

17-151/1
15

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
КОМИ ФИЛИАЛ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ



ОЧЕРКИ ОБЩЕЙ И РЕГИОНАЛЬНОЙ МИНЕРАЛОГИИ



СЫКТЫВКАР
1971

549(c)

АННОТАЦИЯ

В сборнике рассмотрен ряд проблем общей и генетической минерализации, дан анализ таксономических систем минералогии с обзором видовых, внутривидовых и надвидовых таксонов, приведены новые материалы по растворению и регенерации кристаллов кварца, по диэлектрической проницаемости кварца. Приводятся результаты исследования пирита, марказита, гранатов, хромшпинелидов, оливина, циркона, хлорита и других минералов из месторождений Европейского Северо-Востока.

Сборник представляет интерес для минералогов, кристаллографов, петрографов и геологов широкого профиля, особенно интересующихся вопросами геологии Европейского Северо-Востока.

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук

Н.П.Юшкин

п 70069
Центральная научная
БИБЛИОТЕКА
Академии наук Киргизской ССР

ПОНЯТИЕ О МИНЕРАЛЕ И ТАКСОНОМИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ МИНЕРАЛОГИИ

Н.П. Юшкин

Сущность минералогии, как и любой другой науки, ее задачи и методы, направление ее развития и характер вскрываемых ею законов природы вытекают из особенностей объекта исследования и предмета данной науки. Совершенно очевидно, что эти исходные фундаментальные категории минералогии должны быть очерчены предельно ясно.

Однако с сожалением приходится констатировать, что даже об объектах минералогии, не говоря уже о ее предмете, достаточно четкого представления, которое отвечало бы современному уровню развития науки, нет. Чтобы убедиться в этом, достаточно полистать и сравнить несколько последних учебников минералогии.

Такая ситуация создалась вполне определенными причинами. На текущее столетие приходится новый этап глубокой дифференциации минералогии, обусловленный резким расширением и углублением минералогических исследований, и теоретическая мысль минералогов просто не успевает разобрататься в ее последствиях. Правда, в последнее время в печати появилась серия очень интересных работ, посвященных углубленному анализу объектов минералогии. Это работы В.А.Соболева (1947), Д.П.Григорьева (1956, 1961 б), Л.М.Миропольского (1957), А.С.Поваренных (1961, 1962, 1966 и др.) Е.К.Лазаренко (1967) и др.

Опираясь на опыт предыдущих теоретических обобщений и анализируя достижения минералогической практики, мы попытаемся дать по возможности строгое определение понятия "минерал" и определить границы таксономических систем минералогии.

Минеральный уровень организации материи
и понятие о минерале

Восходящая ступенчатость организации природных объек-

тов в современной науке отражается концепцией структурных уровней, уровней организации материальных систем, четко сформулированной еще Г.У. Брауном (*Brown, 1917, 1926*) и Р.В. Селларсом (*Sellars, 1919*). На неорганической ступени развития материи достаточно резко выделяется минеральный уровень структурной организации, особенности систем которого отчетливо проявляются через понятие минерал, дающее обобщенное идеализированное представление о самых существенных сторонах их структуры.

Исторический процесс познания минеральных систем отмечен многочисленными попытками определения понятия "минерал", начинающимися со времени Теофраста, Плиния, Бируни и особенно энергичными в наши дни. Перечисление сотен предложенных определений этого понятия заняло бы слишком много места, да оно и не имеет смысла — обстоятельные обзоры со списками формулировок даны в работах Д.П. Григорьева (1956, 1961 б), А.С. Поваренных (1954, 1966), Н.А. Смольянинова (1955), Ю.А. Воронина и др. (1967) и многих других исследователей.

Предложенные определения в совокупности дают довольно отчетливое представление о минерале, но каждое конкретное определение нельзя признать достаточно строгим. Многие из них отражают лишь отдельные стороны сущности минерала: структурную, функциональную, генетическую, соотношения с другими системами неорганической природы.

Рассмотрим, какие же отличительные признаки выдвигаются всей совокупностью определений минерала в качестве основных и определяющих?

Физическое состояние вещества, образующего минералы, конкретизируется в целом ряде его определений. В ранних работах В.И. Вернадского (1908) и А.С. Уклонского (1940) физическое состояние вещества минералов определяется как твердое, жидкое, газообразное и даже коллоидальное (?) 1). П.А. Земятченский (1906) и П. Ниггли (*Niggli 1924*) ограничивают состояние минералов капельножидкой и твердой фазами, а большинство современных минералогов — только твердой. Если определение минерала не раскрывает его структуры (в широком смысле этого термина), то оговорка о фазовом состоянии вещества является необходимой.

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

Дискретность и физико-химическая индивидуализированность минералов в предложенных ранее определениях подчеркивается такого рода уточнениями, что минералы являются "телами" и, следовательно, ограничены в пространстве (Земятченский, 1906; Смольянинов, 1948 и др.; Усачев, 1956 и др.), что они физически и химически индивидуализированы и, следовательно, являются относительно автономными системами (Вернадский, 1923; Лазаренко, 1967). А.С. Поваренных (1966) особенно заостряет внимание на существовании минерала в качестве индивидов как на одном из существенных его признаков.

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

Состав минералов находит отражение в большинстве определений. Характеризуя так или иначе состав минералов, авторы ряда определений пытаются охарактеризовать те относительно неделимые элементы, которые определяют структуру минерала как автономной системы. В этом смысле минералы определяются как самородные элементы (простые вещества) или химические соединения (Усачев, 1956; Лазаренко, 1967), как сочетания молекул (Вернадский, 1923), как сочетания атомов и ионов (Уклонский, 1946). Акцентирование внимания на молекулах, сделанное В.И. Вернадским, неудачно, так как молекулярная структура минералов скорее не правило, а исключение.

Физические свойства минералов, точнее их специфичность, отражаются только отдельными формулировками понятия "минерал", причем весьма неопределенно. Например, А.С. Уклонский (1946) замечает, что минерал обладает "... присущими ему физическими и химическими свойствами ...". А.Г. Бетехтин (1950) говорит об отличии минералов друг от

друга по физическим свойствам. Этот признак не необходим для определения понятия минерала и даже излишен. Совершенно очевидно, что каждый материальный объект, в том числе и минерал, должен иметь вполне фиксированные свойства, существенное изменение которых означало бы превращение одной структуры в другую.

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

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

Генезис (способ и месторождения) выступает обязательным признаком почти во всех существующих определениях понятия "минерал". Большинство минералогов в этом аспекте определяют минерал как продукт физико-химических процессов (Смолянинов, 1948; Поваренных, 1954, 1966; Усачев, 1956; Миловский, 1958), продукт химических реакций (Вернадский, 1923), всякий продукт реакций (Успенский, 1936) и т.п. При этом нередко подчеркивается, что минерал является

продуктом не любых, а именно "земных", природных, естественных реакций и еще точнее, например, П.А.Землячченским (1906) минерал определяется как "... непосредственное произведение природы...".

Последняя оговорка вводится для того, чтобы отделить от минералов аналогичные по составу, структуре и свойствам искусственные продукты (так называемые "искусственные минералы"). Она, несомненно, справедлива. Ведь "искусственные минералы" являются скорее продуктом человеческого разума, чем неорганической природы, и не отражают закономерностей развития неорганического мира. Исследование аналогов минералов, полученных синтетически, а тем более всех искусственных кристаллических тел, не является целью минералогии, одной из конкретных геологических наук, хотя данные о них представляют весьма важную и ценную информацию о минералах и их генезисе.

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

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

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

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

Таковыми системами, во-первых, можно назвать горные породы и руды, представляющие собой закономерные, качественно и количественно определенные естественные сочетания минеральных индивидов, связанных силами сцепления и отличающиеся определенностью структуры. В общем структура горных пород подчиняется закономерностям заполнения пространства минеральными индивидами. Учитывая, что понятие "руды" синонимично понятию "горные породы" и вводится только для отражения их утилитарной ценности, можно ограничиться термином "горные породы" в широком его смысле.

Во-вторых, минералы входят, как правило, в состав различных природных фазогетерогенных систем — суспензий, коллоидных растворов и т.п. Например, магма в процессе ее кристаллизации представляет собою гетерогенную систему, состоящую из расплава и множества плавающих в нем выкристаллизовавшихся зерен минералов.

Следовательно, в рассматриваемом аспекте минерал можно определять как структурный элемент горной породы и как один из основных элементов дисперсных фазогетерогенных систем (сноску см. на стр.9).

Таким образом, на основе всей совокупности признаков использованных теми или иными авторами определений

понятия "минерал", суммарное определение можно было бы сформулировать следующим образом: "Минералами называются дискретные образования, существующие в форме физически и химически гомогенных индивидов с определенным составом и свойствами, построенные из атомов, упорядоченных с трехмерной неограниченной периодичностью их равновесных положений, образовавшиеся в результате природных физико-химических процессов и являющиеся относительно неделимыми структурными элементами горных пород и дисперсных фазогетерогенных систем".

Суммарное определение довольно громоздко и загружено излишней информацией, не необходимой для понимания сущности минерала и само собой вытекающей из основной структурной его характеристики. Мы предлагаем такое определение понятия "минерал", представляющее сокращенный вариант приведенного выше суммарного определения.

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

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

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

же являются регулярными системами атомов, но с определенным типом связей между ними. Оговаривать все типы связи между атомами в определении минерала не имеет смысла, достаточно ограничиться обобщающим термином "взаимодействие". Определение системы "минерал" как естественной системы дает необходимое представление о ее генезисе, во-первых, отделяя минералы от искусственных изоструктурных систем, во-вторых, подразумевая, что минералы являются продуктами природных процессов, протекающих в условиях любых космических объектов, а не только в условиях Земли.

Рассмотренные признаки минерала соответствуют всем основным критериям структурного уровня организации материи (Кардашев, 1967).

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

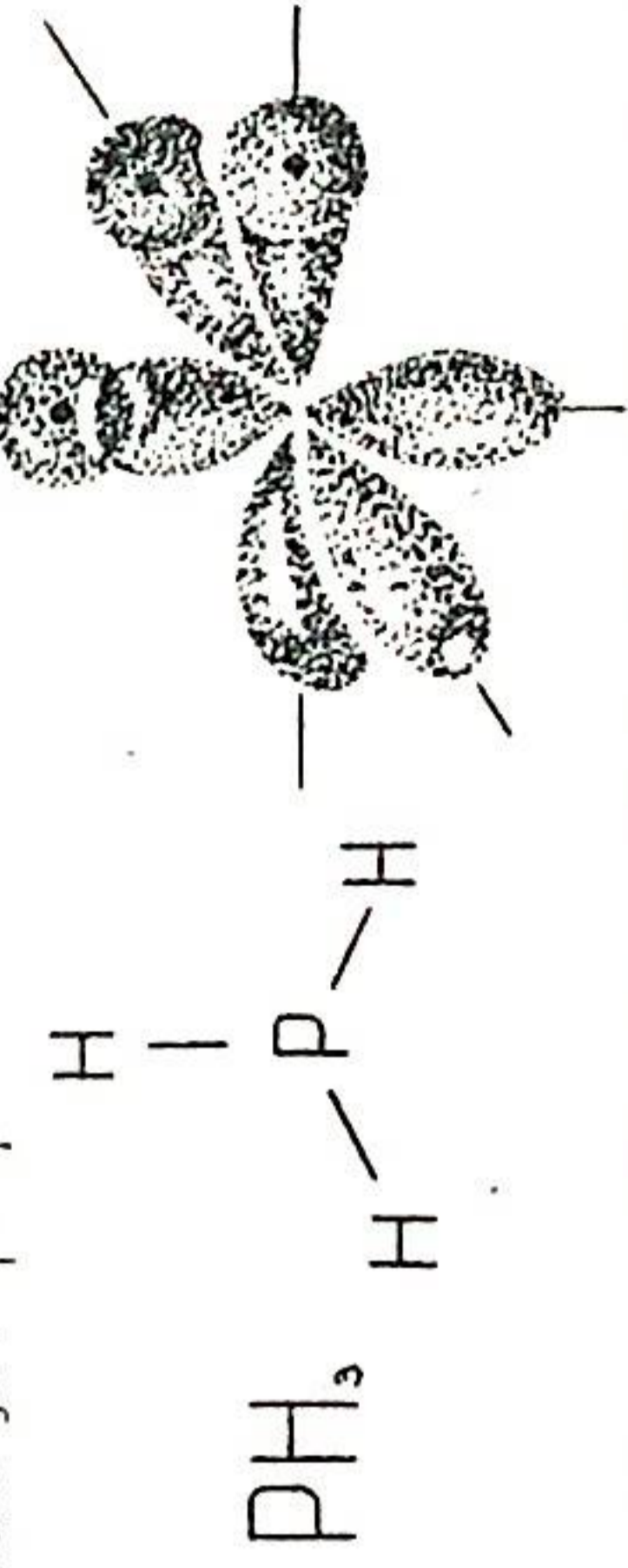
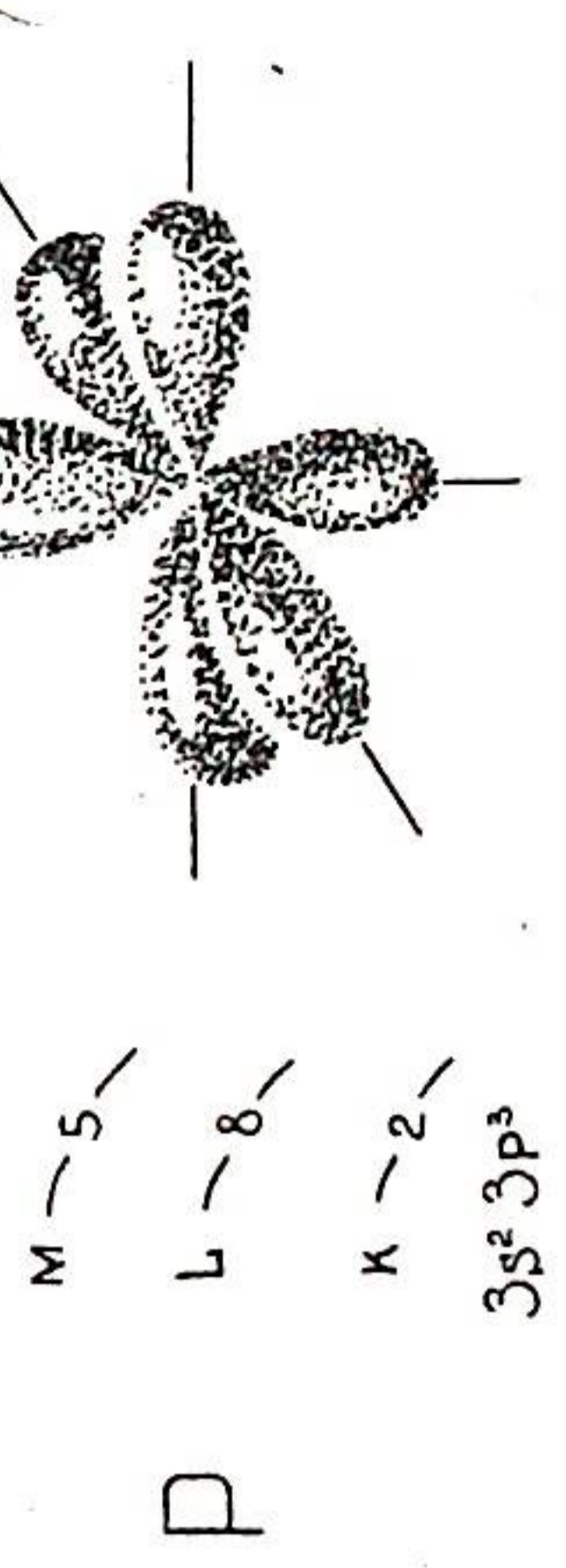
В естественной иерархии структурных уровней, отражающей общее направление развития материи, минеральный уровень занимает промежуточное положение между атомным, системы которого в виде элементов входят в минеральные системы, и более высокоорганизованным структурным уровнем горных пород.

По диаграмме, приведенной на рис. 1, можно проследить, как в иерархии структурных уровней от индивидуального атома к минералу растет упорядоченность элементов системы (атомов и молекул), накапливается своего рода "минеральная специфика".

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

Минеральный индивид — элементарная система минералогии

Дискретность минерального мира определяется существованием минералов в виде индивидов — элементарных от-

Типы структурной организации неорганической (гео-	МОЛЕКУЛЫ	АТОМЫ
Структурные элементы	АТОМЫ	Элементарные частицы
Структурные особенности систем (распределение и взаимодействие)	Ограниченная регулярность распределения атомов (ближний порядок)	—
Схема динамики дальнего порядка ("минеральной специфики") в системах разных уровней		
Примеры структурных построений из атомов	<p>Молекула фосфина</p> 	<p>Атом фосфора</p> 

носителем автономных минеральных систем, дискретных носителей минеральной структурной организации материи. Минеральный индивид является исходной, фундаментальной системой минералогии, на основе которой формируются представления о концептуальных системах (таксономических, симминералогических, конституционных, экологических, функциональных и т.п.). Поэтому прежде чем перейти к характеристике таксономических систем минералогии, необходимо разобрать особенности системы минерального индивида.

Минеральные индивиды реально существуют как единичное целое с прочными внутренними структурными связями, определенной относительно устойчивой формой и конечными размерами. Морфологическая и структурная определенность минеральных индивидов, их относительная неделимость, подсознательно отражавшаяся и на первых этапах зарождения науки, например, в трудах Теофраста и Плиния (Поваренных, 1966; *Oxsel*, 1966), уже отчетливо понимались минералогами конца XVIII - начала XIX веков, уверенно оперировавшими понятиями об индивидуумах минерального мира, минеральных неделимых, особях минералов и т.п. (Григорьев, 1956).

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

Выделение минеральных индивидов в естественном многообразии материального мира в общем-то не вызывает затруднений - эти системы отчетливо обособлены друг от

друга, их физические границы легко устанавливаются визуально или с применением увеличительной техники.

Но существует целый ряд минеральных образований, занимающих структурно-промежуточное положение между минеральными индивидами и их пространственными совокупностями (агрегатами). Морфологические особенности таких образований, нередко характеризующиеся внутренней структурной неоднородностью, являются серьезным препятствием для решения вопроса об отнесении их к минеральному индивиду или агрегату. Это различного рода скелетные кристаллы, дендриты, параллельные и субпараллельные сростки, сферолиты. Наконец, даже кристалл, наблюдаемый в виде внешне правильного многогранника, может иметь мозаичное внутреннее строение, состоять из множества разориентированных в процессе роста или последующих изменений кристаллических блоков.

Ю.М. Дымков в одной из своих работ специально проанализировал вопрос проведения границы между индивидами усложненного строения и агрегатами и пришел, на наш взгляд, к правильному выводу. Минеральный индивид, по его определению, — это "... устойчивая для данных условий форма существования минерального вида, обладающая в силу своей внутренней определенности при идеальном развитии или дорастании в свободных условиях всеми признаками правильных геометрических фигур, и прежде всего четкими элементами симметрии" (Дымков, 1966, стр. 73).

Под "внутренней определенностью" здесь понимается упорядоченность частей индивида, отражающая степень совершенства кристаллической решетки.

Конечно, в значительной степени упорядоченными, с симметричным строением могут быть и минеральные агрегаты, например поперечношестоватые, друзы, тектониты.

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

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

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

3) все составные части сложного индивида могут быть

в идеализированном виде выведены друг из друга серией симметричных преобразований;

4) сложный индивид формируется либо из одного зародыша, расчлняясь в процессе роста на структурно взаимосвязанные части, либо из какого-то множества параллельноориентированных зародышей, соединяющихся в процессе роста в единое тело с геометрически правильной внешней формой и единой структурой¹⁾.

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

Все перечисленные выше особенности минеральных индивидов лаконично отразятся в определении, если ввести в него указание о характере границ индивидов.

Как известно, выделяется два типа поверхностей раздела кристаллических тел (Жабин, 1970). Первый тип — структурно сопряженные границы. Это такие границы, когда две соприкасающиеся кристаллические решетки взаимно переходят одна в другую через общий атомный слой или переходную область, атомы которой являются общими для обеих решеток (рис. 2а). Атомные плоскости одной решетки как бы продолжают атомные плоскости соседней, изгибаясь на границе раздела. Строение решеток по обе стороны границы симметрично. Однако некоторые атомные плоскости могут образоваться на границе раздела, создавая структурные дефекты ближнего порядка (дислокации) и вызывая внутренние напряжения, уравнивающиеся на расстояниях атомного масштаба (несколько атомных диаметров, реже до 200 Å). Этот тип границ отделяет друг от друга части сложного минерального индивида.

Второй тип — структурно несопряженные границы. Атомные плоскости обеих соприкасающихся решеток, как прави-

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

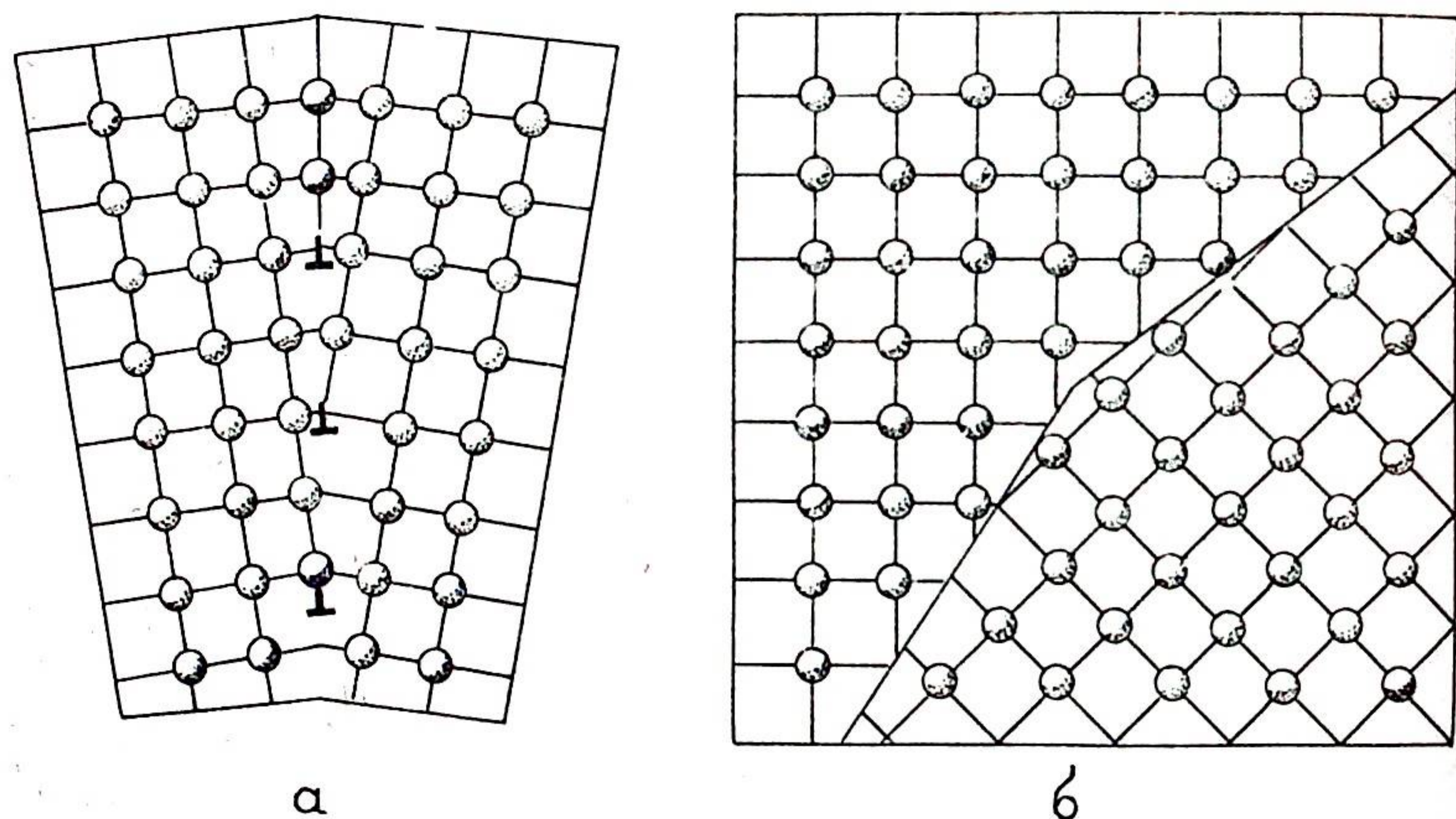


Рис. 2. Границы структурно сопряженного (а) и структурно несопряженного (б) раздела в минеральных образованиях.

ло, обрываются на границе раздела, и только некоторые из них переходят друг в друга. Переходная область характеризуется беспорядочным, сходным с жидкостью, распределением атомов, создающимся благодаря высокой концентрации структурных дефектов (рис. 2б). Последние вызывают появление макроскопических напряжений, уравнивающих ся лишь во всем объеме соприкасающихся кристаллических тел. Напряжения снимаются только при расчленении тел по границе раздела. Строение решеток по обе стороны границы чаще всего несимметрично. Структурно несопряженные границы являются границами минеральных индивидов.

Учитывая структурный характер границ, минеральный индивид можно определить следующим образом. Минеральный индивид — это естественное мономинеральное тело, ограниченное от окружающего материального пространства непрерывной пространственно замкнутой поверхностью структурно несопряженного раздела.

Органически входящие в сложный минеральный индивид его составные части являются субиндивидами (Вазбуцкий, 1962). Субиндивид, следовательно, — это органическая часть сложного минерального индивида, отделенная от него или соседних частей поверхностью структурно сопряженного раз-

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

Таксономические системы минералогии

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

Но и рассматривать таксономические системы как субъективно произвольные было бы грубейшей ошибкой. Это системы не случайных, а естественных множеств, отражающие естественно общие черты минеральных индивидов. Границы общего проводятся самой природой, и задача систематики найти их, а не проводить там, где этих границ не существует.

В общем таксономические системы можно рассматривать как в различной степени упрощенные модели реальных минеральных систем, степень тождественности которых оригиналу определяется природой. Например, концептуальная сис-

тема минерального вида "кальцит" является моделью любого реального индивида этого минерала, но моделью не адекватной, не учитывающей некоторых его особенностей. Такой же моделью является система минерального класса "карбонаты". Степень ее тождественности с конкретным индивидом кальцита ниже, но зато круг минеральных индивидов, ею характеризуемых, значительно расширяется. Еще более общая модель-система "кислородные соединения", а систему "минерал" можно считать моделью, с определенной степенью адекватности соответствующей любому минеральному индивиду.

В процессе систематик, таким образом, мы последовательно строим модели минеральных индивидов, стоящие как бы на разных ступенях адекватности оригиналу.

Введение в минералогии таксономических систем позволяет подходить к познанию минерального мира вербальным путем, заменяя реальные минеральные системы на различных стадиях их исследования теми или иными концептуальными моделями. Огромное научное значение таксономических систем определяется не только их диагностическим утилитаризмом, но и активной ролью в открытии глубоких законов развития минеральной материи, в практическом использовании этих законов.

В иерархической лестнице таксономических систем одна ступень является главной. Это система элементарного таксона, являющаяся нижним пределом систематической иерархии, т.е. максимально упрощенная модель любого минерального индивида, как элемента данного естественного множества, но в то же время с максимальной полнотой отражающая все наиболее существенные его черты.

В минералогии по названным выше условиям, по своей универсальности такой системой является система минерального вида.

Понятие минерального вида (*mineral species*). Общая сущность минерального вида в той или иной степени находила отражение и в работах древних систематиков неорганического мира, но научное понятие минерального вида впервые ввел в науку К.Линней, четко сформулировав его в своем знаменитом трактате "Система природы" (Linnæus, 1770). В качестве критериев вида он рассматривал форму, твердость и удельный вес минералов. С тех пор понятие минерального вида неоднократно пересматривалось и существ-

венно конкретизировалось: обстоятельный анализ его эволюции дается в работах Д.П.Григорьева (1956, 1961б), А.С.Поваренных (1962, 1966), Ж.Орсея (*Orcel*, 1966).

Характерно, что с начала ХУШ века в минералогической систематике проявлялся довольно резкий химический крен и стремление "подтянуть" все индивиды естественного множества к стехиометрическим типам, искусственно разрывая при этом естественное множество. Зародившееся в книге Р.Ж.Гаюи (*Gaüy*, 1801), это стремление развилось в своеобразный "арифметический" способ проведения границ видов, который со всей полнотой до сих пор проявляется в большинстве современных справочных руководств и курсов описательной минералогии.

Теоретическая мысль минералогов в основном преодолела эту тенденцию, о чем свидетельствуют неоднократные попытки сформулировать новое понятие минерального вида, предпринимаемые В.С.Соболевым (1947), П.Ниггли (*Niggli*, 1949), Д.П.Григорьевым (1956, 1961б), Л.М.Миропольским (1957), А.С.Поваренных (1962, 1966), Е.К.Лазаренко (1963) и другими исследователями. Всеми этими определениями единодушно признаются только естественные границы минеральных видов с отнесением к одному виду всех индивидов сходной структурной организации, связанных непрерывностью изменения химического состава.

Наиболее строгим, по нашему мнению, будет понятие минерального вида, сформулированное следующим образом. Минеральный вид - это естественное множество минеральных индивидов, химический состав, кристаллическая структура и свойства которых во всех существенных отношениях тождественны друг другу или изменяются непрерывно в естественных пределах.

Отнесение конкретного минерального индивида к тому или иному виду может быть осуществлено по комплексу наиболее существенных признаков, которые можно назвать критериями вида. Обычно в той или иной степени используются химический, структурный, морфологический, физический и генетический критерии.

Минимальным набором критериев, необходимым и достаточным для определения видовой принадлежности минеральных систем, можно считать взаимосвязанные химический состав и кристаллическую структуру, т.е. кристаллохимию или конституцию минерала в минералогическом понимании

(Григорьев, 1962а) или структурную организацию - в общенаучном. Конституция минерала полностью отражает сущность минерала и определяет форму и физические свойства его индивидов.

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

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

Наиболее ответственной и сложной задачей систематики является установление естественных границ минеральных видов, осуществляемое методом сравнения признаков существенного сходства и различия между индивидами с учетом того, что индивидуальная изменчивость отнюдь не беспорядочна, а управляется строгими закономерностями.

Пусть в нашем распоряжении имеется какая-то достаточно представительная пробная группа изоструктурных индиви-

дов переменного от AX и BX состава, т.е. с наличием промежуточных членов с состава (A,B)X и (B,A)X. Вопрос о принадлежности их к одному или двум минеральным видам решается установлением наличия полной или неполной естественной смесимости компонентов A и B. Поскольку пробная группа представительна, с достаточной полнотой отражает все особенности характеризуемого ею естественного множества, установление перерыва смесимости в группе будет означать установление и естественной границы естественного множества. Границы видов устанавливаются по пределу смесимости, а ширина разрыва - гиагуса - характеризует степень обособленности видов.

Наличие гиагуса и его ширину можно определить известными строгими методами математической статистики, но даже обычные кривые распределения в большинстве случаев показывают вполне отчетливую картину. Так, кривые распределения частот встречаемости индивидов различного состава иллюстрируют разрыв смесимости в ряду тригональных карбонатов пространственной группы $D_{8d}^6 - R3c$ между $Fe[CO_3] - Ca[CO_3]$ ¹⁾ (рис.3) и непрерывную смесимость $Ca[CO_3] - Mn[CO_3]$ (рис.4). Ма-

тематические основы таксономического анализа обстоятельно изложены в книге Е.С.Смирнова (1969).

В сомнительных случаях невозможность или возможность смесимости в условиях, близких к условиям земной коры, должна быть проверена экспериментально. Иногда используется совокупность признаков, чтобы установить, нет ли скачка свойств и перестройки структуры в ряду совершенного изоморфизма, указывающего на видовую гетерогенность ряда.

Для минеральной материи, как, впрочем, и для органической (Завадский, 1968), характерна неэквивалентность, неравноценность видов, которая диктует необходимость клас-

1) Здесь и далее мы даем минеральным видам чисто условные названия, так как их рациональная номенклатура отсутствует. Мы полностью разделяем стремление А.С.Поваренных (1968 и др.) упорядочить номенклатуру таксономических систем минералогии и присоединяемся к мнению В.Б.Татарского (1968) о необходимости детального обсуждения проекта А.С.Поваренных и скорейшей разработки на его основе общих правил рациональной номенклатуры.

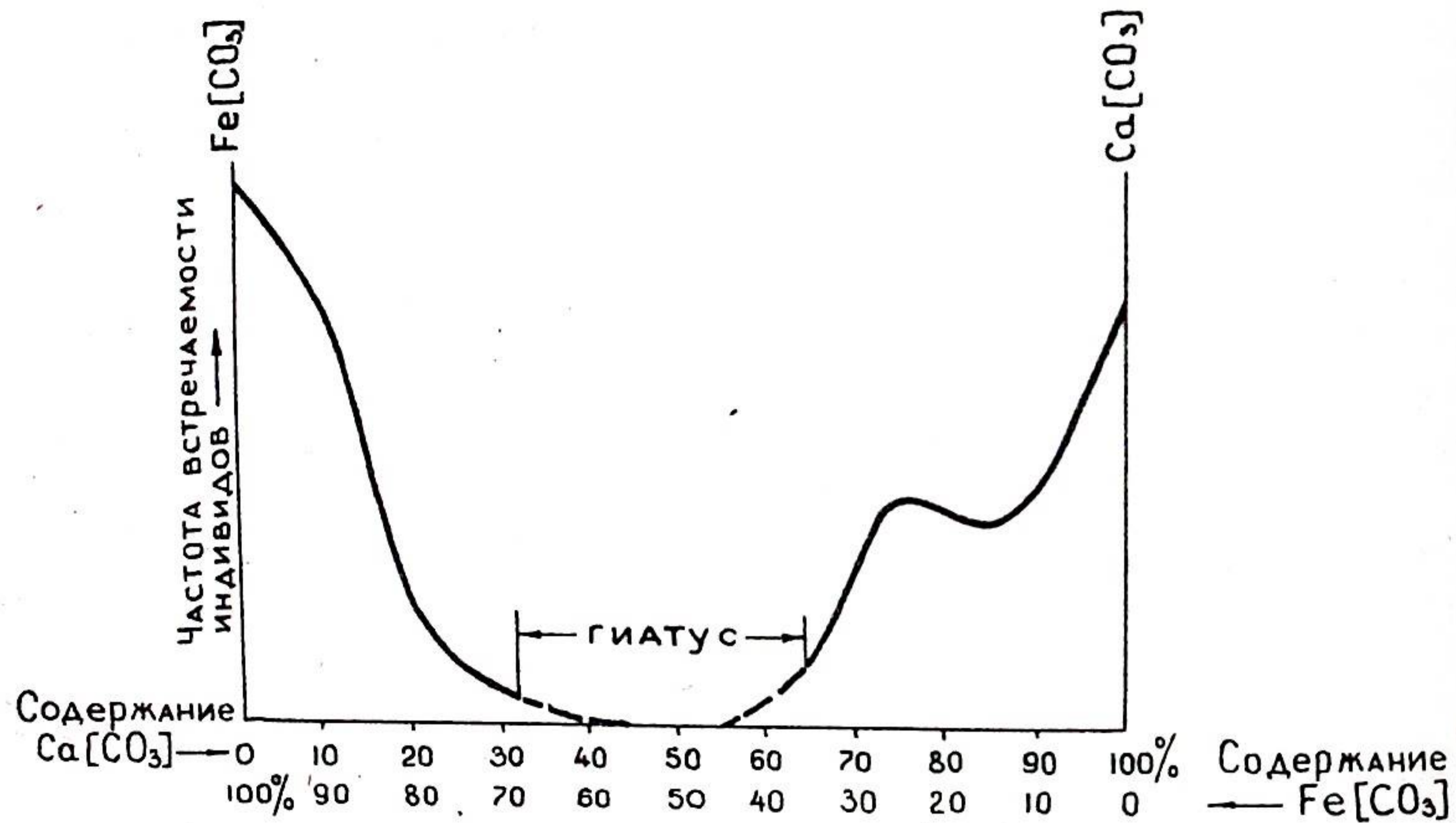


Рис. 3. Распределение индивидов в изоморфном ряду сидерит-кальцит с естественным разрывом смесимости.

