

ШОВНЫЕ ЗОНЫ УРАЛА И ИХ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ КРУПНЫХ КВАРЦ-ЖИЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В.Н. Огородников, В.Н. Сазонов, Ю.А. Поленов

Шовными тектоническими зонами принято называть весьма узкие и протяженные линейные зоны сложного геологического строения, которые являются поверхностным, структурным выражением разломов большой глубины заложения и длительности развития [Пейве и др., 1977], разделяющие различные по своему строению крупные блоки земной коры. Такие швы отличаются интенсивным разрывообразованием и разнообразием форм проявлений магматизма и дислокационного метаморфизма. Они обычно представлены сложным набором

разрывных нарушений разного генезиса и возраста с длительной историей формирования. Главные черты их строения выясняются лишь в результате специализированных геологических и геофизических исследований [Огородников и др., 2004, 2007].

Шовные зоны играют большую роль в структуре земной коры. Известны закономерности их глобальной ориентировки, кинематические и морфогенетические типы, соотношения ряда количественных характеристик, роль в структурном контроле и локализации магма-

тических, метасоматических, рудных и нерудных тел. Неоспоримое прикладное значение имеют разломы в контролировании размещения рудных полей, отдельных месторождений, рудных тел. В формировании и размещении магматических и рудных образований (комплексов) в континентальной коре большую роль играют, в частности, сдвиговые геодинамические режимы. Поэтому установленные сдвиговые зоны различных рангов можно рассматривать как рудоносные структуры, развитие которых определило основные закономерности формирования и пространственного размещения рудных районов, узлов и месторождений (рис. 1).

Важная роль сдвигового геодинамического режима в высвобождении глубинного вещества в форме различного состава магм и рудных минеральных ассоциаций позволяет линейные области сдвиговых дислокаций рассматривать как магмо-металлогенические сдвиговые зоны. Это крупные структуры Земли, в пределах которых формируются вулканоплутонические пояса и совмещенные с ними металлогенические провинции и зоны.

Анализ размещения кварц-жильных, хрусталеносных, золоторудных месторождений и рудопроявлений с использованием геофизических полей и профилей ГСЗ [Овчинников, 1992; Огарин, 1974; Ревякин, 1987; Ананьева, 1981; Берлянд, 1982, 1990; Глубинное..., 1986 и др.] показывает, что они локализуются вдоль шовных тектонических структур (зон смятия), имеющих глубинное заложение и в структурах, «микроконтинентах», имеющих мощность 35-45 км земной коры, при мощности гранитного слоя 15-25 км, создаваемой преимущественно за счет древних гнейсовых блоков континентальной коры, отчлененных от платформы при докембрийском рифтогенезе и преобразованных во время коллизий [Огородников, 1993; Огородников и др., 2004, 2007].

Установлено, что кварц-жильные золоторудные и хрусталеносные месторождения связаны со становлением и эволюцией габбро-тоналит-гранодиорит-гранитных комплексов [Мельников, 1988; Огородников, 1993; Сазонов и др., 2001; Ферштатер и др., 2007]. Магматизм начинается габброидами так называемой раннедевонской петрокаменной серии, имеющей возраст 400-380 млн. лет. Этот магматизм создавал и вещество протолита тоналитов и гранодиоритов, источник энергии для их плавления. Базиты наращивали снизу кору, обусловили ее

повышенную мощность в шовном мегаблоке и в области развития тоналит-гранодиоритовых массивов [Ферштатер и др., 2007].

Такое пространственное размещение оруденения связано с преобразованием подземной флюидосферы (ПФС), которая в результате метаморфизма в древних гнейсовых блоках преобразуется из углекислотных флюидов с высокими содержаниями водорода, метана, азота в водные флюиды с растворенной углекислотой и другими газами. Граница раздела существенно водных и углекислотных флюидов проводится по подошве гранитного слоя на глубинах 20-25 км [Кадик, 1975; Наумов, Наумов, 1977]. На глубинах 15-20 км вода начинает интенсивно удаляться из магм и метаморфических пород. Метаморфизм пород сопровождается уменьшением объема новообразованных минералов, но объем возрожденных вод и скелета породы больше, чем первоначальный ее объем. Это приводит к повышению внутривидового давления и образованию трещин гидравлического разрыва [Поспелов, 1963], что сопровождается увеличением трещиноватости и проницаемости пород, особенно в шовных зонах. Шовные зоны представляют собой серию флюидо- и тепло-флюидопроводников с широко проявленными процессами дислокационного метаморфизма и магматизма на глубине, где происходит формирование фильтрующей колонны со сложным по физической природе режимом стягивания рассеянных газов и жидкостей в более или менее концентрированный поток «стволовой зоны» [Поспелов, 1963], где образуется основная масса гидротермальных месторождений.

