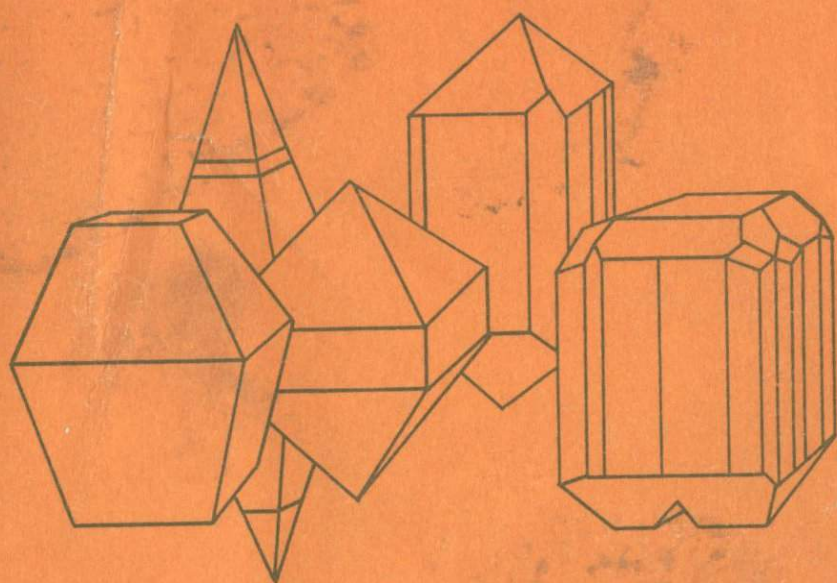


Н. З. ЕВЗИКОВА

# ПОИСКОВАЯ КРИСТАЛЛО- МОРФОЛОГИЯ



Н. З. ЕВЗИКОВА

# ПОИСКОВАЯ КРИСТАЛЛО- МОРФОЛОГИЯ

4294



МОСКВА «НЕДРА» 1984



Евзикова Н. З. Поисковая кристалломорфология. М., Недра, 1984, 143 с., ил.

Дано теоретическое обоснование и описано практическое применение кристалломорфологического метода разбраковки гидротермальных рудопроявлений при поисках. На примере касситерита и пирита рассмотрены основные закономерности зонального отложения минералов, благодаря которым форма кристаллов несет информацию о местоположении и сохранности руд. При массовых определениях набора простых форм кристаллов можно оценить уровень эрозионного среза жил, их протяженность на глубину, близость продуктивного горизонта. Приведены требования к отбору проб на кристалломорфологический анализ. Описаны методика морфологического наблюдения кристаллов и интерпретация полученных результатов.

Для геологов и минералогов поисковых и разведочных партий. Табл. 28, ил. 66, список лит.-50 назв.

Рецензент: *Д. А. Минеев*, д-р геол.-минер. наук, проф. (Московский геологоразведочный институт)

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Поисковой кристалломорфологией называется та часть кристалломорфологии, которая изучает форму кристаллов с целью использования ее для поисков и оценки месторождений полезных ископаемых. Термин «поисковая кристалломорфология» возник в 1978 г., когда стало ясно, что пространственная разобщенность кристаллов разной формы у одного и того же минерала – это еще одна, новая сторона зонального строения ореолов минерализации, изучение которых давно стало частью прикладных минералогических, геохимических и геофизических исследований.

Предлагаемая работа представляет собой первое обобщение использования кристалломорфологии в поисково-оценочных целях. В ней дано теоретическое обоснование кристалломорфологического анализа и изложена его методика. Книга может служить практическим руководством по кристалломорфологическому картированию, цель которого – сократить объемы геологоразведочных работ на кристалломорфологически узнаваемых неперспективных участках.

В сравнении с геохимическими методами оценки рудопоявлений, также базирующимися на зональности рудоотложения, кристалломорфологический анализ проб дает более надежные выводы о положении этих проб в оруденелом пространстве по двум причинам: в рассмотрение вовлекается предельно малый эпизод формирования месторождения, относящийся непосредственно к кристаллизации искомого рудного минерала, а создающие помехи дорудные и пострудные ассоциации из рассмотрения выбрасываются; форма кристаллов практически не подвержена вторичным изменениям и потому может долго служить для оценки условий рудогенеза в противоположность, например, химическому составу, зависящему от примесей и поэтому весьма неустойчивому даже у химически инертных минералов.

В основу книги положены материалы, собранные автором в 1969–1981 гг. при участии геологов и других работников ряда геологоразведочных экспедиций Дальневосточного производственного геологического объединения, которым автор выражает свою искреннюю признательность.

### НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНЫ И ПОНЯТИЯ СОВРЕМЕННОЙ КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИИ

Кристалломорфология минералов была самым первым по времени возникновения разделом кристаллографии. Первые законы кристаллографии относятся поэтому к морфологическим законам. Они утверждают правильность, постоянство и неслучайность огранения, присущего каждому конкретному веществу в твердом состоянии.

*Закон Стенона – закон постоянства граничных углов:* грани могут изменяться по своей форме и относительным размерам, но их взаимные наклоны постоянны и неизменны для данного рода кристаллов.

Именно правильность в огранении навела старых натуралистов на мысль, что кристаллы в основе своего строения имеют пространственную решетку, образованную однородными частицами определенной массы, цвета, размера и т. д. Модели кристаллов, построенные на основе этого предположения, позволили перейти от качественной характеристики формы кристаллов к полуколичественной. Стали различаться не только типы правильных многогранников, но и – по символам граней – их угловые разновидности.

*Закон Гаюи – закон целых чисел:* двойные отношения отрезков, отсекаемых любыми двумя гранями на его ребрах, равны отношению целых и обычно небольших чисел (рис. 1).

Вершиной классической кристалломорфологии, а вместе с тем и преддверием современной рентгеновской кристаллографии явился кристаллохимический анализ Е. С. Федорова. В таблицах «Царства кристаллов» каждому веществу дана единая кристалломорфологическая модель, удовлетворяющая как статистике внешнего огранения, так и последовательности теоретически вычисленных плотностей сеток (ретикулярных плотностей) предполагаемой решетчатой структуры.

*Ретикулярная плотность* – мера анизотропии кристалла, выражающаяся средним числом узлов кристаллической решетки, которое приходится на единицу площади плоской сетки структуры.

Плоскости спайности кристаллов совпадают с гранями, параллельно которым расположены плоские сетки с высокой ретикулярной плотностью. О. Браве выдвинул предположение, что и любые другие грани на кристаллах должны, по крайней мере отчасти, встречаться на кристаллах с частотой, прямо пропорциональной плотности соответствующих сеток. Последователи О. Браве, убедившись в действительной редкости граней, занимающих в плотностном ряду (теоретическом морфологическом аспекте – ТМА) место далее десятого, возвели это наблюдение в ранг закона Браве.

*Закон Браве – закон плотных граней:* для данного кристалла наиболее вероятно образование граней, отвечающих плоским сеткам с наибольшей ретикулярной плотностью.

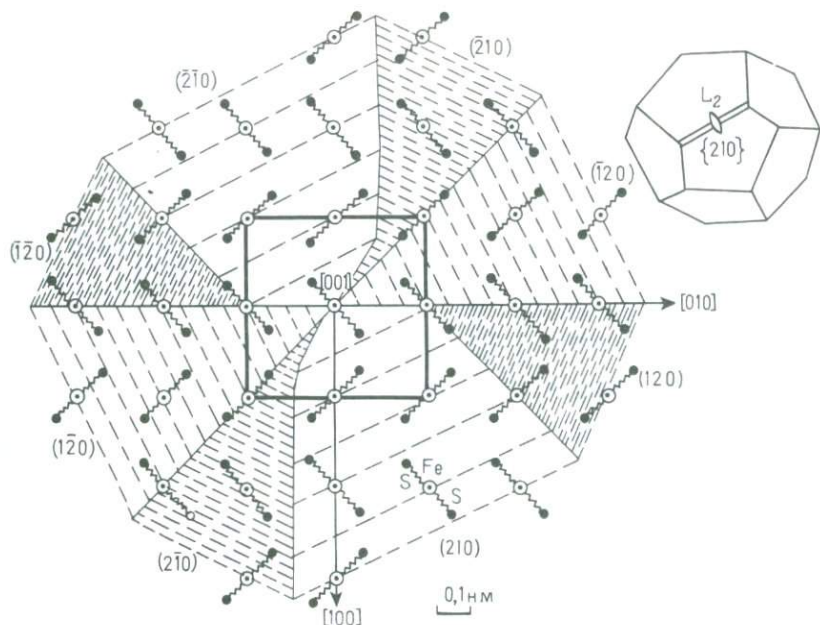


Рис. 1. Проекция на (001) атомной структуры пирита с тонкими линиями плоских сеток  $\{210\}$ .

Различной штриховкой показаны физические различные пирамиды роста кристалла. Жирной линией выделена элементарная ячейка. Справа сверху – пентагондодокаэдр, образованный плоскими сетками  $\{210\}$  в структуре пирита. Как внешняя форма, так внутреннее секториальное строение кристаллов пирита в сечении (001) показывает наличие перпендикулярной грани куба оси симметрии второго порядка

Закон Браве в настоящее время рассматривается как статистический, из него много исключений (рис. 2). Существует несколько попыток (и делаются новые) улучшить статистические показатели [46]. К ним относятся работы П. Ниггли (опыт «физической нагрузки» плоских сеток), И. Д. Х. Донэя и Дж. Харкера (поправки на ретикулярную плотность граней, перпендикулярных винтовым осям симметрии, или параллельных плоскостям скользящего отражения), П. Хартмана (замена понятия о ретикулярных плотностях понятием о периодических цепочках сильнейших связей-РВС), Н. З. Евзиковой (введение понятия о плотности грани как плотности элементарного слоя) и др.

*Плотность грани* – суммарная ретикулярная плотность плоских сеток, входящих в элементарный физический слой (слой минимальной толщины), способный возникнуть на данной грани (рис. 3).

По существу, закон Браве выполним только при отсутствующем в формулировке закона условии, что среда кристаллизации всегда обеспечивает такую скорость роста кристалла по перпендикулярам к его плоским сеткам, которая обратно пропорциональна плотности сеток. При математически определенном числе (14) типов кристаллических решеток Браве теоретических моделей конечного ограничения (идеальных габитусов Вульфа) у всего царства кристаллов должно быть 24, и только 24.

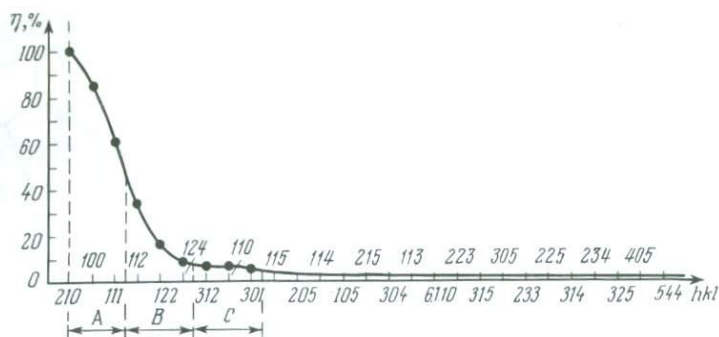


Рис. 2. Частота встречаемости  $\eta$  простых форм  $\{hkl\}$  пирита в кварцевых золоторудных жилах [2].

Пример исключения из закона Браве: на первом месте – третья по плотности простая форма  $\{210\}$ . А, В, С – группы простых форм в порядке понижения габитусной значимости

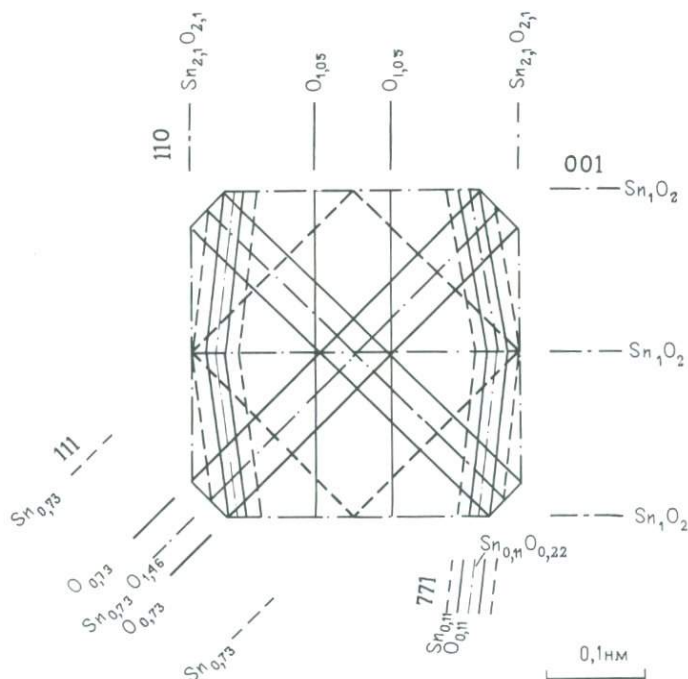


Рис. 3. Схема размещения, состава и ретикулярных плотностей плоских сеток, входящих в состав элементарных слоев роста  $\{001\}$ ,  $\{110\}$ ,  $\{111\}$  и  $\{771\}$  у касситерита. Проекция на  $\{110\}$

Идеальные габитусы отвечают принципу Гиббса–Кюри о минимальной величине поверхностной энергии кристалла при постоянном объеме. Они выступают поэтому как эталоны продуктов кристаллизации в условно-идеальных системах «кристалл–среда». В вопросе о взаимоотношении

структуры кристалла и его ограничения участвуют, таким образом, три рода явлений.

1. Обусловленность анизотропией структуры физических качеств кристалла (описывается рядом коррелируемых друг с другом величин: значениями ретикулярных плотностей, числами РВС, интенсивностями рентгеновского отражения  $I$  и межплоскостными расстояниями  $d/n$ ).

2. Обусловленность анизотропией структуры химических качеств кристалла (описывается различием сил присоединения атомов к кристаллу по разным направлениям в одной и той же изотропной среде).

3. Обусловленность анизотропией структуры физико-химических качеств кристалла (описывается различием адсорбционной способности и скоростей роста разноименных граней при одном и том же состоянии среды, рис. 4).

Зная атомное строение граней, структуру примесей в кристаллообразующей среде и термодинамические параметры среды, можно с высокой вероятностью предсказать, какие примеси на какие грани осядут, и где вследствие этого следует ожидать блокировки роста кристалла.

*Правило Панета – правило избирательной адсорбции:* данный ион адсорбируется на кристаллическом осадке, если его соединение с противоположно заряженной частью решетки трудно растворимо в соответствующем растворителе.

Однако в применении к природным кристаллам возможность предусмотреть результат избирательной адсорбции примесей гранями чрезвычайно затруднена, потому что все представления о химическом составе, температуре, давлении и концентрации минералообразующих растворов или расплавов неполны. В обход трудностей, связанных с недостаточностью знания естественных условий кристаллизации, выдвинут принцип динамического поведения одной и той же структуры в разных средах.

Следуя О. Браве, но рассматривая ретикулярную плотность граней только по какому-либо одному сорту атомов, можно вывести теоретически не один, а несколько (в пределах столько, сколько сортов атомов в кристалле) идеальных габитусов. С их помощью можно судить о нейтральности или химической активности среды кристаллизации. При этом предполагается, что существует соответствие нейтрального габитуса нейтральной же (т.е. стехиометрической) среде и активного габитуса – активной (т.е. нестехиометрической) среде.

*Динамический принцип:* различных габитусов для кристаллов одного и того же вещества существует столько, сколько имеется способов их образования, действующих по-разному на атомы структуры.

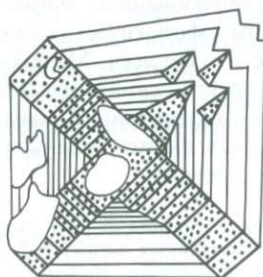


Рис. 4. Зонально-секториальное строение и различная скорость роста граней куба и октаэдра у торянита из карбонатитов Гудинской интрузии (север Красноярского края).

В срезе по (100). Точками выделены окрашенные пирамиды роста октаэдра. Белые включения – апатит

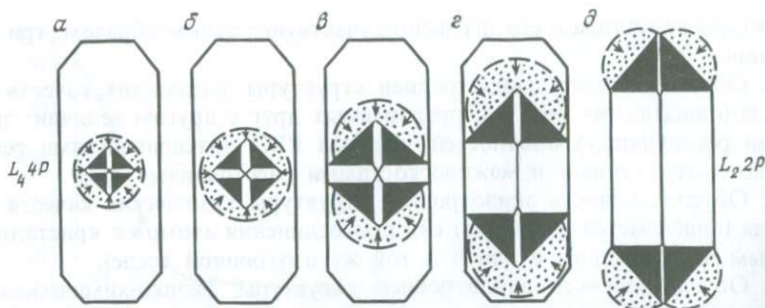


Рис. 5. Схема последовательного (а-д) приобретения кубическим пироксеном в комбинации  $\{111\}$  (черное) +  $\{110\}$  (белое) псевдотетрагональной формы вследствие неравноценного питания различных сторон кристалла при его эпитаксиальном росте на моноклинном бадделците.

Стрелками показаны направления поступления питательного материала, точками — области питания пироксена, слева и справа — элементы плоскостной симметрии пироксена в начальный и конечный периоды роста соответственно. Из карбонатитов Гулинской интрузии (север Красноярского края)

Среда кристаллизации отражается на форме кристаллов не только через ограничение, но и (при том же ограничении) путем искажения их истинной, иначе говоря, структурно обусловленной симметрии. Видимая симметрия ограничения имеет слагаемыми истинную симметрию кристалла и симметрию питающей кристалл среды. Симметрия же питающей среды определяется пространственным распределением концентрационных и иных потоков вещества. Фактически она никогда не бывает шаровой. В результате этого на кристаллах обнаруживаются только те элементы истинной их симметрии, которые совпадают с элементами симметрии среды.

*Принцип Кюри — принцип наложения (суперпозиции) симметрии:* элементами симметрии системы, в которой происходит наложение явлений различной природы, в итоге остаются только те, которые являются общими для каждого явления, взятого отдельно (рис. 5).

Приобретаемые при росте кристалла искажения формы выражаются в односторонних изменениях очертаний физически одинаковых граней, уменьшении их числа, преимущественном росте по избранным направлениям или направлению. Каждый индивид приобретает в результате этого неповторимый облик. Разнообразие усиливается двойникованием, расщеплением, образованием блоков, скручиванием и прочими проявлениями кристалломорфологических «уродств». Генетический механизм последних иногда не вполне ясен. Математический же вывод любых типов морфологических превращений в настоящее время завершен в рамках расширенного учения о симметрии. Главными в нем являются понятия о разновидностях простых форм: гранных, вершинных, реберных, цветных, криволинейных и прочих.

*Истинная простая форма* — совокупность частей кристалла (граней, ребер, вершин и др.), связанных между собой истинными (т.е. структурно обусловленными) элементами симметрии. *Ложная простая форма* — часть истинной простой формы.

Установив, какой может и должна быть форма кристаллов, современная кристалломорфология перенесла центр тяжести своих исследований на выяснение того, какова она на самом деле. В большинстве случаев кристаллы минералов имеют дефектное атомное строение. Кроме того, они часто неоднородны по составу, представляя собой смеси структурно-родственных твердых фаз. Природная кристаллообразующая среда также не может быть сведена к моделям активных и неактивных сред, так как она многокомпонентна и к тому же далека от состояния равновесия с кристаллом. В этих условиях отклонения формы кристаллов от эталонов, предписываемых логической цепью кристалломорфологических законов Стенона–Гаюи и Браве, для природных соединений абсолютно нормальны.

*Структурные примеси* – примеси, имеющие определенные черты структурного соответствия с минералом-хозяином, вследствие чего они образуют с ним совместную правильную постройку – смешанный кристалл или – на худой конец – локализируются в нем в виде ориентированных вростков (рис. 6).

Средства и методы наблюдения реальной формы кристаллов сейчас сильно усовершенствованы. Классический прибор – двухкружный отражательный гониометр преобразован в фотогониометр, позволяющий не только измерять углы между гранями, но и фиксировать световые узоры, связанные с усложнением гранных поверхностей, а также давать представления об относительной величине площади каждой грани [7]. Открылась возможность вести кристалломорфологические исследования и на микроскопическом уровне [42]. Визинали, штриховка, ямки естественного травления, эпитаксические нарастания – все эти мелкие детали рельефа кристаллической поверхности могут подлежать количественной оценке, имеющей типоморфное значение (рис. 7).

*Типоморфизм минералов* – явление отражения в парагенезисе, конституции, форме, цвете, твердости и других атрибутах минерала специфических физико-химических условий его образования.

Детальное выяснение взаимосвязи между формой и структурой кристалла, проводившееся сначала на дорентгеновском уровне, а потом с использованием всех средств рентгеноструктурного анализа, сменилось в конце 50-х – начале 60-х годов нашего века повышенным интересом к генетической стороне морфологических особенностей роста минералов. Этот интерес был вызван острой потребностью новейшей промышленности и передовой техники в первосортных монокристалльных объектах ряда веществ (кварца, кальцита, флогопита и др.) и, следовательно, в нахождении способов выращивания бездефектных кристаллов или исправления природных дефектных. Не случайно в тот же период возник новый раздел генетической минералогии – онтогенез минералов [11], поставившая своей целью «телесную» реконструкцию генезиса природных, преимущественно кристаллических неделимых горных пород и руд.

*Онтогенез минералов* – эволюционное учение о зарождении, росте и изменении (вплоть до полного уничтожения) минеральных индивидов (включая аморфные и метамиктные), а также их агрегатов (включая коллоидные).



В 70-х годах началась очередная переориентация кристалломорфологии, связанная с приближением задач минералогии к задачам поисково-разведочной геологической практики [8]. Присущая эндогенным месторождениям зональность строения [37] имеет, как оказалось, и кристалломорфологические варианты [14]. Так возникла необходимость в пересмотре известных кристалломорфологических положений об идеальном габитусе минералов и отклонениях от него [47]. Выяснилось, что по форме кристаллов можно понять, в какой части рудного тела они образовались. Знание же того, какая именно часть рудного тела обнажена, необходимо при оценке прогнозных запасов полезного ископаемого. Выполнение ряда совершенно новых для кристалломорфологии заданий прикладного характера стимулировало появление в ней поисково-оценочной тематики (определение «поисковая» дается здесь в смысле производной от геологических «поисков»). Первому обобщению такого рода работ посвящены последующие главы этой книги.

*Поисковая кристалломорфология* – часть кристалломорфологии минералов, использующая форму кристаллов для поисков и оценки месторождений полезных ископаемых.

## ЗНАЧЕНИЕ КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

### ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Остатки старых выработок на местах современных шахт свидетельствуют об умении старинных горщиков – тонких наблюдателей минералов – находить богатые руды и гнезда самоцветов с редкостной экономией технических средств и усилий. Эмпирическое знание минералогических критериев благоприятной или неблагоприятной обстановки минерализации наряду с другими локальными особенностями кристаллов несомненно включало знание и их формы. Однако эта сторона кристалломорфологии в сравнении с теоретическими изысканиями законов построения кристаллических многогранников долгое время не привлекала к себе должного внимания исследователей. Впервые опыт использования формы кристаллов минералов как руководящего критерия при поисках руд был обобщен в 1914 г. В. Маухером. Небольшая работа В. Маухера вышла в свет почти одновременно с первыми двумя томами «Атласа кристаллографических форм» В. Гольдшмидта, где кристаллы минералов представлены в сознательно подчеркнутом совершенстве, которое как бы противопоставлено искаженному виду реальных прототипов. Вслед за В. Маухером описания специфической для каждого рудного парагенезиса формы кристаллов одного и того же минерала дали первые представители зарождавшегося в 30-е годы учения о типоморфизме минералов. На прикладной характер исследований типоморфизма указывал А. Е. Ферсман в 40-е годы в своей работе «Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых». Однако случилось так, что из этого геохимико-минералогического комплекса геохимические методы, обособясь, выдвинулись, а минералогические, как более трудоемкие, почти забылись. В частности, на практическое значение кристалломорфологических исследований минералов снова обратили внимание в 1966 г. [29]. В настоящее время можно назвать по крайней мере восемь видов практических задач минералогии и смежных с нею дисциплин, где изучение формы кристаллов минералов является если не единственным, то, пожалуй, самым рациональным путем к их решению.

Определение формационной принадлежности месторождений. Исходной позицией здесь служит положение, согласно которому различие в составе руд, типе околорудных изменений вмещающих пород, глубине образования руд, связи оруденения с материнскими интрузиями и т. д. сказывается не только на химическом составе минералов, но и на форме его кристаллов. Так, для касситерита существует следующая морфогенетическая схема. Для кристаллов из месторождений пегматитовой формации характерен дипирамидальный габитус с удлинением  $c$ :  $a$  менее 1. При переходе к месторождениям кварц-касситеритовой формации увеличивается роль призмы  $\{110\}$ , за счет этого удлинение кристаллов воз-

растает до 1–2. В дальнейшем при переходе к месторождениям кварц-силикатно-касситеритовой и кварц-сульфидно-касситеритовой формаций удлинение кристаллов прогрессивно растет до 3–4 и более, а огранение усложняется, особенно в призматической зоне. Комплексное двойникование сменяется простым. В наименее глубинных месторождениях сульфидно-касситеритовой формации кристаллы касситерита уже как волокна входят в сферолиты «деревянистого олова».

Кристалломорфологические критерии принадлежности минерала к месторождениям определенного типа имеются также для алмаза, циркона, ильменита, золота и многих других акцессорных минералов [30]. Знание формационного типа месторождения помогает предвидеть его вероятный масштаб, определять по шлихам коренной источник сноса рудного материала, а также коррелировать немые осадочные и метаморфические толщи.

Определение места образования минерала в зоне минерализации. Существует различие деталей огранения у кристаллов одного и того же минерала в зависимости от того, где и как он вырос: метасоматически во вмещающих измененных породах или свободно в занорышах жилы, из магмы в центре интрузии или из флюидов в ее апикальной части. Пирит, например, в различного рода околорудных метасоматитах почти всегда имеет кубический габитус, тогда как в жильном выполнении он может иметь габитус пентагондодекаэдрический и октаэдрический [5]. Части жильного выполнения также различаются по форме кристаллов: кубические кристаллы флюорита гипсометрически располагаются выше, чем октаэдрические [41], а ромбоэдрические кристаллы киновари – выше, чем пинакоидальные [21]. Там, где такая пространственная изменчивость формы кристаллов изучена, в добавление к определению по шлихам формационного типа месторождения создаются предпосылки определения и уровня его эрозийного среза [17].

Определение эпицентра рудного поля. Господствующая на месторождениях форма кристаллов изменяется по мере приближения к эпицентру рудного поля – гранитному куполу или зоне глубинного разлома. Так, в 1949 г. Н. Варламов установил, что характерные для различных формационных типов месторождений кристаллы касситерита сменяют друг друга в плане и по разрезу от эндоконтакта оловоносной интрузии, где развиты пегматиты и грейзены, к экзоконтакту, где грейзены сменяются гидротермальными кварцевыми жилами. Сходная картина региональной изменчивости габитуса кристаллов минералов известна для флюорита [20], пьезокварца [27] и исландского шпата [28]. К тому же виду региональной кристалломорфологической зональности принадлежат, очевидно, случаи резко различного габитуса одного и того же минерала в пространственно разобщенных телах магматического или метасоматического генезиса: алмаза в кимберлитах [10], пирохлора в карбонатитах, андрадита в скарнах [23]. На кристалломорфологических картах эпицентр рудного поля проявляется как главный элемент симметрии в распределении доминирующих габитусов минерала.

Определение ориентации кристаллов относительно вектора питания. Анизотропия питающей среды приводит к усиленному росту минерала в одном направлении, противоположному направлению

подтока вещества. Последнее обуславливается чаще всего геолого-структурными факторами, тем не менее при многих точках наблюдений по форме кристаллов можно установить, с какой стороны к месторождению поступали минералообразующие растворы. Определение направления движения минералообразующих растворов пока производилось только для жильного кварца. Эти опыты были не вполне удачны [3], так как кристалломорфологические признаки движения раствора навстречу относительно неподвижным кристаллам в макрообъеме трещины пока неотличимы от признаков движения кристаллов как результата роста в относительно застойных средах микрообъемов занорышей [24]. Чем бы конкретно ни была вызвана, однако, односторонность питания минерала (непосредственным относительно движением масс раствора и кристалла или опосредованным влиянием на рост кристалла гравитационного, электрического или магнитного полей), первичная установка остается в силе: по искажению формы кристаллов в достаточном для построения кондиционной карты числе точек наблюдений можно построить объемную модель анизотропной питающей среды, какой являются блоки земной коры.

Определение качества кристаллического сырья. Кристаллы как таковые используются в пьезооптической, электротехнической, абразивной и ювелирной отраслях промышленности. Помехами в использовании являются механические включения, структурные примеси, двойниковые швы, свили, центры окраски и люминесценции. Все эти дефекты распределяются в кристаллах вполне закономерно в соответствии с их истинной симметрией и морфологической историей роста. Знание настоящей и бывшего ограничения кристаллических индивидов алмаза, флюорита, флогопита, исландского шпата или кварца позволяет давать опережающую оценку качества сырья, которое можно из них получить, а также выработать наиболее рациональную схему их раскроя на моноблоки [49].

Определение структурно обусловленного направления быстрого роста кристаллов. Природные кристаллы с зонально-секториальным строением позволяют сравнивать скорости роста по нормалям к разным граням. При этом можно определить, в каком направлении кристаллы всегда растут быстро, а в каком – всегда медленно. Это обстоятельство широко используется в технологических схемах выращивания искусственных минералов. Например, стойкое отсутствие на природном кварце пинакоида, рассмотренное как доказательство чрезвычайно большой способности присоединения частиц  $\text{SiO}_2$  в направлении главной оси кристаллической структуры, послужило основанием для изготовления пластинчатых (с шлифованным «пинакоидом») затравок будущих многокилограммовых искусственных кристаллов.

Определение способности минерала к фабричному извлечению из концентратов. Степень взаимодействия поверхности минерала с реагентами, используемыми при фабричном извлечении, в сильной степени зависит от атомной структуры граней. Если минерал извлекается без предварительного дробления, способного нивелировать различие типоморфного ограничения за счет спайных плоскостей, то необходим учет типа габитуса и характера срастания минеральных индивидов. Так, предварительные кристалломорфологические исследования при извлечении

алмаза из промпродуктов с применением жировых установок позволяют намного сократить потери этого в высшей степени ценного полезного ископаемого.

Определение относительного времени образования минерала. У кристаллов есть не только внешние, но и внутренние, «захороненные» грани. Будучи декорированными сингенетичными структурными примесями, газово-жидкими включениями, присыпками и прочим, они создают внутри отдельных индивидов объемный образ зародыша, форма которого далеко не всегда совпадает с той, какую кристалл приобрел при окончании роста. Этот образ получил наименование «фантом» (по-французски "fantôme" – призрак, привидение). В природных, чаще всего прозрачных кристаллах часто можно встретить несколько фантомов, как бы заключенных один внутри другого. Их последовательность от центра кристалла к периферии дает самое наглядное и убедительное представление о морфологической эволюции кристаллов в процессе роста [39 и др.].

Реконструкция последовательности появления, разрастания и исчезновения разных граней на кристалле делается в рамках учения об онтогении минералов по фотографиям или чертежам кристаллографически ориентированных препаратов [1, 38, 36]. При этом можно добиться эффекта как бы непосредственного наблюдения «телесного» генезиса кристалла (рис. 8–9). Поскольку форма кристаллов минерала в начале его образования отличается от таковой в конце, она используется как кристалломорфологический критерий относительного времени образования минерала при выделении зародков, стадий и этапов минералообразования и синхронизации их у разных минералов [31, 45].

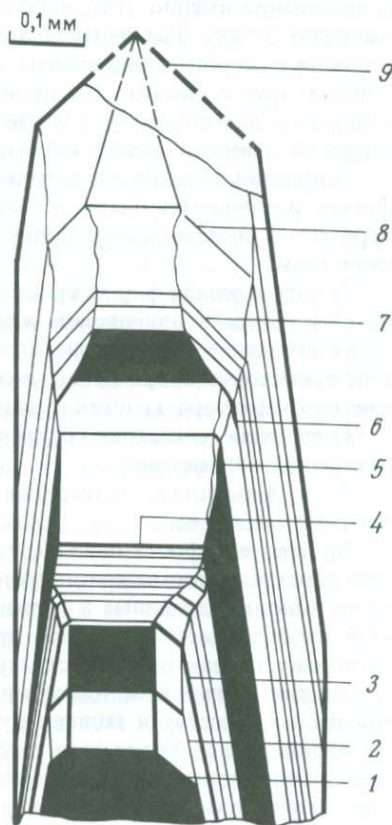


Рис. 8. Кристалл касситерита зонально-секториального строения. В проходящем свете. Проекция на (110).

1–8 – поверхности последовательно сменяющих друг друга фантомов; 9 – современная поверхность кристалла. Черное – наиболее густо окрашенные части кристалла

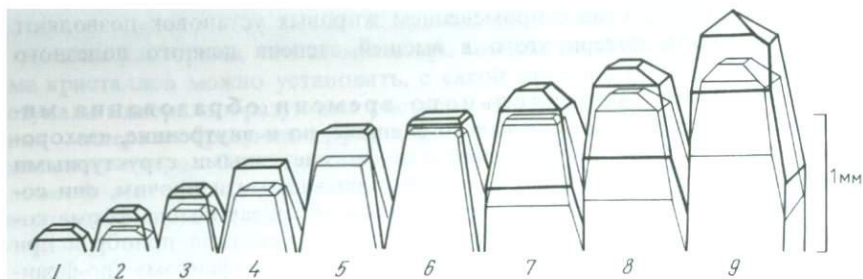


Рис. 9. Реконструированная по фантомам (1–9) (см. рис. 8) картина последовательного изменения формы кристаллов касситерита в процессе роста

### ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Почему изменяется форма кристаллов минералов? Расшифровка физико-химических условий минералообразования, ответственных за появление и выживание именно этих, а не других граней, представляет собой очень сложную задачу. Различными авторами для нее предлагаются скорее не решения, а перечень возможных ответов. Нередко они вступают в противоречие друг с другом. Это происходит потому, что о форме кристаллов минералов как индикаторе условий минералообразования до сих пор достоверно известно только следующее:

1) кристаллы одного и того же минерального вида, различающиеся по форме, различаются также по содержанию в них разнообразных (структурных и механических) примесей и, соответственно, по физическим свойствам;

2) определенная форма кристаллов одного и того же минерального вида встречается в одинаковом или сходном парагенезисе;

3) изменение формы кристаллов минералов во времени и в пространстве происходит направленно, в соответствии с направленным изменением какого-то фактора кристаллизации;

4) внешняя симметрия кристаллов минералов часто не соответствует их внутренней симметрии;

5) на кристаллах минералов статистически преобладают наиболее плотные грани.

Не имея еще достаточно надежных собственных способов генетической интерпретации формы кристаллов, минералоги вынуждены ориентироваться на выводы, сделанные в смежных с минералогией науках. Так, поскольку влияние примесей на форму кристаллов доказано экспериментальными работами, первая особенность кристаллов минералов чаще всего объясняется так: форма кристаллов минерала различна потому, что они различаются по качеству и количеству поглощенной примеси.

В 1946 г. А. Ф. Уэллс стал рассматривать в качестве примеси не только постороннее вещество, но и компоненты самого растущего кристалла, которые присутствуют в растворе в избытке против стехиометрического отношения и вызывают сдвиг равновесия в растворе в сторону щелочности,

кислотности, окисности и пр. Благоприятная реакция минералогов на выводы А. Ф. Уэллса выразилась в серии работ, посвященных попытке установить химический состав минералообразующих растворов по форме кристаллов флюорита, граната, касситерита. Такой чисто «химический» подход к форме минералов не учитывает, однако, ту специфику кристаллизации в природных условиях, что наряду с составом растворов непременно и закономерно изменяются и другие его свойства (например, пересыщение), которые, как факторы морфогенеза, могут не уступать по силе примесям.

«Химическому» способу интерпретации формы минералов противостоит направление, связывающее изменчивость формы исключительно с температурой кристаллизации. В отличие от примесей, влияние температуры на изменение формы кристаллов экспериментально изучено хуже. Известно, что изменение температуры сказывается в опытах чаще всего не непосредственно, а через изменение свойств раствора, из которого происходит кристаллизация, в частности, через изменение пересыщения. Главным же доводом в пользу зависимости формы кристаллов минерала от температуры кристаллизации является заимствованное из учения о полезных ископаемых традиционное представление о процессах минералообразования, которые вызываются и регулируются охлаждением первоначально горячих магматических эманаций.

С развитием методов термометрического анализа к этому доводу прибавились прямые данные, получаемые из сопоставления температуры гомогенизации газовой-жидких включений из разных зон кристалла, меняющего свою форму в процессе роста. Более детальные исследования показывают все же, что изменение формы кристаллов минералов наблюдается и тогда, когда температура гомогенизации остается практически постоянной.

Промежуточным между названными крайними направлениями в интерпретации форм природных кристаллов является направление, известное как учение о типоморфизме минералов. С ним связана обширнейшая литература, часть которой сосредоточена в специальных тематических сборниках (с 1969 г.). Понятие о типоморфизме предполагает признание влияния на форму минералов (равно как и на другие его качества) всего комплекса факторов кристаллизации [26], но поскольку этот вывод представляется слишком общим, в приложении к конкретным примерам из этого комплекса нередко выделяется в качестве главного то температура, то какая-либо примесь, то рН среды.

Длительное время оставался без внимания давно известный в экспериментальной кристаллографии факт сильного влияния на форму кристаллов степени пересыщения раствора. Изменение степени пересыщения природных растворов в процессе кристаллизации (в частности, понижение степени пересыщения к концу процесса, протекающего в закрытой системе) представляется не менее (если даже не более) очевидным, чем охлаждение, с которым то и дело связывается морфологическая эволюция минералов.

Г. Г. Леммлейн был первым, кто обратил в 1941 г. внимание минералогов на роль различного пересыщения при росте кристаллов минералов. Понижение видимой симметрии за счет наличия второстепенных граней только на нижней стороне головок горизонтально расположенных кри-

сталлов горного хрусталя в жилах альпийского типа он объяснил неоднородностью в пересыщении раствора, вызванной конвекционными потоками. Впоследствии это явление закономерного искажения облика кристаллов кварца наблюдалось многократно и другими исследователями. Оно дало могучий толчок к развитию целого раздела о симметрии среды кристаллизации (см выше).

Новые признаки изменения пересыщения в процессе кристаллизации в виде закономерного снижения значений ретикулярных плотностей граней или следов вскипания природных растворов стали находить на минералах спустя семнадцать лет после наблюдений Г. Г. Леммлейна.

Последняя особенность кристаллов минералов, заключающаяся в преимущественной распространенности на кристаллах самых плотных граней, известна почти 120 лет под названием гипотезы, правила или закона Браве (в зависимости от исторически изменяющегося уровня знаний о границах действия «закона»). Существование закона Браве традиционно приписывается доминированию в форме коренных свойств структуры кристаллов. Малоплотные грани считаются неустойчивыми в условиях высокого пересыщения. По О. М. Аншелесу [4], зародыш кристалла обладает всеми возможными гранями. Они зарастают со временем в порядке увеличения их плотности, так что в итоге на кристалле сохраняются только самые плотные грани. Ниже будет показано, что в природных условиях осуществляется и обратная последовательность зарастания граней, заставляющая принять несколько иное толкование закона Браве [15].

Сделанный обзор позволяет заключить, что генетическая интерпретация формы кристаллов минералов с позиций современного лабораторного кристаллогенезиса чрезвычайно уязвима для критики [9]. Следует согласиться поэтому с неудовлетворительной оценкой таких минералого-генетических выводов, где заключение о физико-химических условиях роста минералов по их кристаллической форме делается без достаточных к тому оснований, или из общих соображений, или из аналогий, часто мало подходящих к рассматриваемому случаю с искусственными соединениями. Однако нельзя не отметить и другое. «Корректная» в понимании особенно ревнивых кристаллогенетиков генетическая интерпретация формы минералов принципиально недостижима. Она требует знания не только палеообстановки кристаллизации, но и палеосостояния самого минерала в момент роста, притом в таких деталях, какие доступны (и то не всегда) лишь творцу системы «кристалл-среда». Минералоги же не творят, а только реконструируют черты этой системы, притом приблизительно. Ведь доступная минералогам информация о генезисе, «записанная» в химическом составе, строении, дефектах, физических свойствах минерала, заведомо неполна. Незвездная часть ее безвозвратно теряется еще при «записи» (к. п. д. < 100%), а затем еще долгое время и после нее [50].

Самое современное и подробное изучение минерала не гарантирует поэтому исследователю успех в нахождении конкретного фактора, определившего появление или, наоборот, исчезновение на минерале граней той или иной простой формы. Примером может служить исландский шпат, своеобразная форма кристаллов которого даже сейчас только предположительно объяснима сорбцией органики, хотя исландский шпат и принадлежит к издавна любимым объектам минералогических исследований. Для

касситерита также имеется множество данных, призванных расшифровать его генезис. Установлены: парагенезис; оптические, тепловые, электрические, магнитные, упругие и прочностные свойства; вариации валового химического состава и состав по пирамидам роста; физическая природа примесей и последовательность их выщелачивания; параметры элементарной ячейки у разных кристаллов и в различных частях одного и того же кристалла; температура гомогенизации и декрепитации газовой-жидких включений; состав остаточных растворов; твердость и плотность по зонам роста; соотношение скоростей роста граней по нормали к ним; начальная, промежуточная и конечная морфология; варианты кристалломорфологической изменчивости; местонахождение кристаллов определенной формы в рудных телах; условия синтеза двуокиси олова и химические комплексы, способные переносить олово в разнообразных средах. Все эти данные оказываются недостаточными для раскрытия генетического механизма образования хотя бы, например, граней пинакоида, имеющих обыкновение появляться на касситерите в строго определенный период роста.

Помня о проиллюстрированных выше больших и не всегда оправдываемых усилиях, какие требуются для «корректной» генетической интерпретации формы одного единственного образца природных кристаллов, уместно поставить следующие вопросы: можно ли дожидаться в обозримом будущем «корректной» генетической интерпретации формы не одного, а серии образцов природных кристаллов, представляющих зонально построенные рудные тела и месторождения и потому заведомо генетически различных; будет ли эта «корректная» интерпретация единственно правильной; каким образом (без лавины дополнительных исследований) способна привести нас к новым месторождениям даже, допустим, очень близкая к реальности картина распределения восстановленных по форме кристаллов абсолютных значений  $pH$ ,  $T$ ,  $P$  и  $C$  на месторождении, уже разведанном; и действительно ли минералоги так уж беспомощны при поисках и оценке минерального сырья, если им остаются неизвестными генетические параметры рудообразования? Ответы на поставленные вопросы, очевидно, приведут нас к уже высказанному Д. П. Григорьевым положению, что в минералогии знание генезиса выступает не как самоцель, а только как инструмент для минералогической работы. А если это так, то проблема генетической интерпретации формы минералов уступает по актуальности другой проблеме – проблеме прикладной интерпретации. Последняя проблема заключается в преодолении трудностей непосредственного, т.е. без промежуточной расшифровки генезиса, перехода от наблюдения гранных и иных простых форм на кристаллах к установлению больших концентраций этих кристаллов.

## ПРИКЛАДНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Прикладная интерпретация отличается от генетической отношением к практике поисков и оценки месторождений. Проблематичность генетической интерпретации не может оказать сколько-нибудь заметного влияния на эту практику. Ошибки же в прикладной интерпретации формы кристаллов способны сильно снизить эффективность многих видов геологоразведочных работ. Когда ясен «телесный» механизм образования concentra-

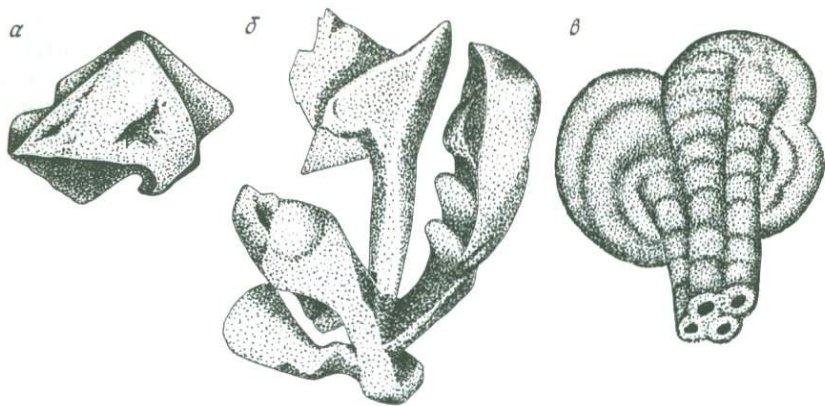


Рис. 10. Форма индивидов и агрегатов самородного золота, характерная для различных месторождений:

*a* – октаэдрический монокристалл из месторождения глубинного генезиса; *b* – сросток искаженных шпинелевых двойников из месторождения близповерхностного генезиса; *в* – сталактиты из россыпного месторождения

ций минерала или ясна связь между концентрациями минерала и материализованными – в виде тех или иных морфологических примет – следами этих концентраций на минералах-спутниках, форма кристаллов способна давать верное направление поискам без «генетической интерпретации» в физико-химическом понимании этого термина.

По генетически нерасшифрованной форме кристаллов и сростков кристаллов самородного золота (рис. 10) решаются вопросы о глубине образования золотых руд и возможности нахождения золотых самородков. Сходным образом незнание того, какой конкретный генетический фактор золотого оруденения приводит к развитию на кристаллах пирита – спутника золота – именно пентагондодекаэдрических граней, не мешает использовать этот морфологический признак для оконтуривания площадей возможной промышленной золотой минерализации [48] и производить предварительную разбраковку новых золотых рудопроявлений [12, 18]. Проблема прикладной интерпретации формы кристаллов не связана, следовательно, с принципиальной невозможностью получения достаточного объема сведений, нужных для правильных (контролируемых) поисково-оценочных рекомендаций. Она состоит единственно в том, чтобы доказать универсальность этих сведений, т. е. их право применяться на все большей и большей территории.

Доказывать универсальность какого-нибудь поисково-оценочного признака, в частности кристалломорфологического можно, конечно, имея в виду, что в природе реализуются не любые мыслимые, а избранные варианты кристаллогенезиса. Вероятность проявления естественного процесса тем ничтожнее, чем сильнее он отклоняется от наиболее энергетически экономного в заданных условиях. Об этом свидетельствует наличие относительно немногих типовых кристаллических структур, типовых минералого-геохимических ассоциаций, типовых месторождений и других типовых геологических образований. В их типовом генезисе зримо осуществляется

разветвленная система запретов произвольных сочетаний генетических факторов, характерная (наряду с необратимостью, унаследованностью и направленностью) для процессов эволюционных [19]. Кристалломорфологическая эволюция минералов как один из наиболее очевидных в настоящее время аспектов общей конституционной эволюции минералов [27] позволяет находить морфологические особенности, общие для минералов географически отдаленных областей, и на основе кристалломорфологических наблюдений делать прогнозы, вытекающие из запрограммированной последовательности минералогических событий. При объективно существующем частом и глубоком сходстве минералогических ситуаций имеется три способа доказательства универсальности поисково-оценочного признака минерала (в частности, кристалломорфологического признака).

*Способ 1. Привязка к уже известному закону.* Доказательство универсальности эмпирически подмеченного морфологического поисково-оценочного признака может исходить из привязки признака к одному из кристаллографических законов. Закон Браве, например, наделяет плотнейшие грани любого кристалла преимуществом в развитии перед всеми другими менее плотными гранями. Если хотя бы однажды надежно установлен факт, что на природных кристаллах плотнейшие грани возникают исключительно в связи с особо благоприятными для осаждения минерального вещества условиями кристаллизации, то плотнейшие грани (при сохранности их в экзогенных продуктах) становятся универсальным признаком наиболее богатых руд без дополнительного (в данном случае избыточного) подтверждения наличия зависимости между плотнейшими гранями и оптимальным массообразованием кристалла. Гарантом универсальности этого признака служит статистическая выверенность закона Браве.

*Способ 2. Правдоподобное экспериментальное моделирование.* Экспериментальное получение ожидаемой формы кристаллов убеждает в универсальности поисково-оценочного признака легче, чем какой-либо другой аргумент. Однако за этой легкостью стоит не только признание успеха в копировании природной картины, но и заблуждение, что копия по достоверности мало отличается от оригинала.