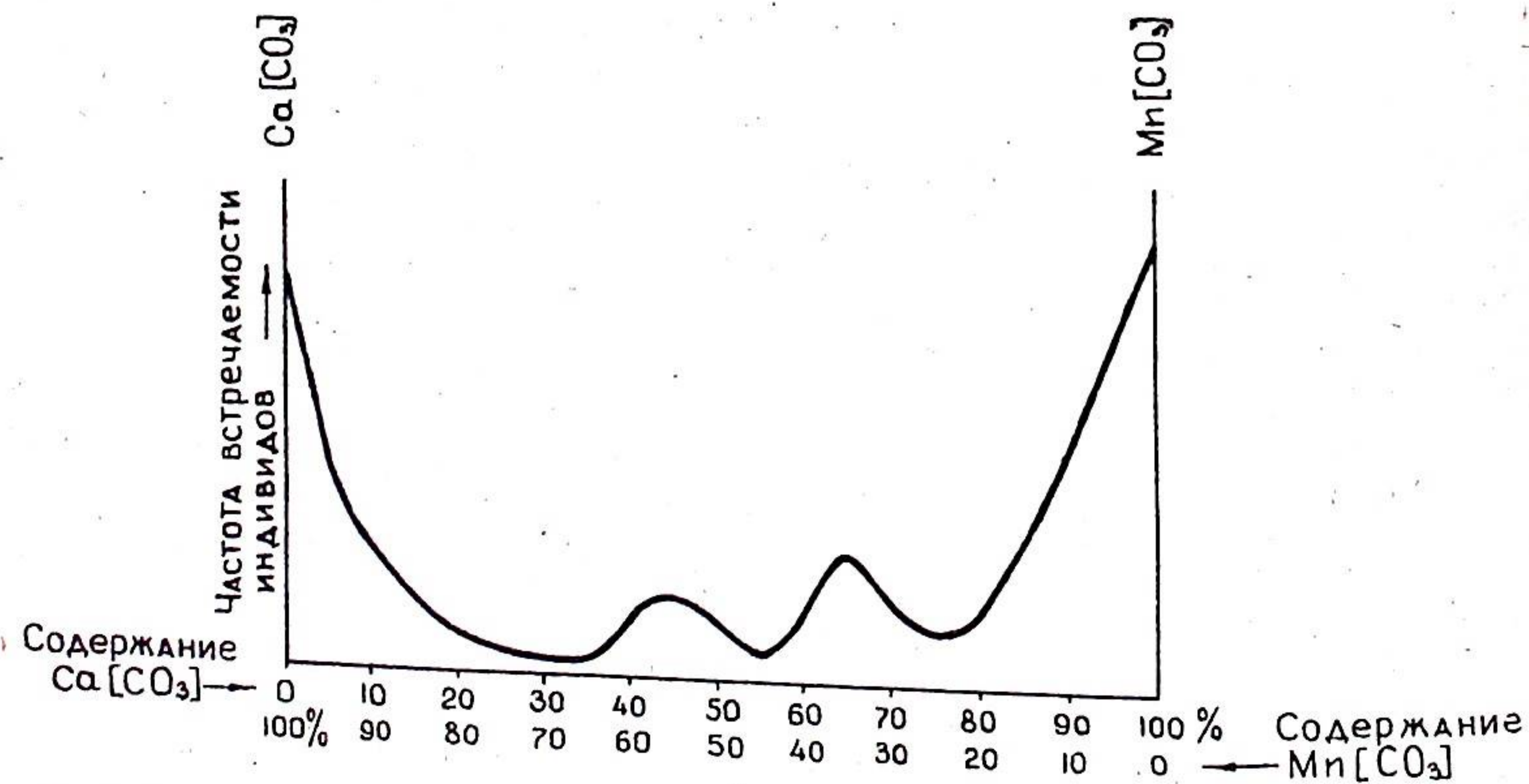
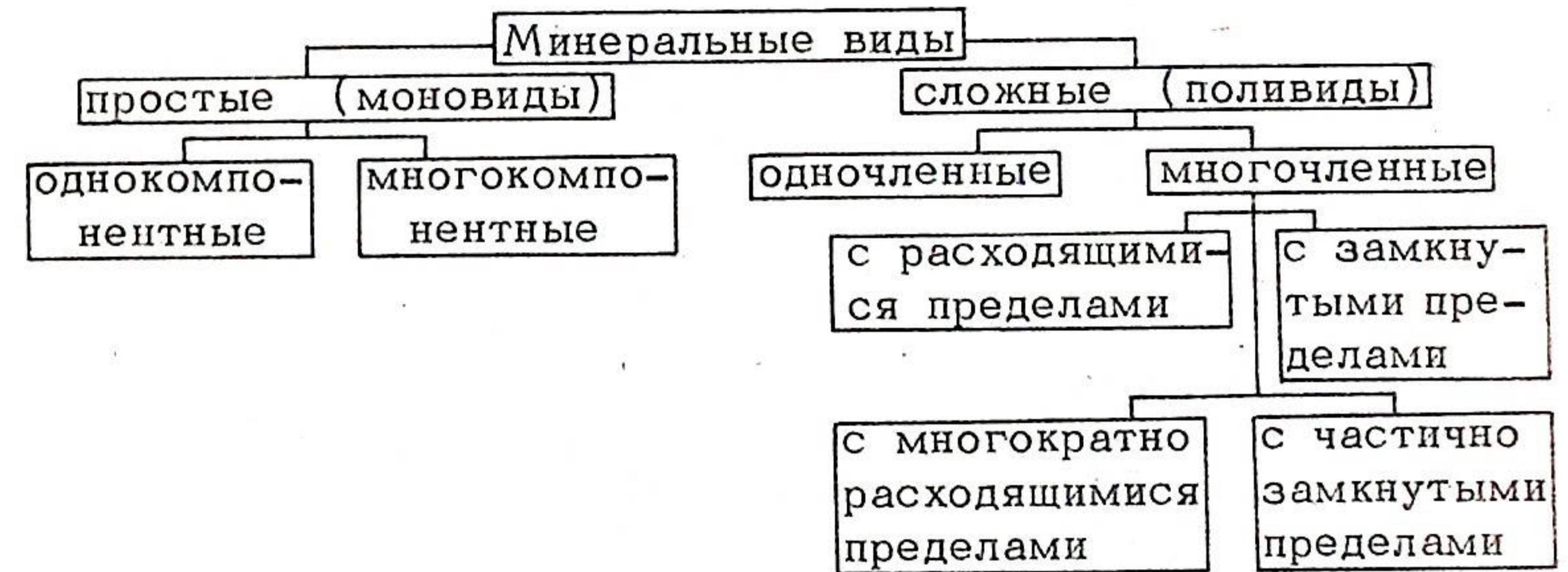


Рис. 4. Распределение индивидов в изоморфном ряду кальцит-родохрозит с непрерывной смесимостью

сификации видов на несколько категорий. Так Д.П.Григорьев (1961 б) различает минеральные виды: а) с замкнутыми пределами изменчивости и б) с расходящимися пределами изменчивости, а А.С.Поваренных (1966) – а) совершенно изоморфные и б) несовершенно изоморфные виды.

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



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

Представление об однокомпонентном простом виде дает ромбическая сера. Ее структура характеризуется пространственной группой $D_{2h}^{24} - Fddd$, а теоретический состав S_8 . В реальных индивидах, как правило, присутствуют селен, мышьяк и теллур. Но смесимость этих элементов с серой ограниченная: содержание селена в природных индивидах ромбической серы не превышает 5,18%, мышьяка – нескольких процентов, теллура – 0,17%. Все возможные связи с другими видами, следовательно, оборваны (рис. 5а). И если непрерывность ряда, например $S_8 - Se_8^1$, достигается экспериментально, то и в этом случае граница всегда проводится легко по структурному скачку – пространственная группа структуры индивидов, содержащих от 55 до 70 атомов % селена, перестраивается в $S_8^4 - P_2^{2/n}$, а содержащих

90-100 атомн.% селена - в $D_3^4 - P3_1 21$.

Многокомпонентные простые виды являются средними естественно ограниченными членами распавшейся бинарной системы. Часто они отличаются от крайних, изолированных

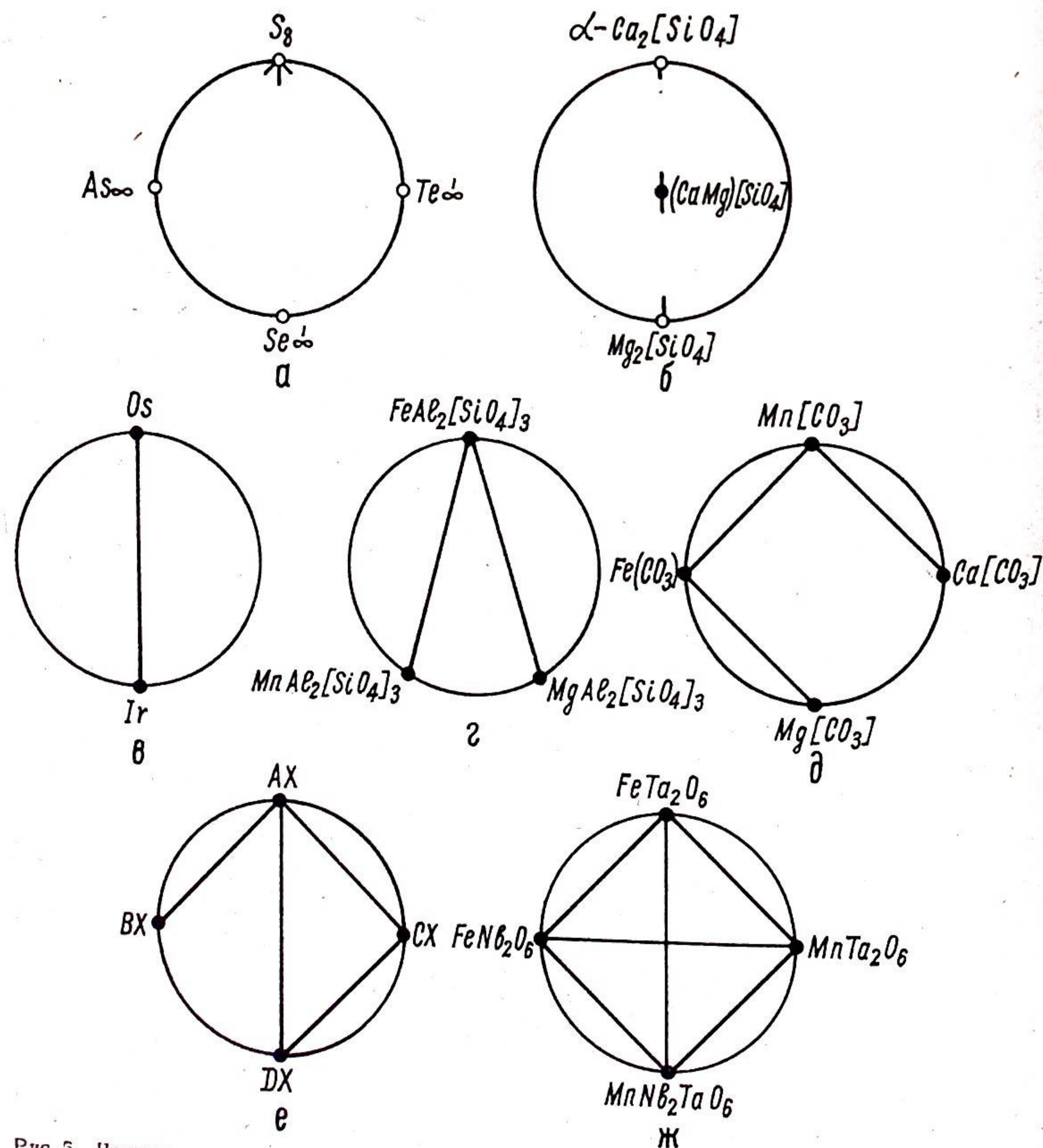


Рис. 5. Примеры различных категорий минеральных видов, иллюстрирующие их классификацию.

разрывами смесимости членов не только химическим составом, но и структурой, иногда же бывают изоструктурными. Примером могут служить селенотеллур, доломит, кутнагорит, монтичеллит. В случае с монтичеллитом изоструктурный ($D_{2h}^{16} - Pmcn$) ряд распадается на три естественных множества: кальциооливин $\alpha - Ca_2 [SiO_4]$, форстерит $Mg_2 [SiO_4]$ и монтичеллит $(CaMg) [SiO_4]$, каждое из которых является самостоятельным минеральным видом (рис. 5б).

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

Одночленный сложный минеральный вид характеризуется двухкомпонентной системой с неограниченной смесимостью [типа $A \leftrightarrow A_n B_m \leftrightarrow B$ или $AX \leftrightarrow (A_n B_m) X \leftrightarrow BX$ и т.п.]. Примером его может служить осмистый иридий, индивиды которого образуют непрерывный ряд от Os через $(Os_n Ir_m)$ с различными значениями m и n (рис. 5в). Структурная группа $D_{6h}^4 - P6_3/mmc$.

Многочленные сложные минеральные виды характеризуются тенденцией полного изоморфизма индивидов в двух или более направлениях, т.е. они представляют более, чем двухкомпонентные системы. В зависимости от направлений изоморфизма и характера сочленения элементарных двухкомпонентных систем выделяются виды с расходящимися пределами, с многократно расходящимися пределами, с частично замкнутыми пределами, с замкнутыми пределами. Примеры их приведены на рис. 5 г, д, е, ж. Заметим, что вид с расходящимися пределами может быть не только двучленный, как это показано на классическом примере пиральспита, но и трех-, четырехчленный и более сложный. Важно лишь, чтобы у всех членов один компонент был общим. Количество членов не ограничено и в других категориях многочисленных видов.

Приведенные на рис. 5 диаграммы показывают только реализуемые направления изменения состава индивидов. Каждый индивид может содержать различные количества всех возможных компонентов (рис. 6а, б).

В современной минералогии еще не оформилось определенно представление о форме, содержании и сущности ми-

нерального вида.

В большинстве предложенных определений минеральный вид трактуется как совокупность, т.е. сумма индивидов (Александрова, 1968). Эта суммативная тенденция в определении вида вряд ли оправдана. Ведь когда мы говорим о каком-то минеральном виде, мы не имеем в виду всю совокупность (суммы) составляющих его индивидов, а представляем себе модель, отражающую все характерные черты представителей этой совокупности и возможные пределы отклонений от модели. В то же время при конструировании модели вида мы не можем не рассматривать вид как сумму качественно определенных индивидов — только через нее можно прийти к выводу общих свойств, общих закономерностей, к определению пределов колебаний свойств различных индивидов одного и того же вида.

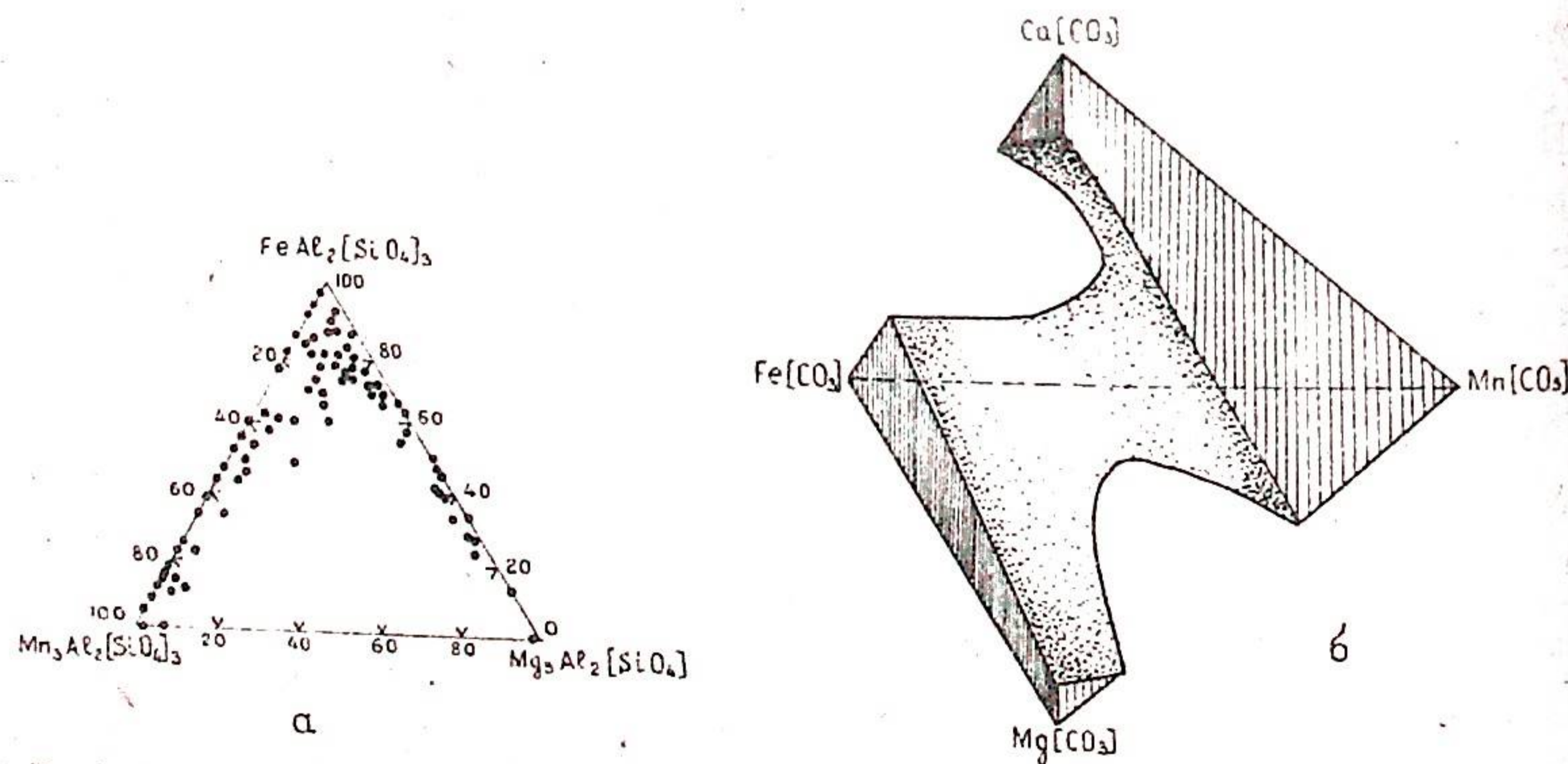


Рис. 6. Треугольная диаграмма состава пиральнита (а) по А.Н.Винчелу и Г.Винчелу (1951) и тетраэдрическая диаграмма состава $Mg[CO_3]-Fe[CO_3]-Ca[CO_3]-Mn[CO_3]$ по Павлишину и Сливко (1967).

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

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

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

Сущность вида определяется типом организации минеральной материи; минеральный вид в этом отношении можно рассматривать как определенный тип минеральных систем, отражающий определенную степень единства и однородности минеральных индивидов в наиболее существенных отношениях, достаточных для определения границ вида.

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

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

Подойти к разработке типа вида можно двумя путями. Во-первых, тип вида можно представить как совокупность статистически средних значений всех параметров, всех свойств составляющих его индивидов. Во-вторых, тип вида можно вывести теоретически на основании исследования сравнительно небольшого (но достаточного) числа индивидов, установив наиболее важные закономерности их структурной организации. Так статистически средний химический состав приводится к стехиометрическому, кристаллическая структура идеализируется с учетом наиболее устойчивых закономерностей, теоретически выводится структурный тип, соответствующий идеализированному стехиометрическому составу. Физические свойства типа либо выводятся с помощью физических законов из идеализированной конституционной схемы, либо определяются по эквивалентным синтезированным индивидам. Реальная кристаллографическая форма индивидов также идеализируется в правильную геометрическую, соответствующую структурной симметрии. Характеристика типа вида будет тем более полной строгой, чем глубже мы

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

Внутривидовые минералогические таксоны	Д.П.Григорьев (19616)	А.С.Поваренных (1962)	А.С.Поваренных (1966)
Минеральный подвид	-	-	Минеральный подвид - совокупность минеральных индивидов совершенно изоморфного вида, которая характеризуется преобладанием в своем составе одного из главных видообразующих элементов (соответствует разновидности 1-го порядка по Д.П.Григорьеву или разновидности А.С.Поваренных в представлении 1962 г.).
Минеральная разновидность	Химическая минеральная разновидность - совокупность минеральных индивидов одного вида, выделяющихся среди других индивидов того же вида по устойчиво повторяющемуся отличию химического состава (по значимости различий выделяются разновидности 1-го, 2-го и т.д. порядков). Структурная минеральная разновидность - совокупность минеральных индивидов одного вида, выделяющихся среди других индивидов того же вида по устойчиво повторяющемуся варианту структуры (энантиоморфные индивиды, поли типы).	Химическая минеральная разновидность - это совокупность минеральных индивидов изоморфного вида, которая отличается преобладанием в своем составе одного из главных минералообразующих (видообразующих) элементов (соответствует разновидности 1-го порядка по Д.П.Григорьеву).	Химическая минеральная разновидность - это совокупность минеральных индивидов как совершенно, так и несовершенно изоморфного вида, которая характеризуется наличием в своем составе, кроме главного минералообразующего элемента, существенного количества другого изоморфного элемента (или отвечает значительной области состава совершенно изоморфного вида). Структурная минеральная разновидность - это совокупность минеральных индивидов данного вида, существенно отличающаяся по структуре от остальных индивидов в результате иного порядка чередования (периода повторяемости) слоев атомов или атомных полиэдров (политипы).
Минеральная разность	Минеральная разность - совокупность минеральных индивидов, отличающихся от других индивидов того же вида или разновидности по морфологическим признакам (по важности различий выделяются разновидности 1-го, 2-го и т.д. порядков).	Химическая минеральная разность - это совокупность минеральных индивидов, химический состав которых отвечает лишь незначительной области состава изоморфного вида или отличается от него и любого другого вида некоторым содержанием других элементов (соответствует разновидностям 2-го и более низких порядков по Д.П.Григорьеву).	Химическая минеральная разность - это совокупность минеральных индивидов как совершенно, так и несовершенно изоморфного вида, которая характеризуется наличием в своем составе, помимо главного минералообразующего элемента, незначительного содержания (1-2%) другого изоморфного элемента или отвечает номеру (1%) в ряду совершенно изоморфного вида. Структурная минеральная разность - это совокупность минеральных индивидов данного вида, незначительно отличающихся по структуре от остальных индивидов в результате противоположного винтового расположения атомов (энантиоморфные индивиды).

знаем физические и химические законы кристаллического состояния вещества, чем совершеннее наша минералогическая теория.

Системы внутривидовых минералогических таксонов. Каждый минеральный вид в какой-то степени дифференцирован, что определяет необходимость введения системы внутривидовых таксонов моделей реальных минеральных систем с более высокой степенью подобия, но более узкими границами охвата, чем минеральные виды.

Д.П.Григорьев (19616) и вслед за ним А.С.Поваренных (1962, 1966) пытались разработать строгую, научно обоснованную систему внутривидовых таксонов. В своих разработках они использовали в качестве ведущих одни и те же признаки внутривидовых различий - состав и структуру, но принцип определения границ внутривидовых таксонов разный.

Д.П.Григорьев (19616) внутривидовые таксоны рассматривает как "... естественно намеченные по частоте встречаемости группировки индивидов ..." (стр.434). А.С.Поваренных (1962) использует математический способ, отмечая, что "... нет нужды при выделении разновидностей настаивать на сохранении естественных границ видов с совершенным изоморфизмом элементов. Граница между разновидностями здесь должна намечаться условно по середине ряда непрерывного изменения химического состава" (стр. 496).

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

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

Минеральный полувид (*mineral subspecies*) - континуум минеральных индивидов, выделяющихся внутри их естественного множества [минерального вида] как конечный вид с непрерывным изменением химического состава

кристаллической структуры индивидов между крайними членами, являющимися элементарными компонентами совершенно изоморфной двухкомпонентной системы.

Минеральные полувида могут быть выделены только в сложных минеральных видах; каждый полувид соответствует одному члену сложного вида, т.е. одному совершенно изоморфному ряду (рис. 7).

Например, уже упоминавшийся нами вид "магнезит-сидерит-родохрозит-кальцит" состоит из трех полувидов: "магнезит-сидерит", "сидерит-родохрозит" и "родохрозит-кальцит". Ти-

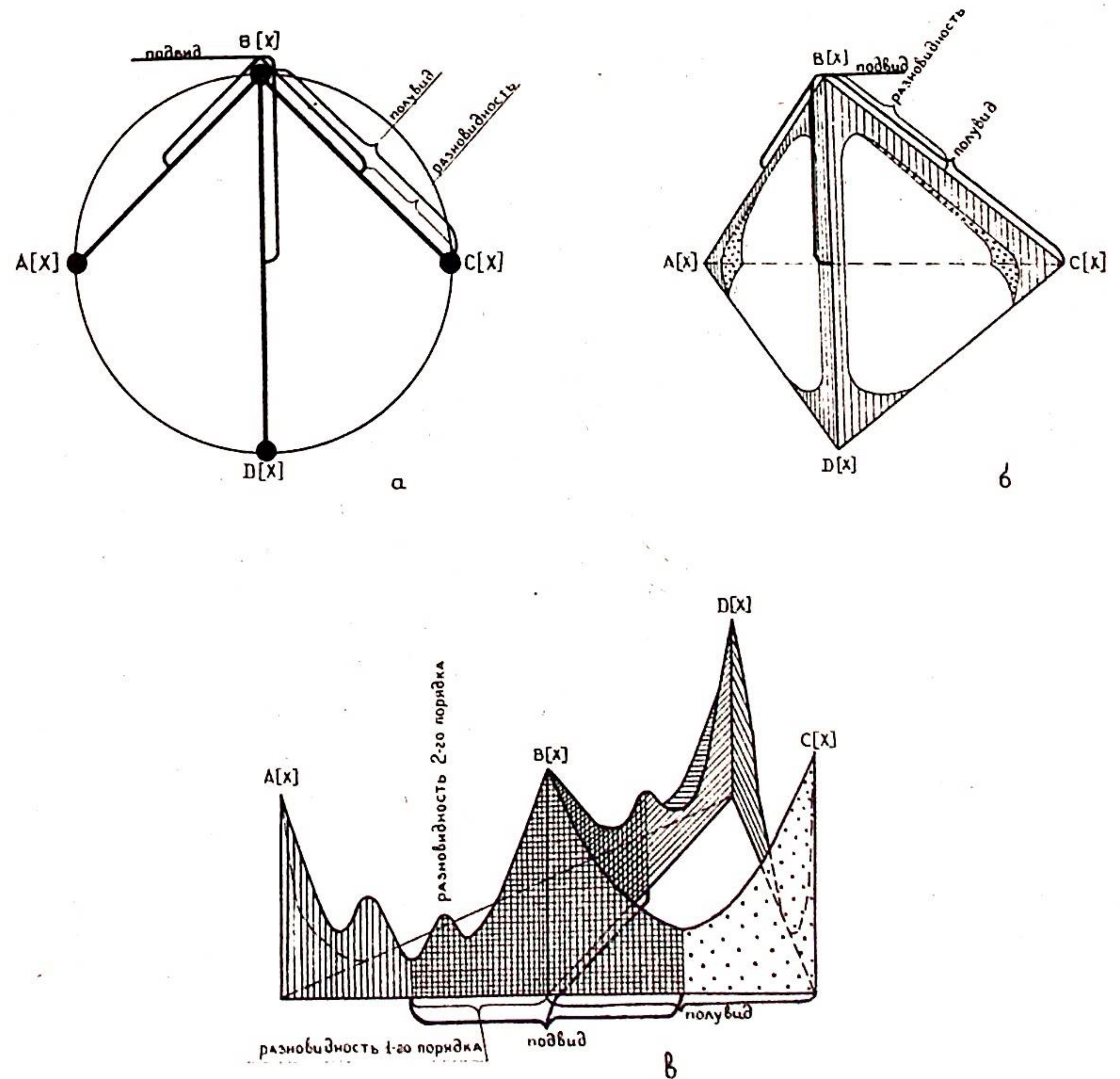


Рис. 7. Внутренние таксоны сложного минерального вида, а - круговая диаграмма вида; б - тетраэдрическая диаграмма; в - кривые распределения частот встречаемости индивидов (разной штриховкой выделены отдельные подвиды).

пом полувида является динамическая модель бинарной системы типа А $[X] \rightleftharpoons B [X]$ или статическая типа (А,В) $[X]$.

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

Минеральные подвиды характеризуются векториальным изменением химического состава и структуры во всех возможных направлениях от стехиометрического типа до естественных пределов (в направлении не совершенно изоморфных рядов) или до середины совершенно изоморфных рядов (рис.7). В том же виде "магнетит-сидерит-родохрозит-кальцит" выделяется четыре подвида: магнетит, сидерит, родохрозит и кальцит. Типом подвида является стехиометрический тип данного континуума минеральных индивидов, т.е. конечные члены совершенно изоморфных рядов. Объем подвида эквивалентен объему простого вида, а сложный минеральный вид можно представить как связанную систему простых видов, в которой последние приобретают ранг подвидов. Наше понятие минерального подвида соответствует понятию подвида А.С.Поваренных (1966) или минеральной разновидности 1-го порядка Д.П.Григорьева (1961б).

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

Минеральная разновидность, также как и подвид, характеризуется векториальным изменением химического состава, но не во всех возможных, а только в каком-то одном определенном направлении (рис.8). Так в подтипе магнетита можно выделить разновидности сидерит – Са¹⁾, сидерит – Mg, сидерит – Zn, сидерит – Mn, которые характеризуются присутствием в составе индивидов соответственно кальция, магния, цинка, марганца, но в пределах, не превышающих молекулярного количества железа, и соответствующим изменением структурных параметров. Если присутствует несколько

1) Точка над индексом (–Са[•]) означает, что изоморфизм в этом направлении ограничен; отсутствие точки указывает на совершенный изоморфизм.

ко примесных компонентов, то название разновидности дается по преобладающему компоненту, и только при равном их количестве оба компонента выносятся в название разновидности, например, сидерит – Mn, Mg. Так, в простом виде А (рис.8) выделяются три разновидности (для двух из них составы лежат внутри треугольников Ба0 и Бб0, для третьей – на прямой Б0). В сложном виде А–В, соответственно, выделяется шесть разновидностей: в треугольниках ВБ0, Вв0, Аа0, Ав0 и на биссектрисах В0 и А0. Во втором случае они объединяются в два подвида, составы которых изменяются в пределах 0бВв и 0вАа.

В некоторых сложных минеральных видах кривые распределения индивидов совершенно и несовременно изоморфных рядов имеют дополнительные четкие максимумы, отражающие устойчивые природные группировки индивидов определенного состава и структуры (например, рис. 3, 4). Эти группировки целесообразно выделять в виде разновидностей второго порядка, указывая при индексе примесного элемента количественные пределы его содержания в виде формульных коэффициентов. Выделение разновидностей второго порядка способствует познанию закономерностей минералообразования.

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

Предложенные Д.П.Григорьевым и А.С.Поваренных системы внутривидовых таксонов включают и чисто структур-

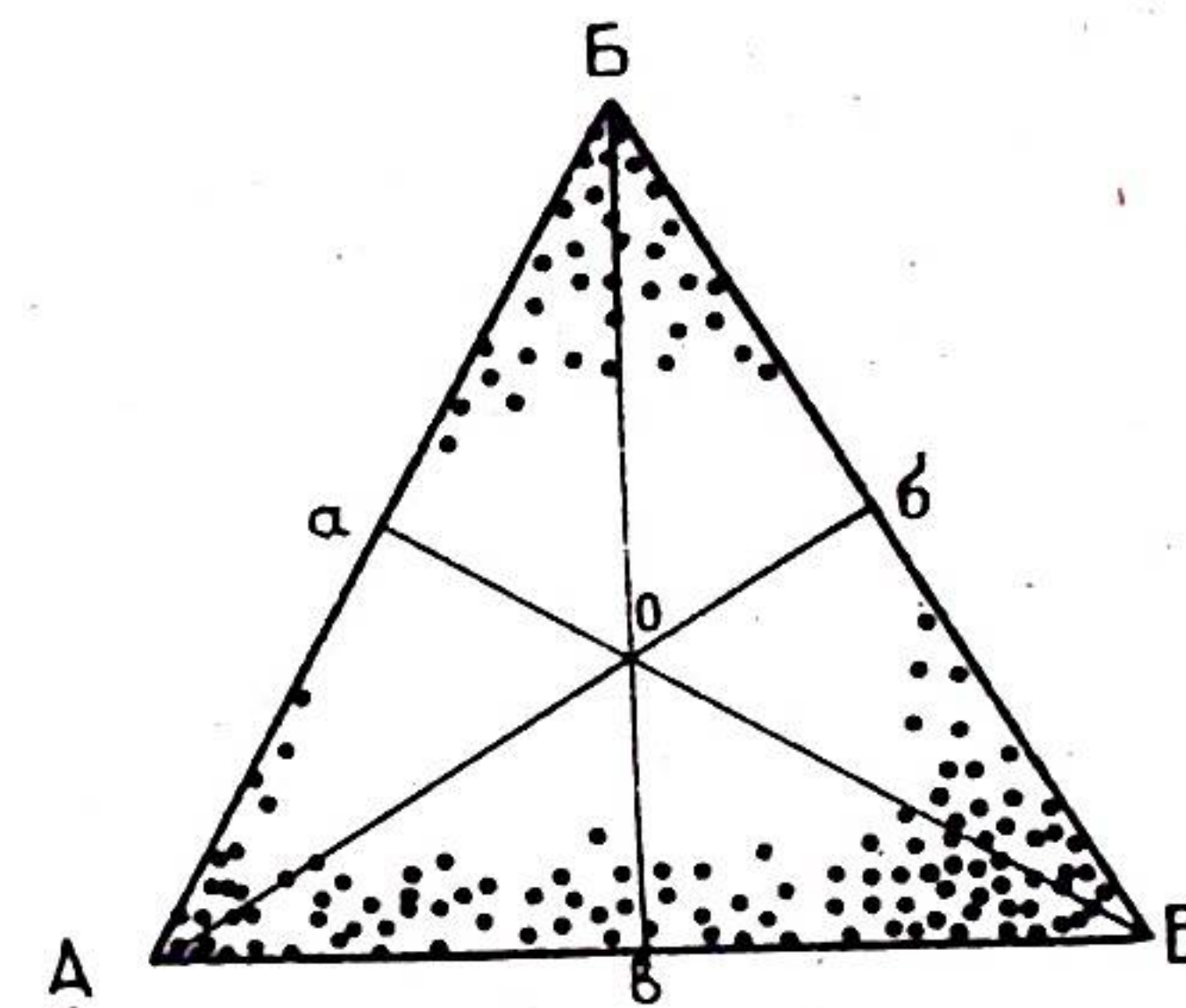


Рис. 8. Минеральные разновидности простого (Б) и сложного (АВ) видов (пояснения в тексте)

ные категории, например, политипные и энантиоморфные модификации. Д.П.Григорьевым (1961б) эти категории выводятся в ранг структурных разновидностей, а А.С.Поваренных (1966) политипные модификации рассматриваются как структурные разновидности, а энантиоморфные – как структурные различия.

Мы считаем, что до накопления представительных данных по политипии минералов политипные, так же как и энантиоморфные модификации, не следует приравнивать к какому-либо рангу внутривидовых таксонов, так как такое приравнивание было бы полностью искусственным¹⁾. Нет достаточных оснований и для выделения их в самостоятельные виды с собственными названиями. Эти модификации пока следует считать структурными вариантами одного вида с операциональным смыслом этого термина.

Минералогические таксоны высших порядков. В выделении надвидовых минералогических таксонов, в основу которых положен конституционный принцип, значительно больше единодушия и ясности, чем во внутривидовых определениях. Различия заключаются в некоторых особенностях классификационного подхода различных авторов и в подробности надвидовых рангов. Наиболее подробной и обоснованной, пожалуй, является последняя система А.С.Поваренных (1966).

Эта в общем-то удачная система нам представляется только излишне, что затрудняет пользование ею. Совершенно безболезненно может быть исключена система типа, так как разделение минерального мира на гомоатомные и близкие к ним соединения, сульфиды и аналогичные им соединения, кислородные соединения и галлоидные соединения не приносит особой пользы ни классификационным, ни диагностическим целям. Более конкретные классы содержат в себе всю необходимую информацию, и они достаточно компактны (немного больше двух десятков), чтобы быть высшими минералогическими таксонами. Также безболезненно можно исключить и группу, возведя в ранг последней содержание подгруппы.

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

¹⁾ Мы пока не можем даже показать, как отличаются химический состав и свойства различных политипов и знаем только отдельные стороны этих отличий.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей статье мы попытались разработать общее и по возможности строгое понятие о минерале, минеральном уровне организации материи, о минеральном индивиде, минеральном виде, внутривидовых и надвидовых таксономических системах минералогии, которые дают представление об объектах этой науки. Проведенный анализ вскрывает целый комплекс проблем, требующих детального изучения. Особенно это относится к таксономическим системам.

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

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

ЛИТЕРАТУРА

- Александрова З.А. 1968. Словарь синонимов русского языка. Изд. "Сов. энциклопедия", М.
Бетехтин А.Г. 1950. Курс минералогии. Госгеолтехиздат, М.
Болдырев А.К. 1926. Курс описательной минералогии. Вып. 1, ОНТИ, М. – Л.
Вазбуцкий Г.А. 1962. Что такое субиндивиды? Зап. Всесоюз. минер. общ., ч.84, вып.2.
Вернадский В.И. 1908. Минералогия. Вып. 1, СПб.

Вернадский В.И. 1923. История минералов земной коры. Т. 1, вып. 1, НХТИ, М-Л.

Воронин Ю.А., Б.К.Алабин, С.В.Гольдин и др. 1967. Геология и математика. Изд. "Наука", Новосибирск.

Годиовский М.Н. 1937. Уточнение понятия о минерале. Зап. Всесоюзн. минер. общ., ч. 66, вып. 1.

Григорьев Д.П. 1956. Развитие представлений об объектах минералогии и понятие о минералах по А.К.Болдыреву. Зап. Всесоюзн. минер. общ., ч. 85, вып. 4.

Григорьев Д.П. 1961 а. Онтогенез минералов. Изд. Львовского гос. унив., Львов.

Григорьев Д.П. 1961 б. Что такое минерал? Зап. Всесоюзн. минер. общ., ч. 90, вып. 1.

Григорьев Д.П. 1962 а. Основы конституции минералов. Госгеолтехиздат, М. (Второе дополненное издание выпущено изд. "Недра" в 1966 г.).

Григорьев Д.П. 1962 б. Космическая минералогия - новая ветвь науки. Вестник АН СССР, № 4.

Дымков Ю.М. 1966. Минеральные индивиды и минеральные агрегаты. В сб.: Генезис минеральных индивидов и агрегатов (онтогенез минералов). Изд. "Наука", М.

Жабин А.Г. 1970. Границы зерен в агрегатах. В сб.: Онтогенетические методы изучения минералов. Изд. "Наука", М.

Завадский К.М. 1968. Вид и видообразование. Изд. "Наука".

Замятченский П.А. 1906. Учебник минералогии. Вып. 1 (общая часть), СПб.

Кардашев Ц. 1967. Структурные уровни и определение некоторых категорий, связанных с развитием. В кн.: Структурные уровни биосистем. Изд. "Наука", М.

Лазаренко Е.К. 1963. Основы генетической минералогии. Изд. Львовск. гос. унив., Львов.

Лазаренко Е.К. 1967. Успехи минералогии в СССР за 50 лет Советской власти. Зап. Всесоюзн. минер. общ., ч. 96, вып. 5.

Миловский А.В. 1958. Минералогия и петрография. Госгеолтехиздат, М.

Миропольский Л.М. 1957. О некоторых фундаментальных вопросах минералогии. Изв. Казанского филиала АН СССР, сер. геологич. наук, № 6.

Овчинников Н.В. 1967. Категория структуры в науках о природе. В сб.: Структура и формы материи. Изд. "Наука", М.

