ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, 2023, том 65, № 7, с. 662–699

УДК 553.441'44

СТРОЕНИЕ, МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ РУДНЫХ ЖИЛ Mo-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ШАХТАМИНСКОЕ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

© 2023 г. Г. А. Юргенсон[a], Г. Д. Киселева[b, *], А. А. Доломанова-Тополь[b], В. А. Коваленкер[b], В. А. Петров[b], В. Д. Абрамова[b], Ю. И. Языкова[b], Л. А. Левицкая[b], Н. В. Трубкин[b], В. И. Таскаев[b], О. В. Каримова[b]

[a] *Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, а/я 1032, Чита, 672002 Россия*

[b] *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия*

*****E-mail: kis60@rambler.ru*

Поступила в редакцию 21.04.2023 г.
После доработки 11.07.2023 г.
Принята к публикации 11.07.2023 г.

Приведены результаты комплексного детального изучения строения жил, минеральной зональности в них и типоморфизма минералов Шахтаминского месторождения, полученные на основании нового каменного материала со слабо изученных горизонтов. Анализ полученных данных показывает, что ресурсы месторождения по молибдену далеко не исчерпаны, а типоморфные особенности минералов руд свидетельствуют о продолжении на глубину, наряду с молибденом, также и полиметаллической минерализации, с которой связано золото. Детально изучен редкий Sr-минерал сванбергит, присутствие которого на Шахтаминском месторождении, так же, как и типоморфные свойства рудных минералов, свидетельствуют в пользу малого эрозионного среза и приповерхностного характера вскрытого выработками оруденения. Установлена последовательность отложения минералов. На основании изучения рудной и метасоматической зональности, флюидных включений и изотопных данных, а также состава структурных примесей в молибдените сделаны выводы об условиях образования рудной минерализации в режиме порфировой рудообразующей системы.

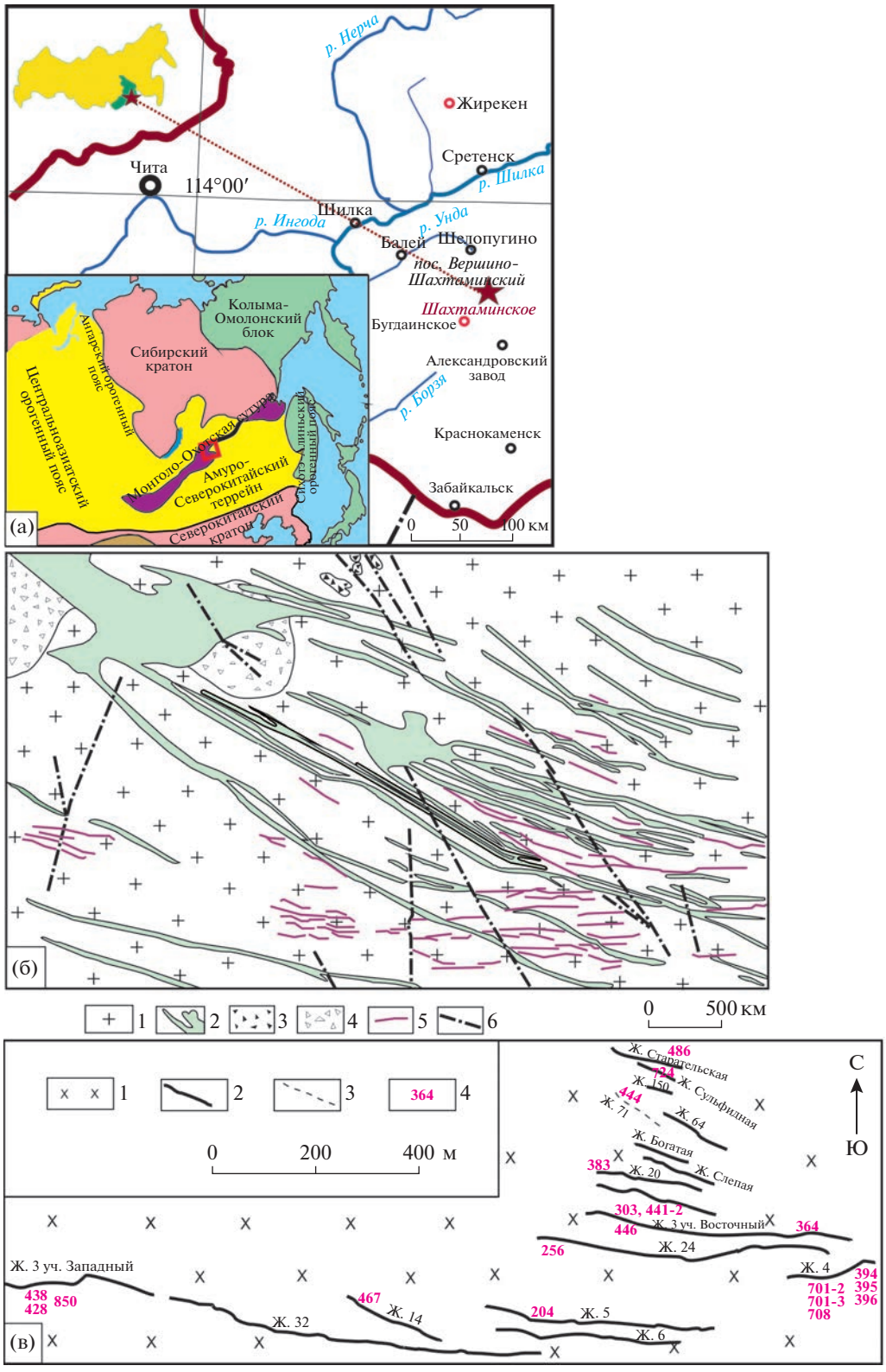
Ключевые слова: Шахтаминское Mo-месторождение, строение жил, минеральная зональность, типоморфизм, политипы молибденита, сванбергит, флюидные включения, условия образования

DOI: 10.31857/S0016777023070092, **EDN:** GDTHSN

ВВЕДЕНИЕ

Шахтаминское молибденовое месторождение (51°17′ N, 117°53′ E) находится в Шелопугинском районе Забайкальского края в пределах пос. Вершино-Шахтаминский (фиг. 1а). История изучения района Шахтаминского месторождения начинается с момента открытия И.А. Павлуцким в 1848 г. россыпного Au в аллювиальных отложениях р. Шахтама в бассейне верхнего течения р. Унда. (Геологические ..., 1999; Юргенсон, 2006). При разработке этой россыпи в период с 1848 по 2004 г. было получено 30582 кг Au. С 1927 г. из золотоносных россыпей наряду с золотом уже извлекали шеелит. В 1928 г. в районе Шахтаминского прииска С.А. Призант выявил непромышленные проявления коренного Au. В 1936 г. под руководством В.Е. Кошмана открыто и разведано Шахтаминское месторождение, в составе которого выявлены кварц-турмалиновые, кварц-сульфидно-шеелитовые и кварц-пиритовые жилы с молибденитом. Месторождение разрабатывалось с 1941 года до 1993 двумя шахтами до глубины 400 м и двумя штольнями (Быбин, 2006). Горизонты разведки и отработки месторождения нарезались через 50 м по вертикали: I горизонт (гор.) соответствует абсолютной отметке 783 м, II – 733 м, III – 683 м, IV – 633 м, V – 583 м, VI – 533 м, VII – 483 м и VIII – 433 м.

Площадь Шахтаминского месторождения составляет 4.5 км^2. Всего в рудном поле выявлено 140 сближенных субпараллельных молибденит-кварцевых и сульфидно-карбонат-кварцевых жил мощностью до 1.8 м (средняя мощность 0.32 м) и протяженностью 80–800 м, прослеженных по падению на 100–500 м. На балансе стояло 47 жил, а эксплуатировалось 32. Запасы Mo по категориям $A + B + C_1$ при содержании Mo 0.51 мас. % составляли 4.046 тыс. т. (Ершов, 2006). До глубины 5–25 м руды окислены. Наряду с жильным, разведано штокверковое оруденение, располагающееся в



Фиг. 1. Шахтаминское месторождение: а – географическая позиция, его геотектоническое положение (по Nevolko P.A., 2021, модифицировано из Jahn et al., 2009, Zhang et al., 2019); б – схематическая геологическая карта месторождения (по Сотникову и др., 1995); 1 – гранитоиды; 2 – позднеюрские дайки различного состава; 3 – эруптивные брекчии; 4 – биотизированные брекчии гранитоидов; 5 – рудные жилы; 6 – разрывные нарушения; в – схема расположения наиболее важных промышленных жил. 1– гранитоиды, 2 – жилы, 3 – предполагаемое расположение жилы, 4 – номера образцов.

центральной части рудного поля на площади около 1.5 км^2. Штокверки пространственно совмещаются с зонами распространения жил, нередко располагаясь между ними. Зона штокверков прослежена в широтном и СЗ направлениях на 2 км при ширине 0.7–0.8 км, на глубину до 300–400 м. Штокверки не отрабатывались. Неотработанные запасы руды составляют 430.56 тыс. т. Они содержат 2413.72 т Mo (Ершов, 2006).

Геологическое строение месторождения, пространственное положение рудных тел и процессы оруденения изучались в разное время различными исследователями на протяжении десятилетий – В.В. Сидоренко, С.Г. Петровской, В.Т. Покаловым, В.И. Сотниковым с соавторами, ЗабНИИ, Балейской ГРЭ, а в последние годы предприятием Востокгеология, которым обоснованы широкие перспективы этого рудного района на Au–Cu–Mo-порфировое оруденение.

Статья написана на основе материалов, полученных Г.А. Юргенсоном при полевых исследованиях в 1988 г. Всего было изучено 638 образцов руд и горных пород, а также 63 сечения жил в отработанных и действовавших подземных горных выработках на гор. II–VIII и на поверхности. Кроме этого, при исследованиях использованы образцы В.П. Бородина (ЗабНИИ) и 8 образцов М.Г. Добровольской из коллекции ИГЕМ РАН.

Главными задачами исследований являлись: 1) изучение строения не исследованных ранее рудных жил и минеральной зональности в них; 2) изучение типоморфизма минералов сульфидных руд, что может способствовать прогнозу распространенности на глубину попутных компонентов, с которыми связано Au и Ag, учитывая присутствие в Шахтаминском рудном районе золотоносных россыпей; 3) изучение такого редкого явления, как сванбергитизация, которая является составной частью низкотемпературных изменений – аргиллизации; 4) изучение условий минералообразования.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Геотектоническая позиция месторождения. В соответствии с металлогеническим районированием, территория месторождения относится к Шахтаминскому Au–Mo рудному району и включает Шахтаминский Au–Mo рудный узел. Рудовмещающими здесь являются мелководно-морские нижнеюрские отложения таменгинской свиты (J_1tm), но большей частью прорывающие их гранитоиды (J_{2-3}Š) слабо эродированного многофазного зонального Шахтаминского массива площадью до 100 км^2, который проявился в связи с коллизией Сибирского и Монголо-Китайского континентов и в результате постколлизионного рифтинга. Он прорывает батолит гранитоидов ундинского комплекса $P–T_1$ возраста, сформировавшийся в связи с субдукцией литосферной плиты Монголо-Охотского океана под Монголо-Китайский континент (Zorin, 1999).

Внедрение магматических тел Шахтаминского комплекса произошло в конце средней–начале поздней юры в сложной геодинамической обстановке, сочетавшей коллизию континентов при закрытии Монголо-Охотского океана и влияние мантийного плюма на литосферу Центрально-Азиатского орогенного пояса. Внедрение малых интрузивных тел и даек рудоносного порфирового комплекса произошло в постколлизионный (рифтогенный) период. U-Pb датировки по циркону составляют для монцонитов и гранитов шахтаминского комплекса 161.7 ± 1.4 и 161.0 ± ± 1.7 млн лет, для дайкового комплекса монцонит- и гранит-порфиров 159.3 ± 0.9 и 155.0 ± ± 1.7 млн лет (Берзина и др., 2013). Возраст оруденения Re-Os методом по молибдениту 155–160 млн лет (Berzina et al., 2003). По (Nevolko et al., 2021) U-Pb возраст по цирконам рудоносных гранит-порфиров 161.5 ± ± 0.6 млн лет.

Рудная минерализация. Рудные тела связаны с крупной субширотной Шахтамино-Золинской тектонической зоной, которая трассируется многочисленными дайками различного состава, рудоносными кварцевыми жилами и участками штокверкового прожилкования (см. фиг. 1б).

Выделены следующие морфологические типы оруденения: жильный, штокверковый и минерализованных эксплозивных брекчий (Сотников и др., 1995). В промышленных рудных телах жильного типа среднее содержание (Сср) составляло (мас. %): Mo 0.5–0.6, Pb 0.22–1.51, Zn 0.1–1.2, Cu до 0.4. $Сср_{Au}$ в отрабатываемых блоках поднималось до 0.5–19.9 ppm, $Сср_{Ag}$ – до 3–621 ppm (Ершов, 2006). Извлекался из руд только Mo. Числившиеся на балансе запасы руд к началу 1990-х годов были полностью отработаны.

Прожилково-вкрапленное (штокверковое) оруденение пространственно примыкает и частично совпадает с площадью развития жил. Оно представлено как околожильными минерализованными зонами, так и самостоятельными штокверками. Выделены три штокверковые рудные зоны с относительно густой сетью молибденит-содержащих прожилков. Они изучены на стадии поисково-оценочных работ, в результате которых определено, что содержание Mo (C_{Mo}) находится в пределах 0.05–0.08 мас. %, Cu 0.08–0.24 мас. %, Au 0.3–0.64 ppm, Ag 3–9 ppm.

Штокверковая рудная зона №1 расположена в южной части месторождения. Она наиболее выдержана по простиранию, прослежена на 900 м, по падению – на 200–300 м при мощности 15–80 м. Рудная зона № 2 находится в ЮВ части месторождения. С запада и востока она ограничивается

тектоническими нарушениями. Она оконтурена при C_{Mo} – 0.04 мас. % и имеет протяженность по простиранию промышленной части около 550 м, по падению около 200 м при мощности от 50 до 150 м. Содержание рудных компонентов неравномерное с чередованием относительно богатых и бедных руд. Рудная зона № 3 занимает СЗ часть месторождения. Она прослежена по простиранию примерно на 1 км при ширине до 300 м и включает около 15 участков штокверковых руд, находящихся на значительном расстоянии друг от друга и не увязывающихся между собой. Размеры отдельных участков – от первых метров до 100 м при C_{Mo} в обогащенных частях в пределах 0.03–0.05 мас.%.

Наиболее важные промышленные жилы имеют субширотное простирание. При этом протяженность их возрастает в направлении с северо-востока на юго-запад (см. фиг. 1в).

Магматизм. В строении и формировании шахтаминского интрузивного комплекса выделяют 2 фазы. К первой фазе относят кварцевые диориты, монцониты, монцодиориты и габбро с щелочным уклоном. Они имеют с более поздними гранитоидами, слагающими вторую фазу, секущие взаимоотношения. Интрузия первой фазы слагает внешнюю часть Шахтаминского массива, окаймляя его. Вторая фаза, распространенная непосредственно на площади месторождения и вмещающая рудные жилы, сложена биотит-роговообманковыми гранитами, гранодиоритами и граносиенитами со взаимопереходами. Среди них развиты породы субвулканического комплекса. Они представлены в последовательности образования: 1) лампрофиры (малхиты, керсантиты, спессартиты), 2) гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры (дайки и штоки) и 3) лампрофиры. Пояс порфировых пород шириной 5–7 км пересекает Шахтаминский массив в субширотном направлении и прослеживается за его пределы (Сотников и др., 1995). Породы шахтаминского и порфирового комплексов высококалиевые известково-щелочной серии и в меньшей степени шошонитовой. Преобладают метаглиноземистые образования I типа (Берзина и др., 2013). Одно из дайковых полей в пределах рудного поля состоит из 15 даек. Часть даек, вероятнее всего, являются пострудными или внутриминерализационными. Так, известны случаи рассечения кварц-молибденитовых жил вариолитом, а также лампрофиром.

Околорудные изменения пород. Пространственно-структурный план зон околорудных изменений рудовмещающих пород определяется размещением рудоносных кварцево-жильных тел. Мощность зон изменений варьирует от первых см до первых десятков метров в зависимости от мощности сопровождаемых ими жильных тел и зон. В пределах рудного поля они простираются на расстояния от первых десятков до сотен метров в зависимости от величины сопровождаемых ими жильных тел. Протяженность зон околожильных изменений по вертикали прослежена до 10–20 м в верхних частях жил и до 7–15 м в нижних. Выявляется четкая симметрично-асимметричная зональность строения этих зон в зависимости от элементов залегания жил. Каждый тип минеральных образований связан со своим типом околорудных изменений. Mo-оруденению предшествует калишпатизация иногда с микропрожилковым окварцеванием, в приконтактовых частях жил развита пропилитизация, представленная хлорит-альбит-эпидот-пиритовой ассоциацией, затем следуют серицит-пиритовые и серицит-пирит-карбонатные преобразования, предшествующие наложению полиметаллической минерализации и далее – аргиллизация, сопровождающаяся в ряде рудных участков сванбергитизацией. Во всем объеме околожильных изменений развита сульфидно-кварцевая и сульфидно-карбонатная гнездово-прожилково-вкрапленная минерализация, нередко сопровождающаяся карбонатизацией. Карбонаты представлены кальцитом, ферри- или манганкальцитом, железистым доломитом и анкеритом. Во многих случаях эти типы околорудных изменений совмещены в пространстве.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Методика изучения строения жил заключалась в минералогическом картировании сульфидно-кварцевых жил и вмещающих пород с отбором проб вкрест простирания в подземных выработках. С целью получения информации об изменчивости C_{Mo} в пространстве жил и сопутствующих химических элементов отбирались групповые пробы массой до 2 кг, которые после механической обработки квартовались для получения навесок массой до 500 г для пробирного анализа. Всего было проанализировано (сертифицированная лаборатория ЗабНИИ) 624 групповых пробы с определением Mo, Cu, Pb, Zn традиционными химическими методами (аналитики Г.Н. Суркова, Д.Н. Крохалева, Р.Г. Сергиенко), на Au и Ag – методом пробирного анализа (аналитик П.П. Бусыгин).

Строение фрагментов жил изучено с использованием полированных штуфов (31 шт.). Минеральный состав руд и жильного материала исследовался оптическими методами (70 аншлифов, 78 прозрачных и 30 прозрачно-полированных шлифов). Аналитические исследования выполнялись в лабораториях ЦКП “ИГЕМ-аналитика”, с привлечением методов рентгеноспектрального микроанализа (РСМА), сканирующей электронной микроскопии с энергодисперсионным анализатором (СЭМ-ЭДС), рентгенофазовый анализ микротермометрии флюидных включе-

ний (ФВ). *РСМА* выполнялся на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8200, оснащенном пятью волновыми спектрометрами; анализ проводился при ускоряющем напряжении 20 кВ, сила тока зонда (при его диаметре 1 мкм) на цилиндре Фарадея составляла 50 нА (аналитик В.И. Таскаев); СЭМ-ЭДС – на сканирующем электронном микроскопе JSM 5610LV с энергодисперсионным спектрометром INCA с использованием ускоряющего напряжения 25 кВ, с использованием стехиометрических минералов в качестве стандартов (аналитики Н.В. Трубкин, Л.А. Левицкая); LA-ICP-MS – на квадрупольном масс-спектрометре Thermo Xseries с лазерной приставкой New Wave 213 по стандартной методике (аналитик В.Д. Абрамова). Кроме того, для определения политипов молибденита использован рентгенофазовый метод (аналитики О.В. Каримова А.А. Межуева). Флюидные включения (ФВ) изучены в Лаборатории рудных месторождений ИГЕМ РАН методами микротермометрии в пластинках толщиной 0.25–0.3 мм, отполированных с двух сторон. Исследования по замораживанию и нагреванию флюидных включений проводились на термокриокамере Linkam THMSG 600 с использованием стандартных методик (Roedder, 1984). Точность измерений температур составляла ±0.2°C для температурного интервала от –60 до +60°C, и ±1.5°C – за его пределами. Состав основных солевых компонентов растворов определялся по температурам плавления эвтектики (*T*эвт); (аналитик А.А. Доломанова-Тополь). Такой комплекс методов при изучении минералогии этого месторождения был применен впервые.

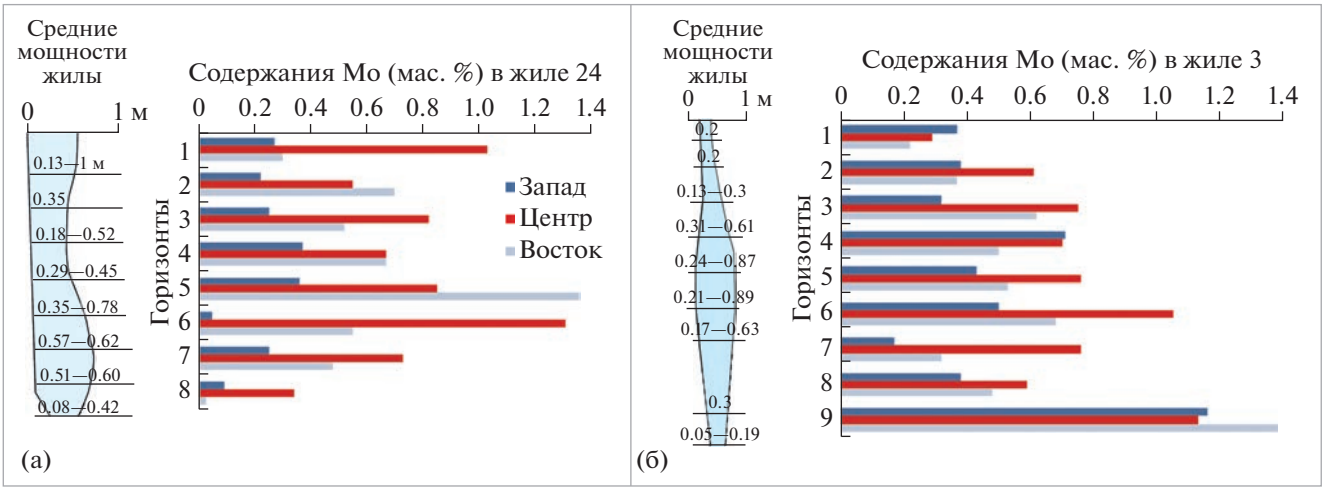
СТРОЕНИЕ И МИНЕРАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ РУДНЫХ ЖИЛ

Жилы изучены Г.А. Юргенсоном в эксплуатационных подземных выработках, пройденных на глубоких горизонтах в 1980–1989 г., и эти данные ранее не освещались в литературе.

Жила 24 – одна из крупных и описывается наиболее подробно. Она изучена на гор. I–VIII. Жила отличается комплексным оруденением. По данным В.И. Сотникова и др. (1995), объединенная проба по ней выявила (мас. %): Mo – 1, Zn – 0.98, Pb – 0.83, Cu – 0.25; Au – 1 ppm, Ag – 17 ppm. Мощность жилы на дневной поверхности (гор. I) – в пределах 0.12–1.0 м при C_{Mo} 0.30–2.0 мас. %. Среднее содержание (Ccp) Mo (мас. %): в центральной части жилы 1.03, на западном и восточном флангах 0.27 и 0.3 соответственно. Ccp_{Mo} по жиле в целом по 323 групповым пробам составляет 0.77 мас. %. Она локализована в слабоизмененном калишпатизированном гранодиорите, биотит которого слабо хлоритизирован, плагиоклаз серицитизирован. В приконтактовой части гранодиорит карбонатизирован с образованием линзующихся прожилков кальцит-галенитового состава, наложенных на раннюю молибденит-пирит-кварцевую ассоциацию. Пирит в ней образует пентагондодекаэдрические кристаллы, содержание его достигает 10%. В жиле наблюдаются гнезда и слои массивного пирита кубического габитуса. В относительно крупных (до 3 см) его агрегатах присутствуют обломки раннего кварца с молибденитом, пиритом, редко – шеелитом. В жильном материале кварц мелко-среднезернистый, участками образует мелкие друзы, молибденит в нем образует полоски, гнездовую и точечную вкрапленность. Содержания Mo и вариации мощности жилы 24 иллюстрирует фиг. 2а.

