

УДК 550.42:553.26

МАНТИЙНО-ПЛЮМОВАЯ МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ ОРОГЕННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА ЗУН-ХОЛБА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН, РОССИЯ): РЕЗУЛЬТАТЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ, Rb-Sr И ^{40}Ar - ^{39}Ar ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И Pb-Pb ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ¹

© 2024 г. А. В. Чугаев^{a, *}, Е. Ю. Аникина^a, Н. С. Бортников^a, В. В. Аристов^b,

А. В. Травин^{c, d}, Д. Б. Бондарь^e, И. В. Рассохина^a, Т. И. Олейникова^a

^aИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии
Российской Академии наук (ИГЕМ РАН), Старомонетный пер., 35,

Москва, 119017 Россия

^bООО “УК Полюс”, Москва, 123056 Россия

^cНовосибирский государственный технический университет, просп. Карла Маркса, к. 1,
Новосибирск, 630073 Россия

^dИнститут геологии и минералогии им. В.С. Соболева

Сибирского отделения Российской академии наук (ИГМ СО РАН), просп. Коптюга, 3,
Новосибирск, 630090 Россия

^eBayerisches Geoinstitut, University of Bayreuth, Universitätsstraße, 30, Bayreuth, 95447 Germany

*E-mail: vassachav@mail.ru

Поступила в редакцию 03.01.2023 г.

После переработки 26.12.2023 г.

Принята к печати: 26.02.2024 г.

Крупное месторождение Зун-Холба, принадлежащее к многочисленной группе золоторудных месторождений орогенного типа, расположено в Восточном Саяне (Россия) – в сегменте Алтае-Саянской складчатой системы Центрально-Азиатского складчатого пояса. В статье обсуждаются результаты минералого-геохимических, геохронологических и Pb-изотопных исследований золоторудной минерализации, цель которых состояла в уточнении генетической модели месторождения. Минералого-геохимические данные, полученные для рудных тел, расположенных между гипсометрическими уровнями от 1290 до 2090 м, свидетельствуют о сложном характере распределения минеральных ассоциаций на месторождении. Не выявлено вертикальной и горизонтальной зональности в распределении минеральных ассоциаций, в химическом составе главных рудных минералов, а также в содержании в них элементов-примесей. При датировании рудообразующих процессов на месторождении Зун-Холба был реализован комплексный подход, основанный на изучении K-Ar и Rb-Sr изотопных систем околорудных метасоматитов. Совместное применение Rb-Sr и ^{40}Ar - ^{39}Ar методов позволило установить, что возраст золоторудной минерализации равен 411 ± 2 млн лет, тогда как возраст наложенного события, с которым связано перераспределение рудного вещества, а также нарушения замкнутости Rb-Sr и K-Ar изотопных систем околорудных метасоматитов, составляет около 380 млн лет. Pb-Pb изотопное изучение рудной минерализации на месторождении и вмещающих ее докембрийских пород позволило обосновать ведущий вклад последних в поступление рудного свинца в минералообразующую систему. Предложена модель формирования месторождения Зун-Холба, предполагающая генетическую связь рудообразующих процессов и внутриплитного щелочного магматизма базитового состава, обусловленного воздействием плюма в раннедевонское время на литосферу Тувино-Монгольского террейна.

Ключевые слова: орогенные месторождения золота, мантийно-плюмовая модель, Rb-Sr и ^{40}Ar - ^{39}Ar возраст, источники вещества, изотопный состав свинца, месторождение Зун-Холба

DOI: 10.31857/S0016777024030022, **EDN:** dbvclj

¹Дополнительная информация для этой статьи доступна doi: 10.31857/S0016777024030053 и 10.31857/S0016777024030062 для авторизованных пользователей.

ВВЕДЕНИЕ

Крупное месторождение Зун-Холба (Гарганский рудный район, Восточный Саян) с 80-х годов прошлого века является основой сырьевой базы рудного золота Республики Бурятия. Первые штольни были заложены на высоте 2200 м. Сейчас шахта и штольневые горизонты опустились ниже 1000 м. Ежегодная добыча на месторождении составляла от 2 до 1.5 т. Первоначально обрабатывались богатые руды в кварцевых жилах и в углеродистых пирит-содержащих кварц-серицитовых метасоматитах. По состоянию на 2004 г. запасы золота составляли по категориям (C1 + C2) 37 т, при среднем содержании металла 27 г/т. Суммарная добыча из минерализованных зон за все время освоения оценивается в 80 т Au. Объемы добычи и содержание золота в обрабатываемых рудах постепенно снижаются. В настоящий момент эксплуатируются бедные и рядовые руды с содержаниями Au около 6.4 г/т. По состоянию на 2016 г. с учетом последних результатов разведочных работ ОАО «Бурятзолото» (<https://nordgold.com/investors-and-media/results-and-reports/annual-technical/> 2016 Integrated report, p. 70) доказанные и вероятные запасы Au (proven + +probable reserves) составили: 4.5 т (145 koz) при среднем содержании 4.53 г/т, а суммарные ресурсы этого металла (M + I + I resources): 19 т (603 koz) со средним содержанием золота 9.53 г/т.

Геологическая история развития Восточного Саяна охватывает продолжительный (около 1 млрд лет) период. Данные о его ранних этапах образования носят пока фрагментарный характер (Федотова и др., 2002; Kuzmichev, 2015), что в определенной степени затрудняет понимание становления региона как крупной золоторудной металлогенической провинции (Гордиенко и др., 2016). Как было отмечено в работах (Kuzmichev, 2015; Гордиенко и др., 2016), начиная с конца неопротерозоя и вплоть до палеозоя, развитие региона происходило в разных последовательно сменяющихся друг друга геодинамических обстановках (океанические, островодужные, аккреционно-коллизийные и внутриплитные (плюмовые)), в течение которых образовались основные месторождения полезных ископаемых (включая и золота) региона.

Отметим, что минералогические и геохимические особенности месторождений во многом определяются геодинамическими обстановками, в которых происходило их формирование, а также — ролью в их генезисе коровых и/или мантийных источников вещества. Таким образом, при построении генетических моделей месторождений ключевыми вопросами являются время развития

рудообразующих процессов в регионе и идентификация источников металлов и минералообразующего флюида.

Преобладающие точки зрения на генезис месторождения Зун-Холба изложены в работах (Неймарк и др., 1995; Гордиенко и др., 2016; Damdinov et al., 2022). Согласно (Гордиенко и др., 2016), формирование золоторудной минерализации связано с неопротерозойско-раннепалеозойскими тектоно-магматическими процессами, которые развивались в условиях активной континентальной окраины. Источниками золота и других металлов и серы могли служить неопротерозойские рудоносные (сульфидные) ассоциации вулканогенно-осадочных пород и колчеданные руды подводных вулканических построек. Их тектоническая переработка, сопровождавшаяся метаморфическим преобразованием, по мнению этих исследователей, приводила к ремобилизации рудных компонентов и последующему их отложению с повышенными содержаниями золота в виде руд на месторождении Зун-Холба. Отчасти эта точка зрения подтверждается результатами изучения изотопного состава Pb в рудах месторождения и докембрийских гранитоидах региона. На основе полученных Pb-Pb данных Л.А. Неймарк с соавторами (Неймарк и др., 1995) пришли к выводу о позднеордовикском (~450 млн лет) возрасте руд, формирование которых было обусловлено раннепалеозойскими метаморфическими процессами переработки докембрийской коры региона. При этом основным источником поступления металлов в рудообразующую систему являлись породы позднеархейской континентальной коры. Метаморфогенная модель образования руд золота на месторождении Зун-Холба обосновывается и в работе (Damdinov et al., 2022). Обобщение геологических и минералогических особенностей месторождения, а также полученный комплекс данных о составе и распределении элементов-примесей в пирите из рудных тел и результаты изучения вариаций изотопного состава кислорода, углерода и серы в жильных и рудных минералах позволили Б.Б. Дамдинову с соавторами (Damdinov et al., 2022) отнести месторождение Зун-Холба к орогенному типу. Согласно приведенным в работе оценкам, отложение руд золота происходило на глубинах в 3—4 км и температурах 380—433°C при ведущей роли метаморфогенного флюида. В качестве источника последнего рассматривается океаническая кора, субдуцированная под Тувинско-Монгольский микроконтинент в неопротерозойское время. Собственно, источником серы и большинства металлов, включая и золото, по мнению авторов, являлась сульфидная

минерализация, пространственно и генетически ассоциирующая с позднедокембрийскими офиолитовыми комплексами.

Из приведенного выше краткого обзора видно, что определение возраста минерализации месторождения Зун-Холба является ключевым при разработке его геолого-генетической модели, так как эти сведения позволяют связать рудообразующий процесс с историей развития геологических структур (Chen, Pirajno, 2005; Frei et al., 2009; Чернышев и др., 2012; Goldfarb et al., 2014, Taylor et al., 2015; Chugaev et al., 2022a и др.). Выполненное ранее К-Аг и ^{40}Ar - ^{39}Ar изотопное датирование единичных проб околорудных метасоматитов месторождения дало широкий интервал значений возраста — от 450 до 350 млн лет (Рошектаев и др., 1991; Дамдинов и др., 2018). Свидетельства неоднократного возобновления гидротермальной деятельности на месторождении установлены, но такая ее длительность представляется спорной. Вероятней всего, широкий разброс дат объясняется частичным или полным нарушением замкнутости К-Аг системы в изученных образцах.

Цель настоящей работы заключалась в уточнении модели генезиса золоторудной минерализации месторождения Зун-Холба. При этом решались задачи по изучению минерального состава руд, определению пространственно-временных соотношений минеральных ассоциаций, а также химического состава метасоматических околорудных пород. При датировании рудообразующих процессов на месторождении Зун-Холба был реализован комплексный подход, основанный на совместном изучении К-Аг и Rb-Sr изотопных систем околорудных метасоматитов. Это позволяет учесть особенности в геохимическом поведении компонентов К-Аг и Rb-Sr изотопных систем в ходе рудообразующих и наложенных (пострудных) процессов и обеспечивает надежность получаемых возрастов (Dodson, 1979; Cliff, 1985; Szczerba et al., 2015; Villa, 1997, 2021). Представленные в настоящей статье результаты изотопных исследований получены при сотрудничестве лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН (Rb-Sr метод) и лаборатории изотопно-аналитической геохимии ИГМ СО РАН (^{40}Ar - ^{39}Ar метод). Для определения источников металлов, в частности свинца, нами использован современный высокоточный MC-ICP-MS-метод.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ РЕГИОНА

Месторождение Зун-Холба расположено в Восточном Саяне, который является частью Алтае-Саянской складчатой системы Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). Пояс протягивается от Урала на западе до окраин Тихого океана на востоке. Он состоит из фрагментов древних микроконтинентов, разновозрастных вулканических дуг, аккреционных пластин, офиолитов и осадочных комплексов пассивных континентальных окраин (Берзин и др., 1994; Федотова, Хаин, 2002; Добрецов, 2003; Кузьмичев, 2004; Гордиенко, 2006; Добрецов, Буслов, 2007).

В истории Алтае-Саянской складчатой области (АСО) выделяются три крупные эпохи корообразования, связанные с развитием разновозрастных систем конвергентных границ (Ярмолюк и др., 2006, 2013; Кузьмичев, 2004). Это — венд-кембрийская эпоха, в ходе которой сформировались разнородные структуры Палео-Азиатского океана (океанические острова, островные дуги, задуговые бассейны). Завершилась эпоха около 505—490 млн лет назад аккрецией всех этих структур, а также находившихся в пределах палеоокеана докембрийских террейнов в единый каледонский супертеррейн ЦАСП (Добрецов, Буслов, 2007). Каледонский супертеррейн был аккретирован к Сибири в середине раннего палеозоя, сформировав складчатое обрамление кратона.

Следующим важным этапом в геологической истории Алтае-Саянской окраины Сибирского континента стали процессы преобразования ее коры в среднем палеозое. В раннем девоне (407—392 млн лет) в ее пределах возникла крупная рифтовая система, связанная с активностью мантийного плюма (Ярмолюк и др., 2013; Vorontsov et al., 2021). Ей отвечает тройная система грабенов, образование которой сопровождалось внутриплитным магматизмом, охватившим всю внутриконтинентальную часть АСО (фиг. 1). Одна из ветвей рифтовой системы — Тувинский прогиб — протянулась вглубь континента. На ее окончании (район хребта Кропоткина) возник крупный ареал щелочно-гранитоидного магматизма.

В конце раннего девона с рубежа 395 млн лет Алтае-Саянская окраина Сибирского палеоконтинента была вовлечена в процессы конвергенции в режиме активной континентальной окраины. Конвергентные процессы далеко вглубь континента не распространялись, их воздействие ограничивалось Алтайской (приокеанической) частью

АСО, в пределах которой образовался краевой вулканический пояс.

Заключительным событием в истории корообразующих процессов стало столкновение Сибирского и Казахстанского континентов в начале позднего палеозоя. Коллизия сопровождалась замыканием Иртыш-Зайсанской ветви палеоокеана и образованием складчатых структур Горного, Рудного и Монгольского Алтая (Берзин и др., 1994; Буслов и др., 2003; Владимиров и др., 2003).

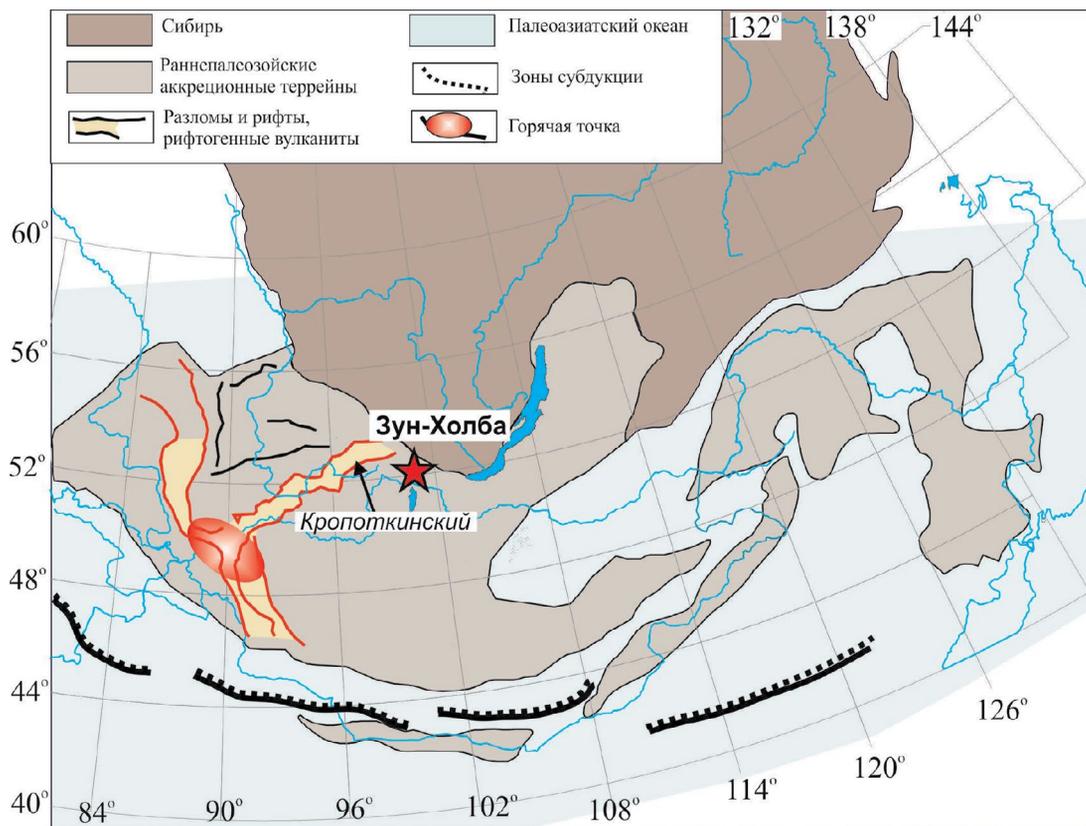
Район месторождения Зун-Холба в структуре АСО занимает внутриконтинентальную позицию, отвечающую территории, граничащей с Сибирским кратоном. Корообразующие процессы в этой части АСО завершились в раннем-среднем ордовике. Однако район месторождения располагается вблизи северо-восточного окончания системы грабенов Тувинского прогиба, возникших в результате раннедевонского рифтогенеза, и представленного здесь магматическим ареалом хр. Кропоткина. С учетом пространственной близости района месторождения к хребту можно предполагать тепловое воздействие ареала на район месторождения,

которое могло привести к активизации гидротермальных процессов в его пределах.