Павлишин В.И. и М.М.Сливко. 1967. Некоторые вопросы

конституции тригональных карбонатов. Минер. сб. Львовск. гос. унив., № 21, вып. 3.

Поваренных А.С. 1954. К развитию определения понятия минерала. Геология и минералогия, вып. 1.

Поваренных А.С. 1961. Современные представления о минеральном виде. Сб. научн. тр. Криворожского горно-рудн. ин-та, вып. 8.

Поваренных А.С. 1962. Что такое минерал? Зап. Всесоюзн. минер. общ., ч. 91, вып. 4.

Поваренных А.С. 1966. Кристаллохимическая классификация минеральных видов. Изд. "Наукова думка", Киев.

Поваренных А.С. 1968. О существовании двух направлений в минералогической номенклатуре и необходимости ее перестройки на научной основе. Зап. Всесоюзн. минер. общ., ч. 97, вып. 6.

Смирнов Е.С. 1969. Таксономический анализ. Изд. МГУ, М.

Смолянинов Н.А. 1948. Практическое руководство по минералогии. Изд. МГУ, М.

Смолянинов Н.А. 1955. Пособие к самостоятельным занятиям студентов по минералогии. Изд. МГУ, М.

Соболев В.С. 1947. Понятие "вида" в минералогии. Минер. сб. Львовск. геол. общ., № 1.

Татарский В.Б. 1968. О введении рациональных названий минералов. Зап. Всесоюзн. минер. общ., ч. 97, вып. 6.

Уклонский А.С. 1940. Минералогия. Ростоптехиздат, М.

Уклонский А.С. 1946. Новое определение понятия "минерал". В сб.: Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. Изд. АН СССР, М.

Усачев А.А. 1956. Породообразующие минералы и горные породы. Горький.

Успенский Н.М. 1936. Курс минералогии. ОНТИ, М.-Л.

Шафрановский И.И. 1957. Кристаллы минералов. Плоско-гранные формы. Изд. ЛГУ, Л.

Шафрановский И.И. 1961. Кристаллы минералов. Криво-гранные, скелетные и зернистые формы. Госгеолтехиздат, М.

Brown H. Ch. 1926. *The materialist's view on the concept of levels.* Journ. of Philosophy, v. 23, № 5.

Haüy R.J. 1801. *Traité de Minéralogie.* Paris.

Linnay C. 1770. *Sistem naturae.* Stockholm.

Niggli P. 1924. *Lehrbuch der Mineralogie.*

Niggli P. 1949. *Probleme der Naturwissenschaften.* Basel.

Orszel У. 1969. *Essai sur le concept d'espece et les classi-*

fications en minéralogie et pétrographie. Aperçu historique et philosophique. Rev. roumaine. géol., geophys. et géogr., ser. géol., v. 10, № 13.

Sellars R.W. 1919. An approach the mind-body problems. Philos. Rev., v. 27, № 1.

Winchell A.N., H. Winchell. 1951. Elements of optical mineralogy. New-York.

Brown H.Ch. 1917. Structural levels in scientist's world. Journ. of Philosophy, v. 7.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О РАСТВОРЕНИИ И
РЕГЕНЕРАЦИИ КРИСТАЛЛОВ ПРИРОДНОГО КВАРЦА

В.В.Буканов

Формы роста и растворения минералов имеют большое значение для расшифровки условий кристаллогенезиса. Обычно они рассматриваются как следствие проявления антагонистических стадий процесса минералообразования в качестве конечных форм эволюции габитуса кристаллов. Вместе с тем высказывались предположения о возможности чередования явлений роста и растворения минералов в процессе их роста (Шафрановский, 1943). Г.Г.Леммлейном (1951) отмечен такой случай для кварца. И.И.Шафрановским и Д.П.Григорьевым (1953) дана систематика возможных сочетаний подобных явлений в кристаллах. Однако, для кварца детального описания результатов такого рода процессов до сих пор не имеется.

Поводом для написания настоящей статьи послужило исследование эффектно выраженных форм растворения кристаллов цитрина, выявленных при изучении их внутреннего строения. Такие кристаллы были встречены в хрусталиковых жилах одного из месторождений Приполярного Урала. Габитус их тригонально-призматический с явно выраженной тенденцией к обелисковидности за счет развития острейших ромбоэдров. Других дополнительных граней почти не встречается. Столбчатый облик обусловлен преобладанием, в среднем, в семь раз относительной линейной скорости роста в направлении граней основных ромбоэдров над скоростью роста грани гексагональной призмы $\{1010\}$. Средний размер кристаллов по удлинению 10-15 см, в отдельных случаях больше. Окраска их варьирует от бесцветной и бледно-цитриновой до густо-цитриновой с участками дымчатой. Распределение окраски в кристаллах зонально-секториальное с приуроченностью цитриновой преимущественно к пирамидам нарастания основных ромбоэдров. Но иногда она появляется

и в пирамидах роста граней призмы, в случае зарастания этих пирамид наиболее тупыми формами (комбинации острейших ромбоэдров). Дымчатая окраска наблюдается как по зонам роста основных ромбоэдров, так и в пирамидах нарастания призмы. В последнем случае плотность ее под гранями $\{01\bar{1}1\}$ выше, чем под гранями $\{10\bar{1}1\}$.

При гамма-облучении кристаллов цитрина на кобальтовой установке интегральной дозой 10 Мрад отмечается общее увеличение плотности окраски, в основном за счет усиления интенсивности зон дымчатой окраски. Бесцветные кристаллы из тех же жил приобретают при этом также дымчато-цитриновую окраску. Благодаря ее зонально-секториальному распределению хорошо проявляются контуры растворившихся и залеченных в процессе роста участков кристалла (рис.1). Акты растворения были неоднократными, и наибольшей интенсивности этот процесс достигал на конечной стадии роста кристаллов. Растворение их обычно начиналось с вершины и прогрессируя захватывало пояс граней призмы (рис.1а, б). Притупление вершины в начале растворения развивалось при продолжении этого процесса в одну или несколько воронок вдоль оси третьего порядка за счет растворения пирамид роста граней положительного и отрицательного ромбоэдров. При этом последняя характеризуется большей скоростью растворения (рис.1в, г). Отношение скорости растворения пирамид роста граней основных ромбоэдров и пирамид нарастания призмы широко варьирует, достигая в отдельных случаях 2:1 (рис.1б).

Положительными формами поверхности растворения кристаллов кварца являются так называемые конуса растворения, описанные И.И.Шафрановским (1951). По его данным поверхность конусов, совпадающих с тройной осью, образована в основном комбинационными формами $\{11\bar{2}2\}$, $\{21\bar{3}3\}$ и $\{31\bar{4}4\}$. Угол конуса растворения — 84°. Аналогичный характер поверхности имеют конуса растворения, совпадающие с осью второго порядка. Иногда на них ясно различаются грани ромбоэдров $\{40\bar{4}3\}$, $\{60\bar{6}5\}$, дипирамиды $\{11\bar{2}2\}$, близкого к ней трапецоэдра $\{31\bar{4}4\}$ и призмы $\{41\bar{5}0\}$ (Шафрановский, 1961). Эти конуса, как отмечал И.И.Шафрановский, появляются у кварца только на ребрах с выходами положительных концов осей второго порядка. Следует дополнить, что в особенностях растворения этих ребер находит отражение энантиоморфизм кварца (рис.3б), а преимущественное растворение ребер у горизонтально выросших кристаллов на-

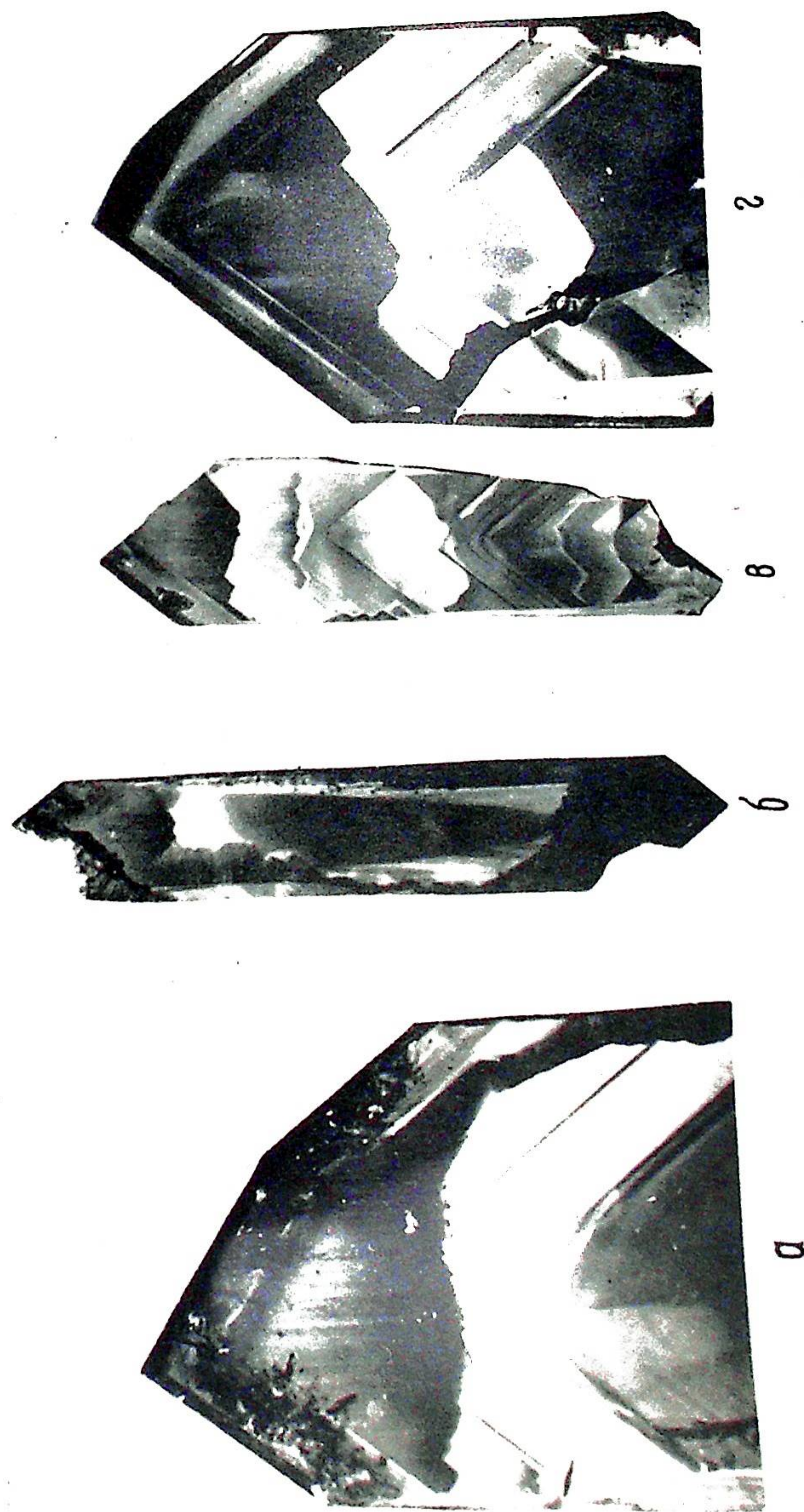


Рис. 1. Кристаллы цитрина, подвергавшиеся неоднократному растворению в процессе роста. Срезы II L_g. Увел. 2.

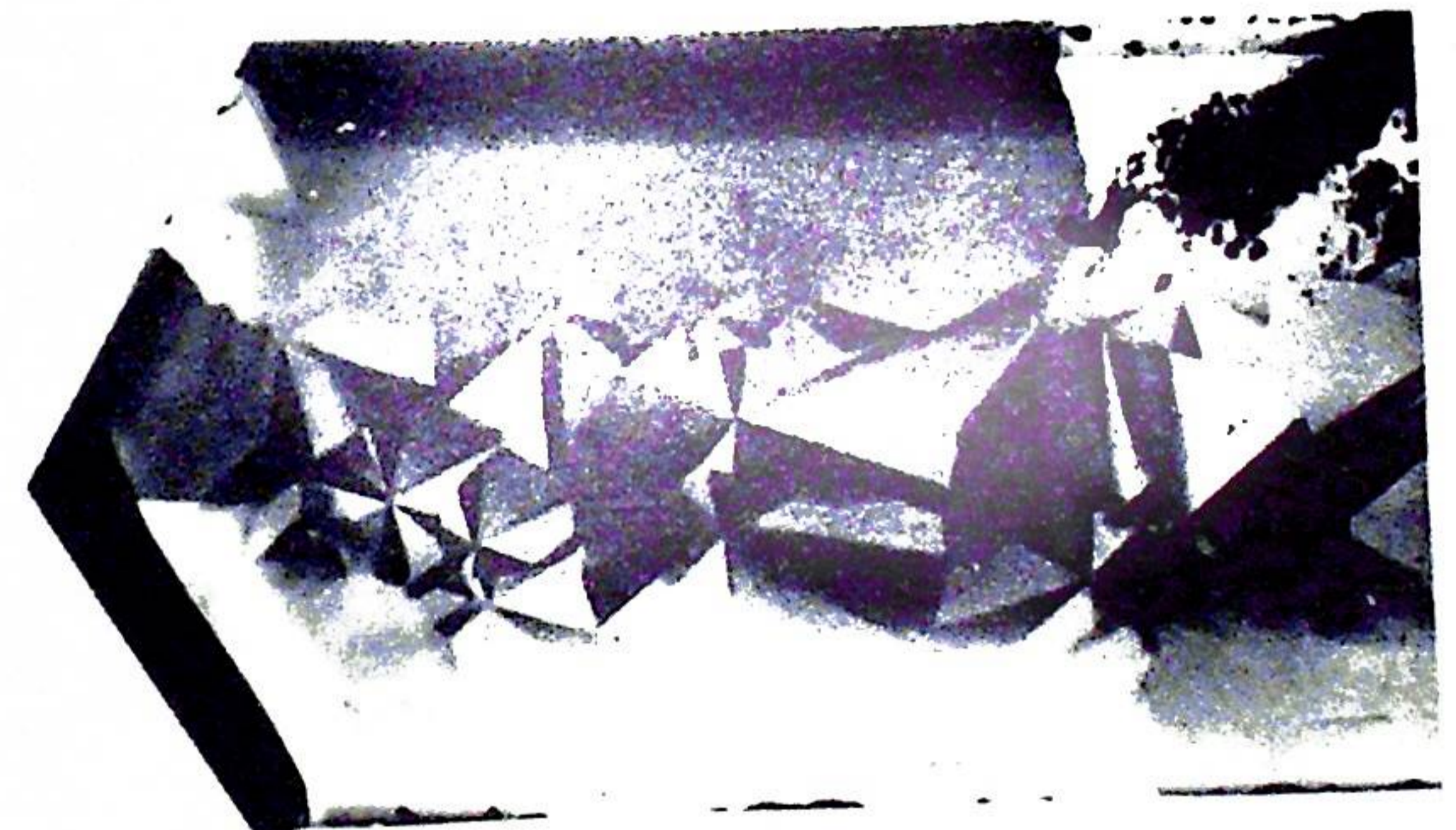
a

2

1



1



б

2



+

Рис. 2. Конуса регенерации и их строение в кристалле левого кварца. а - срез $\parallel L_3$, грань $\{1010\}$; б - последовательные срезы 1, 2 $\perp L_3$. Увел. 2.

блюдается со стороны, обращенной вниз во время роста кристалла. Установлено также, что растворению подвержены и отрицательные ребра, в результате притупления которых появляются грани тригональной призмы.

Регенерация растворенных участков кристалла происходила без прироста граней, не затронутых растворением. Зарождение субиндивидов роста при этом приурочено к углублениям между конусами растворения, количество которых по существу и определяло число центров роста. Форма растущих субиндивидов в начальную стадию была псевдодипирамидальной благодаря зарастанию пространства между конусами растворения, гранями тригональной пирамиды (рис. 2). Такие субиндивиды могут быть названы соответственно "конусами регенерации". Сечение их в идеальном случае округлое, при совместном росте - неправильное (рис. 3б). Залечивание растворенного объема кристалла происходило путем многоглавого роста конусов регенерации без геометрического отбора. Конечная поверхность фронта их роста определялась положением граней, от которых начиналось растворение кристалла (рис. 1в, г). По достижении этой поверхности рост кристалла продолжался всеми его гранями.

Многоглавый рост конусов регенерации в залеченной части кристалла образует агрегат, подобный параллельношестоватому у кристаллов кварца, испытавших деформацию с последующим залечиванием (Григорьев, Матвеева, 1965). При этом участки, сложенные агрегатом конусов регенерации, в монокристаллах цитрина по степени своей однородности не выделяются.

Внутреннее строение отдельных конусов регенерации удается наблюдать благодаря различию в окраске слагающих их граней, представленных ромбоэдрами $\{h\bar{o}h\bar{e}\}$, $\{oh\bar{h}e\}$ и дипирамидами $\{hh\bar{2}h\bar{e}\}$, $\{2hh\bar{h}e\}$ (рис. 3). Конуса на вершине кристалла часто имеют полный набор граней, расположение которых подчиняется оси симметрии третьего порядка (рис. 3б). Весьма характерно то, что ромбоэдр $\{h\bar{o}h\bar{e}\}$ обычно слабо развит или отсутствует. Конуса регенерации на положительных ребрах между гранями призмы, как правило, имеют не полный набор граней, расположение которых подчиняется оси симметрии второго порядка (рис. 3в).

Судя по углу между осью третьего или, что то же самое, осью второго порядка, с нормалью к граням, образующим конуса регенерации, на вершине кристалла эти грани представлены тупыми ромбоэдрами, приближающимися к

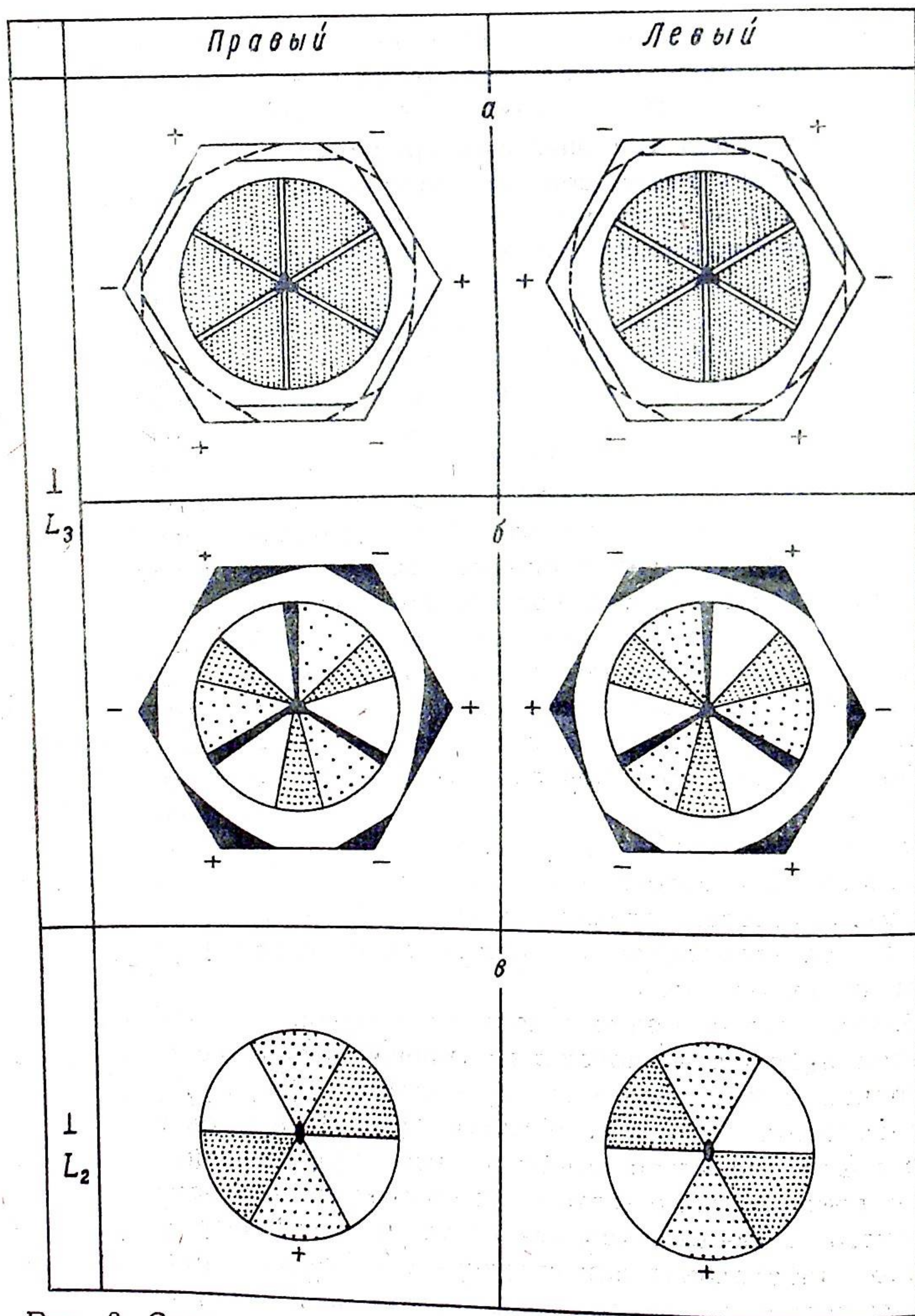


Рис. 3. Схема распределения окраски в конусах регенерации у кристаллов левого и правого кварца. а, б – строение конусов на вершине кристалла в начальную (а) и конечную (б) стадии регенерации; в – строение конусов на положительном ребре между гранями призмы.

$\{10\bar{1}2\}$, и дипирамидами типа $\{11\bar{2}2\}$. У конусов на ребрах призмы (при наличии тех же дипирамид) появляются наряду с тупыми и более острые ромбоэдры типа $\{40\bar{4}3\}$ и $\{60\bar{6}5\}$ (рис.1). В начальной стадии роста конуса регенерации, совпадающие с осью третьего порядка, были образованы двумя дипирамидами с одинаковой дымчатой окраской граней, а ребра между этими гранями не имели окраски (рис.3а). При последующем росте конусов появлялись грани ромбоэдров с преимущественной концентрацией у них дымчатой окраски. У конусов регенерации на положительных ребрах призмы грани ромбоэдра имеют промежуточную плотность окраски, тогда как крайние ее значения характерны для граней двух дипирамид (рис.3в).

Таким образом, залечивание растворившихся кристаллов кварца происходит многоглавым ростом конусов регенерации до восстановления первоначального габитуса. Признаки растворения кварца в процессе роста удалось наблюдать после гамма-облучения кристаллов и на других месторождениях Приполярного Урала, а также на кристаллах из хрусталеносных жил Памира и Казахстана и из пегматитов Вольни. Во всех этих случаях цикл растворения начинался с зон дымчатой окраски, а в процессе регенерации окраска сменялась от бесцветной к дымчатой до цитриновой. Так как цитриновая окраска является индикатором щелочности среды минералообразования, то акты растворения были, по-видимому, связаны с резким повышением щелочности растворов, а последовательная смена окраски на участках регенерации и реконструкция первичного габитуса кристаллов указывает на восстановление исходных условий кристаллизации.

ЛИТЕРАТУРА

- Григорьев Д.П., Матвеева И.Н. 1965. Формирование изогнутого параллельно-шестоватого кварца при деформации кристаллов путем образования и залечивания трещин. Минерал. сб. Львовск. гос. унив., № 19, вып.2.
- Леммлейн Г.Г. 1951. Распределение окраски кристаллов кварца. Тр. Ин-та кристаллографии, вып.6.
- Шафрановский И.И. 1943. К вопросу о растворении и регенерации кристаллов алмаза и кварца. Зап. Всесоюзн. минер. общ., ч. 72, вып. 1.
- Шафрановский И.И. 1951. Конусовидные поверхности на кристаллах минералов. Минер. сб. Львовск. геол. общ., № 5.

Шафрановский И.И., Григорьев Д.И. 1953. К вопросу об отличительных признаках округлых форм растворения кристаллов. Минер. сб. Львовск. геол. общ., № 7.

Шафрановский И.И. 1961. Кристаллы минералов. Криво-гранные, скелетные и зернистые формы. Госгеолтехиздат, М.

О ПРИЧИНАХ ВАРИАЦИИ ДИЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ КВАРЦА

В.В.Буканов, Г.А.Горбатов, Г.Е.Юшкова

Многими исследователями показана зависимость диэлектрической проницаемости (ϵ) минералов от их химического состава, примесей и структурных особенностей. Для кварца многочисленные определения величины ϵ , выполненные одним и тем же методом, дают вариации её значений в широких пределах – от 4,5 до 6,0 (Горбатов, Рожкова, 1962). С.Г.Соломкина (Василькова и Соломкина, 1965) связывает эти вариации с условиями образования жил: пегматитовый кварц – 4,5–4,6; пневматолито-гидротермальный – 4,7–4,8; гидротермальный – 5,0–5,1. Пользуясь той же методикой измерения ϵ на осколках размером 0,5–0,25 мм, мы определили для 33 кристаллов кварца из хрусталоносных жил Приполярного Урала значения ϵ от 4,45 до 4,62 (среднее 4,59).

Для уточнения факторов, определяющих величину диэлектрической проницаемости кварца, нами проведены прецизионные замеры ϵ на выпиленных из монокристалла кварца дисках диаметром 3 мм и толщиной 1 мм. Диски вырезались из пластинок, ориентированных параллельно и перпендикулярно тройной оси (рис. 1), с учетом секториального строения кристалла из пирамид роста основных ромбоэдров и призмы. После определения диэлектрической проницаемости (табл. 1) диски проанализированы на содержание элементов-примесей.

Как известно, наибольшее значение анизотропии ϵ наблюдается во взаимноперпендикулярных срезах кристалла, по осям L_3 и L_2 . Несколько меньшая величина анизотропии ϵ обусловлена секториальным строением кристалла, однако её нельзя не принимать во внимание при изучении

диэлектрической проницаемости кварца. Поэтому при изучении влияния примесей на величину E диски из кристаллов вырезались только из пирамид нарастания гексагональной призмы вдоль тройной оси, перпендикулярно грани призмы.

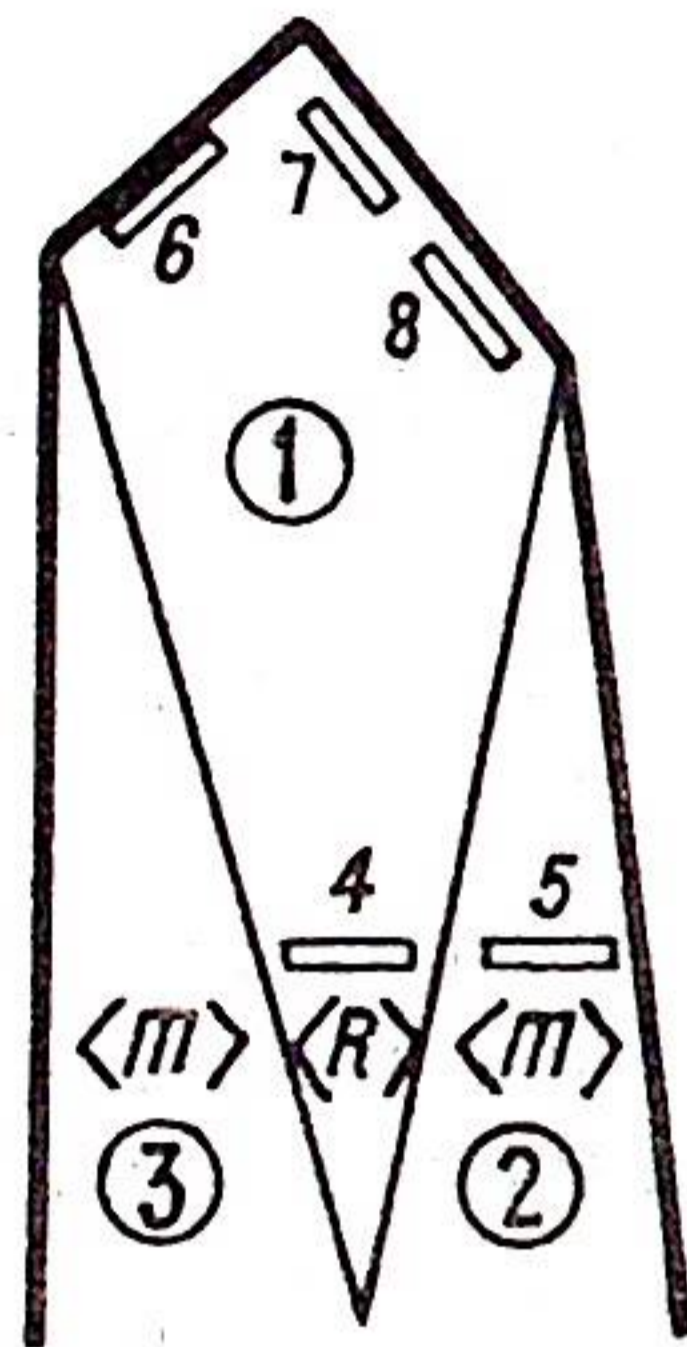


Рис.1. Схема опробования кристалла кварца.

Для лучшего выявления искомой зависимости были подобраны кристаллы из хрусталоносных жил различного типа, с цитриновой и дымчатой окраской. Анизотропия значений E у них достигает 0,07.

Анализ кристаллов на содержание Al, Mg, Ge, Ti, Si, Mn, Ca и Ba проводится методом количественного спектрального анализа по методике, предложенной В.Денненом (Denpen, 1964). Аналитические данные представлены в табл. 2.

Таблица 1.

Вариации величины диэлектрической проницаемости кварца (E).

№ № обр.	E	Ориентировка диска	Величина анизотропии
1	4,50	$\langle R \rangle$	-
2	4,44	$\langle m \rangle$	
3	4,44	$\langle m \rangle$	} 0,06
4	4,62	$\langle R \rangle$	
5	4,68	$\langle m \rangle$	} 0,18
6	4,52	$\perp L_3$	
7	4,53	} $\langle R \rangle \parallel \{10\bar{1}1\}$	} 0,06
8	4,53		

В проанализированных образцах кварца обнаружены (в порядке убывания) примеси Al, Mg, Ge, Ti, Li, Si, Mn (табл. 3). Барий не был обнаружен ни в одном образце.

кальций обнаружен только в двух образцах, что объясняется низкой чувствительностью определения этих элементов.

Таблица 2

Аналитические данные количественного спектрального анализа кварца

Элемент	Аналитическая линия, Å	Чувствительность определения, г/т	n	\bar{x} , г/т	δ , г/т	ν , %
Al	3082,1	2	31	426	52,6	12,1
	2575,1		31	319	27,3	8,6
Fe	3047,4	0,5	31	26,7	4,2	15,7
Ti	3372,8					
	3234,5	1	31	52,2	1,14	2,1
Mn	2794,8	0,5	22	19,6	2,8	14,1
Si	3247,5	0,5	31	737	78	10,6
Ca	3179,8	50	15	189,7	8,7	4,6
Ba	2335,2	150	13	192	37,4	19,5
Mg	2852,1	1	31	элемент сравнения	0,11	9,1
	2779,5					
Si	2568,6	0,1	31	элемент сравнения		
Li	6707,8					
K	6911,3	элемент сравнения				
	6930,0					

Примечание: n - число анализов, использованных при расчете воспроизводимости метода; \bar{x} - среднее содержание элемента; δ - среднее квадратичное отклонение; ν - коэффициент вариации.

Для количественной характеристики связей элементов - примесей между собой и с величиной диэлектрической проницаемости на ЭВМ Минск-22 были рассчитаны парные коэффициенты корреляции (табл.3). Для данного количества проб (15) значимыми с надежностью 99% являются коэффициенты корреляции не меньше 0,641, а с надежностью 95% - не меньше 0,514.

Диэлектрическая проницаемость (E) связана обратной корреляционной зависимостью (надежность 99%) с суммой атомов примесей в кварце ($r_{E, \sum Ni} = -0,817$) и коррелирует

Таблица 3

Содержание элементов-примесей и диэлектрическая проницаемость кварца

№ № обр.	Диэлек. прониц. E	Содержание элементов - примесей в атомах на 1 млн. атомов кремния								
		Al	Mg	Fe	Ti	Li	Cu	Mn	Ca	ΣN_i
1	4,49	593	185	100	-	0,8	1,10	0,50	-	880,41
2	4,43	468	208	251	-	16,2	0,75	-	-	943,95
3	4,49	541	162	50	-	12,0	0,53	0,87	-	766,40
4	4,46	541	127	50	-	1,2	0,30	0,71	154	874,21
5	4,51	531	81	32,6	-	1,2	0,60	-	-	646,40
6	4,44	573	185	50	22,3	20,2	0,66	0,92	-	852,08
7	4,49	541	208	32,6	-	12,0	0,66	0,56	-	794,80
8	4,47	697	196	40	10,5	16,2	0,44	-	-	960,14
9	4,43	625	196	136	29,3	20,2	1,33	1,20	-	1009,03
10	4,43	625	139	35	27,0	18,2	0,84	-	161	1006,04
11	4,44	573	162	145	23,4	28,4	0,79	1,20	-	933,79
12	4,47	697	208	35	-	4,05	0,53	-	-	944,58
13	4,44	625	266	75	14,0	8,1	0,60	0,92	-	989,62
14	4,44	541	243	90	35,0	8,1	0,60	0,82	-	918,52
15	4,49	520	139	55	-	4,05	0,62	0,56	-	719,23
Среднее	4,46	579,4	180,3	79,0	10,8	10,72	0,68	0,55	-	882,6

Таблица 4
Парные коэффициенты корреляции диэлектрической проницаемости кварца с содержанием в нем элементов-примесей.

	Диэлектр. прониц.	Сумма ат/млн. ат	Литий	Марганец	Медь	Титан	Железо	Магний
Алюминий	- 0,182	0,542	0,181	0,731	-0,025	-0,718	-0,407	0,281
Магний	- 0,449	0,591	0,196	0,149	0,11	-0,134	0,282	
Железо	- 0,516	0,365	0,380	0,655	0,446	0,386		
Титан	- 0,895	- 0,071	0,029	-0,027	0,511			
Медь	- 0,279	0,318	0,336	0,298				
Марганец	- 0,800	0,648	0,819					
Литий	- 0,630	0,462						
Сумма ат/млн. ат.	-0,817							

Примечание: жирным шрифтом выделены значимые связи, установленные с надежностью 99%.

с отдельными элементами: Mn ($r_{E,Mn} = -0,800$), Ti ($r_{E,Ti} = -0,695$), Li ($r_{E,Li} = -0,630$). Коэффициент корреляции Fe с диэлектрической проницаемостью ($r_{E,Fe} = -0,516$) значим только с надежностью 95%. Наиболее определенная корреляционная зависимость, из всех отмеченных выше, существует между диэлектрической проницаемостью и суммой атомов примесей в кварце. Зависимость эта описывается уравнением (рис. 2):

$$E = 4,639 - 0,000021 \Sigma N_i \pm 0,016.$$

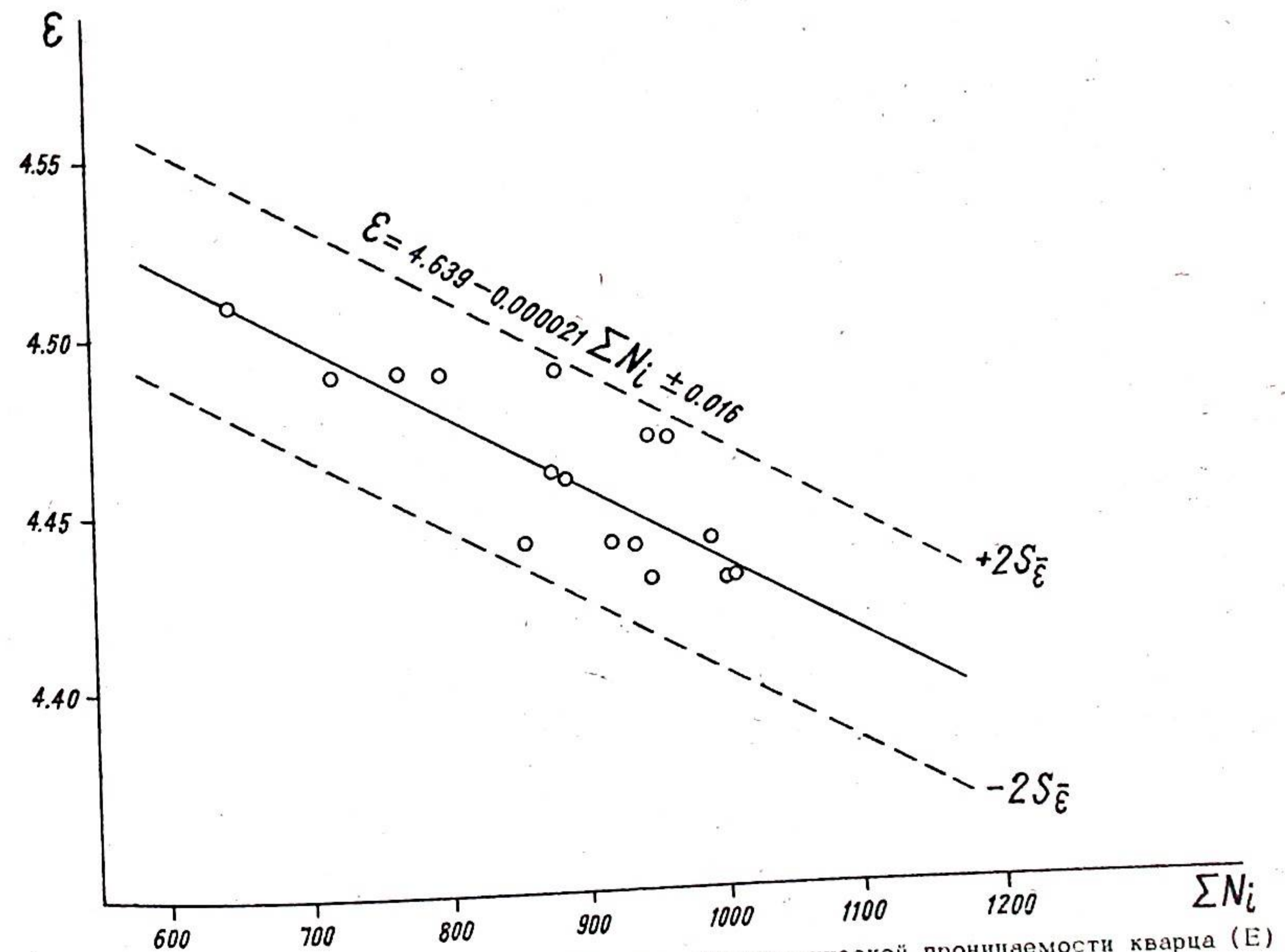


Рис. 2. Корреляционная зависимость величины диэлектрической проницаемости кварца (E) от суммы атомов примесей (ΣN_i ат/млн. ат Si).