На гор. IV жила 24 имеет пережимы и в западной части выклинилась до 0.15 м, а затем срезана тектоническим нарушением.

На гор. V во вмещающем калишпатизированном, хлоритизированном и карбонатизированном гранодиорите развиты линзующиеся прожилки кальцит-галенитового состава. Галенит перемят, и в нем присутствует дробленый пирит. В ассоциации с галенитом находится тетраэдрит и сфалерит. Кристаллы пирита имеют пентагондодекаэдрическую форму, содержание его достигает 1–2%. Кварц крупнозернистый белый, иногда сечется прожилками халцедоновидного кварца, содержащего тонкую вкрапленность сульфидов. Кварц кавернозен. Стенки каверн покрыты кристалликами тупоскаленоэдрического кальцита, в свою очередь являющихся субстратом для мелких кристаллов прозрачного кварца, с сыпью кристаллов пирита, а также галенита. В северной ветви на этом уровне жила имеет карбонат-сульфидно-кварцевый состав и сопровождается кварц-карбонатными, кварц-карбонат-сульфидными и карбонатными прожилками, выходящими во вмещающий интенсивно сульфидизированный гранодиорит, утративший первичный облик. Сульфиды также обволакивают обломки вмещающей породы. Среди них преобладает пирит кубического габитуса, реже пентагондодекаэдры. В ассоциации с ним находятся молибденит, тетрадимит и сфалерит оранжевого цвета. Кварц – белый и серый, содержащий тонкодисперсную вкрапленность пирита. По простиранию состав жилы меняется, и она становится существенно сульфидной, преимущественно пиритовой. Здесь в окварцованном гранодиорите вблизи контакта с жилой находятся молибденит-пирит-галенитовые агрегаты. Пентагондодекаэдрические кристаллы пирита, включающие ранний молибденит, оторочены скорлуповатыми агрегатами галенита толщиной до 1–2.5 мм. С пиритом ассоциирует также и халькопирит. C_{Au} (ppm) достигает 5.6 при Ccp_{Au} 2.71, а Ag 172.3 при Ccp_{Ag} 58.71. На гор. IV и V Ccp_{Pb} достигает 1.74–2.25 мас. %. На гор. VI околожиль-



Фиг. 2. Вариации мощности и распределение содержаний Mo по горизонтам в различных частях (западной, центральной и восточной) жилы 24 (а) и жилы 3 (б). В левой части фигур – модели, построенные по данным средних мощностей жил. Цифры на отметках горизонтов – вариации мощности жилы на горизонтах.

ные изменения гранодиоритов отличаются увеличением интенсивности хлоритизации биотита, мелкопрожилковым окварцеванием и меньшим развитием кубооктаэдрических кристаллов пирита при возрастании доли кубических. Приконтактовые части жилы преимущественно кварц-сульфидного состава сдавлены, передроблены и сцементированы карбонатным материалом. Ближе к центральной части жилы мелкозернистый кварц-пиритовый с молибденитом агрегат рассечен прожилками анкерита. На гор. VII вмещающий жилу гранодиорит на контакте хлоритизирован и карбонатизирован. Жила имеет почти симметричное строение (фиг. 3).

На контакте в гранодиорите развита вкрапленность пентагондодекаэдрического пирита, молибденита и сульфосолей, в отдельных частях – гематита. Основная масса сульфидов с преобладанием пирита в виде гнездовой вкрапленности развита в кварце непосредственно на контактах с гранодиоритом. Осевая часть жилы сложена феррикальцитом и мангананкеритом. В карбонатной части жилы заключены обломки кварца, содержащие пирит и молибденит, пирит-халькопиритовые агрегаты, галенит и сфалерит. Гранодиорит рассечен также тонкими кварц-пирит-сфалерит-галенит-карбонатными прожилками мощностью до 6–9 мм, в которых четко прослеживается следующая последовательность выделения минералов: кварц → пирит → сфалерит → галенит → → карбонаты. В хлоритизированном гранодиорите в жиле проявлена такая же зональность: в нем на переходе к карбонату появляются точечные выделения галенита. На границе с карбонатом на пирит нарастают субсферические агрегаты светло-коричневого сфалерита с оторочками галенита и включениями сульфосолей (фиг. 3, вставка).

Геохимической особенностью жилы 24 является обогащенность рудными компонентами (мас. %): Pb (0.03–3.84), Zn (0.01–5.15), Cu (0.03–0.62); Au (0.1–5.6 ppm) и Ag (0.8–479.5 ppm) (табл. 2), пространственное распределение средних содержаний которых показано на фиг. 4б.

Отчетливо прослеживается сходное распределение Zn и Pb в жиле (сильная положительная связь) (табл. 3, фиг. 4а) и независимое от их содержаний поведение Cu и Mo, что подтверждается и корреляционным анализом.

Mo и Cu имеют положительную связь, но много ниже уровня значимости, и это, видимо, отражает тот факт, что основная медная минерализа-

Таблица 1. Матрица парных корреляций Сср. Zn, Pb, Mo и Cu в жиле 24 ($n = 9$, $r = \pm 0.52$)

	Zn	Pb	Cu	Mo
Zn	1			
Pb	**0.80**	1		
Cu	–0.30	0.04	1	
Mo	–0.34	–0.09	**0.15**	1



Фиг. 3. Схема строения жилы 24 на горизонте VII. 1 – измененный гранодиорит; 2 – жильный кварц; 3 – карбонатная часть жилы; 4 – пирит; 5 – молибденит; 6 – сфалерит; 7 – халькопирит; 8 – галенит; 9 – сульфосоли. На вставке – схема строения зональной жилы в зоне контакта с жилой 24. Sp – сфалерит, Gn + Ss – галенит и сульфосоли, Py – пирит, Qtz – кварц, Cb – карбонат.

ция все же отлагается в другом (более позднем) процессе, и лишь незначительно – в связи с халькопиритом, образующимся в одной стадии с основным количеством молибденита. Особенностью распределения Zn и Pb в пространстве жилы 24 является резкое увеличение их содержаний на глубоких горизонтах ее западного фланга.

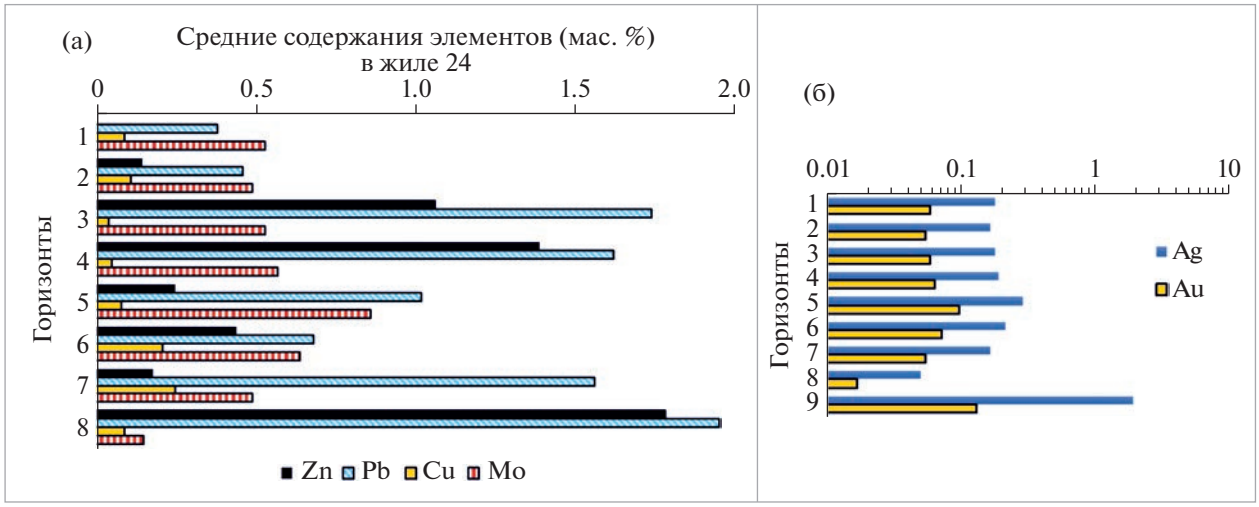
В распределении Au и Ag, как видно из фиг. 4б, наблюдается полное подобие (коэффициент их корреляции +0.999). Но, как ниже будет показано, такая высокая корреляция Au и Ag с преобладанием Ag связана, видимо, с тем, что все же, кроме присутствия Ag в самородном золоте, Ag практически всегда в тех или иных концентрациях

Таблица 2. Распространенность новообразованных минералов в рудах

Главные	Второстепенные**	Редкие
Молибденит, пирит, кварц, карбонаты, калишпат, серицит, глинистые минералы	Сфалерит, блеклые руды, шеелит, галенит, минералы Ti, халькопирит, хлорит, апатит, актинолит, эпидот, биотит, турмалин, мусковит, альбит, сванбергит, гематит, бурнонит	Самородные Au, Ag*, Bi*, айкинит, висмутин, **$Bi_{1.93}Te_{1.07}$, паркерит,** гессит, **арсенмаркобальдиит**, тетрадимит, борнит, сульфосоли Ag*, козалит*, алтаит*, станнин*, **мохит**, арсенопирит*, магнетит, вольфрамит*, касситерит*, эмплектит*, барит, гипс, оксид Pb, уранинит*, флюорит* и др.

Примечание. * Минералы, выявленные ранними исследованиями и пока не обнаруженные нами. Жирным шрифтом обозначены новые для месторождения минералы, диагностированные нами.

** Сфалерит, блеклые руды и галенит в отдельных частях некоторых жил могут выступать как главные.



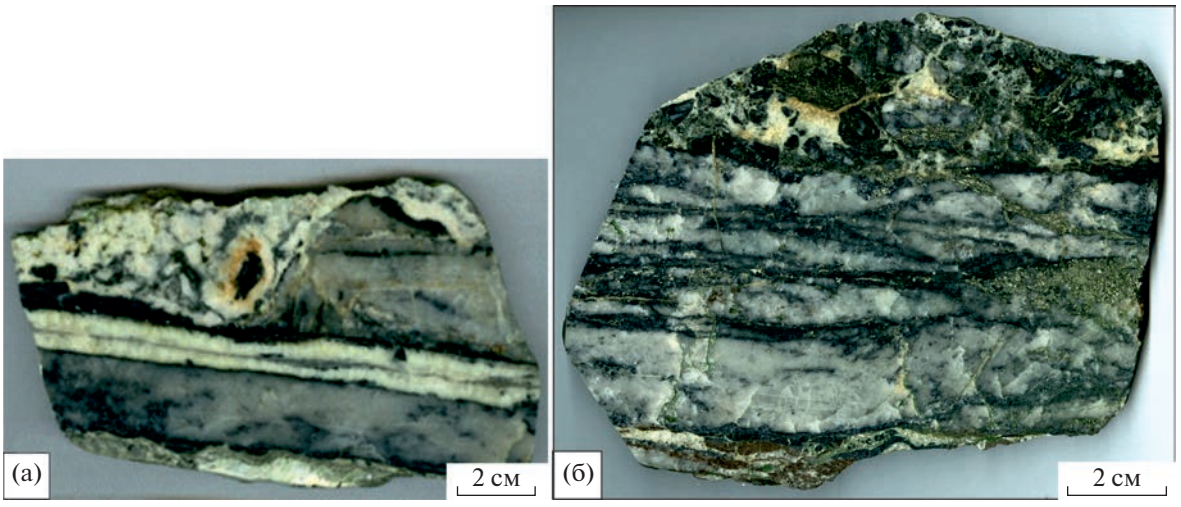
Фиг. 4. Распределение средних содержаний Zn, Pb, Mo, Cu (мас. %) (а), Au и Ag (ppm) (б) по горизонтам жилы 24.

обнаружено в тетраэдрите и галените – спутниках или даже матрицах самородного золота. Отметим (см. фиг. 4б), что среднее содержание Au и Ag на самом глубоком горизонте жилы 24 максимальное.

Жила 3 эксплуатировалась на двух участках: II (западный) и III (северо-восточный). Судя по их расположению, западная часть жилы 3 представляет собой продолжение жилы 32. Пространственное распределение содержаний Mo и вариации мощности жилы иллюстрирует фиг. 2б. Жила 3 на СВ участке локализована в калишпатизированном пиритизированном гранодиорите с хлоритизированным биотитом, содержащим вблизи контактов с жилой сеть тонких прожилков кварц-пирит-молибденитового состава. На гор. III в жиле 3 наряду с ранней молибденит-халькопирит-пирит-кварцевой ассоциацией присутствует поздняя галенит-пирит-кварц-карбонатная. На гор. V вмещающими породами являются калишпатизированные гранодиориты и, в меньшей мере, граносиениты, амфибол в которых хлоритизирован. Состав жилы типичен, но отличается некоторым укрупнением чешуй и розеток молибденита и присутствием редкого шеелита. На гор. VI жила 3 локализована в зоне, где развиты чередующиеся биотитовый гранит, гранодиорит, монцодиорит и граносиенит. Контакты неровные с апофизами кварцевого состава длиной до 10 см, внедряющимися в измененную вмещающую породу. В жиле присутствуют пропилитизированные обломки гранитоидов длиной до 3–4 см с пиритовыми оторочками. Жила имеет симметричное строение и крутое падение. В одном из сечений выявлено 7 по-

Таблица 3. Содержание (ppm) структурных микропримесей в молибдените по данным LA-ICP-MS

Обр. №	Кол-во анализов	Генерации	Re от–до (среднее)	Se от–до (среднее)	W от–до (среднее)
204	9	I	9.09–29.68 (19.81)	145.35–198.94 (177.6)	8.81–19.4 (12.3)
303	25	I– III?	2.35–17.58 (6.95)	117.74–296.38(233.99)	11.04–30.29 (18.8)
364	32	I–II	0–69.6 (8.13)	192–613.06(326.44)	10.52–35.32 (21)
395с	3	II	32.92–40.32 (37.8)	215.6–237.6 (225.73)	8.24–15.48 (11.05)
396	21	I–II–III	11.69–97.00 (45.78)	53.59–231.42 (126.21)	5.44–32.07(15.83)
446	11	1–II	12.68–86.4 (36.17)	136–244 (182.15)	6.72–19.76 (11.43)
438	16	II	35.89–93.7 (52.34)	170.52–345.1(232.36)	4.63–13.8 (8.9)
850	37	I–II	12.36–180.00 (64.27)	0.01–204 (104.61)	8.44–23.56 (11.96)
13/91	4	I	2.76–26.5 (14.69)	147–228 (200.25)	18.1–39.3 (28.25)
165/64	4	II–III	76.5–203 (150.88)	131–200 (161.75)	6.37–8.34 (7.8)
162/64	5	II–III	16.2–150 (60.24)	146–221(170.8)	6.5–27.7 (17)
Всего	166		**Ccp = 34.65**	**Ccp = 214.1**	**Ccp = 15.32**



Фиг. 5. Жила 3: а – фрагмент жилы 3 в шахте-2, темные линзы и полосы в кварце – молибденит, обр. 438; б – фрагмент жилы 3 с четким разделением раннего полосчатого молибденит-кварцевого и позднего карбонатно-сульфидного агрегата в верхней части образца. Штрек по западной части жилы 3, гор. VII, обр. 850.

лос кварца, разделенных тонкими полосками пирит-молибденитового состава. Ширина их варьирует от 0.3–1.5 до 3 см. Пирит-молибденитовые полосы имеют толщину от 1 до 3 мм. От полос молибденита отходят его лучистые кристаллы длиной до 5 мм, облекаемые кварцем. Отмечены также гнездообразные скопления и изогнутые линзы молибденита в кварце. Пирит представлен агрегатами и пентагондодекаэдрическими кристаллами. Содержание его до 25%. Кварц светло-серый, средне-крупнозернистый. В нем присутствуют мелкие длиной до 1–3 см друзы с тонким кварцем. Галенит находится в виде гнезд размером до 1–2 мм и часто образует оторочки вокруг пирита. На этом же горизонте жила 3 вскрыта в штреке в шахте-2 (фиг. 5а).

Здесь она представлена полосчатым мелко-тонкозернистым кварцем с полосами-слоями, обогащенными молибденитом. Жильный кварц рассечен жилами кальцита и зонами брекчирования, как секущими, так и параллельными контакту жилы. Молибденит образует гнезда и линзовидные изогнутые агрегаты в кварце величиной до 1–3 мм.

На западном участке жила 3 ассимметрична. На контакте с гранодиоритом развита зона пирита (2–3 см), затем следует зона мелкозернистого кварца с молибденитом (1–1.5 см), которая сменяется зоной с крупнозернистым кварцем с молибденитом и пиритом в полостях (до 3 см), зонами сфалерит-кварцевого состава (0.7–1.5 см), анкерита (0.6–0.9 см), сфалерита с кавернозным кварцем (до 2 см). На противоположном контакте жилы развит серый мелкозернистый кварц с пиритом и молибденитом. На гор. VII жила 3 отличается уменьшением C_{Mo} и непостоянной мощностью (0.12–0.4 м). C_{Mo} от 0.09 мас. % (в пережимах и на флангах) до 0.88 мас. % в участках поздней, наложенной на раннюю Mo-минерализацию, галенит-сфалеритовой ассоциации с карбонатами. Ccp_{Mo} существенно уменьшаются и составляют для восточной части жилы (мас. %): 0.32, для центральной – 0.76 и западной – 0.17. На этом горизонте установлено Ag до 300 ppm. На отдельных участках жила со стороны лежачего бока контактирует с гранодиоритом, а висячего – с граносиенитом. Типы изменений гранитоидов близки: хлоритизация, тонкие прожилки кварца с сульфидами. Участками, где жила имеет существенно карбонатный состав и содержит сфалерит, молибденит, тетраэдрит, халькопирит и пирит, вмещающие породы интенсивно карбонатизированы.

На восточном участке жила 3 отличается относительно низкими Ccp_{Mo} (мас. %): 0.17 – на западном фланге, 0.38 – в центре и 0.09 – на восточном фланге, сохраняя симметричное его распределение. Здесь вскрыт фрагмент жилы полосчатого строения мощностью до 16–18 см (фиг. 5б). Жила в висячем боку сложена брекчированным молибденит-пирит-кварцевым материалом с кварц-карбонатным цементом. В отличие от других частей жилы, она в существенной части сложена серым кварцем с тонкочешуйчатым молибденитом, чередующимся с почти черным кварцем, в котором доля молибденита составляет более половины. Пирит наложен на этот ранний продуктивный комплекс. В приконтактовой части лежачего бока отмечен гематит.

На гор. VIII в жиле 3 (восточная часть, участок III) C_{Mo} по сравнению с гор. VII возрастают. Жила представлена чередованием существенно

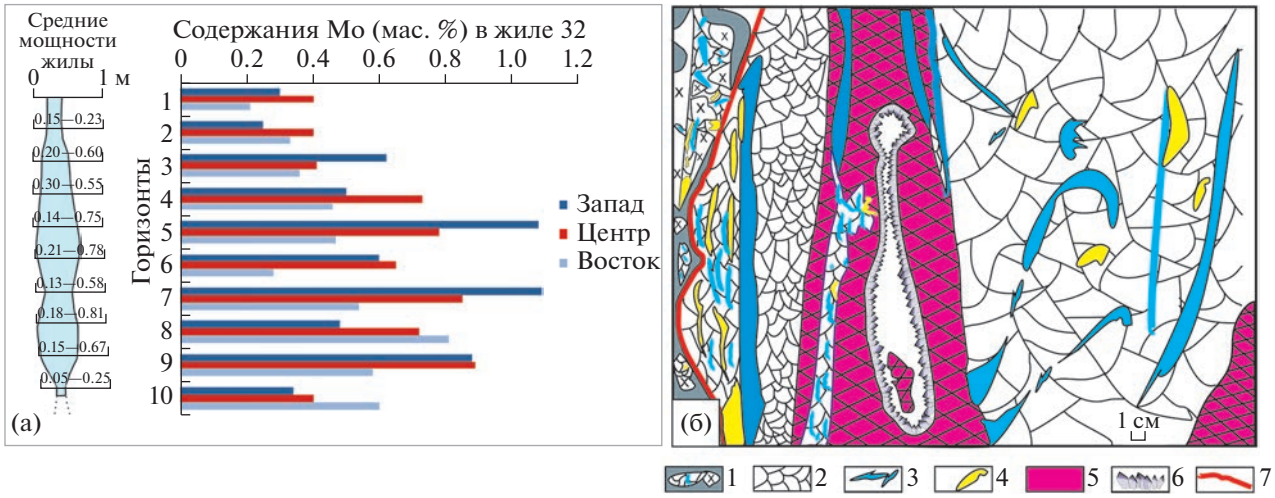
кварцевых и молибденитовых полос, содержащих гидротермально переработанные полосовидные обломки граносиенита. К ним приурочены цепочки мелких полостей, выполненных кристаллами кварца, на которые наросли кальцит и гипс. Они содержат гнезда пирита с формой кривогранных кубов. На контакте жилы и пропилитизированного граносиенита находятся слои сахаровидного кварца мощностью 1–3 мм, который в полостях окристаллизован и на кристаллах кварца – наросты сферолитов хлорита и игольчатых кристаллов рутила. Жила представлена массивной и полосчатой частями. В последней выделяется также две части. Одна из них сложена тонким чередованием полос кварца и молибденита, сменяющихся зоной кварца с халькопиритом, галенитом, молибденитом, кубопентагондодекаэдрическим пиритом и Cu-сульфосолями. В осевой части жилы развиты две генерации кальцита. Ранний представлен комбинациями острого и тупого скаленоэдров, а поздний образует каймы из двойников ромбоэдров, обрастающих ранние сульфиды и кварц. На кальците находятся сложные сростки кристаллов пирита в комбинациях (111) и (210), редко (111) и (100). Этот пирит, в свою очередь, обрастает кристаллы кальцита, начиная расти на конечной стадии его роста.

На гор. IX в отдельных блоках с запасами по категории C_2 Ccp_{Mo} составляют 0.63–1.00 мас. % при мощности 0.14–0.19 м. Ccp_{Mo}, рассчитанные по отдельным подсечениям, здесь весьма высоки (см. фиг. 2б) и составляют для восточного участка (мас. %): 1.16 на западном фланге, 1.13 в центральной части и 1.38 на восточном фланге, то есть жила 3 продолжается на глубину, увеличиваясь в мощности на гор. X до 0.4 м. При этом вариации содержаний Mo находятся: для гор. IX в пределах 0.56 –2. 25 и для гор. X по единичным подсечениям 0.059 и 1.07 мас. %. Наиболее высокие содержания соответствуют минимальным мощностям. То есть с глубиной оруденение в этом участке начинает более соответствовать тонкожильно-прожилковому (штокверковому).

Ccp попутных компонентов в жиле 3 относительно низкие (мас. %): Pb 0.03–0.71; Cu 0.01–0.08; Zn 0.015–0.64. Содержания Au и Ag соответственно (ppm): 0.04–0.73 и 0.6–300. При этом содержание Au и Ag на гор. IX: 0.1–0.33 и 0.4–2.8. C_{Pb} по отдельным подсечениям на этих горизонтах составляет 0.005–0.06, Cu 0.01 и Zn 0.03 мас. %. На гор. IV, где определен шеелит, C_{WO_3} находится в пределах 0.01–0.1 мас. %. На западном фланге Ccp_{WO_3} (мас. %): 0.02, в центральной части жилы 0.086, на восточном фланге 0.015. Ccp_{WO_3} составляет 0.063% при среднеквадратичном отклонении 0.035.