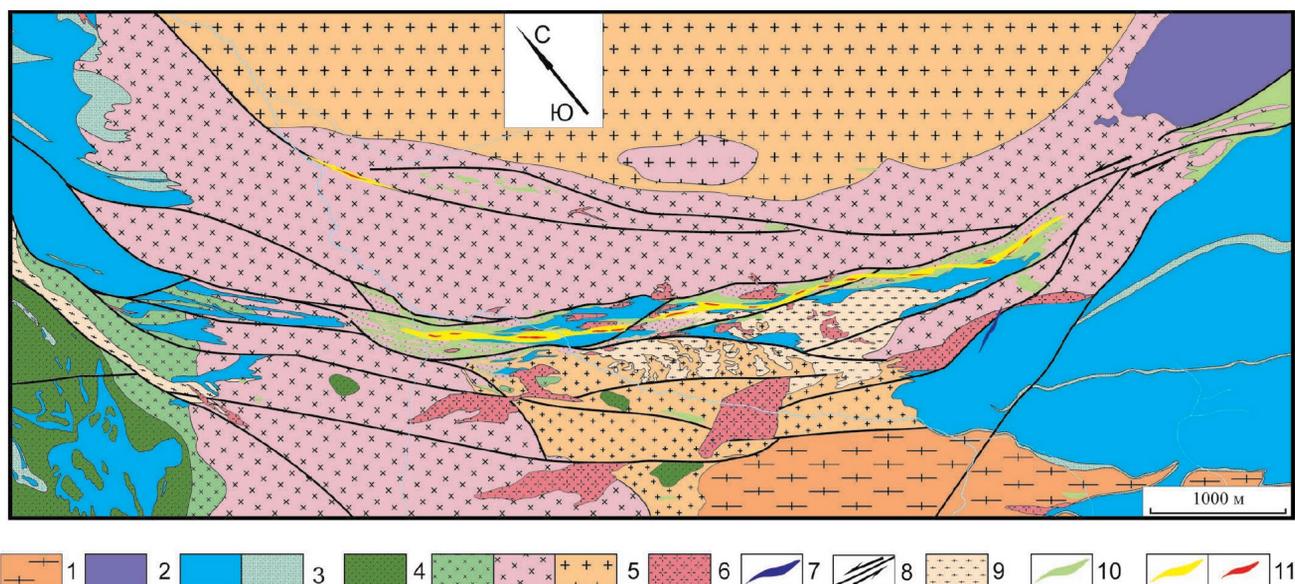
Месторождение входит в состав Окинского рудного района, расположенного в юго-восточной части Восточно-Саянского геолого-экономического района. Многочисленные золоторудные месторождения и рудопроявления, известные в нем, залегают в позднеархейских плагиогнейсах, гнейсогранитах, амфиболитах и кристаллических сланцах Гарганской глыбы или в покровах офиолитов, субвулканических и вулканогенно-осадочных образованиях неопротерозойского комплекса (Гордиенко и др., 2016).

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождение Зун-Холба расположено в Гарганской структурно-металлогенической зоне, входящей в состав Окинского рудного района (Гордиенко и др., 2016). Район включает архей-протерозойскую Гарганскую глыбу, перекрывающие ее слабдеформированные неопротерозойские вулканы и карбонатные породы, крупные зональные интрузивные массивы диорит-тоналит-плагиогранитовой



Фиг. 1. Схема распределения девонского магматизма в пределах юго-западного обрамления Сибирского палеоконтинента по (Ярмолюк и др., 2013; Vorontsov et al., 2021) с изменениями.



Фиг. 2. Геологическая схема строения золоторудного месторождения Зун-Холба (Восточный Саян, Россия).

1 – гарганский комплекс: диафторированные биотит-амфиболовые гнейсы; 2 – ильчирский комплекс: дуниты, гарцбургиты, перидотиты, тальк-карбонатные породы; 3 – ильчирская толща и иркутная свита: известняки, метапесчаники, кварц-сланцевые сланцы, конгломераты (а), вулканиты кислого и основного состава (б); 4 – барунхолбинский комплекс: габбро, габбро-диориты, габбродиабазы, пироксеновые диориты; 5 – сумсунурский комплекс: диориты (а), гранодиориты (б), биотитовые плагиограниты (в); 6 – лейкограниты, дайки аплитов и лейкогранитов; 7 – дайка керсантитов; 8 – разновозрастные тектонические нарушения и направления смещения по ним; 9 – диафторированные ортогнейсы по гранитоидам сумсунурского комплекса; 10 – березиты и зоны рассланцевания по березитам, березитизированным и скарнированным гранитоидам, известнякам, тальк-карбонатным метасоматитам; 11 – рудоносные минерализованные зоны (а) и рудные тела (б).

формации, а также ультрабазиты и осадочные микститы зон тектонического меланжа (фиг. 2).

Рудовмещающими геологическими комплексами месторождения являются:

- гнейсограниты архей-протерозойского возраста;
- доломиты и известняки с прослоями углеродистых сланцев и кварцитов *иркутской свиты* и залегающие на них с несогласием терригенно-вулканогенными отложения *ильчирской свиты*, выполняющие грабен-синклинали между блоками гнейсогранитов;
- аллохтонные образования офиолитовой ассоциации, залегающие на осадочных отложениях;
- интрузивные гранитоиды многофазных плутонов *сумсунурского комплекса* и дайки различного состава, образующие радиальные серии в юго-восточной и южной частях месторождения.

Метасоматические изменения интенсивно проявлены в зоне рудоконтролирующего разлома. Отдельные фрагменты гранитоидов и сам массив на тектоническом контакте с известняками полностью преобразованы в серицит-кварцевые, или хлорит-кварцевые метасоматиты. Такие новообразования могут быть рассечены многочисленными

прожилками белого, серого и черного дорудного кварца, часто содержащего крупные чешуйки мусковита. На некотором удалении от тектонических зон рассланцевания и милонитизации обнаружены существенно альбитовые (альбит-кварцевые) или ортоклаз-кварцевые жилы и зоны микроклинизации. В метасоматитах установлены повышенные содержания калия (до 0.5–2 мас. %), поэтому они хорошо картируются при гамма-спектрометрической съемке.

Наблюдающиеся в некоторых рудных телах тонкозернистые сланцеватые сажистые породы черного цвета, с вкрапленностью пирита и обособлениями карбонатного, кварцевого и кварц-сульфидного состава, относят к проявлениям *углеродистого метасоматоза* (Бражник, 1995). Образование таких пород может быть связано с мобилизацией органического вещества из терригенно-карбонатных толщ и его избирательным перераспределением в тектонических зонах. Поскольку эти изменения происходят без привноса вещества, можно считать их проявлениями динамометаморфизма.

Контур промышленных руд близко соответствует границам распространения углеродистых и метасоматически измененных пород.

Месторождение Зун-Холба приурочено к узкому антиклинальному выступу позднерархейских пород Гарганской глыбы среди неопротерозойских гранитоидов сумсунурского комплекса и трем мощным продольным зонам расланцевания, осложняющим этот выступ (Гордиенко и др., 2016). Рудоуправляющей и рудовмещающей структурой месторождения является зона сдвига, сопряженная с крупными шарьяжами, выполненными ультрабазитами, ограничивающими Гарганский район с юга и севера. В стержневой части сдвиговой зоны рудовмещающие доломитизированные и мраморизованные известняки смяты в сложные мелкие складки с субвертикальными шарнирами. Внутри сдвиговой зоны обнаружены блоки-будины разных размеров, между которыми развит мелко- и тонкообломочный матрикс. Блоки-будины сложены гранитоидами, массивными обломочными (серцит-кварцевые сланцы, терригенные и вулканогенные породы, кварц) и карбонатными породами. Матрикс представлен интенсивно метаморфизованными пластичными рудовмещающими породами кварц-серицитового, кварц-серицит-хлоритового, хлорит-карбонатного, углеродисто-карбонат-кварцевого, карбонат-талькового состава. В различной степени расланцованные породы развиваются по березитизированным (т.е. преобразованным в кварц-серицит-пирит-карбонатные метасомати-ты) гранитоидам сумсунурского комплекса.

На месторождении выделены два морфологических типа рудных тел:

— минерализованные зоны, под которыми понимаются зоны жильно-прожилково-вкрапленных руд (рудные тела: Сульфидное, Доржи-Банзаровское, Бабкина, Северное-1, Дальнее). В их строении, наряду с сульфидно-кварцевыми телами большой (>5 м) мощности, принимают участие пластичные углеродистые образования на контакте карбонатных пород и гранитоидов и зоны прожилковых и вкрапленных руд.

— жилообразные тела (рудные тела Северное-2, Северное-3 и Вавиловское), которые располагаются в более жестких алюмосиликатных блоках и характеризуются преобладанием жил небольшой мощности с узким ореолом сульфидной вкрапленности на участках кулисообразного расщепления разрывов основной сдвиговой системы.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД

В целом проведенные исследования позволили идентифицировать следующие рудные минералы: пирит, пирротин, сфалерит, халькопирит, галенит, тетраэдрит, арсенопирит, золото-серебряный

твердый раствор (далее, для удобства, мы будем называть золото-серебряные соединения “самородное золото”), гессит (Ag_2Te), петцит (Ag_3AuTe_2), пираргирит, самородный висмут, единичные находки гринокита (CdS) и брейтгауптита (NiSb).

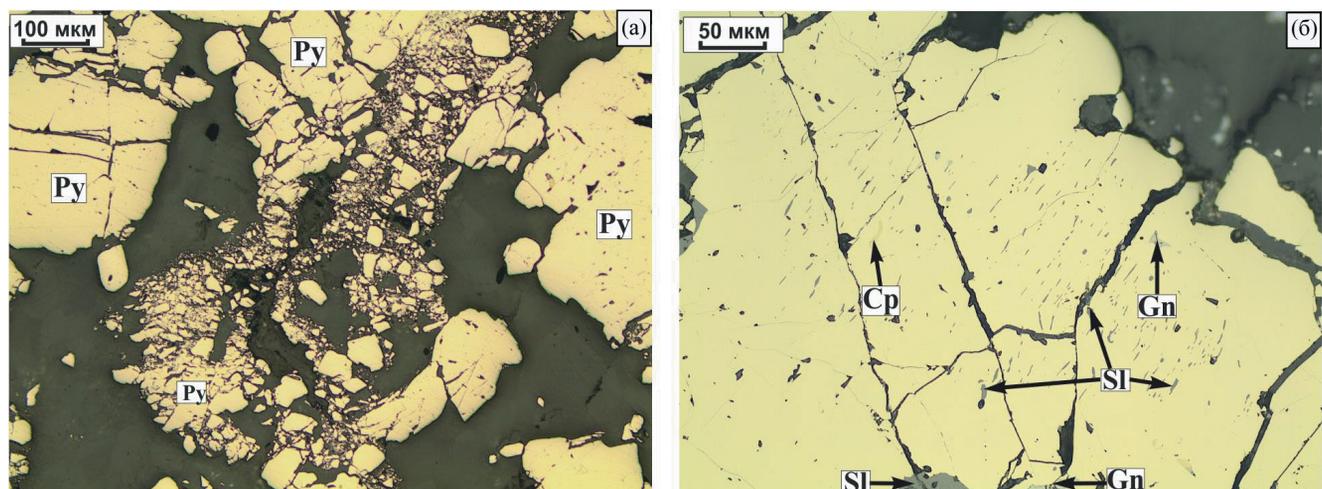
Было выявлено 2 события формирования рудной минерализации. Первое привело к образованию основной массы крупнокристаллического пирита. Более поздняя минерализация представлена полисульфидными ассоциациями.

Исследования показали, что основным минералом рудных зон, за очень редким исключением, является крупнокристаллический *пирит*, который составляет основу рудных тел. Этот ранний пирит формирует сплошные скопления кристаллов разных размеров (от n до $n \times 10$ мкм), формирующих субвертикальные изогнутые полосы, залегающие согласно с массивными окварцованными карбонатами. Эти полосы имеют конседиментационный облик, т.е. после своего отложения они деформировались вместе с вмещающими породами. Впоследствии этот пирит был катаклазирован в ходе дальнейших тектонических событий, частично растворен и сцементирован более поздними минеральными ассоциациями под действием гидротермального раствора. В результате ранний пирит представлен катаклазированными, перетертыми вдоль трещин (фиг. 3а), резорбированными, насыщенными включениями нерудных минералов и более поздними сульфидами (фиг. 3б) и сцементированными более поздними минеральными агрегатами.

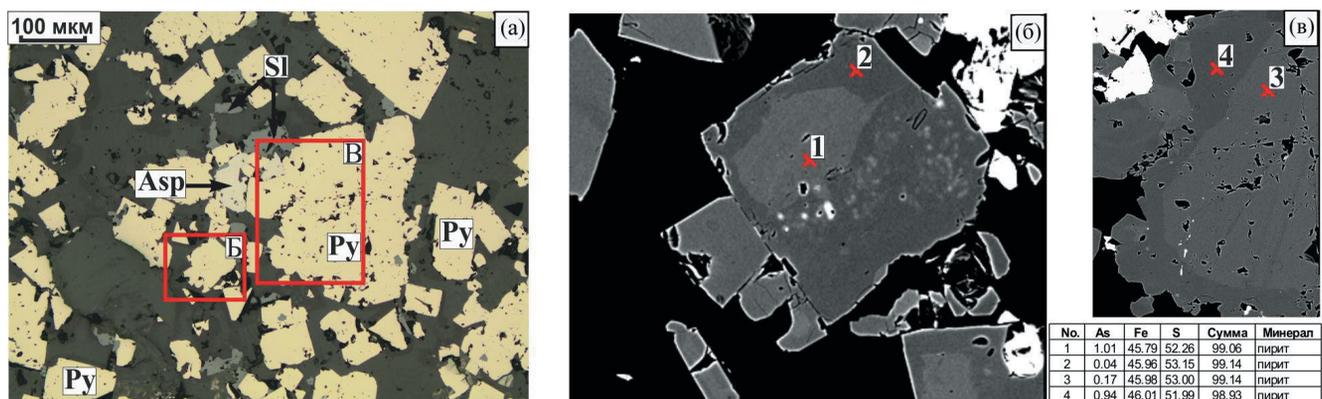
Ранний пирит из верхних горизонтов отдельных рудных тел часто имеет неоднородное строение, обусловленное чередованием зон пирита с различными содержаниями мышьяка (фиг. 4). Наиболее “мышьяковистые” участки слагают центральную часть кристаллов. Пирит с повышенным содержанием мышьяка наиболее детально изучен в месторождениях типа Карлин. Содержание мышьяка в пирите на этих месторождениях может достигать 13.17 мас. % (Barker et al., 2009).

Здесь же отмечается арсенопирит в тесном сростании с ранним пиритом (фиг. 4а). Следовательно, при отложении пирита с описываемых участков активность мышьяка в растворе была максимальной.

За исключением пирита, отобранного на верхних горизонтах, по своему химическому составу он однороден и практически лишен примесей. Присутствие в анализах микроэлементов, возможно, обусловлено неоднородностью изученных кристаллов, содержащих микровключения халькопирита (Cu), галенита (Pb), сфалерита (Zn). В целом содержания



Фиг. 3. Ранний крупно-кристаллический пирит (Py). а – разбит трещинами и раздроблен вдоль них с образованием угловатых разноразмерных обломков, Обр. Пр 17/1, горизонт 1318; б – микровключения сфалерита (Sl), галенита (Gn) и халькопирита (Cp), Обр. 22. Горизонт 1490.