Таким образом, проведенные исследования показывают, что основной причиной вариации величины диэлектрической проницаемости кварца является содержание в нем примесей.

ЛИТЕРАТУРА

Горбатов Г.А., Рожкова Е.В. 1962. Некоторые современ-

ные физические методы исследования в применении к изучению вещественного состава минерального сырья. В сб.: Минеральное сырье, вып. 6, Госгеолтехиздат, М.

Васильева Н.Н., Соломкина С.Г. 1965. Типоморфные особенности флюорита и кварца. Изд. "Недра", М.

Deppen W.H. 1964. *Impurities in quartz. Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 75, №3.

ОЛИВИНЫ И ИХ РОЛЬ В ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ДАЙКОВЫХ МЕЙМЕЧИТОВ

Б.А.Мальков, Н.А.Малькова, Т.Н.Попова

В бассейне р.Маймечи (север Сибирской платформы) в юго-западной части Гулинского плутона щелочно-ультраосновных пород и в экзоконтакте его широким распространением пользуются дайковые серии меймечитов среднетриасового возраста, прорывающие туфо-лавовые толщи коготокской, правобоярской и дельканской свит. Дайковые серии следуют радиальным по отношению к Гулинскому плутону направлениям (Сурина, 1967). Генезис дайковых меймечитов во многих отношениях загадочен. Полагают, что они являются химическими аналогами кимберлитов или перидотитов. Выяснение генезиса и закономерностей дифференциации меймечитов не мыслимо без изучения оливина - главного их компонента, составляющего 25-75%, а в половине случаев 50-60% объема породы. Немногочисленные сведения об оливинах из меймечитов, в основном касающиеся их оптических свойств, содержатся в работах Т.Л.Гольдбурт (1959), Н.П.Суриной (1967), Ю.Р.Васильева и В.В.Золотухина (1969, 1970).

Детальному изучению были подвергнуты дайки меймечитов в береговых обнажениях р.Маймечи на отрезке от устья р.Балаганнаха до ее крутой излучины, где обнажены эффузивные меймечиты.

Дайки имеют мощность от первых сантиметров до 7 м и крутое, чаще всего вертикальное падение. Для них характерно отчетливое симметрично-зональное строение, обусловленное полифировым сложением внутренних частей при олигофировом или афировом афанитовом сложении эндоконтактовых зон. В некоторых дайках наблюдается симметрично-ритмичнозональное строение, выражающееся в смене эфиром-

вых и порфировых зон.

Дайки от 1 до 7 м мощности в большинстве случаев лишены афанитовых эндоконтактовых зон. В них наблюдается постепенное уменьшение размера и общего объема вкрапленников оливина от центра по направлению к зальбандам. Дайки меньшей мощности обладают афанитовыми краями. Наиболее тонкие дайки и апофизы могут целиком иметь афанитовое афировое сложение.

Вкрапленники в меймечитах представлены магнезиальным оливином, обнаруживающим в различных дайках слабые вариации состава (табл.1).

Средний (из 9) состав оливина (в %): $Mg_2SiO_4 - 91$;
 $Fe_2SiO_4 - 6,8$; $Ca_2SiO_4 - 0,5$; $Ni_2SiO_4 - 0,5$; $Mn_2SiO_4 - 0,3$

Зональность оливина выражена слабо. Периферия кристаллов обогащена фаялитовым компонентом по сравнению с ядрами не более, чем на 4 мол. % (табл.1).

Содержания NiO в оливинах меймечитов (0,42-0,58%) примерно такие же, как и в оливинах кимберлитов (0,28-0,51%) по данным А.В.Уханова (1968).

Размер зерен и общее количество оливина возрастает к центральным частям даек (рис.1).

Основная масса меймечитов в краях некоторых даек представлена стеклом (Васильев, Золотухин, 1970), которое в удалении от контакта раскристаллизовано в агрегат микроролитов титанавгита и титаномагнетита, реже флогопита. В центре даек основную массу слагает полнокристаллический агрегат тех же минералов. Акцессорные минералы представлены апатитом и сульфидами. Важнейшим вторичным минералом является серпентин.

Для даек характерна параллельная зальбандам ориентировка вкрапленников оливина, наиболее отчетливая в их краевых частях. Такую же ориентировку имеют полосы различного состава в дайках ритмично-зонального строения.

Текстурные особенности даек свидетельствуют о том, что меймечитовая магма в момент внедрения представляла собой магматическую суспензию со взвешенными в расплаве кристаллами оливина. В процессе внедрения в ламинарном потоке происходила гидродинамическая дифференциация этой суспензии с миграцией кристаллов оливина из краевых частей к центру под действием градиента гидродинамического давления. Этот механизм описан в работах, посвященных дифференциации мончикитов (Мальков, 1970) и базальтовых пикритов (Gibb, 1968).

Таблица 1

Состав оливинов из дайковых меймечитов по результатам химического анализа

Компоненты	Номера образцов												Оливин (среднее из 9)						
	319		2826		292а		312х		312у		312а			368		369а		240	
	22 см		16 х)		22 см		20-30 см		20-30 см		28-47 см			28-47 см		6-3 м		6-3 м	
	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	
SiO_2	40,14	39,90	39,96	39,90	39,72	39,58	39,76	39,54	39,76	39,54	39,76	39,54	39,76	39,54	39,76	39,54	39,76	39,54	39,82
TiO_2	сл	0,05	0,06	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05
Al_2O_3	0,86	0,45	0,12	0,28	0,38	0,27	0,38	0,28	0,38	0,27	0,28	0,28	0,38	0,27	0,28	0,28	0,38	0,27	0,30
Fe_2O_3	0,50	2,02	1,59	1,22	1,54	1,31	1,05	1,43	1,05	1,31	1,05	1,43	1,05	1,31	1,05	1,43	1,05	1,32	1,32
FeO	6,15	6,03	6,47	6,68	6,48	6,68	7,36	7,18	7,36	6,68	7,36	7,18	7,36	6,68	7,36	7,18	7,36	6,59	6,59
MnO	0,26	0,28	0,28	0,27	0,28	0,28	0,27	0,28	0,28	0,27	0,28	0,27	0,28	0,27	0,28	0,27	0,28	0,28	0,28
MgO	51,16	48,73	48,17	48,43	48,73	48,77	48,07	48,91	48,73	48,77	48,07	48,91	48,73	48,77	48,07	48,91	48,73	48,58	48,58
CaO	1,16	0,27	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,39	0,39
NiO	0,46	0,58	0,50	0,48	0,50	0,42	0,50	0,48	0,50	0,42	0,50	0,48	0,50	0,42	0,50	0,48	0,50	0,48	0,48
K_2O	0,02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P_2O_5	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
П.п.п.	0,08	1,25	0,95	0,87	0,64	0,82	0,74	0,82	0,64	0,82	0,74	0,82	0,64	0,82	0,74	0,82	0,74	0,82	0,88
Сумма	100,80	100,56	98,40	98,47	98,56	98,48	99,48	98,60	99,48	98,60	99,48	98,60	99,48	98,60	99,48	98,60	99,48	99,79	99,79
$MgSiO_4$	92,3	90,8	90,7	90,9	91,3	91,7	90,0	90,2	90,0	90,2	90,0	90,2	90,0	90,2	90,0	90,2	90,0	91,0	91,0
Fe_2SiO_4	6,2	6,2	6,7	6,9	6,6	6,9	7,6	7,4	7,6	7,4	7,6	7,4	7,6	7,4	7,6	7,4	7,6	6,8	6,8
Ni_2SiO_4	0,4	0,6	0,5	0,5	0,5	0,4	0,5	0,5	0,5	0,4	0,5	0,5	0,5	0,4	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Ca_2SiO_4	1,5	0,3	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	0,5	0,4	0,4	0,3	0,5	0,4	0,4	0,3	0,5	0,4	0,5	0,5
Mn_2SiO_4	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
Остаток	-0,7	2,0	1,4	1,0	0,9	0,3	1,3	2,0	0,9	0,3	1,3	2,0	0,9	0,3	1,3	2,0	0,9	0,9	0,9
	11,5	13,9	14,1	13,8	13,8	13,8	14,8	15,0	14,8	15,0	14,8	15,0	14,8	15,0	14,8	15,0	14,8	13,2	13,2

Примечание: х) В числителе номер дайки, в знаменателе ее мощность, f - общая железистость оливина.

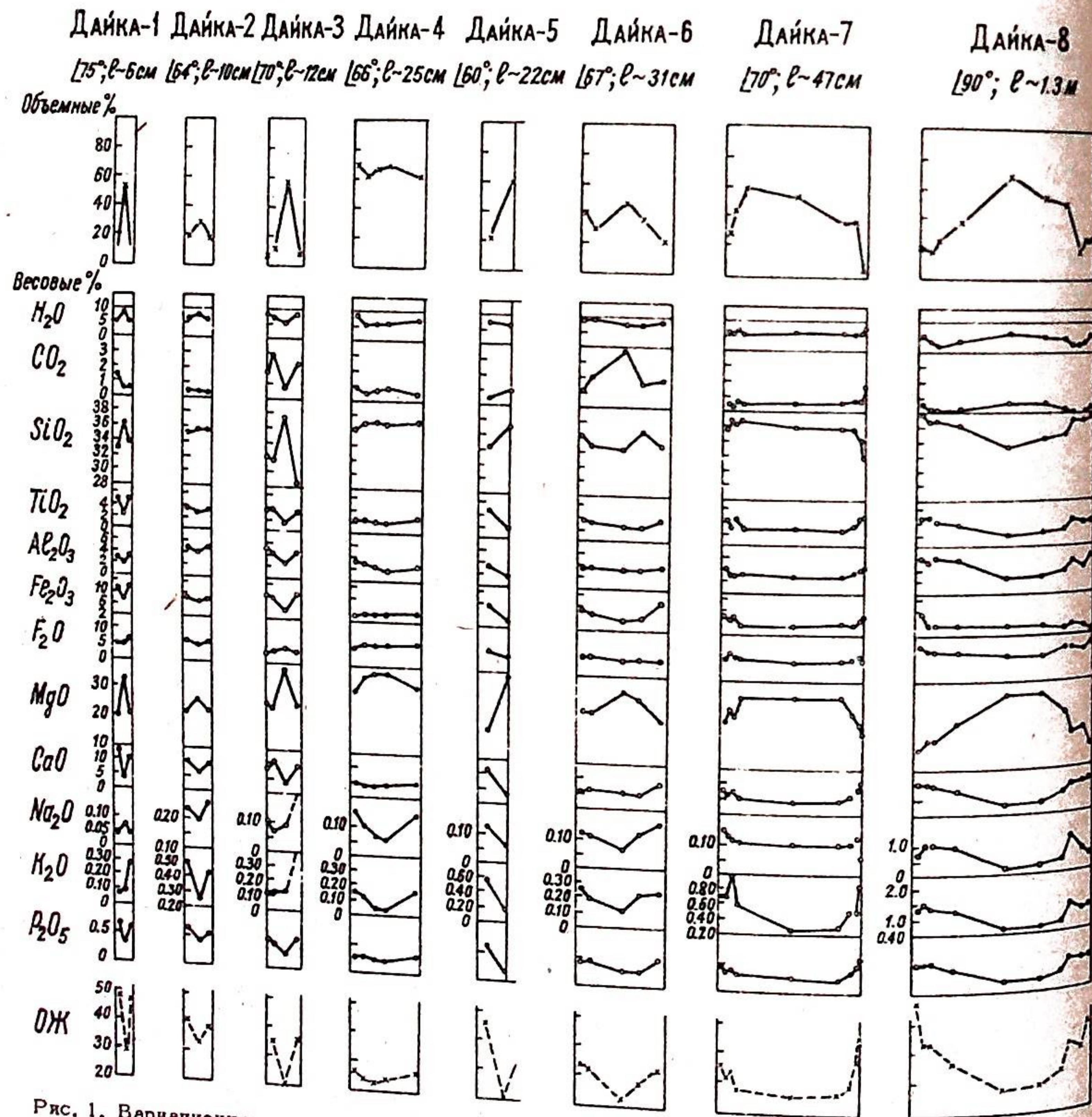


Рис. 1. Вариационная диаграмма "состав - мощность даек". Верхний ряд - вариации содержания модалового оливины, средний - вариации содержания компонентов, нижний - вариации общей железистости в %. Для всех даек указан их угол падения и мощность.

В результате дифференциации полифировые зоны меймечитовых даек по сравнению с афировыми и стекловатыми обогащены магнием, никелем и марганцем за счет вкрапленников оливина, а за счет меньшего количества основной массы ("жидкой фазы") обеднены железом, алюминием, титаном, кальцием, щелочами и фосфором. Диаграммы "состав - мощность даек" демонстрируют закономерную сопряженность химического состава меймечитов с количеством вкрапленников оливина (рис.1).

Опыты по искусственному плавлению меймечитов и последующей их кристаллизации при различных давлениях (Геншафт и др., 1968) показали, что в условиях сухой системы при температуре 1750°C в широком интервале давлений (8-30 кбар) кристаллизуется почти чистый форстерит, а при 1450°C - оливин состава 12-15% *Fa*.

Следовательно, оливины из дайковых меймечитов с составом 6-8% *Fa* могли кристаллизоваться при температурах 1500-1600°C в условиях сухой системы. В дайках происходила закалка меймечитовой магмы при более низких температурах с образованием стекла и мелкозернистых агрегатов основной массы.

ЛИТЕРАТУРА

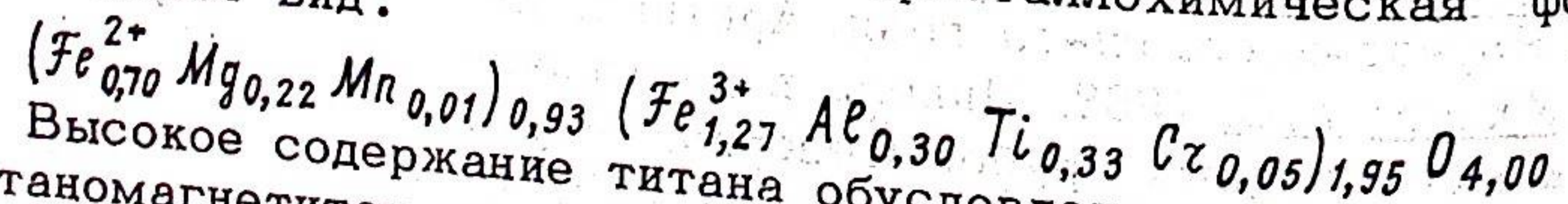
- Васильев Ю.Р., Золотухин В.В. 1969. О генезисе меймечитов Гулинского плутона (север Сибирской платформы). В кн. : Материалы 4-го Всесоюзного петрографического совещания, М.
- Васильев Ю.Р., Золотухин В.В., 1970. О находке даек меймечитов со стекловатыми краями. Докл. АН СССР, т. 190, № 5.
- Геншафт Ю.С., Наседкин В.В., Рябинин Ю.Н., Петров В.П., 1968. Превращения меймечита при высоких давлениях и температурах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12.
- Гольбурт Т.Л. 1959. Меймечиты Гулинской интрузии. Тр. Научно-исслед. ин-та геол. Арктики, т.105, вып. 11.
- Мальков Б.А. 1970. О дифференциации в дайках мончики-тов. Докл. АН СССР, т. 194, № 2.
- Сурина Н.П. 1967. Пикриты Меймечит-Котуйского района. Тр. Научно-иссл. ин-та геол. Арктики, регион. геол., вып. 10.
- Уханов А.В. 1968. Никель в ультраосновных включениях из кимберлитовых трубок Северной Якутии. Геохимия, № 12.
- Sibb F.S.F. 1968. Flow differentiation in the Xenolithic Ultrabasic dykes of the Cuillins and Strathaird Peninsula, Isle of Skye, Scotland. Journal of Petrology, vol. 9, part 3.

ФАЗОВЫЙ СОСТАВ ТИТАНОМАГНЕТИТА ИЗ МОНЧИКИТОВ

Б.А.Мальков, Н.А.Малькова, Т.Н.Попова, К.П.Янулов

Содержание титаномагнетита в мончикитах Турьего мыса (Кольский п-ов) варьирует от 2 до 13% по объему. Титаномагнетит кристаллизуется позднее оливина и титанавгита вкрапленников, но, по-видимому, одновременно с кристаллизацией пироксена в составе основной массы. Для кристаллов титаномагнетита из мончикитов очень характерны скелетные формы роста и многочисленные полости в кристаллах, заполненные продуктами более поздней кристаллизации — анальцимом, цеолитами, кальцитом, апатитом и др. Наличие этих включений объясняется заметное количество щелочей в титаномагнетите, и, по-видимому, избыточное количество глинозема (табл. 1).

Сравнение химического состава титаномагнетита из мончикитов с составами титаномагнетитов из оливинитов и пироксенитов щелочно-ультраосновных комплексов показывает, что все они характеризуются высокими содержаниями TiO_2 , MgO и Al_2O_3 (табл. 1). Для титаномагнетита из мончикита характерно высокое содержание (в%) Ca_2O_3 — 1,89, V_2O_5 — 0,18 и MnO — 0,13. Его кристаллохимическая формула имеет вид:



Высокое содержание титана обусловлено присутствием в титаномагнетитах первичного ульвошпинелевого компонента. А.Баддингтон, Э.Фейи и А.Вилисидис (Buddington et al., 1955) пришли к выводу, что количество TiO_2 в титаномагнетитах уменьшается с понижением температуры их образования. Содержание 12,74% TiO_2 в титаномагнетите из мончикитов соответствует по графику А.Баддингтона его при- мерной температуре образования 830°C. Однако использова- ние найденной А.Баддингтоном зависимости имеет извест-

Состав титаномагнетитов из различных пород щелочно-ультраосновного комплекса

Компо- ненты	Магнетит из мончи- кита Турь- его мыса	Магнетит из оливинита Африканды (среднее из 3 анализов)	Магнетит из пироксенитов Африканды и Вуориярви (среднее из 8 анализов)	Магнетит из мельтейги- тов и щелоч- ных пегма- титов Озер- ной Вараки и Африканды (среднее из 4 анализов)
SiO_2	0,27	—	—	—
TiO_2	12,74	7,31	10,40	8,87
Al_2O_3	7,50	1,40	1,85	0,75
Fe_2O_3	48,46	57,00	53,94	54,58
V_2O_5	0,18	0,04	0,08	0,01
Ca_2O_3	1,89	—	—	—
FeO	23,86	29,46	29,60	34,42
MnO	0,25	0,70	0,60	0,41
NiO	0,13	—	—	—
CoO	0,035	—	—	—
ZnO	0,061	—	—	—
MgO	4,32	4,09	3,53	0,96
Na_2O	0,10	—	—	—
H_2O	0,11	—	—	—
Сумма	99,906	100,00	100,00	100,00
		Минеральные компоненты, мол.%		
$\gamma-Fe_2O_3$	38,7	13,4	19,4	8,3
$FeFe_2O_4$	1,5	50,9	33,1	54,2
$MgFe_2O_4$	7,1	—	—	—
$MgAl_2O_4$	15,2	2,3	1,9	0,5
$FeCa_2O_4$	2,5	—	—	—
$MnFe_2O_4$	1,0	2,2	1,8	1,2
Fe_2TiO_4	33,6	30,8	42,6	35,1
Остаток	0,3	0,4	1,0	0,5
Сумма	99,9	100,00	99,8	99,8

Примечание: Анализ магнетита из мончикита выполнен Н.А.Мальковой (ИГ Коми ФАН СССР), остальные за- имствованы из работы А.А.Кухаренко и др., 1965.

Таблица 2

Межплоскостные расстояния, измеренные по дебаеграмме титаномагнетита из мончикитов Турьего п-ова

γ	d	hkl	a_0' маггемит	a_0'' ульвошпинель
3	4,86			
2	3,279	220 β		
1	3,095			
5	2,992	220		
6	2,937	220		
5	2,780	300; 221		
1	2,662	310		
5	2,543	311 "		8,435
10	2,511	311 "	8,329	
1	2,432	222		
1	2,303	400 β		
6	2,083	400 "	8,332	
2	1,768	332; 333 β ; 511 β		
3	1,707	422 "		
3	1,627	511 "		8,454
6	1,604	511 "		
1	1,498	440 "	8,334	
9	1,476	440 "		8,473
5	1,276	533	8,349	
1	1,264	622	8,367	
1	1,207	444; 731	8,384	
1	1,118	642		
8	1,090	731; 553	8,366	
2	1,047	800	8,372	
			8,376	

Примечание. Условия съемки: $Fe_{K\alpha}$ - антикатод;
 $D = 57,3$ мм; $d = 0,45$ мм $V = 50$ кВ,
 $J = 10$ мА, $h = 5$ час.

ные ограничения, так как содержание титана в титаномагнетитах отражает не только температурные режимы кристаллизации пород, но и характер изменения парциального давления кислорода в ходе процесса дифференциации (Аль-мухамедов, 1968).

Рентгеноструктурный анализ титаномагнетита из мончикита показал, что титаномагнетит представляет собой сростание магнезиоферрита, маггемита и ульвошпинели. Методами последовательного растворения в 15%-ой HCl и рентгеновского анализа продуктов неполного растворения и нерастворимого остатка в титаномагнетите выявлены магнезиоферрит, маггемит, алюмохромит. Как известно, маггемит является промежуточным продуктом превращения магнетита в гематит (*Davis et al.*, 1968). В нерастворимом остатке после сточасового растворения титаномагнетита были обнаружены сростки маггемита ($a_0 = 8,34$ Å) и алюмохромита ($a_0 = 8,21$ Å). Включения алюмохромита имеют форму тончайших (слизоподобных) прозрачных бледнорозовых пластинок. В процессе химического анализа титаномагнетит растворялся в концентрированной HCl при нагревании. При этом был получен нерастворимый остаток, составивший 3,7%, представленный рутилом.

Магнетит, магнезиоферрит, ульвошпинель и алюмохромит представляют собой фазы, образовавшиеся при распаде высокотемпературного гомогенного титаномагнетита. Присутствие ульвошпинели устанавливается при расшифровке дебаеграмм титаномагнетита, на которых наблюдаются пары линий, принадлежащих маггемиту и ульвошпинели (табл. 2). На экстрополяционном графике (рис. 1) видно, что параметры решетки ульвошпинели приближаются при угле $\theta = 90^\circ$ к значению 8,51 Å, характерному для собственно ульвошпинели, а параметры решетки маггемита возрастают до 8,38 Å. Близкий параметр элементарной ячейки ($a_0 = 8,45$ Å), полученный по дифрактограммам титаномагнетитов из щелочных пород Хибинского массива, некоторые исследователи приписывают твердому раствору состава: ульвошпинели-60 и магнетита-40% (Дудкин, 1968).

Высказано предположение, что в титаномагнетите в процессе распада твердого раствора происходит разложение ульвошпинели с новообразованием магнетита, ильменита и соединения типа дититаната железа (Дудкин, 1968; Цветков и др., 1965). Установлено, что при нагревании титаномагнетита в воздушной среде прежде всего происходит окисление

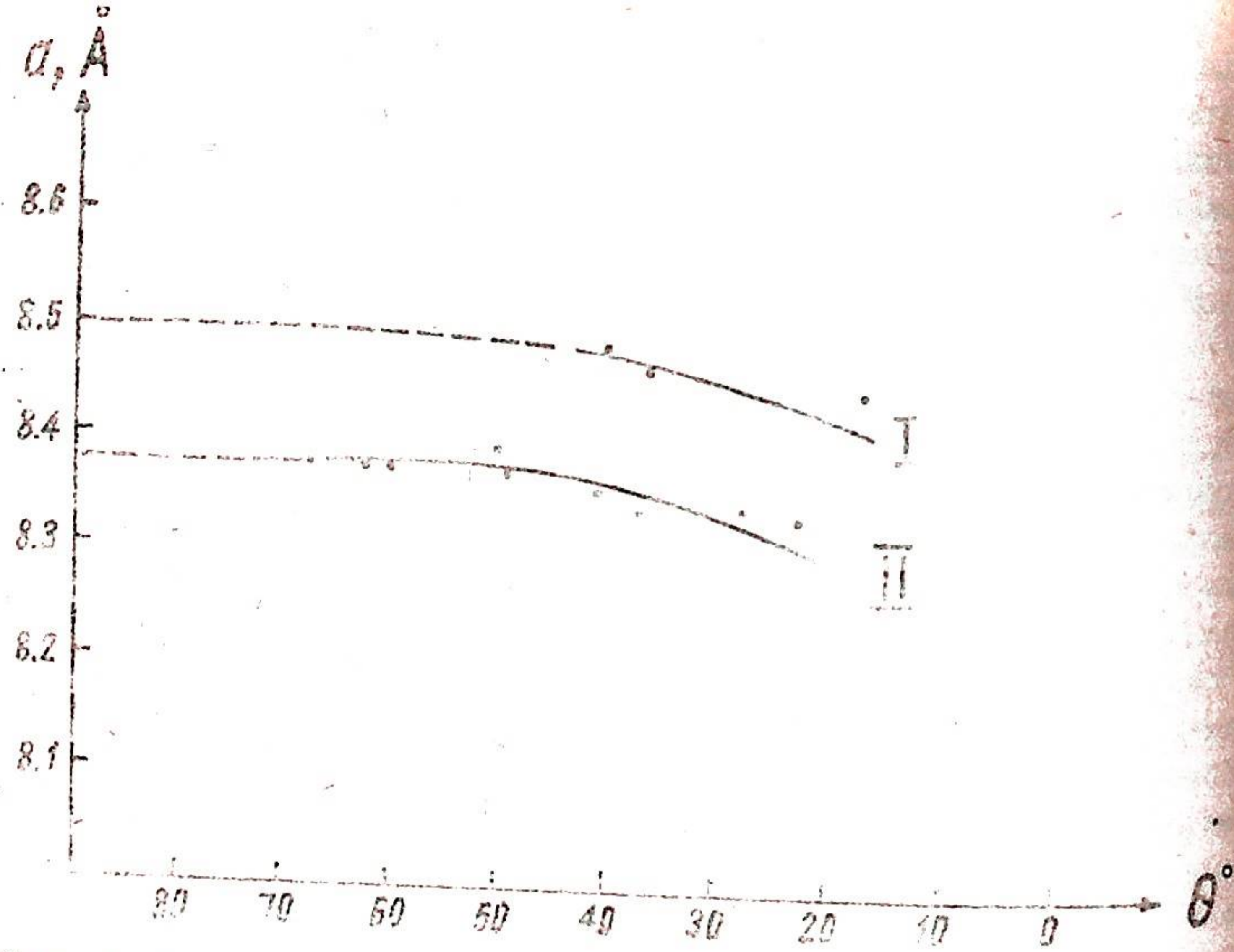


Рис. 1. Экстраполяционный график зависимости параметров решетки от угла отблеска θ . I - ульвошпинель, II - маггемит.

ульвошпинели, а уже затем разлагается магнетит. В изученном нами титаномагнетите из мончикитов окисление магнетита (превращение его в маггемит) также имело место. Но разложение ульвошпинели, вероятно, происходило не по схеме, предполагающей образование в качестве конечных продуктов ильменита и магнетита. Во всяком случае рентгенометрическое изучение нашего титаномагнетита и продуктов его растворения показывает полное отсутствие на рентгенограммах характерных отражений ильменита. Отсутствие также отражения, характерные для дититаната железа. Нагревание остатка неполного растворения титаномагнетита до температуры 600-700°C приводит к образованию рутила. Отсутствие в продуктах распада титаномагнетита из мончикитов ильменита и дититаната железа объясняется, вероятно, тем, что условия и схема окисления магнетита и ульвошпинели были существенно иными: ульвошпинель оказалась более устойчивой к процессам окисления, чем магнетит. Окисление ульвошпинели в нашем случае происходит скорее всего по схеме, предполагаемой для гипергенных процессов (Щелочкина, 1956): $Fe_2TiO_4 + O \rightarrow TiO_2 + Fe_2O_3$

Пересчет химического анализа титаномагнетита на условные минералы, выполненный с учетом рентгенометрически обнаруженных фаз, показывает, что максимальное количество ульвошпинелевого компонента достигало 33,6 мол.%. В небольшом количестве присутствуют хромитовый (2,5%) и яковитовый (1%) компоненты. Магнезиоферритового компонента не менее 7%. Условная шпинель (15,2%), которая рентгенометрически не была установлена, вероятно, входит в состав рентгенометрически выявленных магнезиоферрита и титохромита. Недостаток двухвалентных катионов в окисленном титаномагнетите выражен присутствием большого количества магнетитового компонента (38,7%, табл.1).

График высокотемпературного гомогенного титаномагнетита на магнетитовую и ульвошпинелевую фазы, как это установлено для искусственно синтезированных титаномагнетитов, происходит при температуре порядка 800°C (Цветков и др., 1965). Это позволяет предполагать, что титаномагнетит в мончикитах кристаллизовался из расплава при температуре более 800°C, что находится в соответствии с геологическими условиями его образования.

ЛИТЕРАТУРА

- Альмухамедов А.И. 1968. Состав и условия кристаллизации железо-титановых окисных минералов из дифференцированных траппов Сибирской платформы. Зап. Всесоюз. минер. общ., ч.97, вып. 4.
- Дудкин О.Б. 1968. К характеристике титаномагнетита щелочных пород Хибинского массива. Матер. по минералогии Кольского п-ва, т.6, изд. "Наука", Л.
- Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г. и др. 1965. Карелонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатов Кольского полуострова и Северной Карелии. Изд. "Недра", М.
- Цветков А.И., Мясников В.С., Щепочкина Н.И., Матвеева Н.А. 1965. О природе пластинчатых образований в титаномагнетите. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Щепочкина Н.И. 1965. Физико-химическое исследование систем $BaO-TiO_2$ и $FeO-TiO_2$. Автореф. дисс., М.
- Buddington A.F., Faney J., Velisidis A. 1955. Thermometric and petrogenetic significance of titaniferous magnetite. Amer.

ОКОЛОЖИЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ И ГРЕЙЗЕНИЗАЦИЯ

В.И.Силаев

Под грейзенами, как известно, понимают тела жильного облика, преимущественно кварц-слюдистого состава и зонального строения, приуроченные к дизъюнктивным структурам в гранитоидах ("эндогрейзены") и песчано-сланцевых породах ("экзогрейзены"). Минеральный состав тел может быть охарактеризован ограниченным числом видов, главные породообразующие из которых: калишпат, плагиоклаз, кварц, слюды, флюорит, топаз, турмалин (рис. 1).

В настоящее время существует практика расчленения единых грейзеновых комплексов на "кварцевые", "кварц-мусковитовые" и т.д. "фациальные" разновидности. Более того, часто отрицается генетическое единство срединной мономинеральной зоны грейзеновых тел ("кварцевой жилы") и зональных зальбандов ("околожильных грейзенов"), что особенно ярко выражено в заметке Д.С.Дмитриевского (1952). После исследований трещинного метаморфизма, проведенных Д.С.Коржинским (1946, 1951), подобные представления не могут быть признаны удовлетворительными. Проведенное нами микроскопическое изучение грейзеновых ассоциаций позволяет охарактеризовать порядок и направление минеральных замещений в процессе грейзенизации.

В условиях насыщения подвижных зон эндо- и экзоконтактов гранитных плутонов постмагматическими растворами в силу различных составов вмещающих пород и фильтрующихся растворов неизбежно возникают взаимодействия на границе раздела твердое-жидкое (далее твердую и жидкую фазы будем обозначать индексами соответственно S и L). Поскольку справедливость допущения (Коржинский, 1946) незначительности скорости перемещения вещества в растворах в сравнении с таковой на границе раздела фаз (в простейшем случае процесс можно свести, очевидно, к растворению \rightleftharpoons осаждению) представляется очевидной, здесь и далее будем рассматривать наши процессы в элементарных сечениях гетерогенно равновесными. Отсюда следует, что

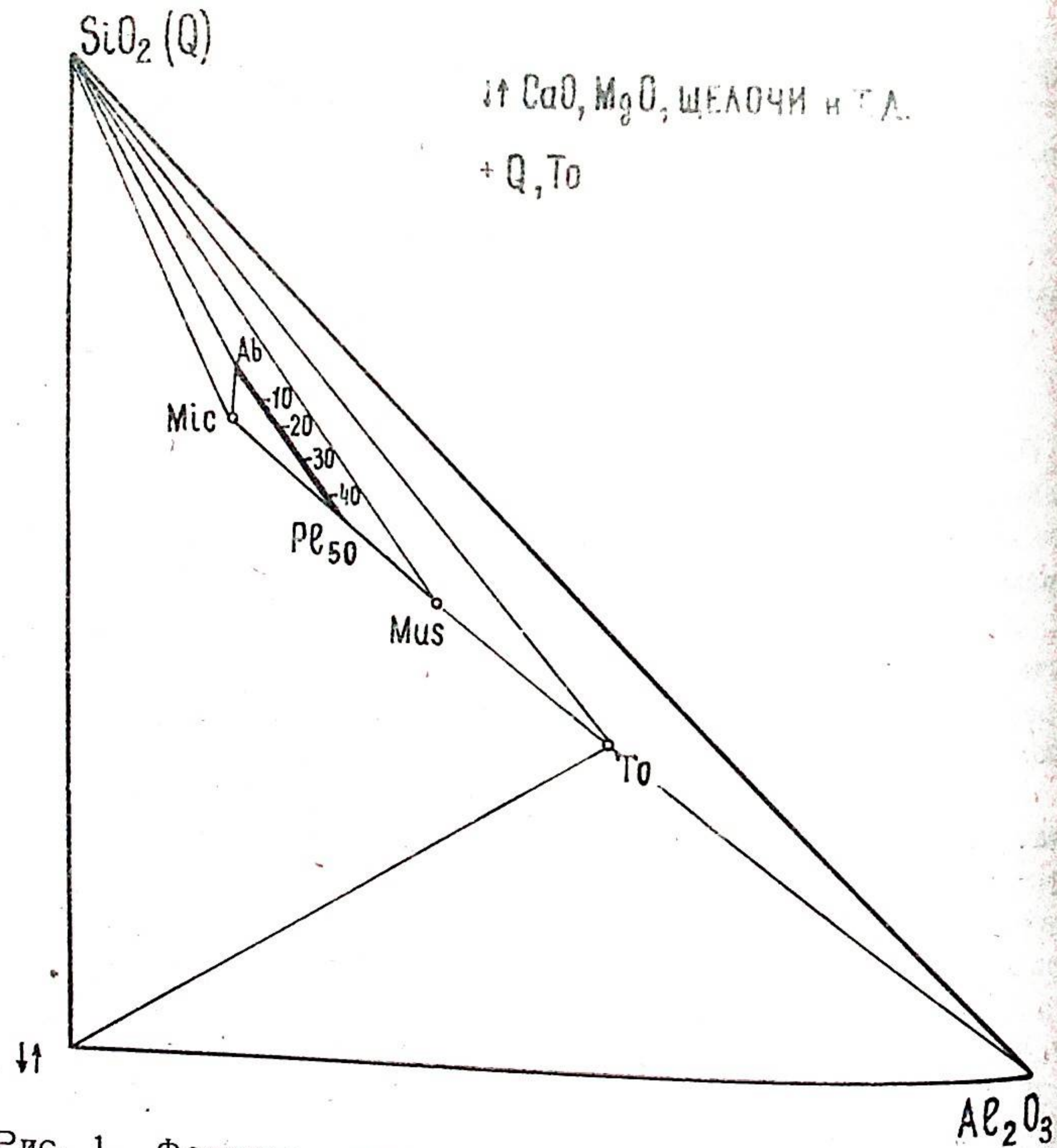


Рис. 1. Фазовая диаграмма состав - парагенезис для пород грейзеновых зон. *Mic* - микроклин, *Pe* - плагиоклаз, *Mus* - мусковит, *Q* - кварц, *To* - топаз, ‡ - вполне подвижные компоненты, + избыточные минералы.

всякая равновесная ассоциация в любом элементарном сечении нашей материальной системы порода \rightleftharpoons раствор будет количественно определяться правилом фаз Дж. В. Гиббса (1950).

Переходя непосредственно к анализу зональности грейзеновых тел с позиции правила фаз, отметим, что мы имеем дело с взаимодействием трех сред: породы, порового раствора, равновесного в силу сделанного допущения с породой, и инфильтрующегося в породе постмагматического раствора. Это взаимодействие легко свести к выравниванию концентраций порового и инфильтрующегося растворов, что немедленно вызывает смещение предшествующего равнове-

сия порода \rightleftharpoons поровый раствор. Таким образом, в наших процессах поровый раствор играет роль своеобразного "буфера", а взаимодействия можно назвать "буферными".

Если обозначить давления инфильтрата - P_L , а давление пород и поровых растворов в условиях равновесия - P_S , то очевидно, условием инфильтрации постмагматического раствора из камер подвижных зон в породе будет $P_L > P_S$. А отсюда правило фаз запишется:

$$C = K + 3 - F,$$

где C - число степеней свободы в изменении факторов равновесного состояния системы, K - число компонентов, F - число равновесно существующих фаз, 3 - два интенсивных (P_L , T) и один экстенсивный (V_S) факторы равновесия.

