Записки Ленинградского орденов Ленина и Трудового Красного Знамени горного института им. Г. В. Плеханова т. XXXV, вып. 2, 1959 г.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МИНЕРАЛОГИИ И ГЕНЕЗИСА МЕСТОРОЖДЕНИЙ СИ-ХУА-САН И ПЯО-ТАН ПРОВИНЦИИ ЦЗЯНСИ (ЮЖНЫЙ КИТАЙ)

Э. Н. ЭРЛИХ, В. К. ДОРОФЕЕВ, В. Г. ЛАЗАРЕНКОВ

Вольфрамо-касситеритовые месторождения провинции Цзянси являются крупнейшими в мире (они дают более 50% мировой добычи вольфрама). Большая промышленная ценность, редкая ассоциация минералов, своеобразные генетические особенности делают эти месторождения чрезвычайно важным, интересным и благодатным материалом для исследования. Тем не менее, опубликованных работ, посвященных вопросам их генезиса и минералогии, почти нет. Фактически единственной является чрезвычайно общая работа Ке-Чинсу [1], посвященная региональному обзору месторождений. Некоторые дополнения к этой работе можно найти в монографии Ли и Ван Чун Ю [2]. Кроме того, описание данных месторождений дано В. А. Токаревым для Горного музея при Ленинградском горном институте.

Настоящая статья является результатом обработки материалов коллекций, собранных В. А. Токаревым в Китае и любезно предоставленным нам для исследования. На основе данных этих исследований и изучения указанных работ здесь рассмотрены некоторые вопросы минералогии и генезиса месторождений. Работа проводилась под руководством А. Е. Карякина.

Общие черты геологии региона. Осадконакопление в районе началось в синийское время и продолжалось с перерывами до четвертичного времени. Здесь проявились следующие фазы складчатости: каледонская — на границе D, герцинская — в P_2 и на границе с T_1, киммерийская — на границе T и J_2 (анауанские движения) и на границе J и Cr (иеншанские движения — группа А), альпийская — на границе Cr_2 и T (иеншанские движения — группа Б) и на границе Pg и N (нанлинчианские движения). Со всеми складчатостями связана магматическая деятельность. В районе выделяются каледонские, герцинские, киммерийские и альпийские граниты.

Общий структурный фон района определяют нижнекиммерийские структуры северо-восточного простирания (образовались в период иеншанских движений — группа А), а также древние каледонские структуры меридионального простирания, значительно переработанные последующими складчатостями. Рудные точки и месторождения янтишанской зоны приурочены к антиклинальной структуре первого порядка, вытянутой в северо-восточном направлении (рис. 1). С этой структурой

пространственно связаны интрузивные тела гранитов, диоритов, монцонитов, порфировидных гранитов, кварцевых порфиров и т. д., вытянутые цепочкой в том же направлении. Рудные жилы приурочены к контактовым и апикальным частям гранитных массивов. При подсчете по карте обнаружено, что из общего числа месторождений двадцать залегают в изверженных породах и только три — в осадочных.

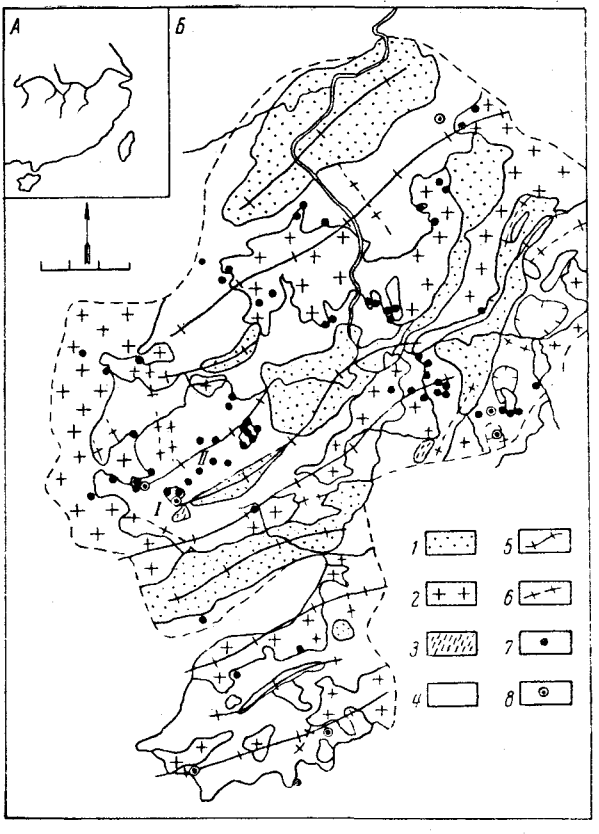


Рис. 1. Расположение вольфрамито-касситеритовых месторождений в Цзянси:

I — месторождение Си-Хуа-Сан; *II* — месторождение Пяо-Тан; *1* — красные слои; *2* — граниты; *3* — гнейсы; *4* — осадочные породы; *5* — оси Киммерид; *6* — оси каледонских структур; *7* — вольфрамито-касситеритовые рудопроявления; *8* — промышленные вольфрамито-касситеритовые месторождения

Магматизм. В районе широко распространены магматические породы. В основном это породы кислого состава: граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, кварцевые порфиры и т. д. Наибольшую площадь занимают нижнекиммерийские граниты, связанные с иеншанскими движениями (группа А). Они преобладают как над более древними — каледонскими и герцинскими, так и над более молодыми — альпийскими гранитами. В нижнекиммерийских гранитах и залегают преимущественно вольфрамовые и оловорудные жилы. Предполагают, что с этими интрузиями связано не только пространственно, но и генетически вольфрамо-касситеритовое оруденение. Интрузии вытянуты параллельно складкам иеншанид (группа А) в северо-восточном направлении. С этими интрузиями связан комплекс диоритов, монцонитов, порфировидных

гранитов, кварцевых порфиров, лампрофиров, аплитов и пегматитов, сопровождающих главные интрузии.

Вулканические породы пользуются в районе значительно меньшим распространением. По возрасту они относятся к мезозою и третичному периоду, представлены риолитами, вулканическими туфами, базальтовыми порфиритами. Риолиты образуют потоки мощностью 30 *м*. Базальтовые порфириты залегают в виде даек.

Форма и характер рудных тел. Рудные тела на месторождениях Си-Хуа-Сан и Пяо-Тан представляют собой правильные жилы с выдержанным простиранием и падением. Длина жил достигает 1 *км* по простиранию, глубина — 270 *м*. Мощность рудных жил непостоянна — от 0,1 до 1,0 *м*, рядовая мощность 0,2—0,3 *м*.

Пространственное взаимоотношение рудных тел, изверженных материнских пород (гранитов) и вмещающих осадочных толщ, отражается следующей схемой [1]: 1) жилы внутри гранитных батолитов (? вероятней штоков) залегают вдали от вмещающих пород (жил этого типа на Си-Хуа-Сане установить нельзя); 2) жилы в краевых частях гранитных тел залегают в гранитах, редко переходя в осадочные вмещающие породы. Это основная масса жил Си-Хуа-Сана и прочих месторождений Южного Китая (Цзянси); 3) жилы во вмещающих породах — Пяо-Тан — играют резко подчиненную роль в общей системе месторождений.

Большинство жил второго типа обрывается в контакте с вмещающими породами, переходящие же во вмещающие породы на контакте резко меняют простирание, приобретают неправильную форму и быстро выклиниваются.

По вещественному составу можно выделить следующие типы рудных жил: 1) кварцево-вольфрамитовые с ортоклазом, мусковитом, шеелитом и др.; 2) кварцево-топазовые с касситеритом, молибденитом и в небольшом количестве флюоритом; 3) кварцево-халькопиритовые со сфалеритом и галенитом; 4) арсенопиритовые с мусковитом; 5) кварцево-карбонатные с флюоритом.

Текстура руд обычно массивная, брекчиевидная. Для кварцево-вольфрамитовых и кварцево-карбонатных жил характерны крустификационная и друзовая структуры. Крустификационные структуры для кварцево-галенит-сфалерит-халькопиритовых жил отмечаются редко.

Жилы первого, второго и четвертого типов в гранитах сопровождаются сильной грейзенизацией.

