АКАДЕМИЯ НАУК СССР

СЕКРЕТНО
Экз. № 230

Е. А. РАДКЕВИЧ

КАССИТЕРИТОВО-СУЛЬФИДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
1953

ПРИЛОЖЕНИЕ
Вх.№ 1047с на лист
«14» VII 1954 г.
Первый отдел

Геологии
Инв. № 114.
«17» VII 1954 г.

М-во геологии и охраны недр
Первый отдел
Дата: 17/VII 1954.
Вх. № ~~3114~~ 3370с
К-во л. 1 кн.
Инспектор

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

СЕКРЕТНО
Экз. № 230

Е. А. РАДКЕВИЧ

КАССИТЕРИТОВО-СУЛЬФИДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

54/46

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
1953

Ответственный редактор

О. Д. Левицкий

ВВЕДЕНИЕ

Особенности оловорудных месторождений, в которых касситерит ассоциирует с сульфидами, впервые подчеркнул С. С. Смирнов, отметивший, что эти месторождения генетически гораздо ближе стоят к неоловоносным сульфидным месторождениям других цветных металлов, чем к касситеритово-кварцевым жилам, штокверкам, мусковитово-топазовым грейзенам и прочим оловорудным месторождениям, хорошо известным по примерам Саксонии, отчасти Корнуолла, Малайи и других оловорудных районов.

Эти месторождения, которые С. С. Смирнов (1937) предложил называть касситеритово-сульфидными, чтобы подчеркнуть парагенезис касситерита с сульфидами, к тому времени были еще слабо освещены в литературе и мало известны широкому кругу советских геологов. Боливийская оловорудная провинция, с ее близповерхностными сульфидными месторождениями олова представлялась как явление экзотическое и неповторимое; в основном же было принято думать, что «нормальные» (не близповерхностные) месторождения характеризуются непременной ассоциацией касситерита с кварцем, светлыми слюдами, топазом, причем было распространено представление о возникновении касситерита из фторида олова, согласно гипотезе Добре. Эта теория пневматолитового генезиса оловянных месторождений выросла и укрепилась на основе изучения оловорудных месторождений Саксонии, где широко развиты богатые топазом пневматолитовые оловорудные проявления.

К объяснению генезиса корнуольских, австралийских, некоторых гидротермальных африканских и австралийских месторождений эта теория во многих случаях применялась уже явно искусственно. Нам представляется сейчас, что многие из названных месторождений гораздо ближе стоят к касситеритово-сульфидной формации, чем к формации касситеритово-кварцевой.

Можно думать, что олово из касситеритово-сульфидных месторождений добывалось уже в глубокой древности; возможно даже, что появление бронзы, датирующее начало бронзового века, было обусловлено естественной ассоциацией олова с медью в сульфидных месторождениях Корнуолла и Китая — этих древнейших горнорудных районов.

В настоящее время касситеритово-сульфидные месторождения являются главным источником получения олова из коренных руд. Они широко развиты в Южной Азии (округ Кинта, провинция Юннань), в Австралии и Тасмании, в Трансваале, на северо-востоке и востоке Азии, не говоря уже о Боливии, этой области специфического развития месторождений данной формации. И тем не менее, в классификации рудных месторождений сульфидные оловорудные проявления до последнего

времени не нашли себе надлежащего места, а в теории рудных месторождений не нашли не только теоретического объяснения, но даже и достаточного освещения. Во всех сводных работах по олову и соответствующих главах курсов рудных месторождений гипотезе пневматолитового генезиса касситерита придавалось явно преувеличенное значение; многие поколения геологов со школьной скамьи воспитывались на этих представлениях. В значительной мере именно поэтому у нас в сульфидных гидротермальных рудах касситерит и не искали. Эта недооценка возможной оловоносности сульфидных руд, при относительной трудности макроскопического выявления в них касситерита, явилась причиной того, что во многих месторождениях касситерит не замечали, и он долгое время оставался неизвестным. Лишь при микроскопическом изучении была в 1927 г. установлена С. С. Смирновым оловоносность руд Смирновского полиметаллического месторождения в Забайкалье, разведывавшегося еще в прошлом столетии. Вскоре после этого, в 1928 г. С. С. Смирнов обнаружил касситерит в рудах Хапчеранги, которые разведывались на свинец и цинк, затем в рудах Имтанджи (Якутия). Интересные открытия были сделаны минерографической лабораторией ЦНИГРИ, руководимой Л. В. Радугиной; в частности, касситерит был установлен Б. Б. Розиной и Л. В. Радугиной в образцах серебро-свинцового Синанчинского месторождения Приморья.

Открытия касситерита в сульфидных рудах позволили С. С. Смирнову заострить вопрос о значении касситеритово-сульфидных месторождений, об особенностях их генезиса, и привлечь внимание геологов к этому новому в нашей стране и важному типу оруденения. Затем последовал целый ряд интересных открытий и выявились целые оловорудные провинции — Забайкальская, Приморская, Северо-Восточная,— причем оказалось, что повсюду существенную, а подчас главную, роль играют именно касситеритово-сульфидные месторождения. Таким образом, своевременно и остро поставленная проблема явилась стимулом для действия, и высказанная идея нашла свое подтверждение в реальных практических открытиях.

Вместе с тем, по мере накопления новых данных по месторождениям вновь открытых районов — Колымского, Яна-Адычанского и другим, возникла потребность в развитии и некотором уточнении представлений, касающихся генезиса касситеритово-сульфидных месторождений. То резкое противопоставление месторождений касситеритово-сульфидных месторождениям других оловянных формаций, которое было может быть и необходимо в первоначальной, полемической постановке вопроса, в настоящее время уже нуждается в некотором смягчении. Так, материалы по оловорудным месторождениям Колымы, Забайкалья, Приморья, а также анализ литературы по оловорудным районам Австралии, Англии, Африки показывают, что особенно резкой границы между касситеритово-кварцевыми и касситеритово-сульфидными месторождениями подчас и не наблюдается и эти месторождения иногда связаны постепенными переходами. Наличие таких переходных типов вызывает у некоторых геологов даже сомнения в целесообразности выделения особой касситеритово-сульфидной формации в качестве самостоятельной генетической группы. Нам представляется, что возникающие по этому вопросу возражения не имеют достаточных оснований. Идея С. С. Смирнова о существовании самостоятельной группы касситеритово-сульфидных месторождений, правильная в своей основе, как уже отмечалось, не только оказалась весьма полезной в практических работах, но помимо этого имеет и серьезное теоретическое основание. Действительно,

в своих типичных представителях касситеритово-кварцевые и касситеритово-сульфидные месторождения весьма отличны и обе эти группы представляют самостоятельные «линии» оловорудного процесса, существование которых обусловлено двойственной геохимической природой олова как элемента.

Олово в ряду прочих металлов занимает, как показал В. В. Щербина (1947), особое положение. Как элемент, дающий окисел SnO_2, в известном отношении близкий к SiO_2, олово геохимически приближается к литофильным элементам; с другой стороны, способность олова входить в сульфидные соединения сближает его с типичными халькофильными элементами. Эти две стороны двойственной геохимической природы олова определяют существование двух линий оловорудного процесса. Как элемент, проявляющий литофильные свойства, олово обнаруживает тенденцию к накоплению совместно с кремнеземом в кислых магматических остатках. В дальнейшем, в зависимости от геологических условий, оно либо входит в состав пегматитов, либо выносится пневматолитами с последующим образованием касситеритово-кварцевых месторождений. Эта группа месторождений, в которой олово ассоциирует с кремнеземом, щелочами, фтористыми соединениями, условно может быть названа «кремнекислой». Она представлена светлыми жильными породами — кварцевыми, кварцево-полевошпатовыми, кварцево-слюдистыми, топазовыми и др. Единственными темными составляющими в характерных представителях этой группы являются рудные минералы и некоторые разновидности сильножелезистых литийсодержащих слюд. При этом рудные минералы представлены преимущественно окислами (касситерит) или кислородсодержащими соединениями, такими, как вольфрамит, шеелит, танталит-колумбит; из сульфидов в заметном количестве в гидротермальных членах этого ряда присутствует лишь арсенопирит.

Другая группа оловорудных месторождений, которая может быть в противовес первой названа сульфидно-железистой или касситеритово-сульфидной, представляет совершенно иной комплекс элементов: олово здесь ассоциирует главным образом с железом, а также с цинком, свинцом, мышьяком, медью и другими металлами, дающими сульфидные соединения. Место топаза занимает турмалин, и можно думать, что бор играет здесь не меньшую роль в переносе олова, чем фтор в месторождениях касситеритово-кварцевых; место слюды занимает железистый хлорит, в то же время весьма большое развитие часто получают сульфиды, главным образом пирротин, пирит, арсенопирит, железистый сфалерит, а в низкотемпературных разновидностях — галенит и разнообразные сульфосоли. Олово при образовании подобных месторождений в процессе выноса из магмы разделяет судьбу халькофильных элементов и само на некоторых этапах, очевидно, проявляет халькофильные свойства; так, вполне возможно, что перенос его иногда совершается в виде сульфостаннатов.

Однако двойственная геохимическая природа олова сказывается и здесь, даже в сульфидном парагенезисе халькофильные свойства олова оказываются относительно слабыми, в процессе минералообразования олово отлагается главным образом в виде касситерита — кислородного, а не сернистого соединения. Вместе с тем, оно и в этом типе месторождений преимущественно ассоциирует с кремнеземом, обособляясь от сульфидов в пределах особых кварц-касситеритовых полос в сложных полосчатых жилах. Обычно кварц-касситеритовые руды, в составе которых из сульфидов встречается лишь один арсенопирит, являются наиболее ранними и располагаются у зальбандов рудных тел. Таким

образом, олово — этот временный спутник халькофильных элементов — в момент рудоотложения иногда вновь обнаруживает свойственную ему тенденцию к накоплению совместно с кремнеземом. Именно эта особенность олова, как элемента двойственной геохимической природы, проявляющего себя попеременно, в зависимости от условий, то как халькофильный, то как литофильный элемент, и объясняет отсутствие резкой границы между двумя группами оловорудных месторождений и определяет существование переходов между касситеритово-кварцевой и касситеритово-сульфидной формациями.

Однако наличие переходов и промежуточных разновидностей отнюдь не противоречит выделению крайних членов этого, иногда непрерывного ряда, ибо в типичных своих представителях обе группы месторождений, как уже отмечалось, резко отличны между собой как по генезису, так и по минеральному составу. Таким образом, выделение касситеритово-сульфидных месторождений в качестве особой, самостоятельной формации является вполне оправданным.

Задача настоящей монографии — показать на конкретных примерах отличительные черты касситеритово-сульфидных месторождений, дать их классификацию с характеристикой отдельных типов, а также выяснить особенности их генезиса. Материалы, положенные в основу работы, получены автором в итоге изучения касситеритово-сульфидных месторождений Забайкалья и Приморья. Помимо этого использованы также многочисленные литературные и рукописные источники.

Монография состоит из пяти частей. В первой части приводится характеристика оловорудной провинции Забайкалья как области сложной и разнообразной металлогении, где удается установить некоторые особенности геологического строения участков развития касситеритово-сульфидных месторождений. Детальное описание касситеритово-сульфидных оловорудных проявлений проводится на фоне общей характеристики рудоносности Забайкалья и характеристики других оловорудных формаций — пегматитовой и касситеритово-кварцевой, что позволяет более отчетливо выявить типичные черты касситеритово-сульфидных месторождений.

Вторая часть посвящена Приморью как области, в которой касситеритово-сульфидные месторождения преобладают. Вместе с тем на примере Приморья рассматриваются особенности генезиса близповерхностных месторождений и попутно затрагиваются некоторые вопросы общетеоретического значения, например вопросы о роли коллоидов в процессе рудоотложения и взаимоотношениях минералов в рудах коллоидного происхождения, о превращениях и метаморфизации руд после их отложения и т. д.

В третьей части сделана попытка по литературным данным проследить положение касситеритово-сульфидных месторождений в различных оловорудных провинциях мира с тем, чтобы проверить на более обширном материале изложенные ранее обобщения, основанные на наблюдениях в изученных мною районах.

Четвертая часть посвящена вопросам классификации касситеритово-сульфидных месторождений, характеристике главнейших типов их.

Наконец, пятая заключительная часть содержит общие выводы о генетических особенностях месторождений касситеритово-сульфидной формации.

Часть I

ЗАБАЙКАЛЬСКАЯ ОЛОВОРУДНАЯ ПРОВИНЦИЯ И ПОЛОЖЕНИЕ В НЕЙ КАССИТЕРИТОВО-СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Рудная провинция Забайкалья характеризуется разнообразной металлогенией, заключая месторождения оловянно-вольфрамовых, молибденовых, золотых и свинцово-цинковых руд. В этой области, обладающей сложным и мозаичным геологическим строением, разнообразны и типы оловорудных месторождений. Здесь мы встречаем как касситеритово-кварцевые месторождения и оловоносные пегматиты, так и сравнительно немногочисленные, но обычно крупные касситеритово-сульфидные месторождения.

Пространственное разобщение различных типов оловянной минерализации позволяет подойти к выяснению комплекса геологических условий, благоприятных для развития того или иного типа оруденения и, в частности, к решению интересующего нас вопроса об особенностях генезиса рудопроявлений касситеритово-сульфидной формации.

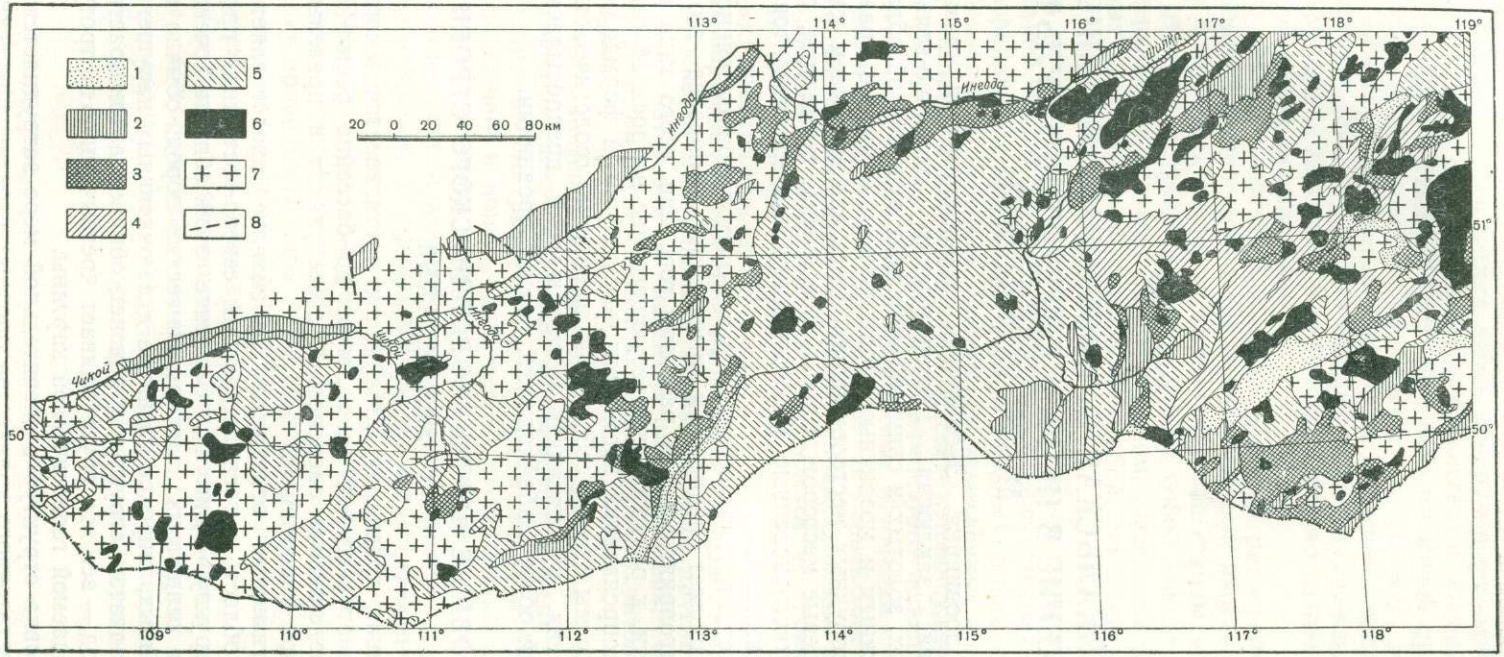
Поскольку мы ставим себе целью выявление геологического положения оруденения, то описанию месторождений предпосылается общий геологический обзор Забайкальской рудной провинции.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Оловорудная провинция Забайкалья протягивается в юго-западном направлении от верховий реки Амура до бассейна реки Чикоя. Юго-западное продолжение оловоносной зоны уходит в пределы Монгольской Народной Республики.

В геологическом отношении Забайкалье представляет молодую складчатую область с господствующим северо-восточным простиранием основных структур (фиг. 1). Строение этой области очень сложно: разнообразие осадочных и метаморфических пород, обычно интенсивно дислоцированных, широкое развитие дизъюнктивных нарушений, осложняющих складчатые структуры, наконец обилие разновозрастных изверженных пород,— все это обусловливает чрезвычайную пестроту и мозаичность наблюдаемой геологической картины.

Расшифровка структур в значительной мере затрудняется также отсутствием достаточного количества опорных стратиграфических горизон-



Фиг. 1. Схема геологического строения Забайкалья.

1 — четвертичные отложения; *2* — нижний мел; *3* — верхнеюрская эффузивная толща; *4* — юра нижняя и средняя; *5* — осадочные доюрские породы; *6* — среднеюрские и верхнеюрские интрузии; *7* — варисские и древнекиммерийские интрузии; *8* — тектонические нарушения.

тов и неясностью возраста многих осадочных и изверженных формаций. Отсутствие фауны в составе осадочных толщ и значительная их метаморфизация привели в свое время к выводу о древнем — докембрийском возрасте большей части немых песчанико-сланцевых отложений Забайкалья. Однако работы последних десятилетий показали, что, наряду с древними метаморфическими породами нижнего палеозоя и, может быть, докембрия, широкое развитие в Забайкалье имеют отложения среднего и верхнего палеозоя, а также мезозойские отложения, представленные как морскими, так и континентальными фациями.

Значительную площадь занимают изверженные породы, главным образом граниты — каледонские (?), варисские, древнекиммерийские и, наконец, послесреднеюрские — носители оловянно-вольфрамового, свинцово-цинкового и золотого оруденения.

Стратиграфия Забайкалья в основных чертах рисуется следующим образом.

Наиболее древними породами являются метаморфические сланцы, гнейсы и кристаллические известняки докембрия и нижнего палеозоя, объединяемые в комплексе $A_2 - Pz_1$.

Следующий комплекс, относимый к среднему палеозою, охватывает сравнительно менее метаморфизованные песчаники и сланцы с резко подчиненными прослоями эффузивов и редких известняков. Частая перемежаемость песчаников и сланцев, ничтожная роль известняков, присутствие эффузивно-туфовых прослоев свидетельствуют о том, что местами отложение пород этого комплекса совершалось в условиях сравнительно мелководного бассейна. Судя по резкому отличию в степени метаморфизма, можно думать, что среднепалеозойский комплекс отделен от комплекса $A_2—Pz_1$ периодом интенсивной складчатости.

Отложения, относимые к среднему палеозою (Pz_2), широко распространены в Забайкалье, но фаунистически охарактеризованы лишь в немногих точках; возможно, что часть немых песчанико-сланцевых отложений, которым приписывается в настоящее время среднепалеозойский возраст, относятся на самом деле к перми или даже к триасу.

Пермские отложения по литологическому составу в общем сходны с песчанико-сланцевыми отложениями среднего палеозоя; однако они, повидимому, отделены от среднепалеозойской формации перерывом, связанным с проявлением варисской складчатости, и знаменуют собой начало нового цикла осадконакопления, продолжавшегося в триасе и, возможно, после некоторого перерыва в нижней и средней юре. Этот период характеризуется отложением однообразных толщ сланцев с подчиненными песчаниками и редкими прослоями внутриформационных конгломератов.

Сравнивая литологический состав перечисленных комплексов от нижнего кембрия и до юры, можно отметить снижение роли известняков и увеличение количества кластических осадков, что, повидимому, связано с постепенным обмелением морского бассейна и приближением периода континентального режима. Площадь, занятая морем, неуклонно сокращается, и к концу средней юры море образует лишь широкий залив в районе Восточного Забайкалья. В это время значительное развитие местами получают прибрежные грубокластические отложения (Алгачинская фация). Верхнеюрский период отмечен образованием эффузивов, главным образом порфиритов, андезитов, в меньшей степени липаритов. Нижний мел представлен угленосными песчанико-сланцевыми отложениями с подчиненными прослоями кислых эффузивов и конгломератов (Тургинская свита).

Наконец, еще более молодыми являются третичные базальты и своеобразные предгорные третичные конгломераты, образующие мощные толщи у подножий хребтов. Четвертичные породы представлены базальтами и современными рыхлыми отложениями.

I. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Общая тектоническая структура Забайкалья до сих пор недостаточно расшифрована. Причина этого лежит прежде всего в крайне сложном геологическом строении области и затем в неясности многих основных вопросов стратиграфии; мощные немые песчанико-сланцевые толщи, обнимающие отложения от среднего палеозоя до триаса включительно, до сих пор остаются нерасчлененными и относятся к тому или иному возрасту часто совершенно условно; еще более неясным является возраст древних метаморфических сланцев. Совершенно естественно, что при таких условиях составление структурных карт затруднительно и можно говорить лишь об общем плане тектонического строения этой сложной области.

История развития взглядов на тектоническое строение Забайкалья достаточно общеизвестна. До 1927 г. общепризнанной являлась концепция В. А. Обручева, который рассматривал Забайкалье как древнюю складчатую область — часть «древнего темени Азии». В период мезозоя и кайнозоя, по В. А. Обручеву, здесь имели место лишь перемещения по разломам с образованием горстов и грабенов. Последующие исследования установили интенсивную складчатость также триасовых и юрских отложений, но дальнейшему выяснению основных черт структуры Забайкалья был нанесен серьезный ущерб работами Тетяева, который настойчиво проводил взгляд на Забайкалье как на область развития крупнейших шарьяжей, корни которых находятся далеко на юго-востоке, вне пределов СССР. Детальные геологические исследования полностью опровергли ложное представление о покровном строении Забайкалья и выяснили главные особенности его структуры.

В настоящее время большинством геологов признается, что область, относимая еще в 1926 г. А. Е. Ферсманом к Монголо-Охотскому альпийскому поясу, представляет одну из ветвей широкой мезозойской складчатой зоны, примыкающей к побережью Тихого океана.

Забайкальская рудная провинция занимает в данной зоне своеобразное положение: она расположена в участке «замыкания» глубокого залива мезозойской Тихоокеанской геосинклинали или затухания мезозойской складчатой зоны, и мы имеем здесь уже переход к дизъюнктивным дислокациям и глыбовым перемещениям, характерным для краевых частей платформенных сооружений.

Современная структура Забайкалья формировалась длительно: она была заложена еще в палеозое и продолжала развиваться в мезозое и кайнозое; с течением времени пликативные формы нарушений уступали место дизъюнктивным, возникали многочисленные разрывы, по которым происходило относительное перемещение отдельных блоков, что еще более усложнило геологическую структуру. Именно сложность и «мозаичность» геологической структуры, которая объясняется как длительным ее развитием, так и особым положением в пределах складчатой зоны, резко отличает Забайкальскую рудную провинцию от других рудных областей Тихоокеанского металлогенического пояса, например от Верхоянья, Колымо-Индигирского рудного района, Приморья и др. Эта сложность и пестрота геологического строения до некоторой

степени объясняет и главную особенность металлогении Забайкальской рудной провинции — разнообразие типов наблюдаемых здесь рудных месторождений.

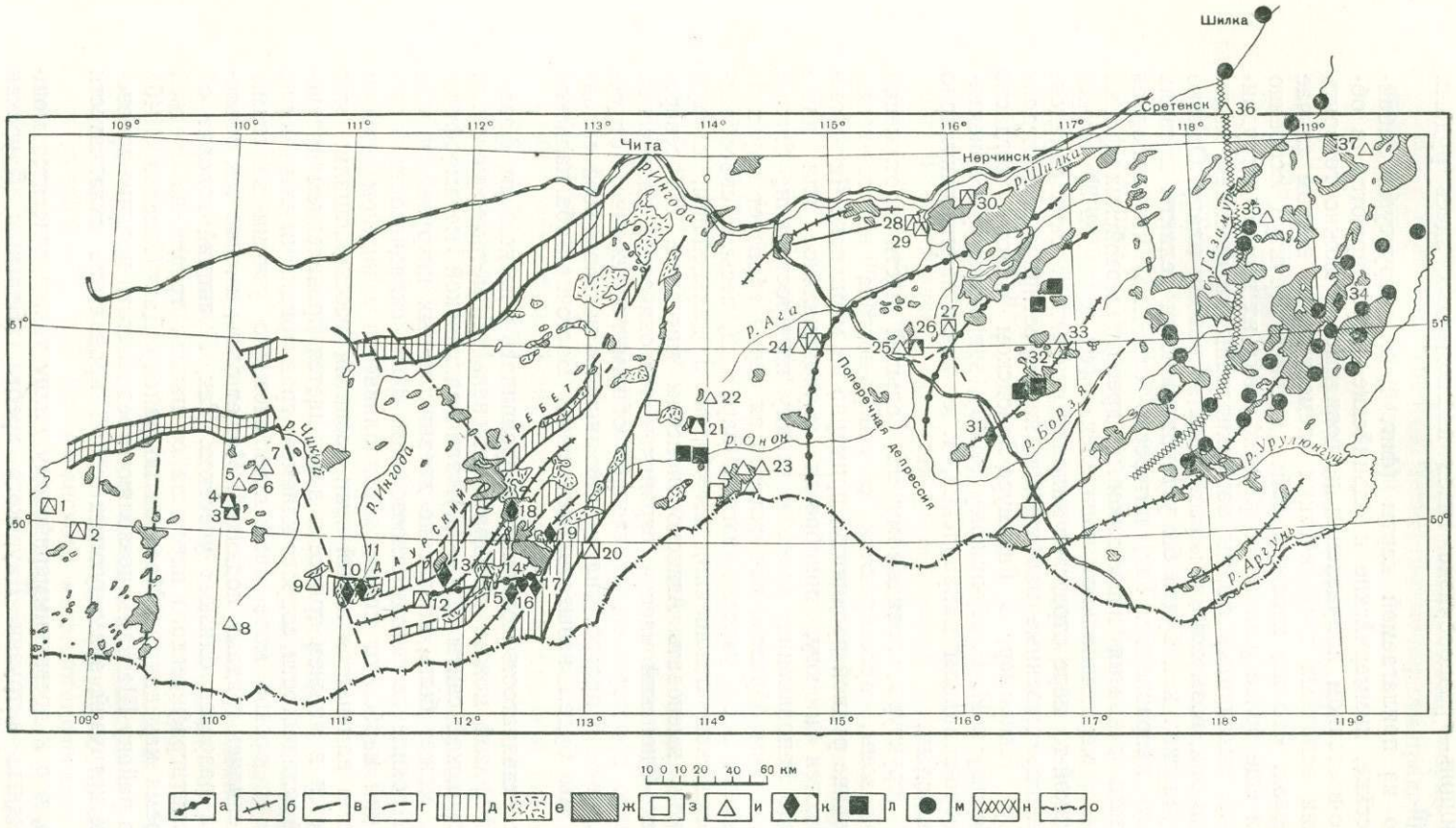
Как видно из прилагаемой карты (фиг. 1, 2), структуры Забайкалья — варисские, киммерийские и альпийские — простираются, в общем, в северо-восточном направлении и, повидимому, можно говорить о наследовании основных тектонических элементов, во всяком случае с конца палеозоя. Что же касается более древних структур, особенно каледонских и еще более ранних, то расшифровка их весьма затруднительна: древние складчатые формы замаскированы наложением молодых, а местами они, возможно, и перестроены по новому плану. Однако в некоторых участках как будто бы устанавливаются реликты древних структур иного направления. Так, интересно отметить, что западная граница области развития известняковых древнепалеозойских фаций ориентирована в меридиональном направлении (см. карту № 3); может быть, она в какой-то мере отражает направление каледонских складок. Имеются и непосредственные наблюдения над простиранием каледонских структур. Например, в Газимуро-Заводском районе, согласно Е. В. Павловскому и И. В. Лучицкому (1940), эти структуры ориентированы в северо-западном направлении, т. е. почти перпендикулярно структурам молодым.

Варисские структуры, повидимому на большей части протяжения Забайкальской зоны, простираются с северо-востока на юго-запад и лишь в середине рудной провинции, примерно на меридиане Читы, они резко изгибаются к югу, приобретая меридиональное или даже северо-западное направление; далее к западу их простирание близко к широтному. Таким образом, вся складчатая серия образует крупный S-образный изгиб. Этот участок изгиба варисцид, весьма своеобразный в геологическом отношении, мы будем в дальнейшем, следуя И. С. Валицкой, именовать Агинско-Ононским массивом. На северо-востоке Агинско-Ононский массив ограничен тектонической депрессией северо-западного простирания, отмеченной общим погружением структур. Этот поперечный прогиб, видимо связанный с изгибом всей складчатой серии, мы будем называть поперечной Восточно-Забайкальской депрессией.

Варисская складчатость повидимому проявилась в нескольких фазах. Так, с первой фазой можно связывать интенсивный метаморфизм так называемой ононской свиты ($D_3 — C_1$), хапчерангинской метаморфической свиты и, может быть, внедрение древних малых интрузий района Хапчеранги. Проявление верхнепалеозойской фазы складчатости, отделяющей верхний карбон от перми, устанавливается в нижнем течении Онона. С перми намечается новый этап развития геосинклинали; этот этап развивается в нижнем триасе и завершается проявлением древнекиммерийской складчатости, сопровождаемой гранитоидными интрузиями.

Триасовое и юрское море проникало очевидно узкими заливами, которые разделялись грядами поднятий. Может быть, именно так объяснимы отличия разрезов близких участков. Так, Лучицкий говорит об отсутствии стратиграфического перерыва от начала триаса до средней юры, в то время как данные Маслова по району Даи (Маслов, 1940) и Падалки по району Шахтамы позволяют предполагать наличие древнекиммерийских интрузий, знаменующих собой проявление складчатости в триасе.

Возможно, что к древнекиммерийскому циклу также относятся мощные гранитоидные интрузии Даурского хребта (Большая Даурская



Фиг. 2. Схема тектоники и распределение оловянно-вольфрамовых и свинцово-цинковых месторождений Забайкалья.

а — оси варисских антиклиналов; *б* — оси мезозойских (среднеюрских и новокиммерийских) антиклиналов; *в* — разломы; *г* — разломы предполагаемые; *д* — зоны грабенов; *е* — вулканогенная верхнеюрская формация Даурского района; *ж* — верхнеюрские и среднеюрские (?) интрузии; *з* — оловорудные месторождения пегматитовой группы формации; *и* — оловорудные месторождения касситеритово-кварцевой формации; *к* — оловорудные месторождения касситеритово-сульфидной формации; *л* — вольфрамовые месторождения; *м* — свинцово-цинковые месторождения; *н* — граница области развития нижнепалеозойских известняков и полиметаллических месторождений; *о* — граница СССР.

Месторождения олова: *1* — Костречиха; *2* — Нижне-Еловское; *3* — Шумиловское; *4* — Молодежное; *5*, *6*, *7* — Эсутай-Сенькинская группа: *8* — Баджираевка; *9* — Ашаглей; *10* — Сохондо; *10а* — Улюртуй; *11* — Ингодинская группа; *12* — Улури; *13* — Былыра; *14* — Быркa; *15* — Хапчеранга; *16* — Тарбальджей; *17* — Харатуй; *18* — Берея; *19* — Талачи; *20* — Марианинское; *21* — Зун-Ундур: *22* — Урда-Топтан; *23* — Ималка; *24* — Агинская группа; *25* — Онон; *26* — Кулинда; *27* — Шаронай; *28* — Завитая; *29* — Луковая Гора; *30* — Канга; *31* — Шерловая Гора; *32* — Этыка; *33* — Алдакачан; *34* — Смирновское; *35* — Ушмун; *36* — Чичикан; *37* — Зерен.

интрузия) и некоторые другие интрузии, которым в настоящее время условно приписывается более древний, большей частью варисский, возраст. В связи с этим следует также отметить интересные данные Хамизури (устное сообщение, 1948), которому в пределах южной оконечности так называемого Чикойского батолита удалось установить прорывание гранитами фаунистически охарактеризованных пермских отложений.

Древнекиммерийские (?) структуры имеют северо-восточное простирание — они пересекают меридионально ориентированные варисциды Агинско-Ононского массива; несколько не совпадают простирания древних варисских (?) и молодых древнекиммерийских (?) складок и западнее, в районе Тарбальджея.

Последующий период опускания затрагивает еще более ограниченные области.

Западной границей юрского моря, как считала И. С. Валицкая, служил Агинско-Ононский массив — эта область S-образного изгиба древних структур. В период средней юры, наряду с типичными морскими отложениями сланцев и песчаников, в Восточном Забайкалье местами формировались мощные толщи прибрежных и континентальных отложений.

В настоящее время с достаточной определенностью устанавливается среднеюрский интрузивный комплекс, представленный гранитами Цаган-Олуевского, Борщевочного, Аленуевского и других массивов. Внедрение этих интрузий совпадает с тектонической фазой, проявившейся в середине юры и отмеченной несогласным залеганием бохтинских песчаников на акатуевской свите так называемой алгачинской юры. Во второй половине юры море окончательно уходит из пределов Забайкалья. Верхняя юра отделена от средней несогласием напластования. Она представлена в основном грубокластическими континентальными фациями и мощными покровами эффузивов; к заключительной фазе верхнеюрского магматического цикла относится образование гипабиссальных оловоносных интрузий.

Следует отметить, что верхнеюрская — новокиммерийская складчатость в ее пликативных формах интенсивно проявилась лишь в зонах накопления юрских отложений. Здесь возникли складки северо-восточного простирания, нередко опрокинутые на северо-запад, причем в осевых частях подобных верхнекиммерийских антиклиналей формировались интрузии гранитных пород, которые часто представляли конкордантные образования.

Иначе реагировали на проявление верхнекиммерийской складчатости жесткие блоки древних структур, сложенные в значительной мере доюрскими интрузивными породами. В этих участках возникали обильные разломы, которые проходили нередко в крыльях складок. Здесь-то и развивалась подмеченная еще В. А. Обручевым блоковая тектоника с образованием горстов и грабенов. Направление движения масс при этом иногда сохранялось то же, что было и в более ранние периоды складчатости, т. е. на месте антиклиналей возникли горсты, синклинальные же зоны еще более опускались с образованием грабенов. Именно так вероятно развивался Борщевочный горст на месте Борщевочного антиклинала, Газимуро-Ононский горст и другие положительные структуры к востоку от поперечной Восточно-Забайкальской депрессии. К западу от этой депрессии наблюдаются более сложные соотношения доюрских и послеюрских структур.

В пределах Агинско-Ононского массива, где варисские складки круто поворачивают к югу и приобретают меридиональное простирание,

более молодые структуры видимо сохраняют характерное для Забайкалья северо-восточное направление и, таким образом, пересекают варисциды. Мы уже упоминали северо-восточное простирание складок перми этого района, что же касается еще более молодых структур, в частности структур новокиммерийских, то их большей частью установить нельзя из-за отсутствия юрских отложений. Можно лишь отметить, что рудоносные интрузии, которым по аналогии с другими районами приписывается верхнеюрский возраст, приурочены здесь к зонам северо-восточного простирания, представляющим непосредственное продолжение антиклинальных поднятий Борщевочного, Газимуро-Ононского, Нерчинского и др. Местами устанавливается приуроченность интрузии к зонам разлома северо-восточного простирания.

Переходя к Даурскому району, отделенному от Агинско-Ононского массива крупным Ононским разломом, мы снова наблюдаем несовпадение направления древних и молодых структур. Так, складки метаморфических сланцев (D_3—C_1 по Сергиевскому, 1935) приобретают здесь широтное простирание. В то же время складчатость более молодой неметаморфизованной толщи песчаников и сланцев, относимой Сергиевским к перми (а по последним данным вернее к перми и триасу), ориентирована в направлении ВСВ 60—70°. Наконец, верхнеюрские структуры протягиваются в направлении СВ 25—30°, т. е. секут под углом ранее образованные системы складок. В этом же направлении протягиваются и молодые разломы, ограничивающие узкие депрессии типа грабенов или пологих синклиналей, выполненные уже более молодыми отложениями (фиг. 2).

К таким продольным верхнемезозойским зонам опускания можно отнести прежде всего Ононскую депрессию, которая отделяет две различные по геологическому строению области: область Агинско-Ононского массива, сложенную песчанико-сланцевыми палеозойскими отложениями, и область Даурского хребта, сложенную главным образом породами изверженными. Зона эта на северо-западе ограничена крупным продольным разломом, который отмечен цепочкой выходов эффузивных пород и гипабиссальных интрузий, на юго-востоке же этой депрессии тоже повидимому проходит тектоническая зона, во всяком случае имеются указания на интенсивную милонитизацию пород вдоль тектонических зон по северной окраине Халзанского массива. Таким образом, Ононскую депрессию можно представить как грабен, выполнявшийся по мере его погружения кластическими отложениями. К такому же типу продольных верхнемезозойских тектонических депрессий можно отнести Чикой-Ингодинскую, Мордойскую, Букукунскую и другие. Погружение вдоль продольных зон, сопровождавшееся новыми бортовыми разрывами, продолжалось и после отложения нижнемеловой Тургинской свиты, что и определило синклинальное строение этих депрессий. Вдоль разломов, ограничивающих продольные грабены, продолжались магматические излияния и в верхнемеловое и в третичное время, когда образовались покровы базальтов.

Следует отметить, что молодые структуры, очерченные продольными разломами, далее к западу снова приобретают направление, близкое к широтному, и совпадают с простиранием более древних — варисских и древнекиммерийских. (?) складок.

Наряду с продольными разломами в Даурском хребте отчетливо выражены разломы поперечные, почти перпендикулярные направлению молодых структур. Эти разломы фиксируются главным образом по выходам дотургинских эффузивных и интрузивных пород, а также по пере-

мещениям в тургинских отложениях продольных депрессий. Видимо, как и продольные разломы, поперечные тектонические зоны развивались длительно. К такому типу поперечных разломов можно отнести Харалгинскую зону развития молодых интрузий и эффузивов, на продолжении которой находится серия ступенчатых смещений в тургинских отложениях долины Ингоды (фиг. 2). Аналогичная зона как будто намечается по границе Восточного и Западного Забайкалья от вулканического центра Сохондо через область развития эффузивов Хонин-Чулона и до Ямаровки, где также наблюдается смещение тургинских отложений. Может быть, именно этот (пока гипотетический) разлом, когда он будет точно установлен, поможет нам объяснить различие геологического строения и металлогении Восточного и Западного Забайкалья.

Поперечный разлом существует также еще западнее, примерно на меридиане 109°. Так, южнее Забайкалья в пределах Монголии на этом меридиане встречена крупная тектоническая зона, отмеченная мощной полосой дробления. Хотя продолжение этого разлома на территории Забайкалья еще и не установлено, наличие его можно предполагать на основании резкого отличия степени эрозии и различия характера интрузивных и рудных проявлений западной и восточной половины Чикойского района. Первая характеризуется значительно более глубоким эрозионным срезом, развитием древних метаморфических сланцев, крупных массивов пегматоидных гранитов, сопровождаемых обширными пегматитовыми полями; вторая же — восточная половина — сложена в основном более молодыми менее метаморфизованными глинистыми сланцами и песчаниками, прорванными гранитными интрузиями, которые сопровождаются жильными олово-вольфрамовыми рудопроявлениями. Местами в этой части Чикойского района сохранились эффузивные покровы (Хонин-Чулон).

Менее значительные поперечные нарушения этого типа отчетливо выявляются на картах более крупного масштаба (см. карту Хапчерангинского рудного района, фиг. 10). Эти поперечные тектонические зоны, наряду с зонами продольными, как будто бы в основном контролируют распределение верхнеюрских интрузий и связанных с ними месторождений. Наконец, еще более мелкие поперечные зоны, обычно представляющие трещины скалывания с небольшой амплитудой перемещения, служили уже непосредственно рудовмещающими полостями. К такому типу трещин приурочены все рудные тела Даурского района (месторождения Хапчеранга, Тарбальджей, Курултей, Харатуй, Былыра).

Местами имели место и более поздние радиальные дислокации, сопровождающиеся поднятием отдельных блоков вдоль разломов. Возможно, что именно этими послерудными вертикальными перемещениями в значительной мере объясняется пестрота наблюдаемой в настоящее время металлогенической картины: в Забайкалье к одному гипсометрическому уровню приведены интрузии и рудные месторождения, резко отличные по глубине образования. Например, Халзанские интрузии с их обильными пегматитами и близповерхностные интрузии Даурского хребта, пегматитовые поля Мензи и жильные месторождения восточной половины Чикойского района.

II. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ

Забайкалье с давних пор славилось своими горными богатствами. Предметом добычи здесь исстари являлись золото, а также серебросодержащие свинцово-цинковые руды. Последние наиболее интенсивно

разрабатывались во второй половине прошлого века, но с начала XX столетия добыча их совершенно прекратилась и многочисленные рудники до недавнего времени были закрыты.

Давно было известно в Забайкалье и олово: еще с начала прошлого столетия разрабатывались оловянные руды Ононского месторождения; однако после кратковременной эксплуатации этот первый в России оловянный рудник был законсервирован и добыча отечественного олова приостановилась более чем на сто лет. С начала текущего столетия открылись в Забайкалье разработки вольфрамовых и молибденовых руд, но наиболее значительные открытия месторождений редких металлов произошли уже в послереволюционные годы, когда в Забайкалье широко развернулись поисковые и разведочные работы. Только за последние двадцать — тридцать лет открыты крупнейшие месторождения вольфрама (Джида) и молибдена (Шахтома, Давенда), а также обнаружены многочисленные месторождения олова (Хапчеранга, Тарбальджей, Шерловая гора и др.). В результате этих открытий выяснилось, что Забайкалье представляет весьма сложную рудную провинцию с региональным распространением вольфрамовых, молибденовых и оловянных месторождений.

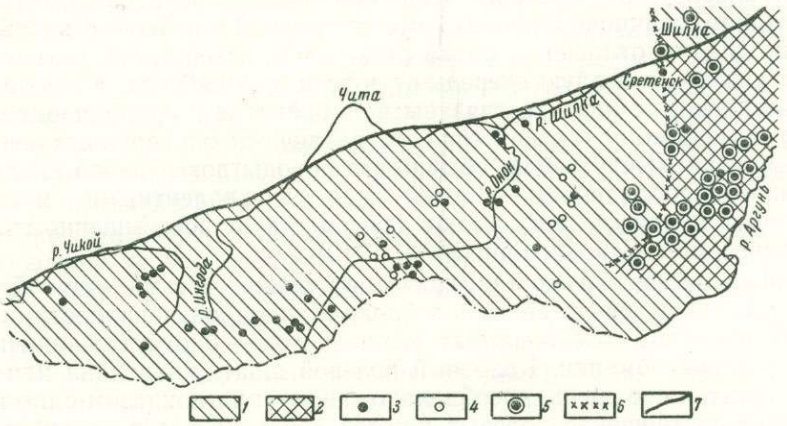
Помимо перечисленных полезных ископаемых в Забайкалье большое значение имеет флюорит; известны здесь также месторождения мышьяка, железа, ртути, сурьмы. Таким образом, Забайкалье рисуется как область сложной и разнообразной металлогении.

В пределах Забайкальской рудной провинции намечается поясовое распределение металлов. Так, С. С. Смирновым (1944) выделены три зоны: 1) юго-восточная зона — полиметаллическая с месторождениями свинцово-цинково-серебряными, мышьяковыми и железорудными; 2) центральная зона олово-вольфрамовая и, наконец, 3) северо-западная — золото-молибденовая. Выделенные С. С. Смирновым зоны лишь приблизительно соответствуют областям максимального развития отдельных металлов — они значительно перекрывают друг друга.

Наиболее ясно из трех поясов выделяется пояс центральный — олово-вольфрамовый. Он тянется согласно общему простиранию складчатости в северо-восточном направлении более чем на 700 км, при средней ширине 40—50 км (см. фиг. 2 и 3). В геологическом отношении эта полоса характеризуется преобладанием глинистых сланцев и кислых гранитных интрузий различного возраста. В пределах узкого пояса сосредоточены почти все месторождения вольфрама и подавляющее количество месторождений олова, в то время как молибден далеко выходит за пределы центрального олово-вольфрамового пояса, встречаясь главным образом в северо-западном поясе. Довольно четко обособляется область развития полиметаллического оруденения Приаргунья с ее многочисленными серебро-свинцово-цинковыми, мышьяковыми и железорудными месторождениями, залегающими в известняках; этот пояс совпадает с областью развития известняков: как и последняя, он простирается в меридиональном направлении, пересекая складчатые структуры и продолжение пояса оловянно-вольфрамового (фиг. 3). В области пересечения этих двух поясов — восточнее Газимурского завода — и олово-вольфрамовые, и полиметаллические месторождения встречаются совместно, причем первые приурочены преимущественно к сланцам, а вторые почти исключительно к известнякам.

Менее отчетливо ограничен пояс северо-западный — золоторудный: месторождения золота далеко выходят за его условные границы и широко распространены по всей площади Забайкальской рудной провин-

ции. Однако встречаясь во всех поясах, золото большей частью обособляется от других металлов в самостоятельных «монометаллических» месторождениях. Очевидно, и золоторудные месторождения в главной своей части образованы в период новокиммерийской складчатости, причем Г. Л. Падалка считает, что они несколько моложе месторождений оловянно-вольфрамовых. Вместе с тем, в Забайкалье несомненно существуют и более древние месторождения золота, вероятно раннекиммерийские или поздневарисские (Тарбальджей-Любавинский район). Не исключена возможность, что и часть месторождений олова и вольфрама относится к доверхнеюрскому времени.



Фиг. 3. Соотношения олово-вольфрамового и свинцово-цинкового поясов.

1 — область развития оловянно-вольфрамового оруденения; *2* — область развития свинцово-цинкового оруденения, совпадающая с областью развития известняков; *3* — месторождения олова; *4* — месторождения вольфрама; *5* — месторождения свинца и цинка; *6* — граница области развития известняков; *7* — северная граница оловянного пояса.

Геологическое положение золотых месторождений Забайкалья изучено недостаточно. Можно лишь отметить, что золото в отличие от олова и вольфрама чаще связано не с кислыми гранитами, а с гранитоидами повышенной основности — гранодиоритами, граносиенитами, иногда кварцевыми диоритами, причем эти золотоносные гранитоиды преимущественно развиты в эффузивах среднего состава или среди пород песчано-глинистых, что их в свою очередь отличает и от гранодиоритов полиметаллического пояса, залегающих чаще в известняках.

Особенно интересна приуроченность золоторудных месторождений к поясам развития даек, отмечающих какие-то крупные разломы. Свиты параллельных даек и цепочки малых неккообразных интрузий, сопровождающихся золоторудными жилами, протягиваются на многие десятки километров и образуют такие четкие второстепенные золоторудные зоны Тарбальджей — Любавинский пояс.

Следует отметить, что подобная же пространственная связь золота с ранней (добатолитовой) дайковой формацией, которая четко проявлена в районе Хапчеранги — Тарбальджея, прослежена Ю. А. Билибиным и в других районах востока СССР (Билибин, 1947).

Олово, как уже было отмечено, преимущественно концентрируется в пределах центрального олово-вольфрамового пояса. Этот пояс прослеживается на 700 с лишним километров в виде узкой полосы от среднего течения Чикоя на западе и до слияния Аргуни с Шилкой на востоке.

9-44/6

Институт Геологических Наук АН СССР Библиотека

В пределах олово-вольфрамового пояса сосредоточены все эксплуатируемые месторождения олова. Значительно меньшее значение в отношении оловоносности пока имеет южный пояс — полиметаллический, где олово присутствует в рудах некоторых свинцово-цинковых месторождений. Местами, как, например, в Смирновском месторождении, содержание олова является столь высоким, что месторождения с полным основанием должны разрабатываться комплексно, на свинец и олово одновременно.

III. ОЛОВОНОСНЫЕ ИНТРУЗИИ

Все оловорудные месторождения Забайкалья, если не считать оловосодержащих свинцово-цинковых месторождений, связаны с кислыми гранитами. В этом отношении олово резко выделяется среди других металлов, отличаясь в первую очередь от золота и молибдена, а также свинца и цинка, которые нередко связаны в Забайкалье с гранодиоритами.

По химическому составу граниты различных оловорудных месторождений близки между собой: обычно это породы повышенной кислотности с резким преобладанием щелочей над двухвалентными металлами. Пересчеты анализов показывают повсеместную пересыщенность гранитов глиноземом (Ив. Ф. Григорьев, 1940).

Минералогический состав гранитов также весьма однообразен — обычно граниты представлены лейкократовыми разновидностями с малым количеством темноцветных компонентов — биотита и, значительно реже, роговой обманки. Калиевый полевой шпат, микроклин или микроклин-пертит чаще явно преобладают над плагиоклазом-олигоклазом. Подобное соотношение полевых шпатов довольно резко отличает оловоносные интрузии от более древних гранитоидов раннекиммерийского или варисского орогенеза, среди которых часто встречаются породы повышенной основности типа плагиогранитов (см. граниты Даурской интрузии).

Здесь и далее мы говорим о новокиммерийских гранитах, оловоносность которых твердо доказана, и оставляем пока без рассмотрения интрузии древнекиммерийские, хотя некоторые авторы (Ив. Ф. Григорьев и Е. И. Доломанова) и связывают с древнекиммерийскими гранитами Большой Даурской интрузии оловянную минерализацию Чикойского района. Однако пока этот вопрос остается еще дискуссионным, неясно, в частности, с какими фациями или фазами большой интрузии указанные авторы связывают оловянное оруденение. Поэтому здесь мы на характеристике этих гранитов останавливаться не будем.

Очень характерна для многих оловоносных гранитов темная окраска порфировых выделений кварца: темносерые, дымчатые вкрапленники кварца придают породе весьма своеобразный облик и часто помогают отличить в поле молодые рудоносные интрузии от более древних гранитоидов. Подобные граниты с дымчатым кварцем или «морион-граниты» отмечены в Баджираевке, Сохондо, Хапчеранге, Зун-Ундуре, Сретенском районе, в районе Зерена и других.

Характерной химической особенностью оловоносных интрузий, повидимому, являлось обилие минерализаторов в составе магматического расплава, которое нашло отражение в интенсивной автопневматолитовой переработке гранитов, образовании грейзенов и в широком развитии таких минералов, как топаз или местами турмалин в экзоконтактных роговиках и рудных телах. Некоторые массивы настолько насыщены минералами, содержащими летучие соединения, что их можно рассматривать как результат кристаллизации пегматитовых остатков или

ультракислых дифференциатов гранитной магмы, в высокой степени обогащенных минерализаторами. Таковы граниты Шерловой горы, Этыки, Ононского месторождения и другие.

Среди летучих производных оловоносных гранитов главную роль играют соединения фтора. Особенно богаты фтором своеобразные амазонитовые граниты, встреченные на Этыке и в районе месторождения Спокойное. Бор же, столь типичный для Забайкальских золоторудных месторождений, проявляется в оловорудных месторождениях лишь спорадически (Шерловая гора, Ушмунские месторождения).

Структура оловоносных гранитов весьма разнообразна: преобладают грубо порфировидные разности, местами встречаются граниты мелкозернистые, переходящие в краевых фациях в кварцевые порфиры. При этом как порфировидные, так и мелкозернистые граниты могут быть в большинстве случаев отнесены к гипабиссальным образованиям. В качестве обособленной группы выделяются граниты пегматоидные с обильными пегматитовыми шлировыми обособлениями, пегматоидной структурой основной массы. Пегматоидные граниты нередко сопровождаются обильными пегматитовыми дайками.

Оловоносные интрузии Забайкалья приурочены чаще к зонам разломов — большей частью крутых надвигов, разделяющих разновозрастные формации в крыльях крупных антиклиналов; среди пластичных мезозойских сланцев, слагающих крупные депрессии, они нередко образуют согласные интрузивные тела в ядрах второстепенных антиклиналей (Кукульбейский массив, Кулиндинские массивы). Таким образом, молодые интрузии цепочками вытянуты вдоль структурных линий северо-восточного направления. Соответственно этому и оловорудные месторождения располагаются линейно (фиг. 3).

Наиболее значительной по протяжению является Борщевочная оловорудная зона, проходящая вдоль северо-западного крыла Борщевочного антиклинала от района Чичикана на северо-востоке до шилкинских оловоносных россыпей на юго-западе, и затем поворачивающаяся в широтном направлении (Завитинский разлом). Борщевочная зона, видимо, на большей части своего протяжения имеет тектонический характер — она отмечена катаклазом и милонитизацией.

Неизмеримо меньшей по протяжению, но гораздо более интересной по насыщенности оловорудными проявлениями, представляется Кукульбейская зона, совпадающая по направлению с осевой частью Кукульбейской антиклинальной структуры. Здесь рудоносные интрузии являются в большей части своей конкордантными образованиями — они, видимо, сингенетичны со складчатостью, смявшей вмещающие юрские сланцы.

В Даурском хребте почти все известные месторождения сконцентрированы в пределах узкой широтной полосы, параллельной простиранию палеозойских структур. Эта оловоносная полоса протягивается от Сохондо на западе через Былыру—Хапчерангу—Тарбальджей—Харатуй до Талачи на востоке; повидимому она представляет ослабленную тектоническую зону, заложенную еще в период поздневарисской или раннекиммерийской складчатости. Месторождения отмеченной полосы занимают различное положение в новокиммерийских структурах, секущих эту широтную зону под острым углом. Можно полагать, что месторождение Сохондо приурочено к разлому, ограничивающему синклинальную впадину; Хапчеранга, Тарбальджей находятся в крыле следующей к югу антиклинальной структуры; Харатуйское месторождение приурочено к разлому в крыле наиболее южной Ононской синклинали.

Еще западнее, в Чикойском районе, условно также можно наметить второстепенные зоны северо-восточного простирания, характеризующиеся развитием оловянных и вольфрамовых месторождений, например Эсутайско-Сенькинскую, Баджираевскую и другие.

Таким образом, на протяжении Забайкальской рудной провинции оловянные месторождения распределены неравномерно; они группируются вдоль продольных тектонических зон большей частью верхнеюрского, а иногда и более древнего возраста.

Локализация рудоносных интрузий в каждом конкретном участке продольной зоны в свою очередь также подчиняется определенным закономерностям. Так, можно установить, что часто молодые интрузии появляются в пересечении крупных продольных зон второстепенными поперечными дизъюнктивными нарушениями. Именно в участке скрещения «северо-восточной» Кукульбейской зоны с меридиональным разломом в окраинной части Агинско-Ононского жесткого массива локализуется рудоносная интрузия Шерловой горы. В таких же условиях расположены интрузии Агинского рудного узла, Ононского месторождения и т. д. Местами выявляются поперечные ряды интрузий, секущие всю складчатую серию. Эти поперечные ряды интрузий в одних случаях приурочены к крупным разломам (Харалгинская зона), в других случаях, может быть, и к поперечным перегибам всей складчатой серии. Так, по-видимому, общим вздыманием осей складок можно объяснить появление гранитов к востоку от поперечной Восточно-Забайкальской депрессии.

Приуроченность интрузий к пересечениям продольных и поперечных зон еще более четко проявляется на картах крупного масштаба (см. карту Хапчерангинского рудного района, фиг. 10). Именно в скрещении этих поперечных зон со структурными линиями северо-восточного направления повидимому осуществляются наиболее благоприятные условия для локализации молодых рудоносных интрузий и связанных с ними месторождений. Однако эти, пока весьма гипотетические, построения нуждаются еще в проверке при дальнейших геолого-поисковых работах. Уже сейчас можно отметить, что «узлами» намеченной структурной сетки рудные проявления отнюдь не ограничиваются, прежде всего уже потому, что не только региональные пликативные структуры, но и местные, мелкие разломы контролируют распределение интрузий и связанных с ними месторождений: вдоль второстепенных разломов, в стороне от поперечных зон максимального развития интрузий встречаются, в частности, касситеритово-сульфидные месторождения, расположенные в криптобатолитовой области (месторождения Тарбальджей, Харатуй на южном склоне Даурского хребта).

ОПИСАНИЕ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Оловорудные месторождения Забайкальской металлогенической провинции весьма разнообразны и представлены самыми различными типами: олово в Забайкалье встречается в пегматитах, грейзенах, кварцевых и кварцево-полевошпатовых жилах и, наконец, в жилах сульфидных.

Наибольшим распространением в Забайкалье пользуются месторождения касситеритово-кварцевой формации: кварцевые, кварцево-мусковитовые и кварцево-топазовые грейзены.

Из рудных минералов постоянным спутником касситерита является лишь вольфрамит, в то время как сульфиды в месторождениях этого

типа обычно играют ничтожную роль. Касситеритово-кварцевые месторождения Забайкалья весьма многочисленны; однако большей частью это месторождения мелкого, реже среднего масштаба.

На фоне регионального развития касситеритово-кварцевых месторождений резко выделяется по характеру оловянной минерализации сравнительно небольшой рудный район южных склонов Даурского хребта, где почти исключительное развитие имеют месторождения касситеритово-сульфидные. Касситерит в этом районе ассоциирует с сульфидами железа: пиритом, пирротином, арсенопиритом. Касситеритово-сульфидные месторождения Даурского хребта немногочисленны, но по маштабам своим они значительно превосходят месторождения касситеритово-кварцевой формации.

Другой район развития касситеритово-сульфидных месторождений с несколько иным типом оруденения располагается на юго-восточной окраине Забайкальской рудной провинции в Приаргунском свинцово-цинковом поясе. В этом районе касситерит присутствует в галенитово-сфалеритовых метасоматических рудах, залегающих среди известняков.

Не столь резко, но все же довольно отчетливо ограничены и районы развития пегматитовых месторождений — Борщевочный, Халзанский, Нижне-Чикойский и др.

Подобное пространственное разделение разнообразных типов оловорудных месторождений в пределах особых районов позволяет искать причину различия оловянной минерализации этих районов в особенностях их геологического строения.

Обрисуем кратко основные черты этих трех групп месторождений — оловоносных пегматитов, касситеритово-кварцевых месторождений и месторождений касситеритово-сульфидных; одновременно попытаемся выявить особенности геологического строения районов их максимального развития. При этом касситеритово-сульфидные месторождения, которые являются основной темой работы, будут описаны значительно более подробно; что же касается месторождений пегматитовых и касситеритово-кварцевых, то их характеристика дается в предельно сжатом виде, лишь в той мере, в какой это необходимо, чтобы оттенить особенности интересующих нас касситеритово-сульфидных месторождений.

I. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПОЛОЖЕНИЯ И ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА ОЛОВОНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ

В Забайкалье оловоносные пегматиты местами имеют широкое развитие, но практическое значение их относительно невелико; в основном ведется разработка связанных с ними россыпей.

Как было отмечено, пегматиты обычно обособляются от других типов оловорудных месторождений. Наибольшее развитие они имеют в глубинных интрузивных комплексах, вскрывающихся в участках вздымания осей антиклиналов (Западно-Чикойский район) или высоко поднятых горстов (Халзанский массив, Борщевочный хребет). Доказательством глубокой эрозии в таких случаях местами служит развитие древних метаморфических комплексов и глубокий срез интрузивных массивов (Западно-Чикойский район). Иногда признаком относительно глубинного формирования интрузии служит также интенсивное послойное замещение вмещающих пород с образованием мигматитов (Луковая Гора в Борщевочном хребте).

Однако местами пегматитовые поля проявлены и в комплексах верхнего структурного яруса, встречаясь совместно с касситеритово-кварце-

выми месторождениями среди юрских отложений. Так, они широко проявлены на Кулиндинском участке, в области развития среднеюрских глинистых сланцев, а также известны и в Ононском рудном поле. Наблюдения над гранитами Ононского рудного поля позволяют заключить, что процесс формирования пегматоидных гранитов и их дериватов в этом случае протекал на относительно небольшой глубине под плотной ненарушенной покрышкой глинистых сланцев, которые в процессе внедрения массива образовали над ним брахискладку, подчиняясь форме интрузивного ядра. Глинистые сланцы к этому времени не были разбиты трещинами, о чем свидетельствует выклиниванье пегматоидных и кварцевых жил при переходе из гранитов в зону экзоконтакта. В силу этого породы кровли служили своего рода экраном, задерживающим выделение летучих и способствующим концентрации их в апикальной части гранитного массива, где возникли пегматоидные граниты и обильные секущие пегматитовые жилы, не выходящие за пределы небольшого гранитного купола.

Таким образом, говоря о геологических закономерностях локализации пегматитов Забайкалья, можно указать, что последние развиваются чаще в сравнительно глубинных интрузивных комплексах, но местами могут возникать и на относительно небольшой глубине; это имеет место при наличии плотной непроницаемой кровли, задерживающей выделение летучих из обогащенного ими остаточного гранитного расплава.

Следует отметить, что некоторые разности оловоносных гранитов, в высокой степени обогащенные летучими, можно рассматривать как продукт кристаллизации поздних продуктов дифференциации гранитного расплава или своего рода пегматитовых остатков, внедренных по разломам в верхний структурный ярус. К таковым можно отнести, помимо ононских гранитов, также своеобразные амазонитовые граниты Этыки и месторождения Спокойное, богатые фтором и оловом и сопровождаемые как пегматитами, так и касситеритово-кварцевыми рудными телами. В этих участках, таким образом, устанавливается непосредственная генетическая связь оловорудных проявлений указанных двух формаций.

Может быть в таких районах совместного развития пегматитов и кварцевых жил появление тех или других обусловлено различным тектоническим режимом в различных участках. Там, где возникают трещины, открывающие путь летучим, получают развитие касситеритово-кварцевые месторождения, как это наблюдается на Ононском рудном поле; в участках же ненарушенных, вплоть до поздних этапов развития магматического цикла, может протекать в то же время нормальная последовательная дифференциация, приводящая к обособлению пегматитового остатка и образованию типичных пегматитовых жил.

Пегматиты встречаются как среди гранитов, так и в зоне экзоконтакта, иногда в значительном удалении от выхода интрузий. Нередко серии многочисленных жил образуют «пегматитовые поля», реже встречаются одиночные жилы.

Оловоносные пегматиты Забайкалья в общем довольно однотипны. Обычно они характеризуются интенсивным проявлением альбитизации и грейзенизации, именно с этими процессами связано отложение касситерита. Касситерит часто сопровождается выделениями топаза, иногда турмалина, граната, литиевой слюды; таким образом, как обычно, наиболее интересны в отношении оловоносности участки пегматита, сильно измененного в результате наложения пневматолитовых и гидротермальных процессов. Тесная парагенетическая связь касситерита с поздним

альбитом, мусковитом позволяет предполагать, что олово концентрировалось в остаточных растворах, богатых щелочами.

Касситерит распределен в жильной массе неравномерно, образуя иногда значительные скопления. В общем содержание олова, отнесенное на всю жильную массу, как правило, низкое, так что при эксплуатации избирательно вынимаются лишь наиболее обогащенные участки. Среди оловоносных пегматитов можно выделить различные разновидности. Так, особо выделяются сложные натрово-литиевые пегматиты Завитинского месторождения с обильным сподуменом и с лепидолитом и многофазной минерализацией; отчетливую генетическую группу представляют пегматиты, богатые фтором, характеризующиеся массовым развитием топаза. К последним относятся, в частности, нижнееловские пегматиты с крупными прекрасно образованными кристаллами топаза, а также пегматиты месторождения Этыка. Своеобразной деталью минералогического состава является широкое развитие в некоторых пегматитах амазонита (Улури, Этыка).

Из рудных компонентов, наряду с касситеритом, в пегматитах часто присутствуют тантало-ниобаты (Кулинда, Завитая). Сульфидные минералы в пегматитах Забайкалья играют, как и обычно, ничтожную роль, единственное исключение в этом отношении представляют лишь пегматиты Этыки, содержащие в значительном количестве станнин и галенит.

II. МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАССИТЕРИТОВО-КВАРЦЕВОЙ ФОРМАЦИИ

Месторождения касситеритово-кварцевой формации представляют наиболее распространенный тип оловянного оруденения Забайкалья. Особенно широкое развитие они имеют в Кукульбейском, Агинском и Восточно-Чикойском рудных районах, которые одновременно характеризуются малым распространением оловоносных пегматитов и почти полным отсутствием касситеритово-сульфидных месторождений.

Генетически месторождения описываемой формации связаны, подобно оловоносным пегматитам, с кислыми и ультракислыми гранитами. Эти граниты часто представляют продукты кристаллизации остаточной гранитной магмы, в высокой степени обогащенной легколетучими компонентами; таковы, например, амазонитовые граниты Этыки, граниты Шерловой горы и др. По условиям образования рудоносные граниты принадлежат обычно к менее глубинной фации, чем те, с которыми связаны оловоносные пегматиты. Об этом, в частности, свидетельствуют очень слабое развитие пегматоидных разновидностей, частое появление гранит-порфиров или даже кварцевых порфиров, наконец, особенности контактового воздействия на вмещающие осадочные породы — полное отсутствие явлений мигматизации и т. п.

Описываемые месторождения очень разнообразны как по минералогическому составу руд, так и по морфологии рудных тел. По минералогическому составу многие из них несколько сходны с оловоносными пегматитами. Здесь мы встречаем те же основные минералы, главным образом кварц, полевые шпаты — ортоклаз и альбит, светлую слюду, топаз, иногда берилл. Подчас в оловоносных кварцево-полевошпатовых жилах наблюдаются даже закономерные пегматоидные прорастания кварца и калиевого полевого шпата, показывающие, что граница между оловоносными пегматитами и некоторыми представителями кварцево-касситеритовой формации является, возможно, и не столь резкой. В то же время комплекс рудных минералов обычно существенно отличен. Так, танталониобаты, столь характерные спутники касситерита в оловоносных пегма-

титах, здесь уже практически не встречаются. Тантал и ниобий, особенно последний, не дают самостоятельных соединений; они, если и присутствуют, то лишь в виде изоморфной и обычно незначительной примеси в касситерите и других рудных минералах.

Вместе с тем широкое распространение получают вольфрамсодержащие минералы, особенно вольфрамит, почти не встречающиеся в оловоносных пегматитах. Вольфрамит нередко присутствует в равном касситериту количестве и по существу касситеритово-кварцевые и вольфрамитово-кварцевые месторождения представляют единый непрерывный генетический ряд с переменными содержаниями этих двух главных рудных минералов. Довольно часто в заметном количестве присутствует арсенопирит, прочие же сульфиды, в том числе сульфиды железа — пирит и пирротин, как правило, играют резко подчиненную роль. Редко встречаются и другие богатые железом минералы, как, например, железистый хлорит, магнетит, гематит. Эта особенность — резкое преобладание кварцевого и кварцево-полевошпатового жильного выполнения — представляет наиболее существенное отличие описываемых месторождений от рудных проявлений касситеритово-сульфидной формации.

При описании месторождений касситеритово-кварцевой формации мы будем придерживаться их классификации, изложенной О. Д. Левицким в сборнике «Геология олова» (1947), причем для характеристики каждого типа ограничимся одним-двумя наиболее показательными примерами. Так, в качестве представителя оловоносных грейзенов кратко опишем Шумиловское месторождение касситеритово-топазового типа — Этыку, касситеритово-полевошпатового — Ималку, касситеритово-кварцевого — Онон.

1. Тип оловоносных грейзенов — Шумиловское месторождение

Шумиловское месторождение является одним из наиболее изученных представителей типа оловоносных грейзенов. Оно расположено в поле развития даурских, предположительно древнекиммерийских, гранитов, прорванных небольшим штоком интрузивных кварцевых порфиров. Интрузивные кварцевые порфиры, относящиеся, судя по структурным особенностям, к группе явно гипабиссальных образований, оказывают отчетливое контактовое воздействие на вмещающие граниты. В последних, в пределах узкой зоны, непосредственно прилегающей к кварцевым порфирам, развиваются топаз, обильный мусковит, флюорит, происходит интенсивное новообразование кварца. Подчас образуются даже типичные кварцево-мусковитовые и кварцево-мусковитово-топазовые грейзены, аналогичные по составу и строению «жильным» грейзенам рудного поля. Таким образом, генетическая связь оруденения с гипабиссальной интрузией кварцевых порфиров вырисовывается в данном случае достаточно отчетливо.

Рудные тела месторождения представлены оловоносными грейзенами и кварцево-вольфрамитовыми жилами; промышленная ценность месторождения определяется в основном олово-вольфрамоносными россыпями, образовавшимися за счет коренных рудных тел.

Оловоносные грейзеновые тела, согласно О. Д. Левицкому (1938), «довольно разнообразны как по морфологическим особенностям, так и по составу. Широкое развитие имеют зоны грейзена и грейзенизированного гранита, заключающие нередко кварцевые обособления и содержащие преобладающую массу касситерита.

Грейзеновые зоны крайне неправильны по форме; будучи приурочены к непостоянным трещинам разрыва, они быстро выклиниваются по простиранию и имеют весьма непостоянную, обычно небольшую мощность. Кварцевые обособления в зоне грейзена встречаются в форме линзовидных тел или коротких, неправильных, изгибающихся и ветвящихся жил и прожилков».

Наиболее интересны в отношении оловоносности высокотемпературные разновидности грейзеновых образований — грейзены топазовые и топазо-мусковитовые, в то время как кварцево-мусковитовые грейзены, широко распространенные на месторождении, сингенетичного оловянного и вольфрамового оруденения почти не несут.

Топазовые грейзены нередко представляют пористые образования с обильными пустотами, которые составляют не меньше 30% всего объема породы. Касситерит в виде блестящих черных кристалликов рассеян в топазовой массе, вольфрамита же эти породы почти не содержат.

«Образование кварцевых обособлений внутри топазово-мусковитовых грейзеновых зон также сопровождается кристаллизацией крупнокристаллического касситерита, развивающегося в тесной ассоциации с толстотаблитчатым вольфрамитом» (О. Д. Левицкий).

Своеобразной особенностью грейзеновых зон является развитие в них многочисленных прожилков, почти нацело сложенных плотным, подчас очень мелкозернистым агрегатом касситерита. Подобные прожилки, не выходящие за пределы грейзеновых зон, отчетливо рассекают как грейзен, так и заключенные в нем крупные кварцевые обособления, т. е. образование их представляет собой отражение заключительных стадий рудного процесса.

Оловоносные грейзены известны также в некоторых других месторождениях, в частности на Шерловой горе, на сопке Лукавой. И в этом случае они представлены почти исключительно наиболее высокотемпературными кварцево-топазовыми разновидностями, в то время как кварцево-мусковитовые грейзены практически не несут касситерита. В качестве примера турмалиновых грейзенов можно упомянуть оловоносные грейзены Ушмунского месторождения. Они слабо изучены и на описании их останавливаться поэтому не будем. Укажем лишь, что для забайкальских оловоносных грейзенов минералы бора являются в общем мало характерными и играют во всяком случае неизмеримо меньшую роль, чем фторсодержащие минералы, особенно топаз.

2. Кварцево-топазовый тип — Этыкинское месторождение

Этыкинское месторождение, весьма своеобразное по минерализации, характеризуется тесной генетической связью рудных кварцево-топазовых жил с оловоносными амазонитовыми пегматитами и, вместе с тем, значительным развитием сульфидов, т. е. обладает некоторыми чертами, типичными и для интересующих нас касситеритово-сульфидных месторождений. Именно поэтому мы приводим сравнительно подробное его описание.

Этыкинское месторождение, расположенное в верховьях одного из левых притоков р. Унды — речки Талангуй — находится в экзоконтактном ореоле небольшого штока амазонитовых гранитов, прорывающих юрские сланцы (J_1—J_2). Амазонитовые граниты повидимому являются диффренциатами интрузии биотитовых гранитов, слагающей крупный Кукульбейский массив к юго-западу от Этыки.

Этыкинские граниты представляют собой зеленоватые порфировые породы с крупными таблитчатыми выделениями изумрудно-голубого амазонита и вкрапленниками темнодымчатого кварца. Очень характерно интенсивное изменение гранита процессами автопневматолиза — широкое развитие топаза, циннвальдита, повсеместное присутствие касситерита говорят о высокой насыщенности рудоносной магмы минерализаторами. Повидимому гранит Этыки представлял ультракислый дифференциат магмы, весьма обогащенный летучими соединениями и в особенности фтором. О значительной насыщенности расплава соединениями фтора, помимо новообразований топаза в гранитах, свидетельствует широкое развитие топазовых роговиков в зоне экзоконтакта и обилие топаза в составе рудных жил.

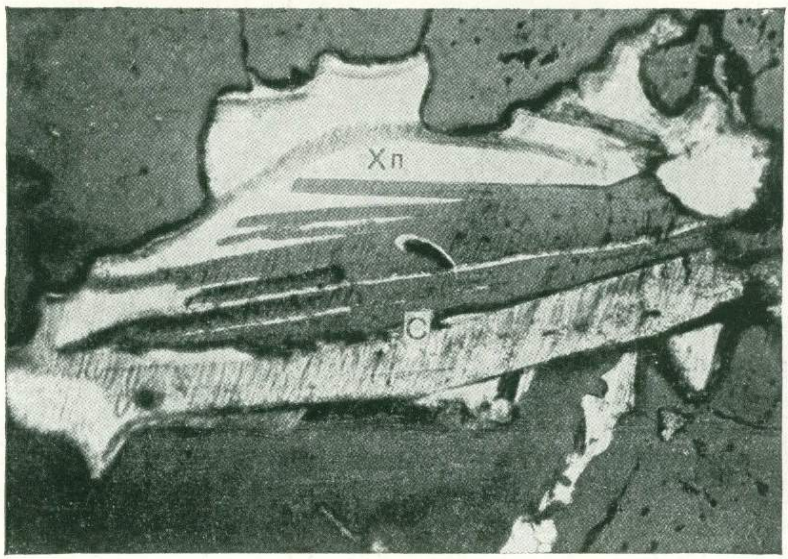
Жилы сложены своеобразной кварцево-топазовой жильной породой с полевым шпатом, циннвальдитом, касситеритом, вольфрамитом, галенитом, сфалеритом и сравнительно скудными станнином, халькопиритом, пирротином, арсенопиритом, пиритом и др. Топаз в жилах играет очень значительную роль, составляя местами не менее 20—30% всей жильной массы и образуя плотные белые агрегаты шестоватых кристаллов. Очень необычна тесная ассоциация топаза с такими минералами как галенит, станнин. Этот телескопированный характер оруденения еще ярче, чем в топазово-кварцевых жилах, выражен в дайках амазонитовых пегматитов, которые также содержат касситерит и необычные для пегматитов станнин и галенит. Подобный минеральный комплекс в составе амазонитовых пегматитов, точно так же как присутствие касситерита и топаза в гранитном массиве, достаточно убедительно говорят о генетической связи оруденения с амазонитовыми гранитами.

Взаимоотношения минералов в этыкинских рудах очень сложны. Главные жильные минералы — кварц, топаз, слюда — по времени отложения широко перекрывают друг друга, повсеместно наблюдаются следы разъедания и замещения кварца топазом и, наоборот, топаза кварцем (О. Д. Левицкий, 1940).

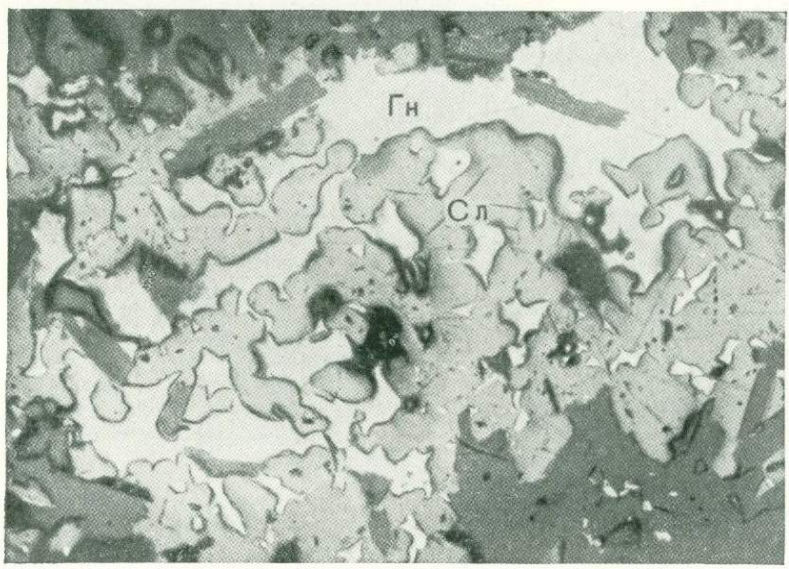
Совместно с ранним кварцем и топазом и частично позднее этих минералов выделилась основная часть касситерита; вольфрамит ассоциирует обычно с более поздними генерациями кварца, наконец, еще более молодыми являются сульфиды, которые выделились в заключительную стадию процесса жилообразования. Они цементируют блоки кварцево-топазовой породы первой стадии и образуют рассеянную вкрапленность в поздней топазово-циннвальдитовой жильной массе. Необычная парагенетическая ассоциация сульфидов с такими типично пневматолитовыми образованиями как топаз, крупнопластинчатый циннвальдит (фиг. 4) заставляет остановиться на их описании несколько подробнее, чем они того заслуживают по количественному распространению в рудах.

Сульфидные руды по составу и структуре весьма однообразны: они слагаются в основном тонкозернистой смесью галенита и сфалерита, в которой сфалерит образует округлые выделения размерами 0,02—0,05 мм, а галенит составляет основную цементирующую массу (фиг. 5). В этом мелкозернистом галенитово-сфалеритовом агрегате равномерно рассеяны более редкие идиоморфные кристаллы арсенопирита и округлые выделения пирита, представляющие как бы порфировые выделения в руде.

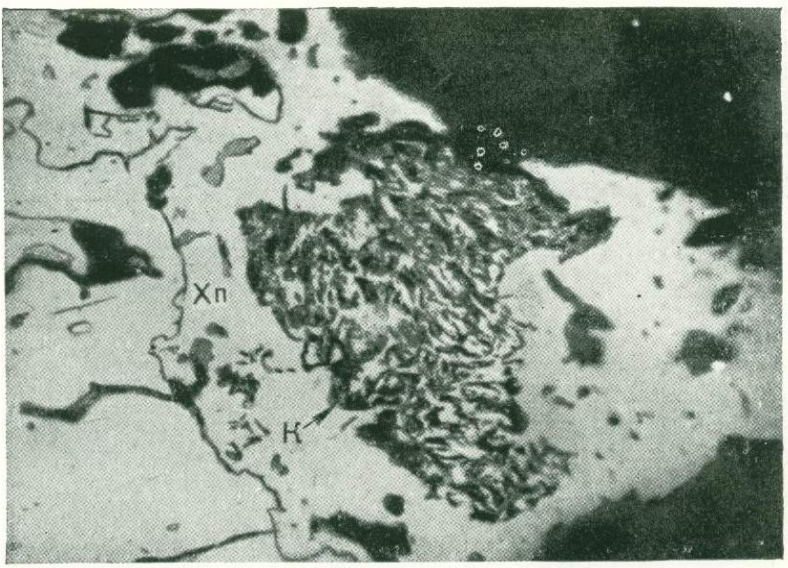
Можно думать, что эта «рудная порода», столь однообразная в различных частях жил, возникла в результате раскристаллизации однородной, возможно гелеобразной массы, причем сначала кристаллизовались



Фиг. 4. Этыка. Слюда цементируется халькопиритом. Ув. 145.



Фиг. 5. Этыка. Субграфическое срастание галенита со сфалеритом. Ув. 90.



Фиг. 6. Этыка. Графические срастания касситерита с халькопиритом. Ув. 240.

пирит, арсенопирит, которые первоначально находились во взвешенном состоянии в рудоносном «растворе» или геле, затем выделялся сфалерит и, наконец, галенит. Кристаллизация этой рудной смеси протекала быстро, одновременно из многих центров. Помимо главных отмеченных минералов в сульфидных рудах присутствует касситерит, а также нередко встречается станнин в округлых выделениях до 1 см в поперечнике; в небольшом количестве, но повсеместно наблюдается халькопирит, выполняющий наряду с галенитом промежутки между сфалеритовыми зернами. Тонкие каемки и прерывистые цепочки мелких халькопиритовых выделений огибают сфалеритовые зерна; видимо, они образованы путем оттеснения мелких эмульсионных включений халькопирита к периферии сфалеритовых зерен. В рудах удается проследить различные стадии этого процесса перемещения эмульсионных выделений. Сравнительно редко халькопиритовая «эмульсия» равномерно рассеяна в сфалерите, чаще же наблюдается концентрация выделений халькопирита по границам двойниковых швов и еще чаще в периферических частях зерен. Видимо, именно такие перемещения халькопирита привели к развитию халькопиритовых венчиков и «полумесяцев», окаймляющих округлые зерна сфалерита. Наряду с этими «продуктами распада» твердых растворов в рудах присутствуют и «первичные» выделения халькопирита одновременные с другими сульфидами. Весьма интересны, в частности, встреченные в одном шлифе графические срастания халькопирита с касситеритом, может быть возникшие при разложении станнина (фиг. 6). Можно предположить, что в заключительную стадию процесса олово переносилось совместно с другими металлами — железом, свинцом, цинком, мышьяком, медью — в составе растворов, обогащенных серой, и отлагалось не только в форме касситерита, но и в форме сульфостаннатов; последние затем в силу своей неустойчивости разлагались с выделением касситерита и простых сульфидов.

Своеобразие Этыкинского месторождения, в котором сочетаются типичные черты касситеритово-кварцевой формации и даже отчасти формации пегматитовой (дайки амазонитовых пегматитов) в ранних и основных минеральных выделениях, и формации касситеритово-сульфидной — в поздних сульфидных рудах, определяется повидимому особенностями генезиса рудных тел, и в первую очередь, небольшой глубиной их образования. Резкое проявление телескопии и необычность парагенетических ассоциаций, редкое для подобных месторождений обилие станнина, развитие метаколлоидных структур — все эти особенности весьма типичны для неглубинных рудных образований.

3. Касситеритово-полевошпатовый тип — Ималкинское месторождение

Ималкинское месторождение расположено на юго-восточной окраине Ново-Дурулгуевского гранитоидного массива. По Ив. Ф. Григорьеву, Ново-Дурулгуевский массив прорывает песчанико-сланцевые палеозойские отложения вдоль оси антиклинала. Массив этот неоднороден; в его состав входят разнообразные типы гранитоидов: биотитовые, роговообманковые граниты, сиенито-диориты, кварцевые диориты, причем появление гранитоидов повышенной основности объясняется ассимиляцией пород кровли.

Оруденение Ив. Ф. Григорьев связывает с наиболее молодыми породами — гранит-аплитами, встреченными в дайках на площади месторождения.

Рудные тела Ималкинского месторождения представлены многочисленными, но короткими кварцево-полевошпатовыми жилами, приуроченными к пологопадающим трещинам в кровле гранитов.

Главные жильные минералы — кварц, ортоклаз, альбит; в небольшом количестве присутствует олигоклаз. Кварц и полевые шпаты располагаются полосами, причем калиевый полевой шпат чаще тяготеет к зальбандам лежачего бока и, таким образом, возникают асимметрично-полосчатые жилы. К полевошпатовым полосам приурочены богатые скопления касситерита, который образует неправильную вкрапленность, гнезда, просечки в жильной массе, а иногда находится в прекрасных кристаллах розовато-бурого или коричневого цвета. В небольшом количестве встречены берилл, гранат, апатит, пирит, флюорит, редко шеелит и роговая обманка. По вопросу о взаимоотношениях главных минералов в Ималкинских жилах существуют разные мнения. И. Г. Ченцов считает, что калиевый полевой шпат является более поздним, чем кварцевое жильное выполнение — он отложился вдоль продольных разрывов в теле кварцевых жил. Ив. Ф. Григорьев придерживается иной точки зрения и относит кварцево-полевошпатовые жилы к пегматоидным образованиям, считая кварц и калиевый полевой шпат более или менее одновременными;— в доказательство этого он приводит описание участков с типично пегматитовой структурой; более поздним он считает альбит, образующий ветвящиеся прожилки в кварц-ортоклазовой жильной породе. Судя по имевшемуся в нашем распоряжении каменному материалу, частично правы оба исследователя, т. е. наряду с одновременным выделением кварца и калиевого полевого шпата местами действительно имело место и более позднее «отложение» полевошпатовой жильной массы с образованием секущих полос ортоклаза.

Вопрос о генезисе месторождений этого типа остается неясным. От оловоносных пегматитов кварцево-полевошпатовые жилы отличаются прежде всего структурой: типично пегматоидные срастания минералов относительно редки — чаще имеет место зонально-ленточное строение жил, обусловленное образованием более поздних полевошпатовых полос вдоль зальбандов или продольных трещин в кварцевой жиле.

Касситерит здесь образуется в раннюю стадию процесса, он тесно парагенетически связан с калиевым полевым шпатом, в то время как более поздний альбит уже почти не сопровождается выделением касситерита. Эта особенность также существенно отличает месторождения этого типа от описанных выше пегматитов. Наряду с этим характерно почти полное отсутствие какой-либо последующей переработки жильного материала с образованием поздних рудоносных грейзенов, которая столь типична для оловоносных пегматитов. И вообще летучие очевидно играли в составе рудоносной среды весьма небольшую роль, поскольку боковые породы подвержены лишь незначительному изменению.

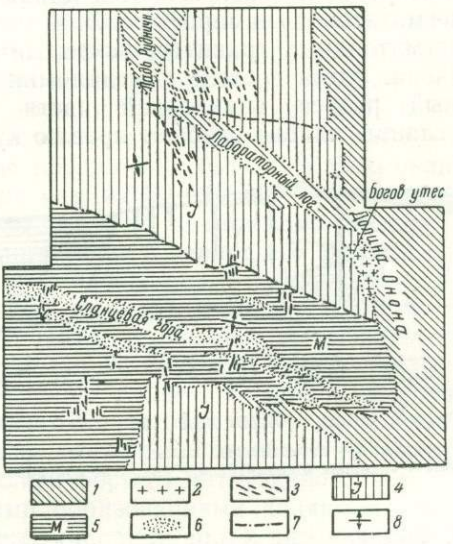
Видимо, некоторые полевошпатово-кварцевые жилы Ималки следует рассматривать как переходные образования между формациями пегматитовой и касситеритово-кварцевой, подчас даже близкие к оловоносным пегматитам. Вместе с тем большинство рудных тел этого типа, в том числе многие ималкинские жилы, все же стоят гораздо ближе к типичным гидротермальным кварцевым оловорудным жилам и нередко непосредственно переходят в них по простиранию и падению.

4. Касситеритово-кварцевый тип — Ононское месторождение

Месторождения касситеритово-кварцевого типа довольно однообразны и просты по составу — они представлены кварцевыми жилами с касситеритом, иногда с вольфрамитом и обычно скудными сульфидами. Среди последних заметным распространением пользуется лишь арсенопирит и редко пирит. В качестве жильных минералов в месторож-

дениях этого типа, наряду с кварцем, но обычно в значительно меньшем количестве, чем кварц, присутствуют светлая слюда, полевой шпат, берилл, флюорит, топаз.

Оловорудные кварцевые жилы встречаются в различных породах — в сланцах, в гранитах и, редко, в известняках. В глинистых сланцах (Ононское месторождение) жилы имеют обычно резкие контакты, они ограничены четкими слюдистыми оторочками, сложенными пачками крупнотаблитчатых кристаллов мусковита, ориентированных перпендикулярно стенкам трещины вмещающей жилы, причем сланцы, примыкающие к жиле, чаще почти не изменены. В гранитах же (Зун-Ундур, Алдакачан), а также и в кристаллических метаморфических сланцах



Фиг. 7. Онон. Схема геологического строения (по Бастракову, Ив. Ф. Григорьеву и др.).

1 — аллювий; *2* — граниты Богова Утеса; *3* — рудные жилы; *4* — юрские глинистые сланцы; *5* — метаморфические сланцы; *6* — прослои амфиболитов; *7* — тектонический контакт; *8* — элементы залегания.

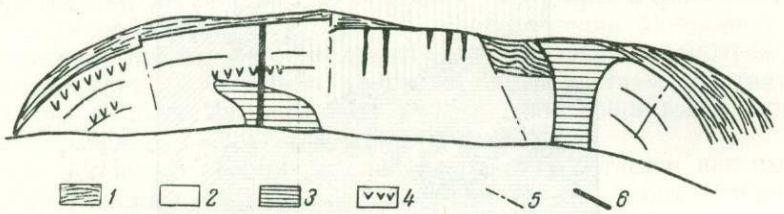
(Сланцевая гора Ононского месторождения) степень изменения вмещающих пород значительно выше. Контакты жилы обычно не столь резки и жильное выполнение нередко постепенно сливается с грейзенизированными измененными породами. Значительно большую роль в жильной массе начинают играть алюмосиликаты, наряду с обильным мусковитом появляется в значительном количестве калиевый полевой шпат, реже альбит. Наконец, кварцевые жилы в известняках сопровождаются развитием реакционного тремолита в контакте жилы с вмещающей породой. К этому редкому типу принадлежит Сосновское месторождение Шилкинского района.

В качестве примера оловорудных кварцевых жил опишем Ононское месторождение, являющееся наиболее типичным представителем касситеритово-кварцевой формации в ее чистом виде.

Геологическое строение Ононского месторождения довольно сложно. В южной части рудного участка (фиг. 7) вскрывается метаморфический комплекс палеозоя, представленный мусковитовыми, биотитовыми и

двуслюдяными сланцами, амфиболовыми ортогнейсами, кварцитами. Северную часть месторождения слагают относительно слабо метаморфизованные глинистые сланцы и филлиты среднеюрского возраста; контакт этих двух формаций тектонический. Простирание пород в общем близко к широтному; оно постепенно меняется от восток-северо-восточного на севере, через широтное, в центральной части рудного поля, до запад-северо-западного в южной части его. Рудоносная зона ориентирована перпендикулярно простиранию пород и переходит из юрских сланцев в метаморфическую толщу, пересекая тектонический контакт; она представлена серией многочисленных кварцевых жил, приуроченных к системе трещин разрыва.

На площади месторождения вскрываются дайки гранитов, гранит-аплитов, аплит-пегматитов и лампрофиров, а также куполовидный выступ массива пегматоидных гранитов, вскрытый в вертикальном обрыве по берегу Онона. Здесь в стене каменоломни наблюдается прекрасный поперечный разрез апикальной части гранитного купола (фиг. 8). Юрские сланцы плавно огибают кровлю купола, образуя поло-



Фиг. 8. Онон. Общий вид гранитного массива.

1 — сланцы; *2* — граниты; *3* — пегматитовые жилы; *4* — пегматитовые зоны в граните; 5 — разломы и трещины в граните; *6* — кварцево-полевошпатовые жилы.

гую брахискладку; видимо, они были приподняты интрузивным давлением магмы. Контакт гранитов со сланцами очень резкий, причем в эндоконтакте мы замечаем тонкую зону кварца и затем узкую оболочку плотной фельзитовидной породы мощностью до 2—5 см, которая по-видимому возникла в результате закалки, вызванной резким охлаждением магмы в контакте со сланцами; по мере удаления от контакта она быстро сменяется мелкозернистыми, затем средне- и крупнозернистыми гранитами. Столь же маломощна и зона экзоконтактных изменений: непосредственно к гранитам со стороны сланцев прилегает узкая оболочка мелкозернистой кварцево-мусковитовой породы мощностью в несколько сантиметров, далее же от контакта находятся значительно менее измененные слюдяные сланцы.

Массив разбит трещинами различных направлений. Прежде всего бросаются в глаза трещины, параллельные кровле, которые, плавно изгибаясь, повторяют ее куполообразные очертания; затем четко выражены трещины радиальные — вертикальные в центральной части купола и наклоненные к центру в его краях. Эти трещины ориентированы в северо-западном (310°) и северо-восточном (70°) направлениях, т. е. перпендикулярно и параллельно простиранию пород.

Массив сложен светлосерыми мусковитовыми гранитами и гранит-пегматитами. По внешнему виду, по структуре и величине зерен они весьма изменчивы: местами это нормальные среднезернистые граниты, в которых лишь иногда под микроскопом выявляется микропегматитовая структура основной массы, местами гранит-пегматиты или письменные

граниты с характерным графическим прорастанием полевого шпата и кварца, вполне различимом макроскопически и, наконец, местами это типичные крупнокристаллические пегматиты с крупными кристаллами полевых шпатов и грубопластинчатыми выделениями буроватой слюды. Нередко в составе таких пегматитов встречаются радиально-лучистые агрегаты и отдельные крупные кристаллы аквамарина и мелкие кристаллики розовато-бурого граната. Крупнокристаллический пегматит этого типа образует в теле гранита полосы и линзы, ориентированные параллельно кровле. Повидимому эти полосы обособились в процессе кристаллизации и представляют сингенетичное образование с гранитом, ибо наблюдается постепенный переход от крупного кристаллического пегматита к пегматиту средне- и мелкозернистому и, наконец, гранит-пегматитам, в общем преобладающим в составе массива.

Наряду с этими сингенетичными пегматитовыми обособлениями встречаются и секущие жилы пегматита; последние приурочены к отмеченным радиальным трещинам простирания 340° и 70°. Интересно, что жилы почти нигде не выходят за пределы массива, там же, где они и выступают за контакт кровли, они быстро и тупо оканчиваются, не проникая в сланцы далее чем на 30—40 см. Видимо, трещины, образованные при остывании массива, во вмещающие породы далеко не продолжались, т. е. кровля интрузива в период его формирования являлась еще почти не нарушенной. В одном месте наблюдается даже «растекание» пегматита в стороны от жилы по контакту гранитов со сланцами; в поперечном сечении это жила, сложенная своеобразным полосчатым гранит-пегматитом, имеет форму гриба, причем сланцы над куполом или «шляпкой» гриба очевидно были приподняты интрузивным давлением пегматитового расплава. Таким образом, здесь, как и при внедрении всего массива в целом, сланцы реагировали на интрузию как пластичная среда и подчинялись формам интрузивного тела.

Наиболее поздними образованиями являются пегматоидные кварцево-полевошпатовые жилы и, наконец, жилы кварцевые — они тоже почти не выходят за пределы гранитов. Можно думать, что все эти последовательные жильные образования являются производными несколько более глубоких, но все же очень близких частей этой же интрузии и возникли после растрескивания апикальной части гранитного купола.

Описываемые гранит-пегматиты представляются нам продуктом кристаллизации позднего магматического дифференциата или своего рода пегматитового остатка гранитной магмы, в высокой степени обогащенного летучими.

Формирование интрузива видимо происходило на небольшой глубине, о чем свидетельствует наличие описанной зоны закалки и характер воздействия на вмещающие породы. Обогащение апикальной части летучими компонентами происходило вероятно и после внедрения магмы за счет глубинных частей того же массива, так как пластичные сланцы служили экраном, задерживая поднимающиеся из глубины летучие и препятствуя выносу их в кровлю. Кристаллизация магмы протекала поэтому как бы в замкнутой системе, что и обусловило появление пегматитов на сравнительно небольшой глубине, т. е. в обстановке, для них в общем не свойственной. Таким образом, гранит-пегматиты Онона показывают, что образование пегматитов может протекать и в гипабиссальных условиях при наличии плотной кровли, еще не нарушенной к моменту возникновения пегматитового расплава. По-другому процесс минерализации протекал в пределах сложной зоны трещиноватости, расположенной к западу от выхода гранитов. Вдоль этого рудного

разлома произошло обильное выделение летучих, вероятно перешедших затем в растворы, из которых и возникли многочисленные касситеритово-кварцевые жилы.

Касситеритово-кварцевые жилы Ононского месторождения приурочены к зоне трещиноватости, расположенной в 0,5 км к западу от гранитного массива. Жильный пояс плавно изгибается, образуя пологую дугу, обращенную выпуклостью к востоку, т. е. к массиву. Рудные жилы следуют по трещинам разрыва, перпендикулярным простиранию пород: в северной части месторождения они простираются в северо-западном направлении, в центральной — ориентированы меридионально, а на юге приобретают северо-восточное направление.

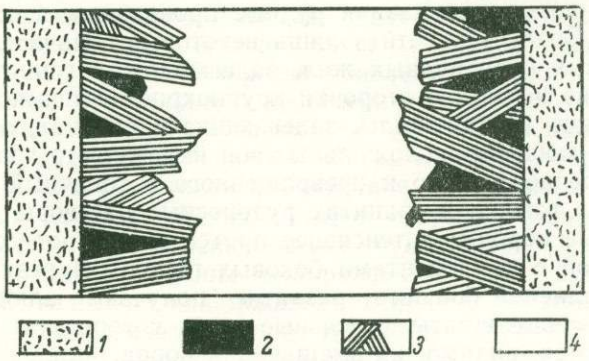
Рудовмещающие трещины имеют четкие ровные стенки, непостоянны, быстро выклиниваются, сменяясь новыми; приуроченные к ним жилы обычно невелики по простиранию и падению. Согласно М. И. Ясношу, ононские жилы представляют «столбы» с линзовидным горизонтальным сечением, полого наклоненные к югу, причем протяжение жил по склонению значительно превышает их размеры по простиранию и падению. Рудоносная полоса прослеживается на 2 км; ширина ее изменчива — в северной половине месторождения, в юрских сланцах, многочисленные жилы сконцентрированы в пределах узкой зоны трещиноватости, в то время как на юге, в метаморфических породах, рудоносная полоса резко расширяется, но оруденение вместе с тем становится менее концентрированным. Единая рудная зона как бы расщепляется на несколько ветвей, причем выделяется несколько разобщенных рудных участков, далеко отстоящих друг от друга. Повидимому, это различие структуры рудных полей в юрских сланцах и сланцах метаморфических определяется различной степенью деформации этих пород. Юрские сланцы, как это можно видеть на примере кровли гранитного купола, к моменту внедрения интрузии были еще пластичными и меридиональная зона трещиноватости, которая является сейчас рудоносной, вероятно была единственным разрывом или одним из немногих разрывов обширной кровли массива. Именно сюда устремились рудоносные растворы и процесс рудообразования проявился исключительно интенсивно: узкая зона трещиноватости буквально насыщена рудными жилами. В противоположность этому в сильно трещиноватых метаморфических сланцах произошло распыление рудоносных растворов по многим направлениям, в связи с чем нигде не возникло значительной концентрации руды.

Минералогический состав рудных тел чрезвычайно прост: главными минералами являются молочно-белый кварц и крупнопластинчатый мусковит; последний образует четкие оторочки жил. Местами в значительных скоплениях встречается полевой шпат, а также берилл, которые иногда слагают самостоятельные жилы мощностью до 15 см; нередко встречается флюорит в белых, фиолетовых и зеленоватых кристаллах и, наконец, значительно реже можно обнаружить топаз и турмалин.

Из рудных минералов значение имеет лишь касситерит, который концентрируется главным образом в слюдяных зальбандах жил, где он иногда встречается в виде крупных кристаллов и сростков до 3 кг весом. Весьма скудно представлены на месторождении сульфиды — пирит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит, станнин.

Текстура жил массивная, полосчатая, причем в зальбандах жил располагаются оторочки крупнопластинчатого мусковита или реже полевого шпата, а осевую часть жил выполняет молочно-белый или иногда сероватый кварц (фиг. 9).

Казалось бы, что здесь мы имеем обычный случай симметрично-полосчатой жилы с ранним минералом — мусковитом у зальбандов и поздним — кварцем в осевой части жилы. Однако оказывается, что эти соотношения далеко не так просты. Иногда мы видим, как от призальбандовой оторочки отходит мусковитовый прожилок, секущий кварц, в то же время нередко можно наблюдать «прожилковидные» и линзовидные выделения мусковита и полевого шпата, образовавшиеся явно на месте полностью замещенных ксенолитов сланцев. Это наводит на мысль о том, что мусковит возникает в результате взаимодействия рудо-



Фиг. 9. Онон. Строение оловоносной кварцевой жилы.

1 — сланцы; *2* — касситерит; *3* — мусковит; *4* — кварц.

носных растворов с компонентами вмещающих пород. Именно поэтому мусковит и концентрируется у зальбандов, по времени же отложения он близок к кварцу, выполняющему осевую часть жил, а иногда и является несколько более поздним.

Особенно обильны алюмосиликаты в жилах, залегающих среди метаморфических кристаллических сланцев, т. е. там, где переработка боковых пород происходила наиболее интенсивно. Здесь в результате замещения по серии близрасположенных трещин развивались полосчатые кварц-полевошпатовые и полевошпатово-слюдистые жилы; местами в тонких жилах существенную роль играет берилл, слагающий мономинеральные полосы мощностью до 10 см. Последний особенно обилен в жилах, секущих амфиболиты. Боковые породы — слюдистые сланцы — в контакте с жилой обычно перекристаллизованы, в них развивается полевошпатово-слюдисто-кварцевый мелкокристаллический агрегат, который по направлению к осевой части рудного тела сменяется крупнотаблитчатым мусковитом, иногда сопровождаемым белым бериллом; наконец, осевую часть жил выполняет серый кварц, содержащий пачки крупных кристаллов мусковита. Переход от вмещающих пород к жильному выполнению совершается, таким образом, постепенно, в отличие от жил, залегающих в глинистых сланцах.

Следует отметить, что местами в измененных околожильных породах наблюдаются поздние «прослои» полевого шпата, содержащие касситерит, т. е. намечается некоторое сходство с явлениями, описанными О. Д. Левицким для вольфрамовых месторождений Забайкалья. Появление поздних полевых шпатов О. Д. Левицкий объясняет накоплением щелочей в растворах в результате их взаимодействия с боковыми породами.

Микроскопическое изучение простых на первый взгляд руд Ононского месторождения показывает, что в процессе формирования жил имели место непрерывные, незначительные подвижки, причем образующиеся трещинки залечивались повторными генерациями тех же минералов.

Помимо Ононского месторождения к касситеритово-кварцевому типу принадлежат Зун-Ундурское, Молодежное, Ушмунское и многие другие. Как и Ононское месторождение, они расположены либо вблизи гранитных интрузивов, с которыми предположительно генетически связывают оруденение, либо непосредственно в пределах этих интрузивов. Все это однообразные по минерализации рудные проявления, в общем сходные между собой. Следует отметить лишь некоторые отличительные особенности кварцевых оловорудных жил, залегающих в гранитах. Для них характерны уже не четкие оторочки крупнокристаллического мусковита, сопровождающие многие жилы, залегающие в сланцах, а развитие более или менее мощных околожильных зон измененного гранита, нередко полностью переработанного и превращенного в типичный мусковитовый грейзен. Иначе говоря, в гранитах рудоносные растворы далее проникают в боковые породы; интенсивнее протекают и процессы взаимодействия растворов с компонентами боковых пород. В результате среди жильных выполнений большее развитие получают алюмосиликаты — мусковит и полевые шпаты, составные части которых в значительной мере извлекаются, видимо, из вмещающих пород.

Своеобразными представителями описываемого типа являются оловорудные кварцевые жилы, залегающие в известняках, известные в настоящее время лишь на Сосновском месторождении Шилкинской группы. Эти рудные тела сопровождаются уже не мусковитовыми оторочками, а узкими зонами почти сплошного тремолита.

Следует отметить, что подобные же тремолитовые оторочки по контакту с известняками наблюдаются и в шеелитсодержащих кварцевых жилах Пешковского вольфрамового месторождения. Таким образом, появление кальциевых силикатов в контакте кварцевых жил с известняками, видимо, столь же типично, как и появление алюмосиликатов щелочей — мусковита и полевых шпатов — в контакте жил с гранитами и глинистыми сланцами. И те и другие минералы можно рассматривать как реакционные образования, возникшие в результате активного взаимодействия кремнеземсодержащих рудоносных растворов с вмещающими породами.

Заключая характеристику касситеритово-кварцевых месторождений, следует еще раз отметить их некоторые общие особенности.

Касситерит в этих месторождениях ассоциирует с кварцем, некоторыми алюмосиликатами щелочей — мусковитом, циннвальдитом, полевыми шпатами и местами с топазом. Генетически эти месторождения связаны с кислыми и ультракислыми дифференциатами гранитной магмы, которые часто в высокой степени обогащены летучими.

Месторождения располагаются в приконтактовой области, захватывая зону эндо- и экзоконтакта и, таким образом, связь их с интрузиями проявлена более отчетливо, чем для каких-либо других типов месторождений.

При рудообразовании значительную роль подчас играют легколетучие соединения; в частности, для объяснения генезиса оловоносных топазовых грейзенов и кварцево-топазовых жил представляется применимой гипотеза Добре переноса олова в виде фторида. В процессе грейзенизации происходит извлечение щелочей — калия частично, натрия же

почти нацело. В некоторых случаях несомненен привнос кремнезема, в других же, например при возникновении существенно мусковитовых топазовых грейзенов, наблюдается даже уменьшение количества кремнезема по сравнению с исходными породами. Это уменьшение количества кремнезема, обычно незначительное, сопровождается концентрацией его в отдельных участках в виде пятен и зон окварцевания, рассеянных в массе грейзена. Таким образом, мы имеем здесь перегруппировку кремнезема в пределах грейзеновых зон. При образовании же существенно кварцевых жил, по всей вероятности, происходил значительный привнос кремнезема.

Развитие алюмосиликатов щелочей, столь обычных в призальбандовых частях кварцевых жил, можно объяснить взаимодействием растворов с боковыми породами. Интересно появление поздних мусковитовых и полевошпатовых прожилков с касситеритом, иногда секущих жильный кварц. Появление таких поздних алюмосиликатов щелочей вероятно объясняется, как уже отмечалось, обогащением растворов щелочами в результате их длительного взаимодействия с боковыми породами.

В некоторых случаях очевидно имел место и привнос щелочей — трудно иначе объяснить возникновение существенно полевошпатовых жил. Генезис последней группы месторождений еще неясен. Можно лишь отметить, что иногда, как показывает пример Ималкинского месторождения, имеются переходы между типичными пегматитами и гидротермальными кварц-полевошпатовыми жилами.

В общем, касситеритово-кварцевая формация объединяет разнообразные рудные проявления — различные по морфологии, составу и, вероятно, по химизму процесса переноса и отложения рудных составляющих. Но все эти месторождения обладают общими геохимическими чертами. Для них, как и для пегматитов, характерна ассоциация олова с кремнеземом, щелочами, фтором — одним словом, с теми элементами, которые концентрируются в кислых магматических производных. Таким образом, состав рудных тел находится в соответствии с особенностями химизма рудоносных интрузий, представленных в данном случае обычно кислыми и ультракислыми дифференциатами гранитной магмы, обогащенными летучими. Железо, столь типичное для касситеритово-сульфидных месторождений, играет неизмеримо меньшую роль. Сравнительно ничтожное развитие имеют и сульфидные соединения; из числа рудообразующих элементов главным спутником олова является вольфрам, причем кварцево-вольфрамитовые и кварцево-касситеритовые жилы образуют, как отмечалось, один непрерывный генетический ряд. Характерно, что возрастные соотношения касситерита и вольфрамита как будто зависят от концентрации олова и вольфрама: в оловорудных месторождениях вольфрамит выделяется позже касситерита, в вольфрамоворудных, наоборот, более поздним является касситерит (Молодежное месторождение). Эта особенность парагенетических соотношений касситерита и вольфрамита, отмеченная О. Д. Левицким для Забайкалья, не согласуется с общепризнанным понятием о закономерной смене касситерита вольфрамитом с течением времени и по мере удаления от магматического источника.

III. МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАССИТЕРИТОВО-СУЛЬФИДНОЙ ФОРМАЦИИ

В типичных касситеритово-сульфидных месторождениях значительно резче, чем в месторождениях касситеритово-кварцевых, проявлена сульфидная стадия рудного процесса. Эти месторождения слагаются чаще

сплошными сульфидными рудами, содержащими рассеянную вкрапленность касситерита. Олово в них ассоциирует уже не с вольфрамом, как это имело место в касситеритово-кварцевых месторождениях, а с железом, мышьяком, цинком, свинцом и другими металлами, образующими сульфидные соединения.

По химико-минералогическому составу выделяются два резко отличные ряда касситеритово-сульфидных месторождений: железистый и свинцово-цинковый.

А. Железистый ряд касситеритово-сульфидных месторождений

Месторождения железистого ряда характеризуются ассоциацией касситерита с сульфидами железа — пирротином, пиритом, арсенопиритом; типичным жильным минералом здесь является турмалин (тип турмалиновый) или железистый хлорит (тип хлоритовый). Турмалиновый тип проявлен только в одном Шерловогорском месторождении. Хлоритовый тип представлен многочисленными месторождениями Даурского хребта.

1. Месторождения турмалиново-сульфидного типа

Единственным представителем турмалиново-сульфидного типа в Забайкалье является месторождение сопки Большой на Шерловой горе.

Шерловогорское месторождение находится в пределах Кукульбейской антиклинальной зоны. Оно приурочено к пересечению Кукульбейской антиклинальной зоны меридиональным разломом, протягивающимся вдоль окраины Агинско-Ононского массива и, следовательно, в структурном отношении занимает особое положение. Именно наличие здесь крупного разлома, приближающегося к поверхности, и определяет многие особенности минерализации этого месторождения.

Геологическое строение месторождения относительно несложно. Площадь его слагают в основном древние (палеозойские) плагиограниты и их экзоконтактовые роговики.

Меньшее развитие имеют молодые граниты, обнажающиеся по контакту плагиогранитов и роговиков, а также туфовидные кварцевые порфиры и их краевая фельзитовая фация, приуроченные к зоне меридионального разлома.

Шерловогорский гранитный массив имеет изометрическое сечение диаметром 1,5 км. Он слагается равномернозернистыми биотитовыми, порфировидными гранитами, гранит-порфирами с фенокристами анортоклаза, несколько подчиненного альбита, дымчатого кварца и реже биотита. Основная масса гранит-порфиров мелкозернистая. Порфировидные граниты являются видимо краевой фацией гранитного массива, они связаны постепенными переходами с гранитами равномернозернистыми. По химическому составу шерловогорские граниты близки к аплитовым гранитам А. Н. Заварицкого. «От обычного гранита шерловогорский отличается своей большой кислотностью, несколько повышенной щелочностью и, наконец, явно пониженным содержанием фемических составных частей» (О. Д. Левицкий, 1939).

Шерловогорский гранит исключительно богат разнообразными грейзеновыми образованиями. Здесь развиты грейзены кварцево-мусковитовые, кварцево-топазовые, сидерофиллитовые. Широкое развитие в грейзенах таких минералов как топаз, флюорит, отчасти турмалин, который местами присутствует в заметном количестве, говорит о высоком насыщении рудоносной магмы минерализаторами.

«После затвердевания гранит был разбит многочисленными трещинами, по которым проникали насыщенные минерализаторами магматические растворы. Последние, превращая около трещин вмещающий гранит в различного типа грейзены, внутри трещин отлагали растворенный материал, образуя минеральные жилы». Таким образом жилы связаны постепенными переходами с грейзенизированными боковыми породами. В составе жильного выполнения встречается берилл в ассоциации с кварцем, арсенопиритом, сидеритом, или заключенный в слюдисто-глинистой массе (берилловый тип); другой тип жильных выполнений представлен кварцево-топазовой массой, наконец, к третьему типу относятся сидерофиллитовые жилы, сложенные крупнопластинчатым темно-зеленым, почти черным сидерофиллитом с ферберитом в зальбандах и кварцево-аквамариновой породой в осевой части. В этих жилах присутствуют друзы дымчатого кварца, с которым ассоциирует сидерит. Интересна необычная для других месторождений ассоциация берилла с арсенопиритом и карбонатом.

Минеральные образования Шерловогорского гранитного массива, описанные в работах Болдырева (1929), Холмова (1929), Левицкого (1939), интереса в отношении оловоносности не представляют — касситерит здесь в малом количестве присутствует в составе кварцево-топазового и сидерофиллитового грейзена.

Оловорудное месторождение Шерловой горы расположено к востоку от гранитного массива, в области развития кварцевых порфиров и фельзит-порфиров. Эти породы детально описаны О. Д. Левицким, согласно которому «кварцевые порфиры слагают пологую возвышенность, именуемую сопкой Большой, в 1 км на юго-восток от Шерловой горы, залегая в виде небольшого массива среди катаклазированных плагиогранитов...» и далее: «Внешне кварцевые порфиры представляют светлосерую довольно плотную породу с частыми, резко выделяющимися вкрапленниками светлодымчатого кварца и ортоклаза. Структура явно порфировая. Основная масса сложена полнокристаллическим агрегатом мелких зерен кварца и ортоклаза...», причем «минералы основной массы по трещинкам внедряются в кристаллы кварца». На западе, в приконтактовой полосе, развиты менее раскристаллизованные породы типа фельзит-порфиров — они представляют фельзитовую породу, иногда с флюидальным строением, содержащую редкие вкрапленники кварца.

«Около контакта с катаклазированным плагиогранитом фельзит-порфир становится более пористым; в нем появляются многочисленные захваты глинистых сланцев, катаклазитов и еще более часто различной величины обломки кварцевого порфира. Порода приобретает облик типичного туфа». Наряду с этим наблюдается интенсивный катаклаз самих порфиров — дробление порфировых вкрапленников кварца с образованием вытянутых линз, состоящих из кварцевых обломков, очевидно, деформации вдоль этой тектонической зоны, вмещающей массив фельзит-порфиров, продолжались и в процессе его образования или даже позже.

Массив кварцевых порфиров и фельзит-порфиров О. Д. Левицкий относит к гипабиссальным интрузиям, образованным «на сравнительно незначительной глубине». Магма здесь проникла в «область интенсивнейшего раздробления плагиогранитов, т. е. явно ослабленную зону. Условия кристаллизации кварц-порфировой магмы в известной мере приближаются к тем, которые имеют место на поверхности. Обусловленное этим выделение летучих компонентов могло вызвать своеобразное «вскипание» остывающего магматического расплава. Последнее в свою

очередь привело к появлению пород, имеющих туфовидный облик и содержащих не только захваты более древних сланцев и катаклазитов, но и обломки почти одновременно образовавшихся кварцевых порфиров». Следует отметить, что наличие обломков кварцевых порфиров в фельзитовой основной массе говорит скорее за позднее, чем одновременное с ними образование фельзитов. Соотношения кварцевых порфиров и фельзитов, с одной стороны, и шерловогорских гранитов, с другой, неясны. Может быть, эти породы представляют близкие по времени дериваты одного магматического очага. Первые формировались в зоне крупного разлома, приближающегося к поверхности, вторые же — в стороне от нее. Таким образом, структурное отличие этих типов пород может быть объясняется различной тектонической обстановкой. Это же различие тектонических условий определяет, вероятно, и разный характер минерализации в этих породах.

Оловорудные проявления Шерловой горы представлены касситерито-во-турмалиновыми штокверками и жильными зонами. Наиболее изученным в настоящее время является штокверк сопки Большой, приуроченный к зоне дробления в фельзитах.

Штокверк сопки Большой представлен сетью тончайших турмалиновых прожилков, иногда очень богатых касситеритом. В участках сгущения таких прожилков возникают брекчиевидные текстуры — обломки светлосерых фельзитов заключены в таком типе руд среди черной мелкозернистой массы цементирующего турмалина; наконец, при еще более интенсивном замещении возникают черные турмалиновые породы.

Микроскопическое изучение позволяет проследить различные стадии процесса турмалинизации — первоначально турмалин развивается вдоль трещинок, затем появляется в прилегающих породах, развиваясь главным образом по полевым шпатам. Одновременно появляется при этом кварц, который возникает за счет кремнезема, освобождающегося в процессе турмалинизации полевых шпатов.

Структуры турмалиновых агрегатов различны — местами имеют место скопления криптокристаллического турмалина, которые затем обрастаются сперва мелкими, затем все более и более крупными кристаллами. Интересно, что полосы криптокристаллического турмалина вытянуты иногда линейно, параллельно друг другу, как будто они следуют вдоль трещин, и создается впечатление, что в трещинах происходило быстрое выделение из многих центров кристаллизации с образованием криптокристаллической массы — в сторонах же от трещин, в результате понижения концентрации бора, развивались уже индивидуализированные более крупные кристаллы, нарастающие перпендикулярно на этих полосах микрокристаллического или плотного турмалина. Местами вдоль трещинок вытянуты не сплошные полосы плотного турмалина, а серии сферолитов с криптокристаллическим ядром и радиально-лучистым кристаллическим окаймлением; очевидно, вдоль трещин существовали узлы собирательной кристаллизации, которые явились центрами сферолитов.

В некоторых участках развиты крупные зонарные кристаллы, причем можно отметить, что некоторые из числа крупных кристаллов как будто развивались в результате собирательной кристаллизации параллельного пучка сближенных кристаллов. Крупные зонарные кристаллы по периферии содержат иногда зоны, обогащенные мельчайшими выделениями минерала с высоким преломлением, напоминающего топаз; иногда среди этих мельчайших выделений наблюдаются включения, похожие на касситерит, но ничтожный размер мешает точному определению. Зоны, обогащенные такими полупрозрачными включениями, светло окрашены,

вероятно они содержат меньше железа. Основная же масса крупнокристаллического касситерита развивается в промежутках между турмалиновыми кристаллами. Иногда он образует криптокристаллические и колломорфные агрегаты. Здесь же развивается и вторичный переотложенный кварц, причем иногда иголочки турмалина заключены в идиоморфных кристаллах кварца. Отмечаются по меньшей мере две генерации трумалина. Турмалин первой генерации — синий, представлен как крупнокристаллическими, так и криптокристаллическими разностями, связанными постепенными переходами; с синим турмалином в основном ассоциирует касситерит. Второй турмалин — светлозеленый, образует спутанноволокнистые и сферолитовые агрегаты; он разъедает все разновидности касситерита до колломорфного включительно. Турмалин в свою очередь разъедается тонкозернистым топазом, окварцевание же охватывает длительный период от начальных до конечных стадий процесса.

Наряду со штокверковыми телами, занимающими значительные площади, на Шерловой горе известны и жильные тела — метасоматические турмалиновые зоны с касситеритом и сульфидами. Среди последних наиболее обилен пирротин. Но в общем сульфидные составляющие месторождения еще не изучены из-за глубокого окисления руд.

Шерловогорское оловянное месторождение занимает промежуточное положение между формациями касситеритово-кварцевой и касситеритово-сульфидной. К первой его приближает присутствие топаза, ко второй — присутствие сульфидов, которые, судя по интенсивной лимонитизации, имеют широкое развитие в первичных рудах.

Характерные особенности шерловогорских оловоносных турмалиновых руд, в частности отмеченное широкое развитие криптокристаллических, сферолитовых агрегатов, свидетельствуют о быстрой кристаллизации минерального выполнения из многих центров. Интересно присутствие колломорфного касситерита, указывающее на участие коллоидных растворов в процессе рудоотложения. Особенности структур минеральных новообразований определяются особенностями условий рудоотложения. Повидимому, процесс рудообразования протекал здесь в зоне интенсивного дробления, характеризующейся ослабленным давлением. Именно внезапное падение давления в сильно трещиноватой зоне могло способствовать резкому пересыщению растворов, за которым последовало образование плотных криптокристаллических агрегатов, столь типичных для штокверка сопки Большой.

Среди других минеральных месторождений Шерловой горы — сидерофиллитовых и топазовых грейзенов и жил с драгоценным аквамарином, вольфрамитом, оловорудные проявления занимают особое место. Они являются наиболее удаленными от гранитов. Глубина залегания магматического источника, от которого исходили бор и оловосодержащие растворы, не известна, она может быть довольно значительной и можно лишь предполагать, что оруденение связано с глубинными частями того же массива, верхние апикальные части которого обнажаются к западу от оловорудного поля.

Интересно, что олово уходит здесь от интрузива гораздо дальше вольфрама. Появление сульфидно-железистых месторождений на смену грейзенам и кварцевым жилам нетрудно было бы объяснить проявлением нормальной зональности, но очевидно здесь действовали и иные более сложные причины. Несомненно, что химизм рудоносных растворов был в вольфрамовом и оловорудном поле различен.

В первом случае имело место интенсивное пропаривание гранитов существенно фтористыми эманациями, в составе которых выносились и бериллий и вольфрам, отчасти также железо, мышьяк и сера.

Комплекс элементов оловорудного поля был иной — здесь огромную роль играл бор, резко преобладающий над фтором, а также железо, количество которого здесь не идет ни в какое сравнение с количеством железа, заключенного в сидерофиллитовых грейзенах вольфрамового поля. Вместе с этими элементами выносилось и олово, а также другие металлы, образующие сульфиды. Растворы, следовательно, имели существенно иной характер, возможно они отщепились в раннюю стадию дифференциации массива, в результате соприкосновения магмы с крупным разломом. Здесь уместно напомнить точку зрения А. Е. Ферсмана, который считает, что бор распределяется между пегматитами и пневматолитами, причем часть его уходит совместно с сульфидами в ранних пневматолитовых фазах. С другой стороны, и обилие железа можно объяснить «сродством» его с бором. Так, А. Е. Ферсман (1939) отмечает, что «бор как бы нацело подчищает все железо», имеющееся в пегматитовом расплаве. Может быть это замечание А. Е Ферсмана, высказанное им, правда по совершенно другому поводу, в объяснение обесцвечивания пегматитов близ турмалиновых агрегатов, может пролить свет и на явления выделения железа совместно с бором из магмы и их совместного переноса. Что касается ассоциации бора и олова, то также можно допустить возможность переноса олова в комплексных соединениях с бором. На такое предположение наталкивают нас опыты Н. И. Хитарова.

2. Месторождения хлоритового типа

Месторождения хлоритового типа касситеритово-сульфидной формации развиты среди песчаников и сланцев Южно-Даурской рудной зоны. Здесь расположены крупнейшие оловорудные проявления Забайкалья — Хапчеранга, Тарбальджей и ряд других более мелких, в общем очень сходных по минерализации. Несколько особняком стоит лишь Сохондинское месторождение, занимающее промежуточное положение между касситеритово-кварцевой и касситеритово-сульфидной формациями.

В геологическом отношении этот район достаточно своеобразен — он приурочен, как уже было сказано, к изгибу молодых структур и характеризуется развитием крупных продольных и поперечных разломов.

Чтобы подойти к выяснению вопроса о причинах особого характера минерализации этого участка Забайкальской рудной провинции, остановимся подробнее на особенностях его геологического строения.

Геологическое строение района довольно сложное. Преимущественное развитие здесь имеют изверженные породы. Вдоль оси Даурского хребта протягивается в северо-восточном направлении от Чикоя на западе до меридиана Читы на востоке крупнейший в Забайкалье гранитный массив, так называемый Даурский интрузив. С северо-запада интрузив ограничивается Чикой-Ингодинской депрессией, с юго-востока — депрессией Ононской; повидимому, обе эти границы имеют тектонический характер.

В целом описываемый район характеризуется довольно глубоким эрозионным срезом в доверхнеюрское время. Осадочные породы — песчаники и сланцы палеозоя и отчасти триаса — играют подчиненную роль и встречаются в виде изолированных островков или остатков неразмытой кровли массива. Более молодые отложения, представленные разнообразными эффузивами (J_3), угленосными отложениями Тургинской

свиты (J_3—Cr_1), третичными или четвертичными базальтами, локализованы лишь в пределах депрессий северо-восточного простирания — в зонах мезо-кайнозойских грабенов или узких синклиналей, ограниченных разломами.

Стратиграфия района изучена слабо — почти полное отсутствие фаунистических остатков заставляет разделять формации главным образом по литологическому признаку и различной степени их метаморфизма. Так, выделяются два комплекса, каждый из которых вероятно обнимает отложения нескольких геологических периодов.

1. Нижний комплекс метаморфических сланцев, представленный серицитовыми, хлоритовыми, гранатовыми сланцами и парагнейсами. В. М. Сергиевский возраст этой толщи для района Хапчеранги условно определяет как среднепалеозойский (Pz_2). Он выделяет здесь три свиты: нижнюю — свиту амфиболовых сланцев и кварцитов, промежуточную — слюдисто-хлоритовых сланцев и верхнюю — свиту плойчатых филлитов. Возможно, что метаморфический комплекс в нижних своих горизонтах содержит и более древние образования, так как он на западе повидимому смыкается с метаморфическим комплексом Чикойского района, относимым некоторыми исследователями к нижнему палеозою или даже к докембрию.

2. Верхний комплекс вероятно также слагается разновозрастными отложениями. Он представлен литологически однообразными наслоениями сланцев и песчаников, внешне весьма сходными с песчанико-сланцевыми отложениями, которым южнее, в пределах Северной Монголии, приписывают карбоновый или пермо-карбоновый возраст. Однако здесь в районе Тарбальджея в свалах описываемых пород обнаружена триасовая фауна. Возможно, что эта однообразная по составу толща обнимает верхнепалеозойские и нижнемезозойские отложения.

Осадочные и метаморфические породы нижней и верхней толщ смяты в крутые изоклинальные складки восток-северо-восточного направления, опрокинутые на северо-запад и ограниченные в крыльях продольными разломами. Неоднократные излияния разнообразных эффузивов свидетельствуют о повторном приоткрывании разломов и мобильности этих зон в период мезозоя и кайнозоя. Широкое проявление дизъюнктивных дислокаций, сопровождающихся излиянием эффузивов, отличает район южных склонов Даурского хребта от смежных районов — Чикойского и Агинско-Ононского. Повидимому эта особенность определяется, во-первых, относительной жесткостью фундамента, сложенного здесь в основном гранитами, и, во-вторых, особым положением данного участка в складчатой структуре: позднемезозойская складчатость здесь образует S-образный изгиб, как бы повторяя изгибы складок Агинско-Ононского массива; в результате этого изгиба молодые структуры здесь секут складки палеозоя. Доверхнеюрский достаточно жесткий комплекс Даурского района реагировал на проявление новокиммерийской складчатости образованием разломов, послуживших впоследствии, при образовании эффузивов и гипабиссальных интрузий, путями для проникновения магмы.

Оруденение связано почти исключительно с гипабиссальными и близповерхностными интрузиями и это налагает существенный отпечаток на характер оловянной минерализации: исключительное значение имеют в районе месторождения касситеритово-сульфидной формации, в то время как месторождения касситеритово-кварцевые и оловоносные пегматиты практически не играют никакой роли. Эта особенность резко выделяет южные склоны Даурского хребта от других районов Забай-

калья и сближает их с оловорудными провинциями Якутии и особенно Приморья.

Изверженные породы играют в Даурском хребте значительную роль, слагая не меньше половины площади описываемого района. Они представлены главным образом гранитоидами различного возраста и в значительно меньшей степени основными интрузиями и различными эффузивными образованиями. Гранитоиды Даурского хребта слабо изучены и по возрасту не расчленены. Среди них преобладают, повидимому гранитоиды Большой (нижнемезозойской) Даурской интрузии, слагающие крупные массивы; однако несомненно, что в поле гранитоидов района встречаются гранитные породы и другого возраста, как более древние, так и более молодые. Уже сейчас можно выделить по меньшей мере четыре разновозрастные группы интрузивных проявлений: 1) дотриасовые интрузии (варисские), 2) послетриасовые малые интрузии золотоносного Тарбальджей-Любавинского пояса (первая фаза древнекиммерийской складчатости), 3) большая Даурская интрузия (вторая и главная фаза древнекиммерийского магматического цикла) и 4) малые оловоносные интрузии (новокиммерийские). Кроме того, следует упомянуть верхнеюрский вулканический комплекс, представленный в основном эффузивами, во времени предшествующий оловоносным гранитам.

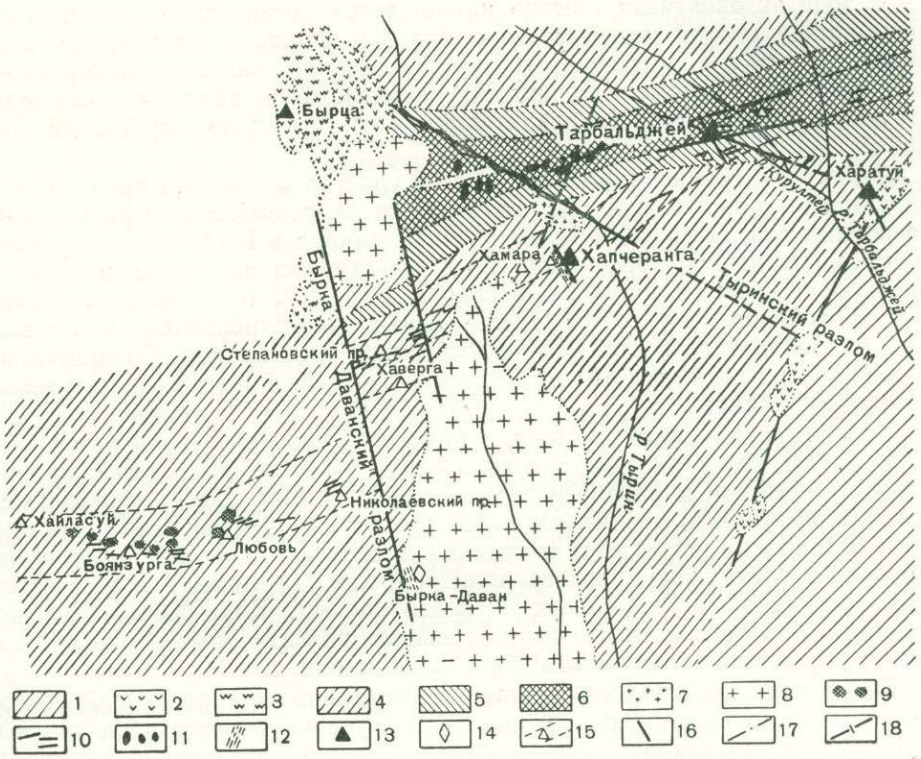
Дотриасовые интрузии предположительно установлены пока лишь в районе Хапчеранги, где они образуют небольшие штоки в узкой полосе палеозойских метаморфических сланцев (см. фиг. 10). Среди песчанико-сланцевых триасовых отложений, широко развитых в районе, эти породы не встречены, вероятно они являются более древними и относятся к варисскому магматическому циклу.

