

УДК 553.21/24:553.261

ЗОЛОТО-СУРЬМЯНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ САРЫЛАХ И СЕНТАЧАН (САХА-ЯКУТИЯ): ПРИМЕР СОВМЕЩЕНИЯ МЕЗОТЕРМАЛЬНЫХ ЗОЛОТО-КВАРЦЕВЫХ И ЭПИТЕРМАЛЬНЫХ АНТИМОНИТОВЫХ РУД

© 2010 г. Н. С. Бортников*, Г. Н. Гамянин*, О. В. Викентьева*,
В. Ю. Прокофьев*, А. В. Прокопьев**

* Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
119017, Москва, Ж-17, Старомонетный пер., 35

** Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН
677980, Якутск, просп. Ленина, 39

Поступила в редакцию 11.03.2010 г.

Приведены новые минералогические, термобарометрические и изотопно-геохимические данные, которые свидетельствуют о сложной и длительной истории формирования золото-сурьмяных месторождений Сарылах и Сентачан, обусловленной геодинамическими условиями развития региона, совмещением в общих рудолокализирующих структурах разновременных типов оруденения и разными источниками вещества последних.

Месторождения располагаются в Тарынской металлогенической зоне Восточно-Якутского металлогенического пояса в центральной части Верхояно-Колымской складчатой области. Они контролируются зоной регионального Адыча-Тарынского разлома, разделяющего Кулар-Нерский террейн и западную часть Верхоянского складчато-надвигового пояса. Разлом характеризуется выдержанностью по простиранию линейных северо-западных складчатых структур, большой глубиной заложения и неоднократной активизацией. Рудные тела представлены минерализованными зонами дробления, сопровождающимися сульфидизированными (до 100 м) кварц-серицитовыми метасоматитами и замещающими их диккит-пиррофиллитовыми изменениями около антимонитовых прожилков. Выявлено два этапа минерализации: малосульфидный золото-кварцевый и антимонитовый. Установлены близкие значения режима формирования раннего золотоносного молочно-белого кварца в рудных телах с антимонитовой минерализацией месторождений Сарылах и Сентачан в интервале температур 340–280°C, с концентрациями солей 6.8–1.6%-экв. NaCl, давлении флюида 3430–1050 бар из бикарбонатно-натриевого флюида. Интервалы величин солености флюида обоих месторождений перекрываются. В позднем регенерированном кварце, сопровождающем антимонитовую минерализацию, флюидные включения содержали водный раствор с концентрацией солей 3.2 мас. %-экв. NaCl и гомогенизировались в жидкость при 304–189°C. Сингенетичные им существенно газовые включения содержали азот с плотностью 0.19 г/см³. Оценка давления при температуре 189°C составляет 300 бар. Состав захваченного флюида можно охарактеризовать как бикарбонат-сульфат-калиево-кальциевый.

Проанализирован изотопный состав серы пирита и арсенопирита из рудных зон и метасоматитов, а также крупно-, средне- и мелкозернистых динамометаморфизованных разновидностей антимонита. Для месторождения Сарылах получены следующие значения величин $\delta^{34}\text{S}$: арсенопирит $-2.0...-0.9\%$, пирит $-5.5...-1.1\%$, антимонит $-5.5...-3.6\%$. Для месторождения Сентачан величины $\delta^{34}\text{S}$ варьируют: арсенопирит $-0.8...+1.0\%$, пирит $+0.5...+2.6\%$, антимонит $-3.9...+0.6\%$. Сульфиды месторождения Сентачан несколько обогащены тяжелым изотопом серы. Изотопный состав кислорода раннего молочно-белого кварца варьирует для месторождения Сарылах от $+14.8$ до $+17.0\%$, для Сентачан — от $+16.4$ до $+19.3\%$, а для регенерированного кварца составляет $+16.5\%$ (Сарылах) и $+17.6...+19.8\%$ (Сентачан). Величины $\delta^{18}\text{O}$ карбонатов изменяются от $+15.0$ до $+16.3\%$ (Сарылах) и от $+16.7$ до $+18.2\%$ (Сентачан), значения $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов варьируют соответственно в интервалах $-9.5...-12.1$ и $-7.8...-8.5\%$. Рассчитанные величины $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ раннего флюида, равновесного с кварцем и доломитом, составляют при 300°C для месторождения Сарылах $+7.9...+10.1\%$, для месторождения Сентачан $+9.5...+12.4\%$. Для позднего флюида (200°C) $+4.9$ и $+6\%$ соответственно. Большинство полученных значений попадают в интервал, характерный для магматической воды ($\delta^{18}\text{O} = +5.5...+9.5\%$).

ВВЕДЕНИЕ

Золото-сурьмяные месторождения зеленокаменного пояса Южной Африки (District Kwekwe),

Центрального и Армориканского массивов Франции (Deposits Cevennes, Benevent, La Luccette), Чехии (Красна Гора) и Восточной Якутии (Сарылах, Сентачан, Малтан, Киньясь) давно привлекают внимание исследователей не только сложностью и многообразием своего минерального состава, но и спе-

Адрес для переписки: Н.С. Бортников. E-mail: bns@ig-em.ru.

цифическими взаимоотношениями минералов, связанными с широко проявленными коррозионными явлениями и новообразованными парагенезисами. В золото-сурьмяных месторождениях Рудных Гор шахтеры, по образному выражению Г. Шнейдерхена (1957), называли антимонит “грабителем золота”, подразумевая, что наложение антимонитовой минерализации на золотую минерализацию вело к разуживанию последней.

Месторождения Сарылах и Сентачан — крупнейшие золото-сурьмяные месторождения России. Запасы месторождений оцениваются в 180 и 110 тыс. т сурьмы, 40 и 20 т золота при содержаниях в рудах от 8 до 35 г/т Au и от 20 до 30% Sb соответственно для месторождений Сарылах и Сентачан. Генезис месторождений является предметом оживленной дискуссии (Индолев и др., 1980; Бергер, 1978; Амузинский и др., 2001; Маначурянц, Маркова, 1977; Маначурянц и др., 1979; Прушинская, Маначурянц, 1981). Они рассматриваются как минеральный тип золото-кварцевых мезотермальных месторождений, связанных с гранитоидами (Ивенсен, Левин, 1975). В.И.Бергер (1978) считает их частью эволюционного ряда золоторудных и золотосодержащих месторождений, известных в этом регионе. Наиболее ранние из них золотоносные касситерит-вольфрамовые грейзены сменяются золото-шеелит-кварцевыми рудами, затем золото-пирит-арсенопиритовыми, далее золото-сульфоантимонит-кварцевыми, а золото-антимонит-кварцевые месторождения образуются последними. По мнению других исследователей, на золото-сурьмяных месторождениях проявлены два этапа рудообразования — золото-кварцевый и золото-антимонитовый (Voese, 1964; Назьмова, Спиридонов, 1977; Индолев и др., 1980), совмещенные в одних и тех же рудолокализирующих структурах. Высказывалось предположение, что золото-кварцевые и золото-сурьмяные руды образовывались из флюидов, поступающих из разных источников (Гамнин, 1974, 2001).

Б. Несбит с соавторами (Nesbitt *et al.*, 1989) выдвинул гипотезу о том, что ртутные и сурьмяные месторождения являются верхними частями, а мезотермальные золоторудные месторождения слагают низы крупных гидротермальных систем, приуроченных к региональным сдвиговым разломам в канадских Кордильерах. По их мнению, на сурьмяных месторождениях обнаружены свидетельства их образования в мезотермальных условиях. На ряде золото-сурьмяных месторождений выделено несколько стадий минерализации, из которых антимонитовая или золото-антимонитовая являются самыми поздними (Dill *et al.*, 1995; Ashley, Grow, 2004; Kontak *et al.*, 1996).

Являются ли Сарылах и Сентачан полигенными месторождениями в понимании Н.В. Петровской (1986)? Для этого необходимо найти свидетельства того, что на их площади в одних и тех же рудолокализирующих структурах совмещены руды различных ге-

нетических типов, образовавшихся из флюидов, поступающих из разных источников, формирование которых разорвано во времени. Следовательно, доказательством полигенности золото-сурьмяных месторождений Сарылах и Сентачан должно служить свидетельство проявления в регионе двух или более металлогенических этапов.

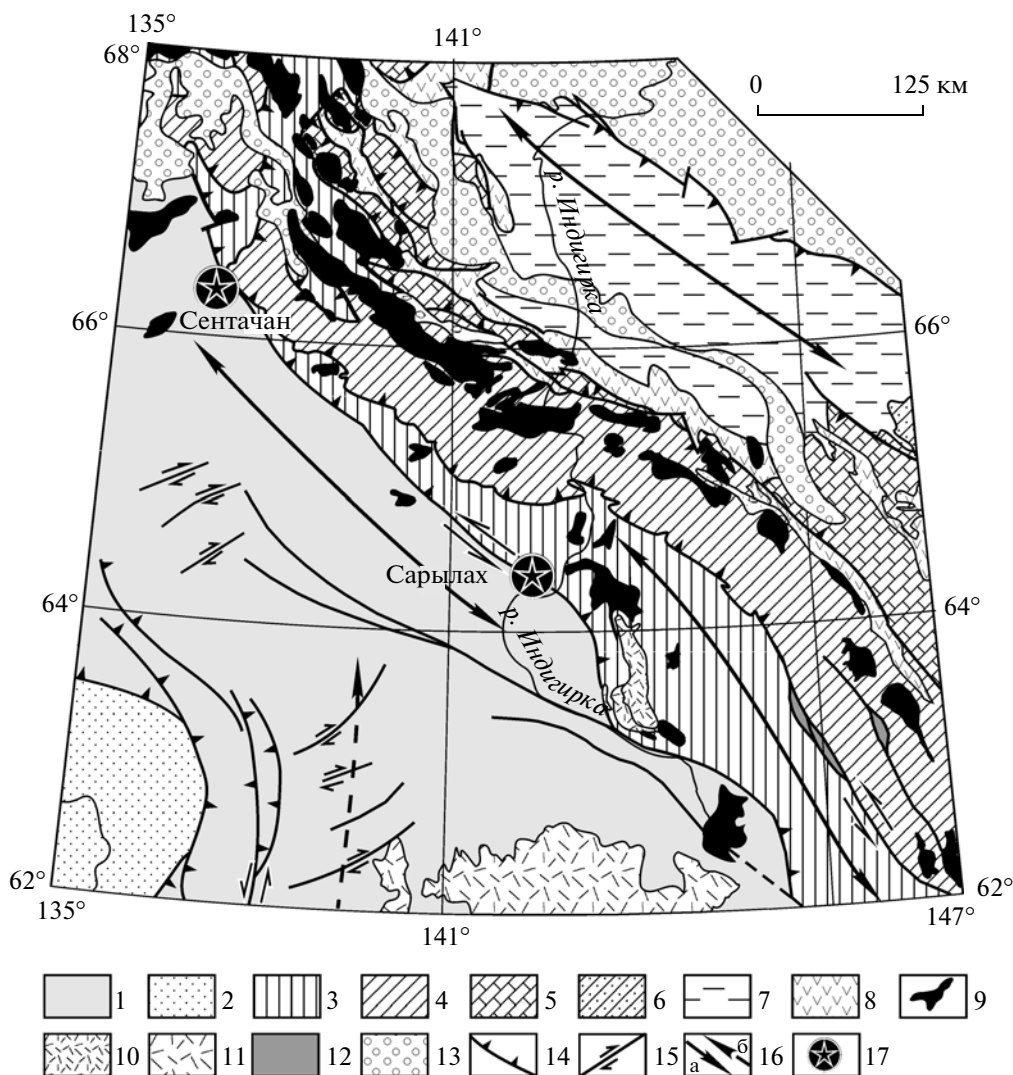
С целью понимания генезиса этих месторождений нами анализируется геодинамический режим развития и связанная с ним металлогения региона и проведены детальные минералогические исследования, анализ изотопного состава серы сульфидов, кислорода кварца, кислорода и углерода карбонатов, химического состава флюидов и *PT*-условий рудообразования.

ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ РЕГИОНА

Месторождения Сарылах и Сентачан расположены в Тарынской металлогенической зоне пост-аккреционного Восточно-Якутского металлогенического пояса. Они локализованы в центральной части Верхояно-Колымской складчатой области в зоне сочленения восточной окраины Северо-Азиатского кратона и Колымо-Омолонского микроконтинента. Месторождения залегают среди триасовых терригенных преимущественно песчано-сланцевых отложений континентальной окраины на юго-западном фланге Кулар-Нерского террейна. Этот террейн отделен зоной регионального Адыча-Тарынского разлома от западной части Верхоянского складчато-надвигового пояса (Тектоника ..., 2001). Адыча-Тарынский разлом выдержан по простирающему линейных северо-западных складчатых структур, имеет большую глубину заложения и подвергался неоднократной активизации (фиг. 1).

Тарынская металлогеническая зона локализована в пределах системы аккреционно-коллизийных складчатых поясов Северо-Востока России, являющихся частью огромного орогенического пояса, расположенного по периферии Тихого океана и продолжающегося на Аляску и в северо-американские Кордильеры. Верхояно-Колымская складчатая область сформировались в позднемезозойское время в основном в результате столкновения Северо-Азиатского кратона, Сибирского палеоконтинента и Колымо-Омолонского микроконтинента (Парфенов и др., 1993, 2003; Парфенов, 1995; Шпикерман, 1998; Шпикерман, Горячев, 1996). Выделяется несколько крупных этапов в ее становлении и развитии Адыча-Тарынского разлома.

Адыча-Тарынский разлом так же, как и другие высокоамплитудные надвиги в этой области, возник в позднеюрское время при фронтальных субдукционно-аккреционных процессах, произошедших при соприкосновении края Северо-Азиатского кратона и



Фиг. 1. Тектоническая схема зоны сочленения Северо-Азиатского кратона и Колымо-Омолонского микроконтинента. 1–3 – Северо-Азиатский кратон: 1 – Сибирская платформа, 2 – Верхоянский складчато-надвиговой пояс, 3 – Кулар-Нерский террейн; 4–7 – Колымо-Омолонский микроконтинент: 4 – Полоусно-Дебинский террейн, 5 – Омудевский террейн, 6 – Арга-Тасский террейн, 7 – Илин-Тасский антиклинорий; 8 – позднеюрские вулканиты Уяндино-Ясачненского пояса; 9 – мезозойские гранитоиды; 10 – позднеюрские–раннемеловые вулканиты Удско-Мургалского пояса; 11 – меловые вулканиты Охотско-Чукотского пояса; 12 – позднеюрские–позднемеловые впадины пулл-апарт; 13 – кайнозойские впадины; 14 – надвиги; 15 – сдвиги; 16 – оси антиклинориев (а) и синклинориев (б); 17 – местоположение месторождений Сентачан и Сарылах.

Колымо-Омолонского микроконтинента. В это же время образовались надсубдукционные вулканические комплексы Уяндино-Ясачненской дуги, гранитоиды Главного (Колымского) батолитового пояса и пояса золотоносных даек (Прокопьев и др., 2007; Акинин и др., 2009).

В раннем мелу столкновение Колымо-Омолонского микроконтинента с Северо-Азиатским кратоном продолжилось, но изменилось направление его смещения: он двигался под косым углом относительно кратона. В результате произошло закрытие небольшого залива Южно-Анхойского океана, возникли надвиговые структуры и внедрились гранитоиды

Северного пояса на северо-западном фланге микроконтинента (Тектоника..., 2001; Prokoriev, Oхman, 2009). В этот же период образовались гранитные плутоны поперечных поясов Западного Верхоянья и гранитоидные батолиты Южного Верхоянья (Прокопьев и др., 2003).

В это время Тихоокеанская плита субдуцирует в северо-западном направлении под континент. В результате возникает Удско-Мургалский вулканический пояс, а вдоль крупных региональных северо-западных разломов, сформированных ранее как надвиги, происходят сдвиговые смещения. Зона Адыча-Тарынского разлома также активизировалась: изменилось

направление движения блоков пород — вдоль нее произошли левосторонние сдвиги, взбросо-сдвиги, образовались присдвиговые дуплексы сжатия и ассоциирующие с ними складки с крутыми шарнирами, обусловившие деформацию более ранних кливажа и надвигов. В южной части Адыча-Тарынского разлома в это время внедряются многочисленные дайки и небольшие штоки субвулканических гранит-порфиров, U-Pb-возраст циркона из которых, определенный с помощью SHRIMP-метода, составляет 100 ± 5 млн. лет (неопубликованные данные), а в северной части — дайки лампрофиров. В конце раннего мела—позднем мелу на юго-востоке Верхояно-Колымской складчатой области формируется надсубдукционный Охотско-Чукотский вулканоплутонический пояс, а в ее центральной части — Индигирский пояс растяжения.

Таким образом, Верхояно-Колымская складчатая область и региональный Адыча-Тарынский разлом, к которому приурочены крупные золото-сурьмяные месторождения Сарылах и Сентачан, а также многочисленные золото-кварцевые, серебро-сурьмяные, сурьмяные и золото-сурьмяные месторождения и рудопроявления, претерпели длительную историю развития и неоднократную активизацию в позднемезозойское время в результате столкновения Северо-Азиатского кратона и Колымо-Омолонского микроконтинента, взаимодействия с океаническими плитами Тихого океана. При этом обстановки сжатия ранних субдукционно-аккреционных процессов, представленные надвиговыми и последующими сдвиговыми деформациями, сменяются обстановками растяжения

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Месторождения Сарылах и Сентачан локализованы в терригенных преимущественно песчано-сланцевых отложениях верхнетриасового возраста на юго-западном фланге Кулар-Нерского террейна и располагаются на расстоянии 400 км друг от друга. Месторождение Сентачан находится на северо-западном фланге Адыча-Тарынского разлома в его висячем крыле в 300 м юго-восточнее его осевой зоны. Месторождение Сарылах, наоборот, приурочено к осевой зоне этого разлома.

Месторождение Сентачан

Геологическое строение. Месторождение сложено алевролитами и песчаниками среднего—верхнего нория и рэта. На северо-восточном фланге месторождения обнаружены выходы среднеюрских песчаников (фиг. 2). Залегание пород — моноклиналиное с северо-восточным падением под углами 70° — 80° . Структура рудного поля определяется сочетанием основных север-северо-западных “скрытых” взбросо-сдвигов с поперечными северо-восточными и

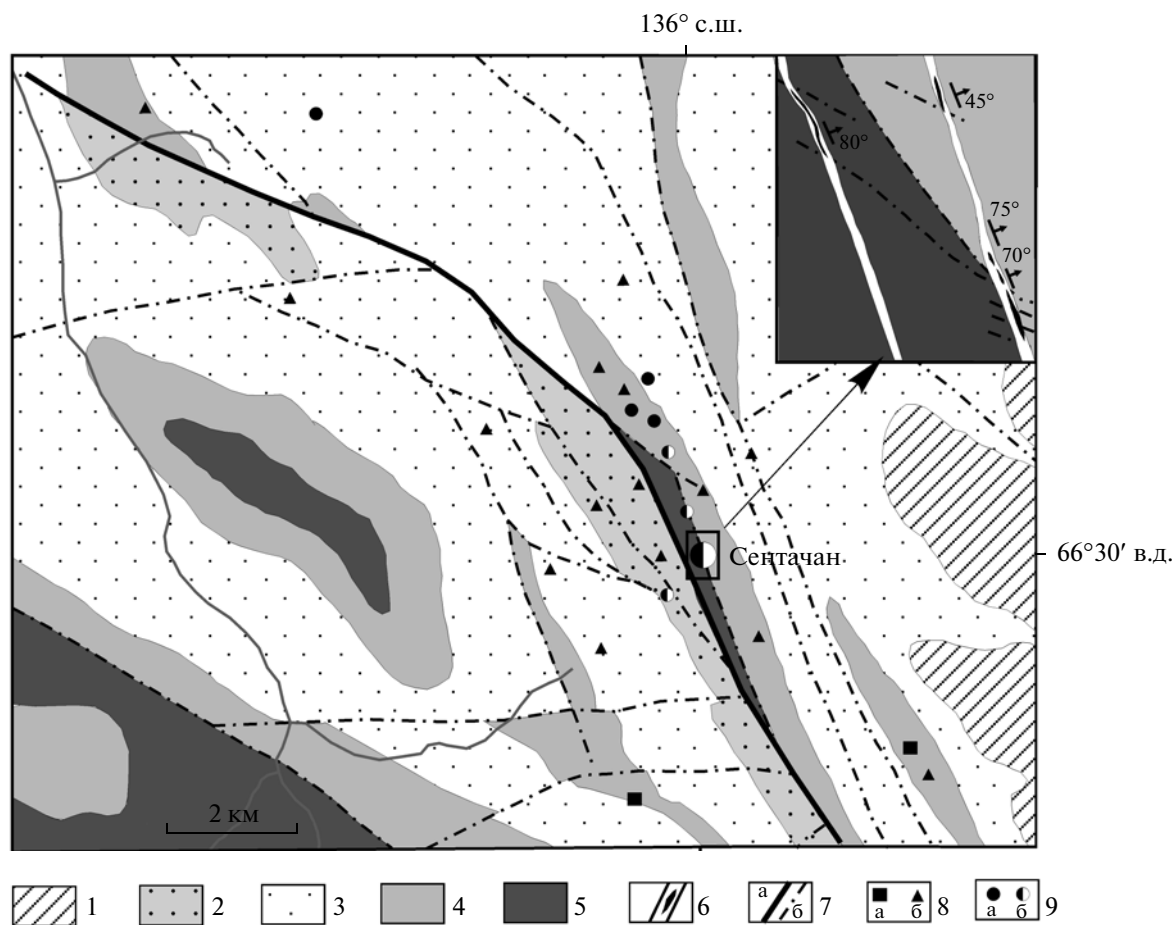
субширотными разломами. Кварц-антимонитовые рудные тела локализованы в двух субпараллельных Адыча-Тарынскому разлому взбросо-сдвигах северо-северо-западного простирания, падающих на восток под углами 40° — 70° (фиг. 2, врезка). Разрывные нарушения другой ориентировки вмещают кварцевые жилы с пирит-арсенопиритовой, халькопирит-сфалерит-галенитовой, а иногда и бурнонит-блеклорудной золотоносными ассоциациями.

Поперечные разломы отражают блоковое строение нижних структурных этажей. В юго-восточной части рудного поля отмечается поле биотитовых роговиков. Оно совпадает с магнитной аномалией. Среди роговиков обнаружены кварц-вольфрамитовые жилы с золото-висмутовой минерализацией, шеелитом и касситеритом. Эти данные могут указывать на существование на глубине гранитоидного массива, внедрение которого сопровождалось контактовым метаморфизмом вмещающих пород и гидротермальной деятельностью.

