

УДК 552.32:549.41

КВАРЦЕВЫЕ ЖИЛЫ ЮЖНОЙ ЧАСТИ АДЫЧА-ЭЛЬГИНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ И ЗОНЫ АДЫЧА-ТАРЫНСКОГО РАЗЛОМА, ЯКУТИЯ

© 2018 г. О. А. Суставов

Уральский государственный горный университет, 620144, г. Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30,
e-mail: olsustavov@mail.ru

Поступила в редакцию 30.01.2017 г.; принята к печати 01.06.2017 г.

Проведено сравнительное изучение кварцевых жил, залегающих среди верхнетриасовых терригенных пород в южной части Адыча-Эльгинского антиклинория и в смежном участке зоны Адыча-Тарынского разлома. Приведена характеристика терригенных пород, их постседиментационных изменений, образования кливажа вмещающих пород и процессов деформации породообразующего кварца. В жилах выделены параллельно-шестоватый, аллотриоморфный и гипидиоморфный кварц, сопровождаемые одними и теми же сопутствующими минералами и обладающие сходной рентгенолюминесценцией. Последовательная смена разновидностей кварца связана с изменением характера раскрытия жильных трещин. Установлено, что в зоне Адыча-Тарынского разлома, где терригенные породы подверглись более интенсивной складчатости и более сильному метазенезу (анхиметаморфизму), чем в Адыча-Эльгинском антиклинории, кварцевое жилобразование проявлено интенсивнее, больше распространены жилы параллельно-шестоватого и меньше – гипидиоморфного кварца, жильный кварц чаще содержит флюидные включения с повышенным содержанием углекислоты и сильнее пластически деформирован. Из результатов делаются выводы о процессах образования кварцевых жил и отдельных разновидностей жильного кварца, а также о месте выделенных типов кварцевых жил в цикле орогенеза.

Ключевые слова: Адыча-Тарынский разлом, метазенез, кливаж, кварцевые жилы, жильный кварц, пластическая деформация кварца, рентгенолюминесценция кварца

QUARTZ VEINS AT THE SOUTHERN PART OF ADYCHA-ELGI ANTICLINORIUM AND ZONE OF ADYCHA-TARYN FAULT, YAKUTIA

Oleg A. Sustavov

Ural State Mining University, 30 Kuibyshev st., Ekaterinburg, 620144, Russia, e-mail: olsustavov@mail.ru

Received 30.01.2017; accepted 01.06.2017

A comparative study of quartz veins occurring among upper Triassic terrigenous rocks in the southern part of Adycha-Elgi anticlinorium and the adjacent site of Adycha-Taryn fault zone. The characteristic of the enclosing clastic rocks, their postsedimentary changes, formation of cleavage in the rocks and processes of deformation of rock-forming quartz is entered. The fibrous, allotriomorphic and hypidiomorphic quartz, which are present in the veins, accompanied by the same others vein minerals having similar X-ray luminescence. The succession of the varieties of quartz connects with the changing of pattern opening of vein fractures. It is established that in the area of the Adycha-Taryn fault the terrigenous rocks were subjected to more intense metagenesis (anchimetamorphism) than in the adjacent part of the Adycha-Elgi anticlinorium. In this area quartz veins formation proceeded more intensively, more common the veins of fibrous quartz and less common the veins of hypidiomorphic quartz, vein quartz often contains fluid inclusions with elevated contents of carbon dioxide, and more strongly plastically deformed. From the obtained results, conclusions about the processes of formation of quartz veins and certain types of vein quartz, and the place of the selected types of quartz veins in the cycle of orogeny are done.

Keywords: Adycha-Taryn fault, metagenesis, cleavage, quartz veins, vein quartz microstructures, plastic deformation of quartz, X-ray luminescence of quartz

Acknowledgments

The author is grateful to S.L. Votyakov (Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences) for carrying out a complex of X-ray luminescence measurements, as well as to the staff of the Ural State Mining University N.G. Sapozhnikova and V.I. Kainov for X-ray structural analyzes, E.P. Makagonov, S.Ya. Bersenev and V.A. Petrov for participation in field work and sampling.

Для цитирования: Суставов О.А. (2018) Кварцевые жилы южной части Адыча-Эльгинского антиклинория и зоны Адыча-Тарынского разлома, Якутия. *Литосфера*, 18(1), 111–126. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-1-111-126

For citation: Sustavov O.A. (2018) Quartz veins at the southern part of Adycha-Elgi anticlinorium and zone of Adycha-Taryn fault, Yakutia. *Litosfera*, 18(1), 111–126. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-1-111-126

ВВЕДЕНИЕ

При коллизионных процессах на конвергентных окраинах толщи горных пород подвергаются воздействию повышенных температуры и давления, в связи с чем из них в результате метаморфической дегидратации выделяются значительные объемы водных флюидов [Boutoux et al., 2014; Jacques et al., 2014]. Последние характеризуются присутствием углекислоты и относительно низкой концентрацией солей [Yardley, Cleverley, 2015], а также высоким, вплоть до литостатического, флюидным давлением [Depoorter et al., 2014]. Кроме того процессы коллизии сопровождаются выделением магматических флюидов, особенно на поздней стадии орогенеза; по составу магматические флюиды могут быть сходны с метаморфическими флюидами. Возможно также поступление некоторого количества мантийных флюидов [Yardley, Cleverley, 2015].

Отмеченные флюиды мигрируют главным образом в направлении верхних горизонтов земной коры. Их перемещение происходит одновременно с деформациями пород на ранних и поздних стадиях орогенеза [Van Noten et al., 2011; Depoorter et al., 2014; Jacques et al., 2014]. При этом к зонам сильной деформации пород, в том числе к разломам, приурочено локализованное течение флюидов [Boutoux et al., 2014], с которым может быть связано образование ряда рудных месторождений, в том числе орогенных золоторудных месторождений [Cox, 1999; Yardley, Cleverley, 2015]. Зоны локализованного течения флюидов, с которыми связаны отдельные месторождения, служат частями более крупных гидротермальных систем, проявленных в масштабе рудных районов.

Одним из наиболее важных индикаторов процессов, действовавших во флюидных системах, являются кварцевые жилы – конечные продукты эволюции этих систем [Jacques et al., 2014]. Жилы могут фиксировать собой пути течения флюидов, отлагавших привнесенный кремнезем, быть продуктами локальной мобилизации материала из вмещающих пород и представлять сочетания того и другого [Yardley, Cleverley, 2015]. Во взаимоотношениях кварцевых жил в структурах жильного кварца отражается эволюция трещинообразующих напряжений и флюидного давления в ходе орогенеза [Cox, 1999; Суставов, 2005; Meneghini et al., 2007; Fagereng, Harris, 2014]. В рудных районах для полного понимания крупных палеогидротермальных систем и характера миграции флюидов кварцевые жилы необходимо изучать как на месторождениях, так в обширных частях рудных районов, располагающихся за пределами месторождений; последнее и является предметом настоящей статьи.

В данной работе рассматривается эволюция палеогидротермальной системы, существовавшей в позднемезозойское время в верхнетриасо-

вых терригенных толщах одной из частей Верхне-Индигирского рудного района Восточной Якутии. Приводятся ранее не опубликованные данные, полученные на основании обобщения материалов и нового изучения проб кварца и вмещающих пород, отобранных в начале 70-х гг. прошлого века при проведении кварцеметрической съемки [Вертушков и др., 1969] в ходе поисковых работ на золото и сурьму в данном районе [Суставов, 1973]. Продолжение исследований было стимулировано возможностью использования некоторых новых методов изучения вмещающих пород и жильного кварца [Kisch, 1991a; Вотяков и др., 1993; Суставов, 2005], появлением новых представлений о процессах образования кварцевых жил [Foxford et al., 1991; Fowler, 1996; Cox, 1999; Суставов, 2005; Meneghini et al., 2007; Van Noten et al., 2011; Fagereng, Harris, 2014; Fagereng, Byrnes, 2015] и новых данных по геологии района [Тектоника..., 2001; Фридовский и др., 2014, 2015], прогрессом в изучении типоморфизма жильного кварца [Wolff, 2012; Гамянин и др., 2014], а также началом широких площадных исследований аналогичных кварцевых жил в других регионах [Kontak et al., 2011; Van Noten et al., 2011; Boutoux et al., 2014; Depoorter et al., 2014; Jacques et al., 2014].

Так как образование кварцевых жил тесно связано с процессами, происходящими во вмещающих породах, в статье сначала приводится характеристика вмещающих терригенных пород, их постседиментационных изменений, образования в породах кливажа и процессов деформации породообразующего кварца. Далее рассматриваются кварцевые жилы и производится их подразделение на основании изучения микроструктур жильного кварца, минерального состава жил, характера и степени пластической деформации кварца, присутствия углекислоты во флюидных включениях, рентгенолюминесценции кварца. Исходя из этого делаются выводы о процессах формирования кварцевых жил и отдельных разновидностей жильного кварца, а также о месте выделенных типов кварцевых жил в цикле орогенеза.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ИЗУЧЕННЫХ РАЙОНОВ

В примыкающей к Сибирской платформе западной части Верхояно-Колымской орогенной области находится Верхоянский складчато-надвиговый пояс, сложенный терригенными породами карбона, перми, триаса и юры – шельфовыми и дельтовыми осадками пассивной континентальной окраины. С востока этот пояс ограничен зоной Адыча-Тарынского разлома, отделяющей Верхоянский пояс от Кулар-Нерского сланцевого пояса, сложенного главным образом глубоководными черносланцевыми толщами верхней перми и триаса, интерпре-

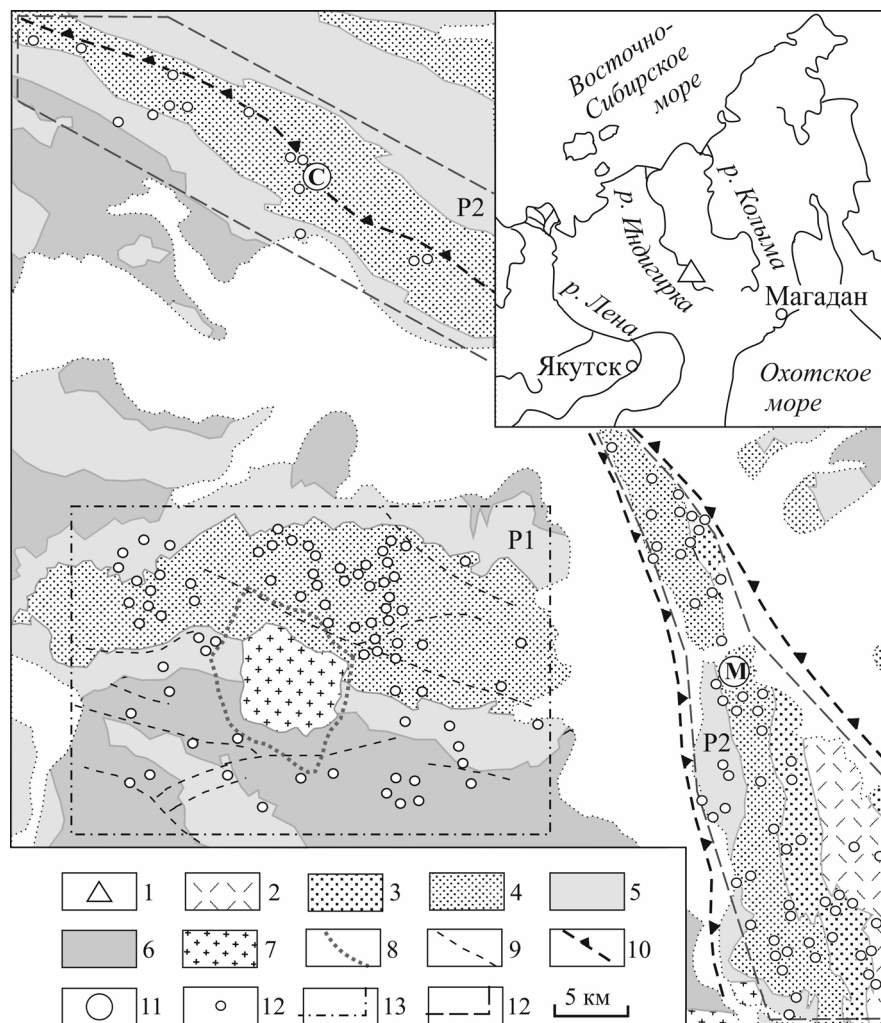


Рис. 1. Географическое положение изученной территории и схема ее геологического строения (по материалам ПГО “Якутскгеология” и [Фридовский и др., 2015]).