Жила 32 является одной из крупных. Простирание ее субширотное, запад-северо-западное. Она выполняет самую южную зону разуплотнения в Шахтаминской рудовмещающей структуре. На дневной поверхности протяженность ее с балансовыми рудами составляла около 620 м, на гор. IV и V – 700 м, на гор. VI – 800 м, на гор. VII – 760 м. На восточном фланге жила сечется дайкой лампрофира. На западном фланге она срезается тектоническим нарушением при C_{Mo} 0.8 мас. %. Жила отработана с поверхности до гор. IX, где протяженность ее уменьшается до 300 м. До гор. X она прослежена отдельными скважинами, где при протяженности до 450 м ее мощность становится неустойчивой (0.04–0.62 м) в восточной и до 0.21 м в западной части. Пространственное распределение содержаний Mo и вариации мощности жилы иллюстрирует фиг. 6а.

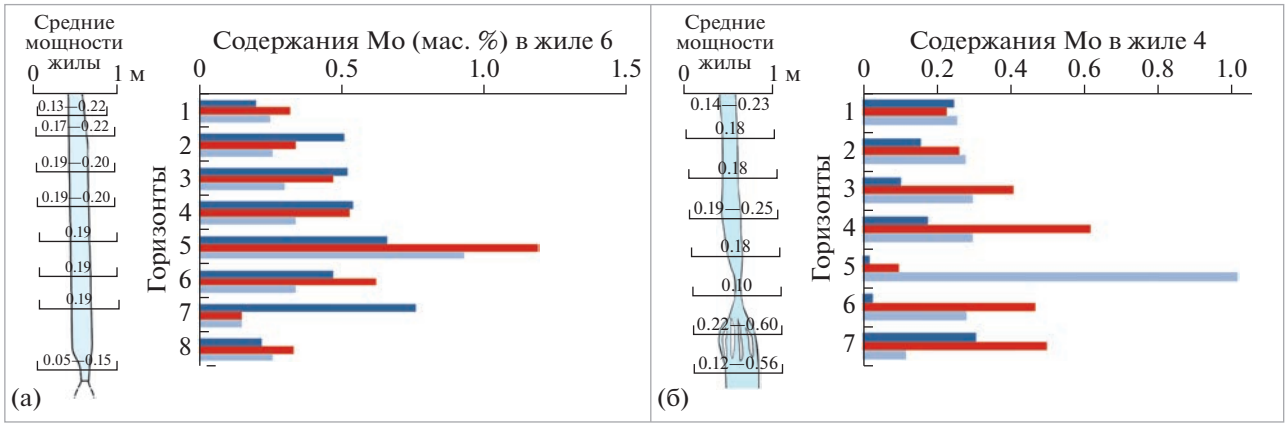
Жила 32 локализована, в основном, в гранодиорите. На гор. III ее падение ЮЗ 75°. Она сложена серым кварцем с пиритом, молибденитом и шеелитом. Жила 32 сечет калишпатизированный, гидрослюдизированный и хлоритизированный гранодиорит, в котором в приконтактовой части интенсивно развита пиритизация, сопровождающая тонкое кварц-молибденитовое прожилкование. Ширина полосы этих изменений достигает в висячем боку в среднем 54 см. В массе содержание пирита и молибденита не более 0.1%. В жиле контакты притерты и сложены кварц-молибденит-пирит-халькопиритовым агрегатом. Далее следует зона полосчатого строения, состоящая из чередующихся существенно кварцевых и существенно молибденитовых полос с извилистыми границами. На Mo-минерализацию наложена полиметаллическая ассоциация с галенитом, сфалеритом, халькопиритом, сульфосолями и кальцитом. На гор. IV состав и строение жилы примерно аналогичны. На гор. V вскрыт фрагмент жилы, представленный массивным, ближе к осевой части жилы – мелкокавернозным кварцем с пиритом, как в гнездах, так и в составе молибденит-пиритовых и пирит-сульфосольных полос. Полосы крупнозернистого кварца шириной до 2–2.8 см чередуются с извилистыми полосками молибденит-пиритового состава шириной до 2 мм. При этом в направлении от контакта жилы к ее осевой части проявляется четкая последовательность: кварц → → молибденит → пирит. На гор. VI жила 32 находится в калишпатизированном, хлоритизированном и серицитизированном гранодиорите, имеет кварц-карбонатный состав. Она сопряжена с ранней жилой кварц-полевошпатового состава с пиритом и молибденитом и содержит также галенит, сфалерит и сульфосоли. На гор. VII штрек по жиле 32 вскрыл апофизу халцедон-кварц-карбонатного состава с сульфидами поздней полиметаллической ассоциации. На контакте гранодиорит превращен в хлорит-кварцевую, участками



Фиг. 6. Жила 32: а – вариации мощности жилы 32 и распределение содержаний Mo по горизонтам, усл. обозн. – см. фиг. 2; б – строение фрагмента жилы 32 на контакте с брекчированным гранодиоритом. 1 – гранодиорит-кварцевая брекчия на карбонатно-хлоритовом цементе; 2 – кварц; 3 – молибденит; 4 – пирит; 5 – карбонат; 6 – поздний аметистовидный кварц; 7 – тектонический контакт жилы и брекчии.

хлорит-гидрослюдистую породу. Аргиллизация проявлена на участке развития карбонатной части жилы, где наряду с пиритом развит гематит. В восточной части штрека биотитовый гранодиорит интенсивно хлоритизирован и сульфидизирован с образованием вкрапленности пирита кубического габитуса. Частью он кривогранный, за счет образования на завершении формирования кристаллов грани пентагондодекаэдра. Непосредственно в приконтактовой части гранодиорит рассечен тонкими молибденит-пиритовыми прожилками. Приконтактная ее часть имеет сульфосольно-сфалеритовый состав, по строению и минеральному составу близкий описанному в жиле 24 (см. фиг. 3, вставка). Сульфосоли в виде полусфер радиусом 0.8–1.2 см окружены оторочками сфалерита толщиной 0.7–1.0 см и покрыты фестончатым слоем сульфосольно-галенитового состава, содержащим тонкозернистый кварц. Затем следует слой карбоната толщиной до 2–3 см. Он перекрывается слоем тонкошестоватого и тонкозернистого кварца, содержащего хлорит и пирит. Затем следует слой карбоната толщиной до 4–5 см с пиритом и хлоритом, перекрывающийся слоем тонкозернистого кварца с вкрапленностью пирита и сфалерита толщиной до 5–6 см. Подобное же строение имеет и другая часть этой жилы с противоположного контакта. На этом же горизонте в брекчированном и хлоритизированном гранодиорите находятся обломки кварца с молибденитом и пиритом. Цемент брекчии – перемятый материал гранодиорита и кварца с пиритом и молибденитом, погруженные в мелкозернистый карбонатно-хлоритовый агрегат. По зоне нарушения в этой брекчии по гранодиориту локализована катаклазированная молибденит-пирит-кварцевая жила, рассеченная ветвящейся карбонатной жилой. В ней находится полость, выполненная шестоватым кварцем с аметистовидными головками (см. фиг. 6б). На кварц нарастают хлорит и иллит. Здесь кварц-молибденитовые агрегаты двух генераций: ранние перемятые и изогнутые пластины молибденита и более поздние, состоящие из ориентированных полос мелкочешуйчатого молибденита и мелкозернистого кварца. В крупнозернистом кавернозном кварце молибденит и пирит находятся в друзовых полостях размером до 1 см и не изменены. На продолжении этой жилы наблюдаются участки, где полосчатый молибденит-пирит-кварцевый агрегат интенсивно брекчирован с образованием брекчии на карбонатном цементе, в которой перед кальцитом на брекчированном кварце выделяются сульфидные ассоциации в последовательности: халькопирит → → сфалерит → галенит→ блеклая руда → халькопирит.

На гор. VI и VII, кроме того, вскрыты фрагменты жилы молибденит-пирит-кварц-полевошпатового состава, рассеченные тонкошестоватым кварцем, содержащим молибденит, пирит, галенит, сфалерит и сульфосоли. Этот факт имеет важное значение как показатель неоднократности формирования Mo-содержащего минерального комплекса Шахтаминского месторождения. На гор. VIII жила 32 находится на контакте биотит-роговообманкового граносиенита и биотитового гранодиорита. В 0.5 м от контакта с жилой в граносиените наблюдается лишь слабая хлоритизация роговой обманки и просечки молибденит-халькопирит-пиритового состава с преобладанием пирита. В 0.3 м от контакта просечки сменяются тонкими (до 1–2 мм) прожилками молибденит-



Фиг. 7. Вариации мощности жилы 6 (а) и 4 (б) и распределение содержаний Mo по горизонтам. Усл. обозн. – см. фиг. 2.

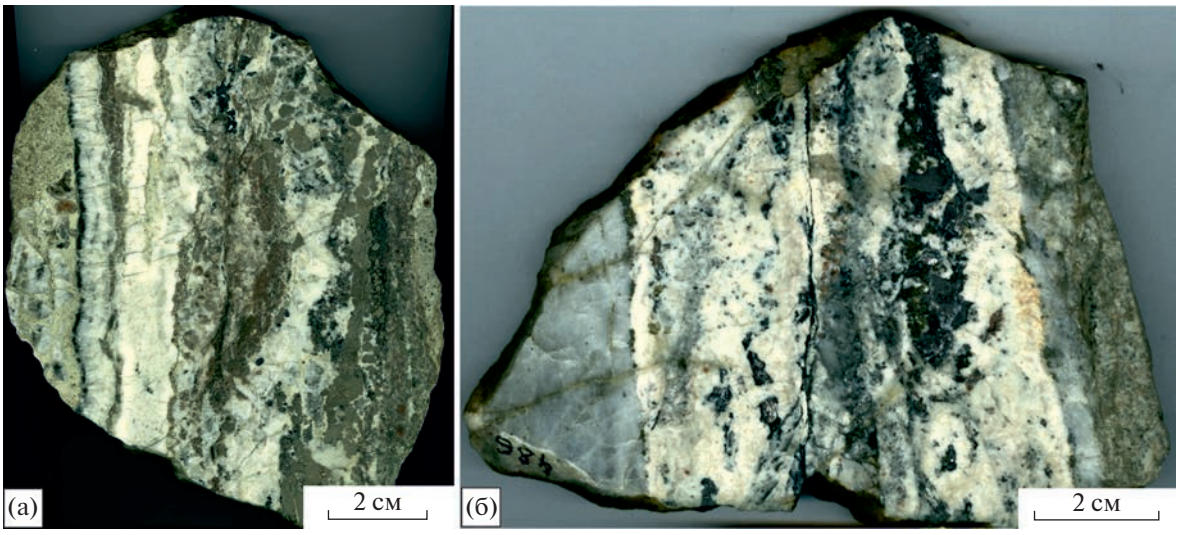
халькопирит-пирит-кварцевого состава, появляется эпидот-хлоритовая ассоциация, развивающаяся по роговой обманке. На расстоянии 0.2 м и на контакте порода окварцована и сульфидизирована. Вдоль контакта развиты тонкие (0.5–1.0 см) жилки халькопирит-молибденит-пиритового состава. Все пересекается тонкими жилками халцедоновидного кварца. Гранодиорит противоположного контакта жилы пропилитизирован с пирит-молибденит-кварцевыми прожилками. Но здесь наряду с хлоритом и эпидотом развиты кальцит и гидрослюда. Оруденение продолжается на глубину. На гор. X скважинами выделен участок в центральной части жилы мощностью 0.25 м и C_{Mo} 0.90 мас. % и оценен по нему блок с запасами 97.2 т Mo. До глубины с абс. отметкой 272 м бурением выявлено оруденение с C_{Mo} 0.185–1.35 мас. % при мощности 0.04–0.62 м. В Mo-рудах жилы 32 присутствуют (Ccp, мас. %): Cu (0.01–0.21), Pb (0.01–0.57), Zn (0.01–0.38), Au (0.09–0.78 ppm) и Ag (0.37–14.75 ppm), WO_3 – 0.063

Как и в ранее рассмотренных жилах 24 и 3, здесь четко выявляются три разновозрастные минеральные ассоциации: ранняя молибденит-халькопирит-пирит-кварцевая, иногда с шеелитом, наложенная кварц-карбонатная с галенитом, сфалеритом и сульфосолями и поздняя, выполненная халцедоновидным кварцем, кальцитом, поздним аметистовидным кварцем. Особенностью жилы 32 является ее протяженность и относительно устойчивый минеральный состав.

Жила 6 располагается параллельно жиле 32 и находится в 80 м к СВ от нее. На дневной поверхности прослежена по простиранию на 400 м. Распределение содержаний Mo и вариации мощности жилы 6 по горизонтам показаны на фиг. 7а.

Особенность этой жилы – высокое содержание Pb (мас. %) (до 0.43 на западном фланге гор. IV и 1.47 на восточном фланге гор. V) и Zn (0.21–1.18). При этом на этом уровне содержания составляли (мас. %): Pb 0.02–1.47, Cu 0.02–0.13, Zn 0.01–0.03, Au 0.1–1.48 ppm и Ag 0.2–85.5 ppm. Выклинивание жилы с глубиной происходит в СЗ направлении. На гор. VII жила 6 пересекает аргиллизированный граносиенит, имеет молибденит-пирит-кварцевый состав, содержит хлорит и поздний карбонат. Граносиенит рассечен редкими существенно пиритовыми тонкими прожилками кварца и молибденита. Пирит имеет кубический габитус. В 0.5 м от контакта число просечек пирита возрастает, увеличивается и доля молибденита. Кристаллы пирита становятся кривогранными, на некоторых появляется грань октаэдра, в отсутствие молибденита кристаллы его обладают ступенчатостью. Молибденит здесь послекварцевый. Жила 6 зональна. На контакте она сложена мелкозернистым халькопирит-молибденит-пирит-кварцевым агрегатом, содержащим пластины гранодиорита. Далее следует полосчатая существенно молибденит-пирит-кварцевая зона, которая сменяется полосой мощностью 10–12 см, содержащей 4 обогащенных молибденитом слоя. Кварц приконтактовой части жилы сахаровидный, далее следует кварц осевой части жилы кавернозный и шестовато-гребенчатый. В друзовых полостях находятся розетки кристаллов позднего молибденита. Жила ветвится и сечется халцедоновидным кварцем. В жиле проявлена четкая последовательность образования минералов: пирит → кварц → молибденит → кварц → пирит → → карбонат → хлорит → кальцит.

Жила Сульфидная интересна в связи с высоким содержанием в ней сульфидов и Au. Она находится на СВ фланге месторождения и на поверхности прослежена по простиранию на 400 м. На гор. IV протяженность ее всего около 100 м, и СЗ ее фланг сопрягается с жилой Старательской. На гор. III жила Сульфидная контактирует с катаклазированным и пропилитизированным гранодиоритом. В кварцевом прожилке в гранодиорите



Фиг. 8. Фрагменты полосчатых участков жил Сульфидная (а) и Старательская (б).

присутствуют кривогранные кубики пирита, приуроченные к контакту, а также редкие мелкие включения молибденита. Жила представлена поздней существенно карбонатной ассоциацией, наложенной на реликты раннего кварца с молибденитом, пентагондодекаэдрическим пиритом, находящимся внутри оторочек галенита. Галенит присутствует в виде гнезд до 5 мм. На гор. IV жила интенсивно катаклазирована до образования брекчии сульфосольно-молибденит-пирит-кварцевого состава, сцементированной карбонатом и хлоритом. Молибденит интенсивно перемят и растащен. Отдельные кристаллы пирита в виде кривогранных кубов находятся в карбонате. На гор. V жила имеет мощность до 25 см и почти целиком представлена карбонатом с примесью галенита и сфалерита. На гор. VII жила локализована в пропилитизированном граносиените и гранодиорите. В приконтактовой зоне жилы развита прожилково-гнездовая вкрапленность пирита, халькопирита и молибденита. Здесь присутствуют зональные жильные образования до 4 см мощности. Зональность выражена в последовательности: пирит (до 95%) → анкерит (+пирит) → пирит + халькопирит + молибденит → кальцит → пирит (+хлорит). В кальцит-хлоритовых агрегатах и прожилках присутствуют гнезда и линзы молибденит-пирит-сфалерит-галенитового состава. Пирит представлен пентагондодекаэдрическими кристаллами. Формированию этой прожилково-гнездовой вкрапленности предшествует калишпатизация и окварцевание, иногда с шеелитом. Жила здесь имеет изменчивую мощность, достигающую лишь в раздувах 15–20 см. Строение неоднородно и по простиранию меняется от полосчатого, пятнисто-гнездового до линзовидно-брекчиевого. Фрагменты жилы полосчатой текстуры мощностью 18 см состоят преимущественно из карбонатов, наложенных на молибденит-пирит-халькопирит-сфалерит-галенитовые агрегаты. Жильный материал карбонат-кварцевый. В ранней молибденит-пирит-кварцевой ассоциации встречается арсенопирит. Галенит-сфалеритовая ассоциация с третьей генерацией молибденита и кальцитом образуется позже. На фиг. 8а видно, что карбонатный материал, накладываясь на существенно сульфидную зону, выступает в качестве цемента взломанного пиритового агрегата.

На этом горизонте жила Сульфидная не соответствует кондициям по C_{Mo}. Тем не менее разработка этой жилы даже на нижних горизонтах могла бы быть рентабельной, судя по относительно высокой доле сульфидов в ее составе (до 40–50%), являющихся основными носителями Au и Ag.

Жила Старательская находится на СВ фланге месторождения. Длина ее на поверхности около 550 м, простирание субширотное – ЗСЗ, сопряжена с жилой Сульфидной. Мощность ее – в пределах 0.25 м, лишь в раздувах – до 0.53 м. Фигура 8б иллюстрирует строение одной из половин жилы на гор. VI. Мощность жилы здесь составляет 16 см. Вмещающая порода – пропилит по гранодиориту. На контакте с жилой порода окварцована и калишпатизирована, содержит пирит с молибденитом (правая часть жилы).

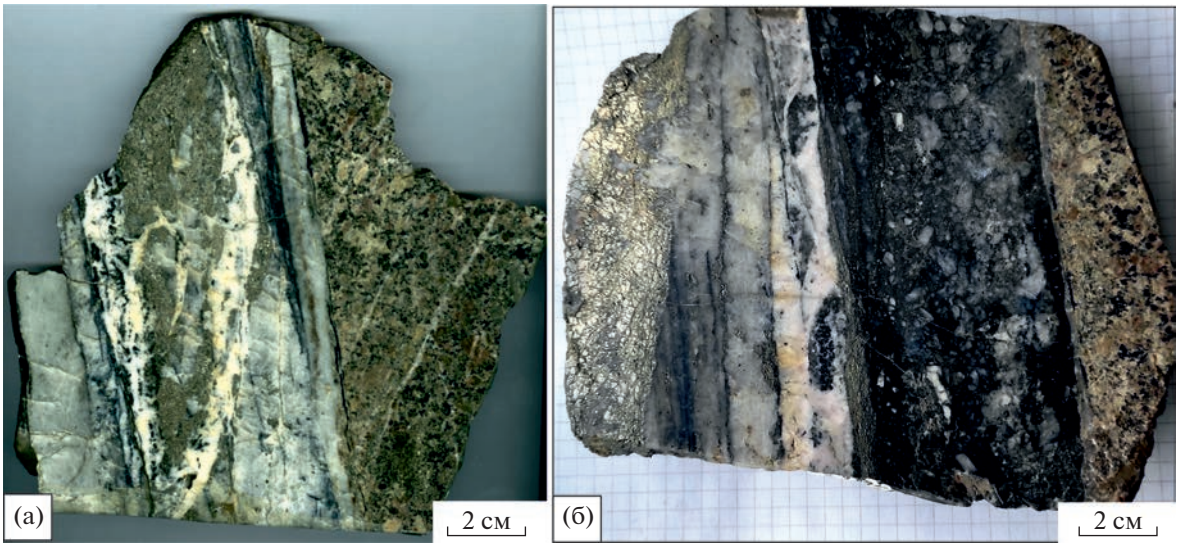
В приконтактовой части жилы находится среднезернистый кварц с вкрапленностью молибденита, пирита и халькопирита. Далее она переходит в сульфидно-кварц-карбонатный агрегат с галенитом, сфалеритом, пиритом, молибденитом. Далее в направлении к осевой части жилы он сменяется слоем кварца с молибденитом и пиритом, затем кварц-кальцитовым слоем с сульфида-

ми в виде изогнутых линзовидных полосок и гнезд. Далее следует полоса кварца, на переходе к которой находится тонкая полоска сульфидов.

Жила 4 расположена на восточном фланге рудного поля и имеет ВСВ простирание. На поверхности она прослежена на 550 м, с глубиной быстро выклинивается, имея ВСВ склонение. Вертикальный размах жилы составляет 331 м. Изменение Ccp_{Mo} с глубиной на флангах и в центральной части, так же как и вариации мощности жилы 4, показаны на фиг. 7б

На гор. IV. жила 4 локализована в пропилитизированном гранодиорит-порфире. В приконтактовой части пропилит содержит густую вкрапленность пирита в форме кривогранных кубов. Жила представлена молибденит-пирит-кварцевой ассоциацией, в которой мелкочешуйчатый молибденит находится в тесных срастаниях с кривогранными кристаллами пирита. Вмещающий гранодиорит-порфир рассечен серией субпараллельных карбонатных прожилков мощностью 2–12 мм. На гор. V мощность ее уменьшается, возрастая от западного фланга к восточному, где Ccp_{Mo} достигает 1.017 мас. % При этом длина жилы сокращается до 170 м. На гор. VI жила представляет собою жильную зону длиной до 160 м. Она находится в осветленном альбитизированном и хлоритизированном гранодиорит-порфире. На контакте с полосчатой частью жилы в гранодиорите развит ранний кварц-турмалиновый агрегат. По простиранию гранодиорит-порфир сменяется монцодиоритом, содержащим гнезда и линзы крупнокристаллического (до 0.6 см) пирита, молибденита и халькопирита. В нем жила 4 сложена крупнокристаллическим кварцем с мелкими друзами и чередованием полос: пирит–халькопирит → кварц → → молибденит–кварц → халькопирит–пирит-кварц → молибденит–кварц → кварц → пирит–кварц-кальцит. В осевой части жилы находится поздний секущий все кальцит с халцедоновидным кварцем. По простиранию жила становится грубо-полосчатой, вмещающей ее породой становится гранодиорит. В ней чередуются полосы кварца, молибденит-пирит-кварцевые, пирит-кварцевые и пиритовые. Мощность этих полос до 1–3 см. Между ними располагаются субпараллельно ориентированные окварцованные ксенолиты осветленного гранодиорита. В наиболее мощных фрагментах этих жил присутствуют молибденит с шириной полос до 3–4 мм при длине 5–7 см, пирит, халькопирит, галенит. В раздувах до 40 см осевая часть жилы шириной до 12–20 см сложена кварцем с мелкими друзами. Полости в нем выполнены кристаллами кварца, редко поздним пиритом и молибденитом или галенитом, сфалеритом и сульфосолями. Чередуются полости и полосы существенно пиритовые (2–3 см шириной), кварцевые (5–15 см шириной), висмутин-халькопирит-кварц-пиритовые, нередко с галенитом и светлым сфалеритом. Распределение сульфидов в таких полосах гнездовое, линзовидное, полосчатое. Размеры гнезд 1–6 см, редко более. Ширина полос, обогащенных сульфидами, в пределах 2–5 см. Жилы, в зависимости от угла падения, симметрично или асимметрично зональные. Наиболее симметричны жилы крутого падения. По простиранию строение жилы усложняется, и распределение сульфидов становится пятнистым, линзовидным. Они представлены молибденит-кварц-карбонатными агрегатами, рассеченными прожилками кальцита и халцедоновидного кварца. На этом же горизонте в составе полосчатых частей жилы 4 в приконтактовой ее части развиты полосы турмалин-кварцевого состава, которые в направлении к осевой части жилы сменяются кварцевыми, халькопирит-пирит-кварцевыми, молибденит-кварцевыми, затем снова халькопирит-пирит-кварцевыми зонами. На гор. VII длина жилы сокращается до 120 м. Она залегает в биотитовом порфировидном граносиените. В нем присутствует редкая вкрапленность пирита, реже – халькопирита. Граносиенит рассечен тонкими кварцевыми прожилками с пиритом. В приконтактовой его части – просечки пирита и турмалина длиной до 7 мм при ширине до 2.1 мм. Мощность фрагмента жилы около 12 см. Она полосчато-симметрично-зональная. В ней чередуются (фиг. 9а): в приконтактовой части полосы существенно турмалиновые (0.5–5 мм), существенно кварцевые (1–2 см), молибденит-кварцевые с редким пиритом (1–1.6 см), молибденит-пирит-кварцевая (до 5 см). Центральная часть жилы сложена кварц-карбонат-сульфидным комплексом с галенитом и сфалеритом. Эта зона линзовидной формы явно наложена на ранний существенно кварцевый минеральный комплекс. Ширина ее 2–6 см.