Послетриасовые интрузии Тарбальджей-Любавинского золотоносного пояса секут верхнюю песчанико-сланцевую толщу, в составе которой, как отмечалось, вероятно участвуют отложения триаса. Они представлены сериями многочисленных даек кварцевых порфиров и мелкими, повидимому трубообразными, телами гранодиорит-порфиров и сиенит-порфиров, обладающими очень небольшим поперечным сечением. Интрузивы эти располагаются цепочкой вдоль узкой зоны восток-северо-восточного простирания, протягивающейся от прииска Баян-Зурга на западе через золоторудные месторождения Любовь, Хаверга, Хамара и Тарбальджей до Мокана на востоке.

Интрузивы золотоносной зоны, видимо, не вполне одновременны. Так, дайки кварцевых порфиров вероятно являются несколько более ранними по сравнению с золотоносными штоками гранодиорит-порфиров,— во всяком случае они секутся золото-кварцевыми жилами (жила Комсомольская, Тарбальджей). В то же время иногда кварцевые порфиры сами вмещают золотое оруденение, связанное с сетью секущих золото-кварцевых прожилков (золотоносные дайки Тарбальджея, пади Рензель). Характерно, что в этих случаях золото-кварцевые прожилки не выходят за границы вмещающей дайки. Таким образом дайки кварцевых порфиров являлись каналами, по которым поднимались золотоносные растворы, и не исключена возможность, что дайки и золото-кварцевые месторождения представляют собой последовательные, но близкие по времени дериваты одной и той же интрузии.

Дайки кварцевых порфиров Тарбальджей-Любавинского пояса метаморфизованы в контакте Хамаро-Тыринского массива — сателлита Большой Даурской интрузии, поэтому мы условно относим их к ранним этапам древнекиммерийской складчатости. К этому же времени вероятно относятся и золоторудные месторождения района.

Гранитоиды Даурской мезозойской интрузии преобладают среди изверженных пород района; именно они в основном слагают обширные поля гранитоидов Даурского хребта. Во всяком случае, повсеместно, где проводилось более или менее детальное петрографическое изучение в районах Сохондо, Былыры, Хапчеранги, Курулги и других, крупные массивы гранитоидов по составу близки между собой и обладают некоторыми сходными типическими чертами, что позволяет объединять их



Фиг. 10. Схематическая карта Хапчерангинского рудного района.

1 — наносы; *2* — липариты; *3* — андезиты; *4* — песчаники и сланцы; *5* — сланцы (нижний отдел) P+T?; *6* — метаморфические сланцы ($D_3 + C_1$?); *7* — новокиммерийские граниты; *8* — древнекиммерийские гранодиориты; *9* — древнекиммерийские золотоносные интрузии; *10* — древнекиммерийские дайки кварцевых порфиров; *11* — варисские (?) малые интрузии; *12* — направления рудных жил; *13* — месторождения олова; *14* — месторождения вольфрама; *15* — золотоносный пояс и месторождения золота; *16* — разломы; *17* — оси варисских и древнекиммерийских антиклиналов; *18* — оси новокиммерийских антиклиналов.

в единый магматический комплекс так называемой Большой Даурской интрузии. Эту интрузию ранее считали палеозойской (поздневарисской по В. М. Сергиевскому). Однако находка триасовых аммонитов среди отвалов пород верхней песчанико-сланцевой толщи в районе Тарбальджея скорее говорит за мезозойский возраст интрузии. Вместе с тем совершенно отчетливо устанавливается верхняя граница Даурской интрузии; даурские гранитоиды перекрываются верхнеюрскими эффузивами (Сохондо). Эти данные позволяют относить Большую Даурскую интрузию к древнекиммерийской складчатости.

Даурский массив протягивается на сотни километров вдоль оси хребта и его северного склона. На южном склоне вскрываются сателлиты этого массива или подземные гребни его пологопадающей кровли.

Последние обычно подчиняются формам пликативной складчатости и приурочены чаще к вздыманию осей второстепенных антиклиналов.

Даурские гранитоиды по составу довольно разнообразны. Наряду с гранитами широкое развитие среди них имеют породы повышенной основности — гранодиориты, плагиограниты, кварцевые диориты; все эти породы связаны постепенными переходами, образуя фации единой интрузии, причем местами наблюдается закономерное повышение основности гранитоидов по мере приближения к контакту с вмещающими породами.

В зоне экзоконтакта обычно наблюдается интенсивное ороговикование; однако иногда имеет место и более глубокий метаморфизм вмещающих пород с интенсивным замещением lit-par-lit, образованием инъекционных гнейсов (долина Агуцакана). Эти явления свидетельствуют о принадлежности гранитоидов к относительно глубинным фациям.

Структуры гранитоидов меняются от участка к участку: преобладают равномернозернистые породы, но местами встречаются порфировидные разновидности. По наблюдениям Н. Ф. Логинова в Былыринском районе участки гранитов с порфировидными структурами вытянуты в восток-северо-восточном направлении и совпадают с зонами протоклаза. К зонам протоклаза приурочены также свиты многочисленных аплитовых жил однообразного восток-северо-восточного простирания. Сравнительно небольшое развитие в связи с Даурской интрузией имеют пегматитовые и кварцевые жилы.

Верхнеюрский вулканический комплекс весьма своеобразен. Он представлен в основном нормальными эффузивами, переслаивающимися с туфами и лавобрекчиями. Вместе с тем здесь вскрываются «корни» эффузивов, последние характеризуются интрузивными контактами и широким развитием интрузивной брекчии; возможно, что в некоторых участках они представляли и более крупные магматические тела, частично сообщавшиеся с поверхностью. Как было отмечено, породы этого комплекса преимущественное развитие имеют вдоль разломов, ограничивающих мезозойские синклинали.

По составу породы, слагающие верхнеюрский вулканический комплекс, довольно разнообразны; видимо, эффузивная толща образовалась в результате многократных повторных излияний, разделенных перерывами. Преимущественное развитие в составе описываемого комплекса имеют дациты, плагиопорфиры, кварцево-санидиновые порфириты, а также весьма оригинальные гибридные породы — бронзитовые и энстатитовые диориты, описанные И. С. Валицкой в верховьях р. Курулги. Однако местами в составе эффузивных толщ встречаются и кислые породы типа липаритов; это повидимому наиболее молодые члены сложной вулканической серии. В Хапчерангинском районе в долине Бырцы с подобными липаритами связано деревянистое олово, последнее встречается в россыпи среди липаритов в виде желваков и корочек на липаритовых обломках; при этом интересно, что по составу эти липариты очень сходны с оловоносными гранит-порфирами,— возможно, они являются эффузивными аналогами оловоносных интрузий.

Молодые граниты района обладают очень характерным внешним обликом: обычно это светлосерые, иногда несколько зеленоватые породы, обладающие резко выраженной порфировой структурой. В порфировых вкрапленниках встречается полевой шпат в виде идиоморфных пластинчатых кристаллов размерами до 1—1,5 см и очень характерные оплавленные зерна темносерого дымчатого кварца. Иногда макроскопически различимы биотит и реже роговая обманка. Основная масса мелкозер-

нистая или скрытокристаллическая, окрашена обычно в светлосерый цвет.

По химическому составу оловоносные граниты отличаются от гранитов Даурской интрузии — они обладают несколько повышенной кислотностью. Количество щелочей, как правило, выше, а количество CaO, MgO меньше, чем в даурских гранитоидах. Соответственно этому калиевый полевой шпат обычно резко преобладает над плагиоклазом, а последний относится почти всегда к кислому ряду и представлен альбитом или олигоклаз-альбитом. Из темноцветных компонентов чаще встречается биотит и значительно реже роговая обманка. В контактовой зоне наблюдается мусковитизация гранитов с образованием двуслюдистых и мусковитовых разновидностей.

Жильные дериваты описываемых интрузий представлены лампрофирами, кислые же дифференциаты — аплиты, порфиры, а также пегматиты встречаются редко. Лампрофировые дайки нередко тесно пространственно переплетаются с гидротермальными рудными жилами, следуя по тем же трещинным зонам (Берея, Тарбальджей).

Застывание рудоносной магмы совершалось в гипабиссальных условиях — в некоторых случаях на очень небольшой глубине (Харатуй) и даже, может быть, на поверхности (липариты Бырцы).

В металлогеническом отношении район южных склонов Даурского хребта очень интересен. Прежде всего, здесь с несомненностью устанавливается «древнее», предположительно раннекиммерийское, золото. Наряду с этим, весьма интересно и новокиммерийское оруденение района: из числа разнообразных металлов новокиммерийского металлогенического цикла Забайкалья здесь существенную роль играет главным образом олово и, таким образом, этот район вырисовывается как специфически оловорудный. Месторождения олова сконцентрированы в пределах узкой полосы широтного простирания, ориентированной под углом к новокиммерийским складкам, причем месторождения занимают различное положение в молодых структурах (см. фиг. 2): одни из них находятся в осевых частях антиклиналов (Улури, Берея, Хапчеранга), другие располагаются в крыльях антиклиналов (Тарбальджей) и, наконец, третьи приурочены к разломам, ограничивающим синклинали или грабены (Харатуй, Бырца, Былыра, Сохондо).

Так как разломы в локализации рудоносных интрузий и месторождений играют первостепенную роль, то на характеристике их мы остановимся подробнее.

Как видно на геологической карте Хапчерангинского рудного района В. М. Сергиевского, дополненной нами в части дизъюнктивных дислокаций (фиг. 10), выделяется несколько направлений разломов; главные из них следующие: 1) СЗ 340°, 2) СВ 70—80°, 3) СВ 25—30°, 4) СВ 315°. Эти четыре направления почти точно отвечают продольным и поперечным разломам структур древнекиммерийских (или палеозойских) и новокиммерийских.

Поперечные разломы древнекиммерийской складчатости (СЗ 340—350°) ориентированы перпендикулярно направлению складок палеозойских и триасовых (?) отложений.

В период новокиммерийской складчатости, после того как первоначальные трещины разрыва были превращены в зоны скалывания, по ним происходили либо значительные перемещения (Бырка-Даванский разлом), либо имела место серия мелких ступенчатых подвижек в сложной зоне скалывания (Тарбальджей). Именно к таким трещинам, развивав-

шимся длительно и обычно хорошо «разработанным», приурочены почти все оловорудные тела района (Хапчеранга, Тарбальджей и другие).

Система продольных разломов древнекиммерийской и палеозойской складчатости имеет скорее региональное, чем местное значение. Это крупные зоны скалывания в крыльях складок. К данному типу относится, в частности, крупный золоторудный разлом, протягивающийся через весь район от прииска Баян-Зурга на западе до прииска Мокан на востоке. Эта узкая четкая зона заключает серии многочисленных параллельных даек кварцевых порфиров, простирающихся в том же направлении, что и вся золоторудная зона в целом. Здесь же вскрываются мелкие трубообразные (?) тела гранодиорит-порфиров, сиенит-порфиров и связанные с этими интрузиями золото-кварцевые жилы. Однообразный характер интрузивных и рудных проявлений на всем протяжении данного пояса как будто бы указывает на то, что здесь мы имеем глубокий разрыв, уходящий к какому-то единому магматическому резервуару.

Может быть и оловорудные месторождения, расположенные цепочкой в пределах полосы широтного направления, также следуют вдоль древнего продольного разлома, заложенного в период древнекиммерийской или поздневарисской складчатости и затем омоложенного в период складчатости новокиммерийской. Из высказанного предположения, конечно, отнюдь не следует, что месторождения олова нужно искать только в пределах этого гипотетического широтного оловорудного разлома; даже если этот разлом действительно и существует, то вполне возможно нахождение оловорудных месторождений и вне его, в связи с второстепенными, более мелкими нарушениями, столь обычными в описываемом районе.

Продольные широтные тектонические зоны более мелкого масштаба иногда контролируют локализацию отдельных месторождений; например, крутопадающий надвиг, отделяющий толщу метаморфических пород от глинистых сланцев в Тарбальджее, сыграл немаловажную роль в образовании Тарбальджейских штокверков.

Еще более мелкие нарушения этого типа — межпластовые зоны скалывания — отмечены на Хапчерангинском месторождении, где они, в период, еще предшествующий оруденению, смещают главный разлом рудного поля.

Новокиммерийская складчатость также сопровождалась образованием продольных и поперечных разломов. Первые имеют весьма значительное протяжение и прослеживаются на многие десятки километров. Они ограничивают зоны грабенов или новокиммерийские депрессии, например Ононскую, Мордойскую, Букукунскую и др.; к ним приурочены полосы эффузивов и цепочки мелких близповерхностных интрузивов.

Вторая система молодых разломов ориентирована перпендикулярно молодым структурам в направлении СЗ 305—310°; по ним местами отмечены незначительные подвижки типа сбросо-сдвигов. К наиболее крупным нарушениям этого типа относится Тыринский разлом. Последний представляет повидимому нарушение, по которому диагонально перемещено (вверх и на север) западное крыло относительно восточного. К Тыринскому разлому приурочен массив оловоносных гранит-порфиров, с которым предположительно связывают рудные проявления Хапчерангинского месторождения.

Наряду с этим в период новокиммерийской складчатости возникали диагональные разломы. Большей частью они развивались на местах поперечных разломов древнекиммерийской складчатости, причем в этот

период, при изменившемся давлении эти разломы, возникшие первоначально как трещины разрыва, превращались в зоны скалывания. К крупным разломам подобного типа в районе Хапчеранги можно отнести Бырка-Даванский и Хавергинский (?) разломы, смещающие золоторудный пояс. К первому из них повидимому приурочено Бырка-Даванское вольфрамовое месторождение. Таким образом, разломы, секущие и перемещающие золотоносный пояс, здесь контролируют локализацию более молодых изверженных пород, а также связанных с ними оловянных и вольфрамовых месторождений.

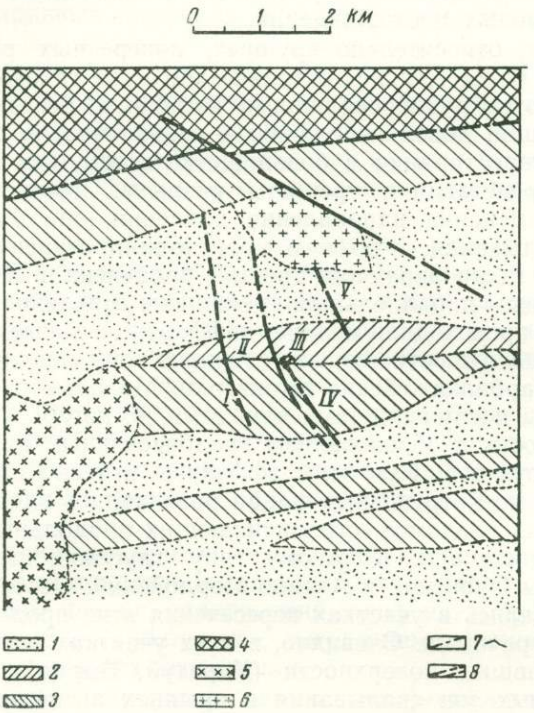
Помимо этих, относительно крупных, поперечных разломов, повсеместно развиты более мелкие тектонические зоны такого же типа; именно они и являются рудопроводящими каналами. Генезис некоторых из поперечных трещин довольно сложен — первоначально эти трещины северо-западного простирания в большинстве своем, как и Бырка-Даванский разлом, представляли трещины разрыва, позднее же, очевидно в результате изменения направления давления, они были превращены в трещины скалывания и по ним происходили ступенчатые подвижки. Наиболее ярко такая эволюция трещин проявлена в Тарбальджее, где по многочисленным параллельным трещинкам отдельности в метаморфических сланцах происходили мелкие дифференциальные ступенчатые подвижки; они в совокупности создали сложную зону скалывания, к которой и приурочены тарбальджейские штокверки. Молодые и повторно омоложенные разломы послужили теми каналами, по которым магма поднималась к поверхности с образованием гипабиссальных близповерхностных интрузий и эффузивов. При этом эффузивы и тесно связанные с ними близповерхностные интрузивные фации развивались вдоль крупных (и вероятно глубоких) разломов, ограничивающих продольные депрессии или мезозойские синклинали. К такому типу глубоких разрывов следует отнести разломы Ононский и Алтано-Мордойский. Особенно часто эффузивы локализовались в участках пересечения этих продольных разломов разломами поперечными. Очевидно, в этих участках возникали глубокие каналы, достигавшие поверхности (Харатуй, Бырца). В то же время вдоль продольных зон скалывания в крыльях антиклиналов или поперечных нарушений, не доходивших до поверхности, образовались гипабиссальные интрузии. К этому типу образований относится Хапчерангинский шток оловоносных гранит-порфиров, а может быть и Тарбальджейская интрузия, скрытая еще на глубине, но уже проявляющая себя в зонах интенсивного ороговикования. С гипабиссальными интрузиями связаны основные концентрации олова в районе.

Ниже приведено описание основных оловорудных месторождений, развитых в Даурском районе.

а) Хапчерангинское месторождение

Хапчерангинское месторождение находится в южном крыле верхнепалеозойской или нижнемезозойской антиклинали к югу и юго-западу от Тыринского массива гранит-порфиров. Рудные жилы залегают в сланцах и песчаниках «верхней» осадочной толщи. Они сложены главным образом массивными сульфидными рудами. Состав жил меняется с удалением от интрузива: среди гранит-порфиров встречены незначительные кварцево-полевошпатовые жилки и маломощные зоны грейзена, в зоне эндоконтакта близ гранитов — полевошпатово-флюоритовые жилки. Но эти относительно высокотемпературные образования не имеют никакого практического значения. Далее к юго-западу на расстоянии

0,5—2,5 км от массива располагаются сульфидные жилы, которые сосредоточены в трех разобщенных участках (фиг. 11): восточном — по пади Угольная (жила Спектральная), Центральном или Главном оловорудном поле — по пади Малая Хапчеранга, заключающем свыше двух десятков жил, и западном рудном поле — по пади Большая Хапчеранга (Тыринский свинцовый рудник). Состав сульфидных жил с удалением от интрузива меняется: ближе к нему расположены жилы, богатые



Фиг. 11. Схематическая геологическая карта Хапчерангинского месторождения по Г. А. Мельникову.

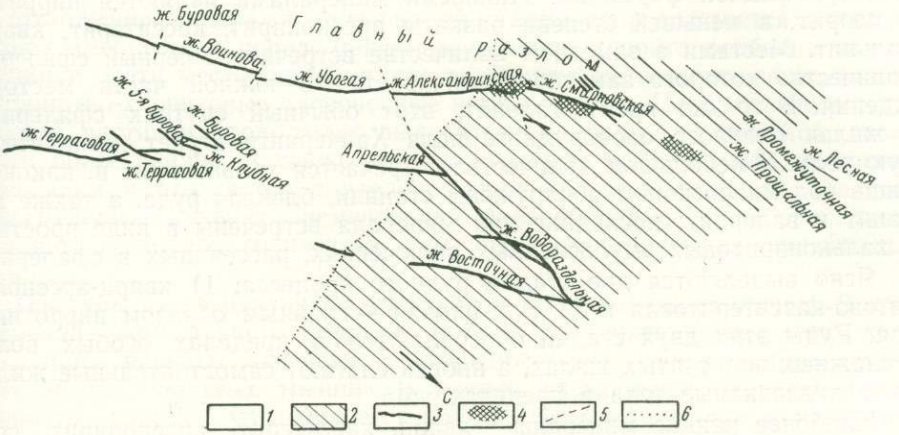
1 — песчаники; *2* — чередование песчаников и сланцев; *3* — глинистые сланцы; *4* — метаморфическая толща; *5* — гранодиориты Хамаро-Тыринского массива; *6* — оловоносные гранит-порфиры; *7* — предполагаемые тектонические нарушения; *8* — жильные зоны: *I* — Полиметаллическая, *II* — Главная, *III—IV* — Восточная — Террасовая, *V* — Спектральная.

арсенопиритом и кварцем, далее преобладают массивные пирит-пирротиновые, затем хлоритовые руды и, наконец, в наибольшем удалении залегают жилы галенитово-сфалеритовые (Свинцовый рудник). Таким образом, на Хапчеранге наблюдается зональное распределение различных типов жил относительно штока гранит-порфиров с появлением все более низкотемпературных разновидностей руд по мере удаления от массива.

Остановимся прежде всего на характеристике Главного оловорудного поля Хапчеранги, наиболее интересного в отношении оловоносности.

Структура рудного поля. Структура Главного рудного поля Хапчеранги довольно сложна (фиг. 12). В пределах его выделяются три жильные зоны северо-западного простирания: 1) зона Главного разлома,

прослеженная более чем на 2 км, с жилами: Лесная, Промежуточная, Прощальная, Александринская, Смирновская, Убогая, Воинова; 2) зона Террасовая с жилами: Террасовая, Буровая, Клубная, Апрельская и 3) зона жилы Восточной. Все три жильные зоны приурочены к системам трещин, падающих на северо-восток, т. е. по направлению к гранитному массиву. Наряду с этим существуют жильные трещины северо-восточного направления, примыкающие по простиранию к разломам



Фиг. 12. Схема расположения жил Главного оловорудного поля Хапчеранги:

1 — глинистые сланцы; *2* — чередование песчаников и сланцев; *3* — оловорудные жилы; *4* — штокверки; *5* — тектонические нарушения; *6* — границы пород.

северо-западного направления. По трещинам этого типа следуют крупная жила Водораздельная, прослеженная более чем на 500 м по простиранию, жила Буровая первая, Буровая пятая, а также небольшие апофизы, отходящие от основных жил.

Структуру жильного поля сильно усложняют поперечные подвижки, смещающие основные рудопроводящие трещины. Благодаря таким подвижкам главный разлом представлен не единой жилой, а серией отдельных коротких жил, как бы сдвинутых ступенчато друг относительно друга. Поперечные нарушения, ограничивающие отдельные жилы по простиранию, особенно часто встречаются в толще перемежающихся песчаников и сланцев. Они представляют межпластовые зоны скалывания и сопровождаются интенсивным дроблением прилегающих пород. Сульфидная жила близ такого разлома оканчивается, и далее за поперечным нарушением начинается уже жила другая, несколько сдвинутая в плане относительно первой. При этом сперва создается впечатление, что здесь мы имеем смещенные части единой жилы, разорванной поперечным нарушением. Однако, как показывают наблюдения над морфологией жильных тел, это первое впечатление оказывается ложным. На самом деле жилы не срезаются поперечными нарушениями, а естественно выклиниваются, приближаясь к ним; при этом они расщепляются на сеть тончайших прожилков, заполняющих мелкие трещинки поперечных зон дробления. В этих участках, примыкающих к поперечным нарушениям, сульфидные жилы сопровождаются и сменяются прожилковыми и сетчатыми зонами (штокверк между жилами Смирновской и Александринской). Таким образом, руда являлась более молодой, чем поперечные зоны скалывания, она залечивала готовую сложную систему трещин.

Основной рудопроводящий разлом к моменту рудообразования был уже разорван поперечными сдвигами на части, в результате чего и возникла серия отдельных жил, ступенчато отступающих друг за друга. Следует, впрочем, отметить, что вдоль поперечных зон скалывания происходили повторные послерудные подвижки, что еще более усложнило структуру жильного поля.

Минералогический состав жил. Рудные тела Хапчеранги являются характерными представителями хлоритово-сульфидного типа касситеритово-сульфидной формации. Главными минералами являются пирротин и хлорит, в меньшей степени развиты арсенопирит, касситерит, кварц, кальцит. Местами в заметном количестве встречается черный сфалерит, количество которого заметно увеличивается в южной части месторождения. В то же время галенит, этот обычный спутник сфалерита, в жилах Главного оловорудного поля Хапчеранги играет незначительную роль. В небольшом количестве встречается халькопирит и, наконец, лишь под микроскопом обнаружены станнин, блеклая руда, а также кубанит и валериит; последние два минерала встречены в виде вростков в халькопиритовых эмульсионных включениях, рассеянных в сфалерите.

Ясно выделяются две стадии рудного процесса: 1) кварц-арсенопиритово-касситеритовая и 2) сульфидная — главным образом пирротиновая. Руды этих двух стадий обособляются в пределах особых полос в сложных полосчатых жилах, а иногда слагают самостоятельные жилы, либо линзовидные тела в пределах жил.

Наиболее ранние минералы — кварц, касситерит, арсенопирит, сопровождаемые иногда обильным хлоритом, часто располагаются в зальбандах жил, а иногда полностью слагают целые жилы по всей их мощности. Эти три минерала отлагались более или менее одновременно, с частичным перекрытием. Правда, арсенопирит идиоморфен по отношению к касситериту, а касситерит идиоморфен по отношению к кварцу (фиг. 13), но это можно объяснить не только порядком отложения, но и различной кристаллизационной способностью минералов. Относительные количества этих минералов варьируют, местами встречаются руды существенно кварцевые с гнездами арсенопирита и рассеянной вкрапленностью касситерита, местами они уступают место массивным арсенопиритовым рудам с довольно обильными включениями касситеритовых кристаллов, наконец, на некоторых участках очень большое развитие получает касситерит. Последний встречается в этом типе руд в виде черных блестящих короткопризматических кристалликов с отчетливой штриховкой на гранях, а также в виде сростков кристаллов. Размеры единичных зерен его невелики — редко превышают 2—3 мм. Очень богаты касситеритом были окисленные руды из верхних горизонтов жилы Восточной, они подчас слагались каркасом касситеритовых кристаллов, промежутки между которыми были выполнены агрегатом лимонита и скородита. Кварц-арсенопирито-касситеритовые руды, как было указано, четко обособляются во времени, а также и в пространстве от более поздних сульфидных руд.

Следующим по времени отложения является пирит, который, так же как и арсенопирит, иногда сопровождается касситеритом. Затем следуют пирротин, сфалерит, станнин, блеклая руда, халькопирит. Минералы этой группы близки по времени отложения и перекрывают друг друга. В сфалерите нередко можно наблюдать эмульсионные включения пирротина, халькопирита, иногда станнина, причем халькопиритовые включения в свою очередь содержат продукты распада — пластинки кубанита и неправильные червеобразные вростки валериита.

Наиболее распространенным из минералов этой группы является пирротин, слагающий мощные жилы — Смирновскую, Александринскую и другие; подчиненную роль играет сфалерит, представленный черной железистой разновидностью. Он встречается в виде линзовидных обособлений в пирротиновых рудах и иногда сечет пирротин; в других случаях наблюдаются обратные соотношения с пересечением сфалерита пирротином (фиг. 14). Наиболее поздним рудным минералом является галенит.

Отложение минералов сульфидной стадии сопровождается хлоритизацией вмещающих пород, причем количество хлорита особенно велико в южной части месторождения, где возникают метасоматические кварц-карбонатно-хлоритовые оловоносные жильные зоны. Параллельно с сульфидами частично продолжает выделяться и кварц, в основной своей части более ранний, а также кальцит, который является «проходящим» минералом и отлагается длительно; главная масса кальцита является послерудной — кальцит цементирует раздробленные руды, заполняет трещины в нижних горизонтах там, где выклиниваются сульфидные тела.

Текстуры руд в различных участках месторождения различны. В центральной части рудного поля, в толще перемежающихся песчаников и сланцев, развиты массивные сульфидные руды, образованные путем выполнения открытых трещин. В южной части месторождения, среди глинистых сланцев, увеличивается роль хлорита и появляются метасоматические хлоритовые жильные породы брекчиевой текстуры (жила Террасовая и др.). Для метасоматических жильных зон и для трещинных жил выполнения весьма типично грубополосчатое строение, обусловленное отложением минеральных ассоциаций в продольных трещинах вдоль одного зальбанда в ранее образованных жилах. При этом возникают обычно асимметрично-полосчатые жилы. Сравнительно реже разрывы происходят вдоль осевой части рудных тел и развиваются жилы симметрично-полосчатые. Наконец, иногда полосчатые жилы возникают в результате отложения жильного материала в серии сближенных параллельных трещин — при этом возникает «слоистая жила» с узкими лентами-ксенолитами, сланцев разделяющими отдельные минеральные полосы (фиг. 15).

Наблюдения над полосчатыми жилами показывают, что рудоотложение совершалось длительно, причем с течением времени состав отлагающихся минералов менялся. Минералы первой — кварц-арсенопиритово-касситеритовой — стадии иногда нацело выполняли жильную трещину (жила Восточная); там же, где происходили повторные разрывы вдоль жильной трещины, на эти руды налагались более поздние сульфиды железа, образующие продольные полосы и линзы, частично секущие раннее кварц-арсенопиритовое жильное выполнение. Местами пирит-пирротиновые руды являются главными — они слагают жилы почти по всей их мощности и лишь участками в зальбандах или одном из них встречаются относительно маломощные линзы и полосы кварцево-арсенопиритовых руд (жилы Смирновская, Александринская).

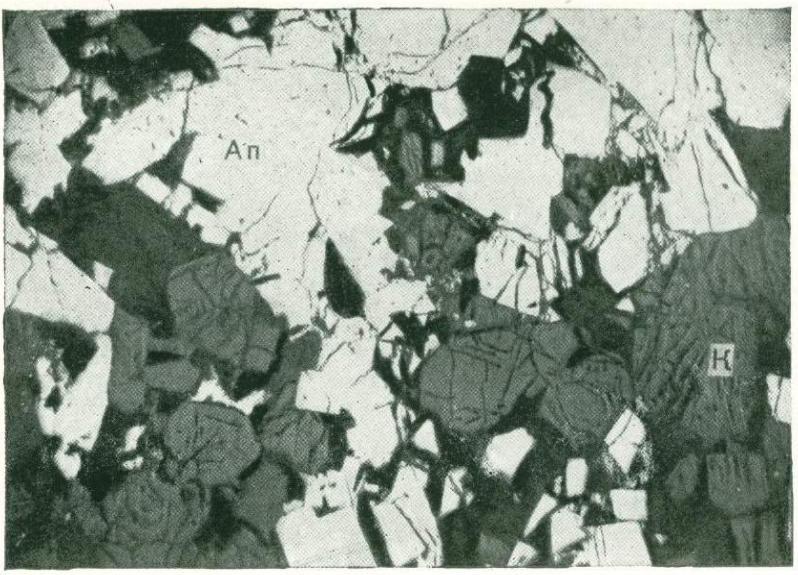
Можно отметить, что роль арсенопирита больше в жилах восточных — ближе других расположенных к гранитному массиву, в то время как пирротин в наибольшем количестве появляется в жилах юго-западных, наиболее удаленных от гранитов. С удалением от гранитов в юго-западной части месторождения возрастает также количество сфалерита и галенита. Таким образом, и здесь, как и в плане всего месторождения, в какой-то мере проявляется горизонтальная зональность распределения

рудных минералов. На фоне этого, правда не вполне отчетливого, проявления зональности в отдельных участках устанавливается, как было уже отмечено, также влияние и тектонического режима на минеральный состав жилы рудовмещающей трещины. Чем длительнее развивалась жила, чем большее количество раз жильная трещина повторно приоткрывалась, давая доступ новым порциям рудных растворов, тем более сложным является состав рудного тела. Местами повторные разрывы совершались не на всем протяжении жилы, а лишь участками, в результате появлялись линзовидные обособления поздних минералов. Следует отметить, что на состав жильных выполнений оказывает влияние и морфология рудовмещающих трещин. Тонкие прожилки в сетчатых зонах, следующие по мелким второстепенным трещинам, отличны по составу от основных крупных жил — они слагаются по преимуществу кварц-карбонатно-касситеритовыми рудами, сульфиды же в их составе играют подчиненную роль. Иногда развиваются в прожилках руды, очень богатые касситеритом; заметно обогащены касситеритом и некоторые апофизы, отходящие под углом от основных жил. Может быть, подобное различие состава мощных жил и сопутствующих им мелких прожилков обусловлено различной подвижностью соединений в рудоносных растворах. Олово в этих случаях скорее уходит в мелкие боковые трещинки, чем прочие металлы, образующие сульфиды. Последние концентрируются лишь в пределах главных рудопроводящих каналов и не проникают в зоны тонкой мелкой трещиноватости.

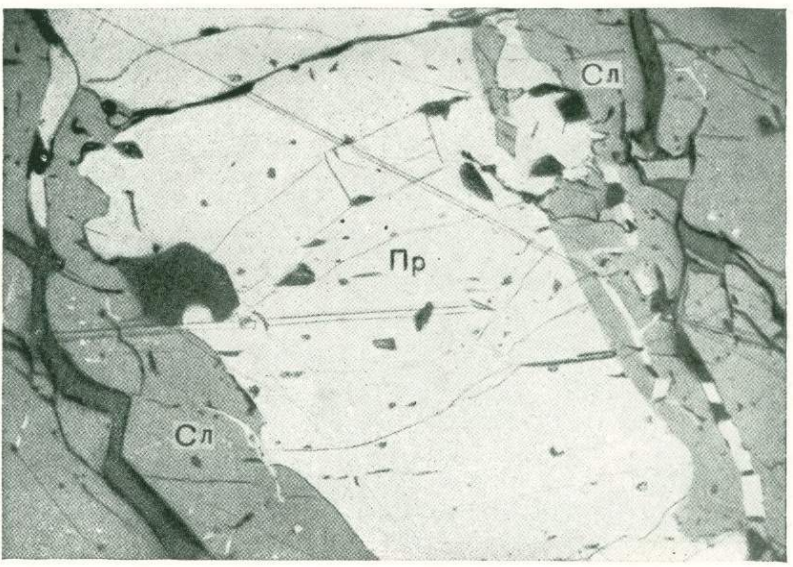
В заключение следует остановиться на текстурных и минералогических особенностях метасоматических жильных пород, развитых среди сланцев в южной части месторождения. В этом участке на смену массивным сульфидным рудам, характерным для центральной части месторождения, появляются метасоматические кварц-карбонатно-хлоритовые жильные зоны. Хлоритовые породы содержат рассеянную вкрапленность касситерита, арсенопирита и секущие линзы более поздних сульфидных руд — пирротиновых и галенито-сфалеритовых. Эти породы развивались путем замещения сланцев вдоль серии близрасположенных тонких трещинок в сложной зоне дробления. Начальные стадии замещения проявляются в развитии сети хлоритовых тонких прожилков. В участках сгущения подобных жилок наблюдается переход к брекчиевидным текстурам, причем можно наблюдать, что подобные «брекчии» могут развиваться и без заметного перемещения пород, в результате разъединения их частой сетью пересекающихся прожилков на ряд изолированных блоков. Затем постепенно округляются углы первоначально прямоугольных и остроугольных обломков, сглаживаются границы хлоритизированных сланцев и цементирующей их хлоритовой породы, пока, наконец, включения не сливаются с основной массой. Иногда обломки хлоритизированных сланцев, более плотных по сравнению с цементирующей кварц-карбонатно-хлоритовой массой, выделяются в рельефе, в других же случаях лишь неясная пятнистость такой породы указывает на первоначальное брекчиевое ее строение. Таким образом совершается постепенный переход от брекчиевых руд к однородной хлоритовой жильной породе.

В брекчиевых рудах касситерит подчас концентрируется вокруг ксенолитов сланцев, образуя каемки мельчайших буровато-зеленоватых кристаллов, что обусловливает кокардовую текстуру руд.

Наконец, местами касситерит вместе с плотным сливным кварцем образуют полосы, вытянутые параллельно простиранию жильной зоны и приуроченные к узким лентам сланцев (фиг. 16, 16а). Как и в трещин-

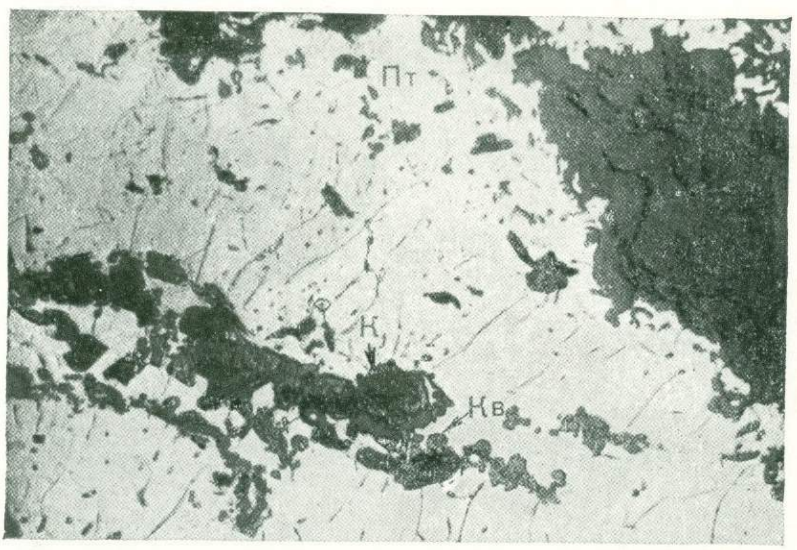


Фиг. 13. Хапчеранга. Арсенопирито-касситеритово-кварцевая руда жилы Восточной. Ув. 46.

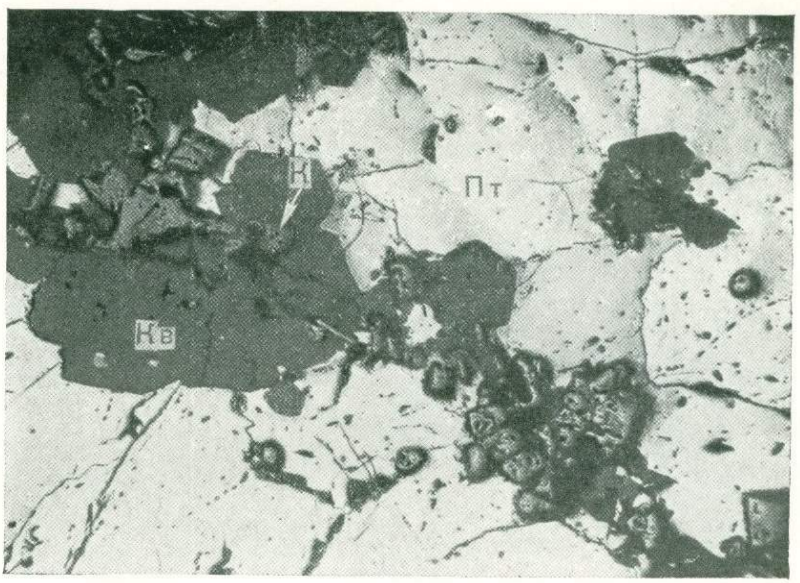


Фиг. 14. Хапчеранга. Сфалерит (Сл) сечется прожилками пирротина (Пр); Кв — кварц. Ув. 48.

Фиг. 15. Хапчеранга. Лентообразные ксенолиты сланцев в полосчатой кальцитовой жиле.



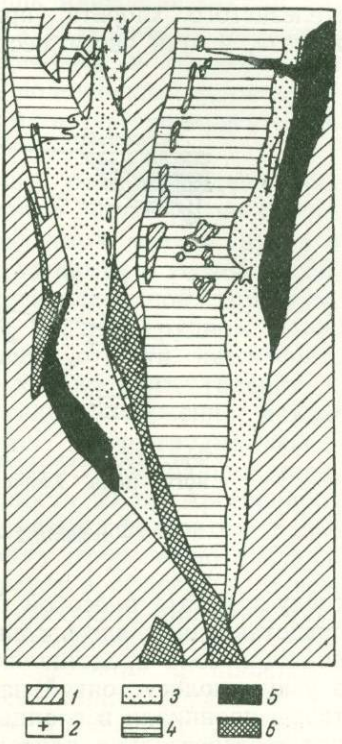
Фиг. 16. Хапчеранга. Линзовидные обособления кварца (Кв) и касситерита (К) в пирротине (Пт), приуроченные к ксенолитам сланцев. Кварц и касситерит идиоморфны по отношению к цементирующему их пирротину. Ув. 16.



Фиг. 16а. Хапчеранга. Линзовидные обособления кварца (Кв) и касситерита (К) в пирротине (Пт), приуроченные к ксенолитам сланцев. Кварц и касситерит идиоморфны по отношению к цементирующему их пирротину. Ув. 76.

ных зонах выполнения, частым спутником касситерита здесь является арсенопирит, образующий рассеянную вкрапленность в хлоритовой жильной массе. Прочие же сульфиды — пирротин, сфалерит — являются чаще более поздними, они выполняют трещины, секущие хлоритовые породы. Последовательность образования различных минералов этой части месторождения отчетливо видна на фиг. 17, которая изображает сложную полосчатую сульфидную линзу из жилы Террасовой.

Наиболее ранней здесь является сливная кварцево-хлорито-касситеритовая жильная порода, залегающая у зальбандов сложной линзы. Эта порода образовалась в результате замещения сланцев вдоль двух трещин, расходящихся под острым углом, причем в середине оказался клин сланцев, разделяющий две ветви этой метасоматической жилы. Затем последовало образование пирротина, слагающего мощную полосу в осевой части сложной линзы. Пирротиновая руда частично проникала вдоль продольной трещины в клин сланцев и отделила от него новый узкий ксенолит, который был в свою очередь разъединен на части тонкими поперечными пирротиновыми прожилками. Таким образом, здесь мы имеем первые стадии развития брекчиевой текстуры, образующейся в результате постепенного разъединения блоков породы секущими рудными прожилками. Еще более поздним в этой сложной линзе является сфалерит, который отлагался в трещинах по зальбандам жильной пачки, а частично в поперечных прожилках, секущих всю жильную серию. Наконец, последним по времени выделения является кальцит,— он цементирует руду и в месте ее выклинивания остается единственным жильным минералом.



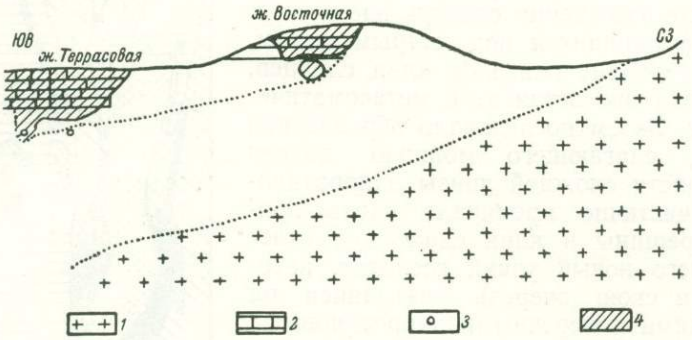
Фиг. 17. Хапчеранга. Полосчатая жила, образованная в результате повторных разрывов, сцементированных новым материалом (жила Террасовая):

1 — сланцы; *2* — кварц; *3* — кварцево-касситеритовая плотная руда; *4* — пирротин; *5* — сфалерит; *6* — кальцит.

На приведенной зарисовке отчетливо устанавливается последовательность образования минералов: первыми являются кварц-касситерит, хлорит, образующийся метасоматически, затем следуют пирротин и еще более поздний сфалерит, развивающийся в продольных трещинах по зальбандам кварц-касситеритовой породы, наконец все минералы цементируются наиболее поздним кальцитом. Минералы различных стадий обособляются, таким образом, в особых трещинах и полосчатое сложение является следствием отложения поздних минералов вдоль трещин продольных разрывов, проходящих по зальбандам раннего жильного выполнения. Вместе с тем, здесь довольно отчетливо выявляется механизм процесса образования брекчий, которые развиваются путем отщепления узких полос и клиньев сланцев продольными рудными прожилками и дальнейшего расчленения их на более мелкие части прожилками поперечными. Контакт сланцевых блоков с сульфидами резкий, углы блоков четкие, близкие к прямым.

Здесь мы снова сталкиваемся с относительно слабым проникновением сульфидов железа в боковые породы по сравнению с касситеритом; если касситерит преимущественно развивается метасоматически, то сульфиды почти исключительно выполняют открытые трещины.

Подобные массивные сульфидные руды для южной части месторождения в общем не характерны; основная часть жил этого участка слагается метасоматическими кварц-карбонатно-хлоритовыми брекчиевидными рудами. Причина столь исключительно интенсивного развития железистого хлорита, при относительно небольшой роли сульфидов железа, в этой части месторождения не ясна. Может быть, объяснения



Фиг. 18. Схематический продольный профиль Главного рудного поля Хапчеранги, показывающий южное склонение оруденения.

1 — граниты; *2* — горные выработки; *3* — скважины; *4* — руды

следует искать в особой природе трещин и свойств вмещающих пород, представленных здесь глинистыми сланцами. В данном случае рудопроводящая зона представляла повидимому не единую крупную трещину, а узкую полосу тонкой параллельной трещиноватости. Рудоносные растворы проникали в сланцы по тонким пересекающимся трещинам. В процессе относительно длительного контакта растворов с большой поверхностью блоков вмещающих пород взаимодействие растворов с породами должно было быть энергичным и происходило почти полное замещение раздробленных и нарушенных пород. Развитие хлоритовых пород в зонах дробления может быть объясняется еще и тем, что в тонкие трещинки зоны дробления сернистые соединения не проникали, как это можно заключить по слабому развитию сульфидов, и, наоборот, кремнезем при таком тесном взаимодействии с боковыми породами был в избытке, что и обусловило связывание железа в силикате-хлорите.

В заключение характеристики главного оловорудного поля отметим, что протяжение оруденения по вертикали в различных частях месторождения неодинаково и намечается как будто южное склонение всего рудного поля (фиг. 18).

В общем жильные тела Главного рудного поля представляют характерный пример «многостадийности» рудного процесса. Рудоотложение совершалось длительно; в результате изменения состава, а может быть и температуры растворов, одни минеральные ассоциации сменялись другими, причем различные минеральные ассоциации обособлялись в виде полос в сложных полосчатых жилах, или даже в виде самостоятельных жил.

Иначе протекал процесс в пределах так называемого Восточного рудного поля — в жиле Спектральной, расположенной ближе других к гранитному массиву. Жила Спектральная является самой крупной на месторождении, она прослежена более чем на 1 км, характеризуется выдержанной довольно значительной мощностью. Главный минерал — арсенопирит, в значительном количестве встречаются пирит, сфалерит, галенит, местами халькопирит. Второстепенными являются станнин и еще менее распространенный касситерит. Лишь минералогический интерес имеют мельчайшие включения кубанита и валериита в халькопиритовых эмульсионных выделениях, густо рассеянных в сфалеритовой массе. Жильные минералы — кварц, кальцит и подчиненный флюорит — в распространении уступают минералам рудным; интересно присутствие топаза, отмеченное А. Г. Теремецкой.

Внешне руды жилы Спектральной отличны от сульфидных руд Главного оловорудного поля. Они характеризуются сложным, но вместе с тем однообразным составом: минералы различных стадий рудного процесса не разделяются пространственно, а отлагаются в тесной смеси, образуя сложный многоминеральный агрегат метаколлоидной структуры. Последовательность отложения та же, что и в Главном рудном поле: первыми выделялись кварц, арсенопирит, пирит, отчасти касситерит, затем сфалерит и после периода дробления — халькопирит, галенит и флюорит. Но здесь эти минералы, видимо, отлагались сближенно; можно предположить, что растворы эти были типа гелей, иначе трудно объяснить равномерное распределение кристаллов относительно ранних минералов — арсенопирита и пирита — по всей мощности жилы. Арсенопиритовые и пиритовые кристаллы цементировались затем сфалеритом, халькопиритом. Как обычно, последние два минерала очень тесно связаны между собой — халькопирит частично растворяется в сфалерите, о чем говорят очень обильные продукты распада в сфалерите, который буквально переполнен эмульсионными халькопиритовыми включениями; затем халькопирит образовывал неправильные срастания и прожилки в сфалерите и тонкие нитевидные жилки в арсенопирите. Сфалерит содержит также обильные включения станнина и образует срастания с ним. Значительно реже в сфалерите встречаются касситеритовые зерна. Относительно поздними в рудах являются галенит и флюорит, цементирующие все ранее выделившиеся минералы.

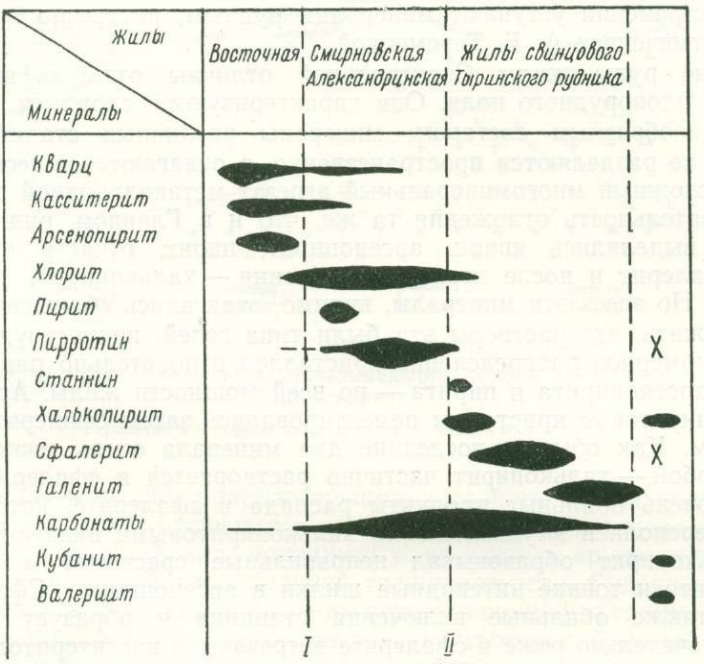
Как видно из описания, жила Спектральная с ее сложными рудами резко отличается от рудных тел Главного поля. Очевидно процесс рудообразования на этих участках протекал по разному. Ближе к гранитам отлагался минеральный комплекс, характеризующийся сближенным отложением минералов из одной «порции» сложных мало дифференцированных растворов. В удалении от гранитов — в крутых трещинах, уходящих, вероятно, на значительную глубину,— рудоотложения совершались более длительно из растворов меняющегося состава и температуры, причем различные минеральные ассоциации отражали последовательные стадии рудного процесса.

Следует остановиться и на другом фланге месторождения — западном, представленном полиметаллическими жилами свинцового Тыринского рудника; эти жилы, сложенные массивными сфалерито-галенитовыми рудами, содержат лишь небольшое количество касситерита.

Небольшую роль в составе руд играет пирит и еще меньшую арсенопирит, пирротин, выделяющиеся здесь значительно позже, чем в рудах Главного и Восточного рудных полей. Арсенопирит входит в состав

кварцевых прожилков, секущих раздробленные крупнокристаллические сфалеритовые руды. С подобным поздним выделением арсенопирита мы еще встретимся в дальнейшем при характеристике некоторых других оловосодержащих сфалеритово-галенитовых месторождений (Синанча, Кисинка в Приморье).

Как видно из приводимой парагенетической схемы (фиг. 19), различные минеральные ассоциации, отвечающие последовательным стадиям рудного процесса, обособляются в разных жилах. Причиной различия состава является как зональное изменение минерализации по горизонтали, так и различный режим развития трещин.



Фиг. 19. Парагенетические соотношения минералов Хапчеранги и пространственное распределение различных типов руд.

I, II — моменты дробления; × распад твердых растворов.

Заканчивая характеристику Хапчеранги, следует отметить, что данное месторождение для нас интересно во многих отношениях. Прежде всего это характерный, так сказать стандартный, пример хлоритово-сульфидного или касситеритово-пирротинового типа месторождения. Установленные на Хапчеранге две стадии рудного процесса — стадия кварцево-арсенопиритовая и стадия сульфидов железа — характерны и для других месторождений данного типа. Хапчеранга интересна также как пример проявления горизонтальной зональности.

Наконец, при изучении распределения различных типов минерализации Хапчеранги встают и другие вопросы, имеющие не только местное, но и более общее значение: влияние тектонического режима трещин на развитие жильного выполнения, влияние морфологии трещин на минеральный состав, большее или меньшее проявления метасоматоза и другие вопросы.

б) Тарбальджейское рудное поле

Тарбальджейское рудное поле, в пределах которого расположено два месторождения, Тарбальджейское и Курултейское, находится на расстоянии 20 км к северо-востоку от рудника Хапчеранга, на левом борту пади Курултей. Площадь рудного поля слагают метаморфические и осадочные породы палеозоя (фиг. 20); в северной части его обнажаются метаморфические сланцы, главным образом филлиты, образованные за счет метаморфизации глинистых осадков, относимых к среднему палеозою (D_3—C_1). В южной части развиты нормальные глинистые сланцы пермского или триасового (?) возраста. Простирание пород восток-северо-восточное, близкое к широтному — падение моноклинальное на север; контакт этих толщ на Тарбальджейском участке тектонический.

Изверженные породы имеют небольшое развитие; они представлены жильными разностями — кварцевыми порфирами, альбитовыми порфиритами, лампрофирами и диабазовыми порфиритами.

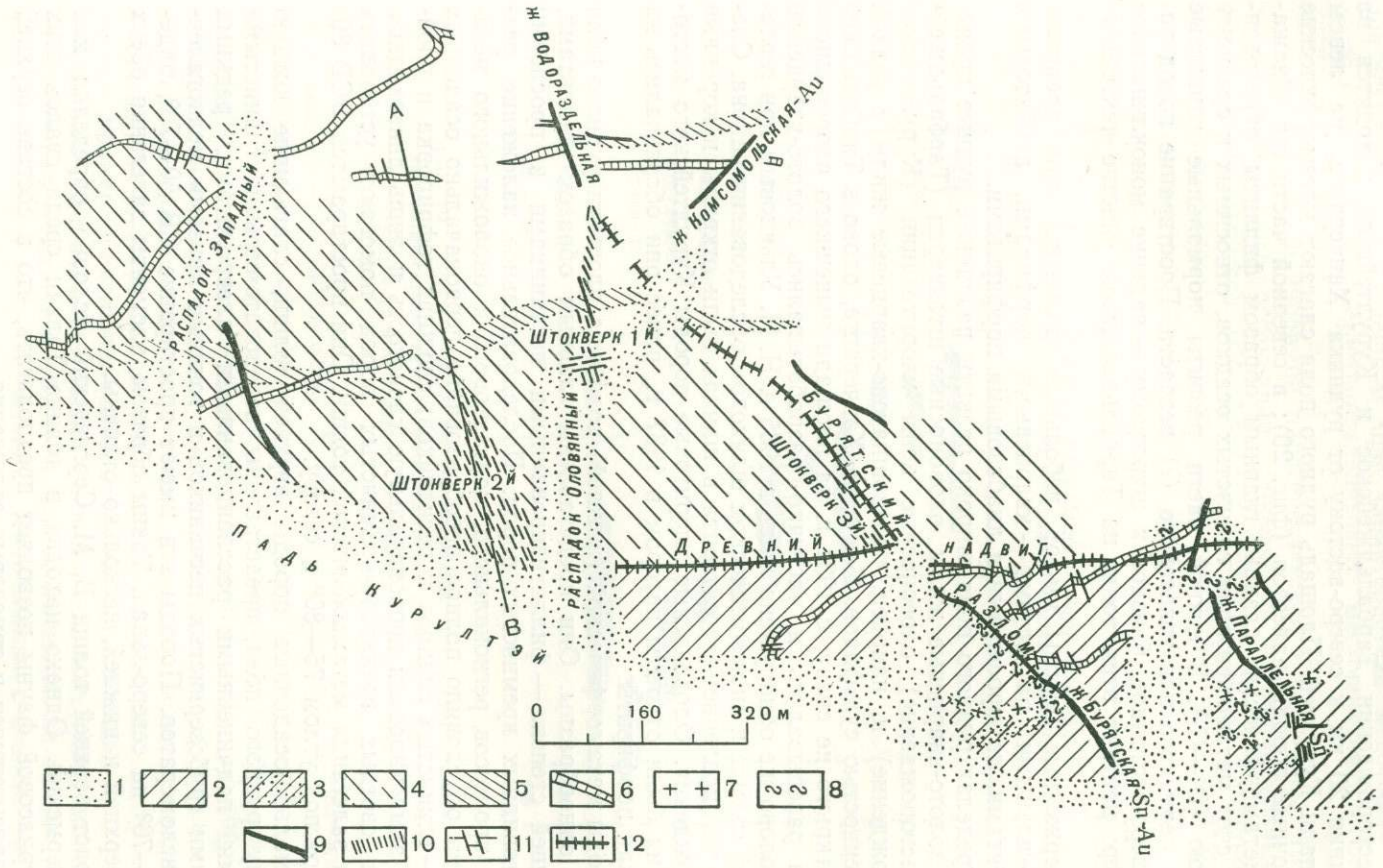
В пределах рудного поля широко развиты различные рудные проявления: золото-кварцевые жилы, оловоносные штокверки (Тарбальджейское месторождение), оловоносные зоны хлоритизации (Курултейское месторождение) и, наконец, полевошпатово-кварцевые жилы с редкой вкрапленностью сульфидов. Как и на Хапчеранге, олово в Тарбальджее было открыто не сразу; с 1931 г. на площади нынешнего оловорудного участка раведывались и частично разрабатывались золото-кварцевые жилы, олово же обнаружено лишь в 1935 г. Н. Н. Ульяновым при геологической съемке и систематическом шлиховом обследовании района. Следом за установлением касситерита в шлихах были открыты и коренные месторождения. Оловоносные хлоритовые породы Курултейского месторождения были открыты автором в 1937 г., ранее они обозначались на карте как порфириты.

Породы метаморфической (нижней) толщи на площади рудного поля крайне однообразны. Они представлены главным образом филлитами, в меньшей степени — филлитизированными песчаниками и прослоями кварцитовидных кремнистых пород. Последовательное наложение различных процессов регионального, контактового и околожильного метаморфизма обусловило полное преобразование первоначально осадочных пород — глинистых сланцев и песчаников; сложная гофрировка и плойчатость замаскировали первоначальную слоистость и лишь линзовидные прослои светлых гранатово-кремнистых пород помогают установить условия залегания метаморфической толщи. Они простираются ВСВ 80° и падают под углом 75—80° к северу.

Нормально-осадочные породы верхней толщи, слагающие южную половину рудного поля, представлены зеленовато-серыми глинистыми сланцами, подчиненными рассланцованными алевролитами, редкими прослоями грубозернистых песчаников и тонкими линзами мелкогалечных конгломератов. Породы эти имеют простирание СВ 50—70°, падение 55—70° на северо-запад. Таким образом, элементы залегания обеих толщ, верхней и нижней, несколько отличны.

Возраст верхней толщи В. М. Сергиевский условно определял как верхнепермский. Однако находка в долине Талачи среди свалов этих пород триасовой фауны позволяет предполагать, что в составе верхней толщи присутствуют и триасовые отложения.

Тектоническое строение Тарбальджейского участка относительно несложно: здесь мы имеем южное крыло крутой антиклинали, несколько



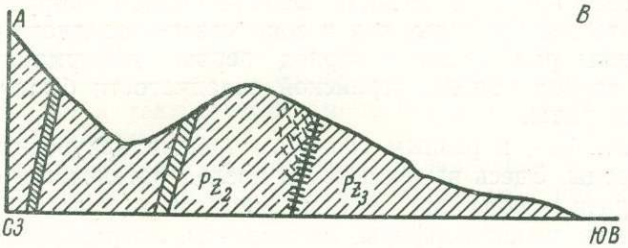
Фиг. 20. Тарбальджей. Геологическая схема. Составлена Е. А. Радкевич.

1 — аллювий; *2* — верхняя сланцевая толща; *3* — песчаники; *4* — нижняя сланцевая толща; *5* — кремнистые сланцы; *6* — кварцевые порфиры; *7* — альбитофиры; *8* — зоны роговиков; *9* — кварцевые, полевошпатовые и хлоритовые жилы; *10* — штокверки, прожилковые или сетчатые зоны; *11* — тектонические нарушения; *12* — древний разлом.

опрокинутой к югу. Породы падают под крутым углом (70—80°) к северу, причем в элементах залегания метаморфической и нормально-осадочной толщи имеются, как отмечалось, некоторые различия.

Если пликативная структура участка весьма проста, то этого нельзя сказать о дизъюнктивных проявлениях; здесь мы имеем перекрещивание нескольких систем разломов.

Наиболее ранним является широтный разлом типа крутого надвига, отделяющий метаморфические породы от нормально-осадочных. Затем здесь проходит крупный пояс древних даек и золото-кварцевых жил, протягивающихся в обе стороны от Тарбальджея на десятки километров. Этот золоторудный пояс, проявленный серией параллельных даек



Фиг. 20а. Профиль Тарбальджейского месторождения.

кварц-порфира и золото-кварцевых жил, соответствует, вероятно, какой-то крупной ослабленной зоне параллельной трещиноватости, или глубинному разлому регионального значения. Простирание всего пояса в целом и отдельных его даек и жил — восток-северо-восточное.

Как показывают наблюдения над метаморфизмом кварц-порфировых даек в контакте с Хамаро-Тыринской интрузией, золоторудный пояс и определяющая его тектоническая зона возникли до внедрения крупных гранитоидных массивов Даурской интрузии, в период поздневарисской или раннекиммерийской складчатости.

Еще более молодой тектонической зоной, секущей как широтный разлом, так и дайки золотоносного пояса, является Бурятский разлом, протягивающийся в направлении СЗ 315°. Непосредственно на продолжении этого разлома к юго-востоку в 6 км от Тарбальджея находится Харатуйское месторождение, весьма похожее на некоторые участки Тарбальджейского рудного поля. Бурятский разлом по своему положению в общем отвечает поперечным разрывам новокиммерискои складчатости, однако вдоль него происходили и небольшие подвижки по диагонали, как это видно по наклону штрихов скольжения; горизонтальная амплитуда перемещения достигает 10 м. В пересечении с Бурятским разломом смещается шов широтного межформационного надвига, а также все дайки и жилы золоторудного пояса.

С Бурятским разломом связано развитие целой серии сопряженных с ним трещин скалывания направления СЗ 340°. Эти зоны скалывания ориентированы перпендикулярно простиранию осадочно-метаморфических пород — они следуют иногда вдоль поперечных трещин отдельности. Плоскости отдельности несут зеркала и борозды скольжения, местами устанавливаются вдоль трещин микросдвиги, амплитудой от 1—2 мм до 1 см, причем перемещение вдоль мелких и больших трещин всюду совершается однообразно: западная стенка неизменно передвигается к югу. В целом вся площадь Тарбальджейского рудного поля

представляет сложную зону скалывания, состоящую из бесчисленного множества мелких дифференциальных ступенчатых смещений по сближенным трещинам северо-западного направления. При этом в метаморфических сланцах подвижки происходили по многочисленным параллельным трещинам отдельности — здесь в полосах тонкой параллельной трещиноватости впоследствии возникли прожилковые оловорудные зоны или тарбальджейские штокверки. В глинистых сланцах, относительно более пластичных, проявились лишь единичные, но уже более выдержанные зоны скалывания, к которым приурочены хлоритовые зоны Курултейского месторождения.

Еще позднее приоткрывались трещины северо-восточного направления, к которым приурочены жилы молочно-белого безрудного кварца. Возможно, что эти трещины, как и зоны северо-западного направления, были заложены ранее, еще в период первой деформации осадочной толщи, а в период новокиммерийской складчатости были лишь обновлены и приоткрыты.

Как отмечалось, к разным системам трещин приурочены различные жильные породы. Здесь выделяются в последовательности образования: древние кварцевые порфиры, несущие иногда сеть золотоносных кварцевых прожилков, сиенит-порфиры, спессартиты, лабрадоровые порфириты и, наконец, молодые кварцевые порфиры пади Талач.

Столь же разнообразны, как жильные изверженные породы, и рудные проявления Тарбальджейского участка — здесь неоднократно возобновлялась минерализация в различные фазы и периоды интрузивной деятельности. Это как будто пока единственный участок в Забайкалье, где непосредственно, путем наблюдения над пересечениями жил, устанавливается относительный возраст золотого и оловянно-вольфрамового оруденения. Первое здесь является позднепалеозойским или раннемезозойским, второе же, очевидно, как и в смежных участках (Харатуй, Бырца, Сохондо), связано с молодыми интрузиями, проявившимися на грани юры и мела.

Золотое оруденение представлено многочисленными золото-кварцевыми жилами однообразного восток-северо-восточного простирания. В сланцах верхней толщи жилы падают круто под углом 70—80° (Майская, Евдокимовская и др.); в метаморфических же сланцах они чаще падают полого под углом 25—30° к северу (Комсомольская, Пологая).

Жилы слагаются молочно-белым кварцем, в котором редко можно обнаружить вкрапленность сульфидов — пирита, арсенопирита, и еще реже видимое золото; кварц катаклазирован, обладает волнистым погасанием. Кварцевые жилы в участках скрещения с оловорудными зонами рассечены флюоритовыми кварцево-слюдистыми прожилками с касситеритом.

Интересны золотоносные дайки кварцевых порфиров. Одна из таких даек разведывалась по правому борту пади Курултей. Оруденение связано в ней с сетью тончайших золотоносных кварцевых прожилков, которые не выходят за пределы дайки. Повидимому эти прожилки приурочены к контракционным трещинкам в кварцевых порфирах.

Если золотое оруденение прослеживается далеко к западу и к востоку от Тарбальджея вдоль четкого и узкого пояса развития «древних» даек, то оловянное оруденение локализировано лишь в участке пересечения золоторудного пояса и широтного древнего надвига более молодой тектонической зоной северо-западного направления — Курултейским разломом и серией сопряженных с ним трещин.

Минерализация проявилась наиболее интенсивно к северу от широтного разлома в трещиноватых филлитах, где возникли зоны флюоритизации по трещинам, сопряженным с древним разломом, а также серии параллельных кварцевых прожилков с топазом, касситеритом, вольфрамитом, сульфидами, флюоритом и др. Эти тонкие прожилки выполняют сближенные трещины, главным образом северо-западного простирания, развитые на значительной площади, и образуют в совокупности прожилковые зоны или оловоносные штокверки. К более крупным трещинам приурочены полевошпатово-флюоритовые и полевошпатово-кварцевые жилы. В восточной части рудного поля, среди глинистых сланцев оруденение имеет уже существенно иной характер — здесь встречены метасоматические хлоритовые породы с касситеритом и сульфидами. Таким образом, в различных породах оловорудный процесс протекал по-разному. Наиболее поздними минеральными образованиями являются жилы молочно-белого кварца, уже безрудные, полевошпатово-кварцевые жилы, а также жила аметистовидного кварца с тонкопластинчатым гюбнеритом.

Далее мы последовательно опишем оловоносные штокверки, развитые среди филлитов (Тарбальджейское месторождение) и метасоматические хлоритовые зоны в глинистых сланцах (Курултейское месторождение).

Тарбальджейское месторождение

Оловоносные штокверки Тарбальджейского месторождения развиты в пересечении полосы раздробленных филлитов, примыкающих с севера к широтному надвигу, зоной скалывания северо-западного простирания. Оруденелые площади располагаются на участках наиболее интенсивного раздробления пород, там, где в филлитах по трещинкам отдельности северо-западного простирания происходили мелкие ступенчатые подвижки.

В этих участках возникли серии параллельных кварцево-арсенопиритовых прожилков с касситеритом, топазом, слюдой в зальбандах. Мощность прожилков колеблется от 1 мм до 1—2 см, реже более. «Густота» сети прожилков различна — местами в участках наиболее интенсивного дробления минерализованы все трещинки отдельности и расстояние между прожилками измеряется сантиметрами или десятками сантиметров, в других случаях минерализованы редкие, наиболее крупные из трещин. Так как касситерит приурочен к зальбандам жилок (фиг. 21), то на сколах плоскостей отдельности часто можно наблюдать друзы блестящих черных касситеритовых кристалликов и их сложных сростков.

Максимум минерализации отмечен в трех участках, сообразно чему с момента открытия месторождения принято выделять в нем три штокверковых поля. Границы этих штокверков весьма условны. Кроме упомянутых штокверковых полей более мелкие минерализованные зоны встречаются и на промежуточных участках.

Расположение штокверков показывает отчетливую зависимость минерализации от тектонических нарушений. Штокверки, как правило, образуются в пересечении тектонических зон северо-западного простирания с более древними широтными нарушениями, круто падающими к северу. Наиболее ярко эта зависимость проявляется в штокверке № 3, образованном в пересечении Бурятского разлома с широтным разломом, отделяющим филлиты от глинистых сланцев, причем оруденение развито в висячем боку последнего — в филлитах. Аналогичные условия

мы имеем в штокверке № 2, также примыкающем непосредственно к тому же широтному разлому. Так же как и в штокверке № 3, здесь отчетливо выражены подвижки вдоль трещин северо-западного направления по многочисленным плоскостям отдельности. Образование штокверка № 1 находится, вероятно, в зависимости от второстепенной широтной трещины, установленной в шурфе № 1. Здесь в результате скрещения широтной и меридиональной рудных зон мы имеем наибольшее обогащение касситеритом.

Заметное влияние на распределение оловянной минерализации оказывают второстепенные дорудные трещины, сопряженные с главным широтным разломом; наблюдаются две системы таких трещин простирания СВ 60—70° и СЗ 290—305°. Обе эти системы круто падают в северном направлении. Они отмечены зонами дорудной флюоритизации и секутся в свою очередь рудными прожилками. Повидимому, эти дорудные трещины существенно влияли на циркуляцию рудоносных растворов: в пересечении их северо-западными тектоническими зонами создавались участки наибольшего раздробления, благоприятные для рудоотложения.

Кроме того, интенсивность минерализации непосредственно зависела также от характера вмещающих пород: отмечено, что в менее трещиноватых окварцованных и первично-кремнистых породах оруденение резко уменьшается.

Главными минералами штокверков являются кварц и арсенопирит. Широко распространены топаз и флюорит; в подчиненном количестве присутствуют касситерит, вольфрамит, сфалерит, светлая слюда, сидерит и, наконец, редкими минералами являются: халькопирит, станнин, марказит, пирит, галенит, адуляр и берилл.

Рудные прожилки часто имеют симметрично-полосчатое строение, позволяющее установить определенную последовательность образования минералов. Обычно в боковых породах близ жилок развивается топаз. Зальбанды прожилков оторочены тонкой лентой слюды с редкими кристаллами касситерита; мощность такого слюдистого зальбанда редко превышает 1 мм. Ближе к осевой части следуют арсенопирит и, местами, вольфрамит; последний в заметном количестве встречен лишь в широтной жиле штокверка № 1. К числу поздних минералов относятся сфалерит, станнин, флюорит, сидерит и редко встречающийся галенит, тяготеющие к центральным частям прожилков.

Ниже мы приводим описание отдельных минералов (в порядке их образования).

Топаз является одним из наиболее ранних минералов; он развивается по контакту с прожилками в боковых породах, образуя мелкозернистые агрегаты неправильных по форме округлых зерен. Иногда он выкристаллизовывается в самой трещине, располагаясь преимущественно в зальбандах жилки; в таких случаях наибольшее развитие получают мелкие кристаллы размером меньше 0,1 мм, не различимые невооруженным глазом; иногда встречаются более крупные кристаллы призматического габитуса размером до 1 см. В кристаллах топаз бесцветный, прозрачный; в сплошных массах — желтоватый. Часто топаз развивается в зальбандах флюоритовых прожилков, вероятно в результате взаимодействия F-содержащих эманаций с алюмосиликатными вмещающими породами. Топаз и слюда отнюдь не всегда являются более ранними, чем кварц, как это, казалось бы, следует из их концентрации у зальбандов: местами от этих призальбандовых полос отходят топазовые прожилки, секущие и разъедающие кварц. Может быть кон-

Фиг. 21. Тарбальджей. Кварцевые прожилки в филлите, в зальбандах их касситерит.

центрация топаза и слюды у зальбандов обусловлена возникновением их в месте соприкосновения фторсодержащих растворов с боковыми породами. Отлагались же они более или менее одновременно с кварцем и даже частично позже, поскольку ответвления от призальбандовых полосок секут и корродируют кварц — в этих случаях растворы, обогащенные алюминием и щелочами в результате их взаимодействия с боковыми породами, проникали по трещинкам в кварц, выполняющий осевую главную часть жилки.

Слюда образует тонкие оторочки в зальбандах рудных прожилков, а иногда и секущие жилки в кварце. Она имеет серебристо-белый цвет; под микроскопом почти бесцветна, обладает слабым плеохроизмом в зеленоватых тонах. Нередко слюда концентрируется около рудных минералов и образует оторочки вокруг них.

Касситерит обычно находится в зальбандах прожилков в тесной ассоциации со светлой слюдой и топазом; он образует двойники и тройники призматических кристаллов, несколько сплюснутых по C_4; в кристаллах касситерита из Тарбальджейского месторождения, исследованных А. М. Болдыревой (1941), главной формой являлась грань (110), подчиненными — грани (320), (100), (111). Размеры индивидов кристаллов редко превышают 2—3 мм; цвет касситерита черный, блеск алмазный; под микроскопом наблюдается слабый плеохроизм.

Химический анализ касситерита

SnO_2 – 97,28	MnO — следы
SiO_2 — 0,38	CaO — 0,28
TiO_2 — 0,84	Mg — 0,07
Fe_2O_3 — 0,92	Ta — Nb — 0,05
	99,82%
	Уд. вес 6,89

Аналитик Стукалова. Цит. по А. М. Болдыревой (1941).

Спектроскопически в составе касситерита определен индий (средние линии).

Кварц является главным минералом прожилков. Он образует призматические удлиненные кристаллы, нарастающие перпендикулярно стенкам трещин. Цвет кварца молочно-белый, иногда встречаются полупрозрачные бесцветные кристаллы, что существенно отличает его от кварца золоторудных жил. Местами наблюдаются зональные кристаллы кварца, причем по некоторым зонам происходит разъедание кварца топазом или флюоритом.

Арсенопирит играет существенную роль в составе рудных прожилков. Он образует призматические кристаллы, по сравнению с касситеритом является несколько более молодым, окружая его зерна. В свою очередь зерна арсенопирита цементируются другими более поздними сульфидами.

Вольфрамит образует пластинчатые выделения в арсенопирите и кварце, ориентированные перпендикулярно зальбандам. По данным химического анализа он содержит 16,02% FeO и 7,04% MnO. Интересно присутствие в вольфрамите индия, типичного и для других минералов штокверка — касситерита, сфалерита.

Пирит встречается редко. Обычно он присутствует в виде идиоморфных кристаллов, иногда сечется сфалеритом.

Сфалерит бурого цвета, полупрозрачный, образует агрегат аллотриоморфных зерен. Он обычно цементирует раздробленные зерна арсенопирита и является более поздним. Изредка в сфалерите наблюдаются включения халькопирита и станнина, образованные в результате распада твердых растворов, а также чрезвычайно мелкие включения галенита.

Спектроскопический анализ сфалерита показывает относительно большое количество индия (сильные линии) и присутствие кадмия (средние линии).

Халькопирит встречается в незначительном количестве; обычно ассоциирует со сфалеритом, образуя в нем неправильные срастания, а иногда встречается в виде эмульсионной вкрапленности.

Станнин, как и халькопирит, является мало распространенным минералом. Он образует эмульсионные включения в сфалерите, халькопирите, иногда встречается в виде тонких каемок вокруг этих минералов. Обнаружены также реакционные каемки станнина по границе касситерита с халькопиритом.

Галенит встречается в небольшом количестве в виде мельчайших включений в сфалерите, часто цементирует раздробленные сфалеритовые зерна и образует в них секущие прожилки.

Марказит также является редким минералом штокверков. Он встречается в стебельчатых выделениях. Соотношения марказита с другими рудными минералами неясны, может быть он образуется по пирротину.

Сидерит развит в промежутках между кристаллами гребенчатого кварца в прожилках из штокверков, поэтому он образует поперечные полоски, ориентированные вдоль кристаллов, т. е. перпендикулярно зальбандам кварцевых жилок.

Флюорит является одним из наиболее распространенных минералов — он обилен в зонах фельдшпатизации и флюоритизации, является наряду с кварцем главным минералом в измененных филлитах, развитых в участках наиболее интенсивной их минерализации, входит в состав полевошпатово-флюоритовых жил, где он образует вростки в адуляровой массе; наконец, основную роль флюорит играет в составе прожилков рудных штокверков, концентрируясь главным образом в осевых частях жил. Местами можно видеть, что флюоритово-слюдистые прожилки с топазом и касситеритом секут слюдисто-флюоритовую метасоматическую породу зоны флюоритизации. Флюорит иногда развивается по трещинкам спайности в сидерите.

Все описанные минералы сосредоточены в пределах тонких прожилков и образовались в течение одного акта минерализации, причем отложение минералов происходило сближенно.

В заключение описания штокверков следует подчеркнуть следующие моменты.

1. Для всех штокверков характерны минералы, указывающие на присутствие большого количества летучих (топаз, флюорит, отчасти слюда); повидимому газовая фаза в процессе рудообразования играла существенную роль. Топаз и слюда, расположенные в зальбандах прожилков, вероятно образовались в результате взаимодействия летучих с вмещающими породами.

2. Касситерит по морфологическим особенностям также может быть отнесен к пневматолитовому типу. Постоянная ассоциация его с другими пневматолитовыми минералами, главным образом с топазом, позволяет предполагать, что фтор играл существенную роль в переносе олова.

3. Более поздние минералы имеют явно гидротермальный генезис, причем некоторые признаки указывают, что в конце процесса рудообра-

зования температура растворов была относительно невысока. К этим признакам относятся: малое развитие явлений распада твердых растворов, присутствие таких минералов, как сидерит и галенит, которые принято считать относительно низкотемпературными.

Таким образом, мы в штокверках имеем парагенетическую ассоциацию пневматолитовых минералов, с одной стороны, и сравнительно низкотемпературных гидротермальных минералов, с другой, в пределах тонких единовременно образованных прожилков. Это сочетание говорит о резком падении температуры рудоотложения и находит себе объяснение в специфических особенностях процесса образования штокверков. Очевидно, рудоотложение совершалось в условиях резкого падения температуры и давления в трещиноватых, сильно раздробленных, относительно холодных породах.

Курултейское месторождение

Курултейский рудный участок, представляющий восточную часть Тарбальджейского рудного поля, выделяется в качестве самостоятельного месторождения, так как характеризуется совершенно иным типом оруденения. Здесь рудные тела представлены оловоносными хлоритовыми зонами в пермских (?) глинистых сланцах; они приурочены, как и прожилки Тарбальджейского месторождения, к трещинам северо-западного направления и сопровождаются зонами ороговикования. Наиболее крупным рудным телом является жила Параллельная, представленная темнозеленой почти мономинеральной хлоритовой породой.

Контакт хлоритовой породы со сланцами в большинстве случаев резкий. Микроскопическое изучение показывает, что измененная порода состоит преимущественно из мелкочешуйчатого хлорита, некоторого количества неправильных округлых зерен, а иногда длиннопризматических кристаллов вторичного кварца. Спорадически встречаются альбит, светлая слюда, флюорит, в некоторых образцах установлена мелкая вкрапленность касситерита и топаза.

Хлорит является главным, местами почти единственным минералом в измененных породах. Он встречается в виде плотных агрегатов, прожилков. В пустотах образует лучистые розетки, друзы кристаллов размером 0,1—0,5 мм. Хлорит обладает следующими оптическими свойствами: цвет яблочно-зеленый, плеохроизм заметный; удлинение положительное; двуосный — отрицательный. Угол оптических осей малый. Показатель преломления по $Ng = 1{,}663—1{,}666$; $Np = 1{,}659$. По оптическим данным минерал должен быть отнесен к афросидериту или дафниту.

Это определение согласуется с данными химического анализа, показывающими, что порода, состоящая преимущественно из хлорита, содержит большие количества FeO при относительно невысоком количестве Fe_2O_3, сравнительно небольшое количество MnO и еще меньше CaO.

Химический анализ хлоритовой породы

SiO_2 — 32,41	CaO — 0,21
TiO_2 — 0,09	Na_2O — 0,45
SnO_2 — 7,21	K_2O — 0,58
Al_2O_3 — 18,17	P_2O_5 — 0,35
Fe_2O_3 — 4,30	S — 0,01
FeO — 25,75	H_2O п. п. п. 5,83
MnO — 1,45	H_2O гигр. 0,11
MgO — 2,54	

Аналитик С. В. Хованский. Химическая лаборатория МГРИ.

Кварц присутствует в переменном количестве. Местами он образует прожилки, сложенные длиннопризматическими кристаллами; иногда кристаллы слабо желтоватого кварца выстилают стенки пустот, но чаще встречаются в основной хлоритовой массе изометричные, округлые зерна неправильной формы; некоторые образцы совсем не содержат кварца.

Касситерит зон хлоритизации по форме отличается от касситерита тарбальджейских прожилков. Он образует длиннопризматические, иногда игольчатые, отчетливо плеохроирующие кристаллы размером до 0,1 мм, характерные для относительно низкотемпературных гидротермальных образований (фиг. 22). В силу мелких размеров кристаллов макроскопически касситерит почти не различим в плотной хлоритовой массе; гнездообразные скопления его имеют желтовато-бурый цвет. Он весьма неравномерно распределен в породе.

В некоторых шлифах можно усмотреть, что мельчайшие касситеритовые зерна располагаются цепочками, образуя прожилки по трещинам в хлоритовой массе. Иногда отчетливо устанавливается приуроченность касситерита к хлоритовым прожилкам.

Топаз в незначительном количестве встречен в некоторых образцах, обогащенных касситеритом.

Наряду с округлыми изометрическими зернами топаза наблюдаются длиннопризматические кристаллы типа пикнита, как известно характерного для низкотемпературных разностей.

Слюда оторачивает иногда стенки пустот в хлоритовой массе. Центральную часть таких пустот обычно выполняют флюорит и кварц.

Флюорит является одним из наиболее поздних минералов зон хлоритизации; как уже было отмечено, он заполняет пустоты в хлоритовой массе, отлагаясь на друзах кристаллов хлорита и слюды, часто образует прожилки. В небольшом количестве встречается в участках, обогащенных касситеритом.

Гематит отмечен в некоторых полированных шлифах в виде пластинчатых выделений.

Рутил образует призматические кристаллы в хлоритовой массе.

В процессе образования хлоритовых пород несомненно происходил привнос железа и олова и в меньшей степени других металлов, а также фтора и серы. В процессе взаимодействия растворов с вмещающими сланцами происходил вынос щелочей и кремнезема; при образовании мономинеральных хлоритовых пород содержание SiO_2 от 65% (содержание в сланцах) снижалось до 32,41%, т. е. до количества, необходимого для образования хлорита.

Хлоритизация проявлена также в сравнительно мощных зонах ороговикования, развитых в восточной окраине рудного поля, но эти хлоритсодержащие роговики уже почти не содержат олова. Присутствие их интересно лишь как косвенное указание на близость интрузии к дневной поверхности в этой части Тарбальджейского участка — зоны роговиков здесь дугообразно изгибаются, как бы окружая какой-то скрытый на глубине источник минерализации.

В Тарбальджейском районе очень отчетливо проявляется контролирующая роль разломов и особенно участков их пересечения в локализации оруденения: оловянное оруденение развивается в скрещении древнего межформационного надвига, с молодой тектонической зоной северо-западного простирания.

Устанавливается вместе с тем определенная зависимость морфологии рудных тел и характера трещиноватости: в трещинных филлитах ору-

денение распылено по сети тончайших трещинок с образованием прожилковых или штокверковых полей (Тарбальджейское месторождение). В пластичных глинистых сланцах оруденение концентрировалось в немногочисленных, но выдержанных по простиранию и хорошо разработанных трещинах — здесь возникли более крупные жильные тела, представленные в данном случае метасоматическими хлоритовыми жилами (Курултейское месторождение).

Вопрос о причинах различия характера минерализации в филлитах и сланцах неясен.

Объяснить различие характера минерализации неодинаковым расстоянием от интрузии здесь явно нельзя: нет никаких данных говорить о том, что тарбальджейские касситерито-топазово-кварцевые штокверки находятся ближе к магматическому очагу, чем курултейские хлоритовые зоны. Скорее, наоборот, на Курултейском участке интрузия находится ближе к дневной поверхности, поскольку здесь широко развиты зоны ороговикования. В то же время мало оснований говорить о близости к интрузии тарбальджейских штокверковых полей еще и потому, что здесь мы вовсе не имеем общего «пропаривания» массы породы, которое характерно для штокверков, примыкающих к интрузивам. Оруденение часто локализуется лишь в открытых трещинах, не проникая далеко вглубь, а там, где наблюдается интенсивное замещение пород, комплекс минералов говорит скорее за гидротермальную, чем за пневматолитовую природу растворов. Присутствие в тонких единовременно образованных прожилках пневматолитовых минералов — топаза, берилла, ассоциирующих с касситеритом и слюдой, с одной стороны, и флюорита, карбоната, сульфидов — станнина, халькопирита, галенита — с другой, говорит о быстром падении температуры в процессе рудообразования. Очевидно растворы быстро охлаждались в контакте с холодными стенками трещин; таким образом можно предполагать, что породы не были прогреты интрузией, т. е. мы имеем штокверк, удаленный от магматического очага. Возможно, что рудоносные растворы, насыщенные летучими, удалились от интрузии вдоль разлома северо-западного направления на довольно значительное расстояние и вышли уже за пределы ореола прогрева, окружающего интрузию. В участке скрещения этого разлома с древним широтным надвигом растворы попали в зону резко ослабленного давления. При этом произошло внезапное выделение растворенных в них летучих, главным образом соединений фтора — подвижные газово-водные эманации устремились по серии многочисленных трещинок отдельности, к этому времени хорошо «разработанных» и открытых. При этом температура растворов очень быстро падала, так что в зальбанде располагались еще пневматолитовые минералы—топаз в ассоциации с касситеритом, слюда, берилл, а осевую часть прожилков выполняли уже минералы гидротермальные — сульфиды, флюорит, карбонат, адуляр.

Таким образом, здесь, благодаря «вскипанию» растворов, насыщенных летучими, в зоне резко ослабленного давления в миниатюре мог проявиться этот пневматолитовый фтористо-оловянный процесс, который в неизмеримо более мощном масштабе развивается в эндоконтактовых зонах активных оловоносных гранитов, преобразуя их нацело в рудный кварцево-топазовый грейзен (Альтенберг и др.). Вспышка пневматолиза была здесь короткой и быстро угасла. Как было отмечено, комплекс минералов прожилков говорит о быстром падении температуры растворов. Очевидно, последние охлаждались в контакте с холодными стенками трещин — ведь поверхность контакта с холодными боковыми породами

при распылении растворов по бесчисленным трещинкам отдельности неизмеримо возросла. Можно думать, что в трещиноватых филлитах произошло не только резкое снижение давления, которое активизировало пневматолитовую фазу процессов, но и быстрое снижение температуры, благодаря которому пневматолиты быстро перешли в водные растворы, обладавшие в заключительном этапе уже относительно небольшой температурой.

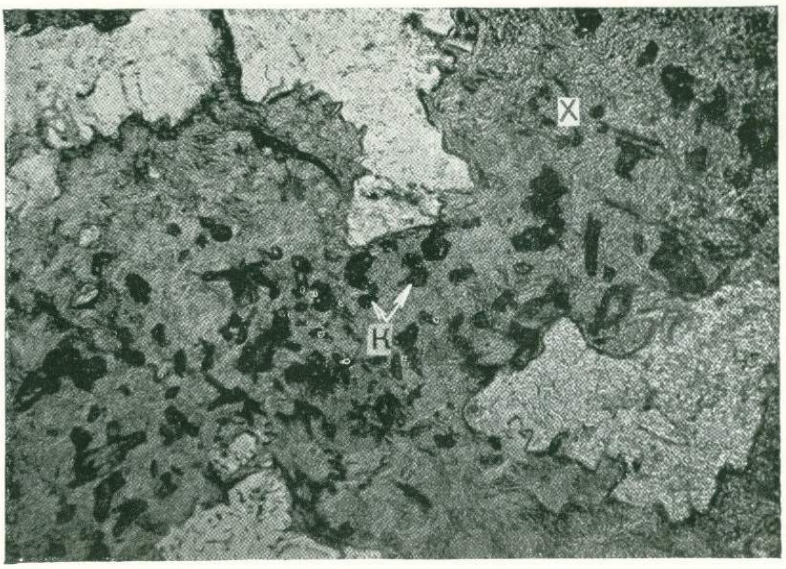
Таким образом можно допустить, что и особенности минерализации, точно так же как и морфология рудных тел, косвенно зависят от структуры рудного участка, поскольку последняя в какой-то мере влияет на режим давления (а также и температуры) в рудопроводящих трещинах.

По-иному протекал рудный процесс в глинистых сланцах, в стороне от площади интенсивного раздробления — здесь растворы циркулировали вдоль узкой зоны дробления, ограниченной на большей части ее протяжения плотными непроницаемыми глинистыми сланцами. Растворы прокладывали путь вдоль серии параллельных сближенных трещинок, а в участках наибольшего раздробления — вдоль сетки пересекающихся трещинок. Местами растворы очевидно просачивались через мелкоперетертый глинистый материал, именно в этих участках могли возникнуть те плотные хлоритовые породы, которые нередко встречаются в Курултейской хлоритовой зоне (жила Параллельная). Рудоносные растворы здесь были более низкотемпературными, чем на Тарбальджейском участке, о чем можно судить как по парагенезису минералов, так и по их типоморфным особенностям — игольчатой форме кристаллов касситерита, шестоватой форме крайне редких здесь кристаллов топаза; они содержали значительно меньшее количество летучих и в то же время, несмотря на это, взаимодействовали с боковыми породами гораздо интенсивнее, чем на Тарбальджейском участке.

Может быть различная интенсивность взаимодействия с боковыми породами опять-таки обусловлена различной структурной обстановкой проявления рудного процесса: если в системе открытых трещин Тарбальджейского штокверкового поля процесс рудоотложения является продуктом единовременного акта и растворы не успели далеко проникнуть в стороны от открытых трещин, то в трещинных зонах Курултейского месторождения контакт растворов с породами был длительным, взаимодействие глубоким, и может быть именно поэтому сланцы почти нацело переработаны в хлоритовый агрегат. Состав и природа рудоносных растворов в этом участке были существенно иными, чем на Тарбальджее. Рудоотложение совершалось из растворов, очень богатых железом, привноса кремнезема, вероятно, не было, и кварц, который присутствует в хлоритовой массе, возник скорее за счет кремнезема, освобожденного при хлоритизации сланцев. Некоторые же образцы почти мономинеральных хлоритовых пород свидетельствуют даже о заметном выносе кремнезема в процессе хлоритизации.

К такому же типу как Курултейское месторождение относятся хлоритовые жилы Харатуйского месторождения, расположенные в 6 км к юго-востоку от Тарбальджея, может быть на непосредственном продолжении того же Бурятского разлома, а также месторождение Былыринское.

Наряду с этим в пределах Даурского хребта существуют и иные типы месторождений, которые характеризуются развитием не хлорита, а слюды. Эти месторождения залегают чаще в изверженных породах. В одних случаях оруденение сопровождается образованием железистой слюды типа сидерофиллита. Такого типа месторождения ближе при-



Фиг. 22. Курултейское месторождение. Касситерит в хлоритовом прожилке. Ув. 80.

мыкают к сульфидно-железистой или касситеритово-сульфидной формации оловорудных проявлений (Берея); в других случаях оруденение сопровождается образованием светлой калиевой слюды и мы имеем переход от касситеритово-сульфидной к касситеритово-кварцевой формации (Сохондо). Эти переходные месторождения, содержащие не хлорит, а слюду, развиты на флангах Южно-Даурского рудного района. Из числа их мы подробно опишем лишь Сохондинское месторождение, обладающее многими весьма своеобразными чертами минерализации.

в) Сохондинское месторождение

Сохондинское месторождение расположено в труднодоступной гольцевой области на северном склоне гольца Большое Сохондо, в верховьях речки Левая Берея, притока Ингоды.

Таким образом, Сохондо находится на стыке Даурского района с Чикойским; по характеру минерализации оно отлично от других касситеритово-сульфидных месторождений Даурского хребта и во многом приближается к оловянно-вольфрамовым рудопроявлениям Чикойского района.

Геологическое строение района и месторождения. В районе Сохондинского месторождения развиты осадочно-метаморфические и нормально-осадочные породы палеозоя, мезозойские или поздневарисские гранитоиды Большой Даурской интрузии, покрывающие их верхнеюрские эффузивы и, наконец, еще молодые рудоносные гранитпорфиры, образованные, повидимому, в заключительный этап новокиммерийского магматического цикла.

Метаморфическая толща представлена слюдяными, гранатовыми, хлоритовыми, кордиеритовыми и другими метаморфическими сланцами; вероятно она является аналогом ранее описанной среднепалеозойской (?) или нижней метаморфической толщи Хапчеранги. Вышезалегающую толщу малометаморфизованных глинистых сланцев и песчаников можно параллелизовать с «верхней» осадочной толщей Хапчеранги, относимой к верхнему палеозою и частично к триасу (?).

Осадочные и осадочно-метаморфические породы смяты в складки широтного простирания, осложненные изоклинальной складчатостью второго порядка. В ядрах крупных антиклинальных структур располагаются массивы гранитоидов — сателлиты Большой Даурской интрузии.

Даурские гранитоиды представлены гранодиоритами, плагиогранитами и нормальными гранитами, реже встречаются кварцевые диориты. Все эти разновидности связаны постепенными переходами и представляют фации единой интрузии. Иногда наблюдается закономерное повышение основности пород близ контакта, видимо обусловленное ассимиляцией песчанико-сланцевых отложений.

Верхнеюрские эффузивы слагают гольцы Сохондо от основания их до вершины. Повидимому они внедрились по разлому в северном крыле крупного антиклинала. Мощность эффузивных образований измеряется многими сотнями метров. Здесь происходило несколько последовательных извержений: в основании экструзивного комплекса залегают темно-зеленые кварцевые порфириты, санидиновые плагиопорфиры, подстилаемые характерными лавоконгломератами, выше следует мощная однообразная толща светлосерых дацитов. Наряду с эффузивами и туфами нередко встречаются жерловые фации, сопровождаемые брекчиями взрыва — они отмечают подводящие каналы древнего вулкана.

Наиболее молодыми членами мезозойского магматического комплекса являются оловоносные гранит-порфиры, которые прорывают санади-

новые плагиопорфиры в каньоне Левой Береи. По условиям залегания эти наиболее молодые породы района могут быть отнесены к близповерхностным фациям.

Возраст экструзивного комплекса Сохондо — эффузивов и оловоносных гранит-порфиров — определяется как верхнеюрский. Эти породы моложе Даурской интрузии, прорывающей отложения верхнего палеозоя и триаса (?) (Хапчеранга) и, повидимому, старше угленосных отложений нижнемеловой Букукунской свиты, в которой М. С. Нагибиной обнаружены гальки эффузивов и гранит-порфиров, сходных с сохондинскими.

Геологическое строение самого месторождения несложно — вся площадь рудного участка слагается темнозелеными санидиновыми плагиопорфирами Сохондинского комплекса и лишь в каньоне Левой Береи вскрываются небольшие трубчатые жилы светлосерых гранит-порфиров. Последние представляют, возможно, апофизы более крупного интрузивного тела, еще скрытого на глубине; именно оно является, повидимому, источником оруденения.

По внешнему облику гранит-порфиры Сохондо очень напоминают оловоносные порфировидные граниты других оловорудных районов Забайкалья, в частности Зун-Ундурского и Хапчерангинского. Это светлая, зеленовато-серая порода с крупными вкрапленниками полевого шпата, 1—2 см длины, и мелкими порфировыми выделениями темнодымчатого кварца, заключенными в мелкозернистой основной массе. Темноцветные минералы в процессе автометаморфизма замещены светлой слюдой, хлоритом, причем среди этих псевдоморфоз лишь местами сохранились остатки роговой обманки и биотита. Гранит-порфиры содержат рассеянную вкрапленность пирита, арсенопирита, касситерита и шеелита. В контакте с ними плагиопорфиры ороговикованы и превращены в мелкозернистый агрегат кварца, светлой слюды и биотита; особенно интересно то, что непосредственно от гранит-порфировых трубчатых тел в плагиопорфиры по трещинам отходят полосы окварцевания с касситеритом, шеелитом и сульфидами. Таким образом, связь оруденения с изверженной породой здесь проявлена очень четко: если и не сами трубчатые апофизы явились непосредственным источником оруденения, то они послужили каналами, по которым рудоносные эманации поднимались из еще неостывших, вероятно довольно близких частей интрузии, преобразуя как гранит-порфиры, так и окружающие их плагиопорфиры в рудный грейзен.

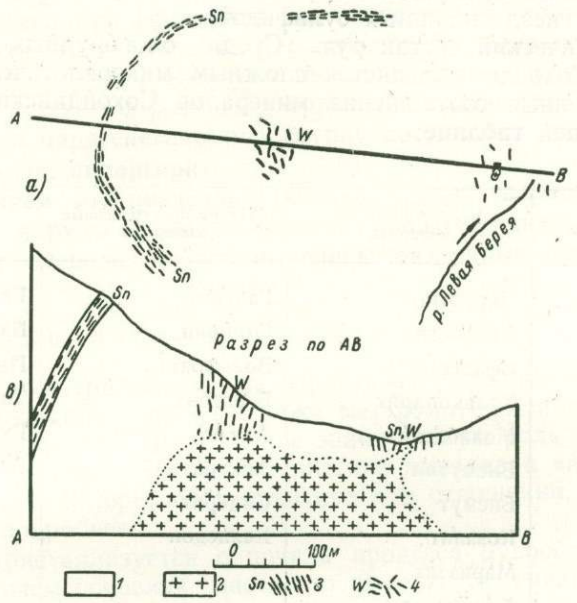
Морфология рудного поля Сохондо довольно оригинальна: главное рудное тело представлено дугообразной зоной минерализации, которая как бы огибает какой-то скрытый на глубине центр оруденения и ограничивает рудоносную площадь (фиг. 23). Дугообразная зона мощностью до 20 м характеризуется вкрапленностью сульфидов и содержит мелкие линзы и жилки кварца с касситеритом, шеелитом и разнообразными сульфидными минералами. Рудные жилы ориентированы большей частью параллельно вмещающей их зоне и падают по конической поверхности от центра дуги к периферии под углом 45—50°. Они сопровождаются интенсивной вкрапленностью сульфидов в плагиопорфирах.

Отдельные кварцево-шеелитовые и кварцево-касситеритовые линзы встречаются также и в центре рудного поля, ограниченного дугообразной зоной, в участках их сгущения возникают крупносетчатые штокверки.

Дугообразная зона, прослеженная по дуге уже более чем на 250°, вероятно образовалась по кольцевой зоне трещиноватости, возникающей

в результате оседания пород по конической поверхности скалывания над остывающим массивом.

Кварцевые линзы как в пределах дугообразной зоны, так и в центре рудного поля большей частью невелики по размерам — длина их редко превышает 15—20 м, в общем же преобладают более мелкие просечки, неправильные гнезда, которые в местах сгущения образуют сложные штокверковые тела. Распределены эти мелкие жилы без особой видимой закономерности, поскольку они следуют по мелким, случайным трещинам.



Фиг. 23. План и разрез Сохондинского оловянно-вольфрамового месторождения.

1 — плагиопорфиры; *2* — гранит-порфиры; *3* — оловоносные кварцевые линзы кольцевой зоны минерализации; *4* — вольфрамоносные кварцевые линзы центральной части рудного поля.

Текстура жил грубополосчатая, кварц гребенчатый или сливной, массивный. Весьма характерны друзы крупных кристаллов горного хрусталя, дымчатого кварца, мориона; в кристаллах встречаются и рудные минералы; так, очень характерны щетки копьевидных кристаллов касситерита длиной до 1,5—2 см, прекрасные дипирамидальные кристаллы шеелита, игольчатые и тонкошестоватые кристаллы висмутина; в хороших кристаллах встречается арсенопирит, пирит и другие сульфиды.

Широкое развитие друз свидетельствует о том, что рудоотложение часто протекало в открытых полостях, однако одновременно происходило и энергичное замещение боковых пород. Кварцевые жилы постепенными переходами нередко связаны с окварцованными плагиопорфирами.

Рудные минералы в жилах играют подчиненную роль — они обычно концентрируются в друзах осевых частей жил, при этом кристаллы шеелита и касситерита нарастают в друзах рядом с кристаллами кварца, сульфиды же в основном являются более поздними. Они цементируют пустоты между кварцевыми кристаллами, налегают на головки кристаллов

кварца, иногда же, при повторном разрыве жилы вдоль зальбандов, образуют полоски у контакта жилы с вмещающей породой.

Границы кварцевых жил Сохондо в одних случаях довольно четкие, причем кварцевое выполнение нередко ограничено оторочками мелкозернистой слюды, к которым иногда приурочены богатые скопления касситерита. В других случаях кварц, слагающий рудную жилу, постепенно и незаметно сливается, как отмечено, с окружающим окварцеванным плагиопорфиром.

Вкрапленные руды обычно характеризуются «метапорфировыми» текстурами. Местами сульфидная вкрапленность сгущается с образованием прожилков и гнезд сплошных сульфидов.

Минералогический состав руд. Среди оловорудных месторождений Забайкалья Сохондо выделяется сложным минералогическим составом.

Количественные соотношения минералов Сохондинских руд отражены в следующей таблице:

Главные минералы	Второстепенные минералы	Малораспространенные минералы	Редкие минералы
Кварц	Пирротин	Галенит	Глаукодот
Касситерит	Леллингит	Станнин	Блеклая руда
Шеелит	Сфалерит	Вольфрамит	Пираргирит
Арсенопирит	Халькопирит	Беегерит	Тетрадимит (?)
Пирит	Молибденит	Адуляр	Рутил
Мусковит	Висмутин	Анкерит	Апатит
	Висмут	Сидерит	
	Козалит	Халцедон	
	Марказит		
	Хлорит		

В составе кварцевых жильных тел рудные минералы играют, как правило, резко подчиненную роль. Среди них наиболее распространены касситерит, шеелит, арсенопирит; значительные скопления подчас образуют пирит, пирротин, сфалерит, леллингит, халькопирит, гипогенный марказит, молибденит, тесно ассоциирующий с самородным висмутом и висмутином. Менее распространены игольчатый сульфо-висмутит свинца — козалит и сопровождающий его галенит. Из жильных минералов в качестве второстепенных минералов следует упомянуть анкерит и сидерит. Относительно редко встречаются вольфрамит, станнин и блеклая руда и, наконец, лишь под микроскопом обнаружены глаукодот, пираргирит, беергит и тетрадимит (?). В призальбандовых частях кварцевых жил обычно развиваются зоны кварцево-мусковитового грейзена.

Во вкрапленных рудах, представленных измененными плагиопорфирами, наряду с остатками первичных минералов породы — кварца и полевых шпатов — присутствуют переотложенный или вновь отложенный кварц, серицит, арсенопирит, пирит, халькопирит, сфалерит, касситерит, рутил, апатит и редко шеелит. Рудные минералы здесь большей частью образуют неправильные зерна или скопления зерен, и лишь такие, как пирит, иногда арсенопирит, встречаются в хорошо образованных метакристаллах.

Таким образом, руды из кварцевых тел и зоны сульфидной вкрапленности хотя и связаны постепенными переходами, но существенно отличаются как по составу, так и по текстурно-структурным особенностям.

Возрастные взаимоотношения минералов в сохондинских рудах устанавливаются далеко не всегда определенно. Легче здесь говорить об особых парагенетических группах минералов, встречающихся постоянно совместно. Так, выделяется группа относительно рано образованных минералов: кварц, касситерит, шеелит, отчасти арсенопирит, иногда ассоциирующий с касситеритом. Затем намечается очень тесная ассоциация пирита, арсенопирита, молибденита, висмутина и самородного висмута. Характерна ассоциация сфалерита, халькопирита, пирротина, станнина; к этой же ассоциации относится сравнительно редкая блеклая руда. Минералы данной группы образуют тесные срастания и постоянно встречаются в виде продуктов распада твердых растворов друг в друге. Наконец, последнюю парагенетическую группу составляют галенит, сульфовисмутиты свинца, пираргирит.

В дальнейшем мы раздельно опишем руды кварцево-касситеритовые — ранние, и руды сульфидные, в основном поздние; в сульфидных рудах, в свою очередь, будут выделены различные парагенетические группы.

А. Кварцево-касситеритовые руды

Кварцево-касситеритовые руды образуются главным образом путем выполнения открытых трещин и реже метасоматически при замещении плагиопорфиров; в последнем случае значительную роль местами приобретает также мусковит. На характеристике минералов «кварцевой формации», наиболее интересной в практическом отношении, мы остановимся несколько подробнее.

Кварц кристаллизуется с начала процесса рудообразования и до конца его, причем основная масса его выделяется сравнительно рано. Формы кварцевых выделений весьма разнообразны: наряду с четко ограниченными жилами и линзами, образованными путем выполнения открытых трещин, встречаются метасоматические «пятна» и гнезда окварцевания, незаметно сливающиеся с грейзенизированными и слабо измененными плагиопорфирами. Кварц, метасоматически развивающийся в боковых породах, обычно мелкокристаллический, сливной, иногда молочно-белый, иногда сероватый. В открытых осевых полостях жил широко развиты друзы прекрасных кристаллов горного хрусталя. Иногда встречаются темные кристаллы дымчатого кварца и мориона.

Мусковит нередко сопровождает рудоносные кварцевые жилы, развивается главным образом в околожильных грейзенах, образуя оторочки в зальбандах кварцевых жил. В грейзенах он представлен мелкими пластинками размером 1—3 мм в поперечнике, разнообразно ориентированными в массе породы; бесцветен, иногда обладает чуть зеленоватой окраской со слабым плеохроизмом.

Оптические данные соответствуют мусковиту: показатели преломления $Ng = 1{,}580—1{,}585$; $Np = 1{,}549—1{,}553$; $2V = —85°$.

Спектральным анализом слюдистого агрегата установлено присутствие следующих щелочей:

K, Na — сильные линии	Cs — 0,01%
Rb — 0,08%	Li — 0,05%

Химический анализ слюдистого агрегата (обр. 4)

SiO_2 — 56,78	Na_2O — 1,31
TiO_2 — 0,43	K_2O — 8,63
Al_2O_3 — 26,84	Li_2O — нет
Fe_2O_3 — 1,06	H_2O — 3,64
FeO — 0,91	H_2 — 0,20
MnO — 0,05	F — нет
CaO — 0,26	CO_2 — 0,12
	100,23%

Аналитик К. Соколова, Химлаборатория ИГН.

Цифры, полученные в анализе, близко соответствуют составу мусковита. Наблюдается лишь незначительный излишек кремнезема, который вероятно объясняется механической примесью кварца.

Касситерит приурочен почти исключительно к кварцевым гнездам, где он образует друзы прекрасных кристаллов; относительно редко касситерит встречается в зоне рудной вкрапленности в виде мелких ксеноморфных зерен.

В кварцевых жилах обнаружены две генерации касситерита: 1) касситерит черный в виде крупных призматических кристаллов с острыми пирамидами; является преобладающей разновидностью; 2) касситерит коричнево-бурый, тонкошестоватый или игольчатый; встречен в незначительном количестве.

Касситерит 1-й часто встречается в виде кристаллов длиной до 3—4 см, резко вытянутых по оси C^1. Преобладающей гранью обычно является пирамида (231), меньше развита призма (230), в качестве резко подчиненной встречается грань (111). Под микроскопом окраска касситерита меняется пятнами и зонами от красно-бурой до светлой, кремовой и почти бесцветной, причем в окрашенных разностях наблюдается слабый плеохроизм.

Я. Д. Готманом (1941) установлен показатель преломления касситерита:

N_0

1,999

1,989 $N_o - N_e = 0,087$ (определено при помощи компенсатора Берека).

Некоторые зоны кристаллов касситерита Сохондо, согласно Я. Д. Готману, обладают аномальной двуосностью (2V до 38°).

Химический анализ касситерита Сохондо (по А. М. Болдыревой, 1941)

SnO_2 — 98,86	MnO — следы
SiO_2 — 0,22	CaO — 0,10
TiO_2 — 0,38	MgO — не обн.
Al_2O_3 — 0,07	$(Ta, Nb)_2O_5$ — 0,01
Fe_2O_3 — 0,20	
	99,84%
	Уд. вес 6,81

Аналитик М. Н. Смирнов.

С касситеритом нередко ассоциирует арсенопирит, причем эти два минерала отлагаются параллельно и перекрывают друг друга; иногда касситерит цементируется арсенопиритом, иногда же, наоборот, в арсенопирите развиваются прожилки касситерита.

Вольфрамит является очень редким минералом — обнаружен в виде включений в шеелите, которым он замещается по трещинам спайности.

Шеелит встречается в кварце в виде желтоватых дипирамидальных кристаллов, длиной до 5 см, и сплошных агрегатов сероватого цвета. Зерна шеелита иногда окружаются каемками касситерита, но в общем эти два минерала близки по времени отложения. Иногда шеелит ассоциирует с ранними сульфидами — арсенопиритом, молибденитом, висмутином — в составе прожилков, секущих кварц.

Химический состав шеелита

CaO — 18,96	WO_3 — 79,10
MgO — 0,06	Al_2O_3 — 0,50
FeO — 0,06	SiO_2 — 1,73
MnO — следы	
	100,31%

Аналитик С. В. Хованский, Химлаборатория МГРИ.

$CaO : WO_3 \approx 1 : 1$, что соответствует формуле шеелита.

Б. Сульфидные руды

Сульфидные руды хотя уступают в распространении кварцу, но местами образуют довольно значительные скопления, гнезда и просечки в кварцевых жильных телах. Как было отмечено, сульфиды чаще приурочены к осевым полостям жил, к трещинам вдоль зальбандов; распространяясь в глубь кварцевого тела, они цементируют кварцевые кристаллы.

В сульфидных рудах выделяются следующие парагенетические группы минералов: мышьяково-висмутовая, медно-цинковая, серебро-свинцовая; эти группы охватывают минералы, постоянно встречающиеся совместно.

1. Мышьяково-висмутовая группа. К мышьяково-висмутовой группе принадлежат минералы, тесно ассоциирующие с арсенопиритом,—леллингит, висмутин, висмут; сюда же относятся молибденит и пирит. Эта группа объединяет минералы, различные по температуре образования: и ранний арсенопирит, выделяющийся частично еще до касситерита, и такой низкотемпературный минерал, как самородный висмут.

Наиболее распространенным из сульфидов является арсенопирит, который образует сплошные скопления, просечки в кварце и реже встречается в виде кристаллов в друзах.

Химические анализы арсенопирита

	I	II	Молек. кол.
As —	45,24	44,98	0,603
Fe —	33,62	34,25	0,600
Co —	не обнаружен		
Ni —	„	„	
Bi —	0,48	1,43	0,002
S —	19,12	18,72	0,597
Нераств. ост.	0,52	0,46	—
	98,98%	99,84%	

Аналитик С. В. Хованский, Химлаборатория МГРИ.

Как видно из анализа, арсенопирит свободен от изоморфных примесей кобальта и никеля, присутствие же висмута в анализированных образцах вероятно объясняется механической примесью висмута самородного, который образует тончайшие включения в арсенопирите.

Весьма своеобразны мелкие шаровидные выделения арсенопирита, достигающие 5—6 мм в диаметре (фиг. 24). Эти «шарики» или «почки», встреченные в массивных арсенопиритовых рудах, как показывает микроскопическое изучение, по составу неоднородны: они содержат включения и прожилки висмута и самородного висмута. Повидимому подобные образования возникли из коллоидов, причем и висмут и арсенопирит обособились из растворов в виде геля более или менее одновременно и лишь позднее происходила последовательная кристаллизация минералов — первым кристаллизовался арсенопирит, позднее — висмутин и самородный висмут.

С арсенопиритом тесно ассоциирует л е л л и н г и т, который встречается в сплошных массах, а также в виде прожилков мощностью 5—6 см.

Химический анализ леллингита

Процент	Молек. колич		
As — 66,69	0,889	Co, Ni	— не обнаружен
Fe — 27,22	0,486	Нерастворимый остаток	— 1,30
S — 3,04	0,095		
Bi — 0,56	0,003		
			98,81%

Аналитик С. В. Хованский, Химлаборатория МГРИ.

Если считать, что сера связана в арсенопирите и висмутине, образующих механическую примесь в леллингите, и исключить эти минералы, то окажется, что остаток близко соответствует соотношению Fe : As = 1 : 2.

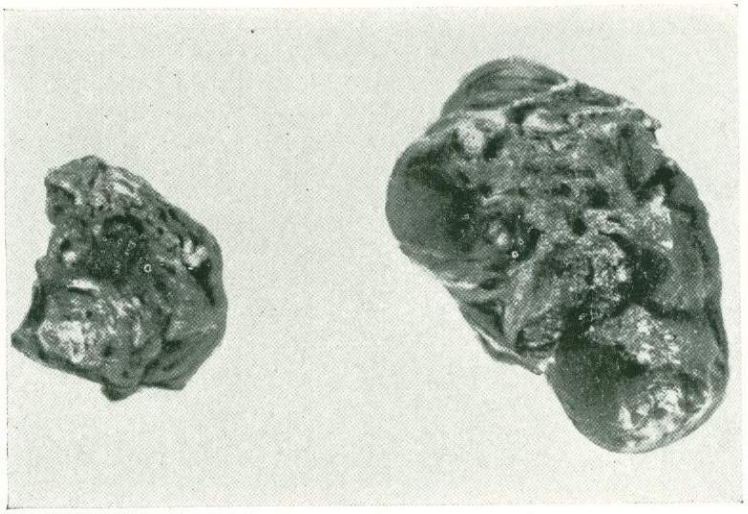
Леллингит образует агрегаты шестоватых кристаллов, в арсенопирите он встречается в виде закономерных вростков, ориентированных в виде «елочки» (фиг. 25), иногда он замещает арсенопирит с образованием петельчатой структуры замещения.

Г л а у к о д о т (?) встречен в небольших микроскопических зернах среди арсенопирита.

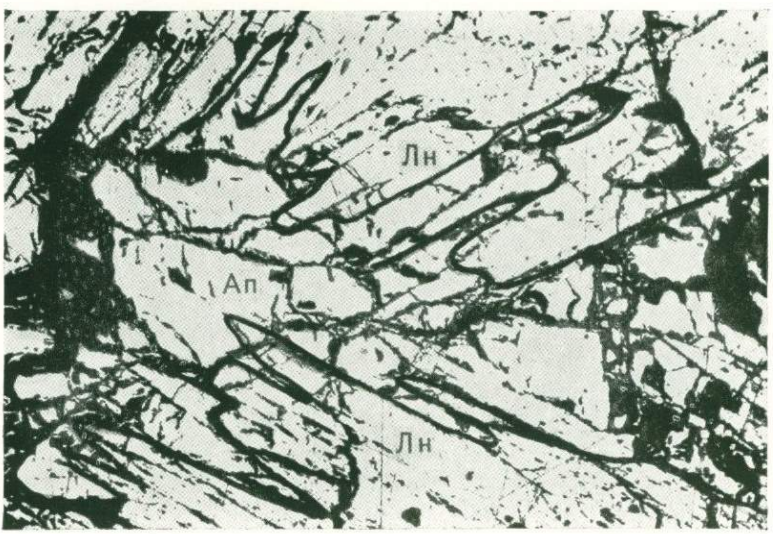
П и р и т является довольно частым минералом — он встречается в пентагондодекаэдрических кристаллах, неправильных зернах и сплошных скоплениях в составе кварцевых жил. В зоне сульфидной вкрапленности развиты кристаллы кубической формы.

М о л и б д е н и т в заметном количестве встречается лишь местами — он неизменно ассоциирует с арсенопиритом, встречается в виде пойкилитовых включений в периферических частях арсенопиритовых зерен, цементирует и сечет зерна арсенопирита. Таким образом, он частично отлагался в конце «арсенопиритовой стадии», частично позднее ее. Местами в молибдените, наряду с продольными двойниками, наблюдаются обильные поперечные двойники; последние повидимому образованы в результате давления. Интересно, что включения молибденита в арсенопирите этих двойников не содержат; видимо, арсенопирит предохранял их от деформации.

В и с м у т и н встречается в виде игольчатых выделений в кварце и неправильных аллотриоморфнозернистых агрегатов. Обильные мелкие



Фиг. 24. Сохондо. Почковидные агрегаты арсенопирита. Ув. 6.



Фиг. 25. Сохондо. Ориентированные вростки леллингита (Лн) в арсенопирите (Ап). Ув. 45.

иголочки висмутина, густо рассеянные в кварце, придают последнему темный цвет. Иногда пучки висмутиновых иголок огибают зерна кварца и арсенопиритовые кристаллы, заключенные среди кварца. Наконец, тончайшие волосовидные и нитевидные кристаллы висмутина встречаются в пустотках среди кварцевых и арсенопиритовых руд; повидимому, по сравнению с арсенопиритом висмутин является несколько более молодым.

Козалит встречен в виде стальносерых игольчатых кристаллов. Твердость его низкая; цвет под микроскопом зеленовато-белый, в поляризованном свете минерал обладает яркими цветами интерференции. Реакции травления следующие: HNO_3 вскипает, после травления остается черное пятно; HCl дает слабое пожелтение; после капли $FeCl_3$ наблюдается иризация, затем остается желтое пятно; KCN не действует.

Химический анализ козалита

Процент	Молек. колич.	Процент	Молек. колич.
Bi — 43,12	0,206	Sb — не обнаружен	0,050
Pl — 37,22	0,18	As — 3,82	0,356
Fe — 2,61	0,035	S — 11,40	
Ni — 0,62	0,01		
		98,79%	

Аналитик С. В Хованский, Химлаборатория МГРИ.

Если вычесть Fe, As и потребное для формулы арсенопирита количество серы, то остаток будет близко соответствовать козалиту $Pb_2Bi_2S_3$ — (Pb : Bi : S = 0,18 : 0,21 : 0,31).

Спектральный анализ показал присутствие в козалите сурьмы и серебра.

Козалит ассоциирует с арсенопиритом, молибденитом, являясь более поздним, чем эти минералы. Иногда он встречается совместно с висмутом, а также с галенитом, которым он цементируется. Помимо козалита в рудах встречен изотропный сульфо-висмутит свинца, определенный как беегерит.

Самородный висмут встречается в рудах довольно часто, его выделения иногда вполне различимы макроскопически. Он ассоциирует с арсенопиритом, молибденитом, висмутином и козалитом, являясь всегда более молодым, чем эти минералы; в арсенопирите висмут встречается в виде тончайших овальных включений, местами же он образует в арсенопиритовых агрегатах секущие прожилки и выполняет пустоты между арсенопиритовыми кристаллами.

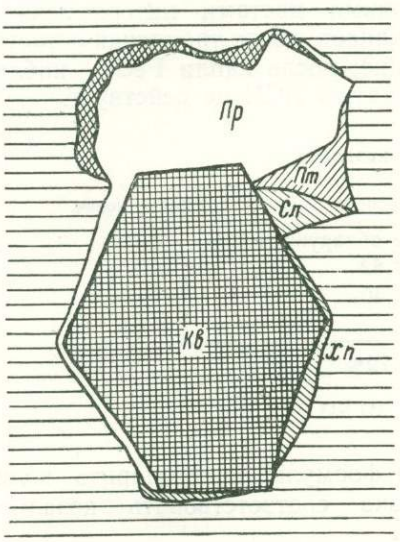
Тесная ассоциация висмута (t плавления 271°) с наиболее высокотемпературными сульфидами ранней стадии процесса представляется непонятной. Может быть висмут обособлялся совместно с этими минералами и сохранился некоторое время в виде капельно-жидких или гелеобразных включений, которые кристаллизовались лишь значительно позднее. Именно так можно объяснить точечную вкрапленность висмута в арсенопирите, а также срастания висмута с арсенопиритом в шаровых агрегатах, описанных выше.

2. Медно-цинковая группа минералов. В медно-цинковую группу объединяются сходные кристаллохимически и тесно связанные друг с другом минералы — сфалерит, халькопирит, станнин, блеклая руда;

к этой же группе принадлежит и пирротин, который близок к сульфидам медно-цинковой группы по времени выделения.

Минералы этой группы постоянно встречаются совместно и, что особенно характерно, они образуют взаимные растворы друг в друге, а иногда и параллельные закономерные срастания.

Взаимоотношения минералов медно-цинковой группы отчетливо выявляются на фиг. 26, где изображен идиоморфный кристалл кварца, окруженный последовательными каемками пирротина, затем сфалерита и, наконец, халькопирита: очевидно, минералы отлагались именно в последовательности этих наслоений, однако местами наблюдаются и отклонения от этого порядка, обусловленные, повидимому, «перекрытием» этих минералов, в общем близких по времени образования.



Фиг. 26. Сохондо. Кварц цементируется пиритом, пирротином, сфалеритом (Пр, Пт, Сл); все эти минералы окружаются халькопиритом (Хп). Нат. вел.

Ниже мы остановимся лишь на некоторых, наиболее характерных чертах минералов этой группы.

Пирротин встречается сравнительно редко, образует массивные скопления аллотриоморфной структуры. Нередко наблюдается в рудах замещение пирротина супергенными марказитом и пиритом. Можно поэтому думать, что именно за счет пирротина развились пирит-марказитовые агрегаты, весьма обычные в рудах верхней зоны месторождения; вероятно на глубине пирротин играет значительно большую роль.

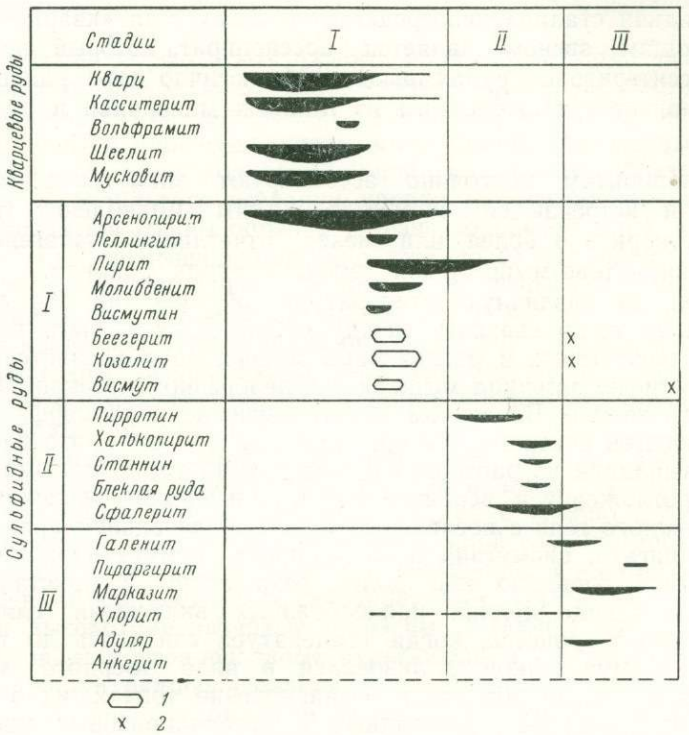
Сфалерит, судя по черной окраске, относится к разности, богатой железом. Спектроскопически в сфалерите обнаружены кадмий (средние линии), индий и серебро (слабые линии); также устанавливается присутствие меди и олова, вероятно обусловленное примесью халькопирита и станнина. Последние весьма часто встречаются в сфалерите из кварцевых жил, представляя продукты распада твердых растворов. В противоположность этому сфалеритовые выделения зоны сульфидной вкрапленности продуктов распада почти не содержат, что объясняется иными условиями их кристаллизации и в первую очередь более быстрым охлаждением в трещиноватой раздробленной зоне.

Халькопирит образует массивные выделения в кварцевых жилах и редкую рассеянную вкрапленность в зоне сульфидной вкрапленности. В халькопирите, как продукты распада твердого раствора, присутствуют сфалерит в виде мелких звездообразных выделений и станнин — в неправильных вростках; вероятно включения этих минералов и обусловливают присутствие цинка и олова, установленное спектроскопически. Интересно присутствие в спектрограмме халькопирита редких линий индия. Иногда халькопирит рассекает и цементирует сфалеритовые зерна.

Станнин парагенетически тесно связан с халькопиритом и сфалеритом, причем он чаще сечет эти минералы в виде прожилков или обра-

зует в них неправильные вростки, возникшие в результате распада твердых растворов. Иногда станнин выделяется по контакту этих минералов с касситеритом, представляя, очевидно, в этих случаях реакционное образование.

Блеклая руда (тетраэдрит) встречена в тесном срастании с халькопиритом и станнином.



Фиг. 27. Парагенетическая схема Сохондинского месторождения.

1 — минералы выпадают из раствора в виде геля; *2* — момент кристаллизации геля.

3. Серебро-свинцовая группа. Эта группа минералов имеет в общем небольшое развитие в рудах. Наиболее распространенным является галенит, который ассоциирует со сфалеритом, иногда с сульфо-висмутинами свинца и очень редко с пираргиритом — последний образует прожилки, секущие галенит.

Возрастные взаимоотношения минералов. В заключение характеристики минеральных групп Сохондо мы попытаемся отразить парагенетические взаимоотношения минералов в сводной схеме (фиг. 27).

На приведенной схеме минералы расположены по парагенетическим группам, которые грубо соответствуют последовательным стадиям рудного процесса. Весь процесс рудообразования происходил повидимому сближенно при быстром падении температуры, что было обусловлено небольшой глубиной образования месторождений. Тем не менее, несмотря на сближенное отложение минералов, здесь можно наметить две последовательных стадии — кварцево-касситеритовую и сульфидную. Первая представлена комплексом минералов, характерных для касситеритово-

кварцевых месторождений, и если бы на эти руды не налагались более поздние и местами обильные сульфиды, то Сохондо можно было бы причислить к типичным представителям касситеритово-кварцевой формации. Но в то же время широкое развитие сульфидов и сульфосолей сближает Сохондо и с касситеритово-сульфидными месторождениями и, таким образом, сохондинские руды по характеру минерализации являются промежуточными между этими двумя формациями.

«Сульфидная стадия» непосредственно следует за «кварцевой», причем связующим звеном является арсенопирит, который встречается в кварц-касситеритовых рудах, выделяясь частично даже раньше касситерита, и является также одним из главных минералов в рудах сульфидных.

С арсенопиритом постоянно ассоциируют висмутовые минералы, спорадически встречаются совместно с ним молибденит, леллингит и можно говорить о более или менее отчетливой парагенетической молибдено-висмутово-мышьяковой группе в рудах Сохондо.

Несмотря на различную температуру образования эти минералы исключительно тесно связаны между собой. Может быть постоянная ассоциация висмутовых и мышьяковых минералов объясняется тем, что висмут изоморфно замещал мышьяк в гелеобразном арсенопирите в момент его отложения? Во всяком случае изучение колломорфных почковидных агрегатов арсенопирита приводит нас к выводу, что висмутовые минералы выпадали из растворов с минералами мышьяковыми в самом начале рудоотложения и, вероятно уже в дальнейшем, происходило разделение сложного геля с последовательным образованием арсенопирита, иногда леллингита, висмутина и самородного висмута. При этом самородный висмут очевидно еще долго сохранялся в кристаллическом арсенопирите в виде мелких каплеобразных включений геля и лишь в конце рудного процесса, когда температура снизилась до точки его плавления, висмут закристаллизовался в виде твердого минерала. Именно так и можно объяснить возникновение тончайших эмульсионных включений висмута, рассеянных в арсенопиритовых кристаллах, а также тонкие прожилки, секущие по трещинам арсенопирит и не выходящие за границы арсенопиритовых «почек». Таким образом, можно говорить об одновременном обособлении арсенопирита и висмута из растворов в виде геля и последовательной их кристаллизации по мере падения температуры.

Параллельно с кристаллизацией этих «замкнутых» скоплений геля мышьяково-висмутовых сульфидов в рудовмещающих трещинах своим чередом продолжалось отложение из растворов новых минеральных ассоциаций медно-цинковой и затем серебро-свинцовой.

Следующая по времени группа — медно-цинковая — заключает минералы почти одновременные и очень тесно связанные между собою. Минералы этой, как и предыдущей группы, близки химически, т. е. содержат общие элементы: медь — халькопирит, станнин, блеклая руда, железо — пирротин, сфалерит, халькопирит. Но вместе с тем эти минералы в большинстве своем близки и по структуре, что повидимому и обусловливает взаимное растворение их друг в друге, которое находит отражение в развитии разнообразных продуктов распада твердых растворов.

Наконец, последняя группа объединяет минералы, содержащие свинец и серебро. К этой группе относятся галенит, сульфовисмутиты свинца и сравнительно редкий пираргирит.

Генезис месторождения. Сохондинское месторождение формировалось в несколько необычных условиях — оруденение здесь связано с последним членом верхнеюрского экструзивного комплекса — кислой интрузией, которая не достигла поверхности и застыла на небольшой глубине. Мощность покрова эффузивов, залегающих выше интрузии, была вряд ли выше 1000 м. Генетическая связь минерализации Сохондо с интрузией гранит-порфиров почти не вызывает сомнения: оруденение локализовалось здесь непосредственно близ контакта рудоносной интрузии.

Своеобразие морфологии рудного поля объясняется особенностями вмещающих пород: молодые верхнеюрские эффузивы, застывшие повидимому незадолго до внедрения рудоносной интрузии, еще не были деформированы в процессе складкообразования. Рудоносные растворы воспользовались здесь кольцевой зоной скалывания, образованной повидимому в результате оседания кровли над охлаждающимся интрузивом. Определяя таким образом генезис кольцевой зоны, мы приходим к выводу, что оруденение возникло уже после остывания периферической части рудоносного массива; непосредственным источником эманации очевидно явились еще не остывшие, но все же довольно близкие к кровле части интрузии; каналами же, по которым поднимались рудоносные растворы, частично послужили трубообразные апофизы массива, от которых оруденение уже непосредственно распространилось в окружающие плагиопорфиры.

Текстуры и структуры руд Сохондо характерны для близповерхностных месторождений—обилие друз и сохранившихся пустот между ними говорит о существовании открытых трещин в момент рудоотложения. В соответствии с представлением о небольшой глубине проявления рудного процесса находятся и данные о минеральном составе руд. Весьма характерен, в частности, телескопированный состав руд, сочетающих в себе и высокотемпературные грейзены и такие низкотемпературные образования, как разнообразные сульфосоли и самородный висмут.

Весь процесс рудообразования здесь завершился очевидно быстро, что было обусловлено быстрым охлаждением растворов в близповерхностной зоне. При этом не было условий для разделения элементов во времени и пространстве — все рудные компоненты осадились в непосредственной близости от рудоносной интрузии и в результате возник своеобразный комплекс минералов.