Принимая во внимание произвольное изменение P_L и T , перейдем к условной вариантности системы:

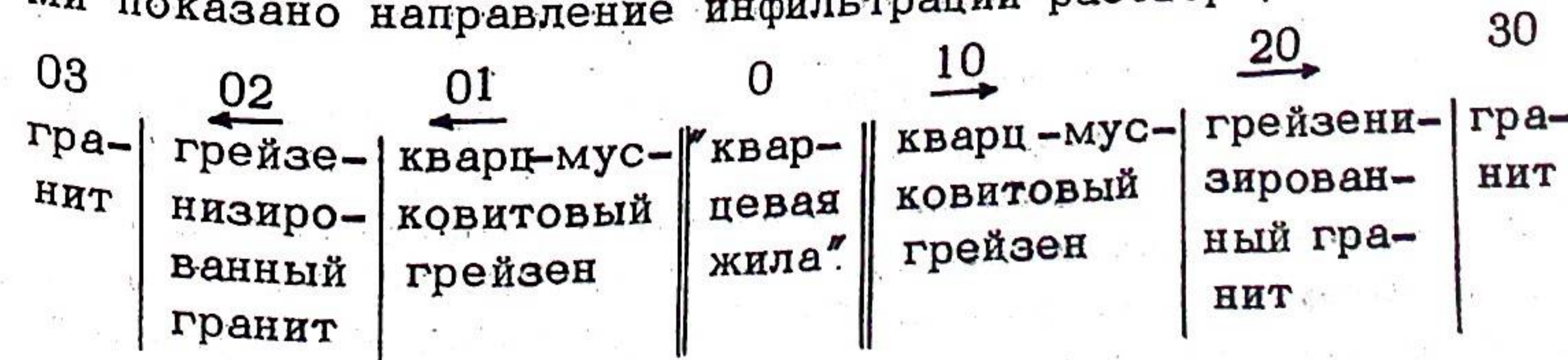
$$C_{P_L, T} = K + 1 - F.$$

Предполагая существование степеней свободы в изменении факторов равновесия у части компонентов системы (термодинамические потенциалы в инфильтрующемся растворе), выведем число равновесных фаз:

$$F = K + 1 - C_{P_L, T}$$

Пользуясь терминологией Д.С. Коржинского, назовем компоненты, заданные в системе термодинамическими потенциалами в инфильтрате (что действительно требует допущения исключительной подвижности), вполне подвижными, а прочие, заданные термодинамическими потенциалами в породе (компоненты породы), - инертными. Таким образом, мы подошли к явлению, названному Д.С. Коржинским дифференциальной подвижностью компонентов.

Рассмотрим зональность грейзеновых тел. Полевые наблюдения на целом ряде объектов показали, что полная метасоматическая колонка эндогрейзенов имеет вид (стрелками показано направление инфильтрации раствора):



Соответствующая колонка для экзогрейзенов, как пока-
зали исследования, реализуется в двух вариантах (Iex, IIex):

	03	02	01	0	10	20	30
Iex	грейзе- низиро- ванный песча- ник	кварц-то- пазовый грейзен	"топа- зовая жила"	кварц- топа- зовый грейзен	грейзени- зирован- ный пес- чаник	пес- чаник	
IIex	грейзе- низиро- ванный алевро- лит	муско- вит-то- пазовый грейзен	"топа- зовая жила"	мусковит- топазовый грейзен	грейзе- низиро- ванный алевро- лит	алев- ро- лит	

Анализ зональности эндогрейзенов по приведенной колон-
ке можно свести к следующему.

1. Средняя зона ("кварцевая жила") характеризуется
кварцевым мономинеральным составом. Поскольку очевид-
ность условия $P_L > P_S$ здесь не вызывает сомнения, число
вполне подвижных компонентов в этой зоне будет:

$$C_{P_L, T} = K + 1 - F = 1 + 1 - 1 = 1$$

Таким образом, эта зона выполнена "вполне подвижным
минералом" (по терминологии Д.С.Коржинского), сложным
избыточными компонентами раствора. В данном случае
это SiO_2 .

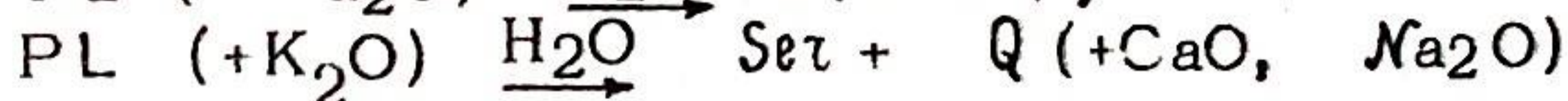
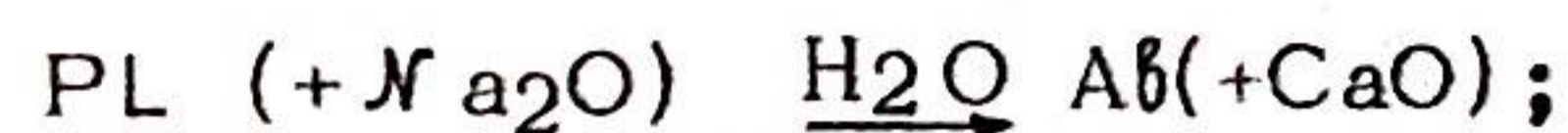
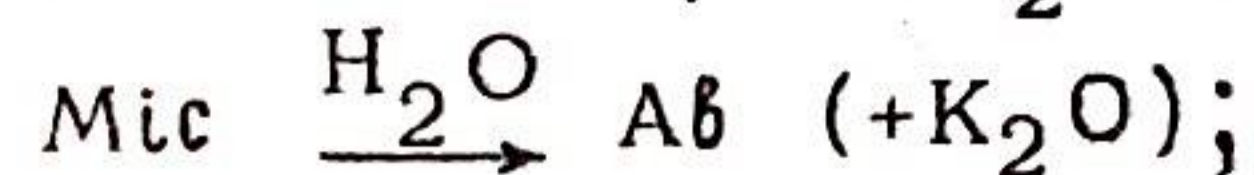
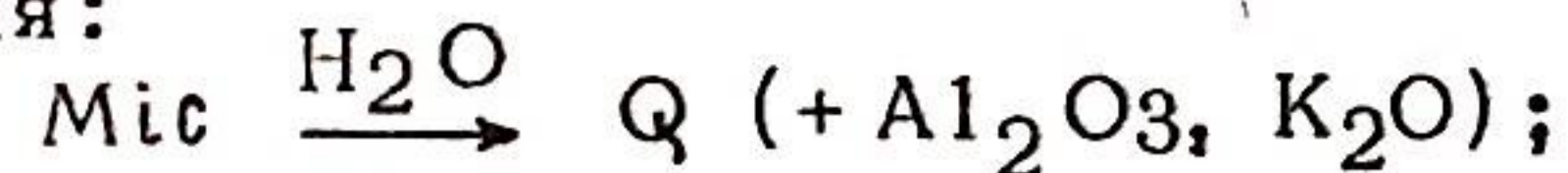
2. Зона кварц-мусковитовых грейзенов состоит из квар-
ца, серицита-жильбергита (мусковита), сложных компонен-
тами Al_2O_3 , SiO_2 , K_2O . Число вполне подвижных компо-
нентов здесь будет равно:

$$C_{P_L, T} = K + 1 - F = 4 - 2 = 2.$$

Появление в этой зоне алюмосиликата (мусковит) выз-
вано инертностью Al_2O_3 .

3. Зона грейзенизированных гранитов характеризуется
более сложным составом. Здесь во многом сохраняется тек-
стури-структурный рисунок вмещающих гранитов. Полный
минералогический состав с учетом реликтовых минералов:
кварц, серицит-жильбертит (мусковит), альбит, альбит-опи-

гоклаз), калишпат. Для понимания механизма формирования
этой зоны отметим широкое развитие здесь процессов за-
мещения:



В условиях продолжающейся инфильтрации через эту зону
раствора ($P_L > P_S$) число вполне подвижных компонентов
(уменьшающих число равновесных фаз) будет равно (число
компонентов равно пяти: Al_2O_3 , SiO_2 , CaO , Na_2O , K_2O):

$$C_{P_L, T} = 6 - 3 = 3$$

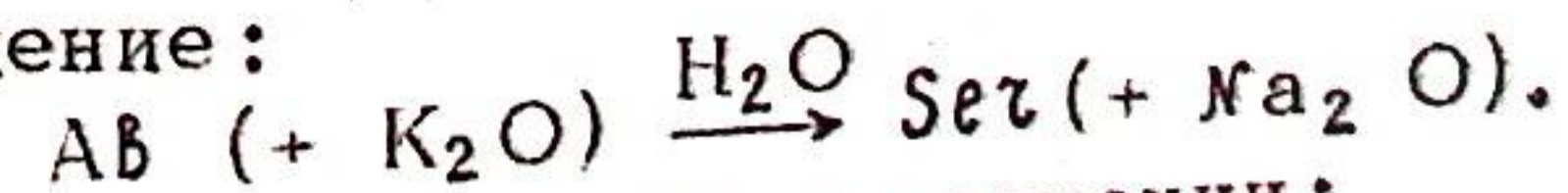
Принимая во внимание равновесный на этом этапе (про-
должение инфильтрации раствора) минеральный состав рас-
сматриваемой зоны ($Ab + Ser + Q$), определим здесь инерт-
ность Al_2O_3 и SiO_2 .

Завершение формирования общей зональности (метасома-
тической колонки) образованием зоны грейзенизированных
гранитов свидетельствует о выравнивании к окончанию это-
го процесса (т.е. образования головной зоны) составов ин-
фильтрата и вмещающих пород, что приводит к установлению
здесь в пределе $P_L = P_S$ (полностью справедливо это равенст-
во на нашей границе головной зоны с вмещающими порода-
ми).

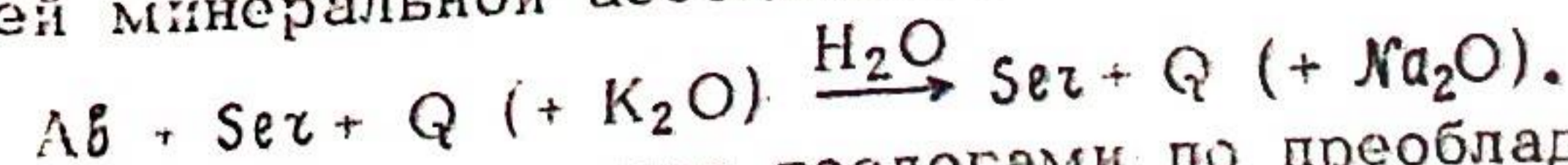
Но из выражения правила фаз следует, что такое замед-
ление с последующим прекращением процесса формирования
зональности должно привести в головных сечениях колонки
к потере одной фазы:

$$F = K - C_{P_L, T} = 5 - 3 = 2.$$

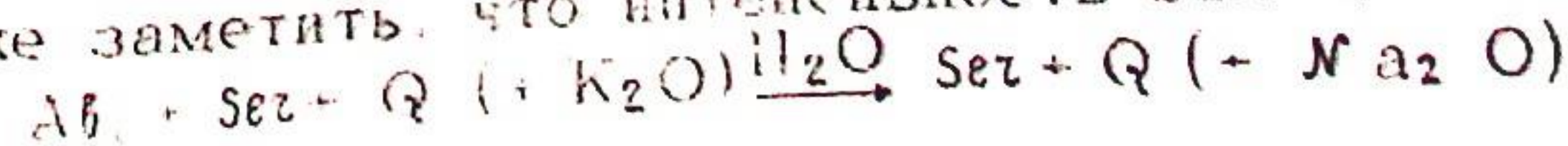
Этому процессу исчезновения одной фазы соответствует
весьма обычное для рассматриваемой зоны и вообще всей
колонки замещение:



или для всей минеральной ассоциации:



Отсюда следует, что выделение геологами по преобладаю-
щему составу кварц-мусковитовой и мусковит-кварцевой зон
в грейзеновых телах в ряде случаев вполне справедливо. Не-
обходимо также заметить, что интенсивность замещения



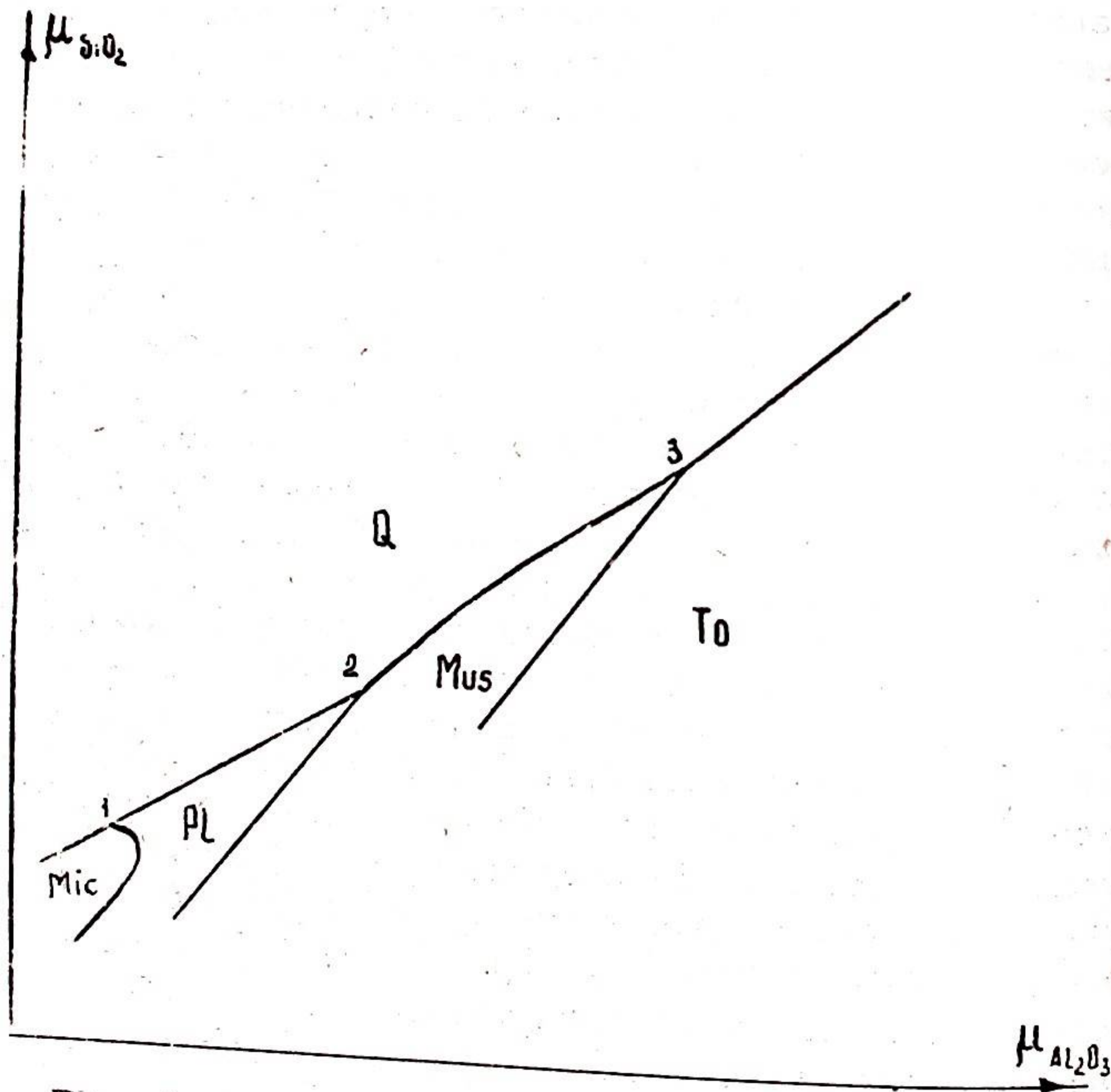


Рис. 2. Изопотенциальное ($M_{H_2O} = Const$) сечение поверхности термодинамических потенциалов $SiO_2 - Al_2O_3 - H_2O$, выведенное из диаграммы рис. 1. 1, 2, 3 - точки тройных ассоциаций.

рующаяся минеральная ассоциация, равновесная в условиях конкретной степени насыщения пород инфильтратом, будет характеризоваться большей величиной потенциалов Al_2O_3 , SiO_2 . Очевидно, что в направлении инфильтрации равновесные величины термодинамических потенциалов этих компонентов в промежуточных сечениях колонки уменьшаются в направлении инфильтрации раствора (выравнивание составов раствора и породы посредством взаимодействий) и в пределах (на внешней границе головной зоны) сравниваются с таковыми исходных минеральных ассоциаций (гранит, песчаник). Отсюда понятно, что все равновесные ассоциации грейзенов связаны в срединной зоне по мере её насыщения инфильтратом взаимными переходами в сторону ассоциаций с

более высокими термодинамическими потенциалами Al_2O_3 и SiO_2 , а именно:

- а) для эндогрейзенов - $Ab + Ser + Q \rightarrow Ser + Q \rightarrow Q$;
- б) для экзогрейзенов (колонка Iex) - $Ab + To + Q \rightarrow To + Q \rightarrow To$;
- в) для экзогрейзенов (колонка IIex) - $Ab + Ser + To \rightarrow Ser + To + To$

Мономинеральное выполнение срединных зон свидетельствует о вполне подвижном поведении всех компонентов, т.е. о максимально возможной степени насыщения породы раствором. Последнее, очевидно, возможно лишь в подвижных зонах - зонах повышенного дробления, рассланцевания, трещиноватости и т.д.

Поскольку степень насыщения промежуточных сечений колонки в глубину боковых пород падает, завершающими процесс ассоциациями здесь являются, например для эндогрейзенов соответственно $Ser + Q$, $Ab + Ser + Q$ и т.д., т.е. формируется метасоматическая зональность.

Выводы: 1. Анализ зональности грейзеновых тел указывает на единство условий формирования срединной мономинеральной зоны ("жилы") и зональных зальбандов ("околожилные грейзены").

2. Грейзенизация приурочивается к подвижным зонам (зоны дробления, трещиноватости и т.д.) в эндо- и экзоконтактах гранитоидных плутонов, что доказывается присутствием срединной мономинеральной зоны, указывающей на вполне подвижное здесь поведение всех компонентов.

3. Все равновесные ассоциации грейзенов связаны в срединной зоне по мере её насыщения инфильтратом переходами в сторону ассоциаций с более высокими термодинамическими потенциалами Al_2O_3 и SiO_2 , что свидетельствует о воздействии на исходные породы постмагматических растворов с повышенными потенциалами этих компонентов. Отсюда становится понятной обычная приуроченность грейзенизации к контактовым зонам гранитоидов с песчаносланцевыми породами (составы, пересыщенные глиноземом). Более того, смещение процессов грейзенизации в апикальных частях интрузий альбитизацией в их глубине легко объясняется относительно низкой величиной потенциалов Al_2O_3 и SiO_2 в просачивающихся здесь растворах, так как фронт инфильтрации проходит в гранитоидах.

4. В направлении в глубину преобразуемых пород (граниты, песчаники) завершающими процесс замещения мине-

ральными ассоциациями будут не моно-, а ди- и полиминеральные ассоциации, характеризующиеся более низкими величинами термодинамических потенциалов инертных компонентов – процесс формирования метасоматической зональности.

5. Формирование зональности экзогрейzenов различных типов (I_{ex} и II_{ex}) определяется различием для них величины термодинамического потенциала SiO_2 . При общем условии максимальной для рассматриваемого процесса величины потенциала Al_2O_3 колонка типа II_{ex} формируется при относительно низкой величине потенциала SiO_2 (однако более высокой, чем в исходной ассоциации). Полевые наблюдения показали, что колонка типа I_{ex} развивается по песчаным разностям осадочно-метаморфических толщ, типа II_{ex} – по алевролитам.

ЛИТЕРАТУРА

Гиббс Дж.В. 1950. Термодинамические работы. Гостеоиздат, М.

Дмитриевский В.С. 1952. Классификация и геологические особенности грейzenовых тел Центрального Казахстана. Докл. АН СССР, т.34, № 4.

Коржинский Д.С. 1944. Соотношение между минеральным составом и величиной химических потенциалов компонентов. Зап. Всесоюз. минер. общ., ч.73, вып.1.

Коржинский Д.С. 1946. Метасоматическая зональность при околотрепчинном метасоматизме и жилы. Зап. Всесоюз. минер. общ. ч.75, № 4.

Коржинский Д.С. 1951. Инфильтрационная метасоматическая зональность и образование жил. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.

МИНЕРАЛОГИЯ СУЛЬФИДОВ В БОКСИТАХ ЮЖНОГО ТИМАНА

В.В.Беляев

Одной из особенностей состава бокситовых руд Южного Тимана является высокая сернистость, обусловленная, главным образом, их сульфидной минерализацией. Между тем сульфиды из бокситов специально еще никем не исследовались, о них имеются только отрывочные сведения (Демина, 1965; Горбачев, 1966), что и послужило основанием для написания настоящей статьи.

Пирит является наиболее широко распространенным сульфидом железа в бокситах. Формы проявления его самые различные: землистые массы, пылевидная и мелкозернистая вкрапленность, прожилковидные обособления, псевдоморфозы по растительным остаткам, конкреционные образования, гранные кристаллы и сростки. Цвет его изменяется от латуно-желтого и латуно-желтого с сероватым оттенком в кристаллических разностях до почти черного в землистых агрегатах. Удельный вес колеблется в пределах от 4,85 до 5,19 (определения Л.А.Юшкиной).

Тонкодисперсные землистые массы и пылевидная вкрапленность сульфидов большинством исследователей диагностировались как мельниковит. Однако изучение таких выделений под электронным микроскопом показало, что они слагаются как глобулами, так и мельчайшими кристалликами, имеющими размеры от сотых до десятых долей микрона. Кристаллики на препаратах дают кубические (шестиуголь-октаэдрические (ромбы) и кубооктаэдрические (шестиуголь-ники) формы, что одно уже указывает на их принадлежность пириту. Глобулы круглые, шаровидные. Они нередко образуют цепочечные, кольцеобразные и неправильные скопления, подобные тем, которые наблюдаются в шлифах и аншлифах. Многие из них, по-видимому, находятся на стадии

перехода в кубы, октаэдры и кубооктаэдры, что доказыва-
ется наличием округло-угловатых форм, промежуточных между шаром и кубом или между шаром и октаэдром и кубооктаэдром.

На рис. 1а приведена зарисовка одного из шаровидных стяжений размером менее 1 мм, состоящего из мельчайших кристалликов пирита. Довольно часто такие образования имеют форму, близкую к округлому октаэдру (рис. 1, а). С другой стороны, встречаются грубоформленные монокристаллы пирита октаэдрического и кубооктаэдрического габитуса, размер которых равен размерам стяжений (рис. 1, а). Между указанными типами наблюдаются все промежуточные формы. Исходя из этого можно полагать, что процессы кристаллизации глобулей и мелких шариковидных стяжений сульфидов зачастую завершались переходом их в монокристаллы пирита. Образование последних, как это следует из спектрохимических анализов (табл. 1), сопровождалось очищением минерала от примесей. Сульфидное вещество глобулей и сферических выделений первоначально обособлялось, вероятно, в виде FeS (Гаррелс, 1961). Впоследствии оно раскристаллизовалось в пирит и отчасти, по-видимому, в марказит, о чем свидетельствует весь набор отражений эталонного пирита и часть линий (1,147; 1,053 кХ и др.) марказита на дебаеграммах стяжений. В процессе кристаллизации сульфида происходило изменение формы его выделений от шарообразной через округло-угловатую к кристаллической.

Таблица 1

Состав элементов-микропримесей в мелких стяжениях и монокристаллах пирита

Формы выделения пирита	Содержание элементов-микропримесей							
	Mn	Pb	Mo	Cu	Ti	Ni	Zn	Ba
Стяжения	0,01	0,005	сл.	0,01	0,003	0,007	сл.	0,003
Монокристаллы	0,001	0,002	не обн.	0,002	сл.	сл.	не обн.	сл.

Примечание. Аналитик Т.И.Иванова (ИГ Коми ФАН СССР).

Крупные (до 10-15 см) стяжения пирита и его псевдоморфозы по растительным остаткам, локализованные в зоне

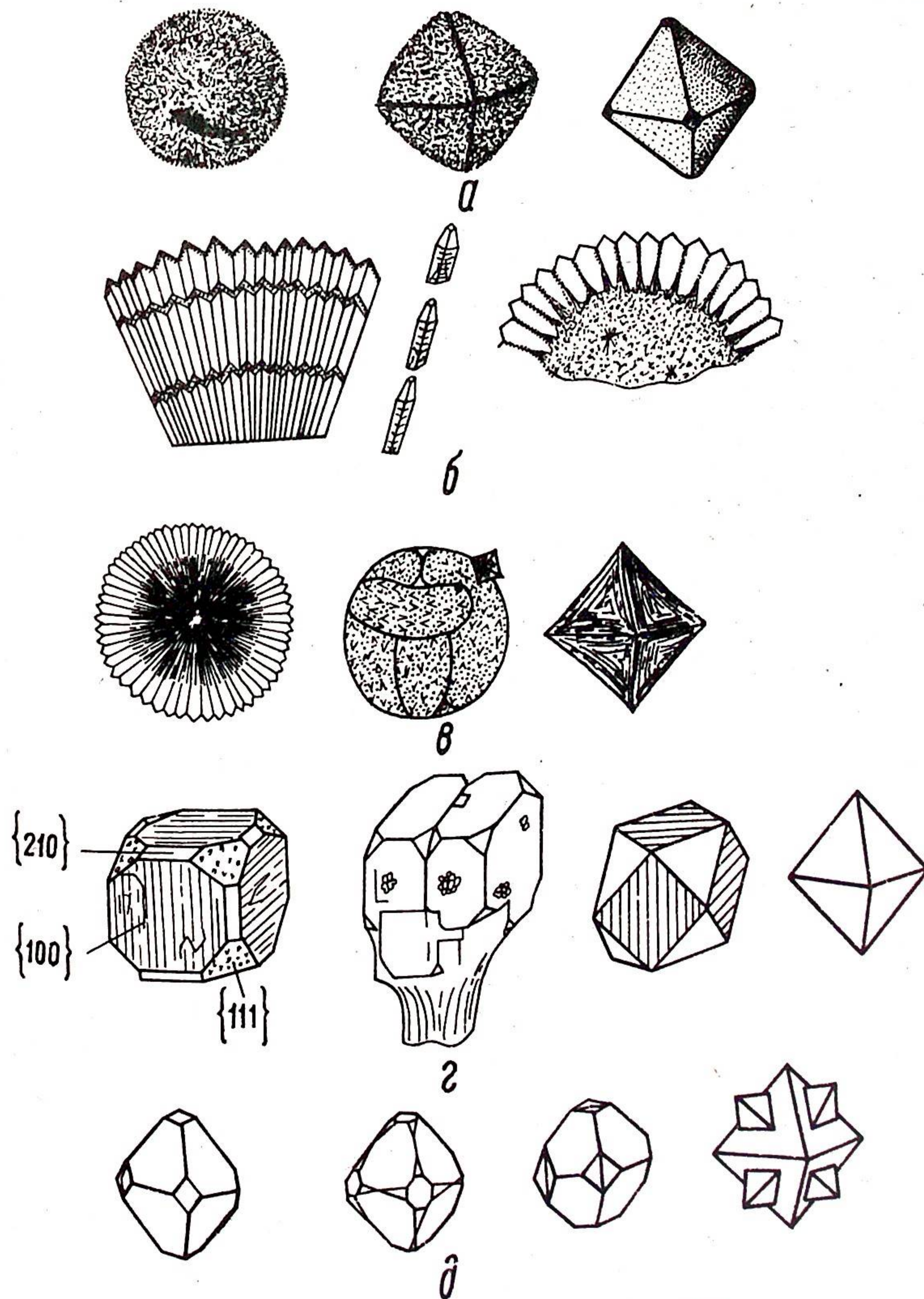


Рис. 1. Морфологические типы пирита в бокситах.

контакта с углистыми породами, местами образуют сплошной конкреционный горизонт. Внешняя корочка неправильной формы массивных выделений зачастую кристаллическое друзовое строение. Поверхность густо усеяна мелкими изометричными кристаллами пирита октаэдрической $\{111\}$ или кубооктаэдрической $\{111\} + \{100\}$ формы. Иногда здесь же встречаются сферические или близкие к ним конкреции, обладающие четким радиально-лучистым строением (рис. 1, б). Часть стяжений при этом имеет хорошо заметную зональность (2-3 зоны), нередко подчеркиваемую тончайшими скоплениями примесей, в составе которых в отдельных случаях отмечаются неправильной формы выделения желтоватого сфалерита. В центральной части стяжений изредка выделяются кольцевые образования сферолитового марказита.

почти
таких
имеет
стяжений

В ряде случаев в бокситах встречаются более шаровидные конкреции пирита с мелкозернистой и друзовой внешней зонами (рис. 1, б). Местами обнаруживаются правильные сферолиты сложного состава, в поперечных изломах которых довольно отчетливо видны две зоны: внутренняя, латунно-желтая - пиритовая и внешняя, свинцово-серая - марказитовая (рис. 1, в). На поверхность сферолитов выходят головки мелких субиндивидов, представляемых сильно расщепленными кристаллами. Иногда сферолит, имея шаровидную форму, состоит всего из нескольких расщепленных субиндивидов (рис. 1, в). В отдельных случаях на их поверхности нарастают октаэдры и кубооктаэдры того же пирита (рис. 1, в), которые порою также расщеплены, иногда до сферолитов.

мелкие
внутренней
нередко
этих
Иногда
не-
отдель-
также

Изредка встречаются полицентрически-зональные пирит-марказитовые конкреции размерами до 5-6 см. Ядра их чаще представляют почти сплошное пирит-марказитовое срастание с редкими включениями вмещающих пород. Они опоясываются зоной примесей, представляющей псевдоморфозные образования пирита по растительным остаткам (рис. 2). Две последующие зоны, венчающие стяжения, слагаются относительно чистым пиритом, содержащим отдельные точечные, червеобразные и мшанкоподобные включения и реликты немзамещенной сульфиды органики. Здесь же спорадически встречаются мелкие изометричные зерна сфалерита желтоватого цвета.

Кристаллы пирита образованы габитусными формами

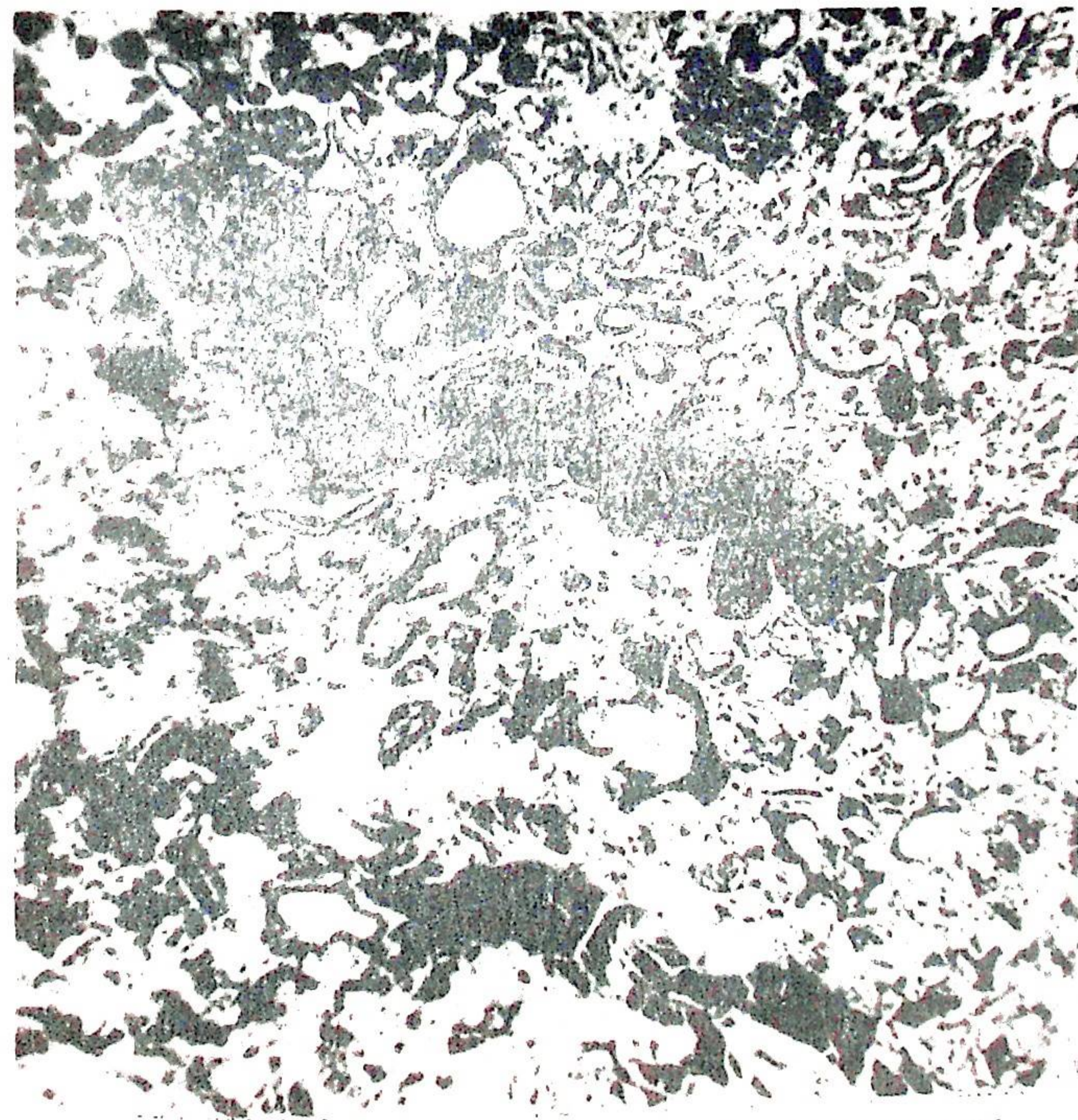


Рис. 2. Псевдоморфозы пирита по органическим остаткам. Аншлиф, увел. 20.

куба $\{100\}$ и октаэдра $\{111\}$, иногда в комбинации с пентагон-додекаэдром $\{210\}$ (рис. 1, г, д). Среди октаэдров пирита изредка встречаются довольно оригинальные сrostки, похожие на двойники прорастания (рис. 1, д). Довольно обычны субпараллельные и друзовые сrostки.

Кристаллы почти постоянно несут следы естественного растворения. Особенно сильно корродированы грани октаэдра. За небольшими исключениями они всегда шероховаты, содержат многочисленные фигуры и ямки травления. Иногда грани порою кажутся вогнутыми и искривленными. Иногда отмечают скелетные формы кристаллов. На гранях куба

часто, но не всегда заметна комбинационная штриховка.

Некоторые из граней куба чрезвычайно богаты разнообразными скульптурами. Наиболее широко распространены среди них концентрически-зональные единичные и множественные бугорки роста, нередко сочетающиеся с линиями слоев роста радиального или диагонального направления. На гранях крупных кристаллов сравнительно часто наблюдаются мелкие наросшие кристаллики той же формы.

Рентгенометрические анализы чисто отобранных кристаллов пирита показывают, что кубические и кубооктаэдрические формы его постоянно дают картину эталонного пирита, тогда как порошкограммы октаэдрических кристаллов помимо отражений пирита в единичных случаях содержат линии, значения которых близки к мельниковиту, описанному А.П.Полушкиной и Г.А.Сидоренко (1963).

Микропримеси в пирите представлены теми же элементами, что и во вмещающем боксите, но количественные содержания их иные. По сравнению с бокситами пирит существенно обогащен Cu , Zn , Ag , Mo , Mn , Pb и Co ; коэффициенты концентрации их в пиритах варьируют от 2,0-2,5 (Co и Pb) до 65 (Cu). Вместе с тем пириты значительно беднее элементами-гидролизатами - Cr , V и Zr . Некоторые элементы-гидролизаты (Be , Nb , Sr и U) в пиритах отсутствуют вовсе.

Марказит в бокситах тесно ассоциирует с пиритом и встречается как в составе землистых сульфидных масс и тонкорассеянной вкрапленности, так и в различного рода стяжениях и псевдоморфозах по растительным остаткам. Мономинеральные образования марказита обнаруживаются реже и проявляются в форме гранных кристаллов и их сростков, а также сферолитов и стяжений.

Цвет марказита обычно также латунно-желтый, близкий к "пиритовому", но отличающийся от него постоянным серым оттенком. В изломе он свинцово-серый. Удельный вес стяжений 4,6-4,7, кристаллов - 4,9-4,95.

Наиболее распространенной формой нахождения марказита в бокситах являются различного рода конкреционные выделения, похожие на подобные образования пирита. Многие из стяжений имеют пирит-марказитовый состав.