Правдоподобным экспериментальным моделированием является такое, в котором только большой специалист заметит следы отклонения от естественности. Чаще, чем с правдоподобным, все же приходится сталкиваться с неправдоподобным моделированием, когда выращенные кристаллы и природные эталоны спутать невозможно. Выражением брака в постановке модельных экспериментов по выращиванию флюорита, кальцита, касситерита и других гидротермальных минералов служит, например, крайняя морфологическая бедность продуктов синтеза. Это свидетельствует о том, что действительные минералы образуются в несколько иных условиях, чем те, которые могут быть пока созданы в большинстве лабораторий.

Кристаллизация и последующее изменение минералов происходят, как правило, в открытых, неравновесных и многокомпонентных системах, где из-за многосторонних зависимостей между фазами резко сокращается число степеней свободы, и кристаллизация приобретает саморегулируемый, направленный и необратимый характер. Устанавливается порядок, запечатлеваемый в специфических (диссипативных) структурах. Так, в кристалломорфологическом плане диссипативными структурами являются: 1) зо-

нально-секторальное строение индивидов, свидетельствующее о существовании направленного морфологического изменения минерала во времени; 2) зонально-блоковое строение агрегатов индивидов (горных пород и руд), свидетельствующее о существовании направленного морфологического изменения минерала в пространстве. Ориентиры к поискам минералов имеют право давать, следовательно, далеко не все эксперименты, а только те из них, в которых получаются эти диссипативные структуры.

*Способ 3. Минералогическое картирование.* Минералогическое (в частности, кристалломорфологическое) картирование может убедить в универсальности поисково-оценочного признака многократным наблюдением его в сходных условиях нахождения искоемых руд и минералов. Так была установлена связь между кристалломорфологическим типом акцессорного циркона и химическим типом магматических пород; между удлинением и характером двойникования касситерита и формационной принадлежностью его месторождений; между габитусной значимостью определенных граней и качеством получаемого из данного месторождения пьезо- или оптического сырья. По наблюдениям, методически близким картированию, обнаружена кристалломорфологическая зональность рудных тел и месторождений. Кристалломорфология может помочь и в составлении карт формационной зональности рудных районов. От успеха составления кристалломорфологических карт зависит прямое решение актуального, но до сих пор неясного вопроса о направлении движения рудоносных растворов

Сравнение имеющихся способов доказательства универсальности поисково-оценочного признака выявляет преимущества минералогического картирования: он органически вписывается в установившуюся в геологии систему документации, дает наиболее непредвзятое представление о действительности, не закрывает путей к открытиям совершенно новых взаимоотношений между минералами и не требует какого-либо исключительного оснащения.

Необходимы карты изменчивости формы минералов на больших территориях и на разных глубинах, подобные тем, которые уже имеются для других легко наблюдаемых и легко измеряемых показателей состояния рудоносных растворов (параметр элементарной ячейки блеклых руд по Б. В. Чеснокову, термоэдс пирита по В. И. Красникову и т. д.).

Эта крупная задача минералогической кристалломорфологии никак не может вытекать из исследований, проводимых преимущественно внутри лабораторий и кабинетов. Максимум, который предлагает опыт лабораторных кристаллогенетических исследований для минералов, состоит в использовании фазовых диаграмм состояния систем в качестве источника информации о составе адсорбционных слоев, а также в машинном построении структур граней [9]. Таким образом, сугубо кристаллогенетический подход на основе лабораторных данных сильно сужает возможности и задачи минералогической кристалломорфологии. Поскольку в природе нет произвола случайностей (см. работы В. И. Вернадского), все минералогические процессы протекают в тесной взаимосвязи, а отрицание закономерности в изменении формы кристаллов минералов означает отрицание закономерностей в минералообразовании вообще.

Эволюционный характер минералообразования (в частности, образования морфологически различающихся кристаллов) требует для своей интер-

претации и практического использования обязательного установления относительной последовательности минералого-геохимических событий. Может устанавливаться простая последовательность вида  $A \rightarrow B$ , например, разрастание граней одной простой формы, например,  $\{111\}$  за счет исчезновения граней другой простой формы, например,  $\{001\}$ . Может устанавливаться и более сложная «последовательность последовательностей» вида  $[A \rightarrow B] \rightarrow [B \rightarrow \Gamma] \rightarrow [B \rightarrow \Gamma] \rightarrow [A \rightarrow D]$ , где  $A - D$  – кристалломорфологические типы минерала, образованные, в свою очередь, последовательностью развития разноименных простых форм. Еще более сложную последовательность (на этот раз уже кристалломорфологических рядов) дает нам зависимость между кристаллами разных минеральных видов, и т.д. Установление последовательностей разных порядков является частью главного в минералогии сравнительно-исторического метода познания. Для решения поисково-оценочных задач на основе эволюционных рядов минералов неважно, какой именно признак минерала будет картироваться с точки зрения его пространственно-возрастной изменчивости: кристалломорфологический, геохимический или физический. Важно только, чтобы этот признак служил в геологическом пространстве – времени репером, фиксирующим неповторяющееся состояние природной физико-химической системы (каково бы конкретно это состояние ни было). Признак выступает в данном случае как иероглиф состояния, а последовательность признаков – как кодовая запись направления на позднейшее состояние. Предпочтительность кристалломорфологических «иероглифов» состоит, очевидно, только в том, что они не так эфемерны, как другие, и почти всегда доступны даже при массовости наблюдений (форму кристаллов можно документировать визуально или фотогониометрически).

Подводя итог сравнению генетической и прикладной интерпретации формы кристаллов, следует констатировать, что кристаллогенетическая ре-визия минералогических данных в настоящее время полезна в основном для приращен-ия экспериментального отдела минералогии.

В будущем же роль кристаллогенетических данных огромна, так как минералогия в целом вплотную подошла к проблеме оценки, использования и направленного создания техногенных месторождений, а также к проблеме кристаллогенетического описания горных пород и руд со всеми вытекающими из такого подхода последствиями (см. «Заключение»).

## ГЛАВА 2

# СПОСОБ ОПИСАНИЯ КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ МИНЕРАЛОВ

## ВОЗРАСТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОГРАНЕНИЯ

В процессе роста кристаллов минералов изменяются как относительные размеры граней, так и их комбинации. Это означает, что поверхность кристаллов, приспособляясь к изменяющейся среде, перерождается не только количественно, но и качественно. Вытесняющие друг друга разно-

именные (т. е. относящиеся к разным простым формам) грани различаются по структуре элементарного слоя и его ретикулярной плотности (иногда только по структуре или только по плотности). Атомное строение и плотность граней рассчитываются исходя из координат атомов в элементарной ячейке и символа соответствующей простой формы  $\{hkl\}$  с различной детальностью – вплоть до построения графиков распределения электронной плотности в разрезе и плане грани [13, 40]. Для выявления зависимости между формой кристалла и условиями его образования введены параметры, получающиеся статистической обработкой результатов гониометрических наблюдений: 1) частота встречаемости определенных граней на кристаллах данного минерального вида, 2) габитусная значимость (относительная площадь) этих граней на «среднем» кристалле.

При статистическом подходе принимается во внимание только заключительная форма роста кристаллов, что, конечно, недостаточно для понимания их генезиса. Потребность в ином, более гибком подходе к изменчивости формы кристаллов минералов нашла себе выражение в динамическом принципе поведения структуры кристалла в разных средах. Сущность названного принципа состоит в следующем. Примеси в растворе (в том числе ионы, находящиеся в растворе в избытке против стехиометрического отношения) могут сорбироваться разными гранями в разной степени, зависящей от атомного строения граней. Это приводит к замедленному росту одних граней и, напротив, усиленному росту других граней. В результате этого первоначальный габитус кристалла с введением примеси в раствор резко меняется. Наиболее чувствительны к примесям грани, в структуру которых входят «активные» плоские сетки, сложенные частицами только одного сорта. В зараженной примесями «активной» среде на первый план в габитусе кристалла в соответствии с динамическим принципом выступают грани с наиболее плотными «активными» сетками, в нейтральной же среде – грани с наиболее плотными «нейтральными» (т. е. смешанного состава) сетками. Для каждого кристалла можно вычислить теоретические плотностные ряды граней, определяющие их морфологическую значимость в модельных активных и нейтральных средах. Отсюда, наблюдая развитие тех или иных граней на конкретном кристалле, можно как будто бы делать выводы о направлении изменения химического состава природного раствора. Уязвимость изложенного принципа с точки зрения понятия о плотности граней была показана в работе [13].

Здесь мы отметим еще одну его слабую сторону, а именно: отсутствие исторического подхода к форме кристалла, т. е. такого подхода, который предполагает проследивание явлений зарождения, развития и исчезновения граней той или иной простой формы в связи с изменением условий кристаллизации.

Рассмотреть форму кристаллов минералов в историческом аспекте можно только при введении в обиход специальных понятий. Они должны характеризовать грани какой-либо простой формы  $\{hkl\}$  с точки зрения времени их появления, расцвета и исчезновения на кристалле относительного времени существования эталонных граней  $\{h_0k_0l_0\}$ . Появившись в момент  $t_n$ , грани  $\{hkl\}$  сначала увеличиваются по площади до момента  $t_{max}$ , а потом уменьшаются до полного исчезновения в момент  $t_e$ . С некоторым опережением или, наоборот, опозданием идет аналогичный процесс с гра-

нями  $\{h_1 k_1 l_1\}$  и др. Каждая грань в общем случае проходит указанные стадии, хотя иногда и не по столь упрощенной схеме.

Приняв во внимание, что любая простая форма на кристалле в процессе его морфологической эволюции имеет каждая свою судьбу, сделаем следующие определения:

– старшинство простых форм – последовательность простых форм по  $t_n$ , например,  $\{111\} > \{100\}$ , где знак  $>$  означает «старше».

– выживаемость простой формы – относительное время ее существования на кристалле  $((t_k - t_n) : t_0)$ , коррелируемое с комбинационной устойчивостью по П. Ниггли.

– кристалломорфологический тип – характерная возрастная комбинация I, II, III и т. д. сосуществующих разноименных граней в разных фазах морфологического развития минерала при условии, что тип I – комбинация более ранняя, чем тип II, а тип II – более ранняя, чем тип III, и т. д. (рис. 11).

– кристалломорфологический ряд I  $\rightarrow$  II  $\rightarrow$  III  $\rightarrow$  ... – возрастная последовательность кристалломорфологических типов, коррелируемая с последовательностью образования физически и химически различающихся минеральных индивидов одного и того же минерала (рис. 12).

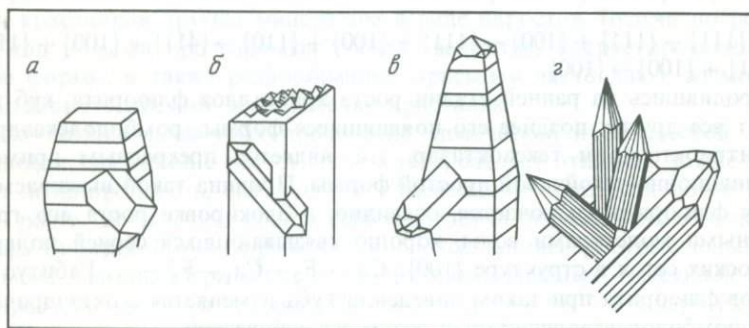
Рис. 11. Старшинство простых форм (по оси ординат) и кристалломорфологические типы (по оси абсцисс) у касситерита.

По данным изучения зонально-секториальных кристаллов. Заштрихован отрезок времени  $t$  существования на кристаллах наиболее плотных граней, образующих «идеальный габитус» по Браве – Вульффу



Рис. 12. Сроетки разнотипных кристаллов касситерита как части единого кристалломорфологического ряда, определяемого старшинством простых форм (сравни с фантомами на рис. 6, 8, 9):

$a - \{hhl\} > \{001\}$ ;  $b - \{001\} > \{111\}$  и  $\{110\} > \{100\}$ ;  $в - \{hhl\} > \{110\}$ ;  $г - \{110\} > \{hk0\}$  и  $\{111\} > \{hkl\}$



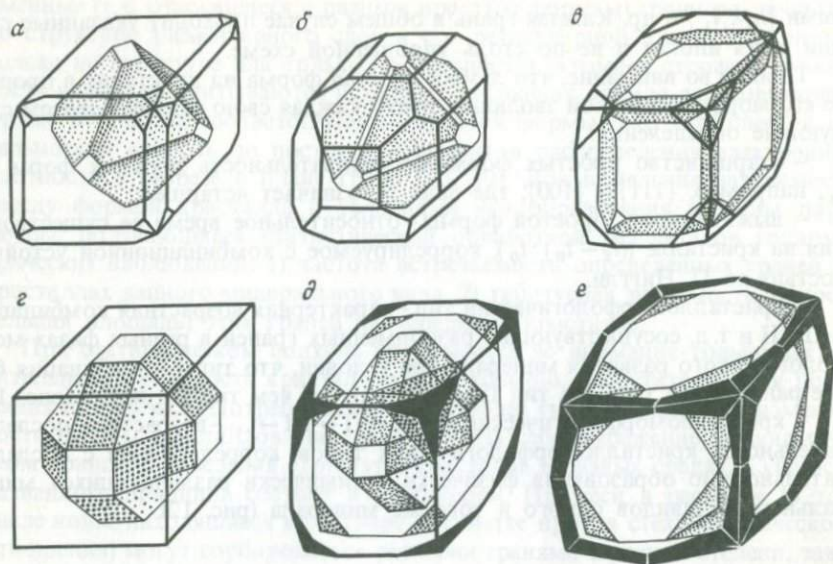


Рис. 13. Окрашенные фантомы в кристаллах флюорита—свидетельство направленного изменения формы кристаллов в процессе роста. Восточное Забайкалье—Буука (а-в) и Белуха (г-е):

а— $\{111\} + \{100\} \rightarrow \{100\} + \{110\} + \{411\}$ ; б— $\{111\} + \{100\} + \{110\} \rightarrow \{100\} + \{110\}$ ; в— $\{100\} + \{110\} + \{411\} \rightarrow \{100\} + \{411\}$ ; г— $\{111\} + \{100\} + \{110\} \rightarrow \{100\}$ ; д— $\{111\} + \{100\} + \{110\} \rightarrow \{100\} + \{411\} \rightarrow \{100\} + \{421\}$ ; е— $\{100\} + \{411\} \rightarrow \{100\} + \{421\}$

— кристалломорфологическое соответствие—определенное возрастное соотношение между кристалломорфологическими рядами, принадлежащими разным минералам.

— кристалломорфологическая последовательность—последовательность кристалломорфологических рядов, принадлежащих разным минералам, коррелируемая с последовательностью образования минеральных видов.

Представление о кристалломорфологической эволюции зависит от того, в каких возрастных понятиях оно описывается. Так, например, у флюорита из вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья (рис. 13) последовательность характерных комбинаций простых форм представляется в виде ряда, где почти все члены имеют в качестве габитусных грани куба:

$$\{111\} \rightarrow \{111\} + \{100\} \rightarrow \{111\} + \{100\} + \{110\} \rightarrow \{411\} + \{100\} + \{110\} \rightarrow \{421\} + \{100\} \rightarrow \{100\}.$$

Зародившись на ранней стадии роста кристаллов флюорита, куб переживает все другие, позднее его появившиеся формы—ромбододекаэдр, тетрагонтриоктаэдр и гексаоктаэдр, т.е. является прекрасным примером комбинационно-устойчивой простой формы. Причина такой выживаемости куба у флюорита заключается, очевидно, в блокировке роста его граней полярными молекулами воды, хорошо связывающихся сериями полярных же плоских сеток в структуре  $\{100\}$ :  $\text{Ca}_1\text{—F}_2\text{—Ca}_1\text{—F}_2\text{—}\dots$ . Габитус кристаллов флюорита при таком поведении куба изменяется с октаэдрического на ромбододекаэдрический и затем на кубический.

Старшинство же простых форм у флюорита выражается рядом:

$$\{111\} > \{100\} > \{110\} > \{411\} > \{421\} \dots$$

При рассмотрении старшинства куб выступает как признак доромбододекаэдрической, а не послеромбододекаэдрической стадии эволюции. Представление же о том, что возникло раньше — куб или ромбододекаэдр, влияет на кристаллогенетические выводы: в первом случае эволюция  $\{111\} \rightarrow \{110\} \rightarrow \{100\}$  трактуется в литературе как результат смены кислотных растворов, в которых устойчив октаэдр, нейтральными (устойчив ромбододекаэдр), а затем и щелочными (устойчив куб); во втором случае эволюция  $\{111\} \rightarrow \{100\} \rightarrow \{110\} \rightarrow \{411\} \rightarrow \{421\}$  трактуется как результат постепенного снижения пересыщения растворов, выраженного в постепенном снижении плотности габитусных граней.

### ПОЛУЧЕНИЕ ВОЗРАСТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК

Проникнуть в морфологическую историю кристаллов минералов помогает изучение: 1) анатомического (зонального, секториального, инкрустационного) строения кристаллов; 2) комбинационного рельефа граней; 3) последовательности кристаллизации индивидов различных зарождений или генераций. Предпочтительным способом установления всех возрастных характеристик минералов является наблюдение и тщательная документация фантомов.

Возникновение фантомов обычно связано с ритмичным ростом кристалла и периодическим поглощением им присутствующих в окружающей среде посторонних фаз. Чуждые кристаллу фазы более или менее одинаково относятся к структурно-неодинаковым граням, и их концентрация во всех пирамидах роста кристалла примерно одна и та же. Поглощение же кристаллом родственных фаз, имеющих химическое и структурное подобие с какими-то гранями кристалла, приводит к неравномерному их распределению в кристалле. Между зональным и секториальным ростом кристаллов нет, однако, резкой границы. Известно образование секториального строения при поглощении кристаллом чуждых фаз вследствие резкого различия в скоростях роста граней и, напротив, возникновение зонального строения при поглощении родственных фаз (синтаксическая зональность). Инкрустацией называется избирательное покрытие граней, ребер или вершин кристаллов другим минералом в виде наростов. Будучи погребенными под новыми прозрачными слоями вещества, инкрустированные простые формы, а также разнообразные присыпки часто дают возможность восстановить прежнее изображение кристалла.

От истинно-первичных проявлений химической и физической неоднородности, связанной с ростом кристаллов, следует отличать ложно-первичную неоднородность, связанную с изменениями кристалла после окончания роста. В зеленых кристаллах флюорита из щелочных пегматитов севера Сибирской платформы наблюдаются, например, бурые зоны, параллельные кристаллографическим очертаниям спайных пластинок слюды и характеризующиеся повышенным содержанием  $Fe^{3+}$  в ущерб  $Fe^{2+}$ . Эти бурые зоны кажутся на первый взгляд следами бывших граней, и только

дополнительные наблюдения (огибание зонами вторичных включений кальцита, взаимное пересечение и пр.) позволяют установить, что они образовались вследствие окисления железа в слюде вдоль системы закономерно ориентированных тонких трещин.

Известны также случаи возникновения ложно-первичных зон в результате миграции газово-жидких включений внутри уже закончивших свой рост кристаллов исландского шпата. Таким образом, ложно-первичная неоднородность строения кристаллов возможна у минералов со способностью изменяться в некоторых кристаллографических плоскостях (спайности, скольжения) более чем во всех других.

Следует также всегда помнить, что наблюдаемая в кристаллах минералов зональность и секториальность далеко не всегда являются точно такими, какими они были в момент окончания роста кристаллов. Вторичные природные процессы (окисление, гидратация, замещение, выщелачивание, давление, нагревание, облучение и пр.) иногда усиливают неоднородность кристаллов, делают ее более наглядной. В других случаях, наоборот, они ослабляют и даже ликвидируют ее. Последнее наблюдается, например, у касситерита, подвергающегося вторичному обесцвечиванию за счет избирательного растворения твердых микровключений. Неоднородность, заложенную в кристалле в процессе его роста, при кристалломорфологических исследованиях вызывают или усиливают любыми подходящими приемами: травлением в химических реактивах, прокаливанием, облучением. Опознавание и индексация граней фантомов производятся только в кристаллографически ориентированных препаратах (зернах, шлифах, аншлифах).

Способ установления старшинства граней на основе изучения их комбинационного рельефа заключается в следующем. Известно, что кристаллы многих минералов, обладающие, казалось бы, немногими гранями важнейших простых форм, в действительности имеют мелко-бугристую или ступенчатую поверхность, обусловленную последующим развитием множества граней второстепенного или даже третьестепенного (по ретикулярной плотности) значения. Так, нередко грани куба пирита на деле оказываются частично замещенными гранями пентагондододекаэдра, создающего характерную исштрихованность кристаллов; у арсенопирита штриховка на пинакоиде обусловлена развитием граней ромбических призм; пинакоид у касситерита сплошь и рядом бывает замещен шипами с гранями тетрагональной дипирамиды; пинакоид кальцита покрыт бугорками, несущими грани тупого ромбоэдра и т.д. Такого рода многоглавость кристаллов возникает при относительно резком изменении состояния среды кристаллизации, когда приспособление поверхности кристалла к новым условиям происходит в срок, недостаточный для роста малым числом центров. В дальнейшем многоглавый рост всегда стремится смениться ростом одноглавым. В случае многоглавости очевидно, что грани, на которых возникли зародыши новой головки кристалла, являются продуктом более ранней стадии кристаллизации, чем грани на самих зародышах. Так, для пирита  $\{100\} > \{210\}$ , для арсенопирита  $\{001\} > \{okl\}$ , для касситерита  $\{001\} > \{111\}$ , а для кальцита  $\{0001\} > \{10\bar{1}2\}$ .

Способ установления старшинства граней по разным зарождениям и генерациям минералов требует наблюдения явлений пересечения скопле-

ний индивидов одного времени образования жилками индивидов другого времени образования, а также разного вида нарастаний и обрастаний. Этот последний способ является менее точным, чем способ наблюдения комбинационного рельефа граней и тем более – наблюдения фантомов. Однако часто он более доступен, а при массовой морфологической документации кристаллов разных зарождений или генераций дает те же результаты, что самый точный способ – фантомный.

## КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА

При постепенном и непрерывном изменении огранения минерала выделение кристалломорфологических типов требует договоренности о том, что определяет принадлежность данного индивида к тому или иному типу. В зависимости от того, какой признак будет определен как пограничный, число типов окажется равным двум, трем и более. Условия, какие здесь можно поставить, следующие.

1. Граница между кристалломорфологическими типами должна проводиться по появлению или исчезновению граней, которые легко диагностируются визуально.

2. Число кристалломорфологических типов, с одной стороны, должно давать представление о многообразии кристалломорфологических превращений, с другой стороны – не превышать число зависящих друг от друга переменных величин, которые еще можно связать между собой одной простой формулой.

Первое условие заставляет употреблять в качестве определяющих (реперных) граней в первую очередь грани простейших простых форм с символами  $\{001\}$ ,  $\{011\}$  и  $\{111\}$ . Если их окажется недостаточно для характеристики кристалломорфологических типов, во вторую очередь следует привлекать грани символов  $\{hkk\}$ ,  $\{hhl\}$  и  $\{0kl\}$ . И только в третью очередь определяющими гранями могут стать грани какой-либо общей простой формы  $\{hkl\}$ . Так, например, для зонально-секториального анатаза, изображенного на рис. 14, кристалломорфологические типы I–V будут определяться устойчивыми комбинациями следующих простых форм:

I . . . . .	$\{001\} + \{101\}$
II . . . . .	$\{001\} + \{111\}$
III . . . . .	$\{001\} + \{111\} + \{100\}$
IV . . . . .	$\{001\} + \{111\} + \{102\}$
V . . . . .	$\{102\} + \{111\} + \{110\}$

Второе условие предполагает, что количественные соотношения кристаллов выбранного числа типов будут выражаться на кристалломорфологической карте одной точкой. Опыт показывает, что оптимальным числом кристалломорфологических типов является пять. При этом число количественные соотношения кристалломорфологических типов I–V можно выразить через показатель кристалломорфологической балльности  $X$  (%):

$$X = (2C_V - C_{IV}) + (C_{II} + 2C_I), \quad (1)$$

где  $X$  – сумма набираемых баллов,  $C_I - C_V$  – процентные содержания кристаллов соответствующих типов.

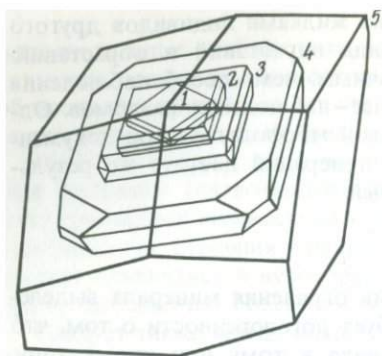


Рис. 14. Кристалл зонально-секториального анатаза с фантомами различных кристалломорфологических типов.

1-5 – реперные зоны роста

Использование формулы балльности  $X$  позволяет детально градуировать возрастной ряд какого-либо минерала от балла (-200) при 100%-ном содержании типа I кристаллов (самых ранних) до балла (+200) при 100%-ном содержании V типа кристаллов (самых поздних). При 100%-ном содержании кристаллов III типа  $X = 0$ . Чем больше в пробе поздних кристалломорфологических типов, тем, следовательно, проба более «омоложена», ее балльность выше. При обратном соотношении кристалломорфологических типов ограничение кристаллов в целом «старое», балльность пробы низкая. На рис. 15 представлен, например, кристалломорфологический состав самородного золота в пробах, взятых рядом друг с другом. Различие в распределении  $C$  (%) кристаллов золота по типам II-IV хорошо заметно в балльности  $X_{Au}$ . Так, для пробы на рис. 15,а при кристалломорфологическом составе золота I 0 II 8 III 42 IV 50 V 0  $\Sigma$  100  $X_{Au} = +42$  (проба 1), а при составе I 0 II 12 III 23 IV 65 V 0  $\Sigma$  100  $X_{Au} = +53$  (проба 2). Благодаря использованию понятия о балльности  $X$  проанализированные пробы делятся на категории по допустимому для каждой категории интервалу колебания  $X$  (подобный прием – деление – широко применяется в прикладной геохимии). Вводя затем для кристалломорфологических категорий проб свои условные обозначения, можно строить наглядные кристалломорфологические карты с положительными или отри-

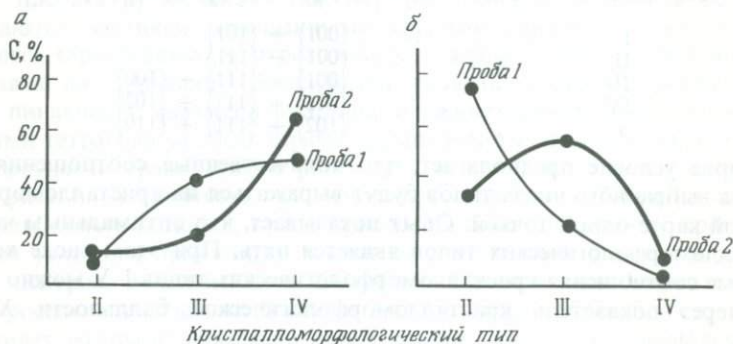


Рис. 15. Количественные соотношения кристаллов золота разных кристалломорфологических типов (взяты соседние бороздовые пробы):

а – слабо эродированное рудное тело; б – умеренно эродированное рудное тело. Кристалломорфологические типы: II – октаэдрический; III – кубооктаэдрический; IV – кубический

цательными «кристалломорфологическими аномалиями». Направление от отрицательных к положительным аномалиям имеет минералогический смысл—это направление в сторону развития позднейших стадий минерализации. Предлагается следующая система разбивки проб на категории: 1. (– 200) – (– 100); 2. (– 100) – (– 75); 3. (– 75) – (– 50); 4. (– 50) – (– 25); 5. (– 25) – 0; 6. 0 – (+ 25); ..... 10. (+ 100) – (+ 200).

При количественной оценке кристалломорфологического омоложения проб аналогия с геохимическими показателями отнюдь не формальна. Общее основание двух, казалось бы, разных подходов заключается в том, что и здесь, и там обыгрывается одно и то же явление—закономерная смена в геологическом пространстве—времени продуктов кристаллизации природных растворов или расплавов. В качестве этих продуктов в поисковой кристалломорфологии выступают разноименные грани, а в прикладной геохимии—разноименные химические элементы. В первом случае количества разноименных граней учитываются их площадью (габитусной значимостью) через кристалломорфологические типы и балльность  $X$ , а во втором—массовыми содержаниями элементов. Между подходами существует, однако и различие, определяющее качество получаемой минералого-геохимической информации:

1) кристалломорфологический подход к минералу имеет дело с более консервативным объектом исследования (форма кристаллов при прочих равных условиях меняется труднее, чем их состав);

2) при кристалломорфологических исследованиях затрагивается предельно узкий диапазон отложения минерального вещества (анализируются количественные соотношения объектов внутри собственно продуктивной стадии).

## ГЛАВА 3

# КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ КАССИТЕРИТА

## ТИПОВЫЕ УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

Изучение пространственно-возрастного распределения кристаллов касситерита производилось большей частью на территории Комсомольского рудного района, который может считаться типовым во всех отношениях, касающихся генезиса оловянных руд. Его главной особенностью, по мнению Е. А. Радкевич, является сходство со знаменитым Корнуэллом.

Вертикальный размах оруденения в районе определяется удаленностью от гранитного батолита, который в большей своей части расположен на глубине и погружается к северу. В целом этот размах считается равным 1000 м. Отдельные рудные узлы обособляются вокруг выходящих на поверхность интрузивных куполов, в ядрах которых залегают обычно метасоматические гранитоиды повышенной основности. Последние представляют собой эпицентры оловоносных контактово-метасоматических ореолов. Оруденение размещается в пределах этих ореолов и сосредотачивается в протяженных (до 35 км) меридиональных структурах—минерализо-

ванных зонах, переходящих местами в рудные жилы, залегающие: А – среди юрских отложений; Б – вблизи границы несогласия юрских и меловых пород; В – в меловых эффузивах.

Для большинства оловорудных жил района характерно крутое (от вертикального до  $70-80^\circ$ ) падение на запад. В песчано-сланцевых отложениях юрского возраста жилы хорошо выдержаны как по падению, так и по простиранию. Отчетливо выделяются рудные столбы, уходящие на глубину, по крайней мере вдвое превышающую глубину залегания основной массы руд. У контакта с магматическими породами – гранитами и гранитоидами, а также верхнемеловыми эффузивами оловорудные жилы обычно расщепляются и нередко выклиниваются. Большое значение для оценки района имеет вертикальная и горизонтальная зональность рудоотложения, выражающаяся в последовательной смене разного типа метасоматитов и руд (оловянных, медно-оловянных, медных и полиметаллических) по мере удаления от интрузий и вверх по разрезу.

Изучение последовательной смены минеральных ассоциаций во времени и пространстве позволило исследователям (группа Е. А. Радкевич) выделить несколько стадий минерализации: 1) кварц-турмалиновую с фациями бокового серицитового или пропилитового изменения; 2) кварц-касситеритовую с вольфрамитом, шеелитом и ранним арсенопиритом; 3) кварц-сульфидно-колчеданную с пирротином, халькопиритом, сфалеритом; 4) кварц-карбонатную (сидерит, анкерит, олигонит) с галенитом и сфалеритом; 5) кальцитовую с пиритом, флюоритом, халцедоном и иногда киноварью. Вместе с тем однообразие ассоциаций, проявляющихся на всей площади Комсомольского рудного района, и неуклонно повторяющаяся последовательность их смены дают многим другим исследователям основание полагать, что рудная минерализация протекала без существенных перерывов из единого потока длительно циркулирующих растворов и что условия минералообразования изменялись направленно. Проведенный анализ последовательности кристаллизации главных (в основном рудных) минералов в месторождениях Комсомольского района показал, что эта последовательность характеризуется сравнительно постепенным разрыхлением структуры минералов и уменьшением их изобарно-изотермического потенциала.

Обычным является развитие ранних минералов и ранних геохимических ассоциаций элементов – литофилов (например, В, Ti, Sc) в нижних частях минерализованных зон, а поздних минералов и геохимических ассоциаций элементов – халькофилов (Pb, Sb, Hg и др.) – в верхних [6]. В целом для оловорудных тел и первичных ореолов Комсомольского района геохимическую зональность можно представить в виде ряда  $(\text{Sn}, \text{W}) \rightarrow (\text{Bi}, \text{As}, \text{Cu}) \rightarrow (\text{Sn}, \text{Pb}, \text{Ag}) \rightarrow (\text{Sb}, \text{Hg})$ , в котором группы элементов (соединенные стрелками), стоящие справа, имеют тенденцию более интенсивного развития по восстанию рудных зон по отношению к группам элементов, расположенных слева. Данный ряд в своих основных чертах хорошо согласуется с обобщенным рядом зональности, полученным эмпирически для гидротермальных месторождений вообще и поэтому может быть классифицирован как ряд «зональности отложения» (рис. 16).

По восстанию изменяется также содержание примесей в касситерите: снижается содержание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (от 0,5 до 0,67%),  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{WO}_3\text{Nb}_2\text{O}_5$  и, наобо-

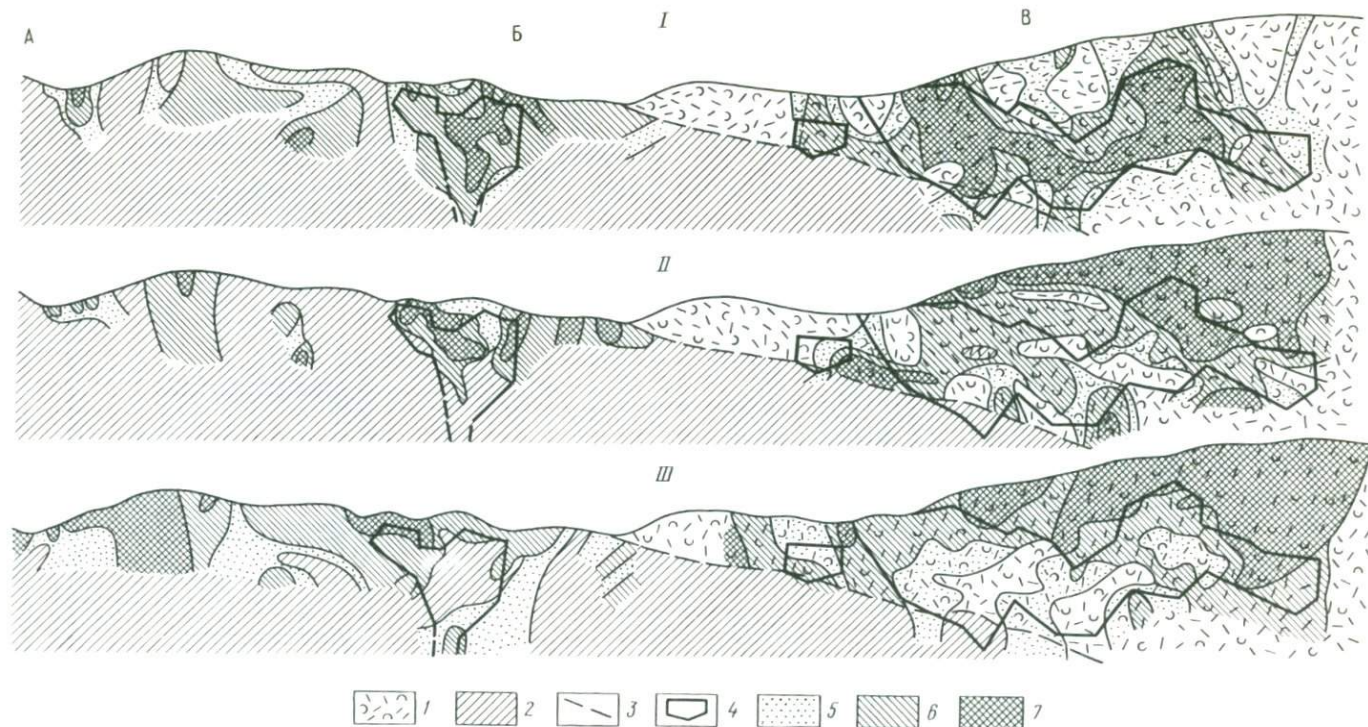


Рис. 16. Вертикальные геохимические разрезы по простиранию минерализованной зоны Комсомольского района [6].

Распределение: I – продуктивностей олова; II – продуктивностей свинца; III – геохимического показателя  $Sb^2/SnCu$ .

1 – верхнемеловые эффузивы; 2 – юрские песчаники; 3 – контакт юрских и меловых пород; 4 – контуры оловорудных тел. Области с продуктивностью олова и свинца, метро-геофоны; 5 – 200–500 (3–30 для  $Sb^2/SnCu$ ); 6 – 500–2500 (30–3000 для  $Sb^2/SnCu$ ); 7 – > 2500 (> 3000 для  $Sb^2/SnCu$ ). Эродированность рудных тел: А – сильная, Б – средняя и В – слабая



По частоте встречаемости простые формы на кристаллах касситерита подразделяются на:

Главные . . . . .	{110}, {111}, {321}
Обычные . . . . .	{001}, {011}, {100}
Второстепенные . . . . .	{120}, {552}, {771}
Редкие . . . . .	{230}, {340}, {570}, {560}, {470}, {670}, {335}, {221}
Очень редкие . . . . .	{102}, {114}, {18.18.1}, {29.29.1}

Идеализированный внешний вид некоторых типичных для руд Комсомольского района кристаллов касситерита представлен на рис. 17.

Источником олова рудных жил Комсомольского района считается в конечном счете мантия. В процессе эволюции мантийного материала первоначально базальтового состава олово накапливалось во все более и более кислых ее дериватах. Конкретными носителями олова являлись темноцветные минералы пород оловоносных интрузий и их контактово-метасоматических ореолов: биотит, амфибол, пироксен, сфен, гранат.

В гидротермальные растворы олово попадало путем мобилизации его из этих минералов при их глубинных и околорудных превращениях в другие фазы: мусковит, хлорит, турмалин, кварц, анатаз. В минералообразующем растворе олово, судя по экспериментальным данным, содержалось в виде комплексных соединений типа  $\text{Na}_2\text{Sn}(\text{OH}, \text{F})_6$ . Последующее разрушение оловоносных комплексов под влиянием изменения давления, температуры, взаимодействия минералообразующих растворов с вмещающими породами и прочих факторов кристаллизации приводило в том числе к образованию касситерита. По результатам изучения газовой-жидких включений в касситерите и рудном кварце оловянное оруденение в Комсомольском районе происходило на фоне снижающейся температуры от 400–350°C до 100–70°C из натрово-щелочных, вначале хлоридных, а затем преимущественно карбонатных растворов.

## ЭВОЛЮЦИЯ ВО ВРЕМЕНИ

Когда кристаллы касситерита малы (0,3–3 мм), что характерно для многих гидротермальных месторождений олова, они обычно прозрачны. Зонально-секториальное строение кристаллов обнаруживается тогда уже при простом рассмотрении под лупой, дающей 30–60-кратное увеличение.

К настоящему времени документированы тысячи случаев объемного зонально-секториального строения кристаллов касситерита, отобранных из десятков рудопроявлений и месторождений Хабаровского края, Приморья, Якутии, Корякского автономного округа. Удивительное сходство картин морфологической изменчивости касситерита в месторождениях столь географически удаленных областей позволяет предполагать наличие в природе не многих, а одного, по-видимому, оптимального гидротермального способа генезиса этого минерала. Ниже перечисляются и описываются типичные морфологические черты образования касситерита.

Смена габитусных простых форм. Типовое зонально-секториальное строение неоднородно окрашенных кристаллов касситерита было показано на рис. 6 и 8. Темнее всех структурными примесями (включениями других минералов) окрашены зоны роста по пинакоиду, слабее – по ди-

пирамиде  $\{111\}$  и совсем слабо — по острейшим дипирамидам  $\{hhl\}$ :  $\{552\}$ ,  $\{771\}$  и  $\{18.18.1\}$ . Цвет пирамид роста касситерита также различен: зеленовато-коричневый — по  $\{001\}$ , красновато- или серовато-коричневый и черный — по  $\{111\}$ , желто-коричневый и оранжевый — по  $\{hhl\}$ . Чем больше  $\rho$ , тем окраска зон  $\{hhl\}$  бледнее. При прокаливании касситерита цвет пирамид роста  $\{hhl\}$  изменяется с желто-коричневого и оранжевого на красный. Скорость роста граней по нормали находится в явной зависимости от концентрации на них примесей: так, она максимальна у  $\{001\}$ , умеренна у  $\{111\}$  и минимальна у  $\{hhl\}$ . Грани призм  $\{110\}$ ,  $\{100\}$  и другие у касситерита по нормали почти не растут и, раз появившись, направляют увеличение объема кристаллов только вдоль оси  $[001]$ . В процессе роста кристаллы касситерита всегда изменяют свое очертание, последовательно переходя от одной комбинации габитусных простых форм к другой. Выделяется пять весьма характерных комбинаций и соответственно пять разновозрастных условных типов кристаллов:

I.  $\{111\} + \{hhl\}$ ; II.  $\{hhl\} + \{001\}$ ; III.  $\{001\} + \{110\}$ ; IV.  $\{110\} + \{111\}$ ; V.  $\{hk0\} + \{hkl\}$ .

Сопоставление этой (возрастной) классификации со старой (1937 г.) морфолого-генетической (температурной) классификацией по Ю. А. Шнейдеру показывает, что отличием является только разделение одного типа III у Ю. А. Шнейдера на два наших типа (IV и V), а также выделение в качестве самостоятельного ранее отсутствующего типа II. Последовательность же перечисления типов в обоих случаях одинакова, что указывает на несомненный параллелизм изменения во времени формы кристаллов и температуры кристаллизации касситерита.

Сокращения кристалломорфологического ряда. Приведенный выше кристалломорфологический ряд  $I \rightarrow II \rightarrow III \rightarrow IV \rightarrow V$  характерен для касситерита наиболее богатых оловом месторождений силикатно-касситеритовой формации. При переходе к касситериту более глубоких и высокотемпературных месторождений в этом кристалломорфологическом ряду замечаются пробелы: сокращается (вплоть до исчезновения) время пребывания кристаллов в промежуточных типах: II, III, II + III, III + IV, II + III + IV (рис. 18). Для каждого месторождения имеется, таким образом, свой собственный кристалломорфологический ряд, но он не является вполне оригинальным, так как представляет собой только какую-то часть более общего ряда. Старшинство простых форм касситерита при этих сокращениях ряда не нарушается, и процесс морфологического изменения касситерита (если рассматривать картину в целом) всегда идет в одну и ту же сторону: от граней частного положения (с простыми символами) к граням общего положения (со сложными символами).

Прогрессирующее удлинение по оси  $c$ . Кристаллы касситерита (на уровне рассмотрения индивидов) зарождаются не только в типе I, но и в любом из последующих типов. Прекращение роста наблюдается также на стадии любого типа. Нередки, как уже указывалось, случаи пропусков какой-либо стадии, например, переход кристалла типа I сразу в тип IV или V. При пропуске стадий кристаллы обязательно вырастают слабо удлиненными по оси  $c$ . По существу, степень удлинения кристаллов касситерита, увеличиваясь от типа I к типу V, прямо пропорциональна сложности их внутреннего зонально-секториального строения. Сложность же

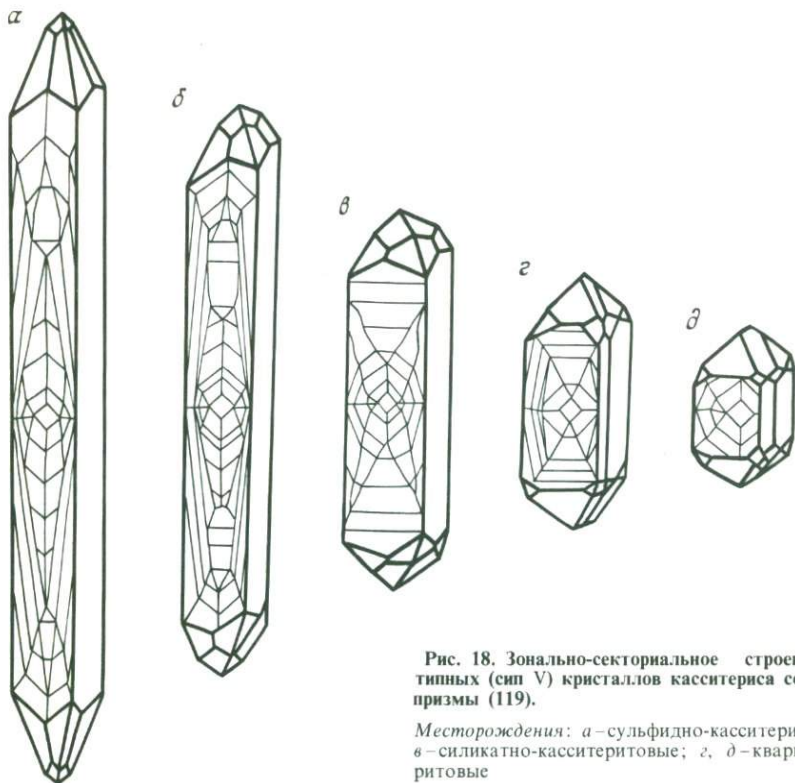


Рис. 18. Зонально-секториальное строение оптических (тип V) кристаллов касситерита со стороны призмы (119).

Месторождения: а – сульфидно-касситеритовые; б, в – силикатно-касситеритовые; г, д – кварц-касситеритовые

строения, в свою очередь, отражает длительность и многообразие условия осаждения двуокиси олова.

В долгоживущих многостадийных месторождениях удлинение кристаллов достигает величины 10–15 и даже более. Оно сопровождается непрерывным выпрямлением кристаллов: боковые грани острейших дипирамид со временем приобретают все большее  $\rho$ , пока не заместятся окончательно гранями призмы  $\{110\}$ . Затем начинаются преобразования главным образом в призматическом поясе, по ф. На смену  $\{110\}$  приходит  $\{100\}$ , потом появляются призмы все более и более высоких символов:  $\{120\}$ ,  $\{230\}$ ,  $\{540\}$  и др.

Отклонения от «идеального габитуса». Последовательность появления на кристаллах касситерита габитусных простых форм настолько устойчива, что можно выделить ранние простые формы –  $\{111\}'$ ,  $\{hhl\}'_{\text{острые}}$  и  $\{001\}$ ; поздние –  $\{hk0\}$ ,  $\{hkl\}$ ; промежуточные –  $\{110\}$ ,  $\{111\}''$ ,  $\{100\}$ ,  $\{011\}$ . Как видно уже из этого перечисления, грани промежуточных простых форм в один из моментов своего сосуществования (в типе IV) создают очень близкий к «идеальному» габитус кристалла (совершенно «идеальной» была бы комбинация  $\{110\} + \{011\}$ ). В морфологической возрастной истории касситерита существуют, следовательно, три последовательные этапа: 1) приближение к идеальному габитусу; 2) кратковременное (иногда

эфемерное) пребывание в идеальном габитусе; 3) удаление от идеального габитуса.

Двойникование. Зонально-секториальное строение индивидов у двойников касситерита совершенно одинаково. Это свидетельствует о том, что закономерная ориентация индивидов друг относительно друга происходит у касситерита еще в зародышевом состоянии. Подтверждают сингенетичность индивидов двойников и их одинаковые размеры, и морфологический тип кристаллов. У касситерита известны простые двойники, тройники, комплексные четверники и шестерники (рис. 19). Простые двойники свойственны всем типам кристаллов, а комплексные — преимущественно кристаллам IV типа, и притом только таким, у которых удлинение  $c/a$  очень мало.

Объяснить это явление можно тем, что в таких короткопризматических кристаллах IV типа грани  $\{011\}$ , служащие одновременно и плоскостями двойникования, занимают до 30% поверхности кристалла, тогда как во всех других вариантах роль  $\{011\}$  в создании поверхности кристаллов ничтожна. По расчетам Н. Н. Стулова, в комплексный двойник могут войти пять индивидов касситерита. В действительности же максимальное число сдвойникованных индивидов у касситерита равно шести, что свидетельствует опять-таки о заметном отклонении реальных кристаллов от теоретических моделей.

Образование сферолитов. В момент перехода кристаллов типов I—III в кристаллы типа IV у касситерита часто наблюдается образование многоглавых кристаллов со следами расщепления по призме  $\{110\}$ . В конечные стадии роста расщепление иногда прекращается, головки сливаются вместе, и кристалл в конце концов вырастает нормальным одноглавым индивидом; если же расщепление не заканчивается, а наоборот, прогрессирует, образуются сферолиты. При достаточной величине и прозрачности радиальных волокон сферолитов видно, что каждое волокно обладает тем же типовым зонально-секториальным строением, которое свойственно и нерасщепленным индивидам (рис. 20).