Рудные тела представлены зонами дробления с вкрапленностью идиоморфных зерен пирита и арсенопирита в метасоматически преобразованных породах и пирит-анкерит-кварцевыми прожилками. Внутри этих зон локализованы кварцевые и кварц-антимонитовые линзовидные тела. На месторождении установлено три основных линзовидных золото-кварц-антимонитовых рудных тела, простирающихся по азимуту 340° — 355° и падающих на восток под углами 35° — 60° . Протяженность кварц-антимонитовых линз не превышает 80 м по простиранию, мощность их не более 6 м. Минерализованные зоны прослежены до 450 м от поверхности. По данным бурения, с глубиной содержание антимонита существенно снижается, а кварца — возрастает, увеличивается содержание Au до 50—250 г/т и крупность выделений самородного золота. Среднее содержание Au в кварц-антимонитовых линзах составляет 35 г/т, а в прожилково-вкрапленных рудах — от 1 до 3 г/т.

Месторождение Сарылах

Геологическое строение. Месторождение сложено преимущественно верхненорийскими алевролитами и песчанистыми алевролитами с прослоями песчаников, смятыми в асимметричную антиклиналь шириной около 2 км. Юго-западное крыло антиклинали осложнено зоной Адыча-Тарынского разлома, представленного в районе месторождения двумя—тремя субпараллельными ветвями, из которых основной является Рудный разлом (фиг. 3). Плоскость смесителя разлома падает на северо-восток (40° — 75°) под углами 55° — 85° . На месторождении установлены субпараллельные взбросо-сдвиги северо-западного (310° — 330°) простирания. В восточной части месторождения выявлены поперечные разломы, основные — Секущий и Поперечный. Поперечный разлом смещает рудовмещающий Рудный разлом к северо-востоку на 60 м. В 2.5 км к северу от месторождения



Фиг. 2. Схематическая геологическая карта месторождения Сентачан (Владимиров, 1977).

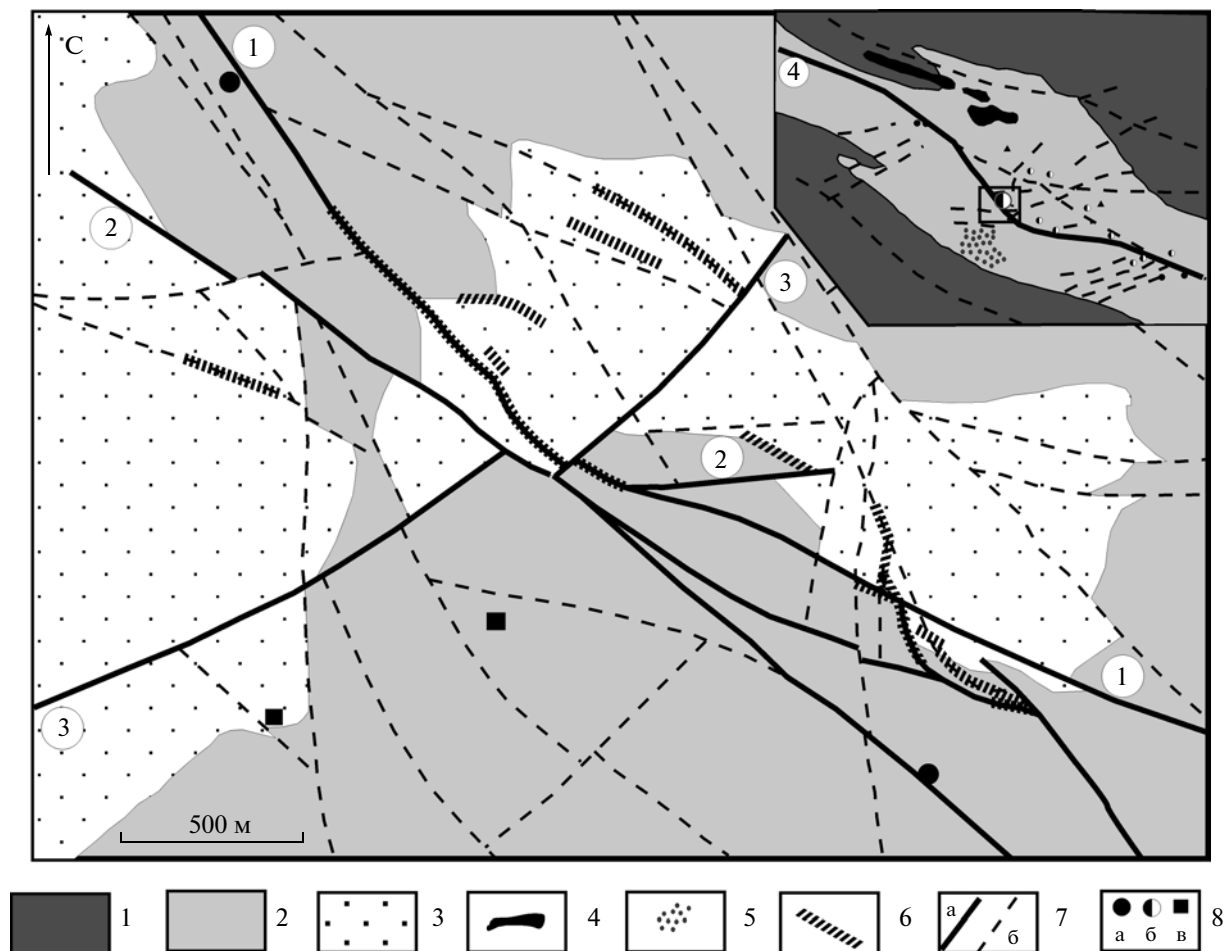
1–5 – терригенные породы: 1 – песчаники (J_2), 2 – алевролиты (T_3n_3+r), 3 – песчаники с линзами конгломератов (T_3n_3), 4 – алевролиты с прослоями песчаников (T_3n_2), 5 – алевролиты (T_3n_1); 6 – минерализованные зоны смятия и дробления (черное – рудные тела); 7 – разрывные нарушения: Адыча-Тарынский разлом (а), второстепенные разломы (б); 8, 9 – месторождения и рудопроявления: 8 – кварц-вольфрамитовые (а), малосульфидные золото-кварцевые (б), 9 – антимонитовые (а), золото-антимонитовые (б).

располагается штокообразное тело раннемеловых дацитов. Петрохимические характеристики этих пород во многом схожи с таковыми пород, составляющих крупный, площадью 1500 км², Тарынский субвулканический комплекс, приуроченный к Адыча-Тарынскому разлому. Вероятно, это могло бы свидетельствовать о комагматичности пород штока и Тарынского субвулканического комплекса. Изотопный возраст дацитов этого комплекса, согласно результатам U-Pb-датирования цирконов, 149.9 ± 1.2 млн. лет (Прокопьев и др., 2008). К юго-западу от штока выходят на поверхность слабо ороговикованные биотит-мусковитовые породы (фиг. 3, врезка). Геофизические аномалии позволяют предположить, что на глубине 500–700 м располагается купол интрузивного массива. Контактново-метаморфизованные породы обогащены оловом и вмещают кварц-сидеритовые прожилки с сереброносным галенитом (Амузинский и др., 2001). Высказывалось предположение, что эта гидротермальная минерализация вблизи месторож-

дения Сарылах связана с позднемеловым гранитоидным магматизмом, с которым обычно связаны месторождения касситерита (Флеров, 1976).

Рудные тела. На месторождении выявлено семь рудных тел, которые размещаются в трещинах, субпараллельных главному Рудному разлому или оперяющих его. Почти 90% запасов промышленных сурьмяных руд сосредоточено в главном рудном теле 1, которое прослежено по простиранию на 2 км, с мощностью от 0.8 до 17 м в раздувах (фиг. 4). Рудные тела представлены линзовидными кварц-антимонитовыми залежами среди выдержанных по простиранию и падению сульфидизированных зон смятия. Остальные рудные тела меньше на порядок по падению и простиранию.

На фиг. 5 показано распределение в вертикальной плоскости центральной части Рудного разлома мощностей зон тектонитов, кварца и антимонита в пределах основной кварц-антимонитовой линзы, прослеженной до 600 м по простиранию и до глубины



Фиг. 3. Схематическая геологическая карта месторождения Сарылах (Амузинский и др., 2001; Индолев и др., 1980; с изменениями).

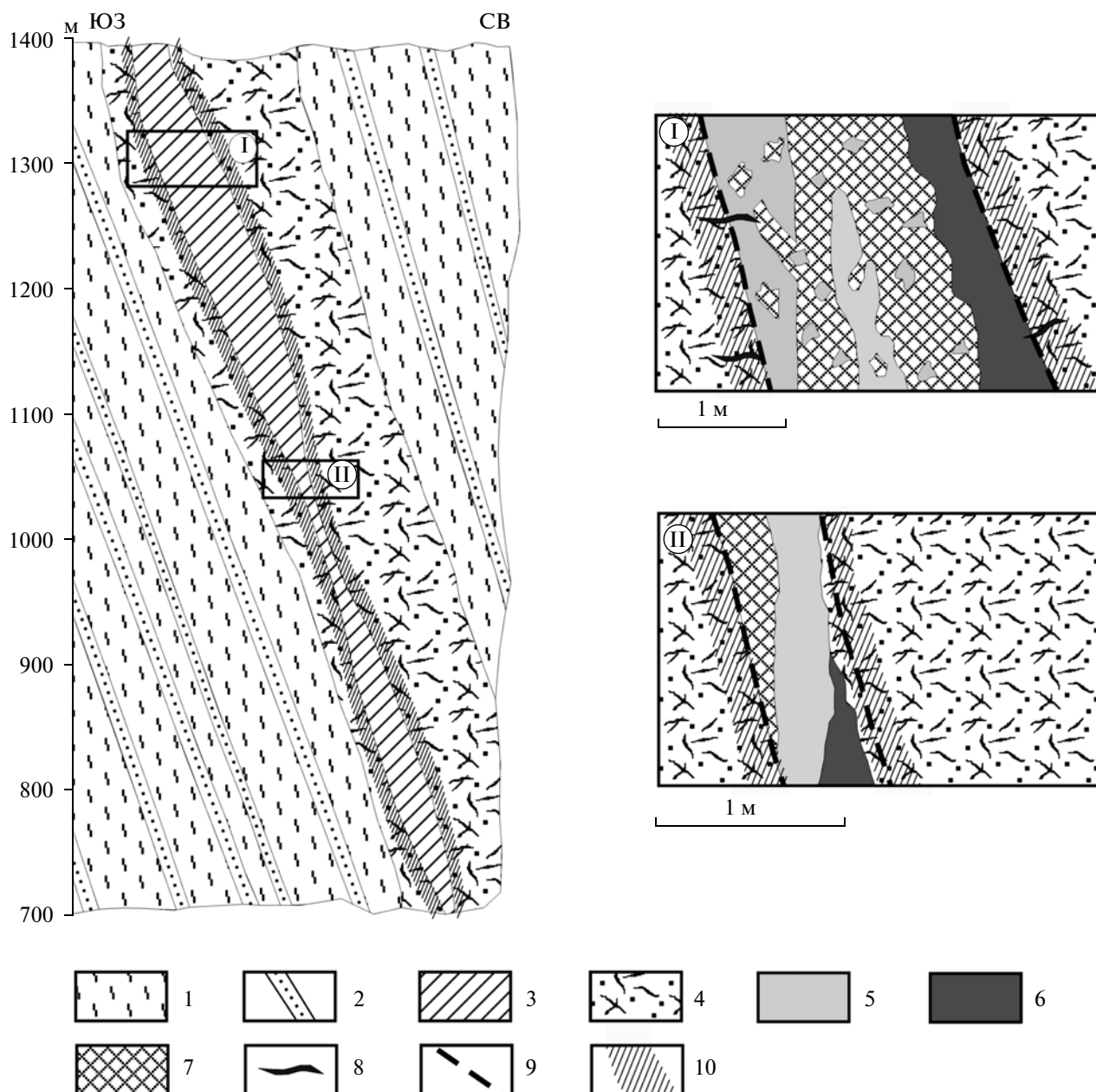
1–3 – терригенные породы: 1 – сланцы и алевролиты (T_3k), 2 – алевролиты, песчанистые алевролиты (T_3n_3+r), 3 – алевролитистые песчаники, песчаники, песчанистые алевролиты (T_3n_3); 4 – штоки кварцевых диоритовых порфиров (J_3); 5 – роговики; 6 – рудные тела; 7 – тектонические нарушения: основные (а, цифры в кружках): 1 – Рудный, 2 – Секущий, 3 – Поперечный, 4 – Адыча-Тарынский, второстепенные (б); 8 – рудопроявления: малосульфидные золото-кварцевые (а), золото-сурьмяные и сурьмяные (б), оловорудные (в).

350 м по падению. Очевидно, что наибольшие мощности тектонитов (6–18 м) приурочены к участкам сочленения относительно пологих нарушений юго-восточного падения и вертикальных трещин Поперечного разлома. На этом участке выявлены максимальная мощность рудного тела (около 20 м), самые высокие содержания кварца, золота (50–100 г/т) и антимонита (20–40%). В кварц-антимонитовой линзе оба главных минерала распределены неравномерно: максимальные концентрации их не всегда совпадают. Ниже по падению основной линзы, после участка пережима мощностей намечается цепочка более мелких линз, содержащих локальные концентрации полезных компонентов. Среднее содержание Au в рудах 9 г/т.

Типы минерализации и их взаимоотношения

На основании геологического положения, локализации, текстурно-структурных характеристик, минерального состава нами выделено два типа минерализации: малосульфидная золото-кварцевая зон дробления и жильная кварц-антимонитовая (табл. 1).

Золото-кварцевая минерализация зон дробления. К этому типу отнесена прожилково-вкрапленная минерализация. Она сложена кварц-серицит-карбонат-сульфидными метасоматитами, интенсивно замещающими вмещающие терригенные породы около рудоконтролирующих нарушений. Мощность ореола интенсивно сульфидизированных метасоматитов достигает 10–25 м. На большем удалении степень изменения пород, прежде всего сульфидизации, существенно снижается, хотя и прослеживается

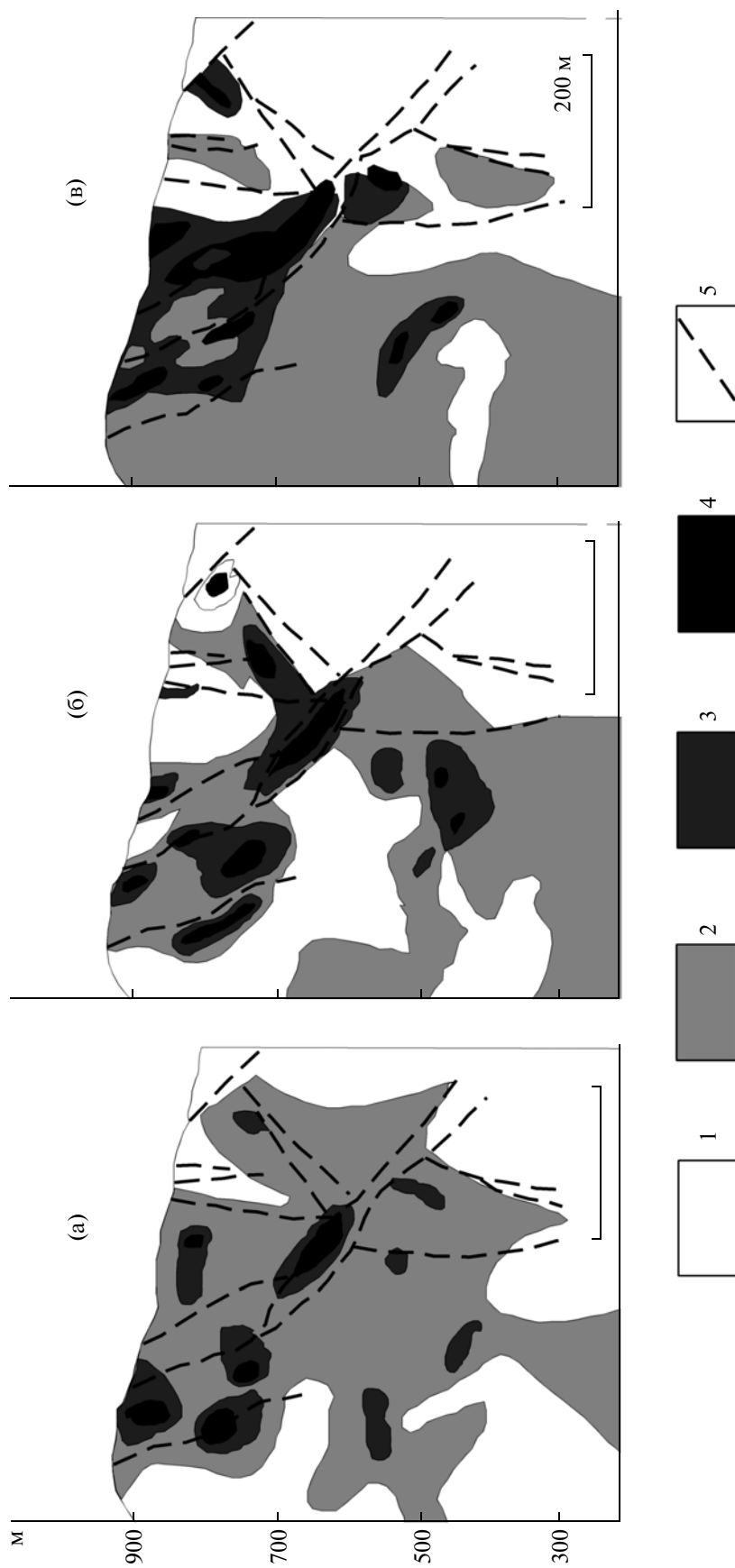


Фиг. 4. Строение рудной зоны 1 месторождения Сарылах в вертикальном разрезе.

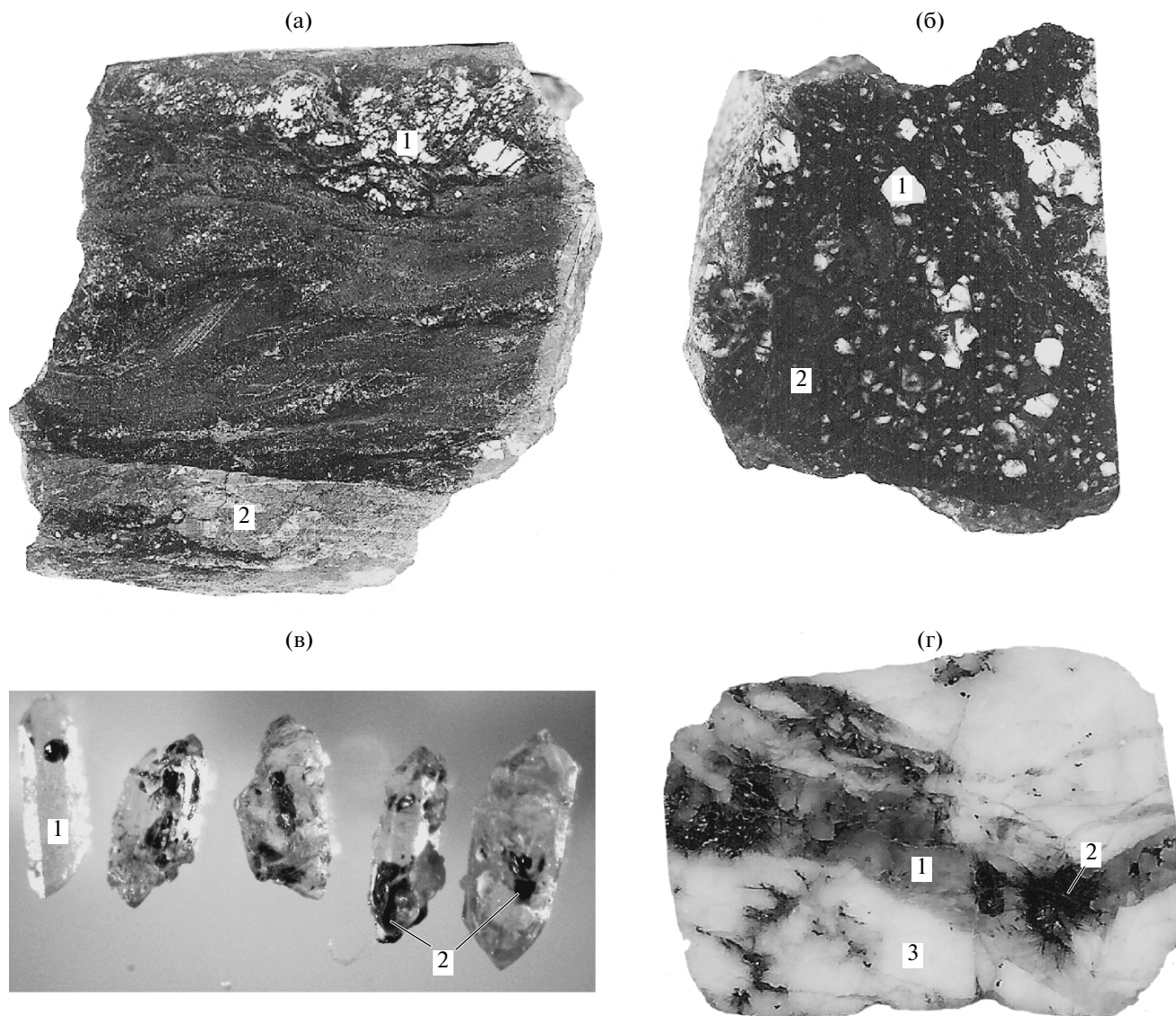
1 – алевролиты; 2 – песчаники; 3 – рудное тело; 4 – зоны сульфидизированных метасоматитов; 5 – молочно-белый кварц; 6 – динамометаморфизованный антимонит; 7 – крупно-, среднезернистый антимонит; 8 – прожилки позднего антимонита; 9 – шовные зоны нарушений; 10 – зоны прожилкования.