Отдельные существенно марказитовые конкреции обладают очень ясно выраженным полицентрически-полизональным строением. В центральной части их находится несколько мономинеральных пиритовых ядер, на которые нарастают

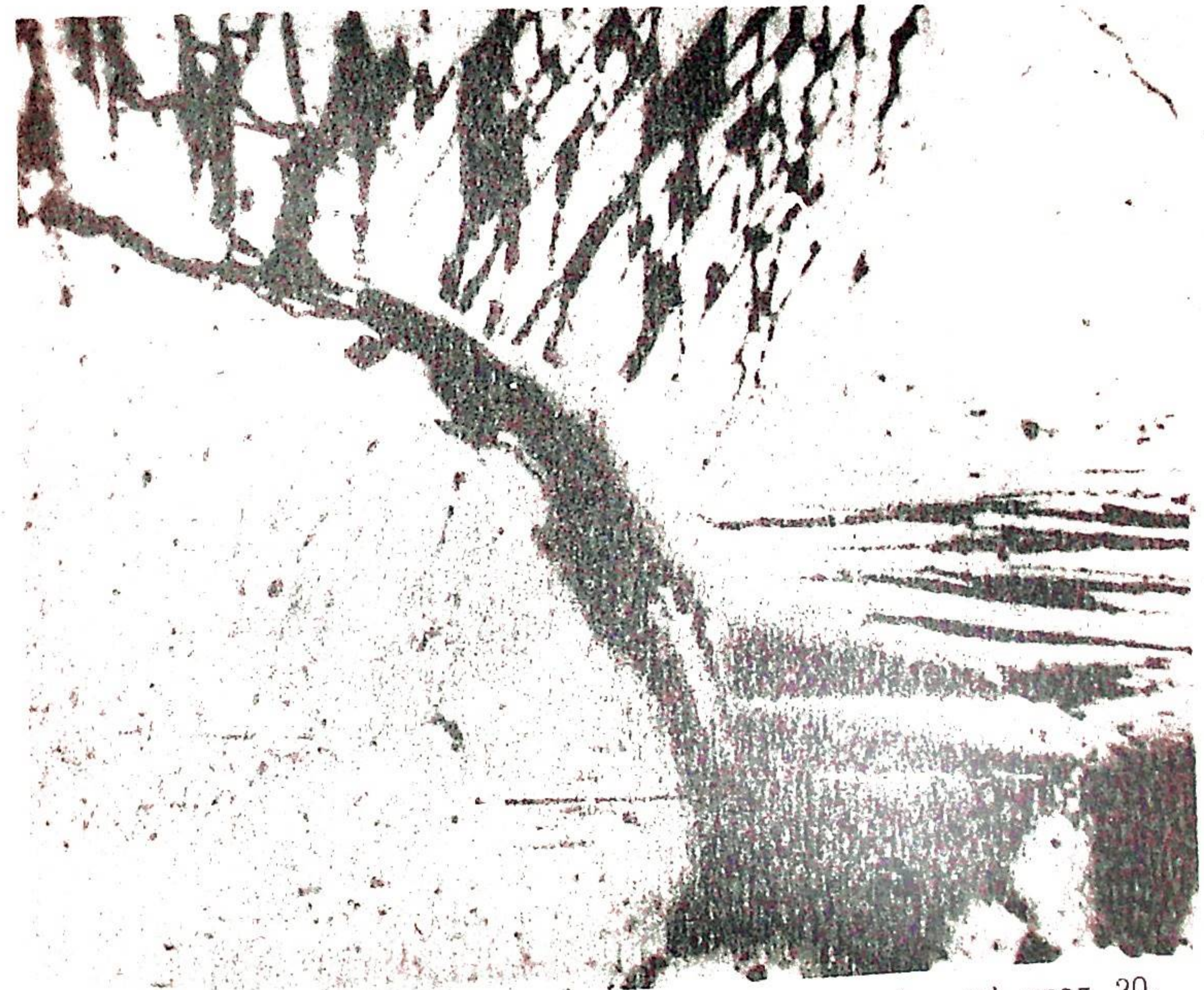


Рис. 3. Друзовая зона в сферолитах марказита. Аншлиф, увел. 20.

шарообразные марказитовые сферолиты, а затем, через маломощную зонку пирита и вмещающей массы, друзы новых сферолитов марказита, имеющие иногда форму однолистников (рис.3). Далее следует прерывистая зонка пирита друзового строения и снова друзы марказитовых кристаллов, отделенные друг от друга вмещающей породой. Кристаллы марказита здесь часто передроблены и образуют участки, переходящие в зернистый агрегат. Наружная зона конкреций вновь слагается мелкозернистым пиритом.

Мономинеральные марказитовые конкреции в большинстве своем сложены друзовыми сростками кристаллов иногда с хорошо заметным двойниковым строением. Местами марка-

зит в них переходит в пирит, что приводит к появлению поликристаллических структур.

Весьма характерны для марказита относительно небольшие (2-4, редко до 10 мм) сферолиты с нечетко очерченным мелкозернистым ядром. На поверхность сферолитов индивидуальности марказита, как правило, выходят входящим углом двойника, иногда они расщеплены на множество субиндивидов параллельно входящему углу. Некоторые конкреции состоят из двух, примерно равновеликих слоев - концентратов.

Внутренний представлен пиритом и обладает мелкозернистым строением, внешний - друзовыми кристаллами марказита.

Рентгеновское изучение вышеописанных сферолитовых стяжений показало, что их дебаеграммы близки к эталонному марказиту.

Гранные кристаллы марказита обладают толстотаблитчатым и призматическим габитусом. Из-за их малого размера определить простые формы не удалось. Вероятнее всего кристаллы марказита представляют собой двойники по {101}. Грани либо гладкие, либо покрыты комбинационной штриховкой. Нередко на них видны элементарные ямки травления; иногда вследствие растворения граней появляются кривогранные формы. По набору элементов-микропримесей марказит аналогичен пириту.

Мельниковит. В название "мельниковит" в настоящее время вкладывается различное содержание. Согласно представлениям большинства исследователей (Чухров, 1955; Бенеславский, 1963 и др.) и справочной литературе (Минералы, 1960; Дир и др., 1966) под мельниковитом следует понимать черные землистые и метакolloидные разновидности двусернистого железа, имеющие структуру пирита или марказита. В таком понимании мельниковит в южнотиманских бокситах имеет довольно широкое распространение (10-15% от общего содержания железосульфидных минералов). В структурном отношении, судя по рентгенометрическим данным, он чаще представлен пиритом, реже - марказитом.

Согласно другой точке зрения мельниковит считается особым железосульфидным минералом (Lepp, 1957; Полушкина и Сидоренко, 1963 и др.).

Мельниковит, как самостоятельный минерал, если и встречается в южнотиманских бокситах, то по-видимому, крайне редко. С учетом особенностей морфологических проявлений этого минерала, наиболее вероятно было бы ожи-

дать его накопления в черных землистых сульфидах железа. Рентгеновское изучение таких разновидностей сульфидов чаще, однако, не дает каких-либо указаний на присутствие мельниковита. Рентгенограммы, часть отражений которых имела значения, близкие к таковым мельниковита А.С.Полушкиной и Г.А.Сидоренко, были обнаружены всего лишь у двух препаратов. Один из них был представлен мельчайшими, грубо оформленными октаэдрическими кристаллами сульфидов железа, другой - сферолитами. Из-за недостатка материала, к сожалению, изучить данный минерал более детально не удалось, в связи с чем этот весьма интересный с минералогической точки зрения вопрос остался не до конца решенным.

Сульфиды других металлов в южнотиманских бокситах встречаются крайне редко и в очень небольших количествах. Нами они отмечались только в ассоциации с сульфидами железа. Сфалерит изредка наблюдался в виде неправильной формы выделений и мелких зерен в порах и на стыках зерен и кристаллов пирита и марказита. От железосульфидных минералов он отличался желтоватым цветом, жирным блеском и более высоким рельефом, а зерна также и спайностью. Ранее сфалерит в бокситах был описан в виде своеобразных почковидных наростов внутри канальцев трубчатых стяжений сульфидов железа (Горбачев, 1966). Примечательно то, что несмотря на довольно высокое (до 1%) содержание цинка в некоторых образцах пирита и марказита, обнаружить сфалерит в них не удается. Вероятнее всего, что цинк здесь изоморфно входит в структуру железосульфидных минералов.

Халькопирит встречается еще реже, чем сфалерит. Во всех случаях он наблюдается исключительно в виде тонких эмульсионных пленочек на зернах и кристаллах пирита и марказита. Четко обособленных выделений он, вероятно, не образует. Не исключено, что медь, как и цинк, может быть структурной примесью в минералах сульфидов железа.

Галенит был обнаружен в одной из пиритовых конкреций в форме отдельных очень небольших идиоморфных кристаллов и нескольких округлых включений, приуроченных к границам зерен пирита.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований выявлено, что сульфиды в бокситах Южного Тимана представлены в основном

ном пиритом и марказитом, их колломорфными и скрыто-кристаллическими разностями – мельниковит-пиритом, мельниковит-марказитом, а также аксессуарными сфалеритом, халькопиритом, галенитом.

Сульфиды железа являются концентраторами многих элементов в бокситах: Cu , Zn , Ag , Mo , Mn , Pb , Co и др., но содержания последних не достигают промышленно-интересных концентраций.

ЛИТЕРАТУРА

Бенеславский С.И. 1963. Минералогия бокситов. Госгеолтехиздат, М.

Гаррелс Р. 1961. Скорости химических реакций при низких температурах и давлениях. В сб: Геохимические исследования. ИЛ, М.

Горбачев Б.Ф. 1966. К минералогии Cu , Zn и Pb в бокситах. Литология и полезн. ископ., № 5.

Демина В.Н. 1965. Изучение бокситовых залежей и подстилающих их пород на юго-восточном склоне Тиманского поднятия. Автореф. сотрудников ИГЕМ за 1964 г. Изд. ИГЕМ, М.

Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. 1966. Породообразующие минералы, т.5, Изд. "Мир", М.

Минералы. 1960. Справочник, т.1, Изд. АН СССР, М-Л.

Полушкина А.П., Сидоренко Г.А. 1963. Мельниковит как минеральный вид. Зап. Всесоюзн. минер. общ. ч.92, выш.5.

Чухров Ф.В. 1955. Коллоиды в земной коре. Изд. АН СССР, М.

Lepp. H. 1957. The Synthesis and probable geologic significance of Melnicovite. Econ. Geol., v. 52, № 5.

КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЯ ПИРИТА ИЗ АМДЕРМИТОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПАЙ-ХОЯ

Ю.Н.Ромашкин

Амдермит представляет собой своеобразную светло-серую кварц-кальцит-серицитовую плотную породу, обнаруженную в районе Амдерминского флюоритового месторождения (Сверчков, 1939; Виттенбург, 1940). Он залегает в коралловых жилах в виде секущих жильных тел мощностью от нескольких сантиметров до 20 м, с резкими четкими контактами. Соотношения главных породообразующих минералов постоянны; наиболее обычные соотношения: кварца-50, серицита-30, кальцита-10%. В меньших количествах присутствуют доломит, пирит, реже флюорит. По виду амдермит иногда приближается к кварцевым породам типа кварцитов, иногда напоминает обогащенные серицитом тальковые сланцы. Калий-аргоновые геохронологические определения, выполненные на валовых пробах амдермита из разных жил дают значения 262 ± 10 , 274 ± 10 , 282 ± 12 млн лет.

Генезис амдермита не выяснен; существуют две обоснованные предположения либо о их гидротермальном, либо метасоматическом происхождении. Очевидно, чтобы понять природу этой своеобразной породы, необходимо комплексное исследование. В данной статье приводятся результаты кристалломорфологических исследований амдермита, являющегося постоянным минеральным компонентом амдермита.

Содержание пирита в амдермите варьирует от 0,5 до 4,5%, причем наиболее окварцованные разности содержат больше пирита по сравнению с разностями, обогащенными кальцитом. Чаще всего кристаллы имеют размер 0,5-1,5 мм по двойниковой оси (66% выполненных под микроскопом образцов), кристаллы от 1,2 до 2 мм составляют 20%, до 5 мм - 4%, кристаллы более 5 мм встречаются очень редко.

Распределение кристаллов или равномерное, или дифференцированное по размерам. Обычно мелкие кристаллы (0,3-0,7 мм) приурочены к амдермитам сланцевой текстуры, более крупные - к массивным амдермитам. При этом мелкие кристаллы присутствуют и в массивных амдермитах, крупные же никогда не встречаются в сланцевых.

Облик кристаллов изометричный, габитус пентагондодекаэдрический. Каких-либо простых форм, кроме габитусной $\{210\}$, не обнаружено. Как правило, развитие всех граней пентагондодекаэдра равномерное, и кристаллы близки к идеализированным моделям этой формы. Реже, за счет неравномерного развития граней, кристаллы приобретают несколько удлиненный или клиновидный облик.

Грани всех кристаллов покрыты комбинационной штриховкой, являющейся, как известно, следствием послойного роста граней (Аншелес, 1943).

На мелких кристаллах слои роста распространяются моноцентрически из угла, противоположного ребру $[100]$, параллельно ему. Образовавшийся слой, разрастаясь, покрывает грань, затем начинает нарастать новый слой и т.д. Однако если образование зародыша нового слоя происходит до того как предыдущий покрыл грань полностью, то вновь образовавшийся слой, начиная расти, тормозит развитие предыдущего и постепенно его останавливает. Такое послойное развитие грани кристаллов пирита, отмечавшееся О.М. Аншелесом (1943), наблюдается на всех изученных кристаллах и приводит к образованию лестничной и ступенчатой линейной монореберной штриховки (рис. 1а, 2а). Соотношение скорости роста и скорости зарождения слоев различно на разных гранях кристалла; в результате одни ребра, параллельные двойным осям, имеют четко выраженный вид, на месте же других появляется ступенчатая область, образованная комбинационной штриховкой (рис. 3). Одному из исследованных кристаллов широкая ступенчатая область придала псевдокубический габитус. На месте ребер между торцами и террасами ступеней, составляющих грань куба, у подобных кристаллов присутствуют маленькие недоразвитые грани, соответствующие по своему положению грани куба. Однако подобные случаи очень редки. Обычно грани развиты довольно равномерно и ступенчатые области, если они имеются, узкие сравнению с гранями.

Скульптура граней более крупных кристаллов (3-5 мм)

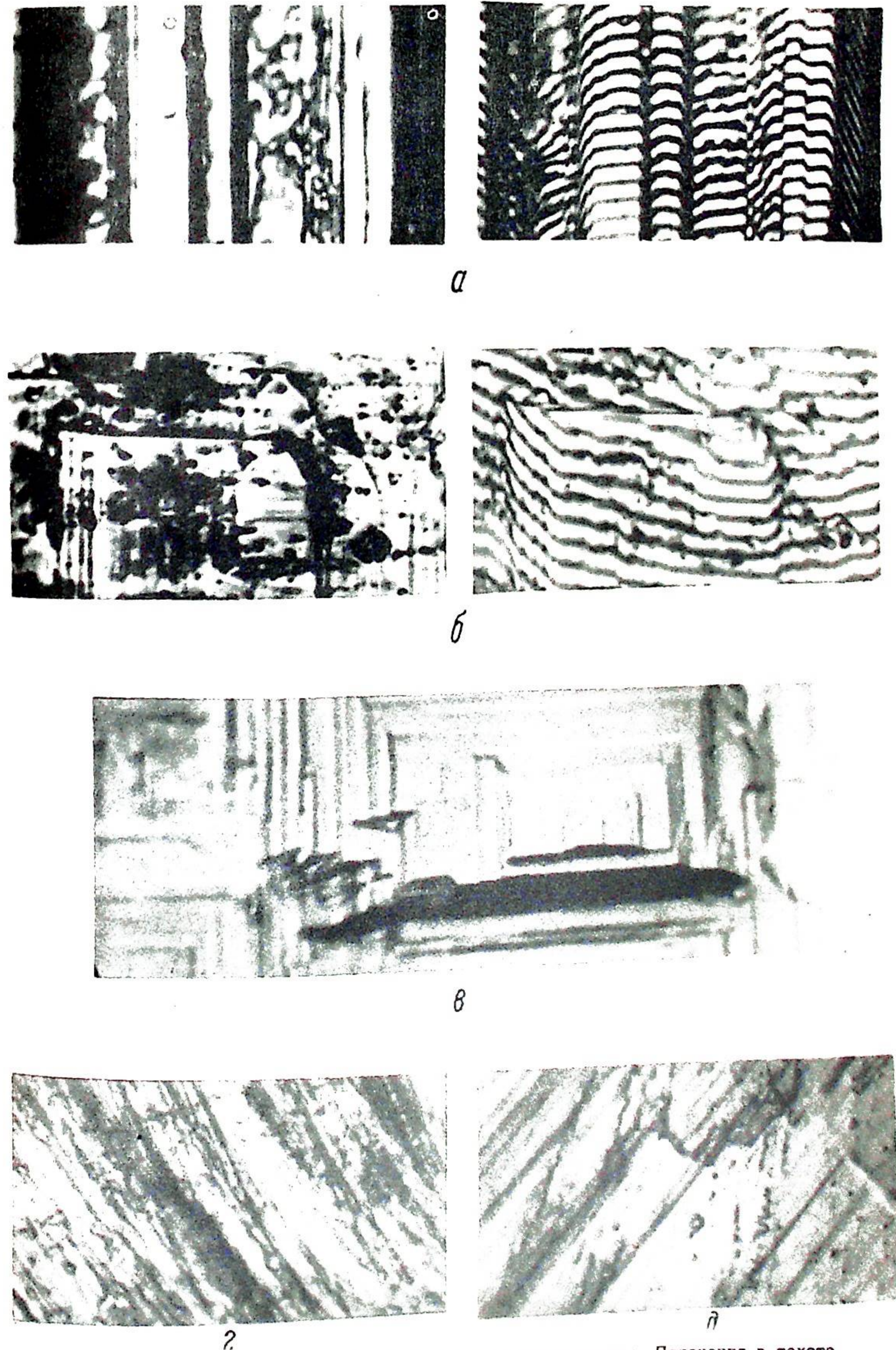


Рис. 1. Морфология граничных скульптур на кристаллах пирита. Пояснения в тексте.

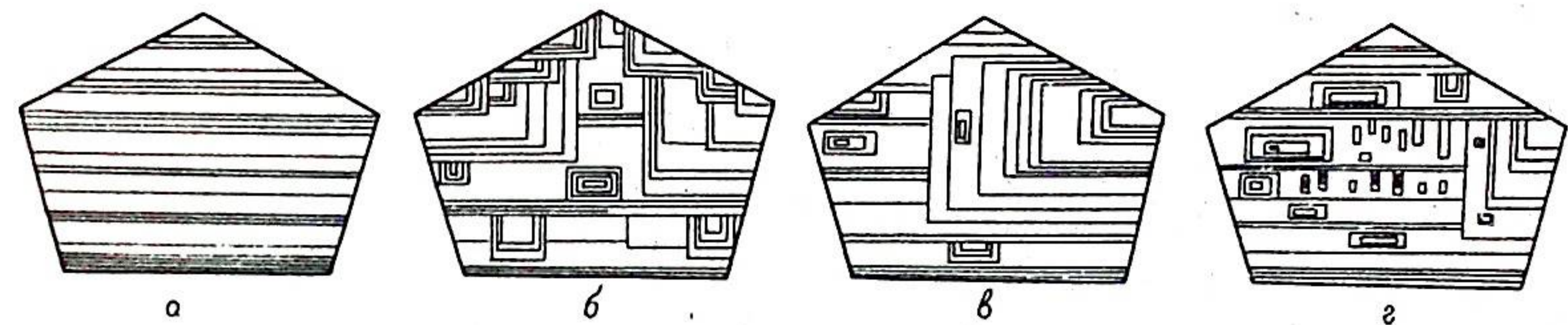


Рис. 2. Типы скульптур на гранях кристаллов пирита.

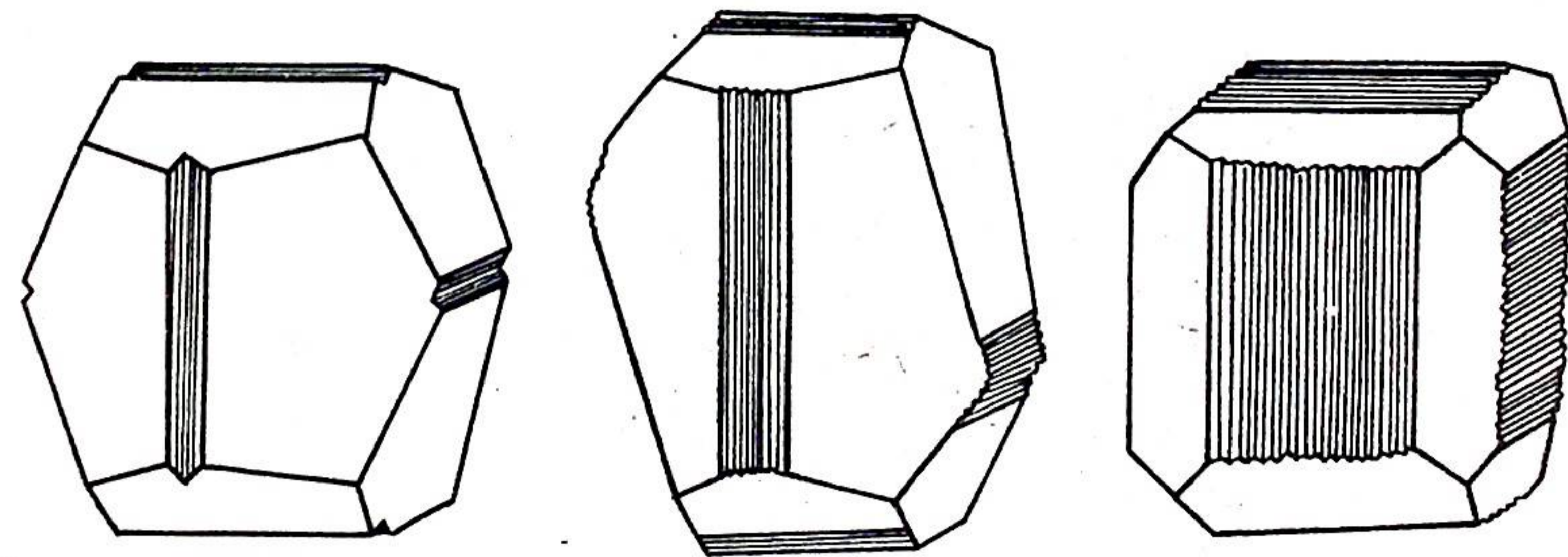


Рис. 3. Ступенчатая область на кристаллах пирита.

гораздо сложнее, чем мелких. Они обычно характеризуются полицентрическим распространением слоев роста по грани. Новые центры роста возникают на ступеньках основной лестничной монореберной штриховки в общем-то в любом месте грани. Распространяясь от пересекающихся ребер диреберников, ограничивающих грань, навстречу друг другу и в сторону ребра $[100]$, слои роста образуют дополнительную штриховку, перпендикулярную основной. Их комбинация имеет вид лестничной перистой диреберной штриховки, а так как слои растут из разных центров с различными скоростями, то участок грани около ребер приобретает черепацеобразную скульптуру (рис.2б).

При распространении слоев от ребра в три стороны грань покрывается лестничной комбинированной парारेберной штриховкой, ступени которой опускаются в противоположные стороны параллельно ребру $[100]$ и перпендикулярно ему (рис.1б, 2в). Слои роста, образующие дополнительные штриховки, имеют как прямолинейную, так и криволинейную конфигурацию. При наложении друг на друга слоев, распростра-

няющихся из разных точек, их совокупности имеют зубчатые очертания. Обычно эти штриховки не покрывают грань полностью, а концентрируются в районе своего возникновения, отчего прибрежные участки гипсометрически несколько выше центральной части грани. Зарождаясь в центральных частях, слои распространяются в четыре стороны и ограничены двумя парареберниками. Нарастающие слои по площади меньше нижележащих, отчего грань оказывается покрытой ступенчатыми выступами пирамидальной формы, которые можно считать субиндивидами.

Наиболее крупные субиндивиды ориентированы параллельно основной штриховке, их размеры колеблются от $0,037 \times 0,052$ до $0,054 \times 0,104$ мм. Мелкие же субиндивиды ориентированы перпендикулярно основной штриховке и имеют размеры от $0,006 \times 0,052$ до $0,008 \times 0,016$ мм (рис. 1в).

Отдельные, наиболее мелкие субиндивиды благодаря полному выклиниванию слоев роста переходят в вицинальные пирамидки, имеющие в идеале форму пирамид тетрагональной сивгонии. Высота субиндивидов, измеренная на микроинтерферометре Линника МИИ-4, колеблется в пределах $0,135-2,52$ мкм. Высота ступеней штриховки на наиболее гладких гранях также довольно разнообразная — от $0,079$ до $1,485$ мкм.

Фотогониометрическими исследованиями (при съемке ось кассеты ориентировалась параллельно оси симметрии кристалла L_2 или L_3) установлено, что все кристаллы имеют совершенно одинаковую огранку пентагондодекаэдра. Ступенчатые области, имеющие положение граней куба, не дают самостоятельных сигналов и являются псевдогранями. Световые лучи, отходящие от сигналов граней и соответствующие несовершенным цилиндрическим их поверхностям (Джафаров, 1961), характерны для всех кристаллов (рис. 4). Длина их, однако, различная, что отражает неодинаковую степень неупорядоченности кристаллической поверхности. Общая картина искривления граней в результате развития гранного рельефа показана на гномостереографической поверхности (рис. 5).

Кроме описанной выше штриховки роста, на гранях целого ряда кристаллов обнаружена своеобразная косая шрамовая штриховка. На одних гранях она имеет вид коротких криволинейных "шрамов" или борозд, пересекающих комбинационную штриховку под углами $30-90^\circ$, на других бывает заметно, что "косая" штриховка состоит из прямолинейных участков, которые в общей сложности создают впечатление



Рис. 4. Фотограмма кристалла пирита с комбинационной штриховкой.

той же криволинейности. Комбинационная штриховка на гранях некоторых кристаллов полностью уничтожена (как бы содрана) шрамами (рис. 1г) в то время как на других гранях этого же кристалла ее разрешение незначительно. При больших увеличениях видно, что отдельные шрамы отпрепарированы сплошными или прерывистыми цепочками мелких ямок, похожих на ямки травления. Скорее всего шрамовая косая штриховка представляет собою результат абразионного влияния на грани кристаллов твердых частиц вмещающей среды.

Охарактеризованные выше кристалломорфологические особенности пирита и геолого-петрографические данные позволяют сделать предположение о его кристаллизации в вязкой гетерогенной среде. Так, очень правильная, близкая к идеальной форма кристаллов свидетельствует о равномерном со всех сторон подтоке раствора к растущим граням, что характерно для вязкой среды (Шафрановский, 1961). Наличие на гранях крупных кристаллов полицентрических скульптур роста может быть связано с появлением локально повышенных концентраций раствора в условиях, когда размер кристалла превосходит оптимальный для идеального роста (это отражает некоторую гетерогенность среды). Наконец, появление абразионных шрамов вполне объяснимо механическим воздействием твердых частиц внедряющейся в трещины гетерогенной массы, в которой распределены растущие кристаллы пирита.

ЛИТЕРАТУРА

- Аншелес О.М. 1943. О происхождении штриховки на гранях кристаллов. Уч. зап. ЛГУ, сер. естеств. наук, № 88.
- Виттенбург П.В. 1940. Рудные месторождения острова Вайгача и Амдермы. Изд. Главсевморпути, Л.
- Джафаров Ч.Д. 1961. Об особенностях морфологии кристаллов пирита из месторождений Нахичеванской АССР. Зап. Все-союзн. минер. общ., ч. 90, вып. 4.

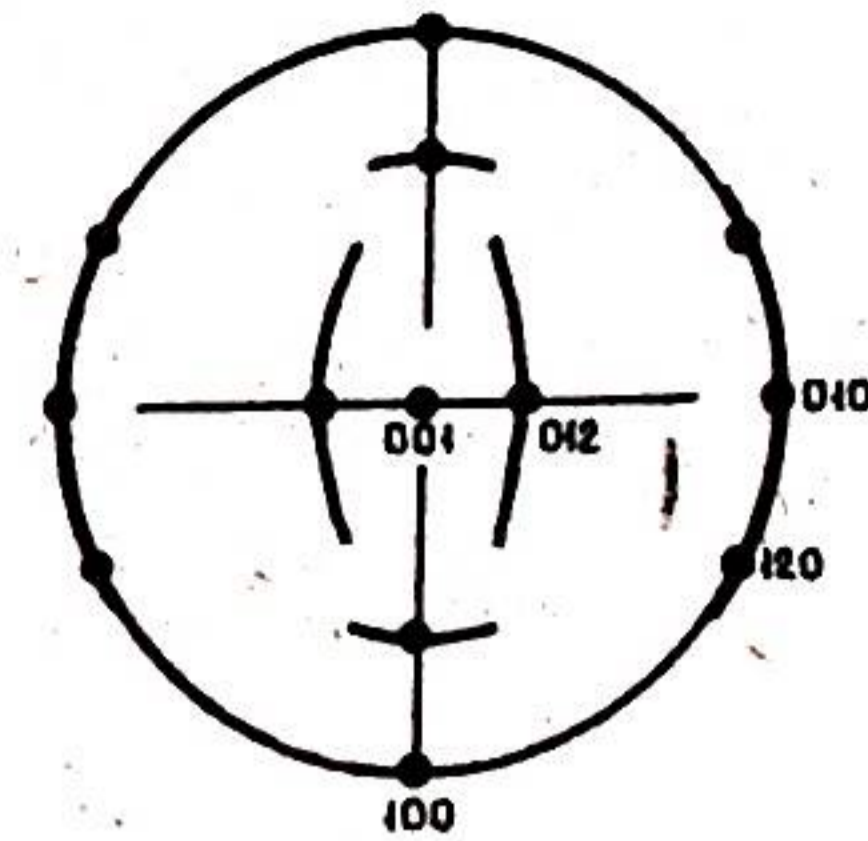


Рис. 5. Сводная гномостереографическая проекция округлых поверхностей кристаллов пирита, построенная по данным фотогониметрии

Сверчков В.С. 1939. Амдерминское месторождение флюорита. Изд. Главсевморпути, Л.
Шафрановский И.И. 1961. Кристаллы минералов. Госгеолтехиздат, М.

ГРАНАТЫ, ХРОМШПИНЕЛИДЫ И ОЛИВИН
ИЗ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДЕВОНА ЗАПАДНОГО
СКЛОНА СЕВЕРНОГО УРАЛА

Э.С.Щербаков, Г.Ф.Проскурин, Ю.И. Луппов

Акцессорные минералы терригенных отложений девона к настоящему времени изучены недостаточно полно. Некоторые сведения о них можно найти в работах И.А.Преображенского (1944), А.И.Першиной (1960), О.А. и А.Г.Кондайн (1960). Однако гранатам в них уделено очень мало внимания, а хромшпинелиды и оливин вообще не упоминаются. В связи с тем, что в последнее время указанные минералы рядом исследователей рассматриваются как генетические спутники алмазов, целесообразно привести полученные нами новые данные.

Акцессорные минералы терригенных отложений девона изучались с целью палеогеографических реконструкций в следующем порядке. Из пробы весом 2-3 кг отквартовывалась навеска в 40 г, которая разделялась на фракции 0,5-0,1 мм и менее 0,1 мм. Затем эти фракции, как обычно, разделялись на легкую, магнитную, электромагнитную и немагнитную тяжелую фракции, в каждой из которых подсчитывалось 300-400 зерен. В результате был установлен ряд минералогических ассоциаций и некоторые закономерности распределения минералов в них (Щербаков и др., 1970).

Гранаты сосредоточены в основном во фракции 0,5-0,1 мм и могут быть разделены на три группы:

а) Фиолетово-розовый гранат, образующий осколки неправильной формы с сильным стекляннным блеском, иногда содержащий включения циркона, кварца и рудного минерала, отчего сами зерна становятся мутноватыми; показатель преломления $N = 1,780$, удельный вес 3,85;

б) желтовато-розовый гранат, встречающийся в виде округлых зерен без включений с $N = 1,760-1,780$, но не превышающим 1,780 даже для красных лучей, удельным ве-

сом 3,85–3,94, параметром элементарной ячейки $a_0 = 11,480 - 11,520$ кХ; эти гранаты по показателям преломления и размерам элементарной решетки относятся к ряду пироп-альмандин с содержанием пиропового компонента 35–45%, определенное по диаграмме ячейка-показатель преломления (Гневушев и др., 1956).

в) желто-розовый до золотисто-розового гранат, встречающийся в виде хорошо окатанных, округленных зерен, диаметром около 0,1 мм, с $M = 1,754$ для красных лучей и $a_0 = 11,560$ кХ, по величине элементарной решетки относящийся к гроссуляру.

Гранаты первой группы распространены во всех фациях песчаноалевроитовых пород нижнего и среднего девона западного склона Северного Урала и близки к гранатам из метаморфических пород Тимана (Кочетков, Поповцева, 1969). Последние М.И.Осадчуком и др. (1964 г.) рассматриваются как промежуточные коллектора тиманских алмазов.

Гранаты пироп-альмандинового ряда (вторая группа) встречаются лишь в аллювиальных отложениях такатинской свиты рр.Шугора и Уньи и в отложениях пристаньской свиты. По показателям преломления и параметру элементарной ячейки они аналогичны пироп-альмандинам, обнаруженным С.И.Фуртергендлер в уральских алмазах, на основании чего М.Т.Орлова (1961) рассматривает их в качестве генетических спутников алмазов.

Гроссуляр, гранат третьей группы, по нашим данным, встречается в вязовских отложениях, покрывающих такатинские.

Вместе с гранатами второй группы в такатинских песчаниках рр.Шугора и Уньи найдены хромшпинелиды в количествах от единичных зерен до 30% электромагнитной фракции 0,5–0,1 мм и единичные зерна оливина. Кроме того хромшпинелиды и оливин встречены и в песчаниках основания франского яруса.

Хромшпинелид из песчаников р.Шугор представлен зернами неправильной угловатой формы 0,1–0,2 мм, просвечивающимися красновато-бурым цветом. Полуколичественным спектральным анализом в них установлены процентные содержания Mg, Fe, Al, Cr. Удельный вес 4,04 и размер элементарной ячейки $a_0 = 8,160$ кХ отвечают минералу группы шпинели (герциниту).

Хромшпинелиды из такатинских песчаников р.Уньи имеют октаэдрическую, окатанную, или неправильно угловатую фор-

му и размеры зерен от 0,1 до 1,5–2 мм. Очень слабо просвечивают в осколках менее 0,1 мм. Полуколичественным спектральным анализом так же установлены процентные содержания Mg, Fe, Al, Cr. Удельный вес 4,03–4,04, размер элементарной решетки $a_0 = 8,240$ кХ и инфракрасный спектр отвечают характеристике алюмохромита.

По данным О.А.Кондайн (1964 г.) в такатинских песчаниках р.Уньи обнаружены единичные зерна хромпикотита.

Оливин встречается в виде бесцветных изометричных или угловатых зерен размером около 0,1 мм с $M = 1,694$ и параметрами элементарной ячейки $a = 4,74$, $b = 10,18$, $c = 5,99$ кХ, близкими к форстериту.

М.Т.Орлова (1961) указывает, что оливин с такими же показателями преломления и размером элементарной ячейки и хромпикотит были определены в виде включений в уральских алмазах. П.Н.Конев (1970) считает хромшпинелиды, наряду с пиропами, достоверными генетическими спутниками алмазов.

Таким образом мелкообъемное опробование, примененное авторами, позволило установить наличие генетических спутников алмазов в терригенных отложениях девона западного склона Северного Урала. Более целенаправленное и крупнообъемное опробование и детальное изучение минералогии этих отложений позволит правильно оценить их перспективность как возможных коллекторов алмазов на Северном Урале. С этой точки зрения первоочередным районом работ следует считать бассейн р.Уньи.

ЛИТЕРАТУРА

- Гневушев М.В., Калинин А.И., Михеев В.И., Смирнов Г.И. 1956. Изменение размеров ячейки гранатов в зависимости от состава. Зап. Всесоюз. минер. общ., ч.85, вып. 4.
- Кондайн О.А., Кондайн А.Г. 1960. Стратиграфия и фации девонских отложений южной части Печорского Урала. Матер. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 128.
- Конев П.Н. 1970. Литология, условия образования и алмазоносность такатинской свиты Колво-Вишерского края. Автореф. дисс., Свердловск.
- Кочетков О.С., Поповцева А.А. 1969. Альмандин в древних толщах Тимана и Канина. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12.
- Орлова М.Т. 1961. Разновидности гранатов, ильменита и оливина из алмазоносных районов Урала. Бюлл. ВСЕГЕИ, № 3.

Першина А.И., 1960. Стратиграфия и палеогеография девонских отложений правобережья Средней Печоры и южной части гряды Чернышева. Изд. АН СССР, М.-Л.

Преображенский И.А., 1944. Литолого-минералогический разрез палеозоя по р. Щугор. Тр. Базы АН СССР в Коми АССР, сер. геол., вып. 1.

Щербаков Э.С., Проскурин Г.Ф., Луппов Ю.И., 1970. Терригенные отложения девона западного склона Северного Урала как возможные коллектора алмазов. Матер. 1У Коми республ. молодеж. научн. конференции, Сыктывкар.

ГРАНАТЫ ПОРОД ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Р.Г.Тимонина

Целью работы явилось изучение состава и свойств гранатов и их зависимости от химического состава и типа вмещающей породы. Исследовались гранаты амфиболитов, роговообманковых сланцев, гранитов и гнейсов, метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Минерал отбирался из тяжелой фракции пробы под бинокляром, но несмотря на это, идеально чистого материала в ряде случаев получить не удалось из-за наличия массы мельчайших включений кварца и альбита. Очевидно, этим и объясняется некоторый избыток кремнезема и алюминия в описываемых гранатах.

Гранат из амфиболитов и роговообманковых сланцев образует зерна характерной для него ромбододекаэдрической формы размером до 0,3 мм в поперечнике, изометричные или несколько удлиненные по направлению сланцеватости. Иногда можно видеть зонально расположенные включения мелкозернистого магнетита в гранате, что говорит о непостоянстве физико-химических условий во время роста минерала. Очень часто гранат разбит многочисленными трещинками, по которым развиваются хлорит, биотит. Контуры корродированы кварцем.