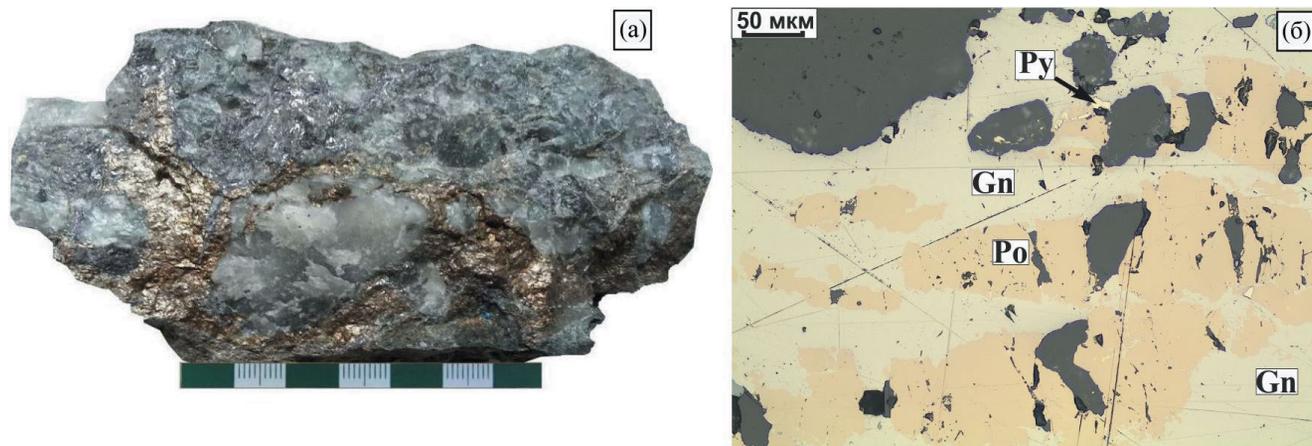
Фиг. 4. Срастание раннего крупно-кристаллического с кристаллами арсенопирита. Сфалерит выполняет межзерновое пространство в нерудной матрице и срастается с пирит-арсенопиритовым агрегатом, образуя коррозионную границу. Обр. 15-1. Горизонт 2090. Рудное тело Вавиловское. а – микрофотография, б – в – BSE изображение.

химических элементов в анализах пирита попадают в интервалы: Cu — 0—0.05 мас. %, Fe — 45.33—47.59 мас. %, Co — 0—0.22 мас. %, Ni — 0—0.19 мас. %, As — 0—1.07 мас. %, S — 51.1—54.27 мас. %.

Количество остальных рудных минералов значительно варьирует. Так, с уверенностью можно говорить о том, что полиметаллическая минеральная ассоциация (сфалерит + галенит + халькопирит) преобладает на верхних горизонтах и периферических частях месторождения.

Пирротин в различных количествах встречен на всех уровнях месторождения. Степень обогащения этими минералами может быть как значительной, определяющей общий облик рудных тел, так и резко подчиненной. На отдельных участках месторождения, в ассоциации с галенитом, он преобладает в рудах, цементируя округлые выделения полупрозрачного кварца (фиг. 5а–б). Галенит на этом участке тонковолокнистый, что позволяет

предположить локальные тектонические события, в результате которых галенит, в силу своей пластичности, приобрел такую текстуру. В то время как пирротин и кварц незначительно изменили свои формы (фиг. 5б). Временное положение пирротина определяется взаимоотношением с остальными сульфидами. Как правило, он образует реликты, в значительной степени растворенные более поздними сульфид-содержащими флюидами. Внутреннее блочное строение пирротина часто подчеркивают сульфиды, занимающие интерстиционное положение по отношению к выделениям пирротина. “Блоки” пирротина характеризуются наличием полисинтетических двойников, пересекающих границы блоков, что характерно для ситуации пострудного сжатия. На некоторых участках объекта по пирротину развиваются агрегаты пирит-марказита, являющиеся, по сути, вторичными минералами в зонах особой проницаемости.



Фиг. 5. Пирротин-галенитовый агрегат. а – Пирротин-галенитовый агрегат цементирует округлые “будины” полупрозрачного кварца. б – реликты пирротина (Po) в крупном выделении галенита (Gn). Py – пирит. Обр. 1390кв26. Горизонт 1390.

Максимальные количества пирротина отмечаются на нижних горизонтах изученных нами зон. Кроме этого, обнаружено пространственное разобщение основной массы пиритовой минерализации и пирротин-халькопиритовых прожилков (фиг. 6).

В эмпирической формуле $Fe_{1-x}S$ пирротина величина x варьируют от 0.05 до 0.06 — в минерале с нижних горизонтов и от 0.14 до 0.16 — в нем же с верхних уровней. Отмечается постоянная примесь кобальта с вариациями содержаний от 0.04 до 0.43 мас. %. Содержания никеля — низкие (не превышают 0.16 мас. %). Отчетливой корреляции между двумя этими элементами не обнаружено. Состав пирротина контролируется локальными условиями минералообразования и, в целом, вариации химических элементов в его составе попадают в интервалы: Fe 59.1—61.4 мас. %, S — 38.0—39.7 мас. %, Ni — 0.1—0.3 мас. %, Co — 0.1—0.6 мас. %.

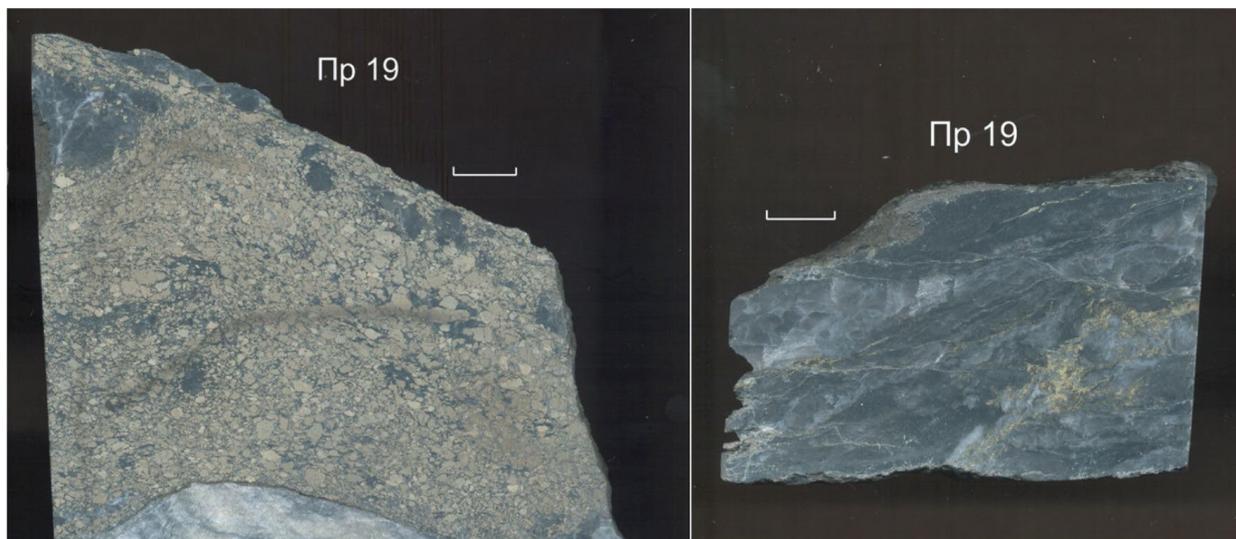
В тесных сростаниях с пирротинном обнаружен халькопирит, который является более поздним минералом по отношению к первому. Он присутствует в рудах практически во всех минеральных ассоциациях в различных количествах. Именно его наличие определяет повышенные содержания меди в руде. Установлены две основные формы выделений этого минерала: эмульсионная вкрапленность в сфалерите и — в сростании с другими сульфидными минералами в межзерновом пространстве пирита (фиг. 7а, б) и нерудной матрицы.

Часто эмульсионная вкрапленность халькопирита в сфалерите трактуется как распад твердого раствора. Но, как было показано ранее, растворимость меди в сфалерите недостаточна для формирования подобных структур (Barton, Bethke, 1987; Wiggins, Craig, 1980; Hutchinson, Scott, 1981; Kojima, Sugaki, 1985). Было предложено несколько вариантов

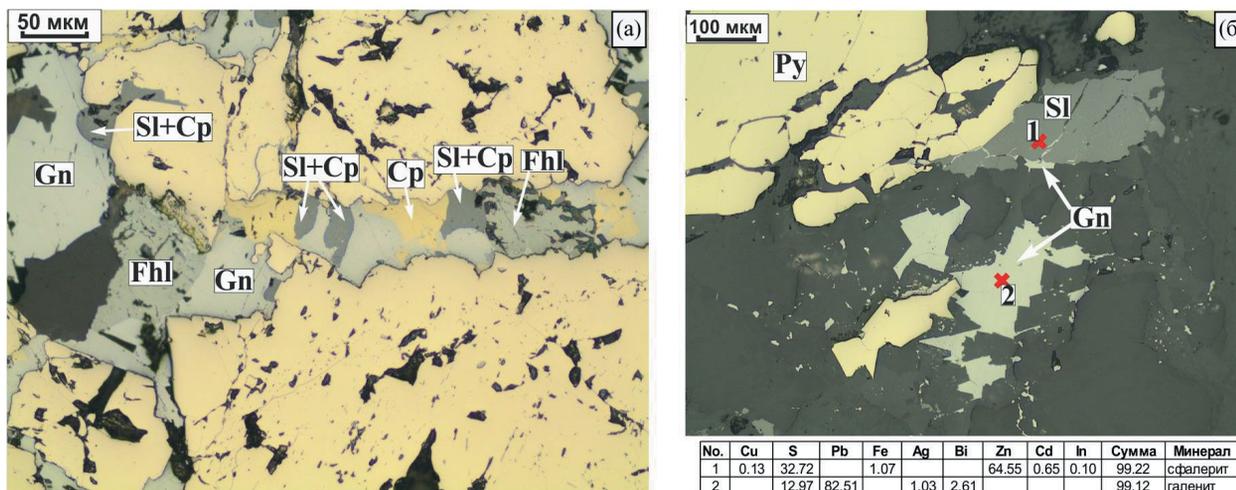
образования подобных структур: замещение в результате взаимодействия сфалерита с растворами, транспортирующими медь и железо; соосаждение сфалерита и халькопирита (Bortnikov et al., 1991). При кристаллизации халькопирит-сфалеритовых агрегатов в рудах месторождения Зун-Холба наиболее вероятно замещение с участием гидротермального флюида. В пользу этого говорят взаимоотношения со сфалеритом: укрупнение выделений халькопирита в районе трещин, коррозия вдоль взаимных границ: т.е. образование микровключений халькопирита происходит под действием гидротермального раствора в порах сфалерита. Халькопирит тесно связан с пирротиновой минерализацией, формирует изометричные выделения, корродируя и замещая минерал-хозяин. С другими сульфидами часто сложно определить временные отношения. Но в некоторых случаях он занимает отчетливо периферийное или секущее положение по отношению к сфалериту.

Халькопирит практически не содержит элементов-примесей в своем составе. В целом он имеет следующий состав: Cu — от 31.15 до 34.93 мас. %, Zn — от 0 до 1.85 мас. %, Fe — от 29 до 31.32 мас. %, Co — от 0 до 0.04 мас. %, Cd — от 0 до 0.07 мас. %, As — от 0 до 0.04 мас. %, S — от 33.93 до 35.97 мас. %. Наличие цинка в составе халькопирита обусловлено аналитической погрешностью из-за тесных сростаний со сфалеритом.

Другим рудным минералом, определяющим состав руд, является сфалерит, количество которого также значительно варьирует на различных участках месторождения. Так же, как другие сульфиды, он выполняет интерстиционные пространства в раннем пирите или пустоты во вмещающей нерудной матрице. В раннем пирите он отмечается



Фиг. 6. Преимущественно пиритовая руда (слева) и халькопирит-пирротиновый прожилок (справа) во вмещающем метасоматите. Штольня 14, горизонт 1990, Б 110 С. Обр. 19. Полированные штуфы.



Фиг. 7. Агрегаты полиметаллической ассоциации. а – сульфиды представлены галенитом (Gn), халькопиритом (Cp), тетраэдритом (Fhl) и сфалеритом с эмульсионной вкрапленностью халькопирита (SI + Cp). Обр. Пр 18. Горизонт 2060. б – ранний крупно-кристаллический пирит в сростании с гнездом сфалерита (SI) и галенита. Галенит выполняет микротрещины в сфалерите, обр. Пр 22. Горизонт 1490.

в виде ориентированных включений размером менее 1 мкм (фиг. 3б). Наличие этих структур не зависит от глубины залегания рудных образований. В случае более интенсивной проработки раствором ранних агрегатов пирита, упорядоченные включения сфалерита укрупняются и теряют “штрихообразную” форму.

По отношению к пирротину сфалерит является более поздним минералом, т.к. он образует в нем включения неправильной формы, коррозионные границы в случае обрастания. С галенитом взаимоотношения определяются также однозначно. Галенит формирует в сфалерите микропрожилки по трещинам (фиг. 7б).

Наиболее часто сфалерит входит в состав полисульфидных агрегатов наравне с галенитом, халькопиритом и пирротинном. Хотя в отдельных случаях выделения сфалерита формируют практически мономинеральные агрегаты, образующие прожилки в нерудной массе.

В химическом составе сфалерита обнаружены постоянные примеси — это железо и кадмий. Количество железа, выраженное в содержании минерала FeS, изменяется в диапазонах 1.9—15.9 мас. %. В целом химический состав сфалерита широко варьирует: Zn — 56.3—65.3 мас. %, Fe — 1.8—8.6 мас. %, Cd — 0.3—2.5 мас. %, In — 0—0.6 мас. %, S — 30.7—37.5 мас. %

Еще одним распространенным сульфидом в рудах месторождения является *галенит*. Его включения и агрегаты распространены повсеместно, но к верхним горизонтам отмечается тенденция к возрастанию его количества. На участках интенсивного развития полиметаллической ассоциации галенит обнаружен в тесном сростании со сфалеритом и халькопиритом (фиг. 7а). Если со сфалеритом взаимоотношения интерпретируются однозначно, то с халькопиритом эта задача не решается просто. Как правило, в случае сростаний границы между халькопиритом и галенитом взаимопроницающие. На нижних горизонтах широко распространена галенит-пирротиновая минеральная ассоциация.

В химическом составе галенита отмечается часто встречающаяся примесь висмута. В некоторых образцах между висмутом и серебром в галените отмечается положительная корреляция, но в большинстве случаев висмут является единственным элементом-примесью, содержание которого достигает 7.8 мас.% (фиг. 8). Остальные значимые примеси, отмеченные в галените (Cu, Fe), связаны с захватом пучком прибора близлежащих минералов. Содержания химических элементов в галените варьируют: Pb — от 77.83 до 87.94 мас.%, S — от 12.71 до 16.64 мас.%, Ag — от 0 до 1.9 мас.%, Bi — от 0 до 7.8 мас.%, Cu — от 0 до 2.79 мас.%.

Блеклые руды отмечались в единичных образцах. Изучение взаимоотношений с другими минералами и химического состава минералов этой группы позволило выявить 2 генерации блеклых руд: тетраэдриты, т.е. позицию полуметалла занимает сурьма, с содержанием серебра ниже 9 мас.%, и ряд Ag-тетраэдрит (Fe) (Ag 4–5 apfu) — аргентотетраэдрит (Fe) (Ag ≥ 6 apfu) (Biagioni et al., 2020). Тетраэдрит наблюдался в ассоциации с галенитом, сфалеритом и халькопиритом (фиг. 8а). При этом тетраэдрит корродируется галенитом и сфалеритом. Также галенит пересекает тетраэдрит по микротрещинам и обрастает по периферии (фиг. 9б). Аргентотетраэдрит (Fe) тесно ассоциирует с галенитом, замещая его (фиг. 9а).

Некоторые выделения блеклой руды имеют зональное строение (фиг. 10), содержания в паре Ag-Cu варьируют в соседних зонах. Содержание серебра достигает 25.96 мас.%, что позволяет отнести блеклую руду к аргентотетраэдриту (Fe).

