-

_

Том 63, номер 1, 2021

Формы нахождения золота и некоторые типоморфные характеристики самородного золота орогенного месторождения Павлик (Магаданская область) В. В. Аристов, А. В. Григорьева, Ю. С. Савчук, Н. В. Сидорова, В. А. Сидоров	3
Эпитермальное Au–Ag месторождение Бургали в Палеозойском Кедонском вулканическом поясе (Северо-Восток России)	
А. В. Волков, Н. Е. Савва, Б. И. Ишков, А. А. Сидоров, Е. Е. Колова, К. Ю. Мурашов	40
Карбонатно-щелочные метасоматиты уранового проявления Песчаное (Западное Прибайкалье): минералого-геохимическая и изотопно-геохимическая характеристика	
В. Б. Савельева, Е. П. Базарова, Е. И. Демонтерова, А. В. Иванов	62
Арсеноколусит в серноколчеданных рудах Саумского медно-цинково-колчеданного месторождения, Северный Урал	
Н. Р. Аюпова, В. В. Масленников, А. С. Целуйко, А. В. Степанов, Д. А. Артемьев, Е. В. Белогуб, В. А. Котляров, А. В. Бутняков	88

УДК 553.21/24:553.261

ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА И НЕКОТОРЫЕ ТИПОМОРФНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА ОРОГЕННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПАВЛИК (МАГАДАНСКАЯ ОБЛАСТЬ)

© 2021 г. В. В. Аристов^{а, b, *}, А. В. Григорьева^а, Ю. С. Савчук^а, Н. В. Сидорова^а, В. А. Сидоров^с

^а Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

^bИнститут геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия

^сОАО "Золоторудная компания Павлик", Магадан, Россия

*e-mail: rstvvv@yandex.ru Поступила в редакцию 17.07.2018 г. После доработки 09.06.2020 г. Принята к публикации 15.06.2020 г.

Соотношения жильных, рулных минералов с саморолным золотом, форма и размер частии самородного золота, особенности их поверхности, вариации химического состава, а также наличие и распределение в них примесей и включений позволяют высказывать достаточно обоснованные предположения о рудообразующих средах и составе, фазовом состоянии и некоторых других параметрах рудообразующих флюидов, из которых осаждалось самородное золото. Если этих данных недостаточно для полноценного суждения о процессах рудообразования, то их можно использовать в качестве ограничения разнообразных генетических спекуляций. Были изучены некоторые типоморфные признаки самородного золота одного из крупнейших орогенных месторождений золота на Северо-Востоке России. Получены новые данные о гранулометрическом и химическом составе самородного золота и содержаниях золота в сульфидах месторождения Павлик. Оптические и СЭМ-изображения были использованы для определения текстуры руды, морфологии и внутренней структуры самородного золота, золотосодержащего пирита и арсенопирита. Методы ICP-MS, ЭДС, РСМА были использованы для оценки состава зерен золота, ЕРМА и LA-ICP-MS использовались для качественной и количественной характеристики золотосодержащих зерен пирита и арсенопирита. Было установлено, что на месторождении Павлик широко распространено микроскопическое (мелкодисперсное (>0.0005-0.01), пылевидное (>0.01-0.05), тонкое (>0.05-0.1)) (пик крупности на 0.075 мм) и видимое (очень мелкое (>0.1-0.25)) и мелкое (>0.25-1.00)) (пики крупности при 0.25. 0.55 и 0.85 мм) самородное золото в ассоциации со сфалеритом, пирротином, пиритом, арсенопиритом, кварцем, карбонатами, альбитом, серицитом. Частицы золота со средним размером 0.3 мм преобладают по весу. Сопоставление гранулометрических данных с технологическими свойствами руд и с результатами добычи в Омчакском рудно-россыпном районе позволило установить, что на долю пылевидного и мелкодисперсного классов крупности приходится не менее 15-20% массы золота на месторождении. ICP-MS анализ валовой пробы монофракции самородного золота, которая включала в себя зерна самородного золота из разных частей месторождения, показал, что в состав монофракции входят примеси Fe, Hg, As, Zn, Cu, Pb. Средняя пробность золота составила 806 с дополнительными частотными пиками 775, 855 и 985 (определения ЕРМА). Неоднородность самородного золота обусловлена перераспределением серебра во время поздних событий деформации и, в меньшей степени, удалением серебра из золота в зоне окисления руд. Включения в золоте представлены микрополостями, дисперсными фрагментами вмещающих метасоматитов и кристаллами или фрагментами кристаллов калиевого полевого шпата, альбита, анкерит-доломита, арсенопирита. Низкое содержание золота в пирите и арсенопирите при высоком (до 287 г/т) содержании золота в мышьяковистом пирите и соотношения молярных количеств золота и мышьяка в мышьяковистом пирите могут указывать на то, что золото связано в кристаллической структуре сульфидов. Взаимосвязь между самородным золотом и жильными и рудными минералами, особенности самородного золота, а также закономерности распределения золота в пирите и арсенопирите не противоречат предположению о том, что осаждение самородного золота происходило на одной стадии минерализации в различающемся субстрате: 1) в межзерновом (кварц-карбонатные метасоматиты), 2) в интерстициальном пространстве (в арсенопирите и карбонатах), 3) в микротрещинах во вмещающих минералах. Очевидно, что осаждение самородного золота представляет собой самостоятельный процесс, происходящий на фоне метаморфогенной (кварц-карбонатные жилы) и магматическиметаморфогенной (вкрапленность пирита и арсенопирита) минерализации. На основе сравнения самородного золота рудных и россыпных объектов Омчакского рудно-россыпного района предложены способы использования типоморфных особенностей самородного золота для поиска источников россыпей. Представляется, что перспективными для установления источников золота и реконструкции условий его кристаллизации являются различные включения в самородном золоте с пористой поверхностью.

Ключевые слова: Северо-Восток России, Омчакский рудно-россыпной район, месторождение Павлик, орогенные месторождения золота, золото-кварцевые рудные объекты, типоморфизм самородного золота, рудообразование, поиски золоторудных месторождений

DOI: 10.31857/S0016777021010020

введение

К орогенным месторождениям золота (orogenic Au deposits) (мезотермальным, жильным) в настоящее время относят семейство минеральных скоплений (family of mineral deposits), формировавшихся при тектонических событиях на конвергентных границах тектонических плит (Goldfarb et al., 2005). Согласно подсчетам (Phillips, 2013), эти месторождения и сопровождающие их россыпи (исключая Виттватерсранд) обеспечили около 45% мировой добычи Аи. Образование орогенных месторождений происходило на протяжении всей геологической истории Земли, а их максимальное количество сосредоточено в пределах позднеархейских кратонов, палеопротерозойских мобильных поясов, а также в фанерозойских орогенных складчатых и надвиговых поясах (Goldfarb et al., 2001). Разнообразные рудовмещающие породы метаморфизованы в условиях, отвечающих верхне-среднекоровым температурам и давлению (200-650°С и 1-5 кбар) (Groves, 1993; Tomkins, Grundy, 2009; Бортников, 2006; Бортников и др., 1998, 2004, 2007). Орогенные месторождения формируются в обстановке сжатия, в пределах крупных сдвиговых зон (Groves et al., 2003). Флюиды перемещаются вдоль кливажных зон, развитых послойно (внутриформационные разрывные трещины), и вдоль субвертикальных региональных разрывных структур, в моменты крупных сейсмических событий и/или при резком повышении гидростатического давления (Сох, 2005).

Как показано в недавних обзорах, посвященных орогенным месторождениям золота (Goldfarb et al., 2005, Goldfarb, Groves 2015), длительная дискуссия о генезисе этих месторождений далека от завершения. Авторы обзоров связывают это с тем, что орогенные месторождения золота образуются на глубинах земной коры от 3 до 15 км и крупные объекты моложе 50 млн лет не выведены на поверхность, из-за этого источники флюидов не могут быть изучены напрямую. Различные процессы в пределах или около областей отложения золота затрудняют реконструкцию исходного химического состава рудного флюида. Протяженные пути движения флюидного потока делают интерпретацию данных, полученных при изучении флюидных включений (ФВ) и проведении изотопных исследований, неоднозначной. Кроме того,

формирование орогенных месторождений золота охватывает исключительно длительный временной интервал, на котором происходили основные изменения теплового состояния Земли, ее тектонических режимов, режимов гидросферы и атмосферы.

Приведя для сравнения данные 30-летней давности (Kerrich, 1991) и (Nesbitt, 1991), авторы обзора (Goldfarb, Groves, 2015) показали, что за истекшее время удалось собрать достоверные аргументы против гипотезы об участии в рудообразовании метеорных вод и об отсутствии генетической связи золотой минерализации с ореолами развития лампрофирового магматизма. Основными геолого-генетическими моделями образования месторождений в качестве источников флюидов рассматриваются различные магмы (магматогенногидротермальная), вулканогенно-осадочные толщи при их метаморфической (метаморфогенная модель) или метагенетической (латераль-секреционная модель) дегидратации, вулканическая деятельность, синхронная с осадконакоплением (гидротермально-осадочная модель), и, наконец, гипотеза о мантийных источниках некоторой части флюидов (Goldfarb, Groves 2015 и библиография там же). В последние годы идея о преобладании метаморфогенных флюидов, извлекаемых при дегидратации осадочного чехла и базальтов погружающейся океанической плиты, приобрела доминирующее положение. Новые доказательства получены недавно В.Ю. Прокофьевым с соавторами (Prokofiev et al., 2020). В керне Кольской скважины, на глубинах от 9 до 11 км, в золотоносных кварцевых жилах, сформированных при протерозойском регрессивном метаморфизме архейских двуслюдяных сланцев и амфиболитов, установлены высокозолотоносные флюидные включения. Золото содержится во флюидных включениях в виде наночастиц. Источником золота и источником самого флюида, очевидно, являются внешние источники (например, субдуцировавшая в протерозое океаническая кора), которые дегидратируются в условиях амфиболитовой фации. Гипотеза об участии магматогенного и метаморфогенного флюида в образовании орогенных (мезотермальных) месторождений развивается в ИГЕМ РАН (Бортников 2006; Бортников и др. 1998, 2004; Vikent'eva et al., 2017).

В отечественных рудно-формационных классификациях, основанных на сопоставлении определенных геологических условий нахождения месторождений с составом продуктивных минеральных ассоциаций (например, Константинов и др., 2000; Пространственные..., 2002; Сафонов, 2010), наиболее близко к орогенным месторождениям золота в фанерозойских орогенных складчатых и надвиговых поясах находятся месторождения золотокварцевой и золото(мышьяковисто)-сульфидной рудных формаций. Одной из наиболее крупных золоторудных провинций РФ, в которых развиты такие месторождения, является Яно-Колымская золотоносная провинция (ЯКЗП), отвечающая в тектоническом плане восточной части мезозойской Яно-Колымской складчатой области (складчато-надвигового пояса). Из рудных и, в основном, россыпных месторождений этого пояса за 90 лет отработки добыто почти 4000 т золота (по данным Б.К.Михайлова с соавторами (2007), с добавлением средней ежегодной добычи около 20 т). Большинство современных исследователей вслед за обобщающей работой советских и американских геологов (Metallogenesis..., 2005) относят золоторудные объекты, являющиеся источниками основной части россыпей, к типичным орогенным месторождениям золота в терригенных комплексах (Voroshin et al, 2014).

Помимо геотектонической позиции (тыловая зона складчато-надвигового пояса колллизионного орогена (Аристов, 2019)), особенностей вмещающих пород (терригенные толщи с резко подчиненной ролью вулканогенных и карбонатных отложений (Константиновский, 2009), четкого контроля структурами оперения региональных сдвигов (Шахтыров, 1997) и противоречивых соотношений с гранитоидами (Voroshin et al., 2014; Горячев., 2014), золоторудные объекты в ЯКЗП характеризуются ассоциацией сближенных или частично совмещенных в пространстве:

 – зон и областей развития разновозрастных карбонат-серицит-альбит-кварцевых метасоматитов, карбонат-кварцевых прожилков, полосчатых и массивных кварцевых жил (кварцевая зона);

 – зон и областей сульфидной (пирит–мышьяковистый пирит–арсенопирит) вкрапленности во вмещающих породах, в некоторых метасоматитах и отдельных кварцевых жилах и прожилках (сульфидная зона);

 – зон развития золотой минерализации (от тонкодисперсной до крупных прожилковых выделений) во вмещающих породах, в прожилках и жилах, в сульфидной вкрапленности (золотая зона).

Соотношения кварца (свободного кремнезема) и сульфидов на месторождениях ЯКЗП могут довольно сильно варьировать (от 99:1 до 1:1), но традиционно для этих объектов используется наименование "золото-кварцевые" (Скорняков,

олымская чающая в мезозойги (складосновном, за 90 лет о данным завлением сторождениях ЯКЗП, охарактеризованных выше. Для проведения сравнения с золоторудными объектами других фанерозойских орогенных поясов будет применяться термин "орогенные месторождения золота". Для золото-кварцевых рудных объектов ЯКЗП существует две группы предположений об их ге-

существует две группы предположений об их генезисе: первая не разделяет источники флюидов, из которых образовались минеральные ассоциации кварцевой, сульфидной и золотой зон, а вторая — предусматривает самостоятельный источник золота, в различной степени связанный с источниками других флюидов. В первую группу можно включить:

1949). Хотя детальное изучение минерального со-

става позволило (Гамянин, 2001) выделить поли-

металлический (галенит-сфалеритовый), сульфо-

сольный (буланжерит-бурнонитовый) и антимони-

товый (бертьерит-антимонитовый) минеральные

типы руд, в геохимическом плане руды практиче-

ски монометальны. Исключение представляет As,

постоянно присутствующий в рудах, но не всегда

именования рудных объектов. "Золото-кварце-

вые" - в тех случаях, когда речь будет идти о кон-

Далее в тексте мы будем использовать оба на-

находящийся в геохимической ассоциации с Аи.

 ортомагматическую гипотезу, связывавшую эти объекты с дайками, малыми интрузивами, батолитами или очагами гранитоидного магматизма в целом (например, библиография в работе Voroshin et al., 2014);

– метаморфогенную гипотезу (Фирсов, 1985), которая по смыслу оказывается ближе к латеральсекреционной гипотезе (Boyle, 1979), чем к современным гипотезам о метаморфогенных источниках руд орогенных месторождений, поддерживаемым североамериканскими геологами.

Ко второй группе гипотез можно отнести:

- гипотезы, подчеркивающие важность для образования месторождений такого промежуточного источника золота, как вмещающие толщи (Буряк и др., 2002; Сидоров, Томсон, 2000; Константинов, 2009) и в частности: 1) обогащенные дисперсным золотом, перенесенным из древних источников и отложенным на органических и других барьерах (Политов и др., 2008); 2) обогащенные сингенетическими (Кряжев, 2017), диагенетическими (Large, 2007) или контактово-метаморфическими (Тюкова, Ворошин 2007) сульфидами. В качестве последующих событий, вызвавших перераспределение золота, рассматриваются различные термальные и тектонические события (проградационный метаморфизм или внедрение батолитовых интрузий), вызвавшие разрушение сульфидов и миграцию золота в виде наночастиц или в дисульфидных комплексах согласно градиентам температуры и давления;

2021

 модификации магматогенной гипотезы, которые подчеркивают важность магматического переноса и концентрирования рудного вещества, например (Бортников, 2006; Горячев, 1998; Горячев и др., 2008), предполагают, что магматогенный флюид доминирует при рудоотложении, т.е. источники золота и сульфидной серы находятся в глубоко залегающих гранитоидных массивах, а присутствие некоторого количества метаморфогенного флюида объясняется контактовым метаморфизмом вмещающих толщ. Прецизионные исследования сульфидов продуктивных минеральных ассоциаций Нежданинского орогенного месторождения золота (Чернышев и др., 2011; Чугаев и др. 2010) позволили доказать присутствие в их составе как "магматического" свинца, так и свинца, заимствованного из терригенных пород;

– золотосодержащий флюид отделяется при мантийной дегазации (Аникеев и др., 1966; Гельман, 1976; Novgorodova M.I. et al., 2004), а остальные флюиды, участвовавшие в образовании жил и прожилков и кварцевой вкрапленности сульфидной зоны, образуются на месте при различных термальных и тектонических событиях, например при погружении осадочных толщ на уровень флюидо- и магмогенерации (Константинов, 2009).

Как отмечается (Goldfarb, Groves 2015), данные, получаемые при изучения ФВ, а также при анализе состава стабильных и радиогенных изотопов и микроэлементного состава руд орогенных месторождений золота, интерпретируются неоднозначно из-за сложной истории образования того материала, который анализируется.

Для золото-кварцевых объектов ЯКЗП причинами неоднозначной интерпретации данных могут являться:

 неоднократное массовое образование идентичных по составу карбонат-кварцевых прожилков и сопровождающих изменений вмещающих пород в кварцевой зоне, из-за чего сложно или почти невозможно определенно сказать, происходят ли какие-то направленные изменения состава рудообразующих флюидов;

 изменчивость морфологических и физикохимических свойств пирита и арсенопирита сульфидной зоны, которые (свойства) не связаны очевидным образом с продуктивностью рудных тел, тем более что генетическая связь сульфидов сульфидной зоны с самородным золотом пока не установлена;

 из-за трудности выявления метасоматических изменений и жильных минералов, связанных непосредственно с образованием продуктивной минеральной ассоциации, соотношения самородного золота с рудными и жильными минералами спорны и могут быть истолкованы различным образом; рудные минералы переменного состава, которые обычно рассматриваются как индикаторы физико-химических условий рудоотложения, в пределах золотой зоны отсутствуют или находятся в рудах в незначительном количестве, вариации состава этих минералов свидетельствуют об удивительной однородности среды рудообразования.

Значительная часть золото-кварцевых объектов приурочена к долгоживущим сдвиговым зонам и расположена в области развития активной неотектоники, следовательно, в деформируемом и регенерированном кварце может продолжаться образование вторичных включений, а в подновляемых тектонических зонах — подъем к поверхности галогенов и разнообразных благородных газов, которые также используются для реконструкции условий образования золото-кварцевых объектов.

Разнообразие гипотез указывает и на то, что широкий диапазон используемых минералого-геохимических данных позволяют исследователям с большей или меньшей достоверностью обосновать свою точку зрения. Например, весь массив данных по флюидным включениям и стабильным изотопам относится к образованиям кварцевой зоны. Изотопный состав серы и, в большинстве случаев, свинца определен для минералов сульфидной зоны. А ведь вопрос о синхронности формирования трех зон, а также о количественном соотношении минералообразующих и рудообразующих флюидов остается открытым и, мало того, может существенно повлиять на принятие той или иной генетической и, соответственно, поисковой модели.

Авторы цитируемого обзора (Goldfarb, Groves, 2015) считают, что проблема выбора между моделями, предусматривающими эволюцию одного флюида, и моделями, в которых эволюционирует несколько флюидов, вообще является философской и зависит от личного выбора исследователей. Но, как кажется нам, проблема лежит не в философской плоскости, а в выборе объекта исследования и в строгом ограничении используемых данных. Соответственно, возникает вопрос, типоморфные особенности каких жильных и рудных минералов и какие данные, полученные по ФВ, изотопии и прочими методами, можно использовать для определения условий образования самородного золота и, соответственно, как поисковые признаки золото-кварцевых объектов без дополнительных оговорок?

По нашему мнению, чтобы получить ответ на этот вопрос, необходимо изучить самородное золото. Как показано различными исследователями (Петровская, 1973; Амосов, Васин, 1995; Самородное..., 2015), соотношения самородного золота с вмещающими минералами, его форма, размер выделений, особенности поверхности, вариации химического состава, а также наличие в нем примесей и включений позволяют высказать достаточно обоснованные суждения о параметрах проницаемости рудовмещающей среды, о составе, фазовом состоянии и некоторых *PT*-параметрах рудообразующих флюидов, из которых происходило отложение самородного золота. Если этого и будет недостаточно для полноценных суждений о процессах рудообразования, такие параметры могут быть использованы для ограничения разнообразных генетических спекуляций.

Возможность использования самородного золота с определенными типоморфными признаками для прогнозирования геолого-промышленного типа и масштаба рудных объектов, а также как прямой признак при поисках коренных источников россыпей неоднократно доказана в практике геологических работ. Актуальность выявления и сравнения типоморфных признаков самородного золота на золото-кварцевых объектах ЯКЗП особенно высока из-за повсеместного развития проявлений россыпной золотоносности четвертичных отложений при низкой контрастности и плохо проявленной зональности геохимических ореолов, связанных с оруденением. Морфология, крупность и пробность россыпного золота территории ЯКЗП изучена достаточно хорошо, опубликовано несколько исследований, посвященных обобщению данных, полученных при отработке россыпей (Савва, Прейс, 1990; Амузинский и др., 1992; Москвитин и др., 1997). Наличие самородного золота остается единственным достоверным признаком перспективности поисковых площадей на выявление золото-кварцевых объектов, а вариации морфологии и состава самородного золота в россыпных ореолах или коренных проявлениях на площади дают одну из немногих возможностей установить минералого-геохимическую зональность оруденения, как это показано для территории Яно-Колымской золоторудной провинции, например А.И.Скрябиным (2010). Все эти данные получены по валовым пробам, современные методы аналитических исследований использовались спорадически. Неоднородности и включения в самородном золоте изучены недостаточно. Типоморфные особенности самородного золота коренных месторождений почти не изучены комплексно и систематически, за редкими исключениями (Плутешко и др., 1988; Остапенко и др., 2004; Литвиненко, 2009).

Цель статьи — выявить основные формы нахождения золота, определить некоторые особенности самородного золота на типичном для Яно-Колымской золоторудной провинции золотокварцевом месторождении Павлик и показать направления использования этих особенностей как при генетических построениях, так и для решения практических задач.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНОГО ПОЛЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПАВЛИК

Месторождение Павлик расположено в Омчакском рудном районе (фиг. 1, врезка) Тенькинской золоторудной металлогенической зоны. В этой же зоне расположены такие месторождения, как Дегдекан, Родионовское и Наталка (Егеmin et al., 1994; Гончаров и др., 2002; Стружков и др., 2006; Горячев и др., 2008). Павлик – одно из крупнейших месторождений золота на СВ России. Запасы золота по категориям С1 + С2 (measured&indicated resources) на 2019 г. составляют около 220 т, а ресурсы по категории P1 (inferred resources) не менее 80 т (по данным АО "Золоторудная компания Павлик" (https://www.arlan.ru/ gold/activities/mineral-resources-base)).

Месторождение открыто геологом Н.А. Асеевым, почти одновременно с месторождением Наталка (Гончаров и др., 2002), однако долгие годы оставалось в тени последнего. После неоднократных работ по оценке и разведке месторождения его освоение началось только в 2008 году и ведется открытым способом по настоящее время (фиг. 2).

Вмещающие пермские терригенные и вулканогенно-терригенные породы представлены флишоидным переслаиванием аргиллитов и песчаников с прослоями вулканомиктовых гравелитов (диамиктитов). Площадь рудного поля (фиг. 1), за исключением нескольких маломощных (до 1 м) даек среднего состава, амагматична. На СВ периферии рудного поля известен шток Ванин (Сидоров и др., 2010), площадь выходов которого составляет около 1 км². Шток представляет собой сложно построенное тело юрско-раннемеловых диоритов нера-бохапчинского комплекса, прорванное эксплозивными брекчиями с обломками этих же диоритов и золотоносного кварца, сцементированных позднемеловыми риолитами. Сопоставление состава пород штока с составами магматических комплексов, выделенных Б.Ф. Палымским с соавторами (Палымский и др., 2015), позволяет сделать вывод о синорогенном возрасте золоторудной минерализации месторождения Павлик.

В качестве рудоконтролирующей структуры рассматривается крупная тектоническая структура СЗ простирания (Савчук и др., 2018), отвечающая фрагменту зоны Тенькинского разлома (Шахтыров, 1997). Ореолы сульфидной (пиритарсенопиритовой) вкрапленности и кварцевого и карбонат-кварцевого прожилкования преимущественно сосредоточены в пределах оперяющих разрывов лежачего бока этой структуры и реже наблюдаются вдоль отдельных трещин висячего бока. Промышленная золотоносность выявлена только в структурах лежачего бока. Крутопадающие (70°-75°) в восточном направлении сдвиговые разрывные нарушения представлены зонами



ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА

Фиг. 1. Геологическое строение рудного поля месторождения Павлик.

1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2–5 – пермская система, верхний отдел: 2–4 – нерючинская толща: 2 – верхняя подтолща: глинистые сланцы, 3 – средняя подтолща: алевро-глинистые сланцы, песчаники глинистые, диамиктиты, конгломераты, 4 – нижняя подтолща: алевро-глинистые сланцы, песчаники, диамиктиты; 5 – атканская толща, диамиктиты с линзами глинистых песчаников и конгломератов; 6–7 – интрузивные образования: 6 – позднемеловые субвулканические тела эксплозивных риолитов с многочисленными обломками алевролитов, диоритов, кварцевых жил (шток Ванин) (а), дайки (б); 7 – раннемеловые штоки диоритов (а), дайки диоритов (б), дайки лампрофиров (в); 8 – разрывные нарушения: Тенькинский разлом (а), сбросы (б), сдвиги (в), надвиги (г), предполагаемые под чехлом четвертичных отложений (д); 9 – кварцевожильные зоны; 10 – зоны с прожилково-вкрапленной анкерит-кварцевой и пирит-арсенопиритовой минерализацией (рудные зоны): на плане (а), на разрезе (б); 11 – элементы залегания. На врезке – тектоническая схема восточной части Верхояно-Колымского складчатого пояса (по Аристов, 2019 с упрощениями).

1 – Верхнеюрско-кайнозойские орогенные формации: вулканогенные и терригенные (а), гранитоидные (б); 2 – Верхояно-Колымский осадочный бассейн; 3 – Северо-Азиатский кратон (Сибирская платформа) и Колымо-Омолонский супертеррейн; 4 – Охотский террейн; 5 – современная граница литосферных плит ((NA – Северо-Американская, EU – Евразиатская, по Тектоника..., 2001); 6 – системы крупнейших разломов: достоверно установленные (а), предполагаемые (б); 7 – Омчакский рудно-россыпной узел (ТР); 8 – золото-кварцевые месторождения: Наталка и Павлик (а); прочие (б)

дробления и развальцевания, осложнены серией субпараллельных взбросовых и сбросовых оперяющих трещин. Морфология и пространственное положение сопряженных трещин на момент их образования соответствует правосдвиговому парагенезису. Ориентировка борозд скольжения и малоамплитудные смещения вдоль частных разрывных швов позволяют говорить о подновлении ранних сдвигов при левосторонних смещениях.

По результатам опробования выделяется несколько линейных рудных зон с северо-западным простиранием 300° и северо-восточным падением под углом 40°–70°. Рудные минерализованные зоны представляют собой сочетание блоков (от 0.1 до нескольких метров) слабо- и интенсивно метасоматически и тектонически измененных пород с зонами тектонического дробления и милонитизации, содержащими фрагменты будинированных жил, прожилков, гидротермальных брекчий, обломки метасоматитов пирит(арсенопирит)-карбонат-хлорит-серицит-кварцевого состава по алевролитам. Наиболее крупные зоны 1 (крутопадающая) и 9 (относительно пологая) прослежены профилями скважин и подземными горными вы-

работками более чем на 5000 м по простиранию и на 750 м по падению, при ширине от 10 до 300 м. По результатам опробования в пределах рудных зон выделены рудные тела мощностью от 1.5 до 7.0 м. Рудные зоны месторождения Павлик вскрыты карьером и скважинами на глубину более 300 м от поверхности. Среднее содержание золота в руде – 2.61 г/т, в богатых участках – до 10 г/т. Золото-серебряное отношение – 4.35 : 1. Распределение золота неравномерное. Промышленные запасы золота месторождения Павлик составляют 185.9 т (ore reserves 7.12 mln t of ore with average gold grade 2.61 g/t or about 6 mln oz. of gold). Ежегодная добыча колеблется около 6.5 т. Обогащение руд ведется по традиционной технологии извлечения золота: гравитация, флотация и сорбционное вышелачивание (по данным сайта www.arlan.ru).

Руда представляет собой минерализованные зоны дробления в алевролитах с большим количеством вкрапленников пирита, реже арсенопирита и кварцевых, кварц-карбонатных и пирит(арсенопирит)-кварцевых прожилков (фиг. 3). В зоне смятия развиты будины многостадийных кварце-



Фиг. 2. Карьер месторождения Павлик. Вид на северо-запад. а – до отработки на 2008 г., б – на 19.08.2017.

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 63 № 1 2021





вых жил (фиг. 3а), золотоносных брекчий с обломками алевролитов в кварцевом и анкериткварцевом цементе (фиг. 3б, в). Морфологические особенности обломков в брекчиях не противоречат предположению об образовании таких брекчий при явлениях гидроразрыва. Текстуры руд прожилковые и вкрапленные (фиг. 36, г, д, е). Последовательность образования прожилков, обозначенная цифрами на фиг. 3, является индивидуальной для месторождения Павлик и не полностью совпадает с установленной нами на других золото-кварцевых объектах (например, Аристов и др., 2016).

Из рудных минералов, кроме самородного золота, установлены титанит, рутил, ильменит и различные сульфиды. Суммарное количество сульфидов в рудах не более 2.0%. Арсенопирит и пирит синрудной ассоциации составляют не менее 95% от общего количества сульфидов, до 5% сульфидов представлены пирротином, сфалеритом, халькопиритом, еще реже отмечаются блеклые руды и галенит. По данным (Соцкая, 2017), в следовых количествах выявлены джемсонит, буланжерит, селениды серебра, шеелит.

По геологическим признакам (положение в крупной транспрессионной сдвиговой зоне, отсутствие прямой связи с гранитоидными интрузивами, возраст в интервале между начальным (диоритовым) и завершающим (лейкогранитным и риолитовым) магматизмом орогенного этапа развития территории) месторождение соответствует определению орогенного месторождения золота (по Goldfarb et al., 2005). По минеральному составу продуктивной минеральной ассоциации месторождение может быть отнесено к полиметаллическому минеральному типу золото-кварцевых объектов (по Гамянин, 2001). Наиболее близкими аналогами месторождения Павлик являются месторождения Наталка и Дегдекан, расположенные в том же Омчакском рудно-россыпном районе. Малое количество кварца в составе руд (содержание SiO₂ в рудах редко превышает 67%) сближает руды Павлика с рудами таких месторождений, как Дражное (Якутия) и Бакырчик (Казахстан).

МЕТОДИКА

Для выделения самородного золота отобрано 89 протолочных проб массой около 8 кг каждая. В том числе (фиг. 4) 29 проб – по рудным телам в карьере, 56 проб – по керну скважин, пробуренных в центральной части и на юго-восточном фланге месторождения, и 4 пробы – в экзо- и эндоконтактах штока Ванин. Для анализа крупности самородного золота использованы результаты ситового анализа по 44 пробам весом до 300 кг, предоставленные ОАО "Золоторудная компания Павлик". Полевая обработка отобранного материала включала в себя следующие операции:

1 – отбор из проб сколков для изготовления прозрачно-полированных шлифов; 2 – дробление (до -2 мм) и частичное истирание проб. Для уменьшения механического воздействия на высвобождающееся крупное самородное золото истирание проводилось в течение 0.5 мин. при стандартной длительности истирания 10 мин, что позволило частично высвободить тонкое самородное золото и сохранить значительное количество неистертого материала +0.1 мм; 3 – отбор и истирание навесок на пробирный, рентген-флюоресцентный и масс-спектрометрический (ICP-MS) анализы; 4 – взвешивание проб; 5 – промывка истертого материала на концентрационном столе с выделением гравиконцентрата (серый шлих); 5 – отбор проб из хвостов промывки; 6 – взвешивание концентрата; 7 – ручная доводка концентрата с визуальным контролем.

После доводки и сушки концентрата проводился его просмотр под бинокуляром с определением количественных соотношений и морфологических особенностей основных сульфидов (пирит и арсенопирит) и самородного золота; проводился отбор самородного золота и монофракций сульфидов с подсчетом количества и определением линейных размеров золотин и рудных минералов. При достаточном количестве самородного золота проволилось взвешивание на крутильных весах. при невозможности взвешивания вес оценивался по палеткам. Затем, для приготовления препаратов для анализа на сканирующем электронном микроскопе и микрозонде, из проб удалялись золотины со следами механических деформаций. К следам деформаций отнесены свежие борозды на поверхности золотин, следы проковки на поверхности, скрученность отдельных золотин в проволочки или трубочки, а также неоднородная загрязненность золотин механическими примесями (разной величины обломки арсенопирита или кварца).

В камеральных условиях для всех проб получены результаты пробирного анализа. По скважинам использованы результаты рядового опробования ЗАО "Павлик" (пробирный анализ), а по 19 пробам из карьера — результаты пробирного анализа, проведенного в лаборатории ЦНИГРИ по стандартной методике (аналитик Т.В. Пучкова).

Для определения природных минеральных ассоциаций самородного золота и выяснения его основных морфологических особенностей, из сколков, отобранных из проб с повышенным содержанием золота, проведены изготовление, просмотр и описание прозрачно-полированных шлифов.

Морфологические особенности самородного золота, его взаимоотношения с другими минералами уточнены при фотографировании отдельных золотин и зерен сульфидов, наклеенных на



Фиг. 4. Схема размещения точек отбора проб на площади месторождения Павлик. 1 — рудные зоны и тела, 2 — разрывные нарушения: прослеженные (а) и предполагаемые (б), 3 — точки отбора проб ИГЕМ РАН и их номера, 4 — линейная продуктивность рудных зон по скважинам (м*г/т) (по данным В.А. Сидорова). На врезке — географическое положение месторождения.

скотч, а также монтированных и прозрачно-полированных шлифов в отраженных (обратно-рассеянных) электронах на сканирующем электронном микроскопе JSM-5610LV (Япония) (СЭМ). На все препараты предварительно наносилось углеродное напыление. Диагностика сульфидов, жильных минералов и самородного золота проведена с помощью полуколичественного определения их химического состава на энергодисперсионном аналитическом спектрометре (INCA-Energy 450, Великобритания) (ЭДС). Анализ проводится в точке с локальностью 7 мкм для легкой матрицы и 1 мкм для элементов с большими атомными номерами. Он осуществлялся по стандартной процедуре PhyRoZ, при ускоряющем напряжении пучка электронов 25 kV, угле отбора излучения — 450° , с помощью SDD-детектора INCAx-sight с разрешением <133 эВ, с использованием встроенного набора эталонов. Содержание элементовпримесей в самородном золоте определялось по линии $L\alpha$. Для тех анализов, которые выполнялись с неполированных образцов, суммы нормированы к 100%. Фотографирование и анализы проведены Л.О. Магазиной в лаборатории кристаллохимии минералов ИГЕМ РАН.

Характер внутреннего строения золотин определен в ЦНИГРИ С.В. Яблоковой и Л.Н. Шатиловой при травлении полированных срезов золотин Cr_2O_3 , растворенным в HCl.

Детализация взаимоотношений золотин с вмещающими породами и сульфидами, а также выявление неоднородностей их внутреннего строения выполнены в полированных препаратах (шашках и шлифах) при фотографировании в отраженных (обратно-рассеянных (backscattered)) и вторичных (secondary, SE) электронах и при картировании характеристического рентгеновского излучения (хray mapping) на микрозонде JEOL-JXA-8200. Содержания основных элементов и элементовпримесей в сульфидах и в самородном золоте измерены с помощью электронно-зондового микроанализатора JXA-8200 по стандартной методике (РСМА) (лаборатория анализа минерального вещества ИГЕМ РАН, аналитики – Е.В. Ковальчук, С.Е. Борисовский). Анализ осуществлен при ускоряющем напряжении 20 кВ, силе тока на цилиндре Фарадея 20 нА, диаметр пятна опробования – 1 мкм. Время экспозиции – 20 с. Детектор WDS с разрешением <133 эВ. Расчет поправок осуществлен по методу ZAF-коррекции с помощью программного обеспечения фирмы JEOL. Содержание примеси Аи в пирите и арсенопирите также определялось на JXA-8200 (JEOL) с использованием прецизионной методики (Ковальчук и др., 2019) (увеличенное время экспозиции).

Для определения низких концентраций Au в сульфидах использовался метод масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором (LA-ICP-MS) на квадрупольном масс-спектрометре XSeries2 с лазерной приставкой NewWave213. Частота сканирования 15 Гц и энергия лазера 5–7 Дж/см². Были проанализированы изотопы S33, V51, Mn55, Co59, Ni60, Cu65, Zn66, Ga69, Ge72, As75, Se77, Mo95, Ag107, Cd111, In115, Sn118, Sb121,Te125, Au197, Hg202, Pb208, Bi209, которые были выбраны вслед за (Плотинская и др., 2017). Предел обнаружения золота методом LA-ICP-MS составил 0.01 ppm при размере пятна опробования D == 30–80 мкм. Пределы обнаружения других элементов указаны в таблицах.

Для выявления "невидимого" золота для части зерен арсенопирита и пирита проведен LA-ICP-MS анализ в профильном варианте. Сканирование зерен пирита проводилось как поперек видимых сечений линейными профилями шириной 40 мкм со скоростью 5 мкм/сек, так и по площади (диаметр около 80 мкм) с выдержкой времени 95 с (на глубину). Каждому анализу предшествовала 30-секундная регистрация шумового сигнала. В качестве стандартного образца использован коммерческий стандарт MASS1C-USGS. Коррекция дрейфа приборных параметров проводилась по внутреннему стандарту Fe57. Расчеты проведены с использованием программного обеспечения Iolite 2.5. Все анализы LA-ICP-MS выполнены в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН В.Д. Абрамовой.

Для объединенной (валовой) пробы состав самородного золота определен в лаборатории ЦНИГРИ методом ICP-MS на приборе "ЭЛАН 6100" (детальное описание метода в работе (Nikolaeva et al., 2013)).

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Минеральные ассоциации

Изучение пересечений прожилков, взаимных соотношений минералов, особенностей границ между минеральными зернами, а также представления о возможных равновесиях минералов при определенных физико-химических условиях позволили выделить несколько минеральных ассоциаций и упорядочить их относительно времени образования рудной минерализации. Доказательств того, что выделенные минеральные ассоциации являются равновесными, недостаточно. Эти ассоциации содержат в своем составе некоторое количество повторяющихся "парагенетических минеральных ассоциаций" (например, кварц + карбонат + хлорит, кварц + альбит, арсенопирит + пирит, пирит + сфалерит), что не удивительно: отложение прекращалось после залечивания доступного пространства и продолжалось после каждой тектонической подвижки. Равновесие неоднократно нарушалось из-за изменения РТусловий, но не из-за изменения химического состава флюида.

К *дорудной* минеральной ассоциации относится белый кварц, обломки которого отмечены в тектонитах (фиг. 3а), иногда раздроблены и сцементированы поздним кварцем с анкеритом и сульфидами. Полосчатые текстуры кварца позволяют предполагать развитие этих жил параллельно кливажным плоскостям.

Все более поздние прожилки пересекают региональный кливаж (фиг. 5е, ж).

К предрудной ассоциации отнесены прожилки и метасоматиты альбит-анкерит-кварцевого состава с титанитом (фиг. 5а, д, е) и хлорит-гидрослюдисто-кварцевого состава с ильменитом и рутилом. Критерием для отнесения жильных образований к пред- и синрудной ассоциациям является наличие-отсутствие минералов Ті совместно с альбитом.

К синрудной (образование минералов ассоциации частично или полностью перекрывается во времени с образованием минералов продуктивной (золотоносной) ассоциации) отнесены прожилки и метасоматиты пирит(арсенопирит)-

2021



Фиг. 5. Пред- и синрудная минеральные ассоциации месторождения Павлик.

а – вкрапленность во вмещающих алевролитах и кристалл титанита (tit) в зальбанде альбит (ab)-кварц (q)-анкеритового (ank) прожилка (2 на фиг. 4), прозрачно-полированный шлиф ПЛК-119, проходящий свет, николи+; б – фрамбоидальный и субидиоморфный пирит (ру) в анкерит-кварц-альбитовом с титанитом метасоматите, прозрачно-полированный шлиф ПЛК-132, отраженный свет, николи=; в – сростки метакристаллов пирита (ру) неоднородного (блокового) строения в тесном срастании с арсенопиритом (asp) и с включениями халькопирита (chp) по трещинкам, прозрачно-полированный шлиф ПЛК-119, отраженный свет, николи=; г – брекчия (4 на фиг. 4) окварцованных и серицитизированных алевролитов с альбит (ab)-кварцевым (q) цементом, который замещается карбонатом (ank). Судя по индукционным границам, рост хорошо образованных кристаллов арсенопирита (asp) происходит почти одновременно с ростом альбита и кварца. Прозрачно-полированный шлиф ПЛК-117, проходящий свет: николи=, +; д – метасоматический рост пирит-аренопиритовой вкрапленности: метакристаллы пирита обрастают арсенопирит в кварцкарбонатном прожилке (3 на фиг. 3) с арсенопиритом и лейкоксеном (lks), прозрачно-полированный шлиф ПЛК-141, отраженный свет, николи=; е – альбит-кварц-карбонатные прожилки (3 и 4 на фиг. 4) с рудными минералами пересекают кливаж и сопровождаются тонкими существенно карбонатными оперяющими прожилками, прозрачно-полированный шлиф ПЛК-143, проходящий свет, николи+ и отраженный свет, николи=; ж – агрегат кристаллов пирита соединяет нитевидные серицит-карбонатные прожилки (6 на фиг. 4), пересекает карбонатный прожилок (5 на фиг. 4) и расположен субпараллельно позднему микрозернистому кварцевому прожилку (7 на фиг. 4). В пирите содержится тонкая вкрапленность золота. Прозрачно-полированный шлиф ПЛК-125, проходящий свет, николи=, +, область детализации - отраженный свет, николи=.

карбонат-хлорит-серицит-кварцевого состава (фиг. 5в, г, е, ж). Наиболее отчетливо выделяются кварц-карбонат-серицитовая (±калиевый полевой шпат), кварц-карбонат(хлорит)-альбит-серицитовая и кварц-карбонат-альбитовая разновидности (фации) метасоматитов. На всех вскрытых горизонтах и на всем протяжении рудных зон установлены брекчии с обломками вмещающих пород и раннего кварца различной степени тектонической окатанности. Обломки сцементированы и отчасти замещены кварцевым, альбит-кварцевым, анкерит-кварцевым цементом (фиг. 5г).