В сложном комплексе минералов, в общем близких по времени отложения, все же можно наметить несколько типичных парагенетических групп, отвечающих различным стадиям рудного процесса. Однако эта, в общем грубая, схема последовательности выделения минералов осложняется там, где мы переходим к образованиям из коллоидов — минералы, выпавшие из растворов в виде геля в начале рудного процесса, кристаллизуются иногда лишь в самом конце его (висмут). Таким образом оказывается, что последовательность обособления минеральных масс из растворов в гелеобразном состоянии иногда не совпадает с последовательностью их кристаллизации.

Б. Свинцово-цинковый ряд касситеритово-сульфидной формации

Касситеритово-сульфидные месторождения свинцово-цинкового ряда развиты в восточной части Забайкальской рудной провинции в пределах Приаргунского района. Они почти неизменно приурочены к извест-

някам. Остановимся кратко на характеристике геологического строения района развития этих олово-полиметаллических месторождений.

Приаргунский район, с его обильными свинцово-цинковыми и скарновыми рудопроявлениями в известняках, был выделен С. С. Смирновым (1932) в качестве особого полиметаллического пояса. Эта область обладает некоторыми существенными геологическими особенностями, которые повидимому и определяют основные черты ее металлогении. Главнейшей геологической особенностью интересующего нас района является развитие известняковых фаций в составе верхнего горизонта нижнепалеозойской толщи. Именно ассимиляцией известняков вероятно объясняется повышенная основность изверженных пород, представленных здесь разнообразными типами, начиная от нормальных гранитов до сиенитов и диоритов включительно. Появление основных разностей повидимому связано с явлениями контаминации, оно характерно для интрузий различных циклов — варисских и мезозойских. Характерно, что мезозойские интрузии в крупных массивах обычно представлены нормальными кислыми гранитами, в то время как среди малых гипабиссальных интрузивных тел встречаются как кислые граниты и гранит-порфиры, так и более основные, приближающиеся по составу к кварцевым диоритам и гранодиоритам, причем местами устанавливается закономерное повышение основности гранитоидов по мере приближения к контакту с известняками.

Известняки повсеместно являются коллекторами оруденения и подавляющее большинство рудных месторождений приурочено именно к ним. Олово здесь встречается в свинцово-цинковых месторождениях и магнетитовых скарнах.

Граница зоны оловоносных полиметаллических месторождений совпадает с границей области распространения нижнепалеозойских известняковых фаций. В результате вздымания осей складок эта линия сечет основные структуры района и полиметаллические месторождения появляются в восточной части всех рудных зон.

В геологическом отношении описываемая область характеризуется северо-восточным простиранием мезозойских складок; складчатость варисская тоже повидимому имела северо-восточное направление и в этом отношении структуры мезозоя вероятно являются унаследованными. Что касается каледонской складчатости, то ее расшифровка весьма затруднительна: повторное наложение варисской, киммерийской, альпийской складчатости замаскировало, а местами и значительно перестроило, складчатую структуру. Нижнепалеозойские отложения чаще обнажаются в виде удлиненных полос в ядрах мезозойских антиклиналей, но местами устанавливается северо-западное простирание древних свит. Так, Е. В. Павловский и И. В. Лучицкий (1940 г.) в Газимуро-Заводском районе устанавливают, что кембрийские известняки, интересующие нас как рудовмещающая толща, слагают ядра древних синклиналей, вытянутых в северо-западном направлении.

Преимущественная приуроченность рудных проявлений к известнякам проявлена повсеместно; рудные поля с многочисленными месторождениями большей частью ограничены блоками палеозоя, содержащего известняки. Реже встречаются месторождения в гранитах (Каменское), в юрских песчанико-сланцевых отложениях (Алгачинская группа) или в верхнеюрских эффузивах (Меркурова гора).

Олово в пределах описываемой зоны, как уже было отмечено, встречается главным образом в свинцово-цинковых месторождениях. Место-

рождения эти в общем довольно однотипны; они представлены обычно метасоматическими рудными телами в известняках. Нередко рудные тела залегают на значительном расстоянии от рудоносных интрузий. Это обстоятельство затрудняет выявление общих особенностей рудоносных гранитоидов. Можно, впрочем, отметить, что последние чаще представлены гипабиссальными фациями и по структуре приближаются к порфирам. Наряду с кислыми разновидностями — гранит-порфирами, существенную роль играют гранодиорит-порфиры, диорит-порфириты. В некоторых случаях наблюдается смена пород различного состава в пределах одного массива, причем, как уже было отмечено, основность пород закономерно повышается по мере приближения к контакту с известняками. Этот последний факт позволяет считать, что именно ассимиляцией известняков, а не первичной дифференциацией, следует объяснить появление пород гранодиоритового ряда.

Полиметаллические месторождения локализуются в пределах сравнительно узких зон северо-восточного простирания. Эта линейность расположения месторождений определяется в одних случаях наличием узких полос известняков, вытянутых согласно общему простиранию структур в северо-восточном направлении, в других случаях наличием разломов, контролирующих распределение оруденения.

Наиболее благонадежными для оруденения, как отмечает С. С. Смирнов (1934), являются контакты известняков со сланцами, в то время как центральные части сплошных доломитовых полей не содержат месторождений. Часто в контактах известняков со сланцами наблюдаются зоны дробления, послужившие рудопроводящими каналами, в других случаях роль сланцев сводится к экранированию оруденения.

Рудные тела представлены метасоматическими залежами, прихотливыми трубчатыми телами, реже трещинными жилами выполнения. Текстуры руд весьма разнообразны: широкое развитие получают здесь брекчиевидные текстуры, образованные в результате замещения доломитов в зонах дробления; очень характерны полосчатые текстуры, обусловленные чередованием лент различного минералогического состава. Наряду с массивными сплошными сульфидными рудами встречаются руды вкрапленные, сравнительно убогие. Главными рудными минералами являются галенит, сфалерит, развитые в переменных количествах. Характерно постоянное присутствие значительных количеств пирита, иногда довольно распространенным является буланжерит, образующий сплошные скопления и агрегаты тонкоигольчатых кристаллов. Присутствие буланжерита объясняет сурьмянистость руд многих месторождений (в Почекуевском месторождении содержание доходит до 2% и более). В переменном количестве присутствует арсенопирит, ничтожную роль играют обычно халькопирит и тетраэдрит; жильные минералы представлены кварцем, карбонатами, иногда турмалином. С. С. Смирнов отмечает, что более высокотемпературные месторождения, богатые турмалином и арсенопиритом, чаще встречаются в Южном районе. Олово находится главным образом в виде касситерита, обычно крайне мелкозернистого, и в меньшей степени в виде станнина. Впервые оно было открыто Смирновым в 1926 г. в рудах Смирновского месторождения (Смирнов, 1927 г.). После этого в течение ряда лет проводились работы по ревизии полиметаллических месторождений на олово и в результате этих исследований выявилось, что олово имеет региональное распространение в полиметаллических рудах, но встречается большей частью в небольшом количестве. На фоне слабой оловоносности большинства месторождений выявлено несколько месторожде-

ний с повышенным содержанием олова: в первую очередь Смирновское месторождение с его высокопроцентными оловянными рудами, затем Генерал-Савинское месторождение и месторождение Петропавловской горы.

а) Смирновское месторождение

Месторождение приурочено к узкому клину осадочных пород — доломитов и глинистых сланцев, заключенному в гранитах.

Геологическое строение рудного участка, таким образом, относительно несложно. Осадочные породы смяты здесь в складки северо-восточного простирания, опрокинутые на северо-запад под углом 50—55°. С востока и запада они контактируют с гранитами, причем в результате контактового взаимодействия с гранитами доломиты перекристаллизованы и местами скарнированы, а сланцы превращены в роговики. Небольшое развитие на месторождении имеют дайки лампрофиров типа пироксеновых спессартитов. Последние проходят чаще по контакту доломитов со сланцами. Наиболее поздними производными гранитной магмы являются метасоматические рудные тела, сложенные буланжерит-пирито-сфалеритово-галенитовыми и чисто галенитовыми рудами.

Рудное поле занимает площадь 0,1 км². На этой площади известно около десятка рудных тел.

По С. С. Смирнову это мелкие линзы, гнезда и короткие межпластовые залежи. Смирнов приводит также архивные данные о выклинивании руды на небольшой глубине. Эти сведения о выклинивании рудных тел по простиранию и с глубиной еще раньше вызывали сомнения, теперь же с очевидностью установлено, что они не соответствуют действительности. Так, например, оказалось, что рудные тела Старо-Смирновское, Ивановское и шурфа 24 приурочены к одной трещине север-северо-западного простирания и представляют единую жильную зону. Общая прослеженная длина оруденелой зоны превышает 200 м. От этой секущей трещины в южной части разведанного участка рудное тело отклоняется в северо-восточном направлении и проходит по контакту сланцев и известняков.

Таким образом оказывается, что на Смирновском месторождении имеют место не изолированные мелкие тела — гнезда и линзы, а довольно выдержанные зоны, приуроченные не только к межпластовым плоскостям, но и к секущим трещинам.

Старо-Смирновско-Ивановское рудное тело имеет характер сложной жильной зоны с чередованием бедных вкрапленников и прожилковых руд и обогащенных гнезд и линз почти сплошного крупнокристаллического галенита. В архивных источниках повидимому отмечалось выклинивание именно этих обогащенных гнезд, что же касается до зоны в целом, то очевидно, что она является достаточно выдержанной и вероятно окажется столь же постоянной и по падению. С глубиной и по простиранию можно ожидать появления новых богатых раздувов, эксплуатации подлежит вся зона в целом.

Морфологию рудного тела осложняют ответвления его по межпластовым контактам. Наряду с такими жилообразными зонами, здесь повидимому имеют место и трубчатые тела сложной конфигурации с коленчатыми изгибами рудного тела и переходом его от крутопадающих трещин в почти горизонтальные (рудное тело шурфа 59).

Рудные тела Смирновского месторождения представлены массивными сульфидными рудами и рудной импрeньяцией в доломитах.

Контакт руды с мраморизованными доломитами в одних случаях резкий, отчетливый, в других почти незаметный. Переход от сплошных сульфидов к вмещающим породам совершается через зону постепенно редеющей рудной вкрапленности.

Текстуры руд, как это обычно имеет место в метасоматических месторождениях, весьма разнообразны и сменяют друг друга на небольших расстояниях. Наиболее обычны массивные, вкрапленные, иногда неправильно полосчатые текстуры, причем полосчатость по направлению совпадает часто с плоскостями слоистости доломитов.

Нередко имеют место брекчиевые текстуры, обусловленные замещением доломита по сети тонких пересекающихся трещинок. Наиболее часто такие текстуры встречаются в периферических частях рудных тел, отражая, таким образом, начальные стадии развития процессов замещения. Наряду с этим брекчиевые текстуры развиваются также и в массивных сульфидных рудах в результате дробления ранних минеральных агрегатов и цементации их по трещинкам минералами поздних стадий процесса рудообразования.

В качестве оригинальных образований следует отметить концентрически зональные агрегаты, иногда представленные серией ритмично чередующихся колец пирита и сфалерита, или галенита, пирита, касситерита. Такие текстуры во многом напоминают образования, возникшие при раскристаллизации геля. Равным образом внешне напоминают колломорфные образования натечные корки карбоната и халцедона в пустотах сульфидной руды, обладающие неправильно бугорчатой, почковидной или волнистой поверхностью. Реже в пустотках наблюдаются мелкие индивидуализированные кристаллики сульфидов, кварца, вторичных супергенных минералов.

Минералогический состав руд Смирновского месторождения очень сложен. Согласно О. П. Поляковой, главными рудными минералами являются галенит, сфалерит и пирит, присутствующие в переменном количестве. Подчиненными являются буланжерит, бурнонит, джемсонит, касситерит, образующие местами значительные скопления. Редкими являются арсенопирит, франкеит, сохранившийся в виде единичных зерен в агрегатах замыкающего его буланжерита, а также канфильдит, гитерманит, халькопирит, тетраэдрит, пирротин и заменяющий его марказит.

Жильные минералы представлены доломитом, кальцитом, кварцем, бесцветным турмалином, хлоритом, тальком и др.

По минералогическому составу можно выделить руды следующих типов: 1) крупнокристаллические галенитовые (преобладают в богатых гнездах), 2) сфалеритовые, 3) сфалеритово-пиритовые, 4) пиритовые (иногда с касситеритом), 5) мелкозернистые галенитово-буланжеритовые и 6) бурнонитовые. Пятый тип, как показывает микроскопическое изучение, содержит обильную вкрапленность касситерита и является практически наиболее интересным в отношении оловоносности: интересно высокое содержание в нем индия (до 0,5%), установленное Н. М. Прокопенко и Н. В. Лизуновым.

Взаимоотношения различных типов руд, благодаря наличию последовательных пересечений, отчетливо удается наблюдать в штуфах. Нередко можно видеть обломки черной сфалеритовой руды и крупнокристаллической галенитовой руды в бурой сфалеритово-пиритовой руде. В свою очередь, бурая сфалеритово-пиритовая руда замещается по трещинкам и цементируется мелкозернистой галенитово-буланжеритовой рудой. Наконец, наиболее поздними являются прожилки яблочно-зеле-

ного хлорита, а также корки карбоната, выстилающие поверхности пустот. Наблюдения над последовательными замещениями позволяют установить несколько повторных генераций одних и тех же минералов. Так, совершенно ясно, что имеется по меньшей мере две генерации галенита — галенит сравнительно ранний крупнокристаллический, встречающийся в массивных мономинеральных агрегатах, и галенит мелкозернистый, образующийся в самую позднюю стадию рудообразования и ассоциирующий с буланжеритом и касситеритом. Четко выявляются две генерации сфалерита и не меньше четырех генераций пирита.

Остановимся коротко на характеристике главнейших минералов месторождения.

Карбонат является средой рудоотложения, в пределах рудных тел он в значительной мере перекристаллизован, причем отчетливо устанавливаются следы собирательной перекристаллизации группы зерен, с образованием вместо мелкозернистого агрегата крупных кристаллических индивидов.

Кварц в общем резко подчиненный минерал в рудах. Он развивается как в хорошо выраженных длиннопризматических кристаллах, так и в округлых неправильных зернах.

Неправильные мелкие зерна кварца, ассоциирующие с чешуйками талька, постоянно развиваются в непосредственном окружении рудных зерен. В большинстве случаев кварц оказывается при этом более ранним по сравнению с сульфидами; однако, как уже было отмечено, наблюдается и поздний, халцедоноподобный кварц, выстилающий стенки пустот в сульфидной руде.

Турмалин также относится к числу ранних минералов, он присутствует в виде мельчайших бесцветных иголочек, нередко заключенных в идиоморфных кварцевых кристаллах; количественная роль турмалина невелика.

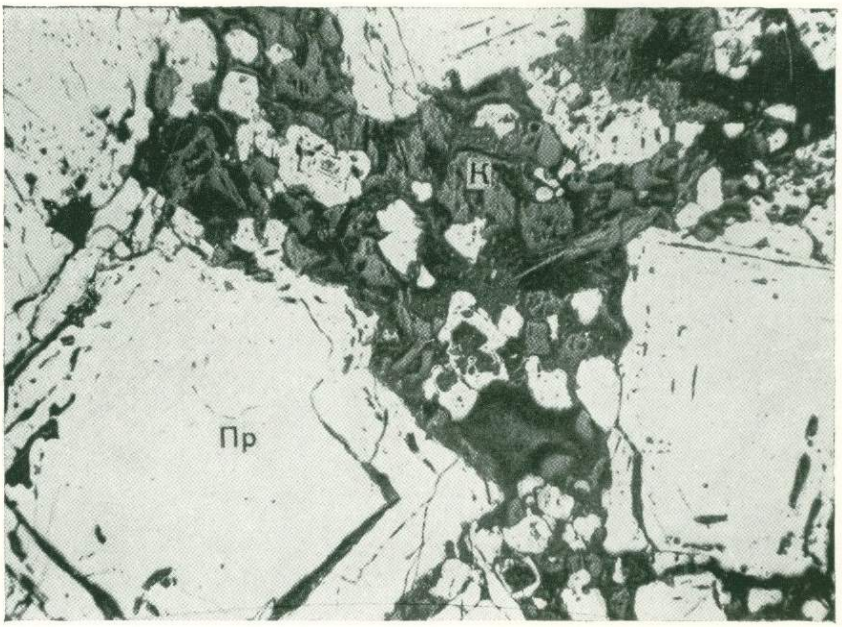
Тальк встречается в виде агрегатов тонких чешуек; он повсеместно с кварцем обычно сопровождает рудную вкрапленность в доломите.

Хлорит несколько своеобразен и представлен кальциево-магниевой, а не железистой разновидностью, типичной для большинства касситеритово-сульфидных месторождений. Он встречается в прожилках, секущих сульфиды, и представлен яблочно-зеленым агрегатом мельчайших чешуек.

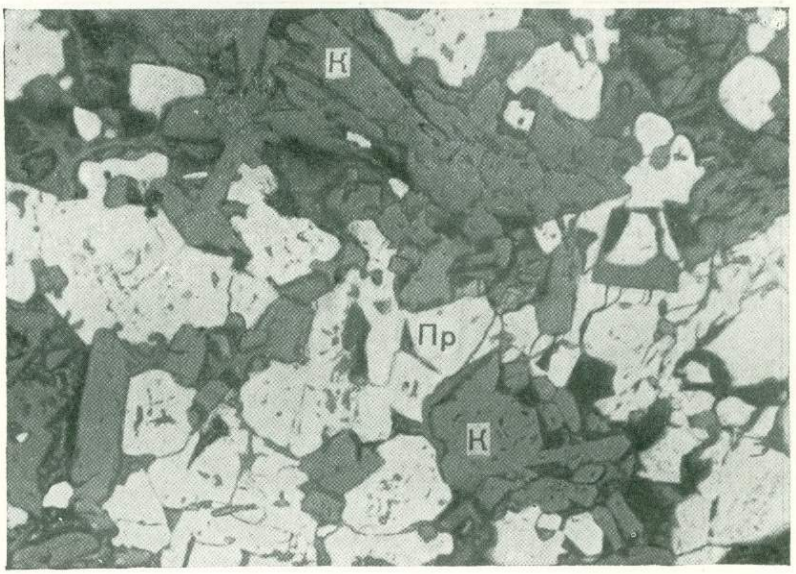
Пирит, как было отмечено, встречен по меньшей мере в четырех генерациях и встречается в различных типах руд, причем характерно, что в каждой парагенетической группе он является наиболее ранним минералом.

Среди многочисленных разновидностей пирита можно выделить ранний пирит, присутствующий в виде идиоморфных кристаллов размерами до 2 мм в поперечнике среди черного «раннего» сфалерита. Местами пирит первой генерации образует массивные скопления, причем слагающие их зерна, по крайней мере на внешних границах «пиритового поля», имеют идиоморфные ограничения. Кристаллы раннего пирита нередко характеризуются отчетливым зонарным строением (фиг. 28). Трещинки в раннем пирите залечиваются темным сфалеритом, а иногда и крупнокристаллическим касситеритом. В других же случаях касситерит идиоморфен по отношению к пириту (фиг. 29).

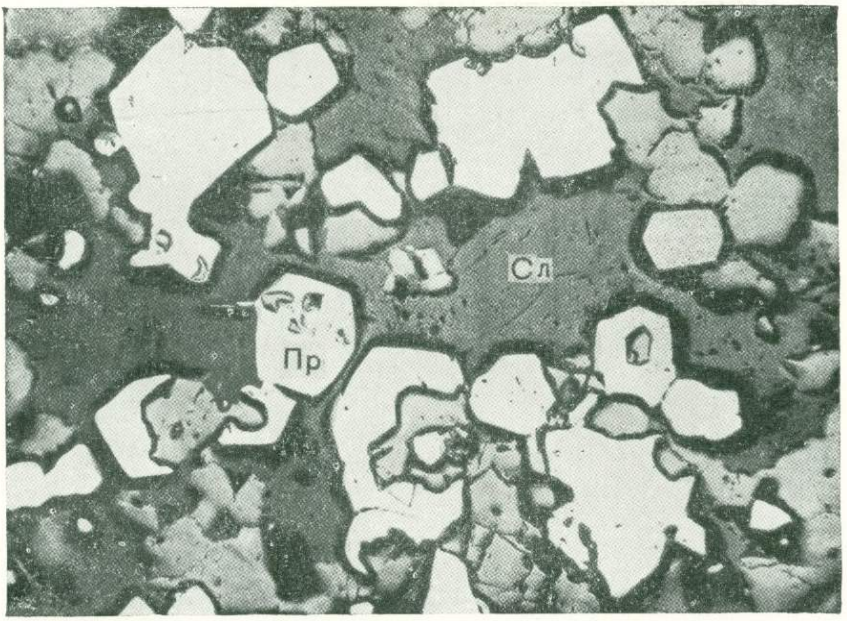
Несколько более поздним является мелкозернистый пирит, рассеянный в виде густой вкрапленности в сфалеритовых рудах. Подобная тонкая вкрапленность пирита, неразличимая простым глазом, придает сфалериту золотисто-бурый оттенок. Местами мелкозернистый пири-



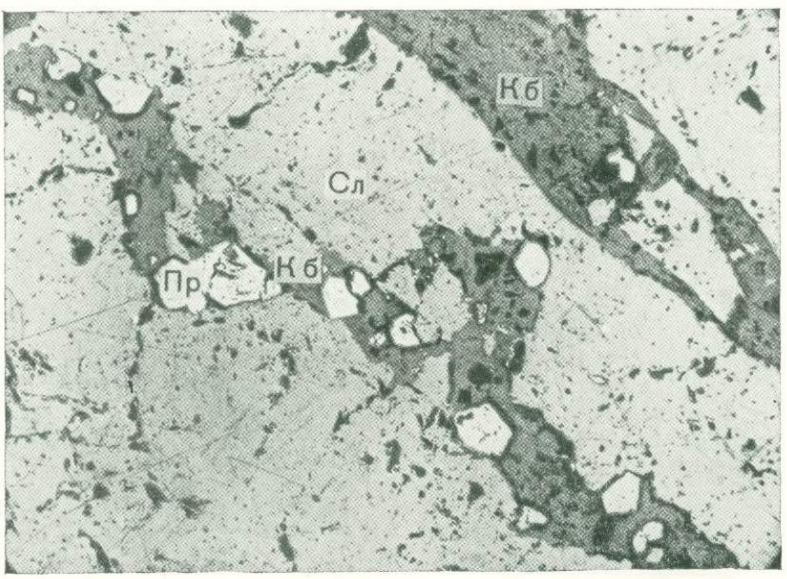
Фиг. 28. Смирновское месторождение. Зональный пирит цементируется касситеритом. Ув. 90.



Фиг. 29. Смирновское месторождение. Идиоморфные кристаллы касситерита в пиритовой руде. Ув. 90.



Фиг. 30. Смирновское месторождение. Пиритово-сфалеритовая руда. Ув. 46.



Фиг. 31. Смирновское месторождение. Пирит в карбонатных прожилках, секущих сфалеритовую руду. Ув. 16.

тово-сфалеритовый агрегат цементирует брекчию черного крупнокристаллического сфалерита, свободного от пиритовых включений. Иногда пиритовые включения концентрируются в пределах параллельных полос или струй в сфалеритовой руде, которые в пределе приближаются к почти мономинеральным пиритовым линзовидным обособлениям. Размеры пиритовых зерен в подобных рудах измеряются сотыми, реже десятыми долями миллиметра. Формы пирита иногда идиоморфные, в других случаях неправильные. Иногда в идиоморфных пиритовых кристаллах мы видим пойкилитовые вростки сфалерита. Повидимому, пирит в данном типе руд обособлялся из растворов совместно со сфалеритом, причем идиоморфные очертания пирита в сложных пирито-сфалеритовых агрегатах обусловлены не только его исключительно сильной кристаллизационной способностью, но и относительно несколько ранней кристаллизацией по сравнению с основной массой сфалерита. Последнее предположение подтверждается следами коррозии и разъедания пиритовых выделений окружающим сфалеритом (фиг. 30).

Более поздним является пирит, участвующий в составе прожилков, секущий сфалерит (фиг. 31, 32).

Наконец, пирит присутствует в составе мелкозернистых галенитово-буланжеритовых руд. Он образует в этих сложных агрегатах кристаллики кубической формы в 0,05—0,01 мм в поперечнике, ассоциируя с касситеритом, карбонатом, буланжеритом, мелкозернистым галенитом.

Арсенопирит встречается совместно с пиритом в виде мелких длиннопризматических кристалликов в кварце и сфалерите. Он обычно присутствует в ничтожном количестве и существенной роли в месторождении не играет.

Как это характерно для свинцово-цинковых месторождений с небольшим количеством арсенопирита, последний является довольно поздним. Он образует прожилки в сфалерите, пирите, обрастает розетками пиритовые зерна, местами же розетки мелких длиннопризматических арсенопиритовых кристаллов развиваются на более крупных ранних выделениях арсенопирита (фиг. 33).

Сфалерит, один из главных минералов месторождения, встречен в различных разновидностях. В раннюю стадию процесса возник черный железистый сфалерит, образующий мономинеральные агрегаты, позднее его сменил сфалерит коричнево-бурый, густо насыщенный тонкой макроскопически неразличимой вкрапленностью пирита. Вероятно, как было отмечено, именно распыленная вкрапленность пирита обусловливает в значительной степени золотисто-бурую окраску этих сфалеритовых руд. Бурый сфалерит нередко цементирует неправильные участки и сплошное поле сфалерита черного, однако говорить о значительном перерыве между отложениями двух генераций сфалеритовых руд у нас нет основания.

В структурном отношении, а также и по окраске в косом свете и по цвету порошка эти разновидности сфалерита почти неотличимы. Характерно, что продуктов распада твердых растворов в сфалерите почти не встречается, лишь изредка имеют место редкие включения халькопирита, пирротина и еще реже — станнина.

Характеризуя сфалеритовые руды, нельзя не остановиться на их структурных особенностях. Наиболее типична мелкозернистая структура, повидимому она являлась преобладающей в процессе рудоотложения и лишь последующие явления перекристаллизации привели местами к развитию более крупнокристаллических агрегатов. Местами при про-

травливании устанавливаются реликты каких-то мелких сферолитовых образований сфалерита, слагающихся из радиально расходящихся секторов различно ориентированных зерен. Эти сферолитовые образования наводят на предположение о коллоидном происхождении сфалеритовых руд.

Галенит встречается в двух генерациях. Ранний галенит представлен крупными кристаллами более или менее одновременными с черным крупнокристаллическим сфалеритом, а иногда несколько более поздним. Этот крупнокристаллический галенит образует массивные почти мономинеральные скопления и гнезда значительных размеров — он почти свободен от включений других минералов; для него характерна местами интенсивная деформация.

Поздний галенит — мелкозернистый, завершает процесс рудообразования. Он ассоциирует с мелкозернистым пиритом, касситеритом, буланжеритом и образует вместе с этими минералами ветвящиеся прожилки, секущие и цементирующие крупнокристаллические сульфиды. На характеристике этих поздних мелкозернистых руд, являющихся главным источником олова, я еще остановлюсь при описании касситерита.

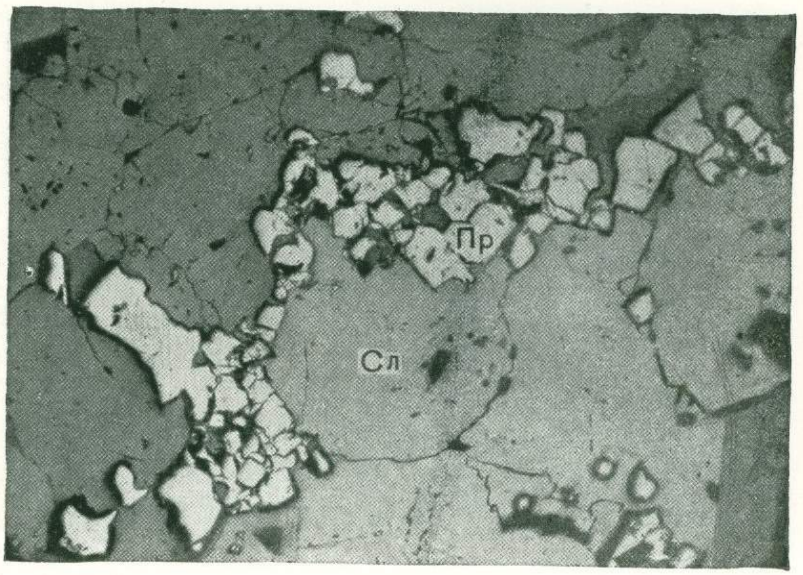
Касситерит столь мелкозернист, что неразличим макроскопически. Именно это обстоятельство объясняет тот факт, что десятки лет после открытия месторождения олово в нем было неизвестно, и лишь в 1926 г. при микроскопических исследованиях руд его установил С. С. Смирнов. Этот момент установления касситерита в сульфидных рудах Смирновского месторождения послужил началом полосы открытий оловорудных месторождений Забайкалья, вместе с тем он дал толчок к выявлению касситеритово-сульфидных месторождений и в других рудных районах Советского Союза.

В рудах Смирновского месторождения устанавливаются две генерации касситерита. Ранний касситерит, как уже было отмечено, ассоциирует с ранним крупнокристаллическим пиритом, образует длиннопризматические кристаллы размером до 0,1 мм. Иногда он встречается в виде пойкилитовых включений в сфалерите (фиг. 34). Эта генерация имеет относительно малое значение. Основным источником олова являются поздние мелкозернистые галенитово-касситеритово-буланжеритовые руды, секущие прожилками и цементирующие крупнокристаллические сульфиды. Этот поздний касситерит местами образует и крупные радиально-лучистые выделения (фиг. 35).

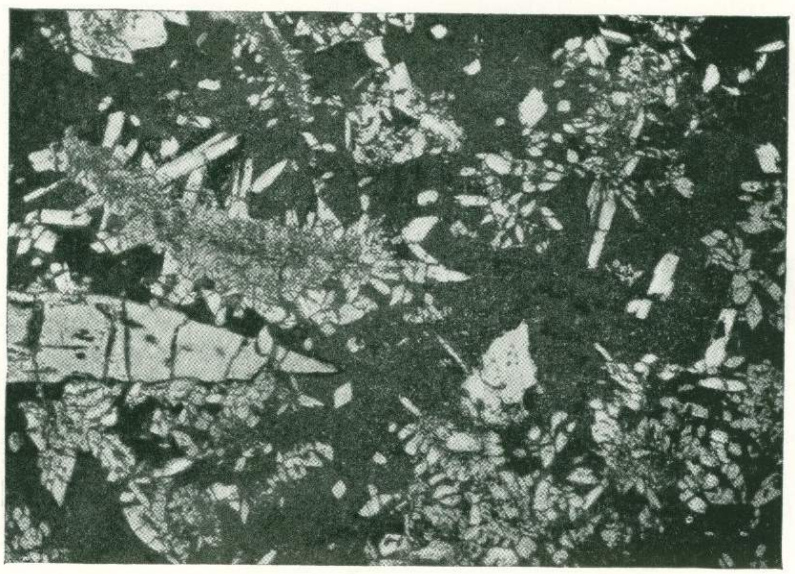
Галенит, буланжерит, касситерит и пирит в этих мелкозернистых рудах образуют тонкую и более или менее равномерную смесь, причем галенит и буланжерит цементируют идиоморфные кубические кристаллики пирита и неправильные зерна или игольчатые кристаллы и червеобразные вростки касситерита; размеры касситеритовых выделений в этой руде не превышают сотых долей миллиметра.

Иногда наблюдается зональное чередование концентрических оболочек разного состава. Так, на фиг. 36 мы видим поперечное сечение шаровидного выделения с галенитово-буланжеритовым ядром, оболочкой пирита (неполной), оболочкой касситерита, затем снова неполной оболочкой пирита и, наконец, опять зоной галенитово-касситеритового агрегата.

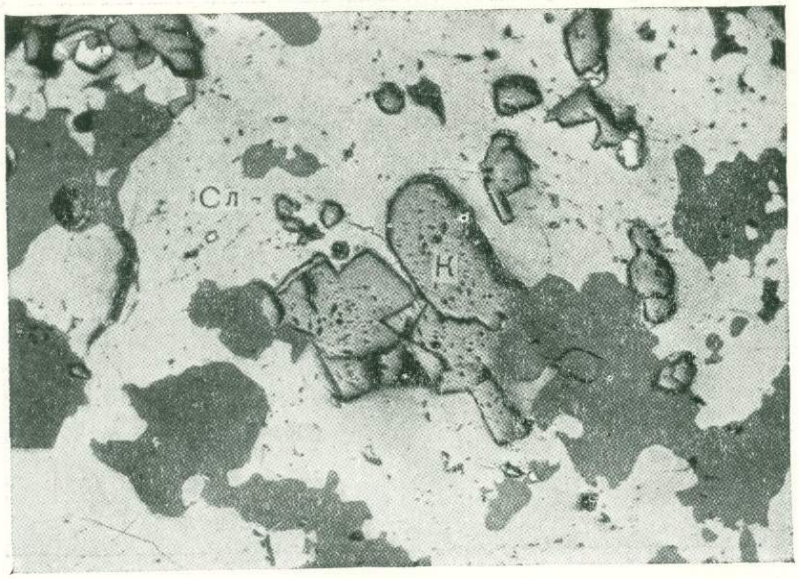
Местами мы наблюдаем повторное чередование концентрических оболочек касситерита и галенитово-буланжеритового агрегата. В этом отношении интересны шаровидные выделения, изображенные на фиг. 37, 37а, 37б. Тонкие неправильные червеобразные вростки касситерита



Фиг. 32. Смирновское месторождение. Прожилки пирита в сфалерите. Ув. 46.

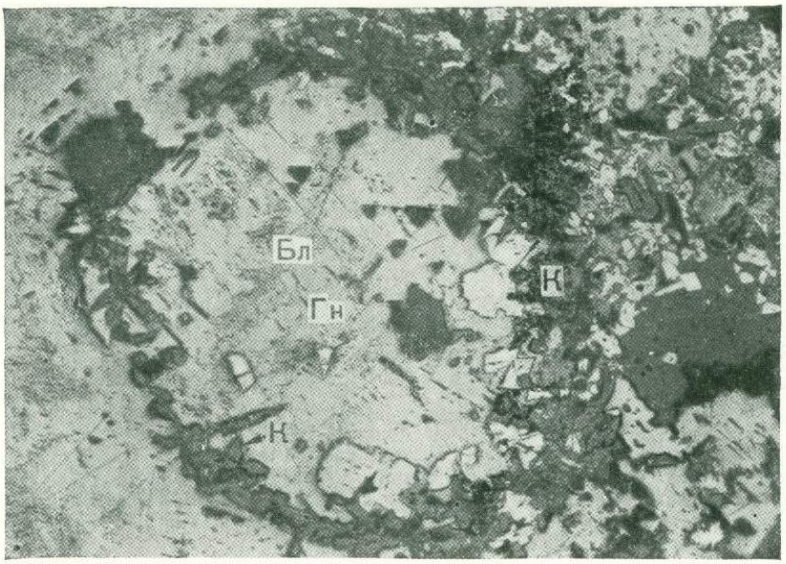


Фиг. 33. Смирновское месторождение. Розетки арсенопиритовых „игольчатых" кристаллов вокруг крупных выделений арсенопирита (белое). Ув. 90.

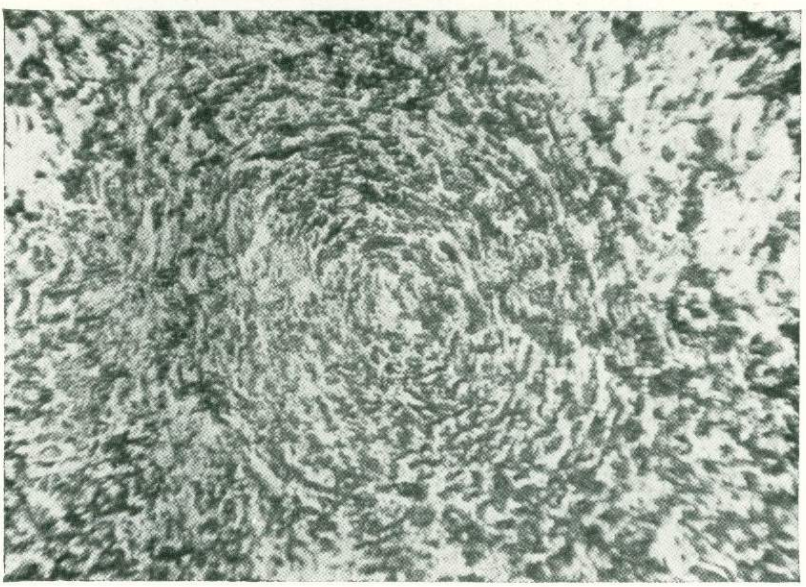


Фиг. 34. Смирновское месторождение. Ранний касситерит (К) в сфалерите (Сл). Ув. 46.

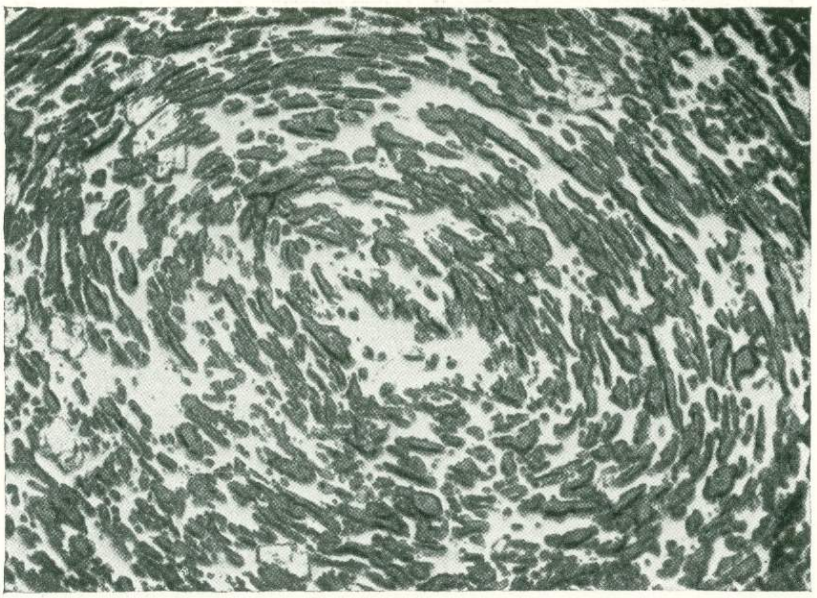
Фиг. 35. Смирновское месторождение. Радиально-лучистые выделения касситерита (серое). Ув. 46.



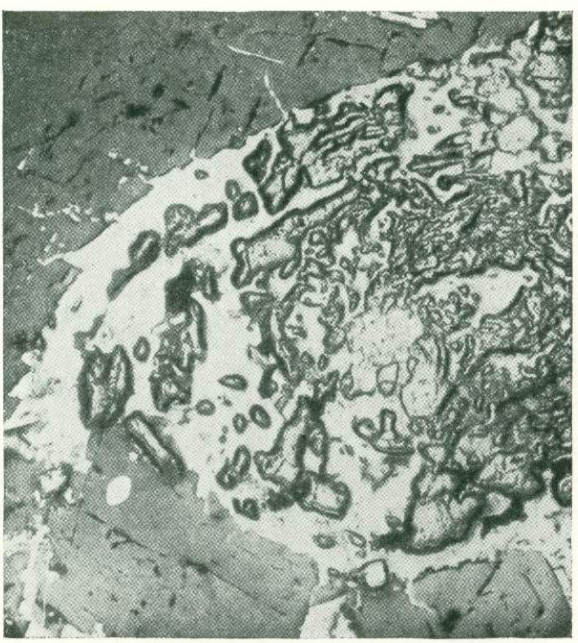
Фиг. 36. Смирновское месторождение. Сечение шаровидного агрегата. „Ядро" сложено галенитом и буланжеритом, затем следуют зоны пирита, касситерита, снова пирита и, наконец, все это шаровидное выделение цементируется галенитово-буланжеритовой рудой. Ув. 46.



Фиг. 37. Смирновское месторождение. Концентрические касситеритово-буланжеритовые агрегаты (по цилиндриту)?. Касситерит серый, буланжерит белый. Ув. 40.



Фиг. 57а. Смирновское месторождение. Касситеритово-буланжеритовые концентрически-зональные агрегаты. Ув. 40.



Фиг. 37б. То же. Ув. 90.

здесь располагаются «кольцевыми» цепочками, отмечая в разрезе сферические поверхности шаровидных выделений. Они цементируются галенитово-буланжеритовым агрегатом. Подобные оригинальные выделения с более или менее постоянными количественными соотношениями минералов возможно представляют продукт раскристаллизации геля сульфоантимоностанната свинца типа франкеита или цилиндрита или представляют поперечные сечения псевдоморфоз по цилиндрическим кристаллам цилиндрита.

Буланжерит имеет очень широкое развитие на месторождении — существенно буланжеритовые руды, содержащие подчиненную вкрапленность других сульфидов, слагают жильные полосы шириной до 20—30 см и нередко образуют ветвящиеся прожилки в сложной зоне дробления. Буланжеритовые руды представляют особый интерес благодаря высокому содержанию в них олова и индия (данные Н. М. Прокопенко) — их вполне возможно отделять ручной рудоразборкой.

Не останавливаясь на характеристике других менее распространенных минералов, отметим некоторые основные этапы развития этих сложных руд.

В Смирновском месторождении мы наблюдаем повторное появление одних и тех же главнейших рудных составляющих — пирита, сфалерита, касситерита, галенита; однако наличие повторных генераций минералов вовсе еще не говорит за длительное отложение руд, наоборот, нам представляется, что весь процесс протекал сближенно, причем, попеременным пересыщением растворов теми или иными составляющими объяснялось повторное появление тех же минералов; сперва развивались чистые крупнокристаллические руды — галенитовые, пиритовые, сфалеритовые, которые обособлялись в пределах особых полос, участков и гнезд; затем последовало сближенное отложение минералов — сперва сфалерита и пирита, образующих тонкозернистую смесь, а затем пирита, галенита, буланжерита, касситерита. В конце рудного процесса отложение олова совершалось в виде сульфостанната или сульфоантимоностаннатов свинца — франкеита и цилиндрита, которые затем распались на сложный минеральный агрегат галенита, касситерита и буланжерита.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Заключая характеристику Забайкальской оловорудной провинции, следует еще раз подчеркнуть, что в этой области мы находим интересный материал для выяснения генезиса месторождений олова и, в частности, особенностей генезиса рудопроявлений касситеритово-сульфидной формации.

В Забайкалье можно проследить зависимость характера оловянной минерализации от геологических условий, которые в этой области сложного мозаичного строения весьма разнообразны и меняются от участка к участку.

Рудная провинция Забайкалья принадлежит к сложнодислоцированной складчатой зоне, окаймляющей с юго-востока Сибирскую платформу. Эта складчатая зона развивалась длительно, испытала не один период деформации, повторные погружения и все же в целом она характеризуется более или менее однородным структурным планом: складки палеозоя и мезозоя большей частью совпадают по простиранию, т. е. здесь имело место наследование и развитие ранее заложенных структур. Поздние фазы складчатости — альпийская, а на западе и новокиммe-

рийская проявили себя главным образом в дизъюнктивных нарушениях, сопровождаемых глыбовыми поднятиями; лишь в депрессиях — областях накопления континентальных отложений — возникали пологие плавные складки.

Своеобразие тектонического развития этой области в период проявления новокиммерийских рудоносных интрузий определяется положением ее в замыкании залива мезозойского моря. Здесь мы уже переходим в область дизъюнктивных дислокаций окраинных частей платформенных сооружений. Именно особенности тектонического режима развития этой области в значительной мере определяют и особенности характера оловянной минерализации. Но прежде чем говорить о закономерностях распределения различных типов оловянных месторождений, остановимся на положении олова в этой области сложной и разнообразной металлогении.

Как было отмечено, Забайкалье представляет интересный пример поясового распределения рудных месторождений, причем особенно четко выделяется как раз пояс оловянно-вольфрамовый; северо-западнее, частично его перекрывая, располагается пояс золото-молибденовый, а юго-восточнее — пояс полиметаллический. Последний в восточной части рудной провинции перекрещивается с поясом оловянно-вольфрамовым.

Сравнивая геологическое строение оловянно-вольфрамового и свинцово-цинкового пояса, мы прежде всего отмечаем различный состав слагающих их пород. Олово-вольфрамовый пояс характеризуется развитием мощных толщ чередующихся песчанико-глинистых отложений, характерной же чертой свинцово-цинкового пояса является присутствие известняков и доломитов в составе нижнепалеозойских отложений. Последние играют относительно небольшую роль, но именно к ним приурочена подавляющая часть месторождений свинца и цинка. Свинцово-цинковый пояс располагается поперек складчатой области, пересекая продолжение пояса оловянного. Это объясняется тем, что граница области развития известняковых фаций, к которым приурочены свинцово-цинковые месторождения, перекрещивается с направлением современных структур. Не вдаваясь в выяснение причины появления нижнепалеозойских известняков на востоке, которое возможно обусловлено вздыманием шарниров складок, мы отмечаем лишь связанные с этим фактом изменения характера минерализации — в восточной части рудной провинции с появлением известняков происходит перекрещивание поясов оловянно-вольфрамового и свинцово-цинкового, причем оловянно-вольфрамовые месторождения приурочены главным образом к блокам сланцев, а свинцово-цинковые к массивам известняков. Наличие большой примеси олова во многих свинцово-цинковых месторождениях позволяет говорить о генетической связи этих двух групп рудных проявлений, различие же характера их минерализации повидимому объясняется влиянием литологических факторов.

Говоря об особенностях геологического строения оловоносного пояса, нельзя не остановиться на положении его в общей структуре. Протягиваясь вдоль окраины каледонской платформы, эта область следует, повидимому, вдоль тектонически ослабленной зоны. Последняя характеризуется развитием мощных интрузий палеозойского, триасового и возможно среднеюрского циклов, интенсивным проявлением эффузивной деятельности и затем гипабиссальных рудоносных интрузий в верхней юре; последние в значительной своей части приурочены к дизъюнктивным нарушениям в крыльях древних складок и лишь

в области развития пластичных мезозойских отложений образуют «согласные» тела в ядрах молодых антиклиналей.

Переходя к характеристике типов оловорудных месторождений, следует отметить, что Забайкалье — эта область развития гипабиссальных кислых и ультракислых оловоносных интрузий, богатых фтором, характеризуется широким развитием касситеритово-кварцевой формации в ее разнообразных представителях. Здесь мы встречаем грейзены, кварцевые, кварцево-топазовые и кварцево-полевошпатовые жилы, т. е. по характеру оловорудных проявлений Забайкалье может быть сравнимо с такими районами проявления касситеритово-кварцевой минерализации, как Калба и Рудные Горы. Однако здесь этот однообразный характер минерализации местами нарушается появлением других оловорудных формаций — пегматитов и касситеритово-сульфидных месторождений. И те и другие обособляются в пределах отдельных районов и совместно не встречаются. Такое пространственное разделение различных оловорудных формаций позволяет подойти к выяснению особенностей генезиса путем анализа геологической обстановки районов их развития.

Условия образования различных типов месторождений оказываются различными. Оловоносные пегматиты, связанные главным образом с относительно глубинными фациями гранитов, располагаются в приподнятых блоках типа горстов (Борщевочный антиклинал, Халзанский массив, Западно-Чикойское пегматитовое поле). Наряду с этим они вместе с касситеритово-кварцевыми месторождениями встречаются и в тектонических депрессиях, выполненных юрскими отложениями, развиваясь в этих случаях на сравнительно небольшой глубине. В этих условиях, как показывает пример Ононского рудного поля, пегматитовые образования возникают при наличии плотной кровли, еще не нарушенной к моменту внедрения интрузии. Таким образом, факторы глубины и тектонические факторы взаимно дополняют друг друга. Благоприятными для развития пегматитового процесса повидимому являются такие условия, когда летучие удерживаются в магме вплоть до образования пегматитового остатка, причем причиной, препятствующей их выделению, в равной степени может служить как повышенное внешнее давление, так и плотность и непроницаемость кровли. И, наоборот, незначительное внешнее давление зоны малых глубин, или падение давления в результате образования разломов, сообщающихся с поверхностью, в равной мере создают неблагоприятные условия для формирования оловоносных пегматитов; в тех случаях, когда обогащенные летучими кислые магматические дифференциаты попадают в условия ослабленного давления, они дают не пегматиты, а касситеритово-кварцевые месторождения.

Прямо противоположны условия образования касситеритово-сульфидных месторождений. Последние образуются преимущественно на небольшой глубине и тяготеют к участкам проявления крупных глубоких разломов, заложенных в раннюю стадию магматического цикла. Такие условия мы видим в районе Даурского хребта, характеризующемся развитием касситеритово-сульфидного оруденения. Своеобразные черты тектонического строения этого участка определяются особым его положением в общей структуре. В этой области простирание молодых новокиммерийских структурных элементов не совпадает с направлением более древних — варисских и древнекиммерийских структур. «Древние» структуры на этом отрезке ориентированы в направлении, близком к широтному, «молодые» же структуры образуют S-образный изгиб, меняя простирание от северо-восточного до север-северо-восточного

и затем, на западе, почти до широтного, где они снова подчиняются общему структурному плану древних формаций. Наряду с изгибом структур в плане на этом участке вероятно существуют и вертикальные перегибы шарниров. Так, резким погружением осей складок можно объяснить заметное сокращение площади выхода изверженных пород на участке от Тарбальджея до Сохондо и появление больших полей осадочных пород, слагающих кровлю мощной доверхнеюрской Даурской гранитоидной интрузии. Именно этот участок крутого перегиба и погружения (?) структур и вмещает все главнейшие касситеритово-сульфидные месторождения района.

Касситеритово-сульфидные месторождения Южно-Даурского района связаны с гипабиссальными и близповерхностными интрузиями, сформированными, как показывают примеры Сохондо, Бырцы и Харатуя, в заключительный этап верхнеюрского магматического цикла. Ю. А. Билибин предполагает, что они являются более молодыми по сравнению с интрузиями, сопровождаемыми касситеритово-кварцевой минерализацией.

В отличие от касситеритово-кварцевых месторождений, месторождения касситеритово-сульфидные встречаются и на значительном расстоянии от интрузий, располагаясь иногда в криптобатолитовой области (Тарбальджей, Улюртуй); в то же время они показывают отчетливую приуроченность к разломам и чаще всего локализуются в пересечении крупных дизъюнктивных нарушений второстепенными трещинами. В сложной сетке разломов металлоносные интрузии и связанные с ними месторождения используют и молодые нарушения и древние ослабленные зоны. Так, крупнейшие месторождения района — Тарбальджей и Хапчеранга — находятся в пересечении широтного «древнего» золотоносного разлома более молодыми нарушениями северо-западного простирания. Да и вся оловоносная зона Даурского хребта в целом ориентирована в широтном направлении согласно простиранию древних структур; может быть и она следует вдоль какой-то ослабленной тектонической зоны, заложенной еще в доверхнеюрское время.

Можно вместе с тем предположить, что разломы в данном случае не только определяют распределение рудоносных интрузий и связанных с ними месторождений, но и влияют на характер минерализации всего района в целом, поскольку они нарушают нормальную дифференциацию магматического бассейна, открывая выход летучим еще в раннюю стадию его развития. Именно этими тектоническими причинами можно объяснить слабодифференцированный характер металлоносных растворов, увлекающих вместе с оловом и другие металлы — железо, цинк, свинец, мышьяк.

Олово в этих случаях выносится еще в раннюю стадию развития интрузии в составе малодифференцированных растворов совместно с железом, мышьяком, цинком, свинцом и другими металлами, что и приводит к возникновению касситеритово-сульфидных месторождений железистого ряда.

Совершенно другие причины вызывают развитие касситеритово-сульфидных месторождений свинцово-цинкового ряда. Последние появляются в скрещении свинцово-цинкового и оловянно-вольфрамового поясов, там где получают развитие известняки.

Концентрация свинца и цинка среди известняков, характерная для многих рудных районов и еще не получившая своего объяснения, в Забайкалье проявлена тем более резко, что известняки, играющие в общем небольшую роль, тем не менее концентрируют главную часть свинцово-

цинковых руд. Многие свинцово-цинковые месторождения этой части Забайкалья содержат олово, а в некоторых из них олово концентрируется в таком количестве, что руды приобретают значение как оловянные (Смирновское месторождение). Это уже совершенно иной тип касситеритово-сульфидной минерализации, резко отличный от рудопроявлений железистого ряда. Именно про эти месторождения, следуя С. С. Смирнову (1937), можно сказать, что они генетически гораздо ближе стоят к неоловоносным месторождениям других цветных металлов, чем к чисто оловорудным месторождениям. В известняковой среде связь олова с другими металлами очень тесная: не только в процессе переноса, но и в процессе отложения олово ассоциирует с железом, свинцом, цинком, мышьяком. Наличие же мелкозернистых галенитово-буланжеритово-касситеритовых агрегатов, образующих равномерные тонкие срастания или колломорфные ритмично-зональные выделения, позволяет предполагать, что олово переносилось в виде коллоидного раствора и затем отлагалось в виде геля сульфоантимоностанната свинца, по составу близкого к цилиндриту или франкеиту.

Таким образом, в Забайкалье, где небольшие по площади районы проявления касситеритово-сульфидных месторождений резко выделяются на фоне «касситеритово-кварцевого» оловоносного пояса, мы получили возможность подойти к выяснению особенностей геологического положения касситеритово-сульфидного оруденения.

Часть II

ОЛОВОРУДНАЯ ПРОВИНЦИЯ ПРИМОРЬЯ КАК ОБЛАСТЬ ПРЕИМУЩЕСТВЕННОГО РАЗВИТИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАССИТЕРИТОВО-СУЛЬФИДНОЙ ФОРМАЦИИ

Переходя к характеристике оловорудной провинции Приморья—этой области преимущественного развития касситеритово-сульфидных месторождений — следует остановиться на положении ее в общей структуре юго-востока Азии и особенностях геологического строения отдельных слагающих ее структурных элементов.

Область Сихотэ-Алиня, представляющая сложное антиклинальное мезозойское сооружение, принадлежит к Восточно-Азиатской[1] субмеридиональной зоне, протягивающейся между Зейско-Буреинским жестким массивом на западе и побережьем Японского моря на востоке. Эта область характеризуется чередованием крупных антиклинальных и синклинальных структур, развивавшихся длительно, начиная с мезозоя, а местами заложенных еще в палеозое и протерозое.

С запада на восток здесь выделяются следующие структурные элементы: 1) Хингано-Буреинский прогиб, 2) Буреинский антиклинорий, 3) Нижне-Амурский синклинорий и 4) Сихотэ-Алинский антиклинорий, представляющий в свою очередь сложное сооружение.

Характерной особенностью Восточно-Азиатской зоны является проявление молодых — верхнемеловых и нижнетретичных движений, обусловивших широкое развитие вулканизма, гипабиссальных интрузий и рудопроявлений на значительной площади. Эта особенность позволяет С. А. Музылеву выделять Восточно-Азиатский пояс в целом как зону третичной складчатости. Однако следует отметить, что молодые движения здесь проявлены локально и в специфической форме, главным образом в виде дизъюнктивных нарушений, особенно обильных в сочленениях антиклинальных и синклинальных структур и в наложенных мульдах, развивающихся на жестком кристаллическом основании. И едва ли эту область правильно относить целиком к зоне третичной складчатости. Это скорее область проявления отзвуков третичных складкообразовательных движений, интенсивно протекавших восточнее, на островах Тихого океана и в области, скрытой под водами моря.

Молодые движения в пределах Восточно-Азиатского пояса приурочены преимущественно к зонам депрессий. Здесь развиваются мощные

[1] Здесь и в дальнейшем мы именуем эту часть Тихоокеанского пояса Восточно-Азиатской зоной, следуя С. А. Музылеву.

толщи молодых эффузивов, гипабиссальные слабодифференцированные интрузии и связанные с ними месторождения, относящиеся преимущественно к касситеритово-сульфидной формации. К числу таких депрессий относится Мало-Хинганская зона, представляющая прогиб в древнем основании. Широкая полоса эффузивов, протягивающаяся с перерывами вплоть до Охотского побережья, намечает здесь зону регионального развития глубоких разломов. Наложенную мульду, развивающуюся на древнем основании, представляет, возможно, и Уссурийская зона развития молодых эффузивов. Аналогичные прогибы уже более мелкого плана, как будет показано ниже, проявлены в сложном антиклинории Сихотэ-Алиня. Именно они характеризуются развитием интересующих нас оловорудных месторождений касситеритово-сульфидной формации. В то же время в смежных антиклинориях, в связи с крупными массивами кислых дифференцированных гранитов, получают развитие касситеритово-кварцевые месторождения, в основном более ранние, чем месторождения касситеритово-сульфидные.

Горная область Сихотэ-Алиня представляет мезозойскую складчатую зону северо-восточного простирания, осложненную наложением складчатости третичной.

В пределах этой сложной складчатой области выделяются с запада на восток следующие структурные элементы, простирающиеся в северо-восточном направлении: а) западное антиклинальное поднятие (по А. З. Лазареву) с Ханкайским кристаллическим массивом в ядре его, характеризующимся развитием докембрийских, нижнекембрийских и верхнепалеозойских отложений, б) Даубихинская синклинальная зона (по П. Н. Кропоткину), в пределах которой развиты мощные толщи интенсивно дислоцированных мезозойских (триасовых), терригенных отложений, в) зона Сихотэ-Алинского антиклинория (по А. З. Лазареву), сложенная преимущественно отложениями верхнего палеозоя, г) зона Сихотэ-Алинского синклинория (по А. З. Лазареву), характеризующаяся развитием осадков мезозоя и мощных вулканогенных верхнемеловых и третичных покровов.

Этот структурный комплекс оформился в основном в конце мезозоя, однако он включает фрагменты переработанных более древних структур — варисских и каледонских и более древних (Ханкайский кристаллический массив). Вместе с тем, мезозойские сооружения были затронуты проявлениями третичной складчатости, которые наиболее резко сказались по восточной окраине материка, но достаточно очевидно проявились и вдоль всей зоны Сихотэ-Алинского синклинория и повидимому значительно западнее в виде коробления верхнемеловых эффузивов, многочисленных разломов, интрузий третичных приморских гранитоидов и связанных с ними третичных рудных месторождений.

Отмеченные структурные зоны имеют различную историю геологического развития. В то время как синклинальные структуры прогибались в период мезозоя и служили зонами накопления, антиклинальные элементы, как считает П. Н. Кропоткин, уже тогда были оформлены в виде положительных структур и служили источником сноса. Они характеризуются малой мощностью или отсутствием мезозойских осадков, незначительной мощностью верхнемеловых эффузивов и слабой степенью их дислоцированности. В пределах этих положительных структур, оформившихся уже в мезозое, интенсивно проявились ранние фазы магматической деятельности и сопровождающая их относительно древняя минерализация. Так, в пределах Ханкайского массива, вскрывающегося в ядре Западного антиклинального поднятия, развиты крупные массивы

так называемых Шмаковских (каледонских?) гранитов; в примыкающей к Ханкайскому массиву зоне верхнепалеозойских отложений, составляющих западное крыло этого древнего антиклинория, проявляются домеловые — возможно пермские (?) оловоносные гранитные интрузии так называемого гродековского комплекса. Наконец, в зоне Сихотэ-Алинского антиклинория, оформившейся в качестве положительного структурного элемента в мезозое, проявлены новокиммерийские гранитоиды, сопровождающиеся золотым и оловянным оруденением. В то же время в отрицательных структурах, в частности в зоне Сихотэ-Алинского синклинория, проявлены молодые интрузии и сопровождающая их молодая нижнетретичная минерализация. Не исключена возможность, что в пределах Даубихинской синклинальной зоны наряду с мезозойскими интрузиями имеют место молодые третичные интрузивные и рудные проявления. Наконец, вполне вероятно открытие молодых (третичных) месторождений также и в Уссурийской зоне развития молодых эффузивов и гипабиссальных интрузий.

В дальнейшем мы очень кратко остановимся на западных металлогенических зонах, еще относительно мало изученных, и более подробно на восточной зоне или зоне Сихотэ-Алинского синклинория — этой области специфического развития интересующих нас касситеритово-сульфидных месторождений.

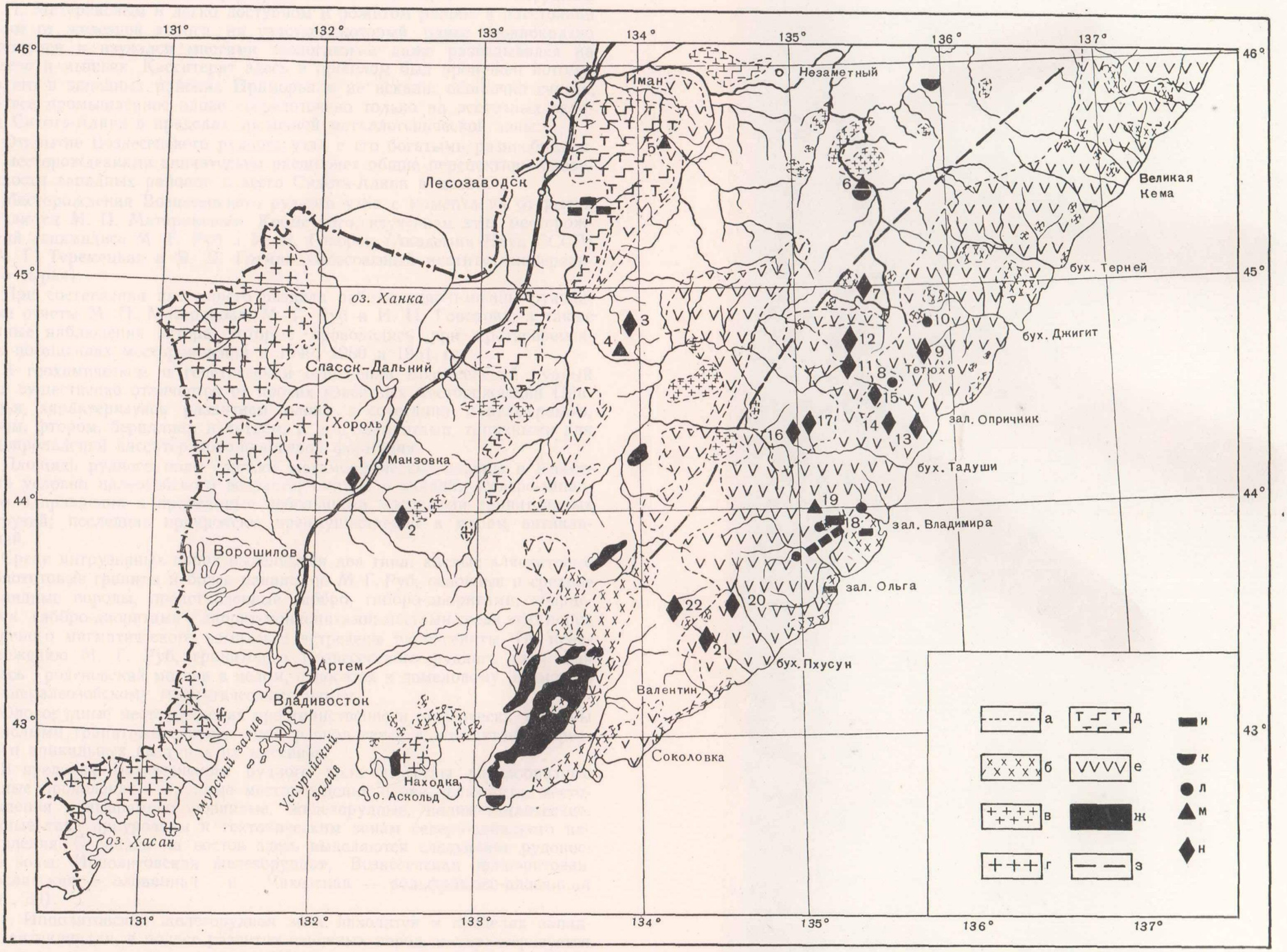
ЗАПАДНАЯ АНТИКЛИНАЛЬНАЯ ЗОНА

Геологическое строение западной зоны достаточно сложно. В ядре этой структуры вскрывается древний кристаллический Ханкайский массив, сложенный кристаллическими сланцами и известняково-доломитовой толщей докембрия и нижнего кембрия. Породы этого древнего комплекса прорываются крупным гранитным Шмаковским массивом, относимым предположительно к каледонскому времени (фиг. 38). Небольшими островками на площади Ханкайского массива встречаются верхнепалеозойские отложения. Ханкайский кристаллический массив ограничен на востоке крупным разломом от Даубихинской синклинальной зоны, на западе он граничит с областью развития верхнепалеозойских отложений и крупных гранитных интрузий так называемого гродековского домелового (верхнепалеозойского) комплекса. В пределах Ханкайского кристаллического массива отмечается повышенное содержание касситерита в шлихах. Возможно оловоносность здесь связана с интрузиями относительно молодых гранитов, приуроченных к восточной зоне разлома, отграничивающей Ханкайский кристаллический массив от Даубихинской синклинальной зоны.

Гораздо более интересным в свете современных данных представляется область, расположенная к юго-западу от Ханкайского массива, сложенная палеозойскими осадочными отложениями и гранитоидами гродековского комплекса. Этот район приобрел значение только в самое последнее время после открытия М. П. Материковым крупного Вознесенского рудного узла, а также открытия Осиновского месторождения, относящегося, повидимому, к сходному типу с месторождениями Вознесенской группы.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВОЗНЕСЕНСКОГО РУДНОГО УЗЛА

Вознесенский рудный узел открыт в 1948 г. М. П. Материковым, главным геологом экспедиции Приморского геологического управления.



Фиг. 38. Распределение интрузий и рудных месторождений в Южном Приморье (при составлении схемы использованы данные П. Н. Кропоткина, М. Г. Руб, М. А. Фаворской, Ф. К. Шипулина и др.).

а — границы пород; *б* — гранитоиды третичные; *в* — гранитоиды киммерийские; *г* — граниты пермские; *д* — граниты нижнепалеозойские; *е* — эффузивы Ольгинского верхнемелового комплекса; *ж* — основные интрузии; *з* — границы восточной (третичной) и западной (в основном дотретичной) металлогенических зон; *и* — месторождения железа; *к* — месторождения золота; *л* — месторождения свинца и цинка; *м* — месторождения олова (касситеритово-кварцевой формации); *н* — месторождения олова (касситеритово-сульфидной формации и переходные к ним).

Месторождения: *1* — Ярославское; *2* — Осиновское; *3* — Шетухинское; *4* — Марьяновское; *5* — Троицкое; *6* — Сидатунское; *7* — Октябрьское; *8* — Тетюхинское; *9* — Синанчинское; *10* — Таборное; *11* — Сталинское; *12* — Эльдорадо; *13* — Эстонское; *14* — Киссинское; *15* — Кинцухинское; *16* — Лифудзин; *17*— Хрустальное; *18*— Белогорское; *19* — Судновое; *20* — Щербаковское; *21* — Ванчинское; *22* — Янмутьхаузское.

История открытия этого богатейшего рудного узла весьма показательная — оловянные и флюоритовые месторождения обнаружены М. П. Материковым в легко доступном и обжитом районе в расстоянии 14 км от железной дороги, на участке, который ранее неоднократно посещался и изучался многими геологами и даже разведывался на железо и мышьяк. Касситерит здесь в прошлом был пропущен потому, что его в западных районах Приморья и не искали, ошибочно считая, что все промышленное олово сосредоточено только на восточных склонах Сихотэ-Алиня в пределах третичной металлогенической зоны.

Открытие Вознесенского рудного узла с его богатыми разнообразными месторождениями значительно расширяет общие перспективы оловоносности западных районов и всего Сихотэ-Алиня в целом.

Месторождения Вознесенского рудного узла с момента их открытия изучаются М. П. Материковым. Кроме того, изучением этих месторождений занимались М. Г. Руб и И. Н. Говоров (Академия Наук СССР) и А. Г. Теремецкая и Я. Д. Готман (Всесоюзный институт минерального сырья).

При составлении настоящего раздела работы использованы рукописные отчеты М. П. Материкова, М. Г. Руб и И. Н. Говорова, а также личные наблюдения автора, которые проводились при кратковременных посещениях месторождений в 1949, 1950 и 1951 гг.

В геохимическом и генетическом отношении Вознесенский рудный узел существенно отличается от прочих известных месторождений Приморья, характеризуясь развитием олова в сочетании с вольфрамом, бором, фтором, бериллием и литием, т. е. с элементами, типичными для рудопроявлений касситеритово-кварцевой формации.

Площадь рудного поля слагают метаморфические сланцы и известняки условно палеозойского возраста, смятые в складки северо-западного направления и прорванные небольшими массивами гранитоидных интрузий; последние приурочены преимущественно к ядрам антиклиналей.

Среди интрузивных пород выделяются два типа: кислые аляскитовые и биотитовые граниты и более ранние, по М. Г. Руб, основные и средние гибридные породы, представленные габбро, габбро-диоритами, кварцевыми габбро-диоритами и диорит-монцонитами; местами среди этих пород основного магматического комплекса встречены пироксениты. По предположению М. Г. Руб, гранитоиды Вознесенского рудного узла, как и весь Гродековский массив в целом, относятся к домеловому, возможно верхнепалеозойскому магматическому циклу.

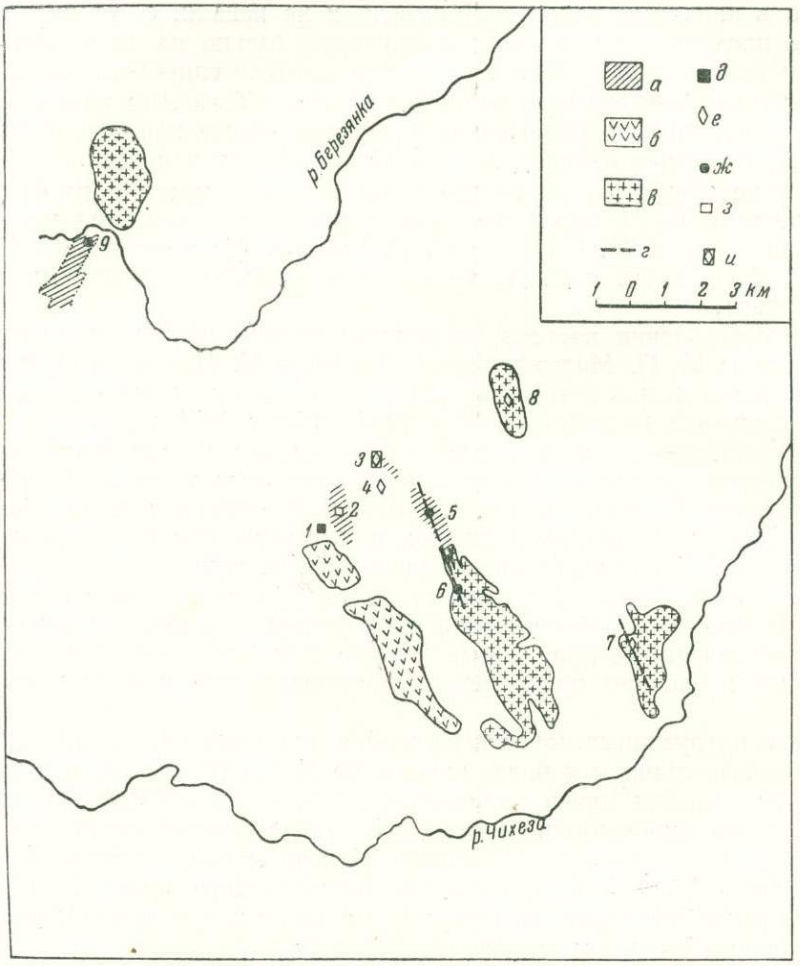
Оловорудные месторождения пространственно и генетически связаны с кислыми гранитными интрузиями, располагаясь в контактовых ореолах и апикальных выступах их массивов.

В пределах Вознесенского рудного поля известны разнообразные рудные проявления — крупные месторождения олова, флюорита, месторождения вольфрамово-оловянные, железорудные, полиметаллические. Рудные тела приурочены к тектоническим зонам северо-западного направления. С запада на восток здесь выделяются следующие рудоносные зоны: Ипполитовская железорудная, Вознесенская флюоритовая, Ярославская — оловянная и Чихезская — вольфрамово-оловянная (фиг. 39).

1. Ипполитовская железорудная зона находится в пределах западной антиклинали, в полосе развития основных пород, и характеризуется развитием магнетитовых скарнов (Ипполитовское железорудное место-

рождение). Рудные тела, представленные линзами магнетитов и хондродитовых скарнов, располагаются в контакте известняков и метаморфизованных порфиритов.

2. Вознесенская плавиковая зона, расположенная восточнее, очевидно в восточном крыле той же антиклинали, вмещает крупнейшее



Фиг. 39. Схема расположения интрузий и месторождений Вознесенского (Ханкайского) рудного узла (по данным М. П. Материкова).

а — площади развития известняков; *б* — основные интрузии; *в* — граниты; *г* — тектонические зоны; *д* — железорудные скарны; *е* — касситеритово-кварцевые месторождения; *ж* — касситеритово-сульфидные месторождения; *з* — флюоритовые месторождения; *и* — флюоритово-оловянные месторождения.

Месторождения и рудные участки:

1 — Ипполитовское месторождение; *2* — Вознесенское месторождение; *3* — Кировский участок; *4* — Овражный участок; *5* — Северный участок Ярославского месторождения, Южный участок Ярославского месторождения; *7* — Чапаевское месторождение; *8*— Партизанское месторождение; *9* — Первомайское месторождение.

флюоритовое Вознесенское месторождение в известняках. В пределах ее известны также и олово-полиметаллические месторождения (Долинный участок).

3. Ярославская оловорудная зона. Еще далее к востоку в ядре следующей антиклинали, заключающей Вознесенский гранитный массив,

расположено Ярославское месторождение с его касситеритсодержащими кварцево-турмалиновыми и турмалино-флюоритовыми жилами и зонами в гранитах и осадочно-метаморфических породах кровли. К северо-западу от Ярославского месторождения обнаружено Первомайское оловорудное месторождение турмалиново-сульфидного типа, которое очевидно принадлежит к самостоятельной зоне.

4. Чихезская или Чапаевская зона приурочена к Чихезскому гранитному массиву, протягивающемуся параллельно Вознесенскому массиву, восточнее его. Чихезский гранитный массив, подобно Вознесенскому, возможно также отмечает собой ядро антиклинальной складки. Здесь развиты уже месторождения касситеритово-кварцевой формации (Чапаевское, Партизанское).

Как будет показано далее, все эти разнообразные месторождения обнаруживают черты геохимического сходства и, видимо, генетически родственны между собой.

Не останавливаясь на железорудных скарнах Ипполитовской зоны, охарактеризуем коротко главнейшие оловорудные месторождения района.

А. Касситеритово-кварцевые месторождения

Как отмечалось, комплекс рудопроявлений Вознесенского рудного узла геохимически близок к минерализации касситеритово-кварцевой формации — он характеризуется ассоциацией олова с вольфрамом, литием, бериллием, широким развитием минералов фтора и бора. Главное месторождение олова, залегающее среди известняков — Ярославское, на основании обилия кварца и относительно слабого развития сульфидов можно отнести к разностям, промежуточным между формациями касситеритово-кварцевой и касситеритово-сульфидной. Вместе с тем среди гранитов встречаются и типичные представители касситеритово-кварцевой формации. К ним относятся грейзены и кварцевые жилы Чапаевского месторождения и грейзены Партизанского месторождения.

Чапаевское месторождение

Чапаевское месторождение находится в пределах самой восточной рудоносной полосы Вознесенского района и приурочено к так называемому Чихезскому гранитному массиву, вытянутому в северо-западном направлении.

Месторождение представлено грейзеновыми зонами и кварцевыми жилами в гранитах. Рудные тела простираются в северо-восточном направлении.

В составе кварцевых жил, кварцево-мусковитовых и кварцевых грейзенов присутствует касситерит. Кварцевые жилы наряду с крупнокристаллическим касситеритом содержат также вольфрамит и гнездообразные скопления берилла. Жилы секутся дайками светлых пород типа сиенит-порфиров и порфиритов.

Как следует из приведенной краткой характеристики, месторождение относится к широко распространенному кварцевому типу касситеритово-кварцевой формации, хорошо знакомому нам по многочисленным примерам Забайкалья.

Не остается никакого сомнения, что, как это характерно для подобных месторождений, источником оруденения являются глубинные части того же массива, который вмещает рудные тела и грейзеновые образования.

К этому же типу повидимому относится и Партизанское месторождение, расположенное на северо-западном продолжении Чихезской зоны.

Б. Касситеритово-сульфидные месторождения

а) Ярославское месторождение

Ярославское месторождение, как отмечалось, приурочено к антиклинальной складке. Осадочно-метаморфические породы — глинистые сланцы и известняки в ядре антиклинали прорваны Вознесенским массивом гранитов, вытянутым в северо-западном направлении.

По данным М. П. Материкова, рудоконтролирующая антиклиналь имеет характер изоклинальной складки, опрокинутой на северо-восток. Эта структура осложнена многочисленными и разновозрастными разрывными нарушениями, развивавшимися длительно. Вдоль осевой части антиклинали намечается разлом северо-западного простирания, заложенный, очевидно, в раннюю фазу деформации — он вмещает на северном участке дайку гранит-порфиров — очевидно апофизу Вознесенского гранитного массива; позднее этот же разлом определил появление здесь и оловорудных жил, и разновозрастных порфиритовых даек.

В Ярославском месторождении намечаются три разобщенных участка— Северный, Промежуточный и Южный, расположенные на интервале около 3 км.

Рудные тела Южного участка залегают в эндоконтактовой части гранитного массива и в клине известняково-сланцевой толщи, зажатом среди гранитов; минерализация же Промежуточного и Северного участков находится целиком в кровле массива, полого погружающегося в северном направлении.

В структурном отношении месторождение является очень сложным. Рудные тела месторождения, представленные кварцево-турмалиновыми зонами, приурочены к сложной серии сопряженных трещин, причем морфология их сильно усложняется при избирательном замещении известняковых горизонтов.

Наиболее изучен Северный участок Ярославского месторождения. Площадь рудного участка слагают в основном известняки и сланцы, образующие здесь пологий антиклинальный перегиб, причем в ядре складки заключены сланцы, а крылья слагаются известняками. Как отмечалось, крылья складки наклонены в западном направлении, что позволяет М. П. Материкову говорить об изоклинальном характере этой структуры. Значительное развитие на площади рудного участка имеют скарны эпидотово-амфиболового и пироксеново-гранатового состава. Скарновые породы слагают широкую полосу северо-западного простирания — они повидимому развиваются на контакте известняков и сланцев, а также в прослоях сланцев, заключенных среди известняков.

Основными рудными телами Северного участка являются Первая и Вторая рудные зоны. Наряду с этим имеется еще серия второстепенных и менее разведанных рудных тел.

Первая зона следует по трещине сдвига северо-восточного направления, секущей и смещающей полосу скарнов на 100 м по горизонтали.

Вторая зона протягивается вдоль основного рудоконтролирующего разлома северо-западного направления, тяготея к контакту гранит-порфировой дайки.

Рудное тело № 1 представляет жильную зону, осложненную раздувами за счет замещения известняков. Как установлено разведочными

работами, оно слагается двумя сближенными параллельными жилами кварцево-турмалинового состава, соединяющимися вблизи поверхности в одно мощное тело. Первая зона сечет диагонально простирание пород и, выходя за пределы известняков в южном направлении, по Материкову, быстро оканчивается, расщепляясь на серию прожилков.

Рудное тело слагается в основном черной кварцево-турмалиновой жильной породой, местами встречаются гнезда флюоритового состава. Жильные тела сопровождаются вкрапленными рудами и сериями прожилков.

М. П. Материков отмечает, что контакты кварцево-турмалиновой породы с известняками обычно резкие, в сланцах же наблюдаются околожильные полосы окварцевания и турмалинизации, также интересные в отношении оловоносности.

В рудах совершенно отчетливо намечается две разновидности турмалина, отвечающие последовательным генерациям — черный турмалин, ранний, образует вместе с кварцем сливные черные породы; более поздний турмалин представлен зеленой разностью, именно он в основном и сопровождается касситеритом.

Жильная зона интенсивно нарушена последующими подвижками, по М. П. Материкову, она пересечена более поздними порфировыми дайками, частично последние в свою очередь минерализованы и содержат прожилки флюорита. Интенсивное раздробление обусловливает значительное окисление руды, которое распространяется на глубину более 100 м; повидимому здесь имело место опускание вдоль трещин еще третичной коры выветривания.

Полное окисление не позволяет судить о количестве и составе сульфидных минералов —М. П. Материков полагает, что сульфиды играли в составе рудного тела небольшую роль, и в целом месторождение относится к малосульфидному типу. Существенно сульфидные руды полиметаллического состава, по мнению Материкова, приурочены к более поздним секущим трещинам.

Зона Вторая, сопряженная с Первой, весьма своеобразна в морфологическом отношении. На поверхности минерализация следует вдоль контакта гранит-порфировой дайки, и в то же время она не прослеживается по контакту на глубину, а распространяется от контактовой трещины вдоль пологопадающего горизонта известняка, образуя пластовые тела в своде антиклинали.

Зона Вторая слагается турмалиново-флюоритовыми рудами, причем И. Н. Говоров выделяет здесь два разновременных комплекса, соответствующих двум последовательным этапам минерализации. Первый и главный этап отмечен отложением явнокристаллического, коротко-призматического касситерита, ассоциирующего с турмалином (черным и темнозеленым), флюоритом, кварцем, пиритом.

Во второй этап минерализации отлагались скрытокристаллический и игольчатый касситерит, кварц и пирит.

Руды первого и второго этапа нередко имеют колломорфную текстуру, обусловленную развитием извилистых фестончатых и концентрических ритмичных полос. Эти особенности позволяют И. Н. Говорову говорить об участии в процессе минералоотложения коллоидных растворов.

В составе руд Ярославского месторождения помимо перечисленных минералов отмечены берилл и фенакит.

Заслуживают упоминания своеобразные кремнисто-лимонитовые жилы неясного происхождения, цементирующие раздробленные рудные

тела Южного участка. По одним предположениям они — поверхностные образования, по другим — возникли в поздний этап гидротермальной деятельности.

б) Первомайское месторождение

На расстоянии 12 км к северо-западу от Ярославского месторождения, в 1951 г. экспедицией Приморского геологического управления открыт новый рудный участок — Первомайский. Первомайский участок в геологическом отношении близок к Вознесенскому — здесь развит тот же осадочно-метаморфический комплекс, заключающий горизонт известняка. Отличительной особенностью нового рудного поля является иное простирание пород—последние здесь простираются уже в северо-восточном направлении. Возможно рудоносный участок локализован как раз в изгибе структур.

Как и в Вознесенском рудном поле, на Первомайском участке мы встречаем кислые граниты и касситеритово-турмалиновую минерализацию среди известняков в экзоконтактовом ореоле гранитного массива.

Минерализация приурочена к тектоническим зонам северо-восточного и северо-западного простирания и представлена сериями тонких параллельных прожилков голубого турмалина в доломитизированных и мраморизированных известняках.

Мраморизация и позднее доломитизация проявились вдоль ослабленных зон в предрудный период; они привели к осветлению пород и превращению серых известняков в белые сахаровидные и кремовые разности.

В момент нашего посещения на месторождении были известны две рудные зоны — Голубая зона северо-восточного направления и Лазоревая зона направления северо-западного.

Главная или Голубая зона приурочена к полосе мраморизованных известняков и представляет тело, характеризующееся прожилковым оруденением. Рудоносные прожилки следуют по параллельным сближенным трещинам, главным образом северо-восточного простирания; они сложены светлоголубым турмалином и эффектно выделяются на фоне белого или кремового известняка. Наряду с турмалиновыми прожилками, встречаются прожилки слюдистые, полевошпатово-слюдистые с альбитом или андезином (данные И. Н. Говорова), а также флюоритовые линзы и жилки. Флюорит образует тесные прорастания с турмалином и светлой слюдой. Местами, наряду с голубым магнезиальным турмалином, встречается турмалин железистый, черный, но количество его невелико.

По данным М. Г. Руб, отдельные прожилки имеют мощность от 0,5 до 5 см, общая мощность прожилковой зоны достигает 30 м. В целом, это мощное тело представляет собой крупный штокверк или вернее параллельно-прожилковую зону и характеризуется низким средним содержанием олова.

Касситерит встречается в виде вкрапленности в турмалиновой массе, он часто представлен светлоокрашенными разностями.

В образцах из скважин в составе рудных прожилков можно наблюдать сульфиды, главным образом арсенопирит.

Характерной особенностью месторождения является приуроченность рудной минерализации к зоне осветленных мраморизованных известняков — очевидно рудоконтролирующий разлом неоднократно приоткрывался еще в дорудную стадию.

в) Вознесенское флюоритовое месторождение

Представление о минерализации Вознесенского рудного узла было бы неполным, если бы мы обошли молчанием флюоритовое Вознесенское месторождение, генетически тесно связанное с оловорудными месторождениями района.

Флюоритовое Вознесенское месторождение расположено в восточном крыле западной (Ипполитовской) антиклинали и залегает целиком в известняках. Оно представляет крупную крутопадающую метасоматическую залежь меридионального простирания, мощностью до 200 м, и протяжением свыше 400 м. Весь этот продольный блок почти нацело флюоритизирован, причем выделяются различные типы флюоритовых «руд» — широко развиты плотные черные флюоритовые породы, макроскопически сходные с неизмененными известняками; местами встречаются богатые крупнокристаллические «руды» и среди них особо выделяются «очковые» разности с округлыми и многогранными «глазками» фиолетового флюорита, сечением до 1 см, сцементированными прожилками плотной светлой слюдки.

Во флюоритовой породе встречаются многочисленные прожилки разнообразного состава, причем, согласно Говорову, следует выделять жилки сингенетичные с флюоритизацией и поздние, секущие флюоритовую породу.

Одновременно с основным этапом флюоритизации возникли слюдисто-флюоритовые прожилки колломорфной текстуры с ритмичным чередованием извилистых, фестончатых полос плотной зеленоватой слюдки и светлого флюорита. Эти прожилки образованы путем отложения минералов из коллоидных растворов в открытых трещинах в то же самое время, когда происходило замещение всей массы известняка флюоритом.

Флюоритовая порода сечется серией поздних последовательно образующихся прожилков. Наблюдения над смещениями и взаимными пересечениями прожилков позволяют Говорову выделить несколько поздних этапов минералообразования, налагающихся на первый и главный этап развития метасоматического флюорита: 2-й этап отмечен флюоритовыми прожилками, образующими тонкую сеть в метасоматической флюоритовой породе, 3-й этап характеризуется мусковитовыми прожилками, содержащими иногда касситерит, в 4-й этап возникли полевошпатово-мусковитовые прожилки с небольшим количеством кварца и флюорита и, наконец, в 5-й этап образовались самые поздние прожилки темно-фиолетового флюорита.

Как показывают смещения и взаимные пересечения прожилков, в процессе развития этого сложного минерального комплекса происходили непрерывные подвижки и образование новых трещин.

Присутствие касситерита, берилловых минералов (фенакита) генетически сближает Вознесенское флюоритовое месторождение с оловорудными месторождениями района.

Специфическая особенность Вознесенки — исключительно большое развитие флюорита — обусловлена тем, что богатые фтором растворы здесь попали в известняки, являющиеся средой, благоприятной для образования флюорита. Интенсивное же проявление метасоматоза в пределах значительного блока обусловлено предварительным дроблением известняка вдоль зоны крупного разлома.

На смежных участках, там где растворы попадали не в известняковую, а в алюмосиликатную среду — граниты, сланцы, получали разви-

тие уже не флюоритовые, а топазовые породы. Так, топазовые грейзены установлены в гранитах на участке Больничном, широкое развитие топазовые жилы и прожилки имеют среди сланцев в пределах мощной Заовражной зоны минерализации, протягивающейся параллельно Вознесенской .флюоритовой зоне. Эти примеры смежных площадей, соседних с Вознесенским месторождением, показывают, что богатые фтором эманации проникали здесь повсеместно, но форма концентрации минералов фтора была в разной среде различна. Сочетание благоприятных литологических и структурных факторов на Вознесенском участке при исключительном богатстве растворов фтором обусловлено возникновением крупного флюоритового месторождения.

Как следует из краткого описания различных месторождений, Вознесенский рудный узел характеризуется исключительно интенсивной и повсеместно проявленной минерализацией; поисково-разведочные работы, проводимые экспедицией Приморского геологического управления, приводят здесь ежегодно к новым и новым открытиям.

Совершенно несомненные черты геохимического сходства различных месторождений — присутствие олова, вольфрама, лития, бериллия, фтора, бора — позволяют говорить о генетическом родстве всех разнообразных рудных проявлений и связи их с единым высокопродуктивным магматическим комплексом. Но поскольку те же элементы по данным М. Г. Руб характерны и для вознесенских гранитов (Li, Be, B, F), не вызывает сомнения и генетическая связь минерализации с гранитами именно вознесенского типа, близ которых эти месторождения локализованы. Для рудопроявления касситеритово-кварцевой формации — автопневматолитовых грейзенов и тесно связанных с ними кварцевых жил (Чапаевский участок), эта связь настолько очевидна, что не является предметом обсуждения; источником минерализации здесь, как и во многих других касситеритово-кварцевых месторождениях этого типа, вероятно были более глубокие очаги той же самой интрузии, что вмещает месторождения в своей апикальной части.

Менее ясна связь с гранитами для месторождений переходных к касситеритово-сульфидной формации (Ярославское). Здесь отнесение минерализации к тому же комплексу основано на геохимическом сходстве с рудопроявлениями касситеритово-кварцевой формации, для которых, как отмечалось, связь с вознесенскими гранитами не вызывает сомнения.

Установление генетической связи оруденения с гранитами вознесенского типа дает первый надежный поисковый признак для данного района.

Исключительное разнообразие типов минерализации Вознесенского района определяется сложностью и разнообразием геологических условий. Минерализация проявлялась здесь в различной среде — в известняках, глинистых сланцах, гранитах, основных породах, в различной тектонической обстановке и, видимо, в различное время. Вместе с тем, вероятно существовали обособленные очаги или различные последовательные внедрения магмы, в разной степени богатой фтором и бором. Возможно, что на состав и режим выделения летучих оказывала влияние и ассимиляция известняков.

Во всяком случае, наблюдаются обособленные участки проявления существенно борных эманаций (Ярославская зона, Первомайское месторождение) и участки, характеризующиеся интенсивным проявлением фтористого пневматолиза (Вознесенское месторождение и прилегающие к нему участки Овражный и Больничный). В дальнейшем фтористые

пневматолиты, там где они проникали в известняковые породы, давали высокие концентрации флюорита; проникая же в породы алюмосиликатные, они, извлекая кремнезем по пути следования, обусловливали появление топазовых тел и, при наличии олова, касситеритово-кварцевых месторождений.

В то же время совместно с борными эманациями происходил одновременно и вынос железа, что обусловило появление месторождений с железистым турмалином, переходных к железистой или касситеритово-сульфидной формациям.

Короче говоря, в различных участках процесс протекал по-разному в зависимости не только от первичных различий разных очагов магмы, но и от сочетания геологических условий — состава ассимилированных в данном участке пород, состава пород, пролегающих по пути циркуляции растворов и, наконец, пород, непосредственно вмещающих оруденение. На характер минерализации несомненно оказывал влияние и тектонический режим участка — в одних случаях оруденение следовало в ранний этап деформации (Чапаевское месторождение), в других возможно запаздывало и, в третьих, развивалось длительно и многоэтанно.

В целом Вознесенский рудный узел, как и другие месторождения, связанные с кислыми гранитами, одновременно богатыми и фтором и бором, принадлежит к переходной группе между формациями касситеритово-кварцевой и касситеритово-сульфидной. Аналогами его до некоторой степени могут являться Шерловая гора в Забайкалье, Маунт, Бишоф в Тасмании; в геологическом отношении Вознесенские месторождения обнаруживают известное сходство с рудопроявлениями Аляски, но значительно превосходят последние как по масштабу, так и по разнообразию оруденения.

ОСИНОВСКИЙ РУДНЫЙ УЗЕЛ

Осиновское месторождение расположено на юго-восточном продолжении Вознесенского рудного поля. Рудный участок закрыт мощным покровом рыхлых отложений и изучен геологически еще очень слабо.

Площадь рудного поля, как и на Вознесенском участке, слагается песчаниками, хиастолитовыми сланцами и известняками предположительно палеозойского возраста, смятыми в складки северо-западного простирания и прорванными гранитами, сходными с вознесенскими.

На площади рудного поля известны разнообразные проявления минерализации, степень оловоносности которых еще в достаточной мере не выяснена. Здесь мы встречаем кварцевые жилы в гранитах, сопровождающиеся грейзенизацией, скарны, образованные за счет изменения известняков, минерализованные, сильно измененные дайки неясного состава, пересеченные турмалиновыми прожилками, содержащими касситерит, и, наконец, турмалиновые зоны с обильным лимонитом, приуроченным к разлому по контакту гранитного массива. Наличие в пределах этого разлома разнообразных даек свидетельствует о длительном развитии рудоконтролирующей трещины. Оруденение здесь, как и на Ярославском месторождении, очевидно возникло значительно позже консолидации апикальной части гранитного массива; возможно, оно имеет своим источником внутренние очаги этой же интрузии.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДАУБИХИНСКОЙ ЗОНЫ

Даубихинскую синклинальную зону в качестве особой структурной единицы выделил П. Н. Кропоткин в 1948 г. (П. Н. Кропоткин, 1948).

Месторождения олова впервые здесь были обнаружены в 1950 г. Н. А. Беляевским, Г. С. Ганешиным и другими работниками экспедиции ВСЕГЕИ.

Наиболее интересным оказалось Шетухинское месторождение, представленное сетчатой или штокверковой зоной в триасовой песчанико-сланцевой толще. Касситерит здесь ассоциирует с кварцем и хлоритом, что позволяет относить месторождение к хлоритовому типу.

Источником минерализации повидимому являются кислые гранитные интрузии — одна из таких несомненно оловоносных интрузий вскрыта близ деревни Марьяновки на расстоянии 15 км от Шетухинского месторождения. На площади Марьяновского гранитного массива повсеместно устанавливается весовое, местами высокое содержание касситерита в аллювии (до 1,5 кг/м^3 и более).

Марьяновский гранитный массив имеет сечение до 12 км^2. Он прорывает эффузивно-осадочную толщу перми, представленную алевролитами, кварцевыми порфирами и туфами, а также алевролито-сланцевые отложения триаса. Массив сложен лейкократовыми гранитами, среди которых особо выделяются миароловые разности. Миароловые граниты характеризуются обилием пустот сечением до 1 см и более, развивающихся в центральных частях округлых пегматоидных обособлений. Эти мелкие пегматоидные гнезда сечением 2—3 см и более имеют зональное строение — к гранитам примыкает зона графического прорастания кварца и полевого шпата, далее следуют друзы полевошпатовых кристаллов, нарастающие на стенках пустоты; еще далее к центру пустоты наблюдаются друзы кристаллов мориона. Иногда здесь же встречаются кристаллы турмалина и касситерита.

В россыпях встречены довольно крупные мориновые кристаллы длиной до 8 см, они вероятно произошли из больших пегматоидных гнезд аналогичного же типа.

Изучение материала россыпей позволяет предполагать, что источником касситерита в некоторой части являлись именно описанные пегматоидные обособления. Так, нередко попадаются в россыпях сростки касситерита с кристаллами полевого шпата и мориона того же типа, что наблюдаются в миароловых пустотах.

Однако нельзя исключить возможности наличия здесь и более поздних оловоносных образований — грейзенов и кварцево-турмалиновых жил. Кварцевые и мусковитовые кварцевые грейзены наблюдаются на участке ключа Лагерного, возможно они пользуются и более широким распространением. Что же касается до кварцево-турмалиновых жильных пород, то обломки их обнаруживаются в россыпях. Только эти постмагматические наложенные образования могут иметь практическое значение в качестве коренных месторождений; сами же пегматоидные миароловые граниты могут представлять интерес как источник возможных россыпей.

Марьяновский массив чрезвычайно интересен с генетической точки зрения. Здесь с предельной ясностью устанавливается непосредственная генетическая связь касситерита с материнской интрузией. Продукты кристаллизации миароловых пустот это — «выпоты» той же интрузии, они с несомненностью свидетельствуют о высокой оловоносности самой магмы.

Заключая характеристику оловорудных проявлений западной зоны Приморья, следует подчеркнуть еще далеко не достаточную изученность этой области.

Существенную помощь в направлении дальнейших работ должны оказать специальные тематические и петрографические и тектонические исследования. Поскольку оруденение обнаруживает тесную пространственную связь с активными интрузиями, очень существенно установить возраст интрузий — где возможно, по геологическому их положению, а где таких прямых данных нет — путем определения абсолютного возраста. Очень важно выявить типичные признаки оловоносных интрузий, которые могли бы помочь в поисковых работах, а также установить распространение и особенности структурного положения интересующих нас типов рудоносных интрузий.

ВОСТОЧНЫЙ РУДОНОСНЫЙ ПОЯС СИХОТЭ-АЛИНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Зона Сихотэ-Алинского синклинория, охватывающая восточный склон хребта Сихотэ-Алинь и часть склона западного, характеризуется развитием крупных третичных оловорудных месторождений касситеритово-сульфидной формации. Эта область проявления своеобразного близповерхностного молодого оруденения очень интересна в металлогеническом отношении.

Геологическое строение Сихотэ-Алинского синклинория достаточно сложно. Здесь широкое развитие получают мощные толщи сложнодислоцированных мезозойских отложений и молодых — верхнемеловых и третичных эффузивов. Более древние породы верхнего палеозоя вскрываются лишь в ядрах второстепенных антиклинальных структур и имеют небольшое площадное распространение. Породы осадочного и эффузивного комплекса прорываются интрузиями третичных, так называемых приморских, гранитоидов, с которыми и связывают проявления оловянной, полиметаллической и железорудной минерализации этой области.

Наиболее древними породами в пределах синклинория являются известняки с фауной верхнего карбона, обнажающиеся в Ольгинском районе (гора Зарод); затем следует широкораспространенная толща кремнистых сланцев и известняков, относимая к нижней перми. Далее с размывом залегает так называемая аввакумовская свита кремнистых брекчий, полимиктовых песчаников и кремнисто-глинистых сланцев, условно (по П. Н. Кропоткину) верхнепермского возраста. На аввакумовскую толщу после большого перерыва налегают фаунистически охарактеризованные карнийские известняки Тетюхинского района, которые перекрываются грубообломочными норийскими отложениями, переходящими далее в свиту тонкого чередования алевролитов и глинистых сланцев. В основании этой терригенной толщи местами (Тетюхе) залегают основные эффузивы, сопровождаемые тонкими горизонтами кремнистых сланцев. Норийская толща без видимого перерыва очевидно переходит в нижнеюрскую, представленную также чередованием песчаников и сланцев. На юрских отложениях с размывом и угловым несогласием залегают песчаники и сланцы нижнего мела; последние установлены пока лишь участками, однако возможно, что их распространение значительно шире, чем известно в настоящее время.

К верхнему мелу ранее относилась мощная толща слюдистых и железистых песчаников так называемой партизанской свиты, подстилающая в районе Тетюхе верхнемеловые эффузивы. Однако в настоящее

время имеются основания относить к верхнему мелу лишь верхнюю часть этой мощной толщи, представленную пологозалегающими песчаниками и туфами с флорой верхнего мела. Нижнюю же и главную часть этой толщи, представленную интенсивно дислоцированными песчаниками, следует, повидимому, относить к более раннему, возможно юрскому или нижнемеловому комплексу. Основную часть разреза верхнего мела составляют эффузивы, главным образом кислого состава, выделяемые в качестве комплекса ольгинских кварцевых порфиров. В основании этого сложного и многофазного эффузивного комплекса залегают основные эффузивы, далее следуют лавы и туфы кварцево-полевошпатовых и кварцевых порфиров, составляющие в совокупности толщу мощностью до 2000 м (данные И. И. Берсенева). Подобные вулканические образования возникли вероятно в результате многократных излияний лав из бесчисленного множества вулканических центров, отмечающих собой крупную тектоническую зону в окраинной части тихоокеанской впадины. Возможно, что в некоторых случаях здесь мы имеем лавовые купола, за счет которых истинная мощность покровов значительно увеличивается, а также выполнение котловин в расчлененном доверхнемеловом рельефе. Верхнемеловые кварцевые порфиры смяты в пологие брахискладки и прорваны интрузиями третичных приморских гранитоидов. На дислоцированных покровах кварцевых порфиров залегают нижнетретичные андезиты, дислоцированные в меньшей степени, но также прорванные молодыми интрузиями. Верхним возрастным пределом третичных интрузий и месторождений считается время отложения угленосной эоцен-олигоценовой толщи, выполняющей депрессии типа грабенов — в составе рыхлых слабоконсолидированных отложений этой толщи встречены гальки гранита. Еще выше залегает довольно мощная толща флюидальных фельзо-липаритов, стекловатых лав, обсидианов и, наконец, позднетретичные или четвертичные покровы базальта.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА РУДНОГО ПОЯСА

Тектоническая структура рудоносного пояса Сихотэ-Алинского синклинория достаточно сложна. В пределах этой крупной синклинальной структуры выделяются складки второго порядка, простирающиеся, как и вся зона в целом, в направлении СВ 45°.

Породы верхнепалеозойского и нижнемезозойского комплекса смяты в крутые изоклинальные складки с однообразным падением пластов к осевой части общей синклинальной структуры.

В пределах восточного крыла синклинория выделяется несколько крупных антиклинальных поднятий, разделенных широкими синклинальными прогибами. Так, отчетливо, выделяются: 1) Западная антиклиналь, проходящая через рудное поле Сталинского месторождения; 2) Главная рудоносная Синанча-Лифудзинская антиклиналь, отмеченная выходами верхнепалеозойских и триасовых пород; 3) Мономаховское поднятие, проявленное в виде окон палеозойских и мезозойских отложений в ядрах брахискладок молодых вулканических пород; 4) Восточное или Ольгинское антиклинальное поднятие, в ядре которого вскрываются известняки карбона, кремнистые сланцы и песчаники перми, а также крупные массивы третичных гранитоидов.

Антиклинальные поднятия, как и разделяющие их синклинальные прогибы, в свою очередь, имеют сложную структуру и слагаются серией изоклинальных складок с однообразным падением осевых плоскостей

в восточном крыле к северо-западу, а в западном, повидимому, к юго-востоку (Октябрьское рудное поле).

Пликативные формы молодых эффузивов верхнего структурного яруса, как указывалось, относительно просты: в верхнемеловых порфирах получают развитие брахискладки типа сундучных брахиантиклиналей с пологими сводами и довольно круто наклоненными крыльями; и лишь в узкой прибрежной зоне наблюдается более интенсивная складчатость верхнемеловых эффузивов. Эта зона, отмеченная также развитием массивов третичных приморских гранитоидов, выделяется П. Н. Кропоткиным как область проявления третичной складчатости, скрытой в главной ее части под водами моря. Не исключена возможность, что интенсивное нарушение вулканической толщи в этой области прогиба обусловливают разломы, ограничивающие современную впадину моря.

Пликативные тектонические формы в сильной степени усложнены многочисленными дизъюнктивными нарушениями как регионального, так и местного порядка. Здесь широко развиты разломы северо-восточного направления, параллельные простиранию структур, а также нарушения поперечные северо-западного направления; локально проявлены меридиональные разломы (Лифудзинское поле) и широтные нарушения, ограничивающие третичные грабены (Тадушинская депрессия).

Трещинная структура этой сложной области развивалась длительно. Относительно ранними являются, видимо, тектонические зоны северо-восточного направления, представляющие крутые надвиги по границам антиклинальных и синклинальных структур, а также межслойные подвижки более мелкого плана. Перпендикулярные им трещины северо-западного простирания генетически могут рассматриваться как трещины разрыва. В более поздние этапы деформации эти трещины, заложенные в процессе мезозойской (доверхнемеловой) складчатости, были омоложены, причем они распространились и в более молодые эффузивные отложения верхнего структурного этажа. При общем наследовании направлений складчатости, сохраняющей в целом северо-восточное простирание в различные периоды, можно отметить и некоторые признаки изменения плана деформации в третичное время — прежде всего, общее направление складок третичного времени, совпадающее с направлением современной береговой линии, сечет под острым углом мезозойские структуры. Так, в Тетюхинском рудном районе породы верхнепалеозойского и нижнемезозойского возраста простираются в направлении СВ 60—70° в то время как молодые структуры имеют региональное простирание в 35—40° или еще более близкое к меридиану. Вследствие изменения плана деформации трещины, заложенные первоначально как продольные трещины скола (70°), и перпендикулярные им трещины разрыва (340°) приобрели уже иное генетическое значение и превратились в диагональные зоны скалывания, по которым одновременно происходили значительные подвижки. В поздние этапы возникли взбросы, ограничивающие горсты и грабены. Эта форма блоковой тектоники, затрагивающая и верхние члены нижнетретичного эффузивного комплекса, проявлялась уже в условиях малой вертикальной нагрузки и выразилась в образовании мозаичной системы горстов и грабенов и блоковых структур типа «клавиатуры рояля». Позднее при ослаблении сжимающих усилий по тем же разломам местами происходили обратные движения типа нормальных сбросов. Наиболее интенсивно эти деформации проявились в пределах антиклинальных структур — связанные с ними разрывы сыграли суще-

ственную роль в последующей локализации месторождений и пространственно связанных с ними поясов даек порфиритов. Трещины эти неоднократно приоткрывались и после рудоотложений, причем по ним происходили внедрения и послерудных порфиритовых даек (Синанча).

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Третичные интрузии так называемых приморских гранитоидов представлены разнообразными типами и являются многофазными. М. А. Фаворская и Ф. К. Шипулин выделяют пять последовательных фаз интрузивной деятельности. Наиболее ранними, согласно Фаворской, являются гранитоиды повышенной основности типа гранодиоритов и кварцевых диоритов, отличающиеся местами чрезвычайным разнообразием типов, варьирующих в пределах одного массива от гранитов до кварцевых габбро-норитов включительно. Затем следуют крупные массивы серых гранитов, вскрывающиеся в районе Ольги. Несколько более молодыми, по Фаворской, являются красные граниты, образующие неправильные обособления и секущие жилы в гранитах серых. Еще более молодыми являются гипабиссальные небольшие интрузии гранодиоритпорфиров.

Характерной особенностью распределения приморских гранитоидов является их повторное проявление в одних и тех же участках, что позволяет М. А. Фаворской говорить о многофазности некоторых интрузивных комплексов. Эта точка зрения находит подтверждение в Тетюхинском участке, где вскрываются кварцевые диориты, гранит-порфиры и разнообразные жильные породы — дациты, порфириты, фельзиты. В то же время в жерловых фациях триасовых андезитов мы находим ксенолиты каких-то глубинных крупнокристаллических пород, не известных на поверхности в районе Тетюхе, а в молодых дайках диабазовых порфиритов встречаются ксенолиты крупнозернистых розовых гранитов, поднятых с неизвестной глубины. Таким образом оказывается, что Тетюхинский участок характеризуется развитием сложных и многофазных повторных интрузий, часть которых еще не вскрыта современным эрозионным срезом. Следует отметить, что наряду с третичными интрузиями в западной части Сихотэ-Алинского синклинория проявлены повидимому и более древние интрузивные породы — ларамийские и австрийские. Так, в верховьях Бикина в пределах рудного поля вновь открытого Верхне-Бикинского месторождения, согласно Э. П. Изоху, интрузии монцонит-порфиров, с которыми, повидимому, связано оруденение, секут нижний мел, но не затрагивают верхнемеловых эффузивов. В Судзухинском районе в области, примыкающей к Сихотэ-Алинскому антиклинорию, также отмечены доверхнемеловые граниты (Ф. К. Шипулин, 1950). В этих участках, пограничных между Сихотэ-Алинским антиклинорием и синклинорием, возможно одновременное развитие разновозрастных интрузивных комплексов.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Рудные месторождения зоны Сихотэ-Алинского синклинория разнообразны — здесь мы встречаем магнетитовые, иногда оловоносные скарны в известняках и эффузивах, богатейшие боро-силикатные скарновые месторождения с датолитом, аксинитом, свинцово-цинковые месторождения: метасоматические сульфидные залежи в известняках и жильные полиметаллические и олово-полиметаллические тела в

песчаниках, сланцах и эффузивах. Наряду с этим широко проявлена еще пока мало изученная низкотемпературная сурьмяно-ртутная минерализация, возможно, приуроченная к зонам молодых разломов. В пределах Восточно-Сихотэ-Алинского рудного пояса намечаются металлогенические зоны второго порядка: восточная или прибрежная — олово-свинцово-цинковая и западная — оловорудная. В восточной, прибрежной зоне совпадающей с полосой распространения мощных покровов верхнемеловых и третичных эффузивов, развиты олово-свинцово-цинковые и свинцово-цинковые месторождения; западная зона, совпадающая с полосой развития мощных толщ песчанико-сланцевых отложений осевой части синклинория, характеризуется развитием оловянных малосульфидных месторождений хлоритового типа. Роль сульфидов заметно снижается в западном направлении и в «заперевальной» области (Иман, Ян-Мутьхауза, Верховья Бикина) появляются месторождения, почти не содержащие сульфидов; часть из них, возможно, принадлежит уже не к третичному, а к меловому времени (австрийская фаза).

Известные черты геохимического сходства месторождений, проявляющиеся в повсеместном развитии олова, свинца, цинка, серебра, а также марганца, позволяют говорить о генетическом родстве этих разнообразных рудопроявлений в широком смысле слова. Однако не исключена возможность, что далеко не все месторождения строго одновременны.

Генетическая связь месторождений с интрузиями устанавливается лишь для немногих типов месторождений — она ясно проявлена в рудопроявлениях касситеритово- и молибденитово-кварцевой формации, связанных, как правило, с кислыми гранитами. Более или менее определенно устанавливается эта связь для железорудных скарнов, располагающихся в бортовых контактах крупных массивов серых гранитов с известняками. Для большей же части сульфидных полиметаллических месторождений связь с определенным типом пород не установлена, поскольку рудные тела находятся в криптобатолитовой области, на значительном расстоянии от каких-либо интрузивных проявлений.

В некоторых случаях, правда, отмечается пространственная связь рудных месторождений с массивами гранитоидов повышенной основности типа гранодиоритов, кварцевых диоритов, окруженными ореолами турмалиновых роговиков; однако генетическая связь оруденения именно с этими интрузивными телами твердо установлена не может быть. Поскольку интрузии являются многофазными и повторяются в тех же участках, источником минерализации может служить, как это считает М. А. Фаворская, и более молодая интрузия, скрытая еще на глубине.

Следует отметить, что наряду с третичными месторождениями в пределах описываемой полосы возможно присутствуют месторождения и более ранние — последние наиболее вероятны в западной ее части на стыке с Сихотэ-Алинским антиклинорием.

Что же касается до послеверхнемеловых месторождений, то и они не являются строго одновременными. Так же как многофазны третичные интрузии — многофазной может являться и минерализация.

В то же время весьма отчетливо проявлена пространственная связь рудных тел с дайками, которые нередко следуют по тем же трещинам, что и рудные жилы, опережая минералообразование или следуя непосредственно за ним (Синанча). Тесная связь в пространстве и во времени рудных жил и даек порфиритового состава позволяет предполагать, что те и другие имеют общий глубинный магматический источник. Наличие же среди даек, наряду с основными дериватами — диаба-

зами, порфиритами, также и нерасщепленных разностей типа микродиоритов (Синанча), является косвенным указанием на возможную связь сульфидного оруденения с диоритовой магмой глубинного магматического источника.

По возрасту месторождения, как было отмечено, видимо различны. Наиболее ранними среди третичных рудопроявлений являются магнетитовые скарны Ольгинского района и полиметаллические рудные тела, с ними пространственно и генетически связанные. Магнетитовые скарны, как было отмечено, локализуются в трещинах бортовых контактов массивов серых гранитов и известняков и секутся дайками аплитов — вероятно производных глубинных частей этой же интрузии (Першинское месторождение). Что же касается до сульфидных, полиметаллических и оловорудных месторождений Тетюхинского района, то возраст их неясен, поскольку связь с определенной фазой третичных интрузий не устанавливается. Месторождения этой группы пересекают нижнетретичные андезитовые покровы и это документирует их нижний возрастной предел (Тетюхе). Верхняя же возрастная граница оруденения, как и приморских гранитоидов, условно принимается как эоцен-олигоцен, поскольку в отложениях этого возраста обнаружены гальки гранита. Однако окончательно установленным верхний возрастной предел считать нельзя. Следует учитывать, что в северном Сихотэ-Алине известны более молодые интрузии, рвущие кузнецовскую толщу олигоценового возраста; не исключена возможность, что и в южном Приморье имеются интрузивные и гидротермальные проявления этой молодой верхнетретичной фазы. В этом свете интересно было бы провести сравнительное изучение и сопоставление фельзо-липаритов, вмещающих касситеритово-кварцевые штокверки Ситангоу, а также дорудных даек флюидальных липаритов (Тетюхе) с крайне похожими на них флюидальными эффузивными фельзо-липаритами послеолигоценового возраста. Синхронность этих внешне сходных пород пока не доказана, поскольку и среди верхнемеловых эффузивов, по данным И. И. Берсенева, имеются флюидальные разновидности, внешне сходные с верхнетретичными.

Наиболее молодой в общем комплексе повидимому является сурьмяно-ртутная минерализация, приуроченная вероятно к зонам разломов.

Рудные месторождения в пределах синклинальной зоны распределены неравномерно. Они концентрируются преимущественно вдоль второстепенных антиклинальных складок, отмеченных выходами палеозоя и нижнего мезозоя, тяготея одновременно к участкам поперечных антиклинальных перегибов и в значительно меньшем количестве встречаются в синклинальных прогибах, выполненных эффузивами. Эта закономерность впервые была особенно подчеркнута Г. П. Воларовичем. Она прослеживается как в отдельных участках, так и в общем региональном плане — по существу, весь Ольга-Тетюхинский рудный район представляет участок крутого воздымания осей складок, т. е. крупный антиклинальный поперечный перегиб в складчатой структуре. С погружением осей в северном направлении затухает и интенсивность оруденения. В этом отношении наблюдается некоторое сходство с описанной ранее Забайкальской рудной областью, где, как было отмечено, также достаточно точно выявляется контролирующая роль двух направлений: продольных антиклинальных зон и зон поперечных антиклинальных перегибов. Причиной преимущественной концентрации месторождений в антиклинальных поднятиях, возможно, является большая степень дислоцированности древних пород, вскрывающихся в ядрах антиклина-

лей, и наличие тектонических швов, отграничивающих антиклинальные поднятия от смежных с ними синклинальных структур.

Рудные узлы располагаются в участках интенсивного нарушения пород и проявления разновозрастных разломов. Повсеместно в рудных площадях проявлены зоны «тектонитов» или развальцованных, перемятых, конгломератовидных пород, развивающихся путем деформации чередующихся тонких прослоев песчаников и сланцев. Как было отмечено, рудные поля характеризуются широким развитием даек, а иногда и интрузивных массивов, частично еще скрытых на глубине и проявляющих себя в ореолах изменения пород. Видимо, эти участки интенсивного раздробления являлись теми отдушинами, куда в разные этапы проникали и магматические дериваты, и рудоносные растворы.

Естественно, что геометрической правильности в распределении рудных узлов не наблюдается. Отмеченная приуроченность их к антиклинальным перегибам структур отражает лишь общую тенденцию, а отнюдь не является абсолютным правилом. В локализации отдельных месторождений существенную роль играют разломы не столько регионального, сколько местного значения. Документация подобных рудоконтролирующих разломов и нарушений обычно возможна лишь при детальной съемке масштаба не менее чем 1 : 25 000.

Следует отметить определенную зависимость состава месторождений от характера вмещающих пород: в районах развития известняков широко проявлены полиметаллические и скарновые железорудные месторождения; в то же время среди песчанико-сланцевых отложений и среди эффузивов мы встречаем оловорудные месторождения. Вместе с тем наблюдается зависимость характера оруденения и от других факторов — абсолютной глубины образования месторождения и расстояния от магматического источника. Так, устанавливается, что магнетитово-скарновые залежи располагаются в контактах крупных массивов кислых гранитов с известняками, последние же вскрываются в наиболее эродированных участках, в ядрах антиклинальных структур, сложенных наиболее древними верхнепалеозойскими отложениями (Ольгинский рудный узел). Полиметаллические месторождения встречаются на большом удалении от интрузий, иногда образуются на очень небольшой глубине, достигая покрова третичных андезитов (Тетюхе), т. е. глубины не более 500 м. На небольшой глубине образуются и удаленные от интрузий олово-полиметаллические месторождения синанчинского типа, содержащие обильные и редкие сульфосоли; эти месторождения располагаются среди верхнемеловых эффузивов и предполагаемая глубина рудообразования здесь порядка сотен метров (Синанча, Киссинка). Близповерхностное происхождение налагает специфический отпечаток на характер минерализации, обусловливая появление редких неустойчивых соединений, широкое развитие колломорфных текстур и структур и т. д.

Остановимся последовательно на различных типах оловорудных проявлений, начиная с оловоносных пегматитов, которые в Приморье представляют большую редкость и интересны лишь с минералогической точки зрения, затем перейдем к краткой характеристике касситеритово-кварцевых оловорудных проявлений, для района Приморья также нетипичных, и затем более подробно охарактеризуем месторождения сульфидно-железистые, представляющие главный источник олова этого интересного рудного района.

ОПИСАНИЕ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

I. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЕГМАТИТОВОЙ И КАССИТЕРИТОВО-КВАРЦЕВОЙ ФОРМАЦИИ

Оловоносные пегматиты заслуживают лишь беглого упоминания, поскольку они не играют никакой роли в металлогении Приморья. Здесь мы лишь отметим, что олово в количестве 0,08% обнаружено в составе турмалиновых пегматитов Судзухе (Д. П. Болотников). Повидимому эти пегматиты связаны с какой-то ранней, может быть киммерийской интрузией. Для третичного же интрузивного комплекса Приморья пегматиты совсем не характерны, что в первую очередь определяется слабой дифференцированностью интрузии и небольшой глубиной их формирования.

Касситеритово-кварцевые месторождения в третичной зоне Сихотэ-Алинского синклинория мало распространены — они появляются в области, переходной к антиклинорию Сихотэ-Алиня. Месторождения касситеритово-кварцевой формации и переходные к ней известны в районе Судзухе, на горе Судно (Ольгинский район), в бассейне Имана (Еловское месторождение). Все эти рудные точки расположены в западной части описываемой третичной металлогенической полосы и частью возможно представляют уже дотретичные образования.

Месторождения связаны с кислыми интрузиями — миароловыми гранитами (Еловка) или гранофирами (гора Судно, бассейн Арзамазовки). Оруденение локализуется в апикальных частях массивов и представлено главным образом грейзенами, кварцевыми жилами с касситеритом, молибденитом, иногда даже с вольфрамитом, шеелитом и висмутином (Судно).

Наиболее изучены в этой группе месторождения Судновой пади — Брусничное и Судновое.

Район месторождений слагается туфо-песчаниками пермо-триасового возраста и эффузивами, смятыми в крутые складки северо-восточного направления и прорванными последовательными интрузиями диоритов и более молодых гранофиров.

Оловянная минерализация приурочена к штоку гранофиров, расположенному в ядре антиклинальной складки. Рудовмещающий шток разбит серией пересекающихся нарушений на блоки и имеет в большинстве участков тектонические контакты с осадочно-эффузивной толщей; местами обнаруживаются переходы гранофиров в микрограниты и нормальные среднезернистые граниты.

Здесь устанавливаются два рудных участка — правобережный — Брусничное месторождение, открытое Д. И. Ивлиевым и разведанное под его руководством, и левобережный участок — Судновое месторождение на склоне горы Судно.

Брусничное месторождение представлено серией касситеритсодержащих кварцевых прожилков в гранофирах. Прожилки следуют по трещинам северо-западного простирания, в участках их сгущения возникают прожилковые зоны. В составе прожилков помимо кварца и касситерита встречается также турмалин. Изучено это месторождение еще недостаточно.

Еще менее изучено левобережное или Судновое месторождение. На этом участке Г. А. Петрова еще в 1938 г. обнаружила свал турмалиновой породы, содержащей касситерит. Позднее Д. И. Ивлиевым там наблюдались свалы кварца с вольфрамитом. Однако никаких разведок на этом участке не проводилось.

Нами при осмотре горы Судно обнаружены грейзены, широко развитые свалы кварца, местами содержащие молибденит, вольфрамит, висмутин, свалы топазо-флюоритовых жильных пород, коренные выходы и свалы турмалиновых и турмалино-хлоритовых пород. Кроме того, Ф. А. Силиным показаны выходы хлоритовых пород к западу от горы Большой. Значительная площадь распространения минеральных проявлений, разнообразие типов минерализации заставляют обратить внимание и на левобережный, ранее не изученный участок пади Судновой и выделять его в качестве самостоятельного месторождения, отличного по характеру минерализации от ранее известного месторождения горы Брусничной.

Грейзены горы Судно, судя по распространению свалов, слагают крупное штокообразное тело или серию мощных зон. Площадь распространения свалов имеет сечение 200×200 м². Грейзены развиваются по гранофирам; они представлены плотными, тяжелыми породами, состоящими существенно из кварца. В подчиненном количестве в составе грейзенов присутствуют топаз, мусковит, турмалин. Во многих шлифах обнаружен касситерит, образующий чрезвычайно тонкую вкрапленность с размером вкрапленников в тысячные доли миллиметра. При обычном шлиховом опробовании этот тонкозернистый касситерит почти не улавливается и нужна большая тщательность и осторожность отмывки, чтобы сохранить его в шлихе.

Весьма своеобразны флюорито-топазовые породы, встреченные в крупных глыбах на площади развития грейзенизированных гранофиров. Топаз образует в этих породах крупные сферолиты тонкоигольчатых бесцветных кристаллов, реже встречаются толстопризматические выделения его.

Грейзенизированный гранофир, вместе с заключенными в нем кварцевыми и топазовыми жилами, разбит поперечными нарушениями на ступенчато передвинутые блоки. В то же время, турмалиновые жилы, судя по участкам распространения их свалов, не обнаруживают такого перемещения — видимо они пересекают разломы, нарушающие грейзеновый шток, и представляют более поздний этап оруднения.

В составе турмалиновых пород обнаружены единичные зерна касситерита. По турмалину развивается хлорит и местами жильные зоны приобретают существенно хлоритовый состав и содержат лишь реликты неполностью замещенных турмалиновых кристаллов.

Наряду с типичными касситеритово-кварцевыми месторождениями в Приморье известны и рудопроявления, занимающие промежуточное положение между формациями касситеритово-кварцевой и касситеритово-сульфидной — к таковым относятся Верхне-Иманское месторождение и месторождение Эльдорадо.

Месторождение Эльдорадо находится на склоне горы Эльдорадо недалеко от выхода гранодиоритов и небольшого штока сильно измененных кварцевых порфиров. Оно представлено кварц-турмалиновыми зонами с касситеритом и сульфидами (?) в песчаниках. Помимо кварцево-турмалиновых оловоносных метасоматических зон в районе известны сульфидные пирротино-сфалеритово-галенитовые жилы, сходные по составу с жилами Сталинского месторождения. В силу этой ассоциации, а также присутствия лимонита в кварц-турмалиновых зонах, оловянное месторождение Эльдорадо следует скорее отнести к промежуточному типу, переходному между формациями касситеритово-кварцевой и касситеритово-сульфидной.

Следует отметить, что рудопроявления касситеритово-кварцевые и переходные к ним везде связаны с кислыми гранитами. Как указывалось, может быть часть месторождений относится уже к киммерийской фазе, широко проявленной в бассейне Имана. С другой стороны, возможно, что мы имеем в этой группе и наиболее молодые оловорудные проявления третичного возраста (например, штокверк Ситангоу, проявленный среди эффузивов, макроскопически сходных с послеэоценовыми фельзолипаритами). Оставляя пока открытым вопрос о возрасте касситеритово-кварцевых месторождений, подчеркнем здесь отмеченную и для других районов их исключительно тесную генетическую связь с интрузиями кислого состава.

II. МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАССИТЕРИТОВО-СУЛЬФИДНОЙ ФОРМАЦИИ

К касситеритово-сульфидным месторождениям, как это было отмечено, мы относим разнообразные рудопроявления, в которых олово ассоциирует с железом, цинком, свинцом и другими металлами. Здесь мы выделяем следующие группы:

А. Месторождения железистого ряда:

а) оловоносные магнетитовые скарны,
б) магнетито-хлоритово-сульфидные месторождения,
в) хлоритово-сульфидные месторождения.

Б. Месторождения свинцово-цинкового ряда

Поскольку эти месторождения описаны здесь довольно подробно, то каждая группа заслуживает выделения в качестве особой главы.

А. Месторождения железистого ряда

Железистый ряд оловянных месторождений в Приморье проявлен очень отчетливо. Касситерит в месторождениях этой группы ассоциирует с магнетитом, железистым хлоритом, сульфидами железа — арсенопиритом, пирротином, пиритом, причем появляются то разности, бедные сульфидами (хлоритовые руды, магнетитовые скарны), то, наоборот, чисто сульфидные — арсенопиритовые, пирротиновые, сфалеритовые жилы с касситеритом, сопровождающиеся лишь незначительной хлоритизацией боковых пород. Все эти рудопроявления, различающиеся главным образом количественным распространением отдельных минералов, обладают общими геохимическими и минералогическими чертами и представляют единую генетическую группу.

Наиболее высокотемпературными в этой группе являются оловосодержащие магнетитовые скарны (Белая гора, гора Судно), затем следуют гидротермальные магнетито-хлоритово-сульфидные руды с касситеритом и гранатом (Ванчин) и, наконец, оловорудные проявления хлоритово-сульфидного типа, к которому принадлежат месторождения Лифудзинское, Хрустальное, отчасти Сталинское и Щербаковское. Впрочем последние два месторождения представляют переход уже к следующей группе — свинцово-цинковых оловосодержащих месторождений.

1. Оловоносные магнетитовые скарны

Магнетитовые скарны, и в том числе оловоносные их разности, довольно широкое развитие получают в Ольгинском рудном районе.

Ольгинский район по геологическому строению и характеру минерализации довольно заметно отличается от смежных с ним территорий. Это участок крупного поперечного антиклинального перегиба структур, характеризующийся широким развитием наиболее древних верхнепалеозойских осадочных формаций и сравнительно крупных массивов гранитов. Можно думать, что здесь эрозионный срез вскрывает значительно более глубокие зоны, чем в прилегающем с севера Тетюхинском рудном районе, где почти все месторождения лежат в криптобатолитовой области.

Другой существенной особенностью района, налагающей отпечаток на характер минерализации, является широкое развитие среди верхнепалеозойского комплекса известняковых фаций, а также мощных толщ эффузивов среднего состава — как те, так и другие вмещают скарновые месторождения, чрезвычайно широко распространенные в районе. Зоны и полосы скарнирования эффузивов достигают здесь мощности 300 м (падь Судновая); известняковые же блоки повсеместно сопровождаются крупными линзами скарновых пород, приуроченными чаще всего к их контактам.

Скарновые зоны Ольгинского района содержат магнетит и являются в той или иной степени оловоносными и в некоторых случаях возможно представляют интерес в отношении свинцово-цинкового оруденения. Повсеместно скарны сопровождаются скоплениями галмейных руд, источником которых очевидно служила вкрапленность сфалерита в массе скарна.

Скарновые магнетитовые месторождения постепенными переходами связаны с существенно полиметаллическими месторождениями (Угловское, Скалистое, Силинское, Сухореченское).

Скарны в эффузивах. Судновские скарны, которые в некоторых работах получили название петрозуевских, представляют очень интересное явление. Это мощная полоса скарнирования в эффузивах, достигающая ширины 300 м (а судя по геофизическим данным и значительно более). Рудовмещающие породы представлены эффузивами, переслаивающимися с осадочными породами — кремнистыми брекчиями, туфо-песчаниками. Интересно присутствие единичных прослоев известняков в этой толще.

Отмеченный комплекс пород простирается в северо-восточном направлении, согласно с общим простиранием складок осадочного комплекса, и сечет рельеф. Слагающие его горизонты обладают крутым падением, так что трудно согласиться с общепринятым представлением о верхнемеловом возрасте эффузивов — вероятнее всего это пермь.

Как и вмещающая толща, скарновая полоса протягивается в северо-восточном направлении и имеет крутое падение. В пределах ее устанавливается несколько зон, иногда сливающихся по простиранию, разделенных безрудными интервалами. Менее других пород подвергаются скарнированию плотные фельзиты, по ним развиваются в участках дробления существенно гранатовые разности скарнов; амфиболовые и пироксеновые скарны с магнетитом повидимому возникают за счет превращения более основных разностей эффузивов — порфиритов и туфов. Магнетит образует рассеянную в скарне вкрапленность, но местами встречается и в виде линзообразных мономинеральных обособлений мощностью до 5—10 м.

Скарновые породы брекчированы и сцементированы кварцем. В составе секущих кварцевых прожилков устанавливается касситерит. Качественное опробование иодистым калием повсеместно дает положи-

тельный результат. Повидимому здесь, как и в скарнах, развитых по известнякам, в первичных рудах имеет место вкрапленность галенита и сфалерита, а также секущие галенитово-сфалеритовые жилы.

Активный источник оруденения не ясен — может быть это те же гранофиры, с которыми связаны касситеритово-кварцевые месторождения гор Брусничной и Судно, расположенные в 2 км к юго-востоку. Поражает в этом случае объем минерализованной полосы и интенсивность преобразования пород — очевидно, что в процессе общего пропаривания мощной зоны в значительном количестве привносилось железо (частично оно было заимствовано из эффузивов), а также различные другие металлы — свинец, цинк, олово и т. д. Прочие же элементы — кремнезем, алюминий поступали из вмещающих пород в результате воздействия на них минералообразующих растворов. Скарны подобного рода заслуживают самого серьезного изучения в отношении возможностей их комплексного использования. Значительное содержание полезных составных частей может быть компенсировано огромным, ни с чем не сравнимым, объемом минеральной массы.

