

ГИН

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

Т Р У Д Ы
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫП. 134. СЕРИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (№ 15). 1951

В. П. ЛОГИНОВ

**АЛЮМОСИЛИЦИТЫ КАВАНСКОГО КОЛЧЕДАННОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

(Средний Урал)

Е. А. РАДКЕВИЧ

**ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КАССИТЕРИТОВО-СУЛЬФИДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

В. П. ЛОГИНОВ

**АЛЮМОСИЛИЦИТЫ КАБАНСКОГО КОЛЧЕДАННОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ
(Средний Урал)**

ВВЕДЕНИЕ

Серицито-кварцевые и кварцево-серицитовые породы широко распространены в зеленокаменной полосе Урала. Эти породы неоднократно описывались в общеизвестных трудах по геологии, петрографии и металлогении Урала. Геолого-петрографической характеристике их, как вмещающих колчеданные залежи Урала, были посвящены даже специальные работы.

Тем не менее некоторые вопросы относительно происхождения этих гипогенно осветленных пород Урала, их первоначальной петрографической природы и характера связи их с колчеданным оруденением до настоящего времени остаются невыясненными.

Приблизительно до середины тридцатых годов кварцево-серицитовые сланцы на Урале трактовались только как результат гидротермального метаморфизма в зонах предшествовавшего тектонического раздробления и рассланцевания зеленокаменной толщи (Кузнецов, 1933).

Считалось, что колчеданное оруденение проявилось несколько позднее «в тех местах рассланцеванной полосы, где влияние стресса было значительно ослаблено» (Кузнецов, 1933, 134). В качестве вероятного источника гидротермальных и рудоносных растворов принимались, а нередко и до сих пор принимаются интрузии плагиигранита (Захаров, 1944).

С появлением и обоснованием новой гипотезы происхождения уральских колчеданных залежей и их метаморфизма (Заварицкий, 1941) возникли существенно иные взгляды на происхождение кварцево-серицитовых пород. Последние стали рассматриваться как продукты регионального метаморфизма каких-то локально-измененных пород, возникших в результате околорудной минерализации. О вероятном первоначальном составе и структуре кварцево-серицитовых пород стали судить по примерам слабого околорудного изменения в колчеданных месторождениях Южного Урала и других районов. Отдельными последователями новой гипотезы было высказано даже такое предположение, что различия в составе первоначальных околорудных пород не мешают позднему

возникновению из них одних и тех же кварцево-серицитовых сланцев в результате регионального метаморфизма¹.

Новые факты из области минералогии и петрографии гипогенно осветленных пород, вмещающих колчеданные залежи Среднего Урала, стали известными в 1942—1945 гг. благодаря исследованиям Н. И. Наковника в Красноуральском районе, В. М. Сергиевского в Павдинском районе и В. П. Логинова в Кабанском районе. Среди кварцево-серицитовых пород, сопровождающих колчеданные руды, были обнаружены типичные для вторично-кварцитовых комплексов ассоциации из высокоглиноземистых и галоидсодержащих минералов (корунда и андалузита, пирофиллита и диаспора, кварца и зуниита, топаза и кварца и т. д.). Признаки древнего катаклаза этих минералов, реликтовый характер их по отношению к широко распространенному метаморфическому серициту, присутствие сингенетичного с ними пирита и тесная связь распространения их с колчеданными рудами были выявлены на примере отдельных месторождений. На основании этих признаков можно было уже допускать, что вторичные кварциты с высокоглиноземистыми и галоидсодержащими минералами являются не только метаморфизованными реликтами первично-гипогенных пород метасоматического происхождения, но и возникли в какой-то определенной геологической связи с колчеданным оруденением.

Самый факт пространственной близости горных пород с высокоглиноземистыми и галоидсодержащими минералами к сульфидным обособлениям сейчас известен уже в ряде колчеданных и полиметаллических месторождений мира (Серро-де-Паско, Болиден, Чирагидзор, Сильвертон, Каридат и др.). Однако генетическая природа этой пространственной связи установлена пока лишь в очень немногих месторождениях сравнительно юного геологического возраста (Серро-де-Паско, Сильвертон, Карпатские), причем продолжает оставаться и здесь недостаточно понятной. Естественно, что на Урале, в условиях резко выраженного регионального метаморфизма, задача выяснения взаимоотношений колчеданного оруденения и высокоглиноземистой минерализации представляет для геолога и петрографа значительные трудности. При этом опять-таки возникает вопрос о первичном или метаморфическом происхождении кварцево-серицитовых пород, сопровождающих колчеданные залежи, и о том или ином значении их при рудообразовании.

Дело в том, что в большинстве колчеданных месторождений уральского типа присутствуют только эти обычные существенно кварцевые породы с серицитом или хлоритом, тогда как богатые глиноземом и галоидсодержащие минералы в них устанавливаются довольно редко. С другой стороны, как в СССР, так и за рубежом имеются многочисленные месторождения корундо-андалузитовых, диаспоро-пирофиллитовых, алунитовых и других высокоглиноземистых пород, около которых пока неизвестно колчеданных или вообще промышленных сульфидных обособлений. Тем не менее и здесь кварцево-серицитовые породы всегда слагают периферическую часть высокоглиноземистых комплексов, являясь переходной зоной между последними и окружающими пропилитизированными породами. При этом важно отметить, что в районах слабо выраженного регионального метаморфизма и в юных вулканических областях с кварцево-серицитовыми породами тесно связаны кварцево-каолинитовые, кварцево-алунитовые и кварцево-пирофиллитовые породы, которые располагаются

¹ «Кварцево-серицитовые породы — несомненный продукт регионального метаморфизма, но образовались ли они из пород, уже измененных в связи с образованием первоначальных залежей, или вообще из любых пород, соприкасающихся с рудой, пока не известно... Вероятнее, что боковые изменения на этих месторождениях — результат контакта руды с разными породами при региональном метаморфизме» (Заварицкий, 1947, 101).

часто в определенной последовательности вокруг наиболее высокоглиноземистых пород (Наковник, 1947). Таким образом, разнообразные существенно кварцевые и прежде всего кварцево-серицитовые породы оказываются общим геологическим спутником как колчеданных залежей, так и месторождений высокоглиноземистого сырья. Отсюда возникают два вероятных предположения. Во-первых, можно допустить, что условия образования кварцево-серицитовых пород в том или ином высокоглиноземистом комплексе являются довольно близкими к условиям сульфидного рудоотложения, которое могло проявиться или не проявиться в наблюдаемом разрезе в зависимости от каких-то добавочных геологических условий. Во-вторых, не исключена вероятность того, что кварцево-серицитовые сланцы многих колчеданосных участков на Урале появились в результате регионального метаморфизма из первично-метасоматических пород более определенного состава, среди которых могли присутствовать кварцево-каолиновые, кварцево-пиррофиллитовые, а также первичные кварцево-серицитовые и другие породы. Это допущение, конечно, является более вероятным для тех участков колчеданного оруденения на Урале, где уже обнаружены обособления высокоглиноземистых пород. Именно здесь можно наблюдать в действительности тот факт, что кварцево-серицитовые породы являются реальным связующим звеном между колчеданными залежами, с одной стороны, и высокоглиноземистыми гипогенно-метасоматическими образованиями — с другой.

Настоящая работа посвящена исследованию такой вероятной связи на примере одного из Кабанских месторождений. При этом главное внимание автор был вынужден уделить описанию высокоглиноземистых пород. Последнее было вызвано, конечно, не только редкостью этих пород на Урале вообще и разнообразием их на Кабанском месторождении. Дело в том, что как объект исследования с указанной целью высокоглиноземистые породы обладают явными преимуществами перед более распространенными на рудоносных участках кварцево-серицитовыми сланцами.

Во-первых, уже из данных предварительного изучения установлено, что эти породы (в особенности корундо-андалузитовые) в условиях регионального метаморфизма не подвергаются ни существенной перекристаллизации, ни значительному замещению вторичными серицитом и кварцем. Эта особенность рассматриваемых пород обусловлена, повидимому, высокой устойчивостью их минералов против химических, термических и динамических воздействий. Рассеянные во вторичных кварцитах и кварцево-серицитовых сланцах кристаллы зуниита, топаза, апатита тоже не показывают признаков перекристаллизации, испытывая лишь катаклиз и слабое замещение серицитом. Следовательно, в обстановке резко проявившегося на Урале регионального метаморфизма высокоглиноземистые породы и рассеянные в кварцево-серицитовых сланцах минералы, богатые глиноземом (корунд, андалузит, диаспор) и галоидами (топаз, зуниит, апатит), остаются наиболее надежными свидетелями геологических и физико-химических условий первично-гипогенного метасоматического минералообразования.

Во-вторых, указанные породы имеют за собою уже богатую историю геологических и минералого-петрографических исследований во многих других районах СССР и за рубежом. Первичное термальное-метасоматическое происхождение их путем замещения средних и кислых экстрозивных пород считается сейчас прочно установленным. Проявления подобной высокоглиноземистой минерализации изучены в СССР в генетической связи как с интрузивными, так и с экстрозивными процессами. Работам Н. И. Наковника, К. Н. Озерова и других в последние годы выявлены различные типы хорошо выраженной зональности в таких метасоматических комплексах. В частности, оказалось, что наиболее высокоглиноземистые

породы слагают центральную часть зональных ореолов, тогда как в периферической части последних располагаются кварцево-серицитовые и кварцево-хлоритовые породы, сменяющиеся далее к периферии пропи-литизированными исходными породами. Следовательно, обнаруженные в колчеданосных участках на Урале высокоглиноземистые породы могут рассматриваться как местные «центры» древней термально-метасоматической минерализации, которая предшествовала региональному метаморфизму. Это обстоятельство при зональном строении минерализованных участков позволяет близко подойти к расшифровке первоначальной природы и тех метасоматических пород первичногипогенного происхождения, которые послужили исходным материалом для образования окружающих кварцево-серицитовых сланцев при метаморфизме. Кроме того, выявление участков наиболее интенсивного термально-метасоматического изменения пород, вмещающих колчеданные залежи, позволяет выяснить положение и последних в общем зональном ореоле. Таким образом, геологические соотношения между центрами нерудной минерализации, с одной стороны, и местами колчеданного оруденения, с другой, становятся здесь предметом реального наблюдения.

В-третьих, высокоглиноземистые породы, являющиеся реликтом первоначального минералогического окружения колчеданных залежей, представляют сами по себе интересный объект для углубленного петрографического исследования. Количество минералов в породообразующих парагенезисах не превышает здесь четырех-пяти, при наличии в том числе «избыточных» минералов, которые присутствуют в большинстве парагенезисов. Компоненты же, которыми слагаются минералы в самых различных зонах того или иного ореола, не отличаются разнообразием. При этом, как уже отмечалось выше, первичные структурные взаимоотношения минералов в этих породах, как правило, не затуманены явлениями метаморфизма. Все указанные обстоятельства благоприятствуют анализу парагенезисов в рассматриваемых породах при помощи минералогического правила фаз. Этот метод получил в трудах советских ученых (Д. С. Коржинский) глубокое теоретическое обоснование и практическое применение в ряде областей петрографии и учения о рудных месторождениях. Предлагаемая работа является одной из первых попыток использовать основания этого метода в изучении высокоглиноземистых пород и связанных с ними вторичных кварцитов для выявления главнейших физико-химических особенностей минералообразования.

Наконец, физико-химическая интерпретация условий возникновения этих пород несколько облегчается еще одним обстоятельством. В результате многочисленных экспериментальных работ с высокоглиноземистыми минералами и технологических испытаний к настоящему времени в основном выявлены определенные условия получения их как продуктов гидротермального превращения полевых шпатов. В частности, могут считаться установленными температурные границы устойчивости корунда, пирофиллита, каолинита и серицита в растворах с меняющейся кислотностью и различной концентрацией щелочей. Экспериментальные данные этого рода используются в предлагаемой работе наряду с результатами геологических и минералого-петрографических наблюдений.

Основываясь на указанных положительных особенностях изучения высокоглиноземистых пород в уральских геологических условиях, автор попытался в итоге работы получить ответ, по крайней мере, на два вопроса:

1. Каким образом существенно кварцевые или кварцево-серицитовые породы были связаны в своем первичном возникновении или в результате регионального метаморфизма с высокоглиноземистыми породами?
2. Каковы вероятные генетические взаимоотношения между всем этим комплексом нерудной минерализации и колчеданным оруденением?

При разрешении этих сравнительно частных вопросов эндогенного минералообразования исследователь неизбежно сталкивается с более общими проблемами. Одна из них — это околорудные изменения горных пород, вмещающих так называемые гидротермальные сульфидные месторождения, и характер рудообразующих растворов. Другая проблема — роль регионального метаморфизма в изменении вещественного состава и внешнего облика рудных залежей и гидротермально измененных пород.

В районах, подобных Уралу, где метаморфический процесс достиг местами значительной интенсивности, для исследователя всегда существует опасность как недооценки, так и переоценки роли метаморфизма в трактовке первичных геологических явлений. Вряд ли автору при всем его желании удалось избежать полностью этой опасности и в особенности в тех местах работы, где за недостатком фактов пришлось пользоваться догадками, гипотезами и общими рассуждениями.

Слабая объективность Кабанского месторождения и этого района вообще значительно затруднила исследование. Поэтому в качестве главного фактического материала мог быть использован лишь керн буровых скважин.

Общий комплекс изученных пород, характеризующийся хорошо выраженной метасоматической дифференциацией на высокоглиноземистые и высококремнеземистые породы с постепенными переходами между ними, автор предпочитает называть а л ю м о с и л и ц и т а м и. Вопросы терминологии и классификации эндогенно осветленных пород этого типа обсуждаются в тексте работы.

За критический просмотр рукописи считаем приятной обязанностью поблагодарить члена-корреспондента АН СССР Д. С. Коржинского и докторов геолого-минералогических наук А. А. Саюкова и Г. А. Соколова. Отдельные ценные замечания по недостаткам рукописи были даны автору докторами геолого-минералогических наук В. В. Щербиной и К. А. Власовым.

С признательностью отмечаем также любезное содействие нашим полевым и камеральным исследованиям со стороны геологов В. П. Первого и В. Г. Щукина и начальников геологоразведочных партий С. М. Грозных и А. Г. Чистякова.

Глава I

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК РАЙОНА

1. Геологическая обстановка колчеданного оруденения

Кабанские колчеданные месторождения представлены группами ливзювидных залежей, обладающих почти вертикальным падением и близким к меридиональному простиранием. Вмещающими породами их служат переслаивающиеся пачки альбитизированных плагиоклазовых порфиритов, их вулканических брекчий и кристалло-кластических туфов. Значительная степень рассланцевания и зеленокаменного изменения пород свидетельствует об их региональном метаморфизме. Кроме того, вблизи рудных залежей вулканические породы обнаруживают локальное изменение. Они превращены местами в кварцево-серицитовые сланцы и разнообразные по структуре и минералогическому составу разновидности вторичных кварцитов.

Довольно крупные участки таких гипогенно осветленных пород выявлены непосредственно западнее месторождений — у восточной границы удлиненного массива плагиогранитов. Здесь же, вдоль контакта массива, оконтуриваются неширокие полосы полнокристаллического кварцосодержащего альбитофира, местами пронизанного вкрапленностью пирита.

Многочисленные вертикальные жилы этих пород и сходных с ними альбитовых микросиенитов имеются и в рудоносных участках. Рудные тела отчетливо приурочены к местам скопления альбитофировых жил, всегда обладают одинаковой с последними ориентировкой и нередко располагаются в непосредственном контакте с ними. Изучение в шлифах единичных примеров контакта жильных альбитофиров с колчеданной рудой показало, что последняя замещает жильную породу и, следовательно, оруденение происходило после затвердевания альбитофиров. Самые альбитофиры всегда несут в себе убогую вкрапленность аксессуарного пирита при отсутствии каких-либо других рудных минералов.

Кроме жил кислых пород, в рудоносных участках встречаются и дайки более разнообразных основных пород: габбро-порфиритов, диабазов и диабазовых порфиритов, диоритовых порфиритов. Возрастные отношения их друг с другом, с дайками альбитофиров и с колчеданными залежами еще плохо изучены. Известно лишь, что диабазовые порфириты местами пересекают ту или другую колчеданную залежь, обладая отчетливыми резкими контактами с ней без признаков замещения жильной породы колчеданной массой. В своем распространении основные жилы не проявляют какой-либо приуроченности к колчеданным залежам и — наоборот. Кроме того, ориентировка даек основных пород местами сильно отличается от ориентировки соседних рудных тел и даек кислых пород.

Из этого сопоставления следует, что колчеданные залежи имеют более тесную пространственную, структурную и минералогическую связь с кислыми жильными породами, чем с более основными. Часть последних внедрилась, повидимому, позднее образования колчеданных тел.

Стратиграфо-литологический разрез района месторождений установлен нами в следующем виде (сверху вниз):

I. Осадочный комплекс

| | Мощность в м |
|--|-----------------|
| 1. Светлосерые слоистые песчаники с тонкими прослоями кремнистых пород и мелкообломочных конгломератов | до 600 |
| 2. Темные тонкослоистые кремнистые породы с остатками скелетов радиолярий | Около 100 |

II. Вулканический комплекс

| | |
|--|-----------|
| 1. Эффузивные диабазы и диабазовые порфириты с редкими прослоями красных яшм, песчаников и мелкообломочных конгломератов в основании свиты | До 350 |
| 2. Эффузивные кварцевые и кварцсодержащие альбитофиры | 250—300 |
| 3. Вулканические брекчии альбитизированных плагиоклазовых порфиритов | Около 100 |
| 4. Слоистые кристаллокластические туфы тех же порфиритов | » 100 |
| 5. Альбитизированные плагиоклазовые порфириты | 300 |

Последние три толщи связаны друг с другом постепенными переходами и могут быть объединены в одну свиту (порфиритовую).

Верхний, осадочный, комплекс, обладая пологим восточным падением, налегает с отчетливым угловым несогласием на сильно дислоцированные вулканические породы района, обнажающиеся западнее.

В мелкообломочных конгломератах осадочного комплекса нами обнаружены галечки всех подстилающих вулканических пород.

По аналогии с соседними стратиграфическими разрезами возраст осадочно-терригенного комплекса района Н. А. Штрейс относит к D_1^2 (Кобленцу), а вулканических толщ — к S_1^2 (Лудлоу).

Известные колчеданные залежи района располагаются в разных толщах нижней (порфиритовой) свиты: в альбитизированных плагиоклазовых порфиритах, их вулканических брекчиях и туфах.

Интрузивные жилы и дайки в своем распространении по стратиграфическому разрезу района показывают определенные различия. Так, например, кислые жильные породы, в изобилии встречающиеся в разных толщах порфиритовой свиты района, с трудом устанавливаются среди эффузивных альбитофиров и совсем отсутствуют в диабазовой свите. При этом галька жильных альбитофиров была обнаружена в мелкообломочных конгломератах, подчиненных основанию этой свиты. Дайки же диабазов и диабазовых порфиритов пересекают не только нижнюю (т. е. порфиритовую) свиту, но и вышележащую — альбитофировую; они проникают также в свиту эффузивных диабазов и теряются в последней. Более редкими дайками габбро-порфиритов пересекается весь стратиграфический разрез района.

Такая геологическая связь между жильными и эффузивными породами района, при структурном, петрографическом и химическом сходстве жильных альбитофиров с эффузивными альбитофирами и жильных диабазов с эффузивными диабазами, допускает определенную трактовку происхождения жильных пород. Напрашивается вывод, что и жильные, и эквивалентные им эффузивные породы района появились более или менее одновременно — в результате деятельности одних и тех же вулканических очагов. По этой причине те многочисленные дайки альбитофиров и диабазов, которые пересекают порфиритовую свиту и наблюдаются в рудоносных участках, не могут встречаться стратиграфически выше соответствующих им вулканических толщ — альбитофировой и диабазовой. Это, по видимому, субвулканические внедрения, сопровождавшие эффузивную деятельность.

Так как распространение колчеданных тел явно контролируется скоплениями подобных жил альбитофира и контактами последних, то оруденение произошло, по видимому, позднее начала альбитофировых эффузий.

С другой стороны, примеры секущих руду основных жильных пород могут рассматриваться как указание на более древний возраст колчеданного оруденения сравнительно с диабазовыми внедрениями и соответствующими им излияниями.

Признаки сильного катаклаза и рассланцованности колчеданных руд тоже свидетельствуют о древнем возрасте оруденения: последнее должно было предшествовать той главной эпохе динамометаморфизма, которая завершила эффузивную деятельность в районе и отразилась в резком стратиграфическом несогласии между дислоцированными вулканическими толщами и полого залегающими на них осадочными образованиями. Осадочно-терригенный комплекс района, почти лишенный рассланцевания, сформировался, по видимому, значительно позднее эпохи колчеданного оруденения. Об этом, вероятно, свидетельствует и галька пиритоносных вторичных кварцитов, обнаруженная нами в конгломератах и песчаниках осадочного комплекса.

Глубинность колчеданного оруденения при изложенной трактовке его возраста и известной мощности покрывающих толщ определяется для разных месторождений в районе приблизительно в 500—700 м.

2. Геологическое положение вторичных кварцитов и других, связанных с ними гипогенно осветленных пород

На фоне охарактеризованного выше геологического строения района положение вторичных кварцитов, кварцево-серицитовых и других связанных с ними гипогенно осветленных пород определяется следующими фактами.

1) Эти породы встречаются в тех же горизонтах стратиграфического разреза, в которых распространены жилы альбитофиров и известные колчеданные залежи района, т. е. ниже основания альбитофировой свиты.

Участки гипогенно осветленных пород заключены преимущественно в пирокластических толщах порфириновой свиты — туфах и вулканических брекчиях. Реликтовые структуры различаются лишь в собственно вторичных кварцитах (т. е. существенно кварцевых породах метасоматического происхождения) и определяются как обломочно-зернистые или реже — порфириновые. Гипогенно осветленные породы связаны постепенными переходами с зеленокаменно измененными разностями плагиоклазовых порфиритов и их туфов. По данным химических анализов (табл. 8), наиболее свежие разновидности этих порфиритов и их туфов должны считаться представителями скорее средней, чем кислой магмы. Очень редко, западнее месторождений, попадаются существенно кварцевые породы с остаточной структурой плагиогранита.

2) Верхний предел возраста гипогенно осветленных пород намечается тем обстоятельством, что галька вторичных кварцитов была неоднократно обнаружена нами в мелкообломочных конгломератах и грубых песчаниках верхнего (осадочного) комплекса района. Интенсивное же рассланцевание кварцево-серицитовых и других осветленных пород свидетельствует об образовании их еще до главной эпохи динамометаморфизма, которая в свою очередь предшествовала отложению трансгрессивно залегающих осадочных толщ Кабанского района.

3) Наблюдается, что участки осветленных пород в гораздо большей степени насыщены жилами альбитофиров и альбитовых микросиенитов, чем соседние участки зеленокаменных пород. Кроме того, кислые жильные породы и среди последних всегда сопровождаются оторочками вторичных кварцитов с рассеянными зернами пирита, рутила, апатита и, редко, зунита. При этом сами жильные альбитофиры даже при очень небольшой мощности их, измеряемой долями метра, не подвергаются существенному изменению. Количество породообразующего кварца в альбитофирах очень незначительно, и этот кварц в них включает лейсты хорошо сохранившегося альбита, в которых наблюдаются лишь редкие чешуйки серицита. Вместе с тем в порфиривидной массе альбитофира довольно распространены агрегаты хлорита, мелкие зерна эпидота и хлопьевидные скопления титанита, т. е. те минералы, которые в осветленных приконтактных породах почти не встречаются. Более или менее в одинаковой степени и в жилах, и в боковых породах присутствует пирит. Однако в последних пирит ассоциируется с серицитом и кварцем, тогда как в жильном альбитофире нередко сульфидные зерна граничат с сохранившимися лейстами альбита, изредка сопровождаясь хлоритом; при отсутствии других рудных минералов пирит производит здесь впечатление скорее автотоморфического, чем позднеметасоматического образования.

Хотя до сих пор непосредственные контакты жильного альбитофира с его осветленными боковыми оторочками еще мало изучены, все же не остается сомнений, что эти оторочки возникли в тесной причинной связи с внедрением и застыванием самих альбитофиров. Метаморфизирующие растворы являлись, повидимому, частью остатком при кристаллизации последних, а также отщеплениями из более глубоких очагов альбитофировой магмы, почти одновременными с внедрением жил. Если же допускать циркуляцию более поздних гипогенных растворов вдоль контактов, то совершенно непонятно, почему не произошло превращения самих жил в кварцево-серицитовые породы.

4) Жилы диабазов и диабазовых порфиритов в районе, в отличие от кислых жильных пород, не проявляют избирательной приуроченности к участкам осветленных пород. В свою очередь, последние не тяготеют

к контактам основных даек. При переходе одной и той же дайки из зеленокаменных пород в участки кварцево-серицитовых сланцев никаких дополнительных существенных изменений в минеральном составе и структуре жильного диабаз не наблюдается. Отсюда с большой долей вероятности можно заключить, что гипогенное осветление боковых пород произошло раньше внедрения диабазовых жил.

Таким образом, вторичные кварциты и связанные с ними другие гипогенно осветленные породы образовались в период вулканической деятельности и, вероятно, в генетической связи с внедрением и застыванием субвулканических жил альбитофиров. Считая, что наиболее поздние из этих жил могли внедряться лишь до начала диабазовых излияний, и учитывая истинную мощность тех вулканических толщ, которые располагаются стратиграфически ниже диабазовой свиты над изучаемыми гипогенно осветленными породами, можно прийти к вероятному определению глубины образования последних. Для месторождения Кабан I, которое приурочено к средней части порфиритовой свиты (горизонту слоистых туфов), эта глубина не могла значительно превышать 400—500 м. Не исключена вероятность обнаружения вторичных кварцитов и среди эффузивных альбитофиров района, т. е. в условиях почти приповерхностного (околофумарольного) их образования.

Характеристике петрографического состава всех гипогенно осветленных горных пород района лучше дать на примере детального описания тех разновидностей их, которые распространены на месторождении Кабан I. Именно здесь нами были недавно обнаружены редкие для Урала высокоглиноземистые породы, в которых, несмотря на позднейший метаморфизм, еще сохранились первоначальные минеральные ассоциации и реликтовые микроструктуры (Логинов, 1945).

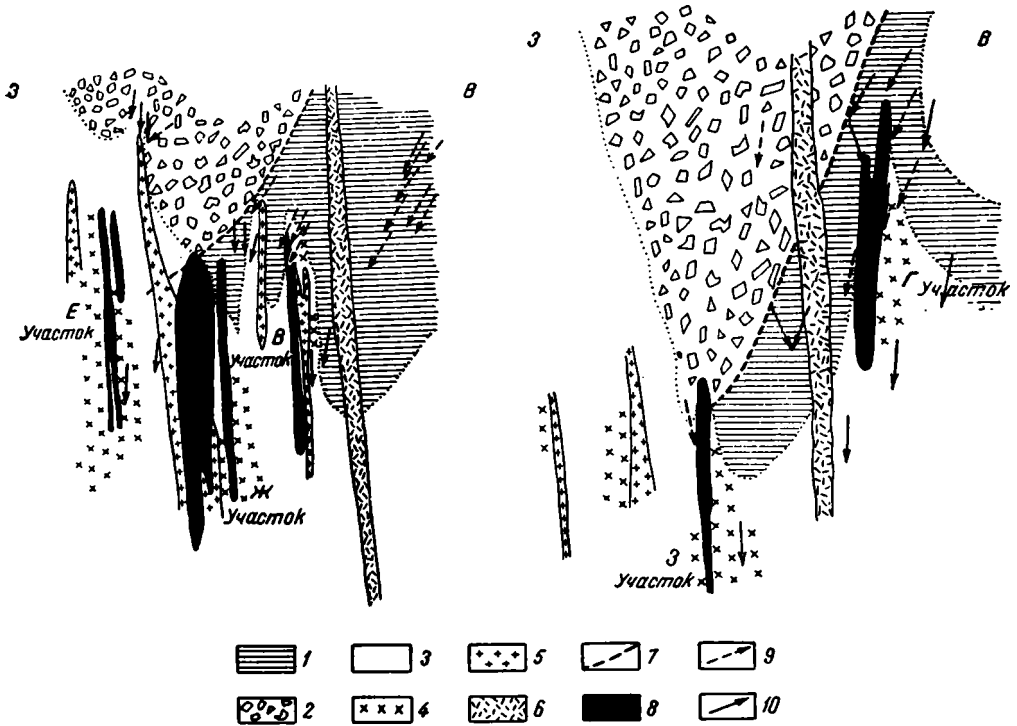
3. Геология участка Кабан I

Рудовмещающая порфиритовая свита в районе месторождения Кабан I образует антиклинальную складку, погружающуюся к югу. Ядро складки сложено рассланцованной толщей альбитизированных плагиоклазовых порфиритов, которые обнажаются непосредственно восточнее месторождения. И к западу, и к востоку от выходов порфиритов шурфами и скважинами прослежены неширокие полосы кристаллокластических туфов с хорошо выраженной первичной слоистостью. Колчеданные залежи месторождения Кабан I располагаются в западной полосе туфов, местами превращенной в кварцево-серицитовые сланцы и вторичные кварциты. Истинная мощность толщи туфов достигает здесь около 100 м. Наклон слоистости — ЗЮЗ $245-250^\circ \angle 67-70^\circ$. В восточном же крыле складки слоистость падает более полого к юго-востоку. Таким образом, замок складки погружается в южном направлении.

Стратиграфически выше слоистых туфов в обоих крыльях складки обнажаются рассланцованные вулканические и лапиллиевые брекчии альбитизированных плагиоклазовых порфиритов. На участке колчеданного месторождения и западнее его в этой толще заключены крупные участки гипогенно осветленных пород. В нескольких сотнях метров к юго-западу от месторождения появляются также редкие выходы порфиридных плагиогранитов. Какая из толщ разреза залегает в контакте с плагиогранитами и каковы контактовые изменения пород, остается неизвестным вследствие слабой обнаженности района.

Полоса вулканических брекчий восточного крыла складки сменяется к востоку выходами эффузивных альбитофиров. Ширина полосы альбитофиров достигает здесь 300 м. Восточнее альбитофировой свиты обнажаются миндалекаменные диабазы, переслаивающиеся местами с тонкослоистыми

красными и розовыми яшмами, песчаниками и мелкообломочными конгломератами. Слоистость в этих яшмах и песчаниках падает к В на $85-90^\circ$, $\angle 40-45^\circ$. В расланцованных мелкообломочных конгломератах в основании диабазовой толщи обнаружены гальки пород из залегающих ниже толщ — альбитизированных плагиоклазовых порфиритов, эффузивных альбитофиров, диабазов и кислых жильных пород.



Фиг. 1. Схема геологического взаимоотношения колчеданных залежей, горных пород, стратиграфических и тектонических элементов месторождения Кабан I. Слева — северное схематическое сечение на некоторой глубине. Справа — южное схематическое сечение на некоторой глубине.

1 — слоистые кристаллокластические и лапиллиевые туфы порфиритов; 2 — вулканические брекчии и лапиллиевые туфы порфиритов; 3 — кварцево-серицитовые сланцы и вторичные кварциты; 4 — алюмосилициты с топазом, зунитом, авдалузитом, корундом, диаспором, пирофиллитом; 5 — жильные альбитофиры; 6 — жильные диабазы; 7 — стратиграфический контакт; 8 — рудные тела; 9 — наклон первичной слоистости; 10 — наклон сланцеватости.

Колчеданные залежи на месторождении обладают вертикальным падением. В соответствии с южным склонением замка складки они погружаются в южном направлении под $\angle 30-35^\circ$, и южные концы их характеризуются слепым залеганием. Несмотря на вертикальное падение рудных тел, которое является несогласным с более пологим наклоном стратиграфических контактов, колчеданное оруденение почти не распространяется вверх и вниз по падению за пределы рудовмещающей толщи слоистых туфов.

Сланцеватость в боковых породах почти согласна с ориентировкой рудных тел. Однако сами руды подверглись сильному расланцеванию с появлением зеркал скольжения, ориентированных гнейсовидных тектур и грануляционных структур.

В контакте с некоторыми рудными телами находятся согласные с ними вертикальные жилы альбитофиров. Кроме того, толща туфов пересекается дайкой диабаз, которая круто падает к юго-востоку.

Вторичные кварциты, кварцево-серицитовые сланцы и в особенности высокоглиноземистые гипогенно осветленные породы распространены преимущественно около рудных тел, окружая их нижнюю часть. Аналогичная приуроченность кварцево-серицитовых пород к нижним вкрапленным «хвостам» вертикальных рудных тел наблюдается на соседнем к северу месторождении и других колчеданных месторождениях района. Верхушки рудных залежей на описываемом месторождении располагаются уже в рассланцованных зеленокаменных туфах. В последних под микроскопом хорошо различаются первичные обломки кварца и кислого плагиоклаза. Обломки цементируются более мелкозернистой массой, в которой много хлорита, меньше эпидота и титанита; встречаются зерна карбоната и редкие чешуйки серицита. Переход от зеленокаменных пород к расположенной ниже зоне осветленных пород постепенный, и граница между ними намечается на детальных профилях довольно условно. Тем не менее при построении ряда разрезов нами выявлено, что эта граница является сложной кривой поверхностью. На участке месторождения она образует корытообразную впадину, погружающуюся вместе с рудными телами к югу. В западном направлении осветленные породы круто поднимаются на дневную поверхность; следовательно, рассматриваемая граница пересекает наклонный к юго-западу стратиграфический контакт между толщами туфов и вышележащих вулканических брекчий. Вдоль контактов с рудными телами и жильными альбитофирами осветленные породы распространяются несколько выше, чем в других местах. Ниже выклинивания колчеданных тел кварцево-серицитовые и другие связанные с ними осветленные породы продолжают на неопределенную глубину. Редкая вкрапленность сульфидов пронизывает эти породы, местами сгущаясь около рудных тел.

Типичные геологические отношения между колчеданными залежами, горными породами стратиграфическими и тектоническими элементами на месторождении изображены на прилагаемых схемах (фиг. 1).

Петрографической особенностью околорудных осветленных пород является распространенность среди них высокоглиноземистых разновидностей с андалузитом, корундом, диаспором, пирофиллитом и галоидсодержащими минералами — топазом, зунитом, апатитом и флюоритом.

В числе нерудных минералов, различаемых в прозрачных шлифах из вкрапленных и сплошных сульфидных руд, присутствуют в верхних частях рудных тел кварц, хлорит и изредка карбонаты (сидерит и кальцит), в нижних частях — кварц, серицит, изредка пирофиллит, зунит, апатит и очень редко хлоритоид.

Глава II

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ГИПОГЕННО ОСВЕТЛЕННЫХ ПОРОД НА МЕСТОРОЖДЕНИИ КАВАН I И ИХ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

1. Распространение высокоглиноземистых горных пород в рудном поле и их связь с колчеданными залежами

Всего в пределах описываемого месторождения пока пересечено скважинами 8 участков, в которых обнаружены высокоглиноземистые породы и связанные с ними разновидности вторичных кварцитов. Два из них (а именно участки А и Е) приурочены к нижним вкрапленным «хвостам» слепых рудных тел. Зунитовые породы и зунитосодержащие кварциты обоих этих участков могут рассматриваться как зоны убогой вкрапленности

сульфидов. Вверх от этих участков располагаются уже сами колчеданные тела, так что пиритовосные породы с зуниитом, баритом, рутилом и т. п. оказываются грубо приуроченными к плоскости падения последних.

Три других участка минерализации, пересеченных скважинами на участках *В*, *Г* и *Д*, могут считаться боковыми и спутниками соответствующих рудных тел. Здесь тоже преобладают зуниитовые и зуниитсодержащие породы с баритом, топазом, рутилом и пиритом. При этом зуниитовые породы участков *В* и *Г* располагаются непосредственно к востоку от густо-вкрапленной колчеданной руды, образуя меридионально вытянутую зону околорудного изменения туфов. На запад, по направлению к колчеданному телу, эти зуниитовые породы сменяются сначала кварцево-серицитовыми сланцами, а затем густой вкрапленностью сульфидов в кварцево-хлорито-серицитовых сланцах.

Аналогичное отношение к восточному контакту другого рудного тела показывают пиритовосные зуниито-диаспоровые и пирофиллито-диаспоровые породы, обнаруженные в участке *Ж*. Зуниитовые же породы участка *Б* располагаются на северном продолжении оси рудного тела. Наконец, последний из известных участков рассматриваемой минерализации (участок *З*) находится, на первый взгляд, несколько к востоку от колчеданного тела. Однако западная часть этого участка включает в себя тонкую полосу серноколчеданной руды, которая соответствует выклиниванию вниз того же рудного тела. Преобладающим нерудным минералом в руде является хлоритoid с подчиненными серицитом и пирофиллитом. Эта серноколчеданная полоска заключена между зуниито-диаспоровыми породами на востоке и зуниитсодержащими кварцитами на западе от него. Следовательно, разнообразные породы с зуниитом, диаспором, топазом, флюоритом и т. п. могут рассматриваться здесь как околорудные зоны гипогенного изменения боковых пород.

Восточная часть того же самого минерализованного интервала в участке *З* находится на южном продолжении оси соседнего рудного тела.

Итак, все известные участки с высокоглиноземистыми и галлоидсодержащими минералами обнаруживают в своем расположении довольно тесную пространственную связь с колчеданными телами. Только единичные из известных колчеданных тел месторождения как будто не сопровождаются такой минерализацией. Однако условий для детального изучения боковых пород руды здесь не имелось. Многие участки рассматриваемой минерализации можно было бы объединить в более крупные зоны, вытянутые вдоль соответствующих рудных тел, хотя пока осталось невыясненным, как далеко продолжают вниз по падению и вдоль по простиранию эти минерализованные зоны. Распространение же минерализации вверх по падению явно ограничено нижними или, по крайней мере, средними частями рудных тел, так как вверху с колчеданной рудой граничат лишь слабо серицитизированные и хлоритизированные слоистые кристаллокластические туфы альбитизированных порфириров, местами даже с эпидотом и карбонатами. Подобно некоторым рудным телам, участки высокоглиноземистой минерализации оказываются «слепыми» (см. фиг. 1).

Об изменении петрографического характера гипогенно осветленных пород по простиранию и падению отдельных зон, а также в поперечном направлении лучше судить после описания всех участков минерализации.

2. Петрографическая характеристика отдельных минерализованных участков

Петрографическое описание горных пород опирается на коллекцию прозрачных шлифов, составленную нами во время исследований на Кабанском руднике. Главная цель этого описания — показать петрографиче-

ское разнообразие вторичных кварцитов, распространенных на сравнительно небольшом пространстве. С этой целью для каждого из выявленных здесь участков минерализации дана отдельная характеристика. С другой стороны, не менее важно установить строение отдельных минерализованных участков. Для выполнения этой второй цели здесь более подробно описаны минерализованные интервалы по кернам скважин.

Описание шлифов дается в той естественной последовательности, в какой та или другая скважина пересекала горные породы. Разумеется, при однообразии некоторых интервалов керна автор пытался сократить число описанных шлифов, но в общем не удалось избежать и некоторых повторений. Предлагаемое петрографическое описание следует рассматривать как первичный фактический материал, из которого в результате детализации сделаны все существенные выводы этой работы.

Участок А¹

Керн наклонной скважины сложен мелкозернистыми вторичными кварцитами. В составе их преобладают мелко мозаичные агрегаты из округлых зерен кварца (0,006—0,05 мм), чередующиеся с редкими скоплениями из чешуек серицита. Беспорядочно рассеяны изометричные и короткопризматические зернышки рутила (0,001—0,005 мм). Всегда присутствуют также редкие зерна пирита, то идиоморфные, то с неправильными очертаниями. В одном из интервалов керна отмечена средняя вкрапленность зерен пирита, соответствующая, может быть, «хвосту» рудного тела, которое располагается выше в той же вертикальной зоне. Пирит образует обособления, размером до 1—2 мм, с многочисленными включениями округлых зерен кварца (0,02—0,03 мм) и венчиками стебельчатого кварца. Глубже по керну обнаружены ситовидные прорастания пирита кварцем. И здесь местами кварцевые зерна настолько преобладают, что создается представление о более позднем отложении пирита преимущественно в интерстициях округлых зерен кварца.

В тонкозернистом кварците краевой части участка в шлифах обнаружены микрожилки розоватого флюорита и единичные неправильные зернышки его, размером в сотые доли миллиметра. Несколько западнее среди зерен кварца различаются рельефные призмочки апатита и, реже, топаза. Наконец, еще западнее керн сложен массивной мелкозернистой породой с пепельно-серой окраской и более ровным, чем у обычных кварцитов, сахаровидным изломом. В шлифе она представляется сложенной на 70—80% из правильных треугольных зерен (0,1—0,3 мм) бесцветного тонкозонального изотропного минерала, который после детального исследования определен нами как зунит. Остальная часть шлифа состоит из мелкочешуйчатого серицита, небольшого количества субидиоморфных зерен пирита (0,1—0,5 мм) и короткопризматических зернышек рутила (0,01—0,05 мм), включенных местами в зунит. В полированных шлифах после травления выявляется зональное строение зерен пирита (табл. X, фото 4). В одном из шлифов среди скопления серицита в окружении зунитовых зерен было обнаружено несколько лейст диаспора (длиной 0,3—0,6 мм) и единичные призмочки апатита. Большинство зерен зунита катаклазировано, причем трещинки заполнены серицитом. Внутренние части кристаллов зунита местами замещены серицитом.

Зунит из этой породы подвергся более детальному исследованию. Главнейшие свойства и химический состав его отмечены в минералогическом очерке этой работы. Малый выход керна не позволил проследить распространение зунита глубже по керну.

¹ Участки А, В и Д не изображаются на фиг. 1, как расположенные в других сечениях.

В одном из образцов шлифов, взятых западнее, среди мозаики зерен кварца видны сростания пирита с несколько более идиоморфным минералом (табл. VIII, фото 1). Минерал характеризуется призматическим габитусом, положительным удлинением, прямым угасанием и положительным рельефом, как у барита. Заметна поперечная к удлинению хорошая спайность, перпендикулярная к оси Ng индикатрисы, и другая спайность, образующая с плоскостью Ng—Nm угол около 30° и прямой угол с первой спайностью. В конюскопе виден небольшой положительный угол оптических осей, три замера которого по выходам обеих осей дали 41,42 и 44°. Более высокой, чем у зерен кварца в том же шлифе, интерференционной окраски не наблюдалось. Минерал отнесен нами предположительно к целестино-бариту. Призмочки его местами включены в пирите, а вне зерен пирита кое-где разорваны с залечиванием трещин вторично переотложенным кварцем. Реликтовая структура пирокластических пород выражается в ряде шлифов в том, что отдельные участки кварцита в шлифе обладают округлыми очертаниями и по структуре являются то более, то менее крупнозернистыми, чем окружающая масса. Количество серицита в них также резко варьирует.

В самой западной части участка обнаружен полнокристаллический жильный альбитофир, сложенный из преобладающего лейстовидного альбита и подчиненного кварца с редкими скоплениями эпидота, хлорита и хлопьевидными зернышками титанита. Имеются идиоморфные зерна пирита.

Участок Б

Здесь на некоторой глубине распространены зунитсодержащие кварциты и зунитовые породы, мало отличающиеся от описанных для участка А. Последовательность пород вдоль оси керна из описываемого интервала наклонной скважины следующая:

1) Серицитовый сланец с обильным рутилом в виде короткопризматических мельчайших зернышек.

2) Кварцево-серицитовый сланец. Кварц обособляется в виде линзобласт, сложенных из плотно прилегающих друг к другу катаклазированных зерен. Имеются зерна пирита и рутила. В некоторых полосках из скоплений серицита различаются единичные сильно деформированные зерна изотропного бесцветного минерала (повидимому, зунита).

3) Мелкозернистый кварцит с полосками, обогащенными серицитом. В последних наблюдаются скопления мелких зернышек зунита (0,02—0,04 мм) с треугольными очертаниями. В соседних участках, более богатых кварцем, встречаются призмочки топаза. Рутил в мельчайших зернах довольно распространен.

4) Зунитовая порода. Количество зунита достигает на-глаз 80—90%. Размеры кристаллов его 0,05—0,1 мм. Имеются редкие субидiomорфные зерна пирита и многочисленные мельчайшие зерна рутила.

5) Более крупнозернистая серицито-зунитовая порода. Размеры кристаллов зунита достигают 0,5 мм. Имеются зерна рутила и пирита. Кристаллы зунита сильно замещены серицитом (табл. V, фото 2). Местами заместились отдельные зоны кристаллов.

6) Серицитовый сланец с редкими деформированными зернами зунита (размер 0,05—0,1 мм). Присутствуют редкие зерна пирита и рутила. Листочки серицита изменяют свою ориентировку около деформированных зерен зунита (табл. V, фото 3).

7) Неравномернозернистая серицито-зунитовая порода (размер кристаллов зунита 0,05—0,3 мм). Имеются сростания неправильных зерен пирита с баритом, заключенные внутри сростков зерен последнего. Наблюдается концентрация мелких зерен рутила в зернах барита.

8) Серицито-зуниитовая порода с пиритом и рутилом. Степень идиоморфизма пирита по отношению к зунииту различна для разных зерен (табл. VI, фото 1).

9) Крупнопластинчатый перекристаллизованный серицитовый сланец с пиритом и рутилом. Кварцево-серицитовый сланец с рутилом.

10) Кварцево-серицитовый сланец с единичными деформированными зернами зуниита и редкими призмочками апатита. Имеются пирит и рутил.

В остальных интервалах скважины — обычные кварцево-серицитовые сланцы, вторичные кварциты, серицитизированные и хлоритизированные туфы.

Участок В

Верхняя часть интервала в керне наклонной скважины сложена кристаллокластическими слоистыми туфами. На некоторой глубине скважина пересекла серицитизированные туфы с ясно различаемой слоистостью. Ниже отмечена полосчатая медистая колчеданная руда. Еще ниже (восточнее) рудного интервала керн представлен светлозеленой полнокристаллической жильной породой. Она состоит преимущественно из преобладающего альбита и подчиненного кварца. Размеры вкрапленников альбита достигают 0,5—1 мм. Альбит основной массы сильно замещен светлозеленым хлоритом. В последнем наблюдаются редкие чешуйки серицита. Кварц заполняет промежутки между лейстами альбита и образует редкие миндалины. В шлифах отмечаются единичные зерна пирита и мельчайшие хлопьевидные обособления титанита.

Ниже располагаются светлосерые рассланцованные породы с различной слоистостью. Шлифы дают такую картину чередования их минералогического состава и структуры:

1) Кварцево-серицитовый сланец с редкими зернами зуниита (0,1—0,2 мм). Линзовидные участки, сложенные кварцем, обладают мелкозернистым строением. Среди обособленного серицита встречаются идиоморфные зерна пирита. Зерна зуниита ситовидно пронизаны зернышками кварца. Рутил в короткопризматических мельчайших зернах равномерно рассеян в породе.

2) Песчаниковидная порода с реликтовой кластической структурой кристаллотуфа. Различаются многочисленные округлые обломки кварца, размером от сотых до десятых долей миллиметра. Цементирующая масса состоит в основном из тонкочешуйчатого серицита. Наряду с этими главными минералами имеется много деформированных кристалликов зуниита (0,1—0,2 мм). Некоторые из них ситовидно пронизаны округлыми зернышками кварца. Однако в других участках шлифа вместо зуниита присутствуют призмочки топаза (0,05—0,1 мм). Зернышки рутила редки. Обломки плагиоклаза, встречающиеся в соседних туфах, здесь отсутствуют.

3) Зуниитсодержащий туф с обломками кварца. Зерна зуниита здесь местами еще обладают характерными треугольными очертаниями. Однако более крупные кристаллы его деформированы и пересечены трещинами, как и соседние зерна кварца. В последних еще заметна окатанность. Цементирующая масса — мелкочешуйчатый серицит с единичными зернышками рутила (табл. IX, фото 2).

При сравнении породы с туфами из керна той же скважины бросается в глаза сходство структуры и минералогического состава при одном существенном различии: в данной зуниитсодержащей породе отсутствуют обломки плагиоклаза, тогда как в туфах нет зерен зуниита. Повидимому, зерна плагиоклаза (альбита, альбит-олигоклаза) замещены здесь зуниитом, тогда как обломки кварца оказались более устойчивыми против замещения и сохранились в виде реликтов.

4) Такая же порода с реликтовой структурой туфа. Из новообразований присутствуют кристаллы как зуниита, так и топаза. Некоторые призмочки топаза имеют стыки с зернами кварца, чего нельзя сказать о кристаллах зуниита. Наблюдаются также редкие призмочки апатита, различаемые по низкой интерференционной окраске и отрицательному удлинению.

Ниже к ядру степень минерализации туфов резко затухает. В шлифах различаются лишь хлорит, титанит, редкий серицит наряду с первично обломочными минералами (кварцем, альбитом) и обломками основной массы порфиритов.

Участок Г

Здесь преобладают серицитовые сланцы с редкими призматическими зернами топаза и единичными агрегатами из зерен зуниита. Последовательность пород вдоль оси ядра такая:

1) Мелкозернистый вторичный кварцит с реликтовой структурой лапильного туфа.

2) Серицитовый сланец с единичными короткопризматическими зернами топаза (0,02—0,08 мм). В дубликате шлифа обнаружен кристалл зуниита (0,6 мм). Наблюдаются сложенные из мозаики кварца псевдоморфозы по полевым шпатам (1×0,3 мм). Имеются редкие зернышки рутила и пирита.

3) В серицитовом сланце — обособления из мелких кристалликов (0,1—0,2 мм) зуниита с интерстициальным серицитом и кварцем, с присутствием мелких зерен рутила.

4) Серицитовый сланец с линзовидными агрегатами из зернышек кварца. В последних местах встречаются радиальнолучистые и неправильные сростки из зерен топаза (0,02—0,04 мм). В окружающей массе призмы топаза редко достигают 0,2 мм. Имеются также единичные зерна зуниита, обособленные от топаза. Зернышки рутила редки.

Далее — пропуск ядра.

5) Кварцево-серицитовый сланец с единичными кристалликами топаза.

Ниже следует интервал медисто-колчеданной руды, который сменяется хлоритизированными туфами с уже сохранившимися обломками плагиоклаза.

Участок Д

На небольшой глубине скважина пересекает массивную породу, сходную в шлифах с жильным альбитофиром. В остальном ядро всей скважины представлен кварцево-серицитовыми сланцами и вторичными кварцитами.

Однако выход ядра плохой, и проследить вариации петрографического состава пород в деталях не удастся. На определенной глубине сначала встречаются серицито-зуниитовые породы уже описанного типа. Вкрапленность сульфидов постоянно присутствует в них, давая местные сгущения там, где количество зерен зуниита заметно убывает. Так, в одном из шлифов, при содержании пирита около 30—40%, наряду с преобладающим серицитом встречаются мелкие зерна зуниита. Интересно прямоугольное скопление (1,5×1 мм) из зерен зуниита (0,02—0,04 мм), напоминающее псевдоморфозу по плагиоклазу (табл. VI, фото 3 и 4).

В другом шлифе, кроме крупных неправильных зерен пирита, состоящих до 60% породы, видны очень тонкозернистые сростания пирита с включающим его баритом (табл. III, фото 1). В барите удается измерить на федоровском столике угол оптических осей, который по выходам обеих осей определен как (+)37—38°. В некоторых рядом расположенных включениях пирита (0,001—0,005 мм) видны самостоятельные для каждого зер-

на кристаллографические очертания. Можно проследить постепенную смену таких идиоморфных включений более неправильными соседними включениями пирита. Следовательно, включения пирита нельзя считать частями более крупного корродированного зерна пирита. Размеры соседних рудообразующих зерен пирита измеряются десятками миллиметра, т. е. в сотни раз превосходят размер включений. К этим зернам примыкают пластинки серицита, в которых удается наблюдать весьма малый отрицательный 2V. По отношению к серициту пирит идиоморфен.

Зерна барита обладают волнистым угасанием, имеют неровные границы с серицитом. Чешуйки серицита развиваются в барите вдоль трещинок катаклаза.

Ниже по керну и восточнее встречена серицито-зуниитовая порода обычного типа, а далее к востоку — мелкозернистый вторичный кварцит с единичными кристаллами барита.

Еще ниже по керну и восточнее обнаружен кварцево-серицитовый сланец, в котором около линзовидных гранобластических агрегатов кварца и внутри последних встречаются неправильные зерна зуниита (0,1—0,3 мм). Округлые зерна кварца (0,01—0,02 мм) включены местами в зуниите. Граница зерен зуниита с окружающими зернами кварца неровная, однако несомненных признаков замещения зуниитом кварца (или — наоборот) установить нельзя.

Зона минерализации, пересеченная на участке *Д*, находится в 45—50 м выше минерализованного интервала на участке *Е*. Оба участка минерализации слагают, повидимому, одну минерализованную зону, обладающую вертикальным падением и почти меридиональным простираем.

Участок *Е*

1) В начале интервала интересующей нас минерализации отмечена серицитовая порода; в мелкочешуйчатой серицитовой массе (со средним размером чешуек $0,01 \times 0,03$ мм) редко рассеяны субидиоморфные зерна пирита (0,3—0,4 мм). Субпараллельная ориентировка чешуек серицита и удлинения сульфидных зерен выражает сланцеватую текстуру породы, позволяющую назвать породу серицитовым сланцем. Почти около каждого зерна пирита с двух противоположных сторон его, обращенных в направлении, параллельном сланцеватости, развились более крупные пластинки серицита (в коноскопе виден весьма малый 2V). Кроме того, вблизи некоторых сульфидных зерен и непосредственно рядом с ними встречаются мелкие неправильные зерна (0,01—0,04 мм) бесцветного, анизотропного минерала с перекрещивающейся под прямым углом спайностью, высоким положительным рельефом и белой 1-го порядка интерференционной окраской (вероятно, барит). Этот минерал в наиболее мелких зернах рассеян также и в массе шлифа. Местами он отчетливо замещается серицитом. На краю шлифа среди серицита в изобилии встречаются неправильные мелкие зерна и агрегаты (0,03—0,1 мм) зерен флюорита. Листочки серицита местами обрастают вокруг зерен флюорита и частично проникают в последние вдоль трещин. По своей форме агрегаты флюорита напоминают изгибающиеся и пересекающиеся четковидные цепочки, образующие сетку микропетель (табл. IX, фото 1). Диаметр петель 0,2—0,5 мм. Местами они пересечены листочками позднейшего серицита, что усложняет структурный рисунок. Кроме перечисленных минералов, при больших увеличениях можно различить редкие призмочки апатита и рассеянные зерна рутила (0,01—0,02 мм).

С углублением скважины наблюдаем такую смену пород.

2) Мелкозернистый вторичный кварцит с серицитом, пиритом, баритом, топазом и рутилом. Кварц (85—95%) представлен мелкозернистым

агрегатом (размеры зерен 0,02—0,05 мм), в среде которого не резко выделяются более крупнозернистые участки. Параллельно ориентированные чешуйки серицита распределены неравномерно и составляют незначительную примесь к кварцу. Имеется редкая вкрапленность неправильных зерен пирита (0,2—0,3 мм), большинство которых окаймлено прерывистыми ободками из плотно сросшихся зерен барита (0,02—0,1 мм). Зерна же пирита с правильными очертаниями (квадратными и многоугольными) совсем лишены оторочек барита, но имеют наросты на своих гранях венчики и пучки стебельчатого кварца. Серицит отложился местами в трещинах, рассекающих зерна пирита и барита. При крупных увеличениях среди мозаики кварца различаются мелкие призмочки рельефного бесцветного минерала с положительным удлинением и прямым угасанием, повидимому топаза, и редкие зерна рутила (0,003—0,01 мм). Непосредственно ниже часть зерна отсутствует.

3) В мелкозернистом вторичном кварците присутствует довольно густая вкрапленность мельчайших тетраэдров зуннита (0,01—0,02 мм). Так как размеры зерен зуннита меньше толщины шлифа, то в скрещенных николях многие зерна зуннита не кажутся изотропными и по этой причине при малых увеличениях с трудом различаются от включающих зерен кварца. Кроме того, имеется редкая вкрапленность зерен пирита, часть которых сопровождается мелкозернистыми агрегатами барита и редкими единичными зернами последнего (0,02—0,2 мм). В соприкосновении с зернами кварца пирит идиоморфен, обладая квадратными и многоугольными очертаниями. При крупных увеличениях различимы мелкие зерна рутила.

4) Мелкозернистый вторичный кварцит с содержанием зуннита около 30—35%. Размеры зерен зуннита 0,05—0,1 мм, кварца 0,01—0,2 мм. Более крупные зерна зуннита (до 0,2 мм) образуют на краю шлифа почти сплошной агрегат, будучи разделены лишь тонкими каемками замещающего серицита. Редкие зерна пирита, размером до 0,2 мм, имеют полигональные очертания, но в том случае, если около них имеются зерна барита, выглядят совершенно неправильными. Зуннит идиоморфен по отношению к кварцу и пириту. Относительное количество серицита около 10—15%. Распределение минералов неравномерное. При малом увеличении намечается микропетельчатая текстура породы. Диаметр неправильных петель достигает 2—2,5 мм. Как и в предыдущем шлифе, более тесная ассоциация устанавливается, с одной стороны, для зуннита и замещающего его интерстициального серицита, а, с другой стороны, для пирита и облекающих ободков из зерен барита. Акцессорный рутил присутствует в мельчайших зернышках.

5) Мелкозернистый, неравномернозернистый вторичный кварцит с пиритом, топазом, серицитом, зуннитом и рутилом. Распределение в породе пирита и топаза крайне неравномерное — в форме неправильных цепочек из зерен этих минералов шириной 0,1—0,3 мм. Чешуйки серицита концентрируются около и внутри этих цепочек. Цепочки разветвляются и пересекаются, образуя сетку микропетель (табл. VII, фото 1). Вдоль края шлифа имеется более широкая полоска, сложенная скоплением мелких (0,03—0,05 мм) тетраэдров зуннита среди мозаики кварца. Редкие зерна рутила различаются только при большом увеличении.

6) Мелкозернистый вторичный кварцит с участием 30—35% зуннита, редких зерен пирита, барита, рутила и мелкочешуйчатого серицита. Тетраэдры зуннита, как и в предыдущем шлифе, идиоморфны, но здесь они более крупные (0,1—0,15 мм). Они образуют местные скопления, обогащенные интерстициальным серицитом и редкими зернами пирита с сопровождающим баритом. Общая форма скоплений напоминает четковидные прерывистые и взаимно пересекающиеся полосы и цепочки шириной

0,7—1 мм. В более крупных (0,3—0,5 мм) зернах пирита встречаются включения, состоящие из сростков мелких зерен барита; в остальном взаимоотношения минералов аналогичны тем, какие наблюдались в предыдущих шлифах.

7) Мелкозернистый вторичный кварцит с зуниитом, пиритом, рутилом, баритом. Средние размеры зерен кварца в его мозаике 0,01—0,03 мм.

Характерным признаком текстуры породы является микропетельчатое (неправильно сетчатое) распределение мелких зерен (0,03—0,1 мм) зуниита, общая площадь которых достигает 30%. Ширина цепочек, образующих сетку, — 0,2—0,7 мм, диаметр петель от 0,5 до 2,0 мм. Цепочки сложены преимущественно тетраэдрами зуниита, с подчиненными субидiomорфными зернами пирита (0,1—0,3 мм), кварца и чешуйками серицита, которые местами образуют и самостоятельные полоски. Кварц в этих участках ясно ксеноморфен по отношению к зунииту и пириту. Центры петель слагаются мелкозернистым равномернозернистым агрегатом кварца (табл. VII, фото 2). В одном месте на краю шлифа обнаружен неправильно линзовидный агрегат (0,5 × 1 мм) изометричных зерен барита (0,5—0,1 мм) с включенными в нем неправильными зернами пирита. Мельчайшие зерна рутила различаются лишь при очень больших увеличениях. Они рассеяны в породе более или менее равномерно.

8) Серицито-зуниитовая порода с относительным содержанием зуниита около 40—50%, серицита 30—35%, пирита 10—15%, рутила 1—2%. Зуниит образует правильные тетраэдры (0,03—0,1 мм), равномерно распределенные и образующие основу породы. Мелкие зерна пирита (0,05—0,1 мм), обладающие полигональными очертаниями, распределены также равномерно. Они идиоморфны по отношению к зунииту. Кроме того, в шлифе выделяются более крупные (0,3—0,4 мм) зерна пирита, ксеноморфные по отношению к зунииту и местами окаймленные неправильными ободками зерен барита (0,03—0,06 мм). Зерна рутила, достигающие здесь 0,03 мм, гораздо более обильны, чем в описанных вторичных кварцитах. Видимый кварц отсутствует.

Пропуск зерна.

9) Вторичный пиритоносный кварцит с зуниитом (до 30—35%), серицитом (до 20%), небольшой примесью барита и аксессуарным рутилом. Зуниит образует мелкие тетраэдры (0,02—0,05 мм), соединенные в сплошные агрегаты; в краевых частях последних постепенно появляются зерна кварца (0,03—0,15 мм). Зуниит в главной массе зерен идиобластичен по отношению к зернам кварца, но стыки обоих минералов в ряде случаев не совсем ровные. Может быть, это явление есть результат регионального метаморфизма, при котором могло происходить некоторое разложение зуниита и замещение его кварцем. Распределение зуниита в породе неравномерное, и текстура ее приближается к микропетельчатой. Зерна пирита достигают 1 мм. Более мелкие зерна его (0,17—0,20 мм), рассеянные среди кварца и серицита, имеют квадратные и, реже, полигональные очертания. Крупные зерна пирита ксеноморфны по отношению к зунииту, который встречается в них в качестве включений. Преимущественно неправильные очертания крупных скоплений из сульфидов связаны с присутствием около них агрегатов из зерен барита (0,05—0,1 мм). С зернами пирита ассоциируются также скопления листочков серицита. Последние ориентированы во всем шлифе приблизительно одинаково, что указывает на возникновение серицита (или, по крайней мере, на перекристаллизацию его) в связи с процессами динамометаморфизма. Зерна зуниита и барита отчетливо замещаются с краев и по трещинкам чешуйками серицита.

Наряду с баритом и серицитом около некоторых зерен пирита имеются наросты на них пучки из параллельных зерен стебельчатого кварца (0,01 × 0,5 мм). Ориентировка «стеблей» параллельная с общей

ориентировкой чешуек серицита. Редкие зерна рутила встречаются в виде включений во всех минералах.

10) Серицито-зуниитовая порода с густой вкрапленностью мелких и средних по размерам (0,1—2,5 мм) зерен и агрегатов пирита, неправильных и лейстовидных зерен барита (0,02—0,1 мм) и аксессуарной вкрапленностью зерен рутила (0,005—0,01 мм). Размеры тетраэдров зуниита 0,03—0,1 мм. Чешуйки серицита длиной 0,1—0,15 мм проникают внутрь зерен зуниита вдоль трещинок и замещают края зерен зуниита. Около неправильных зерен пирита в довольно большом количестве встречаются зерна барита. Некоторые из них включены внутри зерен пирита. С другой стороны, внутри многих зерен барита при больших увеличениях микроскопа можно различать мелкие округленные зернышки сульфидов. Барит также замещается серицитом. В краевой части наиболее крупного агрегата пиритовых зерен обнаружено одно изогнутое лейстовидное зерно хлоритоида (0,06 × 0,5 мм); в нем различаются все характерные признаки: плеохроизм в зеленеватых тонах, отрицательное удлинение, желтая 1-го порядка интерференционная окраска и полисинтетические двойники при резком положительном рельефе. Зерно в сильной степени замещено с краев серицитом. Наряду с серицитом около зерен сульфидов присутствует, по видимому, и пирофиллит, так как в наиболее крупных пластинках слюдоподобного минерала под коноскопом наблюдается значительное расхождение гипербол. Мелкие зерна рутила (0,005—0,008 мм) образуют неправильные пепочки и скопления, преимущественно около зерен пирита.

11) Серицитовый сланец с зуниитом. Содержание серицита по объему 60—70%. Идиобласты его (длиной 0,2—0,5 мм) ориентированы субпараллельно. Зерна зуниита более крупных размеров, чем в предыдущих шлифах (до 0,3 мм). Очертания зерен зуниита в большинстве случаев неправильные вследствие воздействия динамометаморфизма (табл. V, фото 4). Лучше сохранили свои треугольные очертания мелкие зерна зуниита. Большинство крупных зерен зуниита, утративших правильные очертания, рассеяно тонкими извилистыми и пересекающимися трещинками. В последних развились чешуйки серицита, удлиненные вдоль трещинок. Скопления зерен рутила (0,005—0,01 мм) образуют полосы, параллельные с общей ориентировкой идиобласт серицита. Внутри некоторых зерен зуниита включения рутила обильны, в других же они отсутствуют.

12) Почти мономинеральная зуниитовая порода с небольшим количеством (7—10%) интерстициального мелкочешуйчатого серицита. В краевой части шлифа зуниитовая порода рассекается четковидной микрожилкой из зерен барита. 2V барита по выходам обеих осей (+) 38—39°. Ширина жилки 0,1—0,2 мм, размер слагающих зерен 0,05—0,1 мм. Зерна пирита редки, причем имеются как идиоморфные, так и резко ксеноморфные (табл. VI, фото 2) по отношению к зунииту зерна с включениями кристалликов зуниита. Идиоморфные зерна имеют полигональные очертания, хотя в некоторых из них грани куба развиты сильнее. Неправильные скопления из мелких зерен рутила различимы при больших увеличениях (лучше с включенным конденсором).

13) Мелкозернистый вторичный кварцит с местными скоплениями серицита, единичными зернами пирита, еще более редкими кристалликами апатита и жилковидными агрегатами флюорита.

Средние размеры зерен кварца 0,01—0,03 мм. Кварц слагает аллотриоморфнозернистый агрегат, являющийся фоном для остальных минералов. Около зерен пирита и одного из неправильных скоплений серицита имеется агрегат параллельно сросшихся зерен кварца, обладающих стебельчатым обликом (0,03 × 0,2 мм). Мелкие зерна пирита (0,05—0,1 мм) имеют шестиугольные ограничения, более крупные характеризуются преимущественным (но не исключительным) развитием граней куба. В шлифе легко

заметить жилковидные агрегаты (шириной 0,05—0,07 мм) и единичные зерна (до 0,1 мм) розоватого флюорита. Одно из зерен флюорита срastaется с идиоморфным зерном пирита, имеющим правильные многоугольные очертания. Флюорит кажется ксенобластичным даже по отношению к кварцу, что может быть обусловлено явлениями позднейшего замещения (импрегнация) со стороны кварца при региональном метаморфизме. В середине шлифа хорошо различается удлиненное зерно (0,14 мм) апатита с характерным светопреломлением, низким двупреломлением и отрицательным удлинением.

14) Серпидитовый сланец обычного типа с присутствием зерен рутила и пирита.

Участок Ж

В минерализованном участке наблюдается по керну скважины следующая смена пород:

1) Мелкозернистый вторичный кварцит с единичными зернами флюорита и барита. Имеются скопления мельчайших зернышек рутила и редкие идиоморфные зерна пирита.

2) Кварцево-серпидитовый сланец обычного типа. В шлифе различаются вкрапленность пирита и рутила и единичные зерна барита.

3) Серпидитовый сланец с единичными раздробленными зернами зуниита, в трещинках которых располагается мелкочешуйчатый серпидит. Имеются очень редкие скопления диаспора размером до 1 мм. Присутствует рутил в мелких зернах.

4) Мелкозернистая зуниитовая порода с обильным серпидитом и местными обособлениями (размером 0,5—0,8 мм) из зерен апатита.

5) Зуниито-диаспоровая порода со значительным содержанием (до 10—15%) мелких зерен сульфидов. Содержание различно ориентированных лейстовидных зерен диаспора (0,06—0,15 мм) достигает 70—80%. Тетраэдры зуниита (0,05—0,1 мм) распределены в породе более или менее равномерно. Большая часть их замещена мелкочешуйчатым серпидитом. Среди сульфидов преобладает пирит, зерна которого то окружены ободками из серпидита, то соприкасаются с диаспором. В первом случае зерна пирита идиоморфные и обладают многоугольными очертаниями, во втором случае заметен относительный идиоморфизм призмочек диаспора. Наряду с пиритом в прозрачных шлифах различаются примыкающие к нему скопления сфалерита, обладающие высоким рельефом даже на фоне из лейст диаспора. Сфалерит просвечивает светлобурыми тонами; в скрещенных николях вполне изотропен. При больших увеличениях в скоплениях сфалерита различается тонкозернистое сложение. Границы между зернами не совсем ясные и выражаются менее прозрачными тонкими полосками. Очертания отдельных зерен удлиненные, с длиной 0,02—0,05 мм. Сочетание зерен напоминает рисунки тонко сдвойникового сфалерита, наблюдаемые в полированных шлифах. По отношению к окружающему диаспору и примыкающим зернам пирита сфалерит отчетливо ксеноморфен. Местами среди скоплений сфалерита встречаются мелкие непрозрачные участки с неправильными очертаниями, принадлежащие, повидимому, другим сульфидам (вероятнее халькопириту или борниту, наиболее распространенным, кроме пирита, в колчеданной руде месторождения). При больших увеличениях различаются многочисленные мелкие зернышки рутила.

6) Сходная с описанной сульфидоносная диаспоровая порода. Зерна зуниита единичны. В скоплениях сульфидов видны многочисленные включения брусочков диаспора, обычно более мелких, чем в окружающих участках. Местами встречаются скопления листочков пирофиллита. Различаются зерна рутила.