Можно отметить, что содержание серебра в блеклых рудах не зависит от глубины отбора, а зависит от ассоциации, в которую входят минералы этой группы. В составе полиметаллической ассоциации концентрация серебра не превышает 11.9 мас.%. В том случае, если тетраэдрит находится в тесном

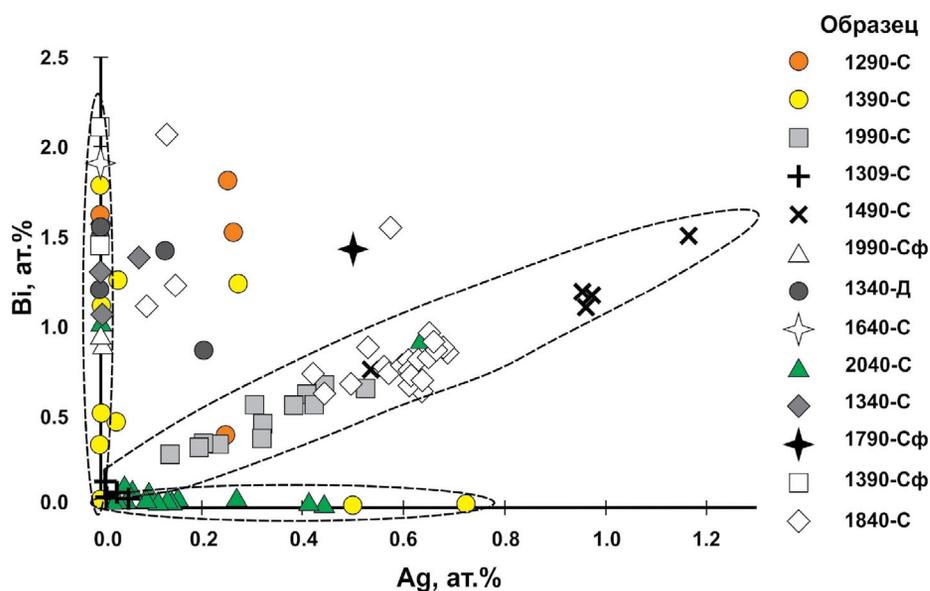
сростании с галенитом, который образует мелкие включения в пирите или нерудной матрице, содержание серебра варьирует от 19.7 до 26.5 мас.%. Во втором случае анализы не могут считаться количественными, т.к. выделения аргентотетраэдрита крайне малы и неизбежен захват пучком зонда близлежащих сред. В целом химический состав блеклых руд тетраэдрит-аргентотетраэдритовой серии варьирует в достаточно широких пределах: Ag — от 0.8 до 26.5 мас.%, Cu — от 17.5 до 36.8 мас.%, Fe — от 3.7 до 6.9 мас.%, Zn — от 0.1 до 2.5 мас.%, Sb — от 25.9 до 31.9 мас.%, S — от 22.3 до 25.4 мас.%. Из других примесей присутствуют Cd (до 0.72 мас.%), As (до 0.23 мас.%), Bi (до 0.18 мас.%). В минералах ряда блеклых руд соотношение Fe/(Fe + Zn) изменяется от 0.70 до 0.98, Ag/(Ag + Cu) — от 0.06 до 0.45.

Были идентифицированы единичные кристаллы арсенопирита, которые, по-видимому, относятся к ранним минералам. Они отмечены в сростании с ранним пиритом, разбиты трещинами и катаклазированы.

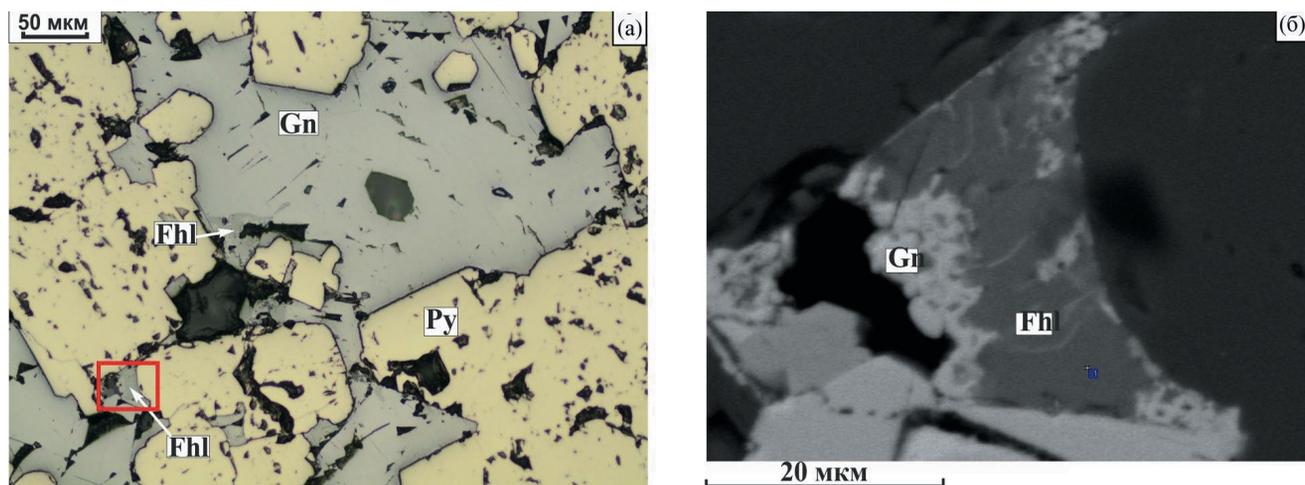
Соединения, представляющие собой твердый раствор золота и серебра, встречаются повсеместно. Для простоты изложения далее такие выделения будут нами называться “самородным золотом”. Размеры выделений самородного золота варьируют от первых до 40 микрон. Следует отметить, что на нижних горизонтах месторождения массовая доля золота в соединениях выше, чем на верхних горизонтах. В виде включений самородное золото встречается в пирите, пирротине и нерудной матрице. Кроме этого, золото присутствует в сростании с различными сульфидами, демонстрируя свое более позднее время формирования.

Обращает на себя внимание тесная связь золота с галенитом. На участках руд, где микроскопически самородное золото выявить не удалось, это было сделано с помощью электронного микроскопа и, как правило, эти выделения отмечались в виде микровключений именно в галените. В такой ассоциации соединения золота являются самыми низкопробными (от 126 до 607‰). Также самородное золото тесно ассоциирует с теллуридами серебра и золота (гессит, петцит). Как показали наши исследования и результаты, описанные Бражником (Бражник, 1995), соединения золота преимущественно локализируются в интерстициях и микротрещинах.

Были отмечены единичные выделения теллуридов благородных металлов (Au и Ag) и висмута. Предыдущими исследованиями на месторождении были выделены теллуридная (Рошектаев, 1995) и Bi-теллуридная (Москвитина и др., 2020)



Фиг. 8. Соотношение серебра и висмута в галените. В условных обозначениях: цифры – горизонт отбора; С – рудное тело Северное, Д – рудное тело Дальнее, Сф – рудное тело Сульфидное.

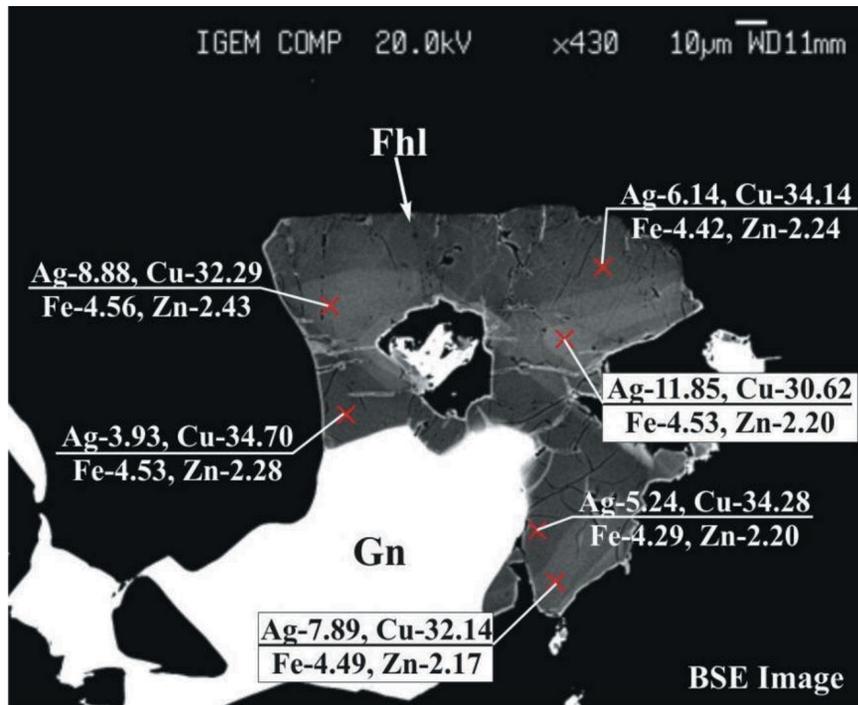


Фиг. 9. Галенит (Gn) выполняет межзерновые пространства и замещает ранний пирит (Py). В тесном сростании с галенитом находится блеклая руда (Fhl), которая обрастает и пересекается по микротрещинам галенитом. а – микрофотография, б – BSE изображение фрагмента (а). Обр. Пр 18. Горизонт 2060.

ассоциации. Самым распространенным минералом среди теллуридов является гессит (Ag_2Te). Как правило, теллуриды обнаружены в виде мелких включений, слагающих цепочки в пирите в ассоциации друг с другом, самородным золотом и галенитом. В некоторых случаях в сростании с галенитом обнаружен самородный висмут.

Если теллуриды серебра и самородный висмут хотя редко, но встречались при изучении руд, то такие редкие минералы, как гринокит и брейтгауптит, отмечены впервые. Кадмий обычно наблюдается в виде постоянной примеси в сфалерите. Гринокит является его собственным сульфидом. Он образует достаточно крупное выделение на

границе пирротина и галенита на краю кварцевой пустотки. Анализ химического состава содержит небольшое количество железа из-за тесного сростания с пирротинном. Здесь же обнаружен брейтгауптит – минерал никеля и сурьмы. Если учесть, что никель даже в качестве примеси в пирротине или пирите отмечается редко, то наличие этого минерала в рудной ассоциации является неординарным. Никелевая минерализация на месторождении пространственно связана с ее развитием по гипербазитовым интрузиям. В нашем случае этого не наблюдается и, по-видимому, отражает особенности в условиях минералообразования на локальном уровне. По составу этот минерал соответствует своей идеальной



Фиг. 10. Зональное гнездо блеклой руды (Fhl) в срastании с галенитом (Gn). Обр. шт.76-2/1, гор. 2040. BSE-изображение.

формуле. В химическом анализе обнаруживается примесь свинца, обусловленная “захватом” из-за тесных срastаний с галенитом.

Анализ взаимоотношений между минералами позволил выявить последовательность отложения минеральных ассоциаций. Обобщенная последовательность выглядит следующим образом: $Pu + Asp + Au$ ($Au/Ag \sim 1.0-3.9$) $\rightarrow Po-Sl-Fhl$ (содержание $Ag \sim 0.8-7.9$ мас.%) $\rightarrow Cr-Gn + Fhl$ (содержание $Ag \sim 19.7-33.0$ мас.%) $\rightarrow Au$ ($Au/Ag 0.2-1.7$) \rightarrow Теллуриды. Отчетливо видно, что в процессе минералообразования к последним стадиям снижается количество железа в растворе и уменьшается фугитивность серы.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОКОЛОРУДНЫХ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Изученные нами околорудные метасоматиты представляют собой сланцеватую породу зеленого цвета с характерным шелковистым мерцающим блеском на поверхностях сколов (фиг. 11а, б). По составу главных породообразующих минералов, по структурным и текстурным особенностям отобранные образцы оказались близки между собой. Главными породообразующими минералами в них являются кварц и серицит, общая доля которых может достигать 98%. В целом кварц преобладает над

серицитом, хотя соотношение этих минералов существенно варьирует от образца к образцу (фиг. 11в, г). В подчиненном количестве присутствуют карбонаты (кальцит, доломит), альбит и, что реже, калиевый полевой шпат и хлорит (фиг. 11д, е). Пирит является единственным рудным минералом, который присутствует в заметных количествах (до 20%). Метасоматиты, как правило, обладают порфиробластовой структурой (фиг. 11в, г). Порфиробласты представлены преимущественно изометричными или линзовидными выделениями кварца и карбонатов, а также — ориентированными в одном направлении лейстами альбита. В метасоматитах, развитых по гранито-гнейсам гарганского комплекса, среди порфиробласт выявлены единичные зерна унаследованного мусковита (фиг. 11е). Крупные зерна кварца нередко деформированы и несут следы поздней перекристаллизации (фиг. 11д, е).

Порфиробласты окружены микрозернистым агрегатом, сложенным кварцем, серицитом и реже альбитом (фиг. 11в–е). Чешуйки серицита матрикса, размер которых, как правило, составляет 20–50 микрон, нередко имеют общую ориентировку. Псевдослоистость пород обусловлена чередованием присутствующих в матриксе участков, различающихся между собой по содержанию кварца и серицита. Участки, обогащенные серицитом, несут следы деформации, а сами чешуйки этого

минерала, облекая порфиробласты, формируют так называемые текстуры “течения”.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МЕТАСОМАТИТОВ

Химический состав изученных метасоматитов определяется содержанием, главным образом, SiO_2 , Al_2O_3 и K_2O . Сумма этих оксидов для большей части образцов составляет 90—97 мас. % (Приложение 2). При этом характерны широкие вариации содержаний Al_2O_3 (от 7 до 25 мас. %), K_2O (от 2.1 до 7.5 мас. %) и SiO_2 (63—86 мас. %). Эти вариации отражают, в первую очередь, изменение соотношения в образцах двух главных породообразующих минералов — кварца и серицита. Во всех образцах также установлено повышенное содержание Fe_2O_3 (0.8—2.7 мас. %), MgO (0.4—4.9 мас. %) и CaO (0.2—4.8 мас. %), что обусловлено, прежде всего, присутствием в незначительном количестве карбонатных минералов, хлорита и, в меньшей степени, пирита.

Метасоматиты показывают высокое содержание Ва (от 300 до 2000 мкг/г) и сильно варьирующее содержание Zr (от 28 до 220 мкг/г). Для них получено относительно низкое содержание Cr (5—27 при среднем 11 мкг/г), Ni (2.1—11 при среднем 5.8 мкг/г) и Co (0.7—8.4 при среднем 2.6 мкг/г). В свою очередь, содержание Cu (5—120 при среднем 35 мкг/г), Zn (9—550 при среднем 88 мкг/г) и Pb (2—270 при среднем 72 мкг/г), присутствующих в составе рудных минералов месторождения Зун-Холба, сильно изменяются и в целом является повышенным. Содержание Y, Nb, Yb, Ta и Th, которые малоподвижны в метасоматических процессах, находится в диапазонах соответственно: от 3 до 21, от 1.7 до 6.1, от 0.3 до 1.6, от 0.1 до 0.75, от 3.3 до 18 мкг/г. При этом устанавливаются широкие вариации Nb/Y (0.2—1.4) и Ta/Yb (0.18—0.51) отношений.

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

^{40}Ar - ^{39}Ar и Rb-Sr датирование было проведено для кварц-серицитовых метасоматитов, развитых по гранодиоритам сумсунурского комплекса (ZH-12—130/15, ZH-12—131/15 и ZH-12—132/15) и гранито-гнейсам гарганского комплекса (ZH-14—80). Изученные образцы по гранодиоритам были отобраны из одной метасоматической зоны с интервалом отбора проб в 1 м.