На этом же горизонте в 5 м от предыдущего фрагмента другая, четырехслойная, часть жилы с увеличившейся мощностью до 21 см залегает в альбитизированном и хлоритизированном биотит-роговообманковом граносиените, содержащем пирит и молибденит (фиг. 9б). Жила представлена зонами: а) сульфидно-кварц-турмалиновой, б) карбонатной с включениями пирит-сфалеритового состава, в) существенно кварцевой с молибденитом и г) существенно пиритовой, срезающей кварц-молибденитовую зону под острым углом. Непосредственно на контакте с граносиенитом находится брекчированная, сцементированная сульфидами карбонат-кварц-турмалиновая часть жилы. Фрагменты этой зоны находятся в виде включений в наиболее поздней карбонатной ассоциации, содержащей также обломки пирит-сфалеритового состава. На этом же горизонте обнаруживается и самая поздняя гидротермально-катакластическая стадия, проявля-



Фиг. 9. Жила 4: а – фрагмент жилы 4, обр. 701_2; б – блок 4/5, обр. 701_3. Гор. VII.

ющаяся в брекчировании сульфидно-кварц-карбонатной ассоциации с образованием брекчий на гидрослюдисто-карбонатном цементе, по времени совпадающая с наложенной аргиллизацией.

Таким образом, рассмотрение деталей строения молибденоносных жил вкрест их простирания показало, что они имеют зональное строение, определяющееся несколькими факторами: 1) последовательностью кристаллизации минеральных ассоциаций в процессе самоорганизации внедрившегося в зону разуплотнения рудоносного флюида с образованием турмалин-молибденит-халькопирит-пирит-кварцевой минеральной ассоциации, 2) наложением на нее пирит-галенит-сфалерит-сульфосольно-карбонатной минеральной ассоциации и 3) брекчированием этих ранних ассоциаций и наложением халцедоновидного кварца с карбонатами и поздним пиритом.

МИНЕРАЛОГИЯ ЖИЛ И ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ

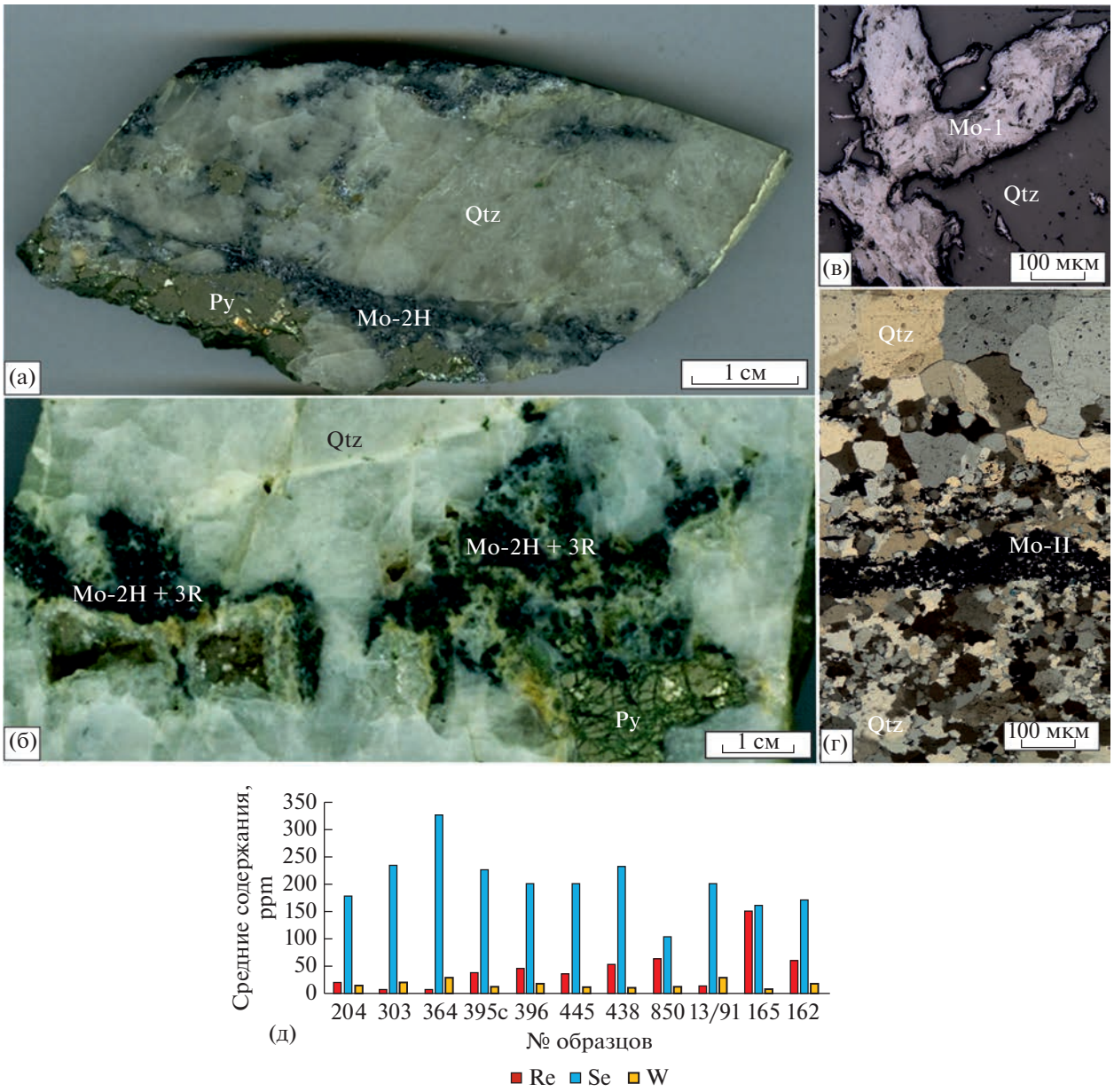
При рассмотрении строения жил Шахтаминского месторождения были упомянуты их главные и некоторые второстепенные минералы. Детальное их изучение и данные предшествующих исследований показали более разнообразный минеральный состав (табл. 2). Всего к настоящему времени выявлено более 50 новообразованных минералов.

Как следует из рассмотренных выше материалов, главный рудный минерал *молибденит* отлагается неоднократно и имеет по крайней мере 3–4 генерации. Некоторое его количество отложилось в рассеянном виде при дорудном пегматоидном процессе (Берзина и др., 2013). Молибденит, как было выше показано, большей частью локализован в кварце, реже по контакту кварца и пирита, затем в пирите, значительно реже его можно встретить в других сульфидах, сульфосолях и карбонате. Размеры его кристаллов варьируют от десятков мкм до 1 см. Ранняя генерация (молибденит I), ассоциированная с кавернозным крупнозернистым кварцем – наиболее крупная (см. фиг. 10а–в).

В результате внутрирудных подвижек ранние генерации кварца и молибденита переотлагаются в виде более тонкозернистых разностей, при этом часто наблюдается многослойное чередование зон тонкозернистого кварца и молибденита II, размеры которого от нескольких микрон до сотен мкм (см. фиг. 10г). Максимальное количество молибденита нередко приурочено к границе крупнозернистого и тонкозернистого кварца. Редкий молибденит, пересекающий сульфиды полиметаллической ассоциации полиметаллов и локализованный в карбонате, видимо, следует отнести к поздней третьей его генерации.

Изучение структурных микропримесей в молибдените методом лазерной абляции было проведено в 166 точках по 78 зернам молибденита различных генераций (табл. 3). Результаты показали различный уровень концентрации элементов в различных генерациях молибденита. Для W во всех генерациях молибденита характерны низкие содержания с относительно малыми колебаниями.

Молибденит I отличается в целом более низкими содержаниями Re и Se. Более низкие содержания Se в ранних генерациях объясняются активностью “конкурирующей” серы. Однако наложенные на W–Mo-оруденение процессы с пониженной fS^{2-} оказывают влияние на концен-



Фиг. 10. Фотографии (а, б) штуфов с проанализированными рентгеноструктурным методом молибденитами: а – скопления гексагонального молибденита (Mo-2H) по трещинам в крупнозернистом кварце (Qtz). Py – пирит, обр.204; б – молибденит, состоящий из смеси 2H + 3R с преобладанием ромбоэдрического политипа (Mo-2H + 3R), обрастает друзовые полости в кварце, обр. 396; в и г – микрофото, в – молибденит-I, г – молибденит-II тонкочешуйчатый, локализован на границе раннего крупнозернистого и более позднего тонкозернистого кварца; д – гистограмма содержаний структурных микропримесей в молибдените.

трирование Se, и максимальные его количества фиксируются в молибденитах в обр. 364, где проявлена поздняя аргиллизация и сванбергитизация, в период резкого снижения активности сульфидной серы и нарастания развития окислительных процессов.

В целом же повышенные содержания Se на Шахтаминском месторождении (фиг. 10д), по сравнению с соседним Бугдаинским и Быстринским, видимо, связаны с более низкой в течение всего процесса активностью S^{2-}; последняя много активнее на этих двух соседних месторождениях, что выражено, в частности, в значительно более высокой сульфидности их руд. Малоглубинная локализация вскрытого оруденения на Шахтаме, видимо, способствует разбавлению первоначальных флюидов, предоставляя селену все большие возможности по мере снижения активности S^{2-} и затухания гидротермального процесса. Содержания Re в целом увеличиваются в более тонкозернистых

Таблица 4. Матрица парных корреляций микроэлементов в молибдените ($n = 123$, $r = \pm 0.2$)

	Cu	Se	Re	W	Ag	Tl	Bi	Zn	Pb	Sb	As	Te
Cu	1.00											
Se	0.03	1										
Re	**–0.27**	–0.13	1									
W	0.22	**0.35**	**–0.42**	1								
Ag	0.23	–0.08	–0.11	–0.07	1							
Tl	**0.48**	–0.05	–0.19	0.12	0.08	1						
Bi	0.13	0.13	–0.18	0.29	0.20	–0.04	1					
Zn	**0.36**	0.18	–0.24	**0.35**	0.25	0.04	0.18	1				
Pb	0.09	–0.04	–0.08	0.09	–0.01	0.39	0.01	0.05	1			
Sb	**0.28**	–0.13	–0.15	0.02	0.07	**0.53**	–0.06	0.10	**0.90**	1		
As	**–0.42**	–0.13	**0.48**	**–0.35**	–0.06	–0.20	–0.16	**–0.34**	–0.11	–0.20	1	
Te	0.06	0.22	–0.13	0.28	0.03	–0.03	**0.94**	0.21	–0.01	–0.06	–0.15	1

поздних генерациях, что обусловлено, вероятно, большей скоростью их формирования, препятствовавшей его рассеянию.

Из табл. 4 парных корреляций, созданной на основании 123 анализов различных генераций молибденита, следует, что концентрирование структурных примесей молибденита (W, Se и Re) происходит в различные эпизоды процесса рудообразования, о чем свидетельствует отрицательная связь Se–Re; Re–W имеют отрицательную связь, возможно, потому, что являются конкурентами, занимая катионные позиции в дефектах решетки молибденита.

Остальные микропримеси в молибдените связаны с микровключениями наложенной полиметаллической минерализации. Так, сильная положительная связь Pb–Sb объясняется включениями сульфоантимонидов свинца, Te–Bi – теллуридов Bi и отражают наиболее яркие особенности руд месторождения.

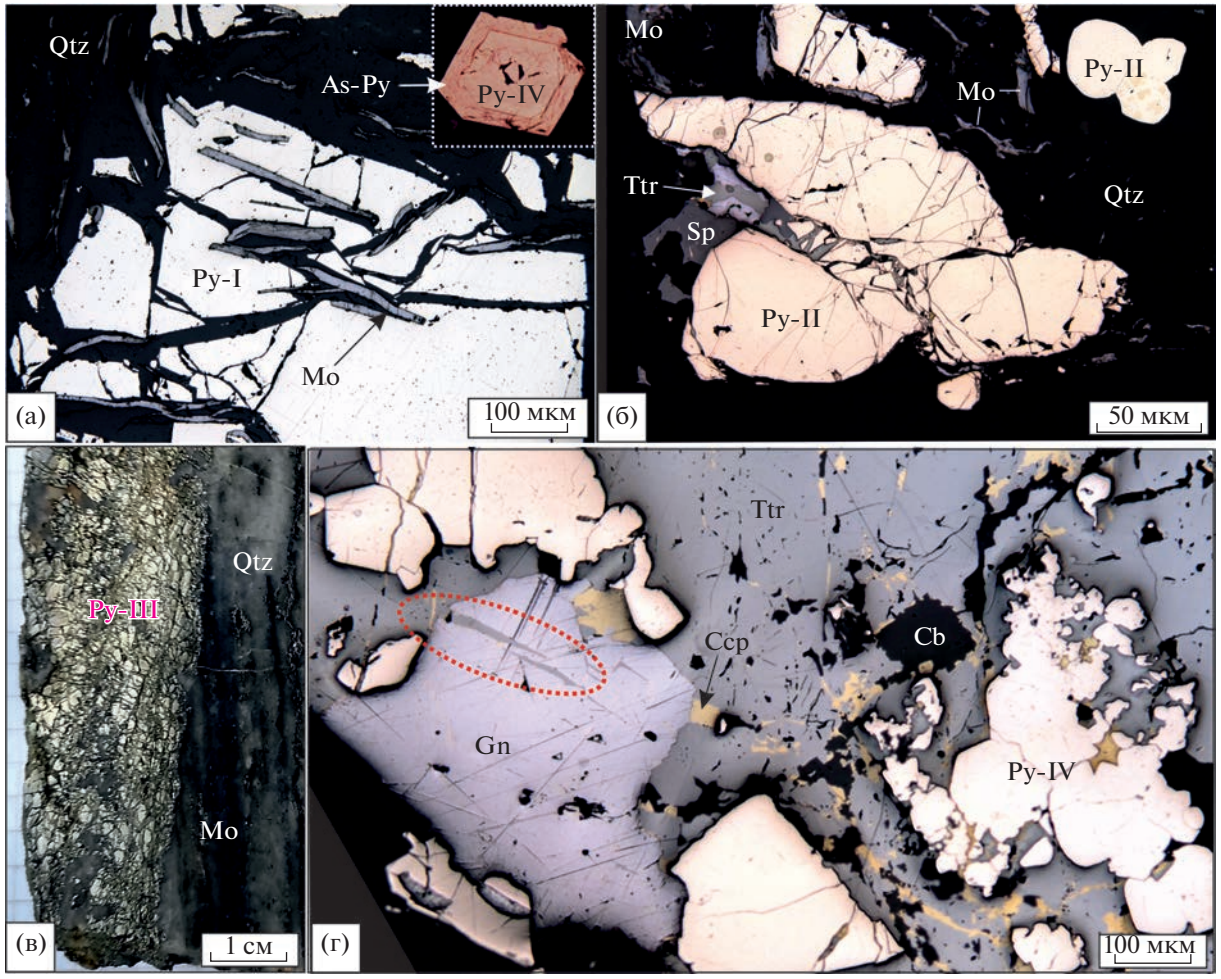
В образцах 438 и 364 прослеживается слабая положительная связь W с Se, что, видимо, связано с наложением на Mo–W-оруденение аргиллизации и пострудной карбонатизации, которые проходили в обстановке низкой fS_2.

Судя по результатам определения политипов молибденита рентгенофазовым методом, молибденит-I в образце 204 в притертой трещине принадлежит к полиморфной модификации 2H. Температура его кристаллизации, исходя из результатов исследований, рассмотренных ниже, лежит в интервале 410–360°C. Этот молибденит содержит малое количество Re (см. табл. 3, фиг. 10а, в).

Молибденит, выросший в относительно открытой пористой среде в приоткрытых интерстициях и друзовидных полостях в кварце (обр. 396, см. фиг. 10б), со свободным доступом растворов, является смесью 2H + 3R с преобладанием политипа 3R. Температура его образования ниже – 384–295°C. Возможно, что образованию политипа 3R способствуют именно такие условия кристаллизации, при этом возникает возможность перераспределения Re в окислительных условиях и некоторого обогащения им, поскольку молибденит в этом образце содержит в 2.3 раза больше Re, чем в молибдените-2H в обр. 204 (см. табл. 3).

Пирит – главный сопутствующий молибдениту рудный минерал – имеет не менее 5–6 генераций. Ранний пирит-I преимущественно кубического габитуса, местами немного уплощеный и имеет ступенчатые срезы. Он часто растрескан (см. фиг. 11а), интенсивно корродирован, по трещинам в нем развиваются относительно крупные чешуйки молибденита, кварц, халькопирит и другие минералы. Следующая генерация, которая по времени ближе всего к отложению молибденита пирит-II, характеризуется округлыми или кривогранными, как бы “оплавленными” многогранниками при сохранении части граней прямолинейными (фиг. 11б).

Подобные формы пирита характерны и для сингенетичного пирита молибденовых руд Бугдаинского месторождения. Таким образом, эта особенность пирита, вероятно, является локальным индикатором присутствия молибденита, и ее можно выделить в качестве типоморфной на проявления молибденита. Пирит-III – это преимущественно кубы, обрастающие молибденит, корродирующие и замещающие его; он также часто растрескан (см. фиг. 11в). Пирит-IV – явно выраженные пентагондодекаэдры, реже кубы, в основном хорошей сохранности, связанные чаще всего с наложением карбоната и полиметаллической минерализации (см. фиг. 11г). Кроме этого,



Фиг. 11. Различные генерации пирита (микрофотографии шлифов): а – пирит-1(Py) растрескан, и по трещинам в него вместе с кварцем (Qtz) врастает молибденит(Mo), вставка – кристалл пирита-IV, обрастающий мышьяковистым пиритом (As-Py); б – пирит-II округлых форм, близкий по времени кристаллизации к молибдениту, трещины в пирите выполнены тетраэдритом (Ttr), сфалеритом (Sp) и галенитом (Gn); в – пирит-III пересекает под острым углом слоистую кварц-молибденитовую жилу (фрагмент штуфа); г – пирит IV в виде агрегатов преимущественно пентагондодекаэдров в составе полиметаллической жилы (овалом выделено прорастание тетраэдрита (Ttr) в ранее отложившийся галенит, Ccp – халькопирит, Cb – карбонат.

присутствует мышьяковистый пирит, образующий каймы по более ранним генерациям пирита (см. фиг. 11а, вставка) и затем – самый поздний тонкодисперсный пирит в пострудных прожилках и жилах халцедоновидного кварца и карбоната.

На основании 74 анализов пирита методом LA-ICP-MS в 6 образцах из различных частей месторождения (обр. 850, 364, 395, 724, 444, 446) корреляционным анализом выяснено, что общей особенностью всех пиритов является сильная корреляция трех элементов Tl–Au–As (табл. 5).

Таллий обнаружен только в 30% анализов. При этом связь Tl–As имеет высший коэффициент корреляции (1), что, вероятнее всего, свидетельствует об адсорбции и осаждении Tl на коллоидных образованиях в виде As-пирита, склонного к колломорфным каемчатым текстурам.

Примесь Au зафиксирована в 28% анализов в пиритах. Связь Au–As сильная в общей выборке, характерна и встречена в пиритах всех образцов, кроме образца 724, где преобладает пирит-IV из жилы Сульфидной, которая характеризуется повышенной золотоносностью; именно в этом образце отмечена сильная Au–Ag связь, свидетельствующая о возможных микровключениях самородного Au в пиритах. Интересно отметить, что образец 364 с выраженной сильной связью Au–As при содержании в пирите повышенного количества As (2.1–2.5 мас. %) содержит аномально высокие для пиритов месторождения концентрации Au (190.6–256.3 ppm). При этом оптически видимое золото в пиритах этого образца не зафиксировано.

Таблица 5. Матрица парных корреляций микроэлементов в пирите ($n = 74$, $r = \pm 0.23$)

	Co	Ni	Cu	Zn	As	Mo	Ag	Sb	Te	Au	Tl	Pb	Bi
Co	1												
Ni	**0.58**	1											
Cu	–0.09	–0.07	1										
Zn	–0.01	–0.02	0.09	1									
As	–0.09	0.03	0.01	0.21	1								
Mo	0.04	0.00	–0.03	0.16	0.01	1							
Ag	–0.01	–0.06	**0.72**	0.15	0.03	**0.46**	1						
Sb	0.07	0.02	0.21	**0.25**	**0.34**	**0.82**	**0.66**	1					
Te	–0.11	–0.11	–0.11	–0.03	–0.02	**0.40**	0.05	**0.29**	1				
Au	–0.08	0.04	0.00	0.20	**0.99**	0.01	0.03	**0.35**	–0.02	1			
Tl	–0.09	0.03	0.00	0.22	**1.00**	0.01	0.03	**0.34**	–0.01	**0.98**	1		
Pb	0.22	0.02	0.16	0.02	–0.04	0.22	**0.66**	**0.40**	–0.02	–0.04	–0.04	1	
Bi	0.20	0.05	0.16	0.16	0.01	**0.74**	**0.73**	**0.79**	0.22	0.02	0.01	**0.70**	1

Таблица 6. Содержания Co и Ni в пиритах по данным метода LA-ICP-MS

Обр., гор., (*n*) *	444a, гор. III, (9)	446, гор.VI, (23)	395c, гор.VI, (11)	724, гор.VII, (16)	850, гор.VII, (13)
CCo (Ccp.)	1.6–93.5 (31.7)	0.2–1346 (362.2)	0–74.8 (8.1)	2.7–482.3 (62.2)	0–9.9 (1.96)
CNi (Ccp.)	8.9–352.4 (63.9)	0–1113 (262.6)	0–99.3 (11.9)	5.7–4770 (172.4)	0–25.9 (2.34)
Co/Ni	0.5	1.38	0.68	0.36	0.46

Примечание. * – Обр. – номер образца, гор. – номер горизонта; (*n*) – количество анализов; CCo – содержание Co

Серебро присутствует в 75% анализов пирита. Сильные корреляции и в общей матрице, и по отдельным образцам присутствуют у Ag со многими элементами, и, судя по этому факту, серебросодержащих минералов и минералов Ag в рудах, предположительно, должно быть значительно больше, чем нами пока обнаружено.

Содержания Co и Ni в пиритах и отношение Co/Ni увеличивается с глубиной (с повышением температуры образования пирита) (Китаев и др. 1973). Как видно из табл. 6, во всех анализах эти величины низкие, и только в образце 446, где анализировалась преимущественно первая, самая высокотемпературная генерация пирита, в основном, выдерживаются оба индикатора (и повышенные содержания этих элементов, и превышение Co над Ni).

