

УДК 553.411

БЕРЕЗОВСКОЕ ЗОЛОТОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ КВАРЦЕВО-ЖИЛЬНОГО ТИПА – КЛАССИЧЕСКИЙ ОБЪЕКТ ПОЛИХРОННОГО И ПОЛИГЕННОГО ГЕНЕЗИСА

© 2013 г. Ю. А. Поленов, В. Н. Огородников, В. В. Бабенко

Уральский государственный горный университет
620144, г. Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30
E-mail: igg.gl@ursmu.ru

Поступила в редакцию 02.08.2012 г.

Березовское месторождение (Средний Урал) является классическим золоторудным объектом кварцево-жильного типа. В статье приводится описание кварцевых жил месторождения по материалам авторов с широким использованием опубликованных работ других исследователей. Кварцевые жилы месторождения образовались не менее чем в три разновременные этапа. При этом на все ранее образованные жилы в разной степени накладывались процессы всех последующих этапов, поэтому Березовское месторождение является полихронным и полигенным образованием. Формирование золотоносной минерализации кварцевых жил связано практически с длительными процессами ранней коллизии. Наибольшее содержание золота и серебра в полосовых жилах приходится на участки с повышенной трещиноватостью и интенсивной березитизацией-лиственнитизацией.

Ключевые слова: золото, кварцевые жилы, Березовское месторождение.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящей статье приводится систематизированное описание кварцевых жил Березовского золоторудного месторождения (Средний Урал) по материалам авторов с широким использованием опубликованных работ других исследователей. Фактические материалы, изложенные в многочисленных работах [2, 4, 7, 9, 13, 14, 27, 28, 30, 32] проанализированы с учетом новых геотектонических и минерагенических концепций и современных методов исследования вещества и предложены новые подходы к решению проблемы генезиса кварцево-жильных образований, их размещения на площади месторождения и в целом генезиса Березовского золоторудного месторождения.

Кварц – основной минерал кварцево-жильных образований, которые являются объектами добычи рудных и нерудных полезных ископаемых. “Обычные парагенезисы минералов золота, олова, вольфрама, многих сульфидов с кварцем не случайны и определяются особыми свойствами кремнезема, являющегося главной средой, в которой переносятся рудные компоненты и с которой они кристаллизуются в кварцевых жилах или существенно кварцевых телах” [33]. Эндогенные кварцево-жильные образования Урала по способу формирования кварца на основе онтогенических критериев подразделяются на тела перекристаллизации, замещения, выполнения, рекристаллизации, сложной онтоге-

нии [20]. Как правило, они формируются как мономинеральные кварцевые тела, которые являются благоприятной физико-химической средой для локализации наложенной рудной и хрусталеносной минерализаций. Ниже рассмотрены закономерности образования кварцевых жил и их локализации на примере Березовского золоторудного месторождения.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Разрез рудного поля по данным В.М. Алешина, И.С. Биянова, Д.С. Вагшала и др. (1972) [1] сложен вулканогенно-осадочными породами, условно относимыми к силуру, в которых выделяются лландоверийский и венлокский ярусы. Принадлежат эти толщи к аспидной, базальтовой и кремнистой формациям, возникшим в геотектонической обстановке океанического спрединга. Аспидная формация представлена породами лландовери. Распространена она незначительно, обнажается в южной части рудного поля (рис. 1) и отделяет южный пластообразный массив гипербазитов от северного. Это углисто-кремнистые, углисто-кварцевые филлитизированные сланцы. Мощность более 200 м.

Отложения венлокского яруса принадлежат базальтовой формации. Они делятся на нижний и верхний подъярусы. Породы нижнего подъяруса обнажаются широкой дугообразной полосой в цен-

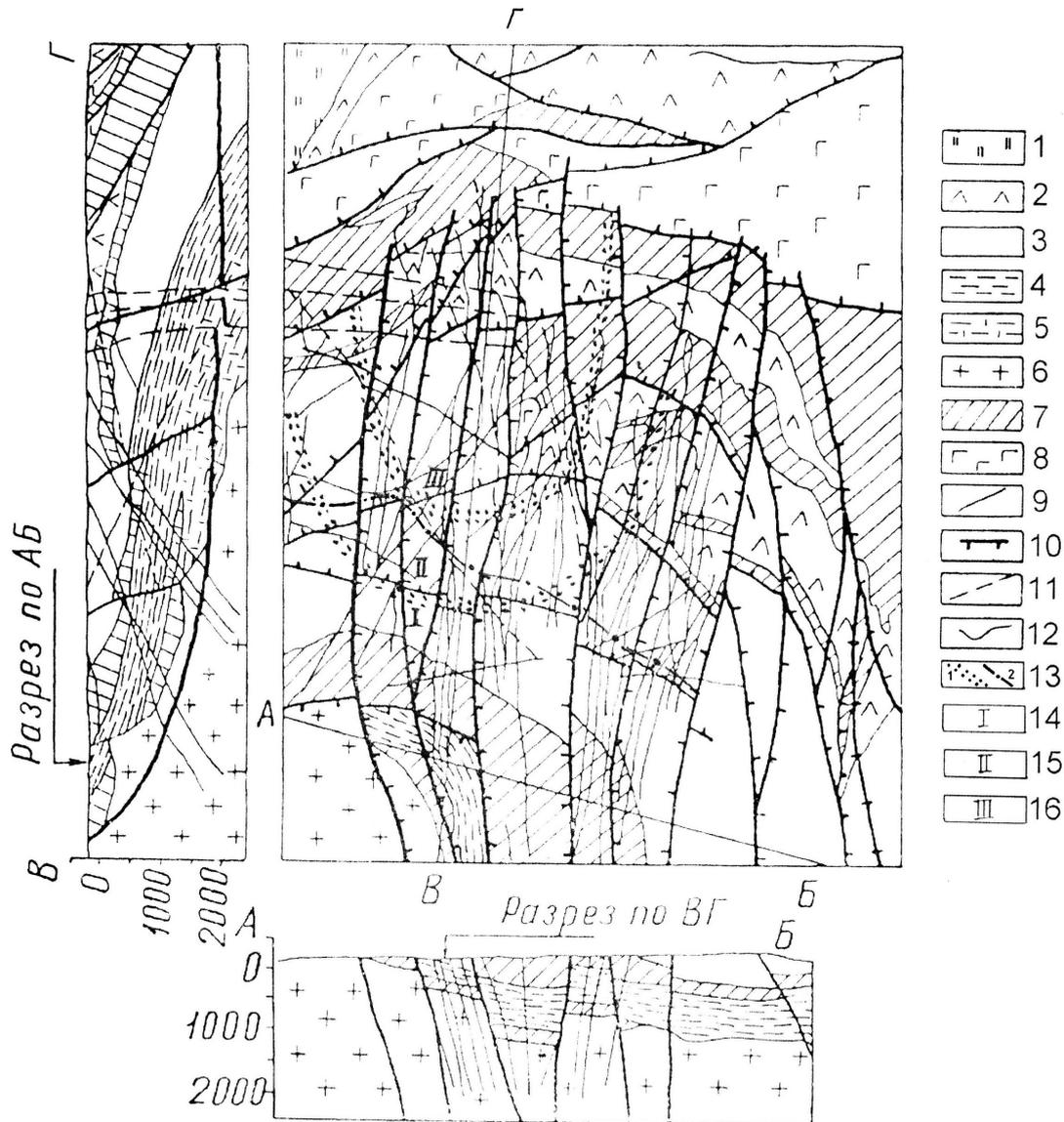


Рис. 1. Геологическая схема Березовского рудного поля [1].

1 – углисто-кремнистые, кремнисто-глинистые породы; 2 – афириты базальтовые, диабазы тонкозернистые; 3 – афириты базальтовые, вариолиты, туфогравелиты, туфопесчаники, зеленые сланцы; 4 – углисто-кварцевые, серицит-кварцевые сланцы; 5 – плаггиогнейсы и гнейсы биотитовые и роговообманково-биотитовые; 6 – граниты среднезернистые, биотитовые; 7 – серпентиниты и тальково-карбонатные породы; 8 – габбро; 9 – дайки гранитоидов; 10 – додайковые тектонические нарушения; 11 – последайковые тектонические нарушения; 12 – границы пород; 13 – границы рудных формаций: 1 – продуктивной золотоносной; 2 – северная граница шеелитоносной формации; 14–16 – зоны золотоносной формации: 14 – анкерит-кварцевая, 15 – пирит-кварцевая, 16 – полиметаллическая и карбонатная.

тральной части рудного поля. Выделяются туфопесчаники, туффиты, вулканиты с вариолитовыми микроструктурами, а выше – туффиты, туфопесчаники, чередующиеся с туфогравелитами и базальтовыми афиритами. Мощность 800–850 м. Верхний подъярус – диабазовая толща – тесно ассоциирует с мелкими телами серпентинитов. Породы подъяруса распространены в северной и восточной частях района работ. Мощность 250–300 м.

Кремнистая формация – это породы верхнего силура (условно), которые обнажаются на северо-вос-

токе (рис. 1) и согласно перекрывают отложения верхнего венлока. Они сложены углисто-кремнистыми сланцами, глинисто-кремнистыми породами, аргиллитами, алевролитами. Породы слабо метаморфизованы. Мощность формации не менее 300 м.