до 50–70 м. Обычно в висячем боку нарушений она более мощная, чем в лежащем боку. По составу метасоматиты могут быть отнесены к березитам. От классических березитов (Жариков, 1987) они отличаются тем, что в них вместе с пиритом широко распространен арсенопирит. Присутствие последнего роднит их с околорудными изменениями и минерализованными зонами дробления, детально описанных на Нежданкинском, Майском и Наталкинском месторождениях (Бортников и др., 1998, 2004, 2007; Гамянин,

2001; Горячев и др. 2008). Во внутренней зоне метасоматитов, прилегающей к рудоконтролирующему нарушению, преобладает серицит и кварц, вплоть до образования маломощных зон метасоматического кварца. Здесь также широко распространены вкрапленники идиоморфных кристаллов пирита и арсенопирита. Эти кристаллы обычно зональные, содержат реликты вмещающих пород и окаймлены оторочками кварцевых или кварц-карбонатных агрегатов шестоватого строения. Широко распространены футляро-



Фиг. 5. Распределение мощностей тектонитов (а), концентраций золота (б) и антимонита (в) в вертикальной плоскости центральной части Рудного разлома (Аму-зинский и др., 2001, с изменениями).



Фиг. 6. Взаимоотношения минералов.

а – струйчатый мелкозернистый антимонит контактирует с дробленным молочно-белым кварцем (1) и березитами (2); б – брекчия, обломки молочно-белого кварца (1) в мелкозернистом антимоните (2); в – кристаллы регенерированного кварца (1) с включениями рудных минералов (2) (черное внутри кристаллов – антимонит, Ni-арсенопирит, “горчичное” золото); г – прожилок хрусталевидного регенерированного кварца (1) с антимонитом (2) в молочно-белом кварце (3).

образные кристаллы пирита и арсенопирита, образующие цепочечные скопления среди метасоматических пород. Идиоморфизм кристаллов пирита и арсенопирита, их зональность, наличие в них реликтов вмещающих пород и кварцевой или кварц-карбонатной оторочки на кристаллах как продукта реакции взаимодействия силикатных минералов осадочных толщ с рудоносным флюидом указывает на то, что они образованы при их метасоматическом замещении и являются типичными метакристаллами (Генкин, 1958). Среди березитов присутствуют многочисленные беспорядочно ориентированные кварц-анкерит-

пиритовые прожилки мощностью до 1–2 см и протяженностью от нескольких сантиметров до 1 м.

Важная особенность сульфидов из метасоматитов – это повышенные содержания в них золота, которые обеспечивают устойчивую золотоносность метасоматитов с содержанием Au 1–3 г/т. Атомно-абсорбционным анализом в пирите из месторождения Сарылах обнаружено Au от 1 до 236 г/т, а в арсенопирите – от 40 до 495 г/т. На месторождении Сентачан концентрация золота в сульфидах существенно выше: в пирите содержание его колеблется от 7 до 470 г/т, а в арсенопирите – от 290 до 1010 г/т. Последние значе-

Таблица 1. Типоморфные признаки ранних, регенерированных и новообразованных минералов месторождений Сарылах и Сентаган

| Минералы | Золото-кварцевая минерализация | | | | | Кварц-антимонитовая минерализация | | |
|----------------|--------------------------------|-------------------------------------|----------------------------------|--------------------------|------------|-----------------------------------|-------------------------------|------------------------------|
| | метасоматиты | Ру-Аспру-Анк-Q | Au-Chp-Sph-Ga | Au-Tetr-S-ant | Ру-Ank | метасоматиты | Ant-Q-Catb | Ant-Dk |
| Кварц | Li ₂ O 4–7 г/г | Li ₂ O 8–14 г/г | | | f = 0.34 | | Li ₂ O 290–420 г/г | |
| Анкерит | f = 0.18 | f = 0.25 | | | | | f = 0.45 | |
| Серцит | Si до 1 мас. % | Si до 3 мас. % | | | | SiO ₂ 47.0 мас. % | | SiO ₂ 48.8 мас. % |
| Диккит | K ₂ O 5.9 мас. % | K ₂ O 11.9 мас. % | | | | SiO ₂ 67.1 мас. % | | SiO ₂ 66.3 мас. % |
| Пирофиллит | | | | | | Na ₂ O 5.3 мас. % | | |
| Парагонит | | | | | | f = 0.93 | | |
| Сидерит | | | | | | | | Почковидный |
| Марказит | | | | | | | | |
| Пирит | Au 36–108 г/г | As, Ni ≤ 0.5 мас. % Sb ≤ 200 г/г | | | Au ≤ 5 г/г | | | |
| Арсенопирит | Au 190–410 г/г | S/As = 1 Ni, Sb ≤ 100 г/г | | | | | | |
| Халькопирит | | | Стехиометрия | | | | | |
| Сфалерит | | | Fe 5–9 мас. % Cd ≤ 2.5 мас. % | | | | | |
| Галенит | | | Ag до 1 мас. % Bi до 2 мас. % | | | | | |
| Самородное Au | | | 820–900‰ | | | | | |
| Тетраэдрит | | | | 890–930‰ | | | | |
| Бергьерит | | | | Ag ≤ 3 мас. % Zn > Fe | | | | |
| Халькостибит | | | | Стехиометрия | | | | |
| Фаматинит | | | | Стехиометрия | | | | |
| Ульманит | | | | | | | | |
| Ауростибит | | | | | | | | |
| Ауроантимонат1 | | | | | | | | |
| Ауроантимонат2 | | | | | | | | |

Примечание. Здесь и в табл. 4: Ру – пирит, Аспру – арсенопирит, Анк – анкерит, Q – кварц, Спр – халькопирит, Sph – сфалерит, Ga – галенит, Tetr – тетраэдрит, S-ant – сульфоантимониты, Ant – антимонит, Dk – диккит, Catb – карбонаты, f – железистость.

ния выше тех, что были выявлены ранее в арсениопирите с помощью инструментального нейтронно-активационного анализа (от 71 до 292 г/т Au), рентгено-спектрального микроанализа (<0.03 до 0.37 мас. % Au) и вторичного ионного масс-спектрометрического микроанализа (от 26.7 до 424.5 г/т Au) (Genkin *et al.*, 1995). С помощью мессбауэровской спектроскопии в арсениопирите из месторождения Сентачан был установлен изомерный сдвиг между 3.3 и 3.6 мм/с, что было интерпретировано как присутствие в этом минерале химически связанного золота (Genkin *et al.*, 1998). Позже с помощью исследований структуры рентгеновского спектра поглощения (X-ray Absorption Near Edge Structure — XANES) было подтверждено присутствие в арсениопирите из месторождения Сентачан химически связанного золота (Cabri *et al.*, 2000).

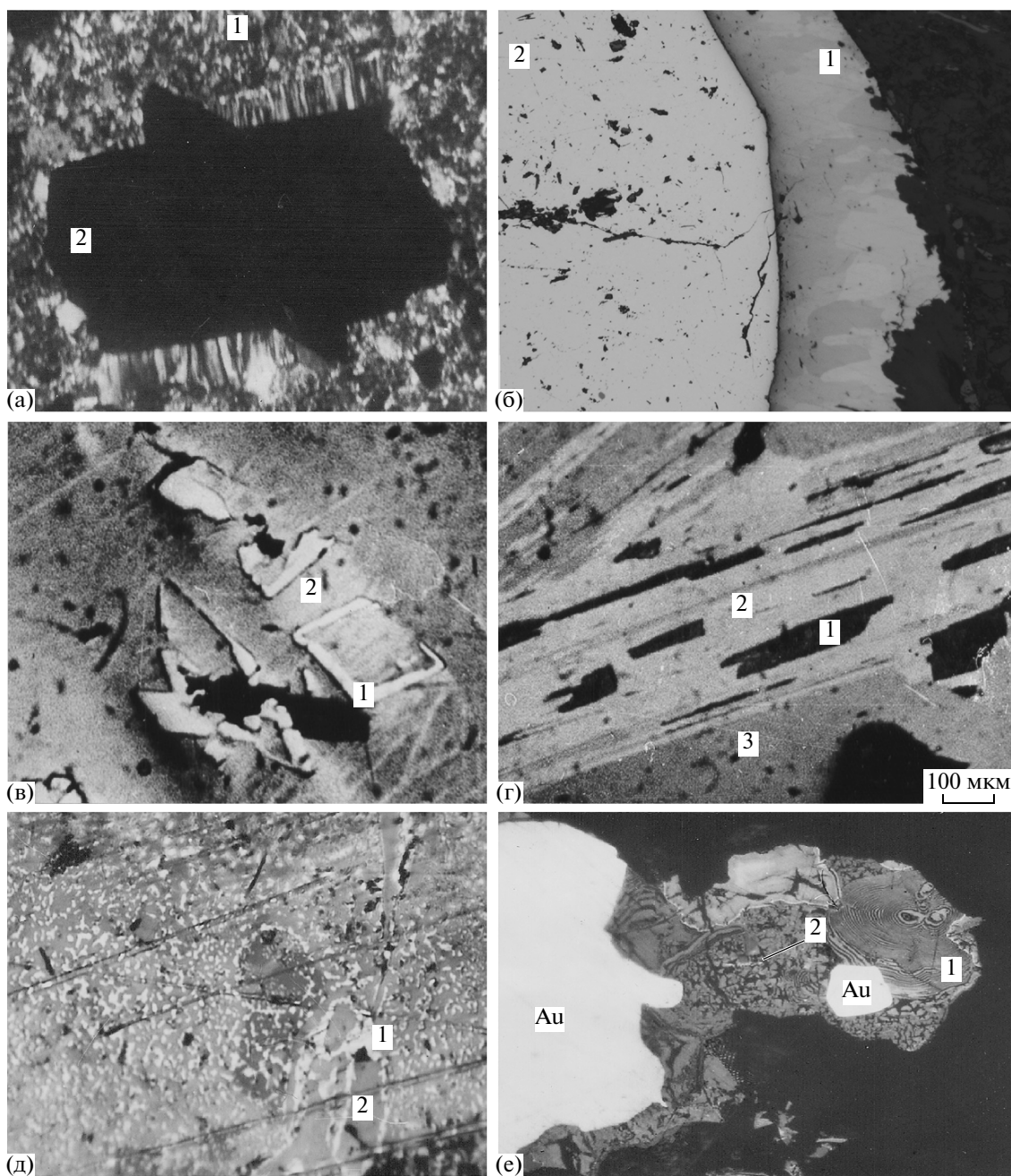
Жилы выполнения сложены молочно-белым кварцем и широко распространены не только в основных рудоконтролирующих структурах, но и на всей площади месторождений. Наиболее интенсивно они развиты на месторождении Сентачан, где в ближайшем окружении основных рудных зон располагаются многочисленные оперяющие к основным рудоконтролирующим нарушениям кварцевые жилы и прожилки. Жилы выполнения сложены пирит-арсениопирит-анкерит-кварцевыми, золото-халькопирит-сфалерит-галенитовыми, золото-блеклорудно-сульфоантимонитовыми и пирит-анкеритовыми агрегатами. Эти агрегаты нередко пространственно разбросаны в жиле. Основу жил составляет молочно-белый кварц. В их зальбандах располагается анкерит. Пирит и арсениопирит наблюдаются среди кварца в виде неравномерно распределенных гнездовых обособлений крупнозернистых агрегатов. Халькопирит-сфалерит-галенитовые и блеклорудно-сульфоантимонитовые агрегаты выполняют в кварце межзерновые пространства и мелкие пустоты. Иногда они обрастают или в виде тонких просечек рассекают пирит-арсениопиритовые агрегаты. Это указывает на более раннюю кристаллизацию последних. Возможно, отложению халькопирит-сфалерит-галенитовых и блеклорудно-сульфоантимонитовых агрегатов предшествовало дробление, приведшее к образованию сети трещин в пирит-арсениопиритовых агрегатах. Взаимоотношения халькопирита, сфалерита и галенита характеризуются как близкие по времени отложения. Блеклая руда часто наблюдается в тесных сростаниях с бурнонитом, содержит вросстки буланжерита и халькостибита. Эти минералы обычно обрастают гнездовые обособления галенита, сфалерита и халькопирита, что указывает на их более позднее образование. Нередко сульфосоли пространственно обособлены от сульфидов цветных металлов. Среди гнезд пирита и арсениопирита и в тесных сростаниях с поздними сульфидами и сульфосолями и непосредственно в молочно-белом кварце присутствуют крупные выделения (>0.25 мм) самородного золота разной пробы (от

820 до 930‰). Взаимоотношения минералов позволяют наметить следующий ряд последовательных минеральных ассоциаций: пирит-арсениопирит-анкерит-кварцевая → золото-халькопирит-сфалерит-галенитовая → золото-блеклорудно-сульфоантимонитовая → пирит-анкеритовая. Около рудных жил, содержащих эти ассоциации и локализованных вне протяженных прожилково-вкрапленных рудных зон, также развиты маломощные (до 50–70 см) метасоматиты березитового типа с золотоносными метасоматическими сульфидами.

Молочно-белый кварц, в котором присутствуют все описанные выше минеральные агрегаты, широко распространен и в основных рудолокализирующих нарушениях, где вместе с антимонитом образует промышленные рудные тела. В частности, на месторождении Сарылах, по данным геолого-разведочных работ и заключению В.И. Бергера (1978), “в юго-восточном поднятом и существенно эродированном блоке, представляющем, видимо, корневую часть месторождения, кварцевые жилы несут значительную арсениопирит-пиритовую и слабую сурьмяную минерализацию”. На месторождении Сентачан в рудных телах 1, 2 и 2а существенно кварцевые участки рудных тел не менее золотоносны, чем участки кварц-антимонитового состава.

Жильная кварц-антимонитовая минерализация. Антимонит является вторым по распространенности и главным минералом промышленных золото-сурьмяных рудных тел. Его содержание варьирует в пределах от ничтожных до 70–80%. Как правило, антимонит ассоциируется с молочно-белым кварцем, что дало основание для выделения кварц-антимонитовых золоторудных тел и привело к выделению месторождений в качестве самостоятельного золото-сурьмяного типа.

Детальные исследования показывают, что взаимоотношения молочно-белого кварца и антимонита значительно сложнее. Об этом свидетельствует строение кварц-антимонитовых тел в поперечных сечениях. В целом их можно определить как тела сложного зонального строения. Зональность в них выявляется благодаря изменению содержания кварца и антимонита, структур этих минералов и текстур их минеральных агрегатов. Контакты кварц-антимонитовых тел с вмещающими породами — тектонические: вдоль них обнаружена глина трения мощностью до 5–7 см. Висячем боку рудного тела месторождения Сарылах на всем его протяжении наблюдается зона практически мономинерального тонкозернистого “чугунного” струйчатого антимонита (фиг. 6а). “Струйчатая” текстура является следствием интенсивных многократных сдвиговых перемещений, при которых антимонит как достаточно пластичный минерал испытывал “течение” и перекристаллизацию — динамометаморфизм. Обнаружены тончайшие прожилки антимонита в тектонической глинке, что свидетельствует в пользу более позднего по сравнению



Фиг. 7. Взаимоотношения минералов.

а – “рубашка” шестоватого кварца (1) на метакристалле арсенипирита (2); б – замещение антимонитом (2) кварцевых “рубашек” на метакристалле арсенипирита (2); в – скелетные новообразования арсенипирита (1) в бертьерите (2); г – пластинчатый сидерит (1) с мелкозернистым антимонитом (2) по бертьериту (3); д – субграфическая структура распада аурустибита на самородное золото (1) и антимонит (2); е – зонально-концентрические выделения аурантимонатов (1) с трещинами усыхания (2) на первичной золотине.

с образованием тектонической глинки отложения антимонита. В таких участках нередко встречаются обломки антимонита разной зернистости, ориентированные в разных направлениях (фиг. ба), что свидетельствует о неоднократных внутрирудных тектонических подвижках вдоль плоскостей нарушений. Вблизи зон тектонитов кварц сильно раздроблен и

перетерт, нередко превращен в “муку”, а динамометаморфизованный антимонит содержит многочисленные мелкие обломки кварца. То есть отложению антимонита предшествовало интенсивное дробление раннего молочно-белого кварца.

Зональность кварц-антимонитовых тел проявляется также в том, что при удалении от висячего бока

рудного тела количество антимонита в них уменьшается, а размер его зерен увеличивается. Среди антимонитовых агрегатов появляются обломки молочно-белого кварца: массивная текстура руд сменяется брекчиевой (фиг. 6б). Далее следует зона сложенная преимущественно кварцем или кварцем с карбонатом. В нерудных минералах обнаружены пустоты размером до $2 \times 5 \times 20$ см, на стенки которых нарастают друзовидные агрегаты антимонита. Эти пустоты могут быть полностью заполнены крупнозернистым антимонитом. Сложное строение рудных тел обусловлено многократным чередованием зон, различающихся содержанием кварца, карбоната и антимонита: выявлены чередующиеся практически мономинеральные антимонитовые зоны и практически мономинеральные кварцевые зоны.

В участках, где основное рудное тело пересекается тектоническими нарушениями, молочно-белый кварц сечется жилами антимонита. На месторождении Сарылах на таком участке зафиксировано пересечение жилы молочно-белого кварца жилой гранулированного антимонита (Бергер, 1978). Здесь же, в зоне Поперечного разлома обнаружены многочисленные прожилки и тончайшие антимонитовые просечки, секущие кварцевые и антимонитовые зоны рудного тела, и околорудные метасоматиты. На месторождении Сентачан, где секущие северо-восточные и субширотные нарушения развиты широко, пересечения молочно-белого кварца жилами и прожилками средне- и мелкозернистого антимонита многочисленны. Пространственная разобщенность золото-кварцевой и антимонитовой минерализации, а также пересечение жил молочно-белого продуктивного кварца антимонитовыми жилами отмечается на ряде других золото-сурьмяных месторождений Адыча-Тарынской зоны – Киньясь, Малтан, Тан (Индолев и др., 1980; Гамянин, 2001).

Наблюдения показывают, что на контакте крупно- и среднезернистого антимонита с молочно-белым кварцем, а также вдоль тончайших флюидопроводников происходит осветление кварца вследствие очищения его от примесей. Крупные и мелкие обломки кварца в антимоните испытывают объемное растворение по границам зерен, в результате контуры зерен изобилуют многочисленными заливообразными углублениями, появляются кавернозные пустоты. В процессе преобразования раннего массивного молочно-белого кварца происходит его переотложение в виде мелких (3–5 мм в среднем) шток в полостях растворения. В мелкозернистом и динамометаморфизованном антимоните, содержащем многочисленные мельчайшие обломки молочно-белого кварца, происходит его преобразование в дипирамидально-призматические кристаллы, размером до 1–2 мм. В водяно-прозрачных кристаллах этого кварца обнаружены включения овальных зерен антимонита (фиг. 6в), кристаллов пирита и арсенопирита, содержащих примесь никеля, оксидные и гидроксидные соединения золота, что свиде-

тельствует о кристаллизации этой разновидности кварца после образования этих минералов. Следует отметить, что оксидные соединения золота и сурьмы (фиг. 7е) очень редки в природе. Кроме описываемых месторождений, они установлены в золото-сурьмяном месторождении Кхарма в Боливии (Dill *et al.*, 1995).

Ранние сульфиды, ассоциирующиеся с молочно-белым кварцем, также подверглись интенсивным процессам замещения, растворения и переотложения. Среди антимонит-бертьеритовых агрегатов обнаружены скелетные образования арсенопирита (фиг. 7в). От раннего крупнозернистого арсенопирита он отличается ромбовидным габитусом кристаллов. Происходит также изменение химизма: его состав ближе к стехиометрическому ($S/As = 1.002 - 1.005$), появляются примеси Sb (до 0.4 мас. %) и Ni (до 1.5 мас. %). Новообразованный пирит всегда обогащен Sb (до 4 мас. %) и Ni (до 4.5 мас. %) в сростании с ульманнитом. Среди динамометаморфизованного антимонита встречаются мелкие (до 0.1 мм) округлые зерна сфалерита с низким содержанием Fe (≥ 1.5 мас. % Fe). Он не содержит примеси Cd, столь характерной (до 2.5 мас. %) для раннего сфалерита с более высоким содержанием Fe (до 6–8 мас. %). Агрегаты халькостибита замещаются агрегатами антимонита с новообразованными пиритом и халькопиритом. Бертьерит замещается пластинчатыми (фиг. 7г) или ромбовидно-четковидными агрегатами сидерита. Относительно крупные (0.1–0.3 мм) редкие обособления ранней блеклой руды окаймляются мирмекитоподобным агрегатом новообразованной блеклой руды с халькопиритом. При этом происходит изменение химического состава блеклой руды: в ранней генерации цинк значительно преобладает над железом, а в новообразованной – соотношение этих элементов $\sim 1 : 1$.

Еще более яркие картины преобразования наблюдаются при наложении сурьмяной минерализации на раннее самородное золото – массивное, разнообразное по морфологии и достаточно крупное (>70 % составляют фракции $+0.25$ мм). Оно окружено реакционными каймами, состоящими из ауристита (Гамянин и др., 1984), розоватого “горчичного” оксидно-гидроксидного золота (Гамянин и др., 1987, 1988) или “губчатого” самородного золота. Широко распространено мелкое и высокопробное ($Ag < 1\%$) переотложенное самородное золото, тесно связанное преимущественно с тонкозернистым антимонитом. На месторождении Сарылах при минералогическом картировании выявлено, что массивное самородное золото не встречается в участках, обогащенных “чугунным” антимонитом (Амузинский и др., 2001).

В ассоциации с антимонитом обнаружены также микрозернистый и шестовато-сферолитовый кварц. Обе разновидности кварца очень редко встречаются в виде тонких просечек в молочно-белом кварце и

березитах. По данным Л.Н. Индолева (1980), молочно-белый кварц жилы 1 на месторождении Сентачан рассекается зональным прожилком позднего кварца, в зальбанде которого локализуется шестоватый кварц, а центральная часть представлена агрегатом хрусталевидного рисовидного кварца (до 1 мм), срощенного с сидеритом (наши определения) и иголочками антимонита. В прожилках прозрачного переотложенного кварца, секущего молочно-белый кварц (фиг. 7г), нередко присутствуют антимонит и диккит. Диккит встречается обычно в пустотах кварца в виде шелковистых агрегатов, нередко совместно с антимонитом. Широкая распространенность в рудах диккита — примечательная особенность изученных рудных тел. Характерно, что диккит присутствует в рудах на всем 400–600 м разведанном интервале.

Мономинеральные маломощные (до 3 см) нередко шестоватого облика прожилки с антимонитом встречаются на флангах рудоконтролирующих структур. Содержание золота в этих прожилках не превышает 1 г/т.