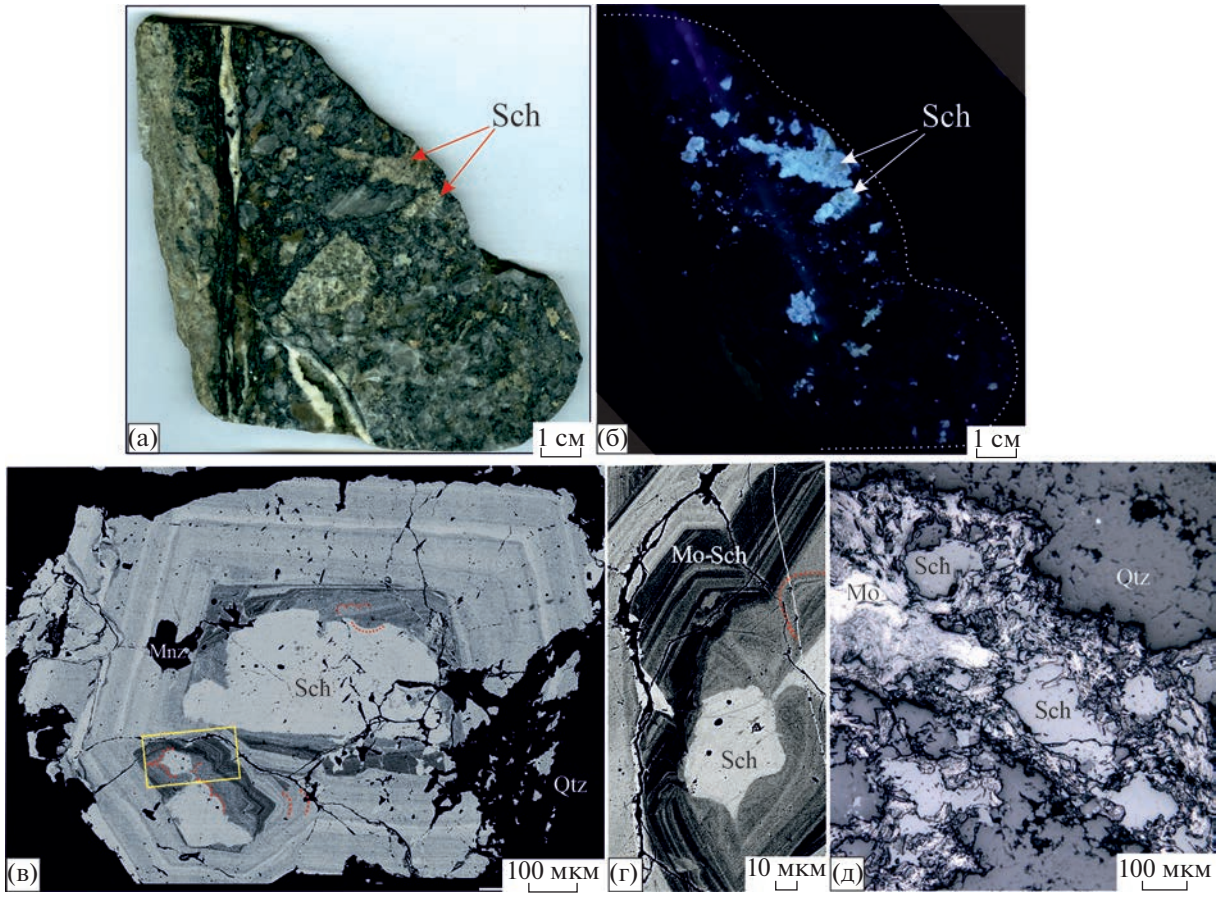
Значения, близкие к нулю получены при анализе поздних генераций пирита, которые часто нарастают на ранние его генерации. Низкие содержания Co и Ni и Co/Ni свидетельствуют о довольно низких температурах образования пиритов карбонат(±кварц)-полиметаллической минерализации вскрытой части месторождения.

Шеелит в заметном количестве встречен в образцах в жилах 3 и 4 на гор. VI с максимальным его распространением в брекчированных апатитоносных гранодиоритах – граносиенитах с проявленной калишпатизацией, аргиллизацией (фиг. 12а, б).

Шеелит образует чаще изометричные правильные кристаллы (фиг. 12в), участками корродированные молибденитом (фиг. 12д) и замещенные карбонатом. Анализами методом РСМА выявлен как чистый шеелит, так и молибдошеелит местами с осцилляторной зональностью, обусловленной колебаниями содержаний Mo при кристаллизации шеелита (фиг. 12в, г). Состав шеелита, изученного в образцах 364 и 701, приведен в табл. 7.

Согласно полученным данным, шеелиты Шахтаминского месторождения характеризуются весьма изменчивыми C_{Mo} в зависимости от генерации – крупный ранний шеелит-молибдошеелит-I, типоморфным признаком высокотемпературного происхождения которого является присутствие в его составе Mo, мелкий шеелит-II без Mo в кварц-молибденитовых жилах с переотложенным молибденитом и поздний, также очищенный от примесей шеелит-III, переотлагающийся в трещинах в пределах кристаллов шеелита.

Самородное Au является редким минералом Шахтаминского месторождения. Оно появляется только в карбонат(±кварц)-сульфидных жилах, наложенных на кварц-молибденитовую минерализацию. Самородное золото наблюдается в виде



Фиг. 12. Шеелит: а, б – распределение шеелита в брекчии гранодиоритов (обр. 364); а – брекчия гранодиоритов, в левой части образца заметно проявлена аргиллизация; б – распределение шеелита в брекчии в УФ-свете; в – внутреннее строение молибдошеелита и текстурные соотношения его с молибденитом: а – шеелит (Sch), обрастающий молибдошеелитом (темно-серое), периферия кристалла отражает более чистый состав шеелита и его рост в более стабильных условиях, чем ядро и ранний молибдошеелит, где красным местами подчеркнуты необычные округлые зоны отложения, Mnz – монацит; б – увеличенный фрагмент снимка (а), BSE-снимки; в – обрастание подробленного, корродированного шеелита молибденитом (Mo), Qtz – кварц (микрофото).

включений в основном (в 58% случаев) в минералах меди или при их развитии в непосредственной близости от выделений золота в других минералах.

Таблица 7. Химический состав шеелита–молибдошеелита по данным РСМА

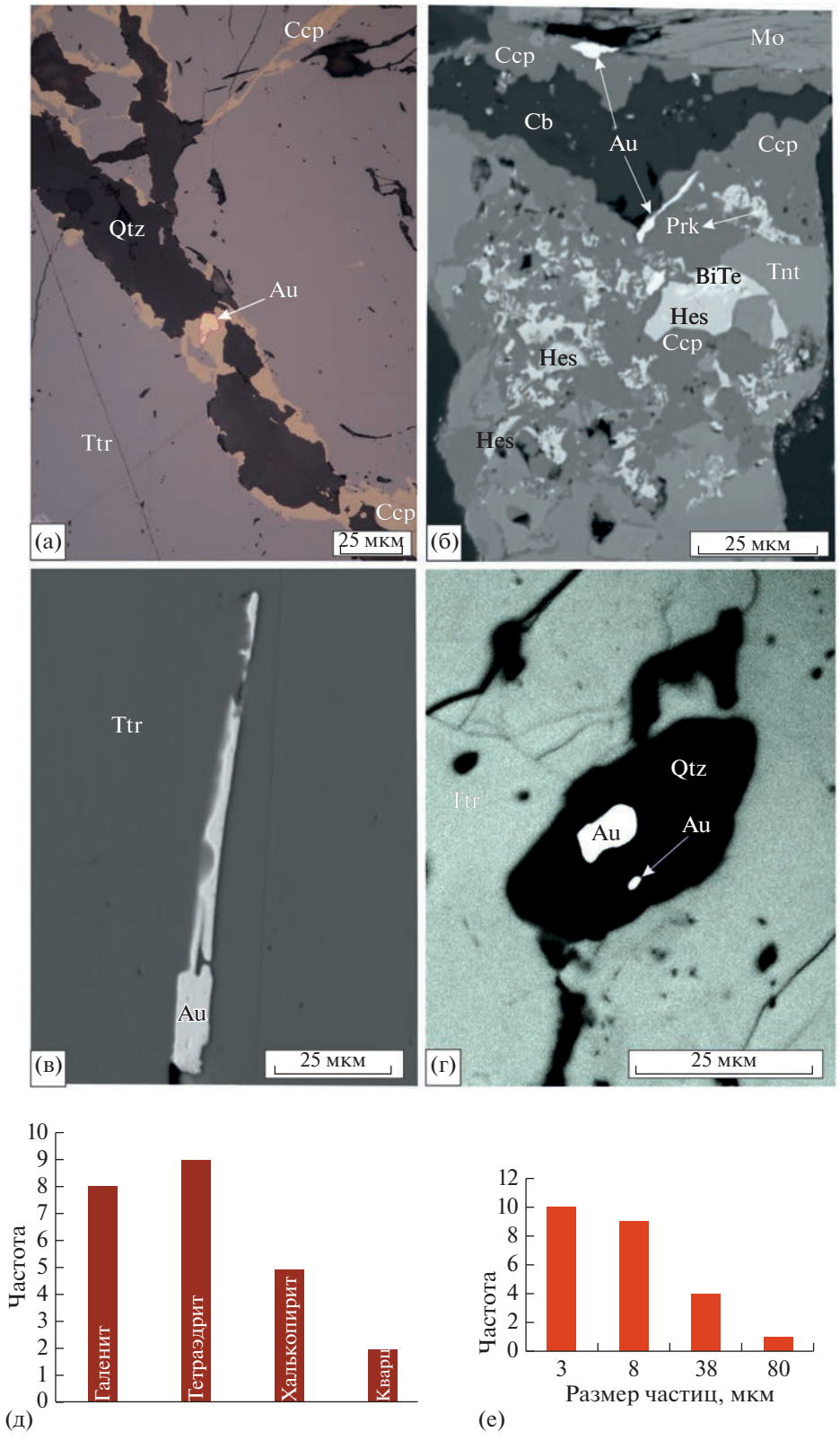
Образец	Ассоциация	CaO	WO_3	MoO_3	Сумма
364	Брекчированный апатитоносный калишпатизированный гранодиорит	19.04	74.38	8.3	101.72
		19.1	74.55	6.47	100.12
		19.11	78.09	2.10	99.3
		19.18	73.37	6.85	99.40
		19.47	72.40	10.06	101.93
		19.29	78.15	0.93	98.37
		19.94	78.87	0.00	98.81
701	Кварц-молибденитовая жила	19.36	76.78	5.48	101.62

Максимальное количество частиц золота найдено в блеклых рудах преимущественно в тетраэдрите (фиг. 13в, д,), менее в галените, затем в халькопирите (фиг. 13а, б, д) и меньше всего в кварце (фиг. 13г, д). Резко преобладает (79%) тонкодисперсное золото с размером частиц менее 10 мкм и около половины всех золотин – менее 5 мкм (фиг. 13е).

Они в большинстве своем изометричны с отношением длины к ширине не более 2. Но все наиболее крупные золотины являются удлиненными и имеют вид просечек (см. фиг. 13в) или прожилковидных выделений.

Состав золотин довольно постоянный во всех анализах (табл. 8) – умеренно высокопробное золото (829–879‰, средняя пробность 852‰).

Пробность золотины, локализованной в трещине в тетраэдрите, отвечает меньшему значению – 829‰, что отражает повышенную сереброносность наиболее поздних растворов, проникающих в поздние трещины. В ряде анализов



Фиг. 13. Особенности локализации самородного золота: а – халькопирит (Ccp), залечивающий вместе с кварцем (Qtz) трещины в тетраэдрите (Ttr), содержит Au сам. (Au) (микрофото); б – сам. Au в халькопирите (на контакте с молибденитом – Mo), развивающимся по теннантиту (Tnt), халькопирит и менее теннантит содержат: паркерит (Prk), гессит (Hes), $Bi_{1.93}Te_{1.07}$ – (BiTe), Cb – карбонат; в – сам. Au, образующее просечку в тетраэдрите; г – сам. Au в кварце среди тетраэдрита; б, в, г – BSE-снимки; д – количественное распределение золотин по минералам-матрицам; е – гистограмма частоты встречаемости золотин различных размеров (мкм).

Таблица 8. Химический состав самородного золота по данным СЭМ-ЭДС метода

Образец	Матрица	Cu	Au	Ag	Сумма*	Пробность	Формула
467	Халькопирит	–	84.11	15.89	100	841	$Au_{0.74}Ag_{0.26}$
215	Галенит	–	87.91	12.09	100	879	$Au_{0.8}Ag_{0.2}$
»	Тетраэдрит	3.07	85.15	11.78	100	852	$Au_{0.73}Ag_{0.19}Cu_{0.08}$
»	»	4.19	84.69	11.12	100	847	$Au_{0.72}Ag_{0.17}Cu_{0.1}$
»	»	3.12	85.26	11.62	100	853	$Au_{0.73}Ag_{0.18}Cu_{0.08}$
»	»	3.32	85.24	11.44	100	852	$Au_{0.73}Ag_{0.18}Cu_{0.09}$
»	»	3.95	84.89	11.17	100.01	849	$Au_{0.72}Ag_{0.17}Cu_{0.1}$
223	»	–	86.83	13.17	100	868	$Au_{0.78}Ag0_{0.22}$
»	Кварц	2.75	85.15	12.1	100	852	$Au_{0.74}Ag_{0.19}Cu_{0.07}$
»	Трещина в тетраэдрите	–	82.85	17.15	100	829	$Au_{0.73}Ag_{0.27}$

Примечание. Анализы нормированы к 100 мас. % из-за малого размера зерен; прочерк – содержания ниже предела обнаружения.

самородного золота, локализованного в тетраэдрите и кварце, присутствует Cu, но в золотинах, находящихся в галенитовой матрице, Cu не обнаружена. Захват Cu матрицы тетраэдрита практически исключен, т.к. в результатах анализов отсутствуют другие компоненты блеклых руд (Sb, S и др.).

Блеклые руды являются наиболее распространенными из минералов меди, и это является отличительной чертой Шахтаминского месторождения. Преобладание блеклых руд над халькопиритом может свидетельствовать о малоглубинной локализации вскрытой части оруденения. Состав блеклых руд характеризуется как чистыми крайними членами (теннантит–тетраэдрит), так и разностями с почти непрерывной смесимостью As и Sb (см. табл. 9). Из 35 анализов блеклых руд лишь 12 являются теннантитами. Отметим, что все теннантиты встречены в жиле 4 и жиле Сульфидной достаточно глубоко – на гор. VII. Соотношение Fe–Zn в блеклых рудах или паритетно, или резко смещено в сторону Zn (фиг.14а).

Исключениями является малое количество анализов теннантитов с преобладанием Fe. Подобные теннантиты развиваются по раннему халькопириту. Блеклые руды почти во всех изученных выделениях имеют неоднородное внутреннее строение. Наряду с редкими кристаллами с осцилляторной ритмичной зональностью, где в целом наблюдаются более мышьяковистые составы ядер кристаллов (фиг. 14а) и более сурьмянистые периферийные зоны, присутствуют выделения с беспорядочным хаотическим распределением участков с контрастными содержаниями As и Sb.

Местами они выглядят как гидротермальная брекчия в цементирующем их тетраэдрите, при этом обломки блеклых руд контрастно более мышьяковистого состава представляют собой подобие нарушенных полусфер, овалов и других фигур с плавными очертаниями (см. фиг. 14в), и это позволяет предполагать, что кристаллизация подобных агрегатов в каких-то частях рудных тел могла происходить из коллоидных растворов.

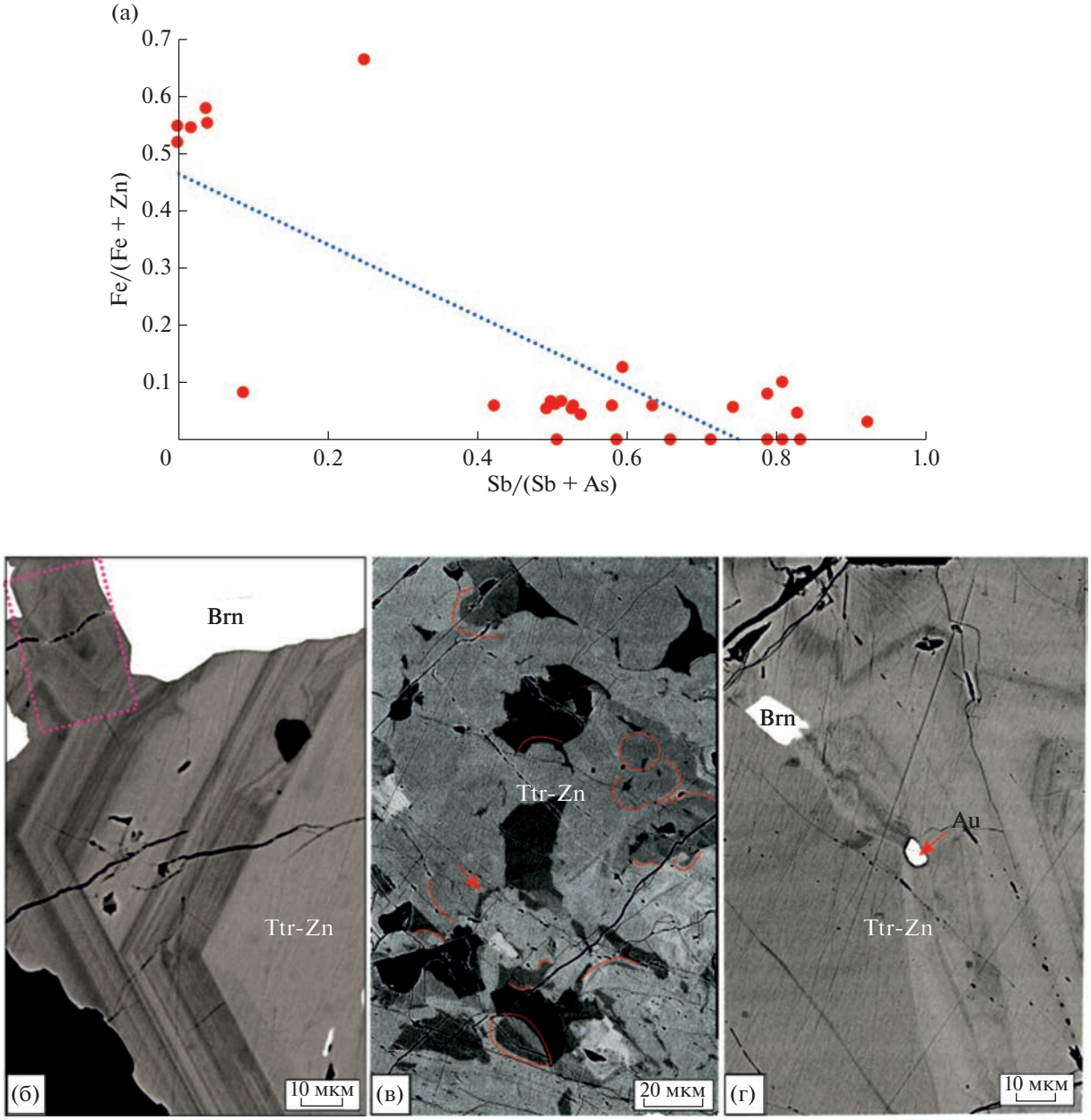
Химический состав и формулы блеклых руд приведены в табл. 9. Анализ данных по составу примесей блеклых руд методом LA-ICP-MS (табл. 10) выявил сильные положительные связи элементов Zn–Ag–Cd–Sb и закономерно отрицательные – с As. As имеет положительную связь только с Cu. In встречен в блеклых рудах в количествах, сопоставимых с содержанием Sn. Эти два элемента имеют значимую положительную связь между собой. Bi, так же как в пиритах и молибденитах, коррелирует с Te.

Халькопирит является вторым по распространенности минералом меди. Следует отметить, что на соседних месторождениях халькопирит является основным минералом меди и малое количество халькопирита на Шахтаме является особенностью вскрытой части месторождения. Халькопирит в процессе минералообразования отлагается, видимо, дважды. Ранний халькопирит-I – в кварц-пирит-халькопиритовой ассоциации, которая крайне незначительно и только в виде очень мелких выделений (местами внутри кристаллов пирита) проявлена как автономно, так и совместно с продуктами кварц-молибденитовой стадии, затем – халькопирит-II, несколько более распространенный, образующийся после кристаллизации блеклых руд в пределах карбонатных жил, как минерал, развивающийся по микротрещинам и порам в блеклых рудах или образующий каймы в них (см. фиг. 13а, б). Отмечен один из способов образования халькопирита-II – галенит, замещая блеклую руду, высвобождает Cu и местами при этом кри-