Субвулканические образования базальтовой формации средне-верхнедевонского возраста относятся к габбро-диабазам. В центральной части поля залегает кососекущее, по отношению к сланцеватости вмещающих пород, тело, имеющее ограниченную вертикальную мощность.

Широко распространены интрузивные породы, они относятся к трем формациям: дунит-гарцбургитовой, габбровой и тоналит-гранодиоритовой.

К дунит-гарцбургитовой формации океанического спрединга принадлежит Пышминско-Березовский гипербазитовый массив, условно относимый к силуру. Он сложен серпентинитами и тальково-карбонатными породами. Массив, охватывающий полукольцом с севера и востока рудное поле, ограничен с севера интрузией габбро, а с юга – диабазами венлока. Он представляет собой тело, падающее на север под углом 40–45°. Контакт гипербазитов с вмещающими породами расланцован. Апофиза этого массива, секущая отложения венлока в виде ластообразного тела с положением падения к юго-западу, прослеживается в северо-восточной части рудного поля. Мощность тела меняется от 200 до 70 м.

Габбровая формация представлена Пышминско-Березовским массивом габбро. Это пластообразное тело мощностью 600–800 м, падающее на север под углом 40°, примыкает к описанному массиву гипербазитов с севера. На их контакте наблюдается послонное чередование серпентинитов с полосчатым среднезернистым габбро. Возраст габбро, по аналогии с более северными районами, определен как нижнедевонский.

В пределах рудного поля выделяются дайки основного и кислого состава.

Дайки основного состава принадлежат к габбровой формации: габбро, габбро-диабазы и жильные диабазы, тяготеют к Пышминско-Березовскому массиву, а также распространены среди эффузивов базальтового состава. Для даек габбро характерно простирание, близкое к широтному, и северное падение под углом 60–80°, мощность даек от 1–2 до 30–40 м. Дайки габбро-диабазов и жильных диабазов более распространены. Большинство из них имеет субмеридианальное простирание, мощность от 5 до 50 м. Эти образования принадлежат к геотектонической обстановке океанического спрединга.

Дайки кислого состава относятся к тоналит-гранодиоритовой формации S_1 -Р и являются продуктами коллизионной геотектонической обстановки. По данным геологов Березовского рудника, они разделяются на шесть разновозрастных серий, образующих два пояса: западный, падающий на восток, и восточный, падающий на запад (рис. 1, разрез АБ). По мнению Н.И. и М.Б. Бородаевских [7], В.В. Хоментовского, В.М. Алешина и др., дайки рудного поля не имеют прямой связи с Шарташскими гранитами, по мнению И.Т. Самарцева [28] и Р.С. Куруленко [13], дайки – это производные глубинных частей Шарташского гранитного массива. Дайки прорывают все породы Березовского рудного поля, они вмещают “лестничные” жилы в оторочке березитов, ориентированные по нормали к

зальбандам даек. Кроме лестничных, на месторождении развиты “красичные” жилы в оторочке листовенитов. Они представляют собой разновидности лестничных жил, вышедших за пределы даек во вмещающие их породы, или же не имеющих непосредственной связи с жилами даек.

Складчатые структуры рудного поля определяются Шарташской гранитной интрузией, образующей ядро брахиантиклинали; рудное поле расположено на северном замыкании этой складки. Вулканогенно-осадочные породы падают подобно контакту гранитов (рис. 1, разрез ВГ). Местами в венлокских отложениях встречаются более мелкие крутые складки, вероятно, приразрывного типа.

В рудном поле интенсивно развиты разрывные нарушения. Наиболее крупные из них образуют Пышминско-Березовскую тектоническую зону, проходящую широтно в северной части района. Она фиксируется массивами гипербазитов и габбро.

Главным структурообразующим элементом рудного поля является, как нам представляется [1, 2], грабен, образованный меридиональными долгоживущими разломами. Эти разломы обуславливают выступы рельефа кровли Шарташского массива на карте В.А. Ниренштейна и Д.С. Вагшала [4], фиксирующиеся ориентировкой аномалий магнитных минералов, часто коленообразными перегибами, кулисным выклиниванием даек гранитоидов рудного поля и прямолинейными контактами габбро-диабазов и гипербазитов. Эти долгоживущие нарушения были заложены в средне-верхнедевонское время, когда широтное сжатие в рудном поле, имевшее место в нижнем девоне, сменилось растяжением. Формирование разломов сопровождалось сбросовыми перемещениями, в результате чего центральный блок гранитов и вулканогенно-осадочных пород рудного поля оказался опущенным на глубину 500–600 м (рис. 1, разрез АБ). Описанные выше две свиты даек гранитоидов имеют согласное залегание с ограничением грабена.

Таким образом, Березовское рудное поле занимает следующую геологическую позицию: рудное поле в тектоническом отношении приурочено к грабену, образованному долгоживущими разломами, меридионального простирания. Северной и верхней границей рудного поля являются гипербазиты и габбро Пышминско-Березовского массива; южной – граниты Шарташского массива, нижней, – вероятно, плагиогнейсы и гнейсы протерозойско-палеозойского возраста. Месторождение приурочено к толще пород венлокского и лландоверийского возраста, что определяется соотношениями физико-механических свойств вмещающих пород и даек. Они должны обладать контрастными свойствами, а вмещающие породы, независимо от пластичности, – умеренной и низкой прочностью [4]. Породы венлокского яруса обладают умеренной прочностью, лландоверийского – низкой. Подсти-

лающие их плагиогнейсы и гнейсы, по-видимому, имеют низкую пластичность и высокую прочность, т. е. не благоприятны для образования жил. Кроме того, по данным Р. О. Берзона, золотые проявления на Урале локализуются в основном в породах залежносланцевой и пренит-пумпеллитовой фаций метаморфизма, в то время как в породах гнейсовой фации они отсутствуют вообще. Поэтому можно считать, что контакт лландоверийских пород с гнейсами является нижней границей рудного поля.

Березовское рудное поле сформировалось в результате сложных и продолжительных геологических процессов [19]. Тем не менее, образование золотоносных кварцевых жил Березовского месторождения связано практически только с длительными процессами ранней коллизии и при всем разнообразии по морфологии и структурному положению представлены в подавляющем большинстве кварцевыми жилами выполнения.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПРЕДШЕСТВУЮЩИХ РАБОТ И ПРОБЛЕМЫ ТИПИЗАЦИИ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ

Многочисленные и разнообразные по минеральному составу и условиям залегания кварцевые жилы Березовского золоторудного месторождения в процессе долголетнего изучения и отработки детально исследованы и классифицированы. Устоявшиеся представления о типизации кварцевых жил месторождения весьма утилитарны и не отличаются значительными разногласиями.

П.И. Кутюхин выделил на площади Березовского рудного поля два генетических типа оруденения – вольфрамовое и золотоносное, для которых характерны свои типы кварцевых жил: для вольфрамовой рудной формации – **кварцево-турмалино-шеелитовые** жилы, а для золотоносной рудной формации – **кварцево-карбонатно-сульфидные** жилы, причем выделенные группы жил этот исследователь рассматривает как самостоятельные **генетические типы** [14–16].

Н.И. Бородаевский и М.Б. Бородаевская [7] по наиболее распространенным ассоциациям рудных и жильных минералов подразделили кварцевые жилы Березовского рудного поля на жилы **шеелитоносной** (кварцево-турмалиновой) и **золотоносной** (полиметаллической) **формаций**.

На площади Березовского рудного поля ограниченное распространение имеют **пиррофиллит-содержащие кварцевые** жилы. Упоминание о таких жилах имеются в работах П.И. Кутюхина [14], В.Н. Сазонова и др. [27]. Более детально пиррофиллитсодержащие кварцевые прожилки разобраны в работе А.М. Юминова [32].

Кроме кварца, который является главным минералом кварцевых жил, на Березовском месторождении известно 136 минералов [5], которые практиче-

ски все в той или иной мере связаны с кварцевыми жилами. Жилообразование на месторождении охватывает более широкий возрастной диапазон, нежели формирование вольфрамовой и золотой минерализаций, которые либо связаны с определенным типом кварцевых жил, либо являются наложенными на все ранее сформировавшиеся кварцевые жилы. Ввиду многостадийности формирования жил возникают сложности генетической интерпретации минерализации и их связи с конкретным типом кварцевых жил. В связи с этим нахождение в кварцевых жилах отдельных минералов (шеелит, турмалин и т. д.) не может быть основанием для безусловного отнесения жил к определенному их типу или формации, поскольку на месторождении выделено по несколько генераций для многих минералов.

Так, авторами с широким использованием опубликованных работ других исследователей проведена систематизация жильного кварца Березовского золоторудного месторождения [20]. В кварцевых жилах встречается пять видов жильного кварца: плитчатый, массивный грубозернистый, среднезернистый молочно-белый, рудный метасоматический, друзовый. Во всех этих типах кварца возможна локализация золотого оруденения.

По данным П.И. Кутюхина [14, 16], Д.А. Клейменова и др. [5] шеелит в жилах вольфрамовой формации – серовато-зеленый, реже белый или серовато-белый; в жилах золотоносной формации этот минерал желтовато-бурый; в полостях – медовый, оранжево-коричневый.

В результате тщательного исследования текстурных особенностей руд и взаимных соотношений многообразных форм пирита и других ассоциирующих с ним минералов непосредственно в забое, в штуфах и под микроскопом П.И. Кутюхиным [15] выделены четыре генерации пирита. Наряду с широко развитыми кристаллическими формами пирит в жилах очень часто выделяется в виде различных по структуре и размерам агрегатных скоплений.

