

Н. А. БЛОХИНА



УСЛОВИЯ
ФОРМИРОВАНИЯ
ОЛОВЯННО-ВОЛЬФРАМОВОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ
МАЙХУРА

ДУШАНБЕ — 1973

АКАДЕМИЯ НАУК ТАДЖИКСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

Н.А.БЛОХИНА

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ
ОЛОВЯННО-ВОЛЬФРАМОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
МАЙХУРА

(ГИССАРСКИЙ ХРЕБЕТ)

Ответ. редактор академик
АН Таджикской ССР Р.Б.Баратов

Издательство "Дониш"
Душанбе - 1973



УДК 553:(553.231+553.246+553.451+553.463):550.42(575,3)

В работе приведена детальная геолого-петрографическая и минералого-геохимическая характеристика Майхуринского месторождения - метасоматически измененных гранитоидов, скарнов, грейзенов, разнообразных околорудных метасоматитов и оловянно-вольфрамовых кварцево-сульфидных руд. Выявлены последовательность и особенности образования метасоматических формаций и поведение элементов-примесей в них. Характерной особенностью месторождения является развитие процессов грейзенизации, наложенных на скарны и завершившихся отложением оловянно-вольфрамовых кварцево-сульфидных руд.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, занимающихся изучением рудных месторождений.

Б $\frac{0292 - 034}{M502 - 73}$ 21 - 72

С Издательство "Донин", 1973 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Южный склон Гиссарского хребта с 30-х годов привлекает внимание исследователей как провинция скарнового редкометалльного оруденения. В течение ряда лет на его территории проводились геохимические и поисковые работы (Е.Д.Полякова, Т.Н.Иванова, Н.Н.Стулов, М.Л.Дурье и др.). В результате этих работ были получены первые сведения о магматизме и металлогении района. Шлиховым опробованием было установлено наличие вольфрамовой и оловянной минерализации в бассейне р.Варзоб (Н.А.Смолянинов). В результате проведенных в 1937-1938 гг. трестом "Средазцветметразведка" поисковых работ было открыто два скарновых месторождения - Кабутинское - вольфрамовое и Майхуринское - олово-вольфрамовое (М.Д.Казakov).

Несколько позже были обнаружены более мелкие скарновые вольфрамовые и мышьяковые (И.Г.Магакьян, И.К.Никитин) и магнетитовые (В.Н.Гессе, М.Г.Калайтан) месторождения и рудопроявления. С этого времени проводятся систематические исследования по изучению геологии района (А.П.Недзвецкий, С.К.Овчинников и др.), магматизма и связанных с ним скарново-рудных образований. Основное внимание исследователей уделяется изучению скарновых зон и их металлоносности (И.К.Никитин, И.Г.Магакьян). Тематические исследования А.Г.Ивашенцева позволили наметить ряд поисковых признаков на вольфрамоносные скарны. Работами В.Н.Гессе и М.Г.Калайтан было установлено широкое развитие в скарнах южного склона Гиссарского хребта магнетитового оруденения и отмечены проявления борной и полиметаллической минерализации. В широком масштабе проводились исследования по изучению магматизма района, в результате которых были предложены схемы возрастного расчленения магматических пород района (И.К.Никитин, А.Т.Тарасенко). Более поздние петрографические исследования, проведенные большим коллективом геологов (Р.Б.Баратов, Е.Н.Горецкая, Н.К.Морозенко, С.М.Бабаходжаев, А.Х.Хасанов, В.А.Кутенец, И.В.Мушкин, В.М.Брейвинская и др.), позволили предложить новую схему магматизма (Баратов, 1966).

Данные о структуре района получены в процессе многолетних исследований С.К.Овчинникова, М.М.Кухтикова и других исследователей.

Майхуринское месторождение в течение нескольких лет (1939-1943 гг.) разведывалось геолого-разведочной партией Таджикского геологического управления, а затем было передано для эксплуатации Таджикскому приискскому рудоуправлению и позднее - Такобскому комбинату (И.В.Королев, В.И.Столбов и др.). Разведочные работы в пределах Майхуринского рудного поля были возобновлены в 1954 г. Ими были охвачены восточный и юго-западный фланги месторождения, а также скарновые выходы Як-Арча, Шамоль и Осман-Тала, расположенные к югу и юго-востоку от месторождения (В.П.Тихонов, Л.В.Россейкин, Г.М.Самойленко и др.).

Разведочными работами были выявлены основные черты геологического строения месторождения и рудного поля, выяснено структурное положение скарновых тел, их взаимоотношение друг с другом, установлена роль тектоники в распределении оруденения.

Минералогические исследования на Майхуринском месторождении впервые были проведены Е.Ф.Зив в 1939-1940 гг. Ему в короткий срок была дана довольно подробная минералогическая характеристика месторождения. Позднее эти данные были дополнены исследованиями З.В.Студенниковой и А.Г.Ивашенцева. В работах последнего были высказаны соображения о генезисе месторождения.

Исследования автора на Майхуринском месторождении проводились в 1954-1962 гг. и позднее - в 1967-1968 гг. Одновременно производились исследования В.А.Жариковым и Д.К.Власовой, изучавшими контактовые роговики, скарны и кварцевополевошпатовые метасоматиты. В.В.Могаровским и Л.В.Россейкиным в 1960 г. были проведены геохимические исследования.

Настоящая работа посвящена характеристике Майхуринского месторождения. Это месторождение образовано на контакте верхнепалеозойской гранитоидной интрузии с породами метаморфической толщи среднего палеозоя. По своим генетическим особенностям оно выделяется среди других скарновых месторождений и рудопроявлений района.

Формирование его происходило при активном участии метасоматических процессов магматической и послемагматической ста-

дий. Характерной особенностью является развитие здесь наряду со скарнообразованием магматической и послемагматической стадий, процессов грейзенизации, наложенных на скарны и завершившихся отложением оловянно-вольфрамовых кварцево-сульфидных руд. В работе приведена характеристика вмещающих пород, гранитоидов, скарнов, грейзенов, оловянно-вольфрамовых кварцево-сульфидных руд и окколорудных метасоматитов, рассмотрены особенности формирования всех перечисленных метасоматических формаций, уточнено время формирования месторождения. Отдельно сообщены сведения об элементах-примесях и особенностях их распределения.

При обработке материалов использовались современные методы исследования: микроскопический, рентгеновский, термический, спектральный, химический и др. Основная масса анализов была выполнена в лаборатории физических и химических методов исследования горных пород и минералов Института геологии АН Тадж.ССР (К.П.Янулов, З.М.Давидова, Н.Д.Грязева, Л.К.Кабанова, Н.И.Талалуева, М.Д.Шеблыкина, В.Д.Колесникова, Л.А.Хорошлова, В.Н.Стрелкова), в химической лаборатории Института геологии АН Узбекской ССР (Е.И.Касьянова, Т.И.Суконкина, Э.Рабаева), в ЦХИ Управлений геологии СМ Таджикской ССР и СМ Узбекской ССР. Термометрические определения были выполнены в Институте геологии АН Таджикской ССР С.А.Морозовым. Отдельные виды анализов были выполнены в лабораториях ИГЕМ АН СССР.

При обработке материалов большая техническая помощь была оказана лаборантами И.Хасановым, Л.П.Файзиевой, С.В.Шараповым и др. В монографии использовались многочисленные работы по геологии южного склона Гиссарского хребта и Майхуринского месторождения, выполненные большим коллективом геологов различных организаций. В работе приведены некоторые графические материалы, любезно предоставленные геологами разведочной партии.

Автор выражает глубокую благодарность докторам геолого-минералогических наук В.А.Жарикову, Ф.И.Вольфсону, М.И.Кухтикову, Л.И.Шабичину, кандидатам геолого-минералогических наук Е.И.Доломановой, В.В.Могаровскому, В.Д.Сазонову, а также редактору работы профессору, доктору геологических наук Р.Б.Баратову, ценные замечания которых были учтены при работе над монографией.

ГЛАВА I

КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ
ЮЖНОГО СКЛОНА ГИССАРСКОГО ХРЕБТА

Территория южного склона Гиссарского хребта, в центральной части которой располагается Майхуринское месторождение, является частью обширной геосинклинальной области Тянь-Шаня, испытавшей превращение в складчатую область в герцинскую эпоху тектогенеза. История геологического развития южного склона Гиссарского хребта, особенно его южной части, существенно отличается от истории развития других зон Тянь-Шаня. Эта территория была выделена (Синицын, 1957; Овчинников, 1959 а; Виноградов и др., 1958) в самостоятельную Южно-Гиссарскую структурно-фациальную зону, формирование которой происходило в позднегерцинское время. Эта зона отделена от Зеравшано-Гиссарской, раннегерцинской, Гиссарским глубинным (Овчинников, 1959 б) или Главным Гиссарским (Кухтиков, 1956, 1968) разломом, проходящим в осевой части Гиссарского хребта.

В геологическом строении Южно-Гиссарской зоны принимают участие толщи, различные по возрасту, степени дислоцированности и составу. Преимущественным развитием в пределах ее пользуется мощная вулканогенная толща верхнего палеозоя, залегающая на древнем докембрийском основании. Отложения среднего палеозоя имеют небольшую мощность, разрез их неполный и встречаются они только местами. Огромную площадь занимают верхнепалеозойские гранитоидные интрузии (рис. I).

К наиболее древним, докембрийским (?) отложениям С.-К. Овчинниковым отнесена свита очковых гнейсов, развитая в юго-западной части Южно-Гиссарской зоны, где она обнажается в виде полосы широтного простирания. Выходы очковых гнейсов приурочены к зоне, инфильтрованной гранитоидами. В пределах этой зоны гнейсы и кристаллические сланцы, часто мигматизированные, переслаиваются с межпластовыми жилами мелкозернистых лейкократовых

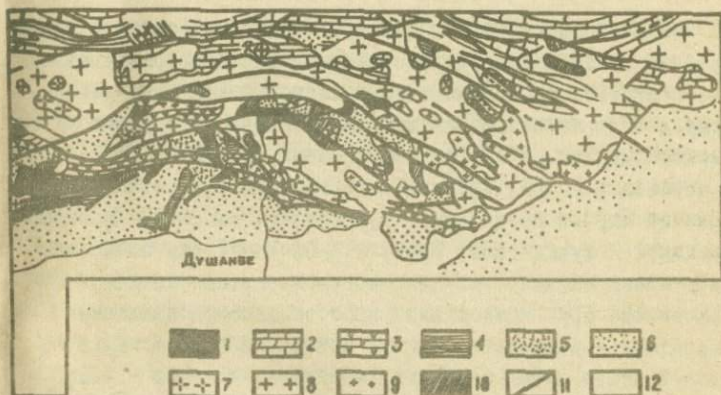


Рис. 1. Схема геологического строения южного склона Гиссарского хребта (составлена Р.Б.Баратовым с использованием материалов С.К.Овчинникова, А.Т.Тарасенко, Е.Н.Горецкой, Н.Н.Морозенко и др.): 1 - метаморфический комплекс докембрия и нижнего кембрия (?); 2 - терригенно-карбонатные формации силура, девона; 3 - кератофино-спилитовая и андезитовая формация нижнего и среднего карбона; 4 - флишевая формация среднего и верхнего карбона; 5 - наземно-вулканическая (липарито-дацитовая) и молассовая формации перми; 6 - осадочные формации мезо-кайнозоя; 7 - среднекарбонный комплекс гранодиоритов и кварцевых диоритов; 8 - верхнекарбонный комплекс порфировидных гранитов; 9 - аплитовидные граниты; 10 - комплекс субвулканических интрузивов кислого состава; 11 - разломы; 12 - четвертичные отложения.

плагногранитов. Верхняя часть рассматриваемой толщи, сложенная филлитовыми сланцами, песчаниками и мраморами, отнесена к нижнему и среднему кембрию.

Отложения ордовика и нижнего силура в пределах Южно-Гиссарской зоны неизвестны. Фаунистически охарактеризованные осадки среднего палеозоя представлены отложениями верхнего силура, девона и нижнего карбона. Среди них широко распространены лишь отложения нижнего карбона. Небольшие по площади выходы верхнесилурийских мраморов известны в центральной части Южно-Гиссарской зоны, где они слагают осевые части гор Осман-Тала и Санги-Навшита.

В западной части Южного Гиссара известны мраморы и мраморизованные известняки среднего девона. Они перекрываются кварцево-серицитовыми и филлитовыми сланцами верхнего девона. К нижнему девону некоторые исследователи относят верхнюю часть докембрийской метаморфической толщи, связанную постепенным переходом с вышележащими известняками среднего девона.

Нижний карбон представлен турнейским, визейским и намюрским ярусами. К турнейскому ярусу С.К.Овчинниковым отнесена слабо изученная песчано-сланцево-конгломератовая толща.

Визейский ярус представлен известняками с базальными конгломератами в основании. Выходы известняков известны в центральной части зоны, в долине р.Майхура, а также - р.Варзоб и р.Ханака. Нерасчлененные визе-намюрские отложения образуют узкую, широтно-вытянутую полосу в южной части южного склона Гиссарского хребта. Среди отложений этого возраста распространены мраморизованные известняки; подчиненное значение имеют сланцы и конгломераты.

К намюрскому ярусу нижнего карбона отнесена (Горецкая, 1961; Горецкая и др., 1959) значительная часть разреза среднекарбоновой вулканогенной толщи С.К.Овчинникова (1946), развитой в центральной и западной частях Южно-Гиссарской зоны. Среди нижнекарбонового вулканогенного комплекса ими выделяются нижняя альбитофировая, спилитовая и верхняя альбитофировая толщи. Альбитофиры нижней толщи согласно залегают на известняках визе-намюрского возраста и перекрываются спилитовой толщей. В составе последней установлены спилиты, спилитовые, диабазовые и андезитовые порфиристы, туфобрекчии и аггломератовые лавы спилитов и, реже, известняки и песчаники.

Верхняя альбитофировая толща сложена кварцевыми альбитофирами и туфобрекчиями и грубообломочными слоистыми туфами кварцевых порфиров.

Значительная часть отложений среднего палеозоя, развитых в пределах рассматриваемой зоны, интенсивно метаморфизована. Они представлены мраморами, кристаллическими сланцами, роговиками, кварцитами и гнейсами (горы Осман-Тала, Санги-Навинта и др.). Возраст их в настоящее время точнее не установлен.

Широко распространены на территории Южного Гиссара отложения верхнего палеозоя. Они представлены мощными толщами ф-

фузивных, пирокластических и кластических образований среднего и верхнего карбона и перми.

К среднему карбону относится комплекс вулканогенных образований, трансгрессивно залегающих на нижнекарбонowych эффузивах. Вулканогенные образования этого возраста известны в центральной части Южно-Гиссарской зоны. Рассматриваемый эффузивный комплекс состоит из двух толщ - андезитовой и вулканогенно-осадочной (Горецкая, Рысин, 1959). Андезитовая толща сложена эффузивными и пирокластическими породами: андезитовыми и андезито-дацитовыми порфиритами, аггломератовыми лавами, туфами и туфобрекчиями этих пород.

В составе вулканогенно-осадочной толщи установлены песчаники и алевролиты с горизонтами андезитовых порфиритов, туфов андезитового порфирита и туфогенных песчаников.

К среднему карбону отнесена (Горецкая, Рысин, 1959) часть флишевой толщи, развитой в бассейне р.Ханака и в зонах разломов северо-западного простирания. Флишевая толща среднего карбона сложена алевролитами и песчаниками; в основании толщи наблюдаются прослои известняков. Значительная часть этой флишевой толщи, представленная песчаниками, конгломератами и алевролитами, имеет верхнекарбонный возраст.

Фаунистически охарактеризованные пермские отложения в пределах рассматриваемой зоны неизвестны. В настоящее время к отложениям этого возраста отнесены две свиты: нижняя - любоская, имеющая предположительно нижнепермский возраст и верхняя - ханакинская, условно верхнепермская.

Нижнепермские вулканогенные отложения имеют широкое распространение в центральной части Южного Гиссара. Они состоят из переслаивающихся горизонтов палеогимбритов, игнимбритовых порфиров, туфолав и туфов туфогенных песчаников и конгломератов, а также песчаников и конгломератов. В составе этой свиты Б.Н.Горецкая и П.Г.Рысин (1959) выделяют пять толщ: базальную, фельзитовую, нижнюю дацитовую, липаритовую и верхнюю дацитовую.

Нижняя базальная толща залегает на дислоцированных отложениях карбона. Она сложена конгломератами, песчаниками, алевролитами и алевропилитами, туфогенными конгломератами с подчиненным количеством прослоев туфогенных песчаников, туфов и

туффигов. Наиболее распространенная фельзитовая толща состоит из игнимбритовых фельзитовых порфиритов и фельзитов, пепловых и кристалло-витрокластических туфов фельзитовых порфиров.

Нижняя дацитовая толща сложена туфогенными песчаниками и конгломератами, дацитовыми порфирами, туфолатами и туфами дацитовых и фельзитовых порфиров. Липаритовая толща сложена игнимбритами липаритовых порфиров и игнимбритовыми порфирами того же состава; в меньшем количестве присутствуют туфы и туфобрекчии. Верхняя дацитовая толща имеет незначительное распространение. В составе ее отмечается чередование прослоев туфов и туфолат липарито-дацитовых порфиров с маломощными прослоями туфогенных песчаников.

Ханакинская свита представлена верхнепермским осадочно-вулканогенным комплексом.

Помимо охарактеризованных выше нижнетриасовых отложений, известны триасовые отложения, территориально связанные с выходами угленосных толщ юры. Они имеют ограниченное распространение и представлены пестроцветными бокситоносными и угленосными отложениями верхнетриасового (рэтского) возраста.

Юрские отложения развиты на отдельных небольших площадях. Они представлены в основном угленосной толщей J_{1+2} , сложенной конгломератами, песчаниками, глинистыми и углистыми сланцами с прослоями каменного угля. Известны также нерасчлененные отложения юры и верхнего триаса, состоящие из конгломератов, песчаников, сланцев, каменного угля и известняков.

Отложения мела сохранились только в виде узких разрозненных полос. Это красноцветные песчаники и конгломераты нижнего мела и известняки, глины и зеленовато-серые песчаники верхнего мела.

Третичные отложения сохранились в ядрах альпийских синклинальных складок. Среди отложений этого возраста известны морские осадки палеогена и палеоген-неогеновые континентальные осадки. Первые из них представлены глинами, иногда известковистыми, и известняками, переходящими выше в пестроцветные песчаники и конгломераты, а вторые — так называемой "кирпичной свитой", именуемой в настоящее время болджуанской. В составе ее принимают участие песчаники и конгломераты с прослоями глин, сменяющиеся в верхней части разреза горизонтом серых песчаников и конгломератов.

Четвертичные отложения имеют незначительное развитие. Они приурочены в основном к долинам рек. Среди отложений этого возраста известны аллювиальные, пролювиальные, ледниковые и лёссовидные образования; подчиненное значение имеют делювиальные, элювиальные и озерные отложения.

В структурном отношении Южно-Гиссарская зона отличается от смежных областей (Овчинников, 1956). Для нее характерно наличие ряда сложных складок, обычно опрокинутых к югу и юго-востоку. Простираание складчатых структур в различных участках зоны разное. В западной части складки простираются в юго-западном направлении, в центральной — в широтном, а в восточной части они имеют юго-восточное простираание. Складчатые структуры Южного Гиссара были образованы доварисскими, варисскими и альпийскими движениями. Киммерийские движения проявились слабо. Проявление каледонской складчатости достоверно не установлено.

Доварисские структуры установлены в западной и восточной частях Южного Гиссара. Докембрийские метаморфические породы, обнажающиеся в этой части, представляют собой фрагменты крупных и сравнительно простых складчатых структур. Лишь в некоторых районах они дислоцированы более сложно и в них наблюдается изоклинальная складчатость. Складчатые структуры этого возраста образуют нижний структурный этаж (Овчинников, 1959).

Среди варисских складчатых структур известны ранневарисские и поздневарисские. В строении первых принимают участие отложения среднего палеозоя, а иногда и докембрийские (?) толщи.

Поздневарисские структуры сложены различными верхнепалеозойскими образованиями; иногда встречаются и более древние, среднепалеозойские отложения.

Варисские структуры образуют средний структурный этаж. Они сформировались в результате проявления нескольких фаз варисской складчатости. Одна из них проявилась в среднем палеозое. Складки этого возраста известны в западной части Южного Гиссара. Они образуют нижний ярус среднего структурного этажа. Складчатые структуры следующей фазы варисской складчатости образованы осадками среднего карбона. Они представляют верхний

ярус среднего структурного этажа. Крутые складки этой фазы складчатости развиты в южной части Южного Гиссара.

Довольно отчетливо проявлен третий ярус, образованный пермскими эффузивами кислого состава. Складчатые структуры яруса выражены широкими пологими складками.

Альпийские структуры в пределах Южного Гиссара представлены крупными пологими складками, прослеживающимися на значительные расстояния. Складчатые структуры альпийского возраста отнесены С.К.Овчинниковым к верхнему структурному этажу.

Существенную роль в строении района играют разрывные нарушения, среди которых известны надвиги и сбросы. Первые имеют простирание близкое к простиранию складчатых структур. Плоскости надвигов падают на север и юг под углами от $10-20^{\circ}$ до $45-60^{\circ}$ и более. Амплитуда перемещения по надвигам различная - от нескольких десятков метров до нескольких сотен метров и даже до 1,5-2,0 км. Значительная их часть альпийского возраста. Разрывы второго типа образуют всеорообразную систему сбросов, секущих надвиги. Они имеют северо-восточное и северо-западное простирание. Амплитуда перемещения по этим разрывам различная; иногда она достигает 1000 м. Разрывы данного типа широко распространены на территории Южного Гиссара. Они пересекают породы различного возраста - от верхнего силура до мела включительно. По возрасту среди них имеются варисские и альпийские. Первые - нередко минерализованы или вмещают тела гранитоидов. Вторые - лишены минерализации. Эти разрывы смешают породы мезозоя и пересекают альпийские надвиги. Направление их нередко совпадает с направлением минерализованных варисских сбросов.

Магматическая деятельность на территории Южно-Гиссарской зоны контролировалась активными участками Гиссарского глубинного разлома. Положение этих активных участков во времени неоднократно изменялось. Наиболее ранние продукты магматической деятельности, представленные эффузивами карбона, размещены в средней части современного южного склона Гиссарского хребта. Гранитоидные интрузии среднего и верхнего карбона располагаются несколько севернее. Проявление магматической деятельности в перми происходило в южной полосе Гиссарского глубинного разлома. Магматическая деятельность, начавшаяся, по мнению Е.Н.Го -

репкой (1961) и Р.Б.Баратова (1966), в нижнем карбоне, про -
должалась в течение всего верхнего палеозоя и в мезозое и
была представлена несколькими эффузивными и интрузивными фа-
зами.

В вопросе возрастного расчленения магматических пород
Южного Гиссара нет единого мнения. Наиболее распространенные
схемы возрастного расчленения магматических пород, предло -
женные И.К.Никитиным (1948), С.К.Овчинниковым (1946),
А.Т.Тарасенко (1950) и Р.Б.Баратовым (1966), существенно от-
личаются друг от друга.

Согласно И.К.Никитину, все магматические образования
Южного Гиссара относятся к верхнепалеозойскому циклу вулка -
низма, внутри которого им были выделены три эффузивных и
пять интрузивных фаз. Излияние эффузий имело место в среднем
и верхнем карбоне и в нижней перми. Внедрение гранитоидных
интрузий происходило в среднем карбоне и в перми. Среди упо-
мянутых интрузивных фаз им отмечаются среднекарбоновые ин-
трузии гранодиорита-кварцевого диорита, порфировидного биоти-
тового гранита, мелкозернистого биотитового и турмалино-би-
титового гранита и нефелинового сиенита; пермский интрузив -
ный комплекс представлен красными гранитами. Каждая из интру-
зий сопровождалась образованием пород жильной фации (гранит-
порфиров, аплитов, пегматитов и лампрофиров).

По схеме С.К.Овчинникова (1946) и А.Т.Тарасенко все
магматические образования относятся к верхнепалеозойскому
циклу вулканизма. Они представлены тремя эффузивными фазами
и двумя интрузивными комплексами. Проявления эффузивной дея-
тельности отмечаются ими в среднем и верхнем карбоне и в
нижней перми. Интрузивные породы подразделяются на два ком-
плекса - среднекарбоновый и условно пермский. В первом из
них выделено четыре интрузивных фазы: гранодиориты и кварце-
вые диориты, турмалиновые граниты, серые граниты и гранодиори-
ты, аплитовидные граниты. На современных геологических картах
аплитовидные граниты, однако, принято относить к позднекарбо-
новой фазе интрузивной деятельности.

Второй комплекс составляют три фазы: лейкократовые красные
граниты, гранит-порфиры и красные кварцевые порфиры.

В схеме Р.Б.Баратова (1966) все магматические образования разделяются на 10 магматических комплексов. К наиболее раннему магматическому комплексу им отнесен нижнекарбонный комплекс эффузивов спилитового и альбитофирового состава (спилиты, альбитофиры и их туфы). Следующий магматический комплекс представляют нижнекарбонные субвулканические интрузивы перидотит-габбро-плагиигранитового состава. Среди среднекарбонных магматических образований выделены три комплекса: эффузивы андезито-дацитового состава, субвулканические интрузивы гранитоидного состава и гранодиориты-кварцевые диориты. Верхнекарбонный магматический комплекс представляют граниты-гранодиориты (аплитовидные граниты, порфировидные граниты).

Нижнепермские магматические образования разбиваются на два магматических комплекса: эффузивов и туфов липарито-дацитового состава и субвулканических интрузивов липарито-дацитового состава.

Магматическую деятельность завершают верхнепермские - нижнетриасовые магматические комплексы: эффузивный - липаритового и трахиандезитового состава и малых интрузий - щелочно-габброидного и щелочно-базальтоидного состава.

Несмотря на наличие ряда схем, вопрос о возрастном расчленении магматических пород южного склона Гиссарского хребта окончательно не решен. Разрешение этого вопроса осложняется рядом причин, одна из которых кроется в неполноте разреза палеозойских отложений и их интенсивном метаморфизме, затрудняющем определение возраста интрузивных пород.

Проводимые в настоящее время работы по определению абсолютного возраста горных пород и детальные петрографические исследования в отдельных, наиболее сложных, районах южного склона Гиссарского хребта окажут существенную помощь в решении этого сложного вопроса.

Южный склон Гиссарского хребта отличается широким развитием скарновых месторождений с наложенной гидротермальной минерализацией (Смольянинов, 1934; Щербаков, 1936; Магакьян, 1941; Никитин, 1943; Калайтан, 1944; Иващенко, 1946; Абдуллаев, 1947; Нечелюстов, 1947; Баратов, Блохина, 1951; Матриков, 1964; Баратов и др., 1970). Развитию месторождений

этого типа благоприятствовала геологическая обстановка: состав вмещающих пород, широкое развитие гранитоидов и тектоническая обстановка в зоне контакта.

По вопросу о связи скарновых месторождений с той или иной интрузивной фазой мнения исследователей расходятся. Согласно И.К.Нихитину (1946) скарны образуются в контакте с гранитоидами трех интрузивных фаз: гранодиоритами-кварцевыми диоритами, порфировидными биотитовыми гранитами и аплитовидными гранитами. А.Т.Тарасенко связывает скарны с первыми двумя интрузивными фазами. Наиболее крупные скарново-вольфрамовые месторождения, согласно сложившемуся мнению, генетически связаны с интрузией гранодиорита-кварцевого диорита.

В результате детального изучения Майхуринского оловянно-вольфрамового месторождения автором установлено, что скарны образуются после внедрения наиболее поздних дериватов магматического очага — аплитовидных гранитов. Минерализация, заключенная в скарнах этого месторождения, тесно связана с явлениями грейзенизации.

ГЛАВА II

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ
МАЙХУРИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Площадь Майхуринского месторождения сложена метаморфизованными породами среднего палеозоя и гранитоидами верхнекарбонового интрузивного комплекса. Второстепенное значение имеют породы четвертичного возраста, представленные ледниковыми и аллювиально-делювиальными образованиями (рис. 2).

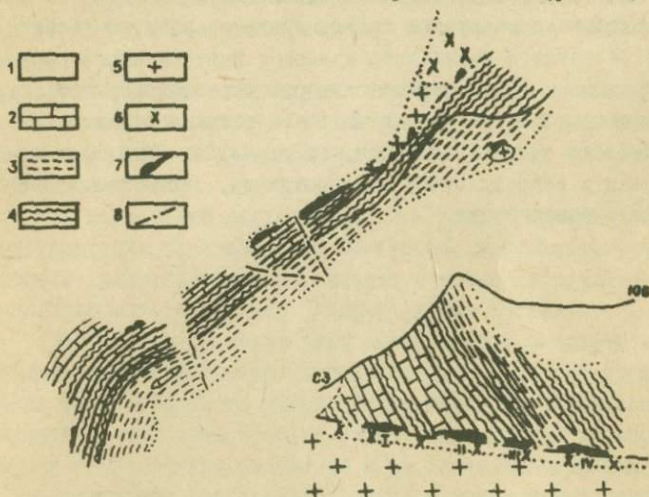


Рис. 2. Схема геологического строения месторождения Майхура (составлена по материалам А.Г.Ивашенцева, З.В.Студенинковой, И.В.Королева, Л.В.Россейкина и др.): I - четвертичные отложения; 2 - мраморы; 3 - известково-силикатовые роговики; 4 - метаморфизованные сланцы; 5 - граниты-гранодиориты; 6 - аплитовидные турмалиновые граниты; 7 - скарново-рудные тела; 8 - тектонические нарушения. I - Слепое скарновое тело № I; II - Главное скарновое тело; III - Слепое скарновое тело № 2; IV - скарновое тело Як-Арча.

Породы метаморфического комплекса
среднего палеозоя

Метаморфические породы на площади месторождения слагают южное крыло антиклинальной структуры второго порядка, осложненной мелкой изоклинальной складчатостью (Овчинников, 1946). Комплекс метаморфических образований, развитых на рассматриваемом участке, входит в состав османталинской свиты P_2^m . С.К.Овчинников разделяет эту свиту на две толщи — нижнюю, состоящую преимущественно из сланцев, и верхнюю, сложенную мраморами. Мраморы, по его мнению, обнажаются в ядрах вторичных мелких синклиналей. По представлению А.П.Марковского (1932), И.Г.Магакьяна (1941 а), И.К.Никитина (1943, 1946) и др., толща сложена метаморфическими сланцами, среди которых в виде линз различной мощности и протяженности встречаются мраморы.

Породы, слагающие метаморфическую толщу, имеют пологое ($21-45^\circ$) юго-восточное падение. На площади рудного поля они распределены неравномерно. В северо-восточной части в разрезе преобладают сланцы. Мраморы встречаются здесь в виде отдельных маломощных прослоев и линз. В юго-западном направлении происходит увеличение количества и мощности карбонатных горизонтов. Здесь установлено четыре пачки карбонатных пород (мраморы и известково-силикатовые роговики) и три пачки метаморфизованных сланцев. К контакту первой нижней пачки карбонатных пород с гранитоидами приурочено Слепое скарновое тело № 1, ко второй — Главное скарновое тело, к третьей — Слепое скарновое тело № 2, к четвертой — скарновое тело Як-Арча. С более верхними карбонатными горизонтами рассматриваемой толщи связаны скарновые залежи Шамоль и Осман-Тала, расположенные за пределами месторождения.

Изучение метаморфических пород, взятых из различных пачек разреза, показало, что они представлены глубоко метаморфизованными разностями. О первичном составе их можно судить по продуктам метаморфизма. Довольно отчетливо выделяется две группы пород: а) карбонатные и б) алюмосиликатные. К первой группе пород отнесены кальцитовые и доломит-кальцитовые мраморы и известково-силикатовые роговики. Ко второй — метаморфизованные сланцы, реже алюмо-силикатовые роговики, парагнейсы и кварциты.

Химический состав

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	0,10	0,64	0,05	0,92	1,38	2,85	49,78
TiO ₂	-	0,03	-	-	0,05	0,03	0,08
Al ₂ O ₃	-	0,15	0,54	0,36	0,21	0,50	2,58
Fe ₂ O ₃	0,05	0,04	0,28	0,05	0,33	0,28	0,30
FeO	-	0,05	-	0,05	0,54	-	1,75
MnO	-	0,06	-	-	0,06	0,06	0,38
MgO	0,86	0,40	0,86	-	0,46	1,08	0,70
CaO	55,21	55,00	54,81	55,54	53,80	54,34	41,30
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	0,41
Na ₂ O	-	0,20	0,40	0,01	0,18	0,66	0,16
n.n.n.	-	43,50	-	-	43,05	40,23	1,84
CO ₂	43,60	43,30	43,29	42,90	43,00	-	1,78
S	-	0,20	-	-	0,01	-	0,06
SO ₃	-	-	-	-	-	-	-
BaO	-	-	0,17	0,03	-	-	-
P ₂ O ₅	-	0,12	-	1,20	0,02	0,07	0,36
Cl	-	-	0,02	-	-	-	-
H ₂ O	-	-	0,03	0,02	-	-	-
H ₂ O ⁺	-	-	-	0,04	-	-	-
P	-	-	-	0,02	-	-	-
Сумма	100,07	-	100,09	99,87	100,06	100,06	99,28

П р и м е ч а н и е . Химические анализы I-9 выполнены в ЦХИ геол. АН Тадж.ССР.

I - обр. I, мрамор; 2 - обр. 517/54, мрамор; 3 - обр. 40/67, мрамор "загрязненный"; 6 - обр. 103/55, мрамор "загрязненный"; 8 - обр. 341/55, известково-силикатовый роговик; 9 - обр. доломит-кальцитовый мрамор; II - обр. 176а, доломит-кальцитовый мрамор; 13 - обр. 126, клиногумитовый серпентинизированный мрамор;

Таблица I

карбонатных пород

8	9	10	11	12	13	14
69,52	88,48	4,03	13,27	4,76	1,19	11,99
0,07	0,09	0,22	0,06	0,49	След	След
4,06	1,83	1,70	2,15	2,66	0,21	0,24
0,70	0,22	1,43	1,89	2,25	0,55	0,75
2,07	1,54	-	-	-	-	1,23
0,11	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,14
1,50	1,15	16,88	18,48	19,68	18,37	17,10
18,90	4,62	33,56	31,02	33,56	34,00	30,60
0,36	0,14	0,36	0,84	0,34	-	-
0,35	0,30	0,70	1,08	0,89	0,02	-
1,82	1,14	41,74	31,22	33,97	45,16	36,58
1,82	1,14	40,00	29,56	17,80	Не опр.	Не опр.
0,07	0,02	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
0,17	0,66	0,03	0,06	0,08	0,19	0,05
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	0,12	0,14
-	-	-	-	-	Не опр.	Не опр.
-	-	-	-	-	-	-
99,46	99,55	100,70	100,69	99,66	100,03	99,50

Упр. геол. СМ Уз.ССР; 10-14 - в химлаборатории Ин-та

мрамор; 4 - обр. 106/67, мрамор; 5 - обр. 151/55, мрамор; 7 - обр. 410/55, известково-силикатовый роговик; 10 - обр. 174, доломит-кальцитовый мрамор; 12 - обр. 177, доломит-кальцитовый мрамор; 14 - обр. 127, то же.

Первые образованы за счет кальцитовых и доломитовых известняков и известковистых сланцев, а вторые — за счет безизвестковистых сланцев (глинистых и песчано-глинистых).

Карбонатные породы

Кальцитовые мраморы — белые или светло-серые карбонатные породы, лишенные включений посторонних минералов. Структура породы гранобластовая. Размер зерен колеблется в пределах от десятых долей до 3–5 мм. Форма зерен изометричная или близкая к ней. Лишь в разгнейсованных мраморах зерна кальцита имеют удлиненную форму.

Светлые кальцитовые мраморы в разрезе метаморфической толщи перемежаются с серыми и темно-серыми мраморами. По химическому составу светлые мраморы приближаются к чистому карбонату кальция (табл. I). Примесь второстепенных компонентов в них (кремнезема, глинозема, окиси железа и магния и щелочей) в сумме не превышает 1–2% (обр. I и обр. 517).

Серые до темно-серых полосчатые мраморы широко распространены на площади рудного поля. Они состоят пачки карбонатных пород, иногда чередуясь в разрезе со светлыми разностями мраморов и с известково-силикатовыми роговиками. Окраска этих пород обусловлена примесью углисто-графитового вещества. Углистое вещество образует густую неравномерно распределенную вкрапленность, обычно приуроченную к границам зерен кальцита. Реже в мраморах встречаются небольшие линзы и гнезда крупно-чешуйчатого (3–5 мм) графита. В осветленных на контакте со скариями серых мраморах углистое вещество отсутствует.

Содержание магния в серых мраморах не превышает 1,2%. Кривые нагревания серого мрамора показывают глубокий эндотермический эффект в интервале температур 820–900°, соответствующий диссоциации кальцита.

Помимо охарактеризованных разновидностей мрамора в контактовой зоне Майхуринского интрузива встречаются кальцитовые мраморы, содержащие примесь одного или нескольких из никеперечисленных минералов: диопсида, волластонита,grossуляра или везувиана. Эти породы, согласно А.Харкеру (1935), могут быть названы соответственно диопсидовыми, волластонитовыми, grossуляровыми и везувиановыми мраморами. Содержание второстепенных

примесей в них, установленное химическим анализом, несколько большее, чем в кальцитовых мраморах (см. табл. I, обр. 103/55, 151/55).

Известково-силикатовые роговики широко распространены на площади месторождения. В двух верхних пачках карбонатных пород они наиболее развиты. В нижних карбонатных горизонтах и в сланцах они образуют маломощные прослои. Среди известково-силикатовых роговиков, развитых на площади месторождения, наиболее распространена высокотемпературная фация, представленная пироксеновой, пироксено-везувияно-гранатовой и другими разновидностями. Известково-силикатовые роговики представлены двумя разновидностями - крупнозернистой и мелкозернистой. Крупнозернистые известково-силикатовые роговики - светлые породы, обладающие гранобластовой либо фиброгранобластовой структурой. Текстура массивная, пятнистая, реже полосчатая. Порода имеет полиминеральный состав. Основными минералами ее являютсяgrossулар, диопсид, везувиян и волластонит. В небольшом количестве устанавливаются кальцит и кварц. По минеральному составу они сходны со скарнами, отличаются от них полиминеральностью и безжелезистым составом слагающих минералов. Мелкозернистые известково-силикатовые роговики - плотные породы серого и светло-серого цвета, обладающие массивной и полосчатой текстурой. Структура гранобластовая, реже немато- и фиброгранобластовая. В составе мелкозернистых роговиков, кроме преобладающего кварца, присутствуют в переменном количестве диопсид, grossулар, везувиян, волластонит, минералы эпидот-диопсидовой группы, тремолит, реже кислый плагиоклаз, калиевый полевой шпат и скаполит. Из акцессорных минералов встречаются сфен и апатит. Помимо отмеченных минералов в роговиках встречаются скопления углисто-графитового вещества.

Волластонит - один из распространенных минералов. В роговиках он встречается в переменном количестве. В одних породах он является второстепенной примесью, в других - основным минералом. Обычно ассоциирует с диопсидом, везувияном и grossуларом, но иногда образует участки мономинерального состава. Для минерала характерны тонкопризматические кристаллы, часто собранные в радиально-лучистые агрегаты.

Цвет минерала белый или слегка кремоватый. $n_d' - 1,630 \pm 0,002$; $n_{\alpha}' - 1,622 \pm 0,002$; $n_{\beta}' - 1,614 \pm 0,002$; $n_{\gamma}' - n_{\beta}' - 0,016$.

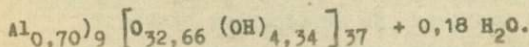
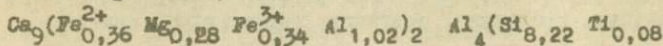


Джопсид - светлый, сероватый или слегка зеленоватый минерал. В рассматриваемых породах он присутствует в переменном количестве. Обычно образует мелкие зерна и их агрегаты; реже встречается в крупных (до 1 см) кристаллах. $n_g' = 1,697 \pm 0,002$; $n_r' = 1,672 \pm 0,002$; $\sigma n_g = 38-39^\circ$; $2V = +56^\circ$.

Гроссуляр представлен желтовато-розовой или медово-желтой разновидностью. В известково-силикатовых роговиках образует вкрапленность, гнезда или полосы. От гранатов скарновых зон отличается светлой окраской, более низким показателем светопреломления ($n = 1,737 - 1,742 \pm 0,002$). По величине показателя светопреломления определен как гроссуляр. Принадлежность минерала к гроссуляру подтверждена рентгено-структурным анализом.

Везувиян в породе распределен неравномерно, полосами. Минерал имеет светло-коричневый цвет. В шлифе бесцветный. Обладает характерной аномальной окраской. $n_g' = 1,718 \pm 0,002$; $n_r' = 1,714 \pm 0,002$; $n_g' - n_r' = 0,004$. Удельный вес - 3,10.

Химический состав везувияна (в весовых процентах): $SiO_2 - 35,00$; $TiO_2 - 0,50$; $Al_2O_3 - 20,73$; $Fe_2O_3 - 2,00$; $FeO - 1,92$; $MnO - 0,07$; $MgO - 0,80$; $CaO - 35,80$; $H_2O^+ - 3,15$ (анализ Т.И.Суконкина, химлаборат. Ин-та геол. АН УССР). Кристаллохимическая формула рассчитана по катионному методу (Борнман-Старынкевич, 1964):



По химическому составу везувиян роговиков отличается от эталона более высоким содержанием глинозема и воды. Минерал содержит примесь титана и может быть отнесен к титанистой разновидности.

Сфен в известково-силикатовых роговиках нередко образует значительные скопления. Представлен клиновидными зернами, размером до 3 мм. Цвет коричнево-бурый. Плеохроирует от коричневого до бесцветного.

Апатит, подобно сфену, встречается в роговиках в значительном количестве. Он образует рассеянную вкрапленность мелких зерен, гнездобразные и полосчатые скопления.

По химическому составу известково-силикатовые роговики непостоянны (см. табл. I, анализы 7,8,9). Особенно значительны колебания в содержании кремнезема и окиси кальция. Порода бедна CO_2 , что свидетельствует о невысоком содержании в них кальция.

Известково-силикатовые роговики образовались, по-видимому, за счет известковистых сланцев. Поскольку в формировании роговиков привнесу принадлежит незначительная роль (Корнильский, 1955), то следует предположить, что исходные известковистые сланцы имели неоднородный состав. На месте прослоев, богатых известью и глиноземом, были образованы гроссулар, везувиян, плагиоклаз. Диопсид кристаллизовался в пределах прослоев, богатых кальцием и магнием.

Известково-силикатовые роговики высокотемпературной фации в послемагматическую стадию подвергались разложению. В среднетемпературных условиях за счет них образуются роговики амфиболового, эпидот-амфиболового, эпидот-амфибол-хлоритового и другого состава, обладающие немато- фибро- и лепидогранобластовой структурой.

Доломит-кальцитовые мраморы и аполломитовые магнезиальные скарны на площади Майхуринского месторождения распространены незначительно. Небольшие по площади выходы их встречаются либо в непосредственном контакте с граунтодами (скарновый выход Осман-Тала), либо в виде "останцов" среди скарнов Главной залежи Майхуринского месторождения (Блохина, 1961, 1964).

Рассматриваемые породы неоднородны по составу. Среди них известны доломит-кальцитовые мраморы с примесью шпинели и форстерита, доломит-кальцитовые мраморы с диопсидом, доломит-кальцитовые мраморы с клиногумитом и мономинеральные диопсидовые породы. Из более низкотемпературных минералов в них встречаются: тремолит, флогопит, тальк, серпентин. Иногда (вблизи рудных тел) эти минералы являются основными, а доломит, диопсид, клиногумит встречаются в виде реликтовых зерен.

Доломит-кальцитовые мраморы - серые до темно-серых мелкозернистые породы. Окраска неравномерная, пятнистая. Светлые участки породы сложены кальцитом, иногда с примесью высокотемпературных магмевых минералов. Участки, сложенные доломитом, имеют серый цвет и обладают равномернозер-

нистой гранобластовой или мозаичной структурой. Доломит образует ромбоэдрические полигональные и неправильные зерна. В отличие от кальцита, минерал не образует полисинтетических двойников и нередко содержит примесь пелитоморфного вещества, окрашивающего доломит в грязно-бурый цвет.

К а л ь ц и т отличается от доломита более крупным размером зерен, их неправильной формой, наличием полисинтетических двойников и отсутствием включений пелитоморфного вещества.

Ш п и н е л ь встречается в доломит-кальцитовых мраморах Осман-Талы. Она образует неравномерную вкрапленность мелких (сотые доли мм) изометричных и идиоморфных зерен. Цвет минерала буровато-зеленоватый. Показатель светопреломления высокий. В скрещенных николях изотропна, но иногда обнаруживает слабое двупреломление. Внутри зерен шпинели отмечаются мельчайшие включения непрозрачного вещества (вероятно, магнетита).

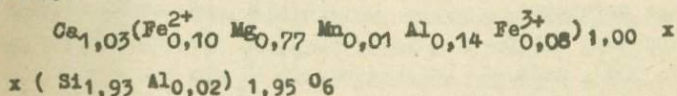
Ф о р с т е р и т, подобно шпинели, в породе распределен неравномерно. Зерна его, размером не более нескольких сотых долей мм, имеют овальную форму. Встречающиеся иногда более крупные зерна (0,1-0,2 мм) имеют неправильную форму и насыщены мелкими зернами шпинели. В шлифе форстерит бесцветен. Спайность отсутствует, но характерно наличие ветвящихся трещинок, выполненных буроватым веществом, реже серпентином. Минерал двуосный, положительный с большим углом оптических осей. Угасание прямое. $n_g = 1,673 \pm 0,002$; $n_r = 1,637 \pm 0,002$; $n_g' - n_r' = 0,036$.

Д и о п с и д в доломит-кальцитовых мраморах встречается в виде вкрапленности, гнездообразных скоплений и полос. Он образует неправильные и изометричные зерна и призматические кристаллы, размером от сотых долей мм до 2-3 и более см. Минерал имеет светло-серый или светлый зеленовато-серый цвет. В шлифе бесцветен. $\angle n_g = 39^\circ$, $n_g - n_r = 0,028$; $2V = +56^\circ$.

Химический состав пироксена (в весовых процентах):
 SiO_2 - 51,66; FeO - 2,48; MnO - 0,22; MgO - 14,07;
 CaO - 26,00; Fe_2O_3 - 0,51; Al_2O_3 - 3,80; H_2O - 0,42;
 CO_2 - 0,24; S сульфид - 0,31; Сумма - 99,71.

(Аналитик Е.И. Касьянова, химлаборат. Ин-та геол. АН УзССР).

Кристаллохимическая формула (расчитана по катионному методу):



Содержание основных молекул: Ди 90 Гед 9 ИогI .

Приведенные данные позволяют отнести пироксен к глиноземистому диопсиду, содержащему 9% геденбергитовой молекулы.

Общая железистость минерала fm = II,67%.

Помимо охарактеризованных минералов, в доломит-кальцитовых мраморах обычно присутствие гидротермальных магниевых минералов: флогопита, тремолита, талька и серпентина.

Породы рассматриваемого состава возникли в результате контактового воздействия гранитоидного интрузива на исходные доломиты. Интенсивность контактовых преобразований была различна. Наиболее интенсивными они были в непосредственном контакте. Здесь разложение доломита сопровождалось значительным выносом CO_2 и образованием высокотемпературных магниевых минералов. С удалением от контакта вынос CO_2 ослабевает; роль высокотемпературных магниевых минералов снижается. В табл. I (анализы I0, II, I2) приведен химический состав мраморов, взятых на различном расстоянии от контакта. Из таблицы видно постепенное обеднение породы CO_2 по мере приближения к контакту с гранитоидами. Это хорошо подтверждается и кривыми нагрева - ния этих пород (рис. 3). На кривых нагревания выявляется два эндотермических эффекта: один - при температуре $780-810^\circ$, соответствует диссоциации доломита; другой - при температуре $950-980^\circ$, соответствует диссоциации кальцита. Глубина первого эндотермического эффекта на отмеченных кривых различная. Минимум же она достигает на кривой образца, взятого в непосредственном контакте с гранитоидами. Эта кривая нагревания близка к таковой кальцитового мрамора (обр. 393/54).

К а л и н о г у м и т о в ы е м р а м о р ы довольно часто встречаются в виде "останцов" в скалах Главной залежи Майхуринского месторождения и реке - в экзоконтактной зоне этой залежи.

Клиногумитовые мраморы — серые, или зеленовато-серые пятнистые породы, сложенные клиногумитом (до 50%), кальцитом, реже доломитом; из более поздних минералов в них обычно тремолит, флогопит, тальк и серпентин. Иногда порода пересекается прожилками хризотил-асбеста.

Клиногумит образует изометричные зерна и агрегаты, равномерно распределенные в породе. Размер зерен 2-3 мм, редко более. Минерал имеет серый или буровато-серый цвет. В шлифе бесцветен, спайность несовершенная. Характерны полисинтетические двойники. Угол угасания, измеренный по отношению к полисинтетическим двойникам (с N_p)

равен $7-10^\circ$. Минерал двуосный, оптически отрицательный. $n_g' = 1,651 \pm 0,002$; $n_m' = 1,639 \pm 0,002$; $n_p' = 1,627 \pm 0,002$.

Химический состав клиногумита (в весовых процентах): $SiO_2 - 22,00$; $TiO_2 - 0,00$; $Al_2O_3 - 0,00$; $Fe_2O_3 - 0,00$; $FeO - 3,60$; $MnO - 0,22$; $MgO - 32,00$; $CaO - 21,60$; $K_2O - 0,00$; $Na_2O - 0,00$; $H_2O^+ - 3,15$; $CO_2 - 16,35$, сумма — 99,90.

(Анализ выполнен Т.И.Суконкиной, химлаборат. Ин-та геол. АН УССР).

Кристаллохимическая формула (рассчитана по катионному методу): $(Mg_{8,42} Fe_{0,55}^{2+} Mn_{0,03})_{9,00} Si_4 [O_{16} (OH)_2]_{18}$

$f_m = 5,92\%$.

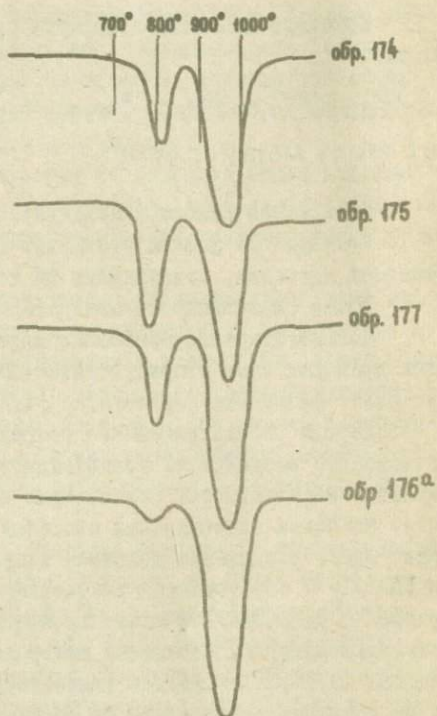


Рис. 3. Кривые нагрева дехлоритизированных пород.

Доломит в клиногумитовых мраморах является реликтовым минералом. Он замещается клиногумитом и кальцитом, а позднее — флогопитом, тремолитом, тальком и серпентином. Хорошо диагностируется по форме зерен и буроватой окраске.

Кальцит в клиногумитовых мраморах встречается обычно в значительном (до 40-50%) количестве. Часть кальцита в породе, очевидно, выделялась в процессе замещения доломита клиногумитом и флогопитом, а часть — в процессе замещения доломита серпентином.

Тремолит обычно замещает доломит и клиногумит. Для минерала характерны лучистые кристаллы и их агрегаты. В шлифе бесцветен. $n_g = 1.7-1.8^0$. Ассоциирует с флогопитом и тальком.

Флогопит, подобно тремолиту, является более поздним минералом. Он замещает клиногумит и доломит. В породе образует рассеянные буроватые чешуйки размером не более 1 мм и скопления их. Цвет в шлифе — буроватый. Заметно плеохроирует. $n_g = n_{\parallel} = 1.589 \pm 0.002$; $2V$ — от 0 до 10^0 .