Формирование любой региональной разрывной структуры сопровождается, как известно, возникновением в зоне ее влияния значительного числа сопутствующих (диагональных) разрывов, а часто и различного рода пликативных структур [Рундквист, 1964; Уткин, 1980].

Большое прикладное значение имеет ширина зон динамического влияния разломов, пропорциональная длине разлома, а также амплитуда смещения [Шерман и др., 1989]. Сейчас есть основания полагать, что ширина зоны динамического влияния зависит и от глубины проникновения разломов, их кинематического типа и способа образования, а также от мощности «разрушающейся» коры. С увеличением мощности земной коры увеличивается зона динамического влияния разломов. Различную по ширине

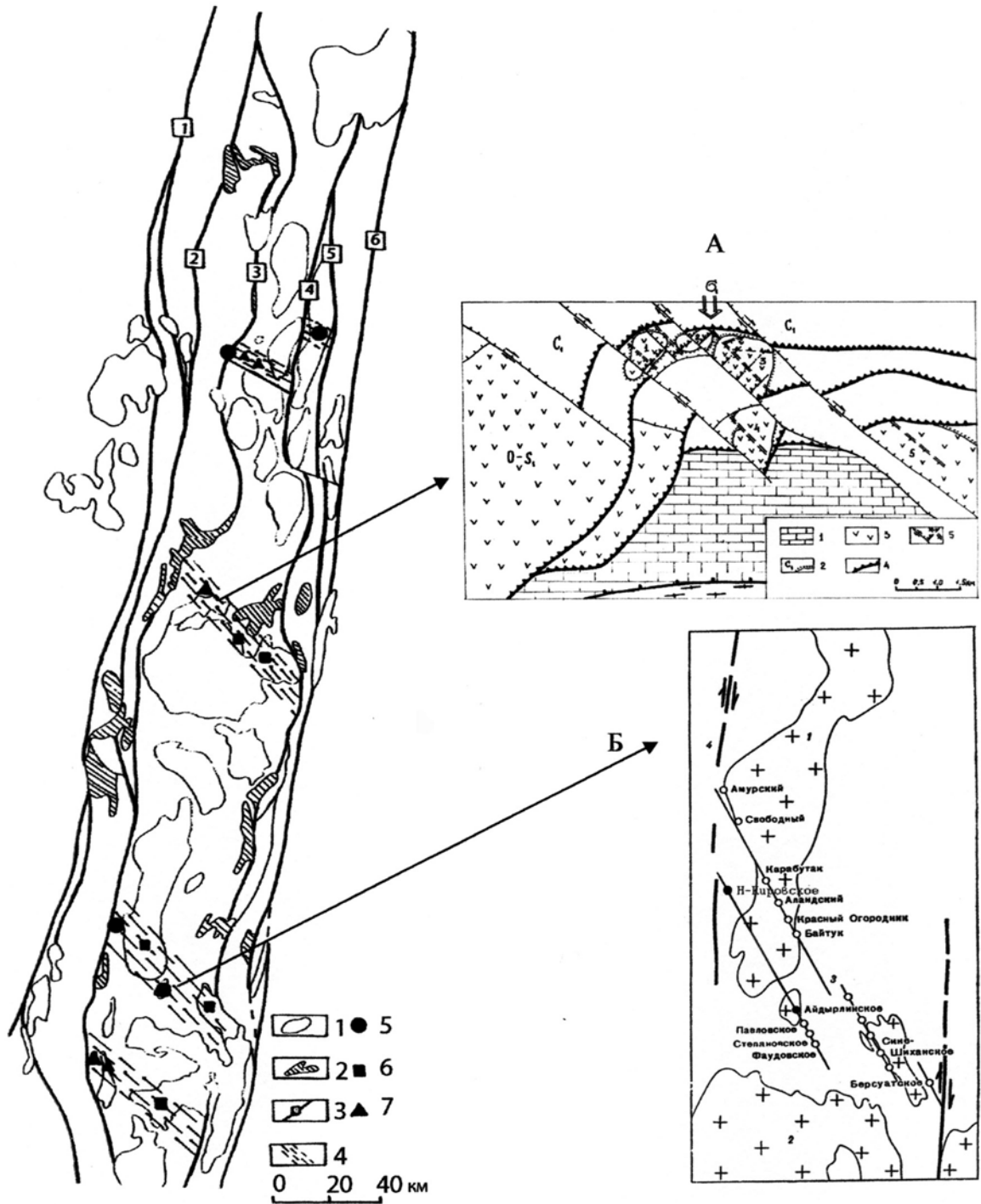


Рис. 1. Схема расположения шовных зон (цифры в квадратах) Южного Урала и диагональных рудоконтролирующих разломов в пределах Восточно-Уральской мегазоны: 1 – массивы гранитоидов; 2 – массивы габбро и ультрабазитов; 3 – шовные зоны (1 – Сугомакско-Кацбахская, 2 – Кидышевская, 3 – Светлинская, 4 – Борисовская, 5 – Успеновско-Павловская, 6 – Челябинская); 4 – рудоконтролирующие разломы; 5-7 – месторождения: золоторудные (5), редкометалльные (6), хрусталеносные (7).

А – структурная схема Астафьевского хрусталеносного поля: 1 – толща мраморов; 2 – толща углито-кремнистых сланцев; 3 – толща метавулканитов; 4 – надвиговые структуры раннего заложения; 5 – рудовмещающие структуры.

Б – размещение кварцево-жильных месторождений золота (залитые кружки) и редких металлов (не залитые кружки) в зонах диагональных рудоконтролирующих разломов (3), развивающихся в блоках пород между глубинными шовными зонами (4) в районе Суундукского (1) и Адамовского (2) массивов гранитоидов [Рундквист, 1964].

зону динамического влияния имеют надвиги и сбросы, круто- и пологопадающие разломы.

Производные от базитов анатектические гранитоиды имеют преимущественно тоналитовый или гранодиоритовый состав. Возраст по цирконам определен в интервале 360-320 млн. лет [Ферштатер и др., 2007].