Исследователями Березовского золоторудного месторождения приводятся доказательства существования нескольких генераций и для других минералов.

За длительный период дальнейших работ на месторождении кварцевые объекты других типов не были выделены. Несмотря на кажущуюся простоту классификации кварцевых жил Березовского золоторудного месторождения, остаются спорными многие вопросы геологического строения месторождения, в том числе и проблема генезиса кварцевых жил и связанной с ними вольфрамовой и золотой минерализаций.

КВАРЦЕВЫЕ ЖИЛЫ

Разделение кварцевых жил Березовского месторождения на три формации: шеелитоносную (кварцево-турмалиновую), золотоносную (кварце-

во-карбонатно-сульфидную) и пиррофиллитсодержащую (пиррофиллит-турмалин-кварцевую) признано большинством исследователей месторождения и прочно укоренилось в производственной практике.

Полевые наблюдения авторов статьи не дают оснований для сомнений в выводах предшественников. Однако новые результаты изучения минералов месторождения тонкими методами исследований, опубликованные в открытой печати, и большой фактический материал, собранный авторами при полевых и лабораторных исследованиях, позволяют предложить некоторые новые подходы к интерпретации генезиса кварцевых жил и закономерностей их размещения на площади месторождения.

Результаты исследований авторов по проблемам онтогении кварца и генезиса кварцево-жильных образований изложены в многочисленных статьях и монографиях. Первоначально систематика кварцево-жильных образований была разработана во многом на примере месторождений кварцевого сырья. Но после знакомства со многими золоторудными месторождениями кварцево-жильного типа Среднего и Южного Урала и сбора фактического геологического материала по всем типам кварцевых жил этих месторождений выявляются общие закономерности генезиса и локализации кварцево-жильных образований как для рудных так и “нерудных” месторождений.

Как будет показано ниже, подавляющая часть кварцевых жил Березовского месторождения относятся к телам выполнения и лишь частично кварцевые жилы шеелитоносной формации являются телами замещения. С учетом многостадийного образования жил и наложенной минерализации все кварцевые жилы месторождения, несомненно, являются телами сложного генезиса.

Жилы шеелитоносной (кварцево-турмалиновой) формации

Березовское месторождение вольфрама открыто в совместном маршруте П.И. Кутюхиным и Н.И. Бородаевским [15], проводившими в 1937 г. исследование западной части Березовского золоторудного месторождения, где ранее были известны выходы и развалы кварцевых жил, которые не разрабатывались вследствие их слабой золотоносности. При осмотре этих жил в них были обнаружены крупные концентрации шеелита. Кварцевые жилы шеелитоносной формации (кварцево-турмалино-шеелитовые) описаны и детально изучены в пределах шахтного поля Шеелитового рудника, которое было полностью отработано в 40–50 гг. прошлого столетия. К сожалению, ни геологическая документация горных выработок, ни представительный каменный материал по этой площади не сохрани-

лись. В настоящее время достоверная геологическая информация о выделенных П.И. Кутюхиным и Н.И. Бородаевским кварцевых жилах вольфрамовой формации сохранилась только в геологических отчетах и публикациях.

Кварцевые жилы шеелитоносной формации на Березовском месторождении встречаются только в южной его части, где они образуют зону, прилегающую с севера к Шарташскому гранитному массиву (рис. 1) [16, 28]. Шеелитоносные жилы Березовского месторождения залегают обычно в туфогенных сланцах или зеленокаменных породах. Контакты этих пород с жилами резкие, причем во многих случаях наблюдается сильное рассланцевание, параллельное стенкам. Изменения вмещающих пород выражены слабо и характеризуются окварцеванием. Мощность жил изменяется от 0.1–0.5 до 1.5–2.0 м в раздувах, в среднем же составляет 0.4–0.5 м. Им свойственны запад-северо-западное простирание и пологое падение (угол 30–60°) к северу или северо-востоку, а также значительная – от сотен метров до 2.5 км – протяженность. По наблюдениям на Шеелитовом руднике турмалин-шеелит-кварцевые жилы пересекаются кварцево-золото-сульфидными жилами, имея всегда одинаковое простирание, но отличаясь по углу падения [7, 15].

Минеральный состав кварц-турмалиновых жил не особенно разнообразен. Главными минералами являются кварц, шеелит и турмалин, второстепенными – анкерит, мусковит и сульфиды (преимущественно пирит). Эталоном жилы шеелитоносной формации является кварцевая жила № 1, пространственно тяготеющая к плагиосиенит-порфиновой дайке Ост. Жила детально изучена и описана П.И. Кутюхиным [15]. Она прослежена по простиранию на расстояние свыше 1500 м (рис. 2) и приурочена к мощной тектонической зоне, по которой еще до рудообразования имели место явления перемещений, на что указывают параллельно ей рассланцованные вмещающие породы. Пространственно жила совпадает в своей центральной части с дайкой Ост. Дайка в месте совместного залегания с жилой имеет почти те же элементы залегания, то есть близкое к широтному простирание и пологое (35–45°) падение на север. На протяжении свыше 600 м жила то непосредственно залегает в лежачем или висячем боках дайки, то дайка от нее отклоняется на 2–3 м. В шахте № 2, в конце восточного штрека жила и дайка резко изменяют свои направления. Первая отклоняется к юго-востоку, вторая – к северо-востоку. В западной части, в районе шахты № 2, шурфа № 3, дайка Ост залегает с висячей стороны жилы, примерно в 10–20 м к югу от нее, и имеет согласные с нею простирание и падение (рис. 2). Далее на запад дайка и жила расходятся на более значительное расстояние, причем дайка отклоняется к югу, а простирание жилы остается неизменным. Жила имеет плитчатое строе-

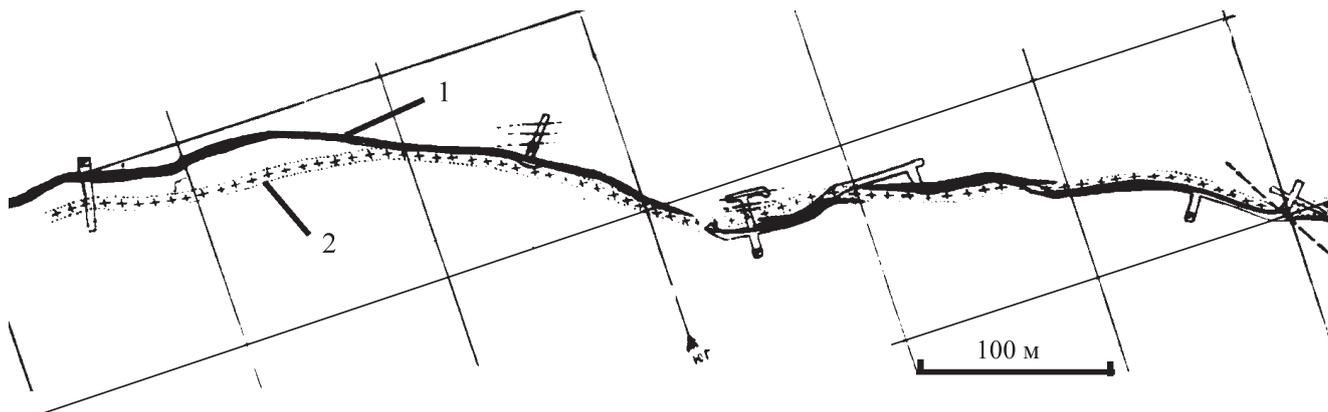


Рис. 2. Характер соотношения главной шеелитоносной кварцевой жилы № 1 (1) с дайкой Ост (2) [15].

ние, которое особенно хорошо выражено у ее разобщенных частей. В жиле много параллельных с общим направлением жилы прослоев тонкорассланцованной вмещающей породы. Следует отметить довольно спокойный и выдержанный характер жилы, отсутствие резких пережимов и раздувов. Изменение мощности жилы всегда постепенное, плавное. Границы с вмещающими породами резкие, а в зальбандах жилы почти всегда имеется слой (от 5 до 15 см) глины с обломками кварца и боковой породы, свидетельствующие о небольших подвижках, происходивших в плоскости жилы. Разлистование кварца, по данным П.И. Кутюхина, объясняется метасоматическим замещением вмещающих пород кварцем.

Шеелитоносные жилы, по наблюдениям П.И. Кутюхина [15], сложены серым мелко- и крупнозернистым кварцем. Отличительным и в высшей степени характерным признаком кварца этих жил является его плитчатое сложение в краевых частях жил, которое обусловлено наличием многочисленных параллельных стенкам жилы трещин отдельности в кварце, выстланных серицитом. Обычно со стороны висящего бока наблюдается очень тонкоплитчатое, иногда сланцеватое строение, а в лежачем боку – менее совершенное грубоплитчатое или массивное. Массивные и плитчатые участки чередуются также и по простиранию, и по падению жил, причем замечено, что массивный кварц приурочен к местам перегибов, где возникают раздувы. Кварц зальбандов жил плитчатого, реже массивного сложения ассоциирует с зеленоватым или зеленовато-серым шеелитом [7, 15].