Скарны в известняках. Скарновые месторождения, развивающиеся в связи с известняками, располагаются вдоль осей второстепенных антиклиналей, отмеченных выходами верхнепалеозойских известняков. Выделяется несколько таких зон развития известняков и связанных с ними скарнов. Главная или Белогорская зона, протягивающаяся от Угловского месторождения на севере через месторождение Белогорское, Широкой пади, Левого распадка, Белого Камня, до месторождения Скалистого. Следующая к востоку полоса отмечена Першинским месторождением и некоторыми другими выходами скарнов вдоль тракта Ольга — Веселый Яр. К самой западной зоне — Прибрежной приурочено месторождение Мраморного Мыса.

Во многих из отмеченных месторождений содержится олово; вероятно оно присутствует и в виде касситерита, и в виде изоморфной примеси в гранатах и других скарнообразующих минералах.

Остановимся на характеристике Белогорского месторождения, как наиболее изученного.

Месторождение приурочено к контакту крупного Владимирского гранитного массива с палеозойскими известняками и представлено линзовидными залежами геденбергитового и андрадитово-магнетитового скарна.

История геологического развития участка месторождения, по Ф. В. Козлову, представляется довольно сложной.

После застывания Владимирского гранитного массива по контакту его с известняком возник разлом, по которому вновь проникла магма с образованием жилообразного тела кварцевых порфиров. Новые подвижки на контакте кварцевых порфиров и мраморизованных известняков открыли доступ минерализующим растворам, которые и дали скарны. Процесс скарнирования захватывает здесь и кварцевые порфиры и известняки так, что граница эндоскарнов и экзоскарнов неотчетлива. Главными минералами являются андрадит и магнетит, в меньшем количестве присутствует геденбергит; подчиненными и мало распространенными минералами являются кварц, кальцит, родонит, везувиан, куспидин, а также сульфиды — пирит, сфалерит, галенит, пирротин, халькопирит, висмутин; в единичных зернах встречен касситерит.

Скарновые залежи имеют полосчатое сложение; наряду с широкими зонами здесь устанавливается тонкая ритмичная полосчатость с чере-

дованием магнетита и граната. Но в общем данные о пространственном распределении минералов в скарновых телах Белогорского месторождения скудны. И. С. Бурдюгов, проводивший разведки этого месторождения, лишь отмечает, что ближе к гранитам залегают пироксено-гранатовые скарны, к известнякам же примыкают магнетитовые руды, одновременно с удалением от гранитов в скарновых телах появляется крупнокристаллический кальцит.

Возрастные соотношения минералов таковы: наиболее ранним по Ф. В. Козлову является геденбергит, который затем замещается амфиболом, гранатом, кварцем и карбонатом. Главная масса граната выпадает раньше магнетита, но в общем последовательность выделения этих минералов зависит от их количественных соотношений: преобладающий минерал является обычно более ранним, т. е. первым в существенно магнетитовых рудах выделяется магнетит, в гранатовых же скарнах — гранат.

Гранаты, по данным В. С. Домарева и П. М. Барковского (1936), содержат примесь олова около 0,1%, и предполагалось, что именно они обусловливают оловоносность белогорских руд. Однако А. Т. Суслову удалось в составе кварцевых прожилков, секущих скарны, установить единичные зерна касситерита. Повидимому и касситерит и сульфиды, как это обычно бывает в месторождениях подобного типа, образовались в заключительную стадию рудного процесса.

2. Хлоритово-сульфидный тип

Месторождения хлоритово-сульфидного типа многочисленны и разнообразны, именно они являются основным источником олова в Ольга-Тетюхинском районе.

Наиболее высокотемпературным в ряду хлоритово-сульфидных месторождений является Ванчинское с его сульфидно-магнетитовыми рудами. Заключая наряду с сульфидами, хлоритом, магнетитом, также гранаты и амфиболы, в минералогическом отношении Ванчин занимает промежуточное положение между ранее описанными магнетитовыми скарнами и собственно сульфидными месторождениями. Характерным представителем хлоритового типа является Октябрьское месторождение с его хлоритовыми и кварцево-хлоритовыми зонами в мезозойских алевролитах и глинистых сланцах. К хлоритовому же типу относятся месторождения Лифудзин и Хрустальное, в которых мы встречаем как массивные сульфидные, главным образом пирито-пирротиновые руды, так и метасоматические касситеритово-хлоритовые жильные породы.

Наконец, наиболее низкотемпературными среди хлоритово-сульфидных месторождений являются Сталинское и Щербаковское. В этих месторождениях преобладают массивные сульфидные руды, а хлорит играет в общем ничтожную роль. В то же время среди сульфидов большое развитие получают сфалерит и галенит, т. е. намечается переход от железистого ряда к свинцово-цинковому.

При общих чертах сходства каждое из отмеченных месторождений обладает своими особенностями и поэтому заслуживает самостоятельного описания.

а) Ванчинское месторождение

Ванчинское месторождение приурочено к крупной зоне разлома в эффузивных кварцевых порфирах верхнего мела. Эта зона, протягивающаяся в запад-северо-западном направлении вдоль реки Ванчин, отмечена пиритизацией и осветлением порфиров, к ней приурочен выход

порфировидных гранитоидов, многочисленные, но мелкие рудные тела и, наконец, современные углекислые источники.

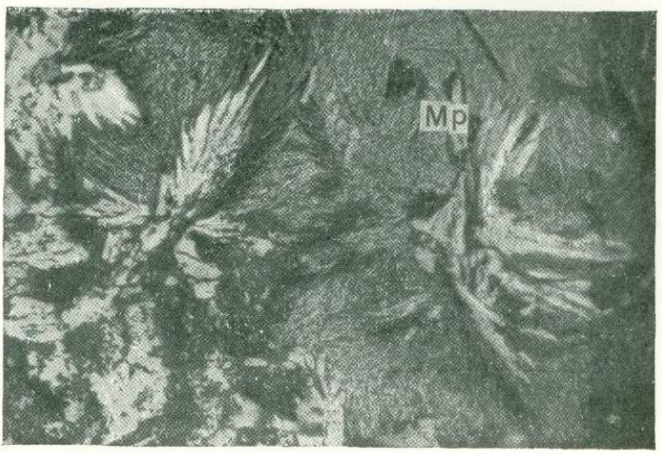
Рудные тела следуют вдоль мелких трещин, ориентированных в северо-западном направлении, т. е. под углом к вмещающей тектонической зоне. Они очень непостоянны и невыдержаны — ветвятся, расщепляются и в общем невелики по протяжению и мощности. Лишь местами в участках пересечения трещин возникают гнездообразные раздувы. Рудные жилы, выполняющие трещины, сложены массивной магнетитовой и магнетитово-сульфидной рудой; одновременно за счет кварцевых порфиров метасоматически развиваются хлоритовые жильные породы.

В пределах главного разлома насчитывается свыше десятка таких мелких жилок и зон минерализации; помимо этого, такого же типа оруденение встречено и в стороне от разлома, где оно приурочено к контакту дорудной порфиритовой дайки.

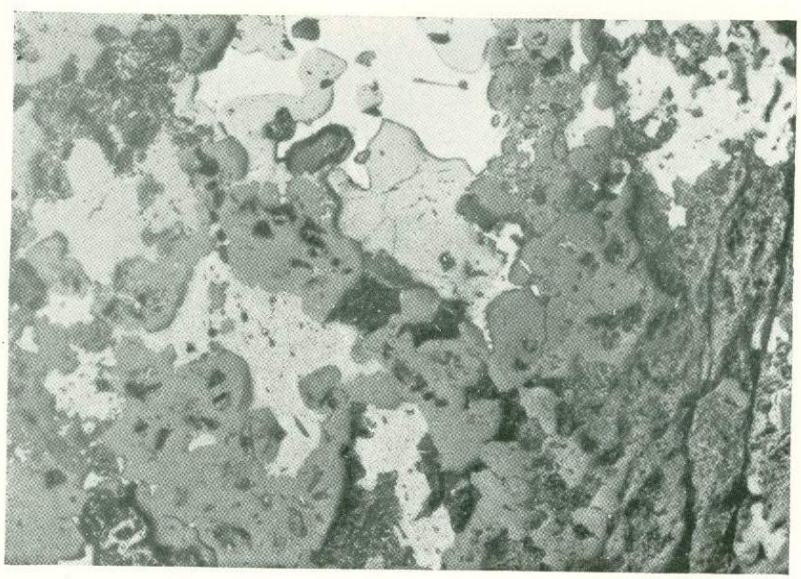
Главными минералами в ванчинских рудах являются: магнетит, хлорит, пирротин и продукты его превращения — пирит и марказит; наряду с этим встречаются гипогенные — пирит и марказит, а также арсенопирит, сфалерит, галенит, касситерит, гранат, амфибол и в небольшом количестве халькопирит, валлериит и кубанит. Эти минералы распределены в рудных телах неравномерно: местами встречаются массивные магнетитовые руды, местами получают развитие метасоматические хлоритовые руды с касситеритом и сульфидами.

Микроскопическое изучение показывает, что все минералы вероятно близки по времени образования, но все же можно установить определенную последовательность их выделения. К ранним минералам относятся гранат — гроссуляр $N = 1{,}731—1{,}734$ и какой-то лучистый минерал, ныне замещенный магнетитом. Позднее происходило отложение гематита и затем магнетита; последний образует крупнокристаллические агрегаты, колломорфные выделения, а также псевдоморфозы по гематиту и отмеченному ранее лучистому минералу. Магнетит цементируется волокнистым амфиболом, который сохранился лишь в отдельных волокнах, в основной же массе замещен гетитом (?) или другими гидроокислами железа. Он цементируется также железистым хлоритом ($Nm—1{,}664$), замещается пиритом и марказитом, может быть представляющим продукт превращения пирротина. С хлоритом и кварцем ассоциируют касситерит и ранние сульфиды — арсенопирит, пирит; затем следует отложение пирротина, сфалерита, содержащего обильную эмульсионную вкрапленность пирротина, халькопирита с включениями валлериита и кубанита и, наконец, последним минералом, как и обычно, является галенит. Неясно в этом парагенетическом ряду положение гипогенного марказита, который встречен в виде радиально-лучистых розеток (фиг. 40).

Как видно из приведенного описания, последовательность выделения довольно обычна для месторождений подобного типа. Своеобразной особенностью руд является присутствие силикатов и магнетита, причем эти минералы не «оторваны» во времени, как на Белой Горе, от рудообразующих минералов, а развиваются рядом с ними. Так, на фиг. 41 изображены цепочки зерен граната в сфалеритовой руде; эти венчики возникли по контакту рудного включения с окружающим его кварцевым порфиром. В обоих случаях гранат, тесно связанный со сфалеритом, цементируется сфалеритовой массой, что указывает на несколько более раннее его выделение, но очевидно вместе с тем, что он близок по времени выделения к сульфидам.



Фиг. 40. Ванчин. Лучистый марказит. Ув. 150.



Фиг. 41. Ванчин. Цепочки зерен граната (темносерый) в галенитово-сфалеритовой руде. Галенит (белый), сфалерит (серый). Ув. 46.

Этот пример тесной ассоциации самого раннего силиката — граната и одного из поздних сульфидов — сфалерита показывает, что весь процесс рудообразования протекал сближенно, из одного потока рудообразующих растворов. Каких-либо перерывов оруденения или стадий, разделенных моментами дробления, здесь не устанавливается. Явления же замещения силикатов и гематита магнетитом, магнетита — марказитом или пирротином очевидно вызывались колебаниями режима кислорода и серы в процессе рудообразования.

Судя по присутствию силикатов и характеру продуктов распада твердых растворов можно предполагать, что Ванчинское месторождение является относительно высокотемпературным. Развитие подобных «скарноподобных» жильных образований среди кварцевых порфиров может быть объясняется присутствием под эффузивным покровом известняков.

В пользу этого предположения говорит, помимо своеобразного характера минерализации, также наличие в пределах Ванчинской зоны разлома современных углекислых минеральных источников.

б) Октябрьское рудное поле

Оловянные месторождения Октябрьского рудного поля — Октябрьское месторождение, Ивановский рудный участок, Молодежный участок — находятся в водораздельной области ключа Тулапинского и его притоков и долины р. Ороченки бассейна р. Иман. Наряду с рудопроявлениями горы Пыхти они непосредственно продолжают направление синанчинского разлома — северо-западное.

Месторождения еще очень слабо разведаны и мало изучены; все они относятся к хлоритовому типу и представлены хлоритовыми и кварцево-хлоритовыми зонами в мезозойских алевролитах и глинистых сланцах. Изверженные породы на площади Октябрьского рудного поля представлены дайками диорит-порфиритов; на Молодежном участке вскрывается массив кислых гранитов, окруженный ореолом интенсивного контактового изменения и проявления гранитизации.

Наиболее разведанным является к моменту составления этого очерка Октябрьское месторождение. Площадь рудного участка слагают алевролиты и песчаники, простирающиеся в северо-восточном направлении и падающие на юго-восток. Рудные тела — зоны хлоритизации приурочены к серии параллельных трещин северо-западного направления, наиболее богатой из них является зона № 7.

Разведка подземными работами показала, что это рудное тело представляет скорее не единую выдержанную жилу, а сложную штокверковую или прожилковую зону с серией параллельных трещин, сопровождающихся хлоритизацией и лимонитизацией, и отдельными обогащенными гнездами или столбами; последние располагаются в пересечении трещинами горизонтов среднезернистых песчаников; в этих участках развиваются серицитово-кварцевые агрегаты, местами в значительной степени обогащенные касситеритом.

Хлоритовые руды, приуроченные к трещинам северо-западного направления и развивающиеся преимущественно по плотным алевролитам, представляют в богатых их разностях тонкочешуйчатые существенно хлоритовые породы с друзами и прожилками шестоватого кварца, местами с обильным касситеритом, образующим прожилки в хлоритизированной породе и друзы кристаллов в пустотах. Наряду с касси-

теритом присутствуют рутил, анатаз, турмалин, кварц, мусковит, апатит, а также продукты окисления сульфидов.

Кварц-касситеритовые руды, развивающиеся по песчаникам в участках их пересечения трещинами северо-западного простирания, имеют существенно иной состав и иной внешний облик. В интенсивно измененных разностях они представляют белые кварцево-серицитовые агрегаты, весьма богатые касситеритом; но наряду с такими ярко проявленными богатыми рудами встречаются разновидности оруденелых песчаников, которые легко могут быть приняты за пустые породы. Подобные рудные породы представлены светлыми среднезернистыми заметно окварцованными песчаниками большого удельного веса, содержащими тончайшую вкрапленность касситерита. Последняя придает породе матовый блеск и серовато-коричневатый оттенок. Иногда наряду с общим окварцеванием породы наблюдаются серии секущих кварцевых прожилков по трещинам двух направлений: поперечным по отношению к слоистости и продольно-параллельным напластованию.

Под микроскопом видно, что подобная порода состоит главным образом из кварца, частично остаточного от песчаника, частично новообразованного, значительного количества тонкочешуйчатого серицита, касситерита и хлорита и одиночных кристаллов турмалина и топаза.

Новообразованный кварц содержит обильные газово-жидкие включения, приуроченные главным образом к трещинам в кварцевых кристаллах; местами в составе этих включений наблюдается и твердая фаза. Серицит развивается за счет полевых шпатов, но вместе с тем он образует и прожилки, секущие и цементирующие кварц. Хлорит является несколько более поздним, чем серицит — он нарастает в виде крупночешуйчатых розеток на стенках трещин. Касситерит более или менее равномерно рассеян в окварцованной массе песчаника, иногда концентрируется в зальбандах кварцевых прожилков, наконец, в некоторых случаях он нарастает на розетки хлоритовых кристаллов.

Повидимому хлоритовые породы, выполняющие трещины в алевролитах, и кварц-серицитовые породы, развивающиеся по песчаникам, являются более или менее одновременными, различный же характер минерализации находится в зависимости от состава и структуры исходных пород.

Другие месторождения Октябрьского рудного узла — Ивановское, Молодежное — близки по типу минерализации к Октябрьскому участку и также содержат хлоритовые и кварцево-хлоритовые рудные зоны, приуроченные к трещинам, главным образом северо-западного простирания; местами хлоритовые зоны по простиранию переходят в зоны окварцевания и кварцевые жилы, возникающие, возможно, за счет перемещения вдоль трещины кремнезема, освобожденного в процессе хлоритизации (зона № 5 Молодежного месторождения). Наряду с касситеритом в рудах постоянно присутствует рутил, местами лимонит, образованный за счет окисления первичных сульфидов, реже встречаются неокисленные сульфидные минералы — галенит, сфалерит, арсенопирит, халькопирит и другие. В некоторых участках в шлихах установлен вольфрамит.

Рудное поле Октябрьское далеко еще не изучено. Повсеместное присутствие касситерита в шлихах, широкое распространение свалов хлоритовых пород позволяют ожидать на этом участке новых открытий.

Выявление Октябрьского рудного узла значительно расширяет общие перспективы поисков, доказывая, что и западное крыло Сихотэ-

Алинского синклинория, в прошлом мало обследованное, представляет интерес в отношении оловоносности. В этой области возможно наличие как молодых — третичных месторождений, приуроченных к зонам разломов, так и месторождений более древних.

Значительный интерес для оценки западных границ оловоносного пояса Сихотэ-Алинского синклинория и установления его продолжения в северном направлении, а также определения возраста развитых в западной его части оловорудных месторождений представляет открытие нового месторождения в верховьях Бикина. Это месторождение, представленное своеобразными актинолито-хлоритовыми и кремнистыми зонами изменения в толще сланцев, содержит касситерит в ассоциации с галенитом и другими сульфидами. Согласно Э. П. Изоху, месторождение залегает в нижнемеловых толщах и образовано до эффузивов верхнего мела, т. е. относится к австрийской фазе. Открытие Верхне-Бикинского месторождения значительно раздвигает к северу пределы оловоносной области южного Приморья и позволяет рекомендовать проведение широких поисковых работ севернее Тетюхинского рудного района.

в) Лифудзинское месторождение

Месторождение Лифудзин, открытое в 1940 г. партией геолога А. З. Лазарева, расположено среди триасовых песчаников и сланцев. Оно приурочено к мощной зоне смятия в осевой части антиклинальной складки, вытянутой в меридиональном направлении. Тектоническая зона, контролирующая оруденение, отмечена развальцеванием пород и развитием в толще тонкоперемежающихся песчаников и сланцев своеобразных конгломератовидных образований «тектонитов». Последние заключают в сланцевом цементе удлиненные округлые «гальки» песчаника, вытянутые по простиранию толщи. Длина подобных «овалоидов» колеблется от одного сантиметра до метра — повидимому это закатанные обломки тонких пропластков песчаника, сцементированные затем пластичными сланцами.

На площади вскрываются небольшие интрузивные тела и дайки изверженных пород — шток диорит-порфиритов, дайки фельзитов, диабазовых порфиритов и небольшой интрузивный массив кварцевых диоритов. Диорит-порфириты и фельзиты повидимому являются относительно древними; они претерпевают, по А. Г. Теремецкой (1946), заметную деформацию в пределах зоны смятия.

Более поздними представляются кварцевые диориты, которые не катаклазированы и относительно мало изменены; по А. Г. Теремецкой, именно они скорее всего явились активными носителями оруденения. В ореоле этого массива наблюдаются характерные для контактов третичных приморских рудоносных гранитоидов явления ороговикования и турмалинизации, местами же встречаются довольно крупные прожилки аксинита. Присутствие турмалина и в составе контактовых роговиков и рудных жил является указанием на связь оруденения именно с этой интрузией.

Минерализация Лифудзинского месторождения прослеживается вдоль тектонической зоны на протяжении 10—12 км, причем наибольшую интенсивность она получает в трех рудных участках: южном — Алексеевском, затем Крутом (Молотовском) и, наконец, в северном — Оловянном.

Структура рудного поля очень сложна. Оруденение развивается по многочисленным и часто мелким, невыдержанным трещинам. Значитель-

ная часть рудного материала, таким образом, распыляется по тонким разобщенным прожилкам и мелким зонам минерализации и лишь в отмеченных трех участках вскрыты относительно крупные рудные тела. Наиболее значительное рудное тело — жила Молотовская на участке Крутом — следует по четкой трещине, залегая в северной своей части по контакту крупного дайкообразного тела фельзитов, а на юге — вдоль контакта порфиритовой дайки. В других участках развиты многочисленные, но очень непостоянные и относительно маломощные рудные тела; они ветвятся, расщепляются и переходят в зоны бедной рудной вкрапленности. Местами минерализация ограничивается лишь образованием тонких кварцево-касситеритовых прожилков, которые остаются в виде «корочек» на плоскостях скола; в участках сгущения таких тонких жилок возникают штокверкообразные тела. Зоны интенсивного дробления характеризуются развитием метасоматических кварцево-хлоритовых руд с касситеритом, для них характерны брекчиевые и брекчиевидные текстуры.

По минералогическому составу Лифудзин является характерным представителем хлоритово-сульфидного типа. Главными минералами являются кварц, хлорит, касситерит, пирротин; подчиненными — пирит, арсенопирит, железистый сфалерит, гипогенный марказит; относительно небольшую роль играют турмалин, галенит, халькопирит; наконец, мало распространены станнин, кубанит и валлериит — последние два минерала присутствуют лишь среди эмульсионных халькопиритовых включений, рассеянных среди сфалеритов.

В возрастном отношении, как и в других ранее описанных месторождениях этого типа, на Лифудзине четко выявляются две группы минералов. Первая, объединяющая кварц, хлорит, касситерит и отчасти наиболее ранний сульфид — арсенопирит, отвечает ранней кварцево-касситеритовой стадии.

Ко второй стадии относится главная масса сульфидов — пирит, пирротин, сфалерит, халькопирит. Эти две последовательные стадии иногда проявляются в одних и тех же трещинах и тогда возникают сложные кварцево-сульфидные руды с касситеритом, в других же местах они встречаются раздельно и мы видим кварцево-касситеритовые, кварц-касситеритово-хлоритовые рудные тела или массивные сульфидные, преимущественно пирротиновые жилы.

К наиболее ранним минералам в Лифудзине относится прежде всего турмалин, который встречается в виде бесцветных тонких иголочек, заключенных в жильном кварце; в основном он выделяется до рудных минералов, затем одновременно с продолжающим выделяться кварцем отлагается касситерит и хлорит.

К а с с и т е р и т присутствует в виде призматических или изометричных кристаллов, достигающих иногда 1 см в поперечнике (Молотовский участок). По четким трещинкам скола развиваются также касситеритовые и кварцево-касситеритовые прожилки с друзами кристаллов, нарастающими на стенки трещин. В метасоматических рудах касситерит ассоциирует с хлоритом, выполняя пустотки между друзами хлоритовых чешуек (фиг. 42); иногда же можно наблюдать тонкое ритмичное чередование полосок мелкозернистого касситерита и бурого вещества, развивающегося повидимому по плотному хлориту.

Хлорит в лифудзинских рудах, видимо, отлагался длительно, причем устанавливается три разновидности его, несколько отличные по оптическим свойствам: две из них характеризуются величиной показателя пре-

ломления, обычной для этого типа месторождений,[1] Nm — 1,632 и 1,642, третья обладает значительно более высоким показателем преломления — 1 : 684 (Теремецкая, 1946). Это наиболее «высокопреломляющий» хлорит из числа известных в касситеритово-сульфидных месторождениях.

Возрастные соотношения различных хлоритов Лифудзина пока не выяснены, известно лишь, что хлорит выделялся длительно и сопровождал образование рудных минералов не только кварцево-касситеритовой, но и сульфидной стадии.

Взаимоотношения сульфидов более или менее обычны: наиболее ранним является арсенопирит и пирит, нередко ассоциирующие с касситеритом и цементирующие его кристаллы. Затем следует отложение пирротина, железистого сфалерита, станнина и халькопирита. Эти четыре минерала парагенетически тесно связаны между собой. В сфалерите наблюдаются эмульсионные станниновые, пирротиновые и халькопиритовые включения, последние в свою очередь содержат вростки кубанита и валлериита. В крупных выделениях халькопирит в качестве продукта распада заключает звездообразные включения сфалерита и вростки станнина. Вместе с тем обращает на себя внимание отсутствие или слабое развитие обычных станниновых реакционных оторочек по контакту халькопирита и касситерита.

г) Хрустальное месторождение

Хрустальное месторождение, открытое в 1940 г. геологами В. А. Ярмолюком и С. Ф. Усенко, является довольно типичным представителем хлоритово-сульфидного типа. В минералогическом отношении и по структурным особенностям руд оно значительно разнообразнее и интереснее описанного ранее Лифудзинского месторождения, поэтому на характеристике его мы остановимся подробнее.

Хрустальное месторождение приурочено к мощной зоне смятия в осевой части брахиантиклинальной складки, вытянутой в северо-восточном направлении. Зона смятия имеет нечеткие контуры. Она вырисовывается наиболее ясно в толще тонкого чередования песчаников и сланцев, где возникают своеобразные конгломератовидные «тектониты», подобные тем, что мы описывали для Лифудзина.

В пределах зоны смятия устанавливаются ряды параллельных трещин скалывания, к которым и приурочены рудные тела месторождения. Изверженные породы на площади месторождения представлены дайками микродиорита и диабазового порфирита, выходов же глубинных магматических пород, которые можно было бы считать активными источниками оруденения, пока не отмечено.

Рудные тела Хрустального месторождения не столь многочисленны, как Лифудзина, но значительно более выдержаны по простиранию и падению, поскольку они следуют вдоль хорошо разработанных трещин скалывания и зон дробления.

Как и на Лифудзине, здесь мы встречаем кварцево-хлоритовые, касситеритово-кварцевые и сульфидные руды, причем в последних, наряду с сульфидами железа — арсенопиритом, пиритом, пирротином, уже значительно большую роль играют сфалерит и галенит; в целом по минералогическому составу руды значительно разнообразнее и сложнее лифудзинских.

---

[1] Величина показателя преломления хлоритов здесь и в других местах работы приводится по Nm.

В настоящее время на месторождении выделяют четыре основных рудных зоны: Главную, Волковскую, Хлоритовую и Полиметаллическую.

Наибольшее значение имеет **Главная зона,** заключающая основную массу промышленных запасов месторождения; она прослежена по простиранию более чем на 1 км.

Рудное тело представляет сложное сочетание метасоматических брекчиевидных руд и руд массивных, образованных путем заполнения открытых трещин. Массивные руды образуют короткие линзы и серии параллельных прожилков в этой сложной зоне минерализации, причем полосы разделяющих их пород часто хлоритизированы и также несут оруденение. Иногда параллельно сближенные прожилки в результате полного замещения разделяющих их узких клиньев сланцев почти сливаются друг с другом. Таким путем возникают рудные тела значительной мощности с тонкополосчатым сложением рудной массы. В подобных случаях лишь неясные реликты измененного сланцевого материала или продуктов его превращения, заключенные между отдельными полосами, указывают, что полосчатость здесь не является следствием повторного отложения минералов в одной полости, а возникла в результате встречного замещения сланцев от близрасположенных параллельных трещин.

Подобные тонкополосчатые руды, характерные для жилы Главной, по простиранию и падению сменяются брекчиевидными метасоматическими кварцево-хлоритовыми рудами с касситеритом и сульфидами.

Жила **Волковская,** вскрытая позднее других, еще мало изучена — по составу сходна с Главной.

Жила **Хлоритовая** приурочена к зоне дробления в сланцах. Она имеет простирание 10—15° и крутое падение на запад (∠75—80°). Это рудное тело в основном развивалось путем замещения сланцев вдоль серии пересекающихся трещин, причем наряду с метасоматозом и здесь происходило отложение в открытых полостях, где развивались друзы длиннопризматических кристаллов прозрачного кварца, нарастающие кокардами на хлоритизированных сланцах; в открытых же трещинках отлагалась также основная масса сульфидов. Своеобразной особенностью жилы Хлоритовой является широкое развитие в верхних ее горизонтах колломорфного касситерита. По сравнению с Главной жилой здесь большую роль играют поздние сульфиды — сфалерит, галенит.

Зона Полиметаллическая в морфологическом отношении сходна с Хлоритовой. Она приурочена к зоне дробления меридионального простирания и представлена кварцево-хлоритовой жильной массой, цементирующей обломки хлоритизированных сланцев. Из рудных минералов в ней еще большее развитие, чем в жиле Хлоритовой, получают относительно низкотемпературные сульфиды — сфалерит и галенит, в отношении же оловоносности она повидимому менее интересна.

Минералогический состав руд. Среди оловорудных проявлений хлоритово-сульфидного типа Хрустальное месторождение в минералогическом отношении, пожалуй, наиболее интересно. Главными минералами являются кварц, хлорит, касситерит, пирротин; широко распространены арсенопирит, пирит, сфалерит, галенит, флюорит и местами халькопирит; в небольшом количестве встречаются турмалин, станнин, карбонаты и очень скудные валлериит и кубанит. Но при этом в общем «стандартном» минеральном комплексе руды Хрустального месторождения весьма ярки и разнообразны благодаря тесной ассоциации всех минералов, образующих пестрые сложные смеси. Здесь уже не разграничиваются так четко, как на Лифудзине, две последовательные стадии — кварцево-касситеритовая и сульфидная — все минералы отлагались

сближенно, хотя в их ряду и можно отметить определенную последовательность кристаллизации.

Значительно разнообразит внешний облик руд и широкое развитие длиннопризматических кристаллов горного хрусталя, нарастающих кокардами на обломках хлоритизированных сланцев; на головки этих кварцевых кристаллов в прожилках и пустотах налегают поздние сульфиды— пирротин, сфалерит, галенит, халькопирит, наконец, в осевой части жилок располагается зеленоватый флюорит. Очень своеобразны широкс развитые в рудах колломорфные структуры касситерита. Остановлюсь подробнее на характеристике главнейших минералов этого интересногс месторождения.

Касситерит в рудах Хрустального месторождения по форме выделения очень разнообразен. Здесь мы встречаем и сравнительно крупные темные короткопризматические кристаллы, цементирующиеся кварцем (фиг. 43), и тонкие игольчатые выделения и, наконец, криптокристаллические и светлые коричневато-серые колломорфные агрегаты его. Микроскопическое изучение показывает, что все эти разновидности подчас связаны постепенными переходами. Иногда на крупные касситеритовые кристаллы налегает зона криптокристаллического касситерита. В других случаях, наоборот, вокруг темных концентрически зональных включений, не действующих на поляризованный свет, мы видим зону слабо анизотропного тонкозернистого агрегата, в котором, по мере удаления от центра, различаются тончайшие радиально ориентированные иголочки касситерита, затем ясно различимые игольчатые кристаллы (фиг. 44). Последние в свою очередь во внешних зонах уступают место длиннопризматическому кассигериту, образующему венчики вокруг криптокристаллических «ядер» (фиг. 45, 46). От этих внешних кристаллических оболочек отходят иногда в криптокристаллическое «ядро» тонкие клиновидные прожилки мелкозернистого касситерита, которые вероятно образуются уже из разбавленных растворов, проникающих по трещинкам усыхания гелеобразных масс. В некоторых случаях образование зернистого касситерита повидимому происходит в результате перекристаллизации криптокристаллического. Так, в крупнокристаллических агрегатах мы иногда различаем неправильные пятна или реликты касситерита колломорфного (фиг. 47). Колломорфный касситерит особенно большое развитие получает в верхних частях жилы Хлоритовой. Здесь возникают такие сложные, коричневато-серые кремнисто-касситеритовые колломорфные руды, состоящие из параллельно-волнистых зон темного криптокристаллического касситерита и мелкозернистого кварца. По периферии этих тонкоигольчатых ритмичных выделений располагается зона более светлого игольчатого касситерита. По составу темный криптокристаллический и светлый игольчатый касситерит в общем близки, но первый содержит несколько большее количество железа.

Можно предположить, что описанные тонкополосчатые колломорфные кварцево-касситеритовые руды развивались в результате ритмичного выделения SnO_2 и SiO_2 из сложного геля. О развитии кварца из коллоидных растворов свидетельствуют и типичные сферолиты, состоящие из чередующихся радиальных волокон кварцита и халцедона (фиг. 48). Колоссальное количество прозрачных (жидких?) включений, определяющих грязно-серый цвет кварца, позволяет предполагать, что первоначально кремнезем выделялся в виде опала. Гипогенное происхождение этих образований однозначно доказывается, во-первых, тем, что они отчетливо рассекаются тонкими прожилками зернистого кварца, которые отходят от окружающей жильной массы и содержат рассеянные

кристаллы касситерита. Во-вторых, и в составе самих сферолитов участвуют зоны тонкозернистого и криптокристаллического касситерита, т. е. совершенно очевидно, что отложение коллоидного кремнезема происходило одновременно с выделением небольшого количества касситерита. Весьма возможно, что в данном случае вся масса жильного кварца представляла первоначально аналогичные коллоидные образования и лишь последующая перекристаллизация почти нацело стерла реликты колломорфных структур. Можно думать, что нередко встречающиеся радиально-лучистые скопления кварцевых кристаллов, пламеневидные выделения кварца с различным погасанием в разных секторах — представляют промежуточный этап дальнейшей перекристаллизации описанных выше сферолитов коллоидного происхождения.

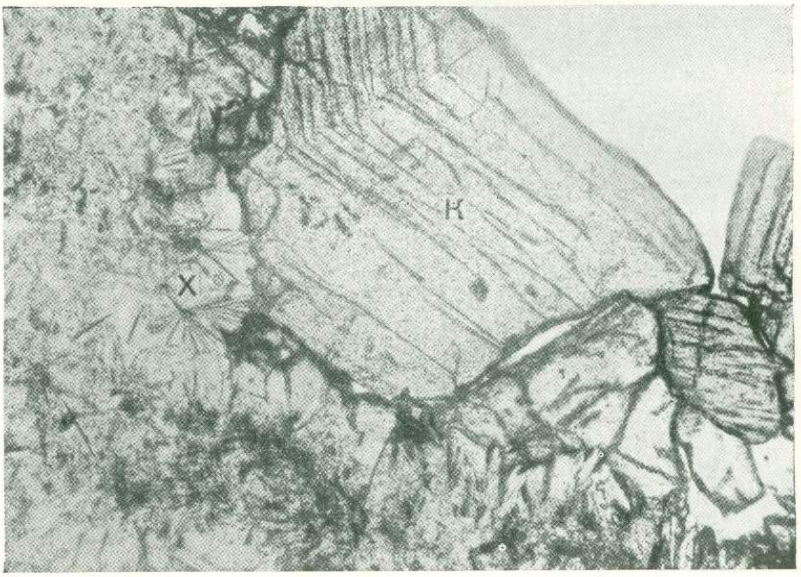
Анализы колломорфного касситерита из месторождения Хрустального (по данным В. А. Крылова)

Компонент	Зона светлого кристаллического касситерита	Зона темного криптокристаллического касситерита
SiO_2	1,21	0,84
TiO_2	0,01	0,02
Al_2O_3	0,78	1,34
Fe_2O_3	1,64	3,39
FeO	—	—
MnO	Следы	Следы
MgO	0,1	0,07
CaO	Нет	Нет
SnO_2	96,17	94,38
$(Ta \div Nb)_2O_5$	Нет	Нет
WO_3	Нет	Нет
V_2O_5	Нет	Нет
Сумма . . .	99,91%	100,04%

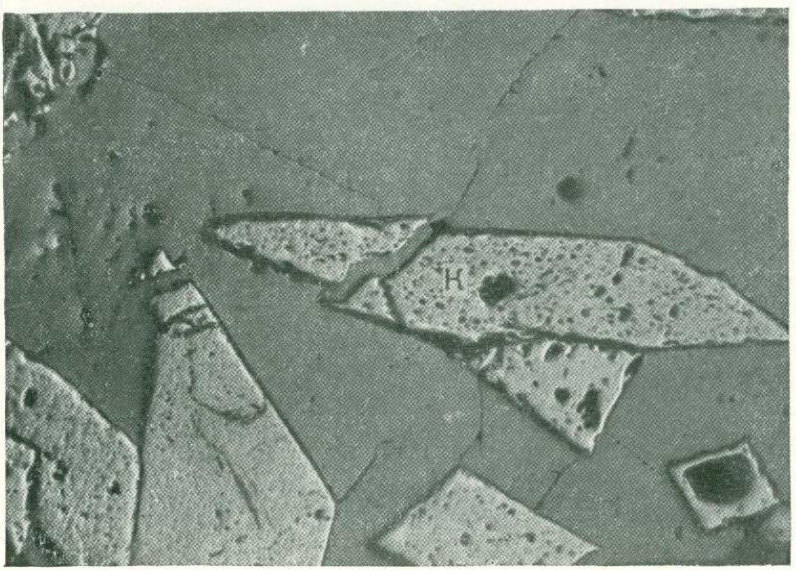
Аналитик Ю. С. Нестерова.

Наблюдения над реликтами колломорфных структур среди кристаллических руд и явные признаки перекристаллизации руд колломорфных показывают, таким образом, что коллоидные структуры и текстуры могут уничтожаться в процессе перекристаллизации; повидимому в прошлом они имели значительно большее развитие, чем ныне и можно предположить, что в процессе отложения кварцево-касситеритовых руд коллоидные растворы играли существенную роль. Может быть коллоидное происхождение имеют и те мелкозернистые равномерные агрегаты касситерита и кварца, которые широко развиты на месторождении.

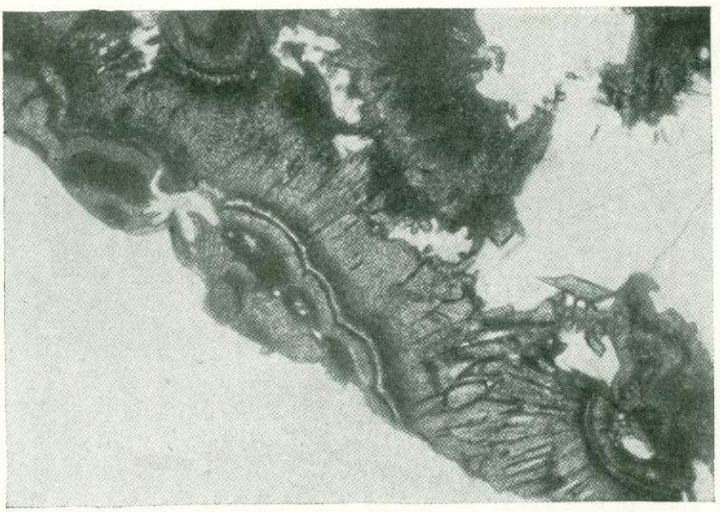
В то же время совершенно очевидно, что наряду с коллоидными растворами иногда местами появлялись растворы молекулярные, возникающие, прежде всего, при дегидратации гелей, что и обусловливало нарастание крупнокристаллических выделений кварца и касситерита на криптокристаллические и колломорфные. Может быть друзы прекрасных кристаллов горного хрусталя, широко развитые в зонах дробления и хлоритизации, также представляют результат отложения из разбавленных молекулярных растворов.



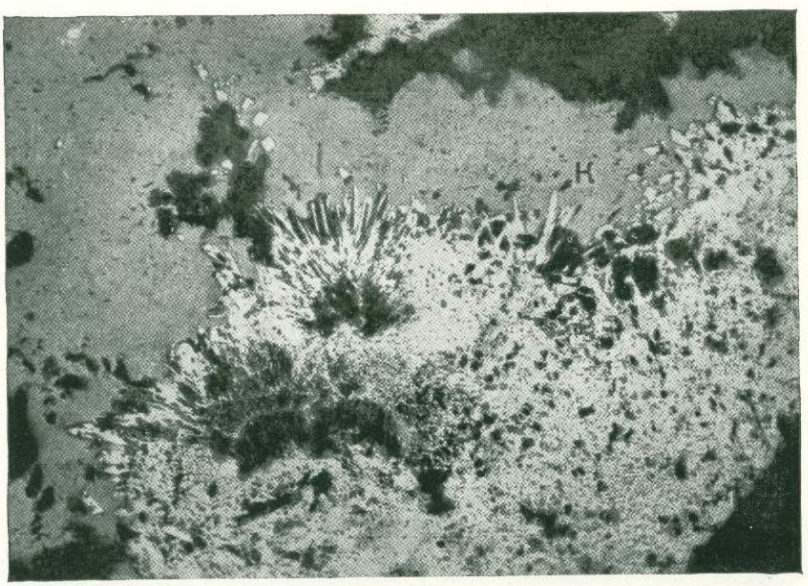
Фиг. 42. Лифудзин. Касситерит, отложенный на друзе хлорита. Ув. 46.



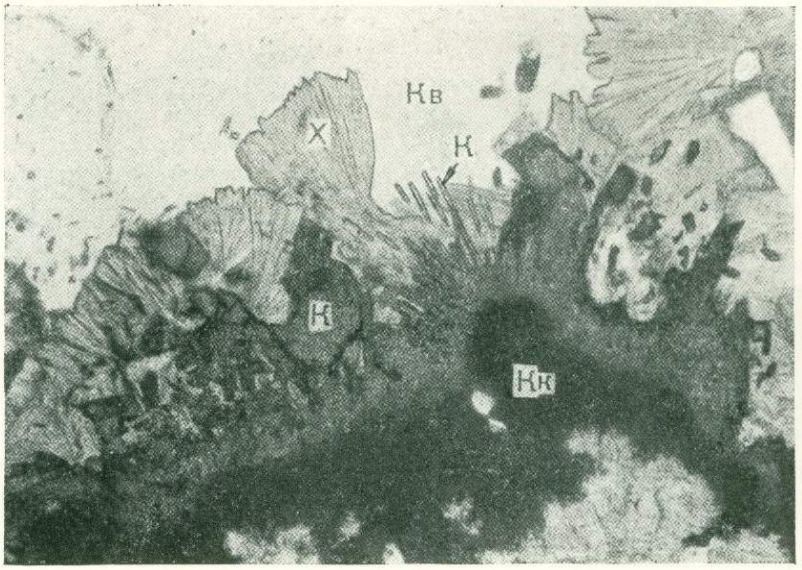
Фиг. 43. Хрустальное месторождение. Разорванный касситеритовый кристалл цементируется кварцем. Ув. 46.



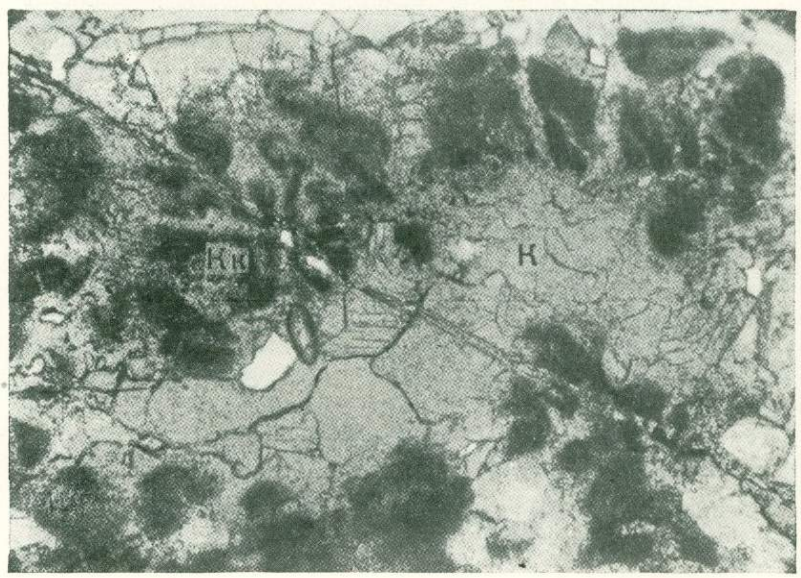
Фиг. 44. Хрустальное месторождение. Лучистый касситерит нарастает на колломорфном. Ув. 46.



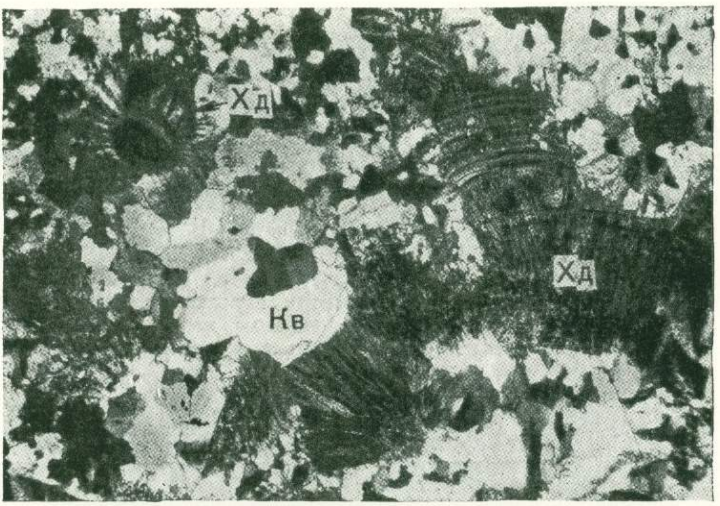
Фиг. 45. Хрустальное месторождение. Игольчатый касситерит нарастает на криптокристаллическом и в свою очередь цементируется кварцем. Ув. 90.



Фиг. 46. На колломорфном касситерите нарастает касситерит игольчатый и крупнокристаллический. Далее на касситерите кристаллизуются розетки хлорита, которые цементируются кварцем. Ув. 46.



Фиг. 47. Хрустальное месторождение. Перекристаллизация криптокристаллического касситерита по трещинам. Ув. 150.



Фиг. 48. Хрустальное месторождение. Кварцево-халцедоновые сферолиты цементируются зернистым кварцем. Ув. 76 (материал А. Г. Теремецкой).

В зонах дробления в результате взаимодействия растворов с вмещающими породами широкое развитие получает хлорит, который здесь, как и обычно в этом типе месторождений, представлен железистой разновидностью (Nm — 1,652).

Морфологически выделяются две основные разновидности хлорита — мелкочешуйчатая, развивающаяся метасоматически, и сравнительно крупнопластинчатая, которая проявлена в друзах, веерообразных и лучистых агрегатах, нарастающих на стенки пустот.

Тонкозернистый хлорит обычно развивается в периферических частях обломков или по трещинам в них, в то время как в центральных частях включений он проявлен относительно слабо. То же в более крупном плане наблюдается и в зальбандах рудных тел, где сплошная хлоритизация ограничивается лишь полосами, непосредственно примыкающими к рудному телу, и относительно слабое изменение пород происходит в блоках плотных трещиноватых сланцев. Крупнотаблитчатый хлорит входит в состав жильного выполнения и отлагается из растворов наряду с кварцем и рудообразующими минералами. Обычно он образует темно-зеленые лучистые оторочки, непосредственно нарастая на сланцах, вмещающих руду; иногда скопления хлорита встречаются и в осевых частях жил и прожилков, но и в этом случае нередко удается установить их развитие на месте полностью переработанных ксенолитов сланцев.

Таким образом, подавляющая масса хлорита, как типично метасоматического, так и жильного, образуется так или иначе в условиях теснейшего взаимодействия рудоносных растворов с вмещающими породами, которые, видимо, и являются основным источником глинозема, необходимого для образования хлорита. По существу, здесь мы сталкиваемся с тем же явлением заимствования глинозема из боковых пород и обогащения глиноземом остаточных растворов, которое было отмечено ранее при характеристике положения светлых слюд в касситеритово-кварцевых жилах.

Переходя к описанию сульфидов, отметим, что последние уже не столь резко оторваны во времени от касситерита, как в рудах лифудзинских. Хотя основная часть касситерита выделяется и несколько раньше сульфидов и иногда обособляется вместе с кварцем, все же стадия сульфидная непосредственно следует за стадией кварцево-касситеритовой и касситерит продолжает выделяться и вместе с сульфидами. Непосредственно вслед за касситеритом обычно отлагается арсенопирит, который цементирует касситеритовые кристаллы и слагает зальбанды тонких сульфидных прожилков; ранним среди сульфидов является также и пирит. Затем следуют пирротин, сфалерит, станнин, халькопирит.

Сфалерит в рудах Хрустального месторождения черный, железистый, содержит параллельные вростки станнина и халькопирита, а также обильные продукты распада — включения пирротина, халькопирита с вростками кубанита и валлериита и более редкие выделения станнина. Как это часто бывает, тонкие халькопиритовые включения приурочены к плоскостям двойниковых швов крупных сфалеритовых кристаллов, более же крупные выделения располагаются вдоль границ сфалеритовых зерен.

Халькопирит на Хрустальном месторождении является довольно распространенным минералом — он образует прожилки в арсенопиритовых и пирротиновых рудах. Нередко в халькопирите наблюдаются крупные вростки станнина и мелкие звездообразные выделения сфалерита; последние представляют продукты распада твердых растворов. Очень интересна постоянная ассоциация касситерита с халькопиритом. Эти

минералы образуют тонкозернистые агрегаты в прожилках, секущих ранние сульфиды, причем кристаллы касситерита в них обычно цементируются халькопиритом. Возможно, что эти агрегаты возникли в результате разложения геля сульфостанната меди. Характерно, что на контакте при этом обычно не наблюдается реакционных каемок станнина, видимо условия для образования его, несмотря на присутствие и меди, и серы, и олова, здесь не было. Станнин, если и встречается, то в виде самостоятельных включений в сфалерите, халькопирите или арсенопирите; иногда же он образует призальбандовые оторочки в поздних карбонатных прожилках, секущих сфалерит.

Самым поздним рудным минералом обычно является галенит, но иногда и вокруг галенитовых и галенитово-сфалеритовых выделений мы видим вновь оторочки светлого сероватого колломорфного касситерита и венчики радиально-лучистых игольчатых кристаллов арсенопирита. Таким образом, касситерит продолжал отлагаться вплоть до самого конца рудного процесса, причем и в этот период он выделялся из коллоидных растворов.

В заключительные стадии рудного процесса отлагается основная часть флюорита, выполняющего обычно осевые части рудных прожилков.

Заключая описание минералов Хрустального месторождения, можно отметить сближенность всех минералов; несмотря на наличие повторных генераций одних и тех же минералов — кварца, касситерита, арсенопирита — здесь нет основания говорить о каких-то особых, разделенных перерывами, стадиях рудного процесса. В процессе рудоотложения существенную роль играли коллоидные растворы; олово в процессе переноса и отложения тесно ассоциировало с кремнекислотой, а на базе низкотемпературных этапов — с сернистыми соединениями других металлов, главным образом меди. Можно думать, что в заключительную стадию в процессе переноса олова, а может быть и отложения в виде геля, связь его с медью была очень тесной и здесь имели место какие-то промежуточные соединения типа сульфостаннатов меди, которые были неустойчивыми и уступили место ассоциации касситерита с халькопиритом.

д) Сталинское месторождение

Сталинское месторождение расположено на склоне горы Медвежьей в верховьях ключа Дождевого, одного из верхних левых притоков р. Тетюхе. Это месторождение представляет переход к следующему галенитово-сфалеритовому типу; здесь наряду с пирротином существенную роль приобретает черный крупнокристаллический сфалерит, а местами и галенит.

Месторождение было открыто в 1937 г. После опробования, показавшего в руде присутствие олова, Дальневосточным отделом Союзникельоловоразведки были развернуты на месторождении крупные разведочные работы, которые привели к открытию серии крупных параллельных сульфидных жил; наиболее значительная из жил — Главная — была прослежена на 4 км по простиранию. Эти работы проводились в период с 1937 по 1940 г. под руководством С. Т. Игнатьева, которому принадлежит первый геологический отчет по Сталинскому месторождению (1937), а также первая структурно-геологическая схематическая карта рудного участка. Минералогический состав месторождения изучался в то же время автором. Затем в военное время разведочные работы на Сталинском месторождении были фактически прекращены, но продолжалось деталь-

ное геологическое изучение месторождения. Руководивший работами М. П. Материков на основе обобщения старых данных и повторной документации горных работ составил новую, уже значительно более детальную структурно-геологическую карту рудного поля и выяснил морфологию отдельных рудных тел (Материков, 1945).

Геологическое положение месторождения и строение рудного участка. Рудное поле Сталинского месторождения расположено в пределах Западного антиклинального поднятия и приурочено к тектонической зоне в крыле крупной антиклинальной складки. Площадь рудного поля сложена мезозойскими сланцами и песчаниками. В северо-западной части месторождения песчаники несут отчетливые следы контактового метаморфизма — они ороговикованы, пересечены кварц-турмалиновыми прожилками, что позволяет предполагать на глубине наличие еще не вскрытой гранитоидной интрузии.

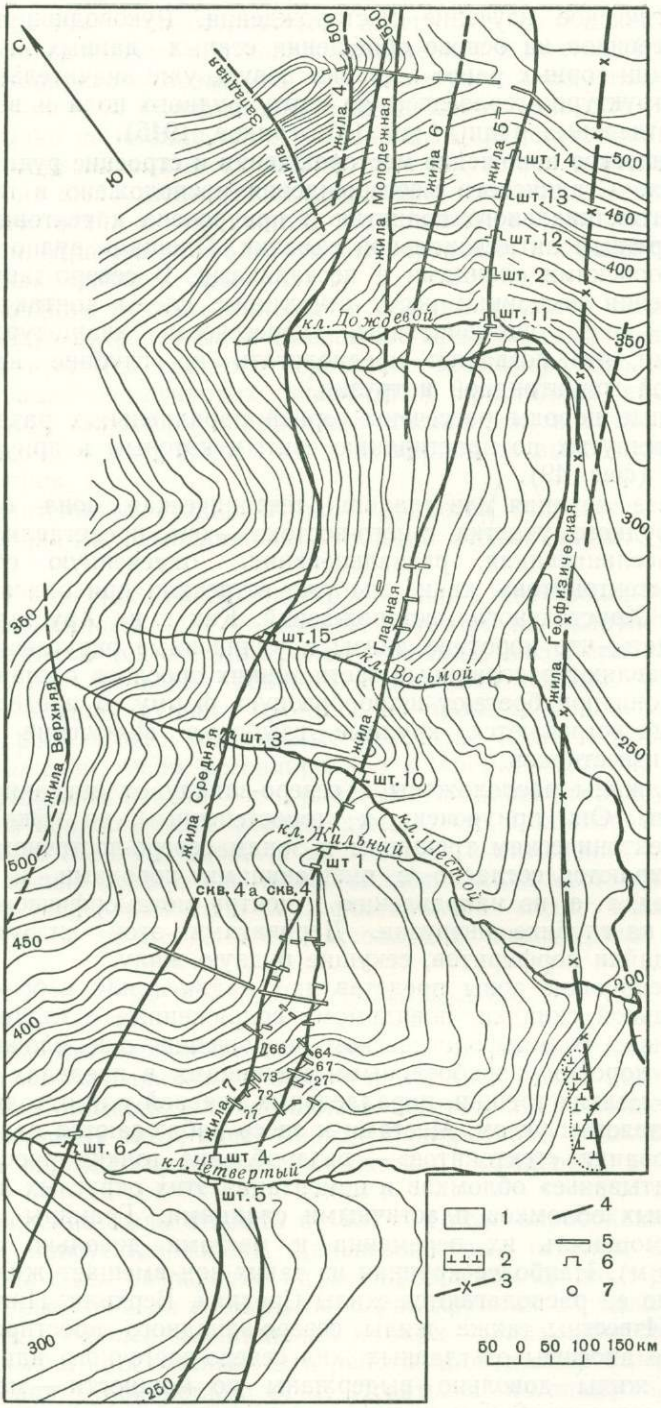
Осадочные породы рассечены серией параллельных разломов и зон смятия, вытянутых по простиранию свит, к которым и приурочены рудные жилы (фиг. 49).

Наиболее крупная или главная тектоническая зона ограничивает площадь рудного участка с юго-востока — она представляет широкую полосу рассланцевания, развальцевания, отмеченную образованием таких же «тектонитов», какие мы уже встречали при описании Лифудзинского и Хрустального месторождений. Как и на Хрустальном, здесь можно видеть, что короткие линзы и удлиненные округленные включения представляют разорванные части тонких прослоев песчаника; иногда в пределе они приобретают шарообразную форму. В пределах главной зоны смятия встречаются крупные глыбовые включения кремнистых сланцев и известняков.

Рудные жилы расположены к северо-западу от описанной тектонической зоны. Они приурочены к второстепенным, но тоже достаточно крупным тектоническим трещинам и зонам северо-восточного направления, простираются согласно с вмещающими породами и падают на северо-запад, т. е. по направлению к центру метаморфического «пятна» и скрытой на глубине интрузии. Дериватами этой интрузии видимо являются дайки порфиритов, секущие рудную жилу.

Рудовмещающие зоны представляют надвиги или взбросы в крыле антиклинальной складки, повидимому сопряженные с главной тектонической зоной. В морфологическом отношении они сложны; наряду с четкими, хорошо разработанными трещинами в пределах их встречаются серии мелких трещин, параллельных главной или отходящих от нее под более пологим углом. Местами и здесь наблюдаются начальные стадии образования «тектонитов» — раздробление тонких прослоев песчаника, «закатыванье» обломков и цементация этих округлых линзовидных и яйцевидных обломков пластичными сланцами. Границы зон смятия нечеткие, мощность их переменна и местами довольно значительна (до 10—20 м). Наиболее крупная из таких зон вмещает жилу Главную, параллельно ей располагаются жилы Средняя, Верхняя, Нижняя, Пологая и др. Известны также жилы северо-западного простирания, представляющие апофизы от главных жил северо-восточного направления.

Рудные жилы довольно выдержаны по мощности — мощность их в среднем составляет 0,35 м, иногда же мы видим пережимы или раздувы до 1 м и более. Жилы иногда раздваиваются, вновь сливаются, иногда расщепляются на серию многих параллельных прожилков, уступая место прожилковым зонам, которые затем, подчас после небольшого перерыва в оруденении, снова сливаются в единую жилу. Иногда от



Фиг. 49. Схематическая карта Сталинского месторождения. Сечение через 10 м.

1 — песчано-сланцевая толща; *2* — кремнистые сланцы и известняки; *3* — зоны разлома; *4* — сульфидные жилы; *5* — канавы; *6* — штольни; *7* — скважины.

основных жил отделяются тонкие апофизы и сопровождающие прожилки, но обычно последние не выходят за пределы зоны дробления и не продолжаются далеко от основной рудной жилы.

Минералогический состав руд. Представление о минералогическом составе руд может дать следующая таблица.

Главные минералы	Широко распространенные и второстепенные	Резко подчиненные	Редкие и мало распространенные
Пирротин	Кварц	Кальцит	Канфильдит
Сфалерит	Арсенопирит	Хлорит	Сульфостаннат свинца
Галенит	Касситерит	Халькопирит	Кубанит
	Пирит	Станнин	Валлериит
		Блеклая руда	Висмут самородный
			Сульфоантимонит свинца

Как следует из приведенной таблицы, руды Сталинского месторождения напоминают руды Хапчеранги, Хрустального, Лифудзина и других месторождений железистого ряда, отличаясь от них большим количеством галенита, который здесь является одним из основных минералов, и меньшим распространением кварца, хлорита. Это уже не метасоматические сульфидно-хлоритовые зоны, а типичные трещинные жилы выполнения с четкими зальбандами, сложенные массивными грубополосчатыми рудами.

По составу главных рудообразующих минералов жилы Сталинского месторождения несложны. Наиболее широко распространена здесь массивная пирротиновая руда с параллельными линзовидными вростками галенита, придающими руде ритмично-полосчатый облик. Значительную роль играет черный крупнокристаллический сфалерит, слагающий широкие мономинеральные ленты в грубополосчатых жилах; иногда к сфалериту присоединяется крупнокристаллический галенит. Несколько обособлены в пространстве руды кварцево-арсенопиритовые, концентрирующиеся чаще в зальбандах сульфидных жил. Иногда в составе этих руд встречается обильный касситерит, иногда появляется манганankерит. Наконец, помимо подобных дифференцированных по составу руд — галенитово-пирротиновой, сфалеритовой и кварц-арсенопиритовой, встречаются сложные тонкозернистые руды метаколлоидной структуры, в которых все рудообразующие минералы находятся в тесной смеси. В рудах этого колломорфного типа устанавливается, что по времени отложения все минералы близки между собой и лишь незначительно перекрывают друг друга по времени кристаллизации. Подробнее на парагенетических соотношениях я остановлюсь ниже, здесь же перейду к описанию отдельных минералов.

К а с с и т е р и т встречается в различных типах руд, но наибольшее распространение он получает в рудах кварц-арсенопиритовых и манганankеритовых, где образует скопления черных кристаллов, вполне различимых макроскопически. В этом типе руд он близок по времени выделения с кварцем и арсенопиритом. В сфалеритовых и пирротиновых рудах встречаются мелкие пойкилитовые вростки касситерита, иногда радиальнолучистые розетки длиннопризматических кристалликов. Наконец, иногда касситерит встречается в прожилках, секущих сульфиды до позднего галенита включительно.

Выделить касситерит для анализа и кристаллографических наблюдений из сульфидных руд не удалось, более благодарными в этом отношении оказались руды касситеритово-манганан керитовые, из которых путем растворения карбоната удалось получить скелет из касситеритовых кристалликов размером до 0,5 мм каждый. По цвету кристаллы несколько отличались от выделений касситерита в сульфидных и кварцевых рудах. Окраска их была разнообразна: от кремовой, зеленоватой до темнокоричневой и почти черной, причем она менялась в пределах одного кристалла.

Наиболее распространенными формами кристаллов, по Я. Д. Готману, оказались (116) и (110), подчиненными — (231), (340) и (120).

Химический состав касситерита из манганан керитовых прожилков

SnO_2	— 98,70
Fe_2O_3	— 0,20
TiO_2	— 0,40
W_2O_3	— 0,28
V_2O_5	— Нет
Сумма	99,98%

Аналитик Т. А. Покровская, Химлаборатория ИГН.

Спектральным анализом помимо этого установлен кадмий (средние линии); тантал и ниобий, как и следовало ожидать, в этом гидротермальном касситерите не обнаружены.

Приведенные данные показывают, что касситерит из карбонатных прожилков довольно чист химически и содержит мало примесей.

Очень интересен колломорфный касситерит, встречающийся в тонких прожилках из сетчатых зон. Касситерит здесь представлен ритмично чередующимися кольцами различной окраски (фиг. 50). Степень кристалличности изменяется от ядра, не действующего на поляризованный свет, через зоны криптокристаллического, затем мелкозернистого касситерита и, наконец, до крупнокристаллических выделений, составляющих внешнюю оболочку или венчики вокруг этих колломорфных образований.

Арсенопирит преимущественно ассоциирует с кварцем и пространственно обособлен от других сульфидов. По времени выделения это относительно ранний минерал, кристаллизовавшийся более или менее одновременно с касситеритом, или даже раньше его (фиг. 51), но местами он образует прожилки в тонкозернистых сфалеритово-пирротиновых колломорфных рудах, причем интересно, что арсенопиритовые прожилки в этом случае корродируются окружающей массой (фиг. 52, 52а). Подобные соотношения, как далее будет показано, объясняются пересечением еще нераскристаллизованных гелеобразных масс.

Спектральный анализ показал, что арсенопирит Сталинского месторождения чист химически, в частности он не содержит примеси ни никеля, ни кобальта.

Сфалерит является одним из главных минералов. Он встречается в двух разновидностях. Наибольшим распространением пользуется черный крупнокристаллический сфалерит с размерами кристаллов до десяти и более сантиметров. Сфалерит этот содержит довольно крупную вкрапленность пирротина и халькопирита, внутри же халькопиритовых выделений мы можем различить также продукты распада — пластинки кубанита и червеобразные вростки валлерита. Эмульсионные включения часто образуют правильные решетки, иногда они концентрируются вдоль двойниковых швов и, наконец, что особенно интересно, вдоль микросбросов, пересекающих и смещающих двойниковые полоски (фиг. 53).

В черном крупнокристаллическом сфалерите встречаются неправильные «пламеневидные» вростки станнина, редкие пойкилитовые кристаллы касситерита, но чаще мы имеем мономинеральный крупнокристаллический агрегат черного сфалерита, выполняющий широкие полосы в жилах или даже слагающий рудное тело по всей его мощности.

Химический состав сфалерита

	Процент	Молек. кол.
Zn	51,49	0,79
Fe	14,69	0,27
S	34,14	1,07
Сумма	100,32%	(Zn, Fe) : S = 1 : 1

Аналитик Т. А. Покровская, Химлаборатория ИГН.

Пересчет показывает, что количество металлов и серы по данному анализу точно соответствует формуле, в то же время из анализа видно, что больше трети цинка замещено железом, т. е. мы имеем железистую разновидность сфалерита типа марматита.

В рудах Сталинки встречается также бурый мелкозернистый сфалерит, цементирующий выделения крупнокристаллического черного сфалерита. Мелкозернистый сфалерит образует тонкие срастания с пирротином, что, вероятно, и определяет его буроватую окраску. Этот бурый пирротин и сфалеритовая руда отлагаются непосредственно вслед за сфалеритом черным без видимого перерыва.

Станнин встречается довольно часто, ассоциируя почти всегда со сфалеритом. Он занимает переменное положение по времени выделения, причем иногда в одном штуфе можно наблюдать различные его генерации, отличающиеся не только по времени, но и по способу отложения. Так, мы встречаем как ранний станнин, заключенный в виде пойкилитовых включений в касситеритовых кристаллах (фиг. 54), идиоморфных по отношению к сфалериту, так и станнин одновременный со сфалеритом, образующий с ним графические срастания. Здесь же станнин может присутствовать как реакционное образование на контакте касситерита и сфалерита, наконец, рядом же мы встречаем и поздний станнин в виде продуктов распада и прожилков замещения в сфалеритовых кристаллах. Иногда станнин развивается в виде включений в крупнокристаллическом галените и, наконец, самый поздний станнин слагает зальбанды карбонатных прожилков, секущих сфалерит (фиг. 55, 55а). Характерно, что в составе этого позднего станнина мы видим касситеритовые вростки, возможно представляющие результат его разложения.

Пирротин является самым распространенным минералом, местами слагая мощные почти мономинеральные жилы.

Химический состав пирротина

	Процент	Молек. кол.
Fe	59,10	1,06
S	38,61	1,21
Ni	0,00	
Сумма	97,71%	F : S = 6 : 7

Аналитик Ю. Г. Нестерова, Химлаборатория ИГН.

Анализ, как обычно, показывает избыток серы. Спектральным анализом обнаружены в составе пирротина следы меди и никеля.

Пирротин в крупнокристаллических дифференцированных рудах обычно является более поздним по сравнению со сфалеритом (фиг. 56) и ассоциирует с галенитом, которым он цементируется. В мелкозернистых метаколлоидных рудах пирротин близок по времени отложения со сфалеритом и находится с ним в тесной смеси, а иногда и сечется сфалеритом. Но чаще наблюдаются обратные соотношения. В поляризованном свете выявляется двойниковое строение пирротина, причем полисинтетические двойники ориентированы обычно под углом к пирротиновым полоскам (фиг. 57, 58).

Галенит довольно широко распространен в рудах Сталинского месторождения — он обычно ассоциирует с пирротином, образуя ритмичные параллельные линзовидные вростки в пирротиновых рудах, но местами встречается и в крупных самостоятельных обособлениях, образуя гнезда и линзы,— последние особенно распространены на южном фланге месторождения, наиболее удаленном от метаморфизованного ореола интрузии. Здесь развит крупнокристаллический галенит, ассоциирующий с черным сфалеритом и близкий к нему по времени выделения. Очень своеобразны параллельно листоватые агрегаты галенита непонятного генезиса. Изучение структуры показывает, что через тонкую сланцеватость проходят кристаллографические элементы крупного непрерывного кристалла — может быть здесь мы имеем реликты слоистой структуры отложения из геля, затем перекристаллизованного.

Галениты Сталинского месторождения отличаются высокой серебристостью. Ниже приведены анализы крупнокристаллического и тонкозернистого галенита. (Анализ производился в пробирной лаборатории Цниицветмет.)

	Ag кг/т	Au кг/т
Крупнокристаллический галенит	1,929	1,4
Мелкозернистый „	1,900	Следы

Вероятно, серебро в основном здесь находится в виде твердого раствора в галените.

Халькопирит образует прожилки в кварце, арсенопирите, участвует, как и станнин, в составе поздних карбонатных прожилков.

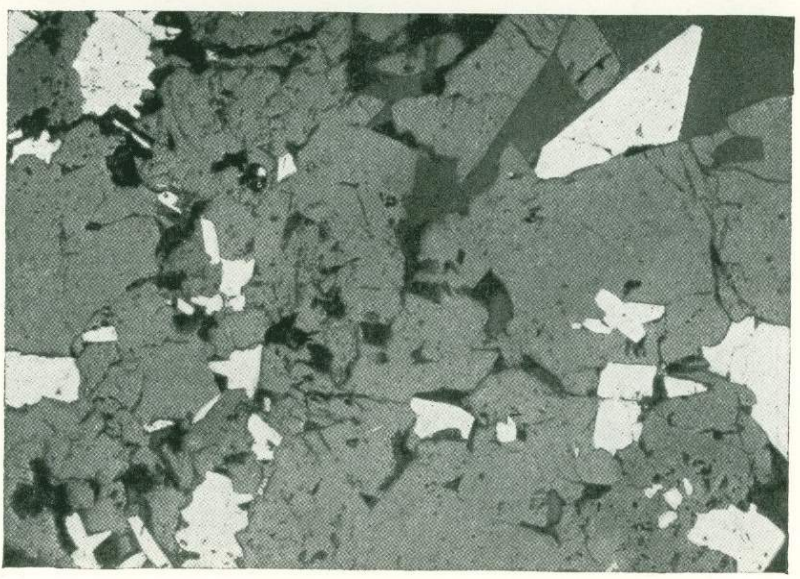
Блеклая руда подобно халькопириту является поздним минералом — она образует включения в галените и встречается в карбонатных прожилках, секущих сульфиды.

Сульфоантимонит свинца в виде игольчатых и волосовидных кристалликов встречен в пустотках среди кварца.

Сульфостаннаты — франкеит или тиллит и канфильдит вместе с касситеритом обнаружены в составе прожилка, секущего крупнокристаллическую галенитовую руду. Канфильдит определен по характерному для него коричневому цвету путем сравнения с эталонными образцами. Сульфостаннат свинца определен по характерной форме пластинчатых кристаллов, сходных по внешнему виду, а также по реакциям травления, с кристаллами франкеита. В пользу отнесения минерала к группе сульфостаннатов свинца говорит также исключительно тесная ассоциация его с галенитом и касситеритом.

Висмут самородный встречается в виде мелких включений в арсенопирите.

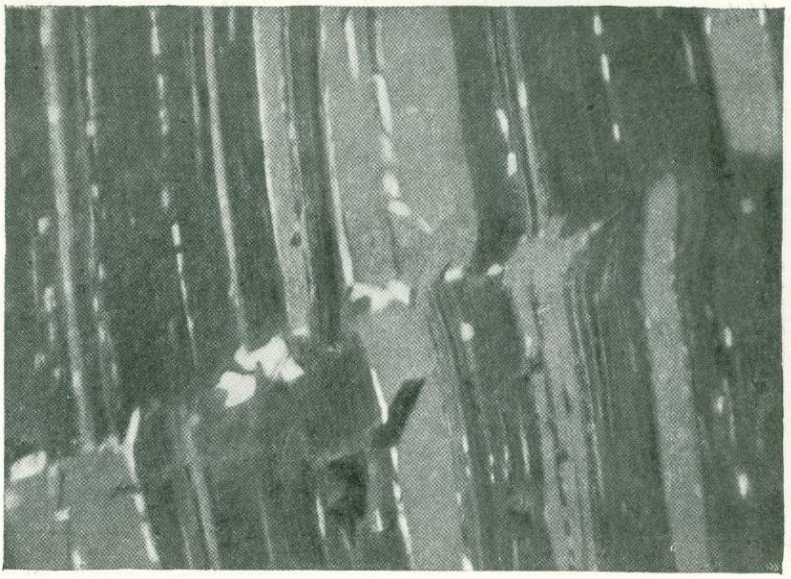
Фиг. 50. Сталинское месторождение. Колломорфный касситерит по периферии. шаровидных агрегатов переходит в кристаллический. Ув. 76.



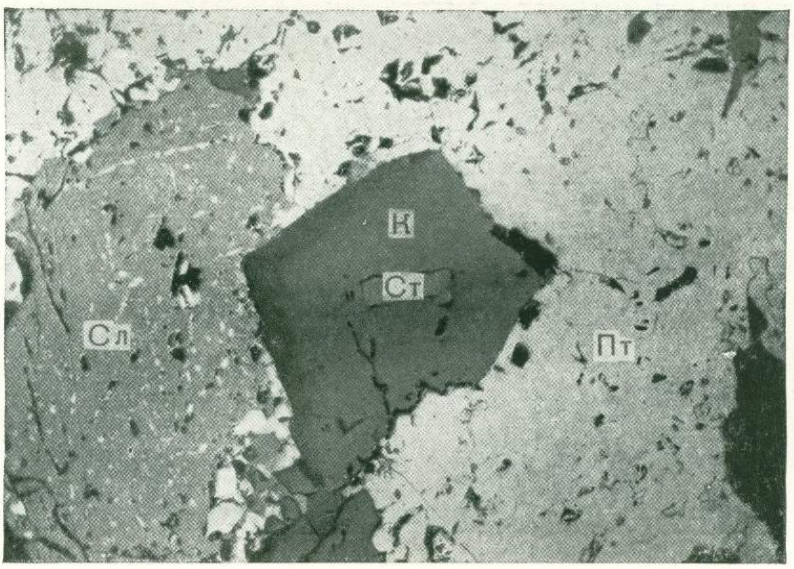
Фиг. 51. Сталинское месторождение. Арсенопирит (белое) идиоморфен по отношению к каситериту (серое). Ув. 46.

Фиг. 52. Сталинское месторождение. Арсенопиритовые прожилки (белые зерна) в сфалерите (серое). Ув. 10.

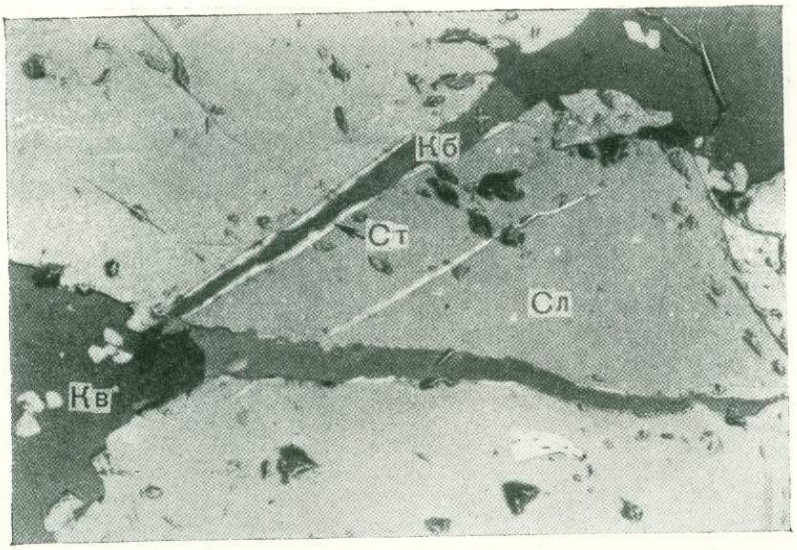
Фиг. 52а. Сталинское месторождение. Арсенопиритовый прожилок в сфалерите при большом увеличении. Видно, что кристаллы арсенопирита (белое) цементируются и корродируются сфалеритом (серое). Ув. 77.



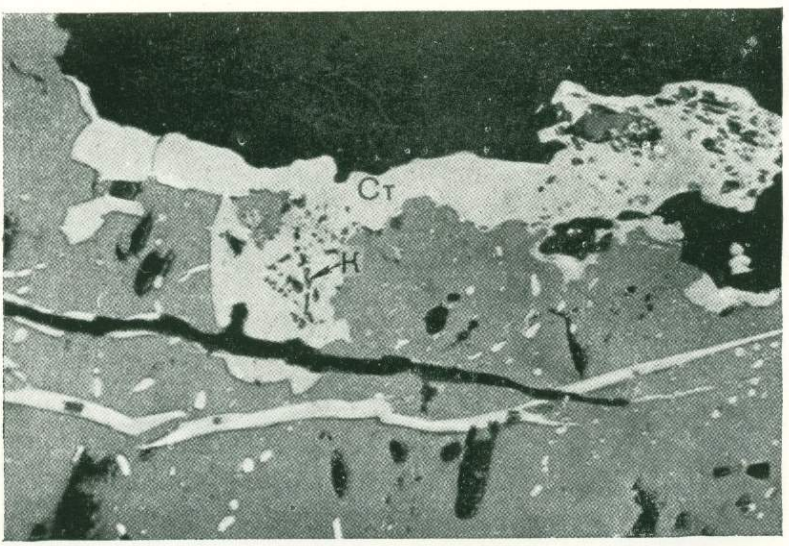
Фиг. 53. Сталинское месторождение. Выделение халькопиритовых (белое) включений по двойниковым швам сфалерита и „сбросу", смещающему двойники. Ув. 300.



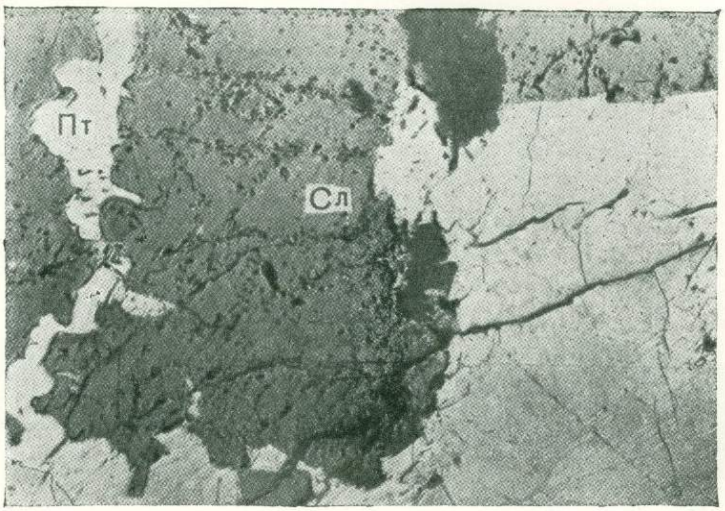
Фиг. 54. Сталинское месторождение. Ранний станнин в виде пойкилитовых включений в касситерите. Последний в свою очередь цементируется сфалеритом (серым) и пирротином (светлый). Ув. 46.



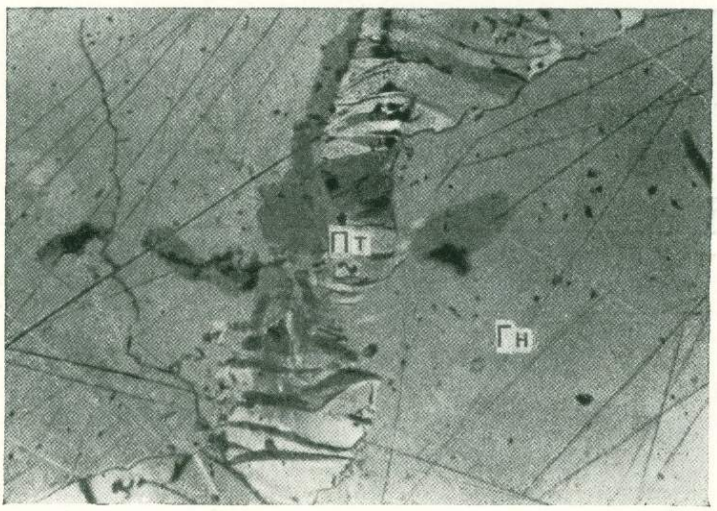
Фиг. 55. Сталинское месторождение. Станнин (Ст) выделяется по контакту карбонатного прожилка со сфалеритом (Сл); на контакте сфалерита с кварцем (Кв) образования станнина не происходит. Ув. 46.



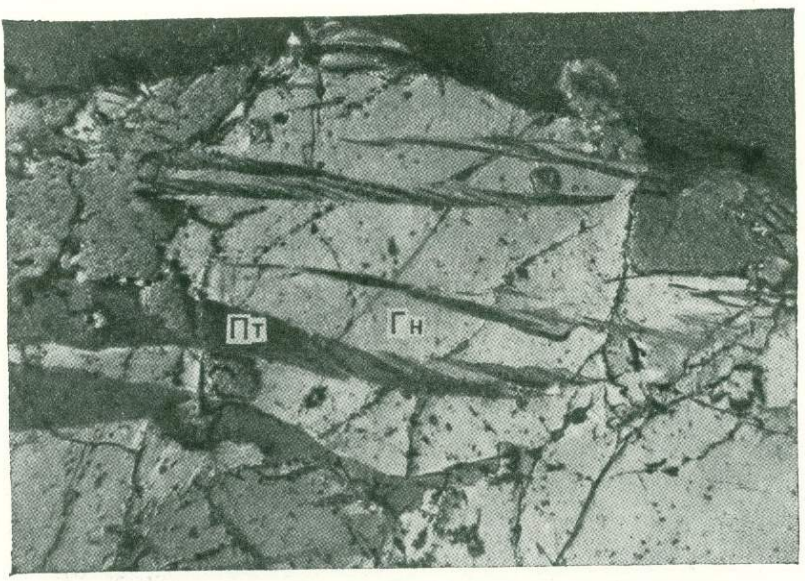
Фиг. 55а. То же, ув. 300, в станнине (Ст) видны выделения касситерита (К).



Фиг. 56. Сталинское месторождение. Сфалерит (Сл) сечется пирротином (Пт). Ув. 17



Фиг. 57. Сталинское месторождение. Поперечные двойники в пирротиновой полоске (Пт), заключенной среди галенита (Гн). Ув. 46.



Фиг. 58. Сталинское месторождение. Диагональные двойники в пирротиновых полосках (Пт), заключенных среди галенита (Гн). Ув. 48.

Кварц отлагался в рудах длительно. Он играет в общем подчиненную роль, резко уступая в распространении сульфидам, но местами все же образует значительные кустообразные скопления. Наиболее распространенным является сливной серый или белый длиннопризматический кварц, ассоциирующий с арсенопиритом и ранним касситеритом. В карбонатных прожилках сетчатых зон встречаются водяно-прозрачные идиоморфные кристаллики кварца, заключенные в манганан керитовой массе и придающие жилам «порфировидное» сложение.

Карбонаты Сталинского месторождения разнообразны — они представлены анкеритом, манганан керитом, доломитом и кальцитом.

Анализы карбонатов

	Анкерит	Манганан керит	Кальцит
CaO	28,24	27,25	52,64
FeO	14,18	11,10	1,10
MgO	12,03	9,42	0,38
MnO	0,80	8,48	2,16
CO_2	44,55	42,75	43,54
Нераств.	0,31	0,90	0,16
Сумма	100,11	99,90	99,98
Nm	1,714–1,718	1,726—1,730	
Np		1,557—1,562	

Аналитик Ф. Я. Аносов, Химлаборатория ИГН.

Анкерит встречен в составе сульфидных руд, образует седловидные и чешуйчатые желтоватые кристаллики, местами замещается кварцем. Манганан керит встречается совместно с кварцем, касситеритом и хлоритом в прожилковых зонах, отличается розовато-кремовой окраской; наконец, кальцит образуется в заключительную стадию минерализации, он сопровождается пиритом, который местами его замещает, встречается в поздних трещинах, вдоль сбросов, секущих сульфидные жилы.

Турмалин имеет развитие в роговиках на склоне горы Медвежьей — в рудных жилах не встречен.

Хлорит образует тонкие оторочки в зальбандах сульфидных прожилков, относится к железистой разновидности. Nm—1,646—1,656.

Амфиболы — антофиллит и роговая обманка встречены в Верхней жиле, наиболее близкой к контактовому роговиковому ореолу интрузии; вероятно они являются свидетелями наиболее высокотемпературной стадии минерализации.

Описанные минералы распределяются в рудных телах неравномерно, причем можно установить определенные парагенетические ассоциации, постоянно встречающиеся совместно. Так, четко выделяются касситерито-арсенопиритово-кварцевые руды, крупнокристаллические сфалеритовые, сфалеритово-галенитовые, галенитово-пирротиновые, наконец, местами в мелкозернистых рудах все минералы находятся в теснейшей смеси. В подобных тонкозернистых рудах можно наблюдать ритмичную полосчатость с волнистыми изгибами полос, напоминающими структуры течения. Такие ритмичные руды колломорфного облика характеризуются более или менее одновременным отложением всех составляющих, однако, если углубляться в детали, то оказывается, что соотношения минералов между собой здесь далеко не так просты, как кажется, а подчас просто противоречивы. Так, мы видим ветвящиеся прожилки арсенопирита, которые рассекают сфалеритовую руду и вместе с тем корродируются этой же рудой (фиг. 59). Такие соотношения можно было бы понять, при-

нимая, что пересечение произошло еще до полной раскристаллизации гелевой массы сфалерита. Столь же противоречивы и соотношения различных крупнокристаллических руд между собой. Так, арсенопирит с кварцем и мангананкеритом располагаются в призальбандовых частях жил и, судя по этому признаку, арсенопирит должен считаться ранним, но вместе с тем та же арсенопиритово-кварцевая руда цементирует сфалерит, выполняющий осевую часть жилы. Таким образом, можно придти к выводу, что последовательность обособления из геля и последовательность раскристаллизации гелевых масс различных минералов не всегда совпадают. Наконец, два минерала, отложенные одновременно в виде геля, затем могут кристаллизоваться последовательно; в этом отношении яркий пример представляют ритмичные галенитово-пирротиновые руды, образованные чередованием галенита и пирротина. Образование подобных руд можно рассматривать как результат попеременного ритмичного осаждения в виде геля и в этом смысле, т. е. по времени отложения, и галенит и пирротин должны рассматриваться как одновременные. Однако кристаллизовался пирротин всегда раньше, затем кристаллизовался галенит, цементирующий округлые пирротиновые зерна.

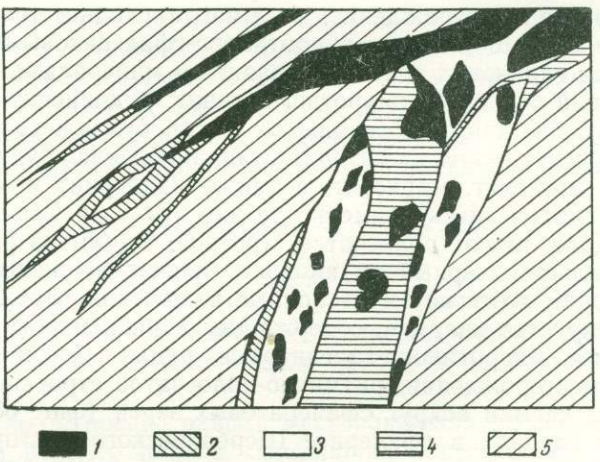
Изложенные данные показывают, что всякая попытка составления точной и конкретной схемы соотношения минералов привела бы к искажению действительности.

Здесь можно выделить две сближенные стадии — первую стадию образования кварцево-арсенопиритовых, сфалеритовых руд и может быть крупнокристаллического галенита и вторую стадию пирротиново-галенитовую. Для этих стадий можно предположить повторные поступления материала в жильную трещину. Внутри же первой стадии возрастные соотношения установить трудно — возникает впечатление, что жильная трещина была единовременно заполнена концентрированным раствором сложного состава, из которого сперва отложились призальбандовые полосы гелеобразной кремнекислоты и затем, в середине трещины — гель сульфида цинка. Кристаллизовались же эти минералы иногда уже в обратном порядке — сначала сфалерит, затем цементирующий его кварц. Затем после повторных разрывов происходило отложение пирротино-галенитовой руды путем ритмичного осаждения этих двух минералов. В свою очередь раскристаллизовывались эти минералы последовательно, сначала пирротин, затем галенит. В конце этой «пирротиновой» стадии отлагались медьсодержащие минералы — станнин (который начал выделяться еще раньше), блеклая руда, халькопирит; к заключительному этапу относится и образование сульфоантимонита свинца — может быть последние минералы возникали уже из молекулярных растворов, возникших в процессе синерезиса. В некоторых же участках разграничить 1-ю и 2-ю стадии невозможно — все минералы находятся в тончайшей тесной смеси, и можно предполагать, что руда возникла в результате раскристаллизации сложного геля, единовременно заполнившего трещину.

Характерной текстурной особенностью руд является развитие полосчатых образований. Здесь мы встречаем не только грубую полосчатость, обусловленную дифференциацией на пояса разного состава, но и тончайшую ритмичную полосчатость, обусловленную многократным попеременным чередованием одних и тех же минералов. Характерно, что и мономинеральные руды иногда имеют тонкослоистое строение. Так, в пирротине в поляризованном свете выявляются продольные полосы, расположенные под углом к общей полосчатости жил, тонкослоистую, листоватую текстуру, обнаруживающуюся макроскопически, имеет иногда

и галенит. Однако при микроскопическом изучении оказывается, что все эти тонкие слои листоватого галенита охватываются однородными крупными кристаллами. Очевидно здесь произошла перекристаллизация тонкослоистой галенитовой руды. Развитие тонкослоистых текстур можно объяснить многократным прерывистым или ритмичным осаждением из геля.

В целом можно считать, что рудные жилы Сталинского месторождения образовались в результате единовременного или может быть двухкратного заполнения трещины рудным материалом. Все последующие явления дифференциации, расслоения и кристаллизации могли протекать уже как бы в замкнутой системе. Эти черты резко отличают Сталинское месторождение от сходной с ним по составу Хапчеранги, где мы устанавливали разобщенность рудных фаз во времени и в пространстве.



Фиг. 59. Сталинское месторождение. Зарисовка забоя штольни № 8. Жила, выполняющая главную трещину, сложена массивными сульфидами. В боковые трещинки сульфиды далеко не продолжаются, уступая место касситеритово-кварцевым рудам.

1 — сфалерит; *2* — кварц с касситеритом и арсенопиритом; *3* — манганокерит; *4* — пирротин; *5* — сланцы.

Другим существенным отличием от Хапчеранги и других железистых месторождений — Курултейского, Лифудзинского, Хрустального является относительно слабое проявление метасоматоза. Здесь мы имеем трещинные жилы выполнения с четкими резкими зальбандами, часто не сопровождающимися сколько-нибудь заметным изменением пород. И лишь в зальбандах тонких прожилков мы видим тонкие оторочки железистого хлорита, причем хлорит здесь уже не метасоматический, чешуйки его нарастают перпендикулярно на стенки трещин, образуя как бы микроскопические призальбандовые друзы кристаллов, свободно развивавшихся в открытой полости.

Характерно, что сульфидные минералы в стороны от главной трещины почти не проникают, и тонкие прожилки, сопровождающие основную жилу, резко отличны от нее по составу — они слагаются в основном кварцево-карбонатными рудами с касситеритом, хлоритом и весьма скудными сульфидами (фиг. 59). Последние располагаются лентами в осевой части жилок, обусловливая симметрично-полосчатое сложение,

причем тех противоречивых соотношений, что имеют место в массивных сульфидных рудах, здесь не наблюдается — может быть подобные тонкие прожилки образовывались из молекулярных, а не коллоидных растворов.

Сталинское месторождение представляет переход к следующему более низкотемпературному галенитово-сфалеритовому типу. Здесь уже появляются сульфостаннаты, хотя основным минералом олова попрежнему остается касситерит. Последний, как это обычно бывает в месторождениях железистого типа, связан с кварцем, арсенопиритом, но он образуется и позднее в тесной ассоциации с сульфидами — сфалеритом и, наконец, выделяется в заключительный этап в составе прожилков, секущих галенитовые руды, ассоциируя в них с сульфостаннатами.

е) Щербаковское месторождение

Щербаковское месторождение, во многом сходное со Сталинским, представлено также галенит-пирротиново-сфалеритовыми жилами в нижнемеловых глинистых сланцах. Главными минералами являются черный железистый сфалерит, пирротин, галенит; подчиненную роль играют белый гребенчатый кварц, арсенопирит, пирит, буланжерит, в небольшом количестве присутствуют: касситерит, станнин, блеклая руда, аргентит (?), халькопирит, магнетит, марказит, а также валлериит и кубанит. Соотношения минералов здесь примерно те же, что и на Сталинском месторождении. Жилы имеют полосчатое строение. Одним из ранних минералов в них является черный крупнокристаллический железистый сфалерит, содержащий крупные эмульсионные включения халькопирита. Сфалерит цементируется кварцем, содержащим вкрапленность арсенопирита, затем следуют пирротиново-галенитовые руды, имеющие, как и на Сталинском месторождении, ритмично-полосчатое строение. Галенит образует тонкие каемки вокруг сфалеритовых зерен (фиг. 60).

Продукты распада в сфалерите Щербаковского месторождения распределены неравномерно, иногда в центральных частях крупных сфалеритовых зерен встречаются участки сгущения крупных округлых халькопиритовых включений, окруженные совершенно чистым сфалеритом, лишенным продуктов распада. Иногда же, наоборот, халькопиритовые включения приурочены к границам зерен, образуя кольцеобразные цепочки, переходящие в каемки. Халькопиритовые включения содержат довольно крупные вростки валлериита и кубанита (?).

В пирротине по трещинкам развиваются тонкие магнетитовые прожилки с пиритовыми зальбандами (фиг. 61). Последние повидимому представляют гипогенное образование и возникают в результате проникновения по трещинкам растворов, содержащих кислород.

Щербаковское месторождение, как и Сталинское, характеризуясь значительным количеством сфалерита и галенита, представляет уже переход от железистого ряда касситеритово-сульфидной формации к ряду свинцово-цинковому, которому посвящен следующий раздел.

5. Свинцово-цинковый ряд касситеритово-сульфидных месторождений

К свинцово-цинковому ряду относятся месторождения Синанча, Киссинка, отчасти Таборное, представляющее уже переход к слабо оловоносным свинцово-цинково-серебряным рудопроявлениям района.

Все перечисленные месторождения залегают в верхнемеловых эффузивных кварцевых порфирах и повидимому представляют образования

малых глубин, удаленные от активных интрузий. Рудные тела следуют вдоль разломов в кварцевых порфирах, отмеченных выходами даек изверженных пород. Дайки эти в одних случаях являются дорудными и контролируют оруденение (фельзиты на Киссинке), в других случаях они секут руду, пролегая в контактах рудных жил (порфириты на Синанче). Таким образом, хотя от основных пород рудные жилы и удалены на большие расстояния, но они переплетаются очень тесно во времени и пространстве с их жильными дериватами.

В отличие от месторождений железистого ряда, сульфиды железа — пирит, пирротин, арсенопирит — играют резко подчиненную роль и в значительном количестве появляются галенит, сфалерит, а также разнообразные сульфосоли.

Связь касситерита с сульфидами уже значительно более тесная, чем в месторождениях железистого ряда, местами же (Синанча) основная часть олова отлагалась в форме сернистых соединений — таким образом эти наиболее низкотемпературные месторождения могут быть определены как олово-сульфидные в прямом смысле этого слова.

Далее мы детально остановимся на Синанчинском месторождении, представляющем редкий пример рудопроявлений с сульфостаннатами, и сравнительно кратко охарактеризуем месторождения Киссинское и Таборное.

а) Синанчинское месторождение

Синанчинское оловорудное месторождение расположено на юго-восточном склоне хребта Сихотэ-Алинь, в долине ключа Рудного, левого притока реки Большая Синанча. Относительно слабые проявления оруденения установлены на водоразделе хребта и на его северо-западном склоне.

Геологическое строение района месторождения относительно несложное. Площадь рудного поля и ближайших окрестностей слагает однообразная толща верхнемеловых кварцевых порфиров; севернее, за водоразделом хребта вскрываются нижние и более основные члены эффузивного комплекса — полевошпатовые порфиры и порфириты. Суммарная мощность эффузивов очень велика — только верхняя толща кварцевых порфиров вскрыта рельефом и скважинами более чем на 700 м по вертикали. Эти выходы представляют части обширных покровов, вытянутых вдоль побережья и отмечающих своим распространением зону Берегового разлома. Наряду с покровами, сопровождаемыми туфовыми образованиями, здесь повидимому присутствуют и жерловые фации этих излияний. Верхнемеловые кварцевые порфиры смяты в пологие складки северо-восточного простирания, но в общем деформированы очень слабо.

Глубинные изверженные породы — кварцевые диориты, кварцевые габбро-нориты, объединяемые в комплекс третичных приморских гранитоидов, известны не ближе чем в 10 км от месторождения, на площади же рудного участка встречены лишь дайки порфиритов. Последние особенно развиты в пределах так называемого рудного разлома, протягивающегося в северо-западном направлении вдоль рудного лога далее за водораздел Сихотэ-Алиня. Этот рудный разлом отмечен зоной интенсивной пиритизации и вмещает несколько порфиритовых даек, вплотную примыкающих друг к другу; здесь же между дайками и по внешним контактам дайковой серии располагаются линзы сульфидной олово-свинцово-цинковой руды.

Как установлено, дайки в основном поздние: они секут рудное тело, рвут его на части и являются причиной метаморфизма руд. Очевидно разрывы кварцевых порфиров происходили легче всего по старым швам, и рудный разлом неоднократно приоткрывался и служил путем для повторных магматических инъекций.

Процесс рудообразований в такой необычной геологической обстановке был сложный и длительный. В первую фазу возникли полосчатые колломорфные галенитово-сфалеритовые руды с тиллитом,[1] джемсонитом, пираргиритом, тетраэдритом — этот минеральный комплекс, судя по присутствию разнообразных сульфосолей и особенно обильного сульфостанната свинца — тиллита, может быть отнесен к низкотемпературному типу. Сульфидные руды секутся и цементируются светлым железомарганцовым карбонатом, наконец, последний, в свою очередь, замещается еще более поздними магнетитом, родонитом, гранатом. Таким образом, на Синанче мы имеем совершенно необычную последовательность минерализации, с появлением силикатов и магнетита на смену низкотемпературным сульфосолям и сульфидам. В процессе наложения этой поздней стадии минерализации сульфостаннаты свинца как весьма неустойчивые минералы были почти нацело разложены на агрегат галенита и касситерита. Эти превращения руд естественно поставить в связь с возобновлением интрузивной деятельности, завершившейся внедрением даек. Таким образом, здесь мы имеем редкий пример метаморфизованных руд. Расшифровывая взаимоотношения минералов и мысленно «снимая» наслоения, обусловленные поздними процессами, мы можем подойти к выяснению первичной природы рудных тел и воссоздать при этом весь сложный ход превращений, который привел руды к современному их состоянию. Интересно, что, несмотря на значительные изменения и последующую перекристаллизацию руд, здесь как нигде сохранились еще первичные колломорфные текстуры и структуры, изучение которых дает интересные данные о последовательности минералов, образованных в результате раскристаллизации гелей. И, наконец, в Синанче мы получаем ценный материал для выяснения основных особенностей генезиса месторождения касситеритово-сульфидной формации. Прежде всего, здесь можно установить зависимость формы соединений олова от режима кислорода и серы в растворах — появление сульфостаннатов в сульфидном парагенезисе и разложение их с выделением касситерита в период отложения магнетита.

Все эти интересные моменты заставляют остановиться на Синанче значительно подробнее, чем на других месторождениях. Так как выводы, к которым я прихожу в результате изучения Синанчи, отличны от прежних представлений и встречают некоторые возражения, то необходимо коротко осветить историю вопроса и изложить различные точки зрения на генезис Синанчинского месторождения.

В Синанче, как и во многих других касситеритово-сульфидных месторождениях Союза, олово было открыто не сразу — еще с дореволюционного времени на Синанче были известны свинцово-цинковые серебряные руды. Местному же населению, китайцам, эти руды были известны повидимому еще ранее.

После революции Синанча разведывалась на свинец, цинк, серебро в 1933—1935 гг. При этом олово попрежнему оставалось еще неизвест-

[1] Тиллит затем был почти повсеместно превращен в агрегат галенита и касситерита; он узнается в рудах по пластинчатым формам галенитовых и касситеритовых «параморфоз».

ным. Лишь в 1935 г. сотрудники минераграфической лаборатории ЦНИГРИ Б. Б. Розина и Л. В. Радугина установили в рудах Синанчи касситерит в тонких прорастаниях с галенитом. Тот факт, что касситерит в рудах Синанчи так долго не могли обнаружить, объясняется исключительной мелкозернистостью его выделений, не превышающих обычно сотой доли миллиметра. Таким образом, открытие олова в Синанче явилось неожиданностью. Это был вместе с тем поворотный момент в развитии горнорудного дела в Приморьи — олово затем стали искать и находить повсюду — во многих уже известных свинцово-цинковых, серебряных и железорудных месторождениях; кроме того, путем проведения шлихового обследования были выявлены и новые рудные районы. В результате оказалось, что Приморье представляет интересную оловорудную провинцию с разнообразными типами оловянных месторождений. И в ряду этих оловорудных проявлений до сих пор генетически наиболее интересным остается Синанчинское месторождение — этот первый оловянный объект Приморья. Синанча попрежнему привлекает исследователя необычностью геологической обстановки и парагенетических особенностей руд. Это «экзотическое» месторождение, во многом приближающееся к своеобразным третичным рудопроявлениям Боливии, является единственным и очень ярким представителем близповерхностной оловянной минерализации у нас в Союзе.

Синанчу посещали и изучали многие. Первое детальное исследование состава руд провела открывшая впервые касситерит Б. Б. Розина (Розина, 1935 г.), которая установила следующие минералы:

I фаза: кварц, касситерит, арсенопирит, пирротин, сфалерит, станнин, халькопирит и галенит.

II фаза: кварц, пирит, арсенопирит, висмутин, самородный висмут, сфалерит, станнин, халькопирит, прозрачный минерал, галенит, прозрачный минерал, касситерит.

III фаза: пирит, сфалерит, галенит, марказит, олигонит, магнетит.

Пластинчатые агрегаты касситерита и галенита Розина рассматривает как псевдоморфозы по жильному карбонату.

Работа Розиной отличается детальностью, тщательностью исследования — лишь немногие рудные минералы удалось впоследствии добавить к ее списку. Но жильные минералы Розиной совсем не исследовались — они суммарно объединялись в рубрику «прозрачный минерал». Из-за такого одностороннего, узко «минераграфического» подхода был пропущен интересный комплекс послерудных силикатов. С другой стороны, разбивка на фазы минерализации была проведена повидимому без достаточного учета соотношений минералов, наблюдаемых макроскопически в жиле, и поэтому минералы, близкие по времени отложения, в некоторых случаях были искусственно разорваны и отнесены к различным периодам. Но оба эти дефекта — недостаточное внимание к прозрачным минералам и «кабинетное» изучение минералогии в отрыве от полевых наблюдений — нельзя поставить в вину Розиной, начинающему в то время исследователю, так как эти недостатки вообще были свойственны минераграфической школе на первых этапах ее работы.

М. Н. Ивантишин и Н. В. Колобов (1938) приходят к заключению, что олово с цинком и свинцом совсем не связано и привнесено уже в совершенно новый этап их образования. Они считают, что касситерит отложился при этом метасоматически, путем замещения буланжерита. Именно так, по их мнению, возникли пластинчатые агрегаты, состоящие из буланжерита и касситерита. Однако приводимые зарисовки и микро-

фотографии почти не оставляют сомнения, что авторы имеют здесь в виду пластинчатые параморфозы галенита и касситерита по тиллиту.

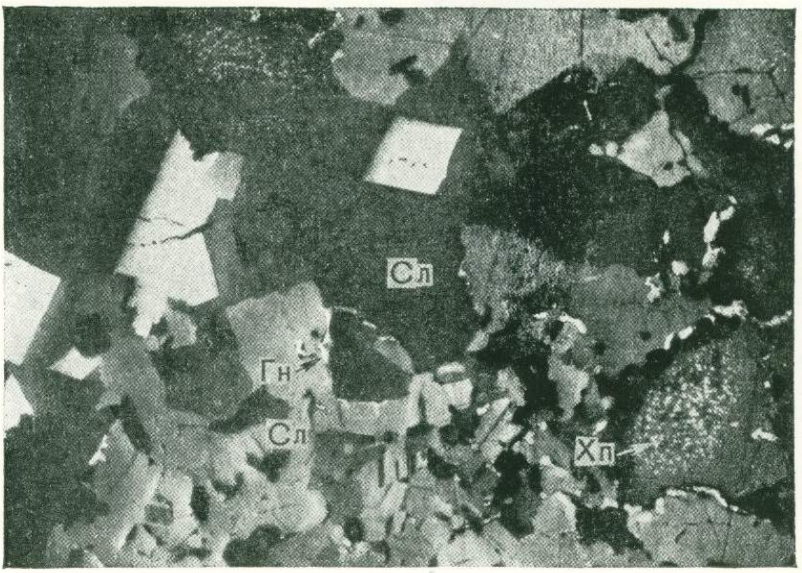
Отрицательное влияние на изучение Синанчинского месторождения и направление работ на нем оказали ошибочные представления М. П. Русакова. Русаков без всяких оснований утверждал, что оруденение Синанчи генетически связано с дайками и соответственно ориентировал на поиски месторождений вдоль даек.

Вредно сказалась на общей оценке месторождения совершенно фантастическая схема Русакова с изображением возможного соединения всех жил в огромное тело на глубине с образованием рудного штока. Гипноз этой сверхоптимистичной оценки был настолько силен, что молодые геологи невольно стремились завысить цифры подсчетов запасов (подсчет Желдакова). Преувеличенное представление о перспективах Синанчи явилось одной из причин проектирования излишней мощности обогатительной фабрики.

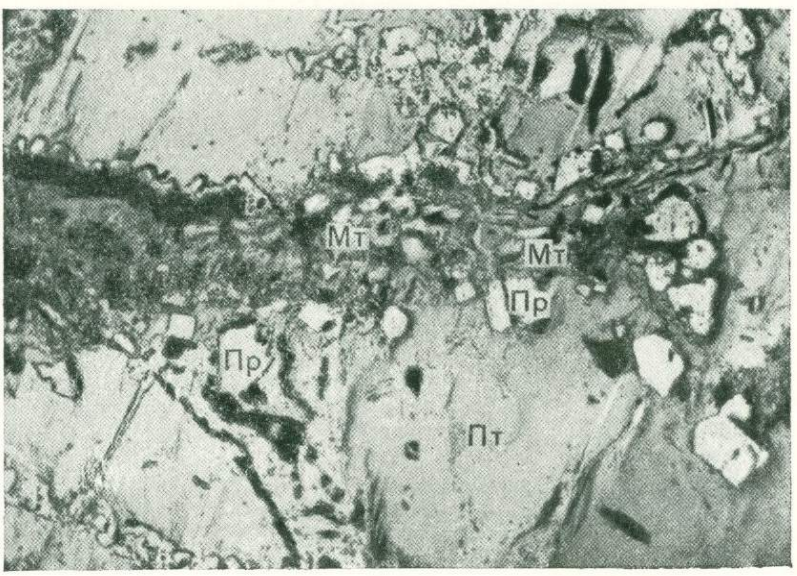
Из последующих работ надо остановиться на рукописном отчете Я. Галайдина, посвященном в основном вопросам структуры месторождения и морфологии рудных тел (Галайдин, 1938). Автор впервые разделяет руды Синанчи на сплошные и вкрапленные и отмечает большую роль метасоматоза в образовании рудных тел; при описании же минералогического состава и парагенезиса минералов он почти целиком следует Розиной, поскольку сам микроскопическим исследованием руд не занимался. Галайдин все дайки считает дорудными. Линзы же руды, зажатые в различных контактах даек, по Галайдину, образовались путем замещения клиньев кварцевых порфиров и выполнения трещин разрыва по контактам даек. При этом Галайдин выделяет здесь несколько самостоятельных рудных тел. Наиболее крупные из них следующие: жилы Пионерская, Октябрьская и Надеждинская (Четвертая) в западном контакте порфиритовой серии; жилы Родохрозитовая и Малютка в восточном контакте микродиоритовой дайки. Особо выделяется им жила Перевальная, расположенная на водоразделе Сихотэ-Алиня, далеко на север от главного рудного поля Синанчи.

В 1939 г. автором на основе наблюдения над срезанием полосчатости руд в контакте с порфиритом было высказано предположение о послерудном возрасте порфиритовых даек. Затем это положение нашло частичное подтверждение при камеральной обработке — были обнаружены поздние послерудные силикаты: родонит и гранаты, развивающиеся по жильному карбонату. Появление этих поздних силикатов естественно было поставить в связь с инъекцией даек, т. е. рассматривать как проявление контактового метаморфизма сульфидно-карбонатных руд.

Эти выводы о послерудном возрасте порфиритов встретили возражение; в частности Я. Д. Готман, занимавшийся в 1940 г. изучением порфирита в Синанче, признавал более правильной точку зрения Галайдина, т. е. считал порфириты дорудными. Действительно, трудно было себе представить, что мощные порфиритовые дайки пролагали путь точно вдоль зальбандов жилы, пересекая ее лишь местами, но не уничтожая на своем пути. С другой стороны, соотношение руды и даек в Синанче столь запутано и противоречиво, замаскировано последующими подвижками, явлениями поздней минерализации, что почти в каждом отдельном случае его можно толковать по-разному Лишь повседневные детальные наблюдения над контактами, в сочетании с тщательным микроскопическим исследованием контактовых образований, могли дать определенный ответ по этому вопросу. Первую часть исследований — повседневные наблюдения в забоях — провели геологи-разведчики: Чахурский, руково-



Фиг. 60. Щербаковское месторождение. Сгущение эмульсионных включений халькопирита (Хп) в центре сфалеритовых зерен (Сл); вокруг зерен сфалерита каемки галенита (Гн). Ув. 46.



Фиг. 61. Щербаковское месторождение. В пирротине (Пт) магнетитовый прожилок с пиритовыми зальбандами. Ув. 46.

дивший работами на Синанче с 1941 до 1944 г., и затем главный геолог Синанчи Желдаков в период 1943—1946 гг. И Чахурский, и Желдаков, наблюдая изо дня в день соотношение жил и даек в забоях, признали правильной точку зрения о послерудном возрасте порфирита. Следуя ей, они проводили разведку и подсчет запасов по месторождению, отдельные же рудные линзы стали рассматривать не как самостоятельные рудные жилы, а как части разорванного рудного тела.

Исходя из этого представления, разведчики успешно находили срезанные части жил, задавая орты вкрест дайки, срезающей полосчатость руды. Таким образом, практика разведки и эксплуатации целиком подтвердила предположение о наличии здесь молодых порфиритов, рвущих рудную зону на изолированные линзы.

К тому же результату привели и наши полевые и камеральные исследования. Так, летом 1946 г. удалось собрать дополнительный материал по контактам, в частности найти бесспорные ксенолиты руды в порфиритах, установить обтекание обломков руды плагиоклазовыми микролитами, а также отметить явные признаки метаморфизма руд в контактах: появление граната, превращение сфалерита в вюртцит, развитие по нему магнетита. Весь этот комплекс фактов в сочетании с выводами разведчиков позволили уже определенно утверждать, что руды на Синанче секутся и метаморфизуются порфиритами.

В свете этого вывода еще раз были пересмотрены материалы по парагенезису минералов, чтобы в первом приближении выяснить историю превращений, имевших место в рудах в связи с инъекцией даек, и представить себе картину первичного характера оруденения. Особое внимание при этом было уделено генезису своеобразных пластинчатых галенитово-касситеритовых агрегатов, который трактовался по разному (см. выше точки зрения Розиной, Радугиной, Ивантишина и Колобова). В этом вопросе наиболее убедительной представилась гипотеза А. Г. Бетехтина, считавшего, что пластинчатые галенитово-касситеритовые агрегаты возникли путем разложения бывшего здесь ранее сульфостанната свинца — тиллита (Алявдин и Бетехтин, 1940). Для проверки этого предположения был проведен количественный анализ галенитово-касситеритового агрегата (аналитик Ю. С. Нестерова). Этот анализ, проделанный с большой тщательностью, показал, что соотношение свинца к олову действительно близко к единице, как того и требует формула тиллита. Затем было проведено сравнение галенитово-касситеритового агрегата Синанчи с параморфозами галенита и касситерита по тиллиту из месторождения Каргуайколло (Боливия) и установлено их почти полное сходство. И, наконец, после детальных поисков действительно был обнаружен на Синанче тиллит, лишь едва затронутый процессом разложения. Таким образом, гипотеза образования галенитово-касситеритового агрегата Синанчи из тиллита была полностью доказана. После этого мы попытались определить возраст этого превращения, причем оказалось, что разложение сульфостанната имело место вскоре после его отложения — оно совпало с моментом появления магнетита, т. е. очевидно было вызвано изменением кислородного режима в период, предшествующий внедрению даек.

На характеристике Синанчи мы останавливаемся подробнее, с тем, чтобы на ее примере показать особенности генезиса своеобразных близповерхностных оловорудных проявлений и выявить некоторые общие черты касситеритово-сульфидной формации.

На площади Синанчинского месторождения и в ближайших окрестностях развиты однообразные светлые, эффузивные кварцевые порфиры, которые слагают здесь хребет Сихотэ-Алинь от подножья до вершины его и имеют весьма значительную мощность. Кварцевые порфиры в общем очень слабо дислоцированы и смяты в пологие складки северо-восточного простирания, однако на участке месторождения они разбиты многочисленными трещинами северо-западного простирания, вдоль которых следуют дайки порфиритов. Одна из наиболее крупных таких трещин — Рудный разлом, прослеживается более чем на 3 км. Она тянется вдоль Рудного лога, определяя его направление, затем через водораздел прослеживается в ключ Базовый бассейна р. Иман. Этот разлом, вмещающий оруденение, отмечен мощной зоной пиритовой вкрапленности, серией параллельных порфиритовых даек и зажатых между ними линз олово-полиметаллических сульфидных руд. Наиболее крупная дайка светлосерых микродиоритов протягивается за водораздел Сихотэ-Алиня. Ее сопровождают менее мощные дайки темных диабазовых порфиритов.

Кварцевые порфиры верхней эффузивной толщи представляют светлосерые породы с вкрапленниками темнодымчатого кварца и белого полевого шпата. Основная масса их — фельзитовая и микрофельзитовая. Вкрапленники кварца иногда идиоморфны, иногда они оплавлены и корродируются основной массой.

Химический состав кварцевых порфиров

SiO_2	76,91	H_2O	0,28
TiO_2	0,15	S	1,04
Al_2O_3	11,75	SO_3	0,03
Fe_2O_3	1,01	C	0,01
FeO	0,72	CO_2	0,50
MnO	0,04	P_2O_5	0,11
MgO	0,05		
CaO	0,63	Сумма	100,03%
Na_2O	2,30		
K_2O	4,50		

Пересчет анализа по А. Н. Заварицкому

a = 11,2
b = 0,7
c = 4,1
S = 84,0

Аналитик Сокова, Химлаборатория ИГН.

По химическому составу, так же как и по структуре, порода может быть определена как кварцевый порфир.

Иногда среди кварцевых порфиров встречаются разновидности с обильными включениями обломочного материала и порода приближается к агломератовому туфу, иногда, наоборот, встречаются относительно раскристаллизованные разности, которые по внешнему облику можно было бы скорее отнести к гибаписсальным интрузивным образованиям. К сожалению, плохая обнаженность района не позволяет установить геологическое положение этих полнокристаллических разностей и мы можем лишь предполагать, что здесь в обширном поле кварцевых порфиров существуют как лавы и туфы, так и жерловые фации этих эффузивных образований.

Жильные проявления Синанчи представлены породами двух типов: более ранними и более кислыми микродиоритами, образующими одну выдержанную и относительно мощную дайку, и более основными темными диабазовыми порфиритами. Последние повидимому представляют собою разновременные образования, но по составу они в общем сходны и принадлежат к одному типу.

Микродиориты. Микродиориты или кварцевые порфириты (по Готману) представляют серовато-зеленоватую афанитовую породу. Местами в этой породе устанавливаются зеленоватые хлоритовые линзочки, вытянутые по простиранию дайки, просечки темносерого кварца и жилки белого или серого карбоната. Микроскопическое изучение показывает, что порода имеет полнокристаллическую структуру — она слагается аллотриоморфнозернистым агрегатом измененного (альбитизированного) плагиоклаза, калиевого полевого шпата и кварца. В этой равномернозернистой массе выделяются крупные, но редкие плагиоклазовые вкрапленники. Кварц является поздним, он образует неправильные гнезда с расплывчатыми неясными очертаниями, прожилки, просечки в полевошпатовой массе, а иногда даже замещает микролиты плагиоклаза. В небольшом количестве присутствует хлорит, но в общем темные минералы для микродиорита не характерны и порода имеет ярко выраженный лейкократовый облик. В процессе вторичных изменений в ней развивается обильный магнетит и в то же время в небольшом количестве появляется апатит.

Химический состав микродиорита

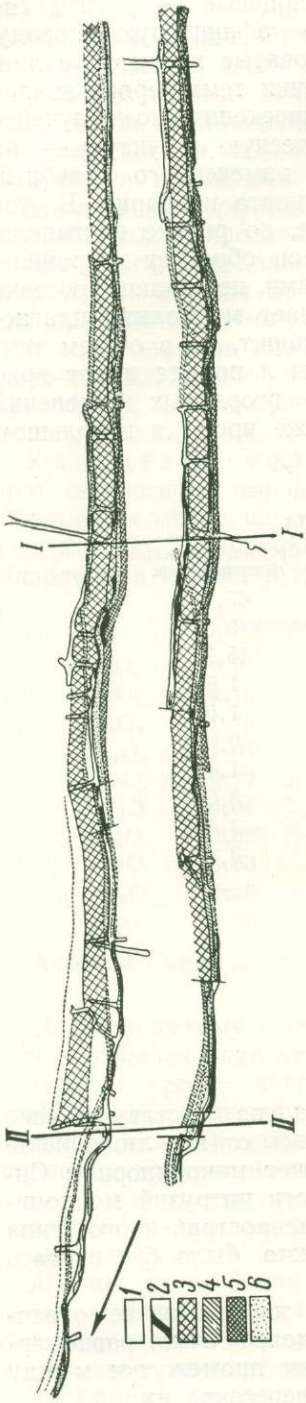
	Процент	Пересчет без воды	Средний кварцевый монцонит Дэли
SiO_2	63,92	66,3	67,41
TiO_2	0,65	0,7	0,62
Al_2O_3	14,94	15,5	15,74
Fe_2O_3	0,75	0,8	1,93
FeO	3,51	3,8	1,96
MnO	0,08	0,08	0,06
MgO	1,31	1,4	1,43
CaO	0,87	0,9	3,54
Na_2O	1,97	2,0	3,45
K_2O	3,16	3,3	3,76
H_2O	1,08	—	—
Потери при прокаливании	2,87	—	—
P_2O_5	0,15	0,2	0,19
Сумма	95,26%		

Аналитик Сокова, Химлаборатория ИГН.

Как видно из приведенной таблицы, порода по составу близка к среднему кварцевому монциниту Дэли, отличаясь от нее лишь некоторым недостатком натрия и кальция. Быть может микродиориты Синанчи следует рассматривать как жильные аналоги интрузий монцонитов и кварцевых диоритов — этого наиболее распространенного типа приморских гранитоидов. В этом смысле их можно было бы считать нерасщепленными дериватами интрузии.

Особенности структуры породы обусловлены явлениями ее окварцевания. Причем характерно, что кварц распределен очень равномерно — он как бы «пропитывает» породу, выполняя промежутки между полевошпатовыми зернами, частично замещая и пересекая их.

Повидимому кварц представляет здесь не чуждое, эпигенетическое образование,— продукт наложения какой-то новой стадии минерализации,— а хотя и позднюю, но неотъемлемую составную часть породы и образован в заключительный этап ее кристаллизации. Поэтому наз-



Фиг. 62. Синанча. Соотношение руды и даек.

1 — кварцевый порфир; *2* — руда; *3* — микродиорит; *4, 5, 6* — порфириты.

вание «окварцованный порфирит», предложенное Готманом (1943), представляется не вполне удачным, ибо оно излишне акцентрирует вторичную природу кварца и в то же время не характеризует ни состава, ни структуры породы. В дальнейшем мы сохраняем название микродиорит, прочно прививееся на месторождении, хотя и оно еще недостаточно подходит к этой своеобразной породе.

Около зальбандов дайки структура микродиоритов меняется: здесь породу слагают тончайшие микролиты плагиоклаза, заключенные в стекловатой основной массе. Изредка встречаются более крупные плагиоклазовые вкрапленники, придающие породе порфировидный облик. Микролиты чаще имеют параллельное расположение, они обтекают вкрапленники и структура приближается к флюидальной или пилотакситовой.

Основную массу породы слагают микролиты плагиоклаза и мелкие зерна пироксена (до 0,2 мм), иногда в небольшом количестве встречаются зерна кварца, а также апатит. Довольно обильную вкрапленность образует магнетит и, наконец, в качестве вторичных продуктов часто присутствуют хлорит и кальцит. Близ зальбандов и в пережимах породы менее раскристаллизованы: здесь имеется одна генерация плагиоклазовых кристаллов, заключенных в стекловатой основной массе.

К этой призальбандовой, слабо раскристаллизованной разности породы уже больше подходит название диорит-порфирит.

П о р ф и р и т ы. Порфириты широко распространены на площади месторождения. Они развиты в пределах рудного разлома и в стороне от него. По сравнению с микродиоритовой дайкой дайки порфиритов обладают меньшей мощностью и протяжением: они нередко выклиниваются и тупо оканчиваются около поперечных подвижек; им на смену немного далее появляются вновь или подходят с юго-восточной стороны другие дайки и обычно микродиоритовую дайку сопровождают три или четыре дайки порфиритов, расположенные главным образом в ее западном контакте (фиг. 62). Эти порфиритовые дайки то несколько расходятся, оставляя между собой клинья кварцевого порфира и руды, то снова присоединяются, но при этом мощность их

почти точно суммируется, а на продолжении клиньев-ксенолитов сохраняются четкие контакты в виде плоскостей раздела или примазок светлой глинки. Далее по простиранию или по падению, точно в той же плоскости снова появляются клинья руды или кварцевого порфира, образующие, таким образом, правильные цепочки. Такие соотношения позволяют предполагать, что здесь мы имеем несколько последовательных даек, приуроченных к одному и тому же шву, а не одну ветвящуюся дайку, как это считал Готман. От некоторых даек отходят апофизы, что еще более усложняет структуру и без того сложной дайковой свиты.

Но говоря о разновременном возрасте даек, все же нельзя не согласиться с Готманом, отмечавшим почти полное тождество их состава (см. таблицу анализов). Может быть здесь имели место близкие по времени повторные инъекции из одного и того же очага.

Порфириты в раздувах представлены темнозеленой мелкозернистой породой с отчетливой шаровой отдельностью, в пережимах они сложены плотной, сливной темносерой породой с плоской или раковистой поверхностью скола.

Крупнокристаллические, темнозеленые разновидности почти нацело раскристаллизованы. В них наблюдаются два поколения кристаллов плагиоклаза и местами пироксена. Плагиоклазовые вкрапленники достигают длины 1,5 мм, они имеют отчетливо зональное строение, причем состав по зонам резко меняется — от № 57 во внешних зонах до № 88 в ядре вкрапленников. Пироксен заполняет промежутки между плагиоклазовыми вкрапленниками, но местами он идиоморфен по отношению к плагиоклазу и образует призматические кристаллы длиной до 0,2 мм в поперечнике. По данным Готмана, пироксен относится к диопсид-авгиту и имеет следующие константы: угол между спайностью с осью Ng—46°; 2V—49—59°; Ng—Np = 0,025°.

Таблица химических анализов порфиритов

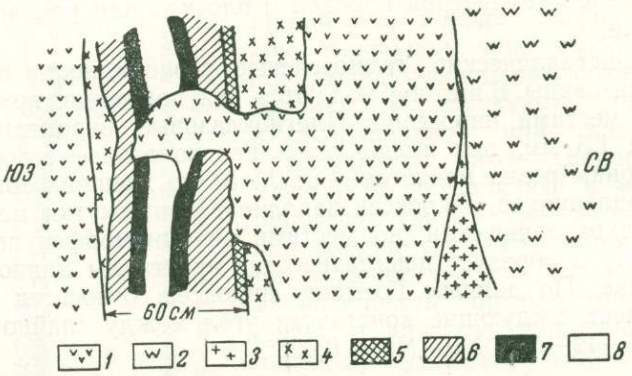
	I дайка	II дайка	III дайка
SiO_2	47,66	48,25	48,25
TiO_2	1,17	1,07	1,07
Al_2O_3	16,98	18,35	18,56
Fe_2O_3	3,63	3,19	2,73
FeO	5,23	4,46	4,76
MnO	0,46	0,38	0,41
MgO	4,04	4,01	3,49
CaO	4,88	4,67	8,05
Na_2O	3,26	3,60	2,52
K_2O	3,08	3,23	2,17
H_2O	1,59	1,52	1,32
Потери при прокаливании	4,11	3,63	3,12
SO_3	Следы	Следы	Следы
C	0,02	Нет	Нет
CO_2	3,07	2,94	3,53
P_2O_5	0,43	0,51	0,36
	99,81%	99,81%	100,34%

Пересчет анализов по А. Н Заварицкому:

	I дайка	II дайка	III дайка
a	13,3	14,1	10,0
c	6,3	6,4	9,2
b	17,7	16,9	17,0
S	62,7	62,6	63,8

Как видно из анализов, все дайки по составу почти одинаковы.

Порфириты явно секут руду: полосчатость жил в контакте с дайками срезается (фиг. 63), в них заключены ксенолиты руды (фиг. 64), которые обтекаются микролитами плагиоклаза. Руда в контакте метаморфизуется, сами же порфириты заметных изменений не показывают, если не считать побурения стекловатой основной массы. Соотношение руды и порфиритов более детально будет освещено далее.



Фиг. 63. Синанча. Пересечение руды порфиритом. Шт. № 10, забой 2 сев. штрека. Ув. 157.

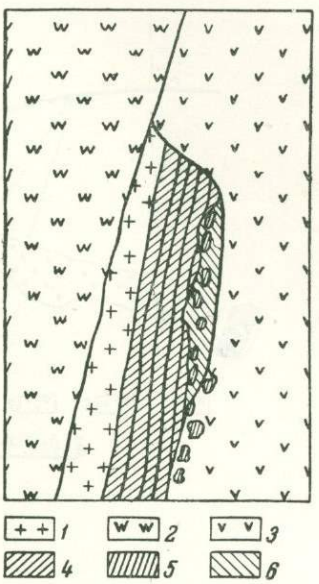
1 — порфирит; *2* — микродиорит; *3* — кварцевый порфир; *4* — кварцевый порфир пиритизированный; *5* — пирит; *6* — сфалерит; *7* — галенит; *8* — карбонат.

Как уже было отмечено, на Синанче мы имеем сложную жильную серию, состоящую из дайки микродиоритов, порфиритовых даек и клиньев зажатой между ними или примыкающей к ним руды. Руда то тянется вдоль внешнего западного контакта этой сложной многократной дайки, почти вплотную примыкая к порфиритам, то встречается между двумя дайками, в одном из внутренних контактов сложной дайковой свиты, то, наконец, переходит в крайний восточный контакт ее. Обычно сразу, вслед за выклиниванием руды в месте пересечения ее порфиритами, по другую сторону дайки встречается продолжение срезанной жилы (фиг. 65). Иногда рудные клинья, расположенные по обе стороны дайки, кулисообразно заходят друг за друга — это имеет место, очевидно, там, где рудное тело пересекалось дайкой под острым углом, или же в участках проявления последайковых продольных подвижек по контактам. Иногда в результате продольных подвижек наблюдается, наоборот, как бы растяжение или растаскивание концов разорванной жилы, но в целом суммарная длина жильных отрезков лишь несколько меньше общего протяжения рудной зоны, что наряду с другими моментами также является лишним доказательством существования здесь единой рудной зоны, разорванной затем на части. Собственно, неясным остается, как уже отмечалось, лишь отношение

к микродиоритам, однако рассматривая совокупность всех данных, можно высказать предположение, что и микродиориты, подобно порфиритам, также скорее всего секут руду.

Согласно этому представлению можно нарисовать такую историю формирования структуры рудного поля: вероятно здесь некогда существовала одна мощная рудная жила; может быть она местами и раздваивалась, но в целом принадлежала к единой зоне, приуроченной к разлому в кварцевых порфирах. Одновременно с выполнением открытой трещины или серии сближенных параллельных трещин происходило замещение раздробленных кварцевых порфиров, причем возникали вкрапленные метасоматические руды, еще более увеличивающие мощность рудного тела.