Тальк образует тонкочешуйчатые агрегаты, развивавшиеся по доломиту, а также по тремолиту и флогопиту.

Серпентин — наиболее распространенный гидротермальный минерал. Он замещает все перечисленные минералы и образует тончайшие прожилочки. Цвет минерала зеленый. В шлифе бесцветный или желтоватый. Двупреломление низкое. Образование серпентина происходило, по всей вероятности, в самую последнюю стадию гидротермального процесса, так как он встречается в зонах послерудных нарушений, пересекающих клиногумитовые мраморы.

Химический состав клиногумитовых мраморов непостоянен, особенно в отношении кремниевой кислоты, что свидетельствует о различном содержании в них клиногумита. Ниже приведен химический состав серпентинизированных клиногумитовых мраморов (см. табл. I, анализы I3, I4).

Диопсидовые скарны встречены в виде "останцов" в скарнах Главной залежи Майхуринского месторождения (штольня 2, камера 8) и на Як-Арче (штольня I4, штрех I4I). Это светло-серые крупнозернистые до среднезернистые породы, состоящие из пироксена-диопсида ($n_g = 1.704 \pm 0.002$; $n_{\parallel} = 1.676 \pm 0.002$; $n_g - n_{\parallel} = 0.028$; $\alpha_g = 39^0$; $2V = +56^0$). Они

Химический состав сланцев

№ обр.	Название пород, место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
22/58	Сланец в удалении от контакта с гранитоидами	55,82	0,79	15,81	5,28	6,06	0,80	2,98
120/58	Сланец в 0,5 м от контакта со скарнами	55,99	0,70	23,11	2,91	3,57	0,06	2,50
232/54	Сланец в контакте с гнейсо-гранитами	56,54	0,75	14,48	2,82	4,70	0,14	4,35
120а/58	Парагнейс в контакте со скарнами	71,35	0,63	12,94	2,65	2,57	0,05	1,55
125/54	Парагнейс из зоны инъекции	74,10	0,70	10,27	-	6,24	0,22	3,50
4/59	Мигматит	69,64	0,23	14,99	2,10	2,72	След	0,77

Примечание. Химические анализы обр. 232/5 и 125/54 выполнены в ЦХИ Упр. геол. СМ УзССР, а обр. 120/58, 120а/58, 22/58 и 4/59 - в хим. лаборат. Ин-та геол. АН Тадж. ССР.

Таблица 2

CaO	K ₂ O	Na ₂ O	н.п.п.	H ₂ O ⁻	CO ₂	S	P ₂ O ₅	SO ₃	Сумма
3,94	3,25	3,26	1,56	0,07	0,20	0,07	0,09	-	99,65
0,62	5,67	1,80	3,03	0,27	-	-	-	-	99,96
8,61	1,76	1,24	3,68	0,00	1,62	-	0,18	0,14	99,07
2,22	2,18	2,00	1,34	0,19	-	-	0,23	-	100,79
2,80	2,48	0,57	1,96	0,84	0,46	0,58	0,17	-	100,20
1,86	5,30	1,56	1,06	0,02	0,15	0,04	0,06	-	-

образованы в магматическую стадию по доломитам. Диопсидовые скарны замещаются послемагматическими известковыми скарнами, флогопитом и более поздними рудными образованиями. Замещение диопсидовых скарнов флогопитом в отдельных участках (центральная часть Главной залежи) было весьма значительным. В флогопитовых тонкозернистых породах, сохранившихся в виде "останцов" среди известковых скарнов, встречаются реликты диопсида.

Рассмотренные аподоломитовые породы (доломит-кальцитовые и клиногумитовые мраморы и диопсидовые скарны), развитые в контактовой зоне майхуринского гранитоидного интрузива по условиям образования, минеральному и химическому составу соответствуют магнезиальным скарнам (Коржинский, 1955; Хариков, 1959; Шабнин, 1970 и др.). Они образуются в магматическую стадию за счет доломитов в пологом контакте с гранитоидами. Образование этих пород происходило в зоне, инфильтрованной мезоластовыми жилами гранитоидов и сопряжено с развитием гранитизированных пород (мигматитов, гнейсо-гранитов). На площади месторождения их развитие органичено. Это обусловлено, во-первых, сравнительно слабой распространенностью доломитов и, во-вторых, наложением на зоны развития этих пород известковых скарнов. По этой причине рассматриваемые породы устанавливаются лишь в виде узких выклинивающихся полос во внешней зоне известковых скарнов или в виде "останцов" в них.

Алимосиликатные породы

Алимосиликатные породы представлены разнообразными сланцами, роговиками и реже кварцитами и парагнейсами. Максимальное развитие они имеют в восточной части рудного поля, где чередуются с известково-силикатовыми роговиками. В западной части они перемежаются с пачками мраморов и известково-силикатовых пород.

Метаморфические сланцы - породы темно-коричневого, буровато-коричневого и серо-зеленого цвета. Структура сланцев гранолепидобластовая, фиброгранолепидобластовая, реже порфиروبластовая с лепидогранобластовой структурой основной массы. По составу среди сланцев выделяются следующие разно-

видности: кварцево-биотитовая, кварцево-силлиманито-биотитовая, кордиерит-силлиманит-биотитовая, кварцево-андалузит-биотитовая и кварцево-слюдистая. Разновидности сланцев, содержащие силлиманит и андалузит, приурочены к нижним горизонтам разреза, наименее удаленным от интрузива. Под воздействием послемагматических растворов минеральный состав сланцев усложняется. Они обогащаются гидротермальными минералами — мусковитом, турмалином, хлоритом, эпидотом, сульфидами. В контакте с грейзенизированными аплитовидными гранитами нередко образуются кварцево-мусковитовые грейзены.

Химический состав отдельных разновидностей сланцев приведен в табл. 2.

Кварцево-биотитовые сланцы — сланцеватые породы, обладающие лепидогранобластовой структурой. Основными ее минералами являются биотит (до 60%) и кварц (до 20%). Второстепенное значение имеют плагиоклаз (до 5%), мусковит, турмалин и хлорит. Порода содержит густую мелкую вкрапленность углесто-графитового вещества. Размеры зерен основных минералов сотые, редко десятые доли мм. Кварц образует полигональные зерна, а биотит — чешуйки. Последние ориентированы параллельно. Полисинтетически сдвойникованный плагиоклаз представлен олигоклазом. Мусковит, хлорит и рудный минерал обычно развиваются по биотиту.

Кварцево-силлиманито-биотитовые сланцы отличаются от предыдущих наличием силлиманита. Силлиманит-фибrolит развивается по биотиту. Присутствие силлиманита обуславливает фибролепидогранобластовую структуру.

Кордиерит-силлиманит-биотитовые сланцы характеризуются фибролепидогранобластовой структурой. В составе породы, помимо кордиерита, силлиманита и биотита, присутствуют кварц и графит. Зерна кварца имеют полигональные очертания. Кордиерит, в отличие от кварца, содержит включения биотита и обнаруживает тройники и четверники. Силлиманит развивается за счет биотита. Он представлен волокнистой разновидностью. В породе биотит и силлиманит встречаются в равных количествах (30–35%).

Андалузит - силлиманит - биотитовые сланцы - породы, обладающие порфиروبластовой структурой. Порфиробласты представлены андалузитом. Размер порфиробластов I-I,5 мм. Андалузит в шлифе имеет розовато-буроватую окраску и содержит включения мелких зерен кварца, чешуек биотита и углистое вещество. Биотит мелкочешуйчатый (от 0,01 до 0,05 мм, редко более), коричнево-бурый. Часто замещается силлиманитом-фибролитом. Довольно обычна примесь углисто-графитового вещества. Из акцессорных минералов встречаются турмалин и циркон.

Слюдисто-кварцевые сланцы изредка, в виде прослоев, встречаются среди охарактеризованных пород. Структура породы порфиروبластовая с микролепидогранобластовой структурой основной массы. В порфиробластах-чешуйки биотита, кварц, реже кордиерит. Основная масса имеет кварцесерицитовый состав.

В контакте с гранитоидами сланцы иногда преобразовываются в гнейсы, а чаще подвергаются грейзенизации и гидротермальным изменениям. В результате последних образуются двуслюдяные, хлоритово-двуслюдяные и кварцево-хлоритовые разновидности сланцев.

Двуслюдяные сланцы - розовато-коричневые сланцеватые породы, обладающие гетеролепидогранобластовой структурой. Порода сложена мелкими зернами кварца, кислого плагиоклаза и слюдой - мусковитом и биотитом. В виде примеси присутствует зелено-бурый турмалин. Чешуйки коричнево-бурого биотита размером от сотых долей до 0,1 мм, ориентированы параллельно. Чешуйки мусковита имеют размер от сотых долей до 0,5 мм. Мелкие чешуйки, образованные по биотиту, ориентированы параллельно, а крупные (порфиробласты) - беспорядочно. Иногда они образуют лапчатые агрегаты.

Из акцессорных минералов в породе встречаются апатит и циркон.

Хлоритово-двуслюдяные сланцы имеют серый цвет и сланцеватое сложение. Основными минералами породы являются биотит, мусковит и кварц. Меньшее значение имеет хлорит. Чешуйки биотита имеют размер от сотых до десятых долей мм. В породе они имеют параллельную ориентировку. Мусковит

встречается в виде крупных (до 0,5-1 мм) чешуй, распределенных беспорядочно. В порфиробластах мусковита обычно включены мелких зерен кварца и реликтов биотита. Кварц мелкозернистый с полигональными очертаниями.

Хлорит представлен двумя разновидностями. Одна из них, светло-зеленая, образует псевдоморфозы по биотиту; другая - зеленая, распределена в породе без видимой ориентировки или выполняет прожилки. Этот хлорит иногда ассоциирует с сульфидами и флюоритом.

В непосредственном контакте с гранитоидами сланцы нередко превращены в кварцево-хлоритовую породу. Структура основной массы их гранолепидобластовая. Порфиробласты - крупные (до 1-1,5 мм) чешуйки мусковита, распределены беспорядочно. Основная масса породы имеет кварцево-хлоритовый состав. Хлорит в виде мелких, параллельно ориентированных чешуек, представляет псевдоморфозы по биотиту. Иногда в этих породах присутствует эпидот. Он, подобно хлориту, замещает биотит.

Кварциты встречаются редко. Это плотные, светло-серые породы, обладающие гранобластовой структурой. Порода на 90-95% сложена полигональным мелкозернистым (0,1-0,3 мм) кварцем. В виде примеси присутствуют калцит, мусковит и углестографитовое вещество.

Альмосиликатовые роговики развиты в контакте с гранитоидами (жилами аплитовидных турмалинизированных гранитов). Мощность полос ороговикования незначительная (не более 0,5 м). Роговики имеют довольно резкий переход к исходным сланцам и отличаются от последних более светлым цветом и массивным сложением. Под микроскопом в них иногда устанавливается реликтовая сланцеватая текстура. Среди альмосиликатовых роговинов известны следующие разновидности: биотитовая, андалузито-биотитовая, силлиманито-биотитовая и кордиерито-биотитовая.

Биотитовый роговик - плотная желто-серая порода, обладающая лепидогранобластовой структурой. Порода сложена кварцем, кислым плагиоклазом и коричнево-бурым биотитом. Чешуйки последнего иногда имеют параллельную ориентировку. В чешуйках биотита содержатся включения циркона. Для роговинов обычно присутствие новообразованных минералов: хлорита, мусковита, кварца, эпидота, рудного минерала и апатита.

А н д а л у з и т о - б и о т и т о в ы й р о г о - в и к - темно-серая, плотная порода, характеризующаяся пойкилопорфириобластовой структурой. Порфириобласты представлены андалузитом. Размер порфириобластов 1-1,5 мм. В андалузите отмечаются обильные включения мелких зерен кварца, чешуек биотита, хлорита и углистого вещества. Отмечается приуроченность включений к направлениям спайности. Чешуйки биотита из основной массы обволакивают кристаллы андалузита. В основной массе кварц преобладает над биотитом. В биотите встречаются включения циркона. Иногда биотит замещается силлиманитом.

С и л л и м а н и т о - б и о т и т о в ы й р о г о - в и к - плотная темно-серая порода, обладающая фибролепидогранобластовой структурой. Порода сложена кварцем и биотитом. Второстепенное значение имеют силлиманит и кислый плагиоклаз. Порода нередко полосчатая. Полосы отличаются различным количественным соотношением кварца и биотита и размером их зерен. Полосы мелкозернистого (сотые доли мм) строения сложены преимущественно кварцем. Биотит имеет второстепенное значение. В более крупнозернистых (0,1-0,5 мм) полосах наблюдается обратное соотношение упомянутых минералов.

Из новообразований встречаются зелено-бурый мелкопризматический турмалин и крупночешуйчатый (1-2 мм) мусковит.

К о р д и е р и т о - б и о т и т о в ы й р о г о - в и к - зеленовато-серая полосчатая порода. Текстура ее слабо выраженная, сланцеватая, подчеркивается расположением чешуек биотита. Основные минералы породы: кварц, биотит, кордиерит; в виде примеси встречается калиевый полевой шпат. Новообразования представлены хлоритом, эпидотом, серицитом и рудным минералом. Хлорит и эпидот образуются по биотиту, а серицит замещает кордиерит.

Парагнейсы - наиболее глубоко метаморфизованные алюмосиликатные породы. Они встречаются в восточной части рудного поля, в зоне, инфильтрованной межпластовыми жилами аплитовидного турмалинизированного гранита. Контакты гнейсов со сланцами нерезкие. Переход сланцев в гнейсы фиксируется появлением в сланцах порфириобластов микроклина, кварца, амфибола и граната и уменьшением количества биотита.

По мере увеличения интенсивности метаморфизма структура породы становится более однородной при сохранении реликтовой гнейсовидной текстуры, подчеркиваемой ориентировкой чешуек биотита.

На площади месторождения парагнейсы представлены следующими разновидностями: биотитовой, двуслюдяной, гранатово-двуслюдяной, турмалиново-двуслюдяной и роговообманковой. Все разновидности гнейсов характеризуются лепидогранобластовой, реже порфиробластовой структурой и гнейсовидной текстурой.

Биотитовые и двуслюдяные парагнейсы — светло-серые или светлые гнейсовидные породы, обладающие лепидогранобластовой или порфиробластовой структурой. Некоторые разновидности этих пород под микроскопом обнаруживают микроочковую текстуру.

В составе парагнейсов в переменном количестве присутствуют микроклин (30–50%), кислый плагиоклаз (10–30%), кварц (15–20%), биотит (10–15%), а в двуслюдяных разновидностях присутствует мусковит (2–5%). Иногда в парагнейсах встречается силлиманит, андалузит, эпидот, хлорит, турмалин и рудный минерал. Из акцессорных минералов установлены: циркон, апатит, сфен и ортит.

Химические анализы парагнейсов приведены в табл. 2 обр. I25/54, I20a/58. Как видно из таблицы, парагнейсы отличаются от исходных сланцев (обр. 22/58) более высоким содержанием кремнезема и меньшим — глинозема, железа, кальция и щелочей. Уменьшение последних происходило, по-видимому, за счет наложения процессов грейзенизации.

Гранатово-двуслюдяные парагнейсы представляют собой разновидность двуслюдяных парагнейсов, содержащую гранат. Они встречаются в аналогичных условиях. Это светло-серая гнейсовидная порода с порфиробластами вишнево-красного граната.

Турмалиново-двуслюдяные парагнейсы отличаются от двуслюдяной разновидности присутствием порфиробластов турмалина. Количество последнего в некоторых разновидностях достигает 15%. Основная масса породы сложена кварцем, биотитом, мусковитом, плагиоклазом и микроклинном.

Роговообманковые парагнейсы иногда встречаются на контакте с гранодиоритами. Это зелено-вато-серая, иногда гнейсовидная порода, обладающая гранонематобластовой, реже лепидогранонематобластовой структурой. Порода на 30% сложена роговой обманкой ($\text{SiO}_2 = 20\%$). Остальную часть объема породы образуют микроклин, плагиоклаз и кварц. Иногда в породе встречаются бурые биотит и светло-зеленый пироксен, а также хлорит и пирит. Акцессорные представлены апатитом и офеом. Размеры призматических кристаллов амфибола от 0,1 до 0,5 мм, а кварца и полевых шпатов — 0,05 до 0,2 мм.

Из приведенного описания видно, что породы, слагающие площадь Майхуриноского месторождения представлены глубоко метаморфизованными разностями. Интенсивный метаморфизм был обусловлен контактным воздействием крупного гранитоидного интрузива на разнообразные осадочные породы: известняки, доломиты, известково-глинистые, песчано-глинистые и глинистые сланцы и песчаники. Комплекс минералов, слагающих охарактеризованные метаморфические породы, позволяет выделить среди них три температурные фации контактовых роговиков: высоко-температурную — пироксеновую и среднетемпературные — биотит-амфибол-эпидотовую и хлорит-амфибол-эпидотовую.

Интрузивные породы

Интрузивные породы на площади месторождения обнажаются в виде нескольких разобщенных выходов единого массива. По мнению одних исследователей (Обвинников, 1946; Тарасенко, 1950; Баратов, 1966) Майхуринский гранитоидный массив относится к среднекарбововому комплексу и представляет самостоятельную интрузивную фазу гранодиоритов-кварцевых диоритов. Другие исследователи (Никитин, 1943; 1946), точку зрения которых разделяет автор, рассматривают его как сателлит крупного Северо-Варзобского интрузива гранитов-гранодиоритов.

Массив вскрыт на небольшую глубину. Интрузивный контакт, прослеживаемый на площади месторождения, падает на юго-восток под углом, близким к углу падения пород метаморфической толщи

(30°). Массив сложен породами двух фаз — гранитами-гранодиоритами и аплитовидными турмалинизированными гранитами. Из хильных пород на площади месторождения установлены пегматиты, лампрофилы и аплиты.

Гранитоиды первой фазы

Среди пород первой интрузивной фазы можно выделить фацию эндоконтакта (гибридную краевую фацию) и фацию метасоматически измененных гранитоидов. Собственно интрузивная фация, представленная нормальными биотитовыми гранитами, в пределах доступной для наблюдения части интрузива имеет ограниченное развитие.

В эндоконтактной зоне Майхуринского интрузива развиты породы, отличающиеся непостоянством текстур, структур и минерального состава. В результате проявления процессов ассимиляции и гранитизации здесь были образованы породы повышенной основности (гранодиориты и кварцевые диориты) и гранитизированные породы типа мигматитов, гнейсо-гранитов и плагитогранитов.

Мигматиты развиты среди сланцев эндоконтактной зоны, инфильтрованных межпластовыми и секущими жилами гранитов. Они имеют сложный состав: полосы сланцевого состава перемежаются с полосами гранитоидного. Контакты полос нечеткие. Макроскопически это гнейсовидная мелкозернистая порода серого цвета, имеющая интрузивный облик. Под микроскопом порода обнаруживает бластомилонитовую гетеролепидогранобластовую либо бластогранитовую структуру. Текстура породы параллельно-полосчатая. Она обусловлена наличием параллельно-ориентированных биотитовых прослоев и ориентировкой бластического материала, сложенного альбитом, микроклином, реже мусковитом, хлоритом и эпидотом.Accessory минералы представлены сфеном, цирконом, апатитом и магнетитом. Порфиобласти плагноклаза, микроклина и кварца, как правило, деформированы. Плагноклаз не выше № 35, обычно № 24-30, д.з. $\begin{bmatrix} 010 \\ 010 \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} 100 \\ 010 \end{bmatrix}$. Биотит образует чешуйки с рваными краями. Они собраны в прерывистые полосы, ориентированные параллельно. Размер чешуек 0,1-1,0 мм. Биотит имеет светлый коричнево-бурый цвет. В значительной степени замещается хлоритом или хлоритом и эпидотом, а иногда — мусковитом. Изредка встре-

чается турмалин. Наличие в породе мусковита, хлорита, эпидота и других минералов свидетельствует о том, что порода подвергалась более поздним изменениям.

Сравнение химического состава мигматитов (табл. 2, обр. 4/59) с составом исходных сланцев (табл. 2, обр. 232/54) показывает, что образование их происходило в условиях привноса кремнезема, глинозема и щелочей и выноса железа, магния, кальция, марганца и титана.

Гранодиориты установлены в отдельных участках массива в контакте с карбонатными породами (левый борт р. Майхура, развилка рек Майхура - Як-арча). Они занимают небольшую площадь и обнаруживают быстрый переход к плагиогранитам. Гранодиориты представляют собой серую средне- до крупнозернистую породу, иногда содержащую ксенолиты сланца и биотитового роговика, размером от нескольких сантиметров до нескольких метров. В составе гранодиоритов установлены плагиоклаз, микроклин, кварц, биотит, роговая обманка и акцессорные минералы: магнетит, циркон, апатит, сфен, ортит, а также андалузит и силлиманит. Под микроскопом порода имеет гипидиоморфнозернистую, иногда слабопорфировидную структуру. В порфировых выделениях встречаются плагиоклаз (X_{35-36} ; $2V = -80^\circ$; д.з. $[010]$ и $[001]$), микроклин и редко роговая обманка. Размер порфировых выделений 2,5-5,0 мм, редко более. Плагиоклаз порфировых выделений иногда обнаруживает зональное строение, причем внутренняя часть порфировых выделений часто подвергается серицитизации при полной сохранности наружной зоны. Аналогичные изменения наблюдаются и в плагиоклазах основной массы. Помимо вторичных продуктов в минерале встречаются роговая обманка, чешуйки биотита и мелкие изометричные зерна кварца.

Микроклин, как правило, образует неправильной формы зерна и прожилки. В породе он замещает плагиоклаз. Замещение происходит по периферии или по спайности зерен плагиоклаза. В образованных таким образом зернах микроклина устанавливаются корродированные зерна плагиоклаза (рис. 4, а), кварца и чешуйки биотита. Микроклин решетчатый, причем решетка его проявлена неравномерно на площади зерна. На границе зерен плагиоклаза и микроклина наблюдается мirmekитовая оторочка. Кварц распределен неравномерно. Обычно он образует гнездообразные скоп-

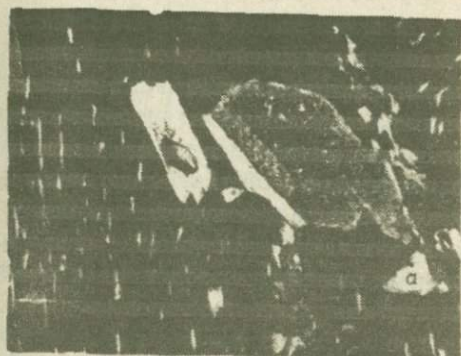


Рис. 4. Взаимоотношение полевых шпатов в гранитоидах:
 а - реликты плагиоклаза в микроклине I (николи скрещены, увел. 42);
 б - оторочка альбита (белое) на реликтовом плагиоклазе (николи скрещены, увел. 42);
 в - замещение микроклина I мелкозернистым альбитом (белое) (николи скрещены, увел. 42).

ления, приуроченные к промежуткам между зернами полевых шпатов. Размер зерен кварца 0,5-1,0 мм.

Биотит, подобно кварцу, имеет неравномерное "кучное" распределение. Чешуйки биотита обычно приурочены к границам зерен других минералов. Размер чешуек 1-1,5 мм. Ограничения их неровные. Цвет минерала в шлифе желтый, коричнево-бурый, иногда ржаво-бурый. Плеохроизм выражен отчетливо по обычной схеме. В биотите обычны включения циркона и апатита. При замещении его хлоритом и эпидотом выделяются грязно-бурый сфен и магнетит.

Роговая обманка светло-зеленая. Заметно плеохромует. $\text{cm}_L = 23^\circ$, $\text{Ng} - \text{Np} = 0,021$.

В гранитоидах, контактирующих с доломит-кальцитовыми мраморами, роговая обманка замещает моноклинный пироксен и, в свою очередь, замещается биотитом. В некоторых чешуйках биотита устанавливаются реликты роговой обманки. Плагноклаз этой породы более основной - № 48-53, д.з. - $[\text{001}]$, $\frac{[\text{100}]}{(\text{010})}$ и $[\text{100}]$.

Присутствие в породе мелких ксенолитов биотитового роговика, нередко наблюдаемые такситовые текстуры, наличие силлиманита и андалузита свидетельствуют о несомненном участии процессов ассимиляции в формировании пород гранодиоритового состава. Это подтверждается непостоянным количественным минеральным составом породы. Содержание основных породообразующих минералов в ней колеблется в следующих пределах (в объемных процентах): плагноклаз - 42-59; микроклин - 7-15; кварц - 14-28; темноцветные (биотит и роговая обманка) - 12-30. Средний количественный минеральный состав (плагноклаз - 45, микроклин - 9, кварц - 25, темноцветные - 18) позволяет отнести породу к гранодиориту, характеризующемуся повышенным содержанием темноцветных минералов, низким - калишпата и нормальным - плагноклаза и кварца.

Химический состав гранодиоритов и числовые характеристики приведены в табл. 3 (обр. 394/54, 16/59 и 118/59). Из химических анализов видно, что в гранодиоритах калийная часть преобладает над фемической. При этом в цветной части присутствует кальций (роговая обманка), а содержание железа близко к содержанию магния. Значение а:с указывает на от

Химический состав гранодиоритов

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	n.n.n.	H ₂ O ⁺	CO ₂	s	P ₂ O ₅	Сумма
Средний тип (по Дэлл)	65,01	0,57	15,94	1,74	2,65	0,07	1,91	4,42	2,75	3,70	-	-	-	-	0,20	-
Обр. 394/54	63,72	0,65	15,30	0,25	5,00	0,07	2,85	4,20	3,54	3,27	0,32	0,00	0,10	0,07	0,25	99,27
Обр. 16/59	62,00	0,68	16,89	1,30	4,51	0,03	2,78	4,00	2,63	3,55	1,32	-	1,32	-	0,40	99,69
Обр. 178/59	66,97	0,43	13,43	2,76	2,86	0,08	2,66	4,28	2,41	3,37	0,83	0,01	-	-	0,09	99,25

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому (1955)

Порода	a	o	b	s	q	f'	m'	e'	n	а:о
Средний тип (по Дэлл)	12,4	4,5	8,3	74,8	20,3	49,6	39,7	10,7	66,7	2,8
Обр. 394/54	12,21	4,09	10,77	72,85	17,27	46,20	44,3	9,5	58,6	3,0
Обр. 16/59	6,3	3,0	12,7	77,8	40,2	41,6	40,5	17,9	67,0	2,1
Обр. 178/59	5,7	1,8	12,3	80,0	47,0	32,7	37,8	29,5	68,7	3,1

П р и м е ч а н и е. Анализы выполнены в химической лаборат. Ин-та геол. АН Тадж. ССР.

сительно кислый состав плагиоклаза. Величина коэффициента n переменная. В одном случае она свидетельствует о присутствии в гранодиоритах кали-шпата в количестве большем, чем в среднем типе, а в двух других — в меньшем. Значение основных числовых характеристик a и c ниже, чем в среднем типе, а b — выше. Значение коэффициента S в двух случаях ниже, а в одном выше, чем в среднем типе. Из дополнительных числовых характеристик представляет интерес коэффициент m , свидетельствующий о высоком содержании в породе магния (2,85%; 2,78; 2,66, против 1,9% в среднем типе). Повышенное содержание магния, очевидно, связано с ассимиляцией доломитов.

На векторной диаграмме рассмотренные породы располагаются в поле гранодиорита (рис. 5).

В гранодиоритах спектральным анализом установлено значительное количество элементов-примесей, среди которых следует отметить бериллий, галлий, бор, медь, а также ниобий, скандий, цинк, олово, обнаруженные в темноцветных минералах породы (биотите, роговой обманке).

Гнейсо-граниты — обычно меланократовые гранитоидные породы, обладающие гнейсовидной текстурой. Они встречаются в краевой зоне интрузива или образуют изолированные "стратифицированные" тела среди лейкократовых плагиогранитов эндоконтактовой зоны. Внутри "стратифицированных" тел гнейсо-гранитов встречаются изолированные ксенолиты метаморфических сланцев, сохранивших первоначальную ориентировку. Гнейсо-граниты, слагающие пространство между этими ксенолитами, залегают согласно с ними и унаследуют их текстуру (рис. 6). Периферические части "стратифицированных" тел гнейсо-гранитов имеют смешанный состав. Биотит, характерный для вмещающих пород, распределен здесь в виде полос, но неравномерно. Согласно полосчатая текстура гнейсо-гранитов, хорошо выраженная на контакте с ксенолитами сланцев (штольня 2, штрек 9), при удалении от последних становится слабо различимой. Количество "стратифицированных" тел гнейсо-гранитов и их размеры с глубиной уменьшаются. Породы становятся более лейкократовыми. В таких участках их связь с вмещающими породами теряется. Как гнейсограниты, так и содержащие их лейкократовые плагиограниты с глубиной обогащаются кали-шпатом, и их состав приближается к составу нормальных гнейсо-гранитов и гранитов.

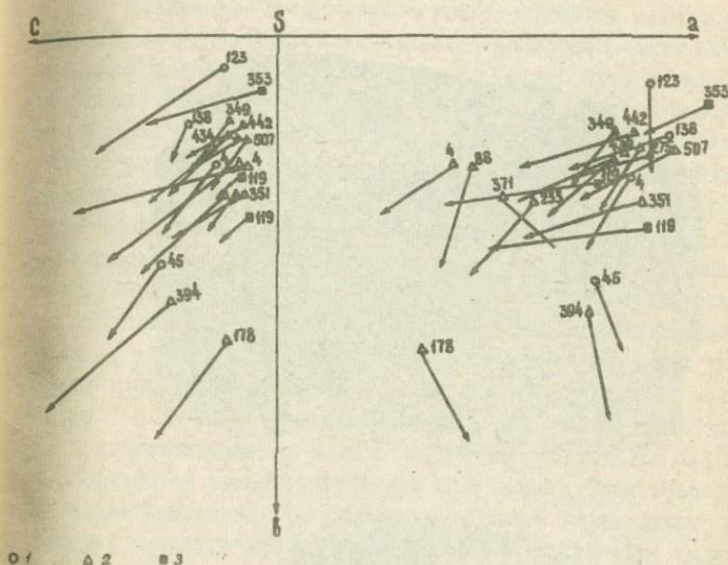


Рис. 5. Векторная диаграмма химического состава гранитоидов Майхуринского интрузива: 1 - средние типы грани-тоидов (по Дэли); 2 - граниты-гранодиориты; 3 - апатитовидные турмалиновые граниты.

Гнейсо-граниты имеют темно-серый до серого цвет. Структура породы гипидиоморфнозернистая, текстура параллельная. В составе породы установлены плагиоклаз, микроклин, кварц, биотит; второстепенное значение имеют хлорит, эпидот, мусковит, серицит; изредка присутствуют сидлиманит и андалузит. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, сфеном, ортитом, монацитом. Характерно неравномерное "кучное" распределение отдельных минералов (биотита, кварца).

Плагиоклаз - андезин (№ 27-32), д.з. - $[001]$,

$\frac{I(100)}{(010)}$ и $\frac{I(001)}{(010)}$, встречается в породе в переменном количе-

стве (от 30 до 58%). Он образует зерна таблитчатой формы размером от 0,5 до 1,5-2,0 мм, редко более. Иногда обнаруживает зональное строение, причем центральная часть их изменена более интенсивно (серицитизирована). В плагиоклазе встречается резорбированные зерна биотита и изометричные зерна кварца.

Иногда по трещинам в нем развивается биотит.

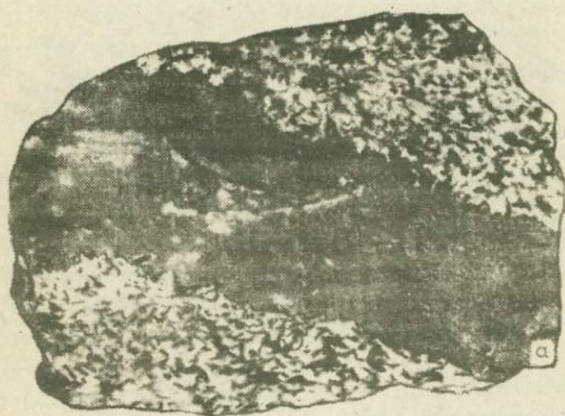


Рис. 6. Гранитизированные породы: а - гнейсо-гранит с ксенолитом метаморфизованного сланца; б - гнейсо-гранит. Уменьшено в 2 раза.

Количество микроклина в гнейсо-гранитах непостоянное (от 1-2 до 25%). Микроклин является минералом более поздним и замещает плагиоклазы. На границе их встречаются микрекитовые оторочки. Проклики микроклина встречаются также в биотите. В интенсивно микроклинизированных гнейсо-гранитах микроклин образует порфиробласты размером до 4-5 мм, иногда окруженные мелкими зернами двойникового альбита. Количество кварца в рассматриваемой породе более или менее постоянное (30-35%), но распределен он обычно неравномерно, в виде гнезд. Такие гнездообразные обособления сложены неправильными зернами кварца размером от десятых долей до 1-1,5 мм. Вторая разновидность кварца, встречающаяся в породах этого типа, образует микрекитовые вроски. Количество биотита в гнейсо-гранитах колеблется от 7-8 до 18%, что позволяет выделить как меланократовые, так и лейкократовые их разновидности. Биотит распределен неравномерно. Обычно он концентрируется в виде полос, реже образует линзовидные скопления. Чешуйки биотита имеют параллельную ориентировку и приурочены к границам зерен неокрашенных минералов. Размер чешуек измеряется в пределах от десятых долей до 1,5-2,0 мм. Форма чешуек неправильная, с "рваными" краями. Цвет минерала в шлифе красновато-коричневый. Биотит замещается эпидотом и хлоритом; в последних наблюдаются скопления зерен сфена и рудного минерала. Иногда биотит замещается мусковитом. В породе много акцессорных минералов: апатита, циркона и сфена. Реже встречается ортит.

Гнейсо-граниты отличаются от среднего типа гранита (по Дэли) меньшим содержанием кремнезема, магния и щелочей (табл. 4, обр. 233/54, 371/55). Векторы этих пород на вариационной диаграмме (см. рис. 5) занимают или промежуточное положение между гранитами и гранодиоритами, или располагаются в поле гранодиорита. Но в том и другом случае они смещены вправо относительно векторов средних типов пород. Эта особенность в совокупности с отмеченными выше минералого-петрографическими особенностями позволяет рассматривать гнейсо-граниты как гибридные образования. Они характеризуются повышенной щелочностью, высокой глиноземистостью и богаты кремнекислотой. Образование таких пород было возможно лишь при гранитизации, так как ассимиляция представляет диффузионный процесс раство-

рения вмещающих пород, при котором происходило бы выравнивание химических потенциалов компонентов, в частности щелочей. В более высоких фациях гранитизированных пород (биотитовых гранитах) соотношение щелочей приближается к соотношению их в нормальном граните (табл. 4, обр. 88/59).

Плагнограниты - преимущественно лейкократовые средне-зернистые породы, слагающие эндоконтактовую зону гранитоидного интрузива. Они имеют постепенный переход к находящимся внутри них телам гнейсо-гранитов. Минеральный состав и структурные особенности плагногранитов имеют много общего с охарактеризованными выше гнейсо-гранитами. Плагноклаз принадлежит к андезину ($\text{Na} 29-33$), д.з. $\frac{1}{(010)}$ и $[010]$. Содержание его в породе колеблется от 34 до 56%. Плагнограниты отличаются от гнейсо-гранитов небольшим содержанием темноцветных минералов (3-7%), массивной текстурой и отсутствием в их составе таких минералов, как силлиманит, андалузит и ортит. Подобно гнейсо-гранитам, характеризуются переменным содержанием кварца (28-40%) и микроклина (от 2 до 31%). Содержание последнего заметно увеличивается с глубиной, где отмечается появление гранитов, приближающихся по своему составу к нормальной разновидности. Микроклин замещает плагмоклазы, реже другие минералы. Порфиобласты его иногда сообщают породе порфировидную структуру. Явления микроклинизации, приводящие к образованию порфировидных структур в гранитоидах, отмечены рядом исследователей (Афанасьев, 1949; Купченко, 1956; Хасанов, 1959 и др.).

По количественному минеральному составу эти породы сходны с порфировидными биотитовыми гранитами истоков р. Майхуры (плагноклаз - 33%, микроклин - 31%, кварц - 29%, биотит - 6 %).

Из изложенного материала видно, что формирование Майхуринского гранитоидного массива происходило при участии процессов ассимиляции и гранитизации. В результате этих процессов в эндоконтактовой зоне интрузива были образованы породы повышенной основности (гранодиориты, реже кварцевые диориты) и гранитизированные породы типа мигматитов, гнейсо-гранитов и плагногранитов.

Таблица 4

Химический состав гранитизированных пород

№ образца	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	n.p.n.	H ₂ O	CO ₂	SO ₃	P ₂ O ₅	S	Сумма
																	сульфидная	
232/54	Сланец на контакте с гнейсо-гранитом	56,54	0,75	14,48	2,82	4,70	0,14	4,35	8,61	1,76	1,24	3,68	0,00	1,62	0,14	0,18	-	99,07
4/59	Мигматит	69,54	0,23	14,99	2,10	2,72	следы	0,77	1,86	5,30	1,56	-	-	0,15	-	0,06	0,04	99,32
233/54	Гнейсо-гранит	63,44	0,18	17,60	0,29	2,62	0,08	1,00	2,52	5,14	4,44	2,12	0,12	2,00	0,34	0,27	-	100,14
371/55	Гнейсо-гранит	66,39	0,48	15,32	2,27	3,00	0,06	1,63	1,86	4,82	3,40	0,09	-	0,15	-	0,18	0,09	99,59
88/59	Биотитовый гранит	69,39	0,26	15,07	1,62	2,00	0,02	1,06	1,73	4,22	3,40	0,82	-	0,16	-	0,18	0,09	99,59
20/59	Биотитовый плагиогранит	63,24	0,72	14,49	0,00	4,09	0,07	2,82	6,90	0,55	4,96	1,32	0,38	1,32	-	0,32	-	99,85
38/59	Биотитовый плагиогранит	70,12	0,40	13,38	0,80	2,98	-	1,59	4,90	0,81	4,20	-	0,20	1,32	-	0,07	-	100,77
151/59	Биотитовый плагиогранит	72,17	-	15,74	0,45	1,81	-	0,89	2,80	1,38	3,42	-	-	0,66	-	0,34	-	99,72
442/54	Измененный биотитовый плагиогранит	72,10	0,12	14,30	0,10	1,54	0,06	0,35	1,40	4,60	3,27	2,00	0,16	0,47	0,08	0,22	-	99,94
	Гранит всех периодов (по Дали)	70,18	0,39	14,47	1,57	0,12	0,12	0,88	1,99	3,48	4,11	-	-	-	-	-	-	-

Числовые характеристики гранитизированных пород по А.Н.Заварицкому (1955)

№ образца	Порода	a	o	b	a	q	a'	x'	m'	e'	n	asio
232/54	Сланец (на контакте с гнейсо-гранитом)	28,5	4,2	21,5	71,3	32,7	-	28,9	31,6	33,5	50,0	6,7
4/59	Мигматит	6,6	1,1	5,1	85,5	58,4	27,4	56,0	19,7	-	27,5	6,0
233/54	Гнейсо-гранит	9,7	1,9	6,5	81,9	42,9	-	45,2	30,0	25,0	56,8	5,2
371/55	"	8,5	1,5	6,4	83,7	49,1	-	66,7	17,9	16,1	49,6	5,7
88/59	Биотитовый гранит	7,4	1,7	5,1	85,6	54,8	-	54,3	37,7	10,0	55,0	4,25
20/59	Биотитовый плагиогранит	6,1	2,0	15,8	76,0	37,9	-	25,8	31,2	43,0	93,0	3
38/59	Т о х е	5,4	1,9	10,2	82,4	52,2	-	31,5	27,4	41,1	88,3	2,8
151/59	Т о х е	5,1	3,0	4,2	87,5	62,0	-	49,1	37,3	13,6	78,5	1,7
442/54	Измененный биотитовый плагиогранит	13,7	1,6	3,7	80,8	32,0	46,4	39,3	14,3	-	52,5	8,5
4	Гранит всех периодов (по Дали)	13,4	2,4	5,4	78,8	28,4	15,0	57,5	27,5	-	56,0	5,6

Примечание. Химические анализы образцов 232/54, 233/54 и 442/54 произведены в ЦХЛ Упр. геол. СМ УзССР; образцы 38/59 и 151/54 и 20/59 - в хим. лаборат. Ин-та геол. АН УзССР; остальные были выполнены в хим. лаборат. Ин-та геол. АН Тадж.ССР.

Гранодиориты развиты в контакте с карбонатными породами и, по-видимому, были образованы в результате усвоения материала последних. Гранитизированные породы обнаруживают тесную связь со сланцами. Они образованы при воздействии потока магматических растворов на сланцы. Воздействие этих растворов в гипабиссальных условиях, согласно Д.С. Коржинскому (1952), наиболее эффективно при наличии инъекции магмы во вмещающие породы. Под влиянием магматических растворов кристаллические сланцы сначала превращаются в мигматиты. По мере разрастания участков гранитного состава (что хорошо видно в эндоконтактовой зоне) вся порода превращается почти в однородную гранитную породу, обладавшую реликтовой гнейсовидной текстурой.

Позднее, по-видимому, в результате усиления тектонических движений, происходил дальнейший подъем гранитизирующих растворов, сформировавших однородные более глубинные части массива. Породы этих участков представлены массивными, иногда с элементами гнейсовидности, лейкократовыми среднезернистыми плагиогранитами, характеризующимися переменным соотношением плагиоклаза и кали-шпата. Микроклинизация, более интенсивная в глубоких частях массива, способствовала появлению здесь нормальных биотитовых гранитов. Таким образом, по мере перехода ко все более высоким фациям гранитизированных пород происходило закономерное изменение их состава. Особенно заметны изменения в содержании кремнезема, глинозема и щелочей (натрия и калия). Весьма характерно, что изменение в содержании калия начинается не в начальную стадию процесса, а позднее (микроклинизация плагиоклаза). Такая закономерность в изменении содержания щелочей характерна для явлений гранитизации (Елисеев, 1959).

Гибридный характер пород Майхуринского интрузива подтверждается рядом геологических, петрографических и химических особенностей. Важнейшими из них являются следующие.

1. Зональное строение гранитоидного интрузива. В краевой зоне развиты породы повышенной основности, переходящие с глубиной в нормальные граниты.

2. Наличие ксенолитов вмещающих пород.

3. Такситовое сложение, обусловленное неравномерным распределением темнокрасных минералов и кварца.

4. Наличие пойкилитовых включений одних минералов в других — роговой обманки в биотите, биотита в плагиоклазе, плагиоклаза и биотита в микроклине.

5. Наличие корродированных зерен ряда минералов (роговой обманки, биотита и плагиоклаза). Разрозненные реликты этих минералов, заключенные в других, более поздних минералах, имеют одинаковую оптическую ориентировку.

6. Богатство пород эндоконтактной фации акцессорными минералами: цирконом, апатитом, сфеном, ортитом.

7. Наличие в составе гранитоидов минералов вмещающих пород (андалузита и силлиманита).

8. Количественный минеральный состав гибридных пород, нередко отражающий в себе состав, по крайней мере, двух пород.

9. Отклонение химического состава пород Майхуринского интрузива от средних типов их (по Дэли).

Метасоматически измененные гранитоиды первой фазы широко развиты в пределах эндоконтактной зоны интрузива, сложенной в основном породами гибридной фации: гранодиоритами, гнейсо-гранитами и плагиогранитами.

Послемагматические изменения в гранодиоритах проявились в незначительной альбитизации, хлоритизации и эпидотизации. Предшествующий этим процессам калиевый метасоматоз в гранодиоритах проявился неравномерно. В связи с этим содержание микроклина в них колеблется от 7 до 15%. Альбитизация проявилась в образовании микрелитовых оторочек и прожилкообразных пертитов замещения в микроклине. Замещение хлоритом и эпидотом подвергался биотит и, меньше, плагиоклаз. Замещение биотита хлоритом и эпидотом сопровождалось выделением грязно-бурого сфена.

Нормальные и плагиоклазовые граниты и гнейсо-граниты подвергались интенсивной альбитизации и грейзенизации. Этим процессам предшествовала микроклинизация.

Альбитизация является одним из наиболее ранних процессов. Среди измененных гранитов известны альбитизированные и грейзенизированные разновидности. Альбитизация выразилась в об-

разовании пертитов замещения в микроклине, оторочек альбита на полевых шпатах и в образовании мелкозернистого агрегата его в промежутках между зернами порообразующих минералов (см. рис. 4, б, в). Иногда лейсты альбита образуют радиально-лучистые агрегаты. Альбитизация сопровождалась появлением кварца второй генерации. Часть этого кварца выделяется в форме мirmekитовых вростков, часть - в виде агрегата изометричных зерен, приуроченных, подобно альбиту, к границам зерен порообразующих минералов.

Грейзенизация во времени уступает альбитизации и проявлена на меньшей площади. Поэтому среди измененных гранитоидов встречаются альбитизированные, но не грейзенизированные разновидности. Процесс грейзенизации характеризуется развитием большого количества кварца и мусковита. Замещению мусковитом в первую очередь подвергался биотит, а затем плагиоклазы (в том числе альбит) и микроклин. Мусковит, образованный по биотиту, содержит реликты последнего. Такой мусковит в гнейсогранитах имеет параллельную ориентировку. Замещение плагиоклаза мусковитом происходит по спайности. Мусковит, вначале мелкошуйчатый, в дальнейшем сегрегируется с образованием крупношуйчатых (1,5-3,0 мм) агрегатов. В грейзенизированных гранитоидах мусковит ассоциирует с кварцем. Этот кварц, в отличие от кварца магматического и кварца второй генерации, выделившегося при альбитизации, характеризуется удлиненной формой зерен. Ограничения зерен зубчатые.

В грейзенизированных гранитоидах обычно присутствует короткостолбчатый, сравнительно крупнозернистый (1,5-2,0 мм) апатит второй генерации. Изредка устанавливается молибденит. Структура альбитизированных и грейзенизированных гранитоидов приближается к бластогранитовой; локальное развитие имеют пегматоидные структуры. Химический состав рассматриваемых пород и числовые характеристики их приведены в табл. 5.

Как видно из числовых характеристик, во всех проанализированных породах силикатная часть преобладает над ферромагнетической. В последней же железо значительно преобладает над магнием. Присутствие в цветной части породы алюминия (Al^{III}) указывает, что цветной минерал представлен лишь слюдой. Зна-

чение a^I колеблется в широких пределах, что обусловлено переменным содержанием темнокветных минералов в исходном гранитоиде. Из отношения $a:s$ видно, что в садической части породы преобладает кислый плагиоклаз, что отчасти связано с наложением процесса альбитизации. Значение коэффициента a^I свидетельствует о небольшом преобладании плагиоклаза над кали-натром в проанализированных породах.

Рассматриваемые измененные плагиограниты по химическому составу приближаются к среднему типу гранита (по Дали). На векторной диаграмме (см. рис. 5) они лежат в поле гранита. Соотношение плагиоклаза и микроклина в них близко к соотношению этих минералов в среднем типе гранита при несколько меньшем значении аномальности в составе плагиоклазов (возможно за счет альбитизации) и темнокветных компонентов - в составе породы. Можно полагать, что микроклинизация и последующая альбитизация способствовали приближению химического состава плагиоклазовых гнейсо-гранитов и гранитов к составу нормальных гранитов.

В двуслюдяных и мусковитовых гранитах установлены те же элементы-примеси, что и в биотитовых гранитах. Однако, по сравнению с последними, в них отмечается некоторое увеличение содержания вольфрама, молибдена, меди, олова, галлия и бериллия.

Гранитоиды второй интрузивной фазы

На площади месторождения гранитоиды второй интрузивной фазы представлены турмалиновыми аплитовидными гранитами. Одни исследователи (Овчинников, 1946; Тарасенко, 1950) выделяют эти породы в самостоятельную интрузивную фазу, внедрившуюся после гранодиоритов-кварцевых диоритов, другие (Баратов, 1956) - рассматривают их как автометаморфически измененные разности гранодиоритов, третьи (Хариков, 1961; Власова, Хариков, 1961) - считают их метасоматически измененными гранодиоритами стадии приконтактового кислотного выщелачивания, названной кварц-полевошпатным метасоматизмом. Автор, вслед за И.К. Никитиным, считает турмалиновые граниты метасоматически измененной разностью аплитовидных гранитов самостоятельной интрузивной фазы (Блохина, 1962, 1964б).

Химический состав метасоматически измененных гранитоидов первой фазы

№	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	n.n.n.	H ₂ O	CO ₂	S _{общ.}	P ₂ O ₅	Сумма
138	Трондхемит (по Дэли)	71,89	-	15,23	1,46	0,70	0,00	0,14	0,84	2,56	5,85	-	-	-	-	-	-
4	Гранит всех периодов (по Дэли)	70,18	0,39	14,27	1,57	1,78	0,12	0,88	1,99	3,48	4,11	-	-	-	-	-	-
507/54	Двуслюдяной гранит	71,24	0,15	15,33	0,00	1,85	0,07	0,55	1,26	3,76	4,70	0,00	0,27	0,07	0,23	0,03	99,51
307/55	Т о ж е	70,20	0,23	14,84	0,12	2,60	0,02	0,40	1,82	4,27	3,80	0,60	0,00	0,10	0,17	0,33	99,20
351/55	"	70,43	0,20	15,55	0,56	1,93	0,09	0,65	1,26	3,91	4,11	0,58	0,04	0,34	0,06	0,23	99,57
434/55	Двуслюдяной плагиогранит	70,74	0,18	14,59	0,33	2,23	0,06	0,60	2,24	4,10	3,15	1,60	0,00	0,90	0,24	0,33	99,69
442/54	Мусковитовый плагиогранит	72,89	0,12	14,30	0,10	1,54	0,06	0,35	1,40	4,60	3,27	2,00	0,16	0,47	0,08	0,22	99,57
439/55	Мусковитовый плагиогранит	72,37	0,09	14,24	0,37	1,38	0,05	0,55	1,57	4,15	3,37	1,40	0,00	0,09	0,20	0,42	99,66
349/55	Мусковитовый гранит	72,94	0,15	13,73	0,67	1,70	0,07	0,50	1,47	4,32	3,40	0,50	0,02	0,56	0,03	0,27	99,85

Числовые характеристики метасоматически измененных гранитоидов по А.Н.Заварицкому (1955)

№ образца	Порода	a	o	b	я	q	a'	r'	m'	o'	n	a:o
138	Трондхемит (по Дэли)	15,0	3,6	3,7	77,5	21,8	41,0	44,0	15,0	-	86,6	4,16
4	Гранит всех периодов (по Дэли)	13,4	2,4	5,4	78,8	28,4	15,0	57,5	27,5	-	56,0	5,6
507/54	Двуслюдяной гранит	15,4	1,4	4,2	78,9	21,9	38,5	40,5	21,5	-	65,8	10,9
307/55	Т о ж е	14,4	2,2	4,5	78,9	28,5	19,4	55,2	26,4	-	57,2	6,5
351/55	"	14,2	1,5	6,3	78,0	26,2	48,4	34,7	16,8	-	61,6	9,5
434/55	Двуслюдяной плагиогранит	12,9	2,7	4,7	79,7	31,4	28,5	50,0	21,4	-	53,2	4,9
442/54	Мусковитовый плагиогранит	13,7	1,6	3,8	80,7	33,0	47,3	38,6	14,0	-	51,7	8,5
439/55	Т о ж е	13,3	1,9	4,2	80,5	32,6	39,6	38,1	22,2	-	54,8	7,1
349/55	Мусковитовый гранит	13,4	1,8	3,7	80,9	33,5	24,1	55,2	20,7	-	54,9	7,8

П р и м е ч а н и е . Химические анализы выполнены в ЦХЛ Упр. геол. СМ УзССР.