Молочно-белый крупнозернистый кварц совместно с анкеритом и турмалином выполняет центральные части жил. Для него типичны опалесценция и “масляный” блеск. Кварц крупно-гигатозернистый, иногда имеет друзовое строение с кристаллами горного хрусталя до 5 см длиной. Местами наблюдаются узкие полоски, параллельные зальбандам, сложенные мелкокристаллическим полупрозрачным кварцем, представляющим, очевидно, бо-

лее позднюю генерацию. Редкая мелкая вкрапленность шеелита наблюдается почти на всем протяжении жилы, повышенное содержание – на отдельных коротких участках. Шеелит обладает обычной для него окраской различных оттенков – от почти бесцветного или светло-желтого до медово-желтого и буро-желтого [11].

Л.И. Колтун [11] провел исследование двух разновидностей кварца: молочно-белого “масляного”, заполняющего краевые части жил, и полупрозрачного зернистого, находящегося в центральных частях жил совместно с анкеритом, турмалином и другими минералами.

Первоначальный молочно-белый “масляный” кварц переполнен массой мелких микроскопических включений. Включения эти довольно разнообразны как в отношении объемов фаз, так и по их количеству, что свидетельствует о разнообразии растворов, действовавших в процессе отложения и переработки жильного кварца в течение длительного периода формирования жил. Для этого кварца характерны существенно газовые включения с постоянным соотношением фаз. Газ занимает в них примерно 70–65%, жидкость – 35–30%. Включения эти гомогенизируются при температуре 420–370°C. Растворы, из которых происходило отложение кварца, находились в газообразном состоянии, и температура их была значительно выше 420°C, что подтверждается нахождением в кварце наиболее ранних “сухих” газовых включений.

Полупрозрачный зернистый кварц и анкерит встречаются совместно со слоистым жильным кварцем, заполняя центральные части жил. Этот кварц, так же как и слоистый жильный кварц, переполнен массой включений, среди которых выделяются жидкие двухфазовые и трехфазовые сложные включения с жидкой углекислотой. Газовые разновидности включений в полупрозрачном зернистом кварце отсутствуют. Первичными для полупрозрачного жильного кварца, являются жидкие двухфазовые включения, гомогенизирующиеся при температурах 270–170°C. Жидкие включения более

низких температур гомогенизации характеризуют позднюю стадию минералообразования, в течение которой происходило отложение некоторого количества жильного кварца, а также кристаллов кварца и сульфидов в мелких пустотах.

Рассматривая все включения в слоистом жильном кварце, можно прийти к выводу, что образование его происходило в два этапа: этап действия газовых растворов, из которых отложилось лишь несколько (2–3) ранних слоев кварца, и этап гидротермальный, последовавший после пневматолитового, когда отложилась остальная часть слоистого кварца, весь полупрозрачный зернистый кварц, заполняющий центральные части жил, а также сопутствующие ему анкерит и турмалин [11].

Шеелит чаще всего встречается в форме зернистых агрегатов висячем или лежащем боках жил и приурочен к плоскостям разлистования кварца. Зернистые агрегаты с неровными границами имеют вид коротких полосок и линзочек. Размеры зернистых агрегатов и вкрапленников шеелита колеблются в широких пределах: от 0.1 мм до 5–10 см. Довольно обычны отдельные полоски агрегатов шеелита, которые при толщине 4–6 мм прослеживаются с небольшими перерывами на расстоянии 5–6 м. Иногда встречается шеелит в виде кристаллов бипирамидальной формы величиной от 0.5 до 2 см серовато-зеленого, реже белого или серовато-белого цвета [15].

Реже наблюдался шеелит желтовато-бурой окраски, совершенно аналогичной шеелиту в лестничных жилах золотоносной формации. Желтовато-бурый шеелит всегда вкраплен в тонкие (2–3 см), секущие плитчатый кварц, жилки кварца более поздней генерации. В результате тщательного исследования штуфов из жил шеелитовых руд этого типа отчетливо устанавливается более раннее выделение серого шеелита по отношению к турмалину.

Турмалин в большинстве случаев находится в жилах в виде сплошных агрегатов мелких кристалликов, приуроченных к трещинам в более раннем шеелите и кварце. Распределение турмалина в жилах неравномерное. Чаще он встречается в крутопадающих жилах; в пологопадающей жиле № 1, в плитчатом кварце, он редок. Редкие двухфазовые жидкие включения в турмалине [11] имеют температуры гомогенизации в интервале 280–252°. Различить первичные и вторичные включения в очень мелких кристаллах турмалина оказалось невозможным. Трещиноватости в этих кристалликах не наблюдается, поэтому основная масса включений в данном минерале имеет, вероятнее всего, первичное происхождение [11].

Карбонат в жилах шеелитовой формации является редким минералом и представлен анкеритом. Генетически он связан с кварцем золотоносной формации [15].

Жилы золотоносной формации

Работами И.Т. Самарцева и др. [28] показано, что кварцевые жилы шеелитоносной и золотоносной формаций в рудном поле имеют зональное распределение. Выделяются три зоны, внутри которых в жилах развиты различные минеральные ассоциации, отличающиеся по степени рудоносности. Это анкерит-кварцевая, кварц-пиритовая, полиметаллическая и карбонатная ассоциации.

Первая состоит из кварца, анкерита и более позднего по времени выделения пирита. Пирит кубической формы с длиной ребра 3–5 см.

Вторая ассоциация – из кварца, пирита и шеелита. Пирит в этой ассоциации встречается как кубической, так и пентагон-додекаэдрической формы. Кристаллы пирита имеют меньшие размеры, чем в первой минеральной ассоциации. Количество пирита велико и иногда превосходит количество кварца. Кварц часто встречается в виде тонких прожилков. Шеелит представлен зернистыми скоплениями, одиночными зернами или кристаллами бипирамидальной формы. Количество шеелита очень незначительно и распределен он неравномерно.

Третью ассоциацию минералов составляют пирит, блеклая руда, галенит, халькопирит, айкинит и небольшое количество кварца [6]. Пирит здесь двух разновидностей: сростки кристаллов в друзовых пустотах и мелкозернистые скопления, выполняющие трещины в кварце или приуроченные к контактам жил с вмещающими породами. В состав блеклых руд в небольшом количестве (2–3%) входят тетраэдрит и теннантит. Встречаются блеклые руды в виде массивных скоплений совместно с пиритом, халькопиритом, галенитом. Галенит в некоторых жилах составляет 50–70%. Он представлен зернистыми скоплениями и небольшими кристаллами. Выделяется галенит позднее, чем пирит и блеклая руда. Халькопирит встречается в других сульфидных жилах в кварце в виде тонких включений. Его содержание незначительно – 0.2–0.3%. Айкинит распространен широко, но в небольших количествах. Встречается он в виде призматических кристаллов или неправильных скоплений.

Четвертая ассоциация, карбонатная, состоит из кальцита и небольшого количества доломита.

В южной части поля, начиная от выхода на поверхность Шарташского массива (рис. 1), расположена зона жил анкерит-кварцевой ассоциации (зона I). Эта ассоциация развита и на всей остальной площади рудного поля. Зона, где кроме нее появляется кварц-пиритовая минеральная ассоциация (зона II), занимает меньшую площадь. Еще меньшую площадь занимают полиметаллическая и карбонатная ассоциации (зона III). Перечисленные зоны погружаются в северном направлении согласно с кровлей Шарташского массива.



Рис. 3. Фрагмент Первомайской красичной кварцевой жилы, отобранный на полную ее мощность, характеризующий особенности локализации золотоносной сульфидной минерализации в крупнозернистом молочно-белом жильном кварце.

1 – кварц плитчатый, мелкозернистый, серый; 2 – кварц массивный, крупнозернистый, молочно-белый; 3 – скопления сульфидов. Образец Уральского геологического музея.

К жилам золотоносной формации относятся все золотоносные кварцевые жилы месторождения, как полосовые, так и красичные, в составе которых нет существенных различий. Они относятся по времени к одному циклу гидротермальных проявлений. Наблюдающиеся различия между этими жилами выражаются, главным образом, в количественном соотношении минеральных ассоциаций и форме их выделения [7, 15]. Обе эти категории жил наблюдаются обычно совместно.

Красичные жилы на территории рудного поля почти всегда располагаются группами – свитами, обычно состоящими из 4–5, иногда 10 и более параллельных жил, длина которых обычно не превышает 25–40 м. Протяженность свит измеряется 200–300 м. Расстояния между свитами колеблются в пределах от нескольких сотен метров до километра и более, а расстояния между отдельными жилами в свите – от 3–5 до 10–15 м.

Свиты красичных жил почти в равном количестве залегают как среди изверженных, так и среди слоистых пород, поэтому нельзя говорить о какой-либо закономерной локализации их в складчатых структурах. Плаггиосиенит-порфиновые и диоритовые дайки почти никогда не пересекаются красичными жилами, которые, подходя к ним, в большинстве случаев выклиниваются. Морфология красичных жил отличается большим постоянством. Имея выдержанное простирание (ЮВ 95–110°) и крутое (85–75°) падение всегда в к югу, они почти не изменяют элементов залегания, в зависимости от осо-

бенностей вмещающей среды, и при длине до 150–200 м никогда не дают резких изгибов или сложных разветвлений. Контакты жил прямолинейны. Мощность редко превышает 0.5–1 м, чаще она варьирует в пределах 0.1–0.3 м. Окончания характеризуются разветвлением на ряд параллельных проводников, которые при мощности 2–5 см иногда тянутся на десятки метров, постепенно выклиниваясь. Нередко один из таких проводников в месте, где другие выклиниваются, начинает вновь увеличивать мощность, превращаясь в самостоятельную жилу плоской линзовидной формы.

