

УДК 553.411.9:553.21/24

МИНЕРАЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РУД ЗОЛОТОНОСНОГО W-Mo-ПОРФИРОВОГО БУГДАЙНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ, РОССИЯ)

© 2011 г. В. А. Коваленкер, Г. Д. Киселева, Т. Л. Крылова, О. В. Андреева

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

119017, Москва, Ж-17, Старомонетный пер., 35

Поступила в редакцию 18.10. 2010 г.

Бугдайское золотоносное W-Mo-месторождение (Восточное Забайкалье) приурочено к центральной части вулcano-купольной структуры в пределах крупного плутона варисских гранитоидов. По своим характеристикам оно соответствует месторождениям типа Клаймакс или риолитовому субклассу Mo-порфировых месторождений. Его повышенная золотоносность обусловлена относительно широким распространением жильного и жильно-прожилкового золото-полиметаллического оруденения. В штокверковых и жильных рудах сейчас диагностировано более 70 минералов, включая самородные элементы, сульфиды, сульфосоли, теллуриды, оксиды, молибдаты, вольфраматы, карбонаты и сульфаты, в том числе впервые установленные здесь джалиндит, гринокит, молибденосодержащий штольцит, амальгамы серебра и золота, штрмейерит, сервеллеит, берриит и др. Выделено четыре стадии минералообразующего процесса. Наиболее ранняя дорудная стадия проявилась после внедрения субвулканического штока риолит(гранит)-порфиров в виде калишпатизации и интенсивного окварцевания. Вслед за ними сформировалась штокверковая и жильно-прожилковая W-Mo-минерализация кварц-молибденитовой стадии. Серцитизация, пиритизация и последующее образование кварц-сульфидных жил и прожилков с самородным золотом, сульфидами полиметаллов и разнообразными Ag-Cu-Pb-Bi-Sb-сульфосолями золото-полиметаллической стадии происходили после изменения регионального плана тектонических деформаций. Завершался гидротермальный процесс отложением аргиллизитовой (каолинит-сметитовой) ассоциации послерудной стадии.

Изучение флюидных включений (ФВ) (методы микротермометрии и Рамановской спектроскопии) показало, что штокверковое W-Mo-оруденение формировалось при высоких (550–380°C) температурах как из концентрированных растворов-рассолов Mg-Na-хлоридного состава, так и из мало-плотного газового флюида, содержавшего значимые количества N₂ и H₂S. Обогащенные Au, Ag, Bi и другими редкими металлами жильные Pb-Zn-руды золото-полиметаллической стадии отлагались при более низких температурах (360–140°C) из гомогенных Na-K-Cl(HCO₃, SO₄)-гидротермальных растворов средней солености.

ВВЕДЕНИЕ

Молибденовые порфировые месторождения типа Клаймакс наиболее привлекательны с точки зрения запасов и качества руд. Эти месторождения обычно имеют куполообразную форму, ассоциируют с интрузиями высококремнистых богатых щелочами (K₂O > Na₂O) риолитов и гранит-порфиров, вокруг и над которыми сосредоточено преимущественно штокверковое молибденитовое оруденение (Уайт и др., 1984). В современных классификациях они отнесены к субклассу риолитовых Mo-порфировых месторождений (Seedorff *et al.*, 2005). Считается (Кривцов и др., 1987), что эти месторождения характерны для областей внутриплитной тектономагматической активизации.

К числу месторождений типа Клаймакс относится и открытое в середине прошлого века в Александровском рудном районе Восточного Забайкалья Бугдайское W-Mo-месторождение. Однако наличие промышленных запасов золота и ряда других металлов отличает его как от типичных месторождений типа Клаймакс, так и от соседних молибденовых месторождений.

Бугдайское месторождение было детально разведано в 1953–1958 гг. на молибден. В ряде опубликованных в 60–70-х годах работ (Кормилицын, 1973; Круглова и др., 1965 и др.) рассматривались сведения о строении месторождения, магматизме, локализации молибденового и полиметаллического оруденения, приводились краткое описание метасоматитов и минерального состава руд (без данных о химическом составе минералов). В то время в рудах месторождения было выявлено всего около 20 минералов. Температуры и давление минерало-

Адрес для переписки: В.А. Коваленкер. E-mail: kva@ig-em.ru

образующих флюидов Бугдаинского месторождения, установленные по результатам изучения ФВ, приведены в публикациях (Колтун, Пизниюр, 1970; Пизниюр, 1970). В этих работах рассмотрены сведения о типах ФВ, указано на присутствие в минералах месторождения многофазных ФВ с твердыми фазами и ФВ с жидкой углекислотой, но отсутствуют данные о солевом составе и солёности минералообразующих флюидов.

В последние два десятилетия на фоне повышения экономического интереса к данному месторождению происходило его доизучение и переоценка запасов сопутствующей золотой минерализации. В соответствии с утвержденными в 2007 г. ГКЗ Роснедра запасами по категории В+С1 (руда 436.2 млн. т, Мо — 347.5 тыс. т, Au — 11.2 т, Ag — 193.5 т, Pb — 41.4 тыс. т) Бугдаинское месторождение отнесено к разряду крупных (www.mnr.gov.ru). В рудах месторождения содержатся также значительные ресурсы WO_3 , Zn, Bi и Re (Харитонов и др., 2003).

Аномально высокая для месторождений типа Клаймакс золотоносность Бугдаинского месторождения выдвигает его в число весьма интересных объектов как с практической, так и научной стороны. В этой связи в 90-е годы прошлого столетия на месторождении возобновляются научные исследования. Среди них, прежде всего, следует отметить работы коллектива ИГЕМ РАН, выполнявшиеся в 1991–1997 гг. под руководством Б.Л. Рыбалова, которые внесли большой вклад в познание геологического строения этого уникального месторождения.

Наши исследования базируются на собранных сотрудниками ИГЕМ РАН во время полевых работ 1991–1997 гг. (Б.Л. Рыбалов, Г.Д. Киселева, О.В. Андреева, В.А. Стрельцов) и 2004 г. (И.К. Мызников) геологических материалах и коллекциях образцов, которые характеризуют все известные на месторождении типы руд и метасоматитов. Они являются органичным продолжением работ коллектива под руководством Б.Л. Рыбалова с основным акцентом на детальное изучение руд и метасоматитов методами минераграфии и петрографии, текстурно-структурный анализ взаимоотношений как отдельных рудных и жильных минералов, так и их ассоциаций, а также определении элементного состава минералов, руд и гидротермально-измененных пород, изучении изотопного состава серы основных сульфидных минералов. При этом использовались аналитические возможности лабораторий ИГЕМ РАН: РСМА — микронзонды “JEOL-8100” (аналитик — С.Е. Борисовский), “SX-50” (аналитик — А.И. Цепин) и “MS-46” (аналитик — Т.И. Голованова), СЭМ — “JSM-5300” и “JEOL-5610-LV” с энергодисперсионными спектрометрами (аналитики — А.В. Мохов, Н.В. Трубкин), нейтронно-активационный (аналитик — А.Л. Керзин), рентгенофлюоресцентный (аналитик — А.И. Якушев) и спектральный (аналитик — С.И. Гаврилова) анализы. Рентгено-

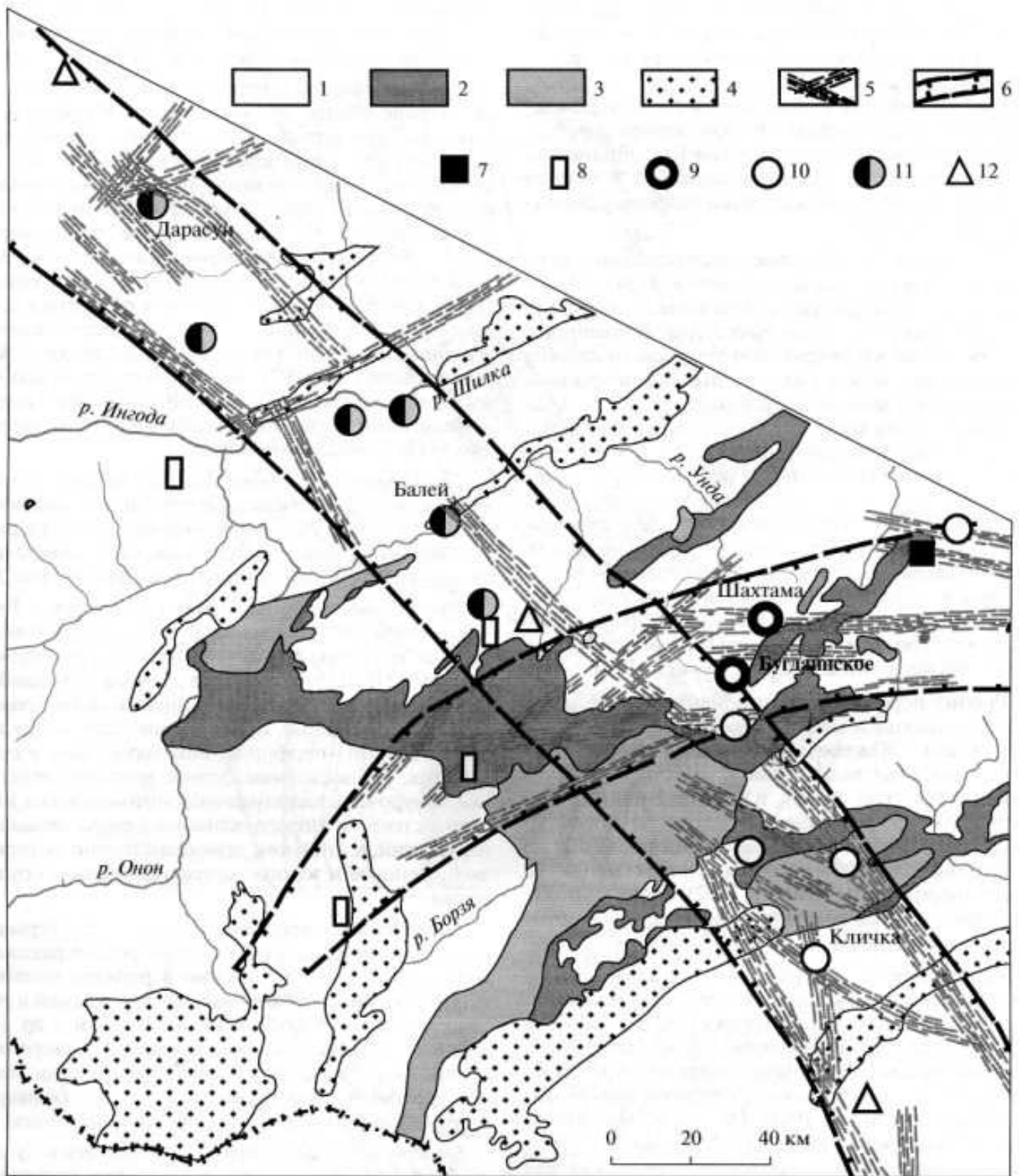
структурное изучение минералов проводилось на установках УРС-2 и “Rigaku D/MAX-2200” (аналитик — Л.А. Левицкая). Изотопный состав серы сульфидов определялся Л.П. Носиком по известной методике (Носик, 1986). Особое внимание было уделено детальным исследованиям флюидных включений (ФВ) методами микротермометрии и Рамановской спектроскопии. Подобные комплексные исследования на Бугдаинском месторождении, несмотря на длительную историю его изучения и уникальность, ранее не проводились.

В статье рассматриваются новые, фактически первые данные по минералого-геохимическим особенностям и условиям формирования руд, сведения о которых практически отсутствовали в имеющихся публикациях. Были существенно уточнены и дополнены представления о минеральном составе W-Мо- и Au-Pb-Zn-руд, химическом составе минералов, в том числе самородного золота и впервые найденных минералов редких и рассеянных элементов, разработана схема стадийности, получены данные об изотопном составе серы сульфидов и H_2S_{aq} , определены основные параметры минералообразующего процесса, включая температурный режим, анионный, катионный и газовый состав флюидов. Значительное внимание при выполнении исследований было уделено выявлению особенностей богатых золотом руд, характеру локализации самородного золота в пределах жил и минералов, вариациям его форм, размеров, состава, ассоциаций.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ РАЙОНА И БУГДАИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Общая характеристика геотектонической позиции. Восточное Забайкалье, в центральной части которого расположено золотоносное Бугдаинское W-Мо-порфировое месторождение, характеризуется сложным геологическим строением, насыщенностью разнообразными полезными ископаемыми и является типичным примером областей тектономагматической активизации (ТМА) (Щеглов, 1987). Этот регион представляет собой центральную часть образованного в основном в триасе и юре Монголо-Охотского складчатого пояса, в строении которого участвуют разнородные образования, включающие жесткие блоки докембрийских метаморфических пород, на которые сверху наращивались (в аккреционных клиньях и наложенных впадинах) триас-юрские осадки (Зоненшайн и др., 1990). Известные в регионе молибденовые месторождения, включая Бугдаинское, относятся к порфировому типу с подчиненным значением меди, характерным для областей внутриплитной активизации (Кривцов и др., 1987).

Бугдаинское месторождение располагается в междуречье верховьев рек Газимур и Унда, между полиметаллическими месторождениями Акатуя и Шахтаминским молибденовым месторождением



Фиг. 1. Рудоконцентрирующие структуры и основные типы рудных месторождений Центральной части Восточного Забайкалья (Томсон, 1971, с изменениями).

1–4 – породы: 1 – допалеозойские отложения, 2 – нижнеюрские отложения, 3 – среднеюрские отложения, 4 – отложения (J₃+K₁) наложенных впадин; 5 – скрытые разломы; 6 – рудоконцентрирующие структуры; 7–12 – месторождения: 7 – меди, 8 – олова и вольфрама, 9 – молибдена, 10 – полиметаллов, 11 – золота, 12 – флюорита.

(фиг. 1). Оно приурочено к узлу пересечения выделенных И.Н. Томсоном (1971) основных рудоконцентрирующих структур Восточного Забайкалья –

субширотной Шахтаминской и Кличкинско-Дарасунской, имеющей северо-западное простирание (фиг. 1). Первая объединяет рудные районы с поли-

металлической, молибденовой и оловянно-вольфрамовой минерализацией, вторая — пересекает все металлогенические зоны этого региона и характеризуется развитием в ее пределах золоторудных, полиметаллических и флюоритовых месторождений, в том числе крупных. Эта зона контролируется поясом скрытых разломов фундамента шириной до 40 км, которые были активизированы в период позднемезозойской перестройки глыбовых поднятий (Томсон, 1964).

Магматизм. Бугдаинское месторождение приурочено к центральной части одноименной вулканокупольной структуры радиально-концентрического строения диаметром 3,5 км (фиг. 2), расположенной в юго-восточной части крупного Ундинского плутона варисских средне-крупнозернистых биотит-роговообманковых гранитов (Круглова и др., 1965). Они прорваны субвулканическими телами (некками, штоками, дайками) гранит-порфиров и риолит-порфиров, которые большинство исследователей относит к шахтаминскому интрузивному комплексу (J_{2-3}). Им присуща исключительно высокая флюидонасыщенность, о чем свидетельствуют широко проявленные в пределах месторождения эруптивные брекчии, наличие интенсивных метасоматических преобразований и принадлежность, как и всех гранитоидов шахтаминского комплекса, к окисленному типу (т.е. к I типу или магнетитовой серии; Ishihara, 1973).

Риолит-порфиры и гранит-порфиры образуют в пределах площади месторождения два субвулканических тела — Южное и Центральное (фиг. 2). Первое из них, овальное в плане и имеющее в разрезе воронкообразную форму, в малоглубинной своей части сложено преимущественно риолит-порфирами, а также лавами и лавобрекчиями риолитов, но на глубине более 200 м риолит-порфиры сменяются гранит-порфирами (Тихонов, 1962). Вдоль контакта это субвулканическое тело сопровождается эруптивными брекчиями.

Расположенное севернее, в центральной части месторождения, небольшое по размерам и вытянутое в субмеридиональном направлении Центральное тело представляет собой шток гранит-порфиров с крутыми контактами, обычно интенсивно катаклазированными. Его размеры с глубиной увеличиваются (Круглова и др., 1965). На основе геофизических данных предполагается (Б.Л. Рыбалов, 1995 г.), что на глубине около 1 км оба субвулканических тела сливаются в единый достаточно крупный интрузив порфировых гранитоидов, который играл главенствующую роль в локализации оруденения.

Центральный шток сложен риолит-порфирами и гранит-порфирами с вкрапленниками преимущественно кварца и калишпата, редко олигоклаза, и с аплитовой, местами гранофировой, а вблизи контактов — фельзитовой кварц-калишпатовой основной массой. Породы штока характеризуются переизбытком глинозема и преобладанием калия

над натрием (Круглова и др., 1965), что в целом характерно для порфировых гранитоидов месторождений типа Клаймакс (Уайт и др., 1984).

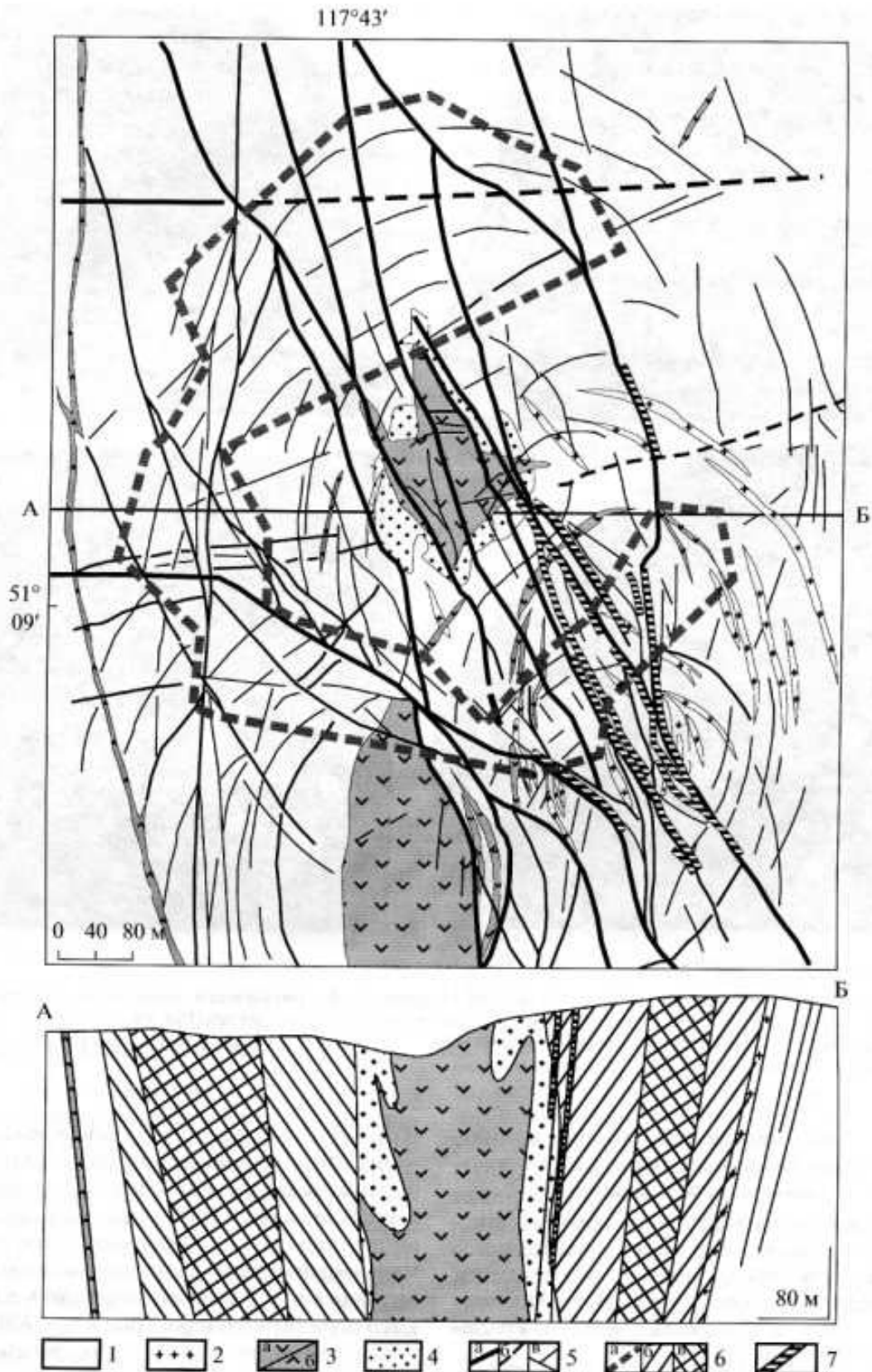
Примечательной чертой строения штока является наличие вблизи его эндоконтактов участков со своеобразным ритмически-зональным строением, которое обусловлено чередованием сложно смятых в дисгармоничные складки прослоев мономинерального кварца мощностью 0,5–1,5 см и зон риолит-порфира (фиг. 3а). Подобные образования весьма типичны в молибденовых месторождениях типа Клаймакс (Уайт и др., 1984) и в целом характерны для порфировых интрузий с сопутствующей высокотемпературной W-Mo-минерализацией (Повилайтис, 1979). По мнению ряда авторов (Абрамов, Рассказов, 1997 и др.), формирование подобных текстур связано с частичной ликвацией в полужатвердевшей магме под воздействием магматогенных F-Cl-содержащих флюидов.

Структурно-тектонические особенности. Бугдаинское месторождение приурочено к сложному тектоническому узлу, в котором сочленяются разрывные структуры меридионального, северо-западного и северо-восточного простираний (фиг. 2).

Меридиональные нарушения относятся к Бугдая-Акатуйской зоне, которая является составной частью крупной Абагайтуй-Сретенской системы разломов (Б.Л. Рыбалов, 1998 г.). Зона этих наиболее ранних и долгоживущих нарушений контролировала размещение субвулканических интрузий риолит(гранит)-порфиров, некоторых даек и оруденения. На восточном фланге месторождения к ней приурочены кварц-молибденитовые жилы, а на юго-востоке, в полосе влияния северо-западных нарушений, к этой зоне пространственно тяготеют молибденовое и золото-полиметаллическое оруденения.

