Записки Ленинградского орденов Ленина и Трудового Красного Знамени горного института им. Г. В. Плеханова, т. LII, вып. 2, 1967 г.

УДК 551. 24 + 553. 489

О СТРУКТУРАХ РУДНОГО ПОЛЯ КОБАЛЬТОВО-МЕДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В. И. Лебедев

Рудное поле кобальтово-медного месторождения приурочено к зоне сочленения крупных тектонических структур: Восточно-Таннуольского антиклинория и Западно-Таннуольского синклинория. Они сочленяются по Убсунур-Баянкольскому глубинному разлому, который прослеживается с юго-запада на северо-восток на протяжении более 100 *км*. С востока к Убсунур-Баянкольскому глубинному разлому примыкает зона Унгешского долгоживущего разлома протяженностью около 80 *км*. Пересечением этих региональных нарушений контролируется кобальтово-никелевое арсенидное и кобальтово-медное сульфоарсенидное оруденение рассматриваемого рудного поля.

В геологическом строении поля принимают участие нижнекембрийские вулканогенно-осадочные образования с прорывающими их интрузиями таннуольского комплекса, силурийские песчано-карбонатные отложения, нижнедевонские вулканогенные образования и среднедевонские терригенные отложения с прорывающими их интрузивными образованиями баянкольского комплекса. В пределах рудного поля широко распространены дайки микродиабазов, диабазов, диабазовых, плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых порфиритов. Реже встречаются малые интрузивы гранофиров, полевошпатовых порфиров и сиенитов.

По степени дислоцированности стратифицированных толщ, наличию структурных несогласий и взаимоотношению интрузивных образований с выделенными на площади стратиграфическими единицами в пределах рудного поля можно выделить два структурных яруса. Первый (нижний) ярус объединяет вулканогенно-осадочные образования нижнего кембрия (серлигская и ирбитейская свиты) и прорывающие их интрузии многофазного таннуольского комплекса. Второй (верхний) ярус объединяет структуры, сложенные осадочными отложениями силура (чергакская и хондергейская свиты), эффузивами нижнего девона (кендейская свита) и терригенными отложениями среднего девона (илеморовская свита). Породы второго яруса прорваны интрузивными образованиями баянкольского комплекса, становление которого происходило в конце среднего — начале верхнего девона [Кривенко, 1963; 1965]. Внутри яруса отмечаются два стратиграфических несогласия: между силуром и нижним девоном и между нижним девоном и средним девоном. В базальных конгломератах кендейской свиты нижнего девона обнаружена галька силурийских брахиоподовых известняков верхней подсвиты чергакской свиты, а в базальных конгломератах илеморовской свиты среднего девона — галька эффузивов основного, среднего и кислого состава кендейской свиты.

Образования первого яруса смяты в сложные, часто изоклинальные складки в основном северо-западного простирания, отложения второго яруса — в гребневидные и коробчатые антиклинали, разделенные овальными мульдообразными синклиналями.

Оруденение локализуется преимущественно в породах силурийского и нижнедевонского возраста, тяготея к разрывным нарушениям и контактам даек на периклинали и крыльях антиклинальных складок. В пределах рудного поля развиты Узунойская и Онкажинская антиклинали и Красноцветная синклиналь. Узунойская антиклиналь — асимметричная гребневидная структура северо-восточного простирания — осложнена серией мелких кулисных складок. Онкажинская антиклиналь, расположенная юго-восточнее Узунойской, имеет северо-западное простирание и коробчатый поперечный профиль. Красноцветная синклиналь почти изометрична. Онкажинская антиклиналь и Красноцветная синклиналь от Узунойской антиклинали отделены сбросом северо-восточного простирания с падением плоскости сместителя на юго-восток. Складчатая структура рудного поля осложнена разрывными нарушениями, заложенными на разных этапах ее формирования.