Красичные жилы сложены крупно-гигантозернистым друзовым кварцем. В некоторых из них важную роль играют карбонаты, главным образом анкерит, количество которого достигает иногда 40–50%. Участки жил длиной в десятки метров сложены массивным гигантокристаллическим кварцем, содержащим в большом количестве друзовые пустоты, размеры которых достигают 0.2–0.3 м в диаметре, причем на стенках в них нарастают крупные (до 5–12 см) кристаллы горного хрусталя [14].

В отличие от полосовых, красичные жилы характеризуются крайне неравномерным распределением сульфидов, выполняющих друзовые пустоты и различные неправильные разломы и трещины в кварце (рис 3). Довольно часто встречаются участки длиной до 5–10 м, совершенно лишенные сульфидов. Такое неравномерное распределение сульфидов особенно характерно для мощных жил (0.7–1 м). В тонких жилах правильной формы наблюдается сравнительно более равномерное распределение сульфидного вещества, составляющего до 30–40% и более от всей жильной массы. Полоски сульфидов нередко приурочены к контактам или же параллельны контактам и протягиваются в кварце на 5–6 м и более [14].

Для подавляющего большинства полосовых кварцевых жил контакты даек гранитоидов с вмещающими породами являются их структурными ограничениями. Вследствие характерного распределения в телах меридиональных даек, эти жилы называются также лестничными. Эти жилы являются наиболее ценными в промышленном отношении, и в то же время наиболее распространенными, составляя более 90% от количества всех жил месторождения. На всех участках рудного поля для них характерна пространственная связь с дайками разного состава и возраста. Некоторые дайки, протягивающиеся на 8–9 км, на всем этом протяжении содержат жильную сеть; другие пересекаются жилами на отдельных интервалах своего протяжения, а третьи почти совершенно лишены жильной сети. В южной и центральной частях поля распределение жил в общем равномерное: на каждые 2.5–3.0 м длины дайки приходится в среднем одна промышленная жила; на отдельных интервалах жильная система разрезана.

Наиболее насыщены жилами дайки, падающие под крутыми углами. Направление падения (западное или восточное) не имеет значения; точно так же не отмечено прямой зависимости между количеством жил и составом слагающих крутопадающую дайку пород. Однако, поскольку крутые углы падения свойственны не всем группам даек, а главным образом, гранит-порфирам II цикла и плагиогранит-порфирам, то именно эти группы и являются особенно интересными в промышленном отношении [2, 7, 15, 28]. Очевидно, рельеф дайки определял распределение напряжений и деформаций в период рудоотложения, о чем можно судить по распределению удельной трещиноватости и удельного растяжения.

Протяженность жил по падению в среднем равна 10–20 м. Многие из них, расщепляясь и утоняясь до проводников, кулисно заходят одна за другую и образуют непрерывную систему, уходящую на большую глубину. Лишь некоторые, переходя в виде самостоятельных мощных жил с одного горизонта работ на другой, имеют по падению протяженность 60 м и более. Когда жила приближается к контакту, ее выклинивание происходит с постепенным снижением мощности и расщеплением на 2–3 прожилка. Последние обнаруживают неправильные изгибы чаще по падению, чем по простиранию, окончательно затухая на расстоянии 20–30 см от контакта. Для жил золотоносной формации характерны широко проявленные березитизация-лиственитизация вмещающих горных пород.

По внутреннему строению лестничные жилы сходны с красичными. Они сложены молочно-белым крупнозернистым кристаллическим кварцем, содержащим большое количество друзовых пустот и гнезд сульфидов. На стенках пустот, ширина которых иногда в тонких жилах занимает всю мощность жилы, растут кристаллы кварца и пирита. Кварц массивен или слабо трещиноват, друзовые пустоты не деформированы, а кристаллы в большинстве случаев не сломаны. Размеры друзовых пустот варьируют в пределах от 1–2 до 30–40 см. В жилах они распределены крайне неравномерно, но чаще, однако, тяготеют к центру жил, обладая при этом несколько удлиненной формой. Нередко с небольшими интервалами пустоты наблюдаются на протяжении 3–4 и даже 10 м и образуют как бы щель, большая часть которой занята кристаллами [14].

Друзовые пустоты, инкрустированные кристаллами кварца, нередко почти полностью заняты скоплениями золотоносных сульфидов. Отдельные гнезда сульфидов часто соединяются тонкими сульфидными прожилками, проходящими в массивном кварце. Наряду с этими гнездами наблюдается также локализация сульфидов на контактах жил с гранитоидами, на участках поворотов и сопряжения жил, а также приуроченность скоплений сульфидов

к трещинам и разломам в кварце. Приуроченные к трещинам сульфиды иногда как бы образуют самостоятельные плитовидные жилки.

Флюид, ответственный за формирование кварца жил выполнения, которые следует рассматривать как благоприятную среду для последующих стадий отложения рудных минералов и мелкозернистого метасоматического кварца стадий рудообразования, имел NaCl-MgCl_2 состав, богатый CO_2 и содержащий метан. P - T параметры формирования этого кварца: $T_{\text{гом}} = 360\text{--}290^\circ\text{C}$, $P \sim 2.5$ кбар, соленость флюидов – 15.3–9.2 мас. % NaCl экв. [3]. По данным О.В. Викентьевой [9], кристаллизация рудных минералов сульфидно-кварцевой и золото-сульфидной стадий проходила при $T = 285\text{--}150^\circ\text{C}$ и давлении 2.3–0.3 кбар. Изотопный состав кислорода, водорода, углерода и серы флюида сульфидно-кварцевых тел отвечает магматическим источникам [9].

Жилы пиррофиллит-турмалин-кварцевой формации

Пиррофиллит характерен для кварцевых турмалинсодержащих жил северного ограничения Березовского рудного поля, развившихся в габбро, а также в околожильном пространстве [32]. Среди пиррофиллитсодержащих жил выделены пиррофиллит-турмалин-кварцевые и пиррофиллит-турмалин-кварц-карбонатные жилы [14, 15, 32].

Пиррофиллит-турмалин-кварцевые жилы имеют относительно небольшую мощность (5–10 см, в раздувах – до 1 м) и зональное строение, выраженное в чередовании кварцевых, турмалиновых и пиррофиллитовых полос различной мощности. Жилы имеют четкие и резкие контакты с вмещающими породами. Для большинства жил характерны зоны геометрического отбора индивидов кварца в приконтактных частях и остаточные друзовые полости с молочно-белыми кристаллами и с просвечивающей головкой. Рост кристаллов происходил от зальбандов к центру жил. Наличие в зальбанде некоторых жил угловатых обломков лиственизированных пород свидетельствует о том, что жилы были сформированы после образования лиственистов [32]. Кварц светло-серого и белого цвета, на периферии жил – мелко- и среднезернистый сливного облика, в центральной зоне – крупноблочный. Для жил характерно отсутствие сульфидной минерализации и очень низкие содержания благородных металлов. Содержание золота может достигать 0.5 г/т, а серебра – до 2.0 г/т [32].

По количеству турмалина в жилах, а также по особенностям его химического состава, среди пиррофиллит-турмалин-кварцевых жил четко выделяются два подтипа: пиррофиллит-кварцевые, и собственно пиррофиллит-турмалин-кварцевые. Для первого подтипа характерно присутствие турмалина в виде акцессорной примеси, равномерно рас-

пределенной по всему объему жилы. Турмалин представлен отдельными игольчатыми кристаллами голубовато-зеленого цвета размером до 10 мм или их сростками. Кристаллы полупрозрачные с многочисленными трещинами и включениями. На гранях развита интенсивная индукционная штриховка. Микрозондовые исследования выявили в его составе присутствие оксида хрома до 0.5%, что позволяет отнести его к хромсодержащему шерл-дравиту [32].

Турмалин в собственно пиррофиллит-турмалин-кварцевых жилах сосредоточен в зальбандах и образует узкие полосы, реже – отдельные линзовидные обособления, параллельные их контактам. По химическому составу данная генерация турмалина является практически бесхромистой. Минерал представлен плотными серовато-зелеными мелкозернистыми массами с тонкими вростками кварца. Изредка фиксируются небольшие (менее 0.7 см) радиально-лучистые агрегаты турмалина, наследующие форму пиррофиллитовых сферолитов [32].

Пиррофиллит образует отдельные сферолиты или их сростки, чаще всего сгруппированные у зальбандов жил. Сферолиты расположены крайне неравномерно: в некоторых частях количество пиррофиллита может достигать 50% от объема жилы. Сферолиты сложены пластинчато-клиновидными агрегатами сине-зеленого, зеленого, блекло-зеленого и блекло-серого цвета, диаметром от первых миллиметров до 4 см [15, 32].