Аплитовидные граниты на площади месторождения образуют межпластовые и секущие жилы в сланцах, пологопадающие и крутопадающие жилы в гранитоидах первой фазы; небольшие тела их локализованы также на контакте гранитоидов первой фазы с породами кровли (рис. 7). Внутри этих тел встречается ксенолиты сланцев, сохранившие первоначальную ориентировку. Мощность жил аплитовидных гранитов колеблется от нескольких сантиметров до нескольких метров. Контакты их с гранитоидами первой фазы четкие. Иногда в них встречается ксенолиты совершенно неизмененных гранодиоритов и биотитовых гранитов (левый борт р. Майхура). Жилы аплитовидных гранитов часто имеют пегматитовую оторочку. Пегматитовый же облик имеют и апофизы, отходящие от них в гранодиориты и сланцы кровли (рис. 8а, б).

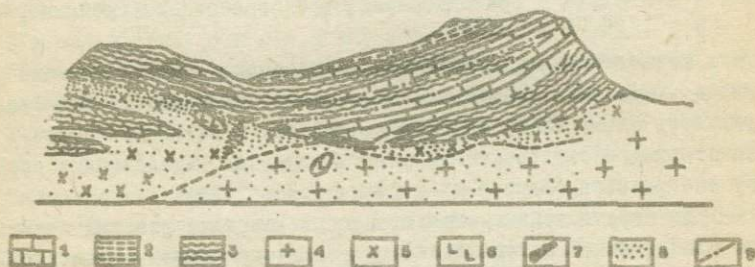


Рис. 7. Схема строения аплитальной части Майхуринского гранитного массива (правый борт р. Майхура). (Составлена по материалам А.Г. Иваненцева, З.В. Студениковой, М.В. Королева, Л.В. Россейкина и др.): 1 - мраморы; 2 - известково-силикатные роговики; 3 - метаморфизованные сланцы; 4 - граниты-гранодиориты; 5 - аплитовидные турмалиновые граниты; 6 - пегматиты; 7 - скарноворожденные тела; 8 - зоны greйзенизации; 9 - тектонические нарушения.

Аплитовидные граниты интенсивно изменены: альбитизированы, турмалинизированы, мусковитизированы и окварцованы. Это обусловлено тем, что аплитовидные граниты представляют собой наиболее поздние, богатые летучими компонентами, дериваты магматического очага. Благоприятная структурная обстановка (наличие пологого экрана сланцев и др.) способствовала накоплению летучих компонентов в верхних частях тел аплитовидных гранитов.

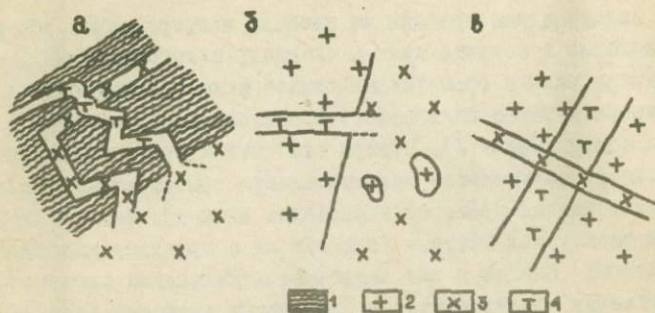


Рис. 8. Взаимоотношения пегматитов с гранитоидами: 1 - метаморфизованные сланцы; 2 - граниты-гранодиориты; 3 - аплитовидные турмалиновые граниты; 4 - пегматиты. а - жила пегматита в сланцах; б - жила пегматита в гранодиоритах; в - пересечение гранодиоритов пегматитами.

Метасоматически преобразованные породы такого состава широко развиты в Западном Узбекистане (Хамрабаев, 1958; Свириденко, 1959, 1960) и в других районах Советского Союза. Некоторыми исследователями подобные породы выделяются в группу алогранитов (Беус и др., 1962; Беус, 1968).

Из перечисленных выше процессов наиболее ранними являются альбитизация и турмалинизация, происходящие в аутометасоматическую стадию (раннюю щелочную стадию, по Д.С. Коржинскому). Это подтверждается наличием среди неизменных гранитоидов первой фазы жил альбитизированных и турмалинизированных гранитов. Аутометасоматические преобразования (альбитизация и турмалинизация) в аплитовидных гранитах предшествовали образованию скарнов, так как альбитизированные и турмалинизированные аплитовидные граниты замещались скарнами.

Процессы грейзенизации (мусковитизация и окварцевание) происходили позднее, затронули гранитоиды обеих фаз и обусловили образование за счет них двуслюдяных, турмалиново-мусковитовых и мусковитовых гранитов, мусковито-кварцевых и кварцевых грейзенов; скарны приконтактной зоны подвергались при этом окварцеванию.

Среди пород, представляющих вторую интрузивную фазу, известны альбитизированные турмалиновые и альбитизированные турмалино-мусковитовые аплитовидные граниты. В экзоконтактовой зоне встречаются мигматиты аплитовидных гранитов, претерпевшие аналогичные изменения.

М и г м а т и т ы аплитовидных гранитов встречаются в сланцах экзоконтактовой зоны, инъецированных жилами аплитовидных гранитов (водораздел рек Майхура — Як-Арча). Они образуют пластовые тела мощностью до 1 м, чередующиеся в разрезе с жилами аплитовидных турмалиновых гранитов, гнейсами и роговиками. Это серые или светло-серые мелкозернистые гнейсовидные породы интрузивного облика. Структура, текстура и состав близки к мигматитам первой фазы. В отличие от последних в них устанавливаются кислый плагиоклаз (№ 10-12) и турмалин.

А л ь б и т и з и р о в а н н ы е т у р м а л и н о в ы е и м у с к о в и т о - т у р м а л и н о в ы е г р а н и т ы представляют собой в различной степени измененные аплитовидные граниты. На площади месторождения наиболее развиты вторые. Альбитизированные турмалиновые граниты встречаются лишь в левом борту р. Майхура, где образуют жилы в наимененных гранитоидах первой фазы.

Это светлые, мелко- до среднезернистые альбитизированные породы, содержащие в переменном количестве турмалин или турмалин и мусковит. Текстура породы массивная, реже гнейсовидная (в сланцах).

В составе рассматриваемых пород установлены минералы магматической (плагиоклаз, микроклин, кварц, биотит, апатит, циркон, сфен), аутометасоматической (альбит, турмалин, кварц II) и грейзеновой (мусковит, кварц III, апатит II, флюорит I) стадий. Кроме того, в некоторых участках встречаются хлорит, эпидот и сульфиды, отложившиеся позже.

Под микроскопом порода обнаруживает blastsгранитовую до гранобластовую структуру. Она обусловлена наличием порфи-робластов плагиоклаза, микроклина и кварца, погруженных в мелкозернистый агрегат бластических новообразований, сложенных альбитом, кварцем, микроклином и, менее, турмалином.

П л а г и о к л а з порфиробластов (№ 8-12), sdвойни-кованный по альбит-карисбадскому закону $\frac{1(010)}{(010)}$, имеет вид

корродированных таблитчатых зерен. Он замещается турмалином, кварцем, альбитом, мусковитом и серицитом. Зерна микроклина имеют неправильную ветвящуюся форму размером до 3-4 мм. Двойниковая решетка проявлена неравномерно. Пертитовые вроски в нем имеют веретенообразную форму. Альбит этих вросок иногда двойникован. Довольно часто в микроклине содержатся корродированные зерна плагиоклаза. На границе зерен плагиоклаза и микроклина встречаются микрикитовые оторочки. Порфиробласты кварца имеют неправильную форму. Размер их 0,5-1,0 мм. Кварц порфиробластов характеризуется волнистым угасанием. Помимо отмеченного кварца, в породе присутствует мелкозернистый кварц бластических новообразований. Он образует изометричные зерна размером 0,1-0,2 мм, характеризующиеся нормальным угасанием. В значительном количестве местами присутствует кварц II, грейзеновый. Зерна его имеют неправильную удлиненную форму и зубчатые ограничения.

Б и о т и т редок. Он встречается в небольшом количестве в турмалиновых гранитах. Чешуйки его имеют неправильную, "рваную" форму. Цвет минерала коричнево-бурый. Обычно биотит замещается мусковитом, реже хлоритом и бесцветным эпидотом.

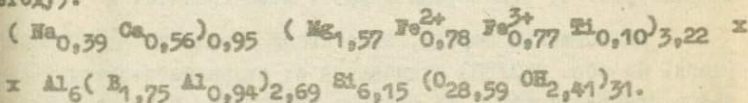
А л ь б и т присутствует в породе в большом количестве. Он образует вроски в микроклине, слагает микрикитовые оторочки и является основным минералом бластических новообразований. Минерал свежий, неизмененный. Местами хорошо видны тонкие полисинтетические двойники. Иногда вместе с альбитом устанавливается здесь и микроклин II. Зерна его, изометричные по форме, имеют размер 0,1-0,2 мм. Двойниковая решетка в нем проявлена отчетливо. Прожилки этого микроклина пересекают микроклин I.

Т у р м а л и н в рассматриваемых породах представлен коричнево-бурой разновидью. Зерна его в поперечном срезе нередко обнаруживают зональное строение. Внутренняя часть таких зерен под микроскопом имеет синий цвет, а внешняя - зеленовато-бурый. Наряду с хорошо образованными кристаллами турмалина, встречаются зерна, имеющие скелетную форму. Турмалин в породе замещает полевые шпаты и реже биотит. Взаимоотношение турмалина с биотитом неочетливое, но и тот и другой замещают плагиоклаз и замещаются грейзеновыми минералами - кварцем, мусковитом. $n_g = 1,696 \pm 0,002$; $n_p = 1,652 \pm 0,002$; $n_g' = n_p' = 0,044$.

Химический состав турмалина (в весовых процентах):

SiO_2 - 36,20; TiO_2 - 0,79; Al_2O_3 - 34,04; Fe_2O_3 - 6,00; V_2O_5 - 6,00; FeO - 5,50; MnO - 0,04; MgO - 6,20; CaO - 3,12; K_2O - 0,00; Na_2O - 1,18; H_2O - 0,52 (аналитик Е.И. Касьянова, химлаборат. Ин-та геол. АН УССР).

Кристаллохимическая формула (рассчитана по катионному методу):



Формула не "укладывается" в стандартную. Коэффициент при щелочных металлах и при группе (B, Al) несколько ниже, а при (Mg, Fe^{2+}) и Si несколько выше. Возможно, это связано с некоторыми погрешностями химического анализа. Общая железистость турмалина $\text{fm} = 99,83\%$.

Мусковит образуется за счет биотита и плагиоклаза (в том числе альбита). Мусковит, образованный по биотиту, имеет параллельную ориентировку. Он содержит примесь рудного минерала, по-видимому, выделившегося при разложении биотита. Мусковит, образованный по плагиоклазу, ориентировка беспорядочна. В зернах плагиоклаза он приурочен к трещинам спайности и к периферии их. $\text{Mg} - \text{Na} = 1,585 \pm 0,002$.

Редкую рассеянную вкрапленность в породе образует розовый гранат ($\text{M} = 1,808 \pm 0,002$). Флюорит встречается в виде единичных зерен размером 0,5-1,0 мм, окрашенных в светло-фиолетовый цвет.

Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом и сфеном. Наибольшим распространением пользуется апатит. В породе установлено две генерации этого минерала. — мелкозернистая тонкопризматическая и короткостолбчатая крупнозернистая. Внутри апатита второй генерации встречается апатит первой генерации и циркон. Сфен изредка устанавливается в ассоциации с хлоритом и эпидотом, образованными по биотиту.

Химический состав альбитизированных турмалиновых и турмалино-мусковитовых гранитов и их числовые характеристики приведены в табл. 6. Породы, взятые в восточной (табл. 6, обр. II9/54) и западной (табл. 6, обр. 215/55) частях рудного поля из массива (правый борт р. Майхура), имеют общие химические

особенности. Содержание кали-шпата и плагиоклаза в них примерно равное (коэффициент n). Плагиоклаз породы, как видно из отношения $a:c$ принадлежит к кислой разновидности, более кислой, чем в среднем типе гранита. Роль темноцветных компонентов в них меньшая и в состав их входит алюминий в большем количестве, чем в среднем типе гранита. На векторной диаграмме (см. рис. 5) эти породы лежат в поле гранита.

Аналогичные породы, залегающие в виде жил в сланцах (табл. 6, обр. 353/58) отличаются от охарактеризованных гранитов преобладанием в их составе микроклина над плагиоклазом (коэффициент n) и несколько большим содержанием альбита в составе последнего ($a:c$). Роль глинозема (a') в составе темноцветных минералов меньшая, а железа и магния (f' и m') — большая. Это обусловлено присутствием в породе наряду с мусковитом турмалина и биотита. На векторной диаграмме (см. рис. 5) вектор этой породы смещен в сторону щелочного гранита.

В измененных аплитовидных гранитах установлено присутствие вольфрама, олова, бериллия и галлия в таком же количестве, что и в измененных гранитоидах первой фазы. Кроме того, в измененных аплитовидных гранитах установлены серебро, висмут, германий, бор и иттербий, не зафиксированные в породах первой интрузивной фазы.

Жильные породы

На площади месторождения известны пегматиты, лампрофиты и аплиты.

Пегматиты, как и аплитовидные турмалинизированные граниты, встречаются в виде секущих и межпластовых жил в сланцах кровли. И те и другие являются апофизами основного тела аплитовидных гранитов (см. рис. 8а). В этих условиях образуются также жилы сложного состава. В них пегматиты составляют «зальбады», а аплитовидные граниты — «центральную часть»; иногда же пегматиты образуют гнезда в аплитовидных турмалинизированных гранитах.

Пегматитовый состав нередко имеет и апофизы аплитовидных гранитов в гранодиоритах (см. рис. 8б). Контакт пегматитов с аплитовидными гранитами нечеткий.

Т а б л и ц а 6

Химический состав турмалиновых и турмалиново-мусковитовых аплитовидных гранитов

№ образца	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	n.n.n.	H ₂ O	CO ₂	S _{общ}	P ₂ O ₅	Сумма
4	Гранит всех периодов (по Дзели)	70,18	0,39	14,47	1,57	1,78	0,12	0,88	1,99	3,48	4,11	-	-	-	-	-	-
275/55	Турмалиновый аплитовидный гранит (зап.участок)	71,40	0,05	14,93	1,18	1,46	0,07	0,35	1,50	4,95	3,45	0,52	0,00	0,26	0,22	0,22	100,04
II9/55	Т о ж е	72,10	0,07	14,87	0,72	1,15	След	0,35	1,40	3,48	3,39	1,20	0,00	0,40	1,44	0,35	99,53
II9/54	Турмалиновый аплитовидный гранит (вост.участок)	70,18	0,10	16,42	0,15	2,08	0,11	0,50	1,05	4,40	3,80	0,30	0,00	0,27	0,08	0,27	99,43
353/58	Турмалиновый аплитовидный гранит (жилы в сланцах)	71,08	-	14,43	-	1,42	0,05	0,21	0,83	7,84	2,42	0,55	-	-	-	0,25	99,08

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому (1955)

№ образца	a	e	b	с	q	a'	f'	m'	o'	n	а10
4	13,4	2,4	5,4	78,8	28,4	15,0	57,5	27,5	-	56,0	5,6
275/55	14,4	1,8	4,3	79,8	28,8	34,0	53,1	12,5	-	51,4	8,4
II9/55	12,2	1,7	6,0	80,0	34,2	65,1	25,9	9,0	-	60,1	7,1
II9/54	14,2	1,2	7,3	77,2	24,8	60,7	28,5	10,8	-	56,5	11,8
353/58	16,2	0,9	4,1	78,7	24,2	61,3	30,6	8,1	-	31,9	18,0

П р и м е ч а н и е . Химические анализы выполнены в ЦХИ
Упр. геол. СМ УзССР.

Пегматиты в большинстве случаев характеризуются не - равномернозернистым сложением. Внутри блоков, сложенных крупными кристаллами полевого шпата встречаются мелкозернистые аплитовидные участки аналогичного состава. Помимо плагиоклаза, в составе пегматитов установлены микроклин, кварц, мусковит, турмалин, розовый гранат, магнетит и редко берилл. По минеральному составу они сходны с вмещающими их измененными гранитоидами. Особенности пространственного распределения пегматитов и их структура позволяют предположить, что образование этих пород происходило в автометасоматическую стадию за счет перекристаллизации гранитоидов в участках наибольшей концентрации летучих компонентов.

Помимо упомянутых метасоматических пегматитов, в гранитоидах левого борта р. Майхуры встречаются жилы пегматита мощностью 30-50 см, которые пересекаются аплитовидными турмалиновыми гранитами (см. рис. 8). Эти пегматиты, очевидно, представляют собой жильную фацию гранитоидов первой фазы. Непосредственное взаимоотношение пегматитов со скарнами вследствие их пространственного разграничения нигде не наблюдалось. Но так как скарнообразование происходило после внедрения гранитоидов обеих фаз и их автометасоматической переработки, можно полагать, что пегматиты как метасоматические, так и жильно-магматические имеют более ранний возраст.

Дампрофиры встречены в виде серии параллельных жил на участках Шамоль и Осман-Тала (левый борт р. Як-Арчи), на левом борту р. Майхуры и на юго-западном участке месторождения. Это массивные зеленовато-серые породы, обладающие порфировидной структурой. Порфировые включения представлены авгитом и плагиоклазом. Основная масса, имеющая призматически-зернистую структуру, сложена плагиоклазом и авгитом; в виде примеси в ней присутствуют бурая роговая обманка, биотит и акцессорные минералы (циркон, сфен и титаномagnetит). Вторичные минералы представлены хлоритом, серпентином, баститом, кальцитом и лейкоксеном. Первые три образуются по авгиту, последний - по титаномagnetиту.

Охарактеризованные породы по составу отвечают одиниту.

Дампрофиры пересекают гранитоиды обеих фаз и скарны (рис. 9). Какие-либо высокотемпературные изменения в них на

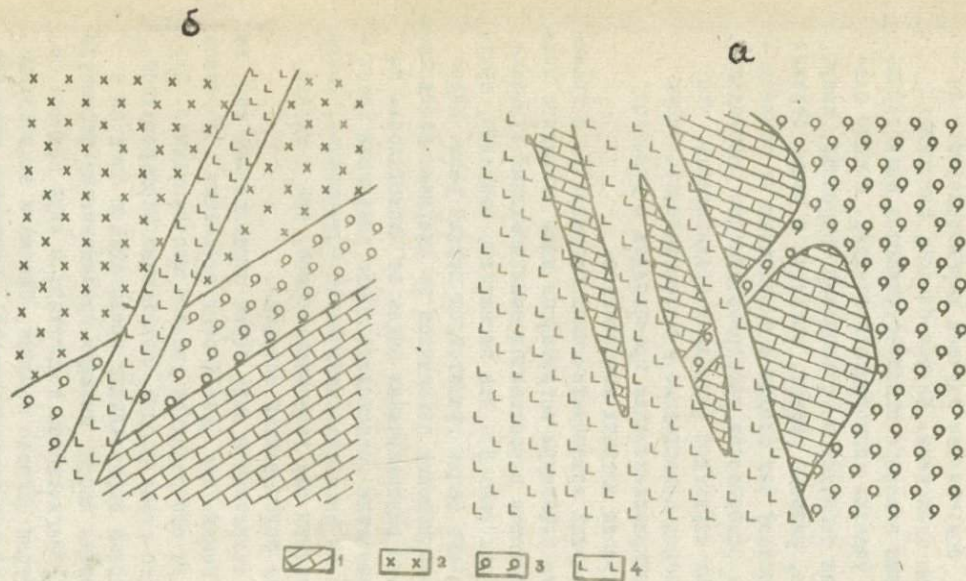


Рис. 9. Взаимоотношения диорита лампрофира со скарнами: а - на Юго-Западном участке (рассечка 80, штольня Западная) и б - на участке Шамоль (поверхность). 1 - мраморы; 2 - турмалиновые граниты; 3 - скарны; 4 - лампрофиры.

контакте со скарнами отсутствуют. Возраст охарактеризованных лампрофиров дорудный, так как они содержат сульфидное оруденение. Наряду с дорудными лампрофитами на юго-западном участке месторождения установлены (Россейкин, Ратманов, 1971) послерудные дайки того же состава.

А п л и т ы встречаются в виде жил мощностью до 5 см в гранитоидах и породах метаморфической толщи. На юго-западном участке месторождения аплиты пересекают жилы турмалиновых аплитовидных гранитов. Взаимоотношение их со скарнами достоверно не установлено.

Краткие сведения о структуре Майхуринского месторождения

Сообщаемые здесь краткие сведения о структуре месторождения основаны на данных, полученных в процессе геолого-съемочных и разведочных работ (Россейкин, 1970), а также на материалах, собранных автором в процессе изучения метасоматических образований и выяснения их взаимоотношений друг с другом (Блохина, 1964).

Формирование структуры Майхуринского месторождения тесно связано с формированием палеозойской структуры Лино-Гиссарской структурно-фациальной зоны. Названная зона отличается сложным строением. Основное значение в формировании её структуры имели варисские движения, обусловившие появление ряда крупных антиклинальных складок, осложненных складчатостью второго порядка. Значительная часть складчатых структур была уничтожена при внедрении гиссарского плутона гранитоидов. На рассматриваемой территории широко проявлены мелшластовые нарушения и зоны разлома северо-западного простирания.

Майхуринское месторождение приурочено к пологому юго-восточному крылу антиклинали второго порядка, осложненной мелкой изоклинальной складчатостью. На площади месторождения широкое развитие получили мелшластовые нарушения. При внедрении гранитоидной интрузии в них были локализованы жилы гранитоидные тела-апофизы основного массива. По мере охлаждения и затвердевания интрузива происходило уменьшение его объема. В теле гранитоидного интрузива были образованы крутопадающие и пологопадающие трещины отдельностей; одновременно происходила тектоническая разрядка в зоне контакта, сопровождавшаяся мек-

пластовыми подпорками в породах кровли. В эти ослабленные зоны внедрились аплитовидные граниты. В трещинах, образованных в аплитовидных гранитах в процессе остывания, а также в перекрывающих их сланцах, создавались благоприятные условия для концентрации летучих компонентов и формирования небольших по протяженности килообразных и жильных тел пегматитов.

Послемагматический период формирования структуры месторождения распадается на ряд этапов. Некоторые из них проявлены довольно отчетливо, другие затухиваются метасоматическими процессами. Тем не менее, роль структуры в распределении и локализации продуктов послемагматической деятельности очевидна. Скарнообразование контролировалось тектоническими нарушениями, проходящими по контакту гранитоидов с породами кровли, межформационными нарушениями, а также секущими полого- и крутопадающими нарушениями в породах кровли и в гранитоидах. Роль структуры контакта отчетливо выявляется и в размещении более поздних метасоматических образований — грейзенов и зон окварцевания. Тектонические движения проходили по тем же направлениям, но значительных перемещений при этом не происходило, так как гранитоиды приконтактовой зоны, претерпевшие грейзенизацию и окварцевание и прилегающие к ним околоскарные породы и скарны, также окварцованные, не подвергались дроблению.

Наличие деформационных явлений здесь фиксируется параллельной ориентировкой зерен кварца в грейзенизированных гранитоидах и зонах окварцевания. Дизъюнктивные нарушения следующего этапа деформации развивались в ином плане. Этот этап проявился в образовании серии крутопадающих нарушений северо-восточного простирания, секущих гранитоиды обеих фаз и скарны, выполненных лампрофирами.

Особенно большое значение имели дизъюнктивные нарушения в распределении и локализации оруденения. Дорудные деформации на площади месторождения проявились неравномерно, в связи с чем рудоносность отдельных участков различна. Среди дорудных нарушений известны крутопадающие ($75-80^{\circ}$) нарушения и зоны трещиноватости северо-восточного ($20-50^{\circ}$) и северо-западного ($280-290^{\circ}$) простирания, пересекающие зону контакта. Предполагается наличие сопряженных с ними пологопадающих нарушений

межпластового типа, которые в связи с интенсивным метасоматозом фиксируются слабо. Роль перечисленных дизъюнктивных нарушений была различной. Крутопадающие нарушения, прослеживаемые в гранитоидах, выполняли роль рудоподводящих структур. В них фиксируется бедное оловянно-вольфрамовое и сульфидное оруденение. Рудовмещающими структурами были, по-видимому, пологопадающие нарушения и крутопадающие зоны трещиноватости, прослеживаемые в скарнах и других, благоприятных для рудоотложения, породах.

Пологопадающие нарушения, очевидно, контролировали образование линзообразных рудных тел, а крутопадающие зоны трещиноватости — образование рудных тел штокерского типа, которые наиболее развиты в юго-западной части; в центральной и восточной частях рудные тела этого типа развиты во внешней зоне линзообразных рудных тел.

Формирование рудных тел происходило в неспокойной обстановке. Это подтверждается наличием микропрожилков более поздних минералов (сульфидов) в более ранних (меллите, касситерите и др.), а также микробрекчиями, роль цемента в которых выполняли сульфиды. Подвижки, происходившие в процессе отложения руд, не оказали существенного влияния на их распределение.

Более поздние послерудные (во внутриминерализационные) подвижки проявились в образовании крутопадающих и пологопадающих нарушений, несущих кварцево-кальцитово-хлоритовую минерализацию. Первые из них, простиравшиеся в северо-восточном и северо-западном направлениях, представляют собой зоны дробления мощностью до 1,5 м. Они пересекают и сминают скарновые и рудные тела. Амплитуда перемещения по ним не превышает 3 м. На площади Майхуринского месторождения установлено четыре таких нарушения. К пологопадающим послерудным нарушениям относят межпластовый разлом, проходящий по известнякам всячего бока и пересекающий скарновое тело вблизи устья штольни 9. Далее к северо-востоку этот разлом проходит по контакту гранитоидов с породами осадочно-метаморфической толщи. Пологопадающие нарушения известны и внутри скарново-рудных тел. Они простираются в направлении, близком к меридианному, и падают на юго-восток. В некоторых участках они пересекают рудные тела, в других — проходят по контакту рудных тел со скарнами. Некото-

рые из рассмотренных послерудных нарушений представляют собой подновленные дорудные нарушения.

Кроме отмеченных структур, на площади месторождения встречаются крутопадающие нарушения северо-западного простирания, в которых отсутствует какая-либо минерализация. Одно из таких нарушений установлено автором в западном окончании выхода "Д".

Все охарактеризованные структуры имеют варисский возраст. Время проявления постеминерализационных нарушений достоверно не установлено.

ГЛАВА III

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКОЙ СТАДИИ

Формация известковых скарнов

Скарновые тела Майхуринского месторождения приурочены к контакту гранитоидов обеих интрузивных фаз с карбонатными породами метаморфической толщи. В размещении их важное значение имели структурные и литологические факторы. Наиболее крупные скарновые тела контролируются нарушениями, проходящими по контакту гранитоидов с породами метаморфической толщи. Особенности строения этой толщи в совокупности с пологом, почти горизонтальной, поверхностью интрузива обусловили образование нескольких крупных скарновых тел, приуроченных к различным пачкам карбонатных пород (см. рис. 2).

Кроме этих крупных скарновых тел, имеющих форму залежей, на площади рудного поля известны межформационные тела (на контакте мраморов и сланцев), жильные скарновые тела (в мраморах и гранитоидах) и мелкие линзообразные тела среди сланцев или на контакте последних с гранитоидами.

Межформационные и жильные скарновые тела являются апофизами, отходящими от основных скарновых тел в породы кровли и гранитоиды. Линзообразные тела образованы за счет скарнирования мелких линз мраморов. Они встречаются в восточной части рудного поля и контролируются тем же интрузивным контактом.

В предлагаемой работе охарактеризованы крупные скарновые тела контактового типа, а также межформационные и жильные тела.

Строение скарновых тел

Скарновые тела контактового типа

Главная скарновая залежь располагается на контакте гранитоидов (биотитовых гранитов-плагитогранитов и аплитовидных турмалиновых гранитов) со второй пачкой карбонатных пород (см. рис. 2, II). Она простирается в юго-западном направлении и падает полого на юго-восток. С поверхности прослежена на 300 м. Горными выработками и скважинами подземного бурения она прослежена на юго-запад еще примерно на 250 м. Истинная протяженность её не установлена. Мощность залежи переменная - в восточной части она равна нескольким метрам, в центральной - около 30 м, а в юго-западной - 50 м и более. От основного скарнового тела в породы кровли отходят многочисленные межпластовые и секущие апофизы. Жилы скарнов, обычно крутопадающие, известны и в гранитоидах эндоконтактной зоны. Главная скарновая залежь имеет асимметричное строение. Мощность экзоскарновой зоны в 4-5 раз превышает мощность эндоскарновой. Эта асимметрия обусловлена особенностями состава и строения экзоконтактной зоны. Среди карбонатных пород (мраморы, иногда с примесью диопсида, волластонита, клиногумита, и известково-силикатовые роговики), подвергавшихся замещению известковыми скарнами, встречаются магнезиальные скарны, прослойки сланцев и жилы гранитоидов. Особенно много последних в юго-западной части месторождения (рис. 10). Эндоскарновая зона имеет небольшую мощность и простое строение.

Особенности строения Главной скарновой залежи видны из приведенных ниже разрезов, взятых в различных участках.

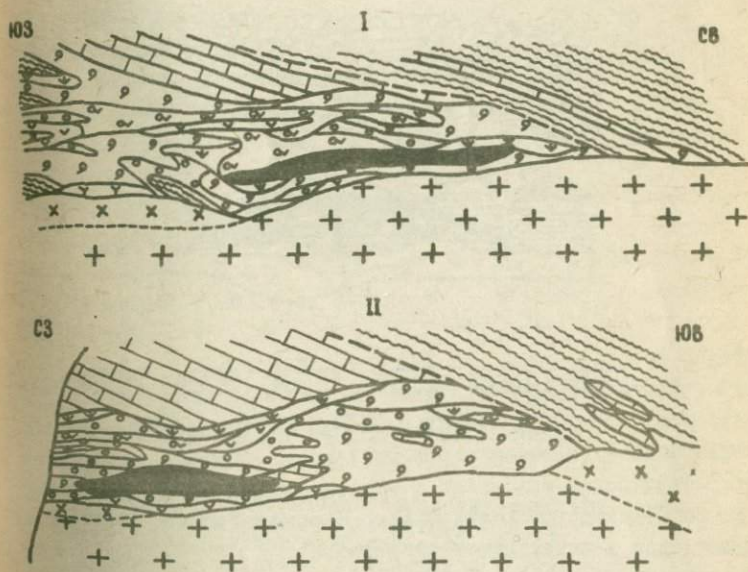
Разрез № I (восточная часть)

1. Двуслидчатый гранит.
2. Окварцованная околоскарновая порода.
3. Гранатовый скарн.
4. Окварцованная околоскарновая порода.
5. Аплитовидный турмалиновый гранит ("останец").
6. Окварцованная околоскарновая порода.
7. Кварцево-гранатовый скарн.
8. Гранатовый скарн.

9. Пироксено-гранатовый скарн.
10. Скарноид.
11. Пироксеновый экзоскарн.
12. Мрамор.

Разрез № 2 (центральная часть)

1. Двуслюдяной гранит.
2. Окварцованный гранитоид.
3. Окварцованная околоскарновая порода.
4. Кварц-гранатовый скарн.
5. Гранатовый скарн.
6. Пироксено-гранатовый скарн.
7. Гранат-пироксеновый до пироксено-гранатового экзоскарн.



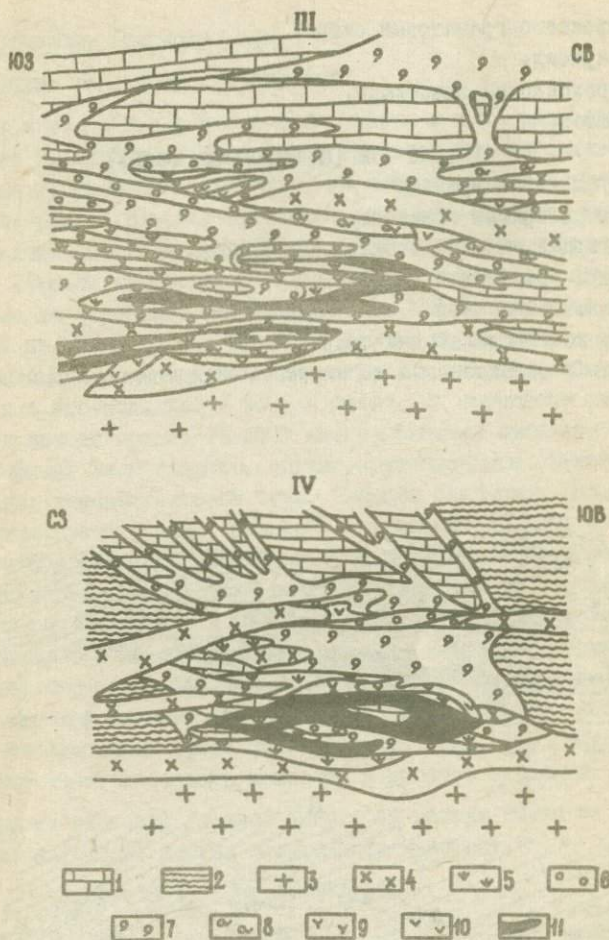


Рис. 10. Схематические геологические разрезы: I, II - центральная часть Главной залежи; III, IV - юго-западная часть Главной залежи. I - мраморы; 2 - сланцы; 3 - граниты-гранодиориты; 4 - аплитовидные турмалиновые граниты; 5 - пироксеновые скарны; 6 - гранатовые скарны; 7 - пироксено-гранатовые скарны; 8 - кварцево-гранатовые скарны; 9 - окварцованные околоскарновые породы; 10 - мономинеральные кварцевые образования; II - линзообразные рудные тела.

8. Мрамор.
9. Гранат-пироксеновый до пироксенового экзоскарн, переходящий в скарионд.
10. Кварцево-гранатовый скари.
11. Гранатовый скари.
12. Окварцованный гранатовый скари.
13. Гранат-пироксеновый экзоскарн.
14. Мрамор.
15. Гранатовый экзо- либо эндоскарн.
16. Мрамор.

Разрез № 3 (юго-западная часть)

1. Биотитовый гранит, грейзенизированный.
2. Турмалиновый аплитовидный гранит.
3. Пироксеновый до гранат-пироксенового скари с "останцами" мраморов.
4. Гранатовый скари.
5. Кварцево-гранатовый скари.
6. Турмалиновый аплитовидный гранит.
7. Гранат-пироксеновый, местами до пироксенового, скари с хилособразными телами гранатового скарна и "останцами" мрамора.
8. Гранатовый до кварцево-гранатового скари.
9. Турмалиновый аплитовидный гранит.
10. Гранатовый скари.
11. Пироксено-гранатовый скари.
12. Мрамор.

Скарновыи выход Як-Арча расположен в 700 м к юго-востоку от Главной скарновой залежи. Скарновое тело образовано на контакте гранитоидов того же массива с верхней (в пределах рассматриваемого разреза) пачкой карбонатных пород, сложенной мраморами с прослоями известково-силикатных роговиков. Скарновое тело имеет форму линзообразной залежи, простирающейся в юго-западном направлении и пологопадающей (15°) на северо-запад в соответствии с падением интрузивного контакта на этом участке. Видимая длина залежи на поверхности 45 м. Горными выработками прослежена более чем на 50 м при максимальной мощности в 15 м. В плане и разрезе залежь имеет неправильную форму. От скарнового тела в породе кровли отходят

апофизы (мехпластовые и секущие). В скарнах устанавливаются "останцы" мраморов, известково-силикатовых роговиков и магнетитовых (диопсидовых) скарнов.

В составе скарновой залежи установлены пироксеновые, гранатовые, пироксено-гранатовые, гранат-пироксеновые, реже кварцево-гранатовые скарны, околоскарновые породы, обычно окварцованные, которые иногда контактируют со скарнированными (гранатизированными) гранитоидами. Мономинеральные скарны имеют незначительное развитие в отдельных участках лежащего и висячего бока. Распределение скарновых пород видно из приведенных ниже разрезов.

Разрез № I (поверхность)

1. Биотитовый гранит, грейзенизированный.
2. Околоскарновая порода, окварцованная.
3. Кварцево-гранатовый скарн.
4. Пироксено-гранатовый скарн.
5. Пироксеновый скарн.
6. Мрамор.

Разрез № 2 (штольня I4)

1. Биотитовый гранит, грейзенизированный.
2. Окварцованный гранит (кварцево-плагноклазовая порода).
3. Околоскарновая порода, окварцованная.
4. Кварцево-гранатовый скарн.
5. Пироксено-гранатовый скарн, окварцованный.
6. Пироксено-гранатовые скарноиды с "останцами" известково-силикатовых роговиков и линзовидными обособлениями гранатового скарна.
7. Пироксено-гранатовые скарноиды с обособлениями пироксенового скарна.
8. Известково-силикатовый роговик.

Скарновая залежь Шамоля расположена за пределами месторождения в левом борту р. Як-Арчи, в 500 м к востоку от скарнового выхода Як-Арча.

Скарновое тело приурочено к контакту гранитоидов (биотитовых и аплитовидных гранитов) с пачкой мраморов. Мраморы на участке скарнового выхода имеют крутое падение. Контакт с гранитоидами крутой. С глубиной происходит его выполаживание. По мере выполаживания контакта происходит уменьшение мощности скар-

нового тела до полного выклинивания. Скарновое тело имеет форму линзообразной залежи, простирающейся в юго-западном направлении и круто падающей на юго-восток. Оно пересекается дайками лампрофира.

В составе скарновой залежи установлены пироксеновая, гранато-пироксеновая, пироксено-гранатовая и реже гранатовая разновидности скарна.

Османталинская скарновая залежь расположена в правом борту р.Як-Арчи, к югу от скарнового выхода Як-Арча. На поверхности скарновая залежь обнажается в виде нескольких разобщенных выходов. Она приурочена к контакту карбонатных пород с гранитоидами, реже располагается на некотором удалении от контакта и имеет межформационный характер. От скарнового тела в породы кровли и гранитоиды иногда отходят апофизы. Общая длина залежи, по данным разведочных работ, равна 500 м при мощности от 1,5 до 4 м, а в раздувах — до 12 м. Она простирается в юго-западном направлении и под крутым углом падает на юго-восток. Гранитоиды, слагающие лежащий бок залежи, представлены мелкозернистыми гнейсовидными породами гибридного происхождения. На отдельных участках наряду с ними устанавливаются турмалиновые аплитовидные граниты. Висячем боку залежи развиты доломит-кальцитовые мраморы и известково-силикатовые роговики.

По строению и составу Османталинская скарновая зона несколько отличается от охарактеризованных выше. В ее составе видное место принадлежит магнезиально-скарновым породам.

Разрез через скарновую зону.

1. Мелкозернистые гнейсовидные гранитоиды типа гибридных кварцевых диоритов.
2. Доломит-кальцитовый мрамор с форстеритом, флогопитом и серпентином.
3. Мелкозернистый светло-зеленый пироксеновый скарн с реликтами доломита. Из аксессуарных минералов распространен сфен.
4. Гранат-пироксеновый скарн с реликтами доломитовой породы. В качестве второстепенных минералов устанавливаются везувин и сфен.
5. Сложная по составу порода. Из скарновых минералов устанавливается диопсид, форстерит, из реликтовых — доломит. Широко

распространены гидротермальные минералы: амфибол, кварц, кальцит; акцессорные — сфен.

6. Мелкозернистый пироксеновый скарн. В нем встречаются порфиробласты граната и небольшие реликтовые включения доломит-кальцитовой породы. Порода местами замещена серпентино-хлоритом.
7. Светлый гранат-пироксеновый скарн. Помимо основных минералов в нем присутствуют эпидот, кварц, кальцит, сфен, хлорито-серпентин.
8. Пироксено-кварцевый роговик, полосчатый.
9. Доломит-кальцитовый мрамор, полосчатый. Из второстепенных минералов в нем присутствуют форстерит и флогопит.

Метаморфические скарновые тела

Метаморфические скарновые тела представляют собой апофизы Главной залежи. Они располагаются на контакте сланцев и мраморов. Размеры и мощность их различные (рис. II).

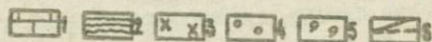
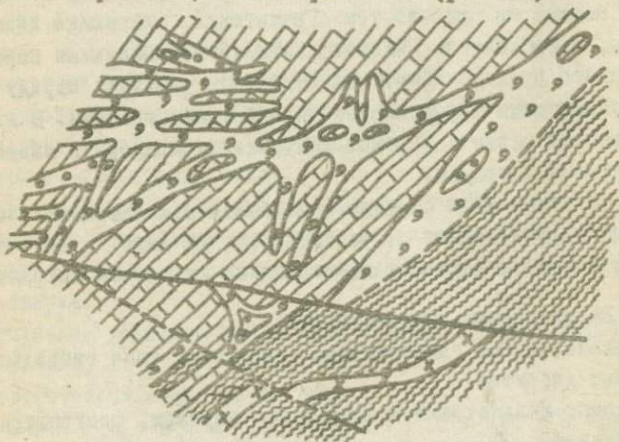


Рис. II. Жильные и метаморфические скарновые тела в экзоконтактовой зоне Главной залежи (схематический план юго-западной): 1 — мрамор; 2 — сланцы; 3 — аплитовидные турмалиновые граниты; 4 — гранатовые скарны; 5 — пироксеновые скарны; 6 — тектонические нарушения (установленные и предполагаемые).

Наиболее крупным метаморфическим телом является Юго-Западное. Более мелкие метаморфические тела известны в штольне I3 и штольне Западной.

Юго-Западное скарновое тело образовано на контакте карбонатных пород со сланцами в непосредственной близости от контакта с гранитоидами. Оно имеет форму межпластовой залежи с апофизами в карбонатные породы. Скарновое тело простирается в юго-западном направлении, согласно с простиранием пород метаморфической толщи и падает на юго-восток под углом $16-25^{\circ}$. По падению оно причленяется к Главной залежи. Протяженность Юго-Западного скарнового тела на поверхности равна 100 м при мощности до 3-3,5 м. Истинная протяженность его не установлена. Предполагаемая длина по падению 50-55 м.

Образование скарнов происходило путем замещения карбонатных (кальцитовые и доломит-кальцитовые мраморы и известково-силикатовые роговики) и алюмосиликатных (биотитовые сланцы) пород.

Строение и состав залежи видны из приведенного ниже разреза.

1. Сланец биотитовый, грейзенизированный.
2. Околоскарновая порода, полосчатая. Основные минералы - кварц и пироксен ($\alpha_{\text{Hg}} = 47^{\circ}$, $2V = 60^{\circ}$). Второстепенные - актинолит, кальцит, гранат. Акцессорные - циркон и апатит.
3. Пироксено-гранатовый эндоскарн, массивный; иногда гранат образует гнезда в пироксене ($\alpha_{\text{Hg}} = 46-47^{\circ}$).
4. Пироксено-гранатовый экзоскарн с прослоями скарноида. Порода сложена пироксеном ($\alpha_{\text{Hg}} = 44-46^{\circ}$, $2V = 60-62^{\circ}$), гранатом. В виде примеси присутствуют эпидот, кальцит, хлорит, кварц, а из акцессорных - офеи. Скарноид отличается от скарна полосчатой текстурой. Полосы имеют либо пироксено-гранатовый, либо пироксен-эпидотовый состав. Пироксен с углом $\alpha_{\text{Hg}} = 45^{\circ}$.
5. Волластонитовый скарн. Структура породы порфирообластовая с фибробластовой структурой основной массы. Кроме волластонита, в ней присутствует иногда диопсид ($\alpha_{\text{Hg}} = 38-39^{\circ}$).
6. Мрамор, с примесью углисто-графитового вещества.

Межпластовое скарновое тело штольни I3 имеет мощность около 2 м. В лекачем его

боку располагаются метаморфизованные биотитовые сланцы, а висячем - клиногумитовые мраморы. Строчение его видно из разреза, взятого в шт. 13 вблизи штрека 131.

1. Сланец слюдястый метаморфизованный.
2. Сланец ороговикованный. Порода сложена кварцем, плагиоклазом, биотитом. Из второстепенных минералов встречаются турмалин, мусковит и пирит.
3. Гранатовый скарн, окварцованный в лежащем боку.
4. Гранат-пироксеновый скарн.
5. Клиногумитовый мрамор с прожилками и жилами гранат-пироксенового скарна.

Жильные скарновые тела

Широко распространены в мраморах кровли и меньше в гранитоидах. В мраморах они представлены жилами различной мощности (от нескольких сантиметров до первых метров) и прожилками. Некоторые из них залегают согласно с напластованием мраморов и падают полого ($DV \angle 30-40^\circ$), другие пересекают мраморы и падают круто ($DV \angle 70^\circ$). По простиранию они нередко соединяются друг с другом и с межформационными скарновыми телами, а по падению - с Главной залежью (см. рис. II). Жильные скарновые тела сложены пироксено-гранатовыми, пироксеновыми, гранатовыми и иногда волластонитовыми скарнами. Жилы гранатовых скарнов в мраморах встречаются редко и обычно они являются оскарнованными жилами гранитоидов (рис. 12). В мощных жильных телах встречаются все отмеченные разновидности скарнов. Пироксеновые скарны в них слагают альбанды, а гранатовые скарны - центральную часть. В переходной зоне образуются гранат-пироксеновые скарны.

Крутопадающие жильные скарновые тела в гранитоидах имеют гранатовый или кварцево-гранатовый состав. В пределах одной и той же жилы наблюдается переход гранатового скарна в кварцево-гранатовый. В контакте с гранитоидами развита околоскарновая окварцованная порода (см. рис. 12).

Наличие секущих скарновых тел свидетельствует о том, что образование скарнов происходило в условиях непрекращающихся тектонических подвижек.

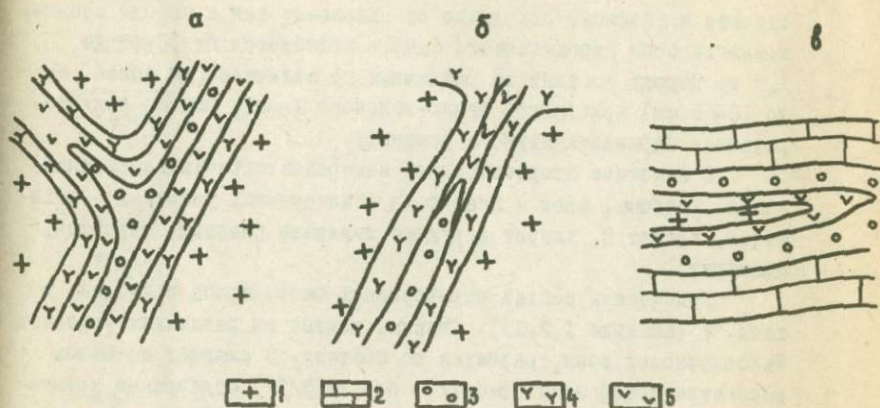


Рис. 12. Строение некоторых жильных скарновых тел в гнейсах (а, б) и мраморах (в): 1 - мраморы; 2 - граниты-гранодиориты; 3 - гранатовые скарны; 4 - окварцованные околоскарновые породы; 5 - кварц.

ТИПЫ СКАРНОВ, ИХ ХИМИЧЕСКИЙ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ

Скарновые зоны Майхуринского месторождения образованы разнообразными по составу породами: волластонитовыми, пироксеновыми, пироксено-гранатовыми и гранатовыми скарнами, эпидозитами, скарноидами и околоскарновыми породами (обычно окварцованными).

Волластонитовые скарны образуют маломощную зону, являющуюся переходной от мраморов к пироксеновым скарнам. Это светлая мелкозернистая порода, сложенная агрегатом тонкопризматических кристаллов волластонита. В виде примеси в ней встречаются моноклинный пироксен, кварц и кальцит.

Пироксеновые скарны в виде зон переменной мощности встречаются почти во всех скарновых телах. Обычно они располагаются в непосредственном контакте с породами кровли, окаймляют "останцы" карбонатных пород в скарновом теле. Мономинеральный пироксеновый состав имеют в ряде

случаев и апофизы, отходящие от скарновых тел в породы кровли. Мощность зоны пироксенового скарна колеблется от 10 см до 1,5 м. Порода состоит из различных по величине (от долей мм до 10-15 см) кристаллов темно-зеленого цвета, обычно ориентированных перпендикулярно к контакту.

В качестве второстепенных минералов встречаются гранат, кварц, кальцит, сфен и апатит, а в измененных участках - актинолит, гранат П, хлорит и рудные минералы (шеелит, пирротин, сфалерит).

Химический состав пироксеновых экзоскарнов приведен в табл. 7 (анализы I, 2, 13). Скарны, взятые из различных участков экзоскарновой зоны, разнятся по составу. В скарнах из низов рассматриваемой зоны (табл. 7, обр. 265/52) содержание кремнезема выше, а окиси кальция ниже, чем в тех же скарнах, взятых на контакте с мраморами кровли (табл. 7, обр. 321/55). Наблюдается различие и в содержании таких компонентов, как железо, марганец и магний.

Гранат - пироксеновые и пироксено - гранатовые скарны встречаются в экзо- и в эндоскарновой зоне всех скарных тел. В эндоскарновой зоне они иногда следуют непосредственно за зоной околоскарновых пород. В других случаях им предшествует зона гранатового скарна. Эндоскарновый характер их доказывается присутствием "останцов" окварцованных околоскарновых пород и гранитоидов (устье штольни 10).

В экзоскарновой зоне пироксено-гранатовые скарны нередко образуются на месте пироксеновых экзоскарнов в результате замещения пироксена гранатом по мере развития скарного процесса. Они встречаются как в контакте с мраморами кровли, так и с их "останцами". В некоторых скарных телах пироксено-гранатовые скарны являются преобладающими. Ими нередко сложены апофизы, отходящие от скарных тел в породы кровли. Основными минералами пироксено-гранатовых скарных являются пироксены диопсид-геденбергитового ряда и гранатыgrossуляр-андрадитового ряда. Количественное соотношение их непостоянное.

Второстепенные минералы: кварц, кальцит, актинолит, гранат П, эпидот, хлорит, шеелит и сульфиды. Акцессорные минералы представлены сфеном и апатитом. Повышенные количества их отмечаются в гидротермально измененных участках.

Таблица 7

Химический состав скарнов

ОКИСЛИ	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	50,70	46,00	42,50	42,31	40,96	41,89	42,26	40,66	46,40	39,90	39,68	35,52	46,02	41,04	38,00	39,76	84,08	75,00
TiO ₂	0,09	0,05	0,18	0,07	0,12	-	-	-	-	-	-	-	-	0,50	0,25	0,07	-	-
Al ₂ O ₃	1,66	1,66	18,14	11,07	9,48	7,97	8,87	8,93	1,78	10,00	13,10	14,28	3,75	16,27	16,47	16,38	1,92	1,21
Fe ₂ O ₃	0,26	1,00	5,62	5,53	1,87	8,85	7,92	8,59	4,12	3,30	5,76	5,60	0,63	5,25	4,65	6,10	0,75	1,00
FeO	20,63	22,70	3,77	9,03	12,40	11,31	11,47	9,16	19,94	10,78	8,62	7,54	22,33	4,46	4,04	3,15	5,09	9,47
MnO	1,58	2,48	1,32	1,54	1,34	2,00	1,80	1,80	1,80	1,40	1,80	1,80	1,40	1,80	1,36	1,24	0,38	0,56
MgO	1,10	0,80	0,25	0,95	1,70	1,31	2,02	1,40	0,61	0,40	0,71	1,01	0,71	0,25	0,70	0,55	0,10	1,47
CaO	18,48	21,35	25,00	27,71	26,10	24,34	24,30	26,28	23,60	29,77	27,88	28,60	23,83	26,88	29,33	27,65	5,04	9,87
Na ₂ O	0,40	0,31	0,27	0,20	0,30	0,20	0,24	Нет	0,24	0,29	0,20	0,12	0,27	0,13	0,30	0,25	0,26	0,27
K ₂ O	0,32	0,10	0,18	0,08	0,10	-	-	-	-	-	-	-	-	0,29	0,16	0,16	0,37	0,18
n.n.n.	-	-	1,52	0,98	4,42	0,23	-	-	-	-	-	-	-	2,28	4,00	1,80	0,40	0,40
CO ₂	0,84	0,90	0,84	0,90	4,42	-	-	-	-	-	-	4,12	-	2,20	4,00	1,05	0,40	0,12
P ₂ O ₅	1,09	0,04	0,48	0,29	0,49	-	-	0,10	0,10	-	0,38	0,12	0,07	0,48	0,70	0,05	0,33	0,24
H ₂ O ⁻	0,04	-	-	0,08	-	0,23	0,03	0,35	0,02	0,09	0,03	0,08	0,02	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁺	-	-	-	-	-	0,72	0,57	0,58	-	0,82	0,30	0,72	0,58	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	0,18	0,12	0,25	0,05	0,15	0,22	-	0,10	-	-	-	-	-
S	1,09	2,76	0,51	0,12	0,11	0,09	0,02	0,03	0,09	0,01	-	-	-	0,14	0,02	0,06	0,14	0,22
WO ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	След	2,75	-	-
Zn	1,81	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	99,08	100,15	99,96	100,08	99,39	99,89	98,57	99,98	99,47	99,13	100,12	100,36	99,84	99,52	99,98	99,76	100,01	100,13

П р и м е ч а н и е . Химические анализы 1, 2, 3, 4, 5, 14, 15, 16, 17, 18 - выполнены в ЦХИ Упр. геол. СМ УзССР; анализы 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13 - в хим. лаборат. Ин-та геол. АН Тадж.ССР. 1 - обр. 265, пироксеновый экзоскарн; 2 - обр. 321, то же; 3 - обр. 317, пироксено-гранатовый скарн; 4 - обр. 327, то же; 5 - обр. 29, то же; 6 - обр. 41/68, то же; 7 - обр. 42/68, то же; 8 - обр. 43/68, то же; 9 - обр. 44/68, то же; 10 - обр. 107/68, то же; 11 - обр. 109/68, то же; 12 - обр. 111/68, то же; 13 - обр. 112/68 - пироксеновый скарн; 14 - обр. 316, гранатовый скарн; 15 - обр. 446, то же; 16 - обр. 281, то же; 17 - обр. 355, околоскарниновая порода; 18 - обр. 312, то же.