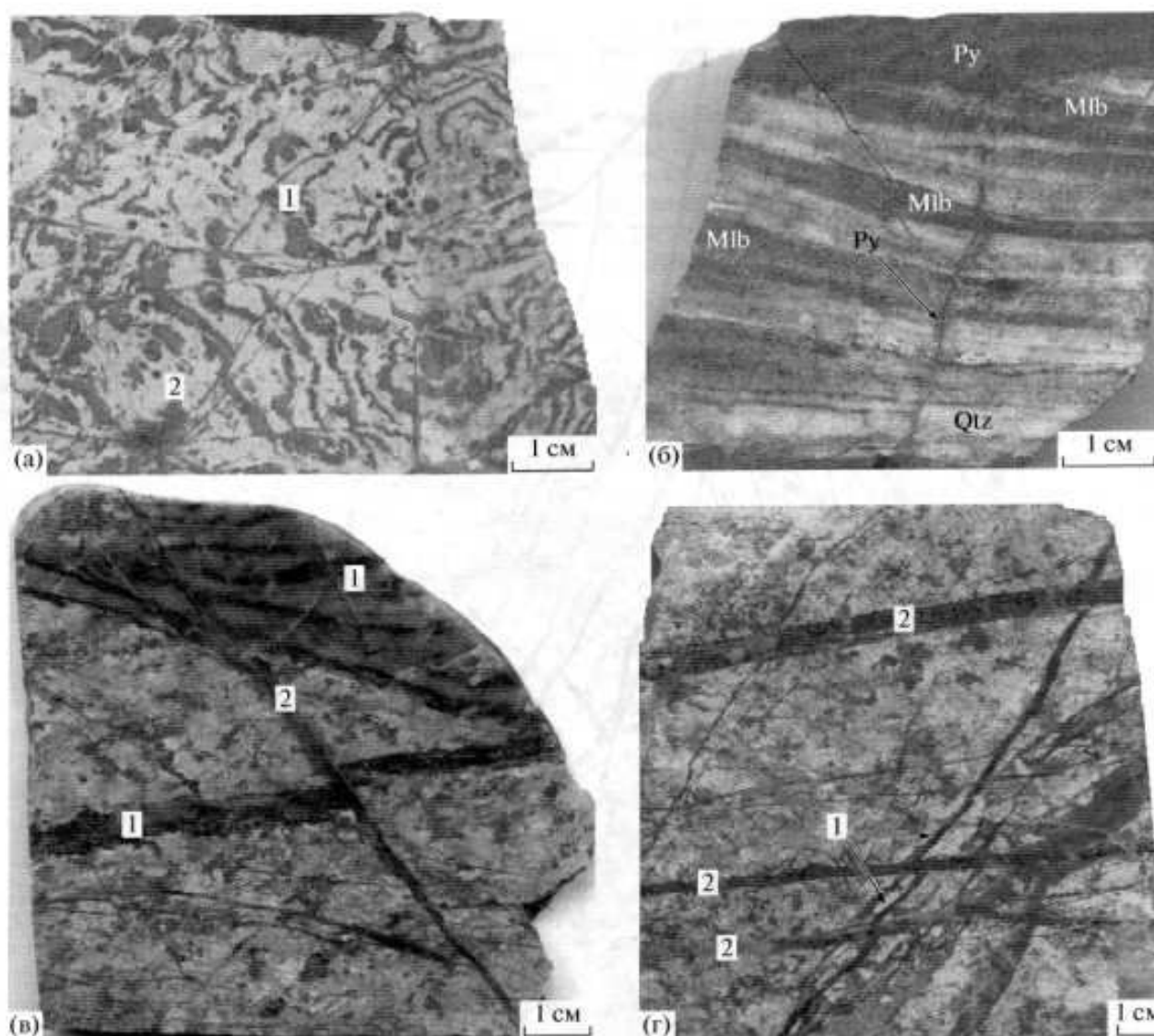
Нарушения северо-восточного простирания рассматриваются как ветви Газимурского разлома, контролирующего положение в регионе полиметаллических и молибденовых месторождений и рудопроявлений: Акатуй, Кудикан, Аленуй и др. На площади Бугдаинского месторождения северо-восточные нарушения, представленные системой мелких трещин и их опережающих, вмещают большую часть жильно-штокверкового W-Mo-оруденения.

Северо-западные нарушения относятся к Чупино-Акатуйскому разлому, являющемуся составной частью крупной Дарасун-Кличкинской рудоконцентрирующей структуры (фиг. 1), выделенной И.Н. Томсоном (1971). Эта система нарушений контролирует положение многих в разной степени золотоносных Pb-Zn-месторождений и рудопроявлений в пределах соседнего Приаргунского полиметаллического пояса (Северный Акатуй, Александровский завод, Нойон-Тологой, Чупино-Селинда и др.). На площади Бугдаинского месторождения зона северо-западных разломов представлена сери-



Фиг. 2. Схема геологического строения Бугдаинского месторождения (по Харитонову и др., 2003) и схематический геологический разрез (А–Б).

1 – биотит-роговообманковые граниты (P–T₁); 2 – аплитовидные граниты (T₁?); 3 – магматические породы рудоносного комплекса (J₂₋₃): риолит-порфиры, гранит-порфиры (а), диоритовые порфиристы (б); 4 – зона интенсивного развития кварца; 5 – разломы: – установленные (а), предполагаемые (б), трещины, в том числе контракционные (в); 6 – контуры развития молибденового оруденения: контур промышленного оруденения (а), кварц-молибденитовый штокерк (б), промышленное оруденение (в); 7 – кварц-сульфидные жилы с золото-полиметаллическим оруденением.



Фиг. 3. Текстуры пород и руд.

а – фестончатые выделения раннего кварца (1) в риолит-порфире (2); б – ритмически-полосчатое распределение прослоев, богатых молибденитом (Mlb) в пределах кварц-молибденитовой жилы, пирит (Py), кварц (Qtz); в – пересечение раннего кварц-молибденитового прожилка (1) поздним (2); г – пересечение кварц-молибденитовых прожилков (1) золото-полиметаллическими (2).

ей субпараллельных нарушений, которые контролируют положение кварц-сульфидных жил с золото-полиметаллической минерализацией (фиг. 2).

Рудная минерализация. На Бугдаинском месторождении проявлено два контрастных по минералогическим и геохимическим и морфологическим особенностям типа промышленного оруденения: 1) W-Mo-штоковерковое и жильно-штоковерковое и 2) Au-Pb-Zn-жильное и жильно-прожилковое.

Первое из них приурочено к меридиональной, северо-восточной и кольцевой системам трещин. Оно преимущественно распространено в центральной части месторождения, где образует вокруг Центрального штока разреженный штоковерк минерализованных трещин и жил концентрически-зонального строения площадью 1100 × 800 м (фиг. 2).

В самом штоке известны лишь не имеющие экономического значения редкие прожилки молибденита и относительно слабо развитая полиметаллическая минерализация. Собственно вольфрамовое оруденение приурочено в основном к внутренней, прилегающей к штоку части штоковерка и характеризуется снижением концентрации WO_3 в направлении к его периферии (Харитонов и др., 2003). Молибденовая минерализация распространена в пределах всего контура штоковерковых и жильно-штоковерковых руд. Она прослежена бурением до глубины 1200 м без признаков выклинивания и с увеличением содержания молибдена с глубиной. Наиболее крупные из жил в среднем не превышают первых десятков сантиметров и часто характеризуются продольно-полосчатыми текстурами с чередованием

темных прослоев, насыщенных тонковкрапленным молибденитом, с прослоями почти чистого светло-серого кварца, причем таких повторяющихся ритмов может быть до 5–6 (фиг. 3б).

Отложение молибденита происходило, по-видимому, неоднократно, поскольку во многих случаях установлены пересечения со смещениями одного типа кварц-молибденитовых жил и прожилков другими такого же состава (фиг. 3в). В то же время кварц-молибденитовые прожилки отчетливо, со смещением пересекаются кварц-сульфидными с Au-Pb-Zn-минерализацией (фиг. 3г).

Основная часть Au-Pb-Zn-жильного оруденения локализована в юго-восточной части месторождения и приурочена главным образом к северо-западным, реже — к меридиональным нарушениям (фиг. 2). Геохимический профиль руд этого типа образуют такие элементы, как Pb, Zn, Cu, Ag, Au, Bi, Sb и As с подчиненным значением Te, Se, Hg, Cd и In, а в участках пространственного совмещения Au-Pb-Zn- и W-Mo-минерализации — также Mo, Re и W. Кварц-сульфидные жилы и прожилки с золото-полиметаллической минерализацией прослежены на глубину более 900 м, однако содержание сульфидов с глубиной в целом снижается. В этом направлении также отмечается возрастание относительных содержаний сфалерита и халькопирита, в ряде случаев встречаются участки жил и прожилков с преобладанием халькопирита над галенитом и сфалеритом, хотя в целом халькопирит по сравнению с ними имеет подчиненное значение. В незначительном количестве в пределах полиметаллических жил присутствуют: флюорит, мусковит, серицит, апатит, карбонат; локально в периферических частях на выклинивании по простиранию полиметаллических жил отмечается хлорит.

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

В распространении метасоматитов Бугдаинского месторождения прослеживаются элементы кольцевой зональности с центром в области Центрального штока риолит(гранит)-порфиров (Андреева, Головин, 2001). В обобщенном виде она может быть представлена (от центра к периферии): эндоконтактные калишпатовые метасоматиты → экзоконтактная зона калиевого метасоматоза (калишпатовые, флогопит-калишпатовые метасоматиты) и наложенное на нее окварцевание → зона K-Mg-метасоматоза (флогопитовые метасоматиты) → пропилиты хлорит-актинолит-эпидотового состава → серицитовые метасоматиты.

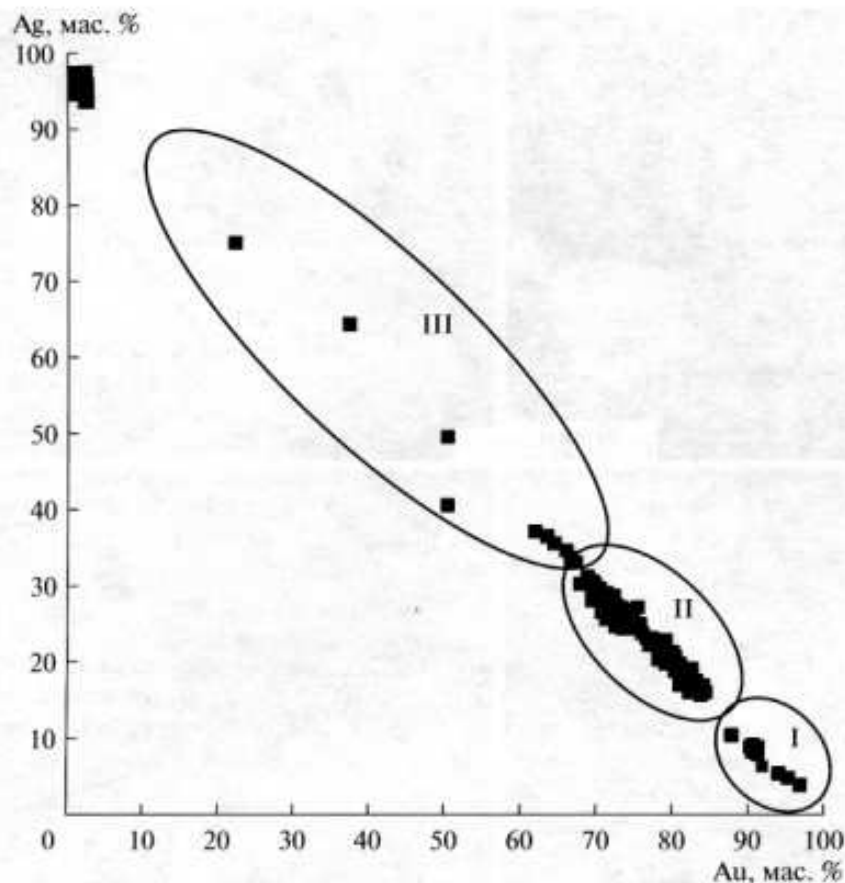
Ореол эндоконтактной калишпатизации, с общей мощностью до первых десятков метров, по-видимому, сформировался в результате процессов метамагматизма, которые проявились одновременно или сразу после внедрения риолит(гранит)-порфи-

ров. Особенно интенсивно преобразования проявились в апофизах штока, где породы превращены в мелкозернистый кварц-полевошпатовый агрегат с сохранившимися в разной степени реликтами порфирового сложения. Для эндоконтактных метасоматитов характерно высокое содержание K_2O (в среднем около 8.5%) при очень низком, не свойственном магматическим породам отношении $Na_2O/K_2O < 0.2$. На интенсивное воздействие в эндоконтактной зоне магматических флюидов могут указывать, как отмечалось выше, наблюдающиеся здесь участки развития плейчатых псевдофлюидальных обособлений кварца, образующих переслаивание с нормальными порфирами (фиг. 3а).

Экзоконтактная зона калиевого метасоматоза широко проявлена во вмещающих риолит(гранит)-порфировый шток ундинских гранитоидов. Она представлена калишпатовыми и флогопит-калишпатовыми метасоматитами. Ширина этой зоны достигает 100–150 метров и с глубиной (до 800 м) ее интенсивность не уменьшается. Калишпат, по данным рентгеноструктурного и рентгеноспектрального (РСМА) исследований, принадлежит к ортоклазу с низким (не более 0.43 мас.%) содержанием Na_2O . Альбит проявлен очень незначительно.

Процессы окварцевания особенно интенсивно проявились вблизи контактов штока, где в результате сгущения и слияния разноориентированных прожилков кварца мощностью от долей миллиметров до первых сантиметров, а в некоторых случаях — кварцевых жил мощностью до 50 см, происходит образование очень прочных, почти монолитных кварцитоподобных пород. Зона окварцевания развита преимущественно в экзоконтакте штока (фиг. 2), но частично затрагивает и его эндоконтактный ореол. Ее мощность варьирует от 10 до 60 м, причем с удалением от контакта, а также с глубиной интенсивность окварцевания уменьшается. В пределах зоны окварцевания отмечаются, хотя и в относительно небольшом количестве, магнетитовые и кварц-магнетитовые прожилки, мощностью от первых миллиметров до 3 см. Они пересекают участки раннего окварцевания. В редких участках наложения молибденовой и еще реже Au-полиметаллической минерализации они пересекаются кварц-пиритовыми, кварц-молибденитовыми и/или совместными кварц-пирит-молибденитовыми прожилками. Как правило, по мере уменьшения интенсивности окварцевания частота проявления рудной минерализации нарастает.

Зона флогопитизации (K-Mg-метасоматоза) образует обширный ореол, который значительно превышает размеры ореола калишпатового метасоматоза и выходит за его пределы. Флогопитизация развивалась в основном по вмещающим штоку гранит-порфиров ундинским гранитоидам. Особенно интенсивно она развивается по переработанным шширам меланократовых пород, где мелкочешуйча-



Фиг. 4. Состав трех генераций золото-серебряных соединений.

I – золото I в пирите; II – золото II (электрум) в различных сульфидах, сульфосолях и кварце; III – золото III (высоко серебристый электрум и кюстелит).

встречаемости золотины в других минералах (ковелине, на контакте кварца с серицитом) составляет около 12%.

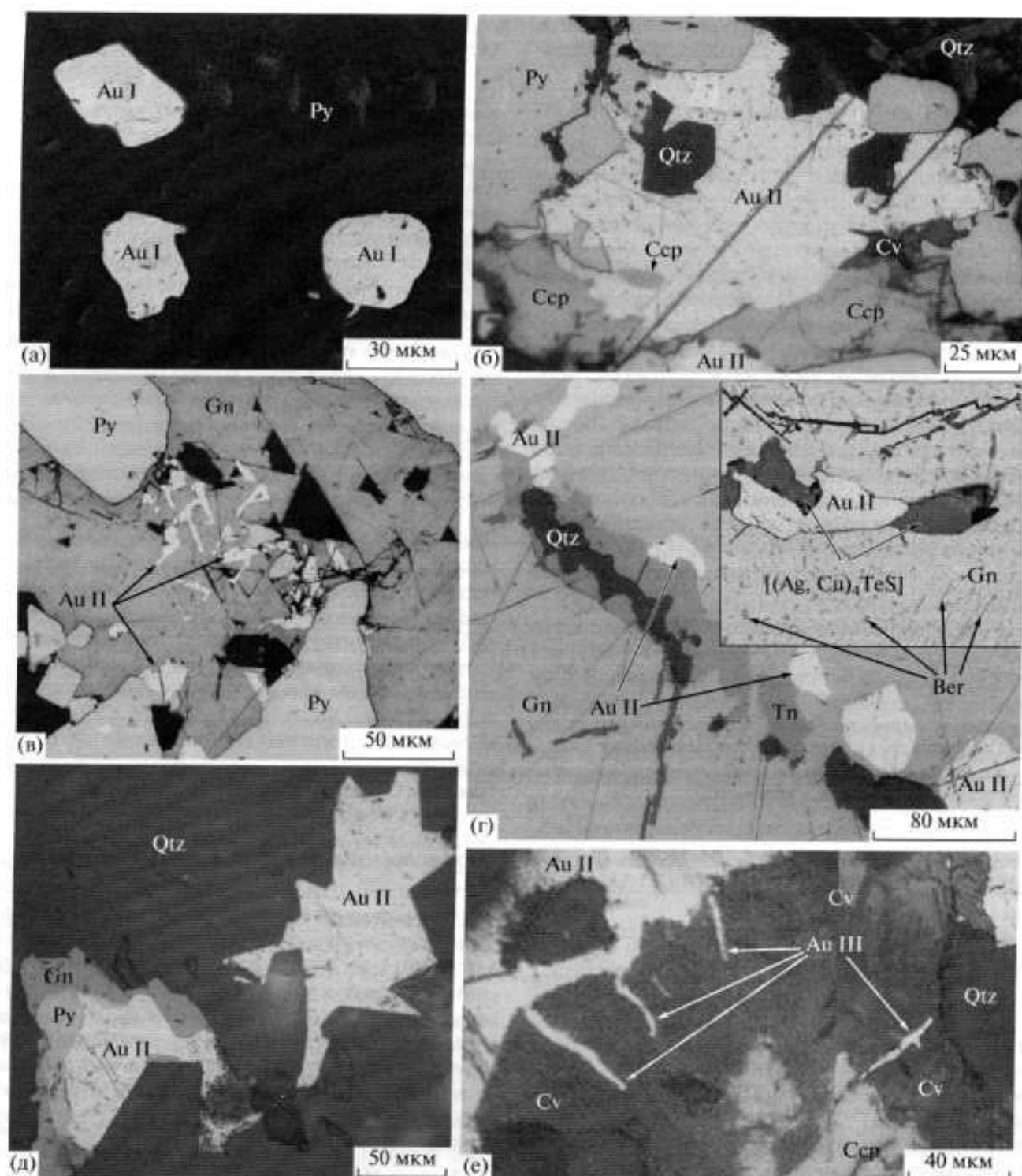
Размер золотины меняется от <1 до 280 мкм, по другим данным (Харитонов и др., 2003) достигает 3,5 мм. Результаты изучения 565 золотины с учетом данных Е.Г. Соловьева и др. (1993) показывают, что почти в 70% случаев размер золотины по длинной оси не превышает 30 мкм и только около 15% золотины имеют размер свыше 60 мкм. При этом морфология мелких (до 30 мкм) выделений самородного золота в большинстве случаев близка к изометричной – сфероидальная, каплевидная, реже – в виде неправильных многогранников. Для более крупных золотины обычно характерна сложная, удлинённая форма.

Микрорентгеноспектральный анализ 120 золотины в 192 точках показал, что содержания элементов в самородном золоте Бугдаинского месторождения весьма изменчивы (в мас. %): Au 22,3–96,77 (среднее – 72,32), Ag 3,83–77,7 (27,28), Cu – до 2,0 (0,33). В отдельных золотины определены Hg (до 0,68 мас. %) и Se (до 0,33 мас. %). Наиболее часто встречаются концентрации Au в интервале 70–73 мас. %, реже – в интервале 78–82 мас. % и более редко – около 90 мас. % и выше. В единичных случаях установ-

лены золотины с содержаниями Ag > 40 мас. % (фиг. 4).

С учетом особенностей морфологии, размера и состава золотины, а также принадлежности к тем или иным минеральным ассоциациям, в Бугдаинском месторождении выделены три генерации самородного золота. Наиболее ранняя генерация (*золото I*) представляет наиболее высокопробное золото (до 962‰) (фиг. 4). Оно обычно заключено в пирите III в виде мелких (размером до первых десятков микрон), изометричных округлых, реже – огранных выделений (фиг. 5а).

Золото II по составу соответствует электруму и резко количественно преобладает среди других генераций (фиг. 4). Чаще всего золото II образует выделения удлинённой неправильной формы практически во всех минералах полиметаллических жил. Оно имеет в среднем более крупные размеры (до первых сотен микрон) (фиг. 5б). Его выделения локализируются преимущественно в микротрещинах, в том числе и трещинах спайности (фиг. 5в), на контактах и в межзерновом пространстве различных минералов (фиг. 5г, 5д). Содержания Ag в различных его выделениях составляют практически непрерывный ряд от ~15 до 37 мас. % (фиг. 4).



Фиг. 5. Формы выделения самородного золота и электрума и их соотношения с другими минералами.