Фиг. 6. Соотношения арсенопирита с минералами золотоносной (продуктивной) ассоциации. а – ПЛК185. Метасоматический рост арсенопирита (asp) в альбит (Ab)-серицит (ser)-доломит-анкерит (сидерит) (dol-ank)-кварцевом (Q) микрозернистом агрегате с обособлениями апатита (Ар) и вкрапленностью пирита (ру). За счет апатита в арсенопирите формируется монацит (Mon), за счет серицита и сидерита – биотит (bt). Реликты пирита сохраняются в арсенопирите. Наиболее поздний халькопирит (chp) растет на границе пирита и арсенопирита; 6 – ПЛК 188 (Шток Ванин). Повышенная температура при образовании арсенопиритовой вкрапленности в магматических породах фиксируется образованием в кристалле арсенопирита вкрапленности леллингита (Lo) и теллурида висмута (BiTe?). в – ПЛК123. Трещиноватый, загрязненный множеством включений арсенопирит (asp1) в серицит-кварц-карбонатных метасоматитах и хорошо образованные кристаллы (asp2) с зонами роста и включениями пирротина (po) и халькопирита (chp) в синхронном с метасоматитами кварцевом прожилке. г – ПЛК770. Метакристалл арсенопирита (asp) с включениями пирита (ру), халькопирита (chp), блеклой руды (ttr), кварца (q) и карбоната (ank). д – ПЛК325. Пирит дорастает арсенопирит (asp)-халькопирит (chp)-сфалеритовые (sph) срастания; е – ПЛК770. Слева – фрагмент кристалла арсенопирита (asp) с включениями по трещинкам позднего галенита (gal) в срастании со сфалеритом (sph); справа – сросток арсенопирита (asp) с более поздним пиритом (ру), в котором содержатся включения галенита (gal) и золота (Au). Вмещающая матрица представлена калиевым полевым шпатом (fsp); ж – золото образует тонкодисперсную вкрапленность и прожилки в кристалле арсенопирита и массивное комковидное выделение в интерстициальном пространстве (ПЛК770). 3 – ПЛК117. Правильный призматический кристалл арсенопирита нарастает на пористую поверхность самородного золота. Скульптуры растворения на поверхности пористого золота. а, в – прозрачно-полированные шлифы. а – изображение в отраженных электронах (СЭМ); в – отраженный свет; б, г-е – монтированные шлифы, изображение в отраженных электронах (микрозонд, аналитик С.Е. Борисовский); ж, з – препараты из тяжелой фракции протолочных проб, изображение в отраженных электронах (СЭМ). Аналитик Л.О. Магазина.

Количество сульфидов синрудной ассоциации составляет около 95% всех сульфидов на месторождении. Количество арсенопирита в различных пробах меняется от 5 до 80%, а пирита от 20 до 99%. Арсенопирит и пирит наблюдаются во вкрапленных ореолах в метасоматитах по алевролитам и тектонитам, в маломощных кварцевых, анкерит-кварцевых прожилках, а также в минерализованных брекчиях алевролитов с кварцевым и анкерит-кварцевым цементом. Наиболее ранние сульфиды железа представлены вкрапленным фрамбоидальным метасоматическим пиритом, замещающим конседиментационные карбонаты (фиг. 56), а наиболее поздние – микрозернистыми агрегатами пирита в прожилках с халцедоновидным кварцем (фиг. 3е, 5ж). В некоторых прожилковидных выделениях пирита отмечаются включения самородного золота (фиг. 5ж).

В отличие от пирита, широко распространенного на всей площади месторождения, арсенопирит тяготеет к осевым частям рудных зон. Анализ соотношений с пиритом показывает, что арсенопирит образует отдельные блоки в неоднородных метакристаллах пирита (фиг. 5в, д), захватывает во время роста ранние кристаллы пирита (фиг. 6а), дорастает кристаллы пирита, и, наконец, пирит дорастает кристаллы арсенопирита (фиг. 6г, д, е). На основании этих соотношений можно сделать

2021

вывод, что длительность кристаллизации арсенопирита меньше, чем длительность кристаллизации пирита. Судя по составу включений в арсенопиритах из рудной зоны 1 (фиг. 6а), растворы, из которых образуется арсенопирит, не находятся в равновесии с вмещающими породами. Если пирит практически не претерпевает изменений при кристаллизации арсенопирита, то минералы вмещающих пород, содержащие кальций или магний (доломит-анкерит; апатит), замещаются или частично растворяются. Аналоги синрудной ассоциации наблюдались на северном фланге месторождения, в зоне влияния штока Ванин. В арсенопирите во вкрапленности здесь развиты лёллингит и теллурид висмута (фиг. 6б).

Рост метасоматических кристаллов с большим количеством реликтов вмещающих пород и, отчасти, хорошо образованных кристаллов арсенопирита в кварцевых прожилках начинается раньше кристаллизации пирротина и халькопирита (фиг. 6в). Эти сульфиды, а также сфалерит, могут находиться в определенных зонах роста кристаллов арсенопирита и часто образуют с арсенопиритом индукционные поверхности, указывающие на одновременный рост (фиг. 6г). По результатам изучения монтированных шлифов, изготовленных из монофракций арсенопиритов, отдельные кристаллы арсенопирита (1-2 зерна арсенопирита на группу из 30-40 зерен) содержат полиминеральные включения пирротин-халькопирит-сфалеритового или карбонат-сфалерит-пирит-тетраэдритового (фиг. 6д) состава и пересекаются микропрожилками пирротина, сфалерита, галенита (фиг. 6е) или самородного золота. Полиминеральные включения мы относим к сингенетическим, возникшим при росте арсенопирита и характеризующим среду кристаллизации. Установленный рост арсенопирита и до, и после кристаллизации самородного золота (фиг. 6ж, з) позволяет утвержлать, что арсенопирит относится к синрудной ассоциации. Косвенно это подтверждается широким распространением низкозолотоносных или безрудных арсенопирит-кварцевых прожилков, которые были опробованы в разведочных скважинах.

К рудной ассоциации отнесены микропрожилки и вкрапленность (около 5% сульфидов месторождения) пирротин-халькопирит-сфалеритового состава в синрудных прожилках и метасоматитах. Наиболее поздним минералом рудной ассоциации является галенит (менее 1% от общего количества сульфидов) (фиг. 6е), находящийся в прожилковидных включениях в арсенопирите, иногда в срастаниях со сфалеритом или образующий изолированные включения в пирите. Жильные минералы представлены серицитом, хлоритом, карбонатом доломит-анкеритового ряда, альбитом и калиевым полевым шпатом. О том, что эти минералы принадлежат к рудной ассоциации, свидетельствуют их срастания с самородным золотом и включения в самородном золоте.

Под микроскопом установлено, что самородное золото (до 0.2% от количества сульфидов) распространено в виде тонкой вкрапленности повсеместно на месторождении (например, в пробах ПЛК-105, ПЛК-770 – 1-я рудная зона и ПЛК-143, ПЛК-146 – 9-я рудная зона). Субмикронное самородное золото находится в виде изолированной вкрапленности в пирите (фиг. 5ж, 6е), в зонах трещиноватости в пирите и арсенопирите (фиг. 7а–в), а также в кварц-карбонат-серицитовых агрегатах, в том числе в срастаниях с карбонатом (фиг 7г), пирротином, халькопиритом и сфалеритом (фиг. 7д, е). Более крупные прожилковидные мономинеральные выделения самородного золота наблюдаются в арсенопирите совместно с прожилками галенита (фиг. 7в) или без него (фиг. 7ж, з, и) и, реже, в карбонате и кварце измененных вмещающих пород (фиг. 7ж).

Между некоторыми выделениями карбонатов, пирита, халькопирита, пирротина, сфалерита, галенита и самородного золота наблюдаются индукционные границы одновременного роста.

Наиболее разнообразны взаимоотношения самородного золота с арсенопиритом. Самородное золото образует вкрапленность, связанную с трещиноватостью, неправильные интерстициальные выделения, нарастает на грани кристаллов в виде губчатых и кристаллических обособлений, цементирует обломки арсенопирита. Отдельные золотины содержат обломки кристаллов арсенопирита. Тончайшие прожилки самородного золота (0.1 – 5 мкм) (фиг. 7и) проникают в арсенопирит от выделений массивного самородного золота, а в интерстициях альбит-карбонат-кварцевых агрегатов во вмещающих породах самородное золото снова образует массивные агрегаты (фиг. 7ж). Чаще всего появление сетчатых или линейных прожилков самородного золота отмечается на периферии его крупных массивных прожилковидных выделений в арсенопирите.

Изучение соотношений рудных и жильных минералов позволяет сделать вывод о том, что образование минералов рудной (продуктивной) ассоциации происходило на фоне образования минералов синрудной ассоциации.

Самородное золото

Самородное золото удалось установить в 61 пробе из 89 отобранных. Содержание золота в этих пробах варьирует от 0.05 (предел обнаружения (minimum detection limit) пробирного анализа) до 19.3 ppm, среднее значение – 3 ppm, дисперсия содержаний 10.6.



Фиг. 7. Формы выделения и ассоциации самородного золота.

а-в – микроскопическое тонкодисперсное и пылевидное (2–10 мкм) золото в сульфидах: а – вкрапленность тонкодисперсного золота (5–10 мкм) в трещинках в арсенопирите (asp) с включениями пирротина (po) (ПЛК131), б – включения самородного золота (4х2 мкм) в срастании с халькопиритом (chp) и пиритом (py) в арсенопирите (asp) (ПЛК130); в – прожилки галенита (Gal) с самородным золотом (Au) пересекают арсенопирит (Asp), причем в отдельных трещинах в арсенопирите золото образует самостоятельные выделения. Кристаллы пирита (Py) содержат включения золота и пересекаются галенитовыми прожилками (ПЛК146).

г-е – микроскопическое пылевидное и тонкое (10–100 мкм) золото в сульфидно-серицит-карбонатно-кварцевых метасоматитах. г – золото образует срастания с кварцем (q) и карбонатом (Са) в микроблоках, ограниченных ориентированными серицитовыми (ser) агрегатами (ПЛК143); д – прожилковидные срастания золота со сфалеритом (sph) секут трещинку с пластинкой ильменита (ilm) (стрелками показана ориентировка прожилков) (ПЛК125); е – срастания золота со сфалеритом (sph) и пирротином (ро) (ПЛК143).

ж—и — видимое весьма мелкое и мелкое (>100 мкм) золото в арсенопирите и вмещающих алевролитах: ж — золотой прожилок дробит арсенопирит образует в нем тонкую сетку прожилков, а в интерстициях альбит-карбонат-кварцевых агрегатов во вмещающих породах снова образует массивные агрегаты (ПЛК146), з — массивное золото в центральной части сростка кристаллов арсенопирита (ПЛК108); и — тончайшие (от 5 до менее 1 мкм) просечки золота (белое) проникают в раздробленный арсенопирит (ПЛК108).

и — фото зерна в отраженных электронах, аналитик Л.О. Магазина; остальное — фото прозрачно-полированных шлифов в отраженном свете.

Размер частиц самородного золота, установленных в протолочных пробах, изменяется от тысячных долей миллиметра до 0.5 мм, редко до 1.5—4.0 мм.

Подсчет количества золотин различного размера позволил установить, что большая их часть на месторождении Павлик может быть отнесена к следующим группам крупности (в соответствии с классификацией Н.В. Петровской, 1973):

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 63 № 1 2021

1. Микроскопическое (тонкодисперсное, пылевидное и тонкое) (пик крупности на 0.075 мм).

2. Видимое (весьма мелкое и мелкое) (пики крупности на 0.25, 0.55 и 0.85 мм)

Эти данные согласуются с данными гранулометрии (фиг. 8а), в соответствии с которыми основной вклад в общий вес золота обеспечивают золотины мелкого класса со средним размером 0.3 мм, а на долю пылевидного и тонкодисперс-



Фиг. 8. Крупность золота месторождения Павлик. Результаты гранулометрического (ситового) анализа (а), изменение относительного количества золота различной размерности в вертикальном разрезе по рудной зоне 1 (б) и распределение крупности золота в рудных зонах месторождения Павлик (в, г).

ного классов (менее 0.05 мм) приходится от 6 до 26% веса золота. Необходимо отметить, что эти гранулометрические данные получены для гравиконцентратов и, очевидно, занижают количество микроскопического самородного золота.

Видимое самородное золото преобладает в крутопадающей рудной зоне 1 (фиг. 8в), и его количество возрастает по направлению к поверхности. На фиг. 86 показаны гистограммы, отражающие количество золота различной размерности в рудной зоне 1 на определенной вертикальной отметке. На отметках 730 и 770 м доля видимого золота (до 1 мм) увеличивается незакономерно, что может быть связано с локальными неоднородностями рудовмещающей тектонической зоны. Количество самородного золота с размерностью более 1 мм остается постоянным на всех горизонтах (около 1.5%). Преобладание микроскопического самородного золота наблюдается в пологой рудной зоне 9 (фиг. 8г). Рост его количества происходит в интервале отметок 770–750 м.

Для получения данных для сравнения с другими коренными месторождениями и россыпями в лаборатории ЦНИГРИ проведен валовый анализ (ICP-MS) самородного золота из сборной пробы по всему месторождению. В заметном количестве (доли %) в пробе обнаружены Fe, Hg, As (табл. 1). На порядок ниже содержания Zn. Еще меньше Cu и Pb. В заметном количестве (до 18 ppm) содержится Ві. Повышенные содержания Na, Mg, Al, Ті, Fe и As свидетельствуют о присутствии в самородном золоте включений альбита, хлорита, доломита, рутила и арсенопирита. Значительное количество включений в отдельных золотинах подтверждается тем, что пробность золота по валовой пробе несколько ниже медианного значения, определенного по замеренным методом РСМА значениям пробности в точках (разница примерно в 35‰).

	Павлик, РСМА (без учета низко- и высокопробных кайм)	Павлик, ICP MS**	Наталка, РСМА (Плутешко и др., 1988)	Дегдекан, РСМА (Литвиненко, 2009)
N_Au	59			
N PCMA	152			63
Au	73.5-86.7	77.2	73.8-80.2	75.1-83.0
Ag	13.3–23.1	22.1	н.о.	н.о.
Au/Ag	4.17	3.49		
As*	_	0.13	$\frac{0.005}{100}$	$\frac{0.04}{37}$
Hg*	$\frac{0.2}{34}$	0.15	н.о.	$\frac{0.1}{29}$
Zn*	_	0.023	$\frac{0.015}{9}$	Н.О.
Pb*	_	0.002	$\frac{0.07}{54}$	$\frac{0.81}{71}$
Cu*	$\frac{0.06}{27}$	0.004	$\frac{0.004}{100}$	$\frac{0.05}{54}$
Te*	_	7×10^{-4}	н.о.	$\frac{0.2}{78}$
Se*	_	н.о.	н.о.	$\frac{0.02}{78}$
Sb*	$\frac{0.01}{9}$	2×10^{-4}	н.о.	$\frac{0.08}{57}$
Bi*	_	9×10^{-5}	<u>сл.</u> 27	$\frac{0.18}{32}$
Fe*	$\frac{0.93}{50}$	0.29	$\frac{0.03}{72}$	$\frac{0.6}{62}$

Таблица 1. Состав самородного золота коренных месторождений Омчакского рудно-россыпного узла, мас. %

Примечание. Знак "-" – содержание элементов ниже чувствительности анализа; н.о. – данные о содержании элемента не приведены; сл. – содержания элемента на уровне чувствительности анализа. * в числителе – максимальные значения, в знаменателе – частота встречаемости (%). ** – сборная (валовая) проба по месторождению Павлик. ПЛК111, ПЛК112, ПЛК115, ПЛК116, ПЛК119, ПЛК183, ПЛК184, ПЛК185 (навеска 13.4 мг).

2021

Химический состав самородного золота в точках для отдельных зерен по данным ЭДС и РСМА приведен в электронном приложении (Приложение 1). Вариации состава самородного золота по данным РСМА приведены в табл. 2. Основной примесью является серебро. Спорадически, в количестве до 0.5% (РСМА) (4.3% ЭДС), отмечается ртуть; в количестве до 0.06% (РСМА) (0.43% ЭДС) – медь. По результатам определения с помощью ЭДС в единичных пробах повышены содержания Ni, Pd, Zn. По данным РСМА остальные элементы содержатся в количествах ниже минимального предела обнаружения. Различия в данных объясняются низкой точностью определений с помощью ЭДС, проведенных по линии La. Кроме того, с помощью ЭДС анализировалось больше близповерхностных частей золотин, а с помощью PCMA – их внутренние части. В связи с этим по данным ЭДС приведены только результаты, полученные для золота и серебра.

Средняя пробность самородного золота колеблется около 800, медианное и модальное значения по выборке совпадают и составляют 806‰ (фиг. 9а). На гистограмме выделяется три дополнительных пика пробности. Первый, с максимальными значениями около 775, наиболее интенсивный, относится к неоднородному самородному золоту в доломит-анкерит-кварцевых агрегатах. Второй, с максимальными значениями в диапазоне 840–860, отмечен для самородного золота из рудной зоны 1 (770, ПЛК108). Наконец, третий пик (980–990) свя-

Таблица 2. Вариации состава самородного золота из руд месторождения Павлик РСМА, мас. %

-	-						
Номер (высотная отметка, м)	N_Au	N_n	Au	Ag	Au/Ag	Hg	Fe
ПЛК108 (941)	7	14	81.4-86.7	13.3–17.3	4.7-6.5	$\frac{0.08}{21}$	$\frac{0.62}{64}$
ПЛК154 (763)	7	14	75.9–81.1	18.3-22.6	3.4-4.4	"_"	$\frac{0.15}{57}$
ПЛК124 (631)	15	26	78.8-81.3	17.4–19.4	4.1-4.7	$\frac{0.22}{36}$	$\frac{0.93}{68}$
ПЛК125 (622)	5	11	68.0–79.7	18.8-29.4	2.3–4.2	$\frac{0.29}{64}$	"_"
ПЛК186 (742)	4	12	79.2-80.3	18.7-19.8	4.0-4.3	"_"	"_"
ПЛК187 (797, шток Ванин, ксенолит)	8	25	76.2-82.0	18.1-22.5	3.4-4.5	$\frac{0.12}{36}$	$\frac{0.6}{76}$
ПЛК103 (945)	3	15	73.5–98.2	0.44-23.1	2.9-222.1	"_"	$\frac{0.76}{13}$
ПЛК117 (718)	3	10	75.1–97.8	0.96-23.1	3.3-101.4	$\frac{0.43}{50}$	"_"
"омчакское"	7	25	72.8–99.3	1-23.8	3.0-99.3	$\frac{0.5}{44}$	"_"

Примечание. N_Au – количество проанализированных золотин, N_n – количество анализов. Погрешность измерения PCMA (1σ , %) Hg = 0,04, Cu = 0.03, Sb = 0.05, Fe = 0.07. В числителе – максимальные значения (исключены высокие содержания в краевых частях зерен), в знаменателе – частота встречаемости содержаний, превышающих чувствительность анализа (%). "–" содержания ниже погрешности анализа. Для Cu и Sb измеренные значения не превысили 2 σ .

зан с высокопробными каймами, развитыми в пластинчатом самородном золоте. Хотя разброс пробности даже в соседних золотинах может достигать почти 100‰, по усредненным данным (ЭДС, РСМА) по 13 пробам из первой рудной зоны (фиг. 9a (врезка)) и на основании всего спектра данных (РСМА) (фиг. 9б) наблюдается общая слабо выраженная тенденция роста пробности снизу вверх в вертикальном разрезе месторождения. Эта тенденция нарушается в пробах из 9-й зоны.

Особенности морфологии самородного золота

Для тонкодисперсных (1-5 мкм) и пылевидных золотинок (10-50 мкм) характерны изрезанные или ровные границы и пластинчатая или каплевидная форма (фиг. 5, 6, 7). В большинстве случаев такие золотинки изолированы внутри сульфидов или в микроблоках, сложенных кварцем и карбонатом и ограниченных ориентированными серицитовыми агрегатами. Состав и морфология этих золотин однообразны, но их количество и распространение наиболее важно для совершенствования технологических процессов, поскольку ни тонкодисперсное, ни пылевидное самородное золото не могут быть высвобождены полностью при стандартном измельчении руд, и при гравитационно-флотационной схеме обогащения руд уходят в хвосты.

Тонкое (50–100 мкм), весьма мелкое (100– 250 мкм) и мелкое (250–1000 мкм) самородное золото чаще всего наблюдаются в зальбандах кварцевых жил и прожилков, в участках дробления и рассланцевания вмещающих пород и арсенопирита. Самородное золото этой размерности извлекается в гравиконцентрат, и именно оно имеет поисковое значение, поскольку накапливается в россыпях. Морфологию самородного золота этой размерности рассмотрим подробнее.

Повсеместно распространены и имеют преобладающее количественное значение массивные псевдокристаллические, трещинно-прожилковидные и комковидные морфологические типы (по Самородное..., 2015) тонкого и мелкого самородного золота (фиг. 10а, б). Октаэдры и сферические образования установлены всего в двух пробах. Признаками, по которым можно судить о некоторых условиях образования золота, обладают другие формы, а именно:

субчато-пористое самородное золото. Массивная центральная часть золотин, плавно сменяется к периферии пористой (фиг. 10в, г). Краевые части зерен часто заворачиваются в завитки. Иногда наблюдаются псевдокристаллические участки с гладкой поверхностью (фиг. 10в). Самородное золото такой морфологии распространено как в северо-западной (ПЛК117, ПЛК118), так и в цен-



Фиг. 9. Вариации пробности золота из руд месторождения Павлик. а – гистограмма пробности золота (РСМА), на врезке – изменение пробности (медианные или единственные значения по данным РСМА и ЭДС) в вертикальном разрезе, R2 – величина достоверности аппроксимации данных по 1 рудной зоне полиномиальной кривой 2-й степени; б – детализация изменений пробности в вертикальном разрезе (данные РСМА). На диаграмме "box&vhisker": горизонтальной чертой обозначен диапазон значений, поперечными штрихами отмечены минимальные, медианные (соединены линиями) и максимальные значения. Центральные квартили (50% значений) показаны прямоугольниками и соединены затененными полями.

№ 1

том 63

2021

тральной и юго-восточной (ПЛК154, ПЛК157, ПЛК770) частях месторождения. Как правило, губчато-пористое самородное золото связано с арсенопиритовой минерализацией, что подтверждается многочисленными срастаниями этого золота с арсенопиритом. Доля самородного золота этой морфологической группы составляет около 15% от общего количества самородного золота.

Пластинчатое (таблитчатое) самородное золото представлено уплощенными округлыми или овальными пластинками (фиг. 10д, е) красноватого цвета. Соотношение среднего диаметра пластин к толщине ≥10, поверхность тонко шагреневая. Они резко отличаются от других золотин по округлой или овальной форме, а также по цвету и характеру поверхности. Такие зерна относятся большинством исследователей колымского россыпного золота к идеально окатанному (Шило, 2000), но нами отмечены на разных уровнях среза 1-й и 9-й рудных зон, как в скважинах (ПЛК143, 154), так и в карьере (ПЛК185, 186). Некоторое количество табличек встречается в рудах центральной части месторождения, а также в шлиховых ореолах вокруг него. Доля самородного золота этой морфологической группы не превышает 1.5% от общего количества самородного золота.

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Особенности поверхности золотин, включения в самородном золоте и неоднородности самородного золота

Характер поверхности золотин (скульптурные отпечатки на золотинах и пористые поверхности) в метасоматитах определяется особенностями вмещающей среды (рост в интерстициальном пространстве), а в арсенопирите – особенностями развивающихся в сульфиде трещин, которые одновременно или сразу же после образования выполняются самородным золотом. Сетчатопрожилковые агрегаты при окислении и дальнейшем удалении арсенопирита дают губчатую поверхность золотин в россыпях. Поверхность наиболее крупных зерен самородного золота однотипна, но неоднородна. Ямчатая поверхность самородного золота с гладкими стенками ямок обусловлена отпечатками кристаллов карбоната, кварца, серицита и арсенопирита. Размер ямок сопоставим с размером золотин (фиг. 10а, б). Вмещающие минералы могут сохраняться в самородном золоте в виде включений с четкими кристаллографическими очертаниями (фиг. 11а, б). Наблюдается сочетание гладких и пористых неровных участков, а также пористая микроскульптура поверхности с микробороздками и с многочисленными отпечатками других минералов. В некоторых случаях на поверхности выделений самородзолота наблюдаются отпечатки борозд ного



Фиг. 10. Особенности морфологии видимого (>0.2 мм) золота. а–г – неправильные цементационные и интерстициальные формы: а – интерстициальное массивное золото с отпечатками граней кристаллов кварца, альбита, карбоната (ПЛК770); б – трещинное с фрагментами пористого, выполнявшее межзерновое пространство (ПЛК770); в – гемидиоморфное комковидное с фрагментами кристаллического (ПЛК 157): г – цементационное комковидное в срастании с рубиато-пористым (ПЛК-154): д–е – трещинное таблит-

нявшее межзерновое пространство (ПЛК / 70), в – темидиоморфное комковидное с фрагментами кристаллического (ПЛК157); г – цементационное комковидное в срастании с губчато-пористым (ПЛК-154); д–е – трещинное таблитчатое ("омчакский" тип) с высокопробной поверхностью: д – в срастании со сфалеритом (ПЛК-128), е – в срастании с хлоритом (ПЛК-143), на поверхности – поздние борозды скольжения. Фото зерен в отраженных электронах, аналитик Л.О. Магазина.

скольжения от стенок притертых поверхностей, где происходила кристаллизация самородного золота (фиг. 11ж). Губчато-пористое самородное золото с большим количеством бугорков и микропор на поверхности (до 20 пор/100 мкм²) развивается на периферии массивных выделений самородного золота (фиг. 11е, ж). Около 15% пор отличаются размером (2–3 мкм) и глубиной. В некоторых содержатся карбонаты и серицит. Гладкая поверхность с отпечатками других минералов и относительно крупными (2–3 мкм) редкими (1–2 поры/100 мкм²) порами встречается реже (фиг. 11а, д). В отдельных зернах самородного золота отмечены относительно крупные включения пирита, арсенопирита, кварца, карбоната, альбита, калиевого полевого шпата (КПШ), серицита, хлорита и сфалерита. Мономинеральные агрегаты и иногда единичные кристаллы серицита, альбита, карбоната, арсенопирита, реже КПШ, выполняют пустоты в самородном золоте, срастаются с золотинами, или их остроугольные обломки цементируются самородным золотом (фиг. 116, в, г, ж, з, и). Каждое изолированное включение выполнено или серицитом, или альбитом, иногда КПШ или кар-





Фиг. 11. Срастания самородного золота с жильными минералами и включения в золоте. а-г – видимое весьма мелкое (>100 мкм) интерстициальное и цементационное массивное и губчато-пористое самородное золото в срастании с доломитом-анкеритом (ank), (белым кружком на фиг. 11а обведен карбонат с микровключениями самородного золота (a)), серицитом (ser) и хлоритом (ch) (б); с арсенопиритом и хлоритом (в); альбитом (ab) (г); д-ж – поверхность интерстициального золота: д – гладкая поверхность с отпечатками кристаллов жильных и рудных минералов; е – губчато-пористое золото с шероховатой поверхностью на периферии массивных выделений золота с гладкой поверхностью; ж – слепки дорудных борозд скольжения на пористой золотине.

пладаон поррагностыю, ж с слепки дорудных оброздековляения на пористололов соловков карбоната (dol) и арсенопирита (аsp), мелкие черные точки – микровключения (преимущественно пустоты) (50–60 шт. на 100 мкм²); и – золотина в интерстициальном пространстве альбит-доломитового метасоматита содержит включения калиевого полевого шпата (fsp). Включения альбита (ab) и арсенопирита (asp) в золоте (Au) имеют четкую кристаллографическую огранку, что может указывать на их захват в твердом состоянии. Внутреннее строение золотины характеризуется развитием микропустот (ок. 30 шт на 100 мкм²). Вокруг крупного выделения развита микронная вкрапленность золота (обведено); к – золотина из ксенолита кварцевой жилы в эксплозивных брекчиях штока Ванин насыщена множеством микровключений, на врезке видно, что это преимущественно пустоты 0.1-0.5 мкм в поперечнике со средней плотностью 39–40 шт. на 100 мкм²; а – ж, и – изображения в отраженных (backscattered) электронах (CЭM, аналитик Л.О. Магазина); а – ж – препараты зерен на скотче; а, в, д, ж – проба ПЛК118; б – проба ПЛК157; г, е – проба ПЛК154; и – прозрачнополированный шлиф ПЛК103; з, к – изображения в отраженных (backscattered) электронах, аналитик С.Е. Борисов-

ский; монтированные шлифы.

(a)

(B)

200 мкм

(Mg. Fe. Ca)CO

бонатом. Редко выявляются совместные включения серицита и хлорита. Состав включений в самородном золоте не противоречит предположению о том, что кристаллизация самородного золота происходила при образовании синрудных метасоматитов.

В поперечных срезах золотин (фиг. 11з, и, к) вилно, что в них солержится обильная равномерно распределенная вкрапленность неидентифицируемых твердых включений размером менее 1 мкм и микропустот такого же размера. Неоднородности и равномерно распределенные микровключения обнаружены только в тонком самородном золоте из доломит-альбитовых метасоматитов. В самородном золоте из ксенолита кварцевой жилы из штока Ванин (ПЛК-187), в самородном золоте с СЗ фланга рудной зоны 1 (ПЛК-108) и из скважин, пробуренных по 9-й рулной зоне (пробы ПЛК-124, 125), а кроме того, на срезах пластинчатого ("омчакского") самородного золота в наиболее крупных остроугольных включениях определены карбонат и арсенопирит (фиг. 113, и). Самородное золото с большим количеством микровключений сосредотачивается на периферии рудных зон, тогда как массивное характерно для центральной части месторождения. Относительно крупные пустоты, которые можно идентифицировать как деформированные газовые пузырьки. установлены в самородном золоте из пробы ПЛК-125 (фиг. 12, д2, д3, ж2). Твердофазные остроугольные включения в золоте могут быть интерпретированы как обломки вмещающих метасоматитов, а округлые пустоты (поскольку анализ стенок таких пустот не установил ничего кроме золота) могут быть первичными сингенетичными (по Леммлейн, 1973) газовыми или водными включениями.

Показателем неоднородности самородного золота служит дисперсия пробности, определенная по результатам замеров пробности отдельных золотин в одной пробе и хорошо согласующаяся с наблюдениями над протравленными золотинами. Этот показатель меняется от 216–155 в пробах с однородным (монокристаллическим?) самородным золотом (ПЛК124, ПЛК146, ПЛК108) до 200-1120 в пробах с заметными пятнистыми неоднородностями золота (ПЛК154, ПЛК125) и достигает 4000-9500 в пробах с контрастными неоднородностями самородного золота (ПЛК103, ПЛК117). В целом по месторождению показатель составляет 2558, что может отражать большое количество анализов, нацеленных на выявление неоднородностей или различий самородного золота в рудных зонах 1 и 9 (табл. 3).

По результатам травления золотин и фотографирования их в отраженном свете и в обратнорассеянных и вторичных электронах установлено, что большая часть золотин имеет зернистое или монокристальное неяснозональное строение (фиг. 12). Преобладает однородное по составу самородное золото, тогда как золотины с высокопробными каймами или неясноблоковым строением и неравномерным распределением серебра составляют не более 2-3% от проанализированных. Самородное золото с пониженной пробностью находится в срастаниях с карбонатами и силикатами (альбит, серицит). Кроме того, вариации пробности обеспечиваются снижением содержа-

Фиг. 12. Особенности внутреннего строения золота.

a-в – наиболее распространенные прожилковидные однородные (дисперсия пробности по пробам от 26 до 155), монокристаллические (?) зерна золота. а – (проба ПЛК124) в срастании с арсенопиритом; al – фото травленого зерна в отраженном свете, a2 – во вторичных электронах (802-806); б – (ПЛК146) фото во вторичных электронах: б1 – прожилковидное монокристаллическое (пробность 804-817) в срастании с кварцем и доломит-анкеритом, 62 – мелкие пятнистые неоднородности в золоте (790-793) с включениями аренопирита; в – (ПЛК108) – однородное прожилковидное в арсенопирите, прожилки от массивных до тонких: в1 – фото травленого зерна в отраженном свете, в2 – фото травленого зерна в отраженном свете, в3 – фото во вторичных электронах; г-д – золото неоднородного (дисперсия пробности от 200 до 1120) мозаичного строения с признаками начальной эпигенетической перекристаллизации с образованием неконтрастной сети прожилков относительно низкопробного золота (темное); г – (ПЛК 154), слабо проявленная перекристаллизация, д – (ПЛК125), отчетливо проявленная с образованием более крупных блоков различной пробности: g1 – сетка высокопробных прожилков и низкопробные блоки фиксируют начальную стадию грануляции (перекристаллизации) золота, фото травленого зерна в отраженном свете, д2-д3 - самородное золото из доломитанкерит-кварцевых метасоматитов насыщено субмикронными обломками карбоната (dol) и арсенопирита (asp) и микропорами, содержит небольшое количество изометричных и деформированных газовых пузырьков (обведены), д2 низкопробный прожилок среди относительно более высокопробного золота и д3 — однородное золото средней пробности; фото в отраженных электронах. е-ж – золото неоднородное (дисперсия пробности 4000-9500): е – золото из верхней части (зона окисления) месторождения (ПЛК 103): е1 – низко- и высокопробное в срастании с гидроокислами железа, малахитом и самородной медью, фото в отраженных электронах, е2 – однородное с высокопробной каймой в срастании с окисленным арсенопиритом, характерна микробрекчиевая (карбонат (ank) и арсенопирит (asp) в мелких (<1 мкм) обломках) и микропоровая структура, фото в отраженных электронах; ж (ПЛК117) – ж1 – зональное проявление неоднородности: светлое – относительно высокопробное золото, темное – низкопробное, фото травленого зерна в отраженном свете; ж2 – деформационная диффузионная кайма на срезе таблитчатого ("омчакского") золота. Множественные субмикронные обломки и поры, а также редкие деформированные пустоты (обведено), фото в отраженных электронах.

Фото в отраженных электронах: а-г – аналитик Л.О. Магазина, д-з – аналитик Е.В. Ковальчук. Фото травленых зерен в отраженном свете выполнены в ЦНИГРИ Л.Н. Шатиловой.

ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА



ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 63 № 1 2021

ЮΠ	и, положения п	роб в пространстве и по отд	ельным пј	робам							
	Вид анализа	Место отбора пробы	Высота	N_Au	N_n (Bec, r)	Дисперсия	Пробность*	Квартиль_1	Квартиль_3	Мин	Макс
PC	CMA	Павлик		59	152	2671	806	792	815	697	066
ບັ	ME	Павлик		34	45	2221	804	792	825	762	995
ย	BM + PCMA	Павлик		93	197	2558	806	792	816	697	995
IC	SM 90	Объединенная проба			(0.013)		771				
PC	CMA	Центр месторождения		44	102	1950	807	802	816	697	066
PC	CMA	"омчакское"		7	25	7500	804	778	889	753	066
PC	CMA	ПЛК187	797	8	25	174	793	190	799	772	817
ยั	JM + PCMA	1 зона		67	146	2382	807	793	844	744	066
Ű	JM + PCMA	9 зона		26	51	1236	806	802	811	697	995
					Рудная зо	otta 1					
≚ ≣	CMA	ПЛК103	945	3	15	4114	811	791	835	744	982
טֿ פאר	ME	ПЛК103	945	1	1		972				
ĭ ₽VI	CMA	ПЛК108	941	7	14	155	849	845	855	819	866
ॅॅ іны	CMA	ПЛК117	718	3	10	9237	801	766	912	761	066
ปี [X M	Me	ПЛК118	712	1	1		779				
ĭ IEC	CMA	ПЛК154	763	7	14	201	797	190	810	771	816
ပိ ဂ၀թ	ME	ПЛК154	763	2	4	276	802	793	810	780	819
ปั ว¥บ	Me	ПЛК160	712	1	1		762				
ГЕН. ГЕН.	CMA	ПЛК186	742	4	12	9	805	804	806	801	809
Ŭ йи	ME	ПЛК770	770	23	24	1117	813	792	835	774	884
т					Рудная зо	на 9					
ĕ	CMA	ПЛК124	631	15	26	26	810	806	814	802	823
۲ <u>۲</u>	CMA	ПЛК125	622	5	11	1043	798	774	805	697	806
ປັ № 1	Me	ПЛК128	580.7	1	1		891				
Ŭ	Me	ПЛК143	581.2	1	1		995				
ປັ 2021	ME	ПЛК146	566	4	12	112	662	793	810	784	817
:	*										

АРИСТОВ и др.

26

Примечание. * – медианное значение или рассчитанное по единичному замеру.

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА



Фиг. 13. Графики распределения Au и Ag в золотосодержащем мышьяковистом пирите (а–в) и арсенопирите (г–е). На графиках по вертикальной оси – количество импульсов соответствующего элемента в секунду (signal, cps), по горизонтальной оси – развертка времени (time, s); диаметр пучка лазера D = 60 мкм, длина профилей (мкм): 1) 400; 2) 426; 3) точечный анализ, 4) 345; 5) 545; 6) 398; D = 80 мкм. В таблицах приведены минимальные (min) и максимальные (max) содержания элементов (ppm) в профиле; прочерк – ниже предела обнаружения. Фотографии зерен в отраженных электронах. Профили зондирования получены методом LA-ICP-MS. Аналитик В.Д. Абрамова.

ний серебра в высокопробных каймах, развитых вокруг "омчакского" золота.

Пятнистые неоднородности обусловлены неравномерным распределением серебра в самородном золоте. Как видно на микрофотографиях, значительная часть неоднородностей связана с перераспределением серебра в отдельные блоки с очищением межблоковых пространств (фиг. 12, г1, д1). На протравленных поверхностях наблюдаются признаки начальной перекристаллизации, связанной с изменением температуры и давления. Наблюдаемые структуры можно сравнить со структурами, формирующимися при грануляции кварца.

На фотографиях срезов золотин в обратнорассеянных электронах, при общей однородной плотности зерен, наблюдаются области в виде неправильных обособлений или зон с повышенным или пониженным отражением электронов (фиг. 12, 62, д2). Например, в центральной части пористой золотины (фиг. 12, д2) с пробностью 763–766, наблюдается зона с пониженной пробностью (680). Довольно значительные (в пределах 40 единиц) вариации пробности характерны для агрегатов с губчато-пористым (от 783 до 807) и массивным самородным золотом (от 795 до 826) (фиг. 11е). Эти вариации могут быть обусловлены неравномерным распределением серебра при осаждении самородного золота.

Контрастная неоднородность распределения участков разной пробности по объему зерна наиболее ярко проявлена в уплощенных лепешкообразных зернах золота с гладкими краями ("омчакский" тип) (фиг. 12ж). Каймы толщиной 3— 10 мкм в краевых частях золотин имеют пробность от 950 до 998, таким же составом золота обладают тонкие червеобразные выделения (10— 18 мкм по длинной стороне), незакономерно располагающиеся в объеме зерна, в то время как проба золотин меняется от 750 до 785. Каймы повторяют неправильные контуры выделений самородного золота, внутренняя граница их очень нечеткая.

"Невидимое" золото

Содержание золота в пиритах по результатам РСМА низкое и поднимается выше 2σ (30 г/т) только в 3 зернах из 18 измеренных. Замеры LA-ICP-MS (60 замеров по 29 зернам из 8 проб) показали, что в 8% зерен содержание ниже чувствительности, в 65% зерен содержание выше 1 г/т, а в 3 зернах (5%) мышьяковистого пирита пробы ПЛК-146 содержание Аи достигает 213–287 г/т (дисперсия по выборке – 3076). Содержание золота в пиритах демонстрирует высокую корреляцию с содержаниями As (+0.77) и значимую положительную с Sb (0.57) и Pb (0.54). Отме-

тим низкую корреляцию для пары Au—Ag (0.34). Поперечное профилирование через зерна пирита из пробы ПЛК-146 (фиг. 13а, б) показывает неоднородность распределения примесей в зернах пирита, связанную как с его блоковым строением (показано на примере Ag), так и с высокой трещиноватостью и реликтовыми включениями вмещающих пород. Профилирование на глубину (фиг. 13в) с выдержкой по времени дает сходные особенности распределения примесей.

Содержание золота в арсенопиритах находится на уровне 0-70 г/т, превышая 20 (34 г/т) в 17.5% случаях (РСМА, 40 анализов). Сходные результаты получены и при помощи лазерной абляции (LA-ICP-MS, 105 анализов). Содержание золота составляет от 0.15 до 7.63 г/т, причем содержания выше 1 г/т наблюдаются в 47% проб (дисперсия – 1.5). Высокие уровни корреляционных связей установлены для пар Sb-Bi (0.71), Co-Ni (0.62), Cr-Zn (0.65), Ag-Pb, Ag-Bi, Pb-Bi, In—Sn. Содержание золота показало положительную корреляцию на границе значимости с Ві (0.46), Ag (0.39), Sb (0.39), Pb (0.36). Отсутствие связи микропримеси золота с Fe, As и S подтверждается анализом профилей зондирования отдельных зерен арсенопирита из проб с высокими содержаниями золота – ПЛК-186 (фиг. 13д) и ПЛК-146 (фиг. 13г) и с низкими содержаниями золота – 325-1-7 (фиг. 13е). И на продольных, и на вертикальных профилях наблюдается крайне неравномерное распределение примесей, а также их локализация в отдельных блоках зерен арсенопирита.

Среди сульфидов синрудной ассоциации только мышьяковистый пирит является концентратором "невидимого" золота. Это хорошо согласуется с тем, что для части пирита и самородного золота установлены соотношения, позволяющие предполагать одновременность их кристаллизации.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные результаты изучения самородного золота месторождения Павлик могут быть использованы для корректировки представлений о генезисе золото-кварцевых объектов, определения направлений их практического использования, в том числе при поисках месторождений и при выявлении возможных причин потерь золота при обогащении руд.

Крупность самородного золота

Полученные нами результаты указывают на то, что на месторождении Павлик преобладает мелкое и тонкое самородное золото в срастаниях с жильными минералами (кварц, карбонаты) и сульфидами (пирит, арсенопирит). В сульфидах устанавливается как тонкое самородное золото в виде включений, так и самородное золото, входя-

щее в кристаллическую решетку пирита. По результатам микроскопических и электронно-микроскопических исследований руд месторождения Павлик нами установлено тонкодисперсное (менее 10 мкм) и пылевидное (10-50 мкм) самородное золото. Примененная нами методика обработки проб не позволяет полностью оценить его относительное количество, поскольку выявленное тонкое самородное золото, находящееся в срастаниях с кварцем и карбонатами или в виде тончайшей изолированной вкрапленности в карбонатах, по-видимому, оказывается недоступным для извлечения гравитационным способом при дроблении до 200 меш (примерно 74 микрона). Для того чтобы дополнить наши представления о количественных соотношениях золота различного размера и соотношении субмикронного и связанного золота на месторождениях Омчакского рудно-россыпного узла, мы сравнили наши результаты с результатами отработки (отчеты компании "Полюс" в 2018-2019 гг. (сайт polus.com)), фазового анализа (Казимиров и др., 2008) и технологических исследований (Шаров и др., 2002) золото-кварцевых руд расположенного в 12 км к северу месторождения Наталка.