1 – место расположения территории; 2–6 – терригенные породы (алевролиты, песчаники) нижней юры (2) и рэтского (?), норийского и карнийского ярусов верхнего триаса (3 – $T_3n_2 + r?$, 4 – T_3n_1 , 5 – T_3k_2 , 6 – T_3k_1); 7 – меловые гранитоиды; 8 – изографа контактово-метаморфического биотита вокруг Беккемского массива [Суставов, 1988]; 9 – разломы района P1; 10 – главные разломы района P2; 11 – золотосурьмяные месторождения (С – Сарылахское, М – Малан); 12 – места отбора проб; 13 – границы P1; 14 – границы P2 (см. текст).

Fig. 1. The geographical position of the study area and its geological scheme (on materials PGO “Yakutskgeologia” and [Fridovsky et al., 2015]).

1 – location of studied area; 2–6 – terrigenous rocks (siltstones, sandstones) of the lower Jurassic (2), the Rhaetian (?), Norian and Carnian stages of the upper Triassic (3 – $T_3n_2 + r?$, 4 – T_3n_1 , 5 – T_3k_2 , 6 – T_3k_1); 7 – Cretaceous granitoids; 8 – isograd of contact-metamorphic biotite around Bekkem massif [Sustavov, 1988]; 9 – faults of P1; 10 – major faults of P2; 11 – gold-antimony deposits (C – Sarylakhsky, M – Maltan); 12 – sampling sites; 13 – boundaries of P1 area; 14 – boundaries of P2 area (see text).

тируемыми как образования глубоководных конусов выноса и подножия пассивной окраины. Формирование складчато-надвиговых структур Верхоянского пояса происходило в поздней юре–раннем мелу при коллизионных процессах в период аккреции с востока Колымо-Омолонского супертеррейна к Северо-Азиатскому кратону [Тектоника..., 2001].

В настоящей статье рассматривается территория, одна часть которой (район P1) располагается в

пределах Верхоянского складчато-надвигового пояса на расстоянии 10–35 км к западу от зоны Адыча-Тарынского разлома, а другая (район P2) – находится в зоне Адыча-Тарынского разлома (рис. 1).

Район P1 приурочен к южной части Адыча-Эльгинского антиклинория – одной из главных тектонических структур Верхоянского складчато-надвигового пояса. Данная часть антиклинория сложена в основном верхнетриасовыми терригенными от-

ложениями мощностью около 5 км, смятыми в плоские сундучные антиклинали шириной до 20 км и разделяющие их более узкие синклинали. Район находится в пределах синклинали, ядро которой сложено норийскими отложениями (главным образом песчаниками), и примыкающей к ней с юга части сундучной антиклинали, сложенной карнийскими отложениями (преимущественно алевролитами). В центральной части района P1 залегает окруженный ореолом контактовых роговиков Беккемский гипабиссальный гранитный массив сеноманского возраста [Бахарев и др., 1997]. Массив относится к коллизионным интрузиям “поперечных поясов” [Митрофанов, 2005], которые образовывались путем пассивного подъема по раздвиговым зонам высокотемпературных маловодных гранитоидных расплавов, возникших в глубоких горизонтах коры [Тектоника..., 2001].

В Адыча-Тарынской зоне разломов (шириной до 10 км и более), в пределах которой располагается район P2, верхнетриасовые (и юрские) породы смяты в сложные асимметричные линейные складки с углами падения на крыльях до 75–80° и северо-западным простираем осей складок. В P2 находятся золотосурьмяные месторождения: Сарылахское – одно из крупнейших месторождений данного типа в мире [Амузинский и др., 2001], Малтан, Тан, Кинясь-Юрях и золоторудное месторождение Сана [Тектоника..., 2001; Фридовский и др., 2014]. Сарылахское месторождение приурочено к осевой части крупной синклинали. Ее ядро сложено породами норийского возраста, среди которых преобладают песчаники, а крылья образованы карнийскими толщами, в составе которых главное значение имеют алевролиты. Месторождение Малтан располагается на сложенном верхнетриасовыми отложениями (в основном песчаниками) западном крыле Мало-Тарынской синклинали, в ядре которой вскрываются юрские осадки (преимущественно алевролиты) (см. рис. 1). Магматические образования в P2 представлены Самырским гранитоидным массивом (на южном фланге площади), двумя штоками кварцевых диоритовых порфириров и гранитпорфириров, а также дайками кварцевых порфириров и диоритовых порфириров.

На данной территории широко распространены разнообразные кварцевые жилы; они всего лучше изучены на отмеченных золотосурьмяных и золоторудных месторождениях [Амузинский и др., 2001; Суставов, 2005; Фридовский и др., 2014; см. также ссылки в этих работах]. Настоящая статья посвящена менее изученным кварцевым жилам, которые залегают среди терригенных пород за пределами указанных месторождений. При этом жилы, находящиеся в контактово-метаморфизованных породах вокруг гранитных массивов [Суставов, 1988, 1991], а также поздние жилы гребенчатого и халце-

доновидного кварца [Суставов, 2005] в данной статье не рассматриваются.

ВМЕЩАЮЩИЕ ТЕРРИГЕННЫЕ ПОРОДЫ

Отложения верхнего триаса (карнийского, норийского и рэтского ярусов) и нижней юры, распространенные в P1 и P2, представлены преимущественно песчаниками и алевролитами, реже аргиллитами (изучено 380 шлифов пород).

Песчаники верхнего триаса преимущественно мелкозернистые – размер обломков 0.10–0.25 мм, реже тонкозернистые – 0.05–0.10 мм, в единичных случаях среднезернистые – 0.25–0.30 мм. Песчаники с размером обломков более 0.12 мм – это в основном мезомиктовые кварцевые песчаники (55–65% обломков кварца, 15–25% полевых шпатов, 15–25% обломков пород) и K-Na-аркозы (40–65% обломков кварца, 25–35% полевых шпатов, 10–25% обломков пород); песчаники с размером зерен менее 0.12 мм и алевролиты – главным образом кварцевые граувакки (35–50% кварца, 10–20% полевых шпатов, 30–50% обломков пород) [Шванов и др., 1998]. K-Na-аркозы встречаются чаще всего в P1, практически отсутствуя в P2. При этом, судя по окрашиванию штурфов кобальтнитритом и наблюдениям в шлифах, песчаникам P1 часто свойственно достаточно высокое (до 10–15%) содержание калиевого полевого шпата, в то время как в песчаниках P2 (при сходном содержании кварца и плагиоклаза) калиевого полевого шпата обычно не наблюдается.

Плагиоклаз в песчаниках имеет преимущественно альбитовый или альбит-олигоклазовый состав, что, по-видимому, обусловлено альбитизацией (деанортитизацией) более основных плагиоклазов при постдиагенетических изменениях. В песчаниках P1, содержащих калиевый полевой шпат, зерна последнего нередко замещаются альбитом и пересекаются альбитовыми прожилками (секущими и ранние пертитовые вроски альбита в калиевом полевым шпате).

Цемент песчаников и алевролитов слюдисто-хлоритовый и регенерационный (кварцевый, реже альбитовый). В мелко- и среднезернистых песчаниках P1 слюдисто-хлоритовый цемент обычно пленочный (образует вдоль границ обломков пленки толщиной в сотые доли миллиметра). Пленки слюдисто-хлоритового цемента в одних случаях покрывают со всех сторон все или почти все обломочные зерна, в других случаях наблюдаются лишь на поверхностях некоторых зерен или на некоторых частях поверхностей отдельных зерен. Особенно мало слюдисто-хлоритового цемента на обломках в среднезернистых мезомиктовых кварцевых песчаниках; в таких почти “бесцементных” песчаниках отмечаются конформные и инкорпорационные сопряжения обломочных зерен и кварце-

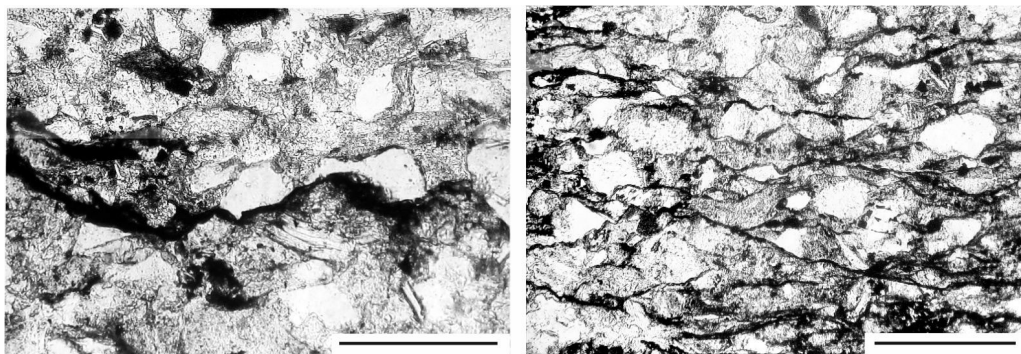


Рис. 2. Углеродистые кливажные поверхности в тонкозернистых граувакковых песчаниках P1, без анализатора (масштабный отрезок 0.2 мм).

Fig. 2. Carbonaceous cleavage surfaces in fine-grained greywacke sandstones, P1, without analyzer (scale bar 0.2 mm).

вые или реже альбитовые регенерационные каймы на соответствующих обломочных зернах.

В отличие от пленочного слюдисто-хлоритового цемента мелко- и среднезернистых песчаников P1 слюдисто-хлоритовый цемент аналогичных песчаников P2 обычно представлен располагающимися между обломочными зернами неправильными полосовидными скоплениями более крупных, чем в P1, чешуек хлорита и слюдистых минералов (средний поперечник чешуек хлорита в цементе песчаников в P1 – 4.5 мкм (по 32 шлифам), а в P2 – 6.3 мкм (по 21 шлифу)). В песчаниках P2, как и в песчаниках P1, в участках отсутствия слюдисто-хлоритового цемента наблюдаются конформные и инкорпорационные сопряжения зерен, а также регенерационный кварцевый и альбитовый цемент.