а – самородное золото (Au I) в пирите (Py) (в обратно-рассеянных электронах); б – замещение электрумом (Au II) халькопирита (Ccp) на контакте с корродированным пиритом (Py); Qtz – кварц, Cv – ковеллин; в – выполнение электрумом (Au II) трещин спайности в галените (Gn); г – цепочка выделений электрума (Au II) вдоль прожилка кварца (Qtz) и теннантита (Tn) в галените (Gn), в правой части – фрагмент галенита (Gn) с включениями электрума (Au II), сервеллента [(Ag,Cu)₄TeS] и тонкорассеянного берриита (Ber) (в обратно-рассеянных электронах); д – выделения электрума (Au II) в кварце (Qtz), в нижнем зерне – реликты пирита (Py) и галенита (Gn); е – третья генерация золота (Au III) по трещинам в ковеллине. Полированные шлифы (б–е).

К третьей генерации самородного золота (*золото III*) отнесены обогащенные серебром разновидности электрума с пробностью ниже ~ 630‰, а также кюстелит (фиг. 4), ассоциирующие преимущественно с поздними ковеллином, халькозином и халцедоном (фиг. 5е). Впервые установленный в Бутдаинском месторождении кюстелит образует в ковеллине и в одном случае в Mn-содержащем кальците тончайшие единичные округлые включения размером до 5 мкм.

Самородное серебро и амальгамы серебра наблюдаются редко в виде микровключений в халцедоне в ассоциации с джалиндитом и гринокитом в участках руд с признаками вторичного сульфидного обогащения, а также в прожилках англезита. Самородное серебро встречается преимущественно в виде дуговидно-изогнутых сростков проволокообразных кристаллов, длиной до 80 мкм, в которых амальгамы серебра, обладающие широким (от $Ag_{24}Hg$ до $-Ag_{14}Hg$) спектром составов, образуют прожилковидные включения. В редких случаях отмечено замещение самородным серебром штроемерита, от которого остаются лишь реликты. Представляется, что образование этих минералов серебра связано с гипергенным процессом.

Минералы молибдена и вольфрама

Молибденит. В наиболее богатых молибденом рудах (W-Mo) встречаются как тонковкрапленные, так и тонкопрожилковые скопления молибденита, приуроченные к кварцевым жилам и прожилкам. Рассеянная тонкая (от нескольких до первых десятков микрон) крапленность молибденита в кварцевых жилах, скорее всего, является более ранней, а массивные прожилковидные сростки более крупных (до первых десятых долей миллиметра, единичные — до 1.5 мм) чешуек, возможно, представляют вторую его генерацию, так как именно подобные агрегаты пересекают сульфиды и сопровождающий их кварц. В прожилках молибденит образует тесные ориентированные сростки и цепочки волнисто расположенных чешуек (фиг. 6б, 6в). В отдельных случаях отмечено цементирование молибденитом подробленных и корродированных агрегатов раннего пирита (фиг. 6г). По данным РСМА, состав молибденита всех разновидностей и размеров варьирует в узких пределах (мас. %): Mo 58.91–59.80, S 38.53–39.13. В некоторых выделениях минерала также отмечаются Mn (до 0.16 мас. %) и Fe (до 0.23 мас. %). В концентрате молибденита (не менее 70% MoS_2), по данным нейтронно-активационного анализа (НАА), содержится 1.04 г/т Re, по другим данным (Гордеев, Красников, 2001) — от 8.09 до 12.5 г/т Re. Результаты рентгеноструктурного анализа показывают, что молибденит Бутдаинского месторождения, как и минерал из месторождения Клаймакс (Уайт и др., 1984), принадлежит к полиморфной мо-

дификации 2H с параметрами гексагональной кристаллической ячейки: $a_0 = 3.167 \text{ \AA}$, $c_0 = 12.282 \text{ \AA}$.

Шеелит в кварц-молибденитовых жилах и прожилках образует цепочки кристаллов, параллельные прожилкам молибденита, иногда — вытянутые скопления кристаллов в кварце с ориентировкой, несогласной с направлением прожилков. Часто на шеелит в виде каемок нарастает молибденит (фиг. 6а). Обычный размер выделений шеелита — 0.01 мм, редко более. В его составе, по данным РСМА, установлены заметные вариации кальция и вольфрама (мас. %): CaO от 18.49 до 20.09, WO_3 от 74.20 до 80.80.

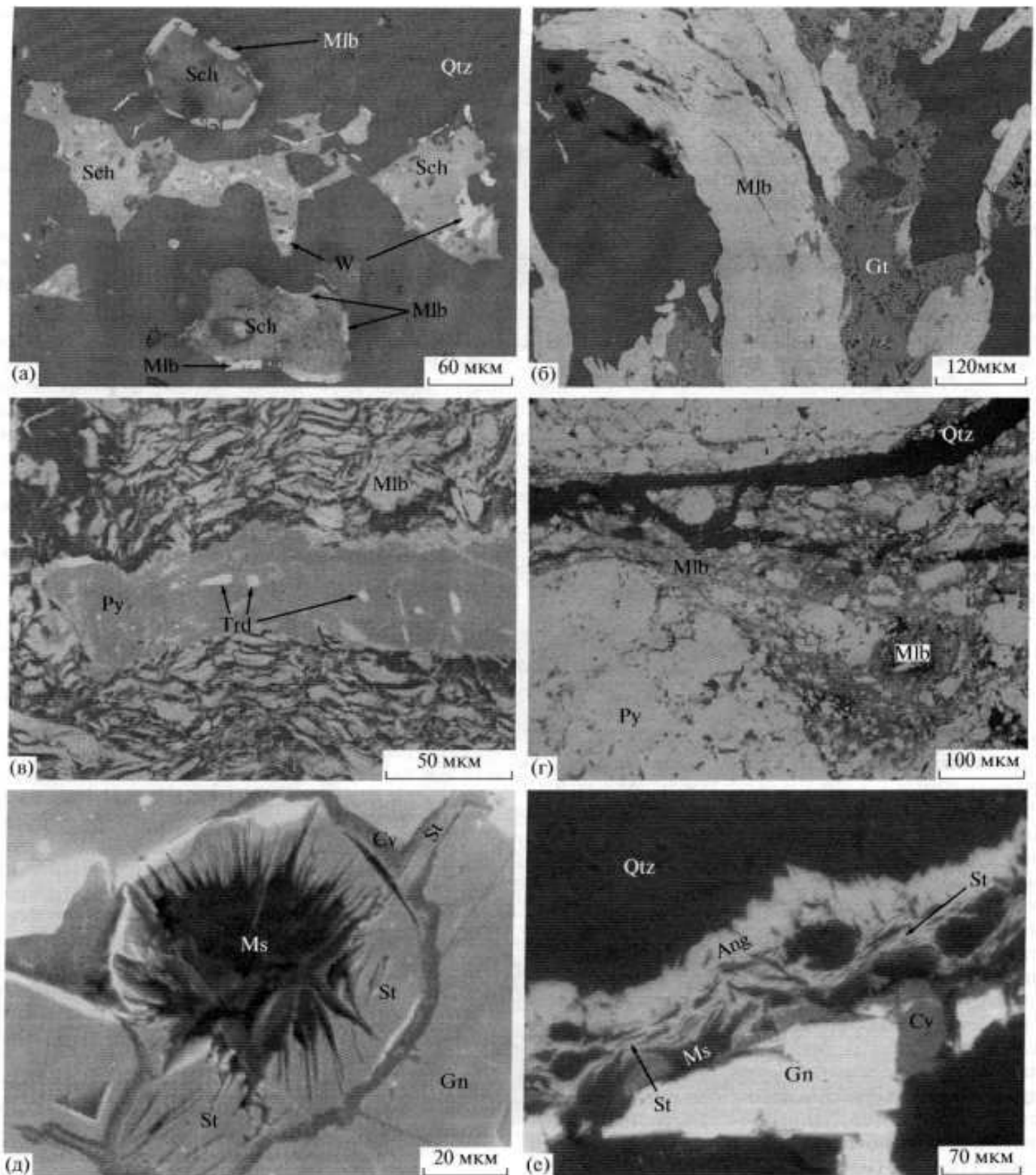
Вольфрамит. Максимальные скопления этого минерала пространственно совмещены с ассоциацией кварц ± мусковит ± флюорит, формирование которой связывается с ограниченно проявленным на месторождении процессом грейзенизации. Вольфрамит обычно образует продолговатые выделения с неправильными очертаниями размером в 0.01–0.1 мм, реже — непротяженные вытянутые вдоль прожилков кварца скопления очень мелких зерен. Химический состав вольфрамита, по данным РСМА, варьирует (мас. %): WO_3 от 72.36 до 75.79, MnO от 12.27 до 17.22, FeO от 6.11 до 10.45. Также отмечены небольшие примеси CaO (0.11–0.18 мас. %) и MgO (0.13–0.66 мас. %). Возможно с этим же процессом связано образование незначительных количеств мельчайших (первые микроны) зерен касситерита.

Молибденосодержащий иттольцит в отличие от молибденита и шеелита встречен только в обогащенных Au, W и Mo полиметаллических рудах в местах пространственного совмещения W-Mo- и Au-Pb-Zn-минерализаций. В полостях в галените он образует розетчатые радиально-лучистые сростки (фиг. 6д), вытянутые вдоль трещин в галените кристаллы копьевидной или даже лейстовидной формы, в тесной ассоциации с англезитом — прожилковидные выделения на границе галенита и кварца (фиг. 6е). Присутствие молибденосодержащего иттольцита объясняет высокие содержания Mo и W (до 4125 г/т W) в полиметаллических рудах. По составу минерал (мас. %): Pb 50.87, W 38.97, Mo 8.32) отвечает формуле $[Pb(W_{0.74}Mo_{0.26})O_4]$, т.е. имеет промежуточный между вульфенитом $[Pb(MoO_4)]$ и иттольцитом $[Pb(WO_4)]$ состав.

Сульфиды

Сульфиды являются основными рудными минералами как в W-Mo-, так и в Au-Pb-Zn-рудах. В первых наиболее распространен пирит, в золото-полиметаллических — пирит, сфалерит, галенит и халькопирит.

Пирит присутствует как в метасоматически-измененных породах, так и в рудах обоих типов, образуя несколько генераций. Наиболее ранние его вы-



Фиг. 6. Минералы вольфрама и молибдена и их сростания.

а — шеелит (Sch) с реликтами вольфрамита (W) обрастается, пересекается чешуйками молибденита (Mlb) в кварце (Qtz); б — выделение молибденита (Mlb), гетит (Gt); в — агрегат молибденита (Mlb), содержащий прожилковидное выделение пирита (Py) с тонкими включениями тетрадимита (Trd); г — цементация пирита (Py) агрегатом молибденита (Mlb), кварц (Qtz); д — розетковидная форма Mo-содержащего штольцита (St) с каймой ковеллина (Cv) в галените (Gn), в центре выделения штольцита (St) — серицит-мусковит (Ms); е — прожилковидное выделение Mo-содержащего штольцита (St) в сростании с англезитом (Ang) на контакте галенита (Gn) и кварца (Qtz), мусковит (Ms). Изображения в обратно-рассеянных электронах (б, в, д, е). Полированные шлифы (а, г).

деления (*пирит I*) представлены псевдоморфозами по магнетиту в кварц-магнетитовых прожилках, которые пересекают участки раннего окварцевания, но сами пересекаются кварц-пиритовыми и кварц-молибденитовыми прожилками. Часто *пирит I* образует массивные линзовидные скопления мощностью до 3 см, а также цепочки кристаллов обычно сложного габитуса с большим количеством граней и от того почти округлых, вытянутые параллельно общей ориентировке агрегатов молибденита. Отмеченные выше случаи цементации молибденитом раздробленных агрегатов пирита I (фиг. 6г) свидетельствуют о его более раннем по отношению к молибдениту образовании. Содержание Au в этом минерале, по данным нейтронно-активационного анализа (НАА), составляет десятые доли г/т, Ag — десятки г/т.

Пирит II тесно связан с процессом серицитизации. Здесь он обычно образует вкрапленность и массивные скопления кристаллов преимущественно в форме кубов, иногда осложненных гранями пентагондодекаэдра, ассоциирующих с серицитом, Fe-Mn-карбонатами и Fe-Mg-хлоритом. Содержание Au в пирите II (НАА) — от сотых до первых десятых долей г/т, Ag — первые г/т.

Пирит III, приуроченный, как правило, к забандам кварц-полиметаллических жил, характеризуется более крупными выделениями (до 1 см) по сравнению с пиритом более ранних генераций. Преобладают кристаллы кубической формы, часто осложненные гранями пентагондодекаэдра или октаэдра, местами заметна грубая штриховка граней. Содержание Au в пирите III (НАА) достигает 1 г/т, Ag — десятков г/т, а в обогащенных золотом рудах — еще более высоких значений Au (6–26 г/т) и Ag (214–738 г/т), видимо, за счет тонких включений самородного золота и Ag-сульфосолей. Прожилки пирита III отчетливо пересекают линзовидные обособления и цепочки кристаллов пирита I, однако его зерна часто катаклазированы и залечены галенитом, халькопиритом, блеклой рудой и другими минералами поздних ассоциаций.

В полиметаллических рудах встречается еще несколько генераций пирита. Прежде всего — его метакристаллы, образующиеся при замещении железосодержащих сульфидов безжелезистыми минералами (*пирит IV*), обычно очень мелкие. Достаточно часто отмечается также *мышьяковистый пирит*, выполняющий микротрещины в пирите III, сфалерите и арсениопирите. При отложении в открытых полостях мышьяковистый пирит образует корковидные выделения, местами — колломорфные концентрически-зональные агрегаты. В его составе установлены (РСМА) значительные содержания As (от 3.63 до 8.06 мас. %). Наиболее поздняя генерация — *пирит V*, ассоциирует с вюрцитом, халькопиритом и халькозином, небольшие количества которых встречаются в секущих халцедон-карбонатных прожилках.

Арсениопирит, отмеченный в небольших количествах только в пределах кварц-полиметаллических жил, вблизи агрегатов пирита III, местами в ассоциации со сфалеритом I, образует небольшие скопления мелких (0.1 мм) короткопризматических кристаллов с ромбовидными, клиновидными сечениями. Арсениопирит корродирует и замещает кристаллы пирита III, но часто сам замещается с периферии и по трещинам теннантитом, пересекается и корродируется галенитом, халькопиритом, мышьяковистым пиритом. В составе арсениопирита установлены (РСМА, мас. %): Fe — от 33.53 до 34.79, As — от 42.51 до 45.06 и S — от 21.40 до 22.21.

Сфалерит — наиболее распространенный сульфидный минерал жильных полиметаллических руд представлен двумя генерациями. В целом на месторождении преобладает ранний *сфалерит I*. Его отличительная особенность — обилие различно ориентированных микровключений халькопирита (фиг. 7а), относительно высокая железистость (РСМА: 4.21–6.54 мас. % Fe), а также повышенные содержания (спектральный метод, мас. %): In (до 0.2), Cd (до 0.2) и Ag (до 0.5), обусловленного тонкими включениями фрейбергита с содержанием Ag до 22.7 мас. %. В отдельных рудных жилах отмечается устойчивая пространственная ассоциация сфалерита I с пиритом III, подобная таковой на ближайшем к Бугдаинскому Северо-Акатуйском месторождении (Добровольская, Шадлун, 1974). По данным рентгеноструктурного анализа, параметр элементарной ячейки сфалерита I $a_0 = 5.415 \text{ \AA}$.

Сфалерит II (клеофан) образует кристаллы и их агрегаты в позднем кварце, нарастает в виде кайм на зерна раннего сфалерита и проникает в него по трещинам, образует прожилки в теннантите, но пересекается прожилками тетраэдрита (фиг. 7б). Встречаются также корковидные и сферолитоподобные выделения сфалерита II. Он характеризуется отсутствием включений халькопирита, низкой железистостью (РСМА: 0.37–0.43 мас. % Fe) и заметной примесью Cd (0.23–0.31 мас. %). Размер параметра элементарной ячейки сфалерита этой генерации ($a_0 = 5.391 \text{ \AA}$) заметно ниже, чем у сфалерита I.

В полиметаллических рудах выявлена также гексагональная модификация сульфида цинка — *вюрцит*. Он образует агрегаты лучистых кристаллов, выделения сферолитовой или корковидной формы с концентрически-зональным строением (фиг. 7в) в халцедоновидном кварце. Состав вюрцита, по данным РСМА, характеризуется крайне низкими (0.0n мас. %), содержаниями Fe и Cd. Он, по данным рентгеноструктурного анализа, принадлежит к политипу 2H с параметрами гексагональной кристаллической ячейки: $a_0 = 3.836 \text{ \AA}$, $c_0 = 6.277 \text{ \AA}$.

Галенит встречается в виде скоплений крупных (до 2 см) кристаллов и мелкозернистых агрегатов. Минерал образует прожилки в теннантите, мirmekитовые сростания с тетраэдритом (фиг. 7г), часто

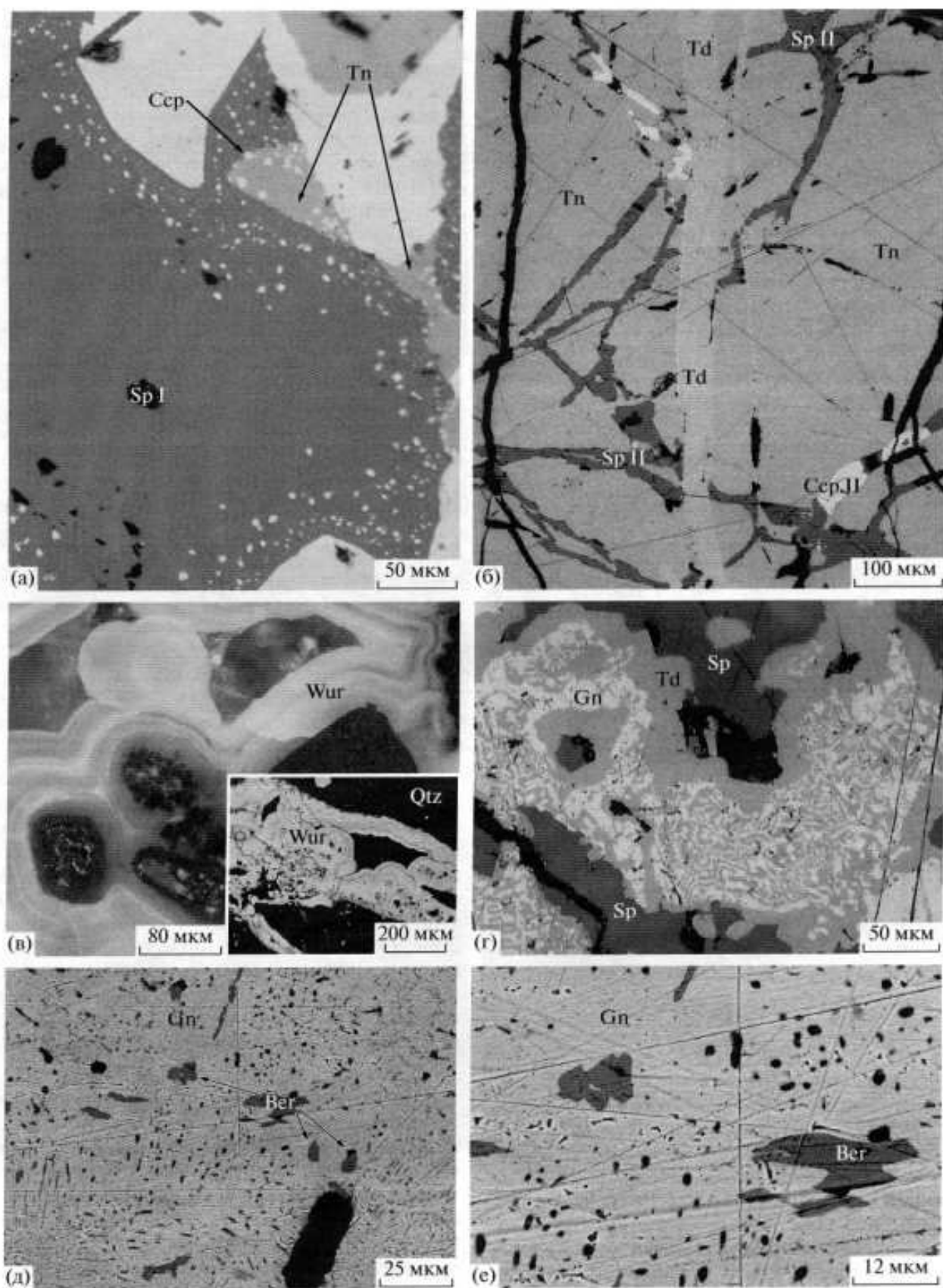


Таблица 1. Химический состав блеклых руд Бугданского месторождения, мас. %

№ п.п.	Cu	Ag	Fe	Zn	Bi	As	Sb	Se	S	Сумма, ±*
1	42.39	0.03	0.68	7.93	Не обн.	19.07	0.37	0.04	28.1	98.61
	9.99		0.18	1.81		3.81	0.05	0.01	13.14	-2.90
2	42.44	0.09	0.55	8.72	*	18.18	0.44	0.22	27.92	98.56
	10.00		0.15	2.00		3.64	0.05	0.04	13.08	-3.30
3	42.85	0.01	0.59	7.62	*	18.86	0.31	0.18	27.95	98.37
	10.10		0.16	1.75		3.78	0.04	0.03	13.11	-3.5
4	43.36	0.32	1.05	6.59	*	17.41	3.41	Не обн.	28.11	100.25
	10.20		0.28	1.5		3.47	0.42	13.1	-2.96	
5	38.65	0.16	0.33	6.68	0.08	5.1	21.46	*	25.64	98.10
	10.00		0.10	1.68	0.01	1.12	2.9	13.17	-2.69	
6	38.82	0.29	0.32	6.86	0.84	5.62	20.23	*	25.79	98.77
	9.98		0.09	1.71	0.07	1.23	2.71	13.16	-2.61	
7	39.79	0.16	0.46	6.89	Не обн.	6.14	20.78	*	25.95	100.17
	10.10		0.13	1.69		1.32	2.74	13.03	-0.53	
8	40.03	0.34	0.54	7.01	0.05	6.14	19.78	0.02	25.43	99.34
	10.20		0.1	0.16		1.74	1.33	2.63	12.87	0.71
9	39.53	0.14	0.42	7.46	Не обн.	7.51	19.77	0.20	25.65	100.68
	9.96		0.12	1.83		1.6	2.6	0.04	12.83	2.83
10	38.07	1.05	3.07	3.44	0.10	Не обн.	28.6	Не обн.	24.26	98.59
	10.20		0.93	0.89		0.01	3.98	12.84	1.20	

Примечание. Анализы: 1–3 – образец 199, 4 – образец 23, 5 – образец 17, 6–9 – образец 19, 10 – образец 18. Курсив – формальные коэффициенты при расчете на 29 атомов. * – баланс зарядов, %.