Расщепление кристаллов касситерита в процессе роста (как, впрочем, и других минералов-спутников касситерита) ранее описывалось Д. В. Рундквистом, считающим это явление признаком быстрой приповерхностной кристаллизации. Сферолитовый и монокристалльный рост могут несколько раз сменять друг друга при образовании касситерита. Морфологическая же эволюция, несмотря на это, идет своим путем. Среди сферолитов выделяются поэтому сферолиты индивидов I, II, III, IV и V кристалло-морфологических типов.

Неориентированные нарастания. Наряду с одиночными кристаллами, зонально-секториальное строение которых с несомненностью указывает на непрерывность отложения касситерита от момента зарождения в типе I до окончания роста в типе V, встречаются сростки разнотипных кристаллов, сам факт существования которых свидетельствует о прерывности рудоотложения в месте нахождения сростков (см. рис. 12). Поскольку и те, и другие образования свойственны часто одной и той же жиле, следует полагать, что прерывность рудоотложения — явление локальное, вызванное внутрирудными тектоническими подвижками, которые неравноценно перекрывают доступ растворов к кристаллам и развиты в раз-

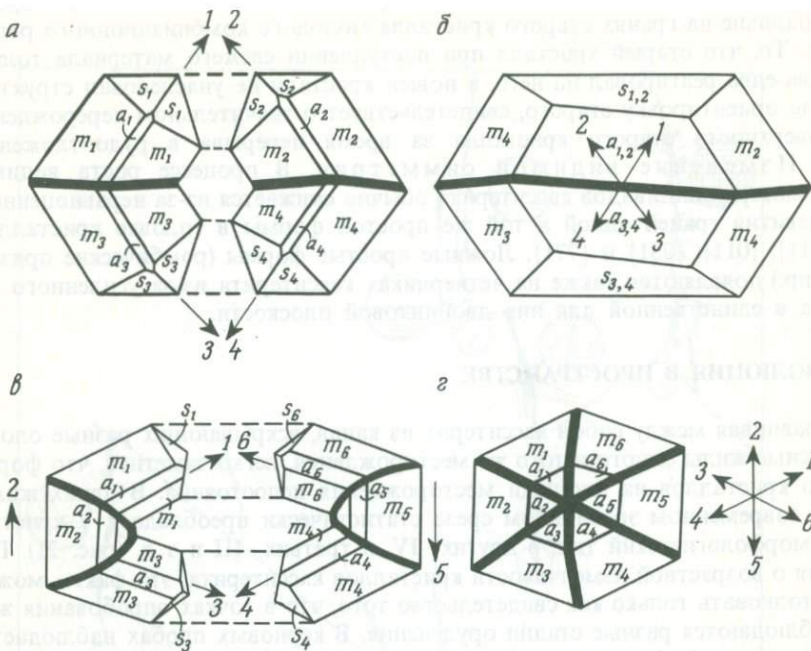


Рис. 19. Двойники касситерита IV кристалломорфологического типа: а—простые; б—четверник; в—тройник; г—шестерник. Жирной линией показан двойниковый шов, стрелками—направление четверных осей индивидов 1-6. Простые формы: а— $\{100\}$ , м— $\{110\}$ , s— $\{111\}$

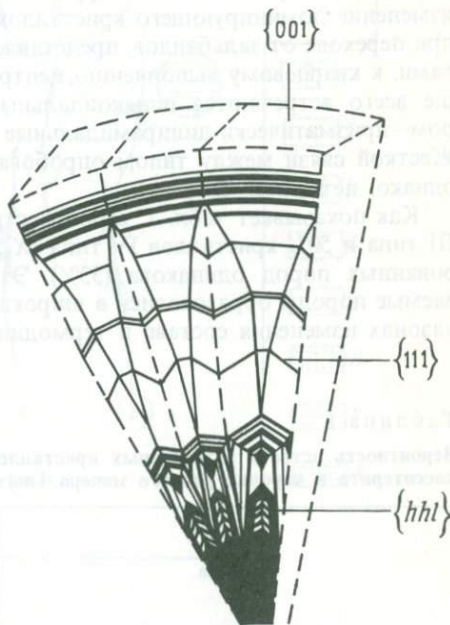


Рис. 20. Зонально-секториальное строение индивидов в сферолитах касситерита III кристалломорфологического типа. Рудопроявление Омот-Макит, Хабаровский край

личных частях Жилы. Для сростков разнотипных кристаллов касситерита характерно нарастание более мелкого кристалла на более крупный, принадлежность более мелкого кристалла к более позднему типу, отсутствие

закономерной ориентировки нового кристалла по отношению к старому и наличие на гранях старого кристалла молодого комбинационного рельефа. То, что старый кристалл при поступлении свежего материала только едва-едва реагировал на него, а новый кристалл не унаследовал структурную ориентировку старого, свидетельствует о значительном перерождении поверхности старого кристалла за время перерыва в рудоотложении.

Изменение видимой симметрии. В процессе роста видимая симметрия индивидов касситерита обычно снижается из-за неравноценного развития граней одной и той же простой формы в головке кристаллов:  $\{111\}$ ,  $\{011\}$ ,  $\{231\}$  и  $\{771\}$ . Ложные простые формы (ромбические призмы и пр.) появляются также на четверниках касситерита из-за усиленного роста в единственной для них двойниковой плоскости.

## ЭВОЛЮЦИЯ В ПРОСТРАНСТВЕ

Сравнивая между собой касситерит из канав, вскрывающих разные оловоносные жилы одного и того же месторождения, легко заметить, что форма его кристаллов на площади месторождения непостоянна. В одних жилах на современном эрозионном срезе статистически преобладает V кристалломорфологический тип, в других – IV, в третьих – III и т. д. (рис. 21). Помня о возрастной изменчивости кристаллов касситерита, эти факты можно истолковать только как свидетельство того, что в точках опробования жил наблюдаются разные стадии оруденения. В керновых пробах наблюдается изменение доминирующего кристалломорфологического типа касситерита при переходе от зальбандов, представленных турмалинитами или пропилинтами, к кварцевому выполнению центра оловоносной жилы. В первых чаще всего встречаются пинакоидальные кристаллы II–III типов, во втором – призматически-дипирамидальные кристаллы IV–V типов (рис. 22). Жесткой связи между типом опробованной породы и типом кристаллов, однако, нет (табл. 1).

Как показывает табл. 1, вероятность встречи смеси из 50% кристаллов III типа и 50% кристаллов IV типа ( $X_{\text{SnO}_2} = +50$ ) у всех трех проанализированных пород одинакова (33%). Это доказывает, что: 1) рассматриваемые породы образовались в широких и отчасти перекрывающихся диапазонах изменения состава и термодинамических параметров рудоносных

Таблица 1

**Вероятность встречи разнотипных кристаллов (I–V) касситерита в породах разного минерального состава**

Порода	Число наблюдений			Вероятность, %				
	Жи- лы	Пробы	Крис- таллы	I	II	III	IV	V
Турмалин-кварцевый метасоматит (турмалинит)	8	68	771	6	15	38	24	17
Хлорит-кварцевый метасоматит (пропилит)	4	58	611	1	18	32	30	18
Жильный кварц	9	82	960	0	12	27	35	26

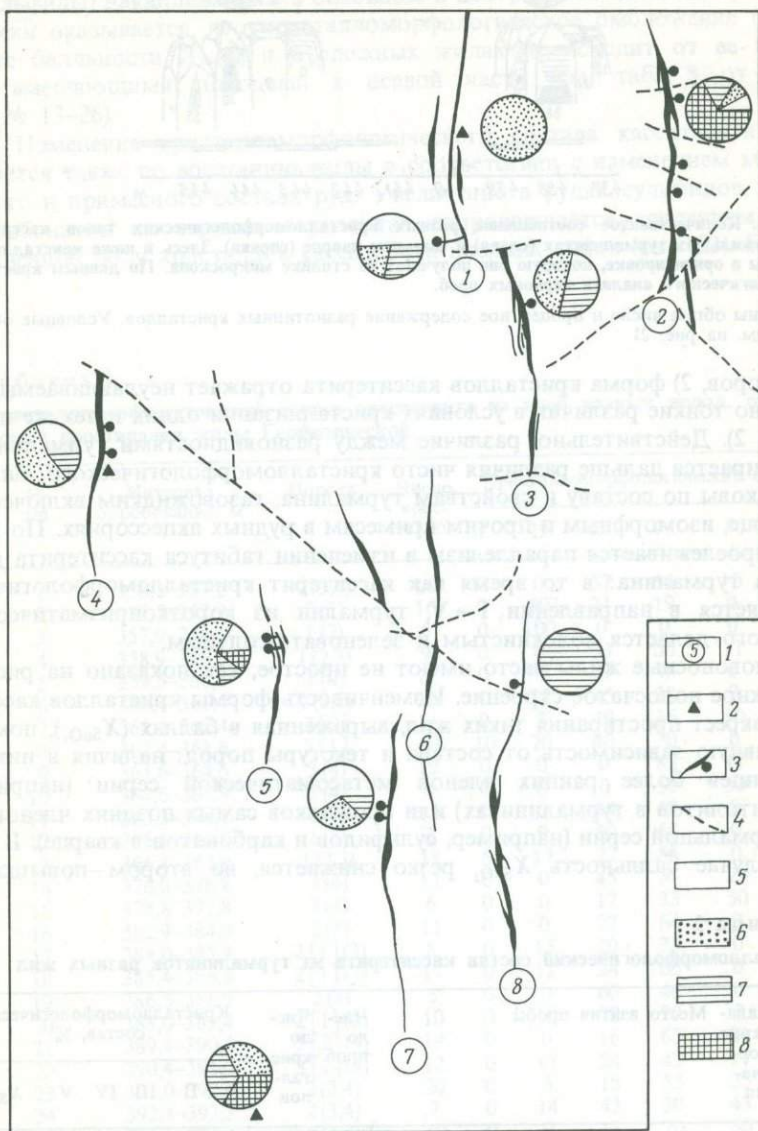


Рис. 21. Количественное соотношение разных кристалломорфологических типов касситерита в оловоносных жилах участка Тихого (Комсомольский район Хабаровского края).

1 – номер жилы (цифры в кружках); 2 – место взятия штуфной пробы; 3 – местоположение опробованной канавы; 4 – зона разлома; 5–8 – доли каждого из встреченных кристалломорфологических типов в пробе: пятого (5), четвертого (6), третьего (7), второго (8)

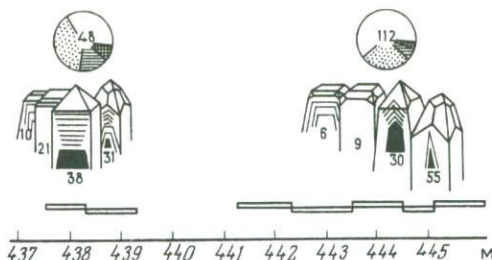


Рис. 22. Количественное соотношение разных кристалломорфологических типов касситерита в околожильных турмалинитах (слева) и жильном кварце (справа). Здесь и ниже кристаллы изображены в ориентировке, которую они получают на столике микроскопа. По данным кристалломорфологического анализа керновых проб.

Показаны общее число и процентное содержание разнотипных кристаллов. Условные обозначения см. на рис. 21

растворов, 2) форма кристаллов касситерита отражает неулавливаемые визуально тонкие различия в условиях кристаллизации одних и тех же пород (табл. 2). Действительно, различие между разновидностями турмалинитов простирается дальше различия чисто кристалломорфологического: они неодинаковы по составу и свойствам турмалина, газовой жидким включениям в кварце, изоморфным и прочим примесям в рудных акцессориях. По шлифам прослеживается параллелизм в изменении габитуса касситерита и качества турмалина: в то время как касситерит кристалломорфологически изменяется в направлении I → V, турмалин из короткопризматического и бурого делается волокнистым и зеленовато-голубым.

Оловоносные жилы часто имеют не простое, как показано на рис. 22, а сложное полосчатое строение. Изменчивость формы кристаллов касситерита вкрест простирания таких жил, выраженная в баллах ( $X_{\text{SnO}_2}$ ), показывает явную зависимость от состава и текстуры пород: наличия в них отторженцев более ранних членов метасоматической серии (например, серицитолитов в турмалинитах) или прожилков самых поздних членов гидротермальной серии (например, сульфидов и карбонатов в кварце). В первом случае балльность  $X_{\text{SnO}_2}$  резко снижается, во втором — повышается

Таблица 2

**Кристалломорфологический состав касситерита из турмалинитов разных жил**

Преобладающий кристалломорфологический тип	Место взятия пробы	Число проб	Число кристаллов	Кристалломорфологический состав, %					
				I	II	III	IV	V	$X_{\text{SnO}_2}$
I	Кольцевая жила, канавы	5	113	55	0*	23	15	7	- 81
II	Длинная жила, канавы	3	26	0	100	0	0	0	- 100
III	Придорожная жила, штольня	2	22	0	0	59	41	0	+ 41
IV	Геофизическая жила, скважина	1	18	0	11	24	65	0	+ 91
V	Сохатинная жила, канавы	8	11	0	0	18	27	55	+ 137

\* Сокращенный вариант кристалломорфологического ряда.

(табл. 3). Поскольку продукты поздних стадий рудоотложения (кварц, сульфиды) накапливаются в основном в центральной части жил, статистически оказывается, что кристалломорфологическое омоложение (повышение балльности  $X_{\text{SnO}_2}$ ) и в сложных жилах происходит от ее контакта с вмещающими породами к осевой части (см. табл. 3 от № 1–13 к № 13–26).

Изменение кристалломорфологического состава касситерита наблюдается также по восстанию жилы в соответствии с изменением минерального и примесного состава руд. Увеличение в рудах сульфидов, хлорита, карбонатов на верхних горизонтах сопровождается усилением количественной роли кристаллов касситерита поздних типов (рис. 23). При этом

Таблица 3

**Кристалломорфологический состав касситерита из проб разных пород, отобранных вкрест простирания жилы Геофизической**

№ п/п	Интервал опробования, м	Порода	Число кристаллов	Кристалломорфологический состав, %					
				I	II	III	IV	V	$X_{\text{SnO}_2}$
1	356,2–357,2	2(3,4)	16	0	0	37	54	10	+ 92
2	357,2–357,9	2(3)	16	0	50	31	19	0	– 12
3	357,9–358,9	1(2)	6	0	100	0	0	0	– 100
4	358,9–359,5	1(2,3)	9	0	0	33	56	11	+ 78
5	359,5–360,4	1(2)	11	0	73	27	0	0	– 73
6	360,4–361,4	1(3,2)	15	0	22	45	33	0	+ 11
7	361,4–362,4	3[2]	11	0	5	49	36	10	+ 51
8	362,4–363,6	3[1]	10	10	20	40	30	0	– 10
9	363,6–364,6	3(4)	12	0	0	0	83	17	+ 83
10	364,6–365,3	3(4)	4	0	0	0	50	50	+ 150
11	365,3–366,1	1(3)	13	0	0	44	48	8	+ 64
12	366,1–366,8	1(3)	2	0	0	50	50	0	+ 50
13	366,8–367,9	1(2,3)	18	5	17	22	56	0	+ 29
14	376,0–376,8	3(4)	11	0	0	45	30	25	+ 80
15	376,8–377,8	3(4)	6	0	0	17	33	50	+ 133
16	382,9–384,0	2(3)	11	0	0	27	64	9	+ 82
17	384,0–385,4	2[1](3)	8	0	15	20	75	0	+ 60
18	385,4–366,5	2[1](3)	17	0	11	24	65	0	+ 55
19	386,5–386,9	2(3)	5	0	0	60	40	0	+ 40
20	388,0–389,4	2[1](3)	10	0	10	70	20	0	+ 10
21	389,4–390,4	3[2](4)	19	0	0	16	63	21	+ 105
22	390,4–391,0	3[2](4)	12	0	17	24	42	17	+ 61
23	391,0–392,4	2(3,4)	20	0	5	15	55	25	+ 100
24	392,4–393,3	2(3,4)	7	0	14	43	30	43	+ 42
25	393,3–394,4	2(4,3)	10	0	9	11	20	60	+ 131
26	394,4–395,2	3(4)	9	0	0	22	56	22	+ 100
Сумма			286	15	368	772	1108	357	+ 1401
Среднее			11	1	16	28	42	13	+ 50

Породы: 1–серицитизированные и турмалинизированные песчаники; 2–турмалин-кварцевые метасоматиты (турмалиниты); 3–гребенчатый и друзовый кварц; 4–сульфидно-карбонатные руды. В квадратных скобках – отторженцы, в круглых – прожилки.

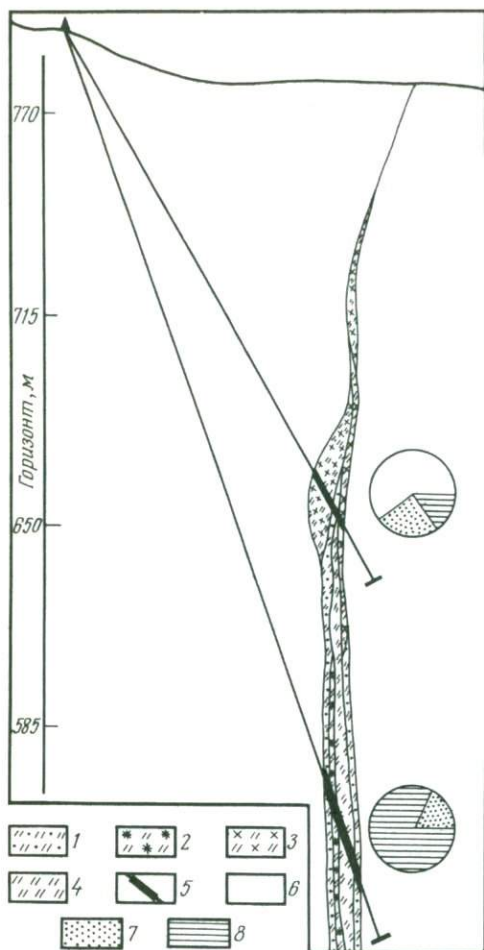


Рис. 23. Кристалломорфологический вариант прямой вертикальной зональности рудоотложения. Приведены количества разнотипных кристаллов касситерита (в %) из образцов слитных руд, отобранных по скважинам на разных горизонтах жилы Геофизическая.

1 - кварц - серицитовые породы; 2 - кварц - турмалиновые породы; 3 - кварц - хлоритовые породы; 4 - жильный кварц; 5 - интервал опробования. Содержание кристаллов разных типов (в %): 6 - V; 7 - IV; 8 - III

отмечается, что в разных разрезах изменение кристалломорфологического состава касситерита по восстанию жилы происходит с разным градиентом: слабым в районе рудных столбов и сильным - на флангах или в местах близкого контакта с интрузиями (табл. 4). Во всех случаях тенденция кристалломорфологического омоложения касситерита по восстанию жил сопровождается бросающимся в глаза увеличением удлинения кристаллических индивидов.

Наиболее законченная картина кристалломорфологической изменчивости касситерита по простиранью рудной жилы представлена в табл. 5. Рудная жила Ветвистая прослежена на

всем своем протяжении канавами и отчасти скважинами (последние в срединной части, где жила погребена под мощной толщей рыхлых отложений). На северном и южном флангах жилы обнажаются малые интрузии гранитоидов, жила местами в них заходит. Близость к интрузиям оказывает большое влияние на форму кристаллов касситерита. Северный эндоконтактный фланг жилы характеризуется короткопризматическими кристаллами IV типа и дипирамидальными - I. Кристаллов I типа много, поэтому балльность  $X_{\text{SnO}_2}$  проб низкая. Часты комплексные двойники. По мере удаления от интрузии на юг форма кристаллов касситерита делается разнообразнее: появляется III, а затем и II тип; удлинение  $c/a$  возрастает до 6; комплексные двойники сменяются простыми; содержание кристаллов IV и особенно V типов возрастает, а I падает до нуля; балльность  $X_{\text{SnO}_2}$  растет и достигает максимума + 173 на профиле - 13. Приближение к южному контакту отмечается возвращением к первоначальной картине: пропадает тип II, появляется тип I, кристаллы снова укорачиваются, снижается

Таблица 4

**Кристалломорфологический состав касситерита из проб пропилитов, отобранных из скважин на разных горизонтах жилы Северной**

Профиль	Интервал опробования, м	Тип про-роды	Число кристаллов	Кристалломорфологический состав, %						Изменение $X_{\text{SnO}_2}$ на 100 м
				I	II	III	IV	V	$X_{\text{SnO}_2}$	
13-й	351,4–356,7	A	18	0	0	16	39	45	+129	80
	468,2–471,2	A	17	0	12	53	23	12	+35	
28-й	269,9–306,3	B	65	0	5	60	32	3	+33	11
	616,7–619,3	B	21	0	14	76	10	0	-4	

A – пропилит с сетью тонких прожилков кварца; B – пропилит без прожилков кварца

Таблица 5

**Кристалломорфологический состав касситерита из проб турмалинитов, отобранных по канавам и скважинам по простиранию жилы Ветвистой**

Профиль	Число кристаллов	Кристалломорфологический состав, %						Удлинение	Положение по отношению к интрузии
		I	II	III	IV	V	$X_{\text{SnO}_2}$		
7-й	7	50	0	0	25	0	-75	3:2	Эндоконтакт
6-й	55	42	0	9	40	9	-26	2:1	→-
5-й	18	22	0	11	61	6	+29	2:1	→-
4-й + 40 м	69	1	0	28	58	13	+82	3:1	Контакт
4-й	130	17	1	17	52	13	+43	3:1	→-
1-й + 40 м	88	10	2	30	55	3	+39	3:1	→-
- 3-й + 40 м	18	0	3	14	61	21	+100	4:1	Экзоконтакт
- 6-й	24	0	6	10	54	30	+108	4:1	Погребенный экзоконтакт
- 9-й	35	0	1	8	42	49	+139	5:1	То же
- 13-й	71	0	0	4	17	79	+173	6:1	Экзоконтакт
- 25-й	165	21	0	23	46	10	+24	2:1	Контакт
- 27-й + 40 м	262	26	0	18	46	10	+14	2:1	→-
- 27	58	40	0	15	35	10	+10	2:1	→-

балльность  $X_{\text{SnO}_2}$  и т. д.

Таким образом, максимальное удлинение и омоложение касситерита по простиранию жилы наблюдается в местах наибольшей протяженности минерализации на глубину, обычно в средней части жилы. Подобно тому как одни и те же породы кристалломорфологически неодинаковы на разных горизонтах, они неодинаковы и в разных профилях на одном и том же горизонте (табл. 6). Те из проб, которые на данном горизонте имеют более высокую балльность  $X_{\text{SnO}_2}$ , являются более удаленными от корней жилы (если нижняя граница жилы неровная) или более приближенными к ее

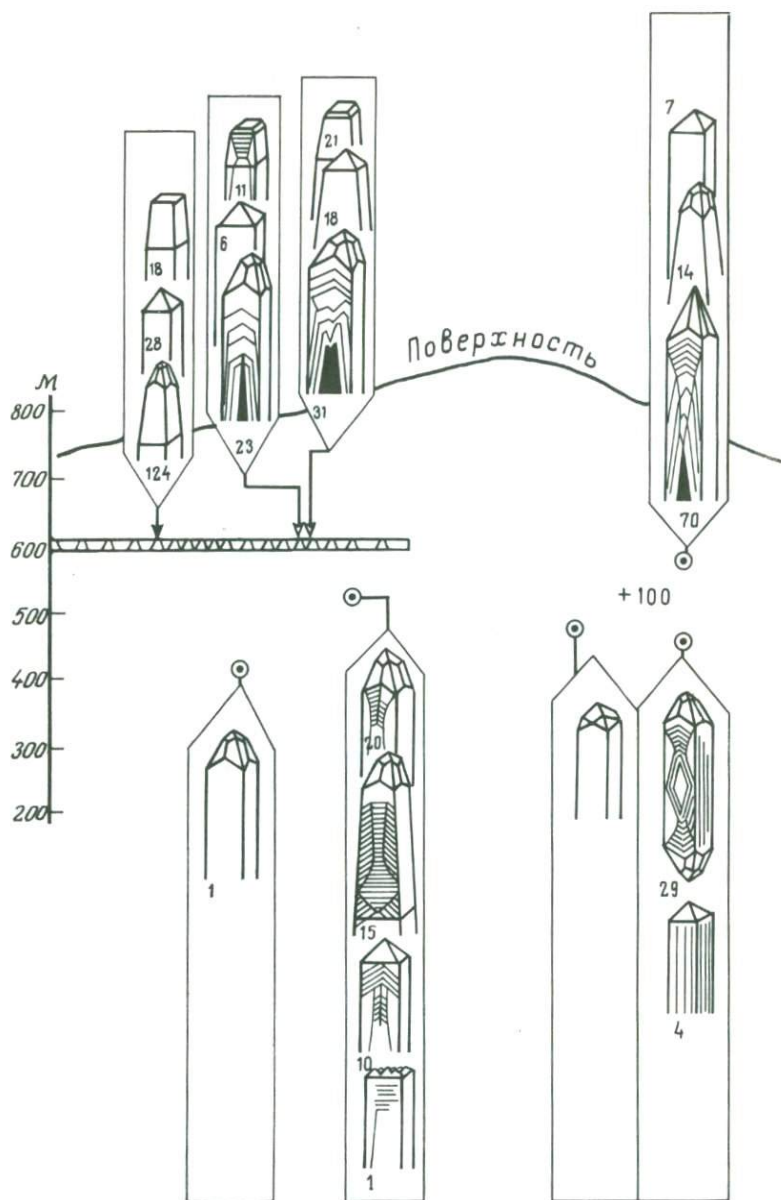


Рис. 24. Кристалломорфологическая изменчивость касситерита по простиранию жилы Дальний Интервал. Продольная вертикальная проекция.

В южной части жилы (справа) касситерит кристалломорфологически моложе: нет пинакоидальных кристаллов II–III типов, присутствовавших в северной части (слева). Арабскими цифрами дано число наблюдавшихся кристаллов разного типа

Таблица 6

**Кристалломорфологический состав касситерита на одном горизонте жилы Северная**

Порода	Кристалломорфологические типы и общее число наблюдавшихся кристаллов	Кристалломорфологический состав и $X_{SnO_2}$ проб в разных профилях, %	
		5-й профиль	13-й профиль
Метасоматиты (пропилиты и турмалиниты)	I	0	0
	II	5	9
	III	23	54
	IV	40	32
	V	33	5
	112 + 63	+ 101	+ 33
Метасоматиты и жильный кварц («сетчатая зона»)	I	0	0
	II	4	8
	III	16	36
	IV	32	34
	V	48	22
	227 + 158	+ 124	+ 70
Жильный кварц	I	0	0
	II	4	7
	III	9	18
	IV	30	36
	V	57	39
	165 + 95	+ 146	+ 107

верхам (если жила имеет склонение) (рис. 24). В результате количественного прослеживания кристалломорфологической изменчивости касситерита вкрест простираения жил, по восстанию и по простираению можно заключить, что кристалломорфологический состав касситерита определяется координатами места его отбора относительно границ выклинивания жилы: нижней, верхней, боковой и фланговой. Иначе говоря, кристалломорфологическое изменение касситерита происходит от точки к точке в объеме всего минерализованного пространства.

**ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ СООТНОШЕНИЯ**

Рассмотренные выше независимо друг от друга направленные изменения формы кристаллов касситерита во времени и в пространстве оказываются сопряженными друг с другом. Их объединяет, как можно видеть, минералогическое правило прямой «зональности отложения»: чем далее от источника минералообразующих растворов происходит кристаллизация, тем более поздние продукты (в данном случае – грани) она производит. Кристалломорфологические исследования на касситерите показывают, что источником оловоносных растворов на этапе, непосредственно предшествующем выпадению касситерита в типе I, являются вмещающие измененные породы.

Кристалломорфологическое картирование одной из находившейся в разведке жил позволило очертить по изолиниям  $X_{SnO_2}$  области доминирования кристаллов касситерита разных типов (рис. 25, б). Сопоставление зонального строения этой рудной жилы с зональным строением кристалла.

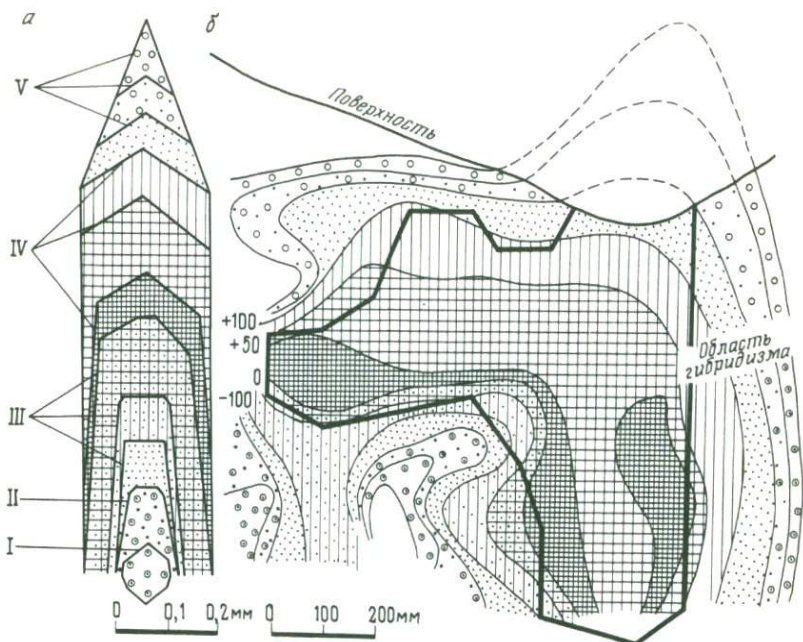


Рис. 25. Принципиальная одинаковость зонального строения кристалла касситерита (а) и оловорудной жилы (б) по пространственно-возрастному распределению граничных простых форм.

Кристалл изображен в проекции на (110), жила – в продольной проекции на вертикальную плоскость. I–V – поверхности разграничения кристалломорфологических типов касситерита (а) или границы областей доминирования этих типов в оловорудной жиле (б). Область гибризма – область распространения укороченных по четверной оси с кристаллов с пестрым набором граней, обычно присущих разным кристалломорфологическим типам. Толстой ломаной линией выделен контур кондиционных руд с кристаллами преимущественно IV типа

взятого из ее руд (рис. 25, а), показывает принципиальную одинаковость организации обоих объектов исследования. В этом смысле кристаллы, отобранные из разных жил, могут рассматриваться как их миниатюрные модели. Повторение плана организации является сущностью типоморфизма, как такого всеобщего явления, когда основные черты строения какой-либо крупной системы наследуются в строении порождаемых ею более мелких систем [16].

### КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СООТВЕТСТВИЕ КАССИТЕРИТ – АНАТАЗ

В оловоносных жилах наиболее близкими касситериту по своей конституции (т. е. составу и атомному строению) спутниками являются минералы двуокиси титана: чаще всего анатаз, реже брукит и рутил. При обогащении проб они концентрируются в той же тяжелой немагнитной фракции, что и касситерит; их легко наблюдать вместе с касситеритом и сравнивать форму кристаллов у касситерита с одной стороны и, например, у анатаза – с другой.

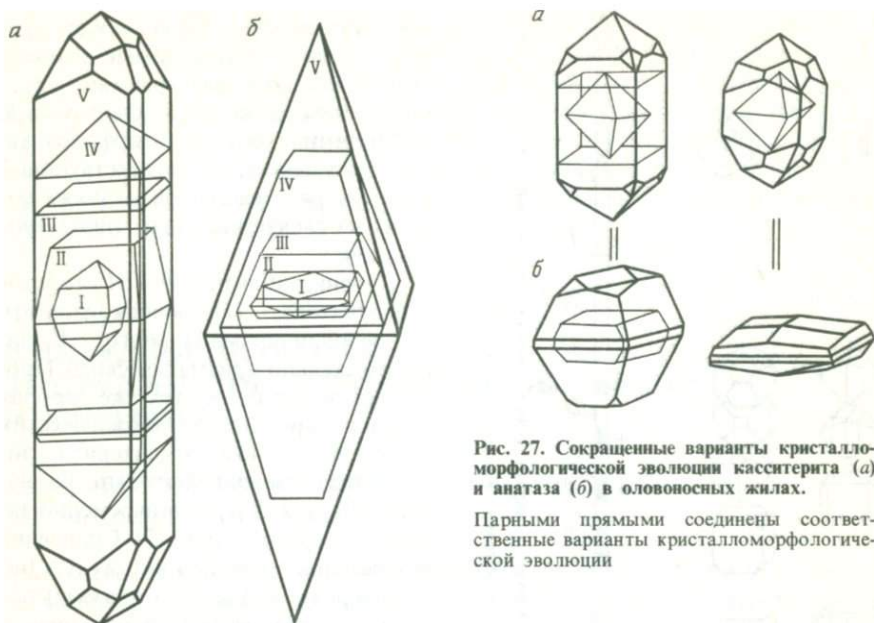


Рис. 26. Соответствие кристалломорфологических типов (I-V) в кристаллах касситерита (а) и анатаза (б)

Рис. 27. Сокращенные варианты кристалломорфологической эволюции касситерита (а) и анатаза (б) в оловоносных жилах.

Парными прямыми соединены соответственные варианты кристалломорфологической эволюции

Кристалломорфологический анализ нескольких сотен проб позволил заметить довольно жесткое соответствие формы кристаллов анатаза форме кристаллов касситерита. С ранними кристалломорфологическими типами касситерита ассоциируют пластинчатые разновидности анатаза, с поздними — остродипирамидальные, а с промежуточным III типом касситерита — боченковидные (рис. 26). Если кристалломорфологическая эволюция касситерита происходит с сокращениями одного, двух или трех членов возрастного ряда (рис. 27, а), то аналогичные сокращения имеют место и у анатаза (рис. 27, б). У обоих минералов пропорционально числу сокраще-

#### Таблица 7

Содержание в одних и тех же пробах разнотипных кристаллов касситерита (числитель) и анатаза (знаменатель)

Место взятия проб	Число кристаллов	Кристалломорфологические состав, %						
		I	II	III	IV	V	$X_{\text{SnO}_2}/X_{\text{TiO}_2}$	
Жилы 12 и 14 (Комсомольский район)	103/400	0/27	18/35	56/25	24/13	2/0	+ 10/ - 76	
Жила Новогодняя (Комсомольский район)	215/90	4/6	9/41	43/31	41/12	3/0	+ 30/ - 41	
Жила Ближняя (Корякия)	143/83	0/0	0/5	6/19	34/70	60/6	+ 54/ + 77	

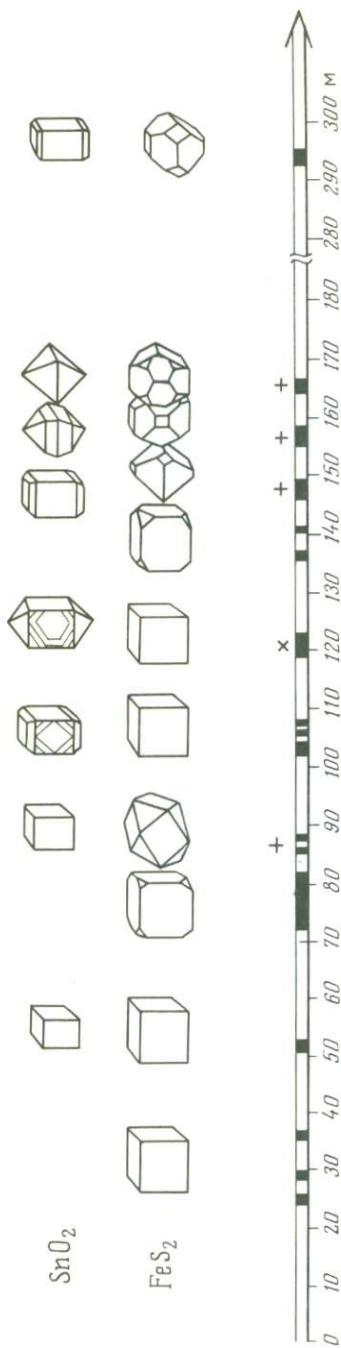


Рис. 28. Кристалломорфологическая изменчивость по скважинам касситерита (вверху) и пирита (внизу) вквост простирания жилы Марсовой. Черное — места отбора проб, косым крестом помечено место максимального «омоложения» касситерита, прямым — пирита

ний происходит укорачивание кристаллов по оси  $c$ , а самые изометричные и богатые гранями кристаллы наблюдаются на флангах жил.

Полный кристалломорфологический ряд анатаза, соответствующий полному ряду касситерита, также состоит из следующих пяти типов кристаллов:

*I* — тонкотаблитчатого, *II* — толстотаблитчатого, *III* — бочонковидного, *IV* — остродипирамидального, *V* — дипирамидально-призматического. Производя в одних и тех же пробах подсчет кристалломорфологических типов не только касситерита, но и анатаза, можно получить балльность  $X_{\text{SnO}_2}$  и  $X_{\text{TiO}_2}$  одновременно по двум минералам (табл. 7). Сравнение результатов вычисления  $X_{\text{SnO}_2}$  (по касситериту) и  $X_{\text{TiO}_2}$  (по анатазу) показывает, что относительная оценка степени кристалломорфологического «омоложения» жил не зависит от того, наблюдалась ли форма кристаллов только касситерита или только анатаза. Так, по данным табл. 7, кристалломорфологическое омоложение касситерит-анатазового парагенезиса увеличивается при переходе от жил 12 и 14 к жиле Новогодней, а от нее — к жиле Ближней. Иная картина получается из сопоставления по одним и тем же пробам кристалломорфологической балльности касситерита и пирита. Места кристалломорфологического «омоложения» касситерита не совпадают с таковыми для пирита (рис. 28).

В кристалломорфологическом отношении пирит ведет себя как совершенно чуждый касситериту минерал, что, впрочем, естественно при сильном различии конституции, а следовательно, и парагенных качеств у касситерита и пирита. Из примеров контрастного поведения анатаза и пирита в парагенезисе с касситеритом можно заключить, что кристал-

ломорфологическое соответствие может наблюдаться только у тех минералов, время кристаллизации которых в значительной степени одно и то же. Так, кроме касситерита и анатаза хорошим кристалломорфологическим соответствием обладают другие пары конституционно-родственных минералов: андрадит и магнетит, кварц и кальцит. Выявление соответственных кристалломорфологических рядов минералов – один из путей проникновения в генетическую сущность кристалломорфологической изменчивости минералов [35].

#### ГЛАВА 4

### **ПРИКЛАДНОЕ ЗНАЧЕНИЕ КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ КАССИТЕРИТА**

#### **ЛОКАЛЬНАЯ ЗНАЧИМОСТЬ РЕЗУЛЬТАТОВ КРИСТАЛЛО- МОРФОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА**

Существование кристалломорфологического варианта зонального отложения минералов позволяет усомниться в правильности такого минералогического изучения гранной формы и связанных с гранной формой других особенностей кристаллов, когда разного вида анализам подвергаются одиночные, случайные и часто геологически плохо привязанные пробы. Если раньше казалось, что одно месторождение отличается от другого по гранной форме кристаллов минерала, то сейчас очевидно, что это утверждение неточно. Результаты сопоставления будут зависеть от того, какие части разных месторождений сравниваются, и тут возможно возникновение прямо противоположных суждений. Равным образом любые результаты кристалломорфологического анализа могут быть получены на одном и том же объекте, если пренебречь учетом того, откуда взяты пробы.

Рассмотрим влияние на результаты кристалломорфологического анализа рельефа местности, а также дальности переноса кристаллов водными потоками.

#### **Поправка на рельеф местности**

Из-за неодинаковости формы кристаллов в различных частях рудных жил результаты кристалломорфологического анализа проб находятся в косвенной зависимости от рельефа местности. Примером может служить определение доминирующего типа кристаллов касситерита для жилы, показанной на рис. 29. В пробах, отобранных на склоне горы (абсолютная высота 775 м) доминирует IV кристалломорфологический тип касситерита, а анатаз образует бочонковидные и остроидипирамидальные кристаллы. В пробах из той же жилы, но отобранных под горой (абсолютная высота 650 м) доминирует III кристалломорфологический тип касситерита, а анатаз относится к преимущественно пластинчатым разновидностям. Ясно, что здесь благодаря гористому рельефу местности проявляется кристалломорфологическое различие верхнего и среднего горизонтов жилы. Для суждения

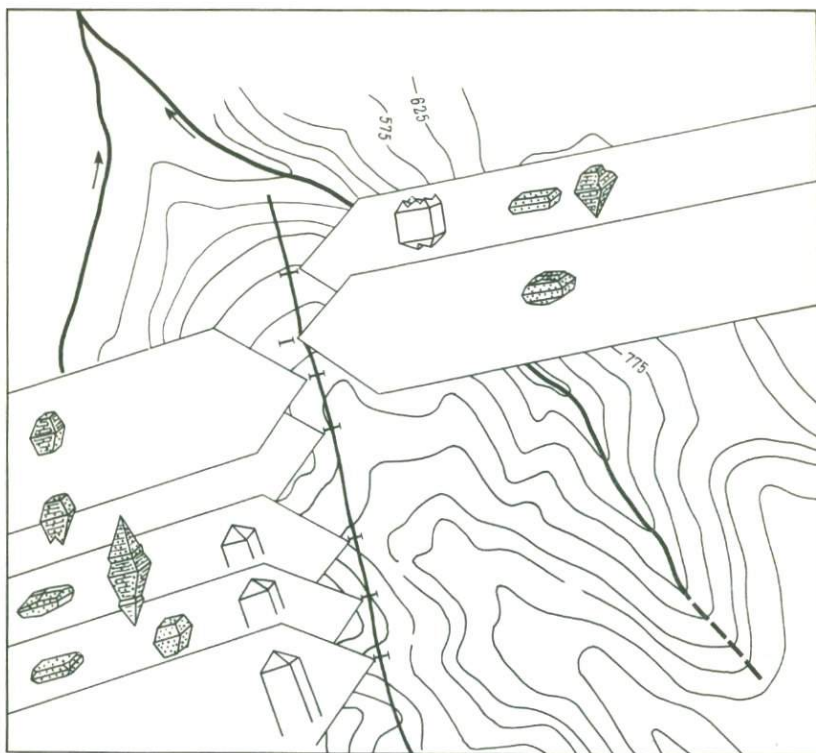


Рис. 29. Кристалломорфологическое соответствие касситерита и анатаза (кран) в местах вскрытия одной и той же жилы на различных гипсометрических отметках

о валовом кристалломорфологическом составе касситерита жилы в целом требуются, следовательно, представительные, а не одиночные случайные пробы. При этом представительность должна соблюдаться по отношению не только к жиле в целом, но и к отдельным ее интервалам, разрезам, сечениям и вообще к любым ограниченным объемам минерализованного пространства. Каждый результат кристалломорфологического анализа верен только для того места, откуда поступил материал в пробу.

### Поправка на дальность переноса

Характерные для верхов кристаллы V типа при эрозионном вскрытии рудных жил первыми поступают в рыхлые отложения и успевают унести водными потоками на значительное расстояние от своего коренного источника, пока вслед за ними не придут в движение кристаллы с более глубоких горизонтов. Таким образом, в рыхлых отложениях возникает отраженная, вторичная зональность строения, проявляющаяся в различии доминирующего типа кристаллов касситерита (надо полагать, анатаза и других спутников тоже, рис. 30). Эта зональность прослеживается не только в плане, но и по вертикальным разрезам: наиболее кристалломорфологи-

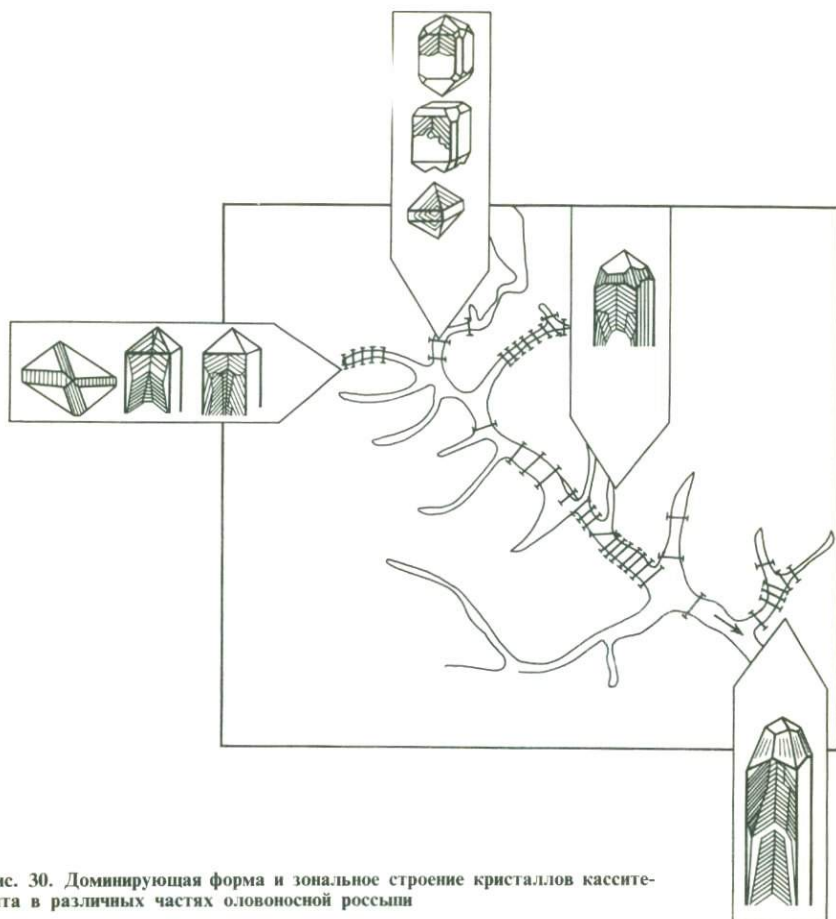


Рис. 30. Доминирующая форма и зональное строение кристаллов касситерита в различных частях оловоносной россыпи

чески омоложенными являются как наиболее удаленные, так и наиболее нижние части оловоносных россыпей (рис. 31).

На рис. 32 в изолиниях  $X_{\text{SnO}_2}$  представлены области распространения на территории Комсомольского рудного района кристаллов касситерита разного типа. Известные месторождения находятся здесь внутри шлиховых ореолов касситерита, притом самые значительные – внутри ореолов, созданных преимущественно рассеянием V типа кристаллов. Мелкие оловорудные объекты выделяются концентрически зональными ореолами рассеяния касситерита разных типов, до I включительно. Центробежное построение ореолов (I → V от центра к периферии) свойственно глубокоэродированным одиночным рудным жилам. Центростремительное построение ореолов (I → V от периферии к центру) наблюдается в случае смещения материала от нескольких жил. Во всяком случае, результат кристалломорфологического анализа шлихов есть функция удаленности шлиха от коренного источника (или источников) сноса, а при большой мощности рыхлых отложений – также и глубины отбора шлиха.

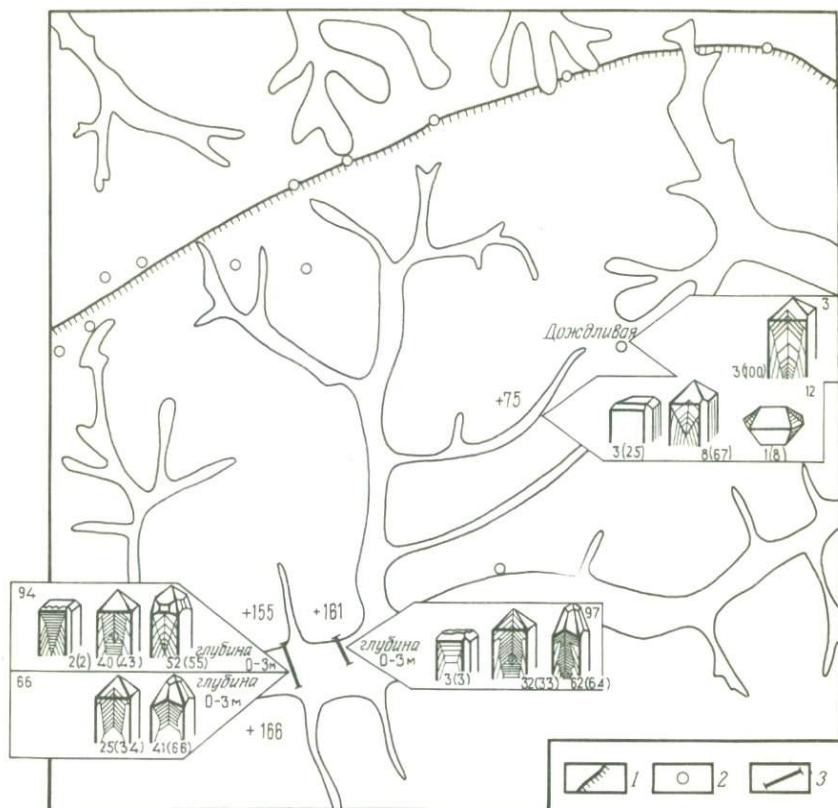


Рис. 31. Результаты кристалломорфологического анализа касситерита из проб аллювия р. Урми и ее притоков.