Тонкозернистые песчаники и алевролиты P1 и P2 характеризуются более высоким, чем в средне- и мелкозернистых песчаниках, содержанием обломков пород и нередким присутствием матрикса хлоритового, реже слюдисто-хлоритового состава, обычно с примесью углеродистого вещества. Регенерационный кварцевый цемент в тонкозернистых песчаниках и алевролитах встречается редко и наблюдается лишь при достаточно высоком (более 50%) содержании кварца.

Аргиллиты по результатам изучения шлифов и рентгеновским данным (аналитик Н.Г. Сапожникова) имеют, как и цемент песчаников, также главным образом слюдисто-хлоритовый состав. Значения индекса Кюблера слюдистых минералов [Kisch, 1991a] в пробах алевропелитовых пород 0.28 (P1), 0.29, 0.31, 0.32 (P2) $\Delta^\circ 2\theta$. Индекс Кюблера определяли в ориентированных препаратах, полученных при высушивании наиболее тонкой фракции водной суспензии порошков пород. Производили сканирование ориентированных препаратов на дифрактометре ДРОН-2.0 в медном излучении в интервале $7\text{--}10^\circ 2\theta$ со скоростью $1^\circ 2\theta/\text{мин}$; скорость диаграммной ленты 18 см/ч (аналитик Н.Г. Сапожникова).

Индекс Кюблера равен ширине пика 1 нм слюдистого минерала, измеренной на половине высоты этого пика и выраженной в углах 2θ [Kisch, 1991a]. Слюдистый минерал в данных породах неразбухающий (смещение пика 1 нм после обработки этиленгликолем не превышает десятых долей нанометра) – серицит [Омельяненко и др., 1982].

По данным термического анализа (ЦХЛ ПГО “Уралгеология”) средние температуры выгорания углеродистого вещества из алевропелитовых пород P1 составляют 559°C (10 проб), что ниже средних температур выгорания углеродистого вещества из алевропелитовых пород P2 – 574°C (10 проб) в южной части P2, 626°C (9 проб) в северной части P2.

Макроскопически выраженный кливаж в P1 и P2 проявлен в аргиллитах, алевролитах и тонкозернистых песчаниках, отсутствуя в мелко- и среднезернистых песчаниках [Гусев, 1979]. Под микроскопом кливаж алевролитов и тонкозернистых песчаников (ориентированный параллельно, реже под углом к слоистости) представлен совокупностями располагающихся на расстояниях в доли миллиметра субпараллельных неправильно стилолитоподобных или относительно ровных поверхностей растворения (на контактах с поверхностями кливажа обломочные зерна пород корродированы), к которым приурочено углеродистое вещество, чешуйки серицита, реже хлорита (рис. 2) – rough cleavage [Kisch, 1991b].

Хотя в мелко- и среднезернистых песчаниках макроскопически кливажа обычно не наблюдается, при изучении шлифов в них нередко обнаруживаются отдельные микроскопические кливажные поверхности и их “обрывки” длиной в несколько зерен. Они располагаются субпараллельно, на расстояниях от долей миллиметра до нескольких миллиметров друг от друга. Эти поверхности могут быть неправильно-стилолитоподобными (сходными по форме с кливажными поверхностями, показанными на рис. 2) или ровными до пологоволни-

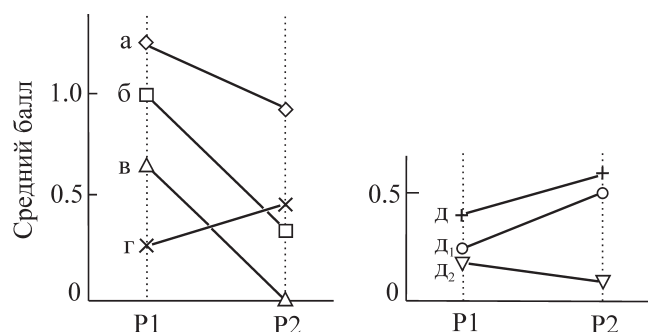


Рис. 3. Интенсивность (средний балл) проявлений пластической деформации обломочного кварца в песчаниках P1 (по 50 шлифам) и P2 (по 40 шлифам).

а – волнистое угасание, б – деформационные ламели, в – субромбоэдрические полосы деформации, г – полигонизация (“прерывистое” волнистое угасание), д – степень перекристаллизации кварца, д₁ – вращательная перекристаллизация, д₂ – миграционная перекристаллизация.

Fig. 3. The intensity (average grade) of the manifestations of detrital quartz plastic deformation in sandstones P1 (50 thin sections) and P2 (40 thin sections).

а – undulatory extinction, б – deformation lamella, в – sub-rhombohedral deformation bands, г – polygonization (“discontinuous” undulatory extinction), д – the degree of quartz recrystallization, д₁ – rotation recrystallization, д₂ – migration recrystallization.

стых; ровные кливажные поверхности развиты преимущественно в P2.

Образование микроскопических кливажных поверхностей связано с процессами растворения под давлением, о чем свидетельствует коррозия вдоль них обломочных зерен [Суставов, 1998]. Вдоль ровных кливажных поверхностей растворение под давлением проявлено интенсивнее, чем вдоль стилолитоподобных: ровные кливажные поверхности сильнее “срезают” обломочные зерна, чем стилолитоподобные. Ровная форма кливажных поверхностей может быть обусловлена тем, что при их образовании, кроме растворения под давлением, происходит также скольжение по поверхностям кливажа. Оно могло сопровождаться некоторым растяжением породы вдоль направления кливажа [Талицкий, 1989]. Об этом свидетельствует присутствие в некоторых случаях у ориентированных поперек поверхностей кливажа границ обломочных зерен хлоритовых и серицитовых теней давления, кварцевых и альбитовых регенерационных кайм или слюдисто-альбит-кварцевых “бород”, а также направленных поперек поверхностей кливажа микротрещин отрыва в обломочных зернах [Талицкий, 1989].

Обломочный кварц песчаников P1 и P2 нередко подвержен пластической деформации с образованием волнистого угасания, реже деформационных ламелей и субромбоэдрических полос деформации

[Суставов, 1998]. Пластическая деформация кварца происходила после цементации песчаников – ее проявления контролируются конфигурацией обломков, нередко тяготея к их краям; в случае достаточно интенсивного развития подобная деформация отмечается почти во всех обломочных зернах и регенерационных каймах на обломочных зернах. В P1 волнистое угасание кварца плавное, во многих случаях неправильное, не параллельное оси с, без каких-либо признаков полигонизации [Суставов, 1998]. В P2 пластическая деформация обломочного кварца отмечается реже, чем в P1, ее проявления по сравнению с P1 становятся малоинтенсивными, более однообразными (встречается преимущественно лишь слабое параллельное оси с волнистое угасание с признаками полигонизации) и более однородно распределенными по площади зерна (рис. 3).

Местами обломочный кварц песчаников подвержен перекристаллизации [Суставов, 1998] с уменьшением размеров зерен: по краям, реже внутри монокристаллических обломков кварца образуются новые более мелкие (размерами 10–15 мкм), преимущественно единичные, зерна перекристаллизации кварца. Этот процесс называют также “бластезом” [Симанович, 1978; Симанович, Тучкова, 2010]. Степень перекристаллизации кварца в песчаниках по мере перехода от P1 к P2 усиливается. В P1 перекристаллизация обломочного кварца отмечается лишь в редких единичных случаях и идет в основном путем миграции границ обломков кварца [Суставов, 1998] – “рекристаллизационный бластез” [Симанович, 1978; Симанович, Тучкова, 2010]. В P2 перекристаллизация наблюдается несколько чаще (см. рис. 3) и является главным образом “вращательной” [Суставов 1998] – “рекристаллизационно-грануляционный бластез” [Симанович, 1978; Симанович, Тучкова, 2010].

КВАРЦЕВЫЕ ЖИЛЫ

Среди терригенных пород P1 и P2 залегают кварцевые жилы мощностью от долей миллиметра до десятков сантиметров – согласные и секущие по отношению к слоистости и кливажу вмещающих пород, плитообразной и более сложной формы. Особой разновидностью кварцевых жил являются иногда встречающиеся ранние протяженные согласные жилы мощностью до нескольких сантиметров, имеющие полосчатую текстуру (рис. 4). Они сложены субпараллельными стенкам пластинами кварца миллиметровой мощности, разделенными тонкими прослойками вмещающей породы. Стенки полосчатых жил и находящиеся внутри жил прослойки породы покрыты бороздами скольжения (см. рис. 4б, в). Эти жилы нередко приурочены к контактам пластов песчаников и алевролитов (см. рис. 4а).

Согласные жилы полосчатой текстуры часто пересечены поперечно-секущими жилами (см. рис. 4а).

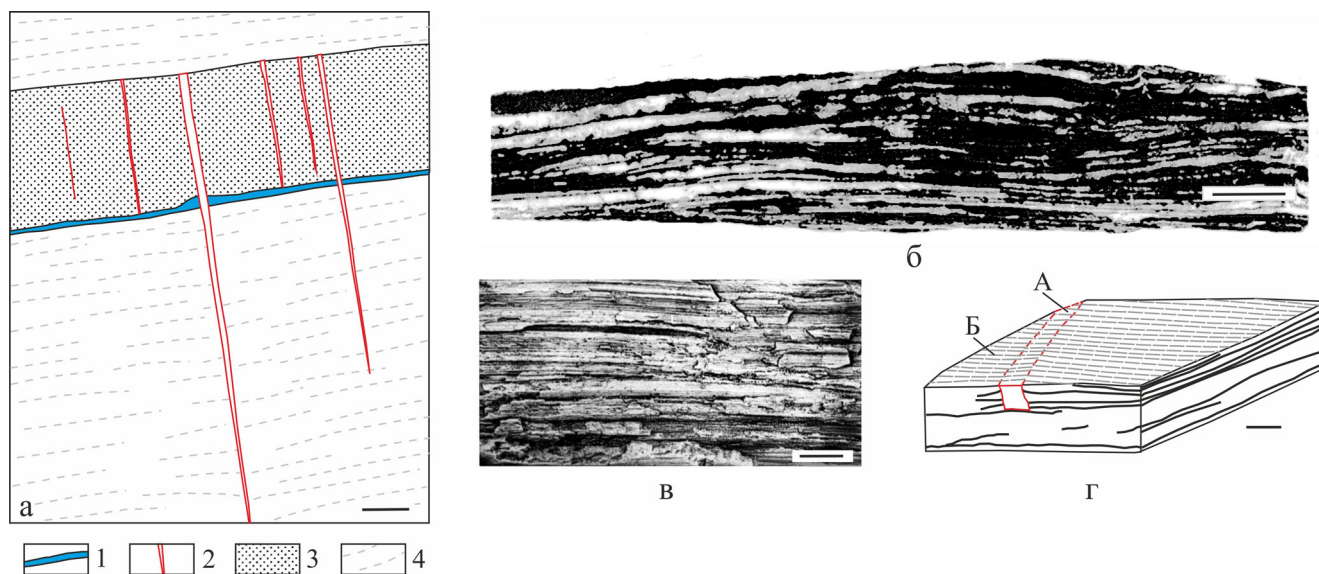


Рис. 4. Условия залегания и строение согласных жил полосчатой текстуры.