Кварц-жильное золотооруденение, сопряженное с раннеколлизийными гранитоидами тоналит-гранодиоритовой формации, обусловливается эволюцией термоградиентных полей, создаваемых массивами этой формации на стадии их консолидации (Пластовский, Шарташский, Айдырлинский и другие массивы). Кварцевые жилы концентрируются в консолидированной части массива над остывающим магматическим очагом, в зоне резких температурных градиентов в трещинах скола и отрыва. Ориентировка осей главных напряжений и поверхностей скалывания указывает на вертикальное направление активных усилий снизу вверх. Поэтому деформации этого этапа и образование трещин можно связывать с механизмом поперечного изгиба в жестком блоке при давлении снизу вверх остывающего магматического очага (рис. 2). В распределении зон образования трещин выделяется куполообразная ненарушенная зона (I) непосредственно над очагом расплава («штамп»). Это связано с тем, что здесь все главные напряжения достигают больших величин и действуют как сжимающие усилия, формируя зону всестороннего сжатия [Старостин, 1979]. Выше этой зоны располагается область возникновения сколовых трещин (II) – поверхности действия «т». Симметрично относительно «штампа» над зоной сколов располагается зона трещин отрыва (III), которая совпадает с локальным максимумом значений σ_1 . Экспериментальные данные [Дударев, 1975] и геологические наблюдения показывают, что в градиентных полях рудные и петрогенные элементы закономерно перераспределяются и образуют свои зоны обогащения.

Так, вольфрам, молибден, мышьяк тяготеют к источникам локального нагревания, т. е. кровле массива, а медь, свинец, цинк, сурьма, висмут перемещаются и концентрируются в удаленных, более холодных частях системы. Кварцевые жилы выполняют протяженные до 100 м (иногда до 1-1,5 км) трещины скола, реже отрыва, образуют веер жил с крутыми углами падения и представляют собой типичные жилы выполнения с резкими контактами, практиче-

ски лишены околосильных изменений. Мощность жил обычно не превышает 1 м, но иногда достигает 2,0-2,5 м. К ним относятся «безрудные», мономинеральные кварцевые жилы с первично стекловидным, молочно-белым кварцем и «рудные» – шеелит-кварцевые, шеелит-турмалин-кварцевые, золото-кварцевые жилы, которые совместно с «безрудными» образуют совмещенные жильные поля. Жилы сложены молочно-белым, плитчатым, нередко гранулированным в результате позднеколлизийного дислокационного метаморфизма, мелко-, реже крупнозернистым кварцем и неравномерно распределенными в нем шеелитом, турмалином и самородным золотом.