Химические анализы пироксено-гранатовых скарнов приведены в табл. 7 (анализы 3-12). Пироксено-гранатовые эндоскарны (табл. 7, обр. 317/55) отличаются от подобных пород экзоскарновой зоны (табл. 7, обр. 321/54) более высоким содержанием глинозема и более низким железа, марганца и кальция.

Скарноиды отличаются от пироксено-гранатовых экзоскарнов полосчатым или пятнистым распределением минералов. Они образованы за счет карбонатных пород, содержащих первичный аллюмосиликатный материал. Наряду с гранатом и пироксеном, обособляющимися в виде полос, в них устанавливаются реликтовые минералы известково-силикатовых роговиков: коричнево-бурый везувиан, сфен, апатит, волластонит, кальцит и светлый гранат.

Примечательно, что эти минералы сохраняют в скарноидах свое первоначальное полосчатое распределение. Помимо указанных минералов, в скарноидах встречается более поздний и более железистый гранат, образующий прожилки и гнезда.

По химическому составу скарноиды сходны с пироксено-гранатовыми скарнами (табл. 7, обр. 29/54).

Гранатовые скарны развиты в эндо- и экзоскарновых зонах. Они образуют зоны мощностью от десятков см до 3-4 м.

Гранатовые эндоскарны обычно контактируют с гранитоидами или околоскарновыми породами. Поэтому они встречаются или в лежачем боку основных скарновых тел, или в экзоскарновой зоне их, где пространственно приурочены к апофизам гранитоидов или к кварцованным околоскарновым породам, образованным на месте этих апофиз. Эндоскарновый характер имеют жильные гранатовые скарны в гранитоидах, а также в мраморах (если в последних они образованы на месте апофиз гранитоидов).

Гранатовые экзоскарны образуются в процессе замещения гранатом пироксеновых экзоскарнов и скарноидов. Гранат этих скарнов отличается более высоким содержанием андрадитовой молекулы.

Гранатовые скарны - почти мономинеральные породы, буровато-красного цвета. Основным минералом их является гранатgrossуляр-андрадитового ряда. В виде редкой примеси встречается моноклинный пироксен, а в измененных участках - биотит, плагиоклаз, кварц, эпидот, хлорит и кальцит. Гранатовые скарны,

взятые в различных участках Главной залежи, весьма незначительно отличаются по химическому составу (табл. 7, анализы I4, I5, I6).

Близкий к ним химический состав имеют и гранатовые скарны, образованные при замещении апофизы гранитоидов в мраморах (табл. 7, обр. 446/55).

Окварцованные околоскарные породы (пироксено-кварцевые породы) распространены во всех скарновых зонах. Маломощные оторочки их наблюдаются и в альбандах жил гранатового скарна в гранитоидах. Мощность зоны пироксено-кварцевых пород колеблется от 10–15 см до 1–1,5 м, реже 2,0 м. Основным минералом породы является кварц (от 50 до 80%), в котором рассеяны мелкие корродированные зерна моноклинного пироксена ($\text{снг} = 44-46^\circ$; $2v = +59-60^\circ$), циркон, сфен и апатит. В виде реликтов устанавливается плагиоклаз (№ 30–32, д-з. $[\text{OIO}]$ и (OIO)). Из вторичных минералов присутствуют актинолит, хлорит, эпидот и кальцит.

Химический состав пироксено-кварцевых пород приведен в табл. 7 (анализы I7 и I8).

Помимо охарактеризованных пироксено-кварцевых пород, встречаются гранат-кварцевые породы, представляющие собой в ряде случаев окварцованные околоскарновые породы гранат-плагиоклазового или гранат-пироксен-плагиоклазового состава. Подобно пироксено-кварцевым породам они являются эндоскарновыми образованиями. В их составе устанавливается реликтовый плагиоклаз, циркон и апатит. Содержание плагиоклаза в них иногда достигает 10–15%. Такие породы имеют гранитоидный облик и нередко именуются "скарнированными" гранитоидами (Як-Арча).

Помимо граната, кварца, плагиоклаза, циркона и апатита в гранат-кварцевых породах встречаются пироксен, эпидот, актинолит, скаполит, хлорит и кальцит.

Кроме охарактеризованных пород, в некоторых скарновых зонах (Юго-Западное скарновое тело) встречаются эпидозиты. Они имеют ограниченное распространение.

Распределение всех перечисленных скарновых фаций в значительной мере обусловлено особенностями состава и строения экзоконтактной зоны. В связи с этим, эндоскарновые образова-

ния встречаются не только в контакте с гранитоидами основного массива (в лежащем боку скариновых тел), но и среди экзокскариновых образований, где они замещают апофизы гранитоидов и прослой сланцев.

В составе скарнов установлено небольшое количество минералов. Основное значение среди них имеют гранаты и пироксены. Второстепенными минералами являются волластонит и везувиан. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом и сфеном. Помимо перечисленных минералов, в скарнах присутствуют, нередко в большом количестве, гидротермальные минералы: актинолит, гранат II, плагиоклаз, биотит, эпидот, кварц, хлорит и кальцит, замещающие гранат и пироксен.

В о л л а с т о н и т слагает мономинеральные скарны в контакте с мраморами. Минерал образует тонкопризматические кристаллы или радиально-лучистые и сноповидные агрегаты. Цвет минерала белый или кремовый. В шлифе бесцветный. Показатели светопреломления: $n_g' = 1,630 \pm 0,002$; $n_m' = 1,619 \pm 0,002$; $n_p' = 1,615 \pm 0,002$; $2V = 38-40^\circ$; $c n_g = 30-32^\circ$; $n_g' - n_p' = 0,015$.

М о н о к л и н н ы е п и р о к с е н ы в скарнах Майхуры представлены минералами диопсид-геденбергитового ряда. Установлено две разновидности. Одна - светло-зеленая - имеет ограниченное распространение. Минерал выполняет прожилки в клиногумитовых мраморах. В шлифах бесцветен. Показатели светопреломления: $n_g' = 1,699 \pm 0,002$; $n_p' = 1,672 \pm 0,002$; $n_g' - n_p' = 0,027$; $2V = 60^\circ$; $c n_g = 42-48^\circ$. Эта разновидность по оптическим свойствам соответствует пироксену, в составе которого преобладает диопсидовая молекула.

Основным минералом известковых скарнов является зеленый до темно-зеленого пироксен. Он слагает мономинеральные породы и в переменном количестве присутствует в гранат-пироксеновых скарнах, скарноидах и околоскарновых породах. Минерал образует призматические кристаллы и их агрегаты. Размер кристаллов колеблется от десятых долей мм до 10-14 см. Удельный вес 3,41. Минерал обладает переменными оптическими свойствами: $c n_g = 41-50^\circ$, $2V = 56-62^\circ$; $n_g - n_p = 0,19-0,28$.

Оптические свойства свидетельствуют о преобладании в составе пироксена геденбергитовой молекулы. Эти данные подтверж-

даются химическими анализами (табл. 8). Произведенные расчеты показали, что содержание геденбергитовой молекулы в пироксенах разных зон различное; максимальное (86,61%) - в пироксенах из экзоскарновой зоны, а минимальное (66%) - в пироксенах из эндоскарновой зоны. Общая железистость пироксенов от 90,83 до 94,23% и от 72,16 до 78,51% соответственно.

Рассчитанные по данным химических анализов кристаллохимические формулы неплохо укладываются в стандартные. Лишь формулы, рассчитанные по анализам скарнов, обнаруживают некоторые отклонения (табл. 8, обр. 265/52, 321/55, 355/55 и 312/55).

Г р а н а т - широко распространенный минерал скарновых зон. Он слагает мощные зоны мономинеральных гранатовых скарнов и в переменном количестве присутствует в гранат-пироксеновых скарнах и скарноидах. Мономинеральный гранатовый состав имеют жильные скарны в гранитоидах и оскарнованные апофизы гранитоидов в мраморах.

Гранат имеет красно-бурый цвет различных оттенков и интенсивности. Образует зернистые агрегаты, реже - хорошие кристаллы и друзовидные агрегаты их. Удельный вес 3,63-3,69.

Показатели преломления гранатов сравнительно невысокие. Лишь иногда в экзоскарновой зоне встречаются гранаты с высокими показателями светопреломления (Жариков, Власова, 1961). Проанализированные и замеренные автором гранаты имеют невысокие показатели светопреломления. Содержание андрадитовой молекулы в этих гранатах, рассчитанное по формуле, предложенной В.А. Жариковым и Д.К. Власовой (1961), невысокое (табл. 9). Аналогичное невысокое содержание андрадитовой молекулы было получено и при расчете химических анализов гранатов из различных скарновых зон. Но, как видно из табл. 10, более высокое содержание андрадитовой молекулы наблюдается в гранате из экзоскарновой зоны.

Наблюдающиеся сравнительно небольшие колебания в содержании основных молекул объясняются, по-видимому, различной концентрацией подвижных компонентов в каждом участке экзоскарновой зоны.

Под микроскопом гранаты обнаруживают буроватую или розоватую окраску, реже бесцветны. Как правило, бесцветные гранаты оптически аномальны. Анизотропные гранаты обычно развиты

Т а б л и ц а 8

Химические анализы пироксенов

Оксиды:	Пироксен из экзокскарновой зоны						Пироксен из эндо- : Пироксен из окварцованной		Пироксен из окварцованной		Пироксен из окварцованной		
	скарновой зоны						околоскарновой		породы				
	Обр. 250/52	Обр. 265/52	Обр. 321/55	Обр. 153/58	Обр. 355/55	Обр. 312/55							
	Весо- : Молеку- : Весо- : Молеку- : Весо- : Молеку- : Весо- : Молеку- : Весо- : Молеку- : Весо- : Молеку- : Весо- : Молеку-	вой % : лярные : вой % : лярные : вой % : лярные : вой % : лярные : вой % : лярные : вой % : лярные : вой % : лярные	количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства	количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства	количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства	количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства	количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства	количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства	количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства	количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства	количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства	количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства	количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства : количе- : ства
	SiO ₂	48,12	80I	50,70	844	46,00	766	47,28	788	84,08	1399	75,00	1249
	TiO ₂	-	-	0,09	-	0,05	-	-	-	-	-	-	-
	Al ₂ O ₃	1,83	18	1,66	17	1,66	17	0,00	-	1,92	19	1,21	12
	Fe ₂ O ₃	2,44	15	0,26	2	1,00	6	6,58	41	0,75	4	1,00	6
	FeO	22,85	317	20,63	286	22,70	315	16,28	227	5,09	70	9,47	132
	MnO	1,03	14	1,58	23	2,48	35	1,57	22	0,38	5	0,56	8
	MgO	1,41	35	1,10	27	0,80	20	3,91	97	1,10	27	1,47	36
	CaO	22,74	405	18,48	330	21,35	381	24,00	428	5,04	89	9,87	176
	CO ₂	-	-	0,84	10	0,90	20	-	-	0,40	9	0,12	2
	Na ₂ O	-	-	0,40	-	0,31	-	-	-	0,26	-	0,27	-
	K ₂ O	-	-	0,32	-	0,10	-	-	-	0,37	-	0,18	-
	H ₂ O ⁻	-	-	0,04	-	-	0,00	-	-	0,00	-	0,00	-
	P ₂ O ₅	-	-	1,09	-	0,04	-	-	-	0,33	-	0,24	-
	S	-	-	1,09	-	2,76	-	0,38	-	0,14	-	0,22	-
	Zn	-	-	1,81	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Сумма	100,42	99,08			100,15		100,00		100,01		100,13	
Кристалло-химическая формула	Ca _{0.98} (Fe _{0.77} Mn _{0.05} Mg _{0.08} Fe _{0.07} Al _{0.02}) _{0.97} (Si _{1.94} Al _{0.06}) ₂ O ₆	Ca _{0.85} (Fe _{0.74} Mn _{0.06} Mg _{0.07} Fe _{0.01} Al _{0.04}) _{0.96} (Si _{2.18} O ₆)	Ca _{0.97} (Fe _{0.90} Mn _{0.09} Mg _{0.05} Fe _{0.03} Al _{0.04}) _{1.01} (Si _{1.96} Al _{0.04}) _{2.00}	Ca _{1.03} (Fe _{0.95} Mn _{0.05} Mg _{0.03} Fe _{0.09}) _{0.92} (Si _{1.98} Fe _{0.10}) ₂ O ₆	Ca _{0.90} (Fe _{0.70} Mg _{0.27} Mn _{0.03}) _{1.02} Si _{2.06} O ₆	Ca _{0.98} (Fe _{0.78} Mg _{0.04}) _{0.99} Si _{2.02} O ₆							
Общая же- лезистость	fm=90,83%	fm=91,48%	fm=94,23%	fm=76,10%	fm=72,16%	fm=78,51%							
Содержа- ние моле- кул	Ged ₈₆ Di ₁₀ Ho ₄	Ged ₈₅ Di ₈ Ho ₇	Ged ₈₅ Di ₅ Ho ₁₀	Ged ₆₆ Di ₂₈ Ho ₆	Ged ₆₈ Di ₂₈ Ho ₆	Ged ₇₅ Di ₂₀ Ho ₅							
			cNg = 50°; 2V=62°			cNg = 46°; 2V=60°							
			Ng -Np= 0,021			Ng - Np = 0,019							

П р и м е ч а н и е . Содержание основных молекул и формулы пироксена 285/52 и 321/55 рассчитано по основным компонентам скарна; пироксена из обр. 355/55 и 312/55 - по основным компонентам пироксено-кварцевой породы, а в обр. 250/52 и 153/58 - из мономинеральных проб.

Т а б л и ц а 9

Зависимость содержания андрадитовой молекулы
в гранатах от показателей светопреломления

№ образца	Показатель светопреломления	Содержание андрадито- вой молеку- лы (в %)	Место взятия образца
409/55	$1,751 \pm 0,002$	10	Штольня 8
91/55	$1,751 \pm 0,002$	10	Камера 3
314/55	$1,752 \pm 0,002$	10	Штольня 8
316/55	$1,753 \pm 0,002$	11	Штольня 8
446/54	$1,754 \pm 0,002$	12	Дго-Западное тело
280/54	$1,759 \pm 0,002$	15	камера 10
89/55	$1,759 \pm 0,002$	15	" 3
281/54	$1,760 \pm 0,002$	15	" 10
76/55	$1,766 \pm 0,002$	20	" 8
95/54	$1,766 \pm 0,002$	20	" 4
53/59	$1,767 \pm 0,002$	20	
85/55	$1,770 \pm 0,002$		

П р и м е ч а н и е . Показатели светопреломления
гранатов определялись авто-
ром в иммерсионных средах.

в гидротермально измененных скарнах. Но, как показали наблюдения анизотропия более характерна для гранатов из слабо измененных скарнов (пересеченных сетью прожилков). Интенсивно и равномерно измененные гранатовые скарны обычно содержат изотропный гранат. Очевидно, переход граната из изотропной разновидности в анизотропную был вызван как воздействием растворов, так и деформационными явлениями. Рентгено-структурный анализ нескольких образцов анизотропного граната, произведенный К.П. Януловым, показал, что анизотропные гранаты при несомненной близости значений межплоскостных расстояний обладают более расплывчатым характером рефлексов.

Гранаты замещаются биотитом, хлоритом, плагиоклазом, эпидотом, кварцем, кальцитом, гематитом и иногда флюоритом, касситеритом и шеелитом. Замещение происходит по микротрещинкам или зонам роста. При зональном замещении минерала наружная оболочка кристаллов сохраняется, тогда как внутренняя часть может быть замещена одним или несколькими минералами приведенного списка. Гранаты, замещенные изнутри хлоритом приобретают зеленоватую окраску. Розоватую окраску имеет гранат, замещенный плагиоклазом. Химическим анализом в составе розового граната установлено присутствие щелочей (Na_2O - 2,30%, K_2O - 0,28%) и углекислоты (2,90%).

Ц и р к о и встречается в эндоскарновой зоне в окварцованных околоскарновых породах и реже в гранатовых скарнах. Он образует мелкие (до 0,1 мм) зерна удлиненной формы, окрашенные в бурый цвет. Обладает высоким двупреломлением. Встречается в ассоциации с мелкозернистым апатитом и нередко вместе с ним заключен в апатите второй генерации.

А п а т и т в скарновых зонах представлен двумя разновидностями. Первая - мелкозернистый тонкопризматический апатит. Он является реликтовым минералом гранитоидов и встречается вместе с цирконом в окварцованных околоскарновых породах и гранатовых эндоскарнах. В скарноидах встречается реликтовый апатит известково-силикатовых роговиков. Как и в исходных породах, он образует в скарноидах гнездообразные и прожилкообразные обособления.

Широко распространена вторая разновидность апатита. Она встречается во всех разновидностях скарнов и околоскарновых породах, измененных гидротермальными процессами.

Химический состав гранатов

Оксиды	Гранат из эндоскарновой зоны				Гранат из экзоскарновой зоны					
	Обр. 12/54		Обр. 316/55		Обр. 446/55		Обр. 292/58		Обр. 281/54	
	Весовой %	Молекулярные количества	Весовой %	Молекулярные количества	Весовой %	Молекулярные количества	Весовой %	Молекулярные количества	Весовой %	Молекулярные количества
SiO ₂	38,64	643	41,04	683	38,00	633	39,00	651	39,76	662
TiO ₂	0,10	-	0,50	-	0,25	-	-	-	0,07	-
Al ₂ O ₃	20,20	199	16,27	160	16,47	162	18,08	178	16,38	161
Fe ₂ O ₃	3,75	24	5,25	33	4,65	29	6,65	42	6,20	38
FeO	2,57	36	4,46	62	4,04	56	2,95	40	3,15	43
MnO	1,40	20	1,80	25	1,36	19	1,82	25	1,24	17
MgO	0,17	4	0,25	6	0,70	17	0,28	7	0,55	14
CaO	33,24	592	26,88	479	29,33	523	31,00	553	27,65	493
Na ₂ O	-	-	0,13	-	0,30	-	-	-	0,25	-
K ₂ O	-	-	0,29	-	0,16	-	-	-	0,16	-
CO ₂	-	-	2,20	50	4,00	90	0,20	-	1,05	20
H ₂ O ⁻	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
S	-	-	0,14	-	0,02	-	0,20	-	0,06	-
P ₂ O ₅	-	-	0,48	-	0,70	-	-	-	0,05	-
п.п.п.	-	-	2,48	-	4,00	-	-	-	1,80	-
Сумма	100,10		99,52		99,98		99,98		99,76	
Кристаллохимическая формула	(Ca _{2,72} Fe _{0,16} ²⁺ Mn _{0,09} Mg _{0,01}) _{2,98} (Al _{1,73} Fe _{0,22} ³⁺) _{1,95} [Si _{2,96} Al _{0,06}] _{3,01} O ₁₂		(Ca _{2,39} Fe _{0,34} ²⁺ Mn _{0,14} Mg _{0,09} Fe _{0,09} ³⁺) _{3,00} (Al _{1,78} Fe _{0,25} ³⁺) _{2,03} [Si _{2,93} O] ₁₂		(Ca _{2,42} Fe _{0,21} ²⁺ Mn _{0,10} Mg _{0,09} Fe _{0,09} ³⁺) _{3,00} (Al _{1,81} Fe _{0,24} ³⁺) _{2,05} [Si _{2,93} O] ₁₂		(Ca _{2,36} Fe _{0,20} ²⁺ Mn _{0,11} Mg _{0,03} Fe _{0,04} ³⁺) _{2,92} (Al _{1,65} Fe _{0,33} ³⁺) _{2,00} [Si _{3,92} O] ₁₂		(Ca _{2,50} Fe _{0,23} ²⁺ Mn _{0,09} Mg _{0,07} Fe _{0,01} ³⁺) _{3,00} (Al _{1,58} Fe _{0,41} ³⁺) _{2,00} [Si _{2,99} O] ₁₂	
Содержание основных молекул	грос ₁₉ андр ₁₁ альм ₆ спес ₃ пир ₁		грос ₇₀ андр ₁₃ альм ₁₁ спес ₆ пир ₁		грос ₆₅ андр ₁₇ альм ₁₁ спес ₄ пир ₃		грос ₆₈ андр ₂₀ альм ₇ спес ₄ пир ₁		грос ₆₆ андр ₂₁ альм ₈ спес ₃ пир ₂	

П р и м е ч а н и е . Химические анализы выполнены в ЦХЛ Упр.геол. СМ УэССР. Кристаллохимические формулы гранатов обр. 316/55, 446/55 и 281/54 рассчитаны из анализов гранатовых ска-
ров.

С ф е н так же, как и апатит, встречается во всех типах пород. Известны две разновидности этого минерала. Одна из них - реликтовый сфен, широко распространенный в скарноидях. Он представлен мелкими (от сотых до десятых долей мм) хорошо ограниченными конвертообразными зернами. Минерал в шлифе имеет коричнево-буровую окраску. Плеохроирует от коричнево-бурого до почти бесцветного. В породе распределен неравномерно - в виде гнезд и прерывистых цепочек. Помимо охарактеризованной разновидности в эндо- и экзоскарновой зонах Главной залежи встречается грязно-бурый (землистый) сфен. Он образует зерна неправильной или удлинённой формы, а также хорошие кристаллы. Обычно он встречается в изменённых участках скарнов. Образование его происходило, очевидно, за счёт калция и титана, выделенных при разложении пироксена.

Из охарактеризованных минералов основное значение имеют гранаты и пироксены. Приведённые выше данные свидетельствуют, что гранаты представлены в основном высокоглинозёмистыми разновидностями. Показатели светопреклонения их невысокие (от 1,750 до 1,770). Роль гранатов, богатых андрадитовой молекулой, незначительна. Пироксены, судя по оптическим свойствам и химическим анализам, характеризуются переменным составом. Однако колебания в их составе незначительные - от железистых сапинов до почти чистых геденбергитов. Наибольшей железистостью отличаются пироксены экзоскарновой зоны.

Особенности формирования скарновых зон Майхуринского месторождения

На примере Главной залежи и межпластовой апофизы, вскрытой штольной 13, рассмотрим особенности формирования скарновых зон Майхуринского месторождения.

Главная скарновая залежь, являющаяся основным скарновым телом Майхуринского месторождения, имеет сложное строение. Одной из существенных её особенностей является резкое несоответствие мощностей эндо- и экзоскарновых зон.

Мощность последней обычно в несколько раз превышает мощность первой. Эта особенность строения была обусловлена, с одной стороны, широким развитием скарноидов (за счёт известково-силикатовых роговиков) и, с другой стороны, наличием среди

карбонатных пород экзоконтакта прослоев сланцев и апофиз гранитоидов, значительно усложнивших течение скарнового процесса и способствовавших появлению среди экзоскарнов эндоскарновых образований. По мнению В.А.Жарикова и Д.К.Власовой (1961), гранитоидные апофизы обусловили появление в экзоскарновой зоне нескольких сближенных метасоматических колонок простейшего типа. При выявлении особенностей поведения основных компонентов мы рассматриваем экзоскарновую зону без дробного разделения. К экзоскарновым образованиям отнесены разнообразные скарны и скарноиды, расположенные выше "останцов" карбонатных пород, а также пироксеновые и пироксено-гранатовые скарны, окаймляющие их снизу. К эндоскарновым образованиям отнесены окварцованные околоскарновые породы, гранатовые и пироксено-гранатовые (иногда окварцованные) скарны, расположенные между гранитоидами и пироксеновыми экзоскарнами, окаймляющими "останцы" карбонатных пород.

Межпластовая апофиза имеет простое строение. Она образована на контакте сланцев с карбонатными породами. В контакте со сланцами располагается зона окварцованных околоскарновых пород и гранатовых скарнов, а в контакте с мраморами - пироксено-гранатовые или пироксеновые скарны.

Особенности формирования Главной залежи

Разрез № I взят вблизи восточного выклинивания Главной залежи. Скарновое тело сложено гранатовыми, пироксеновыми и пироксено-гранатовыми скарнами, скарноидами и окварцованными околоскарновыми породами. Исходные породы - гранитоиды, мраморы и известково-силикатовые роговики. Так как известково-силикатовые роговики на этом участке развиты незначительно, в приведенных ниже расчетах за исходную карбонатную породу был взят мрамор. При расчете были использованы химические анализы основных зон разреза.

Расчет привноса-выноса компонентов для метасоматических пород, образованных по мраморам (табл. II, гр. 19), показывает, что они формировались с привносом всех компонентов, исключая кальций и углекислоту. Замещение гранитоидов скарнами происходило в условиях выноса кремнезема, фосфора, а также щелочей и магния, при наличии привноса железа, марганца, кальция, титана и оксидов глинозема (гр. 24).

Таблица II

Разность:Разность	По жкз-	Разность	Разность	Разность	Разность	По водо-	Общий
между	между	между	между	между	между	окарно-	по зоне
гр. 2 и	гр. 4 и	зоне	гр. 8 и	гр. 10 и	гр. 12 и	гр. 14 и	звой зоне
:	6	:	10	12	14	16	:

Примечание. Химические анализы выполнены в
ПХИ Упр. геол. СМ УзССР.

Из определения привноса-выноса вещества в целом по зоне (гр. 25) видно, что ее формирование происходило в условиях привноса всех компонентов, за исключением щелочей и углекислоты, которые выносились. Характер привноса компонентов был различен. Если железо, магний и марганец в основном привносились растворами, то кремний и титан (в скарнах по мраморам), кальций (в скарнах по гранитоидам) заимствовались соответственно из гранитоидов и мраморов. Глинозем, по-видимому, не только заимствовался из гранитоидов, но и привносился растворами. Содержание этого компонента в гранатовых и пироксено-гранатовых эндоскарнах выше, чем в исходной гранитоидной породе ($56,63 \text{ г/см}^3$ и $62,11 \text{ г/см}^3$ против $38,07 \text{ г/см}^3$). Довольно высокое содержание его отмечается и в гранат-пироксеновом экзоскарне.

На диаграмме (рис. 13), построенной по расчетным данным, отражено наличие встречной диффузии компонентов: кремния - в сторону карбонатной породы, кальция - в сторону гранитоидной. Обращает на себя внимание ломаный характер линий. В значительной степени это было обусловлено наложением процесса послескарнового окварцевания, при котором наряду с обогащением породы кремнеземом происходил вынос других компонентов (кальция, алюминия и др.).

На кривой глинозема отмечается пик для зон гранатового и пироксено-гранатового эндоскарна, отвечающий содержанию более высокому, чем в исходной гранитоидной породе. По-видимому, для образования этих скарнов при равнообъемном замещении был необходим дополнительный привнос глинозема. Из диаграммы отчетливо виден привнос железа, марганца и магния. Положение максимумов кривых перечисленных компонентов на диаграмме позволяет предположить, что подвижность (и концентрация) в разных зонах изменялась и зависела от изменения состава просачивавшегося раствора. В начальные этапы в растворах была повышенная концентрация железа (в виде закиси) и, возможно, магния. Позднее в связи с повышением химического потенциала кислорода увеличивается роль окисного железа и, вероятно, марганца. Максимум окисного железа на диаграмме соответствует внутренней части скарновой зоны. Отмечается здесь максимум и для алюминия.

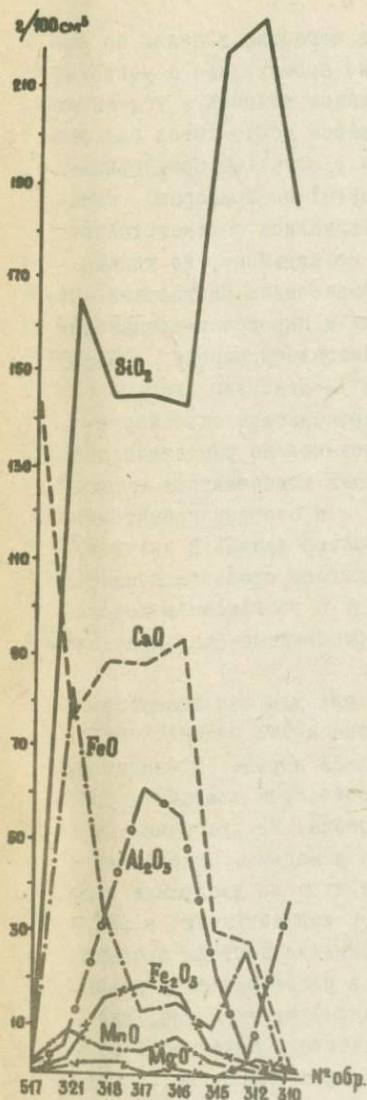


Рис. 13. Диаграмма привноса-выноса компонентов в процессе скарнообразования по первому разрезу Главной залежи.

Поведение компонентов в процессе скарнообразования предопределяло минеральный состав зон. В условиях высокого химического потенциала натрия в растворах была образована оклоскарновая порода пироксено-плагноклазового состава (Коржинский, 1955). Формирование ее сопровождалось выносом калия и кремнезема и привносом кальция, а также железа и магния. Наложение процессов окварцевания привело к значительному изменению минерального и химического состава породы. Пироксено-кварцевая порода лишь в некоторой степени отражает поведение железа и магния в момент ее формирования. Кремнезем, освободившийся при скарнировании гранитоида, был полностью использован на образование пироксенового экзоскарна. Глинозем в это время в экзоскарновую зону не привносился.

Для образования пироксенового экзоскарна был необходим также привнос железа, магния и марганца. Преобладавший над магнием привнос железа приводит к увеличению содержания геденбергитовой молекулы в пироксенах экзоскарновой зоны. Увеличение подвижности глинозема в следующий этап скарнового процесса и привнос железа (в виде окиси) обусловили по-

явление на месте ранее образованной околоскарновой породы гранатового либо пироксено-гранатового эндоскарна.

В составе граната преобладает гроссуляровая молекула. Содержание гаденбергитовой молекулы в пироксене эндоскарнов ниже (68%), чем в пироксене из экзоскарнов (86%). Позднее часть зоны гранатового или пироксено-гранатового эндоскарна была окварцована.

По мере развития скарнового процесса происходило замещение пироксеновых экзоскарнов гранатом с образованием пироксено-гранатовых и гранат-пироксеновых экзоскарнов.

В данном разрезе процесс замещения прошел не до конца, так как во внешней зоне сохранились мономинеральные пироксеновые экзоскарны. При образовании биминеральных экзоскарнов кремнезем, железо и марганец заимствовались из пироксеновых скарнов. Дополнительно привносился глинозем и окисное железо, причем количество глинозема превышало содержание в растворе окисного железа. В результате, в экзоскарновой зоне был образован гранат, в составе которого преобладала гроссуляровая молекула.

Разрез № 2 взят в центральной, более мощной части Главной залежи. В разрезе гранатовые и пироксено-гранатовые экзоскарны, скарноиды и околоскарновые породы. Мономинеральные пироксеновые экзоскарны во внешней зоне отсутствуют. Исходные породы — мраморы, известково-силикатовые роговики и гранитоиды. При расчете за исходную карбонатную породу взята средняя между мрамором и известково-силикатовым роговиком порода. Для расчета привноса-выноса компонентов были использованы химические анализы основных скарновых зон приведенного выше разреза.

Прежде чем приступить к разбору аналитических данных отметим, что точность некоторых анализов вызывает сомнение. Так, в гранитоиде, содержащем плагиоклаз, не установлен натрий, а в пироксено-гранатовом скарне — глинозем. В выводах сделаны соответствующие поправки. Расчет привноса-выноса компонентов для скарнов, образованных по карбонатным породам (табл. I2, гр. 27), показывает, что они формировались с привносом всех компонентов, кроме кальция, углекислоты и титана, которые выносились. Вынос последнего является относительным и объясня —

ется тем, что в проанализированной карбонатной породе он сохранился в большем количестве, чем в скарнах, образованных по ним. Очевидно, титан был распределен внутри зоны.

Эндоскарновые зоны формировались в условиях выноса кремнезема, глинозема, титана, щелочей и фосфора и привноса кальция, железа, марганца и магния (табл. 12, гр. 23).

Расчет привноса-выноса вещества в целом по зоне (гр. 28) показывает, что ее формирование происходило в условиях привноса всех компонентов, за исключением углекислоты, щелочей (калия и натрия) и титана, которые выносились. Такие компоненты, как железо, марганец и магний привносились растворами. Другие (кальций, кремний и алюминий) диффундировали, соответственно из карбонатных и гранитоидных пород. Глинозем, возможно, частично привносился, так как его содержание в гранатовых экзокристаллах несколько выше, чем в исходном гранитоиде. На диаграмме (рис. 14), построенной по данным табл. 12, отражено поведение основных компонентов при скарнообразовании. Несмотря на ломаный характер кривых (вызванный наложением процессов окварцевания), наблюдается наличие встречной диффузии компонентов: кремния — в сторону карбонатной породы, а кальция — в сторону гранитоидной.

На кривой глинозема выявляются два пика, соответствующих зонам гранатовых экзокристаллов и эндоскарнов. Эти пики отвечают содержанию глинозема более высокому, чем в исходной гранитоидной породе. Из диаграммы отчетливо виден привнос железа, марганца и магния. Положение максимумов на диаграмме позволяет предположить, что концентрация этих компонентов в растворе в различные этапы скарнового процесса была различной.

При сравнении с диаграммой, построенной для первого разреза, выясняется, что максимум закисного железа и марганца здесь приурочен к внутренней части залежи, а окисного железа смещен в сторону внешней экзокристалльной зоны. Это связано с более интенсивным развитием метасоматических процессов в этой части залежи. Пироксеновые скарны здесь замещены гранатом, т.е. произошло обеднение скарнов закисным железом. Максимум магния, как и на предыдущей диаграмме, отвечает эндо- и экзокристалльным зонам.

Привнос-вынос компонентов в процессе скарнообразования

Оксиды	: Гранитовый : : обр. 157/58		: Окварцованный : : окисскарновая : : порода : : обр. 156/58		: Окварцованный : : гранатовый : : скарн : : обр. 63/58		: Гранатовый : : эндоскарн : : обр. 67/58		: Пироксено- : : гранатовый : : эндоскарн : : обр. 309/58		: Пироксено- : : гранатовый : : экзоскарн : : (средн. из 2)		: Гранатовый : : экзоскарн : : обр. 282/58		: Окварцованный : : гранат-пирок- : : пород : : обр. 289/58		: Карбонатная : : гранат-пирок- : : пород : : обр. 289/58	
	: весо- : : вой % :	: г/100 : : см ³ :	: весо- : : вой % :	: г/100 : : см ³ :	: весо- : : вой % :	: г/100 : : см ³ :	: весо- : : вой % :	: г/100 : : см ³ :	: весо- : : вой % :	: г/100 : : см ³ :	: весо- : : вой % :	: г/100 : : см ³ :	: весо- : : вой % :	: г/100 : : см ³ :	: весо- : : вой % :	: г/100 : : см ³ :	: весо- : : вой % :	: г/100 : : см ³ :
	: 1	: 2	: 3	: 4	: 5	: 6	: 7	: 8	: 9	: 10	: 11	: 12	: 13	: 14	: 15	: 16	: 17	: 18
SiO ₂	70,74	185,34	73,80	194,09	69,88	208,22	39,32	139,55	43,04	147,20	40,60	142,10	38,07	132,07	65,17	198,12	18,65	54,10
TiO ₂	0,15	0,39	-	-	0,24	0,71	0,26	0,92	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	0,03
Al ₂ O ₃	16,30	43,10	11,33	29,79	5,95	17,72	13,64	48,39	6,41	21,92	12,06	42,21	14,34	49,73	-	-	2,53	7,35
Fe ₂ O ₃	1,41	3,75	0,73	1,92	4,22	12,57	2,43	8,63	3,16	10,81	10,03	35,10	8,89	30,85	8,99	27,83	0,02	0,05
FeO	1,11	2,91	0,84	2,21	3,16	9,42	9,10	32,31	15,21	42,04	3,83	13,40	2,18	7,56	5,27	16,02	0,53	1,53
MnO	0,06	0,16	0,40	0,05	0,47	1,40	0,00	0,00	2,10	7,18	0,09	0,32	1,29	4,48	1,12	3,40	0,02	0,06
MgO	0,64	1,68	0,62	1,63	1,15	3,43	3,15	11,22	1,67	5,71	1,35	4,72	1,99	6,91	2,10	6,38	0,87	2,50
CaO	4,36	10,42	7,60	20,00	14,27	42,51	27,84	98,20	23,61	80,75	28,73	100,56	28,89	100,21	13,09	39,79	47,08	133,17
Na ₂ O	0,00	0,00	2,25	5,92	0,00	0,00	1,10	3,55	1,41	4,82	1,10	3,85	0,95	3,29	1,00	3,04	0,47	1,35
K ₂ O	3,50	9,17	0,68	1,79	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-	-	-	-	0,00	-
H ₂ O ⁺	0,22	0,58	0,32	0,84	0,30	0,89	0,65	2,31	0,32	1,06	0,28	0,98	0,36	1,25	0,36	1,09	0,14	0,40
CO ₂	1,09	2,85	1,43	3,76	-	-	2,10	7,46	2,53	8,65	0,93	3,26	2,19	7,60	2,75	8,36	29,53	82,90
P ₂ O ₅	0,42	1,10	0,36	0,95	0,30	0,89	0,20	0,71	0,30	1,03	0,31	1,08	0,83	2,88	0,15	0,46	0,06	0,17
S	0,00	-	0,00	-	0,08	0,24	0,30	1,06	0,24	1,82	-	-	-	-	-	-	0,01	0,03
Σ	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,68	2,38	0,02	0,06	-	-	0,04	0,12

Сумма 100,00 261,45 100,00 262,95 100,00 298,00 100,00 354,91 100,00 342,00 100,00 349,97 100,00 346,89 100,00 303,99 100,00 283,94

Объемный вес 2,62 2,98 3,55 3,42 3,50 3,47 3,04 2,84

: Привнос (+) - вынос (-) компонентов

: Разность : : между : : гр. 2 и 4	: Разность : : между : : гр. 4 и 6	: Разность : : между : : гр. 6 и 8	: Разность : : между : : гр. 8 и 10	: По эндо- : : скарновой : : зоне	: Разность : : между : : гр. 12 и 14	: Разность : : между гр. : : 14 и 16	: Разность : : между гр. : : 16 и 18	: По экзо- : : скарновой : : зоне	: По зоне : : в целом
: 19	: 20	: 21	: 22	: 23	: 24	: 25	: 26	: 27	: 28
+8,75	+14,15	-68,69	+7,65	-48,14	+10,03	-66,05	+144,06	+88,00	+39,86
-0,39	+0,71	+0,21	+20,92	-0,39	-	-	-0,03	-0,03	-0,42
-13,31	-12,66	+30,66	-19,67	-11,98	-7,52	+49,73	-7,39	+34,82	+22,84
-1,83	+10,66	-3,95	+2,18	+7,06	+4,25	+3,52	+27,28	+35,05	+42,11
-0,70	+7,21	+22,89	+19,71	+49,11	+5,84	-8,46	+14,49	+11,87	+60,97
+0,89	+0,35	-1,40	+7,18	+7,02	-4,16	+1,08	+3,34	+0,26	+7,28
-0,05	+1,80	+7,79	-5,51	+4,03	-2,19	+0,53	+3,88	+2,22	+6,25
+9,58	+22,53	+56,28	-18,05	+70,33	+0,35	+60,42	-93,38	-32,61	+37,72
+5,92	-5,92	+3,55	+1,27	+4,82	+0,56	+0,25	+1,69	+2,50	+7,32
-7,38	-1,79	-	-	-9,17	-	-	-	-	-9,17
+0,26	+0,05	+1,42	-1,22	+0,51	-0,27	+0,16	+0,69	+0,58	+1,09
+0,91	-3,76	+7,46	+1,19	+5,80	-4,34	-0,76	-74,54	-79,64	-73,84
-0,15	-0,06	-0,18	+0,32	-0,07	-1,80	+2,42	+0,29	+0,91	+0,84
-	+0,24	+0,82	-0,24	+0,82	-	-	-0,03	-0,03	+0,79
-	-	-	-	-	+2,32	+0,06	-0,12	+2,26	+2,26

Примечание. Химические анализы выполнены в хим. лаборат.
Ин-та геол. АН УССР (аналитики Е.И. Кабляно-
ва и Т.И. Суконкина).

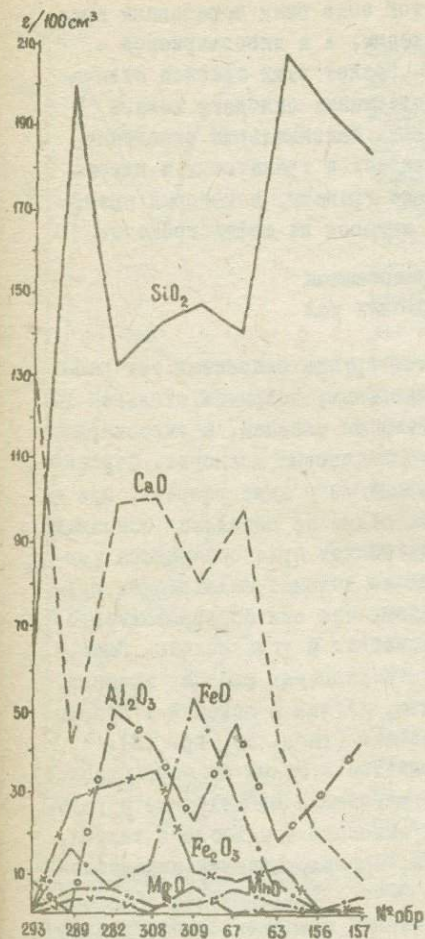


Рис. 14. Диаграмма привноса-выноса компонентов по второму разрезу Главной залежи.

Минеральный состав зон был обусловлен поведением основных компонентов в процессе скарнообразования. Как было отмечено выше, в условиях высокого химического потенциала натрия в растворах была образована пироксено-плаггиоклазовая порода. Образование ее сопровождалось выносом из гранитоидной породы калия и кремнезема и привносом кальция и подвижных компонентов (железа, магния и марганца). Железистый состав пироксена (до 75% геденбергитовой молекулы) свидетельствует о том, что в этих условиях закисное железо привносилось в значительном количестве. Одновременно с формированием околоскарновой породы происходило образование пироксеновых экзоскарнов, а также скарноидов. Высокое содержание геденбергитовой молекулы в составе пироксеновых экзоскарнов свидетельствует о большой подвижности железа. Скарноиды формировались за счет компонентов исходной породы (кальций, кремний, алюминий)

и привнесенных (железо, магний, марганец). Пироксен скарноидов менее железистый, а гранат богатgrossуляровой молекулой. С увеличением подвижности глинозема произошли изменения в составе

эндо- и экзоскарна. В эндоскарновой зоне были образованы гранатовые и пироксено-гранатовые скарны, а в экзоскарновой — гранат-пироксеновые и гранатовые. Гранат этих скарнов отличается высокой глиноземистостью. Содержание окисного железа в них колеблется в небольших пределах. Максимальное отношение окисного железа к глинозему отмечается в гранатовых и пироксено-гранатовых экзоскарнах. Однако гранаты, в которых преобладала бы андрадитовая молекула, автором не зафиксированы.

Особенности формирования мехпластовых скарновых тел

Особенности формирования этой группы скарновых тел рассмотрены на примере мехпластовой апофизы, вскрытой штольной IЗ. Эндоскарновые фации здесь образованы по сланцам, а экзоскарновые — по кальцитовым или доломит-кальцитовым мраморам. Строение скарнового тела, как видно из приведенного выше разреза, простое. Особенности формирования его видны из поведения основных компонентов при скарнообразовании. Расчет привноса-выноса компонентов для скарнов, образованных по доломит-кальцитовым мраморам (табл. IЗ, гр. I5), показывает, что они формировались с привносом всех компонентов, кроме магния и углекислоты. Замена сланцев скарнами происходила в условиях выноса кремния, титана, глинозема, закисного железа, магния и щелочей и привноса окисного железа, марганца и кальция (табл. IЗ, гр. I8). Определение привноса-выноса компонентов в целом по зоне (табл. IЗ, гр. I9) показывает, что ее формирование происходило в условиях привноса кремния, глинозема, окисного и закисного железа, марганца и кальция и выноса титана, магния, щелочей и углекислоты.

Характер привноса для отмеченных компонентов был различен. Железо и марганец в основном привносились растворами. Кремний и глинозем перераспределялись в эндо- и экзоскарновой зонах. Они целиком заимствовались из исходной алимосиликатной породы. Значительная часть кальция и весь магний заимствовались из исходной карбонатной породы. В данном случае поведение магния аналогично поведению кальция в приведенных выше разрезах. Недостаток же кальция, очевидно, компенсируется кальцийсодержащими растворами, поступающими в зону скарнирования из нижележащих карбонатных пород.

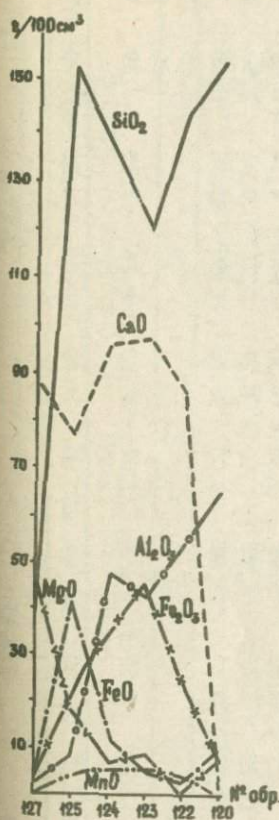


Рис. 15. Диаграмма привноса-выноса компонентов в процессе формирования метаморфического скарного тела.

На диаграмме (рис. 15), построенной по данным табл. 13, отражено наличие встречной диффузии: кремния и глинозема - в сторону карбонатной породы, а магния и кальция - в сторону алюмосиликатной. В эндоскарной зоне наблюдается вынос кремнекислоты, а в экзоскарной - примерно равный по величине привнос (за счет окварцевания). Более плавный наклон имеют линии глинозема и магния. Линия кальция, имеющая наклон в сторону алюмосиликатной породы, осложнена небольшим пиком, указывающим на наличие небольшого привноса этого компонента. Довольно отчетливо фиксируется привнос железа (закисного и окисного) и марганца. По положению максимумов на диаграмме можно предположить, что концентрация их в растворе в различные этапы была различной.

Минеральный состав скарных зон обусловлен поведением компонентов. Судя по величине отношения $Fe_2O_3 : Al_2O_3 (0,4-2,6)$ и $FeO : (MgO + MnO) (0,4-1,9)$, основные скарные минералы характеризуются переменным составом.

Среди гранатов, наряду с высокоглиноземистыми разностями, встречаются разности, отличающиеся высо-

ким содержанием андрадитовой молекулы. Пироксены по содержанию основных молекул колеблются от салитов до почти чистых геденбергитов.

Таблица 13

Привнос (+) - вынос (-) компонентов в процессе скарнообразования

Оксиды	:Карбонатная :порода, :обр. 221/58		:Гранат-пироксе- :новый экзоскарн, :обр. 125/58		:Пироксено-гра- :натовый экзо - :скарн, :обр. 124/58		:Пироксено-гра- :натовый эндо - :скарн, :обр. 123/58		: Гранатовый : экзоскарн, : обр. 122/58		: Сланец, : обр. 420/58	
	:весовой :г/100		:весовой :г/100		:весовой :г/100		:весовой :г/100		:весовой :г/100		:весовой :г/100	
	: % :см ³		: % :см ³		: % :см ³		: % :см ³		: % :см ³		: % :см ³	
	: I	: 2	: 3	: 4	: 5	: 6	: 7	: 8	: 9	: 10	: II	: 12
SiO ₂	12,07	34,03	47,45	153,73	39,36	135,00	36,08	119,42	45,10	143,87	55,94	155,51
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	0,16	0,52	0,63	2,00	0,70	1,94
Al ₂ O ₃	0,84	2,37	2,51	8,13	14,05	48,19	12,68	41,91	15,47	49,34	23,10	64,21
Fe ₂ O ₃	0,75	2,11	6,52	21,12	10,13	34,73	13,29	43,99	7,70	24,56	2,91	8,08
FeO	1,24	3,49	12,82	41,53	3,48	11,93	1,43	4,73	0,64	2,03	3,56	9,89
MnO	0,14	0,39	1,30	4,21	1,60	5,48	1,30	4,30	1,30	4,14	0,06	0,16
MgO	17,23	48,59	5,29	17,13	1,77	6,01	2,50	8,27	0,11	0,35	2,50	6,95
CaO	30,83	86,94	23,69	76,75	27,89	95,66	29,09	96,28	26,95	85,96	0,62	1,72
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5,66	15,73
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,80	5,00
CO ₂	37,03	104,41	0,55	1,76	2,52	8,63	3,67	12,73	2,26	7,75	3,39	9,41
Сумма	100,00	281,80	100,00	323,85	100,00	342,89	100,00	331,39	100,00	319,50	100,00	277,94
Объемный вес	2,82		3,24		3,43		3,31		3,19		2,78	

Приращение (+) - уменьшение (-) в г/100 см ³						
: :Равность :между :гр. 2 и 4 :	: :Разность :между :гр. 4 и 6 :	: :По экзо- :скарновой :зоне :	: :Разность :между :гр. 8 и 10 :	: :Разность :между :гр. 10 и 12 :	: :По эндо- :скарновой :зоне :	: :По зоне :в целом :
: 13	: 14	: 15	: 16	: 17	: 18	: 19
+119,70	-18,73	+100,97	-24,45	-11,64	-36,09	+63,88
-	-	-	-1,48	+0,06	-1,42	-1,42
+5,76	+40,06	+45,82	-7,87	-14,87	-22,24	+23,58
+19,01	+13,62	+32,63	+19,43	+16,48	+35,91	-68,54
+38,04	-29,60	-8,44	+2,70	-7,86	-5,16	+3,28
+3,82	+1,27	+5,09	+0,16	+3,98	+4,14	+9,23
-31,46	-11,06	-12,52	+7,92	-6,60	-1,32	-43,84
-10,19	-18,91	+8,72	+10,32	+84,24	+94,56	+103,28
-	-	-	-	-15,73	-15,73	-15,73
-	-	-	-	-5,00	-5,00	-5,00
-102,65	+6,87	-95,78	+4,98	-1,66	+3,32	-92,46

Примечание. Химические анализы выполнены в
хим. лаборат. Ин-та геол. АН Тадж.ССР.

Некоторые особенности формирования жильных скарновых тел

Как было отмечено выше, жильные скарновые тела в мраморах и гранитоидах представляют собой апофизы основной скарновой залежи. В образовании их принимали участие те же растворы, которые формировали основные скарновые тела. Образование гранатовых и кварцево-гранатовых жильных скарнов в гранитоидах происходило в условиях реакционного взаимодействия растворов, содержащих кальций и другие компоненты с алюминием и кремнием гранитоидов. Освобождавшийся при десиликации гранитоида кремнезем выделяется в виде кварца. Образование гранатовых скарнов по гранитоидам в мраморах вполне объяснимо случаем прогрессивной десиликации при биметасоматозе (Коржинский, 1955).