7) Шлиф изготовлен из более грубозернистого участка керна. В шлифе видны различно ориентированные призмы diaspora (длиной до 2—3 мм) с содержанием их до 50—60%. Промежутки между зернами diaspora заполнены сноповидными агрегатами пирофиллита, длиной до 2 мм. Идиоморфные мелкие зерна пирита с многоугольными очертаниями (0,05—0,2 мм) здесь включены то в участках пирофиллита, то в более крупных призмах diaspora (табл. III, фото 2). В последнем случае стыки пирита и diaspora непосредственные, т. е. без слюдистых оторочек, обычно изолирующих ксеноморфные зерна пирита от diaspora (ср. табл. III, фото 4). Мелкие зерна рутила обладают преимущественно округленно изометричными и короткопризматическими очертаниями. Они рассеяны равномерно и наблюдаются в виде включений в остальных минералах.

8) Мелкочешуйчатая пирофиллитовая порода с рассеянными зернами пирита, рутила, зуниита и апатита. Пирофиллит в сноповидных агрегатах (длиной 0,1 мм) сочетается с весьма подчиненным неопределимым мелкочешуйчатым слюдистым минералом. Кристаллы зуниита деформированы.

9) Зуниитовая порода. Содержание зуниита около 80—90%. Размеры треугольных зерен зонального зуниита от 0,02 до 0,4 мм. Мелкочешуйчатый серицит заполняет промежутки между зернами зуниита, отчасти замещая последний. В зуниите местами хорошо видна спайность (табл. V, фото 1). В одном участке шлифа виден изолированный сросток из нескольких призм diaspora (длиной 0,1—0,2 мм), окруженный мелкочешуйчатой массой серицита. Имеются мутные скопления мелких зернышек рутила, включенные местами внутри зуниита. Пирит присутствует в виде единичных зерен.

В этой части керна среди зуниито-диаспоровых пород в керне обнаружен мономинеральный светлый прожилок пирофиллита, мощностью до 1 см. В шлифе агрегаты пирофиллита выглядят сильно смятыми (табл. IV, фото 2) с параллельными микросмещениями.

10) В шлифе диаспоро-пирофиллитовые участки чередуются с диаспоро-зуниитовыми. Имеются также обособления, сложенные на 80—90% из зерен зуниита с подчиненным серицитом. Границы такого обособления с окружающим диаспоро-пирофиллитовым участком нерезкие, так что более редкие зерна зуниита различаются в последнем. Здесь изредка можно наблюдать, что концы призмочек diaspora проникают в краевую зону кристалликов зуниита. Местами диаспор образует прожилковидные скопления, проникающие в участок, сложенный преимущественно зуниитом. Идиоморфные зернышки пирита равномерно рассеяны по всему шлифу, встречаясь в виде включений лишь в диаспоре и пирофиллите; в участке же из преобладающего зуниита зерна пирита заполняют промежутки между кристалликами последнего.

Отмеченные текстурные и структурные особенности породы позволяют сделать заключение о несколько более позднем развитии пирофиллита и diaspora в участках, повидимому, сложенных первоначально серицитом или каким-то исчезнувшим, в результате серицитизации, минералом, с редкими зернами зуниита и пирита.

11) Серицито-зуниитовая порода с мелкими округлыми скоплениями diaspora, в которых включены неизменные зерна зуниита. Последние обладают менее правильными очертаниями, чем в участках серицита; концы призмочек diaspora местами вдаются в краевую часть кристалликов зуниита. Редкие зерна сульфидов с очень неправильными очертаниями включены внутри сростков барита. Единичные призматические зерна рутила достигают 0,1 мм.

12) Рассланцованный мелкозернистый вторичный кварцит с мелкими зернами кварца (0,002—0,04 мм). В нем различаются еще более мелкозернистые участки с зуниитом. Треугольные зерна последнего

(0,005—0,01 мм) деформированы. Редкие зерна пирита прямоугольных очертаний несут на своих гранях поперечные к ним наросты из позднейшего стебельчатого кварца. Чешуйки серицита имеют субпараллельную ориентировку, сходную с ориентировкой стебельчатого кварца. Зерна рутила очень редки.

13) Серицитовый сланец. В шлифе, ориентированном параллельно сланцеватости, в ряде участков конускоп для серицита дает картину двусосного отрицательного минерала с едва расходящимися при вращении столика гиперболами. Наряду с идиоморфными кристалликами пирита весьма обильны мельчайшие идиоморфные зернышки рутила.

14) Вторичный кварцит с реликтовой структурой кристаллотуфа. Рутил встречается в хорошо выраженных призмочках. Серицит обилен. Имеются единичные зерна апатита.

Далее вниз по керну — рассланцованные вторичные кварциты и кварцево-серицитовые сланцы с рассеянными сульфидами и рутилом, сменяющиеся сплошной серноколчеданной рудой.

Участок 3

Здесь в минерализованном интервале зерна наклонной скважины наблюдается такое чередование пород:

1) Кварцево-серицитовый сланец, сложенный неправильно чередующимися тонкими полосками, то из параллельно ориентированных идиобласт серицита (длиной до 0,5 мм), то почти из одного мелкозернистого кварца (размер 0,01—0,05 мм). Имеется редкая вкрапленность очень мелких зерен пирита (размер 0,01—0,02 мм) с многоугольными и, реже, квадратными очертаниями. Распределение пирита неравномерное — в виде цепочек, параллельных сланцеватой текстуре пород. Различаются редкие зерна рутила, просвечивающие красновато-бурым цветом.

2) Кварцево-серицитовый сланец с менее выраженной сланцеватой текстурой. Среди округлых зерен кварца (0,01—0,05 мм) очень редко встречаются радиальнолучистые сноповидные и неправильные сростки слабо удлинённых кристалликов апатита (длина 0,05—0,1 мм). Еще реже встречаются единичные кристаллы его (длина 0,02—0,05 мм). Обильны мелкие зерна рутила (0,01—0,02 мм), образующие местами скопления в виде полос, параллельных сланцеватости.

3) Аналогичный по минералогическому составу и текстуре сланец. Идиобласты серицита имеют размер 0,1—0,2 мм. Зерна кварца еще более мелкие и образуют гомеобластический агрегат. Призматические зерна минерала со средним рельефом, серыми тонами интерференции, прямым угасанием, отрицательным удлинением могут быть отнесены предположительно к апатиту (0,1—0,2 мм). Минерал образует редкие неравномерно распределенные сростки. Границы их с зернами кварца неровные. Часть зерен и агрегатов апатита катаклазирована. Имеются зерна пирита и рутила.

4) Серицитовый сланец со значительным (15—20%) содержанием призматических зерен топаза (0,1—0,15 мм).

2V топаза на федоровском столике по выходам обеих осей (+)52°, (+) 51,5°; в зональном зерне 2V во внешней зоне равно (+) 39°, во внутренней (+)46°; в другом зональном зерне 2V во внешней зоне равно (+)40°, во внутренней (+)47°. Зерна топаза имеют грубопризматический облик. Они слагают цепочковидные жилки и четковидные перекрещивающиеся полоски. Мономинеральный порошок из топаза был подвергнут неполному химическому анализу (см. описание топаза в минералогическом очерке данной работы). Серицит образует тонкочешуйчатую массу, среди которой по периферии зерен топаза обособляются более крупные пучки замещающего

серицита. Имеется несколько субидiomорфных зерен пирита (0,3—0,5 мм). В окружении серицита сульфидные зерна имеют ровные границы и характеризуются квадратными и прямоугольными очертаниями. К некоторым же зернам пирита примыкает агрегат зерен топаза. В таком случае границы пирита становятся неправильными. Обильные зернышки рутила (0,005—0,01 мм) включены во всех описанных минералах.

5) Мелкозернистая диаспоро-зуниитовая порода, в которой зуниит почти полностью замещен серицитом. Длина идиобласт серицита около 0,01 мм.

Диаспор составляет до 15—20% объема шлифа, образуя агрегаты (диаметр 0,5—1 мм), сложенные его мелкими призмами (длина от 0,03 до 0,2 мм). Внутри агрегатов местами различаются отчетливые псевдоморфозы мелкозернистого серицита по зунииту (табл. IV, фото 3). Очертания псевдоморфоз треугольные (размер 0,1 мм). Повидимому, та часть шлифа, которая состоит теперь из серицита, была первоначально в значительной степени сложена зуниитом. Незамещенными остались лишь единичные зерна его (на краю шлифа). Имеются редкие зерна пирита (0,1—0,2 мм) с неправильными и полигональными очертаниями, а также единичные зерна рутила (0,01—0,05 мм).

6) Серицитизированная зуниито-диаспоровая порода с пойкилобластиками андалузита (в коноскопе на разрезе, перпендикулярно оптической оси видна почти прямая отрицательная гипербола). Размеры последних 0,5—1 мм. Включенные в них тетраэдры зуниита (0,1—0,2 мм) местами показывают отчетливые признаки замещения со стороны андалузита (табл. I, фото 1).

Этого нельзя сказать относительно включенных в андалузите призм диаспора, изолированных местами друг от друга весьма тонкими проливами андалузита. Границы включений диаспора с андалузитом ровные, без следов коррозии. Некоторые зерна андалузита свободны от лейст диаспора и включают местами более правильные зерна пирита (такие же, как в окружении серицита в соседних участках шлифа). Внутри включений пирита изредка встречаются и чешуйки серицита; андалузит заполняет также тонкие трещины в некоторых включенных зернах пирита. Все это указывает на более позднее развитие андалузита за счет замещения главной массы серицита и части зуниита с сохранением реликтов диаспора и пирита (табл. II, фото 2). Зерна пирита среди скоплений диаспора обладают ксеноморфными очертаниями и нередко включают ряд мелких листочков серицита (табл. III, фото 4). В окружении серицита, кроме полигональных зерен пирита (0,05—0,2 мм), имеются также мелкие зерна рутила (0,005—0,01 мм).

7) Тонкочешуйчатая серицитовая порода со значительным содержанием (в шлифе 20—25%) зерен топаза (0,1—0,2 мм). Она сходна по минералогическому составу и структуре с описанной выше породой (п. 4), отличаясь от нее лишь меньшим содержанием пирита. Рутил встречается в единичных зернышках, различимых лишь при очень большом увеличении. Замеры $2V$ топаза по выходам обеих осей $(+)42^\circ$, $(+)44^\circ$. Измерены в иммерсионных жидкостях при дневном свете показатели преломления топаза $N_g = 1,638$, $N_g = 1,630$, так что $N_g - N_p = 0,008$, и показатели преломления серицита $N_g = 1,598$, $N_p = 1,560$ и $N_g - N_p = 0,038$.

8) Зуниито-диаспоровая порода со средним размером зерен 0,1 мм. Зуниит в мелких тетраэдрах составляет около 30% породы, будучи замещен местами мелкочешуйчатым серицитом. Преобладающая часть зерен зуниита хорошо сохранилась от замещения. Призмочки диаспора имеют разнообразную ориентировку, напоминая расположение микролитов плагиоклаза в микропорфирите. Зуниит идиобластичен по отношению к диаспору. Обильны изометричные зерна рутила, размером 0,05—0,1 мм. Суб-

идiomорфные зерна пирита (0,1 мм) весьма редки. На краю шлифа имеется агрегат зерен барита с включениями корродированных зерен пирита, изометричных зерен рутила и чешуек позднейшего серицита.

8а) В прозрачном шлифе, изготовленном из небольшого гнезда сульфидов среди описанной диаспоровой породы, наблюдаются следующие взаимоотношения минералов. Плотный агрегат пирита включает в себя концы сферолитов преобладающего пирофиллита. Видны также тонкие ответвления пирита вдоль спайности пирофиллита и между его сноповидными пучками (табл. IV, фото 1). Внутри сферолитов пирофиллита имеется сросток из неправильных зерен барита (0,1—0,2 мм), заключающий внутри себя очень неправильные зернышки пирита с извилистыми очертаниями (0,03—0,05 мм) (табл. II, фото 4). В пирите, кроме того, включены идиоморфные зерна топаза с очертаниями в виде сильно удлинённых ромбиков. В соседнем участке того же шлифа многочисленные призмы топаза (длиной до 1 мм) оказываются идиоморфными по отношению как к заключающему пирофиллиту, так и к соседним зернам пирита. Поперечные разрезы кристаллов с более низкой интерференционной окраской имеют ромбовидное сечение (0,08 × 0,05 мм). В полированном шлифе из того же агрегата обнаружен халькопирит в виде неправильных включений в резко преобладающем пирите (табл. X, фото 3).

9) Пирофиллит-диаспоровый агрегат из жилообразного скопления в диаспоровой породе. Необычные резко удлинённые идиобласты диаспора (длиной 0,5—0,7 мм) перекрещиваются в различных направлениях. Содержание диаспора в различных участках шлифа колеблется от 30 до 80%. Промежутки между зернами диаспора выполнены мелкочешуйчатым агрегатом пирофиллита, который придает исследуемому штуфу светлую окраску. Местами отмечается микросферолитовое сложение массы пирофиллита с поперечником сферолитов 0,2—0,3 мм. Границы пирофиллита с идиобластами диаспора ровные, без признаков замещения минералов друг другом. Редкие неправильные зерна пирита явственно ксеноморфны по отношению к диаспору. Скопления зерен пирита включают в себя многочисленные, но более мелкие лейсточки диаспора. В одном из зерен пирита имеются включения призмочек апатита (0,1—0,2 мм). Многочисленные мельчайшие зерна рутила различаются при крупных увеличениях.

10) Диаспоро-андалузитовая порода с редкими кристаллами зуннита, рассеянными среди массы диаспора и включенными в некоторых крупных зернах андалузита. В последнем случае зуннит с краев ясно замещен андалузитом. В некоторых зернах андалузита (от 0,5 до 2 мм), где включения зуннита отсутствуют, равномерно включены округлые зерна корунда (~0,1 мм). Количество их относительно заключающего андалузита достигает местами 40%. Краевая часть шлифа сложена зуннито-диаспоровым агрегатом, как в одном из предыдущих шлифов. Граница его с диаспоро-андалузитовым агрегатом резкая, и вдоль нее андалузит замещен перпендикулярными к ней веретеновидными зернами неопределенного минерала (длина 0,2—0,3 мм). Удлинение зерен его положительное. Положительный рельеф у минерала выше, чем у андалузита. Поляризационная окраска желто-оранжевая 1-го порядка. В конусописе с трудом удается наблюдать сильно изогнутую положительную гиперболу. Минерал сходен с силлиманитом¹. И силлиманит (?), и андалузит частично замещены чешуйками серицита. В породе равномерно рассеяны мелкие изометричные зерна рутила (0,005 мм) и ксеноморфные зерна пирита (0,2—0,3 мм). В пределах зуннито-диаспорового участка зерна пирита имеют вокруг себя каемки

¹ Точное исследование минерала не могло быть выполнено из-за малых размеров его зерен, замещенных к тому же серицитом.

барита, причем в этом случае сульфидные зерна обладают особенно неправильными, как бы корродированными очертаниями.

11) Корундо-андалузитовая порода представляет в основном агрегат волнистоугасающих крупных зерен (1,5—2 мм) андалузита с неправильными, но иногда грубо-прямоугольными очертаниями. В них равномерно рассеяны включения изометричных зерен (0,05—0,1 мм) корунда. В отдельных участках шлифа корунд составляет 50—60% общего объема. Внутри зерен андалузита и корунда довольно равномерно включены мелкие зерна рутила. Редкие ксеноморфные зерна пирита также включены в андалузите, причем неровности и выступы границ сульфидного зерна не всегда соответствуют стыкам двух включающих зерен андалузита. Нередко ксеноморфное зерно пирита окружено монокристаллом андалузита в виде сплошной каемки. Эти особенности указывают скорее на реакционные взаимоотношения обоих минералов в момент их образования, чем на последовательную кристаллизацию одного после другого.

Следует отметить, что включенные зерна сульфидов непосредственно соприкасаются с андалузитом без промежуточной каемки из чешуек серицита. Агрегаты мелких призм diaspora распределены в андалузитовых зернах неравномерно. Похоже, что сплошные участки diaspora здесь местами замещают андалузит.

12) Корундо-андалузитовая порода того же типа. Среди андалузитовых зерен имеются как скопления призм diaspora (0,01—0,02 мм), так и многочисленные зерна корунда (0,05—0,1 мм). В редких случаях удаётся все же наблюдать соприкосновение корунда с мелкими неправильными зернами diaspora, которые отчетливо замещают его с периферии. Наблюдалось также развитие призмочек diaspora вдоль трещин отдельности, пересекающей удлинённые зерна корунда. Пирит имеется в виде редких и мелких (0,1—0,2 мм) зерен. Такие зерна, включенные в андалузите, идиоморфны (табл. II, фото 1); они нередко граничат с зернами корунда и тогда, подобно зернышкам имеющегося в шлифе рутила, целиком или частично включены в корунде. Более крупные (0,3—0,5 мм) зерна пирита сами включают в себя идиоморфные призмы diaspora и, реже, чешуйки серицита.

13) Диаспоровая порода с андалузитом и зунитом. Содержание diaspora достигает 70—80%, андалузита 15—20%. Призматические зерна diaspora (0,2—0,3 мм) местами включены в единичных зернах (0,8—1 мм) ксеноморфного пирита. Среди массы зерен diaspora и внутри крупных (1—2 мм) зерен андалузита имеются редкие тетраэдры зунита (0,05—0,1 мм) с частично изъеденными границами, которые замещены андалузитом. Аксессуарный рутил включен во всех без исключения минералах.

Из того же штуфа были изготовлены еще три шлифа. В одном из них оказалась зунито-диаспоровая порода с пиритом и рутилом без андалузита. В другом шлифе количество андалузита несколько выше, чем diaspora. В зернах андалузита, свободных от включений зунита и diaspora, включены зерна корунда. Распределение андалузита в породе неравномерное. Присутствуют единичные зерна апатита (0,1—0,2 мм), идиоморфные относительно андалузита. В третьем шлифе оказался андалузитовый агрегат с жилками diaspora и скоплениями пирофиллита. Размеры зерен андалузита 1—2 мм. Очертания их более или менее правильные, прямоугольные. Между зернами андалузита кое-где имеются резко ксеноморфные скопления сульфидов (судя по характерному рефлексу, — пирита) (табл. I, фото 2 и 3). Единичные более мелкие (0,05—0,1 мм) кристаллики пирита присутствуют внутри зерен андалузита, имея часто непосредственные стыки с последним, без промежуточной каемки из тонкочешуйчатого слюдястого минерала. Пирофиллит в листочках и сноповидных пучках размером от 0,05 до 0,2 мм, и редких сферолитах, размером 0,6—0,8 мм

занимает промежутки между зернами андалузита и местами явно замещает последний. Кроме того, в шлифе имеются отчетливые жилки, сложенные бесцветным диаспором и пересекающие агрегат зерен андалузита (табл. II, фото 3). Ширина жилок 0,2—0,6 мм. Строение жилок заслуживает описания. Краевая часть их (около $\frac{1}{3}$ мощности жилки) сложена изотропным веществом с небольшим положительным рельефом. Граница этого неизвестного минерала с андалузитом резкая, мелкозазубренная. К центру жилки каемки изотропного минерала сменяются неровными тонкими каемками из тонкозернистого высокорельефного мутноватого диаспоровидного минерала. Центральная же, более широкая часть жилок сложена короткими поперечными лейстами прозрачного диаспора и сноповидными пучками их (длиной 0,05—0,3 мм) в срастании с пирофиллитом. Внутри зерен андалузита встречаются включения идиоморфных кристалликов апатита с правильными шестигранными очертаниями изотропных сечений (табл. II, фото 3). Рутил редок.

14) Зуниито-диаспоровая порода с пиритом, рутилом и обильным пирофиллитом. Зуниит образует идиоморфные зерна в виде треугольников (0,05—0,1 мм) среди мало прозрачного агрегата мелких зерен диаспора. Размер последних достигает 0,3 мм. Концы идиобласт диаспора местами слегка внедряются в краевую часть зерен зуниита. Значительная часть объема породы сложена мелкочешуйчатым слюдоподобным минералом; среди последнего выделяются более крупные сноповидные пучки и сферолиты (диаметр 0,2—0,5 мм) пирофиллита. Местами имеются пирофиллит-диаспоровые участки. Границы между листочками определенного пирофиллита ($2V = (-)55^\circ$) и агрегатами мелкочешуйчатого минерала ровные, без следов взаимного замещения. Отличий в рельефе и двупреломлении нет. Зерна зуниита и диаспора остаются в мелкочешуйчатой массе преимущественно незамещенными. Имеются ксеноморфные зерна пирита, около которых обильны скопления пирофиллита. Рутил хорошо различается по желтовато-бурому просвечиванию его мелких высокорельефных зерен лишь при крупных увеличениях. В середине шлифа обнаружено сильно замещенное мелкочешуйчатым пирофиллитом неправильное зерно барита (0,3—0,4 мм). Аналогичные зерна имеются на краю шлифа.

15) Серицито- (или пирофиллит)-зуниитовая порода с пиритом и рутилом. Зуниит в мелких тетраэдрах (0,1—0,2 мм) слагает около 60% площади шлифа. Остальная часть — мелкочешуйчатый слюдоподобный минерал с не различимой в коноскопе величиной угла оптических осей. Так как явления замещения им зуниита почти не выражены, то возможно, что минерал следует отнести к пирофиллиту. Имеются редкие зерна пирита (0,1—0,2 мм), ксеноморфного лишь по отношению к зунииту, но обладающего правильными полигональными очертаниями среди скоплений пирофиллита. Обильны мелкие зернышки рутила.

Пропуск зерна.

16) Аналогичная по составу порода, но количество зерен зуниита снижается до 15—20% (по объему), остальная часть — мелкочешуйчатый слюдоподобный минерал. Кроме того, в одном из участков шлифа в серицитом (?) агрегате имеется несколько удлиненных призм диаспора (0,1—0,2 мм). В связи с большим относительным количеством серицита текстура породы сланцеватая. Некоторые зерна зуниита деформированы. Имеются зерна пирита (0,2—0,3 мм) с правильными многоугольными и квадратными очертаниями. Вокруг одного из них при большом увеличении наблюдается тонкая каемка барита. Рутил, как и в предыдущих шлифах, обилен.

17) Зуниито-серицитовая (пирофиллитовая?) порода, сходная с описанными, но лишенная сланцеватой текстуры. В шлифе можно проследить постепенный переход от зуниитосодержащего серицитового (?) сланца к

почти мономинеральной зунитовой породе. Кроме рутила, пирита и других минералов заслуживает быть отмеченным диаспор. Он образует круглые мутные агрегаты, размером 0,4—0,5 мм, включающие в себя идиоморфные тетраэдры зуниита (0,1 мм). Редкие зерна пирита имеют многоугольные и, реже, квадратные очертания.

18) Мелкочешуйчатый серицитовый сланец с обильными (до 10%), различно ориентированными лейстами топаза (0,3—0,1 мм), с краев сильно замещенными серицитом. Обильны мелкие зерна рутила (0,005—0,01 мм). Редкие зерна пирита (0,1—0,2 мм) обладают полигональными очертаниями.

19) Серицитовый сланец с мутными округленными агрегатами (диаметр 0,5—0,7 мм) мелких зерен диаспора. В этих агрегатах, а также во всей породе равномерно рассеяны тетраэдры зуниита (0,05—0,1 мм). Зерна диаспора в агрегатах его более или менее изометричны, отличаясь от лейстовидных зерен его в ранее описанных зуниито-диаспоровых породах. Некоторые зерна зуниита в сильной степени замещены серицитом. Многоугольные, частью субидиоморфные зерна пирита имеются в обычном количестве, как и мелкие зернышки рутила.

20) Вкрапленная серно-колчеданная руда с серицитом, пирофиллитом и хлоритоидом. Около 30—40% объема породы сложено идиоморфными зернами пирита с варьирующими размерами (от 0,05 до 0,4 мм). Травление выявляет тонкоzonарную структуру роста пирита; в нем встречаются очень мелкие включения борнита. Другую, главную породообразующую часть (около 40%) составляет мелкочешуйчатый слюдоподобный минерал, показывающий субпараллельную ориентировку листочков (длина их от сотых долей миллиметра до 0,3—0,4 мм). Интерференционная окраска 2-го и 3-го порядков. Угасание прямое. Вдоль трещинок этот минерал проникает внутрь зерен пирита и образует также включенные в нем агрегаты правильной, треугольной, брусковидной или округленной, формы вне всякой связи с трещинами. В более крупных листочках минерала, сходного по интерференционной окраске, на разрезах с серыми тонами поляризации в коноскопе видны гиперболы, расходящиеся при вращении столика за поле зрения микроскопа. Оптический характер отрицательный. На федоровском столике по выходам обеих осей измерен $2V = (-) 55^\circ$. Следовательно, крупные чешуйки, не показывающие субпараллельной ориентировки, надо считать пирофиллитом. Тонкочешуйчатый минерал в трещинках пирита и хлоритоида несомненно серицит. Изредка наблюдается пересечение жилками серицита и листочков пирофиллита.

Третью составную часть образуют удлиненные идиобласты зеленоватого плеохроичного хлоритоида (15—20%), размером от $0,05 \times 0,2$ — 0,3 до $0,1 \times 0,5$ мм. Некоторые зерна хлоритоида представляются более или менее изометричными, и в них, в отличие от удлиненных зерен, не заметно двойникования. Это, повидимому, разрезы табличчатых зерен, параллельные удлинению. Ориентировка табличек хлоритоида, в отличие от серицита, разнообразная. Простые и полисинтетические двойники с двойниковым швом вдоль удлинения табличек и спайности имеются почти в каждом удлиненном зерне хлоритоида. Некоторые таблички хлоритоида изогнуты и даже разломаны. Волнистое угасание характерно для всех зерен. По отношению к пириту хлоритоид отчетливо идиоморфен, проникая своими концами внутрь некоторых зерен пирита. При этом включенные в пирите концы зерен хлоритоида нередко показывают тенденцию к выклиниванию (табл. X, фото 1). Целиком включенные внутри пирита таблички хлоритоида обычно меньше по размерам, чем масса остальных. Включений пирита внутри хлоритоида нет. Стыки хлоритоида с широкими пластинками пирофиллита ровные — без признаков замещения одного минерала другим. Вдоль редких трещинок чешуйки серицита проникают внутрь зерен хло-

ритоида, замещая последний. Неоднократно наблюдалось пересечение табличек хлоритоида жилками, выполненными серицитом (табл. IX, фото 4). Зернышки рутила (максимальный размер до 0,005 мм) распределены неравномерно, концентрируясь в виде неправильных скоплений около некоторых зерен пирита, и включены внутри последних. Местами единичные зерна рутила включены и в хлоритоиде.

21) Более густо вкрапленная сульфидная руда, которая в петрографическом отношении может быть названа хлоритоидо-пиритовой породой. Относительное количество тонкочешуйчатого серицитоподобного минерала в шлифе не превышает 10—15%, и большая часть его образует псевдоморфозы замещения по хлоритоиду. Имеются единичные пластинки пиррофиллита. Относительное количество хлоритоида составляет вместе с псевдоморфозами по нему 20—30%. Остальная масса состоит из пирита, зерна которого соприкасаются друг с другом и местами образуют сплошную массу. Внутри пирита в отраженном свете наблюдаются редкие, очень мелкие, округлые и неправильные включения борнита и, реже, халькопирита. Пирит ксеноморфен по отношению к хлоритоиду. В отраженном свете видны резкие отчетливые границы хлоритоида с пиритом и светлые включения анизотропного рутила в табличках хлоритоида. В полированных шлифах, после структурного травления концентрированной HNO_3 с порошком CaF_2 , зерна пирита оказываются неясно зональными (табл. X, фото 2). В некоторых зернах пирита встречаются совершенно изолированные включения очень мелких табличек хлоритоида. Между зернами хлоритоида среди серицита встречаются 2—3 зерна кварца (0,1—0,3 мм). Одно из них дает ровные стыки с примыкающими лейстами хлоритоида, являясь ксенобластичным по отношению к последним. Зернышки рутила образуют местные скопления среди серицита, встречаясь в виде вкрапленных и в хлоритоиде, и в пирите.

22) Вторичный кварцит, сложенный в основном равномернозернистым агрегатом мелких зерен кварца (0,02—0,05 мм). На фоне мозаики кварца в скрещенных николях различаются цепочки из треугольных зерен изотропного зуниита, пересекающиеся и образующие сетку («микрорпетельчатая текстура»). Диаметр петель сетки 0,5—1 мм. Размеры зерен зуниита 0,05—0,1 мм. В сложении цепочек участвуют также зерна пирита (от 0,03 до 0,6 мм). Очертания мелких зерен пирита преимущественно прямоугольные; более крупные зерна его с квадратными и многоугольными очертаниями приурочены к участкам между соседними петлями. Около зерен пирита и внутри них встречаются многочисленные зерна (0,05—0,1 мм) барита. Форма их грубо брусковидная. Вдоль трещинок и в оторочках около пиритовых и зуниитовых зерен встречаются чешуйки серицита. Имеются мелкие зернышки рутила. Структура породы гетеробластическая.

23) Мелкозернистый вторичный кварцит с серицитом и зуниитом. Волнисто-угасающие зерна кварца с извилистыми границами имеют различную величину (0,03—0,1 мм), что связано, по видимому, с явлениями дробления. Листочки серицита (0,06—0,08 мм) распределены среди мозаики кварца неравномерно, образуя местные скопления. Здесь они ориентированы субпараллельно, определяя сланцеватое сложение породы. В участках скопления серицита встречаются неправильные (деформированные) зерна изотропного минерала с показателем преломления выше, чем n_g серицита. Лишь в отдельных зернах изотропного минерала различаются треугольные очертания, что заставляет относить их к зунииту. Имеются также единичные зерна пирита (0,05 мм) и мелкие призматические зернышки рутила.

24) Неравномернозернистый вторичный кварцит с многочисленными агрегатами топаза. Кварц образует мозаику неправильных зерен (0,02—0,1 мм). Топаз слагает мелкозернистые агрегаты неправильной формы.

резко выделяющиеся по рельефу на фоне кварца. Размеры зерен топаза колеблются от сотых до десятых долей миллиметра. Границы единичных агрегатов зерен их с кварцем извилистые. Однако встречаются и субидиоморфные толстопризматические лейсты топаза с отчетливой спайностью по (001) (0,1—0,2 мм). Среди агрегата зерен кварца обнаружена также одна прерывистая микрожилка флюорита (толщиной 0,005—0,01 мм и длиной около 0,5 мм), рассекающая агрегат зерен кварца. Жилочка пересечена небольшими смещениями; вдоль одного из них развилась цепочка сульфидов (табл. VIII, фото 3). Различаются единичные окисленные зерна пирита и редко рассеянные зернышки рутила (здесь забой скважины).

Единичные шлифы вторичных кварцитов с присутствием то зерен топаза, то зуннита встречаются и в керне других скважин. К сожалению, к моменту изучения керн многих скважин месторождения не сохранился.

Канавы на месторождении Кабан I вскрывают значительные участки вторичных кварцитов, подвергшихся выветриванию. Это явно расщепованные грубозернистые породы светлой окраски с бурыми пятнами сульфидов и более светлыми зернами, гnezдами и прожилками порошковатого строения. В шлифах из этих светлоокрашенных рыхлых участков оказывается много мелких зерен топаза. Размеры зерен топаза колеблются здесь от мельчайших до 0,2 мм. Имеются скопления топаза скрытокристаллического строения. Тонкие призмочки его местами сложены в радиально-лучистые сферолиты (табл. VIII, фото 2). Топаз замещается серицитом, но имеет нормальные стыки с зернами кварца. Пирит обычно ксеноморфен относительно топаза. Рутил местами включен внутри крупных кристаллов топаза.

3. Некоторые выводы о происхождении, условиях формирования и распространения описанных пород

Как видим, на месторождении Кабан I встречаются такие разновидности рассматриваемых пород, отличающиеся друг от друга по сочетанию главных и характерных породообразующих минералов:

1) корундо-андалузитовые, 2) диаспоро-андалузитовые, 3) пиррофилито-диаспоровые, 4) зуннито-диаспоровые, 5) серицито-зуннитовые, 6) зуннито-кварцевые, 7) топазо-кварцевые, 8) топазо-серицитовые, 9) флюорито-кварцевые, 10) флюорито-серицитовые, 11) серицито-кварцевые и др.

Общими минералами для всех перечисленных разновидностей являются рутил и пирит (редко другие сульфиды) с появлением местами таких акцессорных минералов, как апатит и барит. Возможны значительные колебания в количественном соотношении главных породообразующих минералов, что может быть отражено в составном названии породы посредством соответствующей перестановки терминов. Иллюстрации для каждой из названных пород легко найти в предыдущем петрографическом описании. Конечно, наиболее распространенными в рудоносном поле (и в колчеданосных участках на Урале вообще) оказываются кварцево-серицитовые и серицито-кварцевые породы (т. е. собственно вторичные кварциты). Однако, как указывалось выше, для правильной оценки условий происхождения этих распространенных пород необходимо изучить взаимоотношения с ними всех более редких разновидностей, характеризующихся присутствием ряда типоморфных минералов.

Обобщенное петрографическое описание почти каждой из перечисленных разновидностей уже давалось нами раньше, правда, в довольно кратком изложении (Логинов, 1945). Сейчас нет необходимости повторять его даже в более расширенном виде. Для первых обобщений вполне достаточно приведенная выше петрографическая характеристика многочисленных образцов, взятых в естественной последовательности разреза из определен-

ных интервалов керна. На основании этого первичного фактического материала не трудно принять следующие главные обобщения относительно происхождения и некоторых условий более позднего формирования и наблюдаемого распространения рассматриваемых пород:

1) Сульфидоносные горные породы, сложенные такими высокотемпературными минералами, как андалузит, корунд, диаспор, топаз и т. п., и обладающие первично-массивным сложением без признаков механического перетолжения и слоистой сортировки минералов, имеют несомненно гипогенное и довольно высокотемпературное происхождение.

2) Способ первичного образования этих пород был явно метасоматическим, что определяется: а) постепенными переходами от высокоглиноземистых пород через кварцсодержащие разности их к серицитизированным и хлоритизированным туфам или к альбитизированным плагиоклазовым порфирирам (например, в участках *В* и *Ж*); б) хорошо выраженными реликтовыми структурами: зернисто-обломочными — в некоторых вторичных кварцитах (участок *А*) и зунитосодержащих породах (участок *В*) и порфирыми — в серицито-кварцевых породах (участки *А* и *Д*); в) характерными для гипогенно-метасоматических образований структурными и текстурными чертами — роговиковым гомеобластическим и гетеробластическим строением, тесными прорастаниями некоторых минералов, микрочетельчатыми текстурами зунито-кварцевых, топазо-кварцевых и других пород; г) метасоматическими взаимоотношениями некоторых породообразующих минералов друг к другу (корунд замещается диаспором, андалузит — пирофиллитом и диаспором, зунит — андалузитом, серицитом и т. д.).

3) Исходными первоначальными породами, которые подверглись гипогенному метасоматическому замещению и сульфидной импрегнации в рассматриваемых участках, оказываются преимущественно кристаллокластические и лапиллиевые туфы, а также вулканические брекчии альбитизированных плагиоклазовых порфиритов. Это следует как из расположения минерализованных участков внутри хорошо выраженных стратиграфических горизонтов (фиг. 1), так и из характерных реликтовых структур в описанных породах.

4) Переход от одной разновидности описанных пород к другой в пределах отдельного минерализованного участка происходит посредством выпадения обычно лишь одного из главных породообразующих минералов, с заменой его новым минералом, тогда как другой главный породообразующий минерал сохраняется в составе новой породы. Это обстоятельство легко усматривается даже из перечня названий пород. Второстепенные и акцессорные минералы (рутил, пирит, барит, реже апатит) присутствуют во всех разновидностях описанных пород. Такая минералогическая связь между соседними гипогенно-метасоматическими образованиями позволяет объединять их в пределах каждого участка в один и тот же сингенетический комплекс.

5) Последовательная смена в пространстве главных минеральных ассоциаций внутри участков минерализации происходит с ясно выраженной тенденцией к симметрично-зональному расположению. Так, в керне наклонной скважины из участка *З* корундо-андалузитовые породы составляют среднюю часть интервала и окаймляются с обоих боков (выше и ниже по керну) довольно симметрично — сначала диаспоро-пирофиллитовыми и диаспоро-зунитовыми породами, далее серицито-зунитовыми породами, зунито-кварцевыми породами и, наконец, вторичными кварцитами с топазом, баритом и флюоритом. Аналогичная тенденция к симметричному строению проявляется в минерализованном интервале керна скважины из участка *Ж*. Однако в средней части его вместо отсутствующих здесь корундо-андалузитовых пород располагаются уже диаспоро-зунитовые

и диаспоро-пирофиллитовые породы. Они сменяются здесь в обоих боках сначала серицитизированными зунитовыми породами, затем кварцево-зунитовыми и, наконец, кварцево-серицитовыми породами. На участке *Е* центральную зону симметрично построенного ореола составляют уже серицитизированные зунитовые породы, сменяющиеся к западу и востоку, как и в керне скважины участка *З*, сначала зунито-кварцевыми породами, далее вторичными кварцитами с топазом и флюоритом. Остальные минерализованные участки построены, по видимому, по типу минерализованного интервала на участке *Е*, так как корунд, андалузит, диаспор здесь не встречаются.

Конечно, наблюдаются и некоторые отклонения от строго симметричного строения минерализованных интервалов. Они будут подробнее рассмотрены ниже. Здесь важно лишь отметить, что некоторые разности высокоглиноземистых пород (корундо-андалузитовые, пирофиллито-диаспоровые, серицитизированные зунитовые и др.) оказываются расположенными в средней части интервалов минерализации, которая довольно симметрично и быстро затухает с удалением от них в обе стороны. Почти каждая из выделенных разновидностей гипогенно осветленных пород занимает определенное место в этих ореолах минерализации, причем кварцево-серицитовые породы всегда слагают периферическую часть этих ореолов, тогда как более высокоглиноземистые, как правило, располагаются в средней части ореолов.

6) Имея в виду наметившуюся пространственную связь описанных минерализованных участков с отдельными рудными телами, можно видеть отражение этой связи и в минералогическом составе пород. Так, например, общей чертой участков *Ж* и *З*, образующих одну меридионально вытянутую зону вдоль рудного тела, следует считать присутствие в них гораздо более высокоглиноземистых гипогенно-метасоматических пород (с диаспором, пирофиллитом), чем в остальных участках. При этом с переходом от северного участка *Ж* к южному, несколько более погруженному участку *З* этой зоны, происходит расширение минерализованного ореола с появлением в середине его наиболее высокоглиноземистых пород — корундо-андалузитовых и диаспоро-андалузитовых. Вряд ли случайным оказывается также присутствие диаспора в зунитовых породах участка *А*, который представляет северное продолжение той же зоны.

В участках минерализации *Б*, *В* и *Г*, слагающих более восточную меридиональную зону минерализации, распространены топазо-серицитовые и зунито-серицитовые породы с кварцем. При этом по направлению к югу этой зоны в минеральных ассоциациях с кварцем и серицитом вместо зунита начинает преобладать топаз.

Два остальных участка *Е* и *Д*, приуроченных к одной вертикальной зоне сульфидной вкрапленности, характеризуются преобладанием зунита в наиболее центральной части ореола с появлением к периферии ассоциаций кварца и серицита с топазом и даже с флюоритом. Эта зона располагается западнее зоны участков *Ж* и *З*.

7) Минералы, слагающие описанные породы, обнаруживают отчетливые следы регионального метаморфизма. Корунд, андалузит, диаспор, пирофиллит, топаз, барит, апатит рассеяны трещинками катаклаза и обладают волнистым угасанием. Единичные зерна зунита, рассеянные в серицитовых сланцах, превращены в линзовидные порфиробласты и утратили свою тетраэдрическую форму. В трещинках перечисленных минералов отложился серицит и местами — более поздний кварц. Зерна кварца в существенно кварцевых породах подверглись ориентированной перекристаллизации. На деформированных кристаллах пирита выросли пучки стебельчатого кварца или, местами, укрупненные листочки серицита. Наблюдается отчетливое замещение зунита, топаза мелкочешуйчатым

серицитом вдоль трещинок катаклаза. Собирабельная перекристаллизация серицита с субпараллельной ориентировкой его листочков и обтеканием их около деформированных зерен пирита и зуниита — распространенное явление.

Следовательно, рассматриваемые гипогенно-метасоматические породы подвергались вместе со всей толщей вулканических пород региональному метасоматизму. При этом первичные метасоматические структуры и первоначальная форма минералов лучше сохранились в породах, которые слагаются наиболее устойчивыми против механических и химических воздействий минералами.

Помещенный в данной главе фактический материал и эти первые обобщения ставят перед исследователем ряд вопросов относительно физико-химической обстановки процесса минерализации и характера связи его с колчеданным оруденением. Для ответа на эти вопросы необходимо, кроме имеющихся геологических и петрографических данных, рассмотреть более подробно сначала свойства породообразующих минералов, затем типы минеральных ассоциаций и размещение парагенезисов.

Глава III

ОПИСАНИЕ МИНЕРАЛОВ

Ввиду мелкозернистости минеральных агрегатов и микроскопических размеров большинства минералов изучение материала производилось преимущественно в шлифах при помощи поляризационного микроскопа. Кроме того, минералы исследовались в порошках при определении показателей преломления и удельного веса, а также при термических и химических анализах.

Надо заметить, что некоторые минералы (топаз, зуниит, хлоритоид, барит) обладают вообще переменным составом. Понятно, что исчерпывающее исследование этих минералов потребовало бы подготовки их мономинеральных порошков в достаточных количествах. Однако такая подготовка была сильно затруднена микроскопическим размером минералов, наличием в них тонкорассеянных включений и тесными срастаниями с другими минералами. Поэтому химические анализы удалось произвести лишь для зуниита, пирофиллита, хлоритоида и топаза. Однако и эти анализы имели пока главной целью лишь проверку правильности определения минералов более простыми методами.

Опыт петрографического изучения вторичных кварцитов Казахстана и Кавказа уже показал, что при массовом просмотре шлифов пирофиллит нередко принимался за серицит, диаспор — за эпидот и т. д. Тем более вероятны такие ошибки при разветвляющемся теперь подробном исследовании сильно метаморфизованных кварцево-серицитовых полос Урала. Поэтому изучение каждого из минералов, достаточно редких в колчеданосных участках на Урале, было подчинено прежде всего задаче безошибочной диагностики его. Отсюда и характеризуются с несколько излишней подробностью, чем в других случаях, те морфологические свойства того или иного минерала, которые надежно отличают его от других, с ним сходных.

Ниже описываются в алфавитном порядке следующие минералы: андалузит, апатит, барит, диаспор, зуниит, кварц, корунд, пирит, пирофиллит, рутил, серицит, топаз, флюорит и хлоритоид. Для каждого из них, кроме диагностических свойств, кратко характеризуются наблюдавшиеся структурные взаимоотношения со спутниками и общее распространение. Описываются также признаки деформации, катаклаза и метаморфического изменения минералов, вообще характерные для древних

горных пород Урала. Зунит, топаз и хлоритоид были изучены нами несколько более подробно, чем в примерах из вторично-кварцитовых комплексов Казахстана и других районов СССР. В частности, были впервые получены кривые нагревания зунита и хлоритоида, а для топаза установлено значительное отклонение оптических свойств ($2V$ и светопреломления) от стандартов, даваемых в справочниках. В связи с последним обстоятельством неожиданно выявилось почти полное сближение значений светопреломления и величины угла оптических осей у низкофтористого топаза, с одной стороны, и стронцийсодержащего барита — с другой. Эта интересная особенность должна учитываться при дальнейшем изучении минералогии вторично-кварцитовых комплексов.

В определении некоторых констант минералов принимали участие научные сотрудники ИГН АН СССР: А. А. Филимонова (Рудный отдел ИГН АН СССР), Г. В. Шмакова и Н. А. Соловьева (Лаборатория экспериментальной петрографии ИГН АН СССР). Химические анализы выполнялись химиками-аналитиками ИГН АН СССР: В. А. Молевой, П. Н. Нисенбаум, М. А. Шипковской и А. И. Покровской, а спектроскопические определения — научными сотрудниками Лаборатории спектрального анализа ИГН АН СССР: Н. В. Лизуновым и В. И. Сулоевой. Несколько определений светопреломления минералов было любезно произведено зав. Шлиховой лабораторией УГГУ Н. С. Вертушковой еще в период пребывания автора на Кабанских месторождениях, когда в его распоряжении не было набора иммерсионных жидкостей.

Всем перечисленным лицам автор выражает благодарность.

1. А н д а л у з и т $(\text{AlO})\text{AlSiO}_4$ был встречен лишь в керне скважины на участке 3, где на определенном интервале он является одним из главных породообразующих минералов. Андалузит образует здесь более крупные зерна (0,5—2 мм), чем все другие минералы: Очертания зерен его в шлифах то неправильные, то приближаются к толстопризматическим. В проходящем свете андалузит в шлифах бесцветен и не обнаруживает никаких признаков розовой окраски; при скрещенных николях интерференционные тона его достигают желтых 1-го порядка. Различается ясная спайность. В некоторых сечениях минерала она перекрещивается почти под прямым углом. Угасание на этих разрезах симметричное; на разрезах же с параллельной спайностью — прямое ($N_p : c = 0^\circ$). В коноскопе минерал двуосен, с большим отрицательным углом оптических осей. Изогиры его видны на разрезах с перекрещивающейся спайностью, где они в момент наибольшего их расхождения располагаются симметрично относительно перекрестка спайности. Три замера угла оптических осей на федоровском столике (с сегментами, у которых $n = 1,648$) дали по выходам двух осей $2V = (-)80^\circ$, $(-)84^\circ$ и $(-)86^\circ$. Показатели преломления, измеренные при помощи иммерсионных жидкостей в дневном свете: $N_g' = 1,642$, $N_p' = 1,633$.

Обладая наиболее крупными размерами, зерна андалузита содержат многочисленные включения диаспора, корунда, пирита, рутила и, реже, зунита и апатита. Эти включения располагаются без какой-либо связи с ориентировкой спайности или трещин катаклаза, поэтому они не могут рассматриваться как образования, более поздние по отношению к андалузиту и развившиеся за счет его замещения. С другой стороны, ни один из описанных ниже минералов, за исключением зунита, не показывает и признаков замещения со стороны андалузита. Лишь в некоторых случаях можно видеть, что андалузит развивается за счет включенных в нем тетраэдров зунита, причем замещению подвергаются то краевая часть, то центральные участки тетраэдра зунита, то, наконец, некоторая средняя зона его между периферической зональной каймой и внутренним незо-

нальным ядром. В последних двух случаях наблюдалось, что замещивший андалузит связан с андалузитом, облекающим зерно зунита, при помощи соединительного «пролива», причем все соединенные участки андалузита имеют общую оптическую ориентировку, представляя собой один индивид. Реже признаки замещения наблюдаются в краевых частях зерен зунита, включенных в андалузите (табл. I, фото 1).

Ксеноморфные и субидиоморфные зерна пирита приурочены местами к границам зерен андалузита, отделяясь обычно от последнего каемкой серицита (табл. I, фото 2 и 3; табл. II, фото 3), но чаще всего включены внутри последних (табл. I, фото 3; табл. II, фото 1). В этом последнем случае кристаллы пирита вполне идиоморфны и обладают гораздо меньшим размером, чем соседние интерстициальные зерна пирита. В породах, сложенных преимущественно диаспором и зунитом, изредка встречаются неправильные зерна андалузита, которые в виде ободка или монокристаллической каемки окружают зерно или группу зерен пирита (табл. II, фото 2) и соседние зерна диаспора. Местами внутри включенных зернышек пирита сохранились идиобласты серицита (или пирофиллита). В окружении лейст диаспора включенные в андалузит зерна пирита ксеноморфны по отношению к диапору; соседние же включения пирита в андалузите с сохранившимися в пирите чешуйками серицита или без них оказываются более идиоморфными; они сходны с редкими идиоморфными зернами пирита, которые наблюдаются в том же шлифе в окружении серицита. Повидимому, здесь андалузит развился позднее, заместив главную массу серицита с сохранением зерен то ксеноморфного, то идиоморфного пирита и диаспора.

Большинство включенных в андалузите минералов встречается и самостоятельно от него в породах несколько иного минералогического состава. Только зерна корунда всегда оказывались включенными в андалузите или в продуктах его замещения, что подчеркивалось и результатами исследования казахстанских вторичных кварцитов. В противоположность такому тесному парагенезису андалузит на Кабанском месторождении не встречался совместно с кварцем, топазом, флюоритом и минералами так называемой пропилютовой стадии изменения (хлоритом, эпидотом, карбонатами, титанитом).

В андалузите наблюдаются хорошо выраженное волнистое угасание и трещины катаклаза. Вдоль последних он сам пересекается изредка жилками диаспора и пирофиллита (табл. II, фото 3), замещается листочками пирофиллита и трудноопределимым изотропным минералом с положительным рельефом. В одном из шлифов андалузит вдоль контакта с агрегатом зерен диаспора замещен неопределенным минералом веретеновидной формы с положительным удлинением, который благодаря малому положительному $2V$ и несколько более высокому, чем у андалузита, светопреломлению и двупреломлению весьма сходен с силлиманитом (по мнению акад. Д. С. Белянкина, любезно просмотревшего шлиф).

В своем распространении андалузит совместно с корундом приурочен к центральной части минерализованного интервала на участке 3. В некоторых шлифах андалузит занимает до 80% всей площади. Макроскопически такие породы отличаются от обычных зернистых вторичных кварцитов темносерой окраской и мерцающим блеском, что связано, повидимому, с обилием в андалузите разнообразных включений.

2. Апатит $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3\text{F}$ в виде редких и мелких кристалликов встречался почти во всех разновидностях вторичных кварцитов — совместно с андалузитом, зунитом, кварцем, пиритом, серицитом, рутилом и, реже, флюоритом. В одном из шлифов призматические кристаллики апатита (длиной до 0,8 мм) включены в андалузите, отделяясь от него тонкой оторочкой серицита, которым замещаются оба минерала. Поперечные

разрезы призмочек имеют вид правильных шестиугольников (табл. I, фото 1 и табл. II, фото 3) и являются изотропными. В продольных разрезах на концах призмочек видны грани биширапидок наряду с базопинакоидом. В зунитовых породах изредка встречается также апатит, наблюдающийся в виде неправильных зерен и их сростков. В зунитовой породе из участка А химический анализ дал содержание $\text{CaO} = 2,34\%$ и $\text{P}_2\text{O}_5 = 1,52\%$. Как видим, количественное соотношение (10 : 3) этих компонентов такое же, как в апатите. Следовательно, при отсутствии других минералов, содержащих кальций и фосфор, в зунитовых породах приходится допускать местами до 4% весового содержания апатита.

В кварцитах с преобладающе кварцевым составом апатит образует идиоморфные призмочки (обычно длиной 0,05—0,2 мм), с характерным, весьма низким двупреломлением, отрицательным удлинением, средним положительным рельефом, прямым угасанием. Отдельность по базопинакоиду выражена не часто. Поперечные разрезы правильные, шестиугольные. Наряду с вмещающим кварцем зерна апатита подверглись катаклазу.

В шлифах на фоне включающего андалузита апатит совсем не выделяется по рельефу и обладает, скорее, более низким, чем более высоким светопреломлением. На фоне из зерен зунита апатит характеризуется несколько более высоким рельефом, но более низким, чем у барита. Следовательно, в этих случаях мы имеем дело несомненно с фтороапатитом, для которого справочники дают показатели светопреломления $N_o = 1,630$, $N_e = 1,633$ (тогда как для хлоропатита соответственные показатели 1,664 и 1,667).

Апатит чаще встречается в самых периферических частях минерализованных участков. Структурные отношения апатита с кварцем указывают на одновременное их образование, тогда как включения апатита в андалузите представляются либо позднейшими метакристаллами (табл. II, фото 3), либо неустойчивыми реликтами более ранней ассоциации (табл. I, фото 16).

3. **Б а р и т** BaSO_4 является довольно распространенным минералом, участвуя наряду с пиритом в большинстве описываемых парагенезисов.

В ассоциации с андалузитом зерно барита (0,1 × 0,2 мм) наблюдалось в одном из шлифов, где оно включено внутри андалузита и наряду с ним пересекается микрожилкой пиррофиллита. Единичные зерна барита попадают и в диаспоровых породах среди пиррофиллита, и в зунитовых породах. Барит образует здесь неправильные сростки и розетковидные агрегаты с включениями мелких, весьма неправильных зернышек пирита. Довольно распространен барит в пиритосодержащих вторичных кварцитах. Агрегаты неправильных или слабо удлинённых зерен его (0,05—0,1 мм) образуют здесь каемки, прерывистые венчики или ободки около зерен пирита и, реже, идиоморфные включения в них. Чаще же внутри зерен барита наблюдаются включения (0,005—0,02 мм) сульфидов с извилистыми неправильными очертаниями (табл. III, фото 1). Барит в этих сростаниях является минералом-«хозяином». Включенные зернышки пирита обладают различной степенью идиоморфизма и во всяком случае не являются частями одного-двух корродированных кристаллов пирита. Соседние кристаллы пирита в окружении серицита по размерам больше в десятки и сотни раз, чем эти тесно расположенные зародыши-включения пирита в барите. При взгляде на этот сросток минералов возникает представление о быстрой одновременной кристаллизации пирита и барита в этих участках.

По отношению к андалузиту и кварцу барит идиоморфен, по отношению же к зуниту, пиррофиллиту и рутилу — ксеноморфен.

Оптические свойства минерала таковы: $2V$ — для синего цвета (+) $38,5^\circ$, для красного (+) 37° , откуда $\rho < \gamma$ (среднее из 5 замеров с сегментами, у которых $n = 1,648$), $N_g - N_p = 0,013 - 0,015$ (измерено компенсатором Берека). В иммерсионных жидкостях при дневном свете измерены $N_g' =$

= 1,643, $Np' = 1,635$. На редких стыках с зуниитом заметен гораздо более высокий положительный рельеф барита. В шлифах с зернами кварца поляризационная окраска зерен барита заметно выше, чем у кварца. Минерал тонет в жидкости Клеричи, обладающей уд. в. 4,2. Несколько пониженный Ng указывает на возможное присутствие в барите примеси стронция.

В минерале, который образует причудливые сростания с пиритом, изображенные на фото 1, табл. VIII, угол оптических осей выше, чем у нормального барита. Замеры на федоровском столике в пяти самостоятельных зернах его из этого шлифа дали $2V = (+)41-44^\circ$. Максимальная интерференционная окраска минерала такая же, как у соседних зерен кварца, слагающих большую часть шлифа. Средний положительный рельеф легко заметен на микрофотографии. Одна из спайностей в минерале проходит перпендикулярно к Ng , другая же перпендикулярна к первой и образует с плоскостью $NgNm$ угол около 30° (по единичному измерению).

По диаграмме оптических свойств группы барита (Винчелл, 1949, 152) минерал отнесен нами к целестино-бариту с содержанием молекулы целестина от 20 до 40%.

В зернах барита с типичным углом оптических осей около 37° в одном направлении различается хорошая спайность, относительно которой угасание прямое. Перпендикулярно к этой спайности располагается ось Ng индикатрисы. Спайность другого направления, хуже выраженная, образует с плоскостью $NgNm$ угол около 38° . На разрезах с заметной решеткой обеих спайностей выходит тупая биссектриса Np . Минерал удлинен поперек более совершенной спайности, которая, по видимому, параллельна первому пинакoidу, и, следовательно, характер удлинения положительный. Особая ориентировка спайности по отношению к индикатрисе, чем та, которая дается в справочниках для барита, заслуживает дальнейшего внимания и проверки на более крупных индивидах.

Как видим, если не заметить другого направления спайности, то барит во вторичных кварцитах без применения федоровского метода легко принять за топаз, богатый гидроксидом, и наоборот. Однако очертания зерен сульфата неправильные, округлые, в отличие от призматических очертаний топаза. Отсутствует также характерная для топаза пелитизация.

Зерна барита обладают волнистым угасанием и заметно катаклазированы. Местами в них встречаются чешуйки серицита. Наблюдалось пересечение зерен барита жилкой пиррофиллита. Эти факты указывают на гипогенное происхождение барита, как и тесные сростания с ним неокисленного пирита.

Содержание барита в шлифах заметно возрастает в направлении от центра к периферии участков минерализации, где наряду с баритом вместо высокоглиноземистых минералов появляются кварц, флюорит, апатит.

4. Д и а с п о р $AlO(OH)$ встречен на Кабанском месторождении в трех характерных ассоциациях: 1) совместно с зуниитом (в зуниитовой породе на участке А, в зуниито-диаспоровых породах из участков Ж и З); 2) совместно с пиррофиллитом (в участке Ж) и 3) совместно с андалузитом и корундом (в андалузитовых породах из участка З). В первом случае слабо удлиненные зерна диаспора (0,3—0,5 мм) либо редко рассеяны среди массы идиоморфных кристаллов зуниита, будучи окружены непосредственно мелкочешуйчатым серицитом, либо составляют 60—70% состава породы, преобладая над серицитизированным зуниитом, редким пиритом и аксессуарным рутилом. Заслуживают быть отмеченными округленные агрегаты из мелких призмочек диаспора, включающие в себя псевдоморфозы серицита по тетраэдрам зуниита (табл. IV, фото 3) и изолированные друг от друга мелкочешуйчатым серицитом.

В ассоциации с пирофиллитом диаспор образует пересекающиеся удлиненные призмы, промежутки между которыми заняты листочками пирофиллита (табл. III, фото 2). В одном из шлифов участка 3 неправильные зерна диаспора слагают вместе с пирофиллитом среднюю часть жилочек, пересекающих андалузит. Краевые части жилок сложены неопределенным изотропным минералом (табл. II, фото 3). Здесь диаспор и пирофиллит вероятно гистерогенные.

В ассоциации с преобладающим андалузитом призмы диаспора распределены менее равномерно, чем в вышеуказанных примерах. Они группируются в сплошные агрегаты, в составе которых участвуют зуниит, серицит, пирофиллит, рутил и пирит. Реже диаспор находится внутри андалузита в виде лейстовидных идиоморфных включений (табл. II, фото 2).

В проходящем свете диаспор несколько менее прозрачен, чем зуниит, андалузит или корунд. Он кажется местами буроватым от тонкораспыленных неопределенных включений, которые обильны в нем, повидимому, в связи с частой спайностью, совпадающей с удлинением призм. Максимальная интерференционная окраска зеленая 3-го порядка, что при нормальной толщине шлифа соответствует обычному двупреломлению диаспора, указанному в справочниках $N_g - N_p = 0,048$. Она наблюдается на разрезах, параллельных спайности. Угасание относительно спайности прямое. Изредка в шлифах встречался диаспор с косым угасанием (кайзерит, танатарит?), который остался детальнее не исследованным. Удлинение призм отрицательное ($N_p : c = 0^\circ$). Кроме продольной спайности (010) в некоторых зернах диаспора имеется слабо выраженная поперечная отдельность. Плоскость оптических осей располагается параллельно спайности; замер $2V$ в диаспоре из участка А на федоровском столике по двум выходам осей дал $(+)84^\circ$ ($2E$ измерено как сумма $41^\circ + 43^\circ = (+)84^\circ$, что после внесения поправки на показатель преломления 1,557 стекол сегментов, с которыми производилось наблюдение, дало $2V = (+)84^\circ$).

Измерение в иммерсионных жидкостях дало в двух случаях: 1) $N_g' = 1,735 \pm 0,003$, $N_p' = 1,688 \pm 0,002$; $N_g - N_p = 0,047$ и 2) $N_g' = 1,750 \pm 0,002$, $N_p' = 1,704 \pm 0,003$; $N_g - N_p = 0,046$. Результаты измерения показателей первого образца отвечают кайзериту, второго — обычному ромбическому диаспору.

Конечные грани лейстовидных призм диаспора незаметны вследствие замещения их мелкочешуйчатым серицитом. Лейсты диаспора обычно ориентированы разнообразно (табл. III, фото 2).

Диаспор образует нормальные стыки (без явлений взаимного замещения или образования реакционных каемок) с пирофиллитом, зуниитом и пиритом. Он обычно отчетливо идиоморфен по отношению к этим минералам. Однако пирит встречается иногда в диаспоре и в виде идиоморфных включений. В редких случаях удавалось наблюдать развитие диаспора вдоль трещинок, пересекающих зерна корунда, а также посредством замещения краевых частей последних. Вообще же корунд и диаспор, встречаясь в одном шлифе, избегают друг друга. Рутил всегда включен в диаспоре, как и в других минералах.

В участках Ж и З были обнаружены образцы с диаспором, который различается и макроскопически, — это звездчатые агрегаты из белых призм (длиной до 1,5 см и толщиной 0,2—0,3 см), расположенные на стенках трещин.

Сходясь в центре агрегатов, концы лейст становятся более тонкими («диаспоровое солнце»).

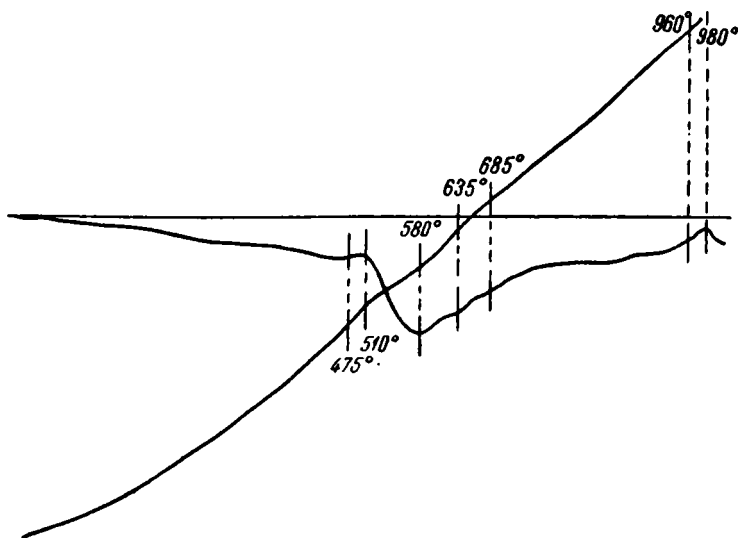
Подобно зернам андалузита, лейсты диаспора характеризуются волнистым угасанием.

В некоторых шлифах содержание диаспора по площади достигает 70—80%. Такая порода вполне может быть названа, по терминологии В. В. Аршинова и К. З. Ляпина (1941), диаспоритом¹.

Подобные диаспоровые породы отличаются макроскопически от вторичных кварцитов и андалузитовых пород характерной зеленовато-желтой окраской, шероховатым изломом и матовым блеском.

В химическом составе одного из образцов диаспоро-андалузитовой породы с участка 3 содержание Al_2O_3 достигает 67,43% при содержании SiO_2 — 23,66%, FeO — 1,40%, CaO — 0,70%, $K_2O + Na_2O$ — 0,42% и потери от прокаливании — 6,20%. Сумма — 99,81% (химик-аналитик В. А. Молева).

В Лаборатории экспериментальной петрографии ИГН АН СССР по нашей просьбе Г. В. Шмаковой была получена кривая нагревания диаспорита из участка 3 (фиг. 2). Характерная эндотермическая остановка при



Фиг. 2. Кривая нагревания вторичного диаспорита. Кабанское месторождение (участок 3)

580° принадлежит диаспору. На нее накладываются слабые эндотермические эффекты при 635 и 685°. Хорошо выражены экзотермические эффекты при 510 и 980°.

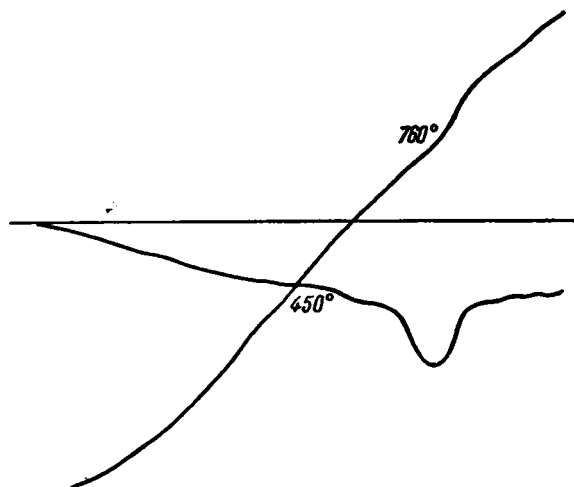
5. З у н и и т — весьма редкий основной ортосиликат алюминия с составом $Al_{13}Si_5O_{20} \cdot (OH, F)_{18} \cdot Cl$ — оказался довольно распространенным минералом на Кабанском месторождении. Он встречается в парагенезисах как с высокоглиноземистыми минералами — диаспором и андалузитом, так и с кварцем, во вторичных кварцитах. Впервые зунит был обнаружен в шлифе из участка А геологами Кабанского участка Красноуральской ГРП М. А. Виноградской и В. Г. Щукиным и в качестве неизвестного изотропного минерала оставался не определенным до наших исследований.

В прозрачных шлифах зунит, благодаря своей изотропности и характерным треугольным очертаниям, прекрасно различается среди других минералов. В порошке под бинокулярной лупой можно видеть, что форма кристаллов зунита — правильные тетраэдры.

Вершины некоторых треугольников зунита, наблюдаемых в шлифах, симметрично усечены дополнительными гранями. При одном никеле зунит бесцветен и прозрачен, однако содержит непрозрачные мелкие

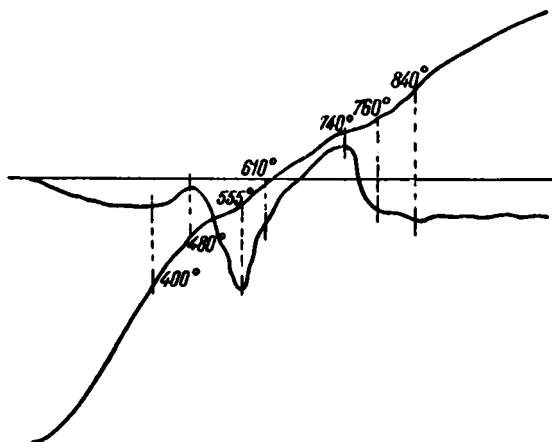
¹ См. обсуждение вопросов терминологического обозначения описываемых пород в главе IV, п. 6 данной работы.

включения, из которых более крупные определяются как рутил. Мельчайшие пылевидные включения в зуните располагаются нередко тонкими цепочками, параллельно граням минерала. Благодаря этому при больших увеличениях в строении зунита различается тонкая зональность. Ширина отдельных зон не превышает 0,01—0,03 мм. Зональность характерна



Фиг. 3. Кривая нагревания зунита (мономинеральный порошок). Кабанское месторождение (участок А)

обычно лишь для периферической части кристалла шириной 0,05—0,07 мм. Кроме того, различается редкая прерывистая спайность, параллельная граням тетраэдра (табл. V, фото 1).



Фиг. 4. Кривая нагревания серицито-зунитовой породы. Кабанское месторождение (участок А)

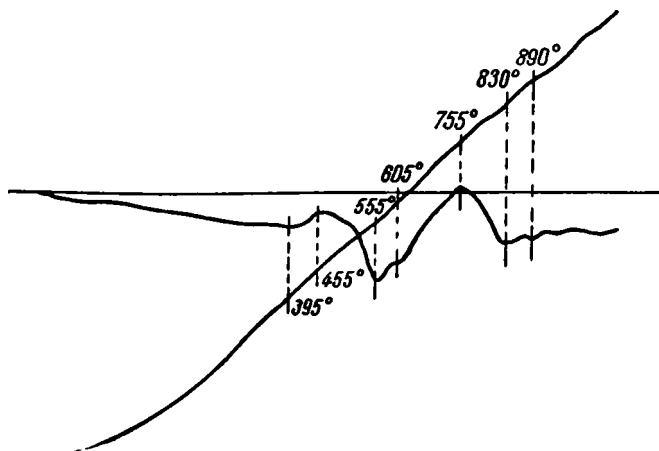
Показатель преломления зунита, измеренный по нашей просьбе в Лаборатории УГГРУ Н. С. Вертушковой, колеблется для дневного света от 1,598 до 1,616, являясь, вероятно, различным для разных зон.

При измерениях n в иммерсионных жидкостях ИГН АН СССР получались результаты, близкие к 1,606. По дополнительным наблюдениям

А. А. Филимоновой, n для внешних зон меньше, чем n для внутренних зон.

Удельный вес минерала был определен нами методом взвешенного состояния при разбавлении тяжелой жидкости Клеричи, в которую погружался зуниит. Удельный вес его заключается между 2,858 и 2,906; точнее определить не удается ввиду срастания мелкозернистого зуниита с другими минералами и обилия в нем темных включений, вероятно, увеличивающих удельный вес. Определением удельного веса следует пользоваться прежде всего для различения зуниита от сходного с ним кочита $2\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ (Kozu, Seto a. Kinoshita, 1924), удельный вес которого заметно выше (2,927—2,932).

На образцах из Кабанского месторождения для зуниита впервые была получена кривая нагревания его (Г. В. Шмакова, Лаборатория экспериментальной петрографии ИГН АН СССР). Кривая показывает одну эндотер-



Фиг. 5. Кривая нагревания серицитового сланца, содержащего единичные зерна зуниита. Кабанское месторождение (участок А)

мическую остановку с максимумом при 760° , причем начало заметной дегидратации наблюдается на дифференциальной кривой при 700° , а окончание при $810\text{--}820^\circ$ (фиг. 3). Параллельно с этой кривой была получена также кривая нагревания серицито-зуниитовой породы, имеющая гораздо более сложный вид (фиг. 4). На ней различаются три эндотермические остановки: две из них, при 555° и 840° , характерны для серицита, присутствующего в породе в значительном количестве, а третья, при 760° , отвечает дегидратации собственно зуниита. При резком увеличении содержания серицита зуниитовая остановка исчезает (фиг. 5).