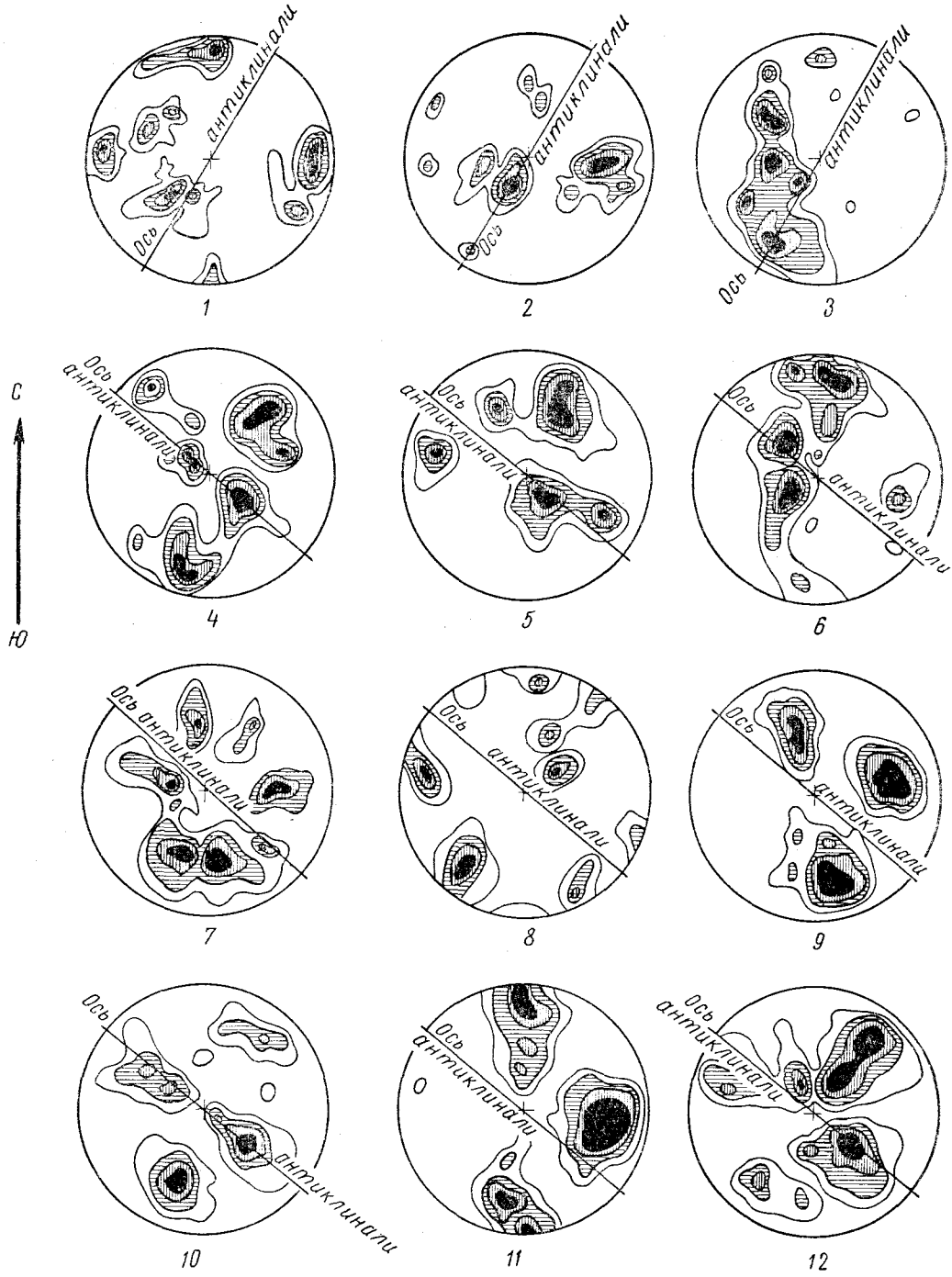
Трещиноватость пород, вмещающих оруденение. Рудное поле месторождения относится к типу секущих складчатую структуру и интрузивы [Великий, 1961]. Вследствие этого особый интерес представляет изучение трещиноватости вмещающих оруденение пород.