Ко второму типу рудных жил относятся массивные линзообразные тела, расположенные на контакте гранитных интрузий с вмещающими породами. Они сложены массивным кварцем с друзами вольфрамита и отдельными кристаллами размером до 1—1,5 *см* в поперечнике. Вольфрамит располагается обычно параллельно контактам. В подобных телах иногда отмечается гребенчатая структура. Этот тип линзообразных тел имеет очень малое распространение.

Как уже указывалось, рудные жилы выклиниваются на обоих месторождениях на глубине около 300 *м*. На этом интервале намечается следующая закономерность распределения минералов.

Месторождение Пяо-Тан: 1) верхние части жил обогащены касситеритом; 2) максимальное содержание вольфрамита относится к средним частям жил; 3) с глубиной резко возрастает содержание сульфидов.

Месторождение Си-Хуа-Сан (сверху вниз): 1) висмут самородный; 2) касситерит; 3) вольфрамит с шеелитом; 4) молибденит.

Однако эту последовательность на обоих месторождениях можно принять лишь в виде приближенной схемы.

Особенности трещинной тектоники месторождений. Основной особенностью месторождений янтишанской зоны является приуроченность рудных трещин к контактовым частям интрузивов и вмещающих пород. В большинстве случаев рудные трещины залегают в самих гранитах, тяготея к приконтактовой зоне. На месторождении Пяо-Тан рудные трещины расположены в осадочных породах. Наконец, имеются месторождения, где рудные трещины в одинаковой мере принадлежат к изверженным и вмещающим породам.

Вторая особенность рудных жил месторождений янтишанской зоны заключается в том, что все рудные жилы, залегающие и в изверженных и в осадочных породах, имеют широтное простирание. Трещины меридионального простирания, как правило, безрудные.

Тот факт, что рудные трещины на всех месторождениях имеют широтное простирание, объединяет эти месторождения в смысле наличия единой тектонической причины образования трещин широтного простирания.

Третьей особенностью и общей чертой месторождений янтишанской зоны является выклинивание рудных трещин с глубиной. В качестве средней глубины выклинивания рудных жил указывается глубина 210—300 *м*.

Простирание и падение рудных трещин — выдержанное, что тоже является характерной чертой месторождений. Углы падения рудных жил — 70—80° на северо-запад и юго-восток.

В возрастном отношении рудные трещины являются самыми поздними, потому что они секут все другие трещины. Пострудная тектоника проявлена слабо.

Изменение вмещающих пород. Выделяется два типа измененных вмещающих пород: 1) грейзены, развитые на месторождении Си-Хуа-Сан около рудных жил, находящихся в гранитном массиве; 2) кварцево-серицитовые, реже кварцево-мусковитовые, развитые во вмещающих оруденение осадочных породах месторождений Си-Хуа-Сан и Пяо-Тан.

Грейзенизация гранитов связана с кварцево-вольфрамитовыми, арсенитовыми, топазово-касситеритовыми жилами. Мощность зоны грейзенизации находится в прямой зависимости от мощности рудной жилы, вызвавшей эту грейзенизацию, достигая иногда 2—3 *м*. Переход от грейзенов к вмещающим породам постепенен.

Наиболее удаленная от жилы зона представлена измененными гранитами. Изменение в них идет путем замещения: 1) биотита мусковитом, иногда с образованием гематита; 2) полевых шпатов мусковитом и освобождения части кремнезема в виде вторичного кварца. Как правило, калиевый полевой шпат изменен слабее плагиоклаза. Отмечается сильная пелитизация калиевого полевого шпата.

Эта зона по направлению к жиле переходит в нормальные кварцево-мусковитые грейзены. Если породы внешней зоны еще сохранили структуру первоначальных гранитов и их облик, то грейзены уже имеют плотную среднезернистую структуру, сахаровидный облик. Зона сложена в основном кварцем и мусковитом примерно в равных количествах. Первичные минералы гранитов исчезают полностью, за исключением зерен циркона, которые обычно окружены плеохроничными двориками. Из минералов, привнесенных рудоносными растворами, следует отметить флюорит, изредка вкрапленность касситерита. Происходит полная перекристаллизация породы. Этот тип грейзенов связан с кварцево-вольфрамитовыми и кварцево-касситеритовыми жилами.