Для руд с низкими содержаниями извлечение золота на месторождении Наталка по гравитационно-флотационной схеме, по данным отчетов компании "Полюс" в 2018-2019 гг., составило от 55.1 до 71.7% (сайт polus.com). Ранее, на основании результатов валового анализа монофракций сульфидов и единичных зерен арсенопирита, неоднократно (Гончаров и др., 2002; Волков и др., 2006; Соцкая, 2017) высказывалось мнение, что низкое извлечение может быть связано со значительным количеством золота, связанного в сульфидах месторождений Омчакского рудно-россыпного района. Предположениям о развитии золота, связанного в сульфидах, противоречат результаты фазового анализа руд (Казимиров и др., 2008), согласно которым в рудах месторождения Наталка свободное (амальгамируемое) золото составляет 82%, золото в сростках (цианируемое) - 4%, в сростках с гидроксидами железа – 2.5%, в сульфидах – 2.3%, в сростках с углеродистым веществом – 2.2% и с породообразующими минералами – 7%. Данные фазового анализа подтверждают результаты ранее проведенных технологических исследований. Г.Н. Шаров с соавторами (2002) определяют сквозное извлечение золота из золото-кварцевых руд в 86-87%, а основные потери (12%) относят на стадию получения гравитационного и флотационного концентратов (извлечение в гравитационный концентрат – 69.9%, а во флотационный (сростки с сульфидами) – 17.8%). После цианирования флотационного продукта золото из сульфидов почти полностью извлекается.

Анализ этих данных показывает, что наибольшее расхождение (более 12%) наблюдается между количеством свободного (амальгамируемого) золота (82%) и количеством самородного золота, извлекаемого гравитацией (70% и менее). Это позволяет предполагать значительное развитие тонкодисперсного золота в срастании с нефлотируемыми кварцем, карбонатом и различными силикатами. Из-за своих незначительных размеров это золото не может быть высвобождено из срастаний с нерудными минералами при измельчении и не попадает ни в гравитационный, ни во флотационный концентрат.

Разработанная для условий ЗРК "ПАВЛИК" (https://www.arlan.ru/news/685) комбинированная технологическая схема включает гравитационное обогащение руды, флотацию хвостов гравитации и сорбционное цианирование полученных золотосодержащих сульфидных грави- и флотоконцентратов. Извлечение золота в конечный товарный продукт – сплав Доре – составляет 82-83%. Сравнивая эти данные с результатом анализа данных по месторождению Наталка, заключаем, что 17–18% потери по весу связаны с субмикронным и пылевидным самородным золотом. Сравнение приведенных данных по потерям при отработке месторождения Павлик с результатами гранулометрического анализа (в среднем удалось извлечь около 6% золотин с размерами менее 100 мкм) позволяет увеличить оценку количества пылевидного и субмикронного самородного золота (-74 мкм) до 15-20%.

Таким образом, подтверждаются наши предположения о широком распространении на месторождении Павлик тонкодисперсного самородного золота, не связанного в сульфидах, и о незначительном развитии на месторождениях Омчакского рудно-россыпного узла высоко золотоносных сульфидов, в которых золото бы входило в кристаллическую решетку или находилось в виде примесей коллоидного размера, как это обнаружено в месторождениях Нежданинское, Олимпиада и Сентачан (Genkin et al., 1998).

Возможными путями решения проблемы потерь золота могут быть сверхтонкий помол руд и/или проведение цианирования хвостов флотации после их обработки кислотами для частичного погашения карбонатов.

Последовательность минералоотложения, изменение физико-химических условий при отложении самородного золота

Сопоставление полученных нами данных о последовательности образования минералов не противоречит данным предшественников (Тюкова, Ворошин, 2007; Соцкая, 2017). Метасоматиты могут быть сопоставлены с березитами, которые формировались в зонах тектонитов месторождений Нежданинское (Алпатов, 1998; Бортников

2021

и др., 2007) и Наталка (Стружков и др., 2006; Горячев и др., 2008). Брекчии вмещающих пород и раннего кварца с кварцевым, углеродисто-кварцевым и карбонатно-кварцевым цементом установлены на многих золоторудных месторождениях как Омчакского района (Гончаров и др., 2002), так и за его пределами (Аристов и др., 2016). Такие брекчии обычно маркируют локальные зоны растяжения по простиранию сдвиговых нарушений или пересечения разрывных нарушений. На Павлике, кроме основной рудной зоны, брекчии часто наблюдаются в пологих прожилках сбросовой кинематики. Характерные текстуры брекчий позволяют связывать их образование с явлениями гидроразрыва (Константинов, 1977; Je'brak, 1997). Вариации давления от 2.5 до 0.5 кбар, установленные нами (Савчук и др., 2018) на Павлике по флюидным включениям в разновозрастном кварце, не противоречат предположению о значительных колебаниях давления при образовании брекчий. Возможно, что высокотемпературными фациальными аналогами гидротермальных брекчий являются описанные В.А. Сидоровым (Сидоров и др., 2010) эксплозивные брекчии штока Ванин. Установленные эпизоды образования кварц-карбонатных прожилков, а также развитие брекчий гидроразрыва позволяют нам считать, что, как и на других орогенных месторождениях (Sibson et al., 1988), на месторождении Павлик давление флюидов неоднократно превышало литостатическое давление. Причиной этого могли быть сейсмические события, приводившие к разгерметизации и развитию сети трещиноватости в зоне разрывных нарушений.

Взаимоотношения самородного золота с пиритом не противоречат предположению, что кристаллизация самородного золота на месторождении Павлик происходит позже образования крупных метасоматических кристаллов пирита и близодновременно с агрегатами пирита одной из поздних минеральных ассоциаций.

Анализ соотношений арсенопирита с вмещающими породами, минералами метасоматитов (альбит, калиевый полевой шпат, карбонаты), пиритом и минералами продуктивной (золоторудной) ассоциации позволяют считать, что образование арсенопирита, так же как образование жильных, прожилковых и вкрапленных выделений пирита, кварца, анкерита-доломита и альбита, является длительным, сквозным, фоновым процессом. Этот процесс может прерываться отдельными тектоническими эпизодами, но не прекрашается во все время формирования руд месторождения Павлик. Отметим, что изменение состава флюидов фиксируется по появлению во включениях в самородном золоте и в арсенопирите новообразованного калиевого полевого шпата вместо альбита (фиг. 11и). Одновременное образование самородного золота и части пирита и/или арсенопирита (фиг. 6е–3) не противоречит фактам, установленным на других орогенных месторождениях золота. Например, на месторождении Наталка арсенопириты нескольких генераций (Горячев и др., 2008) образуются раньше самородного золота, совместно и после него. Сходные взаимоотношения самородного золота и арсенопирита подчеркивались Н.В. Петровской для месторождения Советское (Петровская, 1973, стр. 62).

В пирите и арсенопирите развиты субмикроскопические включения самородного золота и сульфидов полиметаллов (фиг. 5ж, 6в, д-ж, 7а, б). Их образование в условиях пониженных пересыщений может объясняться локальным повышением концентрации Au, Zn, Cu, Pb за счет адсорбции на растущих гранях пирита и арсенопирита. Возможно, что кристаллизация небольшого количества сфалерита, халькопирита и галенита происходит при поступлении растворов, содержащих Zn, Cu, Pb. Поскольку включения наблюдаются достаточно редко (1-2 зерна с включениями на 10-15 зерен без включений), второй вариант выглядит предпочтительным. В этом случае и самородное золото, и сульфиды полиметаллов могут откладываться на локальных redox-барьерах при частичном растворении уже раскристаллизованного пирита и арсенопирита (Pokrovski et al., 2002). Близость времени кристаллизации халькопирита, сфалерита, пирротина и самородного золота подтверждается тем, что они вместе выполняют трещины в пирите и арсенопирите или образуют срастания в кварц-карбонат-серицитовых агрегатах (фиг. 7а, б, д, е). В то же время прожилки или ореолы пылевидной золотой вкрапленности часто пространственно обособлены от сульфидов (фиг. 7г, ж, з), что может быть объяснено низкой активностью серы в золотоносном флюиде в отличие от флюида, содержащего As.

Самородное золото осаждается в породах, в которых уже существуют метаморфические ассоциации минералов и развит региональный кливаж (фиг. 5ж). Дробление арсенопирита и цементирование его обломков самородным золотом (фиг. 7в, ж) указывают на тектонические события, непосредственно предшествовавшие образованию относительно крупных выделений самородного золота. В менее хрупких кварц-серицитхлорит-альбит-карбонатных метасоматических агрегатах морфология самородного золота подчинена микротрещинам, развитым вдоль нарушенных межзерновых границ. Вдоль большинства трешин, содержаших самородное золото, смешения не установлены (напр., фиг. 7г, д). Эти наблюдения хорошо согласуются с данными по месторождениям Бендиго (Wilson et al., 2013) и Фостервил (Voisey et al, 2020). Однако самородное золото месторождения Павлик приурочено к трешинам отрыва и скола и не обнаруживает тесной связи со стилолитовыми швами или швами рас-

творения под давлением (pressure solution seams), как установлено на месторождении Фостервил (Voisey et al., 2020). Кулисное расположение в арсенопирите трещин, выполненных самородным золотом (напр., фиг. 7в), может указывать на начальную стадию разрушения пород при превышении гидростатическим давлением литостатического и развитии хрупких деформаций в наиболее компетентных минералах. О локальном повышении давления газонасыщенного флюида, превышающем предел прочности пород непосредственно перед отложением самородного золота, могут свидетельствовать: параллельное образование прожилковидных выделений самородного золота в хрупких сульфидах и интерстициальный рост самородного золота в метасоматитах; насыщенность отдельных золотин микропорами и одновременно обломками вмещающих пород и минералов сходной величины (фиг. 11е-к, фиг. 12, д2, д3, ж1).

Установленные точечными методами анализа уровни содержания "невидимого" золота в арсенопирите и пирите месторождения Павлик невысокие, что отличает сульфиды месторождения от сульфидов, которые анализировались прецизионными методами А.Д. Генкиным с соавторами в мезотермальных месторождениях золота Олимпиада, Ведуга, Нежданинское и Сентачан (Genkin et al., 1998). Низкие содержания хорошо согласуются с экспериментальными данными, приведенными в статье (Trigub et al., 2017) для кристаллизации пирита и арсенопирита из растворов, ненасыщенных по золоту. Содержание золота несколько повышено в мышьяковистом пирите, что характерно как для орогенных месторождений золота, например Сухой Лог (Large et al., 2007; Гаврилов, Кряжев, 2008), месторождений карлинского типа (Воронцовское..., 2016; Cline et al., 2005; Barker et al, 2011), так и для золоторудных эпитермальных объектов. Как показано в работе (Reich et al., 2005), молярное соотношение Au/As в мышьяковистом пирите может являться индикатором химического состояния Au в пирите (наноразмерное (Au/As > 0.2) или ионное (Au¹⁺) золото), а также использоваться для определения состояния насыщения раствора, из которого шла кристаллизация золота. Определенные уровни содержания золота в мышьяковистом пирите месторождения Павлик и Au/As < 0.01 (Сидорова и др., 2020) однозначно указывают на то, что, как и на месторождениях карлинского типа, в мышьяковистом пирите золото находится в форме твердого раствора в ионном состоянии (Au¹⁺), и на недосыщение рудообразующего флюида по отношению к самородному золоту. Таким образом, анализ сульфидов приводит к выводу, что их кристаллизация происходила из растворов, недосыщенных по отношению к самородному золоту. Противоречит этому предположению то, что, как показано

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 63 № 1 2021

нами выше, большая часть золота на месторождении Павлик не связана в сульфидах и тонкодисперсное золото составляет не менее 15% по весу от всего золота месторождения. Согласно данным по эпитермальным месторождениям (Reich et al., 2005), это может означать, что отложение самородного золота происходит из растворов, пересышенных по самородному золоту. Очевидное противоречие может быть разрешено предположением, что отложение самородного золота является самостоятельным относительно образования сульфидов процессом, или что на момент поступления золота в область рудоотложения мышьяковистый пирит отсутствовал. Поскольку мышьяковистый пирит является метастабильной фазой, существующей в широких диапазонах давления и температур, можно считать отсутствие мышьяковистого пирита на момент отложения золота маловероятным. Более вероятным является первое предположение. Отсутствие признаков смешения золотоносных и серосодержащих флюидов находит объяснение в высоком флюидном давлении первых.

Неоднородности самородного золота могут быть использованы для выявления его постепенного роста или перекристаллизации (Самородное ..., 2015). Высокая однородность самородного золота на месторождении Павлик, отсутствие зон роста кристаллов или двойников, слабо развитые деформационные неоднородности состава, установленные при травлении золотин, а также при изучении золотин в обратно-рассеянных электронах, позволяют предполагать образование золотин при слипании наноразмерных частиц, по механизму самосборки (self-assemblage) (Zhou et al., 2013). Этот механизм рассматривается как ведущий при образовании самородного золота как на эпитермальных (Saunders, Burke, 2017), так и на орогенных (Voisey et al., 2020) месторождениях.

Проявление сорбционных процессов, по-видимому, ограничивается влиянием на пробность самородного золота, кристаллизующегося в срастании с сульфидами (>800) и в срастаниях с карбонатами и силикатами (появление мелких относительно низкопробных зерен).

Высокопробные каймы, так же как структуры начальной грануляции, могут быть связаны с диффузионным выносом серебра под действием более поздних тектонических деформаций золотин или фиксируют уменьшение количества серебра во флюиде из-за меньшей устойчивости его комплексных соединений. Последнее предположение согласуется с уменьшением пробности самородного золота на нижних горизонтах месторождения и с тем, что каймы характерны для золотин определенной морфологии. По мнению С.В. Яблоковой (Плутешко и др., 1988), сходные неоднородности в структуре самородного золота Наталкинского месторождения объясняются частичным диффузионным выносом серебра под влиянием длительного теплового воздействия. Этому предположению противоречит отсутствие высокопробных кайм в самородном золоте из ксенолита кварцевой жилы в риодацитах штока Ванин (ПЛК-187).

Реликты высокопробного самородного золота, а также структуры, сходные со структурами распада твердого раствора, и низкопробные зоны по периферии золотин Наталкинского месторождения позволяют предшественникам (Плутешко и др., 1988) говорить о ранней, сопровождавшейся отложением в основном тонкодисперсного самородного золота, и поздней стадиях образования самородного золота. Вывод о четырех генерациях самородного золота, основная масса которого образована в ходе двух стадий рудоотложения, сделан в работе (Гончаров и др., 2002). Образование кристаллов низкопробного самородного золота, прожилков низкопробного самородного золота в высокопробном, а также деформацию и перекристаллизацию высокопробного самородного золота связывают с проявлениями мелового риолитового магматизма (Горячев и др., 2008). Предполагается, что во время поздней стадии тонкодисперсное самородное золото переотлагалось и ассимилировалось крупным самородным золотом. По мнению А.Д. Генкина с соавторами (Genkin et al., 1998), на месторождениях Олимпиада, Ведуга, Нежданинское и Сентачан химически связанное Аи и субмикроскопическое золото в сульфидах (в арсенопирите и пирите) откладывалось раньше и, видимо, из других по составу флюидов (первая стадия). Самородное золото в жилах или в выполнении трещин, нарастающее на золотосодержащий арсенопирит, образуется позднее (вторая стадия). Такая последовательность отражает эволюцию состава флюида или вовлечение в рудный процесс более чем одного флюида. При этом нет никаких признаков, по которым можно было бы определить, что позднее самородное золото образуется при перекристаллизации золотосодержащих сульфидов (Genkin et al., 1998). Укрупнение самородного золота при его перекристаллизации и переотложении под давлением рассматривается для месторождения Фостервил в Австралии (Voisey et al., 2020). На начальной стадии несмесимость флюидов приводит к критическому пересыщению флюидов и осаждению наночастиц золота в кварце, вдоль трещин в зонах разрывных нарушений. В асейсмические моменты в транспрессионных обстановках происходит перераспределение и рост крупного самородного золота. В кварце этот процесс обусловлен частичным растворением и выносом вещества под давлением и накоплением нерастворимых частиц золота в сутурных швах, а в сульфидах – развитием трещиноватости и влиянием различных электрохимических процессов (Voisey et al., 2020).

Полученные нами данные свидетельствуют в пользу выделения самостоятельной золоторудной ассоциации, начало образования которой сопровождается изменением тектонической обстановки в области рудоотложения и появлением в этой области новых по составу и физико-химическим параметрам рудообразующих флюидов. Кристаллизация большей части пирита/арсенопирита и осаждение большей части самородного золота происходит в результате отличающихся процессов и из флюидов, различающихся по составу и фазовому состоянию. Особенности морфологии самородного золота и, в первую очередь, вариации его крупности могут объясняться физикомеханическими свойствами среды, в которой оно откладывается. Чем крупнее были доступные для отложения самородного золота поры и трещины, тем крупнее оказались его выделения. Сетчатый и пятнистый характер неоднородностей самородного золота не противоречит предположению о его перекристаллизации при внутрирудных или последующих деформационных процессах, однако эти явления имеют ограниченное значение. Нет достаточных оснований, чтобы считать отложение самородного золота на месторождении Павлик процессом, при котором химический состав рудообразующего флюида существенно изменился. Наши данные по месторождению Павлик не противоречат предположению о том, что отложение самородного золота было одностадийным. Сходные результаты, указывающие на одностадийный характер образования золотой минерализации, получены Л.А. Остапенко с соавторами (2004) для месторождения Дегдекан, так же как и Павлик расположенного в Омчакском рудно-россыпном узле.

Поисковое значение особенностей самородного золота

Для определения поискового значения установленных морфологических и вещественных особенностей самородного золота месторождения Павлик нами проведено сравнение этих особенностей с особенностями самородного золота других коренных и россыпных месторождений Омчакского рудно-россыпного района (табл. 1 и 4).

Морфологические особенности самородного золота месторождения Павлик и состав примесей в нем практически не отличаются от модельных признаков, установленных в работе (Самородное..., 2015) для самородного золота месторождений золото-кварцевого малосульфидного типа. Основные морфологические формы самородного золота сходны с формами, описанными С.В. Яблоковой (Плутешко и др., 1988) на месторождении Наталка. В сравнении с самородным золотом Наталки, самородное золото месторождения Павлик характеризуется относительно крупным размером,

			Омчакска	ия россыпь (Россы ончаров и пр 200	пи, 1999; 2)	Наталка	Дегдекан
		Павлик*	нижняя часть		poccbIIIb	(Плутешко и др., 1988)	(Литвиненко, 2009)
			и руч. Павлик	верхняя часть	руч. Наталкин		
Морфология		Интерстициальное, трещинно-прожил- ковое, губчато- пористое, таблитча- тое (омчакское)	Комковидное чешуйчатое губ- чатое пластин- чатое	Комковидное, пластинчатое, плохо окатанное	Губчато-пори- стое, пластинча- тое, дендри- товидное, прово- лочковидное	Кристаллическое, интерстициаль- ное, трещинно- прожилковое	Интерстициаль- ное, трещинно- прожилковое, таблитчатое
Внутреннее стр	оение	Однородное, зерни- стое, микровключе- ния: газовые, альбита, доломита, арсенопирита. Высокопробные каймы	Высокопробные каймы. Включе- ния лимонита, пирротина, гале- нита	Срастания с сульфидами, кварцем	Гидроокислы железа, сростки с кварцем, высоко- пробные каймы. Микровключения сульфидов	Однородное, зер- нистое, низко- и высокопробные каймы	
	Средние значения	0.3 MM **	0.52 MM^{**}	0.48^{**}	0.34^{**}	0.075 MM***	0.1 MM^{***}
	Пылевидное и тонкодисперсное	—0.05 мм от 6 до 26%	фракция	фракция —0.5 мм	фракция —0.5—	-0.05 MM 2.5-15%	—0.05 MM 16%
Крупность, мм	Мелкое	+0.1—1 мм более 88%	—0.5 мм до 41.6%	—до 52.5%	67.3%	+ 0.1 MM 37-45%	+ 0.1 MM 54%
	Крупное		фракция +2.0 мм — 1.6%	+2.0 мм -6.2%. Самородки до 0.3 кг	+2.0 мм – 4.8% Самородки до 1.13 кг		
	Медианное значение	806	Н.д.	Н.д.	740—797	771	795
Пробность, ‰	Среднее	806 (771)	805	794	776	775	810
	Дополнительные пики	775-855-985				737-800	755-885-910
Примеси, мас.	%	Fe(0.3)-Hg(0.15)- As(0.13)-Zn(0.02)- Cu(0.006)-Pb(0.002)	Fe(0.3-5.1)-Cu(0 Pb(0.1)-Mg(0.1)-	46)—As(0.1)— -Hg(0.08)	Fe-Ca-Mn-Bi- Cu-Co-Sn-Mo- Sb-Pb-As	Pb(0.07)-Fe(0.03)- Zn(0.015)- As(0.005)-Cu(0.004)	Pb(0.81)-Fe(0.6)- Te(0.2)-Hg(0.1)- Sb(0.08)-As(0.04)- Cu(0.005)
Примечание. * – ству зерен. Для м	для расчета средней есторождения Павли	пробности золота испол к в скобках указано знач	ьзованы данные 152 чение пробности по	анализов методом F валовой (сборной) г	СМА и 45 анализов м пробе.	істодом СЭМ. ** – πо і	зесу, *** — по количе-

Таблина 4. Сволная характеристика саморолного золога коренных месторожлений и россыли Омчакского рулно-россылного узда

33

ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА

отсутствием кристаллических форм свободного роста, присутствием губчато-пористого золота и повышенной на 20-25 % пробностью. Нельзя исключать, что морфологические особенности самородного золота месторождения Павлик связаны с однородностью литологического состава вмещаюших толш (отсутствуют мошные прослои песчаников и дайки, а мощные жильные тела раннего кварца имеют ограниченное распространение).

По данным гранулометрического анализа, на месторождении Павлик преобладают трещинные формы выделений самородного золота близкой размерности (0.01-0.5 мм). Размеры большей части самородного золота в гравитационных концентратах (0.3 мм) несколько больше размера золотин (около 0.1 мм при вариациях величин 0.02-0.4 мм) в гравитационных концентратах из руд месторождений Наталка (Плутешко и др., 1988) и Сухой Лог (Гаврилов, Кряжев, 2008).

Состав основных примесей, определенных валовым анализом - Fe, Hg, As, Pb, Bi - также характерен для самородного золота из руд месторождений золото-кварцевого малосульфидного типа (Самородное..., 2015). Велико сходство состава самородного золота месторождения Павлик с составом самородного золота месторождения Дегдекан (Литвиненко, 2009), за исключением несколько повышенного содержания As и пониженного – Pb и Bi.

На месторождении Павлик отмечено самородное золото, содержащее пустоты и мономинеральные включения фрагментов жильных и рудных минералов. Внешние части массивных однородных золотин могут быть сложены губчатопористым золотом. Для рудной зоны 1 отмечается тенденция к увеличению количества низкопробного золота с глубиной. Отчетливо зональные структуры или двойниковые кристаллы отсутствуют, а структуры деформации и перекристаллизации установлены в единичных зернах. Изменения пробности на Наталке описываются различными авторами по-разному. С.В. Яблокова (Плутешко и др., 1988) отмечает тенденцию к увеличению количества высокопробного золота с глубиной, а И.С. Литвиненко (Гончаров и др., 2002), напротив, указывает на увеличение количества низкопробного золота в центральной части месторождения и на глубину. Наблюдения И.С. Литвиненко (Гончаров и др., 2002) не противоречат его же данным о концентрировании низкопробного мелкого золота в россыпях центральной части Наталкинского рудного поля, а высокопробного – в россыпях на его периферии и хорошо согласуются с центробежной моделью зональности россыпей относительно вероятных центров рудно-магматических систем (Скрябин, 2010).

Характеристика минерального состава тяжелой фракции и особенностей самородного золота россыпей ручьев, пересекающих рудные зоны месторождений Наталка и месторождения Павлик, приведены по данным И.С. Литвиненко (Гончаров и др., 2002). Эти россыпи характеризуются примерно одинаковым набором минералов тяжелой фракции (гидроокислы железа, пирит, арсенопирит, рутил, циркон, анатаз, брукит, пироксен, роговая обманка, гранат, эпидот, шпинель, ильменит), который определяется составом вмещающих пород, предрудной и синрудной минеральных ассоциаций. Наибольшие различия наблюдаются в особенностях распределения крупности и пробности золотин. Ассиметричное распределение крупности, с преобладанием классов -0.25 и 0.25-0.5 мм при пробности около 740-750 характерно для самородного золота россыпи руч. Наталкин. В россыпи установлены самородки весом до 1.2 кг. Симметричное распределение размеров самородного золота с преобладанием класса 0.25-0.1 мм при пробности около 800 установлено для руч. Павлик.

По морфологическим особенностям самородного золота Омчакская россыпь разделена на верхнюю и нижнюю части (Россыпи..., 1999). Верхняя часть Омчакской россыпи, наибольшие запасы которой расположены напротив устья руч. Наталкин, характеризуется преобладанием мелкого золота. Фракции менее 1 мм составляют около 74.4% по весу. Самородное золото находится в срастании с кварцем и сульфидами, средняя проба золота – 794. При эксплуатации часто наблюдались самородки весом до 300 г. На нижнем участке, от устья руч. Павлик, преобладает мелкое и тонкое самородное золото со средней пробностью 805. Количество фракции до 1 мм достигает 90%. На пластинчатых золотинах наблюдаются высокопробные оболочки. Типичны губчатые, комковилные формы, чешуйки и галечки. В самородном золоте наблюдаются включения пирротина. лимонита, галенита. Таким образом, морфологические особенности самородного золота россыпей Омчакского рудно-россыпного узла отражают различие пробности и гранулометрического состава самородного золота коренных источников. Особенно заметно появление дополнительных пиков крупности и пробности.

Можно предполагать, что выявление в шлиховых ореолах и россыпях самородного золота со сходными показателями: умеренная пробность, пониженная однородная крупность, микропористые золотины или золотины с микрообломками альбита, серицита, карбонатов, арсенопирита и др. – будет указывать на сходный генезис и, соответственно, на значительный масштаб коренного источника золота. Полученные данные показывают, что одномодальное распределение крупности и пробности самородного золота не является

34

признаком масштаба рудных объектов, по крайней мере в пределах Омчакского рудно-россыпного узла.

выводы

Самородное золото месторождения Павлик находится в интерстициальных и трещинных срастаниях с альбитом, хлоритом, серицитом, калиевым полевым шпатом, карбонатами, кварцем, пиритом. Эти же минералы установлены в виде включений в самородном золоте. В арсенопирите самородное золото образует микропрожилки с массивными и сетчатыми текстурами. Выявлены кристаллы арсенопирита, растущие на поверхности отдельных золотин. Зерна и кристаллы сфалерита и пирротина в отдельных случаях образуют индукционные границы с самородным золотом.

На месторождении Павлик преобладает однородное, массивное самородное золото с размерностью менее 1 мм и средней пробностью 806 (от 680 до 990). Тонкодисперсное (<0.01 мм) золото выявлено в пирите, арсенопирите, карбонат-кварцевых срастаниях.

Гранулометрический анализ самородного золота и изучение самородного золота, отобранного из протолочных проб, позволили установить микроскопическое (тонкодисперсное, пылевидное и тонкое) (пик крупности на 0.075 мм) и видимое (весьма мелкое и мелкое) (пики крупности на 0.25, 0.55 и 0.85 мм) самородное золото. Основной вес золота обеспечивают золотины мелкого класса со средним размером 0.3 мм. Сопоставление данных гранулометрического анализа с данными по технологическим свойствам руд и результатам отработки месторождений Омчакского рудно-россыпного узла позволило установить, что на долю пылевидного и тонкодисперсного классов приходится не менее 15–20% веса золота. Тонкодисперсная (<0.05 мм) вкрапленность самородного золота в карбонатах и вмещающих породах может являться причиной потерь золота (до 18%) при гравитационно-флотационной схеме обогащения руд на месторождении Павлик, а также на других месторождениях Омчакского руднороссыпного узла.

Примеси, которые обнаруживаются при валовом анализе самородного золота, объясняются наличием в нем разнообразных включений. Количество примесей, выявляемых локальными прецизионными методами, в самородном золоте невелико, а вариации пробности определяются вариациями количества серебра. Результаты изучения состава самородного золота указывают на отсутствие его геохимической связи с сульфидной минерализацией.

Пятнистая структура неоднородностей отдельных золотин не противоречит предположению о перекристаллизации самородного золота при пострудных деформациях. В резко подчиненном количестве установлены золотины с неравномерным распределением серебра, с краевыми высокопробными каймами и внутренними высокопробными микропросечками и отдельными пустотами, окруженными высокопробными каймами.

Особенностями поверхности золотин является сочетание гладких и пористых неровных участков с ямчатой и пористой микроскульптурой. В небольшом количестве (до 15%) установлены выделения самородного золота микропористостого и микробрекчиевого строения с размером пор и включений менее 1 мкм. Микроскопическое самородное золото и самородное золото с большим количеством микровключений сосредоточено на периферии рудных зон, тогда как более крупное и однородное самородное золото характерно для центральной части месторождения.

Для подавляющей части пирита и арсенопирита содержание невидимого золота не превышает предельных содержаний, которые установлены в экспериментах по кристаллизации сульфидов железа из ненасыщенных по золоту растворов. Повышенное более 200 г/т содержание невидимого золота установлено в трех зернах мышьяковистого пирита из 60 проанализированных.

Взаимоотношения самородного золота с нерудными и рудными минералами, наблюдаемые морфологические особенности самородного золота на месторождении Павлик, особенности его химического состава и внутреннего строения не противоречат предположению об отложении золота в ходе одной стадии минерализации при его кристаллизации в различном субстрате: 1) в межзерновом (кварц-карбонатные метасоматиты), 2) во внутритрещинном пространстве (в арсенопирите и карбонатах), 3) в микротрещинах во вмещающих породах.

Полученные данные не противоречат предположению, что условия отложения самородного золота совпадают только с частью условий, которые реконструируются по термобарогеохимическим данным, полученным по минералам сульфидной и кварцевой зон. Области генерации, пути и условия миграции золотоносных флюидов отличаются от путей и условий, в которых происходит миграция флюидов, из которых образуются прожилки и жилы кварцевой зоны и вкрапленность пирита и арсенопирита сульфидной зоны.

Поисковое значение имеет обобщенная сравнительная характеристика самородного золота месторождений Омчакского рудно-россыпного района (табл. 4). Выявление в россыпях слабоокатанного самородного золота с близкими к указанным в табл. 4 параметрами позволит прогнозировать коренное оруденение, сходное по масштабам

2021

и структурным условиям локализации с крупными месторождениями Омчакского района. Выявление зонально распределенных россыпных ореолов самородного золота с повышенной и пониженной пробностью и соответствующей крупностью может быть использовано для предварительной оценки уровня эрозионного среза коренных источников. Пониженная крупность и пробность самородного золота могут указывать на эродированность коренного источника. Бимодальный характер распределения крупности и пробности в одной россыпи, так же как появление самородков и кристаллов, могут служить признаками влияния позднего магматизма или пострудной тектоники на руды коренных источников.

Для определения условий образования самородного золота и, соответственно, как поисковые признаки золото-кварцевых объектов без дополнительных оговорок можно использовать только типоморфные особенности самого самородного золота, включения в нем и те минералы, для которых однозначно установлен одновременный рост с самородным золотом. Представляется, что перспективными для установления источников золота и реконструкции условий его кристаллизации являются различные включения в самородном золоте с пористой поверхностью.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны магаданским геологам В.В. Троицкому и С.М. Лямину за плодотворное сотрудничество и благожелательное отношение во все время работы нашей группы на месторождении Павлик.

Авторы благодарят Л.О. Магазину, С.Е. Борисовского, Е.В. Ковальчук, В.Д. Абрамову, С.В. Яблокову, Л.Н. Шатилову за выполненные аналитические исследования.

Авторы признательны рецензентам, чьи замечания позволили дополнить и существенно улучшить первоначальный вариант статьи.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена в рамках программы ФНИ 130: Рудообразующие процессы, их эволюция в истории Земли, металлогенические эпохи и провинции и их связь с развитием литосферы; условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых. "Металлогения рудных районов вулканоплутоногенных и складчатых орогенных поясов Северо-Востока России".

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Дополнительные материалы доступны в электронной версии журнала по адресу DOI: 10.31857/S0016777021010020

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алпатов В.В. Вкрапленное золотое оруденение Нежданинского месторождения // Отечественная геология. 1998. № 6. С. 63–65.

Амосов Р.А., Васин С.Л. Онтогенезис самородного золота России. М.: ЦНИГРИ, 1995. 151 с.

Амузинский В., Анисимова Г., Жданов Ю. Самородное золото Якутии. Верхне-Индигирский район. Новосибирск: Наука, 1992. 184 с

Аникеев Н.П., Биркис А.П., Драбкин И.Е. Основные закономерности размещения месторождений золота в юго-восточной части Главного золотоносного пояса Северо Востока СССР // Генетические особенности и общие закономерности развития золотой минерализации Дальнего Востока. М., 1966. С. 152–166.

Аристов В.В. Закономерности размещения золоторудных объектов Яно-Колымской провинции // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 8. С. 1108–1125.

Аристов В.В., Бабарина И.И., Григорьева А.В., Алексеев В.Ю., Прокофьев В.Ю., Узюнкоян А.А., Заболотская О.В., Титов С.Г. Золото-кварцевые месторождения Жданинского рудно-россыпного узла (Восточная Якутия). Структурный контроль и условия образования // Геология руд. месторождений. 2016. Т. 58. № 6. С. 559–594.

Буряк В.А., Михайлов Б.К., Цымбалюк Н.В. Генезис, закономерности размещения и перспективы золото- и платиноносности черносланцевых толщ // Руды и металлы. 2002. № 6. С. 25–36.

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., Гамянин Г.Н., Алпатов В.В., Носик Л.П., Наумов В.Б., Миронова О.Ф. Минералого-геохимические особенности и условия образования Нежданинского месторождения золота (Саха (Якутия), Россия) // Геология руд. месторождений. 1998. № 2. С. 137–156.

Бортников Н.С., Брызгалов И.А., Кривицкая И.И., Прокофьев В.Ю., Викентьева О.В. 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., Викентьева О.В., Прокофьев В.Ю., Алпатов В.А., Бахарев А.Г. Состав и происхождение флюидов в гидротермальной системе Нежданинского золоторудного месторождения (Саха-Якутия, Россия) // Геология руд. месторождений. 2007. Т. 49. № 2. С. 99–145.

Волков А.В., Генкин А.Д., Гончаров В.И. О формах нахождения золота в рудах месторождений Наталкинское и Майское (Северо-Восток России) // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25. № 6. С. 18–29.

Воронцовское золоторудное месторождение. Геология, формы золота, генезис / И.В. Викентьев, Е.Э. Тюкова, В.В. Мурзин, О.В. Викентьева, Л.Г. Павлов. Екатеринбург: Форт Диалог-Исеть, 2016. 206 с.

Гаврилов А.М., Кряжев С.Г. Минералого-геохимические особенности руд месторождения Сухой Лог // Разведка и охрана недр. 2008. № 8. С. 3–16.
Гамянин Г.Н. Минералого-геохимические аспекты золотого оруденения Верхояно-Колымских мезозоид. М.: ГЕОС, 2001. 222 с.

Гельман М.Л. О роли регионального метаморфизма в золотом оруденении Северо-Востока СССР // Докл. АН СССР. 1976. Т. 230. № 6. С. 1406–1409.

Гончаров В.И., Ворошин С.В., Сидоров В.А. Наталкинское золоторудное месторождение. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002. 250 с.

Горячев Н.А. Геология мезозойских золото-кварцевых поясов Северо-Востока Азии. Магадан, 1998.

Горячев Н.А. Благороднометалльный рудогенез и мантийно-коровое взаимодействие // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 323–332.

Горячев Н.А., Викентьева О.В., Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю., Алпатов В.А., Голуб В.В. Наталкинское золоторудное месторождение мирового класса: распределение РЗЭ, флюидные включения, стабильные изотопы кислорода и условия формирования руд (Северо-Восток России) // Геология руд. месторождений 2008. Т. 50. № 5. С. 414–444.

Казимиров М.П, Никитенко Е.М., Лукиных В.Е., Новикова Т.М. Применение технологических методов пробоподготовки для оценки запасов большеобъемных золоторудных объектов на примере Наталкинского месторождения // Золотодобыча. 2008. № 119. https://zolotodb.ru/article/11171

Ковальчук Е.В., Тагиров Б.Р., Викентьев И.В., Чареев Д.А., Тюкова Е.Э., Никольский М.С., Борисовский С.Е., Бортников Н.С. "Невидимое" золото в синтетических и природных кристаллах арсенопирита (Воронцовское месторождение, Северный Урал) // Геология руд. месторождений. 2019. Т. 61. № 5. С. 62–82.

Константинов М.М. Генетические типы рудоносных брекчий // Советская геология. 1977. № 3. С.124–128.

Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А., Стружков С.Ф. Золоторудные гиганты России и мира. М: Научный мир, 2000. 272 с.

Константинов М.М. Системы рудообразования в земной коре // Изв. вузов. Геология и разведка. 2009. № 5. С. 22–28.

Константиновский А.А. Осадочные формации Верхоянского пояса и обстановки их накопления // Литология и полез. ископаемые. 2009. № 1. С. 65–86.

Кряжев С.Г. Генетические модели и критерии прогноза золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных комплексах. Дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ФГУП ЦНИГРИ, 2017. 288 с.

Леммлейн Г.Г. Морфология и генезис кристаллов. М.: Наука, 1973. 327с.

Литвиненко И.С. Условия нахождения и типоморфизм самородного золота в рудах Дегдеканского месторождения в черносланцевых толщах // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 6. С. 691–697.

Михайлов Б.К., Стружков С.Ф., Аристов В.В., Наталенко М.В., Цымбалюк Н.В., Тямисов Н.Э., Узюнкоян А.А. Потенциал золотоносности Яно-Колымской провинции // Руды и металлы. 2007. № 5. С. 4–17.

Москвитин С.Г., Анисимова Г.С., Жданов Ю.Я., Амузинский В.А., Баландин В.А., Копылов Р.А., Скрябин А.И. Самородное золото Якутии (Куларский район). ИГН СО РАН. Новосибирск: Наука, 1997. 197 с. Остапенко Л.А., Стружков С.Ф., Рыжов О.Б., Цымбалюк Н.В., Евтушенко М.Б. Оценка достоверности опробования руд на крупнообъемных золоторудных месторождениях в терригенных толщах на примере Дегдеканского месторождения // Руды и металлы. 2004. № 2. С. 42–55.

Палымский Б.Ф., Горячев Н.А., Акинин В.В., Голубенко И.С., Лямин С.М. Позднемезозойские плутонические серии Охотско-Колымского региона // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2015. № 2. С. 3–14.

Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 347 с.

Плотинская О.Ю., Абрамова В.Д. Зональность пирита медно-порфировых месторождений Южного Урала как отражение эволюции порфирово-эпитермальной системы (по данным РСМА и ЛА-ИСП-МС) // Основные проблемы в учении об эндогенных рудных месторождениях: новые горизонты. Матер. Всеросс. конф., посвящ. 120-летию со дня рождения выдающегося российского ученого акад. А.Г. Бетехтина. ИГЕМ РАН, 2017. С. 315–318.

Плутешко В.П., Яблокова С.В., Яновский В.М. Наталкинское месторождение // Геология золоторудных месторождений Востока СССР. ЦНИГРИ, 1988. С. 126–140.

Политов В.К., Стружков С.Ф., Наталенко М.В., Голубев С.Ю. Основные особенности геологии и металлогении золота Центрально-Колымского региона // Руды и металлы. 2008. № 4. С. 16–30.

Пространственные металлогенические таксоны. Серия "Модели месторождений алмазов, благородных и цветных металлов" / Под ред. Кривцова А.И., Ручкина Г.В. М.: ЦНИГРИ, 2002. 82 с.

Россыпи золота Северо-Востока России (модели для прогноза, поисков и разведки) / Ред. М.М. Константинов, М.З. Зиннатуллин, Ю.В. Прусс. КПР по Магаданской области. М.: МПР РФ, 1999. 138 с.

Савва Н.Е., Прейс В.К. Атлас самородного золота Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1990, 292 с.

Савчук Ю.С., Волков А.В., Аристов В.В., Сидоров В.А., Лямин С.М. Строение и состав золоторудных залежей месторождения Павлик // Руды и металлы. 2018. № 2. С. 77–85.

Самородное золото рудных и россыпных месторождений России: атлас / Л.А. Николаева, А.М. Гаврилов, А.Н. Некрасова, С.В. Яблокова, Л.В. Шатилова М.: Акварель, 2015. 200 с.

Сафонов Ю.Г. Актуальные вопросы теории образования золоторудных месторождений // Геология руд. месторождений. 2010. Т. 52. № 6. С. 487–511.

Сидоров А.А., Сидоров В.А., Волков А.В. Золотоносные эксплозивные брекчии штока Ванин – новый тип оруденения на Северо-Востоке России // ДАН. 2010. Т. 435. № 6. С. 780–785.

Сидоров А.А., Томсон И.Н. Условия образования сульфидизированных черносланцевых толщ и их металлогеническое значение // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19. № 1. С. 37–49.

Сидорова Н.В., Аристов В.В., Григорьева А.В., Сидоров А.А. "Невидимое" золото в пирите и арсенопирите месторождения Павлик (Северо-Восток России) // ДАН. 2020. Т. 495. №1. С. 25–30.

2021

Скорняков П.И. Систематика золоторудных месторождений СВ СССР // Материалы по геологии СВ СССР. М., 1949. № 4. С. 52–62.

Скрябин А. И. Реконструкция латеральной зональности золотого оруденения (Яно-Колымский пояс). Якутск: Учреждение РАН, Ин-т геологии алмаза и благород. металлов Сиб. отд-ния РАН, 2010. 255 с.