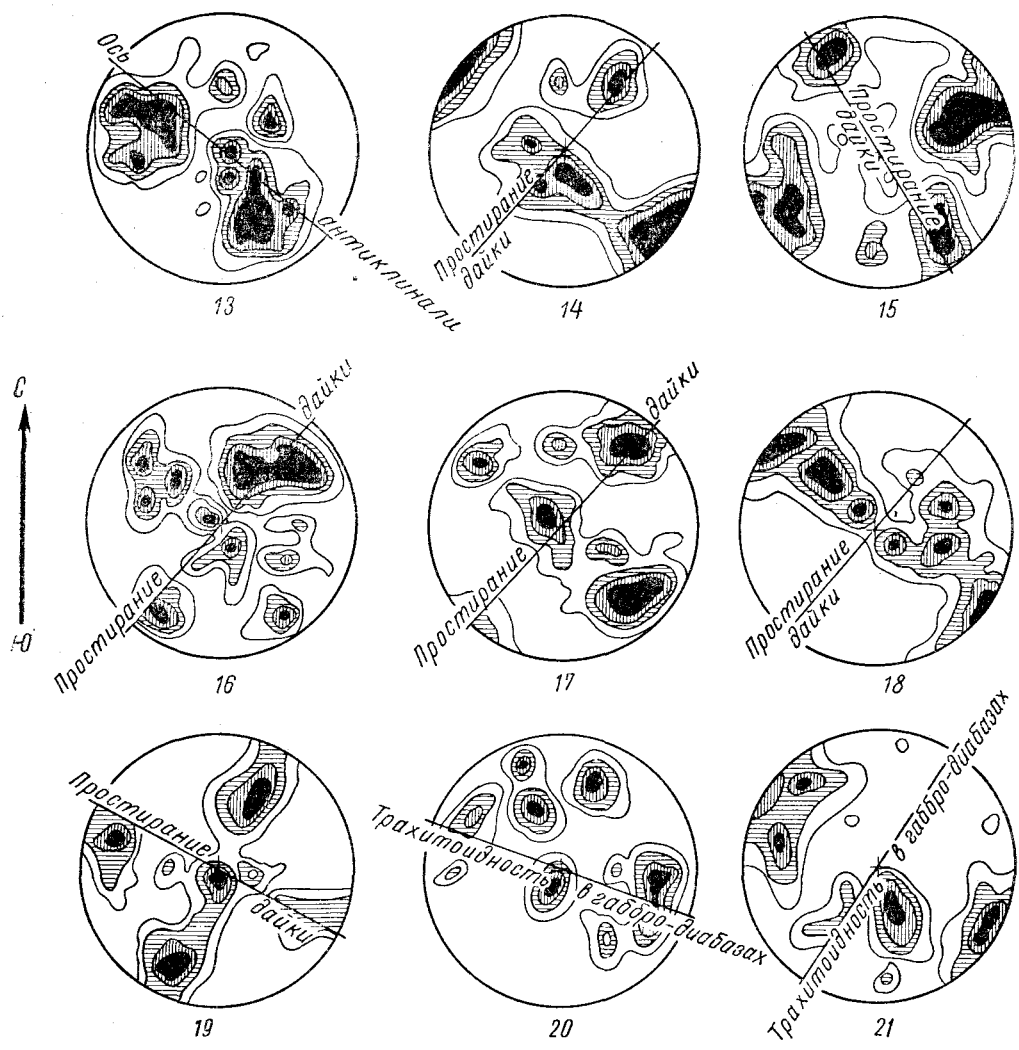
Для выяснения закономерностей размещения рудных жил произведены замеры элементов залегания трещин в осадочных, эффузивных, пирокластических и интрузивных породах. Площадки (от 100 до 200 $м^2$) для замеров трещиноватости размещались на различных участках рудного поля. На одной площадке производилось от 100 до 560 замеров (в зависимости от степени трещиноватости пород). Статистически материалы обрабатывались методом А. В. Пронина [1949], а диаграммы — методом изолиний плотности [Пэк, 1939].

Анализ диаграмм ориентировки трещин в осадочных отложениях силурийского возраста показывает, что максимальное число трещин развивается согласно слоистости пород (см. рис., диаграммы *1—3*). Менее, но значительно распространены трещины, перпендикулярные к слоистости. Широко развиты диагональные крутопадающие трещины северо-западного и северо-восточного простирания. Диагональными трещинами северо-западного простирания рассечены все породы силура. Трещины северо-восточного простирания с крутыми углами падения развиты в основном в песчаниках хондергейской свиты верхнего силура. Рудная минерализация, представленная прожилками блеклой руды с герсдорфитом в кальците, приурочена к диагональным крутопадающим трещинам.

В туфоконгломератах, диабазах, диабазовых порфиритах, туфолавах кислого состава, кварцевых порфирах и фельзит-порфирах кендейской свиты нижнедевонского возраста развиты продольные, поперечные и диагональные трещины (см. диаграммы *4—13*). Преобладают сколовые трещины с крутыми углами падения. Сульфоарсенидное оруденение приурочено к трещинам отрыва близмеридионального северо-западного, реже северо-восточного простирания. Изредка рудными прожилками выполнены сколовые трещины широтного простирания.