1 – направление оси структуры «ось Баджала»; 2 – рудопоявления; 3 – линии шурфов по аллювию. Под изображениями кристаллов даны общее число и процентное содержание (в скобках) наблюдавшихся разнотипных кристаллов касситерита из разных слоев аллювия, рядом – значения кристалломорфологической балльности  $X_{\text{SnO}_2}$

## ВОЗМОЖНОСТЬ ОЦЕНКИ ОРУДЕНЕНИЯ

Первичная и вторичная топография минерализованного пространства позволяет исследователю ориентироваться в нем с такой точностью, какую он сам себе выбирает. Сущность дела не меняется от того, что вместо символов разного типа пород, минералов, физических свойств и т. д. на карты будут вынесены символы типов кристаллов, а масштаб рассмотрения сузится от границ месторождения до границ отдельных рудных жил и гнезд. Все задачи, которые решаются с помощью карты, относятся к числу геометрических. Получается ответ, как далеко от места наблюдения до того места, которого следует достичь. Кристалломорфологическое картирование (полное или выборочное) проводится с целью выяснить положение наблюдаемой точки относительно имеющегося центра минерализации (в

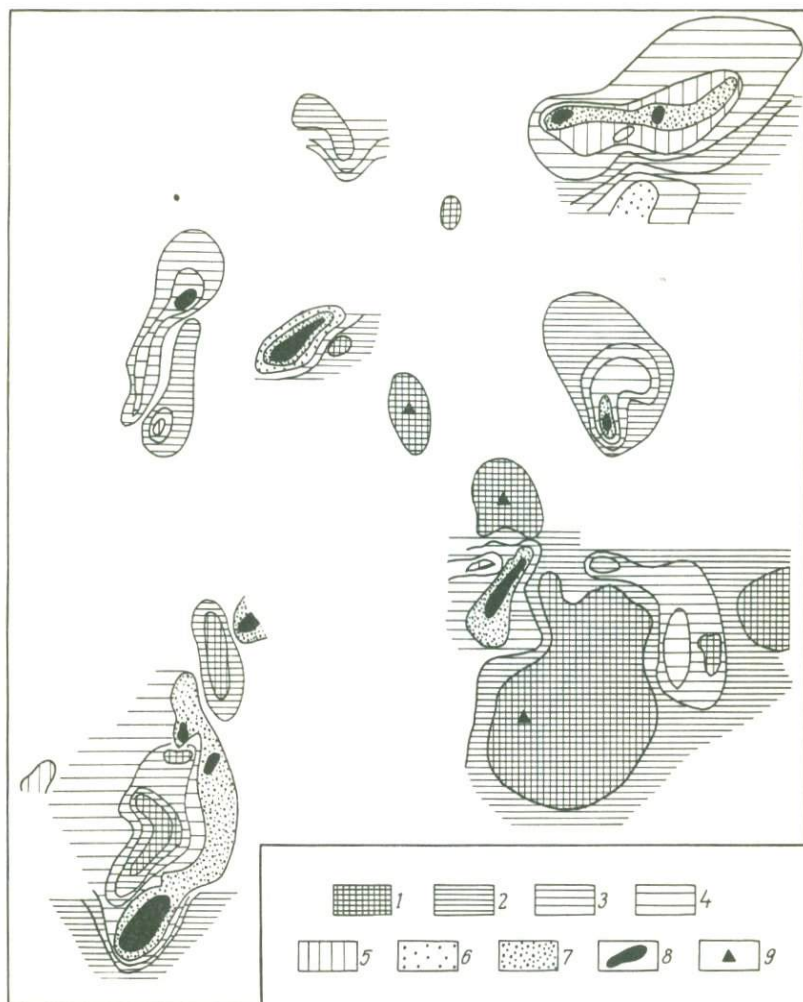


Рис. 32. Кристалломорфологическая (по касситериту) схема оловорудного района в изолиниях кристалломорфологической бальности  $X_{\text{SnO}_2}$ .

1 – от (+ 200) до (+ 150), 2 – от (+ 150) до (+ 100), 3 – от (+ 100) до (+ 50), 4 – от (+ 50) до 0, 5 – от 0 до (- 50), 6 – от (- 50) до (- 100), 7 – от (- 100) до (- 150), 8 – от (- 150) до (- 200); 9 – положение месторождений

частности, оруденения). Следует установить: 1) как близко центр оруденения расположен относительно наблюдаемой точки на современной поверхности (задача об уровне эрозийного среза)?; 2) в какой части оруденелого пространства находится наблюдаемая точка (задача о протяженности минерализации в стороны от наблюдаемой точки)?; 3) как близко центр оруденения расположен относительно наблюдаемой точки (задача об ориентации относительно местоположения наиболее богатых руд)?.

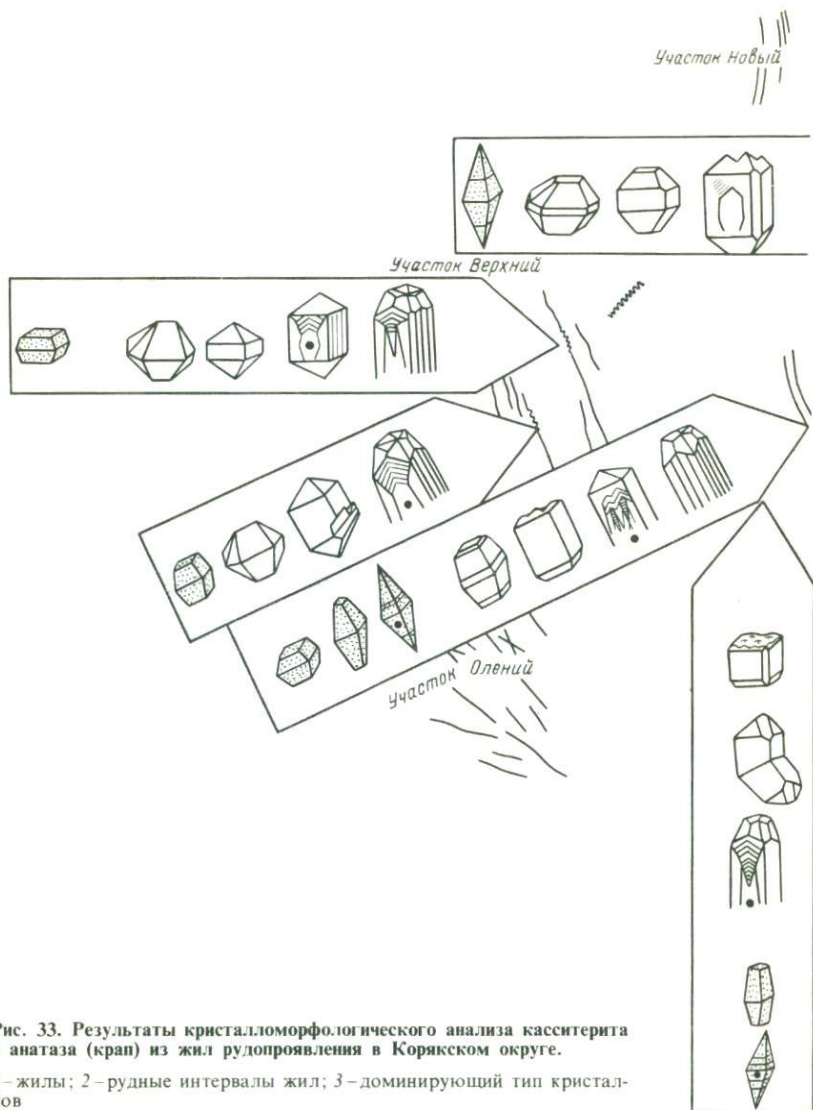
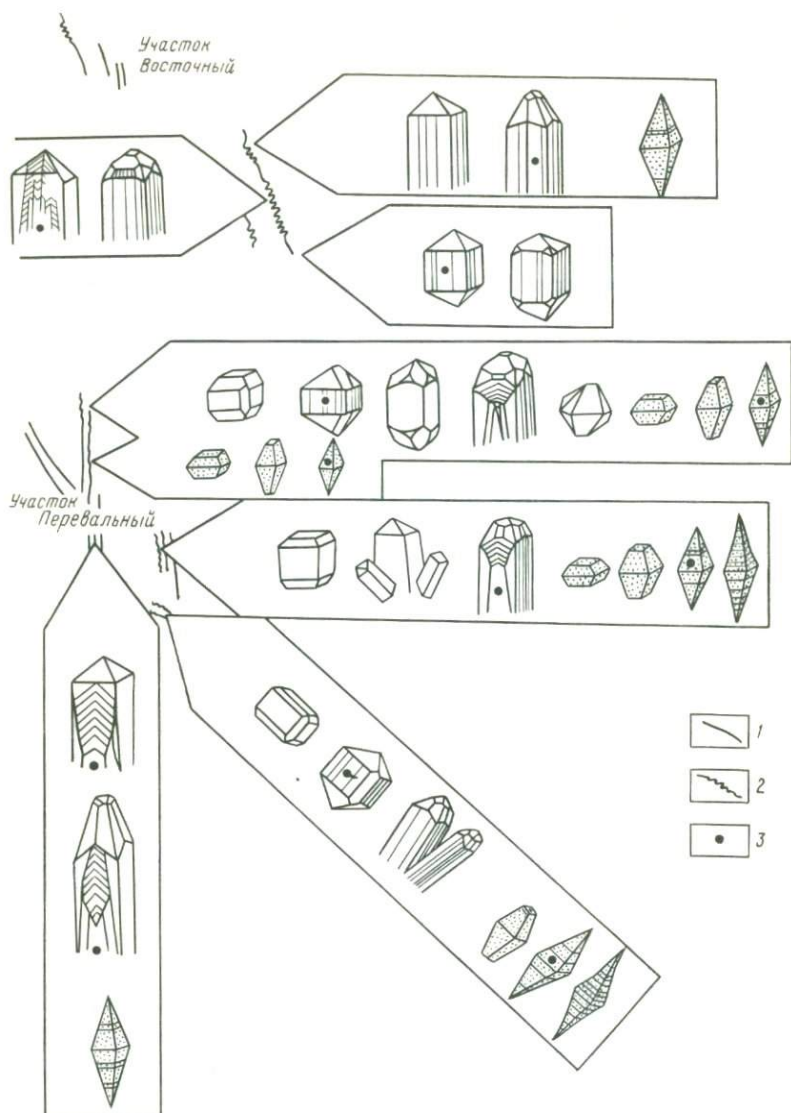


Рис. 33. Результаты кристалломорфологического анализа касситерита и анатаза (круп) из жил рудопроявления в Корьякском округе.

1 – жилы; 2 – рудные интервалы жил; 3 – доминирующий тип кристаллов

### Уровень эрозионного среза

Поскольку разные горизонты жилы отличаются друг от друга по морфологии касситерита и минералов-спутников, то существует возможность кристалломорфологической оценки уровня эрозионного среза. Примем следующие обозначения для кристалломорфологической балльности разных горизонтов уровней среза жилы:  $X_{\max}$  – самого верхнего (в пределе + 200);  $X_{\min}$  – самого нижнего (в пределе – 200);  $X_i$  – наблюдаемого (от + 200 до – 200).



Эрозионный срез жилы от ее общей протяженности на глубину определяется формулой (в %):

$$K = \frac{X_{\max} - X_i}{X_{\max} - X_{\min}} \cdot 100 = 50 - \frac{X_i}{4}. \quad (2)$$

Иногда важно знать уровень эрозионного среза по отношению к протяженности не всей жилы, а только ее продуктивной части. Продуктивная же часть жилы, по эмпирическим данным (см. рис. 25), заключена для касситерита (при современных кондициях на олово) между горизонтами с  $X_{\min} = 0$

и  $X_{\max} = +100$ . Подставляя эти значения  $X_{\text{SnO}_2}$  в формулу (2), получим эрозионный срез возможного рудного тела (в %):

$$K'_{\text{SnO}_2} = 100 - X_i. \quad (3)$$

На рис. 33 представлены результаты кристалломорфологического анализа касситерита из вскрытых канавами и траншеями жил трех участков одного из рудопоявлений в Корякском национальном округе. Во всех отобранных пробах доминируют V или IV кристалломорфологические типы, III типа мало, II тип очень редок, а I тип вообще отсутствует. Анатаз преимущественно остродипирамидальный (IV тип). Эти данные свидетельствуют о том, что жилы рудопоявления, хотя и в разной степени, эродированы слабо. Табл. 8 помогает уточнить минимальный и максимальный уровни эрозионного среза рудных жил: на возвышениях горного рельефа сохранена надрудная часть жил, а в низинах размыто не более 4% их продуктивного интервала.

### Протяженность минерализации на глубину

Если есть возможность определить уровень среза жилы на разных гипсометрических отметках, то вычислить приблизительную глубину ее выклинивания уже не составляет большого труда. Не отличаясь в принципе по плану своего зонального строения, крупные и мелкие жилы имеют тем не менее разный градиент вертикальной кристалломорфологической изменчивости (в % на 100 м):

$$g_h = \frac{X_B - X_H}{h_B - h_H} \cdot 100, \quad (4)$$

где  $g_h$  — градиент вертикальной кристалломорфологической изменчивости, равный разности  $X$  на 100 м высоты  $h$ ;  $X_B$  и

Таблица 8

Эрозионный срез ( $K_{\text{SnO}_2}$ ) и его уровень ( $X_{\text{SnO}_2}$ ) в оловорудных жилах Корякии

Участок	№ ана-лиза	Число кри-сталлов	Кристалломорфологический состав касситерита, %								
			I	II	III	IV	V	$X_{\text{SnO}_2}$	$K_{\text{SnO}_2}$	$K'_{\text{SnO}_2}$	
Восточный	1	61	0	0	8	68	24	+ 161	11	- 61	
	2	80	0	0	0	23	77	+ 177*	6**	- 77**	
Верхний	3	22	0	0	0	86	14	+ 114	22	- 14	
	4	143	0	0	6	34	60	+ 154	12	- 54	
Перевальный	5	36	0	0	18	17	65	+ 147	13	- 47	
	6	96	0	0	11	55	34	+ 123	19	- 23	
	7	109	0	0	2	94	4	+ 102	24	- 2	
	8	69	0	5	23	43	29	+ 96**	26*	4*	

\* Наивысшее достоверное значение.

\*\* Наинизшее достоверное значение.

$X_n$  – кристалломорфологическая балльность верхнего и нижнего сечений жилы соответственно;  $h_v$  и  $h_n$  – абсолютная высота верхнего и нижнего сечений (в м).

Для протяженных на глубину жил  $g_h$  мал, а для быстро выклинивающихся – велик. Например, для случая жилы Ветвистая на профиле – 13-м, представленном на рис. 34 и в табл. 9,

$$g_h = \frac{175 - 161}{120} \cdot 100 \approx 12.$$

Если пренебречь заведомым изменением самого градиента в районе изучаемого профиля, то можно найти глубину залегания  $h_0$  горизонта с

Таблица 9

Вертикальный градиент кристалломорфологической изменчивости касситерита на профиле – 13-м жилы Ветвистой

Типы, число наблюдавшихся кристаллов и $X_{SnO_2}$	Кристалломорфологический состав касситерита на разных высотах, %	
	280 м	160 м
I	0	0
II	0	0
III	4	7
IV	17	25
V	79	68
Число кристаллов	71	252
$X_{SnO_2}$	+ 175	+ 161

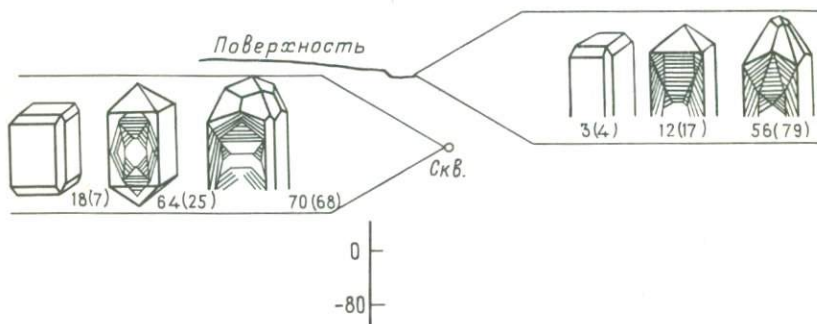


Рис. 34. Кристалломорфологический состав касситерита на профиле – 13-й жилы ветвистой. Под изображениями кристаллов даны число и процентное содержание (в скобках) кристаллов разных типов.

$X_{\min} = 0$ , где обычно проходит нижняя граница кондиционных касситеритовых руд.

$$h_0 = \frac{X_i}{g_h} \cdot 100, \quad (5)$$

где  $h_0$  – глубина выклинивания рудного тела относительно места опробования.

Так, для уже рассмотренного примера жилы Ветвистой на профиле – 13-й нижняя граница оруденения проходит под поверхностью на глубине (в м):

$$h_0 = \frac{175}{12} \cdot 100 \approx 146.$$

Полная вертикальная протяженность минерализации  $L$  (в м):

$$L = \frac{X_{\max} - X_{\min}}{g_h} \cdot 100 = \frac{4 \cdot 10^4}{g_h}. \quad (6)$$

### Ориентация относительно горизонта наиболее богатых руд

Наиболее богатые касситеритовые руды свойственны не низам и не верхам жил, а их середине. Ранее было отмечено, что касситерит в богатых рудах принадлежит к IV–III типам кристаллов, что определяет балльность  $X_{\text{SnO}_2}$  центрального рудного горизонта как близкую к +50. Эту же цифру можно получить другим путем – как среднее из  $X_{\max} = 100$  и  $X_{\min} = 0$ . Зная балльность опробованной части жилы, можно сориентироваться, в каком направлении следует двигаться, чтобы достичь горизонта с  $X_{\text{SnO}_2} = +50$ . При этом, если руды в опробованной части жилы с  $X_{\text{SnO}_2} \neq +50$  беднее, то есть надежда найти в других частях более богатые; если же они останутся неудовлетворительными и на горизонте с  $X_{\text{SnO}_2} = +50$ , то таких надежд уже нет. Покажем пример комплексной кристалломорфологической оценки жилы Снежинка, детально опробованной на штольневом горизонте (рис. 35).

На основании наблюдения 273 кристаллов морфологический состав касситерита жилы Снежинка записывается в следующем виде: I 4 II 0 III 34 IV 53 V 9 Σ 100.

Отсюда получаем по (1, 2, 3):  $X_i = +63$ ;  $K = 34$ ;  $K' = 37$ .

Отсутствие данных с какого-либо второго горизонта жилы не позволяет вычислить  $g_h$  и  $h_0$ . Однако кристалломорфологическая пестрота пробы, пропуск в эволюционном развитии кристаллов II типа, небольшое удлинение кристаллов по оси  $c$  и широкое развитие комплексных двойников свидетельствует о том, что  $g_h$  на жиле Снежинка достаточно велик. Значительный эрозионный срез, явная близость корней и определение опробо-

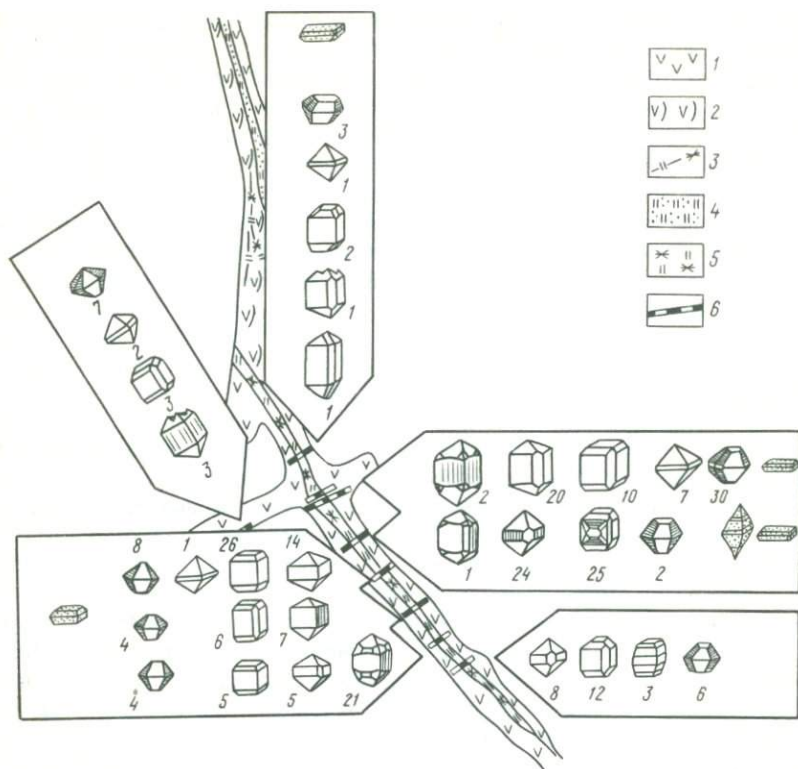


Рис. 35. Форма кристаллов касситерита и анатаза (кряп) из штольни жилы Снежинка.

1 – туфы дацитов; 2 – туфы порфиристов; 3 – жильные кварцевые турмалиниты; 4 – кварцевые песчаники; 5 – турмалиновые метасоматиты; 6 – места отбора бороздковых проб. Показано число (1–30) наблюдавшихся касситеритовых кристаллов данного типа, в том числе комплексных двойников. Комсомольский район Хабаровского края

ванного горизонта как почти совпадающего с наиболее продуктивным, позволяют заключить, что оруденение жилы Снежинка в районе опробованных рассечек не может иметь на глубине сколько-нибудь большого продолжения.

### ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА ПРИМЕСЕЙ

Утверждение о закономерном изменении формы кристаллов минерала в геологическом пространстве – времени равноценно утверждению о таком же закономерном изменении химического состава кристаллов и связанных с химизмом физических свойств минеральных индивидов. Исторически сложилось так, что химическая и даже кристаллохимическая эволюция минералов была замечена много раньше, чем кристалломорфологическая. Существование последней до сих пор иногда ставится под сомнение, хотя это и противоречит не только данным массовых кристалломорфологических

анализов, но и просто правилам логики (ведь связь химизма и ограничения бесспорна, а эволюция химизма минералов никем не отрицается).

По-видимому, если бы здесь рассматривалась эволюция химизма касситерита, то следствием из нее была бы обязательно кристалломорфологическая эволюция этого минерала. Во взаимосвязи химический состав – форма кристаллов трудно определить ведущее начало. Вероятнее всего, его функции попеременно выполняют то форма, то состав. Выделяя из состава касситерита постоянную часть, описываемую теоретической формулой  $\text{SnO}_2$ , получим в остатке примеси, изменения в содержании которых протекают параллельно с изменением ограничения, лимитируются им и, в свою очередь, его отчасти определяют.

## Пространственное распределение примесей

В касситерите обнаружено 49 элементов-примесей, из них характерными или «типоморфными» являются: Nb, Ta, Mn, Ti, W, Zr, V, Sc, In, Ba, Th, Pb, Bi, As, Zn, Sb, Ag. Количественное соотношение примесей весьма изменчиво. Оно зависит от металлогенических особенностей оловорудных провинций, формационной принадлежности оруденения, типа вмещающих пород, глубины кристаллизации минерала.

Так, содержание индия в касситерите по восстанию рудных тел возрастает, а содержание ниобия и скандия убывает. Это позволяет Н. Н. Никулину предлагать индий-ниобиевое и подобные ему отношения в качестве меры эродированности месторождений. Ионный радиус элементов-примесей во многих случаях очень близок к ионному радиусу олова, что служит источником предположений о вхождении их в кристаллическую решетку касситерита по схемам изо- или гетеровалентного изоморфизма. На самом же деле изоморфные замещения в касситерите не играют большой роли, так как параметры элементарной ячейки касситерита при разном его составе изменяются очень слабо. Проведенные в последние годы электронографические и прочие тонкие исследования фазового состава касситерита позволили установить в казалось бы гомогенных кристаллах множество включений сравнительно обычных минералов (танталита, ильменита, магнетита, гётита, гематита, вольфрамита, шпинели, рутила, циркона, корунда и пр.). Именно они оказались ответственными за наличие в касситерите примесей не только порообразующих (Si, Al, Mg, Fe, Ti), но и ряда редких (Nb, Th, Zr, W, U) элементов.

Установлено, что общее содержание этих включений и соответственно типоморфных элементов-примесей закономерно снижается от темных изометрических разновидностей касситерита к светлым и вытянутым по оси *c*. Этот ряд совпадает с последовательностью кристаллизации различающихся по окраске кристалломорфологических типов касситерита I–V.

Микровключения тапиолита, стрюверита, моссита, ильменорутила, рутила, циркона и других минералов в касситерите имеют с разными гранями касситерита разное химическое и структурное (в общем случае – конституционное) родство. Благодаря этому сингенетичная кристаллизация перечисленных микровключений протекает на разноименных гранях касситерита в значительной степени избирательно, и касситерит приобретает

в процессе роста не только зональное, но и секториальное строение. Обусловленная микровключениями первичная зональность и секториальность строения свойственна кристаллам касситерита разного типа. Последний же, как было показано выше, изменяется в процессе роста кристаллов касситерита, таким образом, время существования на кристаллах граней разных простых форм индивидуально. Из-за этого нет жесткой связи между конечным ограничением кристаллов и их валовым химическим составом. Нередки случаи, когда одно и то же конечное ограничение имеют кристаллы, выросшие разноименными (т.е. относящимися к разным простым формам) гранями, и, наоборот, разное конечное ограничение встречается у кристаллов, выросших одноименными гранями (рис. 36). При такой ситуации сравнительный химический анализ групп кристаллов, подобранных по конечному ограничению, априорно бесполезен для генетических выводов. Рациональный вариант установления соотношения между составом и формой кристаллов касситерита заключается в анализе разноименных пирамид роста монокристаллов.

Опыт такого анализа уже имеется [34]. Оказалось, что распределение большинства примесей в монокристалле касситерита отчетливо подчинено ориентировке зон роста. Наиболее контрастно эта зависимость проступает для вольфрама, содержание которого от темных зон роста диширамыды в головке кристалла к светлым зонам роста в боках кристалла падает в 30–80 раз. Такая же тенденция характерна и для ниобия, хотя скачок в его содержаниях менее значителен. Индий, скандий и особенно трехвалентное железо концентрируются, наоборот, преимущественно в светлых боковых пирамидах роста. Касситерит Комсомольского района Хабаровского края анализировался во ВСЕГЕИ Г.Б. Лодиным на установке для микроспектрального локального анализа МСЛ-2 (выпуск ЛОМО, 1970 г.). В этом случае анализировались очень мелкие (от 1,5 до 6 мм), прозрачные монокристаллы касситерита зонально-секториального строения.

Кристаллы с помощью цемента были смонтированы в ориентированном положении (ось  $c$  приблизительно параллельна или перпендикулярна столику микроскопа) в шаблоны из оргстекла, размером  $30 \times 20 \times 8$  мм<sup>3</sup> с лунками диаметром 7 мм и глубиной 4 мм; при этом употреблялся силикатный цемент. После высыхания цемента проводилась шлифовка и доводка на стекле препарата с целью вскрытия зон по  $\{111\}$ ,  $\{001\}$  и  $\{hhl\}$ . Из-за технических трудностей шлифовки и доводки из 12 готовящихся препаратов пригодными для работы оказалась только половина. Для анализа выбирались наиболее густо окрашенные зоны, ширина которых колебалась от 30–40 мкм до 1 мм. Локальность лазерного пучка составляла соответственно 30–40 мкм, либо 80–100 мкм.

Полученные спектры фотометрировались. Для фотометрирования выбирались гомологичные линии основного компонента – олова и элементов-примесей. Конечным результатом обработки цифровых данных явились отношения исправленных по фону интенсивностей линий элемента-примеси ( $P_n$ ) и основного компонента – олова ( $P_0$ ), т.е.  $P_n/P_0$ .

Отношение  $P_n/P_0$  в зонах роста граней разных простых форм касситерита Комсомольского района приведено в табл. 10. Широкий диапазон изменений  $P_n/P_0$  для одной и той же простой формы обусловлен тем, что это отношение оказалось различно для одинаковых граней разных индивидов.

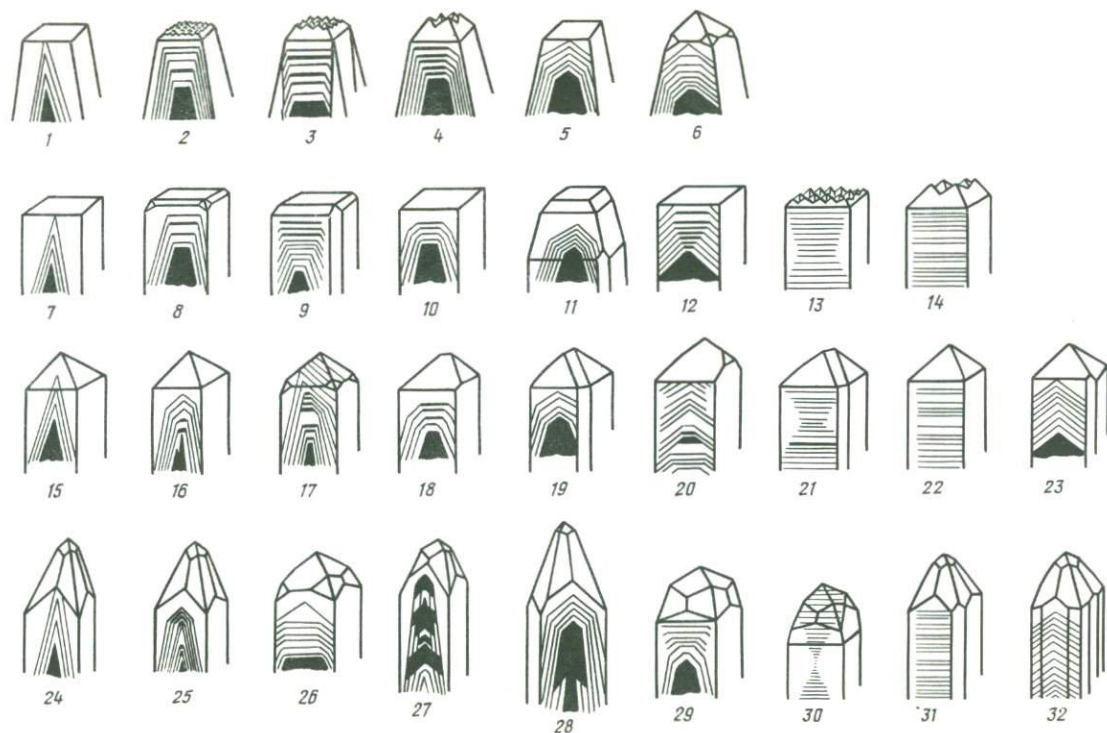


Рис. 36. Различные варианты пространственно-возрастного соотношения наружных и внутренних (заросших) граней у кристаллов касситерита: 1, 2, 3, 6, 16, 17, 20, 22, 26 и 31 – жила Северная (из штольни); 4, 5, 9, 11, 18, 19, 21 – жила Геофизическая (из скважины); 7, 23 и 8 – жила Северная (из скважины); 10 – жила Ягодная (из штольни); 12 и 29 – жила Главная (рудный концентрат); 14 – жила Придорожная (из штольни); 15, 27, 28 и 30 – жила Главная (рудный концентрат); 24 и 25, 32 – участки Букам и Сютюинга (шлихи), Комсомольский и Баджалский районы Хабаровского края. Кристаллы показаны в таком положении, в каком они лежат на столике микроскопа

Таблица 10

Результаты микроспектрального локального анализа  
разноименных пирамид роста касситерита Комсомольского района

Элемент	$P_n/P_0$			Пирамиды роста касситерита в порядке снижения $P_n/P_0$
	001	111	hhl	
Fe	2,24–1,13 Ср. 1,68(7)*	0,58–0,19 Ср. 0,21(4)	10,2–0,21 Ср. 2,60(15)	hhl, 001, 111
Ti	3,97–0,56 Ср. 2,17(7)	1,04–0,07 Ср. 0,53(4)	3,20–0,26 Ср. 1,55(17)	001, hhl, 111
W	0,04–0,01 Ср. 0,03(6)	0,12–0,06 Ср. 0,08(4)	0,008–0,000 Ср. 0,0006(13)	111, 001
V	1,02–0,07 Ср. 0,040(5)	0,041–0,020 Ср. 0,03(2)	3,10–0,005 Ср. 1,03(5)	hhl, 001, 111
Sc	1,51–0,006 Ср. 0,32(7)	0,16–0,16 Ср. 0,16(2)	1,83–0,00 Ср. 0,60(11)	hhl, 001, 111
Be	0,18–0,00 Ср. 0,06(7)	Нет?(?)	3,69–0,00 Ср. 0,83(13)	hhl, 001
Zr	Нет(?)	Нет(?)	Следы (2) 10%	hhl
Nb	Нет(?)	Нет(?)	Следы (8) 50%	hhl
Sb	Следы (5) 60%	Следы (4) 50%	Следы (11) 80%	hhl, 001, 111

\* Здесь и далее в круглых скобках—число анализов; в процентах показано его отношение к общему числу анализов на данный элемент.

Более того, было замечено, что  $P_n/P_0$  обычно отчетливо снижается во времени для всех граней у одного и того же индивида. Так, у кристалла касситерита с жилы Северной три последовательные зоны роста {001} показали четырехкратное понижение  $P_n/P_0$  для титана, несколько менее резкое понижение  $P_n/P_0$  для скандия, ванадия и очень слабое—для бериллия. Тем не менее по среднему значению  $P_n/P_0$  можно выделить грани, для которых  $P_n/P_0$  максимально. Эти статистически высокие значения  $P_n/P_0$  могут быть интерпретированы как свидетельство преимущественной концентрации примеси именно в данной пирамиде роста кристалла.

В крайней справа графе табл. 10 показана очередность простых форм касситерита по предполагаемому снижению активности соответствующих им граней в сорбции элементов-примесей, образующих, как уже отмечалось, самостоятельные микровключения. Полученные значения  $P_n/P_0 > 1$ , очевидно, являются дополнительным свидетельством реальности существования в касситерите таких микровключений.

Анализируя данные табл. 10 видно, что много элементов-примесей (в

Таблица 11  
 Результаты спектрального анализа прокаленных зерен  
 касситерита

Элемент	Содержание $\times 10^3$ в разноокрашенных зернах, %		
	красные	черные	дымчатые
Fe	> 1000	1000	1000
Ti	2000–1000	2000–1000	1000
W	200	300	300
V	50	50	20
Zr	20	10	10
Nb	30	30	20
In	0,66	0,58	0,71
Ni	2	2	1
Bi	0,5	1	0,5
Ag	0,03	0,05	0,03

том числе, по-видимому, Nb) концентрируется в зонах роста острых дипирамид  $\{hhl\}$ -форм, ранних по времени своего появления на касситерите. Особенно хорошо грани острых дипирамид концентрируют железо (по О. П. Иванову и др.—преимущественно трехвалентное). Как уже отмечалось, пирамиды роста  $\{hhl\}$  являются у касситерита единственными, цвет которых при прокаливании изменяется с желтовато-коричневого и оранжевого на красный. Известно, что в касситерите присутствует парамагнитная фаза гидрооксида железа типа лепидокрокита  $FeO(OH)$ . Это дает основание считать, что покраснение касситерита в пирамидах роста  $\{hhl\}$  при прокаливании обязано реакции обезвоживания гидрооксида железа (гематизации), происходящей внутри кристаллов без видимого нарушения их целостности:  $FeO(OH) \rightarrow Fe_2O_3 + H_2O \uparrow$ .

В окрашенных зонах по  $\{001\}$  и  $\{111\}$  железо тоже присутствует, но в меньшем количестве и в другой элементной ассоциации. Так, интересной особенностью является практическое отсутствие в зонах роста  $\{hhl\}$  вольфрама и, наоборот, его явное накопление на гранях  $\{001\}$  и особенно  $\{111\}$ . Здесь вольфрам вместе с железом входит, очевидно, в состав термостойкого вольфрамита (грани  $\{111\}$  при прокаливании окраску почти не изменяют). Зоны роста  $\{001\}$  выступают, кроме того, как преимущественные накопители титана.

В табл. 11 приведены результаты обычного полуколичественного спектрального анализа зерен касситерита, принадлежащих разноименным пирамидам роста. Принадлежность зерен к тем или иным пирамидам роста определялась в данном случае приблизительно (по окраске зерен после прокаливании), например: красное зерно — из пирамиды роста  $\{hhl\}$ ; черное зерно — из пирамиды роста  $\{001\}$ ; дымчатое, пятнистое зерно — из пирамиды роста  $\{111\}$ .

Результаты табл. 11 менее выразительны, чем результаты табл. 10, но и они позволяют обнаружить тенденцию обеднения вольфрамом боковых зон касситерита. Неодинаковым оказывается содержание в различных пирамидах роста индия. По-видимому, больше всего индия содержится в пирамидах роста граней  $\{111\}$ , которыми кристаллы касситерита растут как

в раннюю стадию (кристалломорфологический тип I), так и в позднюю (кристалломорфологический тип IV). Менее всего индия содержится в пирамидах роста граней  $\{001\}$ , являющихся ростовыми главным образом в срединную стадию (кристалломорфологический тип III). Постепенное уменьшение содержаний в касситерите Nb и, наоборот, увеличение содержаний W и In при переходе от пегматитового формационного типа оловянных месторождений к кварц-касситеритовому и сульфидно-касситеритовому, очевидно, может быть объяснено не только увеличением или уменьшением содержания этих элементов в минералообразующем растворе, но и сменой характера ограничения растущего кристалла.

### Вторичное поведение примесей

Зонально-секториальное строение касситерита, подчеркнутое различием окраски разноименных пирамид роста, известно с конца прошлого века. Особенно тщательно изучение распределения окраски в касситерите в 40-х годах проводилось Г. Л. Вазбуцким. Его вывод об изменении первичной окраски касситерита под воздействием вторичной минерализации подтверждается современными исследованиями. Гематитизация включений в касситерите при прокаливании, происходящая без видимых нарушений целостности кристаллов, указывает на то, что внутренние зоны касситерита имеют связь с окружающей средой через систему микропор и микроканалов, которые бывают не только первичного, но и вторичного происхождения. В пользу вторичного происхождения каналов свидетельствует то обстоятельство, что обесцвечивание кристаллов касситерита, сопровождающее вынос из него вещества твердых сингенетических включений, более активно, чем в самих жилах, происходит в россыпях (рис. 37). Чем дальше от своего коренного источника находятся в россыпи кристаллы касситерита, тем они, как показал И. А. Карякин [22], беднее примесями.

В зональности оловоносных россыпей по элементам-примесям в касситерите отражаются три вида совершившихся процессов: 1) зональное рас-

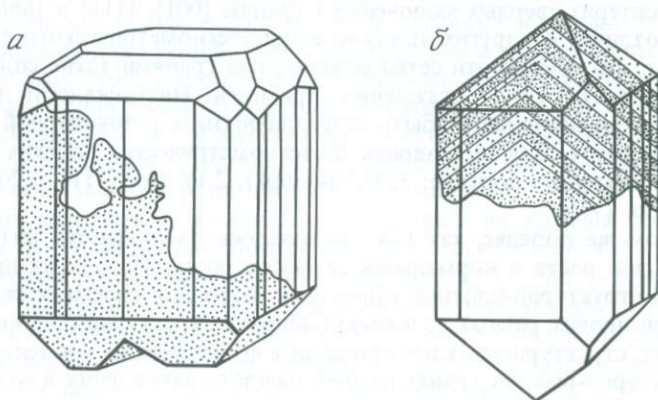


Рис. 37. Частично обесцвеченные кристаллы касситерита из россыпи Светлая:

*a* — без видимых зон роста; *б* — с видимыми зонами роста

пределение различных типов кристаллов, уже изначально различающихся по набору и количественному соотношению элементов-примесей; 2) предпочтительное механическое разрушение темноокрашенных частей кристаллов, богатых примесями; 3) последовательное выщелачивание из кристаллов сначала халькофильных элементов, а затем и литофильных.

Для того чтобы включения других минералов попали в кристалл в процессе его роста и притом были структурно ориентированы, как это имеет место в случае с касситеритом, необходимо выполнение двух условий: 1) вещество включений должно находиться в растворе в период кристаллизации касситерита; 2) на кристаллах касситерита должны быть грани, способные данное вещество сорбировать.

Рассмотрим каждое условие подробнее.

Сингенетичность с касситеритом. Последовательность отложения минералов в оловорудных зонах в общих чертах совпадает с рядом понижения их изобарно-изотермических потенциалов или рядом увеличения структурной рыхлости  $\omega$  ( $\text{см}^3/\text{г}\cdot\text{атом}$ ).

Наиболее близкие касситериту по времени кристаллизации минералы имеют  $\omega = 6 - 9,5$  (кислородные — до  $\omega = 8$ , сернисто-мышьяковистые — с  $\omega > 8$ ). Эмпирическое правило объемного соответствия размеров морфологических ячеек закономерно срастающихся изоморфных кристаллов Т. Баркера, трансформированное впоследствии для случая эпитаксии в правило Л. Руайе, позволяет принять для наиболее подходящих в качестве структурно-ориентированных примесей в касситерите те минералы,  $\omega$  которых отличается от  $\omega$  касситерита, равного 7,17, не более чем на 20%, т. е. попадает в диапазон  $7,17 \pm 1,43 = 5,74 - 8,68$ . Обнаруженные и предполагаемые минералы-примеси в касситерите, рассмотренные с этой точки зрения, представляются в разной степени годными к роли сингенетичных примесей. В наибольшей мере сингенетичность должна быть свойственна минералам групп колумбита и вольфрамита, в наименьшей — минералам групп корунда и шпинели, а также сульфидам.

Наличие сорбирующих граней. Приуроченность окрашивающих касситерит твердых включений к граням  $\{001\}$ ,  $\{111\}$  и  $\{hhl\}$ , содержащим, в отличие от других, плоские сетки стехиометрического состава, показывает, что именно эти сетки создают над гранями такие силовые поля, которые способствуют осаждению примесей. Интенсивность и характер этого осаждения не могут быть безразличными к ретикулярной плотности  $E$  данных сеток. Для касситерита  $E$  стехиометрических плоских сеток убывает в следующем порядке: 3,00 для  $\{001\}$ , 2,19 для  $\{111\}$ , 1,20 для  $\{552\}$  и 0,39 для  $\{771\}$ .

В этом же порядке, как уже указывалось, уменьшается интенсивность окраски зон роста и нормальная скорость роста. Исходя из предположения, что структурно-плотные примесные фазы для своего осаждения должны (при прочих равных условиях) избирать структурно-плотные грани и, наоборот, структурно-рыхлые примесные фазы должны концентрироваться на структурно-рыхлых гранях, можно ожидать накопления в головках кристаллов касситерита таких примесей, как рутил, ильменит, вольфрамит, а в боках кристаллов — тапиолита, гётита, уранинита. Этот вывод не противоречит пока первоначальным данным. Таким образом не только состав минералообразующего раствора оказывает действие на появление тех или

нных граней касситерита, но и наличие определенных граней стимулирует очищение раствора от структурно-родственных этим граням примесей и вхождение последних в кристалл.

### Механизм влияния на форму кристаллов

Имеющийся материал по соотношению химического состава и формы кристаллов касситерита недостаточен, чтобы с уверенностью судить о характере механизма их совместной (химической и морфологической) эволюции. Можно лишь догадываться, что элементы-примеси (Nb, Fe, W, Ti, In и др.) находились в большем или меньшем количестве в специализированном минералообразующем растворе в течение всего периода кристаллизации. Попадали же они в состав касситерита только тогда, когда их концентрация в определенный момент эволюции раствора достигала, во-первых, критической величины, а во-вторых, на кристаллах касситерита к тому моменту имелись благоприятные для сорбции данной примеси грани. Эти грани были разные для каждого элемента или сообщества элементов. Поэтому по изменению химического состава касситерита во времени нельзя (в общем случае) создать точное представление о характере эволюции химического состава минералообразующего раствора. Вместе с тем ясно, что любое исчезновение из раствора какой-то группы элементов-примесей приводило к изменению пересыщения раствора (в сторону увеличения или уменьшения в зависимости от растворимости примесей по отношению к растворимости  $\text{SnO}_2$ ). Изменение пересыщения изменяло соотношение скоростей роста разноименных граней. Одни грани зарастали, другие тормозились, затем следовала избирательная кристаллизация элементов-примесей и создавалась самовозбуждающаяся реакция необратимого характера.

Процессы, протекавшие на границе кристалл–раствор, оказывали такое сильное влияние на форму кристаллов касситерита, что идеальный габитус этого минерала (комбинация  $\{110\} + \{011\}$ ) в чистом виде почти нигде не мог проявиться. Во всех кристалломорфологических типах касситерита форма кристаллов являлась компромиссом между внутренним стремлением кристаллов самоограниться плотными гранями и внешними воздействиями среды кристаллизации, препятствующими в разной степени и разными способами этому стремлению. Минимальным этот компромисс был в период зарастания пинакоида, когда увеличение массы кристалла происходило особенно быстро. Изменение во времени объемного соотношения в кристаллах касситерита химически и физически различных пирамид роста обусловило закономерную эволюцию химического состава и физических свойств касситерита, в частности, увеличения во времени отношения  $W/\text{Nb} + \text{Ta}$ ,  $\text{In}/\text{Nb}$ ,  $\text{In}/\text{Sc}$ , уменьшения магнитности, осветления и т. д. Связь между формами роста и другими особенностями касситерита можно было бы считать достаточно жесткой, если бы на первичную неоднородность касситерита не накладывалось явление вторичного обесцвечивания и, наоборот, вторичного загрязнения, масштабы которого ни на одном оловяно-рудном месторождении пока не установлены. Из двух качеств кристаллов касситерита – формы и химического состава – форма, несомненно, является более консервативной и, следовательно, более пригодной в качестве источника информации о первичных условиях оловянного рудогенеза [22].

## ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ МИНЕРАЛОВ

### ВИДЫ КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

Различаются два вида кристалломорфологической зональности в связи с разными очагами оловоносности: 1) магматическими и 2) метасоматическими [44]. Замеченная впервые Н. Варламовым изменчивость габитуса кристаллов касситерита по мере удаления его месторождений от контакта с оловоносным батолитом в свете современных понятий о кристалломорфологической эволюции предстает сейчас как вариант формационной зональности. Ее характерной особенностью является сокращение кристалломорфологического ряда и соответственного уменьшения максимального (в типе V) удлинения кристаллов касситерита по направлению к границам батолита. В Комсомольском районе такого рода зональность создается вокруг Чалбинского батолита и его более мелких производных гибридного происхождения. Выделяются пять классов оловорудных объектов, различающихся длительностью морфологической истории касситерита и, следовательно, максимальным числом наблюдавшихся в кристаллах фантомов (перечисление в порядке увеличения): 1) в эндоконтакте, 2) в экзоконтакте, 3) в сотнях метров от контакта, 4) в первых километрах от контакта, 5) в десятке и более километров от контакта.

На Баджале, также в зависимости от местоположения относительно интрузий, встречаются кристаллы касситерита, принадлежащие разным классам объектов, которые можно сопоставить с аналогичными в Комсомольском районе. Так, морфологическим аналогом касситерита жил Ветвистой и Кольцевой (класс 2) является касситерит рудопроявлений Грустный Перевал, Коренное и Аракот. Морфологическим аналогом касситерита жил участков Придорожного и Соболиного (класс 3) на Баджале является касситерит рудопроявления Ближнее. С касситеритом Главной жилы (класс 4) сходен морфологически касситерит рудопроявления Лошадина Грива. Наконец, самым близким морфологическим аналогом касситерита жил Северная и Геофизическая (класс 5) является (судя, правда, по одиночным пробам), касситерит участка Сютюинга, а также участков Болоджок и Букам. В целом надо отметить, что чем ближе расположены рудопроявления и месторождения касситерита к батолиту или, иначе, чем непосредственнее их генетическая связь с оловоносным магматическим очагом, тем, судя по морфологической истории касситерита, более краткосрочным было время их образования. Масштабность их, как промышленных оловорудных объектов, имеет тенденцию сокращаться от класса 5 к классу 1.

Внутри каждого класса объектов проявляется кристалломорфологическая зональность уже второго порядка, связанная с различным положением жил внутри пород контактово-метасоматического ореола, которые на новом уровне также являются источником олова для касситерита.