Соцкая О.Т. Минералогические и геохимические особенности месторождений золото-сульфидно-вкрапленного типа в южной части Яно-Колымского золотоносного пояса. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Магадан, 2017. 23 с.

Стружков С.Ф., Наталенко М.В., Чекваидзе В.Б., Исакович И.З., Голубев С.Ю., Данильченко В.А., Обушков А.В., Зайцева М.А., Кряжев С.Г. Многофакторная модель золоторудного месторождения Наталка // Руды и металлы. 2006. № 3. С. 34–44.

Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК "Наука. Интерпериодика", 2001. 571 с.

Тюкова Е.Э., Ворошин С.В. Состав и парагенезисы арсенопирита в месторождениях и вмещающих породах Верхнеколымского региона (к интерпретации генезиса сульфидных ассоциаций). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2007. 107 с.

Фирсов Л.В. Золото-кварцевая формация Яно-Колымского пояса. Новосибирск: Наука, 1985. 214 с.

Чернышев И.В., Бортников Н.С., Чугаев А.В., Гамянин Г.Н., Бахарев А.Г. Источники металлов крупного орогенного золоторудного Нежданинского месторождения (Якутия, Россия): результаты высокоточного изучения изотопного состава свинца (MC-ICP-MS) и стронция // Геология руд. месторождений. 2011. Т. 52. № 5. С. 395–418.

Чугаев А.В., Чернышев И.В., Гамянин Г.Н., Бортников Н.С., Баранова А.Н. Rb–Sr-изотопная систематика гидротермальных минералов, возраст и источники вещества золоторудного месторождения Нежданинское (Якутия) // ДАН. 2010. Т. 434. № 4. С. 534–539.

Шаров Г.Н., Башлыкова Т.В., Пахомова Г.А. Технологии извлечения благородных металлов из руд месторождений основных геолого-промышленных типов. Атлас. Книга 2. Москва–Кемерово, 2002. 145 с.

Шахтыров В.Г. Тенькинский глубинный разлом: тектоническая позиция, инфраструктура, рудоносность // Геологическое строение, магматизм и полезные ископаемые Северо-Восточной Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. 62–64.

Шило Н.А. Учение о россыпях. М.: Изд-во Академии горных наук, 2000. 632 с.

Barker Sh.L.L., Hickey K.A., Cline J.S, Dipple G.M., Kilburn M.R., Vaughan J.R., Longo A.A. Uncloaking invisible gold: use of NANOSIMS to evaluate gold, trace elements, and sulfur isotopes in pyrite from Carlin-type gold deposits // Econ. Geol. 2011. № 104. № 7. 897–904.

Boyle R.W. The Geochemistry of gold and its deposits // Canadian Geological Survey Bulletin. 1979. № 280. 584 p.

Cline J.S, Hofstra A.H, Muntean J.L, Tosdal R.M, Hickey K.A. Carlin-type gold deposits in Nevada: critical geologic characteristics and viable models. Hedenquist J.W, Thompson J.F.H., Goldfarb R.J., Richards J.P. (eds) // Economic geology. 100th Anniversary Volume. 2005. P. 451–484. *Cox S.F.* Coupling between deformation, fluid pressures and fluid flow in ore-producing hydrothermal systems at depth in the crust // Economic geology. 100th Annivercary Volume. 2005. P. 1–35.

Eremin R.A., Voroshin S.V., Sidorov V.A., Shakhtyrov V.G., Pristavko V.A., Gashtold V.V. Geology and genesis of the Natalka gold deposit, Northeast Russia // Int. Geol. Rev. 1994. № 36. P. 1113–1138.

Genkin A.D., Bortnikov N.S., Safonov Y.G., Kerzin A.L., Cabri L.J., Mcmahon G., Wagner F.E., Friedl J., Stanley C.J., Gamyanin G.N. A multidisciplinary study of invisible gold in arsenopyrite from four mesothermal gold deposits in Siberia, Russian Federation // Econ. Geol. Bull. Soc. Econ. Geol. 1998. T. 93. \mathbb{N} 4. C. 463–487.

Goldfarb R.J., Groves D.I., Gardoll S. Orogenic gold and geologic time: a synthesis // Ore Geol. Rev. 2001. № 18. P. 1–75. Goldfarb R.J., Baker T., Dube B., Groves D.I., Hart C.J.R., Gosselin P. Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. 2005 Society of Economic Geologist, Inc. // Econ. Geol. 100th Annivercary Volume. P. 407–451.

Goldfarb R. J., Taylor R.D., Collins G. S., Goryachev N.A., Orlandini O.F. Phanerozoic continental growth and gold metallogeny of Asia // Gondwana Res. 2014. № 25. P. 48– 102.

Goldfarb R.J, Groves D.I. Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time // Lithos. 2015. No 233. P. 2-26.

Groves D.I. The crustal continuum model for late Archaean lode-gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia // Miner. Depos. 1993. № 28. P. 366–374.

Groves D.I., Goldfarb R.J., Robert F, Hart C.J.R. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance // Econ. Geol. 2003. V. 98. P. 1–29.

Je'brak M. Hydrothermal breccias in vein type ore deposits: A review of mechanisms, morphology and size distribution // Ore Geol. Rev. 1997. № 12. P. 111–134.

Kerrich R. Mesothermal gold deposits: a critique of genetic hypotheses // Robert F., Sheahan P.A., Green S.B. (Eds.). Greenstone Gold and Crustal Evolution: Geological Association of Canada, NUNA Conference. 1991. P. 13–31.

Large R.R., Maslennikov V.V., Robert F., Danyushevsky L.V., Chang Z. Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the Giant Sukhoi log deposit, Lena Gold Province, Russia // Econ. Geol. 2007. V. 102(7). P. 1233–1267.

Nesbitt B.E. Phanerosoic gold deposits in tectonically active continental margins // Gold metallogeny and exploration. Glasgow, London: Blackie and Son Ltd., 1991. P. 104–132.

Nikolaeva L.A., Nekrasova A.N., Milyaev S.A., Yablokova S.V., Gavrilov A.M. Geochemistry of native gold from deposits of various types. Geology of Ore Deposits. 2013. T. 55. № 3. C. 176–184.

Novgorodova M.I., Agakhanov A.A., Dikaya T.V., Gamyanin G.N., Zhdanov Yu.Ya. Microspherules of native gold, sulfides, and sulfosalts in gold ores // Geochem. Int. 2004. T. 42. № 2. C. 122–133.

Metallogenesis and tectonics of the Russian Far East, Alaska, and the Canadian Cordillera. Nokleberg W.J., Bundzen T.K., Eremin R.A., Ratkin V.V. U.S. Geological Survey Professional Paper 1697, 2005. 397 p.

Phillips G.N. Australian and global setting for gold in 2013: World Gold 2013. Proc., September 26–29, 2013. Australia, Brisbane: Australasian Institute of Mining and Metallurgy, 2013. P. 15–21.

Pokrovski G.S., Kara S., Roux J. Stability and solubility of arsenopyrite, FeAsS, in crustal fluids // Geochim. Cosmochim. Acta. 2002. № 66. P. 2361–2378.

Prokofiev V.Y., Banks D.A., Lobanov K.V. et al. Exceptional concentrations of gold nanoparticles in 1.7 Ga fluid inclusions from the Kola Superdeep Borehole, Northwest Russia // Sci. Rep. 2020. № 10. P. 1108.

https://doi.org/10.1038/s41598-020-58020-8

Reich M., Kesler S.E., Utsunomiya S., Palenik C.S., Chryssoulis S.L., Ewing R.C. Solubility of gold in arsenian pyrite // Geochim. Cosmochim. Acta. 2005. \mathbb{N} 69(11). P. 2781– 2796.

Sibson R.H., Robert F., Poulsen K.H. High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits // Geology. 1988. V. 16. P. 551–555.

Saunders J., Burke M. Formation and aggregation of gold (electrum) nanoparticles in epithermal ores // Minerals. 2017. V. 7. № 9. P. 163–174.

Tomkins A.G., Grundy C. Upper temperature limits of orogenic gold deposit formation: Constraints from the granulite-hosted Griffin's Find deposit, Yilgarn craton // Econ. Geol. 2009. V. 104. P. 669–685.

Trigub A.L., Tagirov B.R., Kvashnina K.O., Chareev D.A., Nickolsky M.S., Shiryaev A.A., Baranova N.N., Kovalchuk E.V, *Mokhov A.V.* X-ray spectroscopy study of the chemical state of "invisible" Au in synthetic minerals in the Fe–As–S system // Am. Mineral. 2017. № 102. P. 1057–1065.

Vikent'eva O.V., Bortnikov N.S., Vikentyev I.V., Groznova E.O., Lyubimtseva N.G., Murzin V.V. The Berezovsk giant intrusion-related gold-quartz deposit, Urals, Russia: Evidence for multiple magmatic and metamorphic fluid reservoirs // Ore Geol. Rev. 2017. V. 91. P. 837–863.

Voisey C.R, Willis D., Tomkins A.G., Wilson C.J.L., Micklethwaite S., Salvemin F., Bougoure J., Rickard W.D.A. Aseismic refinement of orogenic gold systems // Econ. Geol. 2020. V. 115. № 1. P. 33–50.

Voroshin S.V., Tyukova E.E., Newberry R.J., Layer P.W. Orogenic gold and rare metal deposits of the Upper Kolyma District, Northeastern Russia: Relation to igneous rocks, timing, and metal assemblages // Ore Geol. Rev. 2014. N_{P} 62. P. 1–24.

Wilson C.J.M., Schaubs P.M., Leader L.D. Mineral precipitation in the quartz reefs of the Bendigo gold deposit, Victoria, Australia // Econ. Geol. 2013. V. 108. P. 259–278.

Zhou Q., Wang B., Wang P., Dellago C., Wang Y., Fang Y. Nanoparticle-based crystal growth via multistep self-assembly // CrystEngComm. 2013. V. 15. P. 5114–5118.

https://www.arlan.ru/news/685/

www.nedradv.ru

www.polyus.com

www.arlan.ru

УДК 553.411:553.21/24

ЭПИТЕРМАЛЬНОЕ Au—Ag МЕСТОРОЖДЕНИЕ БУРГАЛИ В ПАЛЕОЗОЙСКОМ КЕДОНСКОМ ВУЛКАНИЧЕСКОМ ПОЯСЕ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

© 2021 г. А. В. Волков^{*a*, *}, Н. Е. Савва^{*b*}, Б. И. Ишков^{*c*}, А. А. Сидоров^{*a*}, Е. Е. Колова^{*b*}, К. Ю. Мурашов^{*a*}

^аИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия ^bCeверо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, ул. Портовая, 16, Магадан, 685010 Россия ^cЗАО "Омолонская золоторудная компания", ул. Транспортная, 1, Магадан, 685000 Россия *e-mail: tma2105@mail.ru Поступила в редакцию 19.12.2019 г. После доработки 16.04.2020 г. Принята к публикации 18.04.2020 г.

Месторождение Бургали расположено в палеозойском Кедонском вулканическом поясе (КВП) на Омолонском кратонном террейне. Рудные тела месторождения Бургали – жильного и штокверкового типа. Изучение околорудных метасоматитов показало, что месторождение имеет минимальный эрозионный срез. Руды месторождения обогащены халькофильными (Au, Ag, As, Sb, Te, W, Mo, Bi) и бедны редкоземельными элементами. В спектре РЗЭ преобладают легкие лантаноиды. Руды убогосульфидные, отличаются тонковкрапленной минерализацией, широким развитием халцедона. Широко развиты колломорфно-полосчатые, часто сочетающиеся с брекчиевыми, текстуры. Поздние кварцевые жилы содержат обломки углистых алевролитов нижнекарбонового возраста, насыщенные окаменевшими древесными остатками, что указывает на карбоновый возраст рудной минерализации. В рудах широко развит Аu- и Te-содержащий пирсеит, присутствуют такие редкие минералы, как аргиродит, селенистые петровскаит и ютенбогаардтит. Полученные результаты позволяют отнести месторождение Бургали к низкосульфидизированному эпитермальному классу. Перспективы увеличения запасов Au и Ag месторождения Бургали связаны с дальнейшим изучением и разведкой рудоносного штокверка.

Ключевые слова: Северо-Восток России, Омолонский террейн, Кедонский палеозойский вулканический пояс, эпитермальное Au-Ag месторождение Бургали, геологическое строение, минералогия, геохимия руд

DOI: 10.31857/S0016777020060088

введение

Au—Ag эпитермальные палеозойские месторождения Северо-Востока России сосредоточены в Кедонском доаккреционном вулканическом поясе на Омолонском кратонном террейне (фиг. 1). Низкая сульфидность отличает руды этих месторождений от позднемезозойских аналогов в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе (ОЧВП) (Волков и др., 2011).

Месторождение Бургали расположено в Северо-Эвенском районе Магаданской области в бассейне р. Бургали, левого притока р. Омолон. В 1990—1994 гг. геолого-поисковыми работами Северо-Эвенской ГРЭ оконтурена площадь рудного поля Бургали и выполнены поверхностные геофизические, геохимические и горные работы, что позволило оценить прогнозные ресурсы по категории P₂. Дальнейшие геологоразведочные работы (с 2009 г.) проводились ЗАО "Омолонская золоторудная компания" (ОЗРК), дочерним предприятием ПАО "Полиметалл". Экономический интерес к месторождению Бургали обусловлен его относительной близостью к крупным разрабатываемым Аu—Ag эпитермальным месторождениям Биркачан и Кубака (фиг. 1).

Запасы месторождения, по данным O3PK (2019 г.), составили 4 т, со средним содержанием в рудных телах – 7.2–11.9 г/т золота и 15 т серебра (15–30 г/т). Ресурсы месторождения по стандарту "JORC" оцениваются 2–3 млн т руды со средним содержанием золота 3.5–5.0 г/т, или 300–400 тыс. унций (9–12 т). С конца 2018 года месторождение



Фиг. 1. Размещение изученных месторождений и рудопроявлений в пределах КВП на Омолонском кратонном террейне. Тектоническая схема по (Гагиева, 2014), дополненная.

1 – выступы дорифейского фундамента; 2–9 – чехол: 2–3 – нижний структурный ярус: 2 –осадочные отложения (рифей–ордовик), 3 – вулканогенно-осадочные образования (кембрий, визуальнинская и сезамская свиты), 4–7 – средний структурный ярус (девон): 4 – Намындыкано-Моланджинская структурно-фациальная зона, вулканогенно-осадочные образования; 5–7 – Юкагирская структурно-фациальная зона, субаэральные вулканогенные образования (кедонская серия): 5 – трахиандезибазальты-трахириолиты, 6 – преимущественно лавы, игнимбриты, туфы риолитов, трахириолитов, дацитов, 7 – лавы, игнимбриты, туфы риолитов, трахириолитов, аандезиты, трахиандезиты; 8–9 – верхний структурный ярус: 8 – осадочные отложения (нижний карбон–средняя юра), 9 – осадочные и вулканогенные образования (верхняя юра–нижний мел); 10 – структуры складчатого обрамления массива; 11 – меловые вулканогенные образования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; 12–13 – интрузивные комплексы: 12 – палеозойские, 13 – раннемеловые; 14 – геологические границы; 15 – разломы; 16 – изученные эпитермальные Аи-Аg месторождения и рудопроявления. *Щифры в кружках*: 1–5 – вулканические ареалы КВП: 1 – Токур-Юряхский, 2 – Рассошинский, 3 – Абкитский, 4 – Кедонский, 5 – Ольдянинско-Коаргычанский; 6 – Анмандыканская вулканическая зона.

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 63 № 1 2021



Фиг. 2. Положение рудного тела месторождения Бургали (Северная зона) на местности. Фото Б.И. Ишкова.

разрабатывается. На фиг. 2 показано положение рудного тела месторождения Бургали (Северная зона) на местности.

В 2014–2016 гг. в ИГЕМ РАН и СВКНИИ ДВО РАН проводились минералого-геохимические исследования руд в рамках выполнения проекта Российского научного фонда (№ 14–17–00170), а с 2018 г. – по теме Госзадания ИГЕМ РАН. В настоящей статье подводятся итоги изучения месторождения.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В ИГЕМ РАН на основе обобщения фондовых и опубликованных материалов, и авторских построений подготовлен раздел "Особенности геологического строения месторождения". В СВК-НИИ ДВО РАН выполнено исследование минерального состава руд (изучены многочисленные аншлифы на микроскопе Axioplan Imaging). Составы рудных минералов определялись с помощью рентгеновского электронно-зондового микроанализатора Camebax с приставкой INCA Охford Instruments (аналитики Е.М. Горячева, Т.В. Субботникова, СВКНИИ ДВО РАН (г. Магадан) и И.А. Брызгалов (МГУ им. М.В. Ломоносова)).

Определение концентрации породообразующих и отдельных примесных элементов в рудах выполнено методом рентгенфлуоресцентного анализа в аналитической лаборатории ИГЕМ РАН на вакуумном спектрометре последовательного действия (с дисперсией по длине волны), модель Axios mAX производства компании PANalytical. При калибровке спектрометра использованы отраслевые и государственные стандартные образцы химического состава горных пород. Анализ выполнен по методике 439-РС НСАМ ВИМС, обеспечивающей получение результатов по ОСТ РФ 41-08-205-04 (аналитик А.И. Якушев). Измерения микроэлементов (ICP-MS) проводили на массспектрометре с ионизацией в индуктивно-связанной плазме X-Series II (аналитик Я.В. Бычкова). Пределы обнаружения элементов составляли от 0.1 нг/г для тяжелых и средних по массе элементов с возрастанием до 1 нг/г для легких элементов. Погрешность анализа составляла 1-3 отн. %. Золото в пробах определялось методом атомно-абсорбционной спектрометрии с электротермической атомизацией на спектрометре Spectr AA220Z (аналитик В.А. Сычкова). Для оценки условий формирования руд определены индикаторные геохимические показатели. Полученные значения сведены в таблицы, по которым построены графики распределения РЗЭ и других микроэлементов в рудах месторождений.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Кедонский среднепалеозойский вулканический пояс перекрывает на Омолонском кратонном террейне породы архейско-раннепротерозойского фундамента и фанерозойского (до девонского) осадочного чехла (фиг. 1). КВП состоит из многочисленных обширных полей ранне-среднепалеозойских кислых магматических пород. Общая площадь, занимаемая среднепалеозойскими вулканитами, составляет около 40000 км² (40% от территории Омолонского террейна). Характерная особенность КВП – отсутствие крупных батолитоподобных интрузивов (Егоров, 2004). Кедонский комплекс включает субаэральные покровные образования кедонской серии и синхронные им субвулканические и экструзивные массивы; его возрастной диапазон охватывает девон и низы раннего карбона (Гагиева, 2014).

По мнению В.Н. Егорова (2004), КВП представляет собой крупный фрагмент (400 × 80–130 км) Циркумсибирского окраинно-континентального пояса. Однако палеореконструкции, выполненные В.И. Шпикерманом (1998), показывают, что КВП мог сформироваться на окраине Омолоно-Охотского микроконтинента, отколовшегося от Сибирской плиты. На это указывают фрагменты пояса, сохранившиеся, кроме Омолонского, в пределах Охотского кратонного террейна и на Шантарских островах (Шпикерман, 1998).

Суммарная мощность вулканических покровов Кедонского комплекса — наиболее крупного сегмента КВП, достигает 1500-2000 м в центральной части, сокращаясь к окраинным частям до 500-1200 м. Вулканиты залегают на подстилающих толщах с резким угловым несогласием и слагают моноклинали с углами наклона слоев не более $5^{\circ}-15^{\circ}$. Возраст вулканитов Кедонского комплекса определен радиологическими методами (Rb-Sr анализ: 334-377 млн лет) и сравнительно редкими находками органических остатков (живетские брахиоподы и конодонты, фаменские и раннекаменноугольные конодонты и флора (Егоров, Шерстобитов, 2000).

Кедонская серия в целом характеризуется значительным преобладанием пород риолитового и трахириолитового состава (65–80% ее объема), в меньшем количестве присутствуют дациты, трахиандезиты и трахиты (около 35%), редко – трахибазальты и базальты (не более 15%) (Гагиева, 2014).

Базальты и трахибазальты кедонской серии по содержанию петрогенных элементов в целом сопоставимы с толеитовыми базальтами рифтовых зон и областей внутриплитного магматизма, а андезибазальты и андезиты — с известково-щелочными базальтоидами современных островных дуг и активных континентальных окраин андийского и калифорнийского типов (Гагиева, 2014).

Бургалинское рудное поле сложено стратифицированным комплексом осадочных и вулканогенных пород среднего—позднего девона, раннего карбона и четвертичными отложениями. Преобладают вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования средне-позднедевонского отдела кедонской серии, представленные тремя контрастными свитами: Очакчанской, Ледникской и Захаренковской (фиг. 3а).

Очакчанская свита представлена игнимбритами и туфами риолитов, трахириолитов, риолитов, риодацитов, дацитов, с прослоями туфогравелитов и туфопесчаников. Мощность свиты достигает 500 м.

Отложения *Ледникской свиты* образуют игнимбриты трахириодацитов, риодацитов, их туфы, с прослоями туфопесчанников и туфогравелитов. Мощность 0–450 м.

Захаренковскую свиту слагают лавы, туфы и игнимбриты трахиандезитов, андезитов, андезибазальтов, базальтов, трахидацитов, дацитов, их туфы с прослоями туфоконгломератов и туфопесчаников. Мощность от 10 до 400 м.

Разрез верхнедевонского-нижнекаменноугольного возраста (фиг. 3а) представлен туфогенно-терригенными и молассоидными образованиями *Бургалинской свиты* (туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты). Мощность оценивается в 340–350 м.

Выше по разрезу располагаются породы каменноугольной системы. Эти отложения представлены морскими карбонатно-терригенными породами *Пушокской и Важненской свит.* Состав: конгломераты, песчаники, алевролиты, мергели, известняки, алевритистые известняки, пепловые туфы и туффиты. Общая мощность 150–720 м.

Отложения пермского периода на площади рудного поля имеют подчиненное значение. Мощность элювиально-делювиальных склоновых отложений четвертичной системы, представленных продуктами разрушения коренных пород, составляет 1–3 м.

Интрузивные и субвулканические образования представлены комплексами различного возраста и состава: кедонский – средне-позднедевонские субвулканические образования, булунский – раннекаменноугольные интрузии (по составу соответствуют риолитам), бебеканский – позднеюрские интрузии, омолонский – раннемеловые интрузии, викторианский – позднемеловые интрузии, викторианский – позднемеловые интрузии. По геофизическим данным, рудное поле локализовано в надинтрузивной зоне раннекаменноугольных интрузий булунского комплекса, создающих купольную структуру.

Структура рудного поля блоковая. С севера и юга оно ограничено надвигами северо-восточного простирания ($20^{\circ}-35^{\circ}$), с запада и востока – крутопадающими разломами северо-западного простирания (350°) (фиг. 4). Внутри этих ограничений развита система пересекающихся разломов более низкого порядка (CB 40°-45° и CB 60°-65°). Золотоносный штокверк контролируется этой системой разломов и субвулканическими образованиями риодацитов кедонской серии, состоит из параллельных кулисообразных зон, отличающихся наиболее интенсивным прожилкованием кварцевого и карбонат-кварцевого состава. Штокверк прослежен по простиранию на север-северо-восток (~25°) на 3700 м (фиг. 36). Мощность отдельных жил 1.5-2 м, протяженность 300-500 м.



Фиг. 3. Геологическая (а) и геохимическая (б) карты месторождения Бургали (по Б.И. Ишкову, 2014). 1–2 – четвертичные отложения: 1 – русловые, 2 – террассовые; 3 – каменноугольный период. Ранняя эпоха. Турнейский век. Пушокская свита: известняки алевролиты, пепловые туфы; 4 – девонский и каменноугольный периоды. Поздняя и ранняя эпохи. Бургалийская свита: туфопесчаники, туфоалевролиты; 5 – девонский период. Средняя– поздняя эпоха. Захаренковская свита: трахидациты, андезиты, андезибазальты, дациты, игнимбриты; 6 – девонский период. Средняя-поздняя эпоха. Ледникская свита: туфы риолитов, риодациты, туфопесчаники; 7 – девонский период. Средняя-поздняя эпоха. Очакчанская свита: туфы риолитов, риодацитов, туфопесчаники; 8 – бебеканский комплекс субвулканических интрузий позднеюрского возраста. Малые интрузии и дайки сиенитпорфиров; 9 – булунский комплекс гипабиссальных интрузий раннекаменноугольного возраста. Лакколиты и дайки диоритпорфиритов; 10 – золотоносный штокверк.

В пределах штокверка выделяется три отдельные рудные зоны: "Бургали Северная", "Бургали Центральная" и "Бургали Южная" (фиг. 36). Протяженность жил в зонах – 300-500 м, они не выдержаны по мощности и по простиранию, имеют прерывистый характер. Концентрации Au в жилах варьируют от 5 до 50 г/т, Ag – 5-200 г/т, Au/Ag отношение – около 1 : 4. Преобладает падение жил к юго-востоку под углами $50^{\circ}-70^{\circ}$, вертикальный размах оруденения, по данным разведки, составляет около 250 м (фиг. 4). В Южной зоне простирание жил постепенно изменяется до суб-

меридионального и они выполаживаются по падению.

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Практически все вмещающие породы подверглись региональным изменениям пропилитового типа — низкотемпературной карбонат-хлоритовой, в меньшей мере, среднетемпературной эпидот-хлоритовой фациями (фиг. 5). Зона серицитизации и окварцевания пород включает мно-





1 – вмещающие девонские вулканические породы (D₂₋₃): андезиты, дациты, туфы андезитов и дацитов; 2 – девонские субвулканические риолиты (D₂₋₃); 3 – кварц-карбонатные и кварцевые продуктивные жилы; 4 – зоны кварц-карбонатных и кварцевых прожилков; 5 – разломы; 6 – колонковые скважины: номер, стволовая мощность (видимая)/горизонтальная мощность (м), содержания (г/т) Аи и Аg.

гочисленные кварцевые и карбонат-кварцевые жилы и прожилковые зоны, образующие линейный штокверк северо-восточного (~25°) простирания, в котором выделены рудные зоны и тела (фиг. 36).

На месторождении также известны аргиллизиты каолинит-кварц-гидрослюистого состава. Они встречаются локально в тектонических зонах, а также в околожильных интервалах. Интенсивность и масштабы проявления аргиллизации невелики. Обычно это линзовидные образования мощностью в первые десятки см (не более метра) и протяженностью до десяти метров. В околорудных аргиллизитовых метасоматитах, сопровождающих рудные прожилки, постоянно присутствует пирит от 1 до 5%, — хороший поисковый признак. Интересная особенность этого пирита зональное строение, которое подчеркивает из-

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 63 № 1 2021



Фиг. 5. Метасоматические изменения вмещающих пород.

а-в – окварцевание и прожилки позднего кварца в раннем (а); г – гидрослюдизация; д-е – карбонатные прожилки
 (д) и карбонат-хлоритовые изменения (е) в неполяризованном свете; ж – спорадически отмечающаяся эпидотизация;
 з – калишпатизация; и – крупно- и тонковкрапленная рудная минерализация.

менчивость габитуса кристаллов в процессе роста: ранний — кубоктаэдрический, поздний — кубический. На нижних горизонтах месторождения широко представлен сидерит.

Изучение околорудных метасоматитов показало, что месторождение имеет минимальный эрозионный срез, на что указывают сохранившиеся на поверхности аргиллизиты.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД

В составе руд месторождения Бургали преобладает SiO₂ (в среднем – 89.43%), присутствуют заметные концентрации Al₂O₃ (5.87), K₂O (1.39), Fe₂O₃ (0.84), а также CaO (0.45) и MgO (0.24) (табл. 1). Следовательно, в составе рудных тел преобладает кварц, присутствуют адуляр, карбонат и гидрослюды. Для руд характерны низкие и очень низкие значения Na₂O, TiO₂, P₂O₅ и MnO (табл. 1). Содержание сульфидов в изученных рудах также очень низкое (S_{общ} – 0.52%), что корреспондирует с убогосульфидным характером выявленной минерализации (см. ниже), типичной

для низкосульфидизированных эпитермальных Au-Ag руд КВП (Волков и др., 2016).

Результаты анализа элементного состава руд Северной, Центральной и Южной зон и вмещающих пород месторождения Бургали представлены в табл. 2 и на диаграмме (фиг. 6), на которой они нормированы по отношению к средним значениям для верхней коры (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Спектры РЗЭ, нормированные по отношению к средним значениям для хондритов (Anders, 1989), показаны на фиг. 7.

Руды месторождения Бургали обогащены Au, Ag, As, Sb, Te, W, Mo, Bi (табл. 2, фиг. 6) по сравнению со средними значениями их содержаний в верхней коре (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Коэффициенты обогащения варьируют от нескольких раз (Bi, Te) до десятков (As, W, Mo), сотен (Sb), тысяч (Ag) и десятков тысяч раз (Au) (табл. 2, фиг. 6), что свидетельствует о геохимическом родстве некоторых микроэлементов и их синхронном участии в рудообразовании.

РЗЭ эпитермальных руд образуют в основном слабонаклонные близхондритовые спектры

ЭПИТЕРМАЛЬНОЕ Аи-Аg МЕСТОРОЖДЕНИЕ БУРГАЛИ

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ общ.	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S общ.	Σ
				Север	ное Бур	гали						
К-250-36.8 м	91.58	< 0.02	6.31	0.3	< 0.01	0.16	< 0.10	0.13	1.39	< 0.02	0.1	99.97
К-250-37 м	91.14	0.02	6.73	0.32	< 0.01	0.13	< 0.10	0.1	1.43	0.02	0.08	99.97
К-250-38.2 м	87.81	< 0.02	9.04	0.47	0.01	0.21	< 0.10	0.11	2.06	0.02	0.11	99.84
TR1-L1-16.5	93.97	0.04	1.93	1.07	< 0.01	< 0.10	0.35	< 0.10	0.38	0.02	2.21	99.97
TR1-L2-19.5	86.24	< 0.02	6.21	0.25	< 0.01	0.11	< 0.10	0.1	1.29	0.02	0.1	94.32
Среднее	90.15	0.01	6.04	0.48	0	0.12	0.07	0.09	1.31	0.02	0.52	98.81
				Юж	ное Бурі	али						
ЮГ-1	97.23	0.01	1.73	0.37	0.053	0.12	< 0.10	0.1	0.26	0.02	0.09	99.98
ЮГ-3	95.19	0.01	2.51	0.83	0.341	0.19	0.35	< 0.10	0.46	0.02	0.08	99.98
ЮГ-5	94.84	0.02	1.31	1.16	0.371	0.34	1.48	0.1	0.21	0.02	0.07	99.92
ЮГ-7	92.15	0.08	5.06	1.06	0.016	0.24	< 0.10	< 0.10	1.21	0.03	0.05	99.90
K-240-QL1	95.62	0.02	1.26	1.05	0.126	0.17	0.66	< 0.10	0.25	0.02	0.75	99.93
Среднее	95.01	0.03	2.37	0.89	0.18	0.21	0.5	0.04	0.48	0.02	0.21	99.94
				Центра	льное Б	ургали						
СР182-133W, 5.4 м	85.15	< 0.02	9.41	0.54	0.013	0.33	0.14	0.11	2.24	< 0.02	0.24	98.17
СР2150-326 Е, 11.7 м	86.78	0.11	5.85	1.56	0.038	0.31	1.27	0.11	1.3	0.04	1.2	98.57
СР2125-331Е, 12.55 м	89.46	0.04	5.88	0.57	0.027	0.28	1.1	0.1	1.32	0.02	0.2	99.00
СР260-094 WK1, 34 м	81.57	0.1	9.07	0.99	0.022	0.43	1.27	0.11	2.22	0.03	2.35	98.16
СР2175-353Е, 42.7 м	72.68	0.44	15.84	2.12	0.013	0.64	0.17	0.13	4.82	0.03	0.28	97.16
Среднее	83.13	0.14	9.21	1.16	0.02	0.4	0.79	0.11	2.38	0.02	0.85	98.21

Таблица 1. Химический состав руд (в мас. %) месторождения Бургали

Примечание. Рентгенофлуоресцентный анализ, лаборатория ИГЕМ РАН, аналитик А.И. Якушев.

(фиг. 7а–в), во многом сходные по конфигурации со спектрами РЗЭ вмещающих пород (фиг. 7г) месторождения Бургали. Вмещающие породы незначительно обогащены достаточно большим количеством элементов (фиг. 7г).

Руды Центральной зоны характеризуются близхондритовой формой спектра в отличие от Южной и Северной зоны (фиг. 7б). Подобная форма спектра характерна для вмещающих андезитов (фиг. 7г). В единичных пробах руд Южной и Центральной зоны отмечены Еи-максимумы (фиг. 7б, в), характерные и для туфа риолитов (фиг. 7г).

Для руд Северной и Южной зон установлены достаточно низкие значения ΣРЗЭ (в среднем 6.78 и 13.91 г/т соответственно), а для Центральной зоны более высокие значения – 45.68 (табл. 2). ΣРЗЭ в рудах заметно ниже, чем во вмещающих породах (табл. 2).

В рудах месторождения Бургали значения Eu/Eu* в основном положительные, в среднем незначительно превышающие 1, а Ce/Ce* – варьируют от отрицательных до слабо-положительных значений (от 0.6 до 1.14). Аналогичные сочетания Eu/Eu* и Ce/Ce* установлены и для вмещающих пород (см. табл. 2).

ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РУД

Жильные образования месторождения Бургали имеют все признаки близповерхностного генезиса, который выражается в широком развитии типичных для эпитермальных месторождений колломорфно-полосчатых текстур с участием кварца, халцедона и адуляра, реже брекчиевых, кокардовых и каркасно-пластинчатых текстур (фиг. 8). К полосам гидрослюды и халцедона в колломорфно-полосчатых агрегатах приурочена мелкая пылевидная вкрапленность рудных минералов, окрашивающая эти полосы в темно-серый цвет (фиг. 9а, б). В результате изучения прозрачных шлифов установлено, что поздние кварцевые жилы месторождения содержат обломки углистых алевролитов нижнекарбонового возраста (фиг. 9в-д), насыщенные древесными остатками (фиг. 9е-з).

Можно выделить три основных группы текстур: 1) *текстуры замещения*, образование которых связано с метасоматическим замещением по-

	- -				- (([]]]	- J						
Назва-									Ρ	у Д Ы									Вмеща	ощие
ние			Северное	: Бургали					Южное I	Бургали				Π	(ентрально	е Бургали			odou	ды
Ne пробы	к250-37	к250- 36.8	к250- 38.2	TR1L 116.5	TR1L 219.5	Сс	к240- QL1	ЮГ-1	ЮГ-3	ЮГ-5	ЮГ-7	c	CP182- 133	CP2150- 326	CP2125- 331	CP260- 094	CP2175- 353	Сс	ан- дезит	туф рио- лита
Au	251	145	442	0.86	848	337.46	7.0	6.1	3.5	2.2	1.5	4.06	0Ц>	11	18	11	2.0	8.46		
Ag	233	242	289	17	223	200.80	97	3.8	3.1	2.8	0.18	21.38	0Ц>	0∐>	15	29	0Ш>	8.73	0.37	0.58
\mathbf{As}	6.5	7.4	14	42	7.2	15.42	12	20	6.0	2.3	<ПО	8.09	131	124	15	45	23	67.50	17.99	10.96
Sb	32	22	23	11	33	24.20	7.3	46	18	17	0.47	17.86	28	21	21	8.9	3.7	16.32	0.28	9.18
Cu	0∐>	<u>О</u> Ш>	30	0Ш>	0Ш>	6.00	6.6	7.0	2.6	2.1	16	6.84	19	14	1.4	9.6	1.5	8.96	19.47	12.87
Pb	2.5	2.9	3.1	9.2	2.2	3.98	3.5	4.3	9.3	4.9	2.3	4.87	38	36	8.6	25	6.4	22.79	4.98	8.43
Zn	16	3.9	14	1.4	7	8.46	<0.065	7.4	3.9	5.7	4.3	4.28	17	13	6.1	12	26	14.95	92.94	3.25
Li	14	11	11	9.7	14	11.94	33	80	87	84	72	71.15	9.1	54	55	12	9.9	27.83	36.22	46.19
Be	0.67	0.69	0.48	0.22	0.51	0.51	0.51	1.5	1.1	0.50	0.34	0.79	0.61	0.96	0.68	0.97	2.2	1.09	1.01	0.66
Sc	13	16	9.5	15	11	12.90	<0.099	<0.099	<0.099	<0.099	0.73	0.15	0Ц>	0.45	0∐>	1.1	3.2	0.94	17.55	0.86
Ξ	54	14	12	146	16	48.40	14	7.0	6.2	12	303	68.45	0.38	504	128	421	2360	682.66	4197.14	564.59
>	29	21	24	22	25	24.20	19	<0.092	<0.092	<0.092	11	5.86	21	11	0.58	40	15	17.53	180.10	14.10
C	9.4	21	6.2	6.7	10	10.66	22	28	28	26	17	24.19	3.0	11	22	3.0	0.85	8.03	5.92	6.07
Mn	16	29	31	7.7	12	19.14	829	326	885 2	2849	60	189.67	57	238	153	121	44	122.48	1032.18	29.16
Co	0.39	0.16	0.24	3.6	0.24	0.93	6.1	4.2	10.0	12	06.0	6.56	0.68	4.7	0.61	2.1	2.1	2.05	17.08	0.59
ïz	3	2.4	1.1	0.9	0.67	1.61	2.0	2.1	2.8	2.4	1.0	2.06	0∐>	0.32	0∐>	0∐>	0∐>	0.06	5.21	0.75
Bi	1.4	2.6	5.6	0.2	1.1	2.18	0.035	<0.0004	0.34	<0.0004	0.006	0.08	0.83	0.27	0.19	0.28	0.14	0.34	0.01	0.01
Ga	3.2	2.7	4.1	0.7	2.5	2.64	4.7	3.8	2.6	8.1	15	6.83	42	43	14	10	20	25.86	13.39	5.16
Se	22	18	16	64	12	26.40	0.28	3.4	0∐>	0∐>	0∐>	0.73	0.47	0∐>	0∐>	1.0	0∐>	0.30	2.44	2.11
Rb	22	21	31	6.3	19	19.86	< 0.027	5.5	2.2	<0.027	12	3.88	41	29	22	43	59	38.74	40.77	44.43
\mathbf{Sr}	22	18	25	32	36	26.60	23	37	37	38	30	33.23	32	68	37	24	17	35.57	463.97	67.32
Y	0.73	0.13	0.11	24	0.27	5.05	25	2.8	11	9.1	2.4	10.02	1.5	7.5	2.1	6.1	10	5.53	15.85	3.21
Zr	3.6	0.17	0.22	5.9	0.64	2.11	<0.006	1.0	< 0.006	0.15	19	4.07	1.0	45	13	27	253	67.84	89.72	29.12
qN	0∐>	0II>	0∐>	0Ш>	0Ш>	0.00	< 0.003	<0.003	<0.003	<0.003	1.0	0.21	0∐>	2.8	0.59	2.7	13	3.86	4.31	3.48
Мо	1.3	4.3	9.9	4	2.9	4.48	4.3	10	30	32	<0.018	15.40	2.7	87	3.0	0.89	2.9	19.27	0.33	4.19
Cd	0∐>	0∐>	0∐>	0∐>	0∐>	0∐>	0.015	0.093	0.19	0.088	0.009	0.08	0.065	0.15	0.032	0.082	0.32	0.13	0.15	0.07
Sn	0.08	0∐>	0.031	0∐>	0∐>	0.02	1.3	0∐>	1.4	1.4	1.4	1.10	2.5	2.0	3.2	2.5	3.3	2.69	0.59	1.62
Te	5.2	11	25	0.2	5.8	9.44	0.14	0∐>	0∐>	0∐>	0∐>	0.03	2.3	0.14	1.0	0.11	0∐>	0.73	0.03	0.54
CS	0.7	1	0.9	0.4	0.7	0.74	0.54	2.1	2.1	0.54	0.57	1.16	1.3	1.3	1.6	1.4	2.5	1.62	2.94	1.26
Ba	179	171	251	277	149	205.40	426	74	157	759	1339	550.83	1120	1257	449	216	289	666.25	593.43	2900.05
La	0.43	0∐>	0	4.5	0.89	1.16	0.47	0.29	0.73	1.4	5.8	1.74	0.56	16	2.6	11	17	9.44	22.81	13.63
Ce	0.77	0∐>	0∐>	7.7	1.6	2.01	1.1	0.60	1.9	3.0	11	3.63	0.67	31	5.1	25	35	19.45	47.76	24.50
Pr	0.05	0Ц>	0∐>	0.93	0.15	0.23	0.17	0.089	0.36	0.45	1.2	0.46	0.10	3.6	09.0	2.6	4.3	2.23	5.96	2.67
Νd	0.4	0.084	0.07	3.7	0.77	1.00	0.94	0.57	2.1	2.1	4.1	1.94	0.40	13	2.3	9.4	16	8.16	24.36	8.23

Таблина 2. Элементный состав (г/т) изученных образцов эпитермальных руд и вмещающих пород месторождения Бургали

48

ВОЛКОВ и др.