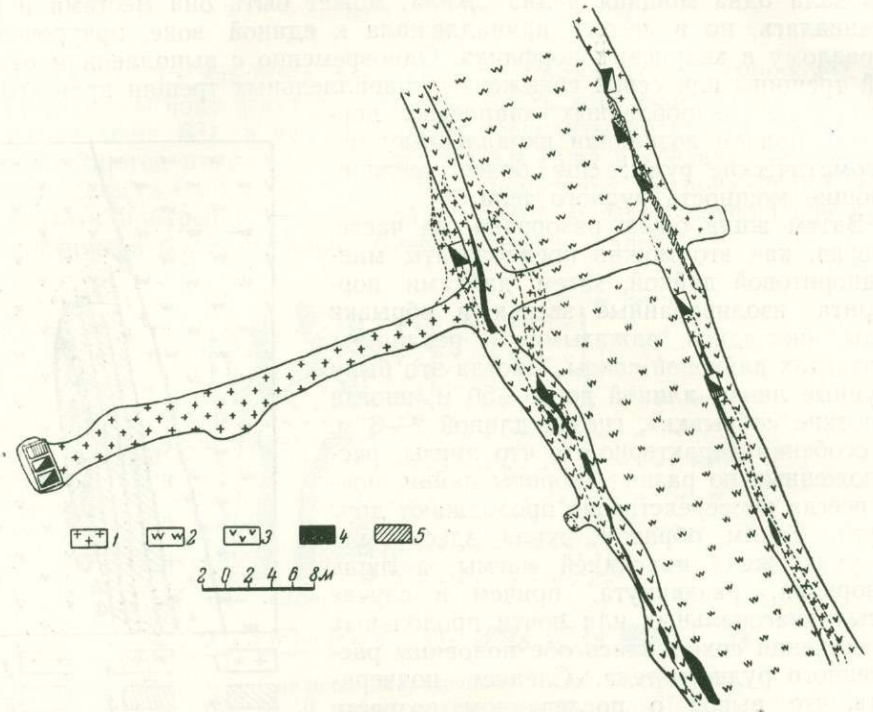
Затем жила была разорвана на части. Сперва, как это можно предполагать, микродиоритовой дайкой, затем дайками порфирита изолированные звенья и обрывки руды оказались зажатыми в различных контактах дайковой свиты. Иногда это были крупные линзы длиной до 30—50 м, иногда короткие «обрывки», гнезда длиной 2—3 м. И особенно характерно то, что линзы, расположенные по разные стороны дайки, почти всегда непосредственно продолжают друг друга. Таким образом, жила здесь была не уничтожена инъекцией магмы, а лишь разорвана, раздвинута, причем в случае косых диагональных или почти продольных пересечений сохранились обе половины рассеченного рудного тела. Следует подчеркнуть, что вывод о послерудном возрасте порфиритов намечает пути разведок рудных линз в этом очень сложном и капризном месторождении; наблюдая срезание полосчатости руды, всегда можно сказать, которая из двух ограничивающих даек сечет руду; обычно небольшого орта до следующего контакта бывает достаточно, чтобы обнаружить потерянную жилу. Вместе с тем, наблюдая структуру всей дайковой серии, можно заранее предсказать, как руда будет вести себя в еще не разведанных участках: там, где дайки или жила изгибаются в результате несовпадения простираний, имеют место пересечения. При этом в случае волнистости мелких изгибов руда переходит попеременно из одного контакта даек в другой, образуя серию чередующихся линз, подобных тем, что наблюдались, например, в северных штреках Пятой и Десятой штолен. В случае же крупных плавных изгибов руда будет «перемещаться» из контакта в контакт от одного внешнего зальбанда всей дайковой свиты до другого, подобно тому, как это имеет место в створе штольни № 5 и Слепой Шахты (фиг. 66). Значительно более выдержанную жилу можно ожидать там, где ее простирание и падение точно совпадают с элементами залегания даек: и наконец, совсем не нарушенной жила будет в стороне от дайковой серии. Примером в этом отношении может служить Октябрьский или Олигонитовый блок, прослеженный без перерыва более чем на



Фиг. 64. Синанча. Полосчатость руды срезается в контакте с порфиритами, в порфирите ксенолиты руды.

1 — кварцевый порфир; *2* — микродиорит; *3* — порфирит; *4* — сульфидная жила; *5* — направление полосчатости в жиле; *6* — магнетито-карбонатная жильная порода.

100 м по простиранию и так же далеко по падению (фиг. 67). Но как только к жиле подойдут порфириты, снова можно ожидать обычную для Синанчи сложную и запутанную структуру с короткими линзами — ксенолитами, зажатыми то в том, то в другом контакте сложной многократной дайки.



Фиг. 65. Синанча. Линзы руды зажаты между дайками.

1 — кварцевый порфир; *2* — микродиорит; *3* — порфирит; *4* — сульфидная руда; *5* — оруденелый кварцевый порфир.

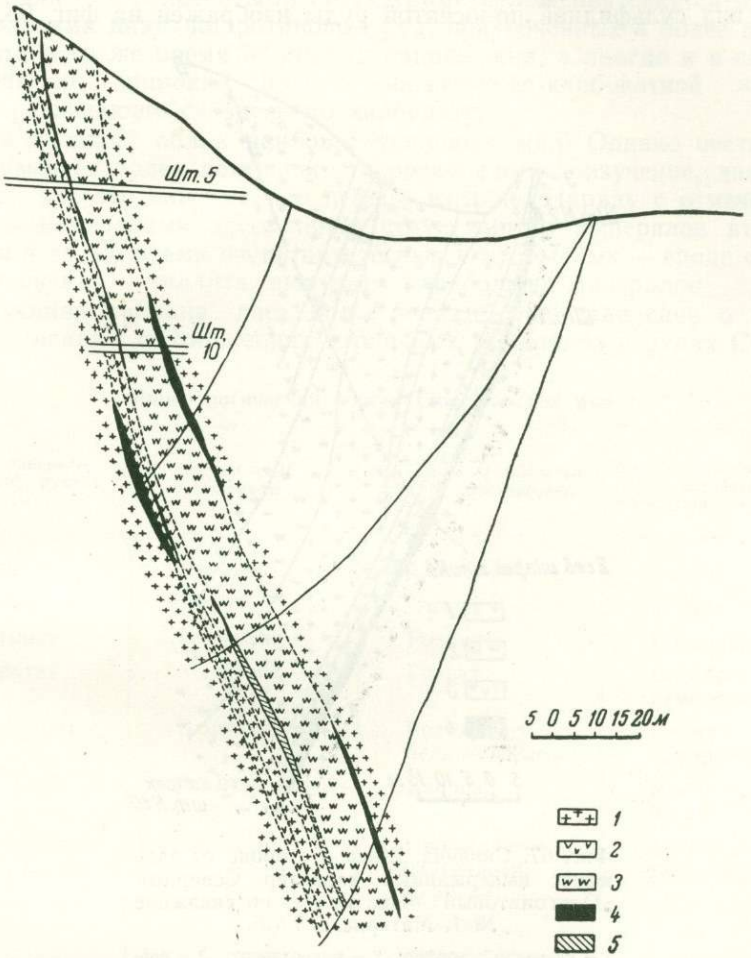
Переходя к некоторым деталям структуры, можно отметить преобладающее южное склонение рудных линз, обусловленное южным падением тектонических нарушений, часто ограничивающих руду по простиранию. К югу же наклонены в большинстве и швы от пересечения порфиритовых даек. Отметим, что и все рудное поле в целом как будто бы склоняется к югу. Так, по скважинам руда установлена значительно южнее, чем по штольням, и в то же время по поверхности севернее, чем по горным работам.

Структуру рудного поля Синанчи дополнительно усложняют тектонические подвижки — поперечные и продольные. И те, и другие имели место неоднократно, причем направление движения по одним и тем же поперечным трещинам не всегда совпадало, и в результате имело место встречное перемещение разновозрастных даек или даек и жилы. Продольные подвижки «растаскивали» руду, с образованием брекчии, позднее окварцованной. Они настолько маскируют первоначальное соотношение руды и даек, что расшифровка этих соотношений часто совершенно невозможна.

Исключительная сложность структуры (капризность в распределении отдельных рудных линз) выделяет Синанчу среди других оловорудных

месторождений Приморья. И поэтому здесь, более чем где-нибудь, необходимо повседневное геологическое руководство горными работами.

Жилы Синанчи слагаются полосчатыми сульфидно-карбонатными или сульфидно-магнетитовыми рудами. Сульфидные руды, представляющие в основном чередование полос галенита и сфалерита, являются здесь



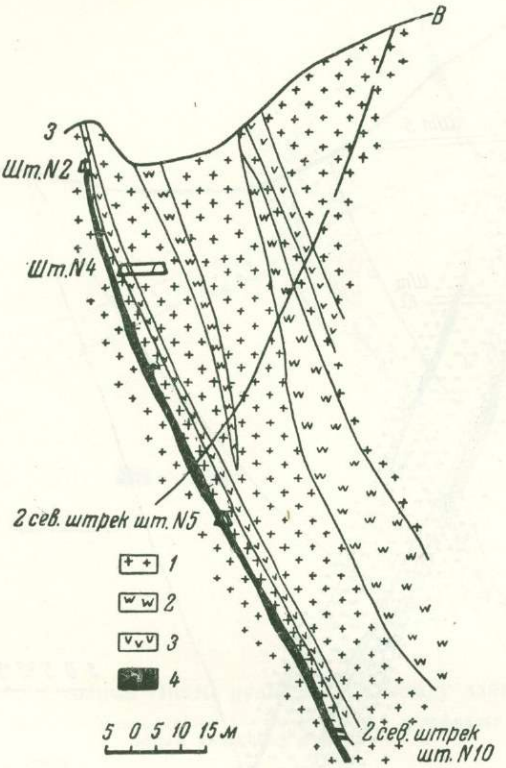
Фиг. 66. Синанча. Поперечный разрез в створе шт. № 5 и ствола Слепой шахты. Руда встречается попеременно в разных контактах даек. (Материалы ГМБ. Синанчаолово).

1 — кварцевый порфир; *2* — порфирит; *3* — микродиорит; *4* — сульфидная руда; *5* — оруденелый кварцевый порфир.

наиболее ранними; они цементируются светлым олигонитом или карбонатно-магнетитовыми черными породами, образованными путем замещения олигонитовой жильной массы.

Внешний вид сульфидных руд весьма своеобразен: прежде всего сразу же обращают на себя внимание полосы пластинчатых матовых стально-серых кристаллов, нарастающих перпендикулярно полосчатости — это «псевдоморфозы» галенитово-касситеритового агрегата по тиллиту; именно они вместе с массивными галенитово-касситеритовыми

рудами являются здесь главным источником олова. Очень интересны и текстуры руд: наряду с грубой полосчатостью местами проявлена тончайшая ритмичная полосчатость второго порядка, обусловленная попеременным чередованием десятков и сотен тонких полосок галенита, сфалерита, «тиллита»,[1] джемсонита; полоски эти параллельно изгибаются, образуя фестоны, и руда имеет типично колломорфный облик. Общий вид сульфидной полосчатой руды изображен на фиг. 68.



Фиг. 67. Синанча. Жила в стороне от даек имеет выдержанный характер. Северный „Олигонитовый" блок. Разрез по скважине № 1. Материалы ГМБ.

1 — кварцевый порфир; *2* — микродиорит; *3* — порфирит; *4* — руда.

Сульфидные руды обрастаются скорлуповатыми корками и кокардами радиально-лучистых кристаллов марганцево-железистого карбоната — олигонита. Местами олигонитовые руды имеют очень значительную мощность. Они слагают широкие полосы и продольные прожилки, секущие и цементирующие раздробленные сульфиды. В сплошных массах олигонит имеет ярко выраженное колломорфное строение: он образует волнистые корки с бугорчатой гроздевидной внешней поверхностью и субпараллельным радиально-волокнистым строением кристаллических агрегатов.

[1] Здесь и далее, говоря о «тиллите», мы имеем в виду главным образом пластинчатые галенитово-касситеритовые параморфозы по нему.

Близ порфиритовых даек олигонит превращается в плотную черную магнетитовую породу; в то же время по галенито-сфалеритовым рудам развиваются продольные прожилки и полосы пирротина, пирита или марказита. В этих участках получают развитие сложные жилы с грубой полосчатостью различного происхождения: сульфидные руды с характерными для них полосчатыми структурами отложения секутся продольными полосами пирит-пирротиновых руд, приуроченных к более поздним трещинам, в то же время вдоль зальбандов жил, а иногда и в середине их, пролегают широкие полосы магнетитово-карбонатной жильной породы, развивающейся здесь по карбонату.

Таков внешний облик наиболее типичных жил. Однако состав руд, как показывает более детальное микроскопическое изучение, далеко не так прост, как это кажется при первом взгляде. Наряду с отмеченными главными минералами здесь присутствует много минералов второстепенных и в то же время очень интересных и необычных — вроде сульфостанната свинца — тиллита, вюртцита, серебряных минералов.

Следующая таблица дает более полное представление о составе и количественных соотношениях первичных минералов в рудах Синанчи.

Минералогический состав Синанчинских руд

Главные минералы (больше 20% рудной массы)	Подчиненные минералы	Минералы, сравнительно мало распространенные	Минералы, очень редкие или встречающиеся в небольшом количестве
Галенит	Кварц	Халцедон	Тиллит
Сфалерит	Пирит	Опал	Тефроит
Олигонит	Пирротин	Родонит	Плагиоклаз
Магнетит	Марказит	Гранат	Серебро самородное
Касситерит	Вюртцит	Родохрозит бедный железом	Висмут самородный
	Родохрозит железистый	Диопсид	Висмутовый блеск
		Неизвестный изотропный минерал	Теллур самородный
		Станнин	
		Джемсонит	
		Пираргирит	
		Халькопирит	
		Хлорит	
		Серицит	

Как следует из таблицы, состав руд довольно интересен и разнообразен. Здесь известно свыше 30 гипогенных минералов, причем особенно обращает на себя внимание необычайный парагенезис низкотемпературных и неустойчивых сульфосолей с магнетитом и силикатами — гранатом, пироксенами и др.

Представление о сложности руд станет еще более отчетливым, если учесть многочисленные повторные генерации одних и тех же минералов, часто различные по морфологическим и химическим особенностям.

Так, выделяется несколько генераций сфалерита, различных по цвету, химическому составу, характеру продуктов распада; наряду со сфалеритом встречается вюртцит, причем эти две модификации ZnS превращаются друг в друга и находятся в тесных неразделимых срастаниях. Имеется несколько генераций галенита, магнетита, пирита и др. Детальное исследование руд показывает, что минеральный комплекс развивался длительно, причем наряду с отложением новых минералов происходили превращения минералов, ранее образованных,— разложение, замещение, переход их в другую модификацию.

Восстанавливая историю развития синанчинских руд, можно выделить следующие стадии минералообразования:

1) стадия (главная) отложения сульфидов,
2) стадия отложения карбоната,
3) стадия развития магнетита по карбонату,
3а) стадия развития силикатов по карбонату (проявлена лишь местами),
4) стадия минералообразования в контакте с дайками — была длительной, поскольку дайки внедрялись многократно,
4а) стадия послепорфиритовой минерализации — проявлялась как завершение стадии 4 в каждой дайке особо.

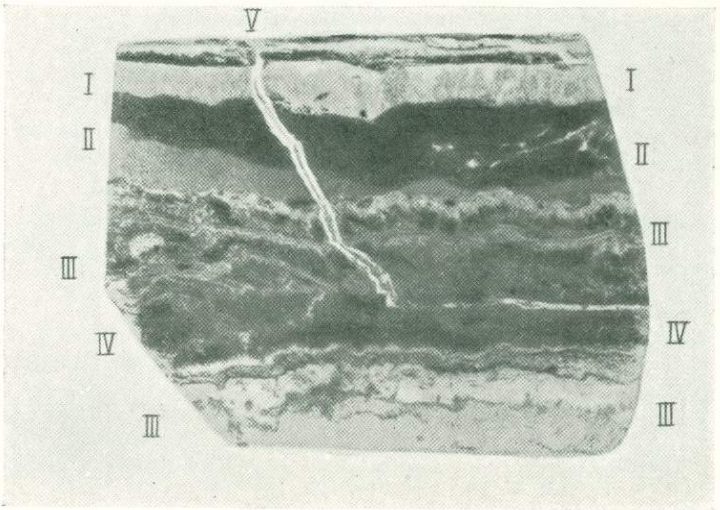
Прежде чем перейти к характеристике этих стадий процесса минералообразования, остановимся на описании отдельных минералов Синанчинских руд. Данное описание проводится довольно подробно, поскольку здесь необходимо охарактеризовать различные генерации одних и тех же минералов и выявить их специфические особенности.

Галенит. Галенит является одним из главных минералов, он представлен несколькими генерациями. Наибольшим распространением пользуется ранний крупнокристаллический галенит, участвующий в строении полосчатых сульфидных руд. Отличительной особенностью этого раннего галенита является высокое содержание серебра — до 0,2%. Повидимому серебро образует в нем твердый раствор, так как самостоятельные серебросодержащие минералы в рудах встречаются редко. Интересно также присутствие в галените золота в количестве 1,54 г на тонну.

В колломорфных рудах крупнокристаллический галенит иногда образует своеобразные розетки призматических кристаллов. Лучистое строение имеют и сплошные полосы галенита в волнисто-полосчатых колломорфных рудах. Обычно галенит является по времени кристаллизации наиболее ранним, он цементируется по трещинам спайности сфалеритом.

Несколько меньшим распространением пользуется мелкозернистый (матовый) галенит в пластинчатых параморфозах по тиллиту и в сплошных массивных агрегатах. Этот мелкозернистый «послетиллитовый» галенит, образующий равномерные тонкие срастания с касситеритом, цементирует раздробленные кристаллы крупнокристаллического галенита; он характеризуется уже значительно более низкой серебристостью.

Более поздние генерации галенита имеют незначительное количественное распространение; из них можно упомянуть галенит, образующий полосы в олигонитовых рудах, галенит в виде прожилков в магнетитовой породе и еще позднее в порфиритах. Таким образом, в Синанче имеется не менее пяти генераций галенита, но лишь две первые из них проявлены в заметном количестве.



Фиг. 68. Синанча. Полосчатая сульфидная руда; $^3/_4$ нат. вел.

I — полоски пластинчатых галенитово-касситеритовых агрегатов; *II — II* — криптокристаллическая кремнисто-сфалеритовая руда; *III — III* — крупнокристаллический галенит; *IV — IV* — сфалерит; *V* — олигонитовый прожилок, секущий сульфидную руду.

Т и л л и т. Тиллит обнаружен в неразложенном виде лишь в единичных шлифах. Однако, судя по широкому развитию галенитово-касситеритовых пластинчатых пароморфоз, можно думать, что он являлся одним из главных минералов в рудах Синанчи.

Неразложенный тиллит, лишь едва затронутый превращением в агрегат галенита и касситерита, найден в ритмично-полосчатых галенитово-сфалеритовых рудах из блока № 5 штольни 5. Руды здесь представляют чередование тонких волнистых полосок галенита, лучистых пластинчатых агрегатов галенитово-касситеритовых параморфоз и лучистого сфалерита. Кристаллы тиллита заключены в лучистом сфалерите, где они образуют разрозненные пучки и розетки, расположенные в виде прерывистой цепочки в сфалеритовой массе (фиг. 69, 69а). По структуре агрегатов они сходны со сфалеритом и участвуют в общей лучистой постройке этой волнистой полосы. Некоторые пучки тиллитовых кристаллов, как и обычно, нацело разложены, другие же почти целиком сохранились, и лишь по периферии зерен и по спайности можно наблюдать выделения касситерита и галенита. Тиллит ярко анизотропен, причем цвета интерференции меняются от синевато-сероватого до коричневого; одновременно выявляются пластинчатые двойники. Минерал совершенно не травится $FeCl_3$ и скорее чем галенит тускнеет от паров царской водки. На контакте со сфалеритом в нем отмечен станнин.

Характер продуктов превращения — развитие параморфоз галенита и касситерита — позволяет с достаточной уверенностью считать, что здесь мы имеем сульфостаннат свинца; данные же оптического изучения и травления вполне соответствуют тиллиту. Очевидно, здесь, в удалении от даек, одиночные кристаллы тиллита, заключенные в сфалеритовых или галенитовых зонах, были предохранены от разложения. В то же время некоторые из розеток тиллита в той же зоне были нацело разложены; полное разложение произошло и в сплошных полосках лучистого тиллита, перемежающихся с полосами сфалерита и галенита. Интересно, что эти волнистые изгибающиеся полосы непосредственно продолжают лучистую структуру сфалеритовой зоны и как будто бы участвуют в строении «елочек», которые образуют длинные пластинки кристаллов, расходящиеся под острым углом от оси роста.

Подобные пучки и розетки «тиллитовых» пластинок лучше чем выделения других минералов указывают направление роста кристаллов, которое обычно идет от зальбандов к центру жилы. Повидимому тиллит обладает большой кристаллизационной способностью: он всегда идиоморфен, даже там, где его пластинки ориентированы по спайности других минералов — галенита или сфалерита (фиг. 70), т. е. никак не могут рассматриваться как наиболее раннее образование.

В ритмично-полосчатых рудах, где тонкие волнистые полоски тиллита чередуются с полосками галенита, сфалерита, нередко можно наблюдать, что тиллитовые пластинки, расположенные более или менее перпендикулярно полосчатости, свободно развиваются в обоих направлениях — как будто бы здесь они не встречают ни опоры для роста, ни сопротивления кристаллизации с двух сторон. Интересны в этом отношении также цепочки прерывистых включений галенита или сфалерита, расположенные зонами в пределах «тиллитовых» полосок. Эти прерывистые зоны включений разделяют полосы «тиллита» на ряд более тонких лент. При этом крупные пластинки «тиллита» продолжаются из ленты в ленту через всю полосу — они-то и представляют ограничение зерен сфалерита или галенита. В то же время мелкие

пластинки оканчиваются у этих включений, они растут со всех сторон им навстречу, образуя секреционную друзу.

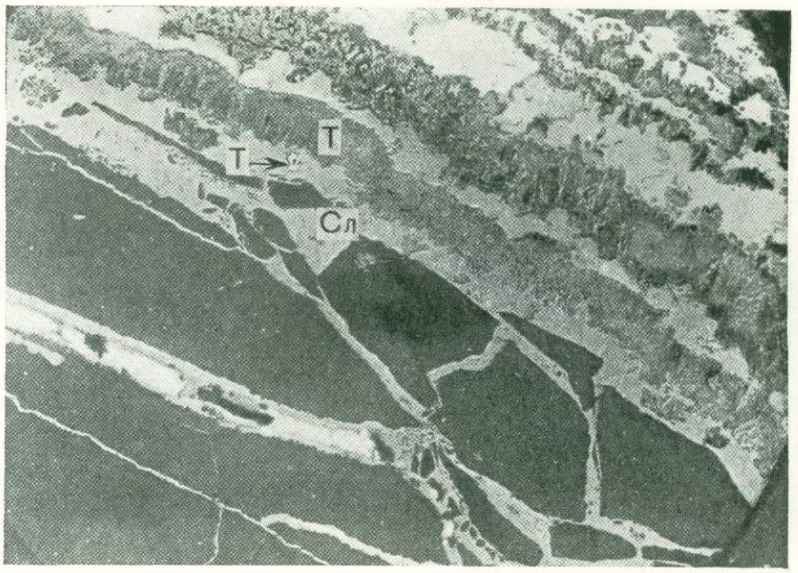
Разложение тиллита на агрегат галенита и касситерита произошло повсеместно нацело и даже в стороне от порфиритовых даек сохранились лишь единичные кристаллы его. Продукты распада тиллита остались на месте, причем возник галенито-касситеритовый равномернозернистый агрегат, выполняющий формы бывших здесь ранее пластинчатых кристаллов, лишь местами идиоморфные контуры пластинчатых выделений в процессе разложения тиллита несколько нарушаются и можно видеть тонкие ветвящиеся галенитово-касситеритовые прожилки, отходящие от пластинчатых параморфоз (фиг. 71). Срастания галенита и касситерита очень однообразны и более или менее закономерны: они образуют рисунок, сходный с графическими эвтектоидными образованиями (фиг. 72). Размеры выделений различны, колеблются от тысячных до сотых долей миллиметра, но более или менее постоянны в пределах отдельного кристалла или даже зоны. Выделения касситерита неправильные, червеобразные; они располагаются рядами вдоль спайности, образуя почти непрерывные цепочки. Эти параморфозы целесообразно было бы именовать особым названием. Я предлагаю сложный двуминеральный агрегат галенита и касситерита, развивающийся по тиллиту, называть синанчитом. При растворении галенита этих псевдоморфоз царской водкой остается пористый каркас белого касситерита, сохраняющий пластинчатые формы бывших здесь ранее сложных агрегатов. Интересно, что этот «вторичный» белый касситерит почти не содержит примесей. Спектральным анализом лишь в некоторых образцах установлено присутствие германия, может быть последний здесь, как и на Сталинском месторождении, был связан в канфильдите.

Количественный анализ галенитово-касситеритовых пластинчатых агрегатов

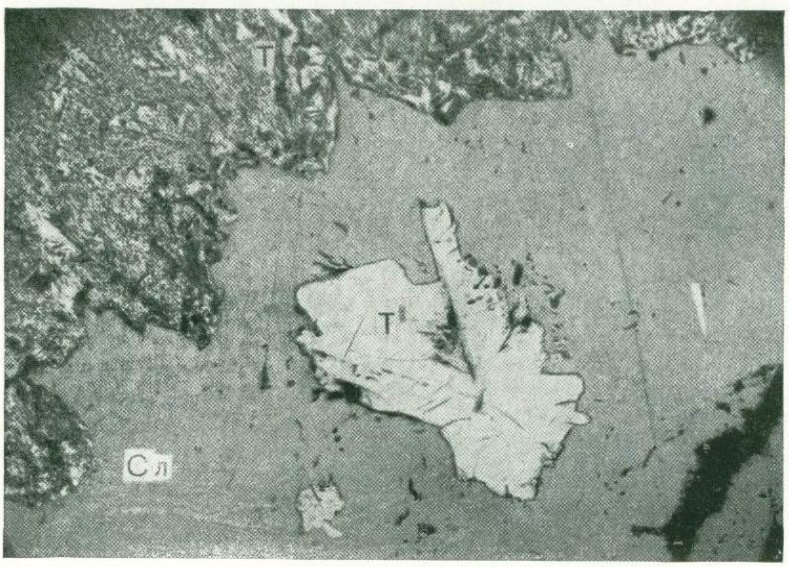
Кислотная вытяжка	Процент
Pb	55,69
Bi	Следы
Zn	0,07
Fe_2O_3	0,07
MgO	0,16
CaO	0,00
MnO	0,24
SnO_2	0,21
Sb	0,06
S	8,67
Нерастворимый остаток	
SiO_2	0,00
SnO_2	32,25
Сумма	97,42%; Pb : Sn = 268 : 215 = 27 : 22

Анализ Ю. С. Нестеровой, Химлаборатория ИГН.

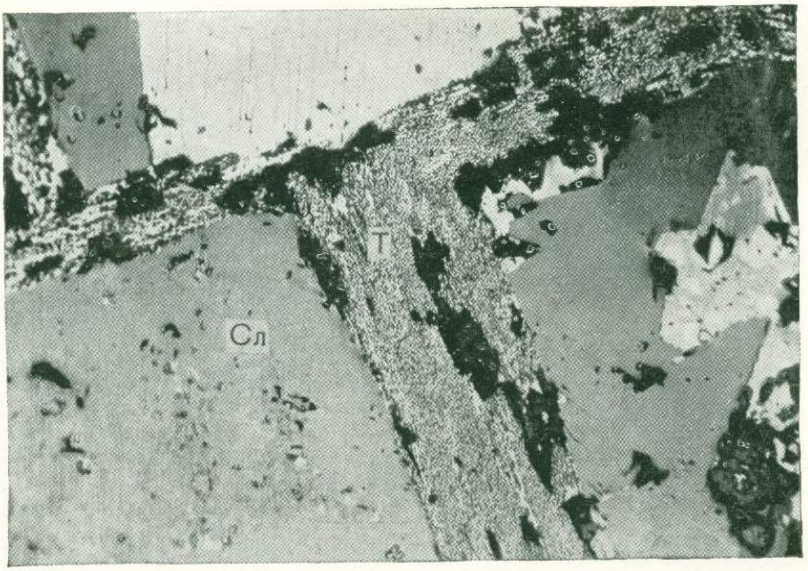
Анализированный образец представлял почти сплошной однородный галенитово-касситеритовый агрегат. Лишь местами, в промежутках между пластинчатыми галенитово-касситеритовыми параморфозами находился крупный кристаллический галенит, который составлял в общей сложности около 5% рудной массы (фиг. 73). Может быть именно эти включения первичного галенита и объясняют некоторый избыток свинца в анализе по сравнению с формулой тиллита. Местами в сра-



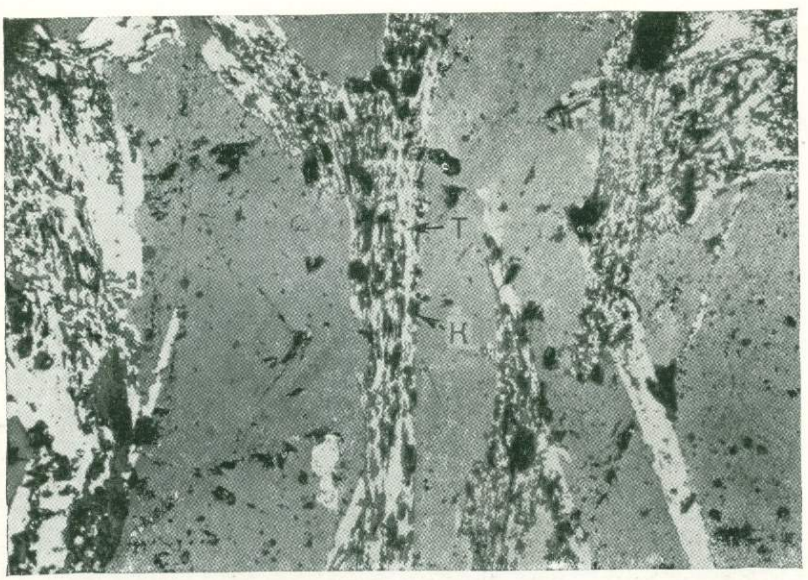
Фиг. 69. Синанча. Включения тиллита (Т) в сфалерите (Сл); рядом полоса нацело разложенного тиллита (T^1). Ув. 6.



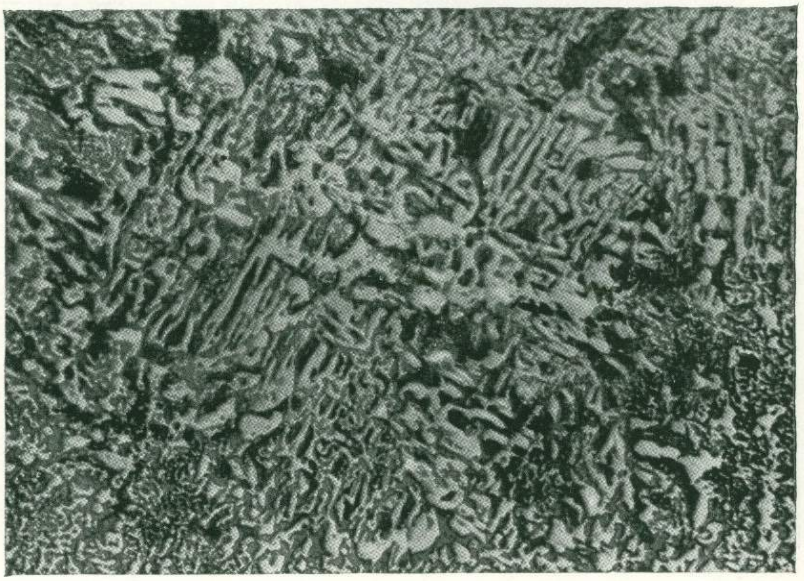
Фиг. 69а. Синанча. Включения тиллита в сфалерите. Ув. 90.



Фиг. 70. Синанча. Выделение „тиллита“ (Т) по спайности сфалерита (Сл). Ув. 17.

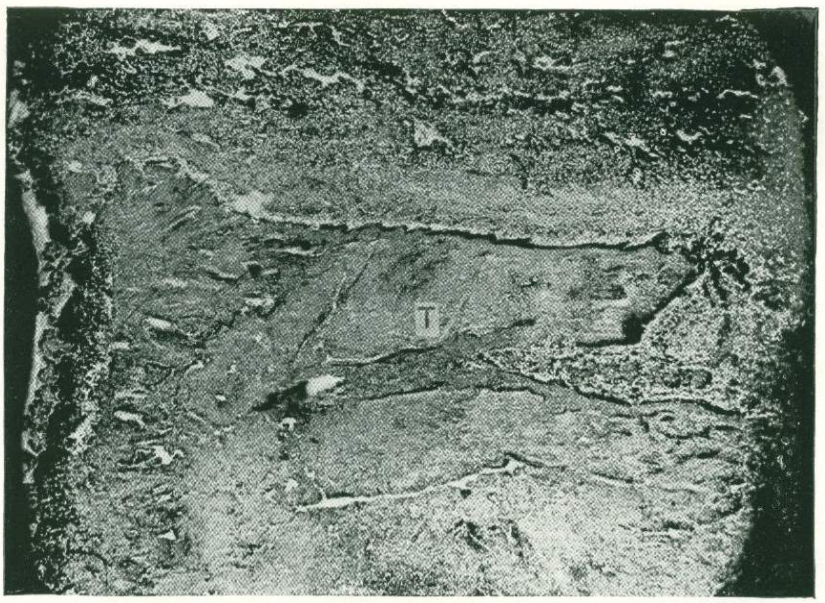


Фиг. 71. Синанча. Пластинчатые выделения двуминерального агрегата галенита и касситерита, развивающиеся по тиллиту (Т). Ув. 45.



Фиг. 72. Синанча. Графические срастания галенита и касситерита. Ув. 156.

Фиг. 73. Синанча. Включения крупнокристаллического галенита в „тиллитовом“ агрегате. Ув. 6.



Фиг. 74. Синанча. Пластинчатые псевдоморфозы по тиллиту цементируются относительно крупнозернистым галенитово-касситеритовым агрегатом, не показывающим следов пластинчатых ограничений. Ув. 6.

Фиг. 75. Прожилок карбоната (Кб) с касситеритом (К), секущий сфалерит (Сл). В сфалерите пластинчатые выделения „тиллита". Ув. 46.

станиях с галенитом присутствовали пираргирит и карбонат. Сопоставляя данные анализа с микроскопическими данными, можно принять, что анализированный образец, за вычетом механических примесей, почти точно соответствует составу тиллита, т. е. весь процесс разложения произошел без изменения в соотношениях металлов путем замены части серы кислородом. Наличие же олова в кислотной вытяжке может быть объясняется присутствием остатков неразложенного тиллита, ибо касситерит, как известно, в кислотах практически почти не растворяется.

Наряду с пластинчатыми выделениями встречаются сплошные галенитово-касситеритовые агрегаты, образующие неправильные ветвящиеся прожилки в кварце, сфалерите или массивные скопления. Эти последние иногда представляют непосредственное продолжение пластинчатых агрегатов, внедряются в них «языками» и цементируют их (фиг. 74). Они характеризуются наиболее крупными, но тоже весьма равномерными выделениями касситерита и галенита. Повидимому подобные сплошные и относительно крупнозернистые галенитово-касситеритовые агрегаты, в которых незаметно и реликтов пластинчатых ограничений кристаллов, возникли путем разложения геля-тиллита еще до его раскристаллизации.

Изучение описанного образца помогает понять происхождение и других сплошных галенитово-касситеритовых агрегатов, не несущих следов пластинчатых форм; можно думать, что все эти массивные галенито-касситеритовые руды, цементирующие и секущие прожилками крупнокристаллический галенит и сфалерит, возникли из геля-тиллита, причем кристаллизация галенита и касситерита произошла одновременно, что и обусловило равномерный и однородный характер срастаний. При этом возникали значительно более крупные выделения минералов, чем в пластинчатых «псевдоморфозах», что повидимому объясняется большей подвижностью элементов в гелевых массах. Иногда количественные отношения галенита и касситерита в подобных массивных агрегатах колеблются и наблюдается местное обогащение тем или иным минералом; возможно, что часть рудных элементов при этом процессе разложения переходит в раствор. Так, растворением олова можно объяснить образование галенитовых псевдоморфоз по тиллиту и наличие позднего касситерита в составе карбонатных прожилков (фиг. 75, 76).

Сфалерит и вюртцит. Сфалерит и вюртцит разделять в описании очень трудно, так как оба минерала образуют тесные срастания, превращаются друг в друга и макроскопически совсем неразличимы. Поэтому здесь мы будем говорить о преобладающей разновидности ZnS, т. е. сфалерит допуская, что частично в сфалеритовых агрегатах участвует и вюртцит. Последний мы выделяем в качестве особого минерала только там, где в прозрачном шлифе с несомненностью устанавливается его анизотропная порода.

Сфалериты Синанчи очень разнообразны: наибольшее развитие имеют черный, иногда зеленоватый крупнокристаллический сфалерит и темносерая кварцево-сфалеритовая мелкозернистая руда. Местами встречается розовая, яшмоподобная, сфалеритово-халцедоновая порода, образованная повидимому метасоматически, путем замещения кварцевого порфира. Более поздним, и сравнительно мало распространенным, является каштаново-коричневый мелкозернистый сфалерит, слагающий полоски в карбонатных колломорфных рудах; еще позднее образован сфалерит оранжево-желтоватый, прожилки которого секут магнетитовую руду и, наконец, послепорфиритовый сфалерит, встреченный в

составе тончайших прожилков, рассекающих порфириты. Таким образом, в Синанче можно насчитать не меньше пяти или шести разновидностей сфалерита, вероятно же их здесь еще больше. Но лишь первые две разновидности — черный крупнокристаллический и темносерый мелкозернистый сфалерит — имеют большое распространение, остальные же присутствуют в небольшом количестве.

Сфалериты Синанчи разнятся не только по окраске, но и по составу, а также по характеру примесей: наиболее богаты примесями ранние и темноокрашенные разновидности — черный, зеленоватый сфалерит и мелкозернистая темносерая кварцево-сфалеритовая руда. Как показывает приводимая ниже таблица, они содержат больше всего железа, олова, меди. Железо входит в состав сфалерита, замещая до $^1/_3$ всего цинка. Олово же и медь связаны вероятно в станнине, образующем, очевидно, твердый раствор в сфалерите. Однако характерно, что продуктов распада твердых растворов во всех этих разновидностях, кроме зеленоватой, обычно не наблюдается — очевидно условий для их образования не было, может быть температура рудного процесса была для этого недостаточно высока.

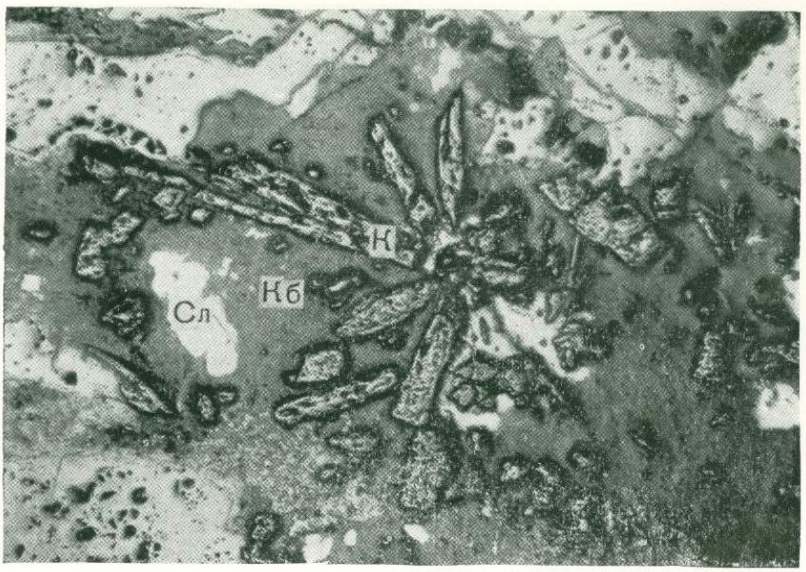
Приведем анализ различных сфалеритов Синанчи.

Анализы сфалеритов Синанчи (нерастворимый остаток и кислотная вытяжка)

Анализированные компоненты	Черный сфалерит	Зеленый сфалерит	Метасоматическая кремнисто-сфалеритовая руда в контакте с жилой	Метасоматическая кремнисто-сфалеритовая руда в 5 см от контакта с жилой
SiO_2	Не опр.	Не опр	66,24	81,28
Al_2O_3	„ „	„ „	0,60	3,97
Fe_2O_3	„ „	„ „	0,65	0,09
MgO	0,29	0,39	0,10	0,11
CaO	0,08	1,45	0,04	0,16
Na_2O	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,22
K_2O	„ „	„ „	„ „	0,58
SnO_2	1,05	2,21	—	—
Нераствор. остаток	6,62	7,50	67,52	86,41
CO_2	1,20	Не опр.	0,60	—
Zn	41,84	40,14	19,81	7,59
Fe	12,74	9,09	1,97	0,97
Cu	3,08	3,90	0,14	0,00
Mn	0,16	1,30	0,06	0,02
Sn	0,58	1,19	0,00	0,00
S	28,95	28,50	11,15	4,10
Общая сумма . . .	95,17%	—	101,25%	99,09%
Отношение Fe : Zn .	1 : 3	1 : 3	1 : 6	1 : 6

Аналитик Ю. С. Нестерова, Химлаборатория ИГН.

В приведенных ниже спектральных анализах обращает на себя внимание присутствие кадмия, галлия, а также высокое содержание



Фиг. 76. Синанча. Радиально-лучистые кристаллы касситерита (К) в позднем карбонате (Кб), секущем и замещающем сфалерит (Сл). Ув. 46.

Данные спектрального анализа сфалерита Синанчи

Анализированные элементы	Черный крупнокристаллический	Серая мелкозернистая кварцевосфалеритовая руда	Зеленый сфалерит	Розовая криптокристаллическая халцедоно-сфалеритовая руда		Коричневый сфалерит
				около жилы	вдали от жилы	
As				***		
Sb	*	*	*			
Pb	**	*****	*****	**		***
Sn	*****	*****	*****	***		***
Cu	****	*****	*****	***	**	
Ag	****	****	*****	**	**	***
Zn	*****	*****	*****	*****	*****	*****
Cd	**	**	****			
Bi	**	***	***			
In	*	**	**	*		
Ga	****	****	**		***	**
Ca	**	**				
Al	**	***	***	***	***	
Mg	**	***	**	**	**	
Mn	***	****	****	****	***	***
Fe	*****	*****	*****	*****	*****	*****
Si	**	***	***	***	***	

Интенсивность линий:
* оч. слабые, ** слабые, *** средние,
**** сильные, ***** очень сильные

индия (до 0,1%) особенно обильного в разновидностях, богатых оловом; может быть индий связан здесь в станнине?

Относительно мало примесей содержит халцедоно-сфалеритовая розовая руда, а также поздний каштаново-коричневый сфалерит, ассоциирующий с олигонитом.

Остановимся на характеристике различных разновидностей синанчинских сфалеритов:

1. Черный, крупнокристаллический сфалерит является в рудах наиболее распространенным. Как видно из анализа (см. таблицу анализов), сфалерит относится к железистой разновидности — марматиту.

Черный сфалерит слагает в рудах широкие самостоятельные полосы, а также участвует в строении тонкополосчатых ритмичных руд, образуя в них сплошные волнистые полосы или цепочки включений, расположенные рядами.

Микроскопическое изучение показывает в крупнокристаллическом черном сфалерите отчетливые реликты колломорфных структур. Так, слабое протравливание полированной поверхности, а еще лучше наблюдение в прозрачном шлифе, показывает, что сфалерит отлагался тонкими, волнистыми слоями с чередующимися полосами различной окраски. Местами удается наблюдать сферолиты, которые частично уже охвачены явлениями собирательной перекристаллизации и включаются в крупные сфалеритовые зерна (фиг. 77). Наконец, нередко имеют место «перистые» или лучистые агрегаты, образованные удлиненными пластинками, которые симметрично под острым углом отходят в разные стороны от оси роста, образуя как бы непрерывную «елочку». Подобное строение, как уже было отмечено, имеют и полосы «тиллита», а также карбоната, причем эти «елочки» продолжаются из одной полосы в другую, а небольшие включения «тиллита» в сфалерите, составляющие часть подобных структур, имеют форму коротких розеток. Сходство строения чередующихся сфалеритовых и «тиллитовых» полос или сфалеритовых и олигонитовых полос говорит о том, что структура агрегата определялась здесь уже не столько кристаллографическими особенностями каждого минерала, которые совершенно очевидно были различными, сколько общими условиями совместной раскристаллизации этих полосчатых колломорфных руд. Некоторые лучистые кристаллы сфалерита участками анизотропны — может быть они первоначально были сложены вюртцитом, позднее превращенным в главной своей части в сфалерит. Лучистые руды имеют всегда ориентированное строение — в них из полосы в полосу прослеживаются оси роста розеток или пучков с веером кристаллов, расходящимся по направлению к центру жильной трещины. Но местами в удалении от зальбандов такая направленность роста исчезает и мы наблюдаем агрегаты разноориентированных крупных сдвойникованных пластинок сфалерита. Такие же агрегаты возникают и при перекристаллизации колломорфных разновидностей сфалерита, лучистых сферолитовых и др.

Некоторые полосы крупнокристаллического сфалерита заключают внутри себя тонкие зоны, обогащенные оловянными сульфидами — «тиллитом» и реже станнином. Количество станнина увеличивается на глубине и это значительно снижает извлечение олова. «Тиллит», как отмечалось, образует розетки, участвующие в строении сложных «перистых» агрегатов, станнин же встречается в виде неправильных округлых включений (фиг. 78) или пламеневидных вростков, также имеющих лучистое или перистое строение (фиг. 78 *а*). Переход от этих включений станнина к окружающему сфалериту иногда совершается постепенно, через зону тончайших взаимных прорастаний, так что окраска агрегата в шлифе постепенно меняется от зеленоватой до серой. Следует отметить, что сфалерит, обогащенный станниновыми включениями, макроскопически имеет зеленоватую окраску. Станнин образует параллельные срастания со сфалеритом (фиг. 78*б*), а также встречается в виде продуктов распада твердых растворов. Местами явления распада твердых растворов приобретают весьма интересную форму. Так, на приводимой фотографии (фиг. 79) видно, что округлые и овальные выделения станнина окружены каймой графического прорастания станнина и сфалерита, далее следует оболочка халькопирита и, наконец, эти сложные халькопирито-станниновые «ядра» цементируются сфалеритом, содержащим в качестве продуктов распада и станнин и халькопирит. Иногда здесь же наблюдаются и обратные соотношения —

«ядра» этих агрегатов сложены сфалеритом, отграниченным от окружающего халькопирита той же каймой графических прорастаний станнина и сфалерита (фиг. 80).

В халькопирите продукты распада имеют уже другой вид — станнин здесь встречается в виде правильных пластинок, приуроченных к двум взаимноперпендикулярным направлениям. Эта структура сохраняется и в пирите, образующем метакристаллы в халькопиритовых агрегатах; пластинки станнина при этом остаются не замещенными (фиг. 81).

По станнино-халькопиритовым агрегатам часто развивается касситерит. Иногда он образует пластины, обнаруживающие в своем расположении известную закономерность. Возможно, что касситерит появляется в результате разложения станнина при его окислении.

Сфалерит, как показывает минераграфическое изучение руд, в процессе метаморфизма испытывал значительные превращения; он обычно перекристаллизован, и первичные структуры отложения чаще замаскированы. При перекристаллизации зеленого сфалерита вблизи кварцевых прожилков происходит перегруппировка эмульсионных халькопиритовых включений в нем. Одновременно в составе секущих прожилков появляются более крупные выделения халькопирита (фиг. 82). В некотором удалении от прожилков возникают зоны, обогащенные халькопиритовыми включениями, они следуют параллельно описанным призальбандовым полоскам, освобожденным от включений халькопирита (фиг. 83). На приведенных фотографиях видно, что после образования кварцевых жилок появились жилки карбонатные, срезающие как полосы сфалерита, так и продольные прожилки кварца (фиг. 84). Карбонат несет обильную вкрапленность магнетита и пирротина, он проникает тонкими ветвящимися прожилками в сфалерит, в свою очередь вызывая в нем разнообразные превращения. Так, сфалерит по контакту с карбонатно-магнетитовой рудой превращается в вюртцит, вместе с тем вдоль контакта возникает узкая зона, чрезвычайно насыщенная эмульсионными включениями халькопирита, различимыми лишь при самых больших увеличениях (фиг. 85, 85*а*). Прожилки магнетита секут и сфалерит (фиг. 86) и галенит (фиг. 86 *а*); по контакту с карбонатно-магнетитовыми прожилками происходит превращение сфалерита в вюртцит (фиг. 87). Но особенно интересны изменения, которые происходят в станнине, заключенном среди сфалерита. Как отмечалось, близ карбонатных прожилков станнин разлагается с выделением касситерита и халькопирита, иногда это разложение происходит вдоль тончайших трещинок (фиг. 88, 88*а*). Может быть здесь имел место тот же процесс окисления сульфидов олова, который вызвал и разложение тиллита? Появление касситерита в зальбандах упомянутых выше карбонатных прожилков, несущих магнетит, с очевидностью свидетельствует, что кислородные соединения олова и железа появились одновременно. Причиной этого процесса очевидно являлось изменение кислородного режима.

Таким образом, наблюдение над превращениями сфалерита и заключенного в нем станнина позволяет определить время распада сульфостаннатов и отнести его к «магнетитовой» стадии рудного процесса. Очевидно здесь окисление было проявлено наиболее сильно. В то же время в карбонатно-магнетитовых рудах по контакту с сульфидными происходит образование пирротина и халькопирита. Таким образом, сера, освобожденная в процессе разложения станнина, фиксируется здесь же. Следует отметить, что развитие вюртцита, возникновение узких зон эмульсионной халькопиритовой вкрапленности наблюдается

и по контакту черного сфалерита с карбонатно-магнетитовой рудой. Наложение поздней, магнетитовой стадии постоянно обусловливает сложное превращение сфалеритовых руд и можно думать, что некоторые разновидности золотисто-зеленоватого сфалерита как раз и являются наиболее интенсивно метаморфизованными разностями черного сфалерита.

Среди сфалеритовых руд Синанчи особо выделяется темносерая, мелкозернистая кварцево-сфалеритовая руда. Спектральный анализ показывает, что сфалерит этой руды заметно не отличается от сфалерита черного и, очевидно, сероватая, более светлая окраска обусловлена тонкими срастаниями с кварцем. Последний появляется в этих поздних разновидностях сфалерита может быть в результате выщелачивания кремнезема из вмещающих кварцевых порфиров. Кварц местами обнаруживает сферолитовое строение, и можно думать, что этот сложный кремнисто-сфалеритовый агрегат представляет метаколлоидное образование—продуктраскристаллизации однородной гелевой массы. При этом кварц, кристаллизуясь, развивал большей частью идиоморфные кристаллы, сфалерит же выполнял промежуток между ними.

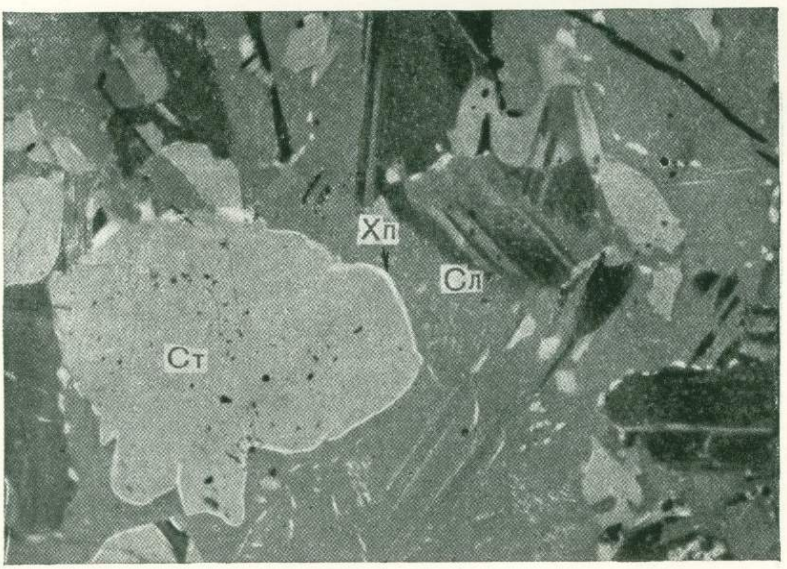
К тому же типу метаколлоидных образований относится и розовая кремнисто-сфалеритовая руда, встреченная в Северном или Октябрьском блоке штольни № 5. Эта неясно-пятнистая желтовато-розовая, иногда коричневая, порода внешне скорее напоминает яшму, чем руду. Микроскопическое же изучение показывает, что она состоит из криптокристаллического агрегата халцедона, кварца, сфалерита, редкого опала и серицита (фиг. 89). Повидимому, так же как и описанная ранее темносерая кварцево-сфалеритовая руда, это розоватая яшмовидная разновидность представляет продукт раскристаллизации геля, причем здесь, в стороне от даек, мы наблюдаем начальную стадию этого процесса раскристаллизации с еще сохранившимися опалом и халцедоном.

Особенностью розовой, кремнисто-сфалеритовой породы является присутствие серицита, которое находит отражение в появлении в ней калия и алюминия (см. таблицу анализов). Можно думать, что эта порода возникла на месте измененных кварцевых порфиров. И действительно, местами можно наблюдать, как розовая окраска с удалением от рудной жилы постепенно бледнеет и совершается переход к светлым кварцевым порфирам. Сгущение же сфалеритовых включений иногда ясно распространяется по неправильным, извилистым трещинкам; может быть сфалерит проникал в сторону от жилы по трещинкам усыхания геля кремнезема. Интересно, что помимо сфалерита других рудных минералов в этих кремнистых околожильных породах совершенно не встречается, и в то же время сам сфалерит почти не содержит примесей. Тем самым намечается своеобразная избирательная диффузия сернистого цинка через гель кремнезема.

Розовая халцедоно-сфалеритовая порода рассечена чуть приоткрытыми трещинками, на стенках которых можно заметить друзы мелких кристалликов черного сфалерита — возможно они были образованы уже из молекулярных растворов, возникающих в процессе синерезиса.

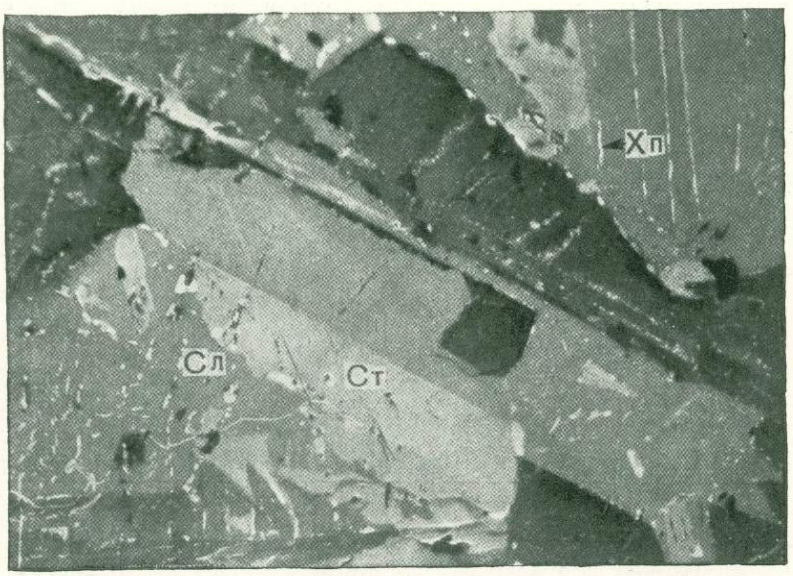
Отношения розовой метасоматической халцедоно-сфалеритовой породы к массивной руде, выполняющей трещины, противоречивы: с одной стороны, действительно наблюдается постепенный переход от масссивного черного сфалерита через зону густой вкрапленности к светлоокрашенному, почти неизмененному порфиру, иногда же границы розовой породы резкие, она сечется рудными прожилками, а местами,

Фиг. 77. Синанча. Сферолиты сфалерита. Ув. 240.

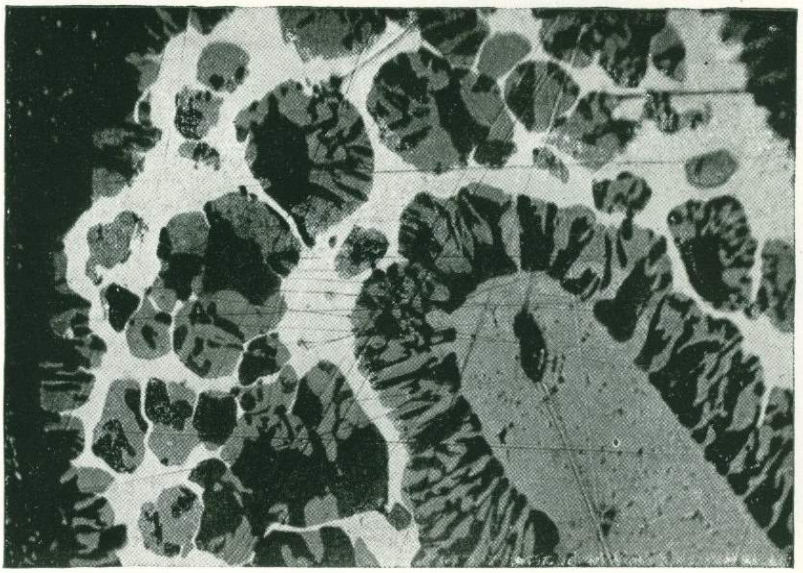


Фиг. 78. Синанча. Включения станнина (Ст) в сфалерите (Сл), по контакту каемки халькопирита (Хп). Ув. 130.

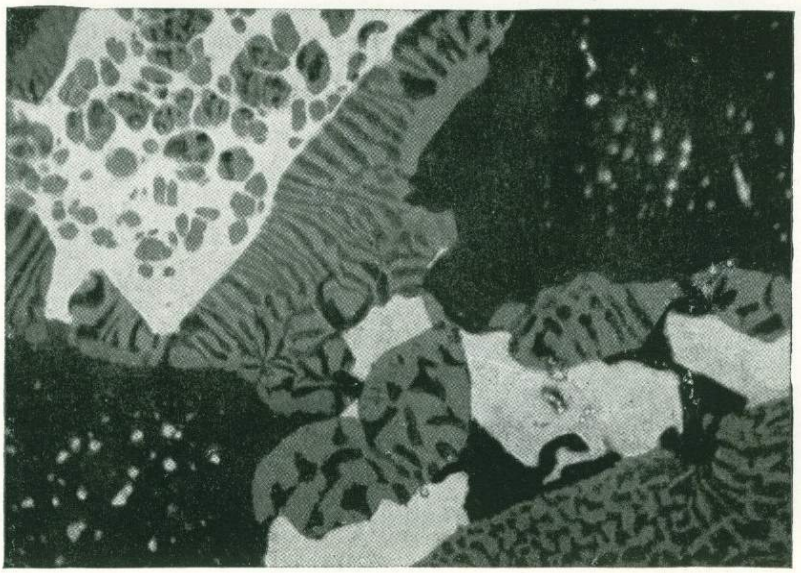
Фиг. 78а. Синанча. Срастания станнина (Ст) со сфалеритом (Сл). Халькопиритовые включения в сфалерите приурочены к двойниковым швам. Ув. 130.



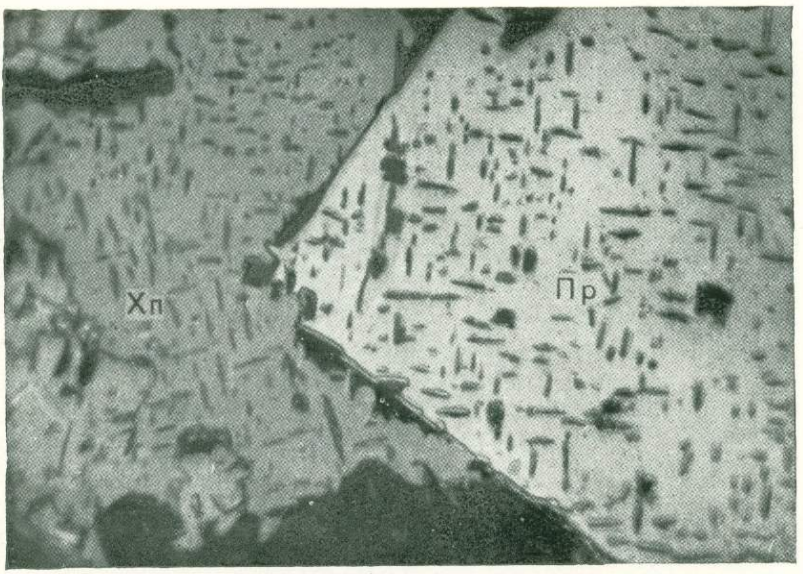
Фиг. 78б. Синанча. Параллельные срастания сфалерита (Сл) и станнина (Ст). Ув. 130.



Фиг. 79. Синанча. Каймы графических прорастаний станнина и сфалерита вокруг округлых станниновых выделений. Белое — халькопирит. Ув. 500 (в иммерзии).

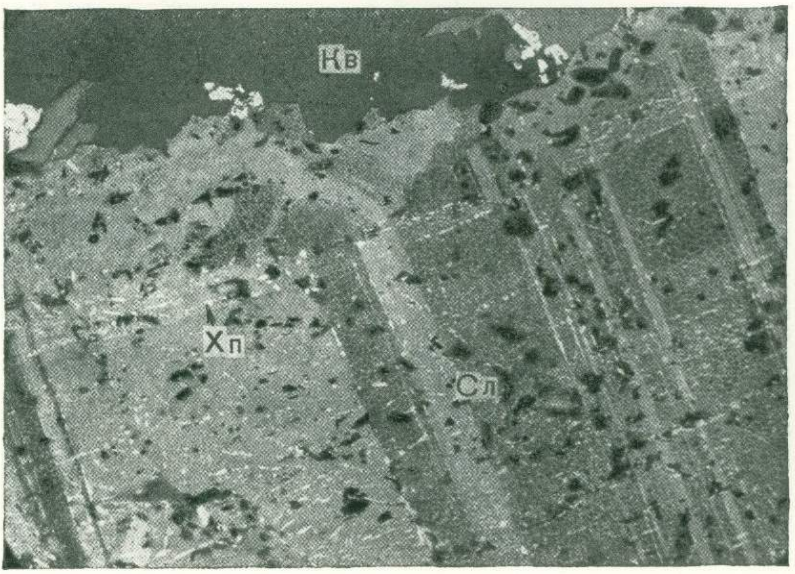


Фиг. 80. Синанча. Каймы графических прорастаний станнина и сфалерита на контакте сфалерита (темносерое) и халькопирита (белое). Ув. 500 (в иммерзии).

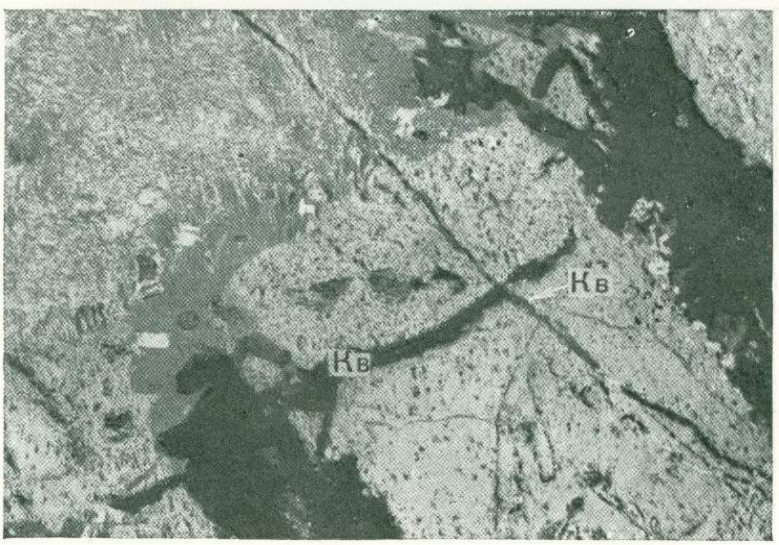


Фиг. 81. Синанча. Пластинчатые выделения (продукты распада) станнина в халькопирите, ориентированные по двум взаимноперпендикулярным направлениям. При замещении халькопирита пиритовым метакристаллом эти включения сохраняются. Ув. 500 (в иммерзии)

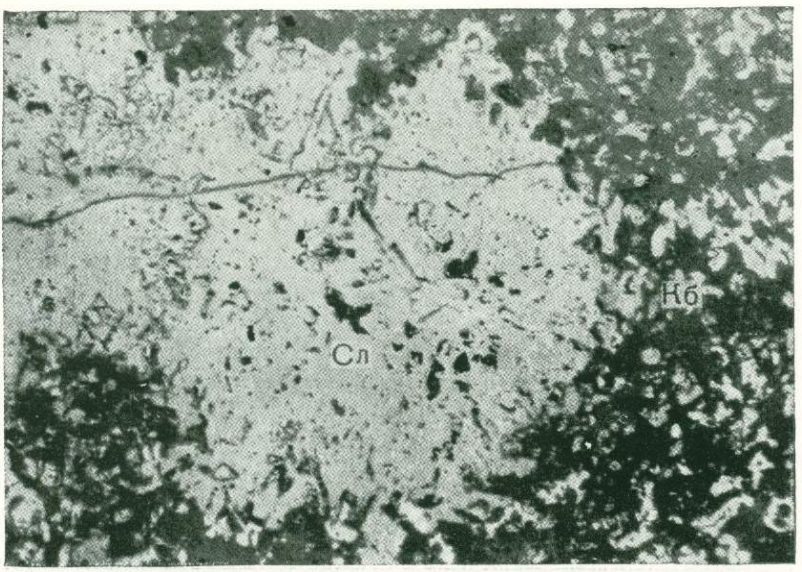
Фиг. 82. Синанча. Перекристаллизация сфалерита (Сл) с освобождением от эмульсионных включений халькопирита в зальбандах кварцевого прожилка (Кв). Ув. 90.



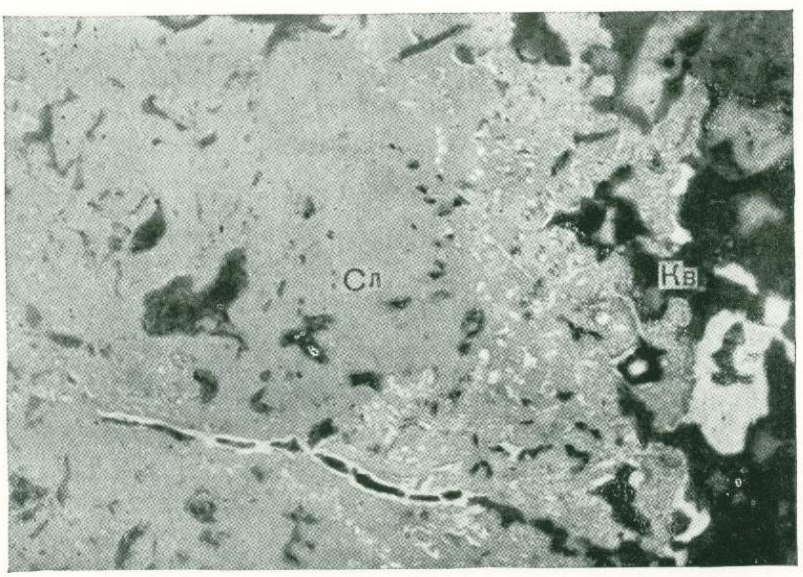
Фиг. 83. Синанча. В сфалерите (Сл) зона, обогащенная эмульсионными включениями, ориентированная параллельно кварцевому прожилку (Кв). Ув. 90.



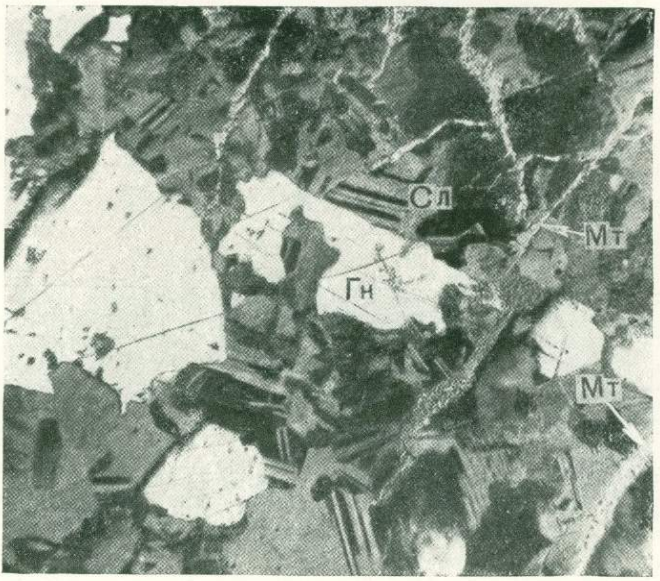
Фиг. 84. Синанча. Сфалерит сечется последовательными прожилками кварца и карбоната. Ув. 90.



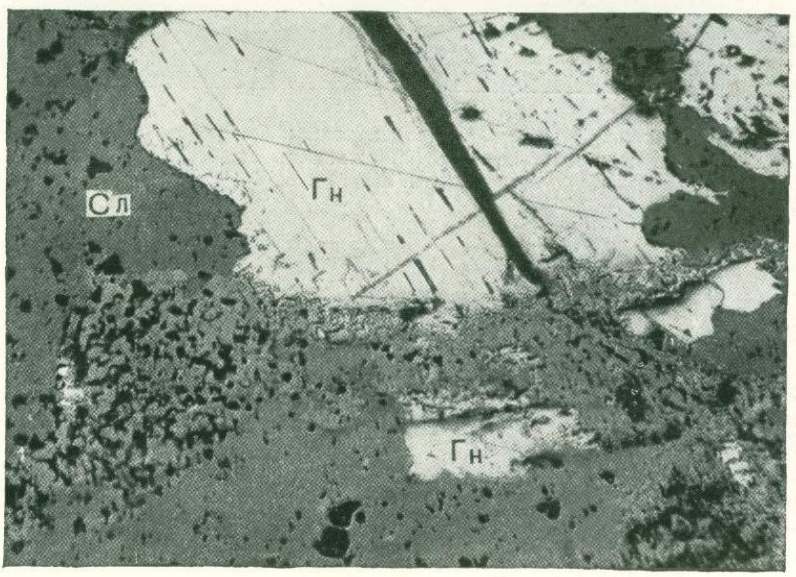
Фиг. 85. Синанча. Включения сфалерита (Сл) „в черном карбонате" (Кб) — карбонатной жильной массе, содержащей тонкую более или менее равномерную вкрапленность магнетита и пирита. Ув. 145.



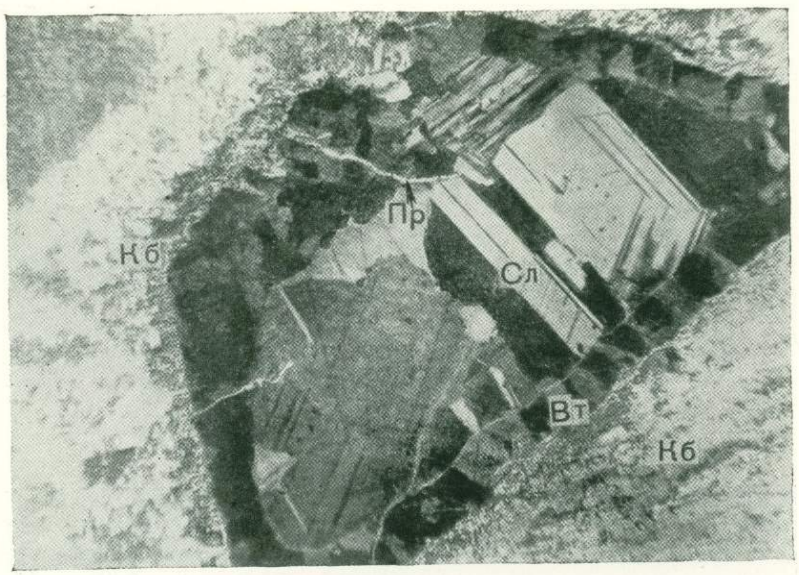
Фиг. 85а. Синанча. То же ув. по периферии сфалеритового поля. Видна кайма, обогащенная халькопиритовыми эмульсионными включениями. Халькопирит развивается и вдоль трещин, образуя прожилки, также сопровождающиеся эмульсионной вкрапленностью. Ув. 450.



Фиг. 86. Синанча. Прожилки магнетита (Мт), секущие галенитово-сфалеритовую руду. Галенит (Гн). Ув. 40.



Фиг. 86а. Синанча. То же. Ув. 160.



Фиг. 87. Синанча. Реакционная вюрцитовая кайма вокруг включения сфалерита в магнетито-карбонатной жильной массе. Белое — пирит. Ув. 90.

наоборот, сечет и цементирует руду массивную. В то же время волнистые полосы колломорфных руд выпуклостями фестонов иногда обращены в сторону розовой породы (фиг. 90), как будто они не встречали в этом направлении сопротивления. Эти сложные и противоречивые взаимоотношения можно объяснить при помощи представления о более или менее одновременном и параллельном развитии руд выполнения и замещения. Образование розовой метасоматической породы можно представить следующим образом. Одновременно с заполнением открытых трещин рудой произошло замещение раздробленного порфира коллоидными растворами кремнезема. Не всегда этот процесс сопровождался оруденением и местами возникали безрудные, фарфоровидные серовато-белые породы, образующие линзы и гнезда около руды. Эти кремнистые образования, как и розовая сфалеритовая руда, состояли из криптокристаллического кварца и халцедона; границы их с кварцевым порфиром резкие и видно, что окремнение здесь охватывает участки наиболее раздробленного кварцевого порфира. Для объяснения генезиса этих околожильных кремнистых пород нет особенного основания предполагать привнос кремнезема извне, ибо в составе руд кварц играет в общем небольшую роль; скорее наоборот, источником кремнезема здесь являлись сами раздробленные кварцевые порфиры, разложенные активным раствором.

Очевидно в такую же кремнистую гелеобразную околожильную массу местами проникали растворы, содержащие сернистый цинк, и в результате возникли розовые, яшмовидные криптокристаллические халцедоно-сфалеритовые руды.

Более поздний, каштаново-коричневый сфалерит отлагается одновременно с карбонатом, участвуя в строении грубополосчатых карбонатных руд. Иногда он имеет ту же лучистую структуру агрегатов, что и карбонат, иногда цементирует обломки раннего карбоната, но в свою очередь сопровождается выделением карбоната более позднего.

Затем был образован слабожелезистый желтовато-оранжевый сфалерит в линзовидных прожилках, секущих магнетитовые руды. Очевидно здесь в процессе развития магнетита сфалерит освободился от железа и был перекристаллизован в виде новой, безжелезистой модификации.

Наконец, наиболее поздний сфалерит сечет прожилками порфириты близ их контакта с рудой. Этот сфалерит содержит обильные тончайшие эмульсионные включения халькопирита и станнина, сообщающие ему золотистую окраску — очевидно он представляет относительно высокотемпературное образование.

Таким образом, сфалериты Синанчи очень разнообразны. С несомненностью устанавливается повторное появление сфалерита в различные периоды рудообразования: сфалерит является главным минералом сульфидной стадии, продолжает отлагаться в стадию карбонатную, стадию магнетитовую и, наконец, заключает процесс минералообразования, отлагаясь в тонких прожилках, секущих послерудные порфириты. Эти поздние генерации сфалерита возможно связаны с частичным растворением ZnS и переотложением его в последующие стадии минерализации.

В пределах каждой стадии минерализации сфалерит отлагался длительно и можно наблюдать различные генерации и разновидности его. Особенно интересна в этом отношении главная стадия отложения сульфидов: наряду с черным сфалеритом, выполняющим открытые трещины, в процессе околожильных изменений развивается розовый кремнисто-

сфалеритовый агрегат. И в розовой криптокристаллической руде, и в массивном сфалерите, выполняющим открытые трещины, наблюдаются повторные генерации, повидимому приуроченные к трещинам усыхания геля; они образуются в результате выполнения этих трещин еще нераскристаллизованными гелевыми массами — так вероятно возникают поперечные перемычки сфалерита, соединяющие продольные полосы и секущие «тиллитовые» и галенитовые агрегаты в ритмично-полосчатых рудах. Иногда, очевидно, имеет место и отложение из разбавленных молекулярных растворов, обычно возникающих при обезвоживании геля,— такое происхождение можно приписать отмеченным ранее друзам мельчайших сфалеритовых кристалликов на стенках трещин в кремнисто-сфалеритовой розовой породе. Подобное повторное появление сфалерита еще отнюдь не связано с какой-то новой стадией процесса минерализации — эти разновидности сфалерита входят в тот же минеральный комплекс сульфидов главной стадии рудоотложения, завершая своим появлением длительный процесс раскристаллизации сложного геля, некогда единовременно заполнившего жильную трещину.

Но в то же время каждая следующая стадия минерализации сопровождалась появлением новых генераций сфалерита. Это были уже новые генерации в собственном смысле этого слова. Они отличались друг от друга и по парагенезису сопровождающих минералов и по химическим особенностям.

Так, уже было отмечено, что наиболее ранние сфалериты — зеленый, черный, темносерый — были гораздо более богаты примесями: железом, отчасти медью, оловом, а также акцессорными элементами — индием, кадмием и т. д. В черном сфалерите эти примеси находятся в твердом растворе, в зеленом же — в виде обильных продуктов распада. Однако для большей части сфалеритов продукты распада твердых растворов не характерны. Это повидимому объясняется относительно низкой температурой формирования сульфидных руд и можно предполагать, что лишь местами, там, где позднее происходили новые, более высокотемпературные процессы, например образование магнетитовых руд, имел место распад твердых растворов с появлением обильных и эмульсионных включений вдоль трещин или полос, непосредственно примыкающих к карбонатно-магнетитовым и карбонатно-пирротиновым рудам. Обильные эмульсионные включения халькопирита и станнина наблюдаются также в сфалерите, секущем порфириты, где мы также имеем, вероятно, относительно высокотемпературные образования.

Структуры сфалеритовых агрегатов развивались длительно и по-разному в различных участках — в боковых породах путем замещения возникали криптокристаллические метаколлоидные агрегаты. В открытых же трещинах отлагались ритмично-полосчатые руды с характерными волнистыми изгибами полос; позднее, кристаллизуясь, они давали начало сферолитам, лучистым агрегатам, которые в дальнейшем в процессе собирательной перекристаллизации были почти нацело уничтожены. И лишь местами, в агрегате крупных сфалеритовых кристаллов удается наблюдать реликты сферолитового строения отдельных их частей, а также волнистые полосы — следы первичной фестончатой полосчатости отложения из геля.

В сфалеритах различных генераций встречаются участки ярко анизотропные, особенно частые в лучистых их разновидностях. Как уже было отмечено, можно предполагать, что первоначально тут преобладал вюртцит, позднее превращенный в сфалерит. Но наряду с этим наблюдается и обратное явление — превращение сфалерита в вюртцит по кон-

такту с магнетитовыми рудами, магнетито-гранатовыми «породами» или по контакту с порфиритом. Повсюду в этих случаях возникают венчики радиально-лучистых, коротких кристаллов вюртцита вокруг сфалеритовых агрегатов, или «прожилки» по трещинкам в сфалерите. Таким образом, каждый раз, как изменялись условия рудоотложения, снова имело место превращение сфалерита в вюртцит. Интересно, что местами происходило и химическое превращение сфалерита — железо, содержащееся в нем, выделялось в виде магнетита, образующего оторочки и кокарды мелких кристалликов вокруг сфалеритовых агрегатов и прожилки по трещинкам. Одновременно возникали более светлые и прозрачные, повидимому менее железистые разновидности сфалерита.

Таким образом, сфалеритовые руды претерпели различные превращения — явления перекристаллизации с изменением структуры агрегатов, переходы вюртцита в сфалерит и обратно, с появлением или исчезновением продуктов распада. В разных участках эти поздние процессы протекали по-разному, что наряду с обилием повторных генераций также является причиной исключительного разнообразия типов этого минерала. И очень заманчиво было бы использовать сульфиды цинка — сфалерит и вюртцит, проявившие себя здесь как крайне неустойчивые минералы, в качестве индикаторов изменения химизма среды. Может быть оказалось бы возможным путем детального сопоставления происходивших в них превращений с другими изменениями руд более тонко расчленить рудный процесс на короткие этапы и представить себе более отчетливо те колебания условий, которые имели здесь место. Однако это дело будущего и вероятно довольно далекого, ибо мы до сих пор не знаем даже условий появлений той или иной модификации.

К а с с и т е р и т. Касситерит в синанчинских рудах является в основном вторичным — образованным в результате разложения сульфостаннатов; но наряду с этим повидимому имеет место и ранний — первичный касситерит, образующий в кварце радиально-лучистые агрегаты медово-желтого цвета. В отличие от этого раннего касситерита вторичный касситерит, образованный из сульфостаннатов, совершенно бесцветен и сходен по внешнему виду с молочно-белым кварцем. Он обнаруживается лишь при растворении сопровождающего его галенита, обычно же в рудах макроскопически совершенно не различим.

Спектральные анализы белого касситерита

	I	II
Sn	****	*****
Pb	****	****
Ag	**	**
Ge	*	*
Fe	Следы	Следы

Как следует из приведенных анализов, характерной особенностью вторичного «послетиллитового» касситерита является почти полное отсутствие в нем примесей. Обращает на себя внимание присутствие германия и серебра, которые, возможно, были связаны здесь в канфильдите. Возможно также, что касситерит возникал за счет не только тиллита, но и других сульфостаннатов, например франкеита,— может быть именно по франкеиту развились агрегаты джемсонита и касситерита (см. ниже). Интересны также случаи разложения станнина с выделением кассите-

рита и халькопирита, отмеченные ранее при описании зеленого сфалерита. Подобные явления превращения станнина, правда, описаны в литературе (С. С. Смирнов, 1941), но в общем представляются довольно редкими.

Выделение касситерита из сульфостаннатов — здесь процесс несомненно гипогенный. Он начался еще до окончательной раскристаллизации геля сульфостаннатов и совпал с отложением магнетита. В этом отношении мы приходим к выводам, отличным от точки зрения Альфельда, который сходные с Синанчинскими параморфозы галенита и касситерита по тиллиту Карагуаиколло трактовал как поверхностные образования (Ahlfeld, 1935). Ближе к истине в этом вопросе повидимому стоит Турнер (Turneaure, Gibson, 1945), который эти же пластинчатые агрегаты Каргуаиколло рассматривает как результат гипогенного замещения тиллита касситеритом и галенитом. Однако нам представляется, что здесь правильнее говорить не о замещении, а о превращении тиллита, поскольку металлы остаются на месте и лишь часть серы, связанная с оловом, заменяется кислородом. Лишь частично, очевидно, происходила в этом процессе перегруппировка металлов — в частности выносилось олово, которое отлагалось рядом же в виде полос и зон касситерита в колломорфных олигонитовых рудах. Таким образом, Синанча является единственным в СССР месторождением, где с несомненностью доказывается отложение преобладающей массы олова в сульфидной форме и затем переход его при изменившихся условиях в форму кислородную. Здесь мы можем установить не только время этого превращения, но и его причину и увязать этот процесс с теми изменениями химизма, которые имели место при внедрении порфиритовых даек.

Джемсонит. Джемсонит является подчиненным минералом. Он образует тонкие, волнистые полоски в ритмично-полосчатых рудах, сопровождаемые иногда короткими поперечными перемычками.

Джемсонит представлен тонкими игольчатыми кристаллами, образующими спутанный войлок. От тиллита он отличается заметным двуотражением в воздухе, плеохроируя в зеленоватых тонах.

Неполный анализ (в %) джемсонитового агрегата дал следующие результаты:

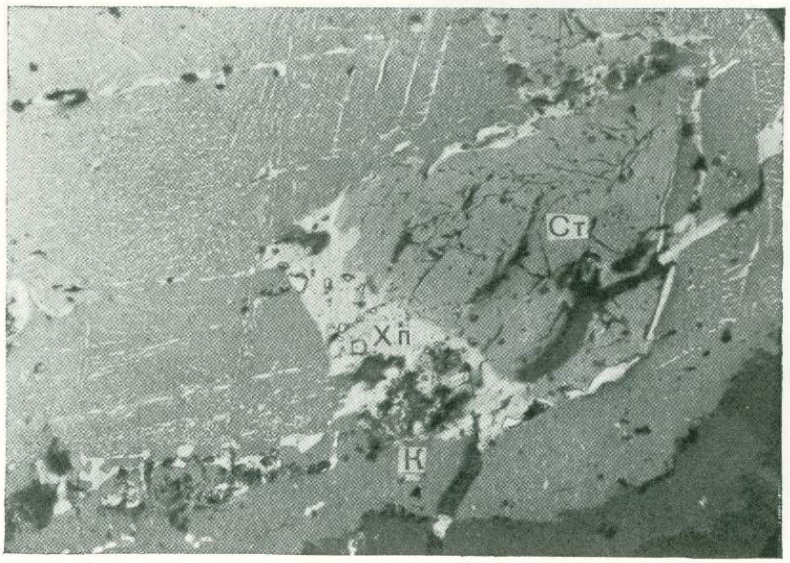
Кислотная вытяжка		Нерастворимый остаток	
Pb	66,78	SiO_2	6,96
Sb	5,67	SnO_2	5,36
Fe	Следы		

Аналитик Ю. С. Нестерова, Химлаборатория ИГН.

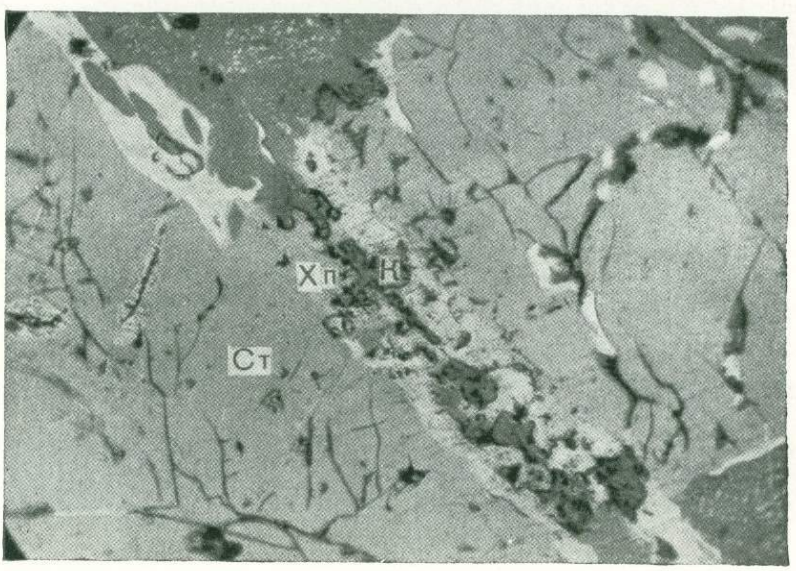
Таким образом, здесь мы имеем минерал, ближе всего стоящий к джемсониту.

Джемсонит содержит тончайшую вкрапленность касситерита. Может быть, оба минерала, и джемсонит и касситерит, возникли здесь из франкеита, разложившегося, так же как и тиллит, при изменении условий в рудовмещающей трещине.

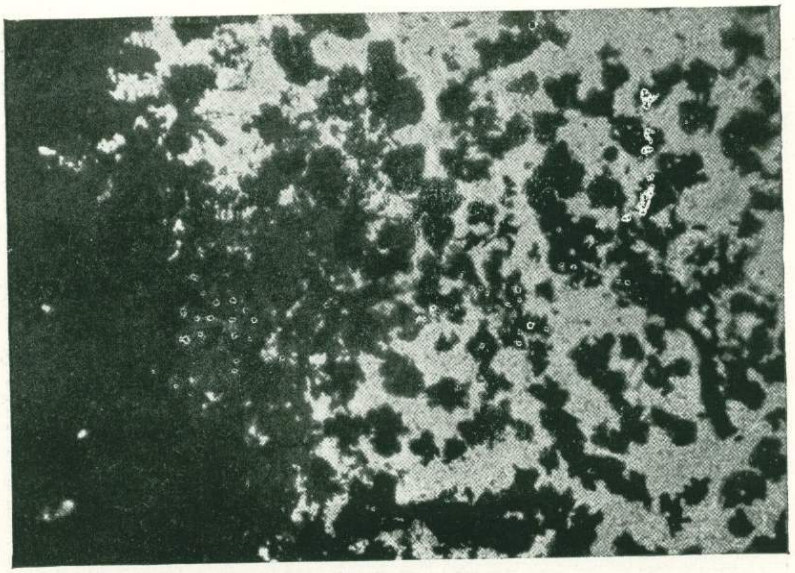
Сульфиды железа — пирротин, пирит, марказит. Сульфиды железа встречаются обычно совместно. Поэтому разделять их в описании затруднительно. Наибольшим распространением повидимому пользовался пирротин, который позднее в значительной части был превращен в пирит или марказит. Так, псевдоморфозы по относительно раннему пирротину видимо представляют пластинчатые выделения пирита, цементирующиеся сфалеритом (фиг. 91). Затем эти минералы появляются



Фиг. 88. Синанча. В станнине (Ст) близ карбонатного прожилка по трещинам развивается агрегат халькопирита (Хп) и касситерита (Кт). Ув. 90.

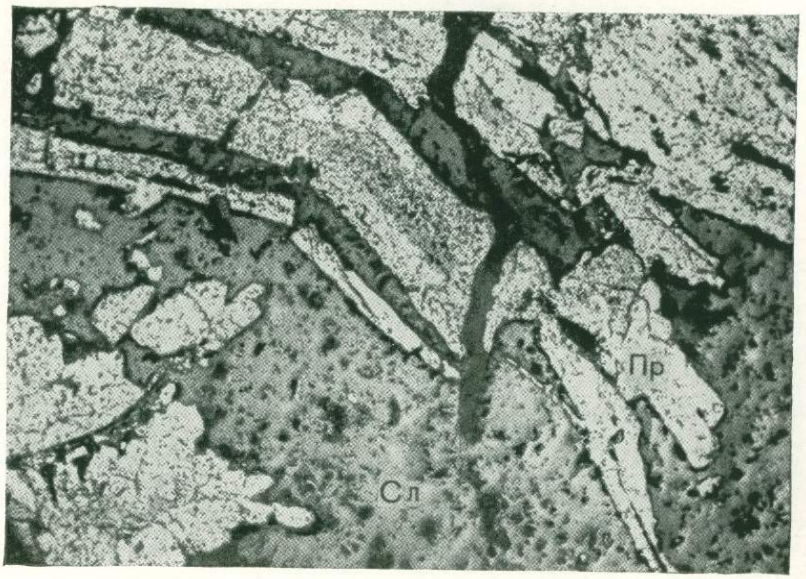


Фиг. 88а. Синанча. Разложение станнина по трещинке с выделением касситерита и халькопирита. Ув. 150.



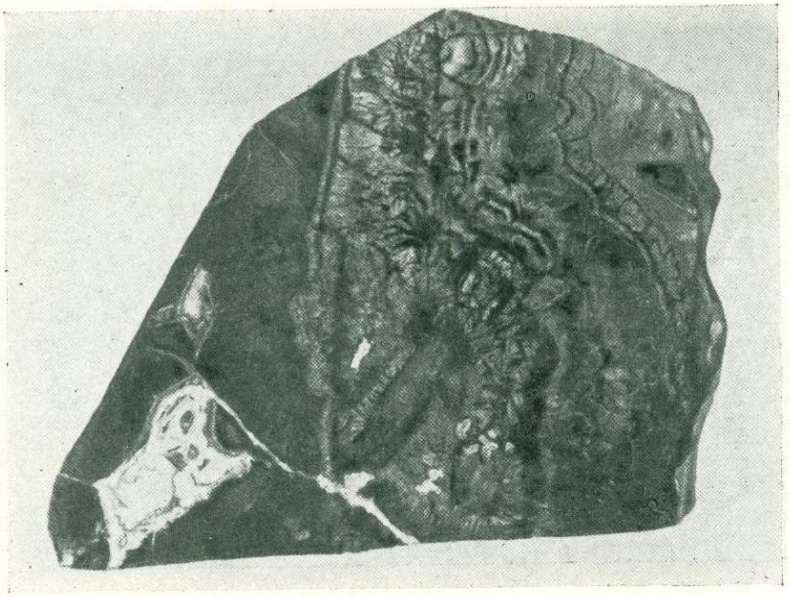
Фиг. 89. Синанча. Кремнисто-сфалеритовая мелкозернистая руда. Ув. 90 (прозрачный шлиф).

Фиг. 90. Синанча. Фестоны колломорфных сульфидных руд обращены выпуклостями в сторону кремнисто-сфалеритовой метасоматической руды. Ув. 17.

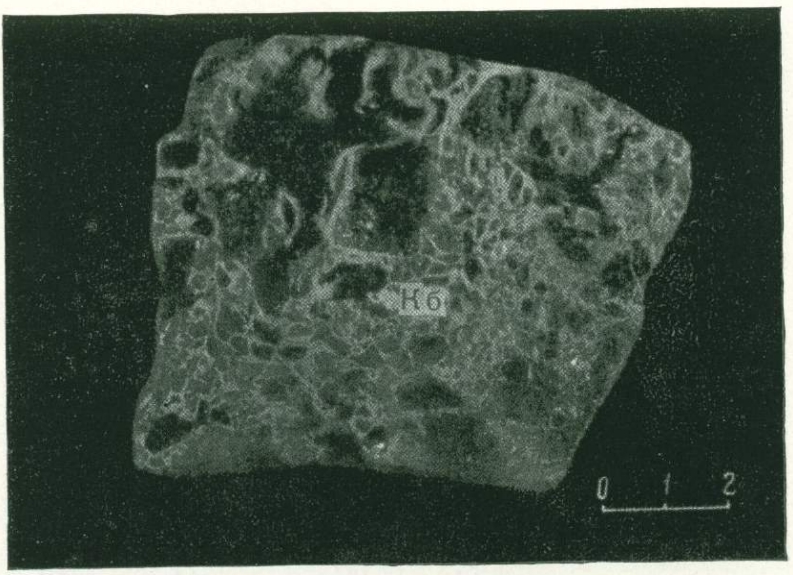


Фиг. 91. Синанча. Пластинчатый пирит (псевдоморфоза по пирротину?) цементируется сфалеритом (Сл). Ув. 45.

Фиг. 92. Синанча. Ритмично-полосчатая карбонатно-магнетитовая руда. Ув. 17.



Фиг. 93. Синанча. Колломорфный олигонит по трещинам замещается магнетитом; 3/4 нат. вел.



Фиг. 94. Синанча. Брекчия сульфидов в карбонате.

в поздних, ветвящихся прожилках, секущих галенитово-сфалеритовые руды, и, наконец, образуют тонкую вкрапленность в карбонатово-магнетитовых жилках, концентрируясь вокруг заключенных в них обломков сульфидов, очевидно здесь они представляют реакционное образование. По пирротину везде развиваются пирит и марказит, но эти же минералы местами являются и первичными. Очень своеобразны прожилки метакристаллов пирита, секущие кварцевые порфиры близ зальбандов рудной жилы. Пирит и марказит развиваются также по карбонатам, и, наконец, наиболее поздний пирит цементирует брекчию сульфидов в контакте с порфиритом и образует прожилки в самих послерудных порфиритах.

В дальнейшем интересно было бы попытаться увязать появление марказита с появлением вюртцита, пирита — со сфалеритом, чтобы проверить существующее представление, основанное на старых опытах Алена (Allen, Grenshaw, 1912), о том, что первая пара минералов образуется из кислых, а вторая иногда из щелочных растворов. Пока такого параллелизма в появлении кубической или более низкой симметрии сульфидов цинка и железа в рудах Синанчи установить не удалось.

Отмечая схематичность настоящего исследования и его незаконченность, мы допускаем, что в дальнейшем сульфиды железа, как и сульфиды цинка, могут оказать существенную помощь в более тонком анализе тех превращений, которые здесь имели место. Может быть удастся рассматривать появление того или другого минерала как доказательство изменения химизма среды — например появление дисульфидов на смену пирротину как доказательство изменения парциального давления серы, или как признак изменения кислотности растворов.

Арсенопирит. Арсенопирит мало распространен в рудах Синанчи. Он образует мелкие кристаллики в тонких прожилках кварца, выполняющих трещины усыхания в ритмично-полосчатых «тиллитовых» рудах. Как и в других касситеритовых месторождениях с сульфидами свинца и цинка, он является относительно поздним минералом, постоянно ассоциируясь с кварцем.

Магнетит. Магнетит является одним из главных минералов поздней стадии процесса. Развиваясь по карбонатам или вместе с карбонатом, он образует черные, плотные, тяжелые породы. Однако в последних, даже при далеко зашедшем замещении, всегда можно обнаружить остатки карбоната, просвечивающие между примыкающими друг к другу округлыми зернышками магнетита. Размеры магнетитовых зерен обычно не превышают тысячных долей миллиметра — эта тончайшая «сыпь» магнетитовых зернышек буквально переполняет жильный карбонат. Иногда магнетитовые включения расположены рядами и образуют тончайшие ритмично-полосчатые структуры (фиг. 92). Может быть здесь имела место диффузия «окисляющих» растворов через гель карбоната. Иногда наблюдаются псевдоморфозы магнетита по кристаллам карбоната и секущие прожилки по трещинам спайности. В этих случаях магнетит явно имеет вторичное происхождение, т. е. образуется после кристаллизации карбоната.

Основная масса магнетита образовалась по карбонату еще до инъекции порфиритовых даек. Однако позднее магнетит продолжал развиваться в процессе контактового воздействия порфиритов на руду, особенно на сфалерит. Вероятно появление магнетита было многократным, оно могло сопровождать каждую новую порфиритовую инъекцию.

Не останавливаясь на прочих рудных минералах, имеющих небольшое распространение, перейдем к характеристике минералов жильных.

Химический состав карбонатно-магнетитовой руды (в %)

Кислотная вытяжка		Нерастворимый остаток	
SiO_2	0,38	SiO_2	1,00
Al_2O_3	2,05	Fe_2O_3	2,76
Fe_2O_3	25,86	MgO	0,04
FeO	16,79	MnO	0,004
MnO	40,57	S	0,007
MgO	0,16		
CaO	0,46		
CO_2	17,60		
S	2,46		
Нераствор. остаток	3,81		

Модификации кремнезема—кварц, халцедон, опал. Кремнезем в различных модификациях выделяется длительно, с самого начала процесса минерализации до конца его, но в общем играет в жилах подчиненную роль. Наиболее ранний кварц образует тесные срастания со сфалеритом, он имеет чаще идиоморфную огранку, встречаясь в виде коротких гексагональных призм. Местами совместно со сфалеритом встречаются округлые зерна кварца, обнаруживающие сферолитовую и перистую внутреннюю структуру. Присутствие таких сферолитов, а также исключительная равномерность и однородность кварцево-сфалеритовой смеси наводит на предположение, что здесь мы имеем метаколлоидное образование. Коллоидное происхождение очевидно имеют и кремнисто-сфалеритовые породы, развивавшиеся по кварцевым порфирам. В них уже преобладает не кварц, а халцедон; в тончайших сферолитах здесь же встречается опал. Подобные же халцедоновые фарфоровидные породы иногда не несут рудной вкрапленности, они развиваются по кварцевым порфирам в процессе околожильного их изменения. Наконец, кварц образует прожилки гребенчатого строения в трещинах усыхания колломорфных ритмично-полосчатых руд.

В период образования «скарноподобных» силикатных пород, свободная кремнекислота не выделяется — в это время, как показывает присутствие тефроита, количество ее было недостаточно даже для полного насыщения марганца и железа до метасиликатов. И уже позднее снова появляется опал.

Карбонаты — олигонит, железистый родохрозит, родохрозит, кальцит. Карбонаты Синанчи возле даек превращены в магнетитовые руды. Сохранились они лишь в стороне от дайковой серии, главным образом в пределах Олигонитового или Северного блока. Жильные карбонаты Синанчи представлены железо-марганцовыми и марганцовыми разностями: олигонитом, железистым родохрозитом, родохрозитом.

Олигонит образует скорлуповатые агрегаты, волнисто-полосчатые руды с характерной для коллоидных образований бугорчатой, гроздевидной поверхностью слоев и субпараллельным, радиально-лучистым строением кристаллических агрегатов (фиг. 93). Он цементирует обломки ранних галенитово-сфалеритовых руд (фиг. 94), переслаивается с галенитом и сфалеритом и, наконец, цементируется поздними генерациями этих же сульфидов. Таким образом, стадия «олигонитовая» непосредственно следует за сульфидной, в значительной степени ее перекрывая.

Анализ карбонатов Синанчи

	Олигонит		Родохрозит
	I	II	
Нерастворимый остаток	0,10	0,24	0,37
FeO	20,05	21,43	0,40
MnO	40,55	36,95	59,22
MgO	Следы	0,45	0,10
CaO	1,28	2,63	1,71
CO_2	38,07	38,51	Не опр.
Сумма	100,05%	100,21%	
Показатель преломл. Nm	1,828—1,838		1,718
Np	1,629		1,592—1,597

Аналитик Ф. Я. Аносов, Химлаборатория ИГИ.

По олигониту развиваются желтовато-розоватый железистый родохрозит и светлорозовый родохрозит, почти лишенный железа.

Как видно из анализа, первый образец, состоящий на две трети из $MnCO_3$ и одну треть из $FeCO_3$, соответствует олигониту; второй образец близок к первому по составу, но отличается несколько бо́льшим содержанием кальция, магния и железа и, наконец, третий, отобранный из метаморфизованных силикатно-магнетитовых руд жилы Родохрозитовой, представляет почти чистый родохрозит. Повидимому главным минералом в первичных рудах являлся олигонит, который в основном сохранился в стороне от даек. Вблизи же дайковой пачки олигонит превращен в магнетитовую породу.

Но даже в стороне от даек олигонит испытывает явления замещения и превращения — по тонким трещинам в нем развивается пирит и одновременно происходит образование железистого родохрозита (Np 1,602—1,604; Nm — 1,778). Последний образует продольные зоны в волнисто-полосчатых карбонатных рудах и прожилки, секущие олигонит: может быть железистый родохрозит возникает из олигонита в связи с переходом части его железа в сульфидную форму.

В то же время вдоль разлома, вмещающего дайки, олигонит почти нацело превращен в карбонатно-магнетитовую жильную породу. Магнетит здесь развивается, в основном, за счет железа олигонита; освобождающийся при этом марганец образует розовый, безжелезистый родохрозит, секущий по трещинкам магнетитовые руды (фиг. 95). Поздчее по родохрозиту развиваются силикаты — родонит, гранат, диопсид, а также «черный опал». Эти минералы в свою очередь цементируются магнетитом.

Наиболее поздний карбонат представлен кальцитом (Np — 1,487, Nm — 1,658). Кальцит выполняет миндалины в порфиритах, образует в них секущие прожилки и цементирует продольные зоны дробления, протягивающиеся между дайками или по контакту даек и рудных жил. Одновременно с кальцитом появляется хлорит.

Таким образом, если не говорить о позднем, уже послерудном кальците, жильные карбонаты Синанчи можно расположить в один последовательный ряд минералов, все более и более богатых марганцем и бедных железом. И железистый родохрозит, и родохрозит развивались повидимому из того же олигонита в результате очищения его от железа

в процессе пиритизации или «магнетитизации», т. е. их появление можно рассматривать как следствие метаморфизма руд.

Силикаты — родонит, диопсид, гранат, хлорит и др. Силикаты в Синанче являются поздними минералами — они развиваются главным образом по карбонатам и наиболее разнообразны и обильны в так называемой жиле Родохрозитовой, вскрытой 8-й штольней в Восточном контакте микродиоритовой дайки. Здесь жила сложена плотным мелкозернистым агрегатом магнетита, родонита, в заметном количестве присутствует гранат, в единичных зернах встречается тефроит, плагиоклаз. Эти силикатно-магнетитовые породы секут и цементируют сульфиды; таким образом отчетливо устанавливается их послерудный возраст.

Родонит образует агрегаты короткопризматических кристаллов, обладающих характерным низким двупреломлением. В отдельных кристаллах удается установить следующие оптические константы его: показатели преломления по Np 1,718 — 1,722, по Nm — 1,738 и по Ng 1,738—1,742; cNg 58—65°; 2V + 80° (по одной оси). По родониту развиваются мелкие черные выделения марганцевых окислов и местами черный опал.

Гранат довольно обилен в силикатных жильных породах той же жилы Родохрозитовой, где он образует цепочки зерен вокруг кристаллов карбоната. Нередко гранат обладает аномальной двуосностью. Судя по показателям преломления N — 1,818—1,828, он является марганцево-железистым альмандином. В виде мельчайших кристалликов, размерами в тысячные доли миллиметра, гранат развивается по карбонатам в контакте с порфиритовыми дайками. Определить его точно не удалось из-за малых размеров кристаллов.

Тефроит встречен в одном шлифе, определен по характерной для него яркой интерференционной окраске и показателям преломления Np 1,757—1,763, Ng 1,785—1,818.

Диопсид образует тончайший равномернозернистый агрегат в силикатно-магнетитовых породах жилы Родохрозитовой. Он имеет следующие показатели преломления: Np 1,654—1,664, Nm 1,671—1,675, Ng 1,685—1,690; двуосен, положителен.

Хлорит является относительно распространенным, но образуется уже в позднюю, послерудную стадию процесса, развиваясь по карбонатам в магнетитово-силикатных породах, образуя прожилки по контакту руды и порфирита и, наконец, цементируя брекчии порфиритов и руды в продольных зонах дробления. Хлорит чаще плотный, землистый. Там, где удается определить показатель преломления его криптокристаллических агрегатов, оказывается, что мы имеем главным образом слабожелезистую разновидность его.

Неизвестный минерал (марганцево-железистый водный алюмосиликат). Совместно с родохрозитом и родонитом в составе поздних прожилков, секущих руду, еще в 1939 г. был обнаружен какой-то неизвестный черный минерал. Ранее он был назван «марганецсодержащим опалом».

Неизвестный черный минерал образует жилки и корочки, иногда с натечной почковидной поверхностью и очень редко встречается в кристаллах. Он имеет смолистый блеск, очень хрупок и легко крошится. Спайности в нем не отмечается, излом обычно неровный. В тонких просвечивающих краях обломков окраска минерала коричневая, в прозрачном шлифе — оранжево-желтая. Минерал изотропен, показатель преломления его 1,436—1,438.

Состав неизвестного минерала

SiO_2	27,20	CaO	0,76
TiO_2	Следы	H_2O-	8,50
Al_2O_3	9,82	H_2O+	4,30
Fe_2O_3	15,82	SnO_2	2,00
FeO	Не опред.		
MnO	25,97	Сумма	94,37%
MgO	Следы		

Аналитик А. Е. Якубович, Химлаборатория ИГН АН СССР.

Судя по данным предварительного анализа, этот минерал относится к группе водных алюмосиликатов железа и марганца. Формула минерала и его структура пока не установлены. Не исключена возможность, что приведенный анализ производился не из чистого минерала, а из смеси. Местами под микроскопом действительно устанавливается в однородной на глаз массе две разновидности черного минерала, отличающиеся по интенсивности окраски.

Совместно с черным минералом иногда встречаются сфалерит и пластинчатый марказит, но чаще он ассоциирует с марганцовыми минералами — родохрозитом, родонитом, гранатом (спессартином).

Серицит присутствует в метасоматических халцедоно-сфалеритовых рудах и развивается по кварцевым порфирам в процессе их околожильного изменения. Развитие серицита, а не обычного для касситеритово-сульфидных месторождений железистого хлорита, является специфической особенностью околожильных изменений Синанчи. Может быть, отсутствие здесь железистого хлорита, этого характерного спутника касситерита в сульфидных месторождениях, объясняется недостатком железа в составе растворов, образующих олово-полиметаллические руды.

Заканчивая описание отдельных минералов, перейдем к характеристике их взаимоотношений в различные стадии минералообразования. Эту задачу затрудняют те сложные превращения, которые имели место в рудах после их отложения. Приближенное представление о первичном характере руд и тех позднейших преобразованиях, которые привели руды к современному их состоянию, можно получить лишь снимая мысленно наслоения, обусловленные позднейшим наложением, наблюдая в перекристаллизованных рудах реликты первичных структур и, наконец, изучая руды в стороне от пояса даек, там, где они менее всего были изменены. Само собой разумеется, что при этом мы в состоянии воссоздать лишь грубую схему истории развития и превращения руд.

Далее последовательно будут освещены стадии отложения сульфидов, карбонатов и затем охарактеризованы процессы изменения и превращения синанчинских руд.

Стадия I. **Отложение сульфидов — галенита, тиллита, сфалерита, вюртцита и др.** Сульфидные руды лучше всего наблюдать в стороне от порфиритовых даек, в пределах Северного или Октябрьского блоков. Здесь сохранились обильные светлые карбонаты — олигонит, железистый родохрозит, которые в других участках превращены в плотные магнетитовые породы. Здесь же уцелели от разложения единичные кристаллы тиллита и, наконец, первичные структуры и текстуры не столь замаскированы позднейшей перекристаллизацией. Рудное тело в Олигонитовом блоке представлено полосчатой, сульфидно-олигонитовой жилой:

грубые полосы сульфидов — крупнокристаллического галенита, сфалерита (или вюртцита), пластинчатого «тиллита» — чередуются с полосами колломорфного, натечного, светлого карбоната. Последний сечет сульфидную руду сетью ветвящихся прожилков, цементирует ее обломки и местами является главным минералом сульфидно-карбонатной жилы. Но иногда в ритмично-полосчатом карбонате зонами залегают «прослои» сульфидов — галенита, сфалерита, самостоятельные полосы образует и касситерит; таким образом, рудные минералы продолжали еще отлагаться совместно с карбонатом и даже позднее его, ибо они цементируют брекчию полосчатых карбонатных руд.

В распределении полос сложной жилы не наблюдается той закономерности и симметрии, которая позволила бы объяснить возникновение полосчатости как результат постепенного и последовательного выполнения открытых трещин. В пределах широких полос сульфидов можно наблюдать тонкую ритмичную полосчатость, обусловленную чередованием тончайших полосок галенита, сфалерита, «тиллита», джемсонита. Иногда эти полоски сплошные, иногда прерывистые, представляя в последнем случае цепочки зерен одного минерала в другом, расположенные правильными рядами параллельно полосчатости. Подобные полоски волнисто изгибаются, образуя фестоны, характерные для колломорфных образований.

Возникновение десятков и сотен таких перемежающихся тончайших полосок трудно объяснить постепенным осаждением минералов вдоль стенок трещины из длительно циркулирующих растворов. Гораздо более вероятно, что здесь имело место пульсирующее отложение минералов из раствора, единовременно заполнившего жильную трещину.

Массивная сульфидная руда выполняла иногда сближенные параллельные трещины, в промежутках же между этими трещинами одновременно возникали метасоматические кремнисто-сфалеритовые породы. Таким путем также возникали полосчатые текстуры. И, наконец, полосчатое сложение жил еще более подчеркивали продольные секущие полосы поздних минералов — карбоната, пирита, следующие вдоль продольных разрывов в жильном теле.

Таким образом, возникновение полосчатости синанчинских руд определялось различными причинами: заполнением параллельных трещин и одновременным замещением заключенных между ними пород, пульсирующим отложением в открытых трещинах и, наконец, развитием поздних продольных зон, следующих вдоль разрыва в зальбандах жилы.

И метасоматические криптокристаллические породы, и массивные сульфидные руды выполнения формировались более или менее одновременно, но с некоторым перекрытием. Об этом говорят противоречивые их соотношения. Как было отмечено, криптокристаллическая руда цементирует массивные сульфиды, и в то же время сечется отходящими от них прожилками. Выпуклости фестонов волнистых ритмично-полосчатых руд отложения и друзы «тиллитовых» кристаллов направлены в сторону розовой метасоматической породы, как будто они в этом направлении не встречали сопротивления. Такие соотношения можно было бы понять, предполагая, что и руды выполнения и руды замещения находились одновременно в состоянии геля, развивались параллельно и во взаимной связи.

Возникновение ритмично-полосчатых руд, выполняющих открытые трещины, как было отмечено, мы объясняем пульсирующим отложением концентрированного раствора в виде геля. В этом смысле все минералы следовало бы считать одновременными. Однако совершенно вместе с тем

очевидно, что кристаллизовались минералы из геля здесь последовательно — раньше других кристаллизовались пирротин, галенит, затем сфалерит, цементирующий пластинчатые пирротиновые кристаллы и образующий прожилки по трещинам спайности в галените. К относительно поздним образованиям относится также «тиллит», кристаллы которого нередко приурочены к спайности галенита или сфалерита.

Идиоморфные очертания «тиллитовых» кристаллов в данных случаях очевидно обусловлены высокой кристаллизационной способностью минерала. Можно думать, что минеральные полосы довольно долго находились в состоянии геля, причем в этот период происходило частичное перемещение материала из одной полосы в другую, путем заполнения гелем поперечных трещин усыхания. Так можно объяснить развитие поперечных перемычек между полосками сфалерита (фиг. 96), джемсонита (фиг. 97) и др.

Вероятно именно в результате заполнения гелем поперечных трещин усыхания возникла такая сложная структура, как многоярусная инъекция сфалерита в «тиллит», изображенная на приводимой фотографии (фиг. 98). Здесь от продольной сфалеритовой полосы отходит поперечный прожилок, секущий полосчатую «тиллитовую» руду. Этот поперечный прожилок сопровождается продольными апофизами — клиньями, разделяющими «тиллитовую» полоску на несколько более тонких лент, заканчивается же он грибообразным вздутием, или своего рода «микролакколитом», над которым приподняты и вспучены вышележащие полосы «тиллита». Но особенно интересно в этой своеобразной структуре то, что кристаллы тиллита явно нарастают на «куполе» и на продольных апофизах секущей сфалеритовой жилки. Подобное нарастание пересекаемого минерала на секущем можно объяснить только исходя из предположения, что кристаллизация имела место после пересечения, т. е. очевидно сфалерит здесь проникал в гелеобразную «тиллитовую» руду. Мы приходим, таким образом, к выводу, что раскристаллизация геля сульфидов протекала длительно. Еще до того как она была закончена, началось выделение олигонита и олигонитовая стадия непосредственно продолжает стадию сульфидную.

Стадия II. **Отложение жильных железо-марганцевых карбонатов олигонита, железистого родохрозита.** Карбонаты — олигонит, затем железистый родохрозит — начали выделяться вскоре вслед за сульфидами: они цементируют массивную сульфидную руду, сопровождаются еще выделением тех же сульфидов и, наконец, сами цементируются поздними генерациями галенита и сфалерита. Таким образом, сульфидная и следующая за ней карбонатная стадия широко перекрывают друг друга. Отложение карбонатов, как было отмечено, началось еще до окончательной раскристаллизации сульфидных руд. Об этом говорят соотношения карбонатов и сульфидов, наблюдаемые в 4-й штольне. Здесь вскрыта мощная жила, сложенная главным образом колломорфным полосчатым олигонитом, цементирующим брекчию сульфидных руд. Включение сульфидов иногда приобретает форму почек или шаровидных выделений; они облекаются «корками» карбоната, обладающими характерной почковидной внешней поверхностью и радиально-лучистым внутренним строением (фиг. 99).

Карбонат как цементирующий минерал явно является поздним. Но вместе с тем детальное изучение строения сульфидного ядра показывает, что ориентированные элементы его структуры находятся в явной зависимости от внешней формы рудного включения, следовательно, можно предполагать, что разрыв сульфидной жилы на части и цемен-

тация ее олигонитом имели место до раскристаллизации геля сульфидов. Действительно, внешние полосы сульфидной руды (верхняя часть «ядра» на фиг. 99) сферически изгибаются параллельно ограничению сульфидного включения и тем самым как бы предопределяют его шаровидную форму. В то же время обращает на себя внимание своеобразная тонкая ритмичная полосчатость, ориентированная под углом к полосчатости главной. Эти тонкие прерывистые полоски отходят в одну сторону от осевой зоны сульфидного «ядра», как от стержня — сперва под острым, затем все более увеличивающимся углом и, наконец, приобретают обратный наклон. В результате возникает перистая структура с оперением, закрученным на концах и впереди у границы с карбонатной оболочкой.

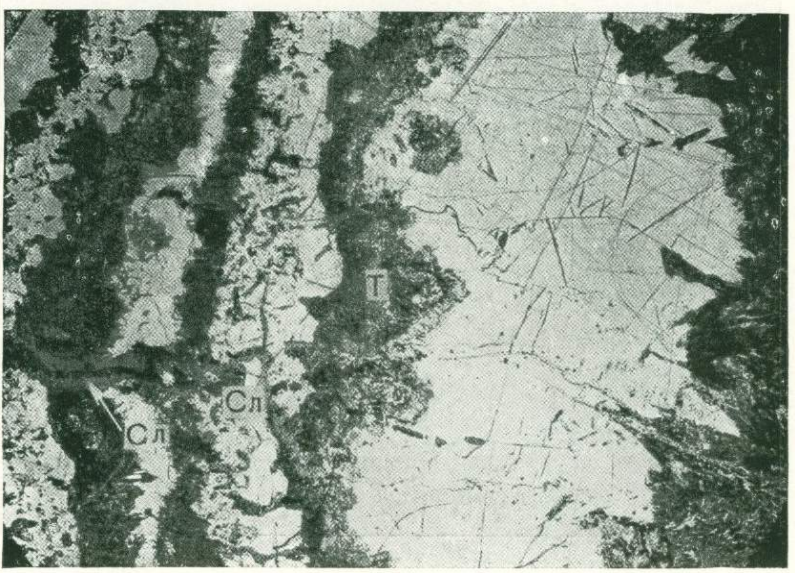
Микроскопическое изучение показывает, что ритмичные руды слагаются чередующимися полосками галенита и сфалерита. Сфалеритовые полосы в зальбандах оторочены иногда друзами кристаллов кварца; они соединены короткими перемычками, секущими галенит, и в результате сфалерит образует как бы сеть с удлиненными ячейками, в которых располагаются цепочки прерывистых выделений галенита.

В пределах центральной полосы, от которой перистые руды отходят как от стержня, ритмичные полоски очень тонки и почти не различимы макроскопически; затем, по мере того как полосы, закручиваясь, отклоняются под большим углом, они веерообразно расходятся и становятся более широкими. Отношение полосчатых руд к карбонату противоречиво: прямолинейная центральная полоса срезается с обеих сторон по границе с карбонатом — очевидно раздробление жилы и цементация ее карбонатом произошли уже после того как наметилась грубая полосчатость сульфидных руд. Но в то же время ритмичная диагональная полосчатость второго порядка заметно меняет ориентировку около границы сульфидного «ядра». Здесь местами наблюдается встречная ориентация тонких полосок, отходящих уже не от стержня оперения, а от окружающей карбонатной оболочки; в результате интерференции противоположно ориентированных прерывистых полос возникают неясно пятнистые руды. Таким образом, если грубая полосчатость представляет раннее образование, то тончайшая ритмичная полосчатость второго порядка вероятно возникла после раздробления жилы и цементации ее олигонитом, ибо она уже отчетливо приспособляется к новым формам сульфидного гнезда.

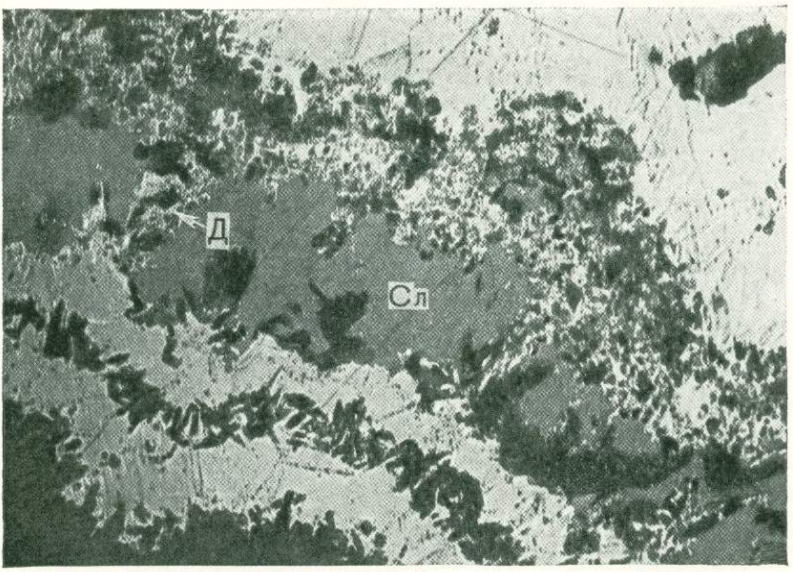
Сульфидная полосчатая руда сечется линзовидными прожилками гребенчатого кварца, сопровождаемого сфалеритом и арсенопиритом. Прожилки эти по составу и текстуре отчасти сходны с продольными кварцево-сфалеритовыми полосками, но ясно секут ритмично полосчатые руды. Следуя по трещинкам, вдоль основной продольной или второстепенной диагональной полосчатости, или по иным направлениям, они в совокупности образуют неправильную сеть. Эти прожилки чаще выклиниваются в пределах сульфидного «ядра», но иногда доходят и до его границы; при этом они либо тупо оканчиваются, не проникая в карбонат, либо поворачивают по контакту сульфидов и карбоната, как бы растекаясь вдоль него. Наконец, иногда по периферии рудного включения возникают кварцево-карбонатные жилки с друзами призматических кристаллов кварца в зальбандах и карбонатом в осевой их части.

Можно предположить, что эти кварцевые и кварцево-сфалеритовые прожилки следовали по трещинам усыхания геля, из которого образовалось сульфидное «ядро». Они возникли после образования карбонатной оболочки, но еще до полной раскристаллизации сульфидов, поскольку

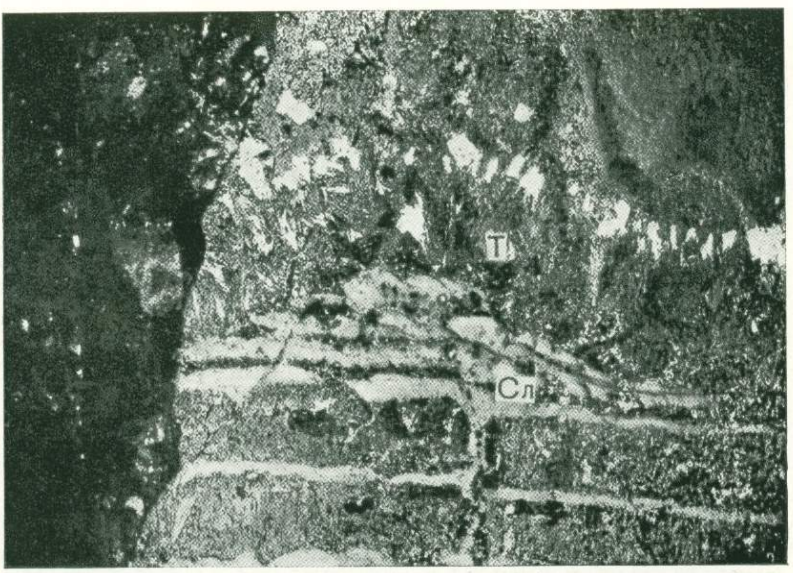
Фиг. 95. Синанча. Перекристаллизация черного карбоната с образованием более крупных выделений пирита и просечек светлого карбоната (родохрозита), освобожденного от тонкой вкрапленности магнетита. Ув. 46.



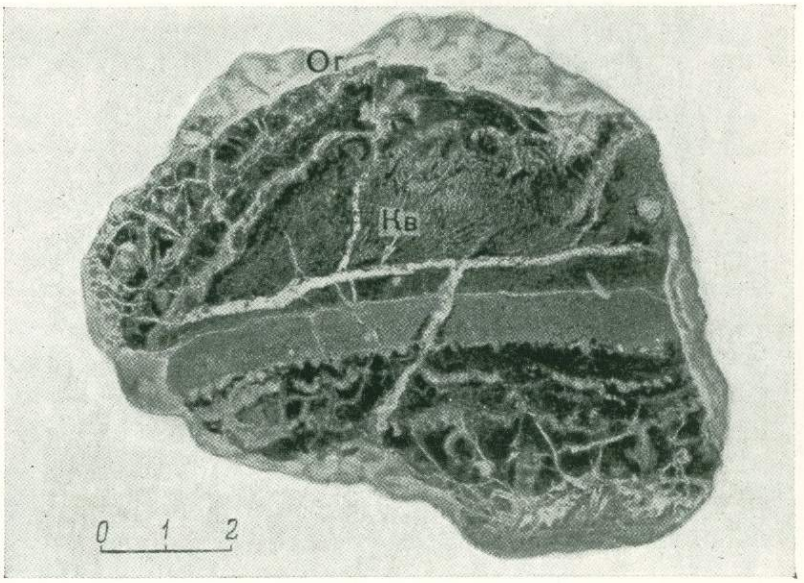
Фиг. 96. Синанча. Поперечный прожилок сфалерита (Сл) в ритмично-полосчатой джемсонито-тиллито-галенитовой руде. *Т* — псевдоморфозы по тиллиту, джемсонит. Ув. 6.



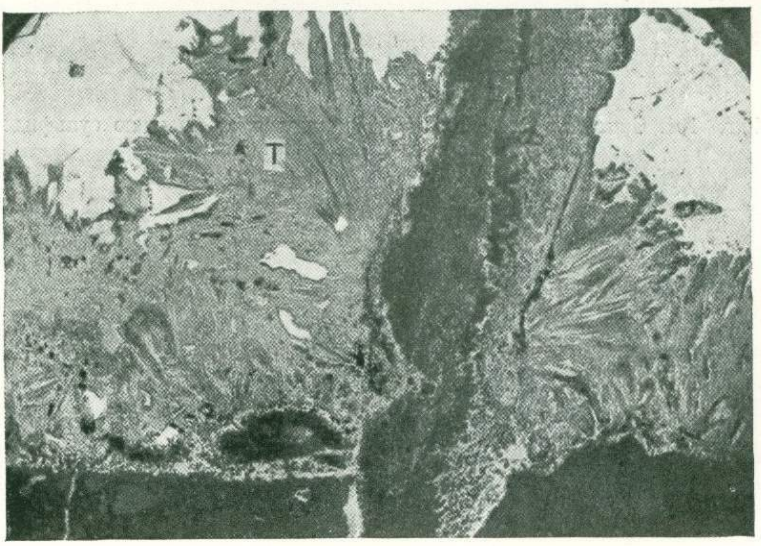
Фиг. 97. Синанча. „Перемычки“ джемсонита (Д) в сфалерите (Сл). Ув. 10.



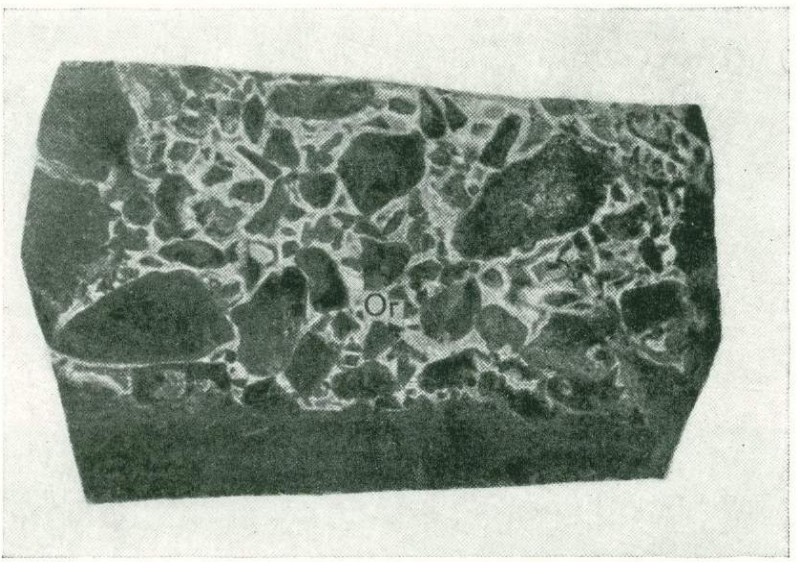
Фиг. 98. Синанча. Инъекция сфалерита (Сл) в „тиллит“ (Т). Ув. 10.



Фиг. 99. Синанча. Сульфидное ядро с пористой и концентрически-зональной полосчатостью цементируется олигонитом (Ог). Сульфиды (галенит и сфалерит) рассекаются прожилками кварца (Кв), содержащими вкрапленность арсенопирита. Ув. $^3/_4$.



Фиг. 100. Синанча. Карбонатно-кварцевый прожилок сечет полосчатость руды, кристаллы же тиллита (Т) нарастают на этом секущем прожилке. Ув. 10.



Фиг. 101. Синанча. Олигонит (Ог) цементирует брекчию сульфидов и сам сечется рудой. Нат. вел.

местами к ним причленяется перистая полосчатость второго порядка, а сфалерит как бы непосредственно проникает в них от продольных зон. На основании всех этих наблюдений можно представить, что руда развивалась так: первоначально имело место заполнение трещины гелем, дифференцированным на грубые полосы; затем в процессе усыхания геля возникли трещины, сцементированные карбонатом. Сульфиды в этот период пребывали еще в гелеобразном состоянии и благодаря этому возникли не прямолинейные, а сферические границы включений, причем внешние полосы в своих изгибах стали отражать новую форму сульфидного ядра. Ориентация же микрополосчатости второго порядка может быть объясняется поворотом этого обломка в жильном теле или приспособлением к новым внешним контурам. Продолжающееся сокращение объема вызвало образование новых трещин, которые заполнялись позднее кристаллизующимися минералами — сфалеритом, кварцем, арсенопиритом; частично в эти же трещины проникал и карбонат, но в основном он кристаллизовался уже позднее.

Интересные взаимоотношения минералов изображены на фиг. 100 Здесь видно, что ритмично-полосчатая «галенитово-тиллитовая» руда сечется поперечными прожилками карбоната, сопровождаемого магнетитом и сфалеритом, причем «тиллит» нарастает на секущем прожилке, образуя пучки и розетки кристаллов. Здесь мы снова видим те же соотношения, что были уже отмечены для «тиллитово-сфалеритовых» руд. «тиллит» нарастает на секущем — в данном случае карбонатном — прожилке. Такие соотношения и здесь можно объяснить тем, что кристаллизация тиллита совершалась уже после образования секущего прожилка — карбонат выполнял трещину в гелеобразных тиллитовых рудах. В то же время, пересекая рано кристаллизующийся галенит, этот же карбонат образует ступенчатые прожилки, выполняющие сколы спайности, т. е. совершенно очевидно образуется после кристаллизации крупных галенитовых кристаллов. Таким образом, карбонат выделялся в процессе раскристаллизации сульфидных руд, выполняя образующиеся при этом трещины усыхания.

Отложение сульфидов продолжалось и позднее (фиг. 101). Иногда в полосчатых олигонитовых рудах встречаются продольные зоны касситерита, галенита, коричневого сфалерита. Сфалеритовые полосы имеют местами такое же перистое или лучистое строение, как и соседние зоны карбоната, непосредственно продолжая структуры «елочек», переходящие из зоны в зону.