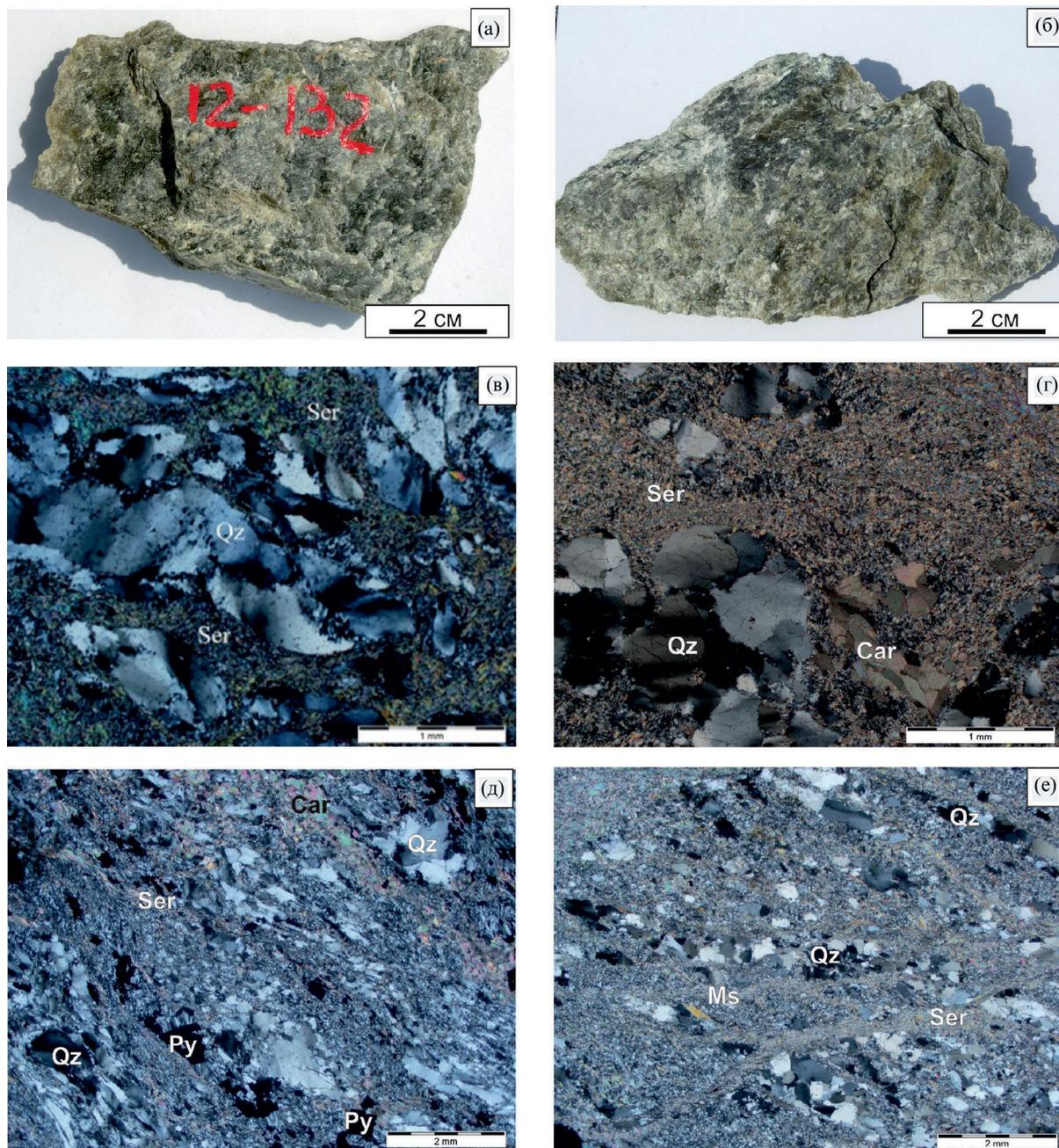
^{40}Ar - ^{39}Ar изотопные данные

Результаты ^{40}Ar - ^{39}Ar изучения серицита из метасоматитов представлены в Приложении 2, а также на диаграммах в виде возрастных спектров и “обратных” изохрон (фиг. 12). В целом проанализированные температурные фракции для всех образцов демонстрируют широкий разброс значений $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста (от 200 до 440 млн лет). В то же время образцы отличаются между собой по диапазонам, в пределах которых варьируют значения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста. Наиболее узкие диапазоны $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастов получены для температурных фракций ZH-12—131/15 (290—378 млн лет, 8 ступеней от 500 до 1140°C, 100% от всего выделенного ^{39}Ar), ZH-14—80 (340—430 млн лет, 8 ступеней от 650 до 1070°C, 99.1% от всего выделенного ^{39}Ar) и ZH-12—132/15 (302—397 млн лет, 7 ступеней от 500 до 1140°C, 100% от всего выделенного ^{39}Ar), а самый широкий диапазон — для образца ZH-12—130/15 (200—365 млн лет, 8 ступеней от 500 до 1130°C, 100% от всего выделенного ^{39}Ar).

Величина отношения Ca/K существенно изменяется (0.02—216) в температурных фракциях аргона. Повышенные значения отношения Ca/K для некоторых образцов объясняются влиянием карбонатных минералов, которые присутствуют в изученных кварц-серицитовых метасоматитах. При этом высокие значения характерны для низкотемпературных фракций, тогда как в средне- и высокотемпературных фракциях значение отношения Ca/K — относительно низкое (<7). Эти вариации не оказывают сколько-нибудь существенного влияния на рассчитываемые значения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста для фракций этих частей спектров.

Формы полученных возрастных спектров свидетельствуют о нарушении замкнутости K-Ar изотопной системы во всех образцах. Для них установлено последовательное увеличение значений $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста от низкотемпературных к высокотемпературным ступеням. Такая форма спектра определяется как “лестница вверх” (фиг. 12а, б, в, ж). Для трех из четырех спектров в их высокотемпературной части ($T > 925^\circ\text{C}$) присутствуют субгоризонтальные сегменты различной протяженности от 35.5 до 70.5% от всего выделенного ^{39}Ar . В возрастном спектре образца ZH-14—80 такой сегмент отсутствует. Рассчитанные по этим сегментам значения возраста варьируют в относительно узком диапазоне и составляют для образца ZH-12—130/15— 360 ± 6.6 млн лет, для образца ZH-12—131/15— 368 ± 6 млн лет и для образца ZH-12—132/15— 379 ± 8 млн лет.

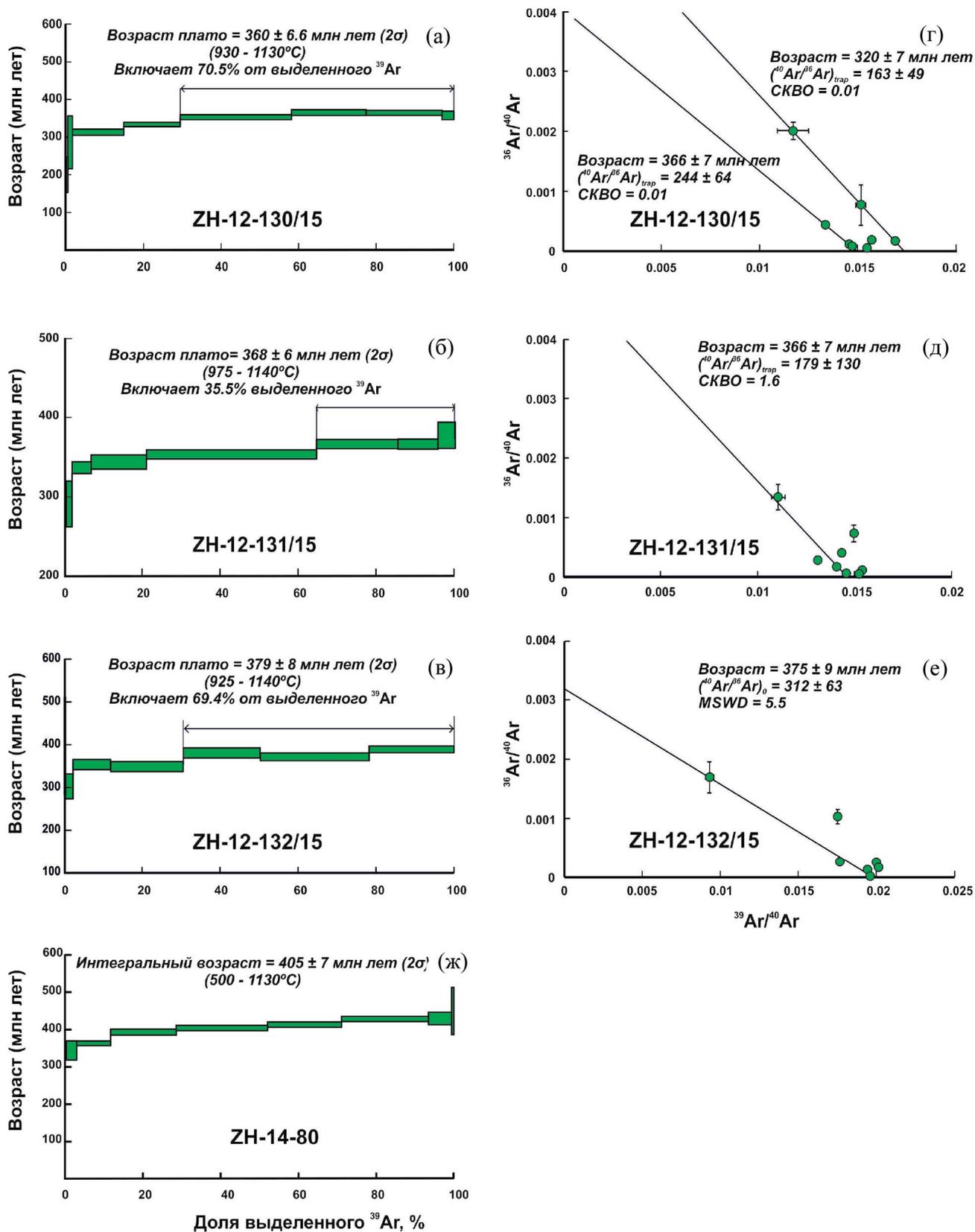
Анализ полученных ^{40}Ar - ^{39}Ar данных для образцов ZH-12—131/15 и ZH-12—132/15 с помощью



Фиг. 11. Макро- и микрофотографии кварц-серицитовых метасоматитов месторождения Зун-Холба (а–д) и рудопоявления Пионерское (е). а–г – метасоматиты по гранитоидам сумсунурского комплекса (образцы: а – ZH-12-132/15; б – 114-110/1; в – ZH-12-131/15; г – ZH-12-132/15) и гранито-гнейсы гарганского комплекса (д – ZH-14-891; е – Gr-1/15b). Порфирибластовые выделения кварца (Qz) с признаками катаклаза, погружены в матрицу из микрозернистого кварца и серицита (Ser). Присутствуют выделения кальцита (Cal), пирита (Py) и реликты мусковита (Ms).

метода “обратных” изохрон показал, что точки, отвечающие фракциям горизонтальных сегментов, на графиках демонстрируют повышенный разброс и не аппроксимируются линиями с удовлетворительными статистическими параметрами. Так, для образца ZH-12–131/15 рассчитанный возраст составил 366 ± 7 млн лет при СКВО = 1,6, а для образца ZH-12–132/15— 375 ± 9 млн лет при

СКВО = 5.5. Однако нельзя не отметить, что полученные по “обратным” изохронам значения совпадают в пределах погрешностей со значениями субгоризонтальных сегментов возрастных спектров этих же образцов и согласуются между собой. Особый случай демонстрируют ^{40}Ar - ^{39}Ar данные для образца ZH-12–130/15, для которого на графике в координатах $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ - $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$



Фиг. 12. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастные спектры и диаграммы с “обратными” изохронами для серицита из кварц-серицитовых метасоматитов из золоторудного месторождения Зун-Холба (Восточный Саян).

выделяется два линейных тренда. Наклон одного из них соответствует датировке 366 ± 7 млн лет при $СКВО = 0.01$ и значению $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{trap}} = 244 \pm 64$, тогда как второй показывает более молодое значение — 320 ± 7 млн лет при $СКВО = 0.01$ и величине $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{trap}} = 163 \pm 49$ существенно ниже, чем в воздушном аргоне.

Rb-Sr изотопные данные

Результаты Rb-Sr изотопного изучения образцов околорудных метасоматитов приведены в Приложении 2 и показаны на Rb-Sr изохронных диаграммах (фиг. 13). Для валовых проб пород и минеральных фракций концентрация Rb и Sr варьирует в широких диапазонах от 0.02 до 211 и от 0.9 до 198 мкг/г соответственно. Значения изотопных отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ также демонстрируют значительные вариации: соответственно от 0.01 до 44.1 и от 0.7101 до 0.9637. При нанесении всех результатов Rb-Sr изучения образцов ZH-12—130/15, ZH-12—131/15 и ZH-12—132/15, которые были отобраны из одной и той же метасоматической зоны, на Rb-Sr диаграмме экспериментальные точки демонстрируют значительный разброс ($СКВО = 37$) относительно аппроксимирующей их линии, тангенс угла наклона которой отвечает возрасту 371 ± 4 млн лет при величине начального $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71285 \pm 0.00043$ (фиг. 13а). Обнаруженный разброс свидетельствует о неоднородности образцов по величине начального изотопного состава Sr. При анализе Rb-Sr данных с помощью Rb-Sr изохронных диаграмм для каждого образца по отдельности экспериментальные точки показывают меньший разброс относительно линий. Величины СКВО изменяются в пределах от 0.5 до 2.6, а погрешность расчета возраста не превышает 1.5% (фиг. 13б–д). Таким образом, можно заключить, что в объеме отдельных образцов в результате развития метасоматических процессов гомогенизация изотопного состава Sr между минералами была достигнута. Для образца ZH-12—130/15 точки лежат на линии с наклоном, соответствующим возрасту 363 ± 2 млн лет (2σ , $СКВО = 0.5$, фиг. 12б) с начальным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.712826 \pm 0.000035$. Rb-Sr возраст, полученный для ZH-12—131/15, немного старше Rb-Sr возраста образца ZH-12—130/15 и составляет 371 ± 2 млн лет. Значение $СКВО = 1.4$, а величина начального $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.713131 \pm 0.000035$ (фиг. 12в). Для образца ZH-12—132/15 полученные данные показывают несколько больший разброс ($СКВО = 2.6$) точек на Rb-Sr диаграмме и дают возраст 379 ± 6 млн лет, совпадающий в пределах погрешности с возрастом образца ZH-12—131/15 (фиг. 12г). С учетом всех полученных Rb-Sr

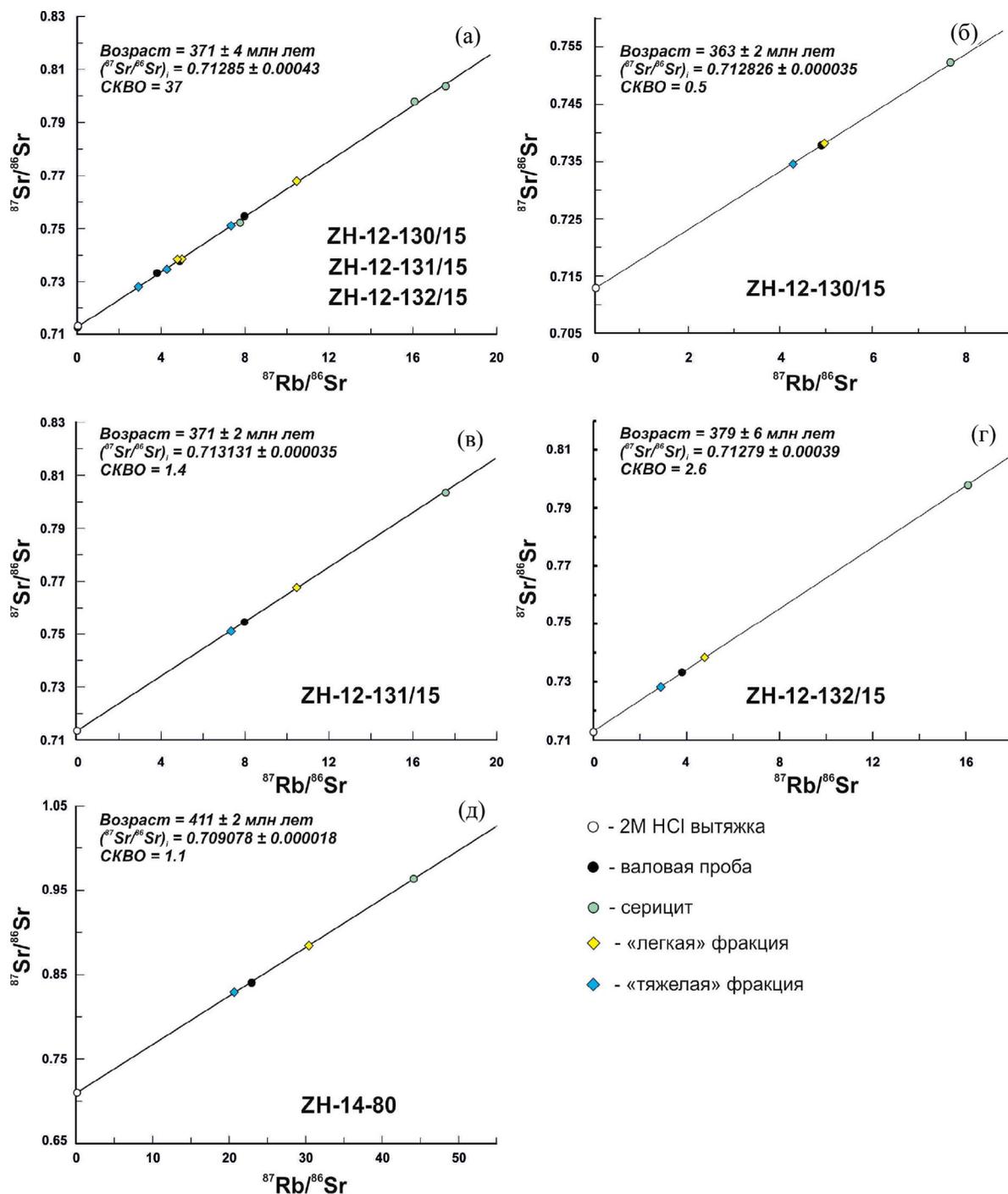
данных для образцов ZH-12—130/15, ZH-12—131/15 и ZH-12—132/15 средняя оценка возраста кварц-серицитовых метасоматитов составляет 371 ± 8 млн лет.