а – пересечение жилы полосчатой текстуры (1) поперечными жилами (2) массивной текстуры (3 – песчаники, 4 – алевролиты), руч. Смерч, P2; б, в – карбонат-хлорит-кварцевая жила полосчатой текстуры (б – сечение перпендикулярно стенкам и параллельно бороздам скольжения на нижней стенке, в – нижняя стенка с бороздами скольжения, напыление оксидом магния); г – поперечная кварцевая жила (А) сечет полосчатую жилу на часть мощности и пересекается зальбандовыми бороздами скольжения (Б) полосчатой жилы, руч. Санный, P2. Масштабный отрезок: а – 10 см; б–г – 1 см.

Fig. 4. Conditions of occurrence and structure of concordant veins of banded structure.

а – crossing of veins of banded structure (1) by transverse veins (2) of massive structure (3 – sandstones, 4 – siltstones), stream Smerch, P2; б, в – carbonate-chlorite-quartz vein of banded structure (б – section perpendicular to the walls and parallel to the slide grooves on bottom wall, в – the bottom wall with the slide grooves, spraying magnesium oxide); г – transverse quartz vein (А) cross the vein of banded structure and crossed by the selvage slide grooves (Б) of banded vein, stream Sannyi, P2. Scale bar: а – 10 cm; б–г – 1 cm.

Иногда наблюдаются обратные пересечения поперечно-секущих жил согласными, а также взаимные переходы согласных и поперечно-секущих жил. В некоторых случаях поперечно-секущая жила пересекает одну часть согласной жилы полосчатой текстуры и пересекается другой частью той же жилы полосчатой текстуры; выход поперечно-секущей жилы на стенку пересекаемой жилы полосчатой текстуры может быть “затерт” приуроченными к этой стенке бороздами скольжения (см. рис. 4г).

Кварцевые жилы P1 и P2 сложены характеризующимися далее разновидностями кварца K1–K3 (изучено нескольких сотен штуфов и шлифов кварца, места отбора которых обозначены на рис. 1; следует отметить, что некоторые разновидности кварца, присутствующие на изучаемой территории в подчиненном количестве, в данной статье не рассматриваются). Номера выделенных разновидностей кварца отвечают наиболее частой последовательности их образования, устанавливаемой по взаимоотношениям внутри отдельных жильных тел и по пересечениям жил; в то же время в некоторых случаях последовательность образования разновидностей кварца не соответствует данным номерам разновидностей кварца.

Параллельно-шестоватый кварц (K1) присутствует в жилах, залегающих в средне- и мелкозернистых (редко в тонкозернистых) мезомиктовых и аркозовых песчаниках (K1a), а также в некоторых жилах в алевропелитовых породах (K1б).

K1a представляет собой агрегат шестоватых индивидов с неупорядоченной ориентировкой с-осей [Суставов, 2005] – кварц fibrous [Van Noten et al., 2011; Jacques et al., 2014]. Шестоватые индивиды (толщиной не более нескольких миллиметров) ориентированы поперек стенок жил (рис. 5а). В P1 жилы K1a имеют мощность преимущественно в первые сантиметры (рис. 6), а в P2 – преимущественно 5–10 см и встречаются чаще, чем в P1. Жилы K1a нередко ориентированы поперек слоистости вмещающих песчаников и поперек присутствующих в песчаниках зародышевых поверхностей кливажа. Эти жилы могут как пересекать указанные поверхности кливажа, так и пересекаться этими поверхностями; встречаются взаимно пересекающиеся жилы K1a. Признаков околосильных изменений не отмечается – химический состав вмещающих песчаников в контактах жил K1a и на удалении от них практически одинаков.

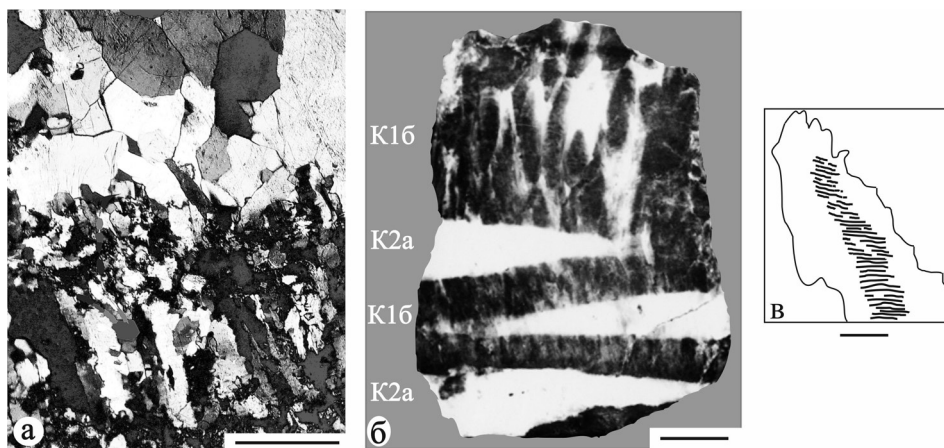


Рис. 5. Параллельно-шестоватый (K1) и аллотриоморфный (K2a) кварц.

а – призальбандовый K1a (внизу) сменяется K2a осевой части жилы (вверху), николи скрещены; б – черный K16 из жилы в алевролитах пересекается жилами K2a, штупф; в – пленки алевролита в черной осевой части индивида K16. Масштабный отрезок: а – 0.5 мм, б – 5.0, в – 0.2 мм.

Fig. 5. Fibrous (K1) and allotriomorphic (K2a) quartz.

а – nearwall K1a (bottom) goes into K2a in axial part of vein (top), crossed nicols; б – black K16 from the vein in siltstone, intersected by veins of K2a, sample; в – the siltstone films in black axial part of the individual of K16. Scale bar: а – 0.5 mm, б – 5.0, в – 0.2 mm.

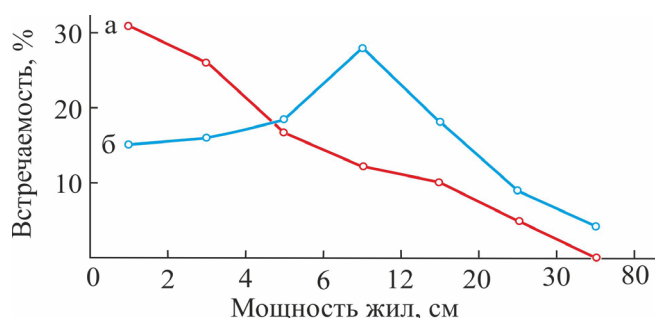


Рис. 6. Мощность жил K1 (а, 42 жилы) и K2 + K3 (б, 170 жил), P1.

Fig. 6. Thickness of veins of K1 (а, 42 veins) and K2 + K3 (б, 170 veins), P1.

K16 (рис. 5б, в) характеризуется в той или иной мере проявленной ориентировкой с-осей вдоль вытянутости шестоватых индивидов и наличием в осевых частях последних располагающихся параллельно зальбандам многочисленных тонких пленок вмещающей углеродистой алевропелитовой породы, придающих кварцу темно-серый или черный цвет [Суставов, 2005].

В жилах K1 могут содержаться хлорит, альбит, карбонаты; флюидные включения в K1 главным образом двухфазовые, реже трехфазовые с самостоятельной фазой жидкой CO_2 (по наблюдениям в иммерсии, при температуре не выше 10–15°C, обломков кварца размерами 0.2–0.3 мм). K1 нередко развит в призальбандовых частях жил, сложенных разновидностями кварца, рассматриваемыми

далее; жилы этих разновидностей кварца могут пересекать жилы K1 (см. рис. 5).

Аллотриоморфный и гипидиоморфно-аллотриоморфный кварц (K2). Аллотриоморфный [Малишевская, Рыка, 1989; Суставов, 2005] кварц (K2a) представляет собой агрегат индивидов, имеющих неправильные ограничения и часто близкую к изометричной форму (см. рис. 5а). Его также называют anhedral [Adams, 1920] или blocky [Boutoux et al., 2014] кварцем. Гипидиоморфно-аллотриоморфный кварц (K2б) наряду с индивидами неправильной и изометричной формы содержит также короткопризматические субидиоморфные индивиды (рис. 7а). K2a и K2б макроскопически трудно различимы между собой и связаны постепенными переходами, в связи с чем далее часто рассматриваются совместно (K2).

Жилы K2 часто значительно крупнее жил K1 – мощность их достигает десятков сантиметров (см. рис. 6). Размер индивидов K2 – до 1–2 см в поперечнике. K2 нередко содержит хлорит, карбонаты, альбит (последний в K2 встречается реже, чем в K1), серицит. Как и в K1, флюидные включения в K2 главным образом двухфазовые, реже трехфазовые с самостоятельной фазой жидкой CO_2 . Единичные крупные первичные флюидные включения гомогенизируются в жидкую фазу при температуре 260–280°C (3 замера в одной пробе, определения С.Я. Берсенева). Параметры элементарной ячейки кварца K2 (аналитик В.И. Кайнов): $a_0 = 4.9124 \text{ \AA}$, $c_0 = 5.4045 \text{ \AA}$.

В отличие от K1, индивиды которого обычно растут от стенок жил, при образовании K2 зарождение индивидов происходит как на стенках, так и во

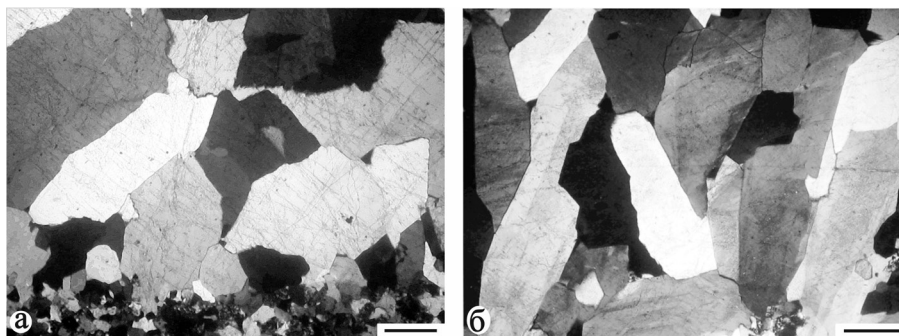


Рис. 7. Гипидиоморфно-аллотриоморфный кварц К26 у стенки жилы (а) и гипидиоморфный кварц К3 (б), P1. Николи скрещены, масштабный отрезок 0.5 мм.

Fig. 7. Hypidiomorphic-allotriomorphic quartz K26 near the vein wall (a) and hypidiomorphic quartz K3 (б), P1. Crossed nicols, scale bar 0.5 mm.

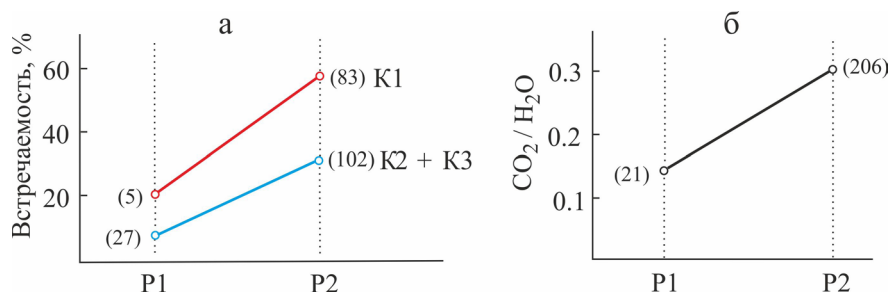


Рис. 8. Углекислота во флюидных включениях в жильном кварце P1 и P2.