Наиболее подробно кристалломорфологическая изменчивость касситерита вкрест простираения рудных жил была изучена на жилах Северной

и Геофизической: 1) в одном разрезе на разных горизонтах, 2) в разных разрезах на одном горизонте. Изучение показало, что все виды пород с касситеритом кристалломорфологически омолаживаются по направлению от зальбандов к оси рудных жил.

При кристалломорфологическом анализе богатых касситеритом образцов при разведке жилы Геофизической отмечалось постепенное вытеснение с глубиной поздних кристалломорфологических типов касситерита ранними. Статистическое преобладание на верхних горизонтах поздних кристалломорфологических типов (V + IV), а на нижних — ранних (III + II), устанавливаемое по анализу массовых штучных проб, было отмечено также на рудной жиле Ягодная в отдельных разрезах и по жиле в целом. В карьере жилы Главной на отметках 772–724 м в рудах преобладает V кристалломорфологический тип касситерита, а ниже на отметке 546 м — IV. В жиле Придорожной в рудах на отметке 600–575 м встречается V–IV тип кристаллов касситерита, ниже на горизонте 415 м — преимущественно III тип.

Аналогичная прямая вертикальная кристалломорфологическая зональность свойственна оловоносным жилам Приморья. В самых значительных из них вблизи поверхности резко преобладает длиннопризматический (вплоть до игольчатого) V тип кристаллов касситерита с прекрасно выраженными фантомами, показывающими эволюцию в нормальной последовательности от I или II, к III и затем к IV и V типам. С глубиной (например, от IV горизонта к X горизонту) на жиле Первой количественная роль V кристалломорфологического типа отчетливо падает за счет усиления роли IV типа, потом (на самом глубоком горизонте) заметно возрастает роль III типа. Касситерит менее значительных жил представлен в основном кристаллами IV типа короткопризматического габитуса, в ядре которых обычно присутствуют фантомы I типа. Самостоятельные кристаллы I типа наблюдаются только на нижних горизонтах. Там же обычны комплексные двойники (четверники).

Кристалломорфологическая изменчивость касситерита по простиранию прослежена не только по жиле Ветвистой (см. выше), но также и в штольнях по жилам Ягодной, Центральной, Придорожной и др. Во многих штольнях устойчиво преобладает III кристалломорфологический тип касситерита, несмотря на то что эти штольни расположены на разных гипсометрических уровнях и пройдены по разным жилам.

Это эффект, который обуславливается автономностью развития каждой жилы. Имеются, однако, случаи, когда форма кристаллов касситерита по простиранию рудных жил изменяется неожиданно и сильно, так что преобладающий кристалломорфологический тип для данного горизонта представляется неопределенным. Например, кристалломорфологический состав касситерита на центральном штольневом горизонте жилы Северная изменяется таким образом, что наиболее кристалломорфологически молодой оказывается часть рудного тела, находящаяся в центре штольни. В обе стороны от этого места кристалломорфологический состав касситерита симметрично стареет за счет резкого возрастания в пробах касситерита кристалломорфологического типа II. Наблюдаемое явление связано с тем, что данная штольня из-за сильной извилистости верхней и нижней кромок рудного тела проходит через неравноценные места кристаллизации касситерита: в начале и конце штольни эти места приходятся примерно на

центр рудного тела, а в середине штольни – на надрудную область.

Суммируя все данные по изучению кристалломорфологической зональности отложения касситерита, можно сделать следующие выводы.

1. Кристалломорфологическая зональность отложения касситерита возникает вокруг очагов оловоносности: магматических (зональность первого порядка) и метасоматических (зональность второго порядка).

2. Кристалломорфологическая зональность первого порядка проявляется в пространственном разделении оловорудных месторождений и рудопроявлений с несколько различающимися путями кристалломорфологической эволюции (с разным временем существования касситерита в каждом из кристалломорфологических типов).

3. Кристалломорфологическая зональность второго порядка проявляется в пространственном разделении разнотипных кристаллов касситерита внутри рудопроявлений и месторождений практически с одним и тем же путем кристалломорфологической эволюции.

4. Возрастная и пространственная эволюции касситерита связаны между собой прямой зависимостью дальности отложения продуктов кристаллизации по отношению к источнику этих продуктов от длительности кристаллизации.

5. Пространственно-возрастная кристалломорфологическая зональность в разных местах имеет одно направление, но разные градиенты.

## **ПРАВИЛА, ПРЕДОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ВЕРОЯТНОСТЬ ВСТРЕЧИ МИНЕРАЛА ОПРЕДЕЛЕННОГО ОГРАНИЧЕНИЯ**

На морфологических чертах, замеченных у касситерита, как у одного из представителей минералов гидротермального генезиса, можно построить кристалломорфологический вариант модели зонального отложения минералов. Он будет подчинен четырем правилам.

### **Правило вместимости**

Правило вместимости распространяется на все события онтогенеза во времени и пространстве, заданные конкретными условиями филогенеза.

Онтогенез минералов имеет ту особенность, что он так или иначе, но все равно осуществляется от начала и до конца в каждой отдельно взятой рудоносной системе независимо от ее размеров. Иначе говоря, все события образования, роста и изменения минеральных индивидов происходят в тех рамках времени и пространства, которые заданы конкретными геологическими условиями образования минерала как вида. Это приводит к тому, что при одинаковой направленности кристалломорфологической эволюции в разных рудоносных жилах (от постоянно ранних простых форм к столь же постоянно поздним) существуют локальные сокращения пребывания в любом из промежуточных кристалломорфологических типов II–IV. Они соответствуют локальному же сокращению рамок времени и пространства оруденения. Это накладывает определенный отпечаток на морфологию, состав и физические свойства минерала. В частности, сокращенное кристалломорфологическое развитие индивидов касситерита приводит не только

к различной степени удлинения кристаллов по оси  $c$ , но и к различному валовому химическому составу минерала.

Аналогичные случаи сокращенного морфологического развития наблюдаются у анатаза, приобретающего вместо остродипирамидального линзообразный габитус, обусловленный главным образом развитием граней тупых дипирамид  $\{0kl\}$ . Неполнота кристалломорфологического развития кристаллов по сравнению с наиболее сложно построенным эталоном может иметь только отрицательный для оценки перспектив глубинного оруденения генетический смысл. Действительно, упрощенная картина зонально-секториального строения касситерита и его слабое удлинение по оси  $c$  показывают, что в данном случае были реализованы не все потенциальные источники и способы кристаллизации касситерита. Соответственно этому следует ожидать, что время и пространство оруденения в случае сокращенных вариантов онтогенеза минералов будут иметь меньшие числовые характеристики, чем в случае имеющих доказательств длительного роста минерала, притом в каждом возможном для него кристалломорфологическом типе.

Правилом вместимости можно объяснить тот хорошо известный факт, что крупные рудные объекты при первом впечатлении кажутся значительно более однообразными по своему кристалломорфологическому составу, чем мелкие рудопроявления. Причина здесь, очевидно, не в том, что в крупных объектах нет морфологического разнообразия кристаллов, а в том, что градиент кристалломорфологической изменчивости в них по любому направлению настолько мал, что часто остается незамеченным. В мелких же объектах этот градиент велик, так что все (даже крайние) кристалломорфологические типы могут встретиться на очень ограниченном участке пространства (мелкие гнезда и жилки в штокверках).

Правило вместимости есть, по существу, правило типоморфизма как такого явления, которое позволяет по признакам на индивидах минерала судить о признаках всей, часто обширной области минерализации.

## Правило максимума

Правило максимума употребляется для плотностей граней, возникающих на кристалле в интенсивный период роста из одной и той же порции материнского раствора.

В число исключений из закона Браве входят не только случаи габитусного развития на отдельных кристаллах малоплотных граней, но и бесспорные факты кристалломорфологической изменчивости минералов в процессе роста. Не только у касситерита, но и у других минералов часто наблюдается, что именно самые плотные грани минерала, будучи заросшими, но декорированными твердыми или газовой-жидкими включениями, образуют внутреннее геометрически правильное ядро, «кристалл в кристалле», «фантом». Окончательная же форма кристалла, если он все время находился в контакте со своим раствором, определяется гранями, возникшими и развившимися на кристалле в последнюю очередь. Они же имеют как раз очень малые ретикулярные плотности. Небольшие плотности граней иногда характеризуют габитус кристаллов и в начальный период их формирования.

Таким образом, полное, т.е. ничем не заблокированное морфологическое развитие кристаллов в природных условиях протекает в три периода: 1) приближение к «идеальной» форме, составленной комбинацией самых плотных граней, 2) краткое пребывание в «идеальной» форме, 3) отступление от «идеальной» формы. Последовательным наступлением этих периодов и обуславливается в общем случае направленность процесса естественной кристаллизации, выдерживающаяся на месторождениях с самой различной географической привязкой.

Похоже на то, что стремящееся к максимуму в середине процесса изменения ретикулярных плотностей граней, образующих поверхность минералов, обусловлено вспышкообразным изменением в естественных условиях какого-то фактора кристаллизации, более сильного, чем все случайные воздействия на ограничение. Этот фактор—сложная функция от температуры, давления, состава и концентрации минералообразующего раствора. Более всего претендует на роль такого фактора пересыщение минералообразующего раствора данным конкретным соединением. Вспышкообразный характер изменения пересыщения от начала до конца кристаллизации индивидов каждого минерального вида не нуждается в специальных доказательствах (рис. 38). Доминирование на кристаллах плотнейших граней вследствие их особой устойчивости при высоком пересыщении в момент наивысшей скорости устрищения массы может у одних минералов наблюдаться в начале роста (например, у флюорита, ториянита, пирохлора), середине (кальцит, касситерит) или ближе к концу (пирит). Ряд последовательно кристаллизующихся минералов, ограничение которых изменяется по правилу максимума, создает картину пульсации состояния минералообразующего раствора.

## Правило прямого отложения

Правило прямого отложения применено для разнотипных кристаллов в пространстве одной и той же жилы. Направленно изменяющаяся со временем порция рудоносного раствора по мере продвижения вверх и к центру жилы (см. направления перехода I → II → III — ...) откладывает на разном расстоянии от своего источника кристаллы разной формы.

В настоящее время пространственная кристалломорфологическая зональность отложения описывается как совокупность частных зональностей в трех взаимно перпендикулярных плоскостях: вкрест простирания рудоносной жилы, по восстанию и по простиранию. Одноактность процесса кристаллизации, который неизбежно проходит через максимум пересыщения, обуславливает прямой порядок отложения: более поздние продукты (в данном случае грани на кристаллах, расположенных в кристалломорфологическом ряду справа вплоть до типа V) образуются дальше от источника рудоносных растворов, чем более ранние (грани на кристаллах, расположенных слева вплоть до типа I). Эмпирическая, хотя и несколько схематизированная картина пространственного распределения разновременных и разнотипных кристаллов касситерита (рис. 39) недвусмысленно указывает на то, что рудное вещество на завершающем этапе становления жил было взято из вмещающих пород: начальные стадии кристаллизации (I тип) наблюдаются в боках и у корней жил, а конечные (V тип)—в центре

Рис. 38. Принципиальная схема трех различных вариантов изменения пересыщения  $\Delta_c$  во времени  $t$  от момента  $t_H$  зарождения кристалла до момента  $t_K$  прекращения его роста в естественных условиях.

Точками показаны области наиболее высокого пересыщения для минералов A, B, C и соответственное для них время  $t_a$ ,  $t_b$  и  $t_c$ , когда они покрываются наиболее плотными гранями

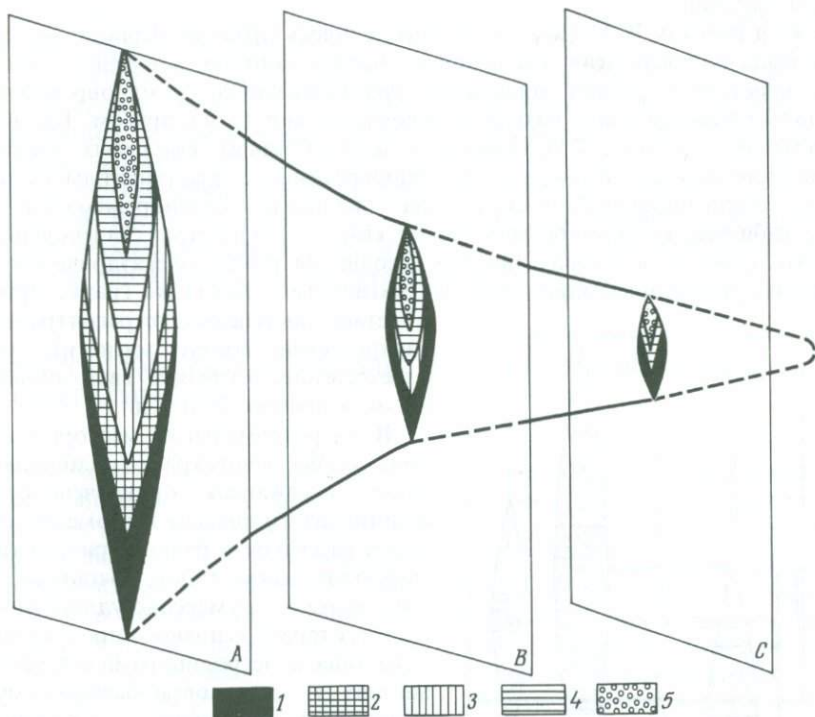
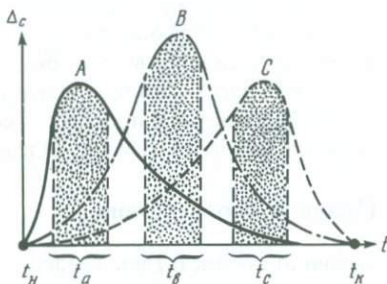


Рис. 39. Схема кристалломорфологической зональности строения рудной жилы:

A, B, C — последовательные разрезы в направлении выклинивания жилы по простиранию; 1-5 — области доминирования кристалломорфологических типов I-V, соответственно

жил и на их выклинивании по восставию. Фланги жил характеризуются сокращениями кристалломорфологической эволюции минерала относительно эволюции в наиболее протяженной на глубину части жилы. Часто нет смысла различать кристалломорфологические типы кристаллов на флангах, так как признаки разных типов там сосредотачиваются на одних и тех же богатоограниченных, но почти не имеющих морфологической истории «гибридных» индивидах.



уроченность скоплений золота в виде кристаллов октаэдрического и кубооктаэдрического габитусов к пириту пентагондодекаэдрического облика. Неизбежность кристалломорфологического соответствия у минералов, кристаллизующихся одновременно или почти одновременно, и, напротив, широкие вариации в сочетании ограничения у минералов, не находящихся между собой в конституционном и, соответственно, энергетическом родстве, вытекает из предыдущего положения о пересыщении минералообразующего раствора как фактора, регулирующего не только собственно кристаллизацию (последовательность выпадения из раствора минералов А, В, С и т.д.), но и ее морфологическое проявление. Морфология, взятая во всей ее динамике, должна быть тем более сходна у минералов, чем более они сходны друг с другом по конституции, не отличаясь, в пределе, только у изоморфных соединений.

На основании правила кристалломорфологического соответствия можно построить множество естественных кристаллов морфологических рядов минералов, детализирующих и уточняющих картину последовательности минералообразования, которая, в свою очередь, определяет метасоматическую, геохимическую и прочие виды зональности отложения в месторождениях. Рис. 40 показывает, что степень кристалломорфологического соответствия можно измерять различием во времени образования минералов  $\Delta_t$ ; чем оно меньше, тем соответствие больше.

## **КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ МАСШТАБНОСТИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ**

Под кристалломорфологическими признаками масштабности минерализации понимаются признаки большого или меньшего объема минерализованного пространства, которые можно получить из кристалломорфологических анализов. Определяющими здесь являются: 1) полнота кристалломорфологической эволюции (класс объекта); 2) степень кристалломорфологического омоложения (балльность объекта).

Такие характеристики конкретного рудообразования, проявляющиеся в ограничении кристаллов, при статистическом подтверждении их выдержанности дают представление как о наблюдаемом (в частности, эрозионном) уровне среза оловорудных жил (табл. 12), так и об их вероятной протяженности на глубину (табл. 13). Следует, однако, помнить, что такого рода возможности существуют только для одиночных жил, а не для серии, включающей жилы разных структурных этажей. В последнем случае на одном гипсометрическом уровне недалеко друг от друга могут быть встречены кристаллы, морфологически резко отличные, принадлежащие, например, верхам одной и низам другой жилы (рис. 41). Если же оруденение имеет не жильный, а штокверковый характер, неблагоприятные кристалломорфологические признаки, получающиеся для каждого отдельного небольшого гнезда, входящего в штокверк, не означают неблагоприятную оценку величины штокверка в целом. Очевидно, в этом случае размах оруденения на глубину не может быть оценен по одному ограничению рудного минерала.

## Кристалломорфологические признаки разного уровня среза гидротермальных оловорудных жил

Габитусные грани на касситерите	Обычные, но необязательные грани	Преобладающий кристалломорфологический тип в представительной пробе	Опробованная часть рудного тела в вертикальном разрезе	Перспектива обнаружения вблизи менее богатых руд	Перспектива обнаружения вблизи более богатых руд	Нахождение более богатых руд в данном вертикальном разрезе
$hk0 + hkl$	100	V	Самый верх	Значительная	Умеренная	Гипсометрически ниже
$110 + 111$	$011 + 100$	IV	Верх	Высокая	Слабая	На том же гипсометрическом уровне
$001 + 110$	$111 + hhl$	III	Середина	Значительная	Умеренная	Гипсометрически выше
$hhl + 001$	$110 + 111$	II	Низ	Умеренная	Значительная	Гипсометрически
$111 + hhl$	110	I	Самый низ	Слабая	Высокая	много выше или в россыпях

Примечание. Среди  $\{hhl\}$  главное место принадлежит  $\{552\}$  и  $\{771\}$  (с увеличением  $\rho$  от типа I к типу V), а среди  $\{hkl\}$  и  $\{hk0\}$  —  $\{321\}$  и  $\{320\}$ .

Очень сильное	5	Очень однородное	Редкое простое	Остродипирамидальный	Очень слабый	> 500
Сильное	4	Однородное	Простое	От остродипирамидального до боченковидного	Слабый	500–400
Умеренное	3	Умеренной однородности	Простое и сложное	Боченковидный	Умеренный	400–300
Слабое	2	Неоднородное	Сложное	От боченковидного до пластинчатого	Сильный	300–200
Очень слабое	1	Очень неоднородное	Частое сложное	Пластинчатый	Очень сильный	< 200

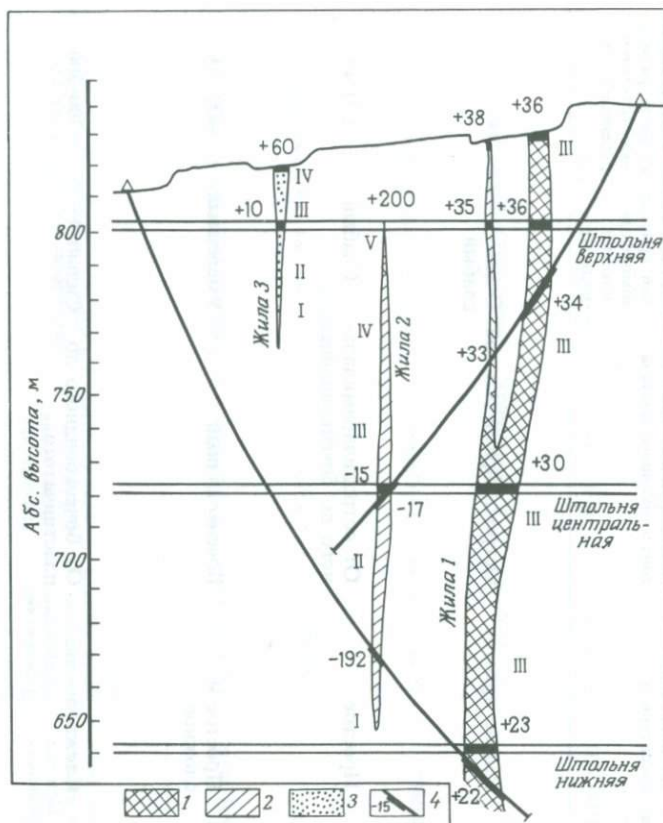


Рис. 41. Автономность кристалломорфологической зональности в вертикальном разрезе жил разной величины.

Жилы: 1 – крупная, 2 – средняя, 3 – мелкая; 4 – интервалы кристалломорфологического опробования и кристалломорфологический балл X

## ПРИКЛАДНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ФОРМЫ КРИСТАЛЛОВ КАССИТЕРИТА

Модель изменения формы кристаллов касситерита в пространстве позволяет давать результатам кристалломорфологического анализа прикладную интерпретацию, т.е. понять их смысл как указателя местоположения и масштаба оруденения. Например, в долинах рек Вели и Великанка (рис. 42) известна непромышленная оловоносная россыпь. Была произведена кристалломорфологическая ревизия нескольких сотен шлихов из аллювия этой россыпи до глубины 11 м. Касситерит в аллювии очень мелкий (доли миллиметров), светлый, зональный, сильно вытянут по оси *c*, исключительно V типа, фантомы IV–III типов. Отмеченные особенности не могут быть объяснены обычным предположением, что коренным источником сноса касситерита являются широко развитые здесь роговообманково-биотитовые граниты: аксессуарный касситерит гранитов должен быть дипира-

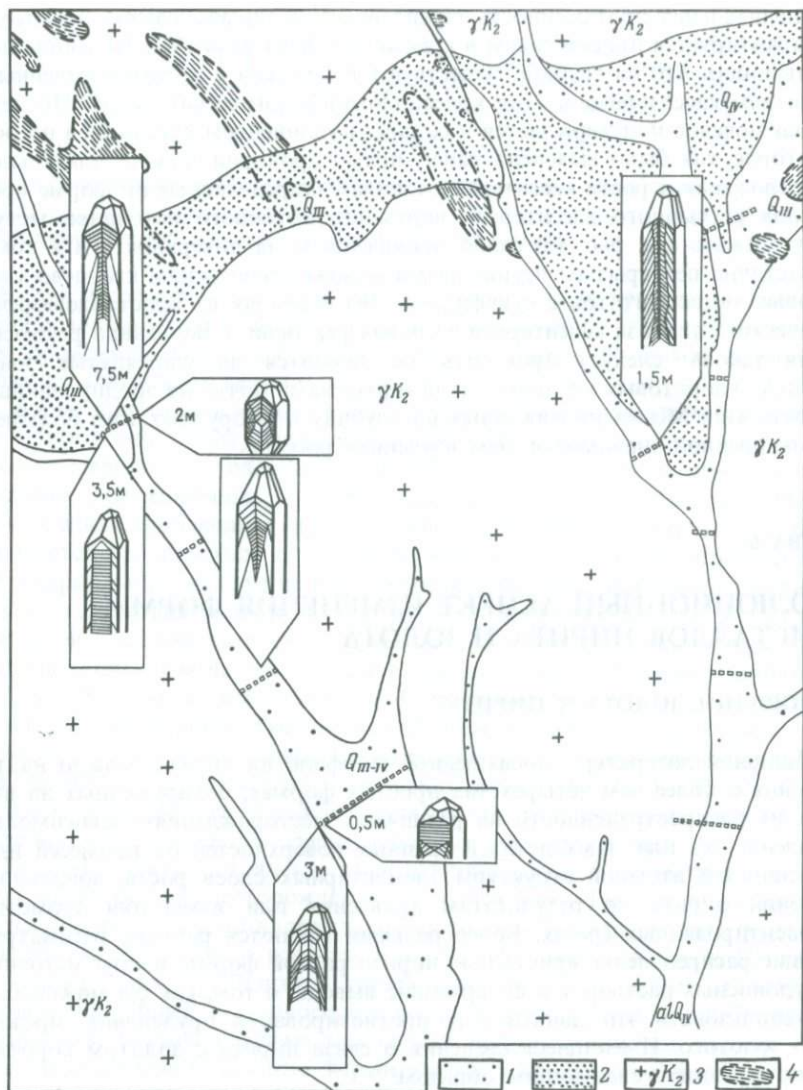


Рис. 42. Геологическая схема междуречья Великанка-Вели с указаниями (в стрелках) формы и зонального строения кристаллов касситерита из аллювия

1 - аллювий ( $Q_{IV}$ ;  $Q_{III-IV}$ ); 2 - ледниковые отложения ( $Q_{III}$ ); 3 - роговообманково-биотитовые граниты ( $\gamma K_2$ ); 4 - кварц-хлоритовые метасоматиты с халькопиритом и молибденитом

мидалльного габитуса (I типа), более темным и крупным. Иной, чем граниты, источник сноса определяется по призматическому габитусу: этим источником должны быть обязательно гидротермальные жилы. О слабом эрозионном срезе жил свидетельствует распространенность в аллювии исключительно V кристалломорфологического типа, свойственного надрудной части месторождений.

Значительная протяженность касситеритовой минерализации на глубине гарантируется присутствием в кристаллах фантомов IV и III типов, показывающих, что на глубине существуют горизонты с преимущественным развитием касситерита в этих кристалломорфологических типах. Последнее заключение подтверждается и сильным удлинением кристаллов по оси  $c$ , которое, как было выяснено ранее, прямо пропорционально длительности отложения и роста касситерита в жилах. Определенные по форме кристаллов россыпного касситерита черты его коренного источника могут принадлежать (см. рис. 42) слабо проявленным на поверхности и к тому же частично перекрытым ледниковыми отложениями зонам кварцево-хлоритовых метасоматитов с сульфидами. Вытекающая из кристалломорфологического анализа касситерита аллювия рек Вели и Великанка рекомендация такова: следует проверить, не являются ли упомянутые зоны кварцево-хлоритовых метасоматитов верхушками почти не эродированных и, возможно, весьма протяженных на глубину оловорудных жил большей промышленной значимости, чем изученная россыпь.

## ГЛАВА 6

### ЭВОЛЮЦИОННЫЙ АСПЕКТ ИЗМЕНЕНИЯ ФОРМЫ КРИСТАЛЛОВ ПИРИТА И ЗОЛОТА

#### ОТНОШЕНИЕ ЗОЛОТА К ПИРИТУ

В обширной литературе, посвященной морфологии пирита, можно найти сведения о более чем четырехстах простых формах, обнаруженных на пирите, их распространенности на различных месторождениях, зависимости появления тех или иных деталей гранных поверхностей от примесей или особенностей атомной структуры элементарных слоев роста, зонального строения пирита по результатам травления или измерения термоэдс в ориентированных срезах. Более редкими являются работы, рассматривающие распределение кристаллов пирита разной формы вокруг источника рудоносных растворов и содержащие выводы о том, как бы можно было использовать эти данные для прогнозирования оруденения, прежде всего золотого. Имеющиеся сведения о связи пирита с золотом коротко можно изложить следующим образом.

На большом количестве примеров установлена приуроченность золотых россыпей и участков концентрации кварцевых золотоносных жил к зонам пиритизации вмещающих пород. В кварцевых золотоносных жилах встречается чаще всего пирит пентагондодекаэдрического габитуса. Пирит этой генерации составляет нередко основную массу золотой руды. Золото в пирите образует тонкую механическую примесь. Содержание его достигает 300 г/т. Во многих случаях устанавливается тенденция к некоторому обогащению золотом участков, где в огранении пирита  $\{210\}$  доминирует над  $\{100\}$ . Существует по крайней мере два закона эпитактического нарастания золота на пирит. Благодаря кристаллохимическому родству с золотом пирит оказывает на кристаллизацию золота каталитическое воз-

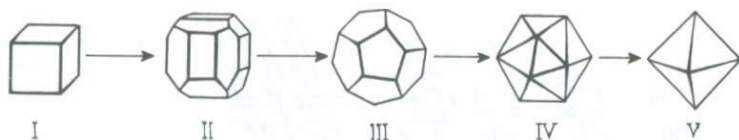


Рис. 43. Эволюционный морфологический ряд пирита (по сводным данным различных авторов).

Кристалломорфологические типы: I – кубический; II – кубопентагондодекаэдрический; III – пентагондодекаэдрический; IV – икосаэдрический; V – октаэдрический

действие, а перекристаллизация золотиносного пирита приводит к мобилизации содержащегося в пирите золота и переотложению его в другом месте. Месторождения золота отличаются друг от друга по доминирующему габитусу кристаллов пирита.

Форма кристаллов пирита в одном районе более или менее постоянна для одного типа пород: например, кубическая – в железистых алевропесчаниках, алевролитах и сланцах; пентагондодекаэдрическая – в прослоях интенсивно окварцованных и альбитизированных песчаников; октаэдрическая – в зонах дробления и гидротермальной переработки пород и т. д. Она изменяется при переходе от одной породы к другой вкост простирания гидротермальных жил; чаще всего описывается такой порядок: от кубической в околорудных метасоматитах до пентагондодекаэдрической и октаэдрической в самой кварцевой жиле (рис. 43). Изменчивость формы кристаллов пирита замечается также и в других измерениях жилы. Например, на Гекундурском полиметаллическом месторождении (АзССР) по восстанию жилы наблюдалось увеличение габитусной значимости роли октаэдра, кроме того, на верхнем горизонте на пирите было зафиксировано появление граней пентагондодекаэдров высоких символов:  $\{610\}$ ,  $\{13.3.0\}$  и др. В целом же наиболее богатые гранями кристаллы пирита образуются в среднетемпературных и среднеглубинных месторождениях.

По В. Ф. Гурееву, ограничение пирита принимается во внимание при поисках золоторудных месторождений в Средней Азии. Там в шлихах наблюдается содержание кристаллов (псевдоморфоз лимонита по пириту) кубического, октаэдрического и пентагондодекаэдрического габитуса. Увеличение содержания в шлихах кристаллов двух последних габитусов и повышение общей золотиносности псевдоморфоз означают приближение к коренным месторождениям золота. По форме кристаллов пирита удалось также выделить на карте Зыряновского полиметаллического месторождения зоны дорудной, предрудной и рудной пиритизации.

### ФОРМА КРИСТАЛЛОВ ПИРИТА В ОБЪЕМЕ ЗОЛОТОРУДНЫХ ЖИЛ

Массовые кристалломорфологические анализы пирита золоторудных жил дальневосточных месторождений и рудопроявлений позволили составить достаточно определенное представление о закономерности изменения габитуса пирита в оруденелом пространстве. В полном объеме, т. е. вкост простирания, по восстанию и по простиранию было изучено две рудные жилы (Верхняя и Комсомольская), в неполном объеме, т. е. только по вос-

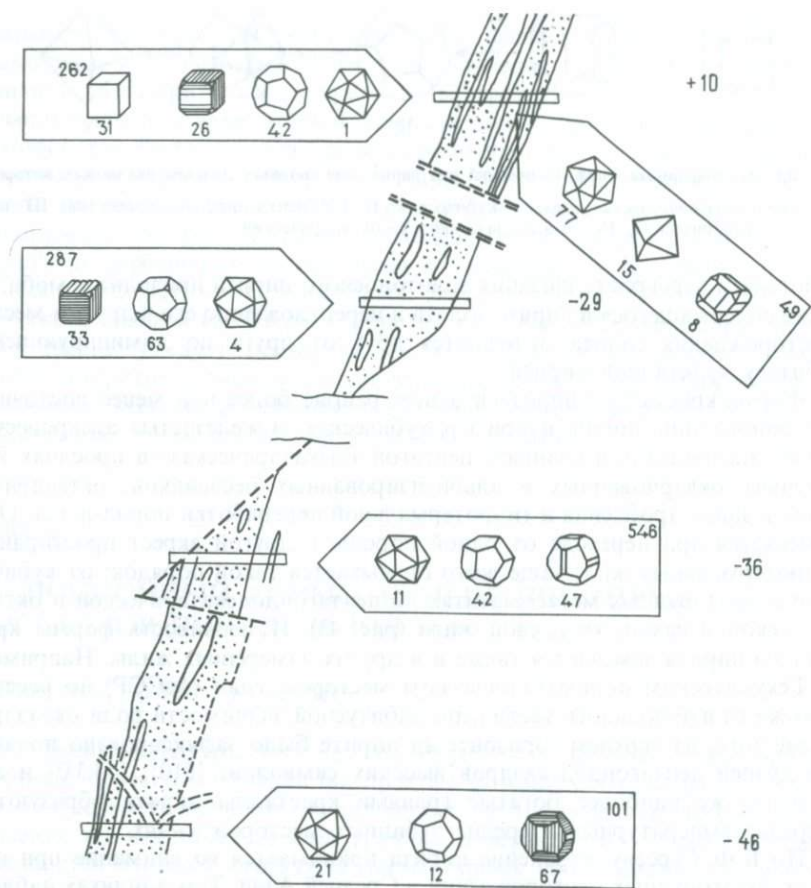


Рис. 44. Изменение формы кристаллов пирита в разрезе золоторудной кварцевой жилы (кран). Указаны места опробования, содержание различных (I-V) кристаллов и общее число кристаллов в проанализированных пробах на разных горизонтах.

станию и простирацию—еще пять других рудных жил (Промежуточная, Южная, Фланговая, Главная, Оленья). С поверхности по простирацию были изучены еще около 20 рудных жил. Некоторый объем работ был выполнен также по шлихам с золотоносных участков.

По результатам кристалломорфологического анализа пирита из борзодовых проб по четырнадцати рассечкам на разных горизонтах рудной жилы Верхней отмечается морфологическое различие пирита, выросшего на различном удалении от корней тела, а также от кварцевой оси золоторудных тел (рис. 44). Это различие согласуется с данными предыдущих исследователей и состоит в следующем. Во вмещающих околорудных метасоматитах—пропилитах статистически преобладает пирит кубического габитуса с зеркально гладкими гранями {001} (кристалломорфологический тип I). Вблизи кварцевой жилы гладкость граней куба пропадает, сменяясь грубой комбинационной штриховкой, вызванной появлением и раз-

Таблица 14

Изменение содержания пирита разного габитуса вкрест простирания золоторудной кварцевой жилы Верхней

Порода	Общее число кристаллов	Кристалломорфологический состав, %					$X_{\text{FeS}_2}$
		I	II	III	IV	V	
Пропилит	81	90	6	0	4	0	- 182
Окварцованный пропилит	144	3	64	33	0	0	- 70
Рудный кварц	23	0	0	0	61	39	+ 139
То же	13	0	0	0	93	7	+ 107
« »	13	0	23	0	77	0	+ 54
Окварцованный пропилит	37	0	8	92	0	0	- 8

растанием до габитусной значимости граней пентагондодекаэдра (кристалломорфологический тип II). В самой же кварцевой жиле на нижних горизонтах доминирует пирит пентагондодекаэдрического габитуса (кристалломорфологический тип III). На средних горизонтах к нему присоединяется пирит в форме минерального икосаэдра – комбинации равноценно развитых пентагондодекаэдра и октаэдра (кристалломорфологический тип IV), и на верхних – пирит в форме октаэдра (кристалломорфологический тип V) (табл. 14).

Сравнивая данные табл. 14 с результатами, полученными другими авторами при аналогичных исследованиях, можно видеть, что картина кристалломорфологической изменчивости пирита, обусловленная полосчатозональным строением жилы, стала более полной. А именно, в ней появился пирит «икосаэдрического» габитуса, служащий промежуточным звеном между более ранним пентагондодекаэдрическим пиритом и более поздним – октаэдрическим. Вследствие обычной сильной контрастности значений  $X_{\text{FeS}_2}$  в центре и с боков жилы при сравнении большого числа ее пересечений удобно пользоваться данными только по такому пириту, который содержится в центре жилы, т.е. в рудном кварце. В этом случае удастся произвести быстрое кристалломорфологическое картирование жил, так как отбор проб кварца производится легче и безошибочнее, чем других пород. По распределению в жильном кварце разнотипных кристаллов пирита кварц неодинаков в разных частях жилы. Если сравнивать кварцевые жилы одного и того же месторождения, то те из них, которые залегают гипсометрически выше, имеют в общем более высокие значения  $X_{\text{FeS}_2}$ . На всех жилах заметно также кристалломорфологическое омоложение габитуса пирита и соответственный рост значений  $X_{\text{FeS}_2}$  от флангов к рудным столбам (рис. 45 и 46).

На рис. 47 дано сравнение этих жил с жилами других месторождений. Можно видеть, что жилы Оленья (рис. 47, б) и Промежуточная (рис. 47, з) не являются крайностями по морфологии пирита: есть жилы, еще более кристалломорфологически омоложенные, чем жила Оленья (рис. 47, а) и, наоборот, менее омоложенные, чем жила Промежуточная (рис. 47, д). Вме-

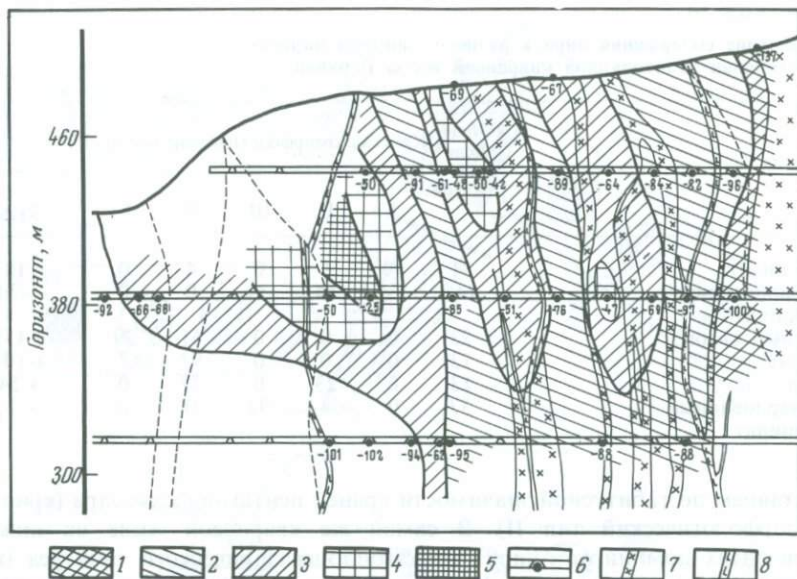


Рис. 45. Распределение разнотипных кристаллов пирита в золоторудном кварце жилы Промежугочной на горизонтах от 300 до 500 м.

Проекция на продольную вертикальную плоскость в изобаллах,  $X_{FeS_2}$ : 1 – менее (– 100), 2 – от (– 100) до (– 75), 3 – от (– 75) до (– 50), 4 – от (– 50) до (– 25), 5 – более (– 25); 6 – штольни с опробованными рассечками; 7 – дайки диорит-порфиров, 8 – дайки порфиров

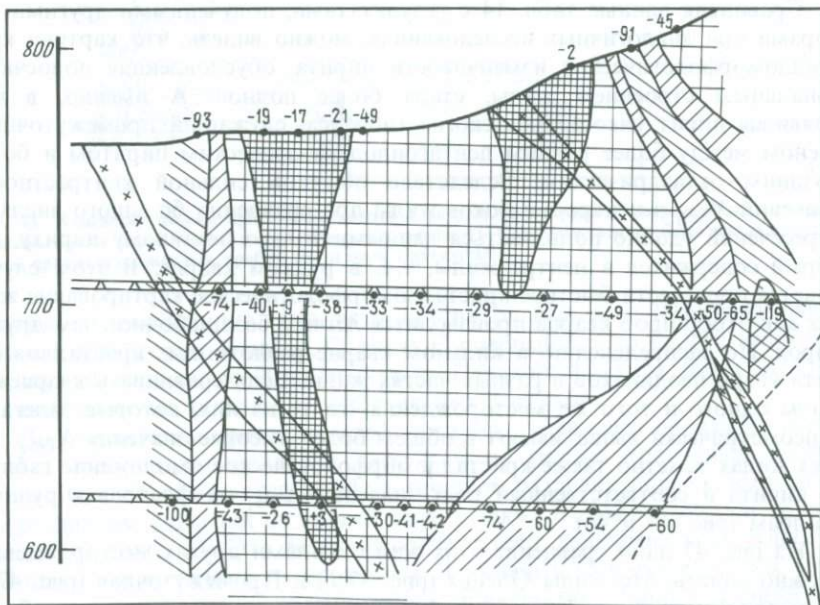


Рис. 46. Распределение разнотипных кристаллов пирита в золоторудном кварце жилы Оленьей на горизонтах от 600 до 800 м.

Проекция на продольную вертикальную плоскость в изобаллах,  $X_{FeS_2}$ . Условные обозначения см. на рис. 45

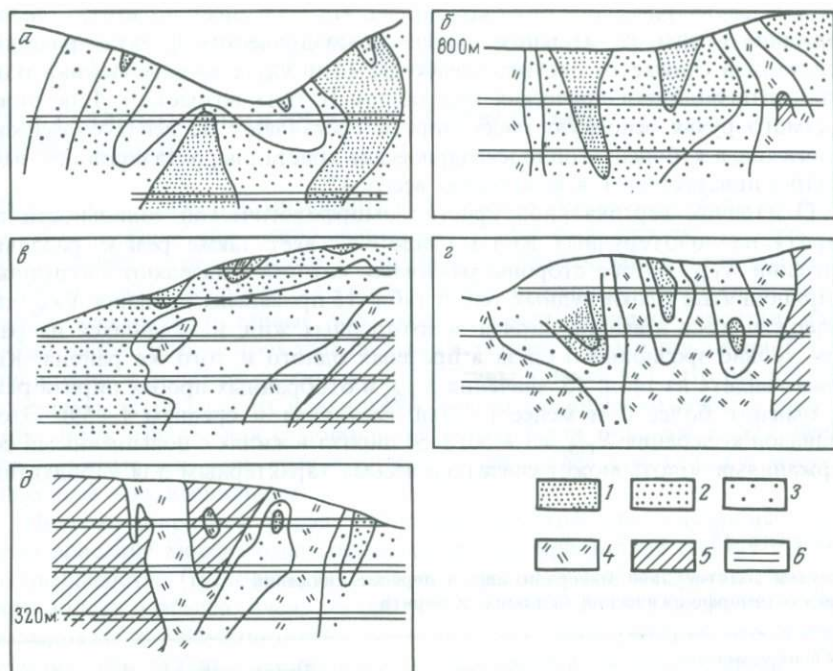


Рис. 47. Сводная схема кристалломорфологической зональности золоторудных жил (а-г) по пириту кварцевого выполнения. В порядке увеличения глубины эрозионного среза.

Проекция на продольные вертикальные плоскости. В изобаллах  $X_{FeS_2}$ : 1 - более (-25); 2 - от (-25) до (-50); 3 - от (-50) до (-75); 4 - от (-75) до (-100); 5 - менее (-100); 6 - штольни

сте они составляют естественное продолжение одна другой в вертикальном разрезе. Известные еще более крайние случаи кристалломорфологической изменчивости пирита в пространстве состоят в следующем. В одном из высокогорных рудопоявлений золота пирит из кварцевых прожилков на 95-100% состоит из кристаллов V (октаэдрического) типа, при этом в отобранных по скважинам пробах (в том числе пробах метасоматитов) не встречается ни одного кристалла ниже типа III. В другом золотом рудопоявлении, расположенном на северо-востоке страны в относительно равнинной местности, пирит из жильного кварца в основном состоит из кристаллов I-II типа, кристаллы III типа редки, а IV и V полностью отсутствуют.

Таким образом, различие золоторудных жил по форме кристаллов пирита очевидно связано с уровнем эрозионного среза зон пиритизации, сопровождающей золотое оруденение. Вертикальная кристалломорфологическая зональность отложения пирита при наличии на месторождении расчлененного рельефа сказывается в значениях  $X_{FeS_2}$  проб, отобранных с поверхности на одной и той же жиле, но на разных высотах. Например, на склоне распадка, пересекающего жилу Валунистую, пирит, присутствующий в жильном кварце, имеет преимущественно форму пентагондodeкаэдров. Кроме пентагондodeкаэдрических, имеются также икосаэдрические

(18%) и октаэдрические (13%) кристаллы. На 80 м ниже по вертикали содержание в том же жильном кварце икосаэдрических и октаэдрических кристаллов снижается соответственно до 13 и 3%, а количественная роль кубопентагондодекаэдрических кристаллов II типа возрастает. Еще ниже, у самого ручья основную массу пирита составляют не пентагондодекаэдрические, а кубопентагондодекаэдрические кристаллы, октаэдров нет, икосаэдры присутствуют в количестве всего 4%.

О наличии вертикальной кристалломорфологической зональности по пириту на золоторудных жилах свидетельствует также резкое различие значений  $X_{\text{FeS}_2}$  по обе стороны разломов, которые разделяют опущенные и приподнятые блоки рудных тел. В табл. 15 приведены значения  $X_{\text{FeS}_2}$  для содержащегося в кварце пирита золоторудных жил, находящихся на разном уровне эрозионного среза в пределах одного и того же района. Как можно видеть из табл. 15, значения  $X_{\text{FeS}_2}$  в отобранных пробах пирита редко бывают более 0 и менее (-100), составляя в среднем (-50). Этот диапазон колебания  $X_{\text{FeS}_2} = (-50) \pm 50$  пирита в жилах с повышенными содержаниями золота может считаться весьма характерным для «продуктив-

Таблица 15

Участки золоторудной минерализации в порядке снижения кристалломорфологической балльности пирита

Пределы изменения $X_{\text{FeS}_2}$	Участки	Число проб	$X_{\text{FeS}_2}$ (max)
(-57) - (-76)	Олений	19	-2
	Тихий, центральный блок	9	-26
	Заманчивый	17	+37
	Центральный, центральный блок	9	-8
	Верхний, юго-западный блок	4	-45
	Северный, северо-восточный блок	5	-22
	Валунистый	18	-6
	Вертолетный, юго-западный блок	5	+11
(-76) - (-95)	Центральный, фланги	18	-37
	Эватак	9	-4
(-95) - (-114)	Олений, северо-восточный блок	4	-76
	Верхний, северо-восточный блок	7	-40
	Бурливый	2	-59
	Ким	5	-73
	Вертолетный, северо-восточный блок	6	-55
(-114) - (-133)	Промежуточный	14	-50
	Тихий, фланги	8	-72
	Бирсалали	9	-72
	Озерный	7	-80
(-133) - (-172)	Южный	10	-91
	Аммонитовый	6	-130
	Медвежий	15	-100
	Северный, юго-западный блок	8	-155

ного» горизонта зоны пиритизации: он означает, что действительно, в местах золотого оруденения кристаллы пирита имеют кубопентагондодекаэдрический или пентагондодекаэдрический габитус.

## КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СООТВЕТСТВИЕ ПИРИТ – ЗОЛОТО

Несмотря на кристалломорфологическое разнообразие самородного золота, этот признак еще слабо используется при расшифровке условий рудоотложения по ряду причин. Одиночные изометрические кристаллы самородного золота встречаются редко. Золоту в природе часто свойственно давать весьма причудливые образования: дендритовидные сростки, изогнутые нитевидные и проволоковидные агрегаты с резко пониженной против истинной видимой симметрией, пластины, пленки [2]. Это обстоятельство очень затрудняет их правильную кристалломорфологическую диагностику (ведь именно для самородного золота были описаны в свое время невозможные для него «пентагондодекаэдрические» кристаллы и несуществующие – гексагональные).

Помимо капризной формы «золотин», помехой для понимания и точного описания морфологии составляющих их кристаллов служат крайнее несовершенство (тусклость, матовость, округлость) поверхности самородного золота и обычно очень малые размеры ( $< 1$  мм) «знаков», доступных исследователю. Неудивительно поэтому, что о пространственном распределении кристаллов самородного золота разной формы в связи с зональным рудоотложением известно несравненно меньше, чем о таком же распределении менее ценных минералов: касситерита, киновари, флюорита и других. В то же время не приходится сомневаться, что кристалломорфологическая зональность по золоту в гидротермальных месторождениях существует. Об этом свидетельствует следующее:

- 1) различные месторождения не сильно, но все же отличаются по габитусу кристаллов самородного золота;
- 2) «золотины» закономерно меняют свои контуры с округлых на угловатые по падению рудных тел;
- 3) кристалломорфологическая изменчивость в оруденелом пространстве установлена для ближайшего спутника и осадителя самородного золота – пирита.

В золоторудных месторождениях первое место по частоте встречаемости из всех простых форм пирита принадлежит пентагондодекаэдру {210}. На втором месте находится куб, на третьем – октаэдр. Все другие простые формы пирита встречаются менее чем в 10% случаев. Золото показывает другое распределение частот простых форм. По данным визуального кристалломорфологического анализа золота из месторождений и рудопроявлений Средней Азии (пробы Р. П. Бадаловой) средний кристалломорфологический состав золота следующий (в %): октаэдры 40; кубооктаэдры 30; кубы 18; октаэдроромбододекаэдры 10; ромбододекаэдры 2.