Пиррофиллит-турмалин-кварц-карбонатные жилы характеризуются малой мощностью (0.5–1.0 см). Они распространены в слюдисто-кварц-карбонатных и, реже, хлорит-слюдисто-кварц-карбонатных метасоматитах. Слюда представлена смешаннослойными образованиями серицит-парагонитового ряда, с преобладающей составляющей парагонита. Границы жил с вмещающими породами неровные, часто присутствуют заливы и мелкие апофизы карбонатного вещества. Жилы имеют зональное строение. Периферийные зоны выполнены желтовато-коричневыми разнородными агрегатами карбоната. По данным микрозондового анализа минерал характеризуется высоким содержанием железа и магния, что позволяет отнести его к минералам брейнеритовой группы. Центральная часть жилы сложена молочно-белым и полупрозрачным кварцем. Иногда в кварце наблюдаются нечеткие друзовидные агрегаты с размером кристаллов до 3 мм. В кварцевой массе присутствуют скопления размером 2–5 мм, сложенные сростками кварца и турмалина. Турмалин по морфологическим, оптическим и химическим особенностям близок к бесхромовому турмалину из пиррофиллит-турмалин-кварцевых жил. В полостях между кварцевыми зернами, а также в трещинах находятся чешуйчатые, реже клиновидные агрегаты пиррофиллита, близкие по морфологическим и химическим

особенностям к пиррофиллиту II из пиррофиллит-турмалин-кварцевых жил. Акцессорная минерализация пиррофиллит-турмалин-кварц-карбонатных жил отличается крайне убогим составом. В составе пиррофиллит-турмалин-кварц-карбонатных жил обнаружено присутствие бериллия ($3 \cdot 10^{-5}\%$). Все это позволяет предположить, что данный тип жил, по отношению к пиррофиллит-турмалин-кварцевым, был образован в более позднее время [32].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На базе авторских исследований проблем генезиса кварцево-жильных образований Урала, изучения структурных факторов их контроля с использованием многочисленных публикаций по этим проблемам рассмотрим динамику образования и преобразования кварцевых жил Березовского золоторудного месторождения. В формировании рудного поля прослеживается несколько этапов его становления.

1. Большинство исследователей уральские золоторудные месторождения кварцево-жильного типа связывают с массивами гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации [24, 27, 30]. Не является исключением и Березовское месторождение. В последние десятилетия получены убедительные доказательства генетической связи этого месторождения, располагающегося в надинтрузивной зоне Шарташского гранитного массива, со становлением этого массива [30].

Шарташский массив, по всем характеристикам и времени образования, очень близок крупному Верхисетскому габбро-тоналит-гранодиорит-гранитному батолиту [10, 30], но прямых доказательств их соединения нет. Эти массивы разделяет Верхисетский разлом. По данным исследователей, эти массивы являются надсубдукционными образованиями окраин континентов. Возраст адамеллитов Шарташского массива, определенный рубидий-стронциевым методом, составляет 328 ± 18 млн. лет [31]. Сопоставимые результаты были получены калий-аргоновым методом по калиевому полевому шпату и биотиту – 315 млн. лет [27]. Время формирования гранитов второй интрузивной фазы отвечает конкордантному U-Pb возрасту циркона 302 ± 3 млн. лет [21]. Гранитоиды Шарташского массива являются следствием многократного ступенчатого анатексиса, связанного с процессами субдукции. Как отмечает Г.Б. Ферштатер [30], палеозойский анатексис на Урале протекал в условиях близких к флюидонасыщенным, а характерной особенностью рудоносных комплексов является длительность их формирования. При этом продолжительность каждого эпизода интрузии невелика, основное время требуют процессы анатексиса и предшествующего ему разогрева протолита [30]. По нашим представлениям, этим обстоятельством обу-

словлена многократная дискретность поступления флюидов для формирования кварцевых жил и рудной минерализации. Формирование Березовского золоторудного месторождения протекало в интервале 314–285 млн. лет [31] и 305–285 млн. лет [21].

2. Формирование даек проходило, когда апикальная часть массива уже находилась в консолидированном состоянии, что подтверждается залеганием даек как в гранитах, так и во вмещающих породах. Рудное поле приурочено к меридиональному грабену проседания осевой части Шарташского гранитного массива, а краевые разломы грабена маркируются поясами разновозрастных даек [1, 2]. В условиях сжатия в широтном направлении и растяжения в меридиональном сформировались семь серий даек: плагиосиенит-порфи́ров, плагиогранит-порфи́ров I цикла, гранит-порфи́ров I цикла, лампрофи́ров I цикла, гранит-порфи́ров II цикла, плагиогранит-порфи́ров II цикла, лампрофи́ров II цикла. Дайки гранитоидов и кварцевые жилы концентрируются в консолидированной части массива над остывающим магматическим очагом, в зоне резких температурных градиентов в трещинах скола и отрыва. По данным Д. С. Штейнберга [31] возраст лампрофи́ров I цикла Березовского месторождения 316–306 млн. лет.

3. К одной из нерешенных проблем относится образование кварцевых жил шеелитоносной формации (кварцево-шеелит-турмалиновые жилы). П.И. Кутюхин [14, 15] убедительно показал, что плагио-сиенит-порфи́ровая дайка Ост в двух местах пересекает шеелитсодержащую жилу № 1, сложенную плитчатым кварцем. Фактический материал П.И. Кутюхина [15] и Н.И. Бородаевского [7] и наши наблюдения на Айдырлинском и Великопетровском золото-вольфрамовых месторождениях убеждают в том, что плитчатый кварц является метасоматическим по генезису и развит по выдержанным тектоническим зонам. Многие исследователи документируют на площади месторождения догранитные широтные тектонические зоны, по которым в период регионального метаморфизма прошло прокварцевание с образованием метасоматических кварцитов невысокой фации метаморфизма. В дальнейшем по этим зонам проходили многократные тектонические подвижки, которые четко зафиксированы в разлистыванном кварците, что и привело в конечном итоге к образованию плитчатого кварца. В дальнейшем, а именно, в этап формирования кварцевых жил золотоносной формации происходило раскрытие зон окварцевания и внедрение в плитчатый кварц флюида, что привело к заполнению центральных частей жил молочно-белым крупно-гигантозернистым кварцем, итогом чего и явилось формирование кварцевых жил шеелитоносной (кварцево-турмалиновой) формации. В дальнейшем эти кварцевые жилы претерпели все стадии наложения шеелитовой и золотой минера-

лизаций. Слабая минерализация полого падающих жил этой формации связана с неблагоприятным их структурным положением.

4. Интенсивное объемное метасоматическое преобразование в виде лиственитизации-березитизации дайки гранитоидов претерпели под воздействием глубинного высокотемпературного гидротермального флюида [25]. В эту же стадию, вероятно, произошло и образование высокотемпературного незолотоносного пирита. Всем этим процессам предшествовали импульсы тектонических подвижек [1, 2]. Одновременно с березитизацией даек гранитоидов в эндо- и экзоконтакте кровли Шарташского массива по тектоническим трещинам прошли метасоматические процессы с образованием эйситов и гумбеитов [25, 29]. Нами в 1998 г. в южном борту Шарташского карьера сделана зарисовка кварцевого прожилка [27], сопровождаемого гумбеитами в адамеллите и березитами в лампрофире, что говорит о правомочности предложенной выше интерпретации.

5. Кварцевые жилы шеелитовой и золотоносной формаций, являются телами сложного генезиса. Изучение состава и строения сульфидно-кварцевых жил позволяет выделить в них ряд последовательно образовавшихся минеральных ассоциаций, соответствующих определенным стадиям рудообразования: анкерит-кварцевую, пирит-кварцевую, полиметаллическую и карбонатную. Первая из них является незолотоносной, вторая – слабозолотоносной, третья – высокозолотоносной, наиболее продуктивной и четвертая – вновь незолотоносной [28, 16]. Для жил шеелитоносной формации добавляется еще стадия плитчатого кварца (кварцита), имеющая додайковый возраст.

Одновременность образования самих кварцевых тел находит подтверждение в закономерности их локализации на площади месторождения. Шеелит-турмалин-кварцевые жилы пользуются развитием только в южной части площади, где образуют зону, окружающую Шарташский гранитный массив, а в зонах развития шеелит-турмалин-кварцевых жил широко распространены жилы сульфидно-кварцевого состава, сложенные минералами ранних ассоциаций (анкерит-кварцевой и пирит-кварцевой или только анкерит-кварцевой), сформировавшихся при относительно высоких температурах [28].

6. Большую путаницу в классификацию кварцевых жил месторождения вносит неопределенность времени кристаллизации шеелита в кварцевых жилах. Детальное картирование жил показало, что шеелит является характерным минералом для всех типов жил шеелитовой и золотоносной формаций.