присутствует в центральных частях концентрически-зональных агрегатов вюрцита. Нередко зерна галенита, особенно в богатых золотом рудах, насыщены микровключениями серебросодержащих сульфовисмутитов (фиг. 7д, 7е), реже – серебросодержащих сульфоантимонитов и тетраэдрита. В составе галенита, кроме Pb и S, установлены (РСМА) Ag (0.47–2.87 мас. %) и в некоторых выделениях Bi (до 4.57 мас. %).

Халькопирит уступает по распространенности сфалериту и галениту, однако в редких случаях образует достаточно крупные (от 1–5 мм до нескольких сантиметров) агрегаты различной формы. Обычны тонкие включения халькопирита в сфалерите I, блеклых рудах и позднем кварце, прожилки в пирите и сфалерите, каймы нарастания на минералы поздних ассоциаций – колломорфного сфалерита II и тетраэдрита. В составе халькопирита сле-

дует отметить постоянное присутствие заметной примеси Se, по данным РСМА, до 0.67 мас. %.

Сульфосоли

Блеклые руды количественно преобладают среди других сульфосолей. Они встречаются в основном в виде агрегатов зерен, а также кристаллов размером не более 0.1 мм. Преобладающая часть изученных выделений блеклых руд принадлежит теннантит-тетраэдритовому ряду (табл. 1). Среди них преобладают цинкистые разновидности, для которых серебро в целом не характерно, однако в тетраэдрите с относительно повышенным содержанием Ag (табл. 1, анализ 10) содержания Zn и Fe практически паритетны. В отдельных зернах блеклой руды выявлена осцилляторная зональность, обусловленная колебаниями содержаний Sb и As и выраженная в увеличении роли Sb от центра к периферии выделений, вплоть до

Фиг. 7. Минералы золото-полиметаллических жил.

а – агрегат сфалерита I (Sp I), халькопирита (Csp) и теннантита (Tn), тонкая вкрапленность халькопирита отмечается в сфалерите и теннантите; б – теннантит (Tn) пересекается прожилками сфалерита II (Sp II), халькопирита II (Csp II) и тетраэдритом (Td); в – почковидные формы вюрцита (Wur) зонального строения, обрастающего сульфиды (николи скрещены, со вспышкой), то же на вставке (в обратно-рассеянных электронах); г – мирмекигоподобные сращения галенита (Gn) и тетраэдрита (Td), сфалерит (Sp); д – микровключения беррита (Ber) в галените (Gn), черное – кварц; е – фрагмент (д) увеличен (в обратно-рассеянных электронах). Полированные шлифы (а–г).

Таблица 2. Химический состав минералов группы пирсеита–полибазита Бугдаинского месторождения, мас. %

№ п.п.	Cu	Ag	As	Sb	Te	S	Сумма
1	10.82	62.20	He обн.	11.88	He обн.	16.42	101.32
2	13.12	59.12	*	12.13	*	16.82	101.19
3	16.52	58.28	5.83	2.75	*	17.45	100.83
4	16.51	58.43	5.43	3.23	*	17.60	101.20
5	10.45	58.11	He обн.	9.23	4.83	15.59	98.21

Примечание. Анализы: 1, 2 – полибазит (образец 22), 3, 4 – стибниопирсеит (образец Ву-22), 5 – теллуристый полибазит (образец 200).

появления чистого тетраэдрита. Весьма необычный состав установлен в позднем тетраэдрите (РСМА, мас. %: Cd – 3.64 и Hg – 5.6), ассоциирующем с теллуристым полибазитом в обогащенных золотом полиметаллических рудах.

Сульфоантимониты в рудах Бугдаинского месторождения в публикациях ранее не отмечались.

Буланжерит ($Pb_3Sb_4S_{11}$) обнаружен в единичных образцах в виде струйчатых спутанноволокнистых (с толщиной волокон не более 1 мкм) агрегатов, в пространственной ассоциации с пиритом и молибденитом, а также в виде хорошо образованных длиннопризматических вростков в галените и клефане.

В группе *пирсеит–полибазит* с обобщенной формулой $[Ag_9CuS_4][(Ag,Cu)_6(As,Sb)_2S_7]$ – $[Ag_9CuS_4][(Ag,Cu)_6(Sb,As)_2S_7]$ сейчас выделяют (Bindi *et al.*, 2007) собственно полибазит, арсенполибазит, пирсеит, стибниопирсеит, купропирсеит и селенполибазит. К этой группе, вероятно, принадлежит и обнаруженная в последние годы в ряде месторождений (Warmada, Lehmann 2003; Елень и др., 2007; Vuodouris, Spry, 2008) теллуристая разновидность полибазита. В Бугдаинском месторождении минералы пирсеит–полибазитовой группы установлены в виде мелких (от 0.0n до 0.3 мм) выделений среди минералов обогащенных золотом участков кварц–полиметаллических жил. Судя по составу проанализированных методом РСМА (табл. 2) выделений, они представлены как собственно *полибазитом* и *стибниопирсеитом*, так и *теллуристым полибазитом*. Последний в виде микроскопических (12–18 мкм) полигональных пластинок с неполными гексагональными сечениями установлен в галените, а также на контакте электрума и галенита.

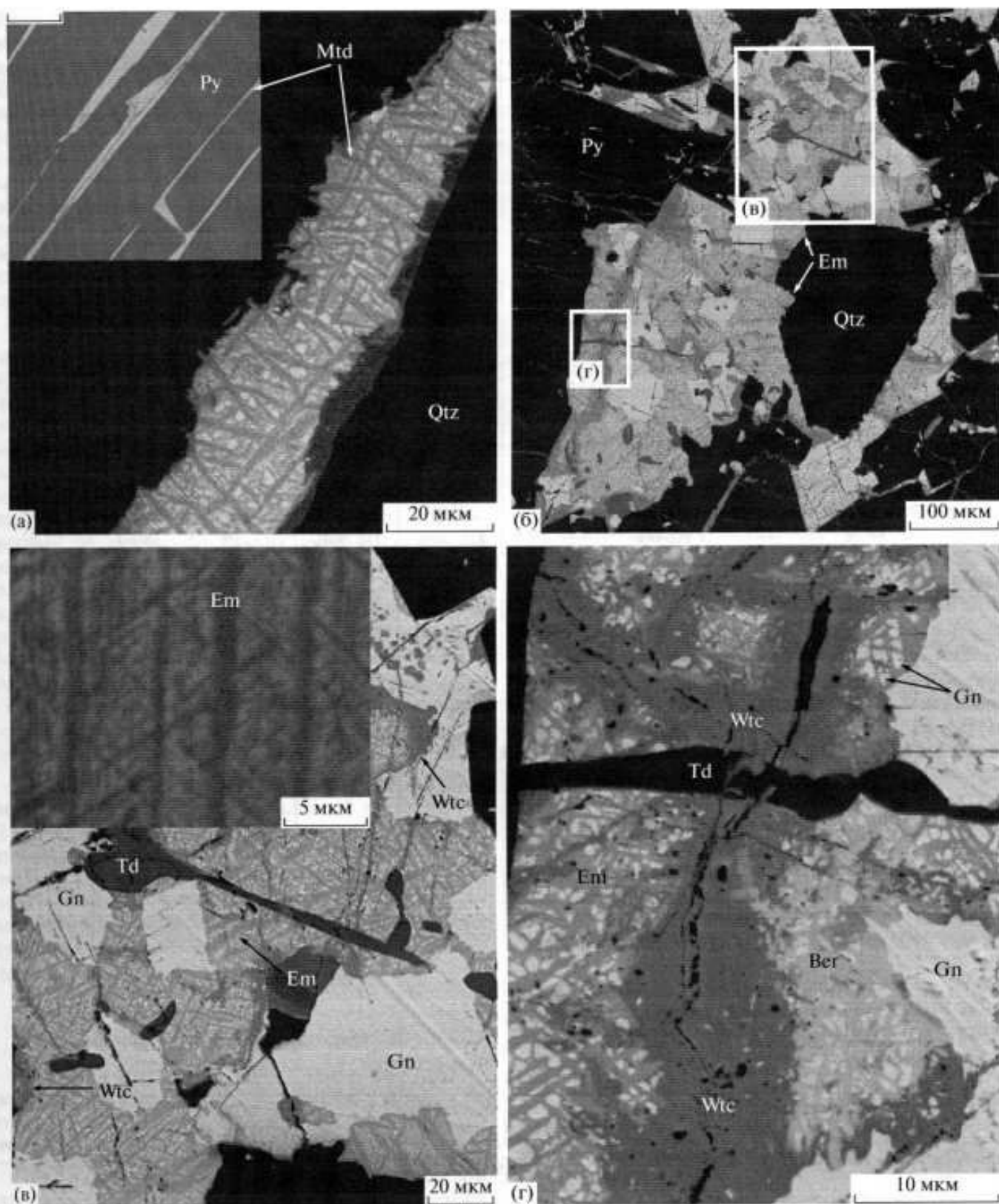
Сульфовисмутиты. Минералы висмута в Бугдаинском месторождении не образуют крупных скоплений и обычно отмечаются только спорадически. Однако находки некоторых из этих минералов являются первыми не только для этого месторождения, но и вообще для Мо(W)–порфирировых объектов.

В полиметаллических рудах висмутовые минералы пространственно ассоциируют с халькопиритом, галенитом, поздним кварцем, реже пиритом. Они особенно характерны для обогащенных золотом

участков рудных жил. Типичны ориентированные включения сульфовисмутитов в галените, реже – в пирите (фиг. 7д, 7е; фиг. 8), диагностируемые с большим трудом из-за близости оптических свойств этих минералов и обычно крайне мелких размеров их выделений. В настоящее время по составу и, отчасти, оптическим свойствам в рудах Бугдаинского месторождения идентифицированы минералы висмутин–айкинитового ряда (висмутин, фридрихит, айкинит), эмплектит, виттихенит, матильдит и беррит. Некоторые изученные на микрозонде выделения висмутовых сульфосолей по составу не сопоставимы ни с одним из известных минералов. Поскольку они обладают крайне малыми размерами и всегда находятся в тесных прорастаниях друг с другом (фиг. 7д, 7е; фиг. 8), вполне вероятно, что они являются смесьми и поэтому здесь не рассматриваются.

Минералы *висмутин–айкинитового* ряда представлены висмутином, фридрихитом, айкинитом и фазами промежуточного фридрихит–айкинитового состава. *Висмутин* образует выделения неправильной формы с извилистыми границами размером в 0.0n – 0.n мм. Часто он выполняет полости в промежутках между кристаллами кварца, развивается в кристаллах пирита III, корродируя их. По периферии кристаллов висмутина, а также по трещинам в них местами развивается виттихенит. Для висмутина характерна постоянная примесь Cu и Pb (первые мас. %) и незначительная, но также постоянная (около 0.7 мас. %) примесь Sb (табл. 3, анализы 1–4). Близкое значение $apfu$ Cu и Pb позволяет в составе висмутина выделить айкинитовую компоненту, равную примерно 5%. Это означает, что по составу изученные минералы занимают промежуточное положение между висмутином и пекоитом. *Фридрихит* идентифицирован по составу (табл. 3, анализ 5), который хорошо рассчитывается на формулу этого минерала.

Айкинит – наиболее распространен среди минералов этого ряда. Его небольшие количества в виде мелких (0.0n–0.н мм) удлиненных выделений неправильной формы достаточно часто обнаруживаются в сростаниях с галенитом и халькопиритом, а также виттихенитом. По содержаниям основных компонентов состав изученных айкинитов образует



Фиг. 8. Срастания галенита с сульфосолями.

а – вроски матильдита (Mtd) в галените (Gn), в верхней части снимка – игольчатый матильдит в пирите (Py), кварц (Qtz); б – эмплектит (Em) и другие сульфосоли в галените; в – фрагмент верхней части снимка (б) с отчетливо выраженным проращением эмплектита (Em) по плоскостям спайности в галените (Gn), минералы замещаются и пересекаются виттихенитом (Wtc), тетраэдритом (Td); г – нижний фрагмент снимка (б) с эмплектитом (Em) и берриолитом (Ber), развивающимися по плоскостям спайности в галените (Gn), тетраэдрит (Td) и виттихенит (Wtc) пересекают этот агрегат (изображения в обратно-рассеянных электронах).

Таблица 3. Химический состав минералов висмута Бутданского месторождения, мас. %

№ п.п.	Cu 0.10*	Ag 0.14	Fe 0.08	Pb 0.27	As 0.11	Sb 0.11	Bi 0.24	S 0.04	Σ
1	1.15	He обн.	He обн.	3.38	He обн.	0.66	74.95	18.95	99.09
2	1.41	»	»	3.52	»	0.65	74.72	19.22	99.52
3	1.27	»	»	3.19	»	0.67	75.63	19.14	99.90
4	1.36	»	»	3.05	»	0.65	74.19	19.36	98.61
5	9.31	»	0.32	31.01	»	0.35	42.31	17.23	100.53
6	11.12	»	He обн.	34.76	»	He обн.	37.72	16.23	99.83
7	11.64	»	»	35.48	»	»	36.71	16.73	100.66
8	10.93	»	»	34.57	»	»	37.79	16.19	99.48
9	10.17	»	»	33.31	»	»	40.49	16.15	100.12
10	10.72	»	»	35.67	»	»	37.11	16.32	99.82
11	10.78	0.19	»	34.13	»	»	37.86	16.59	99.55
12	10.87	0.50	»	33.60	»	»	38.57	16.00	99.54
13	10.78	He обн.	»	35.09	»	»	37.32	16.37	99.56
14	10.26	0.41	»	33.34	»	»	38.21	16.45	98.67
15	9.79	He обн.	0.26	34.11	0.46	0.36	38.21	16.53	100.38
16	11.08	»	He обн.	34.85	He обн.	He обн.	36.98	16.60	99.51
17	5.92	5.08	»	37.88	»	0.70	32.85	16.49	99.72
18	19.38	0.43	»	2.20	»	He обн.	59.17	19.17	100.35
19	20.52	0.68	»	He обн.	»	»	59.86	19.10	100.15
20	17.85	0.68	0.27	»	»	»	61.24	19.21	99.32
21	18.10	0.93	He обн.	1.03	»	»	62.01	18.95	101.02
22	38.11	0.79	»	He обн.	»	»	41.83	18.65	99.38
23	39.31	0.52	»	»	»	»	40.48	19.40	99.71
24	37.30	0.67	»	»	»	»	42.26	19.05	99.28
25	37.43	1.51	»	»	»	»	40.98	19.16	99.08
26	37.80	1.34	»	»	»	»	41.01	19.78	99.93
27	37.93	1.02	»	»	»	»	41.12	19.16	99.23
28	35.07	2.15	0.49	»	»	»	41.99	20.01	99.71
29	36.10	2.18	He обн.	1.02	»	»	41.09	19.50	99.89
30	0.22	28.02	»	He обн.	»	(0.59)**	53.21	16.43	98.47
31	6.62	6.80	»	19.00	»	He обн.	51.00	17.13	100.55
32	6.33	7.00	»	19.56	»	»	50.76	17.00	100.65
33	6.77	6.82	»	19.40	»	»	51.06	17.23	101.28
34	6.86	6.80	»	19.16	»	»	51.58	17.26	101.66
35	6.73	6.86	»	18.80	»	»	51.12	17.17	100.68
36	6.65	6.85	»	19.11	»	»	51.10	17.17	100.88

Примечание. 1–4 – висмутит; 5 – фридрихит; 6–17 – айкинит; 18–21 – эмплектит; 22–29 – виттихенит; 30 – матильдит; 31–36 – беррит.

* – предел обнаружения элемента; ** – Te.

практически непрерывный ряд в сторону фридрихита от собственно айкинита до соотношения айкинит-фридрихит примерно 40 : 60. Кроме основных компонентов некоторые из изученных выделений айкинита содержат небольшие (0.36–0.7 мас. %) концентрации Fe (табл. 3, анализ 15), Sb (анализ 15)

и Ag (анализы 11, 12, 14, 17), причем в последнем содержание Ag достигает 6.4 мас. %, что не характерно для минералов этой серии.

Матильдит встречается достаточно редко, обычно в виде хорошо образованных тончайших (от

0,1 до 1–3 мкм в толщину) игольчатых выделений в пирите и галените, в которых он создает закономерные ориентированные микровростки (в виде решетки согласно октаэдрическим направлениям спайности галенита или субпараллельных — в пирите) (фиг. 8а). *Эмплектит* подобно матильдиту образует едва различимые под микроскопом игольчатые микровростки в галените (фиг. 8б, 8в), кристаллизуясь, как и матильдит, по направлениям спайности галенита. Эти минералы часто пересекаются прожилками *виттихенита* (фиг. 8г), который замещается только ковеллином и халькозином, т.е. относится к числу поздних минералов рудного процесса.

В составе эмлектита и виттихенита (табл. 3, анализы 18–29) устанавливается постоянное присутствие примеси Ag и в, единичных случаях, незначительное — Fe, Sb и Pb, в матильдите (табл. 3, анализ 30) — Cu и Te. Примесь Te в составе матильдита не является типичной для этого минерала, однако находки в Бугдаинском месторождении собственных минералов Te, таких как рассмотренный выше теллуристый полибазит, а также *тетрадимит* и *сервеллеит* свидетельствуют об их неслучайности. Что касается впервые установленного здесь тетрадимита, то он образует тончайшие (2–4 мкм) включения в пирите, находящемся в сростании с As-Sb блеклой рудой внутри прожилка пирита среди молибденита (фиг. 6в). *Сервеллеит* $[(Ag,Cu)_4TeS]$ встречен в виде округлых включений в галените (с отражением несколько ниже галенита) только в сростании с электромом (фиг. 5г). Во всех анализах он содержит около 5 мас. % Cu.

Берриит обнаруживается довольно часто в виде микровключений (наиболее часто — не более 5–7 мкм по длинной оси) в галените (фиг. 7д, 7е), иногда ориентированных в нем подобно эмлектиту и матильдиту по октаэдрическим направлениям спайности (фиг. 8г). Минерал идентифицирован исключительно на основе данных по составу (табл. 3, анализы 31–36), который хорошо пересчитывается на формулу этого минерала.

Минералы рассеянных элементов

Редкие минералы In — джалиндит и Cd — гринокит ранее в рудах Бугдаинского месторождения не отмечались. Они были обнаружены среди продуктов гипергенных преобразований руд.