Из сопоставления частот встречаемости главных простых форм пирита и золота в золоторудных месторождениях логически вытекает, что с пентагондодекаэдрами пирита чаще всего должны ассоциироваться октаэдры золота. Рассмотрение теоретических морфологических аспектов (ТМА)

Таблица 16

## Теоретические морфологические аспекты (ТМА) пирита и золота

Минерал	Параметры грани	ТМА			
		1	2	3	4
Пирит	<i>hkl</i>	111	100	210	110
	$\Delta_E$	0,312	0,275	0,242	0,191
	<i>e</i>	2,34	2,03	1,81	1,43
	<i>E</i>	1,13	1	0,88	0,69
Золото	<i>hkl</i>	111	100	110	210
	$\Delta_E$	0,236	0,204	0,144	0,091
	<i>e</i>	1,39	1,20	0,85	0,54
	<i>E</i>	1,16	1	0,71	0,44

*hkl* - символ,  $\Delta_E$  - толщина элементарного слоя (в нм); *e* - абсолютная плотность элементарного слоя (число атомов на 10 нм); *E* - относительная плотность элементарного слоя в сравнении с плотностью  $E_{100}$ , принятой за единицу.

(табл. 16) показывает, что частота встречаемости габитусных простых форм золота находится в полном соответствии с ТМА. Напротив, частота встречаемости габитусных простых форм пирита в золоторудных месторождениях не соответствует ТМА.

Причина столь разного поведения золота и пирита, для которых «идеальный» габитус один и тот же - октаэдрический, можно объяснить таким образом: золото в золоторудных месторождениях наблюдается в области главной разгрузки золотоносных растворов, в то время как пирит наблюдается там же в области, далекой от того, чтобы называться главной областью создания месторождений пирита.

### ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАЗДЕЛЕНИЕ МОРФОЛОГИЧЕСКИ РАЗЛИЧНЫХ КРИСТАЛЛОВ ЗОЛОТА

В протолочках кварца золоторудных жил наряду с пиритом попадают знаки золота. Часть их имеет относительно правильные очертания и принадлежит кристаллам золота разного габитуса (рис. 48) или их сросткам. Для изучения знаков золота удобно использовать фотогониометр. Измеренные на фотогониометре 28 образцов (среди них образцы, полученные от Д. П. Григорьева, В. Н. Квасницы, С. В. Яблоковой и А. В. Пшеничкина), принадлежали различным районам СССР.

На фотогониограммах знаков самородного золота все сигналы от граней (даже габитусных) обычно расплывчаты. Сигналы от граней пояса  $\{hk0\}$  часто сливаются в почти непрерывную полосу, давая геометрический образ такой особенности «золотин» как их округлость. Фотогониометрически хорошо опознаются двойники по шпинелевому закону как обыкновенных, так и, по-видимому, расщепленных кристаллов (последние оказались характерными для каплевидного образования на конце ветви дендритоида). По сведениям, приводимым у В. Гольдшмидта и в справочнике «Минералы» (т. I, 1960 г.), на кристаллах самородного золота встречаются следующие простые формы.

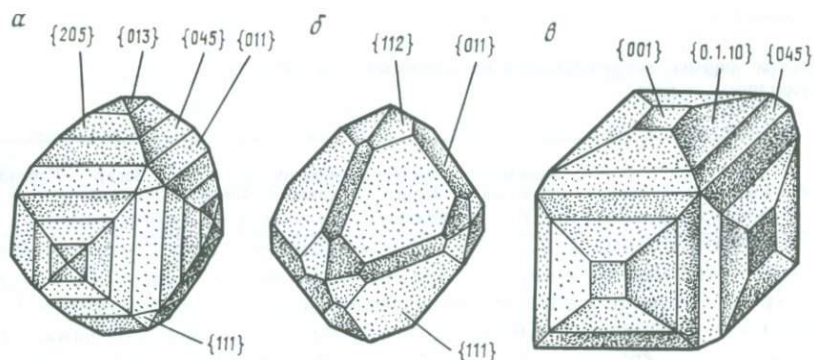


Рис. 48. Основные типы габитуса «знакового» золота. Реконструкция огранения по данным фотогониометрия:

а – ромбододекаэдрический; б – октаэдрический; в – кубический

1. Главные: куб  $\{100\}$ , ромбододекаэдр  $\{110\}$ , октаэдр  $\{111\}$ .
2. Второстепенные: тетрагексаэдры  $\{210\}$ ,  $\{520\}$ ,  $\{310\}$ ,  $\{410\}$ ; тетрагонтриоктаэдры  $\{311\}$ ,  $\{322\}$ ,  $\{211\}$ ,  $\{411\}$ ,  $\{811\}$ ; гексооктаэдры  $\{421\}$ ,  $\{543\}$ ,  $\{321\}$ ,  $\{732\}$ ,  $\{11.5.3\}$ ,  $\{18.10.1\}$ .

Вышеприведенный эталонный список простых форм, действительно, дает достаточно полное представление о том, какими гранями покрывается золото (табл. 17). В то же время были найдены по фотогониограммам и другие простые формы, которые по сложности своих индексов должны были бы быть причислены к категории редких: тетрагексаэдры  $\{510\}$ ,  $\{530\}$ ,  $\{540\}$ ,  $\{750\}$ , тригонтриоктаэдр  $\{122\}$ , гексооктаэдры  $\{125\}$ ,  $\{135\}$ ,  $\{235\}$ . Комбинации из нескольких простых форм (до семи) на кристаллах золота – обычное явление. С наибольшим постоянством все же встречаются грани, принадлежащие к простым формам, первым по ретикулярной плотности: октаэдру, кубу или ромбододекаэдру. Обращает на себя внимание в морфологии золота предпочтительность тетрагонтриоктаэдров перед тригонтриоктаэдрами и наличие комбинационной связи разнообразных тетрагексаэдров с кубом, а тетрагонтриоктаэдров и ромбододекаэдра – с октаэдром. Остается, однако, неясным, являются ли второстепенные по ретикулярной плотности, но очень характерные для знаков золота простые формы – чаще всего  $\{520\}$ ,  $\{510\}$ ,  $\{311\}$  и  $\{211\}$  – результатом эволюции огранения в процессе роста кристаллов трех основных типов габитуса (октаэдрического, кубического и ромбододекаэдрического) или же они представляют собой продукт не роста, а уже растворения. Скорее всего, верно последнее, так как золото чрезвычайно склонно к переотложению (даже в россыпях).

В целом по табл. 17 можно заключить, что набор простых форм на изученных знаках золота разных районов в принципе одинаков (сравните, например, данные по Нижнему Приамурью и Западной Чукотке). Только два района дали пример более или менее существенного различия в морфологии кристаллов золота: на кристаллах с Донецкого края не обнаружен

Таблица 17

## Простые формы, встречающиеся на знаковых кристаллах самородного золота

$h + k + l$	$hkl$	Западная Чукотка	Нижнее Приамурье	Донецкий край	Западная Сибирь	Закарпатье	Приморье
12	750	+					
11	10.1.0		+				
10	532	+					
9	540	+	+	+	+	+	
	531		+				
8	530	+	+	+		+	
	521	+					
7	511	+		+			
	520	+	+	+	+	+	
6	510	+	+	+	+		
	321		+				
5	122	+	+	+			
	311	+			+		+
4	310	+	+	+		+	+
	211	+	+	+	+		+
3	210	+	+				
	111	+	+	+	+	+	+
2	110	+	+	+	+	+	+
1	100	+	+		+	+	+
Число измеренных кристаллов		6	8	5	2	3	3

куб при отличном развитии ромбододекаэдра, а на кристаллах из Закарпатья почти нет ромбододекаэдра при доминирующем кубе, что уже отмечалось В. Н. Квасницей и др.

При небольшом числе измеренных кристаллов, отобранных к тому же из неглубоких частей жил, трудно утверждать, что отмеченное морфологическое сходство знаков золота исключает возможность определения места их образования по типичным граням. При существующей кристалломорфологической зональности рудных жил сходство и различие гранной формы кристаллов золота должно определяться двумя обстоятельствами: 1) одинаковостью или неодинаковостью уровня среза рудных жил, откуда взяты кристаллы для сравнения, и 2) степенью вторичного преобразования формы кристаллов под влиянием частичного растворения и регенерации. При кристалломорфологическом анализе пирита было замечено, что ассоциирующее с ним золото имеет различный габитус в различных частях одной и той же золотоносной жилы. При этом на трех рудных телах, где наблюдения были сделаны на разных горизонтах, обнаружилась сходная тенденция изменения габитуса кристаллов золота по вертикали: на глубоких горизонтах встречаются слегка закругленные октаэдрические и ромбододекаэдрические кристаллы (последние содержатся в количестве до 90%),

на средних горизонтах доминируют октаэдрические кристаллы, на верхних горизонтах – кубооктаэдрические, кубические и даже тетрагексаэдрические. Это позволяет наметить следующий эволюционный ряд золота:  $\{110\} \rightarrow \{111\} \rightarrow \{100\} \rightarrow \{hko\}$ . Во всех случаях в парагенезисе с золотом находится пирит преимущественно III или II кристалломорфологических типов (табл. 18).

Следует особо отметить:

1) сравнительно резкую смену по восстанию жилы Промежуточной октаэдрического золота кубическим, что находится в полном соответствии с такой же резкой сменой морфологических типов кристаллов у пирита;

2) слабую кристалломорфологическую изменчивость золота по восстанию (жила Верхняя), что также не противоречит данным по изменчивости пирита на этом теле;

3) существование на среднем штольневом горизонте жилы Оленьей как бы двух очагов золотоносности, один из которых отвечает намеченной схе-

Таблица 18

**Кристалломорфологический состав золота в золотоносных жилах**

Рудная жила	Горизонт, м	Рас-сечка	Число кри-сталлов	Домини-рующий тип кри-сталлов пирита	Содержание различных типов кристаллов, %					$X_{Au}$	$\bar{X}_{Au}$	
					I	II	III	IV	V			
					$\{110\}$	$\{111\}$	$\{111\} + \{100\}$	$\{100\}$	$\{hko\}$			
Оле- нья	710	32	4	III	0	100	0	0	0	-100		
		30	12	III	25	58	9	8	0	-100	-95	
		26	15	III	20	53	14	13	0	-80		
		20	5	III	0	100	0	0	0	-100		
		17	11	IV	0	0	10	35	55	+145	+98	
	710	13	56	III-IV	0	14	20	66	0	+52		
		12	2	II	0	100	0	0	0	-100		
		8	20	II-III	0	49	42	9	0	-40	-70	
		630	16	3	II	0	67	33	0	0	-67	-83
			12	2	II	0	100	0	0	0	-100	
Верх- няя	845	10	17	III	0	100	0	0	0	-100		
		13	3	III	0	100	0	0	0	-100	-100	
		15	4	I-II	0	100	0	0	0	-100		
		11	1	III	0	100	0	0	0	-100		
		13	1	I-II	0	100	0	0	0	-100	-99	
	785	20	14	III	0	97	2	1	0	-96		
		6	7	II-III	14	86	0	0	0	-115		
		624	8-10	28	II-III	36	53	11	0	0	-125	-130
			11	20	III	50	50	0	0	0	-150	
		545	17	18	III	89	11	0	0	0	-189	-189
Про- межу- точная	440	5	13	III	0	0	77	77	15	+109		
		7	24	III	0	0	8	79	13	+105	+98	
	380	14	15	II	0	0	20	80	0	+80		
		4	7	II	10	90	0	0	0	-110		
		5	24	II-III	0	75	17	8	0	-67	-92	
320	7	5	II-III	0	100	0	0	0	-100			
	18	6	I	84	16	0	0	0	-184	-142		
	21	16	I-II	6	88	6	0	0	-100			

Кристалломорфологические типы золота: I – ромбодекаэдрический, II – октаэдрический, III – кубооктаэдрический, IV – кубический, V – тетрагексаэдрический.

ме вертикальной кристалломорфологической зональности жил по габитусу золота, а другой – нет\*;

4) отсутствие на горизонте самой нижней штольни жилы Оленьей ромбододекаэдрических кристаллов золота, которые были встречены на нижних горизонтах рудных жил Верхней и Промежуточной (ранее было показано, что и пирит горизонта нижней штольни на жиле Оленья несомненно не является пиритом нижних горизонтов).

Имеющихся данных о пространственном разделении кристаллов золота разного габитуса недостаточно для создания целостной картины кристалломорфологической зональности рудных жил по этому минералу. Ясно только, что она существует, но градиент кристалломорфологической изменчивости золота в сравнении с таковым для пирита очень высок. Создается впечатление, что несколько автономных гнезд золота с присущей им кристалломорфологической неоднородностью могут существовать в одном общем ореоле пиритизации как на низких, так и на высоких уровнях последнего. Это создает невозможность жесткого кристалломорфологического соответствия между пиритом и золотом, тем более что золото, в противоположность пириту, очень склонно к перекристаллизации, перетложению и изменению своего ограничения под влиянием поверхностных и приповерхностных, вероятно, электрохимических реакций, а также приконтактных преобразований вблизи пострудных даек.

Из всего многообразия практических приложений, вытекающих из кристалломорфологического соответствия минералов, в случае пирита и золота остается одно – ассоциация эндогенного золота любого первичного габитуса с пиритом III–II типов. В соответствии с этой закономерностью зоны пиритовой минерализации относительно зон золотой минерализации можно разделить по  $X_{\text{FeS}_2}$  на пять расположенных друг над другом горизонтов (в м): надрудный (более 0), верхнерудный (от 0 до – 25), рудный (от – 25 до – 75), нижнерудный (от – 75 до – 100), подрудный (менее – 100).

## **КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ В ЗОЛОТОНОСНЫХ РОССЫПЯХ**

Различие в габитусе кристаллов пирита разных горизонтов золотоносных жил прослеживается в образовавшихся за счет материала жил рыхлых отложениях. Кристалломорфологический анализ делювиальных и аллювиальных проб близ коренного источника золота показывает, что в аллювий поступает в первую очередь высокобалльный пирит верхних горизонтов, а за ним следует (в порядке снижения балльности) пирит все более и более низких горизонтов (рис. 49). В результате этого аллювий в разных участках оказывается обогащенным кристаллами пирита (или полными и неполными псевдоморфозами лимонита по пириту) разного габитуса. На рис. 50 представлены кристалломорфологические карты одной и той же

---

\* Последнее может быть связано с тем, что сопоставляются пробы из очень отдаленных разрезов.

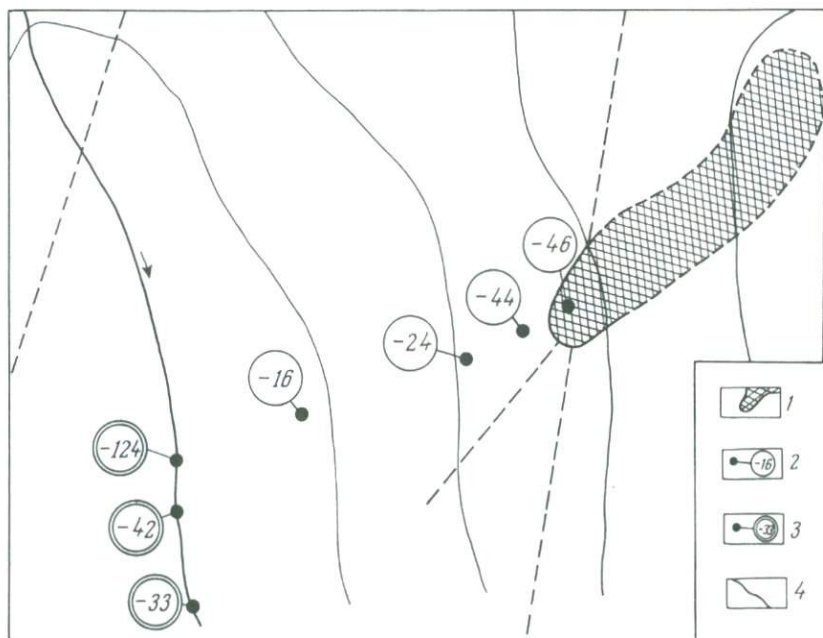


Рис. 49. Кристалломорфологическая балльность пирита в рыхлых отложениях золотоносного участка (пробы И. Н. Крицук).

1 – золоторудная залежь; 2 – место взятия и балл пирита в делювии; 3 – то же, в аллювии; 4 – изолинии высот

золотоносной россыпи. Они составлены по данным кристалломорфологического анализа пирита с трех горизонтов россыпи: современной поверхности, средней части и плотика.

На карте видно струйчатое (совпадающее с положением меандр) распределение близких по габитусу кристаллов пирита, а также отчетливое кристалломорфологическое «омоложение» россыпи вниз по течению реки и с увеличением глубины отложения материала. Рассматриваемый случай представляет собой пример, когда коренной источник россыпи размыт до основания (в верховьях реки в аллювии присутствуют только I и II типы кристаллов пирита), а естественная граница россыпи в нижнем течении реки не установлена (отсутствуют профили с доминирующими V и IV типами кристаллов пирита). На аналогичных картах других россыпей их естественная, движущаяся вниз по течению граница («фронт») легко обнаруживается: на этой границе происходит резкая смена высокой кристалломорфологической балльности пирита, снесенного с верхних горизонтов золоторудной жилы, низкой балльностью пирита, поступающего в аллювий из пропицитов площадного распространения (рис. 51). Уровень эрозийного среза коренного источника, определяемый по форме кристаллов пирита в верховьях реки или ручьев, может быть разным даже для соседних притоков. В целом существует явная зависимость масштаба россыпи от кристалломорфологического состава в ней пирита: чем разнообразнее

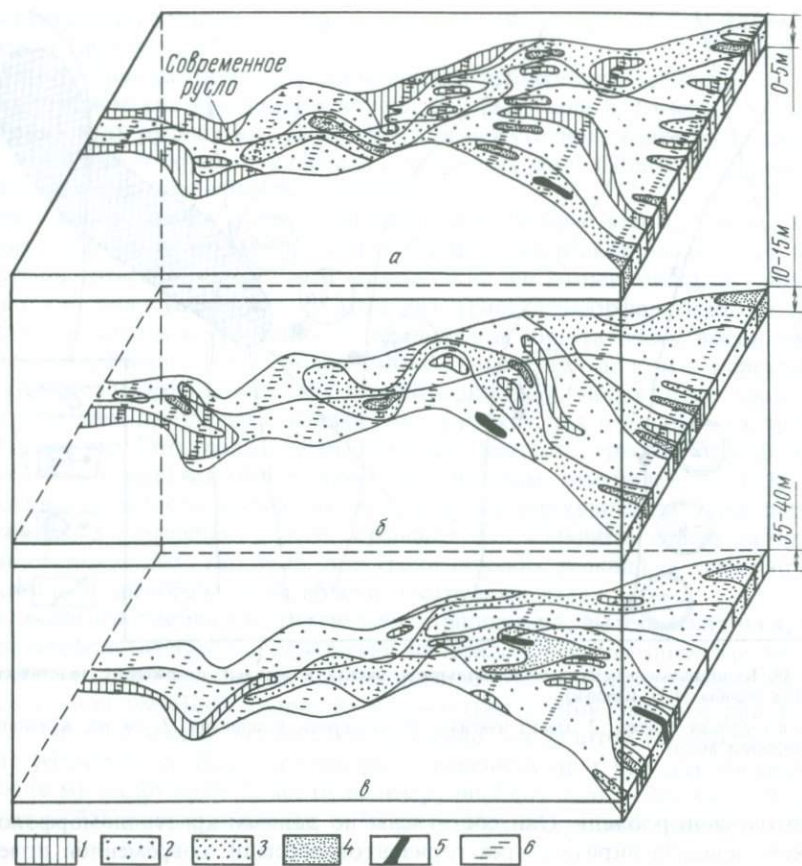


Рис. 50. Кристалломорфологические (по пириту) схемы золотоносной россыпи на разной глубине от современной поверхности (пробы В. Д. Старкова):

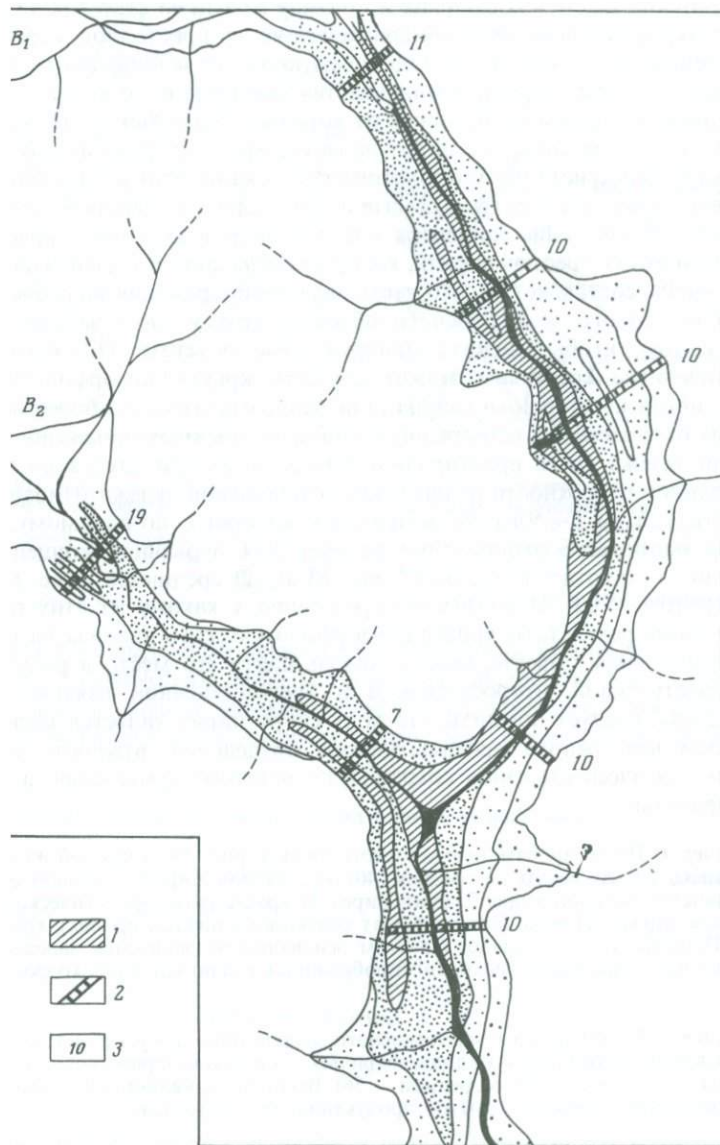
*a* — от 0 до 5 м, *б* — от 10 до 15 м, *в* — от 35 до 40 м. В изолиниях, *X*: 1 — менее (–100); 2 — от (–100) до (–75); 3 — от (–75) до (–50); 4 — от (–50) до (–25); 5 — более (–25); 6 — линии разведочных скважин

по габитусу пирит россыпи, тем россыпь крупнее. Совершенно очевидно, что это связано со степенью размыва коренного источника и может служить указанием на рациональность его поисков и последующей разведки.

### ВОЗМОЖНОСТЬ КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ РАЗБРАКОВКИ ЗОЛОТЫХ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ

Тесная ассоциация с пиритом, обладающим определенным ограничением, является предпосылкой для создания пиритового варианта кристалломорфологического метода оценки золоторудных проявлений. При кристалломорфологическом анализе шликеров, отбираемых в процессе геологической съемки, по присутствию или отсутствию в шликах пирита (или лимонитовых псевдоморфоз по пириту) выделяются ореолы пиритизации. Внутри

ут быть обнаружены находящиеся на разном эрозионном срезе зонные жилы (рис. 52). Эти ореолы создаются прежде всего «фопиритом мощных зон пропилитизации с  $X_{\text{FeS}_2}$  от (-200) до



Кристалломорфологическая (по пириту) схема золотоносной россыпи. Ниже слияния  $B_1$  и  $B_2$  — естественная граница («фронт») россыпи.

1 — более (-25); 2 — линии опробованных шурфов; 3 — число опробованных шурфов. Все обозначения те же, что на рис. 50

(-100). К «фоновому» пириту присоединяется «аномальный» пирит собственно золоторудных жил с  $X_{\text{FeS}_2} \gg (-100)$ . В результате смешения пирита метасоматитов и рудных жил возникает картина центростремительной зональности шлиховых ореолов пирита, выражающаяся в том, что по мере приближения к коренному источнику золота со стороны незолотоносного окружения в шлихах увеличивается число кристаллов, ограненных более сложно, чем простой куб. Одновременно с этим в лимоните, образовавшемся по этому пириту, увеличивается содержание золота.

В непосредственной же близости от коренного источника, где основную массу пирита составляет уже пирит не метасоматитов, а жильного выполнения, характер кристалломорфологической зональности в аллювии изменяет свой знак: из центростремительной делается центробежной (см. рис. 50–51). Нахождение эпицентра или эпицентров шлиховых кристалломорфологических ореолов пирита, которые совпадают с коренными источниками сноса, составляет только часть задачи обнаружения возможно промышленно ценного золотоносного объекта. Другая часть задачи заключается в том, чтобы оценить обнаруженные объекты. На этом этапе разбраковочным средством может служить кристалломорфологический анализ пирита из жильного кварца (или метасоматитов, наиболее богатых кварцем), отбираемых в естественных или искусственных обнажениях золотоносной залежи по ее простиранию. Существуют три случая положения опробованной поверхности (горизонта) золотоносной залежи относительно горизонта с  $X_{\text{FeS}_2} (-50) \pm 50$ , в пределах которого, по-видимому, существовали наиболее благоприятные условия для первичной концентрации самородного золота: 1) верхнее (рис. 53, а), 2) срединное (рис. 53, б) и 3) нижнее (рис. 53, в). Правильное определение, к какому из этих положений относятся результаты кристалломорфологического анализа на найденном золотоносном объекте, может помочь найти его место в ряду объектов первостепенной, второстепенной и третьестепенной важности. При этом, однако, следует помнить, что копь скоро пирит является косвенным указателем возможного промышленного оруденения, важность объекта определяется здесь степенью сохранности золотого оруденения, а не его интенсивностью.

*Пример 1.* По 30 пробам золотоносного кварца (рис. 54), в каждой из которых наблюдалось от 20 до 70 (в среднем 40) кристаллов пирита, установлено, что в большинстве этих проб преобладает пирит II кристалломорфологического типа, кристаллов пирита III мало (присутствуют только в единичных пробах), кристаллов пирита IV исключительно мало. На этом основании золотоносная залежь может быть оценена (в интервале проходки опробованных канав) как глубокоэродированная.

*Пример 2.* По 10 пробам золотоносного кварца (рис. 55) установлено сильное развитие в нем пирита пентагондодекаэдрического и «икосаэдрического» габитусов (балл  $X_{\text{FeS}_2}$  от -80 до -20, в среднем -56). Вскрытая канавами жила представлена с поверхности, очевидно, самым продуктивным горизонтом.

При равных содержаниях золота в объектах объект с более высокими значениями  $X_{\text{FeS}_2}$ , очевидно, более предпочтителен для разведки. Ведь в этом случае есть надежда, что с глубиной эти содержания будут уменьшаться не столь резко, как в случае, когда значения  $X_{\text{FeS}_2}$  малы даже на поверхности.

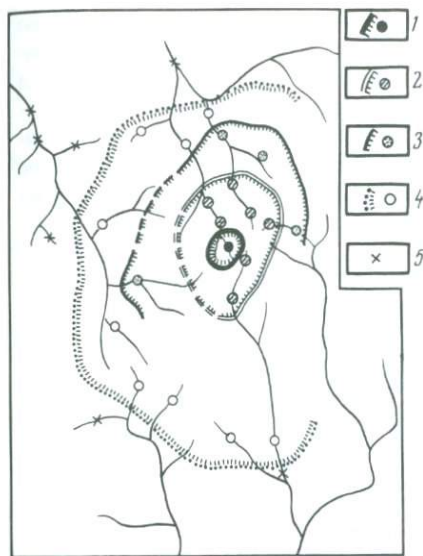


Рис. 52. Шлиховый ореол, детализированный по форме кристаллов пирита.

Для изолиний с определенным значением  $X_{FeS_2}$ : 1 - от (-25) до (-50); 2 - от (-50) до (-75); 3 - от (-75) до (-100); 4 - менее (-100); 5 - шлихи без пирита

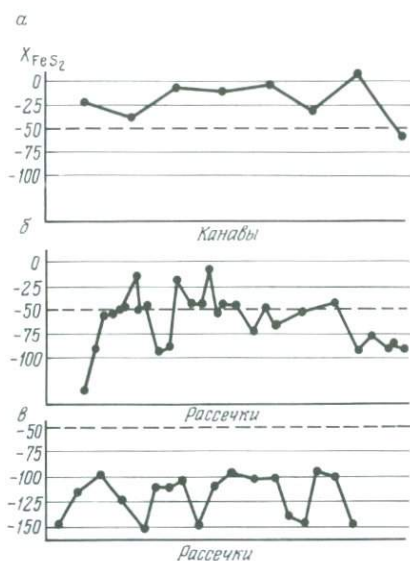


Рис. 53. Положение опробованного горизонта разных золотоносных жил относительно горизонта  $X_{FeS_2} \approx -50$  (пунктир) с наиболее благоприятными условиями первичной концентрации золота:

а - верхнее; б - среднее; в - нижнее

И, наконец, выделение потенциального месторождения золота по кристалломорфологическим данным требует анализировать собственно золото. При прочих равных условиях встретить на поверхности золото в кристаллах кубического габитуса желательнее, чем в кристаллах октаэдриче-

Таблица 19

Кристалломорфологический состав золота разных рудных жил

Рудная жила	Место взятия проб	Число кристаллов	Содержание различных типов кристаллов, %						
			I	II	III	IV	V	$X_{Au}$	$\bar{X}_{Au}$
Северная	Жильный кварц. Канавы	3	0	0	75	25	0	+25	
		1	0	0	0	100	0	+100	+75
		4	0	0	0	100	0	+100	
		11	0	82	10	8	0	-74	-74
Медвежья	То же	49	0	84	10	6	0	-78	-78
Валунистая	Делювий	51	0	75	23	2	0	-73	-48
Водораздельная	То же								
Южная	Жильный кварц. Штольня	20	0	34	55	11	0	-23	
		12	0	50	33	17	0	-33	
		8	0	0	0	62	38	+138	-48
Фланговая	Жильный кварц. Канавы	8	0	50	25	25	0	-25	-25

ского и тем более ромбододекаэдрического габитуса. Принимая во внимание, что «идеальный» габитус соответствует II (октаэдрическому) типу кристаллов золота, оптимальные для массовой кристаллизации золота условия создаются в местах с  $X_{Au} = -100$ . Зная кристалломорфологический состав золота уже выделенных по пириту перспективных рудопроявлений, можно, по-видимому, определить, где следует ожидать руды, более богатые, чем наблюдаемые. Так, по данным табл. 19, в рудных жилах Ме-

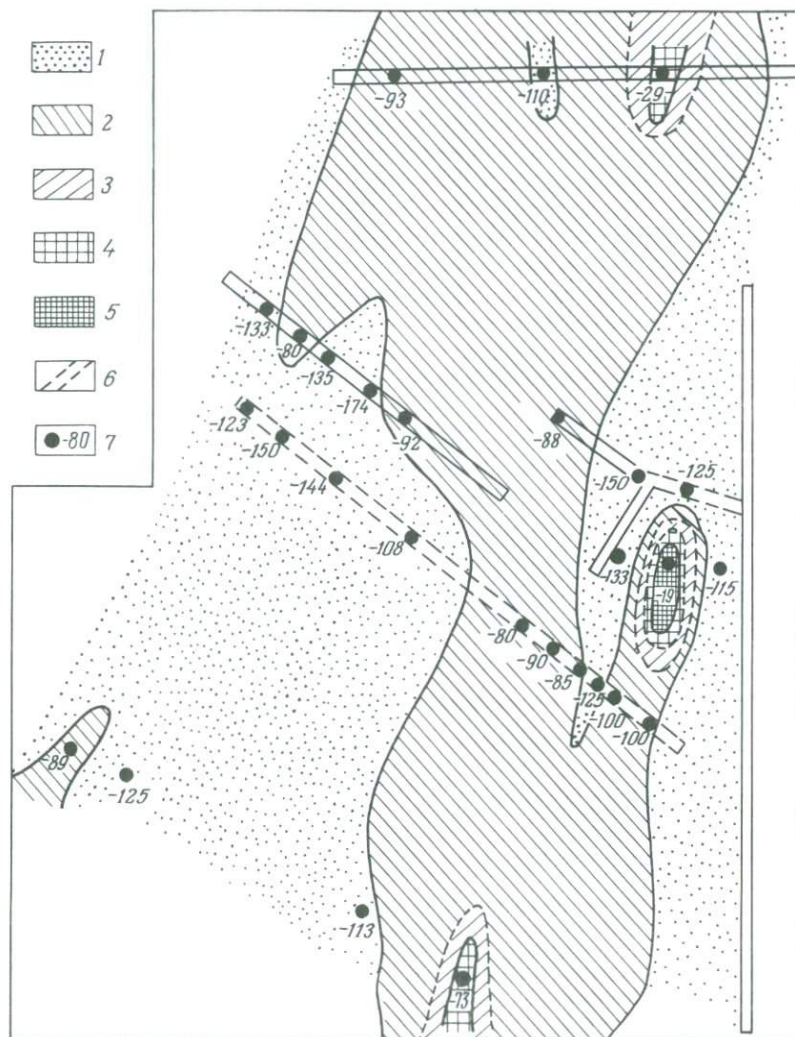


Рис. 54. Первичные кристалломорфологические ореолы пирита на глубокоэродированной золотоносной жиле.

Области преимущественного распространения пирита разного типа: 1 – I + II; 2 – II; 3 – II + III; 4 – III; 5 – III + IV. 6 – канава и ее номер; 7 – место взятия и кристалломорфологический балл  $X_{FeS_2}$  пробы

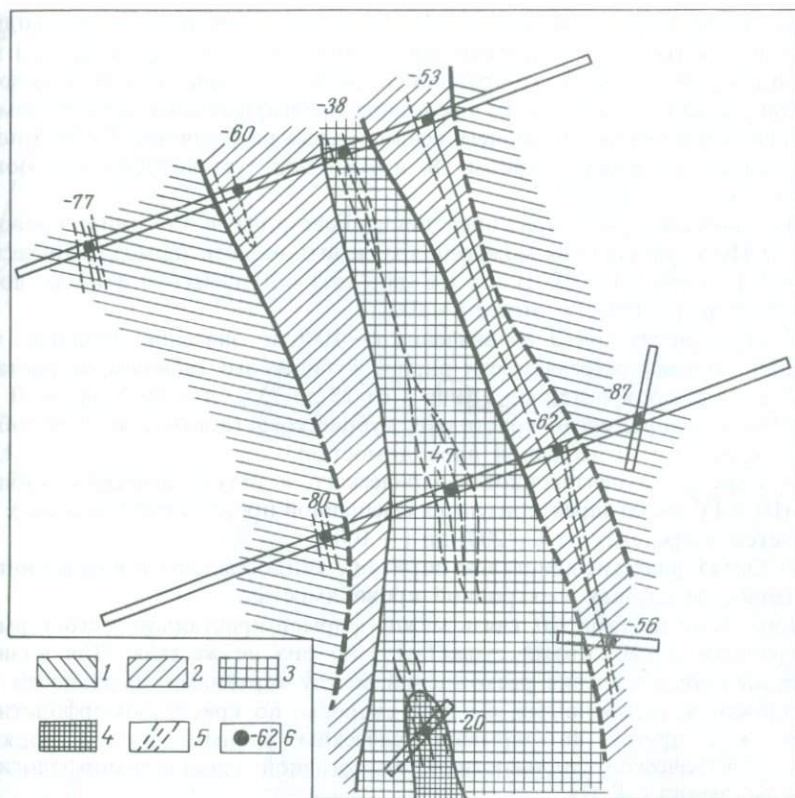


Рис. 55. Первичные кристалломорфологические ореолы пирита на умеренно эродированной золотосодержащей жиле.

Области преимущественного распространения кристаллов пирита разного типа: 1 – II; 2 – II + III; 3 – III; 4 – III + IV; 5 – прожилки монокристаллического кварца. 6 – места отбора проб с указанным значением  $X_{\text{FeS}_2}$

двезбей и Валунистой трудно ожидать на глубине руд, более богатых, чем те, которые обнажаются на поверхности, в то время как в рудной жиле Северной на глубине должны быть более богатые руды, представленные пока не найденными октаэдрическими кристаллами.

### ПАРАЛЛЕЛИЗМ В ИЗМЕНЕНИИ ФОРМЫ И ДРУГИХ КАЧЕСТВ КРИСТАЛЛОВ ПИРИТА

Независимо от того, определяется ли форма кристаллов вхождением в них примесей или обуславливается термодинамическими свойствами раствора, регулирующими активность примесей на гранных поверхностях, все равно следует признать, что направленное изменение ограничения пирита не может происходить без такого же направленного изменения других его качеств. В этом плане интересно сопоставление кристалломорфологических данных с данными измерения термоэлектродвижущей силы (термоэдс). На уста-

новке ТЭДС-I при температуре от 70 до 90°C электродами игловидной формы испытывались отдельные кристаллы пирита размером менее 1 мм. Было изучено 150 проб, отобранных на разных горизонтах одной из золоторудных жил. Каждая проба проходила предварительный кристалломорфологический анализ. В среднем, испытывалось на установке ТЭДС-I по 27 кристаллов из каждой пробы. В итоге было установлено следующее (табл. 20).

1. В каждой пробе пирит представлен кристаллами всех типов проводимости. По  $\alpha$  (мВ/град) их можно подразделить на пять термоэлектрических типов: I – более (+ 200); II – от (+ 100) до (+ 200); III – от (+ 100) до 0; IV – от 0 до (- 100); V – менее (- 100).

2. При увеличении  $\alpha$  от значения (- 100) до значений больших, чем (+ 200), процент встречаемости пирита кубического габитуса возрастает: от 2 до 15% для кристаллов I типа и от 23 до 73% – для кристаллов II типа. Иначе говоря, среди кристаллов кубического габитуса явно преобладают кристаллы с дырочной проводимостью.

3. Кристаллы пентагондодекаэдрического и икосаэдрического габитусов (III и IV типы) характеризуются смешанной проводимостью, и их  $\alpha$  изменяется в пределах от (+ 200) до (- 100).

4. Октаэдрические кристаллы пирита (V тип) обладают в подавляющем большинстве случаев электронной проводимостью.

Как видно из табл. 20, связь между формой кристаллов и его термоэлектрическими свойствами существует, но она не жесткая. Для количественного сопоставления расхождений между картинами зональности рудоотложения, полученными, с одной стороны, по кристалломорфологическим, а с другой – по термоэлектрическим данным, введем понятие термоэлектрической балльности  $Y$ , аналогичной кристалломорфологической балльности  $X$  (1)

$$Y = (2f_V + f_{IV}) - (f_{II} + 2f_I), \quad (7)$$

где  $Y$  – термоэлектрическая балльность, изменяющаяся от (- 200) до

Таблица 20

Соответствие между кристалломорфологическими и термоэлектрическими типами пирита

Термоэлектрический тип	Число кристаллов	Кристалломорфологический состав, %					Пределы изменения $\alpha$ , мВ/град
		I	II	III	IV	V	
1	82	15	73	10	2	0	> (+ 200)
2	1543	12	63	15	8	2	(+ 200) – (+ 100)
3	2193	10	47	17	24	2	(+ 100) – 0
4	59	2	20	24	52	2	0 – (- 100)
5	136	1	3	1	16	79	< (- 100)

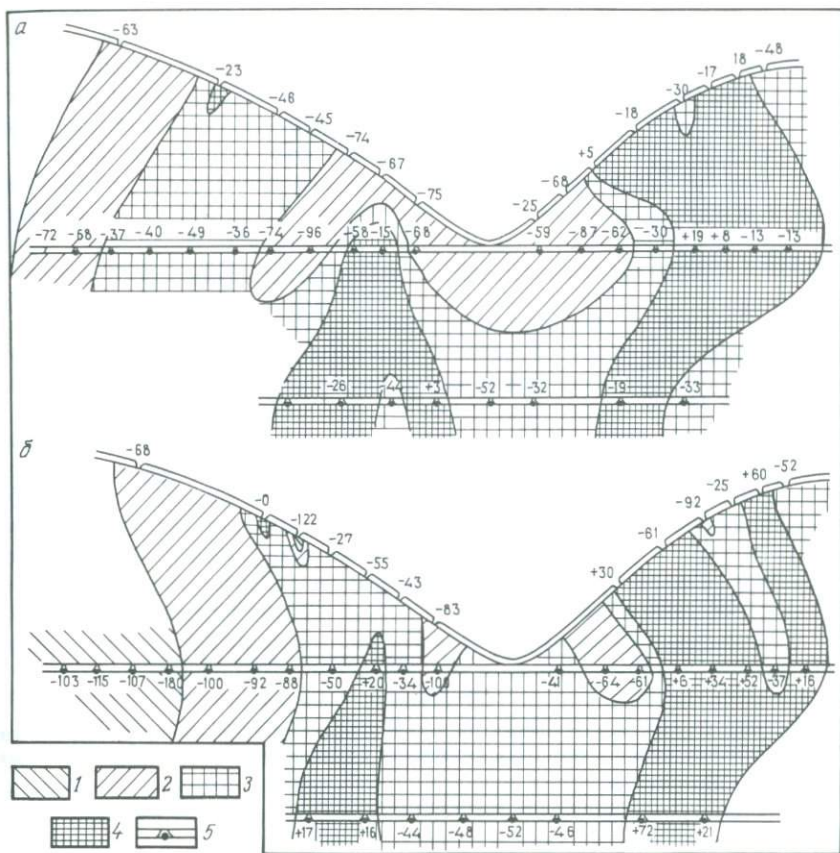


Рис. 56. Зональное строение одного и того же золоторудного тела в продольной вертикальной проекции по данным кристалломорфологического (а,  $X_{FeS_2}$ ) и термоэлектрического (б,  $Y_{FeS_2}$ ) анализов.

Обозначения для  $X_{FeS_2}$ : 1 - от (-100) до (-75); 2 - от (-75) до (-50); 3 - от (-50) до (-25); 4 - более (-25). Обозначения для  $Y_{FeS_2}$ : 1 - менее (-100); 2 - от (-100) до (-60); 3 - от (-60) до 0; 4 - более 0; 5 - места опробования и соответствующие значения ( $X, Y_{FeS_2}$

(+200);  $f_I - f_V$  - процент содержания в пробе соответствующих термоэлектрических типов пирита.

На рис. 56, б представлены термоэлектрические ореолы пиритизации, полученные при построении изолиний  $Y_{FeS_2}$ . Как и следовало ожидать исходя из данных табл. 20, области доминирования различных термоэлектрических типов пирита удовлетворительно соответствуют областям доминирования пирита различного габитуса (рис. 56, а). Это соответствие, однако, не выдерживается повсеместно (рис. 57). На термоэкс пирита большое влияние оказывают процессы вторичного химического замещения, протекающие в зоне окисления. Для формы же кристаллов пирита они никакого значения не имеют: форма кристаллов при псевдоморфизации сохраняется у пирита вплоть до мелких деталей.

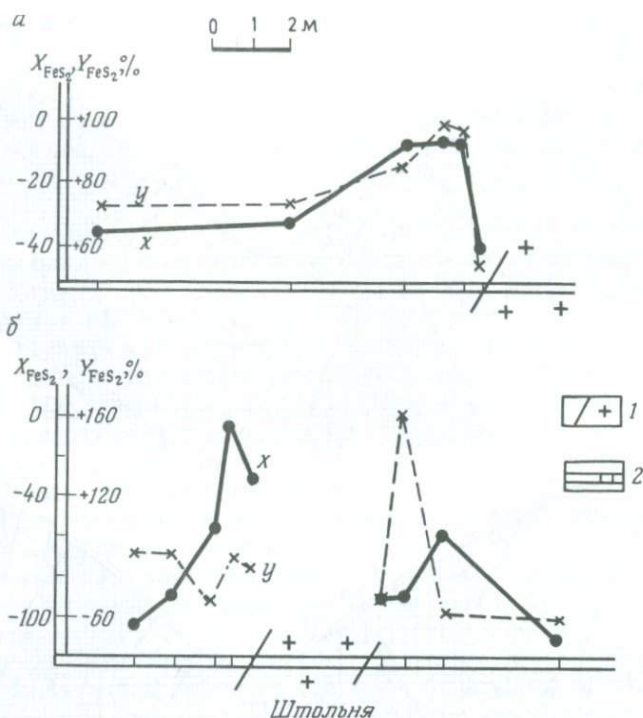


Рис. 57. Примеры удовлетворительного (а) и неудовлетворительного (б) соответствия изменения термоэлектрических свойств пирита ( $Y_{FeS_2}$ ) изменению формы его кристаллов ( $X_{FeS_2}$ ) на разных горизонтах жилы.

1 — дайка пострудных гранодиоритов; 2 — место отбора проб

## ГЛАВА 7

# КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ МЕТОД ПОИСКОВ И ОЦЕНКИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ

## СУЩНОСТЬ МЕТОДА

Поиск и оценка новых гидротермальных рудопроявлений могут производиться разными методами. Желательно, однако, чтобы они были оперативны и доступны широкому кругу геологов и минералогов в полевых условиях.

В промышленно развитых районах геологическая разведка идет так быстро, что исследования трех-четырёхлетней давности часто теряют прогнозное значение. Материал предыдущих глав показывает, что гранная форма кристаллов, особенно при возможности ее экспрессной (в пределе — автоматической) документации представляет собой объект исследования, позволяющий делать оценку гидротермальных рудопроявлений

и россыпшей относительно быстро и дешево. Если иметь дело с одним и тем же минералом, т.е. считать структурный фактор ограничения постоянным, все изменения формы кристаллов можно относить на счет изменения среды кристаллизации. Корректная генетическая интерпретация формы природных кристаллов в настоящее время отсутствует.

Однако во все времена несовершенство минералогических представлений о природе рудообразующих растворов не была препятствием к нахождению месторождений. Если становилась известной достоверная эмпирическая картина, сопутствующая концентрации нужного минерала, поиски сразу обретали верное направление независимо от того, было или нет это подтверждено экспериментально.

Известная минералагам закономерно-изменчивая форма природных кристаллов при всей ее генетической загадочности может быть использована прежде всего в качестве реперов процесса зонального рудоотложения. Ориентация в оруденелом пространстве может происходить по принципу, который заложен во всех действующих минералого-геохимических методах оценки уровня эрозионного среза и протяженности оруденения на глубину: чем дальше от источника материнского раствора происходит кристаллизация, тем более поздние продукты она производит. Продукты здесь – грани разных простых форм.

Консерватизм формы кристаллов минералов составляет другую привлекательную черту изучения морфологии в прикладных целях. При вторичном химическом изменении минерала затронутыми оказываются цвет, твердость, магнитность, проводимость, люминесценция и многие другие физические свойства, форма же кристаллов часто наследуется без каких-либо поправок на степень химического изменения (явление псевдоморфизации). Впечатляющим примером того, насколько проницаемой для вещественного обмена со средой является почти всегда дефектная кристаллическая решетка минералов, дает касситерит, теряющий окрашивающие его примеси под воздействием низкотемпературных гидротерм и даже поверхностных вод. Недооценка широкого распространения вторичных изменений минералов, чреватая ошибками в прогнозировании глубинного оруденения по соотношению типоморфных элементов и прочим параметрам, при работе с формой кристаллов в большинстве случаев не имеет никакого значения.

Немаловажно и то, что наблюдение и документация формы кристаллов минералов часто могут быть сделаны в полевых условиях уже на стадии шлиховой съемки. Когда трудно обеспечить механическую сохранность внешнего вида окристаллизованных индивидов из-за их весьма совершенной спайности (галенит, сфалерит) или чрезмерной пластичности (золото), то на помощь могут быть привлечены минералы-спутники, у которых окажутся качества, необходимые для объектов прикладных кристалломорфологических исследований: отсутствие спайности или пластичности, высокая твердость, большая плотность и прозрачность.

Кристалломорфологический метод определения уровня среза рудных жил и их протяженности на глубину основывается, таким образом, на различии естественного ограничения кристаллов одного и того же минерала в различных частях жилы и сохранности этого различия в рыхлых отложениях. Кристалломорфологическое различие представляет собой одну из

сторон обычной для рудных жил трехмерной прямой зональности отложения. Последняя создается направленной и типичной для каждого вида жильных месторождений изменчивостью состояния минералообразующего раствора по мере его движения по жиле и удаления от своего источника. Природа источника может быть разной. С помощью кристалломорфологического метода рассматривается весьма узкий интервал минералообразования. Для него важен момент отложения только самого рудного минерала или – на худой конец – момент отложения ближайшего минерала-спутника. Этот момент часто приравнивается одному акту минералообразования.