Экспериментальные точки (валовая проба породы, серицит, кислотная вытяжка и две минеральные фракции) для образца ZH-14—80 образуют единый линейный тренд, для которого рассчитанный возраст составляет 411 ± 2 млн лет при разбросе точек $СКВО = 1.1$ (фиг. 13д). Этот возраст значительно древнее значения, полученного при изучении кварц-серицитовых метасоматитов, образовавшихся по гранитоидам сумсунурского комплекса.

Pb-Pb ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

Pb-Pb данные для сульфидов из руд месторождения, фракций полевых шпатов и валовых проб докембрийских магматических и метаморфических пород района месторождения представлены в Приложении 2 и показаны на Pb-Pb диаграммах (фиг. 14). В Приложении 2 также приведены скорректированные на возраст 410 млн лет значения изотопных отношений Pb в полевых шпатах и породах, а также — параметры ($\mu_2 = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, $\omega_2 = ^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$, T_m — модельный возраст) источников рудного свинца, рассчитанные согласно двухстадийной модели (Stacey, Kramers, 1975).

Сульфиды. Изотопный состав свинца проанализирован для 11 образцов сульфидов (пирит и галенит). В целом значения изотопных отношений Pb низкие и варьируют в узких диапазонах: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.270\text{—}15.643$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.086\text{—}15.167$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 35.857\text{—}36.096$. Отчетливой корреляции между местом отбора проб и изотопным составом Pb не обнаруживается. Однако наиболее радиогенные значения изотопных отношений Pb были измерены в пирите (PR-9/1) ранней ассоциации из кварц-серицитовой метасоматической породы (жила Дальняя), в то время как другие образцы, представляющие сульфиды из поздней минеральной ассоциации, имеют менее радиогенный изотопный состав свинца. Если исключить данные по образцу PR-9/1, то масштаб вариаций изотопных отношений Pb существенно меньше: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.270\text{—}15.383$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.086\text{—}15.115$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 35.857\text{—}35.983$. Традиционно, масштаб вариаций изотопного состава Pb в рудах месторождений принято оценивать коэффициентом вариации ($v, \%$) (Gulson, 1986). Для месторождения Зун-Холба значения этого параметра составляют $v_{6/4} = 0.6\%$, $v_{7/4} = 0.14\%$ и $v_{8/4} = 0.17\%$. Они значительно превышают аналитические ошибки ($\pm 2\sigma = 0.03\%$) метода MC-ICP-MS и свидетельствуют о начальной неоднородности изотопного



Фиг. 13. Rb–Sr изохронные диаграммы для кварц-серицитовых околорудных метасоматитов из месторождения Зун-Холба (Восточный Саян).

состава Рb в гидротермальной системе месторождения. По степени неоднородности месторождение Зун-Холба сходно с другими известными орогенными месторождениями золота, локализованными среди докембрийских пород (Downes et al., 2008; Чернышев и др., 2009; Frei et al., 2009; Chugaev et al., 2022b).

Полевые шпаты. Проанализированные фракции полевых шпатов из докембрийских гнейсов

и гранитоидов оказались весьма однородны по содержанию (от 14 до 19 мкг/г) в них Рb. Содержания Th и U низкие и изменяются соответственно от 0.15 до 0.36 и от 0.1 до 0.56 мкг/г. Как следствие, образцы полевого шпата имеют относительно низкие отношения $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (<1.8) и $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ (<1.2). Таким образом, величины коррекции на наличие в образцах радиогенной добавки ^{206}Pb , ^{207}Pb и ^{208}Pb

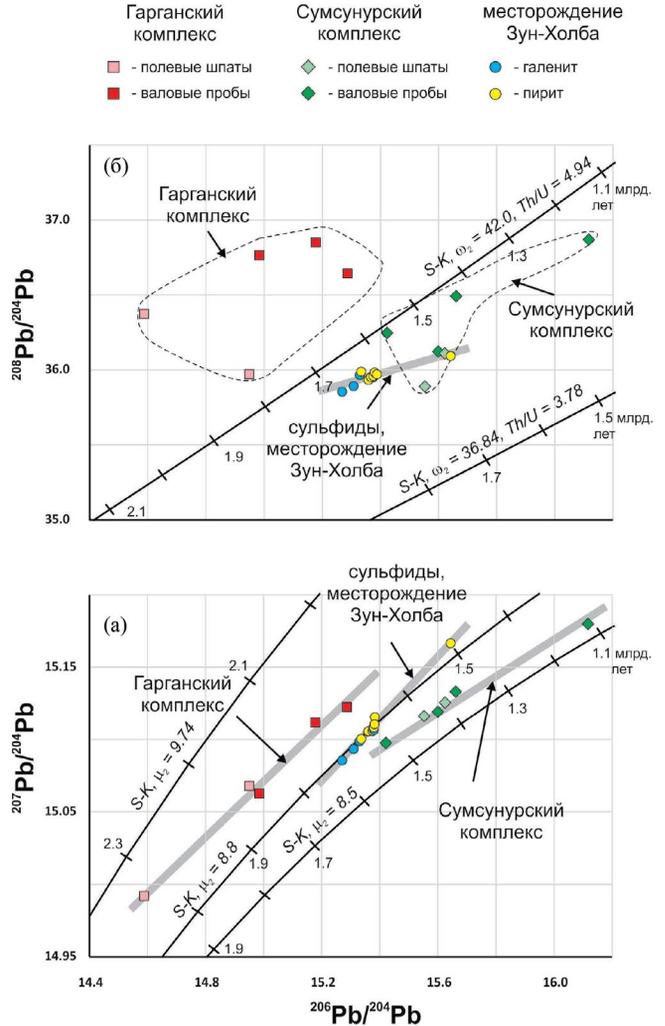
были максимальными (от 0.1 до 0.7%) только для отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, тогда как для отношений $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ они сравнимы или меньше аналитических ошибок. В целом, скорректированные на возраст ($T = 410$ млн лет) изотопные отношения в полевых шпатах варьируют: $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$ от 14.587 до 15.623, $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$ от 14.992 до 15.125 и $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$ от 35.896 до 36.375. Существует небольшая, но заметная разница в изотопном составе Pb полевых шпатов из гнейса гарганского комплекса и неопротерозойских гранитоидов сумсунурского комплекса: для последнего получены более высокие величины $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$ и $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$.

Валовые пробы пород. Валовые пробы гранитоидов и гнейсов показывают более широкие диапазоны вариаций содержания Pb (4.2—22 мкг/г), по сравнению с полевыми шпатами. В них также обнаружены высокие содержания Th (2.8—8.1 мкг/г) и относительно низкие (за исключением образца S-5—5—248, $U = 2.2$ мкг/г) содержания U (≤ 0.8 мкг/г). Для всех изученных образцов пород установлены высокие величины отношений $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ и $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$, которые изменяются в интервалах соответственно от 1.7 до 9.6 и от 10 до 52. Коррекция измеренных изотопных отношений Pb на возраст значительна и достигает 1% для отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и 2.5% для отношения $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. После коррекции изотопные отношения Pb для валовых проб докембрийских пород составляют: $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t = 14.985\text{—}16.115$, $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t = 15.062\text{—}15.179$ и $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t = 36.119\text{—}36.874$. Видно, что изотопный состав Pb в породах по своим диапазонам перекрывается с диапазоном для свинца полевых шпатов. Хотя в целом изотопный состав Pb в породах является более радиогенным.

ОБСУЖДЕНИЕ

Минералого-геохимические исследования

Минералогия месторождения Зун-Холба изучалась на протяжении многих лет различными коллективами исследователей (Бражник, 1993, 1995; Миронов, Жмодик, 1999; Москвитина и др., 2020; Золото Бурятии ..., 2004; Damdinov et al., 2022; неопубликованные отчеты). В этой работе мы представили результаты собственных наблюдений. Образцы были отобраны с горизонтов 1290, 1309, 0318, 1390, 1440, 1490, 1640, 1725, 1790, 1840, 1990, 2040, 2060, 2090, т.е. руды месторождения были изучены на глубину 900 м. Следует отметить, что участки, доступные для отбора образцов и проб, были ограничены вследствие того, что центральная часть месторождения была отработана. Для



Фиг. 14. Pb-Pb изотопные диаграммы для сульфидов из золоторудной минерализации месторождения Зун-Холба, валовых проб и полевых шпатов докембрийских пород гарганского и сумсунурского комплексов. На диаграмме представлены кривые эволюции изотопного состава Pb по модели Стейси–Крамерса (Stacey, Kramers, 1975), а также показаны тренды изотопного состава Pb (серым цветом).

описания полной картины процессов минералообразования привлекались данные, полученные предшественниками.

Всеми исследователями выделяются два типа руд: сульфидный (пиритовый), полиметаллический. Данные наших исследований согласуются с этими результатами. На месторождении без сомнений преобладает сульфидный тип руд, сложенный преимущественно пиритом. Основными минералами в составе полиметаллического типа руд являются галенит, сфалерит, халькопирит. Далее идут некоторые разночтения. М.Н. Москвитиной с соавторами (Москвитина и др., 2020) отдельно определена поздняя Vi-теллуридная ассоциация,

А.В. Бражником (Бражник, 1995) — поздняя полисульфидная минерализация. Наши исследования не позволили выделить эти типы минерализаций. Возможно, из-за ограниченной доступности материала. Минералы теллура (гессит, петцит) были нами выявлены в единичных случаях и в крайне ограниченных объемах. Висмут большей частью определен в составе галенита, несколько собственных минералов в виде самородного висмута и цумоита (V₂Te) обнаружены в одном образце, отобранном из руд, скрытых на горизонте 1990.

На наш взгляд, спорным является утверждение об отнесении пирит-пирротиновых руд к колчеданным образованиям. Нами не отмечались описанные другими исследователями линзовидные обособления, относящиеся к реликтам ранней колчеданной минерализации. В наблюдаемых нами минеральных ассоциациях, содержащих пирротин, отсутствуют глобулярные (округлые) выделения пирита. Химический состав пирита не является надежным индикатором для отнесения к колчеданному типу, так как поля состава примесей в пирите из месторождений различных генетических типов имеют большую зону перекрытия (Damdinov et al., 2022).

Также необходимо отметить, что, в отличие от данных других исследователей, полиметаллические руды нами установлены на всех горизонтах. Скорее, можно говорить о более широком распространении этого типа минерализации к верхним горизонтам и периферическим частям объекта. Но нет оснований утверждать, что руды этого типа распространены только на верхних горизонтах месторождения.

Проведенные исследования не выявили отчетливо зонального распределения ни химического состава рудных образований, ни элементов-примесей в основных рудных минералах. По нашим наблюдениям, к высоким горизонтам и в сторону периферии нарастает доля полиметаллической минерализации, включающей галенит, сфалерит. При этом, по мере расширения аналитических данных и геологического материала по разным рудным телам, отмечалось усложнение распределения ассоциаций, минералов и их элементов-примесей в пространстве. Наиболее сложное строение имеют руды на нижних и средних горизонтах, где по минералогическим и геохимическим признакам можно констатировать наличие условий локальных равновесий, связанных с развитием рудовмещающих структур.

В работе Б.Б. Дамдинова с соавторами (Damdinov et al., 2022) по результатам изучения флюидных включений и различных геотермометрических пар,

было установлено закономерное снижение температуры и давления к верхним уровням объекта. Наши минералого-геохимические исследования не согласуются с этими наблюдениями. Наличие термического градиента более чем в 100 градусов и падение давления, вне зависимости от причин изменения этих параметров (направление движения раствора, остывание в приповерхностных условиях, разбавление метеорными водами), должны были отразиться на распределении минеральных ассоциаций и химическом составе минералов, хотя бы в части примесей. Пространственной закономерности изменения концентраций элементов не наблюдается. Можно говорить об изменении концентраций и активностей химических элементов в минералообразующем растворе со временем. В первую очередь — это снижение количества железа во флюиде и уменьшение фугитивности серы.

Возраст золоторудной минерализации

Все изученные образцы серицита из околорудных метасоматитов демонстрируют ⁴⁰Ar-³⁹Ar возрастные спектры типа “лестница вверх”, что свидетельствует о нарушении замкнутости K-Ar изотопной системы в образцах. Наиболее вероятными объяснениями такой формы спектра являются: 1) присутствие в образце плохо раскристаллизованных минералов с более молодым возрастом; 2) частичная потеря радиогенного ⁴⁰Ar серицитом уже после его кристаллизации в результате позднего термального события (Wijbrans, McDougall, 1986; Ruffet et al., 1997; Iwata, Kaneoka, 2000; Villeda, 2021). В случае образца ЗН-12—130/15 форма спектра типа “лестница вверх” отражает присутствие в нем двух поколений K-содержащих минералов. На это указывает наличие отрицательной корреляции между значениями отношения Ca/K и ⁴⁰Ar/³⁹Ar-возрастами в низкотемпературной части спектра, а также присутствие двух трендов на графике с обратными изохронами, которые дали два значения возраста — 320 ± 7 и 366 ± 7 млн лет. Для ⁴⁰Ar-³⁹Ar значений этих образцов ЗН-12—131/15 и ЗН-12—132/15 такие закономерности не установлены. Однако отсутствие возрастного плато для всех температурных фракций аргона, повышенные значения СКВО для обратных изохрон свидетельствуют в пользу того, что форма их Ar-Ag спектров обусловлена частичной потерей ⁴⁰Ar.

Возрастные спектры только для двух образцов (ЗН-12—130/15, ЗН-12—132/15) имеют относительно протяженные возрастные плато, которые удовлетворяют “внутренним критериям” достоверности ⁴⁰Ar-³⁹Ar метода (Baksi, 1999, 2006). Они объединяют три и более последовательных

температурных шагов, которым соответствует более 60% высвободившегося ^{39}Ar . Однако только для образца ZH-12—132/15 наблюдается хорошее согласование между значением возраста плато (379 ± 8 млн лет) и возрастом, рассчитанным по наклону обратной изохроны (375 ± 9 млн лет). Отметим, что для этого же образца получено значение $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{trap}} = 312 \pm 63$, которое в пределах погрешности совпадает с величиной этого отношения для воздушного аргона (Lee et al., 2006). Кроме того, наблюдается идеальное совпадение для этого образца как ^{40}Ar - ^{39}Ar возраста, рассчитанного для плато, так и Rb-Sr изохронной датировки (379 ± 6 млн лет). Все эти факты в совокупности дают основание сделать вывод о том, что ^{40}Ar - ^{39}Ar и Rb-Sr геохронологические данные, полученные для образца ZH-12—132/15, отвечают критериям достоверности и отражают время метасоматического изменения пород Сумсунурского комплекса на месторождении Зун-Холба. С учетом оцененных погрешностей и интервалов, в пределах которых Ar-Ar и Rb-Sr данные согласуются, это событие имело место 379—371 млн лет назад. Что касается ^{40}Ar - ^{39}Ar и Rb-Sr датировок, полученных по другим образцам метасоматитов, развитых по гранитоидам Сумсунурского комплекса, то они дают несколько более (~15—20 млн лет) молодые датировки. Их “омоложение” обусловлено либо частичным нарушением замкнутости K-Ar и Rb-Sr изотопных систем, либо, как это показано для образца ZH-12—130/15, присутствием нескольких минеральных ассоциаций разного возраста.

Интерес представляют данные, полученные для образца ZH-14—80, который был отобран из околорудных метасоматитов рудного тела Северное 3, расположенного в гранито-гнейсах гарганского комплекса. В этом образце, по сравнению с другими изученными нами образцами околорудных метасоматитов, признаки вторичного преобразования вещества проявлены в меньшей степени, что выражается в более слабом катаклазировании кварца и пластической деформации серицитового матрикса. Как Ar-Ar (интегральный возраст), так и Rb-Sr данные свидетельствуют о более древнем (вероятнее всего, раннедевонском) возрасте метасоматитов. Как было отмечено ранее, ^{40}Ar - ^{39}Ar возрастной спектр этого образца имеет форму “лестница вверх” и в нем не выделяется возрастное плато. Это свидетельствует о нарушении замкнутости K-Ar системы образца, что не позволяет корректно интерпретировать полученные для него Ar-Ar данные. В то же время Rb-Sr данные для него демонстрируют хорошую изохронную зависимость ($\text{MSWD} = 1.1$). При этом образующие изохрону

точки существенно отличаются между собой как по $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (0.17—44), так и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.710—0.964) отношениям, надежно определяя наклон изохроны. Отмеченные особенности позволяют рассматривать Rb-Sr изохронную датировку как возраст метасоматитов.