Диаграммы ориентировки трещин, составленные по замерам в дайках микродиабазов, лабрадоровых порфиритов, плагиоклазовых порфиритов и диабазов, при всем разнообразии условий залегания характеризуются сложным поясным строением и наличием трех четко выраженных максимумов (см. диаграммы *14—19*). Крутопадающие продольные трещины относятся к типу сколов, поперечные крутопадающие — к типу трещин


С
Ю
Ось антиклинали
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12



Диаграммы ориентировки трещин.

1 — в песчаниках и известняках чергакской свиты силура (100 трещин, < 1—2—3—7 < %); *2* — в песчаниках и алевролитах чергакской свиты силура (100 трещин, < 1—2—3—8 < %); *3* — в алевропесчаниках чергакской свиты силура (100 трещин, < 1—2—3—8 < %); *4* — в туфоконгломератах кендейской свиты нижнего девона (180 трещин, < 1—2—3—7 < %); *5* — в диабазовых порфиритах кендейской свиты нижнего девона (360 трещин, < 1—2—3—6 < %); *6* — в диабазах кендейской свиты нижнего девона (251 трещина, < 1—2—3—6 < %); *7* — в диабазовых порфиритах кендейской свиты нижнего девона (354 трещины, < 1—2—3—10 < %); *8* — в диабазах (100 трещин, < 1—2—3—8 < %); *9* — в туфолавах кендейской свиты нижнего девона (280 трещин, < 1—2—3—10 < %); *10* — в кварцевых порфирах кендейской свиты нижнего девона (360 трещин, < 1—2—3—9 < %); *11* — в фельзит-порфирах кендейской свиты нижнего девона (350 трещин, < 1—2—5—11 < %); *12* — в туфолавах кендейской свиты нижнего девона (560 трещин, < 1—2—4—7 < %); *13* — в туфолавах кендейской свиты нижнего девона (103 трещины, < 1—2—4—9 < %); *14* — в дайке микродиабаза (350 трещин, < 1—2—4—8 < %); *15* — в дайке лабрадорового порфирита (210 трещин, < 1—2—4—9 < %); *16* — в дайке диабазового порфирита (110 трещин, < 1—2—3—8 < %); *17* — в дайке диабаза (112 трещин, < 1—2—3—7 < %); *18* — в дайке диабазового порфирита (311 трещин, < 1—2—4—9 < %); *19* — в дайке диабаза (150 трещин, < 1—3—4—8 < %); *20* — в габбро-диабазах (140 трещин, < 1—2—3—7 < %); *21* — в габбро-диабазах (150 трещин, < 1—3—6—9 < %).

отрыва, а пологонаклоненные диагональные — к типу сколовых трещин, согласных с плоскостями напластования вмещающих пород. Трещины, проявленные наиболее четко, по-видимому, являются контракционными, а их ориентировка в значительной степени зависит от трещиноватости вмещающих пород.

Большинство трещин, развитых в габбро-диабазах (см. диаграммы *20*, *21*), по-видимому, является контракционными, а их пространственная ориентировка обусловлена существовавшими плоскостями слоистости и другими трещинами во вмещающих породах. Магматический расплав основного состава внедрялся в слабо консолидированные толщи осадочных силурийских и вулканогенно-осадочных нижнедевонских пород. Вследствие этого ориентировка контракционных трещин в габбро-диабазах близка к ориентировке трещин во вмещающих породах и отражает влияние унаследованных структурных элементов в период остывания интрузива.

Таким образом, преобладающее большинство изученных диаграмм ориентировки трещин имеет поясное строение, причем пояс полюсов трещин в стратифицированных толщах тяготеет к проекции плоскостей наслоения. В интрузивных образованиях преимущественно распространены трещины, связанные с механической активностью магмы. Их пространственная ориентировка часто обусловлена трещиноватостью вмещающих пород. Оруденелыми, как правило, являются трещины отрыва северо-западного, близмеридионального и северо-восточного простирания. Это соответственно поперечные крутопадающие, диагональные крутопадающие и продольные крутопадающие трещины. Значительно реже рудная минерализация приурочена к сколовым продольным и диагональным крутопадающим трещинам северо-западного и широтного простирания.

Пространственное распределение, форма и внутреннее строение рудных жил. Рудовмещающими сульфоарсенидное кобальтово-медное оруденение в пределах рудного поля являются породы второго структурного яруса, представленные ракушняковыми известняками, известковистыми алевролитами, алевропесчаниками и песчаниками силурийского возраста и эффузивами основного, среднего и кислого состава, их туфами и туфобрекчиями нижнедевонского возраста. Очень редко рудные жилы рассекают песчано-мергелистые отложения ялеморовской свиты среднего девона. Оруденелыми являются протяженные зоны дробления и брекчирования в кремнисто-карбонатных гидротермально измененных породах. Эти зоны обычно приурочены к контактам постнижнедевонских даек основного и среднего состава.