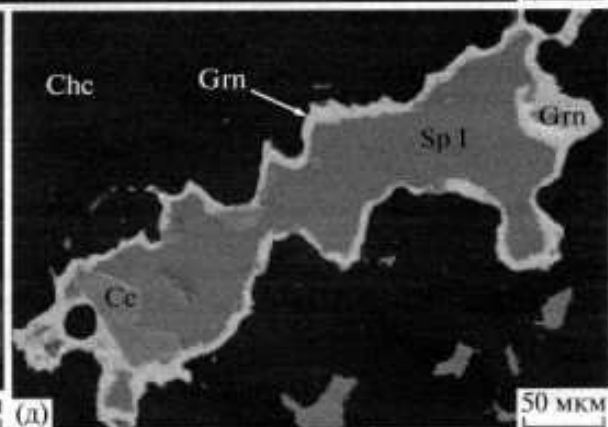
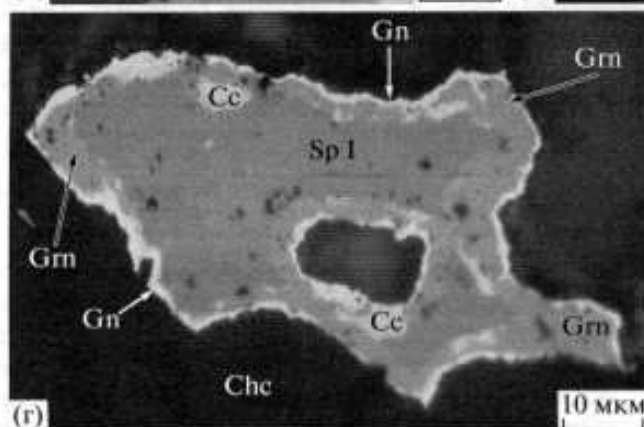
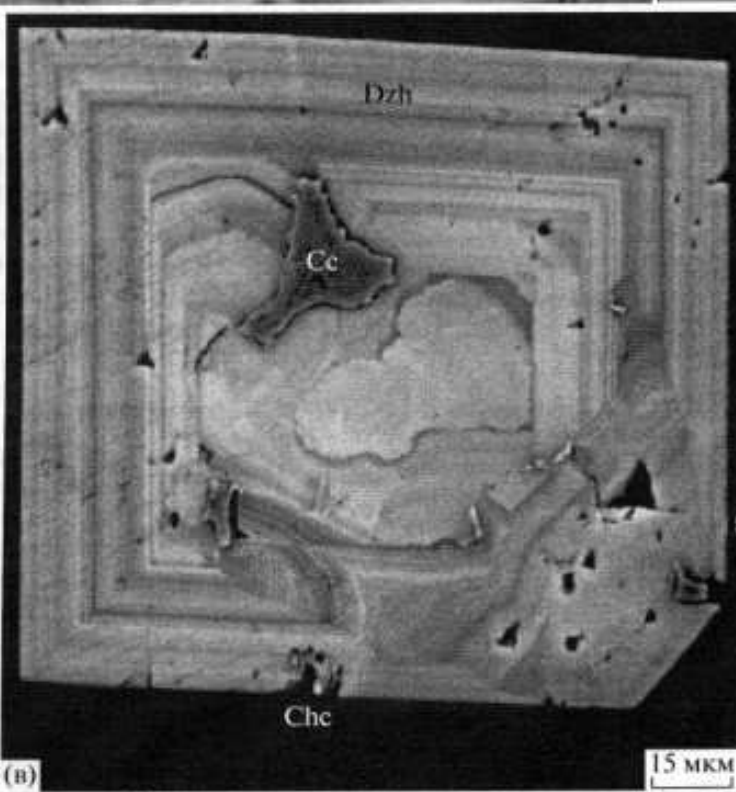
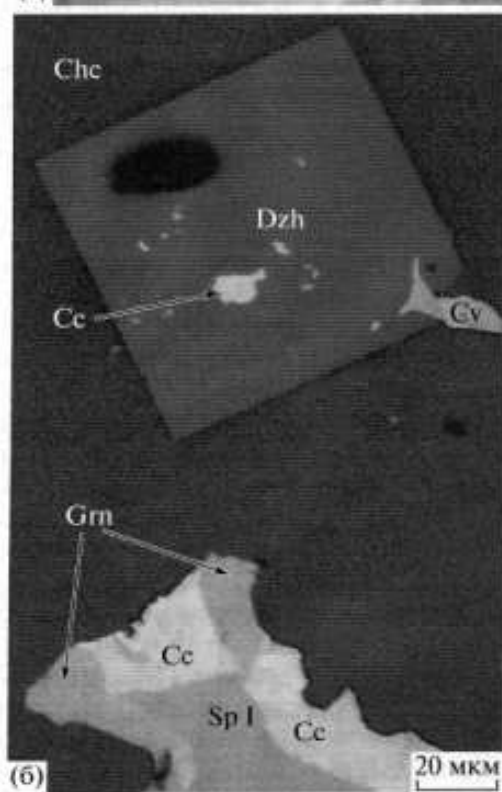
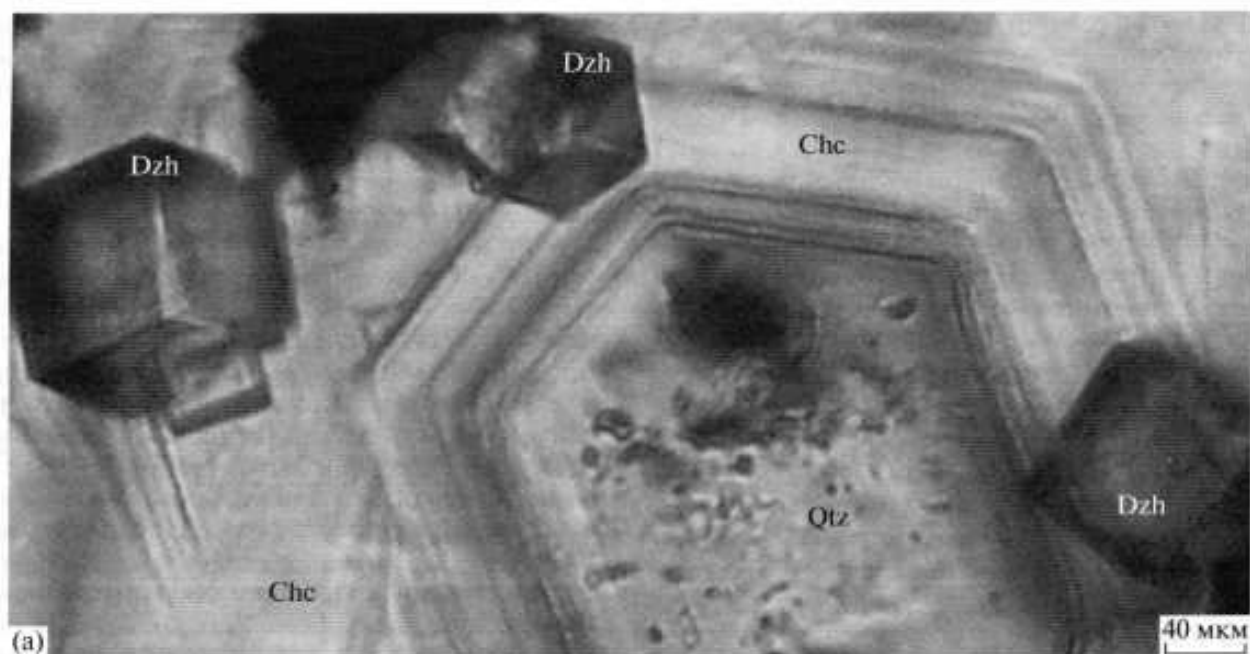
Джалиндит $[In(OH)_3]$ установлен в кварцевой жиле с золото-полиметаллическим оруденением на глубине около 50 м. Он диагностирован на основании сходства его химического состава, оптических свойств и сингонии с синтетической фазой $[In(OH)_3]$, (Fricke, Seitz, 1947) и джалиндитом, впервые описанным как новый минерал А.Д. Генкиным и И.В. Муравьевой (1963). Минерал представлен преимущественно кубическими кристаллами (фиг. 9), местами осложненными гранями октаэдра.

Джалиндит из Бугдаинского месторождения детально охарактеризован в публикации (Киселева и др., 2008), поэтому здесь рассматриваются только установленные в последнее время некоторые особенности его состава и внутреннего строения. В составе почти бесцветной прозрачной разновидности джалиндита определены (мас. %): In (63.27), O (34.68) и небольшая примесь Fe, содержание которого непостоянно в разных частях кристаллов. В центрах кристаллов и в большинстве случаев в их внешних частях установлены минимальные количества Fe (0.61–0.9 мас. %), в остальных — как правило, наблюдается осцилляционная зональность, выраженная в периодическом чередовании существенно индиевых и более железистых (до 3.6 мас. % Fe) зон. Важно отметить, что в центральных частях отдельных кубических кристаллов джалиндита сохранились его фрагменты, имеющие коллоидно-зональное строение. Этот факт, как и постоянная пространственная приуроченность этого минерала к халцедону, с высокой долей вероятности указывают на первичное отложение джалиндита при участии коллоидных растворов. Благодаря высокой кристаллизационной способности как минерала кубической сингонии джалиндит приобрел современный кристаллический облик в результате последующей трансформации гелей.

Гринокит образует в халцедоне скопления зерен неправильной, чаще удлиненной формы, размером до 50 мкм, обычно в непосредственной близости от джалиндита, редко в сростании с ним. В составе гринокита (РСМА, четыре определения) установлены (мас. %): Cd — от 74.08 до 76.5, S — от 21.93 до 23.5, Zn — до 2.19 и Cu — до 1.71. Характерно нахождение гринокита и в виде каемок толщиной от нескольких до 20 мкм вокруг сфалерита I (фиг. 9г). Вдоль контакта сфалерита I и гринокита местами развивается халькозин, проникая в эти минералы. Постоянное сонахождение гринокита, как и джалиндита, с железистым сфалеритом I, обладающим повышенными содержаниями In и Cd, свидетельствует о том, что он мог являться источником данных элементов. В промежутках между халькозином и гринокитом иногда встречается галенит поздней генерации в межзерновом пространстве этих минералов, местами обрастает их (фиг. 9д). Примечательно, что в ассоциации с гринокитом, халькозином и поздним галенитом встречено максимальное количество самородного серебра и его амальгам.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Результаты изучения разномасштабных (обнажения, шпугфы и шлифы) структурных взаимоотношений минералов и минеральных ассоциаций в основных типах руд и окolorудных метасоматитах Бугдаинского месторождения позволили подразделить минералообразующий процесс на четыре стадии с



Фиг. 9. Срастания джалиндита, гринокита, сфалерита, минералов группы $CuS-Cu_2S$ и халцедона.

а – кубические кристаллы джалиндита (Dzh) в халцедоне (Chc), зонально развивающемся вокруг кристалла кварца (Qtz) (пластинка, проходящий свет); б – кристалл джалиндита (Dzh) в срастании с халькозином (Cс) и ковеллином (Cv), эти минералы совместно с гринокитом (Gm) обрастают сфалерит I (Sp I), (полированный шлиф); в – кристалл джалиндита (Dzh) в халцедоне (Chc) с сохранившимися фрагментами колломорфной структуры (в обратно-рассеянных электронах); г – последовательное нарастание гринокита (Gm) и галенита (Gn) на сфалерит (Sp) в халцедоне (Chc), халькозин (Cс) (полированный шлиф); д – кайма гринокита (Gm) по сфалериту I (Sp I), халькозин (Cс) (в обратно-рассеянных электронах).

последовательно сменяющимися друг друга минеральными ассоциациями. Схема последовательности формирования гидротермальной минерализации с учетом представлений предшествующих исследований представлена на фиг. 10. В целях упрощения в схему не внесены важные с точки зрения эволюции минералообразования, но слабо проявленные в пределах месторождения процессы, в частности, пропилитизация со своим набором минералов. По той же причине не выделена грейзенизация, не отмечен ряд второстепенных минералов.

Стадии подразделяются: дорудная (I), кварц-молибденитовая (II), золото-полиметаллическая (III) и пострудная (IV) (фиг. 10), отделенные одна от другой периодами тектонической активности. Две из них являются продуктивными: II стадия – на Mo, W, III – на полиметаллы и Au.

К *дорудной стадии* отнесены продукты высокотемпературных преобразований вмещающих пород, вызванные внедрением штока риолит-порфиров. Это привело к последовательному формированию калишпатовых метасоматитов (в шлирах и ксенолитах – флогопита, биотита, иногда – салита, амфибола, магнетита и сфена) (*ассоциация 1*, фиг. 10), затем зоны окварцевания в виде кварцевых жил, прожилков и брекчий (*ассоциация 2*), и далее кварц-магнетитовых прожилков (*ассоциация 3*).

Кварц-молибденитовая стадия выделена на основании наблюдавшихся пересечений кварц-молибденитовым жилами и прожилками продуктов высокотемпературных преобразований вмещающих пород дорудной стадии. Ранняя, *кварц-молибденитовая ассоциация 4* (фиг. 10) этой стадии обычно приурочена к кварцевым и кварц-молибденитовым прожилкам. Кроме кварца и молибденита I, она включает также шеелит, который, судя по взаимоотношениям с молибденитом (фиг. 6а), образовался в начале данной стадии. Ассоциация 4 сменяется *ассоциацией 5* (кварц + пирит I). Затем отлагались минералы *ассоциации 6* (кварц + молибденит II) (фиг. 10).

Золото-полиметаллическая стадия. Основные кварц-сульфидные жилы с золото-полиметаллическими рудами, в отличие от контролируемого главным образом трещинами северо-восточного и северо-северо-восточного простираний W-Mo-оруденения, локализуются в северо-западных тектонических нарушениях, в некоторых случаях – меридиональных и очень редко – в структурах других направлений, образовавшихся в более ранний период и места-

ми вмещающих молибденитовые руды. В целом золото-полиметаллическая минерализация пространственно обособлена от общего контура штокерковых молибденовых руд (фиг. 2) и оторвана от них во времени, поскольку кварц-молибденитовые жилы и прожилки отчетливо пересекаются кварц-сульфидными прожилками с минерализацией золото-полиметаллической стадии (фиг. 3г). По представлениям В.Г. Кругловой и др. (1965) и Б.Л. Рыбалова (1998 г.), это связано с тем, что в период между кварц-молибденитовой и золото-полиметаллической стадиями на месторождении произошло резкое изменение плана деформации.

К наиболее ранней в пределах золото-полиметаллической стадии *серицитовой ассоциации* (7), отнесены, как уже отмечалось, серицит с небольшим количеством кварца и пиритом II, образующие как серицитовые метасоматиты в обрамлении кварц-сульфидных жил, так и цементирующие обломки кварц-молибденитовых жил в тектонических брекчиях. Затем образуется *кварц-сульфидная ассоциация* (8, фиг. 10) с последовательным отложением пирита III, иногда с мелкими включениями высокопробного самородного золота I. Местами пирит III сопровождается небольшим количеством арсенопирита, Fe-содержащего сфалерита I, халькопирита и галенита. Минералы этой ассоциации пересекаются и замещаются минералами золотопродуктивной *сульфосольной ассоциации* (9) – последовательно отложенными As-Sb-блеклыми рудами (с образованием пирита IV), клеофаном (сфалерит II), Cu-Ag-сульфоантимонитами и Cu-Ag-Pb-сульфовисмутитами, теллуридами и электрумом (золото II). Мышьяковитый пирит, который пересекает по трещинам ранее отложенные пирит, арсенопирит и сфалерит, является одним из поздних минералов этой ассоциации.

Халцедон-карбонатная ассоциация (10, фиг. 10), заключающая минералообразование золото-полиметаллической стадии, выделяется благодаря присутствию текстур пересечения и цементирования минералов предшествующих ассоциаций халцедоновидным кварцем и различными по составу карбонатами, которые иногда сопровождаются пиритом V, клеофаном, вюрцитом и небольшим количеством галенита.

Завершающая гидротермальный процесс на Бугдаинском месторождении *пострудная стадия*, представлена аргиллизитами, имеющими региональное распространение и широко проявленными почти на всех месторождениях Восточного Забай-

Стадии	Дорудная			Кварц-молибденитовая			Золото-полиметаллическая				Пост-рудная	Гипергенные преобразования
	Ассоциация	1	2	3	4	5	6	7	8	9		
Флогопит, биотит	■											
Калишпат	■	■										
Альбит	■											
Пироксен (салит)	■											
Амфибол	■											
Кварц		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Магнетит	■											
Флюорит	■											
Мусковит												
Турмалин												
Вольфрамит												
Минералы Ti												
Пирит												
Шеелит												
Молибденит												
Хлорит												
Карбонат												
Серпигит												
Арсенопирит												
Сфалерит												
Халькопирит												
Галенит												
Блеклые руды												
Висмутин												
Сульфовисмутиты												
Сульфоантимониты												
Сульфотеллуриды												
Золото сам.												
Каолинит, смектит												
Сульфаты Pb, Ba												
CuS—Cu ₂ S												
Гринокит												
Джалиндит												
Ag сам., юстелит												
Штольцит												
Ферримолибдит												
Гидроксиды Fe, Mn, Pb												

Фиг. 10. Схема последовательности минералообразования.

Жирный шрифт — главные минералы (толщина линий пропорциональна интенсивности процесса). As — мышьяковистый пирит, Tn — теннантит, Td — тетраэдрит, Wurt — вюрцит, Chc — халцедон. Римские цифры I—IV — генерации минералов.

каля независимо от их формационной принадлежности. Минерализация этой стадии развивается вдоль отдельных тектонических швов по всем типам минеральных образований. В ее составе основную роль играют каолинит, смектит и кварц, в небольших количествах отмечается флюорит.

После завершения гидротермального процесса руды месторождения подверглись гипергенным преоб-

разованиям, которые в виде линейных зон окисления вдоль тектонических нарушений прослеживаются на глубину до 80 м и реже — более. Эти изменения выражены в появлении глинистых минералов, оксидов и гидроксидов железа и марганца, иногда — барита, в развитии по галениту сульфатов, реже — оксидов, карбонатов, фосфатов, вольфраматов и молибдатовольфраматов свинца. В кварц-молибденитовых жилах местами образуется ферримолибдит, редко — иль-

Таблица 4. Значения $\delta^{34}\text{S}$ (‰) основных сульфидных минералов продуктивных стадий Бугдаинского месторождения и расчетные оценки соответствующих значений H_2S водного флюида

№ образца	Минерал и его генерация	Ассоциация минералов	$T, ^\circ\text{C}^*$	$\delta^{34}\text{S}$ минерала	$\delta^{34}\text{S H}_2\text{S}_{\text{aq}}$
<i>Кварц-молибденитовая стадия</i>					
Бу-74	Молибденит I	4	450	1.08	0.32
Бу-95	Пирит I	5	450	1.41	0.65
Бу-51a	*	5	450	1.29	0.53
<i>Золото-полиметаллическая стадия</i>					
43-916	Пирит II	7	350	3.07	2.04
Шт-1	*	7	350	1.86	0.83
Отв-1	*	7	350	1.73	0.70
Бу-10	Сфалерит I	8	280**	1.94	1.61
169-92	*	8	280**	4.28; 4.13	3.95; 3.80
188-Бу	*	8	280**	4.37	4.04
От-3	*	8	280**	4.67	4.34
188-Бу	Галенит I	8	280**	3.07	5.13
Буг-6	*	8	280**	3.71	5.77
Бу-22/5	*	8	280**	3.15	5.21
От-3	*	8	280**	2.31	4.37
Буг-6	Халькопирит	8	280**	0.78	0.94
Бу-22/5	*	8	280**	0.98	1.14
Бу-18	Сфалерит II	9	250	0.78	0.41
Бу-18	Пирит IV	9	250	-0.19	-1.56
Бу-38	*	9	250	-0.26	-1.72
165-112	*	9	250	-1.72	-3.96
126-92	*	9	250	-0.67	-2.13
Бу-104	*	9	250	-0.91	-2.37

Примечание. 4, 5 и т.д. – соответствуют номерам ассоциаций минералов на фиг. 10; * – средневзвешенные значения температуры формирования минеральных ассоциаций (по данным табл. 5); ** – расчетная оценка серно-изотопной температуры образования сфалерита и галенита (по образцу От-3; см. текст).

земаннит и повеллит. По халькопириту, галениту и сфалериту в кварц-полиметаллических жилах развиваются минералы ряда $\text{CuS}-\text{Cu}_2\text{S}$, низкопробное золото. К прожилкам англезита приурочены мелкие комковатые агрегаты самородного серебра, а джалдинит и гринокит – к участкам проявления зоны вторичного сульфидного обогащения.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изотопный состав серы изучен в основных сульфидных минералах – молибдените (1 проба), пирите (10), сфалерите (5), галените (5) и халькопирите (2), представляющих кварц-молибденитовую и золото-полиметаллическую стадии. Измеренные значения $\delta^{34}\text{S}$ приведены в табл. 4. Можно видеть, что в молибдените и пирите I из кварц-молибденитовой стадии значения $\delta^{34}\text{S}$ изменяются незначи-

тельно (+1.08...+1.41‰). В то же время в минералах золото-полиметаллической стадии они испытывают более заметные вариации. Так, в пирите II из ранней пирит-кварц-серпичитовой ассоциации (7) $\delta^{34}\text{S}$ варьирует (‰) от +1.73 до +3.07 ($n = 3$, среднее +2.22), в представляющих кварц-сульфидную ассоциацию (8) сфалерите I ($n = 5$) – от +1.94 до +4.67 (+3.88), галените I ($n = 4$) – от +2.31 до +3.71 (+3.06) и халькопирите ($n = 2$) – от +0.78 до +0.98 (+0.88). Значения $\delta^{34}\text{S}$ в минералах сульфосольной ассоциации (9): в сфалерите II (+0.78‰) и в пирите IV ($n = 5$) – от -0.19 до -1.72 (-0.75‰).

Для оценки величины $\delta^{34}\text{S H}_2\text{S}_{\text{aq}}$ гидротермальных флюидов были использованы уравнения зависимостей факторов фракционирования изотопов серы между минералами и водным раствором от температуры (Ohmoto, Rye, 1979). При расчетах в качестве температуры образования минералов были приняты средневзвешенные значения $T_{\text{гом}}$, полученные на ос-

Таблица 5. Результаты микротермометрических исследований флюидных включений в минералах Бугдаинского месторождения

Минерал	Тип ФВ	n	Вид ФВ	T _{гом.} , °C	T _{экт.} , °C	T _{пл. льда*} , °C	T ₁ , °C	T ₂ , °C	C, мас. %, экв. NaCl	D, г/см ³
Q	F-1	3	П		-10...-4			126-128		
*	F-1	2	*		-59...-55	-6.9...-5.0	378-311		10.4-7.9	1.49-1.41
*	VLS ₁	9	*	576-549	-56...-45			576-549	70.5-66.5	1.22-1.17
*	*	4	*	480-453	-30...-24		393-386	480-453	57.1-53.6	1.21-1.16
*	*	3	*	454-415	-39...-36		359-355	454-415	53.8-49.1	
*	VL****	3	*	379-374	-26...-24	-6.3...-5.4			9.6-8.4	
*	*	3	*	318-313	-27...-26	-14.9...-13.7			18.6-17.5	0.90-0.89
*	*	5	*	290-277	-25...-24	-5.2...-4.3			8.1-6.9	0.84-0.81
					<i>Кварц-моллибденитовая стадия</i>					
Q	VL****	3	П	561-518	-44...-27	-13.2...-12.4	549-404	516-385	17.1-16.3	0.52-0.51
*	VLS ₁ ****	13	*	549-404	-41...-30		351	510	62.0-45.9	1.13-1.11
*	*	1	*	510	-36		313-207	408-384	61.1	1.32
*	VLS ₂	10	*	401-384	-42...-33		420-378		48.3-45.7	1.21-1.18
*	VLS ₂ ****	14	*	420-378	-33...-24	-8.9...-4.1	390-382		12.7-6.6	0.66-0.64
*	VL	5	*	390-382	-43...-34	-13.0...-9.3	390-382		16.9-13.2	0.80-0.73
*	VL*	2	*	390-305	-62...-61	-26.0...-25.4	390-305		23.3-23.0	0.90-0.85
					<i>Золото-полиметаллическая стадия</i>					
Q	VL	3	П	374-370	-30...-27	-6.8...-4.3			10.2-6.9	0.71-0.64
*	*	9	*	372-359	-28...-25	-3.4...-2.0			5.6-3.4	0.65-0.57
*	VL****	12	*	362-344	-32...-23	-8.0...-3.8			11.6-6.2	0.75-0.66
*	*	4	*	347-334	-32...-28	-1.9...-1.7			3.2-2.9	0.66-0.63
*	VL**	8	*	338-334	-16...-11				>20-10	0.89-0.77
*	VL****	13	*	339-296	-28...-24	-11.0...-6.9			14.4-10.2	0.84-0.77
*	VL**	11	*	327-297	-29...-23				26 >... > 23	0.98-0.92
*	VL	10	*	223-217	-13...-10	-7.3...-5.8			11.0-9.0	0.94-0.92
*	VL****	25	ПВ	227-190	-27...-22	-11.7...-4.3			15.7-6.9	0.97-0.93
Flu	VL	3	П	354-348	-26...-25	-4.5...-3.9			7.2-6.3	0.70-0.66
*	*	13	*	331-307	-31...-24				17.2-8.7	0.90-0.76
*	*	5	*	320-300	-43...-36	-14.3...-9.7			18.0-13.6	0.91-0.84
*	*	6	ПВ	331-320	-31...-24	-4.2...-2.4			6.7-4.0	0.75-0.66
Sp II	*	11	П	217-195	-31...-25	-6.3...-4.2			9.6-6.7	0.94-0.90
*	*	4	*	162-141	-34...-31	-3.3...-1.5			5.1-2.6	0.96-0.93
QcAu	*	8	*	320-311	-25...-23	-20.3...-18.4			22.6-21.3	0.93-0.91
*	*	11	*	312-302	-30...-25	-1.0...-0.4			1.7-0.7	0.71-0.67
*	*	5	*	297-228	-26...-24	-8.2...-7.4			11.9-11.7	0.93-0.85

Примечание. T₁ – температура исчезновения газа; T₂ – температура растворения твердой фазы; n – количество измеренных ФВ; П – первичные ФВ; ПВ – вторичные ФВ; * – C, мас. % экв. CaCl₂; ** – концентрация в интервале между эвктической и насыщенной; *** – гомогенизация в газ; **** – наблюдается плавление гидратов солей в интервале от 0 до 35°C.