Остановка при $605\text{--}610^\circ$, налагающаяся на остановку при 555° , возможно, соответствует частичной диссоциации пирита, а экзотермический максимум при $740\text{--}755^\circ$ — окислению железа пирита.

В продукте термической обработки зуниита сохранились еще изотропные тетраэдры, у которых показатель преломления для внутренних зон $1,620 > n > 1,616$ (около 1,617), а для внешних зон $1,620 > n > 1,616$ (около 1,619).

Результаты химического анализа зуниита, произведенного еще в 1943 г., приводятся ниже параллельно с химическим составом зуниита из рудника Зуни и южноафриканского зуниита (Постмасбург) (табл. 1).

Состав анализированного зуниита может быть выражен точнее эмпирической формулой $13\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 10\text{SiO}_2 \cdot 15\text{H}_2\text{O} \cdot 6\text{F} \cdot 2\text{Cl}$, принимая во внимание известные количественные соотношения последних трех компонентов.

Химический состав зуниита с Кабанского рудника оказался тождественным составу зуниита с рудника Зуни (где этот минерал был впервые открыт в 1883 г.), если не считать небольшого избытка глинозема. Последнее обстоятельство можно объяснить присутствием диаспора, который при химическом способе подготовки мономинерального порошка зуниита не мог

Таблица 1

Химический состав зуниита в вес. %

| Компоненты | 1 | 2 | 3 |
|--------------------------------|---------|---------|---------|
| SiO ₂ | 24,08 | 24,33 | 24,10 |
| TiO ₂ | 0,38 | — | Следы |
| Al ₂ O ₃ | 60,02 | 57,88 | 56,85 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,20 | 0,20 | 1,45 |
| MgO | Следы | Не опр. | 0,30 |
| CaO | 0,14 | » » | 0,20 |
| Na ₂ O | Не опр. | 0,24 | 1,45 |
| K ₂ O | » » | 0,10 | Следы |
| P ₂ O ₅ | » » | 0,60 | 0,25 |
| Cl | 2,53 | 2,91 | 4,80 |
| F | 6,00 | 5,61 | 0,40 |
| H ₂ O ⁺ | 10,00 | 10,89 | 11,65 |
| H ₂ O ⁻ | 0,10 | Не опр. | Не опр. |
| Всего | 103,45 | 102,76 | 101,80 |
| F + Cl = 0 | 3,10 | 3,02 | 1,30 |
| Сумма | 100,35 | 99,75 | 100,50 |

1. Зуниит (из участка А); химик-аналитик В. А. Молева.
2. Зуниит с рудника Зуни (США, Колорадо) (Hillebrand, 1884).
3. Зуниит из Постмасбурга (Южная Африка) (Nel, 1930).

быть полностью отделен от него. С другой стороны, из табл. 1 видно, что наш зуниит отличается от южноафриканского зуниита из Постмасбурга (Nel, 1930) преобладанием фтора над хлором.

В зуниитовой породе анализом определено весовое содержание рутила 2,46% и пирита 6,40% (табл. 8 на стр. 84). Наличие ничтожного количества MgO, возможно, зависит от присутствия хлоритоида, а CaO и P₂O₅ — от присутствия апатита; Na₂O и K₂O входят в состав замещающих зуниит. Все эти минералы наблюдались в шлифах из зуниитовых пород.

Более подробное описание зуниита, его парагенезисов и зуниитсодержащих пород Кабанского месторождения уже давалось нами в специальной статье (Логинов, 1945). Ограничимся здесь лишь некоторыми сведениями, чтобы пояснить значительное количество дополнительных микрофотографий, которые заслуживают интереса.

Зуниит встречается в околорудных породах Кабанского месторождения как в виде почти мономинеральных пород (табл. VI, фото 1, 2), так и в рассеянном распространении.

В рассеянном виде зуниит обнаружен:

- а) во вторичных кварцитах с преобладающим кварцем (табл. VII, фото 2);
- б) в серицитовых сланцах (табл. V, фото 3);

в) в серицитизированных кристаллокластических туфах (табл. IX, фото 2);

г) в диаспоровых и пирофиллито-диаспоровых породах (табл. IV, фото 3);

д) в андалузитовых и корундо-андалузитовых породах (табл. I, фото 1).

Размеры зерен зуниита во всех этих примерах редко превышают 0,2—0,3 мм. Способ распределения вкрапленности зуниита во всех типах пород указан в петрографическом описании соответствующих шлифов и пород. Зуниит образует здесь нормальные стыки с апатитом, баритом, диаспором, кварцем, пирофиллитом, пиритом, рутилом и замещается серицитом и также местами андалузитом. В последнем случае в андалузите оказываются включенными и призмы диаспора с зернами пирита (табл. II, фото 2). В серицитизированных туфах зуниит развивается преимущественно за счет замещения плагиоклаза, оставляя незамещенными обломки кварца. В некоторых шлифах из вторичных кварцитов наблюдались округлые включения кварца, ситовидно пронизывающие кристалл зуниита с треугольными очертаниями. Неясно, заместил ли здесь зуниит интерстициальную массу какого-то минерала между зернами кварца, или кварц развился позднее в массе зуниита, или они образовались одновременно, заместив совместно такой минерал, состав которого был более богат кремнеземом, чем зуниит.

Зуниит идиобластичен по отношению к минералам, с которыми он равновесен, за исключением диаспора и рутила, местами — пирита. Пирит в зуниитовых породах образует как идиоморфные, так и ксеноморфные зерна (табл. VI, фото 1, 2).

Почти мономинеральные зуниитовые породы состоят на 80—90% из зуниита, частично замещенного серицитом, а также из бедной вкрапленности пирита, аксессуарного рутила и редких зерен барита. В одном из шлифов зуниитовой породы из участка *E* было обнаружено также присутствие хлоритоида. В одном из других прозрачных шлифов из участка *E*, среди почти мономинеральной серицито-зуниитовой массы, наблюдалась четковидная микрожилка из зерен барита ($2V = (+) 38-39^\circ$). В кварцитах с преобладающим кварцем, хотя изредка в одном и том же шлифе с зуниитом, встречается топаз, но стыка между ними не наблюдалось.

Большинство из описанных ассоциаций зуниита еще не отмечалось в литературе (например, ассоциации зуниита с андалузитом, пирофиллитом, хлоритоидом).

Заслуживают внимания деформированные зерна зуниита в кварцево-серицитовом сланце, которые можно принять за любой другой изотропный минерал, обладающий сходным светопреломлением (табл. V, фото 4). Реликтовая природа зуниита, подвергшегося динамометаморфизму, выступает здесь отчетливо.

В штуфах зуниитовые породы обладают светлосерой окраской с характерным сахаровидным изломом и высокой твердостью (царапают стекло). Зуниитсодержащие серицитовые сланцы в штуфах не отличаются от обычных серицитовых сланцев.

6. К в а р ц SiO_2 является наиболее распространенным породообразующим минералом в кварцево-серицитовых сланцах, вторичных кварцитах и малоизмененных первичных породах (туфах, порфиритах, альбитофирах). В высокоглиноземистых же породах с корундом, андалузитом, а также с диаспором кварц не был встречен. Оптические свойства кварца общеизвестны. Морфологические признаки его большей частью довольно однообразны.

Кварц характеризуется мелкозернистостью, неправильными очертаниями зерен, ксенобластизмом по отношению к другим минералам. Тем не менее в описываемых породах можно выделить три генерации кварца:

1) реликтовый кварц (первичные зерна) в виде слабоокатанных обломков в туфах, вмещающих колчеданное месторождение (табл. IX, фото 2), или в миндалинах и основной массе жильных альбитофиров;

2) кварц гипогенно-метасоматического происхождения (во вторичных кварцитах с массивной структурой) в виде мозаики неправильно округленных зерен типа кварцевого роговика; остаточный первичный кварц тоже имеется в составе этих агрегатов, но он регенерировался здесь и неотличим от кварца, заместившего, например, зерна плагиоклаза (табл. VIII, фото 3б);

3) кварц регионально-метаморфического происхождения: стебельчатый кварц на зернах пирита в кварцево-серицитовых сланцах, линзобласты и полосы из зерен кварца в сланцах, жилки кварца в раздробленных зернах топаза или зуннита.

Мелкие кварцевые жилки в сланцеватых вторичных кварцитах следует отнести тоже к последнему типу, считая их секреторными.

Различные генерации кварца можно встретить в пределах одного и того же туфа или шлифа.

Наблюдались ассоциации кварца с зуннитом, топазом, апатитом, баритом, флюоритом, пирофиллитом, серицитом, пиритом, рутилом, хлоритом, но он не встречался совместно с корундом, диаспором и андалузитом. При этом не наблюдалось не только стыков этих минералов с кварцем, но и совместного присутствия их с кварцем в одном и том же шлифе. В этом, в частности, заключается характерное отличие парагенезисов кварца на Кабанском месторождении от таковых в Семиз-Бугу, Коунраде и других местах, где совместно с ним встречаются скопления высокоглиноземистых минералов.

7. К о р у н д Al_2O_3 встречен в шлифах из участка 3 совместно с андалузитом, пиритом, рутилом и диаспором. Он образует округлые или слабоудлиненные по базису зерна (0,01—0,05 мм), всегда включенные в зернах андалузита. При одном никеле корунд рельефно выделяется на фоне андалузита (табл. II, фото 1). Он прозрачен, обладает слабосиневатым оттенком окраски, но без заметного плеохроизма. Интерференционная окраска достигает тех же желтых тонов 1-го порядка, как и у андалузита, что при более низком двупреломлении корунда объясняется повышенной толщиной шлифа в участках, соответствующих его более твердым зернам. В конюске минерал отчетливо одноосен и отрицателен. Удлинение зерен в большинстве случаев положительное, что указывает на пластинчатый габитус корунда (вытянутость вдоль базиса). Относительно андалузита и пирита корунд идиобластичен, но содержит в себе включения кристалликов рутила. Наблюдались случаи замещения корунда диаспором.

Содержание корунда в некоторых шлифах достигает 60%, причем остальная часть породы состоит преимущественно из андалузита с некоторым участием диаспора, пирита, рутила, пирофиллита, барита и редко зуннита.

Химический анализ одного из образцов корундо-андалузитовой породы дал такой состав ее: SiO_2 — 22,53%, Al_2O_3 — 70,81%, Fe_2O_3 — 1,56%, CaO — следы, $K_2O + Na_2O$ — 0,70%, потери от прок. — 3,80%, сумма 99,40% (химик-аналитик В. А. Молева).

Следовательно, в андалузитовых породах корунд можно считать главным породообразующим минералом.

Макроскопически такие корундо-андалузитовые породы напоминают массивные вторичные кварциты, от которых отличаются лишь более высокой твердостью и серыми тонами окраски.

8. П и р и т и д р у г и е с у л ь ф и д ы. Пирит FeS_2 является постоянным спутником всех описываемых минералов. Однако распространение его на месторождениях, подобно распространению кварца, гораздо более широкое. Пирит встречается и за пределами высокоглиноземистых пород и вторичных кварцитов, ассоциируя с хлоритом, серицитом,

эпидотом, титанитом, карбонатами и т. д. Совместно с подчиненными ему другими сульфидами (халькопиритом, борнитом, сфалеритом, теннантитом, арсенопиритом и галенитом) он образует колчеданные залежи на месторождении. Во вторичных кварцитах пирит оказывается также наиболее распространенным из сульфидов. Однако в одном из шлифов в зуниито-диаспоровой породе участка Ж наряду с пиритом наблюдались неправильные зерна полупрозрачного сфалерита с тонкозернистым сложением. Внутри последних различались мелкие непрозрачные участки с резкими границами, соответствующие, по видимому, обособлениям и другим сульфидов. Содержание сульфидов здесь достигает на-глаз около 10%. В мелких сульфидных гнездах среди пирофиллито-диаспоровых пород в отраженном свете изредка отмечаются неправильные обособления халькопирита, заключенные внутри кристаллов пирита (табл. X, фото 3). Округлые включения халькопирита в пирите встречаются очень редко в зуниитовых породах (табл. X, фото 4). Вещественный состав сульфидов, ассоциирующихся с высокоглиноземистыми и галоидсодержащими минералами вторичных кварцитов района, в качественном отношении, по данным спектроскопического изучения, сходен с вещественным составом промышленных колчеданных залежей. Общее количественное содержание сульфидов в гипогенно осветленных породах варьирует от рассеянной вкрапленности, которая имеется во всех разностях кварцитов, до редких примеров густой вкрапленности.

Распределение сульфидов во вторичных кварцитах более или менее равномерное. Мелкие гнезда сульфидов типа жеод были встречены лишь в андалузитовых и диаспоровых породах участка З. Однако под микроскопом в ряде шлифов наблюдалось, что распределение сульфидов в породе, как и связанных с ними топаза, барита (и нередко зуниита), образует характерные рисунки микропетельчатой текстуры (табл. VII, фото 1 и 2).

Как и большинство остальных описываемых здесь минералов из алюмосилициатов, пирит характеризуется мелкозернистостью. Обычная величина его зерен в зуниитовых, диаспоровых и других породах измеряется одной-двумя десятками миллиметра. Очертания идиоморфных зерен пирита чаще многоугольные, что указывает на более сложный, чем кубический, габитус минерала (табл. III, фото 2; табл. X, фото 4). Реже встречаются зерна с квадратными и прямоугольными очертаниями (табл. VI, фото 1; табл. VII, фото 1а). В описываемых зернах пирита наблюдаются трещинки катаклаза, заполненные серицитом, реже кварцем. Нередким признаком внутреннего строения зерен пирита оказывается тонкая зональность, вытравливаемая в полированных шлифах электролитическим способом или при помощи HNO_3 с порошком CaF_2 . Такая зональность наблюдалась, например, в пирите зуниитовых пород (табл. X, фото 4). Почти все зерна пирита в серноколчеданной руде, включающей кристаллы хлоритоида и пластинки пирофиллита, также зональны. Однако в сульфидных гнездах, среди андалузитовых и диаспоровых пород, зональность в пирите, как правило, не вытравливается.

Структурные отношения пирита к другим минералам довольно разнообразны. Наиболее существенно то, что по отношению к андалузиту, диаспору, зунииту, пирофиллиту пирит бывает то отчетливо ксеноморфным, обладая иногда интерстициальным положением (табл. I, фото 1, 2, 3; табл. II, фото 3; табл. III, фото 3 и 4; табл. IV, фото 1; табл. VI, фото 2), то идиоморфным (табл. I, фото 3; табл. III, фото 2; табл. VI, фото 1). Нередко эти противоположные друг другу отношения наблюдаются в одном и том же шлифе (табл. I, фото 3; табл. VI, фото 1).

В последних случаях идиоморфные кристаллики пирита обычно бывают включены внутри зерен, например андалузита или диаспора, и по размерам несравненно меньше, чем соседние ксеноморфные интерстициальные

зерна. Такие взаимоотношения нельзя объяснить различным положением пирита и его спутников — нерудных минералов в кристаллобластическом ряде. Это, повидимому, отношения истинного идиоморфизма у одного минерала и истинного ксеноморфизма у другого, указывающие на частичное совпадение периодов кристаллизации сульфидов и нерудных минералов. Признаков замещения пирита описываемыми нерудными минералами (или наоборот) не наблюдалось.

Довольно своеобразны тесные сростания мелких неправильных зерен пирита с баритом (табл. II, фото 4; табл. III, фото 1) или андалузитом (табл. II, фото 2). В случае с баритом оба сростающихся минерала имеют резко неправильные ограничения по отношению друг к другу, и говорить о различной степени их идиоморфизма не приходится. Заметим лишь характерную особенность таких сростаний: пирит обычно оказывается включенным внутри сростков барита-«хозяина». Несомненно, это примеры более тесной парагенетической связи. Возможная причина таких взаимоотношений подробнее рассматривается ниже.

Случай сростания пирита с облекающим андалузитом лишь внешне напоминает пирито-баритовые сростания. Однако в описании этого случая (стр. 24) уже были приведены доказательства более позднего развития андалузита в диаспоро-зуниитовой породе преимущественно в участках ее, сложенных серицитом и пиритом. При замещении андалузитом серицита (сохранившегося местами в виде включения внутри зерен пирита) зерна пирита и лейсты диаспора сохраняются в виде устойчивых реликтов, зерна же зуниита местами сохраняются с признаками их коррозии, местами полностью замещаются андалузитом. Неправильные очертания пирита внутри андалузита свидетельствуют в этом случае о ксеноморфизме пирита лишь по отношению к ранее присутствовавшим минералам.

Сростания пирита с зуниитом (табл. VI, фото 2; табл. VII, фото 2) или с топазом (табл. VII, фото 1) характеризуются различным идиоморфизмом минералов, и такие сростания появились несомненно в результате одновременного роста обоих минералов.

Рутил часто оказывается включенным в пирите, как и в остальных минералах.

Взаимоотношения пирита с хлоритоидом (табл. IX, фото 3; табл. X, фото 1 и 2) указывают скорее всего на одновременное отложение обоих минералов. Хотя хлоритоид здесь всегда идиоморфен по отношению к пириту, но, с другой стороны, таблички хлоритоида нередко показывают резкое выклинивание своих концов, включенных в пирите, что свидетельствует, повидимому, об одновременном росте обоих минералов.

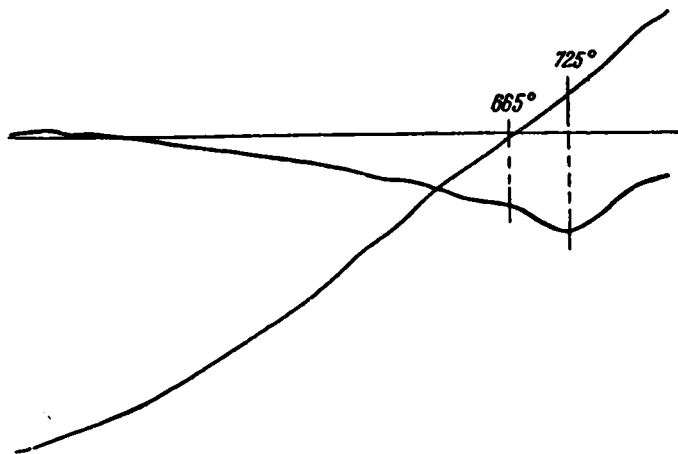
Серицит обычно показывает все признаки более позднего, чем пирит, образования (или переотложения), заполняя трещинки в пирите. Реже это наблюдается и для кварца. Кроме того, в разностях кварцитов, подвергшихся динамометаморфизму, наблюдаются венчики из серицита или кварца, выросшие на тех гранях кристалла пирита, которые ориентированы поперек сландцеватости.

9. П и р о ф и л л и т $Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$ встречен в зуниито-диаспоровых породах из участков Ж и З, а также в колчеданной руде из участка З в виде чешуек, пластинок, небольших сферолитов (диаметр 0,5—3 мм). Более крупные из сферолитов различаются в штуфах невооруженным глазом. Они имеют белую окраску, легко чертятся ногтем; листочки, слагающие их, не упруги. В керне скважины на участке Ж была обнаружена неправильная выклинивающаяся жилка (шириной 1—1,5 см), сложенная пирофиллитом. Образец с этой жилкой был любезно предоставлен в наше распоряжение для исследования главным геологом Кабанского участка В. Г. Шукиным. В шлифах минерал сходен с серицитом: бесцветный, с хорошей базальной спайностью, прямым угасанием ($Ng : c = 0^\circ$), средним

положительным рельефом, высокими тонами 3-го порядка интерференционной окраски.

Через коноскоп в более крупных листочках можно наблюдать значительное расхождение гипербол около отрицательной острой биссектрисы. В шести случаях нам удалось измерить на федоровском столике угол оптических осей, оказавшийся равным ($-$) 50° , ($-$) 54° , ($-$) 55° , ($-$) 55° , ($-$) 58° и ($-$) 60° (по выходам обеих осей). Большая величина ($-$) $2V$ отличает пирофиллит от серицита. Измеренные в иммерсионных жидкостях показатели преломления для дневного света оказались $N_g = 1,600$, $N_m = 1,581$ в образце участка Ж и $N_g = 1,600$, $N_m = 1,584$ в образце участка З.

При сходстве у серицита и пирофиллита показателей преломления N_g разность $N_g - N_m$ у пирофиллита всегда больше, чем у серицита или у талька, у которых эти показатели всегда почти тождественны. При



Фиг. 6. Кривая нагрева пирофиллита (мономинеральная жилка из участка Ж). Кабанское месторождение

наблюдениях в порошке пластинки пирофиллита, лежащие на слайности по (001), имеют белую (1-го порядка) интерференционную окраску, тогда как у талька и серицита она темносерая, характерная для почти изотропных сечений. Для контроля над правильностью диагностики пирофиллита была получена кривая нагрева его (фиг. 6). Характерная для пирофиллита слабовыраженная эндотермическая остановка при 725° отличает его от серицита, у которого в кривых нагрева обычно имеются две остановки: при 555 и 830° , а также некоторые другие.

Порошок пирофиллита после смачивания раствором азотнокислого кобальта и нагрева под паяльной трубкой получает синюю окраску, что служит диагностической реакцией на Al и отличает пирофиллит от талька.

Химический анализ пирофиллита с участка Ж, произведенный в Центральной химической лаборатории ИГН, дал следующий его состав (табл. 2).

Считая, что лишь 4,9% из потери при прокаливании составляют конституционную воду, и исключая из анализа состав серицита $K_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 2H_2O$, получаем соотношения компонентов, характерные для пирофиллита $Al_2O_3 \cdot 4SiO_2 \cdot H_2O$. При этом небольшой остаток SiO_2 против теоретического состава можно отнести к свободному кварцу ($1072 - 1056 = 16$ мол., что выражается в 1% SiO_2).

Листочки анализированного пирофиллита подверглись динамометаморфизму, что видно на микрофото (табл. IV, фото 2).

Пирофиллит обычно ассоциируется с зунитом и диаспором, но в отличие от серицита не замещает зунита и диаспора, а образует с ними

нормальные стыки, подчиняясь их ограничениям. В одном шлифе наблюдалось, что пирофиллит развился в промежутках между зернами андалузита, местами заместив последний (табл. II, фото 3). В другом случае

Таблица 2
Химический состав пирофиллита с месторождения Кабан I
(Химик-аналитик М. А. Шишковская)

| Компоненты | Вес. % | Условные содержания Н ₂ O ⁺ Н ₂ O ⁻ | Мол. кол. | Серицит | Мол. кол. в пирофиллите | Соотношение мол. |
|-------------------------------------|--------|--|-----------|---------|----------------------------|---------------------|
| SiO ₂ | 65,81 | — | 1096 | 24 | 1072 | 4,06 |
| Al ₂ O ₃ | 28,10 | — | 276 | 12 | 264 | 1 |
| MgO | Нет | — | — | — | — | — |
| NaO | 0,31 | — | 004 | 4 | — | — |
| K ₂ O | | | | | | |
| Потеря от прока- ливания | 5,80 | { 4,9 0,9 | 272 | 8 | 264 | 1 |
| Сумма . . . | 100,02 | | | | | |

пирофиллит обнаружен в серноколчеданной руде. Многочисленные листочки его окружают зерна пирита, нарастая на его гранях (табл. IX, фото 4). По отношению к хлоритоиду пирофиллит также ксеноморфен, но никаких признаков метасоматических взаимоотношений между этими двумя минералами не наблюдается. В шлифе из той же руды в листочках пирофиллита были определены при помощи федоровского столика $2V = (-)55^\circ, (-)50^\circ, (-)54^\circ$, что надежно отличает минерал как от серицита, так и от парагонита ($2V$ не выше $(-)40^\circ$). Однако здесь же тонкочешуйчатые агрегаты серицита образуют неправильные извилистые стыки с пирофиллитом. О возрастной последовательности обоих минералов можно судить, во-первых, на основании того факта, что серицит заполняет трещинки катаклаза в пирите, тогда как достоверный пирофиллит никогда не показывает таких отношений к пириту. Более того, местами наблюдался явный идиоморфизм пирофиллита относительно пирита (табл. IV, фото 1), свидетельствующий о более раннем появлении здесь пирофиллита, тогда как серицит заполняет трещинки в пирите. Наконец, наблюдались примеры пересечения жилками, сложенными из тонкочешуйчатого серицито-подобного минерала, не только зерен пирита и лейст хлоритоида, но и соседних листочков пирофиллита (табл. IX, фото 4).

Таким образом, наблюдающийся в шлифах серицит развился или подвергался переотложению позднее образования пирофиллита. В соответствии с этим пирофиллит имеет узколокальное, а серицит — более широкое распространение в различных разновидностях гипогенно осветленных пород и в разнообразных метаморфизованных породах вообще.

10. Р у т и л TiO₂ в качестве акцессорного минерала присутствует во всех описываемых парагенезисах.

Как видно из химического анализа зунитовой породы (табл. 8), весовое содержание рутила достигает в этой породе 2,46%. В шлифах из андалузитовых и диаспоровых пород содержание его кажется еще большим, хотя вряд ли превышает 5%. Произведенные химиком-аналитиком О. П. Острогорской химические определения показали содержание TiO₂ в двух штуфах андалузитовых пород из участка 3 — 2,01 и 3,24% по весу. Округлые и короткопризматические зерна рутила обладают характерной коричневой и желто-коричневой окраской в проходящем свете, высоким

рельефом и двупреломлением и прямым угасанием. При малых увеличениях зерна рутила кажутся непросвечивающими. Изредка встречаются характерные для рутила сердцевидные и коленчатые двойники. Вследствие своих малых размеров (0,005—0,015 мм) зерна рутила встречаются в виде включений в любом из сопровождающих минералов, в том числе и в пирите, в котором они наблюдаются в полированных шлифах. Рутил идиобластичен по отношению ко всем остальным минералам. Распределение его в породах более или менее равномерное, но в серицитовых сланцах зерна его нередко группируются в полоски и цепочки, параллельные сланцеватости.

В хлоритоидсодержащей колчеданной руде, как и в зуниитовых породах, скопления рутила располагаются нередко около зерен пирита. В отраженном свете рутил прекрасно различается среди сульфидов благодаря светлосерому цвету и анизотропии. Возможно, что зерна рутила образовались на месте титанита, рассеянного в виде таких же мелких зерен в массе окружающих туфов и альбитизированных порфиритов.

Как видим из описания горных пород, ореолы распространения рутила около участков описываемой минерализации шире, чем у какого-либо иного из описываемых нерудных минералов. Из опыта наблюдений учтено, что появление в породах рутила, вместо титанита, служит характерным признаком возможного появления поблизости сначала барита, флюорита, затем топаза, зуниита и других минералов, характерных для вторичных кварцитов.

11. Серицит $(K,Na)Al_2[OH]_2[AlSi_3O_{10}]$ является обычным поsterиорным минералом в зуниитовых, а также в некоторых зуниитодиапоровых породах и вторичных кварцитах. Для отличия его от пиррофиллита в редких случаях удается использовать малую величину угла оптических осей серицита, так как листочки последнего очень малы (0,01—0,1 мм). Картина едва расходящихся гипербол наблюдалась иногда через коноскоп. Однако присутствие серицита в зуниитовой породе указывается и кривой нагревания (эндотермические остановки при 555 и 840°, фиг. 4 и 5), а также химическим анализом. Содержание щелочей в зуниитовой породе следующее: $Na_2O = 1,42\%$ и $K_2O = 3,00\%$ (табл. 8), что при отсутствии других минералов, содержащих щелочи, указывает на наличие в породе мусковита и, может быть, подчиненного парагонита. Поскольку парагонит никогда не удается различать по оптическим свойствам среди серицита, то, может быть, парагонитовая частица входит здесь изоморфно в состав последнего.

Мелкочешуйчатый серицит замещает следующие минералы, перечисленные приблизительно в порядке уменьшения наблюдаемой интенсивности замещения: зуниит, хлоритоид, топаз, андалузит, барит. Замещение зуниита нередко бывает сплошным, и присутствие этого минерала в первоначальной породе узнается лишь по треугольным агрегатам серицита среди диапора (табл. IV, фото 3). Обычно замещаются лишь более внутренние зоны кристаллов зуниита.

В большинстве случаев (табл. V, фото 3 и 4) листочки серицита обнаруживают субпараллельное расположение, намечая этим сланцеватую текстуру породы. Следовательно, большая часть серицита появилась (или же претерпела перекристаллизацию) при процессах динамометаморфизма. Однако во многих случаях наблюдались обособления зуниита и серицита среди преобладающего агрегата кварца, в которых серицит лишь цементировал зерна зуниита без признаков замещения последнего. Вполне вероятно, что это — первично-гидротермальный серицит.

Наблюдались местами чешуйки серицита и внутри кристаллов пирита, включенных в андалузите. Это, по видимому, тоже реликтовый первично-гипогенный серицит.

Оптические свойства серицита известны, и в данном исследовании, посвященном более редким минералам, они специально не изучались; измерены лишь показатели преломления серицита. В ассоциации с зуниитом мелкочешуйчатый минерал имеет $Ng' = 1,582$ (определение Н. С. Вергушковой, Шлиховая лаборатория УГГУ). В ассоциации с топазом серицит обладает светопреломлением в дневном свете: $Ng = 1,588$, $Np = 1,560$ (определение А. А. Филимоновой, ИГН АН СССР).

По светопреломлению минерал сходен с недавно изученным серицитом из вторичных кварцитов Коунрада (Белянкин, Веселовская и Петров, 1949). В химическом составе серицита из Коунрада определено: мусковитовой частицы 80—85%, парагонитовой частицы 10—15% и железисто-мусковитовой 5—7%.

Серицит слагает нередко до 70—80% объема породы, образуя серицитовые сланцы, связанные постепенными переходами с серицито-зуниитовыми породами и вторичными кварцитами из преобладающего кварца.

В различных разновидностях алюмосилицитов района парагенетическими спутниками серицита являются здесь: рутил (всегда), зуниит, топаз, хлоритоид и пиррофиллит.

Кривая нагревания зуниитсодержащего серицитового сланца дается на фиг. 5. Она характеризуется отчетливыми эндотермическими остановками при 555 и 830°.

12. Т о п а з $[Al(F,OH)_2] \cdot AlSiO_4$ встречен в рассеянном виде в керне скважины участка 3, где в количестве 10—20% он находится в серицитовом сланце; наряду с ним среди преобладающего мелкочешуйчатого серицита имеются редкие зерна пирита и многочисленные мелкие зернышки рутила. Зерна топаза имеют здесь грубопризматический габитус с длиной призм 0,1—0,3 мм. Различается редкая, но отчетливая спайность поперек удлинения зерен (по третьему пинакоиду). В шлифах на разрезах, параллельных этой спайности ($\perp Ng$), можно наблюдать развитие граней как призмы (110), так изредка и второго пинакоида (010). Чаще всего такие разрезы имеют ромбовидные очертания, причем плоскость оптических осей располагается вдоль длинной диагонали ромба, что указывает на развитие граней (120). Базопинакоид сужен развитием бипирамид.

В проходящем свете при одном николе минерал прозрачен и бесцветен. В скрещенных николях проявляются следующие свойства: удлинение положительное, угасание прямое относительно как удлинения, так и спайности ($\perp Np : c = 0^\circ$). $2V$, измеренный на федоровском столике, колебался для разных зерен от (+)38° до (+)51°, что указывает на переменность состава топаза, т. е., повидимому, на колебание отношения $F : (OH)$ в его составе. Более подробное и кропотливое изучение минерала на федоровском столике показало, что $2V$ во внутренних зонах зерен топаза больше, чем во внешних. Так, в шлифе из участка 3 получено:

| | 1-е зерно | 2-е зерно | 3-е зерно |
|--------------------------------|-----------|-----------|-----------|
| 2 E. Внешняя зона | (+)39° | (+)41° | (+)45° |
| 2 E. Внутренняя зона | (+)46° | (+)47° | (+)51° |

Замеры производились по выходам обеих осей с сегментами, у которых $n = 1,648$.

Границы между зонами не отчетливы, и зональность выражается лишь в волнистом угасании при вращении оси столика. Так как $2V$ в топазе возрастает пропорционально увеличению содержания F за счет уменьшения содержания гидроксильной группы, то можно заключить, что центральные части кристаллов топаза более богаты фтором, чем периферические.

Показатели преломления в иммерсионных жидкостях для дневного света имеют также неодинаковую величину для различных зерен. По изме-

рениям Н. С. Вертушковой (в Шлиховой лаборатории УГГУ) $Ng' = 1,630$, $Np' = 1,624$, откуда, считая, что $Ng = 1,631$, $Np = 1,623$, получаем для двупреломления $Ng - Np = 0,008$.

По измерениям показателей преломления, произведенным А. А. Филимоновой, $Ng = 1,638$, $Np = 1,630$, откуда $Ng - Np = 0,008$. По светопреломлению этот топаз оказывается тождественным недавно открытому на руднике Бревен в Южной Каролине низкофтористому топазу, с содержанием $H_2O = 2,67$, $F = 13,23$ и уд. весом 3,499, $(+)2V = 45-48^\circ$, $\rho > \nu$ (Pardee, Glass and Stevens, 1937). Судя по оптическим свойствам минерала, на Кабанском месторождении распространены топазы с еще меньшим содержанием фтора в их составе.

Содержание топаза в некоторых шлифах из вторичных кварцитов достигает 40—60%. Кроме призматических кристалликов различной величины, здесь наблюдаются сферолиты и полусферолиты топаза (табл. VIII, фото 2). В них кристаллы имеют тонкопризматический габитус, $2V$ по нескольким замерам = $(+)50-55^\circ$.

Небольшой угол оптических осей топазов Кабанского участка привел сначала к ошибочному определению минерала как барита, для которого $2V$ также колеблется от $(+)37-38^\circ$ до $(+)44^\circ$. Только дальнейшие кропотливые исследования выявили истину, установив следующие диагностические отличия его от барита:

1. Отсутствие решетки спайности, которая у типичных баритов должна наблюдаться в шлифах в любом сечении (при крупных увеличениях микроскопа).
 2. Более низкие показатели светопреломления, чем у барита, для которого $Np = 1,636$, $Ng = 1,648$, или для стронциобарита $Ng = 1,643-1,645$.
 3. Двупреломление, заметно меньшее, чем у барита, отвечающее обычному двупреломлению топаза, что легко заметить в шлифах из вторичных кварцитов, где двупреломление кварца всегда ниже, чем у барита, и несколько выше, чем у топаза.
 4. Меньший удельный вес топаза: минерал всплывает в жидкости Клеричи, которая имеет $d = 4,2$ (у топаза $d = 3,4-3,6$), тогда как барит ($d = 4,3-4,6$) тонет в ней.
- Методом взвешенного состояния в разбавленной жидкости Клеричи удельный вес минерала определен нами как 3,43—3,46.

Для большей уверенности в правильности определения минерала из небольшого образца топазо-серицитовый породы с участка 3 (описанной в п. 4) было извлечено 0,025 г почти мономинерального порошка (в смеси с пиритом). Неподный анализ, выполненный В. А. Молевой (Лаборатория ИГН АН СССР), показал:

| | г | Мол. кол. |
|---------------------|--------|-----------|
| SiO_2 | 0,0065 | 108 |
| Al_2O_3 | 0,0120 | 117 |
| Fe_2O_3 | 0,0035 | 007 |
| S | 0,0020 | 062 |

Как видим, минерал относится к силикату с отношением $Al_2O_3 : SiO_2$ почти, как у топаза.

Подобно зунитиу, топаз проявляет местами тенденцию к образованию почти мономинеральных агрегатов с присутствием подчиненного серицита и акцессорных рутила и пирита. Во вторичных кварцитах из преобладающего кварца топаз идиоморфен по отношению к кварцу. Его кристаллы здесь заметно пелитизированы и представляются буроватыми в проходящем свете.

Стыки пирита и топаза наблюдались редко. Иногда топаз и пирит ассоциируются друг с другом, слагая неправильные петли, ядра которых сложены мозаикой зерен кварца. Зерна пирита здесь то идиоморфны, то ксеноморфны относительно топаза, что указывает на почти одновременную кристаллизацию (табл. VII, фото 1) этих минералов.

13. Флюорит CaF_2 обнаружен нами в немногих шлифах. В одном случае флюорит находится в серицитовом сланце и образует

неправильные мелкие (0,02—0,03 мм) зерна и агрегаты (до 0,1 мм). Листочки серицита обрастают вокруг зерен флюорита и частично проникают в агрегаты их вдоль трещинок. По своему общему рисунку распределение флюорита напоминает здесь микропестельчатую сетку, пересеченную листочками позднее развившегося серицита (табл. IX, фото 1). В остальных случаях флюорит образует прерывистые микрожилки толщиной до 0,01 мм среди неравномернозернистой мозаики кварца во вторичном кварците (табл. VIII, фото 3) и реже единичные неправильные зерна. Микрожилки подверглись смещениям. Минерал изотропен, обладает резким отрицательным рельефом. При одном николе показывает характерную для низкотемпературных флюоритов светлофиолетовую окраску и типичную пересекающуюся спайность.

Во всех случаях совместно с флюоритом присутствуют рутил и пирит, а во вторичных кварцитах в шлифах с флюоритом наблюдался также барит.

В своем расположении флюорит тяготеет к периферии минерализованных участков.

14. Хлоритоид $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{Al}_2[\text{OH}]_2[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}] \cdot \text{Fe}[\text{OH}]_2$ обнаружен на одном участке среди колчеданной руды в качестве преобладающего нерудного минерала (кроме него, присутствуют листочки пиррофиллита, тонкочешуйчатые агрегаты серицита, редкие зерна кварца и многочисленные зернышки аксессуарного рутила).

Таблички хлоритоида (длина 0,2—0,5 мм) равномерно рассеяны среди массы пирита, имея различную ориентировку и являясь строго идиоморфными по отношению к последнему. Встречаются включения хлоритоида и в центральной части кристаллов пирита, причем размеры включенных идиобласт меньше, чем остальных зерен хлоритоида (табл. IX, фото 3).

В отраженном свете видно, что хлоритоид и пирит обладают ровной границей без признаков взаимного замещения (табл. X, фото 1 и 2).

Аналогичны взаимоотношения хлоритоида и пиррофиллита, в листочках которого местами включены более мелкие зерна хлоритоида.

Тонкочешуйчатые скопления серицита располагаются между зернами пирита и хлоритоида, местами замещающая последний. Серицитом заполнены трещинки не только в пирите, но и в хлоритоиде и пиррофиллите (табл. IX, фото 4). Идиоморфные зерна рутила включены внутри зерен хлоритоида, как и в остальных минералах. Контакты хлоритоида с редко встречавшимися зернами кварца также ровные и резкие.

Пирит в ассоциации с хлоритоидом зональный. При крупных увеличениях в пирите, кроме включений хлоритоида и пиррофиллита (?), различаются мельчайшие округлые включения борнита и более неправильные включения халькопирита.

Хлоритоид обладает высоким положительным рельефом по отношению к канадскому бальзаму и слабо плеохроичен: Ng' светлозеленый, Np' светложелтый. Поляризационная окраска достигает желтых и оранжевых тонов 1-го порядка.

Измеренные в иммерсионных жидкостях показатели преломления в дневном свете $\text{Nm} > 1,718 > \text{Np}$. Вдоль удлинения в минерале отмечается хорошая спайность, но менее совершенная, чем у слюды и хлоритов. Угасание относительно спайности и удлинения — косое: $\text{Np} : c = 2-10^\circ$. Характер удлинения отрицательный. Наблюдаются полисинтетические двойники. Минерал с первого взгляда можно было принять ошибочно за клиноцоизит, с которым он сходен по габитусу, косым углам угасания, светопреломлению и дупреломлению.

Однако детальное исследование минерала на федоровском столике выявляет существенные диагностические отличия.

1. Удлинение минерала всегда отрицательное, т. е. наибольшая ось оптической индикатрисы близка к \perp относительно удлинения и главной спайности; у клиноцоизита же поперек совершенной (базальной) спайности располагается Np .

2. Двупреломление, измеренное при помощи компенсатора Берека как 0,011—0,013, оказалось выше, чем соответствует клиноцонизиту с подобными показателями преломления; плеохроизм также не характерен для этого клиноцонизита.

3. На разрезах, параллельных совершенной спайности, в минерале обнаружена слабо выраженная перекрещивающаяся спайность с углом пересечения следов ее от 40 до 60°.

4. Замеры углов между кристаллооптическими элементами и трещинами спайности оказались такими: угол Ng с перпендикуляром к совершенной спайности колеблется для разных зерен от 8 до 24°. Следовательно, плоскость NmNp индикатрисы не совпадает с плоскостью совершенной спайности. В свою очередь, плоскость NgNp образует разные углы (хотя и близкие) с каждой из пересекающихся несовершенных спайностей и не дает прямого угла с совершенной спайностью. Следовательно, минерал является не моноклиническим, как клиноцонизит, а триклиническим.

5. Угол оптических осей меняется в разных зернах от (+) 60° до (+) 80°, причем в красном свете на 3—4° больше, чем в синем, т. е. $\rho > \nu$. В одном из шлифов по выходам обеих осей измерены $2V = (+) 58^\circ, (+) 76^\circ, (+) 77^\circ, (+) 80^\circ$.

6. Полисинтетические двойники, наблюдающиеся в минерале, не характерны для группы эпидота-клиноцонизита.

При помощи тяжелой жидкости Клеричи удалось отделить небольшую порцию минерала, растворить в HNO_3 остатки пирита и удалить их.

Результаты неполного химического анализа этой мономинеральной фракции таковы (в %):

| SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | CaO | MgO | Fe ₂ O ₃ | Сумма |
|------------------|--------------------------------|-----|-----|-----|--------------------------------|-------|
| 25 | 41 | 16 | 2,5 | 2 | 0,5 | 87 |

Как видим, содержание CaO вместо 24%, содержащихся в клиноцонизите, с соответствующим данному светопреломлению составом, в описываемом минерале достигает лишь 2,5%, тогда как 16% FeO при полученном соотношении других окислов определенно указывает на принадлежность минерала к группе хлоритоида.

Значительно позднее данного исследования кусочек колчеданной руды с хлоритоидом был растерт в агатовой ступке, и часть его с диаметром зерен 0,05—0,1 мм подверглась разделению электромагнитом. Хлоритоид оказался гораздо более электромагнитным, чем пирит и остальные минералы. После обработки электромагнитной фракции в HNO_3 для растворения пирита порошок ее при исследовании под микроскопом состоял лишь из зерен хлоритоида с единичными непрозрачными включениями.

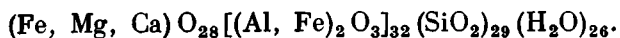
Химический анализ этого порошка, произведенный химиком-аналитиком ИГН АН СССР А. И. Покровской, дал такие результаты (табл. 3).

Таблица 3

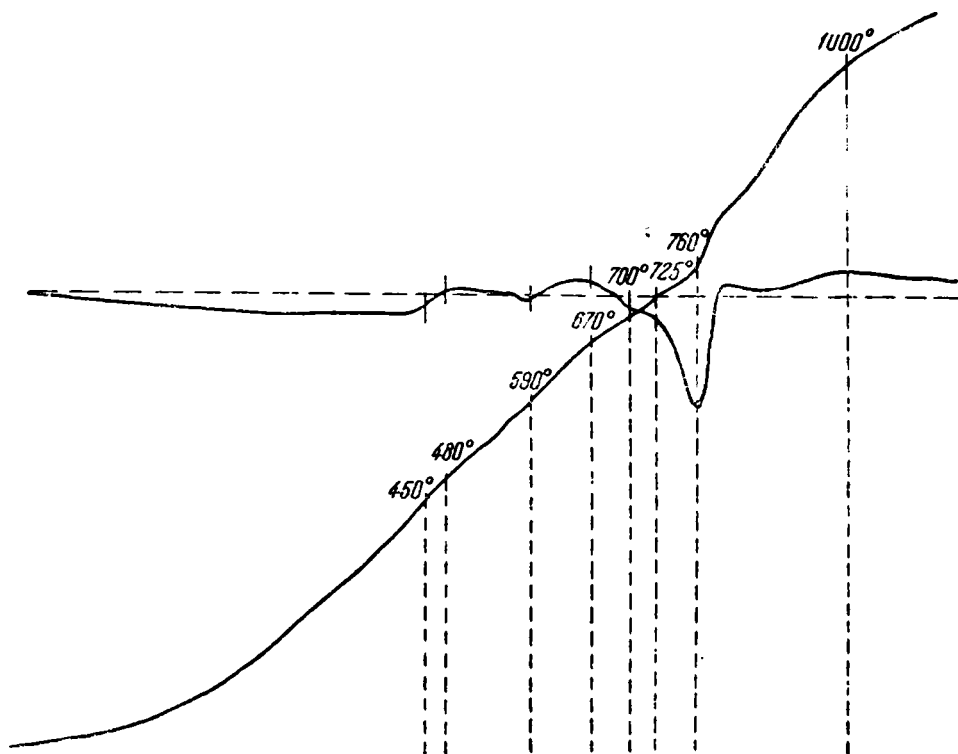
Химический состав хлоритоидной фракции из серноколчеданной руды

| Компоненты | Вес. % | Мол. кол. | Пирит | Серпигит | Остаток (хлоритоид) | |
|--------------------------------------|--------|-----------|-------|----------|---------------------|-----|
| SiO ₂ | 24,56 | 409 | — | 072 | 337 | 337 |
| Al ₂ O ₃ | 41,62 | 408 | — | 036 | 372 | 386 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,26 | 014 | — | — | 014 | |
| FeO | 22,11 | 307 | 008 | — | 299 | 353 |
| MgO | 2,10 | 052 | — | — | 052 | |
| CaO | 0,12 | 002 | — | — | 002 | |
| Na ₂ O + K ₂ O | 1,08 | 012 | — | 012 | — | |
| S | 0,50 | 016 | 016 | — | — | |
| H ₂ O ⁺ | 5,12 | 339 | — | 024 | 315 | 315 |
| Сумма | 99,43 | | | | | |

После исключения из состава соответствующих количеств пирита и серицита остаток выражается эмпирической формулой



Эта формула близко соответствует составу хлоритоида, причем значительное содержание MgO в минерале позволяет относить его к той разновидности, которая получила название сисмондина.



Фиг. 7. Кривая нагревания хлоритоида (мономинеральный порошок).
Кабанское месторождение (участок 3)

Удельный вес минерала, определенный методом взвешенного состояния в жидкости Клеричи нескольких наиболее чистых зерен, оказался равным 3,38—3,42.

В Лаборатории экспериментальных исследований лаборантом Н. А. Соловьевой под руководством ст. научн. сотрудника А. И. Цветкова была получена кривая нагревания описанного здесь хлоритоида (фиг. 7), характеризующаяся резко выраженной эндотермической остановкой при 760° и заметным эндотермическим эффектом при 590°.

В хлоритоидо-пиритовой породе листочки хлоритоида обладают волнистым угасанием, а некоторые из них изогнуты и в сильной степени замещены позднейшим серицитом.

Хлоритоид в виде одного зерна попался также в зунитовой породе из участка *E* (см. петрографическое описание, п. 10). Хлоритоид на Кabanском месторождении, как парагенетически связанный с пиррофиллитом и слабо катаклазированным зональным пиритом, должен считаться пер-

вично-гипогенным минералом гидротермально-метасоматического происхождения, подобно хлоритоиду в других сходных комплексах (Gustafson, 1946) в отличие от хлоритоида как метаморфического минерала эпизоны.

Общая характеристика минералов

Ограничиваясь этой минералогической сводкой состава высокоглиноземистых пород и вторичных кварцитов, подчеркнем некоторые общие черты химического состава и свойств минералов.

В химическом составе минералов прежде всего бросается в глаза наличие так называемых минерализаторов — F, Cl, S, P, H₂O (в зуниите, топазе, апатите, флюорите, пирите). Этим важным обстоятельством намечается участие пневматолитических агентов в генезисе минералов.

Другая характерная черта химического состава минералов — его относительная простота, выражающаяся в небольшом числе слагающих компонентов. В самом деле, в составе кварца, корунда, диаспора, андалузита, топаза, зуниита и пирофиллита, кроме летучих, участвуют только SiO₂ и Al₂O₃, соединяющиеся между собой и с некоторыми из летучих. При этом следует подчеркнуть высокоглиноземистость некоторых минералов и слагаемых ими пород — корундо-андалузитовых, диаспоровых, зуниитовых. Более основные компоненты присоединяются к вышеуказанным только в редких минералах (FeO в хлоритоиде) или же в постериорных образованиях (K₂O и Na₂O в слюдах). Остальные компоненты представлены отдельными минералами довольно простого состава, хотя и различных минералогических классов, например: окислами (рутил), сульфатами (барит), фосфатами (apatит), галогенидами (флюорит), сульфидами (пирит) и др. Как видим, несмотря на разнообразие представленных минеральных классов, число компонентов в физико-химическом их понимании не превышает общего числа минералов, сложенных ими. Такая относительная простота химического состава минералов облегчает рассмотрение их парагенезисов с точки зрения минералогического правила фаз (Коржинский, 1936, 1942).

С кристаллохимической стороны любопытной чертой является преобладающая октаэдрическая координация (K—6) по отношению к кислороду для амфотерных Al и Ti. Четверная координация сохраняется лишь для некоторой части алюминия в зуниите, хлоритоиде и сериците, которые, следовательно, можно назвать алюмосиликатами алюминия. В других силикатах (топаз, андалузит, пирофиллит) алюминий уже не замещает кремния в кислородных тетраэдрах. Эти минералы должны считаться силикатами алюминия, а не алюмосиликатами (Соболев, 1949).

Что касается физических и химических свойств минералов, то здесь должны быть отмечены такие общие их черты:

1. Высокая термическая стойкость породообразующих минералов и сложенных ими пород (корундо-андалузитовых, диаспоровых, топазовых, зуниитовых) в связи с высоким содержанием глинозема и отсутствием других оснований в этих минералах (при известных свойствах диаграммы состояния Al₂O₃ — SiO₂ с изменением температуры). Этим обстоятельством определяется возможность применения пород как высокоглиноземистых огнеупоров.

2. Значительная твердость главных породообразующих минералов (корунд 9, топаз 8, андалузит 7,5, зуниит 7, диаспор 6,5—7, кварц 7), постепенно понижающаяся в рассеянных минералах (рутил 6,5—6, пирит 6,5—6, апатит 5, флюорит 4, барит 3,5—2,5, серицит 2, пирофиллит 1)¹.

¹ Как видим, шкала Мооса с достаточной полнотой представлена описанными минералами.

Присутствие корунда открывает перспективы использования корундо-андалузитовых пород и в качестве абразивного материала.

3. Нерастворимость корунда, андалузита, диаспора, топаза, кварца, рутила, зуниита в обычных технических кислотах и другие черты химической стойкости минералов.

Указанными признаками определяется практический интерес к скоплениям подобных минералов как к высокоглиноземистому (химическому, огнеупорному и абразивному) сырью.

Признаки подобной минерализации были впервые указаны Н. Н. Наковником в 1933 г. для Северного Урала (Наковник, 1933) и затем в заметке того же автора в 1943 г. (Наковник, 1943), обнаружившего пирофиллит, диаспор и топаз во вмещающих породах Красноуральских колчеданных месторождений. С обнаружением этих же минералов и, кроме того, андалузита, корунда, зуниита, хлоритоида и флюорита в Кабанских колчеданных месторождениях аналогия уральских гипогенно осветленных пород с высокоглиноземистыми кварцитами Казахстана становится теперь достаточно очевидной.

Глава IV

ТИПЫ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ В АЛЮМОСИЛИЦИТАХ И ПОВЕДЕНИЕ КОМПОНЕНТОВ ПРИ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИИ

1. О понятиях «минеральная ассоциация» и «парагенезис»

Под минеральной ассоциацией мы будем понимать сочетание тех минералов горной породы, которые не только образуют непосредственные стыки друг с другом, но и характеризуются одним лишь типом генетических взаимоотношений, отражающихся в одинаковых структурных связях минералов. В этом смысле два любых соприкасающихся минерала могут составить минеральную ассоциацию, хотя число членов ассоциации может быть и больше двух. Поскольку один и тот же минерал может находиться в существенно разных генетических взаимоотношениях с соседними минералами, постольку он может входить в разные минеральные ассоциации и, следовательно, выполнять роль связующего звена между ними. В некоторых случаях бывает целесообразным выделять ту или иную группу минеральных ассоциаций, более тесно связанных друг с другом. Цель выявления минеральных ассоциаций в горной породе заключается в том, чтобы различать действие нескольких минералообразующих процессов, определить их естественную последовательность во времени и оценить их относительную пороодообразующую роль.

При таком определении понятие «минеральная ассоциация» (или даже — «группа минеральных ассоциаций») является гораздо более узким, чем понятие «минеральный состав горной породы». Последний в общем случае (в породах метаморфических и в особенности метасоматического происхождения) слагается многими минеральными ассоциациями, часть которых может принадлежать к разным типам. Минеральный состав данной породы мог появиться также в результате многих последовательных процессов. Поэтому расширение понятия «минеральная ассоциация» до простой совокупности соприкасающихся минералов нецелесообразно; такое понятие в некоторых случаях окажется тождественным понятию «минеральный состав» породы.

Обособленные друг от друга ассоциации разных минералов, где взаимоотношения последних обусловлены одинаковыми способами минералообразования, должны считаться однотипными, хотя структурные связи

минералов в каждой из этих ассоциаций могут несколько варьировать в деталях и с формально описательной стороны считаться различными. Так, можно различать друг от друга типы ассоциаций: неполного замещения, последовательного метасоматического отложения, выполнения пустот, эвтектических сростаний, распада твердых растворов и т. д. Следовательно, число типов минеральных ассоциаций в изучаемой горной породе определяется количеством различаемых генетических соотношений между минералами, хотя количество самих ассоциаций может оказаться и обычно бывает значительно ббльшим.

С другой стороны, сочетания из совершенно одинаковых минералов иногда могут принадлежать к минеральным ассоциациям совершенно разных типов. Таковы, например, описываемые ниже р а з н о т и п н ы е ассоциации андалузита и пирита, андалузита и диаспора, кварца и топаза, кварца и зуннита, серицита и зуннита и др.

От понятия «минеральная ассоциация» в нашей трактовке следует отличать понятие «минеральный парагенезис». В результате работ советских минералогов — Д. С. Коржинского (1936, 1940, 1946, 1947, 1948), А. Г. Бетехтина (1949) — под минеральным парагенезисом надо понимать соответственное сочетание лишь таких минералов, которые образовались в условиях одной и той же физико-химической системы и в результате одной или ряда связанных друг с другом химических реакций. Иными словами, члены минерального парагенезиса являются конденсированными и равновесными друг с другом фазами естественной физико-химической системы. Из этого возникает необходимость различать при петрографическом исследовании среди минеральных ассоциаций так называемые «равновесные ассоциации», в которых существенные структурные признаки свидетельствуют о достигнутом физико-химическом равновесии между минералами. Однако понятие «минеральный парагенезис» по объему шире, чем понятие «равновесная минеральная ассоциация», так как в состав одного парагенезиса могут входить иногда равновесные ассоциации разных типов, примеры чего описываются ниже. С другой стороны, объем понятия «минеральный парагенезис» должен считаться более узким сравнительно с объемом понятия «минеральный состав» горной породы. В последнем могут быть заключены как равновесные, так и неравновесные минеральные ассоциации. Кроме того, даже в изверженных породах, т. е. в породах, появившихся в результате кристаллизации расплава, с течением времени появляются все новые и новые парагенезисы в связи с гистерогенными процессами, региональным или локальным метаморфизмом, супергенным разложением и т. д.

Задача настоящей главы — классифицировать встречающиеся в описанных породах минеральные ассоциации и соответствующие способы их появления, а также выявить минеральные парагенезисы. В результате этого можно будет характеризовать поведение ряда компонентов при минералообразовании.

2. Замещение минералов друг другом

Различаемые в шлифах признаки замещения минералов друг другом следует относить к разным стадиям формирования горных пород.

Стадия первично-гипогенного замещения вулканических пород новыми минеральными ассоциациями отмечается лишь в редких случаях. Так, в шлифах кристаллокластических туфов видно, что обломки плагиоклаза полностью исчезли, будучи замещены кристаллическими метасомами зуннита; обломки же кварца сохранились в первоначальном количестве (табл. IX, фото 2). В соседних участках зерна в туфах, наряду с кристаллами зуннита, встречаются обособленные кристаллики топаза. Это —

примеры неполного и, повидимому, избирательного замещения первоначальной вулканической породы галоидсодержащими силикатами. В других случаях промежуточные стадии такого замещения не сохранились. Однако местами видны прямоугольные очертания мелкозернистых агрегатов из зуннита с подчиненным серицитом и пиритом, образовавшихся, повидимому, из кристаллов плагиоклаза (табл. VI, фото 3). Лейстовидные псевдоморфозы из зерен кварца с чешуйками серицита по кристаллам плагиоклаза довольно часто встречаются в собственно вторичных кварцитах. В этих породах различаются также и реликтовые пирокластические структуры. В более высокоглиноземистых породах реликтовые структуры с уверенностью уже не констатируются. Можно допускать лишь с некоторой долей вероятности, что равномерно рассеянные зернышки рутила соответствуют хлопьевидным скоплениям титанита, которые наблюдаются в равномерном распределении в зеленокаменных породах. Некоторые зерна пирита высокоглиноземистых пород, вероятно, образовались на месте рудных зерен (гематита, магнетита, титаномагнетита) первоначального порфирита или туфа.

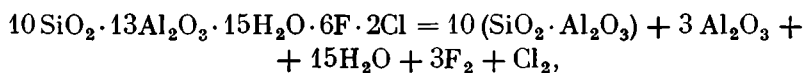
Итак, первично-гипогенное замещение вулканических пород в минерализованных участках характеризуется, как правило, законченностью. Ассоциации замещавшегося минерала с минералом-заместителем почти не встречается, и единственным реликтом первоначального минералогического состава вулканической породы оказывается кварц.

Более отчетливые признаки метасоматических взаимоотношений наблюдаются у вновь образовавшихся минералов. Так, зуннит, топаз, андалузит, хлоритоид и пирофиллит замещаются серицитом. Корунд в редких случаях соприкосновения его с диаспором обнаруживает признаки замещения последним. Пирофиллит местами развивается в зернах андалузита. Диаспор совместно с пирофиллитом и неопределенным изотропным минералом образует жилки замещения в андалузите (табл. II, фото 3). Все это — примеры так называемого гистерогенного замещения, связанного с затуханием минерализации, если не считать распространенных случаев метаморфического образования серицита.

Заслуживает внимания позднейшее развитие андалузита в уже сформированных зуннито-диаспоровых (табл. I, фото 1) или пирофиллито-диаспоровых (табл. II, фото 2) породах. При этом и серицит, и пирофиллит замещаются полностью андалузитом, сохраняясь лишь в виде «бронированных» включений в зернах пирита; кристаллы зуннита подвергаются обычно лишь частичному замещению андалузитом, а лейсты диаспора наряду с зернами пирита сохраняют свои первоначальные очертания и расположение, оставаясь в виде устойчивых реликтов, включенных в андалузит. Местами около корродированных зерен зуннита в замещающем андалузите удается наблюдать и зерна вновь образованного корунда.

Как видим, в этих случаях возрастные отношения между минералами совершенно обратные, чем в упомянутых примерах гистерогенного замещения. Безводный силикат алюминия (андалузит) здесь развивается в результате замещения силикатов, содержащих в своем составе воду и другие летучие (серицит, пирофиллит, зуннит).

Элементарные термохимические познания подсказывают, что было бы неправильным объяснять такое превращение понижением температуры. Написав, например, уравнение



т. е. 2 зуннит = 10 андалузит + 3 корунд + летучие, видим, что реакция происходит с выделениями воды и галоидов и поэтому должна

вызываться не понижением, а повышением температуры в окружающей среде.

Так как естественный ход гипогенного минералообразования сопровождается понижением температуры то рассмотренные превращения являются необычными. Как видим, в керне скважины на участке 3 они наблюдались приблизительно на границе двух зон хорошо выраженного ореола минерализации — корундо-андалузитовой и диаспоро-пирофиллитовой. Отсюда можно заключить, что более центральная и высокотемпературная (корундо-андалузитовая) зона разрасталась за счет более периферической и низкотемпературной (диаспоро-пирофиллитовой) зоны. Процесс протекал на каком-то небольшом протяжении до тех пор, пока естественное падение температуры не остановило его; тогда, в свою очередь, сформировавшийся корунд стал кое-где замещаться диаспором, а андалузит — пирофиллитом как редкими гистерогенными минералами.

Таким образом, на границах двух зон получается переплетение парагенезисов, соответствующих различным температурным стадиям породообразующего метасоматизма. При этом, кроме ассоциаций, в которых минерал-заместитель образует характерные стыки с остатками замещаемого минерала, здесь выявляется и более редкий тип минеральных ассоциаций. Это тот случай, когда часть минералов из более раннего парагенезиса, например пирит + диаспор, сохраняется без признаков замещения в виде устойчивых реликтов внутри минералов нового парагенезиса. Лишь некоторые детали структуры (например тонкие «заливы» андалузита, заместившие ранее включенную в пирите пластинку пирофиллита) выдают истинные возрастные отношения реликтового пирита и вновь образовавшегося андалузита.

Имеются и другие аналогичные примеры. К ним можно отнести, например, метасоматическое развитие зуннита или топаза в существенно-кварцевой породе с образованием микропетельчатых текстур или развитие диаспоро-пирофиллитового агрегата среди серицито-зуннитовой породы.

Рассмотренные примеры показывают также, насколько ошибочным было бы связывать все различаемые замещения в один последовательный ряд образования минералов, управляемый, например, падением температуры. Между тем, такая схематизация сложных минеральных взаимоотношений, опирающаяся часто на односторонний учет лишь гистерогенных замещений, имеет место во многих работах и в особенности у иностранных исследователей (Stuckey, 1925; Kerr, 1932; Odman, 1938).

Остается еще отметить замещения, обусловленные региональным метаморфизмом. Из продуктов метаморфизма в описанных породах отмечаются лишь серицит и кварц. Развития хлорита можно было бы ожидать лишь за счет хлоритоида как единственного минерала с заметным содержанием магния; однако и в хлоритоиде можно заметить лишь чешуйки серицита. Явные примеры замещения серицитом кристаллов зуннита изображены на табл. IV, фото 3 и табл. V, фото 2. Топаз и андалузит местами также пронизаны чешуйками серицита. Микроскопические жилки тонкочешуйчатого серицита проникают даже внутрь листочков пирофиллита. Однако, как уже отмечалось, нет никакой уверенности в том, что масса серицита, заполняющая промежутки между зернами зуннита или топаза, или слагающая оторочки вокруг сульфидных зерен (табл. I, фото 1, 2, 3), имеет регионально-метаморфическое происхождение. Чешуйки же серицита, сохранившиеся в виде включений в зернах пирита среди позднейшего андалузита, образовались, несомненно, вместе с пиритом еще в стадию породообразующего метаморфизма.

Еще труднее различать признаки метаморфических реакций между кварцем и описанными минералами. Подобно агрегатам серицита, главная масса кварца претерпела регионально-метаморфическую перекристаллизацию, причем образовались характерные для метаморфизованных пород гетеробластические структуры (табл. VIII, фото 3б).

В таких существенно кварцевых породах местами наблюдаются неровные границы между зунитом и кварцем, топазом и кварцем, флюоритом и кварцем. В шлифах из пород участка А отмечены ситовидные сростания кристаллов зунита с округлыми зернами кварца. Остается все же неясным, происходило ли здесь замещение зунита кварцем, или, наоборот, имело место метасоматическое развитие зунита между зернами кварца с пойкилитическим захватом последних, или, наконец, происходило одновременное замещение кварцем и зунитом первичной породы.

Неровные границы кварца с топазом наблюдались лишь в тех местах, где кристаллы топаза подверглись предварительному катакластическому дроблению с дальнейшей цементацией обрывков топаза перекристаллизовавшимся кварцем. В массе перекристаллизованного кварца даже тончайшие жилки флюорита сохраняют обычно непрерывность, подвергаясь лишь небольшим смещениям (табл. VIII, фото 3).

Таким образом, нет никаких убедительных доказательств того, чтобы зунит, топаз, флюорит и хлоритоид замещались кварцем в результате метаморфизма, хотя фрагменты их и могут цементироваться перекристаллизованным кварцем. Это означает, что все перечисленные минералы вполне могут сохраняться в качестве устойчивых реликтов во вторичных кварцитах, подвергавшихся динамометаморфизму. Лишь крайняя степень катаклаза этих минералов может затруднить обнаружение их в шлифах из существенно кварцевых пород.

Мы рассмотрели явления метасоматического замещения на разных стадиях формирования горных пород. Особенностью метасоматизма является неодинаковое поведение компонентов, слагающих состав того или иного минерала. Так, кремний и алюминий (или компоненты SiO_2 и Al_2O_3) в описанных примерах замещения всегда переходят из состава замещенного минерала в состав заместителя, хотя количественные соотношения их и меняются. Другие же компоненты или выносятся в растворах (например H_2O , F, Cl, при замещении зунита андалузитом) или, наоборот, появляются в составе заместившего минерала (например H_2O , при замещении андалузита серицитом или пирофиллитом и корунда — диаспором). В случае образования зунита за счет обломков плагиоклаза в туфах имеет место полное удаление одних компонентов (Na_2O , CaO), привнос и фиксация в составе новообразующегося минерала других компонентов (H_2O , F, Cl) и сохранение в последнем опять-таки компонентов SiO_2 и Al_2O_3 , присутствовавших в составе исходного минерала. При этом можно заметить определенную тенденцию в изменении количественного соотношения компонентов.

При замещениях с повышением температуры в окружающей среде (замещение плагиоклаза зунитом или топазом, серицита или пирофиллита андалузитом) происходит не только удаление летучих, но и возрастает количественно отношение $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2$ в составе нового минерала. При гистерогенных же и метаморфических замещениях (развитие пирофиллита в андалузите, замещение зунита и топаза серицитом) проявляется обратная тенденция. Таким образом, в метасоматических процессах миграция летучих как бы сопровождается миграцией кремнезема в том же направлении.

3. «Реакционные» сростания минералов

Взаимоотношения этого типа наблюдаются между сульфидами (т. е. главным образом пиритом) и нерудными минералами. В шлифах наиболее часто встречаются ободки из зерен барита вокруг неправильных сульфидных зерен, причем в барите отмечаются многочисленные зернышки рутила (табл. II, фото 4). Изредка наблюдаются сростания зерен барита с многочисленными включениями кристалликов пирита (табл. III, фото 1 и табл. VIII, фото 1). Довольно распространены около сульфидов каемки из силикатных минералов — топаза, зунита, пирофиллита, андалузита и сростания сульфидов с этими силикатами.

В отличие от описанной ассоциации реликтового пирита, заключенного в андалузите, которым были замещены более ранние спутники пирита (табл. II, фото 2), в рассматриваемых сростаниях пирит сам включает местами идиоморфные зерна окаймляющего минерала (например, целестино-барита — на фото 1, табл. VIII). С другой стороны, внутри последних, в свою очередь, имеются очень неправильные по форме включения сульфида (табл. II, фото 4). Такие сростания вызывают сначала представление о замещении сульфидных зерен идиобластами нерудного минерала. Однако гипогенное замещение пирита сульфатами или силикатами, в составе которых нет ни железа, ни серы, весьма мало вероятно. Кроме того, в описываемых сростках встречаются и такие сульфидные зерна, которые показывают совершенный идиоморфизм по отношению к облекающему силикату или сульфату. Мельчайшие зерна пирита, равномерно рассеянные внутри более крупных зерен барита (табл. III, фото 1), при внимательном рассмотрении оказываются самостоятельными кристалликами, а не частями одного-двух корродированных зерен пирита. Предположению же о супергенном замещении пирита баритом противоречит тот факт, что пирит на контактах с баритом лишен признаков окисления. Непонятно также с точки зрения допускаемого замещения, почему соседние, более крупные сульфидные зерна совершенно свободно от сростаний с баритом и окаймлены лишь серицитом.

Таким образом, описываемые сростания нельзя относить ни к ассоциациям замещения сульфидов сульфатами и силикатами (или, наоборот), ни к таким ассоциациям последовательного минералообразования, в которых пирит является устойчивым реликтом более раннего парагенезиса.

Правильнее допустить, что рассматриваемые сростания свидетельствуют о почти одновременном метасоматическом отложении обоих сроставшихся минералов. Причиной таких сростаний могли быть, например, или процессы распада каких-то соединений, производивших замещение первоначальной породы, или процессы, сходные с образованием структур распада твердого раствора при метасоматизме, с появлением эвтектических и перитектических сростаний при кристаллизации и т. д. Однако все эти гипотетические способы образования минеральных сростаний еще не получили никакого экспериментального подтверждения для сростаний сульфида с сульфатом или силикатом. Кроме того, по аналогии с экспериментально изученными системами и известными природными примерами процессы распада твердых растворов, эвтектические сростания и перитектические каемки характеризуются несколько иными структурными проявлениями.

Гораздо более вероятно, что пирит развивается посредством замещения либо рудных минералов железа (гематита, магнетита, титаномагнетита, ильменита), либо содержащих железо нерудных минералов из числа первоначально присутствовавших в породе.