Местами в зальбандах рудных жил развиваются линзовидные тела мусковитовых грейзенов, редко содержащих единичные зерна кварца

и флюорита. Такие грейзены являются продолжением развития кварцево-мусковитовых грейзенов. Считают, что вынос SiO_2 в полость жилы происходит двумя путями [2]: кремнезем выносится щелочными рудоносными растворами или кремний в виде SiF_4 выносится под действием HF, которая образуется при реакции

$$SnF_4 + 2H_2O = 4HF + SnO_2.$$

Оба способа не объясняют локального развития этих грейзенов, а второй, кроме того, противоречит обычной приуроченности этих грейзенов к кварцево-вольфрамитовым жилам, как правило, содержащим касситерит. С богатым мусковитом грейзеном связана вкрапленность касситерита и шеелита.

Еще один тип грейзенов — чисто кварцевых — отмечается в зальбандах вольфрамит-касситеритовых жил.

Авторы в связи с арсенопиритовыми жилами наблюдали в шлифах кварцевые и мусковитые грейзены, постепенно переходящие друг в друга. Как и в других грейзенах, наружная зона их представлена измененным гранитом, но изменения эти несколько отличны от предыдущих: 1) биотит и полевые шпаты замещаются кварцем и гидроокислами железа, причем мусковит почти не развивается; 2) по плагиоклазам местами развиваются прожилки желтовато-зеленого эпидотоподобного минерала, сами плагиоклазы полностью альбитизированы; 3) калиевый полевой шпат сильно пелитизирован.

Следующая зона, постепенно сменяющая зону измененных гранитов, представлена кварцевыми грейзенами с зернами флюорита, очень редко слюды. На очень небольшом расстоянии, но не резко, эта зона переходит к чистому мусковиту с отдельными зернами кварца. В мусковитой зоне расположена жила арсенопирита. Подобный грейзен мог образоваться вследствие выноса K, Na, Al, Fe и т. д. из вмещающих жилу гранитов. В результате возник чисто кварцевый грейзен. Выносимые K_2O и Al_2O_3 фиксировались в зальбандах жилы, образуя мусковитовый грейзен. Железо могло участвовать в образовании арсенопирита.

К другим изменениям в гранитах относится окремнение. Оно связано обычно с чисто кварцевыми жилами. Порода становится очень мелкозернистой, плотной, приобретает коричневатый цвет. Зачастую окремнение сопровождает рудные жилы и грейзенизацию. Так, В. А. Токарев отмечает рудные жилы, в висячем боку которых происходит грейзенизация, а в лежачем — окремнение вмещающих пород.

Измененные осадочные породы (филлиты, кварциты) имеют тот же состав, что и грейзены, но с высокотемпературными жилами связаны следующие изменения в осадочных породах: 1) обильное развитие слюды, сопровождаемое замещением биотита мусковитом, увеличение количества слюды иногда до 70%; 2) появление наряду с первичным кварцем кварца вторичного наложенного, а возможно, и переотложенного в виде прожилков; порода приобретает лепидогранобластовую структуру; в зальбанде жил развиваются оторочки мусковита; 3) развитие флюорита, а иногда и турмалина [1].

Характерно, что конечный состав измененных осадочных пород ни в качественном, ни в сколько-нибудь заметном количественном отношении не зависит от состава исходной породы.

С сульфидной стадией минерализации связана хлоритизация вмещающих пород. Хлоритизация развивается и в гранитах, и в осадочных породах. Нередки случаи наличия хлорита среди жильных минералов.

На следующей стадии — карбонатной — развивается лишь вкрапленность карбонатов и флюорита.

Описание основных минералов. Вольфрамит — один из наиболее распространенных минералов. Основная руда на вольфрам. Встречается в виде крупнокристаллических агрегатов (размер зерен 1—2 *см*). Часто образует друзы в пустотах.

Шеелит обычно встречается в двух видах: 1) правильные кристаллы в форме тетрагональной дипирамиды; они дают индукционные грани с вольфрамитом; размеры кристаллов от 0,5 до 2 *см*; 2) тонкие прожилки по трещинам спайности в вольфрамите, замещающих его.

Шеелит в прожилках тесно связан с крупнокристаллическим шеелитом, что указывает на одностадийность образования обеих форм.