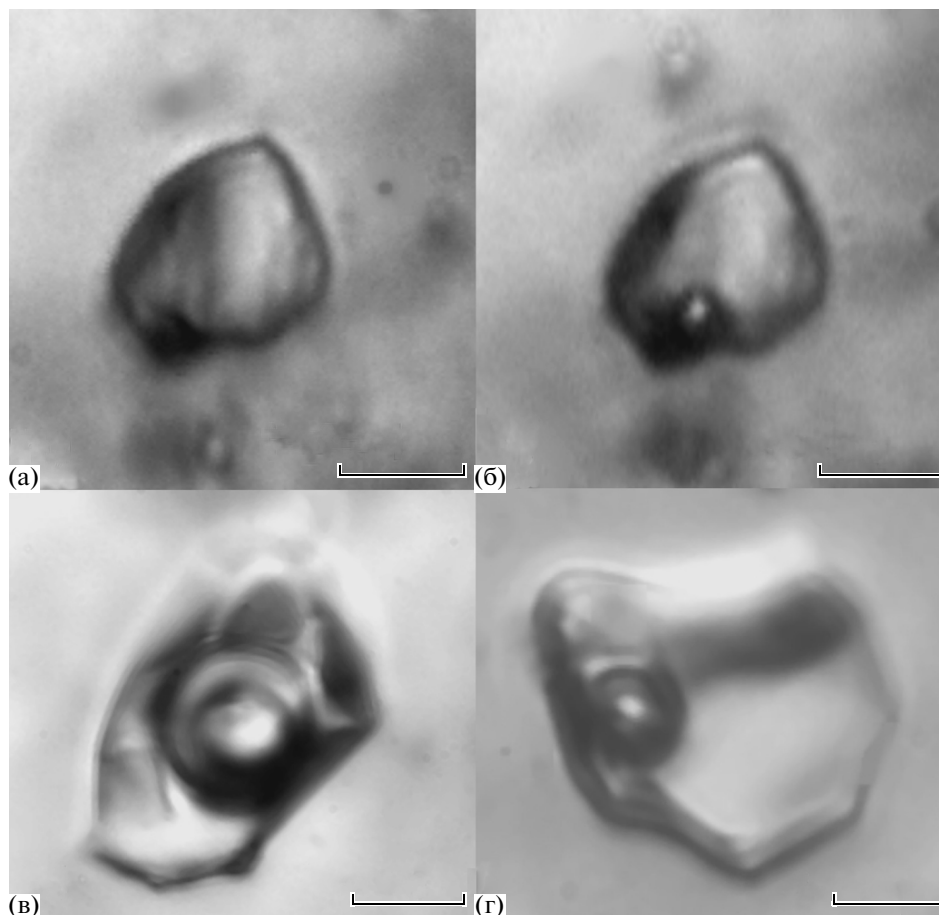
В участках широкого распространения антимонита и переотложенного кварца во вмещающих березитах появляются новообразования диккита и пиррофиллита. В.И. Бергер (1978) отмечает, что “антимонит-бертьеритовая с золотом ассоциация сопровождается слюдястыми минералами поздних генераций, сформировавшимися за счет перекристаллизации и перераспределения ранних слюд”. Рентгено- и термографическими исследованиями им идентифицированы в этой ассоциации парагонит, монтмориллонит, пиррофиллит и каолинит.

Нами установлено, что парагонит совместно с пиррофиллитом развивается по кислую плагиоклазу, замещая его с периферических частей и вплоть до образования полных псевдоморфоз. Чаще пиррофиллит развивается по серицитовому агрегату березитов. Ориентированные вдоль плоскостей контакта листоватые агрегаты пиррофиллита нередко “обтекают” зерна замещенного парагонитом плагиоклаза, метасоматического кварца и корродированного карбоната. Диккит наблюдается в виде мелких скоплений, выполняющих пустоты. В пиррофиллит-парагонитовом агрегате по анкериту в ассоциации с ними отмечались иногда выделения новообразованного сидерита. В соответствии с данными рентгеноспектрального анализа в нем содержится (мас. %): 58.34 FeO, 1.95 MgO, 0.63 CaO, 38.76 CO₂расчетное — среднее из трех анализов. Помимо диккит-пиррофиллитовых агрегатов, в березитах обнаружен марказит, который в виде шестоватых кайм обрастает метакристаллы ранних сульфидов. Шестоватые кварц-серицитовые оторочки на метакристаллах пирита или арсенопирита замещены антимонитом (фиг. 7а, б). Образующиеся при этом “рубашки” антимонита на сульфидах также имеют шестоватое строение. Антимонит и пиррофиллит иногда замещают метакристаллы пирита и арсенопирита в березитах и содержат их реликты.

Обнаружены агрегаты мелкозернистого кварца, диккита, хлорита и эпидота, форма которых соответствует морфологии метакристаллов пирита и арсенопирита. Это указывает на их отложение на месте растворенных метакристаллов. В метакристаллах золотоносного арсенопирита среди антимонита из прожилкового ореола обнаружены нитевидные выделения самородного золота, не выходящие за пределы зерна. Их образование, возможно, связано с экстракцией химически связанного золота из арсенопирита и переотложением его в самородном виде.

Изложенные выше данные свидетельствует об интенсивных реакционных взаимодействиях минералообразующего флюида, из которого образовались антимонитовые руды, с минеральными агрегатами ранней золото-кварцевой минерализации. Важно отметить, что на одном гипсометрическом уровне в окolorудных метасоматитах выявлено совмещение среднеглубинных среднетемпературных анкерит-серицит-кварцевых и близповерхностных кварц-пиррофиллит-диккитовых метасоматитов. Обнаружены крайне существенные различия типоморфных особенностей новообразованных минералов и минеральных ассоциаций. Образование оксидных соединений золота, замещающих крайне устойчивое самородное золото, свидетельствует об окислительной обстановке, возможной лишь в приповерхностных условиях. Изоморфные примеси в поздних генерациях пирита и арсенопирита, в частности, повышенные содержания в них никеля указывают на различия в химизме флюидов, а, возможно, и в их происхождении. Таким образом, есть все основания говорить о совмещении мало- и среднеглубинной антимонитовой минерализации с пиррофиллит-диккитовыми метасоматитами и умеренно-глубинной золото-кварцевой минерализации с березитами. Это могло произойти лишь в том случае, если блок с золото-кварцевой минерализацией был “эксгумирован” в приповерхностную обстановку или отложению антимонитовых руд предшествовала интенсивная эрозия, уничтожившая многокилометровую толщу пород и “переместившая” золото-кварцевую минерализацию в область малых глубин. Это дает основание считать, что между образованием двух типов руд существовал значительный перерыв во времени и произошли интенсивные тектонические перемещения блоков пород. Следовательно, формирование месторождений произошло в два этапа.

Исходя из имеющихся в литературе данных, временной разрыв между этапами минералообразования составлял 30–40 млн. лет (малосульфидный золото-кварцевый — 115–120 млн. лет, на основании К-Аг-датирования слюды, ассоциированной с молочно-белым кварцем (Амузинский и др., 2001); антимонитовый — 70–80 млн. лет, по данным К-Аг-датирования даек основного состава, пересекаемых кварц-антимонитовыми жилами (Оболенский, Оболенская, 1972).



Фиг. 8. Типы флюидных включений в кварце рудных жил месторождений Сарылах и Сентачан.

а, б – первичное существенно углекислотное включение (тип II: а = +20, б = +17°С); в – первичное углекислотно-водное включение с жидкой углекислотой (тип I); г – вторичное низкотемпературное двухфазовое флюидное включение (тип III). Масштаб 10 мкм.

Схожая история формирования золото-сурьмяного месторождения Кхарма в Боливии была реконструирована Г. Дилл с соавторами (Dill *et al.*, 1995). Они пришли к выводу, что ранние Au-As-Sb-руды этого месторождения образовались в мезотермальных условиях в обстановке сжатия, а поздние золото-антимонитовые руды отложились в обстановке растяжения в эпитермальных условиях и связаны с субвулканическими магматическими интрузивами.

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ

Нами исследовано 30 образцов кварца из жил месторождения Сентачан и 66 образцов из жил месторождения Сарылах. Образцы были отобраны из основных рудных тел на разных гипсометрических уровнях, в том числе из рудных столбов и на флангах рудных тел. Для исследования флюидных включений из кварца были приготовлены пластинки, отполированные с обеих сторон, толщиной 0.3–0.5 мм. Кварц в большей части изученных пластинок содержит очень мелкие включения (меньше 5 мкм), не-

пригодные для микротермометрических измерений. Поэтому микротермометрические исследования удалось провести только в семи пластинках из месторождения Сентачан, в восьми – из месторождения Сарылах, в двух – переотложенного кварца месторождения Сарылах и в одной пластинке переотложенного кварца из месторождения Сентачан (табл. 2).

Характеристика флюидных включений

Среди обнаруженных в кварце флюидных включений в соответствии с известными критериями (Реддер, 1987) были выделены первичные и вторичные включения. К первым отнесены флюидные включения, которые равномерно распределены в объеме минерала-хозяина, а ко вторым – те, что приурочены к изогнутым секущим кварц трещинам. По фазовому составу при комнатной температуре первичные включения подразделены на два типа (фиг. 8):

К типу I отнесены углекислотно-водные флюидные включения. Среди них установлены двухфазовые, в которых при комнатной температуре присут-

Таблица 2. Результаты термо- и криометрических исследований индивидуальных флюидных включений в кварце месторождений Сентаган и Сарылах

| № образца, привязка | Фазовый и генетический тип* | n | T _{гом.} , °C | T _{эпл.} , °C | T _{пл. льд.} , °C | T _{пл. CO₂} , °C | T _{гом. газ.} , °C | T _{пл. гидрата} , °C | C _{солей} , мас. % экв. NaCl | C _{CO₂} , моль/кг р-ра | C _{CH₄} , моль/кг р-ра | d, г/см ³ | P, бар | P _{общ./P_{H₂O}} |
|---|-----------------------------|---------|------------------------|------------------------|----------------------------|--------------------------------------|-----------------------------|-------------------------------|---------------------------------------|--|--|----------------------|-----------|--|
| Сентаган | | | | | | | | | | | | | | |
| У-2-73; р.т. 1, +510, поверхность | I, П | 15 | 305–274 | –31 | –4.1 | –57.2 | 18.4... 23.5 Ж | 7.7 | 4.5 | 4.0 | 0.5 | 0.94 | 1650–1310 | 18.8–24.4 |
| | II, П | 22 | – | – | – | –57.8 | 15.6... 19.7 Ж | – | – | – | – | 0.82–0.78 | – | – |
| У-21-73; р.т. 2, +480 | I, П | 8 | 334–299 | –32 | –5.9 | –57.4 | 23.1... 25.5 Ж | 7.0 | 5.5 | 5.9 | 0.7 | 1.03 | 1690–1350 | 13.0–16.9 |
| | II, П | 29 | – | – | – | –57.7 | 18.6... 21.8 Ж | – | – | – | – | 0.79–0.75 | – | – |
| У-31-73; р.т. 1, +460 | I, П | 15 | 262–259 | –30 | –6.8... –4.7 | –59.0... –58.3 | 21.5... 26.4 Ж | 10.2–9.9 | 8.3–6.4 | 4.3–3.2 | 0.6 | 1.03–1.01 | – | – |
| | III, В | 21 | 180–130 | –32... –29 | –3.1... –2.3 | – | – | – | 5.1–3.9 | – | – | 0.92 | – | – |
| У-13-73; р.т. 2, +400 | I, П | 9 | 340–301 | –33 | –6.8 | –56.9 | 19.7 Ж | 8.3 | 3.4 | 6.7 | 0.8 | 1.02 | 1950–1650 | 13.9–19.8 |
| | II, П | 17 | – | – | – | –58.3 | 13.9... 15.3 Ж | – | – | – | – | 0.83–0.82 | – | – |
| У-40а-73; р.т. 1, +390 | I, П | 25 | 276–232 | –35... –33 | –6.4... –3.9 | –58.0... –57.9 | 20.9... 22.0 Ж | 10.5 | 7.9–4.9 | 6.4–4.3 | 1.0–0.9 | 0.98–0.94 | – | – |
| | III, В | 3 | 185 | –29 | –1.9 | – | – | – | 3.2 | – | – | 0.91 | – | – |
| У-69-73; р.т. 2, +380 | I, П | 15 | 271–256 | –29... –28 | –3.8... –3.2 | –58.0... –57.4 | 26.1 Ж 18.7 Г | 10.2–9.4 | 5.1–4.7 | 4.2–2.4 | 1.1–0.6 | 1.01–0.82 | – | – |
| | III, В | 14 | 224 | –29 | –2.7 | – | – | 6.7 | 4.5 | – | – | 0.90 | – | – |
| У-18а-73; р.т. 2, +210 | I, П | 8 | 336–293 | –32 | –5.5 | –58.1 | 25.3 Ж | 9.2 | 1.6 | 6.2 | 0.9 | 0.98 | 1720–1310 | 12.9–17.7 |
| | II, П | 13 | – | – | – | –57.9 | 18.4... 22.1 Ж | – | – | – | – | 0.79–0.75 | – | – |
| У-58-1; р.т. 2, +250 | I, П | 7 | 318–285 | –31 | –4.9 | –57.0 | 16.1... 18.8 Ж | 7.4 | 5.1 | 5.3 | 0.6 | 1.00 | 1960–1580 | 18.7–24.3 |
| | II, П | 10 | – | – | – | –58.4 | 10.3... 14.6 Ж | – | – | – | – | 0.86–0.83 | – | – |
| У-58-1; р.т. 2, +250 | I, П | 3 | 284 | –34 | –4.1 | –57.8 | 23.0 Ж | 10.3 | 4.6 | 6.8 | 1.1 | 0.95 | 1380 | 21.5 |
| | II, П | 5 | – | – | – | –57.7 | 19.5 Ж | – | – | – | – | 0.78 | – | – |
| Регенерированный кварц | | | | | | | | | | | | | | |
| У-58-1; р.т. 2, +250 | I, П | 21 | 304–234 | –35... –27 | –4.7... –2.9 | –58.2... –57.8 | 19.3... 21.2 Ж | 10.4–10.0 | 5.5–3.9 | 6.1–3.5 | 0.9–0.5 | 1.03–1.00 | 1520–1160 | 44.7–17.7 |
| | II, П | 3 | – | – | – | –58.1 | 18.5 Ж | – | – | – | – | 0.79 | – | – |
| Сарылах | | | | | | | | | | | | | | |
| И-69-54г; р.з. 4, +810, поверхность | I, П | 8 | 305–272 | –33... –31 | –3.2... –3.0 | –56.9... –57.2 | 21.4... 26.1 Ж | 10.2–9.6 | 3.8–3.6 | 6.6–6.3 | 1.0–0.9 | 0.98–0.95 | 1380–1160 | 15.0–22.9 |
| | II, П | 12 | – | – | – | –57.0 | 21.9... 23.2 Ж | – | – | – | – | 0.75–0.74 | – | – |
| III, В | 9 | 170–169 | –29 | –1.5 | – | – | – | 2.2 | – | – | 0.92 | – | – | |

стает жидкая вода и газовая фаза — преимущественно жидкая CO_2 , и трехфазовые, содержащие жидкую воду, а также жидкую и газообразную CO_2 .

Тип II — это газовые однофазовые флюидные включения, заполненные плотной углекислотой, которая при комнатной температуре находится в жидком состоянии.

Оба типа первичных флюидных включений приурочены к одним и тем же группам включений, иногда располагаются в одних и тех же зонах роста кварца, что свидетельствует об одновременном захвате флюидных включений обоих типов. Следовательно, кристаллизация кварца рудных жил происходила в условиях, когда в системе сосуществовали два несмешивающихся флюида, по-видимому, возникшие в результате фазовой сепарации водно-углекислотно-солевого флюида на две фазы — существенно жидкую и существенно газовую.

Кроме того, в кварце месторождения Сарылах обнаружено большое количество вторичных двухфазовых флюидных включений, которые нами были отнесены к типу III (фиг. 8). Большинство флюидных включений имеют размер от 18 до 1 мкм и форму отрицательных кристаллов или неправильную.

Методика исследований

Микротермометрическое изучение индивидуальных включений проведено с использованием измерительного комплекса, состоящего из камеры THMSG 600 фирмы “Linkam” (Англия) с длиннофокусным объективом 80 \times фирмы “Олимпус” (Япония), установленном на микроскопе “Amplival” (Германия), видеокамеры и управляющего компьютера. Химический состав флюида, захваченного во включениях минералов, оценивался по результатам измерений фазовых переходов и превращений, происходивших при нагревании и охлаждении препаратов. Точность измерений температуры составляет $\pm 0.2^\circ\text{C}$ в интервале температур от -20 до $+20^\circ\text{C}$ и понижается при более высоких и низких температурах. Состав солей, преобладающих в водных растворах флюидных включений, оценивался по результатам измерения температур плавления эвтектики ($T_{\text{эвт}}$) (Борисенко, 1977). Суммарная концентрация солей во флюидных включениях типа III оценивалась по температурам плавления льда на основе экспериментальных данных для системы $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ (Bodnar, Vityk, 1994). Концентрация солей во включениях с высокими содержаниями углекислоты (типа I) оценивалась по температурам плавления газгидратов (Collins, 1979; Darling, 1991), поскольку большая часть значений температур плавления газгидратов находилась ниже величины $+10^\circ\text{C}$. Концентрация углекислоты и плотность флюида для индивидуальных включений оценивались на основании объемных соотношений разных фаз по методике, опубликованной в работе (Прокофьев, Наумов, 1987). Давление определялось

по результатам изучения включений, захвативших несмешивающиеся флюиды, по пересечению изохоры и изотермы (Калюжный, 1982). Оценки концентраций солей, плотностей и давлений флюида проводились с использованием программы “FLINCOR” (Brown, 1989).

Анализ водной вытяжки из включений различными методами был выполнен из навески 0.5 г фракции 0.5–0.25 мм в ЦНИГРИ (аналитик — Ю.В. Васюта) по методике, опубликованной в работе (Кряжев и др., 2003). Предварительно из той же навески определялось количество воды, необходимое для расчета концентраций элементов во флюиде. Анализировались также углекислота и метан, а после приготовления вытяжки в растворе определялись Cl, K, Na, Ca и Mg, а также методом ICP-MS широкий спектр рудных, редких и рассеянных элементов.

В тех случаях, когда флюидные включения были захвачены в условиях фазовой сепарации флюида, т.е. на линии двухфазового равновесия, для оценки истинных температур минералообразования не требуется для измеренных значений температур гомогенизации вводить поправку на влияние давления (Реддер, 1987). Поэтому температуры гомогенизации первичных включений нами рассматривались как температуры, при которых происходила кристаллизация кварца руд.

Результаты микротермометрических исследований

Месторождение Сентачан. По данным изучения 263 индивидуальных флюидных включений (табл. 2) температуры гомогенизации первичных флюидных включений типа I в раннем молочно-белом кварце руд месторождения Сентачан изменяются от 340 до 232°C . Следует отметить, что температура гомогенизации включений в рудных телах 1 и 2 имеет явную тенденцию к понижению от уровня современной поверхности на глубину, но в основном рудном теле 2 это выражено слабее. Кроме того, в рудном теле 2 в ряде образцов на одном и том же уровне имеются включения типа I с существенно различающимися температурами гомогенизации (табл. 2). Температуры плавления CO_2 изменялись от -56.9 до -58.4°C , что ниже точки плавления чистой CO_2 (-56.6°C). Это может быть связано с примесью метана. Температура плавления газгидрата $+6.7...+10.3^\circ\text{C}$. Концентрация солей в растворе флюидных включений типа I, оцененная из этих данных, изменяется от 1.6 до 8.3 мас.%-экв. NaCl. Концентрации углекислоты в рудообразующем флюиде были достаточно высокими и варьировали от 6.7 до 2.4 моль/кг р-ра (плотность флюидов 1.03–0.82 г/см³). Судя по величине температур эвтектики ($-34...-29^\circ\text{C}$), в рудообразующих флюидах среди солей преобладали хлориды натрия и магния. Следует отметить обнаруженную слабую тенденцию роста концентрации флюидов с падением температуры их гомогенизации.

Гомогенизация углекислоты в жидкую фазу во флюидных включениях типа II происходит при температурах $+10.3...+22.1^{\circ}\text{C}$. Углекислота плавится в интервале температур $-57.7...-59.0^{\circ}\text{C}$, т.е. несколько ниже температуры плавления чистой углекислоты (-56.6°C). Это свидетельствует о присутствии в газовой фазе небольших количеств метана или азота. Плотность газовой фазы достаточно велика и изменяется от 0.75 до 0.86 г/см³.

Давление флюида, оцененное для ассоциаций флюидных включений типов I и II в кварце месторождения Сентачан, захватывавшихся в периоды фазовой сепарации флюида, изменяется от 1960 до 1310 бар при изменении температур от 340 до 274°C (табл. 2).

Вторичные флюидные включения типа III в раннем кварце месторождения Сентачан выявлены только в рудном теле 1, которое характеризуется незначительным (до 2%) присутствием гнезд крупнозернистого антимонита. Эти включения гомогенизировались в жидкость при $130-224^{\circ}\text{C}$ (табл. 2). Температуры эвтектики находящегося в них раствора изменяются от -29 до -32°C , что свидетельствует о преобладании в составе водно-солевого флюида хлоридов натрия и магния. Температура плавления льда $-3.1...-1.9^{\circ}\text{C}$, что соответствует концентрациям солей от 3.2 до 5.1 мас. %-экв. NaCl. Плотность этих флюидов составляет $0.90...0.92$ г/см³.

Температуры гомогенизации первичных флюидных включений типа I в регенерированном кварце руд месторождения Сентачан изменяются от 304 до 234°C . Концентрации солей в растворе флюидных включений этого типа находятся в интервале от 3.9 до 5.5 мас. %-экв. NaCl. Концентрации углекислоты в рудообразующем флюиде варьировали от 6.1 до 3.5 моль/кг р-ра (плотность флюидов $1.03...1.00$ г/см³). Судя по величине температур эвтектики ($-35...-27^{\circ}\text{C}$), в рудообразующих флюидах среди солей преобладали хлориды натрия и магния.

Углекислота во флюидных включениях типа II гомогенизируется в жидкую фазу при температуре $+18.5^{\circ}\text{C}$. Плавление углекислоты происходит при температуре -58.1°C . Плотность газовой фазы 0.79 г/см³.

Давление флюида, оцененное для ассоциаций флюидных включений типов I и II в регенерированном кварце месторождения Сентачан, изменяется от 1520 до 1160 бар при изменении температур от 304 до 234°C (табл. 2).