Рудоносные зоны дробления и брекчирования, сцементированные кварцево-карбонатным жильным материалом, и дайковые образования контролируются трещинами систем, которые по времени заложения можно объединить в две группы: 1) дорудные трещины, вмещающие относительно разновозрастные дайки основного и среднего состава баянкольского интрузивного комплекса; 2) рудные трещины предрудного и собственно рудного этапов формирования структуры рудного поля.

Дорудные трещины объединяют четыре относительно разновозрастных типа разрывных нарушений, к которым приурочены дайки основного и среднего состава четырех генераций. Эти нарушения (преимущественно северо-западное, близмеридиональное и северо-восточное простирание) обладают крутыми углами падения сместителей и часто небольшой амплитудой перемещения по ним. Дорудные разломы характеризуются протяженностью до 3—7 *км*, относительной прямолинейностью и значительным распространением. Этими сколами нарушены кембрийские, силурийские

и девонские образования. Наиболее четко дорудные нарушения выявляются в осадочных отложениях силура и вулканогенных образованиях нижнего девона.

Дайки северо-западного и меридионального простираний иногда сопровождаются жилообразными телами гидротермально измененных пород кремнисто-карбонатного состава. Такие породы местные геологи называют породами метасоматической оторочки даек основного и среднего состава. Они широко распространены в рудных полях кобальтово-рудного и соседнего медно-никель-кобальтового арсенидного месторождений. Жилообразные тела гидротермально измененных пород формировались, по-видимому, в последнюю стадию дорудного тектогенеза и являются результатом воздействия гидротермальных растворов на внедрившиеся дайки баянкольского комплекса и вмещающие их породы второго структурного яруса.

Кремнисто-карбонатные породы не являются результатом воздействия дайковых образований на вмещающие породы. При внедрении даек на контакте их с вмещающими породами обычно развиваются кремнистые роговики, а кремнисто-карбонатные гидротермально измененные породы развиваются как за счет пород дайкового комплекса, так и за счет роговиков. Кроме того, эти породы часто встречаются вне связи с дайковыми телами.

Большинство дорудных трещин принадлежит к типу трещин скалывания. Они прямолинейны, довольно выдержанны по простиранию. На их форму и размеры физико-механические свойства пород существенного влияния не оказывают. Поверхность плоскостей трещин часто сглажена или обнаруживает зеркала скольжения. Амплитуда перемещения по ним равна первым десяткам метров, иногда достигает 150—200 *м*.

Наиболее важен в рудообразовании относительно возникновения рудных трещин тот этап развития структуры рудного поля, который наступает после формирования дорудных даек. По А. С. Великому [1961], заложение рудных трещин может быть одновременным: а) со складчатостью; б) с этапами сжатия, прерывающими образование разнородных даек; в) с этапом сжатия между дайко-и рудообразованием. В пределах рудного поля большинство рудных жил приурочено к трещинам, заложение которых произошло на этапе формирования структуры рудного поля между дайко- и рудообразованием. Вследствие этого рудовмещающие полости чаще тяготеют к контактам даек с вмещающими породами.

Замеры по рудным трещинам, а также анализ диаграмм трещиноватости для различных участков структуры рудного поля показывают почти полное совпадение аномалий азимутов простирания даек с аномальными значениями азимутов простирания трещин, выполненных рудным материалом. Азимуты простирания рудных трещин в основном следующие: 305, 320, 335, 350 и 20°. Из 105 замеров в районе кобальтово-медного месторождения 15% трещин имеют азимут простирания 305°; 12% — азимут простирания 350°; 11% — азимут простирания 20° и по 10% — азимуты простирания 320 и 335°. Таким образом, больше половины рудных трещин имеют близмеридиональное и северо-западное простирания.