Следует различать два варианта метода: 1) прямой, когда кристалломорфологическому анализу подвергается сам рудный минерал и 2) косвенный, когда кристалломорфологическому анализу подвергается наиболее близкий (парагенетически) спутник рудного минерала. При прямом варианте метода определяются целостность и примерные размеры зоны конкретной рудной минерализации, при косвенном варианте – зоны спутниковой минерализации. Зона спутниковой минерализации не всегда вполне совмещается в пространстве с зоной рудной минерализации. Переход от оценки зоны спутниковой минерализации к оценке зоны рудной минерализации осуществляется через «кристалломорфологическое правило соответствия» (см. гл. 5).

Наличие трехмерной кристалломорфологической зональности в месторождениях позволяет не только использовать кристалломорфологические данные для оценки с поверхности перспектив глубинного оруденения, но и вносить существенные изменения в саму методику кристалломорфологических наблюдений. Они сводятся к выдвиганию следующих новых требований:

- 1) большого числа систематических наблюдений в объеме рудных тел, т.е. массовости наблюдений ( $n \cdot 10^3$ );
- 2) оперативности наблюдений (скорость кристалломорфологического анализа должна быть примерно равной скорости опробования рудных тел);
- 3) оценки достоверности кристалломорфологических наблюдений с помощью приемов статистики;
- 4) выполнение кристалломорфологических наблюдений в полевых условиях.

## ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

Форма кристаллов одного и того же минерала в объеме рудной жилы изменяется, как было показано выше, от точки к точке с градиентом, обратно пропорциональным линейному размеру жилы в заданном направлении. Самое сильное изменение формы кристаллов наблюдается вкрест простирания рудной жилы, менее сильное – по восстанию и совсем слабое – по простиранию. Чем крупнее рудная жила, тем менее заметна в ней кристалломорфологическая изменчивость минералов. Последовательность смены в пространстве, занятом жилой, кристаллов одной формы кристаллами другой формы отвечает последовательности их смены во времени, т.е. в течение роста минерала. Выделяются морфологически различные крис-

таллы ранних, промежуточных и поздних стадий роста минерала, и каждый тип таких кристаллов занимает доминирующее положение в определенной части рудной жилы.

Кристалломорфологическое «омоложение» жилы, т.е. переход к доминированию все более и более поздних типов кристаллов происходит от зальбандов жилы к ее оси, от корней к верхам и от флангов — к рудному столбу. В кристалломорфологическом выражении жильное пространство можно представить себе как ряд вложенных друг в друга футляров (каждый «футляр» — область доминирования своего типа кристаллов), центры которых последовательно сдвинуты к вершине жилы (рис. 58, б).

При эрозивном размыве жилы вокруг нее создается механический ореол рассеяния морфологически различных кристаллов, также обладающий зональным строением. Кристалломорфологическая зональность рыхлых отложений вокруг рудной жилы имеет отраженный от первичной вертикальной зональности характер: по пробам, отобраным с разной глубины в том или ином шурфе, она обратна первичной вертикальной зональности, по шлихам, отмытым на поверхности в районе жилы, она центробежна по отношению к источнику сноса (рис. 58, а). Морфологическое изменение минерала во времени и пространстве как процесс эволюционный обладает двумя важными для метода качествами:

- 1) направленностью (неповторимостью сменяющих друг друга комбинаций гранных простых форм);
- 2) ограниченностью (устойчивостью кристалломорфологических возрастных рядов минерала).

Условившись обозначать определенный момент в состоянии материнского раствора характерной комбинацией граней, делающихся габитусными при этом состоянии, мы можем представить непрерывный процесс направленного изменения состояния раствора прерывистым рядом морфологических типов кристалла (в частности, от типа I до типа V). Непременным условием работы метода является соответствие увеличения номера кристалломорфологического типа порядку возрастной последовательности. Если это условие выдержано, то формула балла  $X$ , учитывающая количественные взаимоотношения всех пяти типов (см. гл. 1), дает способ узнать, с каким (по степени отработанности) материнским раствором соприкасался минерал в точке отбора пробы. Значение балла  $X$  от  $(-200)$  до  $(+200)$  отражает, следовательно, относительную удаленность точки отбора пробы от источника материнского раствора (рис. 59).

Трехмерная кристалломорфологическая зональность создается внутри каждой минералообразующей системы независимо от ее размера (см. правило вместимости, гл. 5). По этой причине индивиды минерала выступают как миниатюрные модели порождающего их объекта. В изолированных друг от друга жилах разной мощности и вертикальной протяженности автономно осуществляется принципиально одинаковая кристалломорфологическая зональность отложения, но с разным градиентом. На крупных жилах градиент кристалломорфологической изменчивости очень мал, тогда как на мелких, наоборот, велик. Для расчета самого важного вертикального градиента  $g_h$  (в общем случае различном для каждого разреза жилы) следует иметь значение  $X$  в минимум двух находящихся друг под другом пересечениях жилы. Для качественного суждения иногда достаточно обра-

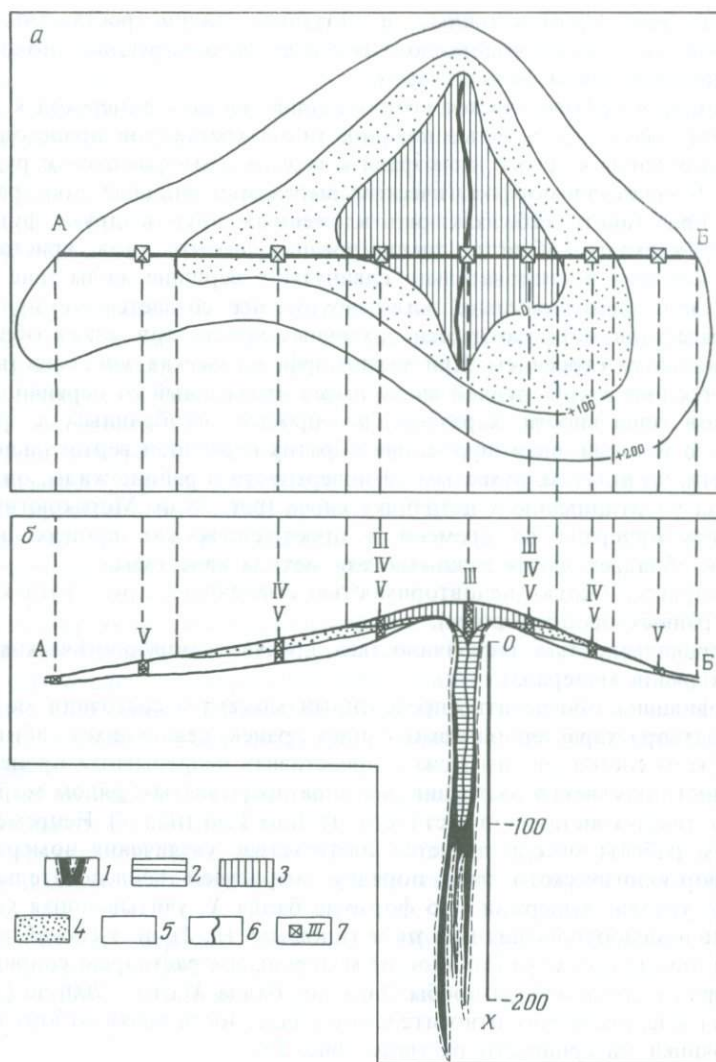


Рис. 58. Соотношение вторичной и первичной зональностей распределения морфологически различных кристаллов:

*a* — план, *б* — разрез. В изолиниях *X*: 1 — от (-200) до (-100); 2 — от (-100) до (-50); 3 — от (-50) до 0; 4 — от 0 до (+100); 5 — от (+100) до (+200). 6 — ось рудной жилы; 7 — шурф с доминирующим типом кристаллов

тратить внимание на запечатленные в кристаллах признаки скоротечности или, наоборот, длительности рудоотложения. Сильный градиент онтогенетически проявляется в сокращенной морфологической эволюции минерала, которая у касситерита, например, прямым образом связана с укорочением кристаллов по оси *c*. Сближенность низов и верхов оруденения сказывается и в кристалломорфологической пестроте проб, отражающей неполно-

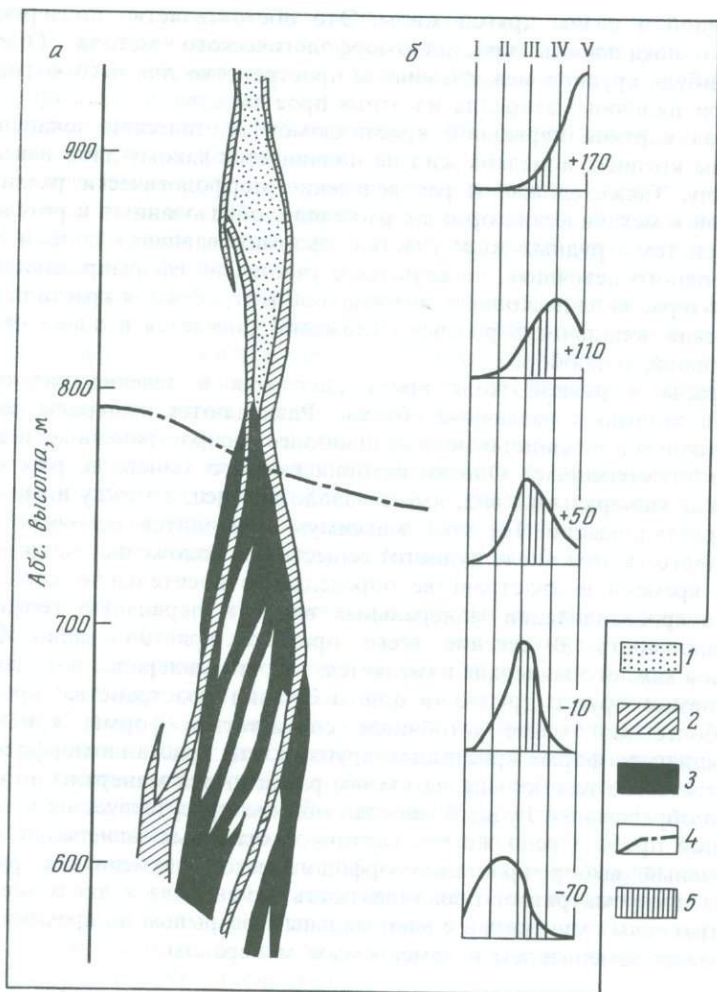


Рис. 59. Кристалломорфологический балл  $X_{SnO_2}$  и распределение разнотипных кристаллов в разных горизонтальных сечениях жилы как показатель удаления сечений от глубинного источника рудоносных растворов.

*a* — разрез оловорудной жилы; *b* — распределение разнотипных кристаллов касситерита. 1 — жильный кварц; 2 — турмалиниты; 3 — серицитолиты; 4 — граница раздела меловых и юрских отложений; 5 — область доминирования кристаллов «идеального» габитуса

ценность разделения генетически отличных индивидов в слишком ограниченном объеме пространства. При слабом градиенте в пробах присутствуют один-два кристалломорфологических типа, при сильном — все пять. Автономность жил бывает причиной сложности интерпретации кристалломорфологических данных. При многоярусности оруденения одна и та же скважина пересекает разные, в том числе слепые жилы в разных их частях. На одном гипсометрическом уровне могут быть встречены поэтому пробы, кристалломорфологически резко отличные, принадлежащие, например,

верхам одной и низам другой жилы. Это обстоятельство подчеркивает особенную локальность кристалломорфологического метода. Оценить сколько-нибудь крупное межскважинное пространство для него возможно только при наличии материала из этого пространства.

Сводная картина первичной кристалломорфологической зональности от системы крупных и мелких жил не подчиняется какому-либо известному правилу. Также сложно и распределение морфологически различных кристаллов в механических ореолах рассеяния, образованных в результате размыва системы рудных жил: участки, сформировавшиеся сносом материала из одного источника, чередуются с участками, сформировавшимися сносом материала из нескольких источников; центробежная кристалломорфологическая зональность рыхлых отложений сменяется в плане центро-стремительной, и наоборот.

Минералы в рудной жиле кристаллизуются в течение различного времени и занимают различные объемы. Различаются минералы ранние, промежуточные и поздние; основные (наиболее распространенные) и акцессорные (второстепенные). Однако история каждого минерала, рассматриваемого как минеральный вид, имеет начало и конец, а между ними – максимум кристаллизации. На этот максимум приходится основная масса минерального (в том числе рудного) вещества, и положение этого максимума во времени и пространстве определяет относительную последовательность кристаллизации минеральных видов и первичную геохимическую зональность. В течение всего процесса кристаллизации форма кристаллов каждого минерала изменяется, так что минералы, находящиеся в парагенезисе друг с другом (в одном сечении пространства – времени), имеют более или менее устойчивое соответствие формы кристаллов одного минерала форме кристаллов другого. Это кристалломорфологическое соответствие тем больше, чем менее различаются минералы по времени своего образования. Рудный минерал обычно присутствует не в каждой отобранной пробе. Среди же его спутников основных минералов много. Рациональный выбор кристалломорфологического заменителя рудного минерала предусматривает принадлежность заменителя к числу наиболее распространенных минералов с минимальным разрывом во времени отложения между заменителем и заменяемым минералом.

## **ВОЗМОЖНОСТИ И ОГРАНИЧЕНИЯ**

Исходя из кристалломорфологических моделей строения рудной жилы, системы рудных жил и минерального парагенезиса можно сформулировать возможности и ограничения кристалломорфологического метода, а также методику работ. Как видно, метод требует знания возрастного и количественного соотношения морфологически различных кристаллов в данном месте, чтобы по этим соотношениям определить приблизительные координаты точки наблюдения в оруденелом пространстве (верх, низ, середина, фланг, рудный столб). Подсчет разновозрастных и морфологически различных кристаллов в пробах называется кристалломорфологическим анализом проб. Существует три вида задач, последовательно решаемых кристалломорфологическим анализом.

1. Определение уровня среза (в том числе эрозионного) рудной жилы.

Оно может делаться по результатам кристалломорфологического анализа проб, представляющих одно горизонтальное сечение рудной жилы, но эти результаты действительны только для того разреза, которому принадлежит проанализированное сечение.

2. Определение примерной протяженности рудной жилы по восстанию и падению от точки наблюдения.

Если кристалломорфологически охарактеризованы два горизонтальных сечения рудной жилы, находящиеся одно под другим (т.е. в одном и том же разрезе), то может быть известен вертикальный градиент кристалломорфологической изменчивости. Принимая его значение для данного разреза жилы постоянным, можно экстраполировать протяженность рудной минерализации как по восстанию от точки наблюдения (объем съэродированной части рудной жилы), так и по падению (объем сохранившейся на глубине части рудной жилы). Из-за неправильной (в общем случае) формы верхних и нижних границ рудной жилы определение ее протяженности по восстанию (падению) имеет опять-таки локальное значение: полученные цифры действительны только для опробованного разреза и могут быть совершенно иными для другого разреза (контрастные примеры – протяженность жилы на глубину на флангах и в районе рудного столба).

3. Определение горизонта локализации основной массы рудного вещества.

Знание градиентов кристалломорфологической изменчивости в последовательных разрезах рудной жилы позволяет априорно оконтурить рудную жилу со всех сторон и соответственно найти в ней тот срединный горизонт, где были осуществлены оптимальные для данного рудного вещества условия осаждения. В кристалломорфологическом выражении этот горизонт характеризуется доминированием кристаллов определенной формы, а именно той, которая отражает состояние рудоносного раствора не в начальный или конечный, а в основной (продуктивный) момент кристаллизации рудного минерала. Кристалломорфологический метод принципиально не в состоянии давать абсолютные значения содержаний рудного вещества в жиле на разных горизонтах, но в его возможностях сделать заключение о том, что выше или ниже точки наблюдения содержания рудного вещества, возможно, понизятся (или повысятся) по сравнению с содержанием его в точке наблюдения.

Очевидно, что решение перечисленных задач относится к оценке перспектив рудной минерализации только в том случае, если кристалломорфологическому анализу подвергается непосредственно сам рудный минерал (касситерит, золото и т.д.). Работа с минералами-заменителями (например, с анатазом в случае касситеритовой минерализации или с пиритом – в случае золотой) приводит к оценке перспектив спутниковой минерализации, которая, как правило, неинтересна в чистом виде, но полезна в опосредованном. Рудная минерализация связана в пространстве – времени со спутниковой минерализацией; и если эти связи установлены через понятия о кристалломорфологических парагенезисах и кристалломорфологическом соответствии между рудным минералом и спутником, то анализ проб с минералом-заменителем представляет собой хороший выход из трудного положения, в которое попадает минералог, когда рудный минерал дефицитен или неудобен в работе.

Применение кристалломорфологического метода затрудняют следующие обстоятельства.

1. Кристаллизация интересующего нас минерала или его заменителя в агрегатах (сферолиты, дендриты, комплексные двойники), маскирующих гранные простые формы.

2. Плохая сохранность естественного ограничения в протолочках и шлихах вследствие весьма совершенной спайности минерала (галенита, сфалерита, флюорита и др.) или, напротив, чрезвычайной пластичности (золота, серебра и др.).

3. Неспособность образовывать стойкие к механическому и химическому воздействию поверхностных вод псевдоморфозы (халькопирит, арсенопирит и др.).

4. Ничтожная распространенность минерала, не позволяющая наблюдать его во всех пробах в количествах, достаточных для получения статистически достоверного результата кристалломорфологического анализа.

Метод нельзя применять при:

1) существовании на месторождении наложенности оруденения одинаковой формационной принадлежности, когда могут быть спутаны кристаллы, попавшие в одну пробу, но принадлежащие разновременным этапам оруденения (маловероятный случай);

2) невозможности отбора представительного числа проб для кристалломорфологической характеристики хотя бы одного сечения рудной жилы (также маловероятный случай).

Применение метода рекомендуется для крутопадающих рудных жил гидротермального генезиса. Прежде всего метод годится для оловорудных и золоторудных жил, так как они были эталонными объектами при создании метода. В целом же эволюционные принципы кристалломорфологического метода применимы ко всем геологическим телам с проявленной зональностью строения, в том числе интрузивным (карбонатитам, кимберлитам и др.).

Содержание рудного минерала или его дублера в породах должно быть не менее 0,01%, чтобы концентрат получался обработкой не слишком больших по массе и сравнительно легко транспортируемых проб. Кристалломорфологический анализ не требует уничтожения или изменения анализируемого минерала, как при многих других видах анализа. После проведения кристалломорфологического анализа пробы могут быть использованы по иным назначениям. Заменители рудного минерала выбираются среди минералов:

1) с наименьшим разрывом между временем и местом их кристаллизации и временем и местом кристаллизации заменяемого рудного минерала,

2) относящихся к разряду распространенных.

Так, для рудного минерала *B* оптимальным кристалломорфологическим дублером является минерал *A*, а для *D* — минерал *C* (см. рис. 40).

## ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РАБОТЫ

Для кристалломорфологического анализа рудного минерала или его заменителя следует использовать остатки проб, отбираемых в обязательном порядке производственными организациями для химического анализа на

полезный металл при проходке горных выработок и скважин. Годятся бороздовые, точечно-бороздовые пробы и пробы керна. Анализируются кристаллы и обломки кристаллов преимущественно с рудного интервала проходки: частями, если имеет место серия проб, или валом, если сечение рудной жилы представлено одной сводной пробой. При оценке уровня среза рудных жил по рыхлым отложениям надо иметь шлихи, намывные по мелким закопушкам на месте вероятного сноса рудного материала. Шлихи намываются также из материала первой порции проходки шурфов в россыпях. При опробовании россыпей необходимо учитывать их зональное строение по простиранию и отбирать пробы как можно ближе к вероятному коренному источнику сноса. В отличие от проб, отобранных по коренным породам, пробы рыхлых отложений часто не дают возможности отнести результаты кристалломорфологического анализа к определенной рудной жиле, а отражают в своем кристалломорфологическом составе усредненный эрозионный срез рудных жил, выходящих на поверхность на территории сноса.

В неблагоприятных для отбора бороздовых проб случаях можно использовать и штуфные пробы при условии, что они будут: 1) многочисленными и 2) представлены однотипными породами (например, только жильным кварцем или только турмалинитами, или только березитами, или только околорудными пропилинтами). Начальная масса проб должна обеспечить выход концентрата анализируемого минерала в количестве около 1 см<sup>3</sup>. Распространенная начальная масса проб, поступающих в обработку для целей метода, колеблется, по данным имеющегося производственного опыта, от 1,5 до 5–6 кг.

Целью обработки проб является получение концентрата анализируемого минерала. Обработка проб коренных пород включает в себя: 1) дробление до размера зерен 1–2 мм (чем крупнее кристаллы анализируемого минерала, тем грубее дробление), 2) ситование с выделением рабочей фракции 0,25–1 мм, 3) доведение рабочей фракции до концентрата любым приемлемым для аналитика способом (делением или шлихованием в тяжелых жидкостях, магнитным или термомагнитным обогащением). В случае рыхлых отложений обработка проб идет по схеме для шлихового анализа. Наиболее ценной для кристалломорфологического анализа частью протолок и шлихов является тяжелая немагнитная фракция.

Кристалломорфологический анализ проб дает информацию, часто недоступную другим анализам, преследующим аналогичные цели. Например, его результаты равно достоверны как на свежем, так и на вторично химически измененном материале, что нельзя сказать об анализах в рамках геохимического метода или метода термоэдс. В этом смысле кристалломорфологический анализ обладает самостоятельной ценностью и имеет право на отдельное существование. Однако организационно и экономически целесообразно сочетать его с традиционными минералогическими анализами: использовать одни и те же пробы, одну и ту же аппаратуру, одни и те же принадлежности; работу должны проводить одни и те же аналитики.

В настоящее время сложилось два варианта аппаратурного оснащения метода: полевой и камеральный. В поле аналитик должен быть снабжен лотком для промывки шлихов, бинокляром любой марки, магнитом Соичева, бромформом и обычным набором мелкого минералогического ин-

вентаря (медные и стальные иглы, предметные стекла, фарфоровые чашки, химические стаканы, колбы, воронки, фильтровальная бумага, бритвенные лезвия). Желательно также иметь ступу (для дробления проб), электрический муфель, фарфоровые тигли объемом 20 см<sup>3</sup>, противни (для обогатительного обжига проб), иммерсионные жидкости, микроскоп и основные химические реактивы (последнее – для проверки правильности визуальной диагностики минералов). Камеральное же оснащение требует гониометра, притом такого, который бы был приспособлен к массовому и скоростному измерению сотен и тысяч обломков кристаллов, часто весьма мелких (доли миллиметров) и с несовершенной матовой поверхностью. Таким требованиям удовлетворяет фотогониометр, он в серийном производстве отсутствует. По этой причине кристалломорфологический анализ с привлечением фотогониометра имеет пока весьма ограниченное распространение.

Эталонные образцы в кристалломорфологическом анализе – это коллекционные образцы так называемых «кристалломорфологических типов минерала». Кристалломорфологические типы минерала выводятся из реконструкции изменения огранения минерала во времени, т.е. в процессе роста, путем определения последовательности развития разноименных граней на кристаллах. Эволюционная природа изменений состояния минералообразующего раствора предполагает такую же эволюционную, т.е. не случайную природу появления на кристалле тех или иных граней, их разрастания до габитусной значимости, а потом исчезновения. Есть три способа установить возрастное соотношение граней различных простых форм:

1) наблюдать в прозрачных кристаллах или в кристаллографически ориентированных препаратах минералов заросшие грани, видимые благодаря их декорированию разнообразными первичными включениями (изучение «фантомов» – телесных образов зародышей или ядер кристаллов);

2) наблюдать у минералов нарастание кристаллов одной формы на кристаллы другой формы (изучение «зарождений» – продуктов разновременных актов кристаллизации одного и того же вещества из одной и той же порции минерализующего раствора);

3) наблюдать на поверхности бывших габитусных граней поверхности, принадлежащие новой простой форме (изучение комбинационных рельефа или штриховки).

Знание возрастной последовательности граней позволяет установить устойчивые комбинации простых форм, характерные для начала, середины, конца и всех промежуточных моментов процесса кристаллизации. Удобно выделять пять разновозрастных комбинаций простых форм для каждого минерала. Это и есть «кристалломорфологические типы»: I, II, III, IV и V в порядке последовательности образования. Границы между кристалломорфологическими типами условные и должны определяться визуальными признаками. Например, кристалломорфологические типы касситерита визуально вполне определяются следующими специфическими и не повторяющимися комбинациями габитусных граней:

Тип кристалла касситерита	Габитусные грани
I	111 + hhl (острые)
II	hhl (острые) + 001
III	001 + 110
IV	110 + 111
V	hko + hkl

Кроме закономерной и очень выдержанной смены габитусных граней в эволюционном морфологическом ряду касситерита от типа I к типу V благодаря тормозящей роли граней {110} увеличивается удлинение кристаллов по оси *c*. У других минералов, например у кварца, в процессе морфологической эволюции наблюдается, напротив, укорочение кристаллов по оси *c*. Кубические кристаллы в своих эволюционных рядах остаются изометрическими, что не мешает им, однако, со временем также полностью менять свое ограничение. Сопутствующий золоту пирит образует эволюционный морфологический ряд кристаллов от чистых кубов до сложных комбинаций октаэдра с простыми формами высоких индексов (последние в характеристику типа кристаллов не включаются).

Тип кристалла пирита	Габитусные грани
I	100
II	100 + 210
III	210
IV	210 + 111
V	111

Аналогичным образом пять кристалломорфологических типов могут образовывать эволюционные ряды других минералов, прежде всего такие, которые уже хорошо изучены в этом плане и перед применением в прикладных целях нуждаются только в уточнении деталей эволюции (циркон, пироксенолор, кварц, турмалин, алмаз, анатаз, кальцит, барит, флюорит, апатит, магнетит, андрадит, вилуит, апофиллит, эвколит, киноварь).

## АНАЛИЗ ПРОБ

Кристалломорфологический анализ проб можно начинать только тогда, когда предварительными (лучше всего онтогеническими) исследованиями для анализируемого минерала определены кристалломорфологические типы I, II, III, IV и V. В целях оперативности кристалломорфологический анализ проб желательно делать на месте проведения поисково-разведочных работ, т.е. в поле. Полевая лаборатория должна быть снабжена источником света для работы с биноклем, иметь отдельное помещение для работы с тяжелыми жидкостями и иногда подвод электричества для работы с муфелем. Техника кристалломорфологического анализа весьма близка к технике минералогического анализа. Анализу подвергают концентрат анализируемого минерала (надобности в мономинеральности проб нет). Из насыпанной на большом предметном стекле полоски концентрата под биноклярной лупой иглой отбираются все сколь-нибудь ограниченные зерна, их обломки, сростки, двойники. Важно, чтобы этот отбор совершался строго подряд, т.е. без отдачи предпочтения какому-либо виду зерен вследствие их величины, цвета или других бросающихся в глаза особенностей. Отобранный материал сортируется по принадлежности к одному из пяти кристалломорфологических типов. Число кристаллов (зерен) каждого типа подсчитывается отдельно и выражается в процентах. Сростки и двойники однотипных кристаллов принимаются за одно зерно, разнотипных – за разные зерна.

Документация в журнале полевого кристалломорфологического (в общем случае – минералогического) анализа ведется по следующему образцу

Таблица 21

Образец (форма) записи результатов кристалломорфологического анализа

Проба	Место взятия пробы и интервал опробова- ния, м	Порода	Кристалломорфологический состав проб: число наблюдавшихся кристаллов (числи- тель), содержание кристаллов в % (зна- менатель)					Крис- талло- морфо- логи- чес- кий балл $X_{\text{SnO}_2}$
			I	II	III	IV	V	
1	Жила Северная, 274,8–275,8	Пропилит	0/0	1/16	4/67	1/170	0/0	+ 1
2	280,0–282,1	То же	0/0	0/0	8/47	9/53	0/0	+ 53
3	283,0–285,0	« »	0/0	0/0	3/38	4/50	1/12	+ 74
	Общее для серии проб		0/0	1/3	15/49	14/45	1/3	+ 48

(табл. 21). В таблице результатов кристалломорфологического анализа приведены как абсолютное число наблюдавшихся кристаллов определенного типа (числитель), так и относительное их число, выраженное в процентах (знаменатель). Для серии проб, представляющих одно сечение рудного тела, результаты анализа обобщаются, так как серию проб можно заменить одной сводной пробой. В примечании делаются отметки о степени удлинений кристаллов, наличии и виде «фантомов», относительной распространенности двойников и пр. Кристалломорфологический балл  $X$ , учитывающий преобладание в данной пробе того или иного типа кристаллов и количественную роль других типов, высчитывается по формуле (1) в гл. 2.

Для серии из трех проб пропицитов в случае, рассмотренном в табл. 21, вычисление по формуле (1) имеет вид:

$$X = (2 \times 3 + 45) - 3 = +48\%.$$

На приведенном примере видно, что кристалломорфологическая балльность проб пропицитов имеет тенденцию меняться с глубиной отбора от +1 до +74%, что отражает кристалломорфологическую изменчивость проб вкрест простирания рудной жилы по направлению от зальбанда к оси. Формула (1) изобретена по принципу весов, где опорой «коромысла» служит срединный по времени образования III тип кристаллов, а на разные «чаши» кладутся соответственно ранние (I + II) и поздние (IV + V) типы. Коэффициент 2 перед I и V типами введен как для разделения типов, находящихся в одной «чаше», так и для усиления слабых от природы морфологических признаков начала и конца кристаллизации. Благодаря принципу весов минералогический смысл балльности  $X$  не изменяется, при разных видах распределения разнотипных кристаллов в пробе, что бывает при выпадении из пространственно-возрастного ряда кристаллов одного или нескольких его членов: положительные значения  $X$  все равно означают, что в пробе доминируют поздние продукты кристаллизации, а отрицательные значения  $X$  свидетельствуют о доминировании ранних.

Кристалломорфологические данные, полученные по отдельным рудным жилам, выносятся на карту (схему) фактического материала. На карте по-

Таблица 22

**Образец (форма) кристалломорфологического паспорта рудной жилы**  
(в скобках – реальные цифры для пирита жилы Верхней)

1 (98)	3 (7117)	5	6 (– 11)	8 (840)
2 (31)	4 (5)	(– 53)	7 (– 100)	9 (550)

Примечания: 1 – число отобранных проб (важно для суждения об объеме опробования); 2 – число пересечений рудной жилы вкост простирания (характеристика размещения объемов опробования); 3 – общее число наблюдавшихся кристаллов (представление о достоверности кристалломорфологических наблюдений); 4 – число реально присутствующих в данной рудной жиле кристалломорфологических типов (включая фантомы) против должных пяти, свойственных наиболее полно развитым рудным жилам (показатель, определяющий класс жил); 5 – средний балл по всем опробованным интервалам рудной жилы (указатель на статистически преобладающий в жиле тип кристаллов); 6 – наивысший балл, полученный на пробах опробованных интервалов (степень максимального омолаживания жилы); 7 – наименьший балл в тех же интервалах (степень сохранности ранних парагенезисов); 8 – наивысшая гипсометрическая отметка места отбора проб; 9 – наименьшая гипсометрическая отметка места отбора проб (при- мерный размах опробования по вертикали).

казываются местоположение рудных жил и интервалы по простиранию, где производилось кристалломорфологическое опробование. Каждая опробованная рудная жила должна в идеале иметь кристалломорфологический паспорт, составленный по образцу табл. 22.

По кристалломорфологическому паспорту можно получить приближенное представление о представительности кристалломорфологического опробования и степени изученности рудной жилы и о главных ее кристалломорфологических особенностях (уровне эрозионного среза и примерном градиенте кристалломорфологической изменчивости по вертикали). Рудные жилы в кристалломорфологическом аспекте сравниваются между собой прежде всего по паспортам.

Аналитик (лаборант, техник, младший инженер), прошедший необходимый курс обучения\*, в состоянии делать от 8 до 20 кристалломорфологических анализов в день. Число выполняемых анализов зависит от вида анализируемого минерала. Проще всего производить анализ на высокосимметричных и непрозрачных минералах (пирит, магнетит). Минералы средних и особенно низких сингоний, т.е. более сложной морфологии, требуют большой квалификации и опыта. Если кристаллы к тому же прозрачны и большинство из них имеют фантомы, требуется дополнительное время для зарисовок фантомов в определенном масштабе. В любом случае, однако, скорость полевого кристалломорфологического анализа такова, что его результаты могут быть получены через несколько часов после поступления пробы в лабораторию.

Соблюдения техники безопасности требует прежде всего обработка проб: дробление, обогатительный обжиг, работа с тяжелыми и иммерсионными жидкостями. Специфическую для кристалломорфологического анализа потенциальную опасность для здоровья аналитика представляет усталость глаз, особенно при постоянной работе с зернами размером < 1 мм. По этой причине следует особо позаботиться об образцовом со-

\* Опыт показывает, что достаточно одного месяца стажировки.

стоянии осветителя в бинокляре и делать 5–10-минутные перерывы в работе после анализа каждой пробы. Предлагаемое использование в камеральном варианте анализа фотогониометра потребует соблюдения техники безопасности, принятой при работе с лазером и фотореактивами. С помощью фотогониометра можно делать точную и детальную морфологическую документацию 20–25 кристаллов в один рабочий день.

## ДОСТОВЕРНОСТЬ КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Представление о воспроизводимости результатов кристалломорфологического анализа одной и той же пробы дают таблицы 23 и 24. Допустимые расхождения в результатах кристалломорфологического анализа проб диктуются задачами кристалломорфологического картирования, которое осуществляется с помощью построения ореолов преимущественного распространения кристаллов того или иного типа. Для построения ореолов выделены (см. гл. 2) десять условных пространственно-возрастных категорий проб, минимальное расхождение в балльности которых  $\Delta_X = 25\%$ .

Важно, чтобы при повторном анализе не изменялась категория пробы, а это будет, если ошибка определения балльности  $X$  не станет превышать  $\pm 12,5$  баллов.

При оценке достоверности кристалломорфологических наблюдений выделяются следующие задачи [32]: 1) определение минимального числа кристаллов, которое надо наблюдать, чтобы оценить преобладающий тип кристаллов в пробе; 2) определение минимального числа кристаллов в пробе, чтобы оценить балльность пробы; 3) определение минимального числа проб, чтобы оценить балльность того или иного пересечения жилы.

При решении первой задачи используется формула

$$N_{\min} \geq P_v \left( \frac{1}{M} \right) \cdot z + 0,5, \quad (8)$$

где  $N_{\min}$  – минимальное число однотипных кристаллов, которые надо наблюдать в пробе, содержащей все возможные типы кристаллов, для того чтобы с доверительной вероятностью  $p = 0,95$  утверждать, что данный тип в пробе преобладает;  $P_v$  – вероятность встречи данного типа;  $M$  – число возможных типов кристаллов;  $z$  – объем выборки. Соотношение  $N_{\min}$  и  $z$  (для случая одновременного присутствия в пробе пяти морфологических типов кристаллов) следующее: 5–10, 8–20, 16–50, 22–75, 28–100, 52–200, 53–250, 74–300.

Если вероятность  $P_{\max}$  встречи самого распространенного кристалломорфологического типа уже известна, то минимальное число случайно отобранных кристаллов, необходимых, чтобы выявить преобладающий тип, находится из рис. 60, представляющего собой вариант рассмотренного выше.

При решении второй задачи рекомендуется пользоваться соотношением, представленным ниже.

Таблица 23

Сопоставление результатов первичного (А) и повторного (Б) кристалломорфологических анализов: один и тот же аналитик, время разное

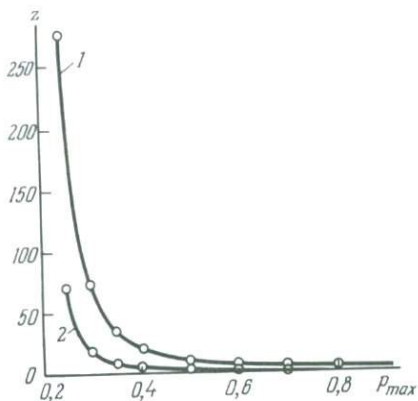
Анализируемый минерал	Место взятия пробы	Дата анализа	Вид анализа	Общее число кристаллов	Число кристаллов разных типов (числитель – число наблюдавшихся кристаллов, знаменатель – содержание кристаллов, в %)					Кристалломорфологические баллы $X_A$ и $X_B$	$\bar{X}$	$X_{A, B} - \bar{X}$
					I	II	III	IV	V			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Касситерит	Ручей Глубокий	8/VIII 73 25/VIII 73	A	44	5/11	0/0	13/30	26/59	0/0	+ 37	+ 35,5	+ 0,5 - 0,5
			B	142	16/11	0/0	44/31	79/56	3/2	+ 38		
Пирит	Участок Хоторчан	5/VIII 80	A	29	1/3	4/14	24/83	0/0	0/0	- 20	- 24	+ 4 - 4
			B	25	0/0	7/28	18/72	0/0	0/0	- 28		
То же	Участок Фланговый	8/VIII 77 24/XII 80	A	56	1/2	37/66	18/32	0/0	0/0	- 70	- 71,5	+ 1,5 - 1,5
			B	18	1/6	11/66	3/33	0/0	0/0	- 73		
« »	Участок Промежуточный	10/VIII 77	A	81	0/0	38/47	40/50	3/3	0/0	- 47	- 47	0 0
			B	32	3/9	12/38	14/44	3/9	0/0	- 47		
« »	Участок Северный	16/VIII 77 26/XII 80	A	60	0/0	40/66	20/34	0/0	0/0	- 66	- 66	0 0
			B	24	2/8	13/54	8/33	1/4	0/0	- 66		
« »	Участок Олений	17/VII 77 20/XII 80	A	76	0/0	30/38	46/62	0/0	0/0	- 38	- 28,5	- 10,5 + 10,5
			B	23	0/0	4/17	19/83	0/0	0/0	- 17		
	То же	17/VII 77 20/XII 80	A	58	0/0	16/28	41/71	1/1	0/0	- 27	- 23	- 4 + 4
			B	42	0/0	11/26	28/67	3/7	0/0	- 19		
	« »	23/VII 77 21/XII 80	A	27	0/0	7/26	20/74	0/0	0/0	- 26	- 23	
			B	25	1/4	6/24	15/60	0/0	0/0	- 20		

Таблица 24

Результаты основного (О) и контрольного (К) кристалломорфологических анализов проб с пиритом участка Барка (анализы сделаны разными аналитиками в одно и то же время)

Проба	Анализ	Кристалломорфологический состав пирита					$\Sigma$	$X_{\text{FeS}_2}$	$\bar{X}_{\text{FeS}_2}$	$\bar{X}_{\text{FeS}_2} - X_{\text{FeS}_2}$	Примечание
		I	II	III	IV	V					
1	О	1/16	5/84	0/0	0/0	0/0	6/100	-116	-100	+16	Мало кристаллов
	К	1/9	8/66	3/25	0/0	0/0	12/100	-84		-16	
2	О	0/0	9/90	1/10	0/0	0/0	10/100	90	-80	+10	
	К	9/16	26/47	17/31	2/4	1/2	55/100	-71		-11	
3	О	1/7	11/78	2/15	0/0	0/0	14/100	-92	105	-13	
	К	5/21	18/75	1/4	0/0	0/0	24/100	-117		+12	
4	О	7/37	8/42	4/21	0/0	0/0	19/100	-116	-112	+4	
	К	11/32	15/44	8/24	0/0	0/0	34/100	-108		-4	
5	О	4/17	13/67	6/26	0/0	0/0	23/100	-91	-81	+10	
	К	3/11	14/54	8/31	1/4	0/0	26/100	-72		-11	
6	О	0/0	13/59	9/41	0/0	0/0	22/100	-59	-61	-3	
	К	3/7	22/54	14/34	2/5	0/0	41/100	-63		+2	

Рис. 60. Зависимость между содержанием доминирующего типа кристаллов  $P_{\max}$  и числом кристаллов  $z$ , необходимым для установления этого доминирования с вероятностью 95 (1) и 68% (2)



При  $P_{\max}$ , равном 0,8; 0,7; 0,6; 0,5; 0,4,  $N$  будет соответственно 10; 20; 25; 35; 40.

Из опыта массовых кристалломорфологических анализов, показывавших обычно островершинное распределение кристаллов по типам (содержание более 40%,  $P_{\max} > 0,4$ ) выявляется достаточность наблюдения в каждой пробе от 10 до 40 случайных ограниченных зерен. Проверку на достоверность проходят поэтому не все пробы, а только те, в которых кристаллов оказалось очень мало ( $z < 10$ ).

Анализы, приведенные в табл. 23, как теперь можно видеть, сделаны на достаточном или даже избыточном числе кристаллов, а анализы, приведенные в табл. 21, — на недостаточном. В последнем и подобном ему примерах следует произвести анализ дополнительного числа кристаллов, чтобы довести суммарное число кристаллов до требуемого количества. Если же это по какой-либо причине невозможно сделать, надо пометить ранее полученные результаты как статистически недостоверные при заданном уровне их значимости ( $p = 0,95$ ) и допустимой ошибке анализа ( $\Delta_X = 25$ ).

Для определения необходимого числа проб используется формула

$$n \geq \frac{K_p^2 S^2}{\Delta_X^2}, \quad (9)$$

где  $K_p$  — табличное значение аргумента интеграла вероятности;  $n$  — число проб однотипных пород, которые надо наблюдать при среднеквадратичном отклонении  $S$  балла  $X$ , чтобы ошибка определения  $X$  с доверительной вероятностью  $p$  не превосходила заданную величину  $\Delta_X$ .

Результаты расчетов числа проб для двух значений  $\Delta_X$  (10 и 20) при  $p = 0,95$  приведены в табл. 25.

При практикуемых для кристалломорфологического метода условиях (число кристалломорфологических типов, равное 5; одномодальный характер их распределения;  $p = 0,95$ ,  $K_p = 1,96$ ;  $\Delta_X = 25$ ) число проб, подлежащих анализу, зависит только от  $S$  и имеет вид:

$$n \geq \frac{3 \times 84}{625} \cdot S^2. \quad (10)$$

Таблица 25

Зависимость числа ( $n$ ) необходимых проб от допустимой погрешности определения ( $\Delta_X$ ) и дисперсии ( $S$ ) их кристалломорфологической балльности ( $X$ )

$\Delta_X$	$S$	$n$	$\Delta_X$	$S$	$n$
10	5	1	20	10	1
	10	4		15	2
	15	9		20	4
	20	15		25	6
	25	24		30	9
	30	35		35	12
	35	47		40	15

Приведем пример оценки статистической достоверности определения балльности одного из сечений оловорудной жилы (табл. 26). Подставляя из табл. 26 значение  $S^2 = 415$  в формулу (10), получим число необходимых проб

$$n \geq \frac{3 \times 84}{625} \cdot 415 \approx 3.$$

Иначе говоря, сечение рудного тела, охарактеризованное уже не тремя, как это достаточно, а пятью пробами, с вероятностью  $p = 0,95$ , действительно, имеет балльность  $\bar{X} = +95 \pm 12,5$ . Понижая значения  $\Delta_X$  с 25 до 10, найдем, что

$$n \geq \frac{3 \times 84}{100} \cdot 415 \approx 16.$$

Таким образом, для 95%-ной вероятности того, что  $\bar{X} = +95 \pm 5$ , данное сечение явно недоопробовано. Оставляя  $\Delta_X = 10$ , но понижая  $p$  с 0,95

Таблица 26

Дисперсия  $S$  кристалломорфологической балльности  $X$  проб в сечении оловорудной жилы

Проба	$X$	$X - \bar{X}$	$(X - \bar{X})^2$
1	+121	+26	676
2	+89	-6	36
3	+100	+5	25
4	+65	-30	900
5	+100	+5	25
$\bar{X} = +95$			$S^2 = 415$

до 0,68 (при этом  $K_p$  делается равным 1), найдем, что

$$n \geq \frac{1}{100} \cdot 415 \approx 4.$$

Следовательно, данное сечение рудной жилы имеет  $\bar{X} = 95 \pm 5^\circ$  с вероятностью 68%.

Эмпирически также найдено, что при опробовании сечения жилы обычно достаточно отобрать в сводную пробу 10–15 частных проб однотипных пород (например, кварца или турмалинитов или их однородной смеси). Проб может быть меньше десяти при  $\Delta X = 50$  и более, как это принимается иногда при построении кристалломорфологических ореолов. В методических целях сопоставляются результаты кристалломорфологического анализа любых проб, в целях прогнозирования – только таких проб, которые принадлежат одному и тому же виду метасоматитов или жильного выполнения.

### ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ

Кристалломорфологические анализы проб служат, как уже указывалось, для последовательного решения трех связанных между собою производственных задач: определения уровня среза рудных жил (в том числе эрозийного), протяженности рудной минерализации на глубину и местонахождения оптимального горизонта локализации руд.

Уровень среза рудной жилы определяется по принадлежности опробованного сечения жилы к определенному интервалу шкалы кристалломорфологической балльности. Чем выше балльность сечения, тем далее оно отстоит от корней жилы и тем ближе находится к ее верхам. В частности, сечение рудной жилы с  $X_{\text{SnO}_2} = +48\%$  (см. табл. 21) находится в верхней половине зоны касситеритовой минерализации, а сечения с отрицательными значениями балльности  $X_{\text{FeS}_2} = (-17\%) - (-73\%)$ , представленные в табл. 23, – в нижней половине зоны пиритовой минерализации. Крайне верхнее значение балльности для сечения практически незеродированной рудной жилы определяется  $X = +200\%$  (100% кристаллов V типа), крайне нижнее значение балльности для корней жилы определяется  $X = -200\%$  (100% кристаллов I типа). В целом членение рудной жилы погоризонтно на основе кристалломорфологической балльности проб с конкретным рудным минералом имеет следующий вид (даются граничные значения  $X$ ):

Крайние верхи жилы . . . . .	от (+ 200) до (+ 100)
Верхи жилы . . . . .	от (+ 100) до (+ 50)
Центр жилы . . . . .	от (+ 50) до (– 50)
Низы жилы . . . . .	от (– 50) до (– 100)
Крайние низы жилы . . . . .	от (– 100) до (– 200)

При определении уровня среза рудных жил кристалломорфологическим методом, следует, однако, помнить, что рудная жила имеет в общем случае весьма неправильные границы и потому даже на одном гипсометрическом горизонте уровень среза в разных разрезах может быть (и часто

оказывается) совершенно разным. Отсюда вытекает неправомерность перенесения результатов кристалломорфологического анализа, полученных в одном сечении рудной жилы, на результаты, могущие быть полученными в другом, даже близко расположенном сечении.

Рудную жилу, выходящую на поверхность, можно охарактеризовать как единое целое в отношении ее эрозионного среза только в том случае, если будут получены результаты кристалломорфологического анализа проб из многих сечений (канав), достаточно равномерно размещенных по простираению жилы. При наличии таких данных одиночное повышенное значение балльности того или иного сечения указывает район вероятного рудного столба; систематическое же повышение балльности по простираению тела может означать его склонение, а понижение – выход на фланги.

Вертикальная кристалломорфологическая зональность хорошо заметна в рудных жилах, расположенных на местности с гористым рельефом: уровень эрозионного среза рудных жил, определенный по сечению на вершине горы, почти всегда оказывается заметно выше, чем этот же уровень, определенный по сечению в основании горы. В рыхлых отложениях повышение балльности проб отмечается с глубиной как отражение первоочередного размыва верхов рудных жил, затем их середины, и в последнюю очередь – корней. Об уровне среза коренного источника (или нескольких источников) сноса надо судить поэтому по самым близким к поверхности пробам. При слабой эродированности рудных источников в поверхностном слое россыпи пробы имеют высокую балльность. Очевидно, что в этом случае нет оснований ожидать, что россыпи окажутся сколь-нибудь значительными. Напротив, очень низкая балльность проб аллювия означает, что коренные источники руд размыты до самых корней, и при благоприятных геоморфологических условиях весь снесенный материал может образовать обширную россыпь.

Если для определения уровня среза достаточно результатов кристалломорфологического анализа проб минимум одного сечения рудной жилы, то для определения протяженности минерализации на глубину следует располагать результатами анализа проб минимум двух сечений, расположенных одно под другим, т.е. в одном и том же разрезе. Протяженность минерализации на глубину обратно пропорциональна вертикальному градиенту кристалломорфологической изменчивости, а он различен в различных разрезах (в частности, высок на флангах и слаб в районе рудных столбов). Поэтому определение протяженности минерализации на глубину дается только для того разреза, в котором находятся изученные сечения.