Месторождение Сарылах. Изучение 290 индивидуальных флюидных включений в раннем молочно-белом кварце руд месторождения (табл. 2) показало, что температуры гомогенизации включений типа I изменялись от 318 до 253°C . В пределах основной рудной зоны 1 просматривается тенденция к незначительному возрастанию температур гомогенизации с глубиной: $288-256^{\circ}\text{C}$ ($+840$ м) — $316-308^{\circ}\text{C}$ ($+200$ м). На юго-восточном фланге она остается высокой —

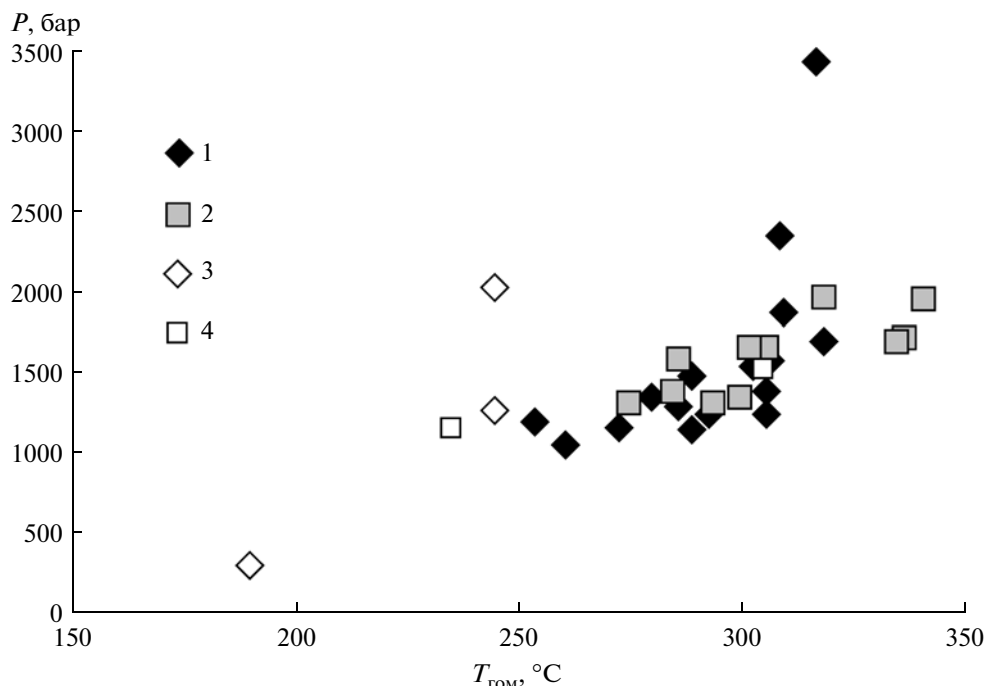
$306-279^{\circ}\text{C}$ ($+350$ м), а к северо-западному флангу понижается до $288-260^{\circ}\text{C}$ ($+800$ м). Температуры плавления CO₂ изменялись от -56.9 до -58.8°C , что несколько ниже точки плавления чистой CO₂ (-56.6°C). Это может быть вызвано примесью метана. Температура плавления газгидрата $+7.4...+11.5^{\circ}\text{C}$. Концентрации солей в растворе флюидных включений типа I оценены по температуре плавления газгидратов углекислоты от 1.6 до 7.2 мас. %-экв. NaCl. Концентрации углекислоты в рудообразующем флюиде были достаточно высокими и менялись от 6.6 до 2.2 моль/кг р-ра (плотность флюидов $1.06...0.89$ г/см³). Судя по величине температур эвтектики ($-39...-31^{\circ}\text{C}$), в рудообразующих флюидах среди солей преобладают хлориды натрия и магния. В исследованных образцах также наблюдается слабая тенденция роста концентрации флюидов с падением температуры их гомогенизации.

Углекислота во флюидных включениях типа II в кварце месторождения Сарылах гомогенизируется в жидкую фазу при температурах $-23.2...+26.4^{\circ}\text{C}$. Плавление углекислоты происходит при температурах $-56.9...-59.1^{\circ}\text{C}$, т.е. тоже несколько ниже температуры плавления чистой углекислоты (-56.6°C). Плотность газовой фазы достаточно велика и изменяется от 0.69 до 1.05 г/см³.

Давление флюида, оцененное для ассоциаций флюидных включений типов I и II в кварце месторождения Сарылах, захватывавшихся в периоды гетерогенизации флюида, изменяется от 3430 до 1050 бар при изменении температур от 318 до 253°C (табл. 2), отчетливо возрастая с глубиной.

Вторичные флюидные включения типа III в раннем кварце месторождения Сарылах гомогенизируются в жидкость при температурах $169-230^{\circ}\text{C}$ (табл. 2). Температуры эвтектики находящегося в них раствора изменяются от -21 до -33°C , что свидетельствует о преобладании в составе водно-солевого флюида хлоридов натрия и магния. Температура плавления льда в них изменяется от -1.5 до -4.8°C . Концентрация солей, оцененная по температурам плавления льда, $2.2...7.6$ мас. %-экв. NaCl. Плотность этих флюидов составляет $0.89...0.95$ г/см³.

Гомогенизация первичных флюидных включений типа I в переотложенном кварце руд месторождения Сентачан происходит при температуре до 244°C . Близкие температуры гомогенизации вторичных включений в молочно-белом кварце и первичных в переотложенном кварце, возможно, свидетельствуют о том, что образование вторичных включений в молочно-белом кварце может быть связано с рудообразующими флюидами антимонитового этапа минерализации. Температура плавления газгидрата составляет 10.9°C . Концентрация солей в растворе флюидных включений типа I 6.3 мас. %-экв. NaCl. Концентрации углекислоты в рудообразующем флюиде 2.3 моль/кг р-ра (плотность флюида 0.80 г/см³).



Фиг. 9. Диаграмма $P-T_{\text{гом}}$ для флюидов месторождений Сарылах и Сентачан.

1, 2 – молочно-белый кварц: 1 – Сарылах, 2 – Сентачан; 3, 4 – регенерированный кварц: 3 – Сарылах, 4 – Сентачан.

Температура эвтектики (-31°C) показывает, что во флюиде среди солей преобладают хлориды натрия и магния.

Углекислота во флюидных включениях типа II гомогенизируется в жидкую фазу при температурах от -21.9 до $+17.2^\circ\text{C}$. Плавление углекислоты происходит при температурах от -61.3 до -58.1°C . Плотность газовой фазы изменяется от 0.95 до 0.80 г/см^3 .

Давление флюида, оцененное для ассоциаций флюидных включений типов I и II в регенерированном кварце месторождения Сарылах, изменяется от 2020 до 1260 бар при температуре 244°C (табл. 2).

Флюидные включения типа III в переотложенном кварце месторождения Сарылах (изучено только 16 включений) гомогенизируются в жидкость при температуре 189°C (табл. 2). Температура эвтектики находящегося в них раствора составляет -34°C , что также свидетельствует о преобладании в составе водно-солевого флюида хлоридов натрия и магния. Кристаллы льда плавятся при -1.9°C . Концентрация солей, оцененная по температурам плавления льда, составляет 3.2 мас. %-экв. NaCl. Плотность этих флюидов $0.80\text{--}0.90 \text{ г/см}^3$. Сингенетичные им существенно газовые включения содержат азот с плотностью 0.19 г/см^3 . Давление азота такой плотности при температуре 189°C достигает 300 бар (табл. 2).

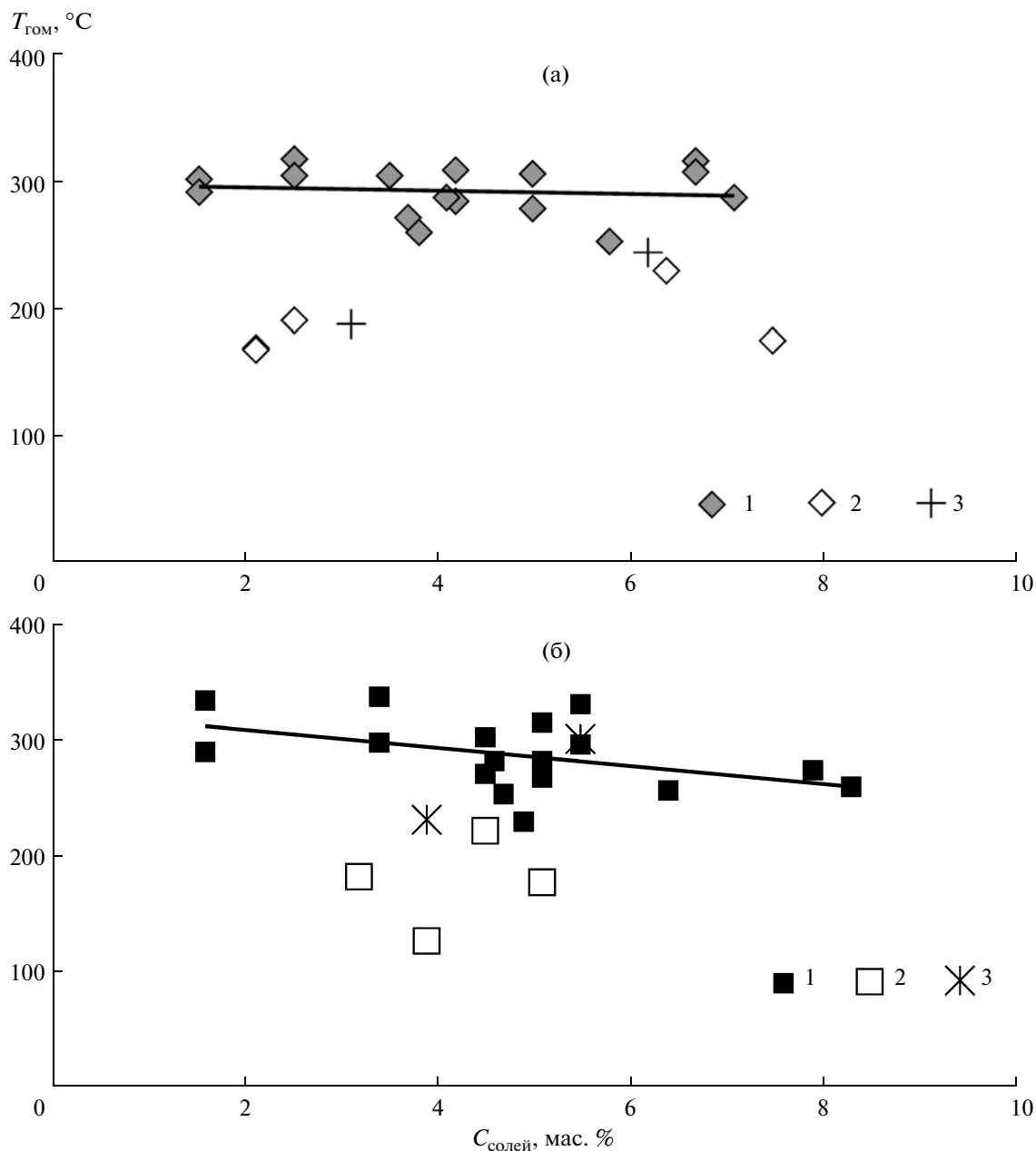
В целом исследование флюидных включений показало взаимосвязь температур и давлений (фиг. 9). В образцах из месторождения Сентачан проявлена слабая тенденция к повышению концентраций со-

лей во флюиде, захваченном включениями, с понижением температур их гомогенизации (фиг. 10). При изучении вторичных флюидных включений и флюидных включений в переотложенном кварце обнаружено достаточно отчетливое снижение солёности флюида с понижением температур их гомогенизации. Это наводит на мысль о связи вторичных включений в молочно-белом кварце с флюидами позднего этапа.

Полученные нами величины температур гомогенизации флюидных включений в кварце согласуются с выполненными ранее исследованиями температур гомогенизации флюидных включений в кварцах месторождения Сарылах (Манучарянц, Маркова, 1977). Однако в целом они привели более низкие температуры гомогенизации ($180\text{--}320^\circ\text{C}$) флюидных включений в раннем молочно-белом кварце и почти такие же ($180\text{--}140^\circ\text{C}$) в “хрусталевидных метакристаллах”, видимо, соответствующих переотложенному кварцу и сопутствующим антимонитовой минерализации. Химизм флюидов ими не исследовался.

Валовый анализ флюидных включений

Валовый анализ водных вытяжек исследован в десяти образцах раннего кварца с обоих месторождений (четыре – с месторождения Сентачан и шесть – Сарылах) и трех пробах переотложенного кварца (одна – из руд месторождения Сентачан и две – Сарылах) (табл. 3). Во всех проанализированных образцах молочно-белого кварца были обнаружены угле-



Фиг. 10. Диаграмма $T_{\text{гом}}-C_{\text{солей}}$ для флюидов месторождений Сарылах (а) и Сентачан (б).

1, 2 – включения в молочно-белом кварце: 1 – первичные, 2 – вторичные; 3 – включения в регенерированном кварце.

кислота (32–224 г/кг H_2O) и метан (0.2–2.23 г/кг H_2O). При этом флюиды содержали небольшое количество хлора (0.16–0.73 г/кг H_2O) и HCO_3^- (1–46 г/кг H_2O). Кроме того, в нем были обнаружены предельные (C_2H_6 и C_3H_{12} в количестве 0.005–0.002 моль/кг H_2O) и непредельные (C_2H_4 , C_3H_6 , C_4H_8 в количестве 0.008–0.002 моль/кг H_2O) углеводороды в растворе. Сульфат-ион (7.9–9.2 г/кг H_2O) выявлен только во включениях в золотоносном кварце, который не содержит антимонита и находится

вне основных рудных зон (образцы И-69-54г и Рт-2-73). Во включениях в этом кварце обнаружены повышенные количества Na, K, Ca, Mg и наблюдается в целом более высокая концентрация солей (табл. 3). Среди микрокомпонентов в молочно-белом кварце обнаружено большое количество элементов (табл. 3). Концентрация некоторых (As, Sb, Fe) представляется слишком высокой. Возможно, что их источником послужили невидимые глазом включения рудных минералов в кварце.

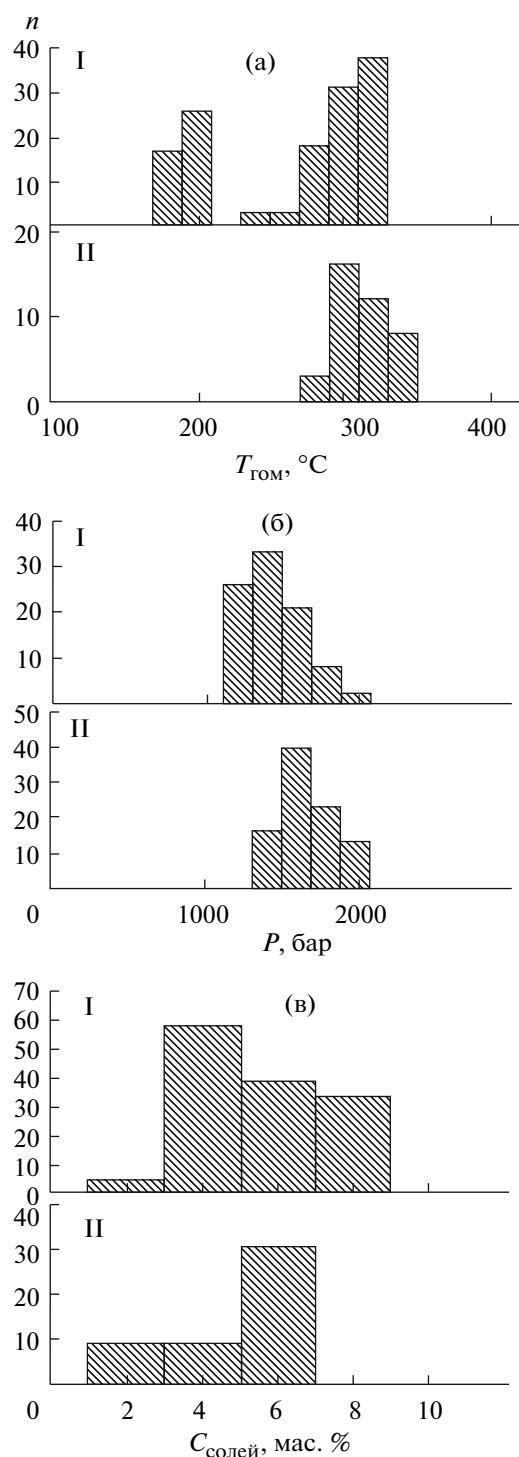
Таблица 3. Состав растворов флюидных включений в кварце месторождений Сентачан и Сарылах

| Тип кварца | Молочно-белый | | | | | | | | | | Регенерированный | | |
|---|-------------------------|-------------------------|------------|----------|-------------------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------------|-----------------|-------------|
| | Сентачан | | | | | Сарылах | | | | | Сентачан | Сарылах | |
| Место-рождения | У-1а-73 | У-13-73 | У-18а-73 | И-69-54г | И-69-56а | И-69-52 | С119-77 | 4-сар-00 | С130а-77 | У-58В-73 | 11-Сар | 8-Сар | |
| № образца | Рт.1, +510, поверхность | Рт.2, +550, поверхность | Рт.2, +400 | Рт.4 | Рз.1, +840, поверхность | Рз.1, +730 | Рз.1, +680 | Рз.1, +530 | Рз.1, +200 | Рт.2, +250 | Рз.1, поленный | 8-Сар кристаллы | |
| Привязка | Рт.1, +510, поверхность | Рт.2, +550, поверхность | Рт.2, +400 | Рт.4 | Рз.1, +840, поверхность | Рз.1, +730 | Рз.1, +680 | Рз.1, +530 | Рз.1, +200 | Рт.2, +250 | Рз.1, поленность | Рз.1, +730 | |
| Макрокомпоненты, г/кг H₂O | | | | | | | | | | | | | |
| CO ₂ | 39.6 | 223.9 | 143.09 | 92.98 | 66.7 | 207.0 | 31.9 | 91.9 | 139.8 | 187.9 | 50.1 | 107.0 | 76.4 |
| CH ₄ | 0.73 | 2.23 | 0.31 | 0.20 | 1.43 | 1.02 | 0.31 | 0.34 | 0.94 | 2.02 | 0.91 | 1.26 | 6.23 |
| Cl ⁻ | 0.73 | 0.32 | 0.24 | 0.16 | Не обн. | Не обн. | Не обн. | 0.19 | 0.18 | 0.19 | Не обн. | Не обн. | Не обн. |
| SO ₄ ²⁻ | 7.9 | Не обн. | Не обн. | Не обн. | 9.2 | » | » | Не обн. | Не обн. | Не обн. | 124.1 | 22.6 | 172.3 |
| HCO ₃ ⁻ | 37.4 | 13.2 | 6.7 | 3.2 | 46.0 | 2.5 | 2.1 | 2.0 | 1.0 | 1.8 | 34.7 | 50.7 | 36.5 |
| K | 1.8 | Не обн. | Не обн. | Не обн. | 0.91 | 0.28 | 0.09 | 0.12 | 0.08 | 0.19 | 38.34 | 7.34 | 21.61 |
| Na | 14.4 | 1.70 | 2.33 | 1.33 | 4.76 | 0.64 | 0.54 | 0.67 | 0.31 | 0.64 | 11.17 | 4.96 | 5.79 |
| Ca | 1.66 | 2.86 | 0.32 | Не обн. | 7.43 | 0.05 | 0.17 | 0.02 | 0.13 | 0.02 | 14.81 | 9.6 | 25.7 |
| Mg | 0.53 | 0.11 | Не обн. | » | 4.12 | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | 11.26 | 5.0 | 6.6 |
| Микрокомпоненты, 10⁻³ г/кг H₂O | | | | | | | | | | | | | |
| Br | 49 | 131 | 58 | 64 | Не обн. | 86 | 50 | 49 | 69 | 36 | 112 | Не обн. | Не обн. |
| As | 209 | 237 | 20 | 10 | 62 | 164 | 26 | 460 | 17 | 79 | 1334 | 14565 | 7289 |
| Li | 527 | 5.2 | 60 | 1.2 | 27 | 2.6 | 29 | 5.7 | 4.2 | 8.6 | 354 | 51 | 127 |
| B | 155 | 275 | 312 | 314 | 241 | 278 | 150 | 205 | 252 | 317 | 194 | 800 | 823 |
| Rb | 5 | 0.3 | 0.15 | 0.06 | 1.4 | 0.20 | Не обн. | 0.24 | 0.18 | Не обн. | 178 | 22 | 52 |
| Sr | 43 | 20 | Не обн. | Не обн. | 23 | 0.7 | 1.6 | 23 | 2.0 | Не обн. | 195 | 80 | 239 |
| Ga | 3 | Не обн. | » | » | 0.5 | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | » | 47 | 10 | 9 |
| Ge | 19 | 0.4 | 0.26 | 0.14 | 4 | 0.19 | 0.04 | 0.16 | 0.17 | 0.22 | 20 | 11 | 6 |
| Sc | 208 | Не обн. | Не обн. | Не обн. | 209 | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | 314 | 413 | 428 |
| Mo | 76 | 0.04 | 0.03 | 0.04 | 59 | 0.42 | 0.14 | 0.11 | 0.12 | 0.03 | 155 | 115 | 201 |

Таблица 3. Окончание

| Тип кварца | Молочно-белый | | | | | | | | | | Регенерированный | |
|----------------|-------------------------|-------------------------|------------|-------------|-------------------------|------------|------------|------------|------------|---------------|--------------------|---------------|
| | Сентачан | | | | Сарылах | | | | | | Сентачан | Сарылах |
| Место-рождения | У-1а-73 | У-13-73 | У-18а-73 | И-69-54г | И-69-56а | И-69-52 | С119-77 | 4-сар-00 | С130а-77 | У-58В-73 | 11-Сар | 8-Сар |
| Привязка | Рт.1, +510, поверхность | Рт.2, +550, поверхность | Рт.2, +400 | Рт.4 | Рз.1, +840, поверхность | Рз.1, +730 | Рз.1, +680 | Рз.1, +530 | Рз.1, +200 | Рт.2, +250 | Рз.1, по-верхность | Рз.1, +730 |
| Au | 0.05 | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | 1.06 | 0.45 | 2.75 |
| Ag | 2.6 | » | » | 0.36 | » | » | » | » | » | 9.7 | 9.6 | 43.8 |
| Sb | 19737 | 1608 | » | 3031 | 1704 | 812 | 466 | 1196 | 220 | 630993 | 118501 | 459051 |
| Pb | 36 | Не обн. | 0.3 | 13 | 3.1 | Не обн. | 2.0 | 0.2 | 1.6 | 147 | 109 | 110 |
| Zn | 98 | » | Не обн. | Не обн. | 18.6 | 8.6 | 20.2 | 21 | 3.1 | 557 | 344 | 890 |
| Cu | 110 | » | » | » | Не обн. | Не обн. | 3.2 | Не обн. | Не обн. | 349 | 857 | 431 |
| Bi | 1.9 | 0.04 | 0.01 | 0.75 | 0.6 | 0.13 | 0.11 | 0.08 | 0.13 | 3.6 | 68 | 7 |
| Fe | 488 | 24 | Не обн. | 888 | 253 | Не обн. | 57 | 12 | Не обн. | 7006 | 4815 | 3027 |
| Mn | Не обн. | 20 | » | Не обн. | 226 | » | 62 | 20 | » | Не обн. | 559 | Не обн. |
| Co | » | 0.02 | » | 1.1 | 0.2 | 0.5 | 0.23 | Не обн. | » | 7.4 | 27 | » |
| Ni | 3.5 | 1.0 | » | 7 | 0.3 | 1.5 | 1.0 | 0.3 | 0.4 | 56 | 112 | 47 |
| Sn | 2.0 | 0.02 | 0.03 | 1.8 | 0.6 | » | 0.07 | 0.02 | 0.2 | 13 | 3.6 | 2.2 |
| W | 2.6 | 18 | 0.5 | 1.4 | 0.2 | 0.07 | 0.1 | 1.9 | 0.1 | 10 | 2.5 | 7 |
| Te | Не обн. | Не обн. | Не обн. | 1.5 | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | 31 | 11 | 0.36 |
| Se | » | » | » | 224 | » | » | » | » | » | 10.35 | 30.2 | Не обн. |
| Hg | 3.3 | » | » | 1.4 | » | » | » | » | » | 5.8 | 2.6 | 30 |
| REE | 0.8 | » | » | « | » | » | » | » | » | 42 | 12 | 27 |
| K/Rb | 386 | » | » | 634 | 1419 | — | 491 | 456 | » | 216 | 339 | 419 |
| K/Na | 0.13 | » | » | 0.19 | 0.44 | 0.16 | 0.17 | 0.27 | 0.29 | 3.4 | 1.5 | 3.7 |
| Rb/Sr | 0.1 | 0.02 | » | 0.06 | 0.87 | Не обн. | 0.01 | 0.09 | Не обн. | 0.9 | 0.27 | 0.22 |

Примечание. Жирным шрифтом выделены аномально высокие концентрации некоторых элементов (As, Sb, Fe), связанные, вероятно, с микроэлементами рудных минералов в кварце.