В неоднородной среде, какой являются распространенные в районе стратифицированные комплексы пород, под действием сжимающих усилий в период между дайко- и рудообразованием возникли следующие нарушения: а) отрывы с признаками нормального приоткрывания (азимут простирания 5, 25 и 285°); б) взбросо-сдвиги с признаками приоткрывания при косом смещении (азимут простирания 40 и 330°); в) оперяющие отрывы — крутые волнистые трещины, косые относительно основной

трещины, выклинивающиеся в удалении от нее; г) оперяющие сколы — крутые плоские трещины, косые относительно основной трещины, с косым перемещением (азимут простирания 305—350°); д) отрывы в хрупких породах силура и девона — крутые поперечные относительно простирания структуры рудного поля трещины (азимут простирания 320—335°).

Большинство рудных жил рудного поля приурочено к трещинам отрыва, к зонам и блокам массового дробления с азимутом простирания 20, 305 и 350°. Количественно трещины отрыва и скола на различных участках рудного поля распределяются неравномерно. Рудные трещины развивались в течение всего этапа рудообразования, о чем свидетельствуют полосчатые и брекчиевые текстуры руд, неодинаковый вещественный состав руд различных жил и пересечения одних рудных жил другими.

Форма рудных жил предопределяется различным характером рудовмещающих трещин на разных участках рудного поля, а также составом пород, вмещающих оруденение. Все рудные жилы месторождения являются секущими и относятся к типу сложных жил, состоящих из рудных прожилков суммарной мощности 1—4 *м*. Иногда рудные тела представлены четковидными жилами. И в том и в другом случае они прослеживаются по простиранию на 200—700 *м*. Мощность жил изменяется от 0,2 (в пережимах) до 4—9 *м* (в раздувах). Иногда мощность рудных жил значительной протяженности (до 1000 *м*) невелика (0,1—1,6 *м*) и распределение рудной минерализации в них неравномерно.

В песчано-карбонатных отложениях силура кварцево-кальцитовые жилы с прожилково-вкрапленным оруденением сульфидов и сульфоарсенидов меди приурочены к зонам дробления в дайках основного и среднего состава, к зонам гидротермально измененных пород или к трещинам, развитым на контакте даек с вмещающими породами. Тектонические трещины в вулканогенных породах нижнего девона вмещают жилы кварцево-кальцитового, кварцево-баритового и кварцево-анкеритового состава с прожилково-вкрапленным и прожилковым оруденением сульфидов и сульфоарсенидов меди. Рудные тела представлены четковидными жилами и приурочены к ветвящимся трещинным зонам. В некоторых рудных жилах наблюдаются обломки вмещающих пород. Часто рудные прожилки, выполняя тектонические трещины, цементируют брекчию кремнисто-карбонатных гидротермально измененных пород, дробление которых свидетельствует о тектонических подвижках в предрудный этап.

Рудоносные трещины всех порядков сопровождаются околожильными гидротермально измененными породами. Для рассматриваемого рудного поля установлен значительный вертикальный размах гидротермального метасоматоза вдоль разрывных структур. Гидротермальными изменениями затронуты эффузивы нижнего кембрия, осадочные отложения силура, вулканогенные образования нижнего девона и терригенные породы среднего девона. В процессе формирования рудных жил значительную часть воздействия гидротермальных растворов фиксируют околожильные изменения [Королев, Шехтман, 1965]. Мощность измененных пород варьирует от нескольких сантиметров до 10 *м*. Интенсивность изменения зависит от степени трещиноватости пород, их состава, температуры и химической активности гидротермальных растворов.

Наиболее распространенным типом околожильных изменений на месторождении является карбонатизация. Подчиненное значение имеют окварцевание, хлоритизация и пропилитизация. При воздействии горячих растворов на окружающие породы обычно освобождаются основания — кальций и магний, а при наличии в растворах углекислоты откладываются карбонаты [Князев, 1954]. Развитие карбонатов характерно для призальбандовых участков жил. Карбонатизация, связанная с пространственным

перемещением вещества, проявляется тем сильнее, чем более основной состав имеет вмещающая порода.

Эффузивы нижнего девона (диабазы, диабазовые и плагиоклазовые порфириты) карбонатизированы и хлоритизированы гораздо интенсивнее, чем обломочные существенно кварцево-полевошпатовые отложения силурийского возраста. Изменения последних обычно выражаются в осветлении и частичной карбонатизации. При таком слабо выраженном изменении удается определить первоначальный состав, структуру и текстуру породы. Пирокластические образования нижнего девона (туфопесчаники и туфогравелиты смешанного состава), как правило, интенсивно карбонатизированы. Эффузивы кислого состава (кварцевые и кварцево-полевошпатовые порфиры и их туфолавы) гидротермальными изменениями почти не затронуты. Хлоритизации в основном подвержены эффузивы основного и среднего состава нижнего девона и габбро-диабазы баянкольского интрузивного комплекса. Песчаники и сланцы силура хлоритизированы незначительно, а известняки на контакте с рудными жилами окварцованы и доломитизированы.