Характерна ассоциация обоих названных минералов с калиевым полевым шпатом и кварцем.

Молибденит обычно встречается в самостоятельных кварц-молибденовых прожилках в виде крупных выделений. Прожилки с молибденом секут кварц-вольфрамитовые агрегаты. Молибденит ассоциирует с висмутовыми минералами — висмутином, самородным висмутом, эмплектитом.

Эмплектит представляет собой агрегаты мелких игольчатых кристаллов, развитых по молибдену и в ассоциации с ним. Эмплектит для данных месторождений нами описан впервые.

Арсенопирит выделяется в двух генерациях: высокотемпературной в ассоциации с минералами кварц-молибденитовой группы, в форме таблитчатых кристаллов размером до 0,5 *см* и низкотемпературной в виде мельчайших игольчатых кристаллов в ассоциации с низкотемпературным пиритом и карбонатами.

Пирит встречается в виде двух генераций: высокотемпературной с кварц-молибденитовой группой минералов и низкотемпературной с арсенопиритом и карбонатами. В обоих случаях пирит представляет собой сравнительно крупные метакристаллы в трещинах, секущих более ранние минералы. Низкотемпературный пирит нередко образует крупные друзы в пустотах.

Галеновисмутит встречается в виде мелких зерен, расположенных по трещинам в сфалерите и замещающих халькопирит. Они представляют собой агрегат игольчатых кристаллов, среди которых обнаружены мельчайшие выделения самородного висмута. Галеновисмутит для данной группы месторождений описан впервые.

Минералы группы сульфидов средних температур (основные в порядке выделения): сфалерит, халькопирит, галенит, станнин. пирротин, тетраэдрит. Положение двух последних неясно, так как они в образцах не встречены. Вместе с названными минералами ассоциируются галеновисмутит, самородный висмут, флюорит, касситерит, хлорит. Халькопирит образует эмульсионную структуру замещения по сфалериту, станнин дает графические простирания с халькопиритом и сечет сфалерит. Галенит выделяется последним совместно с галеновисмутитом, замещая массы ранее отложившихся сульфидов.

Касситерит отмечен в двух генерациях: высокотемпературной в ассоциации с кварцем, топазом, бериллом, с характерными крупными (0,5—2 *см*) кристаллами короткопризматического габитуса темно-бурого цвета, сдвойникованными, дробленными и среднетемпературной в виде мелких микроскопических выделений желто-коричневого цвета, мелкопризматических кристаллов и неправильных выделений. Теснейшим образом ассоциирует с сульфидными минералами среднетемпературной стадии.

Флюорит нами установлен в двух генерациях: высокотемпературной — бесцветный, крупнокристаллический часто в друзах, в местах

дробления и присыпок приобретает фиолетовый цвет, ассоциирует с касситеритом I, кварцем, топазом и низкотемпературной — бесцветный и зеленоватого цвета в прожилках секущих сульфиды, по времени выделения совпадает с галенитом. Подтверждается пропорциональность количества касситерита количеству флюорита в жилах.

Топаз ассоциируется обычно с касситеритом. Первичный топаз обладает прекрасной кристаллографической огранкой. Изменения топаза выражаются в развитии серицита вокруг зерен топаза и по трещинам внутри его.

Берилл обнаружен в виде короткопризматических кристаллов длиной до 2—3 *см*, в поперечнике до 1 *см*, в ассоциации с арсенопиритом, мусковитом, серицитом, кварцем. Наложенные минералы — флюорит. Замещается мусковитом и кварцем с гидроокислами железа.

Турмалин развивается в измененных осадочных породах. В слабо измененных гранитах наблюдалась вкрапленность турмалина в виде длинных призм до 1 *см* при поперечнике 1 *мм*. Турмалин в осадочных породах отмечен Ке-Чинсу [1].

Слюды. Мусковит выделяется в двух генерациях: высокотемпературной с бериллом, в виде мелких чешуек, часто не отличимых от серицита, и в жилках, где он образуется при выносе калия и алюминия из гранитов.

Серицит в качестве жильного минерала развит мало. Замещает топаз, редко присутствует в виде присыпок на гранях среднетемпературного кварца. Основная масса серицита развита во вмещающих породах, куда он привносится и отчасти развивается по биотиту.