Вблизи шовных зон, имеющих существенно сдвиговую природу, можно наблюдать кулисообразное расположение золотоносных и редкометальных кварцевых жил (рис. 3), имеющих большую протяженность и значительную мощность (Крылатовское, Великопетровское, Гумбейское и другие месторождения). Повышенная проницаемость рудоносных разломов в условиях латерального сжатия, как показано, обеспечивалась их сдвиговой активизацией. Однако, концентрация руды происходила не на всем протяжении рудоносных сдвигов, а лишь на отдельных ее участках, иногда закономерно удаленных друг от друга. Как показали проведенные исследования, концентрацию рудного вещества до ранга месторождения обеспечивали рудолокализирующие структуры сдвиговой природы, которые в иерархическом ряду генетически соподчиненных рудоконтролирующих структур рассматриваются как благоприятные для рудоотложения структурные элементы рудоносных сдвигов.

Ранг разрывов, или, иными словами, масштаб разрывов, их размеры и геологическая значимость зависят от энергетического источника процесса, его положения в структуре литосферы, пространственных (объемных) размеров, охватываемых этим источником, и длительности его функционирования.

Ранговая классификация отталкивается от трех основных количественных параметров: протяженности сдвигов, надвигов и взбросов по простиранию, ширины области смятия горных пород на земной поверхности (области активного динамического влияния) и амплитуды смещения. Между этими параметрами фиксируется корреляционная зависимость [Шерман и др., 1989; Лобацкая, 1987].

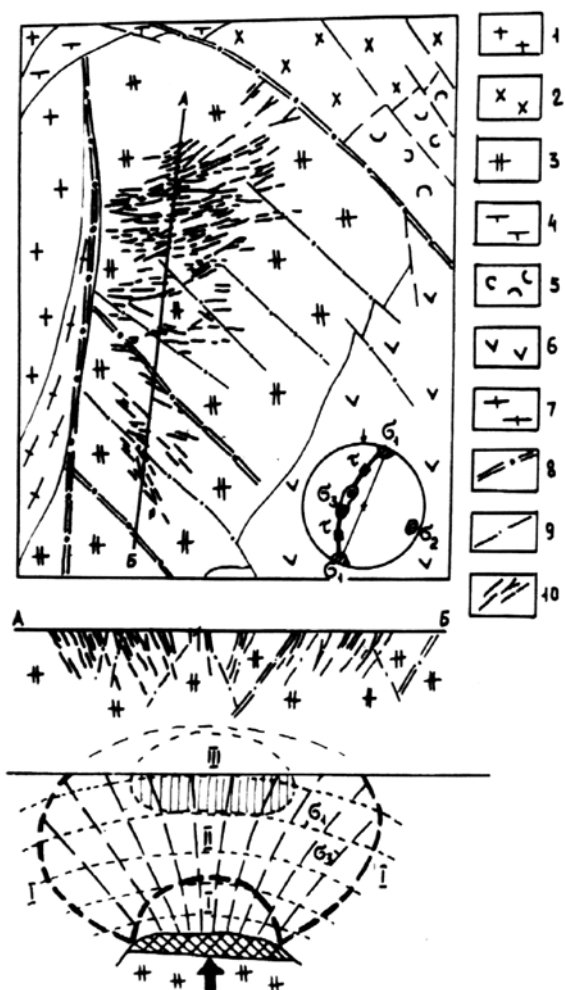


Рис. 2. Распределение кварц-жильных зон на Кочкарском золоторудном месторождении и механизм их образования. Геологическая схема по [Бородаевский, Черемисин, 1983]:

1 – биотитовые двуслюдяные граниты Борисовского массива; 2 – гранодиориты, плагиограниты Коелгинского массива; 3 – плагиограниты Плавовского массива; 4 – гипербазиты серпентинизированные; 5 – эффузивы трахибазальт-андезит-риолитовой формации; 6 – базальты, андезит-базальты и их туфы; 7 – интенсивно рассланцованные гнейсы и кристаллические сланцы с кианитом Борисовской шовной зоны; 8 – тектонические нарушения типа надвигов и сбросов, разграничивающие крупные тектонические блоки (теплофлюидо-проводники); 9 – оперяющие (встречные) сбросы к Осейскому взбросо-надвигу; 10 – золотоносные кварцевые жилы.