а – встречаемость кварца (K1 и K2 + K3), содержащего трехфазовые флюидные включения с жидкой CO₂; б – отношение CO₂/H₂O (по данным валового анализа флюидных включений) в K1 + K2 + K3; в скобках – число проб.

Fig. 8. Carbon dioxide in fluid inclusions in vein quartz of P1 and P2.

а – the frequency of quartz (K1 and K2 + K3) containing the three phase fluid inclusions with liquid CO₂; б – CO₂/H₂O (according to gross analysis of fluid inclusions) in K1 + K2 + K3; in brackets – number of samples.

всем объеме полости. Преимущественной ориентировки с-осей индивидов в K2 чаще всего не наблюдается. Во многих случаях устанавливается более позднее выделение K2 по сравнению с K1 – наблюдается резкая или постепенная смена призматического K1 кварцем K2, занимающим основной объем жильной полости (см. рис. 5а); обычные пересечения жил K1 жилами K2 (см. рис. 5б).

Гипидиоморфный [Малишевская, Рыка, 1989; Сустанов, 2005] кварц (K3) представляет собой агрегат разноориентированных зерен кварца (преимущественно до 1–2 мм в поперечнике), вытянутых вдоль оси с (см. рис. 7б) – subhedral кварц [Adams, 1920]. K3 нередко сопровождается хлоритом, альбитом, карбонатами, серицитом. Характерно присутствие в жилах K3 обломков вмещающих пород. Кристаллизация K3 происходит из зародышей, взвешенных в растворе внутри жильной полости [Сустанов, 2005].

В P1 K3 является главной, наиболее распространенной разновидностью кварца, в то время как в P2

он встречается значительно реже. Мощность жил этой разновидности кварца – до первых десятков сантиметров. Встречаются пересечения жилами K3 жил K2; в то же время мелкозернистым K3 могут быть сложены жилы полосчатой текстуры, пересекаемые жилами K1.

Кварц K3, как K1 и K2, содержит преимущественно двухфазовые, реже трехфазовые флюидные включения с жидкой CO₂. При этом в K2 + K3 последние встречаются реже, чем в K1 (рис. 8а).

В P2 встречаемость трехфазовых включений с жидкой CO₂ в K1 и K2 + K3 значительно выше, чем в P1 (см. рис. 8а). Этому соответствуют и результаты валового анализа [Вертушков и др., 1969] флюидных включений в кварце (аналитик Н.П. Конохова): среднее значение отношения CO₂/H₂O во флюидных включениях в K1 + K2 + K3 P2 более чем вдвое превосходит то же значение во флюидных включениях в K1 + K2 + K3 P1 (рис. 8б).

Жильный кварц P1 и P2, как и обломочный кварц песчаников, часто подвержен пластической

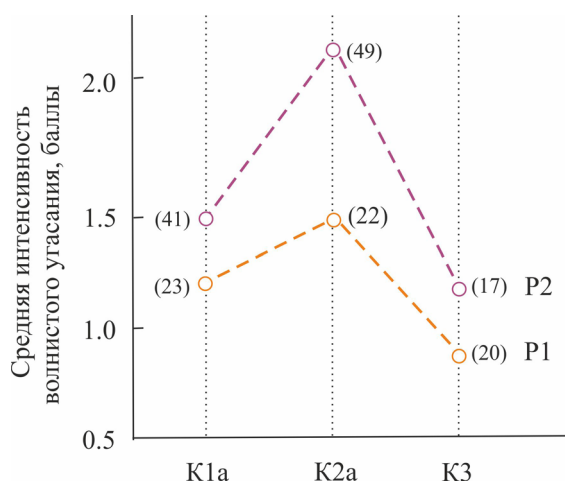


Рис. 9. Средняя интенсивность волнистого угасания кварца K1a, K2a и K3 в P1 и P2.

В скобках – число шлифов.

Fig. 9. The average intensity of undulatory extinction of quartz K1a, K2a and K3 in P1 and P2.

In brackets – the number of thin sections.

деформации с образованием волнистого угасания, деформационных ламелей и субромбоэдрических полос деформации [Суставов, 1998]. Волнистое угасание в жильном кварце плавное, без признаков полигонизации. Волна угасания может быть ориентирована субпараллельно оси с или под углом к ней, встречается волнистое угасание сложной конфигурации. Во взаимно пересекающихся жилах кварц пересекаемых и пересекающих жил пластически деформирован одинаково или в пересекающихся жилах степень пластической деформации ниже. В единичных редких случаях (преимущественно в K2a) пластическая деформация жильного кварца сопровождается начинающейся перекристаллизацией с уменьшением размера зерен – появлением вдоль границ индивидов отдельных новообразованных зерен размерами 0.01–0.02 мм.

Степень пластической деформации кварца может быть приближенно оценена по интенсивности развития волнистого угасания (Ву), которая определялась в баллах: 0 – Ву отсутствует, 0.5 – Ву очень слабое, 1 – Ву слабое, 2 – Ву среднее, 3 – Ву сильное, 4 – Ву очень сильное; повторные определения в одних и тех же группах шлифов показали, что при некотором навыке имеет место хорошая воспроизводимость результатов таких определений. Чтобы исключить возможное влияние резкого различия размеров зерен, оценку интенсивности развития волнистого угасания проводили в агрегатах кварца с близким (0.4–2.0 мм) поперечником индивидов. Определения осуществляли в среднем по всем зернам агрегата, так что при наличии единичных зерен с сильным волнистым угасанием в

преобладающем недеформированном кварце интенсивность волнистого угасания агрегата оценивалась как слабая.

Из всех разновидностей кварца наиболее сильная пластическая деформация обычно свойственна кварцу K2a (рис. 9). Более слабая пластическая деформация K1a во многом обусловлена его шестоватой структурой и приуроченностью жил K1a к пластам максимально компетентных пород – песчаников (тогда как жилы K2a встречаются как среди песчаников, так и преимущественно среди значительно менее компетентных алевропелитовых пород). В P₁ отмечено усиление пластической деформации индивидов кварца K1 в местах их пересечения зародышевыми поверхностями кливажа, переходящими в K1 из вмещающих песчаников; это указывает на связь пластической деформации кварца с образованием кливажа.

K3 подвержен пластической деформации значительно реже, чем K2; если K2 пластически деформирован в 70–90% случаев, то K3 – лишь в 20–40%. Слабая пластическая деформация кварца K3 соответствует его образованию преимущественно позднее K2.

Степень пластической деформации всех разновидностей кварца P₂ выше, чем тех же разновидностей кварца P₁ (см. рис. 9).

Измерения рентгенолюминесценции жильного кварца в области 350–550 нм проведены в Институте геологии и геохимии УрО РАН В.Я. Крохалевым под руководством С.Л. Вотякова по методике, описанной в работе [Вотяков и др., 1993]. Спектры рентгенолюминесценции K1a, K2a и K3 характеризуются наличием максимума 450–490 нм, который в отдельных случаях, особенно в K2a и K3 P₁, сочетается с проявленным в разной степени свечением в области 400–415 нм (рис. 10а–в).

После отжига при 500 и 700°C пробы K2a, кривая рентгенолюминесценции которой при комнатной температуре образована полосами 400 и 480 нм, максимум 480 нм на кривых рентгенолюминесценции исчезает. Полоса 400 нм после отжига при 500°C преобразуется в более интенсивную полосу 390 нм, а после отжига при 700°C – в еще более интенсивную полосу 360–370 нм (рис. 10г). Подобные изменения данных полос рентгенолюминесценции при отжиге наблюдались и в кварце других районов [Вотяков и др., 1993].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Степень постседиментационных изменений терригенных пород. Значения индекса Кюблера слюдястых минералов алевропелитовых пород изученных районов (0.28–0.32 Δ° 2θ) соответствуют уровню постседиментационных изменений пород, отвечающему анхиметаморфизму [Kisch, 1991a; Shata et al., 2003; Van Noten et al., 2011], или метатексту-

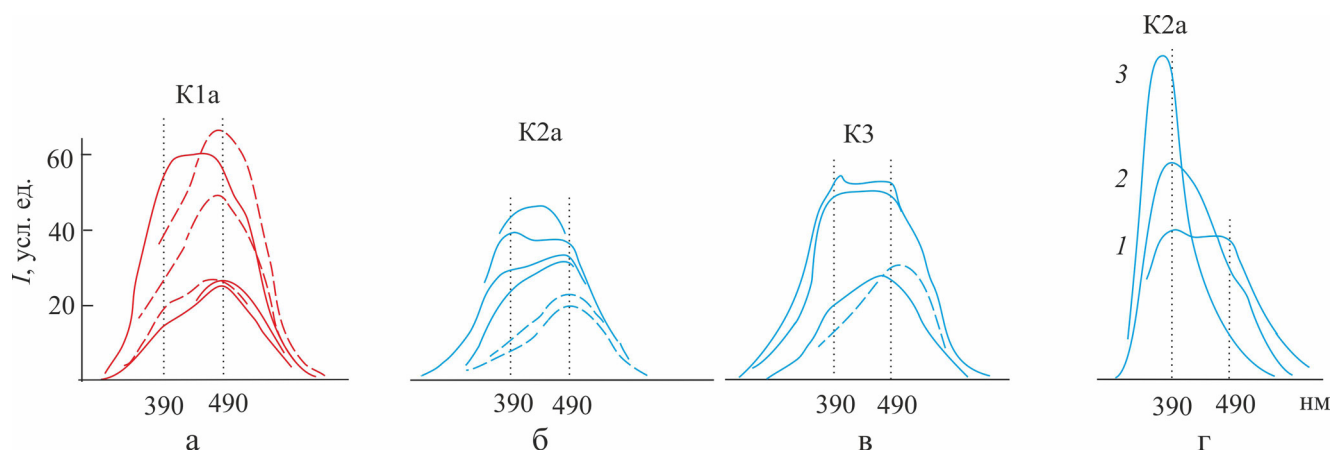


Рис. 10. Кривые рентгенолюминесценции кварца K1a, K2a и K3.

Сплошная линия – P1, штриховая – P2; а–в – сняты при комнатной температуре; г – рентгенолюминесценция пробы K2a при комнатной температуре (1) и после отжига при 500°C (2) и 700°C (3). Интенсивность кривой K2a 3 (г) уменьшена в 13.9 раза.

Fig. 10. X-ray luminescence curves of quartz K1a, K2a and K3.

Solid line – P1, dotted line – P2; а–в – taken at room temperature; г – X-ray luminescence of K2a at room temperature (1) and after annealing at 500°C (2) and 700°C (3). The intensity of curve K2a 3 (г) reduced in 13.9 times.