ї ГЕС	13Ba-								P	уДЫ									Вмещан	ощие
ло	ние		Северно	е Бургали	_				Южное]	Бургали				T	ентрально	е Бургали			юdoш	ĮЫ
^щ ГИЯ	0.	.062 <ПC	0.007	, 0.83	0.085	0.20	0.64	0.31	1.4	0.82	0.64	0.77	0.12	2.3	0.35	1.6	3.1	1.49	5.09	1.19
Е I РУ	0.	.032 0.004	4 0.031	0.43	0.043	0.11	0.45	0.089	0.49	0.44	0.36	0.37	0.26	0.81	0.22	0.35	0.69	0.46	1.44	1.06
З идн	0.	.12 <ПС	0∐>	1.8	0.16	0.42	2.1	0.58	2.5	1.7	0.39	1.46	0.17	2.0	0.55	1.6	2.7	1.40	5.20	1.31
е ых	<l <<="" td=""><td>IO <ПС</td><td>0∐></td><td>0.44</td><td>0∐></td><td>0.09</td><td>0.49</td><td>0.075</td><td>0.38</td><td>0.25</td><td>0.067</td><td>0.25</td><td>0.013</td><td>0.28</td><td>0.072</td><td>0.20</td><td>0.37</td><td>0.19</td><td>0.65</td><td>0.13</td></l>	IO <ПС	0∐>	0.44	0∐>	0.09	0.49	0.075	0.38	0.25	0.067	0.25	0.013	0.28	0.072	0.20	0.37	0.19	0.65	0.13
О МЕ	0.	.066 <ПC	011>	3.6	0.018	0.74	3.4	0.46	2.1	1.4	0.47	1.55	0.12	1.5	0.44	1.1	2.3	1.09	3.86	0.64
H ECT	<l <<="" td=""><td>IO <[]</td><td>0∐></td><td>0.65</td><td>0∐></td><td>0.13</td><td>0.64</td><td>0.10</td><td>0.34</td><td>0.27</td><td>0.089</td><td>0.29</td><td>0.018</td><td>0.32</td><td>0.086</td><td>0.24</td><td>0.47</td><td>0.23</td><td>0.75</td><td>0.14</td></l>	IO <[]	0∐>	0.65	0∐>	0.13	0.64	0.10	0.34	0.27	0.089	0.29	0.018	0.32	0.086	0.24	0.47	0.23	0.75	0.14
ы оро	0.	.034 <itc< td=""><td>0∐></td><td>1.7</td><td>0.008</td><td>0.35</td><td>1.7</td><td>0.17</td><td>0.91</td><td>0.68</td><td>0.29</td><td>0.75</td><td>0.074</td><td>0.75</td><td>0.20</td><td>0.73</td><td>1.4</td><td>0.64</td><td>2.15</td><td>0.49</td></itc<>	0∐>	1.7	0.008	0.35	1.7	0.17	0.91	0.68	0.29	0.75	0.074	0.75	0.20	0.73	1.4	0.64	2.15	0.49
≞ Эжд	-T	IO < <u>1</u> 10	011>	0.21	0∐>	0.04	0.21	0.025	0.10	0.078	0.033	0.09	0.007	0.12	0.038	0.09	0.24	0.10	0.30	0.09
£ teh	0.	.053 <ПС	0∐>	1.3	0∐>	0.27	1.2	0.13	0.66	0.44	0.31	0.54	0.088	0.84	0.21	0.67	1.7	0.70	1.97	0.64
∃ ий	≤L	IO <[]	0∐>	0.15	0∐>	0.03	0.15	0.015	0.089	0.067	0.046	0.07	0.012	0.12	0.034	0.10	0.25	0.10	0.29	0.10
Hf	∐>	10 < <u>1</u> 1C	0∐>	0∐>	0∐>	0∐>	< 0.003	<0.003	<0.003	<0.003	<0.003	< 0.004	0∐>	1.4	0.32	0.85	6.4	1.79	2.71	1.08
ч Та мот	<l <<="" td=""><td>IO <<u>1</u></td><td>011></td><td>0∐></td><td>0∐></td><td>0∐></td><td>< 0.001</td><td><0.001</td><td><0.001</td><td><0.001</td><td>0.014</td><td>0.003</td><td>0Ш></td><td>0.089</td><td>011></td><td>0.10</td><td>0.61</td><td>0.16</td><td>0.25</td><td>0.29</td></l>	IO < <u>1</u>	011>	0∐>	0∐>	0∐>	< 0.001	<0.001	<0.001	<0.001	0.014	0.003	0Ш>	0.089	011>	0.10	0.61	0.16	0.25	0.29
≥ 63	<l <<="" td=""><td>IO <[]</td><td>011></td><td>0∐></td><td>0∐></td><td>0∐></td><td>25</td><td>14</td><td>2.5</td><td>14</td><td>2.3</td><td>11.46</td><td>22</td><td>52</td><td>44</td><td>36</td><td>41</td><td>38.83</td><td>1.06</td><td>1.39</td></l>	IO <[]	011>	0∐>	0∐>	0∐>	25	14	2.5	14	2.3	11.46	22	52	44	36	41	38.83	1.06	1.39
۲ ر	0.	.1 0.1	0.2	0Ш>	0.1	0.10	0.037	0.030	0.041	0.027	0.059	0.04	0.30	0.54	0.17	0.32	0.44	0.35	0.22	0.41
ц Ц № 1	0.	1 <ПС	0∐>	0∐>	0Ш>	0.02	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	0.94	0.19	0.094	1.9	0.38	1.7	3.2	1.45	3.57	2.73
D	0.	.1 <ПС	0.1	3.4	0	0.72	0.42	0.032	<0.001	<0.001	0.11	0.11	0.10	0.86	0.091	0.57	1.9	0.71	0.91	0.86
2021	EE 2.	02 0.11	27.94	3.72	0.09	6.78	3.51	14.08	13.07	25.30	13.57	13.91	2.61	72.52	12.73	54.93	85.60	45.68	122.57	54.84
ΣL	REE 1.	74 0.11	18.09	3.54	0.09	4.71	1.95	7.00	8.19	23.60	3.74	8.90	2.12	66.57	11.10	50.17	76.21	41.23	107.42	51.29
ΣH	REE 0.	.27 0.00	9.85	0.19	0.00	2.06	1.56	7.09	4.88	1.70	9.83	5.01	0.49	5.95	1.63	4.77	9.39	4.45	15.16	3.54
ΣL ΣH	REE/ 6. REE	.39 –	1.84	19.02	I	2.29	1.25	0.99	1.68	13.89	0.38	1.78	4.29	11.19	6.81	10.52	8.11	9.27	7.09	14.49
Te/	Se 0.	24 1.56	0.00	0.48	0.61	0.36	I	I	I	I	0.51	0.04	4.94	Ι	I	0.11	I	2.42	0.01	0.26
Au,	/Ag 1.	08 1.53	0.05	3.80	09.0	1.68	1.60	1.13	0.78	8.29	0.07	0.19	I	I	1.24	0.39	I	0.97	I	I
Eu,	/Eu* –		1.09	Ι	I	1.18	0.85	0.94	1.27	1.73	1.25	1.15	4.65	1.18	1.56	0.82	0.84	1.06	0.99	2.42
Ce,	/Ce* 0.		0.86	0.97	I	0.88	0.65	09.0	0.87	1.05	0.63	0.89	0.59	1.02	1.04	1.14	1.07	1.06	1.03	0.97
ΣC	e 1.	65 0.07	16.83	3.41	0.08	4.41	1.55	5.08	6.94	22.60	2.64	7.76	1.74	63.51	10.53	48.22	72.40	39.28	100.89	49.03
ΣY	0.	.28 0.04	7.75	0.31	0.00	1.68	1.61	7.24	4.87	2.02	7.69	4.69	0.69	7.17	1.72	5.12	9.58	4.86	16.99	4.47
ΣS	°.	00.0 0.00	3.36	0.01	0.00	0.69	0.35	1.76	1.27	0.69	3.23	1.46	0.18	1.83	0.48	1.60	3.62	1.54	4.71	1.32
II cof = I	имечаниє обционно Зи _N /(Sm _N	е. Метод I й спектрс *(Tb _N *Eu	ллазменн эметрии (1 _N) ^{1/2}) ^{1/2}	ой масс- с электр.); Ce/Ce*	спектро отермич $^{*} = Ce_N/$	метрии еской а. ((2La _N -	(ICP-M гомизац + Sm _N)/	S), лабо ией на 3), REE	ратория спектро – РЗЭ,	METPE S METPE S LREE -	РАН (ан pectr AA - легкие	налитик \220 Z (P39, H]	Я.В. Бь аналити REE – т	гчкова). кк В.А. С яжелые I	Золото в 1 Љичкова); 23Э.	пробах оі ПО – п	пределял редел об	и метод Иаруже	ом атом ния. Eu _/	но-аб- 'Eu* =

Таблица 2. Продолжение

ЭПИТЕРМАЛЬНОЕ Au-Ag МЕСТОРОЖДЕНИЕ БУРГАЛИ



Фиг. 6. Распределение основных микроэлементов в эпитермальных рудах (а) и вмещающих породах (б) Au–Ag месторождения Бургали, нормированных по отношению к средним значениям для верхней коры (Тейлор, Мак-Леннан, 1988).

род и руд; 2) *текстуры отложения*, образование которых объясняется различными условиями роста минеральных агрегатов — свободным или стесненным, а также различным характером заполнения трещин, формированием прожилков с отложением халцедона из вязких коллоидных растворов; 3) *текстуры катаклаза* (проявленные на месторождении в незначительной степени), в которых отражаются результаты разрушения ранних минеральных агрегатов с последующей цементацией обломков.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД

Месторождение Бургали по минеральному составу может быть отнесено к классу низкосульфидизированных (low-sulfidation) эпитермальных Au—Ag месторождений (количество сульфидов в рудах не более 2%). Для руд характерны: колломорфно-полосчатые текстуры, тонковкрапленный характер рудной минерализации, наличие адуляра и халцедона (фиг. 8, 9). На фиг. 9а показан облик наиболее типичной руды Бургалинского месторождения. Ниже приведен минеральный состав руд (табл. 3).

Кварц — наиболее распространенный жильный минерал. Отмечены две его генерации. Кварц-I представлен светло-серой разновидностью, срастается с адуляром и гидрослюдой, образуя ритмично-полосчатые агрегаты. По мере формирования жил вначале отлагался халцедон, а затем происходила раскристаллизация последнего вначале в микро-



Фиг. 7. Распределение РЗЭ в эпитермальных рудах (а–в) Аu–Аg месторождения Бургали, нормированные по хондритам (Anders, 1989) (г – распределение средних значений РЗЭ в рудах и вмещающих породах). Номера проб см. в табл. 2.



Фиг. 8. Текстуры рудных жил месторождения Бургали (керн скважин СР300-276W и СР925-105W): полосчатые и колломорфно-полосчатые, пятнистые и прожилковые с тёмно-серым тонко-кавернозным кварцем, который несет рудную минерализацию.



Фиг. 9. Текстуры руд месторождения Бургали.

а — типичная колломорфно-полосчатая текстура с небольшим количеством адуляра (белое), в темных полосах скопления рудной минерализации; б — прожилковая, пересечение раннего наиболее продуктивного кварца прожилком позднего серого халцедоновидного; в — брекчиевая текстура: обломки углистого алевролита цементируются кварцем; г—д — прожилковая и брекчиевая текстуры — крупные обломки углистого алевролита в безрудных прожилках; е–з — строение обломков в проходящем свете показывает структуру окремненной древесины.

кристаллическую фазу, а затем — в агрегаты шестоватого кварца. *Кварц-II* пересекает ранний кварцадуляр-гидрослюдистый агрегат, образуя тонкие прожилки халцедоновидного кварца (фиг. 5а).

Адуляр – образует перистые и пятнистые скопления в полосах кварца, имеет светло-кремовый

оттенок и почти полностью замещен глинистыми минералами, так как образцы отобраны из поверхностных горных выработок. Количество адуляра в рудных жилах не более 5%.

Гидрослюда — развита по полевому шпату и слагает самостоятельные полосчатые скопления

Группы минералов	Главные	Второстепенные	Редкие
Жильно-метасоматические	Кварц Адуляр Гидрослюда	Каолинит Карбонат Барит	Смектит Цеолит Манганокальцит
Рудные	Пирит Полибазит-пирсеит Пирсеит (Au- и Те-содер- жащий) Селенополибазит	Гематит Галенит Стефанит Акантит Самородное золото Электрум	Халькопирит Сфалерит Аргиродит Самородное серебро Билленгслеит Павонит
Гипергенные	Лимонит Пиролюзит	Гидрогематит Ютенбогаардтит	Монтмориллонит Петровскаит Хлораргирит

Таблица 3. Минеральный состав руд месторождения Бургали по степени распространенности



Фиг. 10. Пробность самородного золота месторождения Бургали: по оси абсцисс значения пробности (‰), по оси ординат — частота встречаемости (%).

в колломорфных образованиях. К полосам гидрослюды, как к более пористым образованиям, нередко приурочена основная рудная минерализация.

Глинистые минералы — образуют псевдоморфозы по адуляру.

Пирит — в отдельных участках жил количественно составляет около 3%, но в большей части образцов его вообще не установлено. Пирит образует вкрапленность идиоморфных кристаллов пентагон- и гексагон-додекаэдрического габитуса, реже встречаются сростки кристаллов. Размеры выделений достигают 1.5 мм. В пирите отмечаются реликты овоидных структур, типичных для переходного продукта пирротин → пирит, называемого "птичий глаз".

Самородное золото — встречается чаще других минералов, характеризуется пробностью 338—719‰, со средним значением 596‰, стандартное отклонение — 107, дисперсия — 11471, большинство значений лежит в области 600—650‰ (фиг. 10). В распределении пробности отмечается полимодальность. Отдельной областью 300—350‰ характеризуется низкопробное золото из прожилков халцедоновидного кварца, которое редко встречается.

Низкопробное самородное золото отлагается в "свободном" виде непосредственно в кварце и кварц-гидрослюдистом агрегате (фиг. 11). Формы выделения ксеноморфные, интерстициальные, ограниченные плоскостями кристаллов минералов матрицы. Размеры выделений можно разделить на два класса: мелкое до пылевидного 5–50 мкм, составляет около 70%, и относительно более крупное 100-300 мкм - 30%. Отдельные выделения достигают размеров 800 мкм.

Самородное золото различной пробности встречается преимущественно в срастании с полибазитом и нередко окружено ажурной каймой акантита, петровскаита и ютенбогаардтита гипергенного происхождения (фиг. 12а-в). Для месторождения характерно также отложение золота в виде включений внутри кристаллов пирита (фиг. 12б). Часть золота отлагается непосредственно в кварце и кварц-гидрослюдистом агрегате. Структурным травлением установлена неоднородность в пределах каждого выделения самородного золота. Выделения низкопробного золота окружены тонкими более низкопробными каймами, свидетельствующими о слабо проявленном термометаморфизме при отложении позднего кварца.

Самородное серебро — встречается эпизодически и, возможно, является гипергенным, отлагаясь на границе кварца и окисленного до пиролюзита марганцовистого карбоната. По данным (Шило и др., 1992), пиролюзит — осадитель самородного серебра. Размеры выделений самородного серебра не превышают 200 мкм.

Золотосодержащий пирсеит $(Au,Ag)_{10}(As,Sb)S_6$ – наиболее распространенный минерал серебра в рудах (табл. 4, фиг. 12г–е). Он образует ксено-морфные выделения и тесно срастается с самород-ным золотом. Размеры его выделений 20–500 мкм.

Одной из главных минералогических особенностей Бургали можно считать широкое развитие *Au- и Те-содержащего пирсеита-полибазита*, наряду с обычным полибазитом (фиг. 13). По оптическим свойствам этот минерал близок к полибазиту-пирсеиту, но имеет слегка кремовый отте-

2021



Фиг. 11. Морфология выделений низкопробного самородного золота месторождения Бургали. а –крупно интерстициальное выделение; б – срастание низкопробного самородного золота со стефанитом; в – мелкие пылевидные выделения; г – типичное выделение низкопробного самородного золота, выполняющее интерстициальную полость между кристаллами кварца.



Фиг. 12. Характерные срастания рудных минералов месторождения Бургали. а – кайма ютенбогаардтита на выделении самородного золота; б – срастание пирита с самородным золотом; в – образование петровскаита на периферии выделения самородного золота; г – срастание золотосодержащего пирсеита с полибазитом и гипергенным кераргиритом; д – е – золотосодержащий пирсеит-полибазит.

нок. Иногда между ним и низкопробным золотом наблюдается разделительная кайма хлораргирита. В единичном случае отмечается срастание Au-и Те-содержащей фазы с минералом Bi – *нестехиометричным павонитом*. Размер выделений последнего по удлинению 20–30 мкм. При пересчете на формульные коэффициенты в минерале

отмечается высокий дефицит S, который не компенсируется Se.

В зоне окисления формируются селенистые ютенбогаардтит и петровскаит (табл. 5, фиг. 12). *Ютенбогаардтит* — широко распространен в рудах, он слагает каймы на самородном золоте мощностью до 0.7 мм (фиг. 12а), иногда в сочета-

ЭПИТЕРМАЛЬНОЕ Au-Ag МЕСТОРОЖДЕНИЕ БУРГАЛИ

	k	Концент	рации з	элемент	ов, мас.	%			Φα	рмульн	ые коэс	ффицие	НТЫ	
S	As	Ag	Se	Sb	Te	Au	Σ	S	As	Ag	Se	Sb	Te	Au
13.51	5.73	75.72	1.27		1.32	2.83	100.4	5.77	1.05	9.62	0.22		0.14	0.34
14.22	5.68	68.42	1.44		1.17	7.41	98.35	6.19	1.06	8.85	0.25		0.13	0.88
13.05	5.13	71.35			1.74	7.33	98.61	5.83	0.98	9.47			0.2	0.87
13.12	5.76	70.79			1.96	7.09	98.71	5.83	1.09	9.35			0.22	0.84
13.56	4.82	75.85			1.38	4.16	99.77	5.88	0.89	9.78			0.15	0.49
13.03	1.79	72.24		5.46	2.62	4.50	99.65	5.81	0.34	9.58		0.64	0.29	0.53
13.50	6.27	75.21	1.28		1.78	2.38	100.4	5.75	1.14	9.53	0.22		0.19	0.28
13.02	5.02	72.35	1.42			7.11	98.92	5.76	0.95	9.52	0.26			0.84
13.06	5.15	71.52			1.09	7.24	98.06	5.85	0.99	9.52			0.12	0.86
13.21	4.39	70.76		1.84	1.74	6.86	98.8	5.89	0.84	9.37		0.22	0.19	0.81
12.93	4.89	69.37	1.12		1.71	7.38	97.41	5.83	0.94	9.29	0.2		0.19	0.88
12.91	4.98	69.86	1.20		1.93	7.17	98.07	5.78	0.95	9.30	0.22		0.22	0.85
12.93	3.74	70.06	1.43	2.34	2.37	6.88	99.74	5.74	0.71	9.25	0.26	0.27	0.26	0.82
14.02	4.82	74.79			1.55	7.52	102.7	5.97	0.88	9.46			0.17	0.89
13.24	4.93	72.22			1.62	7.77	99.77	5.85	0.93	9.48			0.18	0.92
15.02	5.89	69.06				10.00	99.97	6.43	1.08	8.79				1.19

Таблица 4. Золото и теллур-содержащий пирсеит (Ag, Au)₁₀(As, Sb) (S, Se, Te)₆ месторождения Бургали

нии с хлораргиритом. Форма выделений (каймы, нередко с пористой структурой) подтверждает его гипергенный генезис. По составу минерал нестехиометричен, отдельные анализы больше отвечают петровскаиту (табл. 5).

Стефанит — образует преимущественно самостоятельные выделения, нередко приуроченные к участкам скопления гидрослюды, а в единичных случаях срастается с самородным золотом. Его выделения ксеноморфны и имеют размеры до 200 мкм.

Акантит — встречается как в срастании с электрумом, образуя каймы обрастания, так и в виде самостоятельных выделений в кварц-гидрослюдистом жильном материале. Размеры его выделений не превышают 100 мкм.

Селенистый аргиродит также можно считать редкой находкой в рудах Бургали (концентрация



Фиг. 13. Равномерное распределение Au, Ag, Te в золотосодержащем пирсеите (снято в характеристических рентгеновских лучах).

K	Сонцентра	ции элемеі	нтов, мас.	%	Σ		Формулы	ные коэфф	рициенты	
S	As	Ag	Se	Au		S	As	Ag	Se	Au
				Ютенбо	әгаардтит	Ag ₃ AuS ₂				
8.16		59.03	1.02	28.54	99.39	2.05		2.34	0.08	1.48
8.38		67.29	1.48	18.71	98.63	1.57		3.75	0.11	0.58
10.27		41.86	1.63	48.21	101.48	1.97		2.39	0.13	1.51
9.67		57.97	2.03	38.29	102.87	1.71		3.04	0.15	1.2
				Петр	ровскаит А	lgAuS				
9.40		37.13		51.50	98.99	0.98		1.15		0.8
10.7		41.05	1.65	47.28	100.05	1.03		1.17	0.06	0.74

Таблица 5. Состав нестехиометричных ютенбогаардтита и петровскаита месторождения Бургали

Se — 1.01—3.09 мас. %, табл. 6). Аргиродит ранее был встречен только в мезозойском месторождении Нявленга (Савва, 2019), где Аu—Ag-оруденение совмещено с Мо-порфировым. Другие сульфиды встречаются в незначительных количествах. Среди них — пирит, акантит, галенит, сфалерит, халькопирит, блеклая руда.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проблема возраста Au-Ag эпитермального оруденения имеет в КВП важнейшее металлогеническое значение. Сторонники палеозойского возраста (Степанов, Шишакова, 1994; Котляр и др., 2001) считают, что эпитермальные месторождения Кубака и Биркачан генетически связаны с КВП и образовались на границе девона и карбона (360-330 млн лет). Другие исследователи полагают, что эти месторождения – юрско-верхнемелового возраста (170-100 млн лет) и время их образования совпадает с Яно-Колымским орогенезом (Наталенко и др., 2002). В этот период складчатые структуры терригенно-карбонатного верхоянского (C-J) комплекса были надвинуты (шарьированы) на структуры Омолонского фрагмента КВП.

По данным В.В. Акинина и др. (2020), оруденение Цокольной зоны месторождения Кубака "зажато" по времени формирования в вилке между извержениями рудовмещающих позднедевонских вулканитов кедонской серии (U–Pb возраст по циркону около 370 ± 2.5 млн лет, SHRIMP) и пострудной секущей дайкой ранне-среднеюрских трахибазальтов и пикробазальтов омолонского комплекса (40Ar/ 39Ar возраст плато 179 ± 8 млн лет), не проникающей в каменноутольную корбинскую свиту. Полученные этими исследователями результаты с большой вероятностью указывают

на каменноугольный верхний возрастной предел эпитермальной золотой минерализации (Акинин и др., 2020).

Впервые на месторождении Бургали в прожилках позднего кварца были выявлены обломки нижнекарбоновых углефицированных алевролитов (фиг. 9в–д). Они представляют собой обломки обугленной древесины с отчетливой клеточной структурой, сцементированной кварцем (фиг. 9е–з). Этот факт позволяет предположительно оценивать возраст оруденения Бургали как карбоновый и не противоречит последним данным о возрасте месторождения Кубака (Акинин и др., 2020).

В результате сравнительного анализа (табл. 7) установлено большое сходство геологического строения, морфологии рудных тел и вещественного состава руд Бургали с другими эпитермальными низкосульфидизированными Au-Ag месторождениями КВП.

Легкие РЗЭ при повышении давления переходят в водный флюид, а тяжелые удерживаются в магме, что позволяет считать первые "гидрофильными", а вторые "магмафильными" элементами (Жариков и др. 1999). Кроме того, РЗЭ были разделены на три группы: цериевые – La, Ce, Pr, Nd, иттриевые – Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, скандиевые – Er, Yb, Lu (Минеев, 1974). Таким образом, табл. 2 показывает, что в спектре РЗЭ изученных руд и вмещающих пород преобладают легкие "гидрофильные" лантаноиды "цериевой" группы.

Еu- и Ce-аномалии обычно рассматриваются как маркеры окислительно-восстановительного потенциала среды рудообразования (Бортников и др., 2007; Горячев и др., 2008; Jones, Manning, 1994). В рудах месторождения Бургали значения Eu/Eu* в основном положительные, а Ce/Ce* –

ЭПИТЕРМАЛЬНОЕ Аи-Ад МЕСТОРОЖДЕНИЕ БУРГАЛИ

	Кон	центрац	ия элем	ента, ма	ac. %			(Формул	ьные ко	эффиц	иенты		
S	As	Ag	Se	Sb	Ge	Сумма	S	As	Ag	Se	S	b	C	ie
						Аргиро	дит Ag ₈	GeS ₆			1			
15.82		73.92	3.09		5.53	98.36	5.71		7.95	0.46			0.	88
15.36		76.23	1.01		6.89	99.49	5.56		8.20	0.15			1.	10
						Акан	imum Ag	₂ S						
12.52		85.60				98.12	0.99		2.011					
10.32		83.53	0.61			97.01	0.87		2.104	0.02				
						Пи	pum FeS	2						
S	Fe	As	Se	Pb	Zn		S	Fe	As	Se	P	'b	Z	'n
53.18	46.65					99.83	2.00	1.005						
53.68	46.74					100.42	2.00	1.000						
53.77	46.68					100.45	2.00	0.998						
53.74	47.04					100.78	2.00	1.003						
52.71	45.81				0.74	99.26	2.00	0.999					0.	.14
54.07	47.07					101.14	2.00	1.000						
54.13	47.14					101.27	2.00	1.000						
53.55	46.97					100.52	2.00	1.005						
53.62	46.77					100.4	2.00	1.001						
53.32	47.02					100.34	1.99	1.008						
52.22	46.25	1.13				99.60	1.99	1.011	0.02					
				1		Гал	енит Pb	S			1		1	
S	Fe	Cu	Se	Pb	Zn	Σ	S	Fe	Cu	Se	P	ďb	Z	'n
12.87	0.96		0.78	84.55		99.14	0.96	0.041		0.02	0.9	076		
12.79	1.98		0.67	84.79		99.56	0.94	0.083		0.02	0.9	961		
12.22				85.28		98.17	0.96			0	1.0)38		
12.7			0.91	86.73		100.34	0.96			0.03	1.0)13		
12.95			0.76	85.43		99.15	0.98			0.02	0.9	999		
						Сфа	iepum Zi	nS			1			
33.00	2.93				63.11	99.04	1.01	0.051					0.9	043
33.20	2.15				63.56	100.02	1.01	0.038					0.	95
	[[[Халькоп	ирит Сі	uFeS ₂	[1		r	
35.08	31.49	33.51				100.80	2	1.032	0.965					
36.00	31.19	33.40				100.59	2.04	1.012	0.953					
				Бле	клая руд	da (Ag, C	u) ₁₀ (Zn	, Fe) ₂ (A.	s, Sb) ₄ S ₁	3	1	1	1	1
S	Fe	Cu	Zn	As	Ag	Sb	Σ	S	Fe	Cu	Zn	As	Ag	Sb
26.53	1.90	39.50	6.52	9.77	1.23	14.72	100.2	13.0	0.54	9.77	1.57	2.05	0.18	1.90
26.34	2.62	39.11	6.17	11.12		12.78	98.14	13.0	0.74	9.75	1.49	2.35		1.66
	Павон	um (no c	cepe) Ag	Ві ₃ S ₅ ?(не	е стехио	метрич	ный — рс	іссчиты	вается і	<i>примерн</i>	о на Agg	₃ Bi ₂ (Se,	Se) ₅	
S	Fe	Au	Se	Bi	Ag	Sb	Σ	S	Fe	Au	Se	Bi	Ag	Sb
15.40			0.72	50.55	32.34		99.01	4.19			0.08	2.11	2.62	
15.41			0.71	50.09	32.32		98.55	4.20			0.08	2.10	2.62	

Таблица 6. Состав рудных минералов месторождения Бургали, мас. %

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 63 № 1 2021

ВОЛКОВ и др.

Таблица '	7.	Сравнительная гео	олого-минералогическая	характеристика	месторождений	Бургали,	Биркачан,	Ky-
бака								

Бургали	Биркачан	Кубака
	Состав и возраст вмещающих пород	
1) D_{2-3} zh. ld. ос (захаренковская, Ледникская, очакчанская свита) андезиты и андезидациты; субвулканические тела D_{2-3} kd рио- дацитов; 2) $D_3 - C_1$ br бургалийская свита алевролиты	1) D_{2-3} grt (грунтовская свита) — андезидациты; 2) субвулканические тела D_3 — дациты; 3) C_1 krb (корбин- ская свита) — туфы и углистые алев- ролиты	 D₂₋₃ kd (кедонская свита) – анде- зиты и их туфы; 2) С₁krb (корбин- ская свита) – туфы и углистые алевролиты
	Морфология рудных тел	
Жильно-прожилковые зоны. Аз. пр. северо-восток (~ 25°), мощность 20– 0.2 см, протяженность 3.5 км	Жильно-прожилковые зоны. Аз. пр. 60°-65°, мощность 10-0.1 см, про- тяженность 0.6 км	Жилы и штокверковые зоны. Аз. пр. 35°–45°, мощность 1–3 м, раздувы до 20 м, протяженность 0.8 км
	Текстуры	
Преобладание колломорфно-полос- чатых, редко брекчиевые	Преобладание колломорфно-поло- счатых, редко брекчиевые	Преобладание брекчиевых и кокар- довых в сложном сочетании с кол- ломорфно-полосчатыми и каркасно-пластинчатыми
(Основные жильные минералы (на 100%))
Кварц, халцедон — 70 Адуляр — 3—5 Гидрослюда — 15	Кварц, халцедон — 80 Адуляр — 10 Гидрослюда — 5 Диккит — 5	Кварц, халцедон — 50 Адуляр — 15 Гидрослюда — 5 Карбонат — 30 Флюорит — 5
	Основные рудные минералы (на 100%)	
Золото самородное – 85 Пирит – 5 Полибазит – 10	Золото самородное – 85 Пирит, марказит – 10 Аg-тетраэдрит – 5	Золото самородное – 85 Халькопирит – 5 Гематит – 15
	Экзотические минералы	
Au- и Te-содержащий пирсеит, аргиродит, павонит, петровскаит, ютенбогаардтит	Гессит, алтаит, кубанит, люционит	Самородные Fe, Sn, Cu; стистаит, графит, ютенбогаардтит
	Пробность, ‰	
350-750	450-800	250-750
	Сульфидность руд	
0.5–2	0.1–1.5	0.1–0.5

варьируют от отрицательных до слабоположительных значений (см. табл. 2). Такое сочетание Eu/Eu* и Ce/Ce* указывает на окислительные условия, существовавшие при отложении эпитермальных руд месторождения (Jones, Manning, 1994).

Характер распределения и форма кривых на графиках спектров РЗЭ (фиг. 7), а также сочетание отношений Eu/Eu* и Ce/Ce* (см. табл. 2) изученных руд во многом сходно с вмещающими породами месторождения. Эти факты позволяют сделать предположение, что вмещающие вулканиты и андезитовые магмы — наиболее вероятные источники рудного вещества для рудообразующих флюидов.

Сравнительный анализ средних содержаний микроэлементов и РЗЭ руд эпитермальных Au—Ag месторождений КВП Кубака, Биркачан и Бургали показывает почти полную аналогию в составе и спектрах распределения, что свидетельствует о сходных условиях рудообразования этих месторождений (Волков и др., 2016). Обращает на себя внимание заметное различие в наборе микроэлементов руд Северной, Центральной и Южной жильных зон месторождения Бургали (см. фиг. 6), что может быть связано с их разным эрозионным срезом.

Сравнение полученных данных с известными опубликованными примерами (Винокуров и др., 1999; Кравцова, 2010; Волков и др., 2018) свидетельствует о том, что установленные закономерности — бедность руд редкоземельными элементами, преобладание легких лантаноидов над тяжелыми, положительные европиевые аномалии — типичны для эпитермальной рудообразующей системы.

Проведенное изучение показало, что руды месторождения Бургали могут быть отнесены к классу убогосульфидных (0.5–2%), что типично для эпитермальных Au–Ag низкосульфидизированных месторождений Кубака и Биркачан (табл. 7). Низкая сульфидность делает руды месторождения легкообогатимыми, в том числе и методом кучного выщелачивания.

Одна из главных минералогических особенностей руд месторождения Бургали — широкое развитие Au- и Te-содержащего пирсеита-полибазита (Ag, Cu)₁₆(As, Sb)₂(S, Se)_n. Составы минералов этого ряда характеризуются изоморфными замещениями Sb и As, Ag и Cu, S и Se. Концентрация Te в полибазите месторождения Бургали колеблется от 0.00 до 2.62 мас. %, а концентрация Au – от 2.38 до 10.00 мас. % (наиболее часто – 6–7 мас. %), минерал существенно мышьяковый, а Cu вообще отсутствует (табл. 4). При пересчете на формульные коэффициенты в полибазите отмечается высокий дефицит S, который не компенсируется Se (табл. 4). Среди эпитермальных месторождений Северо-Востока Au-содержащий полибазит встречен в рудах мезозойских месторождений Купол, Дальнее и Сопка Кварцевая (Савва, 2019). Также он встречен в рудах Au—Ag эпитермального месторождения Pallancata (Перу) (Jorge et al., 2013).

Следует отметить, что для группы полибазитапирсеита характерна широкая изоморфная смесимость между Sb и As. В группу входят: полибазит, пирсеит, а также стефанит и биллингслеит, а для природных фаз состава, близкого к полибазит-пирсеиту, описаны также моноклинные политипы — Тас, 2Тас и Т2а2с (Юшко-Захарова и др., 1986). Проведя термодинамический анализ фазовых отношений Au–Ag–Sb–S, И.Я. Некрасов (1991) показал возможность существования промежуточного ауростибита, а в системе Ag– Au–Te – петцита с последующим комплексированием их в сложные соединения для руд эпитермальных серебросульфосольных месторождений.

Наличие Se и Te в полибазитах отмечалось и ранее. Так, В.Ю. Орешин (1979) для селенистого полибазита рассчитал формулу (Ag, Cu)₁₅ (Sb, As)₂ (S, Se, Te)₁₅, и отнес Se и Te к S. Золотосодержащая фаза, названная нами как Au и Te-содержащий пирсеит, удовлетворительно рассчитывается на 17 формульных единиц и имеет вид (AgAu)₁₀ (As, Sb) (S, Se, Te)₆ как фаза, промежуточная между полибазитом и биллингслеитом (по S), с устойчивыми содержаниями Au – 6–7 мас. %. Предполагается образование такой сложной минеральной фазы в неравновесных резкоградиентных условиях. Наличие политипов в группе полибазита-пирсеита осложняет идентификацию подобных составов по рентгеноструктурному анализу.

Необычно и наличие в рудах селенистого аргиродита с концентрациями S – 15.82–15.86; Se – 1.01–3.09; Ge – 5.53–6.89; Ag – 73.92–76.23 мас. % (табл. 6). Аргиродит ранее был встречен только в мезозойском месторождении Нявленга, где Au–Ag эпитермальное оруденение совмещено с Мо-порфировым (Савва, 2019). По данным ICP-MS, в рудах Бургали также отмечается повышенная концентрация Мо (фиг. 6).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате сравнительного анализа установлено большое сходство геологического строения, морфологии рудных тел и вещественного состава руд Бургали с другими эпитермальными низкосульфидизированными Au—Ag месторождениями КВП.

2021

Руды месторождения убогосульфидные, отличаются тонковкрапленной минерализацией, широким развитием халцедона. Преобладают колломорфно-полосчатые, часто сочетающиеся с брекчиевыми, текстуры. Поздние кварцевые жилы содержат обломки углистых алевролитов (С₁), насыщенные остатками древесных обломков, что указывает на карбоновый возраст рудной минерализации. Одной из главных минералогических особенностей можно считать широкое развитие в рудах Аu- и Te-содержащего пирсеита-полибазита.

Геохимические особенности руд хорошо согласуются с минеральным составом. Руды обогащены довольно узким спектром элементов (Au, Ag, As, Sb, Te, W, Mo, Bi); характерна низкая сумма РЗЭ; отмечено присутствие положительных Еu-аномалий. В спектрах РЗЭ преобладают легкие "гидрофильные" лантаноиды "цериевой" группы. Руды аномально бедны редкоземельными элементами, причем легкие лантаноиды преобладают над тяжелыми. Установленные сочетания Eu/Eu* и Ce/Ce* свидетельствуют об окислительной среде рудообразования.

Перспективы увеличения запасов Au и Ag месторождения Бургали связаны с дальнейшим изучением и разведкой рудоносного штокверка.

Приведенная в статье информация имеет практическое значение для региональных прогнознометаллогенических построений, поисков и оценки эпитермальных Au—Ag месторождений.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны руководству и геологам ОЗРК и Магаданского филиала ПАО "Полиметалл" за помощь в проведении исследований.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена при финансовой поддержке темы Госзадания ИГЕМ РАН "Металлогения рудных районов вулканоплутоногенных и складчатых орогенных поясов Северо-Востока России".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Акинин В.В., Глухов А.Н., Ползуненков Г.О., Альшевский А.В., Алексеев Д.И. Возраст эпитермального золото-серебряного оруденения на месторождении Кубака (Омолонский кратонный террейн, Северо-Восток России): геологические и изотопно-геохронологические (U–Pb, 40Ar/39Ar) ограничения // Тихоокеанская геология. 2020. Т. 39. № 1. С. 37–47.

Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Викентьева О.В., Прокофьев В.Ю., Алпатов В.А., Бахарев А.Г. Состав и происхождение флюидов в гидротермальной системе Нежданинского золоторудного месторождения (СахаЯкутия, Россия) // Геология руд. месторождений. 2007. Т. 49. № 2. С. 99–145.

Винокуров С.Ф., Коваленкер В.А., Сафонов Ю.Г., Керзин А.Л. Лантоноиды в кварцах эпитермальных золоторудных месторождений: распределение и генетическое значение // Геохимия. 1999. № 2. С. 171–180.

Волков А.В., Савва Н.Е., Сидоров А.А. Металлогения золота и серебра кедонского (D₂₋₃) вулканоплутонического пояса (Северо-Восток России) // ДАН. 2011. Т. 439. № 5. С. 460–484.

Волков А.В., Сидоров А.А., Савва Н.Е., Колова Е.Е., Мурашов К.Ю., Земскова М.И. Особенности эпитермального рудообразования в Кедонском палеозойском вулканоплутоническом поясе Северо-Востока России по данным геохимических исследований Аи–Аg оруденения // Вулканология и сейсмология. 2016. № 6. С. 3–21.

Волков А.В., Савва Н.Е., Колова Е.Е., Прокофьев В.Ю., Мурашов К.Ю. Аи-Ад эпитермальное месторождение Двойное (Чукотка) // Геология руд. месторождений. 2018. Т. 60. № 6. С. 590–609.

Гагиева А.М. Среднепалеозойский вулканизм Омолонского массива (Северо-Восток Азии): особенности химического состава и проблемы геодинамической интерпретации // Вестник ОНЗ РАН. 2014. Т. 6. С. 1–12.

Горячев Н.А., Викентьева О.В., Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю., Алпатов В.А., Голдуб В.В. Наталкинское золоторудное месторождение мирового класса: распределение РЗЭ, флюидные включения, стабильные изотопы кислорода и условия формирования руд (Северо-Восток России) // Геология руд. месторождений. 2008. Т. 50. № 5. С. 414–444.

Егоров В.Н., Шерстобитов П.А. Кедонская вулканоплутоническая ассоциация юго-восточной части Омолонского массива // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии. Материалы IV регионального петрографического совещания по Северо-Востоку России. Магадан: Кн. изд-во, 2000. С. 23–29.

Егоров В.Н. Строение, магматизм и металлогения среднего палеозоя юга Омолонского массива // Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Магадан: СВК-НИИ ДВО РАН, 2004.

Жариков В.А., Горбачев Н.С., Латфутт П., Дохерти В. Распределение редкоземельных элементов и иттрия между флюидом и базальтовым расплавом при давлениях 1–12 кбар (по экспериментальным данным) // ДАН. 1999. Т. 366. № 2. С. 239–241.

Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М.. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001.

Кравцова Р.Г. Геохимия и условия формирования золотосеребряных рудообразующих систем Северного Приохотья. Новосибирск: Академическое изд-во "ГЕО", 2010.

Наталенко М.В., Стружков С.Ф., Рыжов А.Б. Вакин М.Е., Политов В.К., Ишков Б.И., Гиллес Б., Карчавец В.П., Устинов В.И., Шергина Ю.П. Геологическое строение и минералогия руд месторождения Биркачан, Магаданская область // Руды и металлы. 2002. № 6. С. 37–52.

Минеев Д.А. Лантаноиды в рудах редкоземельных и комплексных месторождений. М.: Наука, 1974.

Некрасов И.Я. Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений. М.: Наука, 1991.

Орешин В.Ю., С.М. Сандомирская С.М., Чувикина Н.Г. Селенистый полибазит в рудах золото-серебряного месторождения неогенового возраста // Минералогия серебра близповерхностных месторождений // Тр. ЦНИГРИ. 1979. Вып. 149. С. 53–56.

Савва Н.Е. Минералогия серебра Северо-Востока России. М.: Изд-во "Триумф", 2019.

Степанов В.А., Шишакова Л.Н. Кубакинское золотосеребряное месторождение. Владивосток: Дальнаука, 1994.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988.

Шило Н.А., Сахарова М.С., Кривицкая Н.Н., Ряховская С.К., Брызгалов И.А. Минералогия и генетические особенности золото-серебряного оруденения Северо-Западной части Тихоокеанского обрамления. М.: Наука, 1992.

Шпикерман В.И. Домеловая минерагения Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998.

Юшко-Захарова О.Е., Иванов В.В., Соболева Л.Н., Дубакина Л.С., Щербачёв Д.К., Куличихина Р.Д., Тимофеева О.С. Минералы благородных металлов: Справочник. М.: Недра, 1986.

Anders E. Abundances of the elements: meteoric and solar // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. P. 197–214.

Jones B., Manning D.A.C. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones // Chem. Geol. 1994. V. 111. P. 111–129.

Jorge E., Gammara U., Ricardo C. Preliminary mineralogy and ore petrology of the intermediate-sulfidation Pallancata deposit, Ayacucho, Peru // The Can. Mineral. 2013. V. 51. P. 67–91. УДК 553.22 (571.5)

КАРБОНАТНО-ЩЕЛОЧНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ УРАНОВОГО ПРОЯВЛЕНИЯ ПЕСЧАНОЕ (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ): МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

© 2021 г. В. Б. Савельева^{*a*, *}, Е. П. Базарова^{*a*}, Е. И. Демонтерова^{*a*}, А. В. Иванов^{*a*}

^аИнститут земной коры СО РАН, ул. Лермонтова, 128, Иркутск, 664033 Россия

**e-mail: vsavel@crust.irk.ru* Поступила в редакцию 06.06.2019 г. После доработки 08.07.2020 г. Принята к публикации 28.07.2020 г.

Метасоматические преобразования в катаклазированных гранитах приморского комплекса PR₁ в южной части Сибирского кратона представлены альбитизацией, рибекитизацией, сопряженной микроклинизацией, доломитизацией и завершились образованием гидротермальных кварц-карбонатных жил. Во вмещающих граниты метавулканитах проявлены альбитизация, эпидотизация и карбонатизация. Парагенезисы минералов и данные минеральной термометрии свидетельствуют о протекании гидротермально-метасоматических процессов в интервале от 400–500 до 200–25°С. Кальцит, отложившийся на ранней стадии, имеет значения $\delta^{13}C - (3.2-3.3)\%$ и $\delta^{18}O + (8.3-9.4)\%$, железистый доломит $\delta^{13}C - (1.6-1.9)\%$ и $\delta^{18}O + (10.6-11.1)\%$. Рассчитанные значения $\delta^{13}C$ в CO₂, содержавшейся во флюиде, из которого отлагался кальцит при 450°С (около – (0.7–0.8‰)), указывают на морские карбонаты в качестве источника CO₂; рассчитанные значения $\delta^{18}O$ во флюиде, равновесном с кальцитом (от +5.4 до +6.5‰) показывают, что флюид претерпел изотопный обмен с магматическими силикатными породами при повышенных температурах и низком отношении флюид-порода. Начальные отношения (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_т в новообразованных кальците (0.718087) и доломите (0.712033) и значения ϵ очист сизмененными гранитами. Концентраторами U в метасоматически измененных породах являются минералы группы кричтонита, циркон и торит.