Для плитчатого кварца жил шеелитовой формации характерен в зальбандах зеленоватый или зеленовато-серый шеелит в ассоциации с мелкозернистым мусковитом (серицитом) [11, 15]. Реже наблюдается шеелит желтовато-бурой окраски, со-

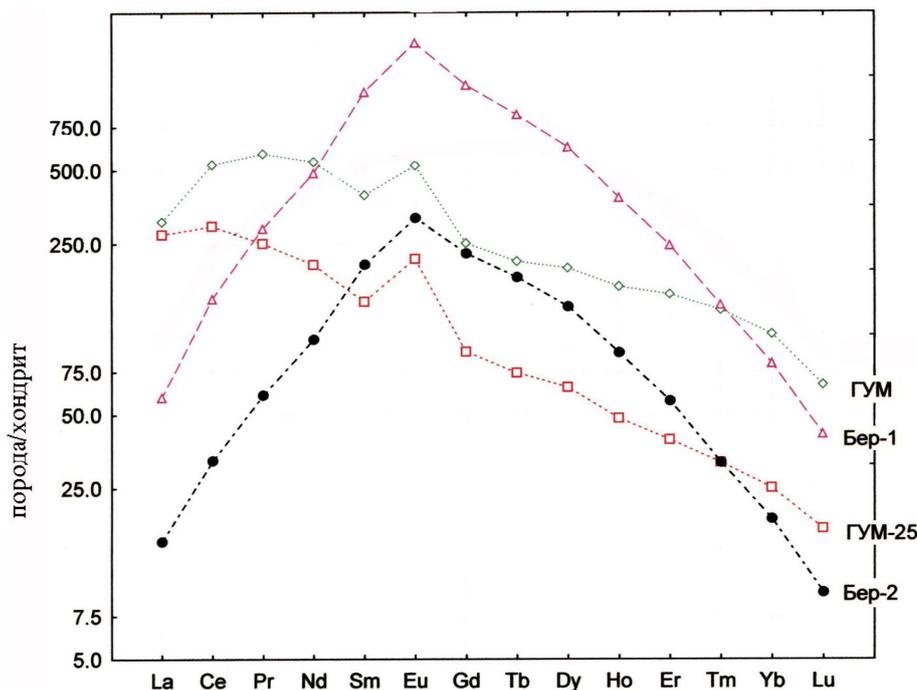


Рис. 4. Поведение РЗЭ, нормированных на хондрит, в шеелитах Березовского (Бер) и Гумбейского (ГУМ) месторождений, несущих шеелитовую и золотую минерализации.

ГУМ – шеелит бледно-желтый, ГУМ-25 – шеелит оранжево-желтый, Бер-2 – шеелит бледно-желтый, Бер-1 – шеелит оранжевый.

вершенно аналогичной шеелиту в лестничных жилах золотоносной формации. Желтовато-бурый шеелит всегда вкраплен в секущие плитчатый кварц тонкие (2–3 см) прожилки кварца более поздней генерации. Необходимо подчеркнуть, что для кварцевых жил золотоносной формации типичен шеелит желтовато-бурой и оранжево-коричневой окраски. Эти два типа шеелита значительно различаются по содержанию РЗЭ (рис. 4).

Иногда встречаются небольшие гнезда с идиоморфными кристаллами шеелита размером до 5 см, имеющего более яркий, оранжево-коричневый цвет. Такое гнездо было вскрыто в шахте № 6, на дайке Елизаветинской, в 1979 г., на гор. 212 м, в магазине № 3 (очистной забой), в котором содержалось несколько килограммов обломков и кристаллов шеелита [18].

Таким образом, шеелит во всех жилах является наложенным минералом на жильный кварц первой генерации, а также сопровождает и минерализацию основной стадии золотоотложения.

На Березовском месторождении имеет место горизонтальная вертикальная первичная зональность. По мере удаления от Шарташского гранитного массива к северу, в пределах зон развития всех ассоциаций минералов, отмечается заметное снижение температур, имевших место при формировании жил в каждую стадию [28]. **Шеелит является минералом сквозным для Березовского месторождения**

и встречается он в жилах, расположенных в высокотемпературной зоне, окружающей Шарташский гранитный массив. По данным проведенного подземного минералогического картирования, в жилах сульфидно-кварцевого состава с глубиной наблюдается заметное увеличение общего количества шеелита (на 10–20%). Подобная картина имеет место и на поверхности в связи с приближением рудных тел к Шарташскому гранитному массиву [28].

7. Для Березовского золоторудного месторождения характерно присутствие в кварцевых жилах шеелита, а не вольфрамита. По данным С.А. Коренбаума [12] вольфрамит образуется при пониженных температурах, при которых он обладает достаточно высокой устойчивостью не только в кислых, но и близнейтральных средах. При этом решающим фактором, определяющим появление в рудах шеелита или вольфрамита является концентрация серы. На участках с низкой ее концентрацией, в ассоциации с магнетитом, железистым хлоритом и т. д., может образовываться вольфрамит: при повышенных концентрациях серы в ассоциации с сульфидами кристаллизуется шеелит, что и наблюдается в кварцевых жилах золотоносной формации.

Для шеелита кварцевых жил Шарташского адамеллитового массива, располагающегося в южной зоне Березовского золоторудного месторождения характерно присутствие в малых количествах молибдена (CaO – 19.42 мас. %, WO₃ – 80.58%,

MoO₃–0.06%) [22, 23]. Существенное значение при образовании молибдено-шеелитов зеленовато-го или зеленовато-серого цвета имеет кислотность среды, повышение которой способствует вхождению молибдена в шеелит [12]. Молибдено-шеелит образуется при повышенных температурах, которые могут достигать более 400°C [23].

Почти полное отсутствие вольфрамитов в жилах месторождения свидетельствует об относительно высокой щелочности флюидов и отсутствии в гидротермальных растворах фтора в повышенных количествах, который препятствует кристаллизации шеелита, что подтверждает отсутствие генетической связи шеелита с гранитами поздней коллизии, содержащими повышенное количество фтора.

8. Характерной особенностью красичных и полосовых жил является обилие первичных друзовых пустот. По генезису эти кварцевые тела следует относить к минерализованным полостям, генетически связанными с раннеколлизийными кварцевыми жилами рудного поля [19, 27]. Формирование кварцевых жил произошло в первую стадию – стадию жильного кварца I, анкерита и пирита I. Как показано В.В. Бабенко [2], движение флюидов осуществлялось по тектоническим трещинам, приоткрывание которых шло, главным образом, по поверхностям лежачих боков даек гранитоидов. Поскольку мощность жил невелика, раскрытие трещин было незначительным. В таких условиях после поступления кремнийсодержащего флюида подводящие каналы могли захлопываться и дальнейшая кристаллизация проходила в закрытой системе. В таких условиях формируются кварцевые жилы выполнения, а недостаток во флюиде SiO₂ приводит к созданию остаточных полостей. С глубиной отработки месторождения количество и размеры полостей уменьшаются, поскольку ближе к источнику флюида выполнение трещин кварцем было наиболее интенсивным.

Друзовые пустоты в данных жилах являлись очень часто местом локализации золотоносных сульфидов. Агрегаты золотоносных сульфидов иногда полностью заполняют их, хотя нередко пустоты заполнены ими только частично или наполовину. При полном заполнении пустот сульфиды облекают ранее образовавшиеся здесь кристаллы кварца, часто корродируют, растворяют их, цементируют отдельные сломанные кристаллы. Наличие друзовых пустот, не заполненных сульфидами свидетельствуют о том, что к ним не было подводящих каналов в виде разломов и трещин. Друзовые пустоты, не заполненные сульфидами, чаще наблюдаются в мощных убогих жилах с незначительной концентрацией сульфидов [16].

Таким образом, жилообразование охватывает более широкий возрастной диапазон, нежели собственно рудообразование, которое либо накладывается, либо сопровождается различными типами жильного кварца.

9. Кварцевые жилы Березовского месторождения с остаточными хрусталеносными полостями, заполненными рудными минералами, относятся к образованиям ранней коллизии, а время их формирования 305–285 млн. лет [21], в то время как хрусталеносные полости уральских промышленных месторождений горного хрусталя являются производными процессов поздней коллизии и их возраст датируется в районе 250 млн. лет [19].

Прямые доказательства наличия на месторождении наложенных хрусталеносных полостей поздней коллизии привести трудно. Тем не менее, косвенные подтверждения имеются. Так, все исследователи зафиксировали при отработке жил с дневной поверхности и до глубины разработки большое количество кристаллов кварца пьезооптического качества, причем в верхних горизонтах их было значительно больше. Эти полости выполнены хорошо ограненными кристаллами кварца, шеелита, пирита, галенита и других минералов. Так, в верхних горизонтах месторождения кварцевые жилы даек Первопавловской, Второпавловской и Соймоновских содержали много полостей с красивыми образцами горного хрусталя и других минералов. Объем гнезд составлял в основном до 0.5 м³, достигая иногда 3–5 м³ [18]. Полости с такой характеристикой, как нам представляется, следует относить к позднеколлизийным образованиям.

10. Руды Березовского рудного поля малосульфидные (содержание сульфидов не превышает 3–5%). Золото представлено самородной и тонкодисперсной (в сульфидах) формами. Пробность золота колеблется в пределах 840–980 [17, 27]. На северном фланге Березовского месторождения, в шахте Северной, на горизонте 520 м, было вскрыто гнездо с большим количеством самородков. Наиболее крупный из них весил 600 г. По данным В.В. Мурзина и др. [17], самородки встречены в лестничных кварцевых жилах, в местах их выклинивания у контактов даек плагитогранит-порфиров (дайка Первопавловская) с лиственизированными серпентинитами. Самородки золота образовались при T = 160–200°C и ритмической вариации давления в незначительном интервале P = 0.4–0.2 кбар [17]. В результате нестабильности давления проявлялся дроссельный эффект, послуживший основой для отложения в лестничных жилах ураганных количеств золота.

ВЫВОДЫ

1. Уральские золоторудные месторождения кварцево-жильного типа генетически связаны с массивами гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации. Не является исключением и Березовское месторождение, располагающееся в надинтрузивной зоне Шарташского гранитного массива, образование которого обусловлено многократным ступенча-

тым анатексисом, связанным с процессами субдукции и коллизии.

2. Размещение даек гранитоидов, кварцевых жил и золотой минерализации на Березовском месторождении контролируется структурными факторами, обусловленными тектоническими подвижками ранней коллизии.