Расчет полной протяженности минерализации по вертикали ведется по формуле (6) или по ее модификациям (11) и (12):

$$L_{\text{н}} = \frac{X_{\text{н}} - X_{\text{min}}}{X_{\text{в}} - X_{\text{н}}} \cdot (h_{\text{в}} - h_{\text{н}}) \quad (11)$$

$$L_{\text{в}} = \frac{X_{\text{max}} - X_{\text{в}}}{X_{\text{в}} - X_{\text{н}}} \cdot (h_{\text{в}} - h_{\text{н}}). \quad (12)$$

Здесь  $L_{\text{н}}$  – протяженность конкретной касситеритовой, пиритовой и т.д.

минерализации на глубину от нижнего изученного сечения,  $L_{\text{в}}$  — то же, вверх от верхнего изученного сечения (в м).

*Пример.* Оловорудная жила, подсеченная скважинами в профиле 3 на отметке 772 м и на отметке 528 м, имеет, по данным кристалломорфологического анализа касситерита, в верхнем сечении  $X_{\text{в}} = +108 \pm 12,5\%$ , а в нижнем  $X_{\text{н}} = -9 \pm 12,5\%$ . Требуется определить абсолютную (м) протяженность касситеритовой минерализации вниз ( $L_{\text{н}}$ ) и вверх ( $L_{\text{в}}$ ) от исследованных сечений. Решение:

$$L_{\text{н}} = \frac{(-9) - (-200)}{(+108) - (-9)} \cdot (772 - 528) \approx 397 \text{ м};$$

$$L_{\text{в}} = \frac{(+200) - (+108)}{(+108) - (-9)} \cdot (772 - 528) \approx 192 \text{ м}.$$

Полученные цифры протяженности минерализации никак нельзя считать точными. Ведь постоянно градиента кристалломорфологической изменчивости в разрезе только предполагаемое. Кроме того, даже при постоянном градиенте погрешность оценки глубины выклинивания минерализации достаточно велика из-за погрешности определения балльности  $X$ .

В рассмотренном случае ошибка расчета составляет 50–70%, что означает выклинивание касситеритовой минерализации в профиле 3 где-то минимум через два и максимум через девять горизонтов. Аналогичным образом устанавливается, что в 3-м профиле эрозия уничтожила от одного до трех горизонтов минерализации.

Представление о величине вертикального градиента кристалломорфологической изменчивости в рудной жиле дает кристалломорфологическая пестрота проб. В протяженных на глубину рудных жилах вертикальная дифференцированность по кристалломорфологическому составу проб высокая, т.е. на каждом горизонте конкретную минерализацию создают только один-два типа кристаллов. В малых же жилах такой пространственной дифференцированности нет, и в пробах с одного и того же горизонта часто присутствуют все пять типов кристаллов. Таким образом, появление в пробах по мере небольшого снижения гипсометрической отметки места отбора проб кристаллов III, II и особенно I типов служит признаком скорого выклинивания рудной жилы на глубину. В связи с особенностями роста кристаллов касситерита для этого минерала существует еще один визуальный признак увеличения вертикального градиента кристалломорфологической изменчивости — укорачивание всех типов кристаллов по оси  $c$  (число относительно укороченных кристаллов возрастает к низу и к флангам рудных жил).

При известном уровне эрозийного среза и известной примерной протяженности рудной жилы на глубину оптимальный горизонт локализации руд находится как принадлежащий центру жилы. Он локализуется в интервале определенных значений  $X$ , а эти значения определяются не только теоретически (для центра  $\bar{X} = 0 \pm 50$ ), но и эмпирически (путем наложения контура промышленного оруденения на вертикальную проекцию жилы, выраженную изолиниями кристалломорфологической балльности). Так, установлено, что при современных кондициях на олово промышленно ценные руды этого металла характеризуются  $X_{\text{SnO}_2}$  от 0 до +100 (наиболее богатые имеют  $X_{\text{SnO}_2} \approx +50$ ). При современных кондициях на золото, промышленно интересные руды золота размещаются между горизонтами зоны пиритизации с  $X_{\text{FeS}_2}$  от 0 до -100 (наиболее богатые — около изоли-

нии  $X_{\text{FeS}_2} \approx -50$ ). Таким образом, часто имеет смысл рассчитывать положение границ не самой рудной жилы, а ее продуктивной части, т. е. только некоторой ее доли. Кроме соответствующей кристалломорфологической балльности кристаллы продуктивной части жил отличаются еще и визуально: в качестве первичных габитусных граней они имеют самые плотные грани, что доказывает их образование в оптимальных для данного вещества условиях осаждения [15].

Ориентация относительно местонахождения оптимального горизонта локализации руд имеет большое значение при разбраковке новых рудопроявлений. Так, низкие содержания металла при слабом эрозионном срезе жилы менее неблагоприятны, чем они же при эрозионном срезе, проходящем через самый центр жилы. Напротив, высокие содержания металла в центральной части жилы представляют собой значительно меньший интерес, чем они же в верхах жилы и вообще на периферии. Следует учитывать, что как крупные, так и мелкие рудные жилы построены в кристалломорфологическом отношении по одинаковому плану. Они отличаются только величинами градиентов изменчивости и соответствующими сокращениями в истории морфологического развития создающих их минералов.

Отрицательная кристалломорфологическая оценка какой-либо рудной жилы (сильный эрозионный срез, малая протяженность на глубину, возможное уменьшение содержания металла с глубиной) не может быть поэтому автоматически перенесена на другую рудную жилу, которая может обладать иными качествами. Равным образом это относится и к положительным оценкам. С замечаниями по интерпретации данных кристалломорфологического анализа связана характернейшая особенность кристалломорфологического метода, а именно его сугубая локальность: данные, полученные в каком-либо опробованном месте, имеют право быть интерпретированными только к этому месту, а полученные выводы не имеют права быть автоматически распространенными на другие места.

## ОШИБКИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

Величина эрозионного среза рудных жил, протяженность их на глубину и вероятность встречи более высоких содержаний металла, чем те, которые наблюдаются на поверхности, — все эти данные, устанавливаемые кристалломорфологическим анализом, имеют отношение к оценке масштабности оруденения и входят в нее комплексом кристалломорфологических критериев перспективных и неперспективных на промышленное оруденение жил.

Указанные критерии могут использоваться для оперативной разбраковки новых рудных жил или геохимических аномалий. Однако благоприятные кристалломорфологические показатели, установленные на каком-либо рудном объекте, отнюдь не означают, что этот объект в дальнейшем непременно окажется промышленно интересным. Кристалломорфологический метод не призван (и принципиально не способен) оценивать запасы руд, что только нередко и интересует разведчиков; метод может единственно установить порядок предпочтения одной рудной жилы перед другой для детальной разведки. Первая обычная ошибка, которая делается при применении кристалломорфологического метода, — это подмена задач метода другой задачей (оценка запасов руды).

Нельзя забывать также, что кристалломорфологические показатели относятся к оценке параметров той минерализации, продукты которой анализируются: к золотой минерализации, если анализируется золото, к пиритовой минерализации – если анализируется пирит, к кварцевой минерализации – если анализируется кварц, и т.д. Поэтому может создаться такая ситуация, что бесперспективная на глубину рудная жила в отношении металла, на который делался анализ, окажется богатой минералами другого металла, которым даже и не интересовались. Отсюда вторая обычная ошибка в интерпретации результатов кристалломорфологического анализа – подмена одного вида оруденения другим видом (вне допустимых и специально оговоренных случаев, когда это можно делать исходя из правила кристалломорфологического соответствия).

Сугубая локальность кристалломорфологического метода не допускает суждений о неопробованных участках рудной жилы и тем более – о неопробованных протяженных интервалах рудоносных структур. Пренебрежение этой особенностью метода нередко приводит к тому, что из-за отрицательно оцененного фланга жилы может быть забракована вся жила или из-за доказанной бесперспективности на глубину вскрытого эрозией тела будет не разведана находящаяся неподалеку слепая рудная жила. Третья обычная ошибка, наблюдаемая в применении метода, – отсутствие указаний, на какую часть рудной жилы или системы жил распространяется кристалломорфологический прогноз.

В Хабаровском крае с различной степенью детальности было проведено кристалломорфологическое опробование по касситериту почти всех известных рудных жил. Многие жилы, получившие с поверхности отрицательную кристалломорфологическую оценку, на глубину далее не разведывались. Из 19 жил, получивших кристалломорфологическую оценку до их детальной разведки и отчасти в процессе разведки, 9 были оценены как перспективные, а 10 – как бесперспективные. Последующими бурением скважин и проходкой штолен положительный прогноз вполне подтвердился по трем жилам, а по другим жилам он оказался недостаточно оправданным.

Так, в одной из жил, где высокая балльность проб с поверхности и слабый вертикальный градиент кристалломорфологической изменчивости предполагали значительный размах оруденения на глубину, скважинами были вскрыты мелкие линзы достаточно богатых руд; однако в целом они не смогли составить промышленно интересного месторождения. В другой «положительной» жиле были установлены три небольшого размера разобщенных рудных тела, прослеживающихся на глубину не более чем на 50–120 м каждое. В остальных четырех «положительных» жилах, несмотря на их слабый эрозийный срез и значительную протяженность оловянной минерализации на глубину (до 600 м), промышленного оруденения не встретилось вообще.

Среди 10 жил, имевших отрицательную кристалломорфологическую оценку, сходимість рекомендаций и окончательных результатов разведки оказалась значительно более высокой. Отрицательное заключение полностью подтвердилось в восьми жилах. В двух других создались следующие ситуации. В одной «отрицательной» жиле на глубине были вскрыты существенно полиметаллические руды, протягивающиеся от поверхности

на 500–600 м и дающие значительный прирост запасов «условного олова»; в соседстве с другой «отрицательной» жилой буровыми скважинами и подземными горными выработками было обнаружено слепое оловорудное тело, имеющее небольшую (60 м) протяженность по простиранию, но довольно значительный размах (300 м) по падению. Таким образом, если отбросить примеры с жилой, где оказались промышленные руды иного типа, чем те, на которые делался прогноз, и с жилой, где рядом встретилась другая слепая рудная жила, окажется, что кристалломорфологический метод весьма надежен для разбраковки жил при отрицательных рекомендациях. Положительные же рекомендации не гарантируют обнаружение на глубине промышленно ценных руд, а только указывают на примерно 20%-ную вероятность их встречи.

## ГЛАВА 8

### БЛИЖАЙШИЕ ЗАДАЧИ ПОИСКОВОЙ КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИИ

#### РЕГЛАМЕНТАЦИЯ

Задача разбраковки новых рудопоявлений в настоящее время решается (более или менее удачно) рядом методов, из которых большинство являются косвенными, т. е. основывающимися на признаках, присущих не искомому минералу, а его окружению. Так, с учетом явления вертикальной зональности рудоотложения ведется изучение вещественного состава рудных тел; определяются изменение количественных соотношений примесей и характера проводимости в минералах; считаются продуктивности элементов и наблюдаются изменения их отношений с глубиной; устанавливаются корреляционные связи между содержанием рудных и породообразующих элементов; анализируется содержание в породах фтора, щелочей, урана и тория как индикаторов оруденения; измеряется поляризуемость рудных тел; принимается во внимание положение по отношению к основным рудомещающим структурам, магматическим очагам, характер вмещающих пород и т. д.

Из всех перечисленных наиболее близкими кристалломорфологическому методу являются те минералого-геохимические методы, которые основываются на закономерном пространственно-возрастном изменении любых характеристик, относящихся к искомому минералу: структурных и механических примесей (включая газово-жидкие), физических свойств, кристаллохимических особенностей. При этом, как уже отмечалось, кажущиеся независимыми, эти методы на самом деле используют разные стороны одного и того же явления природы. Их комплексация (см. например, 43) имеет смысл параллельных, а не пересекающихся исследований. Преимущество одного метода перед другим определяется, следовательно, не принципиальным различием в сущности методов, а только своими ограничениями, которые, впрочем, очень важны, так как влияют на надежность, доступность и дороговизну получаемых производственных рекомендаций.

Например, можно было бы ожидать, что геохимический и кристалломорфологический методы в применении к касситериту (отражают две стороны одного и того же явления – изменение состава и свойств касситерита во времени и пространстве) всегда будут давать одинаковую оценку при разбраковке новых рудопоявлений. Однако оценка бывает различна. Это можно отнести за счет невыясненной количественной значимости вторичного изменения химического состава касситерита или более сложной, чем принимается сейчас, связью содержания Nb и In в касситерите с глубиной кристаллизации. К тому же геохимический метод в данном случае технически более сложен, чем кристалломорфологический. Он требует специализированной стационарной лаборатории, больших и весьма чистых (мономинеральных) проб, многих дней на обработку и анализ последних, уничтожения анализируемого материала. Еще более трудоемкими, неоперативными и дорогостоящими являются все виды анализов, связанных с использованием сложных (к тому же обременительных для массового потребителя) видов импортной аппаратуры. Использовать ее в поисково-оценочных целях следует только в тех случаях, когда нельзя обойтись значительно более простыми средствами. По простоте, информативности и оперативности кристалломорфологический метод, по-видимому, может быть поставлен в один ряд с массовыми спектральными, рентгеноструктурными и декрепитационными анализами, а также анализами термоэДС. Каким или какими из них пользоваться в каждом конкретном случае, должен решать на месте геолог-практик.

Применение кристалломорфологического метода из-за его относительной новизны пока ничем не регламентировано. Им пользуются исходя из имеющихся публикаций (см., например, [33]). По содержанию, однако, кристалломорфологический метод должен быть вписан в комплекс шлихо-минералогических и шлихо-геохимических методов поисков рудных месторождений [25]. Представляется правильной такая последовательность прикладных кристалломорфологических исследований в потенциально рудном районе.

1. Отбор шлихов на участках, выделенных по аномальным содержаниям искомого элемента или по каким-либо другим геолого-геофизическим признакам (рис. 61).

2. Кристалломорфологический анализ шлихов и разбивка аномального участка на более мелкие участки по уровню среза коренных источников сноса на основе кристалломорфологических характеристик самого рудного минерала или его заменителя. Выделение участка для детального изучения (рис. 62).

3. Кристалломорфологический анализ протолочек, отбираемых на участке для детального изучения по предполагаемому протяжению рудоносной структуры. Выбор места заложения канав в окрестностях слабоэродированного источника сноса (рис. 63).

4. Определение уровня эрозионного среза коренного источника сноса в различных профилях по кристалломорфологическому составу точечно-бороздовых или бороздовых проб, отбираемых в канавах вкрест простираения рудоносной структуры. Решение вопроса о рациональности ее разбуривания (рис. 64).

5. Определение нижней границы искомой минерализации в разных раз-

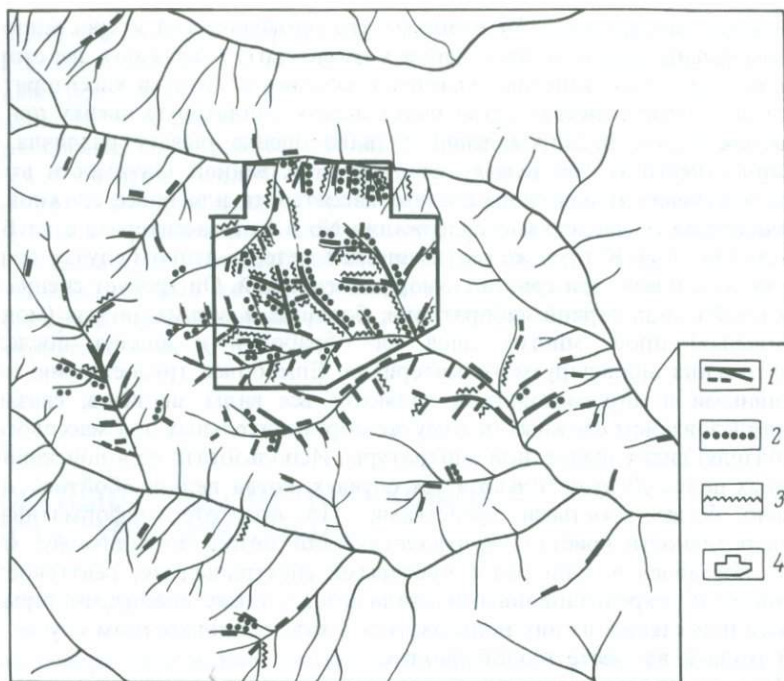


Рис. 61. Участок, выделенный по геохимическим потокам рассеяния [6].

1 – олова более 0,002%; 2 – свинца более 0,01%; 3 – меди более 0,01%; 4 – контур участка

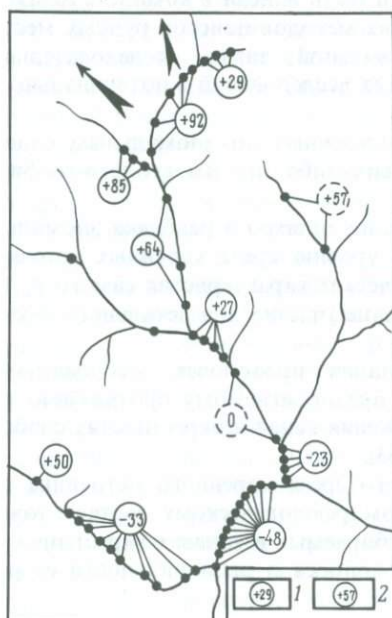


Рис. 62. Детализация участка с помощью кристалломорфологического анализа шлихов. Показана балльность шлихов по касситериту.

В сплошных кружках – статистически достоверная, в пунктирных – статистически недостоверная. Стрелками показаны направления на наименее эродированные коренные источники сноса касситерита

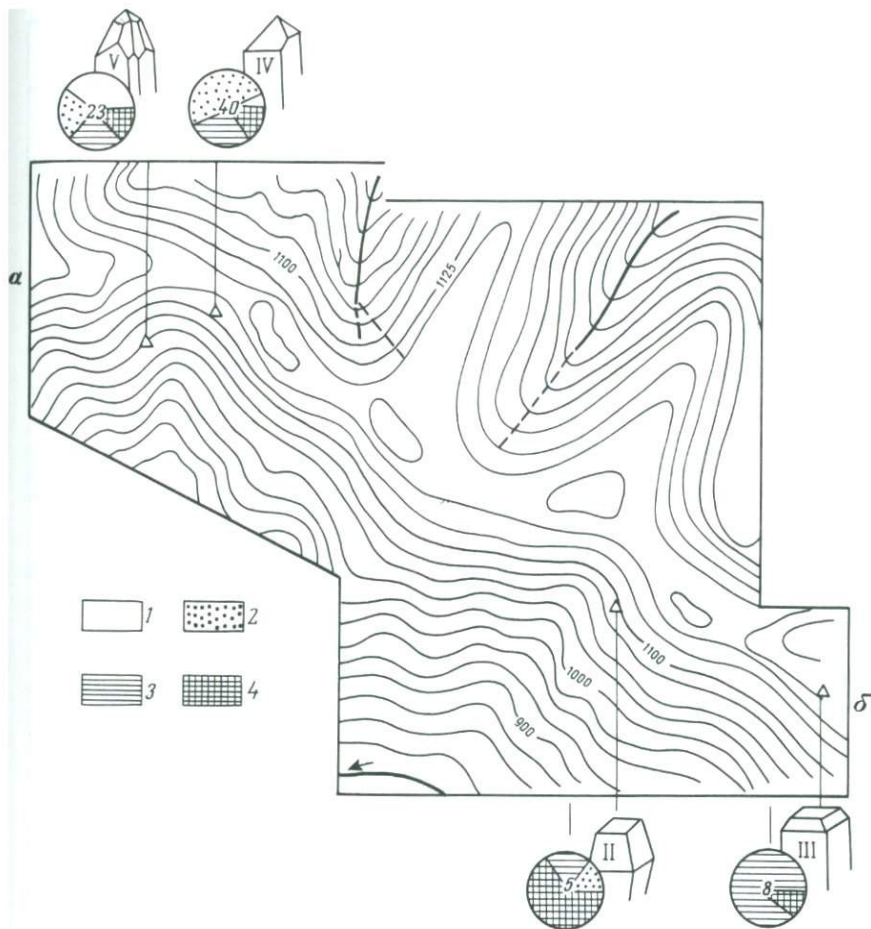


Рис. 63. Кристалломорфологический состав штучных проб с касситеритом на месте коренного источника сноса касситерита:

*а* – с высокой балльностью, *б* – с низкой балльностью. Показаны доминирующий тип кристаллов касситерита, количественное соотношение различных типов кристаллов в пробе и общее число наблюдавшихся кристаллов. Содержания кристалломорфологических типов (в %): 1 – V; 2 – IV; 3 – III; 4 – II

резах рудоносной жилы по кристалломорфологическому составу керновых проб (рис. 65).

Таким образом, кристалломорфологический полевой контроль проб, отбираемых поисковыми и разведочными партиями, следует осуществлять все время, начиная со шлиховой съемки и кончая буровыми работами.

В 1950 г. при шлиховом анализе еще вменялось в обязанность минера-логам документировать форму кристаллов, по крайней мере рудных мине-ралов. С ликвидацией этого требования шлихи потеряли значительную часть своей информативности. Исправить это положение – первая ближай-шая задача поисковой кристалломорфологии.



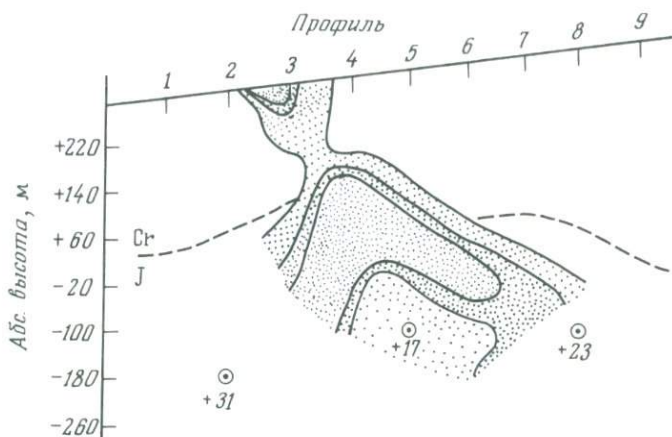


Рис. 65. Кристалломорфологическая балльность  $X_{\text{SnO}_2}$  керновых проб касситерита на глубоких горизонтах месторождения. Продольная вертикальная проекция. В изолиниях содержания условного металла. Густым крапом выделены области, представленные кристаллами III-IV типов

ских критериев перспективности рудопроявлений и зон минерализации находят себе подтверждение при поисках месторождений флюорита, пьезокварца, исландского шпата, шеелита, киновари и других продуктов зонального минералообразования. В приложении к широкому кругу этих продуктов кристалломорфологический метод, к сожалению, не доведен до количественных оценок. Препятствием служит частое несоответствие порядковых номеров формально выделенных типов кристаллов порядковым номерам членов эволюционного ряда.

Так, например, шесть морфологических типов кристаллов киновари выделены [21] в порядке от пинакоидального до призматического без рассмотрения их возрастных взаимоотношений. Отмечается только, что существуют плавные переходы от одной морфологической крайности в другую через ромбоэдрические формы. Ввести эти типы в качестве членов эволюционного ряда в формулу (1) для подсчета кристалломорфологической балльности  $X_{\text{HgS}}$  без проверки именно такого (от пинакоида к призме) направления кристалломорфологической изменчивости невозможно. Ведь формальный ряд простых форм может быть прочитан и в обратном порядке (от призмы к пинакоиду).

В материалах монографии [21] можно все же найти приметы того, что последовательность выделенных типов кристаллов киновари есть отчасти и возрастная последовательность: зафиксированные гониометрически устойчивые комбинации простых форм и штриховка на габитусных гранях свидетельствуют о том, что острые ромбоэдры появились на кристаллах киновари позднее, чем тупые, и наибольшее развитие приобрели именно в связи с призмой (табл. 27). Учитывая также замечания об особенностях нахождения кристаллов каждого типа, можно прийти к выводу, что у киновари, как и у других минералов, существует по крайней мере два варианта морфологической эволюции, имеющих общую основу в виде пластинчатых (пинакоидальных) кристаллов: а) полный вариант — с участием

Таблица 27

Последовательность появления граней ромбоздров на кристаллах киновари (по материалам [21])

Последовательность образования граней (сверху вниз)	Грани			
	Несущие штриховку			
	10 $\bar{1}0$	10 $\bar{1}4$	10 $\bar{1}3$	10 $\bar{1}2$
	Образующие штриховку			
		10 $\bar{1}3$ 10 $\bar{1}2$	10 $\bar{1}2$ 10 $\bar{1}1$	10.0. $\bar{1}0$ .17 10 $\bar{1}1$ 30 $\bar{3}2$
	20 $\bar{2}1$ 4041		20 $\bar{2}1$	20 $\bar{2}1$ 4041

призмы и увеличением ее габитусной роли к концу процесса кристаллизации, б) сокращенный – без участия призмы (табл. 28). Если так, то изменяется трактовка кристалломорфологической шлиховой карты воспроизведе-

Таблица 28

Кристалломорфологические типы киновари

Тип	Габитусные грани при разных вариантах эволюции		Характерные особенности [21]	
	Полный	Сокращенный	Габитус	Нахождение
I	0001 10 $\bar{1}0$	0001 <i>h0hl</i> ( <i>h &lt; l</i> )	Пинакоидальный	Нижние горизонты, распространен широко, слагает руды
II	10 $\bar{1}0$ <i>h0hl</i> ( <i>h &lt; l</i> ) 0001	<i>h0hl</i> ( <i>h &lt; l</i> )	Призморомбоздрический Плоскоромбоздрический Ромбоздрический	Средние горизонты руд Современное минералообразование в вулканах и источниках, в боках рудных жил В мелких рудопрооявлениях, на верхних горизонтах, в центре рудных жил
III	10 $\bar{1}0$ 10 $\bar{1}1$ 0001	10 $\bar{1}1$	Не выделен	
IV	10 $\bar{1}0$ <i>h0hl</i> ( <i>h &gt; l</i> )	<i>h0hl</i> ( <i>h &gt; l</i> )	Призматический Остроромбоздрический	В небольших количествах, но довольно частый Редкий, очень мелкий, фиксирует самую позднюю и бедную стадию минералообразования
V	10 $\bar{1}0$ <i>hkil</i>	<i>hkil</i>	Не выделен	

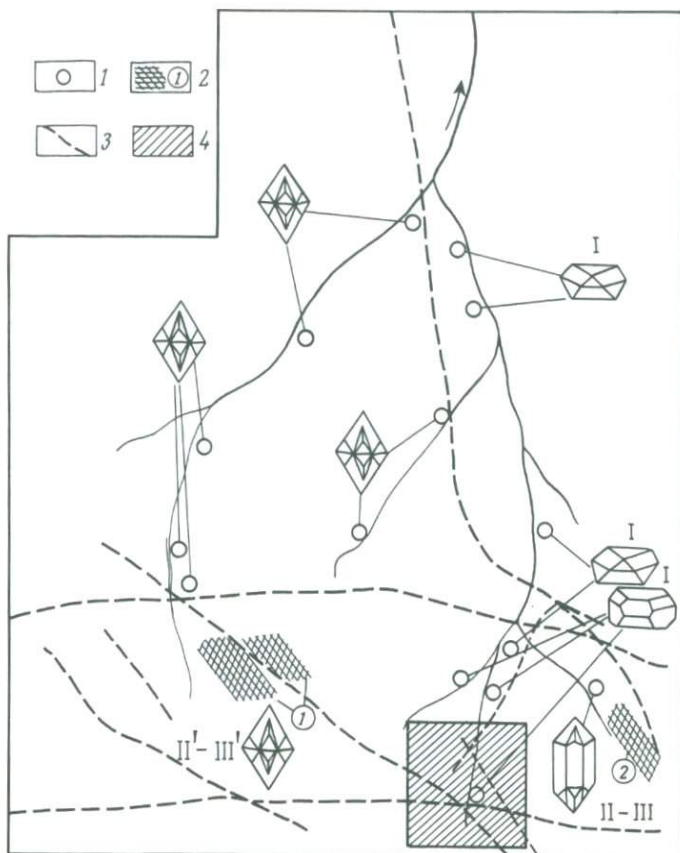


Рис. 66. Кристалломорфологическая шлиховая схема киноварного участка на Северо-Западном Кавказе [21].

1 – шлиховые пробы; 2 – ртутные руды; 3 – тектонические нарушения; 4 – рекомендуемый участок поисков. Добавления I–III кристалломорфологические типы киновари: I – пинакоидально-гобитуса, II–III – призморомбоздрического, II'–III' – ромбоздрического

денной на рис. 66: рекомендуемый участок поисков может представлять не совершенно новое рудопоявление, а нижние горизонты уже известного рудопоявления 2. Ревизия известных типов габитуса минералов с позиций их положения в кристалломорфологических эволюционных рядах – вторая ближайшая задача поисковой кристалломорфологии (см. также проект «Кристаллогенетического определителя минералов»).

## ТЕХНИЧЕСКОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ

Несмотря на то что кристалломорфологический анализ всегда можно свести к простейшему визуальному определению и подсчету кристалломорфологических типов минерала в пробах, это не может представляться иначе как вынужденный обход трудностей, вызванный отсутствием заводских го-

ниометров, приспособленных к поточному измерению тысяч мелких и несовершенных кристаллов, какими являются, как правило, кристаллы руд. Кристалломорфологический метод сейчас недостаточно вооружен, хотя предпосылки для этого созданы благодаря независимо развившемуся учению о морфометрии – современном образе классической «физиографии» кристаллов. Ограничение минералов предстает сейчас в большей мере, чем когда-либо ранее, показателем не только качества кристаллов, но и благоприятной или неблагоприятной обстановки образования минерала. «Ищите руды по кристаллам с наиболее плотными гранями» – эта сугубо производственная рекомендация вытекает из переосмысливания закона Браве в свете пространственно-возрастной морфологической эволюции минералов. Она является примером слияния, казалось бы, совершенно далекого от горнорудной практики теоретического заключения и повседневной потребности рационального размещения всегда ограниченного объема горных и буровых работ. Дальнейшее сближение и взаимное обогащение кристаллографической теории и практики кристалломорфологического (инструментального) картирования – третья ближайшая задача поисковой кристалломорфологии.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из вышеизложенного ясно, каким образом уже сейчас при современном состоянии минералогии в производственных партиях можно поставить на службу геологическим поискам и разведке богатое огранение минералов.

В заключение уместно попытаться заглянуть в будущее поисковой кристалломорфологии.

Использование в прикладных целях какого-либо качества кристаллов начинается когда: 1) существует потребность в снижении затрат на очередное достижение известного результата в работе с кристаллами; 2) имеется полная готовность теоретической модели (эталона) данного качества кристалла.

Ограничение кристаллов не представляет в этом смысле исключения. Наблюдаемый сейчас дедуктивный (от теории к практике) этап развития кристалломорфологии минералов характеризуется обостренным вниманием к «тератологии» – полузабытому учению об индивидуальных «уродствах» реальных многогранников, перестоящих быть «просто случайностями».

Материализованные в виде многочисленных первичных дефектов состава, структуры, строения и ограничения отклонения от эталона являются источниками информации об обстоятельствах генезиса минерала. К ним относится и такое интересное обстоятельство, как аномально высокая или, наоборот, аномально низкая концентрация искомого металла (Sn, Au, Hg и др.) в минералообразующей среде. Типовые сочетания типовых обстоятельств естественного кристаллогенезиса приводят, к сожалению, к достаточно сложной для генетической расшифровки картине первичной (ростовой) дефектности минералов.

Виды ростовых дефектов в кристаллах: гетерогенные включения, примесные атомы, вакансии, агрегаты примесных атомов и вакансий (межатомного размера), двойники, неправильности упаковки, дислокации, границы блоков, внутренние напряжения. Виды неоднородностей распределения дефектов: зонарная, секториальная, «карандашная», «облачная» и др.

Если кристалл образован многими атомами разных сортов, да к тому же еще кристаллизуется из раствора, предсказание равновесного ограничения при современном уровне знания об энергиях связей в кристаллах неоднозначно, а зачастую и просто невозможно. Отклонение природных физико-химических систем от термодинамического равновесия приводит, по правилу Оствальда, к образованию промежуточных метастабильных фаз, различающихся в том числе и ограничением. Эти фазы тоже сейчас непредсказуемы. Роль эмпирических наблюдений при таком положении дел в общей кристалломорфологии делается не только очень важной, но даже ведущей. Для дальнейших успешных поисков эмпирических закономерностей при изменении формы кристаллов минералов следует заимствовать из арсенала экспериментальной минералогии прежде всего не выводы о возможности или невозможности ограничения кристаллов, имеющие к минералообразованию часто далекое отношение, а хорошо разработанные методы и аппаратуру исследования кристаллических плоскостей.

Методы исследования кристаллических поверхностей: поляризационно-оптические, интерференционные, фазово-контрастные, электронографические.

Глубокое кристалломорфологическое (и, очевидно, геохимическое) сходство строения двух систем – системы «минерал» и системы «зона минерализация» – может быть описано со временем с помощью геометрических понятий о соответствии. По-видимому, пространственно-возрастная эволюция какого-либо минерала (в рассмотренном случае – касситерита) может быть представлена как коррелятивная модель эволюции земного вещества в целом. Отсюда вытекает важность для будущего минералогии познания и точного (в пределе – математического) описания всех (а не только морфологических) деталей изменения минералов в процессе их роста, а также ценность физико-химической и физической интерпретаций этих изменений.

Коррелятивность – однозначное соответствие систем одной и той же ступени при неоднородности соответственных элементов систем. Степень системы (прима, секунда, терция, кварта и т.д.) – уровень организации элементов системы.

На минералах не обнаружено и, по-видимому, никогда не будет обнаружено ни одного такого качества (включая содержания химических элементов), которое было бы непосредственно связано с геологическими запасами какого-либо полезного ископаемого и свидетельствовало бы о значительности этих запасов. К решению задачи о геологических запасах надо привлекать, как минимум, рассмотрение эволюции не отдельных минералов, а их ассоциаций – горных пород и руд.

Выкристаллизованные из расплава, раствора или газа горные породы, как известно еще с начала нашего века (см., например, работы П. Н. Чирвинского), приближаются к соединениям определенного состава, определенной структуры и определенных физических и геометрических свойств. Выкристаллизованная порода представляет собой некий весьма дефектный «суперкристалл», геометрически связанный с обычными составляющими ее кристаллами одним из видов соответствия. При конкретизации вида соответствия изученные на пороодообразующих минералах закономерности неоднородного распределения дефектов роста (примесей и др.) и последующего их метаморфизма могут быть трансформированы в закономерности неоднородного пространственного распределения соответственных дефектов (месторождений и пр.) в горной породе. Таким образом, благодаря теории соответствия в будущем могут быть созданы новые, берущие свое начало от онтогении минералов (минералогической кристаллогенетики) филогенетические (металлогенетические) принципы прогнозирования эндогенных и метаморфогенных месторождений.

Псевдоэлемент П. Н. Чирвинского – геохимико-геофизическая модель минерала, породы, геосферы или космического тела, составленная из средних значений порядкового номера, атомной массы и атомного объема данной совокупности элементов.

Выработка собственных представлений о поведении минералов на основе разного вида минералогического картирования является условием отпочкования от минералогии в будущем новых теоретических и прикладных направлений в геологии.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алиев Р. М.* Исследование онтогении кристаллов кальцита из Дашкесанского железорудного месторождения.—В кн.: Генезис минеральных индивидов и агрегатов. М., 1966, с. 181–199.
2. *Амосов Р. А., Гуреев В. Ф.* К онтогении самородного золота.—Тр. ЦНИГРИ 1971, вып. 96, с. 138–148.
3. *Антонов В. А., Тарантов А. С.* Кристалломорфологические особенности кварца как показатель направления движения минерализующих растворов.—В кн.: Геология и металлогения рудного Алтая. Алма-Ата, 1967, с. 126–134. (Тр. Ин-та геологии им. Сатпаева, т. 20).
4. *Аншелес П. М.* Начала кристаллографии. Л., Изд. ЛГУ, 1952.
5. *Беленькая Н. С.* Руководящие простые формы пирита.—Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1980, ч. 109, вып. 4, с. 358–361.
6. *Геофизические и геохимические методы поисков и оценки эндогенных месторождений олова.* Под ред. Л. Г. Мишина. М., Недра, 1974.
7. *Глазов А. И.* Методы морфометрии кристаллов. Л., Недра, 1981.
8. *Гинзбург А. И., Кузьмин В. И., Сидоренко Г. А.* Минералогические исследования в практике геологоразведочных работ. М., Недра, 1981.
9. *Гликин А. Э., Глазов А. И.* Проблема генетической интерпретации формы минералов.—Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1979, ч. 108, вып. 5, с. 536–551.
10. *Гневущев М. А., Бартошинский З. В., Зинков А. П.* Данные о закономерностях распределения алмазов в кимберлитовых трубках Западной Якутии.—Тр. Якутск. фил. Сиб. отд. АН СССР. Сер. геол., 1981, сб. 6, с. 106–122.
11. *Григорьев Д. П., Жабин А. Г.* Онтогения минералов. М.—Л., Наука, 1975.
12. *Гуреев В. Ф., Гребенчиков А. М.* Минералого-геохимический шлиховой метод поисков золоторудных месторождений.—В кн.: Методика и техника геохимических поисков рудных месторождений. Фрунзе, 1975, с. 411–415.
13. *Евзикова Н. З.* Принципы структурно-геометрического анализа граней кристаллов.—Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1965, ч. 94, вып. 2, с. 129–142.
14. *Евзикова Н. З.* Практический аспект кристалломорфологии касситерита.—Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1972, ч. 101, вып. 2, с. 237–249.
15. *Евзикова Н. З.* О времени и месте появления плотных граней на кристаллах минералов.—В кн.: Кристаллогенезис и процессы минералообразования. Л., 1976, с. 23–28.
16. *Евзикова Н. З.* Кристалломорфологические основы учения о типоморфизме минералов.—В кн.: Региональная и генетическая минералогия. Вып. 3. Киев, 1979, с. 3–11.
17. *Евзикова Н. З.* Оценка гидротермальных рудопроявлений олова и золота кристалломорфологическим методом.—В кн.: Минералогические критерии рудоносности. Л., 1981, с. 90–109.
18. *Евзикова Н. З., Беленькая Н. С.* Изменение формы кристаллов пирита в объеме рудных тел.—В кн.: Новые данные о типоморфизме минералов. М., 1980, с. 80–89.
19. *Закономерности развития сложных систем (эволюция и надмолекулярные неравновесные явления).* Под ред. К. О. Кратца и Э. Н. Елисеева. Л., Наука, 1980.
20. *Зидарова Б., Малеев М., Костов И.* Кристаллогенезис и габитусная характеристика флюорита месторождения Михалковского в Центральном Родопе.—В кн.: Геохимия, минералогия и петрология. Т. 8, 1978, с. 3–26.
21. *Зубов В. И.* Кристалломорфология киновари и ее использование при поисках ртутных месторождений. М., Недра, 1976.

22. *Карякин И. А.* Использование типоморфных признаков касситерита при изучении и оценке оловоносных россыпей и их коренных источников.— В кн.: Минералогические критерии рудоносности. Л., 1981, с. 119–126.
23. *Кашкай М. А., Джафаров Ч. Д., Мамедов Т. С.* О гранной морфологии гранатов Дашкесанского месторождения и закономерностях их распространения в пространстве.— Докл. АН АзССР, 1968, т. 24, № 3, с. 29–34.
24. *Кораго А. А.* Использование кристалломорфологии кварца из развалов для определения залегания хрусталеносных гнезд.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1968, ч. 97, вып. 5, с. 637–640.
25. *Костерин А. В.* Шлихо-минералогический и шлихо-геохимический методы поисков рудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1972.
26. *Костов И.* Морфология и генезис минералов.— В кн.: Региональная и генетическая минералогия. Киев, 1978, вып. 2, с. 3–15.
27. *Кристалломорфологическая эволюция минералов/Д. П. Григорьев, Н. З. Евзиков, Б. Зидарова, И. Костов и др.*— Науч. докл. Коми фил. АН СССР (препринт), 1981, вып. 76.
28. *Кукуй А. Л.* Кристалломорфологическая зональность исландского шпата Сибирской платформы.— В кн.: Кристаллогенезис и процессы минералообразования. Л., 1976, с. 38–39.
29. *Лазаренко Е. К., Бартошинский З. В.* Роль кристалломорфологии в практике геологических исследований.— Минер. сб. Львовск. геол. о-ва, 1966, № 20, вып. 4, с. 464–473.
30. *Ляхович В. В.* Акцессорные минералы. М., Наука, 1968.
31. *Минеев Д. А.* Применение метода автордиографии в генетической минералогии, геохимии и кристалломорфологии.— Тр. Ин-та минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, 1963, вып. 18, с. 60–64.
32. *Новикова Е. Г.* Оценка достоверности наблюдений при кристалломорфологических исследованиях (на примере касситерита).— Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1981, ч. 110, вып. 5, с. 569–572.
33. *Осауленко А. П., Пушко Г. В.* Опыт применения кристалломорфологического метода при оценке уровня эрозийного среза одного из оловорудных проявлений в Западной Калбе.— В кн.: Новые данные по геологии, геохимии и минералогии месторождений редких элементов Казахстана. Алма-Ата, 1980, с. 137–140.
34. *Особенности изменения состава и свойств природного кристалла касситерита в процессе роста/О. П. Иванов, Ю. К. Воробьев, Л. Я. Ефременко и др.*— Докл. АН СССР, 1980, т. 251, № 3, с. 689–692.
35. *Попов В. А.* Практическая кристалломорфология минералов.— Тр. Ильменск. гос. заповедника УНЦ АН СССР, 1976, вып. 14, с. 51–68.
36. *Попова В. И.* Эволюция форм роста кристаллов пирита из Березовского золоторудного месторождения на Урале.— Тр. Свердловск. горного ин-та, 1972, вып. 86, с.
37. *Рундквист Д. В., Неженский И. А.* Зональность эндогенных рудных месторождений. Л., Недра, 1975.
38. *Сергеев В. Н.* Эволюция габитуса кристаллов магнетита в процессе роста на примерах из некоторых месторождений Западной Сибири.— В кн.: Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края. Томск, 1964, вып. 2, с. 40–48.
39. *Сахоненко В. В., Римская-Корсакова О. М.* Об изменении формы кристаллов граната в процессе роста.— В кн.: Минералогия и геохимия. Вып. 1. Л., 1964, с. 115–124.
40. *Учет электронной плотности при расчете размещения атомов в определенных кристаллографических плоскостях/Ф. А. Брусенцов, С. В. Борисов, М. З. Грайфер, В. И. Вертопрахов.*— Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1969, ч. 98, вып. 3, с.
41. *Файзиев А. Р.* Кристалломорфология флюорита из месторождений и рудопроявлений центрального Таджикистана.— В кн.: Минералы и парагенезисы минералов. Л., 1978, с. 160–167.

43. *Флюорит*—индикатор условий образования и зональности шеелитового оруденения Тырныауз/ Н. Н. Василькова, И. В. Куликова, С. М. Ляпунов, Д. А. Минеев—Минералогический журн., 1980, т. 2, № 6, с. 45–57.
44. *Цветков Л. П.* Особенности кристалломорфологической зональности Пыр-какайских и Петлянских оловорудных штокверков на Чукотке.—Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1981, ч. 110, вып. 5, с. 559–569.
45. *Чесноков Б. В.* Относительный возраст минеральных индивидов и агрегатов. М., Недра, 1974.
46. *Шафрановский И. И.* Очерки по минералогической кристаллографии. Л., Недра, 1974.
47. *Шафрановский И. И., Евзикова Н. З.* Пути развития и новый этап минералогической кристалломорфологии.—Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1976, ч. 105, вып. 5, с. 529–542.
48. *Шер С. Д., Демченко А. В.* О значении исследований формы метакристаллов пирита для поисков золоторудных месторождений в Ленском районе.—Геология рудных месторождений, 1964, № 4, с. 84–96.
49. *Эшкин В. Ю., Карякина Т. А.* Применение кристалломорфологического анализа для оценки месторождений пьезокварца.—В кн.: Прогнозирование, поиски и оценка месторождений пьезооптического минерального сырья. М., 1975, с. 123–130.
50. *Юшкин Н. П.* Теория и методы минералогии. Л., Наука, 1977.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
Введение. Некоторые законы и понятия современной кристалломорфологии . . . . .	4
Глава 1. Значение кристалломорфологических исследований . . . . .	12
Практическое значение . . . . .	12
Генетическая интерпретация . . . . .	16
Прикладная интерпретация . . . . .	19
Глава 2. Способ описания кристалломорфологической эволюции минералов . . . . .	23
Возрастные характеристики ограничения . . . . .	23
Получение возрастных характеристик . . . . .	27
Количественная оценка . . . . .	29
Глава 3. Кристалломорфологическая эволюция касситерита . . . . .	31
Типовые условия кристаллизации . . . . .	31
Эволюция во времени . . . . .	35
Эволюция в пространстве . . . . .	40
Пространственно-временные соотношения . . . . .	47
Кристалломорфологическое соответствие касситерит–анатаз . . . . .	48
Глава 4. Прикладное значение кристалломорфологической эволюции касситерита . . . . .	51
Локальная значимость результатов анализа . . . . .	51
Поправка на рельеф местности . . . . .	51
Поправка на дальность переноса . . . . .	52
Возможность оценки оруденения . . . . .	54
Уровень эрозионного среза . . . . .	56
Протяженность минерализации на глубину . . . . .	57
Ориентация относительно горизонта наиболее богатых руд . . . . .	60
Эволюция состава примесей . . . . .	61
Пространственное распределение примесей . . . . .	62
Вторичное поведение примесей . . . . .	67
Механизм влияния на форму кристаллов . . . . .	69
Глава 5. Общие закономерности кристалломорфологической эволюции минералов . . . . .	70
Виды кристалломорфологической зональности . . . . .	70
Правила, предопределяющие вероятность встречи минерала определенного ограничения . . . . .	72
Правило вместимости . . . . .	72
Правило максимума . . . . .	73
Правило прямого отложения . . . . .	74
Правило соответствия . . . . .	76
Кристалломорфологические признаки масштабности минерализации . . . . .	77
Прикладная интерпретация формы кристаллов касситерита . . . . .	80
Глава 6. Эволюционный аспект изменения формы кристаллов пирита и золота . . . . .	82
Отношение золота к пириту . . . . .	82
Форма кристаллов пирита в объеме золоторудных жил . . . . .	83
Кристалломорфологическое соответствие пирит–золото . . . . .	89
Пространственное разделение морфологически различных кристаллов золота . . . . .	90
Кристалломорфологическая зональность в золотоносных россыпях . . . . .	94

Возможность кристалломорфологической разбраковки золотых рудо- проявлений . . . . .	96
Параллелизм в изменении формы и других качеств кристаллов пирита . . . . .	101
<b>Глава 7. Кристалломорфологический метод поисков и оценки гидротермаль- ных рудопроявлений . . . . .</b>	<b>104</b>
Сущность метода . . . . .	104
Используемые закономерности . . . . .	106
Возможности и ограничения . . . . .	110
Предварительные работы . . . . .	112
Анализ проб . . . . .	115
Достоверность кристалломорфологических наблюдений . . . . .	118
Интерпретация результатов . . . . .	123
Ошибки прогнозирования . . . . .	126
<b>Глава 8. Ближайшие задачи поисковой кристалломорфологии . . . . .</b>	<b>128</b>
Регламентация . . . . .	128
Расширение круга объектов . . . . .	132
Техническое обеспечение . . . . .	135
ЗаклЮчение . . . . .	137
Список литературы . . . . .	139

*Нинель Захаровна Евзикова*

## **ПОИСКОВАЯ КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЯ**

Редактор издательства А. М. Поспелова  
Переплет художника В. Б. Строганова  
Технический редактор Н. В. Жидкова  
Корректор Р. Т. Баканова  
ИБ 5325

Сдано в набор 20.12.83. Подписано в печать 25.07.84. Т-12199.  
Формат 60 × 90 1/16. Бумага офсетная № 1. Гарнитура  
«Таймс». Печать офсетная. Усл. печ. л. 9,0. Усл. кр.-отт. 9,25.  
Уч.-изд. л. 10,0. Тираж 2500 экз. Заказ 602 Цена 55 коп.

Ордена «Знак почета» издательство «Недра», 103633,  
Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19

Тульская типография Союзполиграфпрома при Государственном  
комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной  
торговли. г. Тула, проспект Ленина, 109.

5

55 коп.

✂

103  
1

4294

НЕДРА