По составу гранат альмандиновый (табл. 1) с несколько меняющимся содержаниемgrossуляровой составляющей (от 11,4 до 19,9%). Показатель преломления колеблется от 1,802 до 1,804, железистость 72-74%. Составы гранатов, нанесенные на диаграмму Н.В.Соболева, попадают в поле пород эпидот-амфиболитовой фации (рис. 1). С гранатом в этих породах обычно сосуществует роговая обманка. Анализ ее химического состава, состава граната и вмещающей их породы показывает, что такая ассоциация встречается в породах высокой железистости и коэффициент железистости роговой

Таблица 1

Химический и компонентный состав гранатов

Компоненты	Номера проб гранатов							
	4085	2364	2886	178	K-24	4073	2255	37
SiO ₂	45,18	43,56	41,47	39,07	38,50	40,40	39,62	51,44
TiO ₂	0,34	0,49	не обн.	не обн.	0,08	0,51	0,73	0,15
Al ₂ O ₃	18,26	19,18	20,01	20,57	21,20	19,91	21,80	17,41
Fe ₂ O ₃	1,01	1,48	1,01	1,00	-	1,60	1,16	1,19
FeO	24,43	24,78	25,11	19,83	16,20	26,19	25,18	22,86
MnO	2,33	2,77	2,00	7,70	7,20	2,05	1,77	0,70
MgO	1,00	1,91	0,50	1,09	0,03	1,52	1,90	0,23
CaO	6,83	4,89	9,43	9,69	16,80	8,02	7,30	5,98
Na ₂ O	не опр.	1,21	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	1,21	0,19
K ₂ O	-	0,10	-	-	-	-	0,08	0,08
H ₂ O ⁻	-	-	-	-	-	-	0,30	0,01
H ₂ O ⁺	0,51	0,25	-	-	-	-	0,30	0,05
С у м м а	99,89	100,47	99,43	98,97	100,1	100,32	100,75	100,29
Показатель прелом	1,803	1,802	1,795	1,799	1,775	1,795	1,802	1,799
F	72	74	68	66	52	69	69	72
Размер ячейки в кХ	11,583	11,581	11,571	1,836	11,681	11,577	11,584	11,572

Компонентный состав гранатов (в %)

Альмандин	65,6	66,6	62,7	46,3	35,9	63,7	68,9	72,7
Андрадит	3,5	5,4	3,2	3,2	-	5,2	4,1	4,7
Гроссуляра	19,9	11,4	26,9	27,1	47,9	19,7	13,0	19,1
Пироп	4,8	9,1	2,2	4,4	-	6,5	9,2	1,3
Спеллартин	6,2	7,5	5,0	19,00	16,5	4,9	4,8	2,2

Примечания: Обр. 4085 - гранат из амфиболита, коллекция Р.Г.Тимониной; обр. 2364 - гранат из амфиболита, коллекция В.Н.Пучкова; обр. 2886, 178, K24 - гранаты из гранитов, коллекция Е.П.Калинина; обр. 4073 - гранат из гнейса, коллекция Р.Г.Тимониной; обр. 2255 - гранат из гнейса, коллекция В.Н.Пучкова; 37 - гранат из плагиогнейса, коллекция М.В.Фишмана. Коэффициент железистости

$$F = \frac{FeO + Fe_2O_3 + MnO}{FeO + Fe_2O_3 + MnO + MgO + CaO}$$

обманки в них достаточно высок (52-70%), но ниже железистости граната, которая колеблется в пределах 63-74%.

Гранаты из гранитов образуют неправильной формы зерна коричневатого-розового цвета с редкими крупными включениями кварца. По составу он альмандиновый с повышенным содержанием кальциевого компонента (26,9-27,1%). Железистость 64-68%, железистость сосуществующего биотита (40-58%) возрастает с увеличением железистости граната (табл.2). Минеральная ассоциация обычная: кварц+альбит + микроклин + мусковит + биотит + эпидот. Несколько своеобразен состав граната в образце K-24: содержание гроссуляра в нем поднимается до 47,92%, а содержание альмандина снижается до 35,93%. Заметной разницы в составах вмещающих пород не наблюдается. Вероятнее всего, эти колебания связаны с условиями образования.

Гранат гнейсов наблюдается в виде мелких неправильной формы обломков, образовавшихся в результате дробления и растягивания более крупных зерен. Промежутки между обломками выполнены мусковитом и хлоритом. Иногда порода пересекается множеством эпидотовых прожилков, которые рассекают и гранат. В большинстве случаев гнейсы диафторированы, и на месте граната остался лишь "каркас", все остальное замещено хлоритом. По составу - это типичный альмандиновый гранат (табл.1) с содержанием гроссуляра от 13 до 19,7%. Железистость 69-72%. В гнейсах наблюдается такая же закономерность в изменении железистости граната и сосуществующего с ним биотита, как и в гранитах (табл.2).

Таблица 2

Железистость сосуществующих гранатов и биотитов

Железистость (в %)	Вмещающая гранат и биотит порода			
	гнейс, обр. 4044	гнейс, обр. 4330	гранит, обр. 178	гранит, обр. 2886
железистость граната	64	64	66	68
железистость биотита	32	40	46	58

в) Спессартин-гроссуляр-альмандиновые, характерные для гранитов, со значительным содержанием гроссуляра, которое колеблется от 26 до 47%.

ЛИТЕРАТУРА

Гневушев М.А., Калинин А.И., Михеев В.И., Смирнов Г.И. 1956. Изменение размеров ячейки гранатов в зависимости от состава. Зап. Всесоюз. минер. общ., ч. 85, вып. 4.

Соболев Н.В. 1970. Гранаты. В сб: Фации метаморфизма, Изд. "Недра", М.

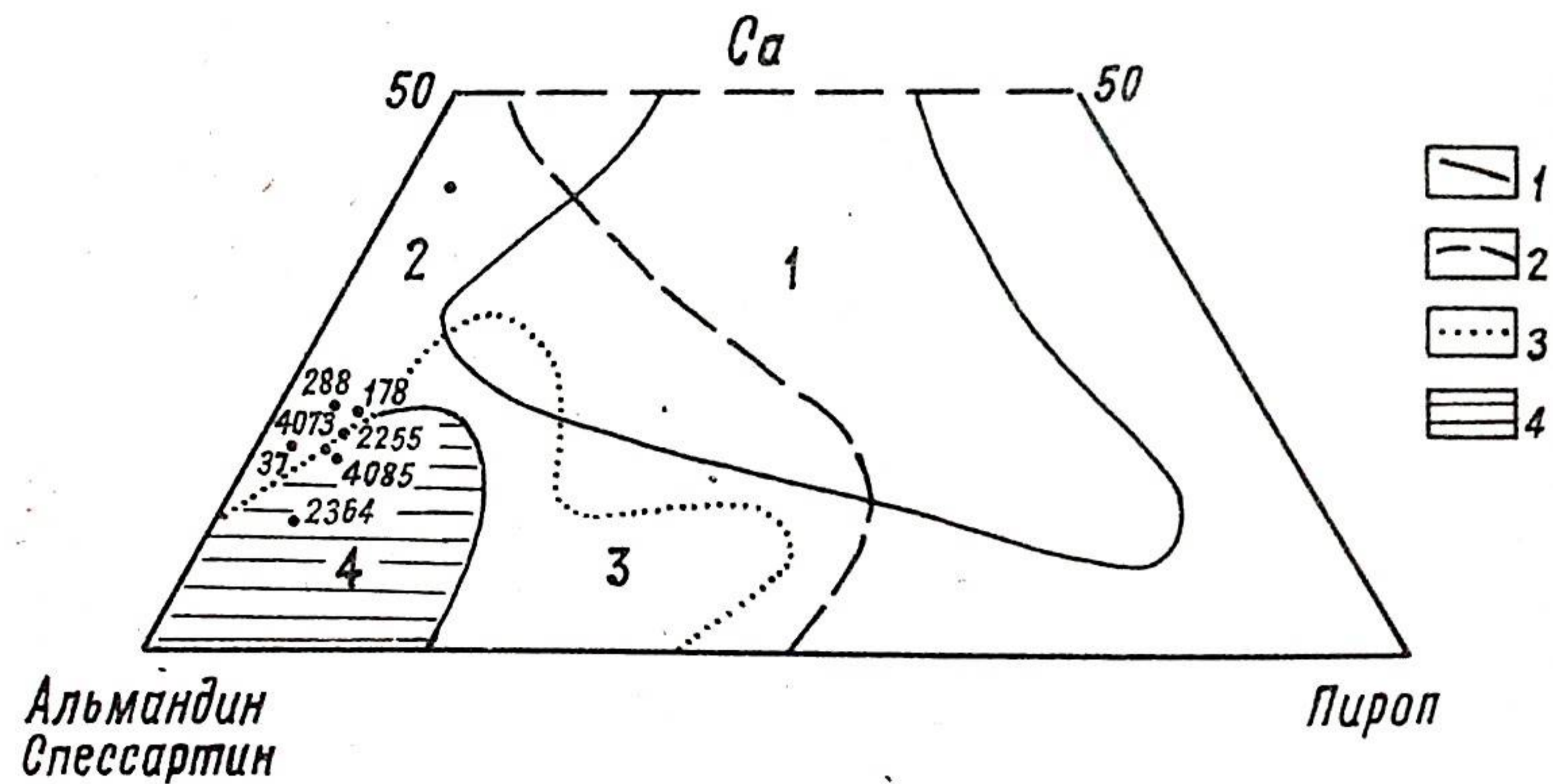


Рис. 1. Диаграмма полей составов гранатов из разных фаций метаморфизма (Н.В.Соболев, 1970) с составами гранатов из пород Приполярного Урала. Составы гранатов: 1 - из пород эклогитовой фации; 2 - из гранулитовой (вместе с богатыми кальцием гранатами) фации; 3 - из амфиболитовой фации; 4 - из эпидот - амфиболитовой и роговиковой фации. (Номера проб те же что и в табл. 1).

Для всех описанных выше разновидностей гранатов был рассчитан размер элементарной ячейки (Гневушев и др., 1956). Установлено, что размер ячейки находится в прямой зависимости от содержания в минерале FeO, MnO и CaO. С увеличением содержания FeO размер ячейки граната уменьшается, в то время как увеличение содержания MnO и CaO ведет к укрупнению ячейки.

Итак, по составу рассмотренные гранаты разделяются на следующие группы:

а) Альмандиновые с умеренным содержанием кальция, характерные для амфиболитов и роговообманковых сланцев;

б) Гроссуляр-альмандиновые с содержанием гроссулярового компонента 13-19%, характерные для гнейсов;

КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АКЦЕССОРНОГО ЦИРКОНА ИЗ ОКОЛОЖИЛЬНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ В КВАРЦИТАХ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

В.А.Буканова, И.П.Никитенко

В последнее время морфологии циркона, являющегося чутким индикатором физико-химических условий минералообразования, уделяется большое внимание (Ляхович, 1963; Красильникова, 1966; Юшкин и др., 1966; Фишман и др., 1966; Гераничева, Марин, 1968; Гераничева, 1970).

Типоморфизм акцессорного циркона используется для корреляции гранитоидных массивов (Львов, 1964), для выяснения механизма образования гранитоидов (Комов, 1966), для установления источников сноса терригенного материала (Хоппе, 1966).

В данном сообщении приводятся результаты изучения типоморфных особенностей акцессорного циркона из ордовикских кварцев Приполярного Урала, метасоматически измененных в приконтактных ореолах хрусталеносных гнезд. В пределах таких ореолов обычно выделяются две фациальные разновидности измененных кварцев, отвечающие различным зонам метасоматической колонки: пористые кварциты из внешней зоны и слюдистые метасоматиты из внутренней зоны.

Неизмененные кварциты — это плотные массивные существенно кварцевые (80–90%) породы. Второстепенные минералы представлены слюдой и хлоритом (5–10%). Структура бластопсаммитовая с гранобластовой лапчатой. Из акцессорных минералов присутствуют циркон, гематит и рутил.

Пористые кварциты из внешней зоны метасоматического изменения — это сыпучая порода, сложенная нацело зернами кварца (98–99%) и отличающаяся гранобластовой мозаичной структурой со следами перекристаллизации с укрупнением зерен кварца. Из акцессорных минералов характерны циркон, рутил, лейкоксен, гематит, турмалин. По данным химических анализов и их подсчетам образование данного мета-

соматита сопровождалось интенсивным выносом из исходных кварцитов кремния и привносом в нее натрия и калия (Буканова, Буканов, 1969).

Слюдистые метасоматиты встречаются в призальбандовой оторочке хрусталеносных жил, образуя четкую, тыловую зону метасоматической колонки. Для породы характерна высокая пористость, объемный вес её по сравнению с исходными кварцитами падает от 2,6 до 0,8–1,5 г/см³. Кроме кварца в породе содержится около 30% слюды, которая представлена главным образом серицитом. Из акцессорных минералов встречаются циркон, рутил, лейкоксен, гематит, турмалин, монацит. По данным химических анализов и баланса компонентов в процессе метасоматоза в слюдистые метасоматиты привносятся К, Na, а также Ca, Mg, при интенсивном выносе из нее Si.

Для изучения особенностей акцессорных минералов было проанализировано 40 дробленых проб из всех фациальных разновидностей кварцитов, обработанных по методике С.Д.Туровского (Туровский, 1960).

Содержание циркона в породах колеблется в широких пределах (в г/т) от 50 в неизмененных кварцитах до 2000–3000 в слюдистых метасоматитах. В табл. 1. и нарис. 1 сведены средние данные (из 6–7 проб) по особенностям цирконов из каждой фациальной разновидности кварцитов.

Как видно из табл. 1., физические свойства акцессорного циркона постепенно меняются от одной фациальной разновидности метасоматически измененных кварцитов к другой. Если рассматривать их в направлении к хрусталеносной жиле, то процентное содержание циркона в породе и размеры основной массы кристаллов несколько увеличиваются, удлинение возрастает, уплощение остается постоянным, окраска меняется от бурой до розовой или бесцветной; уменьшается степень окатанности и увеличивается содержание регенерированных и новообразованных кристаллов циркона в кварците. Самое главное — цирконы из различных фациальных разновидностей метасоматически измененных кварцитов отличаются морфологическим типом кристаллов, и, следовательно, преобладающими габитусными гранями. Так, для цирконов из пористых кварцитов внешней зоны изменения характерны морфологические типы а и а₁, реже в и в₁ с основными габитусными гранями тетрагональной призмы (110) и дипирамиды (111).

Таблица I

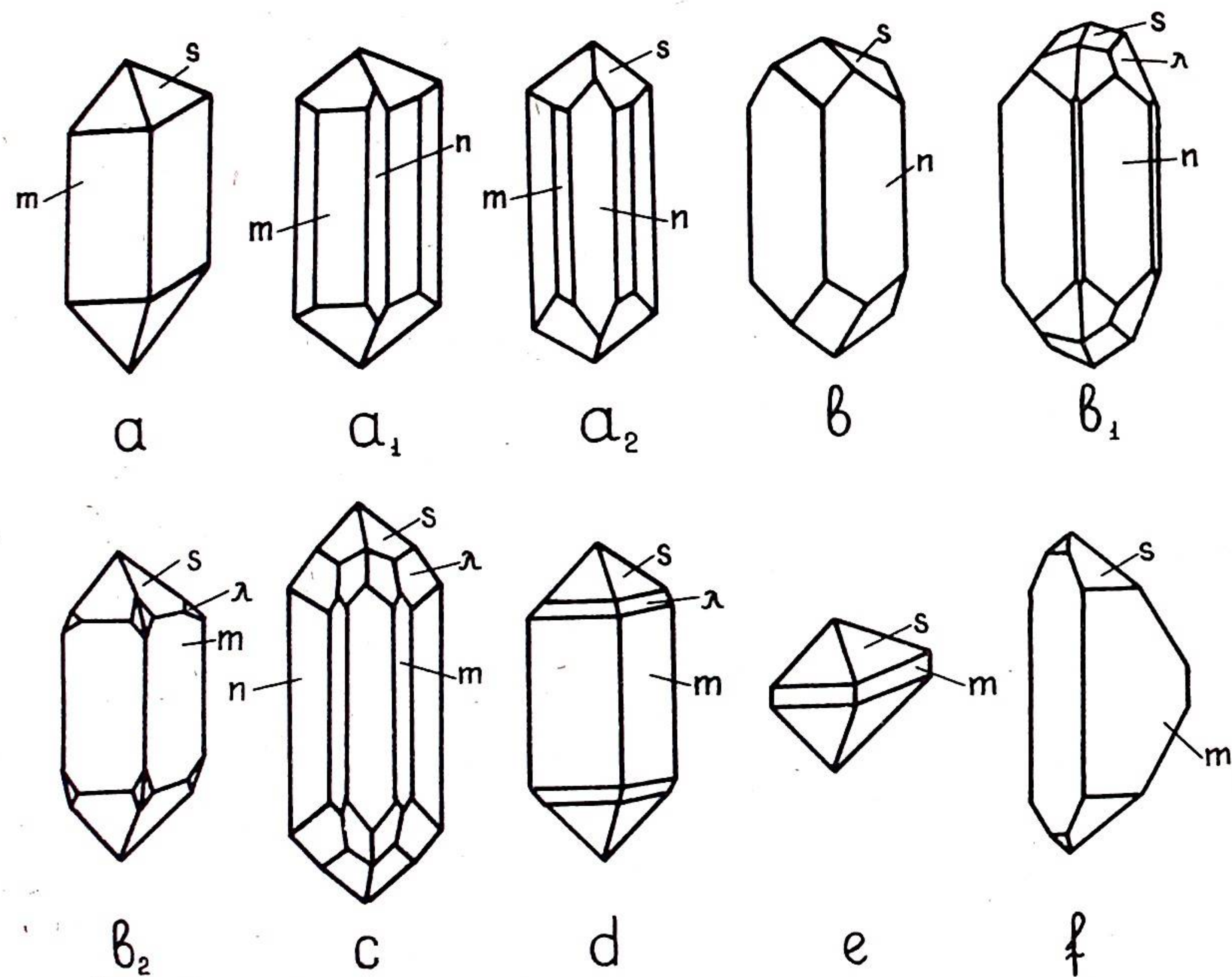


Рис. 1. Морфологические типы кристаллов циркона. s - грань (111), m - грань (110), n - грань (100), l - грань (311), x - грань (331).

Цирконы из слюдистых метасоматитов внутренней тыловой зоны изменения чаще имеют кристаллы морфологических типов b и b_1 , реже отмечается морфологический тип a_1 . Характерными габитусными гранями для цирконов здесь являются дипирамида (311) и призма (100), в подчиненной степени развиты грани (111) и (110).

Для выяснения причины морфологической изменчивости цирконов в различных зонах метасоматической колонки было использовано несколько факторов. Данные о миграции компонентов при метасоматическом изменении кварцитов около хрусталеносных жил показывают на возрастание щелочности метасоматирующего раствора в направлении к жиле. На это же указывают определения относительной величины pH метасоматитов кварцитов, взятых вкрест простирания от хрусталеносной жилы (табл.2). Располагая данными химических анализов пород из всех фациальных разновидностей кварцитов, мы высчитали величину их относительной щелочности (B) по И.В. Давыденко (1965) по формуле $B = KaNa + Kz Pb \dots$

Габитус	Примечания
Обычный	Поверхность зерен шероховатая
Редкий, полупрозрачный	Поверхность грани обычно сильно корродирована, иногда гладкая на отблеске за счет регенерации.
Несколько бледно-розовый, прозрачный	Грани гладкие, блестящие
Обычно прозрачный	
Редкий, желтый, чистый	Ребра выражены нечетко, поверхность граней неровная, кристаллы трещиноватые, содержат включения.
Несколько, редко розовый или розоватый	Грани гладкие блестящие
Обычно	
Обычный, полупрозрачный	Поверхность матовая шероховатая.
Редкий, бледножелтый, полупрозрачный	Кристаллы трещиноватые, содержат газовой-жидкие включения, характерны цирконы с "ядрами" менее прозрачного окатанного циркона; грани блестящие. Наблюдается малаконизация.
Несколько бесцветный, прозрачный	Отдельные кристаллы малаконизированы.

параметров.

Таблица 2
Относительная щелочность (В) и рН^{х)} вмещающих метасоматически измененных кварцитов.

№№ обр.	Название породы	СаО	КСа	МгО	К Мг	К2О	К к	Ма2О	К Ма	Относительная щелочность (В)	SiO ₂	Аг2Оз	рН
3486	Неизмененный кварцит	0,19	0,04	0,12	0,03	0,19	0,19	0,11	0,13	0,080	99,14	1,47	6,30
3079	"	0,16	0,04	-	0,03	0,19	0,19	0,12	0,13	0,062	33,30	0,46	6,16
3481	"	0,18	0,04	0,06	0,03	0,14	0,19	0,04	0,13	0,063	97,70	0,27	6,25
3732	"	-	-	-	-	-	-	-	-	0,096	-	-	не опр.
3464	Пористый кварцит	0,19	0,04	0,12	0,03	0,35	0,19	0,14	среднее	0,071	96,31	1,33	6,22
3177	"	-	0,04	-	0,03	0,07	0,19	0,19	0,13	0,090	97,85	0,59	6,60
3080	"	0,17	0,04	0,03	0,03	2,22	0,19	0,01	0,13	0,41	88,26	6,47	6,20
3081	"	0,13	0,04	0,10	0,03	2,11	0,19	0,03	0,13	0,43	83,55	6,29	7,00
3089	"	0,21	0,04	0,03	0,03	0,19	0,19	0,08	0,13	0,56	96,64	0,67	-
3614	Слюдистый метасоматит	0,09	0,04	0,09	0,03	3,35	0,19	0,27	среднее	0,34	77,36	12,00	6,66
3043	"	1,44	0,04	2,73	0,03	0,19	0,19	5,15	0,13	0,67	70,03	13,05	6,85
398	"	0,36	0,04	0,77	0,03	6,03	0,19	0,28	0,13	1,21	45,64	18,93	8,00
230	"	0,24	0,04	0,77	0,03	7,65	0,19	0,31	0,13	1,52	50,32	26,04	7,90
712	"	0,30	0,04	0,86	0,03	8,03	0,19	0,37	0,13	1,60	43,38	26,16	8,00
									среднее	1,16			7,49

Примечание. х) рН породы определялось в суспензии на потенциометре по методике, изложенной в работе Бухановой В.А. и Юшкиной Л.А. (1967).

$K_m \Pi_m = K$, которая нарастает в том же направлении (табл.2). Проверка сопряженности степени развития граней основных габитусных форм $\{110\}$, $\{100\}$, $\{311\}$ с величиной относительной щелочности (В) методом математической статистики показала наличие этой связи (Урбах, 1963).

Таблица 3

Значение коэффициента сопряженности (К) степени развития простых форм на кристаллах циркона с величиной относительной щелочности (В).

Сравниваемые характеристики	В		
	110	100	331
X^2	159	99	107
К	0,21	0,24	0,27

Как видно из таблицы 3, коэффициенты сопряженности наиболее высоки у формы $\{311\}$, что указывает на появление ее в щелочной среде, чем форм $\{110\}$ и $\{100\}$. Постепенный рост коэффициентов сопряженности (К) подтверждает эволюционность развития наметившихся морфологических типов кристаллов циркона от типа а через a_1 и a_2 к b и от b к с по мере роста относительной щелочности среды.

В ы в о д ы.

1. Причина эволюционной морфологической изменчивости кристаллов акцессорного циркона обусловлена, по всей вероятности, повышением относительной щелочности метаморфизирующего раствора. Причем замена в кристаллах циркона габитусных форм $\{110\}$ на $\{100\}$ и развитие грани $\{311\}$ явно указывают на повышение щелочности раствора.

2. Изменение других физических свойств акцессорного циркона, таких как размеры, окраска, удлинение кристаллов, можно объяснить влиянием других факторов, связанных с величиной щелочности, и особенно с понижением температуры и влиянием элементов-примесей.

Л И Т Е Р А Т У Р А

Буканова В.А., Юшкина Л.А. 1967. Пример использования данных рН-метрии при изучении метасоматических пород. В сб.: Материалы к первой уральской конференции молодых геологов и геофизиков, Свердловск.

Буканова В.А., Буканов В.В. 1969. Два типа околосредовых метасоматитов хрусталоносных жил Приполярного Ура-

ла. В сб.: Проблемы метасоматизма, Л.

Гераничева Г.К., Марин Ю.Б. 1968. Причины морфологической изменчивости циркона. Зап. ЛГИ, т.54, вып. 2.

Гераничева Г.К. 1970. Кристалломорфология и типоморфизм циркона, Автореф. диссер., Л.

Давыденко И.В. 1965. Некоторые геохимические особенности процессов образования редкоземельных, слюдяных, редкометалльных и хрусталоносных пегматитов. В сб.: Минералогия и генезис пегматитов. Изд. "Недра", М.

Красильникова А.В. 1966. Типоморфизм кристаллов акцессорного циркона и использование ее при корреляции гранитоидов Кокчетавской глыбы. Минер. сб. Львовск. гос. унив., вып. 4, № 20.

Комов И.Л. 1966. Значение кристалломорфологии акцессорных минералов при решении некоторых вопросов петрологии интрузивных образований Енисейского края. Минер. сб. Львовск. гос. унив., вып. 4, № 20.

Львов Б.К. 1964. Акцессорный циркон из гранитоидов восточного склона Южного Урала. В сб.: Минералогия и геохимия. Изд. ЛГУ, вып. 1.

Ляхович В.В. 1963. Акцессорные минералы как индикаторы геологических процессов. Матер. совещ. по новым методам и исследования в минералогии и петрографии, Изд. АН СССР.

Ляхович В.В. 1967. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. Изд. "Наука", М.

Туровский С.Д. 1960. О методике и значении изучаемых акцессорных минералов и химических элементов, изверженных горных пород. Изд-во АН Кирг.ССР, Фрунзе.

Урбах В.Ю. 1963. Математическая статистика для биологов и медиков. Изд. АН СССР, М.

Фишман М.В., Голдин Б.А., Юшкин Н.П., Калинин Е.П. 1966. Акцессорные минералы в горных породах южной части Печорского Урала. В сб.: Петрография и минералогия Приполярного Урала и Тимана, Изд. "Наука", М-Л.

Хоппе Г. 1966. Проблема морфологии акцессорного циркона. Минер. сб. Львовск. гос. унив., вып. 4, № 20.

Юшкин Н.П., Фишман М.В., Голдин Б.А., Калинин Е.П., Давыдов В.П. 1966. Типоморфизм и коррелятивное значение акцессорного циркона изверженных и метаморфических пород Приполярного Урала и Тимана. Минер. сб. Львовск. гос. унив., вып. 4, № 20.

АЛЮМИНИЕВЫЙ ХЛОРИТ ИЗ ТРИАСА ПЕЧОРСКОГО ПРИУРАЛЬЯ

В.В.Хлыбов, Б.А.Сахаров

При изучении триасовых отложений Печорского Приуралья среди широкой гаммы глинистых минералов-каолинита, гидрослюды, монтмориллонита, триоктаэдрического хлорита и смешаннослойных образований в алевролитах из разреза среднего триаса (р.Бол. Сыня, пачка 2, обн. 71)^х и верхнего триаса (р.Мал. Аранец, обн. 164, пачка 10; обн. 155, пачка 16) был встречен своеобразный минерал с 14-ангстремовой структурой, диагностированный предварительно как алюминиевый смешаннослойный хлорит-вермикулит (Хлыбов, 1970).

О находках алюминиевых хлоритов, а также об их структурных исследованиях опубликован ряд работ (Лазаренко, 1950, 1952; Дриц, 1967; Müller, 1961; Eggeston and Beiley, 1967 и др.).

Однако, среди осадочных отложений подобные минеральные образования на территории СССР встречены впервые.

Породы, из которых была выделена для изучения тонкая фракция, представляют собой плотные жирные на ощупь, с раковистым изломом сероцветные с буроватыми оттенками алевролиты. Глинистая фракция с размером частиц $< 0,001$ мм выделялась по общепринятой методике и была подвергнута различным видам анализов, основными из которых явились рентгеновский и химический. Перед исследованием специальной обработки образцов (удаление органики, железа, карбонатов и других примесей) не производилось.

Для выявления и оценки интенсивностей базальных отражений ориентированные препараты снимались на дифрактометре. На дифрактограммах естественных образцов (рис. 1)

х) Возраст, номера обнажений и пачек по В.И.Чалышеву (Чалышев, Варюхина, 1966).

хх) Цитировано по В.А.Дрицу (1967).

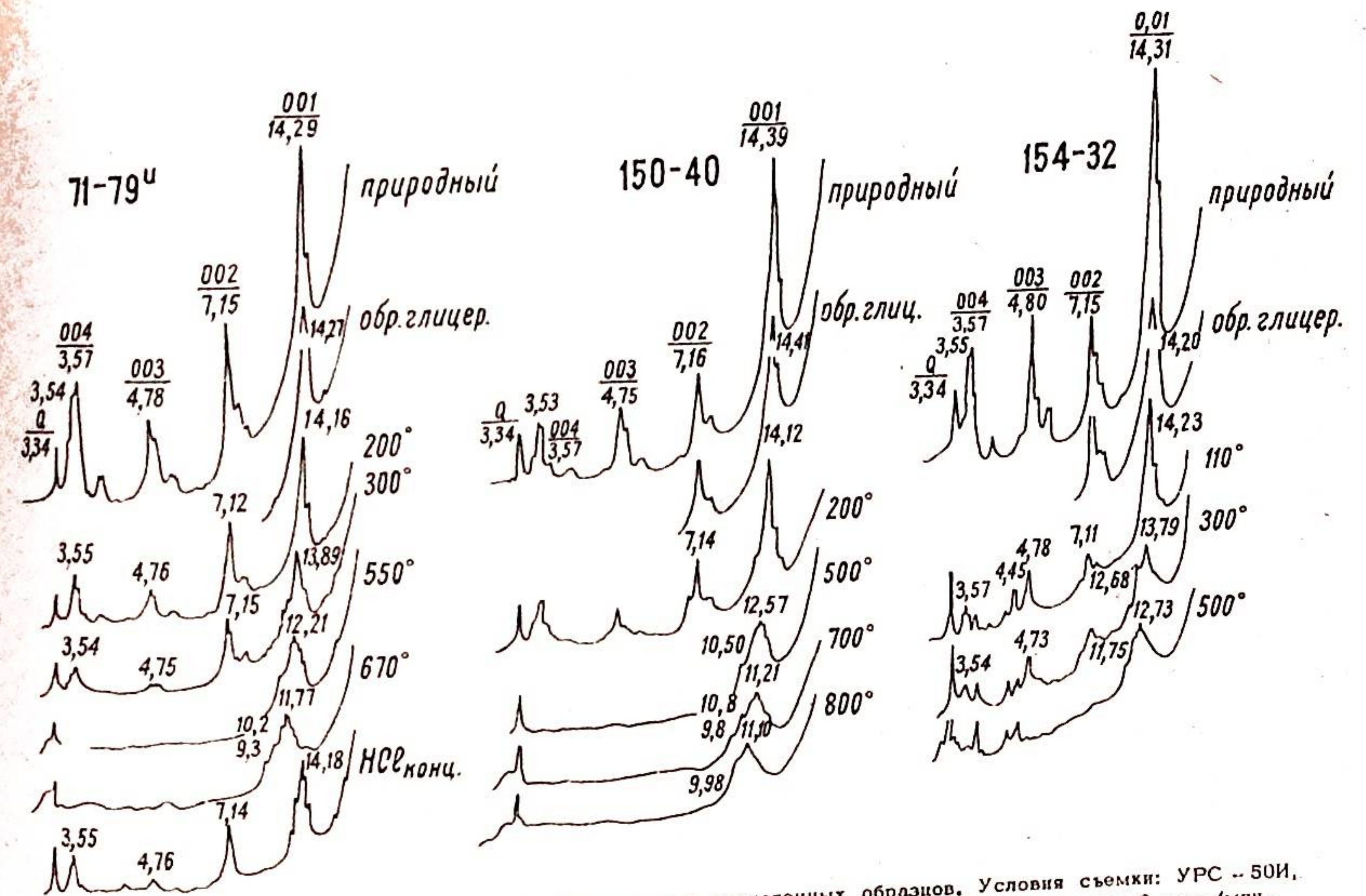


Рис. 1. Дифрактограммы ориентированных природных и проламельных образцов. Условия съемки: УРС - 50И, Fe - излучение без фильтра (обр.32 - Си - излучение без фильтра). Скорость вращения счетчика 2 град./мин., шели 0,5 : 0,5 : 0,25, 1000 имп./сек., постоянная времени 10.

наблюдаются четкие рефлексы первого ($\sim 14,30\text{Å}$) и кратные ему второго, третьего и четвертого порядков (рефлексы более высоких порядков не показаны в целях сокращения чертежа). Тщательное исследование малоугловой области показало отсутствие субпериодов в области 24-28Å, что говорит о строгой периодичности 14-ангстремового пакета по оси "с". Распределение интенсивностей базальных отражений 060 указывают на диоктаэдрический характер частичное индицирование проведено по аналогии с опубликованными работами). Косвенным подтверждением диоктаэдрической структуры служит значительное преобладание в образцах алюминия над магнием и железом (табл.2). В целом химический анализ полностью отражает собой своеобразие исследуемого минерала.

Процесс дегидратации препаратов (произведенный в муфельной печи при различных температурах) позволяет получить некоторую информацию в расшифровке структуры.

х) Пик с $d_{10\bar{1}1} = 3,34 \text{ Å}$ принадлежит кварцу.

Таблица 1

Рентгенометрическая характеристика диоктаэдрических хлоритов

Хлорит			обр. 71-79 ^н		обр. 155-40		обр. 154-32	
hkl	J	d	J	d	J	d	J	d
001	5	14,1	10	14,18	10	14,27	10	14,18
002	9	7,06	5	7,14	2	7,12	3	7,14
003	10	4,71	4	4,88	2	4,85	3	4,79
020,110	10	4,52	10	4,45	9	4,45	8	4,48
-	-	-	4	4,21	2	4,25	3	4,21
1	1	3,94	3	3,87	-	-	-	-
-	-	-	3	3,67	-	-	-	-
004	9	3,53	4	3,50	3	3,51	3	3,53
-	-	-	3	3,32	3	3,32	10	3,34
005	4	2,84	3	2,836	2	2,831	1	2,846
1	1	2,71	-	-	-	-	-	-
130,120	1	2,62	-	-	-	-	-	-
202,131	4	2,55	3	2,567	9	2,572	6	2,574
201,132	10	2,50	2	2,503	-	-	-	-
203,132	6	2,411	-	-	-	-	-	-
202,133	3	2,349	7	2,334	6	2,342	4	2,342
040	1	2,271	-	-	-	-	-	-
204,041	3	2,232	2	2,224	-	-	-	-
203	1	2,175	1	2,181	-	-	1	2,160
205,134	1	2,031	2	2,114	1	2,120	1	2,117
007	1	2,000	-	-	-	-	-	-
204,135	6	1,978	5	2,009	2	1,994	2	1,993
-	1	1,920	2	1,969	-	-	-	-
206,135	3	1,871	1	1,882	1	1,888	1	1,897
1	1	1,827	-	-	-	-	-	-
205,136	3	1,803	4	1,811	4	1,811	4	1,817
20	1	1,762	-	-	-	-	-	-
207,136	2	1,711	1	1,695	3	1,696	2	1,691
206	1	1,676	5	1,647	4	1,649	3	1,666
-	3	1,560	-	-	-	-	-	-
-	-	-	3	1,537	3	1,536	3	1,541
060	8	1,509	9	1,493	7	1,498	6	1,499
-	-	-	1	1,452	-	-	-	-
-	-	-	2	1,429	1	1,420	-	-
-	-	-	3	1,370	3	1,374	4	1,378
-	-	-	2	1,296	1	1,297	2	1,291
-	-	-	3	1,284	1	1,248	-	-
-	-	-	3	1,237	1	1,231	-	-
-	-	-	3	1,198	2	1,193	2	1,203
-	-	-	-	-	2	1,180	2	1,185
-	-	-	-	-	1	1,079	1	1,084

Примечание. Условия съемки: УРС-55А, Fe-излучение без фильтра, D=57,3, d=0,35, поправки не вводились.

До 200° существенных изменений в дифракционной картине не наблюдается, за исключением смещения первого базального отражения на величину $\Delta d = 0,15 \text{ \AA}$, но уже примерно с 200° начинается процесс резкого сжатия решетки по оси

Таблица 2

Химический состав (в вес %) фракции 0,001 мм

Окислы	71-79 ^н	155-40	154-32
SiO ₂ x)	41,48	40,77	43,10
TiO ₂	1,67	1,91	1,69
Al ₂ O ₃	32,03	30,49	27,01
Fe ₂ O ₃	3,82	3,43	3,87
FeO	2,26	3,44	2,50
MnO	сл.	сл.	сл.
MgO	1,19	1,94	1,28
CaO	0,31	0,43	0,69
Na ₂ O	0,27	0,32	не опр.
K ₂ O	0,98	1,36	"
H ₂ O ⁻	2,26	2,53	4,53
H ₂ O ⁺	12,51	13,10	11,35
CO ₂	-	-	0,17
P ₂ O ₅	-	-	0,08
п.п.п	15,21	15,63	16,52
Сумма	99,32	99,72	96,66
	1,576	1,578	1,577

Примечание. x) Результаты анализов пересчитаны после определения примеси кварца рентгеновским методом. Аналитик Н.А.Малькова

С и при температуре 550° значение d_{001} становится равным 12,21 Å (табл.3). График в системе d_{001} -температура (рис.2) наглядно показывает, что между параметром С и температурой прокаливания существует функциональная зависимость, причем с 200° она носит прямолинейный характер. При этом происходит постепенное расширение пика первого базального рефлекса и появление фаз с 9,3 Å, 10,8 Å и 11,10 Å обезвоженными слоями. С дальнейшим повышением температуры (~800°) фаза 11,10 Å становится преобладающей.

Для установления природы межслоевых промежутков был проведен ряд экспериментов. Насыщение препарата глицери-

Таблица 1

Рентгенометрическая характеристика диоктаэдрических хлоритов

Хлорит			обр. 71-79 ^н		обр. 155-40		обр. 154-32	
hkl	\mathcal{J}	d	\mathcal{J}	d	\mathcal{J}	d	\mathcal{J}	d
001	5	14,1	10	14,18	10	14,27	10	14,18
002	9	7,06	5	7,14	2	7,12	3	7,14
003	10	4,71	4	4,88	2	4,85	3	4,79
020,110	10	4,52	10	4,45	9	4,45	8	4,48
-	-	-	4	4,21	2	4,25	3	4,21
-	1	3,94	3	3,87	-	-	-	-
-	-	-	3	3,67	-	-	-	-
004	9	3,53	4	3,50	3	3,51	3	3,53
-	-	-	3	3,32	9	3,32	10	3,34
005	4	2,84	3	2,836	2	2,831	1	2,846
-	1	2,71	-	-	-	-	-	-
130,120	1	2,62	-	-	-	-	-	-
202,131	4	2,55	3	2,567	9	2,572	6	2,574
201,132	10	2,50	2	2,503	-	-	-	-
203,132	6	2,411	-	-	-	-	-	-
202,133	3	2,349	7	2,334	6	2,342	4	2,342
040	1	2,271	-	-	-	-	-	-
204,041	3	2,232	2	2,224	-	-	-	-
203	1	2,175	1	2,181	-	-	1	2,160
205,134	1	2,031	2	2,114	1	2,120	1	2,117
007	1	2,000	-	-	-	-	-	-
204,135	6	1,978	5	2,009	2	1,994	2	1,993
-	1	1,920	2	1,989	-	-	-	-
206,135	3	1,871	1	1,882	1	1,888	1	1,897
-	1	1,827	-	-	-	-	-	-
205,136	3	1,803	4	1,811	4	1,811	4	1,817
20	1	1,762	-	-	-	-	-	-
207,136	2	1,711	1	1,695	3	1,696	2	1,691
206	1	1,676	5	1,647	4	1,649	3	1,666
-	3	1,560	-	-	-	-	-	-
-	-	-	3	1,537	3	1,536	3	1,541
060	8	1,509	9	1,493	7	1,498	6	1,499
-	-	-	1	1,452	-	-	-	-
-	-	-	2	1,429	1	1,420	-	-
-	-	-	3	1,370	3	1,374	4	1,378
-	-	-	2	1,296	1	1,297	2	1,291
-	-	-	3	1,284	1	1,248	-	-
-	-	-	3	1,237	1	1,231	-	-
-	-	-	3	1,198	2	1,193	2	1,203
-	-	-	-	-	2	1,180	2	1,185
-	-	-	-	-	1	1,079	1	1,084

Примечание. Условия съемки: УРС-55А, Fe-излучение без фильтра, D=57,3, $d=0,35$, поправки не вводились.