В первом случае, например, при замещении сульфидами магнетита железо последнего остается в составе новообразовавшегося пирита или халькопирита, а кислород должен быть вытеснен серой. При этом процесс

замещения окисла сульфидом лимитируется не количеством серы, которая, будучи привнесенной (т. е. легко диффундирующей), может считаться имеющейся в растворах в избытке (например, в виде H_2S), а количеством инертного железа в исходном материале. С другой стороны, реакция должна тормозиться, если вытесненный кислород не будет немедленно рассасываться и удаляться из сферы реакции. Именно при интенсивном сульфидообразовании часть вытесненного кислорода, вероятно, не успевает диффундировать в стороны от образующегося пирита, что при избытке серы приводит к окислению ее с образованием SO_3 или иона SO_4^{-2} . Последний же с имеющимися в растворах основаниями может образовать сульфаты и в первую очередь наименее растворимый барит. Поскольку вытеснение кислорода есть непосредственный результат метасоматического образования сульфида, постольку зародыши кристаллов последнего должны окружаться каемками барита, что и наблюдается в некоторых случаях. При этом криволинейность и извилистость границ соприкосновения между баритом и пиритом появляются здесь не в результате замещения одного из них другим, а вследствие неодинаковой скорости роста в разных направлениях у зерен как сульфида, так и барита. В тех направлениях, где кислород диффундировал скорее, например, в связи с трещинками или границами первоначальных минералов, зерно сульфида продолжало расти, тогда как в примыкающем участке относительного накопления кислорода уже мог образоваться барит. При продолжающемся росте того или другого минерала в близком соседстве друг с другом между ними появлялись стыки, причем сульфат при своем разрастании мог полностью изолировать от питающей среды отдельные зерна сульфида. Это приводило к появлению рядом другого зародыша пирита, который в результате более позднего роста мог сам включать ранние зерна барита. Так могли образоваться срастания пирита и барита, изображенные на табл. II, фото 4; табл. III, фото 1 и табл. VIII, фото 1. Обильные включения мелких зерен рутила в каемках барита вокруг сульфидных зерен тоже находят свое объяснение. При известной инертности титана рутил должен был образоваться как побочный продукт в результате замещения сульфидом ильменита или титаномагнетита.

Несколько иные результаты должны были получиться при замещении пиритом (объем на объем) какого-либо силиката, содержащего железо (например, хлорита с отношением в его составе $Mg : Fe = 2$). Здесь наряду с вытеснением части кислорода, связанной с железом, должны были освобождаться и другие компоненты хлорита (MgO , Al_2O_3 , SiO_2 , H_2O). Наиболее инертные из них должны вступать в реакцию друг с другом и с подвижными компонентами раствора, а также с остатками первоначальных минералов, отлагаясь около сульфидного зерна в виде каемки из неправильных зерен нового минерала. В зависимости от физико-химических условий в момент замещения и от соотношения инертных компонентов замещаемого силиката мог образоваться тот или иной из минералов, находящихся в равновесии с сульфидом (пирофиллит, топаз и т. д.). Одновременный рост кристаллов силиката и сульфида опять-таки мог приводить местами к взаимной изоляции их от питающей среды и, следовательно, к меняющейся степени пидоморфизма их с появлением описанных разнообразных срастаний.

Как уже отмечалось, далеко не каждый агрегат пирита находится в описанных срастаниях с другими минералами. Следовательно, для образования этих своеобразных сростков необходимы были какие-то добавочные условия. В частности, для проявления ограниченной подвижности кислорода должна считаться необходимой, повидимому, повышенная скорость его вытеснения, т. е. большая скорость роста сульфида при нескольких близко расположенных центрах кристаллизации его.

Изложенный механизм образования сростков сульфида и силиката заимствован из аналогичного объяснения Д. С. Коржинским ободков эпидота около сульфидных зерен в пропилитизированных породах Турьинского рудника на Урале (Коржинский, 1948, 135). Этот способ лучше, чем другие известные, объясняет появление сростаний между сульфидом и нерудным минералом в условиях метасоматического минералообразования.

Так как в подобных сростаниях с пиритом наблюдались, кроме барита, и различные силикаты (топаз, зунит, андалузит, пирофиллит и, повидимому, серицит), то имеются некоторые данные для суждения о степени подвижности минералообразующих компонентов. Те компоненты, которые неизменно присутствуют в составе каждого из этих минералов (Al_2O_3 и SiO_2), могут считаться менее подвижными сравнительно с их переменными спутниками (H_2O , K_2O , Na_2O , F, Cl) и исчезнувшими компонентами первоначальной породы (CaO, MgO и др.).

В случае же сростаний сульфида с баритом и рутилом при замещении пиритом титаномагнетита, ильменита имелась возможность для проявления инертности титана и ограниченной подвижности лишь кислорода.

4. Равновесные ассоциации одновременного метасоматического минералообразования

В отличие от описанных структурных взаимоотношений большинство минералов образует нормальные стыки друг с другом без признаков замещения одного минерала другим, или цементации обрывков первого минерала последующим, или реакционных сростаний между ними. Границы между минералами подчиняются естественным ограничениям кристаллов, т. е. в пределах какой-либо одной грани являются прямолинейными.

Степень идиоморфизма соприкасающихся минералов, естественно, различна и при отсутствии метасоматических взаимоотношений между ними может вызываться одной из двух причин: а) либо неодинаковым положением минералов в кристаллобластическом ряде при строго одновременной кристаллизации их, т. е. различной кристаллизационной силой каждого из минералов, б) либо определенной последовательностью появления минералов, в результате чего более поздний из них вынужден метасоматически развиваться в промежутках между сформировавшимися кристаллами его спутника.

При метасоматических взаимоотношениях между минералами эти два фактора могут действовать в противоположных направлениях, если позднейший минерал обладает очень большой кристаллизационной силой сравнительно с предшествовавшим. Он может обособиться тогда в виде метакристалла внутри более раннего минерала, что, повидимому, мы и наблюдаем в виде идиоморфных включений апатита в андалузите (табл. I, фото 1; табл. II, фото 3). Следовательно, в этом редком случае последовательность минералообразования будет обратной по сравнению с тем, что показывает убывающая степень идиоморфизма. Однако развитие метакристаллов в более ранних минералах, по существу, не отличается от рассмотренных выше явлений замещения при последовательном минералообразовании.

Так или иначе, неодинаковый идиоморфизм минералов при отсутствии явно метасоматических отношений между ними ставит перед исследователем трудную задачу: необходимо различать ассоциации из последовательно образовавшихся минералов от ассоциаций собственно кристаллобластического типа. Подходя к решению этой задачи, следует прежде

всего убедиться, можно ли в рассматриваемых ассоциациях расположить минералы в определенные ряды по степени их идиоморфизма.

При такой попытке мы сталкиваемся прежде всего с переменным идиоморфизмом пирита, хотя последний и не образует здесь характерных реакционных сростаний с нерудными минералами.

Так, на табл. I, фото 3, видим, что зерна андалузита не только изолируются ксеноморфными зернами пирита, но и включают более мелкие идиоморфные зерна последнего. По отношению к диаспору пирит тоже либо резко ксеноморфен (табл. III, фото 3 и 4), либо вполне идиоморфен (табл. III, фото 2). Таковы же взаимоотношения пирита с пирофиллитом, который местами проявляет ксеноморфизм (табл. III, фото 2), местами же идиоморфизм по отношению к пириту (табл. IV, фото 1). В зунитовых породах зерна пирита даже в одном и том же шлифе, как и в андалузитовых породах, то идиоморфны, то резко ксеноморфны относительно зунита (табл. VI, фото 1). При этом кристаллики зунита, обладая небольшими размерами, оказываются включенными в ксеноморфных зернах пирита (табл. VI, фото 2).

Аналогичная картина наблюдается в некоторых топазсодержащих вторичных кварцитах (табл. VII, фото 1а), где имеются уже переходы к описанным реакционным сростаниям пирита с топазом.

Конечно, в каждом из этих примеров кристаллизационная сила как пирита, так и его нерудного спутника остается практически постоянной. Поэтому переменный идиоморфизм того и другого минералов, несомненно, отражает сложную последовательность их образования. Как видим из фото 3 в табл. I, кристаллизация пирита начинается раньше андалузита, и мелкие идиоморфные кристаллы пирита пойкилитически захватываются андалузитом. В заключительную стадию кристаллизации сульфид вынужден замещать оставшиеся промежутки между теми же или соседними кристаллами его нерудного спутника. Если же последние обладают очень небольшими размерами, как зунит, то они сами оказываются включенными в сульфиде.

В подтверждение подобного объяснения гипидиоморфных структур заметим, что включенные в андалузите кристаллики пирита гораздо мельче ксеноморфных интерстициальных зерен пирита. Ясно, что эти включения не являются метакристами, а, будучи изолированы минералом-хозяином от питающей среды, очень рано прекратили свой рост. Отсутствие видимой связи в расположении кристаллов включений с границами минерала-хозяина или с трещинами и спайностью в последнем опять-таки не позволяет рассматривать включения в качестве метакристов. Аналогичным образом, включенные в пирите кристаллики зунита (табл. VI, фото 2) несколько мельче, чем соседние кристаллы зунита, рост которых продолжался более свободно. На фотографиях довольно отчетливо видно даже, что идиоморфный пирит, включенный в андалузите, диаспоре и пирофиллите, не имеет оторочек мелкочешуйчатого серицита (табл. I, фото 3; табл. II, фото 1), тогда как ксеноморфные интерстициальные зерна сульфидов всегда сопровождаются последним (табл. I, фото 2 и 3). Это различие легко объясняется при допущении последовательной кристаллизации минералов тем, что серицит либо совсем не сопровождал кристаллизацию раннего пирита, либо был замещен позднее образовавшимся андалузитом.

Итак, в ассоциациях пирита с нерудными минералами порядок убывающего идиоморфизма минералов действительно указывает на последовательность метасоматической кристаллизации индивидов. При этом кристаллизация пирита, как правило, начинается раньше и продолжается после выделения главных породообразующих минералов — андалузита, диаспора, пирофиллита, топаза и зунита. Такие хронологические взаимоотно-

ношения между рудным и нерудным минералами, несомненно, указывают на образование тех и других в условиях одной и той же физико-химической системы (аналогично, например, кристаллизации магматических минералов из одного расплава). В этом заключается существенное отличие взаимоотношений пирита с перечисленными нерудными минералами от структурно сходных ассоциаций реликтового пирита с андалузитом, который образовался позднее при смене физико-химических условий и метасоматически наложился на более ранний парагенезис пирита.

Обращаясь теперь к структурным связям остальных минералов между собой, мы наблюдаем однообразный порядок их идиоморфизма.

В различных по минералогическому составу породах наблюдаются такие ряды (в порядке убывающего идиоморфизма минералов):

В андалузито-корундовых породах: рутил — корунд — андалузит.

В пирофиллито-диаспоровых породах: рутил — диаспор — пирофиллит.

В зунито-диаспоровых породах: рутил — диаспор — зунит.

В зунитсодержащих кварцитах: рутил — зунит — кварц.

В топазсодержащих кварцитах: рутил — топаз — кварц — флюорит.

В хлоритидсодержащей колчеданной руде: рутил — хлоритид — пирофиллит — кварц.

Так как многие минералы не дают друг с другом стыков и даже не встречаются в одном и том же шлифе (кварц с корундом, андалузитом, диаспором, флюорит с теми же минералами и зунитом, хлоритид с теми же минералами и топазом, и т. д.), то какой-либо общий ряд их по относительному идиоморфизму составить с уверенностью невозможно.

Конечно, однообразное положение минералов в рядах по степени идиоморфизма еще не является доказательством кристаллобластических отношений между этими минералами. Однако некоторые дополнительные структурные детали заставляют склоняться к этому выводу. Так, например, против более позднего появления андалузита с пойкилитическим захватом им зерен корунда говорит отсутствие зерен корунда где-либо вне андалузита (как это, наоборот, имеет место для кристаллов пирита, диаспора и зунита). С другой стороны, отсутствие приуроченности включений корунда к границам, спайности и трещинам зерен андалузита противоречит допущению о замещении андалузита метакристами корунда; какие-либо реакционные продукты такого замещения (например, оторочки серицита) вокруг включений корунда тоже отсутствуют.

Зунит в зунито-диаспоровых породах обладает отчетливыми трехугольными очертаниями. Сначала создается впечатление, будто агрегаты диаспора занимают только промежутки между тетраэдрами зунита. Однако при больших увеличениях под микроскопом можно видеть, что концы призмочек диаспора слегка проникают в краевую зону кристаллов зунита, не искажая их общей тетраэдрической формы. Исходя из этого, нельзя допускать ни более позднего развития зунита (безразлично, в виде ли метакриста или вполне равновесного с диаспором минерала), ни последующего отложения диаспора, призмы которого в этом случае совсем не должны были бы проникать в кристаллы зунита; если же допускать позднейшее метасоматическое развитие диаспора за счет зунита, то призмы диаспора должны были бы пронизывать местами насквозь любой кристалл зунита. Итак, гораздо вероятнее вывод, что образовавшиеся сначала кристаллы зунита заканчивали свой рост одновременно с продолжавшимся ростом более идиобластического диаспора.

Труднее разобраться в деталях формирования остальных двойных ассоциаций — диаспора и пирофиллита, хлоритоида и пирофиллита, топаза и кварца, зунита и кварца, флюорита и кварца. Число изученных примеров здесь недостаточно. Однако первичные взаимоотношения этих минералов, описанные в гл. II и III этой работы, не дают никаких

оснований допускать ни явлений замещения между ними, ни последовательного отложения их друг за другом в резко различной физико-химической обстановке. Все это, по всей вероятности, равновесные ассоциации, составляющие основу минеральных парагенезисов. К такому же типу следует относить ассоциацию хлоритоида с пиритом, взаимоотношения которых были подробно рассмотрены в минералогическом очерке.

Заслуживает быть отмеченным равномерное распространение рутила во всех без исключения ассоциациях и, с другой стороны, отсутствие рутила в первоначальных туфах и порфиритах. Такое распространение рутила не позволяет считать его ни членом какого-либо исчезнувшего парагенезиса, ни, наоборот, позднейшим метаморфическим образованием.

Несколько непонятным остается место серицита в общем минералообразовании. Возможно, что в ассоциации с кварцем, зуниитом и топазом он являлся первично-равновесным минералом, а в ассоциации с поздним пиритом — реакционным спутником. Как гистерогенный минерал серицит мог присутствовать в ассоциации с андалузитом и диаспором. Однако обилие как метаморфически переотложенного, так и чисто метаморфического по происхождению серицита (например в псевдоморфозах по серициту) затушевывает его вероятные первичные ассоциации.

Большинство рассмотренных ассоциаций, безразлично, слагаются ли они метасоматическими минералами почти одновременной или строго одновременной кристаллизации, характеризуются равновесным отношением минералов друг к другу. Такие ассоциации в сочетании с «реакционными» сростаниями сульфида и нерудных минералов составляют тот или иной парагенезис. Однако наряду с равновесными ассоциациями имеются ассоциации первично-гипогенного, гистерогенного и метаморфического замещения, а также ассоциации заместителей с минералами — устойчивыми реликтами.

Полный список наблюдавшихся минеральных парагенезисов можно найти в табл. 4—6 (стр. 74—76), составленных на основании петрографического описания.

5. Минералогическое правило фаз и проявления различной подвижности компонентов

Минеральные парагенезисы имеют особое значение в характеристике процессов минералообразования, так как они позволяют использовать для этой цели «минералогическое правило фаз» (Коржинский, 1936).

Согласно этому правилу, число минералов, которые находятся в физико-химическом равновесии друг с другом в горной породе метасоматического происхождения, равно числу инертных компонентов системы и не зависит от числа вполне подвижных компонентов и компонентов-примесей. Следовательно, зная наибольшее число минералов в равновесных ассоциациях, мы тем самым определяем число компонентов, характеризующихся инертным поведением, что прежде всего позволяет оценить общую интенсивность процесса минерализации.

В описанных горных породах число совместно устойчивых минералов обычно не превышает четырех (см. петрографическое описание). В редких случаях оно достигает пяти, например в обр. № 10 участка 3, где парагенезис состоит из диаспора, зуниита, пирита, барита и рутила, или, наоборот, снижается до трех (например, топаз + рутил + пирит в обр. № 4, 7, 18 из участка 3 или зуниит + рутил + пирит в ряде шлифов из почти мономинеральных зуниитовых пород). Впрочем, при наличии трех равновесных минералов еще имеется обильный серицит, что делает возможным первоначальное существование и четвертого равновесного минерала. Последний мог быть либо тем же серицитом, который первоначально

находился в равновесии с зуннитом, топазом и т. д., а лишь позднее, под влиянием обстановки метаморфизма, стал замещать эти минералы, либо — иным первоначальным минералом, бесследно исчезнувшим в результате серицитизации.

Надо заметить также, что в число указанных четырех равновесных минералов мы не включаем барит, появление которого уже было объяснено реакционным повышением концентрации кислорода при малой подвижности этого компонента.

Таким образом, не принимая во внимание малой подвижности кислорода, можно утверждать, что при минералообразовании не менее четырех и не более пяти компонентов обладали инертным поведением.

Для более отчетливого понимания этих определений нужны некоторые дополнительные замечания.

1. Для инертных компонентов, согласно Д. С. Коржинскому (1936, 1940), система была закрытой, т. е. концентрация в поровом растворе определялась содержанием их в первоначальной породе и, следовательно, вполне зависела от поглощения или выделения их в ходе минералообразования. Отсюда понятно, что ни один из инертных компонентов не мог обладать степенью свободы в отношении своей концентрации.

Наоборот, для вполне подвижных компонентов система была открытой, т. е. скорость диффузии их в растворах оказывалась настолько большой, что, несмотря на использование этих компонентов при образовании новых минералов (или, наоборот, вытеснение их из замещаемых минералов), концентрация их быстро выравнивалась. Она поддерживалась на некотором произвольном для хода минералообразования уровне, который задавался поступившими извне растворами. Следовательно, каждый из вполне подвижных компонентов обладал концентрацией, независимой от хода минералообразования, т. е. степенью свободы в отношении концентрации.

2. При произвольных температуре и давления (две степени свободы), что всегда имеет место для случаев равновесия минералов в горной породе, правило фаз выразится уравнением:

число минералов = числу компонентов — (минус) число степеней свободы (относительно параметра концентрации).

Согласно этому минералогическому правилу фаз (Коржинский, 1936), присутствие в системе любого вполне подвижного компонента привносило с собой и добавочную степень свободы, т. е. не могло отразиться на числе минералов, определявшихся инертными компонентами и находившихся в равновесии друг с другом. При этом сам вполне подвижный компонент, конечно, мог входить наряду с инертными компонентами в состав одного или нескольких минералов (что следует из понятия о компоненте).

Аналогичным образом не могли влиять на число минералов и компоненты-примеси, которые участвуют в решетках имеющих минералов в форме изоморфных примесей (например Mg — в хлоритоиде, Sr — в барите и т. п.). Содержание каждого из этих компонентов могло колебаться в некоторых пределах, не изменяя числа минералов. Следовательно, каждый из них также обладал степенью свободы относительно своей концентрации.

После этих кратких замечаний, заимствованных из работ Д. С. Коржинского (1936, 1940, 1942), попытаемся, не рассматривая для краткости всех компонентов системы, сразу определить из наблюдений наиболее инертные компоненты.

Два из них, а именно SiO_2 и Al_2O_3 , были уже установлены из явлений взаимного замещения минералов. Инертное поведение этих компонентов выразилось в неизменном переходе их из состава замещаемого минерала в состав заместителя. Это их свойство проявлялось в разнообразной обстановке: а) при образовании зуннита и топаза за счет первоначального

полевого шпата, б) при замещении зунита и первично-гипогенного серицита андалузитом, в) при гистерогенном замещении андалузита пиррофиллитом и корунда диаспором, г) при реакциях сульфидного замещения первичных алюмосиликатов, д) при замещении зунита, андалузита, топаза серицитом как гистерогенным минералом. Следовательно, инертность Al_2O_3 и SiO_2 характерна для всевозможных минеральных ассоциаций замещения на различных температурных стадиях гипогенно-метасоматического процесса. При тех же явлениях взаимного замещения минералов выявилась и общая подвижность компонентов H_2O , F, Cl, Na_2O , K_2O , CaO, поскольку эти компоненты то становились свободными при распаде первоначальных минералов, то, независимо от состава последних, оказывались в составе новых минералов.

С другой стороны, из фактов сульфидного замещения наметилась относительная инертность железа при малой подвижности кислорода и полной подвижности серы и компонентов BaO, SrO, образующих сульфаты. Если теперь подчеркнуть тот очевидный факт, что пирит является участником всех без исключения парагенезисов, то инертное поведение железа намечается и непосредственно из уравнения правила фаз.

В самом деле, присоединение пирита к любой минеральной ассоциации увеличивает на единицу левую часть уравнения и требует соответствующего увеличения правой его части, т. е. инертного поведения не менее одного добавочного компонента. Новыми же компонентами, которые появляются в системе с участием равновесного пирита, будут, конечно, Fe и S. Оба они не могут быть заменены одним общим компонентом (FeS_2), поскольку Fe входит независимо от серы в состав хлоритоида, а S участвует самостоятельно в составе барита. Следовательно, лишь один из этих двух компонентов может определять неизменное присутствие пирита в парагенезисах, т. е. считаться инертным. В отношении же другого из них система была открытой, т. е. концентрация его была произвольной, что в свою очередь допускало привнос или вынос этого компонента.

После этих замечаний следует обратить внимание на различное отношение Fe и S к первоначальному минералогическому и химическому составу малоизмененных пород (туфов, туффитов, альбитизированных порфиритов). Тогда как железо несомненно присутствовало (см. табл. 8) в первоначальных породах в составе рудных минералов (гематита, магнетита, ильменита), некоторых силикатов (хлорита) и, вероятно, вулканического стекла, никакие минералы, содержащие серу, нам неизвестны в числе слагающих малоизмененные вулканические породы. Следовательно, для серы необходимо допустить позднейший привнос, чем было вызвано широко распространенное метасоматическое сульфидообразование. Отсюда следует, что концентрация серы являлась заданной внешними условиями происхождения минерализующих растворов, что характеризует серу как несомненно более подвижный элемент, чем железо. Итак, из двух рассматриваемых компонентов инертным было именно железо, и присутствием его в первоначальной породе определился добавочный минерал — пирит.

Наконец, четвертым инертным компонентом системы следует считать TiO_2 , ибо в любом парагенезисе всегда присутствует в качестве равновесного минерала рутил. При этом, в отличие от других компонентов, TiO_2 не входит в состав какого-либо другого минерала, или, иначе говоря, является индифферентным и насыщающим, несмотря на малое количественное содержание его в породе. Этого обстоятельства вполне достаточно, чтобы считать TiO_2 инертным компонентом. Отметим также, что TiO_2 , подобно остальным инертным компонентам, всегда присутствует в первоначальных породах (в составе ильменита, титаномагнетита и сфена).

В редко встречающихся пятерных парагенезисах (не считая присутствия барита) обычно появляются флюорит или апатит, т. е. Ca-содержа-

щие минералы. Возможно, что добавочными инертными компонентами здесь являются Са — в случае присутствия флюорита — или $3\text{CaO} \cdot \text{P}_2\text{O}_5$ при наличии апатита. С другой стороны, в жилках пиррофиллита, почти мономинеральных серицито-зуниитовых породах и в серицито-топазовых породах число равновесных минералов уменьшается до трех (вместе с пиритом и рутилом), если не считать серицит членом парагенезиса.

Возможно, что наличие трещин в период минералообразования в данном участке увеличивает степень промывания породы растворами и что некоторые инертные компоненты становились здесь вполне подвижными (Коржинский, 1946).

Хотя относительная подвижность каждого из компонентов осталась еще невыясненной, приведенная группировка их (на компоненты, вполне подвижные, примеси и инертные) позволяет уже сейчас предвидеть ближайшие причины разнообразия парагенезисов.

Появление той или иной равновесной ассоциации при заданной геологическими условиями температуре и определенной глубине минералообразования однозначно определяется соотношением инертных компонентов в химическом составе породы. При этом, так как пирит и рутил участвуют во всех парагенезисах, то присутствие их не отражается на разнообразии парагенезисов. Появление этих минералов определяется не только постоянным наличием в породе инертных компонентов Fe и TiO_2 , но и их индифферентным характером (Коржинский, 1936) (если не считать единичного парагенезиса пирита с хлоритоидом).

Следовательно, вариация равновесных парагенезисов при определенных t° и p и данной концентрации вполне подвижных компонентов определяется в рассматриваемом случае соотношением лишь двух инертных компонентов — SiO_2 и Al_2O_3 . Относительное же содержание их могло задаваться несколько варьирующим химическим составом первоначальных пород, а в пределах всего ореола могло зависеть от небольшого и постепенного дифференциального перемещения обоих или одного из этих инертных компонентов без привноса их в процессе минералообразования в данный участок в целом. Примеры обоих явлений мы увидим ниже при рассмотрении пространственного размещения парагенезисов.

Вполне подвижные компоненты в отличие от инертных могли привноситься в породу, а также выноситься из нее в растворах. Сравнение химического состава первоначальных (или слабо измененных) пород с составом описанных вторичных кварцитов и высокоглиноземистых пород (табл. 8) указывает на вынос Na_2O , MgO, CaO, привнос H_2O , F, Cl, S. Эти компоненты не могли влиять на число равновесных минералов, но привнесенные компоненты входили в состав их в различных количествах (в диаспоре, зуниите, топазе, пиррофиллите, флюорите, апатите, хлоритоиде), определяя тот или иной конкретный парагенезис.

Поскольку все минералы, обладающие в своем составе летучими, отщепляют их при нагревании с поглощением теплоты, постольку различная температура должна была влиять на минералообразование. Парагенезисы, лишенные летучих (корунд + андалузит), должны были формироваться в более высокотемпературных условиях, и наоборот. Этим же влиянием меняющейся температуры можно объяснить взаимное замещение минералов, обладающих различным содержанием вполне подвижных компонентов. Так, в описанных породах корунд замещается диаспором, андалузит — пиррофиллитом при понижении, а зуниит — андалузитом при повышении температуры. С другой стороны, минералы, содержащие в своем составе вполне подвижные компоненты («летучие»), находятся в равновесии друг с другом (зуниит + диаспор, диаспор + пиррофиллит). Могла зависеть от температуры минералообразования концентрация

(активность) и других, вполне подвижных компонентов (K_2O , Na_2O , MgO , CaO , SrO).

Что касается влияния внешнего давления, то все минеральные парагенезисы образовались на весьма близких расстояниях друг от друга.

Общая глубинность всего рассматриваемого минерального комплекса удовлетворительно представляется из геологических данных, согласно которым глубина образования изученных пород не превышала 400—500 м. Отсюда, если принять во внимание, что давление веса горных пород повышается приблизительно на 270 атм. (265 бар) с углублением на 1000 м, то вероятное давление нагрузки в период минералообразования не превосходило 135 атм. Поэтому практически первично-гипогенное минералообразование происходило в условиях одинакового внешнего давления, которое в отличие от температуры не могло быть в данном случае дополнительным фактором вариации первичных парагенезисов.

С небольшой глубинностью минералообразования согласуются структурно-минералогические особенности описанных пород — мелкозернистость минеральных агрегатов, признаки телескопирования, выражающиеся в пространственной сближенности высоко- и низкотемпературных парагенезисов, а также отсутствие абиссофильных минералов. В частности, андалузит на Кабанском месторождении встречается в парагенезисе с корундом, замещаясь в единичных случаях даже силлиманитом, и поэтому должен считаться высокотемпературным минералом. В условиях же абиссальных давлений в земной коре при такой высокой температуре должна была образоваться наиболее плотная модификация Al_2SiO_5 — дистен, а поле устойчивости андалузита располагается в схеме (Коржинский, 1940, 73) далеко от верхней температурной границы метаморфизма.

Небольшая глубинность зунита в известных примерах его местонахождения уже отмечалась нами раньше (Логинов, 1945). В наиболее глубинном распространении зунит известен пока на руднике Серро-де-Паско в Перу (Graton a. Bowditch, 1936). Здесь этот минерал вместе с алунином и диккитом отмечается до глубины около 640 м от современной поверхности, что соответствует, по мнению авторов, предположительной глубине в 1000 м от дневной поверхности в период минералообразования, т. е. статическому давлению нагрузки около 270 атм. На Кабанском месторождении зунит и его парагенетические спутники образовались на гораздо меньшей глубине.

6. 0 номенклатуре и классификации гипогенно осветленных пород, связанных с вторичными кварцитами

Подчинение закономерностей минералогического состава метасоматических пород правилу фаз создает основу для более рациональной номенклатуры и классификации таких пород. В названии той или иной породы, основанном на минералогических признаках, могут отражаться не только простые количественные соотношения породообразующих минералов, но и парагенетические связи последних. При этом главная ассоциация парагенетической группы, слагающая почти весь фактический объем данной породы, может быть положена в основу названия. Это упрощается в данном случае небольшим количеством минералов в парагенезисах.

Присутствие же второстепенных, но характерных членов парагенезиса можно отразить в виде определительных слов, дополняющих основное название (например, «пиритсодержащая кварцево-зунитовая порода» — при ничтожном содержании пирита, или «пиритоносная кварцево-зунитовая порода» — при более значительном его участии в составе породы). Наконец, другие определения могут указывать на поздние изменения

минерального состава данной породы («серцитизированная пиритоносная кварцево-зуниитовая порода»).

К сожалению, эти простые предпосылки правильной петрографической терминологии, исторически сложившиеся при изучении некоторых изверженных пород, пока далеко не используются при характеристике многих пород метасоматического происхождения. Этот упрек можно отнести и к исследователям гипогенно осветленных пород, связанных с вторичными кварцитами. Здесь накопились уже существенные несоответствия между устаревшей номенклатурой пород и вновь выявленным или уточненным петрографическим содержанием их. Комплексы этих разнообразных пород до сих пор описываются в нашей литературе под родовым названием «вторичные кварциты». Не трудно заметить, что это название подходит по точному смыслу лишь к тем разновидностям, в составе которых породообразующий кварц существенно преобладает над остальными минералами. Однако как только мы переходим к породам аналогичного минералогического состава, но с количественно подчиненным кварцем, термин «вторичный кварцит» становится неудобным как вызывающий представление, будто порода сложена преимущественно кварцем. В таком случае (например, при объемном содержании кварца около 40%) название породы приходится строить составным способом, отражая в последовательности терминов действительные количественные отношения минералов (кварцево-зуниитовая, кварцево-топазовая порода). Отсюда и при некотором небольшом преобладании кварца в породе следовало бы ради единообразия употреблять аналогичную терминологию, меняя лишь порядок составляющих слов («зуниито-кварцевая», «топазо-кварцевая порода»).

Тем не менее термин «вторичный кварцит», впервые появившийся у русских исследователей (1901), следует сохранить, так как он представляет собой вполне рациональное в и д о в о е название. Ясно, что вторичными кварцитами могут называться гипогенно осветленные породы, сложенные резко преобладающим кварцем. Необходимо условиться лишь о минимуме объемного содержания кварца в породе с таким названием. В качестве границы можно предложить, по аналогии с некоторыми количественно-минералогическими классификациями горных пород, содержание кварца в 75% объема породы. Эта цифра не только сохраняет за вторичными кварцитами довольно широкое петрографическое содержание, но обладает еще тем практическим преимуществом, что присутствие кварца в количестве более $\frac{3}{4}$ объема породы (или содержание остальных минералов менее $\frac{1}{4}$ объема) легко определяется на-глаз в прозрачных шлифах.

Еще более неудачно применение термина «вторичный кварцит» в качестве обобщающего (родового) названия к высокоглиноземистым породам. Противоречивость таких определений, как «корундо-андалузитовые вторичные кварциты», явно бросается в глаза. С другой стороны, видовые названия высокоглиноземистых горных пород соответственно их минералогическому составу не вызывают никаких затруднений. Следует лишь провести аналогию с предлагаемой нами номенклатурой существенно кварцевых пород. Так, высокоглиноземистая порода, сложенная диаспором на 75% объема или более, должна называться «вторичным диаспоритом» в отличие от диаспорита как разновидности боксита¹.

¹ Название «диаспорит» было введено Крушем в 1908 г. для боксита, состоящего главным образом из нерастворимого в кислотах диаспора (Левинсон-Лессинг и Струве, 1937). Поэтому нельзя согласиться с названием «диаспорит» без определительного слова «вторичный», как это было предложено В. В. Аршиновым и К. З. Ляпиным (1941) для пород гипогенно-метасоматического происхождения. Кроме того, совершенно непелесообразно относить к диаспоритам породы с содержанием, начиная от 25% диаспора и выше. При объемном содержании диаспора в 25—30% наряду с ним почти всегда окажется другой абсолютно преобладающий минерал (напри-

Аналогично этому могут различаться «вторичные корундиты» при содержании корунда свыше 75% в отличие от некоторых жильных плюмазитов и других разновидностей корундитов (Левинсон-Лессинг и Струве, 1937).

Названия пирофиллитит, зуниитит, андалузитит могут употребляться без определения «вторичный», поскольку пока неизвестны горные породы с таким же почти мономинеральным составом, но иного происхождения. При возрастании содержания других членов парагенетической группы сверх $\frac{1}{4}$ объема данной высокоглиноземистой породы надо перейти для обозначения последней уже к составным минералогическим названиям.

Таким образом, возникает необходимость лишь в родовом названии для всего комплекса гипогенно осветленных пород, связанных с вторичными кварцитами. При большом разнообразии их вещественного состава для этой цели был бы удобен нейтральный термин — по аналогии с увеличившимися названиями «скарн», «грейзен», «березит» и др. Поэтому нет оснований возражать против предложенного С. Ф. Машковцевым (1937) в тезисах к 17-му Международному геологическому конгрессу чисто географического названия «казахит». Кроме того, введенное в нашу петрографическую терминологию это название подчеркнуло бы историческую роль советских геологов в детальном изучении происхождения минеральных парагенезисов этих пород в СССР (Казахстан).

Термин «алюмокварцит», недавно введенный в употребление К. Н. Озеровым (Наковник, 1947, 145), не обладает такими преимуществами. Кроме того, он в такой же степени, как и «вторичный кварцит», неприменим к высокоглиноземистым (часто бескварцевым) породам, как вызывающий представление о высоком содержании кварца. Наконец, словосочетание «алюмокварцит» противоречиво с чисто терминологической стороны. Как видим, оно состоит из двух корней, каждый из которых должен указывать на определенный компонент вещественного состава породы. Однако в отличие от составных минералогических названий слагающие его корни неравнозначны по объему содержания. Первый из них заимствован из области химии или технологии и говорит лишь о существенном содержании глинозема в породе, безразлично к его минералогической форме. Второй из составных корней имеет узкий минералогический смысл, указывая на существенную роль кремнезема в породе в виде свободного кварца. Конечно, было бы правильнее сделать оба слагающих корня равноценными так, чтобы каждый из них являлся либо узко-минералогическим, либо расширенно-химическим. Ясно, что в первом случае мы получили бы только одно из видовых минералогических названий для существенно-кварцевых пород. Следовательно, для создания обобщающего или родового названия надо выбрать второй способ изменения термина. Легко видеть, что термин «алюмокварцит» хорошо заменяется термином «алюмосилицит» или «алюмокремнит».

Любое из последних названий указывает на широкую вариацию в породах соотношения кремния и алюминия безотносительно к их минералогической форме. В таком виде название было бы применимо, в частности, ко всем разновидностям гипогенно осветленных пород Кабанского и других районов. В качестве обобщающего названия для любой совокупности подобных пород, в которой необходимо подчеркнуть некоторые одинаковые особенности их минералогического или химического состава, термин «алюмосилициты» можно употреблять с соответствующими определенными словами (например, «алунитоносные алюмосилициты» и т. д.).

мер, 60% пирофиллита при 10% остальных минералов). Непонятно, почему такую породу надо называть диаспоритом, а не пирофиллитом или, еще правильнее, диаспоро-пирофиллитовой породой.

Классификация алюмокремнитов по геологическим условиям их формирования вряд ли возможна на данном этапе изучения этих пород. Еще не установлено определенной зависимости особенностей минералогического состава этих пород от меняющейся глубины их формирования, от расстояния до магматического источника и от типа родоначальной магмы последнего, хотя в работах Н. И. Наковника, посвятившего исследованию этих пород многие годы, уже достигнуты многие ценные обобщения.

Однако и в настоящий момент вполне возможна довольно рациональная классификация алюмокремнитов по слагающим их парагенезисам с учетом позднейших изменений минералогического состава.

Глава V

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАЗМЕЩЕНИЯ ПАРАГЕНЕЗИСОВ

Отсутствие резких видимых границ между различными разновидностями метасоматически осветленных пород, наличие общих минералов в парагенезисах из смежных зон и связующая роль «сквозных» минералов (пирита, рутила) указывают на генетическое единство минерального комплекса в целом.

К тому же выводу о сингенетичности различных парагенезисов приводит нас обстоятельство, выявленное в предыдущей главе, а именно, что состав инертных и вполне подвижных компонентов остается постоянным при образовании самых различных парагенезисов. При этом было допущено, что вариация парагенезисов зависит от таких главнейших геологических факторов: а) меняющегося количественного соотношения инертных компонентов в первоначальных породах, подвергшихся метасоматизму (как увидим ниже, при вероятной «пассивной» миграции этих компонентов); б) изменяющейся от места к месту температуры минералообразования и связанного с этим изменения активности вполне подвижных компонентов.

В таком случае размещение парагенезисов в пространстве должно указывать на постепенное или прерывистое изменение каждого из этих факторов. Кроме того, колебание числа минералов в парагенезисах при определенной последовательности последних в пространстве должно выяснить роль трещиноватости и вообще меняющейся проницаемости горных пород для растворов, что должно отражаться на колебаниях интенсивности метасоматического процесса.

1. Симметрично-зональное строение минерализованных участков :

Для изучения распределения минеральных парагенезисов в пространстве были выбраны скважины с наиболее полным выходом керна, которыми пересечены участки алюмосилицитов. К ним принадлежат некоторые из скважин, керн которых описан в одной из предыдущих глав (гл. II). При сравнении различных участков минерализации в шлифах выявилось три типа пространственных совокупностей парагенетического ряда.

а) В участке *E* центральную часть минерализованного интервала слагают зунитовые породы, которые местами чередуются с зунитсодержащими кварцитами. Вверх и вниз по оси скважины керн состоит из вторичных кварцитов с рассеянным зунитом, топазом и баритом. Еще дальше от центра минерализации зунит совершенно исчезает, и во вторичных кварцитах наряду с баритом кое-где попадает флюорит. С исчезновением последнего в кварцево-серпичитовых сланцах и вторичных кварцитах в обе стороны от центра минерализации начинают встречаться мелкие зерна

апатита. Еще выше по оси скважины (к востоку) на значительном расстоянии сохраняется вкрапленность аксессуарного рутила, не считая рассеянного всюду пирита. Ниже (к западу) от описанного интервала вторичные кварциты с пиритом и рутилом прослежены лишь на небольшое расстояние, оставшееся до конца скважины. Более подробно указанную последовательность минерализации можно проследить, обратившись к петрографическому описанию серии шлифов (глава II) или к табл. 4, составленной на основании этого описания.

К описанному типу принадлежат также совокупности парагенезисов в участках *Б* и *Д*.

б) Аналогичная минерализация была встречена в керне наклонной скважины на участке *Ж*. В середине минерализованного интервала керн сложен диаспоровыми породами с участием зунита и пирофиллита и редкой вкрапленностью зерен рутила и пирита. В периферических частях интервала начинает резко преобладать зунит, сопровождаемый

Таблица 4

Чередование минеральных парагенезисов в участке *Е*¹

| № парагенезисов | Последовательно сменяющие друг друга парагенезисы, в которых присутствует более поздний серицит неопределенного происхождения |
|-----------------|---|
| 1 | Fl + Py + Ru + Ap |
| 2 | Q + Py + Ba + To + Ru |
| 3 | Q + Zu + Py + Ru |
| 4 | Q + Zu + Py + Ba + Ru |
| 5 | Q + To + Py + Ru и Q + Zu + Py + Ru |
| 6 | Q + Zu + Ba + Ru |
| 7 | Q + Zu + Py + Ru |
| 8 | Zu + Py + Ba + Ru |
| 9 | Q + Zu + Py + Ba + Ru (+ Chl) |
| 10 | Zu + Py + Py + Ba + Ru |
| 11 | Zu + Py + Ru |
| 12 | Zu + Py + Ru |
| 13 | Q + Py + Fl; Q + Py + Ap |
| 14 | Py + Ru |

¹ Номера парагенезисов в таблицах 4—6 и образцов в петрографическом описании соответствующих пород (стр. 17—21) являются одинаковыми. Последовательность символов в формулах парагенезисов соответствует убывающему содержанию минералов в наблюдавшихся парагенезисах.

Символы минералов в таблицах 4—6:

| | |
|-----------------|--------------------------------|
| And — андалузит | Py — пирит (и другие сульфиды) |
| Ap — апатит | Pyg — пирофиллит |
| Ba — барит | Ru — рутил |
| Dias — диаспор | Ser — серицит |
| Zu — зунит | To — топаз |
| Q — кварц | Fl — флюорит |
| Kor — корунд | Chl — хлоритонд |

диаспором, пиритом, рутилом и местами кварцем, не считая позднейшего серицита (см. табл. 5). Выше и ниже этого интервала, судя по керну, предполагаются кварцево-серицитовые сланцы с редко встречающимися зернами апатита и флюорита.

Сходный характер имеет связь парагенезисов в керне скважин участка А, где наряду с зуннитом также встречается диаспор.

в) На участке 3 существенно диаспоровые породы уже не занимают центрального положения в минерализованном интервале керна. Они симметрично окаймляют здесь более внутреннюю часть интервала, сложенную корундо-андалузитовыми породами, и, в свою очередь, окаймляются вторичными кварцитами и кварцево-серицитовыми сланцами с рассеянным зуннитом, а дальше от центра — с топазом, флюоритом и апатитом.

Пирит и рутил встречаются во всех указанных породах. Кроме того, здесь же в участке повышенной концентрации пирита в изобилии присутствует хлоритоид с подчиненным содержанием пирофиллита. Другие детали в строении минерализованного интервала можно проследить в подробном петрографическом описании (или в табл. 6, составленной на основании этого описания).

Таблица 5

Чередование минеральных парагенезисов в участке Ж

| № парагенезисов | Последовательно сменяющие друг друга парагенезисы, в которых присутствует более поздний серицит неопределенного происхождения |
|-----------------|---|
| 1 | Q + Py + Ba + Ru + Fl |
| 2 | Q + Py + Ba |
| 3 | Zu + Dias + Py + Ru |
| 4 | Zu + Ap + Py + Ru |
| 5 | Dias + Zu + Py + Ru |
| 6 | Dias + Zu + Py + Ru и Dias + Pyr + Py + Ru |
| 7 | Dias + Pyr + Py + Ru |
| 8 | Pyr + Zu + Py + Ru + Ap |
| 9 | Zu + Dias + Py + Ru |
| 10 | Dias + Pyr + Py + Ru |
| 11 | Zu + Py + Ru |
| 12 | Q + Zu + Py + Ru |
| 13 | Py + Ru |
| 14 | Q + Ap + Ru |

Сравнивая схему пространственного размещения минералов во всех трех участках, не трудно заметить, что в каждом из них центральная часть интервала представлена новыми парагенезисами, тогда как затухающие минерализации к периферии происходит более или менее аналогичным образом и в симметричном порядке. Конечно, реальная последовательность парагенезисов в пространстве несколько сложнее, чем идеальная

схема их симметрично-зонального расположения. Однако из вспомогательных таблиц, составленных на основании петрографического описания в участках *Е, Ж, З* (табл. 4—6), легко убедиться, что во всех трех примерах отклонения от этой схемы незначительны и, во всяком случае, не затушевывают ее как тенденцию. Поэтому прежде всего необходимо разобраться в особенностях и причинах этой ясно выраженной тенденции, а затем

Т а б л и ц а 6

**Чередование минеральных парагенезисов
в участке *З***

| № парагенезисов | Последовательно сменяющие друг друга парагенезисы, в которых присутствует более поздний серицит неопределенного происхождения |
|-----------------|---|
| 1 | Q + Py + Ru |
| 2 | Q + Ap + Ru |
| 3 | Q + Ap + Py + Ru |
| 4 | To + Py + Ru |
| 5 | Zu + Dias + Py + Ru |
| 6 | Dias + Zu + Py + Ru |
| 7 | To + Py + Ru |
| 8 | Dias + Zu + Py + Ru |
| 9 | Dias + Pyr + Py + Ru |
| 10 | Dias + Zu + Py + Ba + Ru и And + Kor + Py + Ru |
| 11 | And + Kor + Py + Ru |
| 12 | And + Kor + Py + Ru |
| 13 | Dias + Zu + Py + Ru + Ap |
| 14 | Dias + Pyr + Py + Ru и Dias + Zu + Py + Ru |
| 15 | Zu + Pyr + Py + Ru |
| 16 | Zu + Dias + Py + Ru |
| 17 | Zu + Pyr + Py + Ru |
| 18 | To + Py + Ru |
| 19 | Dias + Zu + Py + Ru |
| 20 | Py + Chl + Pyr + Ru |
| 21 | Py + Chl + Q + Ru |
| 22—23 | Q + Zu + Py + Ru |
| 24 | Q + To + Py + Ru |

попытаться объяснить местные отклонения от нее. При этом в качестве общего случая лучше рассматривать более широкую совокупность парагенезисов в участке *З*, используя дополнительный материал из других участков (табл. 4 и 5).

2. Признаки изменения температуры минералообразования и переноса вещества в зональном размещении парагенезисов

Для выявления вероятного способа образования зональных ореолов необходимо сравнить вероятные температуры появления различных парагенезисов, а также выявить характерные различия в вещественном составе центральных и периферических зон.

а) В качестве наиболее надежного метода определения температуры образования минералов в последнее время выдвигается наблюдение над температурой гомогенизации первичных многофазовых включений в них при постепенном нагревании (Ермаков, 1944, 1949). Однако к мелкозернистым порообразующим минеральным агрегатам этот метод, к сожалению, пока не применим, и количество минералов, исследованных этим методом, пока невелико. Поэтому для характеристики температуры образования некоторых разновидностей алюмосилицитов можно использовать лишь имеющиеся определения температуры гомогенизации первичных включений в таких минералах, как флюорит, барит и топаз, которые происходят из минеральных месторождений другого типа и из других районов. Ясно, что эти данные позволяют судить только по аналогии и лишь о температурах образования топазсодержащих и флюоритсодержащих вторичных кварцитов, слагающих некоторые внешние зоны ореолов минерализации.

Для характеристики температур возникновения парагенезисов во внутренних зонах ореолов приходится основываться только на данных по искусственному воспроизведению минералов — корунда, андалузита, диаспора, пирофиллита. Обратившись к литературе по этому вопросу, автор составил следующую краткую сводку (табл. 7), включающую условия образования минералов, характерных для всех зон ореола минерализации в участках *Е*, *Ж* и *З*.

Однако известно, что при пользовании опытными данными, для суждения по аналогии о природных процессах необходимо отдавать предпочтение результатам тех опытов, в которых условия лабораторного процесса наиболее приближались к естественным условиям. В данном случае к разряду таких опытов можно относить с некоторыми оговорками только работы Шварца и Трагезера (Schwarz u. Trageser, 1935), Нолля (Noll, 1935, 1936) и Грунера (Gruner, 1944). Именно в этих опытах в качестве исходного материала использовались натуральные минералы (полевые шпаты) (Шварц и Трагезер, Грунер), варьировались соотношения исходных компонентов (Нолль), имелась возможность обмена веществом реагирующей системы с окружающей средой (Шварц и Трагезер), определялось внешнее давление (Нолль, Грунер), изменялась концентрация реагентов и т. д.

В опытах Лаубенгайера и Вейса (Laubengauer a. Weisz, 1943), несмотря на лишь двухкомпонентный характер системы ($Al_2O_3-H_2O$), исследовались температурные условия устойчивости непрерывного ряда минералов — корунда, диаспора, бемита, гидраргиллита, и, в частности, диаспор впервые наблюдался в процессе роста (Белянкин, 1949, 6).

Из полученной сводки (табл. 7) видно, что при всем разнообразии условий и методов ряда экспериментов температуры образования оказываются все же сходными у следующих минералов: корунда и андалузита (выше 450°), диаспора и пирофиллита (около 400°), флюорита, апатита и барита (ниже 250°).

С этим фактом согласуются установленные посредством наблюдения взаимные равновесные отношения корунда к андалузиту, диаспора к пирофиллиту, а также близкое пространственное положение в ореолах минеральных ассоциаций апатита, флюорита и барита с кварцем.

**Опыты по гидротермальному синтезу минералов и получению их
посредством гидротермальной обработки других минералов**

| Полученные минералы и их свойства | Температура получения минерала в °С | Другие условия эксперимента | Ссылка на исследователей и литературу |
|--|--|---|--|
| I. Корунд | | | |
| а) Пластинчатые по базису кристаллы | 500 и выше (530—535) | Из раствора едкого натра и избытка аморфного глинозема при нагревании в стальном стволе с обкладкой внутри из меди в течение 16—18 час. | Friedel, 1891 (Чирвинский, 1903—1906, 415—416) |
| б) Мелкие кристалли- ки, различные под мик- роскопом, таблитчатые по базису с светопрелом- лением около 1,76. Идентичность с корун- дом установлена рент- генографически | 500 | Из гидрата алюминия, осаж- денного из $AlCl_3$ при нагре- вании с водой в стальной бом- бе под давлением 530—540 атм. в течение 7 час. | Noll, 1936 |
| в) Совместно с анда- лузитом | 470 | Из гидрата глинозема и при высоком его содержании в присутствии растворенной ще- лочи | Schlaepfer u. Niggli. Zs. anorg. Chem., 1914, 87, S. 52 (Цитир. по Noll, 1936, S. 95) |
| II. Андалузит | | | |
| а) Призматические кристаллы, сходные по оптическим свойствам с андалузитом | 300—500 | При нагревании в автокла- ве смеси 0,7 г SiO_2 0,5 г $Al(OH)_3$ 0,5 г $KAlO_2$ или 0,7 г SiO_2 0,71 г Al_2O_3 0,26 г K_2O 3,3 г H_2O | Baur. Zs. anorg. Chem., 1911, 72, Zs. Elektroch., 1901, 17 Цитирую по Doelter, 1914 |
| Совместно с пирофил- литом и мусковитом | | | |
| б) Сноповидные агре- гаты игольчатых кри- сталлов с прямым уга- санием, положительным удлинением. Минерал морфологически схо- ден с силлиманитом, но имеет более низкое све- топреломление и дву- преломление | 470 | В свободной от щелочи си- стеме $SiO_2 - Al_2O_3$ с высоким содержанием гидрата глинозе- ма | Schlaepfer u. Niggli, op. cit. |
| в) Неопределенный Al-силикат игловидного габитуса с прямым уга- санием, положительным удлинением γ около 1,634 $\alpha \geq 1,620$ | 500 | В тех же условиях, как и 1б) корунд, но в присутствии геля кремнекислоты и при соотношении $Al_2O_3 : SiO_2 = 6 : 1$ и $2 : 1$ и при нагревании в те- чение 2 час. | Noll, 1936 |
| III. Диаспор и бемит | | | |
| а) Совместно с корун- дом | От 450 до 500 | В тех же условиях, как и а) корунд | Friedel, 1891 |

Таблица 7 (продолжение)

| Полученные минералы и их свойства | Температура получения минерала в °С | Другие условия эксперимента | Ссылка на исследователей и литературу |
|--|-------------------------------------|--|---------------------------------------|
| Без корунда | Около 400 | | |
| б) AlO(OH) в виде бемита совместно с Al-силикатом | 500 | В тех же условиях, что и б) корунд, но в присутствии геля кремнекислоты и при соотношении $Al_2O_3 : SiO_2 = 6 : 1$ | Noll, 1936 |
| в) AlO(OH) в виде бемита совместно с пирофиллитом | 400 | В тех же условиях, что и б) корунд, но в присутствии геля кремнекислоты и при соотношении $Al_2O_3 : SiO_2 = 1 : 2$ | Noll, 1936 |
| г) Диаспор в системе $Al_2O_3 - H_2O$. Выше 450° образуется корунд, ниже 280° — бемит | 280—450 | В усовершенствованной бомбе для гидротермального синтеза при заполнении ее 0,7 и высоком давлении водяного пара. Исходные вещества — синтетические гиббсит, байерит, бемит | Laubengauer a. Weisz, 1943, 247—250 |
| д) AlO(OH) в виде бемита совместно с каолинитом (при 400° в существенно таких же условиях опыта образуется мусковит) | 300 | В бомбе объемом 52 см ³ с заполнением до 25 см ³ в атмосфере CO ₂ при давлении 80—87 атм. Исходные продукты микролин (в опыте 168) или альбит (в опыте 169) в количествах 200 мг + 1,0 г KCl + +0,1 г Al(OH) ₃ при воздействии 0,105N HCl в течение 13 дней. После опыта pH раствора около 2—4 | Gruner, 1944 |
| IV. Пирофиллит | | | |
| а) Мелкие зерна со средним светопреломлением 1,588. Идентичность с пирофиллитом доказана рентгенографически | 400—500 | В тех же условиях, что и б) корунд, но в присутствии геля кремнезема и при соотношениях $Al_2O_3 : SiO_2 = 1 : 4$, под давлением от 225 до 429 атм. При отсутствии щелочей, а в присутствии их только при кислой реакции раствора | Noll, 1936, 227—228 |
| б) Пирофиллит | Выше 400 (вплоть до 540) | При разложении полевых шпатов крепкой HCl, тогда как ниже 400° при тех же условиях образуется каолинит | Schwarz u. Trageser, 1935, 142 |
| в) Пирофиллит + кремнезем | 400—500 | В тех же условиях, что и б) корунд, но в присутствии геля кремнекислоты и при соотношении $Al_2O_3 : SiO_2 = 1 : 6$ и 1 : 10 | Noll, 1935 |
| г) Пирофиллит + бемит | 400 | См. III в) | |
| д) Пирофиллит совместно с андалузитом и мусковитом | 300—500 | См. II а) | |

Таблица 7 (продолжение)

| Полученные минералы и их свойства | Температура получения минерала в °С | Другие условия эксперимента | Ссылка на исследователей и литературу |
|---|-------------------------------------|--|--|
| е) Пирофиллит совместно с бемитом | 400 | В бомбе объемом 52 см ³ с заполнением ее от 18 до 25 см ³ в атмосфере СО ₂ при давлении от 250 до 350 атм. Исходные продукты: альбит (200 мг) + 0,1 г Al(OH) ₃ при воздействии 0,105N HCl в течение 12 дней; после опыта pH раствора около 1 | Gruner, 1944 |
| ж) Пирофиллит | 300 и 400 | В тех же технических условиях опыта, но при 300°; давление лишь 80—87 атм. Исходные продукты: альбит (200 мг) + 1,0 г KCl (или 0,05 NaCl) при воздействии 0,105N раствора HCl в течение 7 дней; после опыта pH раствора около 1 | Gruner, 1944 |
| з) Пирофиллит (при 300° в существенно тех же условиях наряду с пирофиллитом образуется каолинит) | 400 | В тех же технических условиях опыта, но при воздействии 0,105N раствора HCl только на альбит (200 мг) без добавления KCl и Al(OH) ₃ , в течение 14 дней. После опыта pH раствора около 1 | Gruner, 1944 |
| V. Топаз | | | |
| а) Высокофтористый топаз с составом: SiO ₂ = 31,7% Al ₂ O ₃ = 49,0% F = 23% | 500 | При нагревании до 500° кремнефтористоводородной кислоты и смеси глинозема (или с заменой последнего свежесажженным силикатом глинозема) | Friedel Ch. u. Sarasin E. Sc. Phys. et Nat. Genevie, 1842, 26 (Цитирую по П. Н. Чирвинскому, 1903—1906, 279) |
| б) Высокофтористый топаз Al ₂ F ₂ SiO ₄ | Между 750 и 950 | Действием SiF ₄ на 2Al ₂ O ₃ ·+ + SiO ₂ в присутствии воды | Schober R. u. Thilo E. Chem. Untersuchungen von Silikaten. X Mitt. Ueber den Topas Al ₂ SiO ₄ (F, OH, O) ₂ und seine Synthese. Ber. Deutsch. Chem. Ges., 1941, 78. Цит. по реферату N. Jb. Ref., 1941, 1, H. 3 |

Таблица 7 (окончание)

| Полученные минералы и их свойства | Температура получения минерала в °С | Другие условия эксперимента | Ссылка на исследователей и литературу |
|--------------------------------------|-------------------------------------|---|--|
| VI. Флюорит а) Кристаллы флюорита | До 250 | В запаянной трубке нагревание крепкого раствора хлористого кальция и кислого фтористого кальция в течение 10 час. Опыт удавался и при замене кислого фтористого кальция кремнефтористоводородным кальцием Также свежесажженный фтористый кальций нагревался в запаянной трубке с раствором Na_2CO_3 и HCl после 60 час. | Cheeger Th. u. Drechsel E. <i>Sobr. p. Chem.</i> , 1872, 2. Senarmont de H. <i>Ann. Chim. Phys.</i> , 1851, 3 (Цитирую по П. Н. Чирвинскому, 156, 242) |
| б) Флюорит с баритом | До 240 | При нагревании до 240° в течение 19 час. слабого раствора фтористого бария и сернокислого кальция. Реакция: $\text{CaSO}_4 + \text{BaF}_2 = \text{BaSO}_4 + \text{CaF}_2$ | Cheeger Th. u. Drechsel E. <i>Journ. phys. Chem.</i> , 1872, 7 (Цитирую по П. Н. Чирвинскому, 242) |
| VII. Апатит | До 250 | Фосфорнокислый кальций нагревался в запаянной трубке с раствором хлористого кальция. Реакция: $6\text{CaHPO}_4 + 4\text{CaCl}_2 = 3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{CaCl} + 6\text{HCl}$ | Debray H. <i>Ann. Chim. phys.</i> , 1861, 41 (Цитирую по П. Н. Чирвинскому, 225—226) |

Кроме того, получаемый из экспериментальных данных вывод, что парагенезис корунд + андалузит является более высокотемпературным, а парагенезисы с флюоритом, апатитом и баритом — более низкотемпературными, чем парагенезисы с пирофиллитом и диаспором, соответствует закономерному пространственному размещению парагенезисов в типичном ореоле. Установленные наблюдения явления гистерогенного замещения корунда и андалузита диаспором и пирофиллитом тоже согласуются с этими опытными данными.

При учете того факта, что внешнее давление на систему минералообразования в алюмосилицитах района при определенной их глубинности не превышало тех давлений, какие достигались в отдельных опытах, можно использовать результаты последних и для соображений о максимальном уровне достигавшейся при минералообразовании температуры. Так, температура образования корунда в опытах Фриделя (1891), Ниггли (1914), Нолля (1936) колебалась в пределах $470\text{--}530^\circ$. Однако в опытах Шварца и Трагезера (Schwarz u. Trageser, 1935) по разложению солянокислыми растворами полевых шпатов даже при 530° получались лишь пирофиллит и бемит. Появление корунда в этих опытах происходило при температуре свыше 600° . При этом бомбы-автоклавы с объемом 160 см^3 заполнялись жидкостью до 120 см^3 (80 см^3 солянокислого раствора + 40 см^3 воды). При такой высокой степени заполнения давление, повидимому, должно быть более высоким, чем даже в опытах В. Нолля (Noll, 1936).

где корунд образовался при 500° и 530—540 атм. давления. Возможно, что в условиях небольших глубин, где в данном случае внешнее давление не превышало 135—150 атм., корунд мог сформироваться и при более низкой температуре, чем 500°. Однако вряд ли она снижалась до 400°, так как при такой температуре в аналогичном опыте № 179 у Грунера (Gruner, 1944) получался только пирофиллит при очень низком давлении в бомбе, что было обусловлено утечкой раствора во время опыта. Итак, гидротермальное образование корунда в лабораторных системах при разных уровнях давления происходит при температуре не ниже 450°.

Температурный максимум при минералообразовании, конечно, имел место лишь в тех местах, где образовались безводные минералы — корунд и андалузит. В ряде других минерализованных участков, где наиболее высокотемпературные зоны представлены диаспором в присутствии зуниита или пирофиллита, температура минералообразования, согласно сводке опытов (табл. 7), повидимому, не поднималась выше 400°. Образование диаспора в системе $Al_2O_3 - H_2O$ происходит, по опытным данным Лаубенгайера и Вейсса, в интервале температур 280—450°, выше которых образовался корунд, а ниже — бемит. Пирофиллит в более многокомпонентных системах, по данным Шварца и Трагезера, Нолля, Грунера, тоже возникает при температурах, менее высоких, чем корунд. Однако заслуживает внимания тот факт, что пирофиллит в некоторых опытах получался в ассоциации с бемитом, который не может считаться аналогом природного диаспора и который образуется в системе $Al_2O_3 - H_2O$ при более низкой температуре, чем диаспор. В опытах Грунера пирофиллит получался уже при 300°. Оба эти факта соответствуют более периферическому распространению пирофиллита, чем диаспора в некоторых зональных ореолах алюмосилицитов (Наковник, 1947).

О температуре образования зуниита пока нет опытных данных. Только на основании парагенезисов зуниита с диаспором и с пирофиллитом она может считаться, повидимому, такой же, как у этих его равновесных спутников, т. е. около 300—400°. Возможно также, что температурный интервал появления зуниита простирается, как и у пирофиллита, несколько ниже, поскольку зуниит встречается и в более периферических парагенезисах с кварцем.

Данные о температуре образования искусственного топаза несколько расходятся между собой и относятся только к простому синтезу высокофтористого топаза без исследования температурных границ его устойчивости с полями равновесия других минералов той же системы. Влияние временного содержания в составе топаза добавочных анионов на температуру его образования тоже не изучено. Поэтому гораздо более надежными могут считаться многочисленные данные Н. П. Ермакова (1949) по определению температур гомогенизации первичных включений в топазах Волыни и других районов. Однако и по этим данным температура возникновения исследованных 14 топазов колеблется от 310 до 500°, т. е. в очень широком интервале.

Наши наблюдения над зональностью внутреннего строения кристаллов топаза (см. главу II) все же указывают, что более богатая фтором разновидность слагает их центральные части; последние возникли раньше, т. е., повидимому, при более высокой температуре, чем сравнительно бедные фтором периферические части кристаллов. Отсюда имеются некоторые основания полагать, что низкофтористый топаз Кабанского месторождения вообще является более низкотемпературным, чем большая часть других известных топазов. Во всяком случае единичные примеры обнаружения такого топаза в периферических зонах ореола минерализации не противоречат представлению о постепенном снижении температуры минералообразования в направлении от центра ореолов к их периферии.

Совершенно не вызывает сомнений более низкотемпературное образование флюорита, апатита и связанного с ними барита, чему соответствует и периферическое расположение этих минералов. Данные о температуре гидротермального синтеза этих минералов (до 240—250°) не находятся в противоречии с определениями температуры гомогенизации первичных включений в них. Пользуясь этим методом, Н. П. Ермаков (1944) установил средние температуры образования барита и флюорита в некоторых месторождениях Средней Азии, соответственно, в 138 и 122°.

Итак, при вероятной максимальной температуре минералообразования в 450—500°, достигавшейся в местах образования корунда и андалузита, она постепенно снижалась в направлении к периферии зональных ореолов.

б) Химический состав различных по размещению парагенезисов показывает последовательное изменение как в соотношении инертных компонентов $Al_2O_3 : SiO_2$, так и в содержании некоторых, вполне подвижных компонентов. Минеральные парагенезисы в центральных частях ореола значительно богаче глиноземом и беднее кремнеземом, чем в периферических частях. В частности, свободная Al_2O_3 (корунд) присутствует лишь в самой центральной зоне, тогда как свободная SiO_2 (кварц) появляется значительно ближе к периферии и только с исчезновением андалузита и диаспора. Замечателен тот факт, что зунит обычно располагается ближе к центру ореола, чем сходный с ним по слагающим компонентам, но более богатый кремнеземом топаз.

Для количественной характеристики различий вещественного состава некоторых зон ореола и тех изменений, какие произошли в составе исходных пород при образовании алюмосилицитов, можно использовать данные табл. 8.

Как видно из таблицы, весовое содержание Al_2O_3 в корундо-андалузитовых породах повышается в круглых цифрах до 67%, а содержание SiO_2 снижается до 20%, тогда как в серицито-зунитовых породах соответствующие цифры равны 42 и 31%, а во вторичном кварците соответственно 21 и 72%. По литературным данным (Белянкин, Веселовская, Петров, 1949, 13), в типичных вторичных кварцитах содержание Al_2O_3 колеблется от 2 до 14%, а содержание SiO_2 от 70 до 90%. Таким образом, по направлению от периферии ореолов изменения к их центрам намечается отчетливая десиликация и соответственное обогащение глиноземом.

Исходные породы, подвергшиеся гипогенно-метасоматическому изменению на описанном участке, являются тонкослоистыми кристаллокластическими туфами, в которых толщина отдельных различаемых слоев обычно не превышает 1—3 см. Отдельные слои отличаются друг от друга различной величиной зерна и колеблющимися соотношениями двух главных породообразующих минералов — кварца и альбитизированного плагиоклаза. При частом чередовании слоев суммарный вещественный состав туфов должен был оставаться более или менее постоянным, по крайней мере для более крупных пачек их, мощность которых соответствует мощности отдельных зон наблюдаемого ореола изменения. В этом нас убеждает также сравнение химического состава двух образцов зеленокаменно-измененного туфа с описанного участка, резко отличающихся по размерам зерен и сложенности (табл. 8, анализы 1 и 2). Химический состав этих слабиозмененных туфов, в которых сохранились еще зерна альбитизированного плагиоклаза при некотором замещении их хлоритом и эпидотом и подчиненном развитии в породе редких зерен титанита и пирита, дает представление о химическом составе первоначальных пород. Кроме того, поскольку содержание Al_2O_3 в кислом плагиоклазе не превышает 22% по весу, то даже в прослоях, сильно обогащенных этим минералом, содержание Al_2O_3 не могло достигать 67%, как это имеет место для описанных корундо-андалузитовых пород. Столь же невероятным надо считать

Химический состав некоторых горных пород участка Кабан I в вес. %

| Компоненты | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|-------|-------|
| SiO ₂ | 69,36 | 66,16 | 72,75 | 30,80 | 22,53 |
| TiO ₂ | 0,37 | 0,52 | 0,71 | 2,46 | 3,24 |
| Al ₂ O ₃ | 14,24 | 12,66 | 21,50 | 41,88 | 67,57 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,68 | 5,12 | 0,65 | 1,00 | 1,56 |
| FeO | 1,78 | 3,16 | 0,14 | — | |
| FeS ₂ | — | — | — | 6,40 | — |
| MgO | 2,13 | 2,76 | 0,12 | 0,14 | Следы |
| CaO | 1,33 | 1,10 | 0,29 | 2,34 | » |
| Na ₂ O | 5,20 | 5,30 | 0,44 | 1,42 | 0,70 |
| K ₂ O | 0,63 | 0,62 | 0,30 | 3,00 | |
| P ₂ O ₅ | — | — | 0,06 | 1,52 | — |
| Cl | — | — | — | 1,20 | — |
| H ₂ O ± | 1,63 | 1,88 | 2,02 | — | — |
| SO ₃ | 1,35 | 2,29 | — | — | — |
| Потери при прок. | — | — | 1,11 | 7,52 | 3,8 |
| Сумма . . . | 100,70 | 100,52 | 100,09 | 99,68 | 99,40 |

1. Тонкослойный кристаллокластический туф плагиоклазового порфирита (из участка Г); химик-аналитик П. Н. Нисенбаум.
2. Грубый массивный туф альбитизированного плагиоклазового порфирита (из участка Г); химик-аналитик П. Н. Нисенбаум.
3. Вторичный кварцит (из водопроводной канавы месторождения Кабан I). Химик-аналитик О. В. Крутецкая.
4. Серцитизированная зунитовая порода (из участка А); химик-аналитик В. А. Молева.
5. Корундо-андалузитовая порода (из участка З); химик-аналитик В. А. Молева.

симметричный порядок изменения первичного состава исходных пород в отношении компонентов SiO₂ и Al₂O₃. Следовательно, наблюдаемая десиликация и соответствующее обогащение глиноземом в направлении к центру описанных ореолов являются результатом перемещения вещества при метасоматизме. При этом наряду с вполне подвижными компонентами должны были испытывать миграцию и инертные компоненты SiO₂ и Al₂O₃ (или по крайней мере один из них). Однако эти изменения в соотношении инертных компонентов не сопровождаются уменьшением числа минералов в парагенезисах. Следовательно, миграция инертных компонентов вызывалась лишь такими незначительными изменениями концентрации их в поровом растворе, которые не являлись для данной системы произвольными. Они зависели, повидимому, от поглощения или выделения компонентов SiO₂ и Al₂O₃ при минералообразовании. Такую миграцию инертных компонентов следует называть, по определению Д. С. Коржинского (1946, 327), «пассивной» в отличие от «активного» выноса и привноса вполне подвижных компонентов в растворах.

Как видим из табл. 8, при образовании высокоглиноземистых пород произошло значительное увеличение не только Al₂O₃, но и TiO₂ с примерно одинаковой концентрацией обоих компонентов в 5—7 раз по сравнению с вероятными содержаниями их в исходных породах. Это обстоятельство при известной инертности титана в метасоматических процессах заставляет склоняться к выводу, что наблюдаемая десиликация центральных

Частью ореолов была вызвана действительным выносом кремния в какой-то форме в периферические зоны, а не перемещением алюминия и титана в обратном направлении.

Содержание железа при метасоматизме, по видимому, не претерпевает существенных изменений, хотя окисное железо первоначальных пород (гематит, магнетит) связывается во вновь образующемся пирите уже в закисной форме.

Из сравнения химического и минералогического состава зон нетрудно заметить последовательные изменения в содержании и вполне подвижных компонентов. Рассмотрим сначала группу вынесенных компонентов MgO , CaO , Na_2O .

Mg -минералы (хлорит, амфиболы, биотит, тальк, как и особые метаморфические минералы — кордиерит, гумит, шпинель и др.) совершенно отсутствуют в пределах гипогенно осветленных пород. При этом можно не пренебрегать во внимание небольшой изоморфной примеси MgO в редком хлоритоиде, условия появления которого рассматриваются ниже.