Из изложенного материала видно, что формирование основных типов скарновых тел происходило в различных условиях. Мехформационные скарновые тела имеют диффузионное происхождение. Они формировались в условиях местной встречной диффузии компонентов: кальция (магния) — в сторону алмосиликатной породы, а алюминия и кремния — в сторону карбонатной. Миграция глинозема в экзоскарновую зону была незначительной, так как содержание глинозема в экзоскарновой зоне ниже, чем в исходной алмосиликатной породе. Отмечается взаимное компенсирующее развитие эндо- и экзоскарновых зон.

Главная залежь, представляющая скарновые тела контактового типа, имеет сложное диффузионно-инфильтрационное происхождение, что обусловлено особенностями строения ее экзоконтактной зоны и положением в отношении главного контакта. Рассматриваемая скарновая залежь состоит из серии сближенных мехформационных скарновых зон, образованных в контакте мраморов с апофизами гранитоидов или прослоями сланцев. Формирование каждой такой зоны осуществлялось, судя по рассмотренному выше примеру, диффузионным путем. Однако диффузионный характер их маскируется наложением инфильтрационных процессов. Участие этих процессов доказывается: I) слабой изменчивостью состава основных скарновых

минералов в пределах большинства зон (Коржинский, 1952; Жариков, Подлесский, 1955), 2) значительной миграцией глинозема в экзокскарновую зону, 3) высокоглиноземистым составом гранатов, 4) наличием жильных скарновых тел в гранитоидах, 5) асимметричным строением скарновой залежи.

Произведенные расчеты подтверждают высказанную ранее точку зрения В.А.Жарикова и Д.М.Власовой (1961) об особенностях формирования скарновых зон Майхурм.

Различие в условиях их формирования, по мнению названных исследователей, обусловлено различным положением скарновых тел в отношении главного контакта. Скарновые тела, расположенные в удалении от главного контакта, формировались в условиях слабой циркуляции растворов. В их образовании участвовали существенно диффузионные процессы. Скарновые тела, расположенные вблизи главного контакта, формировались при активном участии растворов; в образовании этих скарновых тел главная роль принадлежит контактово-инфильтрационным процессам.

Формация грейзенов

На Майхуринском месторождении широко развиты процессы грейзенизации. Наиболее интенсивно эти процессы проявлены в апикальных выступах интрузива и его апофизах, находящихся под экраном сланцев, а также в зонах нарушений. Они выразились в образовании грейзенизированных гранитоидов и сланцев, грейзенов и зон окварцевания (Блохина, 1964а).

Строение грейзеновых тел

Среди грейзеновых тел встречаются крутопадающие и пологоспадающие жильные и жильные тела и штокерковые зоны. Они локализованы в гранитоидах либо на контакте их со сланцами кровли и скарнами. Некоторые из грейзеновых тел имеют симметрично-зональное строение, в других зональность отсутствует. Как правило, симметрично-зональное строение характерно для грейзеновых тел, имеющих жильное выполнение и образованных за счет пород одного состава.

Грейзеновые тела, образованные на границе пород различного состава, не обнаруживают симметричной зональности.

Грейзеновые тела в гранитоидах имеют неправильную, хилообразную и жильную форму. Образование этих тел контролировалось апикальными выступами интрузива, зоной пологого интрузивного контакта и крутопадающими нарушениями в зонах трещиноватости. В составе неправильных и хилообразных тел основное значение имеют грейзенизированные гранитоиды, переходящие в грейзены.

Крутопадающие жильные тела нередко обнаруживают зональное строение. Для грейзеновых тел этого типа устанавливается следующая последовательность зон (от центра к периферии); жильное выполнение (обычно кварц) — мусковито-кварцевой грейзен-грейзенизированный гранитоид (двусланцевой, мусковитовый или мусковито-турмалиновый гранит) — биотитовый или турмалиновый гранит.

Пологопадающие грейзеновые зоны на контакте гранитоидов со сланцами имеют асимметричное строение. Они образованы грейзеновыми фациями гранитоидов и сланцев. Первые представлены грейзенизированными гранитоидами, ближе к контакту переходящими в мусковито-кварцевые грейзены. Последние сменяются кварцево-мусковитовыми апосланцевыми грейзенами. Дальше от контакта эти грейзены переходят в грейзенизированные сланцы. Зона кварцево-мусковитовых апосланцевых грейзенов нередко отсутствует.

В связи с тем, что контакт гранитоидов со сланцами на данном участке приближается к согласному, более интенсивной переработке подвергаются гранитоиды. Сланцы же грейзенизируются только в узкой зоне, измеряемой 20–50 см. Лишь в участках, пересеченных нарушениями или жилами и прожилками гранитоидов, мощность зоны грейзенизированных сланцев увеличивается.

Пологопадающие грейзеновые зоны на контакте гранитоидов со скарнами также имеют асимметричное строение. Они образованы мощной (до нескольких десятков метров) зоной грейзенизированных пород и маломощной (до нескольких метров) зоной окварцованных скарновых пород.

Грейзеновые фации гранитоидов представлены двусланцевыми и мусковитовыми гранитами с участками мусковито-кварцевых

грейзенов; в приконтактовой зоне они сменяются окварцованными гранитоидами. Околоскарновые породы и гранатовые эндоскарны в приконтактовой зоне подвергаются окварцеванию.

Минеральный и химический состав грейзеновых фаций

Апогранитоидные грейзеновые фации

Грейзенизированные гранитоиды — светлые среднезернистые породы. Они отличаются от исходных гранитоидов несколько иным минеральным составом и структурой (рис. 16).

Помимо плагиоклаза (андезина и олигоклаз-андезина), микроклина, кварца I (магматического), биотита, в грейзенизированных гранитоидах присутствуют альбит, кварц II и турмалин (в аллитовидных гранитах), выделившиеся при автометасоматозе, а также мусковит, кварц III, иногда молибденит, флюорит, отложившиеся при грейзенизации. В значительном количестве присутствует короткостолбчатый грейзеновый апатит.

Плагиоклаз в грейзенизированных гранитоидах встречается в переменном количестве. Он представлен андезином и олигоклаз-андезином. Таблички плагиоклаза в гранитоидах обычно в той или иной степени замещены более поздними минералами — альбитом, кварцем II, турмалином, кварцем III и мусковитом. По мере увеличения интенсивности процесса количество плагиоклаза в породе уменьшается.

Микроклин в гранитоидах образует неправильные зерна, содержащие обильные пертитовые вросстки альбита. Встречаются также мелкие изометричные зерна этого минерала, относящиеся ко второй генерации. При грейзенизации происходит замещение сначала вростков альбита кварцем и мусковитом, а позднее и микроклина. В интенсивно грейзенизированных гранитоидах микроклин отсутствует.

Биотит в грейзенизированных гранитоидах полностью или частично замещается мусковитом, а также хлоритом.

Кварц в рассматриваемых грейзенизированных породах представлен тремя генерациями. Кварц I (магматический) встречается в виде сравнительно крупных (от 0,2 до 2-3 мм) ксеноморфных



Рис. 16. Апогранитонные грейзеновые фации: а - грейзени- зированный биотитовый гранит (никили скрещены, увел. 20); б - мусковито-кварцевый грейзен (никили скрещены, увел. 55); в - кварцево-плагноклаз- вая порода из приконтактовой зоны (никили скреще- ны, увел. 20).

зерен, обладающих волнистым угасанием. Кварц II, выделившийся при альбитизации плагиоклаза, представлен мелкими (0,1-0,5 мм) изометричными зернами. Минерал обладает прямым угасанием. Позднее происходило отложение кварца III. В породе он распределен неравномерно, в виде гнездообразных и прожилкообразных выделений, образованных удлиненными параллельно ориентированными зернами, имеющими зубчатые очертания. Размер зерен колеблется от 0,1-0,2 мм до 1,0-1,5 мм. В грейзенизированных гранитоидах с этим кварцем ассоциирует мусковит.

М у с к о в и т встречается в большом количестве. В сравнительно слабо грейзенизированных породах он замещает по спайности биотит и плагиоклаз и сохраняет их пространственную ориентировку. В интенсивно грейзенизированных гранитоидах мусковит распределен неравномерно, в виде гнезд. Встречаются участки, имеющие кварцево-мусковитовый состав. Размер чешуек мусковита разнообразный - от десятых долей до 1-1,5 мм и более. В шлифе бесцветен. Иногда содержит вкрапленность магнетита и рже реликты биотита или хлорит. $n_g' = 1,592 \pm 0,002$; $n_r' = 1,554 \pm 0,002$; $n_g' - n_r' = 0,038$. Из элементов-примесей представляет интерес литий.

Х л о р и т представлен двумя разновидностями. Одна из них образует псевдоморфозы по биотиту. Этот хлорит обычно ассоциирует с бесцветным эпидотом и грязно-бурым сфеном. Минерал имеет светло-зеленую окраску. Вторая, более поздняя разновидность хлорита, отличается от первой формой агрегатов и ассоциацией сопутствующих минералов. Это мелкочешуйчатый минерал зеленого цвета. Он образует лучистые или столбчатые агрегаты. Ассоциирует с сульфидами и флюоритом.

Ф л ю о р и т в грейзенизированных гранитоидах редок. Рассеянная мелкая (0,5-1,0 мм) вкрапленность светло-фиолетового флюорита отмечается в грейзенизированных турмалиновых гранитах (штольня 2, штреки 8 и 9). Помимо этого раннего флюорита, встречается и более поздний флюорит, тесно ассоциирующий с сульфидами и хлоритом.

А п а т и т встречается в большом количестве. Он представлен двумя генерациями. Апатит I (магматический) характеризуется тонкопризматическим габитусом. Размер зерен измеряется сотыми долями мм. Апатит II представлен короткостолбчатыми

кристаллами и зернами неправильной формы, размер которых достигает 1,5 мм. В шлифе замутнен. Весьма характерна наблюдаемая иногда двуосность минерала. В грейзенизированных аплитовидных гранитах встречается вкрапленность мелких (не более 1-2 мм) изометричных зерен вишнево-красного граната (показатель преломления - $1,808 \pm 0,002$).

Мусковит изредка устанавливается в мусковитовых гранитах, имеющих пегматондную структуру. Размер чешуек - 3-4 мм. Обычно они образуют скопления. Помимо отмеченных минералов в грейзенизированных гранитоидах встречаются касситерит, пирит, пирротин и халькопирит. Они характерны для околожильно измененных гранитоидов и их появление в породе связано с рудным процессом.

Окварцованные гранитоиды (кварцево-плагноклазовые породы) встречаются в отдельных участках пологопадающих приконтактных зон или в крутонадавших илеобразных грейзеновых телах, где располагаются между жильным выполнением и мусковито-кварцевым грейзеном. Они представляют собой разновидность грейзенизированных гранитоидов. Это светлые "струйчатые" породы, в которых отчетливо различаются агрегаты зерен кварца и плагноклаза (см. рис. 16).

Кварцевые зерна, обычно имеющие удлиненную форму, ориентированы параллельно контакту или плоскости нарушения. Этим и обусловлен "струйчатый" облик породы. Рассматриваемые породы сложены кварцем третьей генерации, плагноклазом В 27-37, реже более основными, и меньшие микроклином. Второстепенное значение имеет мусковит, эпидот, хлорит и скаполит. Акцессорные минералы представлены короткостолбчатым апатитом, сфеном и флюоритом, причем последний также замещает плагноклаз.

Мусковито-кварцевые грейзены представляют собой конечный продукт грейзенизации гранитоидов. Это светлые среднезернистые породы, обладающие лепидогранобластовой структурой (см. рис. 16). Основными минералами грейзена являются мусковит и кварц. В виде второстепенных минералов встречаются флюорит, апатит, пирит. Для кварца характерны зерна неправильной и удлиненной формы с зубчатыми очертаниями. Обычно они имеют параллельную ориентировку. Чешуйки мусковита в этом кварце распределены беспорядочно, нередко образуют гнездообразные скопления.

Рассмотренные выше грейзеновые фации были образованы по гранитоидам первой и второй фаз. Преобразование гранитоидов в грейзены сопровождалось значительными изменениями в их химическом составе. В табл. 14 произведен расчет привноса-выноса компонентов при переходе биотитовых и турмалиновых гранитов в мусковито-кварцевые грейзены.

В обоих случаях при образовании грейзенов происходил вынос натрия, кальция, магния, окисного железа и марганца и привнос воды, фосфора, а также калия, кремния, глинозема и окисного железа (рис. 17). Увеличение содержания калия, гли-

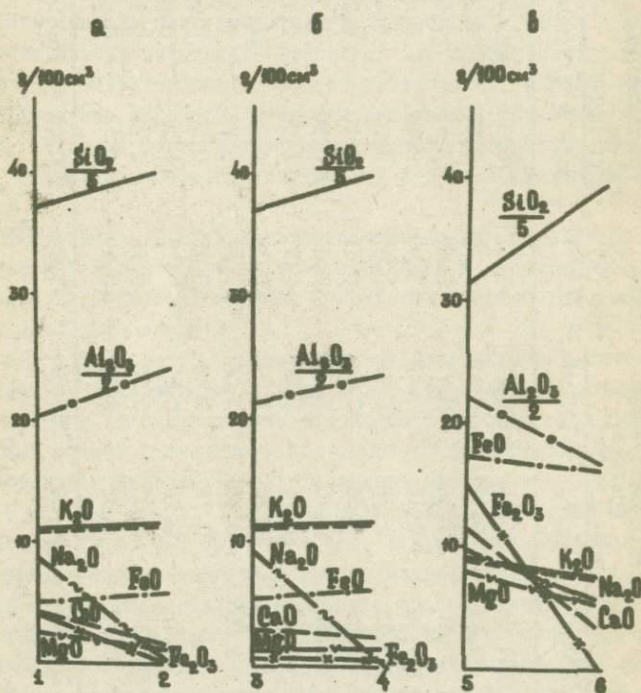


Рис. 17. Поведение основных компонентов в процессе грейзенизации биотитовых гранитов (а), адирондитовых турмалиновых гранитов (б) и сланцев (в): 1 - биотитовый гранит; 2 - мусковито-кварцевый грейзен; 3 - адирондитовый турмалиновый гранит; 4 - мусковито-кварцевый грейзен; 5 - сланец; 6 - кварцево-мусковитовый грейзен.

Т а б л и ц а 14

Привнос (+) - вынос (-) вещества при переходе гранитоидов
в мусковито-кварцевые грейзены

Окислы	Бiotитовый гранит.			Мусковито-кварц.			Турм. аплитовидн.			Мусковито-кварц.		
	: обр. 88/59			: грейзен,			: обр. 119/54			: грейзен,		
	: обр. 116/54			: обр. 116/54			: обр. 116/54			: обр. 116/54		
	: вес. %	: г/100см ³		: вес. %	: г/100см ³	: в г/100см ³	: вес. %	: г/100см ³		: вес. %	: г/100см ³	: в г/100см ³
SiO ₂	69,95	184,61	13,44	198,28	+3,61	70,39	183,72	13,44	198,28	+14,56		
TiO ₂	0,26	0,69	0,18	0,49	-0,20	0,09	0,23	0,18	0,49	+0,26		
Al ₂ O ₃	15,19	40,10	17,30	46,71	+6,61	16,47	43,00	17,30	46,71	+3,71		
Fe ₂ O ₃	1,63	4,30	0,15	0,40	-3,90	0,14	0,41	0,15	0,40	-0,01		
FeO	2,02	5,33	2,30	6,21	+0,88	2,09	5,45	2,30	6,21	+0,76		
MnO	0,02	0,05	0,06	0,16	+0,11	0,10	0,26	0,06	0,16	-0,10		
MgO	1,07	2,82	0,45	1,21	-1,61	0,50	1,30	0,45	1,21	-0,09		
CaO	1,74	4,59	0,77	2,08	-2,51	1,06	2,77	0,77	2,08	-0,69		
K ₂ O	4,25	11,22	4,30	11,61	+0,39	4,42	11,54	4,30	11,61	+0,07		
Na ₂ O	3,43	9,05	0,40	1,08	-1,97	3,82	9,97	0,40	1,08	-8,89		
H ₂ O ⁻	-	-	0,16	0,43	+0,43	0,00	0,00	0,16	0,43	+0,43		
CO ₂	0,16	0,42	0,10	0,27	-0,15	0,26	0,68	0,10	0,27	-0,41		
S	0,09	0,24	0,03	0,08	-0,16	0,27	0,18	0,03	0,08	-0,10		
P ₂ O ₅	0,18	0,47	0,32	0,86	+0,39	0,26	0,68	0,32	0,86	+0,18		
Сумма	99,99	263,95	100,00	269,87	+5,92	100,00	260,95	100,00	269,83	+8,92		
Объемный вес	2,64			2,70			2,61			2,70		

П р и м е ч а н и е. Химические анализы выполнены в ЦХЛ Упр. геол. СМ УзССР.

нозема и кремния происходило в результате перераспределения их внутри зоны. Комплекс минералов, составляющих рассматриваемые грейзены, свидетельствует также о привносе таких компонентов, как фтор (в флюорите) и литий (в мусковите).

Апосланцевые грейзеновые фации

Грейзенизированные сланцы встречаются в контакте с грейзенизированными аплитовидными гранитами. Макроскопически это сероватые или розовато-коричневые породы, отличающиеся от исходных сланцев более крупнозернистым сложением. Они обладают полосчатой или пятнистой текстурой. Последняя обязана скоплениям чешуек мусковита и зерен кварца. Структура породы лепидогранобластовая или порфиробластовая. В составе грейзенизированных сланцев установлены, помимо мусковита, турмалина и кварца, минералы исходной породы: плагиоклаз, биотит, калиевый полевошпат, силлиманит, хлорит, эпидот, серицит, рудный минерал, циркон, апатит и иногда вишнево-красный гранит.

Кварц в грейзенизированных сланцах образует зерна неправильной формы с зубчатыми очертаниями и гнездообразные скопления их. Отмечается также присутствие мелкозернистого кварца исходной породы.

Мусковит развивается по плагиоклазу и биотиту и сохраняет их ориентировку. Кроме того, встречаются крупные (до 5 мм) чешуйки, распределенные беспорядочно и придающие породе пятнистый облик. В мусковите под микроскопом иногда устанавливаются реликты биотита, хлорит и рудный минерал.

Турмалин является мало распространенным минералом. Мелкие (0,05–0,1 мм) зерна его, окрашенные в зеленовато-бурый цвет, устанавливаются в грейзенизированных сланцах вблизи контакта с гранитоидами. Последнее обстоятельство позволяет предположить, что в процессе грейзенизации бор привносился растворами. Содержание его в грейзенизированных сланцах (0,002%) ниже, чем в контактирующих с ними гранитоидах (0,08–0,1%).

Помимо перечисленных минералов, в грейзенизированных сланцах встречаются сульфиды (пирит, пирротин, халькопирит), сопровождаемые хлоритом и иногда флюоритом.

Кварцево-мусковитовые грейзены — светло-серые или белые среднезернистые породы. По минеральному составу и структуре они не отличаются от апогранитондных мусковито-кварцевых грейзенов. Элементы первоначальной полосчатой текстуры в них отсутствуют.

Основными минералами их являются мусковит и кварц; из второстепенных минералов встречаются турмалин, плагиоклаз, хлорит, апатит и рудный минерал. Чешуйки мусковита в грейзенах ориентированы беспорядочно. Размер их от сотых долей до 1 мм, редко более. В мусковите встречаются включения мелких зерен кварца и турмалина.

Расчет привноса-выноса компонентов (табл. 15) показывает, что образование грейзенов по своему происхождению в условиях преобладающего выноса. В числе выносимых компонентов кальций, магний, титан, железо, натрий, калий и алюминий; последние два компонента выносились лишь частично (см. рис. 17). Растворились кремнезем, вода, литий, фосфор, фтор, бер, сера и некоторые металлы.

Изложенный материал позволяет сделать следующие выводы.

1. Явления грейзенизации на окарновом месторождении Майхура были обусловлены интенсивным проявлением стадии приконтатогового кислотного выщелачивания, сменявшей раннюю щелочную стадию.

2. Интенсивной грейзенизации подвергались гранитоиды, несколько меньше — сланцы. Конечным продуктом грейзенизации тех и других является мусковито-кварцевые и кварцевые грейзены. Околоскарновые породы и гранатовые эндоскарны в рассматриваемую стадию подвергались окварцеванию.

3. Формирование апогранитных и апосланцевых грейзенов происходило в условиях выноса натрия, кальция, железа, магния, марганца и привноса кремнезема, фосфора, воды фтора, лития.

4. Гидротермальные растворы в результате взаимодействия с боковыми породами и охлаждением изменяли свой состав от кислого до нейтрального и даже щелочного. Из этих более поздних растворов отлагались оловянно-вольфрамовые кварцево-сульфидные руды, сопровождавшиеся образованием околорудных метасоматитов разнообразного состава.

Т а б л и ц а 15

Привнос-вынос вещества в процессе грейзенизации сланцев

Оксиды	: Сланец : обр. 22/58		: Кварцево-мусковито- : вый грейзен, : обр. 115/54		: Привнос : (+) - вын - : нос (-) в	
	: весовой : %	: г/100 см ³	: весовой : %	: г/100 см ³	: г/100 см ³	
SiO ₂	56,24	156,34	70,85	192,71	+36,37	
TiO ₂	0,79	2,19	0,60	1,63	-0,56	
Al ₂ O ₃	15,93	44,28	12,46	33,89	-10,39	
Fe ₂ O ₃	5,32	14,78	0,36	0,97	-13,81	
FeO	6,10	16,96	5,47	14,87	-2,09	
MnO	0,08	0,21	0,11	0,29	+0,08	
MgO	3,97	11,03	1,26	3,42	-7,61	
CaO	3,00	8,34	2,10	5,71	-2,63	
K ₂ O	3,27	9,08	2,76	7,50	-1,58	
Na ₂ O	3,28	9,11	1,89	5,14	-3,97	
H ₂ O ⁻	0,07	0,19	0,24	0,65	+0,46	
CO ₂	0,20	0,55	0,54	1,46	+0,91	
SO ₃	Не опр.	-	0,04	0,10	-	
P ₂ O ₅	0,09	0,24	0,11	0,29	+0,05	
WO ₃	0,07	-	0,02	0,05	-	
S	0,07	0,19	Не опр.	-	-	
Сумма	100,00	277,85	100,00	271,88	-5,93	

Объемный
вес

2,78

2,72

П р и м е ч а н и е . Химические анализы выполнены в ЦХИ Упр. геол. СМ УзССР.

Формация оловянно-вольфрамовыхкварцево-сульфидных руд

Оловянно-вольфрамовое кварцево-сульфидное оруденение локализовано в известковых скарнах, в карбонатных породах и магнетизальных скарнах, "останцы" которых встречаются в скарновом теле, и меньше в гранитоидах. Рудные жилы и прожилки пересекают скарны, грейзенизированные гранитоиды и окварцованные околоскарновые породы (рис. 18). В отложении руд, наряду с тектоническими факторами, большую роль играл метасоматоз,

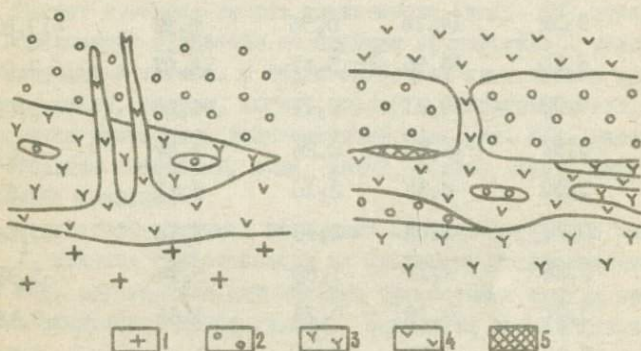


Рис. 18. Взаимоотношение кварцево-сульфидного оруденения со скарнами и окварцованными околоскарновыми породами: 1- гранитоиды; 2-гранатовые скарны; 3-окварцованные околоскарновые породы; 4- кварц; 5- сульфиды.

носящий избирательный характер. Наиболее богатое шеелитовое и сульфидное оруденение локализовано в пироксенсодержащих скарнах и в заключенных в них доломит-кальцитовых породах и магнетизальных скарнах. К гранатовым эндоскарнам приурочено наиболее богатое оловянное оруденение.

Отложение руд сопровождалось интенсивным изменением вмещающих пород. Наиболее раннему оловянно-вольфрамовому оруденению предшествовали амфиболизация, гранатизация, полевошпатизация и биотитизация скарнов. Доломит-кальцитовые мраморы и магнетизальные (диопсидовые) скарны замещались флогопитом. Наиболее интенсивно этот процесс проявился вблизи рудных тел.

Более позднее кварцево-сульфидное оруденение сопровождается окварцеванием, турмалинизацией, скаполитизацией, эпидотизацией, карбонатизацией и хлоритизацией скарнов и других пород. Минеральный состав околорудных метасоматитов в обоих случаях определялся составом рудовмещающих пород (рис. 19).

На месторождении известно три морфологических типа рудных тел: линзообразные, штокверковые и вкрапленные. **Л и н - з о о б р а з н ы е** рудные тела пространственно приурочены к "останцам" карбонатных и диопсидовых пород в скарновом теле и образованы в результате метасоматического замещения как этих пород, так и известковых скарнов. Рудные тела этого типа известны в центральной и юго-западной частях Главной залежи и на Лк-Арче. В них заключено богатое оловянно-вольфрамовое и сульфидное оруденение.

Рудные тела **ш т о к в е р к о в о г о** типа локализованы в зонах трещиноватости. Они располагаются как во внешней зоне линзообразных рудных тел, так и независимо от них (восточная и юго-западная части Главной залежи). В рудных телах этого типа содержится аналогичное, но менее богатое оруденение.

Рудные тела **в к р а п л е н н о г о** типа располагаются во внешней части линзообразных и штокверковых рудных тел. Видимая связь их с определенными структурами отсутствует. В распределении вкрапленного оруденения решающую роль играли состав скарнов и их физико-механические свойства (пористость, трещиноватость). Для рудных тел вкрапленного типа характерно сульфидное и шеедитовое оруденение.

Околорудные метасоматические образования, их минеральный и химический состав

Околорудные изменения пироксеновых и пироксено-гранатовых скарнов

Среди процессов, участвующих в изменении пироксеносодержащих скарнов, следует отметить амфиболизацию и гранатизацию, предшествующие оруденению, и окварцевание, карбонатизацию, эпидотизацию и хлоритизацию, происходящие в процессе отложения кварцево-сульфидных руд. **А м ф и б о л и з а ц и я** широко проявлена в пироксеносодержащих скарнах центрального и юго-за-

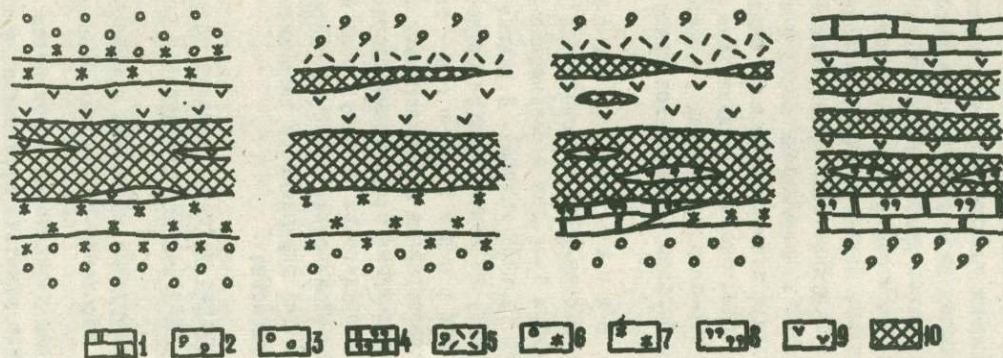


Рис. 19. Зависимость состава околородных метасоматитов от состава вмещающих пород: 1 - доломит-кальцитовые мраморы; 2 - пироксено-гранатовые скарны; 3 - гранатовые скарны; 4 - флогопитизированные доломит-кальцитовые мраморы; 5 - амфиболитизированные пироксено-гранатовые скарны; 6 - полевошпатизированные и биотитизированные гранатовые скарны; 7 - апогранатовые плагиоклазовые и биотитовые метасоматиты; 8 - аподоломитовые флогопитовые метасоматиты; 9 - кварц; 10 - сульфиды.

падного участков Главной залежи. Наиболее интенсивная амфиболизация наблюдается в висачем боку линзообразных рудных тел. В штокерковых зонах она проявлена вдоль прожилков, но охватывает иногда значительную площадь. Менее изменены скарны с вкрапленным оруденением.

Нередко в процессе амфиболизации возникает мономинеральные амфиболовые метасоматиты. В амфиболизированных пироксеновых скарных и амфиболовых метасоматитах, помимо амфибола и реликтового пироксена, обычно присутствуют кварц, кальцит, хлорит, иногда эпидот, а также рудные минералы: неелит, сфалерит, пирротин, висмутин, магнетит и др. Из аксессуарных минералов всегда присутствует апатит, причем иногда в значительном (до 30%) количестве. Реже встречается флюорит. Минеральный состав этих метасоматических образований позволяет предположить, что их формирование происходило в условиях привноса воды, фосфора, фтора и рудных компонентов.

Гранатизация установлена в пироксеносодержащих скарных юго-западной части Главной залежи, в Сlepом скарном теле № I и в апофизах, отходящих от этих скарных тел в породе кровли (Блохина, 1970). Гранатизация протекает параллельно с амфиболизацией. И гранат и амфибол образуются по пироксену скарнов. Гранатизированные и амфиболизированные пироксеновые и пироксено-гранатовые скарны — осветленные, слегка буроватые породы. В их составе, наряду с первичным гранатом (красно-бурый) и пироксеном, устанавливаются гранат П, светло-зеленый амфибол и небольшое количество тонкозернистого магнетита, выделившегося вместе с амфиболом (рис. 20). При наложении более поздних процессов происходит дальнейшее, более интенсивное, изменение скарнов. Амфибол избирательно замещается кварцем и хлоритом, а гранат переходит в анизотропную разность и частично замещается эпидотом, кальцитом и хлоритом. В некоторых участках наблюдается замещение граната плагиоклазом. В измененных пироксеносодержащих скарных содержатся прожилковое и вкрапленное оруденение. Основные рудные минералы — неелит, пирит, пирротин, сфалерит, халькопирит, висмутин, магнетит и редко касситерит. Из аксессуарных минералов обычно присутствует апатит. Комплекс минералов, образующихся при разложении пироксена (гранат с высоким содержанием андрадитовой молекулы и



Рис. 20. Замещение пироксена гранатом (серое), амфиболом (белое) и магнетитом (черное), (николи параллельны, увел. 50).

магнетит), свидетельствует о том, что метасоматическое изменение пироксенсодержащих скарнов происходило в условиях высокого потенциала кислорода. Очевидно, этому благоприятствовала повышенная трещиноватость скарнов на рассматриваемом участке.

Околорудные изменения гранатовых скарнов

Гранатовые скарны претерпевают интенсивные изменения вблизи линзообразных рудных тел и несколько меньше в зонах штокверкового и вкрапленного оруденения. Среди процессов, участвующих в изменении гранатовых скарнов, следует отметить полевошпатизацию и биотитизацию, а из более поздних — окварцевание, хлоритизацию, карбонатизацию и эпидотизацию. В контакте с линзообразными рудными телами образуются апогранатовые плагиоклазовые, биотитовые и плагиоклаз-биотитовые метасоматиты, содержащие богатое касситеритовое и шеелитовое оруденение (рис. 21, 22). Мощность зоны апогранатовых метасоматитов вблизи линзообразных рудных тел центрального участка достигает 2–3 м и более. В контакте с рудными прожилками она обычно не превышает 2–3 см и образована в основном плагиоклазом. С удалением от линзообразных рудных тел интенсивность метасоматических преобразований снижается. В составе измененных скарнов, наряду

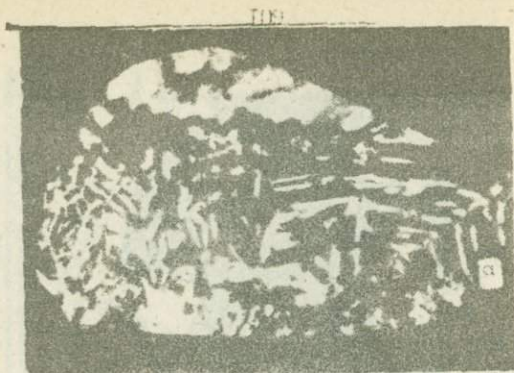


Рис. 21. Плагиоклазовые апогранатовые метасоматиты: а - зональное замещение граната (темное) плагиоклазом (натур. вел.); б - реликты зонального граната в плагиоклазе; мелкие изометричные зерна - апатит (николи параллельны, увел. 18); в - плагиоклазовый метасоматит с касситеритом (темное) и реликтовым гранатом (николи параллельны, увел. 18).



Рис. 22. Биотитовые апогранатовые метасоматиты: а - замещение граната биотитом (николи параллельны, увел. 20); о - биотитовый метасоматит с касситеритом (николи параллельны, увел. 20); в - биотитовый метасоматит с везелитом (белое).

с плагиоклазом, биотитом, апатитом, касситеритом и шеелитом, в переменном количестве (от 30 до 70%) присутствует реликтовый гранат, обычно в той или иной степени замещенный плагиоклазом или биотитом. При наложении более поздних процессов состав апогранатовых метасоматитов усложняется — образуются кварцево-плагиоклазовые, кварцево-биотитовые и кварцево-плагиоклазово-биотитовые метасоматиты с касситеритом, шеелитом, хлоритом (заместившем биотит), турмалином, сульфидами и меньше с флюоритом. Эти же минералы отмечаются и в измененных скаRNAх. Характерно, что отмеченные более низкотемпературные изменения (окварцевание, хлоритизация и др.) проявлены на более широкой площади, тогда как полевошпатизация и биотитизация происходят вблизи рудных линз и прожилков. Устанавливается следующая последовательность метасоматических преобразований гранатового скаRNA: гранат-плагиоклаз-биотит-кварц (иногда турмалин) — хлорит-эпидот.

Для получения некоторого представления о характере изменений, происходящих в гранатовых скаRNAх в процессе их преобразования, сопоставим химический состав исходного гранатового скаRNA с составом кварцево-полевошпатового и биотитового метасоматитов (табл. 16). Расчет привноса-выноса компонентов показал, что образование кварцево-полевошпатового метасоматита происходило в условиях выноса титана, железа, марганца и углекислоты и частично кальция и алюминия. Привносились щелочи, фосфор, рудные компоненты и кремнезем. Последний, очевидно, привносился позднее.

В условиях преобладающего выноса происходило формирование и биотитового метасоматита. В числе выносимых компонентов — кремний, глинозем, кальций и окисное железо, углекислота. Привносились — марганец, магний, щелочи, закисное железо, вода, литий, фтор, сера и рудные компоненты (рис. 23).

Околорудные изменения доломит-кальцитовых мраморов и диопсидовых скаRNAх

Среди процессов, участвующих в изменении этих пород, следует отметить тремолитизацию и флогопитизацию. Первый из них имеет локальное развитие. Очень широко проявлена флогопитизация. Флогопитом замещаются диопсидовые скаRNA (камера 8) и до-

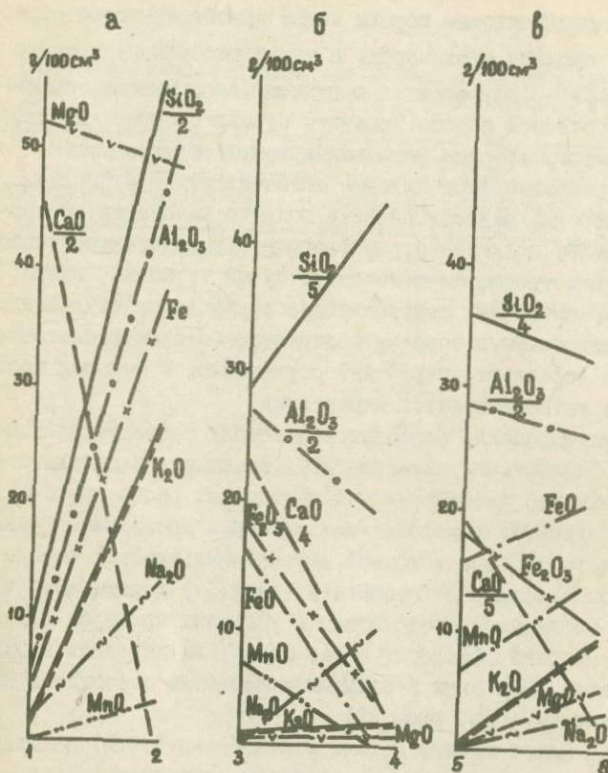


Рис. 23. Поведение основных компонентов в процессе образования аподоломитовых (а) и апогранитовых (б, в) метасоматитов: 1 - доломит-кальцитовый мрамор; 2 - флогопитовый метасоматит; 3 - гранатовый скарн; 4 - кварцево-полевошпатовый метасоматит; 5 - гранатовый скарн; 6 - биотитовый метасоматит.

лomite-кальцитовые мраморы с клиногумитом, диопсидом и др. Интенсивность процесса различна - от образования отдельных чешуек до появления тонкозернистых почти мономинеральных флогопитовых пород. Эти породы развиты в лежащем боку "останцов" карбонатных пород в центральной части Главной залежи. Под микроскопом в них устанавливаются реликты диопсида, тремолита и доломита. В контакте с локализованным здесь линзообразным

рудным телом флогопитовые породы имеют крупнозернистое строение. Линзы и прослои этих пород, а также рассеянные крупные чешуйки флогопита, встречаются в рудном теле. В зоне, переходной к карбонатной породе, развиты буровато-серые карбонатно-флогопито-тремолитовые метасоматические образования.

Рассматриваемые флогопитовые метасоматиты — буровато-коричневые породы, макроскопически похожие на сланцы. Основным их минералом является бурый флогопит. В виде второстепенных минералов встречаются зеленовато-бурый турмалин, кварц, флюорит, т.е. минералы, сопутствующие сульфидному оруденению.

В рассматриваемых породах содержится богатое шеелитовое и сульфидное (сфалерит, пирротин) оруденение. В меньшем количестве в них устанавливается касситерит.

Охарактеризованные флогопитовые породы рассматриваются автором как околорудные метасоматиты, возникшие в результате взаимодействия послемагматических рудоносных растворов с магnezияльными скарнами и доломит-кальцитовыми мраморами. Сравнение химического состава исходной доломит-кальцитовой породы с составом флогопитового метасоматита (табл. I7) показывает, что образование последнего происходило в условиях привноса глинозема, железа, щелочей, фосфора, бора, фтора, лития, воды и рудных компонентов. При этом в большом количестве выносились кальций и углекислота (см. рис. 23).

Подобные флогопитовые породы Л.И. Шабынин (1970) называет преобразованными магnezияльными скарнами, образовавшимися параллельно с формированием известковых скарнов.

Поведение химических элементов в процессе формирования флогопитовых пород, сходное с поведением их в процессе образования апоскарновых метасоматитов, позволяет автору относить рассматриваемые породы к послескарновым образованиям.

Околорудные изменения в гранитоидах.

В грейзенизированных гранитоидах приконтактовой зоны установлены крутопадающие жилы и прожилки разнообразного состава: полевошпатовые с касситеритом и шеелитом, скаполитовые с касситеритом и сульфидами, турмалиново-сульфидные и кварцево-сульфидные. Гранитоиды в контакте с этими жилами несколько изменены. В их изменении участвуют минералы, слагающие жилы.

Т а б л и ц а 17

Привнос-вынос вещества при переходе метаморфизованных известково-магнезиальных пород в флогопитовые метасоматиты

Оксиды	:Известко-:Флогопито-:Известко-:Флогопито-:Привнос {+}		:во-магне-:вый метасо-:во-магне-:вый мета-:-- вынос {-}		: в г/100 см ³
	:эмальная :матит,		:эмальная :соматит,		
	:порода :обр. 21		:порода :обр. 21		
	:весовой %	:весовой %	:г/100 см ³	:г/100 см ³	
SiO ₂	5,81	36,51	16,19	111,29	+95,10
TiO ₂	0,32	0,43	0,29	1,32	+1,03
Al ₂ O ₃	1,68	14,64	4,65	44,80	+40,15
Fe общ.	1,53	11,98	4,24	36,66	+32,42
MnO	0,02	0,90	0,05	2,15	+2,70
MgO	18,35	15,61	50,83	47,76	-3,01
CaO	33,13	0,56	91,71	1,71	-90,06
K ₂ O	0,38	8,52	1,05	26,07	+25,06
Na ₂ O	0,67	4,34	1,85	13,28	+11,43
п.п.п.	38,05	3,04	105,40	9,30	-96,10
P ₂ O ₅	0,09	0,14	0,25	0,43	+0,18
FeO ₃	-	1,75	-	5,35	+5,35
Cu	-	-	-	-	-
Zn	-	0,1	-	0,30	+0,30
Sn	-	1,6	-	4,90	+4,90
Сумма	100,27	100,18	276,51	305,92	+29,35
Объемный вес	2,77	3,06			

П р и м е ч а н и е . Химические анализы выполнены в хим. лаборат. Ин-та геол. АН Тадж. ССР (аналитик В.Д. Колесникова).

Так в контакте с турмалиново-сульфидными жилами грейзенизированные гранитоиды подвергаются гидротермальной турмалинизации. При этом более интенсивная турмалинизация отмечается вблизи жил. На контакте с кварцево-сульфидными жилами гранитоиды обогащаются кварцем, хлоритом, эпидотом и содержат рассеянную вкрапленность сульфидов. Вблизи скаполитовых жил отмечается скаполитизация, а также появление эпидота, хлорита и сульфидов. Менее характерны околорудные изменения для полевошпатowych жил, что очевидно объясняется их близким химическим составом.

Минеральный состав околорудных метасоматических образований

В составе околорудных метасоматических образований установлены следующие минералы: амфибол, гранат, плагиоклаз, биотит, флогопит, апатит, кварц, турмалин, скаполит, эпидот, кальцит, хлорит, флюорит и альбит.

А м ф и б о л в измененных скарнах представлен двумя разновидностями. Одна из них - зеленый амфибол - широко распространена в центральной части Главной залежи и меньше - в юго-западной ее части. Минерал образует лучистые агрегаты. В шлифе плеохроирует от сине-зеленого (по Ng) до желто-зеленого (по Np). $Ng = 1,669 \pm 0,002$; $Np = 1,652 \pm 0,002$; $Ng - Np = 0,017$; $cNg = 14-19^\circ$. Минерал образуется по пироксену и является одним из ранних гидротермальных минералов. Он замещается шеелитом, кальцитом, кварцем, хлоритом и магнетитом. Последний свидетельствует о высокой железности амфибола. Сульфиды также замещают актинолит и выполняют промежутки между кристаллами.

В юго-западной части Главной залежи широко распространена светло-зеленая тонковолокнистая разновидность амфибола. Этот минерал образуется при разложении пироксена и тесно ассоциирует с гранатом и магнетитом. В шлифе минерал имеет светлую зеленоватую окраску, плеохроирует. Замещается кварцем и хлоритом. Обе разновидности амфибола относятся к актиноли-ту, но первая из них характеризуется высоким содержанием железа, а вторая - низким. Принадлежность минералов к актинолиту подтверждена рентгено-структурным анализом.

Г р а н а т П встречается в измененных пироксеновых и пироксено-гранатовых скарнах юго-западной части Главной залежи, Слепого скарнового тела № I и в апофизах, отходящих от них в породы кровли. Минерал вместе с амфиболом и магнетитом развивается по пироксену.

Гранат - светло-бурый до коричнево-бурого минерал. Под бинокулярном бурый и желтый, прозрачный. Иногда содержит включения амфибола и магнетита. В шлифах бурый, желто-бурый до лимонно-желтого. Изотропен. Лишь в участках наложения более поздних процессов он переходит в анизотропную разность. Показатель светопреломления равен $1,837 \pm 0,002$. Гранат замещает пироксен по трещинкам спайности или периферии зерен. Зерна изометричные мелкие до сравнительно крупных (3 мм), хорошо ограниченных. В пироксене они образуют агрегаты удлиненной формы.

Химический анализ граната (хим. лаборат. Ин-та геол. АН Тадж.ССР, аналитик Н.И.Таладуева):

SiO_2 - 37,90; TiO_2 - нет; Al_2O_3 - 9,57; Fe_2O_3 - 18,62;
 FeO - 0,90; MgO - 0,91; MnO - нет; CaO - 31,0;
 Na_2O - 0,18; K_2O - 0,41; H_2O^- - 0,03; P_2O_5 - 0,36;
 F - 0,36; CO_2 - нет; H_2O^+ - 0,40. Сумма - 100,27.

Кристаллохимическая формула (рассчитана по катионному методу):

$(\text{Ca}_{2,65} \text{Fe}_{0,05}^{2+} \text{Mg}_{0,06})_2,76 (\text{Al}_{0,91} \text{Fe}_{1,15}^{3+})_2,06 \text{Si}_{3,07} \text{O}_{12}$
 Содержание основных молекул:grossулар - 34,3%; андрадит - 61,4; алмадин - 2,1%; спессартин - 2,2%.

Рассматриваемый гранат по химическому составу, величине показателя светопреломления и размеру элементарной ячейки ($a = 12,016 \text{ \AA} - 12,040 \text{ \AA}$) относится к grossулар-андрадитовому ряду. Но, в отличие от раннего скарнового граната, в его составе преобладает андрадитовая молекула.

П л а г и о к л а з широко распространен в измененных гранатовых эндоскарнах и в апогранатовых метасоматитах центральной части Главной залежи и несколько меньше - в юго-западной ее части. В измененных гранатовых скарнах плагиоклаз выполняет микротрещинки или замещает гранат по зонам роста кристаллов (см. рис. 21). В метасоматитах образует зернистые агрегаты белого, реже голубовато-зеленого цвета. Содержание его здесь непостоянное и обычно уменьшается при наложении более поздних

процессов. Минерал замещается биотитом и более поздними - кварцем, хлоритом, скаполитом, сульфидами, серицитом, альбитом и др. В сульфидных рудах иногда устанавливаются реликты зерен плагиоклаза или хорошо образованные кристаллы.

В шлифе бесцветный, зерна таблитчатые, сдвойникованы. $n_g' = 1,546 \pm 0,002$; $n_m' = 1,541 \pm 0,002$; $n_p' = 1,534 \pm 0,002$. Значения показателей светопреломления и замеры на столике Федорова позволяют отнести его к олигоклазу (№ 15-18).

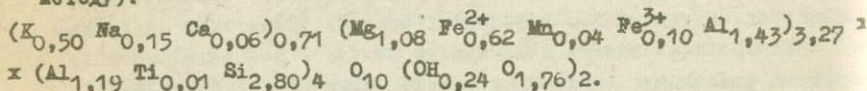
Спектральным анализом в плагиоклазе, помимо основных элементов, установлены титан, вольфрам, цирконий, медь, висмут, цинк, олово, галлий и бериллий.

Б и о т и т является основным минералом апогранатовых биотитовых метасоматитов и в переменном количестве присутствует в измененных гранатовых скарнах. Биотит отлагается позже плагиоклаза, замещает его по периферии или спайности. Биотит, в свою очередь, замещается более поздними минералами - кварцем, хлоритом и сульфидами. Широко распространены псевдоморфозы хлорита по биотиту. В околорудных метасоматитах известно две разновидности биотита - светло-коричневая и зеленая.

Светло-коричневый биотит слагает околорудные метасоматиты центральной части Главной залежи. Чешуйки его имеют размер от 0,1 до 5 мм, редко более. В шлифе светло-бурий, плеохроирует до бесцветного. $n_g' = n_m' = 1,602 \pm 0,002$; $n_p' = 0,3^0$; $2V = 5-8^0$, удельный вес - 3,15.

Химический анализ биотита (аналитик Е.И. Касьянова, химлаборат. Ин-та геол. АН УССР): SiO_2 - 38,60; TiO_2 - 0,30; Al_2O_3 - 30,72; Fe_2O_3 - 1,02; FeO - 10,26; MnO - 0,70; MgO - 10,00; CaO - 0,80; K_2O - 5,49; Na_2O - 1,10; H_2O - 0,49; F - не опр.; S - 0,57; Сумма - 100,15.

Кристаллохимическая формула (рассчитана по катионному методу):

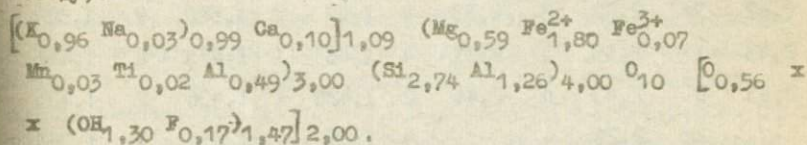


Спектральным анализом в составе слюды, помимо основных элементов, установлены литий, титан, ванадий, вольфрам, медь, цинк, кадмий, олово, серебро, галлий, германий, барий, скан -

дий и лантан. Совокупность оптических, химических, спектральных и рентгеноструктурных (табл. I8) данных позволяет рассматривать бурую слюду как маложелезистый литийсодержащий биотит.

Зеленый биотит установлен в юго-западной части Главной залежи (скв. 288). Он образует породы, сложенные на 60-70% зеленым биотитом и на 30-40% - кварцем и апатитом. Минерал имеет густую зеленую окраску. Размер чешуек от десятых долей до 2-3 мм. В шлифе зеленый, плеохроирует. Цвета интерференции, довольно высокие, маскируются окраской минерала. $n_g = n_m = 1,660 \pm 0,002$. Химический анализ зеленого биотита, обр. 597 (химлаборат. Ин-та геол. АН Тадж.ССР, аналитик Н.И.Талалуева); SiO_2 - 33,69; TiO_2 - 0,44; Al_2O_3 - 18,15; Fe_2O_3 - 1,11; FeO - 26,40; MnO - 0,39; MgO - 4,82; CaO - 1,25; Na_2O - 0,24; K_2O - 9,03; H_2O^- - 0,16; H_2O^+ - 3,49; F - 0,13; Сумма - 100,00.

Кристаллохимическая формула (рассчитана по катионному методу):



Рассматриваемая разновидность слюды отличается от бурой железистым составом и более высоким значением показателей преломления. Рентгенограмма же минерала сходна с биотитовой (см. табл. I8).

Различия в химическом составе биотитов, возможно, обусловлены составом исходных пород. Светло-бурый биотит образуется по гранату с высоким содержаниемgrossуляровой молекулы. Зеленый биотит, вероятно, был образован за счет более железистого минерала.

Ф л о г о п и т образует мономинеральные флогопитовые метасоматиты и в переменном количестве присутствует в диопсидовых, тремолит-диопсидовых породах и доломит-кальцитовых мраморах. Количество флогопита в этих породах убывает по мере удаления от рудного тела. Довольно часто и в значительном количестве флогопит устанавливается в кварцево-сульфидных рудах. Минерал имеет бурый с золотистым оттенком цвет. В шлифах светло-бурый,

Т а б л и ц а 18

Рентгенограммы биотитов

Светло- бурый био- тит, обр. 426			Зеленый биотит, обр. 597			Эталон по: В.И.Михееву :(1957)			Светло- бурый био- тит, обр. 426			Зеленый биотит, обр. 597			Эталон по В.И.Михееву :(1957)		
λ	$\frac{d}{H}$	λ	$\frac{d}{H}$	λ	$\frac{d}{H}$	λ	$\frac{d}{H}$	λ	$\frac{d}{H}$	λ	$\frac{d}{H}$	λ	$\frac{d}{H}$	λ	$\frac{d}{H}$	λ	$\frac{d}{H}$
2	3,74	2	3,66	0,5	3,70	8	1,99	4	1,995	4	2,002						
-	-	3ш	3,45	-	-	2	1,92	2	1,914	2	1,909						
10	3,30	4	3,31	10	3,34	2	1,84	2	1,852	1	1,860						
-	-	1ш	3,14	-	-	8	1,74	1	1,700	1	1,741						
2	2,85	3	2,90	-	-	8	1,66	5	1,675	6	1,672						
-	-	-	-	2	2,73	3	1,57	10	1,543	8	1,54						
9	2,62	9ш	2,62	8	2,63	4	1,52	1	1,528	2	1,524						
3	2,48	1	2,49	3	2,51	4	1,48	1	1,473	2	1,476						
3	2,43	5	2,43	6	2,44	2	1,420	1	1,436	2	1,435						
-	-	2ш	2,26	-	-	4	1,35	4	1,366	4	1,363						
-	-	5	2,17	4	2,17	4	1,31	3ш	1,308	3	1,313						

Условия съемки: трубка БСВ-4, анод Fe ; 35 kv ;
10 mA ; D = 57,3 мм ; d = 0,5 мм ;
h = 2,5.