Фиг. 11. Температуры гомогенизации (а), давления (б) и концентрации солей (в) флюидных включений в молочно-белом кварце месторождений Сарылах (I) и Сентачан (II).

Температуры гомогенизации, концентрации солей и давлений захвата флюидных включений в молочно-белом кварце из обоих месторождений оказались близкими и отчетливо ложатся в единую об-

ласть (фиг. 11). Исключение составляет образец С-77-130а из месторождения Сарылах, в котором флюидные включения были захвачены при аномально высоком давлении флюида. Это может быть связано с тем, что отложение кварца произошло в области пережима жилы. Некоторое повышение температур и давлений и понижение концентраций солей во флюидах, отлагавших ранний кварц, на месторождении Сентачан относительно тех же параметров флюида, из которого кристаллизовался ранний кварц на месторождении Сарылах, может быть связано с различным эрозионным срезом на месторождениях — большим для месторождения Сентачан и меньшим — для месторождения Сарылах.

Валовый анализ (табл. 3) отчетливо выявил различие состава флюидов из включений в раннем молочно-белом кварце первого этапа и переотложенном кварце второго этапа обоих месторождений. Наблюдается обогащение флюидов второго этапа относительно флюидов первого этапа углекислотой, метаном, сульфат-ионом, калием, кальцием и магнием, а также В, Rb, Sr, Ga, Sc, Mo, Au, Ag, Pb, Zn, Cu, Bi, Co, Ni, Sn, W, Te и Hg и обеднением — Na, Cl, Li, Se. Выявлены существенно более высокие концентрации во флюидных включениях не только Sb и As, но и Li, Ag, Hg. Обнаружены заметно более высокие содержания во флюидных включениях Ni, Pb, Bi, Sn, W, Mo и Au (табл. 3). Не исключено, что повышенные концентрации рудных компонентов во флюиде включений в регенерированном кварце связаны с их заимствованием из ранних кварц-золотых прожилково-вкрапленных руд. Флюид включений в осветленном молочно-белом кварце, претерпевшем менее значительные преобразования, содержит примеси большинства микрокомпонентов в меньших концентрациях, чем флюид включений в регенерированном рисовидном кварце, но больше, чем флюид включений в раннем молочно-белом кварце.

Особенности состава флюидов (высокие величины отношения K/Rb, превышающие 250, повышенные концентрации брома (табл. 3), наличие органического вещества) показывают, что рудообразующие флюиды обоих месторождений отличаются от состава флюидов магматической природы. Возможно, это магматические флюиды, претерпевшие взаимодействие с вмещающими породами, либо, что весьма вероятно, наряду с магматогенными флюидами в рудообразующем процессе имело место участие метаморфогенных флюидов (т.е. участвовали флюиды из разных источников).

Таким образом, исследование флюидных включений в кварце из месторождений Сарылах и Сентачан показало, что в минералообразующую систему поступало по крайней мере три контрастных по химическому составу флюида: 1) флюид, состоящий из смеси воды и углекислоты с растворенными в нем хлоридными солями и металлами; 2) газообразный флюид, состоящий преимущественно из CO_2 и мета-

на и 3) водно-солевой флюид. Все флюиды имели сравнительно низкую минерализацию. Флюиды типа 1 и 2 аналогичны по составу рудообразующим флюидам орогенных месторождений золота (Ridley, Diamond, 2000).

Водно-углекислотный и газообразный флюид возникли в результате фазовой сепарации флюида, состоящего из смеси $H_2O-CO_2-CH_4-NaCl-H_2S$, в результате резкого падения давления, что привело к отложению раннего кварца и вызвало метасоматическое преобразование вмещающих пород. Химический состав флюида, его температура и давление хорошо соответствуют физико-химическим характеристикам минералообразующих флюидов, образующих орогенные (мезотермальные) золото-кварцевые жильные и прожилково-вкрапленные месторождения (Ridley, Diamond, 2000; Бортников, 2006; Бортников и др., 2007). Следовательно, прожилково-вкрапленные золотоносные руды месторождений Сарылах и Сентачан также могут быть отнесены к орогенному типу золотого оруденения.

Следует отметить, что во флюидных включениях в переотложенном кварце, который рассматривается как одновременный с антимонитовой минерализацией, также обнаружены водно-углекислотные флюиды с соленостью 3.2...6.3 мас. %-экв. NaCl и существенно газообразный углекислотный флюид, захваченные одновременно при температурах 235–305°C и давлении ~ 1.2...2 кбар, образовавшиеся при фазовой сепарации протофлюида, состоящего из $H_2O-CO_2-CH_4-NaCl-H_2S$. Эти флюиды практически тождественны таковым, отлагавшим ранний молочно-белый кварц. Возможно, это реликты ранних флюидов в переотложенном кварце.

Водно-солевой флюид является более поздним, так как включения с ним приурочены к трещинкам в кварце. Возможно, что из этого флюида происходило отложение антимонитовых руд, поскольку антимонит также отлагался в трещинах в раннем кварце. Водно-солевые флюиды с низкой соленостью 1–5 мас. %-экв. NaCl, захваченные при 120–150°C, обнаружены в антимонитовых жилах в золото-сурьмяных месторождениях Центрального массива, Франция (Bellot *et al.*, 2003). Из низкосолёных низкотемпературных (105–220°C) водных флюидов отлагались поздние сурьмяные руды на золоторудных месторождениях Долнин Крик, Юго-Западная Аляска (Goldfarb *et al.*, 2004). Антимонит-кварцевые жилы Au-Sb-месторождения Кхарма в Боливии образовались при 150–230°C из водного флюида соленостью 3.3–7.8 мас. %-экв. NaCl. Эпитермальные ртутно-сурьмяные месторождения юго-западной Аляски также образовались из низкосолёного флюида (1.5–4.6 мас. %-экв. NaCl) при 130–220°C (Gray *et al.*, 1997). Наконец, кварц-антимонитовые жилы Майского золоторудного месторождения образовались главным образом из водно-солевого флюида, соленость которого изменялась от 0.7 до 10.1 мас. %-экв.

NaCl, при 120–230°C (Бортников и др., 2004). Можно полагать, что условия отложения антимонитовых руд на месторождениях Сарылах и Сентачан были аналогичны таковым в указанных районах.

ИЗУЧЕНИЕ СООТНОШЕНИЯ ЛЕГКИХ СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ

Стабильные изотопы (O, C и S) в минералах

Впервые для месторождений Сарылах и Сентачан исследованы соотношения изотопов кислорода в кварце, кислорода и углерода в карбонатах и серы в сульфидах, необходимые для реконструкции источников минералообразующих флюидов.

Изотопный состав кислорода на обоих месторождениях изучен в кварце, ассоциирующемся с ранней золото-кварцевой ассоциацией, и с поздней – антимонитовой. На месторождении Сарылах величины $\delta^{18}O$ раннего молочно-белого кварца варьируют от +14.8 до +17.0‰, а для переотложенного кварца эта величина составляет +16.5‰. Для раннего кварца месторождения Сентачан величины $\delta^{18}O$ изменяются от +16.4 до +19.3‰, а для переотложенного – от +17.6 до +19.8‰. И ранний, и поздний кварц обогащен тяжелым изотопом кислорода по сравнению с кварцем месторождения Сарылах.

Изучен *изотопный состав кислорода и углерода раннего доломита*, ассоциирующего с ранним молочно-белым кварцем и выполняющего зальбанды пирит-кварц-карбонатных прожилков в гидротермально-измененных породах. Величины $\delta^{18}O$ этого минерала месторождений Сарылах и Сентачан соответственно равны +15.0...+16.3‰ и +16.7...+18.2‰. Величины $\delta^{13}C$ в доломите на месторождении Сарылах располагаются в интервале от –12.1 до –9.5‰, а на месторождении Сентачан равны –8.5...–7.8‰. Аналогично кварцу, доломит месторождения Сентачан слегка обогащен тяжелыми изотопами и кислорода, и углерода.

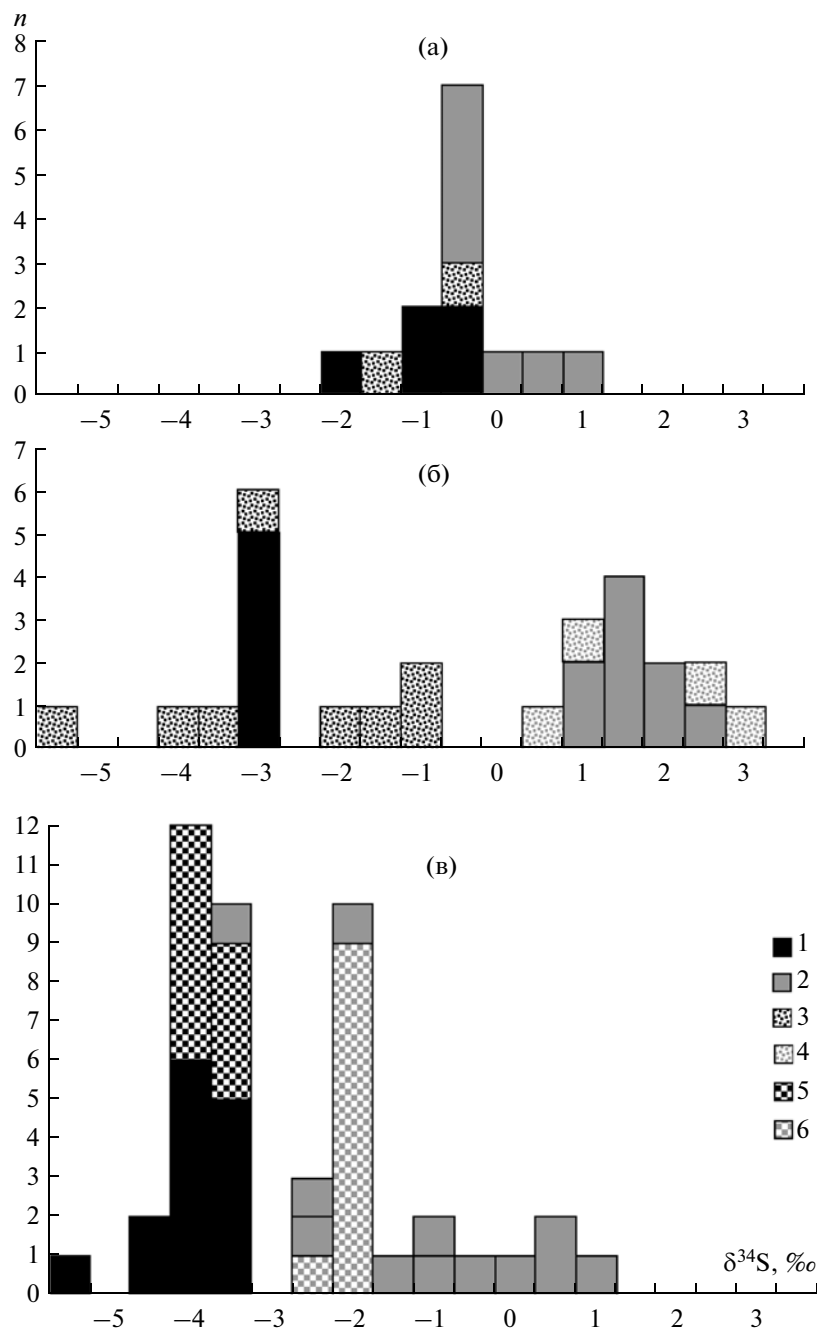
Для двух пар кварц–доломит по величине $\Delta = =^{18}O_{\text{кварц}} - \delta^{18}O_{\text{доломит}}$ была вычислена температура минералообразования, которая составила 149°C для месторождения Сарылах (образец И-70/152а) и 241°C – для месторождения Сентачан (образец У-13-73). Последнее значение попадает в интервал температур гомогенизации (276–232°C) флюидных включений в этом образце.

Изучен *изотопный состав серы сульфидов* разных уровней месторождений Сарылах и Сентачан. Проанализированы монофракции пирита и арсенопирита, как из рудных зон, так и из метасоматитов околорудного ореола. Кроме того, были отдельно проанализированы крупно-, средне- и мелкозернистая (“чугунная” динамометаморфизованная) разновидности антимонита (табл. 4). Величины $\delta^{34}S$ арсенопирита, пирита и антимонита из месторождения Сарылах равны соответственно –2.0...–0.9‰, –5.5...–1.1‰, –5.5...–3.6‰. Значения $\delta^{34}S$ арсе-

Таблица 4. Изотопный состав серы сульфидов месторождений Сарылах и Сентгачан (%)

| Уровень, м | Сарылах | | | | Сентгачан | | | | | | |
|------------|--------------|--------------|------------|------------|------------|----------------------|------|------------|-----|-----|------------|
| | Aspy | Py | Ant | | | Aspy | Py | Ant | | | |
| | | | к/з | с/з | м/з | | | к/з | с/з | м/з | |
| 900 | | | -4.1, -4.0 | -4.0, -3.7 | | | | | | | |
| 850 | | -1.7*, -3.2 | | -4.1, -3.8 | | | | | | | |
| 800 | -1.4 | -1.2*, -2.4* | -3.6 | -4.0, -3.8 | | | | | | | |
| 700 | | -3.0 | -4.3 | -3.8 | | | | | | | |
| 600 | -0.9 | -3.2, -5.5* | -3.8 | -4.0 | | | | | | | |
| 525 | | | | | | | | | | | -2.2 |
| 500 | -1.0, -0.9 | -3.0*, -4.3* | -5.5, -4.9 | -4.0 | +1.0, +0.1 | +1.5, +0.6, +0.5* | +0.6 | -3.9, -1.1 | | | -2.4, -2.2 |
| 400 | -0.9*, -1.7* | -3.5*, -1.1* | -4.9 | -4.3 | -0.8, -0.6 | +1.4, +1.9, +1.0* | -1.7 | +0.5, -0.6 | | | -2.0, -2.1 |
| 300 | -2 | -3.1, -3.3 | -4.2 | +4.0 | -0.8 | +1.3, +2.4, +2.5* | -1.4 | +0.2, -0.1 | | | -2.0, -2.1 |
| 200 | | | | | -0.6 | +1.0, +2.6* | | -2.3, -2.7 | | | -2.2, -2.3 |
| 100 | | | | | -0.3 | +1.7 | | | | | -2.7 |
| Среднее | -1.4 (7) | -2.9 (13) | -4.0 (25) | | -0.3 (7) | +1.2 (13) | | -0.7 (22) | | | |

Примечание. к/з – крупнозернистый, с/з – среднезернистый, м/з – мелкозернистый. * – из кварц-пирит-карбонатных прожилков околорудного ореола. В скобках – количество анализов.



Фиг. 12. Изотопный состав серы арсенопирита (а), пирита (б) и антимонита (в) месторождений Сарылах и Сентачан. 1, 2 – рудные жилы: 1 – Сарылах, 2 – Сентачан; 3, 4 – метасоматиты: 3 – Сарылах, 4 – Сентачан; 5, 6 – “чугунный” антимонит: 5 – Сарылах, 6 – Сентачан.

пирита, пирита и антимонита из месторождения Сентачан лежат в интервалах соответственно $-0.8...+1.0\text{‰}$, $+0.5...+2.6\text{‰}$, $-3.9...+0.6\text{‰}$ (табл. 4) Обращает на себя внимание ряд особенностей $\delta^{34}\text{S}$ изученных сульфидов (фиг. 12): 1) сульфиды месторождения Сентачан несколько обогащены тяжелым изотопом серы ^{34}S ; 2) пирит из месторождения Сарылах обогащен легким изотопом серы по сравнению с арсенопиритом, тогда как на месторождении

Сентачан арсенопирит содержит больше легкого изотопа серы; 3) значения $\delta^{34}\text{S}$ пирита из жил и пирита из метасоматитов месторождения Сентачан располагаются практически в одном и том же интервале, тогда как величины $\delta^{34}\text{S}$ пирита из жил месторождения Сарылах попадают в более узкий интервал ($-3.3...-3.0\text{‰}$), чем пирита из метасоматитов ($-5.5...-1.1\text{‰}$); 4) на месторождении Сарылах значения $\delta^{34}\text{S}$ антимонита всех разновидностей близки и среднее

значение составляет -4.0% . На месторождении Сентачан величины $\delta^{34}\text{S}$ для мелкозернистого антимонита равны $-2.3 \pm 0.5\%$, тогда как для крупно- и среднезернистого антимонита они равны $-2.8...+0.6\%$ и $-3.9...+0.5\%$ соответственно; 5) антимонит обоих месторождений содержит по сравнению с пиритом и арсенипиритом более легкую серу, но на месторождении Сентачан это менее выражено.

Изотопный состав O, C и S минералообразующего флюида

Изотопный состав кислорода во флюиде. Соотношения стабильных изотопов кислорода в минералообразующем флюиде рассчитаны в соответствии с уравнениями фракционирования в гидротермальных системах, используя измеренные величины $\delta^{18}\text{O}$ для кварца и доломита и средние температуры гомогенизации флюидных включений в кварце. При этом допускалось, что в системах кварц–вода и кварц–доломит изотопное равновесие между гидротермальным флюидом и отлагавшимися минералами установилось при температуре минералообразования и сохранялось после их отложения. Было использовано уравнение (Matsuhisa *et al.*, 1979; Zheng, 1999), где T – температура Кельвина:

$$\Delta_{\text{кварц}-\text{H}_2\text{O}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{кварц}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 3.34(10^6/T^2) - 3.31, \quad (1)$$

$$\Delta_{\text{доломит}-\text{H}_2\text{O}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{доломит}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 4.06(10^6/T^2) - 4.65(10^3/T) + 1.71. \quad (2)$$

Рассчитанные величины $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ флюида, отлагавшего раннюю золото-кварцевую ассоциацию на месторождении Сарылах при 300°C , составляют $+9 \pm 1.1\%$ в равновесии с кварцем и $+9.6 \pm 0.6\%$ в равновесии с доломитом. Переотложенный кварц кристаллизовался при 200°C из флюида с изотопным составом кислорода воды, равным $+4.9\%$. Полученные значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ попадают в интервал, характерный для магматической воды ($\delta^{18}\text{O} = +5.5...+9.5\%$).

Для флюида, сосуществующего с ранними кварцем и доломитом месторождения Сентачан при 300°C , получены значения $\delta^{18}\text{O}$, соответственно $+11 \pm 1.5$ и $+11.2 \pm 1.2\%$. Эти значения обогащены тяжелым изотопом кислорода относительно магматической воды и соответствуют изотопному составу воды метаморфогенного происхождения. Величина $\delta^{18}\text{O}$, рассчитанная для флюида в равновесии с поздним кварцем при 200°C , равна $+6.0\%$ и соответствует изотопному составу воды, отделившейся при кристаллизации кислой магмы.

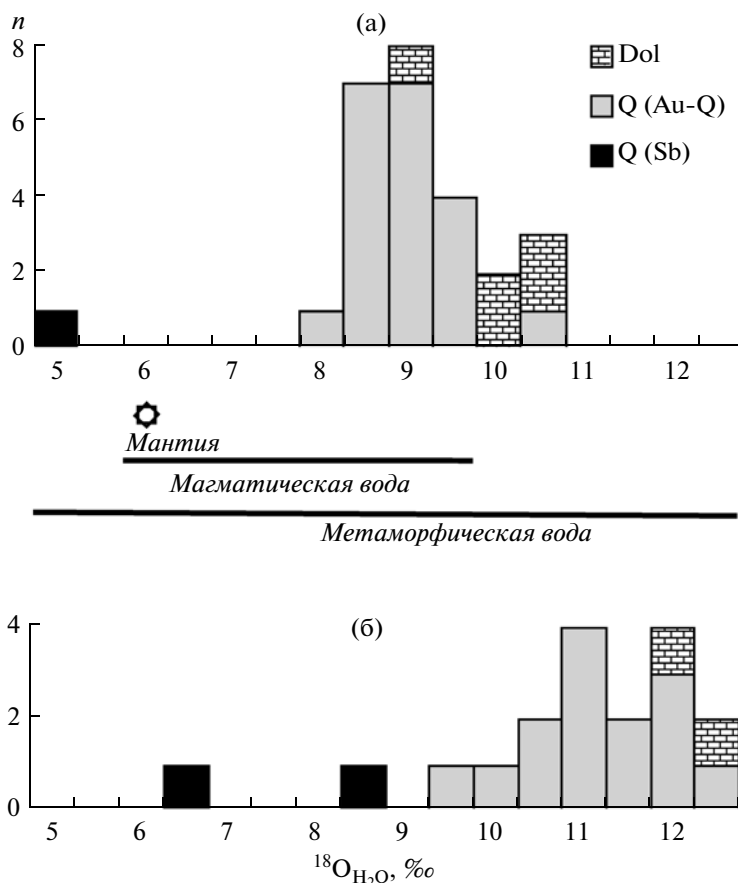
Величины $\delta^{18}\text{O}$ флюида, отлагавшего минералы золото-кварцевой ассоциации обоих месторожде-

ний, рассчитанные по кварцу и доломиту, перекрываются, что, вероятно, может указывать на отложение этих минералов в условиях изотопного равновесия, которое сохранилось. Флюид, отлагавший кварц и доломит на месторождении Сентачан, обогащен тяжелым изотопом кислорода (фиг. 13). Обнаружена обратная зависимость между соленостью и изотопным составом кислорода флюида (фиг. 14).