Распространенные в зеленокаменных породах района Ca -минералы (эпидот, кальцит, титанит, пренит и др.) также не встречаются в ореоле минерализации. Однако в соединении с летучими (флюорит, апатит) Ca уже фиксируется в наиболее периферических зонах и проникает в центральные зоны лишь в виде акцессорного апатита.

K — Na -минералы (серицит, парагонит) несколько больше свойственны рассматриваемым породам, проникая внутрь ореола дальше и в большем количестве, чем Ca -минералы, и встречаясь в неравновесной ассоциации даже с зуниитом и диаспором. В зуниитовой породе содержание щелочей равно 4,42% (при содержании $K_2O = 3,00$ и $Na_2O = 1,42$). В корундо-андалузитовых породах оно снижается до 0,4—0,7%, т. е. происходит практически полный вынос их. В зеленокаменных туфах (табл. 8) содержание $Na_2O = 5,30$ и 5,20%, а $K_2O = 0,62$ и 0,63% по весу. Следовательно, при образовании алюмосилицитов происходил почти полный вынос лишь Na_2O , тогда как содержание K_2O в алюмосилицитах, богатых серицитом, даже увеличивалось.

Заслуживает рассмотрения распределение в ореоле и той группы вполне подвижных компонентов, содержание которых в породах резко увеличилось в результате минералообразования (H_2O , F , Cl и S). Судя по минералогическому составу измененных пород, центральные зоны ореола бедны летучими, из которых в диаспоре и пирофиллите связывается лишь гидроксильная группа. С удалением же от центра минерализации в появляющемся зуниите фиксируются наряду с $(OH)'$ уже значительные количества добавочных анионов (Cl' и F'). Еще ближе к периферии является топаз, в котором отношение $F' : (OH)'$ гораздо выше, чем в зуниите, и, наконец, во флюорите оно достигает максимума. Таким образом, количественные соотношения некоторых летучих компонентов в минералах изменяются с переходом от внутренних парагенезисов к периферическим довольно однозначно и постепенно.

3. Геолого-структурные причины зональности и критика взглядов Грейтона и Баудича

Из описанных явлений геолого-структурному объяснению подлежит прежде всего тенденция к симметричному порядку расположения парагенезисов, различающихся по химическому составу и температуре образования.

Наиболее простое объяснение этого явления заключается в следующем. Минерализация вызывалась нагретыми не менее чем до 450—500° растворами или эманациями сложного состава, которые должны были

циркулировать по каким-то сравнительно узким структурным каналам или зонам просачивания. Расположение главных каналов должно было совпадать с местом формирования наиболее высокотемпературных парагенезисов, т. е. с центрами наметившихся симметричных ореолов. Поступающие растворы диффундировали в обе стороны от питающего канала в его боковые породы, обладавшие достаточной пористостью, и охлаждались приблизительно в одинаковой степени на одинаковых расстояниях от него. По этой причине на равных расстояниях от канала в боковых породах его сформировались минералы, одинаковые по температуре образования. Чем больше было расстояние данного парагенезиса от главного канала, тем более низкотемпературным он должен был получиться, что в общем и соответствует наблюдаемым фактам.

Однако симметричное формирование парагенезисов разного температурного уровня нельзя считать результатом воздействия только температуры вследствие, например, переноса тепла благодаря простой теплопроводности горных пород, или же посредством диффузии горячих, но химически пассивных растворов. Мы видели, что в рассматриваемом случае ряд новых компонентов (F, Cl, S, H₂O, K₂O) привнесен в боковые породы, причем одновременно подвергались довольно симметричному выносу основания MgO, CaO и Na₂O. Кроме того, произошло закономерное перераспределение инертных компонентов SiO₂ и Al₂O₃.

Для понимания вероятного механизма затухания минерализации в обе стороны от центральных наиболее высокотемпературных зон, обогащенных более высокоглиноземистыми минералами, следует вспомнить о возрастных взаимоотношениях парагенезисов на границах отдельных петрографических зон. Так, на границе корундо-андалузитовой и диаспоро-зунитовой зон зунит (и наряду с ним гистерогенный серицит) замещается позднейшим андалузитом, а диаспор и пирит сохраняются в последнем лишь в виде устойчивых реликтов-включений (участок З, обр. № 6 и № 13) (табл. II, фото 2). В серицито-зунитовых породах внутренней части этой зоны имеются местами (участок Ж, обр. № 10) признаки более позднего образования агрегатов из диаспора и пирофиллита среди массы зунита и серицита. В существенно кварцевых породах, зунит и топаз (т. е. минералы, характерные для более внутренних зон ореола) образуют местами прожилки с развитием микропетельчатых текстур замещения (участок З, обр. № 22; участок Е, обр. № 6 и 7) (табл. VII, фото 1а, 1б, 2а, 2б).

Такие взаимоотношения минеральных ассоциаций указывают на разрастание каждой из более внутренних зон ореола за счет следующей к периферии зоны. Следовательно, какая-то заключительная порция минерализующих растворов могла диффундировать или просачиваться сквозь ранее сформированную такими же растворами зону (например, корундо-андалузитовую), находясь в химическом равновесии с ее минералами. Как только эти растворы вступали в соседнюю зону, они начинали воздействовать на ее минеральный состав, преобразуя наименее устойчивые минералы (в данном примере зунит и серицит) в минералы более центральной зоны (андалузит и корунд). С понижением температуры и химической активности растворы, продвигаясь дальше к периферии сквозь вторую зону, уже не могли производить в ней заметных изменений. Однако, достигнув внутренней границы третьей зоны (например, сложенной в результате предыдущей стадии минералообразования вторичными кварцитами), эти же самые растворы должны были отлагать в ней новые минералы, характерные для второй зоны (например, зунит вдоль сети трещинок), и т. д. Такой механизм смещения зон к периферии и разрастания всего ореола предполагает, что по крайней мере периферическая часть каждой из симметрично расположенных зон образовалась на месте внутренней части той соседней зоны, которая располагалась ближе к периферии.

Тем не менее разрастание всех зон каждый раз происходило под воздействием одной и той же порции растворов, продвигавшихся от канала к периферии, т. е. практически одновременно. При этом химическая активность тех растворов, которые поступали непосредственно из канала во внутреннюю зону, могла оставаться более или менее одинаковой в течение некоторого периода минералообразования, изменение же растворов было обусловлено лишь охлаждением и последовательной реакцией их с боковыми породами.

Такая модель, вытекающая из фактов, кажется нам более правильной, чем модель Грейтона и Баудича (Graton a. Bowditch, 1936) для образования аналогичной метасоматической зональности на месторождении Серро-де-Паско в Перу. Из факта замещения минералами внутренней зоны (алунином, диккитом, зуннитом) минералов внешней зоны (серицита) эти исследователи заключили, что внутренняя зона образовалась вообще в конце процесса минералообразования в результате изменения характера гипогенных растворов в самом питающем канале. Позднее Л. Грейтон (1946, 125—126) снова подчеркнул такую же последовательность формирования гипогенной минералогической зональности вокруг кислых источников и фумарол. При этом американскими исследователями совершенно игнорируется тот факт, что минералы внутренней зоны все-таки замещаются минералами более внешней зоны. В частности, неоднократные упоминания о замещении алуниита диккитом встречаются и в цитируемой работе (Грейтон и Баудич). В некоторых подобных же ореолах, исследованных в СССР, эта закономерность проявляется настолько отчетливо, что Н. И. Наковник (1947, 145) приходит к категорическому заключению, что «корунд, андалузит и диаспор разъедаются всеми ведущими минералами последующих фаций — алунином, диккитом, пирофиллитом и серицитом, а корунд и андалузит — также и диаспором»¹. На Кабанском месторождении замещение агрегатов андалузита гистерогенными жилками диаспора и пирофиллита наблюдается и в тех участках, где ассоциация андалузита и корунда заместила более ранний парагенезис из зуннита, диаспора, пирита и рутила. Следовательно, истинное развитие процесса выражается здесь последовательной сменой во времени по крайней мере трех равновесных ассоциаций: 1) зуннит + диаспор, 2) андалузит + корунд, 3) пирофиллит + диаспор. Первый переход имел место при повышении температуры благодаря разрастанию внутренней зоны при продвижении еще горячих растворов от центра к периферии ореола. Переход же от второго парагенезиса к третьему указывает на изменение характера растворов в результате их естественного охлаждения и благодаря предшествующим реакциям с минералами первого парагенезиса.

Вероятно, подобная неоднократная смена парагенезисов во внутренних зонах ореолов является причиной полного отсутствия здесь реликтовых структур первоначальной породы и, в частности, отсутствия псевдоморфоз андалузита и корунда по полевым шпатам.

Гипотеза Грейтона и Баудича о последовательном развитии сначала внешней, а затем все более внутренних зон метасоматического ореола не может объяснить и других особенностей его строения. Так, например, остается непонятным, почему более «поздняя» (т. е. внутренняя) зона в ореолах алюмосилицитов бывает сложена более высокотемпературными минералами, чем «предшествующая» (средняя) зона, а последняя в свою очередь — более высокотемпературными минералами, чем «самая ранняя» (периферическая) зона.

¹ С выводом Н. И. Наковника, что обратные отложения не имеют места, согласиться нельзя. Факты, свидетельствующие о разрастании внутренних зон ореола за счет более периферических, повидимому, имеются и в других районах, кроме Кабанского и Серро-де-Паско.

Для Кабанского месторождения, как и для Серро-де-Паско, различия в температурах образования разных зон именно таковы. Поэтому, следуя гипотезе Грейтона и Баудича, приходится допустить, что температура минерализующих растворов все время повышалась, пока происходило первично гипогенное минералообразование. В таком случае остается неизвестным, в чем же выразалось действие растворов в стадии их неизбежного охлаждения, не говоря уже о причинах такого аномального нагревания растворов в питающем канале вместо более естественного охлаждения их.

Наконец, модель Грейтона и Баудича для формирования гипогенной зональности бессильна объяснить, почему более «ранние» (внешние) зоны не уничтожены разраставшимися внутренними зонами, а каждая из зон сохранила более или менее пропорциональную мощность. Ясно, что зональность имела шансы сформироваться лишь в том случае, если одновременно с разрастанием внутренней зоны за счет следующей к периферии зоны последняя в свою очередь надвигалась на еще более периферическую зону и т. д.

Повидимому, такой же способ формирования зональности имеет место и в контактовых ореолах. Поэтому обсуждение его здесь, на примерах зональных алюмосилицитов, не лишено более общего геологического значения.

Остановимся еще на факте различия минералогического состава внутренних зон на разных участках месторождения.

В ореоле участка *Ж* корундо-андалузитовые породы уже отсутствуют, а в ореоле участка *Е* и других не встречаются и диаспоро-зуниитовые породы. Непосредственно выше некоторых из описанных участков любые парагенезисы из высокоглиноземистых и галлоидсодержащих минералов уже отсутствуют: т. е. минерализация полностью затухает (фиг. 1). Следовательно, понижение температуры и химической активности растворов происходило и при подъеме их вдоль питающих путей (зон трещиноватости). Поэтому можно считать вероятным, что в вертикальном направлении вверх — вдоль определенных структурных путей местами сформировалась такая же последовательность петрографических зон, как и в боковом направлении от центра ореола участка *З*.

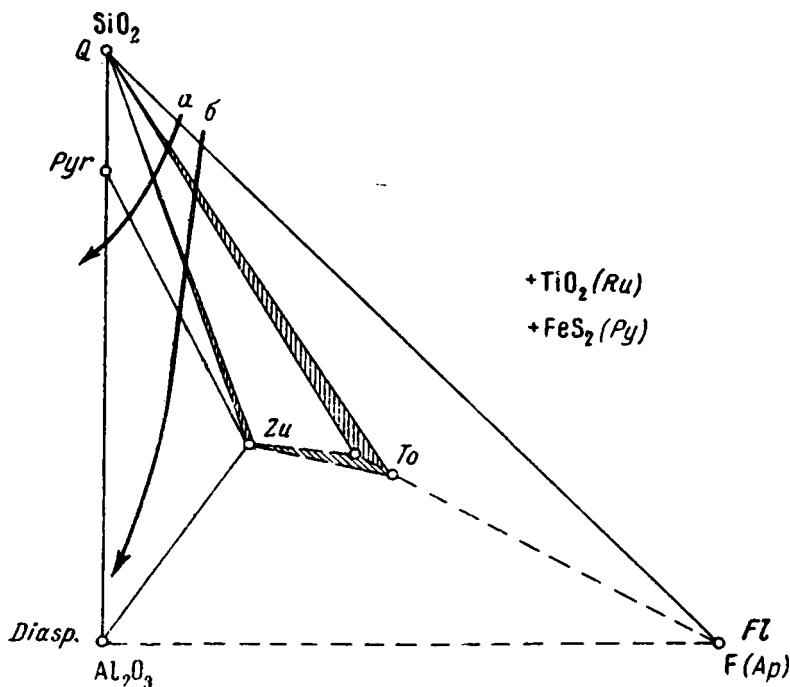
Однако эта идеальная картина могла осложняться разнообразием структурных условий и геологической истории данного участка. В частности, структурными условиями можно объяснить некоторые осложнения в симметрично-зональном боковом размещении парагенезисов. Так, например, чередование некоторых более высокотемпературных ассоциаций с низкотемпературными в боковых частях ореола могло быть вызвано ответвлениями побочных трещин от главного питающего канала. Около этих второстепенных путей температура растворов должна быть выше, чем в порах окружающей среды. Поэтому здесь должны были сформироваться более высокотемпературные парагенезисы с меньшим содержанием летучих в составе минералов. Таким образом, могла происходить своеобразная интерференция температурных и химических влияний главного и побочного питающих каналов, усложнявших общую картину пространственной последовательности парагенезисов.

Другая причина местных отклонений от идеально-симметричного размещения парагенезисов могла заключаться в неоднородности первоначального химического состава замещавшихся слоистых туфов относительно инертных компонентов. В частности, соотношение $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ должно было испытывать местами существенные колебания при переходе от одного тонкого пропластка туфа к другому, что могло отразиться и в соответствующих вариациях парагенезисов. Именно по этой причине, благодаря относительной инертности компонентов SiO_2 и Al_2O_3 , в пределах одной и той же температурной зоны могло сформироваться рядом несколько парагенезисов, отличающихся друг от друга по суммарному соотношению в них этих компонентов SiO_2 и Al_2O_3 .

Следовало бы, конечно, оценить анализом конкретного материала, в какой степени отразилась та или другая из указанных геологических причин на разнообразии и размещении парагенезисов. Однако без помощи наглядного геометрического изображения последних такая попытка была бы безрезультатной.

4. Диаграмма зависимости парагенезисов от соотношения компонентов и изменения температуры

В соответствии с выводами главы IV, вариация равновесных минеральных ассоциаций в породах определялась соотношением инертных компонентов SiO_2 и Al_2O_3 , тогда как остальные инертные компоненты были



Фиг. 8. Минеральные парагенезисы в алюмосиликатах Кабанского колчеданного месторождения. Стрелки указывают на последовательность смены парагенезисов с приближением к центрам ореолов (низко- и средне-температурная ступени)

представлены «избыточными» минералами и не влияли на разнообразие парагенезисов. Отсюда можно было бы попытаться изобразить совокупность наблюдавшихся парагенезисов на треугольной диаграмме обычным способом. В качестве одной из координат такой диаграммы следует принять соотношение $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$; тогда другая координата может представлять содержание одного из вполне подвижных компонентов, которое изменялось бы однозначно с понижением температуры. Попытка построения такой диаграммы приводит к заключению, что адекватное действительности изображение типичной последовательности парагенезисов получается только в том случае, если в качестве второй координаты будет принято содержание фтора в минералах. Но это означает, что мы изображаем парагенезисы, образовавшиеся в такой системе, в которой фтор обладал более высоким химическим потенциалом, чем другие вполне подвижные компоненты.

На предлагаемой диаграмме (фиг. 8) отражаются взаимоотношения только тех минералов, которые содержат в своем составе летучие (пиро-

филлит, диаспор, топаз, флюорит, апатит), а также тех, которые находятся в равновесии с ними (кварц). Парагенезисы с андалузитом и корундом, как относящиеся к более высокотемпературной ступени минералообразования, потребуют особой диаграммы и здесь не изображены. Два избыточных минерала — рутил и пирит — предполагаются присутствующими во всех парагенезисах и поэтому не требуют изображения. Допускается также участие апатита и барита, что для первого обусловлено местным появлением индифферентного компонента $\text{CaO} \cdot \text{P}_2\text{O}_5$, а для второго — проявляющейся местами неполной подвижностью кислорода.

Сплошные линии связи между фигуративными точками отвечают наблюдавшимся или возможным равновесным ассоциациям двух минералов. Парагенезис пиррофиллит + кварц наблюдался лишь в некоторых шлифах из хлоритоидсодержащей колчеданной руды. Однако в некоторых вторично-кварцитовых комплексах из других районов ассоциация пиррофиллита с кварцем встречается (Clarr, 1915, 74; Наковник, 1947). Поэтому не исключена вероятность того, что в рассматриваемых породах, подвергавшихся региональному метаморфизму, пиррофиллит в ряде парагенезисов (например, в ассоциации с кварцем или с зунитом) был замещен позднейшим серицитом.

В соответствии с диаграммой невозможны равновесные ассоциации флюорита с пиррофиллитом, топаза с пиррофиллитом и кварца с диаспором. Парагенезисы пиррофиллита и кварца с хлоритоидом при участии рутила и пирита, наблюдавшиеся в хлоритоидсодержащей колчеданной руде, на данной диаграмме не могут быть изображены как относящиеся к системе с вполне подвижным и избыточным поведением компонента — железа.¹

Если нанести на диаграмму фигуративные точки химического состава описанных пород, то они попадут лишь в ту часть ее, которая примыкает к стороне $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$. Для остальной части диаграммы возможные парагенезисы остаются неизвестными за исключением распространения на эту часть наблюдавшихся равновесных ассоциаций: топаз + кварц, флюорит + кварц.

В таком случае последовательная смена ассоциаций от периферии к центру изучавшихся ореолов может быть указана, например, стрелками *a* и *b* (фиг. 8).

В направлении, указанном этими стрелками, уменьшаются отношения

$$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{F}} \text{ и } \frac{\text{F}}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2} .$$

Первое изменение, резко выраженное при изменении состава пород вдоль стрелки *b*, соответствует десиликации, второе — потере летучих. Последний процесс, несомненно, является эндотермическим. Поэтому уменьшение коэффициента $\frac{\text{F}}{\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3}$, более резко выраженное в направлении стрелки *a*, должно соответствовать и возрастанию температуры минералообразования.

Таким образом, диаграмма схематически резюмирует выводы этой главы, изображая как антагонистические, так и равновесные взаимоотношения минералов и указывая на идеальный порядок пространственного размещения парагенезисов. В таком случае диаграмма отражает какие-то реально существовавшие связи между изменением температуры и химической активностью каждого из трех компонентов. Необходимость выявления этих связей должна быть принята во внимание при исследовании химизма минералообразования (см. гл. VI).

¹ См. п. 6 данной главы.

Вероятные геологические причины отклонений от строго симметричного распространения парагенезисов были уже указаны в п. 3 этой главы. Сейчас можно рассмотреть некоторые характерные примеры таких отклонений. При рассмотрении диаграммы парагенезисов видим, что даже весьма небольшие изменения в соотношении компонентов $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ в породе, близкой по химическому составу к мономинеральной зунитовой, могут перемещать ее фигуративную точку на линии тех или иных парагенезисов. В зависимости от таких колебаний в литологическом составе первоначальных пород, например, могут образоваться даже в условиях одной и той же температурной зоны равновесные ассоциации зунита то с диаспором, то с пирофиллитом. Чередувание именно таких парагенезисов наблюдается вдоль оси керн скважины в участке Ж, № 8, 9 (табл. 5); в участке З, № 15, 16 и 17 (табл. 6). Оно, вероятно, объясняется резкими различиями в соотношении инертных компонентов $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ в первичном составе соседних пропластков туфа там, где эти различия не могли быть уничтожены диффузией при минералообразовании.

Однако местами наблюдается перемежаемость вдоль оси керн и таких парагенезисов, суммарный состав которых сравнительно мало различается по соотношению $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ и гораздо заметнее — по содержанию летучих (фтора и хлора). Так, во вторичных диаспоритах часто чередуются ассоциации диаспор + пирофиллит и диаспор + зунит (на участке Ж № 9, 10). Аналогичным примером можно считать присутствие среди серицитовых пород с топазом (на участке З, № 4, 5, 6, 7) более высокотемпературного парагенезиса диаспор + зунит. Во вторичных кварцитах нередко чередуются равновесные ассоциации преобладающего кварца то с зунитом, то с топазом (в участке Е). В этих случаях смещение парагенезисов на диаграмме происходит не вдоль эквипотенциальных линий (т. е. не в пределах одной и той же температурной зоны), а в ином направлении. В таких примерах хочется видеть местные различия температуры растворов, что легко объяснить естественным сложнорасщепленным строением питающего канала.

Не исключена также возможность взаимодействия обеих указанных причин. Рассмотрим, например, случай, когда нагретые минерализующие растворы проникают вдоль местной зоны трещиноватости в пропласток высококремнистого туфа. Литологический фактор (возрастание SiO_2 в первоначальной породе) потребует здесь образования парагенезиса, богатого кварцем, тогда как повышенная температура, обусловленная местной трещиноватостью, вызовет образование более высокотемпературных минералов с частичным удалением избытка кремнезема. Если содержание последнего в составе туфа все же значительно, а воздействие раствора кратковременно, то, в конечном счете, может появиться необычная для описанных участков туфа ассоциация избыточного кварца с пирофиллитом или даже с андалузитом.

К сожалению, отсутствие естественных или искусственных (подземных) обнажений и большие пропуски керн не допускают более подробного анализа фактического строения наметившихся ореолов.

5. Колебания числа равновесных минералов в парагенезисах и мономинеральные жилы

Обратим теперь внимание на небольшие колебания в числе равновесных минералов при переходе от одного парагенезиса к другому.

Как видим из табл. 4, 5 и 6, эти колебания чаще всего выражаются в выпадении «избыточных» минералов (пирита, рутила, апатита), что легко объяснить неравномерным распространением в первоначальной слоистой породе того или иного «индифферентного» компонента. Нередко число

минералов в парагенезисе возрастает на единицу за счет местного появления барита, т. е. в результате проявления неполной подвижности кислорода. Образованием барита местами компенсируется отсутствие одного из избыточных минералов. Наконец, в некоторых парагенезисах, кроме этих понятных случаев, наблюдается все же уменьшение числа минералов, если не принимать во внимание серицита, который ассоциируется почти со всеми парагенезисами. Это — парагенезисы № 1, 8, 11, 12, 14 табл. 4 или № 4, 11, 13 табл. 5, или № 1, 2, 4, 7, 9, 18 табл. 6. Поскольку роль серицита в первичногипогенном минералообразовании затемнена метаморфическим новообразованием и переотложением серицита, постольку в некоторых отмеченных парагенезисах на месте серицита мог первоначально существовать какой-то исчезнувший минерал, обладавший равновесными отношениями к другим членам парагенезиса. Так, существование первоначального пирофиллита можно допустить в серицитизированных зунитовых породах, где среди массы интерстициального зунита в шлифах изредка наблюдались замещенные серицитом чешуйки пирофиллита. В парагенезисе с кварцем в самых периферических зонах ореола, т. е. на более низкотемпературной ступени процесса, мог образоваться и сам первичный серицит, подвергшийся позднее метаморфическому переотложению. Серицит в ассоциации с подчиненным топазом, кристаллы которого слагают в описанных примерах не более 15—20% объема породы, повидимому, образовался на месте какого-то иного минерала, равновесного с топазом. Если исключить все перечисленные и другие случаи, где можно с вероятностью допускать более раннее существование исчезнувших членов парагенезиса, то почти не останется примеров, в которых число равновесных минералов меньше обычного. Только в мономинеральных жилках — диаспоровых, пирофиллитовых, топазовых, флюоритовых — число минералов бесспорно уменьшилось по сравнению с обычными парагенезисами.

Причиной уменьшения количества равновесных минералов Д. С. Коржинский (1946, 328—330) считает более интенсивное пропитывание пород растворами в зонах повышенной трещиноватости. Вследствие этого концентрации одного или нескольких инертных компонентов резко изменяется сравнительно с обычной концентрацией их в межпоровом растворе. Отсюда в системе появляются добавочные степени свободы, которые требуют соответственного уменьшения числа минералов в парагенезисе.

В отдельных трещинах все инертные компоненты могут приобрести полную подвижность. Концентрация их в трещинах будет поддерживаться быстрым течением растворов и более свободной, чем в порах, диффузией на независимом от состава пород уровне. Происходит растворение стенок трещин, а при падении температуры может быть достигнута концентрация насыщения для одного из менее растворимых компонентов. В таком случае один из минералов осаждается, т. е. образуются мономинеральные выполения трещин. В зависимости от температуры проникающих растворов и концентрации в них вполне подвижных компонентов, а также от состава боковых пород минеральный характер жильного выполения несколько меняется от трещины к трещине.

Такое объяснение вполне приложимо к наблюдавшимся в керне мономинеральным жилкам: диаспоровым (участок *З*, обр. № 9), пирофиллитовым (участок *Ж*, обр. № 9), баритовым (участок *Е*, обр. № 12), флюоритовым (участок *З*, обр. № 24), а также и явно гистерогенным жилкам замещения. В случае образования диаспоровых жилок насыщающим компонентом, конечно, был Al_2O_3 , равно как при образовании кварцевых жилок — SiO_2 . Пирофиллитовые и баритовые жилки свидетельствуют о насыщении растворов составом того или иного минерала в целом.

В перечисленных примерах наблюдается некоторая зависимость между минералогическим составом жилок, с одной стороны, и их боковых пород—

с другой. Диаспоро-пирофиллитовые прожилки рассекают агрегат зерен андалузита, пирофиллитовые жилки обнаружены в зуниит-диаспоровой породе, баритовые — в зуниитовой породе, флюоритовые — в агрегате зерен кварца. Как видим, минеральный состав жилок не одинаков с составом боковых пород, но соответствует, обычно, минеральному составу следующей к периферии (более низкотемпературной) зоны. Поэтому можно считать, что перечисленные жилки образовались из тех же минерализующих растворов в результате заполнения ими трещинок, возникших в только что сформировавшихся в результате метасоматизма породах. Небольшое охлаждение растворов в таких трещинках приводило к осаждению минералов, относящихся хотя и к более низкой, тем не менее к ближайшей температурной ступени.

Из того факта, что мономинеральные выполнения не являются более высокотемпературными сравнительно с парагенезисом боковой породы, можно вывести заключение, что эти трещинки не имели тесной структурной связи с питающими путями первоначальных растворов. Впрочем, для микроскопических жилок этот вывод следует даже из прямых наблюдений над их выклиниванием. К сожалению, отсутствие обнажений на минерализованных участках не позволяет дополнить микроскопическое исследование немногих обнаруженных нами жилок обстоятельными геологическими наблюдениями.

6. О некоторых условиях массового отложения сульфидов

Присутствие рассеянного пирита в различных парагенезисах алюмосилицитов удовлетворительно объясняется сульфидным замещением редких железосодержащих минералов первоначальной породы, или, иначе говоря, инертным поведением компонента-железа при полной подвижности компонента-серы. Как видим из табл. 8, суммарное содержание окиси и закиси железа в туфах достигало 4—8% по весу, что соответствует содержанию железа в виде пирита зуниитовых пород и других разностей алюмосилицитов. Труднее понять причину обособления массивной сульфидной руды в виде согласных с зонами минерализации вертикальных залежей, располагающихся в краевых частях ореолов.

Для выявления этой причины попытаемся сначала рассмотреть при помощи правила фаз происхождение наблюдавшегося нами парагенезиса: пирит + хлоритоид + рутил (табл. 6, № 20—21). По своему положению (между зуниито-диаспоровыми породами — на востоке и зуниито-кварцевыми породами — на западе), а также по характеру слагающих минералов этот парагенезис должен представлять сингенетичную зону алюмосилицитов. Однако положение этого парагенезиса в ореоле оказывается несимметричным, поскольку ассоциация с хлоритоидом не наблюдалась ни по другую сторону центра минерализации, ни в аналогичных по положению зонах соседнего участка. Остальные колчеданные скопления тоже не занимают строго определенного места в ореолах, хотя и располагаются в их периферических зонах — среди кварцево-серицитовых и даже кварцево-хлоритовых пород.

Другой особенностью рассматриваемого парагенезиса, как и остальных колчеданных скоплений, является объемное преобладание пирита с участием других сульфидов над нерудными минералами. Кроме того, пирит здесь сопровождается хлоритоидом, т. е. такой разновидностью хрупких слюд, которая предельно насыщена железом. Оба эти обстоятельства указывают на высокую концентрацию железа при минералообразовании, совершенно не сравнимую с содержанием этого компонента в остальных парагенезисах алюмосилицитов.

Какова же ближайшая причина высокой концентрации железа, и не обусловлено ли массовое сульфидоотложение одним из известных нам

факторов разнообразия парагенезисов (например, особым литологическим составом замещенных пород)?

Рассматриваемая полоска колчеданной руды, как и соседние рудные тела и полосы минерализации в целом, обладает вертикальным падением и меридиональным простиранием. Следовательно, минерализованные полосы и колчеданные тела пересекаются с первичной слоистостью замещенных пород, для которой здесь нами установлено юго-западное падение под $\angle 67-70^\circ$. Этим явным несогласием уже исключается допущение, будто колчеданные тела образовались посредством избирательного замещения отдельных прослоев туфовой толщи, обогащенных, например, гематитом или магнетитом более раннего происхождения.

Впрочем, для объяснения несогласного залегания рудных залежей со слоистостью можно допустить замещение колчеданом каких-либо даек, пересекавших слоистость. Однако кислые дайки на контактах с колчеданной рудой подвергаются замещению в гораздо меньшей степени, чем вмещающие туфы или порфириты; основные же дайки остаются среди колчеданной массы совершенно незамещенными, что заставляет допускать даже их более позднее внедрение относительно оруденения. Кроме того, суммарное содержание окиси и закиси железа в жильных диабазах и порфиритах все-таки не превышает 12% по весу, в жильных альбитофирах — 6—7% по сравнению с содержанием железа в 4—8% во вмещающих их альбитизированных плагиоклазовых порфиритах и их туфах. Исходя из этого, если даже допустить мало вероятное по всем признакам избирательное замещение сульфидной массой каких-либо даек, все-таки придется согласиться с огромным привносом в участки оруденения не только серы, но и железа наряду с другими металлогенными элементами. Но этот вывод совершенно лишает дайки преимущества перед боковыми породами в отношении сульфидного замещения.

Наконец, минераграфическое изучение колчеданных руд (Филимонова, 1949) не дало никаких указаний на существование здесь первоначальных скоплений из железосодержащих минералов на месте колчеданной руды и на избирательность массового сульфидного замещения вообще. В участках густой сульфидной вкрапленности на Кабанском месторождении, как и в других районах Урала, еще хорошо различаются реликтовые структуры грубых туфов с сохранением незамещенных сульфидами крупных обломков кварца.

Таким образом, мы приходим к заключению о несомненном привносе железа наряду с другими металлогенными элементами при массовом замещении колчеданной рудой отдельных участков толщи туфов. Ориентировка же этих участков оруденения была несогласной с первичной слоистостью и стратиграфическими контактами. Для понимания причин рудоотложения в этих определенных участках попытаемся выяснить некоторые условия привноса железа, которое отлагалось в сульфидах колчеданной руды.

Как видим, в рассматриваемом парагенезисе имеются два богатых железом минерала, из которых один является сульфидом (пирит), а другой — силикатом (хлоритоид). Аналогичная независимость железа от связей его с серой наблюдается и в соседних участках руды, где наряду с пиритом и другими сульфидами местами встречаются такие минералы, как железосодержащий хлорит и сидерит. С другой стороны, при наличии в колчеданной руде галенита и сфалерита (Филимонова, 1949) сера оказывается в химической связи не только с железом, но и с другими компонентами. Следовательно, в рассматриваемом парагенезисе, как и вообще в колчеданных рудах, и железо, и сера должны считаться самостоятельными компонентами системы. Однако такое же независимое поведение этих двух компонентов имело место и во всех парагенезисах алюмосилицитов, где, кроме

того, проявлялось резкое различие в степени подвижности инертного железа и вполне подвижной серы. Сохранилось ли это различие и при массовом сульфидоотложении?

Число равновесных минералов в хлоритоидсодержащем колчедане не изменилось в сравнении с числом минералов в парагенезисах алюмосилицитов. При этом участие в парагенезисе, наряду с пиритом, рутила и двух силикатов (пиррофиллита и хлоритоида), при выносе из первоначальной породы щелочных элементов, а также магния и кальция, указывает на сохранение здесь инертного поведения компонентов TiO_2 , Al_2O_3 и SiO_2 .

В таком случае, не свидетельствует ли присутствие пирита в качестве четвертого равновесного минерала об инертном поведении и железа? На примере пассивной миграции компонентов SiO_2 и Al_2O_3 мы уже имели возможность убедиться, что инертность компонента вообще не исключает возможности его выноса или привноса в пределах данного ореола. Или, наоборот, может быть в наблюдаемом привносе железа проявилась его полная подвижность, т. е., иными словами, концентрация этого компонента здесь задавалась растворами независимо от первичного содержания его в породах и от протекавших с его поглощением реакций. Если при этом концентрация вполне подвижного железа достигала уровня насыщения, т. е. становилась постоянной, то присутствие железа в системе уже не привносило с собой добавочной степени свободы. Тогда в соответствии с правилом фаз избыток вполне подвижного железа должен был выпадать в виде особого минерала (в данном случае — пирита как соединения с другим вполне подвижным компонентом), а также насыщать другие возможные минералы.

Для разрешения поставленной дилеммы необходимо обратиться к минеральному составу иных колчеданных обособлений месторождения. Многочисленные прозрачные шлифы, изготовленные из колчеданной руды, показывают, что в нижних частях рудных тел промежутки между сульфидами слагаются чередующимися участками то кварца, то серицита, при обычном отсутствии здесь зерен рутила. Такие руды находятся в контакте с рутилсодержащими кварцево-серицитовыми или серицито-кварцевыми породами. В самых верхних частях рудных тел и около боковых контактов их с зеленокаменными породами (т. е. с хлоритизированными туфами и порфиритами) в прозрачных шлифах из руды наблюдаются обычно лишь кварц и хлорит. Оба минерала чаще встречаются в виде чередующихся мономинеральных участков или в другом довольно неправильном распределении между сульфидами. Изредка в ассоциации с хлоритом в промежутках рудных зерен наблюдались сидерит. Сфен. мелкие зерна которого обильны в боковых породах, в самих рудах, подобно рутилу, отсутствует.

Таковыми же особенностями характеризуется состав нерудных минералов в слабометаморфизованных колчеданных рудах из месторождений на Южном Урале (Сибай, Учалы, Блява). Здесь в гораздо меньшей степени выражены лишь явления ориентированной перекристаллизации и местного переотложения кварца, хлорита или серицита, сопровождающих сульфидную часть руды.

В участках густой сульфидной вкрапленности ассоциация нерудных минералов становится более разнообразной. Местами (как и в описываемой колчеданной полоске с хлоритоидом и пиррофиллитом) в руде наблюдается рутил, мельчайшие зерна которого включены то в сериците и кварце, то в самих сульфидах. Изредка в окружении серицита встречаются зерна барита (табл. III, фото 1) с многочисленными мелкими включениями кристаллов пирита. В другом участке сульфидной вкрапленности среди серицитовой массы обнаружены скопления зерен зунита (табл. VI, фото 3 и 4). В рудном керне скважины участка Ж встречаются многочисленные кристаллики апатита, окруженные чешуйчатым агрегатом серицита.

Во вкрапленных рудах с участием хлорита местами наблюдается сфен и даже эпидот. Как видим, в нерудной части вкрапленных руд минеральный состав становится гораздо разнообразнее, что сопровождается относительным возрастанием объема нерудных минералов. Кроме того, вещественный состав нерудных минералов здесь обогащается такими компонентами (BaO , $\text{CaO} \cdot \text{P}_2\text{O}_5$, F, Cl), которые отсутствовали в нерудных минералах сплошной сульфидной руды.

Конечно, нет никаких оснований объяснять это существенное различие между сплошными и вкрапленными рудами более значительной степенью метаморфизма первых, при котором многие первичные нерудные минералы подвергались бы в них полному растворению. Сравнительное изучение показывает, что вкрапленные и сплошные руды находились на изученном участке в более или менее одинаковых условиях метаморфизма.

В таком случае наиболее вероятная причина резкого уменьшения разнообразия нерудных минералов в сплошной руде должна заключаться в приобретении здесь некоторыми инертными компонентами полной подвижности и, следовательно, в возрастании общей интенсивности метасоматического процесса. В частности, обычным отсутствием в руде рутила или сфена доказывается полная подвижность здесь титана — одного из наиболее инертных компонентов в парагенезисах боковых пород. Поэтому вряд ли можно сомневаться в том, что при массовом сульфидоотложении железо также приобретает полную подвижность, и, следовательно, избыточная концентрация его определяется активным привносом этого компонента в растворах, а не пассивной миграцией его из окружающих пород.

При этом довольно отчетливо выступают две особенности в изменении режима железа при массовом сульфидоотложении в сравнении с образованием пирита в алюмосилицитах.

Во-первых, железо, в отличие от других инертных компонентов (например, титана), становясь вполне подвижным, подвергается не выносу, а привносу, т. е. химический потенциал его в системе с возрастанием интенсивности процесса повышается, а не понижается. Это обстоятельство в условиях восстановительной обстановки сульфидоотложения, а также при других, еще невыясненных обстоятельствах сразу приводит к состоянию насыщения растворов сульфидами железа.

Во-вторых, из факта сохранения местами в сплошной руде равномерно рассеянного рутила следует, что состояние полной подвижности для железа наступает легче, чем для титана и, вероятно, для других инертных компонентов. Именно подобный случай наблюдается в парагенезисе из преобладающего пирита с хлоритом, пирофиллитом и рутилом, где инертность TiO_2 , Al_2O_3 и SiO_2 еще сохранилась, а объемное содержание пирита резко увеличилось; следовательно, инертные компоненты подверглись здесь пассивному выносу при активном привносе не только серы, но и железа с другими металлогенными компонентами.

Вторая из отмеченных особенностей изменения режима железа заставляет помещать его в ряду убывающей подвижности компонентов впереди более инертных SiO_2 , Al_2O_3 и TiO_2 и непосредственно правее вытесняемого при сульфидном замещении кислорода.

В подавляющем большинстве случаев минералы титана в сплошной колчеданной руде совершенно отсутствуют при общей тенденции к мономинеральности ее нерудной части. Поэтому участки рудоотложения характеризуются, как правило, полной подвижностью тех компонентов, которые проявляли свою инертность в боковых породах. Последний вывод до некоторой степени объясняет не только привнос рудных компонентов при колчеданообразовании с выносом нерудных компонентов, но и большее разнообразие вещественного состава и структур колчеданной руды.

В разных парагенезисах алюмосилицитов в роли сингенетического сульфида выступает с поразительным однообразием лишь пирит. При инертном поведении железа это обстоятельство определяется постоянным присутствием в первоначальной вулканической породе железосодержащих минералов (гематита, титаномагнетита, хлорита) и практическим отсутствием в ней минералов, содержащих другие металлогенные компоненты.

В местах же рудоотложения, где железо приобрело полную подвижность, оно лишалось своего прежнего преимущества перед халькофильными элементами. Повидимому, лишь большее сродство железа к сере и устойчивость пирита сравнительно с другими сульфидами при высоких температурах приводили к обычному преобладанию этого минерала и в колчеданной руде. Однако при определенной ограниченности резервуара рудоносных растворов и в результате неизбежного естественного охлаждения их здесь могла достигаться концентрация насыщения и для других сульфидов. Ввиду этого метасоматическое осаждение различных сульфидов могло происходить в более или менее определенной последовательности, которая почти всегда различается в кристаллически зернистых колчеданных рудах по структурным признакам, но является совершенно необычной для парагенетических отношений минералов в алюмосилицитах.

Местами дополнительное влияние на состав раствора рудных компонентов мог оказывать и фильтрационный эффект (Коржинский, 1947). По этой причине еще до начала кристаллизации соотношения действующих масс компонентов в растворе могли изменяться в сторону менее высокой концентрации железа.

Эти общие соображения указывают, что при полной физико-химической подвижности всех компонентов могли иметься условия для образования колчеданной руды с довольно разнообразным составом рудных минералов и, в частности, условия для местного отложения в руде первичногипогенных сульфидов меди и цинка.

Наконец, высокая подвижность всех (или местами почти всех) инертных компонентов в участках рудоотложения дает удовлетворительное объяснение локализации колчеданной руды, а также общей формы и ориентировки ее колчеданных тел.

Как известно, интенсивность метасоматизма зависит, в основном, от степени промывания данного участка породы растворами и поэтому резко возрастает в зонах трещиноватости или повышенной пористости горных пород, подвергшихся замещению. Следовательно, массовое сульфидоотложение было приурочено либо к резкопористым пропласткам вмещающей пирокластической толщи, либо к сильнотрещиноватым участкам последней.

Несогласная ориентировка рудных тел Кабанского месторождения по отношению к первичной слоистости, необъяснимая другими причинами, свидетельствует только в пользу последнего допущения. С вероятным отложением колчеданных масс в участках дорудной трещиноватости согласуется и обычное расположение рудных тел у контакта с более ранними дайками альбитофиров. Последние внедрялись, несомненно, в наиболее проницаемые зоны повышено-трещиноватых пород. Локализацией сульфидоотложения в таких участках может быть объяснена и резкость контактов колчеданных залежей с боковыми породами. В других же колчеданных месторождениях на Урале, где рудные залежи согласны с контактами вмещающих пород, сульфидному замещению могли подвергнуться не только приконтактные и согласные с контактом зоны трещиноватости, но и наиболее проницаемые для рудоносных растворов пропластки вмещающих пирокластических толщ.

Таким образом, структурная обстановка рудоотложения оказывается существенно аналогичной условиям формирования, с одной стороны,

описанных мономинеральных жил и, с другой стороны, наиболее высокотемпературных парагенезисов в алюмосилицитах. Последние в своем расположении тоже тяготеют, повидимому, к наиболее трещиноватым зонам, которые питали растворами данный ореол. Из этой аналогии сразу возникает вывод, что трещиноватость вообще не может считаться лишь единственным из существенных условий массового сульфидоотложения, ибо в других местах данного ореола трещины отмечаются образованием лишь нерудных минералов. Другие факторы, связанные, повидимому, с изменением состава растворов, режимом температуры их и внешнего давления в трещинах (Бетехтин, 1949₂), могут способствовать или препятствовать сульфидоотложению. Примером конкретного анализа влияния подобных факторов на массовое осаждение сульфида ртути из гипогенных растворов является работа А. А. Саукова (1946, 76—91).

Изучение внутреннего строения рудных тел, распределения в них характерных структурно-текстурных признаков и рудных парагенезисов могло бы дать дополнительные более конкретные, а не гипотетические указания на тот или иной способ формирования колчеданных залежей. Однако сильно выраженный метаморфизм сульфидной части колчеданных руд на данном месторождении (Филимонова, 1949) исключает успех такой попытки.

Краткая сводка полученных геологических и петрографических данных о взаимоотношениях колчеданных тел с алюмосилицитами приводится в заключительной главе этой работы.

7. Сравнение алюмосилицитов Кабанского и других районов

Выявленная зональность в строении минерализованных участков обладает многими чертами сходства с зональностью некоторых ореолов в массивах алюмосилицитов СССР и за рубежом. По характеру минеральных ассоциаций и последовательности их в пространстве она наиболее сходна с примерами Семиз-Бугу (Озеров, 1933; Асташенко, 1945) и ряда других месторождений высокоглиноземного нерудного сырья СССР. И там, и здесь наиболее центральные зоны ореолов сложены корундо-андалузитовыми породами, а внешние зоны — существенно кварцевыми и кварцевосерицитовыми породами при наличии диаспора и пирофиллита в переходных зонах. Однако в Кабанском месторождении большую породообразующую роль играют галоидсодержащие минералы — зунит, топаз, флюорит, апатит. Зунит в ассоциации с замещающим его серицитом образует здесь почти мономинеральные породы или составляет очень распространенные парагенезисы либо с диаспором, либо с кварцем. Топаз в парагенезисах с кварцем оказывается местами главным породообразующим минералом; рассеянные флюорит и фтор-apatит нередки во внешних зонах ореолов.

Если взять за основу общий принцип, что высокая концентрация того или иного компонента в минерализующей среде способствует образованию минералов, поглощающих этот компонент, то можно в какой-то степени судить о причине обилия фторсодержащих минералов на месторождении. Этой ближайшей причиной следует считать высокую активность фтора при минералообразовании, прямо пропорциональную его концентрации в минерализующей среде.

Наряду с хорошо выраженной фиксацией галоидных анионов в минералах должна быть отмечена и более высокая степень метасоматической дифференциации ореолов Кабанского месторождения. В отличие от месторождений Семиз-Бугу и некоторых других районов, где наблюдаются ассоциации кварца с андалузитом, диаспором и даже с корундом.

здесь свободный кварц появляется лишь в более внешних зонах ореолов, начиная с ассоциации кварц + зунит. При этом, как уже отмечалось выше, миграция кремнезема в направлении от центра ореола сопровождается активной миграцией летучих в том же направлении. Отсюда, если учесть, что кремний легко образует с галоидами летучие соединения, то резко выраженную десиликацию высокотемпературных пород на Кабанском месторождении можно было бы связывать опять-таки с повышенной химической активностью фтора при минералообразовании.

В других алюмосилицитовых комплексах, где встречаются равновесные ассоциации кварца с андалузитом и диаспором и менее распространены галоидсодержащие минералы, повидимому, имела место пониженная концентрация галоидов в минерализующих растворах.

Это заключение не избавляет нас от обязанности рассмотреть в дальнейшем более конкретно вероятный химизм минералообразования.

Значительная степень метаморфизма описанных пород и возможность исчезновения в них некоторых парагенетических минералов заставляют произвести аналогичное сравнение с алуниносодержащими комплексами алюмосилицитов. В отличие от алуниносодержащих ореолов минерализации на Серро-де-Паско в Перу (Graton a. Bowditch, 1936), Ванкувар в Британской Колумбии (Clapp, 1915), Сокуркой и других в Прибалхашье (Астащенко, 1940) описанные породы не содержат в своем составе алунита и каолинита (диккита). Возникает вопрос, не существовали ли эти минералы в первоначальных парагенезисах и не замещены ли они полностью серицитом в результате позднейшего метаморфизма?

По аналогии с указанными и другими изученными примерами (Наковник, 1947), алунит должен был встречаться прежде всего в ассоциациях с диаспором и зунитом, а каолинит — в ассоциации с кварцем, преимущественно между кварцево-серицитовой и пиррофиллит-диаспоровой зонами описанных ореолов. Однако парагенетическими спутниками диаспора на Кабанском месторождении, кроме избыточных пирита и рутила, оказываются либо пиррофиллит, либо зунит. При этом в парагенезисе диаспора с пиррофиллитом серицит или совершенно отсутствует, или количество его настолько ничтожно, что кажется совершенно невероятным, чтобы на месте его редких чешуек и жилочек присутствовал алунит или какой-либо иной первоначальный минерал. В парагенезисе же диаспора с зунитом серицит образует ясные псевдоморфозы по последнему, отсутствуя в участках, сложенных диаспором. Поэтому существование равновесного с диаспором и зунитом алунита на месте позднейшего серицита и здесь кажется невероятным. Кроме того, допуская участие алунита или какого-нибудь иного первоначального минерала в указанных парагенезисах, мы имели бы в них увеличенное на единицу число равновесных минералов. Такое возрастание числа минералов (и, следовательно, уменьшение интенсивности процесса) в одной из средних зон ореола по сравнению со всеми остальными зонами кажется маловероятным и необъяснимым. Скорее, можно было бы ожидать уменьшения числа равновесных минералов в отдельных зонах благодаря местному проявлению трещиноватости в период минералообразования. С другой стороны, появление алунита в любом из описанных парагенезисов означало бы инертное поведение дополнительного компонента, т. е. либо K_2O (Na_2O в натроалуните), либо SO_3 (кислорода). Однако полная подвижность щелочей при данном минералообразовании может считаться доказанной, а кислород проявляет свою ограниченную подвижность лишь местами в связи с сульфидным замещением, причем и в этих редких случаях появляется барит, а не алунит.

Таким образом, образование алунита на Кабанском месторождении, по крайней мере, как существенно породообразующего минерала, не имело места.

Несколько более вероятным представляется первоначальное присутствие каолинита (диккита) на месте более позднего серицита в некоторых парагенезисах. На Урале диккит был обнаружен В. М. Сергиевским во вторичных кварцитах к северу от Красноуральска, хотя данные о степени распространения и парагенезисах этого минерала остаются неопубликованными.

В частности, присутствие диккита можно было бы допускать в серицитизированных зунитовых породах, где один из первоначальных минералов, равновесных с зунитом, остается пока неизвестным. Однако этим неизвестным минералом мог быть и первично-гипогенный серицит (вероятно, фенгит), который в результате метаморфизма затем мог вступить в реакцию с зунитом и подвергнуться частичному переотложению.

В равной степени можно допускать и первоначальное существование здесь пирофиллита, замещенного впоследствии серицитом. Последнее предположение довольно вероятно, поскольку равновесная ассоциация зунита с пирофиллитом изредка наблюдалась и в наших породах. В отличие от этого, парагенезис диккит + зунит еще не описывался в литературе. Надо заметить также, что широкое распространение диккита характерно лишь для тех алюмосилицитов, где во внутренних зонах комплекса в изобилии встречается алунит. Частым спутником алунита и диккита оказывается также гематит. Однако на Кабанском месторождении и алунит, и гематит в алюмосилицитах отсутствуют.

Из обзора литературы, характеризующей алунитоносные комплексы алюмосилицитов, можно заключить, что алунит и сопровождающий его во внешних зонах диккит чаще встречаются в приповерхностных месторождениях — около fumaroll, в стенках кратеров вулканов или в самих заполняющих жерло породах. В последнем случае окисление серы распространяется, по видимому, на большие глубины, и алунит и диккит могут развиваться на глубине до 1 км, как показывает пример Серро-де-Паско (Graton a. Bowditch, 1936).

Кабанское же месторождение с характерным слепым и довольно глубинным залеганием его алюмосилицитов не имеет тесной пространственной связи с чисто вулканическими аппаратами, соединявшимися с дневной поверхностью. Глубинность формирования описанного комплекса алюмосилицитов составляла не менее нескольких сот метров. Поэтому отсутствие в нем алунита и каолинита как существенно породообразующих минералов находится в соответствии с геологическими условиями.

Глава VI

СООБРАЖЕНИЯ О ХИМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Физико-химическая характеристика процесса образования алюмосилицитов была дана выше как вытекающая в основном из анализа парагенезисов, их текстурных и пространственных взаимоотношений. Вероятный уровень внешнего давления нагрузки при минералообразовании (порядка 135 атм.) определен из геологических данных о глубине возникновения алюмосилицитов в Кабанском районе. Отсюда, по аналогии с температурами искусственного воспроизведения минералов (корунда, диаспора, пирофиллита) при разных давлениях, оказалось возможным судить и о порядке максимальной температуры, необходимой для образования алюмосилицитов.

Однако необходимость еще более конкретно представить себе сущность сложного метасоматического процесса минералообразования заставляет использовать и другую сторону опытов по воспроизведению минералов.

Дело в том, что в ряде интересных экспериментов, производившихся разными исследователями в разное время и при различном уровне лабораторной техники, выявилось существенное однообразие химической среды, необходимой для искусственного гидротермального получения рассматриваемых минералов. Такое однообразие при сопоставлении с парагенезисами минералов позволяет с некоторой долей уверенности судить о химической стороне природных процессов образования алюмосилицитов. Эта сторона продолжает привлекать внимание исследователей в связи с обсуждением характера рудообразующих растворов.

1. Кислый и восстановительный характер химической среды минералообразования

Важнейшим условием, определяющим химическую обстановку минералообразования, является степень кислотности или щелочности растворов. О характере этого фактора при метасоматическом преобразовании вулканогенных пород в алюмосилициты можно судить, опираясь на экспериментальные данные и общие соображения.

а) В описанных нами породах довольно распространенным минералом оказался пирофиллит, который встречается в равновесных парагенезисах с диаспором, рутилом и пиритом. Между тем, согласно опытам В. Нолля (Noll, 1936), образование пирофиллита может происходить либо в нейтральной, либо в кислой среде, причем в обоих случаях температура образования его приближенно должна быть выше чем 400° , так как ниже этой температуры образуется каолинит. Однако для образования пирофиллита в нейтральной среде требуется добавочное условие, редко встречающееся в природе, а именно, чтобы растворы были свободны от щелочей. В присутствии же растворенных щелочей в виде нейтральных солей среда благодаря избытку кислоты должна иметь уже кислую реакцию. В щелочной среде, по данным В. Нолля, пирофиллит вообще не возникает, а вместо него образуется серицит (при небольшой концентрации щелочей). В качестве кислоты и щелочей В. Нолль использовал в опытах соответственно HCl и $\text{KOH} - \text{K}_2\text{CO}_3$.

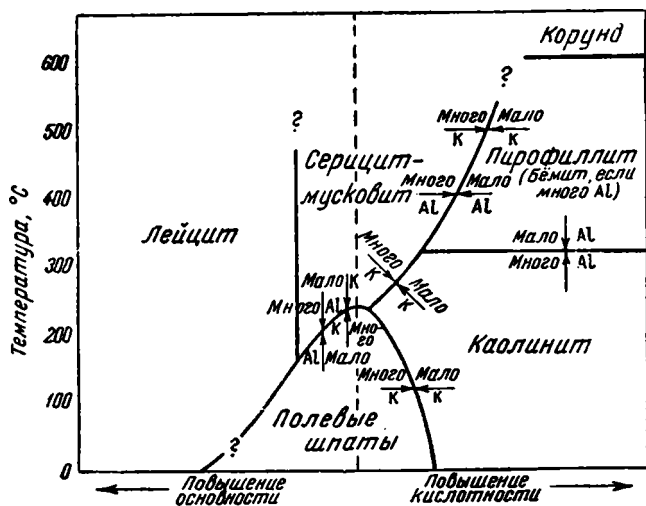
Более поздние опыты Грунера (Gruner, 1944) уточняют условия образования пирофиллита, каолинита и доказывают также возможность образования в кислой среде и серицита (мусковита).

Пирофиллит получался за счет изменения полевых шпатов (альбита или ортоклаза) под действием солянокислых растворов (0,105N) при температуре выше 350° , по крайней мере до 530° . При этом концентрация соответствующих щелочных ионов в растворах не должна быть выше того количества, которое кислота может удалить из замещаемого пирофиллитом полевого шпата. Добавление избытка щелочей останавливает образование пирофиллита, и полевые шпаты в кислом растворе уже не разлагаются. Если в растворах имеется избыток алюминия сверх того, что отвечает соотношению $\text{Al} : \text{Si} = 1 : 1$ в составе самого пирофиллита, то одновременно с пирофиллитом образуется бемит. Но если одновременно с избытком $\text{Al}(\text{OH})_3$ к раствору добавлялись и щелочи сверх имеющихся в полевых шпатах, то вместо пирофиллита и бемита в условиях той же кислой среды возникал мусковит.

На основании этих опытных данных можно более точно интерпретировать химические условия возникновения натурального пирофиллита.

При появлении пирофиллита, установленного в описанных участках, щелочи и щелочные земли, несомненно, содержались в растворах за счет разложения имевшихся в первоначальной породе полевых шпатов и других силикатов. Отсюда, в соответствии с заключениями В. Нолля, для возникновения пирофиллита необходим был избыток нейтрализующих

кислот, т. е. химическая среда должна быть кислой. Такую же химическую обстановку, конечно, следует допустить и для равновесных с пирофиллитом минералов — зунита, диаспора, рутила и пирита. Кроме того, пирофиллит в описанных породах образует равновесные ассоциации с диаспором, который местами даже преобладает над пирофиллитом. Этим фактом указывается, что в природных кислых растворах имелся существенный избыток растворенного алюминия сверх того соотношения $Al : Si = 1 : 1$, которое требовалось для состава пирофиллита. Но, с другой стороны, в равновесных ассоциациях с диаспором или пирофиллитом совершенно не наблюдался серицит, что в соответствии с опытами Грунера указывает в общем на небольшую концентрацию щелочей в кислых растворах.



Фиг. 9. Влияние температуры и кислотности на превращения полевых шпатов. Минералы образуются в указанных на диаграмме полях. Изменения концентрации K и Al стремятся сдвинуть границы полей в направлениях, указываемых стрелками (по R. L. Folk, 1947, на основании сводки многих экспериментальных работ)

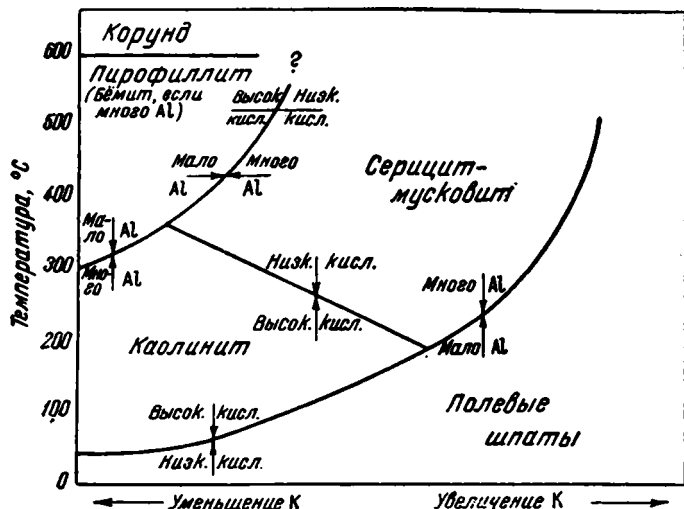
В случае, если бы растворы были нейтральными или слабощелочными, за счет полевых шпатов образовался бы лишь мусковит (серицит), что и имеет место, повидимому, в периферических зонах ореола. При сильнощелочной среде полевые шпаты изменились бы в лейцит или калиофилит (Gruner, 1944).

б) Для уточнения химического характера среды, в которой происходила минерализация, можно принять во внимание и присутствие в неравновесных ассоциациях с пирофиллитом, диаспором и андалузитом сингенетичного с ними, но гистерогенного серицита. Таковым, несомненно, является тот серицит, чешуйки которого, заключенные в пирите, сохранились как неустойчивые реликты среди позднее образовавшегося андалузита (в пирофиллит-диаспоровых породах участка 3). Серицит, окаймляющий ксеноморфные обособления пирита в диаспоро-пирофиллитовых (табл. III, фото 4) и андалузитовых (табл. I, фото 2) породах, должен быть отнесен к этой же категории гистерогенного, а не позднеметаморфического, образования.

Однако, в соответствии с опытами Грунера, серицит в кислых растворах образуется лишь выше 350°, если концентрация щелочей достаточно высока, и притом, в м е с т о пирофиллита. Присутствием пирофиллита в природных парагенезисах возможность существования такого высоко-

температурного серицита явно исключается, и остается лишь объяснить появление серицита как гистерогенного, т. е. более низкотемпературного, чем пиррофиллит, минерала. Образование низкотемпературного серицита, согласно опытам Грунера и других исследователей, возможно лишь в нейтральных или слабощелочных растворах. В кислых же растворах при температуре ниже 350°, при любой концентрации в них щелочей, получается каолинит, а не серицит.

В описанных ассоциациях каолинит ни разу не наблюдался. Поэтому присутствие серицита, который имеет все признаки более позднего появления сравнительно с пиррофиллитом и его парагенетическими спутниками,



Фиг. 10. Влияние температуры и концентрации калия на превращения полевых шпатов. Минералы образуются в указанных для них полях. В зависимости от концентрации Al и степени кислотности границы полей смещаются в направлениях, указываемых стрелками (по R. L. Folk, 1947, на основании сводки многих экспериментальных работ)

указывает на нейтрализацию минерализующей среды в гистерогенную стадию. Впрочем, в некоторых андалузитовых породах (табл. II, фото 3) гистерогенные жилки еще сложены пиррофиллитом при участии диаспора. Следовательно, в наиболее высокотемпературных зонах ореола гипогенные растворы продолжали сохранять кислую реакцию и после метасоматического образования главного парагенезиса. При достаточной концентрации щелочей из подобных же кислых растворов, сохраняющих еще температуру выше 350°, мог отложиться и высокотемпературный серицит. Однако необходимым признаком для выявления такого серицита должна считаться ассоциация с ним еще более позднего каолинита. Отсутствие же каолинита заставляет полагать, что растворы, отлагавшие местами сингенетичный серицит, после образования здесь же корунда и андалузита уже были достаточно нейтрализованы и имели нейтральную или щелочную реакцию.

Эти рассуждения значительно облегчаются, если использовать схематические диаграммы равновесия продуктов превращения полевого шпата (фиг. 9 и 10), составленные недавно Фольком (Folk, 1947) на основании цитированных и некоторых других экспериментальных работ. Как видим из диаграммы, поле устойчивости низкотемпературного серицита располагается в области нейтральных (от слабосильных до слабокислых) растворов;

поле же существования пиррофиллита при высокой концентрации алюминия определенно ограничивается областью кислых растворов.

в) К аналогичному заключению о кислых свойствах минерализующей среды можно прийти, если сопоставить общие свойства исчезнувших породообразующих минералов (альбита, хлорита, карбоната), с одной стороны, и появившихся на их месте (андалузита, корунда, диаспора, зуннита, топаза) — с другой. Первые богаты щелочами и другими основными элементами, вторые лишены их. Первые легко разлагаются в сильных кислотах, вторые устойчивы в них даже при нагревании.

При объяснении этих различий, получившихся, конечно, в результате естественного процесса, мы можем опереться на принцип Ле-Шателье. Только при воздействии кислой среды процесс минералообразования приводил к условиям, противодействующим ей, как это требует данный принцип, а именно:

1) в связи с разложением первоначальных минералов — к переходу оснований в раствор без их дальнейшего осаждения, т. е. к нейтрализации кислот;

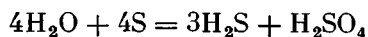
2) при образовании зуннита, топаза, флюорита, апатита — к связыванию сильных анионов (Cl, F), т. е. опять к понижению кислотности среды;

3) к формированию новых минералов, которые в отличие от первоначальных уже не растворимы в кислотах, т. е. к уменьшению и прекращению явлений растворения.

Наоборот, если бы мы допустили воздействие на породу щелочной среды, все перечисленные явления оказались бы в противоречии с этим принципом. В этом случае процесс минералообразования получил бы иное направление с вероятным выносом глинозема в виде алюминатов и с привнесением сильных оснований (развитие серицита, хлорита, эпидота и т. д.)¹.

Считая доказанными кислые свойства минерализующих растворов, следует представить их несколько более конкретно.

В частности, возникает вопрос о том, какие именно кислоты участвовали в процессе? Л. Грейтон (1946), рассмотревший природу рудообразующих растворов, склонен отводить решающую роль серной кислоте, объясняя появление ее экспериментально изученной реакцией



в условиях небольших глубин.

В описываемых здесь примерах нет признаков обильного развития серной кислоты, так как, за исключением редкого барита, сульфаты вообще отсутствуют, зато широко распространены минералы с галоидными анионами — зуннит, топаз и реже флюорит. Отсюда более вероятно, что повышенная концентрация водородных ионов создавалась галоидными кислотами. Что касается конкретной величины pH раствора, как и интервала колебаний кислотности, то наблюдения сами по себе не могут дать каких-либо указаний.

Грунер (Gruner, 1944) для превращения полевых шпатов в пиррофиллит, каолинит или мусковит употреблял сильно кислый раствор (0,105N

¹ Вероятно, руководствуясь подобными соображениями, О. Е. Шмедеман (1940) в своих «Заметках о химизме рудных растворов» считал, что присутствие андалузита, топаза, зуннита, пиррофиллита и тому подобных высокоглиноземистых минералов гипогенного происхождения «обычно, если не всегда, указывает на интенсивное кислотное выщелачивание».

Горячий защитник щелочного характера рудообразующих растворов Л. Грейтон (1946) все же согласен с О. Е. Шмедеманом в трактовке этих частных примеров минералообразования. Он отмечает, что при всех этих случаях селективного выноса щелочей, равно как в том случае, когда щелочи остаются в виде алунита, растворы должны считаться кислыми. Такие обстоятельства как раз имеют место на Кабанском месторождении.

или рН около 1). Нейль (Neill, 1948) установил, что для получения пирофиллита в результате воздействия солянокислого раствора на альбит или лабрадор в условиях избытка щелочей, но при отсутствии избытка алюминия, кислотность среды должна быть не менее чем 0,02 N. В условиях же избытка алюминия и малой концентрации щелочей, что, вероятно, имело место в рассматриваемом случае, минимальная степень кислотности растворов остается неизменной до тех пор, пока не будет соответствующего экспериментального исследования или изучения химического состава жидких и газовых включений в минералах.

Для определения сферы действия кислых растворов необходимо принять во внимание, в первую очередь, распространение пирофиллита. Парогенезисы его с диаспором и зунитом слагают среднюю зону ореола минерализации на участке З и центральную зону на участке Ж. Так как растворы диффундировали от центра ореола к периферии и при этом должна была происходить нейтрализация их, то при формировании корундо-андалузитовых пород растворы обладали, повидимому, еще более кислым характером. Присутствие гистерогенного пирофиллита (табл. II, фото 3) в андалузитовых породах, т. е. сохранение кислых свойств раствора здесь и в гистерогенную стадию, согласуется с этим заключением.

В направлении к периферии ореолов появлялись минералы, уже способные частично разлагаться галоидными кислотами (кварц, апатит), что указывает на понижение кислотности растворов по мере боковой диффузии их.

Галоиднокислый характер растворов определяет собой направление химического процесса при образовании алюмосилицитов и, повидимому, указывает на небольшое расстояние от магматического источника растворов, поскольку растворы еще не успели нейтрализоваться.

Окислительно-восстановительные условия для рассматриваемой минерализации вытекают отчасти из геологических данных. Прежде всего необходимо вспомнить «слепой» характер распространения минерализации. Иначе говоря, участки алюмосилицитов в своем распространении вверх не достигали современной им дневной поверхности и не были тесно связаны с собственно вулканическими аппаратами типа крупных жерловин или фумаролльных трещин. Следовательно, несмотря на небольшую глубину минерального комплекса, окислительно-восстановительная обстановка его возникновения отличалась от условий в кратерах вулканов, фумароллах и в близповерхностных эндогенных месторождениях другого характера (Обручев, 1934, 180—188).

Восстановительные условия химической среды минералообразования определяются из следующих фактов:

1) Железо в алюмосилицитах присутствует только в закисной форме в виде сульфидов. Гематит, ильменит, магнетит сохранились лишь в окружающих зеленокаменных породах как их реликтовые минералы, но в алюмосилицитах они подверглись замещению пиритом. Минералы, с участием в их составе окисного железа, встречаются изредка лишь в сплошной колчеданной руде (хлоритоид, магнетит). Однако оба эти минерала предельно насыщены и закисью железа. Кроме того, изредка встречающийся в колчеданной руде магнетит является мушкетовитом, т. е. образовался в результате восстановления, вероятно, реликтового гематита при неполном замещении его сульфидами (по реакции $2\text{Fe}_2\text{O}_3 + 2\text{H}_2\text{S} = \text{FeS}_2 + \text{Fe}_3\text{O}_4 + 2\text{H}_2\text{O}$ (Бетехтин, 1949, 10)).

2) Сульфаты имеют весьма ограниченное распространение и только в виде наименее растворимого из них — барита (при отсутствии алунита, гипса, ангидрита и др.). При образовании редкого барита свободный кислород мог играть некоторую роль лишь постольку, поскольку он вытеснялся серой из соединений с инертным железом.

3) Другие окислители и источники свободного кислорода в виде, например, диссоциирующей при высокой температуре CO_2 карбонатов, также отсутствовали, ибо карбонатные толщи в стратиграфическом разрезе района неизвестны. В соответствии с этим характерные минералы скарнов вообще и содержащие окисное железо в частности (ангидрит, магнетит, гематит) в гипогенно осветленных породах не встречаются.

Восстановительный характер химической среды и, в частности, отсутствие в ней источников обильного свободного кислорода нужно принять во внимание при более конкретной трактовке химизма минералообразования.

2. Главные черты химизма минералообразования

Основные предпосылки для выяснения особенностей химического процесса минерализации были установлены нами в предыдущем тексте, а именно: высоко- и среднетемпературная обстановка минерализации, метасоматический характер процесса, определенные исходные минералы и конечные минеральные продукты их изменения, закономерное размещение парагенезисов в пространстве, дифференциальная подвижность ряда компонентов, число совместно образующихся минералов и, наконец, галлоиднокислые свойства воздействующей среды и ее восстановительный характер. Все эти условия сильно ограничивают возможность произвола в трактовке химизма минералообразования и, таким образом, способствуют выработке правильного понимания его.

Другим источником наших понятий о направлении и этапах природного метасоматического процесса могут явиться некоторые опыты по синтезу минералов и получению их посредством гидротермальной обработки других минералов. Это именно такие эксперименты, конкретные условия которых наиболее приближаются к выявленной природной обстановке описываемого процесса. Опыты этого рода должны быть в первую очередь использованы для суждения по интересующему нас вопросу. Из числа их мы позволим себе привести сначала сводку работы Шварца и Трагезера (Schwarz u. Trageser, 1935, 142—150). В качестве исходных продуктов исследователи брали естественные минералы: калиевый полевой шпат (1,5 г), плагиоклаз (2 г) и каолинит (2 г).