нове данных микротермометрических исследований (табл. 5) в минералах кварц-молибденитовой и золото-полиметаллической (ассоциации 7 и 9) стадий. Для кварц-сульфидной ассоциации (8) принята температура 280°C, которая соответствует температуре образования сосуществующих сфалерита и галенита (табл. 4, образец № От-3), рассчитанной по уравнению $[T(K) = 0.85 (10^3)/(Sp-Gn)^{1/2}]$ (Field, Fífarek, 1985), отражающему зависимость фракционирования изотопов серы между сосуществующими сфалеритом и галенитом от температуры.

Вычисленные значения изотопного состава серы H_2S_{aq} гидротермальных флюидов (табл. 4) показывают, что $\delta^{34}S H_2S_{aq}$ флюида, из которого кристаллизовалась минерализация кварц-молибденитовой стадии, меняются незначительно (+0.32...+0.65‰, среднее +0.5‰). В то же время изотопный состав H_2S_{aq} раствора, ответственного за оруденение золото-полиметаллической стадии, характеризуется более значительной изменчивостью. В растворах, сформировавших пирит-кварц-серицитовую ассоциацию (7), значения $\delta^{34}S H_2S_{aq}$ варьировали от +0.70 до +2.04 (среднее +1.19‰). Для растворов, из которых образовались минералы кварц-сульфидной (8) ассоциации, характерна еще более высокая изменчивость (табл. 4): величины $\delta^{34}S H_2S_{aq}$ относительно ранних порций раствора (+4.04...+5.77‰) существенно снижаются к поздним (+0.94...+1.14‰), составляя в среднем +3.66‰. Эта тенденция сохраняется и в растворах, сформировавших минерализацию сульфосольной ассоциации (9), значения $\delta^{34}S H_2S_{aq}$ в которых становятся отрицательными (табл. 4). Рассмотренные данные в целом укладываются в интервал $0 \pm 5\%$, который в соответствии с (Field, Fífarek, 1985; Ohmoto, Goldhaber, 1997) обычно приписывают магматическому источнику серы.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Индивидуальные флюидные включения (ФВ) были изучены методами микротермометрии и Рамановской спектроскопии.

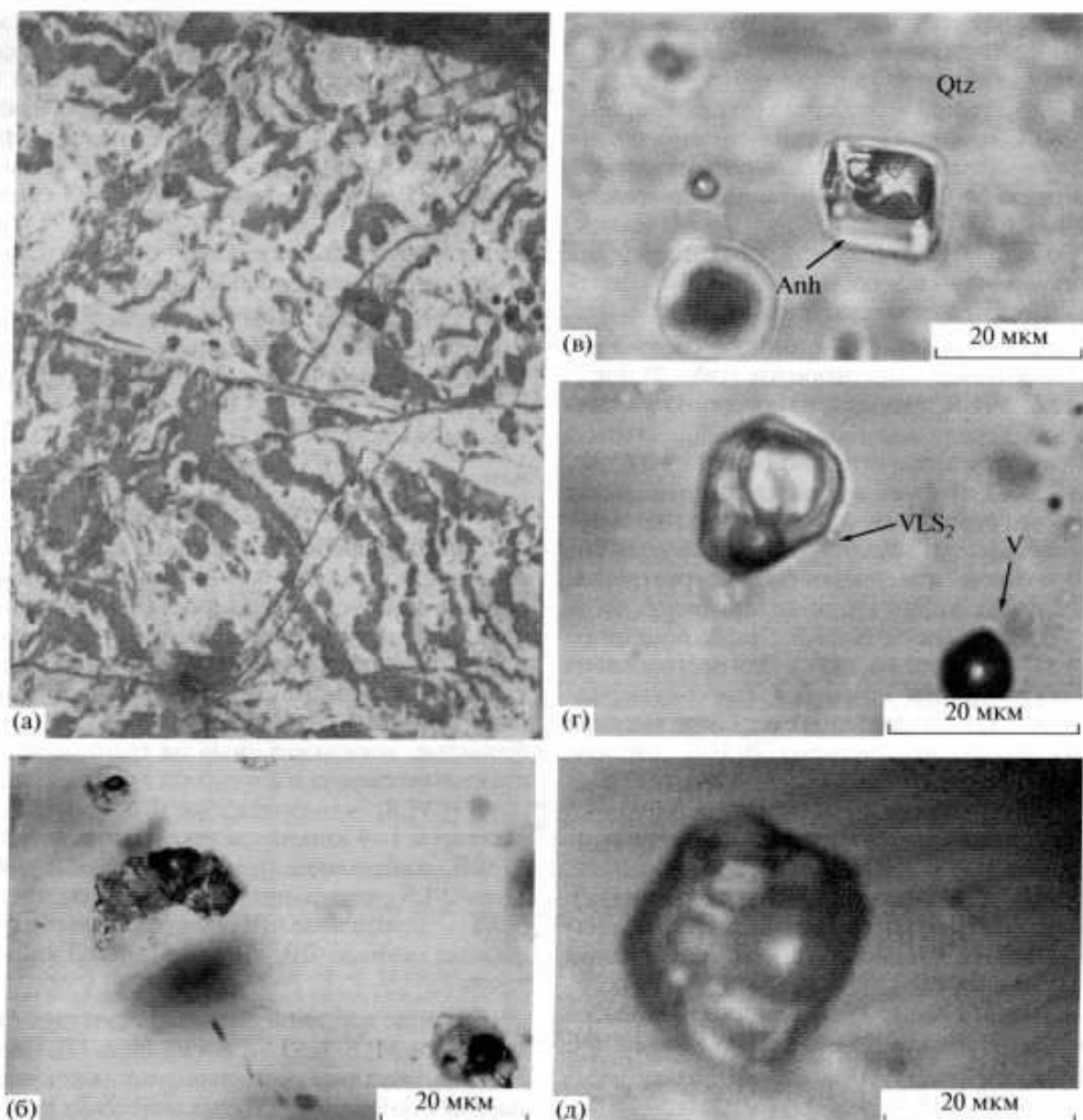
Микротермометрические исследования выполнены на термोकриокамере "Linkam-THMSG-600" с длиннофокусным объективом 80 фирмы "Olympus" (ИГЕМ РАН). Точность измерений составляла $\pm 0.2^\circ C$ для температурного интервала от -60 до $+60^\circ C$, и $\pm 1.5^\circ C$ — за его пределами. При интерпретации результатов было принято, что $T_{зот}$ от -21.2 до $-33.6^\circ C$ соответствуют Na-хлоридным растворам, от -33.6 до $-49.8^\circ C$ — Mg-хлоридным (Spenser *et al.*, 1990; Davis *et al.*, 1990), а ниже $-49.8^\circ C$ — растворам, в которых преобладает $CaCl_2$ (Crawford, 1981). Однако измеренные $T_{зот}$ растворов практически всех изученных ФВ имеют значения ниже, чем $T_{зот}$ химически чистых систем, что обусловлено присутствием в растворах небольших количеств иных ка-

тионов — K, Fe, Si и разнообразных рудных компонентов. Поэтому рассматриваемые ниже составы растворов отражают лишь количественно преобладающую в них соль. Концентрация растворов ФВ, содержащих растворимые твердые фазы, и плотность флюидов рассчитаны по уравнениям Брауна и Лэм для системы $NaCl-H_2O$ с помощью программы "FLINCOR" (Brown, 1989). Концентрация растворов двухфазных ФВ определялась по температуре плавления льда (Bodnar, Vityk, 1994).

Исследования ФВ методом Рамановской спектроскопии проводились в лаборатории G2R-CREGU университета им А. Пуанкаре (Франция) на приборе "DILOR XY" (аналитик — Т. Ломм). Были определены состав газовой фазы, наличие или отсутствие ионов HCO_3^- в растворах ФВ, а также состав некоторых твердых фаз.

Типы и локализация флюидных включений. По соотношению фаз при комнатной температуре первичные включения в кварце и других минералах дорудной, кварц-молибденитовой и золото-полиметаллической стадий подразделены на 6 основных типов. Они обозначены: 1) М — раскристаллизованные расплавленные включения; 2) F-1 — включения флюидов, локализованные на границе микрокристаллов флюорита и ангидрита с вмещающим кварцем; 3) VLS₁ — многофазные ФВ, содержащие газ, раствор и 1–4 кристалла прозрачных твердых фаз; 4) ФВ, содержащие рудные минералы: многофазные — VLS₂, двухфазные — VLS_{2a}, и газовые — VLS_{2b}; 5) VL — двухфазные ФВ газ + раствор и 6) V — однофазные газовые ФВ, иногда с тонкой каймой раствора.

В кварце дорудной стадии присутствуют включения типов М, F-1, VLS₁, V и VL (фиг. 11). Включения М-типа, которые характеризуют заключительный период становления субвулканических пород, были обнаружены в кварцевых вкрапленниках риолит(гранит)-порфиров и в отдельных участках фестоночатых кварцевых прожилков (фиг. 11а, 11б). Наиболее ранний период развития гидротермального процесса отражают своеобразные ФВ типа F-1 (фиг. 11в). Мелкие, не более 20–30 мкм, хорошо ограниченные микрокристаллы представлены флюоритом и ангидритом (диагностированы по составу, РСМА, аналитик — О.Ф. Чухрова). На границе кварца и флюорита, как правило, наблюдаются ФВ типа VL, иногда содержащие фазу жидкой CO_2 , на границе с ангидритом — VLS₁. По визуальной оценке, в образцах дорудного кварца преобладают газовые ФВ V-типа. Включения этого типа широко распространены во всех изученных образцах. Для различных участков образцов характерны также ФВ типа VLS₁, содержащие изотропные кубические кристаллы твердых фаз с показателем преломления, близким показателю преломления кварца, что характерно для кристаллов $NaCl$ (фиг. 11д). Двухфазные ФВ типа VL встречаются



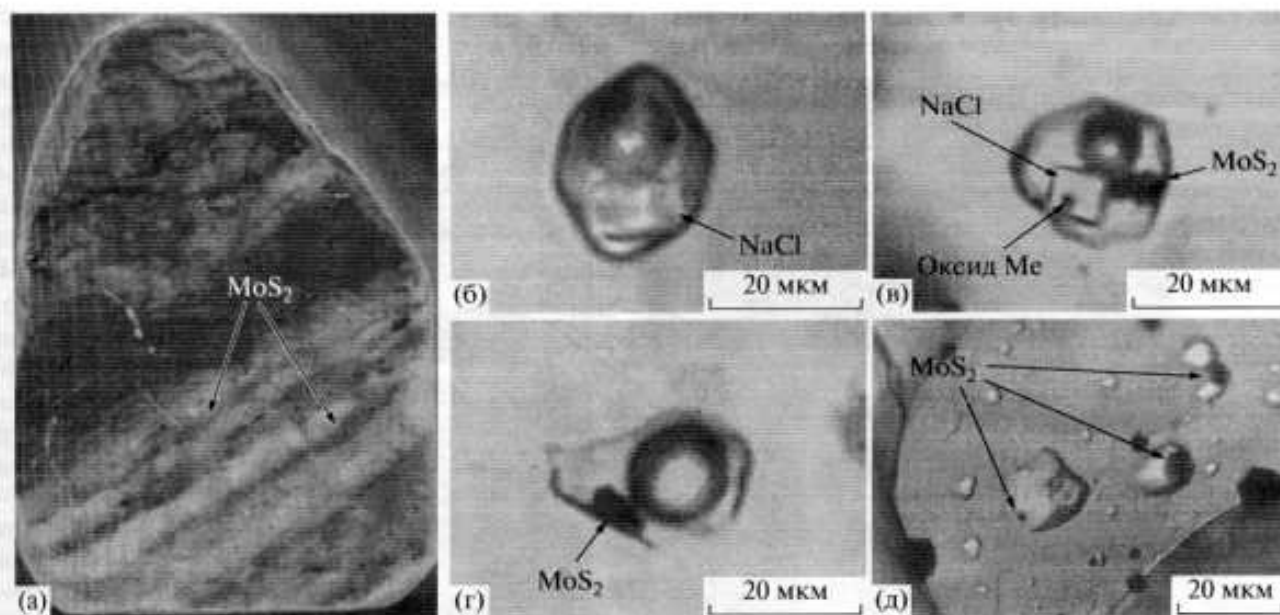
Фиг. 11. Типичные ФВ в дорудном кварце.

а – образец фестончатых прожилков кварца в риолите; б – расплавные ФВ (М); в – ФВ на границе кварца и ангидрита (VLS₁); г – сингенетичные водосолевое (VLS₂) и газовое ФВ (V); д – многофазное ФВ (VLS₂).

редко. Часто ФВ V-типа локализованы в общих зонах роста с расплавными включениями М-типа и флюидными включениями F-1- и VLS₁-типа, что свидетельствует об их одновременном захвате и указывает на существование несмешиваемых флюидов (фиг. 11г).

Для кварца из полосчатых жил кварц-молибденовой стадии (фиг. 12а), характерны флюидные включения типов VLS₁, VLS₂, VLS_{2a}, VLS_{2b}, VL и V. Так же, как в кварце дорудной стадии, во многих участках кварцевых агрегатов преобладают ФВ V-типа. Широко распространены также ФВ VLS₁-типа с изотропными кубическими кристаллами, по-видимому, NaCl (фиг. 12б), часто локализованные в общих зонах роста с ФВ V-типа, т.е. захвачен-

ные одновременно, вследствие гетерогенного состояния флюидной системы. В большинстве ФВ VLS₂-типа рудный минерал представлен очень мелкими (~1–2 мкм) кристаллами неопределенной формы, присутствующими в сростках с кристаллами солей. В некоторых группах ФВ присутствуют также включения в виде изолированных гексагональных шестигранных пластинок, возможно, молибденит (фиг. 12в). Кристаллы, подобные молибдениту, встречаются также и во включениях VLS_{2a}- и VLS_{2b}-типов (фиг. 12г, 12д). Группы ФВ имеют близкие по визуальной оценке соотношения фаз, что позволяет считать эти твердые фазы дочерними минералами. Ранее подобные включения в ФВ из кварца Бугдаинского месторождения также характеризо-



Фиг. 12. Типичные ФВ в кварце кварц-молибденитовой стадии.

а – образец полосчатых кварц-молибденитовых жил, молибденит (MoS_2); б – трехфазное ФВ (VLS_1) с кристаллами NaCl ; в – многофазное ФВ (VLS_2) с кристаллами NaCl и молибденита (черное в NaCl – оксид металла); г – газо-жидкое ФВ (VL) с молибденитом (MoS_2); д – газовые ФВ с молибденитом.

вались как дочерние фазы MoS_2 (Колтун, Пизнюр, 1970). Следует заметить, что кристаллы молибденита в качестве дочерней фазы отмечены и в составе ФВ на Мо-порфировых месторождениях района Клаймакс (Уайт и др., 1984). Примечательно, что двухфазные ФВ VL-типа встречаются здесь значительно чаще, чем в кварце дорудной стадии.

В кварце, флюорите и клеофане, представляющих оруденение золото-полиметаллической стадии, содержатся исключительно двухфазные ФВ VL-типа с различным соотношением фаз (фиг. 13), характеризующие условия образования минеральных ассоциаций с сульфидами, сульфосолями и самородным золотом.

Температуры гомогенизации и состав флюидных включений

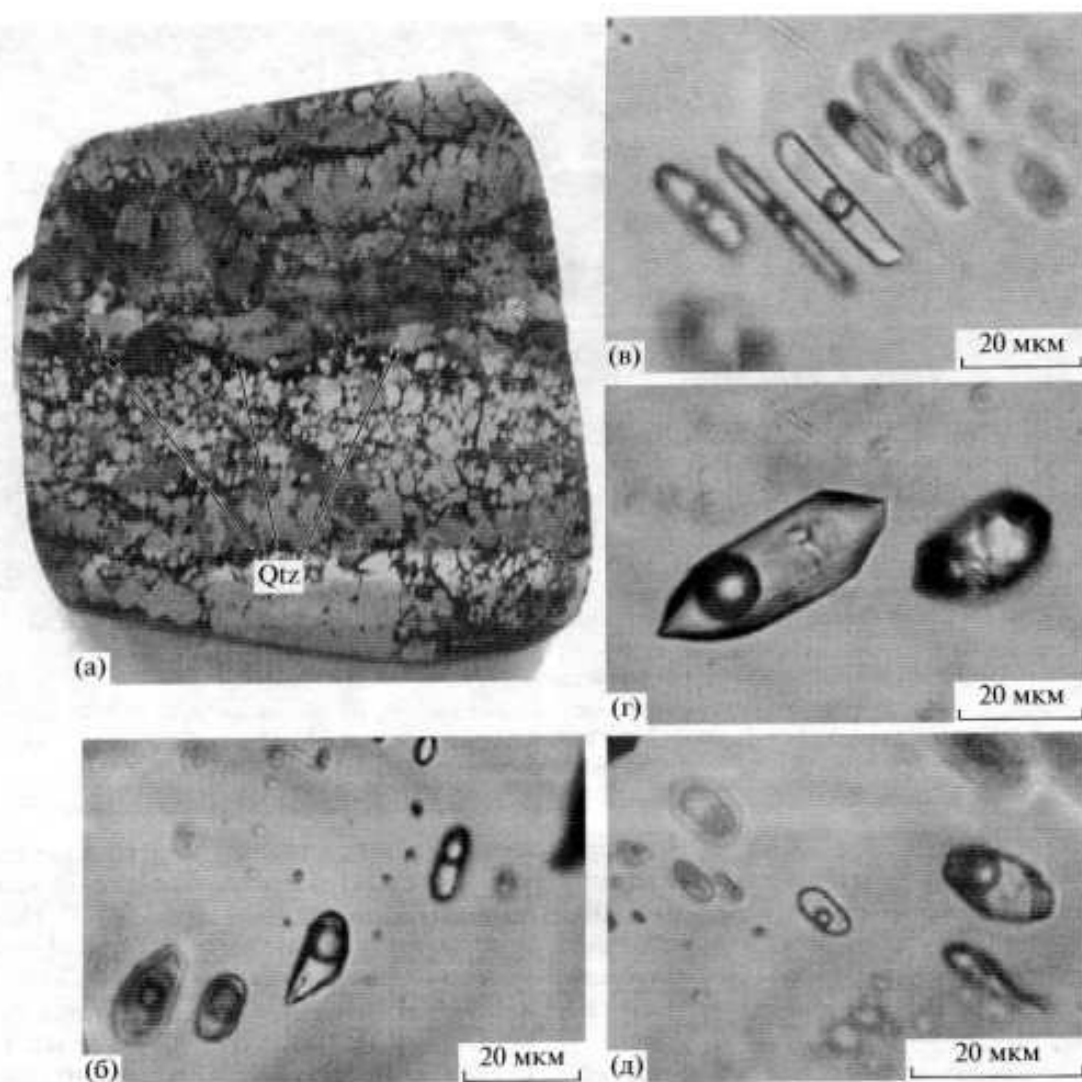
Результаты микротермометрического изучения разнотипных ФВ, характеризующих дорудную, кварц-молибденитовую и золото-полиметаллическую стадии, приведены в табл. 5.

Дорудная стадия. Состав расплавных включений (М-тип) нами не изучался. Флюидные включения F-1-типа характеризуются неравномерным соотношением фаз и различным составом. Расположенные на границе кварца и флюорита ФВ содержат только газ и раствор Са-хлоридного состава с концентрацией 8–10 мас. %. В газовой фазе присутствует углекислота различной плотности ($T_{пл} = -60...-56.9^\circ\text{C}$, $T_{гом}$ (в жидкую фазу) = $-9.0...+11.5^\circ\text{C}$). На границе кварца и ангидрита ФВ этого типа содержат твердую фазу, которая при нагревании,

не уменьшаясь в объеме, исчезает при температурах $126-128^\circ\text{C}$, характерных для разложения сульфата натрия (Карякин, Ангелов, 1955). По-видимому, эти растворы имеют хлоридно-сульфатный состав, поэтому их концентрация, рассчитанная по $T_{пл. льда}$ в экв.- NaCl , значительно отличается от истинной концентрации растворов. Определить $T_{гом}$ для ФВ F-1-типа, независимо от заполнения, оказалось невозможным. При нагревании до $140-150^\circ\text{C}$ происходило вскрытие ФВ, очевидно, из-за различия температурных коэффициентов расширения минералов.