[Симанович, Тучкова, 2010], коллизионным [Симанович, Тучкова, 2010] преобразованиям пород при температуре 250–300°C [Jacques et al., 2014] (в пределах этих значений находится и температура гомогенизации флюидных включений в жильном кварце K2 – 260–280°C). Отсутствие при обработке этиленгликолем значительного сдвига максимума (001) слюдистых минералов изученных пород является обычным для пород зоны метатенеза [Shata et al., 2003]. Для подвергшихся метатенезу терригенных обломочных пород характерен и подобный описанному кливаж растворения под давлением [Kisch, 19916; Симанович, Тучкова, 2010; Jacques et al., 2014]. До метатенеза в рассматриваемых породах протекали процессы литогенеза погружения, соответствующие стадии глубинного катагенеза. Этому отвечает наличие в средне- и мелкозернистых песчаниках конформных и инкорпорационных структур растворения под давлением, а также регенерационных кварцевых и альбитовых кайм на соответствующих обломочных зернах [Симанович, 1978; Симанович, Тучкова, 2010].

При общем соответствии преобразований терригенных пород P1 и P2 метатенезу степень изменений пород P2 несколько выше, чем аналогичных пород P1. Это следует из отмеченного более крупного размера чешуек хлорита и серицита в цементе песчаников P2, более высоких температур выгорания углеродистого вещества из алевропелитовых пород P2, а также из анализа характера пластической деформации обломочного кварца песчаников.

Приведенная температура метатенеза (анхиметаморфизма) 250–300°C является температурой перехода от хрупкой к пластической деформации

кварца [Sharp et al., 2005]. При происходящей на этом переходе относительно низкотемпературной пластической деформации в кварце обычно возникает непараллельное оси с неправильное волнистое угасание, не сопровождающееся полигонизацией [Hirth, Tullis, 1992]. Именно такая пластическая деформация свойственна обломочному кварцу песчаников P1. В отличие от этого в обломочном кварце песчаников P2 встречается волнистое угасание, параллельное оси с, и отмечаются проявления полигонизации, что может быть связано с более высокими, чем в P1, температурами деформации кварца (или с более низкими скоростями деформации) [Hirth, Tullis, 1992].

Повышением температуры может быть обусловлено и общее снижение интенсивности и разнообразия проявлений пластической деформации [Симанович, 1978] в обломочном кварце P2 по сравнению с P1. Повышением температуры (или уменьшением скорости деформации) может объясняться и переход от преобладающей в P1 миграционной перекристаллизации к более распространенной в P2 вращательной перекристаллизации обломочного кварца [Hirth, Tullis, 1992]; подобный переход от “рекристаллизационного бластеза” к “рекристаллизационно-грануляционному бластезу” обломочного кварца песчаников по мере увеличения степени их постдиагенетических изменений отмечен в работах [Симанович, 1978; Симанович, Тучкова, 2010].

Согласные кварцевые жилы полосчатой текстуры. Образование согласных жил полосчатой текстуры, подобных изображенным на рис. 4, может быть связано со скольжением между слоями

при образовании складок изгиба в слабометаморфизованных песчано-сланцевых толщах [Fowler, 1996; Fagereng, Byrnes, 2015]. Согласно данным T.J. Fowler [1996], такие жилы могут возникать в самом начале складчатости, до того как наклон крыльев складок достигнет нескольких градусов. Подобным образом могла формироваться и полосчатая жила, изображенная на рис. 4а. Она располагается на нижнем контакте слоя песчаника с подстилающей алевропелитовой породой; это характерно для жил, возникающих при складчатости изгиба со скольжением, – нижний контакт слоя песчаника является наиболее благоприятным местом для такого скольжения [Fowler, 1996; Van Noten et al., 2011]. Межслоевое скольжение фиксируется наличием борозд скольжения на стенках жил полосчатой текстуры (см. рис. 4в, г) и на прослоях породы внутри этих жил.

Скольжение между пластами на ранних стадиях складчатости обычно происходит в условиях близлитоэстатического флюидного давления [Fowler, 1996]. Флуктуации последнего приводят к периодическому приоткрыванию промежутков между пластами. Эти промежутки последовательно заполняются кварцем, что и приводит к образованию согласных жил полосчатой текстуры. В случае последующего более значительного повышения флюидного давления до сверхлитоэстатических значений происходит общее перераспределение трещинообразующих напряжений, приводящее к формированию жил растяжения, поперечно секущих согласные жилы [Meneghini et al., 2007; Van Noten et al., 2011].

Разновидности кварца K1–K3. Различаясь микроструктурами, рассматриваемые разновидности кварца K1–K3 имеют ряд особенностей, объединяющих их в единую группу. Они нередко совместно присутствуют в одних и тех же жилах, могут быть связаны взаимными переходами, сопровождаются одними и теми же сопутствующими минералами (хлоритом, альбитом, карбонатами), содержат сходные флюидные включения (в том числе трехфазовые включения с жидкой CO_2), в той или иной степени подвержены пластической деформации.

K1a, K2a и K3 сходны по рентгенолюминесценции (имеют одинаковые максимумы свечения в области 450–490 нм, см. рис. 10а–в). В других районах между подобными разновидностями кварца отмечается сходство по изотопному составу кислорода [Cox et al., 1995; Kontak et al., 2011; Fagereng, Harris, 2014] и содержанию элементов-примесей [Wolff, 2012]. Согласно W.R.G. Wolff [2012], содержание элементов-примесей (метод LA-ICP-MS) в подобных разновидностях кварца низкое. В частности, содержание Li преимущественно не превышает 1 г/т. Почти полное отсутствие Li (менее 0.2 г/т) отмечено Н.Г. Гамяниным с соавторами [2014] в аналогичном (“гидротермально-метаморфогенном”) кварце к югу от P2 (Тарынский рудно-россыпной

узел). В K1 (P2), по результатам спектрохимических анализов (ПГО “Уралкварцсамоцветы”), содержание Li составляет 1.1 г/т, в K2 (P2) – 0.8 г/т. Низкому содержанию элементов-примесей отвечают [Франк-Каменецкий, Каменцев, 1967] и приведенные параметры элементарной ячейки пробы кварца K2a. Рентгенолюминесценция в области 450–490 нм, таким образом, свойственна в данном случае кварцу с низким содержанием Li.

Отмеченные черты сходства разновидностей кварца K1–K3 обусловлены, по-видимому, идентичным или близким составом кварцобразующих растворов и относительно близким временем формирования этих разновидностей [Kontak et al., 2011; Wolff, 2012]. На взаимосвязь и близость во времени образования разных систем жильных трещин, заполняемых кварцем разной структуры, указывают случаи переходов согласных жил в поперечно-секущие, наличие как пересечений согласных жил полосчатой текстуры (K3, K2) поперечно-секущими жилами (K1, K2, K3), так и обратных соотношений, а также чередование взаимных пересечений согласных и поперечно-секущих жил (см. рис. 5г). В других районах отмечается сходство изотопного состава кислорода кварца согласных жил полосчатой текстуры и поперечно-секущих жил [Kontak et al., 2011; Fagereng, Harris, 2014].

Различие микроструктур кварца K1, K2 и K3 при их отложении из сходных растворов в значительной мере может быть связано с различным характером раскрытия жильных трещин: K1 отлагался в процессе медленного плавного или малоамплитудного прерывистого раскрытия жильных трещин, K2 – преимущественно после быстрого большеамплитудного раскрытия трещин, K3 – после быстрого раскрытия трещин, сопровождавшегося брекчированием вмещающих пород [Foxford et al., 1991; Суставов, 2005; Wolff, 2012].

При заполнении одной и той же жильной трещины нередко сначала происходит медленное плавное или малоамплитудное раскрытие на небольшую мощность с образованием малоомощного агрегата K1, а затем большеамплитудное раскрытие и отложение K2, т. е. со временем скорость раскрытия жильных трещин увеличивается. При этом, по-видимому, возрастает пересыщение кварцобразующих растворов кремнеземом: если при образовании K1 индивиды растут преимущественно от кварцевых затравок на стенках полостей, то при кристаллизации K2, и особенно K3, индивиды зарождаются во всем объеме полости [Суставов, 2005].

В ходе последовательного жилообразования, сопровождавшегося увеличением амплитуды и скорости раскрытия жильных трещин, кварцобразующая флюидная система могла становиться более открытой, менее связанной с поровыми растворами окружающих пород. В связи с этим влияние вмещающих пород на минеральный состав жил стано-

вилось меньшим, что могло приводить к возникновению более мощных почти чисто кварцевых жил или чисто кварцевых участков жил.

При одинаковом наборе разновидностей жильного кварца в P1 и P2 между кварцевыми жилами этих районов имеется ряд различий. В P2 кварцевое жилообразование проявлено более интенсивно; здесь значительно больше, чем в P1, развиты жилы параллельно-шестоватого кварца K1 и значительно меньше – гипидиоморфного кварца K3. Жильный кварц P2 подвержен более сильной пластической деформации (см. рис. 9), во флюидных включениях в кварце P2 намного чаще, чем в кварце P1, присутствует CO₂ (см. рис. 8). Данные различия отвечают более интенсивным складчатости и кливажеобразованию, а также более высокой степени метатекстур (анхиструктурности) в P2 по сравнению с P1.

Жилы K1–K3 и цикл орогенеза. Рассматриваемая совокупность жил K1–K3 включает в себя жилы, образование которых, как и в других районах [Van Noten et al., 2011; Boutoux et al., 2014; Jacques et al., 2014], могло происходить на ранней и на поздней стадии орогенеза (совместно жилы K1–K3, возникавшие на той и другой стадии орогенеза, могут называться “орогенными” – при характеристике подобных жил этот термин используется в работах [Wolff, 2012; Jacques et al., 2014]).

К раннеорогенным [Boutoux et al., 2014; Jacques et al., 2014] из рассматриваемой совокупности жил K1–K3 в первую очередь могут быть отнесены согласные жилы полосчатой текстуры, изображенные на рис. 4. Подобные жилы образуются в слабометаморфизованных песчано-сланцевых толщах на ранних стадиях складчатости [Fowler, 1996; Van Noten et al., 2011]. От этих жил (сложены преимущественно K2 и K3) обычно значительно не оторваны во времени [Meneghini et al., 2007; Kontak et al., 2011; Van Noten et al., 2011] поперечно секущие их жилы K1–K3.

Многие жилы K1 возникали в одно время с образованием в той или иной степени проявленного кливажа вмещающих пород: наблюдаются как пересечения жил K1 развивающимися в песчаниках зародышевыми поверхностями кливажа, так и обратные пересечения жилами K1 этих поверхностей; подобные соотношения указывают на формирование жил на ранней стадии орогенеза [Boutoux et al., 2014; Jacques et al., 2014]. Пластическая деформация, которой часто подвержен кварц K1–K3, в сходной геологической обстановке также обычно свойственна кварцу раннеорогенных жил [Depoorter et al., 2014; Jacques et al., 2014]. В ореоле ороговикования вокруг коллизионного [Митрофанов, 2005] постскладчатого Беккемского гранитного массива раннеорогенные жилы K1–K3 подвергаются контактовому метаморфизму [Сустанов, 1988].