Основные этапы формирования структуры рудного поля. Современная структура рудного поля сформировалась в результате длительных и сложных геологических процессов, протекавших в палеозойское время. Основные системы нарушений, контролирующие локализацию малых интрузий и оруденения, относятся к ранним этапам герцинской складчатости. Позднее (до верхнего девона) тектоническая деятельность выражалась в неоднократном подновлении ранее заложенных нарушений, что привело к совмещению в одних и тех же трещинных структурах различных серий дайковых пород, гидротермальных кремнисто-карбонатных, кварцево-баритовых и карбонатных жил и рудной минерализации.

В формировании структуры рудного поля можно наметить следующие этапы:

1) заложение нарушений северо-восточного простирания, согласных с простиранием Убсунур-Баянкольской зоны разломов глубинного заложения, и сопряженных с ними меридиональных сбросо-сдвигов; 2) раскрытие нарушений северо-восточного и меридионального простирания; внедрение дорудных интрузий щелочных гранитов и даек основного и среднего состава, скарнирование пород второго структурного яруса в зоне сочленения Убсунур-Баянкольского и Унгешского разломов; 3) повторное приоткрывание нарушений близмеридионального простирания; внедрение даек диабазового состава; образование кремнисто-карбонатных жилообразных тел гидротермально измененных пород; 4) взбросо-сдвиговые перемещения вдоль близмеридиональных нарушений; рудная минерализация существенно арсенидная кобальтово-никелевая; 5) внутрирудные сбросо-сдвиги с малой амплитудой перемещения; неоднократное наложение стадий рудной минерализации; сдвиг в сторону кобальтово-медной сульфоарсенидной; 6) развитие послерудных нарушений близширотного простирания; 7) возобновление перемещений по нарушениям близмеридионального, северо-восточного и северо-западного простирания; формирование послерудных кварцевых и кальцитовых прожилков.

Рассмотрим последовательно по этапам историю развития отдельных структурных элементов рудного поля.

Начальный этап формирования структуры рудного поля относится к нижнедевонскому времени, когда палеозойские отложения района были смяты в крупную антиклинальную складку близмеридионального простирания. К этому этапу, по-видимому, относится заложение крупных тектонических нарушений типа взбросо-сдвига, ориентированных согласно Убсунур-Баянкольской зоне разломов глубинного заложения, а также

сопряженных с ними оперяющих сбросо-сдвигов меридионального простирания. Основным нарушением этого типа в пределах рудного поля является разлом Рудный, вдоль которого устанавливается надвигание северо-западного блока на юго-восточный с амплитудой перемещения, достигающей 600 *м*. В результате воздействия тектонических напряжений, проявившихся в этот этап, вся толща силурийских пород была рассечена сколовыми трещинами северо-восточного простирания.

Разрывные структуры второго этапа в основном унаследовали направления ранее заложенных тектонических трещин. В условиях растяжения этого участка земной коры происходило внедрение самостоятельных малых интрузий щелочных гранитов, гранофиров и габбро-диабазов баянкольского интрузивного комплекса. Неправильная ветвящаяся форма даек на южном фланге рудного поля, наличие многочисленных апофиз, отходящих от основного тела того или иного малого интрузива, а также отсутствие заметных смещений свидетельствуют о том, что перед внедрением трещинных интрузий этого этапа вместившие их трещины лишь приоткрывались. По-видимому, с этим же этапом связан процесс скарнообразования, так как большинство даек скарнировано, хотя и в меньшей мере, чем вмещающие их песчано-сланцево-карбонатные отложения силура и вулканогенные образования нижнего девона.

Третий этап формирования структуры рудного поля фиксируется по относительно разновозрастным дайкам основного и среднего состава. Дайки этого этапа внедрялись в трещины в основном тех же направлений, что и дайки предыдущего этапа. Более молодой их возраст, чем даек второго этапа, устанавливается по прорыванию диабазами и плагиоклазовыми порфиритами скарнов и скарнированных даек, внедрившихся в предыдущий этап. С третьим этапом связано образование кремнисто-карбонатных жилообразных тел гидротермально измененных пород, пространственно тяготеющих к контактам даек основного и среднего состава.