До 200° существенных изменений в дифракционной картине не наблюдается, за исключением смещения первого базального отражения на величину $\Delta d = 0,15 \text{ \AA}$, но уже примерно с 200° начинается процесс резкого сжатия решетки по оси

Таблица 2

Химический состав (в вес %) фракции 0,001 мм

Окислы	71-79 ^н	155-40	154-32
SiO ₂ x)	41,48	40,77	43,10
TiO ₂	1,67	1,91	1,69
Al ₂ O ₃	32,03	30,49	27,01
Fe ₂ O ₃	3,82	3,43	3,87
FeO	2,26	3,44	2,50
MnO	сл.	сл.	сл.
MgO	1,19	1,94	1,28
CaO	0,31	0,43	0,69
Na ₂ O	0,27	0,32	не опр.
K ₂ O	0,98	1,36	"
H ₂ O ⁻	2,26	2,53	4,53
H ₂ O ⁺	12,51	13,10	11,35
CO ₂	-	-	0,17
P ₂ O ₅	-	-	0,08
п.п.п	15,21	15,63	16,52
Сумма	99,32	99,72	96,66
	1,576	1,578	1,577

Примечание. x) Результаты анализов пересчитаны после определения примеси кварца рентгеновским методом. Аналитик Н.А.Малькова

С и при температуре 550° значение d_{001} становится равным 12,21 Å (табл.3). График в системе d_{001} -температура (рис.2) наглядно показывает, что между параметром С и температурой прокаливания существует функциональная зависимость, причем с 200° она носит прямолинейный характер. При этом происходит постепенное расширение пика первого базального рефлекса и появление фаз с 9,3 Å, 10,8 Å и 11,10 Å обезвоженными слоями. С дальнейшим повышением температуры (~800°) фаза 11,10 Å становится преобладающей.

Для установления природы межслоевых промежутков был проведен ряд экспериментов. Насыщение препарата глицери-

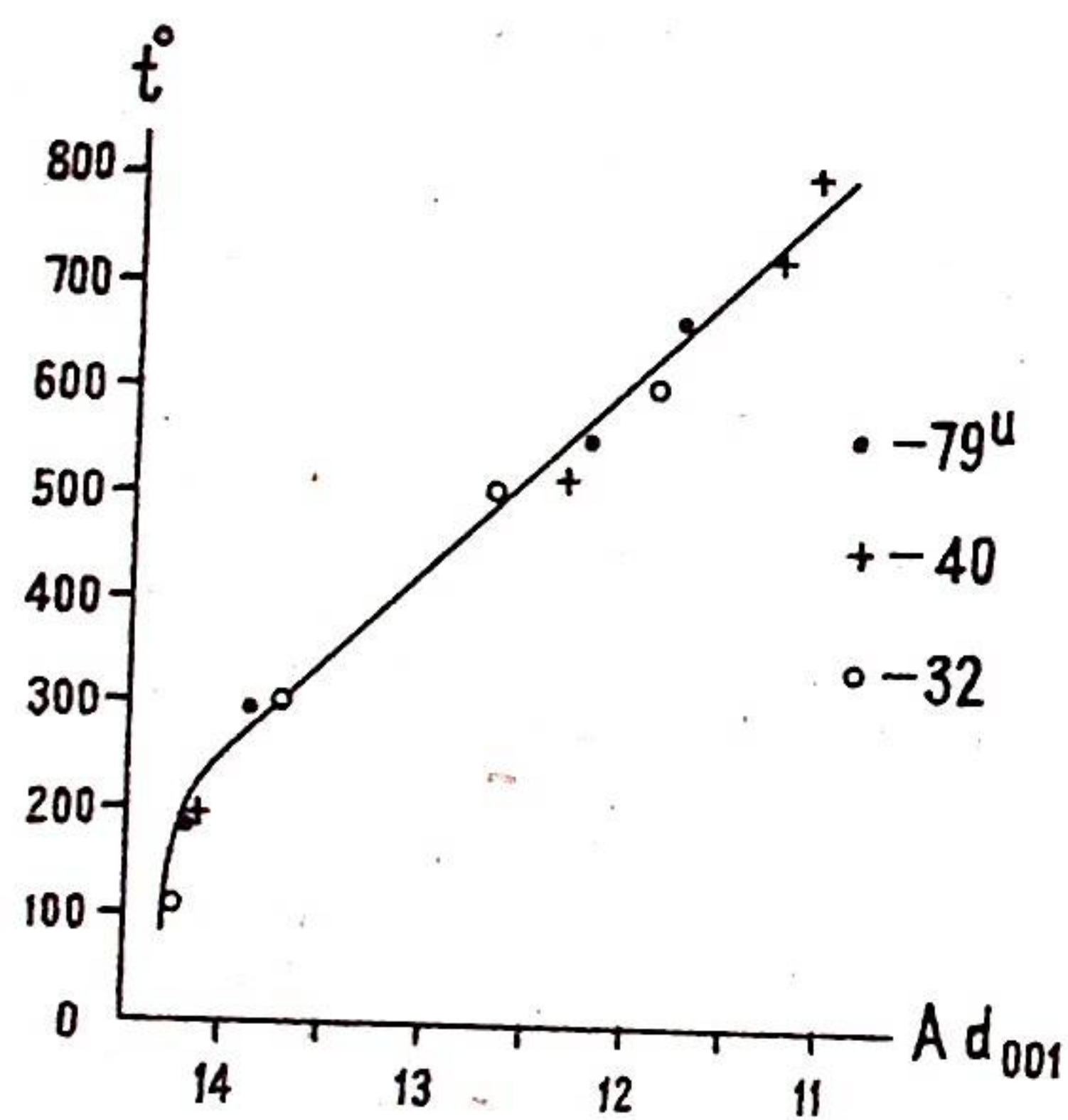


Рис. 2. График изменения d_{001} в зависимости от температуры прокаливания образцов

для хлоритов. В то же время "неполное" сжатие решетки при температуре 550° также не свойственно и слоистым силикатам с вермикулитоподобными межслоевыми промежутками, так как известно, что при полной дегидратации структура вермикулита сжимается до значения, близкого к 10 \AA (Рентг. методы... , 1965). Кроме этого, насыщение препаратов катионами $K; Na; Li; NH_4$ при комнатной температуре и кипячении не вызвало сжатия решетки, что также не характерно вермикулитам. Изменение первого базального рефлекса на величину $\Delta d = 0,15-0,20 \text{ \AA}$ при кипячении вызвано скорее всего необратимым сжатием решетки от температуры выше 100° , чем внедрением крупных катионов в межслоевые промежутки.

В исследованном Г. Брауном 14-онгстремовом диоктаэдрическом вермикулите межслоевые промежутки, по его мнению, заселены Al^{3+} , препятствующим сжиманию решетки при обработке K^{1+} и NH_4^+ . Ричи и С. Обенштейн^{х)} также пришли к выводу, что сжатие решетки может препятствовать "неспособный к обмену Al^{3+} ."

Приведенные выше результаты рентгеновских исследований, а также данные химического анализа образцов позволяют предположить, что в исследуемом нами минерале межслоевые промежутки также заняты Al^{3+} , удаление кото-

х) Цитировано по "Рентгеновские методы...", 1965.

ном не вызвало сколь-нибудь заметного изменения периодичности решетки (табл. 3), что указывает на прочные связи слоев, т.е. исключает монтмориллонитовую природу межслоевых промежутков. Помимо температурной обработки, в предположении хлоритовой структуры производилась обработка препаратов соляной кислотой. Проведенный опыт показал, что кипячение образцов в концентрированной HCl не приводит к разрушению структуры. Этот факт, а также поведение образцов при дегидратации не характерно

рого было предпринято по методике, предложенной Т. Таму-рой (Тамура, 1956). Обработка производилась кипячением образцов в 20-процентных растворах дитионидата натрия ($Na_2S_2O_4$) и лимоннокислого натрия ($Na_3C_6H_5O_7 \cdot 2H_2O$) с последующим 30-минутным кипячением в 1 н.р. KOH . Как видно из значений d (табл. 3), сжатия решетки не произошло и в этом случае. После прокаливания препарата обработанного лимоннокислым натрием и KOH интенсивность первого базального рефлекса резко снизилась, пик приобрел форму широкой полосы, в которой с трудом можно выявить фазу $13,62 \text{ \AA}$, а рефлексы более высоких порядков исчезли полностью. Видимо, в процессе указанной обработки произошло не столько удаление прочно связанного Al^{3+} из межслоевых промежутков, сколько полное разрушение упорядоченности в структуре.

Таблица 3
Базальные межплоскостные расстояния (в \AA) ориентированных образцов, обработанных солями различных катионов

Вид обработки образца	Межплоскостные расстояния 001		
	71-79 и	155-40	154-32
HCl конц	14,18	13,85	13,79
$LiCl$ кип	14,10	14,06	-
$LiCl$ хол	-	-	14,39
NH_4Cl кип	14,14	14,05	-
NH_4Cl хол	14,27	14,37	14,29
$Na_2S_2O_3$	14,10	14,13	-
KOH кип	14,16	14,24	-
KOH хол	14,23	14,34	14,29
$KOH \rightarrow 550^\circ$	12,31	12,26	-
$Na_3C_6H_5O_7 \rightarrow KOH$	14,13	-	-
$Na_3C_6H_5O_7 \rightarrow KOH \rightarrow \text{диф. } 10-13,6 \rightarrow 550^\circ$	-	-	-

Примечание. Прочерк означает, что обработка препарата данным катионом не производилась. Кип. - обработка препарата кипячением, хол. - обработка препарата при комнатной температуре в течение 5-6 суток.

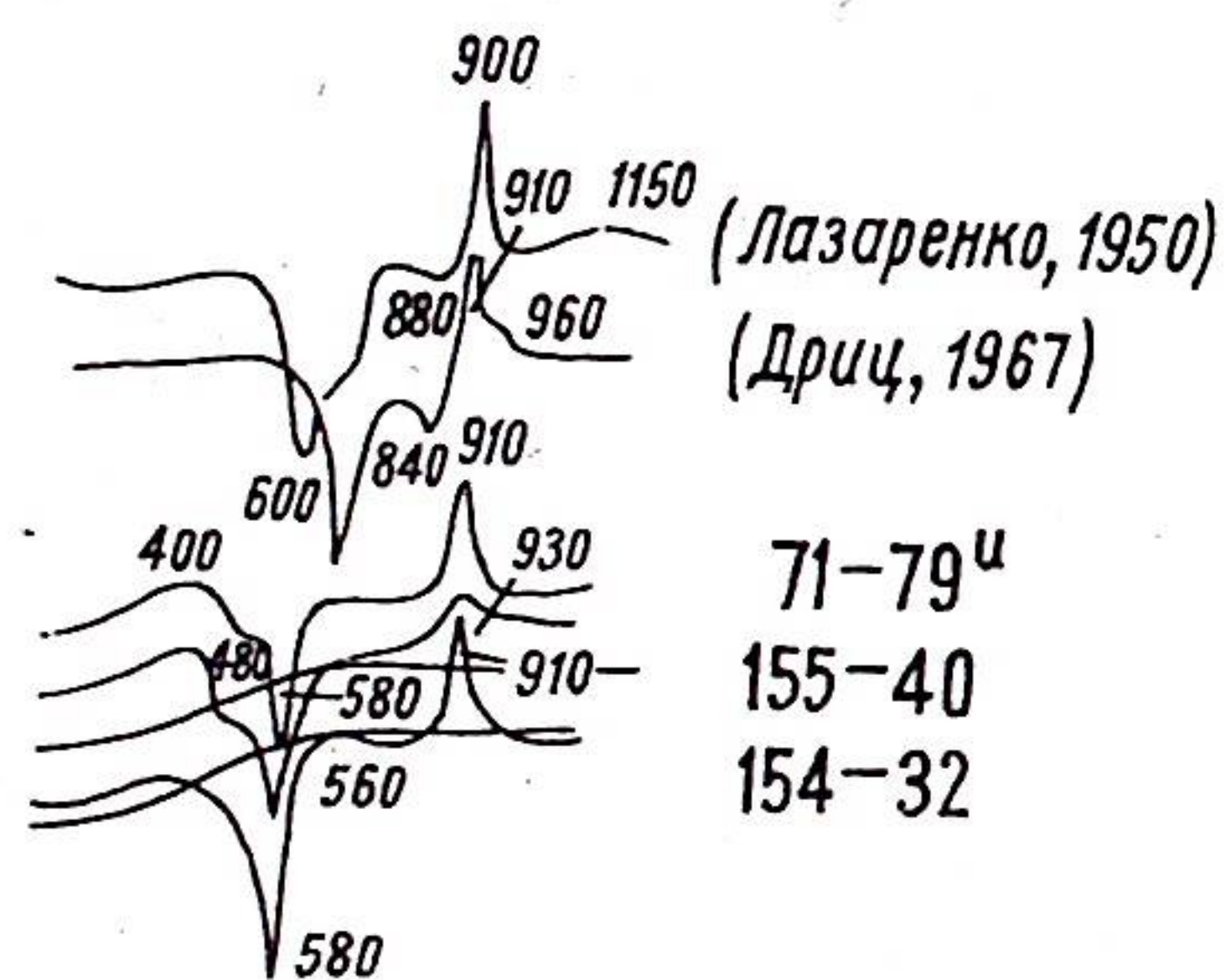


Рис. 3. Термограммы исследованных образцов.

Пересчет результатов химического анализа на кристалло-химическую формулу минерала и уточнение его структуры с применением соответствующих методов, оказались затрудненными из-за возникших сомнений в мономинеральности проб. Некоторые факты говорят, что в образцах имеется примесь каолинита, о наличии которого можно заключить по постоянно расщепляющемуся рефлексу 004 хлорита на два пика со значениями d , равными 3,53 Å и 3,56–3,57 Å.

Однако, на дифрактограммах также постоянно расщепляется и пик с $d = 4,78 \text{ Å}$, а таковой, как известно, у каолинитов отсутствует. На дифференциальной кривой нагревания (рис. 3) глубокий эндоэффект отвечает каолинитовому, в то же время он характерен и для донбасситов, изученных ранее (Лазаренко, 1950, Дриц, 1967).

Таким образом, вопрос о примеси каолинита остается, на наш взгляд, открытым и требует дальнейших исследований для получения более убедительных доказательств.

Исходя из вышеизложенного, можно сделать предварительное предположение о структуре минерала. Период повторяемости пакетов по оси c строгий. Пакет состоит из трехэтажных пирофиллитовых и одноэтажных гидраргиллитовых слоев, т.е. мотив постройки пакета аналогичен хлоритовому 2:1:1.

Сжатие решетки до 12,7 Å после доведения температуры прокаливании до 550° вызвано, видимо, "дефектностью" некоторых гидраргиллитовых слоев, выражающейся в частичной обводненности их, что подтверждается повышенным содержанием H_2O по данным химического анализа. Модели таких структур с "дефектными" трехэтажными и одноэтажными слоями были предложены некоторыми авторами ранее их подтверждена В.А.Дрицем (1966). В структуре, по-видимому, происходит чередование совершенного и "дефектного" гидраргиллитовых слоев через каждый пирофиллитовый, но не в

строгой упорядоченности типа АВДВАВ, а в беспорядке АВАВДВАВ с преобладанием совершенных слоев. Отсутствие вермикулитоподобных межслоевых промежутков, как показали исследования, может служить доказательством своеобразной хлоритовой, а не смешаннослойной структуры. Усиление интенсивности первого базального рефлекса, создающего впечатление вермикулитовой природы минерала, вызвано, по всей вероятности, совпадением структурных амплитуд диоктаэдрических трех- и одноэтажных слоев.

Несомненно диоктаэдрический хлорит распространен более широко, чем это известно сейчас. Дальнейшие находки позволяют уточнить его структуру, а также решить не менее важную задачу – выявить генезис минерала, который по данным зарубежных исследователей встречается в древних корках и ископаемых почвах и является продуктом стадийного преобразования триоктаэдрических, реже диоктаэдрических слюд.

ЛИТЕРАТУРА

- Власов В.В., Дриц В.А. 1967. Изучение эндогенного диоктаэдрического хлорита. Рентгенография минерального сырья, вып. 6.
- Дриц В.А. 1966 О некоторых структурных особенностях слоистых минералов с большим периодом повторяемости. В сб: Физич. методы исслед. минералов осадочных пород. Изд. "Наука", М.
- Лазаренко Е.К. 1950 Силикаты из кварцево-карбонатных жил Нагольного кряжа. Минер. сб. Львовск. геол. общ., № 4.
- Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов, 1965. Изд. "Мир", М.
- Хлыбов В.В. 1970. Глинистые минералы триаса бассейна реки Большая Сяня (Печорское Приуралье). Тр. Ин-та геол. Коми филиала АН СССР, вып. 10.
- Fatica T., 1956. Mixed-layer glays in soils. Clay and glays minerals. Publ. 456.

ЛЕЙКОКСЕН МЕТАМОРФИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ ТИМАНА

И.В.Швецова

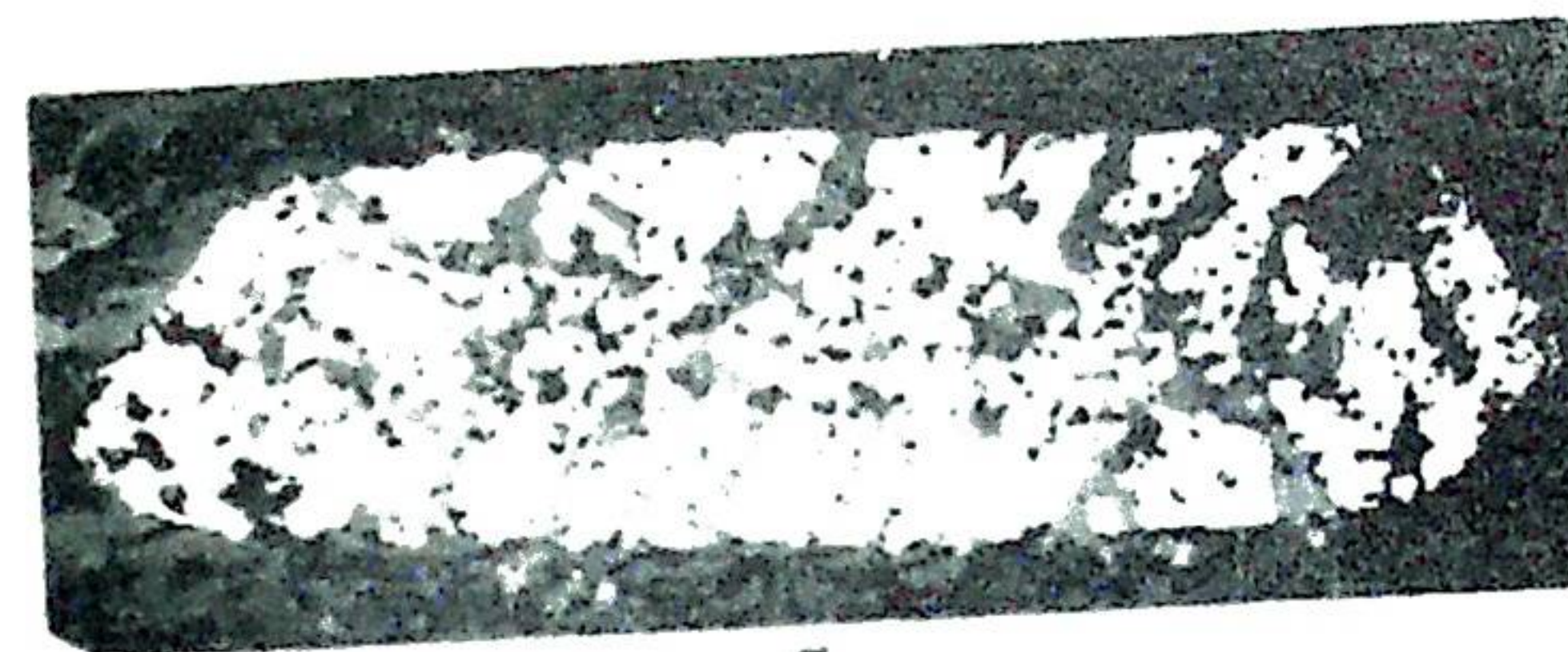
Относительно генезиса тиманского лейкоксена имеются различные точки зрения. Д.П.Сердюченко (1956) считает, что он образовался в процессе регрессивного метаморфизма по сфену в метаморфических сланцах. В.А.Калюжный (1965, 1968) предполагает возникновение лейкоксена в результате псевдоморфизма по ильмениту, кристаллизовавшемуся в сланцах при региональном метаморфизме. О.С.Кочетков (1967) допускает наличие в слабометаморфизованных сланцах первичнообразованного лейкоксена кварц-рутил-анатазового состава.

Автором изучался лейкоксен и лейкоксенизированный ильменит из метаморфических сланцев Южного Тимана (восточное крыло Ухтинской брахиантиклинали), Среднего Тимана (Цилемский, Четласский Камень), Северного Тимана и п-ова Канин.

Лейкоксен метаморфических сланцев Южного Тимана представлен зернами голубовато-серого и желтовато-серого, редко черного цвета, размеры которых варьируют от 0,2 до 1,5 мм. Очертания псевдоморфоз в аншлифах остроугольное (рис.1), габитус ромбоэдрический, ромбопризматический, гексагональный, облик уплощенный.

Среди зерен лейкоксена встречаются черные зерна измененного ильменита того же габитуса и размера, что и основная масса. Располагаются они либо согласно со сланцеватостью пород, либо под небольшим углом к ней, причем приурочены к основной тонкозернистой массе породы. Местами они участвуют в послойных перемещениях, несут следы разрывов.

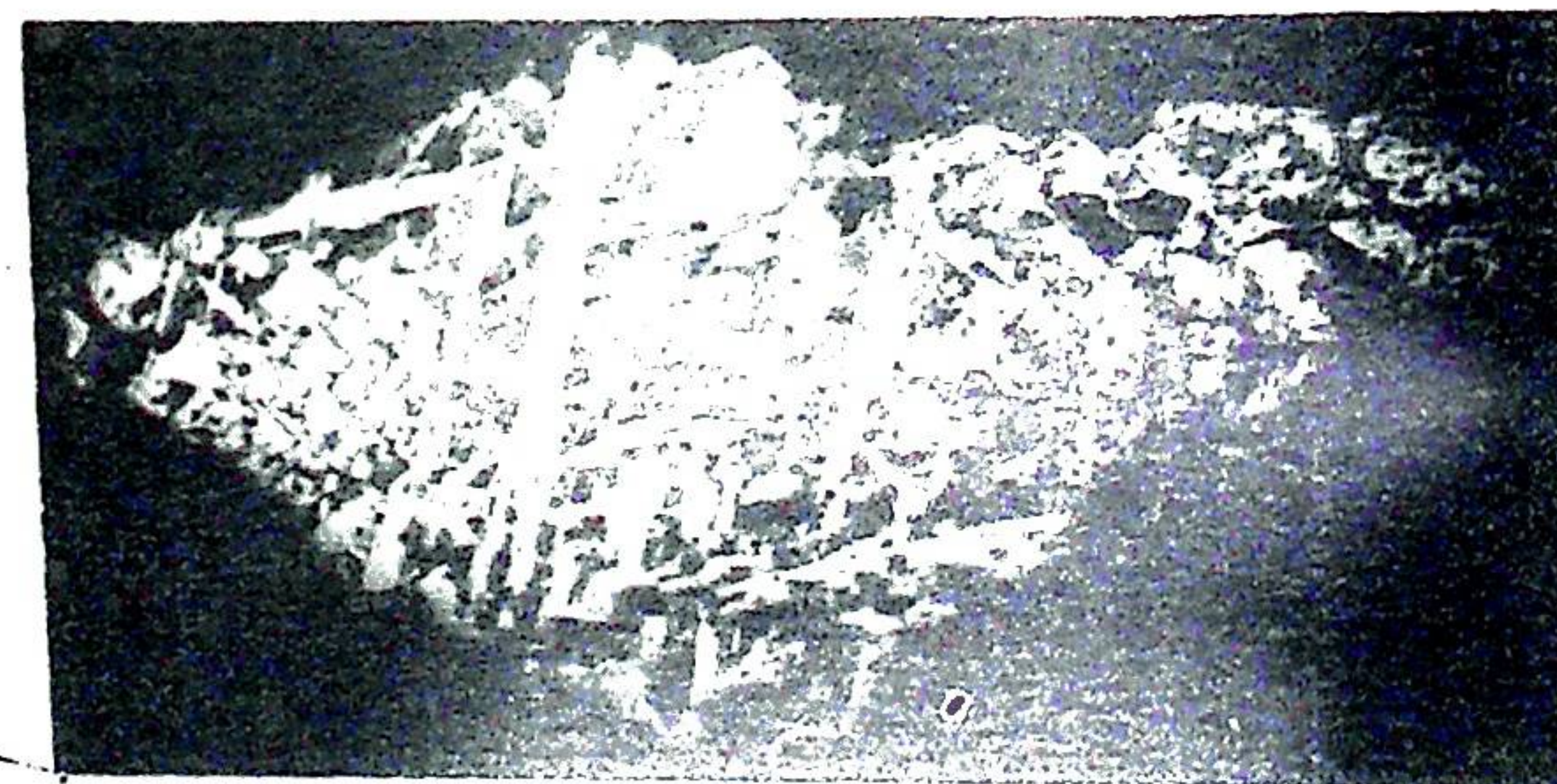
Изучение лейкоксенов в прозрачнополированных шлифах (с параллельным микрорентгеновским фазовым анализом отдельных зерен) показало, что морфологически сходные зер-



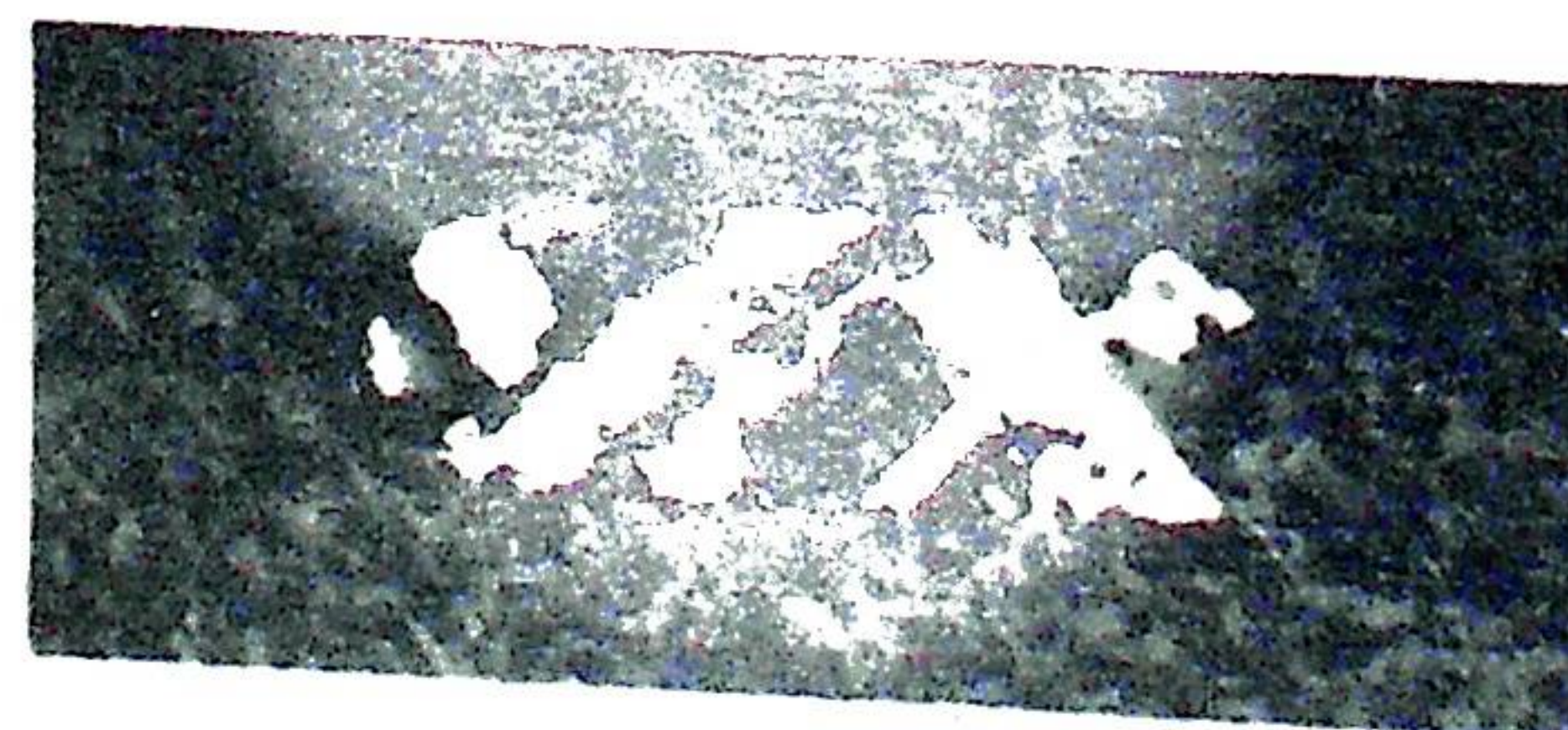
а



б



в



г

Рис. 1. а-идиоморфное зерно лейкоксена, сложенное микрокристаллами анатаза; б-лейкоксен, сложенный игольчатыми микрокристаллами анатаза; в-рутил-анатазовый лейкоксен; г-в анатазовом лейкоксене микрокристаллы анатаза ориентированы относительно друг друга под углом около 60° . Аншлиф, увел. 250.

на имеют различный минеральный состав. Выделяются четыре разновидности: лейкоксенизированный ильменит, рутиловый лейкоксен, анатазовый лейкоксен, рутил-анатазовый лейкоксен.

Лейкоксенизированный ильменит встречается в метаморфических сланцах восточного крыла Ухтинской брахиантиклинали в виде единичных знаков; в отдельных минералогических пробах его содержание достигает 2-5% тяжелой фракции. Для сланцев западного крыла оно составляет 70-80% тяжелой фракции (по данным В.А.Калюжного). Зерна измененного ильменита имеют в отраженном свете серовато-белый цвет, пониженную отражательную способность $R=16$. Они характеризуются наличием пор. Дебаграммы измененного ильменита резко отличаются от дебаграмм неизмененного сильной диффузностью и малым количеством линий слабой интенсивности. Наиболее интенсивные линии дебаграмм отвечают межплоскостным расстояниям рутила, слабые — кварца, ильменита. Зерна ильменита крайней степени изменения имеют тусклую поверхность черной или пепельно-серой окраски, пятнами замещенные белесыми новообразованиями лейкоксена. Дебаграмма такого ильменита отличается увеличением количества и усилением интенсивности линий рутила и появлением слабой интенсивности линий, отвечающих межплоскостным расстояниям анатаза. В отраженном свете видно, что белесые новообразования лейкоксена на измененном ильмените представляют собою сагитовый сросток иголочек рутила.

Этот ильменит аналогичен измененному ильмениту из девонской толщи Ярегской россыпи описанному автором ранее, и механизм его изменения тот же (Янулов и Чулкова-Швецова, 1961). В аншлифах наблюдается, что первоначально в измененном ильмените образуются поры, как результат диффузионного выноса двухвалентного железа, затем вокруг пор, по границам включений и с периферии кристалла развивается вторичный рутил, который постепенно замещает весь кристалл ильменита, в результате чего образуется псевдоморфный рутиловый лейкоксен. В зернах измененного ильменита часто наблюдается образование микрокристаллов анатаза, пространственно связанных с развитием по ильмениту рутила и заключающих в себе нередко реликты рутила. Иногда анатаз образует параморфозы по рутилу, сохраняя ориентировку микрокристаллов под углом 60° .

Рутиловый лейкоксен метаморфической толщи сло-

что основная масса их сложена разупорядоченной сагенитовой решеткой, дающей дебаеграмму рутила. Дополнительные линии дебаеграммы относятся к фазам кварца, ильменита, анатаза. Единичные зерна представлены анатазовым и рутил-анатазовым лейкоксеном. В тяжелых фракциях протолочек метаморфических сланцев наблюдались черные зерна измененного ильменита.

В метаморфических сланцах Северного Тимана и п-ова Канин встречается преимущественно ильменит, реже лейкоксен. Ильменит представлен пластинками гексагонального или ромбоэдрического габитуса, где грани пинакоида $\{0001\}$ и ромбоэдров $\{1011\}$ и $\{1120\}$ нередко развиты примерно одинаково. Размер кристаллов 0,1-0,5 мм. Порфиробласты ильменита характеризуются гелицитовой структурой, обусловленной включениями ксеногенных минералов: кварца, слюды, реже циркона, турмалина, эпидота. Лишь один образец из изученных ильменитов дал дебаеграмму, идентичную эталонной дебаеграмме ильменита, для остальных характерны дебаеграммы измененного ильменита: они отличаются сильным диффузным рассеянием на пленке и сокращенным количеством линий с низкими значениями интенсивности. Основная фаза представлена ильменитом, дополнительные - рутилом, кварцем.

Лейкоксен представлен красно-коричневыми и желто-белыми зернами. Имеется вся гамма переходов от черных зерен через коричневые, красные, желтые к белым. Облик их толстотаблитчатый, габитус гексагональный, ромбоэдрический, размер зерен тот же, что и кристалликов ильменита. По данным рентгенометрического анализа коричневый лейкоксен - рутиловый, красный - рутил-анатазовый, желтый и белый - анатазовый. Северотиманский лейкоксен отличается от средне- и южнотиманского отсутствием в рутиловом лейкоксене сагенитовой структуры, в рутил-анатазовом - кристаллографических форм огранки.

Рентгенометрический анализ показал, что в процессе лейкоксенизации ильменит замещается рутилом, а рутил, в свою очередь, анатазом. В метаморфических сланцах Северного Тимана и Канина количественно преобладает измененный ильменит. Для него характерно срастание с новообразованным анатазом. Наличие анатазово-ильменитовых сростаний в метаморфических сланцах дало возможность В.А.Калюжному (1965) и О.С.Кочеткову (1967) предположить, что по ильмениту непосредственно может развиваться анатаз.

Однако исследования автора не подтвердили эту точку зрения.

Наблюдения над измененными ильменитами и лейкоксенами в ярегской россыпи, в сланцах Южного, Среднего, Северного Тимана свидетельствуют о первоначальной рутилизации ильменита; новообразованный рутил в свою очередь параморфно замещается анатазом. В связи с разной скоростью протекания отдельных этапов этого процесса, зависящей от конкретных условий регрессивного метаморфизма разных регионов, степень псевдоморфного преобразования ильменита оказывается различной.

ЛИТЕРАТУРА

- Калюжный В.А. 1965. Фации метаморфических сланцев, происхождение и изменение их акцессорных минералов на примере Тиманского кряжа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12.
- Калюжный В.А. 1968. О распространении и устойчивости ильменита в корках выветривания. Геология рудных месторождений, т.10, № 5.
- Кочетков О.С. 1967. Акцессорные минералы в древних толщах Тимана и Канина. Изд. "Наука", Л.
- Сердюченко Д.П. 1956. Минералы бора и титана в некоторых осадочно-метаморфических породах. Тр. Геол. ин-та АН СССР, сб. статей, вып. 5.
- Янулов К.Л., Чулкова И.В. 1961. Ориентированные псевдоморфозы рутила по ильмениту. Докл. АН СССР, т.140, № 1.

СОДЕРЖАНИЕ

Вопросы общей и генетической минералогии

Стр.

- Н.П.Юшкин. Понятие о минерале и таксономические системы минералогии 3
- В.В.Буканов. Новые данные о растворении и регенерации кристаллов природного кварца 35
- В.В.Буканов, Г.А.Горбатов, Г.Е.Юшкова. О причинах вариации диэлектрической проницаемости кварца 41
- Б.А.Мальков, Н.А.Малькова, Т.Н.Попова. Оливины и их роль в дифференциации дайковых меймечитов 47
- Б.А.Мальков, Н.А.Малькова, Т.Н.Попова, К.П.Янулов. Фазовый состав титаномагнетита из мончикитов 52
- В.И.Силаев. Околожильный метаморфизм и грейзенизация 59

Региональная минералогия

- В.В.Беляев. Минералогия сульфидов в бокситах Южного Тимана 69
- Ю.Н.Ромашкин. Кристалломорфология пирита из амдермитов северо-западного Пай-Хоя 79
- Э.С.Щербаков, Г.Ф.Проскурин, Ю.И.Луппов. Гранаты, хромшпинелиды и оливин из терригенных отложений девона западного склона Северного Урала 85
- Р.Г.Тимонина. Гранаты пород Приполярного Урала 89
- В.А.Буканова, И.П.Никитенко. Кристалломорфологические особенности акцессорного циркона из околожильных метасоматитов в кварцитах Приполярного Урала 94

- В.В.Хлыбов, Б.А.Сахаров. Алюминиевый хлорит из триаса Печорского Приуралья 100
- И.В.Швецова. Лейкоксен метаморфических сланцев Тимана 108