Для ФВ VLS_1 -типа общий интервал $T_{гом}$ составляет $576-415^\circ\text{C}$. Среди них выделено две группы ФВ, различающиеся составом заполняющих их флюидов. Для ФВ первой группы с $T_{гом} = 576-549$ и $454-415^\circ\text{C}$ характерны $T_{зпт} = -56...-36^\circ\text{C}$, свидетельствующие о хлоридном составе растворов с преобладанием катионов Mg^{2+} или Ca^{2+} . В то же время присутствие кристаллов NaCl в вакуолях этих ФВ указывает на насыщенность растворов хлоридом Na. В хлоридном флюиде ФВ второй группы ($T_{гом} = 480-453^\circ\text{C}$) содержание, кроме Na^+ , иных катионов незначительно ($T_{зпт} = -30...-24^\circ\text{C}$). Флюиды всех ФВ этого типа характеризуются высокими концентрациями (70.5–49 мас. %-экв. NaCl) и плотностью ($1.49-1.16 \text{ г/см}^3$).

Относительно редкие ФВ VL-типа имеют $T_{гом} = 379-277^\circ\text{C}$ и $T_{зпт} = -27...-24^\circ\text{C}$. В некоторых из них наблюдалось плавление гидратов солей в интервале $9.6-8.7^\circ\text{C}$. Судя по этим значениям, ФВ законсервировали Na-хлоридные флюиды, содержа-



Фиг. 13. Типичные ФВ в кварце золото-полиметаллической стадии.

а — образец кварц-сульфидной жилы, кварц (Qtz); б-г — ФВ (VL), сингенетичные сульфосолям; д — ФВ (VL), сингенетичные низкотемпературному золоту в кварце.

щие, возможно, HCO_3^- , CO_3^{2-} или SO_4^{2-} , гидраты натровых солей которых, могут существовать до температуры $+33^\circ\text{C}$ (Борисенко, 1977). Концентрация растворов варьировала от 18.6 до 6.9 мас. %-экв. NaCl, плотность гомогенного флюида не превышала $0.9-0.8 \text{ г/см}^3$.

В газовых, или существенно газовых, ФВ V-типа при микротермометрии фазовые изменения, как правило, не обнаруживались. В редких случаях в интервале температур $-97...-115^\circ\text{C}$ происходило замерзание CO_2 , тогда как плавление и гомогенизация были не видны. ФВ этого типа заполнены мало-плотным флюидом.

Кварц-молибденитовая стадия. Изучены первичные ФВ в кварце из полосчатых жил, расположенные в основном вблизи сростков кристаллов молибденита.

Многофазные ФВ VLS_1 -типа имеют $T_{\text{гом}} = 549-404^\circ\text{C}$, несколько более низкие, чем в кварце дорудной стадии, но содержат близкие по составу растворы хлоридного состава с переменным соотношением Mg^{2+} , Na^+ , возможно, Ca^{2+} , насыщенные NaCl. Во многих ФВ в интервале $T = 15-6^\circ\text{C}$ наблюдалось плавление гидратов солей, что свидетельствует о более сложном составе анионов (Борисенко, 1977). Концентрация растворов для ФВ с высокими $T_{\text{гом}} = 549-510^\circ\text{C}$ составляет 62-53.8 мас. %-экв. NaCl. Снижение $T_{\text{гом}}$ до 380°C сопровождается уменьшением концентрации раствора до 48.3-45.9 мас. %-экв. NaCl. Плотность гомогенных флюидов варьировала от 1.32 до 1.11 г/см^3 .

В многофазных ФВ VLS_2 -типа установлены более низкие $T_{\text{гом}} = 420-378^\circ\text{C}$. Эти ФВ содержат Na-хлоридные растворы с концентрацией 48.3-45.7 мас. %-экв. NaCl и плотностью $1.21-1.18 \text{ г/см}^3$. Для ФВ VLS_{2a} -типа характерны идентичные $T_{\text{гом}}$

(420–378°C) и растворы с аналогичным Na-хлоридным составом, но со значительно более низкой концентрацией (12.7–6.6 мас. %-экв. NaCl) и плотностью, не превышающей 0.66–0.64 г/см³. При замораживании ФВ изолированные включения рудного кристалла слегка меняли положение, что позволяло видеть их морфологию – шестигранные призмы, характерные для молибденита. При замораживании ФВ VLS₂₅-типа фазовые изменения не происходили.

Среди ФВ VL-типа по соотношению фаз выделены две разновидности. Одна из них представлена ФВ с газовой фазой, занимающей более 50–70% объема. Они гомогенизировались в газ при $T = 561–518^\circ\text{C}$, содержат растворы Mg-Na-хлоридного состава ($T_{\text{зпт}} = -44...-27^\circ\text{C}$) с концентрацией 17–16 мас. %-экв. NaCl и низкой (0.52–0.51 г/см³) плотностью захваченного флюида. Другая разновидность представлена ФВ с газовой фазой менее 35–40% объема. Они гомогенизировались в жидкость при значительно более низких $T_{\text{гом}}$ (390–305°C) и заполнены хлоридными растворами с преобладанием Mg²⁺ ($T_{\text{зпт}} = -43...-34^\circ\text{C}$) или Ca²⁺ ($T_{\text{зпт}} = -62...-61^\circ\text{C}$). Для этих ФВ характерна концентрация от 23.3 до 13.2 мас. %-экв. NaCl и значительно более высокая (0.90–0.73 г/см³) плотность.

В газовых ФВ V-типа фазовые изменения при микротермометрических исследований не происходили.

Золото-полиметаллическая стадия. Все изученные в кварце, флюорите и клеофане ФВ представлены VL-типом.

Общий интервал $T_{\text{гом}}$ в кварце составляет 374–190°C. Подавляющее большинство ФВ содержат растворы Na-хлоридного состава с концентрацией от 15.7 до 2.9 мас. %-экв. NaCl. В некоторых группах ФВ с $T_{\text{гом}} = 300–340^\circ\text{C}$ последним плавился не лед, а кристаллы солей. Концентрация таких растворов находится в интервале между концентрацией насыщенного раствора и эвтектической и для Na-хлоридных растворов составляет $26 > \dots > 23.2$ мас. %-экв. NaCl, что соответствует рассолам. Для ФВ с температурами выше 300°C характерны как рассолы, так и слабосоленые растворы.

В некоторых группах ФВ установлены более высокие значения $T_{\text{зпт}} = -16...-10^\circ\text{C}$, которые однозначно не интерпретируются. При температурах от 0 до 15°C в них наблюдается плавление гидратов солей. Концентрация растворов в основном варьирует в интервале от 15.7 до 2.9 мас. %-экв. NaCl.

Во флюорите у ФВ $T_{\text{гом}}$ варьирует от 354 до 300°C. Они заполнены растворами Na-хлоридного состава с концентрацией от 17.2 до 4 мас. %-экв. NaCl. В то же время обнаружена группа ФВ с $T_{\text{гом}} = 320–300^\circ\text{C}$, для которой характерны Mg-хлоридные рассолы с концентрацией 18.0–13.6 мас. %-экв. NaCl. В клеофане присутствуют относительно низкотемпературные ФВ с $T_{\text{гом}} = 297–141^\circ\text{C}$, содержащие Na-хлоридные растворы. Их концентрация пони-

жается с падением температуры от 16.3–9.9 до 3.3–1.5 мас. %-экв. NaCl.

При исследованиях ФВ золото-полиметаллической стадии специальное внимание было уделено выявлению температурного режима и состава флюидов, отложивших минеральные ассоциации с *самородным золотом*. При оценке этих параметров использованы следующие образцы: 1) флюорит-халькопиритовый прожилок с высоким содержанием Au в халькопирите; 2) кварцевый прожилок, в котором присутствуют сульфиды с очень высоким содержанием золота и вкрапления самородного золота; 3) кварц, содержащий вкраплениями самородного золота; 4) обособление кварца в халькопирите обогащенном золотом. В образцах 1 и 3 халькопирит с золотом и вкрапленное золото кристаллизовались позднее минерала-хозяина (флюорита и кварца). В обоих случаях халькопирит и вкрапленное золото опережаются трещинками, содержащими псевдотворичные ФВ. По нашему представлению, именно эти ФВ характеризуют условия отложения золота.

Псевдотворичные ФВ во флюорите (образец 1) имеют $T_{\text{гом}} = 330–320^\circ\text{C}$ и содержат Na-хлоридные растворы с концентрацией 6.7–4.0 мас. %-экв. NaCl. Более широкий интервал параметров получен при изучении ФВ в образце 2. Здесь общий интервал $T_{\text{гом}} = 320–228^\circ\text{C}$. Все растворы ФВ имеют Na-хлоридный состав, но при $T > 300^\circ\text{C}$ одни группы ФВ содержат слабосоленые флюиды (0.7–1.7 мас. %-экв. NaCl), другие – рассолы с концентрацией 23–21 мас. %-экв. NaCl. В более низкотемпературных ФВ флюиды имели соленость с промежуточными значениями (11–12 мас. %-экв. NaCl). Псевдотворичные ФВ, расположенные вблизи выделений самородного золота в кварце (образец 3) гомогенизируются при относительно низких (225–205°C) температурах и содержат Na-хлоридные или более сложные по составу растворы, поскольку гидраты солей растворяются в интервале температуры 10.6–3.6°C. Их концентрация варьирует от 10 до 6.9 мас. %-экв. NaCl. Для ФВ в линзе кварца, локализованной в халькопирите (образец 4), характерны параметры, аналогичные параметрам ФВ из образца 3: $T_{\text{гом}} = 226–213^\circ\text{C}$, Na-хлоридный состав и концентрация 11.0–8.6 мас. %.

Результаты Рамановской спектроскопии

Были исследованы 19 ФВ в минералах дорудной, кварц-молибденитовой и золото-полиметаллической стадий. Результаты приведены в табл. 6.

Дорудная стадия. В кварце вкрапленников и фестоначатых прожилков в риолит(гранит)-порфирах ФВ V- и VLS₁-типов, а также ФВ F-1-типа на границе кварца и ангидрита в газовой фазе содержат только углекислоту (100 мол. %). Другие газы (H₂, O₂, N₂, CH₄, H₂S) не обнаружены. В одном из ФВ V-типа в

Таблица 6. Результаты исследования флюидных включений в минералах различных стадий Бугдинского месторождения методом Рамановской спектроскопии

№ ФВ	Расположение ФВ в кварце	Тип ФВ	мол. %							H ₂ S	HCO ₃ ⁻	Твердая фаза
			CO ₂	H ₂	O ₂	N ₂	CH ₄	H ₂ S				
<i>Дорудная стадия</i>												
1	Кварцевый порфир	VLS ₁	100	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	
2	*	*	100	*	*	*	*	*	*	*	*	
3	*	V	100	*	*	*	*	*	*	*	*	
4	*	*	100	*	*	*	*	*	*	*	*	
5	Граница Qtz-Anh	F	100	*	*	*	*	*	*	*	*	
<i>Кварц-молибденитовая стадия</i>												
6	Периферия жилы	V	98.5	Не обн.	1.5	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	
7	*	*	100	*	Не обн.	*	*	*	*	*	*	Оксид
8	*	VLS ₂	100	*	*	*	*	*	*	*	*	Оксид
9	Около MoS ₂	V	99.0	*	*	*	Следы	*	1.0	1.0	1.0	Оксид
10	*	VLS ₂	98.3	*	*	*	>1	*	1.0	1.0	1.0	Оксид
11	*	*	98.0	*	*	*	>1	*	1.0	1.0	1.0	Оксид
12	*	*	100	*	*	*	>1	*	1.0	1.0	1.0	*
<i>Золото-поллиметаллическая стадия</i>												
13	Вокруг халькопирита с Au	VL	99.5	0.5	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	
14	*	*	98.5	>0.5	*	>1	*	*	*	*	*	
15	*	*	98.5	0.5	*	>1	*	*	*	*	*	Мусковит
16	*	VLS ₁	99.0	Не обн.	*	>1	*	*	*	*	*	
17	С сульфосолями	VL	99.0	*	*	>1	*	*	*	*	*	
18	*	*	99.0	*	*	>1	*	*	*	*	*	
19	*	*	99.0	*	*	>1	*	*	*	*	*	

Примечание. Обн. – обнаружено присутствие компонента; оксид – рудная фаза в кристалле NaCl.

кварце кварц-магнетитовой ассоциации, кроме того, обнаружены CO_2 (98.5 мол. %) и O_2 (1.5 мол. %).

Состав газовой фазы ФВ в различных участках полосчатых жил *кварц-молибденитовой стадии* неодинаков. На периферии жил для ФВ V- и VLS₂-типов характерна только CO_2 (100 мол. %). В одном из ФВ обнаружен ион HCO_3^- в растворе. В непосредственной близости от молибденита ФВ V-типа (с тонкой пленкой раствора) содержат CO_2 (99 мол. %), H_2S (1 мол. %) и следы азота. Газовая фаза сингенетичных ФВ VLS₂-типа также состоит преимущественно из углекислоты (99–98 мол. %), но с примесью N_2 (>1 мол. %). Рудная фаза в ФВ VLS₂-типа – оксид железа.

Для определения газовой составляющей флюидов, формировавших минерализацию *золото-полиметаллической стадии*, изучены ФВ: 1) в кварце, образующем ассоциацию с сульфосолями; 2) в кварце, вмещающем халькопирит и золото; 3) в линзе кварца, локализованной в халькопирите с золотом. В газовой фазе ФВ, характеризующих отложение сульфосолей, преобладает CO_2 (99 мол. %) и присутствует N_2 (>1 мол. %), тогда как в газовой фазе ФВ, характеризующих отложение золота, кроме CO_2 (98.5 мол. %) и N_2 (>1 мол. %) обнаружен H_2 (>0.5 мол. %). В растворе ФВ с $T_{\text{гом}} = 212^\circ\text{C}$ и $T_{\text{зпт}} = -16^\circ\text{C}$ установлен бикарбонат-ион.

ЭВОЛЮЦИЯ ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Определение давления является одной из самых трудных задач при исследовании флюидных включений. Давление – наиболее изменчивый параметр и зависит от многих причин, существовавших в момент кристаллизации минерала. В имевшихся в нашем распоряжении образцах Бугдаинского месторождения отсутствовали ФВ, пригодные для корректных расчетов давления. Поэтому мы вынуждены ограничиться качественной оценкой. Рассмотренные выше данные исследования ФВ методом микротермометрии показали, что в газовых ФВ в процессе анализа фазовые изменения не происходили. Состав газовой составляющей флюидов, в том числе и CO_2 , был определен Рамановской спектроскопией (табл. 6). На основании этих данных можно полагать, что плотность водно-углекислотного газового флюида, игравшего значительную роль, особенно в период формирования минерализации дорудной и кварц-молибденитовой стадий, была невелика, а следовательно давление не достигало значительных величин. В этих условиях $T_{\text{гом}}$ отличаются от истинных температур минералообразования не более чем на 10–20°C (Potter, Cline, 1978), поэтому приведенные в табл. 5 значения $T_{\text{гом}}$ практически соответствуют температурам минералообразования.

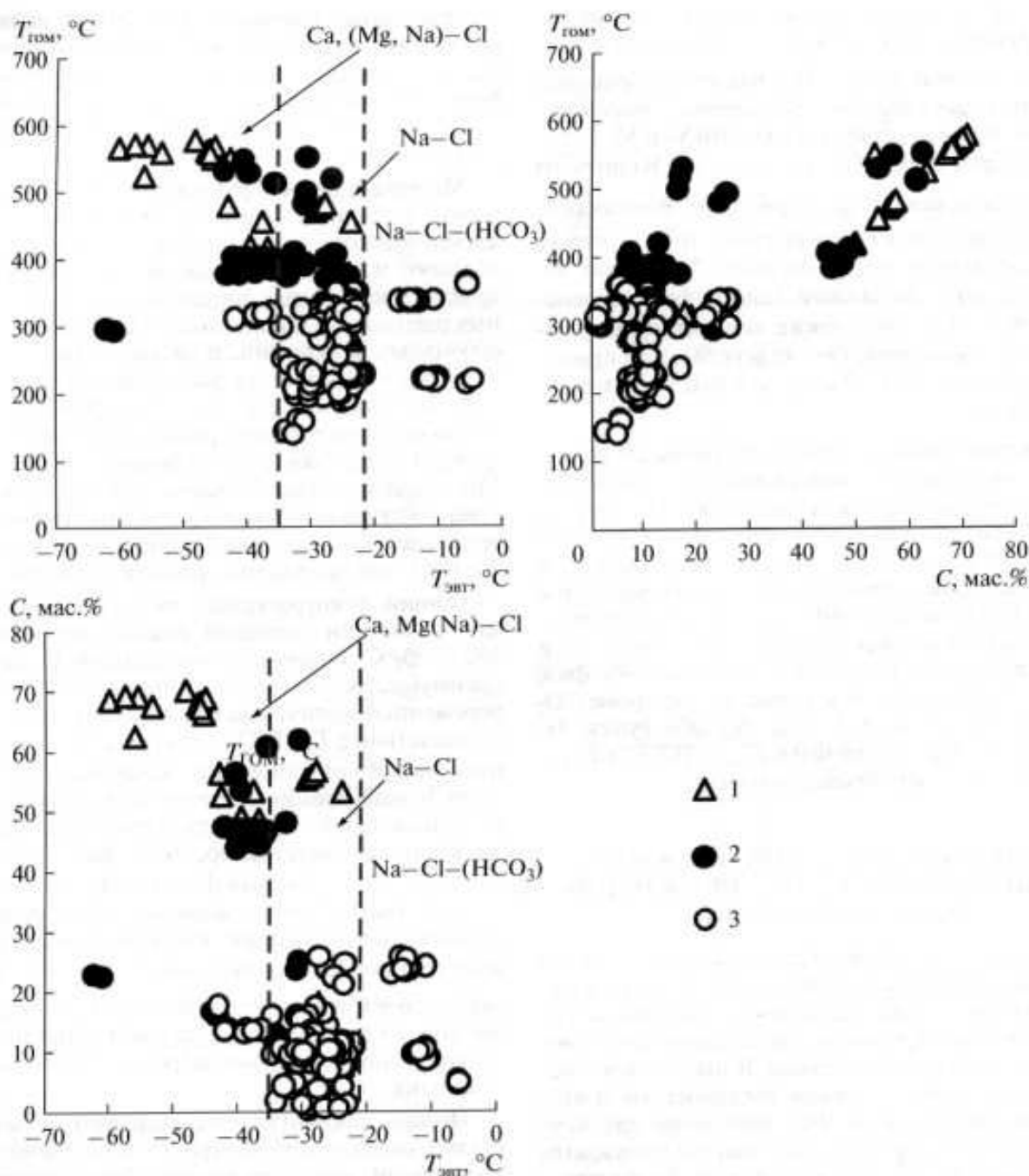
Результаты изучения флюидных включений позволяют проследить эволюцию флюидного режима в процессе формирования минерализации дорудной, кварц-молибденитовой и золото-полиметаллической стадий Бугдаинского месторождения (фиг. 14).

Минерализация дорудной стадии была сформирована в заключительный период кристаллизации магматического очага, в период отделения от него солевого и газового флюидов. На это указывает присутствие в кварце дорудной стадии сингенетичных расплавных (силикатных и солевых) и газовых флюидных включений. В дальнейшем, как свидетельствуют сингенетичные водно-солевые и газовые ФВ, солевой расплав трансформировался в водно-солевой расплав–рассол, но минералообразующая среда все еще оставалась гетерогенной. Многократное преобладание газовых или преимущественно газовых ФВ над другими их типами свидетельствует о значительной роли летучих компонентов в ранний период минералообразования.

Общий температурный интервал образования минерализации дорудной стадии составлял 570–280 (± 20)°C. Водно-солевой расплав–рассол имел преимущественно хлоридный состав и содержал переменные количества Ca, Na и Mg. При этом, в соответствии с $T_{\text{зпт}}$ ФВ F-типа (табл. 5), в его составе присутствовали заметные количества сульфат-иона. Концентрация и плотность этого флюида достигали высоких для гидротермального раствора значений (соответственно, 70–50 мас. %-экв. NaCl и 1.5–1.2 г/см³). Газовая фаза водно-солевых ФВ и малоплотного газового флюида, по данным Рамановской спектроскопии, имела водно-углекислотный состав. Однако значения $T_{\text{ш CO}_2}$ в интервале –60...–56.9°C в некоторых ФВ типа F-1 предполагают присутствие в составе газовой фазы примесей других газов, по крайней мере, периодическое или локальное.

Поздние порции гидротермального раствора этой стадии, отложившие минералы кварц-магнетитовой ассоциации, характеризовались Na-хлоридным составом с концентрацией от 19 до 8 мас. %-экв. NaCl и присутствием в составе флюидов помимо CO_2 небольшого количества O_2 (1.5 мол. %).

Минерализация кварц-молибденитовой стадии формировалась при температурах 560–300 (± 20)°C, близких таковым в дорудную стадию. Ранний период формирования кварца из приалябантовых частей кварц-молибденитовых полосчатых жил характеризуют немногочисленные двухфазные ФВ с $T_{\text{гом}} = 561–518^\circ\text{C}$, концентрацией 17–16 мас. %-экв. NaCl и низкой плотностью (~ 0.5 г/см³). Эти данные могут указывать на поступление в этот период в гидротермальную систему гомогенных малоплотных флюидов. Однако основная минерализация кварц-молибденитовой стадии, судя по количественному соотношению ФВ различных типов, была сформирована



Фиг. 14. Температуры гомогенизации, температуры эвтектики и концентрации растворов флюидных включений в минералах различных стадий Бутдаинского месторождения (по данным микротермометрии).

1 – дорудная стадия; 2 – кварц-молибденовая стадия; 3 – золото-полиметаллическая стадия.