Источники свинца золоторудной минерализации. На диаграмме с “ураногенными” изотопами свинца (фиг. 14а) точки изотопного состава Pb сульфидов и докембрийских пород с большим разбросом лежат в основном ниже среднекоревой эволюционной кривой ($\mu_2 = 9.74$) и выше эволюционной кривой с $\mu_2 = 8.5$ по модели Стейси и Крамерса (Stacey, Kramers, 1975). Точки сульфидов из руд месторождения Зун-Холба располагаются вдоль эволюционной кривой с $\mu_2 = 8.8$ и образуют линейный тренд с тангенсом наклона 0.218. При этом разброс точек относительно этого тренда небольшой ($\text{СКВО} = 1.5$). На этой же диаграмме скорректированные на возраст Pb-Pb данные докембрийских пород также обнаруживают два изотопных тренда, различающихся по положению и наклону. Один из этих трендов образован точками, отвечающими полевым шпатам и валовым пробам пород гарганского комплекса. Он расположен несколько выше тренда рудного свинца и имеет близкий с ним тангенс наклона ($\text{tg} = 0.190$). Напротив, тренд, образованный точками гранитоидов сумсунурского комплекса, — более пологий ($\text{tg} = 0.117$) и располагается ниже тренда рудного свинца.

На диаграмме в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (фиг. 14б) точки сульфидов, полевых шпатов и валовых проб пород располагаются значительно выше среднекоревой эволюционной кривой ($\omega_2 = 36.84$) по модели Стейси—Крамерса (Stacey, Kramers, 1975). При этом точки сульфидов из руд месторождения Зун-Холба формируют с небольшим разбросом ($\text{СКВО} = 32$) линейный тренд, который лежит вблизи эволюционной кривой с величиной параметра $\omega_2 = 42.0$. Точки гранитоидов сумсунурского комплекса расположены правее тренда изотопного состава рудного свинца вдоль эволюционной кривой с параметрами $\omega_2 = 42.0$ и $\text{Th}/\text{U} = 4.94$. В свою очередь, точки образцов, представляющих полевые шпаты и валовые пробы пород гарганского комплекса, на диаграмме образуют изометричное поле, находящееся в верхней части диаграммы над эволюционной кривой с $\omega_2 = 42.0$. Повышенный разброс точек образцов пород гарганского комплекса на диаграмме с “торогенным” изотопом ^{208}Pb объясняется, в первую очередь, геохимическими

причинами — значительной неоднородностью гнейсов по величине Th/U отношения, а также их древним (неоархейским) возрастом.

Сопоставление Pb-Pb данных настоящей работы и ранее опубликованных

Сопоставление имеющихся Pb-Pb данных для рудных тел месторождения Зун-Холба, которое приведено на рисунке (фиг. 15), показывает, что изотопный состав Pb рудных тел вблизи поверхности (данные (Неймарк и др., 1995)) и глубоких горизонтов (наши данные) близок. Это дает основание предполагать единый источник вещества и отсутствие вертикальной зональности в вариациях изотопного состава Pb. В то же время для Pb-Pb данных, полученных с помощью метода TIMS (Неймарк и др., 1995), характерен большой разброс, и они в целом лежат несколько выше тренда изотопного состава рудного свинца, который был получен нами с помощью MC-ICP-MS метода. Особенно это хорошо видно по отношению $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, которое наименее вариативно в природе. Эти небольшие, но хорошо проявленные различия обусловлены, прежде всего, аналитическими причинами, а именно значительной разницей (примерно в 10 раз) в точности между методами TIMS и MC-ICP-MS. Таким образом, можно заключить, что одной из причин повышенного разброса Pb-Pb данных, представленных из работы (Неймарк и др., 1995), помимо присутствующих природных вариаций изотопного состава свинца в рудах месторождения, также являлись аналитическая погрешность.

Как следствие, совместное обсуждение наших данных и данных из работы (Неймарк и др., 1995) представляется затруднительным и в дальнейшем нами не рассматриваются.

Общая характеристика источника рудного свинца

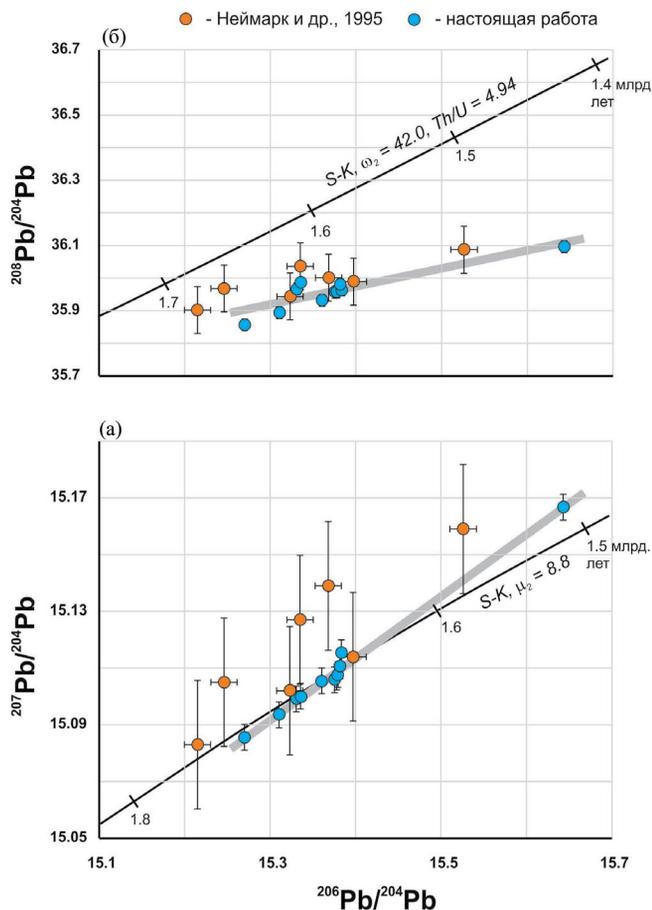
Модель Стейси–Крамерса дает возможность получить общие оценки некоторых параметров ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} = \mu_2$, $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb} = \omega_2$, Th/U отношение) источника, в котором происходила эволюция свинца до его отделения в результате рудообразующих процессов. Кроме того, можно оценить время отделения рудного свинца от U-Th-Pb изотопной системы источника. Выполненные расчеты показывают, что эволюция рудного Pb происходила в источнике с низким значением $\mu_2 = 8.84 \pm 0.07$ и повышенными относительно среднекоровых ($\mu_2 = 9.74$, $\omega_2 = 36.84$, Th/U = 3.78) величинами $\omega_2 = 41.7 \pm 0.9$ и Th/U = 4.72 ± 0.08 ($\pm SD$). В свою очередь, модельные возрасты изменяются в узком интервале значений от 1780 до 1540 млн лет ($T_m(\text{ср}) = 1690 \pm 55$ млн лет

($\pm SD$)). Они значительно древнее ^{40}Ar - ^{39}Ar и Rb-Sr геохронологических датировок околорудных метасоматитов, свидетельствующих о среднепалеозойском возрасте рудной минерализации.

Роль пород докембрийской коры как источника минералообразующих компонентов при формировании золоторудной минерализации

Особенностью Pb-Pb данных, полученных для сульфидов золоторудной минерализации месторождения Зун-Холба, является наличие отчетливых линейных трендов на изотопных диаграммах. Эти тренды, учитывая высокие значения R^2 и относительно низкие СКВО, могут интерпретироваться как линии двухкомпонентного смешения свинца с разным изотопным составом. Пологий угол наклона тренда на диаграмме в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и отчетливое следование точек вдоль эволюционной кривой Стейси–Крамерса ($\mu_2 = 8.8$) свидетельствуют в пользу того, что данный тренд представляет собой вторичную изохрону, т.е. смешение обыкновенного и радиогенного Pb (фиг. 16). В этом случае, используя известное уравнение (Russell, Farquhar, 1960), можно рассчитать возраст потенциального источника рудного свинца.

Полученная Pb-Pb датировка (2830 ± 87 млн лет) в пределах погрешности совпала с U-Pb возрастом (2727 ± 6 млн лет) циркона из гранито-гнейсов гарганского комплекса (Анисимова и др., 2009). Этот факт, а также приведенные выше общие Pb-Pb характеристики (μ_2 , ω_2 и Th/U отношение) рудного источника позволяют заключить, что свинец в рудообразующую систему месторождения Зун-Холба поступал преимущественно из метаморфических пород гарганского комплекса. Однако на Pb-Pb диаграммах точки сульфидов руд месторождения Зун-Холба не попадают в поле изотопного состава Pb позднеархейских гранито-гнейсов гарганского комплекса. Это может быть следствием неоднородности пород архейского фундамента Гарганской глыбы по начальному изотопному составу Pb и по U/Pb и Th/Pb отношениям. На это также указывает субпараллельность рудного тренда ($tg = 0.218$) и тренда ($tg = 0.190$), образованного точками полевых шпатов и валовых проб гранито-гнейсов гарганского комплекса. В то же время точки руд смещены в сторону поля неопротерозойских гранитоидов Сумсунурского комплекса, что не исключает возможность поступления в рудообразующий флюид свинца из этих пород. Однако их роль как источника рудного свинца была минимальной.



Фиг. 15. Pb-Pb диаграммы, на которых приведено сопоставление результатов изучения изотопного состава Pb руд месторождения Зун-Холба (настоящая работа и Неймарк и др., 1995). Величины стандартной аналитической погрешности (2SD) для метода TIMS ($\pm 0.05\%$ на единицу разности масс) и метода MC-ICP-MS ($\pm 0.03\%$) представлены в виде бар. На диаграммах показаны эволюционные кривые (S-K) по модели Стейси–Крамерса (Stacey, Kramers, 1975), а также тренды изотопного состава рудного Pb (серым цветом).

МАНТИЙНО-ПЛЮМОВАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗУН-ХОЛБА

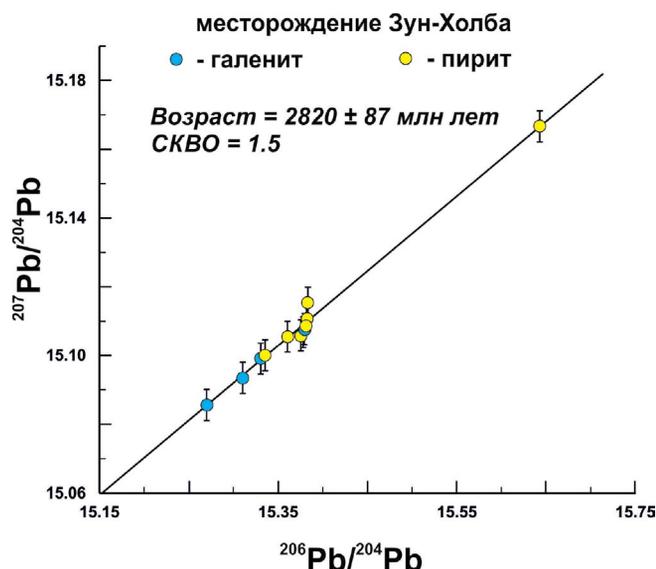
Результаты собственных геологических наблюдений, а также имеющиеся в научной литературе геолого-структурные и минералогические данные (Миронов и др., 1995; Бражник, 1995; Жмодик и др., 2006; Гордиенко и др., 2016; Damdinov et al., 2022), позволяют выделить ряд отличительных черт, характеризующих золоторудную минерализацию месторождения Зун-Холба. К ним относятся: 1) приуроченность месторождения к региональной тектонической зоне сдвигового типа; 2) наличие структурного контроля в размещении рудных тел на месторождении; 3) особенности *PT*-режима

отложения золоторудной минерализации; 4) отсутствие ясной вертикальной и горизонтальной геохимической и минералогической зональности как в пределах отдельных рудных тел, так на месторождении в целом; 5) повышенные содержания в рудах висмута и теллура; 6) отсутствие прямых геологических данных о связи золоторудной минерализации с магматизмом. В целом приведенные выше особенности подтверждают обоснованность отнесения месторождения Зун-Холба к орогенному типу (Goldfarb et al., 2001; Damdinov et al., 2022).

В то же время принадлежность месторождения Зун-Холба к орогенному типу не решает в полной мере ряд главных вопросов его генезиса. Как показано в работах (Groves et al., 2003; 2020; Бортников и др., 2006; Mao et al., 2008; de Boorder, 2012; Hronsky et al., 2012), формирование орогенных месторождений золота может происходить в разнообразных геотектонических условиях при поступлении минералообразующих компонентов и флюидов из разных по своей геохимической природе резервуаров. В этой связи полученные нами геохронологические и Pb-изотопные данные в совокупности с опубликованными результатами изучения вариаций изотопного состава кислорода и серы (Damdinov et al., 2022) позволяют конкретизировать модель генезиса месторождения Зун-Холба в отношении геотектонических условий его образования и источников рудного вещества.

Результаты Rb-Sr геохронологического изучения надежно фиксируют раннедевонский (411 ± 2 млн лет) возраст околорудных метасоматитов, который рассматривается как возраст рудообразования на месторождении Зун-Холба. Эта датировка позволяет достоверно соотнести рудообразование с конкретным этапом геологического развития региона. Согласно представлениям (Кузьмичев, 2004; Kroner et al., 2014), к раннедевонскому времени завершился каледонский орогенез (~500—420 млн лет назад), обусловленный коллизией Тувино-Монгольского микроконтинента с Сибирским кратоном. С этим этапом развития региона связывают также образование серии небольших по масштабу раннепалеозойских (480—450 млн лет) месторождений золота магматогенного происхождения (Damdinov et al., 2021).

На раннедевонское время (410—390 млн лет назад) приходится смена (с коллизионной на внутриплитную) тектонических обстановок, что сопровождалось развитием континентального рифтогенеза, активизацией транслитосферных разломов и проявлением внутриплитного магматизма, представленного, в том числе, субщелочными



Фиг. 16. ^{207}Pb - ^{206}Pb изохрона для сульфидов из месторождения Зун-Холба.

и щелочными вулканитами основного состава. Согласно (Vorontsov et al., 2021), развитие этих процессов обусловлено воздействием мантийного плюма на литосферу Тувино-Монгольского террейна. По данным Rb-Sr изучения базальтов, трахириолитов и комендитов, входящих в состав бимодальной вулканической ассоциации хр. Кропоткина, пик магматической активности в регионе приходится на возраст ~ 410 – 400 млн лет (Воронцов и др., 2008). Таким образом, устанавливается синхронность рудообразующих процессов на месторождении Зун-Холба, с одной стороны, и тектонической и магматической активизации в регионе, с другой.

Опубликованные ранее результаты изотопно-геохимических (Pb - Pb , $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{34}\text{S}$) исследований (Неймарк и др., 1995; Damdinov et al., 2022) и наши Pb - Pb изотопные данные не могут быть объяснены в рамках модели, предполагающей наличие единого источника для всех рудообразующих компонентов золоторудной минерализации месторождения Зун-Холба. Так, представленные в работе (Damdinov et al., 2022) данные о вариациях изотопного состава кислорода в гидротермальном флюиде ($\delta^{18}\text{O} = 6.0$ – 13.1%) не позволяют надежно определить природу рудообразующих растворов, поскольку полученные значения близки к флюидам как магматогенного ($\delta^{18}\text{O} = 6$ – 10%), так и метаморфогенного ($\delta^{18}\text{O} = 5$ – 25%) происхождения (Hoefs, 2009). На вовлечение вещества пород континентальной коры в рудообразующие процессы указывают Pb - Pb изотопные данные, свидетельствующие о преимущественном извлечении Pb флюидом из архейских гранитоидов. В то же время пирит

из золоторудной минерализации месторождения Зун-Холба имеет “легкий” изотопный состав серы, а величины $\delta^{34}\text{S}$ изменяются в узком диапазоне от -0.9 до $+3.6\%$, что весьма характерно для рудообразующих систем, в которых ведущим источником серы являются магматические расплавы, в том числе и мантийного происхождения (Ohmoto, Rye, 1979; Hutchison et al., 2020). Это исключает возможность поступления серы из архейских гранитоидов в результате их метаморфического преобразования. Согласно (Damdinov et al., 2022), установленные особенности изотопного состава серы сульфидов на месторождении Зун-Холба объясняются вовлечением в рудообразующие процессы серы из колчеданной минерализации неопротерозойских надсубдукционных комплексов, присутствующих в Восточном Саяне. Как современные, так и древние колчеданные месторождения характеризуются широким разнообразием изотопного состава серы. Например, сульфиды субмаринных гидротермальных систем полей Логачев, Краснов и Рэйнбоу обладают относительно “тяжелым” изотопным составом серы, а величина $\delta^{34}\text{S}$ изменяется от $+2.1$ до $+9.8\%$ (Дубинина и др., 2020). Существенно больший масштаб вариаций ($\delta^{34}\text{S} = -17\%$... $+9\%$) установлен в рудах палеозойских колчеданных месторождений Урала (Прокин и др., 1999). В случае колчеданных залежей, присутствующих в офиолитовых комплексах Восточного Саяна, также установлен широкий диапазон значений $\delta^{34}\text{S} = -20.9\%$... $+5.0\%$ (Дамдинов и др., 2019), в пределах которого находятся данные $\delta^{34}\text{S}$ для руд месторождения Зун-Холба. Несмотря на перекрытие указанных диапазонов, вопрос вовлечения вещества неопротерозойской колчеданной минерализации в рудообразующие процессы на месторождении Зун-Холба остается дискуссионным. Такое предположение не подтверждается результатами наших Pb - Pb изотопных исследований. Дополнительно отметим, что известные примеры преобразования колчеданных месторождений Урала, Рудного Алтая и Забайкалья гидротермальными и метаморфическими процессами, протекавшими при разных PT -условиях, свидетельствуют о том, что миграция рудных компонентов ограничена объемом рудных тел без масштабного выноса вещества за пределы собственно месторождений (Дистанов и др., 1977; Vikentyev et al., 2017).