Таким образом, величины $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$, рассчитанные для флюидов, равновесных с кварцем и доломитом из ранней прожилково-вкрапленной золоторудной минерализации, попадают в интервал значений $\delta^{18}\text{O}_{\text{флюид}} = +4 \dots +15\%$, известных для большинства зарубежных орогенных золоторудных месторождений (Ridley, Diamond, 2000), и в интервал значений $+4.5...+11.4\%$, установленный в российских прожилково-вкрапленных и золото-кварцевых орогенных (мезотермальных) месторождениях (Бортников, 2006; Бортников и др., 2007; Горячев и др., 2008). Считается, что такой изотопный состав кислорода характерен для флюида, образывавшегося в результате дегидратации пород при метаморфизме (Ridley, Diamond, 2000). Интервал значений $\delta^{18}\text{O}_{\text{флюид}}$, рассчитанных для российских месторождений, перекрывается с областями величин $\delta^{18}\text{O}_{\text{флюид}}$, приписываемых как магматогенным, так и метаморфогенным водам. Это рассматривается как свидетельство участия в рудообразовании обоих флюидов.

Изотопный состав кислорода флюида, отлагавшего раннюю золото-кварцевую ассоциацию ($\delta^{18}\text{O}_{\text{флюид}} = +9 \pm 1.2\%$) на месторождении Сарылах, попадает в область значений, приписываемых как флюидам магматогенного, так и метаморфогенного происхождения. Значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{флюид}} = +11 \pm 1.5\%$ скорее указывают на то, что в отложении прожилково-вкрапленной минерализации на месторождении Сентачан главную роль играл флюид метаморфогенного происхождения.

Изотопный состав кислорода позднего флюида ($\delta^{18}\text{O}_{\text{флюид}} \approx +5.5\%$), который, как мы предполагаем, отлагал антимонитовые руды, хорошо соответствует такому составу кислорода флюидов, отлагавших ртутные и сурьмяные месторождения, ассоциированные с мезотермальными золоторудными месторождениями в канадских Кордильерах, сдвинут в сторону положительных величин $\delta^{18}\text{O} \approx +8...+11\%$ (Madu *et al.*, 1990; Nesbitt *et al.*, 1989). Изотопные характеристики флюидов, из которых образовались золоторудные, сурьмяные и ртутные месторождения оказались практически неразличимыми, что позволило считать их генетически родственными. Значения $\delta^{18}\text{O}$ флюида, отлагавшего эпитеральные ртутно-сурьмяные месторождения юго-западной Аляски, широко изменяются: от ≈ -12 до $\approx +14\%$, что позволило предпо-



Фиг. 13. Изотопный состав кислорода минералообразующего флюида месторождений Сарылах (а) и Сентачан (б).

ложить смешение в этих гидротермальных системах изотопно-тяжелого метаморфогенного с изотопно-легким метеорным флюидом (Gray *et al.*, 1997).

Изотопный состав углерода во флюиде, из которого кристаллизовался доломит золото-кварцевой ассоциации, рассчитан по уравнению (Ohmoto, Rye, 1979):

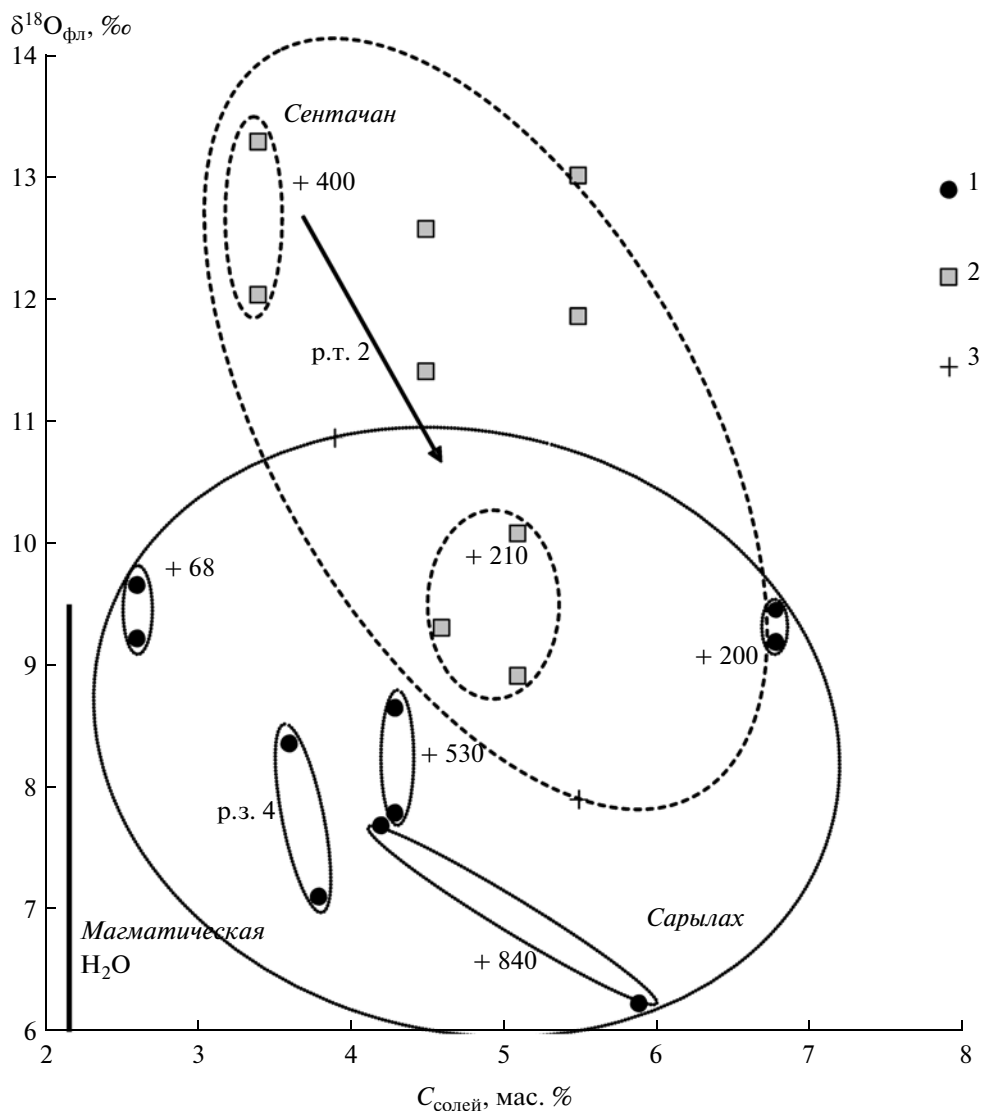
$$\Delta_{\text{доломит}-\text{CO}_2} = -0.891(10^9/T^3) + 8.737(10^6/T^2) - 18.11(10/T) + 8.44. \quad (3)$$

Полученные значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ при $300^\circ\text{C} \approx -9.5 \pm 1.3\text{‰}$ и $\approx -7 \pm 1\text{‰}$ соответственно для флюида, из которого отлагались карбонаты из месторождений Сарылах и Сентачан.

Значения $\delta^{13}\text{C}$ доломита укладываются в интервал значений изотопного состава углерода в карбонатах мезотермальных месторождений золота: от +7 до -25‰ (Kerrich, Fyfe, 1981; Nesbitt, Muchlenbachs, 1989; Jia, Kerrich, 2000). Практически во всех мезотермальных золоторудных месторождениях зеленокаменных поясов эта величина укладывается в узкий интервал от -8 до -3‰ , а изотопный состав углерода во флюиде ($\delta^{13}\text{C} = -6 \dots 0\text{‰}$) указывает на то, что углекислота могла поступать из мантии или отщеп-

ляться от магмы при ее кристаллизации (Ridley, Diamond, 2000). Карбонаты из золоторудных месторождений, залегающих в метаморфизованных терригенных толщах, имеют более отрицательные величины $\delta^{13}\text{C}$: $-13 \dots -26\text{‰}$ в жильных карбонатах из месторождений района Мегума, Канада (Kontak, Kerrich, 1997). Считается, что в этом случае углерод заимствовался из вмещающих пород. Величины $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатах из Нежданинского месторождения, залегающего также в терригенных толщах, изменяются от -14.7 до $+1.0\text{‰}$, но большая часть располагается в относительно узкой области значений $\delta^{13}\text{C}$ — между -5.0 и -8.6‰ (Бортников и др., 1998).

Мантейному и магматическому углероду, связанному с гранитами, приписываются значения $\delta^{13}\text{C}$: $-7 \dots -2\text{‰}$ и $-6 \dots -2\text{‰}$ соответственно (Jia, Kerrich, 2000). Очевидно, что изотопный состав углерода во флюидах, отлагавших карбонаты на месторождениях Сентачан и Сарылах, обогащен легким изотопом углерода относительно этих резервуаров, хотя и близок к ним. Следовательно, эти флюиды извлекали углерод из вмещающих пород, или магматогенный флюид приобрел углерод из вмещающих пород, замещая их метасоматически.



Фиг. 14. Диаграмма $\delta^{18}\text{O}_{\text{фл}} - C_{\text{солей}}$ для месторождений Сарылах и Сентачан.

1, 2 – молочно-белый кварц: 1 – Сарылах, 2 – Сентачан; 3 – регенерированный кварц месторождения Сентачан.

Изотопный состав серы во флюиде. Значения $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ во флюиде, находящемся в равновесии с сульфидами в момент минералообразования, были рассчитаны по уравнениям фракционирования (Ohmoto, Rye, 1979):

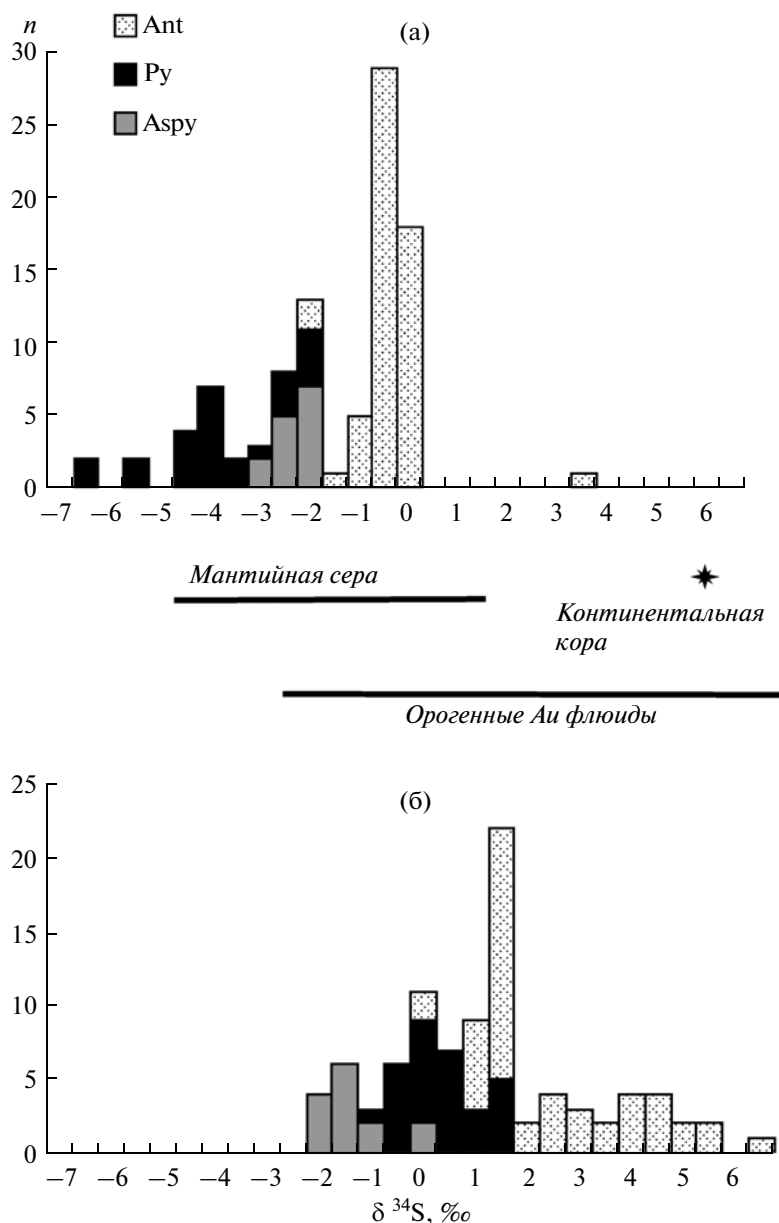
$$\Delta_{\text{пирит}-\text{H}_2\text{S}} = \delta^{34}\text{S}_{\text{пирит}} - \delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}} = 0.4(10^6/T^2), \quad (4)$$

$$\Delta_{\text{антимонит}-\text{H}_2\text{S}} = \delta^{34}\text{S}_{\text{антимонит}} - \delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}} = 0.4(10^6/T^2). \quad (5)$$

Для флюида, равновесного с арсенопиритом, вслед за (Clayton, Spigo, 2000 и др.), использовано уравнение (4).

Для флюида, отлагавшего арсенопирит и пирит при 300°C на месторождении Сарылах, получены значения $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ соответственно $\approx -2.5 \pm 1\%$ и $-6.7 \dots -2.3\%$. Значения $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ во флюиде, из которого кристаллизовался антимонит, могли соответствовать $\approx 0 \pm 3\%$, приняв температуру отложения 190°C .

Флюид, отлагавший арсенопирит на месторождении Сентачан, мог характеризоваться значениями $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}} \approx -1.0 \pm 1\%$, а пирит $\approx 0 \pm 1.4\%$, если считать, что эти минералы кристаллизовались при 300°C . Антимонит отлагался при 190°C из флюида с величиной $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}} -0.4 \dots +6.1\%$.



Фиг. 15. Изотопный состав серы минералообразующего флюида, сосуществующего с сульфидами месторождений Сарылах (а) и Сентачан (б).

Значения $\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}}$ в минералообразующем флюиде, отлагавшем сульфиды, изменялись от -6.7 до $+6.1\text{‰}$ (фиг. 15). Такие значения, скорее всего, указывают на участие в минералообразовании серы, поступавшей из магматического источника ($-3...+3\text{‰}$; Field, Ficarek, 1985) и частично заимствованной из вмещающих пород.

Величины $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов из большинства орогенных месторождений располагаются в области от -3 до $+9\text{‰}$ (Ridley, Diamond, 2000). Однако в месторождениях Аляски, локализованных в метаморфизованных осадочных толщах, они сдвинуты в сторону

отрицательных значений ($-17.8...-5.6\text{‰}$) (Goldfarb *et al.*, 1991). Значения $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов из Майского и Нежданского месторождений, залегающих в терригенных толщах, изменяются соответственно: $-8.8...-0.6\text{‰}$ и $-18.0...+6.0\text{‰}$, а антимонита из Майского месторождения – от -9.9 до $+0.8\text{‰}$ (Бортников и др., 1998, 2004). Следовательно, изотопный состав серы сульфидов и флюидов, отлагавших эти минералы на месторождениях Сарылах и Сентачан, сходен с таковым в орогенных месторождениях, залегающих в терригенных толщах. Ранее нами эти данные интерпретировались как результат смешения серы, посту-

павшей из магмы, с серой, извлекавшейся из осадочных пород.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенные исследования убедительно показали, что прожилково-вкрапленная золотоносная минерализация и антимонитовые руды месторождений Сарылах и Сентачан образовались в условиях различной глубинности.

На раннем этапе произошло образование прожилково-вкрапленных руд вследствие поступления в зону Адыча-Тарынского разлома флюида, представлявшего собой смесь $H_2O-CO_2-CH_4-H_2S-NaCl$ с соленостью 1.5–8 мас.% -экв. NaCl. При температурах 230–340°C и давлениях 1.2–2.3 кбар он претерпел фазовую сепарацию на два флюида: один существенно водно-углекислотный, а другой существенно газообразный, состоящий главным образом из CO_2 . Наиболее вероятно, что этот процесс вызвал отложение прожилково-вкрапленных сульфидных руд. При фазовой сепарации происходит удаление летучих компонентов $CO_2, CH_4, H_2S, H_2, NH_3$, что вызывает окисление и увеличение pH в остаточном водно-углекислотном флюиде. Вследствие этого флюид становится неравновесным с минералами окружающих пород и начинает с ними взаимодействовать (Бортников и др., 1998, 2004), вызывая метасоматическое замещение вмещающих пород с образованием мощных ореолов березитизированных пород с рассеянной вкрапленностью сульфидов. Соотношение стабильных изотопов кислорода и углерода в минералообразующем флюиде не позволяет однозначно идентифицировать его источники. В его составе, скорее всего, преобладали вода и углекислота метаморфогенного происхождения, но нельзя исключить также их поступление в сферу рудоотложения из магматогенного флюида.

Возникновение золотоносных рудообразующих систем связано с позднеюрскими фронтальными субдукционно-аккреционными процессами, приведшими в соприкосновение край кратона и микроконтинента, которые сопровождалась формированием субсинхронных надсубдукционных вулканитов Уяндино-Ясачненской дуги, гранитоидов Главного (Колымского) батолитового пояса и золо-

тоносных даек (Прокопьев и др., 2007; Акинин и др., 2009), а также высокоамплитудных надвигов (фиг. 16а). В раннем мелу произошли первые левосторонние сдвиговые подвижки в зоне Адыча-Тарынского разлома. На юго-востоке происходила субдукция океанической коры Палео-Пацифики и образование надсубдукционной Удско-Мургальской дуги (Тектоника..., 2001). Субдукционно-аккреционные процессы порождают различные сценарии генерации флюидов (Goldfarb *et al.*, 2005). Вода и CO_2 , так же, как и K_2O , могут отделяться из субдуцируемых пород при их метаморфизме и плавлении на относительно небольших глубинах. В результате возникает минералообразующий флюид, переносящий извлеченные компоненты в вышележащие осадочные толщи вдоль зон разломов. Более вероятным считается отделение летучих на глубинах от 80 до 120 км. Их взаимодействие с мантийным клином вызывает частичное плавление, и водонасыщенные магмы поднимаются в нижнюю кору, где они кристаллизуются. Отделившиеся флюиды от магмы и в результате дегидратации и декарбонатизации пород вокруг плутонов могут играть важную роль в формировании золоторудных месторождений (Бортников, 2006; Бортников и др. 1998, 2007; McCoy *et al.*, 1997). Минералообразующий золотоносный флюид также может возникнуть в результате дегидратации залегающих над субдуцируемой плитой преддуговых серпентинизированных ультрамафических пород. Рудообразующие флюиды по своим изотопно-геохимическим характеристикам близки к флюидам магматогенного происхождения, а также содержат компоненты, заимствованные из вмещающих пород. Лучше всего это согласуется с гипотезой, по которой флюид отделился при кристаллизации магм, образовавшихся при субдукции плиты, и интродуцированных в песчано-сланцевые (черносланцевые) толщи. Эти обстановки благоприятны для образования гранитоидов ильменитовой серии, при застывании которых углекислота и золото фракционируют во флюид.