Ключевые слова: карбонатно-щелочные метасоматиты, граниты, альбитизация, рибекитизация, доломитизация, изотопы С и О, уран, кричтонита группа, Прибайкалье **DOI:** 10.31857/S0016777020060064

ВВЕДЕНИЕ

Альбитизация и сопутствующая ей карбонатизация являются важными признаками при поисках гидротермальных урановых месторождений. Месторождения урана в связи со средне- и низкотемпературными натровыми метасоматитами формируются в процессе тектоно-магматической активизации древних платформ или на поздних стадиях развития складчатых областей и контролируются зонами глубинных разломов (Гидротермальные..., 1978; Машковцев и др., 2010). К числу наиболее изученных объектов относятся месторождения Кировоградского района Украинского щита (Казанский и др., 1978; Белевцев и др., 1986; Шмураева, 1995), Австралии (Polito et al., 2009; Wilde et al., 2013), Гайаны, Юж. Америка (Cinélu, Cuney, 2006; Alexandre, 2010), районов Биверлодж в Канаде (Kennicott et al., 2015). В то же время, хотя урановые альбититовые месторождения широко рас-

состава минерализирующих флюидов, их источников, физико-химических условий отложения руды, возможной генетической связи с карбонатитовым и/или щелочным магматизмом и др. (Wilde, 2013). В пределах южной окраины Сибирского кратона к числу ураноносных провинций относится Се-

пространены и имеют важное экономическое значение, остается много вопросов в отношении

на к числу ураноносных провинций относится Северо-Прибайкальский регион (Машковцев и др., 2010). Структурная позиция месторождений и проявлений урана в этом регионе определяется их приуроченностью к раннепротерозойским поднятиям, сформированным в зоне краевого шва Сибирской платформы, на границе со складчатым обрамлением. Наиболее изученным в пределах региона является Акитканский золото-ураноносный район (фиг. la), отличающийся высокой радиогеохимической специализацией плутони-



Фиг. 1. Схемы расположения объекта.

(а) серым цветом показаны краевые выступы фундамента кратона, Бк — Байкальский выступ; пунктирная линия — контур золото-ураноносного Акитканского района (А) по (Машковцев и др., 2010); (б) 1 — кайнозойские отложения; 2 — фанерозойский чехол Сибирской платформы; 3 — раннепалеозойская Ольхонская коллизионная система; 4 — неопротерозойская осадочная толща (байкальская серия); 5 — раннедокембрийские образования; 6 — позднепалеозойские гранитоиды Ангаро-Витимского батолита с метаморфическими породами рамы; 7 — палеопротерозойские пост-коллизионные граниты приморского комплекса; 8 — главные разломы; 9 — местонахождение карбонатно-щелочных метасоматитов.

ческих и вулканических пород и развитием урановой минерализации в связи с зонами эйситизации и березитизации.

В продолжении Акитканского ураноносного района на юг геологами Сосновской экспедиции выявлены рудопроявления урана, которые располагаются среди гранитов приморского комплекса PR₁ и во вмещающих граниты метаморфических породах. Граниты на многих участках альбитизированы и содержат редкометалльную минерализацию. Рудопроявление Песчаное в южной части Байкальского хребта (фиг. 16) связано с альбитрибекитовыми метасоматитами, сопровождающимися карбонатизацией. Такой тип метасоматитов является новым для Западного Прибайкалья. Целью работы являлась петрографическая, геохимическая и изотопно-геохимическая характеристика метасоматитов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Рассматриваемая территория сложена терригенными и вулканогенными породами сарминской серии палеопротерозоя, метаморфизованными в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Эти породы прорываются высококалиевыми гранитами приморского комплекса с возрастом 1859 \pm 16 млн лет (U–Pb датирование циркона) (Донская и др., 2003), входящими в состав Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса, который протягивается вдоль всего южного края Сибирского кратона (Ларин и др., 2003). Биотитовые, биотит-амфиболовые и лейкократовые граниты приморского комплекса слагают вытянутые массивы, ориентированные субпараллельно краю кратона; общая протяженность выходов составляет свыше 200 км (фиг. 16). Породы сарминской серии и граниты интрудированы дайками габбро-диабазов с возрастом 787 ± 21 млн лет (Gladkochub et al., 2010) и небольшими телами перидотитов. На западе породы сарминской серии перекрываются или граничат по зонам разломов с образованиями байкальской серии верхнего рифея—венда, представляющими собой отложения пассивной континентальной окраины Сибирского кратона. На востоке по зоне коллизионного шва докембрийские образования граничат с раннепалеозойским Ольхонским композитным террейном Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Проявление карбонатно-щелочных метасоматитов с белной урановой минерализацией (гидратированный настуран) было открыто в 70-е годы XX века геологами Е.А. Максимовым и Г.П. Кизияровым. Район рудопроявления (фиг. 2а) сложен биотит-хлорит-эпидотовыми и хлорит-серицитовыми сланцами, метаэффузивами основного и среднего состава, полевошпато-кварцевыми метапесчаниками, метагравелитами. Значительную часть территории занимают граниты приморского комплекса, представленные двумя фазами внедрения. Породы первой (главной) интрузивной фазы представлены овоидными или гнейсовидными биотитовыми гранитами и крупно-среднезернистыми, равномернозернистыми лейкократовыми гранитами и граносиенитами (аляскитами), породы второй интрузивной фазы – мелко-среднезернистыми лейкократовыми гранитами. Рудопроявление располагается среди метаэффузивов вблизи штокообразного массива аляскитов площадью около 10 км² (фиг. 2а). Породы иликтинской свиты и граниты секутся разломами преимущественно северо-восточного и северо-западного простираний. В зонах разломов породы рассланцованы, катаклазированы, милонитизированы, а на участке рудопроявления в зоне шириной около 50-70 м претерпели карбонатизацию и щелочной метасоматоз.

Обнаженность территории плохая. По данным Е.А. Максимова (фиг. 26), горными выработками среди метаэффузивов и альбит-биотит-магнетитовых сланцев были вскрыты два пластообразных тела метасоматитов, представляющих собой буровато-серую среднезернистую породу, состоящую из калиевого полевого шпата, кварца, альбита, рибекита, карбоната и рудных минералов. Метасоматиты претерпели правосторонний сдвиг по зоне субмеридионального тектонического нарушения, которое выполнено кварц-карбонатной жилой с сульфидной минерализацией.

Авторами статьи метасоматиты изучались в полуразрушенных горных выработках. Как показало петрографическое изучение, субстратом для метасоматитов послужили, главным образом, катаклазированные и на отдельных участках милонитизированные граниты, вероятно, апофизы расположенного поблизости гранитного массива (фиг. 2a). Среди измененных гранитоидов обнаружены обломки метаморфизованных лампрофиров мощностью до 0.5 м.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Анализы химического состава пород и изотопных отношений Sr и Nd выполнены в Центре коллективного пользования Института земной коры СО РАН "Геодинамика и геохронология". Химический состав пород изучены следующими методами: петрогенные оксиды и F - методом "мокрой" химии, Li – фотометрии пламени, Sr, Ba, Zr, Nb, Y, Ta, Th, U, Sc, V, Cr, Ni, Co, Pb, Zn, Cu – рентгенофлуоресцентным методом с использованием рентгенофлуоресцентного спектрометра с волновой дисперсией S8 TIGER (Bruker AXS, Германия). В 6 пробах выполнено определение РЗЭ, Sr, Ba, Zr, Hf, Nb, Y, Ta, Th, U, Pb на квадрупольном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) Agilent 7500 се по методике (Panteeva et al., 2003).

Изотопные исследования Sr и Nd в новообразованных карбонатах выполнены для кислотных вытяжек в 2n HCl из содержащего кальцит альбит-рибекитового метасоматита и метасоматического доломитового прожилка, с целью исключения контаминации силикатным материалом. Изотопные отношения Nd и ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd определены с добавлением ¹⁴⁹Sm-¹⁵⁰Nd трассера, a Sr и ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr с добавлением ⁸⁴Sr—⁸⁵Rb трассера. Выделение Sr, Rb и P3Э проводилось на катионообменных колонках объемом 2 мл, заполненных смолой BioRed AG 50Wx8-mesh. Очистка стронция проводилась на этих же колонках. Разделение Sm и Nd проводилось на колонках, заполненных смолой LnSpec (Pin, Zalduegui, 1997). Изотопные отношения Sr, Rb, Nd и Sm измерялись на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре Finnigan MAT262. В период измерений значения изотопного стандарта стронция NBS 987 составили 87 Sr/ 86 Sr = 0.710268 ± 0.000011, JNd-1 143 Nd/ 144 Nd = $= 0.512087 \pm 0.000005.$

Анализы минералов выполнены С.В. Канакиным в Геологическом институте СО РАН (ГИН СО РАН г. Улан-Удэ) на электронном сканирующем микроскопе LEO-1430VP (Carl Zeiss International) с энергодисперсионным анализатором IN-CAEnergy 350 (Oxford Instruments Analytical Ltd.) и В.В. Шарыгиным в Институте геологии и минералогии СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) на электронном сканирующем микроскопе MIRA 3 LMU (Tescan Ltd) с системой микроанализа INCA Energy 450+ (Oxford Instruments Ltd). Измерения изотопного состава углерода и кислорода в карбонатах выполнены на газовом



Фиг. 2. Схема геологического строения района исследований (а) и проявления карбонатно-щелочных метасоматитов Песчаное (по Е.А.Максимову, с дополнениями) (б).

(а) 1 – четвертичные отложения; 2 – байкальская серия R–V: доломиты, мергели, песчаники, известняки, глинистые сланцы, алевролиты; 3 – метаморфические образования сарминской серии PR₁ нерасчлененные: гнейсы амфиболовые, биотит-амфиболовые, биотитовые, кварциты, слюдистые кварциты, мраморы доломитовые и известковые, сланцы слюдистые, сланцы серицит-хлоритовые, песчаники, эффузивы основного и среднего состава; 4 – дайки диабазов, тела перидотитов R; 5 – граниты приморского комплекса PR₁: а, 6 – первой фазы (а – гнейсовидные биотитовые, 6 – крупно- и среднезернистые биотитовые и лейкократовые), в – второй фазы мелкозернистые, лейкократовые; 6 – разломы: а – установленные, б – предполагаемые, в – скрытые под четвертичными образованиями; 7 – надвиги; 8 – участок работ и местонахождение рудопроявления; (б) 9 – аллювиальные отложения; 10 – метавулканиты массивные и миндалекаменные; 11 – сланцы альбит-биотит-магнетитовые; 6 – доломит-микроклиновые; 13 – кварц-карбонатная жила с сульфидной минерализацией; 14 – места находок метаморфизованных ультрамафических лампрофиров; 15 – зоны рассланцевания; а – окварцевание, 6 – карбонатизация; 17 – контакты: а – петрографических разностей пород, 6 – зон тектонических нарушений; 18 – элементы залегания сланцеватости с указанием направления и угла падения; 19 – места отбора и номера проб.

масс-спектрометре Finnigan MAT 253 в режиме постоянного потока гелия в Центрах коллективного пользования ИГМ СО РАН (В.А. Пономарчук) и ГИН СО РАН (В.Ф. Посохов).

ПЕТРОГРАФИЯ

В пределах рудопроявления метаморфизованные вулканиты представлены мелкозернистыми, неотчетливо полосчатыми, сланцеватыми породами зеленовато-серого цвета, иногда с миндалекаменной структурой. Они сложены альбитом, эпидотом, хлоритом, биотитом, иногда присутствует актинолит. В основной массе наблюдаются обособления эпидота величиной до 1 см. Акцессорный магнетит распределен неравномерно, с обогащением отдельных слойков. Проявлены послойная

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 63 № 1 2021

карбонатизация (кальцит), слабое окварцевание, среди кальцита отмечается барит.

Альбит-биотит-магнетитовые сланцы, непосредственно вмещающие тела метасоматически измененных гранитов (фиг. 2б), представляют собой мелкозернистые породы темно-серого цвета. Они на 70—75% сложены альбитом, а также биотитом, кварцем и обильным магнетитом. Биотит и магнетит слагают тонкие прослои, придающие породе полосчатый облик; в некоторых прослоях магнетит преобладает над биотитом. На отдельных участках в сланцах наблюдаются скопления эпидота, рассеянный кальцит. Породы несут следы катаклаза, сопровождавшегося перекристаллизацией и укрупнением биотита, магнетита и образованием секущих прожилков кальцита. Граниты первой фазы приморского комплекса, слагающие массив к юго-востоку от рудопроявления (фиг. 2a), на 50–60% сложены микропертитовым калиевым полевым шпатом, на 30–40% кварцем, а на серицитизированный кислый плагиоклаз и альбит приходится 5–7%. В гранитах второй фазы количество кислого плагиоклаза 8–10% (фиг. 3a). Темноцветный минерал (около 3%) представлен биотитом, частично замещенным мусковитом или хлоритом. Граниты содержат акцессорные флюорит, турмалин, фторкарбонаты РЗЭ, фергусонит-(Y), иттриалит-(Y), поликраз-(Y) (замещаемый браннеритом), ксенотим-(Y), циркон, монацит-(Се), торит, ильменит.

В пределах рудопроявления совершенно неизмененных гранитов нет. Все они в той или иной мере катаклазированы (фиг. 3б), местами милонитизированы и в разной степени метасоматически изменены. При умеренно проявленных деформациях и замещениях в породах сохраняются реликты гранитной структуры и минеральный состав, характерный для аляскитов.

Метаморфизованные лампрофиры представляют собой сланцеватые меланократовые породы с вкрапленниками биотита величиной до 1.5 см, обособлениями кальцита и основной мелкосреднезернистой массой, сложенной биотитом, кальцитом, актинолитом. Акцессорные минералы представлены титаномагнетитом, фторапатитом, рутилом, титанитом, баритом, ильменитом, алланитом-(Се).

ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

В биотитовых сланцах проявлена лейстовая и порфиробластическая альбитизация, которая сопровождается осветлением пород, исчезновением эпидота, уменьшением количества биотита и увеличением количества магнетита. В сланцах наблюдаются послойные, реже секущие прожилки кальцита; с кальцитом часто ассоциируются апатит и рутил. Иногда порфиробластическая альбитизация сопровождается появлением щелочного амфибола. На отдельных участках в сланцах проявлена доломитизация с образованием мелкозернистых пород, сложенных альбитом, доломитом, магнетитом, с обильным акцессорным рутилом.

Более отчетливо метасоматические преобразования проявлены в гранитах (фиг. 4). На ранней стадии в катаклазированных гранитах происходит замещение калиевого полевого шпата и кварца альбитом (в основном шахматным), постепенно количество альбита увеличивается. Альбитрибекитовые метасоматиты представляют собой породы массивного облика, неравномернозернистые, сложенные на 75–80% шахматным альбитом, среди которого сохраняются реликты кварца

и серицитизированного плагиоклаза ранней генерации. Порфиробласты альбита достигают 2 см. В промежутках между зернами альбита и во включениях в порфиробластах альбита присутствует кальцит, иногда отмечается доломит. Темноцветные минералы представлены небольшим количеством игольчатого биотита, ассоциирующего с кальцитом и щелочным амфиболом, приуроченными, в основном, к зонкам катаклаза и межзерновым границам (фиг. 3в). Особенно интенсивно амфиболизация проявлена в гранитах на контакте с лампрофирами. В срастаниях с амфиболом присутствуют акцессорные циркон, рутил, титанит, магнетит, в срастаниях с кальцитом апатит (фиг. 3г). Наблюдаются более поздние секущие прожилки кальцита.

Доломитизация проявлена в катаклазированных аляскитах, претерпевших лишь слабую до умеренной альбитизацию. В доломитизированных породах постоянно присутствует микроклин (фиг. 3д, е), причем отмечается его укрупнение, образование порфиробластов с извилистыми границами величиной до 1-1.5 см. При последующих деформациях порфиробласты претерпевают катаклаз, преобразуясь в порфирокласты. Доломит развивается по межзерновым границам и зонкам катаклаза, замещая кварц и полевые шпаты, с доломитом ассоциируются биотит, магнетит и рутил. В милонитизированных гранитах наблюдается послойная доломитизация с образованием прожилков мелкозернистого доломита мощностью до 1.5 см с тонкими оторочками биотита. Помимо доломита (80-85%), прожилки содержат реликты микроклина, мелкие зерна биотита, кальцит, кварц, рутил, магнетит, пирит и др.

Наиболее поздние гидротермальные образования в пределах рудопроявления представлены кварцевыми и кварц-карбонатными (± альбит) жилами и прожилками мощностью до 0.2 м. Карбонат представлен, главным образом, доломитом. В отдельных кварцевых прожилках присутствует рибекит-асбест с волокнами до 1 см. В кварц-карбонатных жилах встречаются розетковидные агрегаты биотита и хлорита.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ МЕТАСОМАТИТОВ

Плагиоклаз в апогранитных метасоматитах представлен почти чистым альбитом: $X_{Ca} \le 0.01$. Из примесей в нем отмечается K_2O в количестве до 0.2 мас. % и Fe₂O₃ до 0.5 мас. %. Калиевый полевой шпат содержит примеси Fe₂O₃ до 0.2 мас. %, Na₂O до 0.3 мас. % и BaO до 0.4 мас. %.

Амфибол в альбитизированных гранитах в основном представлен магнезио-рибекитом (Leake et al., 1997; Hawthorne et al., 2012), но присутству-



Фиг. 3. Особенности структуры и взаимоотношений породообразующих минералов (фотографии прозрачных шлифов).

а – лейкократовый гранит второй фазы за пределами рудопроявления; б – катаклазированный лейкократовый гранит в пределах рудопроявления; в – альбитизированный гранит с щелочным амфиболом и карбонатом (альбит-рибекитовый метасоматит); г – апатит в срастаниях с кальцитом в альбитизированном граните; д, е – доломит-микроклиновые метасоматиты массивный (д) и гнейсовидный (е); е – биотит и магнетит в ассоциации с мелкозернистым доломитом в катаклазированном граните. Символы минералов: Ab – альбит, Amp – амфибол, Ap – апатит, Bt – биотит, Cal – кальцит, Dol – доломит, Kfs – калиевый полевой шпат, Mag – магнетит, Qz – кварц.

ют также рибекит и винчит (табл. 1; фиг. 5а, б). Магнезиальность амфибола¹ меняется в широких пределах — от 0.35 в рибеките до 0.83 в винчите, но преобладают значения более 0.55. Особенно из-

 $1 X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe^{2+})$

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 63 № 1 2021

менчив состав амфибола в альбитизированном граните на контакте с лампрофиром: содержания TiO_2 в анализах достигают 4.2 мас. %, количество $K_2O - 1.3$ мас. %, $X_{Mg} = 0.38 - 0.76$ (ан. 6–10), что указывает на перераспределение вещества на границе контрастных по химическому составу

САВЕЛЬЕВА и др.

		Стадии гидро	гермально-метас	соматического	-
	Исходная		процесса	-	Гипер-
Минерал	порода	Na-Ca-Fe- Mg-CO ₂ метасоматоз	К-Са-Fе- Мg-СО ₂ метасоматоз	Жильная	генная стадия
Кварц	—				1
Калиевый полевой шпат	—				
Олигоклаз-альбит					
Серицит					
Альбит Fe—Mg слюда					
Кальцит					
Циркон					
Горит					
Монацит-(Се)					
Фторапатит					
Титаномагнетит					
Магнезиорибекит			9		
Iр. кричтонита			?		
Ильменит					
Рутил					
Титанит					
Ферриалланит-(Се)					
Барит					
Сульфиды Си и Ві					
Ге-доломит		_			
Магнетит					
Ксенотим-(Ү)					
Sr-эпидот					
Пирит					
Церит-(Се)					
Бастнезит-(Се)					
АЛОРИТ Хангионт					1
Галанькопирит					1
Галенит					1
		<u> </u>	3 4		

Фиг. 4. Стадийность минералообразования в карбонатно-щелочных метасоматитах. 1, 2 – породообразующие минералы: 1 – главные, 2 – второстепенные (<10%); 3, 4 – акцессорные минералы: 3 – распространенные, 4 – редкие.

сред и отсутствие равновесия в системе флюид-порода.

В метасоматически измененных гранитах и кварц-карбонатных жилах слюда представлена флогопитом и магнезиальным биотитом с высоким содержанием TiO_2 (табл. 2; фиг. 6), тогда как слюда из гранитов за пределами рудопроявления представлена железистым биотитом (Савельева, Базарова, 2012). Флогопит с $X_{\text{Mg}}^2 = 0.70-0.75$ характерен для альбит-рибекитовых метасоматитов; в слюде из доломит-микроклиновых метасоматитов X_{Mg} снижается до 0.60–0.66, а в слюде из метасоматических доломитовых прожилков до 0.53—0.57. Биотит из доломит-микроклиновых метасоматитов содержит повышенные количества TiO_2 (фиг. 6б). Слюда из альбит-биотит-магнетитовых сланцев имеет состав, близкий к составу слюды из альбит-рибекитовых метасоматитов (табл. 2; фиг. 6).

Хлорит в кварц-карбонатных жилах представлен магнезиально-железистой разновидностью пикнохлоритом (Неу, 1954) (табл. 2, ан. 21).

В кальците из альбит-рибекитовых метасоматитов на долю CaCO₃ приходится 95–98 мол. %, количество SrO составляет 0.25–0.84 мас. %. Доломит из катаклазированных гранитов и кварцкарбонатных жил содержит 5.3–9.0 мас. % FeO $(14-25 \text{ мол. } \% \text{ CaFe}(\text{CO}_3)_2)$; в доломите из метасо-

 $[\]frac{1}{2}$ X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe)

Компо-	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
ненты,	18	18	67	8	3	55	64	20	20	20	20	20
мас. %	Win	Mg-Rbk	Mg-Rbk	Mg-Rbk	Mg-Rbk	Win	Mg-Rbk	Mg-Rbk	Mg-Rbk	Rbk	Rbk	Win
SiO ₂	56.03	55.28	55.54	55.58	55.54	54.47	55.41	54.85	56.22	54.51	54.10	54.17
TiO ₂	H.o.	H.o.	H.o.	0.28	0.63	0.18	0.32	2.09	0.18	4.15	3.77	3.07
Al_2O_3	0.57	0.64	0.76	0.53	0.40	0.43	0.51	0.77	0.70	0.34	0.21	0.64
FeO	17.20	22.00	25.95	24.35	24.58	14.49	21.10	17.95	20.93	21.11	24.03	15.43
MnO	0.34	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	0.21	H.o.	0.22	H.o.	H.o.	H.o.	0.21
MgO	13.58	10.55	8.09	9.09	8.67	14.46	10.68	11.57	11.21	8.84	6.40	12.90
CaO	4.49	1.04	0.49	0.34	0.21	5.96	0.59	2.39	0.60	1.51	0.25	4.94
Na ₂ O	4.43	6.28	6.67	7.23	7.16	4.15	6.67	5.41	6.97	6.35	6.86	4.41
K ₂ O	0.24	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	0.12	H.o.	0.84	0.11	1.02	1.10	1.33
V_2O_3	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	0.43	0.41	H.o.	H.o.	0.24	H.o.
Сумма	96.88	95.79	97.50	97.40	97.19	94.47	95.71	96.50	96.92	97.83	96.96	97.10

Таблица 1. Представительные анализы амфибола

Примечание. Здесь и далее в таблицах: в строке под порядковыми номерами – номера проб; Н.о. – содержание ниже предела обнаружения. Символы минералов: Win – винчит, Rbk – рибекит, Mg-Rbk – магнезио-рибекит. 1, 2 – альбитизированный биотитовый сланец, 3–6 – альбит-рибекитовые апогранитные метасоматиты, 7–12 – альбитизированный гранит на контакте с лампрофиром.

матических прожилков количество FeO выше – 8.7–14.0 мас. % (22–38 мол. % CaFe(CO₃)₂), количество MnO до 1.1 мас. % (3 мол. % CaMn(CO₃)₂).

СОСТАВ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ

Наиболее распространенными акцессорными минералами в породах рудопроявления являются оксиды Fe и Ti, сульфиды Fe, Cu, Pb, Bi, Mo, циркон, ферриалланит-(Ce), эпидот, фторапатит, монацит-(Ce), ксенотим-(Y), барит.

Оксиды Fe и Ti представлены титаномагнетитом, магнетитом, ильменитом, минералами группы кричтонита и рутилом. Титаномагнетит (TiO₂ = 2.2-8.9 мас. %) присутствует в метасоматитах обоих типов; магнетит характерен для доломитмикроклиновых метасоматитов и кварц-карбонатных жил. Количество V₂O₃ в анализах титаномагнетита и магнетита до 0.3 мас. %, в магнетите отмечается примесь Cr₂O₃ до 1 мас. % Cr₂O₃. Ильменит встречается в виде очень мелких включений в альбите и рутиле, по которым не удалось получить достоверные анализы. Рутил (фиг. 7а) образует срастания с биотитом и амфиболом, встречается в виде включений в альбите и карбонатах, ассоциирует с цирконом, магнетитом, ти-



Фиг. 5. Диаграммы ($Al^{IV} + Ca$) – (Si + Na + K) (a) и Mg/(Mg + Fe²⁺) – Si (б) для амфибола из альбит-рибекитовых метасоматитов. На диаграммах показаны все имеющиеся анализы амфибола.

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 63 № 1 2021

····· 1 ··				0	· · · · F						
Компоненты,	1	2	3	4	5	6	7	8	9	1	0
мас. %	17/07	140/08	8/08	34/07	18	11	67	20	3	7	'3
SiO ₂	34.30	34.73	36.54	34.28	39.30	40.07	39.06	41.27	41.12	39.	94
TiO ₂	1.85	1.55	1.79	2.37	1.47	1.30	1.90	1.57	1.65	2	.17
Al_2O_3	16.01	15.68	14.34	15.46	11.73	11.39	11.28	11.19	11.26	11.	09
FeO	31.09	31.89	27.76	30.13	12.17	12.63	14.91	11.36	13.71	14.	.81
MnO	0.28	0.14	0.23	0.29	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	Н	.0.
MgO	2.28	1.35	4.45	2.99	17.88	18.87	16.28	19.58	18.11	15.	92
CaO	H.o.	H.o.	H.o.	0.06	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	Н	.0.
K ₂ O	9.28	9.54	9.55	9.42	10.35	10.42	10.48	9.72	9.69	10.	89
BaO	0.11	0.15	0.20	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	Н	.0.
Cl	0.26	0.25	0.51	0.20	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	Н	.0.
F	0.51	0.77	0.96	0.52	1.34	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	1.	80
-O(Cl)	0.06	0.06	0.11	0.05	_	_	-	_	-	-	_
-O(F)	0.22	0.32	0.40	0.22	0.56	_	-	_	-	0.	76
Сумма	95.69	95.68	95.81	95.45	93.68	94.68	93.91	94.69	95.54	96.62	
Компоненты,	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
мас. %	28	34	34	79	79	80	60	16	14	49	60
SiO ₂	39.69	39.66	39.39	39.36	39.04	38.66	39.86	40.75	40.07	39.94	30.06
TiO ₂	1.90	2.32	2.52	2.60	2.39	2.79	1.80	1.43	1.80	1.58	H.o.
Al_2O_3	11.32	11.47	12.11	11.98	11.58	12.34	11.47	11.53	11.53	12.02	15.42
FeO	15.44	17.39	17.11	16.25	18.31	19.59	14.29	12.29	13.74	14.99	17.84
MnO	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.
MgO	15.49	14.69	14.89	15.02	13.62	12.57	16.80	18.64	17.51	16.12	22.80
CaO	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	0.14	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.
K ₂ O	9.46	9.59	9.54	9.78	9.26	9.50	9.62	9.75	10.78	11.14	H.o.
BaO	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.
Cl	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.
F	1.09	H.o.	H.o.	0.68	H.o.	H.o.	H.o.	0.64	H.o.	H.o.	H.o.
O(Cl)	—	-	—	—	—	—	—	—	-	—	—
-O(F)	0.46	-	—	0.29	—	—	-	0.27	—	—	—
Сумма	94.38	94.52	95.56	95.68	94.34	95.45	93.84	94.76	95.43	95.79	86.12

Таблица 2. Представительные анализы Fe-Mg слюд и хлорита

Примечание. 1—4 — биотит из гранитов первой (1—3) и второй (4) фаз приморского комплекса за пределами рудопроявления; 5—20 — флогопит и магнезиальный биотит из апогранитных альбит-рибекитовых метасоматитов (5—9), доломит-микроклиновых метасоматитов (10—14), метасоматических доломитовых прожилков (15, 16), кварц-карбонатной жилы (17), альбитбиотит-магнетитовых сланцев (18—20); 21 — хлорит из кварц-карбонатной жилы.

танитом. Минерал содержит примеси (мас. %) Nb_2O_5 до 2.4, FeO до 1.5, V_2O_3 до 1.6, а рутил из доломитового прожилка также WO_3 в количестве 1.0–1.9 мас. %.

Минералы группы кричтонита (табл. 3; фиг. 7а) обнаружены в кварц-карбонатной жиле и альбитбиотит-магнетитовом сланце. Их главными компонентами являются TiO_2 (51–53 мас. %) и FeO_{общ} (19–24 мас. %), кроме того, в состав минералов входят U, Pb, Sr, Y, Cr, V, Zn и др. Количество UO₂ в анализах от 2.6 до 8.9 мас. %. По составу минерал из жилы близок к клеусониту (Pb, Sr)(U⁴⁺, U⁶⁺)(Fe²⁺, Zn)₂(Ti, Fe²⁺, Fe³⁺)(O, OH)₃₈, а минерал из сланца к дессауиту – (Y) (Sr, Pb)(Y, U)(Ti, Fe³⁺)₂₀O₃₈.

Сульфиды представлены минералами Fe и Cu, в меньшей мере Bi, Pb, Mo. Борнит, ярроуит, ковеллин, халькокит, халькопирит и виттихенит диагностированы в альбит-рибекитовых метасоматитах (фиг. 7е, табл. 4). Пирит характерен для до-



Фиг. 6. Диаграммы Al–Mg–Fe_{общ} (Brod et al., 2001) (а) и MgO–TiO₂ (б) для слюд. 1 – железистый биотит из гранитов приморского комплекса; 2–6 – слюды из пород рудопроявления: 2 – альбит-ри-бекитовых метасоматитов, 3 – доломит-микроклиновых метасоматитов, 4 – метасоматических доломитовых прожилков, 5 – кварц-карбонатных жил, 6 – альбит-биотит-магнетитовых сланцев. На фиг. а показаны анализы из табл. 2, на фиг. б – все имеющиеся анализы.



Фиг. 7. Акцессорные минералы в карбонатно-щелочных метасоматитах (изображения в обратно-рассеянных электронах). а – рутил, магнетит и минерал группы кричтонита в карбонатизированном альбит-биотитовом сланце; б – титанит и циркон в срастаниях с магнезиорибекитом; в - монацит и магнетит с мелкими включениями торита в доломит-микроклиновом метасоматите; г – Sr-эпидот в ассоциации с магнетитом среди кальцита; д – фторапатит в ассоциации с биотитом в кварц-альбит-карбонатной жиле; е – ярроуит, замещаемый борнитом в альбит-рибекитовом метасомати-те. Символы минералов здесь и на фиг. 8: Ab – альбит, Amp – амфибол, Ap – апатит, Bn – борнит, Brt – барит, Bt – биотит, Cal – кальцит, Chl – хлорит, Crc – минерал группы кричтонита, Dol – доломит, Ep – эпидот, Mag – магнетит, Мпz – монацит, Mrbk – магнезиорибекит, Phl – флогопит, Qz – кварц, Rt – рутил, Ttn – титанит, Yar – ярроуит, Zrn – циркон.

ломитизированных пород. Он содержит около 1 мас. % Со и 0.3 мас. % Ni. В доломит-микроклиновых метасоматитах отмечается молибденит, а кварц-карбонатные жилы содержат халькопирит и галенит.

Циркон представлен несколькими генерациями. Реликтовый циркон (фиг. 8а) представлен сильно гидротермально измененными зернами; он содержит 0.65-1 мас. % UO₂ и 0.56-0.77 мас. % ThO₂. Метасоматический циркон ранней генерации (фиг. 8б) образует удлиненно-призматические зерна в ассоциации с рутилом, магнетитом, щелочным амфиболом и др.; он содержит до 1.1 мас. % UO₂. Циркон поздней генерации образует скрытокристаллические агрегаты с кварцем и кальцитом, слагающими обособления величиной до 1 см среди породообразующих минералов (фиг. 8в). Содержание U в этом цирконе ниже пределов обнаружения.

Ферриалланит-(Се) (Армбрустер и др., 2006) встречается в альбит-рибекитовых метасоматитах, где ассоциирует с щелочным амфиболом, и кварцкарбонатных жилах. Он содержит 22–25 мас. % Ln_2O_3 (табл. 5, ан. 7, 8), на Се приходится 53–54 ат. %; в некоторых анализах присутствует Cr_2O_3 (ан. 8). В доломит-микроклиновом метасоматите в срастании с магнетитом отмечен богатый Sr эпидот (ан. 9; фиг. 7г).

Для альбит-рибекитовых метасоматитов характерен также титанит, который образует срастания с амфиболом (фиг. 76), магнетитом, замещает рутил. Минерал содержит примеси (мас. %) FeO 0.5-1.6, $Al_2O_3 0.2-0.6$, V_2O_3 и Nb_2O_5 до 0.7.

Торит встречается в виде очень мелких включений в алланите, магнетите и апатите (фиг. 7в). Размер включений не позволяет получить достоверные анализы минерала. В анализах присутствует 1.4–4.6 мас. % UO₂.

Фторапатит (фиг. 7а, д) присутствует в метасоматитах обоих типов, а также в карбонатизированных сланцах и кварц-карбонатных жилах. Минерал содержит примеси SrO до 2.2 мас. % и $(Ln_{Ce})_2O_3^3$ до 2 мас. % (табл. 5, ан. 10, 11).

Монацит-(Се), наряду с цирконом, магнетитом и фторапатитом, является наиболее распространенным акцессорным минералом: он присутствует в метасоматитах обоих типов, кварц-карбонатных жилах, альбит-биотит-магнетитовых сланцах (фиг. 7в). Минерал содержит примеси SrO до 1.7 мас. % и ThO₂ до 6.3 мас. % (табл. 5, ан. 1–3); на долю Се приходится 49–55 ат.% от суммы лантаноидов. Ксенотим-(Y) характерен для доломит-микроклиновых метасоматитов, где ассоциирует с цирконом и пиритом. Минерал со-

Таблица 3. Представительные анализы минералов группы кричтонита

Компоненты,	1	2	3	4
мас. %	22	22	16	16
SiO ₂	H.o.	H.o.	2.03	1.95
TiO ₂	51.69	52.54	53.23	53.53
Al_2O_3	H.o.	H.o.	0.38	0.42
Cr ₂ O ₃	2.51	3.36	H.o.	H.o.
FeO	24.64	24.21	19.22	20.29
MnO	H.o.	H.o.	0.39	0.35
MgO	H.o.	H.o.	0.32	H.o.
CaO	H.o.	H.o.	0.83	0.81
SrO	0.92	1.27	1.56	1.88
ZnO	H.o.	0.97	0.71	0.56
Y ₂ O ₃	H.o.	H.o.	2.81	3.05
ZrO ₂	H.o.	H.o.	1.12	1.09
V_2O_3	1.16	0.87	0.51	0.57
Sc ₂ O ₃	H.o.	H.o.	0.58	0.46
UO ₂	8.88	6.45	2.77	2.58
PbO	6.10	5.43	5.61	6.04
Сумма	95.90	95.10	92.07	93.58
Коэффициенты в формулах				
Si	0.00	0.00	0.67	0.64
Ti	12.85	12.89	13.19	13.11
Al	0.00	0.00	0.15	0.16
Cr	0.66	0.87	0.00	0.00
Fe ³⁺	4.03	4.2	2.58	2.82
Fe ²⁺	2.79	2.40	2.71	2.71
Mn	0.00	0.00	0.11	0.10
Mg	0.00	0.00	0.16	0.00
Ca	0.00	0.00	0.29	0.28
Sr	0.18	0.24	0.30	0.36
Zn	0.00	0.23	0.17	0.13
Y	0.00	0.00	0.49	0.53
Zr	0.00	0.00	0.18	0.17
V	0.31	0.23	0.13	0.15
Sc	0.00	0.00	0.17	0.13
U	0.65	0.47	0.20	0.19
Pb	0.54	0.48	0.50	0.53

Примечание. 1, 2 – минерал из кварц-карбонатной жилы; 3, 4 – из карбонатизированного альбит-биотит-магнетитового сланца. Коэффициенты рассчитаны на 38 атомов кислорода и 18 катионов.

³ *Ln*_{Ce} – цериевые лантаноиды, La–Nd; *Ln*_{Sm} – самариевые лантаноиды, Sm-Dy; *Ln_{Er}* – эрбиевые лантаноиды, Ho–Lu.
Элементы,	1	2	3	4	5	6
мас. %	64	20	20	20	20	20
Ca	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	0.74	H.o.
Fe	30.75	11.39	0.33	1.44	0.55	1.58
Cu	33.73	62.13	68.22	66.05	76.84	38.26
Bi	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	38.99
Si	H.o.	H.o.	H.o.	0.32	H.o.	H.o.
S	34.93	25.95	31.05	31.08	20.44	18.01
0	H.o.	H.o.	H.o.	0.85	1.32	H.o.
Сумма	99.41	99.47	99.60	99.74	99.89	96.84

Таблица 4. Представительные анализы сульфидов Си и Fe

Примечание. 1 — халькопирит $CuFeS_2$; 2 — борнит Cu_5FeS_4 ; 3 — ярроуит Cu_5S_8 (среди борнита); 4 — ковеллин CuS; 5 — халькокит Cu_2S ; 6 — виттихенит Cu_3BiS_3 (срастание с борнитом).

держит около 18 мас. % $(Ln_{\rm Sm})_2O_3$ и $(Ln_{\rm Er})_2O_3$ (табл. 5, ан. 6).

Для альбит-рибекитовых метасоматитов характерны также барит и баритоцелестин (SrO = = 0.5-19 мас. %). В составе тонкозернистых кварц-кальцит-цирконовых агрегатов отмечены бастнезит-(Ce) и церит-(Ce) (табл. 5, ан. 4, 5).

Урановая минерализация на рудопроявлении, по материалам Сосновской экспедиции, представлена гидратированным настураном, образующим тонкую (0.01–0.02 мм) вкрапленность в породах, приуроченную к участкам гематитизации. Нами настуран не обнаружен. Содержащие U минералы представлены цирконом, торитом и минералами группы кричтонита.

ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ

Альбит-эпидот-хлорит-биотитовые сланцы по химическому составу отвечают андезитам и ба-

зальтовым трахиандезитам, а альбит-биотит-магнетитовые сланцы, вмещающие катаклазированные метасоматически измененные граниты — базальтовым трахиандезитам и трахиандезитам (табл. 6, ан. 1, 2). По сравнению с альбит-эпидотхлорит-биотитовыми сланцами, альбит-биотитмагнетитовые сланцы содержат в повышенных количествах Na₂O, CO₂, U, Th, Zr, Nb, Y, S.

Неизмененные граниты первой интрузивной фазы за пределами рудопроявления (табл. 6, ан. 3) представлены перглиноземистыми высококалиевыми (K_2O =4.4–5.1 мас. %) лейкогранитами, породы второй интрузивной фазы (ан. 4) субщелочными высококалиевыми лейкогранитами. В целом для гранитов характерны очень низкие содержания CaO, MgO, высокая железистость (0.90–1.00), повышенные относительно верхней континентальной коры (BKK) (Rudnik, Gao, 2003) содержания Rb, Sn, Th, U, Pb, Y, Nb, La, Ce, F и низкие содержания Sr, Ba, Eu, Sc, V, Co, Ni, Zn (табл. 6, 7).

В целом для метасоматически измененных гранитов характерны высокие содержания СО2 (1.9-11 мас. %), CaO, MgO, FeO и Fe₂O₃ и повышенные TiO₂, P₂O₅ и MnO (табл. 6, ан. 5–19; фиг. 9). Содержания CaO, MnO, а в доломит-микроклиновых метасоматитах и MgO, положительно коррелируют с СО₂ (фиг. 9), что отражает вхождение этих компонентов, главным образом, в состав карбонатов. С ростом карбонатности в метасоматитах возрастают также содержания FeO* и TiO₂, что указывает на одновременный с Са и Мд привнос этих элементов CO₂-содержащим флюидом. Метасоматические доломитовые прожилки содержат около 4 мас. % ТіО₂ (табл. 6, ан. 18, 19). Количество SiO₂ в породах снижается с ростом карбонатности; Al₂O₃ несколько возрастает в альбитрибекитовых метасоматитах и в обшем снижается в доломит-микроклиновых метасоматитах (фиг. 9).



Фиг. 8. Циркон в карбонатно-щелочных метасоматитах (изображения в обратно-рассеянных электронах). а – реликтовый, б, в – метасоматический ранней (б) и поздней (в) генераций.