П р и м е ч а н и е . Рентгенограммы получены в лаборат.
Ин-та геол. АН Тадж.ССР.

плеохроирует. Размер чешуек колеблется от первых сотых долей до 1-2 мм и более. Удельный вес $2,81 \text{ Mg} \cdot \text{Mg} = 1,588 \pm 0,002$; $\text{Mg} \cdot \text{Mg} = 0,030$; $\text{Mg} = 1-4^\circ$, $2v = 1-12^\circ$.

Химический анализ минерала отсутствует. Спектральным анализом установлены в большом количестве калий, магний, алюминий, кремний, литий, что позволяет отнести минерал к литий-содержащей разновидности.

Апатит - широко распространенный минерал измененных скарнов и метасоматитов. Содержание его в названных породах непостоянное. В пределах Главной залежи и Слепого скарнового тела № I встречаются апатит-актинолит-кварцевые, апатит-скаполит-кварцевые и апатит-биотит-кварцевые апоскарновые образования; содержание апатита в некоторых образцах достигает 40-50%. В гранатовых скарнах, сравнительно слабо измененных, отмечаются прожилки апатита и гнездообразные скопления (рис.24). В большом количестве он присутствует также в грейзенизированных гранитоидах и грейзенах.

Апатит - белый или кремоватый минерал. Образует короткостолбчатые кристаллы. Размер их колеблется от сотых-десятых долей до 2-3 мм. В шлифе бесцветный, иногда слегка замутнен. Двупреломление низкое. $n_x = 1,631 \pm 0,002$; $n_y = 1,626 \pm 0,002$. Одноосный, но иногда аномально двуосен. Рентгенограмма минерала сходна с эталонной.

Химический анализ апатита, обр. 310 (химлаборат. Ин-та геол. АН Тадж.ССР, аналитик Л.К.Кабанова): $\text{SiO}_2 - 1,26$; TiO_2 - нет; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 0,63$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 0,25$; $\text{MnO} - 0,10$; $\text{MgO} - 0,17$; $\text{CaO} - 54,25$; $\text{Na}_2\text{O} - 0,88$; $\text{H}_2\text{O} - 0,37$; $\text{P}_2\text{O}_5 - 40,57$; $\text{F} - 1,60$. Сумма - $100,36$ ($-0,67$) = $99,69$.

Спектральным анализом в минерале установлена примесь бериллия (0,0006-0,001%), иттербия (0,006%).

Кварц в околорудных измененных породах и околорудных метасоматитах является распространенным минералом. В измененных скарнах он образует прожилки, гнезда и замещает пироксен, амфибол, гранат, плагиоклаз. В амфиболовых и амфибол-гранатовых метасоматитах он обычно избирательно замещает амфибол и лишь на более высоких стадиях - гранат. Содержащийся в этих метасоматитах шеелит цементируется и пересекается кварцем. В плагиоклазовых, биотитовых и плагиоклаз-биотитовых метасомати-

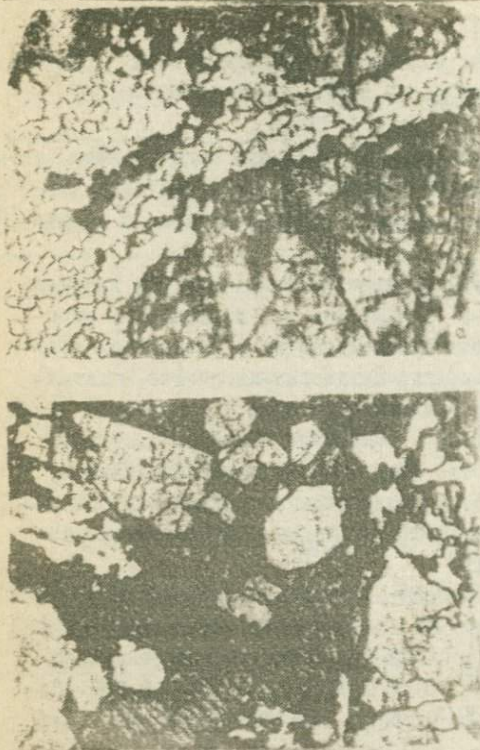


Рис. 24. Распределение апатита в скарнах: а - прожилкообразное скопление апатита в гранатовом скарне (шлиф 351/54, николи параллельны, увел. 55); б - гнездообразное скопление короткостолбчатого апатита в пироксено-гранатовом скарне (шлиф 515/61, николи параллельны, увел. 50).

имеют неправильную, зубчатую форму. Обычно содержит реликты замещаемых минералов, некую "соль" сульфидов и апатит. Иногда образует тесные сростанки с турмалином.

Турмалин встречается в гранитоидах в контакте с кварцево-турмалиновыми и сульфидно-турмалиновыми жилами. В небольшом количестве он устанавливается и в аногрантовых метасоматитах, где вместе с кварцем пересекает плагиоклаз и несицит.

тах он также является более поздним минералом, замещает плагиоклаз, биотит, цементирует и пересекает несицит и касситерит. В флогопитовых метасоматитах кварц редок, хотя замещение этих пород кварцево-сульфидными рудами довольно распространенный процесс.

Присутствие кварца отмечается в аногранитоидных околовлажильных метасоматитах. Здесь кварц замещает минералы гранитоидов - полевые шпаты, мусковит, биотит.

В рассматриваемых околорудных измененных породах и околорудных метасоматитах кварц обычно сопровождается хлоритом, кальцитом, эпидотом, сульфидами, несколько меньше - скapolитом и турмалином. Под микроскопом зерна

Рассматриваемый турмалин отличается от турмалина аплитовидных гранитов зелено-бурой окраской, тонкопризматическим, почти игольчатым, габитусом кристаллов, более низкими значениями показателей светопреломления ($n_g = 1,641 \pm 0,002$; $n_r = 1,617 \pm 0,002$), а также химическим составом. Рассматриваемый турмалин отличается от черного турмалина аплитовидных гранитов полным отсутствием щелочей и меньшим содержанием железа. Отношение $Fe_{\text{общ.}}$: Mg в нем ниже (0,8), чем в черном (1,8). Химический состав зелено-бурого турмалина (с примесью кварца), обр. 169: SiO_2 - 56,66; TiO_2 - след; Al_2O_3 - 23,60; B_2O_3 - 4,50; $Fe_{\text{общ.}}$ - 5,10; MnO - 0,05; MgO - 5,80; CaO - 4,00; Na_2O - 0,00; K_2O - 0,00; H_2O^- - 0,40; Сумма - 100,15 (аналитик Б.Н. Касьянова, хим. лаборат. Ин-та геол. АН УзССР).

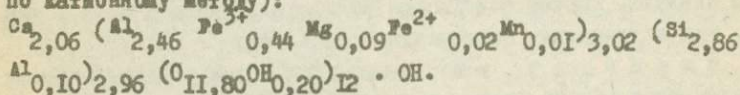
Спектральным анализом в минерале установлена примесь титана, вольфрама, циркония, меди, цинка, олова, галлия, бериллия и скандия, причем содержание вольфрама, олова и меди в нем выше, чем в турмалине аплитовидных гранитов.

С к а п о л и т в небольшом количестве устанавливается в гранитоидах вблизи рудных жил, измененных гранатовых скариях и в полевошпатитовых метасоматитах. В названных породах он замещает полевые шпаты и, кроме того, образует прожилки, в которых ассоциирует с кварцем и эпидотом. Минерал замещается хлоритом и сульфидами. Сканолит встречается в виде неправильных зерен и столбчатых кристаллов размером до 2 мм, иногда собранных в лучистые агрегаты. В шлифе бесцветный либо слегка буроватый. Двупреломление, измеренное компенсатором Берека, равно 0,016. Химический состав сканолита с примесью кварца: SiO_2 - 62,60; TiO_2 - 0,00; Al_2O_3 - 23,20; Fe_2O_3 - 0,00; FeO - 0,00; MnO - 0,00; MgO - 0,94; CaO - 4,60; K_2O - 1,20; Na_2O - 6,79; Cl - 0,80; H_2O^- - 0,56; CO_2 - не опр.; Сумма - 99,78 (аналитик Б.Н. Касьянова, Ин-т геол. АН УзССР).

По химическому составу минерал относится к разности, в составе которой преобладает маршалитовая молекула.

Э п и д о т является широко распространенным минералом околорудных метасоматических образований. Особенно распространен он в измененных гранатовых скариях и несколько меньше - в пироксено-гранатовых скариях и гранитоидах. В измененных скариях встречается две разновидности эпидота - серая, со слабым

зеленоватым оттенком, и фисташково-зеленая. Последняя по времени образования близка к кварцево-сульфидным рудам. Время образования первой не вполне ясно. Эта разновидность эпидота встречается в скарнах, иногда измененных. Значительные скопления этого минерала отмечаются в эндоскарновой зоне Главной залежи (камеры 6, 7, 8, 14 и др.) и иногда в апофизах, отходящих от нее в породы кровли. Минерал образует крупные (до 10 см в длину) кристаллы, иногда собранные в лучистые агрегаты. Показатели светопреломления: $n_m' = 1,730 \pm 0,002$. $n_p' = 1,724 \pm 0,002$. Оптически отрицательный. Удельный вес - 3,26. Принадлежность минерала к эпидоту подтверждена рентгено-структурным и химическим анализами. Химический анализ серого эпидота (в весовых процентах): SiO_2 - 36,00; TiO_2 - 0,00; Al_2O_3 - 27,80; Fe_2O_3 - 7,46; FeO - 0,37; MnO - 0,17; MgO - 0,80; CaO - 24,60; H_2O^+ - 3,00; Сумма - 100,20 (аналитик Б.И. Касьянова, Ин-т геол. АН УССР). Кристаллохимическая формула (рассчитана по катионному методу):



Вторая разновидность эпидота встречается в измененных гранатовых и пироксено-гранатовых скарнах и гранитоидах. Минерал образует гнезда и прожилки. Ассоциирует с кварцем, кальцитом, скаполитом, пиритом и халькопиритом. Цвет фисташково-зеленый. Кристаллы его, имеющие шестоватую форму, нередко собраны в радиально-лучистые агрегаты. Размер кристаллов от нескольких мм до 4-5 см. Под микроскопом имеет лимонно-желтую окраску, характерны аномальные цвета интерференции. Минерал обладает переменными оптическими свойствами. $2V$ колеблется от $+68^\circ$ до $+88^\circ$. Угол угасания $I-2^\circ$. Двупреломление изменяется в пределах от 0,019 до 0,036-0,050. Положительное значение угла оптических осей свидетельствует о невысоком содержании в минерале окисного железа. Рентгенограмма фисташково-зеленого эпидота сходна с эталонной, отличается от нее наличием нескольких спаренных линий. Спектральным анализом в эпидоте установлена примесь галлия (0,006-0,1%), бериллия (0,0006-0,01%), германия (0,001-0,006%), титана, меди, цинка и олова.

К а л ь ц и т в переменном количестве присутствует в измененных скарнах, апоскарновых и аподолмитовых метасоматитах. В измененных скарнах кальцит замещает пироксен, гранат,

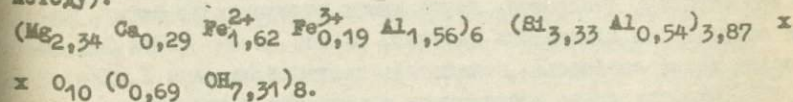
везувиан, актинолит, плагиоклаз, эпидот. Ассоциирует с кварцем, хлоритом, сульфидами. В аподолмитовых флогопитовых метасоматитах обычно является реликтовым минералом.

Хлорит - широко распространенный минерал из измененных скарнов и околорудных метасоматитов. В измененных скарнах хлорит замещает пироксен, гранат, актинолит, биотит, плагиоклаз. В околорудных метасоматитах и рудных телах широко распространены псевдоморфозы хлорита по биотиту. В рудных телах, кроме того, развит мелкочешуйчатый хлорит, обычно сопровождающий сульфиды. Крупночешуйчатый зеленый хлорит характерен для околорудных метасоматитов. Он замещает здесь биотит. Под микроскопом в минерале нередко устанавливаются реликты светло-коричневого биотита. В шлифе зеленый, заметно плеохроирует. Интерференционная окраска низкая, индигово-синяя. Показатель светопреломления $n_g' = n_m' = 1,601 - 1,631 \pm 0,002$.

Химический анализ хлорита, обр. 289: SiO_2 - 31,92; TiO_2 - 0,12; Al_2O_3 - 17,13; Fe_2O_3 - 2,39; FeO - 18,68; MnO - 1,50; MgO - 14,99; CaO - 2,64; K_2O - 0,34; Na_2O - 0,22; H_2O^+ - 9,90; P - 0,80; S - 0,26; Сумма - 100,79 (аналитик К.П. Сокова, ИГЕМ АН СССР).

В составе минерала установлены щелочи, сера, фтор (за счет включений биотита и сульфидов). При расчете формулы эти элементы были исключены.

Кристаллохимическая формула (рассчитана по катионному методу):



На термограмме (рис. 25), полученной в термической лаборатории ИГЕМ АН СССР, отчетливо выделяются два эндотермических ($550-650^\circ$ и $680-740^\circ$) и один экзотермический ($810-820^\circ$) эффект. Это позволяет отнести хлорит к магнезально-железистой (рипидолитовой) группе (Иванова, 1949).

Таким образом, кривая нагревания находится в соответствии с химическим составом минерала. Аналогичная кривая нагревания получена для обр. 262.

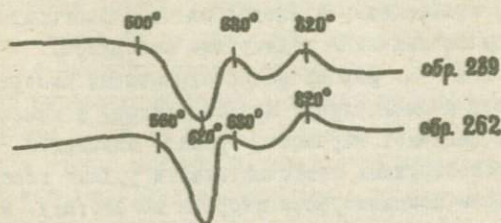


Рис. 25. Кривые нагревания хлоритов.

Вторая разновидность — мелкочешуйчатый зеленый хлорит. Распространен в измененных скариях, околорудных метасоматитах и рудных образованиях. Ассоциирует с кварцем, сульфидами и флюоритом. Образует оторочки на сульфидах и магнетите. В шлифе зеленый, заметен плеохроизм. Интерференционная окраска низкая, аномальная. Образует радиально-волокнистые агрегаты, а также агрегаты, сложенные мелкими чешуйками-табличками. Иногда эти таблички собраны в изогнутые столбики.

Химический и термический анализ этого хлорита отсут-
ствуют.

Флюорит в небольшом количестве встречается во всех породах, содержащих кварцево-сульфидное оруденение. Обнаруживается под микроскопом. В шлифе имеет едва заметную фиолетовую окраску, изотропен. Зерна имеют неправильную форму, реже встречаются квадратные сечения, размер их не более 0,5 мм. Хорошо видна спайность. Показатель светопреломления $1,432 \pm 0,002$. Флюорит тесно ассоциирует с хлоритом и сульфидами, образует оторочки на них. В измененных гранатовых скариях и апогранатовых метасоматитах вместе с хлоритом замещает биотит, плагиоклаз, гранат.

Альбит установлен только в полевошпатовых метасоматитах, содержащих кварцево-сульфидное оруденение. Образование его тесно связано с отложением кварцево-сульфидных руд. Минерал образует оторочки на серицитизированном плагиоклазе, контактирующем с сульфидами. Выделение альбита происходило в конце кварцево-сульфидной стадии и, по-видимому, уже в условиях щелочной среды. В это же время, очевидно, происходила и серицитизация плагиоклаза околорудных метасоматитов.

Минеральный состав оловянно-вольфрамовых
кварцево-сульфидных руд

В составе оловянно-вольфрамовых кварцево-сульфидных руд установлены следующие рудные минералы: касситерит, неелит, гематит, арсенопирит, пирит, сфалерит, пирротин, халькопирит, висмутит, висмут самородный, магнетит и стаянин. В связи с тем, что рудные тела формировались метасоматическим путем, в их составе видное место принадлежит нерудным минералам. Во вмещающих и прожилково-вкрапленных рудах нерудные минералы резко преобладают над рудными. В массивных рудах эти минералы встречаются в подчиненном количестве и представлены кварцем, кальцитом, хлоритом, эпидотом, реже плагиоклазом и турмалином. Довольно обычной является примесь апатита.

К а с с и т е р и т в большом количестве встречается в рудах центральной части Главной залежи; в рудах юго-западного участка Главной залежи встречается редко и в небольшом количестве. Основная масса касситерита заключена в апогранатовых метасоматитах и измененных гранатовых скарнях. Содержание его в отдельных образцах иногда достигает 30-50%. В несколько меньшем количестве касситерит присутствует в аподоломитовых метасоматитах и кварцево-сульфидных рудах. В измененных гранатовых скарнях касситерит замещает гранат и плагиоклаз (см. рис. 21). Зерна его неправильной формы с тенденцией к образованию короткостолбчатых кристаллов. Для касситерита из апогранатовых метасоматитов характерны короткостолбчатые кристаллы, нередко образующие колеччатые двойники. Размер кристаллов колеблется от нескольких мм до 1-3 см, реже встречаются кристаллы размером до 5-10 см. В кварцево-сульфидных рудах касситерит преимущественно мелкозернистый. Лишь иногда кристаллы его имеют размер до 3 см. Удельный вес касситерита из метасоматитов - 6,95, а касситерита из кварцево-сульфидных руд - 6,80. $\rho_{\text{H}_2\text{O}}$ - 2,06-2,10; $\rho_{\text{H}_2\text{O}}$ - 1,995-2,005. n_D^{20} - 0,10-0,11. Одноосный, но иногда двусосен с небольшим углом оптических осей.

Химический состав: SnO_2 - 97,90; TiO_2 - 0,25; FeO - 0,20; MnO - 0,04; Al_2O_3 - 0,11; SiO_2 - 0,58; $\text{Nb} + \text{Ta}$ - 0,08; Zr - 0,03; MnO - след; CaO - 0,17; Сумма - 99,46 (химический анализ заимствован у А.Г.Ливанцева, 1941).

Касситерит имеет различную окраску - серую, розовато-серую, красновато-бурую, зеленовато-черную до черной. Окраска обычно неравномерная - пятнистая либо зональная. Особенно отчетливо это видно в шлифах при параллельных николях. Иногда внутри окрашенных пятен под микроскопом обнаруживаются мельчайшие посторонние включения. Снимки под электронным микроскопом с естественных сколов минерала, полученные К.Б.Фроловой в лаборатории электронной микроскопии ИГЕМ АН СССР, также показали наличие в минерале включений. Все это позволяет предположить, что окраска касситерита вызвана мельчайшими включениями посторонних минералов. Наличие в касситерите таких элементов-примесей, как цирконий - 0,05-0,2%, титан - 0,3-1,0, железо - 0,5-1, марганец - 0,05-0,1, ниобий (0,015-0,075 Nb_2O_5),

тантал (0,001-0,006 Ta_2O_5) и ванадий - 0,15-0,25% позволяет предполагать, что минералами-включениями могут быть колумбит, ильменорутит, стронверит и др. (Григорьев, Доломанова, 1951).

Шеелит, в отличие от касситерита, более широко распространен. Он встречается в измененных пироксеновых, пироксено-гранатовых и гранатовых скарнах, апоскарновых и аподолмитовых метасоматитах и в кварцево-сульфидных рудах. Во всех перечисленных породах, за исключением кварцево-сульфидных образований, шеелит встречается в виде зерен неправильной формы (рис. 26), имеющих белую, сероватую или слегка зеленоватую и желтоватую окраску. Размеры зерен и агрегатов зерен шеелита колеблются от долей мм до 10-15 см. В кварцево-сульфидных рудах шеелит встречается как в виде неправильных зерен, так и в виде хорошо образованных бипирамидальных кристаллов медово-желтого цвета. Размер их колеблется от долей мм до 10-15 см. В пустотах внутри кварцевых жил отмечались друзы кристаллов шеелита. В измененных гранатовых скарнах и апогранатовых метасоматитах шеелит ассоциируется с касситеритом. Здесь, в единственном случае, были зафиксированы микропрожилки шеелита, пересекающие касситерит. В шеелите устанавливаются чешуйки биотита. Кварц, турмалин, сульфиды, хлорит, флюорит, присутствующие в этих породах, пересекают или цементируют шеелит.

В шлифе шеелит имеет серый цвет, угасает волнисто. $\text{Ne} = 1,927-1,930 \pm 0,002$; $\text{No} = 1,913-1,916 \pm 0,002$. $\text{Ne} - \text{No} = 0,014-0,01\%$. Удельный вес - 5,89-6,15.

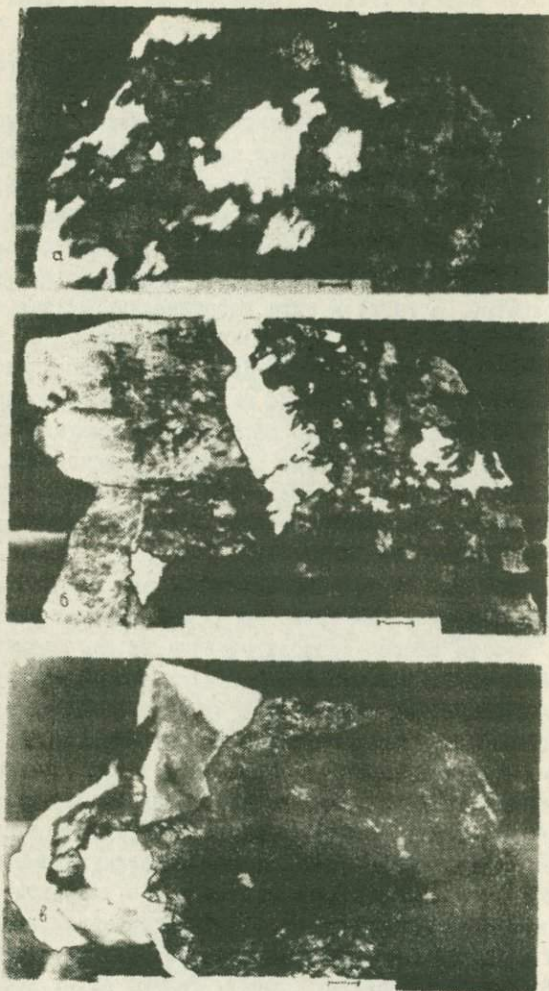


Рис. 26. формы выделений шеелита: а - неправильные выделения шеелита (белое) в измененном гранатовом скарне; б - неправильные выделения шеелита (белое) в флогопитовом метасоматите; в - кристалл шеелита в кварцево-сульфидной руде.

Химический анализ шеелита (заимствован у А.Г.Ивашенце - ва, 1941): CaO - 18,40-18,68; WO_3 - 76,15-77,25; R_2O_3 - 0,81-1,48; Mo - следы, нерастворимый остаток - 3,90-3,95; Сумма - 99,98-100,64.

Спектральным анализом в шеелите установлено большое количество элементов-примесей. Из них представляют интерес молибден (0,00 п - п %), бериллий (0,00 п - 0, п %) и редкие земли.

Гематит в скарнах и рудных образованиях - сравнительно редкий минерал. Он встречается в измененных скарнах в виде отдельных крупных пластинок (до 2-3 мм в длину) и сноповидных агрегатов, а также в виде разрозненных мелких чешуек и мелкочешуйчатых агрегатов. Как реликтовый минерал он встречается всюду, где есть мушкетовит. Пространственное положение гематитового оруденения и комплекс минералов, сопровождающих его, позволяют предположить, что образование гематита связано с разложением скарновых минералов (граната, пироксена). Гематит является ранним рудным минералом. Он замещается магнетитом, цементируется пиритом, пирротинном, сфалеритом и халькопиритом.

Арсенопирит - редкий минерал. Установлен в рудах юго-западного участка (скв. 302). Он образует мелкие идиоморфные, иногда слегка корродированные зерна, сцементированные более поздними минералами. Оптические свойства обычны.

Пирит - распространенный минерал. Он установлен во всех типах скарнов и в массивных кварцево-сульфидных рудах. При общей широкой распространенности удастся выявить преимущественную приуроченность минерала к трещиноватым гранатовым скарнам и алогранатовым метасоматитам лежащего бока скарновых тел. Здесь он ассоциирует с халькопиритом, висмутовыми минералами и пирротинном и сопровождается эпидотом и хлоритом. Во всех перечисленных породах и рудах пирит встречается в виде вкрапленности или гнездообразных скоплений. Вкрапленники имеют идиоморфную или неправильную форму. Размер их от десятых долей мм до 1-2 см. Нередко вкрапленники представлены агрегатом зерен. Пирит является самым ранним минералом кварцево-сульфидной стадии. Это видно из взаимоотношений его с другими минералами. В кварцево-сульфидных рудах пирит пересекает касситерит и шеелит и пересекается, замещается и цементируется

сфалеритом, пирротином, халькопиритом и магнетитом. В отраженном свете обычен. Лишь иногда обнаруживает анизотропию. Удельный вес — 5,3. Спектральным анализом в пирите установлены следующие элементы-примеси: титан, кобальт, никель, вольфрам, олово, медь, цинк, висмут, кадмий, серебро, галлий, бериллий, мышьяк, селен и фосфор.

Магнетит в скарнах и рудных образованиях является распространенным минералом, но крупных скоплений не образует. Известно две генерации магнетита. Ранняя представлена двумя разновидностями. Первая образуется при замещении пироксена амфиболом и гранатом (юго-западный участок). Это мелкозернистый магнетит, рассеянный в отмеченных минералах. Значительных скоплений он не образует. Вторая разновидность — мушкетовит. В измененных скарнах он широко развит. Образует рассеянные пластинки, лучистые и сноповидные агрегаты. Они цементируются и пересекаются сульфидами и висмутом самородным. На пластинках мушкетовита отмечаются оторочки более позднего мелкозернистого магнетита. Под микроскопом в мушкетовите устанавливаются реликты гематита. Близки по форме к мушкетовиту псевдоморфозы магнетита по актинолиту. В удлинённых выделениях этого магнетита устанавливаются реликты актинолита. В кварцево-сульфидных рудах и в скарнах с вкрапленным и прожилково-вкрапленным кварцево-сульфидным оруденением широко распространен мелкозернистый магнетит второй генерации. Он образует изометричные и идиоморфные зерна размером 0,1–0,3 мм и их агрегаты. Последние имеют неправильную и грубопрожилкообразную форму. Минерал отлагается после мушкетовита и пирита, образует на них оторочки, а пирит отчетливо им замещается.

Сфалерит, пирротин и халькопирит, очевидно, отлагаются позже магнетита и цементируют его. Обильные скопления изометричных зерен магнетита наблюдаются в сфалерите и сообщают ему магнитные свойства. Отмеченные взаимоотношения магнетита с сульфидами свидетельствуют о том, что соотношение серы и кислорода в растворах было непостоянным (Блохина, 1959).

Сфалерит — широко распространенный минерал. Устанавливается во всех типах скарнов, в апоскарновых и аподолмитовых метасоматитах и в кварцево-сульфидных рудах. Наиболее характерен он для пироксеновых и пироксеино-гранатовых

скарнов и кварцево-сульфидных руд. Сфалерит представлен темной, почти черной разновидностью. Лишь в гранатовых скарнах Главной залежи и Слепого скарнового тела № I встречается коричнево-бурая разновидность сфалерита. Удельный вес минерала 4,00-4,06.

В отраженном свете обычен. Однако нередко в нем без травления обнаруживаются полисинтетические двойники давления (Бетехтин и др., 1958). Выделения сфалерита имеют неправильную форму, содержат включения более ранних минералов (касситерита, шеелита и пирита), а также халькопирит и пирротин. Последние в сфалерите образуют эмульсионную вкрапленность, пластинчатые, а также неправильные и грубопрожилкообразные выделения. По периферии зерен сфалерита встречаются оторочки халькопирита, висмутита и станнина. Последний отчетливо замечает сфалерит. Помимо отмеченных минералов, в сфалерите почти всегда присутствует магнетит. Мелкие, изометричные зерна его образуют вкрапленность или гнездообразные скопления. В сфалерите установлено большое количество элементов-примесей. Из них основное значение имеют индий, кадмий и галлий.

П и р р о т и н, подобно сфалериту, широко распространен на месторождении. Он образует вкрапленность в скарнах и других породах, выполняет трещинки в них, а в рудных линзах образует значительные гнездообразные скопления. Он ассоциирует с кварцем, сфалеритом, халькопиритом, висмутитом и другими минералами кварцево-сульфидной стадии. Очень часто в пирротине встречаются корродированные зерна пирита, шеелит и касситерит, а также нерудные минералы. Для пирротина обычны выделения неправильной формы, реже прожилки. Минерал магнитен. В отраженном свете розовато-коричневый. Отчетливо выражены явления двуотражения и анизотропии. Благодаря им выявляется внутренняя структура минерала. Выделения пирротина представляют агрегат неправильных, часто удлиненных зерен, размеры которых измеряются десятими долями мм. Пирротин вблизи кварцево-кальцитово-хлоритовых жил замещается колломорфным марказитом или мельниквит-марказитом. Иногда в замещении участвуют оба эти минерала, причем полосы их в колломорфных образованиях чередуются. В пирротине установлено присутствие ряда элементов, из них представляют интерес селен (до 0,028%), теллур (до 0,001%), серебро (до 22 г/т), а также кобальт и никель.

Х а л ь к о п и р и т в рудах является распространенным минералом, но встречается в меньшем количестве, чем сфалерит и пирротин.

Халькопирит встречается во всех типах скарнов, но повышенные его скопления в ряде случаев отмечаются в измененных пироксеновых и гранатовых скарнах и кварцево-сульфидных рудах. Халькопирит образует в породах мелкую вкрапленность, прожилки, а в линзообразных рудных телах - вкрапленность, прожилки и гнездообразные скопления. Халькопирит замещает пироксен, гранат, амфибол, плагиоклаз и слюды, цементирует кварц и турмалин. Минерал тесно ассоциирует со сфалеритом, пирротинном, висмутином и висмутом самородным. В сфалерите образует эмульсионную вкрапленность, пластинчатые выделения и прожилки. В отраженном свете обычен. Иногда в нем, как и в сфалерите, без травления выявляются полисинтетические двойники. Минерал иногда по трещинкам замещается халькозинном и ковеллином. Спектральным анализом в халькопирите установлено большое количество элементов-примесей. Из них заслуживает внимания селен - до 0,015%, теллур - до 0,008%, серебро - до 5/5 г/т.

В и с м у т и н - распространенный минерал, но значительных скоплений не образует. Он встречается в скарнах, апоскарновых и аподоломитовых метасоматитах и массивных кварцево-сульфидных рудах. В названных породах висмутин замещает пироксен, амфибол, плагиоклаз, слюды, замещает их по спайности, выполняет промежутки между ними. Он ассоциирует со сфалеритом, пирротинном и халькопиритом. Характерно, что в пироксеновых скарнах висмутин обнаруживает более тесную связь со сфалеритом, а в гранатовых скарнах и полевошпатовых метасоматитах - с халькопиритом. В последних он иногда встречается в большем количестве, чем сфалерит (юго-западный участок).

В массивных кварцево-сульфидных рудах висмутин ассоциирует с теми же минералами, образует в них мелкую вкрапленность, оторочки. Иногда выполняет промежутки между пластинками мушкетовита. Размер зерен висмута колеблется от сотых долей до 1-2 мм. В некоторых образцах виден макроскопически.

В отраженном свете минерал белый, анизотропный. Характерен цветной эффект анизотропии - от синеватого до кремового. В связи с тем, что минерал трудно отобрать для анализа, диагностика его не подтверждена рентгено-структурным анализом.

В и с м у т с а м о р о д н ы й встречается всюду, где есть сульфиды - в измененных скарнах, апоскарновых и аподоломитовых метасоматитах и в массивных кварцево-сульфидных рудах. Содержание его непостоянное. В одних случаях он преобладает над висмутином, в других - наоборот. Минерал образует мелкую вкрапленность, обычно распределенную неравномерно, в виде гнезд, скоплений (рис. 21). Иногда мелкая "сыпь" висмута самородного группируется вблизи крупных (до 2 мм) выделений висмутина. Встречаются также оторочки висмута самородного на висмутине. В отраженном свете розовый, мягкий, анизотропный.

С т а н н и н - редкий минерал. Обнаруживается под микроскопом в сульфидных рудах центрального участка Главной залежи. Он образует неправильные зерна и грубоветвящиеся прожилки в пирите и сфалерите. Отчетливо замечает последний. Взаимоотношения с другими минералами неясны. В отраженном све-



Рис. 21. Скопления висмута самородного (белое) в измененном скарне. Анилиф, увел. 55.

те серый с зеленоватым оттенком, отражательная способность больше, чем у сфалерита. Заметны двуотражение и анизотропия.

К в а р ц в рудных образованиях встречается в переменимом количестве. Иногда он является основным минералом кварцево-сульфидных руд, а иногда — второстепенным. Наиболее распространен он в массивных кварцево-сульфидных рудах. Моминеральные его скопления чаще всего наблюдаются в висичем боку линзообразных рудных тел. Иногда скопления кварца приурочены к центральной их части. Реже кварц образует в рудных телах полосы. Для рассматриваемых рудных тел характерна крупнозернистая разновидность молочно-белого кварца, массивного или кристаллически-зернистого. Встречаются хорошо образованные кристаллы размером до 10-15 см в длину при поперечном сечении 7-8 см. Обычны более мелкие кристаллы. Цементом кристаллов кварца являются сульфиды. Иногда кварц находится в тесном сростании с турмалином и приобретает темно-серую окраску. Кварц рудных тел обычно деформирован, разбит трещинками, волнисто угасает. По трещинкам в нем развиваются сульфиды. Прожилки же кварца, иногда с турмалином, пересекают неслит и касситерит. Таким образом, кварц линзообразных рудных тел находится в тех же взаимоотношениях с ранними минералами, что и кварц околорудноизмененных скарнов.

Типы руд и их текстурно-структурные особенности

Руды Майхуринского месторождения разнообразны как по своим текстурным, так и генетическим особенностям. Отличаются они и по содержанию в них полезных компонентов.

По текстурным признакам отчетливо выделяются три типа руд: вкрапленный, прожилковый и массивный. Вкрапленный и прожилковый — характерны для скарнов с наложенным оруденением, массивный — для линзообразных рудных тел.

По генетическим признакам можно выделить три типа руд: рудоносных скарнов, околорудных метасоматитов и кварцево-сульфидный. Тип рудоносных скарнов соответствует выделенным выше вкрапленному и прожилковому. Рудоносные метасоматиты и кварцево-сульфидные руды отвечают массивному типу руд в приведенной выше классификации.

По вещественному признаку также выделяется несколько типов руд.

Сульфидно-вольфрамовый - ведущими рудными компонентами являются вольфрам, цинк и отчасти медь и висмут. Роль олова невелика. Этот тип руд в генетической классификации соответствует типу рудоносных скарнов.

Оловянно-вольфрамовый - отличается высоким содержанием олова и вольфрама и низким - цинка, меди и висмута. Соответствует типу рудоносных метасоматитов в генетической классификации.

Сульфидно-олово-вольфрамовый - характеризуется высоким содержанием цинка, меди и отчасти висмута. Содержание вольфрама в нем выше, а олова ниже, чем в предыдущем типе. Некоторая часть олова здесь содержится в стannине. В генетической классификации этот тип руд отвечает кварцево-сульфидному. Приведенная классификация руд по вещественному признаку практического значения, однако, не имеет. В связи с этим руды месторождения следует рассматривать как один тип руды, в составе которого содержится целый комплекс рудных компонентов: вольфрам, олово, цинк, медь, висмут и сопутствующие им элементы-примеси.

Все перечисленные типы руд, за редким исключением, характеризуются крупнозернистым сложением. Основные ценные компоненты в них встречаются в виде зерен значительных размеров (от 1-2 мм до нескольких сантиметров). Лишь висмутит, висмут самородный и иногда халькопирит образуют незначительные по размеру зерна (от сотых до десятых долей мм).

Исследования по изучению текстур и структур руд, проводившиеся попутно с минералого-петрографическими исследованиями, позволили выявить большое их разнообразие, обусловленное тем, что растворы, поступающие неоднократно в благоприятные для рудоотложения участки активно взаимодействовали с минералами вмещающих пород и с ранее образованными рудными минералами, усложняя их текстуру и структуру. Некоторое разнообразие структур было вызвано также неустойчивостью минералов в физико-химических условиях, отличных от условий их образования. Наконец, наблюдаемые иногда изменения во внутренней структуре минералов были вызваны тектоническими движениями, происходящими как в момент отложения руд, так и позднее.

Для руд Майхуринского месторождения характерны следующие текстуры: массивная, полосчатая, вкрапленная, пятнистая, прожилковая и брекчиевая. Для скарнового типа руд отмечены вкрапленная, прожилковая, пятнистая и полосчатая текстуры. Возникновение этих текстур в скарнах было обусловлено наложением более позднего рудного этапа. Рудные минералы отлагались в скарнах или вдоль трещинок (прожилковая текстура), или между зернами скарновых минералов и производили замещение последних (вкрапленная и пятнистая текстуры). Иногда рудные минералы и кварц избирательно замещали отдельные (обычно пироксеновые) зоны полосчатых скарнов с образованием полосчатых текстур.

Для околорудных метасоматитов характерны все отмеченные текстуры: массивная, полосчатая, вкрапленная, пятнистая (и ориентированно-пятнистая), прожилковая и брекчиевая. В большинстве случаев эти текстуры являются вторичными, появившимися при наложении кварцево-сульфидной минерализации. Минералы кварцево-сульфидной стадии отлагались в метасоматитах, обладающих массивной или полосчатой текстурой, по трещинам и в промежутках между зернами. Отложение их сопровождалось замещением раннего комплекса минералов. В результате возникли прожилковые, вкрапленные и пятнистые текстуры руд. Иногда вкрапленники и пятна рудных минералов располагаются в метасоматитах ориентированно, в виде полос (рис. 28).

Для кварцево-сульфидных руд известны массивная, полосчатая вкрапленная и пятнистая текстуры. Руды, обладающие массивной текстурой отличаются крайне неравномерным распределением отдельных минеральных агрегатов (гнезда, вкрапления). Такое неравномерное распределение минералов в рудах свидетельствует о том, что диффузия элементов в момент кристаллизации фактически отсутствовала (Бетехтин, 1955).

В кварцево-сульфидных рудах полосчатой текстуры отмечается полосчатое распределение минеральных агрегатов. В таких рудах полосы кварца обычно чередуются с полосами, сложенными сульфидами, шеелитом и касситеритом. Иногда наблюдается чередование полос сфалерита и пирротина или полос сульфидного и касситеритового состава. Возникновение руд с полосчатой текстурой было обусловлено, по всей вероятности, избирательным метасоматозом.

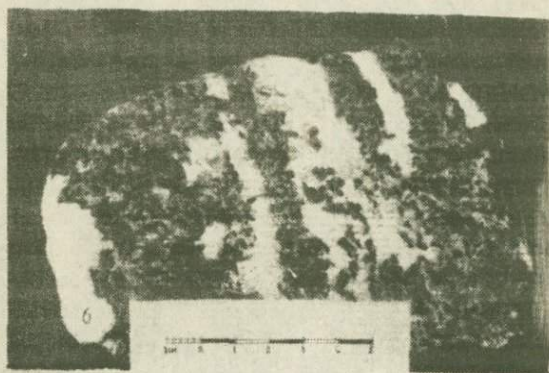


Рис. 28. Полосчатые текстуры руд: а - полосы касситерита (темнее) в плагиоклазовом метасоматите (натур. вел.); б - полосы сульфидов в кварце (белое).

В структурном отношении руды более разнообразны. При микроскопическом и макроскопическом изучении руд было выявлено около 20 разновидностей структур.

Гипидиоморфнозернистая структура характерна для кварцево-сульфидных руд. Структура обусловлена наличием среди аллотриоморфных сростаний сфалерита, пирротина и халькопирита идиоморфных зерен пирита, касситерита и шешелита, а иногда и плагиоклаза. В том случае, если идиоморфные вкрапления имеют значительные размеры по сравнению с зернами минерала-цемента, возникает порфировидная структура. Кристаллы шешелита, кварца, пла-

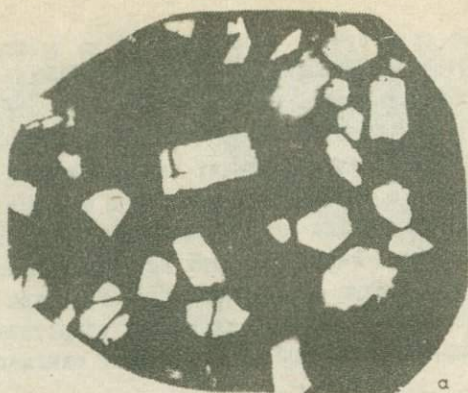
гноклаза размером от нескольких мм до нескольких см довольно часто бывает заключены в более мелкозернистом кварцево-сульфидном цементе (рис. 29). Порфировидные структуры наблюдаются и под микроскопом. Роль порфировых вкрапленников выполняют пирит, касситерит, шеелит или плагиоклаз.

А л л о т р и о м о р ф н о з е р н и с т а я структура характерна для руд, сложенных сфалеритом, пирротином и халькопиритом. Выделения этих минералов имеют неправильную, иногда удлиненную форму. Такая же структура нередко отмечается и в мономинеральных агрегатах пирротина и халькопирита, что обнаруживается при изучении этих минералов в отраженном свете.

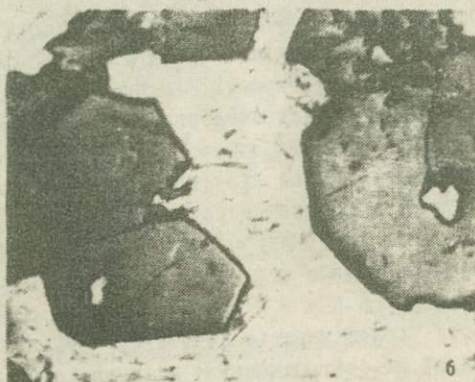
И н т е р с т и ц и а л ь н а я структура отличается тем, что выделения рудных минералов приурочены к интерстициям между зернами и кристаллами нерудных минералов. Площадь, занимаемая ими, меньше площади, занимаемой нерудными минералами. Такая структура встречается в оруженелых скарнах и метасоматитах, но наиболее распространена в кварцево-сульфидных рудах. Интерстициальная структура при ином соотношении рудных и нерудных минералов нередко переходит в **ц е м е н т н у ю**. Цементной структурой обладают турмалиново-сульфидные и кварцево-сульфидные агрегаты (см. рис. 29).

С н о п о в и д н о - в о л о к н и с т а я структура является разновидностью цементной. Она отмечается в рудах, образованных за счет замещения актинолитовых пород, а также в сульфидно-турмалиновых жилах. Рудные минералы выполняют пространство между сильно вытянутыми кристаллами нерудных минералов, собранных в сноповидные, волокнистые или лучистые агрегаты (рис. 30).

С у б г р а ф и ч е с к а я структура характерна для скарнов с сульфидной минерализацией. Структура образуется при отложении рудных минералов в интерстициях между зернами скарных минералов и по трещинкам спайности в них и попутном замещении этих минералов. Субграфические структуры имеют иногда довольно сложные очертания (см. рис. 30). Аналогичные структуры образуются изредка и при замещении граната плагиоклазом.



a



b



Рис. 24. Структуры руд: а, б - порфировидная структура - идио-
морфные вкрапленники плагиоклаза (увел. 3) и идио-
морфные вкрапленники кварца в сульфидном цементе (увел. 36);
в - цементная структура - кристаллы турмалина
цементируются сульфидами (белое), увел. 50.

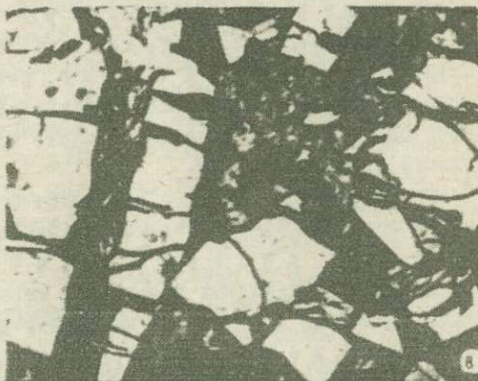


Рис. 30. Структуры руд: а - сноповидно-волокнистая структура - сульфиды (белое) выполняют пространство между сильно вытянутыми кристаллами актинолита (увел. 50); б - субграфическая структура - сульфиды (белое) замещают пироксеновый скарн (увел. 50); в - катакlastическая структура - пирит (белое) раздроблен и сцементирован более поздними нерудными минералами (увел. 50).

Зональная структура замещения характерна для скарнов и метасоматитов с рудной минерализацией или без нее. В качестве примера можно привести структуру замещения граната одним или несколькими минералами кварцево-сульфидной стадии. Отдельные, обычно внутренние, зоны граната замещаются плагиоклазом, хлоритом, касситеритом, сульфидами и флюоритом. Довольно часто гранат замещается кальцитом и кварцем (см. рис. 21).

Катакlastические структуры характерны для руд всех типов. Возникновение их обусловлено динамическим воздействием. Хрупкие минералы (касситерит, шенит, кварц, пирит) подвергались дроблению с последующей цементацией отдельных фрагментов зерен более поздними минералами. Мягкие минералы (халькопирит, сфалерит и др.) при этом испытывали пластическую деформацию — зерна их приобретали удлинённую форму и в них нередко появляются полисинтетические двойники.

Коррозионные структуры широко распространены во всех типах руд. В скарнах отмечается наличие явлений разъедания скарновых минералов минералами кварцево-сульфидной стадии — кварцем и сульфидами. В околорудных метасоматитах плагиоклаз и слюды, а также реликтовый гранат корродируются кварцем, сульфидами и хлоритом. Коррозионные структуры распространены и в кварцево-сульфидных рудах. В последних очень часто корродируется пирит, как наиболее ранний минерал.

Структура пересечения является разновидностью коррозионной структуры. Она известна во всех типах руд. Под микроскопом (и макроскопически) часто наблюдается пересечение одного минерала другим.

Помимо названных структур для выяснения последовательности образования минералов большое значение имеет также **структура краевых каемок**, установленная в кварцево-сульфидных рудах. Это каемки станини на сфалерите, сфалерита на магнетита на пирите и мушкетовите.

Змуйсьонная структура распада характеризуется наличием мельчайших включений одного минерала в другом. Она образуется в результате распада твердого раствора. Широко распространены эти структуры для двух пар минералов —

сфалерита и халькопирита, сфалерита и пирротина. Иногда эмульсионные включения халькопирита и пирротина в сфалерите приурочены к определенным кристаллографическим направлениям. Такая разновидность структуры называется ориентированно-эмульсионной. Зернисто-эмульсионная структура представляет собой разновидность эмульсионной структуры. Она характеризуется тем, что зерна включенного минерала имеют больший размер. Помимо названных структур для рассматриваемых минералов очень характерны пластинчатые структуры распада. Пластинчатые выделения халькопирита приурочены к кристаллографическим направлениям в сфалерите. Нередко в пределах одного минерального агрегата сфалерита присутствуют две или несколько из перечисленных разновидностей структур распада.

В кварцево-сульфидных рудах, измененных вторичными процессами, встречаются еще петельчатые и колломорфные структуры. Петельчатой структурой иногда характеризуются агрегаты халькопирита, замещенные халькозином и ковеллином. Для марказита, образованного по пирротину, присуща колломорфная структура. Размер колломорфных образований зависит от степени замещения. Довольно часто встречаются мелкие округлые выделения марказита, приуроченные к периферии зерен пирротина. Нередко колломорфные выделения марказита нацело замещают пирротин и приобретают форму его зерен. В некоторых случаях колломорфные образования имеют зональное строение. Отдельные зоны в них сложены мельниковит-марказитом.

Все перечисленные структуры были выявлены в шлифах без структурного травления, поэтому детали внутреннего строения мономинеральных выделений изотропных минералов остались невыясненными. Минералы анизотропные (пирротин и иногда халькопирит) при скрещенных николях обнаруживают аллотриоморфно-зернистую структуру. Выделения этих минералов состоят из агрегата мелких неправильных удлинённых зерен. В некоторых из них обнаруживаются полисинтетические двойники (халькопирит, сфалерит). Наличие явлений деформации в минералах кварцево-сульфидной стадии (волнистое угасание и микротрединки в кварце и других минералах, иногда наблюдаемое ориентированное расположение удлинённых зерен мягких минералов) позволяет предположить, что полисинтетические двойники в сфалерите и халькопирите являются двойниками давления (Бетехтин и др., 1960).

Формация безрудных кварцево-кальцитово-хлоритовых жил

Безрудные кварцево-кальцитово-хлоритовые жилы представляют самостоятельный гидротермальный этап, завершающий послемагматическую деятельность на площади месторождения. Образование их происходило после формирования кварцево-сульфидных руд, что отчетливо фиксируется наблюдаемыми пересечениями. Кварцево-кальцитово-хлоритовая минерализация контролируется крутопадающими и пологопадающими нарушениями, элементы залегания которых нередко совпадают с таковыми дорудных нарушений. Минерализация этого типа наиболее распространена в центральной и юго-западной частях Главной залежи (камеры 2, 7, 9 и штольня I3). Минеральный состав жил рассматриваемой формации прост. Некоторые из них имеют кальцитовый состав, другие — кальцит-хлоритовый или кварцево-хлоритовый. Встречаются также жилы кварцево-кальцитово-хлоритового состава. В тесной пространственной и генетической связи с этими жилами находится гематит П. Он образуется в зонах нарушений за счет граната и пироксена скарнов.

Изменения вмещающих пород в связи с рассматриваемыми жилами носят околотрещинный характер. Они выражаются в замещении скарнов кварцем, кальцитом и хлоритом. При этом происходит покраснение скарнов за счет мелкочешуйчатого гематита П. В доломит-кальцитовых мраморах и других магнезиальных породах вблизи этих жил образуются серпентин и кальцит.

К в а р ц является наиболее ранним минералом этих жил. Он образует мономинеральные прожилки и в небольшом количестве устанавливается в кальцитовых и кальцит-хлоритовых прожилках. В последних он образует небольшие гнездообразные скопления или отлагается в зальбандах прожилков. Зерна неправильные, угловатые; изредка встречается волокнистая разновидность кварца. Иногда такой кварц образует маломощные оторочки в зальбандах кальцитовых прожилков.

К а л ь ц и т один из наиболее распространенных минералов. Образует жилы и прожилки в скарнах и рудных телах, пересеченных послерудными нарушениями. Отложение его происходило после кварца, но предшествовало отложению хлорита.

Х л о р и т вместе с кварцем и кальцитом составляет и замещает скарновые минералы в околотрещинной зоне. Хлорит представлен мелкочешуйчатой темно-зеленой разновидностью. В шлифе зеленовато-желтый. Чешуйки его, имеющие размер не более 0,1 мм, собраны в агрегаты или выполняют прожилки в кварце и кальците.

С е р п е н т и н и **а м ф и б о л - а с б е с т** - встречаются в клиногумитовых мраморах, пересеченных после - рудными нарушениями.

Г е м а т и т установлен в окрасневших скарнах из околожилных зон, реже в рудных телах. Он представлен мелкочешуйчатой разновидностью. Образует лучистые и спутанные агрегаты. Ассоциирует с кальцитом, хлоритом и кварцем. Образование гематита в околожилном измененных породах было обусловлено, по-видимому, высокой концентрацией окислителей (O_2 , CO_2) в растворах.

ГЛАВА IУ

ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ
И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИХ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ

Для выявления элементов-примесей и выяснения закономерностей их распределения было выполнено около 2000 полуколичественных спектральных анализов различных пород и минералов. Эти анализы подкреплены отдельными количественными спектральными и химическими определениями.