Шовные зоны ранней группы доколлизиионного этапа представлены преимущественно взбросовым и надвиговым кинематическими типами. Для стадии разрывов коллизиионного этапа характерны сдвиговые деформации [Ого-

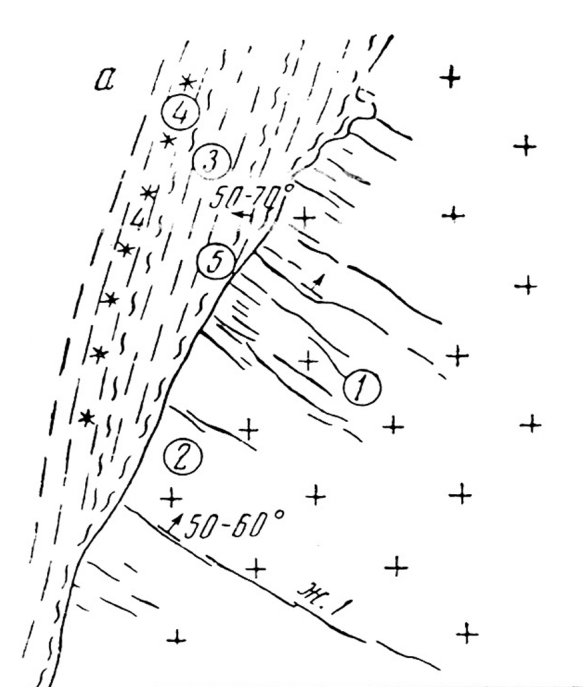


Рис. 3. Схема строения Великопетровского кварцево-жильного шеелитового месторождения (масштаб 1:25000), по [Рундквист, 1964]:

1 – кварц-шеелитовые, золотосодержащие жилы; 2 – плагиограниты; 3 – амфибол-биотит-эпидотовые сланцы; 4 – амфиболиты; 5 – зона смятия.

родников, 1982, 1989; Серавкин и др., 2001]. Нередко разрывные нарушения различных кинематических типов входят в одни и те же системы разломов. В зонах влияния крупных региональных разломов, наряду с преобладающими сдвиго-взбросами и надвигами, картируются антитетические сбросы, занимающие тыловое положение по отношению к фронтальным взбросам и надвигам [Ярошевский, 1980; Огородников, 1993; Серавкин и др., 2001].

На Астафьевском хрусталеносном поле кинематический анализ развития разрывных нарушений и трещин по методике О.И. Гуценко [1975] показал, что эллипсоид деформации в раннеколлизиионный этап был ориентирован меридионально и вектор максимальных напряжений был направлен с севера на юг (рис. 4). Сдвиговые подвижки по блокоограничивающим шовным зонам привели к формированию диагональных взбросо-сдвигов северо-западной ориентировки, по которым наблюдается перемещение блоков метавулканитов в юго-восточном направлении (см. рис. 1). Наиболее значительные перемещения испытали Аномальный и Алексеевогорский блоки. Сопряженно с дви-

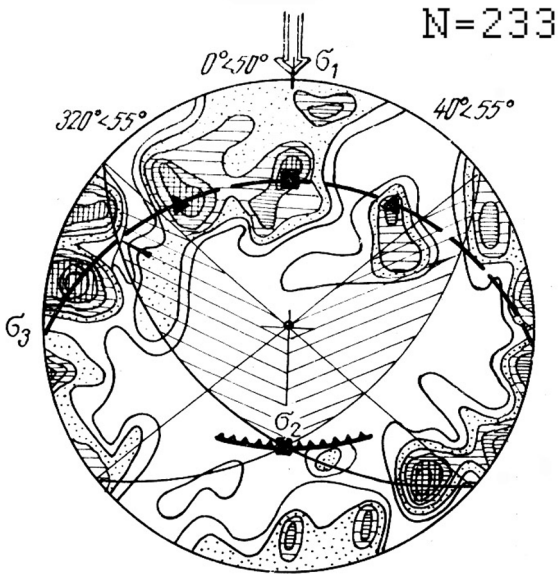


Рис. 4. Структурная диаграмма формирования основных раствороподводящих разрывных нарушений Астафьевского хрусталеносного месторождения.

жениями по взбросо-сдвигам образуются анти-тетические, «встречные» к ним сбросы. В целом, «желобообразные» структуры, образованные сочетанием взбросо-сдвигов и сбросов, представляют собой дренажные структуры для растворов, в которых широко проявились метасоматические преобразования и локализуются кварцево-жильные зоны, нередко несущие рудную, сульфидную или редкометалльную минерализацию.