Все три минерала поочередно помещались в бомбу вместимостью 160 см³, где на них воздействовала $\frac{1}{2}$ N. HCl в количестве 80 см³ при температуре, варьирующей от 180 до 540°. В каждом случае в бомбу добавлялось еще 40 см³ воды, но вне большого тигля, в котором заключались минералы и воздействующая разбавленная кислота. Следовательно, здесь имелась возможность некоторой свободной миграции вещества, как это и бывает в природной обстановке. Идентификация полученных продуктов с определенными минералами производилась при помощи кривых дегидратации и рентгенограмм. Табл. 9 дает результаты эксперимента.

Относительные количества полученных минералов грубо оценивались по отношению высоты ступеней на кривых дегидратации. Установлено, что количество пирофиллита возрастает с повышением температуры до максимума около 470°, после чего оно падает. Это понижение содержания пирофиллита исследователи относят к летучести кремнезема в виде галлоидных соединений при более высоких температурах, что приводит к избытку глинозема. Последний гидратизируется в бемит. Наметилась следующая последовательность явлений:

- (1) Разложение силикатов ниже 200°,
- (2) Образование каолинита от 200 до 400°,
- (3) Образование пирофиллита от 400 до 550°, с максимумом его количества при 470°,
- (4) Образование корунда выше 600°, указывающее на полное уле-

тучивание SiO_2 при этой температуре и невозможность образования силикатов.

Как видим, цитированная работа сочетает главнейшие из выявленных условий природного процесса на нашем примере, а именно: а) определенные натуральные исходные минералы; б) галлоиднокислый состав воздействующей среды; в) довольно высокую температуру минералообразования;

Таблица 9

Результаты опытов Шварца и Трагезера по синтезу минералов

| Первоначальный минерал | Температура в °С | Время в часах | Продукты реакции |
|---|------------------|---------------|--------------------------------------|
| Калиевый полевой шпат | 180 | 60 | Основания вынесены из полевого шпата |
| | 320 | 115 | Каолинит |
| | 400 | 60 | Каолинит и пирофиллит |
| | 450 | 20 | Каолинит (?), пирофиллит |
| | 500 | 60 | Пирофиллит и бемит |
| | 530 | 90 | » » » |
| Плагиоклаз | 200 | 75 | Основания растворены |
| | 320 | 60 | Каолинит |
| | 470 | 70 | Каолинит (?) и пирофиллит |
| | 540 | 90 | Пирофиллит и бемит |
| Каолинит Каолинит с добавлением SiO_2 до отношения $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2 = 1 : 4,4$ | 450 | 40 | Остается каолинит |
| | 450 | 60 | Каолинит (?), пирофиллит |
| | 530 | 55 | Пирофиллит, бемит |

При температуре выше 600° возникал корунд.

г) возможность свободного обмена веществом с пространством, окружающим «участок минералообразования»; д) наконец, химически тождественные с природными продукты минералообразования (каолинит, пирофиллит, корунд). Существенной чертой в химизме искусственного процесса является и прогрессирующая с возрастанием температуры десиликация в продуктах минералообразования, аналогичная наблюдаемой естественной десиликации в высокоглиноземистых породах.

Следовательно, результаты опыта согласуются с полученными выше главными выводами о физико-химической и химической обстановке описываемого природного процесса минералообразования, хотя эти выводы были получены здесь частью из общих геохимических соображений, частью на основании изучения парагенезисов и других наблюдений, частью из сопоставления наблюдений с другими более элементарными опытами.

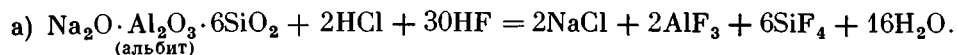
Конечно, обстановка природного процесса более сложна, чем в описанных экспериментах. В частности, при образовании алюмосилицитов имелись как добавочные исходные минералы (кварц, титанит, рудные окислы, вероятно, хлорит) в их определенном количественном и структурном сочетании, так и добавочные реагенты (HF , H_2S и др.). Отсюда понятно, что полученные продукты минералообразования оказались более разнообразными; они усложнены еще и позднейшим региональным метаморфизмом, что заставляет сомневаться в том или ином происхождении некоторых минералов (серицита). Однако тенденция химического процесса выражена в цитированных опытах все же достаточно отчетливо.

Теперь наша задача заключается в том, чтобы попытаться представить себе главные химические реакции, сопровождающиеся образованием таких промежуточных соединений, чтобы свойства их привели к наблюдаемой картине взаимоотношения минеральных парагенезисов.

Начальной ступенью этого процесса должно быть разложение первоначальных минералов, повидимому, под действием галоидных кислот — соляной и фтористоводородной.

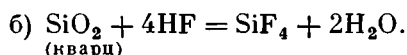
Кристаллокластические туфы, подвергавшиеся метасоматическому изменению, слагались в основном переменными количествами зерен кварца и кислого плагиоклаза с небольшой примесью таких рудных минералов, как гематит, магнетит, ильменит. Из вторичных минералов, наблюдающихся сейчас в составе туфов (эпидот, карбонаты, серицит, хлорит), возможно, присутствовал хлорит.

Чтобы упростить вывод химических уравнений, будем выражать состав исходных минералов здесь в эмпирических, а не в структурных формулах:



Аналогичные реакции должны происходить при разложении более основного плагиоклаза.

Первичный кварц, сохранившийся местами в качестве реликта лишь в средних зонах ореолов, мог разлагаться по реакции



Эта реакция заметно обратима и идет вправо с поглощением тепла, благодаря чему ей способствует повышение температуры. Теплота реакции была недавно уточнена работой И. Г. Рысс (1940, 571—581), и для разложения β-кварца $Q = -22,54$. Кал. Поэтому, чем выше был достигнутый уровень температуры минерализующих агентов и чем длительнее был процесс повышения температуры в данной зоне минералообразования, тем больше шансов имелось для полного разложения кварца и выноса его в виде летучего SiF_4 . Этим можно объяснить полное отсутствие реликтового кварца в центральных, наиболее высокотемпературных зонах описанного ореола и сохранение его лишь в средних и периферических зонах.

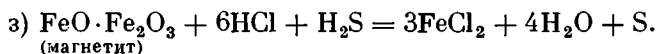
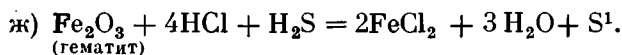
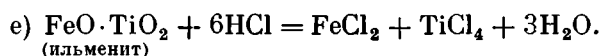
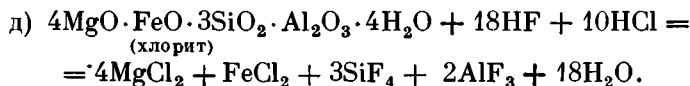
Кроме того, по реакции



могла образоваться кремнефтористоводородная кислота. В водных кислых растворах равновесие этой реакции нацело сдвинуто вправо.



При дополнительном воздействии HCl последняя реакция происходила с тем главным отличием, что вместо слабо растворимого CaF_2 , который при достаточно низкой температуре мог сохраниться в виде флюорита, мог образоваться растворимый CaCl_2 .



¹ В продуктах реакций ж) и з) соединение FeCl_3 отсутствует, превращаясь в восстановительной среде в FeCl_2 по реакции: $2\text{FeCl}_3 + \text{H}_2\text{S} = 2\text{FeCl}_2 + 2\text{HCl} + \text{S}$.

Общая черта всех реакций — образование галоидных соединений и воды. Указанным реакциям разложения способствуют прежде всего наличие свободных кислот в растворах и повышающаяся температура.

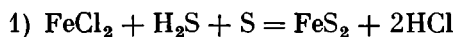
Дальнейшая судьба компонентов, участвующих в реакциях, зависит от степени летучести и растворимости их галоидных соединений, а также от способности последних к гидролизу и образованию сульфидов. Поэтому главнейшие из полученных галоидных соединений могут классифицироваться следующим образом:

1) Легкорастворимые и трудногидролизующиеся соединения хлора: NaCl , CaCl_2 , MgCl_2 , FeCl_2 и фториды: NaF , MgF_2 , FeF_2 .

2) Легкорастворимые и легкогидролизующиеся, частью летучие соединения: SiCl_4 , SiF_4 , TiCl_4 , TiF_4 , AlCl_3 , AlF_3 , H_2SiF_6 и соли этой кислоты.

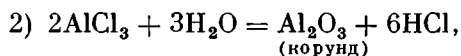
3) Труднорастворимые и трудногидролизующиеся соединения: CaF_2 .

Первая группа соединений вследствие своей растворимости (и неспособности к реакциям с дальнейшим химическим осадкообразованием) удаляется из процесса. Вынос их происходит, повидимому, в растворе, так как эти соединения вследствие ионного характера связи имеют высокую температуру кипения, т. е. мало летучи. Галогениды железа в отличие от остальных указанных выше соединений способны образовать по схематической реакции

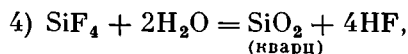
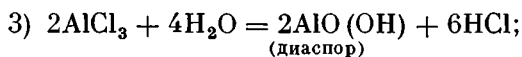


или в результате других подобных реакций нерастворимый дисульфид железа, который при высокой температуре может осадиться непосредственно в виде пирита (а не марказита) и в кислой среде. Этой реакции способствует также использование образующейся кислоты для разложения следующих порций породы.

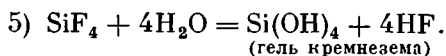
Способность к легкому гидролизу соединений следующей группы обусловлена малой основностью кремния и амфотерностью алюминия и титана при сильно выраженных кислых свойствах галоидных анионов. Гидролиз этих соединений можно изобразить следующими уравнениями:



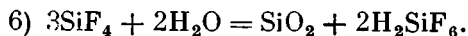
или при более низкой температуре



или при более низкой температуре



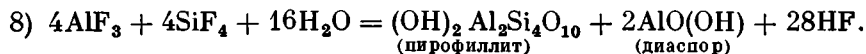
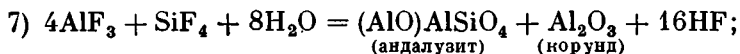
При неполном гидролизе четырехфтористого кремния могла образоваться наряду с кварцем (или гелем кремнезема) также кремнефтористоводородная кислота, получавшаяся и как побочный продукт разложения первоначальных минералов (см. реакцию в) на стр. 108).



Хорошая растворимость этой кислоты и ее солей в водных растворах приводит к существенному выносу кремния в этой форме в связи с боковой или вертикальной миграцией растворов. Проникая в более периферические зоны ореолов, H_2SiF_6 с понижением температуры в присутствии паров

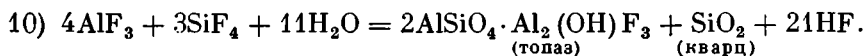
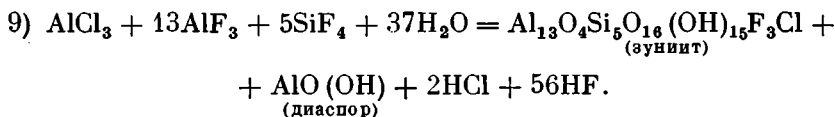
воды распадается с образованием $\text{Si}(\text{OH})_4$ (источник кварца) и HF . При более высоких температурах вынос кремнезема, вероятно, обусловлен также летучестью его галлоидных соединений. Последнее обстоятельство доказывается кроме цитированного опыта Шварца и Трагезера (1935) также испытаниями физических свойств массивного топаза из рудника Бревера (Bradley, Schroeder a. Keller, 1940). При нагревании топаза здесь происходило улетучивание фтора и воды из его состава и одновременно в продуктах обжига резко понижалось отношение $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$. Соответственные галогениды алюминия являются гораздо менее летучими (AlCl_3) или трудно летучими (AlF_3), чем можно отчасти объяснить относительную инертность глинозема при высокотемпературном метасоматизме.

При различном количественном сочетании реакций (2) и (4), а также (2) и (5) могло происходить образование андалузита и корунда или пирофиллита и диаспора, например, по следующим уравнениям:



Как видим, при переходе от реакции (7) к реакции (8) возрастает относительное содержание H_2O и галогенидов кремния в составе реагирующих веществ, что соответствует пространственному перемещению в направлении к менее высокотемпературным зонам минерализации.

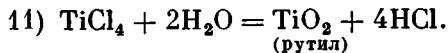
Несколько более сложный характер должны иметь те реакции гидролиза галлоидных соединений алюминия и кремния, в результате которых образуются парагенезисы с зунитом или с топазом. Схемы этих реакций можно изобразить такими уравнениями:



Здесь в составе продуктов реакции получают основные ортосиликаты алюминия с добавочными галлоидными анионами в их составе. Последнее обстоятельство указывает на неполноту гидролиза промежуточных галлоидных соединений, что обусловлено, по видимому, сравнительно низкой температурой минералообразования.

Образованию основных солей способствует также многовалентность катионов (Si^{\cdots} и Al^{\cdots}) при одновалентности анионов (F^- , Cl^-) в исходных гидролизуемых соединениях слабого основания и сильной кислоты (Нек расов, 1948, 390). Неполный гидролиз испытывают, вероятно, лишь более стойкие галлоидные соединения алюминия (в особенности труднее гидролизуемый AlF_3), а не галогениды кремния.

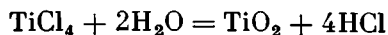
Параллельно указанным реакциям очень легко при всяких температурах идет гидролиз галогенидов титана по схеме



Таким образом, перечисленные уравнения иллюстрируют возможность однотипного появления самых разнообразных парагенезисов, действительно встречающихся рядом в горных породах.

Основой для всех этих реакций является обменное разложение галогенидов кремния и алюминия с водой, в результате чего образуются снова свободные кислоты, а также новые, уже нерастворимые в них минералы. Поскольку эта вторая стадия метасоматического процесса приводит к образованию минералов, которые сохраняются в породах и доступны минералогическому изучению, постольку она не является умозрительной, а может получить проверку в ряде элементарных опытов по синтезу минералов из галоидных соединений. К таким опытам можно отнести, например, хорошо известную химикам реакцию гидролиза галогенидов кремния с выпадением в осадке геля кремнекислоты. Напомним также, что в опытах де-Сенармона (Чирвинский, 1903—1906, 158) при нагревании в запаянной трубке водного раствора $AlCl_3$ выше 350° получались пластинчатые кристаллы диаспора и ясные ромбоэдры корунда.

П. Г. Оттениль (Hauttenille, 1864) получил рутил по способу Добрэ:



(Чирвинский, 1903—1906).

Наконец, в недавних опытах Шобера и Тило (Schober u. Thilo, 1940, 1219—1240) гидролизом AlF_3 совместно с действием на SiO_2 фтористоводородной кислоты при $750—950^\circ$ был получен богатый фтором топаз.

Замечательная особенность рассмотренного химического процесса в целом состоит в том, что кислоты выполняют в нем каталитическую роль, вступая в соединения при разложении первоначальных минералов, вновь выделяясь с понижением температуры при образовании новых минералов.

На каталитический способ действия галоидных кислот при минералообразовании впервые обратил внимание К. А. Власов (1938), который произвел специальные опыты по разложению стенок кварцевой трубки при помощи H_2SiF_6 при температуре от 150 до 250° с вариацией исходного количества H_2SiF_6 и времени действия. В результате этих опытов К. А. Власов пришел к выводу, что количество кремнезема, извлеченного из стекла трубки каталитическим действием фтористоводородной кислоты, пропорционально уровню температуры, исходному количеству взятой для реакции H_2SiF_6 и продолжительности воздействия во время опыта.

Если синтез некоторых минералов из галоидных соединений выражает реальность указанной здесь второй стадии минералообразования, то опыты К. А. Власова, доказывая каталитическое действие кислот, подтверждают правильность представлений о химической связи обеих стадий метасоматического процесса — стадии разложения минералов и образования новых минералов.

Из перечня приведенных уравнений нетрудно заметить, что вариация минералообразования зависит, во-первых, от относительных количеств реагирующих с водой соединений кремния и алюминия и, во-вторых, от количества воды и галогенидов, связываемых в продуктах реакций. И то, и другое может управляться изменением температуры. Так, например, при большей летучести галоидных соединений кремния, чем алюминия, высокая температура в центральных зонах ореолов способствует более быстрому улетучиванию кремнезема из растворов, в связи с чем понижается отношение $Si : Al$. Кроме того, более высокая температура в очень резкой степени увеличивает, согласно опытам К. А. Власова, количество растворимого кремнезема в виде H_2SiF_6 , что также способствует десиликации.

С другой стороны, более низкие температуры с удалением от центра ореола при прочих равных условиях понижают степень гидролиза

большинства галоидных соединений и, следовательно, способствуют связыванию галоидных анионов и гидроксильной группы в продуктах реакции.

Надо принять во внимание и действие продолжительности реакции, что также зависит от уровня температуры, достигнутого в той или иной зоне. Чем выше уровень температуры, чем больше времени занимает охлаждение системы, тем дольше система находится в интервале температур, благоприятных для той или иной реакции.

Указанные изменения совершаются непрерывно с постепенным падением максимального уровня температуры — при удалении в стороны от питающего канала. Это обстоятельство приводит сначала к колебаниям количественных соотношений минералов в составе одного и того же парагенезиса, а затем к исчезновению одного из минералов с заменой его другим, более богатым кремнием, водой или галоидами.

Рассмотренный химизм воздействия галоидных кислот на горные породы в наиболее общих чертах его аналогичен объяснению десиликации гранитных пегматитов (Власов, 1938). При этом некоторые стороны химизма (например, взаимодействие фтористых и хлористых соединений, а также галоидных соединений в целом с сернистыми) остаются пока вообще неясными. В остальном же изложенная химическая схема минералообразования основана на общеизвестных свойствах химических соединений и на фактических результатах синтеза минералов. Отсюда становятся более или менее понятными чисто химические причины различной физико-химической подвижности многих компонентов при образовании алюмосилицитов. Так, инертность компонентов SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 может быть объяснена способностью к легкому гидролизу галоидных соединений кремния, алюминия и титана с образованием содержащих эти элементы минералов, устойчивых в новой химической обстановке.

Некоторые важные особенности в обмене веществом при минералообразовании становятся также более понятными, например:

а) образование окислов и гидроокислов только для амфотерных и малоосновных элементов (при отсутствии Fe_2O_3 , Fe_3O_4 и $\text{Mg}(\text{OH})_2$ в числе продуктов минералообразования);

б) вынос Na, Mg, Ca в растворах из сферы минералообразования с фиксацией компонентов Al_2O_3 , SiO_2 , F, Cl, H_2O в минералах;

в) накопление в новообразованных минералах глинозема при прогрессирующем выносе кремнезема с приближением к питающему каналу (повышением температуры);

г) симбатность в изменении связанных в минералах компонентов SiO_2 и F вследствие одновременного выноса (привноса) этих компонентов;

д) химически основной характер образующихся минералов как силикатов алюминия (зуниита, топаза и др.).

Складывается также представление о каталитическом способе воздействия галоидных кислот на горные породы и, следовательно, о том, что причина загущения минералообразования заключается не столько в недостатке кислот в растворах¹, сколько в резком падении температуры, чем должен тормозиться и катализ. Общий тип химических реакций и характер промежуточных неустойчивых химических соединений являются таковыми данными, которые тоже нельзя было получить непосредственно из анализа геологических и петрографических данных.

¹ Возможность каталитического действия галоидных кислот и неполного связывания галоидов в образующихся минералах совершенно не учитывается Л. К. Грейтоном (1946, 69), когда он оценивает, будто бы, малое количество активных галоидов на основании лишь фиксированного содержания их в минералах (зуниите, апатите и др.).

О ПРОИСХОЖДЕНИИ АЛЮМОСИЛИЦИТОВ И СИНГЕНЕТИЧНОСТИ ИХ С КОЛЧЕДАННЫМИ ЗАЛЕЖАМИ

Резюмируем здесь главные факты, на основании которых можно судить о происхождении описанной минерализации и характере связи ее с колчеданным орудением.

1) Произведенное нами геологическое изучение района показало, что все разновидности алюмосилицитов распространены в тех же горизонтах стратиграфического разреза (а именно ниже основания альбитофировой свиты), в которых встречаются и известные колчеданные залежи. При этом главные площади распространения алюмосилицитов заключают в себе известные рудоносные участки. Наблюдается также, что всякие гипогенно осветленные породы района в гораздо большей степени насыщены дайками кислых жильных пород (полнокристаллических альбитофиров, альбитовых микросиенитов), чем соседние участки зеленокаменных пород.

Наряду с окружающими породами и колчеданными рудами алюмосилициты подверглись интенсивному рассланцеванию. Возраст этого рассланцевания вероятнее всего связывается с главной эпохой динамометаморфизма в районе, которая предшествовала образованию полого- и трансгрессивно-залегающих терригенных толщ верхнего комплекса. Галька пиритизированных вторичных кварцитов обнаружена в мелкообломочных конгломератах этого комплекса.

2) Небольшая по объему часть алюмосилицитов, представленная кварцево-серицитовыми породами, составляет контактовые оторочки около кислых пород, залегающих в зеленокаменных толщах. Мощность таких оторочек колеблется от десятых долей метра до нескольких метров, изменяясь в прямой зависимости от мощности сопровождающих даек. Контакты кварцево-серицитовых пород с дайками резкие, так как сами жильные альбитофиры даже при очень малой мощности их даек не подвергаются существенному замещению серицитом и кварцем. У самого контакта в жильных альбитофирах хорошо сохраняется их главный порообразующий минерал — альбит, в котором лишь изредка наблюдаются чешуйки серицита. В несколько большей степени развились в жильных альбитофирах листочки хлорита и скопления их около зерен аксессуарного пирита. Встречаются также мелкие зерна эпидота и титанита. Рутил, присутствующий в боковых кварцево-серицитовых породах, здесь отсутствует. Описываемое различие в характере и интенсивности гипогенно-метасоматического изменения самих даек и их боковых пород не имело бы места, если бы гидротермальные растворы поступали вдоль контактов даек позднее затвердевания последних. Поэтому более вероятно, что эти растворы отщеплялись из самой магмы жильных пород в результате резкого понижения внешнего давления на магму при подъеме ее в близповерхностные горизонты, а также вследствие кристаллизации даек.

3) С другой стороны, большинство известных колчеданных залежей в районе тоже приурочено к контактам кислых жильных пород и к местам выклинивания их даек по простиранию или вверх по падению. При этом колчеданные залежи имеют согласную с контактами ориентировку. Однако в единичных примерах, которые только и были доступны для детального исследования, оказалось, что колчеданная руда замещает не только боковые породы даек, но и самые дайки. При этом протяженность и мощность самих колчеданных тел в контакте с дайками кислых пород не показывают никакой зависимости от протяженности и мощности последних. Характерно также, что там, где около контакта с жильным кварцсодержащим альбитофиром имеется колчеданная залежь, гипогенное осветление охватывает обычно более широкий участок боковой породы, чем это соответствует

наблюдаемой мощности дайки. Из сопоставления всех этих фактов следует заключить, что колчеданное оруденение в контактах даек кислых пород происходило несколько позднее их кристаллизации и формирования приконтактных кварцево-серицитовых оторочек. В таком случае зоны экзоконтактового изменения около даек могли служить путями просачивания более поздних минералообразующих растворов, и наряду с рудоотложением здесь могло происходить добавочное околорудное изменение того же характера, что и при образовании контактовых алюмосилицитов. Самый же факт постоянной приуроченности рудных тел к контактам кислых жильных пород заставляет допускать, что колчеданное рудоотложение находилось в причинной связи с кристаллизацией на некоторой глубине тех более крупных интрузивных тел, верхними ответвлениями которых являлись тонкие и поэтому быстрее застывавшие жилы альбитофиров и альбитовых микросиенитов.

4) Однако преобладающая часть кварцево-серицитовых пород и вторичных кварцитов слагает в районе более крупные площади неопределенных очертаний. На изученных участках около слепых колчеданных тел эти гипогенно осветленные породы обнаруживают тоже слепое залегание, сменяясь сверху зеленокаменными породами. При этом среди алюмосилицитов залегают преимущественно нижние и средние части вертикальных рудных тел, тогда как верхушки последних проникают местами и в зеленокаменную зону. Околорудный метаморфизм у верхней части колчеданных тел ограничивается обильной хлоритизацией зеленокаменных пород (туфов, вулканических брекчий или плаггиоклазовых порфиритов) при местном развитии мозаичных агрегатов кварца с вкрапленностью в них пирита. Редко появляются зерна сидерита. Фенокристаллы и обломки альбитизированного плаггиоклаза в зеленокаменных породах подвергаются лишь слабому замещению редкими листочками хлорита и серицита.

Граница между этими зеленокаменными породами верхней зоны и алюмосилицитами нижележащей зоны не является резкой и, следовательно, на фиг. 1 (стр. 10) изображается несколько условно. Однако при тщательном изучении строения участка Кабан I нами все-таки установлено, что эта граница пересекает стратиграфические контакты вулканогенных толщ. Кроме того, поверхность ее является неправильной, давая клиновидные выступы вверх вдоль боковых контактов как рудных тел, так и альбитофировых жил. В соответствии с южным склонением рудных тел эта сложная граничная поверхность между двумя зонами тоже погружается к югу.

Таким образом, в вертикальном разрезе рудные тела оказываются грубо-приуроченными к неправильному контакту между верхней зоной зеленокаменного изменения и нижней зоной интенсивного гипогенного осветления боковых пород, располагаясь преимущественно внутри этой последней. Ниже окончания колчеданных залежей зона алюмосилицитов продолжается на неопределенную глубину. Поэтому можно считать, что алюмосилициты в целом располагаются ближе, чем колчеданные тела, к гипотетическому глубинному источнику минерализующих растворов.

Описанный участок алюмосилицитов содержит в себе несколько выклинивающихся кверху даек альбитофира (фиг. 1). Учитывая развитие оторочек из кварцево-серицитовых пород в контактах альбитофировых тел, залегающих среди зеленокаменных пород, можно считать вероятным, что и более крупные участки алюмосилицитов тоже имеют непосредственную связь где-то внизу с соответственно более крупными интрузивными массами альбитофира или родственной кислой породы.

5) Выявленные в гипогенно осветленной зоне обособления высокоглиноземистых алюмосилицитов располагаются во всех известных случаях непосредственно рядом с колчеданными телами и преимущественно около

нижней их части, продолжаясь местами дальше по простиранию и падению. Эти своеобразные породы возникли, повидимому, на месте трещиноватых зон инфильтрации, вдоль которых кислые минерализующие растворы проникали снизу и производили при вертикальном и боковом распространении закономерную смену минеральных парагенезисов. Каждый из этих «центров» гипогенной нерудной минерализации обладает, судя по данным разведочных работ, такой же ориентировкой в пространстве, как и расположенное рядом с ним рудное тело, т. е. почти меридиональным простиранием, вертикальным падением и южным склонением. Как для рудных тел, так и для высокоглиноземистых алюмосилицитов характерно «слепое» залегание при несогласном отношении обоих к стратиграфическим контактам. Исходя из этого, несмотря на отсутствие более подробных геологических данных, можно заключить, что образование и колчеданных залежей, и высокоглиноземистых алюмосилицитов происходило, повидимому, около одних и тех же питающих путей и во всяком случае при одном и том же плане деформации, которому было подчинено и размещение кислых жильных пород.

6) Для более конкретной оценки взаимоотношения высокоглиноземистых алюмосилицитов с колчеданными телами следует подчеркнуть тот факт, что последние не занимают центральных зон в описанных симметрично-зональных ореолах нерудной минерализации. Рудные тела оказываются заключенными в пределах той или иной из внешних зон ореолов и, кроме того, переходят из одной зоны в другую как по простиранию, так и по падению. Так, например, нижняя часть рудного тела в западной половине участка *З* заключена между диаспоро-зунитовыми породами на востоке и кварцево-зунитовыми породами на западе, а верхняя часть того же рудного тела проникает в область развития кварцево-серицитовых пород. Вкрапленные руды участка *Ж* окружены в изученном пункте кварцево-зунитовыми породами. В участке *Г* средняя часть обособления сплошных колчеданных руд граничит с востока с кварцево-серицитовыми породами, в которых встречаются ближе к рудному телу кристаллики топаза, а дальше от него — кристаллы зунита. С запада к этому рудному телу примыкают сильно хлоритизированные туфы, которые окружают также верхнюю выклинивающуюся часть его.

Такое непостоянство минералогического состава непосредственно рудовмещающих пород требует сравнительного рассмотрения как способа происхождения сопоставляемых образований, так и их минеральных ассоциаций.

7) При тесной пространственной близости и одинаковых элементах ориентировки в пространстве и алюмосилициты, и колчеданные залежи характеризуются существенно одинаковым способом образования. И те, и другие на описанном месторождении появились посредством гипогенного замещения боковых пород. Для массы алюмосилицитов исходными породами служили кристаллокластические слоистые туфы. Реликтовые туфовые структуры встречаются и в колчеданных рудах; однако вполне вероятно, что часть массивных руд в контактах жильных альбитофиров заменила наряду с альбитофирами уже сформировавшиеся кварцево-серицитовые контактовые оторочки их. Равным образом часть высокоглиноземистых алюмосилицитов развилась при помощи замещения других разновидностей алюмосилицитов, слагающих соседние более периферические зоны. (См. подробнее об этом в гл. V, п. 3).

Замещение туфов происходило внутри зон трещиноватости, несогласных со стратиграфическими контактами. Получившиеся резкие различия вещественного состава у обоих гипогенно-метасоматических новообразований находят свое соответствие прежде всего в различной интенсивности метасоматического процесса.

При образовании алюмосилицитов некоторые (инертные) компоненты первоначальной породы (TiO_2 , Al_2O_3 , SiO_2 , Fe) не подвергались удалению в растворах или существенному перемещению, а сохранялись в составе новообразовавшихся минералов, связываясь с привнесенными (и вполне подвижными) компонентами. Наблюдающееся разнообразие парагенезисов определялось, во-первых, меняющимся количественным соотношением инертных компонентов в соседних пропластках породы при дифференциальном пассивном перемещении отдельных инертных компонентов внутри ореолов и, во-вторых, закономерно меняющимися химическими потенциалами вполне подвижных компонентов в зависимости от понижения температуры растворов с удалением от главных питающих путей.

При колчеданном же рудообразовании господствовали явления сульфидной импрегнации с почти полным удалением всех компонентов замещающейся породы в растворах и отложением на их месте металлогенных компонентов. Последние фиксировались в виде агрегатов из преобладающего пирита с участием других сульфидов. Следовательно, при рудоотложении все компоненты первоначальной замещающейся породы могли приобретать полную подвижность. Правда, в единичных примерах в колчеданной руде удавалось наблюдать и такие равновесные ассоциации нерудных минералов (например, рутил + пирофиллит + хлоритовид), где инертность компонентов TiO_2 , SiO_2 и Al_2O_3 еще сохранялась, но компонент Fe в любом случае массового сульфидоотложения обладал уже вполне подвижным характером. При образовании же алюмосилицитов железом всегда характеризовалось инертным поведением. Однако различия в степени интенсивности метасоматизма при образовании колчеданов и алюмосилицитов еще не доказывают существенной разницы в составе гипогенных растворов, производивших то и другое изменение.

8) Вкрапленность пирита и, реже, других сульфидов переходит из колчеданных залежей в окружающие гипогенно осветленные породы, наблюдаясь даже в высокоглиноземистых разностях последних. Местами же вкрапленность пирита сгущается, образуя небольшие гнезда и полосы, сходные по составу, структурам и текстурам с колчеданной массой рудных тел. Важно отметить также, что в сульфидных гнездах среди диаспоровых пород участка З наряду с пиритом обнаружен халькопирит, а спектральным анализом зунитовой породы выявлено присутствие в ней характерных для колчеданной руды металлогенных элементов. В прозрачных шлифах из пирофиллитово-диаспоровых пород участка Ж наряду с пиритом наблюдался сфалерит.

При этом не было выявлено никаких признаков замещения характерных первично-гипогенных нерудных минералов сульфидами, как и наоборот. Пирит, всегда присутствующий в алюмосилициатах, то включен в виде идиоморфных мелких кристаллов внутри андалузита, диаспора, пирофиллита и других минералов, то ксеноморфен по отношению к ним. Такое различие в степени идиоморфизма пирита проявляется даже в соседних участках одного и того же шлифа, что, несомненно, указывает на одновременность сульфидообразования и нерудной минерализации в данных породах. Еще более убедительно об этом свидетельствуют сростания пирита с топазом, баритом и другими минералами. В кварцево-топазовых и кварцево-зунитовых породах, обладающих микропетельчатой текстурой, пирит концентрируется преимущественно совместно с топазом или зунитом в пересекающихся их цепочках и почти отсутствует в ядрах, сложенных кварцем.

Следовательно, гипогенные галоиднокислые растворы, метасоматически производившие нерудную минерализацию, были одновременно сульфидоносными и несли в своем составе весь комплекс металлогенных элементов, характерных для колчеданной руды соседних залежей.

9) С другой стороны, высокоглиноземистые и галоидсодержащие минералы (пирофиллит, зунит, апатит) оказываются кое-где нерудными спутниками сульфидов и в самых рудных телах, в особенности среди вкрапленных руд.

Во вкрапленных рудах структурные отношения сульфидов и нерудных минералов существенно такие же, как и в исследованных алюмосилицитах. Пирит иногда образует здесь тесные сростания с баритом (табл. III, фото 1). Реже он слагает совместные с зунитом и серицитом псевдоморфозы по каким-то минералам первоначальной породы (табл. VI, фото 3, 4). Зерна пирита здесь то идиоморфны, то ксеноморфны по отношению к зуниту, топазу, бариту и кварцу. Меняющаяся степень идиоморфизма пирита по отношению к одному и тому же минералу указывает, как и в алюмосилицитах, на почти одновременное обособление сульфидов и нерудных минералов при несколько меняющемся порядке их выделения. Наконец, во многих случаях внутри идиоморфных зерен пирита, лишенных катаклаза, наблюдались изолированные округлые включения, сложенные то кварцем, то хлоритом в зависимости от минералогического состава нерудных участков между сульфидными зернами. Включения рутила в последних встречаются довольно часто, как и в сопровождающих нерудных минералах.

Следовательно, как и в соседних алюмосилицитах, и сульфиды, и нерудные спутники их образовались здесь в условиях одной и той же питающей среды, т. е. в качестве участников одного и того же парагенезиса. Правда, разнообразие нерудных минералов во вкрапленных рудах местами уменьшается сравнительно с числом минералов в парагенезисах алюмосилицитов. Но эта особенность указывает лишь на местное возрастание подвижности некоторых инертных компонентов при рудообразовании, чем вызывалось, повидному, удаление нерудных компонентов первоначальной породы в растворах и массовое отложение на их месте сульфидов.

Явления метаморфизма во вкрапленных рудах выражаются в катаклазе и деформации сульфидных зерен, в отложении жилок кварца и серицита внутри последних, в местном образовании более крупных кристаллобласт кварца, серицита или хлорита, заполняющих «тени давления» около зерен пирита, и в ориентированной перекристаллизации этих нерудных минералов между зернами сульфидов. Из явных новообразований метаморфического происхождения различается лишь серицит, чешуйки которого развиваются внутри зерен зунита, топаза и в участках хлорита. Перечисленные признаки метаморфизма отмечаются в той или иной степени почти в каждом шлифе из вкрапленной сульфидной руды, но ими все-таки не затушевываются парагенетические отношения первичных нерудных минералов к сульфидам.

10) В сплошных колчеданных рудах лишь в одном достоверном случае был обнаружен характерный минерал высокоглиноземистых алюмосилицидов — пирофиллит в равновесной ассоциации с рутилом, хлоритоидом и преобладающим пиритом. Подробное рассмотрение этого парагенезиса (п. 6, глава V) привело нас к заключению о том, что колчеданная полоска возникла здесь при воздействии на боковые породы таких же галоиднокислых растворов, которыми были сформированы парагенезисы непосредственно вмещающих ее алюмосилицидов. Особые условия рудоотложения проявились здесь лишь в высоком химическом потенциале железа при полной его подвижности, что привело к массовой импрегнации породы пиритом и к образованию хлоритоида вместо присутствующего в боковых породах зунита. Однако остается неясным, происходило ли массовое сульфидоотложение строго одновременно с образованием боковых алюмосилицидов при одном и том же физико-химическом состоянии растворов (степени охлаждения, концентрации) или на несколько иной стадии их эволюции.

Рассматриваемая колчеданная полоска представляет собой нижнюю выклинивающуюся часть более крупного рудного тела. Следовательно, аналогичные условия рудоотложения могут быть распространены и на остальную колчеданную массу его. Однако последняя отличается, как и другие колчеданные тела данного месторождения, иными парагенезисами, а также и меньшим числом нерудных минералов в ассоциации с сульфидами. В частности, обычное отсутствие рутила и сфена в сплошных колчеданных рудах указывает на полную подвижность во время рудообразования даже титана — наиболее инертного компонента алюмосилицитов. Итак, обособление сплошных колчеданных руд происходило, как правило, при более высокой интенсивности метасоматического процесса, чем образование вкрапленных руд.

11) В сплошных колчеданных рудах резко преобладают такие нерудные минералы, которые легко поддаются метаморфической перекристаллизации и переотложению. Наиболее распространены здесь нерудные минеральные ассоциации из кварца и серицита, кварца и хлорита, реже — из хлорита и сидерита. Нередко промежутки между зернами сульфидов имеют и мономинеральный состав — из кварца, серицита или хлорита. Из галлоидсодержащих минералов изредка встречается лишь апатит. Минералы титана (рутил, сфен) почти всегда отсутствуют. Отчетливые признаки переотложения нерудных минералов проявляются в виде микроскопических жилок кварца, которыми выполнены трещинки катаклаза в пирите. Часто наблюдается почти одинаковая оптическая ориентировка листочков хлорита или серицита в пределах одного и того же изучаемого шлифа. Эти и подобные явления метаморфизма не позволяют с уверенностью судить о первичных структурных, а следовательно, и о возрастных взаимоотношениях между сульфидами и их нерудными спутниками.

Однако вариация нерудных минералов в колчеданной массе происходит от участка к участку не случайно, а в соответствии с тем, какие нерудные минералы распространены в окружающей околорудной породе. Во всех изученных нами примерах характерные нерудные минералы (хлорит, кварц, серицит) распространяются из боковой породы и в соседнюю колчеданную массу.

Так как в своем вертикальном распределении слепые рудные тела переходят из зоны кварцево-серицитовых пород в вышележащую зону зеленокаменных пород, то в пределах одного и того же рудного тела соответственным образом изменяется ассоциация нерудных минералов.

В связи с метаморфизмом колчеданных руд остается неясным, отражает ли эта закономерность соответствующие различия в первичной физико-химической обстановке колчеданного рудоотложения в разных участках или зависит от позднейшего метаморфизма.

12) Наряду с изменением нерудных минеральных ассоциаций в колчеданной руде в зависимости от петрографического характера боковых пород несколько изменяется и минералогический состав комплекса рудообразующих сульфидов. В частности, относительное количество пирита заметно уменьшается, а количество других сульфидов увеличивается в тех рудных телах (или участках одного и того же рудного тела), которые заключены в наименее осветленных и сравнительно богатых хлоритом зеленокаменных породах. В рудном теле, которое располагается ближе других к высокоглиноземистым породам (корундо-андалузитовым и др.), наряду с преобладающим пиритом и другими обычными сульфидами появляются такие редкие для колчеданных залежей сульфиды, как борнит, знаргит, оранжборнит (Филимонова, 1949).

Для более слабо метаморфизованных руд соседнего к северу месторождения тоже наметилось характерное различие минералогического состава нижней части рудных тел, окруженной кварцево-серицитовыми породами

в верхней части их, заключенной в хлоритизированных и окварцованных туфах.

Приуроченность серноколчеданных руд к кварцево-серицитовым и существенно кварцевым породам, а более богатых медью и цинком — к обогащенным хлоритом вторичным околорудным породам отмечается и в других месторождениях на Урале.

Описанные факты могут считаться прочно установленными для данного месторождения. Они заслуживают внимания как частные закономерности во взаимоотношении алюмосилицитов и колчеданных залежей. Однако совокупность их позволяет притти и к некоторым обобщениям.

Вышеприведенные факты показывают, что колчеданные тела имеют тесную, возрастную, пространственную, структурную и минералогическую связь с ореолами описанной нерудной минерализации. Можно также не сомневаться относительно весьма вероятной геологической зависимости образования как этих нерудных ореолов, так и колчеданных тел от внедрения и застывания неглубоко залегающих альбитофировых интрузивных масс. Не возникает сомнения и в том, что растворы, являвшиеся причиной нерудной минерализации, были одновременно сульфидоносными. Они могли привносить в первоначальную породу все типичные для колчеданной руды халькофильные элементы в виде рассеянной вкрапленности сульфидов. При этом колчеданное рудоотложение происходило тем же метасоматическим путем, но при более широком ряде подвижности компонентов, чем образование алюмосилицитов.

При учете всех этих данных возможны два различных объяснения непосредственных взаимоотношений колчеданного оруденения и нерудной минерализации. Во-первых, можно было бы рассматривать то и другое явление как две последовательные стадии минерализации, причинно связанные с застыванием общего магматического очага. Считается вероятным, что при подъеме магмы в верхние части земной коры или при внезапном уменьшении внешнего давления на магматический расплав из последнего быстро выделяется газовая фаза. Новыми работами В. А. Николаева (1944, 1945) подчеркивается возможность сосуществования газовой фазы с кислым магматическим расплавом на самых ранних стадиях его кристаллизации или даже до начала ее. Именно воздействием таких более летучих отщеплений из магмы на боковые породы можно было бы объяснить образование гипогенно осветленных пород в контактах и над апикальными частями альбитофировых масс. Несколько позднее должно было происходить довольно быстрое застывание сначала более тонких жил и интрузивных масс альбитофира, поднявшихся в более высокие и холодные участки, а затем — кристаллизация глубже залегающих и более крупных интрузивных тел. В результате этой кристаллизации могли выделяться остаточные эманации, характеризующиеся меньшей концентрацией легколетучих, уже отщепленных раньше компонентов (F, Cl, H₂O и др.) и относительно обогащенные металлогенными элементами, связанными с серой. Указанием на большую растворимость сернистых соединений в кислой магме может служить постоянное присутствие, повидимому, автометаморфического пирита в самых интрузивных альбитофирах при отсутствии наряду с ним галоидсодержащих минералов (зуниита, топаза, флюорита). Эти более поздние, собственно рудоносные растворы могли подниматься сквозь пористые участки уже сформировавшихся гипогенно осветленных пород, находя себе пути вблизи старых каналов нерудной минерализации. Колчеданное рудоотложение могло происходить около этих путей, в контактах мелких альбитофировых жил преимущественно у верхней пологой границы гипогенно осветленных пород с более плотными зеленокаменными породами. Здесь в своем восходящем движении растворы должны были частично останавливаться и в зонах

трещиноватости подвергаться воздействию фильтрационного эффекта (Коржинский, 1947). По отношению к застыванию альбитофировых жил такое оруденение, связанное с выделением остаточных растворов, должно быть более поздним, что указывается единичными примерами замещения колчеданом жильных альбитофиров.

При этом объясняется и тот факт, что сплошные колчеданные залежи встречаются в разных зонах метасоматического ореола алюмосилицитов и даже переходят из одной зоны в другую.

В таком случае наблюдаемая пространственная ассоциация колчеданных залежей с гипогенно осветленными породами должна считаться преимущественно структурной связью двух стадий дестилляции или истечения растворов при застывании одного и того же магматического очага.

Однако возможно и несколько иное объяснение тех же фактов. Образование алюмосилицитов можно считать наиболее ранней и высокотемпературной стадией, а рудоотложение — заключительной стадией одного и того же непрерывно протекавшего метасоматического процесса. Рудоносные флюиды, отщепленные по той или другой причине от ближайших очагов альбитофировой магмы, должны были реагировать с боковыми породами, превращая их в алюмосилициты. В результате этого горячие и первоначально кислые растворы при определенном ограниченном резервуаре их могли несколько нейтрализоваться за счет связывания галоидных анионов в образовавшихся галоидсодержащих минералах и растворимых соединениях. Температура растворов по мере продвижения их вверх и в стороны от питающих путей должна была понижаться, а концентрация компонентов вследствие разных причин — изменяться. При этом растворы становились более концентрированными в отношении рудных компонентов, которые использовались в очень малой степени при образовании гипогенно осветленных пород. Достигнув такого состояния, рудоносные растворы уже не могли производить прежних сравнительно высокотемпературных изменений в зеленокаменных породах. Поэтому рудоотложение могло происходить только в некотором удалении от центральных зон нерудной минерализации как в вертикальном, так и боковом направлениях.

Непосредственным толчком к рудоотложению могло служить резкое возрастание подвижности инертных компонентов (и прежде всего железа) в зонах повышенной трещиноватости. В связи с этим в растворах, обогащенных рудными компонентами, могла сразу достигаться концентрация насыщения для пирита и несколько позднее для других сульфидов. Местами, как указывает парагенезис рудообразующего пирита с пирофиллитом, массовое сульфидное рудоотложение могло вызываться растворами, сохранившими еще кислую реакцию. На более поздней стадии эволюции растворов вещественный состав сульфидной массы мог получаться несколько иным. Локализация оруденения и форма рудных залежей могли управляться, как и в первом случае, структурными особенностями участка — зонами повышенной трещиноватости, контактами даек, стратиграфическими границами и т. д.

В пользу подобной трактовки и против первого объяснения свидетельствуют и такие факты, как отсутствие эпигенетических сульфидных прожилок среди гипогенно осветленных пород, приуроченность рудных обособлений к более внешним зонам алюмосилицитов, наметившаяся зависимость вещественного состава колчеданной руды от характера метасоматического изменения вмещающей породы, парагенетическое участие пирофиллита и зунита в отдельных рудных обособлениях (а кварца и серицита — в большинстве рудных тел).

Дальнейшее обсуждение степени вероятности той и другой гипотезы преждевременно. Для этого следует детально изучать другие примеры

связи колчеданного оруденения с гипогенно осветленными породами и парагенезисы нерудных и рудных минералов в менее метаморфизованных колчеданных залежах.

Возможно, что оба способа концентрации рудного вещества имеют место в действительности, но появляются в различных месторождениях в разной степени. В частности, второй способ рудообразования наиболее вероятен для вкрапленных руд.

Однако при обеих трактовках вопроса колчеданные залежи Кабанского месторождения должны считаться сингенетическими геологическими спутниками алюмосилицитов. Этот вывод имеет существенное значение на данной стадии геологического исследования колчеданных месторождений Урала. Именно по этой причине заключения, например, о возрасте сульфидоносных вторичных кварцитов в районе должны распространяться и на возраст колчеданного оруденения, как и наоборот.

Общая геологическая обстановка образования колчеданных месторождений (глубина от дневной поверхности, расстояние от рудоносного очага, характер и степень деформации боковых пород и др.) была, несомненно, такой же, как при первичном формировании окружающих алюмосилицитов.

С другой стороны, исследование парагенетической зональности в участках развития кварцево-серицитовых пород может дать указания на вероятные места концентрации колчеданных руд и объяснить закономерности изменения их вещественного состава в пространстве.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Аршинов Б. В. и Ляпин К. З. Диаспор. Сб. Неметаллические ископаемые СССР, т. 5. М., 1941, 290—300.
- Асташенко К. И. Зунит, зунитовые породы и связанные с ними руды. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1939, № 5, 158—167.
- Асташенко К. И. Алувитовые вторичные кварциты Центрального Прибалхашья. Доклады Акад. Наук СССР. 1940, 27, № 2, 141—145.
- Асташенко К. И. Новые данные по геологии и петрографии главного корундо-андалузитового месторождения Семиз-Бугу. Сов. геол., 1945, № 7, 71—78.
- Белянкин Д. С. О воде в некоторых минералах. Труды Петрогр. инст. Акад. Наук СССР, 1933, вып. 4.
- Белянкин Д. С. О кристаллическом глиноземе безводном и водном в природе и технике. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1949, вып. 106, петр. сер. (№ 36), 1—9.
- Белянкин Д. С., Веселовская М. М. и Петров В. П. О сериците вторичных кварцитов Коунрада. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1949, вып. 106, петр. сер. (№ 36), 10—16.
- Бетехтин А. Г. ₁ Понятие о парагенезисе минералов. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1949, № 2, 15—20.
- Бетехтин А. Г. ₂ О влиянии режима серы и кислорода на парагенетические соотношения минералов в рудах. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1949, № 3, 3—26.
- Винчелл А. К. Оптическая минералогия. Перев. с англ. М., 1949.
- Власов К. А. О теории десиликации пегматитов. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1938, № 2, 297—334.
- Грейтон Л. Природа рудообразующего флюида (и дискуссионные статьи: Э. Ингерсона и Дж. Мори, К. Н. Феннера, В. Джемс Вичэн, Т. Леверинг). Перев. с англ., М.—Л., Госгеолыздат., 1946.
- Ермаков Н. П. Температура образования гидротермальных оптических минералов. Сов. геол., 1944, сб. 1, 28—45.
- Ермаков Н. П. Критерии познания гевезиса минералов и среда минералообразования. Приложение первое к минерал. сборнику № 3 Львовского геол. общ. Львов, 1949.
- Заварицкий А. Н. Некоторые основные вопросы геологии Урала. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1941, № 3, 36—111.
- Заварицкий В. А. О метаморфизме в колчеданном месторождении им. III Интернационала (Сан-Донато) на Среднем Урале. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1947, № 2, 91—102.

- Захаров Е. Е. Связь рудных месторождений Урала с его тектоникой и магматическими процессами. Геология СССР, т. 12, 1944, 479—500.
- Коржинский Д. С. Подвижность и инертность компонентов при метасоматозе. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1936, № 1, 35—60.
- Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1940, вып. 12, петр. сер. (№ 5).
- Коржинский Д. С. Понятие о геохимической подвижности элементов. Зап. Мин. общ., 1942, 71, вып. 3—4, 160—167.
- Коржинский Д. С. Метасоматическая зональность при околотрецинном метасоматизме и жилы. Зап. Мин. общ., 1946, 75, № 4, 321—331.
- Коржинский Д. С. Филътрационный эффект и его значение в геологии. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1947, № 2, 35—48.
- Коржинский Д. С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1948, вып. 68, сер. рудн. месторожд. (№ 10).
- Кузнецов Е. А. К тектонике восточного склона Среднего Урала. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, 1933, 11, № 2, 111—137.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. и Струве Э. А. Петрографический словарь. ОНТИ, 1937.
- Логинов В. П. Зуниит и содержащие его горные породы Кабанского колчеданного месторождения. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1945, № 6, 99—110.
- Машковцев С. Ф. Метакварциты (казахиты). Тезисы доклада 17 сессии Международного геологического конгресса. М.—Л., ОНТИ, 1937, 251.
- Наковник Н. И. Новые данные о так называемых «вторичных кварцитах» и их рудах. Пробл. сов. геол., 1938, № 6, 228—242.
- Наковник Н. И. Новое в минералогии боковых пород колчеданных залежей Урала. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1943, № 1, 71—73.
- Наковник Н. И. Вторичные кварциты, их минеральные фации, генезис и практическое значение. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1947, № 1, 135—150.
- Некрасов Б. В. Курс общей химии. Изд. 8. М.—Л., Госхимиздат, 1948.
- Николаев В. А. О процессе отделения летучих соединений магмы. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1944, № 5, 51—64.
- Николаев В. А. Диаграммы равновесия бинарных систем типа силикат — вода и отделение летучих соединений из магматических расплавов. Зап. Мин. общ., 1945, 74, № 2, 111—131.
- Обручев В. А. Рудные месторождения. М.—Л., 1934.
- Озеров К. Н. К генезису месторождения корунда и андалузита Семиз-Бугу и вмещающих его вторичных кварцитов. Пробл. сов. геол., 1933, № 8, 123—153.
- Рысс И. Г. Термодинамические константы фтористого кремния. О равновесии гидролиза фтористого кремния. Журн. физ. химии, 1940, 14, вып. 4, 571—581.
- Сауков А. А. Геохимия руды. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1946, вып. 78, мин.-геох. сер., № 17.
- Соболев В. Введение в минералогию силикатов. Изд. Львовского гос. унив., 1949.
- Филимонова А. А. Срастания борнита и халькопирита в колчеданных рудах месторождения Кабан I (Средний Урал). Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1949, № 1, 101—114.
- Чирвинский П. К. Искусственное получение минералов в 19 столетии. Киев, 1903—1906.
- Шмедеман О. Н. Заметки о химизме рудных растворов. Перев. с англ. Перев. по геол. и полезн. ископ. № 151. Центр. геол. биб-ка, Ком. по дел. геол., 1940.
- Bradley R. S., Schroeder F. W. a. Keller W. D. Study of the refractory properties of topaz. Journ. Amer. Ceram. Soc., 1940, 23, № 29, 265—270.
- Clapp Ch. H. Alunite and pyrophyllite in triassic and jurassic volcanics at Kunquot Sound, British Columbia. Econ. Geol., 1915, 10, № 1, 70—88.
- Doelter C. Handbuch der Mineralchemie, B. 2, H. 6, 1914.
- Folk P. L. The a buteration of feldspar and its products as studied in the laboratory. Amer. Journ. Sci., 1947, 245, № 6, 388—394.
- Friedel G. Production du corindon et du diaspre par voie humide en ligner alcaline. Bull. Soc. Min., 1891, 14, 7—10.
- Graton L. C. a. Bowditch S. Y. Alkaline and acid solutions in hypogene zoning at Cerro de Pasco. Econ. Geol., 1936, 30, № 7, 651—698.
- Gruner J. W. The hydrothermal alteration of feldspars in acid solutions between 300 and 400° C. Econ. geol., 1944, 39, № 8, 577—589.
- Gustafson J. X. Two occurrences of chloritoid as a hydrothermal mineral in igneous rocks. Amer. Min., 1946, 31, 313—316.
- Hillebrand W. F. On Zunyite and Guitermanite, two new minerals from Colorado. Geol. Sci. Soc. Proc., 1883—1884, 1, 124—129.
- Kerr P. The occurrence of Andalusite and related minerals at White Mountains California. Econ. Geol., 1932, 27, № 79, 614—643.

- Kerr P. F. a. Jenney. The dumortierite-andalusite mineralization of Oreana, Nevada. *Econ. Geol.*, 1935, 30, № 3, 287—300.
- Kozu S h., Seto K. a. Kinoshita K. A new mineral kochite ($2\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$). *Sci. rep. Tohoku Imp. Univ.*, 3 ser., 1924, 2, № 1.
- Laubengauer A. W. a. Weisz R. S. A hydrothermal study of equilibria in the system Alumina-Water. *Journ. Amer. Chem. Soc.*, 1943, 65, № 2, 247—250. *Peř.*: *Min. Mag.*, 1944, 2, 12.
- Morey G. W. a. Ingerson E. The pneumatolytic and hydrothermal alteration and synthesis of silicates. *Econ. Geol.*, 1937, 32, № 5, suppl., 607—761.
- Neill T. F. The hydrothermal alteration of feldspars at 250° C to 400° C. *Econ. Geol.*, 1948, 43, № 3, 167—180.
- Nel L. T. A new occurrence of Zunyite near Postmasburg, South Africa. *Min. Mag.*, 1930, 22, 208—216.
- Noll W. Mineralbildung in System Al_2O_3 — SiO_2 — $2\text{H}_2\text{O}$. *Neues Jb. Min.*, 1935, BB. 70, 65—115.
- Noll W. Ueber die Bildungsbedingungen von Kaolin, Montmorillonit, Sericit, Pyrophyllit und Analcim. *Zs. Krist., Min. u. Petr.*, Abt. B, *Min. u. Petr. Mitt.*, 1936, 48, 210—247.
- Odmann O. H. On the mineral association of the Boliden ore. *Geol. Fören. Stockh. För.*, 1938, 60, H. 2, 121—146.
- Pardoe J. T., Glass J. Y. a. Stevens R. E. Massive low-fluorine Topaz from the Brewer Mine, South Carolina. *Amer. Min.*, 1937, 22, № 10, 1058—1064.
- Schöber R. u. Thilo F. Chemische Untersuchungen von Silikaten. X Mitt. Ueber den Topas Al_2SiO_4 (F, OH, O) und seine Synthese und über ein neues fluorhaltiges Aluminiumoxyd. *Ber. deutsch. chem. Ges.*, 1940, 73, 1219—1240.
- Schwarz R. u. Trageser G. Ueber die Synthese des Pyrophyllits. *Zs. anorg. Chem.*, 1935, 225, 142—150.
- Stuckey J. L. The pyrophyllite deposits of the Deep River region of North Carolina. *Econ. Geol.*, 1925, 20, № 5, 442—463.
-

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

ТАБЛИЦА I

- Фото 1а. Включения корродированных кристаллов зунита (с треугольными очертаниями) в крупных зернах андалузита. Видны также два включения апатита с характерными шестиугольными очертаниями поперечных разрезов. Темное — пирит и сульфиды. При одном николе, $\times 20$
- Фото 1б. То же самое при + николях. Замещение отдельных кристаллов зунита и апатита андалузитом становится заметнее. Ксеноморфные зерна пирита окружены тонкими каемками мелкочешуйчатой слюды
- Фото 2. Интерстициальное размещение ксеноморфных зерен пирита между зернами андалузита. Пирит окаймлен тонкочешуйчатым серицитом, заполняющим также трещинки в пирите. + николи, $\times 20$
- Фото 3. Совместное присутствие ксеноморфного пирита (между зернами андалузита) и идиоморфного пирита (включенного в андалузит). Каемка серицита сопровождает лишь ксеноморфное зерно. При одном николе, $\times 100$

ТАБЛИЦА II

- Фото 1. Идиоморфное зерно пирита, включенное в андалузите, наряду с полупрозрачными высокорельефными зернами корунда. Оторочки серицита вокруг включений отсутствуют. Мелкие темные зерна внизу — рутил. Андалузит и корунд пересекаются трещинками катаклаза. При одном николе, $\times 75$
- Фото 2. Включения зерен пирита (темное) и мелких зернышек диаспора (темносерое) в андалузите (светлое). Андалузит заполняет весьма тонкие промежутки между зернами диаспора и пирита; мелкие зерна пирита ксеноморфны относительно диаспора. Более крупное и идиоморфное зерно пирита было, повидимому, окружено раньше серицитом, исчезнувшим в результате более позднего развития андалузита. + николи, $\times 75$
- Фото 3. Пиррофиллито-диаспоровые жилки, секущие агрегат зерен андалузита. Рядом с жилкой видно поперечное шестигранное сечение (изотропное) включенного в андалузит кристалла апатита. В левой части фотографии видно крупное интерстициальное зерно пирита, в правой части наверху — агрегат пиррофиллита (светлосерое) замещает рельефное зерно андалузита, примыкая к более широкой пиррофиллито-диаспоровой жилке. Каемка из чешуек серицита окружает зерно пирита и кристаллик апатита. + николи, $\times 17$
- Фото 4. Сросток из трех неправильных зерен барита (рельефное) с включенными очень неправильными зернами пирита и более мелкими зернами рутила в окружении пиррофиллита. Темные зерна в последнем — пирит. + николи, $\times 120$

ТАБЛИЦА III

- Фото 1. Включения мельчайших зерен пирита в сростке сравнительно крупных зерен барита (2V в барите по выходам обеих осей определен как (+) $37-38^\circ$). Отдельные зернышки пирита характеризуются различной степенью идиоморфизма. Видно, что большинство из них является самостоятельными индивидами, а не частями разъединенного крупного кристалла пирита. Внизу налево видна свободная от включений пирита масса окружающего серицита. При одном николе, $\times 120$

- Фото 2. Идиоморфные по отношению к диаспору (рельефные призмы) и пиррофиллиту (светлое) зерна пирита с многоугольными очертаниями в пиррофиллитодиаспоровой породе. При одном никеле, $\times 75$
- Фото 3. Ксеноморфные по отношению к диаспору зерна пирита (темное — пирит, светлое — серпигит, темносерое — диаспор в виде рельефных призм). При одном никеле, $\times 145$
- Фото 4. Ксеноморфные по отношению к диаспору (рельефные призмы) зерна пирита с включениями в них и оторочками листочков серпигита (светлое). При одном никеле, $\times 145$

ТАБЛИЦА IV

- Фото 1. Ксеноморфные по отношению к пиррофиллиту обособления пирита (на краях фотографии). Видны ответвления пирита вдоль спайности сноповидных пучков пиррофиллита. Кроме того, в пирите включены два ромбовидных зерна топаза. Такое же зерно топаза (темносерое) видно в центре сферолита, сложенного пиррофиллитом). + николи, $\times 46$
- Фото 2. Рассланцованная масса пиррофиллита с заметными параллельными смещениями в ней. + николи, $\times 90$
- Фото 3. Псевдоморфозы серпигита по зунниту в агрегате диаспора. Светлый участок в правом нижнем углу сложен тонкошешуйчатым серпигитом. Первоначально в нем, повидному, преобладали кристаллы зуннита; с псевдоморфозами серпигита он не имеет резких границ. + николи, $\times 90$

ТАБЛИЦА V

- Фото 1. Спайность по (111) хорошо заметна в крупном кристалле зуннита. Грань кристаллов корродированы и замещены серпигитом. Мелкозернистые темные включения в зунните — зерна рутила, более крупные темные зерна — пирит. При одном никеле, $\times 130$
- Фото 2. Замещение кристаллов зуннита серпигитом. В одном из нижних кристаллов видно замещение отдельных зон зуннита. + николи, $\times 80$
- Фото 3. Раздробленные и деформированные кристаллы зуннита в серпигитовом сланце наряду с сохранившимися тетраэдрами зуннита. Листочки серпигита изменяют свою ориентировку около деформированных кристаллов. Мелкие темные точки — сульфиды и рутил. + николи, $\times 70$
- Фото 4. Сильно деформированные зерна зуннита в серпигитовом сланце, треугольные очертания их различаются лишь в мелких зернах. Листочки серпигита имеют субпараллельную ориентировку. + николи, $\times 26$

ТАБЛИЦА VI

- Фото 1. Различная степень идиоморфизма пирита по отношению к зунниту в зуннитовой породе. Светлое — участки серпигита. При одном никеле, $\times 16$
- Фото 2. Ксеноморфные зерна пирита в серпигито-зуннитовой породе. Видны включения мелких кристаллов зуннита в пирите. Светлое — участки серпигита. При одном никеле, $\times 36$
- Фото 3. Агрегат из мелких зерен зуннита с серпигитом и мелкозернистым пиритом, обладающий прямоугольными очертаниями. В окружающей массе серпигита видна вкрапленность зерен пирита. + николи, $\times 8$
- Фото 4. Строение краевой части того же агрегата. + николи, $\times 115$

ТАБЛИЦА VII

- Фото 1а. Микропетельчатая текстура кварцево-топазовой породы. Ядра петель свободны от пирита и топаза и сложены мелкозернистым кварцем. Пирит местами ксеноморфен по отношению к призмочкам топаза. При одном никеле, $\times 20$
- Фото 1б. То же самое при + николях. Заметно мелкозернистое строение участков, сложенных одним кварцем
- Фото 2а. Микропетельчатая текстура кварцево-зуннитовой породы. Темное — зерна пирита, присутствующие почти исключительно среди скоплений зуннита. Светлые участки в ядрах петель сложены мелкозернистым кварцем. При одном никеле, $\times 18$

Фото 2б. То же самое при + николях. Среди скоплений изотропного зуннита зерна пирита различаются благодаря более крупным размерам и неправильным очертаниям

ТАБЛИЦА VIII

- Фото 1. Срастание пирита с celestino-баритом в серицитовой породе. Пирит идиоморфен на стыках с серицитом и ксеноморфен по отношению к сульфату. Включенные в пирит кристаллы сульфата в свою очередь содержат местами неправильные включения пирита. При одном николе, $\times 66$
- Фото 2. Кварцево-топазовая порода. Рельефное светлосерое — топаз в призматических кристаллах и радиально-лучистых сростках; светлое — кварц; светлосерое (налево внизу) — серицит; темное — пирит. При одном николе, $\times 85$
- Фото 3а. Микрожилка флюорита, смещенная в двух местах. Вдоль одного из смещений развились ксеноморфные зерна сульфидов. При одном николе, $\times 46$
- Фото 3б. То же самое при + николях. Видна гетеробластическая структура катаклазированного вторичного кварцита

ТАБЛИЦА IX

- Фото 1. Неправильные агрегаты флюорита (светлосерое с отрицательным рельефом) среди тонкочешуйчатой массы серицита с участками кварца. При одном николе, $\times 145$
- Фото 2. Рассеянные в рассланцованном и серицитизированном туфе зерна зуннита (изотропные). Некоторые из них еще обладают треугольными очертаниями, но большая часть их деформирована, как и соседние зерна кварца. Зуннит развили, повидимому, путем замещения обломков плагиоклаза, здесь отсутствующих, но обычно распространенных в туфах из соседних участков. + николи, $\times 22$
- Фото 3. Идиобласты хлоритоида в колчеданной руде наряду с мелкочешуйчатым серицитом и пирофиллитом, агрегаты которых заполняют промежутки между непрозрачными участками сульфидов. Некоторые таблички хлоритоида изогнуты. + николи, $\times 35$
- Фото 4. Разветвляющаяся внизу микрожилка, сложенная тонкочешуйчатым слюдястым агрегатом (серицита), последовательно пересекает зерна пирита и хлоритоида и продолжает выклиниваться в листочке пирофиллита. При одном николе, $\times 98$

ТАБЛИЦА X

- Фото 1. Стыки пирита и хлоритоида. Светлые точки внутри идиобласт хлоритоида — включенные зерна рутила. Темное — другие нерудные минералы (агрегаты серицита, пирофиллита). В отраженном свете, $\times 76$
- Фото 2. Неясная зональность внутреннего строения зерен пирита. Видны идиобласты хлоритоида, включенные в агрегатах пирита. Темное — масса серицита и пирофиллита. В отраженном свете после травления шлифа, $\times 46$
- Фото 3. Обособления халькопирита внутри кристаллов пирита в гнезде сульфидов среди пирофиллито-диаспоровой породы. В отраженном свете, $\times 430$
- Фото 4. Зональное внутреннее строение пирита в зуннитовой породе. В верхней части — кристалл пирита, внутри которого, в свою очередь, различается овальное включение халькопирита. Мелкие светлые зернышки — рутил. Светлосерые зерна с различаемыми треугольными очертаниями — зуннит. Темносерое — чешуйчатые агрегаты серицита. В отраженном свете после травления шлифа, $\times 90$