Постоянное присутствие в карбонатных рудах касситерита, тесное срастание галенитово-касситеритового агрегата с карбонатом позволяют предположить, что разложение сульфостанната свинца произошло в то время, когда образование карбоната еще не кончилось. Видимо, оно совпало по времени с появлением магнетита в карбонатных рудах или частично несколько определило этот процесс.

Стадия III. **Метаморфизм сульфидно-карбонатных руд.** Вблизи даек руды в значительно большей степени изменены последующими процессами, чем в стороне от них. Здесь мы обычно не встречаем светлого натечного карбоната — последний в той или иной степени всегда замещен магнетитом, пирротином, пиритом, и местами, в участках наиболее интенсивного изменения, уступает место массивным магнетитовым породам, в которых незаметны реликты первоначальной структуры карбонатных агрегатов. В процессе перекристаллизации полностью уничтожаются те своеобразные колломорфные текстуры и структуры, которые отмечались при описании руд, удаленных от даек. И в результате

по внешнему виду руды становятся более однообразными и как будто бы более простыми.

Однако микроскопическое изучение показывает, что метаморфизованные руды по составу далеко не так просты: выявляется, что здесь имели место разнообразные и сложные превращения — развитие вюртцита по сфалериту, силикатов по родохрозиту, причем в различных участках процессы изменения протекали по-разному и с различной интенсивностью.

Приуроченность измененных руд к «дайковому поясу» определенно говорит о связи процессов метаморфизма с внедрением внутрирудных даек. Вместе с тем ясно, что превращения в жилах в основном произошли еще до внедрения порфиритов, поскольку последний заключает ксенолиты уже измененных руд — очевидно процессы изменения были вызваны растворами, определяющими подъем магмы по трещине.

Микроскопическое изучение структур метаморфизованных руд приводит к заключению, что процессы изменения начались вскоре после их отложения. Частично они протекали в кристаллической среде, частично же в еще нераскристаллизованном геле. К последнему типу превращений относится образование массивных галенитово-касситеритовых руд, а также ритмично-полосчатых карбонатно-магнетитовых агрегатов. Однородный и крайне равномерный характер срастаний новообразованных минералов говорит за то, что превращение совершалось на месте, без заметного перемещения, причем количественные соотношения в металлах оставались неизмененными, менялась лишь форма их связи: вместо сульфидов олова и карбонатов железа возникали кислородные соединения этих металлов.

Появление касситерита на смену сульфостаннату, магнетита — вместо карбоната, однозначно свидетельствует об изменении химизма среды: вместо серы растворы в этот период уже несли кислород. Но характерно, что магнетит развивается в это время почти исключительно по карбонатам, в то же время в сульфидных рудах появляются прожилки пирротина или пирита; иногда можно наблюдать срастания касситерита и магнетита. На одновременность процессов развития магнетита по карбонатам и пирит-пирротиновых прожилков по галенитово-сфалеритовым рудам указывают реакционные оторочки пирротина, пирита, по контакту магнетитовых и касситеритово-сульфидных руд. Можно думать, что сульфиды железа могли здесь образоваться за счет серы, освобожденной при разложении сульфостаннатов, причем сера не перемещалась далеко, а фиксировалась здесь же, соединяясь с железом на контакте с магнетитовыми рудами.

Этот процесс, отбрасывая промежуточные реакции, можно представить следующим образом:

$$3PbS\ SnS + Fe_3O_4 + O_2 = 3PbS + 3SnO_2 + 3FeS.$$

Здесь происходил как бы обмен серы и кислорода. Олово как элемент, характеризующийся бóльшим средством к кислороду, чем к сере, переходило из сульфидной формы в кислородную. В то же время железо, обладающее в этих же условиях большим сродством к сере, чем к кислороду, отдавало кислород и соединялось с серой, освобожденной при разложении сульфостанната. Оба эти процесса являются взаимосвязанными и обусловливают друг друга.

Часто рядом с касситеритом, возникающим из сульфостаннатов, появлялся не пирротин, а пирит.

Как уже было отмечено, возникновение сульфидов железа одновременно и рядом с разложением сульфидов олова доказывает, что олово значительно скорее чем железо переходит из сернистой в кислородную форму. Это объясняет и тот факт, что ореол превращения сульфостаннатов выходит за пределы зоны развития магнетита — тиллит, этот крайне неустойчивый минерал, почти нацело разложен даже и в некотором отдалении от «дайкового пояса»; магнетит же развивался только вдоль трещины, вмещающей дайки, причем он ограничивался зонами карбонатных руд, и лишь очень редко, очевидно там, где процессы окисления проявлялись наиболее сильно, возникал и среди сульфидов. Примером могут служить описанные ранее тонкие карбонатно-магнетитовые прожилки в зеленом сфалерите. Происходящее вблизи этих прожилков разложение станнина на агрегат халькопирита и касситерита свидетельствует о том, что окисляющие процессы здесь действительно были весьма интенсивны.

Наконец, местами магнетит развивался и непосредственно по сфалериту, как это, например, имеет место по периферии сфалеритовых включений в магнетитовой породе. Здесь вероятно магнетит развивался за счет железа сфалерита, точно так же как в окружающих карбонатных рудах он мог возникнуть за счет железа, входившего ранее в олигонит. С этой точки зрения процесс развития магнетита можно представлять как окисление железа на месте с переводом его в высшую степень валентности. Марганец, освобождающийся в процессе выделения железа из олигонита, сохраняет здесь еще двухвалентную форму и входит в состав родохрозита.

Процесс разложения олигонитовых руд мог протекать согласно следующей реакции:

$$3(FeCO_3 \cdot 2MnCO_3) + O = Fe_3O_4 + 6MnCO_3 + 3CO_2.$$

Так, путем превращения карбоната на месте, могла возникнуть та тонкая, равномерно рассеянная магнетитовая вкрапленность, которая столь типична для метаморфизованных карбонатных руд. В то же время можно предполагать, что местами железо «перемещалось» в рудном теле или привносилось извне. Иначе трудно было бы объяснить образование «тиллитовых» полос, секущих галенитово-сфалеритовые руды, магнетитовых прожилков и сплошных массивных магнетитовых руд, в которых количество железа неизмеримо больше, чем в исходном олигоните.

Прочие металлы — цинк, свинец, олово, участвующие в минералообразовании этого периода, очевидно были заимствованы из ранее образованных сульфидных руд в результате их разложения и растворения. Помимо уже отмеченного разложения сульфостаннатов, в контакте с магнетитовыми рудами происходило превращение и сфалерита — перекристаллизации его с образованием вюртцита. Местами периферические части вюртцитовых каемок оказываются совершенно непрозрачными от обильных эмульсионных включений халькопирита, располагающихся по границам округлых вюртцитовых зерен. Развитие таких тончайших эмульсионных включений в узких внешних каемках, примыкающих к магнетитовой руде, уже определенно можно поставить в связь с магнетитовой стадией процесса. Может быть здесь имела место диффузия железа из окружающих магнетитовых руд. Подобные перемещения металлов при высокой температуре, как известно, неоднократно воспроизводились экспериментально. Иногда же наоборот, в процессе развития магнетита происходило как бы очищение сфале-

рита от железа и в магнетитовых рудах возникали слабоокрашенные розоватые линзовидные сфалеритовые прожилки, образованные на месте бывших здесь ранее ксенолитов полосчатых руд; таким образом, превращения сфалерита шли различными путями.

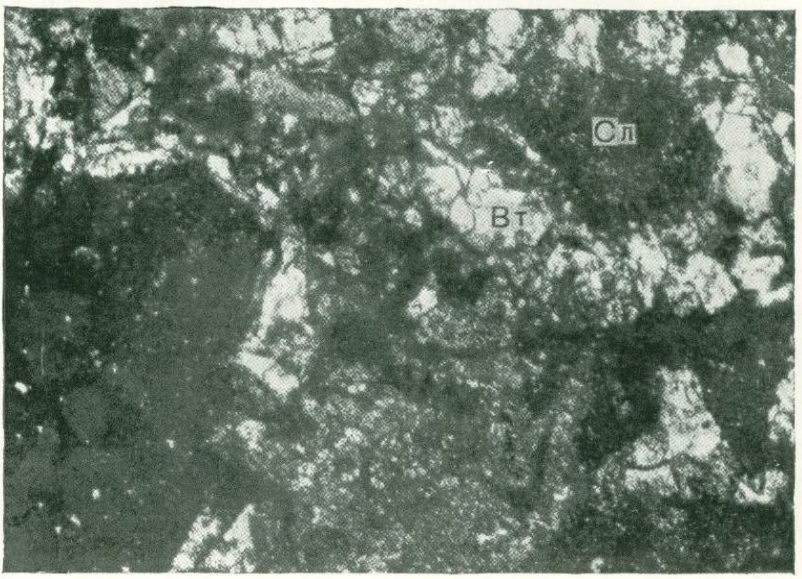
В заключительной стадии процесса метаморфизма возникли своеобразные силикатные породы, состоящие из родохрозита, граната, диопсида и др. Наиболее интенсивно и полно проявлен этот процесс в пределах жилы Родохрозитовой, вскрытой 8-й штольней в восточном контакте микродиоритовой дайки. Здесь жила представляет плотную сливную кремнисто-магнетитовую породу с линзами-ксенолитами более ранних сульфидов и секущими прожилками сульфидов поздних. Местами в значительном количестве встречается родохрозит, а также черный железо-марганцовистый опал, густой пронизывающий породу по трещинкам.

Под микроскопом оказывается, что жильная порода представляет чередование извилистых карбонатно-магнетитовых или диопсидо-магнетитовых и родонитовых зон; первые очевидно возникли по зонам олигонита, вторые — по зонам родохрозита. Действительно, местами достаточно ярко видно, что призматические кристаллы родонита и цепочки зерен граната развиваются по крупным родохрозитовым кристаллам. В этих же зонах встречаются редкие зерна тефроита, плагиоклаза и более позднего черного опала, избирательно замещающего весь этот комплекс минералов.

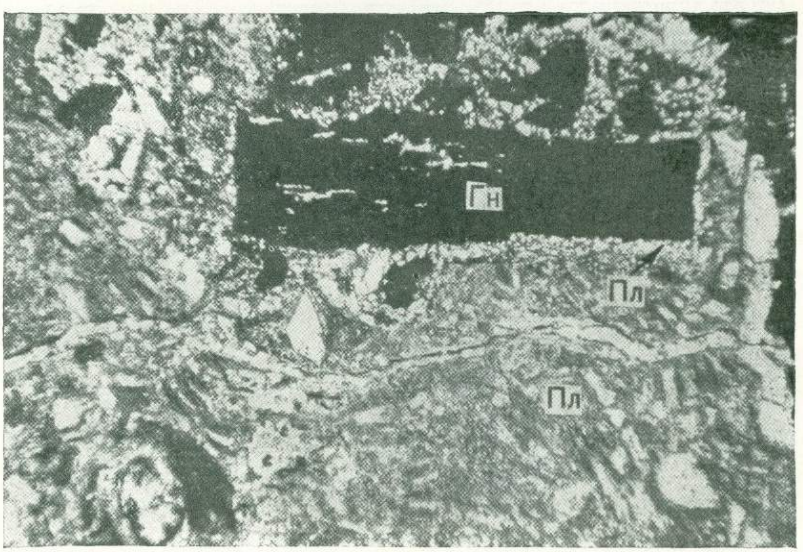
Из сульфидов в этих своеобразных жильных породах присутствуют пирротин и сфалерит, образующие тонкую рассеянную вкрапленность, прожилки, а иногда и псевдоморфозы по какому-то лучистому нерудному минералу — может быть по роговой обманке.

Время образования силикатов пока не установлено. Возможно, что этот процесс относится уже к моменту внедрения даек: в пользу этого как будто говорит развитие граната по карбонату, неоднократно наблюдаемое в контакте с секущими дайками. Однако пироксен нигде в этих случаях не обнаружен и пока трудно с достаточной уверенностью параллелизовать эти относительно слабые приконтактные образования с тем сложным и разнообразным комплексом силикатов, который проявлен в жиле Родохрозитовой.

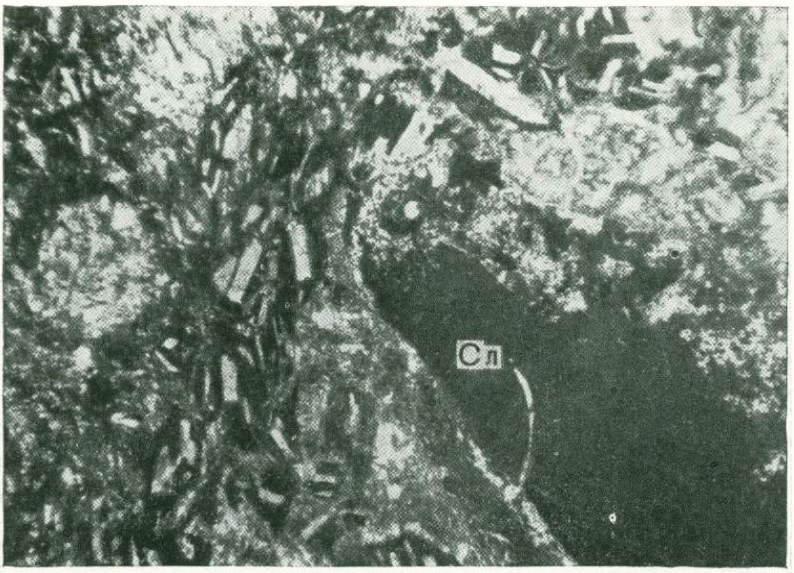
Следует отметить, что контактовые изменения руд в пересечении их дайками проявлены слабо: продольные контакты вообще не сопровождаются какими-либо дополнительными превращениями, и лишь там, где дайки диагонально или поперек пересекают сульфидно-карбонатные жилы, срезая их полосчатость, удается наблюдать значительные изменения руд: сульфиды в этих случаях часто раздроблены и сцементированы мелкозернистым кварцем; по карбонатам развиваются мельчайшие гранатовые кристаллики, сфалерит же превращается в вюртцит (фиг. 102) и окаймляется магнетитовыми оторочками. В то же время галенит совершенно не изменяется в контакте — его раздробленные кристаллы цементируются порфиритом по спайности, причем плагиоклазовые микролиты «обтекают» все уступы спайных сколов, поворачивая вдоль них (фиг. 103). Таким образом, сульфиды в контакте с магмой ведут себя по-разному: наиболее неустойчивым опять оказался сфалерит, причем явления его превращения здесь совершенно те же, что имели место в контакте и с магнетитовыми, и с магнетитово-силикатными рудами. Повидимому эти превращения происходили везде и всякий раз, как изменялись условия в рудовмещающей трещине — независимо от того, вызвано ли это было проникновением растворов изменив-



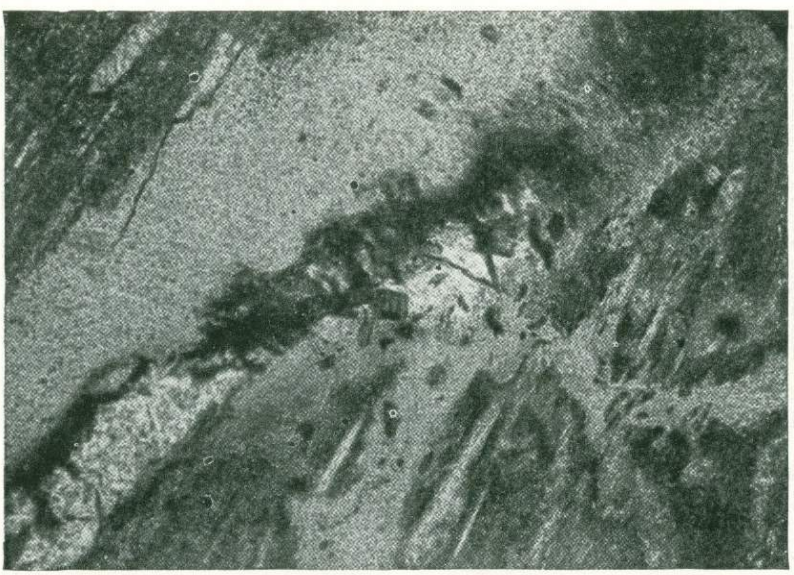
Фиг. 102. Синанча. Оторочки вюртцита (Вт) вокруг сфалерита (Сл) по контакту с порфиритом. Ув. 30; ник. +.



Фиг. 103. Синанча. Микролиты плагиоклаза (Пл) в порфирите огибают прямоугольные сколы спайности галенитовых кристаллов (Гн). Ув. 9.



Фиг. 104. Синанча. Обтекание сфалеритового ксенолита в порфирите микролитами плагиоклаза. Ув. 46.



Фиг. 105. Синанча. В микродиорите хлоритовый прожилок с касситеритом. Ув. 46.

шегося состава или непосредственным контактом с магмой. Причину этих изменений скорее следует искать в нарушении химизма среды, чем в повышении температуры, ибо в противном случае именно внедрение даек должно было бы вызвать наиболее сильное изменение, а этого не наблюдается.

Говоря о характере эндоконтактовых изменений самих даек, не будем касаться микродиоритов, отношения которых к руде еще не вполне ясны. Противоречивые данные, которые имеются по их контактам, уже достаточно подробно были изложены ранее. Что же касается до диабазовых порфиритов, то они близ руды почти не показывают никаких изменений, за исключением более темной окраски стекловатого цемента, и закономерной ориентации микролитов, которые огибают рудные включения (фиг. 104). И в то же время несомненно можно утверждать, что руда здесь частично была поглощена. Так, островки — ксенолиты галенита, с однообразной ориентировкой спайности, вероятно представляют остатки от замещения большого галенитового кристалла магмой.

Несмотря на то, что часть пересеченной жилы несомненно должна была быть ассимилирована магмой, мы не видим заметных следов изменения структуры или состава породы под влиянием этого ассимилированного материала. Может быть, результатом такого поглощения или растворения сульфидов является образование поздних рудных прожилков, секущих как порфирит, так и руду. В таких прожилках встречаются пирит, сфалерит с очень обильными эмульсионными включениями халькопирита и станнина, а из жильных минералов — кварц, карбонат, хлорит. В одном из хлоритовых прожилков, секущих микродиорит, обнаружен и касситерит в виде игольчатых кристаллов (фиг. 105). Эти поздние прожилки несколько маскируют соотношения порфиритов и руды, но они не затушевывают главного — дайки здесь внедрялись после образования сульфидно-олигонитовых руд, они секут эти руды, заключают ксенолиты их и вызывают в них сложные и разнообразные превращения.

Синанчинское месторождение в генетическом отношении довольно необычно — оно принадлежит к группе близповерхностных оловорудных проявлений, которые ранее известны были лишь в Боливии. Изучая Синанчу, мы как бы приближаемся к пониманию своеобразных боливийских месторождений, знакомых нам лишь по литературе и ранее казавшихся такими неповторимыми. И оказывается, что здесь, по другую сторону океана, мы находим в третичных оловорудных близповерхностных месторождениях те же оригинальные черты: мы встречаем редкие парагенетические ассоциации, устанавливаем такие неустойчивые минералы, как сульфостаннаты, вюртцит, гипогенный марказит, сталкиваемся с ярким проявлением коллоидных образований — хорошо сохранившимися колломорфными структурами и текстурами руд. Сходство с боливийскими месторождениями простирается до тонких деталей: так, синанчинские руды удивительно напоминают вюртцито-тиллитовые руды Каргуаиколло (Боливия), в которых наблюдаются совершенно такие же параморфозы галенита и касситерита по «тиллиту» (см. фиг. 123).

И вместе с тем, даже в ряду этих своеобразных близповерхностных месторождений, Синанча выделяется своими особенностями, представляя крайне редкий пример метаморфизованных руд. Выяснение истории развития и преобразования рудных тел Синанчи доставляет ценный материал, который имеет не только общетеоретический интерес, но и непосредственно помогает выяснить некоторые существенные вопросы генезиса касситеритово-сульфидных месторождений. Так, увязывая про-

цесс разложения тиллита с теми сложными изменениями, которые имели место перед внедрением порфиритовых даек, мы подходим к наиболее важному для нас вопросу о роли химизма среды в появлении сульфидных или кислородных соединений олова и в смене одних минералов другими.

Генезис Синанчинского месторождения рисуется следующим образом. В третичное время верхнемеловые эффузивные кварцевые порфиры были разбиты трещинами, ориентированными поперек их пологих складок. Вдоль этих трещин разрыва поднимались и растворы и магма, образующие дайки. Дайки диабазовых порфиритов секли руду, что же касается до микродиоритов, то возраст их еще не вполне ясен. По совокупности фактов мы склоняемся к предположению, что и они являлись скорее послерудными.

И руды, и дайки Синанчи можно рассматривать как последовательные, но близкие во времени производные проявления одной и той же интрузии. Судить о природе рудоносной магмы здесь труднее, чем где-либо, ибо глубинные породы на месторождении еще не обнажены. Однако сопоставляя жильные породы Синанчи с гранитоидами окрестностей, можно все же высказать некоторое предположение о характере залегающей здесь на глубине интрузии. Так, оказывается, что наиболее ранние жильные породы — микродиориты — по составу близко подходят к развитым в районе диоритовым интрузиям; может быть они являются нерасщепленными дериватами материнской интрузии. В таком случае более поздний диабазовый порфирит, сходный по составу с кварцевыми габброноритами района, следовало бы рассматривать как основные производные рудоносной магмы, т. е. можно предположить, что оруденение Синанчи, как это принимается и для других рудных месторождений Приморья, связано с гранитоидами повышенной основности.

Исходя из геологического положения месторождения — залегания в молодых эффузивах, приходим к выводу о небольшой глубине образования оруденения; едва ли мощность покрышки могла на много превышать тысячу метров. Структурные и минералогические данные вполне соответствуют этому выводу. Как уже было отмечено, Синанча с ее вюртцито-тиллитовыми колломорфными рудами очень напоминает эпитермальные близповерхностные месторождения Боливии. Комплекс минералов главной сульфидной стадии — присутствие халцедона, опала, обильных сульфосолей, а также слабое развитие явлений распада твердых растворов — все эти данные действительно говорят о невысокой температуре начальной стадии минерализации.

Рудоносные растворы видимо имели довольно сложный состав: главными элементами в них являлись свинец, цинк, олово, сера; сравнительно небольшую роль играли железо, сурьма, мышьяк, серебро и другие. Едва ли в это время имел место привнос кремнезема — наблюдение над метасоматическими рудами говорит скорее за то, что здесь происходило его извлечение из боковых пород.

Совершенно несомненно, что рудоотложение совершалось из коллоидных растворов. Ритмично-полосчатые руды, представляющие чередование бесчисленных тончайших полосок одних и тех же сульфидов, возникли из сложной, но более или менее однородной массы концентрированного раствора, единовременно заполнившей трещину. Подобное заполнение трудно объяснить коагуляцией геля на месте из разбавленных растворов, двигающихся вдоль трещины — этому бы противоречил объем образованных гелевых масс, видимо не очень отличавшийся от современного объема руд; следует поэтому допустить, что не только

отложение, но может быть и перенос металлов совершался в форме высококонцентрированных коллоидных растворов.

Одновременно с выполнением открытых трещин происходило замещение коллоидными растворами клиньев кварцевых порфиров. В эти околожильные гелевые массы, состоящие главным образом из кремнезема, избирательно проникали растворы сернистого цинка и возникали смешанные однородные гели, которые, кристаллизуясь, переходили в агрегат сфалерита и опала, превращенного затем в халцедон и, наконец, в криптокристаллический кварц. Развитие подобных метасоматических коллоидных руд протекало параллельно с кристаллизацией геля, выполнявшего трещину; оба процесса были длительные и еще не вполне закончились к началу выделения карбоната.

Установленный порядок кристаллизации минералов — кварц, пирротин, галенит, сфалерит, тиллит — является условным: здесь в широких пределах происходили перекрытия в отложении минералов. При этом еще в состоянии геля имели место пересечения, выполнения трещин усыхания массами, проникающими из соседних еще нераскристаллизованных полос; таким образом, появление секущих прожилков в этих рудах коллоидного происхождения еще отнюдь не достаточно для того, чтобы говорить о каких-то новых генерациях минералов, связанных с отложением из новых порций раствора. Подобные секущие прожилки представляют развитие и заключение того же самого процесса раскристаллизации сложного геля, процесса, который до известного времени протекал как бы в замкнутой системе, изолированной от влияния поступающих растворов. И лишь после образования многочисленных трещин усыхания геля открылись пути для новых порций раствора и началось отложение олигонита.

Это была уже новая стадия минералообразования, хотя она и непосредственно продолжала стадию предыдущую. Начало выделения карбоната следует отнести к тому времени, когда сульфиды не были еще вполне окристаллизованы. Об этом говорят совместные колломорфные агрегаты, в которых ориентировка структурных элементов сульфидных ядер как бы подчиняется внешним формам облекающей их карбонатной оболочки. Здесь мы снова встречаемся с противоречивыми соотношениями минералов коллоидного происхождения. И оказывается, что те общепринятые критерии определения возраста минералов, которые так хорошо объясняют последовательность их отложения из молекулярных разбавленных растворов, здесь оказываются совершенно неприемлемыми. Цементирующий и окружающий минерал вовсе не обязательно является здесь поздним по сравнению с минералом цементируемым — раскристаллизация обоих может протекать одновременно или даже в обратной последовательности. В то же время друзы кристаллов отнюдь не доказывают, что минералы кристаллизовались в пустоте — нередко мы видим, что прожилки в рудах коллоидного происхождения ограничиваются друзами, направленными не во внутрь жилки, а наружу, в сторону пересекаемых жильных масс; в данном случае мы явно имеем дело с метакристаллами, но характерно, что метакристаллы образуют здесь не только минералы, обладающие большой кристаллизационной способностью вроде пирита или тиллита, но и такие минералы, как кварц, карбонат, которые, кристаллизуясь последними, обычно не развивают идиоморфных граней, а выполняют промежутки между ранее выделившимися минералами. Может быть, в данном случае необычная для них идиоморфная огранка обусловлена отсутствием сопротивления кристаллизации со стороны окружающей массы, т. е. можно думать,

что эти метакристаллы развивались в еще пластической нераскристаллизованной гелевой среде. К такому же выводу о пластичном состоянии мы приходим, рассматривая соотношения массивных руд выполнения и кремнистых метасоматических пород, образованных путем замещения кварцевого порфира.

Раскристаллизация минералов из сложного геля протекала не только последовательно, но и по-разному. Так, галенит сразу образовывал крупные кристаллы; об этом говорит приуроченность пластинок тиллита, прожилков сфалерита (см. фиг. 100), карбоната к спайности крупных галенитовых зерен — очевидно спайность этих крупных кристаллов наметилась относительно рано. Сфалерит же вначале кристаллизовался в виде сферолитов, лучистых и пористых выделений, которые затем были перекристаллизованы в более крупнокристаллические агрегаты разноориентированных, сдвойникованных, таблитчатых выделений. Одновременно выделялся и станнин, может быть за счет олова, ранее растворенного в сфалерите. В то же время выделялся и халькопирит в виде цепочек эмульсионных включений, приуроченных к плоскостям спайности и двойниковых швов новообразованных кристаллов. Таким образом, явления распада твердых растворов относятся уже к периоду собирательной перекристаллизации метаколлоидных сфалеритовых руд. Наконец, местами эмульсионные включения халькопирита показывают в своем распространении прямую связь с проявлением поздней магнетитовой стадии процесса — они развиваются в периферических частях сфалеритовых включений, окруженных магнетито-карбонатными рудами. Эти каемки можно объяснить диффузией железа из магнетитовой руды в сфалерит.

Наконец, в процессе метаморфизации руд сфалерит уступал место вюртциту, замещался магнетитом, словом он показывает неоднократные и различные превращения.

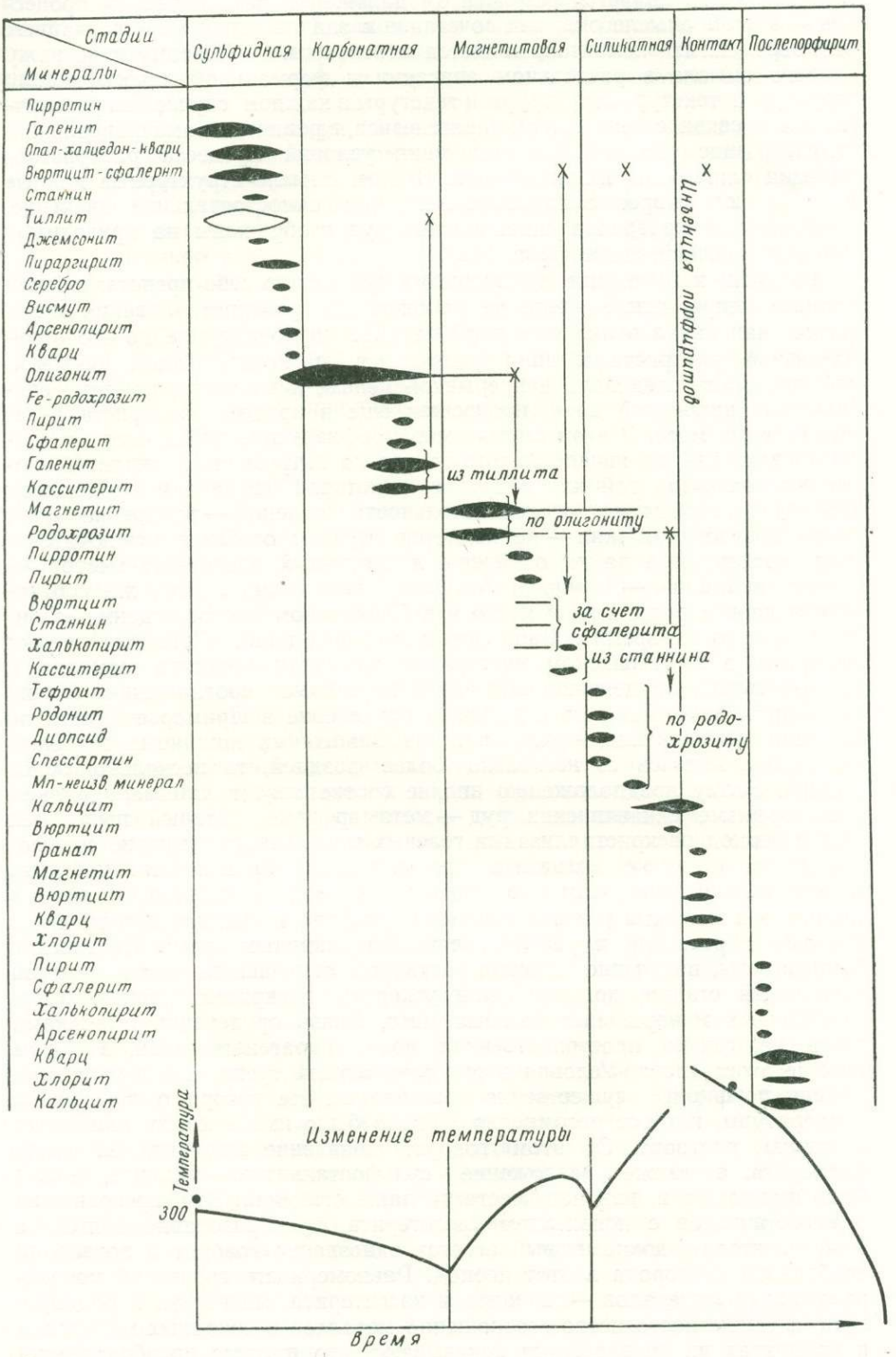
Значительные превращения испытал также кварц — первоначально, как показывает изучение относительно слабо измененных криптокристаллических кремнисто-сфалеритовых пород, отлагался опал, затем, в процессе обезвоживания геля кремнезема появился халцедон, в мельчайших сферолитовых выделениях, и, наконец, криптокристаллический кварц. Последний в процессе дальнейшей перекристаллизации уступил место кварцу крупнокристаллическому с его прекрасными идиоморфными призматическими кристаллами.

Таким образом, современный облик минералов существенно отличается от первоначального, и лишь разыскивая реликты прежних форм, можно подойти в первом приближении к представлению о характере первичных руд. При восстановлении этой картины первичного оруденения необходимо учитывать и более сложные превращения — например, почти полный распад тиллита, с образованием агрегата галенита и касситерита. Этот новообразованный агрегат наследует формы бывших здесь ранее тиллитовых кристаллов, что дает возможность определить первоначальное положение тиллита в рудах, но вместе с тем местами он их и нарушает: от пластинчатых идиоморфных выделений непосредственно отходят ветвящиеся прожилки, секущие и цементирующие окружающие минералы. Таким образом, восстанавливая по параморфозам формы тиллитовых агрегатов, мы должны делать поправку на частичное перемещение продуктов его превращения.

Фактор времени необходимо учитывать и при расшифровке структур и текстур минеральных агрегатов и рассматривать последние в их развитии, изменении и превращении. Конечная структура минерального

агрегата здесь является результатом наложения разнообразных процессов — в этом смысле она, как сочетание в значительной мере случайных разновременных элементов, является неповторимой. Поэтому я не вижу особого смысла в раздельном описании и формальной классификации структур и текстур. Структруры и текстуры в каждом случае мы рассматриваем в связи с выяснением парагенезиса, в реликтах замаскированных структур ищем данных для выяснения условий процесса раскристаллизации слагающих их минералов. В этом смысле структурные данные приобретают скорее вспомогательное, чем самостоятельное значение. Соотношения минералов синанчинских руд изображены на приводимой парагенетической схеме (фиг. 106).

Развитие и изменение синанчинских руд можно себе представить как процесс непрерывный — еще не закончилась раскристаллизация сульфидов, как начал отлагаться карбонат. По карбонату еще до его окончательной раскристаллизации развивался магнетит. Таким образом, события здесь следовали непрерывной цепью, а метаморфизм руд, связанный с инъекцией даек, произошел еще в процессе раскристаллизации гелевых масс. В этом смысле метаморфизующие дайки следует рассматривать не как начало какого-то нового интрузивного цикла, а скорее как развитие той же интрузии, с которой связано и оруденение. Подобная необычная последовательность явлений — внедрение даек после образования жил — не является случаем особенно исключительным, послерудные дайки отмечены в третичных оловянных месторождениях в Японии — Икуно и Акенобе; повидимому такие же соотношения даек и руды имеют место и в Сталинском месторождении (Приморье). В то же время в Ванчинском месторождении (Приморье) дайки долерита, а в Киссинском месторождении дайки фельзита вмещают и контролируют оруденение. Эти противоречивые соотношения можно объяснить, принимая, что и дайки, и оруденение в Приморье близки по времени образования,— руда как бы зажата «в ножницы» жильных дериватов, являясь то несколько более поздней, то несколько более ранней. Этому предположению вполне соответствуют данные о раннем метаморфизме синанчинских руд — метаморфизме, который произошел еще в период раскристаллизации гелевых масс. Так, разложение сульфостаннатов, развитие магнетита по олигониту происходили частично в кристаллическом, частично еще в гелевом состоянии. Вероятно именно эти моменты резкого изменения условий и явились переломными точками в развитии и раскристаллизации сложных гелей. Повышение температуры, изменение химизма растворов, отмечавшие начало каждой следующей стадии, должны были ускорить раскристаллизацию ранее отложенных минеральных гелевых масс. Связь оруденения с дайками здесь не только пространственная, но и парагенетическая, в узком смысле этого слова. Условия в рудовмещающей трещине в период внедрения порфирита существенно изменились. Не говоря о повышении температуры, которое несомненно должно было иметь место, изменился и химизм раствора. Об этом говорит появление вюртцита на смену сфалерита, а также разложение сульфостаннатов — тиллита, может быть франкеита и, наконец, местами, даже станнина. Эти превращения сульфостаннатов с появлением касситерита, преобразование олигонита в магнетитово-родохрозитовый агрегат однозначно говорят о появлении свободного кислорода в этот период. Равномерность срастаний новообразованных минералов — галенита и касситерита, магнетита и родохрозита, а также постоянство соотношений металлов в исходных минералах и продуктах их превращения доказывают, что процесс преобразования



Фиг. 106. Парагенетическая схема Синанчи.

протекал без значительного привноса и выноса рудообразующих элементов — путем превращения их на месте в кислородные соединения. Возникающие при этом минералы взаимно связаны между собой — так, появление родохрозита обусловлено выделением магнетита, т. е. «освобождением» карбоната от железа. Здесь мы видим, что железо и марганец по-разному реагируют на новые условия окисления — часть железа переходит в окись, марганец же полностью остается еще в закисной форме.

В то же время отчетливо выявляется различное поведение олова и железа в процессе метаморфизма. Из этих двух элементов в процессе окисления значительно раньше переходит в форму окиси олово — ореол развития «вторичного касситерита» далеко выходит за пределы зоны развития магнетита, и даже в стороне от даек мы наблюдаем, правда неполное, но все же далеко зашедшее разложение тиллита.

В противоположность олову, железо переходит в окисную форму только в пределах узкой зоны, примыкающей к дайковому поясу — очевидно магнетит развивался лишь вдоль главного потока растворов, связанных с магмой, поднимавшейся по новым трещинам. Вместе с тем, магнетит почти не выходит за пределы карбонатных руд, представляя продукт их превращения. И даже более того: в контакте с сульфидами он уступает место пирротину или пириту. Подобные пирротиновые и пиритовые реакционные оторочки по контакту магнетитовых и касситеритово-сульфидных руд свидетельствуют о том, что при наличии серы железо может переходить из кислородной формы в сульфидную — отдавая кислород оно соединяется с серой, освобожденной при окислении сульфостанната,— т. е. образование сульфидов железа и окисление сульфостаннатов олова мы также можем рассматривать как процессы взаимосвязанные и обусловливающие друг друга. Это сравнение с железом еще более ярко подчеркивает геохимические особенности олова, как элемента с очень слабо выраженными «халькофильными» свойствами. Очевидно лишь при особых, для нас еще не вполне ясных условиях, которые осуществляются в некоторых близповерхностных месторождениях, оно, подобно другим металлам, входит в соединения с серой. Малейшее же нарушение этих условий вызывает образование касситерита, который является наиболее обычным минералом олова даже в специфически сульфидном парагенезисе.

б) Киссинское месторождение

Киссинское месторождение, как и Синанчинское, залегает в верхнемеловых кварцевых порфирах; здесь мы также видим разломы северо-западного простирания, отмеченные осветлением порфиров, дайками фельзитов и рудными жилами. Оруденение приурочено или к зальбандам фельзитовых даек или проявляется по трещинкам в самых жильных фельзитах. Главное и наиболее разведанное рудное тело вскрыто двумя небольшими штольнями и прослежено по простиранию на 70 м. Оно представлено массивными галенитово-сфалеритовыми рудами, достигающими в раздувах мощности 30—40 см.

Руды Киссинского месторождения, как показали минераграфические исследования, довольно своеобразны. Главными минералами являются галенит, сфалерит и кварц; помимо этого значительные скопления образуют пирит и марказит (вторичный по пирротину); в относительно небольшом количестве присутствуют касситерит, арсенопирит и, наконец,

редкими и мало распространенными являются фрейбергит, самородное серебро, пираргирит и акантит.

Все эти минералы отлагались сближенно; в частности сфалерит и кварц образуют чрезвычайно тонкозернистые смеси и отчетливо устанавливается, что оба минерала отлагались параллельно: в кварце мы видим пойкилитовые вростки сфалерита (фиг. 107), но, в свою очередь, идиоморфные кварцевые кристаллы сцементированы сфалеритом. Местами же возникают относительно крупнокристаллические сфалеритовые агрегаты, состоящие из короткопризматических и изометричных зерен с полисинтетическим двойниковым строением (фиг. 108). Характерной особенностью сфалеритовых руд Главной жилы является слабое развитие или даже полное отсутствие продуктов распада. Лишь изредка по границам сфалеритовых зерен мы видим тонкую эмульсионную халькопиритовую вкрапленность. Но в то же время в сфалерите мы видим довольно крупные самостоятельные выделения халькопирита в виде идиоморфных кристаллов (фиг. 109). К относительно ранним минералам относятся также пирит и пирротин — последний в исследованных образцах оказался почти нацело замещенным агрегатом вторичных дисульфидов железа — пирита и марказита.

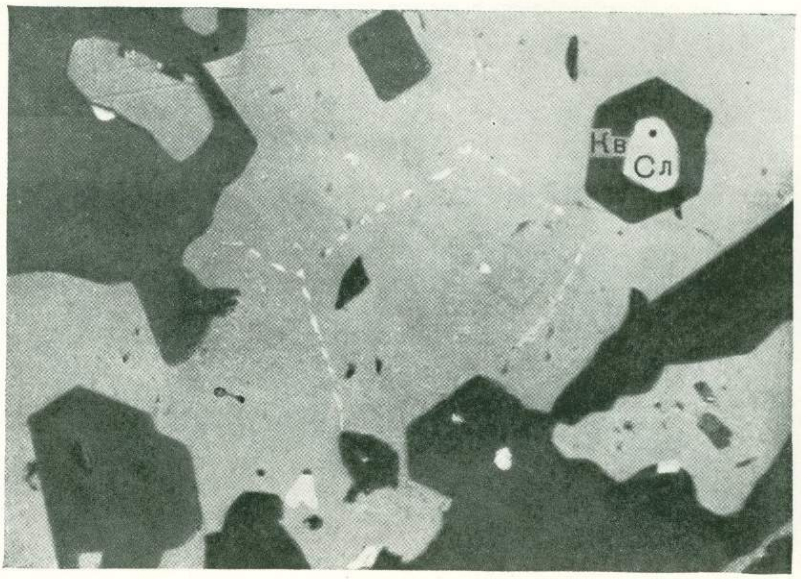
Касситерит в рудах Киссинского месторождения составляет небольшую примесь — он присутствует в кварцево-сфалеритовых рудах, а иногда ассоциирует и с более поздним галенитом.

Так же как и касситерит, относительно поздно выделяется на Киссинке и его постоянный спутник — арсенопирит. Последний встречается в виде идиоморфных кристалликов в кварцево-сфалеритовых рудах, но местами образует и прожилки в сфалерите (фиг. 110) или цепочки зерен по трещинкам в галените.

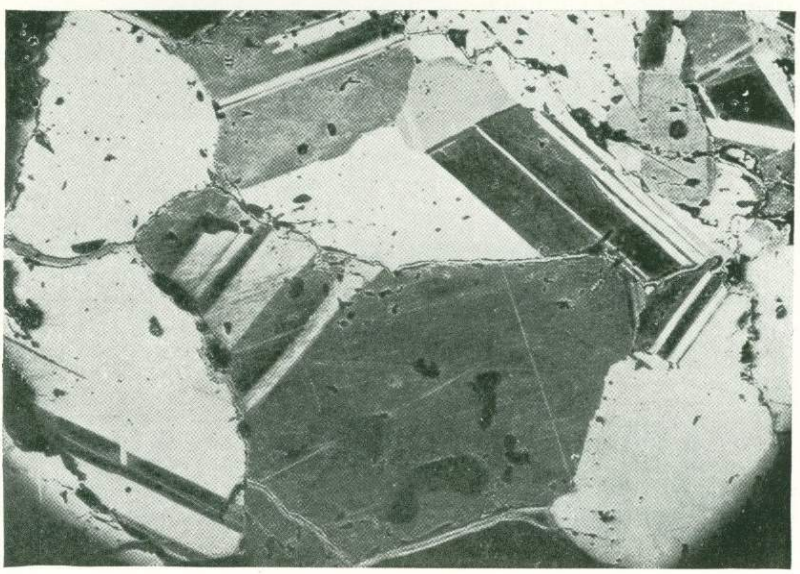
Галенит здесь, в отличие от Синанчи, выделяется в основном после сфалерита; он отличается высокой серебристостью, что обусловлено включениями разнообразных серебряных минералов — серебросодержащей блеклой руды, пираргирита и тончайших выделений самородного серебра. Эти серебросодержащие минералы иногда приурочены к контакту галенита и сфалерита. Главным же источником серебра в рудах Киссинки повидимому является акантит, развивающийся главным образом по марказиту (фиг. 111). Тесная ассоциация с марказитом, в большей его части вторичным минералом, позволяет и акантит относить к супергенным образованиям зоны цементации. В данном случае неустойчивый дисульфид железа служил как бы «осадителем» серебра из поверхностных растворов.

В стороне от Главного рудного тела, в Левом распадке, вскрыта небольшая зона минерализации, приуроченная к другой фельзитовой дайке. Оруденение на этом участке представлено серией параллельных тонких вюртцито-марказитовых прожилков в фельзитах. Рудные прожилки имеют симметрично полосчатое сложение — в зальбандах находятся кварц, марказит, затем вюртцит с обильными эмульсионными халькопиритовыми включениями, осевую же часть слагает зона сплошного халькопирита.

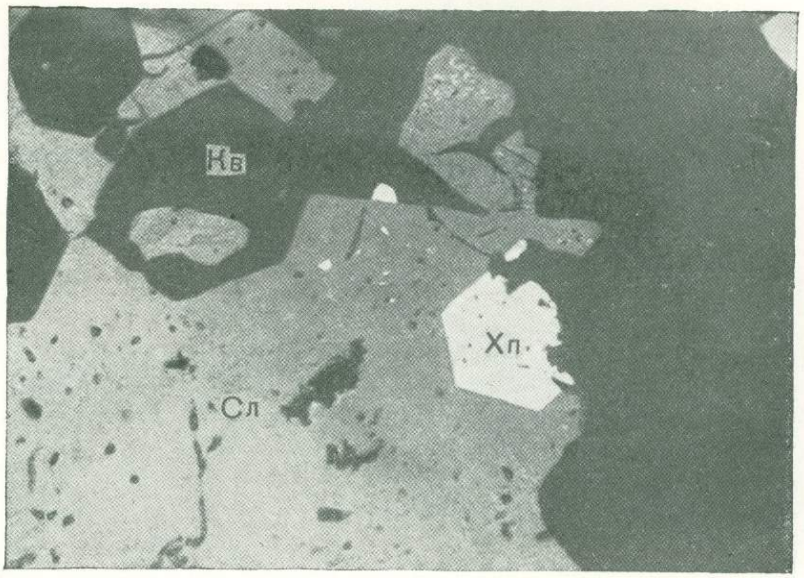
Киссинское месторождение, если судить по уже вскрытым телам, является относительно небольшим. Однако создается впечатление, что это месторождение еще слабо разведано. Возможно, что на рудном участке существуют и еще не обнаруженные рудные тела. Поиски их рационально проводить вдоль разломов, отмеченных фельзитовыми дайками и зонами осветления порфиров.



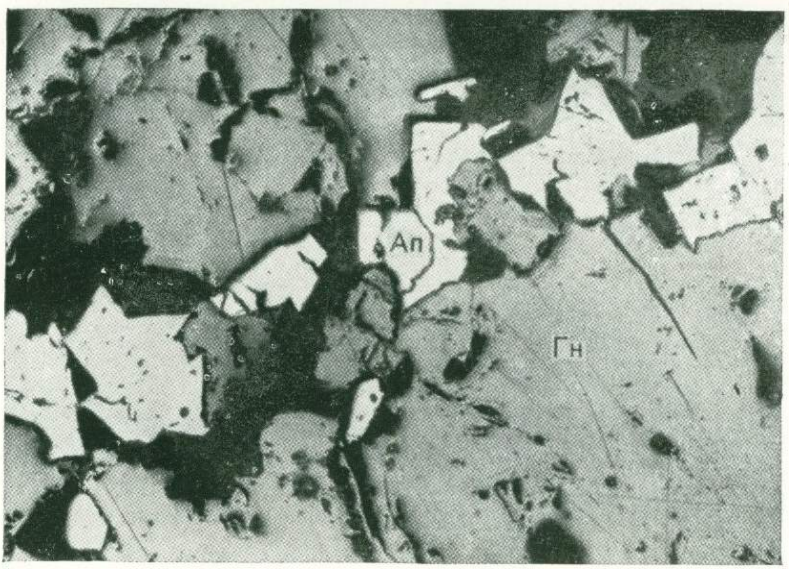
Фиг. 107. Синанча. Киссинское месторождение. Пойкилитовые включения сфалерита (Сл) в идиоморфных кристаллах кварца (Кв). Ув. 590.



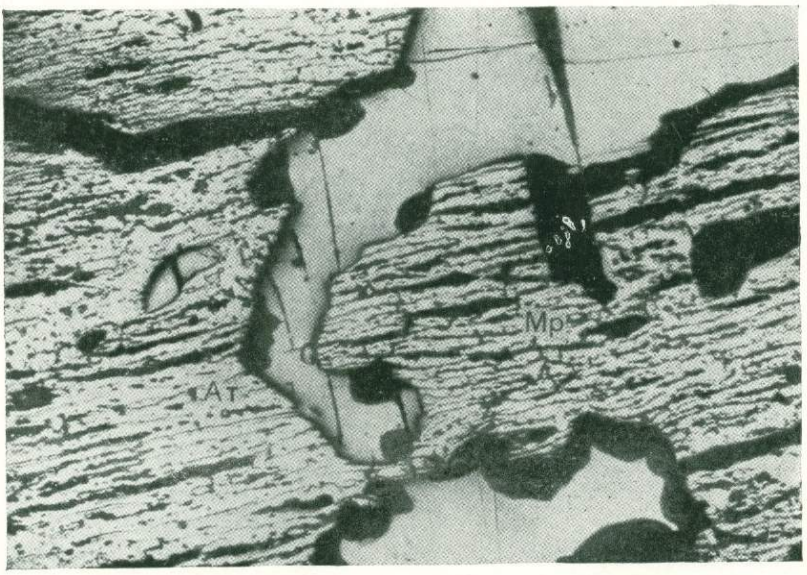
Фиг. 108. Синанча. Киссинское месторождение. Структура сфалеритового агрегата; протравлено над парами царской водки. Ув. 90.



Фиг. 109. Киссинское месторождение. Идиоморфные кристаллы халькопирита (Хп) и кварца (Кв) в сфалерите (Сл). Ув. 450.



Фиг. 110. Киссинское месторождение. Прожилковидные цепочки кристаллов арсенопирита (Ап) в галените (Гн). Ув. 240.



Фиг. 111. Киссинское месторождение. Марказит (Мр) замещается акантитом (Ат). Ув. 90.

По характеру минерализации руды Киссинки во многом сходны с сульфидными рудами первой стадии Синанчинского месторождения, отличаясь от них отсутствием сульфостаннатов.

в) Таборное месторождение

Таборное месторождение расположено в левом борту ключа Быстрого, левой составляющей ключа Каменного — притока р. Синанчи.

Вмещающими породами служат верхнемеловые эффузивные кварцевые порфиры; последние прорываются небольшим интрузивным телом кварцевых диоритов, которые повидимому и являются источником оруденения.

Рудные жилы Таборного месторождения довольно интересны в минералогическом отношении. Здесь очень широкое развитие получают сульфосоли — главным образом джемсонит и отчасти блеклая руда, которые вместе с кварцем и являются главными минералами, слагая прожилки мощностью до 10—12 см. Подчиненную роль играют сфалерит и галенит, в небольшом количестве присутствуют арсенопирит и пирит и, наконец, мало распространены или очень редко встречаются халькопирит, самородное серебро, пираргирит и очень редкий станнин, встреченный лишь в единичных зернах. Соотношения минералов таковы: ранними являются кварц, арсенопирит, пирит; эти минералы цементируются сфалеритом и джемсонитом. Сфалеритовые зерна обычно в свою очередь цементируются джемсонитом, иногда же можно наблюдать сфалеритовые жилки, секущие джемсонит; наиболее молодым минералом является галенит. В галените встречаются включения станнина, блеклой руды, пираргирита и самородного серебра — эти последние три минерала и являются источником серебра в рудах Таборного месторождения. В отношении оловоносности Таборное месторождение уже совершенно не интересно, для нас же оно представляет интерес как наиболее низкотемпературный член свинцово-цинкового ряда оловосодержащих месторождений.

Заканчивая описание оловорудных месторождений Приморья, перейдем к некоторым общим выводам по этой области специфического развития касситеритово-сульфидной минерализации.

ОСОБЕННОСТИ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПРИМОРЬЯ

Приморье — область специфического проявления касситеритово-сульфидных месторождений — представляет интересные данные для выяснения генетических особенностей оловорудных проявлений касситеритово-сульфидной формации и установления комплекса геологических условий, благоприятных для их образования.

При изучении оловорудных месторождений Приморья встают также вопросы общеметаллогенического характера, в частности вопрос о границах области проявления третичной металлогении и зависимости характера минерализации от структурно-тектонической обстановки.

Вместе с тем в Приморье — области развития молодых близповерхностных месторождений — мы находим очень интересный материал для выяснения особенностей рудообразующих факторов, роли коллоидов в рудном процессе, специфических особенностях руд коллоидного происхождения, проявления метаморфизма руд и многих других.

Несомненно, Приморская область, еще очень слабо исследованная, будет служить объектом изучения долгое и долгое время. Здесь же мы ограничимся общими предварительными заключениями, которые в дальнейшем будут проводиться и корректироваться.

Последние открытия показывают, что область Сихотэ-Алиня в целом является оловоносной, но значение различных зон в отношении оловоносности неодинаково. Выделяемые структурно-тектонические элементы — Западная зона, Даубихинская синклинальная зона, Сихотэ-Алинский центральный антиклинорий, Сихотэ-Алинский восточный синклинорий — имеют различную историю развития, оформились не одновременно и характеризуются развитием интрузий, различных по возрасту, составу и условиям формирования. Соответственно и типы связанных с ними месторождений отличны.

Прежде всего намечается различная история развития антиклинальных поднятий, оформившихся в мезозое и частично еще ранее и служивших областями сноса, и синклинальных прогибов, являвшихся областями накопления вплоть до поздних отделов мезозоя (Сихотэ-Алинский синклинорий) и характеризующихся мощным проявлением молодого — верхнемелового и нижнетретичного — вулканизма.

В свою очередь возможно, что крупные антиклинальные структуры не все оформились в одно время; если зона Сихотэ-Алинского антиклинория представляет в основном новокиммерийское сооружение и характеризуется развитием крупных массивов новокиммерийских золотоносных и оловоносных интрузий, то Западное антиклинальное поднятие возможно является более древним, предположительно поздневарисским или триасовым. Еще более древним является блок Ханкайского кристаллического массива, вскрывающийся в ядре западного антиклинального поднятия и характеризующийся развитием сложнодислоцированных протерозойских и нижнекембрийских отложений, прорванных крупными массивами каледонских гранитов.

Общей чертой этих антиклинальных сооружений является развитие крупных интрузий гранитов, в составе которых присутствуют как гранитоиды повышенной основности, несущие золото, так и кислые дифференцированные разности, сопровождающиеся касситеритово-кварцевой и вольфрамитово-кварцевой минерализацией.

Зоны крупных синклинальных структур имеют отличную историю развития: например, зона Сихотэ-Алинского синклинория представляла область нисходящего движения в процессе формирования центральной антиклинальной структуры и служила областью накопления; возможно к тому же типу относится и Даубихинская синклинальная зона, расположенная по другую сторону Сихотэ-Алинского антиклинория и представляющая структуру, симметричную зоне Сихотэ-Алинского синклинория. В зонах, оформившихся позднее, проявились и более молодые третичные интрузии. Тектоническая обстановка формирования интрузий здесь была существенно иной. Образование крупных разломов, служивших каналами для излияния эффузивов, не могло не нарушить глубинную дифференциацию магматического бассейна; в результате здесь проявились менее дифференцированные разности гранитоидов, чем это имело место в зонах антиклинориев.

Соответственно иными явились и типы оловорудных проявлений, которые представлены здесь мало дифференцированными касситеритово-сульфидными месторождениями, главным образом комплексного оловополиметаллического характера.

Следует отметить, что подобные же условия, благоприятные для развития молодых касситеритово-сульфидных месторождений, могли осуществляться не только в восточных зонах глубоких и длительных мезозойских прогибов типа Сихотэ-Алинского синклинория, но и гораздо западнее — в наложенных прогибах, развивающихся на древнем кристаллическом основании. К этому типу следует отнести Приуссурийскую зону, характеризующуюся развитием молодых эффузивов и прорывающих их рудоносных интрузий. Разломы молодого возраста в этих участках явились отзвуками интенсивных складкообразовательных движений, проявившихся восточнее; они возникли главным образом в жестких блоках на стыке их с более молодыми структурами. Накопление мощных толщ эффузивов обусловило образование наложенных прогибов и таким образом имела место своего рода инверсия тектонических форм с превращением древних антиклинальных структур в зоны молодых депрессий. Подобные области проявления вулканизма и последующих молодых малодифференцированных интрузий являются благонадежными для поисков месторождений касситеритово-сульфидной формации.

Интересно отметить, что единичные крупные касситеритово-сульфидные месторождения встречаются и в зонах антиклинориев (Вознесенское рудный узел), проявляясь здесь на фоне регионального распространения касситеритово-кварцевой минерализации, большею часть незначительной по масштабу оруденения. Как показывает пример Вознесенки, они развиваются в связи с интрузиями, богатыми бором, причем особенно благоприятными для их проявления оказываются участки развития известняков.

Касситеритово-сульфидные месторождения Приморья весьма разнообразны по характеру минерализации.

Приморье представляет область исключительного развития касситеритово-сульфидных месторождений и в этом смысле для нас особенно интересно. Здесь мы встречаем почти все типы касситеритово-сульфидных месторождений: магнетитовые скарны (Белая гора), сульфидно-магнетитовые скарноподобные образования, представляющие переход к хлоритово-сульфидному типу (Ванчин). На Ярославском месторождении и на Эльдорадо намечается новый для Приморья турмалиново-сульфидный тип оловорудных проявлений. Широкое развитие получают месторождения сульфидно-хлоритовые — Октябрьское, Лифудзин, Хрустальное и, наконец, Сталинское, которое представляет уже переход к более низкотемпературным галенитово-сфалеритовым месторождениям с касситеритом и сульфостаннатами (Синанча). Последний тип особенно интересен, ибо нигде в СССР так ярко не представлен, как в Приморье.

Обилие сульфостаннатов, игравших на Синанче главную роль в процессе осаждения олова из растворов, сближает ее с близповерхностными оловянными месторождениями Боливии.

Несмотря на наличие разновозрастных образований даже в пределах третичной зоны, касситеритово-сульфидные месторождения геохимически имеют много общего. Заключая кроме олова и другие металлы — свинец, цинк, серебро, они генетически связаны с неоловоносными свинцово-цинково-серебросодержащими месторождениями, а через оловоносные скарны Белой горы и с магнетитовыми месторождениями и представляют промежуточное звено, связующее все рудопроявления района в единый генетический комплекс.

Среди касситеритово-сульфидных месторождений мы встречаем типы, знакомые нам уже по Забайкалью. Так, хлоритовые зоны Хрустального, Лифудзина сходны с тарбальджейскими, хапчерангскими, харатуйскими;

массивные пирротиновые руды Сталинского месторождения очень напоминают руды некоторых сульфидных жил Хапчеранги. Таким образом, уже путем сравнения двух описанных провинций мы можем сделать вывод о том, что типы минерализации повторяются. Но вместе с тем в месторождениях Приморья мы отмечаем и новые своеобразные черты. Здесь получают развитие сложные тела — телескопированные руды, наряду с касситеритом в них местами существенную роль играют сульфостаннаты; своеобразны и текстурно-структурные особенности руд, характеризующихся подчас коломорфным обликом. Эти особенности наиболее характерны для близповерхностных месторождений.

О небольшой глубине образования третичных месторождений мы можем заключить и на основании геологических данных. Так, руды иногда залегают в верхнемеловых эффузивах, образованных в период, непосредственно предшествующий оруденению; вероятно глубина образования верхних частей жил измерялась в этих случаях сотнями метров. «Приближают» месторождения к условиям поверхности и разломы, которые контролируют в Приморье распределение оруденения и непосредственно вмещают рудные тела.

Как известно, в близповерхностных условиях коллоидные процессы проявляются наиболее ярко — этому способствуют резкие колебания давления, смешение восходящих и нисходящих растворов и связанные с этим колебания их химизма. В этом смысле широкое развитие колломорфных образований в рудах Приморья представляется вполне закономерным.

Вместе с тем яркое проявление колломорфных структур объясняется и тем, что в этой молодой рудной области руды не испытали столь длительных изменений, как в других районах, поэтому первичные структуры отложения из коллоидов не уничтожены позднейшей раскристаллизацией, а местами даже сохранились и до наших дней (минеральные желеобразные коллоидные образования, содержащие до 80% воды, Тетюхе).

Изучение колломорфных руд Приморья показывает, что для минеральных ассоциаций коллоидного происхождения часто неприемлемы общепринятые критерии установления относительного возраста минералов. Все рудообразующие минералы обособляются из растворов иногда параллельно в результате ритмичного гелеотложения и затем уже кристаллизуются последовательно. При этом порядок раскристаллизации оказывается часто обратным обычному: галенит в этих случаях кристаллизуется раньше сфалерита (Синанча); арсенопирито-касситеритово-кварцевые руды, обычно ранние, здесь иногда цементируют массивный крупнокристаллический сфалерит (Сталинское месторождение), а в некоторых случаях арсенопирит совместно с кварцем выделяется и в самом конце рудного процесса. Это особенно характерно для наиболее низкотемпературных касситеритсодержащих галенитово-сфалеритовых месторождений, в общем бедных мышьяком (Синанча, Киссинка). В то же время и пирротин, который считается одним из наиболее высокотемпературных сульфидов, иногда кристаллизуется в самом конце рудного процесса вместе с поздним галенитом (Сталинское, Щербаковское месторождения). Наконец, касситерит занимает самое разнообразное положение в рудах — иногда он выделяется относительно рано, иногда же ассоциирует с галенитом (Синанча) или халькопиритом (Хрустальное), завершая процесс рудообразования. Все эти колебания в порядке образования обусловлены сближенным отложением всех минералов. Соотношения минералов в колломорфных рудах часто очень противоречивы. Иногда оказывается, что последовательность обособления минеральных

масс из геля не совпадает с последовательностью их раскристаллизации. Секущие прожилки иногда корродируются окружающей пересекаемой массой — на этих прожилках нарастают кристаллы пересекаемых минеральных полос (Синанча, Сталинское месторождение). Повидимому в процессе усыхания геля здесь проникали по трещинкам гелеобразные массы, т. е. еще в гелевом состоянии совершались пересечения и внедрения одних минеральных масс в другие.

Парагенетические соотношения усложняют появление поздних минералов, отлагающихся по трещинам из молекулярных растворов, возникших в процессе дегидратации коллоидов; таковы, например, кристаллики сфалерита в пустотках метасоматических криптокристаллических сфалеритовых руд Синанчи. Весь этот сложный в парагенетическом отношении комплекс минералов, с противоречивыми соотношениями, обусловленными взаимными пересечениями, повторными генерациями одних и тех же минералов, является все же почти одновременным. Он развивается в результате последовательной раскристаллизации геля, единовременно заполнившего рудную трещину; повидимому в данном случае рудообразование связано с проникновением плотных высококонцентрированных коллоидных растворов, которые характеризовались значительным содержанием рудообразующих компонентов.

При раскристаллизации гелей возникали иногда криптокристаллические агрегаты, иногда прекрасные крупные кристаллы. Так, наблюдения над колломорфным касситеритом Хрустального месторождения показывают, что аморфная или криптокристаллическая и кристаллическая разновидности SnO_2 связаны постепенными переходами — колломорфные выделения касситерита, с темными анизотропными узлами в центре, по периферии обрастаются венчиками крупнокристаллического касситерита; сферолиты колломорфного кремнезема, состоящие в настоящее время из «иголок» кварца и халцедона, секутся крупнокристаллическим кварцем, несущим вкрапленность кристаллов касситерита. Может быть эти поздние кристаллические модификации SnO_2 и SiO_2 возникали уже из молекулярных разбавленных растворов. Тесная связь двуокиси олова с кремнеземом в этих колломорфных рудах выступает особенно четко. Иногда мы видим под микроскопом чередование извилистых зон криптокристаллического кварца и касситерита, реже встречаются ритмичные касситеритово-хлоритовые руды.

Колломорфные структуры иногда уничтожаются в процессе перекристаллизации и мы можем в кристаллических агрегатах наблюдать лишь слабые реликты их, указывающие, что и в данном случае рудоотложение совершалось из коллоидных растворов.

Явления перекристаллизации особенно характерны для сфалеритовых руд. В лучистых агрегатах сфалерита мы наблюдаем крупные сдвойникованные зерна, охватывающие несколько индивидов и, в свою очередь, в крупнокристаллических агрегатах встречаем следы колломорфных образований. Так, в прозрачных шлифах устанавливаются параллельные волнистые полосы с характерными колломорфными очертаниями, а при протравливании полированных шлифов иногда видим реликты сферолитов, уже включенных в крупные зерна.

Минералы, образованные из коллоидов, часто содержат значительное количество примесей — темноокрашенный колломорфный касситерит Хрустального месторождения заключает до 3,4% Fe_2O_3. Сфалерит, образующийся при раскристаллизации геля, содержит примеси олова, меди, которые затем в процессе перекристаллизации выделяются в виде станнина и халькопирита. Особый тип эмульсионных халькопиритовых вклю-

чений представляют ореолы их по периферии сфалеритовых агрегатов, окруженных карбонатно-магнетитово-пирротиновой рудой. Трудно пока сказать, что явилось причиной возникновения этих ореолов, обогащенных халькопиритом — влияло ли здесь повышение температуры в контакте с более высокотемпературными магнетитовыми рудами или главное значение имело химическое воздействие метаморфизующих растворов; во всяком случае эти каемки представляют, в свою очередь, особый тип превращения сфалерита с выделением халькопирита, отличный от обычных образований распада.

Говоря о развитии коллоидных руд и последовательных их превращениях, следует отметить, что руды повидимому могли длительно пребывать в гелеобразном состоянии. Об этом говорит наличие современных минеральных гелей силикатного состава в рудах Тетюхе, а также наблюдения над синанчинскими рудами. На Синанче к началу каждой последующей стадии минералы, отложенные в стадию предыдущую, частично еще пребывали в гелеобразном состоянии. Так, олигонит цементировал не только обломки кристаллических руд, но и «ядра» гелеобразного вещества. Замещение олигонита магнетитом протекало как в кристаллах, так и в гелевых массах (см. ритмично-полосчатые магнетитово-карбонатные руды), наконец, и процесс разложения тиллита происходил еще до окончательной раскристаллизации его — таким путем возникли массивные галенитово-касситеритовые руды без следов пластинчатых форм. Повидимому на Синанче именно изменение условий рудоотложения, отмечавшее начало каждой последующей стадии, и ускоряло раскристаллизацию гелевых масс. Синанча вообще является совершенно исключительным примером проявления омоложения, связанного с возобновлением магматической деятельности. Руды сначала подвергаются воздействию более высокотемпературных растворов, а затем и непосредственно соприкасаются с магмой, претерпевая контактовый метаморфизм. Необычное течение процессов минерализации здесь, таким образом, обусловлено необычной геологической обстановкой — инъекцией послерудных даек. Как отмечалось, позднее образование порфиритовых даек, внедряющихся уже после руды, характерно и для некоторых других месторождений Тихоокеанского рудного пояса. Особенность же Синанчи заключается в продольном контакте даек и жил, т. е. в очень тесном соприкосновении их на всем протяжении рудной зоны — это совмещение разновозрастных образований в пределах одного разлома можно объяснить тем, что молодые кварцевые порфиры были еще слабо деформированы к моменту рудообразования и разрывы легче всего проходили по старым швам и контактам жильных образований.

Явления омоложения руд в результате приближения магмы или возобновления интрузивной деятельности редко описываются в литературе и, судя по описанию, обычно выражены далеко не столь резко, как на Синанче. Еще реже встречаются упоминания о контактовом превращении руд. Описание метаморфизованных свинцово-цинковых руд в контакте с основной интрузией мы находим в работе А. Г. Бетехтина по Канскому месторождению (1940). Метаморфизм жил в контакте с более поздней интрузией наблюдал Ю. А. Билибин (устное сообщение) в месторождениях северо-востока. Значительно более распространенными являются повидимому явления динамического и «регионального» метаморфизма руд в условиях циркуляции гидротермальных растворов. Так, работами А. Н. Заварицкого (1943) устанавливается значительная роль процессов метаморфизма в развитии колчеданных руд Урала. Детальные минераграфические исследования и опыты по динамометамор-

физму, проведенные Т. Н. Шадлун, подтвердили точку зрения А. Н. Заварицкого. Перекристаллизация руд под давлением воспроизведена С. А. Юшко (1941), наконец, превращения руд могут совершаться и без особого изменения условий температуры и давления; к этому типу относятся явления раскристаллизации коллоидов, перекристаллизации метаколлоидных структур, которые происходят с течением времени. Можно думать, что явления метаморфизма руд и изменения их под влиянием различных причин — изменения давления, температуры и, наконец, просто воздействия времени на неустойчивые коллоидные образования, играют в природе значительно большую роль, чем это принимается в теории рудных месторождений. И повидимому мы часто совершаем ошибку, отождествляя конечный состав руд и структуры, наблюдающиеся в настоящее время, с составом и структурами руд первичных в момент их образования. Изучение процессов метаморфизма на Синанче показывает, что первичные структуры минеральных агрегатов могут почти нацело уничтожаться в процессе перекристаллизации; наконец, коренным образом может изменяться и минералогический состав руд.

Наблюдения над метаморфизованными рудами Синанчи дают нам также указания на различное поведение минералов в процессе метаморфизма. Наиболее неустойчивым оказался в Синанче тиллит, почти нацело разложившийся на агрегат касситерита и галенита. Причиной разложения тиллита явилось изменение кислородного режима среды перед внедрением даек. О появлении свободного кислорода свидетельствуют также образование магнетита по олигониту и одновременное с этим процессом разложение станнина на агрегат касситерита и халькопирита. Последнее явление особенно интересно, ибо мы знаем, что станнин довольно устойчивый минерал и может возникать при относительно высоких температурах (см. станнин в пегматитах Этыки, Фабулозы, в скарнах Арандиза), следовательно, причина его разложения кроется не в повышении температуры, а скорее в изменении химизма среды — проявление этого процесса гипогенного «окисления» станнина в контакте с магнетитовыми рудами убедительно говорит в пользу такого предположения.

Весьма неустойчивым в процессе метаморфизма оказался и сфалерит. Если первоначально в сульфидных колломорфных рудах сфалерит нередко развивался по вюртциту, то затем последующие, все более высокотемпературные, стадии вызывали обратное направление процесса: в контакте с высокотемпературными ассоциациями — магнетитовой, гранатовой породами и, наконец, в контакте с порфиритом вокруг сфалеритовых ксенолитов неизменно возникают оторочки и венчики вюртцита. Поскольку условия химизма всех этих последующих стадий были неодинаковы, то вероятнее считать, что в данном случае главной причиной превращения сфалерита в вюртцит являлось повышение температуры растворов. Вюртцит в свете этого предположения представляется более высокотемпературной модификацией по сравнению со сфалеритом, что находится в соответствии и с экспериментальными данными (Фридман и Черенков; 1945, Allen, 1913). Следует отметить, что в процессе перекристаллизации и перестройки решетки ZnS происходит освобождение от железа — возникают более светлые разности сульфидов цинка и в то же время имеет место выделение железа в виде магнетита по периферии сфалеритовых выделений и по трещинкам в них.

Галенит, в отличие от сфалерита, не показывает никаких признаков изменения. Его первичные крупные кристаллы, образованные еще в процессе раскристаллизации геля, не испытывают ни перекристаллизации,

ни сплавления даже в контакте с магмой — в ксенолитах руды среди порфиритов сохраняются уступы прямоугольной спайности галенитовых кристаллов.

Много и других интересных минералогических и петрографических вопросов встает при изучении контактов порфиритов и руды на Синанчинском месторождении, на которых мы пока не останавливаемся; главное же значение Синанчи для нас в том, что здесь мы подходим к выяснению химизма образования касситеритово-сульфидных месторождений. Выделение главной массы олова в виде сульфостанната дает основание предполагать, что и перенос его совершался в форме сернистого соединения. Появление затем в период отложения магнетита свободного кислорода вызывает разложение тиллита с выделением касситерита. Таким образом, мы можем заключить, что олово обладает бóльшим сродством к кислороду, чем к сере, и при наличии серы именно кислородный режим обусловливает в основном появление сульфидных или кислородных соединений олова. Этот факт объясняет развитие касситерита в сульфидном парагенезисе. Образование пирротина реакционных каемок на контакте сульфидных и магнетитовых руд за счет серы, освобожденной при разложении тиллита, показывает, что железо, в противоположность олову, при тех же условиях показывает бóльшее сродство к сере, чем к кислороду.

Изучение массивных (не пластинчатых) галенитово-касситеритовых агрегатов Синанчи, представляющих продукт разложения геля тиллита, проливает свет на генезис подобных же галенитово-касситеритовых и галенитово-буланжеритово-касситеритовых агрегатов Смирновского месторождения. Можно думать, что перенос олова в форме сульфостаннатов, растворимых в щелочах, и отложение его в виде геля тиллита или франкеита характерно для наиболее низкотемпературных касситеритово-сульфидных месторождений свинцово-цинкового ряда и лишь неустойчивость сульфостаннатов объясняет их редкость — обычно еще в процессе раскристаллизации геля происходит разложение сульфостаннатов с выделением касситерита. Такие же превращения повидимому могут испытывать и гелеобразные сульфостаннаты меди или «потенциального» станнина, разлагающиеся на агрегат халькопирита и касситерита (Хрустальное месторождение в Приморье, Этыка в Забайкалье).

Таким образом, изучая месторождения Приморья с их сульфостаннатами, в одних случаях, и тесной ассоциацией касситерита с сульфидами, в других, наблюдая превращения сульфидных соединений олова в кислородные при изменении кислородного режима, мы более чем где-либо приближаемся к пониманию особенностей генезиса касситеритово-сульфидных месторождений и химизма образующих их растворов. И если на примере Забайкалья мы выясняли главным образом геологическую обстановку развития касситеритово-сульфидных месторождений путем сравнения их с месторождениями других формаций, то в Приморье — этой области преимущественного развития касситеритово-сульфидных месторождений — мы подходим к более детальному расчленению их на генетические типы, к более тонким вопросам их минералогии и геохимии, вопросам о химизме растворов в процессе отложения и превращения руд.

В следующих разделах, посвященных обзору оловорудных провинций мира и генетической классификации месторождений олова, эти выводы получат дальнейшее развитие и подкрепление.

Часть III

ГЛАВНЕЙШИЕ ОЛОВОРУДНЫЕ ПРОВИНЦИИ МИРА И ПОЛОЖЕНИЕ В НИХ КАССИТЕРИТОВО-СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В настоящем разделе мы ставим себе целью проследить геологическое положение касситеритово-сульфидных месторождений в главнейших оловорудных провинциях мира с тем, чтобы на более широком материале установить особенности их генезиса. При составлении этого раздела встретились большие затруднения, обусловленные неоднородностью материала. Лишь по отечественным месторождениям удалось получить достаточно полные надежные сведения — были использованы не только многочисленные опубликованные работы, но и обширный фондовый материал; много сведений было также получено из устных сообщений и в результате просмотра коллекций.

Значительно труднее излагать материал по зарубежным месторождениям. Прежде всего далеко не все оловоносные территории освещены детально. Во многих крупнейших оловорудных районах Африки, Австралии, Малайи и Китая коренные месторождения почти не изучены. Работы по отдельным месторождениям в большинстве являются весьма схематичными, и сводки представляют скорее расширенный перечень месторождений, чем их описание (работа Тамма по Африке, Скривенера по Малайе). В лучшем случае дается перечисление минералов, установленных макроскопически, минераграфические же исследования, как правило, не приводятся, и таким образом мы лишены возможности получить сколько-нибудь подробные сведения об интересующем нас комплексе сульфидных минералов.

Минераграфические характеристики руд мы встречаем, по существу, лишь в работах, посвященных Боливии. Однако в теоретическом отношении и эти работы, за немногими исключениями (Турнер, Яскольский), стоят не на должной высоте. В частности, не отличаются детальностью описаний и глубиной выводов статьи и сводки Альфельда, которому принадлежит большинство опубликованных работ по Боливии. Таким образом, достаточно полного и объективного материала и по этой наиболее интересной для нас области исключительного развития касситеритово-сульфидного оруденения мы не получаем.

Что же касается сводных работ Джонса и Циссарца по олову, то их можно использовать лишь сугубо критически, поскольку авторы, находясь под явным влиянием гипотезы Добре, почти все месторожде-

ния пытаются «подогнать» к эталону рудопроявлений Саксонии и Корнуолла, сульфидные же месторождения почти не описывают, а рудную провинцию Боливии с ее своеобразным касситеритово-сульфидным оруденением считают чем-то экзотическим и неповторимым.

Таким образом, сведения по минералогии зарубежных оловянных месторождений неполны и часто дефектны, данные же геологического характера, за немногими исключениями, просто отсутствуют, и их приходится заимствовать из других источников. Вполне естественно, что материалы, полученные таким путем, во многом могут оказаться неточными, неполными. Нередко приходится производить переоценку ценностей и, исходя из представлений советской теории «геологии олова», рассматривать генезис оловорудных месторождений по-иному, чем он освещен в сводных работах Джонса, Циссарца и других.

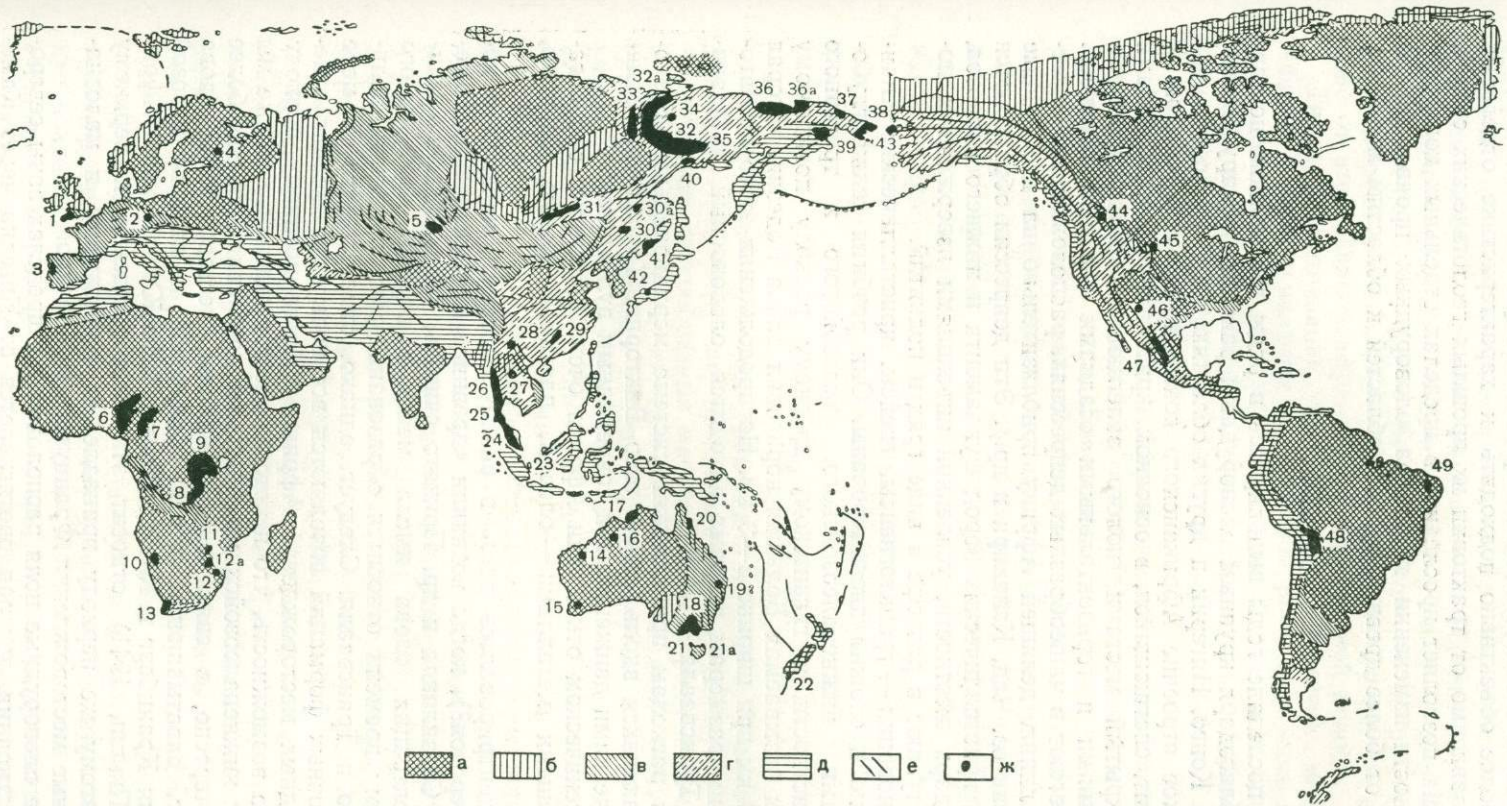
Геологическая характеристика оловорудных районов по необходимости дается схематично, общие черты геологического строения рисуются лишь постольку, поскольку это необходимо для понимания генезиса месторождений, причем особое внимание, по мере возможности, уделяется условиям формирования интрузий — глубине их остывания и тектонической обстановке в момент кристаллизации. При описании месторождений относительно подробно характеризуются только оловорудные проявления касситеритово-сульфидной формации, прочие же месторождения олова — пегматитовые и касситеритово-кварцевые — обрисованы весьма кратко или просто упоминаются.

Оловорудные месторождения, как известно, распределены на земной поверхности далеко не равномерно: преобладающая часть известных в настоящее время запасов олова концентрируется в пределах областей, примыкающих к Тихому океану (фиг. 112). Именно здесь расположены крупнейшие оловорудные районы Малайи, Индонезии, Северо-Востока и Востока СССР и по западному побережью — Боливии. Эта гигантская по протяжению и широкая зона характеризуется оловорудными проявлениями различного возраста, начиная от докембрийского (Западная Австралия) и кончая третичным (внутренняя часть Тихоокеанского кольца).

Помимо Тихоокеанского пояса, значительные концентрации олова характерны для некоторых областей Африки, а также для небольших, и в настоящее время отработанных, но в прошлом очень богатых районов Западной Европы (Корнуолл, Рудные горы).

Характеристика оловорудных провинций здесь приводится в следующем порядке: сперва описываются южные материки восточного полушария — Африка, Австралия, представляющие древние кристаллические щиты с характерными для них высокотемпературными типами оловорудных проявлений. Затем описывается обширная территория Евразии с ее небольшими, но богатыми варисскими западными оловорудными районами (Корнуолл, Рудные горы), обширной центральной частью и, наконец, богатейшими оловорудными провинциями востока и юго-востока, относящимися уже к мезо-кайнозойскому Тихоокеанскому рудному поясу. В заключение дается описание оловорудных проявлений Северной и Южной Америки.

Такой порядок описания месторождений по современным континентам, а не по металлогеническим поясам и провинциям имеет, несомненно, некоторые неудобства. Он вынуждает нас разрывать на части крупные оловоносные контуры, которые нам представляются едиными; например выделять в описании части Тихоокеанского рудного пояса варисскую оловоносную зону Австралии и мезозойскую оловорудную



Фиг. 112. Расположение главнейших оловоносных провинций (геологическая основа дана по А. Д. Архангельскому, 1941).

а — области докембрийской складчатости; *б* — области древнепалеозойской складчатости; *в* — области верхнепалеозойской складчатости; *г* — области мезозойской складчатости; *д* — области третичной складчатости; *е* — простирания складчатости; *ж* — оловорудные районы и месторождения.

Перечень обозначенных на карте районов и месторождений

Евразия (докембрийские и палеозойские месторождения): *1* — Корнуолл; *2* — Рудные горы; *3* — Иберийский район; *4* — Питкаранта; *5* — Калба-нарымский район.

Африка: *6* — оловоносные площади Нигерии; *7* — оловоносные площади Камеруна; *8* — оловоносный район Бельгийского Конго; *9* — оловоносный район Раунда-Уруди; *10* — Юго-Западная Африка; *11* — Родезия; *12* — Свазиланд; *12а* — Трансвааль; *13* — Капская колония.

Австралия: *14* — Вуджина; *15* — Гринбуш; *16* — Кинг-Саунд; *17* — Северная территория; *18* — Виктория; *19* — Н. Южный Уэльс; *20* — Квинсленд; *21* — Северо-западная Тасмания (Маунт Бишоф); *21а* — Северо-восточная Тасмания; *22* — остров Стюарт.

Тихоокеанский рудный пояс: *23* — Голландская Ост-Индия (острова Банка, Биллитон); *24* — Малайя; *25* — Таи; *26* — Бирма; *27* — Французский Индо-Китай; *28* — Округ Кочку, Юнань; *29* — Рудные районы Хунани (Квангси, Кингси, Квангтунга); *30* — Мало-Хинганский район; *30а* — Буреинский район; *31* — Забайкалье; *32* — Яна-Адычанский район; *32а* — Полоуснинский район; *33* — Западно-Верхоянский район; *34* — Тасхаяхтасский район; *35* — Колымо-Индигирский район; *36* — Прикольмский (Нижне-Колымский район); *36а* — Чаунский район; *37* — Амгуемский район; *38* — Восточно-Чукотский район; *39* — Анадырский район; *40* — Охотский район; *41* — Приморский район; *42* — месторождение Акенобе; *43* — Сьюордский район; *44* — месторождение Сулливан (Британская Колумбия); *45* — Район Блок Хилл; *46* — Ново-Мексиканский район; *47* — Мексиканский район; *48* — Боливийская провинция; *49* — Район Парайба (Бразилия).

провинцию Малайи. Но вместе с тем принятый порядок описания дает возможность более объективно подходить к характеристике отдельных территорий, независимо от трактовки их прошлых геологических связей, и в то же время позволяет проследить в пределах отдельных континентов закономерности изменения характера оловорудных проявлений по мере перехода от более древних рудных областей к областям молодым.

АФРИКА

Африка за последние годы выдвинулась в ряды главнейших поставщиков олова благодаря крупным оловорудным районам, обнаруженным в Бельгийском Конго, Нигерии и других областях.

Геологическое строение Африканского континента очень сложно — это древний щит, слагающийся, в основном, кристаллическими породами докембрия, покрытый местами полого залегающими нижнепалеозойскими отложениями и горизонтальными осадками верхнего палеозоя. Последние залегают в чашеобразных депрессиях, расположенных на меридиональной линии, делящей Африку приблизительно на две равные части (депрессии оз. Чад, Калахари и др.). Эти депрессии обрамляются рамой древних кристаллических пород фундамента и нижнего палеозоя, которые благодаря жесткости, усиленной инъекциями изверженных пород, резко выступают в рельефе в виде гряд и поднятий.

Породы основания — гранитогнейсы, гнейсы, кристаллические сланцы — интенсивно и сложно дислоцированы. Они разбиты также глубокими разломами нижнепалеозойского, мезозойского и третичного времени. В частности, к гигантскому древнему расколу повидимому приурочена так называемая Большая норитовая дайка Родезии, которая тянется на 500 км при ширине 2—3 км. На продолжении этого неповторимого по своим размерам разлома находится оловоносный интрузивный комплекс Трансвааля.

К молодым расколам принадлежит система меридиональных разломов, протягивающихся вдоль линии озер Виктория, Танганаика, отмеченная сейсмическими движениями и современным вулканизмом.

В металлогеническом отношении Африка очень интересна: она богата разнообразными металлами — оловом, платиной, медью, свинцом, цинком и др.

Олово концентрировалось здесь в различное время, начиная с докембрия (протерозоя?), когда возникли «древние» месторождения Нигерии, Родезии, Свазиланда и др. Принято считать, что наиболее значительная концентрация олова имела место в период каледонского цикла — к этому времени относится образование месторождений Бельгийского Конго и Трансвааля. Следует, однако, отметить, что по мере изучения осадочных формаций появляются все новые данные для отнесения оловорудных месторождений Африки к более позднему периоду и не исключена возможность, что некоторые месторождения, которые мы сейчас считаем нижнепалеозойскими, на самом деле являются еще более молодыми. Интересно, в связи с этим, наличие месторождений олова в слоях Кару, охватывающих верхний палеозой и нижний мезозой (месторождения Кранцберг и Клейне Шпитцкопфе Юго-западной Африки). Тамм (Thamm, 1941) относит эти месторождения к верхнему палеозою. К этому же периоду принадлежат повидимому и малозначащие оловянные месторождения Французского Марокко.

Главнейшие оловорудные поля расположены в пределах зоны северо-западного простирания, которая протягивается от Нигерии через Каме-

рун, рудные районы Раунда-Уруди и Бельгийского Конго до Трансвааля. Олово в этой зоне появляется там, где она пересекается тектоническими линиями северо-восточного направления. Именно в северо-восточном направлении вытянуты оловоносные массивы и сопровождающие их рудные зоны Бельгийского Конго. В этом же направлении ориентированы цепочки месторождений Юго-западной Африки, находящихся в стороне от этой главной африканской оловорудной полосы.

Такая геометризация тектонических элементов может быть для Африки отчасти и является оправданной, поскольку здесь процесс магмо- и рудообразования протекал в жестком фундаменте, который реагировал на тектонические напряжения образованием крупных расколов, ориентированных часто однообразно по отношению к региональному направлению давления.

Оловорудные проявления Африки весьма разнообразны. Среди древних месторождений докембрия преобладают пегматиты, отчасти касситеритово-кварцевые жилы. Более молодые — нижнепалеозойские месторождения относятся главным образом к касситеритово-кварцевой формации, но местами в этой группе встречаются и месторождения касситеритово-сульфидные; последние широкое развитие приобретают, в частности, во внешних ореолах рудных площадей Трансвааля. Наконец, типичное касситеритово-сульфидное месторождение встречено среди известняков Юго-западной Африки (Арандиз).

Остановимся кратко на характеристике некоторых оловоносных районов Африки, где известны рудные проявления касситеритово-сульфидной формации.

Трансвааль

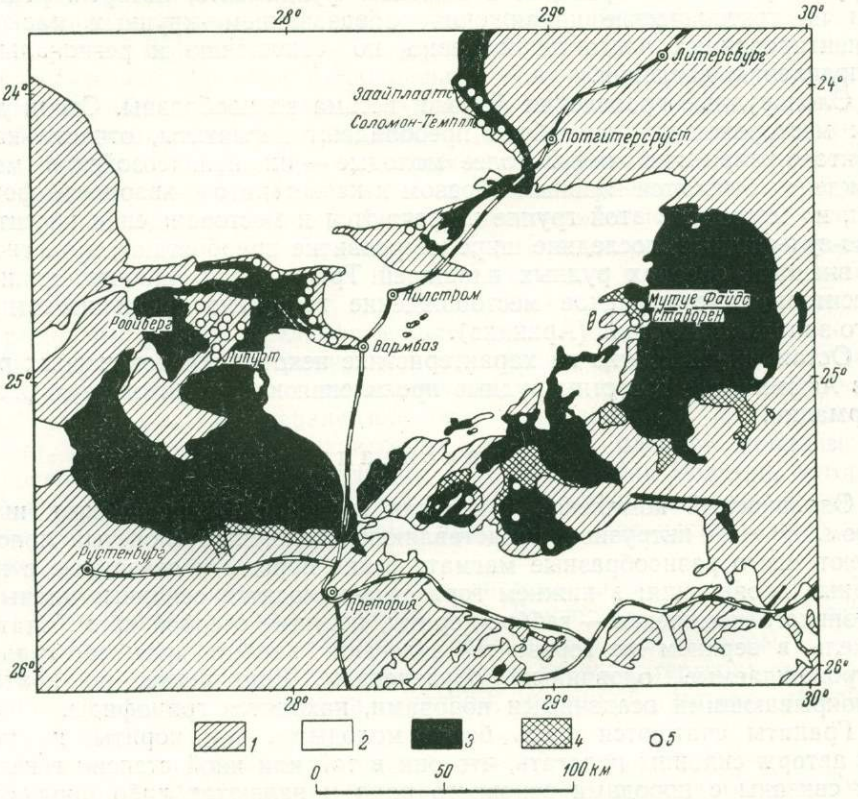
Оловоносный комплекс Трансвааля связан с Бушвельдским интрузивом. В этом интрузиве, представляющем сложный слоистый лополит, имеют место разнообразные магматические породы и связанные с ними рудные проявления: в нижнем горизонте находятся основные члены интрузивного комплекса — габбро-нориты, несущие с собой хром, платину, никель, в верхнем же горизонте залегают кислые красные граниты, сопровождаемые оловянным оруденением. Еще выше, по контакту с покрывающими осадочными породами, находятся гранофиры.

Граниты считаются здесь более молодыми, чем нориты, но почти все авторы склонны полагать, что они в той или иной степени генетически связаны с породами основного ряда и являются либо продуктами глубинной ассимиляции кварцитов основной магмой, либо образованы в результате переплавления сиалических элементов фундамента той же основной магмой. Характерной особенностью гранитов является ярко-красная окраска полевого шпата, обусловленная, по Вагнеру, присутствием соединений железа (Wagner, 1921).

Красные граниты бушвельдского комплекса формировались на относительно небольшой глубине. Согласно Дэли (1934), красные граниты местами имеют в кровле лишь раннюю эффузивную фацию той же интрузии и, таким образом, могут быть отнесены к типичным субэффузивным или субвулканическим образованиям. Первоначально это была горизонтальная инъекция, которая затем прогнулась под тяжестью огромных интрузивных масс в центральной части, что и обусловило чашеобразную форму интрузивной залежи и брахисинклинальное строение покрывающих ее пород кровли. В процессе этого прогибания образующаяся депрессия выполнялась грубокластическими девонскими остатками Вартенбергской серии, которые в свою очередь затем были

пересечены поздними жильными дериватами Бушвельдской интрузии. Таким образом, весь процесс погружения и связанные с ним осадконакопления совершались параллельно с дальнейшим развитием интрузивного комплекса.

Взаимоотношения отдельных членов Бушвельдской интрузии до сих пор не ясны. Так, существуют разные точки зрения об относительном возрасте красных гранитов и покрывающих их гранофиров. Одни исследователи считают, что гранофиры представляют раннюю краевую фацию интрузии, другие, наоборот, считают их более поздними.



Фиг. 113. Оловянные месторождения Трансвааля.

1 — догранитная формация; *2* — послерудная формация; *3* — красный бушвельдский гранит; *4* — гранофир; *5* — месторождения олова.

Оловянные месторождения расположены цепочкой вдоль контакта красных гранитов с породами кровли — гранофирами, фельзитами, кварцитами и сланцами и представляют, таким образом, кайму по внутренней зоне «гранитного кольца» (фиг. 113). Частично они залегают и в удалении от гранита среди сланцев и кварцитов серии Роойберга, в центре чашеобразной депрессии кровли лополита.

Месторождения по минерализации очень разнообразны: в гранитах развиты грейзены, образующие трубчатые тела или неправильные округлые гнезда; в сланцах встречаются зоны минерализации и жилы с турмалином, хлоритом, магнетитом, касситеритом и сульфидами. Грейзеновые тела в гранитах и гранофирах часто приурочены к пегматитовым образованиям, но представляют продукт позднейшей грейзенизации пег-

матитов. Очевидно, инъекционные пегматитовые жилы и зоны являлись просто каналами, по которым из глубины поднимались рудообразующие растворы.

Весьма своеобразны развитые в районе Мутуе Файдс-Ставорен округлые гнезда турмалиновых, серицитовых грейзенов с касситеритом, флюоритом, карбонатом и сульфидами, развивающиеся по гнездам пегматита. Пегматитовый красный полевой шпат этих гнезд находится в оптической непрерывности с окружающим микропегматитом гранита и Вагнер (Wagner, 1921) полагает, что это сингенетические пегматиты, развившиеся в участках повышенного содержания летучих в магме.

Более поздние восходящие рудоносные растворы превратили этот пегматит в серицитовый, турмалиновый, а местами и хлоритовый грейзен. Они же отложили относительно низкотемпературные минералы — флюорит, сидерит, которые обычно заполняют «ядро» этих гнезд, а также рудные составные части — касситерит, вольфрамит, арсенопирит, пирит и др.

В гранофирах, залегающих над гранитами, рудные грейзеновые образования приурочены к инъекционным пегматитам, которые, как считает Вагнер, здесь явились каналами, проводящими минерализацию. Эти грейзены, как и вмещающие их пегматитовые тела, имеют форму труб, причем отличительной их особенностью является развитие черной, литийсодержащей слюды, иногда железистого хлорита.

Месторождения, расположенные среди осадочных пород — кварцитов, в районе Мутуе Файдс представлены жилами и жилообразными зонами с турмалином, сидеритом, хлоритом и столь обильным гематитом, что некоторые из рудных тел скорее могут рассматриваться как железорудные. В этих жилах, кроме касситерита, присутствуют шеелит, и в заметном количестве халькопирит, арсенопирит, пирит, а иногда также железистый сфалерит и галенит.

Наиболее низкотемпературные члены этого единого парагенетического ряда — сульфиды, сопровождаемые хлоритом, турмалином и магнетитом,— развиваются в участках, наиболее удаленных от гранита. В результате касситеритово-сульфидные месторождения встречаются во внешней зоне рудного ореола, окаймляющего интрузив, и появление их можно рассматривать как прямое следствие зонального распределения рудных проявлений относительно интрузивного тела.

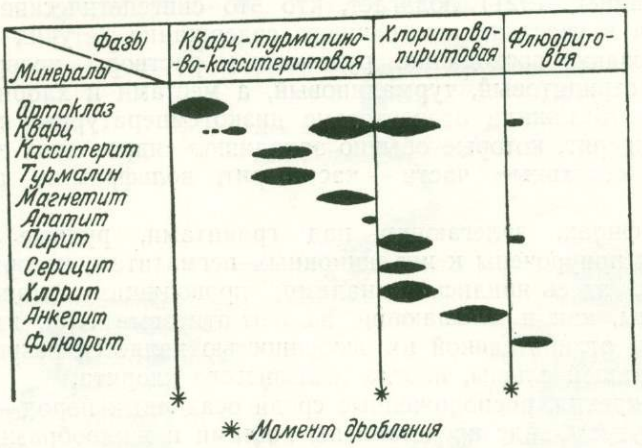
В этом свете особенно интересно то широкое развитие, которое приобретают типичные касситеритово-сульфидные месторождения среди сланцев, песчаников и кварцитов участка Роойберга, где в удалении от интрузии развиты турмалиново-хлоритовые метасоматические жильные зоны среди кварцитов. Парагенезис минералов месторождения Липурт этой группы отражен в приводимой парагенетической схеме (фиг. 114), составленной нами по данным Макдональда (McDonald, 1914).

Как видно из схемы, здесь проявлены две главные стадии минералообразования — стадия кварц-турмалиново-касситеритовая и стадия хлоритово-пиритовая, разделенные периодом дробления. Обилие железа, заключенного в магнетите (мартите), железистом турмалине, железистом хлорите и пирите, позволяет относить месторождение Липурт к типичным представителям сульфидно-железистой или касситеритово-сульфидной формации.

Трансвааль является единственным в своем роде примером проявления оруденения в связи с породами, образованными в результате глубинной инъекции магмы в близповерхностные горизонты. Здесь уже не складчатые процессы, а образование глубоких расколов в жестком фун-

даменте обусловило появление огромных магматических масс близ поверхности. О значительной глубине этих разломов можно предполагать хотя бы по громадному протяжению Большой дайки, которая, если не на всем своем протяжении, то частично, вероятно, все же представляет выполнение крупной трещины.

Своеобразной особенностью оловоносных пород является их локальная, а может быть и генетическая связь с основными магмами. Эта связь проявлена не только в совместном нахождении главных членов



Фиг. 114. Последовательность выделения минералов в месторождении Липурт (по McDonald, 1914).

стратифицированного комплекса, но и в постоянной ассоциации поздних основных и кислых жильных дериватов; в частности, жильные граниты местами постепенными переходами связаны с основными породами.

Совершенно иной тип касситеритово-сульфидного оруденения отмечен в Юго-западной Африке.

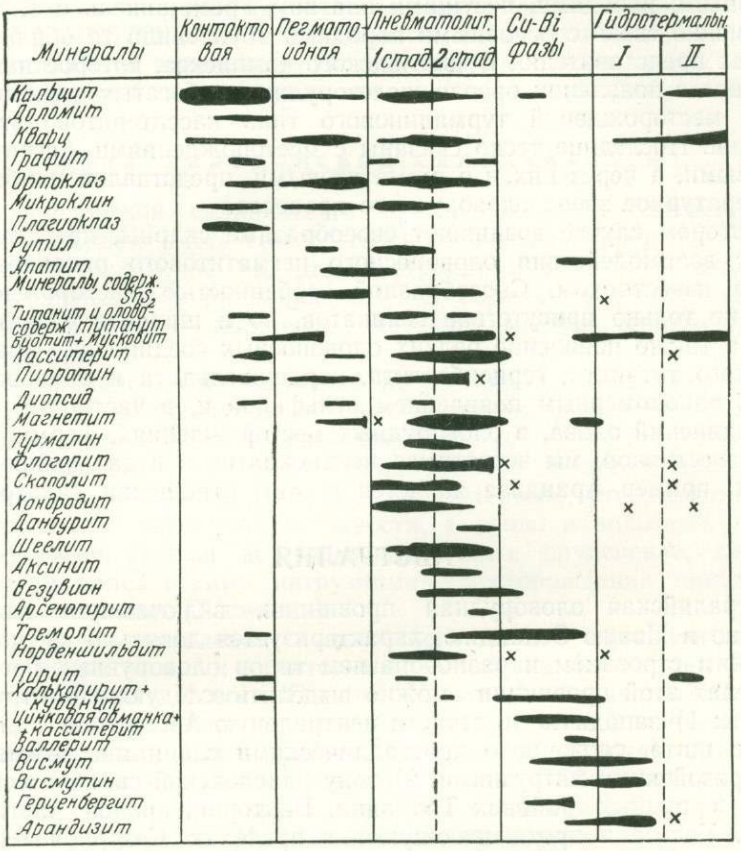
Оловоносный район Юго-западной Африки

Этот район характеризуется преимущественным развитием оловоносных пегматитов, и лишь в месторождении Арандиз среди известняков мы встречаем своеобразные сульфидные «скарновые» тела с касситеритом, герценбергитом (!), норденшельдитом, арандизитом. Сложный минеральный комплекс рудных тел Арандиза отражен на приводимой парагенетической схеме (фиг. 115) Рамдора.

Как следует из приведенной таблицы, Рамдор (Ramdohr, 1936) рудное тело месторождения Арандиз относит к пегматитовым образованиям, своеобразный же комплекс силикатов и редких станнатов рассматривает как результат взаимодействия пегматитового расплава с известняками. Касситерит отлагался длительно, причем формы его выделений менялись. Так, в составе «пегматитового», ортоклазового выполнения касситерит образует одиночные кристаллы, обладающие исключительно резким плеохроизмом. Главная масса касситерита заключена в турмалиновых и пирротиновых рудах; здесь встречаются сростки кристаллов весом в несколько центнеров, отдельные же кристаллы достигают длины 10 см. Касситерит продолжал выделяться, правда уже в меньшем количестве, и совместно с относительно низкотемпературными сульфидами — халькопиритом, висмутином, сфалеритом. Наконец, поздняя гидротермальная

стадия характеризуется появлением игольчатого касситерита, возникающего нередко в результате разложения станнина. Особенно интересно присутствие таких крайне редких минералов олова, как герценбергит, норденшельдит, арандизит и оловянистый титанит, содержащий до 10% олова.

Это очень необычное по парагенезису месторождение является редким примером проявления касситеритово-сульфидной формации



Фиг. 115. Парагенетическая схема месторождения Арандиз (Ramdohr, 1936).

в связи с древней глубоко эродированной интрузией. Тамм предположительно относит его к протерозою. Однако возраст этот еще не может считаться вполне доказанным, ибо в том же рудном районе Юго-западной Африки Тамм отмечает и молодые оловорудные месторождения в слоях «Кару», относимых к верхнему палеозою — нижнему мезозою, где развиты своеобразные турмалиновые брекчии, содержащие касситерит.

Совершенно не касаясь других оловоносных территорий Африки, в которых касситеритово-сульфидные месторождения не встречены, перейдем к некоторым общим выводам.

Касситеритово-сульфидные месторождения в общем для Африки не характерны, но, несмотря на это, и здесь мы находим материал для выяснения особенностей их генезиса. На фоне широкого развития пег-

матитов и касситеритово-кварцевых месторождений своеобразные черты участков проявления касситеритово-сульфидного оруденения выявляются достаточно отчетливо: касситеритово-сульфидные месторождения мы встречаем либо в районах развития глубоких трещин, проводящих к поверхности глубинные (абиссальные?) магматические массы (Трансвааль), либо среди полей развития известняков (Арандиз).

В первом случае оловоносные кислые интрузии находятся в тесной пространственной, а может быть и в отдаленной генетической связи с основными породами, несущими платину, хром, никель и т. д. Может быть именно связь с основными породами обусловила то обилие железа в кислых представителях Бушвельдского комплекса, которое нашло свое отражение в появлении ореола железорудных и богатых железом оловорудных месторождений турмалинового типа касситеритово-сульфидной формации. Последние тесно связаны с месторождениями касситеритово-кварцевыми, а через них и с пегматитовыми, представляя наиболее низкотемпературное звено оловорудного процесса.

Во втором случае возникают своеобразные скарны, представляющие продукт взаимодействия оловоносного пегматитового расплава с вмещающим известняком. Своеобразной особенностью месторождения является не только присутствие силикатов, но и широкое развитие сульфидов, а также появление редких оловоносных соединений—арандизита, оловянного титанита, герценбергита, норденшельдита и обильного станнина. С закономерным появлением сульфидов и, в частности, сульфидных соединений олова, в оловорудных месторождениях, формирующихся среди известняков, мы встретимся неоднократно и в дальнейшем. Таким образом, пример Арандиза является в этом отношении далеко не единичным.

АВСТРАЛИЯ

Австралийская оловорудная провинция, включающая Австралию, Тасманию и Новую Зеландию, характеризуется довольно сложным геологическим строением и разнообразием типов оловорудных проявлений. В пределах этой провинции можно выделить следующие структурные элементы: 1) западную и отчасти центральную Австралию, или область древнего щита, сложенную кристаллическими сланцами, архейскими и протерозойскими интрузиями, 2) зону каледонской складчатости, отмеченную в рудных районах Тасмании, Виктории, южной части Нового Южного Уэльса и протягивающуюся в пределах Северной территории и, наконец, 3) зону складчатости варисской, по восточному побережью Австралии в Квинсленде и северной части Нового Южного Уэльса. Еще более молодыми являются складчатые структуры Новой Зеландии и Океанских островов, которые относятся повидимому уже к мезозойскому складчатому поясу.

В металлогеническом отношении выделенные области во многом различны между собой, однако олово, точно так же, впрочем, как и золото, встречается повсюду, только формы проявления его в различных районах отличны.

Область древнего щита

Западная Австралия, представляющая область древнего кристаллического щита, характеризуется глубоким эрозионным срезом. Здесь вскрываются крупные массивы архейских и протерозойских гранитов, среди которых заключены островки метаморфических сланцев. Структура этой области замаскирована обширными интрузиями, а также

покровами молодых рыхлых отложений. Рудные проявления представлены исключительно высокотемпературными типами и приурочены главным образом к островкам кровли на гранитных массивах. Здесь развиты гипотермальные золоторудные месторождения с редкими теллуридами (Калгули), оловоносные пегматиты, богатые танталитом (Вуджина), оловоносные минерализованные граниты (Гринбушес), касситеритово-кварцевые жилы (Кингсаунд).

Возраст оловоносных пегматитов на основании изучения продуктов распада урансодержащих минералов месторождения Вуджина определяется в 1 200 000 000 лет. Таким образом, пегматиты Западной Австралии принадлежат к древнейшим оловорудным месторождениям из числа известных в мировой литературе — они относятся к среднему докембрию.

Зона каледонской складчатости

Зона каледонской складчатости протягивается из Тасмании через Викторию и южную часть Нового Южного Уэльса в пределы Северной территории. Каледонские складки Австралии и Тасмании имеют простирание, близкое к меридиональному. В осевых частях антиклиналей располагаются крупные удлиненные массивы гранитов, рвущие силурийские отложения.

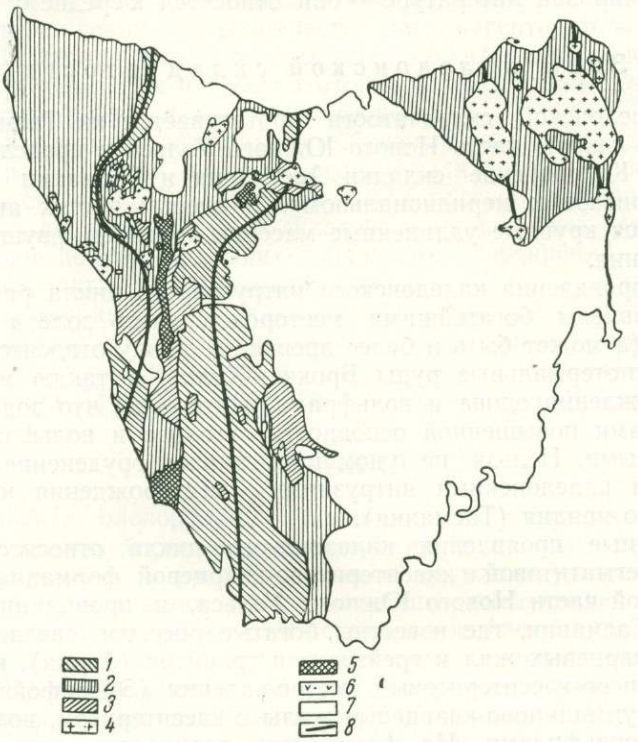
Рудные проявления каледонского интрузивного цикла разнообразны: они представлены богатейшими месторождениями золота (Бендиго), к этому же (а может быть и более древнему) циклу относятся свинцово-цинковые гипотермальные руды Броккен-Хилла, а также многочисленные месторождения олова и вольфрама. Интересно, что золото связано с гранитоидами повышенной основности, а олово и вольфрам — с гранитами кислыми. Нельзя не упомянуть также оруденение, связанное с основными каледонскими интрузиями — месторождения никеля, хрома, осмистого иридия (Тасмания).

Оловорудные проявления каледонского цикла относятся главным образом к пегматитовой и касситеритово-кварцевой формациям. Они развиты в южной части Нового Южного Уэльса, в провинции Виктории, а также в Тасмании, где известны богатые россыпи, связанные с разрушением кварцевых жил и грейзенов в гранитах (Авока), крупные коренные кварцево-касситеритовые месторождения (Эйберфойл), а также грейзены и турмалиново-кварцевые жилы с касситеритом, вольфрамитом и скудными сульфидами. На фоне этого преимущественного развития касситеритово-кварцевых и отчасти пегматитовых месторождений резко выделяется по типу минерализации сравнительно небольшой по площади оловорудный район в Западной Тасмании, характеризующийся исключительным развитием месторождений касситеритово-сульфидной формации. Этот район своеобразен как по структуре, так и по своим петрологическим и металлогеническим особенностям.

Как видно на приводимой карте (фиг. 116), в западной половине Тасмании имеют место изгибы и скручивание складок, сопровождаемые крупными разломами. Вдоль разломов проникла магма различного состава, начиная от ультраосновной и основной, сопровождаемой хромовым, медно-никелевым, осмисто-иридиевым оруденением, и кончая магмой кислой, с которой были связаны месторождения олова, свинца, цинка, железа.

Таким образом, здесь намечается некоторая аналогия с рудным районом Трансвааля Восточной Африки. Сходство это еще более усугубляется присутствием красных ортоклазовых гранитов, которые содержат

шаровидные кварцево-турмалиновые обособления, окруженные полевошпатовой каймой. Эти шаровидные выделения по описаниям во многом напоминают округлые гнезда, развитые в красных гранитах Трансвааля. Предполагается, что здесь, как и в Трансваале, основная и кислая магма являются последовательными дифференциатами одного и того же магматического источника. Жилы габбро и пироксенитов сопровождаются хромитовым и медно-никелевым оруденением и нередко сульфидные рудные тела, состоящие из пирротина, пентландита и халькопирита, приурочены к контактам пироксенитовых даек. Оловянное оруденение связано с более поздней интрузией гранитов и их жильных гипабиссальных дериватов — кварцевых порфиров. Оловорудные тела приурочены



Фиг. 116а. Схема геологического строения Тасмании.

1 — докембрий; *2* — кембрий и кембро-силур; *3* — силур; *4* — граниты; *5* — фельзиты и граниты; *6* — габбро; *7* — более молодые последевонские образования; *8* — оси антиклинальных структур.

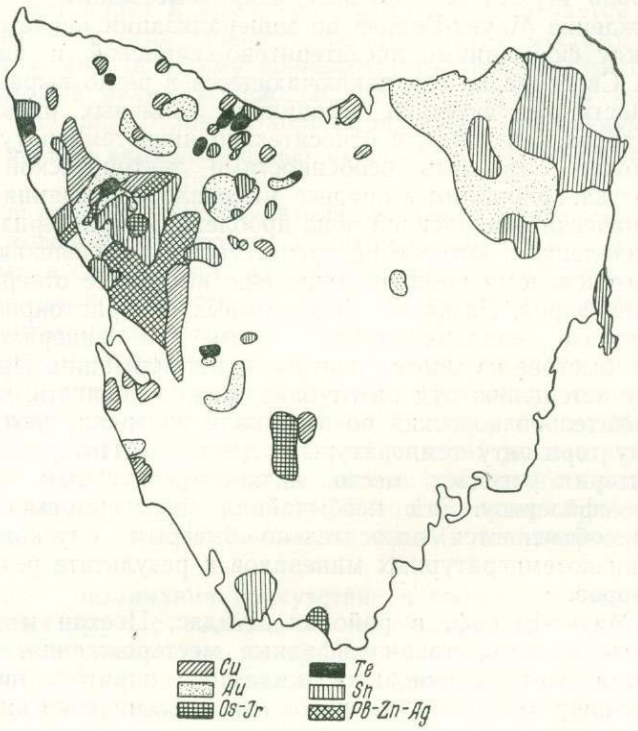
к крупным трещинам, они являются типичными представителями касситеритово-сульфидной формации и тесно связаны генетически с железорудными, свинцово-цинковыми и другими месторождениями района. Оловоносные интрузии, судя по развитию порфировых и фельзит-порфировых разностей, а также по слабому изменению вмещающих пород, выражающемуся лишь в ороговиковании сланцев, представляют скорее гипабиссальные, чем глубинные образования.

Месторождения находятся в контактовом ореоле интрузии, а местами и в криптобатолитовой зоне, ассоциируя с дайками кварцевых порфиров (Маунт-Бишоф).

Рудоносные интрузии были очень богаты бором, что нашло отражение в повсеместном развитии турмалина; местами (Маунт-Бишоф) суще-

ственную роль играл также и фтор. Как и в других районах развития касситеритово-сульфидных месторождений, рудоносные растворы несли большое количество железа, которое фиксировалось в турмалине, магнетите, пирите, пирротине, а также в железистом сфалерите и манганосидерите.

Остановимся подробнее на крупном месторождении Маунт-Бишоф, из которого за период с 1873 по 1921 г. было добыто 54 100 т металлического олова. С глубиной оруденение практически прекратилось и в настоящее время это богатое месторождение почти нацело выработано.



Фиг. 116б. Распределение рудных месторождений Тасмании.

Месторождение Маунт-Бишоф представлено серией минерализованных даек кварцевых порфиров, следующих вдоль сети взаимноперпендикулярных трещин, а также крупными метасоматическими телами и кварцевыми жилами с касситеритом.

Минерализованные дайки кварцевых порфиров интенсивно изменены рудными процессами — они превращены в агрегат вторичного кварца, топаза, турмалина и касситерита. Развитие топаза, по Вестон-Данну (Weston Dunn, 1922), началось еще задолго до застывания породы, но наиболее интенсивно проявилось уже в постмагматическую стадию; в это время возникли криптокристаллические агрегаты топаза, микросферолитовые выделения топаза и турмалина. Турмалин и топаз сопровождаются касситеритом, который также является ранним минералом и образует криптокристаллические и микросферолитовые выделения; несколько позже развивались сульфиды — пирротин, арсенопирит и другие. Интересно, что еще позже сульфидов продолжал развиваться турмалин, представленный в эту позднюю стадию рубеллитом.

Наряду с минерализованными кварцевыми порфирами, существенное значение на месторождении имели метасоматические рудные тела. Некоторые из них (Госсен Фейс, Браун Фейс) были очень богаты сульфидами, главным образом пирротином. Руды эти на значительную глубину были окислены и превращены в рыхлый агрегат кварца, касситерита и лимонита. Местами на поверхность выходили и слабожелезистые светлые кварцевые сыпучки с касситеритом (Уайт Фейс), образованные, видимо, за счет замещения доломитов, развившихся в свою очередь по серпентинизированным основным породам. Значительно более скромную роль играли оловорудные кварцевые жилы.

Месторождение Маунт-Бишоф по минерализации является промежуточным между формациями касситеритово-кварцевой и касситеритово-сульфидной. Своеобразие его, заключающееся в резко выраженной телескопированности руд, в тесной ассоциации типичных пневматолитовых минералов, таких как топаз, с относительно низкотемпературными сульфидами, можно объяснить особенностями тектонической обстановки рудного участка. Повидимому процесс минералообразования здесь протекал в тектонически ослабленной зоне дробления, характеризующейся пониженным давлением, которое не препятствовало выделению летучих из магмы, и интенсивному пропариванию еще не вполне отвердевших даек кварцевых порфиров. Развитие сферолитовых и криптокристаллических агрегатов топаза свидетельствует о том, что минералообразование совершалось быстрее из многих центров кристаллизации. При этом, судя по быстрому истощению руд на глубине, можно полагать, что оно охватывало сравнительно короткий по вертикали интервал, соответствующий критическому горизонту температуры и давления. Интересно, что с глубиной касситерит уступает место низкотемпературным сульфидам — галениту и сфалериту. Эта необычайная «перевернутая» зональность может быть объясняется относительно быстрым опусканием уровня отложения низкотемпературных минералов в результате резкого охлаждения растворов.

Южнее Маунт-Бишоф, в районах Дундас, Цеехан и др., развиты уже типичные касситеритово-сульфидные месторождения, представленные касситеритово-турмалиновыми жилами с пиритом, пирротином, а также пирит-пирротиновыми, хлоритовыми жилами с касситеритом.

Многие из этих месторождений содержат значительное количество сфалерита, галенита, сульфоантимонитов свинца и представляют переход к свинцово-цинковым месторождениям. Другие содержат много меди в станнине, халькопирите и являются связующим звеном между оловянной и медной (Маунт-Лайель) минерализацией района. Наконец, третьи содержат наряду с галенитом и тетраэдритом также никелевые минералы, что позволяет говорить о родстве никеленосных основных интрузий района с более поздними кислыми гранитами, сопровождающимися свинцово-цинковым и оловянным оруденением. Таким образом, разнообразные сульфидные месторождения непосредственно или отдаленно родственны между собой, и касситеритово-сульфидное оруденение является одним из звеньев этой обширной цепи разнообразных рудопроявлений.

Местами рудные месторождения располагаются зонально вокруг интрузива. Так, Твелвтриз (Twelvetrees, 1910) отмечает три пояса, окружающих интрузии в районе Цеехан: магнетитовый, пиритовый и сидеритовый.

Магнетитовый пояс представлен скарновыми месторождениями с разнообразными силикатами — тремолитом, диопсидом, гранатом, эпидотом.

Магнетит играет существенную роль и местами является единственным рудным минералом; в других случаях он сопровождается касситеритом и сульфидами — пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом — такие месторождения представляют уже переход к следующему, касситерито-сульфидному типу, проявленному далее от гранитных интрузий.

За магнетитовым располагается пиритовый пояс. Он характеризуется развитием разнообразных сульфидных, главным образом пиритовых, рудных тел, содержащих касситерит и местами обильный турмалин. Твелвтриз выделяет разнообразные типы жил — одни из них содержат преимущественно пирит и касситерит, в других встречается также галенит, в третьих — сфалерит, галенит, халькопирит, а местами сульфоантимониты свинца, иногда весьма обильные; интересна постоянная примесь станнина, который является довольно распространенным минералом.

Наконец, внешние зоны характеризуются развитием сидеритовых жил с редкой вкрапленностью сульфидов — тетраэдрита, пирита и сфалерита.

В качестве особого типа Твелвтриз описывает существенно станниновые жилы, которые слагаются пиритом, станнином, халькопиритом, заключенными в сидеритовой жильной массе; подчиненную роль играет флюорит, иногда встречается висмутин, тетраэдрит, вольфрамит, галенит, сульфоантимониты свинца и касситерит.

В некоторых месторождениях (Кларкс Лод) главными рудными минерами являются пирит, станнин и галенит. Появление станниновых руд в участке, промежуточном между меднорудным районом Маунт-Лайель и оловорудным районом Норс Дундас, Твелвтриз рассматривает как доказательство генетической связи медного и оловянного оруденения Тасмании — станниновые жилы Цеехан являются, таким образом, промежуточным звеном, связующим медные и оловянные рудные проявления района.

Заслуживает упоминания присутствие в составе некоторых жил серебро-никелевых руд с никелином, галенитом, сульфоантимонитами свинца. Появление никелевых минералов в этом комплексе как бы сближает генетически два разновременных и геохимически отличных цикла магматических проявлений основного и кислого ряда. Эти две группы интрузий являются хотя и последовательными, но генетически родственными образованиями — может быть, они представляют дериваты одного и того же магматического источника.

Интересной особенностью рудопроявлений, связанных с кислыми интрузиями, является обилие железа, которое присутствует в различных минералах — магнетите, турмалине, сульфидах, а во внешнем ореоле минерализации — в сидерите. Это обилие железа в составе постмагматических эманаций, на которое мы обращали уже внимание и при описании месторождений Трансвааля, может быть в неменьшей степени, чем присутствие никеля, говорит о родстве данных интрузий с основными интрузиями района.

Варисская оловоносная зона Восточной Австралии

Эта зона характеризуется развитием гранитоидных интрузий разнообразного состава — гранодиоритов, роговообманковых гранитов и, наконец, гранитов лейкократовых. Последние являются наиболее поздними членами верхнепалеозойского интрузивного комплекса; именно они счи-

таются активными носителями оловянного и оловянно-вольфрамового оруденения.

Месторождения олова и вольфрама группируются в двух разобщенных районах — южном, расположенном на стыке провинций Нового Южного Уэльса и Квинсленда, и северном, протягивающемся по побережью Иоркского полуострова Квинсленда.

Оловорудные месторождения располагаются обычно в контактовых ореолах небольших массивов лейкократовых гранитов, залегая среди более древних гранитов или среди осадочно-метаморфических пород.

В районе Нового Южного Уэльса преимущественное развитие имеют кварцевые и кварцево-полевошпатовые жилы, сопровождаемые зонами грейзенизации, а также своеобразные трубчатые кварцево-полевошпатовые тела в гранитах.

В удалении от интрузии широкое развитие получают кварцево-хлоритовые жильные зоны с сидеритом, вольфрамитом, полевым шпатом, флюоритом и обильными сульфидами — арсенопиритом, пиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом.

Касситерит в этих месторождениях (Торрингтон и др.) обнаруживает исключительно тесную связь с хлоритом, встречаясь в кварцево-хлоритовой, а иногда и в мономинеральной хлоритовой массе (McKeown, 1936). Интересно, что на глубине сульфиды совершенно исчезают и, таким образом, в месторождениях устанавливается непосредственный переход от руд касситеритово-сульфидных к касситеритово-кварцевым.

Типичным примером касситеритово-сульфидного месторождения является жила Конрад свинцово-цинкового рудного поля Бора Майн (район Тингха), где все олово, присутствующее в количестве 0,5%, связано в станнине; станнин ассоциирует с арсенопиритом, пиритом, серебросодержащим галенитом и сфалеритом.

В северной части Квинсленда оловорудные месторождения, как и в южном районе, связаны с небольшими, наиболее поздними интрузиями — кислыми дериватами гранитной магмы. Они нередко располагаются на значительном расстоянии от рудоносных интрузий и характеризуются в этих случаях гидротермальным, относительно низкотемпературным парагенезисом. Здесь еще большее развитие, чем в Новом Южном Уэльсе, получают касситеритово-сульфидные месторождения, представленные по преимуществу хлоритовыми жилами и зонами хлоритизации. Особенно интересен в отношении оловоносности округ Гербертон, где развиты осадочно-метаморфические породы, прорванные интрузиями мусковитовых и биотитовых гранитов. Оловорудные жилы здесь расположены чаще в экзоконтактовых ореолах гранитных массивов и сравнительно редко встречаются в самих гранитах. В гранитах преимущественное развитие имеют кварцево-турмалиновые жилы, сопровождаемые зонами турмалиновых грейзенов. В осадочных же породах турмалин, как это имеет место и в Корнуолле, обычно сменяется хлоритом, причем возникают метасоматические жильные породы, состоящие из агрегата тонкочешуйчатого хлорита и кварца, с подчиненной примесью касситерита, а также пирита и других сульфидов. Именно эти хлоритовые породы доставляют основную массу олова.

Весьма своеобразна по составу жила Ланцелот; в верхних горизонтах касситерит в ней ассоциирует с медными минералами — халькопиритом, борнитом, купритом, на глубине же медные минералы сменяются арсенопиритом, галенитом и сфалеритом, более поздними, чем касситеритово-кварцевые руды. С проявлением подобной зональности, обратной

обычной, мы уже встречались при описании месторождения Маунт-Бишоф.

Таким образом, в варисской зоне Восточной Австралии касситеритово-сульфидные месторождения тесно связаны с месторождениями касситеритово-кварцевыми, сменяют их по мере удаления от интрузии и являются наиболее низкотемпературными членами единого генетического комплекса.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ОЛОВОРУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ АВСТРАЛИИ

Австралия непосредственно примыкает к Тихоокеанской зоне повышенной оловоносности, и именно это определяет ее значение как крупной оловорудной провинции. Олово концентрировалось здесь в различные периоды магматической деятельности, начиная с докембрия и кончая верхним палеозоем, причем по мере присоединения к древнему щиту новых складчатых зон области проявления оловянного оруденения перемещались с запада на восток.

Характерно, что в каждом интрузивном цикле олово связано с наиболее поздними, большей частью наиболее кислыми, дериватами гранитных интрузий, отличаясь в этом от золота, которое местами приурочено к гранитоидам повышенной основности. Повсеместно устанавливается тесная связь олова с вольфрамом, а иногда также с цинком, свинцом, железом (Западная Тасмания).

В Австралии, еще яснее чем в Африке, вырисовывается зависимость характера оловорудных проявлений от условий формирования рудоносных интрузий. Так, оловоносные пегматиты наибольшее развитие имеют в глубоко эродированной области древнего щита, где вскрываются глубинные фации рудоносных интрузий; меньшее развитие они имеют в пределах каледонской металлогенической зоны и почти совершенно отсутствуют в зоне варисской. Касситеритово-кварцевые месторождения видимо обладают значительно более широким диапазоном условий, благоприятных для их образования — они встречаются во всех зонах. Характерно лишь, что в наиболее молодых металлогенических областях, где вскрываются гипабиссальные интрузии, касситеритово-кварцевые месторождения содержат местами значительное количество сульфидов и иногда непосредственно переходят в месторождения касситеритово-сульфидные. Последние располагаются при этом в периферических частях рудных ореолов, представляя наиболее низкотемпературные рудопроявления.

Таким образом, здесь, как и в районе Трансвааля, касситеритово-сульфидные и касситеритово-кварцевые месторождения связаны с одними и теми же кислыми гранитами и постепенно сменяют друг друга. Сульфидные месторождения, тяготеющие к внешним зонам рудных ореолов, наибольшее развитие получают в пределах самой молодой и относительно слабо эродированной варисской металлогенической зоны.

Специфическое же развитие касситеритово-сульфидные месторождения получают в пределах небольшого рудного района Западной Тасмании. Этот район занимает особое положение в структуре и резко выделяется в петрологическом и металлогеническом отношении на фоне сравнительно однообразной Австралийской рудной провинции. Здесь в зоне относительно древней каледонской металлогении вскрываются гипабиссальные интрузии и месторождения, которые, судя по обилию сульфосолей и структурным особенностям — развитию криптокристаллических,

сферолитовых образований,— можно отнести к близповерхностным рудопроявлениям. В этом районе уже не столько пликативные формы, сколько дизъюнктивные нарушения в кристаллическом жестком основании контролируют распределение рудоносных интрузий. Последние нередко имеют форму крупных даек, приуроченных к тектоническим трещинам. Именно развитием глубоких разломов в данном участке интенсивной деформации можно объяснить особенности магматических и рудных проявлений. Может быть здесь, как и в Трансваале, мы имеем глубинную инъекцию, причем основные и кислые члены интрузивного комплекса генетически связаны общностью происхождения, что и объясняет своеобразные геохимические черты рудных месторождений, например присутствие никеля — этого типичного элемента основной магмы — в оловорудных жилах, а также обилие в них железа, меди, серы, которая как раз и определяет принадлежность месторождений к касситеритово-сульфидной или сульфидно-железистой формации.

ЕВРАЗИЯ

Обширная территория Евразии характеризуется крайне неравномерным распределением оловорудных месторождений, подавляющее большинство которых расположено в восточной окраине. На западе Европы находятся небольшие по площади, но в прошлом очень богатые оловорудные районы Корнуолла и Рудных гор, относящиеся к варисской металлогенической зоне. По восточной же окраине Азии, с перерывами прослеживается огромная мезо-кайнозойская металлогеническая зона, представляющая часть Тихоокеанского рудного пояса. Эта зона проявлена на островах Зондского архипелага, далее почти без перерыва она протягивается в рудные районы Малакского полуострова — Малайских Федеративных Штатов, Таи, Бирмы, и далее в Южный Китай. После значительного перерыва, мы вновь находим продолжение этого оловоносного пояса в рудных районах Хингана, Забайкалья, Северо-востока СССР. На востоке мезозойский Тихоокеанский пояс сменяется зоной третичной металлогении, проявленной на островах Японии и побережья Японского моря (Приморье), но в основном очевидно скрытой под водами океана и его приазиатских морей.