Анализ размещения хрусталеносных кварцевых жил показывает, что их концентрации наблюдаются внутри «желобообразных» структур в виде жильных столбообразных структур в зонах пересечения взбросо-сдвигов северо-восточного простирания. Связано это с переориентировкой максимальных напряжений эллипсоида деформации во время поздней коллизии. Вследствие этого активизируются сдвиговые подвижки по северо-западным взбросо-сдвигам с образованием поперечных взбросов. Возникают своеобразные структуры в

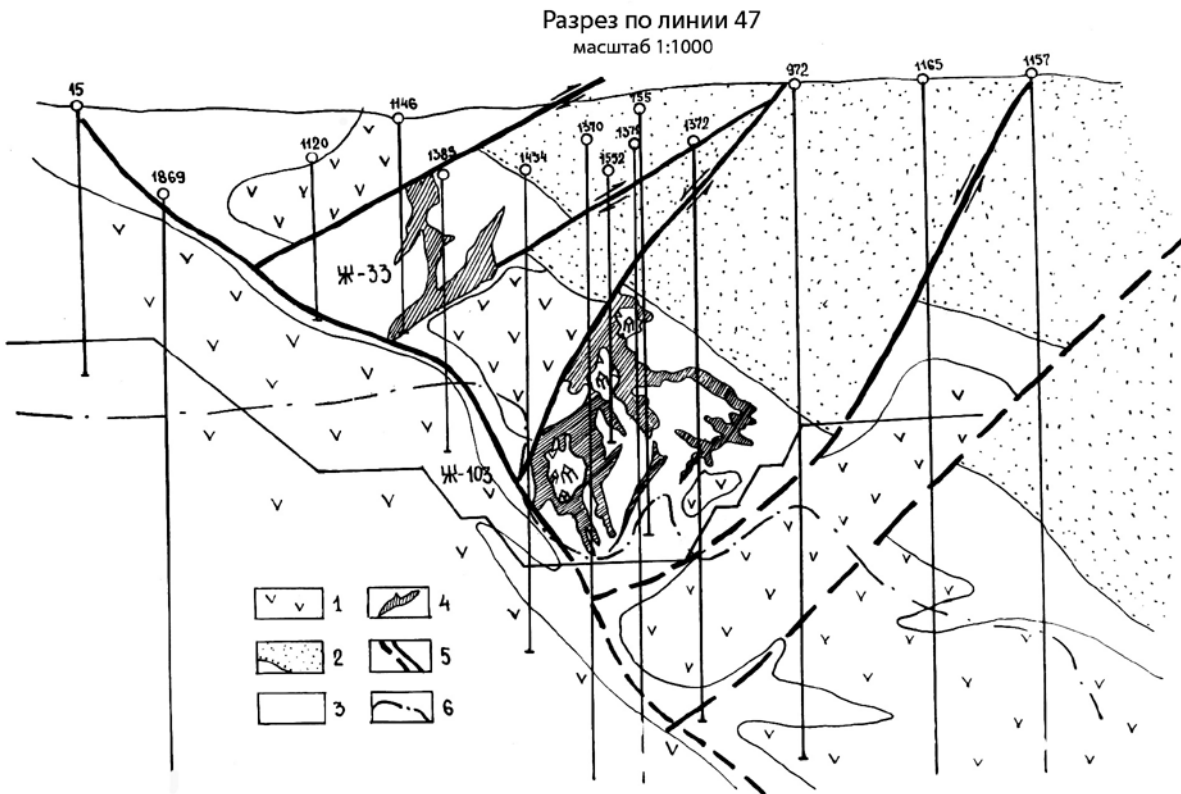


Рис. 5. Развитие сложно построенной кварцево-жильной системы (ж-103) в условиях проявления структурного и литологического контроля (разведочная линия 47, Астафьевское месторождение):

1 – слабо измененные метавулканыты; 2 – углистые филлиты; 3 – метасоматически измененные метавулканыты; 4 – хрусталеносные кварцевые жилы; 5 – раствороподводящие разрывные нарушения; 6 – нижняя граница коры выветривания.