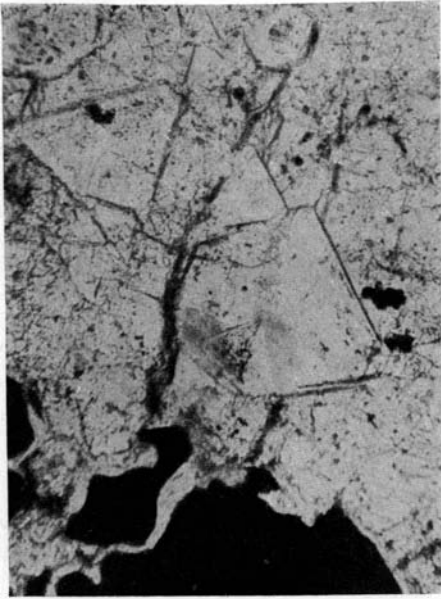


Фото 1а

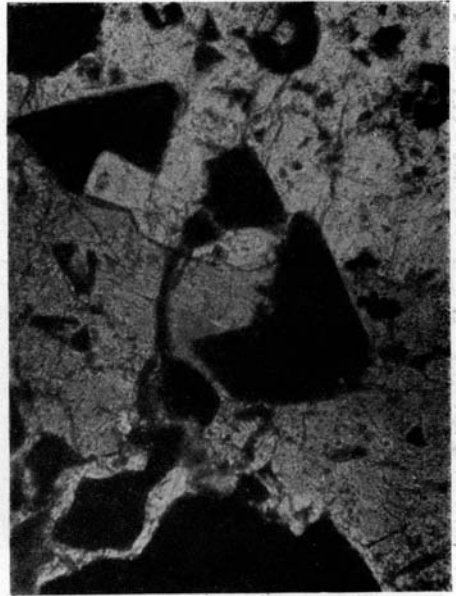


Фото 1б



Фото 2

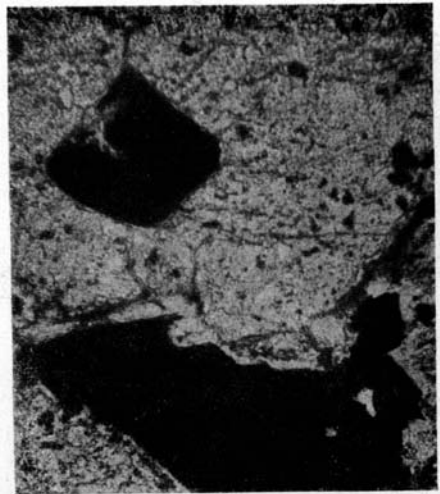


Фото 3



Фото 1

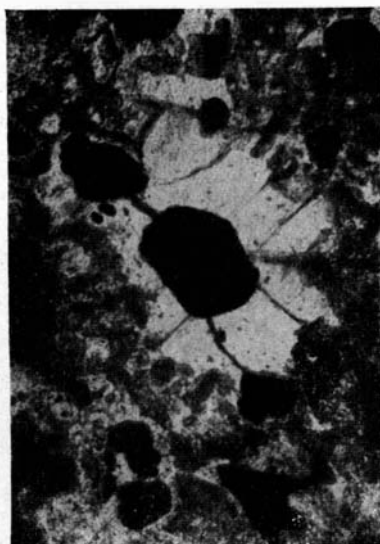


Фото 2



Фото 3



Фото 4

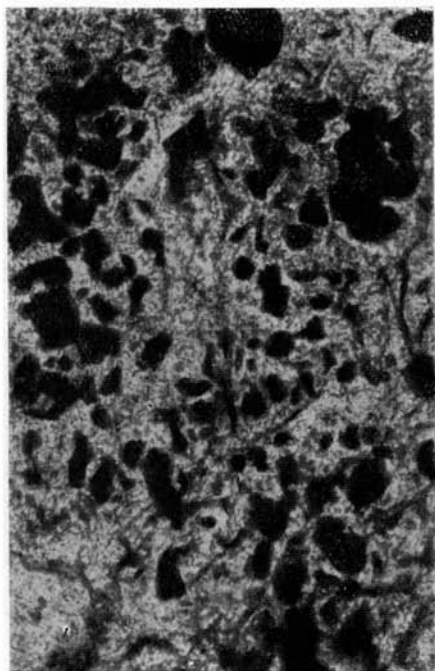


Фото 1



Фото 2



Фото 3

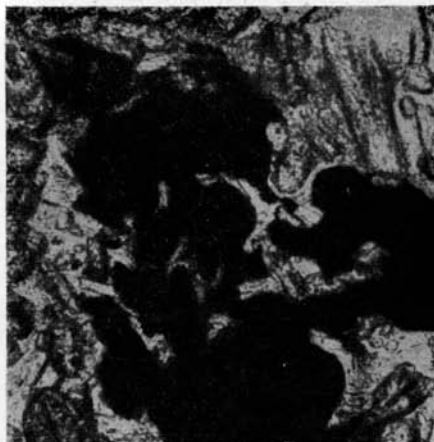


Фото 4



Фото 1



Фото 2

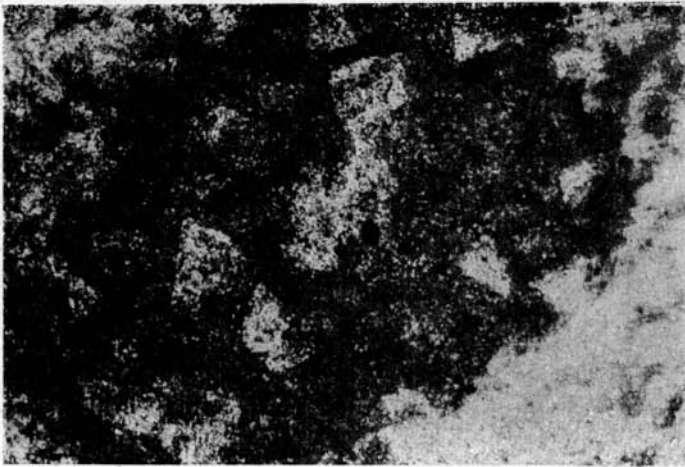


Фото 3

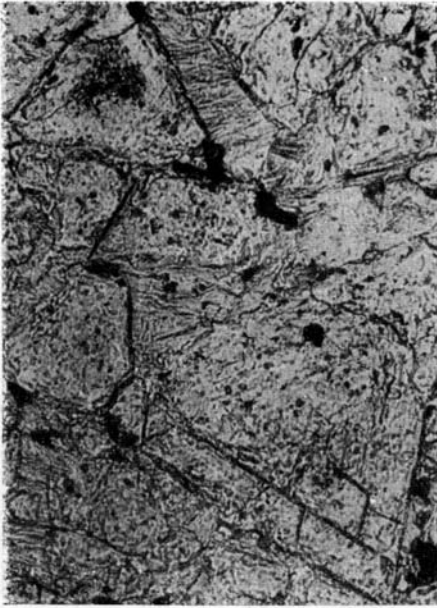


Фото 1



Фото 2



Фото 3

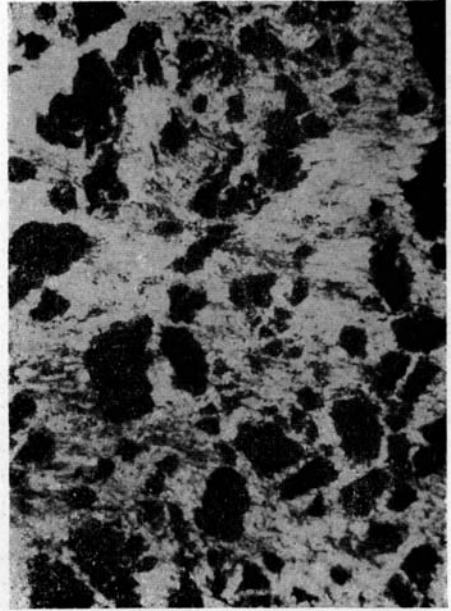


Фото 4

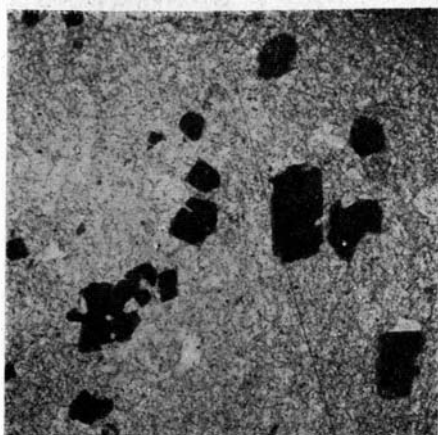


Фото 1

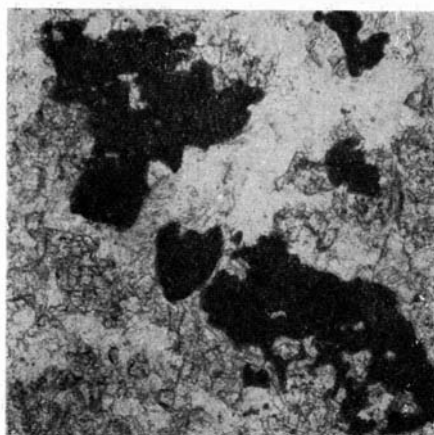


Фото 2

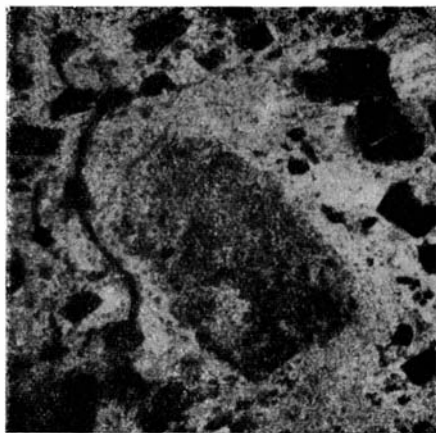


Фото 3

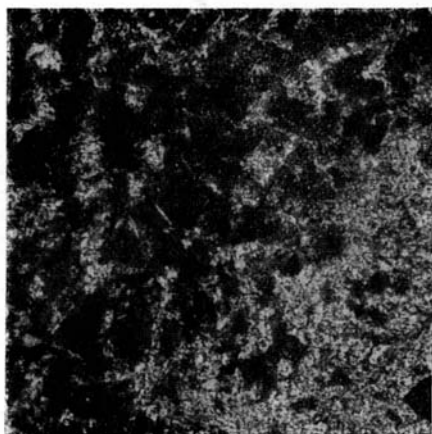


Фото 4

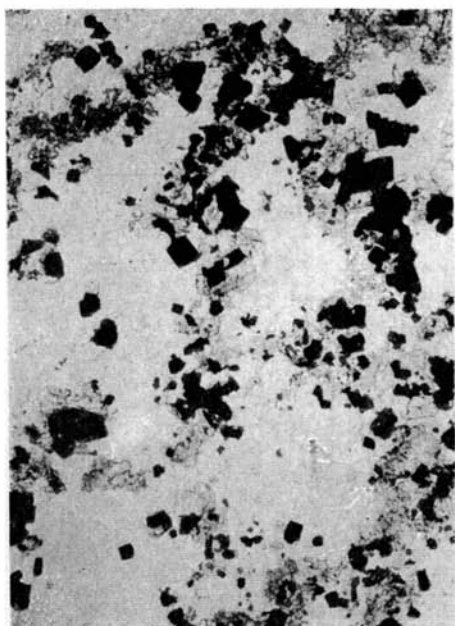


Фото 1а

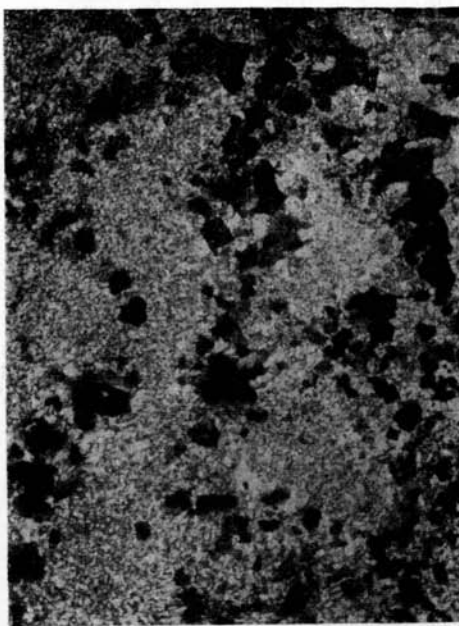


Фото 1б

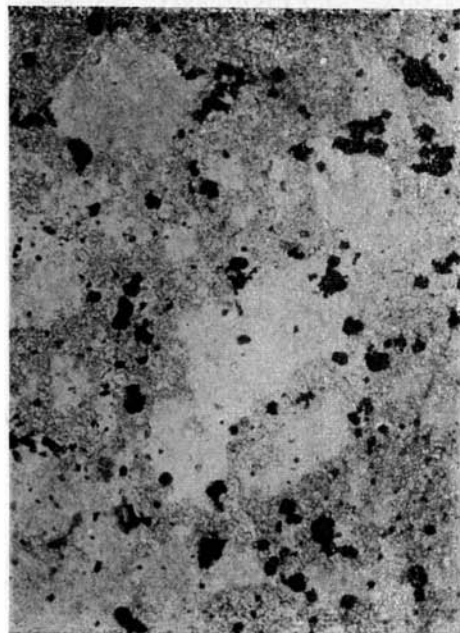


Фото 2а

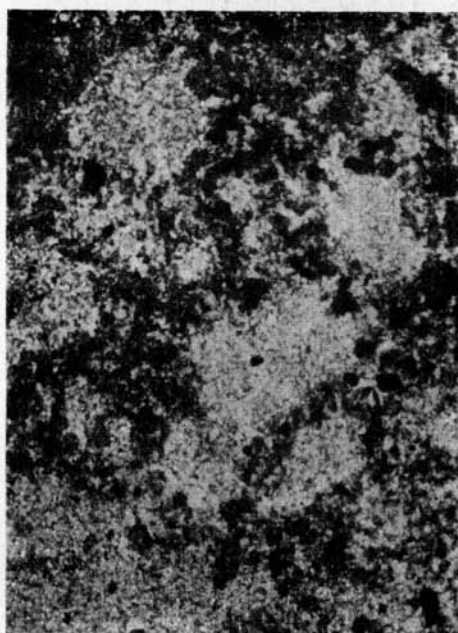


Фото 2б

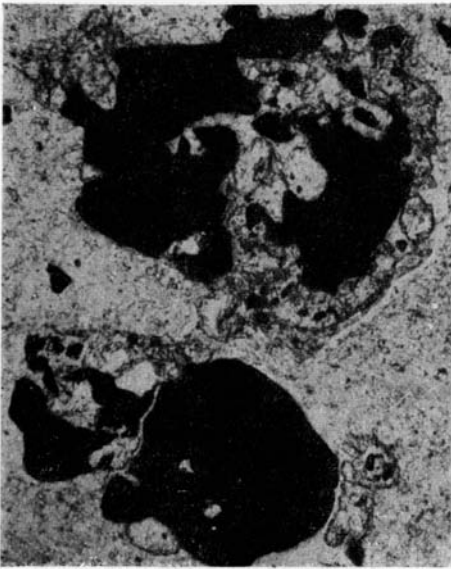


Фото 1

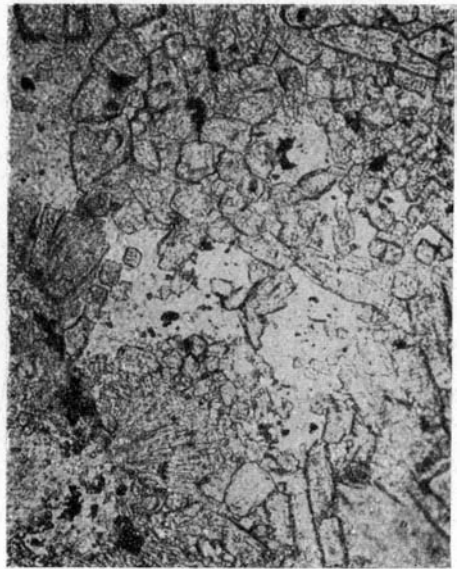


Фото 2

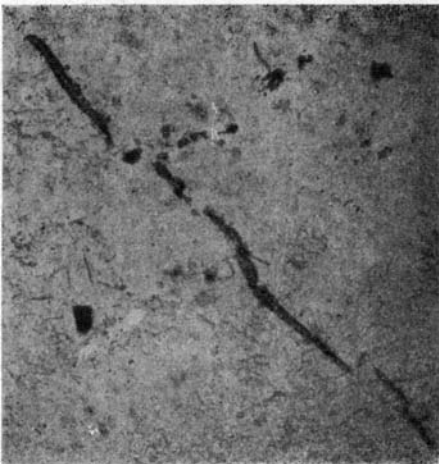


Фото 3а

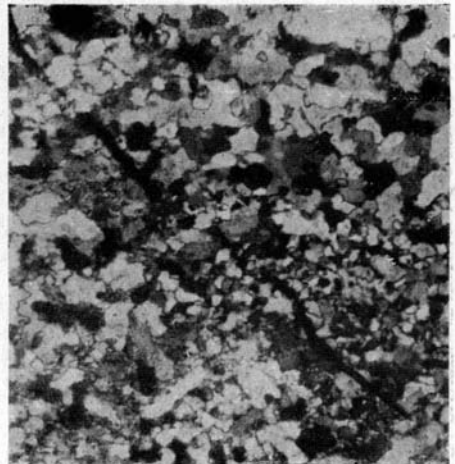


Фото 3б

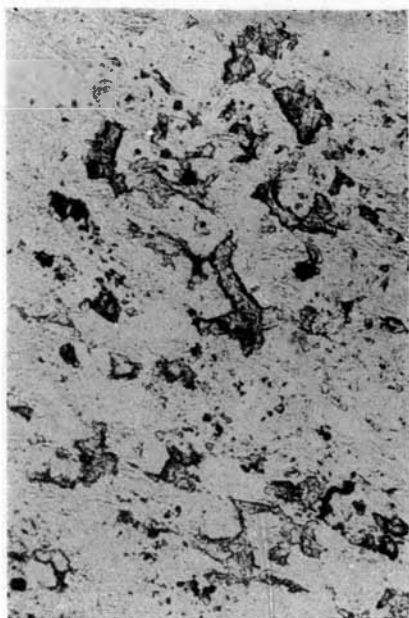


Фото 1

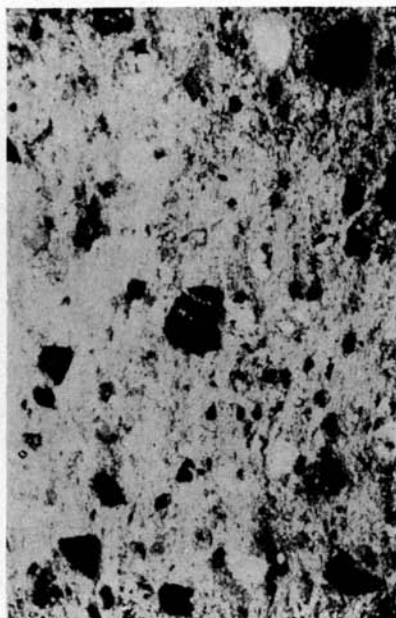


Фото 2



Фото 3



Фото 4



Фото 1



Фото 2



Фото 3



Фото 4

Е. А. РАДКЕВИЧ

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КАССИТЕРИТОВО-СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Настоящая статья посвящена общим вопросам генезиса касситеритово-сульфидных месторождений, их классификации и установлению закономерностей распределения рудопроявлений различного типа. Основой для выводов по этим вопросам послужили как личные наблюдения автора над касситеритово-сульфидными месторождениями, так и литературные данные о геологическом положении касситеритово-сульфидных месторождений в оловорудных провинциях мира.

Касситеритово-сульфидные месторождения, впервые выделенные в качестве самостоятельной генетической группы С. С. Смирновым в 1937 г., распространены довольно широко. В одних районах они появляются на смену месторождениям касситеритово-кварцевым, с удалением от интрузивов; в других — приобретают самостоятельное или даже исключительное развитие, являясь главным типом оловянной минерализации. Вместе с тем устанавливается, что хотя касситеритово-кварцевые и касситеритово-сульфидные месторождения подчас встречаются совместно и переходят друг в друга, но все же рудопроявления в типичных своих представителях этих двух групп резко различны.

Первая группа — касситеритово-кварцевая — характеризуется ассоциацией касситерита с кварцем, щелочными полевыми шпатами, светлыми слюдами, топазом; совместно с пегматитами группа касситеритово-кварцевая представляет как бы кремнекислую оловорудную формацию, поскольку она характеризуется концентрацией остаточных элементов гранитной магмы. Вторая группа содержит темные железистые минералы — турмалин, железистый хлорит, магнетит, гематит, пирротин; она представляет сульфидно-железистую формацию. Железо в начальные стадии рудного процесса здесь более типично, чем сера; в некоторых членах этого ряда сернистые соединения вообще отсутствуют, и все железо связано в силикатах или кислородных соединениях; даже в сульфидных разновидностях этой группы серы обычно не хватает для насыщения железа до дисульфида, и обычно мы встречаем не пирит, а моносульфид — пирротин. Этот ярко выраженный недостаток серы отличает касситеритово-сульфидные месторождения от родственных им по генезису сульфидных месторождений других «цветных» металлов. Чтобы подчеркнуть главную роль железа и охватить вместе с тем и бессульфидные месторождения — хлоритовые, хлорито-магнетитовые,

правильнее именовать эту группу не касситеритово-сульфидной, а сульфидно-железистой.

Роль железа заметно снижается лишь на низкотемпературных стадиях процесса, когда появляются обильные сфалерит и галенит. В месторождениях с начальной высокой температурой образования эти сульфиды налагаются на руды сульфидно-железистые с касситеритом и практически не представляют интереса в отношении оловоносности, но местами, в удалении от интрузий, возникают и самостоятельные галенитово-сфалеритовые месторождения, содержащие касситерит и разнообразные сульфосоли. Эти месторождения наиболее низкотемпературного свинцово-цинкового ряда имеют уже ограниченное распространение и резко уступают по значению месторождениям железистого ряда.

Несмотря на большое разнообразие рудопроявлений касситеритово-сульфидной формации, удается установить определенные генетические типы их, которые находят себе место в генетической классификации.

К первому и наиболее высокотемпературному типу мы относим оловоносные скарны, которые занимают несколько обособленное положение в группе касситеритово-сульфидных месторождений. Они представляют метасоматические образования в известняках, и основная их особенность — развитие силикатов железа, магния, кальция — определяется взаимодействием рудоносных растворов с карбонатными породами или с карбонатными и силикатными породами на их контакте.

По-иному процесс протекает в алюмосиликатных породах — гнинтах, сланцах. Здесь также широкое развитие получают метасоматические образования, но состав их существенно иной: наиболее высокотемпературным типом минерализации являются оловоносные кварц-турмалиновые породы; они появляются, разумеется, лишь там, где в оловоносных интрузиях содержится бор. По мере удаления от интрузивов на смену турмалиновым жильным зонам появляются хлоритовые и хлоритово-сульфидные зоны, которые представляют следующий, более низкотемпературный, тип минерализации.

Сульфидно-хлоритовые месторождения, в свою очередь, можно подразделить на три подтипа — хлоритовый, гематито-магнетитовый и сульфидный. Последний представлен чаще пирротиновыми, иногда арсенипиритовыми жилами; реже главным рудным минералом в них становится халькопирит. Местами в сульфидных месторождениях этого типа существенную роль начинает играть сфалерит, сопровождаемый галенитом, т. е. намечается переход к следующему, более низкотемпературному, свинцово-цинковому ряду.

Свинцово-цинковый ряд по сравнению с железистым, как было уже отмечено, играет значительно меньшую роль — он проявлен главным образом в наиболее молодых третичных оловорудных провинциях, где еще сохранились от размыва близповерхностные месторождения, удаленные на значительные расстояния от магматического очага. Здесь получает развитие своеобразный комплекс рудных минералов с обильными сульфосолями и в том числе с разнообразными сульфостаннатами.

Наряду с этим оловоносные свинцово-цинковые месторождения встречаются и в районах более древних и более глубоких рудопроявлений — там, где оловоносные растворы попадают в известняки, удаляясь на значительные расстояния от интрузий. Эти месторождения представляют более низкотемпературный этап процесса минерализации в известняках по сравнению с оловоносными скарнами и располагаются в большом удалении от рудоносных интрузий.

По минералогическому составу они отличаются от обычных неоловоносных полиметаллических месторождений в известняках лишь присутствием касситерита.

Отмеченные типы минерализации отвечают отдельным стадиям единого непрерывного процесса развития касситеритово-сульфидной минерализации, и поэтому предлагаемую классификацию можно называть генетической, хотя она и основана формально на минералогических признаках. Эта генетическая классификация касситеритово-сульфидных месторождений намечается в следующем виде:

А. Железистый ряд

Месторождения с сульфидами, силикатами, кислородными соединениями железа

| | | |
|--|---|---------------|
| Тип I. Скарны | } | В известняках |
| Тип II. Турмалиново-сульфидные месторождения | | } |
| Тип III. Хлоритово-сульфидные месторождения: | | |
| Подтип 1. Хлоритовый | | |
| Подтип 2. Гематитово-магнетитовый | | |
| Подтип 3. Сульфидный: | | |
| а) Арсенопиритовый | | |
| б) Пиритово-пирротинный | | |

Б. Свинцово-цинковый ряд

- Тип I. Близповерхностные месторождения с сульфидами свинца, цинка и сульфостаннатами
 Тип II. Касситеритово-галенитовые месторождения в известняках

Дальнейшее изложение проводится в порядке приведенной классификации, причем главная часть посвящена наиболее важному железистому ряду и сравнительно меньше места уделено описанию свинцово-цинкового ряда.

А. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЖЕЛЕЗИСТОГО РЯДА

Месторождения железистого ряда касситеритово-сульфидной формации являются наиболее распространенными и значительными. Для них характерно присутствие разнообразных сульфидов железа — пирротина, арсенопирита, халькопирита, пирита, а иногда и кислородных соединений — магнетита, гематита. Жильные минералы в алюмосиликатных породах представлены турмалином, железистым хлоритом, а в известняках — железистыми силикатами: андрадитом, пироксеном. В зависимости от состава жильных минералов здесь намечается несколько минералогических типов, которые образуются при разных условиях и отвечают различным стадиям рудного процесса. В известняках — это скарны, в алюмосиликатных породах — турмалиново-сульфидные и хлоритово-сульфидные месторождения. В рудопроявлениях всех этих различных типов касситерит занимает более или менее разнообразное парагенетическое положение. Он сопровождается кварцем, арсенопиритом и несколько более поздними сульфидами железа, главным образом пирротинном. Присутствие кислородных соединений — магнетита и гематита, железистого хлорита в рудах, бедных сульфидами, и преобладание среди сульфидов пирротина и арсенопирита — указывает на недосыщенность растворов серой. Поскольку характер минерализации поздней сульфидной стадии повторяется во всех типах месторождений, то на соотношении сульфидов мы подробно остановимся лишь при описании наиболее низкотемпературного и наиболее богатого сульфидными соединениями хлоритового типа. При описании же прочих типов будут отмечены лишь специфические особенности каждого из них.

Тип I. Оловоносные магнетитовые скарны

Среди оловоносных скарнов можно выделить два подтипа: а) магнетитовый и б) сульфидный. Описания этих подтипов, различных не только в минералогическом, но и в генетическом отношении даны раздельно.

а. Магнетитовый подтип

1. Общая характеристика

Оловоносные скарны данного подтипа характеризуются обилием магнетита и развитием более поздних сульфидов железа. Тесная ассоциация касситерита с сульфидами — арсенопиритом, пирротинном, халькопиритом — оправдывает отнесение описываемых скарновых образований к касситеритово-сульфидной формации, хотя они и занимают в ней несколько обособленное положение.

Оловоносные магнетитовые скарны связаны обычно с кислыми гранитами; особенно резко выступает их связь с кислыми представителями гранитной магмы в таких районах, где месторождения прочих типов касситеритово-сульфидной формации приурочены к гранодиоритам или еще более основным гранитоидам.

Далее можно отметить, что оловоносные магнетитовые скарны гораздо чаще связаны с крупными гранитными массивами, чем с малыми интрузивными телами, и это также отличает их от других представителей касситеритово-сульфидной формации. Они располагаются в бортовых контактах, в участках впадин кровли, где сохранились покрывки известняков. Характерно, что значительной гибридации интрузий под влиянием ассимилированных известняков при этом не замечается; влияние ассимиляции можно отметить лишь в пределах приконтактной зоны, где развиваются породы с более основным плагиоклазом, а иногда и с повышенным содержанием роговой обманки. Местами же возникают лейкократовые, существенно плагиоклазовые породы, почти не содержащие темноцветных минералов. Значительно резче гибридный характер пород проявлен в малых интрузиях и жильных дериватах гранитов. Структура гранитов, сопровождающихся месторождениями скарнового типа, чаще порфировидная, иногда в приконтактных зонах мелкозернистая.

Развитие подобных структур является косвенным указанием на гипабиссальный характер интрузий, что находится в соответствии с общетеоретическими представлениями об относительно небольшой глубине проявления скарнового процесса.

2. Морфология рудных тел

Обычно скарновые месторождения магнетитового подтипа представлены линзовидными обособлениями и пластообразными залежами магнетита в скарнах. Нередко рудные линзы приурочены к грещивам, располагающимся по контакту гранитов с вмещающими породами. Иногда рудные тела секут силикатные скарновые образования; в других случаях магнетитовые полосы, чередуясь с силикатными прослоями, являются составной частью сложного полосчатого скарна.

В качестве своеобразной разновидности упомянем пластовые залежи Питкаранты, возникшие в результате замещения известняковых горизонтов метаморфической толщи. Сульфиды встречаются в магнетитовых телах в виде вкрапленности, прожилков и просечек, иногда они обособляются в самостоятельные жильные зоны. И если в начальные стадии отложения минералов совершается главным образом метасоматически, то в сульфид-

ную стадию наряду с метасоматозом иногда имеет место и выполнение открытых полостей. Наиболее часто выполнение открытых трещин происходит там, где руда залегает не в известняках, а в силикатных скарнах.

3. Минералогический состав

Касситерит обычно встречается в скарнах, богатых железом, андрадитово-гематитовых или андрадитово-магнетитовых.

Минералообразование в контактах начинается, повидимому, сразу после внедрения интрузива, когда под влиянием магматического тепла происходит перекристаллизация известняков с образованием мрамора, а за счет примесей SiO_2 и Al_2O_3 возникают силикаты и алюмосиликаты кальция и магния. Процесс минералообразования этого периода, соответствующего «стадии нормального метаморфизма», может совершаться, в основном, еще без значительного привноса элементов от интрузии. Интенсивный процесс скарнообразования — развития на контакте известково-железистых силикатов — начинается уже значительно позже, после застывания периферической части интрузии и образования трещин по контакту.

В этот период развиваются скарны — своеобразные породы, состоящие из силикатов и алюмосиликатов железа, кальция, магния, марганца — гранатов, пироксенов, роговых обманок. Скарны, как отмечает Д. С. Коржинский, имеют зональное строение: ближе к гранитам располагается зона гранатовая, а к известнякам примыкает зона салитовая. Зональное строение отмечается и для скарновых тел, залегающих не на контакте, а в трещинах среди известняков: здесь осевая часть скарновых залежей слагается гранатовой породой, а периферические зоны, прилегающие к известнякам, — скарном пироксеновым. Из рудных минералов в скарнах наиболее обилён магнетит, который образует рассеянную вкрапленность в андрадитовых породах и обособляется в самостоятельных залежах, секущих скарн. Нередко наблюдаются псевдоморфозы магнетита по гематиту — мушкетовит.

В этот период олово обычно еще не дает самостоятельных минералов. Оно входит главным образом в виде изоморфной примеси в состав силикатов — гранатов, ильванита, везувiana; касситерит же выделяется обычно позднее силикатов. Иногда он ассоциирует с поздним магнетитом, образуя тончайшую вкрапленность в магнетитовых рудах, но чаще выделяется совместно с еще более поздними сульфидами и кварцем, секущими магнетитовые и силикатные залежи.

6. Сульфидный подтип

1. Общая характеристика

К сульфидным скарнам мы относим удаленные от интрузий месторождения в известняках и других породах, слагающиеся известковыми и магнетитовыми силикатами и сульфидами железа, сопровождаемыми касситеритом.

Месторождения этого типа представляют значительно более низкотемпературные образования, чем магнетитовые скарны, и отличаются от них как по химизму, так и по происхождению.

Здесь далеко не так ярко проявлен привнос железа: магнетит и гематит, как правило, отсутствуют, гранаты представлены чаще андрадитом, место геденбергита часто занимает тремолит; главной же формой связи железа являются сульфиды — арсенопирит, пирротин, халькопирит, изредка борнит. При этом характерно, что сульфиды не налагаются

как последующие образования на скарны, а образуются более или менее одновременно с силикатами.

Месторождения подобного типа широко развиты на юго-востоке Азии — в Малайе, в Южном Китае; там они связаны постепенными переходами с более низкотемпературными, большей частью слабооловоносными галенитово-сфалеритовыми месторождениями, не содержащими силикатов.

Оловоносные сульфидные скарны, подобно магнетитовым скарнам, связаны с интрузиями различного возраста, начиная от докембрийского и кончая третичным. Большой частью активные интрузии представлены не крупными массивами, как мы это отмечали для магнетитовых скарнов, а малыми интрузивными телами, т. е. в этом отношении сульфидные скарны сходны со всеми другими представителями касситеритово-сульфидной формации. Активные гранитоиды характеризуются повышенной основностью и представлены чаще гранодиоритами, монцонитами, чем кислыми гранитами.

2. Морфология рудных тел

Сульфидные скарны, представляя метасоматические образования в известняках, отличаются крайне неправильной формой. Пластообразные и линзообразные метасоматические залежи, характерные для приконтактовых реакционных скарнов, здесь не столь типичны, и гораздо большее развитие имеют своеобразные трубчатые тела, обладающие сравнительно небольшим поперечным сечением и значительным протяжением по вертикали. Более или менее изометричное сечение трубчатых тел свидетельствует о том, что рудоносные растворы циркулировали вдоль узких каналов, причем наиболее благоприятными участками для возникновения таких каналов являлись пересечения двух или нескольких трещин. Следует, однако, подчеркнуть, что далеко не везде подобная приуроченность отмечается достаточно четко. Нередко рудопроводящие трещины выражены столь слабо, что они не выделяются среди многочисленных плоскостей отдельности в известняках. С другой стороны, часто можно наблюдать, что рудные тела сравнительно легко покидают одни трещины и переходят в другие, уклоняются от вертикального направления вдоль пологопадающих плоскостей отслаивания, затем снова переходят в крутопадающие трещины; очевидно, что в таких случаях растворы поднимались вдоль ослабленных зон, пользуясь на своем пути незначительными трещинами. Неправильная форма рудных тел, обилие изгибов, рукавообразных ответвлений и втеков руды в известняки объясняются легкой растворимостью последних. Сложность морфологии, изменчивость элементов залегания и сравнительно слабо выраженные закономерности пространственного распределения затрудняют поиски трубчатых тел и разведку их на глубину.

3. Минералогический состав

Характерной чертой описываемых месторождений является резкое преобладание сульфидов в составе рудных тел; силикаты Fe, Mg и Ca наряду с кальцитом и кварцем играют обычно роль сопровождающих минералов. Иногда «скарновые» образования представляют тот фон, на который позднее налагаются кварцево-сульфидные рудные тела, но значительно чаще мы имеем тесную парагенетическую связь касситерита и сульфидов с силикатами, и можно думать, что рудные минералы непосредственно отлагались вслед за силикатами и частично даже одновременно с ними.

Состав нерудных минералов несколько иной, чем в магнетитовых скарнах; в частности, чаще встречаются не пироксены, а амфиболы, главным образом тремолит; часто отмечаются флюорит, эпидот и пр. Интересно

присутствие местами форстерита как представителя высокотемпературных минералов и индикатора недостатка кремнезема в растворах.

Минеральный состав сульфидных скарнов очень своеобразен. Интересно присутствие разнообразных борсодержащих минералов — датолита, аксинита, водного бората магния (Малайя, Китай), а также соединений бора с оловом: норденшельдита $\text{CaSn}(\text{BO}_3)_2$ (Арандиз), пейджита и гюлсита (Аляска); возможно, что и в переносе олова соединения бора играли существенную роль. Из редких оловянных минералов, помимо уже отмеченных соединений олова с бором, мы здесь встречаем арандизит $3\text{SnSiO}_4 \cdot 2\text{SnO}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, стокезит $\text{CaO} \cdot \text{SnO}_2 \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, оловянистый титанит, часто весьма обильный станнин. Однако и здесь главным оловянным минералом остается касситерит.

Касситерит, как было отмечено, начинает отлагаться одновременно с силикатами, но основная его масса ассоциирует с сульфидами, главным образом с арсенопиритом; иногда он сопровождается хлоритом, замещающим более ранние силикаты жильного скарна. Более поздними, как и в других месторождениях железистого ряда, являются пирротин, халькопирит, сфалерит, станнин. Эти минералы довольно близки по времени выделения и часто дают взаимные растворы друг в друге. Иногда в парагенезисе с этой группой минералов встречаются минералы висмута — висмутин, висмут самородный; в других случаях висмутовые минералы являются более поздними и выделяются совместно с наиболее низкотемпературным сульфидом — галенитом. Последний в большинстве оловорудных скарновых месторождений играет подчиненную роль; в то же время в существенно галенитовых месторождениях содержание олова заметно падает, и мы имеем слабооловоносные сульфидные руды.

В общем, по сочетанию сульфидов оловоносные сульфидные скарны напоминают оловорудные месторождения хлоритово-сульфидного типа. Специфические особенности их, заключающиеся в развитии силикатов, обусловлены, в основном, влиянием известняков. Оставляя в стороне очень важный, но сложный и неясный вопрос о том, как отражается ассимиляция известняков гранитами на характере и режиме постмагматических выделений, остановимся здесь только на роли известняка в процессе осаждения рудных минералов из растворов. Можно считать, что известняк как реактивная порода способствует раннему выпадению минералов, и поэтому начальная температура минералоотложения достаточно высока для образования силикатов. С другой стороны, легкорастворимый известняк доставляет необходимые для образования силикатов элементы — Ca и Mg, которые, соединяясь с кремнеземом растворов, препятствуют выделению свободной кремнекислоты в виде кварца. Кварц, столь обычный в других касситеритовых сульфидных месторождениях, здесь играет весьма скромную роль и образуется лишь в поздние стадии процесса. Таким образом, именно особенности химизма вмещающих пород определяют своеобразие процесса минералообразования.

Связь силикатов с сульфидами здесь значительно более тесная, чем в магнетитовых скарнах. Особенно ясно проявляется она в трубчатых месторождениях: так, постоянное пространственное совмещение силикатов и сульфидов в пределах узких трубчатых тел, удаленных от интрузии, заставляет предполагать, что и силикаты и сульфиды отлагались из одного и того же потока растворов — одни раньше, другие несколько позже. Во всяком случае, длительного перерыва между процессами скарнообразования и рудообразования здесь не наблюдается. Сравнительно рано начинают выделяться некоторые рудные минералы, например шеелит; с другой стороны, некоторые силикаты продолжают кристаллизоваться одновременно с сульфидами.

Тип II. Турмалиново-сульфидные месторождения

1. Общая характеристика

Турмалиново-сульфидные месторождения составляют наиболее высокотемпературный тип касситеритово-сульфидных проявлений в алюмосиликатных породах. Они представлены метасоматическими жилами и штокверками, минерализованными зонами дробления в гранитах и прилегающих к ним экзоконтактовых зонах. По мере удаления от интрузивов турмалиново-сульфидные месторождения уступают место более низкотемпературным хлоритово-сульфидным оловорудным проявлениям.

Турмалиново-сульфидные месторождения связаны с гранитоидами различного состава — иногда это кислые граниты, иногда гранодиориты или кварцевые диориты. Обычно рудоносные интрузии сопровождаются интенсивным проявлением турмалинизации — образованием турмалиновых грейзенов в зоне эндоконтакта и турмалиновых роговиков в экзоконтакте интрузивных тел. Широкое развитие получают также зоны турмалинизации, турмалиновые брекчии, метасоматические жильные тела, так что на фоне этого интенсивного процесса турмалинообразования возникновение оловоносных турмалиновых жил представляет лишь незначительную деталь. Столь ярко проявленное накопление бора в контактах свидетельствует о повышенном содержании этого элемента в гранитной магме.

Широкое развитие турмалиновых оловорудных месторождений показывает, что бор не менее типичен для оловоносных интрузий, чем фтор. Однако условия концентрации этих двух элементов — фтора и бора, а также роль в процессе образования оловорудных месторождений существенно отличны: если фтор концентрируется исключительно в кислых остаточных магматических расплавах, то бор, как уже было отмечено, присутствует и в слабодифференцированных магмах, дающих гранитоиды повышенной оловоносности — гранодиориты, кварцевые диориты. Соответственно отличны и месторождения, в которых концентрируются эти элементы: если присутствие фтора характерно для касситеритово-кварцевых месторождений, этих конечных производных кислых и ультракислых интрузий, то бор более типичен для сульфидно-железистых месторождений, связанных не только с гранитами, но и с гранитоидами повышенной основности. Это «разделение» фтора и бора по разным формациям определяется не только отмеченным различием состава рудоносных интрузий, но и различной геохимической ролью этих элементов — «минерализаторов» в процессе выноса элементов из магмы. Так, можно полагать, что топаз потому постоянно ассоциирует с кварцем, что фтор привлекает кремнезем из силикатов, и, таким образом, фтористый пневматолит закономерно приводит к развитию касситеритово-кварцевых месторождений; по-другому рисуется роль бора. В процессе турмалинизации значительного привноса кремнезема не происходит; здесь имеет место образование кварца за счет кремнезема, освобожденного из полевых шпатов. В то же время здесь очень ярко проявлен привнос железа — последнее концентрируется в турмалине, а на более низкотемпературных ступенях в хлорите, магнетите, сульфидах, которые получают широкое развитие во внешних зонах турмалиновых ореолов интрузий.

Подобное закономерное обогащение железом, которое идет параллельно с накоплением бора в контактах борсодержащих интрузий, наводит на мысль о совместном выносе этих элементов из магмы. Может быть, бор является в данном случае переносчиком железа и способен извлекать последнее даже из кислой слабожелезистой магмы. Именно обилие железа и позволяет относить касситеритово-турмалиновые месторождения в их большей части к сульфидно-железистой формации. При этом

месторождения, связанные с кислыми гранитами, содержат обычно небольшое количество сульфидов — они постепенными переходами связаны с турмалиновыми грейзенами, кварцевыми жилами, т. е. с типичными представителями касситеритово-кварцевой формации; но, с другой стороны, через хлоритовые, хлорито-магнетитовые тела они смыкаются с формацией сульфидно-железистой и представляют, таким образом, переходную ступень между этими двумя группами. В связи же с гранитоидами повышенной основности — гранодиоритами, кварцевыми диоритами — появляются типичные турмалиново-сульфидные месторождения с обильными сульфидами железа. В Боливийских близповерхностных рудопроявлениях этого типа наряду с касситеритом появляются даже обильные сульфостаннаты, т. е. «о недостатке» серы в растворах не может быть и речи.

Таким образом, на примере турмалинового типа особенно ясно выступает зависимость химизма месторождений от химизма активных интрузий. Сульфиды получают преимущественное развитие в связи с более основными представителями гранитной магмы, кварц же — в связи с более кислыми; в первом случае возникают месторождения сульфидно-железистой формации, во втором — промежуточные месторождения, которые по обилию железа следовало бы относить также к железистой формации, а по обилию кварца при скромной роли сульфидов — к касситеритово-кварцевой формации.

2. Морфология рудных тел

Рудные тела турмалиново-сульфидных месторождений представляют метасоматические жилы, минерализованные зоны дробления, штокверки и серии прожилков в контактовых ореолах гранитных интрузий и зонах эндоконтакта. Процесс минерализации протекает главным образом метасоматически, причем, поскольку замещению подвергаются не известняки, а гораздо менее растворимые алюмосиликатные породы, значительно более резко, чем в скарнах, проявлен «структурный контроль»: жильные тела обычно имеют отчетливую плитообразную форму, поскольку оруденение контролируется четкими трещинами и зонами дробления. В участках, где трещинообразование охватывает большие блоки, возникают штокверковые тела.

В процессе турмалинизации преимущественному замещению обычно подвергается мелкий, перетертый материал, в то время как крупные обломки часто остаются незамещенными в виде брекчиевидных включений в рудных телах. Иногда брекчиевидные текстуры образуются и без интенсивного дробления в результате замещения боковых пород по сети тончайших трещинок. При этом возникают изолированные блоки боковых пород, полностью заключенные в жильной массе. При далеко идущем замещении сглаживаются все следы первоначальной формы этих блоков и возникают брекчиевидные включения, практически не отличимые от типичной брекчии дробления. Постепенно растворы проникают все дальше. Стираются контуры включений, и возникают однородные метасоматические кварцево-турмалиновые черные или синеватые сливные породы. Таким образом, в результате одновременного замещения вдоль серии сближенных трещинок могут возникать мощные жильные зоны.

3. Минералогический состав

Наиболее типичными минералами турмалиново-сульфидных месторождений являются турмалин, кварц и касситерит. Часто присутствуют в значительных количествах хлорит и сульфиды — арсенопирит, пирит,

пирротин, халькопирит, сфалерит и др. Спорадически встречаются топаз, светлые слюды, вольфрамит; эти минералы обычны в месторождениях, связанных с кислыми гранитами и переходных к кварцевой формации.

Турмалин выделяется одним из первых. Он развивается главным образом метасоматически, посредством замещения алюмосиликатных минералов боковых пород — темноцветных компонентов и полевых шпатов, а иногда даже кварца. При этом подчас возникают почти мономинеральные турмалиновые участки в жиле. Однако во многих случаях турмалин сопровождается большим количеством кварца — частично остаточного, частично вновь образованного.

Кварцево-турмалиновые оловоносные породы имеют обычно темный цвет и плотное, часто сливное, сложение. Под микроскопом они представлены спутанным войлоком турмалиновых иголок и мелкими зернами кварца и касситерита в промежутке между турмалиновыми кристаллами. Сравнительно более редки крупнокристаллические выделения турмалина в виде лучистых розеток и агрегатов длиннопризматических кристаллов. В качестве своеобразных выделений отметим сферолиты и криптокристаллические агрегаты турмалина, встречающиеся в месторождениях, приуроченных к участкам развития разломов; видимо, минералоотложение в условиях резкого падения давления совершалось быстро из многих центров кристаллизации, что обусловило развитие своеобразных колломорфных структур турмалиновых агрегатов. Окраска турмалина варьирует от черной до синей, светлозеленой, а местами встречаются и совершенно бесцветные разновидности. Поскольку химических анализов турмалинов из касситеритово-сульфидных месторождений почти не имеется, то о составе их мы можем до некоторой степени судить по окраске, что, как известно, для турмалина представляет недостаточно надежный признак.

Можно отметить, что наиболее высокотемпературные стадии минералообразования характеризуются обычно развитием темноокрашенного, почти черного турмалина; по мере же перехода к более низкотемпературным стадиям окраска становится все более и более светлой, т. е. в общем намечается постепенная смена железистых разновидностей железо-магнезиальными и, наконец, существенно магнезиальными.

С. С. Смирнов и другие отмечают, что в начальный период образуются плотные черные метасоматические породы, состоящие из агрегата тончайших спутанных игольчатых кристаллов черного турмалина и мелких зерен кварца. После дробления этих пород отлагается турмалин, синий или зеленый, тесно ассоциирующий с касситеритом и арсенопиритом, и затем уже следует отложение сульфидов. Как своеобразную и в общем редкую черту следует указать отмечаемое некоторыми авторами повторное отложение, после выделения главной массы сульфидов, черного турмалина, сопровождаемого сульфосолями и антимонитом. Подобный поздний черный турмалин по парагенетическому положению соответствует игольчатому шерлу фазы Н—J, появляющемуся, согласно А. Е. Ферсману, на смену цветному турмалину.

Следует отметить, что различные генерации турмалина отмечают различные стадии процесса, и появление их сопровождается изменением характера минерализации. В частности, наиболее высокотемпературный черный турмалин, развивающийся метасоматически, часто почти не сопровождается рудными минералами, и в тех случаях, когда процесс минерализации на этом ограничивается, возникают слабооловоносные кварцево-турмалиновые жилы. Подобные безрудные зоны турмалинизации имеют широкое развитие на площади многих месторождений, являясь своеобразными спутниками собственно рудных тел.

Рудные же тела, богатые оловом, как было отмечено, развиваются длительно и характеризуются многостадийностью рудного процесса.

Они возникают в результате дробления безрудных кварцево-турмалиновых жильных тел и проникновения в них новых порций минерализующих растворов. Именно к этому периоду относится выделение основной массы касситерита, сопровождаемого цветным и светлоокрашенным турмалином, кварцем и арсенопиритом. Прочие сульфиды начинают выделяться также в конце этой стадии. Можно было бы предполагать, что появление светлых, более бедных железом разновидностей и определяется тем, что здесь возникают уже иные соединения железа — сульфиды. Последние получают наибольшее развитие после прекращения отложения главной массы турмалина — они образуют линзы и просечки в кварцево-турмалиновом жильном теле. Одновременно с главной массой сульфидов появляется хлорит; местами же имеют место повторные генерации позднего турмалина, отлагающегося в небольшом количестве вплоть до заключительных стадий процесса.

Количественная роль сульфидов изменяется в очень широких пределах. В месторождениях, связанных с кислыми гранитами, они составляют незначительную примесь, причем представлены преимущественно арсенопиритом и, реже, пирротинном. В то же время в связи с гранодиоритами развиваются месторождения, которые без оговорок можно отнести к касситеритово-сульфидной формации.

Турмалиново-сульфидные месторождения по мере удаления от интрузии уступают место хлоритово-турмалиновым, затем хлоритовым, хлоритово-магнетитовым и хлоритово-сульфидным жилам.

Тип III. Хлоритово-сульфидные месторождения

1. Общая характеристика

Хлоритово-сульфидные месторождения обычно являются более низкотемпературными, чем турмалиново-сульфидные, и возникают преимущественно в гидротермальную стадию рудного процесса. Нередко они связаны с турмалиново-сульфидными месторождениями переходами и, как указывалось, сменяют последние по мере удаления от магматического очага.

Характерной чертой описываемых месторождений является обилие хлорита, всегда сильножелезистого, и сульфидов железа, среди которых главную роль играет пирротин. В зависимости от количественных соотношений хлорита и сульфидов возникают либо хлоритовые жилы и зоны с подчиненным количеством сульфидов, либо сульфидные жилы, сопровождающиеся хлоритизацией боковых пород.

2. Морфология рудных тел

Преобладающее развитие в хлоритово-сульфидных месторождениях имеют рудные тела жильного типа. Наряду с метасоматическими жилами и минерализованными зонами дробления здесь большое развитие имеют трещинные жилы выполнения. Местами получают развитие прожилковые и сетчатые зоны, переходящие в штокверки. В большинстве случаев месторождения приурочены к зонам разлома и представлены сериями или свитами сопряженных жильных тел. Наиболее благонадежные жилы следуют по трещинам скалывания — чаще диагональным, иногда параллельным направлению складчатости. Иногда жилы ориентированы перпендикулярно по отношению к складчатости, т. е. как будто бы следуют по трещинам разрыва. Но и здесь в большинстве случаев замечаются следы подвижек — глины трения, борозды скольжения, свидетельствующие о том,

что в предрудный период первоначальные трещины разрыва были омоложены и превращены в трещины скалывания.

Сплошные сульфидные руды отлагаются, как правило, в открытых породах, в то время как сопровождающий их хлорит развивается метасоматически, посредством замещения силикатных минералов вмещающих пород. На интенсивность проявления метасоматоза в значительной мере влияет характер пород: в глинистых сланцах проявление процессов замещения обычно имеет место лишь в пределах узкой зоны дробления, ограниченной четкими трещинами, которые обуславливают резкие контакты жил. В более крупнозернистых породах — песчаниках, гранитах, туфах и т. п. — жилы сопровождаются довольно широкой зоной рудной импрегнации. Физические свойства вмещающих пород оказывают существенное влияние не только на форму рудных тел, но и на структуру рудного поля. Как правило, в пластичных сланцах жилы менее многочисленны, но более выдержаны по простиранию и падению, чем, например, в песчаниках, где часто наблюдаются ответвления и расщепление основной жилы на серию прожилков с образованием прожилковых сетчатых зон и типичных штоков.

3. Минералогический состав

Главными минералами хлоритово-сульфидных месторождений являются хлорит, кварц и сульфиды железа, в основном пирротин, иногда пирит или халькопирит. Местами в значительном количестве присутствуют арсенипирит и касситерит. Сфалерит обычен, но является чаще подчиненным минералом. В небольшом количестве встречается станнин, который обычно уступает касситериту и на содержание олова в руде практически не влияет. Лишь очень редко станнин преобладает над касситеритом. Сравнительно небольшое развитие в описываемых месторождениях имеют галенит и различные сульфосоли — буланжерит, бурнонит, пираргирит и др. Иногда встречаются разнообразные висмутовые минералы — висмутин, висмут самородный, кислородные соединения железа — гематит, магнетит. Список минералов, встречающихся в хлоритово-сульфидных месторождениях, обширен, но главные минералы сравнительно немногочисленны. Геохимически все месторождения в общем однотипны — для всех них крайне характерно обилие железа на всех стадиях рудного процесса. Количественные соотношения сульфидов и хлорита различны — иногда возникают кварцево-хлоритовые оловяносные породы, с небольшим количеством сульфидов или бессульфидные с магнетитом, гематитом. В других случаях хлорит является лишь сопровождающим минералом, развиваясь в процессе околожильных изменений в зальбандах сульфидных жил.

Хлориты неизменно представлены высокопреломляющей разновидностью, богатой железом и бедной магнием. Так, судя по немногочисленным химическим анализам, во всех случаях имеем разновидность, в которой отношение закиси железа к окиси магния больше десяти, а часть алюминия замещена окисным железом.

Оптические свойства хлоритов из различных месторождений сходны: показатель преломления N_m колеблется от 1,660 до 1,668, а в подавляющем большинстве случаев и в еще более узких границах — от 1,665 до 1,668. Значительно реже встречаются хлориты с показателем преломления 1,638—1,640, и еще более редкими являются показатели, промежуточные по величине между этими крайними значениями.

Сходство состава хлоритов из различных месторождений показывает, что на их состав не влияют особенности химизма вмещающих пород: и по гранитам, и по гранодиоритам, и по глинистым сланцам, и по песчаникам развиваются те же железистые хлориты. Очевидно определяющим мо-

ментом здесь являлся сходный состав растворов; во всех случаях растворы несли обильное железо, прочие же элементы — магний, алюминий — заимствовались в процессе хлоритизации из алюмосиликатов вмещающих пород. Что касается кремнезема, то местами в процессе образования мономинеральных хлоритовых пород даже происходил интенсивный вынос его, но в большинстве случаев количество кремнезема в исходных и хлоритизированных породах сохраняется более или менее неизменным, меняется лишь форма связи его: кремнезем, освобождающийся при хлоритизации, выделяется в виде свободного кварца, составляющего до 25% породы. Щелочи, особенно натрий, уносятся в процессе хлоритизации, и содержание их в чистых хлоритах ничтожно. Таким образом, в отношении выноса щелочей процесс хлоритизации можно было бы сравнить с грейзенообразованием. Однако, сравнивая хлоритовые породы с грейзенами, мы всегда должны иметь в виду и существенные отличия их. Хлоритовые породы отличаются от грейзенов прежде всего по химизму — это как бы железистые аналоги грейзенов или эквивалент сидерофиллитовых грейзенов в касситеритово-сульфидной формации. Кроме того, хлоритовые породы отличны и по условиям образования: они образуются при более низкой температуре из гидротермальных растворов, без участия газовой фазы. Об относительно невысокой температуре растворов говорят морфологические особенности кристаллов различных минералов, сопровождающих хлоритовые агрегаты. Так, касситерит часто представлен игольчатыми выделениями, топаз — столбчатыми кристаллами, но в общем он здесь является редким и обычно уступает место флюориту. В хлоритово-сульфидных месторождениях еще ярче, чем в турмалиново-сульфидных, проявлены реликты колломорфных образований. Здесь мы встречаем гипогенный колломорфный касситерит, колломорфные выделения кремнезема, представляющие сферолиты с чередованием кварцевых и халцедоновых лучей (фиг. 1), причем в данном случае ассоциация с касситеритом и секущие прожилки зернистого кварца доказывают с несомненностью гипогенное происхождение этих интересных коллоидных образований. Мы не говорим здесь о сульфидах, структуры которых постоянно несут реликты колломорфных образований.

Хлоритово-сульфидные месторождения, в зависимости от количественного соотношения главных минералов, можно подразделить на три подтипа — хлоритовый, магнезитовый и сульфидный. Эти подтипы связаны постепенными переходами и нередко встречаются в одном и том же месторождении.

а. Хлоритовый подтип

Представителями хлоритового подтипа являются почти мономинеральные хлоритовые породы с примесью касситерита, кварца и не содержащие сульфидов. С увеличением количества последних намечаются переходы к сульфидному подтипу.

Несмотря на черты сходства, хлоритовые породы из различных месторождений даже по внешнему виду разнятся между собой. Так, иногда мы встречаем плотные темнозеленые породы, внешне сходные с порфиритами, в которых макроскопически неразличимы ни хлорит, ни касситерит. Последний образует тончайшие включения неправильной или игольчатой формы, тесно ассоциируя с хлоритом. Иногда же хлоритовые породы являются более крупнокристаллическими, причем местами в пустотах наблюдаются друзы и жеоды кристаллов касситерита, сцементированные крупночешуйчатым хлоритом и кварцем.

Наконец, в некоторых метасоматических кварцево-карбонатно-хлоритовых жильных телах, с касситеритом и сульфидами, приуроченных к

зонам дробления, подчас удается наблюдать процесс хлоритизации на разных его стадиях и в разной степени интенсивности. Так, можно наблюдать, что хлоритизация развивается не только вдоль главной тектонической зоны, но и в прилегающих трещиноватых сланцах, причем хлоритовые прожилки следуют по трещинам отдельности, образуя правильную геометрическую сеть. По мере сгущения такой сети и увеличения мощности жиллок хлоритовая масса начинает преобладать над остатками незамещенных сланцев, и возникают брекчиевидные текстуры, практически не отличимые от брекчий дробления, хотя, на самом деле, здесь никакого раздробления с перемещением обломков не происходило. В итоге подобного замещения вдоль многочисленных трещинок возникают мощные метасоматические жильные зоны.

Характерно, что наряду с метасоматозом и при хлоритизации имеет место выполнение открытых полостей — даже сам хлорит иногда развивается в виде друз прекрасных кристаллов, свободно растущих на стенках пустот и трещин.

Соотношения хлорита с другими минералами в разных месторождениях различны: чаще хлорит в основной его массе более или менее одновременен с кварцем и касситеритом, но иногда устанавливаются и более поздние генерации его.

В некоторых месторождениях отмечается несколько генераций хлорита, отличных по оптическим свойствам, т. е. устанавливается, что выделение хлорита происходило длительно, причем свойства его в процессе рудообразования несколько менялись. Иногда эта смена носит периодический характер, и пока трудно заметить какую-либо зависимость свойств и состава хлоритов от температуры их образования. Может быть, решающее влияние здесь оказывает не столько изменение температуры, сколько изменение химизма рудоносных растворов, и, в частности, колебания в содержании железа. Возможно, что детальное расчленение хлоритов в хлоритово-сульфидных месторождениях позволит установить какие-либо общие закономерности в зависимости свойств хлоритов от условий их образования. Роль хлорита, как уже отмечалось, в месторождениях описываемого типа далеко не везде одинакова. Здесь мы встречаем целую гамму разнообразных подтипов, связанных постепенными переходами от почти мономинеральных хлоритовых пород до руд, в которых уже существенную роль играют сульфиды.

С уменьшением количества сульфидов часто возрастает роль кварца и имеют место переходы хлоритовых зон в хлоритово-кварцевые и чисто-кварцевые жилы. Подобные месторождения, примыкающие уже ближе к касситеритово-кварцевой формации, встречаются в связи с кислыми гранитами — они приходят на смену описанному ранее «малосульфидным» кварцево-турмалиновым месторождениям по мере удаления от гранитов. Подобное закономерное расположение хлоритовых месторождений, бедных сульфидами, в периферических зонах «турмалиновых» ореолов, окружающих кислые борсодержащие интрузии, приводит к предположению, как было отмечено, об активной роли бора в извлечении железа из магмы. Особенно значительные концентрации железа наблюдаются в магнетитово-хлоритовых или гематитово-магнетитовых месторождениях, которые мы выделяем в качестве особого подтипа.

б. Гематитово-магнетитовый подтип

Гематитово-магнетитовые месторождения с хлоритом, кварцем, касситеритом развиваются в тех же условиях, что и бессульфидные хлоритовые месторождения — в периферических зонах турмалиновых ореолов кислых интрузий, богатых бором и оловом. Они встречаются в различных

оловорудных районах и являются в общем довольно распространенными.

В минералогическом отношении — это разновидность описанного ранее хлоритового типа — к отмеченному комплексу минералов добавляются лишь магнетит и гематит, причем, как и в скарнах, магнетит здесь часто образует псевдоморфозы по гематиту. Так, некоторые исследователи отмечают попеременное отложение кварца, касситерита и гематита из растворов в ритмичнополосчатых рудах и затем замещение гематита магнетитом, сопровождаемое отложением хлорита; возможно, что подобные ритмичнополосчатые руды имеют коллоидное происхождение. Поздние выделения магнетита отличаются описываемые месторождения от более высокотемпературных магнетитовых скарнов, где магнетит, как это было уже отмечено, всегда предшествует образованию касситерита.

в. Сульфидный подтип

По мере увеличения количества сульфидов мы имеем постепенные переходы к следующему, сульфидному подтипу. Никакой грани между хлоритовым и сульфидным подтипами, естественно, провести нельзя; иногда переходы совершаются в пределах одного жильного тела, когда в хлоритовой метасоматической породе появляются линзообразные обособления массивных сульфидных руд. Но чаще все же характер минерализации в пределах жил и месторождений сохраняется, и мы встречаем либо существенно хлоритовые метасоматические жильные зоны, либо сульфидные жилы, выполняющие большей частью открытые трещины.

Хлоритовые месторождения, богатые сульфидами, в отличие от «мало-сульфидных» разностей, связаны чаще с гранитоидами повышенной основности, чем с кислыми гранитами. В этом отношении наблюдается полная аналогия хлоритово-сульфидных месторождений с турмалиново-сульфидными.

Морфологические особенности рудных тел в данном подтипе те же, что и в хлоритовом, с той только разницей, что жилы чаще образуются посредством выполнения открытых трещин.

Минералогический состав отличен от предыдущих подтипов большим развитием и разнообразием сульфидов. По составу главных минералов руды этих месторождений обычно не сложны: преимущественное развитие имеют пирротин и хлорит, присутствующие в переменном количестве; иногда значительные скопления образует арсенопирит, обособляющийся от других сульфидов и ассоциирующий с кварцем и касситеритом; в переменном количестве присутствуют пирит, сфалерит — всегда черный, железистый, иногда халькопирит. Из жильных минералов наряду с кварцем и хлоритом появляются карбонаты — кальцит, анкерит и мангананкерит. Прочие минералы играют обычно резко подчиненную роль; среди них следует отметить галенит, обильный лишь в месторождениях, переходных к свинцово-цинковому ряду, и еще более скудные — станнин, блеклую руду, сульфоантимониты свинца; наконец, устанавливаемые лишь под микроскопом валлерит и кубанит, образующие тончайшие вроски в составе халькопиритовых эмульсионных включений — продуктов распада сфалерита. В целом комплекс встречающихся в этом подтипе минералов весьма постоянен и повторяется в различных рудных провинциях.

Здесь мы подробнее остановимся на соотношениях отдельных рудных минералов, причем это в такой же степени будет относиться как к сульфидному подтипу, так и к хлоритовому подтипу, связанному с ним непосредственными переходами. В равной степени эти данные можно отнести и к турмалиново-сульфидным месторождениям, на которые налагается более поздняя хлоритово-сульфидная стадия. Словом, излагаемая далее схема соотношения рудных минералов характерна не только для данного

подтипа, но и для всего железистого ряда касситеритово-сульфидной формации.

Возрастные взаимоотношения минералов в описываемых месторождениях более или менее однообразны. Если оставить в стороне хлорит, который, как было отмечено, отлагается длительно, процесс рудообразования можно разделить на две стадии: стадию кварцево-касситеритово-арсенопиритовую и стадию сульфидную.

1) Стадия кварцево-касситеритовая с арсенопиритом. Основная масса касситерита выделяется из ранних порций рاسبора совместно с арсенопиритом и кварцем; более поздние генерации касситерита в месторождении большей частью не имеют практического значения. Из числа сульфидов совместно с касситеритом отлагается лишь арсенопирит. Постоянно наблюдаемая парагенетическая связь этих минералов свидетельствует об общей судьбе их в процессе рудоотложения. По отношению к арсенопириту касситерит занимает переменное положение: чаще он в основной массе выделяется до арсенопирита, но иногда является одновременным или даже несколько более поздним. В тех случаях, когда рудопроводящие трещины замыкаются сравнительно рано, возникают арсенопиритово-касситеритово-кварцевые жилы, почти не содержащие более поздних сульфидов железа.

Однако, несмотря на неизменную обособленность во времени арсенопиритово-касситеритовых руд, чисто арсенопиритовые месторождения с касситеритом редки и большей частью незначительны по размерам; в большинстве крупных оловорудных месторождений арсенопиритово-касситеритовые руды количественно значительно уступают более поздним пиритово-пирротиновым рудам.

2) Стадия сульфидная. Среди сульфидов второй стадии главную роль играет пирротин. Иногда значительное развитие получают пирит, халькопирит или железистый сфалерит; последний, впрочем, чаще связан с более поздним галенитом.

Для многих месторождений характерна тесная парагенетическая связь пирротина — сфалерита — станнина — халькопирита. Эти минералы выделяются в различной последовательности, но сближенно: один вслед за другим, и образуют друг в друге твердые растворы.

Структуры распада твердых растворов указанных минералов крайне разнообразны. Нередко можно наблюдать, что эмульсионные включения халькопирита в сфалерите в свою очередь содержат продукты распада — решетку пластинок кубанита или закономерные вросстки валлериита. Пирротин иногда образует правильные решетки в сфалерите, ориентированные по направлениям (110). Для включений сфалерита в халькопирите типичны звездообразные формы.

Возрастные соотношения этих минералов различны. Иногда наблюдаются графические и тесные аллотриоморфнозернистые срастания сфалерита и станнина, станнина и халькопирита и других, указывающие на более или менее одновременное выделение из растворов; в других случаях можно наметить определенную последовательность их кристаллизации.

В относительно высокотемпературных месторождениях пирротин в основной своей массе является более ранним, а сфалерит, станнин и халькопирит образуются несколько позже, но в тесной связи с пирротинном; иногда, впрочем, встречается и более ранний, допирротинный, сфалерит. Последовательность выделения минералов здесь, вероятно, в значительной степени определяется относительными концентрациями тех или иных компонентов рудного раствора. В этом отношении интересно также положение халькопирита. В тех месторождениях, где халькопирит играет ничтожную роль, он обычно является относительно поздним минералом, выделяясь после пирротина и сфалерита; в противоположность этому в

существенно медных месторождениях халькопирит выделяется относительно рано, во всяком случае до сфалерита.

Особо следует остановиться на положении станнина среди минералов сульфидной стадии. Станнин встречается в месторождениях описываемого типа очень часто, являясь обычно все же второстепенной примесью и количественно резко уступая касситериту. Преимущественное развитие он получает лишь в некоторых месторождениях оловорудных провинций, богатых медью (Западная Тасмания, округ Кочуи в Китае). Станнин выделяется позднее основной массы касситерита и заменяет последний в сульфидном парагенезисе. По времени выделения станнин, как указывалось, близок к сфалериту и халькопириту, хотя изредка встречается и «ранний» станнин, который этими минералами замещается (фиг. 2). Иногда можно видеть несколько генераций станнина, близких по времени, но различных по способу образования. Так, нередко в одном и том же штуфе встречаются следующие разновидности станнина: 1) станнин в графических сростках с халькопиритом и сфалеритом, образованный в процессе совместной кристаллизации с этими минералами, 2) станнин в виде реакционных каемок на контакте касситерита с халькопиритом и сфалеритом, появляющийся в результате частичного растворения касситерита при воздействии растворов, содержащих серу, и, наконец, 3) станнин в виде эмульсионных включений в тех же сульфидах, возникающий в результате распада твердого раствора. Все эти разновидности станнина, различные по способу образования, могут возникать более или менее параллельно.

Постоянно наблюдаемое растворение касситерита в контакте с сульфидами говорит о неустойчивости его в сульфидную стадию процесса. Возможно, что основная масса олова, заключенная в сульфидных рудах в виде станнина, заимствована из растворенного касситерита. Впрочем, в некоторых месторождениях касситерит выделяется одновременно с сульфидами и не сопровождается образованием станнина. Так, очень интересна наблюдаемая местами постоянная ассоциация касситерита с халькопиритом. В подобных случаях вероятно, что и халькопирит, и касситерит возникли в результате разложения геля станнина, который здесь, в условиях колебания кислородного режима близповерхностной зоны, оказался неустойчивым.

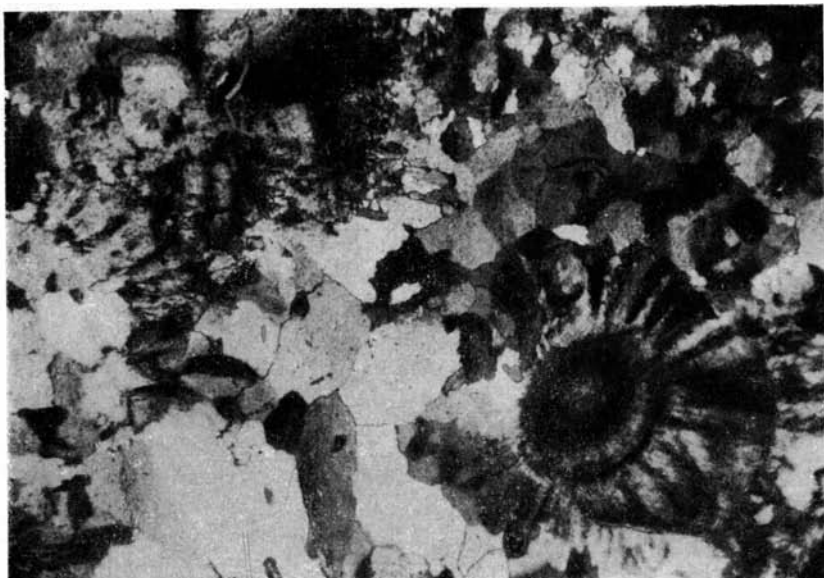
Переменное положение в различных месторождениях занимает сфалерит. В одних случаях, как было отмечено, он тесно парагенетически связан с пирротинном и выделяется почти одновременно с ним, иногда даже раньше; такой ранний сфалерит характерен для месторождений с высокой температурой образования минералов сульфидной фазы, в которых он обычно представлен сильножелезистой разновидностью типа марматита, тесно ассоциирует с пирротинном, станнинном, халькопиритом и нередко содержит включения касситерита. Однако в большинстве случаев сфалерит связан с более поздним галенитом, причем он налагается на ранние сульфиды железа и практически не несет с собой олова. Нередко такие галенито-сфалеритовые руды появляются в результате последующего приоткрывания трещин и цементируют более ранние сульфиды железа. Иногда они обособляются в виде самостоятельных жил, приуроченных к трещинам, наиболее поздним или наиболее удаленным от интрузий; в последнем случае мы имеем появление нормальной горизонтальной зональности. В тех случаях, когда сфалерит и галенит играют существенную роль, месторождения представляют уже переход к следующему, более низкотемпературному свинцово-цинковому ряду.