Таблица 9. Химический состав и формулы блеклых руд Шахтаминского месторождения

N	Обр.	Cu	Ag	Fe	Zn	Cd	As	Sb	Bi	S	Сумма	Баланс ±	Формулы рассчитаны на 29 атомов
1	215	39.96	0.63	0.45	7.42	–	9.73	15.73	–	26.09	100.01	1.47	$(Cu_{9.97}Ag_{0.09})_{10.06}(Fe_{0.13}Zn_{1.8})_{1.93}(As_{2.05}Sb_{2.05})_{4.1}S_{12.91}$
2	»	39.72	0.77	0.48	7.8	–	9.26	15.77	–	26.18	99.98	0.67	$(Cu_{9.9}Ag_{0.11})_{10.01}(Fe_{0.14}Zn_{1.9})_{2.04}(As_{1.95}Sb_{2.05})_{4}S_{12.95}$
3	»	39.64	0.65	0.37	7.74	–	9.13	16.52	–	25.96	100.01	1.81	$(Cu_{9.92}Ag_{0.1})_{10.02}(Fe_{0.1}Zn_{1.88})_{1.98}(As_{1.94}Sb_{2.16})_{4.1}S_{12.9}$
4	»	39.27	0.77	0.41	7.77	–	9.2	16.74	–	25.84	100	2.61	$(Cu_{9.86}Ag_{0.11})_{9.97}(Fe_{0.12}Zn_{1.89})_{2.01}(As_{1.96}Sb_{2.19})_{4.15}S_{12.9}$
5	»	37.86	0.78	0.44	8.31	–	8.02	18	–	26.5	99.91	–1.41	$(Cu_{9.49}Ag_{0.11})_{9.6}(Fe_{0.13}Zn_{2.02})_{2.15}(As_{1.7}Sb_{2.35})_{4.05}S_{13.18}$
6	»	42.15	–	0.64	8.25	–	18.23	2.87	–	27.81	99.95	0.04	$Cu_{9.94}(Fe_{0.17}Zn_{1.89})_{2.06}(As_{3.64}Sb_{0.35})_{3.99}\ S_{13.01}$
7	»	38.45	0.88	0.41	7.56	–	6.97	19.7	–	26	99.97	–0.08	$(Cu_{9.73}Ag_{0.13})_{9.86}(Fe_{0.12}Zn_{1.86})_{1.98}(As_{1.5}Sb_{2.6})_{4.1}S_{13.06}$
8	724	38.05	1.32	0.42	7.38	–	9.87	16.37	–	26.76	100.18	–1.35	$(Cu_{9.47}Ag_{0.19})_{9.67}(Fe_{0.12}Zn_{1.78})_{1.9}(As_{2.08}Sb_{2.13})_{4.21}S_{13.22}$
9	»	37.43	1.72	0.9	7.26	–	7.98	18.94	–	26.37	100.6	–0.16	$(Cu_{9.4}Ag_{0.25})_{9.65}(Fe_{0.26}Zn_{1.77})_{2.03}(As_{1.7}Sb_{2.5})_{4.2}S_{13.14}$
10	467	43.92	–	4.21	4.11	–	19.28	0.59	–	27.89	100	0.59	$Cu_{10.22}(Fe_{1.11}Zn_{0.93})_{2.04}(As_{3.8})S_{13.14}$
11	»	42.92	–	4.43	3.77	–	18.92	1.22	–	28.73	99.99	–3.42	$Cu_{9.93}(Fe_{1.16}Zn_{0.85})_{2.01}(As_{3.71}Sb_{0.15})_{3.99}\ S_{13.01}$
12	»	41.3	–	4.07	3.84	–	17.32	1.18	4.83	27.36	99.9	–0.33	$Cu_{9.92}(Fe_{1.11}Zn_{0.9})_{2.01}(As_{3.52}Sb_{0.15}Bi_{0.35})_{4.02}S_{13.05}$
13	223	39.72	0.72	–	7.97	–	9.45	15.71	–	25.51	99.08	2.84	$(Cu_{10.04}Ag_{0.1})_{10.14}(Zn_{1.96})(As_{2.02}Sb_{2.07})_{4.09}S_{12.8}$
14	»	39.34	–	0.32	8.12	–	8.88	16.8	–	25.83	99.29	2.07	$Cu_{9.91}(Fe_{0.09}Zn_{1.99})_{2.08}(As_{1.89}Sb_{2.21})_{4.1}$
15	»	37.91	0.86	0.31	7.64	–	3.21	25.03	–	25.04	100	1.87	$(Cu_{9.85}Ag_{0.13})_{9.97}(Fe_{0.09}Zn_{1.93})_{2.02}(As_{0.71}Sb_{3.39})_{4.1}S_{12.91}$
16	»	37.64	0.73	0.04	7.97	0.16	3.14	24.58	0.07	24.98	99.33	1.6	$(Cu_{9.82}Ag_{0.11})_{9.93}(Zn_{2.02}Cd_{0.02})_{2.04}(As_{0.69}Sb_{3.4})_{4.09}S_{12.93}$
17	»	37.40	0.75	0.02	7.54	0.53	3.87	23.45	0.07	25.16	98.79	–0.81	$(Cu_{9.78}Ag_{0.11})_{9.89}(Zn_{1.91}Cd_{0.07})_{1.98}(As_{0.86}Sb_{3.2})_{4.06}S_{13.05}$
18	»	38.90	0.71	0.05	7.8	0.21	7.66	17.66	0,03	25.66	98.68	–0.25	$(Cu_{9.93}Ag_{0.11})_{10.03}(Zn_{1.93}\ Cd_{0.03})_{1.96}(As_{1.66}Sb_{2.35})_{4.01}S_{12.99}$
19	»	37.25	0.89	0.0	7.39	0.77	3.48	23.84	0.05	24.86	98.52	–0.36	$(Cu_{9.8}Ag_{0.14})_{9.94}\ (Zn_{1.89}\ Cd_{0.11})_{2}(As_{0.78}Sb_{3.27})_{4.05}S_{12.99}$
20	»	37.19	0.9	0.21	7.5	0.05	1.42	26.71	0.14	24.43	98.54	1.36	$(Cu_{9.9}Ag_{0.14})_{10.04}(Fe_{0.26}Zn_{1.94}Cd_{0.01})_{2.11}(As_{0.32}\ Sb_{3.71})_{4.03}S_{12.91}$
21	»	38.28	0.75	0.04	7.77	0.17	6.29	19.66	0.07	25.15	98.18	0.78	$(Cu_{9.92}Ag_{0.11})_{10.03}(Zn_{1.96}Cd_{0.02})_{1.98}(As_{1.38}\ Sb_{2.66})_{4.04}S_{12.94}$
22	395	41.72	–	2.32	5.74	–	16.3	5	–	27.46	98.54	–1.52	$Cu_{10.01}\ (Fe_{0.63}Zn_{1.34})_{1.97}(As_{3.31}Sb_{0.63})_{3.94}\ S_{13.08}$
23	223	39.50	0.43	0.44	8.00	0.18	11.04	13.17	0.04	26.74	99.54	–0.89	$(Cu_{9.8}\ Ag_{0.06})_{9.86}(Fe_{0.12}Zn_{1.92}Cd_{0.03})_{2.07}(As_{2.31}\ Sb_{1.69})_{4}S_{13.1}$

Примечание. Прочерк – содержания ниже предела обнаружения.



Фиг. 14. Блеклые руды: а – соотношения Fe/(Fe + Zn) и Sb/(Sb+As); б, в, г – внутреннее строение блеклых руд, BSE-снимки: б – осцилляторная зональность тетраэдрита, прямоугольником подчеркнута наиболее частая последовательность зон тетраэдрита (от более мышьякового ядра до почти чисто сурьмянистой периферии), в тетраэдрит (Ttr-Zn) врастает бурнонит(Brn); в – хаотично распределенные обломки более мышьяковистых блеклых руд, сцементированные тетраэдритом; среди тетраэдрита, благодаря оттенкам серого, местами выявляются округлые формы, подчеркнутые обводкой и стрелкой; г – Au сам. рядом с искривленной поверхностью самой поздней генерации тетраэдрита.

сталлизуется халькопирит-II. Поздние кварцевые прожилки, рассекая тетраэдрит, также способствуют отложению халькопирита по границам этих прожилков. Замещение теннантита халькопиритом-II приводит к высвобождению микропримесей, содержащихся в блеклой руде и при благоприятных условиях в халькопирите на границе с теннантитом образуются субмикроскопические выделения теллурида Bi, гессита, паркерита (см. фиг. 13б), о чем подробнее будет сказано ниже.

Халькопирит врастает в трещины спайности раннего крупночешуйчатого молибденита, местами корродируя его.

Сфалерит образует ксеноморфные или прожилковидные выделения, цементируя подробленные минералы кварц-молибденитовых жил, нередок в виде корродированных кристаллов с

Таблица 10. Содержание микропримесей в блеклых рудах (ppm)

$n = 11$	Co	Ni	Ga	Ag	Cd	In	Sn	Tl	Te	Bi
Обр. 444.724	7–148	1.4–75	0 –12.4	1770–7140	21–165	1–85	0.1–61.2	0.1–1.65	0–91	17–5310
Среднее	52.23	27	2.9	3484	215.5	22.5	24	0.29	27.3	1729

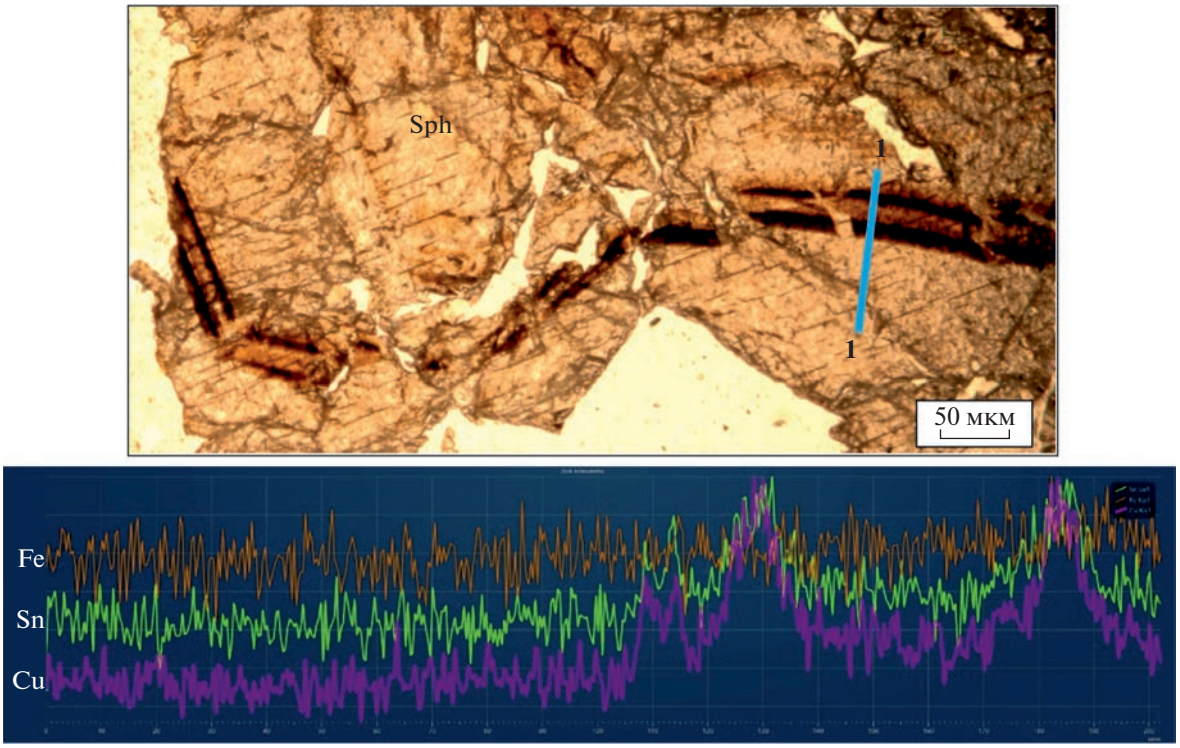
Примечание. Здесь и в других таблицах: 0 – ниже предела обнаружения.

осцилляторной зональностью (обусловленной примесью Cd – от 0.n до 2.7 мас. %), в ассоциации с галенитом. Встречены также сферические и полусферические формы (см. фиг. 3, вставка), свидетельствующие об образовании его из коллоидных растворов. Важно подчеркнуть, что в отличие от всех соседних месторождений, включая урановые, где развита первая железистая генерация сфалерита (наряду с безжелезистой), здесь Fe-сфалерит отсутствует, и сульфид цинка представлен почти полностью клейофаном как почти бесцветным с различными оттенками (зеленовато-желтым, розоватым), так и оранжево-коричневого, до светло-коричневого и даже коричневого цвета, обусловленного различными примесями. При этом лишь в одном анализе из 35 в сфалерите содержание Fe достигло 1 мас. %, во всех остальных анализах – не более первых десятых долей мас. %.

Еще одной особенностью сфалерита, которую можно отнести к типоморфной для минерала этого месторождения, является прорастание отдельных граней сфалерита субмикроскопическими, не фиксирующимися при самых больших увеличениях микроскопа, включениями, которые образуют четко выраженные в проходящем свете коричневые сдвоенные полосы на фоне равномерно окрашенной светло-коричневой поверхности этого минерала. Линейное ЭДС-сканирование вкрест этих полос (профиль I–I, фиг. 15) зафиксировало синхронное увеличение концентраций Sn и Cu, при этом содержание Fe (верхний спектр) остается без изменений.

Повышение содержаний одновременно Sn и Cu без изменения содержания Fe свидетельствует, что темные сдвоенные полосы представляют собой скопление на гранях роста сфалерита микро-нано(?)-частиц сульфида Sn и Cu – предположительно мохита Cu_2SnS_3.

По данным LA-ICP-MS-метода, Cd в сфалерите преобладает над всеми микропримесями, насыщен-



Фиг. 15. Верхний снимок – микрофото сфалерита (Sph) в проходящем свете; нижний – ЭДС-спектрограмма профиля 1–1, фиксирующая синхронное увеличение концентраций Sn и Cu, при этом в участках пересечения профилем темно-коричневых полос содержание Fe остается без изменений.

Таблица 11. Содержания микропримесей (ppm) в галените в обр. 444 по данным LA-ICP-MS

Обр. 444	Cu	Zn	As	Se	Ag	Sb	Te	Au	Tl	Bi
$n = 13$	7.9–2652	0–15.9	28.3–49.3	48.1–163.8	6526–7709	0.5–15.7	66.3–169	0–1.6	1–2	8164–17810
	859.9	44.12	40.4	99.01	7068	3.9	131.9	0.13	1.3	11340

Примечание. Здесь и в табл. 15: в числителе – минимальные и максимальные значения, в знаменателе – среднее.

Таблица 12. Матрица парных корреляций микропримесей в галените в образце 444 ($n = 13$; $r = \pm 0.514$)

	Cu	Zn	As	Se	Ag	Sb	Te	Au	Tl	Bi
Cu	1									
Zn	–0.01	1								
As	0.03	–0.43	1							
Se	–0.21	0.33	–0.05	1						
Ag	–0.15	0.19	–0.07	0.48	1					
Sb	0.31	**0.87**	–0.16	0.16	0.02	1				
Te	0.37	**–0.64**	0.21	–0.28	–0.25	**–0.58**	1			
Au	0.29	0.25	–0.12	0.46	0.45	0.16	–0.10	1		
Tl	**0.66**	–0.39	0.10	–0.38	0.08	–0.14	0.43	–0.01	1	
Bi	**0.91**	–0.37	0.21	–0.29	–0.11	–0.02	**0.55**	0.15	**0.77**	1

ность кадмием в основном и определяет оттенки и густоту окрашивания сфалерита, а также явления, рассмотренные выше (фиг. 15). C_{Cd} – n000 ppm, а по данным РСМА в некоторых участках достигает 2.74 мас. %. Такое относительно высокое C_{Cd} характерно для поздних низкотемпературных генераций сфалерита. Fe присутствует в очень малых концентрациях – 112–215 ppm, Se весьма редок или присутствует в количестве десятков ppm, кроме того, отмечены (ppm): Ga – 1.16–3.23, Ge – 0–0.36, In – 0.03–0.15, Sn – 6.8–12.9, Tl – 0.1–0.2, Hg – 292.4–261.

По данным (Добровольская, Шадлун, 1974), среди сфалеритов Шахтаминского месторождения присутствует заметная примесь некубических политипов, и это также наиболее характерно для относительно низкотемпературной малоглубинной минерализации.

Галенит в заметных количествах присутствует только в отдельных жилах, хотя в виде очень мелких неправильных или прожилковидных выделений встречается часто. Местами отмечены признаки его роста из коллоидных растворов, подчеркнутые изгибом плоскостей спайности, нередко округлыми внешними формами (фиг. 16, вставка), присутствуют каемчатые формы вокруг пирита и сфалерита, неоднократно встречены признаки деформации кристаллов (фиг. 16б).

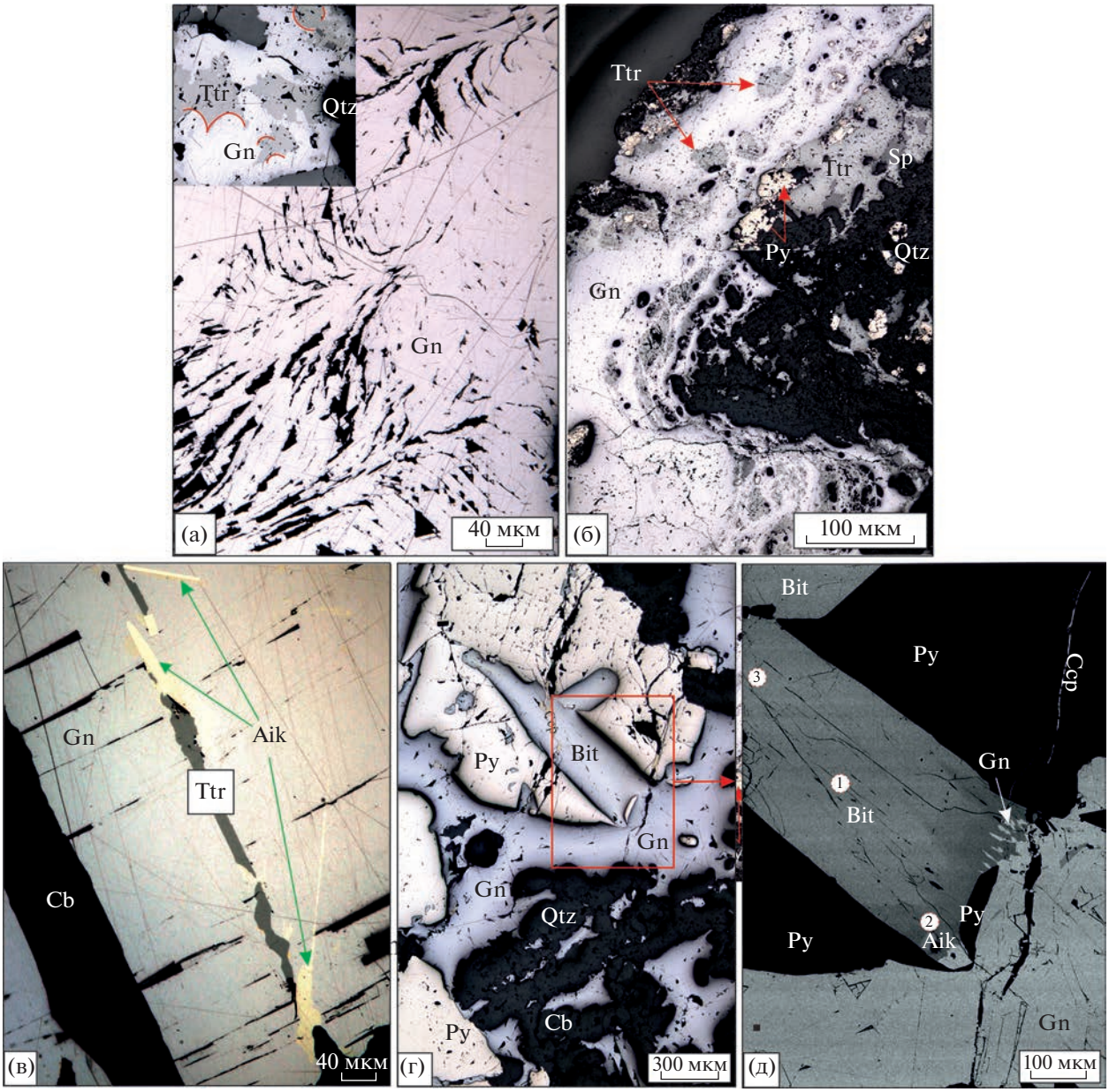
Определение методом LA-ICP-MS микроэлементного состава галенита в двух образцах из разных золотоносных жил с глубины 300 м показал, что галениты заметно отличаются. Общим для них является постоянное присутствие микропримесей Cd, Ag, Bi, Cu, As, Sb, Te, Tl.

Галенит образца 444 в анализах содержит Ag в очень слабо меняющихся заметных количествах (табл. 11), демонстрируя при этом отсутствие каких-либо корреляционных связей (табл. 12) (кроме очень слабой, ниже уровня значимости, положительной связи с Au, объясняемой присутствием редких микрозолотин в галените).

Связь Zn–Sb отражает обычное присутствие включений тетраэдрита в галените, Cu–Bi – айкинита, который хорошо диагностируется оптически в этом образце.

Галенит из образца 724 имеет другие химические характеристики (табл. 13). В этом образце в галените отмечается значительный разброс содержаний Ag и Bi и меньшая их концентрация. Их сильная положительная корреляция, отсутствующая в обр. 444, подтверждает их связь в твердом растворе $AgBiS_2$–PbS (табл. 14).

В этом образце присутствует висмутин, а айкинит редок. Положительная корреляция Te–Bi, Te–Au, Au–Bi объясняется диагностированным присутствием теллуридов Bi, которые сопутствуют Au. Сильную связь Ag–Tl можно связать с изоморфным замещением Pb по схеме $Pb^{2+} \leftrightarrow Tl^{1+} + Ag^{1+}$. Являются ли галениты этих образцов различными его генерациями, или в таком заметном их различии играют роль локальные особенности растворов, пока не установлено. При этом отмечены



Фиг. 16. (а) и (б) – формы галенита и текстурные соотношения его с тетраэдритом: а – плавные до округлых изгибы плоскостей спайности галенита (Gn), на вставке – округлые, сходные с колломорфными поверхности выделений галенита, в верхней части – тетраэдрита (Ttr), отсутствие видимой коррозии предполагает их близкое по времени отложение; б – обломочные, корродированные формы тетраэдрита в цементирующем его галените; прожилок галенита и обломки тетраэдрита в нижней его части сильно деформированы; в – галенит с прожилком тетраэдрита, частично замещенным айкинитом (Aik), контрастная микрофотография, обр 444; г – висмутин (Bit) срастается с галенитом, обр. 724, микрофото; д – зона срастания галенита и висмутина выполнена минералом, близким по составу айкиниту, кружки – участки анализов, BSE-снимок.

различные текстурные соотношения галенита с блеклыми рудами, очевидно характеризующие их разновозрастность: наряду с аллотриоморфнозернистыми их срастаниями без признаков пересечения и коррозии (см. фиг. 16а, вставка), отмечены явные вростки в галенит тетраэдрита по трещинам в галените (см. фиг. 11г, 16в), при том, что присутствуют такие соотношения, как цементирование галенитом корродированных им обломков тетраэдрита (см. фиг. 16б). Такие текстурные соотношения свидетельствуют, вероятно, о колебаниях составов растворов, с несколькими эпизодами растворения и переотложения минералов, вызванных открытостью гидротермальной системы с неоднократным подновлением тектонической деятельности.

Таблица 13. Содержания микропримесей (ppm) в галените в образце 724 по данным LA-ICP-MS

Обр. 724	Cu	Ag	As	Sb	Cd	Tl	Te	Au	Bi
$n = 14$	4.1–2224	688–5616	25–960	1.8–960	15.4–67.7	0.46–4.7	42.7–332.8	0–1.44	86.4–5792
	207	2200.34	333.91	116.01	37.74	2.09	74.15	1.02	2101.03

Примечание. Селен не анализировался.

Таблица 14. Матрица парных корреляций микропримесей в галените в обр. 724 $n = 14$, $r = 0.5$

	Cu	Ag	Te	Au	Tl	Sb	As	Bi	Cd
Cu	1								
Ag	0.18	1							
Te	0.00	0.36	1						
Au	0.06	0.42	**0.97**	1					
Tl	0.10	**0.85**	0.42	0.55	1				
Sb	–0.08	–0.39	0.56	0.46	–0.33	1			
As	**0.98**	0.24	0.16	0.23	0.19	0.01	1		
Bi	0.18	**0.96**	0.56	**0.63**	**0.87**	–0.21	0.28	1	
Cd	0.30	**–0.59**	–0.21	–0.29	**–0.56**	0.51	0.24	**–0.60**	1

Следует подчеркнуть, что концентрирование Ag в галените на Шахтаминском месторождении выше более чем на порядок, по сравнению с Бугдаинским месторождением, кроме того, в нем накапливается Se (обр. 444), в отличие от Бугдаинского галенита.

Айкинит встречен в матрице галенита некоторых образцов, в виде тонких включений неправильной удлиненной формы или просечек в нем (фиг. 16в). Отмечено его предпочтительное появление при пространственной близости к галениту минералов Cu, которые айкинит местами замещает, заимствуя Cu. В образце 724 (фиг. 16г, д) отмечен также айкинит в области срастания галенита с висмутином, с постепенным переходом PbS–$CuPbBiS_3$–Bi_2S, при этом возможны промежуточные фазы, диагностика которых затруднена ввиду их мелких размеров и тонких прорастаний с галенитом, висмутином, халькопиритом.

Арсенмаркобальдиит. В галените встречено тонкое, ~39 мкм, выделение анизотропного минерала, с более низким, чем у галенита, отражением. Состав его, по данным ЭДС (мас. %): Pb – 67.8; Sb – 7.63; As – 6.54; S – 18.03. Состав хорошо рассчитался на очень редкий дериват галенита с теоретическим составом $Pb_{12}(As_{3.2}Sb_{2.8})_6S_{21}$, утвержденный в 2019 г. Формула минерала из Шахтамы, рассчитанная на 39 атомов – $Pb_{12.3}(As_{3.3}Sb_{2.4})_{5.7}S_{21.}$

Другие 3 редких минерала месторождения встречены в кальците, развитом между лейстами молибденита. Этот кальцит содержит гнездо теннантита местами с повышенным содержанием Bi, который по периферии и микропорам замещается халькопиритом. При этом в халькопирите и в приграничной с халькопиритом зоне теннантита кристаллизуются микровыделения *паркерита* (табл. 17), *гессита, теллурида Bi,* самородного золота (см. фиг. 13б).