РУДООБРАЗОВАНИЕ

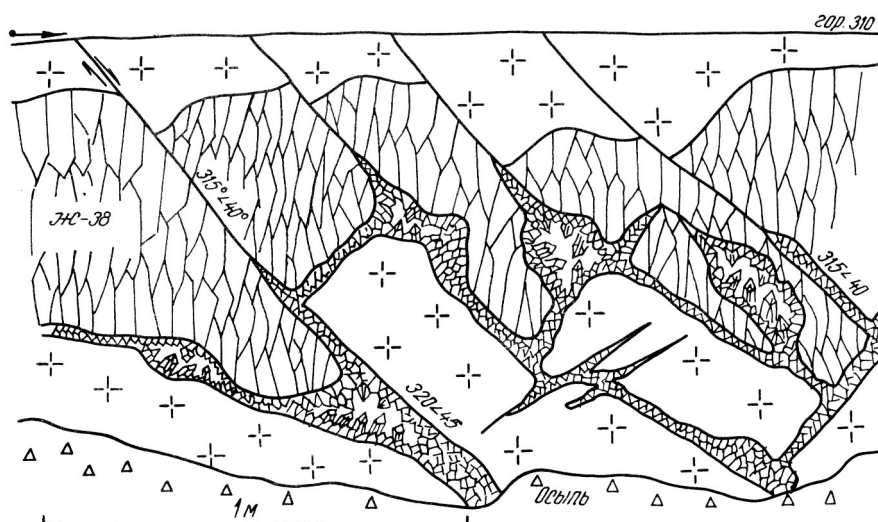


Рис. 6. Наложение хрусталеносной минерализации на монокварцевую жилу – 38 (Западный участок Астафьевского месторождения, горизонт – 310 м).

виде опрокинутой четырехгранной пирамиды, в центральных частях которых образуются хрусталеносные кварцевые жилы [Огородников, 1989, 1993].

Раствороподводящие и растворораспределяющие нарушения – сдвиги, сбросы, надвиги и оперяющие их структуры на стадии жилобразования становятся жиловмещающими нарушениями, наряду с оперяющими их трещинами отрыва. Локализация кварцевых жил наблюдается в узлах пересечений этих нарушений, где создаются зоны растяжения. Роль экрана углистых филлитов доказана давно и рассмотрена в большом количестве работ. Роль экрана выражается в высокой пластичности и водонепроницаемости углистых филлитов и их геохимической специализации, что приводит к накоплению растворов под ними. Наиболее отчетливо экран филлитов проявился в Октябрьской зоне, где жильная система ж-101 была вскрыта под экраном филлитов только на глубине 60 м. Обычно хрусталеносные зоны образуются сочетанием, комбинацией структурных и литологических экранов, где возникают наиболее крупные кварцево-жильные системы ж-101, 103, 180 и другие (рис. 5).

Наложение хрусталеносной минерализации на раннеколлизийные рудоносные кварцевые жилы можно видеть в карьере Западного участка (рис. 6). Плитобразная кварцевая жила (ж-38) образована надвиго-сдвиговой подвижкой по северо-западному надвигу (аз. пад. $40^\circ \angle 50^\circ$), с образованием оперяющего свола

(аз. пад. $78^\circ \angle 35^\circ$) и трещин отрыва (аз. пад. $135^\circ \angle 35^\circ$). Жильная система (ж-48) представлена сложно ветвистым хрусталеносным штокверком, наложенным на ранее образованную монокварцевую жилу (ж-38). Кинематический анализ положения жиловмещающих трещин ж-48 свидетельствует о новой активизации тектонических подвижек и переориентировки эллипсоида деформаций. Появляется пояс жиловмещающих трещин (аз. пад. $280^\circ \angle 60^\circ$; $315^\circ \angle 45^\circ$; $5^\circ \angle 35^\circ$; $40^\circ \angle 50^\circ$), почти перпендикулярно ориентированный к поясу жиловмещающих трещин ж-38, которые в этот момент также подновляются [Огородников, 1989, 1993]. Наблюдения в карьере подтверждают наложение хрусталеносной минерализации ж-48 на плитобразную монокварцевую жилу (ж-38), которая по системе сколовых трещин (аз. пад. $315^\circ \angle 45^\circ$) была разбита на отдельные блоки, смещенные друг относительно друга (см. рис. 6).

Таким образом, геоструктурная эволюция метаморфического комплекса на начальном этапе приводит к образованию в диагональных шовных зонах благоприятных тектонических блоков, вмещающих рудные поля и месторождения. Дальнейшее их геодинамическое преобразование создает благоприятные «желобообразные» дренажные тектонические структуры, активно проработанные метасоматическими процессами и вмещающие кварцево-жильные зоны. Внутри кварцево-жильных зон во время поздней коллизии получила развитие хрусталеносная минерализация.

Исследования проводились при частичной финансовой поддержке грантов Минобрнауки РНП 2.1.1.1840 и НШ-4210.2006.5.