В породах и минералах месторождения установлено свыше 40 элементов. Они по своему значению могут быть разбиты на четыре группы. В первую группу включены породообразующие элементы: кремний, алюминий, кальций, магний, железо, марганец, калий, натрий, кислород, сера, водород и углерод. Они составляют минералы горных пород, скарнов и реже входят в состав рудных минералов (кальций - в шеелите, железо - в сульфидах и окислах и др.). Некоторые из этих элементов образуют также изоморфную примесь в рудных минералах (железо - в сфалерите и др.), т.е. выступают в роли элементов-примесей.

Вторую группу представляют основные рудообразующие элементы: вольфрам, олово, цинк, медь, висмут, железо. Они входят в состав рудных минералов: шеелит, касситерит и станнин, сфалерит, халькопирит, висмутин и висмут самородный, пирротин и магнетит соответственно. Кроме того, они в небольшом количестве рассеяны в минералах метаморфических и интрузивных пород, где выполняют роль элементов-примесей.

Третью группу составляют элементы-примеси, рассеянные во всех типах пород, скарнах и рудных образованиях и нигде не концентрирующиеся. Сюда относятся никель, кобальт, титан, ванадий, хром, цирконий, свинец, барий, стронций. Эти элементы, за исключением титана и циркония, не образуют минералов.

Четвертую группу представляют элементы-примеси, накопление которых происходило в продуктах послемагматической деятельности (скарнах, грейзенах, рудах), где они сопровождали породообразующие и рудообразующие элементы. К этой группе относятся бериллий, галлий, германий, молибден, скандий, ниобий, тантал, индий, кадмий, серебро, золото, мышьяк, селен, теллур, бор, фтор, литий, фосфор и некоторые редкоземельные элементы.

Элементы-примеси имеют различные формы вхождения в минералы: или в виде составной части (бор - в турмалине, литий - в слюдах и др.), или в виде изоморфной примеси (германий - в гранате, индий и кадмий - в сфалерите и др.), или, возможно, в виде тончайших включений (минералы ниобия, тантала, железа, марганца - в касситерите).

Характеристика элементов-примесей

Н и к е л ь встречается почти во всех породах и в ряде минералов, но нигде не образует значительных концентраций. Никель наиболее распространен в метаморфических сланцах (0,00п - 0,0п %), известково-силикатовых роговиках (0,00п - 0,0п %), гранодиоритах (0,00п %), биотитовых гранитах (0,00п - 0,0п %) и лампрофирах (0,0п %). Присутствие никеля зафиксировано и в скарнах (0,00п - 0,0п %), причем наиболее распространен он в пироксенсодержащих разностях. Изредка никель устанавливается и в более поздних околорудных метасоматитах и в кварцево-сульфидных рудах (0,00п %), где в основном связан с минералами железа - пиритом (0,00п - 0,0п %), пирротинном (0,00п %) и др. По-видимому, с железо-магнезиальными минералами никель связан и в гранитоидах и в метаморфических породах. Из этих данных можно предположить, что никель изоморфно замещает железо и магний в минералах пород, скарнов и руд.

Поведение никеля при скарнообразовании более или менее устойчиво. Он присутствует в скарнах в тех же количествах, что и в исходных гранитоидах и метаморфических породах. В более поздних продуктах постмагматической деятельности никель редок, что свидетельствует о выносе этого элемента.

К о б а л ь т, подобно никелю, встречается во многих породах и минералах. Так же как и никель, он характерен для гранитоидов (0,00п %) и сланцев (0,00п - 0,0п %), лампрофи - ров (0,00п %) и пироксенсодержащих скарнов (0,00п %). В ру - дах кобальт характерен лишь для пирита (0,00п %), сфалерита (0,00п %) и пирротина (0,00п %). Приуроченность кобальта к железо-магнезиальным минералам пород и скарнов и к пириту объясняется также изоморфным замещением железа и магния. По - ведение кобальта в гидротермальный этап аналогично поведению никеля.

Т и т а н широко распространен в породах и минералах месторождения. Спектральным анализом титан установлен почти со всех разновидностях пород и минералах в количестве от ты - сячных до десятых долей процента. Химическими анализами (табл. I9) титан установлен в породах и минералах, причем максимальное содержание характерно для эланцев (до 0,79%), гранодиоритов (до 0,68%), биотитовых гранитов (до 0,72%), а также гнейсо-гранитов (до 0,26%) и мигматитов (до 0,36%). Со - держание этого элемента в измененных гранитоидах заметно снижается (0,18-0,30%). Титан в названных породах входит главным образом в биотит (0,п % - п %), роговую обманку (0,п - п %), плагиоклаз (0,00п - 0,0п %), а также в сфен и рутил. При наложении гидротермальных процессов биотит заме - щается мусковитом и хлоритом. Титан, содержащийся в биотите, выделяется в виде землистого сфена. Наблюдающееся уменьше - ние содержания титана в измененных разностях названных пород указывает на то, что часть титана при этом выносилась. Не - редко в значительном количестве титан устанавливается также в известково-силикатовых роговиках (до 0,017%), мраморах, где он входит в глиноземистые минералы (везувиан - до 0,5%, гранат). При образовании скарнов по карбонатным и аллюмосили - катным породам, содержащийся в последних титан, усваивался минералами скарнов. Но содержание титана в скарнах ниже (от 0,05 - в пироксеновых до 0,30% - в пироксено-гранатовых), чем в исходных породах. Титан здесь входит в гранат (0,00п - 0,п %), пироксен (0,0п - 0,п %) и эпидот (0,00п - 0,п %). Наиболее высокое содержание характерно для граната и эпидота. Титан в этих минералах изоморфно замещает алюминий ($r_1 Al - 0,64 \text{ \AA}, r_1 Ti - 0,57 \text{ \AA}$). Часть титана входит в сфен, неравно -

мерно распределенный в эндо- и экзокарновой зоне. Исходя из этих данных, можно предположить, что в процессе скарнообразования титан не приносился растворами, а переходил в скарны из замещаемых пород. Некоторая часть титана при этом выносилась растворами. При замещении скарнов кварцево-сульфидными рудами происходил дальнейший вынос титана. В апоскарновых метасоматитах содержание титана колеблется от 0,05 до 0,20%. Он устанавливается здесь в биотите (до 0,30%), флогопите (0,0 п - 0, п %), плагиоклазе (0,00 п %), хлорите (до 0,12%), касситерите (0,00 п - 1%), шеелите (0,00 п - 0,0 п %) и некоторых сульфидах (сфалерит - до 0, п %, пирротин - до 0,0 п %, пирит - до 0,0 п %). Присутствие титана в некоторых из перечисленных минералов, по-видимому, является результатом частичного захвата титана из замещаемых скарновых минералов. Во всех этих минералах, за исключением касситерита, титан, по-видимому, входит в решетку. В касситерите же, судя по данным электронной микроскопии, возможно наличие титаносодержащих минералов-примесей.

В а н а д и й встречается во всех породах, скарнах и в некоторых минералах околорудных метасоматитов. В кварцево-сульфидных рудах не установлен. Наиболее распространен ванадий в метаморфических сланцах (от 0,00 п до п %) и известково-силикатовых роговиках (0,00 п - 0, п %), которые образованы при метаморфизме осадочных пород, содержащих углистое органическое вещество. В рассматриваемых метаморфических породах часть ванадия, вероятно, входит в состав биотита и, возможно, везувина и граната. Ванадий также широко распространен в мигматитах (0,00 п %), гнейсо-гранитах (0,00 п %), гранодиоритах (0,00 п - 0,0 п %) и биотитовых гранитах (0,00 п - 0,0 п %), представляющих собой гибридные образования. Очевидно, ванадий, содержащийся во вмещающих породах, был захвачен в процессе их гранитизации и ассимиляции. Но содержание ванадия в этих породах более низкое. Присутствие ванадия зафиксировано в полевых шпатах из гранитоидов. В других минералах спектральным анализом не обнаружен.

Распространенность ванадия в скарнах несколько меньшая, но содержание аналогичное. Очевидно, ванадий при скарнировании заимствовался из вмещающих пород. Часть его при этом вы-

носились. Носителями ванадия в скарнах являются гранат ($0,00n - 0,0n\%$) и пироксен ($0,00n\%$).

Довольно распространен ванадий в околорудных апоскарновых метасоматитах. Он установлен во всех пробах биотита и содержание его здесь равно сотым долям процента. Аналогичное содержание зафиксировано в флогопите, касситерите и шеелите. Присутствует ванадий и в хлорите, образованном по биотиту. В сульфидах этот элемент не установлен.

Хром установлен в тех же породах и минералах, что и ванадий. Наиболее распространен он во вмещающих метаморфических породах (от $0,00n$ до $0,1\%$), гранодиоритах ($0,00n - 0,0n\%$) и биотитовых гранитах ($0,00n - 0,1\%$). В скарнах и околорудных метасоматитах хром редок и содержание его более низкое ($0,00n$ до $0,0n\%$). Очевидно, при скарнировании вмещающих пород хром усваивался лишь частично; часть хрома выносилась. Дальнейший вынос хрома происходил в гидротермальный этап, так как в рудных образованиях он редок и содержание его часто измеряется следами.

Цирконий установлен почти во всех породах, в скарнах и в некоторых минералах рудных образований.

Широко распространен цирконий в метаморфических сланцах и известково-силикатовых роговиках. Содержание циркония в сланцах, по данным спектрального анализа, достигает 1% . Цирконий установлен во всех пробах неизмененных гранитоидов, где его содержание достигает десятых долей процента. В грейзенизированных разностях этих пород распространенность элемента едва превышает 50% , а преобладающее содержание составляет лишь тысячные доли процента. Очевидно, что в процессе грейзенизации гранитоидов происходил вынос циркония. Распространенность его в скарнах равна $30-40\%$. Содержание колеблется от тысячных до десятых долей процента. Наиболее высокое содержание циркония устанавливается в окварцованных околоскарновых породах и в эндоскарнах. В этих породах цирконий установлен в пироксене ($0,00n\%$), гранате ($0,00n\%$) и, кроме того, он входит в состав циркона. По всей вероятности, цирконий при скарнообразовании заимствовался из вмещающих пород.

Цирконий устанавливается, но значительно реже и в рудных образованиях ($0,00n - 0,0n\%$). Основная масса циркония в

Т а б л и ц а 19

Содержание титана в породах и минералах
по данным химического анализа

Породы и минералы	:Коли- :чество: :анали- :зов :	:Содержа- :ние в % :	: Породы и : минералы : :	:Коли- :чество: :анали- :зов :	:Содержа - :ние в % :
Мраморы	2	0,03	Пироксеновые скарны	2	0,05-0,09
Доломит-каль- цитовые мраморы	5	0,22-0,60			
Сланцы	4	0,23-0,79	Гранатовые скарны	3	0,05-0,25
Известково- силикатовые роговики	3	0,08-0,17	Пироксено- гранатовые скарны	9	0,07-0,30
Мигматиты	2	0,07-0,36	Пироксен	2	0,0
Гнейсо-граниты	3	0,26			
Гранодиориты	3	0,47-0,68	Гранат	2	0,10
Биотитовые граниты	3	0,72	Эпидот	2	0,50
Двуслюдяные и мусковитовые граниты	16	0,07-0,30	Рудные обра- зования	3	0,05-0,20
Аплитовидные		0,05-0,18	Биотит	1	0,30
Турмалиновые граниты	4		Хлорит	1	0,12
Окварцованные околоскарновые породы	4	0,08-0,24			

них заключена в касситерите (0,05–0,2%). Изредка он устанавливается в сфалерите (0,00 п%), плагиоклазе (0,0п %). Предполагается, что цирконий в касситерите входит в состав минерала-включения.

С в и н е ц ведет себя как рассеянный элемент. В малых количествах он встречается в метаморфических породах (от 0,00п до 1,0%), в гранитоидах (0,00п – 0,0п %), в скарнах (0,00п – 0,0п %) и рудных образованиях (0,00п %). Наиболее распространен он в гранитоидах и в полевых шпатах из гранитоидов. Установлено присутствие свинца и в полевошпатово-слюдистых апоскарновых метасоматитах. В кварцево-сульфидных рудах свинец не обнаружен. Преобладающее содержание элемента – тысячные доли процента, хотя известно и более высокое – сотые-десятые доли процента. Минералы свинца отсутствуют. Почти постоянное присутствие небольшого количества свинца в породах, содержащих полевой шпат, можно объяснить гетероэвалентным изоморфизмом, при котором свинец замещает часть калия и кремния в полевых шпатах (Лебедев, 1957).

Б а р и й наиболее распространен в гранитоидных породах, несколько менее – во вмещающих породах карбонатного и аллюмосиликатного состава. Содержание его во всех этих породах колеблется в широких пределах (от 0,00п до п %), но преобладает 0,0п %. Из проанализированных минералов и пород барий установлен лишь в плагиоклазе (до 0,0п %).

При замещении гранитоидов и карбонатных пород скарнами, содержащийся в них барий лишь частично вошел в скарновые минералы. Это видно как из малой распространенности бария в скарнах и скарновых минералах, так и из более низкого их содержания (0,00п – 0,0п %).

Барий установлен в апоскарновых метасоматитах; где входит в состав плагиоклаза (0,00п – 0,0п %), слюды (0,0п %) и шеелита (0,0п – 0,п %). В сульфидных рудах барий не зафиксирован.

Преимущественная приуроченность бария к кальцийсодержащим минералам позволяет предположить, что барий в рассматриваемых минералах изоморфно замещает кальций.

С т р о н ц и й встречается в тех же породах, что и барий. Распространенность его и содержание (0,00п – 0,п %) таковы же, как и у бария. В гранитоидах стронций зафиксиро-

ван в плагиоклазах (0,00п - 0,п %). Аналогичное содержание элемента отмечается и в метаморфизованных карбонатных и алюмосиликатных породах. В скарнах, образованных по гранитоидам и карбонатным породам, установлено более низкое содержание стронция - 0,00п - 0,0 п %, причем в гранате и пироксене скарнов элемент не установлен. Он характерен лишь для серого эпидота (0,00п - 0,п %). В рудных образованиях стронций редок и содержание его равно 0,00 п - 0,0п %. Здесь он установлен в плагиоклазе (0,0 п %) и шеелите (0,0п - 0,п %). В сульфидных рудах элемент не обнаружен.

Приуроченность стронция к кальцийсодержащим минералам позволяет предположить, что стронций в минералах изоморфно замещает кальций.

Б е р и л л и й - широко распространенный элемент. Спектральным анализом акцессорный бериллий установлен во всех проанализированных породах, скарнах и в руде (табл. 20). Распространенность этого элемента во всех породах и минералах, за исключением мраморов, кварца и сульфидов, близка к 100%. Преобладает содержание, равное тысячным долям процента, хотя известно и более высокое - сотые и даже десятые доли процента. В частности, десятые доли процента бериллия установлены в отдельных пробах грейзенизированных гранитоидов, пегматитов, пироксено-гранатовых и пироксеновых скарнов, а также в пироксене и шеелите. Содержание бериллия в гранитоидах, особенно в их измененных разностях, близко к содержанию элемента в гранитах, с которыми связаны пневматолито-гидротермальные месторождения бериллия (Беус, 1957, 1958). Отсутствие минералов бериллия в гранитоидах, за исключением единичных зерен берилла в пегматитах, позволяет считать, что бериллий рассеян в породообразующих минералах. Акцессорную примесь образует он и в скарновых минералах.

Бериллий установлен также в сульфидах, шеелите и в сопровождающих их полевошпате, слюде и хлорите. Присутствие бериллия отмечено и в апатите. Исходя из преимущественной приуроченности бериллия к силикатам, можно предположить, что он входит в их решетку, изоморфно замещая кремний. Форма вхождения бериллия в шеелит, апатит и сульфиды не выяснена.

Из приведенных данных можно сделать некоторые предварительные выводы о поведении бериллия. При образовании скарнов бериллий, вероятно, заимствовался из гранитоидов. В процессе грейзенизации происходил дополнительный привнос элемента, который и был зафиксирован в слюдах, плагиоклазе и шеелите. Незначительная распространенность и невысокое содержание бериллия в кварце и сульфидах свидетельствуют о выносе этого элемента в кварцево-сульфидную стадию.

Г а л л и й, подобно бериллию, является распространенным элементом. Он встречается во вмещающих породах, гранитоидах, скарнах и в рудных образованиях (табл. 2I). Слабо распространен он в мраморах, кварце, пирите, пирротине и шеелите. Во всех остальных породах и минералах его распространенность колеблется от 70 до 100%. В сланцах и известково-силикатовых роговиках содержание галлия равно 0,00п - 0,0п%. В неизмененных гранитоидах - измеряется тысячными долями процента. Лишь в двуслюдяных, мусковитовых и турмалиновых гранитах содержание галлия повышается до сотых долей процента. Из приведенных в табл. 2I данных видно, что содержание галлия в гранитоидах иногда превышает кларк элемента ($1,5 \cdot 10^{-3}$) и его среднее содержание в кислых породах (Рыжикова, 1956).

В интрузивных породах, включая пегматиты и лампрофиты, галлий входит в полевые шпаты, слюды, роговую обманку и турмалин. В скарнах, где галлий также широко распространен, он входит в гранат, пироксен и эпидот. Содержание его измеряется в пределах от 0,00п до 0,0п%, редко 0,п%.

В процессе скарнообразования галлий, очевидно, заимствовался из вмещающих пород и гранитоидов. При грейзенизации происходило некоторое обогащение пород галлием либо за счет перераспределения, либо за счет привноса.

В более поздних рудных образованиях галлий устанавливается как в нерудных минералах (плагиоклазе, биотите, флогопите и хлорите), так и в рудных (касситерит, сфалерит, халькопирит). Распространенность элемента в перечисленных минералах колеблется от 50 до 100%, при содержании от тысячных до сотых долей процента. По всей вероятности, при замещении скарнов рудой, находящийся в них галлий усваивался отдельными минералами. Возможен частичный вынос элемента.

Содержание бериллия в породах и минералах по данным
полуколичественного спектрального анализа.

Породы и минералы	:Количе- ство :анализов :в %	:Количество :положительных :анализов :содержание :в %	Породы и минералы	:Количе- ство :анализов :в %	:Количество :положительных :анализов :содержание :в %
Мраморы	86	8 0,00n - 0,0n	Гранатовые скарны	23	22 0,00n - 0,0n
Доломит-кальцитовые мраморы	10	10 0,00n - 0,0n	Измененные гранатовые скарны	14	14 0,00n - 0,0n
Сланцы	30	27 0,00n - 0,0n	Пироксено-гранатовые скарны	99	91 0,00n - 0,0n
Известково-силикато-вые роговики	39	33 0,00n	Пироксен	33	26 0,00n - 0,0n
Мигматиты	5	5 0,00n - 0,0n	Гранат	43	36 0,00n - 0,0n
Гнейсо-граниты	27	24 0,00n - 0,0n	Эпидот	11	11 0,001 - 0,03
Гранодиориты	13	13 0,00n - 0,0n	Рудные образования	45	40 0,00n - 0,0n
Биотитовые граниты	17	17 0,00n - 0,0n	Апатит	1	1 0,0006 - 0,001
Двуслюдные и муско-витовые граниты	67	62 0,00n - 0,0n	Кварц	26	4 0,00n
Аплатовидные турма-линовые граниты	47	45 0,00n - 0,0n	Плагноклаз	7	6 0,00n - 0,0n
Лампрофиты	5	5 0,00n	Биотит	39	36 0,00n
Пегматиты	11	10 0,00n - 0,0n	Флюгосит	10	9 0,00n
Биотит	6	6 0,00n	Неселит	100	45 0,00n - 0,0n
Роговая обманка	3	3 0,00n	Пирит	15	3 0,00n
Полевые шпаты	14	14 0,00n	Сфалерит	59	23 0,00n - 0,0n
Кварц	15	7 0,00n - 0,0n	Пирротин	42	6 след
Турмалин	6	6 0,00n	Халькопирит	12	1 0,00n
Окварцованные около-скарные породы	29	27 0,00n - 0,0n	Хлорит	13	12 0,00n - 0,0n
Пироксеновые скарны	37	37 0,00n - 0,0n	Серпентин	1	1 0,00n
Измененные пироксе-новые скарны	11	11 0,00n	Гематит	1	1 след

Таблица 21

Содержание галлия в породах и минералах по данным
полуколичественного спектрального анализа

Породы и минералы	:Количе- : :ство : :анализов : :зов : :	:Количество : :положительных : :анализов : :содержание : :в % :	Породы и минералы	:Количе- : :ство : :анализов : :зов : :	:Количество : :положительных : :анализов : :содержание : :в % :
Ираморы	86	$\frac{10}{0,00n}$	Пироксено-гранато- вые скарны	99	$\frac{87}{0,00n-0,0n}$
Доломит-кальцитовые ираморы	10	$\frac{10}{0,00n}$	Измененные пироксено- гранатовые скарны	39	$\frac{34}{0,00n}$
Сланцы	30	$\frac{27}{0,00n-0,0n}$	Пироксен	33	$\frac{22}{0,00n-0,0n}$
Мигматиты	5	$\frac{5}{0,00n}$	Гранат	43	$\frac{43}{0,00n-0,0n}$
Гнейсо-граниты	27	$\frac{25}{0,00n-0,0n}$	Эпидот	9	$\frac{8}{0,00n-0,01}$
Гранодиориты	13	$\frac{13}{0,00n}$	Кварц	26	$\frac{2}{0,00n}$
Биотитовые граниты	17	$\frac{17}{0,00n}$	Рудные образования	45	$\frac{41}{0,00n-0,0n}$
Двусланцевые и мусковитовые граниты	67	$\frac{55}{0,00n-0,0n}$	Плагиоклаз	7	$\frac{6}{0,00n-0,0n}$
Аплитовидные турма - линовые граниты	47	$\frac{45}{0,00n-0,0n}$	Биотит	39	$\frac{39}{0,00n-0,0n}$
Лампрофиты	5	$\frac{5}{0,00n}$	Флогопит	10	$\frac{8}{0,00n-0,0n}$
Биотит	6	$\frac{6}{0,00n}$	Касситерит	46	$\frac{21}{0,00n-0,0n}$
Роговая обманка	3	$\frac{3}{0,00n}$	Неелит	100	$\frac{8}{0,00n-0,0n}$
Полевые шпаты	14	$\frac{14}{0,00n}$	Пирит	15	$\frac{1}{0,00n}$
Кварц	15	$\frac{4}{0,00n}$	Сфалерит	59	$\frac{45}{0,00n-0,0n}$
Турмалины	6	$\frac{6}{0,00n}$	Пирротин	42	$\frac{3}{0,00n}$
Окварцованные около- скарные породы	29	$\frac{19}{0,00n-0,0n}$	Халькопирит	12	$\frac{10}{0,00n}$
Пироксеновые скарны	37	$\frac{25}{0,00n}$	Хлорит	13	$\frac{13}{0,00n}$
Измененные пироксе- новые скарны	11	$\frac{9}{0,00n}$			
Гранатовые скарны	23	$\frac{23}{0,00n-0,0n}$			
Измененные гранато- вые скарны	14	$\frac{14}{0,00n}$			

Приуроченность галлия, с одной стороны, к породам и минералам, богатым алюминием и, с другой стороны, тесная связь с такими элементами, как цинк, медь и олово, позволяет сделать вывод о двойственной геохимической природе элемента. Во вмещающих породах и скарнах галлий ведет себя как литофильный элемент, а в рудных образованиях является как литофильным, так и халькофильным элементом.

Германий во вмещающих породах и гранитоидах устанавливается в единичных пробах. В гранитоидах он обнаружен в составе винново-красного граната ($0,00\text{н } \%$), а в известково-силикатовых роговиках — в везувиние (следы). Исключительно широко ассоциированный германий распространен в скарнах, где входит в состав пироксена, граната и эпидота. Особенно характерен он для граната (табл. 22). Содержание германия в нем измеряется, по данным полуколичественного спектрального анализа, в пределах от тысячных до сотых долей процента. В пироксенах содержание элемента равно $0,00\text{н } \%$. Аналогичное содержание отмечается и для эпидота, образованного по гранату. В рудах германий редок. Он установлен в единичных пробах биотита, флогопита и шеелита в небольшом количестве (от следов до тысячных долей процента). Изредка устанавливается он и в хлорите, заместившем биотит. Очевидно, при замещении скарнов рудами происходил вынос германия.

Германий в породах и рудах месторождения ведет себя как литофильный элемент и накапливается исключительно в силикатах скарнов, где изоморфно замещает кремний ($r_1\text{Ge}$ равен $0,44\text{А}$, $r_1\text{Si}$ — $0,39\text{А}$). Халькофильные свойства элемента совершенно не проявлены.

Молибден изредка устанавливается в гранитоидах и содержание его не превышает $0,0\text{н } \%$. В скарнах молибден встречается редко и содержание его обычно невысокое ($0,00\text{н}$, редко $0,0\text{н } \%$). Он установлен всего в одной пробе пироксена ($0,00\text{н } \%$). Более высокое содержание молибдена ($0,00\text{н}$ — $0,н$ %) отмечается в грейзенизированных гранитоидах и рудных образованиях. В таких породах иногда устанавливается молибденит.

В протоочной пробе руды содержание молибденита равно $0,0\text{н } \%$. Молибден установлен здесь в кварце ($0,00\text{н } \%$), в шеелите ($0,00\text{н}$ — $н$ %) и в сфалерите ($0,00\text{н}$ — $0,н$ %). Основным носи-

Содержание германия в породах и минералах
по данным полуколичественного спектрального анализа

Породы и минералы	:Коли- чество: : анали- : зов : :	:Количество положитель- ных : анализов : содержание : в %	Породы и минералы	:Количе- ство : анали- : зов : :	:Количество положитель- ных : анализов : содержание : в %
Известково-сили- катовые роговики	39	$\frac{3}{0,00n}$	Пироксен	33	$\frac{28}{0,00n-0,0n}$
Аплитовидные тур- малиновые грани- ты	47	$\frac{1}{0,00n}$	Гранат	43	$\frac{43}{0,00-0,0n}$
Окварцованные околоскарновые породы	29	$\frac{5}{0,00n}$	Везувиан (из роговиков)	3	$\frac{2}{\text{след}}$
Пироксеновые скарны	37	$\frac{12}{0,00n}$	Рудные обра- зования	45	$\frac{3}{0,00n}$
Измененные пирок- сеновые скарны	11	$\frac{3}{0,00n}$	Биотит	39	$\frac{1}{\text{след}}$
Гранатовые скарны	23	$\frac{10}{0,00n-0,0n}$	Флогопит	10	$\frac{2}{\text{след; } 0,00n}$
Измененные грана- товые скарны	14	$\frac{12}{0,00n-0,0n}$	Шеллит	100	$\frac{2}{\text{след; } 0,0n}$
Пироксено-грана- товые скарны	99	$\frac{51}{0,00n-0,0n}$	Пирит	15	$\frac{1}{0,00n}$
Измененные пирок- сено-гранатовые скарны	39	$\frac{23}{0,00n}$	Эпидот	8	$\frac{8}{0,003-0,03\%}$

телем молибдена является шеелит. Присутствие молибдена в других минералах, возможно, обусловлено механической примесью шеелита. В шеелите молибден изоморфно замещает вольфрам (r_1 молибдена и вольфрама равны $0,68\text{\AA}$).

Из полуколичественных спектральных анализов отчетливо выявилось, что молибден приносился в грейзеновый этап и фиксировался в молибдените и шеелите.

С к а н д и й в небольшом количестве ($0,00\%$) устлавливается в единичных пробах доломит-кальцитовых мраморов, сланцев и известково-силикатовых роговиков, т.е. в породах, содержащих в своем составе железо-магнезиальные или магнезиальные минералы (табл. 23). Присутствие скандия зафиксировано также в некоторых разновидностях гранитоидных пород, где он входит в состав темноцветных железо-магнезиальных минералов - биотита, роговой обманки и турмалина. И в том и в другом случае следует предположить наличие изоморфного замещения магния скандием (r_1 скандия - $0,83\text{\AA}$, а r_1 магния - $0,78\text{\AA}$).

В скарнах скандий редок. В тысячных долях процента скандий установлен лишь в единичных пробах граната и эпидота. Наиболее распространен скандий в околорудных апоскарновых и аподолломитовых метасоматитах, где он входит в состав биотита, флогопита, а также касситерита. Наивысшее содержание (до десятых долей процента) устанавливается в последнем. В сульфидных рудах скандий отсутствует.

Из приведенных данных отчетливо видна способность скандия, с одной стороны, входить в решетку железо-магнезиальных минералов гранитоидов и, с другой стороны, концентрироваться в пневматолитических продуктах, каковыми являются отмеченные выше метасоматиты. Эта геохимическая особенность скандия подчеркивалась многими исследователями (Щербина, 1956; Борисенко, 1957 и др.).

Н и о б и й во вмещающих метаморфических породах не встречается (за исключением единичной пробы известково-силикатовых роговиков). Спектральным анализом он обнаружен в отдельных пробах гранитоидов, причем содержание его здесь измеряется сотыми долями процента. В гранитоидах ниобий входит главным образом в состав биотита ($0,0\%$) и менее - роговой обманки ($0,0\%$).

Содержание скандия в породах и минералах по
данным полуколичественного спектрального анализа

Породы и минералы	:Количе- ство : :анали- зов : : :	Количество : положитель- ных : анализов : содержание : в % :	Породы и минералы	:Количе- ство : :анали- зов : : :	:Количество положитель- ных : анализов : содержание : в %
Доломит-кальци- товые мраморы	10	$\frac{2}{0,00n}$	Турмалин	6	$\frac{6}{0,00n}$
Сланцы	30	$\frac{3}{0,00n}$	Окварцованные околоскарновые породы	29	$\frac{1}{0,00n}$
Известково- силикатовые роговики	39	$\frac{5}{\text{след; } 0,0n}$	Гранат	43	$\frac{3}{0,00n}$
Мигматиты	5	$\frac{1}{0,00n}$	Эпидот	8	$\frac{1}{0,00n}$
Гранодиориты	13	$\frac{5}{0,00n}$	Биотит	39	$\frac{13}{\text{след; } 0,00n}$
Лампрофиды	5	$\frac{5}{\text{след; } 0,00n}$	Флогопит	10	$\frac{5}{\text{след; } 0,00n}$
Биотит	6	$\frac{6}{0,00n}$	Касситерит	46	$\frac{40}{0,00 - 0, n}$
Роговая обманка	3	$\frac{3}{0,0n}$	Шеелит	100	$\frac{5}{0,00n - 0,0n}$
Полевые шпаты	14	$\frac{1}{0,00n}$	Хлорит	13	$\frac{4}{\text{след; } 0,00n}$

В грейзенизированных гранитоидах, лишенных биотита, ниобий устанавливается крайне редко. Предполагается, что ниобий в биотите изоморфно замещает титан (r_1 титана 0,69 Å, r_1 ниобия - 0,64 Å). Не исключена также возможность присутствия мельчайших включений ниобийсодержащих минералов.

В скларнах ниобий редок. Он установлен в единичных пробах гранатового скларна (0,0 п %), а также в гранате (0,00 п %) и шпиксене (0,00 п %). Значительно распространен ниобий в рудных образованиях. Основным концентратором его является касситерит. Содержание ниобия в касситерите, по данным спектрального анализа 36 проб, колеблется от сотых долей до 1%.

Химический анализ 9 проб касситерита (хим. лаборатория ЦНИГРИ) показывает содержание Nb_2O_5 от 0,18% до 0,75% (0,12% и 0,52% Nb , соответственно). Более низкие содержания Nb_2O_5 (0,08-0,012%) даны В.В. Могаровским и Л.В. Россейкиным (1961). Результаты полуколичественного спектрального анализа (верхний предел) в сравнении с этими данными представляются завышенными.

Распределение ниобия в касситерите неравномерное и находится в прямой зависимости от интенсивности окраски. Как показали результаты рентгено-спектрального анализа пяти разноокрашенных касситеритов, выполненного в лаборатории ИГЕМ АН СССР, содержание ниобия колеблется от 0,05 (в светлом розовато-сером касситерите) до 0,5% (в густоокрашенной разновидности). Помимо ниобия в проанализированных пробах установлены цирконий, галлий, титан, железо, марганец, а также тантал (Ta_2O_5 - 0,001-0,006%).

Исходя из аналитических данных и результатов электронной микроскопии, можно сделать вывод, что ниобий входит в касситерит в виде мельчайших включений ниобийсодержащего минерала (возможно, колумбита). Этот минерал, распределенный в касситерите неравномерно (по зонам роста, гнездообразно), обуславливает его пятнистую или зональную окраску.

Т а н т а л спектральным анализом не обнаружен ни в породах, ни в минералах. Химическим анализом установлен в касситерите. Проанализировано 9 проб касситерита. Содержание пентаоксида тантала в них колеблется от 0,001 до 0,006%, среднее содержание - 0,0024%

Можно предположить, что тантал, как и ниобий, привносился растворами в конце грейзеновой стадии (Беус, Ситин, 1961). В касситерите он входит, очевидно, в состав минерала-включения.

И н д и й спектральным анализом установлен в единичных пробах вмещающих пород ($0,0_n \%$) и скарнов ($0,00_n - 0,0_n \%$). В гранитоидах не установлен. Присутствие индия в отмеченных выше породах обязано механической примеси сульфидов. Спектральным анализом индий обнаружен в кварцево-сульфидных рудах ($0,00_n - 0,0_n \%$) и в сфалерите (в 46 из 59 проб). Содержание его в сфалерите колеблется от тысячных до сотых долей процента. Химические анализы (Могаровский, Россейкин, 1961) показывают, что содержание индия в сфалерите колеблется от 0,07 до 0,62%.

Химическим анализом (химлаборатория ЦНИГРИ) индий установлен также в касситерите. Из 9 проб касситерита индий установлен в 4. Содержание его колеблется от 0,15 до 0,25%, среднее - 0,20%. Такое высокое содержание индия в касситерите не может быть объяснено механической примесью сфалерита.

Приведенные данные свидетельствуют, что индий в рудах месторождения Майхура ассоциирует как с цинком, так и с оловом. Отсутствие индиевых минералов позволяет предположить, что индий входит в решетки названных минералов.

К а д м и й, как и индий устанавливается в редких пробах вмещающих пород и скарнов с сульфидным оруденением. Содержание кадмия в них зависит от содержания сфалерита; обычно - $0,00_n - 0,0_n \%$. Привнос кадмия происходил в кварцево-сульфидную стадию вместе с цинком. Это видно из постоянной приуроченности кадмия к сфалериту. Из 59 проб сфалерита кадмий спектральным анализом установлен в 52. Содержание его здесь измеряется в пределах от $0,0_n$ до 1% и более.

Среднее содержание кадмия (1,35%) рассчитано по результатам химических анализов 8 проб сфалерита, произведенных в Институте химии АН Таджикской ССР. Аналогичное содержание элемента (1,37%) выведено В.В.Могаровским и Л.В.Россейкиным (1961) из 30 анализов минеральных проб сфалерита. Присутствие кадмия в других сульфидах (пирите, пирротине и халькопирите) обусловлено включением мелких зерен сфалерита. Содержание кадмия в них - $0,00_n - 0,0_n \%$.

Серебро изредка устанавливается во вмещающих породах и гранитоидах, причем содержание его не превышает 0,0н %. Присутствие элемента зафиксировано во всех разновидностях скарнов (0,00н - 0,0н %) и иногда в пирротине из этих скарнов (0,00н - 0,0н %). Наиболее распространено серебро в сульфидных рудах. Спектральным анализом установлено, что наивысшее содержание (0,01-0,03%) серебра характерно для сульфидных (медно- и медно-цинковых) руд. Серебро в них приурочено в основном к трем минералам (халькопириту, пирротину и сфалериту), но наиболее высокое его содержание (0,0н %) характерно для халькопирита. Присутствие элемента в других минералах, в том числе в пироксене, пирротине и сфалерите, связано с наличием механической примеси халькопирита.

Пробирным анализом подтверждена сереброносность кварцево-сульфидных и сульфидных руд. Содержание серебра в них колеблется в широких пределах - от 0,8 г/т до 203 г/т (табл. 24). Наиболее высокое содержание отмечается в рудах,

Т а б л и ц а 24

Содержание серебра в кварцево-сульфидных рудах и минералах (по данным пробирного анализа)

Руды и минералы	:Количе-: :ство :анализов	Содержание серебра в г/т		
		:минималь-: :ное	:максималь-: :ное	:среднее
Кварцево-сульфидные руды	24	0,4	203,2	23,5
Пирит	-2	0	10,0	5,0
Пирротин	3	2,7	66,0	30,2
Сфалерит	1			0,0
Халькопирит	3	547,0	575,0	565,0

П р и м е ч а н и е . Пробирные анализы выполнены в ЦХИ Упр. геол. СМ Тадж.ССР.

обогащенных халькопиритом. Максимальное же содержание серебра (5/5 г/т) устанавливается в халькопирите; в других минералах кварцево-сульфидной стадии оно невысокое. Лишь в одной пробе пирротина — 66 г/т серебра. Вполне вероятно, что серебро в пирротине и в других минералах входит в халькопирит. Наличие серебра в халькопирите объясняется явлением изовалентного изоморфизма серебра и меди.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что серебро, подобно меди и цинку, привносилось растворами в кварцево-сульфидную стадию.

З о л о т о в сульфидных рудах спектральным анализом не установлено. Пробирным анализом зафиксировано низкое его содержание (0,2-0,4 г/т) лишь в 6 из 24 проб сульфидной руды, а также в единичных пробах пирротина (1,0 г/т) и халькопирита (0,3 г/т).

М ы ш ь я к спектральным анализом устанавливается в кварцево-сульфидных рудах и в отдельных минералах (кварце, пирите, пирротине, халькопирите). Содержание его колеблется от сотых долей до 1%. Мышьяк в сульфидных рудах входит в арсенопирит, изредка устанавливаемый в анлифах; значительная его часть, возможно, изоморфно замещает серу в сульфидах.

С е л е н установлен химическим анализом в сульфидных рудах центрального и юго-западного участков месторождения (Блохина, Деблыкина, 1970). Содержание элемента в сульфидных рудах и минералах приведено в табл. 25. Наиболее высокое содержание селена отмечается в пирротин-халькопиритовых рудах. Из минералов селен установлен в пирите, пирротине, халькопирите, сфалерите. Наиболее высокое содержание селена (среднее — 0,0104%) отмечается в пирротине.

Минералы селена не установлены. Очевидно, селен изоморфно замещает серу в сульфидах.

Т е л л у р, по сравнению с селеном, менее распространен. Он установлен лишь в 7 из 18 проб сульфидной руды. Содержание его в рудах более или менее постоянное. Теллур установлен в нескольких минералах: пирротине, халькопирите и сфалерите. Содержание его в минералах не превышает тысячных долей процента. (табл. 25).

Содержание селена и теллура в сульфидных рудах и минералах

Руды, минералы	:Коли- :чество	:Количе: :ство	Содержание селена в %			:Коли- :чество	:Количе: :ство	Содержание теллура в %		
	:анали- :зов	:положи- :тель-	:минимал- :ное	:макси - :мальное	:среднее	:анали- :зов	:положи- :тель-	:минимал- :ное	:макси - :мальное	:среднее
	:	:ных	:	:	:	:	:ных	:	:	:
	:	:анали- :зов	:	:	:	:	:анали- :зов	:	:	:
	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:
Сульфидная руда	18	17	0,0006	0,0205	0,0059	18	7	0,0007	0,0024	0,0003
Пирит	1	1			0,0055	1	-			
Пирротин	10	10	0,0012	0,0280	0,0104	10	6	0,0005	0,0045	0,00097
Халькопирит	4	4	0,003	0,015	0,0064	4	4	0,0003	0,008	0,0039
Сфалерит	6	6	0,0025	0,0080	0,0049	6	3	0,0007	0,0025	0,0018

П р и м е ч а н и е . Химические анализы выполнены М.Д.Шеблякиной
(хим. лаборат.Ин-та геол. АН Тадж.ССР)

Минералы теллура не установлены. Предполагается, что он изоморфно замещает серу в сульфидах.

Редкоземельные элементы — иттрий, иттербий, церий и лантан — установлены спектральным анализом. Химические определения имеются лишь для иттрия.

Иттрий спектральным анализом установлен в единичных пробах метаморфических сланцев (0,00 п — 0, п %), известково-силикатовых роговиков (0,0 п %), грейзенизированных гранитоидов (0,0 п — 0, п %) и скарнов (0,00 п — 0, п %). Присутствие иттрия зафиксировано в пироксене (0,00 п %), гранате — 0,04–0,9%. Содержания иттрия в шеелите, по данным спектрального анализа, колеблется от 0,00 п до 0, п %, а по данным химического анализа (Могаровский, Россейкин, 1961) — от 0,003 до 0,014%.

Непосредственная связь иттрия с теми или иными минералами метаморфических пород и гранитоидов нами не установлена. Вслед за Э.К.Вайнштейном и др. (1956) полагаем, что иттрий в названных породах входит в состав акцессорных минералов (преимущественно апатита). В скарнах, наряду с пироксеном и гранатом, иттрий, очевидно, входит и в широко распространенный апатит. В названных минералах иттрий, по-видимому, изоморфно замещает кальций (r_1 кальция и иттрия равен 1,06 Å).

Иттербий, судя по спектральным анализам, распространен меньше. Он установлен в единичных пробах сланцев (0,00 п %), известково-силикатовых роговиков (0,0 п %), аплитовидных турмалиновых гранитов (0,00 п %), пироксеновых и пироксено-гранатовых скарнов (след–0,00 п %). Установлено присутствие элемента в апатите (0,006%). Очевидно иттербий в названных породах входит в апатит.

Из элементов церовой подгруппы довольно широко распространен лантан. Полуколичественным спектральным анализом он установлен во всех разновидностях метаморфических пород и гранитоидах, где его содержание довольно постоянное (0,0 п %). Лишь в гранитоидах иногда устанавливается более высокое содержание (0, п %). Элемент отмечается в полевых шпатах из гранитоидов (0,0 п %). Содержание лантана в скарнах равно 0,0 п % и очень редко 0, п %. Здесь он установлен в пироксене, гранате, сером эпидоте (0,0 п — 0, п %). Из рудных минералов — лишь в шеелите (от 0,00 п до 1% и более).

Ц е р и й во вмещающих породах не установлен, а в гранитоидах зафиксирован лишь в единичных пробах (0,0 п %). Изредка он встречается в скарнах (0, п %) и в шеелите (0,0 п %).

Б о р полуколичественным спектральным анализом установлен в единичных пробах гранитоидов и в турмалине. Количественным спектральным анализом бор установлен в гранодиоритах (0,004%), аплитовидных турмалиновых гранитах (0,08–0,14%), метаморфизованных сланцах (0,02%), скарированных сланцах (0,017%), пироксено-гранатовых скарнах (апосланцевых) – 0,001%, пироксено-гранатовых скарнах (апогранитоидных) – 0,0005–0,0006%.

Из приведенных данных видно, что наиболее высокое содержание бора отмечается в аплитовидных турмалиновых гранитах и в сланцах, их вмещающих. При скарировании тех и других происходил вынос бора. В процессе оруденения бор вновь приносился. Это подтверждается образованием кварцево-турмалиновых и сульфидно-турмалиновых жил и прожилков, секущих скарны. Взаимоотношение минералов внутри жил показывает, что привнос бора происходил после вольфрама и олова, но раньше других рудных компонентов.

Л и т и й спектральным анализом установлен лишь в биотите и флогопите из околорудных метасоматитов. Содержание его здесь часто превышает 1%. В слюдах литий, по-видимому, изоморфно замещает магний. Присутствие лития в слюдах околорудных метасоматитов указывает на то, что литий приносился в рудную стадию вместе с летучими компонентами.

Ф т о р химическим анализом установлен во вмещающих породах, гранитоидах и их грейзенизированных разностях, в скарнах, околорудных метасоматитах и рудах (табл. 26).

В перечисленных породах фтор входит в состав клиногумита, слюд (мусковита, флогопита, биотита), апатита и флюорита. Поскольку названные минералы (за исключением клиногумита) образуются в процессе грейзенизации и оруденения, то следует считать, что привнос их происходил в грейзеновую и кварцево-сульфидную стадии гидротермального этапа.

Ф о с ф о р широко распространен во всех породах, где входит в состав апатита. Содержание пятиоксида фосфора во вмещающих породах невысокое (табл. 27); лишь в известково-сили-

Т а б л и ц а 26

Содержание фтора в породах и рудах
по данным химического анализа

№ обр.	Породы, скальны: руды, минералы:	Содер: жа - ние фтора: в %	№ - обр.	Породы, скальны, руды, минералы	Содержа- ние фто- ра в %
23/58	Метаморфизован- ный биотитовый сланец	0,13	28/58	Мусковитовый гранит	0,05
128/58	Клиногумито - вый мрамор	1,16	72/59	Двусланяной гранит	0,24
5/55	Доломит-кальци- товый мрамор	0,55	27/58	Грейзенизированный турмалиновый гранит	0,74
22/55	Турмалиновый аплитовидный гранит	0,13	222/55	Измененный грана- товый скари	2,34
40/55	Турмалиновый аплитовидный гранит	0,28	122/55	Флогопитовый метасоматит	1,67
8/55	Гранат-пироксе- новый скари	0,33	356/55	Полевомпатово-био- титовый метасома- тит	1,90
7/58	Грейзенизирован- ный биотитовый сланец	1,58	422/55	Кварцево-сульфид- ная руда	0,95
				Апатит	0,5
				Биотит	0,72

П р и м е ч а н и е . Химические анализы выполнены в
лаборат. Ин-та геол. АН Тадж.ССР
М.Д.Деблякиной.

Т а б л и ц а 27

Содержание пятиоксида фосфора в породах, скарнах
и рудных образованиях

Породы	Количество анализов	Содержание P_2O_5 в %	Породы	Количество анализов	Содержание P_2O_5 в %
Мраморы	7	0,12-0,17	Двуслюдяные граниты	15	0,22-0,66
Доломит-каль- цитовые мраморы	4	0,03-0,08	Турмалиновые граниты	3	0,22-0,35
Сланцы	3	0,11-0,18	Окварцованные околоскарновые породы	5	0,18-0,33
Известково- силикатовые роговики	2	0,17-0,36	Пироксеновые скарны (в том чи- сле измененные)	8	0,02-0,07
Мигматиты	3	0,06-0,50	Гранатовые скарны (в том числе из- мененные)	6	0,02-0,83
Гнейсо-граниты	1	0,18	Пироксено-гран- атовые скарны (в том числе изме- ненные)	20	0,02-0,83
Гранодиориты	3	0,25-0,40	Рудные образова- ния	3	0,13-1,40
Бiotитовые граниты	5	0,07-0,34			

катовых роговиках, обычно содержащих апатит, оно достигает 0,36%. В гранитоидах также всегда устанавливается присутствие фосфора. Причем содержание его в двуслюдяных гранитах выше, чем в биотитовых. Содержание фосфора в скарнах также зависит от степени их изменения. Неизменные разности характеризуются невысоким (первые сотые доли процента) содержанием патиокси фосфора. В измененных разностях скарнов содержание его достигает 0,83%. Эти породы нередко содержат значительные скопления апатита. Максимальное содержание (1,40%) патиокси фосфора отмечается в рудных образованиях. И здесь фосфор входит в состав апатита.

Из сопоставления химических анализов пород и скарнов и их минерального состава можно предположить, что фосфор при скарнировании не привносился растворами, а заимствовался из исходных пород. При грейзенизации и оруденении происходил привнос фосфора, так как его содержание в грейзенизированных породах, измененных скарнах и околорудных метасоматитах и рудах заметно повышается, а сами породы обогащаются апатитом.

Из рассмотренных выше особенностей поведения элементов-примесей можно сделать следующие выводы.

1. Значительная часть охарактеризованных элементов-примесей устанавливается во вмещающих метаморфических породах, гранитоидах и в разнообразных послемагматических образованиях. Поведение отдельных элементов или групп в разные этапы послемагматической деятельности было различным.

2. Большая группа элементов, представленная никелем, кобальтом, титаном, ванадием, хромом, цирконием, барием, стронцием и свинцом, в процессе скарнообразования усваивалась минералами скарнов. В грейзеновую и кварцево-сульфидную стадии происходил почти полный вынос этих элементов.

3. Бериллий и галлий выступают в роли "сквозных" элементов. Они широко распространены во всех породах, скарнах, грейзеновых образованиях и меньше в кварцево-сульфидных рудах. Повышенная концентрация этих элементов отмечается в наиболее ранних продуктах послемагматической деятельности.

4. Германий, изредка устанавливаемый в гранитоидах и метаморфических породах, концентрируется в скарнах. В кварцево-сульфидную стадию происходил вынос этого элемента.

5. Скандий, ниобий, тантал, молибден и редкоземельные элементы встречаются в повышенных концентрациях в рудных образованиях, где они тесно связаны с оловом (скандий, ниобий, тантал, индий) и вольфрамом (молибден и редкоземельные элементы).

6. Индий, кадмий, серебро, золото, селен и теллур приносились в кварцево-сульфидную стадию и накапливались вместе с цинком (индий, кадмий) и медью (серебро и мало золото). Селен и теллур при этом изоморфно замещали серу в сульфидах.

7. Бор и фтор, образующие соответственно повышенные концентрации в аплитовидных гранитах и клиногумитовых мраморах, при скарнировании выносились. При грейзенизации и последующем оруженении приносились; вместе с ними происходил также привнос лития и фосфора.

8. Из числа охарактеризованных элементов-примесей представляют интерес германий, ниобий, тантал, скандий, индий, кадмий, серебро, селен, теллур и, возможно, иттрий. Все они, за исключением германия, сопровождают основные рудообразующие элементы и накапливаются вместе с ними в рудных образованиях.

9. Перечисленные элементы-примеси, подобно основным рудообразующим элементам, обнаруживают генетическую связь с гранитоидной интрузией. Для таких элементов, как бериллий и галлий, эта связь выявляется непосредственно. Эти элементы присутствуют в одинаковом количестве как в гранитоидах, так и в разнообразных послемагматических образованиях, с ними связанных. Другие элементы (ниобий, скандий), концентрирующиеся в послемагматических образованиях, также обнаруживают генетическую связь с гранитоидной интрузией. Для ниобия, скандия эта связь выявляется непосредственно, по присутствию их в минералах горных пород; для индия, кадмия и др., в связи с недостаточной чувствительностью используемого аналитического метода, она устанавливается косвенно, по присутствию в гранитоидах цинка и олова.

ГЛАВА У

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Майхуринское месторождение располагается в районе, представляющем собой часть складчатой области с активно проявленной магматической и послемагматической деятельностью.

Осадки среднего палеозоя, слагающие участок месторождения, в варисское время подвергались интенсивной складчатой деформации, обусловившей появление в районе крупных складок, осложненных складчатостью второго и более мелкого порядка и простирающихся в направлении, близком к широтному. Складчатость сопровождалась внедрением верхнепалеозойских гранитоидных интрузий. В результате последовательного внедрения двух фаз гранитоидных интрузий (гранитов-гранодиоритов в верхнем карбоне и аплитовидных гранитов - верхнем карбоне - нижней перми) была почти полностью уничтожена складка, к юго-восточному пологому крылу которой приурочено Майхуринское месторождение.

Внедрение интрузии сопровождалось инъекцией магмы во вмещающие породы и интенсивным метаморфизмом пород кровли. Особенно интенсивно эти процессы были проявлены в связи с интрузией порфировидных гранитов. Породы майхуринского интрузива обнаруживают ясно выраженные черты гибридизма, являющиеся следствием процессов ассимиляции и гранитизации магмой вмещающих пород. В классификации Д.С.Коржинского (1962) эти процессы соответствуют явлениям диффузионного и инфильтрационного магматического замещения. В результате проявления этих процессов в эдзоконтактовой зоне интрузива были образованы соответственно породы повышенной основности (гранодиориты - кварцевые диориты) и гранитизированные породы типа мигматитов, гнейсо-гранитов и биотитовых гранитов с реликтовой гнейсовидной текстурой, переходящих в нормальные биотитовые граниты.

Гранитизация осуществлялась при подвижном поведении щелочей, кремнезема и глинозема. Поведение натрия и калия в разные этапы формирования интрузива было различным. Натрий был

подвижным в начальный, а калий - в конечный этап формирования интрузива. По этой причине гранитоиды эндоконтактной зоны в большинстве случаев бедны микроклином или лишены его, а гранитоиды более глубоких частей характеризуются более высоким его содержанием. Микроклинизацией обусловлено появление в породе порфировидных структур.