Позднеорогенные кварцевые жилы образуются в период завершения складчатых деформаций

и при переходе терригенных толщ, наблюдаемых на данном уровне эрозионного среза, на меньшие глубины, чем при возникновении раннеорогенных жил [Jacques et al., 2014]. В силу перехода на позднеорогенной стадии на меньшие глубины с более низкими температурами, чем необходимы для пластической деформации кварца, кварц позднеорогенных жил обычно не несет признаков пластической деформации [Depoorter et al., 2014; Jacques et al., 2014]. На изученных площадях отсутствие пластической деформации особенно часто свойственно гипидиоморфному кварцу K3 (как отмечено ранее, он пластически деформирован лишь в 20–40% случаев), так что к позднеорогенным могут, по крайней мере частично, относиться жилы не подвергшегося пластической деформации гипидиоморфного кварца K3.

ВЫВОДЫ

1. Уровень постседиментационных изменений терригенных пород изученных районов отвечает метатекстуре (анхиструктурности). При этом степень изменений пород зоны Адыча-Тарынского разлома несколько выше, чем аналогичных пород южной части Адыча-Эльгинского антиклинория.

2. Жилы, залегающие среди терригенных пород рассматриваемых районов, сложены кварцем параллельно-шестоватой, аллотриоморфной и гипидиоморфной структуры. Данные структурные разновидности кварца могут быть связаны взаимными переходами, сопровождаются одними и теми же сопутствующими минералами (хлоритом, альбитом, карбонатами), содержат сходные флюидные включения, обладают аналогичной рентгенолюминесценцией. Соответствие минерального состава кварцевых жил и окружающих их терригенных пород обусловлено близостью кварцобразующих процессов к равновесию с вмещающими породами.

3. По сравнению с изученной частью Адыча-Эльгинского антиклинория в зоне Адыча-Тарынского разлома, где вмещающие терригенные породы подверглись более интенсивной складчатости и несколько более сильному метатекстуре (анхиструктурности), кварцевое жилообразование проявлено более интенсивно, больше распространены жилы параллельно-шестоватого кварца и значительно меньше – гипидиоморфного кварца, жильный кварц намного чаще содержит флюидные включения с повышенным содержанием углекислоты и сильнее пластически деформирован.

4. Различия микроструктур кварца в рассматриваемых жилах в значительной степени связаны с характером раскрытия жильных трещин: параллельно-шестоватый кварц отлагался в процессе медленного плавного или малоамплитудного прерывистого раскрытия трещин, аллотриоморфный – преимущественно после быстрого больше-

амплитудного раскрытия трещин, гипидиоморфный – после раскрытия трещин, сопровождающегося брекчированием вмещающих пород. Последовательность жилеобразования в основном соответствует возрастанию амплитуды и скорости раскрытия трещин.

5. Согласно жилы полосчатой текстуры и сопровождающие их поперечно-секущие жилы, сложенные кварцем, подвергшимся пластической деформации, являются раннеорогенными, возникавшими на начальных стадиях складчатости. Жилы не подвергшегося пластической деформации гипидиоморфного кварца, по крайней мере, частично, могут быть позднеорогенными, сформировавшимися в период завершения складчатых деформаций и при переходе вмещающих терригенных толщ на меньшие глубины.

Автор благодарен С.Л. Вотякову (Институт геологии и геохимии УрО РАН) за проведение комплекса рентгенолюминесцентных измерений, а также сотрудникам Уральского государственного горного университета Н.Г. Сапожниковой и В.И. Кайнову за рентгеноструктурные анализы, Е.П. Макагонову, С.Я. Берсеневу и В.А. Петрову за участие в полевых работах и отборе проб.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Амузинский В.А., Анисимова Г.С., Жданов Ю.Я. и др. (2001) Сарылахское и Сентачанское золотосурьмяные месторождения: геология, минералогия и геохимия. М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 218 с.
- Бахарев А.Г., Зайцев А.И., Ненашев Н.И., Избеков П.Э. (1997) Стресс и магматизм Верхне-Инди́гирской кольцевой структуры. *Отчет. геол.*, (9), 15-19.
- Вертушков Г.Н., Емлин Э.Ф., Синкевич Г.А., Соколов Ю.А., Якшин В.И. (1969) Жильный кварц восточного склона Урала. Ч. 1. Тр. Свердл. горн. ин-та, (58), 100 с.
- Вотяков С.Л., Крохалев В.Я., Пуртов В.К., Краснобаев А.А. (1993) Люминесцентный анализ структурного совершенства кварца. Екатеринбург: УИФ Наука, 70 с.
- Гамянин Г.Н., Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И., Рыжкович Е.В. (2014) Типоморфизм и РТ-условия формирования жильного кварца полихронных месторождений. *Наука и образование*, (4), 21-27.
- Гусев Г.С. (1979) Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозой. М.: Наука, 208 с.
- Малишевская А., Рыка В. (1989) Петрографический словарь. М.: Недра, 590 с.
- Митрофанов Н.П. (2005) Геодинамические режимы в северо-западном секторе Тихоокеанского рудного пояса на рудном этапе формирования месторождений олова. *Тихоокеан. геол.*, (1), 59-72.
- Омельяненко Б.И., Воловикова И.М., Дриц В.А., Звягин Б.Б., Андреева О.В., Сахаров Б.А. (1982) О содержании понятия серицит. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (5), 69-87.
- Симанович И.М. (1978) Кварц песчаных пород. Тр. ГИН АН СССР, (314), 154 с.
- Симанович И.М., Тучкова М.И. (2010) Постдиагенетические преобразования терригенных комплексов в складчатых и платформенных областях: сравнительный анализ. *Литосфера*, (4), 3-17.
- Суставов О.А. (1973) Жильный кварц Сарылахского золотосурьмяного месторождения в Восточной Якутии. Тр. Свердл. горн. ин-та, (95), 28-38.
- Суставов О.А. (1988) Рекристаллизация жильного кварца и контактовый метаморфизм (Беккемский гранитный массив, Восточная Якутия). *Зап. ВМО*, (3), 319-327.
- Суставов О.А. (1991) Особенности формирования кварцевых жил в связи со становлением Беккемского гранитного массива (Восточная Якутия). *Докл. АН СССР*, **318**(5), 1194-1199.
- Суставов О.А. (1998) Кливаж и перекристаллизация кварца в терригенных породах верхоянского комплекса (Яно-Инди́гирская зона). *Изв. Урал. гос. горно-геол. акад. Сер. Геол. и геофиз.*, (8), 49-55.
- Суставов О.А. (2005) Структуры кристаллизации кварца в жильных полостях. Урал. минерал. школа – 2005. Екатеринбург: УГТУ, 93 с.
- Талицкий В.Г. (1989) Механизм образования кливажа в обломочных горных породах. *Вестн. МГУ. Сер. 4*, (1), 19-27.
- Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия) (2001) (Отв. ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин). М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 571 с.
- Франк-Каменецкий В.А., Каменцев И.Е. (1967) Микроизоморфизм и условия образования кварца. *Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования*. Л.: Наука, 65-76.
- Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И. (2014) Золотокварцевая и сурьмяная минерализация месторождения Малтан (Северо-Восток России). *Тихоокеан. геол.*, (4), 50-62.
- Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И., Гамянин Г.Н., Соловьев Е.Э. (2015) Орогенные золоторудные месторождения со значительным ресурсным потенциалом центральной части Яно-Колымского пояса. *Разв. и охр. недр.*, (11), 3-9.
- Шванов В.Н., Фролов В.Т., Сергеева Э.И. и др. (1998) Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов. СПб.: Недра, 352 с.
- Adams A. (1920) A microscopic study of vein quartz. *Econ. Geol.*, **15**(8), 623-664.
- Boutoux A., Verlaque A., Bellahsen N. et al. (2014) Fluid systems above basement shear zones during inversion of pre-orogenic sedimentary basins (External Crystalline Massifs, Western Alps). *Lithos*, **206-207**, 435-453.
- Cox S.F. (1999) Deformational controls on the dynamics of fluid flow in mesothermal gold systems. *Fractures, Fluid Flow and Mineralization*. (Eds K. McCaffrey, L. Loneragan, J. Wilkinson). *Geol. Soc. London., Special Publ.*, **155**, 123-139.
- Cox S.F., Sun S.S., Etheridge M.A., Wall V.J., Potter T.F. (1995) Structural and geochemical controls on the development of turbidite-hosted gold quartz vein deposits, Wattle Gully Mine, Central Victoria, Australia. *Econ. Geol.*, **90**(6), 1722-1746.
- Depoorter S., Jacques D., Piessens K., Muchez P., Sintubin M. (2014) The Mousny massive quartz occur-