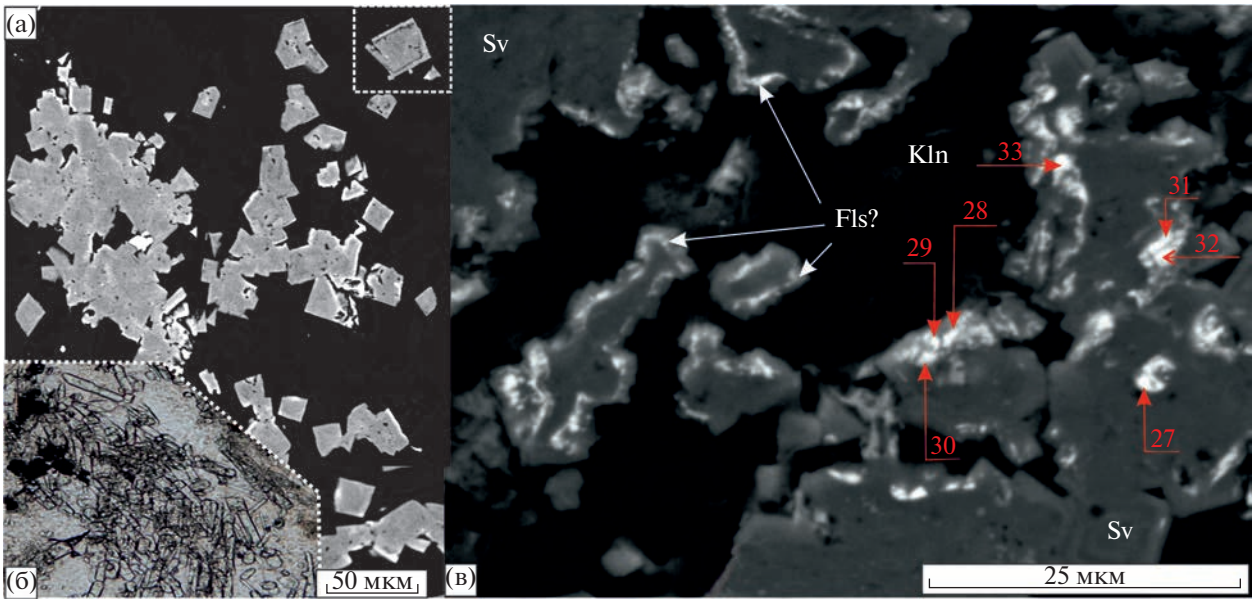
Состав гессита (мас. %): Ag – 63.21, Te – 35.99; формула близка к теоретической: $Ag_{2.03}Te_{0.97}$. Состав теллурида Bi: Bi – 74.79, Te – 25.21; формула близка к неназванной фазе Bi_2Te, а именно – $Bi_{1.93}Te_{1.07.}$

Сванбергит – минерал надгруппы алунита с формулой $SrAl_3(PO_4)(SO_4)(OH)_6$ (фиг. 17) – достаточно редкий минерал.

В Восточном Забайкалье кроме Шахтаминского месторождения, он нигде не отмечен. Минерал обнаружен нами пока только в четырех образцах в жилах 2, 3 и 4. Максимальное его количество выявлено

Таблица 15. Химический состав паркерита по данным СЭМ-ЭДС-метода

Обр. 467	Матрица	Ni	Bi	S	Сумма	Формула (7 ат.) теор.: $Ni_3Bi_2S_2$
1	Халькопирит	27.76	60.95	9.5	98.21	$Ni_{3.1}Bi_{1.92}S_{1.95}$
2	»	26.97	60.75	10.3	98.02	$Ni_3Bi_{1.9}S_{2.1}$



Фиг. 17. Сванбергит: а – формы кристаллов сванбергита (Sv); основная масса – кварц, Fe-доломит, каолинит; заметна неоднородность сванбергита, наиболее выраженная в верхнем правом углу – периферия кристалла более светлая за счет большего содержания в ней Ce; б – насыщенность отдельных участков брекчии гранитоида игольчатыми кристаллами апатита – источника P_2O_5, черное – пирит – источник SO_3 (проходящий свет); в – скопление сванбергита в каолините, в котором наблюдаются тонкие фрагменты и каемчатые выделения флоренсита или рабдофана (Fls?). Числа у стрелок – номера анализов этой фазы; а и в – BSE- снимки. Обр. 364, гор. VI.

в брекчии по гранитоиду щелочного ряда (см. фиг. 12а, обр. 364) с большим количеством обломков калишпата, кварца, обогащенных апатитом, монацитом, W-рутилом, с молибденитом и шеелитом в цементе и редкой тонкой вкрапленностью корродированного пирита, со слабо проявленной карбонатизацией и неравномерной аргиллизацией. В других образцах сванбергит распределен в виде рассеянной вкрапленности (обр. 395, 394) или прожилковидных, вытянутых в цепочки псевдокубических кристаллов в зоне контакта кварцевой и карбонатной жил (обр. 268-91а), сростков кристаллов и агрегатов размером до 200 мкм, обр. 364. Размер отдельных кристаллов сванбергита – от нескольких мкм до 20 мкм, наиболее часто около 10 мкм.

Анализы методом РСМА (табл. 16, анализы 34–39) показали заниженные содержания Sr и суммы компонентов, а также заметное разрушение кристаллов при анализе пучком с более сильным током, чем при анализе ЭДС.

Гомофазные кристаллы соответствуют по составу сванбергиту. Однако почти всем кристаллам, особенно более крупным, присуща неоднородность, обусловленная склонностью образовывать твердые растворы в связи с изоморфизмом как в катионной, так и анионной частях алюмофосфатсульфатов (APS). Сванбергит обрастает каймой в периферийной части кристалла, что связано с присутствием в кайме несколько повышенного количества Ce (см. фиг. 17а). То есть Sr в сванбергите изоморфно замещается легкими лантаноидами. Изоморфизм подтверждается резким антагонизмом Sr и REE при корреляционном анализе (табл. 17).

Особенно ярко выражена неоднородность в участке образца, где сванбергит образует срастания с фазой, судя по анализам (№ 27–33), сходной с флоренситом – (Ce, La, Nd...)$Al_3(PO_4)_2(OH)_6$ и одновременно – с водным (сумма компонентов на 17–27 мас. % отличается от 100%) редкоземельным фосфатом типа рабдофана (если учесть искажение результатов из-за захвата сванбергитовой матрицы), представляющей собой сближенные тонкие фрагменты 2–4-х микронного размера внутри сванбергита, и местами также образующей субмикронные внутренние каймы в сванбергите (см. фиг. 17в). Тонкие размеры фазы не позволили получить представительные анализы, но в точках наибольших ее выделений фиксируется резкое увеличение Ce, La и Nd (ΣREE превосходит содержание Sr), а также постоянное присутствие Th при сохранении содержания P и некотором уменьшении содержания Al и S (см. табл. 16). Поскольку корреляционный анализ этих данных выявил сильную отрицательную связь REE и Th с Al и S (см. табл. 17), это укрепляет в предположении, что, возможно, в точках 27–33 анализировались не реликты редкоземельного гидроалюмофосфата (флоренсита), а водного фосфата, возможно, рабдофана с захватом матричных Sr, Al и S.

Таблица 16. Химический состав алюмофосфатсульфатов (мас. %)

	Обр. №	SrO	CaO	Ce_2O_3	La_2O_3	Nd_2O_3	ThO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	P_2O_5	SO_3	F	Сумма
		ЭДС											
1	395 а	19.38	1.12	0.95	–	–	–	33.08	–	23.87	9.84	–	88.24
2		15.37	0.88	3.23	2.07	–	–	30.2	–	18.99	10.49	–	81.23
3		18.54	1.04	0.9	–	–	–	31.11	–	22.18	8.97	–	82.74
4	394 б	17.08	1.44	–	–	–	–	29	–	19.6	9.08	–	76.2
5		15.53	0.9	–	–	–	–	25.14	–	19.91	6.04	–	67.52
6		17.01	0.33	–	–	–	–	27.51	–	21.95	6.1	–	72.9
7	268-91а	18.08	0.54	–	–	–	–	29.09	–	19.87	9.78	–	76.62
8		17.8	1.13	–	–	–	–	29.21	–	20.43	9.47	–	76.91
9		15.03	1.32	–	–	–	–	26.93	–	21.06	6.03	–	69.05
10		16.28	1.2	1.15	–	–	–	27.58	–	19.33	7.96	–	72.3
11		14.16	1.03	0.8	–	–	–	21.95	–	16.7	8.01	–	62.65
12	364-7	18.82	0.88	–	–	–	–	29.57	–	22.08	6.94	–	78.29
13		17.95	0.89	0.83	–	–	–	29.52	–	22.92	6.98	–	79.09
14		17.45	1.55	1.1	–	–	–	31.83	–	23.85	6.83	–	82.61
15		16.55	1.74	0.82	–	–	–	29.77	1.53	23.98	5.28	–	80.45
16		16.65	1.73	0.83	–	–	0.6	29.47	1.04	23.81	5.45	–	79.58
17		12.7	2.06	1.39	0.86	–	0.82	28.22	1.29	21.66	5.16	–	74.16
18		16.64	1.05	0.86	–	–	–	29.24	0.29	22.99	6.65	–	77.72
19		14.09	2.34	2.54	1.24	0.84	1.99	27.11	0.96	22.91	5.03	–	79.05
20		15.96	2.41	1.2	–	–	1.1	28.5	0.85	23.09	5.83	–	78.94
21		14.26	1.77	2.63	1.47	0.76	1	30.09	3.63	22.28	5.87	–	83.76
22		14.5	1.99	1.91	1.21	–	–	29.29	1.37	23.27	5.25	–	78.79
23		14.96	4.34	1.25	0.59	0.81	–	28.58	2.67	23.08	5.57	–	81.85
24		15.6	4.27	0.77	–	–	–	27.76	0.55	23.82	5.41	–	78.18
25		14.07	0.92	0.23	–	–	–	23.15	–	17.69	5.57	–	61.62
26		14.31	0.87	0.13	–	–	–	23.19	–	16.1	6.96	–	61.55
27		10.86	2.89	6.84	3.11	2.03	1.78	26.08	3.66	22.23	4.28	–	83.76
28		8.53	2.26	8.37	4.53	2.49	1.51	21.57	3.24	22.65	2.98	–	78.13
29		8.4	2.39	8.03	4.3	2.17	1.95	22.12	2.6	21.82	3.56	–	77.52
30		11.19	2	7.18	4.53	1.69	2.04	23.76	4.19	22.34	4.17	–	83.09
31		8	1.76	10.24	5.79	2.98	2.62	18.89	1.91	22.76	3.93	–	78.88
32		8.88	1.65	10.92	5.88	3.03	2.27	20.77	1.59	24.44	3.37	–	82.8
33		7.14	4.11	9.26	4.84	2.78	1.93	17.43	2.99	20.6	2.47	–	73.55
		РСМА											
34		2.24	0.81	–	–	–	–	32.6	–	21.37	5.28	–	62.3
35		4.94	1.08	–	–	–	–	32.04	–	20.97	5.09	2.19	66.32
36		2.17	1.32	–	–	–	–	31.79	–	19.59	5.6	–	60.47
37		5.11	0.88	–	–	–	–	32.54	–	20.38	6.53	1.74	67.18
38		5.26	0.94	–	–	–	–	32.15	–	22.09	4.9	2.2	67.93
39		5.55	0.71	–	–	–	–	32.83	–	20.43	6.23	1.3	67.05

Примечание. Прочерк – элементы не обнаружены. Выделены анализы тонких включений REE-фосфата-алюмофосфата.

Таблица 17. Матрица парных корелляций элементов в APS-минералах ($n = 40$, $r = \pm 0.304$)

	Ca	Fe	Sr	Ce	La	Nd	Th	Al	P	S	F
Ca	1										
Fe	0.17	1.00									
Sr	–0.08	–0.55	1.00								
Ce	0.31	0.54	**–0.89**	1.00							
La	–0.10	0.24	**–0.90**	**0.99**	1.00						
Nd	0.17	–0.14	**–0.94**	**0.98**	**0.94**	1.00					
Th	–0.05	0.23	**–0.79**	**0.87**	**0.82**	**0.61**	1.00				
Al	–0.33	–0.38	0.08	–0.68	**–0.90**	**–0.91**	**–0.82**	1.00			
P	0.40	–0.52	0.08	0.24	0.13	0.09	–0.18	0.22	1.00		
S	–0.52	–0.52	0.59	–0.68	–0.58	**–0.85**	**–0.70**	0.48	–0.35	1.00	
F	**0.92**	0.00	**–0.76**	0.00	0.00	0.00	0.00	**–0.93**	**0.73**	**–0.83**	1

Видим, что сохраняются унаследованные связи замещенного апатита Ca–P–F. Фиксируется сильный антагонизм Sr и REE-Th, свидетельствующий об их изоморфизме. Корреляция Fe с Ce показывает, что Fe^{3+} входит в состав редкоземельного фосфата–алюмофосфата, вероятно, частично замещая Al^{3+}.

На диаграмме (фиг. 18) фиксируется близкий для всех образцов состав сванбергита (широкий овал), с некоторой амплитудой колебаний суммы двухвалентных катионов с малой примесью REE, различаясь более низким содержанием S в обр. 364.

Подчеркнем, что при явном векторе преемственности составов APS в обр. 364, отмечен заметный разрыв смесимости составов сванбергитов и составов фазы, обогащенной редкими землями (при еще более низком содержании S, верхний правый овал), что подчеркивается и ее резкими контактами с вмещающим сванбергитом на BSE-изображении (см. фиг. 17в). Изучение APS-минералов только начато и должно быть продолжено.

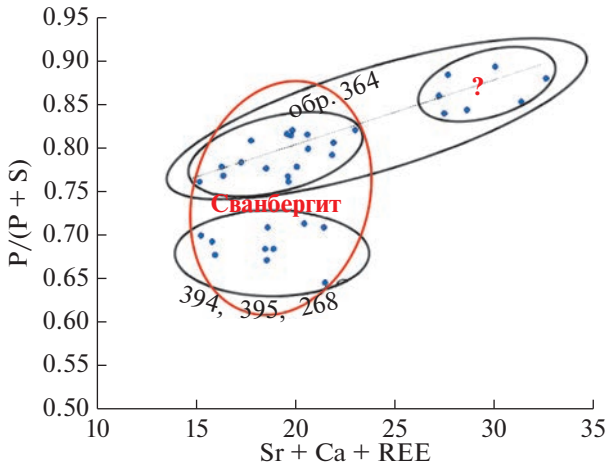
СТАДИЙНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Наблюдения над текстурами минеральных агрегатов при изучении строения жил и текстурными соотношениями отдельных минералов позволили предложить следующую схему стадийности и последовательности минералообразования, включающую 5 стадий – дорудную, две рудные и две пострудные (фиг. 19).

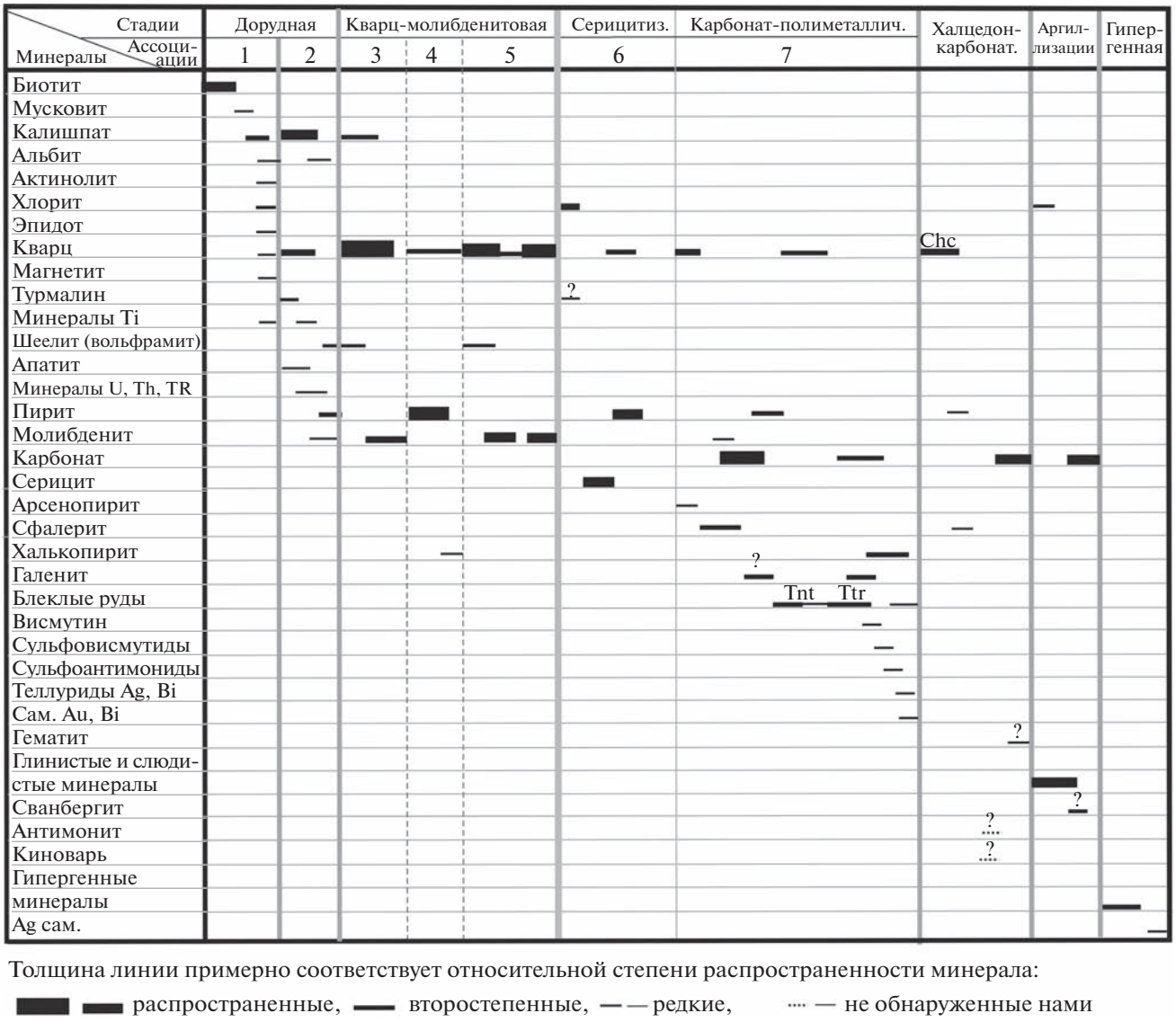
К *дорудной I стадии* отнесены продукты высокотемпературных преобразований вмещающих пород, вызванных внедрением порфировых интрузий и большей части даек, что привело, наряду с другими высокотемпературными преобразованиями, к последовательному формированию калишпатовых метасоматитов, кварцевых и кварц-турмалиновых прожилков.

Следующая *II продуктивная рудная кварц-молибденитовая стадия* выделена на основании наблюдавшихся пересечений кварц-молибденитовыми жилами продуктов высокотемпературных преобразований вмещающих пород дорудной стадии. Ранняя кварц-молибденитовая ассоциация включает также шеелит, который, судя по взаимоотношениям с молибденитом-I, образовался в начале данной стадии. Затем отлагались пирит с редким халькопиритом и следом, во вновь образовавшихся трещинах в виде многослойных агрегатов с кварцем – молибденит-II (с малым количеством шеелита), образующий просечки в пирите.

Рудная карбонат(±кварц)-полиметаллическая (III) стадия выделена на основании того, что карбонат-полиметаллические жилы, сопровождаю-



Фиг. 18. Диаграмма соотношений суммы катионов и отношения P/(P + S).



Фиг. 19. Схема последовательности минералообразования Шахтаминского месторождения.

щиеся серицитизацией и карбонатизацией, отчетливо пересекают, внедряясь в них по трещинам, кварц-молибденитовые жилы.

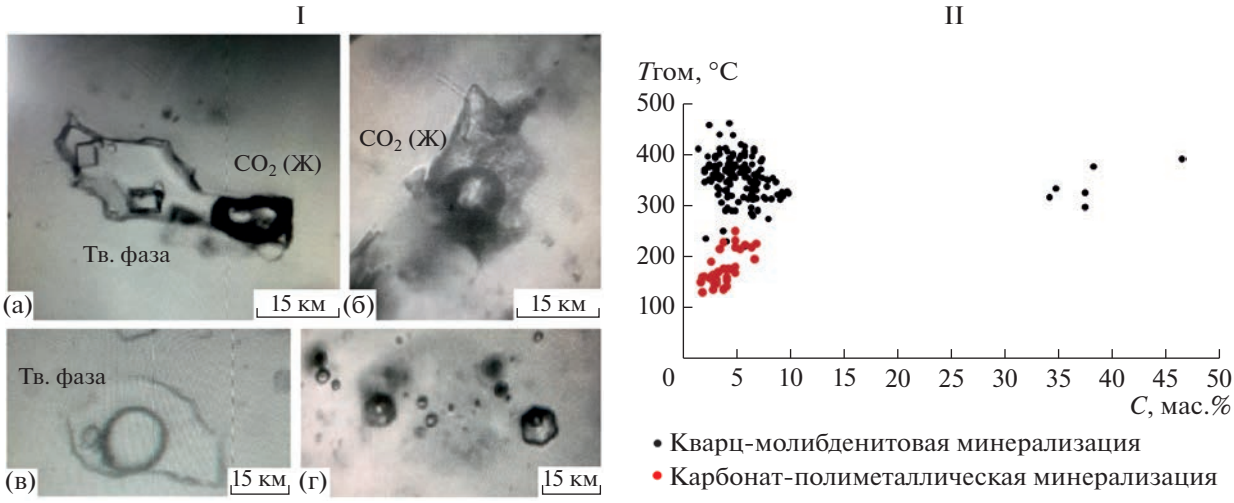
Пострудная халцедон-карбонатная (IV) стадия обусловлена пересечением жил с совмещенной кварц-молибденит-карбонат-полиметаллической минерализацией халцедоновыми, халцедон-карбонатными и карбонатными жилами и прожилками.

Пострудная (V) стадия аргиллизации завершает эндогенное минералообразование. Аргиллизация развивается, главным образом, вдоль контактов кварц-молибденитовых и карбонат-полиметаллических жил, а также вдоль поздних тектонических нарушений.

УСЛОВИЯ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Исследованные методами микротермометрии образцы кварца и карбоната характеризуют две основные продуктивные стадии минералообразования месторождения: кварц-молибденитовую и карбонат(±кварц)-полиметаллическую.

Флюидные включения (ФВ) изучены методами микротермометрии в пластинках толщиной 0.25–0.3 мм, отполированных с двух сторон. Для интерпретации результатов были использованы данные из работы (Bodnar,Vityk, 1994). Соленость флюида водноуглекислотных ФВ определялась по температурам плавления газогидратов CO_2 (Darling, 1991).



Фиг. 20. I – Флюидные включения в кварце жил Шахтаминского месторождения: а – флюидное включение (VL_1L_2S) с жидкой CO_2 и кристаллом соли; б – флюидное включение (VL_1L_2) с углекислотой; в – водно-солевое флюидное включение (VLS_1) с растворимым кристаллом соли; г – водно-солевое флюидное включение (VL). II – Температура гомогенизации и концентрация флюидов включений в кварце и карбонате продуктивных стадий рудообразования Шахтаминского месторождения.