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 63 № 1 2021

-				-								
	1	2	3	4	5	6	7	8		9	10	11
Компоненты,	<i>.</i> .						10		7	'3		
Mac. 70	64	34	80	38	38	34	18	55	Ц	Кр	28	79
MgO	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	0.65	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.
CaO	0.22	0.94	0.25	0.18	0.45	H.o.	9.84	9.12	20.72	17.97	52.16	50.66
SrO	0.90	1.38	1.68	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	0.88	4.23	8.72	2.25	1.17
MnO	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	0.46	0.36	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.
FeO	H.o.	0.59	1.02	0.59	4.06	1.13	21.38	17.78	12.93	13.30	H.o.	0.24
Al_2O_3	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	8.65	9.39	21.96	21.14	H.o.	H.o.
V_2O_3	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	1.35	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.
Cr ₂ O ₃	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	2.85	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.
La_2O_3	11.20	14.05	13.26	14.50	4.81	H.o.	7.34	6.27	H.o.	H.o.	H.o.	0.46
Ce ₂ O ₃	33.78	29.53	32.18	35.64	23.56	H.o.	13.69	11.67	H.o.	H.o.	H.o.	0.95
Pr ₂ O ₃	4.86	2.80	2.89	4.70	4.51	H.o.	1.38	1.04	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.
Nd_2O_3	18.29	11.71	13.03	14.42	21.67	H.o.	3.02	2.80	H.o.	H.o.	H.o.	0.50
Sm ₂ O ₃	0.94	1.82	1.45	1.39	3.90	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.
Gd_2O_3	H.o.	1.31	H.o.	H.o.	0.99	2.44	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.
Tb_2O_3	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	1.13	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.
Dy_2O_3	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	6.48	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.
Ho ₂ O ₃	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	1.19	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.
Er_2O_3	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	3.69	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.
Yb ₂ O ₃	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	3.15	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.
Y ₂ O ₃	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	44.52	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.
SiO ₂	0.92	0.88	1.07	1.26	22.50	1.67	29.35	31.17	37.10	36.05	0.56	1.08
TiO ₂	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	0.72	0.53	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.
ThO ₂	H.o.	6.33	3.90	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.
P_2O_5	28.53	28.51	28.67	H.o.	H.o.	36.46	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	41.41	40.76
F	H.o.	H.o.	H.o.	3.64	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	3.54	4.18
-O(F)	-	-	-	1.53	_	_	_	-	-	-	1.49	1.76
Сумма	99.64	99.84	99.40	74.79	86.42	101.88	97.18	94.51	96.94	97.18	98.43	98.24

Таблица 5. Представительные анализы минералов REE и Sr

Примечание. 1–3 – монацит-(Се); 4 – бастнезит-(Се); 5 – церит-(Се); 6 – ксенотим-(Ү); 7, 8 – ферриалланит-(Се); 9 – Sr-эпидот; 10, 11 – фторапатит.

Содержание Na₂O в альбит-рибекитовых метасоматитах возрастает до 7 мас. %, а K₂O снижается до 0.4–0.9 мас. %. В доломит-микроклиновых метасоматитах сильно варьируют содержания и Na₂O (1.4–4.5 мас. %), и K₂O (3.3–6.2 мас. %). Коэффициент агпаитности⁴ в альбит-рибекитовых метасоматитах возрастает до 1.1; отношение K₂O/Na₂O в альбит-рибекитовых метасоматитах снижается, а в доломитовых прожилках возрастает почти на порядок по сравнению с неизмененными гранитами; железистость пород снижается по мере усиления доломитизации (фиг. 10а-в).

Особенностями микроэлементного состава апогранитных метасоматитов являются их обогащенность по сравнению с неизмененными гранитами Ba, Sr, Eu, V, Co, Cu, Ni, Zn, Sc, Zr, S (табл. 6, 7; фиг. 11). Отдельные пробы метасоматитов содержат до 22 г/т Мо, метасоматические доломитовые прожилки содержат в среднем 16 г/т W, 174 г/т Nb; в кварц-карбонатных жилах обнаружены высокие концентрации Bi (10–20 г/т), As (60–110 г/т), Pb (до 470 г/т), Cu (до 320 г/т). Альбитизация сопровождается выносом тяжелых и

 $^{^{4}}$ Каг = (Na + K)/Al, мол. кол-ва.

ранитов и пород рудопроявления
COCTAB L
Химический
6.
Таблица

10	67	54.31	1.37	10.86	5.18	3.74	0.11	3.05	7.43	6.53	0.73	0.19	0.15	1.20	4.87	0.07	0.03	99.76	380	150	47	18
6	56	64.66	0.97	11.76	3.33	3.35	0.05	1.79	3.30	7.15	0.45	0.04	0.06	1.07	1.97	Н.о.	I	99.97	440	44	31	6
8	~	63.28	0.17	11.24	2.29	2.81	0.06	1.94	4.55	7.40	0.42	0.03	0.14	1.00	4.39	Н.о.	Ι	99.73	700	200	19	4
7	7	58.07	0.95	11.76	4.39	2.71	0.08	1.74	7.06	6.23	0.79	0.62	0.14	1.15	4.24	0.06	0.03	96.66	1400	120	20	15
9	3	63.68	1.02	12.52	2.21	2.69	0.05	1.97	3.60	7.30	0.93	0.03	0.10	0.77	2.67	0.05	0.02	99.57	390	09	32	8
5	27	71.82	0.42	11.55	3.81	1.82	0.09	0.11	0.25	2.77	5.97	0.06	0.15	0.81	0.04	0.04	0.02	69.66	94	62	11	6
1 ((c - u) + b	76.87 (0.17)	0.09 (0.00)	11.45 (0.10)	0.34 (0.11)	1.48(0.08)	0.01	0.12 (0.02)	0.45 (0.12)	2.94 (0.06)	5.21 (0.10)	0.01	0.08 (0.02)	0.45 (0.02)	Н.о.	0.37 (0.05)	0.16 (0.02)	99.71 (0.17)	Н.о.	122 (7)	53 (14)	4 (1.3)
(cf —) c	(71 - u) c	77.73 (0.81)	0.16 (0.03)	11.51 (0.42)	0.21 (0.11)	1.94 (0.31)	0.02 (0.01)	0.09 (0.06)	0.16 (0.10)	2.45 (0.20)	4.88 (0.22)	0.04~(0.01)	0.14 (0.05)	0.61 (0.10)	Н.о.	0.13 (0.08)	0.05 (0.03)	100.01 (0.12)	Н.о.	145 (13)	30 (16)	5 (1.1)
	2 (n - 4)	55.41	1.35	11.59	5.72	3.33	0.07	2.99	5.94	5.43	1.79	06.0	0.17	1.36	3.68	0.26	0.11	99.88	175	70	60	20
	(c - u) = 1	57.26	1.69	13.64	4.64	5.59	0.13	3.21	5.03	3.33	2.15	0.57	0.16	2.46	0.09	0.21	0.09	100.07	Н.о.	88	43	21
Д Компоненты,	мас. %	siO ₂	с ² РУЛ	АI ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	O E O O O O O	Ouw Эжлі	Og M	CaO	о И С О С О С О С О С О С О С О С О С О С	K ² 0	1 P ₂ O ₅	-0 ² H 2021	П.п.п.	CO_2	Ц	-O(F)	Сумма	S	CI	Li	Sc

КАРБОНАТНО-ЩЕЛОЧНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ УРАНОВОГО ПРОЯВЛЕНИЯ

Продолжение
6.
Таблица

-	דמטוווועם טי געעעעע	OTTO										
	Компоненты,	1 / 2)	(V - r) C	(12 - 12)	1 (5)	5	9	L	8	6	10	
	мас. %	1 (n = 3)	2 (n = 4)	3 (n = 12)	(c = u) + b	27	3	7	8	56	67	
	Λ	180	195	4 (0.7)	4 (1.1)	47	75	82	67	130	180	
J	Cr	32	52	124 (29)	78 (15)	85	57	50	80	80	60	
J	Co	26	22	2 (0.3)	2 (0.2)	11	8	8	10	9	13	
-	Ni	20	32	11 (3)	9 (1.7)	34	26	20	44	20	20	
J	Cu	29	26	21 (6)	13 (3)	06	55	33	87	24	130	
. 4	Zn	117	72	22 (8)	25 (7)	19	30	30	35	35	59	
J	Ga	I	15	16 (3)	Ι	21	25	16	27	18	18	
 -	Rb	52	64	425 (32)	534 (24)	60	30	25	12	10	20	
σ,	Sr	500	270	12 (2.6)	6 (1.1)	60	220	340	270	170	350	
оги	γ	25	91	41 (11)	67 (6)	17	12	50	18	16	40	
	Zr	217	964	160 (20)	184 (4)	220	300	630	270	700	1035	
пць	Nb	12	24	22 (4)	41 (3)	28	09	34	6	32	55	
UV M	Sn	I	Н.о.	13 (2)	12 (4)	Н.о.	5	5	9	8	Н.о.	
FCT	Cs	I	I	6.9 (1.6)	9.8 (2.4)	0.86	Ι	Ι	I	I	I	
	Ba	2565	410	114 (48)	14 (3)	350	1000	5100	2900	1300	1100	
wпе	La	71	58	64 (17)	88 (5)	110	70	80	110	110	100	
• чий	Ce	143	123	102 (26)	166 (14)	220	130	170	180	190	200	
	Hf	I	I	7.8	8.6	4.5	I	I	I	I	Ι	
	Ta	I	I	3.9	4.5	0.7	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	7	
3	M	I	6	I	I	9	4	4	H.o.	5	9	
	Pb	19	28	32 (7)	42 (8)	17	60	37	30	37	26	
י יח	Th	8	89	47 (11)	71 (8)	69	7	15	17	6	21	
21	U	\lesssim	52	7.5 (4)	16.5 (6)	4	8	29	4	14	12	

76

САВЕЛЬЕВА и др.

Продолжение	
6.	
Таблица	

21	99	44.88	2.36	7.86	4.73	5.17	0.20	7.39	10.65	3.77	3.05	0.26	0.22	2.36	6.93	0.23	0.10	96.66	830	100	109	19	190	80
20	62	32.82	4.26	5.70	8.82	6.20	0.27	12.50	14.48	0.52	3.79	0.61	Н.о.	3.23	69.9	0.26	0.11	100.04	210	110	83	18	250	96
19	80-1	22.84	4.64	4.16	3.95	7.52	0.37	8.84	17.98	0.14	2.74	0.40	0.29	3.18	23.10	0.07	0.03	100.19	1900	220	29	19	160	100
18	80	17.54	3.81	3.85	2.45	8.28	0.42	10.13	19.82	0.21	2.32	0.08	0.15	1.99	29.04	0.05	0.02	100.13	450	480	19	25	110	80
17	73	46.74	1.80	10.08	4.04	5.07	0.18	4.27	8.06	2.96	3.94	0.19	0.23	1.05	11.13	0.12	0.05	99.81	61	25	38	18	160	100
16	28	46.19	2.63	8.47	6.07	3.36	0.16	5.13	9.81	1.43	3.99	0.71	0.35	2.12	9.24	0.36	0.15	99.87	69	120	146	17	210	100
15	34	52.06	1.65	8.66	2.91	5.14	0.13	4.82	6.70	2.80	3.31	0.19	0.15	1.12	10.01	0.09	0.04	99.70	006	190	35	20	75	89
14	57	52.59	0.41	12.13	3.43	3.10	0.10	2.86	7.23	4.45	3.95	0.29	0.14	0.92	8.34	Н.о.	I	99.94	120	130	8	13	86	50
13	38	53.45	1.09	13.72	1.27	1.90	0.07	2.70	7.06	3.20	6.16	0.09	0.09	1.08	7.70	0.05	0.02	99.61	150	150	10	9	42	50
12	53	63.78	0.61	10.55	1.11	2.66	0.06	2.05	4.62	2.04	5.61	0.03	0.10	0.80	5.61	0.03	0.01	99.65	86	50	4	6	43	84
11	64	52.26	0.71	12.76	1.44	1.36	0.13	1.40	12.16	6.26	0.65	0.16	0.18	1.30	8.69	0.05	0.02	99.48	2000	68	20	8	85	27
Салоненты,	Mac. %	SiO ₂	ТіO ₂	АI ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe O	оп МлО	О ^g W ДЕН	СаО МИ	Na_2O	К ² 0 м 63	k P₂O₅	п H ₂ O ⁻	:	CO_2	Ц	-O(F)	Сумма	S	CI	Li	Sc	>	Cr

КАРБОНАТНО-ЩЕЛОЧНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ УРАНОВОГО ПРОЯВЛЕНИЯ

KOMIIOHEHTЫ,	11	12	13	14			1		1	70	17
мас. %	64	53	38	57	34	28	73	80	80-1	62	99
Co	8	8	6	6	23	28	26	30	99	56	30
Ni	Н.о.	29	20	24	99	100	50	62	120	110	80
Cu	100	36	34	24	48	30	36	76	30	13	89
Zn	32	17	24	24	100	120	82	140	130	120	60
Ga	18	18	29	14	16	15	14	5	9	20	14
Rb	30	66	60	33	72	110	50	30	40	167	100
Sr	480	200	300	400	330	200	420	650	620	380	400
Y	68	18	150	34	47	40	56	51	65	34	30
Zr	5898	450	12220	340	260	510	400	120	170	700	390
Nb	40	29	50	15	90	85	06	140	190	161	80
Sn	6	4	7	Н.о.	Н.о.	4	4	5	Н.о.	4	Н.о.
Cs	2.5	Ι	Ι	I	3.4	Ι	Ι	Ι	2.4	15	I
Ba	0069	440	330	590	280	390	280	170	300	748	400
La	81	45	210	70	80	80	93	30	42	118	67
Ce	200	95	518	140	160	170	180	80	100	242	170
Hf	49	I	I	Ι	7.4	Ι	I	I	5.1	17	Ι
Та	1.4	Н.о.	29	Н.о.	5.2	6	7	11	12.8	11	6
W	10	4	9	5	6	8	6	13	19	Н.о.	Н.о.
Pb	06	14	19	20	30	21	14	35	42	15	48
Th	6	22	180	20	38	60	73	20	29	18	17
U	10	Н.о.	6	5	18	8	6	24	40	5	10

78

САВЕЛЬЕВА и др.

Эле-	1	2	3	4	5	6
менты	37/09	100/08	3	64	34	80-1
La	79.2	72.9	64.8	75.1	76.1	48.9
Ce	173.5	147.2	120.4	150.8	157.1	94.7
Pr	16.9	14.1	13.1	15.0	15.5	9.98
Nd	59.8	47.1	40.2	55.8	54.9	32.3
Sm	13.0	10.0	5.04	8.04	8.74	7.38
Eu	0.21	0.07	1.04	1.30	1.44	1.71
Gd	9.31	7.40	3.63	6.79	7.63	7.84
Tb	1.59	1.29	0.32	0.84	1.13	1.48
Dy	11.5	9.67	1.45	4.78	6.92	10.6
Но	2.57	2.22	0.26	0.95	1.60	2.69
Er	7.74	7.66	0.78	2.59	4.67	8.66
Tm	1.20	1.16	0.14	0.36	0.70	1.37
Yb	7.68	7.55	1.22	2.37	4.59	9.62
Lu	1.20	1.24	0.21	0.32	0.69	1.43
Сумма	385.3	329.6	252.6	325.0	341.7	243.6
La/Yb	10	10	53	32	17	5
Eu/Eu*	0.06	0.02	0.74	0.54	0.54	0.69

Таблица 7. Содержания лантаноидов (г/т) в гранитах и апогранитных метасоматитах

Примечание. 1, 2 — граниты приморского комплекса (1 — первой фазы, 2 — второй фазы), 3, 4 — альбит-рибекитовые метасоматиты, 5 — доломит-микроклиновый метасоматит, 6 — мелкозернистый доломитовый метасоматический прожилок.

отчасти средних *Ln* (табл. 7), а также Y, Th; образование обоих типов метасоматитов сопровождается выносом Rb, Cs, Sn (табл. 6; фиг. 11).

Для лампрофира (табл. 6, ан. 20) характерны низкие содержания SiO₂ и Al₂O₃, умеренное содержание MgO и высокие TiO₂ и K₂O, что присуще ультрамафическим лампрофирам (Lefebvre et al., 2005). Рибекитизация и альбитизация лампрофиров сопровождаются увеличением в породе содержаний Na₂O и SiO₂ и выносом TiO₂, Fe₂O₃, MgO, CaO и P₂O₅ (табл. 6, ан. 21).

ПОВЕДЕНИЕ U И Th ПРИ КАРБОНАТНО-ЩЕЛОЧНОМ МЕТАСОМАТОЗЕ

В альбит-эпидот-хлорит-биотитовых сланцах содержание U ниже пределов обнаружения методом РФА (3 г/т), тогда как в альбит-биотит-магнетитовых сланцах, вмещающих метасоматически измененные граниты, содержание U составляет от 6 до 97 г/т, в среднем 52 г/т (табл. 6, ан. 1, 2). Для этих сланцев характерны также высокие содержания Th: от 7 до 180 г/т, в среднем 89 г/т; отношение Th/U=1.2-2.7.

В гранитах первой фазы штокообразного массива за пределами рудопроявления содержание U составляет 3–16 г/т, в среднем 7.5 г/т, в гранитах второй фазы 9-23 г/т, в среднем 16.5 г/т (табл. 6, ан. 3, 4), что выше кларков для бедных Са гранитов – 3 г/т (Turekian, Wedepohl, 1961) и верхней континентальной коры – 2.7 г/т (Rudnick, Gao, 2003). Содержания Th в гранитах 1-й фазы 31-70 г/т, в гранитах 2-й фазы 59-86 г/т, что также выше средних содержаний в бедных Са гранитах (17 г/т) и верхней континентальной коре (10.5 г/т). Отношение Th/U в гранитах первой фазы равно 3.6-16.7, в среднем 6.2, что выше "нормальных" значений для гранитов (2.5-4.5) (Арбузов, Рихванов. 2009). В гранитах второй фазы Th/U = 3.1-7.2, в среднем 4.9. В целом для гранитов характерны более широкие вариации содержаний U по сравнению с Th, при этом граниты второй фазы имеют, в общем, более высокие содержания и U, и Th (фиг. 12а, табл. 6, ан. 3, 4).

В апогранитных метасоматитах в целом концентрации U составляют 3–29 г/т, что близко к содержаниям U в неизмененных гранитах. Содержание Th в альбит-рибекитовых метасоматитах отчетливо снижается по сравнению с гранитами, снижается и Th/U отношение (фиг. 12а). В доломит-микроклиновых метасоматитах по сравнению с неизмененными гранитами возрастает разброс содержаний Th. Доломитовые прожилки содержат до 40 г/т U, а кварц-карбонатные жилы до 58 г/т.

Расчет коэффициентов парной корреляции показал (табл. 8), что в неизмененных гранитах U в наибольшей мере коррелирует с Y, Th, Ce, Nb, F, что, в общем, согласуется с составом минералов-концентраторов U в гранитах (см. раздел Петрография). Для Th характерна положительная корреляция с теми же элементами – Y, Nb, Ce, F и др. В апогранитных метасоматитах⁵ проявлена положительная корреляция тория с Y, *Ln*_{Ce}, Zr, уран же обнаруживает положительную корреляцию с Ti, Ca, Mg, Fe²⁺, CO₂, Nb, Co, W, Sr, S и др. (табл. 8). Положительная корреляция U с Ті наиболее отчетливо проявлена в доломит-микроклиновых метасоматитах и доломитовых прожилках (фиг. 12б) и позволяет предполагать, что в метасоматитах ведущая роль в концентрировании U принадлежит титанатам (в частности, минералам группы кричтонита, табл. 3).

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕТАСОМАТИТОВ

Наблюдаемое замещение в лейкократовых высококалиевых гранитах калиевого полевого шпата и кварца альбитом и биотита рибекитом показывает, что граниты и вмещающие породы под-

⁵ Расчет коэффициентов корреляции проводился для апогранитных метасоматитов в целом из-за недостаточного количества анализов.



Фиг. 9. Вариации содержаний петрогенных оксидов (мас. %) в породах рудопроявления. 1, 2 – средние составы гранитов за пределами рудопроявления: 1 – первой фазы, 2 – второй фазы; 3–8 – породы в пределах рудопроявления: 3 – катаклазированный гранит, 4 – альбит-рибекитовые метасоматиты, 5 – доломит-микроклиновые метасоматиты; 6 – метасоматические доломитовые прожилки, 7 – средний состав метавулканитов, 8 – средний состав альбит-биотит-магнетитовых сланцев.

верглись воздействию щелочных водно-солевых растворов с высокой активностью Na⁺. Экспериментальные исследования фазовых равновесий с участием рассолов ограничены в настоящее время хлоридными системами. Согласно экспериментальным данным (Orville, 1963; Аранович, 2017), ассоциация двух щелочных полевых шпатов в присутствии водного раствора хлоридов щелочей стабильна в узком интервале состава флюида при соотношении K/Na < 1 как в разбавленных

растворах при сравнительно низкой температуре, так и в концентрированных растворах при высокой температуре. В экспериментах с водным раствором хлоридов щелочей калиевый полевой шпат исчезал при отношении K/(K + Na) во флюиде около 0.10—0.15, а альбит становился неустойчивым при отношении K/(K + Na) во флюиде свыше 0.3 (Аранович, 2017). Таким образом, вероятно, что наблюдаемые на рудопроявлении сопряженные процессы альбитизации—микроклинизации из-



Фиг. 10. Отношения (K+Na)/Al (a), K_2O/Na_2O (б) и FeO*/(FeO* + MgO) в породах рудопроявления. Условные обозначения см. на фиг. 9.



Фиг. 11. Мультиэлементные спектры пород рудопроявления. Нормирование выполнено относительно содержаний в верхней континентальной коре, ВКК (Rudnick, Gao, 2003). 1 – граниты приморского комплекса, 2 – альбит-рибекитовые метасоматиты, 3 – доломит-микроклиновый метасоматит и доломитовый прожилок.



Фиг. 12. Диаграммы Th–U (а) и U–TiO₂ (б) для пород рудопроявления. Условные обозначения см. на фиг. 9, но на фиг. 12 показаны результаты по всем пробам гранитов и метаморфических пород. Штриховой и пунктирной линиями показаны поля составов гранитов первой и второй фазы соответственно.

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 63 № 1 2021

	Граниты	(<i>n</i> = 17)	Метасоматит	ты ($n = 15$)
	U	Th	U	Th
Коэффициент корреляции >0.50	Y (0.78), Th (0.76), Nb (0.73), Ce (0.78),), F (0.69), La (0.66), Li (0.54), Rb (0.51), Na ₂ O (0.68), CaO (0.66)	Y (0.81), U (0.76), Nb (0.75), F (0.71), Ce (0.72), Li (0.68), La (0.59), Rb (0.74), CaO (0.64), Na ₂ O (0.61)	TiO ₂ (0.74), Nb (0.74), W (0.73), Co (0.70), Sr (0.65), Sc (0.61), Zn (0.59), Ni (0.52), CaO (0.67), MgO (0.65), FeO (0.68), MnO (0.67), П.п.п. (0.74), CO ₂ (0.62), S (0.66)	Nd (0.87), Ce (0.85), La (0.77), Y (0.77), Zr (0.73), K ₂ O (0.69)
Коэффициент корреляции 0.50-0.35	Nd (0.45), Pb (0.40), Zr (0.36)	Nd (0.37), Zr (0.37)	P ₂ O ₅ (0.42), Cl (0.48)	Rb (0.48)

Таблица 8. Коэффициенты корреляции между U и Th и другими химическими компонентами в гранитах и карбонатно-шелочных метасоматитах

Примечание. n - число проб.

начально обусловлены воздействием на породы растворов с отношением K/(K + Na) < 0.15; микроклинизация происхолила на фронте замещения в результате роста отношения K/Na, вызванного переходом калия в раствор при альбитизации микроклина в гранитах.

Оценить температурный интервал протекания метасоматоза можно также исходя из данных экспериментальных исследований. Рибекит-асбест был получен в экспериментах при 400-500°С (Калинина и др., 1975). Г.П. Зарайским с коллегами (Зарайский и др., 1984) показано, что образование альбит-рибекитовых метасоматитов происходит при 400-500°C и pH исходного раствора 7-10. Отсутствие эгирина в метасоматитах свидетельствует об умеренно-щелочной обстановке (Тугаринов и др., 1963; Зарайский и др., 1984).

Присутствие в доломит-микроклиновых метасоматитах одновременно доломита, микроклина и магнезиального биотита показывает, что условия были близки к равновесию: 1 ортоклаз + 3 доломит + 1 $H_2O \leftrightarrow \phi$ логопит + 3 кальцит + 3 CO_2 , температура которого зависит от мольной доли CO_2 во флюиде и общего давления: при $P_f = 1$ кбар и $X_{CO_2} = 0.2$ образование флогопита происходит примерно при 360°С, а при $X_{CO_2} = 0.4 - около$ 390°С (Винклер, 1979). Доломит в шелочной среде устойчив до температуры 400-500°С (Тугаринов и др., 1963).

Присутствие биотита в кварц-карбонатных жилах показывает, что температура начала кристаллизации жил была выше 300°С (Кольцов, 1992). Однако в жилах присутствует также хлорит как самостоятельный и замещающий биотит минерал. Расчеты температуры по составу хлорита (Cathelineau and Nieva, 1985; Zang, Fyfe, 1995) дают значения от 273 до 210°С, которые можно рассматривать как температуру завершающей стадии гидротермально-метасоматического процесса.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Изотопный состав С и О в карбонатах

Изотопные составы углерода и кислорода кальнита и доломита из метасоматитов приведены в табл. 9 и на фиг. 13. Кальцит из альбит-рибекитовых метасоматитов характеризуется значениями δ¹³C -(3.2-3.3)‰ и δ¹⁸O от +8.3 до +9.4‰. Железистый доломит из доломит-микроклиновых метасоматитов имеет более высокие значения δ^{13} С от -1.6 до -1.9% и δ^{18} О от +10.6 до +11.1%. Полагая, что отложение карбонатов происходило из CO₂-содержащего флюида, используя данные о фракционировании изотопов углерода (Robinson, 1975) и кислорода (Zheng, 1999), можно оценить значения $\delta^{13}C$ в углекислоте и δ^{18} О в равновесном с кальцитом водном флюиде при 450°С (табл. 9). Значения δ¹⁸О водного флюида, из которого происходило отложение кальцита на ранней стадии метасоматических преобразований, составляют от +5.4 до +6.5‰, значения δ^{13}

$$\delta^{13}C_{CO_2}$$
 — около — $(0.7-0.8)\%$ о.

Изотопный состав Sr и Nd в карбонатах

С целью изучения источника вещества новообразованных карбонатов были определены изотопные отношения Sr и Nd в кислотных вытяжках из содержащего кальцит альбит-рибекитового апогранитного метасоматита и метасоматического доломитового прожилка: изотопные отношения пересчитаны на 550 млн лет (табл. 10). Для кальцита начальные $({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_{T} = 0.718087$ с $\epsilon \text{Sr}_{T} = 202$ и $\epsilon Nd_T = -7.3$, а для доломита (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_T = 0.712033

			Изотопн СиОв:	ый состав минерале	Изотопн СиОвм	ый состав иинерале	Рассчит изотопны	ганный ый состав
№ пробы	Метасоматит	Минерал	ИГС	O PAH	ИГМ С	CO PAH	СиО и равно с кальцитс	в CO ₂ овесном ом флюиде
			$\delta^{13}C_{PDB}$	$\delta^{18}O_{SMOW}$	$\delta^{13}C_{PDB}$	$\delta^{18}O_{SMOW}$	$\delta^{13}C_{\text{CO}_2}$	$\delta^{18}O_{\varphi\pi}$
18	Альбит-рибекитовый	Кальцит	-3.3	8.3			-0.8	5.4
19	Альбит-рибекитовый	Кальцит			-3.2	9.4	-0.7	6.5
64	Альбит-рибекитовый	Кальцит	-3.3	8.6			-0.8	5.7
34	Доломит-микроклиновый	Fe-доломит			-1.6	11.1		
73	Доломит-микроклиновый	Fe-доломит	-2.0	9.3	-1.9	10.7		
80	Доломитовый прожилок	Fe-доломит	-2.0	9.1	-1.8	10.6		

Таблица 9. Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах из апогранитных метасоматитов

Примечание. Для расчета $\delta^{13}C_{CO_2}$ использовался график из работы (Robinson, 1975), для расчета $\delta^{18}O_{\phi\pi}$ данные из работы (Zheng, 1999). Принята температура кристаллизации кальцита 450°С.

с $\epsilon Sr_T = 116$ и $\epsilon Nd_T = -8.2$. Обогащенность карбонатов радиогенным стронцием и нерадиогенным неодимом указывают на ведущую роль верхнекорового материала в составе метасоматитов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Особенности минерального состава изученных пород указывают на их принадлежность к формации среднетемпературных натровых метасоматитов (Гидротермальные..., 1978), в отличие от низкотемпературных ураноносных эйситов Акитканского рудного пояса. Петрографические и петрохимические данные свидетельствуют о двустадийном протекании метасоматоза в гранитах. Изменение отношения K₂O/Na₂O (фиг. 10б) показывает, что высокая *a*Na⁺ в растворе на ранней стадии сменялась возрастанием *a*K⁺ на поздней стадии, что было обусловлено высвобождением калия при альбитизации калиевого полевого шпата и вызвало смену альбитизации микроклинизацией. Петрографические и петрохимические данные позволяют рассматривать раннюю стадию как проявление Na-Ca-Fe-Mg-CO₂-метасоматоза, а позднюю – как проявление сопряженного K-Ca-Fe-Mg-CO₂-метасоматоза; максималь-



Фиг. 13. Диаграмма δ^{13} С, PDB – δ^{18} О, SMOW для карбонатов из карбонатно-щелочных метасоматитов. 1, 2 – кальцит (1) и железистый доломит (2) из метасоматитов; при параллельных измерениях взяты средние значения.

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 63 № 1 2021

N⁰	Sm, г/т	Nd, г/т	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd измерен. ±2о	εNd _T	Sr, г/т	Rb, г/т	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr / ⁸⁶ Sr измер. ±2σ	εSr _T
19	2.07	11.2	0.0997	0.511916 ± 18	-7.3	995	2.0	0.00584	0.718132 ± 16	202
80	1.97	5.42	0.1966	0.512217 ± 19	-8.2	2760	4.0	0.00424	0.712064 ± 19	116

Таблица 10. Sm-Nd и Rb-Sr изотопные отношения для карбонатов из апогранитных метасоматитов

Примечание. 19 — кальцитсодержащий альбит-рибекитовый метасоматит, 80 — метасоматический доломитовый прожилок. Значение концентраций элементов и ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd и ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr определены методом изотопного разбавления. Начальные ϵ Sr_T и ϵ Nd_T рассчитаны на возраст 550 млн лет. Современные значения хондрита: ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.1967 и ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512638 (Jacobsen, Wasserburg 1984). Современные значения валового состава Земли: ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr = 0.0816 и ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.7045 (Фор, 1989).

ное отложение карбонатов происходило на поздней стадии. Щелочность раствора была максимальной на ранней стадии (фиг. 10а), что выражается в появлении магнезиорибекита (Зарайский и др., 1984), и снижалась к концу процесса, на что указывает отсутствие щелочного амфибола в доломитизированных породах и возрастание железистости доломита в доломитовых прожилках по сравнению с доломитом из доломит-микроклиновых метасоматитов. Выносимый из пород кремнезем отлагался на завершающей стадии в виде кварцевых и кварц-карбонатных жил и прожилков. Гидротермально-метасоматические преобразования проявились в интервале температур от 400– 500°С примерно до 200–250°С.

Характерным для метасоматитов является присутствие в них карбонатов, причем железистый доломит на поздней стадии становится породообразующим минералом. Поскольку содержания CaO и MgO в гранитах очень низкие (табл. 6), образование карбонатов не могло быть результатом взаимодействия CO_2 -содержащего флюида с гранитами. Более вероятно, что флюид насыщался сильными основаниями и Ті на пути своего движения от места генерации, взаимодействуя с породами, богатыми основаниями, такими как метавулканиты и лампрофиры, а отложение карбонатов происходило вследствие изменения состава раствора при взаимодействии с гранитами.

Положительная корреляция U с CO_2 в метасоматитах (табл. 8) согласуется с представлениями об уранил-карбонатных комплексах как основной форме переноса урана (Наумов, 1978, 1998), но присутствие в породах барита, сульфидов и фторапатита позволяет предполагать возможное участие в переносе U также сульфатных и фторидных комплексов. Максимальное концентрирование U в альбит-биотит-магнетитовых сланцах на контакте с измененными гранитами, обусловлено, вероятно, буферирующим влиянием сланцев на кислотность раствора (Наумов, 1998).

Расчеты значений δ^{13} С в углекислоте, равновесной с кальцитом при 450°С, указывают на то, что источником углерода карбонатов являлись морские осадочные породы (табл. 9; фиг. 13). Растворимость карбонатов в чистой воде близка к нулю, однако резко возрастает в рассолах (Newton, Manning, 2010; Аранович, 2017). В свою очередь, близость величин δ^{18} О в водном флюиде, из которого отлагался кальцит, к значениям δ^{18} О в магматических флюидах ($\delta^{18}O_{SMOW}$ от +5.5 до +8.5‰, Ohmoto, 1979; Zheng, 1999), вероятнее всего, показывает, что гидротермальный раствор претерпел изотопный обмен с магматическими силикатными породами в условиях повышенных температур и при низком отношении флюид/порода. На порододоминирующий режим метасоматоза указывает и неоднородный состав амфибола в метасоматитах.

Хотя в настоящее время отсутствуют достоверные возрастные датировки метасоматического процесса на рудопроявлении Песчаное, очевидно, что карбонатно-щелочной метасоматоз проявился со значительным временным отрывом от этапов регионального метаморфизма и становления постколлизионных гранитов приморского комплекса. Учитывая, что источником углерода кальцита в метасоматитах, вероятнее всего, являлись морские карбонаты, можно предполагать, что формирование метасоматитов связано с процессами на границе кратона с Палеоазиатским океаном (Хераскова и др., 2010; Wan et al., 2018). Сушествует мнение, согласно которому в период 550-600 млн лет назад происходила субдукция под Сибирский кратон с последующей коллизией островных дуг и окраинных морей (Зорин и др., 2009; Владимиров и др., 2011; Макрыгина, Антипин, 2018). Если следовать этой модели, то источником углерода карбонатно-шелочных метасоматитов могли являться субдуцируемые карбонатные осалки.

Согласно U–Pb и Pb–Pb изотопным данным, формирование урановой минерализации в Акитканском поясе связано с несколькими этапами: палеопротерозойским, когда происходило становление высококалиевых гранитов и кислых вулканитов Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса с рассеянным Th-P3Э-U оруденением (Голубев и др., 2008; Самгин-Должанский, 2012), неопротерозойским (775–550 млн лет), с формированием рядового уранового оруденения (Царук и др., 2009) и раннекарбоновым (348 \pm \pm 8 млн лет), когда происходила ремобилизация и переотложение первичных урановых руд в виде настурана (Голубев и др., 2008). Формирование карбонатно-щелочных метасоматитов в южной части Байкальского выступа играло рудоподготавливающую роль: воздействие карбонатно-щелочных растворов на высококалиевые граниты приморского комплекса вызывало разложение акцессорных минералов-концентраторов U и переход урана в раствор с последующим его перераспределением.

выводы

1. Формирование карбонатно-щелочных метасоматитов по высококалиевым гранитам приморского комплекса PR₁ связано со среднетемпературным, согласно (Гидротермальные..., 1978), Na-Ca-Fe-Mg-CO₂ метасоматозом на ранней стадии, сменившимся сопряженным K-Ca-Fe-Mg-CO₂ метасоматозом на поздней стадии.

2. Процессы метасоматического преобразования гранитов протекали на фоне снижения температуры примерно от 450 до 360–390°С и завершались образованием гидротермальных кварц-карбонатных жил при температуре около 200–250°С.

3. Расчеты значений δ^{18} О в водном флюиде и δ^{13} С в углекислоте, равновесных с кальцитом при 450°С, указывают на морские карбонаты в качестве источника СО₂ и свидетельствуют об изотопном обмене флюида с магматическими породами при повышенных температурах и порододоминирующем режиме.

4. Начальные (87 Sr/ 86 Sr)_т отношения в новообразованных кальците (0.718087) и доломите (0.712033) и значения єNd_T = -(7.3-8.2) свидетельствуют о ведущей роли верхнекорового источника вещества при метасоматозе.

5. Воздействие щелочного CO₂-содержащего флюида на граниты вызывало разложение акцессорных минералов-концентраторов U и переход урана в раствор с последующим отложением в составе главным образом минералов группы кричтонита, а также циркона и торита.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают искреннюю признательность анонимным рецензентам за внимательное ознакомление с первоначальным текстом рукописи и конструктивные замечания, способствовавшие существенному улучшению качества статьи.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 17-05-00819) и интеграционного проекта ИНЦ СО РАН, блок 1.4.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арбузов С.И., Рихванов Л.П. Геохимия радиоактивных элементов: Учебное пособие. Томск: Изд-во ТПУ, 2009. 315 с.

Аранович Л.Я. Роль рассолов в высокотемпературном метаморфизме и гранитизации // Петрология. 2017. Т. 25. № 5. С. 491–503. https://doi.org/10.7868/S0869590317050028

Армбрустер Т., Бонацци П., Акасака М., Берманец В., Шопен К., Жире Р., Хеус-Ассбихлер С., Лейбшер А., Менчетти С., Пан Я., Пазеро М. Рекомендуемая номенклатура минералов группы эпидота (краткая информация) // Записки РМО. 2006. № 6. С. 19–23.

Белевцев Я.Н., Домарев В.С., Кулиш Е.А., Коваль В.Б., Епатко Ю.М., Макаров В.Н., Гречишников Н.П., Лебедев Ю.С. Метаморфогенное пудообразование в докембрии. Формации метаморфогенных рудных месторождений. Киев: Наук. думка, 1986. 168 с.

Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М.: Недра, 1979. 327 с.

Владимиров А.Г., Волкова Н.И. Механошин А.С., Травин А.В., Владимиров В.Г., Хромых С.В., Юдин Д.С., Колотилина Т.Б. Геодинамическая модель ранних каледонид Ольхонского региона (западное Прибайкалье) // ДАН. 2011. Т. 436. № 6. С. 793–799.

Гидротермальные месторождения урана / Ред. Ф.И. Вольфсон. М.: Недра, 1978. 446 с.

Голубев В.Н., Макарьев Н.Б., Былинская Л.В. Отложение и ремобилизация урана в Северо-Байкальском регионе, по данным анализа U-Pb изотопных систем урановых руд // Геология руд. месторождений. 2008. № 6. Т. 50. С. 548–558

Донская Т.В., Бибикова Е.В., Мазукабзов А.М., Козаков И.К., Гладкочуб Д.П., Кирнозова Т.И., Плоткина Ю.В., Резницкий Л.З. Приморский комплекс гранитоидов Западного Прибайкалья: геохронология, геодинамическая типизация // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 10. С. 1006—1016.

Зарайский Г.П., Рядчикова Е.В., Шаповалов Ю.Б. Экспериментальное моделирование натриевого метасоматоза гранодиорита // Очерки физико-химической петрологии. Вып. 12. М.: Наука, 1984. С. 84–118.

Зорин Ю.А., Скляров Е.В., Беличенко В.Г., Мазукабзов А.М. Механизм развития системы островная дуга — задуговый бассейн и геодинамика Саяно-Байкальской складчатой области в позднем рифее—раннем палеозое // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 3. С. 209–226.

Казанский В.И., Омельяненко Б.И., Прохоров К.В. Рудоносные щелочные метасоматиты в крупных разломах кристаллического фундамента // Эндогенное оруденение древних щитов. М.: Наука, 1978. С. 102–144.

Калинина Д.В., Денискина Н.Д., Лохова Г.Г. Амфиболовые асбесты, их синтез и генезис в природе. Новосибирск: Наука, 1975. 97 с.

Кольцов А.Б. Условия образования слюд и хлоритов переменного состава в метасоматических процессах // Геохимия. 1992. № 6. С. 846–856.

Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Коваленко В.И., Рыцк Е.Ю., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Ковач В.П., Булдыгеров В.В., Срывцев Н.А. Северо-Байкальский вулкано-плутонический пояс: возраст, длительность формирования и тектоническое положение // Докл. АН. 2003. Т. 392. № 4. С. 506-511.

Макрыгина В.А, Антипин В.С Геохимия и петрология метаморфических и магматических пород Ольхонского региона Прибайкалья. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2018. 248 с.

Машковцев Г.А., Константинов А.К., Мигута А.К., Шумилин М.В., Щеточкин В.Н. Уран российских недр. М.: ВИМС, 2010. 850 с.

Наумов Г.Б. Основы физико-химической модели уранового рудообразования. М.: Атомиздат, 1978. 216 с.

Наумов Г.Б. Миграция урана в гидротермальных растворах // Геология руд. месторождений. 1998. Т. 40. № 4. С. 307–325.

Савельева В.Б., Базарова Е.П. Геохимические особенности, условия кристаллизации и потенциальная рудоносность раннепротерозойского приморского комплекса гранитов рапакиви // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 2. С. 193–218.

Самеин-Должанский И.С. Структурно-морфологические типы ураноносных зон и сопровождающие их околорудные метасоматиты Акитканского потенциального урановорудного района (Северное Прибайкалье): автореф. дис. ... канд. геол.-мин. н. М.: МГРИ-РГГРУ, 2012. 24 с.

Тугаринов А.И., Наумов В.Б., Чжань Ень. Экспериментальное воспроизведение щелочно-карбонатного метасоматоза // Геохимия. 1963. № 6. С. 570–579.

Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.

Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г. Распад Родинии и ранние стадии развития Палеоазиатского океана // Геотектоника. 2010. № 1. С. 5–28.

Царук И.И., Аникеев В.Н., Царук И.В. Структурный контроль и минералогические особенности уранового оруденения на Безымянном месторождении // Матер. по геологии м-ний урана, редких и редкоземельных металлов. Вып. 154. М.: ВИМС, 2009. С. 105–118.

Шмураева Л.Я. Приразломные кабонатно-щелочные метасоматиты докембрия, их рудоносность и генезис. Владивосток: Дальнаука, 1995. 204 с.

Alexandre P. Mineralogy and geochemistry of the sodium metasomatism-related uranium occurrence of Aricheng South, Guyana // Miner. Deposita. 2010. V. 45. P. 351–367. https://doi.org/10.1007/s00126-010-0278-7

Brod J.A., Gaspar J.C., de Araújo D.P., Gibson S.A., Thompson R.N., Junqueira-Brod T.C. Phlogopite and tetra-ferriphlogopite from Brazilian carbonatite complexes: petrogenetic constraints and implications for mineral-chemistry systematics // J. Asian Earth Sciences. 2001. V. 19. P. 265–296.

Cathelineau M., Nieva D. A chlorite solid solution geothermometer – The Los Azufres (Mexico) geothermal system // Contrib. Mineral. Petrol. 1985. V. 91. P. 235–244.

Cinélu S., Cuney M. Sodic metasomatism and U–Zr mineralization: a model based on the Kurupung batholith (Guyana) // Geochim. Cosmochim. Acta. 2006. 70 (Suppl 1): A103 (abstract)

https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.06.120

Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Ernst R.E., Wingate M.T.D., Söderlund U., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Hamilton M.A., Hanes J.A. Proterozoic mafic magmatism in Siberian craton: An overview and implications for paleocontinental reconstruction // Precambrian Res. 2010. V. 183. P. 660–668.

https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.02.023

Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. Nomenclature of the amphibole supergroup // Amer. Mineral. 2012. V. 97. P. 2031–2048.