В магматическую же стадию происходил метаморфизм пород кровли: известняков, доломитов, песчано-глинистых и известково-глинистых сланцев с образованием за счет них мраморов, метаморфизованных песчано-глинистых сланцев и известково-силикатовых роговиков. Комплекс минералов, составляющих контактово-метаморфизованные породы, позволяет выделить среди них три температурные фации: одну высокотемпературную (пироксеновую) и две среднетемпературные (биотито-амфиболо-эпидотовую и хлорито-амфиболо-эпидотовую). Высокотемпературные роговиковые фации располагаются в приконтактных участках, а среднетемпературные - в некотором удалении от контакта. Метаморфизм магматической стадии носил прогрессивный характер, о чем свидетельствуют явления замещения низкотемпературных парагенезисов более высокотемпературными (Жариков, Власова, 1961). Метаморфические породы слагают участок месторождения и развиты на значительной площади за пределами участка. Метаморфизм пород кровли обусловлен влиянием гранитоидной интрузии и интенсивность его находится в прямой зависимости от близости интрузии. В магматическую стадию в контактах с доломитами происходило образование магнезиальных скарнов. Этому способствовала инъекция магмы во вмещающие породы.

Наиболее полно на участке месторождения проявились метасоматические процессы послемагматической стадии, среди которых, согласно классификации Д.С. Коржинского (1953) и В.А. Жарикова (1956), можно выделить метасоматические процессы: а) ранней щелочной стадии, б) кислотной стадии (или стадии проконтактного выщелачивания) и в) поздней щелочной стадии (табл. 28).

Метасоматические процессы ранней щелочной стадии проявились: 1) в альбитизации и микроклинизации (микроклин П) пород гранитоидного интрузива и 2) в образовании скарнов.

Щелочной (кали-натровый) метасоматоз характерен для пород обеих интрузивных фаз. Он проявлен на широкой площади в пределах всей вскрытой части интрузива и выражен вначале в

Метасоматические формации и последовательность их образования на месторождении Майхура

Стадия	Процесс	Формация
Магматическая	Гранитизация	Гранитизированные породы (мигматиты, гнейсо-граниты)
	Ассимиляция	Гибридные породы (кварцевые диориты, гранодиориты)
	Контактный метаморфизм	Контактные роговики (известково-силикатовые и аллюмо-силикатовые роговики), кальцитовые и доломит-кальцитовые мраморы
	Скарнообразование	Магнезиальные скарны
Послемагматическая	Щелочной метасоматоз	Альбитизированные (и турмалинизированные) гранитоиды
	Скарнообразование	Известковые скарны
	Грейзенизация и оруденение	а) Грейзенизированные породы и грейзены. б) Оловянно-вольфрамовые кварцево-сульфидные руды и околорудные метасоматиты
	Низкотемпературный оклолотрещинный метаморфизм	Кварцево-кальцитово-хлоритовые жила и метасоматиты

пертитизации, а позднее — в интенсивном замещении плагиоклаза и микроклина интрузивных пород (особенно аплитовидных гранитов) мелкозернистыми изометричными зернами альбита или лейстами его. Иногда вместе с альбитом образуется незначительное количество микроклина П с отчетливо выраженной двойниковой решеткой.

Процесс альбитизации гранитоидов сменяет рассмотренный выше процесс микроклинизации и в отличие от последнего развивается в апикальной части интрузива.

Процессы щелочного метасоматоза обусловили появление фации альбитизированных (и микроклинизированных) гранитоидов. В аплитовидных гранитах, представляющих более поздние и богатые летучими компонентами выжимки гранитоидной магмы, наряду с отмеченными изменениями, происходила еще и турмалинизация, обусловившая появление турмалинизированных разностей аплитовидных гранитов. Максимальное развитие турмалина наблюдается в выступах интрузива, находящихся под пологим экраном слатцев, и в апофизах, отходящих от интрузива в сланцы кровли. С глубиной содержание турмалина в аплитовидных гранитах снижается. Щелочной метасоматоз и турмалинизация являются ранними процессами, предшествовавшими грейзенизации (мусковитизации и окварцеванию). Среди пород обеих интрузивных фаз известны альбитизированные (альбитизированные и турмалинизированные), но не грейзенизированные разности. Грейзенизированные же породы всегда альбитизированы (альбитизированы и турмалинизированы), причем мусковит и кварц отлагались в них позже альбита и турмалина и замещают и пересекают их.

С ранней стадией щелочного метасоматоза связано, по-видимому, возникновение пегматитов. Небольшие по размерам, быстро выклинивающиеся жильобразные и шпировые тела пегматитов встречаются среди пород обеих интрузивных фаз, но особенно распространены они среди аплитовидных гранитов. Нередко жилы и прожилки этих пород, отходящие в гранитоиды и сланцы кровли, представлены пегматитами. Преимущественное развитие пегматитов в аплитовидных гранитах, приуроченность к определенным структурным элементам и минеральный состав их позволяют предположить, что образование пегматитов происходило путем перекристаллизации гранитоидов в участках наибольшей концентрации летучих компонентов.

Изложенный фактический материал подтверждает точку зрения А.Н.Заварицкого (1955а) о метасоматическом происхождении пегматитов. Следовательно, вопрос о взаимоотношении пегматитов со скарнами на участке месторождения решается однозначно. Образование скарнов происходило после формирования тел аплитовидных гранитов и их альбитизации и турмалинизации. Это подтверждается следующими фактами: 1) отсутствием пересечения скарнов жилами аплитовидного турмалинового гранита; 2) приуроченностью скарнов к контактам с аплитовидными турмалиновыми гранитами и 3) явлениями замещения аплитовидных турмалиновых гранитов скарнами.

Образование скарнов было обусловлено наличием в контакте с гранитоидными породами (гранодиоритами, биотитовыми и турмалиновыми гранитами) благоприятных для замещения карбонатных горизонтов, чередующихся в разрезе с алюмосиликатными породами. Секущий характер интрузивного контакта, с поверхностью близкой к горизонтальной, и наклонное залегание пород кровли обусловили развитие нескольких скарновых горизонтов, соответствующих различным скарновым залежам Майхуринского месторождения. Образованию скарнов предшествовало развитие пологопадающих и крутопадающих нарушений. Первые из них, простиравшиеся в запад-юго-западном направлении, в соответствии с простираем складчатой структуры, развиты в приконтактной зоне, а также среди пород кровли, где имеют характер межпластовых подвижек. С ними сопряжены более крутопадающие нарушения в гранитоидах и породах кровли.

Необходимым условием возникновения скарнов явилось прохождение растворов по контакту двух химически неравновесных сред (карбонатной и алюмосиликатной). При этом замещению скарнами подвергались и те и другие. За счет первых были образованы экзоскарновые реакционные зоны, а за счет вторых — эндоскарновые. Размеры скарновых тел и особенности их строения были обусловлены размерами карбонатных горизонтов, их составом, а также интенсивностью воздействия послемагматических растворов.

Из изученных автором скарновых залежей наиболее сложно протекал процесс формирования Главной залежи. Пестрый литологический состав исходных карбонатных пород и наличие среди

них алюмосиликатных прослоев и апофиз гранитоидов, обусловили асимметричное строение скарновой залежи. Этому благоприятствовала также и тектоническая обстановка в зоне контакта. В образовании Главной залежи принимали участие как диффузионные, так и инфильтрационные процессы. Последние фиксируются рядом признаков: а) содержанием глинозема, более высоким, чем в исходных гранитоидах; б) довольно постоянным высокоглиноземистым составом граната; в) слабой изменчивостью состава пироксена в пределах реакционных зон; г) асимметричным строением залежи и д) наличием хильных скарновых тел в гранитоидах.

Межпластовые скарновые тела (Дго-Западное и др.), представляющие апофизы Главной залежи, являются диффузионными образованиями. Они формировались в условиях местной встречной диффузии компонентов, причем заметной миграции глинозема в экзоскарновую зону не происходило. Минералы, слагающие скарновую зону, характеризуются переменным составом. Формирование залежи происходило в условиях взаимного компенсирующего развития эндо- и экзоскарновых зон. Формированием скарнов завершилась ранняя щелочная стадия. Сменявшая ее стадия приконтактового кислотного выщелачивания выразилась в грейзенизации и окварцевании гранитоидов, сланцев и скарнов в приконтактовой зоне. Грейзенизация проявилась на широкой площади. Интенсивному ее развитию способствовали благоприятная структурная обстановка, кислый состав гранитоидов и богатство магмы летучими компонентами (Григорьев, 1953; Стрелкин, 1953; Наковник, 1954). Грейзенизации подвергались породы обеих интрузивных фаз. Наиболее интенсивные изменения происходили в биотитовых и турмалиновых гранитах. Эти породы были превращены в двуслюдяные и мусковитовые разности. Конечным продуктом грейзенизации гранитоидов являются мусковито-кварцевые и кварцевые грейзены. Расположенные в контакте с гранитоидами сланцы в узкой зоне были превращены в кварцево-мусковитовые грейзены. Образование окварцованных пород происходило в участках интенсивной циркуляции растворов (в пологопадающей зоне контакта и в зонах крутопадающих нарушений). Наиболее мощное окварцевание происходило в зоне контакта. Среди окварцованных пород здесь известны окварцованные гранитоиды (кварцево-плагиоклазовые породы), окварцованные

околоскарновые породы (пироксено-кварцевые породы), окварцованные гранатомы (либо пироксено-гранатомы) эндокарны.

Наблюдаемая закономерная смена грейзеновых фаций по отношению к главным путям циркуляции растворов свидетельствует о существовании метасоматической зональности, обусловленной различным поведением компонентов при формировании отдельных зон. Образование грейзеновых фаций по гранитоидам и сланцам происходило в условиях резкого выноса щелочей и привноса кремнекислоты и летучих компонентов (лития, фтор, фосфор).

Интенсивное выщелачивающее воздействие растворов на вмещающие породы и обильное развитие мусковита в продуктах рассматриваемого этапа свидетельствуют о кислом составе растворов.

В результате взаимодействия с гранитоидами и другими породами растворы обогащались выщелоченными компонентами, в том числе и щелочами.

Оловянно-вольфрамовое кварцево-сульфидное оруденение связано со вторым этапом стадии приконтактового выщелачивания и отделено от первого внедрением даек лампрофира. Оно контролировалось зонами крутопадающих нарушений, пересекающих грейзенизированные гранитоиды, окварцованные породы приконтактовой зоны и скарны, а также пологопадающими (типа межпластовых подвижек) нарушениями, развитыми в скарнах. Отложение руд происходило главным образом в скарнах (магнезиальных и известковых); в гранитоидах встречаются полевошпатовые, скаполитовые и кварцево-турмалиновые жилы с небогатым вольфрамовым, оловянным и сульфидным оруденением (штольня Капитальная). Рудоносные растворы, обогащенные выщелоченными компонентами (в том числе щелочами), взаимодействовали с выщелачиваемыми скарнами, доломит-кальцитовыми и кальцитовыми мраморами и производили значительные изменения в их химическом и минеральном составе.

В стадии отложения оловянно-вольфрамовых руд эти изменения выразились в замещении гранатовых скарнов плагиоклазовыми и биотитовыми метасоматитами, магнезиальных скарнов и доломит-кальцитовых пород - флогопитовыми; пироксеновые скарны подвергались амфиболитизации и (на некоторых участках) гранатизации. Формирование перечисленных околоскарновых метасоматитов

титов происходило в условиях привноса щелочей и летучих компонентов и выноса извести и углекислоты. Широкое развитие в составе околорудных метасоматитов плагиноклаза и слюда, а также гидроксидсодержащих минералов, свидетельствует о том, что растворы были в достаточной степени насыщены щелочами и содержали летучие компоненты — фтор, хлор, бор, фосфор и пары воды. Выпадение касситерита и шеелита — ранних минералов рудных образований — происходило вслед за выделением плагиноклаза, слюды и амфибола, причем первый из них осаждался преимущественно в зонах замещения гранатового скарна, а второй — всюду, в том числе и в мраморах. Перенос вольфрама и олова, судя по количественному минеральному составу руд и пространственной связи касситерита и шеелита с плагиноклазами и слюдами, осуществлялся, вероятно, в форме комплексных щелочных соединений. Такую форму переноса для названных элементов предлагают Ив.Ф. Григорьев (1953), О.В. Бризгалин (1960) и др. Предположение о возможном переносе вольфрама и олова в форме борнокислых соединений (Бетехтин, 1955) не подкрепляется количественным минеральным составом руд, более ранним, а также более поздним выделением турмалина.

Выпадение из раствора щелочей в виде плагиноклаза и слюды способствовало обогащению растворов кремниевой кислотой, которая и выкристаллизовалась в виде кварца после дробления ранее отложенных минералов (в том числе касситерита и шеелита); вместе с кварцем происходило отложение небольших количеств тонкопризматического зелено-бурого турмалина. Отложением кварца начинается кварцево-сульфидная стадия рудного этапа. Сульфиды отлагаются после кварца и турмалина, цементируют и пересекать их. Кварцево-сульфидное оруденение сопровождалось более низкотемпературным изменением скарнов и ранее образованных метасоматитов — их окварцеванием, карбонатизацией, эпидотизацией, хлоритизацией.

Растворы, из которых отлагались сульфиды, в результате охлаждения и взаимодействия с вмещающими породами, имели нейтральный и даже щелочной состав. Они характеризовались невысоким содержанием кислорода и высоким — серы. Максимальная концентрация кислорода отмечалась в начальных порциях растворов, из которых выпадали наиболее ацидофильные минералы

(кварц). В условиях пониженной концентрации кислорода и повышенной — серы происходило отложение пирита. Так как соотношение серы и кислорода в растворе было подвержено колебаниям, то незначительное увеличение концентрации кислорода способствовало выпадению вскоре после отложения пирита, магнетита. С понижением температуры растворов происходило значительное увеличение концентрации серы в растворах и создавались благоприятные условия для отложения сульфидов железа, меди, цинка, вискута и олова.

По мере отложения сульфидов растворы становились все более щелочными. Обильное развитие хлорита в рудных образованиях и в прилегающих к ним измененных скариках, серицитизация плагиоклаза оксидорудных метасоматитов и образование каемок альбита на нем, являются доказательством щелочной среды (Бетехтин, 1955).

Формирование месторождения завершилось безрудной кварцево-кальцитово-хлоритовой стадией. Типы отмеченного состава выполняли крутопадающие нарушения сбросового характера, простираниясь в северо-восточном направлении, а также пологопадающие нарушения, в ряде случаев совпадающие с корудными. Изменения вмещающих пород в связи с этими явлениями носят около — трещинный характер. Образование типа подобного состава было возможно при наличии в растворах кремнекислых щелочей (Бетехтин, 1955).

Минеральный состав охарактеризованных метасоматических образований и руд приведен в табл. 29, а последовательность выделения минералов — в табл. 30.

Довольно отчетливо вырисовывается поведение редких и рассеянных элементов в продуктах послемагматической деятельности. Самая ранняя аутометасоматическая стадия характеризовалась приносом бора, который и был зафиксирован в турмалине. В скариновый этап увеличивается роль выноса. В числе выносимых компонентов следует отметить никель, кобальт, титан, ванадий, хром, цирконий, барий, стронций, свинец, а также берил и фтор. Привносились германий и, несомненно, галлий и бериллий. В грейзеновый этап приходил дальнейший вынос никеля, кобальта, титана, ванадия, хрома, циркония, бария, стронция, свинца, также германия. Привносились литий, фтор, фосфор, молибден,

**Минеральный состав метасоматических
и рудных образований послемагматической стадии**

Этап	Метасоматические фации	Минеральный состав
Автометасоматический	Апогранитоидные метасоматиты	Биотитовые граниты: альбит, кварц, микроклин П, (мусковит)
		Аплитовидные граниты: альбит, кварц, турмалин, микроклин П, (мусковит), (гранат)
	Пегматондные образования	В биотитовых гранитах: кварц, плагиоклаз, микроклин, альбит, мусковит
		В аплитовидных гранитах: кварц, плагиоклаз, микроклин, альбит, турмалин, мусковит, (берилл)
Скарновый	Экзоскарны	Волластонит, пироксен (гед. - 86%), гранат (грос. - 65-68%)
	Скарноиды	Пироксен, гранат, везувин, апатит, сфен
	Эндоскарны	Пироксен (гед. - 66-68%), гранат (70-79% грос.); апатит, циркон
	Околоскарновые породы	Пироксен (75% гед.), плагиоклаз, апатит, циркон

Продолжение табл. 29

Грейзеновый	Апогранитоидные грейзеновые	Альбит, кварц, мусковит, апатит, хлорит, флюорит, (молибденит) Кварц, мусковит Кварц
	Апсиданцевые грейзеновые	Кварц, мусковит, хлорит, апатит
	Приконтактные грейзеновые (зоны приконтактного окварцевания)	Кварц, апатит, хлорит, (мусковит)
Оловянно-вольфрамовый кварцево-сульфидный	Апопироксеновые околорудные метасоматиты	Актинолит, шеелит, апатит Актинолит, шеелит, апатит, кварц, кальцит, сульфиды, хлорит (флюорит) Актинолит, гранат II, (магнетит) Актинолит, гранат II, гематит, (магнетит), шеелит, апатит, кварц, кальцит, сульфиды, (флюорит)
	Апогранатовые околорудные метасоматиты	Плагиоклаз (олигоклаз-андезин), касситерит, шеелит, апатит Биотит, касситерит, шеелит Плагиоклаз, биотит, апатит, касситерит, шеелит Плагиоклаз, биотит, апатит, касситерит, шеелит, кварц, турмалин, сульфиды, эпидот, (скаполит), хлорит, альбит, серицит Биотит, касситерит, (шеелит), кварц, сульфиды, хлорит.
	Апопироксено-гранатовые околорудные метасоматиты	Актинолит, апатит, шеелит, (касситерит), кварц, эпидот, кальцит, сульфиды, хлорит, (флюорит) Актинолит, гранат II, плагиоклаз, апатит, шеелит, (касситерит), кварц, эпидот, (скаполит), сульфиды, кальцит, хлорит, (флюорит)

Продолжение табл. 29

Оловянно-вольфрамово-кварцево-сульфидный	Апогранитоидные оксидорудные метасоматиты	Плагиоклаз, скаполит, касситерит, везелит Кварц, турмалин, сульфиды, хлорит Кварц, хлорит, сульфиды
	Аподоломитовые оксидорудные метасоматиты	Тремолит, флогопит, тальк, везелит, (касситерит), апатит, сульфиды, хлорит, (флюорит), флогопит, везелит, (касситерит), апатит, (турмалин), сульфиды, хлорит, (флюорит)
	Оловянно-вольфрамовые кварцево-сульфидные руды	Касситерит, везелит, (плагиоклаз), (биотит), (флогопит), (apatит), кварц, (турмалин), (эпидот), (кальцит), хлорит, (флюорит), арсенопирит, пирит, сфалерит, пирротин, халькопирит, висмутин, висмут самородный, (станий), магнетит
Кварцево-кальцитово-хлоритовый	Безрудные околосильные метасоматиты	Кварц, кальцит, хлорит, серпентин, гематит

Примечание. В скобках показаны второстепенные минералы метасоматических фаций.

Последовательность выделения минералов в метасоматических и рудных образованиях
послемагматической стадии

Ранняя щелочная стадия				Стадия приконтактового кислотного выщелачивания								Поздняя щелочная стадия
Автометасоматический этап		Скарновый этап		Грейзеновый этап				Олово-вольфрамовый кварцево-сульфидный этап				Кварцево- кальцитово- хлоритовый этап
Гранити- гранодиориты	: Аплитовид- ные граниты	: Эндоскарны	: Экзоскарны	: Гранитоиды	: Сланцы	: Эндо- скарны	: Гранит- тоиды	: Доломит-каль- цитовые по- роды и маг- незальные скарны	: Гранатовые скарны	: Пироксен- содержащие скарны		
Альбит I	Альбит I	Плагиоклаз	Воластонит	Гранит	Мусковит	Мусковит	Касситерит	Тремолит	Плагиоклаз	Актинолит	Кварц IV	
Микроклин	Микроклин	Пироксен	Пироксен (86-	Мусковит	Турмалин II	Кварц II	Шеелит	Флюгопит	Биотит	Гранат II	Кальцит II	
Кварц I	Турмалин I	(66-75% гед.)	87% гед.)	Кварц II	Кварц II	Апатит I	Турмалин III	Касситерит	Апатит II	Гематит	Хлорит III	
	Кварц I	Гранат (66- 79% грос.)	Гранат (66 - 79%)	Апатит I	Апатит II	Хлорит I	Кварц III	Шеелит	Касситерит	Магнетит	Серпентин	
				Молибденит	Хлорит I		Скаполит	Турмалин	Шеелит	Плагиоклаз	Гематит II	
				Флюорит I			Эпидот	Сфалерит	Турмалин II	Апатит II		
				Хлорит I			Пирит	Пирротин	Кварц II	Касситерит		
							Пирротин	Халькопирит	Скаполит	Шеелит		
							Халькопирит	Висмутин	Эпидот	Кварц III		
							Хлорит II	Висмут само- родный	Пирит	Эпидот		
								Станнин	Магнетит	Пирит		
								Флюорит II	Сфалерит	Магнетит		
									Пирротин	Сфалерит		
									Халькопирит	Пирротин		
									Висмутин	Халькопирит		
									Висмут само- родный	Висмутин		
									Станнин	Висмут само- родный		
									Кальцит I	Станнин		
									Хлорит II	Кальцит I		
									Флюорит II	Хлорит II		
									Альбит II	Флюорит II		
									Серпентин			

П р и м е ч а н и е . Минералы расположены в порядке последовательности их выделения.

Формирование месторождения происходило на небольших и умеренных глубинах (1500-2000 м). Об этом свидетельствуют: 1) первоначальная мощность пород кровли гранитоидных интрузий, с которыми связаны скарновые месторождения (Карпова, Иваненцев, 1954; Баратов, 1966 и др.); 2) малая распространенность пегматитов; 3) развитие грейзенов; 4) сложный состав руд. Время формирования месторождения устанавливается по взаимоотношению скарнов и оруденения с гранитоидами и дайками лампрофиров и подкрепляется данными абсолютных определений. Возраст гранодиоритов основной фазы, определенный калий-аргоновым методом по биотиту, равен 301 ± 9 млн. лет (Баратов и др., 1968). Аплитовидные граниты, образующие жильные тела в гранодиоритах, имеют возраст 283 ± 9 млн. лет (Баратов, 1966). Скарны формировались после внедрения аплитовидных гранитов. Для дайки лампрофира, пересекающей скарны с рудной минерализацией (итальян Западная), установлен возраст 212 ± 8 млн. лет (данные автора). Таким образом, формирование скарнов и руд месторождения происходило в интервале от S_3 - P_1 (формирование аплитовидных гранитов) до P_2 - T (формирование послерудных даек лампрофира). Попытки определить абсолютный возраст оруденения оказались неудачными. Так, слюды из "околорудных" метасоматитов имеют возраст $300 \pm 12 \pm 9$ млн. лет, т.е. возраст гранодиоритов основной фазы. Не исключена возможность, что в данном случае был определен возраст не околорудных преобразований, а флогопитовых пород. Таким образом, наиболее вероятным является пермский возраст месторождения. По условиям формирования Майхуринское месторождение обнаруживает общие черты с некоторыми скарново-грейзеновыми месторождениями (Ходяхмедова, 1944; Хренов, 1957; Шмотов, 1958; Говоров, 1958). Также, как на некоторых месторождениях этого типа (Соколов, Комаров, 1968 и др.), метасоматические образования развивались здесь в следующей последовательности; магмезиальные скарны магматической стадии — известковые скарны послемагматической стадии — грейзены (главным образом апогранитоидные и апесланцевые) — оруденение с сопутствующими околорудными метасоматитами (околожильными грейзенами). Совместное развитие скарнов и грейзенов обусловлено особенностями геологического строения месторождения — развитием карбо-

натных (известняки и доломиты) пород, кислым составом интрузивов (граниты-гранодиориты) и широким развитием разрывных нарушений в конце скарнового процесса. Эти нарушения обусловили резкое падение давления, распад ацидокомплексов и в связи с этим приобретение высокотемпературными послемагматическими растворами кислотных свойств (Беус, Соболев, 1962). На Майхуринском месторождении разрывные нарушения этого периода фиксируются в гранитоидах скарновыми жилами, состав которых по восстановлению изменяется от гранатового до кварцево-гранатового и мономинерального кварцевого.

Редкометальное оруденение Майхуры генетически связано с гранитоидной интрузией. Это доказывается: 1) тесной пространственной и возрастной связью оруденения с интрузивными и дайковыми образованиями; 2) приуроченностью оруденения к апикальным и краевым частям интрузивного массива; 3) присутствием в породах в виде акцессориев рудных минералов; 4) развитием одних и тех же минералов в конце остывания интрузивных пород (образование турмалиновых гранитов), в скелетных метасоматитах и рудных образованиях (кварцево-турмалиновые и турмалиново-сульфидные жилы); 5) геохимическим родством интрузивных пород с рудными образованиями (наличием одних и тех же элементов-примесей в минералах гранитоидов и рудных образований и присутствием олова и вольфрама в неизмененных и измененных гранитоидах обеих интрузивных фаз).

Генетическая связь оловянно-вольфрамового оруденения с гранитоидной интрузией подкрепляется также петрохимическими особенностями гранитоидного интрузива, сходными с оловяносодержащими интрузивами ряда районов (Григорьев, 1940; Григорьев и Доломанова, 1955; Руб, 1956; Фаворская, 1955; Маталов и Коптев-Дворников, 1965; Материков, 1964; Материков и др., 1964). К числу этих особенностей относится высокая степень дифференцированности магматического очага, умеренная глубина формирования интрузива, богатство кремнеземом, глиноземом, калием, а также летучими и рудными компонентами.

Оруденение в скарвах Майхуры является наложенным. Оно контролируется тектоническими нарушениями и сопровождается интенсивным изменением скарнов. При этом раннему оловянно-вольфрамовому оруденению сопутствует один вид изменения

(амфиболизация, полевошпатизация, биотитизация), а кварцево-сульфидному - другой, более низкотемпературный (окварцевание, карбонатизация, эпидотизация и хлоритизация). Лишь в зоне вкрапленных руд отложение рудных минералов происходило иногда без признаков дробления, замещения и изменения скарнов. Это связано не с одновременным формированием скарновых и рудных минералов, а обусловлено физико-механическими свойствами скарнов и физико-химическими особенностями рудоносных растворов (Ольшанский, 1950).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе изложен фактический материал, полученный автором в процессе многолетних исследований, и сделаны выводы об условиях формирования Майхуринского месторождения. Некоторые из этих выводов отличаются от известных ранее.

Так, Майхуринский гранитоидный массив, с которым генетически и пространственно связано месторождение, рассматривается как сателлит крупного многофазного Северо-Варзобского интрузива. Формирование его происходило в результате последовательного внедрения двух фаз гранитоидных интрузий — гранитов-гранодиоритов и аплитовидных гранитов. Первая из них представлена породами гибридной фации (гранодиоритами, плагиогранитами, гнейсо-гранитами), переходящими на глубине в нормальные биотитовые граниты, а вторая — аплитовидными (обычно турмалинизированными) гранитами, которые по ряду признаков могут быть отождествлены с дополнительными интрузиями (Коптев-Дворников, 1953).

Проведенные исследования позволили выявить, что формирование месторождения протекало при активном участии метасоматических процессов магматической и послемагматической стадий.

Метасоматические процессы магматической стадии обусловили появление в краевой зоне интрузива пород гибридной фации, а в кровле его — мощного ореола контактово-метаморфизованных пород и менее мощного — магнетитовых скарнов. Интенсивному развитию метасоматических процессов магматической стадии в рассматриваемых гипабиссальных условиях способствовала инъекция магмы во вмещающие породы.

В результате последовательного проявления метасоматических процессов послемагматической стадии на площади рудного поля возникли разнообразные послемагматические метасоматические образования. Среди них известны продукты ранней щелочной, кислотной и поздней щелочной стадий.

Метасоматические процессы ранней щелочной стадии выразились в альбитизации (и микроклинизации) пород гранитоидного интрузива и в образовании скарнов. Альбитизация (и микроклинизация) характерны для пород обеих интрузивных фаз. Она

проявилась на широкой площади в пределах всей вскрытой части гранитоидного интрузива. Аплитовидные граниты, представляющие более поздние и насыщенные летучими компонентами магматические образования, изменены более интенсивно; помимо отмеченных изменений в них проявилась еще и турмалинизация. Необходимый для образования турмалина бор привносился из магматического очага. В участках наибольшей концентрации летучих компонентов происходила перекристаллизация гранитоидов с образованием жильобразных и шпировых тел пегматитов.

Образование скарнов происходило после внедрения аплитовидных гранитов и их альбитизации и турмалинизации. Распределение скарновых тел на площади месторождения, их размеры и строение были в значительной мере обусловлены особенностями строения и литологического состава метаморфической толши. Формирование большинства скарновых тел Майхуринского месторождения происходило при участии биметасоматических диффузионных процессов. Основные же скарновые тела (Главное и Як-Арчинское) имеют сложное диффузионно-инфильтрационное происхождение.

В стадию приконтактного кислотного выщелачивания происходила грейзенизация, завершившаяся отложением оловянно-вольфрамовых кварцево-сульфидных руд.

Оловянно-вольфрамовое кварцево-сульфидное оруденение контролируется пологопадающими и крутопадающими нарушениями и зонами трещиноватости, пересекающими грейзенизированные гранитоиды, окварцованные околоскарновые породы, скарны и находящиеся в них "останцы" кальцитовых и доломит-кальцитовых мраморов и магнезиальных скарнов. Отложение руд сопровождалось образованием околорудных апогранитоидных, апоскарновых и аподоломитовых метасоматитов разнообразного состава.

В позднюю щелочную стадию формировались безрудные кварцево-кальцитово-хлоритовые жилы и околотрешинные метасоматиты того же состава.

Поведение элементов-примесей в разные этапы послемагматической деятельности было различным. Одни из них накапливались в скарнах (германий), другие - в грейзенах (бериллий, галлий), третьи - в оловянно-вольфрамовых кварцево-сульфидных рудах (скандий, ниобий, тантал, редкие земли, индий, кадмий, серебро, селен, теллур).

Проведенные исследования позволяют рекомендовать для поисков скарновых тел зоны контактов карбонатных пород с гранитоидами. Указанием на возможное наличие оруденения в скалах может быть степень и характер их гидротермального изменения, а также наличие рудных жил в грейзенизированных гранитоидах эндоконтактной зоны. Эти гранитоиды могут иметь практическое значение. Это следует учитывать при проведении поисковых работ на редкие металлы в слабо эродированных районах, характеризующихся развитием гранитоидов, претерпевших интенсивную площадную альбитизацию и грейзенизацию.

ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Х. М. Шеелитоносные скарны Средней Азии. Изд-во АН УзССР, 1947.

Аникин И. Н. О гидротермальном синтезе шеелита. Кристаллография, вып. 2, 1957, № 1.

Аникин И. Н. Растворимость флюорита и шеелита в гидротермальных условиях. Минералогическая термометрия и барометрия. "Наука", М., 1965.

Афанасьев Г. Д. Явления микроклинизации в гранодиоритовых интрузиях батолитового типа Западного Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., 1949, № 3.

Афанасьев Г. Д. О роли гранитизации в формировании гранитоидных массивов некоторых складчатых областей. Изв. АН СССР, сер. геол., 1951, № 4.

Баратов Р. Б. К вопросу о возрастном расчленении интрузий южного склона Гиссарского хребта. ДАН СССР, т. 107, 1956, № 1.

Баратов Р. Б. Интрузивные комплексы южного склона Гиссарского хребта и связанное с ними оруденение. Изд-во "Дониш", Душанбе, 1966.

Баратов Р. Б., Блохина Н. А. Скарново-рудные образования южного склона Гиссарского хребта. Тр. Ин-та геол. АН Тадж.ССР, т. 77, вып. 2, 1957.

Баратов Р. Б., Литвиненко К. И., Афиногенова Л. Н. Эндогенная металлогения Центрального Таджикистана и Памира. В кн.: "Закономерности размещения полезных ископаемых". Т. 9. Проблемы металлогении Тянь-Шаня. "Наука", М., 1970.

Баратов Р. Б., Мельниченко А. К., Аракелянц М. М. Возраст некоторых интрузивов кварцевых диоритов-гранодиоритов Центрального Таджикистана по данным аргонного метода. Докл. АН Тадж.ССР, т. II, 1968, № 8.

Бетехтин А. Г. Минералогия. Госгеолтехиздат, М., 1950.

Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В сб.: "Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях". М., 1955.

Бетехтин А. Г. Роль вмещающей среды в процессах эндогенного рудообразования. Зап. ВМО, ч. 86, вып. 2, сер. 2, 1957.

Бетехтин А. Г., Генкин А. О., Филимонова А. А., Шадлун Т. Н. Текстуры и структуры руд. Госгеолтехиздат, М., 1958.

Беус А. А. Роль комплексных соединений в переносе и концентрации редких элементов в эндогенных растворах. "Геохимия", 1948, № 4.

Беус А. А. Закономерности распределения бериллия в изверженных горных породах. Тез. докл. к симпозиуму по геохим. редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса. Изд-во АН СССР, М., 1957.

Беус А. А. К геохимии бериллия в гидротермально-пневматолитическом процессе. Тр. ИМГРЭ АН СССР, вып. 2, 1958.

Беус А. А. Альбититовые месторождения. В кн.: "Тенезис эндогенных рудных месторождений". "Недра", М., 1968.

Беус А. А., Северов З. А., Ситникова А. А., Соболев К. Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). Изд-во АН СССР, М., 1962.

Беус А. А., Ситникова А. А. К геохимии тантала и ниобия в гидротермально-пневматолитическом процессе. "Геология", 1961, № 3.

Беус А. А., Соболев Б. П. О галоидном переносе элементов в эндогенных процессах. В кн.: "Эксперим. исслед. в области глубинных процессов". Изд-во АН СССР, 1962.

Блохина Н. А. Некоторые особенности парагенетических соотношений скарнов, окислов железа и сульфидов на скарновом месторождении Майхура. Зап. Тадж. отд. ВМО, т. 54, вып. I, 1959.

Блохина Н. А. О палеозойских доломитах и их дедоломитизации в контактовой зоне Майхуринского гранитоидного интрузива (Джн. скл. Гиссарского хребта). Докл. АН Тадж.ССР, т. 4, 1961, № 1.

Блохина Н. А. Явления ассимиляции, гранитизации и грейзенизации в Майхуринском гранитоидном интрузиве. Тр. Ин-та геол. АН Тадж.ССР, т. 6, 1962.

Блохина Н. А. Грейзеновые образования Майхуринского месторождения. Тр. Ин-та геол. АН Тадж.ССР, т. 8, 1964а.

Блохина Н. А. Петрография, минералогия и особенности генезиса Майхуринского месторождения. Автореф. канд. дисс. М., 1964б.

Блохина Н. А. О гидротермальной гранатизации пироксеносодержащих скарнов Майхури (Джн. скл. Гиссарского хребта). Докл. АН Тадж.ССР, т. 13, 1970, № 5.

Блохина Н. А., Мельникова М. Д. Селен и теллур в сульфидных рудах Майхури. Докл. АН Тадж.ССР, т. 13, 1970, № 6.

Борисенко Л. Ф. К геохимии скандия. Тр. ИМГРЭ АН СССР, вып. I, 1957.

Борнеман-Старинкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов. "Наука", М., 1964.

Брызгалов О. В. О химической природе вольфрамоносных растворов в скарново-рудном процессе. "Геохимия", 1960, № 6.

Зайнштейн Э. Б., Тугаринов А. И., Туранская Н. В. О закономерностях в распределении редких земель в некоторых минералах. "Геохимия", 1956, № 2.

Виноградов П. Д., Довжиков А. Е. и др. Тянь-Шаньская складчатая область. В кн.: "Геологическое строение СССР", т. 3, Госгеолтехиздат, М., 1958.

Власова Д. К., Бариков В. А. Метасоматические изменения гранитоидов месторождения Майхура. Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, № 5.

Вольфсон Ф. И. Структуры эндогенных рудных месторождений. В сб.: "Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях". Изд-во АН СССР, М., 1955.

Говоров И. Н. Метасоматическая зональность дегидратационных при грейзенизации известняков. ДАН СССР, т. 119, 1958, № 3.

Горецкая Е. Н. Магматические формации Тянь-Шаня. Зап. ВМО, ч. 90, вып. 2, 1961.

Горецкая Е. Н., Морозенко Н. К. Магматизм и металогеология в палеозойской истории геологического развития Южного Гиссара (Южный Тянь-Шань). Петрограф. сб. ВСЕГЕИ, 1962, № 4.

Горецкая Е. Н., Рысьян П. Г. Нижнекаменноугольная интрузивная фаза в Южном Гиссаре на примере Ханакинской интрузии плагиогранитов. Зап. Тадж. отд. ВМО, вып. I. Изд-во АН Тадж. ССР, Сталинабад, 1959.

Григорьев И. В. Ф. О характерных признаках оловоносных гранитов в районе Ононского, Ималкинского и Зун-Ундурского месторождений Восточного Забайкалья и сравнение их с оловоносными гранитами других районов СССР. Тр. ИГРи, т. 20, 1940.

Григорьев И. В. Ф. Грейзены, их минералогические типы и условия образования. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 28 (I), 1953.

Григорьев И. В. Ф., Доломанова Е. И. Новые данные по кристаллохимии и типоморфным особенностям касситеритов различного генезиса. Тр. Минер. музея, вып. 3, М., 1951.

Григорьев И. В. Ф., Доломанова Е. И. Мезозойские гранитоиды Забайкалья и связь с ними редкометалльного оруднения. В сб.: "Вопросы геологии Азии". Изд-во АН СССР, М., 1955.

Дудыкина А. С. Парагенетические ассоциации элементов-примесей в гранатах различного генезиса. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 28, 1959; а также Парагенетические ассоциации элементов-примесей в касситеритах различных генетических типов оловянных месторождений. Там же.

Елисеев Н. А. Метаморфизм. Изд-во ЛГУ, 1959.

Жариков В. А. Геология и метасоматические явления скариово-подиметаллических месторождений Западного Кара-Мазара. Изд-во АН СССР, М., 1959.

Жариков В. А. Кварц-полевшпатовые метасоматиты в скариовых месторождениях. ДАН СССР, т. 138, 1961.

Жариков В. А., Власова Д. К. Контактные роговики и скарии Майхуры. В сб.: "Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд". М., 1961.

Жариков В. А., Подлесский К. В. О поведении пироксена как минерала переменного состава в инфильтрационных скариовых зонах. ДАН СССР, т. 105, 1955, № 5.

Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд-во АН СССР, М., 1955.

Заварицкий А. Н. О пегматитах, как образованиях, промежуточных между изверженными породами и рудами. В сб.: "Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях". Изд-во АН СССР, М., 1955а.

Ивашенцев А. Г. Майхуринское оловянно-вольфрамовое месторождение. "Сов. геология", 1941, № 5.

Ивашенцев А. Г. Минералы олова в скариовом месторождении Майхура (Гиссарский хребет). ДАН СССР, нов. сер., т. 81, 1945, № 7.

Ивашенцев А. Г. О поисковых признаках вольфрамоносных скариов на территории Зеравшано-Гиссарской горной области. Изв. ГУГФ, вып. 6, 1948.

Иванова В. П. Хлориты. Тр. ИГРи АН СССР, вып. 120, сер. петрограф., 1949, № 35.

Кадайтан М. Г. Материалы по петрографии и минералогии скарнов южного склона Гиссарского хребта. Изв. ТФАН СССР, 1944, № 4.

Карпова Е. Д., Ивашенцев А. Г. Скарны. В сб.: "Измененные околорудные породы и их поисковое значение". Тр. ВСЕГЕИ, геол. сер., 1954.

Колеруд Г. Сульфидные системы как геологические термометры. В кн.: "Геохимические исследования". ИЛ, 1960.

Комаров П. В. О связи образования магнезиальных скарнов с гранитизацией. Изв. АН СССР, сер. геол., 1959, № 5.

Коптев - Дворников В. С. Явления гибридации на примерах некоторых гранитоидных интрузий палеозоя Центрального Казахстана. Тр. ИГН АН СССР, вып. 148 (41), 1953.

Коржинский Д. С. Подвижность щелочей при магматических явлениях. В кн.: "Академику Д. С. Белянкину к 70-летию со дня рождения". Изд-во АН СССР, 1946.

Коржинский Д. С. Гранитизация, как магматическое замещение. Изв. АН СССР, сер. геол., 1952а, № 2.

Коржинский Д. С. Различия инфильтрационной и диффузионной метасоматической зональности в отношении минералов переменного состава. ДАН СССР, т. 86, 1952б, № 3.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В сб.: "Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях". Изд-во АН СССР, М., 1955.

Коржинский Д. С. Кислотность-щелочность как главный фактор магматических и послемагматических процессов. Мат-лы П петрогрф. совещ. Ташкент, 1958.

Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. Госгеолтехиздат, М., 1956.

Кузнецкий Б. М. Количественно-минералогический состав гранитоидов. В кн.: "Вопросы петрографии и минералогии". Ч. I. Изд-во АН СССР, М., 1953.

Купченко П. Д. Образование порфировидных структур в породах Комрабадского интрузива. Докл. АН Тадж.ССР, 1956.

Кухтиков М. М. Тектоническая зональность и некоторые вопросы магматической геологии южного склона Гиссарского хребта (Южный Тянь-Шань). Тр. Ин-та геол. АН Тадж.ССР, вып. I, 1956.

Кухтиков М. М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Изд-во "Дониш", Душанбе, 1968.

Лебедев В. Л. Основы энергетического анализа геохимических процессов. Изд-во МГУ, 1957.

Лизунов Н. В. Распространенность индия в рудах и минералах СССР по данным спектрального анализа. Тез. докл. на совещ. по геол., минерал. и геохим. редких элементов. Изд-во АН СССР, М., 1956.

Магакьян И. Г. Вольфрамовые и мышьяковые месторождения верховьев р. Варзоб. "Сов. геология", 1941а, № 2.

Магакьян И. Г. Металлоносность скарновых зон Зеравшано-Гиссарской горной области. Изв. АН СССР, сер. геол., 1941б, № 2.

Марковский А. П. Геология Центрального Таджикистана. Тр. ТХЗ. Л., 1932.

Материков М. П. Геологические условия появления специализированных оловянных интрузий. В сб.: "Металлогенетическая специализация магматических комплексов". "Недра", М., 1964.

Материков М. П. и др. Оловяноносность Средней Азии. "Недра", М., 1964.

Михеев В. И. Вентилометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, М., 1957.

Могаровский В. В., Россейкин Л. В. К геохимии редких и рассеянных элементов Майхуринского оловянно-вольфрамового месторождения (Центральный Таджикистан). "Геохимия", 1961, № 6.

Наковник Н. И. Грейзены. В кн.: "Измененные околорудные породы и их поисковое значение". Госгеолтехиздат, М., 1954.

Наковник Н. И. Определение количественного изменения вещества при гидротермальном метаморфизме. Зап. ВМО, ч. 67, 1958, № 4.

Начедастов Н. В. Месторождения шеелита Средней Азии. "Сов. геология", 1947, № 14-15.

Никитин И. К. О скарнах Варзобского района и их рудоносности. Изв. ТФАН СССР, № 2, сер. геол., 1943.

Никитин И. К. К вопросу о скарнах Зеравшано-Гиссарской горной области и связанном с ними оруденении. Изв. ТФАН СССР, 1946, № II.

Овчинников С. К. Новые данные по геологии южного склона Гиссарского хребта. Изв. ТФАН СССР, 1946, № II.

Овчинников С. К. Структура Южного Гиссара и основные черты его геологического развития. Автореф. канд. дисс., М., 1956.

Овчинников С. К. Структурные этапы Южного Гиссара. Изв. АН Тадж.ССР, Отд. естеств. наук, вып. 3, 1959а.

Овчинников С. К. Южно-Гиссарская структурно-фацциальная зона и Гиссарский глубинный разлом. Изв. АН Тадж.ССР, Отд. геол.-хим. и техн. наук, вып. I, 1959б.

Ольшанский Л. И. Растворимость сернистого железа в силикатных расплавах. Тр. ИГи АН СССР, вып. 121, 1950.

Рахманов А. М. К вопросу об агрегатном состоянии и температурах минералообразующих растворов скарново-редкометального месторождения Майхура (Южный Гиссар). В кн.: "Минералогическая термометрия и барометрия". "Наука", М., 1965.

Россейкин Л. В. К вопросу о структуре Майхуринского оловянно-вольфрамового месторождения. "Геология рудных месторождений", 1970, № 2.

Россейкин Л. В., Рахманов А. М. О соотношении даек лампрофиров с оруденением на Майхуринском месторождении. Докл. АН Тадж.ССР, 1971, № 7.

Руб М. Г. О петрохимических критериях связи оруденения с интрузиями. Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 4.

Рыжкова Л. А. Распространенность галлия в породах СССР. Тез. докл. на совещ. по геол., минерал. и геохим. редких элементов. Изд-во АН СССР, 1956.

Салов П. И., Бабаев К. Л. Возрастные взаимоотношения между скарнами, пегматитами и кварцево-грейзеновыми жилами. Докл. АН УзССР, 1955, № II.

Сауков А. А. Геохимия. М., Изд-во АН СССР, 1950.

Свириденко А. Ф. О доскарновых аплитовидных породах в Западном Узбекистане. "Узб. геол. ж.", 1959, № 5.

Свириденко А. Ф. К вопросу об образовании метасоматических лейкократовых гранитов в Западном Узбекистане. "Узб. геол. ж.", 1960, № 2.

С и н и ц и н Н. М. Схема тектоники Тянь-Шаня. Вестник ЛГУ, сер. геол. и геогр., вып. 2, 1957, № 12.

С м о л ь я н и н о в Н. А. Полезные ископаемые Гиссарского хребта. В кн.: "ТПЗ, 1933", Л., 1934.

С о б о л е в Н. Д. Автометаморфизованные граниты. В сб.: "Вопросы петрографии и минералогии". Изд-во АН СССР, М., 1953.

С о к о л о в Г. А., К о м а р о в П. В. О связях грейзенов и их оруденения со скарнами. В сб.: "Эндогенные рудные месторождения". Междунар. геол. конгресс, XXIII сессия. "Наука", М., 1968.

С т р е л ь к и н М. Ф. К вопросу о грейзенизации гранитов. В сб.: "Вопросы петрографии и минералогии". Т. I, Изд-во АН СССР, 1953.

Т а р а с е н к о А. Т. Петрология центральной части Гиссарского плутона на основе структурного анализа. Автореф. канд. дисс. Л., 1950.

Т а р а с е н к о А. Т. Магматизм Центрального Таджикистана. Геология СССР. Т. 24, Госнаучтехиздат, М., 1959.

Ф а в о р с к а я М. А. О связи оловянного оруденения с магматизмом. Изд-во АН СССР, сер. геол., 1955, № 4.

Ф и л и м о н о в а А. А. Рудообразующие минералы и их сростания как геологические термометры. В сб.: "Минералогическая термометрия и барометрия". "Наука", М., 1965.

Х а м р а б а е в М. Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Изд-во АН СССР, М., 1958.

Х а р к е р. Метаморфизм. ГОНТИ, 1935.

Х а с а н о в А. Х. О происхождении порфировидной структуры гранитомов восточной части южного склона Гиссарского хребта. Изв. Отд. естеств. наук АН Тадж.ССР, 1959, № 3

(30). Х а с а н о в А. Х. Петрология интрузивных и метасоматических образований Центрального Таджикистана (Южный Тянь-Шань). Автореф. докт. дисс. Алма-Ата, 1970.

Х р е н о в П. М. К вопросу о соотношении скарнов и грейзенов. ДАН СССР, т. 115, 1957, № 4.

Х о д ж а х м е д о в а З. М. Процессы скарнообразования и грейзенизации в Мелик-Су. Каз. ФАН СССР, 1944.

Ч е т в е р и к о в С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. Госгеолтехиздат, М., 1956.

Ш а б ы н и н Л. И. Еще раз о возрастных взаимоотношениях пространственно совмещенных магнетитовых и известковых скарнов и об условиях их образования. Изв. АН СССР, сер. геол., 1970, № 3.

Ш а т а л о в Е. Т., К о п т е в - Д в о р н и к о в В. С. Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов. "Недра", М., 1965.

Ш м о т о в А. П. К вопросу о взаимоотношении грейзенов и скарнов. ДАН СССР, т. 122, 1958, № 4.

Щ е р б а В. Н. Грейзеновые месторождения. В кн.: "Генезис эндогенных месторождений". "Недра", М., 1968.

Щ е р б и н а В. В. Геохимия редких элементов. Ч. I. Госгеолтехиздат, 1946.

Щ е р б и н а В. В. Геохимия скандия. Тез. докл. на совещ. по геол., минерал. и геохим. редких элементов. Изд-во АН СССР, М., 1956.

Щ е р б а к о в Д. М. Щелитовые скарны Таджикистана. В кн.: "Редкие металлы". Т. 3, 1936.

- Edwards A.B. Texture of ore minerals and their significance.
Proc. Australas. Inst. Mining. and Metallurg., 1954.
- Kullerud G. The FeS-ZnS system. Norsk geol. tidsskr., b.32,
n.-2-4; Oslo, 1953.
- Ramdohr P. Die Erminerale und ihre Verwachsungen. Berlin,
Acad. Verl., 1960.
- Sugaki A. Thermal studies in the skeletal crystals of sphale-
rite in chalcopyrite. Sci. Repts. Tohoku Univ.
Ser. 3, v.5, N 1, 1957.

О Г Л А В Л Е Н И Е

	стр.
ПРЕДИСЛОВИЕ.....	3
ГЛАВА I. КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЮЖНОГО СКЛОНА ГИССАРСКОГО ХРЕБТА.....	6
ГЛАВА II. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАЙХУРИНСКОГО МЕСТОРОЖ- ДЕНИЯ.....	16
Породы метаморфического комплекса среднего па- леозоя.....	17
Интрузивные породы.....	36
Краткие сведения о структуре Майхуринского ме- сторождения.....	59
ГЛАВА III. МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ПОСЛЕМАГМАТИЧЕ- СКОЙ СТАДИИ.....	63
Формация известковых скарнов.....	63
Строение скарновых тел.....	64
Типы скарнов, их химический и минеральный со- став.....	73
Особенности формирования скарновых зон Майху- ринского месторождения.....	81
Формация грейзенов.....	93
Строение грейзеновых тел.....	93
Минеральный и химический состав грейзеновых фалий.....	95
Формация оловянно-вольфрамовых кварцево-суль- фидных руд.....	104
Околорудные метасоматические образования, их минеральный и химический состав.....	105
Минеральный состав оловянно-вольфрамовых квар- цево-сульфидных руд.....	127
Типы руд и их текстурно-структурные особенно- сти.....	135
Формация безрудных кварцево-кальцитово-хлори- товых жил.....	144
ГЛАВА IV. ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИХ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ.....	146
Характеристика элементов-примесей.....	147
ГЛАВА V. ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ.....	170
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	186
ЛИТЕРАТУРА.....	189

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Академии наук Таджикской ССР

НИНА АЛЕКСАНДРОВНА БЛОХИНА

Ответственный редактор
РАУФ БАРАТОВИЧ БАРАТОВ

У с л о в и я ф о р м и р о в а н и я
о л о в я н н о - в о л ь ф р а м о в о г о
м е с т о р о ж д е н и я М а й х у р а
(Г и с с а р с к и й х р е б е т)

Редактор издательства Л.А.Липаева
Художественный редактор А.К.Разыграева
Технический редактор З.С.Одегова
Корректор Л.Д.Полисская

Кл 02818. Подписано к печати 3/УП-73. Бумага для множ.аппар.
Ф.60х84 1/16. Физ. 12,375 л. + 12 вкл. Уч.-изд. 10,2 л.Тираж 300.
Заказ 639. Цена 1 руб.

Типография издательства "Дониш", Душанбе 29, ул.Айни, 121, к.2.

Цена 1 руб.

881