По соотношению фаз при комнатной температуре первичные включения в кварце и карбонате подразделены на 4 основных типа ФВ: 1) $VL_1L_2S_1$ – многофазные, содержащие газ (V), водный раствор (L_1), жидкую CO_2 (L_2) и кристалл прозрачной твердой фазы (S); 2) VL_1L_2 – трехфазные, содержащие газ, раствор, жидкую CO_2; 3) VLS_1 – трехфазные, содержащие газ, раствор и кристалл прозрачной твердой фазы; 4) VL – двухфазные, содержащие газ и раствор. Микрофотографии типичных ФВ каждого типа показаны на фиг. 20 – I.

В кварце *кварц-молибденитовой стадии* встречаются все 4 типа включений (фиг. 20 – I). Тип $VL_1L_2S_1$ представлен многофазными ФВ, содержащими газ (V), водный раствор (L_1), жидкую CO_2 (L_2) и кристалл прозрачной твердой фазы (S). Этот тип включений с высокосоленым водноуглекислотным флюидом был встречен только в одном образце. ФВ этого типа захватили Na-хлоридные флюиды, (*T*эвт = –26...–25°С). Углекислота плавится в интервале от –57.9 до –57.7°С. Несколько более низкие температуры плавления относительно чистой CO_2, могут указывать на небольшое содержание примесей других газов, вероятнее всего, метана. Концентрация водносолевого флюида была определена по температуре растворения твердой фазы (*T*гом = 420...409°С). Ее значения лежат в относительно узком интервале 49.7–48.5 мас. % экв. NaCl. Температура полной гомогенизации данных включений соответствует температуре растворения кристаллов твердой фазы.

Трехфазными включениями (тип VL_1L_2) из кварца данной стадии были захвачены водноуглекислотные Na-хлоридные флюиды (*T*эвт = –34...–23°С). Двойное замерзание флюида при охлаждении включений свидетельствует о кристаллизации газогидрата CO_2, в связи с чем соленость определялась по температурам плавления газогидратов. Концентрация флюидов изменялась в пределах 7.0–1.0 мас.% экв. NaCl (*T*пл. газогидрата = 9.5–6.3°С). Углекислота плавилась в интервале от –61 до –53.8 С. Поскольку эти температуры несколько ниже температур плавления чистой CO_2, можно предполагать небольшое содержание примесей других газов, вероятнее всего метана. Углекислота гомогенизировалась в интервале 30.7...27°С как в жидкую, так и в газовую фазу. Давление, оцененное по плотности углекислоты во флюиде, колеблется в районе 2.8 кбар. Гомогенизация включений происходила при температурах 460–290°С (см. табл. 18).

Флюидные включения типа VLS_1 содержат изотропную прозрачную твердую фазу. Плавление кристаллов соли происходило в интервале 420–240°С, что соответствует концентрации 46.4–34.1 мас. % экв. NaCl. Гомогенизация флюидных включений завершалась в разных образцах как растворением соли, так и исчезновением газового пузырька.

Для двухфазных водно-солевых флюидных включений (тип VL) характерны флюиды Na-хлоридного состава (*T*эвт = –33...–22°С), соленость которых варьировала от 9.7 до 2.0 мас. % экв. NaCl (*T*пл. льда = –6.4...–1.2°С). Общий интервал *T*гом = 395–220°С.

В образцах, характеризующих *карбонат-полиметаллическую стадию*, изучены флюидные

Таблица 18. Результаты микротермометрии флюидных включений

№	Минерал	Тип ФВ	*n*	$T_{гом}$, °C	$T_{эвт}$, °C	$T_{пл.льда}$, °C	T_1, °C	T_2, °C	$T_{пл.}$ CO_2,°C	$T_{гом.}$ CO_2, °C	C, мас. %
Кварц-молибденитовая стадия											
486		VL_1L_2 *	13	460–315	–32...–24			9.5–7	–59.3...–57.7	29.8–27.8	5.8–1.0
		VLS_1	3	390–296	Не опр.		390–296				46.4–37.4
		VL	4	372–235	–26...–22	–3.7...–1.3					5.9–2.1
724		VL_1L_2 *	7	405–360	–28...–25			7.8–6.5	–59.2–...–56.6	28.8–27	6.6–4.3
444		VL	25	390–168	–30...–24	–5.3...–1.8					8.2–3.0
268		VL_1L_2 *	3	370–365	–29...–28			9–8.8	–57.8..–57.7	28.3–28	2.4–2.0
	Кварц	VL	9	353–223	–28...–23	–5.0...–3.6					7.8–5.8
394		VL_1L_2 *	22	412–290	–34...–25			8.4–6.4	–61...–57.7	29.1–27.9	6.8–3.2
		VLS_1	3	332–285	Не опр.		250–240				34.7–34.1
		VL	16	370–220	–32–...–27	–5.7...–1.5					8.8–2.5
396		VL_1L_2 *	6	384–295	–32...–30			7.9–7	–57.7–...57.5	28.9–27.6	5.8–4.2
		VL	17	395–220	–33...–24	–5.7...–1.4					8.8–2.3
701-2d		VL_1L_2 *	23	435–355	–28...–23			8.8–7	–58.8...–57.2	29.9–27.7	5.8–2.4
		$VL_1L_2S_1$	3	403–400	–26..–25		420–409	8.1–8.5	–57.7...–57.9	Не опр.	49.7–48.5
204d		VL_1L_2 *	7	410–360	–30...–28			9.3–6.5	–58.5...–56.8	30.7–28.8	6.6–1.4
		VLS_1	4	375–315	–40...–28		298–240				38.2–34.1
467		VL_1L_2 *	14	390–345	–30...–25			9.0–6.3	–56.8...–53.8	30.1–28.4	7.0–2.0
		VL	12	365–310	–33...–26	–6.4...–1.2					9.7–2.0
Карбонат-полиметаллическая стадия											
724		VL	4	196–160	–29..–27	–2.6...–2.5					4.2–4.1
364	Карбонат	VL	27	269–130	–29...–23	–4.8...–1.1					7.5–1.7
303		VL	5	158–145	Не опр.	–1.5...–0.9					2.5–1.5

Примечание. * – концентрация рассчитана по температуре плавления газогидратов; T_1 – температура растворения твердой фазы; T_2 – температура плавления газогидратов; VL_1L2S_1 – многофазные ФВ, содержащие газ, водный раствор, жидкую CO_2 и кристалл прозрачной твердой фазы; VL_1L_2 – трехфазные ФВ, газ, раствор, жидкая CO_2; VLS_1 – трехфазные ФВ, содержащие газ, раствор и кристалл прозрачной твердой фазы

включения в карбонате. Диагностирован только один тип включений: двухфазные водно-солевые газово-жидкие включения (VL). Температура гомогенизации изученных в карбонате ФВ варьирует от 269 до 130°С. Согласно полученным температурам эвтектики, состав раствора можно охарактеризовать как Na-хлоридный (Tэвт = –29... –23°С). Соленость флюидов варьировала от 7.5 до 1.5 мас. % экв. NaCl (Tпл. льда = –4.8...–0.9°С).

Таким образом, в жилах кварц-молибденитовой продуктивной стадии минералообразование происходило из относительно высокотемпературных флюидов (Tгом. – 460–220°С). Флюиды, формировавшие более позднюю карбонат-полиметаллическую минерализацию, отличались более низкими температурами (Tгом. – 269 –130°С). Результаты микротермометрии флюидных включений приведены в табл.18.

Полученные данные позволяют говорить о том, что на протяжении всего процесса минералообразования флюид имел относительно постоянный, преимущественно Na-хлоридный состав, в то время как его концентрация в течение минералообразующего процесса, очевидно, изменялась. Включения, захваченные на ранней кварц-молибденитовой стадии, характеризуются более высокой концентрацией солей, которая варьировала в пределах от 9.7 до 1.0 мас. % экв. NaCl. Результаты термометрических исследований включений данной стадии дают основание сделать вывод о фазовой сепарации флюида с разделением на низкоплотную паровую фазу и водно-солевой рассол с концентрацией до 49.7 мас.% экв. NaCl (фиг. 20 –II).

В составе флюидов данной стадии минералообразования, вероятно, присутствовали K, Mg. Также важно отметить, что система содержала некоторое количество углекислоты.

Концентрация Na-хлоридных флюидов, захваченных во включения более поздней карбонатно-полиметаллической стадии, минералообразования не превышала 7.5 мас. % экв. NaCl. Нижняя граница концентрации флюидов во включениях минералов карбонат-полиметаллической стадии составила 1.5 мас. % экв. В отличие от включений в кварц-молибденитовой стадии, в изученных ФВ карбонатно-полиметаллической стадии углекислота методами микротермометрии не обнаружена.

Исходя из полученных данных, можно говорить о понижении температур и изменении состава и концентрации флюидов на протяжении процесса минералообразования на месторождении (см. фиг. 20). Различия в температурах и составе формировавших минерализацию флюидов, вероятно, обусловлены особенностями развития флюидно-магматической системы при кристаллизации гранитоидной магмы (Рябчиков, 1975; Audetat, 2000). Снижению температуры и концентрации рудообразующих растворов на завершающих стадиях минералообразования могла способствовать высокая степень трещиноватости вмещающих пород, обуславливающая просачивание метеорных вод, смешение и охлаждение рудоносных растворов.

Следует отметить, что на близлежащих (Бугдаинское, Быстринское) месторождениях, ассоциирующих с Шахтаминским интрузивным комплексом, рудная минерализация формировалась из более высококонцентрированного флюида, часто более сложного состава в близком температурном интервале. В частности, порфировая минерализация (включая кварц-молибденитовые жилы) Быстринского месторождения сформирована в близком температурном интервале (500–<250°С). Кварцево-жильная минерализация отлагалась более низкотемпературными Na-хлоридными флюидами с соленостью не выше 10–12 мас. %. Флюид, участвовавший в образовании порфировой минерализации Быстринского месторождения, также подвергся фазовой сепарации с разделением на низкоплотную паровую фазу и водно-солевой рассол с концентрацией до 47 мас. % NaCl экв. Вместе с рядом других признаков этот факт может также косвенно свидетельствовать в пользу сходства процессов минералообразования на месторождениях, приуроченных к Шахтаминскому интрузивному комплексу.

Для выяснения возможных источников серы в минералообразующем флюиде был изучен изотопный состав серы сульфидов Шахтаминского месторождения. Было проанализировано 19 образцов различных сульфидов. Установлено, что значения $\delta^{34}S$ колеблются +5.8 до +9.6‰, среднее. +6.9‰, т.е. занимают промежуточное положение между значениями $\delta^{34}S$ сульфидов Бугдаинского и Быстринского месторождений, что заслуживает специального обсуждения

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Разработка и предыдущие минералогические исследования руд Шахтаминского месторождения проводились до появления современных методов исследований, поэтому полученные с использованием современных методов новые данные по строению руд, их минералогии и типоморфизму минералов позволили существенно расширить представления об этом месторождении и удостовериться в том, что оно далеко не исчерпало свои ресурсы. Выявленные в процессе исследований особенности изученных руд убедительно показывают, что месторождение характеризуется небольшим эрозионным срезом и вскрытая его часть обладает признаками отложения в малоглубинных условиях с перспективами развития оруденения на глубину.

К этим признакам относятся следующие. (1) Частое развитие каверн и друз в кварце. (2) Присутствие каемчатых и крустификационных текстур. (3) Признаки колломорфного роста в определенные периоды минералообразования в шеелите, сфалерите, блеклых рудах и галените. (4) Нестабильность роста кристаллов блеклых руд с явлениями гидротермального брекчирования. (5) Заметное (втрое) преобладание над теннантитом тетраэдрита и его цинкистой разновидности, что может быть связано с повышенным окислительным потенциалом растворов (Спиридонов и др., 2008). (6) Резкое преобладание блеклых руд над халькопиритом среди минералов Cu также может свидетельствовать о малоглубинной локализации вскрытой части оруденения, так как статистически закономерный ход минералообразующего процесса – это опережающее развитие основной части халькопирита и большинства других сульфидов по отношению к блеклым рудам и другим сульфосолям в полиметаллической стадии. Соответственно, согласно правилу прямой зональности, основная часть халькопирита в целом должна реализовываться на более глубоких горизонтах, чем основная часть блеклых руд, а на вскрытой части Шахтаминского месторождения халькопирит в полиметаллической стадии появляется только спорадически, замещая блеклые руды, поэтому возможно увеличение содержания халькопирита на глубину. (7) Низкие содержания Co и Ni и Co/Ni свидетельствуют о невысоких температурах образования пиритов карбонат(±кварц)-полиметаллической минерализации вскрытой части месторождения. (8) Обогащение молибденита и галенита селеном – характерным элементом эпитермальных руд, кроме того, галенит концентрирует Ag в большей мере, чем на соседних месторождениях. (9) Крайне низкая железистость сфалерита, характерная для поздних его генераций, при относительно высоком содержании Cd дополнительно может свидетельствовать о том, что, в соответствии с явлением прямой минералогической зональности (поздние генерации минералов локализованы в верхних и периферийных частях месторождений), вскрыты лишь верхние части оруденения, и ранняя железистая генерация сфалерита, ярко проявленная на соседних месторождениях, может быть локализована на более глубоких горизонтах. Заметная примесь некубических политипов сульфидов Zn, выявленная (Добровольская, Шадлун, 1974), наиболее характерна для относительно низкотемпературной малоглубинной минерализации, сформировавшейся при относительно высоком парциальном давлении кислорода в рудообразующих растворах. (10) Au сам. имеет одну генерацию, что не характерно для более глубоко вскрытых соседних месторождений, где колебания пробности у самородного золота очень значительные и самородное золото преобразуется, как минимум, дважды. (11) Присутствие сванбергита, подавляющее количество находок которого в месторождениях мира тяготеет к зонам аргиллизации в участках эпитермального приповерхностного оруденения (Stoffregen, Charles, 1987), является еще одним свидетельством малоглубинного характера изучаемой части этого месторождения. В Западном Забайкалье в Джидинском районе этот минерал был обнаружен в высокоглиноземистых породах в ассоциации с алунитом и пирофиллитом. Пропаривание сульфатными растворами и аргиллизация породы, содержащей значительное количество калишпата (источника Al_2O_3), F-апатита (источник P, Sr), монацита (источника REE, Th, P), способствует их растворению и отложению сванбергита. (12) Более низкие начальные температуры образования кварца кварц-молибденитовой, а также карбоната карбонат-полиметаллической стадии по сравнению с начальными температурами образования соответствующих стадий соседних Бугдаинского и Новоширокинского месторождений, и более низкие в целом концентрации растворов по сравнению с Бугдаинским месторождением связаны с тектоническими особенностями месторождения и легким проникновением разбавляющих рудоносные флюиды метеорных вод в зону рудоотложения. (13) Важнейшим признаком развития оруденения на глубину является склонение рудных жил в юго-западном направлении, где буровыми работами вскрыто полиметаллическое оруденения, а также обнаружение на северо-восточном фланге Шахтаминского рудного поля золотосеребряного оруденения (Юргенсон, 2020). (14) Распределение Re в молибдените неравномерно, однако аномально низкие, как и аномально высокие, значения единичны, в среднем по изученным образцам его содержание составляет 34.65 ppm, что полностью (до целых) совпадает с данными (Иванов и др., 1969) и входит в интервал значений, отражающий смешанный мантийно-коровый источник рудообразующих флюидов (Berzina et al., 2005; Pasava et al., 2016) с ведущей ролью корового. Это коррелирует с более низким содержанием Re (как индикатора доли мантийного вклада) на Шахтаминском месторождении по сравнению с Бугдаинским (где Ccp.Re в молибдените = 50.7ppm) и особенно Быстринским Au–Fe–Cu месторождением (с Ccp.Re = 335.7 ppm). (14) Изотопный состав серы сульфидов ($\delta^{34}S$ +5.8 до +9.6‰, среднее. +6.9‰.) свидетельствует о заимствовании части серы из вмещающих осадочных пород, и это отличает Шахтаму от ближайшего Бугдаинского месторождения, где источник серы магматический. По данным (Чугаев и др. 2013), по своим U-Th-Pb изотопно-геохимическим характеристикам источник рудного Pb отвечает веществу континентальной коры орогенного типа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1) Вскрытые горными выработками части Шахтаминского месторождения являются верхними частями оруденения; его эрозионный срез менее значительный, чем на соседних Новоширокинском, Бугдаинском и Быстринском месторождениях.

2) Рудная и метасоматическая зональность сходна с таковой на месторождениях порфирового типа.

3) Выявленные типоморфные особенности минералов позволяют прогнозировать развитие полиметаллического с золотом оруденения на глубину, однако и ресурсы Mo также далеко не исчерпаны еще и потому, что по некоторым жилам содержание Mo не убывает, а даже увеличивается с глубиной.

4) Самородное Au в рудах вскрытой части месторождения имеет одну генерацию, локализуясь только в минералах поздних генераций. Это, наряду с типоморфными особенностями сульфидов, позволяет предполагать, что на глубоких горизонтах могут быть вскрыты ранние генерации сульфидов со своей золотоносностью.

5) Тектонические особенности месторождения (высокая степень трещиноватости, обусловленная приуроченностью жил к зоне подновляющихся разломов, насыщенных разновозрастными дайками) создают условия для легкого проникновения метеорных вод, особенно в верхние части рудотложения, что приводит к снижению температуры и концентрации рудообразующих растворов. На глубоких горизонтах в связи с уменьшением водообмена возможно проявление более высокотемпературного оруденения, отложившегося из более концентрированных растворов.

6) Выяснено, что молибденит, отлагающийся в полостях и приоткрытых интерстициях, имеет хорошую возможность кристаллизоваться в модификации 3R. Этот же фактор способствует доступу окислительных вод, вызывающих перераспределение Re и локальное обогащение им молибденита в присутствии восстановителей.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят А.А. Межуеву за анализ молибденита рентгенофазовым методом. Выражаем глубокую признательность рецензентам, конструктивные замечания которых способствовали совершенствованию текста статьи.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследования проводились в рамках темы плана НИР ИГЕМ РАН по Государственному заданию.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О., Крымский Р.Ш., Ларионов А.Н., Николаева И.В., Серов П.А. Шахтаминская Mo-порфировая рудно-магматическая система (Восточное Забайкалье): возраст, источники, генетические особенности // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 6. С. 764–786.
https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.04.009

Быбин Ф.Ф. Шахтаминское рудоуправление // Энциклопедия Забайкалья. Новосибирск: Наука, 2006. Т. IV. С. 369.

Геологические исследования и горно-промышленный комплекс Забайкалья. Под ред. Г.А. Юргенсона. Новосибирск: Наука, 1999. 574 с.

Добровольская М.Г, Шадлун Т.Н. Минеральные ассоциации и условия формирования свинцово_цинковых руд. М.: Наука, 1974.

Ершов В.В. Шахтаминское месторождение молибдена // Энциклопедия Забайкалья. Новосибирск: Наука, 2006. Т. IV. С. 369.

Иванов В.В, Поплавко Е.М., Горохова В.Н. Геохимия рения. М.: Наука, 1969. 159 с.

Китаев Н.А., Нестерова А.А., Сарапулова В.Н. Некоторые особенности распределения элементов-примесей в пиритах и коллективной сульфидной фракции из ореолов Балейского золоторудного поля // Известия ТПИ. 1973. Т.209. С. 225–232.

Коваленкер В.А., Киселева Г.Д., Крылова Т.Л., Андреева О.В. Минералогия и условия образования золотоносного W-Mo – порфирового Бугдаинского месторождения, Восточное Забайкалье, Россия // Геология рудн. месторождений. 2011. Т. 53. № 2. С. 107–142.
https://doi.org/10.1134/S1075701511020048

Рябчиков И.Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 232с

Сотников В.И., Берзина А.П., Гимон В.О. Шахтаминское молибденовое месторождение // Месторождения Забайкалья. Т. I. Кн. 1. Чита–Москва: Геоинформмарк, 1995. С. 187–192.

Спиридонов Э.М., Филимонов С.В., Куликова И.М. Минералы блеклых руд – индикаторы рудогенеза // Проблемы геологии рудных месторождений, минералогии, петрологии и геохимии. ИГЕМ РАН. Москва, 2008. С. 357.

Чугаев А.В., Чернышов И.В., Бортников Н.С., Коваленкер В.А., Киселева Г.Д., Прокофьев В.Ю. Изотопно-свинцовые рудные провинции Восточного Забайкалья и их связь со структурами региона (по данным высокоточного MC-ICP-MS-изучения изотопного состава Pb) // Геология рудн. месторождений. 2013. Т. 55. № 4. С. 282–294.

Юргенсон Г.А. Минеральное сырье Забайкалья. Часть I. Книга 1.Черные и цветные металлы. Чита: Поиск, 2006. 256 с.

Юргенсон Г.А. Золото-серебряная минеральная ассоциация в Шахтаминском рудном поле // Вестник Забайкальского госуниверситета. 2020. Т. 26. № 6. С. 54–63.
https://doi.org/10.21209/2227924520202665463

Audetat A., Gunter D.G., Heinrich C.A. Magmatic-hydrothermal evolution in a fractionating granite: a microchemical study of the Sn–W–F-mineralized Mole Granite (Aus-

tralia) // Geochim. Cosmochim. Acta. 2000. V. 64. № 19. P. 3373–3393.

Berzina A.N., Sotnikov V.I., Economou-Eliopoulos M., Eliopoulos D.G. Distribution of rhenium in molybdenite from porphyry Cu–Mo and Mo–Cu deposits of Russia (Siberia) and Mongolia // Ore Geol. Rev. 2005. V. 26. P. 91–113.

Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H_2O–NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: method and application. Pontignano–Siena, 1994. P. 117–130.

Darling R.S. An extended equation to calculate NaCl contents from final clatrate melting temperatures in H_2O–CO_2-NaCl fluid inclusions: Implications for *PT*-isochore location // Geochim. Cosmochim. Acta. 1991. V. 55. P. 600–610.

Jahn B.M., Litvinovsky B.A., Zanvilevich A.N., Reichow M. Peralkaline granitoid magmatism in the Mongolian-Transbaikalian Belt: Evolution, petrogenesis and tectonic significance. Lithos. 2009. 113 (3–4), 521–539. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.06.015

Nevolko P.A., Svetlitskaya T.A., Savichev A.A. Vesnin V.S., Fominykh P.A. Uranium-Pb zircon ages, whole-rock and zircon mineral geochemistry as indicators for magmatic fertility and porphyry Cu–Mo–Au mineralization at the Bystrinsky and Shakhtama deposits, Eastern Transbaikalia, Russia // Ore Geol. Rev. 2021. V. 139. 104532. P. 2–36.

Pašava J., Svojtka M., Veselovský F. et al. Laser ablation ICPMS study of trace element chemistry in molybdenite coupled with scanning electron microscopy (SEM) – an important tool for identification of different types of mineralization // Ore Geol. Rev. 2016. V. 72. P. 874–895.

Stoffregen R. & Alpers C. Woodhouseite and svanbergite in hydrothermal ore deposits; products of apatite destruction during advanced argillic alteration // Can. Mineral. 1987. V. 25. P. 201–211.

Roedder E. Fluid inclusions. Washington. Mineral. Soc. Amer. 1984. 652 p.

Zhang K.-J., Yan L.-L., Ji C. Switch of NE Asia from extension to contraction at the mid-Cretaceous: a tale of the Okhotsk ocean? // Earth Sci. Rev. 2019. 198:102941. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102941

Zorin Yu.A., Zorina L.D., Spiridonov A.M., Rutshtein I.G. Geodynamic setting of gold deposits in eastern and central Trans-Baikal–Chita region, Russia // Ore Geol. Rev. 2001. 17 (4). 215–232. https://doi.org/10.1016/S0169-1368(00)00015-9