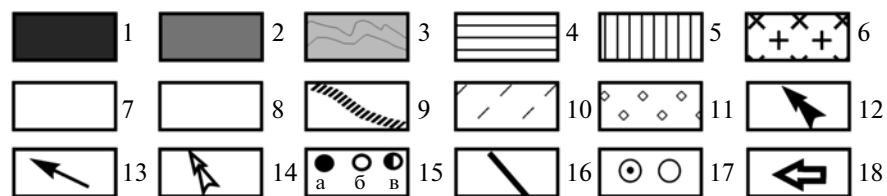
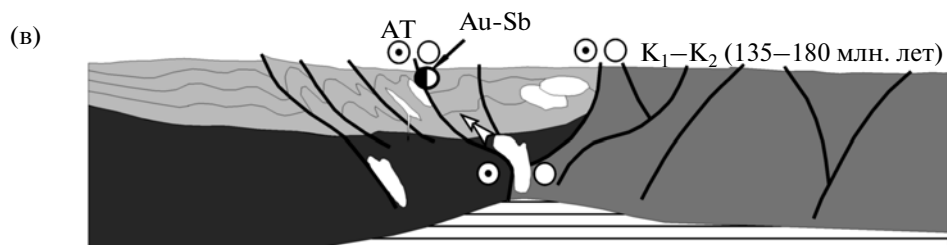
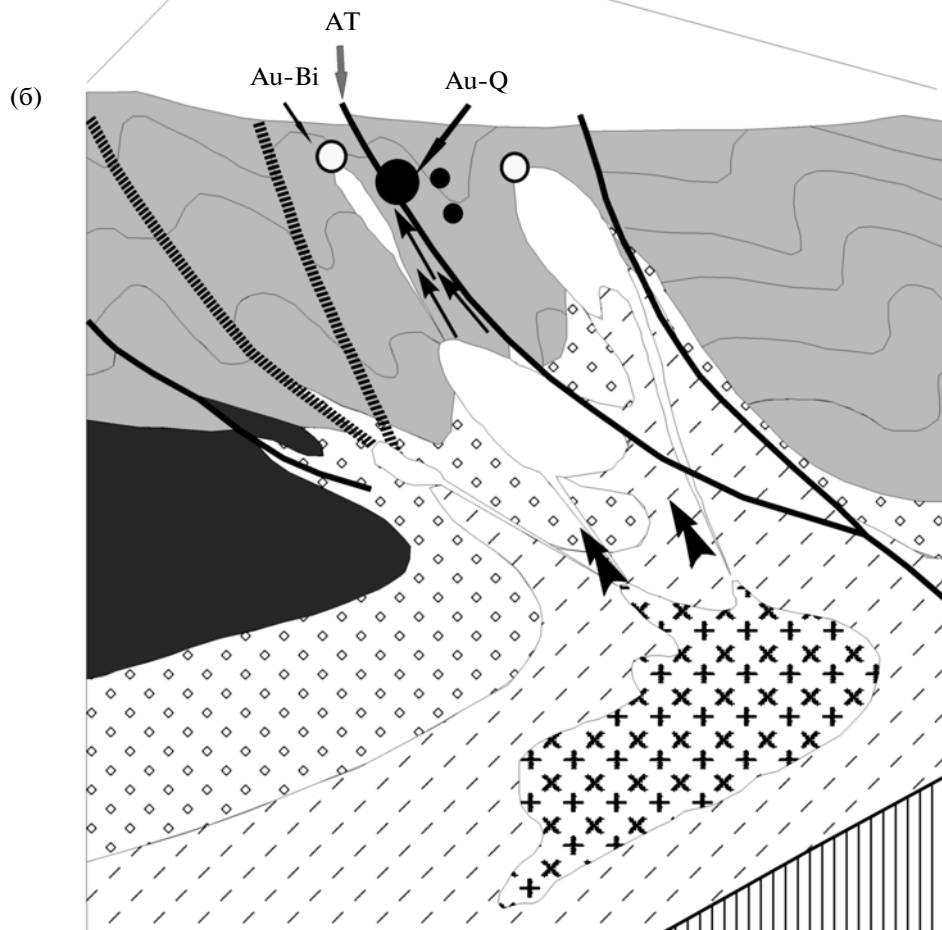
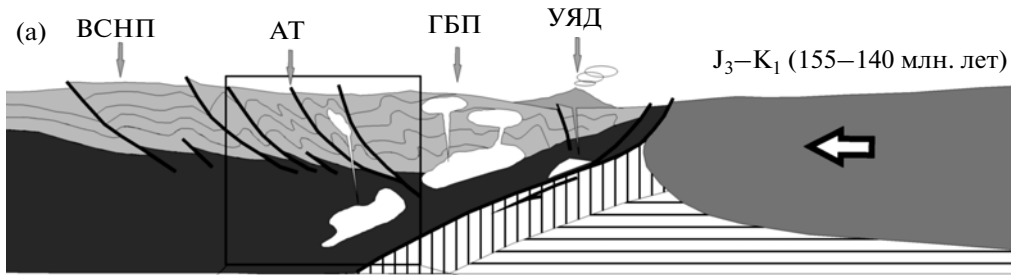
На позднем этапе образовались антимонитовые руды месторождений Сентачан и Сарылах из разбавленных флюидов с соленостью 4–6 мас.%-экв. NaCl при 190–250°C и с изотопными характеристиками, присущими магматогенному флюиду. Их отложение

Фиг. 16. Модель формирования полигенной (совмещенной) золото-антимонитовой минерализации.

а, б – геодинамическая обстановка возникновения (а) и эволюции (б) золотоносной рудномагматической системы, продуцирующей раннее золотое оруденение; в – геодинамическая обстановка ранне-позднемеловой активизации Адыча-Тарынской зоны разломов и формирования антимонитовой минерализации.

1 – Северо-Азиатский кратон; 2 – Колымо-Омолонский микроконтинент; 3 – деформированные образования опущенной окраины кратона; 4 – мантия; 5 – океаническая кора; 6 – очаги палингенных гранитов; 7 – диориты; 8 – гранодиориты, граниты; 9 – дайки диоритовых порфиритов; 10 – фации амфиболитов; 11 – зеленосланцевые фации; 12 – направление движения палингенных расплавов; 13 – направление движения рудоносных флюидов от промежуточного магматического очага, формирующих Au-Q-минерализацию; 14 – направление движения рудоносных флюидов, формирующих антимонитовую минерализацию; 15 – минерализация (а – Au-Q, б – Au-Bi, в – Au-Sb); 16 – разломы; 17 – левосторонние сдвиги; 18 – направление движения Колымо-Омолонского микроконтинента.

ВСНП – Верхоянский складчато-надвиговый пояс; ГБП – главный батолитовый пояс; УЯД – Уяндино-Ясачненская дуга; АТ – Адыча-Тарынский разлом.



происходило в близповерхностной обстановке, типичной для геотермальных источников (“hot spring”) в районах современного вулканизма, о чем свидетельствует присутствие в рудных телах диккита и пиррофиллита. Помимо крупных сурьмяных месторождений Сарылах и Сентачан, в зоне Адыча-Тарынского разлома выявлен ряд мелких антимонитовых рудопроявлений, на которых широко выражены процессы аргиллизации, а поздними минералами в рудах являются пиррофиллит и диккит. На наш взгляд, эти данные свидетельствуют о проявлении эпитеpmальных процессов рудообразования в зоне Адыча-Тарынского разлома, приведших к формированию антимонитовых месторождений, подобных эпитеpmальным ртутно-сурьмяным месторождениям Аляски (Gray *et al.*, 1997) и Боливии (Dill *et al.*, 1995).

Их образование, наиболее вероятно, произошло в поздне меловую эпоху после закрытия Южно-Анжуйского океана и завершения аккреции террейнов, слагающих Верхояно-Колымскую складчатую область, когда в тылу Охотско-Чукотской окраинно-континентальной дуги были широко проявлены процессы растяжения (фиг. 16в). В результате этого сформировался Индигирский пояс, где проявились поля субшелочных и щелочных вулканно-плутонических образований и анорогенных гранитов, а на севере в низовьях р. Индигирки возникли рифтогенные впадины (Тектоника..., 2001). Полагаем, что в это время вновь происходили сдвиговые смещения вдоль основных разломов осевой части Верхояно-Колымской складчатой области. На это указывают, например, поздне меловые впадины (pull-apart) в зоне Чай-Юреинского разлома (Прокопьев, Ивсен, 2006). Процессы растяжения и сдвиговые перемещения могут быть следствием проявления начальных стадий коллапса орогенной системы, что вызвало выявленное ныне значительное утонение (до 35 км) земной коры вдоль осевой части хребта Черского (MacKey *et al.*, 1998). В результате этой активизации в зоне Адыча-Тарынского разлома широко проявился малоглубинный магматизм, выразившийся во внедрении даек субвулканических гранит-порфиров. Возраст этих пород по данным U-Pb-датирования циркона составляет 100 ± 5 млн. лет. С этим магматизмом связано образование эпитеpmальных рудообразующих систем, в которых мог участвовать флюид как магматогенного, так и метеорного происхождения. Обогащение флюида изотопом ^{18}O на приповерхностных уровнях месторождения Сентачан показывает, что значительного смещения его с метеорными водами не происходило. Незначительное увеличение солёности флюида при снижении температуры также может указывать на отсутствие смещения флюидов (Kreuzer, 2005). Присутствие никеля в виде изоморфной примеси в сульфидах из антимонитовых руд позволяет предположить, что минералообразующий флюид взаимодействовал с ультрамафическими порода-

ми. Возможно, мантийные породы, слагающие мантийный клин над субдуцируемой под континент Тихоокеанской плитой, участвовали в генерации флюида.

Таким образом, временной разрыв между образованием ранних золотых руд (140–120 млн. лет), заключительной активизацией Адыча-Тарынского разлома (менее 100 млн. лет) и отложением антимонитовых жил значителен, что обусловило эрозионный срез и подъем на малоглубинные уровни рудных тел ранней золото-кварцевой минерализации умеренных глубин. В результате этой активизации возникли возможности наложения в условиях малых глубин поздних флюидов, несущих сурьму, на мощные и протяженные минерализованные зоны дробления с типичными для нее окolorудной березитизацией и жильными золотоносными минеральными ассоциациями. Результатом этого наложения явилось совмещение на одном гипсометрическом уровне минеральных парагенезисов разных уровней глубинности образования и физико-химическое взаимодействие сформированных и катаклазированных золотоносных руд с новым флюидом. Это стало причиной интенсивной коррозии, замещения, перетложения ранних минералов и образования новых ассоциаций минералов, содержащих главные химические компоненты обоих типов руд.

В заключение отметим, что совмещение различных генетических типов руд (месторождений) в одних и тех же рудообразующих системах оказывается обычным явлением. Эти явления установлены на ряде орогенных золоторудных месторождений – Нежданское (Бортников и др., 2007), Майское (Бортников и др., 2005), Мурунтау (Wilde, Beirelein, 2010).

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Программы № 2 ОНЗ РАН “Эволюция литосферы...”, Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 09–05–98536 р-восток и 09–05–98593 р-восток, 10–05–00718, 09–05–12037–офи_м и 09–05–00697–а) и проекта Международной геологической корреляции Юнеско IGCP 540.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акинин В.В., Прокопьев А.В., Торо Х. и др. U-Pb SHRIMP-возраст гранитоидов Главного батолитового пояса (Северо-Восток Азии) // Докл. АН. 2009. Т. 426. № 2. С. 216–221.
- Амузинский В.А., Анисимова Г.С., Жданов Ю.Я. и др. Сарылахское и Сентачанское золото-сурьмяные месторождения: Геология, минералогия и геохимия. М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001.
- Бергер В.И. Сурьмяные месторождения. Л: Недра, 1978.
- Борисенко А.С. Изучение солевого состава газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–27.

- Бортников Н.С.* Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах в тектонически активных зонах // Геология руд. месторождений. 2006. Т. 48. № 1. С. 3–28.
- Бортников Н.С., Брызгалов И.А., Кривицкая Н.Н. и др.* Майское многоэтапное прожилково-вкрапленное золото-сульфидное месторождение (Чукотка, Россия): минералогия, флюидные включения, стабильные изотопы (О и S), история и условия образования // Геология руд. месторождений. 2004. Т. 46. № 6. С. 475–509.
- Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Алпатов В.В. и др.* Минералого-геохимические особенности и условия образования Нежданнинского месторождения золота (Саха-Якутия, Россия) // Геология руд. месторождений. 1998. № 2. С. 137–156.
- Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Викентьева О.В. и др.* Состав и происхождение флюидов в гидротермальной системе Нежданнинского золоторудного месторождения (Саха-Якутия, Россия) // Геология руд. месторождений. 2007. Т. 49. № 2. С. 99–145.
- Владимиров В.Г.* Геологическое строение Адыча-Тарынской зоны и закономерности размещения в ней золото-сурьмяного оруденения: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1977.
- Гамянин Г.Н.* Типы золоторудных месторождений Восточной Якутии // Вопросы рудоносности Якутии. Якутск, 1974. С. 5–34.
- Гамянин Г.Н.* Минералого-генетические аспекты золотого оруденения Верхояно-Колымских мезозойд. М.: ГЕОС, 2001.
- Гамянин Г.Н., Жданов Ю.Я., Лескова Н.В., Некрасов И.Я.* Аурантимонат – новое природное соединение золота // Докл. АН СССР. 1988. Т. 301. № 4. С. 947–950.
- Гамянин Г.Н., Жданов Ю.Я., Некрасов И.Я., Лескова Н.В.* “Горчичное” золото из золото-сурьмяных руд Восточной Якутии // Новые данные о минералах. 1987. № 34. С. 13–20.
- Гамянин Г.Н., Некрасов И.Я., Жданов Ю.Я. и др.* Условия нахождения и образования аурустибита // Зап. ВМО. 1984. № 4. С. 196–205.
- Генкин А.Д.* Явления разложения рудных минералов // Текстуры и структуры руд. М.: Госгеолтехиздат, 1958. С. 242–258.
- Горячев Н.А., Викентьева О.В., Бортников Н.С. и др.* Условия формирования руд Наталкинского золоторудного месторождения (Северо-Восток России): распределение РЗЭ, флюидные включения, стабильные изотопы кислорода // Геология руд. месторождений. 2008. Т. 50. № 5. С. 414–444.
- Жариков В.А.* Физико-химические исследования окколорудного метасоматизма // Геохимия. 1987. № 12. С. 1754–1779.
- Ивенсен Ю.П., Левин В.И.* Генетические типы золотого оруденения и золоторудные формации // Золоторудные формации и геохимия золота Верхояно-Чукотской складчатой области. М.: Наука, 1975. С. 5–120.
- Индолев Л.Н., Жданов Ю.Я., Суплецов В.М.* Сурьмяное оруденение Верхояно-Колымской провинции. Новосибирск: Наука, 1980.
- Калужный В.А.* Основы учения о минералообразующих флюидах. Киев: Наук. думка, 1982.
- Кряжев С.Г., Васюта Ю.В., Харрасов М.К.* Методика валового анализа включений в кварце // Материалы XI междунар. конф. по термобарогеохимии. Александров: ВНИИСИМС, 2003. С. 6–10.
- Манучаряц Б.О., Маркова Э.А.* Генетические особенности золото-сурьмяного оруденения Якутии // Сов. Геология. 1977. № 1. С. 127–133.
- Манучаряц Б.О., Прушинская Э.Я., Владимиров В.Г.* Некоторые данные о характере гидротермальных растворов, формирующих золотое и золото-сурьмяное оруденение // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск: Наука, 1979. Т. 2. С. 210–220.
- Назьмова Г.Н., Спиридонов Э.М.* Минеральные ассоциации участков совмещения золоторудной и сурьмяной минерализации // Методы минерал. исследований. М., 1977. С. 97–102.
- Оболенский А.А., Оболенская Р.В.* Золото-сурьмяная и ртутная рудные формации Якутии // Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. Новосибирск: Наука, 1972. С. 53–64.
- Парфенов Л.М.* Террейны и история формирования мезозойских орогенных поясов Восточной Якутии // Тихоокеанская геология. 1995. № 6. С. 32–43.
- Парфенов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В.* Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
- Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др.* Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. № 6. С. 7–42.
- Петровская Н.В.* Что же такое полигенные рудные месторождения? / Зап. ВМО. 1986. № 3. С. 273–287.
- Прокопьев А.В., Ивенсен Г.В.* Реконструкция питающих провинций позднемеловых Аркагалинских впадин (Северо-Восток Азии) // Отечественная геология. 2006. № 5. С. 81–91.
- Прокопьев А.В., Бахарев А.Г., Торо Х., Миллер Э.Л.* Тас-Кыстабытский магматический пояс (северо-восток Азии): первые U-Pb (SHRIMP) и Sm-Nd данные // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2008. С. 305–308.
- Прокопьев А.В., Бахарев А.Г., Торо Х. и др.* Среднепалеозойский окраинно-континентальный магматизм и мезозойские метаморфические события зоны сочленения Северо-Азиатского кратона и Охотского террейна: новые геохимические и геохронологические данные и их геодинамическая интерпретация // Отечественная геология. 2003. № 6. С. 57–64.
- Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л. и др.* Гранитоиды Главного батолитового пояса (Северо-Восток Азии): новые U-Pb SHRIMP геохронологические и геохимические данные // Тектоника и металлогения Северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2007. С. 286–288.

- Прокофьев В.Ю., Наумов В.Б.* Геохимические особенности рудообразующих растворов Зырянского колчеданно-полиметаллического месторождения (Рудный Алтай) // *Геохимия*. 1987. № 3. С. 375–386.
- Реддер Э.* Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1987. Т. 1, 2.
- Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001.
- Флеров Б.Л.* Оловорудные месторождения Яно-Колымской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1976.
- Шнейдерхен Г.* Рудные регенерированные месторождения. М.: Изд-во иностр. лит., 1957.
- Шпикерман В.И.* Домеловая орогения Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНН ДВО РАН, 1998.
- Шпикерман В.И., Горячев Н.А.* Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит. Екатеринбург: Наука, 1996. С. 64–78.
- Ashley P.M., Grow D.* Structural controls on hydrothermal alteration and gold-antimony mineralization in the Yillgrove area, NSW, Australia // *Mineralium Deposita*. 2004. V. 39. P. 223–239.
- Ballot J.-P., Lerouge C., Bailly L., Bouchot V.* The Biards Sb-Au-bearing shear zone (Massif Central, France): an indicator of crustal-scale transcurrent tectonics guiding Late Variscan Collapse // *Econ. Geol.* 2003. V. 98. P. 1427–1447.
- 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.
- Boese R.* Antimonglanzgänge van Gravelotte in der Murchison Range in Nordost Transvaal, Sudafrica // *Diss. Univ. Hamburg*, 1964.
- Brown P.* FLINCOR: a computer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data // *Amer. Mineralogist*. 1989. V. 74. P. 1390–1393.
- Cabri L.J., Newville M., Cordon R.A. et al.* Chemical speciation of gold in arsenopyrite // *Canad. Mineralogist*. 2000. V. 38. P. 1265–1281.
- Clayton R.E., Spiro B.* Sulphur, carbon and oxygen isotope studies of early Variscan mineralisation and Pb-Sb vein deposits in the Cornubian Orefield: implications for the scale fluid movements during Variscan deformation // *Mineralium Deposita*, 2000. V. 35. P. 315–331.
- Collins P.L.P.* Gas hydrates in CO₂-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity // *Econ. Geol.* 1979. V. 74. P. 1435–1444.
- Darling R. S.* An extended equation to calculate NaCl contents from final clathrate melting temperatures in H₂O–CO₂–NaCl fluid inclusions: implications for *P-T*-isochors location // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1991. V. 55. P. 3869–3871.
- Dill H.G., Weiser T., Bernhardt I.R., Kilibarda C.R.* The composite gold-antimony vein deposit at Kharna (Bolivia) // *Econ. Geol.* 1995. V. 90. P. 51–66.
- Field C.W., Fifarek R.H.* Light stable-isotope systematics in the epithermal systems // *Geology and geochemistry of epithermal systems* // *Rev. Econ. Geol.* 1985. V. 2. P. 99–128.
- Genkin A.D., Bortnikov N.S., Cabri L. et al.* A multidisciplinary study of invisible gold in arsenopyrite from four mesothermal gold deposits in Siberia Russian Federation // *Econ. Geol.* 1998. V. 93. № 24. P. 463–487.
- Goldfarb R.J., Ayuso R., Miller M.L. et al.* The Late Cretaceous Donlin Creek gold deposit, Southwestern Alaska: controls on epizonal ore formation // *Econ. Geol.* 2004. V. 99. P. 643–671.
- Goldfarb R. J., Baker N., Dube’ B.* Distribution, character and genesis of gold deposits in metamorphic terranes // *Econ. Geol.* 100th Anniverasary volume. 2005. P. 407–450.
- Goldfarb R.J., Newberry R.J., Pickthorn W.J., Gent C.L.* Oxygen, hydrogen and sulfur isotope studies in the Juneau Gold Belt, Southeastern Alaska: constraints on the origin of hydrothermal fluids // *Econ. Geol.* 1991. V. 86. P. 66–80.
- Gray J.E., Gent C.A., Snee L.W., Wilson F.H.* Epithermal mercury-antimony and gold-bearing vein lodes of southwestern Alaska // *Econ. Geol.* 1997. Monogr. 9. P. 287–305.
- Jia Y., Kerrich R.* Giant quartz vein systems in accretionary orogenic belts: the evidence for a metamorphic fluid origin from $\delta^{15}\text{N}$ and $\delta^{13}\text{C}$ studies // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. V. 184. P. 211–224.
- Kerrich R., Fyfe W.S.* The gold-carbonate association: source of CO₂, and CO₂ fixation reactions in Archaean lode deposit // *Chemical Geology*. 1981. V. 33. № 3/4. P. 265–294.
- Kontak D.J., Kerrich R.* An isotopic (C, O, Sr) study of vein gold deposits in the Meguma Terrane, Nova Scotia: Implication form source reservoirs // *Econ. Geol.* 1997. V. 92. P. 161–180.
- Kontak D.J., Horne R.J., Smith P.K.* Hydrothermal characterization of the West Gore Sb-Au Deposit, Meguma Terrane, Nova Scotia, Canada // *Econ. Geol.* 1996. V. 91. P. 1239–1262.
- Kreuzer O.P.* Intrusion-hosted mineralization in the Charters Towers Goldfield, North Queensland: new isotopic and fluid inclusion constraints on the timing and origin of the Auriferous Veins // *Econ. Geol.* 2005. V. 100. P. 1583–1603.
- Mackey K.G., Fujita K., Ruff L.J.* Crustal thickness of north-east Russia // *Tectonophysics*. 1998. V. 284. № 3–4. P. 283–297.
- Madu B.E., Nesbitt B.E., Muehlenbachs K.* A mesothermal gold-stibnite-quartz vein occurrence in the Canadian Cordillera // *Econ. Geol.* 1990. V. 85. P. 1260–1268.
- Matsuhisa Y., Goldsmith J.R., Clayton R.N.* Oxygen isotopic fractionation in the system quartz–albite–anorthite–water // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1979. V. 43. P. 1131–1140.
- McCoy D., Newberry R.J., Layer P.W. et al.* Plutonic-related gold deposits of interior Alaska // *Econ. Geol.*, 1997. Monog. 9. P. 191–241.
- Nesbitt B. E., Muehlenbachs K.* Geology, geochemistry, and genesis of mesothermal lode gold deposits of the Canadian Cordillera: evidence for ore formation from evolved meteoric water // *Econ. Geol.* 1989. Monogr. 6. P. 553–563.
- Nesbitt B.E., Muehlenbachs K., Murowchick J.B.* Genetic implications of stable isotope characteristics of mesothermal Au deposits and related Sb and Hg deposits in the Canadian Cordillera // *Econ. Geol.* 1989. V. 84. P. 1489–1506.

Ohmoto H., Rye R.O. Isotope of sulfur and carbon // *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. N.Y.: J. Wiley and Sons, 1979. P. 509–567.

Prokopiev A.V., Oxman V.S. Multi-phase tectonic structures in the collision zone of the Kolyma-Omolon microcontinent and the eastern margin of the North Asian craton, Northeastern Russia // *Stephan Mueller Spec. Publ. Ser.* 2009. V. 4. P. 65–70.

Ridley J. R., Diamond L. W. Fluid chemistry of orogenic lode gold deposits and implications for genetic models // *Gold in 2000. SEG Reviews*. 2000. V. 13. P. 141–162.

Wilde A., Beirlein F. The giant gold deposit at Muruntau, Uzbekistan: Did lightning strike more than once? // *Giant ore deposits Down-Under // Proceed. of 13th Quadrennial IA-GOD symposium 2010*. Adelaide, 2010. P. 250–251.

Zheng Y.-F. Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals // *Geochemical J.* 1999. V. 33. P. 109–126.