После образования кремнисто-карбонатных жилообразных тел движения вдоль ослабленных зон вызвали новое перемещение отдельных блоков пород в пределах рудного поля. Это привело к приоткрыванию интервалов нарушений близмеридионального и северо-восточного простирания и заполнению их рудной массой существенно кобальтово-никелевого арсенидного состава. Тогда как ранние дайки диабазовых порфиритов выполняют трещины отрыва, а кремнисто-карбонатные жилообразные тела формировались при участии гидротермальных растворов в трещинных зонах на контактах поздних даек с вмещающими породами, арсенидные рудные жилы выполняют полости, образовавшиеся в результате подвижек по малоамплитудным сбросо-сдвигам. Сбросо-сдвиговые нарушения этого этапа широко распространены в зоне сочленения Убсунур-Баянкольского и Унгешского разломов и незначительно — в пределах рассмотренного месторождения. По-видимому, это объясняет отсутствие арсенидных кобальтово-никелевых жил в районе кобальтово-медного месторождения.

Внутрирудная тектоника, одновременная с привносом отдельных порций рудообразующих растворов, проявилась в последовательном приоткрывании ранее минерализованных участков трещин и наложении рудной минерализации на ослабленные зоны близмеридионального простирания.

К следующему этапу развития структуры следует отнести послерудные деформации, выразившиеся в проявлении нарушений типа надвигов близширотного простирания с пологим наклоном сместителя на север. Наиболее отчетливо эти нарушения проявились на границе рудных

полей арсенидного кобальтово-никелевого и сульфоарсенидного кобальтово-медного месторождений.

К позднему этапу формирования структуры рудного поля относится возобновление перемещений по нарушениям близмеридионального простирания. На этом этапе развиваются сбросы и сбросо-сдвиги, нарушающие сплошность пород от силурийского до среднекаменноугольного возраста включительно. Трещины, обязанные своим возникновением позднему этапу развития структуры рудного поля, зачастую вмещают прожилки безрудного мелкокристаллического кальцита в ассоциации с низкотемпературным опаловидным кварцем.

Выводы

1. Арсенидное кобальтово-никелевое и сульфоарсенидное кобальтово-медное оруденение сформировалось после внедрения интрузивных образований баянкольского комплекса и имеет вследствие этого послеверхнедевонский возраст.

2. Оруденение пространственно связано с дайковыми образованиями баянкольского интрузивного комплекса, пояс которых контролируется Убсунур-Баянкольской зоной разломов глубинного заложения.

3. Формирование рудных жил происходило после внедрения даек основного и среднего состава баянкольского интрузивного комплекса, становление которого происходило на глубине 4,5—2 *км*. Этот интервал глубин соответствует глубине залегания пород силурийского и нижнедевонского возраста, перекрытых терригенными отложениями среднего и верхнего девона.

4. Рудовмещающими являются трещины отрыва северо-западного, близмеридионального и северо-восточного простирания, развитые на периклинали и крыльях антиклинальных структур.

5. Для изучаемого рудного района характерна горизонтальная зональность распределения кобальтово-медного, кобальтово-никелевого и медного оруденения. При этом арсенидные кобальтово-никелевые руды сосредоточены в зоне сочленения Убсунур-Баянкольского и Унгешского глубинных разломов, а сульфоарсенидные кобальтово-медные — в пределах зоны Убсунур-Баянкольского разлома к север-северо-востоку и юго-юго-западу от этого сочленения. На северном фланге рудного поля кобальтово-медного месторождения известно низкотемпературное оруденение меди, приуроченное к зоне дробления в песчаниках среднего девона и представленное сульфоарсенидами и сульфидами меди с флюоритом, реальгаром и аурипигментом.

ЛИТЕРАТУРА

Великий А. С. Структуры рудных полей. Изд-во ЛГУ, 1961.

Князев И. И. Гидротермально измененные карбонатные породы. В сб. Измененные околорудные породы и их поисковое значение. Госгеолтехиздат, 1954.

Королев А. В., Шехтман П. А. Структурные условия размещения послемагматических руд. М., Недра, 1965.

Кривенко А. П., Павлов А. Н. Магматические комплексы девонского прогиба Тувы. Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 33, 1963.

Кривенко А. П. Вопросы происхождения торгалыкского интрузивного комплекса Тувы. В сб. Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. М., Наука, 1965.

Пронин А. В. *Статистическая обработка в стереографической проекции ориентированных величин.* Сов. геология, № 37, 1949.

Пэк А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. Изд-во АН СССР, 1939.