Hey M.H. A new rewier of the chlorites // Mineral. Mag. 1954. V. 30. P. 277–292.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.

Kennicott J., Chi G., Ashton K. Field and petrographic study of albitization associated with uranium mineralization in the Beaverlodge uranium district of northern Saskatchewan / Summary of Investigations 2015, Volume 2, Saskatchewan Geological Survey, Saskatchewan Ministry of the Economy, Miscellaneous Report 2015-4.2. Paper A-4. 24 p.

Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S. et al. Номенклатура амфиболов: доклад Подкомитета по амфиболам Комиссии по новым минералам и названиям минералов Международной Минералогической Ассоциации (КНМНМ ММА) // Записки Всероссийского минералогического общества. 1997. № 6. С. 82–97.

Lefebvre N., Kopylova M., Kivi K. Archean calc-alkaline lamprophyres of Wawa, Ontario, Canada: Unconventional diamondiferous volcaniclastic rocks // Precambrian Res. 2005. V. 138. P. 57–87.

Newton R.C., Manning C.E. Role of saline fluids in the deepcrustal and upper-mantle metasomatism: insights from experimental studies // Geofluids. 2010. V. 10. P. 58–72. https://doi.org/10.1111/j.1468-8123.2009.00275.x

Ohmoto H. Isotopes of Sulfur and Carbon, Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. Wiley, New York, 1979. P. 509–567.

Orville P.M. Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases // Am. J. Sci. 1963 V. 261. Is. 3. P. 201–237. https://doi.org/10.2475/ajs.261.3.201

Panteeva S.V., Gladkochoub D.P., Donskava T.V., Marko-

Valueva S.V., Glackochoub D.P., Donskaya T.V., Marko-va V.V., Sandimirova G.P. Determination of 24 trace elements in felsic rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry after lithium metaborate fusion // Spectro-chimica Acta. Part B: Atomic Spectroscopy. 2003. V. 58. $N_{\rm P}$ 2. P. 341–350.

Pin C., Zalduegui J.F.S. Sequential separation of light rareearth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: Application to isotopic analyses of silicate rocks // Analyt. Chim. Acta. 1997. V. 339. P. 79–89. *Polito P.A., Kyser T.K., Stanley C.* The proterozoic, albititehosted, Valhalla uranium deposit, Queensland, Australia: adescription of the alteration assemblage associated with uranium mineralization in diamond drill hole V39 // Miner. Deposita. 2009. V. 44. P. 11–40.

https://doi.org/10.1007/s00126-007-0162-2

Robinson B.W. Carbon and oxygen isotopic equilibria in hydrothermal calcites // Geochem. J. 1975. V. 9. P. 43–46.

Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust // Treatise On Geochemistry. 2003. V. 3. P. 1–64.

Turekian K., Wedepohl K. Distribution of the elements in some major units of the Earths crust // Geol. Soc. Amer. Bull. 1961. V. 72. \mathbb{N} 2. P. 175–191.

Wan B., Li S., Xiao W., Windley B.F. Where and when did the Paleo-Asian ocean form? // Precambrian Res. 2018.

V. 317. P. 241-252.

https://doi.org/10.1016/j.precambres.2018.09.003 *Wilde A*. Towards a model for albitite-type uranium // Minerals. 2013. V. 3. P. 36–48.

https://doi.org/10.3390/min3010036

Wilde A., Otto A., Jory J., MacRae C., Pownceby M., Wilson N., Torpy A. Geology and mineralogy of uranium deposits from Mount Isa, Australia: implications for albitite uranium deposit models // Minerals. 2013. V. 3. P. 258–283. https://doi.org/10.3390/min3030258

Zang W., Fyfe W.S. Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil // Miner. Deposita. 1995. V. 30. P. 30–38

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

УДК 553.435

АРСЕНОКОЛУСИТ В СЕРНОКОЛЧЕДАННЫХ РУДАХ САУМСКОГО МЕДНО-ЦИНКОВО-КОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СЕВЕРНЫЙ УРАЛ

© 2021 г. Н. Р. Аюпова^{*a*, *}, В. В. Масленников^{*a*}, А. С. Целуйко^{*a*}, А. В. Степанов^{*b*}, Д. А. Артемьев^{*a*}, Е. В. Белогуб^{*a*}, В. А. Котляров^{*a*}, А. В. Бутняков^{*b*}

^аЮжно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс, Челябинская обл., 456317 Россия ^bУральский филиал АО "Полиметалл УК", г. Екатеринбург, Свердловская обл., 620100 Россия *e-mail: aupova@mineralogy.ru Поступила в редакцию 20.07.2020 г. После доработки 16.09.2020 г. Принята к публикации 22.10.2020 г.

Серноколчеданные руды на флангах Саумского медно-цинково-колчеданного месторождения относятся к интенсивно преобразованным в условиях кислотного диагенеза рудокластическим отложениям. Колусит в рудах приурочен к тонкозернистым пиритовым обломкам, окруженным каймой из агрегатов более позднего мелкокристаллического пирита. Колусит образует тонкую вкрапленность (1–3 мкм) и крупные изометричные выделения (до 50–100 мкм), содержит включения сульванита, по химическому составу относится к арсеноколуситу (мас. %): As 12.62–14.87, Sb 0.19–0.64, Sn 0.29–1.46, V 3.05–3.23 и Fe 1.51–3.20. ЛА-ИСП-МС-анализ тонкозернистого пирита выявил в составе арсеноколусита присутствие незначительных содержаний Ga, Ge, In и Se, связанных корреляционными зависимостями с химическими элементами колусита, согласно с изоморфными замещениями в его формуле. В ассоциации с колуситом в тонкозернистом пирите установлены галенит, теллуровисмутит, самородное золото, молибденит, рутил, монацит, уранинит и Ва-содержащий мусковит. Взаимодействие сульфидных отложений с морской водой привело к обогащению их гидрогенными элементами (V, Mo и U), что вызвало отложение колусита в ассоциации с молибденитом и уранинитом из насыщенных элементами-примесями диагенетических флюидов при их дегидратации.

Ключевые слова: арсеноколусит, пиритовые рудокластиты, диагенез, Саумское медно-цинково-колчеданное месторождение, Северный Урал

DOI: 10.31857/S0016777021010032

введение

Среди минералов группы колусита известны мышьяковистая (арсеноколусит), германиевая (германоколусит), оловянистая (некрасовит), сурьмянистая (стибиоколусит), германий-молибденовая (майканит) и германий-вольфрамовая (овамбоит) разновидности (Спиридонов и др., 1992: Спиридонов, 2003; Spry et al., 1994; Wagner, Monecke, 2005). Их разнообразие обусловлено сложной кристаллохимией, проявляющейся в различных типах изоморфных замещений в формуле $Cu_{24+x}V_2(As, Sb, Ge, Sn, W)_6S_{32}$, где $0 \le x \le 2$ (Orlandi et al., 1981; Spry et al., 1994; Frank-Kamenetskaya et al., 2002). Присутствие минералов группы колусита в ассоциации с различными сульфидами, сульфосолями и теллуридами в рудах месторождений различных генетических типов рассматривается как результат их образования в условиях повышенного окислительного потенциала рудообразующих флюидов при высокой активности меди по сравнению железом (Спиридонов и др., 1992; Spry et al., 1994; Wagner, Monecke, 2005).

На колчеданных месторождениях колусит, содержащий Ge, Sn, Sb, Zn и Fe, описан в борнитсодержащих рудах (Kase et al., 1994; Hannington et al., 1999; Komuro, Kajiwara, 2004; Wagner, Monecke, 2005; Cvetkovic et al., 2013). На уральских колчеданных месторождениях находки колусита также связаны с борнитсодержащими рудами, где он ассоциирует с редкими сложными As–Ge–Sn сульфидами (Пшеничный и др. 1975; Юшко-Захарова и др., 1982; Молошаг и др., 2005; Новоселов и др., 2007; Молошаг, Викентьев, 2009; Maslennikov et al., 2019). Принципиально новым является выявление арсеноколусита в интенсивно преобразованных кластогенных пиритовых рудах на флангах Саумского медно-цинково-колчеданного месторождения на Северном Урале, не содержащих борнитовую минерализацию. В связи с этим условия локализации минералов группы колусита в рудах могут быть использованы для выявления особенностей формирования рудных залежей на флангах колчеданных месторождений.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследован керновый материал скважин, пробуренных Уральским филиалом АО "Полиметалл УК" в пределах Саумского месторождения. Оптико-микроскопические исследования сульфидных минералов проводились на микроскопе Olymриз BX51 с цифровой приставкой Olympus DP 12. Для выявления особенностей внутреннего строения пирита применено травление аншлифов концентрированной HNO₃ + CaF₂.

Химический состав колусита и других ассоциирующих с ним минералов установлен с помощью сканирующего электронного микроскопа Tescan Vega 3 sbu с энергодисперсионным анализатором Oxford Instruments X-act и растрового электронного микроскопа РЭММА-202М. Пределы обнаружения содержаний химических элементов не превышают 0.2 мас. %. Воспроизводимость определений составляет от 1 до 15 отн. %.

Рентгеновские исследования выполнены на дифрактометре Shimadzu XRD-6000 (Си-*K*α излучение с графитовым монохроматором). Скорость съемки 1°/мин, для получения рентгенограммы с микроколичеств использована подложка из бездифракционного кремния.

Для выявления невидимых включений в колуситсодержащем пирите выполнен ЛА-ИСП-МС анализ на масс-спектрометре Agilent 7700х, оборудованном приставкой для лазерной абляции New Wave Research UP-213. Диаметр лазерного пучка составлял 12–30 мкм со скоростью 10–15 мкм/с, с энергией 3–4 Дж/см² и частотой 7 Гц. Для градуировки и расчета использовались международные стандарты: прессованный сульфид USGS MASS-1 и стекло USGS GSD-1g. Несущий газ – Не 0.6 л/мин и Ar 0.95 л/мин.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Саумское колчеданное месторождение располагается в северной части Ивдельского рудного района на Северном Урале в пределах Тагило-Магнитогорской палеоостроводужной металлогенической зоны Урала. Месторождение приурочено к Саумской палеовулканической структуре, расположенной между Чистопольским и Помурским интрузивными массивами (Медноколчеданные ..., 1985). Рудная зона протягивается в северо-северо-восточном направлении и разбита поздними разрывными нарушениями на отдельные рудные тела, которые связаны между собой зонами сульфидной вкрапленности (фиг. 1а). Рудные тела локализованы в дацит-риодацитовой толще шемурской свиты О₃-S₁ возраста (Медноколчеданные ..., 1985) (фиг. 1б). Надрудная толща представлена породами непрерывной базальт-андезит-риодацитовой формации павдинской свиты (S_1). Мощность рудных тел варьирует от 1–2 до 51 м (по материалам АО Полиметалл УК). Саумское месторождение отнесено к уральскому медно-цинково-колчеданному типу (Медноколчеданные..., 1985). В настоящее время месторождение готовится к разработке карьерным способом. Главные компоненты руд – Си, Zn, Au и Ag.

Главное рудное тело Саум-1, достигающее по падению 250 м и по простиранию 150 м, приурочено к контакту субвулканического тела риолитов с перекрывающими слоистыми вулканомиктовыми отложениями. Основные минералы медно-цинковых и цинково-медно-колчеданных руд представлены пиритом, халькопиритом и сфалеритом, среди редких установлены галенит, теннантит, фрейбергит, арсенопирит, гессит, теллуровисмутит, айкинит, германит, самородное золото. Содержания в рудах: Си 3.17%, Zn 3.36%; Au 1.97 г/т, Ag 44.4 г/т, Cd 113.5 г/т, Bi 52.2 г/т, Ge 0.5 г/т, Pb 1.8% (по данным АО Полиметалл УК). Латеральным продолжением рудного тела Саум-1 на флангах рудной зоны являются линзообразные рудные тела Саум-2 и Саум-3 в слоистых вулканомиктовых породах, перемещенные вдоль пострудных разрывных нарушений в юговосточном и в южном направлениях соответственно (см. фиг. 1а). За пределами контуров этих рудных тел в вулканомиктовой толще отмечаются горизонты слоистых руд в виде ритмичного чередования существенно пиритовых и нерудных слоев (мощность слоев до 1 см) и участки локального обогащения халькопиритом. Колуситсодержащие руды характерны для рудного тела Саум-3.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Позиция и минеральный состав колуситсодержащих руд

Рудное тело Саум-3 представляет собой частое чередование тонкозернистых обломковидных серноколчеданных руд с примесью халькопирита и сфалерита, и вулканомиктовых пород с фрагментами колчеданных руд. Мощность рудного тела на севере составляет около 35 м и постепенно уменьшается в южном направлении до полного выклинивания (см. фиг. 1). Колуситсодержащие руды установлены в керновом материале скважин, пробуренных в центральной и юго-восточ-



Фиг. 1. Схема расположения рудных тел (а) и продольный геологический разрез (б) Саумского медно-цинково-колчеданного месторождения (по материалам АО "Полиметалл УК").

1, 2 – павдинская свита (S₁pv): 1 – вулканомиктовые породы смешанного состава, 2 –плагиофировые и пироксен-плагиофировые долериты; 3, 4 – шемурская свита (O₃–S₁šm₂): 3 – кварц-плагиофировые риолиты и риодациты, их лавобрекчии, 4 – слоистые вулканомиктовые породы риодацитового состава; 5 – альбит-хлорит-серицит-кварцевые метасоматиты; 6 – колчеданные рудные тела (а – проекция рудных тел на поверхность; б – разрез); 7, 8 – проекции контуров вкрапленной минерализации (7) и окисленных руд (8) на поверхность; 9 – окисленные руды; 10 – линия разреза, 11 – кора выветривания; 12 – разрывные нарушения.

ной частях рудного тела, и прослежены до глубин 111.5 и 165 м соответственно.

Колуситсодержащие руды сложены кристаллически-зернистыми агрегатами пирита, в которых с помощью травления установлено зональное строение: (1) фрагментами зональных кристаллов, обрастающих более поздним незональным пиритом (фиг. 2а); (2) субгедральными кристаллами с пористым ядром и включениями халькопирита и широкой однородной внешней оторочкой (фиг. 2б) и (3) обломками тонкозернистого пирита (Py-1), окруженными мелкозернистыми агрегатами пирита (Pv-2) (фиг. 2в). Редко присутствуют сегрегации раскристаллизованных фрамбоидальных агрегатов и зональные колломорфно-почковидные обособления пирита. В основной нерудной массе отмечаются ксеноморфные выделения сфалерита, халькопирита, теннантита, галенита, редкие кристаллы и зерна молибденита (фиг. 2г), барита, рутила и монацита.

Колусит установлен в тонкозернистом ядре (Py-1) пиритовых обособлений с наружной зоной из более поздних агрегатов мелкозернистого пирита (Py-2) (см. фиг. 2в), размер которых достигает 0.5 мм. В большинстве случаев колусит образует тонкую вкрапленность (1–3 мкм), которая часто разрастается и образует более или менее крупные изометричные выделения размером до 50–100 мкм с дугообразными границами (фиг. 2д). Колусит в отраженном свете характеризуется однородным серовато-кремовым цветом; изотропен, без спайности и внутренних рефлексов. В колусите обнаружены идиоморфные включения сульванита размером до 5 мкм (фиг. 2е).

Для колусита характерна повсеместная ассоциация с рутилом (размер до 10–15 мкм) (см. фиг. 2в, д). В тесной ассоциации с колуситом также обнаружены включения Se-содержащего галенита (до 1.99 мас. % Se), теллуровисмутита, самородного золота (4.29–6.27 мас. % Ag), молибденита, монацита и Ва-содержащего (до 3.5 мас. %) мусковита (фиг. 2ж–3).

Химический состав и рентгеновские характеристики колусита

По химическому составу минерал относится к арсеноколуситу (мас. %): As 12.62–14.87, Sb 0.19– 0.64, Sn 0.29–1.46, V 3.05–3.23 и Fe 1.51–3.20 (табл. 1). В отраженных электронах зерна арсеноколусита однородны (фиг. 2и), но состав в пределах одного зерна изменяется: 0.5–1.0 мас. % для Cu, S, As, Fe и 0.1–0.5 мас. % для V, Sn и Sb. Между содержаниями Cu и Fe, As и Fe, Sn и As в колусите существуют отрицательные корреляции.

На рентгенограмме аккуратно отобранного участка пирита-1 размером около 80 мкм, содержащего обильную вкрапленность колусита, помимо набора отражений пирита (Å) (3.12, 2.70,



Фиг. 2. Минеральный состав колуситсодержащих руд Саумского месторождения. а – обломки зональных кристаллов пирита с каймой незонального пирита (черное – кварц); б – субгедральные кристаллы пирита с пористым пиритом в ядре и более плотной незональной пиритовой оторочкой; в – тонкозернистый пирит с включениями колусита, рутила и галенита с наружной оторочкой из плотных агрегатов субгедрального пирита; г – пластинки молибденита в кварц-мусковитовой массе; д – ксеноморфный колусит в тонкозернистом пирите ядра пиритовых обособлений; е – включения молибденита и монацита (ж) и самородного золота (з) в ассоциации с колуситов в тонкозернистом пирите; и – колусит с характерными округлыми ограничениями, черные точки – места анализа его химического состава. Ру-1 – тонкозернистый пирит ядра пиритовых обособлений; Ру-2 – внешняя кайма тонкозернистого пирита; Cls – колусит; Мо – молибденит; Аu – самородное золото; Мпz – монацит; Sulv – сульванит; Mus – мусковит; Qtz – кварц; Rt – рутил. Отраженный свет (а–в, д, з) и СЭМ-фото (г, е, ж, и).

2.42, 2.20, 1.92, 1.634), проявлено максимальное отражение колусита 3.06 Å (www.mindat.org).

Элементы-примеси в пирите

Тонкозернистый пирит-1 (Ру-1), ассоциирующий с колуситом, характеризуется высокими (>1000 г/т) содержаниями Cu, As, Ti, Al и Si, повышенными (>100 г/т) – V, Co, Pb, P и K, умеренными (>10 г/т) – Mn, Ni, Zn, Ga, Se, Ag, Sn, Sb, Te, W, Bi и Ba и низкими (<10 г/т) – Cr, Ge, Mo, In, Au, Tl, Th и U (табл. 2). Высокие содержания Си и Si в пирите-2 (Ру-2), оконтуривающем пирит-1, сохраняются. Содержания Со, Ni, Se, Ba и Р в пирите-1 и -2 сопоставимы. Содержания других элементов в пирите-2 на один-два порядка ниже, чем в пирите-1.

ОБСУЖДЕНИЕ

Формирование колуситсодержащих пиритовых руд

Рудное тело Саум-3 является продолжением главного рудного тела Саум-1, смещенного блока

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 63 № 1

№ 1 2021

№ п/п	Cu	Fe	>	As	Sn	Sb	S	Сумма	Кристаллохимическая формула
1	48.41	1.51	3.20	14.58	0.47	0.37	31.80	100.34	$Cu_{24,58}Fe_{0.87}V_{2.03}(As_{6.27}Sn_{0.13}Sb_{0.1})_{6.50}S_{32}$
2	47.94	1.64	3.05	14.87	0.29	0.37	31.84	100.00	$Cu_{24,31}Fe_{0.95}V_{1.93}(As_{6.27}Sn_{0.08}Sb_{0.1})_{6.45}S_{32}$
3	47.43	2.17	3.20	14.21	06.0	0.24	31.86	100.00	$Cu_{24,04}Fe_{1.25}V_{2.02}(As_{6.10}Sn_{0.24}Sb_{0.06})_{6.50}S_{32}$
4	48.26	2.26	3.16	12.85	0.80	0.35	32.07	100.08	$Cu_{24,30}Fe_{1,29}V_{1,98}(As_{5,48}Sn_{0,22}Sb_{0,09})_{5,79}S_{32}$
5	47.79	2.48	3.13	12.98	0.99	0.41	32.02	18.66	$Cu_{24,10}Fe_{1,42}V_{1,97}(As_{5,55}Sn_{0,27}Sb_{0,11})_{5,93}S_{32}$
9	47.4	2.91	3.09	13.07	0.73	0.50	31.68	99.39	$Cu_{24,16}Fe_{1.69}V_{1.96}(As_{5.65}Sn_{0.20}Sb_{0.13})_{5.98}S_{32}$
7	47.39	1.92	3.11	14.19	0.57	0.45	31.72	99.48	$Cu_{24,13}Fe_{1.11}V_{1.97}(As_{6,12}Sn_{0.16}Sb_{0.12})_{6.40}S_{32}$
8	48.07	1.86	3.13	12.76	1.07	0.37	31.77	99.03	$Cu_{24,43}Fe_{1.08}V_{1.98}(As_{5.50}Sn_{0.29}Sb_{0.1})_{5.89}S_{32}$
6	48.13	2.16	3.21	12.65	0.76	0.59	32.00	99.59	$Cu_{24,29}Fe_{1.24}V_{2.02}(As_{5.41}Sn_{0.21}Sb_{0.16})_{5.78}S_{32}$
10	47.49	2.48	3.10	13.17	0.77	0.49	32.07	99.58	$Cu_{23.9l}Fe_{1.42}V_{1.95}(As_{5.62}Sn_{0.2l}Sb_{0.13})_{5.96}S_{32}$
11	48.40	2.34	3.09	13.05	0.85	0.25	32.01	99.59	$Cu_{24,22}Fe_{1.34}V_{1.94}(As_{5.58}Sn_{0.23}Sb_{0.07})_{5.88}S_{32}$
12	47.99	2.65	3.15	12.64	0.67	0.19	32.17	99.47	$Cu_{24,09}Fe_{1.51}V_{1.97}(As_{5.38}Sn_{0.18}Sb_{0.05})_{5.61}S_{32}$
13	47.50	2.54	3.13	12.64	0.93	0.33	31.99	90.06	$Cu_{23.98}Fe_{1.46}V_{1.97}(As_{5.41}Sn_{0.25}Sb_{0.09})_{5.75}S_{32}$
14	46.95	3.20	3.15	13.08	0.91	0.26	31.88	99.44	$Cu_{23.78}Fe_{1.84}V_{1.99}(As_{5.61}Sn_{0.25}Sb_{0.07})_{5.93}S_{32}$
15	48.44	1.76	3.10	12.72	0.93	0.49	32.08	99.53	$Cu_{24,38}Fe_{1.01}V_{1.95}(As_{5,43}Sn_{0.25}Sb_{0.13})_{5.81}S_{32}$
16	48.02	2.12	3.09	12.76	1.01	0.35	31.71	90.06	$Cu_{24,46}Fe_{1.23}V_{1.96}(As_{5.51}Sn_{0.28}Sb_{0.09})_{5.88}S_{32}$
17	47.99	2.45	3.10	12.62	1.46	0.34	31.75	99.70	$Cu_{24,4l}Fe_{1,42}V_{1,97}(As_{5,44}Sn_{0,40}Sb_{0,09})_{5,93}S_{32}$
18	47.83	2.37	3.16	13.01	0.64	0.45	31.79	99.24	$Cu_{24,30}Fe_{1,37}V_{2,00}(As_{5,60}Sn_{0,17}Sb_{0,12})_{5,89}S_{32}$
19	47.68	2.37	3.23	12.88	0.98	0.54	32.06	99.74	$Cu_{24,02}Fe_{1.36}V_{2.03}(As_{5.50}Sn_{0.26}Sb_{0.14})_{5.90}S_{32}$
20	47.27	2.72	3.13	13.07	0.90	0.64	31.89	99.62	$Cu_{23.94}Fe_{1.57}V_{1.98}(As_{5.61}Sn_{0.24}Sb_{0.17})_{6.02}S_{32}$
Примечание. Кр	исталлохимич	неские форг	мулы рассчи	ттаны на 32 ат	oma S.				

Таблица 1. Химический состав (мас. %) арсеноколусита Саумского месторождения

АРСЕНОКОЛУСИТ В СЕРНОКОЛЧЕДАННЫХ РУДАХ

	V	Cr	Mn	Со	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Mo	Ag	In	Sn
Пирит-1 (n = 16)															
Среднее	414	7.94	32	211	17	4348	50	17	4.12	1404	47	4.50	12	0.58	71
Максимум	1271	12	81	277	29	15090	198	51	23	4890	94	57	19	2.06	323
Минимум	4.46	1.80	1.56	130	11	364	0.67	0.82	0.40	8.30	29	0.01	5.00	0.00	0.35
Ст. откл.	361	3.20	24	45	4.53	4207	67	15	6.77	1423	17	14	3.72	0.61	92
Медиана	381	9.10	39	208	16	3420	16	13	1.16	1143	42	0.34	11	0.38	43
						Пири	т-2 (п	= 29)							
Среднее	0.39	0.60	2.57	134	14	1040	6.99	0.51	0.53	12	34	1.37	2.38	0.01	0.29
Максимум	1.81	2.25	8.1	227	41	1748	73	5.20	1.16	40	99	15	5.42	0.12	1.4
Минимум	0.02	0.02	0.03	65	1.89	403	0.49	0.02	0.26	3.23	10.7	0.00	0.03	0.00	0.06
Ст. откл.	0.44	0.56	2.25	45	7.71	325	14	1.11	0.18	10	21	3.49	1.74	0.01	0.32
Медиана	0.17	0.42	2.17	134	14	1036	2.60	0.07	0.51	5.81	28	0.32	2.27	0.02	0.18
						Пири	т-1 (п	= 16)							
<i>n</i> = 16	Sb	Te	W	Au	Tl	Pb	Bi	Al	Si	Р	K	Ti	Ba	Th	U
Среднее	31	23	16	2.73	0.97	211	33	1048	1899	244	243	24507	29	0.09	0.21
Максимум	111	40	143	4.44	1.76	569	56	3350	4940	430	1460	39200	226	0.21	0.69
Минимум	0.25	3.26	0.30	0.75	0.27	23	9	307	710	131	109	1060	6.50	0.01	0.10
Ст. откл.	32	12	34	1.11	0.48	175	13	705	1001	69	332	13674	53	0.06	0.18
Медиана	22	24	7.38	3.01	0.91	166	33	916	1760	241	142	32500	15	0.07	0.17
Пирит-2 (n = 29)															
Среднее	0.21	2.64	0.10	0.49	0.13	19	5.52	348	1471	218	85	94	15	1.22	0.08
Максимум	1.44	13	1.52	0.94	0.58	69	12	1619	2630	428	573	850	214	25.5	0.70
Минимум	0.00	0.16	0.00	0.01	0.00	1.5	0.27	0.38	450	142	0.30	2.56	0.00	0.00	0.00
Ст. откл.	0.29	2.57	0.32	0.27	0.14	15	3.49	428	624	54	152	226	44	5.08	0.15
Медиана	0.13	1.99	0.01	0.51	0.10	18	5.86	192	1310	218	26	7	1.27	0.05	0.02

Таблица 2. Элементы-примеси (г/т) в пирите рудной залежи Саум-3 по результатам ЛА-ИСП-МС-анализа

руды вдоль пострудного разрывного нарушения субширотного направления, что хорошо фиксируется на проекции рудного тела в плане (см. фиг. 1). В пределах рудного тела установлено многократное чередование интенсивно преобразованных тонкозернистых пиритовых руд с сохранившимися признаками обломочного строения и вулканомиктовых пород, содержащих фрагменты руд. Исчезновение контрастности обломков в некоторых рудных горизонтах, вероятно, связано с незначительным количеством цементирующего нерудного материала. Наличие подобных сульфидных руд на флангах месторождения может свидетельствовать о разрушении холмообразной сульфидной постройки на морском дне с образованием шлейфа рудокластических отложений и их интенсивного преобразования в условиях диагенеза (Maslennikov et al., 2019). Считается, что формирование руд, сложенных, в основном, пиритом, утратившим обломочное строение, рассматривается как результат протекания диагенетических процессов в кислых условиях при быстром захоронении рудокластических отложений (Maslennikov et al., 2019). Свидетельством кислых условий диагенеза колуситсодержащих руд Саумского месторождения (рН 3–5) является присутствие в рудах мусковита (Дриц, Коссовская, 1991) и молибденита (Crusius et al., 1996).

Ассоциации элементов-примесей в пирите

Корреляционный анализ данных ЛА-ИСП-МС методом максимального корреляционного пути для пирита-1 выявляет ассоциации элементов, соответствующих включениям минералов, обнаруженным при электронно-микроскопических исследованиях (кроме уранинита): (I) (Cu^{1.00}As^{0.98}Sb^{0.98}In)^{0.96}(Sn^{0.97}Ge^{0.88}Se)^{0.86}(Ga^{0.97}V) –

колусита; (II) ($Te^{0.95}Au^{0.95}Bi^{0.79}Ag$) — теллуровисмутита и самородного золота; (III) ($Ti^{0.92}Cr$) — рутила; (IV) ($Mn^{0.75}P$) — монацита (редкоземельные элементы в пирите не проанализированы); (V) $Cd^{0.66}W^{0.41}Zn^{0.94}Pb$ — сфалерита и галенита; (VI) $Ba^{0.99}K^{0.84}Al^{0.71}Si$ — Ва-содержащего мусковита; (VII) $Mo^{0.50}Th$ — молибденита; (VIII) $U^{0.78}Tl$ — уранинита (нановключения?); (IX) $Co^{0.66}Ni$ — отражает изоморфное вхождение в структуру пирита. Следует отметить, что в начале корреляционного пути находится ассоциация элементов колусита, согласно доказанным изоморфным замещениям в его формуле (Orlandi et al., 1981; Spry et al., 1994; Frank-Kamenetskaya et al., 2002).

Известно, что перемещенный на фланги месторождения рудокластический материал при взаимодействии с морской водой подвергается растворению как с выносом (например, легкоподвижных Zn, Cd), так и с накоплением элементов сульфидной ассоциации, а также обогащается элементами морской воды (V, U, Mo) и фонового вулканокластического материала (Si, Al, K, Ti) (Butler, Nesbitt, 1999; Maslennikov et al., 2019). Образование аутигенных минеральных ассоциаций является результатом их отложения из диагенетических флюидов, насыщенных этими элементами-примесями, при дегидратации обломочных сульфидных отложений.

В пирите-2 ассоциации элементов колусита и уранинита исчезают и возникают более сложные ассоциации, вероятно соответствующие нановключениям: (I) (In^{0.98}Zn^{0.97}Cd) ^{0.74} (II) Pb^{0.86}Tl) – сфалерита и галенита; (III) Se^{0.55}(Te^{0.94}Sb) ^{0.64} (IV) $(\dot{B}i^{0.95}Au^{0.85}Ag^{0.69}As^{0.64}Mn) -$ недиагностированных сульфосолей Bi и As; (V) Cu^{0.65}Ni^{0.54}Co – халькопирита; (VI) (Ba^{0.96}Ga) – барита; (VII) U^{0.89}Th^{0.83}P^{0.62}Ge – монацита: (VIII) V^{0.88}(Al^{0.95}K^{0.72}W^{0.82}Sn)^{0.51}Si – мусковита, кварца, (IX) $Ti^{0.61}Cr$) – рутила, (X) Мо – молибденита. Крайне низкие содержания элементов-примесей в пирите-2 (см. табл. 2) свидетельствуют об образовании наружной каймы тонкозернистых пиритовых обособлений по мере возрастания интенсивности процессов диагенеза при уменьшающем количестве флюидов.

Колусит в рудах колчеданных месторождений

Литературные данные свидетельствуют, что находки колусита на колчеданных месторождениях связаны исключительно с борнитовыми рудами, которые обычно залегают в кровле рудных тел или встречаются на флангах рудных залежей (Hannington et al., 1999; Komuro, Kajiwara, 2004; Wagner, Monecke, 2005; Maslennikov et al., 2019). В этих рудах колусит образует включения в сфалерите или борните. Характерной особенностью химического состава колусита является присутствие Ge, содержание которого варьирует от 1.30 до 5.15 мас. %, в некоторых случаях Zn (до 5.25 мас. %) и Sn (до 12.00 мас. %) (Пшеничный и др., 1975; Новоселов и др., 2007; Hannington et al., 1999; Komuro, Kajiwara, 2004; Wagner, Monecke, 2005; Cvetkovic et al., 2018; Maslennikov et al., 2019). Во всех случаях в составе колусита отмечаются незначительные примеси Sb и Fe. Временные соотношения между борнитом и колуситом не всегда однозначны, тем не менее присутствие борнита может ограничить химическую среду, необходимую для образования минералов группы колусита. В зависимости от температуры минерализации и общей концентрации серы в рудообразующих флюилах фазовые равновесия в системе Cu-Fe-S-O-Н обычно предполагают умеренно окислительные условия для образования борнитовых руд (Hannington et al. 1999). Сравнительно высокое соотношение Cu : Fe в рудообразующих флюидах является необходимым условием для отложения колусита, что отражается в довольно низких содержаниях Fe в его составе (Hannington et al., 1999; Wagner, Monecke, 2005).

На Саумском месторождении арсеноколусит обнаружен в кластогенных пиритовых рудах, локализованных на флангах рудного тела, вне ассоциации с борнитом. В составе колусита при электронномикроскопических исследованиях обнаружены незначительные примеси Sn и Sb. Высокие корреляционные связи элементов-примесей в пирите-1 по ЛА-ИСП-МС-анализам также позволили установить в его составе присутствие Ga, Ge, In и Se. Для арсеноколусита характерна ассоциация с теллуровисмутитом, самородным золотом и галенитом, обычно присутствующими в кластогенных рудах преимущественно пиритового состава (Maslennikov et al., 2019). Редкие As-Ge-Sn сульфосоли, характерные для борнитовых руд, в изученных рудах не обнаружены. Отличительной особенностью арсеноколусита также является тесная связь с молибденитом, рутилом, монацитом и, вероятно, уранинитом, что сходно с рудами стратиформного полиметаллического месторождения Хусиб Спрингс в Намибии (Melcher et al., 2006).

Источник V для образования колусита

Ванадий, наряду с U и Mo, входит в группу гидрогенных элементов (Crusius et al., 1996; Butler, Nesbitt, 1999). Считается, что обогащение V осадков происходит во время раннего диагенеза. В этих условиях присутствующий в морской воде

метаванадат-анион (VO_3^-) восстанавливается до ванадил-катиона (VO^{2+}) и легко сорбируется осадками, в основном органическим веществом (Brumsack, 1986). Фиксация V в осадках происходит при дестабилизации комплексов V в диагенетических флюидах из-за резких вариаций рН в процессах дегидратации (Crusius et al., 1996). Как правило, в современных и древних сульфидсодержащих отложениях наблюдается комплексное обогащение гидрогенными элементами (U, V и Mo) и ассоциирующим с ними P (Mills et al., 1994; Ayupova et al., 2018). Предполагается, что источником V для образования колусита в рудах месторождений Куроко также служит взаимодействие руд с морской водой и осаждение V при участии организмов (Komuro, Kajiwara, 2004).

Микроскопические исследования и ЛА-ИСП-МС-анализы пирита показывают, что арсеноколусит характерен для ранних тонкозернистых обособлений пирита-1 и не связан с поздними агрегатами пирита-2. Такая связь указывает на взаимодействие первичных рудокластических отложений с морской водой, что могло привести к обогашению V. Не исключается возможность высвобождения ванадия из вулканокластического материала при формировании рудных слоев (Ayupova et al., 2018). Появление молибденита в ассоциации с арсеноколуситом и повышенные содержания U в пирите-1, обусловленные вероятным присутствием уранинита, подтверждают участие морской воды при формировании рудокластических отложений. Появление фосфатного минерала — монацита — в этой же ассоциации не исключает участие биогенного фактора, осаждение которого инициировалось органическими комплексами, способствовавшими мобилизации и транспортировке РЗЭ в поровых флюидах при разложении вулканокластического материала. В связи с тем, что восстановленный V в кислых средах малорастворим и стремится перейти в самое стабильное свое состояние V^{4+} (Brumsack, 1986), происходило его концентрирование в рудокластических отложениях и связывание с Си с образованием колусита при диагенетических процессах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые для колчеданных месторождений установлено присутствие арсеноколусита в рудокластических отложениях преимущественно пиритового состава. Выявлено, что арсеноколусит в пирите ассоциирует с теллуровисмутитом, самородным золотом, галенитом, молибденитом, монацитом и рутилом, а редкие As-Ge-Sn-сульфосоли, характерные для ассоциации колусита в борнитовых рудах, отсутствуют. Использование ЛА-ИСП-МС-анализов пирита позволило предположить в составе колусита незначительную изоморфную примесь Ge, Ga, In. Аутигенные минералы руд отлагались из диагенетических флюидов, содержащих элементы-примеси первичных рудокластов, морской воды и вулканокластического материала. Предположительным источником V для образования арсеноколусита считается морская вода, что подтверждается присутствием

молибденита и предполагаемого уранинита в тонкозернистом пирите-1. Обилие фосфатного материала в рудах не исключает роль органического вещества в накоплении V. Формирование пиритовых руд является результатом кислотного диагенеза кластогенных руд, приведших к частичному растворению халькопирита и сфалерита с образованием серноколчеданных руд, утративших обломочное строение.

Хотя основные рудные минералы многих колчеданных месторождений хорошо изучены, все еще существует значительная потребность в микроаналитических исследованиях редких минералов в колчеданных рудах. Применение ЛА-ИСП-МСанализа, дополняя минералогические методы, позволяет выявить не только наличие редких минеральных включений в сульфидах, но и скорректировать их химический состав.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена при финансовой поддержке государственного задания № АААА-А19-119061790049-3 Института минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды и хлориты. М.: Наука, 1991. 176 с.

Медноколчеданные месторождения Урала. Геологические условия размещения / Под ред. В.А. Прокина и др. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 288 с.

Молошае В.П., Викентьев И.В., Гуляева Т.Я., Тесалина С.Г. Борнитовые руды колчеданных месторождений Урала // Литосфера. 2005. № 3. С. 99–116.

Молошае В.П., Викентьев И.В. Новые данные о германий-оловянной минерализации колчеданных месторождений Урала. Ежегодник–2008. ИГГ УрО РАН, 2009. С. 220–223.

Новоселов К.А., Белогуб Е.В., Котляров В.А. Минералы германия в сульфидных рудах месторождений Александринского района // Уральский минералогический сборник. 2007. № 14. С. 1–10.

Пшеничный Г.Н., Шадлун Т.Н., Вяльсов Л.Н., Тронева Н.В., Басова Г.В. Сульфиды олова, меди и железа в колчеданных рудах Южного Урала // Геология руд. месторождений. 1972. Т. 14. № 5. С. 106–111.

Спиридонов Э.М. Майканит и овамбоит – новые минералы колчеданно-полиметаллических руд // ДАН. 2003. Т. 393. № 6. С. 809–812.

Спиридонов Э.М., Бадалов А.С., Ковачев В.В. Стибиоколусит Cu₂₆V₂(Sb, Sn, As)₆S₃₂ – новый минерал // ДАН. 1992. Т. 324. № 2. С. 411–414.

Юшко-Захарова О.Е., Беляева И.Д., Дубакина Л.С. Присутствие минеральных форм германия в колчеданных рудах // ДАН СССР. 1982. Т. 267. С. 444–445.

Ayupova N.R., Melekestseva I.Yu., Maslennikov V.V. et al. Uranium accumulation in modern and ancient Fe-oxide sediments: examples from the Ashadze-2 hydrothermal sulfide field (Mid-Atlantic ridge) and Yubileynoe massive sulfide deposit (South Urals, Russia) // Sed. Geology. 2018. V. 367. P. 164–174.

Brumsack H.-J. Geochemistry of recent TOC-rich sediments from the Gulf of California and black Sea // Geol. Rundsch. 1989. V. 78(3). P. 851–882.

Butler I.B., Nesbitt R.V. Trace element distribution in the chalcopyrite wall of a black smoker chimney: insights from laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS) // Earth Planet. Sci. Lett. 1999. V. 167. P. 335–345.

Crusius J., Calvert S., Pedersen T., Sage D. Rhenium and molybdenum enrichments in sediments as indicators of oxic, suboxic and sulfidic conditions of deposition // Earth Planet. Sci. Lett. 1996. V. 145. P. 65–78.

Cvetković L., Paćevski A., Tončić T. Occurrence of Sn-bearing colusite in the Ore body "T" of the Bor Copper Deposit, Serbia // Geol. Ore Deposits. 2013. V. 55. № 4. P. 298–304.

Frank-Kamenetskaya O.V., Rozhdestvenskaya I.V., Yanulova L.A. New data on the crystal structures of colusites and arsenosulvanites // J. Struct. Chem. 2002. V. 43. P. 89–10.

Hannington M.D., Bleeker W., Kjarsgaard I. Sulfide mineralogy, geochemistry, and ore genesis of the Kidd Greek deposit. II. The bornite zone // Econ. Geol. Monogr. 1999. V. 10. P. 225–266.

Kase K., Yamamoto M., Mitsuno C. Germanium-bearing colusite from the Yanahara mine, Japan, and its significance to ore genesis // Resour. Geol. 1994. V. 44. P. 33–38.

Komuro K., Kajiwara Y. Germanium-bearing Colusite in Siliceous Black Ore from the Ezuri Kuroko Deposit, Hokuroku District, Japan // Resour. Geol. 2004. V. 54(4). P. 447– 452.

Mills R.A., Thomson, J., Elderfield, H. et al. Uranium enrichment in metalliferous sediments from the Mid-Atlantic Ridge // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. V. 124(1). P. 35–47.

Maslennikov V.V., Ayupova N.R., Safina N.P. et al. Mineralogical features of ore diagenites in the Urals massive sulfide deposits, Russia // Minerals. 2019. V. 3. N_{2} 3. 150 p.

Melcher F., Oberthur T., Rammlmair D. Geochemical and mineralogical distribution of germanium in the Khusib Springs Cu–Zn–Pb–Ag sulfide deposit, Otavi Mountain Land, Namibia // Ore Geol. Rev. 2006. V. 28. P. 32–56.

Orlandi P., Merlino S., Duchi G., Yezzalini G. Colusite: a new occurrence and crystal chemistry // Can. Mineral. 1981. V. 19. P. 423–427.

Spry P.G., Merlino S., Wang S. et al. New occurrences and refined crystal chemistry of colusite, with comparisons to arsenosulvanite // Am. Mineral. 1994. V. 79. P. 750–762.

Wagner T., Monecke T. Germanium-bearing colusite from the Waterloo volcanic-rock-hosted massive sulfide deposit, Australia: crystal chemistry and formation of colusite-group minerals // Can. Mineral. 2005. V. 43. P. 655–669.

htpp//www.midat.org. Colusite: Mineral information, data and localities.