REFERENCES

- rence – the vestige of a late-orogenic dilational jog in the High-Ardenne slate belt (Belgium). *Geol. Belgica*, **17**(3-4), 293-310.
- Fagereng Å., Byrnes G. (2015) A range of fault slip styles on progressively misoriented planes during flexural-slip folding, Cape Fold Belt, South Africa. *J. Struct. Geol.*, **70**, 156-169.
- Fagereng Å., Harris C. (2014) Interplay between fluid flow and fault-fracture mesh generation within underthrust sediments: Geochemical evidence from the Chrystalls Beach Complex, New Zealand. *Tectonophysics*, **612-613**, 147-157.
- Fowler T.J. (1996) Flexural-slip generated bedding-parallel veins from central Victoria, Australia. *J. Struct. Geol.*, **18**(12), 1399-1415.
- Foxford K.A., Nicholson R., Polya D.A. (1991) Textural evolution of W-Cu-Sn-bearing hydrothermal veins at Minas da Panasqueira, Portugal. *Miner. Mag.*, **55**, 435-445.
- Hirth G., Tullis J. (1992) Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *J. Struct. Geol.*, **14**(2), 145-159.
- Jacques D., Derez T., Muchez P., Sintubin M. (2014) Syn- to late-orogenic quartz veins marking a retrograde deformation path in a slate belt: Examples from the High-Ardenne slate belt (Belgium). *J. Struct. Geol.*, (58), 43-58.
- Kisch H.J. (1991a) Illite crystallinity: Recommendations on sample preparation, X-ray diffraction settings, and inter-laboratory samples. *J. Metam. Geol.*, **9**(6), 665-670.
- Kisch H.J. (1991b) Development of cleavage and degree of very-low-grade metamorphism: a review. *J. Metam. Geol.*, **9**(6), 735-750.
- Kontak D.J., Horne R.J., Kyser K. (2011) An oxygen isotope study of two contrasting orogenic vein gold systems in the Meguma Terrane, Nova Scotia, Canada, with implications for fluid sources and genetic models. *Min. Depos.*, **46**, 289-304.
- Meneghini F., Marroni M., Pandolfi L. (2007) Fluid flow during accretion in sediment-dominated margins: Evidence of a high-permeability fossil fault zone from the Internal Ligurian accretionary units of the Northern Apennines, Italy. *J. Struct. Geol.*, **29**, 515-529.
- Sharp Z.D., Masson H., Lucchini R. (2005) Stable isotope geochemistry and formation mechanisms of quartz veins: Extreme paleoaltitudes of the Central Alps in the Neogene. *Amer. J. Sci.*, **305**, 187-219.
- Shata S.R., Hesse R.F.M., Vali H. (2003) Expandability of anchizonal illite and chlorite: Significance for crystallinity development in the transition from diagenesis to metamorphism. *Amer. Miner.*, **88**, 748-762.
- Van Noten K., Muchez P., Sintubin M. (2011) Stress-state evolution of the brittle upper crust during compressional tectonic inversion as defined by successive quartz vein types (High-Ardenne slate belt, Germany). *J. Geol. Soc. London.*, **168**, 407-422.
- Wolff W.R.G. (2012) Microstructures and trace element signatures of orogenic quartz veins in the Klondike district, Yukon territory, Canada. *Earth and Ocean Sciences Undergraduate Honours Thesis*. University of British Columbia, 68 p.
- Yardley B.W.D., Cleverley J.S. (2015) The role of metamorphic fluids in the formation of ore deposits. *Ore Deposits in an Evolving Earth*. (Ed. by G.R.T. Jenkin, P.A.J. Lusty, I. McDonald, M.P. Smith, A.J. Boyce, J.J. Wilkinson). *Geol. Soc. London, Special Publ.*, **393**, 117-134.
- Amuzinsky V.A., Anisimova G.S., Zhdanov Yu.Ya. et al. (2001) *Sarylakhskoe i Sentachanskoe zoloto-sur'myanye mestorozhdeniya: geologiya, mineralogiya i geokhimiya* [Sarylah and Sentachan gold-antimony deposits: geology, mineralogy and geochemistry]. Moscow, MAIK "Nauka-Interperiodica" Publ., 218 p. (In Russian)
- Adams A. (1920) A microscopic study of vein quartz. *Econ. Geol.*, **15**(8), 623-664.
- Baharev A.G., Zaytzev A.I., Nenashev N.I., Izbekov P.E. (1997) Structure and magmatism of the Upper-Indigirka ring structure. *Otech. Geol.*, (9), 15-19. (In Russian)
- Boutoux A., Verlaquet A., Bellahsen N. et al. (2014) Fluid systems above basement shear zones during inversion of pre-orogenic sedimentary basins (External Crystalline Massifs, Western Alps). *Lithos*, **206-207**, 435-453.
- Cox S.F. (1999) Deformational controls on the dynamics of fluid flow in mesothermal gold systems. *Fractures, Fluid Flow and Mineralization*. (Eds K. McCaffrey, L. Loneragan, J. Wilkinson). *Geol. Soc. London, Special Publ.*, **155**, 123-139.
- Cox S.F., Sun S.S., Etheridge M.A., Wall V.J., Potter T.F. (1995) Structural and geochemical controls on the development of turbidite-hosted gold quartz vein deposits, Wattle Gully Mine, Central Victoria, Australia. *Econ. Geol.*, **90**(6), 1722-1746.
- Depoorter S., Jacques D., Piessens K., Muchez P., Sintubin M. (2014) The Mousny massive quartz occurrence – the vestige of a late-orogenic dilational jog in the High-Ardenne slate belt (Belgium). *Geol. Belgica*, **17**(3-4), 293-310.
- Fagereng Å., Byrnes G. (2015) A range of fault slip styles on progressively misoriented planes during flexural-slip folding, Cape Fold Belt, South Africa. *J. Struct. Geol.*, **70**, 156-169.
- Fagereng Å., Harris C. (2014) Interplay between fluid flow and fault-fracture mesh generation within underthrust sediments: Geochemical evidence from the Chrystalls Beach Complex, New Zealand. *Tectonophysics*, **612-613**, 147-157.
- Fowler T.J. (1996) Flexural-slip generated bedding-parallel veins from central Victoria, Australia. *J. Struct. Geol.*, **18**(12), 1399-1415.
- Foxford K.A., Nicholson R., Polya D.A. (1991) Textural evolution of W-Cu-Sn-bearing hydrothermal veins at Minas da Panasqueira, Portugal. *Miner. Mag.*, **55**, 435-445.
- Frank-Kamenetsky V.A., Kamentsev I.E. (1967) Microisomorphism and quartz formation conditions. *Problemy kristalloghimii mineralov i endogennogo mineraloobrazovaniya* [Problems of crystal chemistry of minerals and endogenous mineral formation]. Leningrad, Nauka Publ., 65-76. (In Russian)
- Fridovskii V.Yu., Gamyanin G.N., Polufuntikova L.I. (2014) Gold-quartz and antimony mineralization of the deposit Maltan (northeast Russia). *Tikhookean. Geol.*, (4), 50-62. (In Russian)
- Fridovskii V.Yu., Polufuntikova L.I., Gamyanin G.N., Solov'ev E.E. (2015) Orogenic gold deposits with significant resource potential of the central part of the Yana-Kolyma belt. *Razvedka i okhrana nedr*, (11), 3-9. (In Russian)
- Gamyanin G.N., Fridovskii V.Yu., Polufuntikova L.I., Ryzhkovich E.V. (2014) Typomorphism and PT-conditions of polychronous deposits vein quartz formation. *Nauka i ob-*

- razovanie [Sci. and education], (4), 21-27. (In Russian)
- Gusev G.S. (1979) *Skladchatye struktury i razlomy Verhoyano-Kolymskoi sistemy mezozoid* [Fold structures and faults of the Verkhoyansk-Kolyma system of mezozooids]. Moscow, Nauka Publ., 208 p. (In Russian)
- Hirth G., Tullis J. (1992) Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *J. Struct. Geol.*, **14**(2), 145-159.
- Jacques D., Derez T., Muchez P., Sintubin M. (2014) Syn- to late-orogenic quartz veins marking a retrograde deformation path in a slate belt: Examples from the High-Ardenne slate belt (Belgium). *J. Struct. Geol.*, (58), 43-58.
- Kisch H.J. (1991a) Illite crystallinity: Recommendations on sample preparation, X-ray diffraction settings, and inter-laboratory samples. *J. Metam. Geol.*, **9**(6), 665-670.
- Kisch H.J. (1991b) Development of cleavage and degree of very-low-grade metamorphism: a review. *J. Metam. Geol.*, **9**(6), 735-750.
- Kontak D.J., Horne R.J., Kyser K. (2011) An oxygen isotope study of two contrasting orogenic vein gold systems in the Meguma Terrane, Nova Scotia, Canada, with implications for fluid sources and genetic models. *Miner. Depos.*, **46**, 289-304.
- Malishevskaya A., Ryka V. (1989) *Petrograficheskii slovar'* [Petrography dictionary]. Moscow, Nedra Publ., 590 p. (In Russian)
- Meneghini F., Marroni M., Pandolfi L. (2007) Fluid flow during accretion in sediment-dominated margins: Evidence of a high-permeability fossil fault zone from the Internal Ligurian accretionary units of the Northern Apennines, Italy. *J. Struct. Geol.*, **29**, 515-529.
- Mitrofanov N.P. (2005) Geodynamic regimes in the north-western sector of the Pacific ore belt for the ore stage of tin deposits formation. *Tikhookean. Geol.*, (1), 59-72. (In Russian)
- Omel'yanenko B.I., Volovikova I.M., Driz V.A., Zvyagin B.B., Andreeva O.V., Sakharov B.A. (1982) On the concept of sericite. *Izv. Acad. Sci. USSR. Ser. Geol.*, (5), 69-87. (In Russian)
- Sharp Z.D., Masson H., Lucchini R. (2005) Stable isotope geochemistry and formation mechanisms of quartz veins: Extreme paleoaltitudes of the Central Alps in the Neogene. *Amer. J. Sci.*, **305**, 187-219.
- Shata S.R., Hesse R.F.M., Vali H. (2003) Expandability of anchizonal illite and chlorite: Significance for crystallinity development in the transition from diagenesis to metamorphism. *Amer. Miner.*, **88**, 748-762.
- Shvanov V.N., Frolov V.T., Sergeeva E.I. et al. (1998) *Sistematika i klassifikatsii osadochnykh porod i ikh analogov* [Systematics and classifications of sedimentary rocks and their analogues]. St-Petersburg, Nedra Publ., 352 p. (In Russian)
- Simanovich I.M. (1978) *Kvarts peschanykh porod* [Quartz of sand rocks]. *Proc. Geol. Inst. Acad. Sci. USSR*, (314), 154 p. (In Russian)
- Simanovich I.M., Tuchkova M.I. (2010) Postdiagenetic transformation of terrigenous complexes in folded and platform areas: a comparative. *Litosfera*, (4), 3-17. (In Russian)
- Sustavov O.A. (1973) Vein quartz of gold-antimony deposit in Eastern Yakutia. *Proc. Sverdl. Mining Inst.*, (95), 28-38. (In Russian)
- Sustavov O.A. (1988) Vein quartz recrystallization and contact metamorphism (Bekkem granite massif, Eastern Yakutia). *Zapiski RMO*, (3), 319-327. (In Russian)
- Sustavov O.A. (1991) Features of quartz veins formation in connection with the formation Bekkem granite massif (Eastern Yakutia). *Dokl. AN USSR*, **318**(5), 1194-1199. (In Russian)
- Sustavov O.A. (1998) Cleavage and quartz recrystallization in clastic rocks of the Verkhoyansk complex (Yana-Indigirka area). *Izv. Ural. State Mining and Geol. Acad., Ser. geol. and geofiz.*, (8), 49-55. (In Russian)
- Sustavov O.A. (2005) *Struktury kristallizatsii kvarza v zhil'nykh polostyakh* [Quartz crystallization textures in vein cavities]. Urals mineral. school - 2005. Ekaterinburg, UGGU Publ, 93p. (In Russian)
- Talitsky V.G. (1989) The mechanism of cleavage formation in clastic rocks. *Vestn. MGU. Ser. 4*, (1), 19-27. (In Russian)
- Tektonika, geodinamika i metallogeniya territorii respublik Saha (Yakutiya)* [Tectonics, geodynamics and metallogeny of Sakha Republic (Yakutia)] (2001) (Eds L.M. Parfenov, M.I. Kuz'min). Moscow, MAIK "Nauka-Interperiodica" Publ., 571p. (In Russian)
- Van Noten K., Muchez P., Sintubin M. (2011) Stress-state evolution of the brittle upper crust during compressional tectonic inversion as defined by successive quartz vein types (High-Ardenne slate belt, Germany). *J. Geol. Soc. London.*, **168**, 407-422.
- Vertushkov G.N., Emlin E.F., Sinkevich G.A., Sokolov Yu.A., Yakshin V.I. (1969) *Zhil'nyi kvarts vostochnogo sklona Urala* [Vein quartz on the Eastern slope of the Urals]. Pt 1. *Proc. Sverdl. Mining Inst.*, (58), 100 p. (In Russian)
- Votyakov S.L., Krohalev V.Ya., Purtov V.K., Krasno-baev A.A. (1993) *Lyuminescentnyi analiz strukturnogo sovershenstva kvarza* [Luminescent analysis of the structural perfection of quartz]. Ekaterinburg, UIF Nauka Publ., 70 p. (In Russian)
- Wolff W.R.G. (2012) Microstructures and trace element signatures of orogenic quartz veins in the Klondike district, Yukon territory, Canada. *Earth and Ocean Sciences Undergraduate Honours Thesis*. University of British Columbia, 68 p.
- Yardley B.W.D., Cleverley J.S. (2015) The role of metamorphic fluids in the formation of ore deposits. *Ore Deposits in an Evolving Earth*. (Eds G.R.T. Jenkin, P.A.J. Lusty, I. McDonald, M.P. Smith, A.J. Boyce, J.J. Wilkinson). *Geol. Soc. London, Special Publ.*, **393**, 117-134.