В дальнейшем мы опишем оловорудные районы варисской Европы— Корнуолл, Рудные горы, затем, двигаясь с запада на восток, остановимся на оловорудных проявлениях Европейской части СССР — Приладожья, Кавказа, перейдем к оловорудным районам Средней Азии, Алтая и, наконец, подробнее остановимся на характеристике Тихоокеанского мезо-кайнозойского металлогенического пояса Азии.

ЗАПАДНАЯ ЕВРОПА

На фоне бедной оловом Европы западная ее часть выделяется повышенной оловоносностью — ее незначительные по площади оловорудные районы Корнуолла и Рудных гор характеризуются весьма интенсивным проявлением оловянного оруденения.

Оловорудные месторождения Европы разрабатывались со времен средневековья и являлись в течение многих столетий главными поставщиками олова на мировой рынок. Несмотря на то, что ныне эти месторождения в основном уже выработаны, изучение их представляет существенный интерес, ибо здесь мы находим ценный материал для понимания генезиса рудных месторождений и, в частности, месторожде-

ний олова. Так, Корнуолл до сих пор остается наиболее ярким примером проявления вертикальной зональности, причем изменение состава рудных тел с глубиной вырисовывается в настоящее время особенно наглядно благодаря значительной глубине выработок, достигающих тысячи метров. Наряду с этим, оловорудные месторождения Европы представляют интерес как типичные примеры существенно пневматолитовых образований, возникших при значительном участии летучих соединений — фтора в Рудных горах и бора в Корнуолле. Вероятно именно обилие топаза в оловорудных месторождениях саксонских Рудных гор, изучавшихся многими поколениями геологов, объясняет то исключительное и сильно преувеличенное значение, которое до последнего времени придается пневматолизу и, в частности, соединениям фтора, в процессе образования оловянного камня.

Территория Западной Европы характеризуется сложным геологическим строением и состоит из разнородных структурных элементов. Главные оловорудные районы — Корнуолл, Рудные горы — приурочены к поясам послекарбоновой (поздневарисской) складчатости. Зона альпийской складчатости, заключающая Карпаты, Альпы и области, лежащие к югу от них, в отношении оловоносности неинтересна, если не учитывать Иберийское плато, которое представляет горст, т. е. чужеродный блок в альпийской структуре, и характеризуется развитием варисских гранитов, сопровождаемых оловянной и вольфрамовой минерализацией. К собственно третичным оловорудным проявлениям в пределах этой южной зоны мы можем отнести лишь незначительное месторождение Кампилья Маритима в Италии.

Корнуолл

Рудная провинция Корнуолла, вытянутая узкой полосой вдоль юго-западной окраины Британского острова, слагается осадочно-метаморфической палеозойской толщей песчаников и сланцев; подчиненную роль играют покровы основных эффузивов. В результате повторного наложения различных фаз складчатости осадочная толща смята в сложные складки, главным образом широтного направления, и прорвана верхнекарбоновыми рудоносными интрузиями. Последние образуют округлые купола — Лэндс Энд, Керн Менелис, Сант Аустел, Дартмур и др., расположенные цепочкой, вытянутой под острым углом к складчатости в восток-северо-восточном направлении. Эта цепь гранитных выходов отмечает собой повидимому ослабленную зону, которая заложена была еще в начале палеозоя и служила в разные периоды путем для инъекции магмы из глубин; к ней, в частности, приурочены и нижнепалеозойские эффузивы.

Корнуоллские граниты характеризуются исключительно интенсивным проявлением пневматолитовых процессов; особенно интенсивны изменения в приконтактовых зонах, где широкое развитие получают кварцево-турмалиновые грейзены, или почти мономинеральные турмалиновые породы.

Порфировая структура гранитов, относительно небольшое развитие пегматитов, а также характер экзоконтактовых изменений, выраженных преимущественно ороговикованием, говорят за то, что глубина формирования интрузии была относительно невелика.

Оловорудные месторождения сосредоточены в приконтактовых зонах гранитных массивов, располагаясь как в гранитах, так и в осадочных породах. В пределах этих приконтактовых зон они нередко концентри-

руются вокруг даек и неправильных тел «малых интрузий»—гранит-порфиров и кварцевых порфиров, секущих граниты. Рудные жилы пересекают не только гранитные массивы, но и эти малые интрузии. Таким образом очевидно, что оруденение проявилось в заключительный этап магматической деятельности уже после того, как произошло отщепление на глубине кислых магматических дифференциатов, представленных сейчас гранит-порфировыми телами. Но вместе с тем мы все же можем говорить о генетической связи оруденения с гранитной интрузией в широком смысле этого слова, принимая, что источник минерализации находился хотя и на довольно большой глубине, поскольку жилы уходят на сотни метров в глубь гранитов, но все же в пределах этих же самых массивов. Может быть это были глубинные части малых кислых интрузий, вокруг которых в современном эрозионном срезе группируются рудные жилы. И действительно, нигде так ясно, как в Корнуолле, не проявлена горизонтальная зональность, которая служит одним из веских доказательств именно генетической, а не простой только пространственной связи оруденения с интрузивными массивами. В отношении проявления зональности оруденения — горизонтальной и особенно вертикальной — Корнуолл до сих пор остается неповторимым примером. Как известно, минералогический состав жил здесь закономерно меняется с удалением от интрузивов: в гранитах развиты наиболее высокотемпературные минералы — кварц, касситерит, турмалин; далее, в приконтактовых зонах, турмалин частично или полностью вытесняется хлоритом и возникают кварцево-хлоритовые жильные породы. Одновременно наблюдается смена касситерита вольфрамитом, затем арсенопиритом, халькопиритом и, наконец, в наибольшем удалении от интрузивов располагаются серебросодержащие галенитово-сфалеритовые и, местами, антимонитовые жилы; последние с медно-оловянными жилами непосредственными переходами обычно не связаны и следуют по более поздним поперечным трещинам.

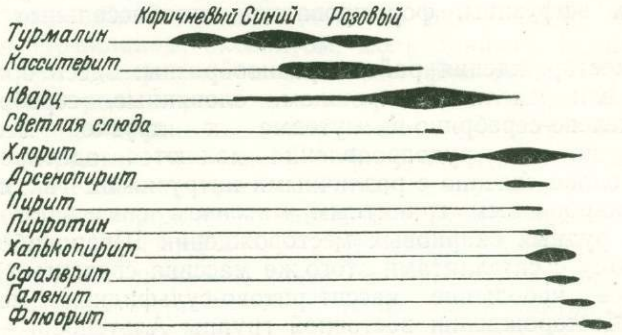
Наряду с закономерным изменением минералогического состава рудных тел относительно рудоносных массивов отмечается зональное строение всей рудной провинции в целом. Срединная, сравнительно узкая полоса, охватывающая цепочку рудоносных массивов, характеризуется развитием месторождений олова — вольфрама — меди. Краевые зоны содержат главным образом более низкотемпературные свинцово-цинковые месторождения.

Постепенное увеличение количества сульфидов с удалением от гранитных массивов приводит к появлению типичных касситеритово-сульфидных месторождений в периферических зонах рудных ореолов. Мы здесь подробнее остановимся на метасоматических процессах — турмалинизации и хлоритизации, столь типичных для касситеритово-сульфидных месторождений и хорошо изученных в районе Корнуолла.

Метасоматические турмалиновые и хлоритовые жильные породы для Корнуолла едва ли не более характерны, чем трещинные жилы выполнения. Эти зоны, как и остальные тела, приурочены к трещинам, параллельным направлению «главного разлома» или зоны интрузий, многие из них прослеживаются на много километров по простиранию (до 12 км). Это — мощные сложные минерализованные зоны дробления, образованные путем одновременного замещения пород от многочисленных параллельных близрасположенных трещинок. Характерно, что в различных породах процесс рудообразования протекал по-разному: наиболее сильно метасоматоз проявился в гранитах, затем в глинистых сланцах; почти не проявлены процессы замещения в кварцитах и кремнистых

песчаниках. Из жильных минералов в метасоматических породах главную роль играет турмалин, а в наиболее низкотемпературных жилах — хлорит. Весьма типичной рудой метасоматических жильных зон является кварцево-турмалиновая или кварцево-хлоритовая жильная масса, цементирующая брекчию боковых пород.

При образовании турмалиновых пород изменение заходит так глубоко, что замещаются не только алюмосиликатные составляющие, но и кварц гранита. В начальную стадию образуется коричневый турмалин, который развивается главным образом по темноцветным компонентам, затем получает широкое развитие турмалин синий, сопровождаемый касситеритом и кварцем; при этом возникают сливные темносиние оловоносные кварцитово-турмалиновые породы, называемые в Корнуолле «Blue



Фиг. 117. Парагенетическая схема месторождения Саус Крофти Корнуолл (по данным Вестон-Данна, 1923).

peach» или синяя смола. Местами встречаются участки крупнокристаллического турмалина с прекрасно образованными кристаллами касситерита. Наконец, одновременно с поздним касситеритом выделяется иногда розовый турмалин-рубеллит. Турмалиново-кварцевая порода местами постепенно переходит в кварцево-хлоритовую. Хлорит начинает выделяться одновременно с последним касситеритом, продолжает выделяться с более поздним кварцем и в небольшом количестве образуется совместно с сульфидами — арсенопиритом, пиритом, пирротином, халькопиритом, сфалеритом и др. Наиболее молодым жильным минералом в этих метасоматических породах является флюорит.

Возрастные соотношения минералов месторождения Саус Крофти и Трезавин отражены в следующей парагенитической схеме (фиг. 117), составленной по данным Вестон-Данна.

В Корнуолле отчетливее, чем где-либо, проявлена генетическая связь касситеритово-кварцевых и касситеритово-сульфидных месторождений. Некоторые жилы могут рассматриваться как переходные между этими двумя формациями, в то же время местами можно непосредственно наблюдать, как метасоматические турмалиново-сульфидные и хлоритово-сульфидные жильные породы переходят в чисто кварцевые жилы. Касситеритово-сульфидные месторождения располагаются во внешних частях оловорудных полей и образуют в свою очередь переходы к сульфидным месторождениям других металлов. Таким образом, в Корнуолле, как и в других уже описанных районах, проявления кислых оловоносных интрузий, богатых бором (Трансвааль, Восточная Австралия), касситеритово-сульфидные месторождения представляют продолжение место-

рождений касситеритово-кварцевых на более низкотемпературном этапе минерализации.

Рудные горы

Рудные горы по геологическому строению и металлогении значительно сложнее Корнуолла. Здесь верхнепалеозойская складчатость проявилась на базе жестких докембрийских пород, причем сложная структура этих древних формаций была переработана с образованием пологих брахискладок, в ядрах которых расположились крупные массивы карбоновых гранитов (Эйбенштокский массив и его сателлиты). Позднее произошло образование крупных разломов, вдоль которых следовали лавы основного и кислого состава, повидимому представляющие дериваты общего магматического источника. Затем в пределах разломов, секущих эффузивы, формировались гипабиссальные оловоносные интрузии.

Рудные месторождения района разнообразны: здесь большое значение имеют, или имели в прошлом, оловянные, серебро-свинцовые, кобальто-никелево-серебряно-висмутовые и другие месторождения. Повидимому не все рудопроявления являются одновременными и, в частности, олово связано с различными интрузиями. Так, с Эйбенштокским верхнекарбоновым гранитным массивом связывают образование оловоносных рудных скарновых месторождений Шварценбергской группы; повидимому с сателлитами этого же массива связаны и расположенные западнее небольшие касситеритово-сульфидные месторождения Фогтланда. Месторождения восточной группы Альтенберг — Циннвальд, принадлежащие к касситеритово-кварцевой формации, относятся уже к пермскому периоду; они связаны с поздними ультракислыми дифференциатами варисской интрузии, в высокой степени обогащенными фтором. Именно эти месторождения являются основным источником олова Рудных гор.

Остановимся сначала на более ранних оловорудных проявлениях Эйбенштокской группы, которые, правда, не играют в практическом отношении никакой роли, зато являются более интересными для выяснения поставленного вопроса об особенностях генезиса касситеритово-сульфидных месторождений.

В этом районе развиты довольно крупные гранитные интрузии, приуроченные к тектоническим зонам, параллельным и перпендикулярным направлению складчатости. Особенно четко выявляется главная поперечная зона, отмеченная удлиненным Эйбенштокским массивом и его продолжением, куполом Кирхгоф. Интрузия эта повидимому имеет асимметричное строение. Она обладает пологим восточным склоном, о чем можно судить по развитию многочисленных куполов гранита и широкому ореолу метаморфизма вдоль ее восточного края, и круто погружается в западном направлении. К западу от поперечной главной интрузии протягивается продольная второстепенная зона массива — она следует от купола Кирхгоф через массив Берген, рудное поле Ольстниц и до контактово-измененных пород Эйхинта. Эти купола приурочены, видимо, к поперечным вздутиям шарнира антиклинальной складки. В описываемом районе выделяются две группы месторождений: а) Шварценбергская — к востоку от Эйбенштокского массива — представленная оловоносными скарнами в известняковых прослоях, среди метаморфических сланцев, и б) группа юго-западного Фохтланда к западу от Эйбенштокского массива, представленная незначительными касситеритово-сульфидными жилами в филлитах и метаморфических сланцах.

Скарновые месторождения Шварценбергской группы — Шварценберг, Бергиесхюбель, Гольденское и др.— приурочены к линзам известняков, доломитов и известковых туфов, заключенных среди метаморфической толщи. Залегая согласно с вмещающими породами, скарновые тела закономерно меняют простирание в брахискладках, облекающих небольшие гранитные купола, и образуют кольцевые зоны вокруг гранитов. Несмотря на различия состава исходных известковых пород, все эти месторождения однотипны по характеру минерализации: они сложены в основном пироксено-гранатовыми породами, причем линзы, расположенные ближе к гранитам, содержат также магнетит и гематит. Магнетит образует иногда вростки в кристаллах вторичного актинолита, и Ре (Reh, 1932) предполагает, что в данном случае он развился в процессе превращения пироксена в роговую обманку. Местами магнетит замещается гематитом. Касситерит является в рудах более поздним — он ассоциирует с турмалином, аксинитом, молибденитом, гельвином, железистым хлоритом, сульфидами и обильным флюоритом. Среди сульфидов значительную роль играют леллингит и несколько более поздний арсенопирит, ассоциирующий с висмутином и самородным висмутом, а также пирит, пирротин, железистый сфалерит. Касситеритово-сульфидные руды приурочены к трещинам, секущим скарновую породу.

Иного типа месторождения развиты в метаморфических сланцах к западу от Эйбенштокского массива. Этот рудный район, характеризующийся погружением интрузии, содержит гидротермальные сульфидные месторождения с касситеритом. Оруденение здесь контролируется разломами. Рудоносные интрузии скрыты еще на глубине и оруденение находится в криптобатолитовой области, иногда среди контактово-измененных пород. Комплекс минералов этих жил, удаленных от интрузий, относится уже к гидротермальному типу. Касситерит образует изометричные и призматические кристаллы, ассоциирующие с кварцем и арсенопиритом. Основная часть сульфидов — обильный халькопирит, сфалерит, пирротин — является более молодой: эти минералы секут кварц-касситеритово-арсенопиритовые руды.

Здесь мы имеем комплекс минералов, довольно обычный для железистого ряда касситеритово-сульфидной формации.

Заключая разнообразные металлы, касситеритово-сульфидные месторождения являются связующим звеном между рудопроявлениями различных металлов — олова и вольфрама, меди и железа, свинца и цинка, серебра, никеля, висмута и кобальта. Разумеется, связь эту надо понимать достаточно широко в смысле наличия общего магматического источника этих месторождений, допуская принадлежность разных типов к последовательным этапам верхнепалеозойского металлогенического цикла.

Резко отличен по характеру оловорудных проявлений восточный район, заключающий уже неизмеримо более крупные оловорудные месторождения. Здесь олово обособляется от других металлов в составе касситеритово-кварцевых месторождений, связанных с кислыми гипабиссальными интрузиями, рвущими пермские эффузивы. Эти специфически оловоносные интрузии представляют кислые дифференциаты гранитной магмы, в высокой степени обогащенные летучими и особенно фтором. Именно обилие фтористых соединений в оловорудных месторождениях этих районов и сыграло существенную роль в укреплении гипотезы Добре о переносе олова в виде фторида. «Кислый» характер интрузии налагает отпечаток и на характер оловорудных проявлений, являющихся

типичными представителями «кремнекислой» или касситеритово-кварцевой формации.

Геологическое положение этих месторождений довольно определенно: все рудопроявления приурочены к контактовым зонам массивов гипабиссальных, или даже близповерхностных кислых интрузий, причем оруденение закономерно убывает и на глубине 200—300 м исчезает, поскольку весь процесс минерализации протекал на небольшой глубине. Оруденение непосредственно локализовалось вблизи контакта, причем нередко возникали крупные штокверки и грейзеновые тела в эндоконтактной зоне (Альтенберг), или кварцевые жилы с циннвальдитом или мусковитом в зоне экзоконтактов (Циннвальд, Гейер, Эренфридерсдорф).

Взаимоотношения жил и гранитов особенно интересны в районе Эренфридерсдорф, где наблюдается непосредственный переход с глубиной кварцево-арсенопиритово-касситеритовых жил в жилы касситеритово-кварцевые, и еще глубже — в пегматитовые, представляющие отпрыски или апофизы верхней пегматоидной оболочки интрузии. Таким образом, здесь мы имеем редкий в природе разрез, где непосредственно устанавливается связь оруденения с интрузией. Однако этот же пример можно трактовать и иначе, и предполагать, что пегматитовые апофизы служили лишь каналами, по которым поднимались более поздние эманации, преобразуя пегматитовые тела в грейзеновые и окварцованные породы, и далее, на продолжении тех же трещин, давая уже чисто кварцевые жилы.

Примеры, подобные месторождению Эренфридерсдорф, представляют редкость, ибо, как было отмечено, оруденение обычно охватывает очень небольшой горизонт и изменение состава руд в пределах его не наблюдается. В целом Рудные горы являются классическим районом развития месторождений касситеритово-кварцевой формации и тем ярче на фоне резкого преобладания касситеритово-кварцевых месторождений выступают особенности сравнительно мало распространенных и незначительных по масштабу месторождений касситеритово-сульфидных. Касситеритово-сульфидные месторождения, в которых олово ассоциирует с другими металлами, главным образом с железом, отчасти с цинком, мышьяком, медью, никелем, кобальтом, повидимому связаны с менее дифференцированными или ранними интрузиями, отличными по составу от специфически оловоносных ультракислых поздних дифференциатов той же магмы, сопровождающихся касситеритово-кварцевыми месторождениями. Касситеритово-сульфидные месторождения приурочены к контактам интрузий лишь там, где имеются известняки,— в этих условиях возникают высокотемпературные магнетитовые и сульфидно-магнетитовые скарны, содержащие касситерит. В пределах же алюмо-силикатных пород месторождения удалены от интрузий — они приурочены к зонам разломов и залегают чаще в криптобатолитовой области, характеризуясь относительно низкотемпературным гидротермальным парагенезисом.

Прочие районы

Помимо Корнуолла и Рудных гор, оловянные месторождения довольно широко развиты на Пиренейском полуострове, в пределах Иберийского плато. Последнее представляет горстовое поднятие, ограниченное разломами от областей альпийской складчатости — Пиренеев на севере и Андалузских гор на юге. В результате глубокой эрозии в пределах Иберийского горста обнажаются древние кристаллические сланцы

докембрия, в меньшей степени карбоновые сланцы, а также крупные массивы биотитовых или двуслюдяных гранитов, несущие вольфрамовое и оловянное оруденение. Месторождения сосредоточены по преимуществу в периферических зонах гранитных массивов; они представлены высокотемпературными типами — пегматитами, минерализованными дайками гранита и касситеритово-кварцевыми жилами; сульфиды в составе рудных жил имеют ничтожное развитие.

Чисто геологический интерес представляют оловорудные проявления плато Центральной Франции, где в пределах также глубоко эродированного массива известны оловоносные пегматиты (Шантелуб) и оловорудные кварцевые жилы (Лавийедер).

Заслуживают, наконец, упоминания также оловорудные проявления третичной зоны Южной Европы. Известное здесь месторождение Кампилья Маритима (Италия) залегает среди известняков в удалении от интрузий. Оно представлено метасоматическими касситеритсодержащими лимонитовыми телами и повидимому относится к касситеритово-сульфидной формации.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАПАДНОЙ ЕВРОПЫ

В Европе мы не наблюдаем того сложного комплекса разновозрастных оловорудных проявлений как, например, в Африке, Австралии, где олово концентрировалось в различных по возрасту интрузиях, начиная от докембрийских и кончая верхнепалеозойскими. Здесь все оловорудные месторождения более или менее одновременны: все они относятся (за исключением Кампильи Маритима) к верхнепалеозойскому циклу. И тем не менее по минерализации они весьма разнообразны. Поскольку фактор возраста в объяснении различия минерализации отдельных районов здесь полностью отпадает, то причину этих различий следует искать уже в более тонких особенностях состава рудоносных интрузий и условий их формирования.

Отметим, что здесь, как и в ранее описанных районах, пегматиты получают развитие главным образом в глубоко эродированных участках, где вскрываются относительно глубинные интрузивные фации, например в пределах Иберийского горста, или плато Центральной Франции. В районах же проявления гипабиссальных интрузий они резко уступают в распространении месторождениям касситеритово-кварцевым и касситеритово-сульфидным (Корнуолл, Рудные горы). Переходя к закономерностям распределения этих формаций, отметим, прежде всего, что касситеритово-сульфидные месторождения возникают неизменно там, где оловоносные растворы попадают в известняки (Шварценбергская группа, Кампилья Маритима). В алюмо-силикатных же породах появление касситеритово-кварцевых или касситеритово-сульфидных месторождений определяется повидимому в первую очередь особенностями химизма интрузий. Как показывает пример Рудных гор, менее дифференцированные интрузии сопровождаются соответственно и менее «дифференцированными» месторождениями, в которых олово ассоциирует с другими металлами — железом, мышьяком, медью. В то же время кислые, в данном случае более поздние дифференциаты той же интрузии, обогащенные фтором, сопровождаются монометальными оловянными или диметальными оловянно-вольфрамовыми месторождениями касситеритово-кварцевой формации. В этих месторождениях, как бы «очищенных» от других металлов, осуществлена до предела знакомая нам по пегмати-

товому процессу тенденция концентрации олова совместно с остаточными элементами расплава — кремнеземом, щелочами (в том числе литием), а также с летучими — главным образом фтором. Вероятно не только олово, но и другие элементы могли транспортироваться здесь в виде фторидов. Прямо противоположна роль бора: ассоциация олова с бором типична для касситеритово-сульфидных месторождений. Даже кислые и ультракислые оловоносные интрузии, в том случае, когда они богаты бором, неизменно сопровождаются касситеритово-сульфидными месторождениями. Последние связаны в этих условиях постепенными переходами с месторождениями касситеритово-кварцевыми и сменяют их по мере удаления от интрузий. Может быть именно бор извлекает даже из кислых, слабожелезистых магм то обильное количество железа, которое фиксируется в турмалине, затем в хлорите и сульфидах, что и определяет возникновение месторождений, которые мы называем сульфидно-железистыми или касситеритово-сульфидными.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ ЕВРАЗИИ (ВОСТОЧНАЯ ЕВРОПА, ЗАПАДНАЯ И СРЕДНЯЯ АЗИЯ)

В пределах обширной внутренней части Евразии пока известны лишь относительно небольшие оловорудные районы — Калба-Нарымский, Бедпакдалинский, Кавказский и отдельные, подчас весьма интересные, месторождения олова в Средней Азии, и на южной окраине Балтийского щита (Питкаранта). Следует отметить, что в отношении оловоносности внутренние области Советского Союза изучались значительно слабее крайних восточных территорий и здесь еще возможны новые открытия.

По возрасту оловорудные проявления этой обширной территории крайне разнообразны. Здесь имеются оловянные месторождения: докембрийские (Питкаранта), нижнепалеозойские (Кавказ), варисские (Средняя Азия) и, наконец, мезозойские или даже третичные (Кавказ). Остановимся кратко на характеристике основных рудных районов и отдельных месторождений этой огромной, но в общем бедной оловом территории.

Балтийский щит

В пределах Европейской части СССР единственно интересным является Питкарантинское месторождение, расположенное на южной окраине Балтийского щита. Месторождение Питкаранта связано с интрузией докембрийских порфировидных гранитов и представлено магнетитово-сульфидными оловосодержащими скарнами в известняковых прослоях метаморфической толщи.

Магнетит образован после силикатов; еще более поздним являются касситеритово-сульфидные руды, секущие как пироксеново-гранитные скарновые породы, так и скопления магнетита. Сульфиды представлены пирротином, арсенопиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом. По минерализации месторождение Питкаранта сходно с ранее описанными скарнами Шварценберга; для нас оно интересно как пример древнего касситеритово-сульфидного месторождения среди известняков.

Урал

Далее к востоку олово встречено на Урале в составе колчеданных залежей зеленокаменной полосы. Здесь касситерит обнаружен Т. Н. Шадлун в рудах Гумеровского месторождения — он образует включения в кварцевых прожилках, секущих сульфиды.

Кавказ

Значительно интереснее и разнообразнее оловянные месторождения Кавказа, где олово встречается в пегматитах и касситеритово-сульфидных месторождениях. Оловоносные пегматиты развиты главным образом в глубоко эродированной осевой части Главного Кавказского хребта, совпадающего с осевой частью крупного антиклинория. Эти месторождения относятся повидимому к нижнепалеозойскому интрузивному циклу (Афанасьев, 1937). Касситеритово-сульфидные месторождения связаны с мезозойскими интрузиями, приуроченными к сложной зоне разлома в северном крыле закавказского антиклинория (Варданянц, 1931). Здесь встречаются разнообразные по минерализации типы: в известняках развиты магнетитовые и магнетитово-сульфидные скарны с касситеритом (Мукулан, Тютю). Касситерит в магнетитовых рудах образует тончайшую трудно извлекаемую вкрапленность. В более крупных выделениях он присутствует в сульфидных и хлоритовых зонах, секущих скарновую породу (Теремецкая, 1947).

В кристаллических сланцах известны оловоносные сульфидные жилы (Бурон), состоящие из пирротина, сфалерита, магнетита, галенита; касситерит в этих рудах рассеян в виде мельчайших зерен.

Кавказ доставляет нам примеры уже отмеченной ранее приуроченности оловоносных пегматитов к глубокоэродированным формациям и появления касситеритово-сульфидного оруденения среди известняков.

Средняя Азия

Те же закономерности распределения различных типов месторождений отмечаются и в оловорудных районах Средней Азии.

В Среднеазиатской рудной провинции месторождения олова встречаются в пределах двух зон: северной, протягивающейся по южной окраине каледонской платформы от пика Хантенгри на западе через Таласский хребет до хребта Каратау на востоке, и южной — охватывающей южную дугу Тянь-Шаня — Алае-Туркестанскую горную цепь и ее западные ответвления.

Северная зона совпадает с «главной структурной линией Тянь-Шаня», разграничивающей, по Николаеву (1933), две отличные в структурно-геологическом отношении области. Протягиваясь по южной окраине каледонской платформы, эта зона представляла в период палеозоя мобильную область с бурным проявлением вулканизма. Здесь широкое развитие получили разломы, контролирующие распределение интрузий и рудных месторождений (Смирнов и Козеренко, 1940). Крайнее непостоянство состава интрузий является следствием неспокойной их кристаллизации в пределах этой мобильной зоны. Оловорудные месторождения залегают преимущественно в известняках. Они представлены оловоносными магнетитовыми скарнами (Караваш) или оловосодержащими пирротиново-сфалеритовыми жилами (Курган).

Значительно разнообразнее по характеру оловорудных проявлений южная Алае-Туркестанская зона. Последняя представляет сложный антиклинорий, разделяющийся в результате виргации в западной своей части на несколько веерообразно расходящихся складок.

В осевой зоне антиклинория обнажаются глинистые сланцы нижнего палеозоя и крупные массивы гранитов, а в крыльях — мощные толщи среднепалеозойских известняков и грубообломочные отложения верхнего палеозоя. Характер оловянной минерализации в различных частях анти-

клинория разный: в осевой части хребта, в связи с крупными массивами биотитовых гранитов, развиваются обильные оловоносные пегматиты, обычного натрово-литиевого типа (Тамынген, Дукенек, Карасу и др.); в то же время в северном крыле антиклинория среди известняков встречаются скарновые месторождения, связанные с гранитоидами типа гранодиоритов (Такфон, Майхура).

Таким образом, здесь мы находим те же соотношения, что и на Кавказе. Эта картина осложняется на западе, в районе Зирабулак-Зиадинских гор, где появляются касситеритово-кварцевые жилы, сопровождаемые зонами грейзенизации.

Казахстан и Алтайский край

Оловорудные районы Казахстана — Калба-Нарымский, Бедпакдалинский мало интересны для нашего разбора — это районы наиболее яркого проявления пегматитов и касситеритово-кварцевых месторождений, т. е.«кислой линии» оловорудного процесса в ее чистом виде. Тем не менее мы все же считаем необходимым остановиться на Калбе, ибо этот район очень интересен с точки зрения установления закономерности положения оловоносных зон в области сложной металлогении.

Как известно, Алтайская рудная провинция представляет интересный пример поясового распределения металлов: здесь выделяются три зоны, ориентированные параллельно складчатости и отличные как по составу пород, так и по характеру рудных проявлений. Зона северная — вольфрамово-молибденовая — расположена в области, частично заходящей на окраину Сибирской платформы. Следующая зона — рудный Алтай — являлась мобильной областью шельфа с бурным проявлением вулканизма в девонское и карбоновое время. Она характеризуется обилием эффузивных и туфовых пород, прорванных гипабиссальными интрузиями гранодиоритового состава, которые сопровождаются полиметаллическими и медными колчеданными месторождениями. Наконец, южная зона — Калба-Нарымская — слагается в основном флишевыми глинистыми отложениями, прорванными крупным Прииртышским массивом кислых гранитов, протягивающимся более чем на 400 км. В бортовых контактах этого массива находятся многочисленные вольфрамовые и оловянные месторождения Калбы и Нарыма; среди них развиты пегматиты, кварцевые жилы, грейзены. Несмотря на обилие отдельных месторождений, олово значительных концентраций нигде не получает, и в целом значение этой области относительно невелико.

Причины поясового распределения металлов на Алтае не выяснены. Определяют ли здесь литологические факторы разный характер минерализации, т. е. появление олова в полосе глинистых сланцев и колчеданных рудных и свинцово-цинковых руд в полосе эффузивно-туфовой? Может быть, в этом отношении колчеданные зоны Алтая следовало бы сравнить с полосой колчеданных месторождений Урала, также совпадающей с зоной развития метаморфизованных эффузивов.

Южнее Калба-Нарымской зоны недавно обнаружена новая оловянная — вольфрамовая Бедпакдалинская зона с крупными вольфрамовыми и олово-вольфрамовыми месторождениями. Оруденение этой рудоносной полосы представлено кварцевыми жилами и грейзенами с вольфрамитом и обычно подчиненным касситеритом. В некоторых кварцевых жилах в заметном количестве появляются сульфиды (Кара-Оба).

Для понимания генезиса интересующих нас сульфидных месторож-

дений данных этот район не представляет и подробнее мы характеризовать его не будем.

Не останавливаясь на характеристике мало изученных оловорудных проявлений других районов обширной области Центрального Казахстана, а также оловорудных проявлений Западной Сибири — Енисейского кряжа и Саян — перейдем к выводам о закономерностях распределения различных типов месторождений в пределах внутренней части Евразии.

В пределах обширной области внутренней Евразии мы встречаем как специфически оловорудные районы, так и районы, в которых олово образует подчиненную примесь в месторождениях других металлов.

Специфически оловорудные и олово-вольфрамоносные районы характеризуются развитием кислых гранитных интрузий, формирующихся среди песчанико-сланцевых отложений. Оруденение в них представлено месторождениями кварцевой и местами пегматитовой формации и показывает отчетливую пространственную и генетическую связь с поздними кислыми дифференциатами этих интрузий. Характерным примером этого типа являются многочисленные, но мелкие месторождения Калба-Нарымского района; к этой же группе могут быть отнесены касситеритово-кварцевые месторождения Зирабулак-Зиатдинских гор и отчасти Бедпакдалы. Характерно, что пегматитовые месторождения проявляются в участках наиболее глубокого эрозионного среза (осевая зона антиклинория Туркестанского хребта, Кавказского антиклинория), в то время как касситеритово-кварцевые месторождения, связанные с интрузиями, сходными по составу, получают развитие в участках погружения структур, где в силу меньшей эрозии вскрываются менее глубинные интрузивные фации (Зирабулак — Зиатдинские горы).

Олово нередко встречается в месторождениях других металлов, образуя в них второстепенную примесь. В большинстве это рудопроявления касситеритово-сульфидной формации, образованные из сложных недифференцированных многометальных растворов, в которых олово составляло в общем подчиненную часть. Такие касситеритово-сульфидные месторождения встречаются в районах проявления гибридных или мало дифференцированных интрузий, развивающихся в участках, где нормальная последовательная дифференциация нарушается образованием разломов (Таласо-Ферганская зона разломов) или ассимиляцией известняков. Таким образом, и в районах проявления спорадической оловоносности устанавливаются те же закономерности распределения касситеритово-сульфидных месторождений, что мы отмечали ранее при характеристике специфически оловоносных территорий. Можно отметить, что именно касситеритово-сульфидные месторождения являются наиболее частой формой оловорудных проявлений в районах сложной металлогении, где олово играет подчиненную, а иногда и ничтожную роль — одиночные оловосодержащие месторождения этого типа проявляются в районах, где других признаков оловоносности не отмечено (Питкаранта).

ТИХООКЕАНСКИЙ ПОЯС АЗИИ

Азиатская ветвь Тихоокеанского мезо-кайнозойского пояса очень богата оловом. Она по насыщенности оловорудными проявлениями не имеет себе равных на земном шаре. К этому поясу принадлежат богатейшие оловоносные провинции острова Малайского архипелага, Малаккского полуострова и Китая. Далее, после значительного перерыва, оловорудные месторождения появляются на территории СССР — в Забай-

калье, на Хингане, на Колыме, Яне, Чукотке и, наконец, еще далее этот пояс оловорудных проявлений переходит через рудный район Аляски на американское побережье Тихого океана. К этому огромному мезозойскому поясу с востока примыкает узкая зона третичных оловорудных месторождений, проявленная на побережье Японского моря, на островах Японии и Китая, но в основном очевидно скрытая под водами океана.

Характеристику этой очень интересной области мы даем, двигаясь с юга на север, от островов Малайского архипелага до Чукотки.

ЮЖНО-АЗИАТСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Южно-Азиатская оловорудная провинция, охватывающая острова Синкеп, Банка, Биллитон, Малаккский полуостров и южные провинции Китая, представляет в геологическом и металлогеническом отношении единое целое. Она принадлежит к области молодых складок, протягивающихся сюда от Гималайских гор, и представляет резкий контраст с остальными участками этой огромной зоны, почти на всем ее протяжении лишенной олова. Тем рельефнее выделяется резко повышенная концентрация этого металла на участке, где складки Тетиса подходят к Тихоокеанской впадине. Складчатые структуры, представленные серией кулисообразных складок, здесь круто изгибаются и даже как бы закручиваются, меняя меридиональное направление на широтное и затем северо-восточное. Как уже было отмечено, в металлогеническом отношении Южно-Азиатская провинция представляет единое целое. Оруденение здесь связано с кислыми мезозойскими гранитами (рет-сеноман). Последние несут с собой олово, вольфрам, отчасти золото, а на севере, в Китае, также сурьму, свинец, цинк, серебро, медь и другие металлы. Оловянные месторождения принадлежат преимущественно к касситеритово-кварцевой формации, однако среди известняков повсеместно появляются месторождения касситеритово-сульфидные. Среди глинистых пород касситеритово-сульфидные месторождения встречены лишь в южной части провинции, на острове Биллитон, т. е. в участке наиболее крутого перегиба структур.

Остановимся коротко на различных районах этой интересной оловорудной провинции.

Зондские острова

Зондские острова — Банка, Биллитон, Синкеп, составляющие южную часть Малайской оловорудной провинции, еще в недавнем прошлом по добыче олова занимали второе, следующее за Малайей место в мире и лишь за последнее десятилетие они оттеснены на третье место Боливией.

В геологическом отношении эти острова, выступающие части погруженной земли Зонда, представляют непосредственное продолжение Малаккского полуострова. Геологические структуры, протягивающиеся из Малайи, здесь круто изгибаются и, меняя меридиональное направление на широтное, прослеживаются далее на Борнео. Может быть именно изгибом структур обусловлено обилие разломов в этом участке. Оловянное оруденение района связано с кислыми гранитными интрузиями, обнажающимися главным образом в ядрах антиклиналей, сложенных измененными песчаниками и сланцами.

Не останавливаясь на оловорудном районе острова Банка, более богатом, но для нас мало интересном, поскольку оловорудные месторож-

дения принадлежат исключительно касситеритово-кварцевой формации, перейдем к характеристике месторождений острова Биллитон.

В генетическом отношении оловорудные месторождения Биллитона довольно разнообразны, причем здесь, как и в Австралии, наблюдается отчетливая зональность распределения месторождений относительно рудоносных интрузий; так, в гранитах, преимущественное развитие имеют касситерито-кварцевые месторождения, в то время как в сланцах и песчаниках, на некотором расстоянии от интрузивов встречаются типичные касситеритово-сульфидные месторождения — оловоносные магнетито-сульфидные скарны, касситеритсодержащие турмалиново-сульфидные, пиритовые и пирротиновые жилы. Местами встречаются переходные месторождения типа промежуточных между формацией касситеритово-кварцевой и касситеритово-сульфидной. Таково, например, месторождение Тикус Майн, представленное своеобразными трубчатыми телами, сложенными кварцем с касситеритом, вольфрамитом и обильными сульфидами — арсенопиритом, пиритом, сфалеритом и галенитом. Наконец, уже типичным представителем касситеритово-сульфидной формации является месторождение Клаппа Кампит. Наиболее крупные жилы этого месторождения, сложенные сульфидно-магнетитовыми рудами с касситеритом, приурочены к межпластовым зонам скалывания по контактам песчаников и сланцев. Интересно, что с глубиной характер оруденения меняется: сокращается общее количество жил и наряду с этим падает содержание касситерита и одновременно возрастает количество магнетита.

Малаккский полуостров

Рудные районы Малаккского полуострова, расположенные на территории Малайи, Таи, Бирмы, вместе с примыкающими к ним оловоносными площадями Индо-Китая, представляют одну непрерывную зону.

Узкий и длинный Малаккский полуостров характеризуется поясовым распределением металлов. Краевые прибрежные его зоны — восточная и западная — несут оловянное и вольфрамовое оруденение; вдоль осевой же части полуострова пролегает зона золоторудная. В геологическом отношении эти пояса различны. Олово-вольфрамовые зоны слагаются толщами глинистых сланцев, вмещающих крупные блоки известняков; рудоносные интрузии представлены кислыми, большей частью биотитовыми и реже роговообманковыми гранитами. В отличие от них, зона центральная—золоторудная — характеризуется развитием мощных толщ эффузивов кислого и среднего состава. Оруденение связано иногда с кислыми интрузиями, иногда же с гранитоидами повышенной основности до диоритов включительно. В коренных месторождениях олово и золото одновременно почти не встречаются, поэтому возрастные соотношения рудопроявлений этих двух металлов остаются неясными.

Носителями оловянного оруденения считаются мезозойские биотитовые граниты или поздние дифференциаты этих интрузий.

Структурные особенности гранитов — развитие грубопорфировидных, порфировых и мелкозернистых разностей в эндоконтактовой зоне — как будто бы свидетельствуют об относительно небольшой глубине формирования массива. Пегматиты здесь играют в общем небольшую роль и резко уступают в распространении пневматолитовым образованиям. Местами имело место как бы интенсивное «пропаривание» огромных объемов гранита оловоносными эманациями, с образованием крупных штокверковых и грейзеновых тел, очевидно магма была исключительно насыщена минерализаторами — бором и фтором. Местами происходила

инъекция магматических дифференциатов, в высокой степени обогащенных кремнеземом и соединениями фтора. В то же время совершенно очевидно, что магма была исключительно богата оловом, поскольку касситерит очень часто встречается как акцессорная примесь в гранитах, пегматитах, аплитах. Он концентрируется в кварцевых, кварцево-турмалиновых жилах и штокверках, в грейзенах и, наконец, в скарнах и сульфидных рудных телах, залегающих среди известняков.

Вследствие интенсивного выветривания в условиях влажного тропического климата коренные месторождения разрушены на большую глубину. В настоящее время разрабатываются богатейшие россыпи и разрушенные верхние части месторождений, сливающиеся с элювиальными образованиями; коренные же месторождения Малайи еще почти не затронуты разработкой и соответственно еще слабо изучены.

Не останавливаясь на характеристике касситеритово-кварцевых месторождений, доставляющих главную массу материала в богатейшие россыпи Малайи, не касаясь ни минерализованных гранитов, ни аплитов, ни пегматитов или своеобразных интрузивных грейзенов, мы остановимся здесь исключительно на представителях касситеритово-сульфидной формации.

Касситеритово-сульфидные месторождения здесь, как уже было отмечено, появляются неизменно среди известняков. Наибольшее развитие они получают в небольшом по площади, но необычайно богатом рудном районе Кинта, доставляющем 50% олова Малайи и 15% добычи мировой.

Район Кинта сложен осадочно-метаморфической палеозойской толщей — известняками, кварцитами, филлитами и эффузивно-туфовыми отложениями, прорванными интрузией порфировидных биотитовых гранитов. Граниты обнажаются в виде двух параллельных массивов: массива Главного хребта и его бокового западного ответвления — массива хребта Кледанг. Повидимому эти массивы соединяются на небольшой глубине и, таким образом, известняковое поле долины Кинта можно рассматривать как остаток кровли на вогнутой поверхности гранитной интрузии. В пределах полосы осадочных пород, разделяющей массивы Главного хребта и Кледанг, известны также выходы мелких интрузивных тел, представляющих, вероятно, языки и выступы этой же интрузии. Жильные рудоносные граниты часто обладают грубопорфировой структурой и в периферических частях массивов переходят в мелкозернистые аплиты.

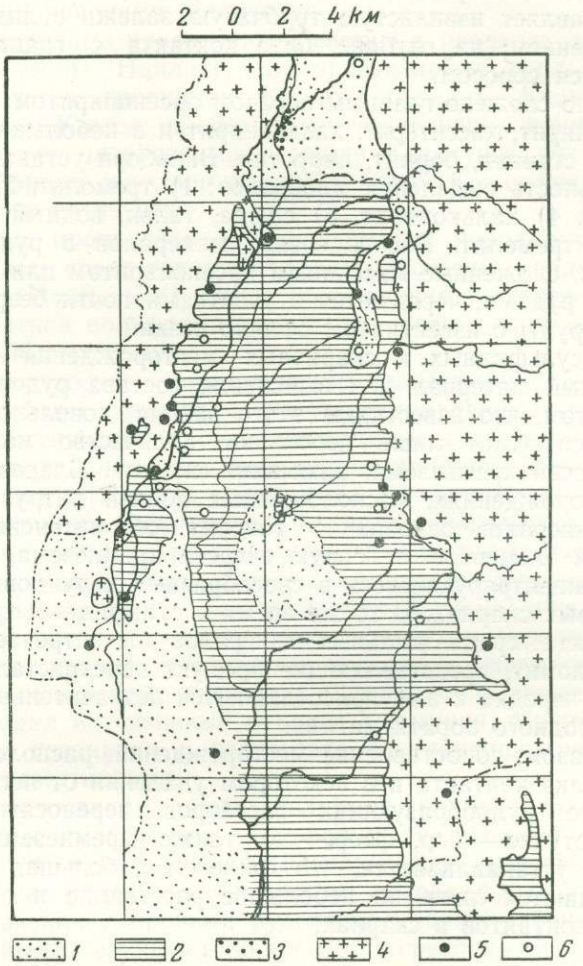
Нередко наблюдается значительная турмалинизация гранитов, особенно интенсивно проявленная близ контакта. К контактовым зонам обычно приурочены жилы аплитов и более редких пегматитов, также нередко турмалинизированных. В контакте с известняками возникают своеобразные турмалиново-корундовые скарновые породы.

Оловорудные месторождения (фиг. 118) вытянуты цепочкой вдоль окраин гранитных массивов, располагаясь как в гранитах, так и в известняках.

Почти все запасы олова этого района сосредоточены в месторождениях, расположенных не далее чем в 1 км от контакта с гранитом, причем характер минерализации в разных породах различен. Так, в зоне эндоконтакта развиты оловоносные аплиты, пегматиты, грейзены, кварцевые жилы и кварцево-турмалиновые жилы и штокверки; подобные же месторождения, которые в большинстве своем могут быть отнесены к касситеритово-кварцевой формации, встречаются также среди филлитов и кварцитов. Месторождения, залегающие среди известняков, пред-

ставлены либо скарнами, либо сульфидными, главным образом арсенопиритовыми, рудными телами с касситеритом.

Касситеритово-сульфидные месторождения в известняках имеют неправильную форму — это большей частью трубчатые тела небольшого



Фиг. 118. Расположение оловорудных месторождений в округе Кинта.

1 — сланцы; *2* — известняки; *3* — эффузивы; *4* — граниты; *5* — касситеритово-сульфидные месторождения; *6* — касситеритово-кварцевые месторождения.

поперечного сечения. Рудные тела, когда они следуют по четко выраженным трещинам, в сечении имеют форму плоских линз (Беатрис Майн), в участках скрещения трещин возникают рукавообразные или трубчатые тела с изометричным поперечным сечением. Рудные тела часто оставляют одни трещины, уклоняются вдоль других, меняют падение на обратное и контуры таких «труб» обычно очень неправильные.

Сульфидные трубы сложены арсенопиритом, пиритом, касситеритом, халькопиритом, подчиненную роль играют борнит, станнин, галенит, сфалерит, джемсонит, актинолит — последние четыре минерала встре-

чаются в месторождениях, наиболее удаленных от интрузии. Рудные минералы цементируются кальцитом, доломитом, а иногда тремолитом, тальком или водным боратом магния; последний известен только в месторождении Беатрис, на характеристике которого остановимся подробнее.

Рудное тело Беатрис, по данным Вильборна (Willbourn, 1931—1932), представляет извилистую трубчатую залежь с линзовидным поперечным сечением; на глубине, близ контакта с гранитами, рудная труба срезается сбросом.

Рудное тело сложено главным образом арсенопиритом; существенную роль играют пирит, касситерит, халькопирит и в небольших количествах присутствуют станнин, борнит, пирротин. Вильборн устанавливает такую последовательность выделения минералов: 1) тремолит, 2) арсенопирит, з) касситерит, 4) халькопирит, 5) слюда, тальк, водный борат магния, замещающий тремолит. Распределение минералов в руде неравномерное — участки, сложенные массивным арсенопиритом или богатыми касситеритовыми рудами, чередуются с участками почти безрудного «скарна»; контакт руды с известняком обычно резкий.

Изучение сульфидных и скарновых месторождений района Кинта дает интересный материал для выяснения состава рудоносных растворов. Дело в том, что известняки этого района довольно чисты химически — они содержат лишь небольшое количество магния и почти лишены примесей кремнезема, алюминия, железа. Следовательно, появление в месторождениях, расположенных вблизи интрузива, сложного комплекса минералов однозначно говорит об интенсивном привносе разнообразных элементов, в первую очередь кремнезема, железа, затем глинозема, концентрирующегося в своеобразных корундовых и турмалиново-корундовых скарнах. В то же время в сульфидных трубах, удаленных от контакта, среди жильных минералов мы встречаем чаще лишь кальцит и доломит, представляющие продукт перекристаллизации известняка; лишь изредка к ним присоединяются незначительные количества тремолита и водного бората магния.

Таким образом, сопоставление месторождений, расположенных непосредственно близ контакта и в некотором удалении от него, показывает, что в составе рудообразующих растворов переносятся не только металлы и летучие — бор, фтор,— но также кремнезем и глинозем. Вместе с тем устанавливается, что глинозем и большая часть кремнезема перемещаются лишь на небольшое расстояние и обычно отлагаются вблизи контактов в скарнах.

Таи

Иного типа касситеритово-сульфидные месторождения проявлены севернее, на территории Таи, где известно оловоносное магнетитовое скарновое месторождение Пиниок.

Данные о геологии и минералогии этого, повидимому очень крупного, месторождения в литературе пока отсутствуют.

Китай

Еще далее к северу, в южных провинциях Китая мы снова встречаем касситеритово-сульфидные трубы и метасоматические залежи в известняках, сходные с малайскими.

На территории Китая выделяется несколько рудных районов: наибольшее значение имеют оловорудные проявления провинции Юннань

и среди них небольшой по площади округ Кочиу, доставляющий свыше 90% оловянной продукции страны. Оловоносные площади этого необычайно богатого района, с их сульфидными оловорудными проявлениями в известняках, являются непосредственным продолжением рудного мезозойского пояса юго-востока Азии и почти смыкаются на юге с оловорудными районами Индокитая.

Затем оловорудные проявления известны в пределах двух широтных зон: северной зоны Нанлинг, протягивающейся вдоль хребта того же названия через провинции Кианги, Хунань, Кванси, Квантунг, и южной зоны — Кэстел; последняя имеет меньшее значение, она прослеживается через оловоносные площади Квантунга до Гонконга. Сопряжение указанных двух зон с рудным узлом Кочиу неизвестно — этот район еще почти не изучен.

Оловорудные проявления Китая в разных породах различны. Как и в Малайе, здесь среди гранитов развиты грейзены, кварцевые и пегматитовые жилы (Meng, 1937). Эти месторождения значительно более интересны в отношении вольфрама, чем олова, хотя с ними местами и связаны оловоносные россыпи.

Гораздо интереснее месторождения, залегающие в известняках. Среди них наиболее высокотемпературными являются скарновые образования в известняковой кровле интрузий и в ксенолитах известняка, погруженных в граниты; эти месторождения промышленного значения не имеют, но они интересны генетически. В числе их встречаются своеобразные канкринито-корундовые, везувиано-протолитионитовые, магнетито-гранатовые, эпидотовые и другие породы с касситеритом.

Обычно скарновые породы имеют фестончато-полосчатую текстуру; они состоят из магнетита, литиевой слюды, флюорита, граната, эпидота, шпинели, касситерита, пирротина и таких минералов, как хондродит, корунд, канкринит; присутствие последних указывает на дефицит кремнезема в рудоносных растворах. Очевидно в процессе их образования происходил интенсивный привнос алюминия. Может быть, корундовые породы возникали в результате десиликации гранитной магмы в контакте с известняками.

Главным источником олова являются более низкотемпературные гидротермальные сульфидные месторождения, сходные с малайскими; они развиты в округе Кочиу (Юннань) и в известняковых полях Хунани. Эти касситеритово-сульфидные неправильные трубчатые тела генетически связаны с прочими рудопроявлениями района — с сульфидными сурьмяными, свинцово-цинковыми, серебряными месторождениями, с одной стороны, и олово-вольфрамовыми месторождениями — с другой, представляя, таким образом, связующее звено, объединяющее в один генетический комплекс разнообразные типы минерализации.

В наиболее глубоких рудниках, достигающих глубины нескольких сот метров, непосредственно наблюдались переходы серебряных руд в медно-оловянные. Таким образом, здесь намечается вертикальная зональность, сходная с корнуоллской. Очень интересны станниновые рудные трубы Юннани (месторождения Тунгуен, Тайон, Мутинг и др.), из которых добывали медно-оловянный сплав — пертанг, употребляемый для выделки посуды и прочей домашней утвари. К сожалению, они, как и прочие месторождения района, не описаны и лишь вскользь упоминаются.

В Хунани известны трубы арсенопирито-касситеритовые, пирротино-халькопиритовые с подчиненным пиритом и другими рудными минералами и трубы сфалеритово-халькопиритовые, местами с борнитом,

галенитом и небольшими количествами блеклой руды, джемсонита и других сульфоантимонитов. Минералогический состав оловорудных тел сложен: сульфидные минералы здесь тесно ассоциируют с высокотемпературными скарнообразующими силикатами, такими, как форстерит, гранат. Интересно присутствие в рудах некоторых месторождений водного бората магния, сходного с боратом из Беатрис Майн (см. выше). Месторождения последней группы содержат лишь незначительное количество олова.

Ванг (Wang, 1935) устанавливает следующий порядок выделения рудных минералов: арсенопирит, касситерит, пирит, халькопирит, сфалерит, станнин, энаргит, борнит, теннантит. Силикаты, согласно Вангу, по времени выделения близки с сульфидами или в значительной степени являются даже более поздними.

Вероятно, весь сложный минеральный комплекс, включая и силикаты и рудные минералы, развился в результате последовательного отложения из одного потока растворов, насыщенных летучими, причем, судя по развитию явлений распада твердых растворов, рудоносные растворы даже в заключительные стадии процесса обладали довольно высокой температурой. Совместно с поздними сульфидами в гидротермальную стадию процесса отлагаются обильный железистый хлорит (тюрингит) и тальк, развивающийся в результате гидратизации магниевых силикатов скарна, а также флюорит и обильные карбонаты.

Характерной геохимической особенностью оловорудных месторождений Китая является обилие медных минералов — халькопирита и борнита. Интересно повсеместное распространение самородного висмута. Последний здесь является одним из поздних минералов, выделяясь одновременно с галенитом. Сурьма — этот характерный элемент описываемой металлогенической провинции — фиксируется также в низкотемпературные стадии процесса, совместно с галенитом, в виде джемсонита, блеклой руды, бурнонита и др. Широкое развитие сульфоантимонитов в оловорудных, цинково-медных и свинцово-цинковых месторождениях лишний раз подчеркивает генетическую связь последних с сурьмяными месторождениями.

Заключая характеристику оловорудных месторождений юго-востока Азии, следует отметить, что здесь ярче чем где-либо, на фоне преимущественного развития касситеритово-кварцевых месторождений, проявлена закономерная приуроченность касситеритово-сульфидных месторождений к известнякам. Таким образом, опровергается довольно распространенное представление о якобы неблагоприятной роли на юго-востоке Азии известняков как среды развития месторождений олова. Олово концентрируется в известняках в значительном, иногда даже огромном количестве (Юннань), но только формы его концентрации здесь достаточно специфичны и почти всегда однообразны. Не образуя самостоятельных монометаллических месторождений (как это характерно для гранитных полей), олово здесь ассоциирует с другими металлами — железом, мышьяком, цинком, свинцом. Очевидно, при ассимиляции известняков не было условий для обособления олова, и оно выносилось совместно с другими металлами в составе слабодифференцированных растворов, богатых серой. В дальнейшем олово концентрировалось вместе с этими металлами в метасоматических рудных телах, причем уже не кварц, слюда, как в гранитах, а известково-магнезиальные силикаты являлись здесь сопровождающими жильными минералами. Появление последних обусловлено активным взаимодействием кремнезема растворов с вмещающими известняками и доломитами.

В оловорудных провинциях Южного Китая теряется дальнейшее продолжение оловоносного пояса юго-востока Азии. Пояс этот не прослеживается ни в глубь континента — вдоль зоны Гималаев, ни по Тихоокеанской окраине его, где появляются уже древние кристаллические массивы Центрального Китая. Мезозойские оловорудные проявления мы встречаем вновь уже значительно севернее, где к Тихоокеанскому побережью подходят новые молодые цепи — мезозойские структуры, протягивающиеся сюда из Восточной Сибири и Северной Маньчжурии.

СЕВЕРО-АЗИАТСКАЯ ЧАСТЬ ТИХООКЕАНСКОГО РУДНОГО ПОЯСА

На территории СССР Восточный или Тихоокеанский рудный пояс протягивается на громадные расстояния от Забайкалья на западе до Чукотки на северо-востоке. Он совпадает с поясом молодых мезозойских складок востока СССР.

Здесь можно выделить две структурно-металлогенические области, оформившиеся в различное время — внутреннюю мезозойскую металлогеническую зону и внешнюю — мезо-кайнозойскую, несущую наряду с мезозойскими также и третичные месторождения.

Первая зона охватывает Монголо-Охотский пояс А. Е. Ферсмана, т. е. Забайкалье, северное обрамление Зее-Буреинского массива и далее к северу находит свое продолжение в огромной Колымо-Яна-Чукотской зоне.[1] Вторая — приокеанская зона — протягивается в меридиональном направлении вдоль побережья Тихого океана — она характеризуется широким проявлением мощных покровов верхнемеловых и третичных эффузивов, отмечающих своим развитием серию крупных разломов по окраине Тихоокеанской впадины и на стыках различных структур. К этому поясу, который, следуя С. А. Музылеву, мы будем называть Восточно-Азиатским, приурочены рудная провинция Приморья и Мало-Хинганский рудный район; далее к северу на Охотском побережье непосредственное продолжение этой полосы составляют рудные районы Хетинский и Омсукчанский, также приуроченные к зоне развития верхнемеловых эффузивов.

Сопряжение этих двух зон не изучено.

Согласно С. А. Музылеву, Монголо-Охотская и Восточно-Азиатская зоны на территории юга Дальнего Востока имеют различную историю развития. В пределах Монголо-Охотской зоны широко развиты средне-палеозойские отложения, в то время как в зоне Восточно-Азиатской они отсутствуют — в среднем палеозое здесь очевидно господствовал континентальный режим. Различие прослеживается и выше по разрезу. Так, для Монголо-Охотского пояса и его северо-восточного продолжения характерна тесная связь пермских осадков с мезозойскими в составе так называемого верхоянского комплекса. В то же время в Восточно-Азиатской зоне отмечается складчатость и интрузивная деятельность на грани перми и триаса. Отличны и более поздние этапы развития этих областей — Монголо-Охотский пояс характеризуется проявлением рудоносных мезозойских интрузий (J_2, J_3 — Cr_1), в Восточно-Азиатском же поясе проявлены также верхнемеловые и третичные интрузии.

Нами выше были описаны рудные области Забайкалья и Приморья, здесь мы коротко охарактеризуем промежуточные звенья огромного металлогенического пояса Юго-востока СССР и перейдем к краткой характеристике северо-восточных областей.

[1] Возможно, что Монголо-Охотский пояс следует рассматривать как самостоятельную единицу, распространяющуюся далеко на запад от Тихоокеанской впадины.

О продолжении Монголо-Охотского пояса к востоку от Забайкалья нам мало известно, однако продолжение редкометального пояса в этой области вполне вероятно. В пользу этого говорит сходство геологического строения Верхне-Амурской складчатой области с Забайкальем — наличие в районе Сковородино дислоцированных отложений морского мезозоя, прорванных молодыми интрузиями, позволяет предполагать продолжение сюда мезозойского металлогенического пояса с его редкометальным оруденением.

Далее от области развития морского мезозоя района Сковородино к востоку проявлены континентальные, главным образом эффузивные, формации мезозоя и гипабиссальные интрузии верхнеюрского — нижнемелового возраста. Эти магматические образования особенно широкое развитие получают в северном обрамлении Зее-Буреинского массива; местами известны в этой области проявления молибденового, полиметаллического и оловянного оруденения (басс. Депа, верховья Гари и др.). Этот участок Монголо-Охотского пояса, характеризующийся развитием разрывных нарушений в обрамлении жестких массивов и приуроченных к ним эффузивов и малодифференцированных гипабиссальных гранитных интрузий, несомненно интересен в отношении оловоносности, и можно предполагать наличие в этой области касситеритово-сульфидных месторождений.

Хинган-Буреинская зона

Еще далее к востоку в бассейне Селемджи, вдоль южных склонов хребта Эзоп известны многочисленные, но мелкие пегматитовые месторождения, а также кварцевые жилы. Наиболее интересно здесь Таламинское вольфрамово-оловянное месторождение, представленное серией кварцево-сульфидных жил, залегающих среди метаморфических сланцев в контактовом ореоле массива кислых гранитов. Жилы сложены кварцем и топазом, а в некоторых из них большое распространение получают сульфиды — арсенопирит, леллингит, станнин, сфалерит, халькопирит, ассоциирующие с касситеритом и вольфрамитом. Интересны сплошные скопления и мономинеральные прожилки станниновых руд мощностью 10—12 см (Александрова, 1946). Таламинское месторождение представляет переходный тип между формациями касситеритово-кварцевой и касситеритово-сульфидной, оно во многом напоминает описанное ранее Этыкинское месторождение в Забайкалье. Здесь мы встречаем то же необычайное сочетание топаза и сульфидов и еще большее развитие станнина, который является местами главным минералом в таламинских жилах.

Значительный интерес представляет Мало-Хинганский оловорудный район, который в структурном отношении представляет область крупного прогиба северо-восточного простирания в Буреинском жестком массиве. Эта область характеризуется развитием крупных разломов, послуживших каналами для излияния эффузивов верхнемелового возраста. Эффузивные покровы имеют широкое распространение в районе, они протягиваются прерывистой полосой на 400 км в северо-восточном направлении, местами мощность их весьма значительна и превышает 1000 м.

Верхнемеловые эффузивные кварцевые порфиры Хинганской депрессии прорываются гипабиссальными интрузиями гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров, сопровождающимися оловорудными проявлениями. Последние приближаются к сульфидно-железистому типу и резко

отличны по минерализации от касситеритово-кварцевых и пегматоидных жил, вскрывающихся в смежном Буреинском антиклинории.

Наиболее крупным в этой полосе эффузивов является Микояновское месторождение, приуроченное к небольшому массиву гранодиорит-порфира, прорывающему верхнемеловые кварцевые порфиры.

Гранодиорит-порфировый массив обнажен в его верхней апикальной части и в пределах его нередко встречаются блоки кварцевых порфиров, представляющие либо останцы кровли, либо крупные ксенолиты, глубоко погруженные в интрузию. Подобный ксенолит, обладающий крутыми, почти вертикальными контактами, расположен, в частности, в центре рудного поля — он окружен широкой каймой измененных гранодиорит-порфиров, превращенных в плотную темнозеленую кварцево-хлоритово-серицитовую породу. Эти процессы изменения носят явно гидротермальный характер, они произошли после дробления и многократных подвижек по контакту блока — ксенолита кварцевых порфиров и цементирующих его гранодиорит-порфиров. Позднее по контакту ксенолита и гранодиорит-порфиров проходили повторные дробления, причем тектонические зоны выходили и за пределы контакта в глубь гранодиорит-порфиров. Вдоль них проявлялась оловянная минерализация, представленная серией кварцевых и кварцево-хлоритовых прожилков с касситеритом, арсенопиритом и продуктами разложения сульфидов — лимонитом, малахитом. Судя по широкому развитию окисленных минералов, можно думать, что сульфиды в первичных рудах играют значительную роль.

Прожилки имеют зональное строение, призальбандовые части сложены мелкозернистым кварцем, далее следует кварцево-касситеритовая зона и, наконец, в осевых частях располагаются скопления сплошного хлорита. Формирование жильных выполнений происходило в основном путем выполнения открытых полостей, о чем свидетельствует широкое распространение гребенчатых и крустификационных текстур и обилие пустот. Количественные соотношения главных минералов — кварца, касситерита, хлорита — резко варьируют.

Прожилки наиболее обильны в участках интенсивного дробления; «заполняя межбрекчиевые пространства и повторяя контуры отдельных обломков, прожилки прихотливо изгибаются, то разветвляются, то сливаются воедино, образуя неправильные узловатые раздувы, и в целом рудное тело представляет типичный штокверк» (Левицкий, 1947).

В пределах штокверка выделяются отдельные обогащенные зоны — в частности четко вырисовывается Главная зона в виде полого-уплощенного трубчатого тела, склоняющегося к юго-востоку. Обогащенные зоны окружены слабо оруденелыми породами, столь же раздробленными, но пересеченными прожилками с меньшим содержанием касситерита, т. е. намечается обогащение оловом пологих зон, разделенных промежутками, характеризующимися низкопроцентным оруденением.

Микояновское месторождение, открытое и изученное М. И. Ициксоном и А. П. Прокофьевым, является первым, но несомненно не единственным объектом этого нового и интересного рудного района. Открытие новых оловорудных проявлений в полосе развития эффузивов Хинганской депрессии вполне вероятно, причем скорее всего это будут месторождения касситеритово-сульфидной формации, связанные с близповерхностными или гипабиссальными интрузиями, рвущими молодые эффузивы.

Севернее Хингано-Буреинского района оловянная минерализация прослеживается в виде признаков в пределах хребта Джугджур и затем

она уже с новой силой проявляется в верховьях рек Колымы и Индигирки, где начинается богатейший оловорудный пояс северо-востока Азии.

Колымо-Чукотская зона

Рудоносный пояс прослежен сейчас без значительных перерывов от побережья Охотского моря через верховья рек Колымы, Индигирки, Яны, далее он заворачивает к северу вдоль бассейнов Яны и Адычи (Яна-Адычанский район) и тянется вплоть до побережья Северного Ледовитого океана, где выявлен новый рудный район хребта Полоусного. Повидимому он поворачивает затем снова к востоку, образуя северную ветвь крупной подковы, обращенной выпуклостью к западу, и далее находит продолжение в рудных районах Нижне-Колымском, Амгуемском, Чаунском, Чукотском. Восточное продолжение северной ветви этой подковообразной зоны уходит еще далее к востоку от Чукотки на территорию Аляски.

Этот гигантский оловоносный пояс на всем его протяжении довольно однообразен. Он характеризуется преобладанием песчанико-глинистых отложений пермо-триасового, а частично юрского возраста, объединяемых в так называемый Верхоянский комплекс. Меньшую роль играют среднепалеозойские и нижнепалеозойские отложения, вскрывающиеся в ядрах антиклиналов; в составе этих более древних толщ встречаются известняки. Более молодые верхнемезозойские (меловые) отложения, представленные по преимуществу эффузивными фациями, развиты вдоль восточной окраины материка на побережье Охотского и Берингова морей, отмечая своим появлением северное продолжение тектонической зоны Берегового тихоокеанского разлома.

Структура большей части северо-востока Азии оформилась в основном в период мезозойской складчатости. В это время были образованы складчатые зоны, гирляндами обтекающие Сибирскую жесткую платформу, а также Средне-Колымский массив; именно вдоль этих мезозойских складчатых дуг вытянут очерченный ранее оловоносный пояс. Осадочная толща прорвана крупными интрузиями гранитов, которые в большинстве своем носят гипабиссальный характер. Олово связано главным образом с поздними и наиболее кислыми дериватами гранитных интрузий, и лишь в некоторых участках оловорудные месторождения пространственно приурочены к ореолам гранодиоритовых массивов (Яна-Адычанский район).

Рудоносный пояс северо-востока помимо олова богат золотом, а также свинцово-цинковыми, серебряными, мышьяковыми и другими рудами.

Золото, как это обычно и бывает, пространственно обособляется от других металлов — основные концентрации его связаны с ранней дайковой формацией, предшествующей внедрению крупных мезозойских интрузий и их производных — оловоносных малых интрузий.

Что касается других металлов — свинца, цинка, то они концентрировались видимо одновременно с оловом. Во всяком случае, в касситеритово-сульфидных месторождениях они встречаются с ним совместно. В самостоятельных галенитово-сфалеритовых месторождениях эти металлы обособляются местами среди известняков, вскрывающихся в осевых частях антиклинориев (Тасхаяхтасские свинцово-цинковые месторождения). Таким образом здесь, как и в Забайкалье, будто бы намечается приуроченность свинцово-цинковых месторождений к известняковым породам.

Оловорудные месторождения этого огромного рудного пояса в общем однотипны. Пегматиты здесь редки и малозначительны (Уаза-Инское, Приискатель), чисто кварцевые жилы тоже имеют в общем относительно небольшое распространение. Преимущественным развитием пользуются метасоматические жильные зоны и минерализованные зоны дробления с турмалином, хлоритом, сульфидами, иногда с кислородными соединениями железа — магнетитом, гематитом. Роль сульфидов как будто больше в месторождениях, связанных с гранитоидами повышенной основности (Яна-Адычанский, Западно-Верхоянский районы), в то время как в связи с кислыми гранитами чаще возникают малосульфидные кварцево-хлоритовые и кварцево-турмалиновые жильные тела с касситеритом.

К числу месторождений на Колыме, богатых сульфидами, принадлежит также и Токичанское, с его касситеритово-галенитовыми рудами, несколько напоминающими руды Синанчи.

В восточной (третичной) зоне к месторождениям, богатым сульфидами, относится Голимое, залегающее среди угленосных сланцев. Рудные жилы этого своеобразного месторождения местами залегают в зальбандах угольных пластов. Здесь очень интересным является вопрос о роли углистых прослоев в осаждении металлов из растворов.

Интересно Хетинское касситеритово-сульфидное месторождение, обладающее очень сложным составом, также возможно относящееся к третичному возрасту.

Типичные касситеритово-сульфидные месторождения широкое развитие получают в Яна-Адычанском и Западно-Верхоянском районах — здесь эти месторождения становятся преобладающими.

Яна-Адычанский район, расположенный в изгибе складчатой зоны, характеризуется развитием серии параллельных диагональных разломов Именно к разломам приурочены здесь небольшие дискордантные массивы гранодиоритов, сопровождающиеся касситеритово-сульфидными месторождениями (Эге-хая и др.).

В то же время крупные массивы, располагающиеся в осевых частях антиклиналов, сложены кислыми нормальными гранитами и лишь в периферических контактовых зонах — гранодиоритовыми разностями. В пределах кислых гранитных массивов и в контакте их встречаются уже типичные касситеритово-кварцевые месторождения — грейзены, связанные с поздними инъекциями наиболее кислых магматических дифференциатов, обогащенных летучими (Кестер), а также кварцевые жилы с касситеритом и вольфрамитом (Чалбинское месторождение).

Остановимся прежде на характеристике этих, в общем нетипичных для Верхоянья, касситеритово-кварцевых месторождений.

Наиболее интересны своеобразные грейзены Кестер, расположенные в эндоконтактовой зоне крупной Арга-Ынаххайской интрузии биотитовых гранитов. Оруденение связано с наиболее молодыми интрузивными породами — с кислыми аплитовидными гранитами, прорывающими биотитовые граниты Арга-Ынаххайского массива и их краевые гранодиоритовые фации. Минерализация представлена сетью кварцевых прожилков, сопровождающихся интенсивной грейзенизацией. Касситерит здесь ассоциирует с очень редкими и разнообразными фосфатами — гебротитом и др. Помимо этого в грейзенах присутствуют топаз и мусковит (Б. Н. Вронский и И. А. Островский, 1945).

К касситеритово-кварцевой формации относится также Чалбинское месторождение, представленное сериями коротких кварцевых жил в грейзенизированном граните. Жилы сложены главным образом квар-

цем, в меньшем количестве ортоклазом. Еще меньшую роль в них играют турмалин (сильно железистый), мусковит, касситерит, вольфрамит, арсенопирит, апатит. Очень редко встречаются альбит, халькопирит (Смирнов и др., 1941).

Оба эти месторождения, связанные с кислыми гранитами, являются довольно типичными представителями касситеритово-кварцевой формации.

Совершенно иной тип минерализации наблюдается в связи с более основными интрузиями гранодиоритового состава, приуроченными к зонам разлома. Здесь исключительно развиты сульфидно-железистые месторождения — турмалиновые и хлоритовые жильные породы с кварцем, касситеритом, карбонатами и обильными сульфидами железа — пирротином, пиритом, сфалеритом. Сравнительно небольшую роль в этих месторождениях играет галенит. Более низкотемпературные оловосодержащие месторождения с галенитом, разнообразными сульфоантимонитами серебра встречаются уже западнее — в пределах Западного Верхоянья (Имтанджа и др.).

Характерным примером наиболее высокотемпературного турмалинового типа является месторождение Алыс-хая, представленное метасоматическими турмалиново-сульфидными жильными породами во внешних зонах роговикового поля, окружающего гранодиоритовый интрузив. Жильные породы возникли, согласно С. С. Смирнову, путем замещения всего «некварцевого» материала осадочных пород — аркозовых и песчанистых сланцев. В первую стадию замещения развивался черный железистый турмалин; позднее черная кварц-турмалиновая жильная порода была раздроблена и сцементирована бурым турмалином (окраска в шлифе), сопровождаемым касситеритом. Еще более поздними являлись хлорит и сульфиды железа, наконец, в конце процесса минерализации отлагался сидерит.

Переходный турмалиново-хлоритовый тип с преобладанием хлорита и сульфидов железа представляет крупнейшее месторождение Эге-хая, где мы имеем серию минерализованных зон северо-восточного простирания. Месторождение это находится в криптобатолитовой области среди песчаников и сланцев и лишь слабая метаморфизация пород позволяет предполагать, что на глубине залегает такого же типа интрузив, как и в соседних рудных площадях.

Рудные зоны Эге-хая обладают значительной мощностью (в несколько метров), причем боковые ограничения зон иногда мало отчетливы. Около главных зон дробления часто наблюдаются серии сопровождающих трещин и второстепенных зон минерализации, отходящие от них под острым углом. Согласно С. С. Смирнову, М. М. Дубовику и др. (1941), «наиболее типичной рудой месторождения является минерализованная брекчия. В цементе, состоящем из резко варьирующих количеств кварца, хлорита, турмалина и пирротина, заключены мелкие (редко свыше 10 см) угловатые куски сланца или песчаника, обычно сильно измененные». Касситерит в руде выделялся сравнительно рано, совместно с турмалином, железистым хлоритом и кварцем и в основном еще до отложения минералов сульфидной стадии. Из числа сульфидов более или менее одновременным с ним является, как обычно, лишь арсенопирит.

Весьма своеобразна минерализация Бургавлийского месторождения, расположенного, как и Эге-хая, в криптобатолитовой области. Об относительной близости интрузивного массива можно судить по жилам

гранодиорита, признакам ороговикования песчаников, а также по зональному расположению рудных проявлений вокруг какого-то «центра».

Рудные проявления Бургавлийского участка довольно разнообразны. На значительной площади здесь развиты серии параллельных тонких адуляро-кварцевых прожилков с пирротином, арсенопиритом, халькопиритом, хлоритом, касситеритом, мусковитом, флюоритом; редко в этих прожилках присутствуют турмалин, берилл, апатит. Местами встречаются прожилки, очень богатые касситеритом, до сплошных касситеритовых. Мощность прожилков ничтожна: она измеряется миллиметрами или долями миллиметра; изменение боковых пород незначительно. Прожилковые зоны Бургавли, занимающие промежуточное положение между формациями касситеритово-сульфидной и касситеритово-кварцевой, судя по описаниям, морфологически несколько напоминают Тарбальджейские штокверки Забайкалья. Здесь же на площади Бургавлийского рудного поля известны и мощные сульфидные минерализованные зоны дробления, которые по простиранию нередко переходят в массивные сульфидные жилы, образованные путем выполнения открытых трещин. Эти жилы имеют симметрично-полосчатое сложение: в призальбандовых полосах залегают руды кварцево-арсенопиритовые с касситеритом и адуляром, а осевую часть выполняет главным образом пирротин. Таким образом, имеются те же соотношения, что и на Хапчеранге, в Сталинском и других сульфидно-железистых месторождениях, описанных нами в первом и втором разделах работы. В сульфидных жилах Бургавли, помимо отмеченных минералов, встречаются также халькопирит, серицит, хлорит, сидерит, кальцит и очень редкие висмут, висмутин и самородное серебро. При этом характерно, что наиболее низкотемпературные минералы — кальцит, галенит — особенно большое развитие имеют в жилах на периферии рудного участка, что, по С. С. Смирнову, является следствием проявления горизонтальной зональности: «Все рудные проявления, известные ныне на территории месторождения, связаны ясными переходами. Различие в составе и в общем характере отдельных рудных проявлений вызвано, в основном, различным характером и возрастом соответственных систем трещин».

Относительно более низкотемпературные касситеритово-сульфидные месторождения с разнообразными и редкими сульфосолями серебра известны в Западном Верхоянье. В этом участке интрузия представлена, как и в Яна-Адычанском районе, гранодиоритами, но находится в начальной стадии эрозии и большая часть рудных жил залегает в криптобатолитовой области, ассоциируя с дайками кварцевых порфиров. Удаленностью от интрузий можно объяснить относительно низкотемпературный характер минерализации: здесь развиты главным образом свинцово-цинково-серебряные руды, лишь изредка оловоносные.

К турмалиново-сульфидному типу, по данным Г. Л. Падалка (1939), можно отнести Бочийское месторождение, представленное серией кварцево-турмалиновых прожилков с касситеритом и подчиненными сульфидами.

К типу хлоритово-сульфидному относится Имтанджа, весьма напоминающая Эге-хайское месторождение своими хлоритово-пирротиновыми минерализованными зонами дробления с касситеритом, арсенопиритом, кварцем, сидеритом. Подчиненную роль в Имтандже играют турмалин, магнетит, галенит, сфалерит, интересно присутствие сульфосолей, в частности блеклой руды, сближающих это месторождение с прочими серебро-свинцовыми рудопроявлениями Западного Верхоянья (С. С. Смирнов, 1934).

Заключая характеристику Верхоянского отрезка рудного пояса северо-востока Азии, можно отметить, что здесь выявляются некоторые интересные данные о положении касситеритово-сульфидных месторождений.

Хотя в Верхоянье, как и в других районах — Колымском, Индигирском, касситеритово-сульфидные месторождения иногда связаны постепенными переходами с касситеритово-кварцевыми (Бургавли), но вместе с тем наиболее типичные представители этих двух формаций встречаются раздельно и, что особенно интересно, в различных геологических условиях. Касситеритово-кварцевые месторождения связаны с кислыми гранитами, касситеритово-сульфидные месторождения находятся в контактовых ореолах массивов гранитоидов повышенной основности типа гранодиоритов. Таким образом, особенности химизма месторождений — обилие кремнезема, фосфора, лития, в первом случае, и обилие серы, а также железа, мышьяка, цинка и других металлов — во втором случае, находятся, видимо, в связи с особенностями химизма материнских интрузий. Неясным представляется вопрос о взаимоотношениях кислых гранитов и гранодиоритов — являются ли последние продуктом местной или глубинной, как думает Г. Л. Падалка (1933), ассимиляции вмещающих пород гранитной магмой, или они представляют самостоятельные интрузии. В пользу гипотезы «ассимиляции» говорит гибридный характер этих гранитоидов, объединяющих в небольших массивах различные породы — диориты, кварцевые диориты, монцониты; в пользу этого же предположения свидетельствует развитие каймы гранодиоритовых фаций в контактах крупных массивов биотитовых гранитов. А если это так, то оказывается, что касситеритово-сульфидные месторождения здесь связаны с гибридизированными и вероятно ранними фациями гранитной интрузии, а касситеритово-кварцевые — с поздними ультракислыми производными тех же гранитов, образованными в заключительную стадию интрузивного цикла, ибо эти рудоносные гранит-аплиты секут гранодиориты приконтактовой зоны гранитной интрузии.

Другой интересной особенностью металлогении Верхоянья является генетическая связь оловянного и серебро-свинцового цинкового оруденения. Связь эта осуществляется как раз в касситеритово-сульфидных месторождениях, которые дают постепенные переходы, связующие эти две группы рудных проявлений.

Дальнейшее продолжение оловоносного пояса мы видим в оловорудных районах Нижне-Колымском, Чаунском, Амгуемском и Восточно-Чукотском. Геологическая обстановка здесь в общем та же, что и в Колымо-Индигирской зоне — эта область характеризуется развитием глинистых сланцев и песчаников Верхоянского комплекса, смятых в сравнительно пологие складки и прорванных интрузиями оловоносных гранитоидов.

Не останавливаясь на описании Нижне-Колымского района, еще мало исследованного, перейдем к характеристике оловорудных проявлений района **Чаунской губы.** Здесь известны три рудных узла: Пэвекский, Куививиемский и Пыркакайский.

Геологическое строение Пэвекского полуострова относительно простое. Здесь развиты песчаники и сланцы верхнетриасового — нижнеюрского возраста, смятые в пологую антиклинальную складку и прорванные по оси антиклинали тремя гранитоидными массивами, представляющими, очевидно, выступы единого крупного интрузивного тела. Осадочные породы облекают интрузивные массивы, образуя брахискладки. Повидимому интрузии здесь внедрялись в процессе складчатости, деформирующей еще относительно пластичные породы.

Среди гранитоидов наибольшим распространением пользуются породы повышенной основности — порфировидные гранодиориты, в меньшем количестве кварцевые диориты и андезиновые граниты. Зубрев (1948) появление более основных разностей объясняет ассимиляцией песчано-глинистых отложений. Эти породы прорываются кислыми дифференциатами гранитной магмы — аляскитовыми и лейкократовыми гранитами.

Вокруг интрузивных массивов наблюдаются широкие поля турмалиновых роговиков, непосредственно же в приконтактовой зоне развиты обильные кварц-турмалиновые жильные зоны и жилы, содержащие касситерит.

Наибольший интерес представляет Валькумейский рудный узел. Многочисленные рудные тела месторождения Валькумей залегают главным образом в эндоконтактовой зоне гранитоидного массива, простирание их близкое к меридиональному. Жилы образованы в основном метасоматически, путем замещения пород в пределах зон дробления и вдоль серии сближенных параллельных трещин; при этом возникают оруденелые зоны большой суммарной мощности.

Рудные тела состоят из кварц-турмалиновой жильной породы, содержащей касситерит и в небольшом количестве сульфиды. Процесс минерализации протекал длительно, причем разные стадии процесса были разобщены подвижками. Ранний период минерализации отмечен грейзенизацией с замещением гранодиорита мусковитовым и турмалиновым грейзеном. Турмалин этого периода — дорудный — представлен крупными длиннопризматическими темнозелеными кристаллами.

Затем, после повторного дробления, произошло образование кварцево-турмалиновых жильных пород. Слагающий эти породы турмалин 2-й генерации образует мельчайшие иголочки, плеохроирующие в синих и коричневых тонах, и сопровождается небольшим количеством касситерита. Эта мелкозернистая кварцево-турмалиновая порода после дробления цементируется касситеритом, сопровождаемым светлоокрашенным, почти бесцветным турмалином 3-й генерации.

Ассоциация турмалина и касситерита столь тесная, что невольно напрашивается мысль о совместном привносе олова и бора в эту стадию рудного процесса.

Затем следует отложение сульфидов, главным образом арсенопирита, небольшого количества пирита, сфалерита, халькопирита и др., причем в сумме сульфиды составляют не более 5% всей жильной массы. Вместе с поздними сульфидами снова появляется темноокрашенный железистый турмалин, близкий по окраске и химизму к турмалину 1-й генерации — дорудному.

Валькумейское месторождение является примером кварцево-турмалинового месторождения, бедного сульфидами; оно представляет переходный тип между формациями касситеритово-кварцевой и сульфидно-железистой.

Непосредственно наблюдать зональное изменение характера минерализации вокруг интрузий удалось Андрианову в Куйвивиемском районе, расположенном северо-западнее Пэвекского полуострова. В этом районе среди гранитов встречаются наиболее высокотемпературные кварцево-топазовые жилы и грейзены; к контактам приурочены кварцево-турмалиновые жилы, в зонах же экзоконтакта располагаются кварцево-хлоритовые жилы, несущие иногда обильный магнетит или гематит; последние уже бесспорно могут быть отнесены к сульфидно-железистой формации. Употребляем здесь этот термин потому, что название

«касситеритово-сульфидные» для подобных железистых месторождений, почти не содержащих сульфидов, является трудно приложимым.

Турмалин из кварцево-турмалиновых жильных пород детально описан Андриановым (1941), который выделяет три генерации: первую — турмалин бурый, образуется путем замещения боковых пород; вторую — синий турмалин, выполняет трещины, за ним следует отложение касситерита; наконец, третью — турмалин бесцветный, отлагается уже позже касситерита. Касситерит присутствует в виде сплошных зернистых скоплений, реже в виде рассеянной вкрапленности. Форма его кристаллов короткопризматическая, реже игольчатая. Иногда встречаются криптокристаллические агрегаты касситерита сферического или колломорфного облика.

Пыркакайский рудный узел расположен далее к востоку, где известно крупное Пыркакайское штокверковое месторождение, представленное серией параллельных прожилков в сланцах. Прожилки сложены гребенчатым кварцем и содержат в зальбандах оторочки касситерита, слюды, топаза; из сульфидов в них главную роль играет арсенопирит. Судя по описаниям, Пыркакайский штокверк очень напоминает Тарбальджейский и по морфологии, и по минералогическому составу.

В Амгуемском районе, представляющем непосредственное продолжение Чаунского, развиты главным образом касситеритово-кварцевые месторождения — кварцевые жилы с касситеритом и вольфрамитом. К этому типу относится Иультинское месторождение (Никольский, 1939), Светлое месторождение (Смирнов, 1946) и др.

Особый характер минерализации мы встречаем еще восточнее, в пределах собственно Чукотского полуострова, который представляет инородный более древний фрагмент в мезозойском поясе и относится Кропоткиным и Херасковым (1937) к Сьюордско-Чукотской кристаллической глыбе.

Здесь среди известняков установлены оловоносные скарны и небольшие сульфидные жилы, содержащие касситерит (Сердце-Камень). Среди древних гранитов кристаллического комплекса встречаются грейзенизированные оловоносные пегматиты, не имеющие, правда, никакого практического значения.

Заключая общую характеристику Северо-Азиатского оловорудного мезозойского пояса, следует еще раз отметить его сравнительное однообразие на огромном протяжении. Эта особенность рудной зоны определяется относительно простым и однородным геологическим строением — всюду преобладающее развитие имеют песчаники и глинистые сланцы Верхоянского комплекса, собранные в сравнительно простые складки и прорванные интрузиями мезозойских гранитов. Последние сопровождаются на всем протяжении сходным комплексом минеральных образований, что свидетельствует об их принадлежности к единой металлогенической провинции. Повсеместно проявлено в ранние фазы интрузии золото и в поздние — олово. Последнее в районах проявления касситеритово-кварцевых месторождений сопровождается вольфрамом, а в месторождениях касситеритово-сульфидных — железом и в наиболее низкотемпературных представителях — свинцом, цинком, серебром.

Повсеместно проявлено обилие бора в составе постмагматических эманаций и лишь местами фосфора и фтора; последний характерен для наиболее кислых интрузий.

Как уже было отмечено, можно предположить, что бор является «переносчиком» железа, которое в турмалиновых разновидностях месторождений получает очень большое развитие — оно входит в турмалин, а на более низкотемпературных этапах в хлорит, магнетит, гематит и местами в сульфиды. Подобные существенно «железистые, но бессульфидные» оловянные месторождения развиты и в связи с кислыми породами гранитного ряда.

Месторождения, богатые сульфидами, встречаются спорадически. Они появляются иногда в периферических частях рудных ореолов, подобно тому, как это отмечено для Корнуолла, Австралии, Малайи, представляя в этих случаях наиболее низкотемпературное звено рудного процесса.

Но вместе с тем они местами приобретают преобладающее значение, и это имеет место в участках развития гранитоидов повышенной основности типа гранодиоритов, приуроченных к зонам разлома. Может быть в данном случае особенности химизма месторождения стоят в какой-то связи с особенностями химизма рудоносных интрузий, и, в частности, можно предположить, что гранодиоритовая магма более богата не только железом, но и серой, чем поздние ультракислые производные гранитных интрузий, которые в том же Яна-Адычанском районе сопровождаются уже существенно иным — касситеритово-кварцевым оруденением.

Третичные оловоносные районы Японии

Япония принадлежит к третичному металлогеническому поясу Азии, протягивающемуся по окраине Тихоокеанской впадины. Так как с Японией обычно сравнивают оловорудный район Приморья, то на характеристике ее остановимся подробнее с тем, чтобы уяснить черты сходства и различия этих соседних рудных областей.

Геологическое развитие Сихотэ-Алиня и Японских островов в общем протекало во многом отличными путями, и режим тектонического развития этих областей был различен. На месте Японии пролегала, начиная с палеозоя, геосинклиналь Чичибу, вытянутая в направлении современных островов, причем различные фации располагались линейно, образуя продольные пояса. Осадконакопление в геосинклинали Чичибу происходило в течение всего палеозоя и в нижнем триасе, причем в этот период пока не отмечено ни угловых несогласий, ни проявлений магматизма. Однако наличие конгломератов с галькой гранитов в отложениях верхней перми позволяет предполагать проявление варисской складчатости.

Складчатые движения, сопровождаемые интрузивной деятельностью, устанавливаются перед верхним триасом. Однако и они проявились не везде — на севере Японии верхний триас согласно залегает на мощной толще отложений Чичибу.

Аналогов юрским интрузиям Приморья здесь мы не находим — в это время Япония представляла гирлянду островов, на которых имели место излияния эффузивов, перемежающихся с озерными отложениями. Затем уже в верхнем мелу после небольшого поднятия произошла интрузия гранитоидных батолитов, сопровождающаяся разнообразной и сложной минерализацией; в Приморье же этот период был отмечен мощной эффузивной деятельностью. Наконец, не совпадали и третичные магматические проявления Приморья и Японии — в первом районе проявились нижнетретичные интрузии, сопровождаемые оруденением, во втором — верхнетретичные. Таким образом, периоды интрузивной и металлогени-

ческой деятельности Приморья и Японии не согласуются, наоборот, наблюдается переменное чередование интрузивных и эффузивных циклов по следующей схеме:

	Приморье	Япония
Триас		интрузии
Юра (верхняя)	интрузии	эффузии
Верхний мел	эффузии	интрузии
Нижнетретичный период	интрузии	эффузии
Верхнетретичный период	эффузии	интрузии

Таким образом мы видим, что интрузивные и эффузивные проявления Приморья и Японии запаздывают относительно друг друга. Может быть, впрочем, это несовпадение интрузивных и эффузивных циклов лишь кажущееся, основанное на недостаточно точных определениях возраста изверженных пород Японии.

Что же касается рудных проявлений, то здесь мы находим много общего, поскольку и в Японии и в Приморье близповерхностные проявления развиваются в сходных по глубине условиях. В этом отношении Японию можно также параллелизовать с Приморьем, как третичную Боливийскую провинцию, отстоящую от Приморья на много тысяч километров и расположенную по другую сторону океана. Но наряду с чертами сходства, определяющимися близповерхностным образованием и тех и других месторождений, имеют место и существенные различия в характере минерализации этих двух районов. По составу металлов рудные районы Японии сложнее и разнообразнее Приморья. Здесь большое развитие получают месторождения меди, золота, вольфрама, свинцово-цинковых, сурьмяных руд, но в то же время гораздо меньшую роль, чем в Приморье, играют руды оловянные. Рудные месторождения образуют пояса, простирающиеся параллельно складчатым структурам и контурам островов.

Вартанаба (Wartanabe, 1923) выделяет здесь три зоны: 1) внешнюю или восточную зону развития медных колчеданных залежей, 2) срединную зону скарновых и высокотемпературных золоторудных, медных и свинцово-цинковых мезозойских месторождений и 3) западную или внутреннюю зону третичных близповерхностных рудопроявлений сложного состава — свинцово-цинковых, олово-медно-вольфрамовых и сурьмяных и др. Эти три зоны в северной части Японии сдвинуты к востоку по нарушению, отмеченному молодым вулканизмом (вулкан Фудзи).

В отношении оловоносности представляют интерес лишь рудопроявления верхнетретичного возраста. Геологическая обстановка проявления оловорудного процесса здесь несколько напоминает ту, что мы имеем в Приморье. Это область молодого вулканизма, отмеченная покровами эффузивов и выходами близповерхностных интрузий. Последние, как и в Приморье, представлены гранитоидами повышенной основности, до диоритов включительно. Они сопровождаются рудными жилами и сериями порфиритовых даек, которые здесь тоже иногда секут руду (см. Синанча, Приморье).

Оловорудные месторождения относятся к касситеритово-сульфидной формации, они генетически связаны с месторождениями других металлов — меди, серебра, золота, вольфрама, свинца и цинка, представляя наиболее высокотемпературное звено в этой гамме рудопроявлений.

Месторождения Японии обладают своеобразными особенностями, присущими близповерхностным образованиям третичной металлогенической зоны; в частности, они характеризуются резко выраженной телескопией, необычными для других районов ассоциациями минералов, а также широким развитием колломорфных структур, свидетельствующих о значительной роли коллоидов в процессе рудообразования. В генетическом отношении они имеют некоторое сходство с оловорудными проявлениями Советского Приморья. Ниже приводится краткая характеристика одного из наиболее интересных месторождений — Икуно.

Район месторождения Икуно слагается палеозойскими сланцами и филлитами, мезозойскими сланцами, песчаниками и конгломератами, а также изверженными породами — мезозойскими габброидными и диоритовыми интрузиями, покровами третичных липаритов, потоками и дайками пироксеновых андезитов. Рудные жилы секут все эти вулканические породы и секутся, в свою очередь, дайками андезита, порфирита и плейстоценового базальта.

Главное рудное тело месторождения — жила Канагез — залегает в окремнелом липарите и переходит в подстилающие осадочные породы третичного возраста. Жила является сложной, в результате последовательного приоткрывания жильной трещины в ней отлагались следующие типы руд: 1) оловянная руда, 2) вольфрамово-оловянная руда, 3) халькопиритовая руда, 4) кварцевая жильная порода, содержащая иногда золото и серебро.

Оловянная руда, образованная в первую стадию процесса, представляет плотную породу коричневого цвета, состоящую из криптокристаллического кварца, микросферолитовых выделений касситерита и вкрапленности более поздних сульфидов — пирротина, халькопирита, пирита. Развитие радиально-лучистых и сферолитовых агрегатов касситерита и криптокристаллическое сложение кварца указывают на значительную роль коллоидов в процессе образования «оловянной руды». Вторая стадия, представленная кварцем с вольфрамитом и касситеритом, играет наиболее важную роль в формировании жилы Канагез. Кварц, как и в предыдущем типе руд, носит признаки отложения из коллоидных растворов. Обычно его зерна имеют радиально-перистую структуру, а в мелкозернистых агрегатах они сохраняют концентрически шаровидную форму. Касситерит встречается в виде мелких кристалликов в кварце и нарастает также на тонкопластинчатые кристаллы вольфрамита. Шеелит и сульфиды являются наиболее поздними, они заполняют промежутки между зернами кварца. Третья стадия характеризуется развитием массивной халькопиритовой руды с кварцем, галенитом, сфалеритом, тетраэдритом и др.; местами сфалерит в руде преобладает над халькопиритом. Наконец, четвертая стадия минерализации представлена золото-серебряно-кварцевой рудой, пересекающей все другие ранее образованные виды руд. Золото и серебро связаны с сульфидами, образующими микроскопическую вкрапленность в кварце.

Как и в Корнуолле, наблюдается изменение минерализации по вертикали: жила Канагез, медная в верхних горизонтах, становится медно-оловянной на глубине.

Японией мы заканчиваем характеристику азиатской ветви Тихоокеанского рудного пояса. Дальнейшее продолжение этого пояса мы видим уже на западном побережье Америки.

АМЕРИКА

СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА

Северная Америка по сравнению с другими континентами мало интересна в отношении оловоносности, но она дает нам дополнительный материал для установления зависимости типа оловорудных проявлений от геологических условий, поскольку характеризуется весьма сложным геологическим строением и состоит из разнородных структурных элементов.

Северную часть материка составляет обширный древний кристаллический Канадский щит, который на юге скрывается под палеозойскими отложениями низменности Миссисипи — Миссури. На востоке и юго-востоке континента протягивается цепь варисских Аппалачских гор, в то время как на западе вдоль Тихого океана располагается огромный мезозойский пояс северо-американских Кордильер.

Оловорудные месторождения этих различных участков континента различны.

В пределах Канадского щита (в Манитобе) и островков докембрия, выступающих среди равнины, сложенной палеозойскими отложениями (Блэк Хиллс), развиты оловоносные пегматиты. Пегматиты эти весьма интересны, но описание их вывело бы нас за пределы намеченного плана.

В пределах зоны Аппалачей известны незначительные пегматитовые жилы, грейзены, турмалиново-кварцевые и кварцевые жилы с касситеритом.

Более интересен пояс мезозойской и третичной металлогении Кордильер. В пределах этого гигантского мезо-кайнозойского пояса расположены, в частности, оловорудные районы Аляски — Сьюордский, Юконский, характеризующиеся развитием касситеритово-сульфидных месторождений. Затем южнее спорадически касситерит встречается в сульфидных месторождениях Британской Колумбии (Сулливан и др.), и наконец, на юге материка проявлена своеобразная формация оловоносных третичных риолитов Новой Мексики, Невады и Мексики, вытянутых полосой более чем на 1000 км.

Остановимся подробнее на этой зоне, наиболее интересной для выяснения вопроса об особенностях генезиса касситеритово-сульфидных месторождений.

Аляска

Рудные районы Аляски находятся на непосредственном продолжении Тихоокеанского рудного пояса, прослеженного нами ранее по северному побережью Азии — от оловорудного района Чукотки оловоносные площади Сьюордского полуострова Аляски отделяет пролив шириной всего 100 км, именно поэтому описание их представляет для нас особый интерес.

Рудный район Сьюордского полуострова расположен в изгибе мезозойских складок, получающих здесь широтное направление. Район сложен главным образом известняками палеозойского возраста и подчиненными сланцами.

Оруденение связано с интрузиями гранитов, образующих цепочку мелких куполов вдоль южной окраины полуострова. Возможно, что эта цепь интрузий отмечает зону разлома, вытянутую параллельно ограничению суши. В стороне от нее находится лишь один выход гранитов (гора Ир). Граниты представлены кислыми лейкократовыми разностями;

признаков интенсивной их гибридизации в литературе не отмечается, характерно лишь появление в зонах контакта гибридных пород, обогащенных плагиоклазом, а иногда и роговой обманкой. Интересно присутствие гибридной жильной породы — авгитового кварцевого порфирита, несущего оловянную минерализацию близ гранитов горы Ир. В других участках развиты дайки кварцевых порфиров, которые также минерализованы и пересечены кварцево-касситеритовыми прожилками. Эти дайки служили, очевидно, каналами, по которым поднимались рудоносные растворы. На глубине в участке Лост Ривер бурением обнаружен крупный шток минерализованных гранитов, пересеченный сетью тонких касситеритсодержащих прожилков. Породы этого штока или штокверка интенсивно флюоритизированы.

В других гранитных массивах местами встречаются касситеритово-турмалиновые жилки, но особенно интересны в минералогическом отношении своеобразные оловоносные скарны, развитые в известняках. В составе скарновых пород, наряду с магнетитом, гранатом, борсодержащим везувианом, людвигитом присутствуют станнобораты железа и магния — пэйджеит и гюлсит, нигде более кроме этого района неизвестные.

Особенности оловорудных месторождений Сьюордского района определяются влиянием известняков. Как и на юго-востоке Азии, среди известняков развиваются оловосодержащие скарны, но здесь олово сопровождается уже не свинцом, цинком, мышьяком, а главным образом железом.

Особый отпечаток на характер минерализации налагает присутствие бора в составе постмагматических эманаций. Последний среди известняков фиксируется в турмалине, данбурите, борсодержащем везувиане и своеобразных станноборатах железа и магния. Обилие бора сближает месторождения Сьюордского полуострова с описанными ранее оловорудными проявлениями северо-востока Азии.

Далее к востоку от Сьюордского полуострова мы находим продолжение борно-оловянной тихоокеанской мезозойской зоны в бассейне Юкона, где обнаружены турмалиново-хлоритовые оловоносные руды обычного типа, но в общем интенсивность оловянного оруденения на этом отрезке Тихоокеанского рудного пояса уже заметно падает. Лишь спорадически встречается олово и южнее — в районе Британской Колумбии, где оно обнаружено в составе некоторых сульфидных месторождений.

Британская Колумбия

Здесь наиболее интересно крупное свинцово-цинковое месторождение Сулливан, заключающее бедную, но довольно равномерную вкрапленность касситерита. В лежачем боку главной рудной залежи вскрыты пирротиновые руды, уже более богатые касситеритом. Касситерит и станнин обнаружены также во многих свинцово-цинковых месторождениях округа Слокен; в результате Британская Колумбия вырисовывается как небезинтересная область развития касситеритово-сульфидных месторождений.

Мексика и Невада

В заключение характеристики оловорудных месторождений Северной Америки нельзя не остановиться на оригинальной риолитовой оловоносной формации Мексики и Невады.

Пояс оловоносных третичных риолитов протягивается здесь в виде узкой зоны более чем на 1000 км от Новой Мексики на севере до южной

границы Мексиканской республики на юге. На всем этом протяжении характер изверженных пород и рудных проявлений более или менее однотипен. Эффузивные покровы представлены риолитами и латитами. Они обнаруживают местами веерообразную отдельность, причем основание этого веера, как считается, отмечает положение подводящего канала магмы. Параллельно подводящим каналам протягиваются зоны интенсивной трещиноватости риолитов. Вдоль таких зон сосредоточены многочисленные мелкие линзы и жилы с деревянистым оловом. Размеры отдельных тел ничтожны, но количество их бесчисленно; так, в пределах Мексики устанавливается более 1000 отдельных мелких месторождений.

Состав рудных линз очень оригинален. Наряду с деревянистым оловом, которое встречается в виде почек и агатовидных агрегатов различной окраски, здесь присутствуют гематит и кристаллический касситерит, жильные же минералы представлены тридимитом, а также обильным кристобалитом, опалом, кварцем, люссатитом.

Судя по ассоциации кристобалита и тридимита с опалом и деревянистым оловом, минералоотложение совершалось при резком падении температуры.

Поскольку оруденение находится в эффузивах, очевидно, что рудный процесс протекал на небольшой глубине, но вместе с тем довольно значительное протяжение оруденения (до 400 м) по вертикали не позволяет нам говорить о том, что минерализация ограничивалась приповерхностными горизонтами. Приходится считать, что она простиралась до глубины первых сотен метров. Считается, что источником минерализации здесь являлись внутренние более глубинные части риолитовых подводящих даек (Foschag и Fries, 1947).

В стороне от этих риолитовых разломов встречен небольшой интрузивный шток гранитов (Гвадалказара), сопровождающихся оловянно-турмалиновой и золотой минерализацией. Этот оловоносный гранит может считаться интрузивным аналогом оловоносных риолитов и повидимому представляет также близповерхностное образование; во всяком случае, он был очень быстро обнажен эрозией, так как с этим третичным рудоносным гранитом связаны третичные же россыпи, содержащие касситерит, золото и киноварь. С более глубинной фацией того же третичного интрузивного комплекса связаны свинцово-цинковые и оловосвинцово-цинковые месторождения округа Сан-Евлалия (Мексика), представленные метасоматическими сульфидными трубчатыми телами в известняках.

Таким образом, здесь проявлены месторождения, связанные с различными фациями оловоносных изверженных пород, начиная от эффузивных, субэффузивных до гипабиссальных или, может быть, еще более глубинных, которые еще не вскрыты эрозией.

В общем Северная Америка, по сравнению с другими континентами, бедна оловом, но она содержит самые разнообразные типы месторождений, различные по возрасту и условиям образования.

В наиболее эродированных участках древних структур вскрыты древнейшие месторождения пегматитовой формации среднедокембрийского возраста, т. е. вновь, как в Африке и Австралии, сталкиваемся с закономерным появлением пегматитов в областях древних щитов. В областях молодого вулканизма представлен и другой «полюс» оловянной минерализации — наиболее близкие к поверхности месторождения деревянистого олова в риолитах, связанные с эффузивными или субэффузивными фациями. Таким образом, здесь ярче чем где-либо проявлен широкий

вертикальный диапазон оловорудных проявлений — олово концентрируется в самых разнообразных условиях, начиная от глубинных и кончая близповерхностными. В области молодого третичного вулканизма встречаются и «нормальные» оловорудные месторождения, связанные с интрузивными фациями. Они также показывают определенную зависимость характера минерализации от геологических условий: как во многих других районах среди гранитов проявлены касситеритово-кварцевые месторождения (Гвадалказар), а среди известняков — месторождения касситеритово-сульфидные (Сан-Антонио).

Рассматривая прочие месторождения Северной Америки, промежуточные по возрасту и глубине образования между двумя отмеченными крайними группами — докембрийской и третичной, можно отметить некоторую зависимость характера оловянной минерализации от состава рудоносных пород. Так, в связи с кислыми гранитами, даже в областях относительно слабой оловоносности, появляются иногда касситеритово-кварцевые жилы, грейзены, пегматиты, т. е. чисто «оловянные» месторождения. Олово здесь, таким образом, обособляется от других металлов (Аппалачи, отчасти Калифорния). В областях же развития гранитоидов повышенной основности (Британская Колумбия) олово входит в качестве подчиненной примеси в сульфидные свинцово-цинковые руды. Значительный общий масштаб оруденения приводит иногда к серьезным концентрациям олова в месторождениях этого типа (Сулливан).

ЮЖНАЯ АМЕРИКА

Переходя к Южной Америке, мы снова вступаем в область, богатую оловом: здесь расположена одна из крупнейших в мире Боливийская оловорудная провинция.

Южная Америка представляет древний щит, выступы которого обнажаются в пределах Бразилии (Бразильский щит) и Венецуэлы. Кристаллические породы скрываются под осадочными палеозойскими отложениями, обрамляясь с запада зоной молодых складчатых гор южно-американских Кордильер.

Древние месторождения олова встречены в выступах докембрийского кристаллического основания; как и везде в подобных условиях, они представлены пегматитами. Главное значение имеют не эти глубинные и древние оловорудные проявления, представляющие скорее геологический, чем практический интерес, а молодые третичные месторождения малых глубин, протягивающиеся полосой вдоль южно-американских Кордильер. Наиболее богат оловом участок дугообразного изгиба складок на территории Боливии.

Боливия

Оловянный пояс Боливии протягивается на 800 км через всю Боливию к югу в Аргентину; северное же его продолжение мы находим в Перу. На характеристике этой своеобразной области мы остановимся подробнее.

Боливия для нас особенно интересна как область исключительного развития касситеритово-сульфидных месторождений. Однако, к сожалению, работы по Боливии за немногими исключениями (Турнер, Яскольский) мало дают для детального ознакомления с месторождениями. Они схематичны и поверхностны; особенно, как было отмечено, этими недостатками страдают статьи Альфельда, составляющие свыше 80%

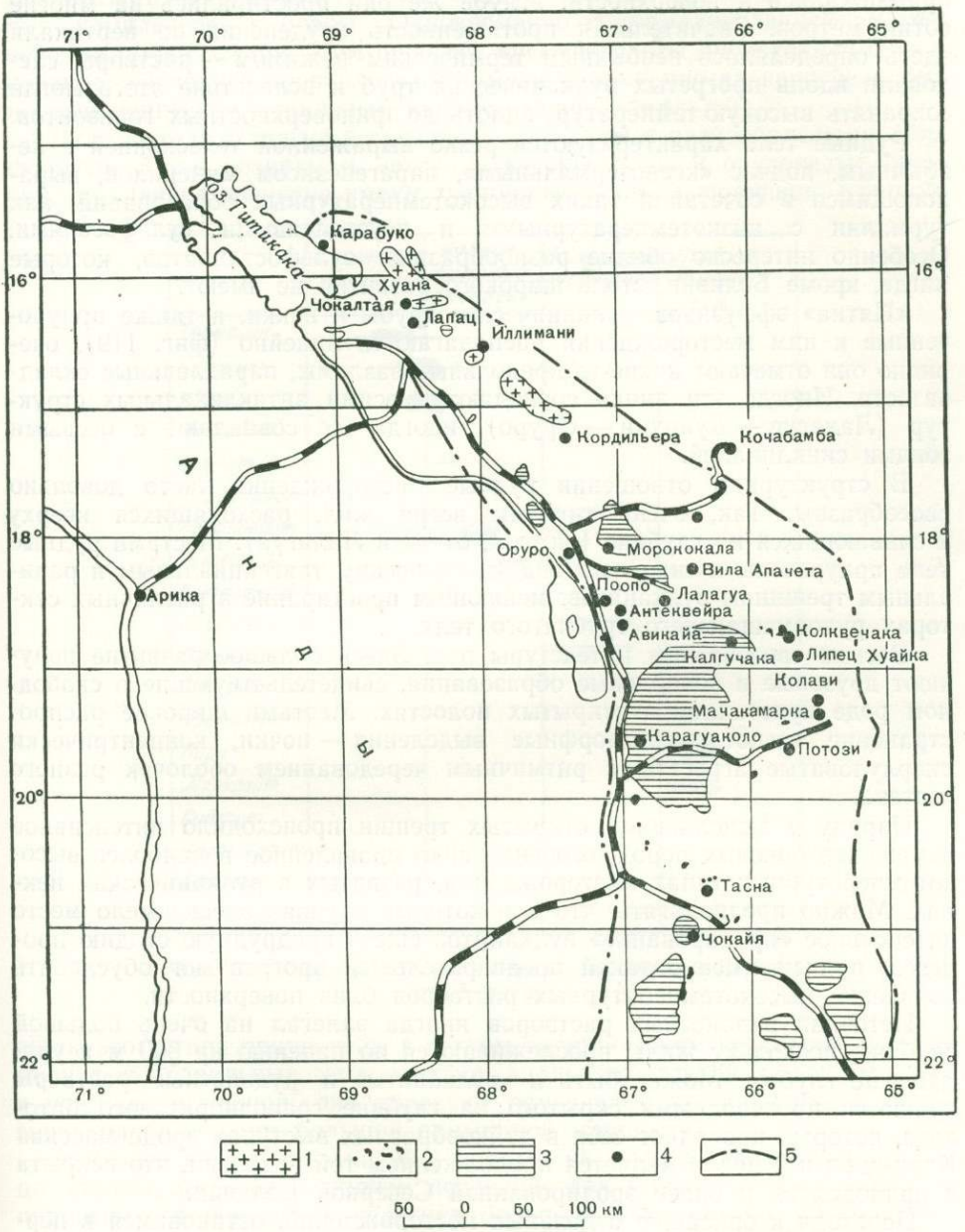
всех литературных источников по оловорудным месторождениям Боливии.

Отсутствие детального изучения месторождений в значительной мере объясняется, повидимому, мелкочастным характером их эксплуатации. Так, на одном лишь месторождении Потози в начале этого века работало свыше трехсот больших и малых предприятий. Само собой разумеется, что при такой системе работ невозможно повседневное геологическое обслуживание рудников, какое мы имеем на наших предприятиях и, следовательно, невозможно систематическое накопление геологических материалов, всесторонне освещающих особенности того или иного месторождения. Здесь мы ограничимся изложением фактического материала по наиболее интересным касситеритово-сульфидным месторождениям Боливии и в заключение выскажем некоторые общие соображения об особенностях их генезиса.

Оловянный пояс Боливии слагается в основном нижнепалеозойскими (S_1 — D) песчаниками, сланцами и кварцитами; небольшую роль играют карбоновые и пермо-триасовые отложения, местами развиты мощные толщи континентального мезозоя и лишь участками встречаются третичные песчаники и туффиты. Осадочные породы прорваны на севере массивами гранодиоритов, образующими цепочку удлиненных «дайкообразных» тел (фиг. 119), на юге же третичные изверженные породы представлены эффузивами, их жерловыми фациями, некками и близповерхностными интрузивными телами, главным образом этмолитами, сформированными под кровлей небольшой мощности, а местами и соединявшимися с поверхностью.

На севере, где месторождения связаны с крупными гранодиоритовыми массивами, наблюдается зональность в распределении различных типов месторождений и характер оруденения постепенно меняется — от высокотемпературных пегматитовых и пегматоидных образований с касситеритом, вольфрамитом и станнином в эндоконтактовых зонах массивов, через высокотемпературные пирротиновые жилы с касситеритом, иногда с висмутином, и свинцово-цинковые месторождения до низкотемпературных сурьмяно-вольфрамовых, сурьмяно-ртутных рудопроявлений в периферических частях рудных ореолов. Это так называемые месторождения «нормального» ряда. Среди них мы находим обычные типы касситеритово-сульфидных месторождений, хорошо знакомые нам и по другим районам. Типичным представителем железистого ряда является крупное месторождение Кольквири, представленное пирротиновыми жилами с черным железистым оловосодержащим сфалеритом, арсенопиритом, касситеритом, сидеритом. Местами в качестве жильных минералов встречаются турмалин и хлорит, причем последний, как и обычно, обилен в месторождениях, более удаленных от интрузии (Чокалтайя). Наконец, по мере удаления от гранитов, мы встречаем месторождения, более богатые галенитом и сфалеритом, чем сульфидами железа (жила Ротшильд в руднике Миллуни, Чикоте). Таким образом, касситеритово-сульфидные месторождения представляют частный пример проявления отмеченной выше зональности в распределении металлов.

Не останавливаясь на характере этих, в общем обычных, месторождений северной части Боливийской провинции, перейдем к близповерхностным рудопроявлениям Южной Боливии, весьма своеобразным как по условиям образования, так и по структурно-минералогическим особенностям. Здесь развиты месторождения, приуроченные к



Фиг. 119. Карта оловоносного пояса Боливии.

1 — гранодиориты; *2* — кварцевые порфиры; *3* — риоандезитовые туфы и лавы; *4* — главнейшие оловянные месторождения; *5* — границы металлогенической провинции.

«вулканитам» — неккам, этмолитам и другим вулканическим телам, следующим вдоль крупных продольных зон разломов.

Залегая среди эффузивов, месторождения верхними своими частями приближались к поверхности, вглубь же они простирались на многие сотни метров. Значительная протяженность оруденения по вертикали здесь определялась необычным термическим режимом — растворы следовали вдоль прогретых вулканических труб и вследствие этого могли сохранять высокую температуру вплоть до приповерхностных горизонтов.

Рудные тела характеризуются резко выраженной телескопией с необычным, подчас «ксенотермальным», парагенезисом минералов, выражающимся в сочетании таких высокотемпературных образований, как турмалин с низкотемпературными и неустойчивыми сульфосолями. Особенно интересно обилие разнообразных сульфостаннатов, которые нигде, кроме Боливии, столь широкого развития не имеют.

«Пятна» эффузивов, вулканические трубы и некки, а также приуроченные к ним месторождения располагаются линейно (фиг. 119), очевидно они отмечают какие-то продольные разломы, параллельные складчатости. Иногда эти линии совпадают с осями антиклинальных структур (Лалагуа — Хуануни — Оруро), иногда же совпадают с осевыми зонами синклиналей.

В структурном отношении рудные месторождения часто довольно своеобразны. Так, очень типичны веера жил, расходящихся кверху и сливающихся на глубине (Потози, отчасти Лалагуа). Местами рудные тела приурочены к типичным эндокинетическим тангенциальным и радиальным трещинам вулканитов, меняющим простирание в различных секторах рудовмещающего трубчатого тела.

Весьма своеобразны и текстуры руд. Здесь большое развитие получают друзовые и кокардовые образования, свидетельствующие о свободном роде кристаллов в открытых полостях. Местами широкое распространение имеют колломорфные выделения — почки, концентрически скорлуповатые агрегаты с ритмичным чередованием оболочек разного состава.

Наряду с выполнением открытых трещин происходило интенсивное замещение боковых пород, особенно ярко проявленное в наиболее высокотемпературных типах месторождений, развитых в вулканических некках. Можно предполагать, что в некоторых случаях здесь имело место интенсивное «пропаривание» вулканитов еще в предрудную стадию процесса, причем именно такой предварительный прогрев мог обусловить появление высокотемпературных растворов близ поверхности.

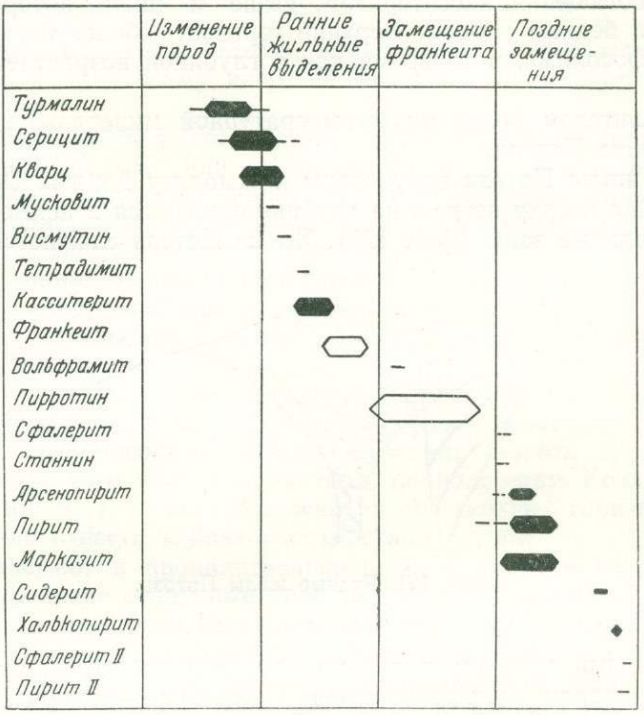
Источник рудоносных растворов иногда залегал на очень большой глубине, поскольку жилы прослеживаются по падению на 800 м и уходят еще глубже. Может быть и «вулканиты» и рудоносные растворы являются производными скрытого на глубине гранодиоритового батолита, который проявляет себя в дайкообразных выступах вроде массива Кари-кари и в целом является продолжением той интрузии, что вскрыта в приподнятой и более эродированной Северной Боливии.

Переходя к описанию отдельных месторождений, остановимся в первую очередь на крупнейшем месторождении Лалагуа, из которого уже добыто не менее 400 000 т олова.

Месторождение Лалагуа приурочено к небольшому штоку кварцевых монцонит-порфиров, прорывающему девонские сланцы и песчаники в осевой части антиклинала. Порфиры интенсивно изменены — серицитизированы, турмалинизированы, окварцованы и пересечены оловоносными и безрудными турмалиновыми зонами и, наконец, более поздними

кварц-касситеритово-сульфидными жилами. Турмалинизация здесь, таким образом, предшествовала оруденению, но продолжалась и позднее, в собственно рудную стадию. Именно тесная ассоциация турмалина с касситеритом позволяет предполагать перенос олова в форме летучих комплексов с бором. Одновременно с турмалинизацией за счет освобождающейся при этом процессе кремнекислоты происходило окварцевание; последнее проявилось пятнами и зонами, иногда непосредственно сливающимися с жильным кварцем рудных тел.

Рудные тела Лалагуа весьма многочисленны и разнообразны по морфологии. Здесь развиты и метасоматические зоны и оруденелые брекчии, но главное значение имеют трещинные жилы выполнения. Крупные



Фиг. 120. Парагенетическая схема месторождения Лалагуа (по Турнеру).

жилы этого типа приурочены к четким тектоническим трещинам, а серии мелких неправильных жил следуют вдоль зон тонкой трещиноватости в участках сгущения; они образуют оруденелые прожилковые и штокверкоподобные зоны большой суммарной мощности.

Жильное выполнение на 90% состоит из темного касситерита, кварца, пирита, марказита, причем последние два минерала развиваются по пирротину; в некоторых участках большую роль играют арсенопирит, висмутин, пирротин и вольфрамит, франкеит, сидерит. Турнер (Turneaure, 1935) предполагает, что первоначально франкеит играл большую роль, но в дальнейшем он был замещен пирротином, который в свою очередь превратился в агрегат пирита и марказита.

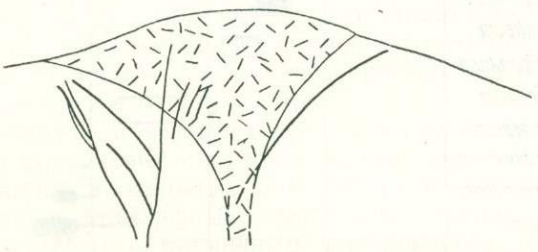
Возрастные соотношения минералов изображены в приводимой парагенетической схеме Турнера (фиг. 120). Как видно из схемы, в процессе рудоотложений имели место замещения и превращения минералов.

К первичным процессам относит Турнер и превращение главной части пирротина в пирит и марказит. Доказательством этому служит то, что псевдоморфозы дисульфидов железа по пирротину наблюдаются на большой глубине (до 700 м). Кроме того, изучение парагенетических отложений показывает, что они образовались до отложения таких несомненно первичных сульфидов, как арсенопирит, сфалерит II и халькопирит. Наряду с этим наблюдаются и супергенные псевдоморфозы этих же минералов по пирротину, причем вторичный марказит, образующийся в процессе окисления пирротина, обычно имеет колломорфный облик.

Руды Лалагуа изменяются с глубиной; существует определенный горизонт обогащения касситеритом, выше и ниже которого развиты руды, более бедные оловом. Верхние горизонты более богаты сфалеритом и сульфосолями, в то время как с глубиной возрастает количество кварца.

Представителем более низкотемпературной минерализации является месторождение Потози.

Рудные жилы Потози приурочены к этмолиту дацита. Они образуют расходящийся кверху веер, а на глубине сливаются в немногочисленные крупные жильные зоны (фиг. 121). Жилы Потози слагаются касситери-



Фиг. 121. Рудные жилы Потози.

тово-пиритовыми рудами; в верхних горизонтах месторождения большую роль играли сульфоантимониты серебра — андорит, миаргирит, пираргирит; с глубиной же все увеличивается количество станнина, вольфрамита, висмутина.

Касситерит тесно связан с сульфидами и образуется позднее некоторых из них. Он ассоциирует иногда с тетраэдритом, образуя ритмично-полосчатые руды, а в других участках вместо этой пары минералов возникает обильный станнин, количество которого увеличивается на нижних горизонтах.

В Потози оловянное оруденение не ограничено определенным горизонтом, как в Лалагуа, а распространяется вглубь до 800 м, не показывая признаков истощения. Вместе с тем и здесь наблюдаются некоторые изменения минерализации по вертикали. Так, в верхних частях, которые, по Альфельду, формировались на глубине не более 300 м, развиты сульфоантимониты серебра, алунит, светлый колломорфный, криптокристаллический или тонкоигольчатый касситерит. На нижних горизонтах касситерит в основном сменяется станнином, который местами становится главным минералом, слагая до 80% рудной массы. Интересно, что, в отличие от химически чистого и отвечающего формуле станнина верх-

них горизонтов, глубинный станнин содержит заметную примесь цинка — может быть в нем имеет место твердый раствор ZnS.

Следует отметить, что этот цинксодержащий станнин отличен от станнина обычного по окраске — цвет его зеленовато-бурый. Иной характер носит и касситерит из нижних горизонтов: здесь развит не светложелтый колломорфный, а бурый касситерит в друзах мелких кристалликов, заключенных среди сульфидов.

На примере Потози можно наблюдать переходы от близповерхностного оруденения, с его своеобразными необычными минералогическими ассоциациями, к оруденению глубинному или нормальному, ибо ясно, что нижние горизонты месторождения, возникшие на глубине более 1000 м, к близповерхностным образованиям уже причислить никак нельзя.

К тому же типу, что и Потози, принадлежит месторождение Оруро, приуроченное к дацитовому интрузивному телу, прорывающему палеозойские сланцы.

Жилы Оруро на 90% состоят из кварца, ассоциирующего с тонкозернистым, игольчатым или колломорфным желтым касситеритом. В значительном количестве присутствуют серебряные минералы — андорит, миаргирит, пираргирит, тетраэдрит, содержащий 14% Ag; разнообразны и обильны сульфоантимониты — джемсонит, цинкенит, плагионит и др. Помимо этого, присутствуют бурнонит, станнин, франкеит. Из жильных минералов, кроме кварца, в верхних горизонтах присутствует алунит, а в нижних — турмалин. С глубиной содержание серебра, а затем и олова падает.

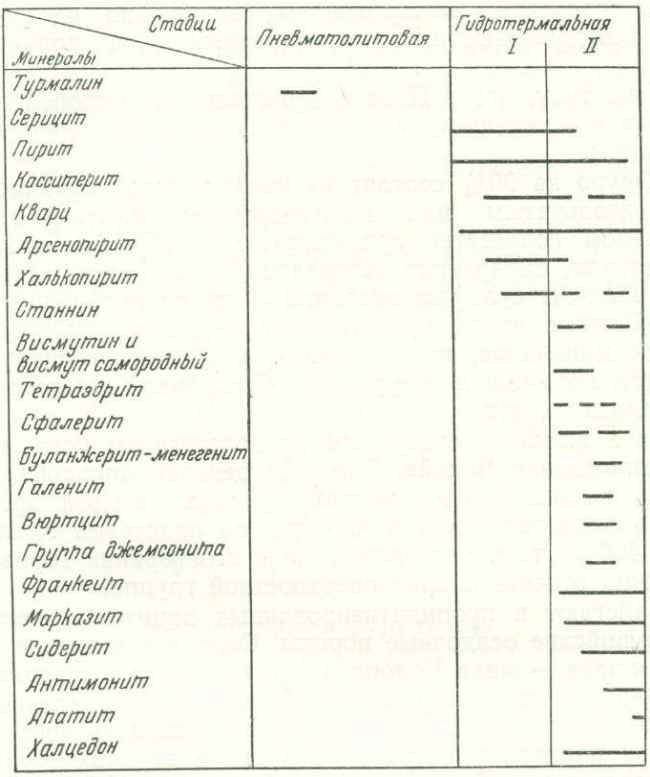
Еще более низкотемпературным представителем того же типа является **месторождение Чокайя.** Здесь оруденение приурочено к дацитовому некку, выполняющему жерло вулкана; высота эродированной части вулканического конуса и кратера, по подсчетам Козловского, не превышала 400 м, т. е. месторождение в его верхних горизонтах определенно можно отнести к близповерхностной группе.

Жилы залегают в пропилитизированных дацитах и частично переходят в силурийские осадочные породы. Основное значение имеет главная жильная зона — жила Колорада, приуроченная к тектонической трещине северо-восточного направления. Характер минерализации по простиранию меняется. Так, в северной части жильной зоны развиты по преимуществу пирито-касситеритовые руды; в верхних горизонтах этой части месторождения обилен станнин. Руды имеют ярко выраженную кокардовую текстуру, обусловленную чередованием зон касситерита и пирита вокруг обломков дацита. Очень типичны полосчатые текстуры с друзами хорошо образованных кристаллов. По направлению к югу увеличивается количество тетраэдрита, затем появляются висмутовые минералы, сфалерит, вюртцит, галенит, сульфоантимониты свинца, серебра, сульфостаннаты — франкеит и тиллит; в этой части месторождения главную роль играют уже не оловянные, а серебряные, свинцовые, цинковые и отчасти висмутовые руды.

Возрастные соотношения минералов Чокайи по Козловскому и и Яскольскому изображены на фиг. 122.

В парагенезисе Чокайи обращает на себя внимание позднее образование вюртцита, который развивается по сфалериту. Интересно присутствие халцедона, указывающего на невысокую температуру рудного процесса. В процессе рудообразования здесь, как и в других близповерхностных месторождениях, немалую роль играли коллоидные растворы.

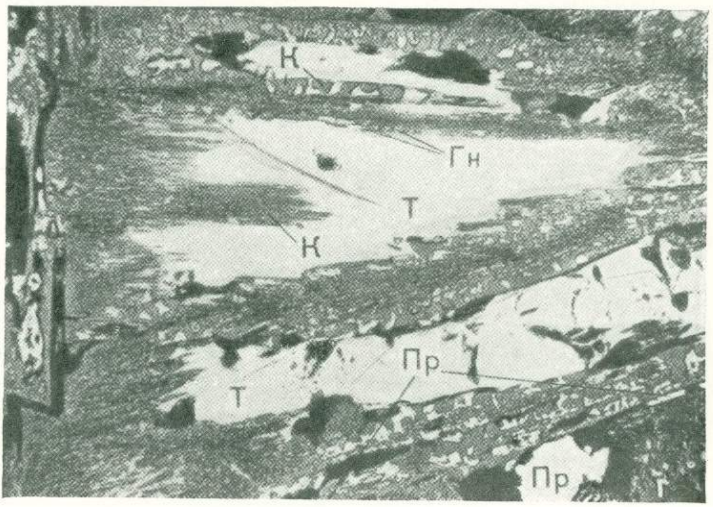
Весьма своеобразна минерализация месторождения Каргуайколло (Turneaure, 1945). Рудные тела Каргуайколло залегают в дацитовых порфирах, секущих палеозойские породы — они приурочены к зоне пиритизации дацитов и представлены полосчатыми жилами выполнения. Главным минералом является тиллит, образующий полосы до 5 см шириной. В значительном количестве присутствуют вюртцит и менее обильный сфалерит. Подчиненными являются пирит, марказит, галенит, касситерит, арсенопирит и прустит. Нерудные минералы в жилах играют небольшую роль — они представлены сидеритом, кварцем и халцедоном.



Фиг. 122. Парагенетическая схема месторождения Чокайа (по Козловскому и Яскольскому).

Руды Каргуайколло очень напоминают сульфидные руды первой стадии Синанчинского месторождения. Еще разительнее сходство выступает при сравнении образцов и шлифов руд из этих двух месторождений. Трудно даже поверить, чтобы два столь удаленные месторождения были так похожи по характеру руд. Как и в Синанче, в Каргуайколло основным и наиболее ранним минералом олова является тиллит. Затем последний разлагается на тонкозернистый графический агрегат галенита и касситерита, почти полностью тождественный с синанчинским (фиг. 123).

Изучение продуктов распада тиллита на Синанче и сравнение образцов Каргуайколло с синанчинскими позволяет нам высказать мнение о генезисе галенитово-касситеритовых агрегатов и этого боливийского месторождения. Несомненно, это не супергенные образования, какими их



Фиг. 123. Псевдоморфозы касситерита (К) и галенита (Гн) по тиллиту (Т) Каргуайколло (по Торнеру).

считает Альфельд (1939), и нам кажется, что вернее было бы говорить не о «замещении» тиллита, как это сформулировано у Турнера, а о превращении его, поскольку металлы здесь остаются на месте и лишь часть серы, связанная с оловом, заменяется кислородом. Причины подобного процесса гипогенного окисления сульфостанната здесь уже существенно иные, чем в Синанче, где источником окисляющих растворов служили дайки порфиров. Может быть в Каргуайколло, как и в других близповерхностных месторождениях, имело место обогащение растворов кислородом в верхних приповерхностных зонах в результате смешения их с нисходящими водами, богатыми сульфатами окиси железа и другими окисляющими соединениями.