3. Кварцевые жилы месторождения подразделяются по времени их образования на дорудные, рудные и пострудные. К первым относятся кварцевые образования метасоматического происхождения, выразившиеся в окварцевании пород по тектоническим зонам с образованием кварцитов, по которым в дальнейшем сформировался плитчатый кварц. По онтогенетическим признакам эти кварцевые образования относятся к телам замещения.

Все рудные кварцевые жилы, несущие шеелитовую и золотую минерализации, сформировались как кварцевые тела выполнения в одно время, которое все исследователи определяют как стадию жильного кварца. Источником кремнезема для образования кварцевых жил является прежде всего магматогенный кварц гранитоидов, переходящий во флюид (раствор) и обогащающий его кремнеземом в пневматолитовую и гидротермальную стадии кристаллизации гранитных массивов [8]. Локализация шеелитовой и золотой минерализаций обусловлена вертикальной зональностью размещения геохимических элементов, связанной с температурным фактором, относительно Шарташского массива адамеллитов. Время образования первых 314–299 млн. лет [32], вторых – около 300 млн. лет [10].

Пострудными телами выполнения, сформировавшимися в этап поздней коллизии, являются турмалин-пирофиллит-кварцевые жилы (230–220 млн. лет) [19, 26].

4. Березовское рудное поле сформировалось в результате сложных и продолжительных геологических процессов. Наложение шеелитовой и золотой минерализаций на кварцевые жилы и метасоматиты, предшествующие жилам и сопровождающие их, связано практически с длительными процессами ранней коллизии. Наибольшее содержание золота и серебра в полосовых жилах приходится на участки с повышенной трещиноватостью и интенсивной березитизацией-лиственитизацией.

5. Березовское месторождение является классическим золоторудным объектом кварцево-жильного типа полихронного и полигенного образования. Кварцевые жилы месторождения образовались не менее чем в три одновременных этапа. На все ранее образованные жилы в разной степени накладывались процессы всех последующих этапов. Формирование шеелитовой и золотой минерализаций кварцевых жил связано практически только с длительными процессами ранней коллизии.

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований № 14-23-24-27 Президиума РАН и Интегрального проекта “Развитие минерально-сырьевой базы России...”, руководитель проекта академик В.А. Коротеев. Исследования проводились при частичной поддержке государственной темы Г-3 (УГГУ). “Исследование генетических типов месторождений...”, руководитель – профессор В.Н. Огородников

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бабенко В.В.* О рудоконтролирующих деформациях Березовского месторождения // Изв. вузов. Горный журнал. 1975. № 10. С. 3–8.
2. *Бабенко В.В.* Структурные условия размещения и зональность оруденения Березовского месторождения (Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 10. С. 114–126.
3. *Бакиев И.А., Прокофьев В.Ю., Устинов В.И.* Условия формирования жильного кварца Березовского золоторудного поля, Средний Урал, по данным изучения флюидных включений и изотопным данным // Уральская летняя минерал. школа-98. Екатеринбург: УГГГА, 1998. С. 41–49.
4. *Белавин О.В., Вагшаль Д.С., Ниренштейн В.А.* Шарташский гранитный массив (Средний Урал) и связь с ним золотого оруденения // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 6. С. 86–90.
5. Березовское золоторудное месторождение (история и минералогия) / Д.А. Клейменов, В.Г. Альбрехт, Ю.В. Ерохин и др. Екатеринбург: ФГУИПП “Уральский рабочий”, 2005. 200 с.
6. *Бетехтин А.Г., Кутюхин П.И.* Пирит – FeS₂ // Минералогия Урала. М.-Л.: АН СССР, 1941. С. 324–365.
7. *Бородаевский Н.И., Бородаевская М.Б.* Березовское рудное поле. М.: Metallurgizdat, 1947. 264 с.
8. *Брешенков Б.К.* Об А- и Б-кварце в изверженных породах // Тр. ВНИИП. 1960. Т. IV, вып. 2. С. 71–86.
9. *Викентьева О.В.* Березовское золоторудное месторождение на Урале: геологическое строение, минералого-геохимические особенности и условия образования. Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ, 2000. 184 с.
10. *Зинькова Е.А., Феритатер Г.Б.* Верхисетский гранитоидный массив // Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Путеводитель геологических экскурсий. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. С. 22–36.
11. *Колтун Л.И.* Применение минералотермометрического анализа для изучения генезиса некоторых золоторудных месторождений Урала // Тр. ВНИИП. 1957. Т. 1, вып. 2. С. 63–88.
12. *Коренбаум С.А.* Физико-химические условия кристаллизации минералов вольфрама и молибдена в гидротермальных средах. М.: Наука, 1970. 212 с.
13. *Куруленко Р.С., Чукашева М.Н.* Шарташский гранитный массив // Путеводитель Свердловской экскурсии. II Уральское петрограф. совещ. Свердловск: УФАН СССР, 1966. С. 55–63.
14. *Кутюхин П.И.* Кварцевые золото-вольфрамовые жилы Березовского месторождения и их вещественный состав. Свердловск, 1938. 152 с. Фонды УГГУ.

15. *Кутюхин П.И.* Березовское вольфрамовое месторождение, как особый генетический тип среди золоторудного поля Березовска. Свердловск, 1939. 65 с. Фонды УГГУ.
16. *Кутюхин П.И.* Условия локализации оруденения в жилах Березовского месторождения // 200 лет золотой промышленности Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1948. С. 249–275.
17. *Мурзин В.В., Малюгин А. А.* Типоморфизм золота зоны гипергенеза. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. 96 с.
18. *Немцов А.В.* Заметки о горных работах и находках минералов на Березовском руднике в 70-е годы XX столетия // Вестник УрО РМО. Екатеринбург: УГГУ, 2002. С. 155–156.
19. *Поленов Ю.А.* Эндогенные кварцево-жильные образования Урала. Екатеринбург: УГГУ, 2008. 269 с.
20. *Поленов Ю.А., Огородников В.Н., Бабенко В.В.* Кварцевые жилы Березовского золоторудного месторождения – классические объекты полихронного и полигенного генезиса // Металлогения древних и современных океанов-2012. Гидротермальные поля и руды. Миасс: ИМин УрО РАН, 2012. С. 24–28.
21. *Прибавкин С.В., Монтеро П., Беа Ф., Феритатер Г.Б.* U-Pb возраст пород и оруденения Березовского золоторудного месторождения (Средний Урал) // Ежегодник-2011 / Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 159. 2012. С. 211–217.
22. *Прибавкин С.В., Ронкин Ю.Л., Травин А.В. и др.* Новые данные о возрасте лампроит-лампрофирового магматизма Урала // Докл. АН. 2007. Т. 412, № 5. С. 682–684.
23. *Прибавкин С.В., Середкин М.В., Кононкова Н.Н.* Минералогия ранних кварцевых жил Шарташского массива, Средний Урал // Уральская летняя минер. школа-97. Екатеринбург: УГГГА, 1997. С. 198–203.
24. *Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
25. *Сазонов В.Н.* Березит-лиственитовая формация и сопутствующее ей оруденение (на примере Урала). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 208 с.
26. *Сазонов В.Н.* Апогаббровые парагонитовые листвениты и пиррофиллитсодержащие метасоматиты Кремлевского рудника (Березовское рудное поле, Средний Урал): взаимоотношения и отношение к золотому оруденению // Ежегодник-2001. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 138–140.
27. *Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А.* Месторождения золота Урала. Екатеринбург: УГГГА, 2001. 622 с.
28. *Самарцев И.Т., Захваткин В.А., Казимирский В.Ф. и др.* О зональности Березовского золоторудного месторождения на Среднем Урале // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 6. С. 86–90.
29. *Спиридонов Э.М., Бакиев И.А., Середкин М.В. и др.* Гумбеиты Урала и сопряженная рудная минерализация // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40, № 2. С. 171–190.
30. *Феритатер Г.Б., Холоднов В.В., Кременецкий А.А. и др.* Магматический контроль гидротермального золотого оруденения на Урале // Эндогенное оруденение в подвижных поясах. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 181–184.
31. *Штейнберг Д.С., Ронкин Ю.Л., Куруленко Р.С. и др.* Rb-Sr возраст пород Шарташского интрузива и дайкового комплекса // Ежегодник-1988. Свердловск: ИГГ УрО РАН, 1989. С. 110–112.
32. *Юминов А.М.* Типы и условия образования пиррофиллитовой минерализации на Березовском золоторудном поле (Средний Урал) Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Миасс–Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. 127 с.
33. *Юргенсон Г.А.* Типоморфизм и рудоносность жильного кварца. М.: Недра, 1984. 149 с.

Рецензент С.В. Прибавкин

Berezovsky gold-ore deposit – classical polykhronic and polygenic object

Yu. A. Polenov, V. N. Ogorodnikov, V. V. Babenko

Ural State Mining University

Berezovsky deposit (the Middle Ural) is a classical gold ore object of quartz-vein type. The article describes the quartz veins based on the authors' materials with the wide use of published papers of other researchers. The quartz veins of the deposit were formed during not less than three different stages. In this case, the processes of all subsequent stages of veins formation superimposed on various degree of all the previously formed veins. So, the quartz veins of Berezovsky deposit are polykhronic and polygenic formations. The formation of gold-bearing quartz vein mineralization is associated with long-term processes of early collisions. The highest content of gold and silver in band veins occur in the areas with high fracturing and intensive development of beresite-listwanite formation.

Keywords: *gold, quartz veins, Berezovsky deposit.*