Флогопит образует реакционные каймы в зальбандах жил средне- и отчасти высокотемпературных, окрашен в темный медно-желтый цвет, имеет слабый плеохроизм.

Кварц выделяется в четырех генерациях: 1) с бериллом и топазом, касситеритом; 2) с вольфрамитом, часто образует друзы и щетки кристаллов, в полостях которых располагаются другие минералы этого этапа; 3) с молибденитом в обособленных прожилках; 4) с сульфидами, серый жильный кварц, образует редкие хорошо ограниченные кристаллы в халькопирите.

Карбонаты представлены жилами и друзами доломита и кальцита. Нарастают на всех других минералах.

Хлорит развивается в связи с сульфидной минерализацией во вмещающих породах, редко в самих жилах, представлен пеннином.

Основные черты генезиса месторождений. Формирование гранитных массивов, с которыми связаны месторождения, приурочено к циклу иеньшаньских движений, о чем явно свидетельствует расположение этих массивов в осевых частях крупных антиклинальных зон северо-восточного простирания, возраст которых определяется как иеньшаньский. Интрузивы эти носят гипабиссальный характер.

Общая локализация рудных жил в апикальных частях гранитных интрузивов, резкое выклинивание их по мощности, сопровождающееся изменением простирания в пределах осадочных пород, вмещающих интрузии, наличие наиболее богатого оруденения в местах пересечения рудными жилами контакта интрузий и, наконец, общее падение содержания вольфрама с глубиной и сравнительно быстрое (на глубине 270—300 *м*) выклинивание этих жил — все это указывает на то, что причиной отложения минерального вещества из рудоносных растворов явилось экранирование их осадочными породами (в частности сланцами). Месторождения же, целиком расположенные в осадочных породах (Пяо-Тан), залегают в непосредственной близости от массивов извер-

женных пород, вмещающих однотипное оруденение. Пространственно они приурочены к осям антиклинальных структур первого порядка. Месторождения, расположенные внутри гранитных массивов, приурочены к крыльям этих структур. Таким образом, при наличии соответствующих тектонических условий (полостей отслаивания по осям складок первого порядка, крупных дизъюнктивных нарушений и т. д.) растворы могут перейти целиком в пределы осадочных толщ, причем рудоотложение произойдет лишь в случае экранирования их вмещающими породами, на что указывает общая перпендикулярность рудоносных трещин стоистости пород.

Остановимся коротко на вопросе об источнике растворов. Вмещающие оруденение гранитные массивы характеризуются общей зараженностью вольфрамом, выраженной присутствием в них вольфармита в качестве акцессория, а также как одного из минералов пегматитов. Это указывает на наличие по крайней мере парагенетической (если не прямой генетической) связи оруденения с этими интрузиями. Рудоносные жилы секут пегматиты и аплиты (рис. 2). Следовательно, формировались они после пегматитовой стадии. Наличие характерной высокотемпературной ассоциации минералов и грейзенизации вмещающих оруденение пород свидетельствует о том, что формирование жил началось на пневматолитовом и высокотемпературном гидротермальном этапах. В то же время в жилах присутствуют ассоциации средне- и низкотемпературных минералов, приуроченных к нескольким системам секущих прожилков. Это указывает на многостадийность в формировании руд и образование их в широком температурном интервале.

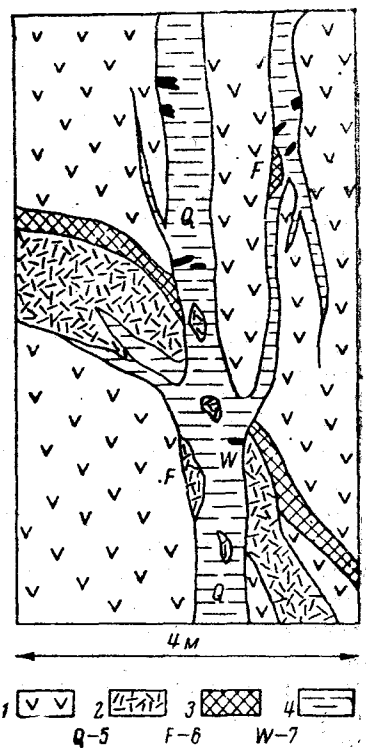


Рис. 2. Схема общей последовательности и минерализации жил и даек в южной части Си-Хуа-Сана [2]:
1 — граниты; *2* — аплиты; *3* — пегматиты; *4* — гидротермальные жилы; *5* — кварц; *6* — ортоклаз; *7* — вольфрамит