Выше приведены описания главнейших и наиболее типичных месторождений Боливии, которые далеко не исчерпывают всего разнообразия известных здесь рудопроявлений. Для нас Боливия интересна как область преобладающего или даже исключительного развития касситеритово-сульфидных месторождений, причем некоторые из этих месторождений правильнее было бы назвать просто олово-сульфидными, поскольку касситерит в них играет небольшую роль и главная часть олова связана в сульфостаннатах (Каргуайколло).

Напомним основные геологические особенности этой области специфического развития касситеритово-сульфидных месторождений.

1. Третичная оловорудная провинция Боливии расположена в дугообразном изгибе Кордильер, характеризующемся развитием глубоких разломов. Последние были заложены до главной интрузивной фазы и служили в дорудное время каналами для излияния магмы на поверхность.

2. Источником рудоносности служили, видимо, относительно слабо дифференцированные интрузии типа гранодиоритов. Может быть дифференциации, которая могла бы привести к отщеплению поздних ультракислых дифференциатов, здесь препятствовала тектоническая обстановка — обилие разломов, сообщавших магматический бассейн с поверхностью.

3. Как и обычно бывает в районах проявления слабо дифференцированных интрузий, слабо дифференцированы и рудные месторождения: олово и вольфрам здесь не обособляются от других металлов, а идут с ними в тесной связи. Рудоносные растворы были богаты, помимо олова, также серебром, железом, свинцом, цинком, медью, висмутом, сурьмой и другими металлами.

4. В Северной Боливии, где непосредственно вскрываются гранодиоритовые интрузии и окружающие их рудные ореолы, можно заметить признаки некоторой дифференциации растворов во времени и пространстве — месторождения располагаются зонально вокруг интрузивов, причем по мере удаления от интрузий наблюдается смена оловоносных пегматитов с касситеритом, вольфрамитом и станнином пирротиново-касситеритовыми жилами, галенитово-сфалеритовыми жилами с касситеритом и далее неоловоносными свинцово-цинковыми, сурьмяно-вольфрамовыми и другими низкотемпературными месторождениями. Здесь на фоне зонального распределения элементов выступает и зональное распределение различных типов оловорудных проявлений: от пегматитов, пегматоидных кварцевых жил в зоне эндоконтакта к типичным касситеритово-сульфидным месторождениям сперва железистого, затем — свинцово-цинкового ряда.

5. Иная картина наблюдается в южной части Боливийской провинции. Здесь особенно широкое развитие получают разломы, к которым

приурочены некки, этмолиты и другие тела, объединяемые под общим названием «вулканиты». Последние по составу близки к гранодиоритовым интрузиям Северной Боливии и повидимому являются дериватами той же интрузии, скрытой еще на глубине.

Месторождения пространственно связаны с вулканитами, что и определяет многие особенности их структуры и состава. Минерализация развивалась в удалении от активной интрузии и охватывала большой интервал по вертикали — от приповерхностных горизонтов до глубины 1000 м, а может быть и более. Значительному протяжению и выдержанному характеру оруденения по вертикали способствовал предварительный прогрев вулканитовых труб, который обеспечил более или менее равномерный термический режим вплоть до горизонтов, близких к поверхности. В месторождениях, удаленных на большие расстояния от источников минерализации, почти не отмечено вертикальной зональности на протяжении нескольких сотен метров, если не считать изменения характера минерализации в самых приповерхностных горизонтах (Потози). Там же, где активная интрузия расположена ближе и проявляет себя в контактовом изменении пород, общее протяжение по вертикали меньше, резко выражена вертикальная зональность в распределении элементов и ограничен по вертикали горизонт, обогащенный касситеритом (Лалагуа).

Олово переносилось в тесной смеси с другими металлами, образующими сульфиды, и само дает часто сульфидные соединения. Можно предполагать, что перенос его совершался в форме сульфостаннатов, растворимых в щелочных растворах, что и обусловило столь значительное удаление оловоносных растворов от активных интрузий. Возможно, что этот перенос совершался в коллоидных растворах.

Сложный состав растворов, сочетавших в себе сульфооснования с сульфокислотными радикалами, при отсутствии условий для их пространственного разделения привел к возникновению разнообразных сульфосолей и в том числе сульфостаннатов. Появление то сульфидных соединений олова, то касситерита очевидно обусловлено колебаниями кислородного режима среды. Последние были особенно резки в близповерхностных частях месторождений, где станнин уступал место колломорфному касситериту (Потози), а местами происходило разложение сульфостаннатов свинца на агрегат галенита и касситерита. О появлении свободного кислорода в близповерхностных частях месторождений, помимо этих явлений, свидетельствует развитие алунита; возможно, что восходящие воды здесь смешивались с поверхностными, обогащенными сульфатами окиси железа.

Часть IV

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ КАССИТЕРИТОВО-СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Четвертый и заключительный разделы монографии посвящены 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 Сибири и Дальнего Востока, изложенные в первом и втором разделах, так и литературные данные, сведенные в разделе третьем — о геологическом положении касситеритово-сульфидных месторождений в оловорудных провинциях мира. Из этого последнего обзора видно, что касситеритово-сульфидные месторождения распространены довольно широко. В одних районах они появляются на смену месторождениям касситеритово-кварцевым с удалением от интрузивов (Корнуолл, Восточная Австралия, Трансвааль); в других приобретают самостоятельное или даже исключительное развитие, являясь главным типом оловянной минерализации (Приморье, Яна-Адычанский район, Боливия). Вместе с тем устанавливается, что хотя касситеритово-кварцевые и касситеритово-сульфидные месторождения подчас встречаются совместно и переходят друг в друга, но все же в типичных своих представителях рудопроявления 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 дифференцированную или кремнекислую оловорудную формацию, поскольку она характеризуется концентрацией остаточных элементов магмы. Вторая группа содержит темные железистые минералы — турмалин, железистый хлорит, магнетит, гематит, пирротин; она представляет «недифференцированную» или сульфидно-железистую формацию. Железо в начальные стадии рудного процесса здесь даже 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 чаще 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, может быть правильнее было бы именовать эту группу не касситеритово-сульфидной, а сульфидно-железистой.

Роль железа заметно снижается лишь на низкотемпературных стадиях процесса, когда появляются обильный 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 ограниченное распространение и резко уступают по значению месторождениям ряда железистого.

Несмотря на большое разнообразие рудопроявлений касситеритово-сульфидной формации удается установить определенные генетические типы их, которые находят себе место в генетической классификации. Как и всякая схема такого рода, предлагаемая классификация невольно ведет нас к упрощению и схематизации; далеко не все разнообразие рудопроявлений можно вместить в жесткие ее рамки. Но вместе с тем она представляет необходимый этап исследования: освобождаясь от деталей и выявляя типичное и общее, мы не только классифицируем явления, но и подходим к пониманию породивших их процессов.

Здесь мы предлагаем несколько видоизмененную классификацию по сравнению с уже опубликованной (Радкевич, 1947). Изменения касаются главным образом рубрикации и не затрагивают основы классификации.

К первому и наиболее высокотемпературному типу попрежнему отнесены оловоносные скарны (магнетитовые и сульфидные), которые занимают несколько обособленное положение в группе касситеритово-сульфидных месторождений, представляя метасоматические образования в известняках.

В алюмосиликатных породах широкое развитие получают также метасоматические образования, но состав их существенно иной — наиболее высокотемпературным типом минерализации являются оловоносные кварц-турмалиновые породы, появляющиеся, разумеется, лишь там, где в оловоносных интрузиях содержится бор. По мере удаления от интрузивов на смену турмалиновым жильным зонам появляются зоны хлоритовые и хлоритово-сульфидные, которые представляют следующий, уже более низкотемпературный, тип минерализации.

Сульфидно-хлоритовые месторождения в свою очередь можно подразделить на три подтипа — хлоритовый, гематитово-магнетитовый и сульфидный. Последний представлен чаще пирротиновыми, иногда арсенопиритовыми жилами; еще реже главным рудным минералом в них становится халькопирит (Корнуолл, Япония). Местами в сульфидных месторождениях существенную роль начинает играть сфалерит, сопровождаемый галенитом (Сталинское месторождение), т. е. намечается переход к следующему более низкотемпературному свинцово-цинковому ряду.

Ряд свинцово-цинковый по сравнению с железистым, как было 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 (Приморье, Боли-

вия). В этих условиях 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 глубинных 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:

I. Железистый ряд

Месторождения с сульфидами, силикатами, кислородными соединениями железа.

Тип 1. Оловоносные скарны
- а) магнетитовые скарны
- б) сульфидные скарны

Тип 2. Турмалино-сульфидные месторождения

Тип 3. Хлоритово-сульфидные месторождения
- а) хлоритовый
- б) гематитово-магнетитовый
- в) сульфидный

II. Свинцово-цинковый ряд

Тип 1. Близповерхностные месторождения с сульфидами свинца, цинка и сульфостаннатами.

Тип 2. Галенитово-касситеритовые месторождения в известняках.

Дальнейшее изложение проводится в порядке приведенной классификации, причем главная часть посвящена наиболее важному — железистому ряду и сравнительно меньше места уделено описанию ряда свинцово-цинкового.

I. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЖЕЛЕЗИСТОГО РЯДА

Месторождения железистого ряда касситеритово-сульфидной формации являются наиболее распространенными и значительными. Для них характерно присутствие разнообразных минералов 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 однообразное парагенетическое положение. Он сопровождается кварцем, арсенопиритом и несколько более поздними сульфидами железа, главным образом пирротином. Присутствие кислородных соединений — магнетита и гематита — и 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 подробно остановимся лишь при описании наиболее низкотемпературного и наиболее богатого сульфидными соединениями хлоритового типа. При описании же прочих типов будем отмечать лишь специфические особенности каждого из них.

Тип 1. Оловоносные магнетитовые скарны

К скарновому типу у нас в СССР относятся месторождения Питкаранта в Приладожье, Мукулан, Тютю-су на Кавказе, Караваш в северной дуге Тянь-шаня, Белая гора в Приморье. Из зарубежных месторождений этого типа можно назвать Шварценберг в Рудных горах, Пиниок в Таи, месторождения Малайи, Китая, Аляски. Обычно эти месторождения с обильным магнетитом или сульфидами железа; тесная ассоциация касситерита с сульфидами — арсенопиритом, пирротином, халькопиритом — оправдывает отнесение скарнового типа к касситеритово-сульфидной формации, хотя они и занимают в ней несколько обособленное положение.

Среди оловоносных скарнов можно выделить два подтипа: а) магнетитовые скарны, расположенные обычно в контакте известняков с гранитами и б) сульфидные скарны, удаленные от интрузий.

а) Магнетитовые скарны

Несмотря на довольно широкое распространение оловоносные магнетитовые скарны большого практического значения не имеют, так как содержат бедные и труднообогатимые руды. Исключение в этом отношении представляет месторождение Пиниок (Таи), о котором мы пока еще очень мало знаем.

Как уже было отмечено, оловоносные магнетитовые скарны располагаются чаще на контактах гранитов с известняками, но возникают уже после застывания периферической части интрузии и связаны с воздействием растворов, поступающих вероятно из глубинных частей тех же интрузивных массивов.

Остановимся коротко на характеристике гранитных пород, с которыми пространственно связаны месторождения описываемого подтипа.

Характер рудоносных интрузий. Оловоносные магнетитовые скарны связаны обычно с кислыми гранитами (Питкаранта, Караваш, Белая Гора, Шварценберг); особенно резко выступает эта связь скарнов с кислыми представителями гранитной магмы в таких оловорудных районах, как Приморье и Северная Киргизия, где месторождения прочих типов касситеритово-сульфидной формации приурочены к гранодиоритам или к еще более основным гранитоидам.

Далее можно отметить, что оловоносные 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 или впадинах кровли, где сохранились блоки известняков. Характерно, что значительной гибридизации интрузий под влиянием ассимилированных известняков при этом не замечается, что может быть объясняется большим объемом интрузивных тел; влияние ассимиляции можно отметить лишь в пределах приконтактовых зон, 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. Так, например, в Аляске (гора Ир) среди известняков встречена оловоносная дайка кварцево-авгитового порфирита.

Структура гранитов, сопровождающихся месторождениями скарнового типа, чаще порфировидная, иногда в приконтактовых зонах мелкозернистая. Развитие подобных структур является косвенным указанием на гипабиссальный характер интрузий, что находится в соответствии с общетеоретическими представлениями о процессе скарнообразования: большие глубины неблагоприятны для процесса скарнообразования, так как ему препятствует в этих условиях высокое парциальное давление углекислоты.

Морфология рудных тел. Обычно месторождения скарнового типа представлены линзовидными обособлениями и пластообразными залежами магнетита в скарнах. Нередко рудные линзы приурочены к трещинам в кровле интрузии и в контакте 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 и Шварценберга, возникшие в результате замещения известняковых горизонтов метаморфической толщи. Сульфиды встречаются в магнетитовых телах в виде вкрапленности, прожилков и просечек, иногда они обособляются в самостоятельных жильных зонах. И если в начальной стадии отложение минералов совершается главным образом метасоматически, то в сульфидную 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.

Минералогический состав. Касситерит обычно встречается в скарнах, богатых железом — андрадито-гематитовых или андрадито-магнетитовых. В качестве особой разновидности следует упомянуть глиноземистые скарны с касситеритом — канкринито-корундовые, турмалино-корундовые, развитые в Малайе и Южном Китае. Последние еще слабо изучены, может быть это эндоскарны, образованные в результате полной десиликации гранитов в контакте с известняками. Минералообразование в контактах начинается 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» Гольдшмидта, совершается, 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 эпигенетические 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 пироксеновая; зональное распределение отмечает и Теремецкая для оловоносных скарнов Кавказа, но здесь скарновые тела залегают не на контакте, а в трещинах среди известняков — осевая часть скарновых залежей слагается андрадитовой породой, а периферические зоны, прилегающие к известнякам, слагаются скарном салитовым. Из рудных минералов в скарнах наиболее обилен магнетит, который образует рассеянную вкрапленность в андрадитовых породах и обособляется в самостоятельных залежах, секущих скарны. Нередко наблюдаются псевдоморфозы магнетита по гематиту — мушкетовит (Караваш, Мукулан).

Касситерит совместно с силикатами еще не образуется, очевидно температура для него в этот период слишком велика. О том же, что олово уже выносится в составе растворов, можно заключить по примеси его в силикатах. Так, В. С. Домарев и П. И. Барковский установили присутствие олова в гранате Белой Горы (Приморье) в количестве 0,1%. А. Г. Теремецкая отмечает присутствие олова в везувиане, гранатах, ильваите из скарновых месторождений Кавказа — может быть олово образует в них изоморфную примесь. Иногда в составе скарнов встречаются и самостоятельные минералы олова; так, например, в скарнах Аляски присутствуют станнобораты — пейджеит и гюлсит. Касситерит же, как уже было отмечено, выделяется позднее силикатов. Иногда он ассоциирует с поздним магнетитом, образуя тончайшую, трудноизвлекаемую вкрапленность в магнетитовых рудах (Мукулан), а еще чаще выделяется совместно с еще более поздними сульфидами и кварцем, секущими магнетитовые и силикатные залежи. Так, на Белой Горе (Приморье) касситерит встречен в составе поздних кварцевых прожилков; на Караваше он ассоциирует с арсенопиритом и сопровождается более поздними сульфидами железа; в Мукулане присутствует в составе хлоритовых жил, секущих скарны; на Питкаранте ассоциирует с арсенопиритом, сопровождается халькопиритом, железистым сфалеритом и другими сульфидами.

В общем, комплекс рудных минералов в эту стадию такой же, как и в месторождениях хлоритово-сульфидного типа. Здесь также характерно преобладание сульфидов железа — арсенопирита, пирротина, халькопирита. Нередко встречается леллингит, который в неменьшей степени, чем пирротин, указывает на недостаток серы в растворах. Местами встречаются висмутовые соединения — висмутин и разнообразные сульфовисмутиты. Сульфосоли же сурьмы и мышьяка в оловоносных скарнах обычно не встречаются, что повидимому объясняется довольно высокой температурой растворов даже в конце рудообразования; небольшую роль играет также галенит.

В качестве своеобразной геохимической особенности описываемых месторождений отметим постоянное присутствие золота и серебра, последнего иногда в промышленных количествах.

Генезис. Прежде чем говорить о генетических особенностях оловоносных скарнов, остановимся на эволюции взглядов на процесс скарнообразования вообще и на современных представлениях по этому вопросу.

Вопрос о генезисе скарнов и особенно скарнов железорудных, которые чаще других содержат касситерит, очень интересен. Почему именно в контакте с известняками концентрируются столь значительные содержания железа, откуда берутся сотни миллионов тонн этого металла, если интрузии представлены кислыми, т. е. слабожелезистыми, магмами?

Гольдшмидт, который первый вводит в литературу слово скарн и детально рассматривает процесс скарнообразования, еще не дает удовлетворительного объяснения этого явления. Известняки, согласно Гольдшмидту, играют лишь пассивную роль «адсорбирующего аппарата»; они улавливают эманации, главным образом летучие хлориды железа и кремнезема, которые более или менее равномерно рассеиваются во все стороны от рудоносной интрузии, направляясь к контактам с разными породами (Goldschmidt, 1911).

В отличие от Гольдшмидта А. Н. Заварицкий (1922) при описании железорудных контактовых месторождений горы Магнитной говорит уже об активной роли известняков в контакте с интрузией. «Известняк играет роль всасывающей губки» и далее «происходит непрерывный диффузионный ток минерализующих растворов по направлению к контакту с известняком. Последний в буквальном смысле слова высасывает железо не только из непосредственно прилегающих частей магматического очага, но и более удаленных частей». Кальций же, по Заварицкому, в этом процессе, наоборот, перемещается к гранитам, что обуславливает гранатизацию уже застывших изверженных пород (Заварицкий, 1922).

Здесь мы находим не только утверждение активной роли известняка в процессе реакционного взаимодействия его с интрузией, но и объяснение основного вопроса о причинах концентрации железа в контактах известняков с гранитами даже в том случае, когда последние представлены кислыми, т. е. маложелезистыми, разностями. И более того, появление в контактах лейкократовых плагиоклазовых пород, совершенно лишенных темных железосодержащих минералов, представляется нам в свете этой гипотезы вполне закономерным: железо ушло из них в процессе реакционного взаимодействия с известняками и вынесено в зону экзоконтакта, где оно и концентрируется в магнетитовых залежах.

Дальнейшее развитие эта теория реакционного взаимодействия получает в работах Д. С. Коржинского, который говорит о встречной диффузии элементов в контакте гранитов с известняками через растворы, пропитывающие поры пород. Но образование скарнов Д. С. Коржинский связывает уже не с привносом элементов из магмы, как это принимали все предыдущие исследователи, и отрицает существование каких-то особых скарнирующих магматических растворов. Скарны он определяет как реакционно-метасоматические образования, возникающие на контакте силикатных пород с известняками под воздействием магматических растворов. Главные элементы этих встречных диффузионных токов привносятся не из магмы, а заимствуются из прилегающих к контакту пород, причем малая подвижность таких компонентов, как SiO_2, Al_2O_3, CaO, объясняет четкую приуроченность скарнов к контактовым швам. Устанавливая ряды подвижности элементов при различных температурных условиях, Коржинский объясняет и закономерное зональное строение скарновых залежей и последовательность образования минералов. Так, в ранние стадии процесса при высоких температурах железо, привносимое из магмы, является более подвижным, чем кремнезем — в основной своей массе оно выносится далее и лишь частично связывается в силикатах. По мере падения температуры подвижность железа пони-

жается и, наоборот, подвижность кремнезема возрастает и силикаты кальция сменяются силикатами железа и затем кислородными соединениями — гематитом и магнетитом. Затем следует отложение других рудных минералов.

Часто наблюдаемое появление в скарнах сначала гематита и затем уже магнетита объясняется по-разному. Пилипенко (1939) считает, что гематит возникает в начальной стадии, когда еще недостаточное развитие имеют процессы замещения (?), «в результате чего все закисное железо, выносимое из интрузивного массива, успевает перерабатываться до окиси железа, согласно следующему схематическому уравнению: $2FeO + H_2O = Fe_2O_3 + H_2$. При усилении процесса перемещения закиси железа конечный результат будет выражаться в образовании магнетита согласно схематическому уравнению: $3FeO + H_2O = Fe_3O_4 + H_2$». Возможно, что источником кислорода может являться и углекислота известняка, способная разлагаться лишь при высоких температурах. По мере снижения температуры этот источник добавочного кислорода уже не играет роли, кислородный потенциал падает и гематит замещается магнетитом (мушкетовит). Обратный процесс — мартитизация магнетита или замещение его гематитом — имеет место лишь в поверхностных условиях. Д. С. Коржинский (1942) отмечает, что появление мушкетовита часто происходит за счет разложения андрадита, а в некоторых уральских месторождениях совпадает с развитием сульфидов по скарнообразующим силикатам и в том числе по салиту.

В поздние стадии процесса магнетит образует линзовидные обособления по трещинам, секущим скарновые породы. Наряду с кристаллическими разновидностями здесь появляются колломорфные выделения магнетита, отмеченные Теремецкой (1947) на Мукулане, Горжевским (1940) на Каравашском месторождении — может быть и здесь в этих высокотемпературных рудах рудоотложение совершается из коллоидных растворов. Совместно с магнетитом иногда начинает отлагаться касситерит, но главная масса его выделяется позднее совместно с кварцем и сульфидами — арсенопиритом, пиритом, пирротином, халькопиритом, железистым сфалеритом; иногда совместно с этими рудными минералами развивается хлорит (Мукулан) и тогда эти поздние рудные образования по парагенезису практически не отличимы от хлоритово-сульфидных руд третьего типа.

Температура рудообразования даже этих поздних стадий еще довольно высока, как о том свидетельствуют обильные продукты распада в сфалерите, пирротине, халькопирите. От магнетитовых скарнов иногда бывает трудно отличить магнетитовые скарноиды, сходные с ними по составу, но развивающиеся не по известнякам, а по мергелистым породам и не представляющие реакционно-метасоматического образования. По Д. С. Коржинскому, эти месторождения характеризуются отсутствием зонального строения и большим числом единовременно образованных минералов. К типу магнетитовых скарноидов следует может быть отнести и многие месторождения Рудных гор, развивающиеся среди прослоев амфиболитов, метаморфизованных известняковых туфов в толще слюдистых сланцев, а иногда и в гранитах. Характерно, что независимо от особенностей вмещающих пород, минералогический состав рудных тел почти везде одинаков; повидимому это сходство определяется одинаковым составом минерализующих растворов, несущих главным образом железо, а также другие рудные элементы — олово, мышьяк, висмут и пр. Кремнезем и глинозем для образования железистых силикатов здесь имелись в исходных породах и нет нужды предполагать их при-

внос извне. Мы не выделяем оловоносных магнетитовых скарноидов в качестве особого типа, поскольку в части парагенезиса рудных минералов они сходны с магнетитовыми скарнами. Различия же генезиса вмещающих силикатных пироксено-гранатовых, роговообманковых и других пород для нас не играют существенной роли, поскольку эти породы представляют лишь среду, в которой развивается более позднее оруденение.

б) Сульфидные скарны

К сульфидным скарнам мы относим удаленные от интрузий месторождения в известняках и других породах, слагающиеся известковыми и магнезиальными 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 гроссуляром или андрадитом, наконец, здесь мы видим, тремолит, а не геденбергит; главной формой проявления железа являются сульфиды — арсенопирит (Беатрис Майн), пирротин (Арандиз), халькопирит, борнит (некоторые месторождения Китая).

Характерно, что сульфиды в этих месторождениях не налагаются, как последующие образования, на силикатные породы, а образуются более или менее одновременно и в тесной связи с силикатами. Последние возникают в результате взаимодействия рудоносных растворов, несущих кремнезем, с кальцием и магнием известняков или других известково-магнезиальных пород.

К типу сульфидных скарнов у нас относится Такфон. За рубежом 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, уже не содержащими силикатов (см. свинцово-цинковый ряд, тип 2).

Характер рудоносных интрузий. Оловоносные сульфидные скарны подобно магнетитовым скарнам связаны с интрузиями различного возраста, начиная от нижнепалеозойского, или докембрийского (Арандиз) и кончая мезозойским (Юннань) и третичным (Ванчин в Приморье). Большей 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. Как это и характерно для малых интрузий среди известняков, здесь достаточно ярко проявлены признаки гибридизации — активные гранитоиды характеризуются повышенной основностью и представлены чаще гранодиоритами, монцонитами, чем кислыми гранитами.

Для Китая характерна доломитизация известняков в экзоконтактовых ореолах гранитных интрузий — доломитовые ореолы Ванг (Wang, 1935) рассматривает как благоприятный признак для поисков оловорудных месторождений описываемого типа.

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 на месторождении 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 объясняется легкой растворимостью последних. Сложность морфологии, изменчивость элементов залегания и сравнительно слабо выраженные закономерности пространственного распределения затрудняют поиски трубчатых тел и разведку их на глубину.

Минералогический состав. Характерной чертой описываемых месторождений является резкое преобладание сульфидов в составе рудных тел; силикаты 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 (Такфон в Таджикистане), 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 сульфидных скарнов несколько иной, чем в скарнах магнетитовых: пироксены — диопсид и геденбергит—сменяются тремолитом; часто присутствует флюорит. Интересно присутствие форстерита как представителя высокотемпературных минералов и индикатора недостатка кремнезема в растворах. В трубчатых телах Китая форстерит содержит пойкилитовые вростки касситерита, что доказывает одновременность образования рудных и силикатных составляющих этих месторождений.

Часто встречаются в месторождениях описываемого типа борсодержащие минералы — датолит, аксинит; бор дает соединения и с оловом — норденшельдит — $CaSnB_2O_6$ (Арандиз), пейджит и гюлсит (Аляска); возможно, что и в переносе олова соединения бора могли играть существенную роль. В месторождениях Малайи и Китая иногда встречается обильный водный борат магния. Из фторсодержащих минералов обилен лишь флюорит.

Следует отметить то небывалое разнообразие соединений олова, которое мы встречаем в известняках — помимо уже отмеченных соединений с бором встречаются арандизит $3Sn\,SiO_4 \cdot 2SnO_2 \cdot 4H_2O$ оловянистый титанит, герценбергит SnS (Арандиз), часто весьма обильный станнин (округ Кочиу в Юннани); однако главным источником олова и здесь все же остается касситерит.

Касситерит начинает отлагаться одновременно с силикатами, но основная его масса ассоциирует с сульфидами, главным образом с

арсенопиритом (Такфон, Беатрис Майн); 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. В Китае халькопирит сопровождается еще и борнитом. Иногда в парагенезисе с этой группой минералов встречаются соединения 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.

Генезис. Как уже было отмечено, по составу 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 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 выделения рудных минералов из растворов. Повидимому известняк как реактивная порода способствует раннему выпадению минералов, начальная же температура минералоотложения достаточно высока для образования силикатов. С другой стороны, легко растворимый известняк доставляет необходимые для образования силикатов элементы — Ca и Mg, которые, соединяясь с кремнеземом растворов, препятствуют выделению свободной кремнекислоты в виде кварца. Поэтому кварц, столь обычный в других касситеритовых сульфидных месторождениях, здесь играет 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. 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 в данном случае не наблюдается. Сравнительно рано начинают выделяться некоторые рудные минералы, например шеелит, некоторые же силикаты продолжают кристаллизоваться одновременно с сульфидами.

Тип. 2. Турмалиново-сульфидные месторождения

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 имеют весьма большое распространение — они широко развиты в оловорудных районах Северо-Востока СССР и местами являются главным типом оловянной минерализации (Чаунский район). В Забайкалье к турмалиново-сульфидному типу относится крупное Шерловогорское месторождение. Большое значение имеют турмалиново-сульфидные месторождения Боливии—к этому типу, в частности, принадлежит крупнейшее в мире месторождение Лалагуа, уже доставившее более 400 000 т олова. Наконец, очень широко распространены оловоносные турмалиновые породы в Австралии, а также в Корнуолле, где с давних пор проявление сливных турмалиновых пород рудокопы рассматривали как благонадежный признак оловоносности. Региональное распространение турмалиновых оловорудных проявлений позволяет говорить о существовании особых боро-оловянных геохимических провинций.

Особенности рудоносных интрузий. Турмалиново-сульфидные месторождения связаны с гранитоидами различного состава — иногда это кислые граниты, иногда гранодиориты или кварцевые диориты.

Характерной особенностью интрузии можно считать повышенную концентрацию в них бора; последняя находит отражение в интенсивной турмалинизации периферических частей интрузий, образовании турмалиновых грейзенов в зоне эндоконтакта и турмалиновых роговиков в экзоконтакте интрузивных тел. Широкое развитие получают также зоны турмалинизации, турмалиновые брекчии, метасоматические жильные тела. 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.

Как было отмечено, борсодержащие интрузии, сопровождающиеся турмалиновыми проявлениями, обычно характерны для определенных областей — подобное региональное распространение их может быть обусловлено особенностями состава вмещающих толщ, содержащих повышенные концентрации бора.

Как было показано на примере Забайкалья, Северо-Востока СССР, Австралии и других оловорудных провинций, оловоносные пояса часто характеризуются развитием мощных толщ глинистых отложений, может быть бор заимствуется из вмещающих пород, поскольку глинистые осадки, как это отмечает А. Е. Ферсман (1939), содержат бора в 10 раз более, чем земная кора в среднем, в осадках же лагун и остаточных бассейнов отступающих морей возникают и значительно более высокие концентрации борных солей.

Можно думать, что подобные условия, благоприятные для концентрации бора, существовали и на месте теперешних боро-оловорудных провинций. Так, мощные толщи перемежающихся песчаников и сланцев, с характерной неустойчивостью и частой сменой фаций, которые так типичны для оловорудных поясов, повидимому развивались в периоды замыкания геосинклиналей, когда поднимались гирлянды островов, разделенные проливами, а местами возможно возникали и замкнутые бассейны с повышенным содержанием растворенных солей.

Отмечая широкое развитие турмалиновых оловорудных месторождений, мы приходим к выводу о том, что бор не менее типичен для оловоносных интрузий, чем фтор. Однако условия концентрации этих элементов, а также роль в процессе образования оловорудных месторождений существенно отличны: если фтор концентрируется исключительно в кис-

лых остаточных магматических расплавах, то бор, как уже было отмечено, присутствует и в слабо дифференцированных магмах, дающих гранитоиды повышенной оловоносности — гранодиориты, кварцевые диориты. Последние, как считается (Падалка, 1939), на Северо-Востоке представляют гибридные образования и образуются в результате ассимиляции глинистых отложений гранитной магмой. Соответственно отличны и месторождения, в которых концентрируются эти элементы; присутствие фтора характерно для касситеритово-кварцевых месторождений этих конечных производных кислых и ультракислых интрузий, бор же более типичен для сульфидно-железистых месторождений, связанных уже 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 ролью этих элементов-«минерализаторов» в процессе рудообразования.

Можно полагать, что топаз потому постоянно ассоциирует с кварцем, что фтор извлекает кремнезем из силикатов и, таким образом, фтористый пневматолиз 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 широкое развитие получают во внешних зонах турмалиновых ореолов интрузий.

Подобное закономерное обогащение железом, идущее параллельно с накоплением бора в контактах борсодержащих интрузий, наводит на мысль о совместном выносе этих элементов из магмы. Может быть именно бор является в данном случае переносчиком железа и способен извлекать последнее даже из кислой слабожелезистой магмы — «бор, как бы нацело подчищает все остаточное железо» (Ферсман, 1939). Именно обилие железа и позволяет относить касситерито-турмалиновые месторождения в их большей части к сульфидно-железистой формации. 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, хлоритово-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 обильные сульфостаннаты, т. е. о «недостатке» серы в растворах здесь уже не должно быть и речи.

Таким образом, на примере турмалинового типа особенно ясно выступает зависимость химизма месторождений от химизма активных интрузий. Сульфиды преимущественное развитие получают 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 формации касситеритово-кварцевой.

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 здесь замещению подвергаются чаще уже не известняки, а гораздо менее растворимые алюмосиликатные породы; в то же время в этой группе значительно более резко, чем в скарнах, проявлен «структурный контроль». Поскольку оруденение контролируется четкими трещинами и зонами дробления, жильные тела имеют отчетливую плитообразную форму. В участках же, где трещинообразование охватывает большие блоки, возникают штокверковые тела (Сопка Большая).

В процессе турмалинизации преимущественному замещению обычно подвергается мелкий перетертый материал, в то время как крупные обломки часто остаются незамещенными в виде брекчиевых 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 брекчиевые включения, практически неотличимые 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.

Особый морфологический тип представляют турмалинизированные дайки аплитов (Малайя) или кварцевых порфиров (Маунт-Бишоф в Тасмании). Дайки в этих случаях очевидно служили каналами, по которым минерализующие растворы поднимались из глубины.

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 последние минералы обычны в месторождениях, связанных с кислыми гранитами, переходных к кварцевой формации.

Турмалин выделяется одним из первых. Он развивается главным образом метасоматически, путем 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 в большинстве случаев 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 иголочек 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 Шерловой горы и Маунт-Бишоф. Оба эти месторождения возникли в участках развития разломов; видимо минералоотложение в условиях резкого падения давления совершалось быстро из многих центров кристаллизации, что обусловило развитие своеобразных колломорфных структур турмалиновых агрегатов. На Шерловой горе иногда можно наблюдать изменения характера турмалиновых агрегатов по мере удаления от трещинок — вдоль тонкого проводника развивается криптокристаллический турмалиновый агрегат, далее же по мере удаления от трещинок появляются все более крупные турмалиновые зерна. Очевидно в открытых трещинах сразу наступало пересыщение растворов и кристаллизация совершалась быстро из многих центров, в стороне же от них из более разбавленных растворов развивались крупные турмалиновые кристаллы. 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 лишь по окраске, что, как известно, для турмалинов 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. Подобная смена раннего черного турмалина более поздними светлоокрашенными грязно-зелеными разностями наблюдается, в частности, на Шерловой горе.

С. С. Смирнов (1941) для Верхоянья, Андрианов (1941) и Зубрев для Чаунского района также 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 необычную черту одного из Чаунских месторождений — Валькумея — следует отметить после выделения главной массы сульфидов повторное отложение черного турмалина, сопровождаемого сульфосолями и антимонитом. Этот поздний турмалин, по данным Зубрева, содержит 10,7% FeO и 5,4% MgO. Он по парагенетическому положению соответствует игольчатому шерлу фазы «Н», появляющемуся, согласно Ферсману (1939), на смену цветному турмалину. Для касситеритово-сульфидных месторождений подобное повторное выделение черного турмалина в заключительную стадию процесса в общем не характерно и чаще наблюдается постепенная смена черных разновидностей цветными и светлоокрашенными. В Маунт-Бишоф после основной массы сульфидов выделяется розовый турмалин — рубеллит.

В сущности та же закономерность — смена черного турмалина цветным и затем бесцветным — видна и при сравнении различных типов оловянных месторождений. Так, в Боливии черный железистый турмалин характерен для наиболее высокотемпературных образований — пегматитов и кварцевых жил, развитых в зоне эндоконтакта гранодиоритовых интрузий. В сульфидных же месторождениях развит зеленый турмалин (Караколес) или бесцветный (Лалагуа, Авикайа, Корольк).

Следует отметить, что различные генерации турмалина отмечают различные стадии процесса, появление их сопровождается изменением характера минерализации. В частности, наиболее высокотемпературный черный турмалин, развивающийся метасоматически, еще почти не сопровождается рудными минералами. В тех случаях, когда процесс минерализации на этом ограничивается, возникают слабо оловоносные практически безрудные кварцево-турмалиновые жилы. Подобные безрудные зоны турмалинизации имеют широкое развитие на площади месторождений, являясь своеобразными спутниками собственно рудных тел.

Рудные 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 определяется тем, что здесь возникают уже иные соединения железа — сульфиды. Последние наибольшее развитие получат уже 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, появляющегося в небольшом количестве вплоть до заключительных стадий процесса.

Количественная роль сульфидов изменяется в очень широких пределах; в месторождениях, связанных с кислыми гранитами, они чаще составляют незначительную примесь, причем представлены они преимущественно арсенопиритом и реже пирротином (Маунт-Бишоф).

В то же время в связи с гранодиоритами развиваются месторождения, которые уже без оговорок можно отнести к касситеритово-сульфидной формации. Примером такого месторождения является Алыс-хая в Якутии, представленное серией кварц-турмалиновых зон, рассеченных просечками, лентами и линзами более поздних, главным образом пирротиновых руд. Широкое развитие сульфиды и даже низкотемпературные сульфосоли получают в близповерхностных ксенотермальных сульфидно-турмалиновых оловорудных месторождениях Боливии.

Турмалиново-сульфидные месторождения по мере удаления от интрузии уступают место хлоритово-турмалиновым, затем хлоритовым, хлоритово-магнетитовым и хлоритово-сульфидным жилам.

На характеристике этого третьего — хлоритового типа, имеющего очень важное практическое значение, остановимся подробнее.

Тип 3. Хлоритово-сульфидные месторождения

Хлоритово-сульфидные месторождения обычно являются более низкотемпературными, чем месторождения турмалиново-сульфидные, и возникают преимущественно в гидротермальную стадию рудного процесса. Нередко они связаны с турмалиново-сульфидными месторождениями переходами и сменяют последние по мере удаления от магматического очага.

Характерной чертой описываемых месторождений является обилие хлорита, всегда сильно железистого, 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.

Хлоритово-сульфидные месторождения очень широко распространены. Именно к тому типу принадлежит большая часть промышленных оловорудных месторождений Союза — Хапчеранга, Эге-хая, Лифудзин и многие другие. Большое развитие имеет хлоритизация боковых пород в оловорудных жилах Корнуолла, а также в Австралии и Тасмании.

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 разломов и представлены сериями или свитами сопряженных жильных тел, причем наиболее благонадежные жилы следуют по трещинам скалывания — чаще диагональным, иногда параллельным направлению складчатости (Сталинское месторождение). 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 (Тарбальджей).

Сплошные сульфидные руды отлагаются, как правило, в открытых полостях, в то время как сопровождающий их хлорит развивается метасоматически — путем 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 обусловливают резкие контакты жил. В породах более крупнозернистых — песчаниках, гранитах, туфах и т. п. жилы сопровождаются довольно широкой рудной импрегнацией. 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 апофиз и расщепление основной жилы на серию прожилков с образованием прожилковых, сетчатых зон и типичных штокверков.

Минералогический состав. Главными минералами хлоритово-сульфидных месторождений являются хлорит, кварц и сульфиды железа, главным образом, пирротин, иногда пирит (Гербертон в Австралии) или халькопирит (Корнуолл, Акенобе в Японии). Местами в значительном количестве присутствует арсенопирит 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

Химические анализы хлоритов

Анализированный компонент	Тарбальджей, Забайкалье (Радкевич и Витушкина, 1941)			Чаунский район (Андрианов, 1941)		Янский район, Хаттынах	
	сланцы в %	хлоритовая порода в %	пересчет без касситерита в %	I в %	II в %	I в %	II в %
SiO_2	64,89	32,41	35,15	21,70	22,80	—	—
TiO_2	0,89	0,09	—	0,36	0,66	—	—
SnO_2	—	7,26	—	—	—	—	—
Al_2O_3	17,57	18,17	19,73	21,42	15,69	19,96	20,47
Fe_2O_3	1,05	4,30	4,67	8,50	5,95	4,24	4,93
FeO	4,18	25,75	27,93	32,08	39,35	34,29	29,30
MnO	0,21	1,45	1,58	0,56	1,48	—	—
MgO	2,00	2,54	2,73	3,44	3,0	3,05	6,28
CaO	0,82	0,21	0,23	0,55	0,60	—	—
Na_2O	0,40	0,45	0,50	0,25	Сл.	—	—
K_2O	3,40	0,58	0,64	0,13	„	—	—
P_2O_5	Не опр.	0,35	0,38	—	0,16	—	—
S	„ „	0,01	0,01	—	—	—	—
H_2O^-	0,30	0,11	0,12	1,22	0,59	—	—
H_2O^+	2,31	5,83	6,33	10,12	10,03	—	—
Сумма	98,02	99,51	100,00	100,33	100,31		
Показатель преломления по Nm			1,665	1,668	1,670	1,662	1,640
Уд. вес. . . .							

главные минералы сравнительно немногочисленны, причем крайне характерно обилие железа на всех стадиях рудного процесса.

Иногда возникают кварцево-хлоритовые оловоносные 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.

Остановимся более подробно на характеристике хлоритов. Как было отмечено, хлориты неизменно представлены высокопреломляющей разновидностью, богатой железом и бедной магнием. Для характеристики состава хлоритов приводятся химические анализы и величины показателей преломления.

Приведенные анализы еще слишком малочисленны и не все полноценны. Зачастую анализировался не чистый хлорит, а хлоритовая порода с примесью кварца, касситерита и сульфидов. Местами примесь кварца достигала 25% и на нее делалась поправка при пересчете (хлоритовая

анализы хлоритов

Смирнов	Теремецкая		Мутуе-Фандо, Африка (Вагнер, 1921)	Караколес, Боливия, (Линдгрен 1926) в г/см³		
Безымянное месторождение	1947	1948				
хлоритовая порода в %	Кавказ, Мукулан, темнозеленый хлорит в %	Забайкалье, Шерловая гора, светлозеленый хлорит в %	в %	хлоритизированная гранодиоритовая порода		изменения в весе
—	31,50	25,01	30,65	176,6	179,3	+ 2,7
—	—	—	0,40	1,1	Нет	— 1,1
—	—	—	—	—	—	—
18,17	—	—	14,30	43,6	45,0	+ 1,4
4,30	4,85	0,64	4,15	2,9	—	— 2,9
25,75	23,69	24,58	40,8	8,9	24,7	+15,8
—	—	—	—	—	—	—
2,54	8,55	12,82	1,58	5,0	7,0	+ 2,0
—	0,90	—	0,10	8,3	1,0	— 7,3
—	—	—	0,0	6,2	Нет	— 6,2
—	—	—	0,48	14,5	10,5	— 4,0
—	—	—	—	1,3	1,0	— 0,3
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	9,35	3,1	13,4	+10,3
			101,81	271,5	281,9	+10,4
1,665	1,638	1,631			1,638	
	3,00—3,10					

порода Безымянного месторождения). Разумеется, точность подобных цифр далеко недостаточна, ибо количественные подсчеты в шлифах из столь неоднородных по составу пород могут дать результаты, далекие от истины. Но тем не менее даже эти анализы позволяют составить представление о составе хлоритов. Во всех случаях мы имеем железистую разновидность, в которой отношение закиси железа к окиси магния больше десяти, а часть алюминия замещена железом окисным.

Оптические свойства хлоритов из различных месторождений сходны: показатель преломления Nm колеблется от 1,638 до 1,668.

Сходство хлоритов из различных месторождений показывает, что на их состав не влияют особенности химизма вмещающих пород — и по гранитам (Корнуолл, Трансвааль), и по гранодиоритам (Караколес в Боливии), и по глинистым сланцам (Хапчеранга, Тарбальджей), и по песчаникам (Лифудзин) развиваются те же железистые хлориты. Очевидно, сходство их определяется сходным составом растворов — во всех случаях растворы несли обильное железо, прочие же элементы — крем-

Показатели преломления хлоритов по Nm

Район	Месторождение	Показатель преломления по Nm	По данным
Забайкалье	Хапчеранга	1,656	Радкевич Е. А.
»	Тарбальджей	1,665	»
»	Шерловая гора	1,641	»
Приморье	Сталинское	1,665	»
»	Лифудзин	1,656	Витушкиной А. И.
»	»	1,684	Теремецкой А. Г.
»	»	1,642	»
»	Хрустальное	1,652	Витушкиной А. И.
»	Ванчин	1,664	Радкевич Е. А.
»	»	1,644	Витушкиной А. И.
Яйский район	Хаттынах	1,662	Смирнова С. С.
»	Безымянное	1,665	»
»	Эге-хая	1,630—1,664	»
»	Имтанджа	1,642—1,654	»
»	Аргастах	1,639	»
Чаунский район	Куивеемское	1,662	Андрианова А. В.
»	»	1,640	»
Кавказ	Мукулан	1,630—1,632	Теремецкой А. Г.
»	»	1,637—1,639	»
Корнуолл	Долкос	1,660	Ларсена
Боливия	Караколес	1,638	Линдгрена
»	Аргентина	1,644	»

незем, магний, алюминий, заимствовались в процессе хлоритизации из алюмосиликатов вмещающих пород. Местами, как показывает анализ касситеритово-хлоритовой породы Тарбальджея, происходит интенсивный вынос кремнезема, в других же случаях кремнезем, освобождающийся при хлоритизации, выделяется в виде свободного кварца; наконец, иногда, как показывает пример хлоритизированного гранодиорита Караколес, имеет место даже незначительный привнос кремнезема. Щелочи, и особенно натрий, уносятся в процессе хлоритизации и содержание их в чистых хлоритах ничтожно. Повышение содержания натрия по сравнению с исходными сланцами, которое отмечается в анализе хло-

ритовой породы Тарбальджея, объясняется прожилками альбита и представляет явление в общем не типичное. 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 их в касситеритово-сульфидной формации. Кроме того, хлоритовые породы отличны и по условиям образования; как будет показано далее, они образуются при более низкой температуре из гидротермальных растворов, без всякого 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. Иногда хлорит ассоциирует с халцедоном (Хрустальное месторождение).

Хлоритово-сульфидные месторождения, в зависимости от количественного соотношения главных минералов, можно подразделить на три подтипа — хлоритовый, гематито-магнетитовый и сульфидный. Эти подтипы связаны постепенными переходами и нередко встречаются в одном и том же месторождении.

а) Хлоритовый подтип

Представителей хлоритового подтипа мы встречаем в Забайкалье (Тарбальджей, Харатуй, Хапчеранга), в Приморье (Хрустальное месторождение), в Чаунском районе, в Восточной Австралии, в Корнуолле—иногда это почти мономинеральные хлоритовые породы с примесью касситерита кварца, почти 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, на Тарбальджее (Курултейское месторождение) среди глинистых сланцев мы встречаем плотные землистые темнозеленые породы, внешне сходные с порфиритами, в которых макроскопически неразличимы ни хлорит, ни касситерит. Последний, тесно ассоциируя с хлоритом, образует тончайшие включения (в сотые доли миллиметра) неправильной или игольчатой формы. В небольшом количестве присутствуют кварц, альбит, флюорит, гематит и сульфиды — арсенопирит, сфалерит и др.

В соседнем Харатуйском месторождении в тех же глинистых сланцах, но метаморфизованных близкой интрузией, хлоритовые породы являются уже более крупнокристаллическими. Местами в пустотах наблюдаются друзы и жеоды кристаллов касситерита, сцементированные крупночешуйчатым хлоритом и кварцем.

Наконец, в том же районе, на Хапчеранге, хлоритовые породы снова несколько отличны. Здесь в южной части месторождения среди глинистых сланцев мы встречаем метасоматические кварцево-карбонатно-хлоритовые жильные зоны с касситеритом и сульфидами. Последние образуют поздние линзовидные обособления в хлоритовой породе. Характерно, что кварц и касситерит обычно приурочены к ксенолитам сланцев, причем кварц образует сливные мелкозернистые агрегаты, развивающиеся метасоматически по сланцам, а касситерит концентрируется вокруг ксенолитов в виде венчиков и «кокардовых» образований.

В этих жильных зонах 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 жилок хлоритовая масса начинает уже преобладать над остатками незамещенных сланцев и возникают брекчиевидные текстуры, практически неотличимые от брекчий дробления, хотя на самом деле здесь никакого дробления с перемещением обломков и не происходило. При этом 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 в зальбандах трещин (Харатуй), а иногда встречаются друзы кристаллов горного хрусталя, нарастающие на обломки хлоритизированных сланцев и песчаников (Хрустальное месторождение, Приморье).

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: так, Вазбуцкий для Чаунского района отмечает попеременное отложение хлорита и касситерита. Андрианов для других месторождений того же района устанавливает позднее выделение хлорита в осевых частях кварцево-касситеритовых жил. Тесно связан хлорит с касситеритом в рудах Тарбальджея и Хрустального месторождения; в последнем наблюдались тонкополосчатые ритмичные руды с чередованием многочисленных тончайших полосок хлорита и криптокристаллического касситерита.

В некоторых месторождениях отмечается несколько генераций хлорита, отличных по оптическим свойствам. Так, например, в месторождении Эге-хая Яна-Адычанского района С. С. Смирнов (1941) различает три хлорита: 1) ранний хлорит, одновременный с касситеритом, обладающий показателем преломления по Nm = 1,630—1,640, слабым плеохроизмом и низким двупреломлением, 2) хлорит послекасситеритовый, но допирротиновый, с показателем преломления по Nm = 1,665, более яркой окраской и двупреломлением до 0,20 и 3) хлорит одновременный с пирротином и частично более поздний, с показателем преломления по Nm = 1,630—1,640, и низким двупреломлением. Этот поздний хлорит присутствует в виде характерных плотных вермикулитоподобных агрегатов. Два различных хлорита отмечает Теремецкая в Лифудзинском месторождении. Два хлорита по Вестон-Данну встречены в месторождениях Саут Крофти и Тресавин Майн в Корнуолле: 1) хлорит слюдоподобный с относительно высокой интерференционной окраской и 2) хлорит более поздний, одновременный с сульфидами — обычный. Таким образом, выделение хлорита происходит длительно, причем свойства его в процессе рудообразования несколько меняются. 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 других хлоритово-сульфидных месторождениях позволит уста-

новить какие-либо общие закономерности в зависимости свойств хлоритов от условий их образования. Роль хлорита в месторождениях описываемого типа далеко не везде одинакова. Здесь мы встречаем целую гамму разнообразных подтипов, связанных постепенными переходами, от почти мономинеральных хлоритовых пород, подобных породам Тарбальджея, 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 формации касситеритово-кварцевой, встречаются в связи с кислыми гранитами — они приходят на смену описанным ранее «малосульфидным» кварцево-турмалиновым месторождениям по мере удаления от гранитов (Чаунский район, Корнуолл, Восточная Австралия). Подобное закономерное расположение этих хлоритовых месторождений бедных сульфидами, но богатых железом, в периферических зонах «турмалиновых» ореолов, окружающих кислые борсодержащие интрузии, приводит к предположению об активной роли бора в извлечении железа из магмы. Особенно значительные концентрации при этих условиях железо получает 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 на Колыме, в Чаунском районе, в Трансваале, Западной Тасмании, на острове Биллитон, т. е. являются довольно распространенными.

В минералогическом отношении это разновидность описанного ранее хлоритового типа — к отмеченному комплексу минералов добавляются лишь магнетит, гематит, местами ксенотим. Как и в скарнах, магнетит здесь часто образует псевдоморфозы по гематиту. Так, Вазбуцкий (1941) для жилы Проспекторской Чаунского района устанавливает попеременное отложение кварца, касситерита и гематита из растворов в ритмично-полосчатых рудах и затем замещение гематита магнетитом, сопровождаемое отложением хлорита.

Возможно, что подобным ритмично-полосчатым рудам, как и описанным ритмичным хлоритово-касситеритовым рудам Хрустального месторождения, следует приписать коллоидное происхождение. Приводимые авторами микрофотографии колломорфных касситеритов достаточно убедительно говорят в пользу такого предположения.

Поздним послекасситеритовым является магнетит и в турмалиново-хлоритовых зонах Трансвааля. Эта особенность — позднее выделение магнетита — отличает описываемые месторождения от более высокотемпературных магнетитовых скарнов, где магнетит, как это было уже отмечено, всегда предшествует образованию касситерита.

В качестве хлоритово-магнетитового месторождения, содержащего довольно обильные сульфиды, можно упомянуть Ванчин в Приморье, с обильными пирротином, сфалеритом, галенитом—более поздними, чем магнетитовые руды. Обратное соотношение — появление магнетитовых руд на смену сульфидным — отмечалось на Синанче, но это соотношение столь необычно, что его можно не учитывать.

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 «малосульфидных» 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 этом подтипе те же, что и в хлоритовом, с той только разницей, что здесь жилы чаще образуются путем выполнения открытых трещин.

Минералогический состав отличен от предыдущих подтипов большим развитием и разнообразием сульфидов. По составу главных минералов месторождения 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, содержащий до 15% Fe (Сталинское месторождение), иногда обилен халькопирит (Корнуолл, Япония). Из жильных минералов наряду с кварцем и хлоритом появляются карбонаты — кальцит (Хапчеранга), анкерит и манганан керит (Сталинское месторождение). Прочие минералы играют обычно уже резко подчиненную роль; среди них следует отметить галенит, обильный лишь в месторождениях, переходных к свинцово-цинковому ряду (Сталинское), и еще более скудные станнин, блеклую руду, сульфоантимониты свинца; наконец, устанавливаемые лишь под микроскопом валлериит и кубанит, образующие тончайшие вростки в составе халькопиритовых эмульсионных включений — продуктов распада сфалерита.

В целом, комплекс встречающихся в этом подтипе минералов весьма постоянен, он повторяется в различных провинциях. В самом деле, пирротиновые жилы Хапчеранги, Сталинского месторождения, Эге-хая и других месторождений, сопровождаемые хлоритом, железистым черным сфалеритом, обособлениями кварцево-арсенопиритово-касситеритовых руд, очень сходны между собой и отличаются лишь в деталях.

Здесь мы подробнее остановимся на соотношениях отдельных рудных минералов, причем все это в равной степени будет относиться как к сульфидному подтипу, так и к подтипу хлоритовому, 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:

1) стадию кварцево-касситеритово-арсенопиритовую,
2) стадию сульфидную.

1. Стадия кварцево-касситеритовая с арсенопиритом. Основная масса касситерита выделяется из ранних порций раствора совместно с арсенопиритом и кварцем; более поздние генерации касситерита в месторождении практического значения большей частью не имеют. 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 (жила Восточная Хапчеранги).

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 пирит-пирротиновым рудам.

2. Стадия сульфидная. Среди сульфидов второй стадии главную роль играет пирротин. Иногда значительное развитие получают пирит, халькопирит или железистый сфалерит; сравнительно небольшую роль обычно играет галенит.

Для многих месторождений характерна тесная парагенетическая связь пирротина — сфалерита — станнина — холькопирита. Эти минералы отлагаются 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 вростки валлериита (Сталинское, Хрустальное месторождения в Приморье, Хапчеранга в Забайкалье, Хета и др. на Колыме). Пирротин иногда образует правильные ориентированные решетки в сфалерите. Для включений сфалерита в халькопирите типичны звездчатые формы.

Возрастные соотношения этих минералов различны. Иногда наблюдаются графические и тесные аллотриоморфно-зернистые срастания сфалерита и станнина, станнина и халькопирита и др., 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 пирротином; иногда, впрочем, встречается и более ранний, допирротиновый сфалерит (Сталинское месторождение). 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 (месторождения Корнуолла, Японии и др.). Отметим, что в некоторых районах развития касситеритово-сульфидных месторождений (Приморье, Забайкалье, Верхоянье и др.) медь является мало типичным элементом и оловорудные месторождения, точно так же как и прочие месторождения этих районов, содержат малое количество халькопирита.

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 Кочиу 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. Такой ранний станнин обнаружен в Сталинском месторождении Приморья, а также в месторождениях Яна-Адычанского района, где, согласно С. С. Смирнову, станнин замещается халькопиритом с выделением иголочек вторичного касситерита. Такой же процесс мы отмечали и для Синанчи. Замещение станнина касситеритом отмечено и в месторождениях Корнуолла. 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 постоянная ассоциация касситерита с халькопиритом в рудах Хрустального месторождения. Может быть здесь происходит обратное явление, т. е. подобно тому, как это мы предполагали и для Этыки, халькопирит и касситерит возникли в результате разложения геля станнина, который здесь в условиях колебания кислородного режима близповерхностной зоны оказался неустойчивым. Вопрос о причинах образования станнина, в одних случаях, касситерита—в других, и смены одного минерала другим достаточно сложен. По всей вероятности, значительное влияние на то или иное направление процесса оказывает соотношение кислорода и серы в растворе.

Переменное положение в различных месторождениях занимает сфалерит. В одних случаях, как было отмечено, он тесно парагенетически связан с пирротином 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 сильно железистой разновидностью типа марматита, тесно ассоциирует с пирротином, станнином, халькопиритом и нередко содержит включения касситерита (Сталинское месторождение). Однако в большинстве случаев сфалерит связан с более поздним галенитом, причем он налагается на ранние сульфиды железа и практически не несет с собою олова. Нередко такие галенитово-сфалеритовые руды появляются в результате последующего переоткрытия трещин и цементируют более ранние сульфиды железа, иногда же 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 (Хапчеранга). В месторождениях, где сфалерит и галенит играют существенную роль, имеет место переход уже к следующему, более низкотемпературному свинцово-цинковому ряду.

Выше охарактеризована 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 (Хапчеранга). 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. Когда руды отлагаются из коллоидов, последовательность обособления различных минералов не всегда совпадает с последовательностью их раскристаллизации. При этом мы подчас сталкиваемся с противоречивыми соотношениями минералов, показывающими, что еще в гелевом состоянии происходили пересечения одних минеральных масс другими (Сохондо, Сталинское месторождение).

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 месторождениями 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.

Так, на Хапчеранге центральная часть главного оловорудного поля, сложенная чередующимися прослоями сланцев и песчаников, характеризуется развитием сульфидных жил, образованных путем заполнения четких хорошо разработанных открытых трещин, а в участках, примы-

кающих к поперечным зонам дробления, возникают прожилковые и сетчатые зоны или штокверки. На южном же продолжении той же жильной зоны — в толще глинистых сланцев появляются метасоматические хлоритовые руды с подчиненными линзами сульфидов, приуроченных к трещинам. Совершенно очевидно, что и на севере и на юге мы имеем части одного и того же месторождения, развивающиеся одновременно, но по-разному.

Столь же типичны и рудопроявления Тарбальджея: в трещиноватых филлитах развиваются кварцево-касситеритовые прожилки с арсенопиритом и другими сульфидами, образующие штокверки, а в плотных глинистых сланцах мы снова встречаем метасоматические хлоритовые зоны. Какова же здесь роль глинистых пород в появлении зон хлоритизации? В данном случае в глинистых сланцах возникли сложные зоны дробления, ограниченные непроницаемыми стенками,—они 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 сквозь зоны тонкой трещиноватости происходит как бы «очищение» растворов от сульфидов.

Подобное же «очищение» от сульфидов наблюдается в тонких апофизах и прожилках, сопровождающих сульфидные жилы (см. выше Сталинское месторождение); почти не содержат сульфидов и прожилковые зоны, развитые в участках тонкой трещиноватости (Хапчеранга), 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 может быть представляли как бы фильтр, через который коллоидные растворы сульфидов не проникали, и 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.

II. МЕСТОРОЖДЕНИЯ СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО РЯДА

Свинцово-цинковый ряд касситеритово-сульфидных месторождений является непосредственным генетическим продолжением ряда железистого на более низкотемпературной стадии рудного процесса — переход от одного ряда к другому совершается постепенно через увеличение количества сфалерита, галенита, за счет снижения роли пирротина; примером такого переходного типа является Сталинское месторождение в Приморье.

В минералогическом и геохимическом отношении месторождения свинцово-цинкового ряда 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 про-

цесса — после сфалерита или даже галенита (Большая Хапчеранга, Синанча, Киссинка). 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. Ведь даже олово — элемент, обладающий крайне слабым сродством к сере, образует в этих условиях сернистые соединения, и сульфостаннаты пользуются 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 — в Приморье, Боливии. 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 ряде 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 раздельно, ибо, несмотря на сходные геохимические и минералогические черты, они образуются при совершенно различных условиях.

Тип 1. 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 (Токичан на северо-востоке). 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 в Приморье и в Боливии месторождения свинцово-цинкового ряда связаны с теми же гранитоидами повышенной основности, что и оловорудные проявления других типов.

Вместе с тем, описываемые месторождения часто находятся в пространственной связи с эффузивными образованиями — они залегают среди эффузивов (Синанча, Киссинка), 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 «вулканиты» и рудные тела повидимому являются дериватами общего магматического источника. Именно эта связь с жерловыми фациями, как будет показано далее, определяет основные генетические особенности описывамых

месторождений. Иногда несколько последовательных даек пролагают путь по жильным трещинам. Таким образом, хотя связь с родоначальным магматическим источником в этих месторождениях и более далекая, но с дериватами этой глубинной интрузии 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.

Морфология рудных тел. В близповерхностных месторождениях преобладают уже не метасоматические жильные зоны, а жилы, образованные путем выполнения открытых трещин. Большое развитие получают друзы прекрасных кристаллов, свидетельствующие о рудоотложении в открытых полостях.

Наряду с четкими тектоническими трещинами в вулканитах наблюдаются и трещины эндокинетические, 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 в глубоких горизонтах — так возникают веера расходящихся кверху жил (Потози).

Местами устанавливается, что в этих удаленных от интрузий месторождениях процесс рудообразования совершался длительно, причем различные типы руд обособлялись в последовательно возникающих системах трещин (Морококала в Боливии). 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 на Синанче и служили, кроме того, каналами для послерудной магматической инъекции. Текстуры руд обычно грубополосчатые, кокардовые, местами же получают развитие ритмично-полосчатые руды, образованные повидимому в результате пульсирующего отложения гелевых масс. Развитие колломорфных текстур и структур указывает на то, что коллоидные растворы в процессе рудообразования играли немалую роль.

Минералогический состав. Минералогический состав месторождений обычно очень сложен. Наряду с касситеритом, простыми сульфидами — пиритом, сфалеритом, вюртцитом, галенитом — широкое развитие получают разнообразные сульфосоли — сульфоантимониты, сульфоарсенаты, сульфостаннаты. При таком сложном комплексе минералов естественно, что и месторождения весьма разнообразны по составу: здесь нет той монотонности, какая отличает оловорудные проявления железистого ряда. Не выделяя различные подтипы, которых бы наметилось здесь множество, столько, сколько известно отдельных месторождений, ограничимся здесь лишь общей минералогической характеристикой.

В наиболее высокотемпературных представителях описываемые месторождения примыкают к близповерхностным 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 здесь наблюдаем пирит и марказит. В качестве жильных минералов присутствуют наряду с кварцем хальцедон 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 отличаются значительным протяжением минерализации по вертикали. Так, горизонт работ в Потози уже охватывает 800 м, а если учесть эродированную и еще не вскрытую глубинную части месторождения, то окажется, что оруденение протягивается до 1000 м вглубь, т. е. вертикальный интервал минерализации соизмерим лишь с рудными телами Корнуолла. Но здесь далеко не столь четко проявлена вертикальная зональность: на всем протяжении, за исключением приповерхностных горизонтов, сохраняется относительно низкотемпературный комплекс рудообразующих минералов. Именно эта особенность отличает месторождения свинцово-цинкового ряда от более высокотемпературных железистых близповерхностных 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 определяется 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 сульфооснований в них большое развитие имели компоненты сульфокислот — мышьяка, сурьмы; в сульфокислотный радикал входит здесь и олово, образуя сульфостаннаты.

Широкое развитие сульфостаннатов и исключительно тесная связь касситерита с сульфидами позволяют 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 особенно ощутительными должны были быть в верхних приповерхностных горизонтах, где восходящие растворы смешивались с нисходящими, обогащенными кислородом — и действительно в этих условиях обильные сульфостаннаты иногда уступают место колломорфному каситериту 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 (Чокайа). Наконец, иногда имеет место замещение сульфостаннатов простыми сульфидами, сопровождаемое выделением касситерита (Лалагуа), или превращение сульфостаннатов свинца в тонкозернистый галенитово-

касситеритовый агрегат. И если на Синанче такой процесс был вызван изменением кислородного режима в период внедрения даек, то в Каргуайколло причиной являлось повидимому «окисление» растворов вблизи поверхности. Растворы в верхних горизонтах возможно приобретали кислый характер и по составу приближались к сернокислым фумаролам. Доказательством присутствия серной кислоты служит здесь алунит, нередко появляющийся в верхних горизонтах рудных тел (Потози, Оруро). 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 твердых данных в этом отношении пока нет. Сфалерит и вюртцит образуют тесные смеси и развиваются один за счет другого. Иногда более ранним оказывается вюртцит, иногда, наоборот, вюртцит развивается по сфалериту (Синанча, Каргуайколло). Причиной этих превращений может служить, как показывает пример Синанчи, не только изменение химизма среды, но и повышение температуры, причем вюртцит оказывается более высокотемпературной модификацией, что подтверждается кстати и некоторыми экспериментальными данными (Фридман и Черепнев, 1945).

Тип 2. Касситеритово-галенитовые месторождения в известняках

Касситеритово-галенитовые месторождения иногда встречаются в известняках, где они также являются наиболее низкотемпературной формой оловорудных проявлений. Эти месторождения обычно довольно простого состава, отличающиеся от обычных полиметаллических рудопроявлений в известняках лишь присутствием касситерита; они располагаются в удалении от интрузий, представляя следующую более низкотемпературную ступень развития оловорудного процесса в известняках по сравнению со скарнами.

Главными рудными минералами здесь являются 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 известны у нас в Приаргунском «полиметаллическом» поясе Забайкалья (Смирновское, Петропавловской горы), в Южном Китае, где они 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 эти 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 значи-

тельном количестве появляется станнин (месторождения Юннани). Жильные минералы представлены хальцедоновидным кварцем, кальцитом, очевидно температура растворов здесь была недостаточной для образования силикатов Ca и Mg. Редко встречается турмалин, бесцветный, безжелезистый (Смирновское).

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. На Смирновском месторождении, например, касситерит ассоциирует с галенитом и буланжеритом, 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 типа Синанчи. Вывод о коллоидном происхождении таких руд подкрепляется наличием колломорфных концентрически зональных выделений с чередованием оболочек касситерита и галенита.

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. Вспомним станниновые месторождения в известняках Юннани, сульфиды олова — станнин и герценбергит в сульфидных скарнах Арандиза; наконец, переходя к явлениям уже иного, более мелкого масштаба, вспомним станниновые оторочки по зальбандам карбонатных прожилков, секущих сфалерит Сталинского месторождения. Появление сульфидных соединений олова среди известняков в удалении от гранитов отмечает и А. Е. Ферсман (1939). Не давая детального объяснения этого факта, он полагает, что причина появления сернистых соединений олова, а не касситерита, кроется в изменении pH 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 совмещение их в телескопированных ксенотермальных месторождениях, заключающих как наиболее высокотемпературные, так и низкотемпературные минеральные ассоциации. К этому типу, в частности, относится крупнейшее месторождение Лалагуа, содержащее наряду с турмалином разнообразные сульфосоли. Геологическая обстановка образования подобных месторождений и сами они являются редкими. Оруденение и 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. Характерной особенностью оруденения является резкое проявление вертикальной зональности при ограниченном горизонте богатых касситеритовых руд. Эти месторождения мы не выделяем в качестве самостоя-

тельного минералогического типа, поскольку они, обладая резко выраженным телескопированным составом, объединяют в себе 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.

Часть V

ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА 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, оловянные месторождения распределены на земной поверхности очень неравномерно. Наряду с областями, обогащенными оловом и характеризующимися повторным проявлением оловянной минерализации в различные геологические периоды, такими, как южные материки и среди них особенно Африка, а также богатейший Тихоокеанский пояс, существуют обширные территории, почти лишенные месторождений этого металла.

Остановимся на общей характеристике Тихоокеанского оловоносного пояса, значительная часть которого пролегает по советской территории. Понятие Тихоокеанский рудный пояс после работ С. С. Смирнова (1946) прочно вошло в нашу литературу. Это пояс действительно рельефно выделяется как область повышенной оловоносности. Однако следует предостеречь от упрощенного понимания его как единого геологического целого. Хотя в общем обрамляющие его структуры и подчиняются как-то контурам Тихоокеанской впадины, но все же эта обширная и 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. Сюда из Центральной Азии, огибая Индийский щит через Гималаи к Малаккскому полуострову, протягивается складчатая зона, которая затем, образуя дугу, резко закручивается (Архангельский, 1941) под влиянием жесткого упора Австралии. Сюда же протягиваются широтные цепи из Сибири, наконец, северо-западную часть этой обширной области составляет огромная складчатая Яно-Колымо-Чукотская дуга, огибающая внутренний Колымский массив. Складчатые цепи Восточной Азии подходят к современной береговой линии под углом и неподалеку от берега резко погружаются по молодым сбросам в глубокие провалы Японского, Охот-

ского и Берингова морей, составляющие современную геосинклинальную впадину (Кропоткин, 1948). По окраинам этой современной геосинклинали протягиваются третичные складчатые зоны Приморья и Японии.

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 геосинклинального бассейна, однако в настоящее время Забайкальскую складчатую область от мезозойских структур Дальнего Востока отделяет 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. О связи Забайкальской и Дальневосточной рудных провинций мы можем предполагать лишь по металлогеническим данным — эта связь намечается в оловорудных проявлениях района Селемджи, приуроченных к разломам по окраине жесткой Туранской глыбы. Однако о непрерывности оловоносного пояса на этом участке говорить не приходится. Значительный «безрудный промежуток» существует повидимому между Дальневосточной и Северо-Восточной рудными провинциями; хотя связь их как будто и намечается поворотом Колымской рудной зоны к югу и оловорудными проявлениями хребта Джугджур, но в общем едва ли можно предполагать непрерывность оруденения и этого звена Монголо-Охотской ветви Тихоокеанского рудного пояса.

Таким образом, Тихоокеанский рудный пояс как в структурно-геологическом, 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 (меньше $^1/_{10}$) 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. Эта приуроченность месторождений олова к глинистым породам отмечается в Забайкалье, на северо-востоке СССР (Никольский, 1941), в Австралии (Альтгаузен, 1939); вне Тихоокеанского пояса она устанавливается в Корнуолле, на Калбе. 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 (Китай), представляет среди прочих металлов явное исключение; связь эта представится не случайной, если мы вспомним, что глинистые осадки способны адсорбировать олово и что они содержат, по данным Гольдшмидта (1932), 0,005% олова, т. е. в десять раз больше, чем земная кора в среднем. Может быть олово, подобно тому, как это 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 (Яна-Адычанский район, Боливия).

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; так, оловоносные интрузии Забайкалья локализуются в пересечении продольных структурных зонах северо-восточного направления с какими-то еще не вполне разгаданными поперечными тектоническими зонами северо-западного направления, приуроченными к перегибам шарниров складок или к молодым разломам.

Структурные линии двух взаимноперпендикулярных направлений, дающие в пересечении рудные узлы, отмечаются Воларовичем (1947) для Приморья. Существенную роль в распределении месторождений играют разломы, согласно С. С. Смирнову, на Колыме, в Яна-Адычанском районе (Падалка, 1939) и т. д. Словом, в каждом районе выступают свои частные закономерности распределения месторождений, определяющиеся структурами местного значения, причем для разных типов месторождений эти закономерности могут быть отличными.

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 антиклинориев (Кавказ, Туркестанский хребет), в горстовых блоках (Забайкалье). Эти данные позволяют предполагать, что в ряду других оловорудных проявлений оловоносные пегматиты являются в общем наиболее глубинными. Иногда, впрочем, пегматиты развиваются и на малых глубинах, в тех случаях, когда интрузия формируется под плотной, еще слабо деформированной кровлей, не пропускающей летучие соединения (Онон и

Забайкалье). В случае неоднородной структуры кровли олово иногда распределяется между пегматитами и «пневматолитами» 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 встречаются как в глубоко эродированных древних областях — в Африке, Западной Австралии, 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 (Боливия, Приморье).

Таким образом, в качестве первого общего вывода из рассмотрения пространственного распределения месторождений по разновозрастным геологическим формациям, в различной степени затронутым 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 ряд других факторов.

Чтобы детально 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. К таким районам преимущественного развития касситеритово-сульфидных месторождений относятся у нас в СССР: Приморье, Даурский район в Забайкалье, Яна-Адычанский и другие районы северо-востока СССР; за рубежом — Боливия, небольшой рудный район Западной Тасмании. Месторождения, переходные от формации кварцевой к сульфидной или сульфидно-железистой, развиты на Колыме, в Чаунском районе, в Корнуолле, Восточной Австралии. Таким образом оказывается, что удельный вес касситеритово-сульфидных месторождений среди оловорудных проявлений прочих формаций значителен, запасы же отдельных месторождений очень велики. Так, одно лишь месторождение Лалагуа дало свыше 400 000 т олова, т. е. почти половину того количества, что доставил весь Корнуолл за многовековую его эксплуатацию.

Около 50 000 т было извлечено также из месторождения Маунт-Бишоф (Западная Тасмания).

В СССР касситеритово-сульфидные месторождения также являются наиболее крупными (Шерловая гора, Хапчеранга, Голимый, Эге-хая, Сталинское и многие другие).

Естественно, что и в теории рудных месторождений касситеритово-сульфидная формация, приобретающая столь большое значение, должна бы найти соответствующее место. Однако до последнего десятилетия, а за рубежом и доныне, 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 знаменитых месторождений, уже достаточно местами хорошо изученных, не создали перелома в этих общих теоретических воззрениях (см. курсы рудных месторождений Stelzner и Berglat, Beyschlang—Krusch—Vogt, Линдгрен, также сводные работы по олову Jones, 1925, Cissarz, 1928). И бесспорно, велика заслуга покойного С. С. Смирнова, который первый акцентировал внимание на группе касситеритово-сульфидных месторождений, отметил особенности их генезиса и развеял утвердившиеся превратные представления об исключительной роли пневматолиза (и особенно фтористого) при образовании месторождений оловянного камня.

С. С. Смирнов показал, что касситеритово-сульфидные месторождения по составу и генезису зачастую ближе стоят к неоловоносным месторождениям других цветных металлов, чем к «классическим» пневматолитовым месторождениям — грейзенам, 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 уже значительно меньше встречается кварца, место светлой слюды занимают 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 маложелезистые жильные образования, характеризующиеся ассоциацией касситерита с кварцем, светлой слюдой, топазом, полевыми шпатами.

Существование двух групп оловорудных проявлений «кислой» и «основной», как показывают работы А. Е. Ферсмана (1939) и В. В. Щербины (1947), 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.

Вспомним основные геохимические особенности олова, определяющиеся положением в периодической системе, и сравним его с другими четырехвалентными элементами.

Строение четырехвалентных элементов по Бору

(Ферсман, 1939)

		K	L	M	N (f)	O	P
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 вышерасположенного 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 у олова к кислороду меньше сродства, 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; для них характерен диамагнитный характер простых тел (Щербина, 1947). 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 титана. Эта окись олова растворяется в щелочах, давая станнаты, аналогичные силикатам (Ферсман, 1939), словом, как отмечает Щербина, олово «подражает» свойствам литофильных элементов. А. Е. Ферсман эти отличия олова от других халькофильных элементов объясняет пропуском в оболочке N(f), сближающим его с цирконием и молибденом и обусловливающим более слабую связь ядра с наружными электронами и, следовательно, более легкую ионизацию его (Ферсман, 1939). 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 элементов халькофильных, проявляя другую сторону противоречивой геохимической природы.

Мы знаем, что олово в процессе нормальной последовательной дифференциации может концентрироваться в кислых магматических остатках и обычно наиболее обогащенные оловом являются именно наиболее поздними производными гранитной магмы. В пределе эта тенденция находит наиболее яркое отражение в пегматитах, которые по Ферсману (1940) 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 погонов 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, и олово распределяется между пегматитами, формирующимися в условиях замкнутой системы, и пневматолитами, проявленными в пределах открытых зон разломов.

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, как показывают примеры Забайкалья, Яна-Адычанского района, Приморья, Боливии, Западной Тасмании, преимущественное распространение получают в областях развития глубоких разломов. Иногда это крупные, глубокие расколы, послужившие каналами для подъема из глубин основных и затем кислых магм (Восточная Африка, Западная Тасмания) или крупные трещины регионального значения — типа Берегового разлома Приморья и разлома по периферии массива Турана, отмеченных зонами мощных эффузивов. Наконец, местами это нарушение местного, относительно небольшого масштаба — разломы в крыльях складок (Даурский район, Боливия). Характерно, что во всех этих случаях дизъюнктивные тектонические нарушения возникли в раннюю стадию магматического цикла; приуроченные к ним эффузивы предшествовали внедрению рудоносных интрузий. Возможно, что 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 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 разделяет судьбу свинца, цинка, железа, мышьяка, меди; в процессе переноса и отложения концентрируются 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 (Приморье, Западная Тасмания, Боливия).

В ряду других сульфидных месторождений касситеритово-сульфидные проявления 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. Словом, как уже упоминалось, данная группа по обилию железа заслуживает названия «сульфидно-железистой» оловорудной формации.

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.

С другой стороны, обилие железа в составе месторождений находит объяснение и в особенностях химизма рудоносных интрузий. Последние, как было отмечено, часто представлены гранитоидами повышенной основности, значительно более богатые железом, чем кислые граниты. В ореолах же кислых гранитных интрузий обильное железо появляется обычно вместе с бором. Используя выражение А. Е. Ферсмана, (1939), можно сказать, что «бор как бы подчищает железо в расплаве», увлекая его в виде комплексных летучих соединений. Как было показано в предыдущем разделе и обзоре оловорудных провинций мира, турмалиновые ореолы оловоносных интрузий сопровождаются касситеритово-сульфидными месторождениями. Олово и железо фиксируются сначала в турмалиново-касситеритовых жильных зонах, затем в более удаленных от гранитов зонах хлоритовых с сульфидами или кислородными соединениями железа (Чаунский район, Колыма, Трансвааль, Корнуолл, Восточная Австралия). При этом возникают иногда месторождения промежуточные, 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 формации касситеритово-кварцевой.

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 интрузий — 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 «активирует» выделение железа из магмы (Заварицкий. 1922; Ферсман, 1939).

Кроме олова и железа касситеритово-сульфидные месторождения среди известняков заключают и другие металлы — мышьяк, цинк, свинец. Закономерная приуроченность месторождений свинца и цинка к карбонатным породам, еще не получившая своего объяснения, проявляется и в оловорудных провинциях (Китай, Забайкалье), 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 говорит широкое развитие станнина в месторождениях Китая, присутствие герценбергита и обильного станнина в рудах Арандиза, наконец, в пользу этого же предположения свидетельствует появление станнина в карбонатных прожилках, секущих сфалеритовые руды (Сталинское месторождение). Ферсман (1939) отмечает, что появлению сульфидных соединений олова может способствовать повышение pH в карбонатной среде; сульфиды олова, как известно, растворимы в щелочах и могут переноситься на значительные расстояния от интрузии вместе с другими металлами и концентрироваться затем в составе касситеритово-сульфидных месторождений. Как показывает пример Смирновского месторождения, отложение олова 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 норденшельдит ($CaSnB_2O_6$), станнобораты железа и магния — гюлсит и пейджеит, а также ассоциация касситерита с водным боратом магния (Китай, Малайя) показывают, что и в известняковой обстановке перенос олова мог совершаться в комплексе с бором.

Таким образом мы видим, что совершенно различные причины обусловливают одинаковое направление оловорудного процесса и благоприятствуют 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 — это особенности химизма магмы — присутствие бора, активирующего вынос железа и олова в ранние стадии дифференциации; в третьих — 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 извлечение железа, которое и определяет появление сульфидно-железистых или касситеритово-сульфидных месторождений.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА РУДОНОСНЫХ РАСТВОРОВ

Обращаясь к вопросу о химизме растворов при образовании касситеритово-сульфидных месторождений, мы можем предположить, что поскольку минеральные комплексы очень разнообразны и условия рудоотложения различны, то 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 — в этом отношении характерным примером являются тарбальджейские штокверки с их тесной ассоциацией касситерита и топаза. Однако подобная ассоциация касситерита с топазом для касситеритово-сульфидных месторождений уже далеко не столь характерна, как для месторождений касситеритово-кварцевых. Гораздо чаще касситерит здесь ассоциирует с турмалином, связь эта столь тесная, что можно предположить перенос олова в комплексе с бором. Помимо турмалина в ассоциации с касситеритом встречается водный борат магния (Малайя,

Китай). О возможности существования в процессе переноса промежуточных комплексов бора и олова говорят не только наличие боро-оловянных соединений в касситеритово-сульфидных месторождениях, но и некоторые экспериментальные данные, в частности опыты Хитарова, установившего повышенный вынос олова при нагревании в присутствии бора.

С другой стороны, имеются реальные основания предполагать, что олово иногда 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 равномерные срастания, что напрашивается мысль о выделении его из геля сульфостаннатов. В этом отношении наиболее убедительны примеры галенитово-касситеритовых и галенитово-буланжерито-касситеритовых агрегатов Смирновского месторождения, а также массивные галенитово-касситеритовые агрегаты Синанчи, которые, как мы предполагаем, возникли в результате раскристаллизации геля тиллита. Разложением геля станнина можно объяснить графические срастания касситерита и халькопирита в рудах Этыки и халькопиритово-касситеритовые агрегаты Хрустального месторождения.

Причиной разложения геля сульфостаннатов является повидимому повышение кислородного потенциала; последнее особенно вероятно в близповерхностных 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 может быть 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 в Синанче и в Каргуайколло. В Синанче, помимо этого, наблюдается и развитие агрегата касситерита и халькопирита по станнину, причем оба эти процесса одновременны с развитием магнетита по карбонату, и, таким образом, по всем этим явлениям устанавливается появление кислородных соединений на смену сульфидным, отмечающее изменение кислородного режима; последнее на Синанче обусловлено внедрением послерудных даек. Характерно, что магнетит на контакте с сульфидами уступает место пирротину или даже пириту, а местами очень четко выявляются оторочки сульфидов железа вокруг включений галенитово-касситеритовых руд в магнетитовых — очевидно в данном случае происходил обмен анионами — олово переходило из сернистой формы в кислородную, железо же, наоборот, отдавая кислород, соединялось с серой. В этом процессе отчетливо проявляется более сильное сродство железа к сере по сравнению с оловом и более слабое сродство к кислороду.

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 не хватает даже для насыщения железа до сульфидов, и естественно, что сульфостаннаты в подобных условиях представляют редкость, малосернистые хлоритовые, пирротиновые месторождения сульфостаннатов свинца обычно не содержат. 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 и 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 (Сталинское месторождение). Подобная связь обусловлена и какими-то более глубокими причинами, в основе которых, быть может, лежит химическое сходство олова и кремния, этих элементов четвертой группы. 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 уже не с сульфидами, а с кварцем. На тесную связь окиси олова с кремнеземом указывает, в частности, ритмичное чередование зон колломорфного касситерита и халцедоноподобного кварца или халцедона (Хрустальное месторождение). Подобные ритмичные образования возможно отлагаются из сложных смешанных гелей. Но вслед за предположением о совместном выделении геля кремнезема и двуокиси олова можно придти к выводу о совместном переносе этих химически близких соединений. Не исключена возможность, что в некоторых случаях перенос олова мог совершаться в форме станнатов, растворимых в щелочной среде, но легко гидролизующихся с выделением геля.

Таким образом, мы допускаем, 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 проявляет то халькофильные, то литофильные свойства; это находит отражение в разнообразных превращениях его минералов — сульфостаннаты разлагаются с выделением касситерита, в свою очередь касситерит уступает место сульфидным соединениям олова. К последнему типу превращений можно отнести развитие станнина по трещинкам и по периферии касситеритовых зерен, заключенных в сфалерит. Таким образом, олово, этот элемент двойственной геохимической природы, может служить чувствительным индикатором изменения химизма среды. Другим элементом, чувствительным к изменению химизма раствором, 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 обычно не образуется; не получает широкого развития в подобных месторождения и хлорит, не говоря о гематите и магнетите. Таким

образом, в данном случае соединения и железа и олова указывают на обилие серы в рудоносных растворах. В случае же недостатка серы, мы видим образование пирротиново-касситеритовых хлоритово-касситеритовых жил или гематитово-магнетитовых рудных тел с хлоритом и касситеритом.

Сравнивая поведение олова и железа, можно заметить, что из этих двух элементов в первую очередь олово оказывается чувствительным к изменению кислородного режима; железо же при тех же условиях показывает большее сродство к сере, чем к кислороду. 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 Синанчи. Можно думать, что именно количество серы лимитирует степень развития и состав сульфидов железа.

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, много ниже зоны окисления. Так, в месторождениях Боливии, псевдоморфозы пирита и марказита по пирротину наблюдаются на глубине 700 м. Повидимому этот процесс может иметь место и в результате воздействия гипогенных растворов на первичные руды. Причиной подобного превращения на глубине прежде всего может быть 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 среды. 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 (Щербаковское месторождение); очевидно сера, освобождающаяся в процессе «окисления» пирротина, фиксировалась здесь же, что и обусловило превращение пирротина в пирит. В условиях окисления протекают и превращения пирротиновых руд в пирито-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 для месторождений, образованных на малых глубинах, в которых условия кислородного режима резко менялись с приближением к поверхности. Иногда, как было отмечено, в этих условиях имело место смешение восходящих растворов, богатых серой, с нисходящими, несущими кислород; при этом растворы могли менять реакцию от щелочной до кислой, в результате появления серной кислоты.

Синанча доставляет нам редкий материал для изучения превращений руд после их отложения. Совершенно необычные геологические условия — внедрение по контакту сульфидных жил более поздних порфиритовых даек — определяет здесь необычный «перевернутый» ход процесса минерализации, развивающегося при непрерывном повышении темпера-

туры. При этом устанавливается различное отношение минералов к изменению температуры и химизма среды. Первым сигналом изменения условий служит разложение сульфостанната свинца под влиянием появления богатых кислородом растворов перед внедрением даек, затем происходит разложение железо-марганцового 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 этого превращения повидимому следует уже 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 синанчинским, и представляют редкость, но все же изменения руд после их отложения очевидно протекают и в других месторождениях. Прежде всего в рудах коллоидного происхождения повсеместно идет раскристаллизация коллоидов с течением времени, а иногда и повторная перекристаллизация метаколлоидных образований. Интенсивная перекристаллизация с образованием новых минеральных ассоциаций, перестройка структур происходят в результате динамического метаморфизма (колчеданы Урала). Таким образом, наблюдения над метаморфизмом руд Синанчи представляют ценность не только для понимания генезиса именно этого месторождения, но имеют и общетеоретический интерес для понимания процессов изменения и превращения руд, устойчивости тех или иных минеральных комплексов. Отдельные черты превращений минеральных агрегатов, отмеченных на Синанче, мы наблюдаем и в других месторождениях. Так, часто устанавливаются явления собирательной перекристаллизации сфалеритовых руд коллоидного происхождения (Этыка, Смирновское), нередко можно наблюдать перекристаллизацию колломорфного касситерита по трещинкам (месторождения Чаунского района), не говоря о других примерах раскристаллизации и перекристаллизации коллоидных образований с почти полным уничтожением первичных колломорфных структур.

Судя по этим данным, можно думать, что коллоидные растворы играют значительно бóльшую роль в генезисе рудных месторождений, но уцелели колломорфные образования главным образом в молодых месторождениях, где они еще не претерпели полной перекристаллизации с течением времени. Местами же, например на Тетюхе, в третичных месторождениях еще до наших дней сохранились «живые» минеральные гели, которые являются уже бесспорными свидетелями существования здесь коллоидных растворов.

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 вызвать 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 ритмично-полосчатыми жилами приводят к выводу о возникновении их в результате ритмичного отложения полос различного минерального состава из сложного геля, единовременно заполнив-

шего трещину. Возможно, что не только отложение, но и перенос рудообразующих элементов мог совершаться в виде плотных высококонцентрированных коллоидных растворов.

Процесс раскристаллизации гелей может протекать длительно, как показывает пример Тетюхе, вплоть до наших дней. Всякое изменение условий ускоряет раскристаллизацию гелей. Так, на Синанче начало каждой последующей все более высокотемпературной стадии вызывало раскристаллизацию гелевых масс, отложенных в стадию предыдущую.

Интересны структуры, возникающие при раскристаллизации смешанных коллоидов — обычно это равномернозернистые тонкие смеси главных рудообразующих минералов; подчиненные же и мало распространенные минералы обычно образуют своеобразные межзерновые венчики или цепочки зерен по периферии зерен минералов преобладающих.

Изучение соотношения минералов в колломорфных рудах Синанчи, Сталинского, Сохондинского, Смирновского и других месторождений приводит к выводу, что обычные «формально-логические» критерии установления относительного «возраста» минералов для руд коллоидного происхождения часто неприемлемы. 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 многократными повторными генерациями 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.

Иногда происходит повторное чередование колломорфных или криптокристаллических и явнокристаллических образований. Так, чередование во времени колломорфного и кристаллического касситерита отмечается на Хрустальном месторождении, в месторождениях Чаунского района. В первом случае это чередование можно объяснить повторным поступлением коллоидных растворов, сменяющихся каждый раз растворами молекулярными, возникающими в процессе дегидратации геля. Повторное же появление колломорфного касситерита в Чаунских месторождениях Г. Л. Вазбуцкий (1941) связывает «со вспышками резкого понижения давления в момент оживления трещиноватости».

Наконец, в некоторых случаях развитие криптокристаллических и крупнокристаллических агрегатов протекает параллельно; в этом отношении интересен пример турмалиновых прожилков Шерловогорского штокверка с криптокристаллическим турмалином в осевой части и нарастающими на него кристаллами, развивающимися метасоматически. Очевидно в открытой трещинке наступило быстрое пересыщение растворов, в сторону же от нее в боковые породы проникали растворы, уже менее концентрированные.

При характеристике руд коллоидного происхождения следует еще раз подчеркнуть значение химической близости элементов в процессе обособления их из сложного раствора. В этом отношении особенно показательна ассоциация мышьяка и висмута в арсенопиритово-висмутовых агрегатах. При этом объединяются два резко отличных по температуре кристаллизации минерала — самый ранний сульфид — арсенопирит и самый поздний рудный минерал — низкоплавкий висмут; очевидно в арсенопиритовых кристаллах висмут долго, возможно вплоть до последних стадий рудного процесса, сохранился в виде геля. Ассоциацию висмута с арсенопиритом, отмеченную в Сохондо, на Сталинском месторождении, в контактовых месторождениях Рудных гор и т. д., можно объяснить образованием смешанных соединений или изоморфной примесью висмута, который затем при раскристаллизации геля выделяется в качестве самостоятельного минерала — висмута самородного или, в случае наличия серы, висмутина.

Столь же характерна ассоциация железосодержащих сульфидов — пирротина — сфалерита — халькопирита — станнина. Эти минералы объединяются не только наличием общего элемента — железа, но и близостью структуры, определяющей широкое развитие в них твердых растворов. Наконец, обычно совместно обособляются свинцовые и серебряные минералы — галенит и сульфоантимониты свинца и серебра. Присутствие в галените серебра не всегда можно объяснить включениями серебросодержащих минералов. Иногда даже при самых больших увеличениях никаких включений в галените не устанавливается и тем не менее анализы показывают высокое содержание в нем серебра. Может быть серебро в этих случаях образует в галените твердый «раствор» (Сталинское месторождение).

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. Так, после галенита и сфалерита выделяется арсенопирит в Синанче и на Киссинке; после сфалерита он кристаллизуется в Сталинском месторождении. Может быть на порядок выделения минералов влияет и относительная концентрация слагающих их элементов. Например, в месторождениях свинцово-цинкового ряда — Синанча, Киссинка — мышьяк уже играет ничтожную роль, возможно именно потому он и образует минералы в последнюю очередь. Влияние концентрации особенно заметно на времени выделения медных минералов — там, где медь присутствует в большом количестве, развивается ранний халькопирит (Корнуолл, Япония), в большинстве же касситеритово-сульфидных месторождений меди очень мало и ее минералы — халькопирит, тетраэдрит — выделяются в самом конце рудного процесса.

Переменное положение занимают в рудах сфалерит и галенит. Как известно, сфалерит в гидротермальных месторождениях обычно выделяется раньше галенита. Однако в рудах коллоидного происхождения иногда устанавливаются и обратные соотношения (Синанча, Таборное месторождение).

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 между собой месторождения. Даже при одинаковом составе рудообразующих элементов будут возникать месторождения, различные как по форме, так и в минералогическом отношении, поскольку на характер минерализации влияет и состав вмещающих пород (см. минерализация в известняках и силикатных породах), и структурные особенности рудных участков, и особенности тектонического режима рудопроводящих каналов и рудовмещающих трещин. Даже в пределах одного месторождения на разных его участках мы встречаем различные рудообразования — вспомним Тарбальджей с его пневматолитовыми кварцево-топазовыми оловоносными прожилками в трещиноватых филлитах и массивными гидротермальными хлоритовыми рудами в пластичных сланцах, вспомним различия рудных тел Хапчеранги — массивные сульфидные жилы в открытых трещинах, метасоматические хлоритовые руды в зонах дробления среди глинистых сланцев и, наконец, кварцево-карбонатно-касситеритовые прожилки в зонах параллельной трещиноватости, примыкающих к поперечным разломам в песчанико-сланцевой толще. В этом случае на небольшом протяжении одного и того же разлома одновременно развиваются разные в морфологическом и минералогическом отношении рудные тела, причем различия характера оруденения определяются различными структурными особенностями отдельных звеньев рудного разлома. Они зависят в свою очередь и от механических свойств пород и от проявления тех или иных нарушений в них.

Наконец, в Хапчеранге ясно устанавливается и значение тектонического режима рудовмещающих трещин в формировании жильного выполнения: жилы, заполненные единовременно и не испытавшие продольных разрывов, характеризуются более простым составом, они содержат минералы какой-либо одной стадии рудного процесса (арсенопиритовые жилы Восточная и Водораздельная), и в то же время жилы, испытавшие неоднократные повторные разрывы, характеризуются сложным комплексом минералов и наложением рудопроявлений различных стадий. Таким образом, состав жилы во многом зависит и от времени открытия и замыкания трещин. Та же зависимость состава от режима трещинообразования отмечается и С. С. Смирновым для Бургавли (1941). Эти примеры разобщения различных ассоциаций в пределах разновременных трещин дают дополнительный материал для подтверждения теории «пульсации», выдвинутой в свое время Смирновым (1937). Следует только отметить, что эта теория не должна противопоставляться теории зональности, она ее лишь дополняет и существенно корректирует. В частности, и на Хапчеранге явления пульсирующего рудоотложения, обусловленные повторными моментами разрывов, развиваются на фоне зонального распределения рудообразующих элементов с появлением наиболее низкотемпературных галенитово-сфалеритовых месторождений в наибольшем удалении от выхода гранит-порфиров.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основная задача работы была в том, чтобы показать, что касситеритово-сульфидные месторождения представляют вполне определенную генетическую группу или особую «линию» оловорудного процесса; появление их находит объяснение в геохимической природе 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.

Напомним основные выводы об условиях развития касситеритово-сульфидных месторождений. Анализ геологических особенностей отечественных и зарубежных оловорудных районов позволяет выявить определенные закономерности пространственного расположения касситеритово-сульфидных месторождений. Оказывается, что последние возникают там, где нарушается нормальная последовательная дифференциация рудоносных интрузивов. При этом не происходит 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 «мало дифференцированных» сложных растворов, содержащих серу вместе с железом, мышьяком, медью, цинком, свинцом и отлагается совместно с этими металлами в составе касситеритово-сульфидных или сульфидно-железистых месторождений. Подобное «нарушение» спокойной, последовательной дифференциации обычно обусловливается образованием разломов, сообщающих интрузивный бассейн с поверхностью в ранние стадии развития интрузии.

В то же время извлечение из магмы железа, обусловливающее 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.

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 (Боливия, Яна-Адычанский район, Западная Тасмания), или там, где деформации затрагивают жесткие древние массивы (Хинган). Далее, касситеритово-сульфидные месторождения неизменно возникают там, где оловоносные интрузии контактируют с известняками (Китай, округ Кинта в Малайе,

Приаргунский район в Забайкалье). 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 (Колыма, Чаунский район, Корнуолл).

Переходы к касситеритово-кварцевым месторождениям, точно так же как и обособление кварцево-касситеритовых руд от сульфидных в месторождениях касситеритово-сульфидной формации, объясняются двойственной геохимической природой олова — элемента, который в зависимости от условий может проявлять себя то как халькофильный, то как литофильный элемент.

Относительно слабое сродство олова к сере находит отражение и в геохимических особенностях большей части наиболее высокотемпературных касситеритово-сульфидных проявлений железистого ряда. В отличие от рудопроявлений других цветных металлов — меди, цинка, свинца — это в большинстве месторождения «недосыщенные» серой; они содержат пирротин чаще, чем пирит, а иногда получают развитие и «малосульфидные» касситеритово-магнетитовые и касситеритово-хлоритовые руды. Роль серы возрастает лишь в наиболее низкотемпературных месторождениях свинцово-цинкового ряда. Последние располагаются на значительном удалении от интрузии — очевидно перенос олова вместе с другими металлами на большие расстояния от магматических источников объясняется растворимостью его сульфидных соединений. Эти месторождения, в основном представляющие образования малых глубин, сохранились в молодых складчатых областях, наименее затронутых эрозией — в третичной зоне Приморья, Боливии.

Не повторяя другие особенности генезиса касситеритово-сульфидных месторождений, которые детально были освещены в различных разделах и особенно в начале этого последнего раздела работы, отметим, что касситеритово-сульфидная формация объединяет рудопроявления различной температуры. Месторождения можно расположить в единый генетический ряд, в котором отдельные типы отвечают последовательным стадиям рудного процесса. Таким путем мы подходим к генетической классификации касситеритово-сульфидных месторождений. Повторяю, что искусственные рамки классификации месторождений вовсе не должны застилать своеобразные черты отдельных месторождений. Отмечая общее, отвлекаясь от деталей, чтобы лучше понять основные черты развития, выявляя единство в многообразии, мы должны всегда сохранять яркое представление и о конкретных особенностях отдельных месторождений.

Поскольку неповторимы сочетания геологических условий, то неповторимы и рудные проявления и при общих моментах сходства они всегда имеют свои специфические черты. Именно в поисках причин этих отличий, путем анализа геологической обстановки рудных участков, лежат пути детального познания генезиса рудных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев А. А., Амирасланов А. А. Геология и структура Хапчерангинского рудного поля. Пробл. сов. геологии, 1938, т. VIII, № 4.

Алявдин Б. Ф. и Бетехтин А. Г. Галенит. Минералы СССР, т. II, 1940.

Андрианов А. В. Рудные месторождения Чаунского района. Сб. «Геология и минералогия Чаунского района». Тр. Горно-геол. упр., 1941, т. 9.

Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, М.—Л., 1941.

Атласов И. В. Геологические исследования в Верхне-Ононском золоторудном районе в 1929 г. Тр. ЦНИГРИ, 1935, вып. 42.

Батурин Н. П. Геологическое строение бассейна р. Иман. Госгеолиздат, М., 1941.

Берштейн П. С. Материалы к петрологии гранитоидов Сихотэ-Алиня. Дальгеолтрест, 1936, вып. 59.

Бетехтин А. Г. Некоторые данные по серебро-свинцовому месторождению Талды-Булак в Семиречье. Изв. ГГРУ, 1931, вып. 28.

Билибин Ю. А. О некоторых чертах металлогении золота. Зап. Всер. Мин. об-ва, 2-я серия, 1947.

Болдырев А. К. и Луи Я. А. Разведка коренных месторождений вольфрама, олова, висмута и бериллия на Шерловой горе (Восточное Забайкалье). Горн. журн., 1929, № 8—9.

Болдырева А. М. Зависимость морфологических, физических и химических свойств касситерита от его генезиса. Тр. ИГН АН СССР, 1941, вып. 54.

Вазбуцкий Г. Л. Касситеритовые жилы с гематитом и магнетитом из района Чаунской губы. Сб. «Геология и минералогия Чаунского района». Тр. Горно-геол. упр., 1941, т. 9.

Вазбуцкий Г. Л. Результаты геолого-разведочных работ на Хапчерангинском олово-свинцовом месторождении в 1928 и 1929 гг. (Ю. Забайкалье). Изв. ГГРУ, 1931, т. 50, вып. 21.

Вазбуцкий Г. Л. Хапчерангинское месторождение олова. Тр. IV конф. цветн. мет., вып. V, 1932.

Вазбуцкий Г. Л. Характерные особенности касситерита из месторождений Чаунского района. Тр. Горно-геол. упр., 1941, т. 9.

Валицкая И. С. Некоторые данные по тектонике Восточного Забайкалья. Сборник ВСГУ «Недра Востока Сибири», Иркутск, 1940.

Варданянц Л. А. Опыт металлогенической характеристики Центрального Кавказа. Тр. Гл. геол.-разв. упр., 1930, вып. 22.

Воларович Г. П. К проблеме редких и малых металлов Сихотэ-Алиня. Тр. Дальне-Вост. геол. треста, 1935, вып. 63.

Воларович Г. П. К палеогеографии мезозоя южной части Дальнего Востока. Изв. АН СССР, сер. геол., 1944, № 3.

Воларович Г. П. Основные фазы складчатости Дальневосточного края. Международный геологический конгресс. Тр. XVII сессии, 1937, т. II, М., 1939.

Вронский Б. И. и Островский И. А. Черный бипирамидальный касситерит из месторождения Кестер в бассейне р. Яны. Зап. Мин. общ., 1945, № 2.

Герасимов А. П. Геологические исследования в Центральном Забайкалье. Геол. иссл. и разв. работы по линии Сибирской ж. д., вып. 23. СПб., 1910.

Готман Я. Д. К вопросу об оловоносных интрузиях Приморья. Изв. Акад. Наук, СССР, сер. геол., 1943, № 6.

Готман Я. Д. Типоморфные особенности касситерита оловорудных месторождений СССР. Тр. ИГН АН СССР, 1941, вып. 46.

Готман Я. Д. Некоторые аномалии свойств касситерита. ДАН СССР, новая серия, 1939, 23, № 5.
Григорьев И. Ф. О характерных признаках оловоносных гранитов в районе Ононского, Ималкинского, Зун-Ундурского оловянных месторождений Восточного Забайкалья и сравнение их с оловоносными гранитами других районов СССР. Тр. МГРИ, 1940, т. XX.
Деньгин Ю. Н. Геологические исследования в бассейне среднего течения р. Чикой. Мат. общ. прикл. геол., 1929.
Деньгин Ю. Н. Геологические исследования в Восточном Забайкалье в 1927 г. (предв. отчет). Тр. ГГРУ, 1931, вып. 37.
Дели Р. А. Изверженные породы и глубины земли. Л.—М., 1936.
Ерофеев Б. Н. Краткий геологический очерк Чукотского национального округа. Мат. по геол. и полезн. ископаемым северо-востока СССР, 1946, вып. 1.
Заварицкий А. Н. Гора Магнитная и ее месторождения железистых руд. Тр. Геол. ком., 1922.
Заварицкий А. Н. О генезисе колчеданных месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., 1943, № 3.
Иванов Б. А. Новые данные о геологическом строении Восточного Забайкалья. Сов. геология, 1940, № 10.
Ивантишин М. Н. и Колобов Н. Б. Микроскопическое исследование оловянно-полиметаллических руд Б. Синанчи. Вестн. ДФАН СССР, 1937, № 25.
Ивашенцов А. Г. Майхуринское оловянно-вольфрамовое месторождение. Сов. геология, 1941, № 5.
Катушенок И. И. и Нагибина М. С. Геологическое строение района верхнего течения реки Урюмкан (Восточное Забайкалье). Очерки по геологии Сибири, 1945, вып. 13.
Кобаяши Т. Мезозойские орогенические и эпейрогенические движения на Японских островах. Международный геологический конгресс. Тр. XVII сессии, 1937, т. II. М., 1939.
Козеренко В. Н. и Лазько Е. М. К вопросу о наличии альпийских интрузий в Приаргунье (Восточное Забайкалье). ДАН СССР, 1947, т. 58, № 9.
Константинов Г. М. Рудные месторождения Верхнебуреинского района. Сов. геология, 1940, № 7.
Коржинский Д. С. Образование контактовых месторождений. Изв. АН СССР, 1945, № 3.
Коржинский Д. С. Понятие о геохимической подвижности элементов. Зап. Мин. общ., 1942, вторая серия, часть 71, вып. 3—4.
Криштафович А. Н. Краткий очерк орографии тектоники и стратиграфии ДВК и связи с ними полезных ископаемых. Мат. по геол. ДВК, 1938, вып. 1.
Кропоткин П. Н. и Шаталов Е. Т. Очерк геологии Северо-Востока СССР. Мат. по изуч. Охотско-Колымского края, сер. геол. и геоморфологич., 1936, вып. 3.
Кропоткин П. Н. и Салун С. А. Новые данные по стратиграфии верхнего палеозоя Юго-Восточного Приморья. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 2.
Лазарев А. З. Главнейшие этапы развития складчатой структуры южной половины Дальневосточного края. Междунар. геол. конгресс, Тр. XVII сессии, 1937, т. II, М., 1939, вып. 82, сер. рудн. месторождений (№ 8).
Левицкий О. Д. Генетическая классификация оловорудных месторождений. Тр. ИГН АН СССР, 1947.
Левицкий О. Д. Месторождения касситеритово-кварцевой формации. Тр. ИГН АН СССР, 1947, вып. 82, сер. рудн. месторождений (№ 8).
Левицкий О. Д. Геолого-петрографический очерк Шерловой горы. На геол. фронте Вост. Сибири, 1932, вып. 1.
Левицкий О. Д. Вольфрамовые месторождения Восточного Забайкалья. Месторождения редких и малых металлов СССР, изд. АН СССР, М.—Л., 1939, т. II.
Леонтович А. А. Объяснительная записка к геологической карте Приморского края и южной части Хабаровского края, м. 1 : 1 500 000, 1947. Изд. геол. литературы Мин. Геологии СССР.
Лисовский А. Л. [Геологическая съемка в Акшинском районе Читинского округа] Мат. по геологии и полезным ископаемым Вост. Сибири, 1930, № 1.
Лучицкий И. В. О структурах Центрального Забайкалья. Сов. геология, № 1, 1940.
Лучицкий И. В. Материалы по стратиграфии и тектонике Центрального Забайкалья. Изв. АН СССР, сер. геол. 1941, № 1.
Макеров Я. А. Геологический очерк месторождений золота в Амурском бассейне. Изв. Вост.-Сиб. отдела Русского геогр. общ., т. XX, № 3, 1889.
Максимов Б. А. Геологический очерк района гольца Сохондо. Мат. по геологии и полезным ископаемым Вост. Сибири, 1935, вып. 9.

Маслов В. П. и Зиновкин А. Д. Геологический очерк бассейна р. Даи и юго-восточного склона Борщевочного хребта. Очерки по геологии Сибири, 1940, вып. 12.
Материков М. П. Сталинское оловянно-полиметаллическое месторождение. Сов. геология, 1947, № 26.
Нагибина М. С. Вулканогенный комплекс гольцов Сохондо. Вестн. Мос. гос. унив., 1947, № 2.
Нагибина М. С. К вопросу о стратиграфии и возрасте континентальных верхнемезозойских отложений Забайкалья Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 1.
Нагибина М. С. К вопросу о тектонике верхнемезозойских впадин Забайкалья. Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 4.
Нагибина М. С. и Лучицкий И. В. О структурном расчленении Забайкалья. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 2.
Нехорошев В. А. Зоны смятия и зональность оруденения Алтая. Пробл. сов. геологии, 1938, № 3.
Николаев В. А. О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня. Зап. Всерос. Мин. общ., 1933, ч. 62, вып. 2.
Никольский А. П. Геолого-минералогический очерк Чукотки. Пробл. Арктики, 1939, № 3.
Никольский А. П. О генезисе оловоносной магмы. Сов. геология, 1941, № 4.
Обручев В. А., Герасимов А. П. и Гедройц А. Э. Геологические исследования и разведки в Забайкальской области в 1895—1898 гг. Геол. иссл. и разв. работы по линии Сибирской ж. д., вып. XIX. СПб., 1899.
Обручев В. А. Геология Сибири, т. I, II, III. Изд. АН СССР, М.—Л., 1935—1938.
Обручев В. А. Евграфовское золоторудное месторождение и соседние с ним в бассейне р. Онона (в Восточном Забайкалье). Мат. по геологии России. Л., 1929, т. XXVI, вып. 2.
Обручев С. В. Очерки тектоники северо-востока Азии. Академику В. А. Обручеву М.—Л., 1938, т. I.
Павловский Е. В. и Лучицкий И. В. Геолого-петрографический очерк Газимуро-Заводского района. Очерки по геологии Сибири, Изд. АН СССР, М.—Л., 1940, вып. 10.
Падалка Г. Л. Металлоносность Северо-Восточной Якутии. Изв. АН СССР, сер. геол., 1939, № 6.
Пилипенко П. П. Скарны и оруденение. Тр. МГРИ, 1939, т. XIII.
Рабкин М. И., Тихомиров Н. И., Никольский А. П., Головачев Ф. А., Андрианов А. В. Геология и полезные ископаемые Чукотского национального округа. Тр. Аркт. инст., 1938, 104.
Радкевич Е. А. Месторождения касситеритово-сульфидной формации. Тр. ИГН АН СССР, 1947.
Радкевич Е. А. Оловорудные месторождения СССР. Тр. ИГН, АН СССР, 1947.
Радкевич Е. А. Метаморфизм руд Синанчи. Изв. АН СССР, сер. геол. 1948, № 3.
Радкевич Е. А. и Витушкина А. И. Тарбальджейское оловорудное месторождение. Тр. ИГН АН СССР, 1941, вып. 41.
Русаков М. П., Радугина Л. В. и Розина Б. Б. Касситерит в полиметаллических месторождениях Тетюхинского района ДВК. Пробл. сов. геологии, № 7, 1935.
Смирнов С. С. Находка оловянного камня в свинцово-цинковых рудах Смирновского месторождения. Вестн. Геол. ком., 1927, № 3.
Смирнов С. С. Свинцовое месторождение по Большой Капчеранге и вновь открытое оловянное по Малой Капчеранге. Вестн. Геол. ком. 1928, № 5.
Смирнов С. С. Полиметаллические месторождения Восточного Забайкалья. Тр. ВГРО, 1933, вып. 327.
Смирнов С. С. О концентрации бора в Северо-Восточной рудной провинции. ДАН СССР, 1944, т. 45, № 1.
Смирнов С. С. К металлогении Восточного Забайкалья. Тр. I Вост. Сиб. краев. научно-исслед. съезда, секция геол., 1932, вып. 1.
Смирнов С. С. Металлогения Западного Верхоянья. Пробл. сов. геологии, 1934, № 4.
Смирнов С. С. Зона окисления оловорудных месторождений. Тр. ИГН АН СССР, 1947, вып. 82, сер. рудн. месторождений (№ 8).
Смирнов С. С. Металлогения Западного Верхоянья. Пробл. сов. геологии, 1935, № 4.
Смирнов С. С. Некоторые замечания о сульфидно-касситеритовых месторождениях. Изв. АН СССР, сер. геол. 1937, № 5.
Смирнов С. С., Дубовик М. М., Епифанов П. П., Муромцев А. И. и Розенцвит А. О. Минералогический очерк Яна-Адычанского района. Тр. ИГН АН СССР, сер. мин., 1941, № 9.

Смирнов С. С. Об олово-вольфрамовом оруденении Востока СССР. Изв. АН СССР, сер. геол., 1945, № 6.
Смирнов С. С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. Госгеолиздат, 1944.
Смирнов С. С. Схема металлогении Восточного Забайкалья. Пробл. сов. геологии, 1936, № 10.
Смирнов С. С. Тихоокеанский рудный пояс в пределах СССР. Природа, 1946, № 2.
Смирнов С. С. О Тихоокеанском рудном поясе. Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 2.
Смирнов С. С. Новые зарубежные рудные месторождения. Изв. АН СССР, сер. геол., 1947, № 2.
Смирнов С. С. К вопросу о зональности рудных месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., 1937, № 6.
Смирнов С. С. и Цареградский В. А. Северо-Восток Азии и его металлогения и оловоносность. Изв. АН СССР, сер. геол., 1937, № 5.
Соколов Д. С. Геологический очерк верхней части бассейна рр. Или и Туры. Мат. по геологии и полезным ископаемым. Вост. Сибири, 1935, вып. IX.
Стальнов Г. И. Полезные ископаемые Забайкалья. Мат. по геол. и пол. иск. Дальнего Востока, Владивосток, 1923, № 27.
Степанов. О рудных месторождениях золота в Забайкальском горном округе. Вестник золотопромышленности, 1893, № 12 и 14.
Теремецкая А. Г. Химико-минералогическое исследование Хапчерангинского месторождения. Тр. Всесоюзн. н.-иссл. инст. минер. сырья, 1939, вып. 140.
Трофимов В. С. О классификации месторождений олова касситеритово-сульфидной формации. Сов. геология, 1938, т. 8, № 12.
Фаворская М. А. О геологическом положении верхнемезозойских и кайнозойских магматических образований на территории Южного Приморья. Изв. АН СССР, сер. геол., 1949, № 1.
Фаворская М. А. Некоторые особенности локализации верхнемезозойских магматических образований на территории Южного Приморья. Изв. АН СССР, 1948, № 4.
Ферсман А. Е. Геохимия, т. IV, Гос. научн. техн. изд., Л., 1939.
Ферсман А. Е. Пегматиты, т. I, Изд. АН СССР, М.—Л., 1940.
Фридман С. А. и Черепнов А. А. Светящиеся составы постоянного и временного действия. Изд. АН СССР, М.—Л., 1945.
Херасков Н. П. Геология Буреинского бассейна, М.—Л., 1939.
Холмов Г. В. Результаты минералого-петрографической съемки Шерловогорского вольфрамового месторождения (Забайкалье) летом 1928 г. Изв. Геол. ком., 1929, 48, № 10.
Ченцов И. Г. Ималкинское месторождение касситерита. Тр. ИГН АН СССР 1941, вып. 59.
Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд. АН СССР, Л.—М., 1936.
Шаталов Е. Т. Интрузивные породы Охотско-Колымского края. ОНТИ, НКТП, Л.—М., 1937, вып. 8.
Шипулин Ф. К. Третичные гранитоиды Южного Приморья и некоторые данные об их металлогении. Изв. АН СССР, сер. геол., 1950, № 5.
Щербаков Д. И. Генетические типы оловорудных проявлений Средней Азии. В кн. «Научные итоги Т. П. Э.» М.—Л., 1936.
Щербина В. В. Геохимия олова. Тр. ИГН АН СССР, 1947.
Юдичев М. М. Геологическое строение района Буурдинского полиметаллического месторождения в Киргизском хребте. Сов. геология, 1939, № 10—11.
Юшко С. А. Изучение явлений динамометаморфизма в сульфидных рудах. Тр. ИГН АН СССР, 1940, вып. 19.
Юшко С. А. Явления двойникования в рудных минералах как результат динамометаморфизма. Тр. ИГН АН СССР, 1941, вып. 41.
Ahlfeld F. Neue Beobachtungen am Cerro von Potosi. Z. Prakt. Geol., 1935, v. 43, S. 167.
Ahlfeld F. The Bolivian tin belt. Econ. Geol., 1936, v. 31, № 1, p. 48.
Ahlfeld F. The tin deposits of Llallague, Bolivia. Econ. Geol., 1936, v. 31, № 2, p. 219.
Ahlfeld F. und Muñoz Reyes. Die Bodenschätze Boliviens. Berlin, 1939.
Allen E. T. and Grenshaw J. L. The sulphides of zinc, cadmium and mercury. Am. Journ. Sci., 1912, v. 24, № 4, p. 34.
Brown J. Ch. Lagerstättliche und erzmikroskopische Untersuchung der Zinnerzgänge der East-Pool Mine dei Redruth in Cornwall. N. Jb. Min. Geol. Paläont., 1934, B., Bd. 68, Abt. A, S. 298.
Cissarz A. Übergangslagerstätten inerhalb der intrusivmagmatischen Abfolge. N. Jb. Min. Geol. Paläont., 1928, B. Bd. 56, A, S. 185.
Dalmer K. Der Altenberg-Graupener Zinnerzlagerstättendistrict. Z. Prakt. Geol., 1894, S. 313.

David Edgeworth T. W. Explantory notes to accompany a new geological map of the Commonwealth of Australia, 1932, Sydney.
Dewey H. G. The mineral zones of Cornwall. Proc. Geol. Ass. London, 1925, v. 36, № 2, p. 107.
Foschag W. F. and Fries C. Tin deposits of the Republic of Mexico. Geol. Surv. Bull., 1942, № 935-C.
Hartwell Conder M. A. The tin field of the North Dundas. Tasm. Dep. of Mines Geol. Surv. Bull., 1918, № 26.
Hsu, Ke-Chin. Tungsten deposits of Southern Kiangsi, China. Econ. Geol., 1943, v. 38, № 6, p. 431.
Jaskolski S. Les gisements argento-stannifères de Potosi en Bolivie. Arch. Min., Warschau, 1933, v. 9, S. 47.
Jaskolski S. et Kozlowski R. Les gisements argento-stannifères de Chocaya en Bolivie. Arch. Min. Warschau, 1935, v. 11, p. 25.
Kato T. The Jkuno-Akenobe metallogenetic province. Jap. Journ. Geol. a. Geogr., 1927, v. 5, № 3, p. 121.
Kato T. Some characteristic features of the ore deposits of Japan, related genetically to the late tertiary volcanic activity. Jap. Journ. Geol. a. Geogr., 1928, v. 6, № 1, 2, p. 31.
Knopf A. Geology of the Seward peninsula tin deposits, Alaska. U. S. Geol. Surv. Bull., 1908, № 358.
Kossmat F. Uebersicht der Geologie von Sachsen. Leipzig, 1925.
Lindgren W. Replacement in the Tin-bearing veins of Caracoles, Bolivia. Econ. Geol., 1926, v. 21, № 2, p. 135.
Mac Alister D. A. Geological aspect of the lodes of Cornwall. Econ. Geol., 1908, v. 3, № 5, p. 363.
Mac Donald D. P. Cassiterite deposits of Leeuwpoort, Transwaal. Trans. Geol. Soc. S. Afr., 1913, v. 16.
Mac Keown M. R. The Torrington tin field. Chem. Eng. Min Rev., 1936, v. 28, p. 425.
Meng H. M. Tin deposits of China. Bull. Geol. Soc. China, 1937, v. 17, № 3—4, p. 439.
Puffe E. Die Minerallagerstätten des Südwestlichen Vogtlandes, ein Beitrag zur Kenntnis von Uebergangslagerstätten. N. Jb. Min. Geol. Paläont., 1938, B. Bd. 74, A, H. 3, S. 333.
Ramdohr P. Ein Zinnerzvorkommen im Marmor bei Arandis, Deutsch-Südwestafrika. N. Jb. Min. Geol. Paläont., 1936, B. Bd. 70, A. S. 1.
Reh H. Beitrag zur Kenntnis der erzgebirgischen Erzlager. N. Jb. Min. Geol. Paläont., 1932, B. Bd. 65, A, S. 1.
Scrivenore J. B. The geology of Malayan ore deposits. London, 1928.
Thamm N. Die Zinnerzvorkommen und der Zinnbergbau Afrikas. Mitteilungen der Gruppe Deutscher Kolonialwirtschaft Unternehmungen. Berlin, 1943.
Turneaure F. S. The tin deposits of Llallagua, Bolivia. Econ. Geol., 1935, № 1, p. 14; № 2, p. 170.
Turneaure F. S. and Gibson R. Tin deposits of Carguaicollo, Bolivia. Am. Journ. of Sci., Daly volume, 1945, 243-A.
Twelvetrees W. H. and Ward L. Keith. The ore bodies of the Zeehan field. Tasm. Dep. of Mines Geol. Surv. Bull., 1910, № 8.
Wagher P. A. The Mutue Fides-Stavoren tin-fields. U. of S. Afr. Geol. Surv., Mem. 1921, № 16.
Wang C. C. and Hsiung Y. H. The cassiterite-arsenopirite pipes in Southern Hunan, China. Bull. Geol. Surv. of China, 1935, № 26, p. 75.
Weston-Dunn J. A. The Economic geology of Mount Bischoff tin deposits. Econ. Geol., 1922, v. 17, № 3.
Weston-Dunn J. A. Some relations between metalcontent, lode filling and country rock. Econ. Geol., 1923, v. 18, № 5, p. 443.
Willbourn E. S. The Beatrice Mine Selebine, Fed. Malay States. Min. Mag., 1931, v. 45, dec.; 1932, v. 46, jan.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ РУКОПИСНЫХ И ФОНДОВЫХ МАТЕРИАЛОВ

Баранов А. В. и Корень В. Г. Отчет о результатах геолого-съемочных работ в районе нижнего течения Кинцухе и левобережья р. Тадуши, 1945, 1946.
Богданович В. Л. Окончательный отчет Ванчинской геолого-разведочной партии по работам 1937—1938 гг.
Бурдюгов И. С. Белогорское и Першинское железорудные месторождения Ольгинского района Приморского края, 1945.

Вазбуцкий Г. Л. Полевой отчет о результатах геолого-поисковых и поисково-разведочных работ на восточном склоне Даурского хребта в Кыринском районе Восточно-Сибирского края в 1932 г.
Вазбуцкий Г. Л. Улурийский трубчатый пегматит с касситеритом, 1935.
Валицкая И. С. и Иванова Т. С. Геология верховьев р. Былыры и части Даурского хребта. Отчет за 1938 г.
Валицкая И. С. Окончательный отчет Тарбальджейской геолого-съемочной партии за 1938 год.
Воларович Г. П. Геология и рудные месторождения Ольгинского района ДВК, 1932.
Воларович Г. П. Результаты работы Сихотэ-Алинской партии АН СССР, 1936.
Воларович Г. П. Геологические исследования в Тетюхинском районе летом 1938 г.
Галайдин А. Я. Отчет о работах на Синанчинском месторождении за 1938 г.
Говоров И. Н. Некоторые вопросы минералогии Ярославского оловорудного и Вознесенского флюоритового месторождения Приханкайского р-на, 1950.
Желдаков М. Е. Объяснительная записка к подсчету запасов олово-полиметаллического месторождения Б. Синанча, по состоянию на 1 июля 1947 г.
Домарев В. С. и Борковский П. М. Рекогносцировочные опробовательские обследования на олово полиметаллических месторождений Ольгинского района ДВК, 1936.
Ивлиев Д. И. Геологическая карта золотоносного пояса Любавинского района (фонды приисковой конторы), 1937.
Игнатьев С. Т. Предварительный отчет о работах Водопадной партии в Тернейском районе ДВК, 1936.
Игнатьев С. Т. Геолого-разведочный отчет с подсчетом запасов руды и металлов по Сталинскому оловянно-полиметаллическому месторождению по состоянию на 1 января 1942 г.
Иициксон М. И. Геология и минералогия оловорудных месторождений Малого Хингана.
Куликов Ю. А. и Соловьева Л. П. Отчет о работах Курулгинского поисково-разведочного отряда за 1939 г.
Левицкий О. Д. Отчет Чикойского отряда Забайкальской бригады АН СССР за 1938 г.
Левицкий О. Д. Отчет Этыкинского отряда АН СССР за 1939 г.
Логинов Н. Ф. Отчет о работах Кыринского поисково-разведочного отряда за 1938 г.
Луненок П. Е. Рудоносные интрузии Чикойского района. 1941.
Луненок П. Е. и Дербина А. Е. Геологическое строение и полезные ископаемые района бассейна рек Кыры и Былыры. 1939.
Луненок П. Е. Геологический очерк района среднего течения р. Чикой за 1946 г.
Материков М. П. Подсчет запасов Ярославского оловорудного месторождения на 1 октября 1950 г.
Материков М. П. Подсчет запасов по Сталинскому оловянно-полиметаллическому месторождению, 1945.
Мельников Г. А. Геология, структура и минералогия Хапчерангинского месторождения олова. Отчет по работам 1946 г.
Налетов П. И. и Бессолицын Е. П. Геологический очерк системы Жергая и района среднего течения р. Чикой. 1938.
Радкевич Е. А. и Витушкина А. И. Отчет о работе на Тарбальджейском оловянном месторождении за 1937 г.
Радкевич Е. А. и Нагибина М. С. Отчет о работе Сохондинского отряда АН СССР за 1938 г.
Радкевич Е. А. О зонах хлоритизации и ороговикования Тарбальджейского месторождения. 1938.
Радкевич Е. А. и Горжевский Д. И. Отчет о работах на Сталинском и Синанчинском месторождениях, 1940.
Радкевич Е. А. Новые данные по Сталинскому и Синанчинскому месторождениям, 1941.
Руб М. Г. Промежуточный отчет за 1950 г. Домеловые гранитоиды южного Приморья. 1951.
Сергиевский В. И., Ульянов Н. Н., Павлов Н. М., Хейфец И. и Рабинович А. В. Геологическое описание окрестностей рудника Хапчеранга за 1935 г.
Сулоев А. И., Теремецкая А. Г. и др. Отчет о работе на Харатуйском месторождении за 1940 г.
Теремецкая А. Г. Минералогия Лифудзинской группы месторождений, 1946.
Теремецкая А. Г. Минералогия и генезис Мукуланского месторождения (диссертация), 1947.
Фролов В. В. Отчет о работе Талачинской геолого-поисковой партии за 1937 г.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 3

Часть I

Забайкальская оловорудная провинция и положение в ней касситеритово-сульфидных месторождений 7

Основные черты геологического строения Забайкалья 7

I. Тектоническое строение 10
II. Общая характеристика рудных проявлений 15
III. Оловоносные интрузии 18

Описание оловорудных месторождений Забайкалья 20

I. Основные черты геологического положения и особенности генезиса оловоносных пегматитов 21

II. Месторождения касситеритово-кварцевой формации 23

1. Тип оловоносных грейзенов — Шумиловское месторождение . . . 24
2. Кварцево-топазовый тип — Этыкинское месторождение 25
3. Касситеритово-полевошпатовый тип—Ималкинское месторождение 27
4. Касситеритово-кварцевый тип — Ононское месторождение . . . 28

III. Месторождения касситеритово-сульфидной формации 35

А. Железистый ряд касситеритово-сульфидных месторождений . . 36

1. Месторождения турмалиново-сульфидного типа 36
2. Месторождения хлоритового типа 40

а) Хапчерангинское месторождение 47
б) Тарбальджейское рудное поле 57
в) Сохондинское месторождение 69

Б. Свинцово-цинковый ряд касситеритово-сульфидной формации . . 81

Смирновское месторождение 84

Заключение 89

Часть II

Оловорудная провинция Приморья как область преимущественного развития месторождений касситеритово-сульфидной формации 94

Западная антиклинальная зона 96
Месторождения Вознесенского рудного узла 96

А. Касситеритово-кварцевые месторождения 99

Чапаевское месторождение 99

Б. Касситеритово-сульфидные месторождения 100

а) Ярославское месторождение 100
б) Первомайское месторождение 102
в) Вознесенское флюоритовое месторождение 103

Осиновский рудный узел 105
Месторождения Даубихинской зоны 106

Восточный рудоносный пояс Сихотэ-Алинского синклинория 107
Тектоническая структура рудного пояса 108
Интрузивные породы 110
Общая характеристика рудных месторождений 110

Описание оловорудных месторождений 114

I. Месторождения пегматитовой и касситеритовой кварцевой формации 114

II. Месторождения касситеритово-сульфидной формации 116

А. Месторождения железистого ряда 116

1. Оловоносные магнетитовые скарны 116
2. Хлоритово-сульфидный тип 119
а) Ванчинское месторождение 119
б) Октябрьское рудное поле 121
в) Лифудзинское месторождение 123
г) Хрустальное месторождение 125
д) Сталинское месторождение 130
е) Щербаковское месторождение 140

Б. Свинцово-цинковый ряд касситеритово-сульфидных месторождений 140

а) Синанчинское месторождение 141
б) Киссинское месторождение 187
в) Таборное месторождение 189

Особенности оловорудных месторождений Приморья 189

Часть III

Главнейшие оловорудные провинции мира и положение в них касситеритово-сульфидных месторождений 197

Африка

Трансвааль 201
Оловоносный район Юго-западной Африки 204

Австралия

Область древнего щита 206
Зона каледонской складчатости 207
Варисская оловоносная зона Восточной Австралии 211
Закономерности распределения различных типов оловорудных проявлений на территории Австралии 213

Евразия

Западная Европа 214

Корнуолл 215
Рудные горы 218
Прочие районы 220

Закономерности распределения различных типов месторождений Западной Европы 221
Центральная часть Евразии (Восточная Европа, Западная и Средняя Азия) 222

Балтийский щит 222
Урал 222
Кавказ 223
Средняя Азия 223
Казахстан и Алтайский край 224

Тихоокеанский пояс Азии
Южно-Азиатская провинция 226

Зондские острова 226
Малаккский полуостров 227
Таи 230
Китай 230

Северо-Азиатская часть Тихоокеанского рудного пояса 233
Хингано-Буреинская зона 234
Колымо-Чукотская зона 236
Третичные оловоносные районы Японии 243

Америка

Северная Америка 246

Аляска 246
Британская Колумбия 247
Мексика и Невада 247

Южная Америка 249
Боливия 249

Часть IV

Генетическая классификация касситеритово-сульфидных месторождений . . . 259

I. Месторождения железистого ряда 261

Тип 1. Оловоносные магнетитовые скарны 262

а) Магнетитовые скарны 262
б) Сульфидные скарны 267

Тип 2. Турмалиново-сульфидные месторождения 269

Тип 3. Хлоритово-сульфидные месторождения 274

а) Хлоритовый подтип 279
б) Гематитово-магнетитовый подтип 281
в) Сульфидный подтип 282

II. Месторождения свинцово-цинкового ряда 286

Тип 1. Близповерхностные месторождения с сульфостаннатами 287

Тип 2. Касситеритово-галенитовые месторождения в известняках 290

Часть V

Особенности генезиса касситеритово-сульфидных месторождений 293

Закономерности пространственного расположения оловорудных месторождений 293
Геохимические особенности касситеритово-сульфидных месторождений 296
Особенности состава рудоносных растворов 301
Заключение 309
Литература 311

Подписано к печати 25/IV 1953 г.
Формат бум. 70 × 108¹/₁₆. Бум. л. 10. Печ. л. 27,4 + 33 вкл.
Учетно-изд. л. 27,3 + 2,96 вклейки. Зак. 141с.

☆

5446