рована при участии гетерогенных флюидов (фиг. 14). Концентрация и плотность водно-солевого раствора были несколько ниже, чем во флюидах дорудной стадии, и составляли соответственно 62.0–45.7 мас. %-экв. NaCl, и 1.3–1.1 г/см³. Низкоплотный газовый флюид имел водно-углекислотный состав. Примесь N₂ и H₂S (не более 2 мол. %) зафиксирована в составе ФВ в участках жил, где отлагался молибденит.

Прожилковидные скопления молибденита в центральных частях кварц-молибденитовых жил отлагались при температурах от 550 до 390°C из гетерогенного флюида. В этих же участках жил довольно часто наблюдаются газовые ФВ, в которых присутствуют включения рудного минерала в виде шестигранных пластинок, вероятно, MoS₂. С учетом данных о преимущественном фракционировании Mo при кристаллизации магм в паровую фазу (Tingle, Fenn, 1984; Candela, Holland, 1981; Bernard,

1990), нельзя исключить, что кристаллизация некоторой части молибденита происходила из мало-плотного газового флюида. Кристаллы MoS_2 встречаются и в более низкотемпературных двухфазных ФВ. Это, очевидно, указывает на то, что отложение молибденита не было одноактным и совершалось в широком температурном диапазоне.

Отложение минерализации золото-полиметаллической стадии происходило в интервале температур 360–200 (± 20)°С. Минералообразующая среда представляла собой гомогенные гидротермальные флюиды Na-хлоридного (или бикарбонатно-хлоридного) состава. Концентрация флюидов варьировала от 26 до 3 мас. %-экв. NaCl, с максимальными значениями при температурах 330–240°С (фиг. 14). Плотность флюидов постепенно повышалась к концу процесса, составляя 0.64 г/см³ при температурах около 360°С и 0.94–0.91 г/см³ при температурах 225–205°С. Газовая фаза флюидов состояла из углекислоты (99.5–99.0 мол. %) с небольшой примесью H_2 и N_2 (менее 1 мол. %).

Самородное золото I отлагалось Na-хлоридными флюидами с концентрацией 23–21 мас. %-экв. NaCl в температурном интервале 330–260°С. Позднее, из относительно низкотемпературных (240–190°С) флюидов Na-хлоридного (или Na-бикарбонатно-хлоридного) состава с концентрацией 16–7 мас. %-экв. NaCl происходило образование минеральных ассоциаций с более распространенным на месторождении электрумом (самородное золото II) (фиг. 14).

Газовые ФВ и газовая фаза многофазных ФВ, характеризующих флюиды дорудной стадии, из которых кристаллизовался ранний кварц кварц-молибденитовой стадии, содержали в основном CO_2 и даже O_2 . Формирование молибденита и рудной минерализации золото-полиметаллической стадии также происходило из флюидов, основным газовым компонентом которых являлась углекислота, но с небольшой (в сумме не более 2 мол. %) примесью газов-восстановителей N_2 , H_2S и H_2 .

Известно, что O_2 и H_2 являются обычными компонентами газовой фазы ФВ в минералах урановых месторождений, где они образовались вследствие радиолиза воды под действием радиоактивного излучения (Dubessy *et al.*, 1988). Также H_2 встречается в составе газов ФВ на месторождениях, локализованных в осадочных толщах, содержащих органику (Бортников и др., 2005). Сведения о присутствии O_2 на месторождениях, не содержащих урановой минерализации, в известной нам литературе отсутствуют, и в нашей практике O_2 в составе ФВ обнаружен впервые. Существенно углекислотный состав газовой фазы ФВ, присутствие сульфат-иона в растворе и O_2 указывают, по нашему мнению, на высокую степень окисленности флюидов, сформировавших кварц дорудной стадии.

N_2 мог образоваться при разрушении силикатов, содержащих аммоний, в которых азот в форме иона

NH_4^+ изоморфно замещает калий (Duit *et al.*, 1986; Botrell *et al.*, 1988; Botrell, Miller, 1990). Сера $\text{H}_2\text{S}_{\text{aq}}$ скорее всего, судя по данным изотопных исследований, имела магматическое происхождение. H_2 , как упоминалось выше, по-видимому, мог появиться вследствие взаимодействия магматогенных флюидов с вмещающими породами.

Появление газов-восстановителей указывает на весьма значительное изменение Eh-потенциала минералообразующих флюидов. Очевидно, что это происходило достаточно резко, может быть скачкообразно. Этот вывод следует из того, что одни и те же ФВ VLS₁-типа содержат не только оксид железа в виде включений в кристаллах галита (фиг. 12в), но и изолированные кристаллы молибденита (фиг. 12г, 12д), и небольшое количество N_2 в газовой фазе. По нашему мнению, изменение окислительно-восстановительного состояния флюидов, вызванное появлением восстановителей в период формирования рудной минерализации могло явиться одним из основных факторов, вызвавших рудоотложение.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Бугдаинское золотоносное Mo(W)-месторождение (Восточное Забайкалье, Россия) приурочено к штоку риолит(гранит)-порфиров в центральной части вулcano-купольной структуры, расположенной в пределах крупного Ундинского плутона варисских гранитоидов. По своим характеристикам оно соответствует месторождениям типа Клаймакс или риолитовому субклассу Mo-порфировых месторождений, но отличается от них наличием промышленных запасов золота. Золотоносность месторождения связана с распространенным в его юго-восточной части жильным и жильно-прожилковым Au-Pb-Zn оруденением.

2. На месторождении широко проявлены концентрически-зональные, развитые вокруг штока риолит(гранит)-порфиров метасоматические изменения пород, выходящие за пределы рудных тел. От центра к периферии зона калиевого метасоматоза (калишпатовые и флогопит-калишпатовые метасоматиты) в эндо- и экзоконтактах штока с наложенным на нее окварцеванием сменяется зоной K-Mg-метасоматоза (флогопитовые метасоматиты), далее – пропилитами хлорит-актинолит-эпидотового состава и затем серицитовыми метасоматитами. Подобного рода метасоматическая зональность характерна практически для всех Mo-порфировых месторождений типа Клаймакс.

3. Наиболее распространенные на Бугдаинском месторождении, контрастно различающиеся по минерало-геохимическим и морфологическим особенностям, штокверковый и жильно-штокверковый W-Mo и жильный и жильно-прожилковый Au-Pb-Zn-типы оруденения, пространственно разобщены. Первый из них образует в центральной части место-

рождения вокруг штока риолит(гранит)-порфиров разрезанный штокверк минерализованных трещин и жил, которые контролируются меридиональной, северо-восточной и кольцевой системами нарушений. Основная часть второго в виде кварц-сульфидных жил и прожилков с золото-полиметаллической минерализацией локализована в юго-восточной части месторождения и приурочена, главным образом, к северо-западным, реже — меридиональным разрывным структурам.

4. Руды Бугдаинского месторождения характеризуются наиболее разнообразным минеральным составом среди Mo-порфировых месторождений риолитового субтипа. В настоящее время здесь благодаря использованию современных методов исследования установлено более 70 слагающих руды минералов, среди которых наиболее распространены: пирит, галенит, сфалерит, молибденит, халькопирит, шеелит. Реже встречаются арсенопирит, блеклые руды с широкими вариациями As и Sb, вольфрамит. Постоянно, но в малых количествах, особенно в обогащенных золотом рудах, отмечаются самородные золото и серебро, электрум, кюстелит, разнообразные сульфосоли, включая минералы айкинитовой серии, магильдит-галенитового ряда, системы Cu-Ag-Pb-Bi-S, полибазит, Те-полибазит, стибнопирсеит, бурнонит, буланжерит, тетрадимит, сервеллит, Ag-Cd-Hg-содержащие блеклые руды, а также амальгамы серебра, джалиндит, гринокит, молибденсодержащий штолыцит.

5. Гидротермальная минерализация Бугдаинского месторождения образована в результате многоактного процесса, в течение четырех основных стадий. На заключительном этапе кристаллизации субвулканического штока риолит(гранит)-порфиров происходили высокотемпературные преобразования вмещающих пород в виде последовательного образования калишпатовых метасоматитов, кварцевых и кварц-магнетитовых прожилков дорудной стадии. Вслед за ними сформировалась штокверковая и жильно-прожилковая W-Mo-минерализация кварц-молибденитовой стадии. Серицитизация, пиритизация и последующее образование кварц-сульфидных жил и прожилков с самородным золотом, с сульфидами полиметаллов и разнообразными Ag-Cu-Pb-Bi-Sb-сульфосолями и теллуридами золото-полиметаллической стадии происходили после изменения регионального плана тектонических деформаций. Завершался гидротермальный процесс отложением аргиллизитовой (кварц-каолинит-сметитовой) ассоциации послерудной стадии.

6. Минерализация зоны окварцевания дорудной стадии формировалась в заключительный период становления магматического очага при температурах 550–300 (± 20)°C в условиях несмешиваемых водно-солевого Na-Ca-Mg-хлоридно-(сульфатного) флюида, концентрация и плотность которого достигала уникально высоких значений (70.5 мас. %-экв. NaCl и

1.5 г/см³), и низкоплотного водно-углекислотного газового флюида. Кварц-магнетитовая минеральная ассоциация, завершавшая образование дорудной минерализации, отлагалась из гомогенного водно-углекислотного Na-хлоридного флюида, содержащего O₂. Минералообразование происходило в условиях высокой степени окисленности флюидов.

Формирование штокверкового и жильно-прожилкового шеелит-молибденитового оруднения кварц-молибденитовой стадии происходило при температурах 550–300 (± 20)°C из флюидов магматического происхождения. Основная масса молибденита отлагалась из рассолов в условиях несмешиваемых высокосолевого Mg-Na-Ca-хлоридного и низкоплотного водно-углекислотного флюидов. Некоторая часть молибденита кристаллизовалась из газового флюида, а также из гомогенного гидротермального Na-Ca-Mg-хлоридно-бикарбонатного флюида. В газовой составляющей флюидов, помимо углекислоты, присутствовала примесь N₂ и H₂S, что, наряду с наличием в одних и тех же вакуолях оксида железа и молибденита, свидетельствует о резкой смене окислительно-восстановительного состояния флюидов.

Отложение кварц-сульфидной минерализации с самородным золотом золото-полиметаллической стадии совершалось при более низких температурах (360–200 ± 20 °C) из гомогенных Na-K-Cl(HCO₃, SO₄) гидротермальных растворов с заметной долей коровой составляющей, соленость которых варьировала от умеренной до низкой. Газовая фаза флюидов имела углекислотный состав и содержала около 2 мол. % примесей H₂ и N₂.

Предполагается, что отложение рудной минерализации обусловлено вариациями Eh-состояния флюида.

7. Своеобразие Бугдаинской рудообразующей системы и ее золотоносность определяются: 1) расположением в узле пересечения Кличкинско-Дарасунской (Au-Pb-Zn) и Шахтаминской (Mo-W-Sn) рудоконцентрирующих структур; 2) сочетанием штокверковой W-Mo-минерализации порфирового типа с Au-Pb-Zn-жильно-прожилковым оруднением; 3) спецификой флюидного режима, которая была обусловлена высокой насыщенностью магматическими летучими компонентами отделившейся от материнского интрузива флюидной фазы, ее последующей эволюцией при подъеме к поверхности в результате как расслоения на низкоплотный пар и гиперсоленую жидкость, так и взаимодействия с боковыми породами и смешения с окисленными приповерхностными водами сульфатно-гидрокарбонатного состава.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы искренне признательны Т. Ломм (Университет Пуанкаре, Франция), которая провела

изучение ФВ методом Рамановской спектроскопии, и благодарят С.Е. Борисовского, Т.И. Голованову, С.И. Гаврилову, А.Л. Керзина, Л.А. Левицкую, А.В. Мохова, Л.П. Носика, Н.В. Трубкина, А.И. Цепина и А.И. Якушева за выполнение аналитических исследований.

Работа выполнена в рамках Программ ОНЗ-2 и ОНЗ-5 РАН (проекты "Флюидно-магматические рудообразующие системы, ассоциированные с кислым магматизмом: геологическое строение, длительность формирования, источники металлов и флюида и их геолого-генетические модели" и "Условия нахождения и образования наноразмерных частиц минералов в горных породах и рудах, их структура и физические свойства"), а также Российского фонда фундаментальных исследований (проект 10-05-00354).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абрамов С.С., Рассказов А.В. Механизм формирования рудоносных высокофтористых магм и колебательная кристаллизация кварца // Геология руд. месторождений. 1997. Т. 39. № 3. С. 279–289.
- Андреева О.В., Головин В.А. Метасоматические процессы на месторождениях мезозойских областей внутриплитной магматической активизации (Восточная Монголия, Забайкалье) // Геология руд. месторождений. 2001. Т. 43. № 3. С. 227–242.
- Андреева О.В., Головин В.А., Козлова П.С. и др. Эволюция мезозойского магматизма и рудно-метасоматических процессов в Юго-Восточном Забайкалье (Россия) // Геология руд. месторождений. 1996. Т. 38. № 2. С. 115–130.
- Борисенко А.С. Изучение солевого состава газовой жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–27.
- Бортников Н.С., Ханчук А.И., Крылова Т.Л. и др. Геохимия минералообразующих флюидов некоторых оловорудных гидротермальных систем Сихоте-Алиня (Дальний Восток, Россия). // Геология руд. месторождений. 2005. Т. 47. № 6. С. 537–570.
- Генкин А.Д., Муравьева И.В. Индит и джалиндит – новые минералы индия // Зап. ВМО. 1963. Сер. 2. Ч. 92. Вып. 4. С. 445–458.
- Гордеев В.И., Красников В.И. Бугдаинское золото-молибденовое месторождение // Вещественный состав и обогащение руд и россыпей Восточного Забайкалья. Чита: Поиск, 2001. С. 207–222.
- Добровольская М.Г., Шадлун Т.Н. Минеральные ассоциации и условия формирования свинцово-цинковых руд. М.: Наука, 1974.
- Зонешайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1.
- Ельс С., Коваленкер В.А., Габер М. Парагенетические ассоциации минералов золота и серебра в рудах месторождения Банска Штьявница и Годруша (Западные Карпаты, Словакия): минералогия, вариации химического состава и условия образования // Роль минералогии в познании процессов рудообразования. М.: ИГЕМ РАН, 2007. С. 178–183.
- Карякин Ю.В., Ангелов И.И. Чистые химические реактивы. М.: ГХИ, 1955.
- Киселева Г.Д., Коваленкер В.А., Трубкин Н.В. и др. О нахождении редких минералов In, Cd, Mo и W в золото-полиметаллических жильных рудах Au-Mo(W)-порфиrowого Бугдаинского месторождения (Восточное Забайкалье, Россия) // Новые данные о минералах. 2008. Вып. 43. С. 13–22.
- Коваленкер В.А., Крылова Т.Л., Киселева Г.Д., Кизай И.Н. Условия формирования Au-Mo(W)-Pb-Zn руд Бугдаинского месторождения (Восточное Забайкалье, Россия) // Докл. РАН. 2007. Т. 416. № 1. С. 96–99.
- Колтун Л.И., Пизнюр А.В. Результаты исследований включений в минеральных ассоциациях Бугдаинского молибденово-полиметаллического месторождения // Минерал. сборник. 1970. Вып. 3. № 24. С. 274–285.
- Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С. Медно-порфировые месторождения мира. М.: Недра, 1987.
- Кормилицын В.С. Основные черты мезозойской металлогении Восточного Забайкалья // Сов. геология. 1959. № 11. С. 96–109.
- Круглова В.Г., Чернов Б.С., Евдохин А.Г., Пастухова Е.С. Особенности молибденового штокверкового месторождения Восточного Забайкалья // Сов. геология. 1965. № 3. С. 118–124.
- Носик Л.П. Изотопные методы при изучении минералообразования. М.: Наука, 1986.
- Пизнюр А.В. К вопросу о температурах и давлении при формировании минеральных ассоциаций молибденовых и молибденово-полиметаллических месторождений // Минерал. сборник. 1970. Вып. 4. № 24. С. 437–441.
- Повилайтис М.М. Вопросы генезиса и поисковое значение ритмично-зональных гранитных тел // Петролого-минералогические особенности пород и технических камней. М.: Наука, 1979. С. 205–209.
- Реддер Э. Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1987. Т. 1.2.
- Соловьев Е.Г., Стрельцов В.А., Чухрова О.Ф. О составе выделений самородного золота и их распределение по минералам матрицам в полиметаллических жилах молибденового месторождения Бугдая (Восточное Забайкалье) // Локальные методы исследования вещества. Суздаль, 1993. С. 99–102.
- Тихонов Н.Д. Об условиях формирования штокверкового месторождения, связанного с субвулканическими жерлами (Забайкалье) // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1962. № 7. С. 76–86.
- Томсон И.Н. Глубинные разломы, их рудоконтролирующее значение и методы изучения // Литологические и структурные факторы размещения оруденения в рудных районах. М.: Недра, 1964. С. 76–155.
- Томсон И.Н. О рудоконцентрирующих структурах Восточного Забайкалья // Новые данные по магматизму и минерализации в рудных районах Востока СССР. М.: Наука, 1971. С. 6–13.
- Уайт У., Букстром А.А., Камилли З.Дж. и др. Основные черты происхождения молибденовых месторождений типа Клаймакс // Генезис рудных месторождений. М.: Мир, 1984. Т. 1. С. 334–400.

- Харитонов Ю.Ф., Четкин В.Е., Шевчук Г.А. и др.* Минерально-сырьевые ресурсы Читинской области. Чита, 2003. С. 94–99.
- Шеглов А.Д.* Основные проблемы современной металлогении. Л.: Недра, 1987.
- Becker S.P., Fall A., Bodnar R.J.* Synthetic fluid inclusions. XVII. PVTX properties of high salinity H₂O–NaCl solutions (>30 wt. % NaCl): application to fluid inclusions that homogenize by halite disappearance from porphyry copper and other ore deposits // *Econ. Geol.* 2008. V. 103. P. 539–554.
- Bernard A.* Volatile transport and deposition of Mo, W and Re in high magmatic fluids. // *Applied Geochemistry.* 1990. V. 5. P. 317–326.
- Bindi L., Evain M., Spry P.G., Menchetti S.* The pearceite-polibasite group of minerals: crystal chemistry and new nomenclature rule // *Amer. Mineralogist.* 2007. V. 92. P. 918–925.
- Bodnar R.J., Vityk M.O.* Interpretation of microthermometric data for H₂O–NaCl fluid inclusions // *Fluid inclusions in minerals: methods and applications.* Pontignano-Siena, 1994. P. 117–130.
- Botrell S.N., Miller M.F.* The geochemical behavior of nitrogen compounds during the formation of black shale hosted quartz-vein gold deposits, North Wales // *Applied Geochemistry.* 1990. V. 5. № 3. P. 289–296.
- Botrell S.N., Carr L.P., Dubessy J.* A nitrogen-rich metamorphic fluid and coexisting minerals in slates from North Wales // *Mineral Magazine.* 1988. V. 52. Pt. 4. P. 451–457.
- Brown P.E.* FLINCOR: a microcomputer program for the reduction and investigation of fluid inclusions data // *Amer. Mineralogist.* 1989. V. 74. P. 1390–1399.
- Candela P.A., Holland D.* The effect of fluorine on the partitioning of molybdenum between a magma and a hydrothermal // *Geological Society of America Abstracts with Programs.* 1981. V. 13. P. 422.
- Crawford M.L.* Fluid inclusions: applications to petrology // *Mineral. Association of Canada. Short Course. Handbook 6.* 1981. P. 75–100.
- Davis D.W., Lowenstein T.K., Spenser R.J.* Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl–H₂O, NaCl–KCl–H₂O, NaCl–MgCl₂–H₂O and CaCl₂–NaCl–H₂O // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1990. V. 54. P. 591–601.
- Dubessy J., Pagel M., Beny J.M., et al.* Radiolysis evidenced by H₂–O₂ and H₂–bearing fluid inclusions in three uranium deposits // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1988. V. 52. № 5. P. 1155–1168.
- Duit W., Jansen J. H., Breemen A., Bos A.* Ammonium micas in metamorphic rocks as exemplified by Dome de L'Agourt (France) // *Amer. J. Science.* 1986. V. 286. № 9. P. 702–732.
- Field C.W., Fifiarek R.H.* Light stable-isotope systematic in the epithermal environments // *Rev. in Econ. Geol.* 1985. V. 2. P. 99–128.
- Fricke R., Seits A.* Kristalline hydroxide des indiums und scandiums // *Zeitschr. Anorg. Chem.* 1947. Bd. 255. H. 1–3. P. 13–15.
- Ishihara S.* The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks // *Mining Geology.* 1977. V. 27. P. 293–305.
- Ohmoto H., Goldhaber M.B.* Sulphur and carbon isotopes. // *Geochemistry of hydrothermal ore deposits.* N.Y.: Wiley and Sons, 1997. P. 517–612.
- Potter R.W., Cline M.A.* Pressure correction for fluid inclusion homogenization temperatures (abstr.) // *5th Symp. IA-GOD, Snowbird, Alta, Utan,* 1978. P. 146.
- Seedorf E., Dilles J.H., Proffett J.N., et al.* Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogen features // *Econ. Geol.* 2005. 100th Anniversary V. P. 251–298.
- Spenser R.J., Moller N., Weare J.H.* The prediction of mineral solubilities in mineral waters: a chemical equilibrium model for the Na–K–Ca–Mg–Cl–SO₄ system at temperatures below 25°C // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1990. V. 54. P. 575–602.
- Tingle T.N., Fenn P.M.* Transport and concentration of molybdenum in granite-molybdenite systems: effects of fluorine and sulfur // *Geology.* 1984. № 12. P. 156–158.
- Voudouris P., Spry P.* A new occurrence of cervelleite-like phases and Te-polibasite from gold-bearing veins in metamorphic rocks of the cycladic blueschist unit, Greece // *Int. Geol. Congress, 2008.* <http://www.33igc.org/1350917.html>.
- Warmada I.W., Lehmann B.* Polimetallische sulfides and sulfosalts of the Pongkor epithermal gold-silver deposit, West Java, Indonesia // *The Canad. Mineralogist.* 2003. V. 41. P. 185–200.