На основе существующих представлений [1, 2] выделяются следующие стадии минералообразования: 1) пегматитово-гипотермальная: мусковит, топаз, молибден, вольфрамит, касситерит, берилл, висмутит, шеелит, самородный висмут, флюорит, пирит, арсенопирит; 2) мезотермальная: шеелит, арсенопирит, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, станнин, тетраэдрит (эта стадия сопровождается хлоритизацией и серитизацией) и 3) супергенная.

На основе материалов коллекций В. А. Токарева (изученных макроскопически и в прозрачных и полированных шлифах) и сопоставления результатов этого изучения с литературными данными нами пересмотрены и уточнены последовательность и характер различных стадий минералообразования (данные приводятся по месторождению Си-Хуа-Сан).

Стадия I — топазово-флюоритовая с касситеритом и бериллом (?). Количество касситерита, выделившегося на этой стадии, относительно невелико. Форма выделений — крупные (0,5—2 *см*) толстопризматические кристаллы. Флюорит относится к первой генерации.

Стадия II — вольфрамит-шеелит-мусковитовая с кварцем и ортоклазом. Из минералов предыдущей стадии топаз почти нацело замещается серицитом. Вокруг него и касситерита образуются характерные мусковитовые оболочки. В шлифах можно наблюдать как вольфрамит цементирует брекчированную кварц-касситеритовую массу. Шеелит начинает образовываться совместно с вольфрамитом, о чем свидетельствует наличие между ними индукционных граней. Но когда отложение вольфрамита уже прекратилось, шеелит продолжает отлагаться, замещая вольфрамит. Ортоклаз развивается несколько позже вольфрамита, обрастая его. Кварц — последний из минералов стадии.

Структуры руд, образовавшихся в этот период, преимущественно друзовые и крустификационные. Эта стадия — одна из крупнейших по масштабам. Она дает всю массу вольфрамовых руд, добывающихся из коренных пород.

Стадия III — кварц-молибденитовая с пиритом, арсенопиритом, эмплектитом, висмутитом и самородным висмутом. Мелкие кварц-молибденитовые прожилки очень часты и нередко там, где выпадает вторая стадия минерализации, накладываются непосредственно на минералы стадии кварц-топазово-флюоритовой, служа цементом в их общей брекчированной массе и вызывая серицитизацию топаза и берилла.

Все перечисленные стадии высокотемпературные. Далее следует минерализация средних и низких температур.

Стадия IV — среднетемпературная, начинается отложением касситерита. После образования касситерита следуют в соответствующем порядке сфалерит, халькопирит, станнин, галенит, галеновисмутит, самородный висмут, тетраэдрит, пирит. Из нерудных минералов отмечается флюорит, выделение которго совпадает по времени с галенитом, и хлорит, причем наблюдается и общая хлоритизация минералов вмещающих пород или минералов более ранних стадий, на которые сульфидное оруденение наложено. Для руд этой стадии характерны структуры замещения (в том числе эмульсионные).

Как указано выше, касситерит образовался в высокотемпературную стадию. Однако микроскопическими исследованиями установлено наличие большого числа мелких (не более 0,5 *см)* буровато-желтых зерен касситерита, повсеместно присутствующих среди массы сульфидов этой стадии. Такая ассоциация, характерный буровато-желтый цвет, малые размеры зерен, форма выделения (в виде неправильных зерен и мелких призматических кристаллов), а также обилие станнина среди минералов этой стадии, указывающее на большое количество олова в растворе, свидетельствуют о наличии второй — среднетемпературной генерации касситерита. Касситерит, образовавшийся на этом этапе, составляет, по-видимому, большую часть всего касситерита в месторождениях. В то же время он, вероятно, не учитывался в общем балансе руд, так как микроскопическое и химико-технологическое исследования их не проводились. Использование сульфидных руд для извлечения касситерита может резко повысить перспективность всех этих месторождений как оловорудных. На этой стадии, как и стадии высокотемпературной, вполне выдерживается общая закономерность [1]: количество касситерита в жиле пропорционально количеству флюорита. Флюорит отлагается позже касситерита и многочисленные его прожилки всегда ассоциируют с сульфидами этой стадии, в частности, по времени выделения он точно совпадает с галенитом. Отложение касситерита раньше сульфидов в пределах од-

ной стадии связано, очевидно, с относительной концентрацией ионов кислорода и серы в растворе.