Список литературы

Ананьева Б.М. Геолого-геофизическая модель глубинного строения Урала // Геологическое развитие и металлогения Урала. М.: Недра, 1981. С. 32-43.

Берлянд Н.Г. Районирование Урала по типу строения земной коры // Сов. геология. 1982. № 11. С. 78-89.

Берлянд Н.Г. О палеорекострукциях глубинного строения земной коры Урала // Сов. геология. 1990. № 4. С. 81-91

Бородаевский Н.И., Черемисин А.А. Критерии прогнозирования жильного оруденения на рудных полях Урала // Критерии прогнозирования золоторудных месторождений. Тр. ЦНИГРИ. М., 1983. В. 173. С. 13-21.

Глубинное строение, тектоника, металлогения Урала / В.М. Нечехин, М.Г. Берлянд, В.Н. Пучков и др. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 108 с.

Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1975. С. 7-25.

Дударев А.Н. Анализ геолого-геофизических условий эндогенного рудообразования. Новосибирск: Наука, 1975. 179 с.

Кадик А.А. Вода и углекислота в магматических процессах // Физико-химические проблемы гидротермальных и магматических процессов. М.: Наука, 1975. С. 5-32.

Лобацкая Р.М. Структурная зональность разломов. М.: Недра, 1987. 128 с.

Мельников Е. П. Геология, генезис и промышленные типы месторождений кварца. М.: Недра, 1988. 216 с.

Наумов Г.Б., Наумов В.Б. Влияние температуры и давления на кислотность эндогенных растворов и стадийность рудообразования // Геология рудных месторождений. 1977. № I. С. 13-23.

Овчинников Л.Н. Прогноз рудных месторождений. М.: Недра, 1992. 308 с.

Огарин И.С. Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1974. 67 с.

Огородников В.Н. Геотектоническая по-

зиция месторождения горного хрусталя // Геология метаморфических комплексов. Екатеринбург: Изд-во СГИ, 1989. С. 113-118.

Огородников В.Н. Закономерности размещения и условия сопряженного образования кварцевожильных, хрусталеносных и золоторудных месторождений Урала. Дис.... д-ра геол.-минерал. наук. Екатеринбург, 1993. 470 с.

Огородников В.Н., Сазонов В.Н., Поленов Ю.А. Минерагения шовных зон Урала. Часть 1. Кочкарский рудный район (Южный Урал). Екатеринбург: Изд-во ИГГ УрО РАН-УГГГА, 2004. 216 с.

Огородников В.Н., Сазонов В.Н., Поленов Ю.А. Минерагения шовных зон Урала. Часть 3. Уфалейский гнейсово-амфиболитовый комплекс (Южный Урал) Екатеринбург: Изд-во ИГиГ УрО РАН-УГГГА, 2007. 187 с.

Огородников В.Н., Слободчиков Е.А. Структурный контроль хрусталеносных кварцевых жил (на примере одного из месторождений Южного Урала) // Геология метаморфических комплексов. Екатеринбург: Изд-во СГИ, 1982. С. 72-77.

Пейве А.В., Иванов С.Н., Нечехин В.М. и др. Тектоника Урала. М.: Наука, 1977. 265 с.

Поспелов Г.Л. Геологические предпосылки к физике рудоконтролирующих флюидопроводников // Геология и геофизика. 1963. № 3. С. 18-38; № 4. С. 24-41.

Ревякин П.С. Земная кора эвгеосинклинальных зон Урала // Сов. геология. 1987. № 5. С. 47-60.

Рундквист Д.В. О структурах и закономерностях размещения кварц-редкометалльных жильных месторождений восточного склона Урала // Геология рудных месторождений. 1964. № 2. С. 21-37.

Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А. и др. Месторождения золота Урала. Второе исправленное и дополненное издание. Екатеринбург, 2001. 622 с.

Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. Уфа: Полиграфкомбинат, 2001. 318 с.

Старостин Б.И. Структурно-петрофизический анализ эндогенных рудных полей. М.: Недра, 1979. 240 с.

Уткин В.Б. Сдвиговые дислокации и методы их изучения. М.: Наука, 1980. 143 с.

Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Кременецкий А.А. и др. Магматический контроль

РУДООБРАЗОВАНИЕ

гидротермального золотого оруденения на Урале // Эндогенное оруденение в подвижных поясах. Екатеринбург: Изд-во ИГГ УрО РАН, 2007. С. 181-184.

Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля

напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, 1989. 153 с.

Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. М.: Недра, 1980. 321 с.