Выше охарактеризованы общая, наиболее типичная схема последовательности выделения минералов и отдельные отклонения от нее. Для большинства месторождений характерна закономерная смена одних минеральных ассоциаций другими. Можно думать, что рудоотложение

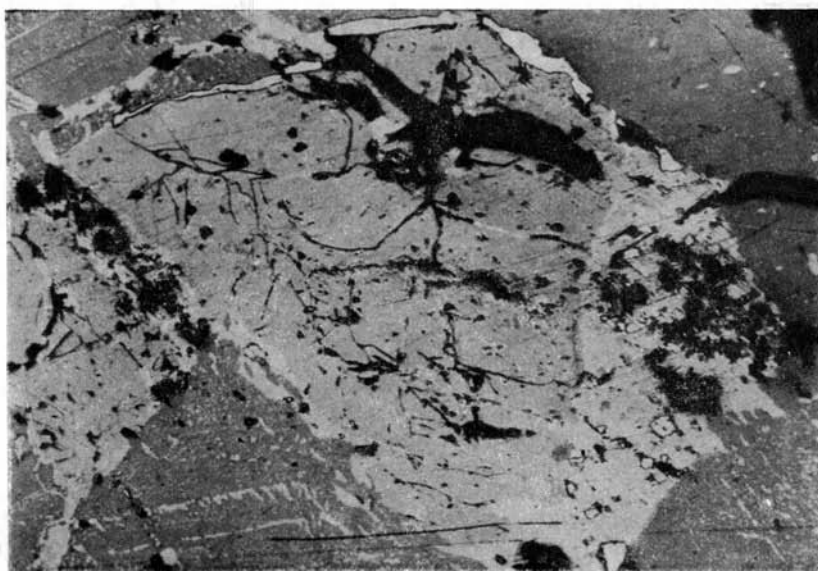
совершалось длительно из растворов меняющегося состава. Однако иногда наблюдается сближенное отложение всех рудных минералов, граница между отдельными парагенетическими ассоциациями не резка, и можно говорить о более или менее одновременном заполнении трещины рудным материалом с последовательным разделением его на минеральные агрегаты. В случае, когда руды отлагались из коллоидов, последовательность обособления различных минералов не всегда совпадает с последовательностью их раскристаллизации. Причем мы подчас сталкиваемся с противоречивыми соотношениями минералов, показывающими, что еще в гелевом состоянии происходили пересечения одних минеральных масс другими.

Заключая характеристику хлоритово-сульфидных месторождений, следует еще раз подчеркнуть, что все отмеченные подтипы и разновидности в общем близки генетически и связаны постепенными переходами. Преобладание тех или иных минералов — хлорита и кварца, хлорита и магнетита или сульфидов, конечно, в первую очередь, определяется особенностями химизма растворов. В качестве общей закономерности можно отметить, что месторождения, богатые сульфидами, чаще связаны с гранитоидами повышенной основности, а месторождения бессульфидные и особенно богатые кварцем — с гранитами кислыми, причем нередко в этих случаях хлоритово-сульфидные месторождения находятся в связи с турмалиново-сульфидными, представляя по сравнению с ними более низкотемпературную стадию процесса минерализации.

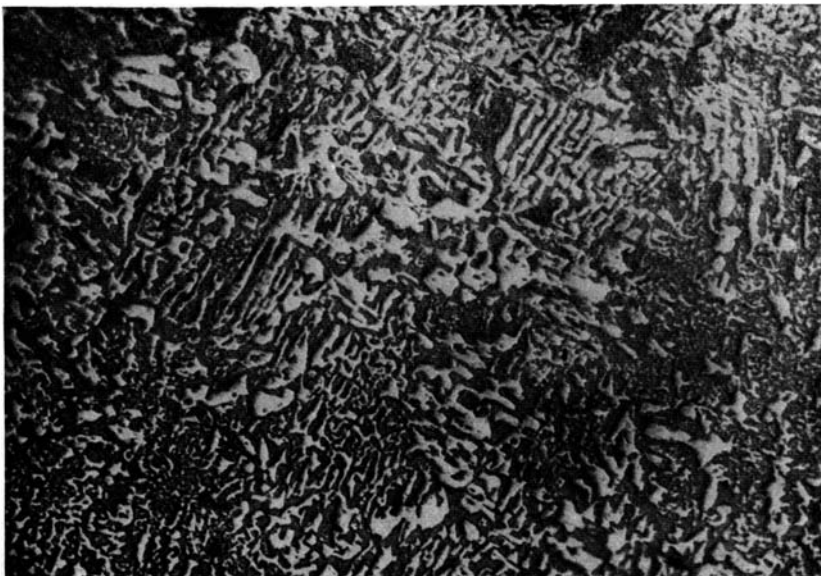
Иногда же различные подтипы встречаются в одном рудном поле, — здесь причины отличия характера минерализации часто кроются уже в различных условиях рудообразования на разных участках. В зонах более мелкого и интенсивного дробления чаще возникают хлоритовые породы, в открытых трещинах — сульфидные жилы. С другой стороны, можно наблюдать, что зачастую процесс хлоритизации проявляется интенсивнее в плотных глинистых сланцах, чем в пористых породах. Очевидно, в данном случае сложные зоны дробления в глинистых сланцах, ограниченные непроницаемыми стенками, представляли каналы с замедленным течением, что могло обусловить длительный контакт растворов и пород; взаимодействие тех и других было здесь особенно глубоким потому, что реакционная поверхность раздробленных трещиноватых сланцев, омываемых растворами, была велика. В процессе взаимодействия железосодержащих растворов с алюмосиликатами и развивались хлоритовые породы. Характерно, что в составе хлоритовых агрегатов сульфиды, за исключением арсенопирита, обычно играют небольшую роль; они чаще обособляются в самостоятельных линзах, представляющих результат выполнения открытых трещин, в то время как при циркуляции растворов по зонам тонкой трещиноватости происходит как бы «очистление» растворов от сульфидов. Подобное же «очистление» от сульфидов наблюдается также в тонких апофизах и прожилках, сопровождающих сульфидные жилы. Почти не содержат сульфидов и прожилковые зоны, развитые в участках тонкой трещиноватости, т. е. во всех этих случаях мы замечаем, что в боковые тонкие трещинки в стороны от основных рудопроводящих каналов сульфиды почти не проникают. Может быть, подобная малая проницаемость характерна лишь для гелей сульфидных соединений — тонкие капиллярные трещинки, возможно, представляли как бы фильтр, через который коллоидные растворы сульфидов не проникали. В результате в стороне от раскрытых трещин, в зонах тонкой трещиноватости, циркулировали растворы, свободные от сульфидов, но часто содержащие еще железо в какой-то другой форме. Именно они в процессе длительного и глубокого взаимодействия с алюмосиликатами и давали хлоритовые руды.



Фиг. 1. Колломорфный кварц, + николи, $\times 150$



Фиг. 2. Ранний станнин (светлосерый в центре), замещаемый халькопиритом (белое) с мелкими зёрнами касситерита. В отраженном свете, $\times 90$



Фиг. 3. Графические сростания касситерита и галенита.
В отраженном свете, $\times 156$



Фиг. 4. Концентрически расположенные зерна касситерита (темносрое)
в галените (белое). В отраженном свете, $\times 90$

В. МЕСТОРОЖДЕНИЯ СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО РЯДА

Свинцово-цинковый ряд касситеритово-сульфидных месторождений является непосредственным генетическим продолжением железистого ряда на более низкотемпературной стадии рудного процесса — переход от одного ряда к другому совершается постепенно посредством увеличения количества сфалерита, галенита, за счет снижения роли пирротина.

В минералогическом и геохимическом отношении эти месторождения существенно отличаются от рудопроявлений железистого ряда. Здесь редко встречается пирротин — его место заступают дисульфиды железа — пирит и марказит; небольшую роль играет арсенопирит, причем он образуется не в начале, а в конце рудного процесса — после сфалерита или даже галенита. Наконец, в описываемых месторождениях мы уже не встречаем хлорита, вместо него появляются серицит, иногда алунит, халцедон.

В общем, в отношении этого ряда нет особых данных говорить о «недостатке серы» в рудообразующих растворах. Даже олово — элемент, обладающий крайне слабыми «халькофильными свойствами», — образует в этих условиях сернистые соединения, и сульфостаннаты используются не меньшим развитием, чем касситерит, а иногда и преобладают над ним. Помимо сульфостаннатов присутствуют обильные сульфоантимониты, сульфоарсениты, сульфовисмутиты свинца, серебра, меди, и в целом месторождения характеризуются значительно более сложным составом, чем рудопроявления железистого ряда.

Описываемые месторождения располагаются, как уже было отмечено, вдалеке от интрузий; они представляют образования малых глубин, поэтому сохранились от эрозии лишь в областях молодой третичной складчатости. Но иногда олово-свинцово-цинковые месторождения встречаются и в более древних металлогенических зонах, а именно там, где удаленные от интрузий оловоносные растворы попадают в известняки. Эти месторождения являются генетическим продолжением сульфидных скарнов, представляя более низкотемпературные образования, уже не содержащие силикатов. По составу они очень близки к обычным метасоматическим свинцово-цинковым месторождениям, отличаясь от них лишь присутствием касситерита.

Мы выделяем в свинцово-цинковом ряду два типа: 1) близповерхностные месторождения в алюмосиликатных породах с разнообразными сульфосолями свинца, серебра и других металлов и 2) свинцово-цинковые месторождения в известняках. Эти типы будут описаны отдельно, ибо, несмотря на сходные геохимические и минералогические черты, они образуются в совершенно различной геологической обстановке.

Тип I. Близповерхностные месторождения с сульфостаннатами

Близповерхностные месторождения с сульфостаннатами и другими разнообразными сульфосолями, как было отмечено, развиты в областях молодой третичной складчатости (Приморье, Боливия); иногда представители этого типа встречаются и в мезозойских оловоносных зонах. Месторождения обычно располагаются в криптобатолитовой области, и, таким образом, здесь еще меньше, чем для других типов, данных для суждения о характере рудоносных интрузий. Предполагается, что и месторождения свинцово-цинкового ряда связаны с теми же гранитоидами повышенной основности, что и касситеритово-сульфидные проявления других типов;

Вместе с тем, описываемые месторождения часто находятся в пространственной связи с эффузивными образованиями — они залегают среди эффузивов, образованных в период, непосредственно предшествующий оруденению, или находятся в жерлах эффузивных формаций — в вулканических некках, иногда в приповерхностных этмолитах (Боливия). В Боливии эта связь не только пространственная, но и парагенетическая, поскольку и «вулканисты», и рудные тела, повидимому, являются производными общего магматического источника. Иногда изверженные породы появляются и после оруденения, и местами наблюдается, что вдоль жилы пролагают путь несколько последовательных даек. Таким образом, хотя связь с родоначальным магматическим источником в этих месторождениях и более далекая, но с производными глубинных интрузий руды переплетаются теснее, чем в других типах касситеритово-сульфидной формации. Обычно эти дорудные и послерудные вулканические и субвулканические образования, пространственно связанные с рудными жилами, представлены породами типа дацитов или андезито-дацитов, что наряду с отмеченными ранее общими соображениями, основанными на аналогиях с другими оловорудными проявлениями этих районов, позволяет предполагать, что оруденение связано с гранитоидами повышенной основности.

1. Морфология рудных тел

В близповерхностных месторождениях преобладают не метасоматические жильные зоны, а жилы, образованные посредством выполнения открытых трещин. Большое развитие получают друзы прекрасных кристаллов, свидетельствующие о рудоотложении в открытых полостях.

Наряду с четкими тектоническими трещинами в вулканистах наблюдаются и эндокинетические трещины, возникшие в процессе остывания вулканических труб — последние имеют радиальное или тангенциальное расположение и меняют ориентировку в различных секторах вулканической трубы. Очень характерно для близповерхностных месторождений расщепление и разветвление рудных жил по направлению к поверхности и слияние их воедино на нижних горизонтах — так возникают веера расходящихся кварцу жил.

Местами устанавливается, что в этих удаленных от интрузии месторождениях процесс рудообразования совершался длительно, причем различные типы руд обособлялись в последовательно возникающих системах трещин. В других случаях, там, где оруденение развивалось в молодых эффузивных покровах, еще слабо нарушенных к моменту рудообразования, возникали лишь одиночные разрывы, которые, периодически приоткрываясь, давали доступ новым порциям растворов, уже измененного состава, а подчас служили, кроме того, каналами для послерудной магматической инъекции. Текстуры руд обычно грубополосчатые, кокардовые, местами же получают развитие ритмичнополосчатые руды, образованные, повидимому, в результате пульсирующего отложения из гелевых масс. Развитие колломорфных текстур и структур указывает на то, что коллоидные растворы в процессе рудообразования играли немалую роль.

2. Минералогический состав

Минералогический состав месторождений обычно очень сложен. Наряду с касситеритом, простыми сульфидами — пиритом, сфалеритом, вурцитом, галенитом — широкое развитие получают разнообразные сульфосоли — сульфоантимониты, сульфоарсениты, сульфостаннаты. При таком сложном комплексе минералов, естественно, что и месторождения весьма разнообразны по составу: здесь нет той монотонности, что отличает олово-

рудные проявления железистого ряда. Не выделяя различные подтипы, которых бы наметилось здесь множество, ограничимся лишь общей минералогической характеристикой.

В наиболее высокотемпературных представителях описываемые месторождения примыкают к близкоповерхностным рудопроявлениям железистого ряда, где также встречаются сульфостаннаты (Лалагуа), но они характеризуются в общем уже значительно более низкотемпературным парагенезисом, располагаясь в удалении от магматических источников. Об удаленности от интрузивов говорит отсутствие каких-либо признаков контактового метаморфизма даже в наиболее глубоких горизонтах. Да и весь комплекс рудообразующих минералов является относительно низкотемпературным: турмалин обычно уже не встречается, вместо пирротина мы наблюдаем пирит и марказит. В качестве жильных минералов присутствуют, наряду с кварцем, халцедон и разнообразные карбонаты. В группе сульфидов цинка — меди отсутствуют или слабо развиты явления распада твердых растворов. Наконец, о невысокой температуре процесса говорит и развитие разнообразных сульфосолей и особенно неустойчивых сульфостаннатов.

Характерно, что эти относительно низкотемпературные и удаленные от интрузий месторождения иногда отличаются значительным протяжением минерализации по вертикали. Но при этом здесь далеко не столь четко, как в месторождениях железистого ряда, проявлена вертикальная зональность: на всем протяжении сохраняется относительно низкотемпературный комплекс рудообразующих минералов. Именно эта особенность отличает месторождения свинцово-цинкового ряда от более высокотемпературных железистых близкоповерхностных месторождений типа Лалагуа, где отмечается какой-то ограниченный горизонт максимального оловянного оруденения, выше и ниже которого залегают руды, бедные оловом.

Как отмечалось, подобный выдержанный характер минерализации можно объяснить значительным удалением от интрузии растворов, поднимающихся по каналу с более или менее постоянным тепловым режимом. Растворы, из которых образовались руды, как показывает состав минералов, были сложными. Наряду с компонентами сульфосоединений большое развитие в них имели компоненты сульфокислот — мышьяка, сурьмы; в сульфокислотный радикал входит здесь и олово, образуя сульфостаннаты.

Широкое развитие сульфостаннатов и исключительно тесная связь касситерита с сульфидами позволяет говорить, что в этом типе наиболее ярко проявлен «халькофильный характер» олова. Возможно, что и перенос олова совершался в форме растворимых сульфостаннатов, что и обусловило удаление его вместе с другими элементами в составе сложных слабо дифференцированных растворов на значительные расстояния от магматического источника. Появление в одних случаях сульфостаннатов, в других — касситерита в ассоциации с простыми сульфидами могло определяться колебаниями кислородного режима. Последние должны были быть особенно ощутительными в верхних приповерхностных горизонтах, где восходящие растворы смешивались с нисходящими, обогащенными кислородом — и действительно, в этих условиях обильные сульфостаннаты иногда уступают место колломорфному касситериту, и намечается весьма своеобразная «верхняя приповерхностная касситеритовая зона».

Разложением геля станнина в присутствии кислорода можно объяснить развитие тончайших прорастаний касситерита и тетраэдрита, которые местами образуют ритмично чередующиеся кольца. Наконец, иногда имеет место замещение сульфостаннатов простыми сульфидами, сопровождаемое выделением касситерита, или превращение сульфостаннатов

свинца в тонкозернистый галениново-касситеритовый агрегат (фиг. 3), и можно думать, что растворы в верхних горизонтах приобретали кислый характер и по составу приближались к сернокислым фумаролам. Доказательством присутствия серной кислоты служит здесь алунит, нередко проявляющийся в верхних горизонтах рудных тел. Считается, что доказательством «кислой» реакции растворов может служить также присутствие вюртцита и гипогенного марказита, которые в некоторых месторождениях даже преобладают над кубическими модификациями — сфалеритом и пиритом; однако точных данных в этом отношении пока нет, и сфалерит и вюртцит образуют тесные смеси и развиваются один за счет другого. Иногда более ранним оказывается вюртцит, иногда, наоборот, вюртцит развивается по сфалериту. Причиной этих превращений может служить, как показывают примеры некоторых месторождений, не только изменение химизма среды, но и повышение температуры, причем вюртцит оказывается более высокотемпературной модификацией, что подтверждается, кстати, и некоторыми экспериментальными данными.

Тип II. Касситеритово-галенитовые месторождения в известняках

Касситеритово-галенитовые месторождения иногда встречаются в известняках, где они также являются наиболее низкотемпературной формой оловорудных проявлений. Эти месторождения довольно простого состава, отличающиеся от обычных полиметаллических рудопроявлений в известняках лишь присутствием касситерита; они располагаются в удалении от интрузий, представляя более низкотемпературную ступень развития оловорудного процесса в известняках по сравнению со скарнами.

Главными рудными минералами являются здесь галенит, сфалерит и местами пирит. Иногда широкое развитие получают сульфоантимониты свинца. Олово присутствует в виде касситерита, тесно ассоциирующего с низкотемпературными сульфидами и сульфосолями, и в виде станнина. Подобные месторождения нередко появляются на смену железистым скарновым месторождениям в удалении от интрузии. Они связаны с малыми интрузиями, преимущественно гранодиоритового состава, причем повышенную основность гранитоидов в этих случаях можно объяснить ассимиляцией известняков.

В морфологическом отношении месторождения сходны с оловоносными сульфидными скарнами, с которыми они связаны постепенными переходами. Здесь мы встречаем те же извилистые трубчатые тела, неправильные залежи, характерные для метасоматических гидротермальных образований в известняках.

Текстуры руд массивные; иногда наблюдаются признаки колломорфных текстур и структур — концентрически-зональные агрегаты с чередованием зон различного состава, а также метаколлоидные структуры сложных мелкозернистых агрегатов.

Главными рудными минералами, как было отмечено, являются галенит и сфалерит, подчиненными — пирит, реже пирротин, арсенопирит, касситерит, сульфоантимониты свинца, меди, серебра; иногда в значительном количестве появляется станнин. Жильные минералы представлены халцедоно-видным кварцем, кальцитом; очевидно, температура растворов здесь была недостаточной для образования силикатов Са и Mg. Редко встречается бесцветный турмалин.

Характерной особенностью месторождений является тесная ассоциация касситерита с сульфидами. Касситерит не обособляется, как в железистых месторождениях, совместно с кварцем, а образует тончайшие прорастания с сульфидами. Иногда, например, касситерит ассоциирует с галенитом и

булажжеритом, образуя с ними столь тонкие и равномерные прорастания, что невольно напрашивается вывод о совместном их выпадении из геля сульфостанната или сульфоантимоностанната, подобно тому как это установлено для близповерхностных месторождений. Вывод о коллоидном происхождении таких руд подкрепляется наличием колломорфных концентрических зональных выделений с чередованием оболочек касситерита и раленита (фиг. 4).

Высказанное предположение о возможном переносе олова в известняковой среде в форме сульфостаннатов находит как будто бы подтверждение в минералогических фактах. Так, сульфидные соединения олова, в общем редкие и неустойчивые, в карбонатной среде появляются иногда в большом количестве. Появление сульфидных соединений олова среди известняков в удалении от гранитов отмечал и А. Е. Ферсман. Не давая детального объяснения этого факта, он полагал, что причина появления сернистых соединений олова, а не касситерита, вероятно, кроется в изменении рН рудоносных растворов в карбонатной среде.

Мы последовательно проследили здесь процесс развития касситеритово-сульфидных месторождений в различных условиях и на разных его стадиях, начиная от высокотемпературных оловоносных скарнов, турмалиново-сульфидных жил, через месторождения хлоритово-сульфидные с обильными сульфидами железа до низкотемпературных оловосодержащих свинцово-цинковых месторождений.

Рудопроявления различного состава обычно обособляются в самостоятельных месторождениях, что и позволяет выделять их в качестве особых генетических типов.

Однако местами в близповерхностных условиях происходит наложение различных стадий процесса и происходит совмещение их в телескопированных ксенотермальных месторождениях, заключающих как наиболее высокотемпературные, так и низкотемпературные минеральные ассоциации. Геологическая обстановка образования подобных месторождений необычна, и сами они являются редкими. Оруденение здесь развивается вблизи поверхности из растворов, высокотемпературных в начале и низкотемпературных в конце рудного процесса. Причиной появления таких высокотемпературных растворов вблизи поверхности является прогрев вулканических труб, к которым обычно приурочены месторождения такого типа. Эти месторождения мы не выделяем в качестве самостоятельного минералогического типа, поскольку они, обладая резко выраженным телескопированным составом, объединяют несколько последовательных стадий минерализации. И те же закономерности развития процесса, которые мы проследили ранее, переходя от высокотемпературных типов к более низкотемпературным, здесь можно выявить, анализируя изменение состава руд со временем и по вертикали. В частности, с удалением от интрузии возрастает роль низкотемпературных сульфосолей и намечается переход от железистого ряда к свинцово-цинковому.

ГЕНЕЗИС КАССИТЕРИТОВО-СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Прежде чем говорить о генетических особенностях касситеритово-сульфидных месторождений, остановимся на некоторых общих закономерностях распределения оловянного оруденения и проявления различных типов минерализации в зависимости от геологических условий.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПОЛОЖЕНИЯ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Как известно, оловорудные месторождения распределены на земной поверхности очень неравномерно. Действительно, наряду с областями, обогащенными оловом и характеризующимися повторным проявлением оловянной минерализации в различные геологические периоды, такими, как Австралия и Африка, а также богатейший Тихоокеанский пояс, существуют обширные территории, почти лишенные этого металла.

Остановимся на общей характеристике Тихоокеанского оловоносного пояса. Понятие Тихоокеанский рудный пояс после работы С. С. Смирнова прочно вошло в нашу литературу. Этот пояс действительно рельефно выделяется как область повышенной оловоносности. Однако следует предостеречь от упрощенного понимания его как единого геологического целого. Хотя в общем обрамляющие его молодые структуры и подчиняются контурам Тихоокеанской впадины, но все же эта гигантская по протяжению зона характеризуется очень сложным строением и состоит из разнородных структурных элементов. В пределах ее на Азиатском континенте мы встречаем и древние массивы, и обтекающие их складчатые цепи различного возраста и направления.

Неоднороден Тихоокеанский пояс и в металлогеническом отношении: он состоит из отдельных разобщенных рудных провинций, разделенных огромными безрудными территориями. Оловоносными являются молодые складчатые зоны мезозойского, а на побережье — третичного возраста, в то время как более древние структуры обычно безрудны. Поэтому понятен разрыв оловоносного пояса в области древнего массива Северного Китая и Маньчжурии, разделяющих оловоносные территории юго-востока и северо-востока Азии. По существу эти провинции принадлежат к различным геолого-структурным единицам. Первая расположена на южном фланге зоны Тетиса, вторая приурочена к мезозойскому складчатому поясу, возникшему на месте геосинклинали, протягивающейся по восточной окраине Азиатского континента. Представляет ли этот последний Северо-Азиатский или Монголо-Охотский металлогенический пояс единое целое или он, в свою очередь, состоит из разобщенных провинций, пока сказать трудно. Если говорить о геологическом и структурном единстве отдельных звеньев этой обширной зоны, то здесь еще слишком мало данных. Вполне вероятно, что в Забайкалье проникал залив Восточного геосинклинали бассейна, однако в настоящее время Забайкальскую складчатую область отделяет от мезозойских структур Дальнего Востока жесткий массив Турана. Если и существовало соединение этих бассейнов, то следы его ныне уничтожены вследствие полной эрозии молодых отложений, возможно, обусловленной поднятием этой промежуточной области.

Таким образом, Тихоокеанский рудный пояс как в структурногеологическом, так и в металлогеническом отношении является сложным — его можно выделять лишь условно как область повышенной оловоносности, заключающую разобщенные рудные провинции, приуроченные к различным структурным поясам и зонам.

Оловоносные провинции составляют лишь незначительную часть общего протяжения Тихоокеанского пояса; в свою очередь, в них на фоне относительно слабого проявления оловоносности выделяются небольшие по площади, богатые оловорудные районы и рудные узлы. Каковы же основные геологические черты оловоносных территорий?

Прежде всего, говоря о распределении олова в пределах областей повышенной оловоносности, нельзя не отметить приуроченность оловоносных зон к поясам глинистых осадков. Едва ли подобную закономерность можно объяснить одним лишь преобладанием глинистых пород в составе

осадочной оболочки Земли, поскольку другие металлы этой закономерности не подчиняются. В самом деле, свинец и цинк концентрируются чаще в известняках, составляющих небольшой процент среди осадочных пород; медь часто приурочена к областям развития эффузивно-туфовых пород и т. д. Таким образом, олово, приуроченное главным образом к глинистым осадкам и лишь местами к известнякам, представляет среди прочих металлов явное исключение. Может быть, олово, подобно тому, как мы предполагали и для бора, концентрируется сначала в глинистых осадках и затем в развивающихся среди них интрузиях. В процессе длительной и последовательной дифференциации таких оловосодержащих интрузий могут возникать остаточные расплавы, в высокой степени обогащенные оловом. Действительно, специфически оловоносные интрузии представляют наиболее поздние и наиболее кислые дифференциаты гранитной магмы.

Далее можно отметить, что оловорудные районы нередко располагаются в изгибах складчатых зон, изобилующих разломами; особенно это характерно для районов проявления касситеритово-сульфидных месторождений.

Расположение отдельных узлов и крупных рудных полей в оловоносных провинциях определяется уже структурами более мелкого плана, причем для каждого района в отдельности выступают свои частные закономерности.

Остановимся на пространственном распределении месторождений различных формаций.

Обзор оловорудных провинций показывает нам, что оловоносные пегматиты в большинстве своем встречаются в глубоко эродированных областях кристаллических щитов и древних складчатых сооружений. Примерами могут служить пегматитовые поля Западной Австралии, относящиеся к числу древнейших рудных образований, древние пегматиты Африки, Канадского щита и Бразильского щита. У нас, в СССР, оловоносные пегматиты вскрываются в ядрах крупных антиклинорий, в горстовых блоках. Эти данные позволяют предполагать, что в ряду других оловорудных проявлений оловоносные пегматиты являются в общем наиболее глубинными. Но иногда, впрочем, пегматиты развиваются и на малых глубинах, в тех случаях, когда интрузия формируется под плотной, еще слабо деформированной кровлей, не пропускающей летучие соединения. В случае неоднородной структуры кровли олово иногда распределяется между пегматитами и «пневмолитами», и наряду с пегматитовыми жилами происходит образование касситеритово-кварцевых жил.

Касситеритово-кварцевые месторождения являются наиболее распространенными; именно они представляют специфически оловянные месторождения, не содержащие других металлов. Условия их развития разнообразны. Эти месторождения, связанные обычно с ультракислыми дериватами интрузий, встречаются как в глубоко эродированных древних областях, так и в складчатых зонах каледонского, варисского, киммерийского возрастов. В третичных же складчатых сооружениях они широкого развития не получают.

Касситеритово-сульфидные месторождения, наоборот, наиболее типичны для молодых складчатых зон; они представляют наиболее близкие к поверхности и удаленные от интрузии рудопроявления и сохранились главным образом в третичных складчатых зонах, лишь едва затронутых эрозией.

Таким образом, в качестве первого общего вывода из рассмотрения пространственного распределения месторождений по разновозрастным геологическим формациям, в различной степени затронутых эрозией, на основании статистических данных можно было бы расположить оловорудные проявления в следующий ряд: наиболее глубинные — пегматиты,

промежуточные — касситеритово-кварцевые месторождения и наиболее близкие к поверхности — месторождения касситеритово-сульфидные. Однако многочисленные отклонения от этого ряда показывают, что не только фактор «глубины» определяет развитие того или другого типа месторождений; вопрос об условиях образования оловорудных месторождений различных формаций значительно более сложен. Существенное влияние на характер минерализации оказывают и тектонические условия, химизм рудоносных интрузий, состав и механические свойства вмещающих пород и многие другие факторы.

Чтобы детальнее осветить вопрос об особенностях генезиса касситеритово-сульфидных месторождений, напомним геохимические особенности рудопроявлений касситеритово-сульфидной формации.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КАССИТЕРИТОВО-СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Обзор оловорудных провинций мира показывает, что касситеритово-сульфидные месторождения имеют довольно широкое распространение, а местами являются преобладающей формой оловорудных проявлений.

Естественно, что и в теории рудных месторождений касситеритово-сульфидная формация, приобретающая столь большое значение, должна бы найти соответствующее место. Однако за рубежом доньше, следуя старым традициям, главную роль в гипотезах о генезисе оловянного камня отводят пневматолиту. Как наиболее характерный тип оловорудных месторождений во всех учебниках приводятся кварцевые жилы и грейзены типа Рудных гор, в то время как сульфидные месторождения, если и упоминаются, то вскользь, как нечто нетипичное, и даже освоение месторождений Боливии, довольно детально изученных местными геологами, не создало перелома в этих общих теоретических воззрениях (см. курсы рудных месторождений Stelzner und Bergeat, Beyschlag — Krusch — Vogt, Lindgren, а также сводные работы по олову Jones, 1925, Cissarz, 1928). И, бесспорно, исключительно велика заслуга покойного С. С. Смирнова, который первый акцентировал внимание на группе касситеритово-сульфидных месторождений, отметил особенности их генезиса и развеял утвердившиеся превратные представления о подавляющей роли пневматолита (и особенно фтористого) при образовании месторождений оловянного камня.

С. С. Смирнов показал, что по составу и генезису касситеритово-сульфидные месторождения зачастую стоят ближе к неоловоносным месторождениям других цветных металлов, чем к «классическим» пневматолитовым месторождениям — грейzenам, кварцевым жилам типа Рудных гор.

И действительно, в типичных, крайних представителях касситеритово-сульфидные месторождения резко отличны от касситеритово-кварцевых, хотя они и связаны с ними иногда постепенными переходами.

Здесь значительно меньшую роль играет кварц, место светлой слюды занимают темные железистые силикаты — турмалин, хлорит, появляются обильные сульфиды и кислородные соединения железа — магнетит, гематит. Эти темные железистые жильные породы представляют как бы «меланократовую», или «основную», группу оловорудных проявлений, т. е. полную противоположность группе «лейкократовой», или «кислой», к которой относятся пегматиты, кварцевые жилы, грейзены и другие светлые мало-железистые жильные образования, характеризующиеся ассоциацией касситерита с кварцем, светлой слюдой, топазом, полевыми шпатами

Существование двух групп оловорудных проявлений, как показывают исследования А. Е. Ферсмана и В. В. Щербины, вполне закономерно — оно находит объяснение в двойственной геохимической природе олова,

проявляющего в зависимости от условий то «литофильные», то «халькофильные» свойства. В первом случае олово уходит вместе с литофильными элементами в кислый магматический остаток и затем концентрируется либо в пегматитах, либо в месторождениях касситеритово-кварцевой формации; во втором — ассоциирует с железом, цинком, свинцом и другими металлами, образующими сульфиды в составе касситеритово-сульфидных месторождений.

Напомним основные геохимические особенности олова, определяющиеся положением в периодической системе, и сравним его с другими четырехвалентными элементами (табл. 1).

Таблица 1

Строение четырехвалентных элементов по Бору

| | | К | Л | М | N(t) | О | Р |
|----|------------------|---|-----|--------|-----------|--------|-------|
| 6 | C | 2 | 2 2 | | | | |
| 14 | Si | 2 | 2 6 | 2 | | | |
| 32 | Ge | 2 | 2 6 | 2 6 10 | 2 2 | | |
| 50 | Sn | 2 | 2 6 | 2 6 10 | 2 6 10 — | 2 2 | |
| 82 | Pb | 2 | 2 6 | 2 6 10 | 2 6 10 14 | 2 6 10 | 2 2 — |
| 40 | Zr | 2 | 2 6 | 2 6 10 | 2 6 2 — | 2 — — | |
| 42 | Mo ⁺⁴ | 2 | 2 6 | 2 6 10 | 2 6 5 — | 1 — — | |
| 22 | Ti ⁺⁴ | 2 | 2 6 | 2 6 2 | 2 | | |

Как отмечает В. В. Щербина, олово занимает в четвертой группе несколько особое положение. В отличие от выше расположенного кремния оно характеризуется уже строением не типа благородных газов, у которых под валентными электронами лежат восемь электронов, а принадлежит к ионам типа «купро» с восемнадцатью электронами на предпоследней орбите. Вследствие этого сродство у олова к кислороду меньше, чем у кремния, и в то же время проявляется сродство к сере. Как известно, элементы с восемнадцатью электронами на предпоследней оболочке относятся к халькофильной группе. Они, подобно меди (отсюда и название), обнаруживают сродство к сере, дают сульфосоли, обладают меньшей по сравнению с литофильными (породообразующими) элементами химической активностью. Таким образом, по количеству электронов на предпоследней орбите олово сходно со свинцом, медью, цинком и другими металлами, что и объясняет совместную миграцию его с этими элементами и концентрацию в касситеритово-сульфидных месторождениях. Однако в ряду халькофильных элементов олово занимает все же особое положение. Как отмечает В. В. Щербина, далеко не все свойства халькофильных элементов в полной мере для него типичны. Так, мы знаем, что более первичной является не диамагнитная (белая), а парамагнитная (серая) модификация его; в этом отношении олово как бы приближается к железу и литофильным элементам. В то же время в природе чаще встречаются не сульфиды, а кислородное соединение олова — касситерит, химически сходное с окисью кремния и окисью титана. Эта окись олова растворяется в щелочах, давая станнаты, аналогичные силикатам; словом, как отмечает В. В. Щербина, олово «подражает» свойствам литофильных элементов. А. Е. Ферсман объяснял эти отличия олова от других халькофильных

элементов пропуском в оболочке $N(f)$, сближающим его с цирконием и молибденом и обуславливающим более слабую связь ядра с наружными электронами и, следовательно, более легкую ионизацию его. Разделяя судьбу циркония, олово способно концентрироваться в остаточных магматических расплавах, дающих затем либо пегматиты, либо кварцевые жилы.

Таким образом, существование двух «линий» оловорудного процесса определяется двойственной геохимической природой олова. Эта же «двойственная природа» определяет существование переходов между касситеритово-кварцевыми и касситеритово-сульфидными месторождениями: ведь даже в сульфидном парагенезисе олово ведет себя иначе, чем другие металлы. Оно образует обычно касситерит, ассоциирующий с кварцем, т. е. и здесь, в конечном счете, проявляет скорее литофильные, чем халькофильные свойства, и лишь на некоторых этапах, может быть в процессе переноса, вполне разделяет судьбу его спутников — железа, а также меди, цинка, свинца и других халькофильных элементов.

Словом, изучение природных процессов показывает, что чаще олово идет по пути литофильных элементов и лишь при некоторых условиях разделяет судьбу халькофильных элементов, проявляя другую сторону своей противоречивой геохимической природы.

Мы знаем, что олово в процессе нормальной последовательной дифференциации может концентрироваться в кислых магматических остатках, и обычно наиболее обогащено оловом именно более поздние производные гранитной магмы. В природе эта тенденция находит наиболее яркое отражение в пегматитах, которые, по А. Е. Ферсману, содержат 0,05% Sn, т. е. в 10 раз больше, чем граниты в среднем. Там, где обогащенные оловом и летучими кислые магматические дифференциаты попадают в зону ослабленного давления, происходит выделение оловосодержащих погоннов и возникают касситеритово-кварцевые месторождения. Этот, повидимому, наиболее обычный путь развития оловорудного процесса при условии нормальной последовательной дифференциации, в зависимости от условий внешнего давления, приводит к образованию либо пегматитов, либо месторождений касситеритово-кварцевой формации. Иногда в участках с неоднородной кровлей эти месторождения развиваются параллельно.

Резко отлична обстановка образования касситеритово-сульфидных месторождений. Последние возникают при прямо противоположных условиях: они связаны уже не с кислыми и ультракислыми магматическими производными, а чаще с гранитоидами повышенной основности — гранодиоритами, иногда даже кварцевыми диоритами, т. е. намечается соответствие в особенностях химизма месторождений и интрузий.

Касситеритово-сульфидные месторождения получают преимущественное распространение в областях развития глубоких разломов. Иногда — это крупные глубокие расколы, послужившие каналами для подъема из глубин основных и затем кислых магм, или крупные трещины регионального значения, отмеченные зонами мощных эффузивов. Местами — это нарушения местного, относительно небольшого масштаба — разломы в крыльях складок и т. д. Характерно, что во всех этих случаях дизъюнктивные тектонические нарушения возникли в раннюю стадию магматического цикла; приуроченные к ним эффузивы предшествовали внедрению рудоносных интрузий. Возможно, именно образование открытых разломов препятствовало в этих случаях нормальной последовательной дифференциации интрузий, которая приводит к концентрации олова в кислых и ультракислых магматических остатках, а затем и к образованию кварцевых жил и пегматитов. Олово в этих случаях не обособляется от других металлов, а выносится с ними совместно в составе слабо дифференцированных растворов и, разделяя судьбу свинца, цинка, железа, мышьяка,

меди в процессе переноса и отложения, концентрируется в касситеритово-сульфидных месторождениях. Последние обычно тесно связаны с неоловоносными месторождениями других металлов — свинцово-цинковыми, железорудными, медными — и представляют промежуточное звено, связующее разнообразные рудопроявления в единый генетический комплекс.

В ряду других сульфидных месторождений касситеритово-сульфидные рудопроявления отличаются одной особенностью — они обычно богаты железом и вместе с тем несут явные признаки недостатка серы в составе минерализующих растворов. Так, для них гораздо более типичен пирротин, чем пирит; значительная часть железа входит в состав хлорита, турмалина, а часто вместо сульфидов встречаются кислородные соединения железа — гематит и магнетит.

Ассоциация олова с железом, возможно, не случайна — железо также характеризуется двойственной геохимической природой и способно давать как кислородные, так и сернистые соединения. Возможно, что при недостатке серы и олово и железо переносятся в форме окислов.

Обилие железа в составе касситеритово-сульфидных месторождений можно поставить в связь с особенностями химизма рудоносных интрузий. Последние, как было отмечено, часто представлены гранитоидами повышенной основности, значительно более богатыми железом, чем кислые граниты. В ореолах же кислых гранитных интрузий обильное железо появляется обычно вместе с бором. Как было показано в предыдущем разделе, турмалиновые ореолы оловоносных интрузий обычно сопровождаются касситеритово-сульфидными месторождениями. Олово и железо фиксируются сначала в турмалиново-касситеритовых жильных зонах, затем в более удаленных от гранитов хлоридовых зонах с сульфидами или кислородными соединениями железа. При этом иногда возникают промежуточные месторождения, которые по обилию железа следовало бы отнести к касситеритово-сульфидной или сульфидно-железистой формации, а по слабому развитию сульфидов, обилию кварца и переходам к чисто кварцевым жилам — к касситеритово-кварцевой формации.

Наконец, касситеритово-сульфидные месторождения закономерно появляются там, где оловорудный процесс развивается среди известняков. В этих условиях возникают магнетитовые и сульфидные оловоносные скарны, а в удалении от интрузии — оловосодержащие свинцово-цинковые месторождения. Может быть, в этих случаях ассоциация олова с железом, определяющая появление железистых оловорудных месторождений, объясняется тем, что ассимиляция известняков и воздействие их в контакте «активизирует» выделение железа из магмы.

Кроме олова и железа, касситеритово-сульфидные месторождения среди известняков включают и другие металлы — мышьяк, цинк, свинец. Обычная приуроченность месторождений свинца и цинка к карбонатным породам, еще не получившая своего объяснения, таким образом, проявляется и в оловорудных провинциях, причем в этих случаях свинец и цинк ассоциируют с оловом.

Олово в известняковой среде, повидимому, чаще, чем в алюмосиликатных породах, дает сульфидные соединения — об этом, в частности, говорит широкое развитие станнина в месторождениях Китая. Очень типично появление станнина в зальбандах карбонатных прожилков, секущих сульфидные руды (фиг. 5 и 6). Подчас отложение олова среди известняков, вероятно, может происходить в виде геля сульфостанната свинца, разлагающегося в процессе раскристаллизации с выделением касситерита, тесно ассоциирующего с галенитом и буланжеритом.

Иногда в известняковой среде мы встречаем соединения олова с бором, неустойчивые в другой обстановке. Наличие таких соединений, как норденшельдиты, станнобораты железа и магния — гюлсит и пейджент,

а также ассоциация касситерита с водным боратом магния показывают, что и в известняковой обстановке перенос олова мог совершаться в комплексе с бором.

Таким образом, мы видим, что совершенно различные причины могут обуславливать одинаковое направление оловорудного процесса и благоприятствовать появлению касситеритово-сульфидных месторождений. В одних случаях — это тектонические причины — раннее развитие разломов, препятствующих последовательной дифференциации и обособлению олова от других металлов в кислых магматических остатках. В других случаях — особенности химизма магмы: присутствие бора, активизирующего вынос железа и олова в ранние стадии дифференциации. Наконец, иногда серьезное значение приобретает контакт с известняками, также нарушающий нормальное течение процесса дифференциации и активизирующий извлечение железа даже из кислых, т. е. относительно слабо железистых, расплавов. Общей чертой процесса во всех этих различных случаях является совместное накопление железа и олова, что и определяет появление сульфидно-железистых или касситеритово-сульфидных месторождений.

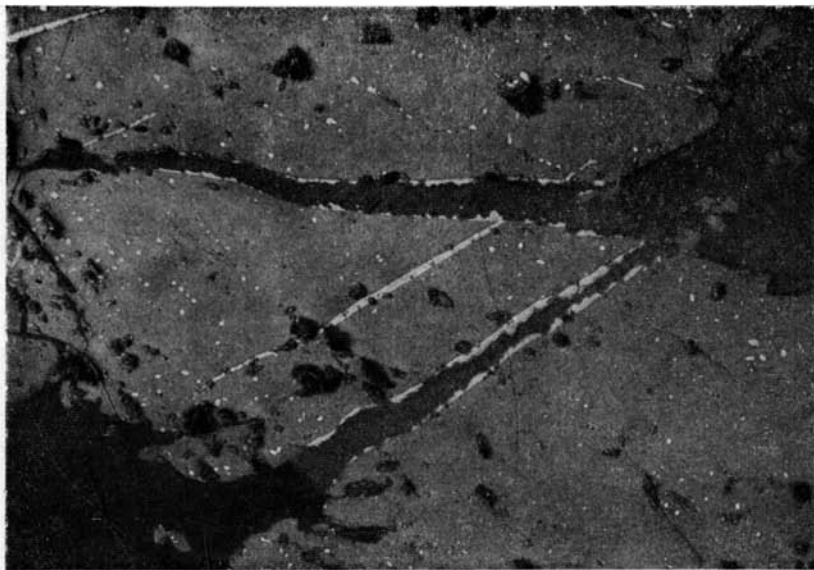
О ПРИРОДЕ РАСТВОРОВ, ОБРАЗУЮЩИХ КАССИТЕРИТОВО-СУЛЬФИДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Обращаясь к вопросу о химизме растворов при образовании касситеритово-сульфидных месторождений, мы можем предположить, что поскольку минеральные комплексы очень разнообразны и условия рудоотложения различны, вероятно, и процесс мог протекать по-разному. И было бы неправильным пытаться объяснить генезис касситерита какой-либо одной реакцией или говорить об одной определенной форме соединения, в которой совершался перенос олова.

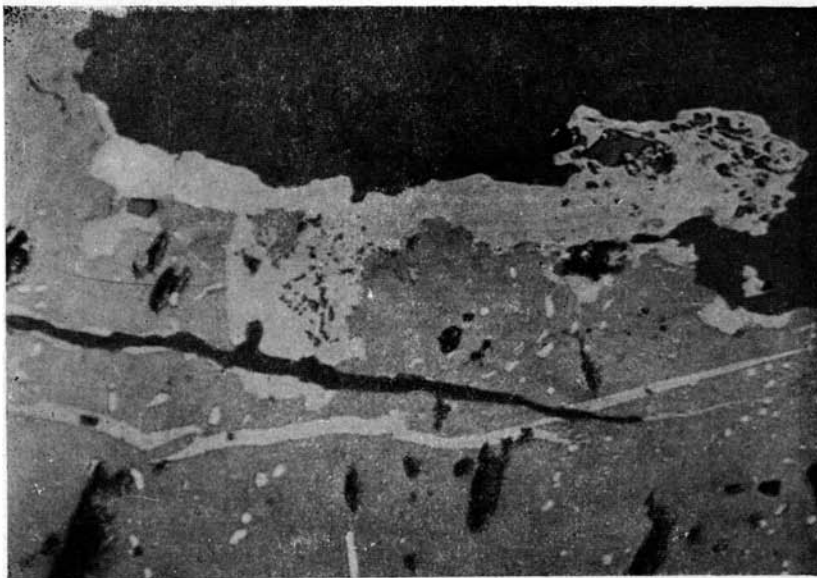
Так, в некоторых случаях вполне вероятен перенос в форме фторида с последующим образованием касситерита по гипотезе Добрэ.

Однако ассоциация касситерита с топазом для касситеритово-сульфидных месторождений далеко не столь характерна, как для касситеритово-кварцевых месторождений. Гораздо чаще касситерит ассоциирует с турмалином; связь эта столь тесная, что, скорее, можно предположить перенос олова в комплексе с бором. Помимо турмалина, в ассоциации с касситеритом встречается водный борат магния. О возможности существования в процессе переноса промежуточных комплексов бора и олова говорит наличие таких минералов, как норденшельдит, гюлсит и пейджейт (станнобораты железа и магния). Наконец, в пользу этого предположения говорят и опыты Н. И. Хитарова, установившего повышенный вынос олова при нагревании в присутствии бора.

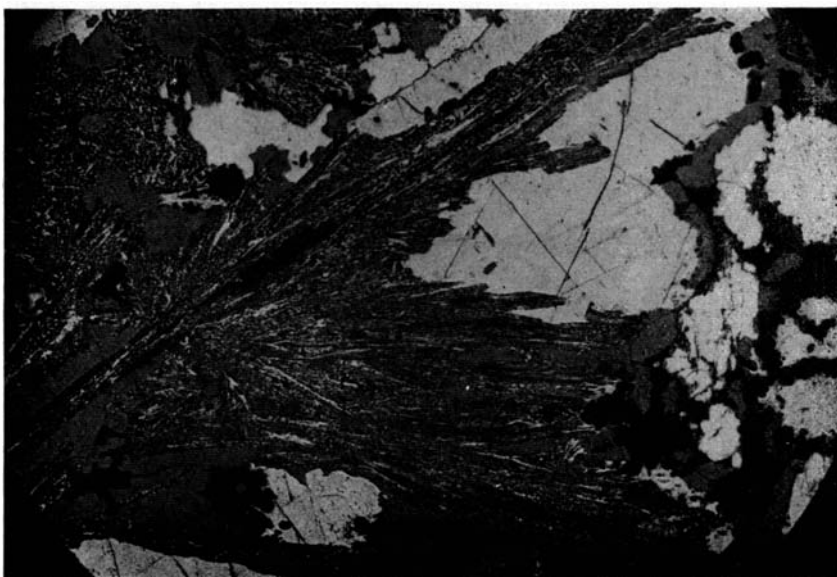
С другой стороны, имеются реальные основания предполагать, что олово в некоторых случаях может переноситься и в виде сульфостаннатов. Особенно вероятна роль сернистых соединений олова, растворимых в щелочах при образовании близповерхностных месторождений или сульфидных скарнов, залегающих среди известняков. Подобное предположение основывается прежде всего на том, что именно в этих условиях сульфостаннаты приобретают наиболее широкое развитие, причем иногда сульфидные соединения олова даже преобладают над касситеритом. В то же время и касситерит в этих месторождениях столь тесно ассоциирует с сульфидами, образуя с ними иногда равномерные сростания, что напрашивается мысль о выделении его из геля сульфостаннатов. Таковы некоторые тонкозернистые галенитово-касситеритовые и галенитово-булакжерито-касситеритовые агрегаты, а также массивные галенитово-касси-



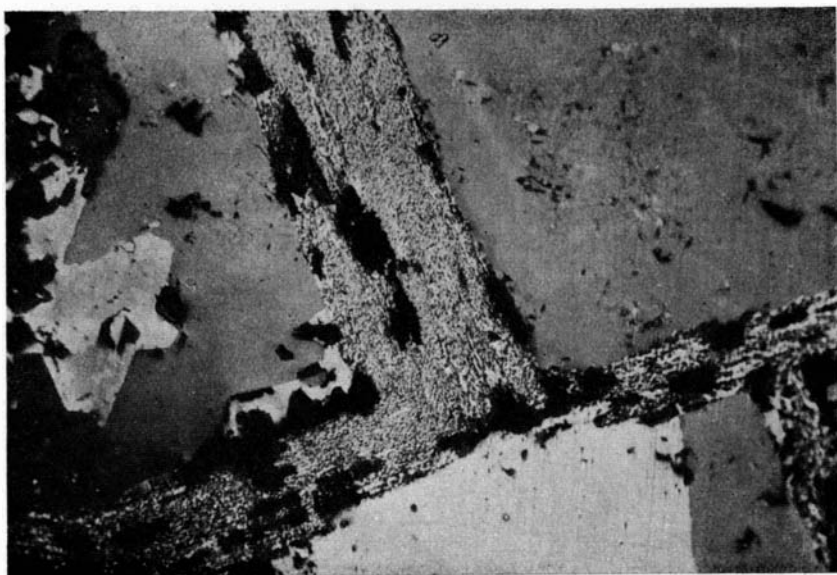
Фиг. 5. Карбонатные прожилки (черное) со станниновыми оторочками (светлосерое) в сфалерите (темносерое). В отраженном свете, $\times 46$



Фиг. 6. То же; в станнине (светлосерое) видны зерна касситерита (серые). В отраженном свете, $\times 145$



Фиг. 7. Пластинчатые галенитово-касситеритовые псевдоморфозы по тиллиту.
В отраженном свете, $\times 6$



Фиг. 8. Пластинчатые галенитово-касситеритовые псевдоморфозы в сфалерите
(серое; белое—галенит. В отраженном свете, $\times 17$

теритовые агрегаты, которые, вероятно, возникли в результате раскристаллизации геля тиллита. Соответственно разложением геля станнина можно объяснить графические срастания касситерита и халькопирита.

Причиной разложения геля сульфостаннатов, повидимому, является повышение кислородного потенциала; последнее особенно вероятно в близкповерхностных месторождениях, в которых иногда на смену сульфидным соединениям олова вблизи поверхности появляется касситерит. В этом отношении ярким примером служит Потози с обильными станниновыми рудами на глубине и колломорфным касситеритом вблизи поверхности; содержание серы при этом, очевидно, в растворах не изменялось; причиной же появления касситеритов на смену сульфостаннатам явилось, повидимому, обогащение растворов вблизи поверхности кислородом. О присутствии кислорода здесь можно судить, в частности, по наличию алунита; возможно, что в результате смешения с нисходящими водами происходило окисление сероводорода гипогенных растворов до серной кислоты, и растворы по составу приближались к кислым фумаролам. Иногда происходит разложение сульфостаннатов уже в кристаллическом состоянии с выделением касситерита. К этому типу превращений относится образование галенитово-касситеритового агрегата по пластинкам тиллита (фиг. 7 и 8).

Явления разложения сульфостаннатов в кристаллическом или еще гелеобразном состоянии отчетливо указывают на их неустойчивость. Очевидно, эти соединения могут существовать лишь при высоких парциальных давлениях серы и отсутствии свободного кислорода. Серы же, как отмечалось ранее, в большинстве касситеритово-сульфидных месторождений нехватает даже для насыщения железа до сульфидов, и естественно, что сульфостаннаты в подобных условиях представляют редкость. В частности, малосернистые хлоритовые, цирротиновые месторождения обычно не содержат сульфостаннатов свинца; станнин тоже является в этих условиях мало распространенным минералом и образует лишь ничтожную примесь в сфалеритовых рудах. Главная же масса олова заключена в касситерите, причем характерно, что касситерит чаще обособляется от основной массы сульфидов в составе кварцевых руд; единственным спутником из числа сульфидных минералов при этом оказывается лишь арсенопирит. Подобное совместное обособление кварца — касситерита — арсенопирита нельзя объяснить одной только ранней кристаллизацией этих минералов; в рудах коллоидного происхождения, в которых все рудообразующие минералы обособлялись параллельно, этот комплекс иногда оказывается и более поздним, чем сфалерит. Очевидно, эта связь обусловлена какими-то более глубокими причинами, в основе которых лежит химическое сходство олова и кремния — этих элементов четвертой группы. Очевидно здесь, при относительном недостатке серы, олово, разделявшее судьбу других металлов в процессе переноса, вновь обособляется от них, проявляя себя уже как литофильный элемент, и касситерит ассоциирует не с сульфидами, а с кремнеземом.

Местами в рудах коллоидного происхождения устанавливается ритмичное чередование зон колломорфного касситерита и халцедоноидного кварца или халцедона. Подобные ритмичные образования, возможно, отлагаются из сложных смешанных гелей кремнезема и двуокиси олова.

Таким образом, следует допустить, что пути миграции олова и формы его переноса и отложения при образовании касситеритово-сульфидных месторождений могут быть отличными. В зависимости от условий химизма среды олово попеременно может проявлять то халькофильные, то литофильные свойства; это находит отражение в разнообразных превращениях его минералов — сульфостаннаты могут разлагаться с выделением касситерита, в свою очередь касситерит иногда может уступать место сульфидным соединениям олова. К последнему типу превращений можно

относительно развитие станнина по трещинкам и по периферии касситеритовых зерен, заключенных в сфалерите. Таким образом, олово — этот элемент двойственной геохимической природы — может служить чувствительным индикатором изменения химизма среды. Другим элементом, чувствительным к изменению химизма растворов, является железо, которое, подобно олову, способно давать и кислородные, и сернистые соединения. Обычно и олово, и железо дают нам одинаковые указания на изменения химизма среды. Так, совместно с сульфостаннатами развиваются дисульфиды железа — пирит и марказит, в то время как недосыщенный серой пирротин в этих условиях не образуется; не получает широкого развития в подобных месторождениях и хлорит, не говоря уже о гематите и магнетите. Таким образом, в данном случае соединения и железа, и олова указывают нам на обилие серы в рудоносных растворах. В случае же недостатка серы мы видим образование пирротино-касситеритовых и хлорито-касситеритовых жил или гематито-магнетитовых рудных тел с хлоритом и касситеритом.

Сравнивая поведение олова и железа, можно заметить, что из этих двух элементов олово оказывается более чувствительным к изменению кислородного режима. Так, одновременно с разложением сульфостаннатов может происходить образование сульфидов железа — примеры этого мы видим в реакционных пирротиновых оторочках по контакту галенитово-касситеритовых и магнетитовых руд.

Следует подчеркнуть, что пирротин, который является обычно главным минералом касситеритово-сульфидных месторождений железистого ряда, в общем очень неустойчив и обычно замещается пиритом и марказитом. Этот процесс замещения пирротина дисульфидами особенно ярко проявляется на поверхности, где он представляет промежуточную ступень окисления пирротиновых руд; но местами он протекает и на глубине, гораздо ниже зоны окисления. Повидимому, этот процесс может иметь место в результате воздействия гипогенных растворов на первичные руды. Причиной подобного превращения на глубине может быть прежде всего повышение парциального давления серы в поздние стадии рудного процесса. Но, с другой стороны, разложение пирротина может, очевидно, протекать в результате изменения одного лишь кислородного режима. К этому типу превращений относится одновременное развитие по пирротину магнетита и пирита. Так, проникновением по трещинкам кислородсодержащих растворов можно объяснить возникновение в пирротине магнетитовых прожилков с пиритовыми зальбандами; очевидно, сера, освобождающаяся в процессе «окисления» пирротина, фиксировалась здесь же, что и обусловило превращение пирротина в пирит. В условиях окисления протекают превращения пирротинных руд в пирит-марказитовые с магнетитом и в поверхностных условиях.

Таким образом, мы приходим к выводу, что колебания содержания кислорода и серы могут вызвать разнообразные превращения руд, поскольку и олово, и железо, — эти главные рудообразующие элементы касситеритово-сульфидных месторождений, — обладая двойственной геохимической природой, могут давать то сернистые, то кислородные соединения. Превращения эти особенно характерны в месторождениях, образованных на малых глубинах, в которых условия кислородного режима резко менялись с приближением к поверхности.

В некоторых месторождениях наблюдается метаморфизм руд в результате внедрения порфириновых даек. Совершенно необычные геологические условия определяют необычный «перевернутый» ход процесса минерализации, развивающегося при повышении температуры. При этом устанавливается различное отношение минералов к изменению температуры и химизма среды. Первым сигналом изменения условий служит разложе-

ние сульфостанната свинца под влиянием появления растворов, богатых кислородом, на двуминеральный агрегат касситерита и галенита. Затем происходит разложение железо-марганцевого карбоната с выделением магнетита, и в участках наиболее сильного воздействия окисляющих растворов — разложение станнина на агрегат халькопирита и касситерита.

Неустойчивым оказывается и сфалерит, уступающий место вюртциту, но главной причиной последнего превращения, повидимому, следует считать не столько изменение химизма, сколько повышение температуры. Прочие же минералы — такие, как галенит, совершенно не «реагируют» на изменение условий.

Хотя явления контактового метаморфизма, подобные описанным, и представляют редкость, но все же изменения руд после их отложения, очевидно, протекают и в других месторождениях. Так, часто устанавливаются явления собирательной перекристаллизации сфалеритовых руд коллоидного происхождения; нередко можно наблюдать перекристаллизацию колломорфного касситерита, не говоря о примерах раскристаллизации и перекристаллизации коллоидных образований с почти полным уничтожением первичных колломорфных структур.

Судя по этим данным, можно думать, что коллоидные растворы играют значительно большую роль в генезисе рудных месторождений, чем это принято считать, но уцелели колломорфные образования главным образом в молодых месторождениях, где они еще не претерпели полной перекристаллизации с течением времени.

Можно вместе с тем предполагать, что столь широкое развитие колломорфных образований в молодых месторождениях, представляющих большей частью образования малых глубин, отчасти объясняется и особенностями геологических условий их развития: на малых глубинах и особенно в пределах открытых зон разлома или вблизи поверхности происходят особенно резкие смены условий — падение давления может вызывать внезапное пересыщение растворов и способствовать превращению их из молекулярного состояния в коллоидное. Наконец, причиной такого же превращения может служить изменение химизма в результате смешения восходящих растворов с нисходящими.

Наблюдения над ритмичнополосчатыми жилами приводят к выводу о возникновении их в результате ритмичного отложения полос различного минерального состава из сложного геля, одновременно заполнившего трещину. Возможно, что не только отложение, но и перенос рудообразующих элементов мог совершаться в виде плотных высококонцентрированных коллоидных растворов.

Изучение соотношения минералов в колломорфных рудах ряда месторождений приводит к выводу, что обычные «формально-логические» критерии установления относительного «возраста» минералов для руд коллоидного происхождения часто не приемлемы. Секущие минералы здесь иногда корродируются пересекаемой массой; минералы, обособившиеся из геля одновременно, кристаллизуются затем последовательно, т. е. мы должны, говоря об относительном «возрасте» минералов, различать два момента — время обособления минеральных масс из растворов в гелеобразном состоянии и время их раскристаллизации, а порядок этих явлений далеко не всегда совпадает. Еще в гелеобразном состоянии происходят небольшие перемещения, образующиеся трещинки усыхания залечиваются гелем, поступающим из соседних полос, причем весь этот сложный процесс, иногда сопровождающийся многократным появлением повторных генераций минералов, может быть связан все с той же порцией геля, единовременно заполнившего трещину. Иначе говоря, здесь в известном

отношении мы имеем как бы «замкнутую» систему, а не поток растворов беспрерывно меняющегося состава.

Соотношения минералов осложняет и появление молекулярных растворов, образующихся при дегидратации коллоидов, — на смену колломорфным образованиям могут появляться друзы кристаллов, отлагающихся в пустотах уже из разбавленных растворов.

При характеристике руд коллоидного происхождения следует еще раз подчеркнуть значение химической близости элементов в процессе обособления их из сложного геля. В этом отношении особенно показательна ассоциация мышьяка и висмута в арсенопирито-висмутовых агрегатах. Здесь объединяются два резко отличных по температуре кристаллизации минерала: самый ранний сульфид — арсенопирит и самый поздний рудный минерал — низкоплавкий висмут, и, очевидно, что в арсенопиритовых кристаллах висмут долго, возможно вплоть до последних стадий рудного процесса, сохранялся в виде геля.

Столь же характерна ассоциация железосодержащих сульфидов — пирротина, сфалерита, халькопирита, станнина. Следует отметить, что эти минералы, обладая близкой структурой, дают твердые растворы. Наконец, обычно совместно обособляются свинцовые и серебряные минералы — галенит и сульфоантимониты свинца и серебра. Интересно постоянное присутствие в галените серебра, иногда в виде включений минералов аргентита, самородного серебра, серебросодержащей блеклой руды, иногда же, вероятно, в виде твердого «раствора».

Парагенетические соотношения минералов в разных типах месторождений различны. В высокотемпературных месторождениях железистого ряда, как неоднократно было отмечено, наиболее ранними являются кварц — касситерит — арсенопирит. При быстром замыкании трещины перечисленные минералы иногда обособляются от прочих, образуя высокотемпературные жилы, в то же время в низкотемпературных олово-серебряных и олово-свинцовых месторождениях эти минералы образуются иногда позже сульфидов свинца и цинка. Может быть, на порядок выделения минералов влияет и относительная концентрация слагающих их элементов. Влияние концентрации особенно заметно на времени выделения медных минералов: там, где медь присутствует в большом количестве, развивается ранний халькопирит, в большинстве же касситеритово-сульфидных месторождений меди очень мало, и ее минералы — халькопирит, тетраэдрит — выделяются в самом конце рудного процесса.

Переменное положение в рудах занимают сфалерит и галенит. При образовании из коллоидов галенит часто кристаллизуется раньше сфалерита, что находится в противоречии с общепринятыми представлениями.

Отмечая общие черты касситеритово-сульфидных месторождений, мы отнюдь не должны забывать различий между ними. Поскольку сочетания геологических условий неповторимы, то неповторимы и рудопроявления, и невозможно найти два абсолютно похожих месторождения. При одинаковом составе рудообразующих элементов возникают месторождения, различные как по форме, так и в минералогическом отношении. На характер минерализации влияет и состав вмещающих пород (см. о минерализации в известняках и силикатных породах, стр. 128), и структурные особенности рудных участков, и особенности тектонического режима рудопроявляющих каналов и рудовмещающих трещин. Даже в пределах одного месторождения на разных его участках мы встречаем различные рудообразования.

Заканчивая характеристику генетических особенностей касситеритово-сульфидных месторождений, отметим еще раз, что последние представляют вполне определенную генетическую группу или особую «линию» оловорудного процесса. Появление их находит объяснение в геохимической при-

роде олова, которое при некоторых условиях ведет себя как халькофильный элемент и разделяет судьбу других металлов в процессе выноса их из магмы и концентрации в месторождениях.

Касситеритово-сульфидные месторождения возникают обычно там, где нарушаются условия нормальной последовательной дифференциации рудоносных интрузивов. При этом не происходит того обособления олова от других металлов в поздних ультракислых магматических остатках, обогащенных летучими, которые дают затем оловоносные пегматиты или касситеритово-кварцевые месторождения; в этих условиях имеет место совершенно иное течение процесса: олово выносится в составе «малодифференцированных» сложных растворов, содержащих серу вместе с железом, мышьяком, медью, цинком, свинцом, и отлагается совместно с этими металлами в составе касситеритово-сульфидных и сульфидно-железистых месторождений. Подобное «нарушение» спокойной последовательной дифференциации магмы нередко обуславливается образованием разломов, сообщающих интрузивный бассейн с поверхностью в ранние стадии развития магматического цикла.

В то же время извлечение из магмы железа, обуславливающее появление сульфидно-железистых оловорудных месторождений, может быть вызвано и другими причинами: контактом магмы с известняками, активизирующим вынос из нее железа, или присутствием бора, который, давая с железом летучие комплексы, способен «извлекать» его из магмы в ранние стадии развития магматического цикла.

Эти три пути развития касситеритово-сульфидных месторождений и определяют в основном пространственное их расположение. Так, касситеритово-сульфидные месторождения возникают в районах проявления глубоких разломов, сообщавшихся с поверхностью; последние часто развиваются в участках дугообразных изгибов структур или там, где деформации затрагивают жесткие древние массивы. Далее, касситеритово-сульфидные месторождения неизменно возникают там, где оловоносные интрузии контактируют с известняками. И, наконец, касситеритово-сульфидные месторождения получают широкое развитие в оловоносных провинциях, богатых бором. В этих условиях они нередко связаны постепенными переходами с касситеритово-кварцевыми месторождениями, представляя более низкотемпературное их продолжение и располагаясь во внешних зонах турмалиновых ореолов рудоносных интрузий.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

| | Стр. |
|--|------|
| В. П. Логинов. Алюмосилициты Кабанского колчеданного месторождения (Средний Урал) | 1 |
| <i>Введение</i> | 1 |
| <i>Глава I. Геологический очерк района</i> | 5 |
| 1. Геологическая обстановка колчеданного оруденения | 5 |
| 2. Геологическое положение вторичных кварцитов и других, связанных с ними гипогенно осветленных пород | 7 |
| 3. Геология участка Кабан I | 9 |
| <i>Глава II. Распространение гипогенно осветленных пород на месторождении Кабан I и их петрографическая характеристика</i> | 11 |
| 1. Распространение высокоглиноземистых горных пород в рудном поле и их связь с колчеданными залежами | 11 |
| 2. Петрографическая характеристика отдельных минерализованных участков | 12 |
| 3. Некоторые выводы о происхождении, условиях формирования и распространения описанных пород | 30 |
| <i>Глава III. Описание минералов</i> | 33 |
| Общая характеристика минералов | 55 |
| <i>Глава IV. Типы минеральных ассоциаций в алюмосилицитах и поведение компонентов при минералообразовании</i> | 56 |
| 1. О понятиях «минеральная ассоциация» и «парагенезис» | 56 |
| 2. Замещение минералов друг другом | 57 |
| 3. «Реакционные» сростания минералов | 61 |
| 4. Равновесные ассоциации одновременного метасоматического минералообразования | 63 |
| 5. Минералогическое правило фаз и проявления различной подвижности компонентов. | 66 |
| 6. О номенклатуре и классификации гипогенно осветленных пород, связанных с вторичными кварцитами | 70 |
| <i>Глава V. Закономерности пространственного размещения парагенезисов</i> | 73 |
| 1. Симметрично-зональное строение минерализованных участков | 73 |
| 2. Признаки изменения температуры минералообразования и переноса вещества в зональном размещении парагенезисов | 77 |
| 3. Геолого-структурные причины зональности и критика взглядов Грейтона и Баудича | 85 |
| 4. Диаграмма зависимости парагенезисов от соотношения компонентов и изменения температуры | 89 |
| 5. Колебания числа равновесных минералов в парагенезисах и мономинеральные жилки | 91 |
| 6. О некоторых условиях массового отложения сульфидов | 93 |
| 7. Сравнение алюмосилицитов Кабанского и других районов | 98 |

| | |
|---|-----|
| <i>Глава VI. Соображения о химической обстановке минералообразования . . .</i> | 100 |
| 1. Кислый и восстановительный характер химической среды минералообразования | 101 |
| 2. Главные черты химизма минералообразования | 106 |
| <i>Глава VII. О происхождении алюмосилицитов и сингенетичности их с колчеданными залежами</i> | 113 |
| Литература | 121 |
| Объяснения к таблицам | 124 |
| Е. А. Радкевич. Генетические типы касситеритово-сульфидных месторождений | 127 |
| А. Месторождения железистого ряда | 129 |
| Тип I. Оловоносные магнетитовые скарны | 130 |
| Тип II. Турмалиново-сульфидные месторождения | 134 |
| Тип III. Хлоритово-сульфидные месторождения | 137 |
| Б. Месторождения свинцово-цинкового ряда | 145 |
| Тип I. Близповерхностные месторождения с сульфостаннатами . . | 145 |
| Тип II. Касситеритово-галенитовые месторождения в известняках . | 148 |
| Генезис касситеритово-сульфидных месторождений | 149 |
| Закономерности пространственного расположения оловорудных месторождений | 150 |
| Геохимические особенности касситеритово-сульфидных месторождений . | 152 |
| О природе растворов, образующих касситеритово-сульфидные месторождения | 156 |

*Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Академии Наук СССР*

*

Редактор издательства Г. И. Носов
Технический редактор А. А. Киселева
Корректор А. К. Бессмертная

*

РИСО АН СССР № 4347. Т-03029. Издат.
№ 2963. Тип. заказ № 921.. Подп. к печ.
27.IV 1951 г. Формат бум. 70×108^{1/16}.
Бум. л. 5^{1/4}. Уч.-издат. л. 15,5. Печатных
листов 14,04+14 вклеек. Тираж 1000 экз.

2-я тип. Издательства Академии Наук
СССР. Москва, Шубинский пер., д. 10

О П Е Ч А Т К И

| <i>Стр.</i> | <i>Строка</i> | <i>Напечатано</i> | <i>Следует читать</i> |
|-------------|---------------|-------------------|-----------------------|
| 50 | 19 сн. | ⊥ Np : с | Np : с |
| 106 | 5 св. | ангидрит | андрадит |
| 155 | 26 св. | хлоридовых | хлоритовых |
| 155 | 1 сн. | норденшельдиты | норденшельдит |

Труды ИГи, вып. 134