Стадия V — низкотемпературная, с которой связано выделение пирита и игольчатого арсенопирита. На этой же стадии проходит общая карбонатизация жил и образование многочисленных друз доломита.

Стадия VI — супергенная, продолжается и по настоящее время. Образование зоны окисления проходит в условиях интенсивного латеритного выветривания. Характерные минералы здесь следующие: каолинит, халцедон, базовисмутит, тунгстит, молибдит, малахит, азурит, лимонит, скородит, ковеллин, деревянистое олово, пиролюзит, псиломелан.

После каждой из указанных (эндогенных) стадий следуют тектонические подвижки, вызывающие брекчирование ранее образованных минералов. Пострудная тектоника проявлена лишь сбросами с амплитудой 0,5—0,8 *м*.

Перечисленные стадии часто обособляются не только во времени, но и в пространстве. Так, например, обычны кварцево-топазовые прожилки с касситеритом и бериллом, прожилки кварц-молибденитовые, кварц-вольфрамитовые; часто пространственно обособляется среднетемпературная сульфидно-касситеритовая группа, образуя самостоятельную систему прожилков. Подобное пространственное разделение стадий лишний раз подчеркивает правильность приведенного выше выделения фаз минерализации.

В заключение остановимся на вопросе о вертикальной зональности описываемых месторождений и ее происхождении. Как указано выше, схема вертикальной зональности следующая (сверху вниз): 1) касситерит (в верхних частях месторождения); 2) вольфрамит (наиболее обогащены средние участки жил); 3) молибденит; 4) сульфиды (нижняя часть жил). Данная схема отвечает лишь относительному обогащению соответствующих частей этих жил тем или иным минералом и отнюдь не исключает присутствия других преобладающих ниже или выше минералов. Объяснения зональности искали в степени концентрации ионов кислорода и серы и различном содержании олова и вольфрама в растворах. Однако стадийность минерализации, разделение стадий во времени и пространстве, наконец, наличие на нескольких стадиях окисных соединений наряду с сульфидами не позволяют считать это объяснение сколько-нибудь удовлетворительным.

Так как большое количество касситерита, выделившегося в среднетемпературную стадию, не принималось во внимание, приведенная выше схема зональности целиком соответствует последовательным стадиям минералообразования. Отложение минералов первой стадии началось благодаря экранированию растворов, т. е. шло в пространстве как бы сверху вниз, начавшись у экрана и захватывая позднее все более глубокие части трещины. В таких условиях, естественно, каждая следующая стадия захватывала преимущественно более глубокие горизонты, чем предыдущие. Это, однако, не исключало проникновения ее растворов по зонам подвижек в более верхние части трещин. Такое объяснение вполне отвечает существующим природным данным, особенно если принять во внимание общую локализацию различных стадий в едином теле жилы, что указывает на общность основных подводящих каналов, по которым проходили гидротермы. Такими каналами являлись более глубокие участки основных рудных трещин, еще не заполненные минеральным веществом.

Если дальнейшие исследования подтвердят это объяснение, то при более детальном изучении месторождений в более глубоких частях жил возможно выявится совпадение нескольких стадий в виде непрерывного процесса, не разделенного перерывом в отложении и тектоническими подвижками, в то время как в верхних частях жил стадии эти будут разделены во времени и пространстве.

ИСПОЛЬЗОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. K e-C h i n h s u Econom. geol., 1943, v. XXXVIII, № 6, p. 431—474.
2. LiK. C. a. W a n g C h u n g J u. Tungsten. Ammer. Chem. Soc. Monographis. Ser. New-lork, 1947.