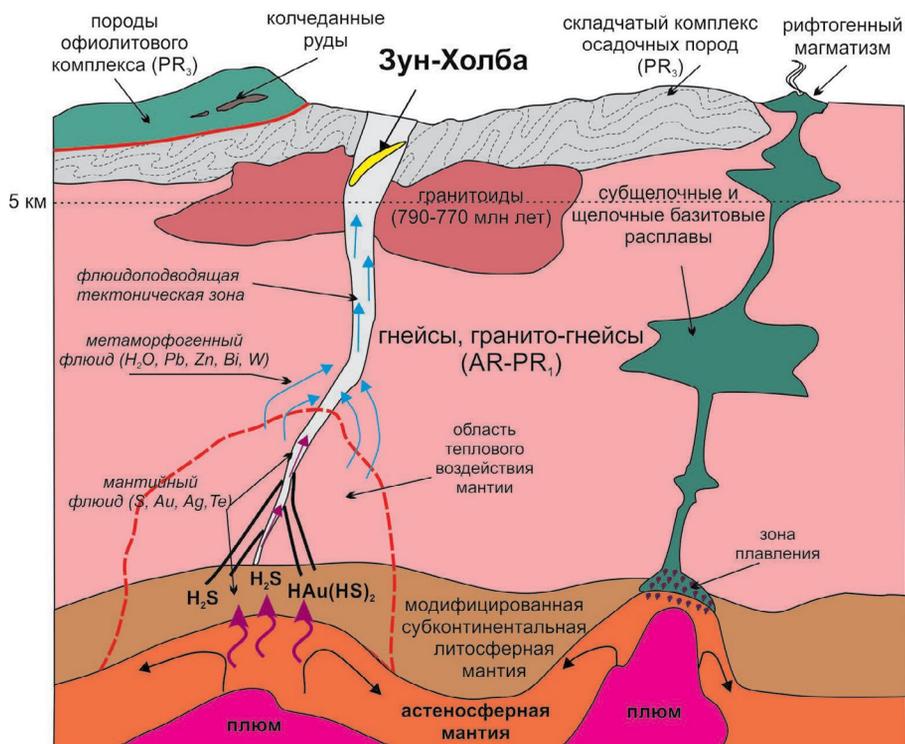
В свою очередь, синхронность развития рудообразующих процессов на месторождении Зун-Холба и внутриплитного субщелочного и щелочного мафического магматизма в пределах общего геотектонического блока дает основание предполагать связь серы с глубинным магматическим

источником. Отметим, что сближенность по времени и в пространстве основного щелочного магматизма и рудообразующих процессов, с которыми связано формирование золоторудной минерализации орогенного типа (например, на месторождении Неждановское (Бортников и др., 2007), Наталкинское (Горячев и др., 2008), Олимпиада (Sazonov et al., 2020)) неоднократно отмечалась многими исследователями (McNeil, Kerrich, 1986; Rock et al., 1987; Robert, 2001; Mao et al., 2008; Vielreicher et al., 2010; de Boorder, 2012). Основные расплавы могут быть источником не только серы и CO₂, но и золота. Это подтверждается непосредственно геологическими наблюдениями, свидетельствующими о повышенных концентрациях (вплоть до 100 нг/г) золота в таких породах (Arima, Kerrich, 1988; Zheng et al., 2005; Wang et al., 2022), а также наличием в них собственно золоторудной минерализации (Рябчиков и др., 2016). Кроме того, экспериментальные данные указывают на преимущественное накопление золота в окисленных базитовых расплавах щелочного характера (Li, Audéat, 2012). Большинство исследователей предполагает, что источником таких расплавов с повышенным содержанием золота является либо модифицированная (метасоматизированная) субконтинентальная литосферная мантия (SCLM) (Hronsky et al., 2012; Wang et al., 2022), либо мантийный плюм (Bierlein,

Pisarevsky, 2008; Mao et al., 2008; de Boorder, 2012; Webber et al., 2013).

В отношении месторождения Зун-Холба нет достоверных геологических и/или изотопно-геохимических данных, которые позволили бы надежно определить тип мантийного источника. Однако они определенно указывают на тепловое (возможно, и при участии флюида) воздействие плюма на литосферу Тувино-Монгольского террейна, которая включала и модифицированную в результате неопротерозойских субдукционных процессов субконтинентальную литосферную мантию (SCLM). Это подтверждается развитием в это время рифтового субщелочного и щелочного вулканизма основного состава. Можно ожидать, что такое тепловое воздействие приводило не только к частичному плавлению пород SCLM, но и к их дегидратации с отделением от них флюидной составляющей, содержащей H₂S. Наличие H₂S обеспечивало перенос золота в виде гидросульфидных комплексов во флюиде от глубинного источника на верхнекоровые уровни по транслитосферным тектоническим зонам. Предложенный механизм также позволяет объяснить присутствие в рудах месторождения Зун-Холба теллура, а также повышенное содержание в них серебра, которые вместе с золотом могли поступать из мантийного

410-390 млн лет назад



Фиг. 17. Модель формирования золоторудной минерализации месторождения Зун-Холба (Восточный Саян).

источника. Температурному воздействию также подвергалась и область континентальной коры, что способствовало образованию метаморфогенных гидротермальных растворов и выносу ими из вмещающих архейских гнейсов и гранито-гнейсов свинца, а также, вероятно, цинка, висмута и вольфрама.

Предложенная модель формирования месторождения Зун-Холба, которая представлена в виде схемы на фиг. 17, таким образом, позволяет объяснить синхронность рудообразующих процессов и внутриплитного магматизма Восточного Саяна, а также геохимические и изотопные особенности золоторудной минерализации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщение результатов наших и ранее опубликованных минералого-геохимических исследований, полученных по различным рудным телам на гипсометрических горизонтах от 2090 до 1290 м, позволяет сделать вывод о присутствии на месторождении Зун-Холба двух типов золотосодержащих руд: ранних сульфидных (преимущественно пиритового состава) и поздних полиметаллических. Для месторождения не установлено отчетливо зонального распределения в минеральном составе руд, в химическом составе — основных рудных минералов, а также элементов-примесей в них. Наблюдается лишь относительное повышение доли полиметаллической минерализации на периферии рудных тел и на малоглубинных уровнях месторождения, что, вероятнее всего, отражает изменение температурного режима по периферии рудообразующей системы (Damdinov et al., 2022). Сложный характер распределения минеральных ассоциаций на месторождении и отсутствие корреляционной зависимости между химическим составом основных рудных минералов и элементов-примесей, с одной стороны, и глубиной залегания рудных тел, с другой, указывает на существенную неоднородность минералообразующей системы по своим *PT*-параметрам и на ведущую роль локальных физико-химических равновесий в отложении минералов из флюидов.

Комплексные Rb-Sr и ^{40}Ar - ^{39}Ar геохронологические исследования дают основание выделить как минимум два разновозрастных гидротермально-метасоматических события в истории формирования месторождения Зун-Холба. Оба были проявлены в девоне и были разделены временным интервалом около 30 млн лет. С наиболее ранним из них, имевшим место около 410 млн лет назад, связано образование собственно золоторудной минерализации, тогда как в течение позднего события (около

380 млн лет назад), вероятней всего, происходило вторичное перераспределение рудного вещества.

Rb-Rb изотопное изучение рудной минерализации на месторождении, а также вмещающих ее пород, позволило обосновать основной вклад гранитоидных пород докембрийской континентальной коры Тувино-Монгольского террейна в поступление рудного свинца в минералообразующую систему.

С учетом Rb-Sr и ^{40}Ar - ^{39}Ar геохронологических данных, результатов изотопно-геохимических исследований, а также современных взглядов на геотектоническое развитие Восточного Саяна в палеозойское время, для орогенного месторождения золота Зун-Холба предложена генетическая модель. В соответствии с ней его образование происходило в посторогенный этап развития региона в раннедевонское время и связано с глубинным мантийным источником. В качестве последнего рассматривается мантийный плюм, влияние которого на литосферу Тувино-Монгольского террейна привело к проявлению в это время базитового внутриплитного магматизма повышенной щелочности и активизации транскоровых тектонических зон и заложению внутриконтинентальных рифтов. В результате температурного и (возможно) флюидного воздействия плюма происходило формирование рудоносных растворов за счет дегидратации докембрийских гранитоидов континентальной коры и метасоматизированной субконтинентальной литосферной мантии региона, которые выступали источниками ряда металлов, включая золото.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность В.В. Ярмолюку за рекомендации и помощь при подготовке статьи, а также благодарны Б.Б. Дамдинову за высказанные замечания, что способствовало улучшению итогового варианта статьи. Авторы благодарят Г.В. Моралева, Г.Б. Шуляка (ООО “Нордголд Менеджмент”) за содействие в проведении полевых работ на месторождении Зун-Холба и обсуждение полученных результатов. Выражаем свою признательность геологам рудника “Холбинский” за помощь и сопровождение при проведении полевых работ. Исследование химического состава минералов выполнено в ЦКП “ИГЕМ-Аналитика” (аналитики к.г.-м.н. С.Е. Борисовский, Е.В. Ковальчук).

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена в рамках тематик по Государственным заданиям ИГЕМ РАН, ИГМ СО РАН

(⁴⁰Ar-³⁹Ar датирование, проект № 122041400171-5) и при финансовой поддержке Договора №Д/БЗ-15-0000191 (полевые работы).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анисимова И.В., Левицкий И.В., Котов А.Б., Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Ефремов С.В., Великославинский С.Д., Бараш И.Г., Федосеев А.М. Возраст фундамента Гарганской глыбы (Восточный Саян): результаты U-Pb геохронологических исследований // Изотопные системы и время геологических процессов: Мат. IV Рос. конф. по изотопной геохронологии. СПб.: ИГГД РАН, 2009. Т. 1. С. 34–35.
- Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Чючань, Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 8–28.
- Бортников Н.С. Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах в тектонически активных зонах // Геология рудн. месторождений. 2006. Т. 48. № 1. С. 3–28.
- Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Викентьева О.В., Прокофьев В.Ю., Алтаев В.А., Бахарев А.Г. Состав и происхождение флюидов в гидротермальной системе Неждановского золоторудного месторождения (Саха-Якутия, Россия) // Геология рудн. месторождений. 2007. Т. 49. № 2. С. 99–145. <https://doi.org/10.1134/S1075701507020018>
- Бражник А.В. Золоторудное месторождение Зун-Холба (Бурятия) // Руды и металлы. 1993. № 3–6. С. 80–90.
- Бражник А.В. Условия локализации золотого оруденения Зун-Холбинского месторождения (Восточный Саян) // Дисс. ... канд. геол.-мин. наук (на правах рукописи), Бражник Андрей Валентинович. М., 1995. 240 с.
- Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., де Граве И. Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.К. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геол. и геофиз. 2003. Т. 44. № 1–2. С. 49–75.
- Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика 2003. Т. 44. № 12. С. 1321–1338.
- Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Сандимирова Г.П. Базальт-трахириолит-комендитовая ассоциация хребта Кропоткина (Восточный Саян) и проблема девонского рифтогенеза в южном обрамлении Сибирской платформы // Докл. РАН. 2008. Т. 423. № 2. С. 222–227.
- Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозойского складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 53–70.
- Гордиенко И.В., Рошкетав П.А., Гороховский Д.В. Окинский рудный район Восточного Саяна: геологическое строение, структурно-металлогенетическое районирование, генетические типы рудных месторождений, геодинамические условия их образования и перспективы освоения // Геология рудн. месторождений. 2016. Т. 58. № 5. С. 405–429.
- Горячев Н.А., Викентьева О.В., Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю. Наталкинское золоторудное месторождение мирового класса: распределение РЗЭ, флюидные включения, стабильные изотопы кислорода и условия формирования руд (Северо-Восток России) // Геология рудн. месторождений. 2008. Т. 50. № 5. С. 414–444.
- Дамдинов Б.Б., Жмодик С.М., Травин А.В., Юдин Д.С., Горячев Н.А. Новые данные о возрасте золотого оруденения юго-восточной части Восточного Саяна // Докл. РАН. 2018. Т. 479. № 5. С. 532–535.
- Дамдинов Б.Б., Дамдинова Л.Б., Жмодик С.М., Миронов А.Г. Состав и условия формирования золотоносных пирротиновых руд Восточного Саяна (на примере рудопрооявления Ольгинское) // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 5. С. 666–687.
- Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р., Шобогоров П.Ч. Особенности формирования метаморфизованных гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических руд Холоднинского месторождения // Вопросы генезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1977. С. 5–43.
- Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе // Геология и геофизика. Т. 44. № 1–2. С. 5–27.
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 93–108.
- Дубинина Е.О., Бортников Н.С., Ставрова О.О., Косова С.А. Изотопное фракционирование серы при формировании сульфидов субмаринных гидротермальных систем на примере полей Логачев, Краснов и Рэйнбоу (САХ) // Геология рудн. месторождений. 2020. Т. 62. № 5. С. 391–413. <https://doi.org/10.31857/S0016777020050020>
- Жмодик С.М., Постников А.А., Буслов М.М., Миронов А.Г. Геодинамика Саяно-Байкало-Муйского аккреционно-коллизионного пояса в неопротерозое–раннем палеозое: закономерности формирования и локализации благороднометального оруденения // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 183–197.
- Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел-2000, 2004.
- Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Шатагин К.Н., Носова А.А. Изотопно-геохронологические свидетельства палеопротерозойского возраста золоторудной минерализации в архейских зеленокаменных поясах Карелии (Балтийский щит) // Геология рудн. месторождений. 2013. Т. 55. № 5. С. 374–396. <https://doi.org/10.7868/S0016777013050055>

- Миронов А.Г., Рошкетавев П.А., Жмодик С.М., Куликов А.А., Карманов Н.С. Зун-Холбинское золоторудное месторождение. 1995. С. 56–66.
- Москвитина М.Л., Дамдинов Б.Б., Дамдинова Л.Б., Извекова А.Д. Минеральные ассоциации кварц-сульфидных руд Зун-Холбинского золоторудного месторождения, Восточный Саян // Руды и металлы. 2020. № 2. С. 33–46. <https://doi.org/10.24411/0869-5997-2020-10012>
- Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Овчинникова Г.В., Сергеева Н.А., Гороховский Б.М., Скопинцев В.Г. Изотопы свинца в золоторудных месторождениях Восточного Саяна (Россия) // Геология рудн. месторождений. 1995. Т. 37. № 3. С. 237–249.
- Прокин В.А., Буслаев, Ф.П., Гильмаев, В.А., Зайцев, В.Н. Новые колчеданные залежи на Южном Урале // Ежегодник-1998 Ин-та геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 1999. С. 221–224.
- Рошкетавев П.А. Зун-Холбинское золоторудное месторождение // Отчет Зун-Холбинской ГРП за 1982–1991 гг. о результатах детальной разведки с подсчетом запасов по состоянию на 01.09.91. Улан-Удэ, 1991.
- Рябчиков И.Д., Когарко Л.Н., Сазонов А.М., Кононкова Н.Н. Условия формирования золоторудной минерализации в щелочно-ультраосновных магматических комплексах // Докл. РАН. 2016. Т. 468. № 6. С. 680–680.
- Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. № 11. С. 1181–1199.
- Федотова А.А., Хаин Е.В. Тектоника юга Восточного Саяна и его положение в Урало-Монгольском поясе. М.: Научный мир, 2002. 176 с.
- Чернышев И.В., Бахарев А.Г., Бортников Н.С., Гольцман Ю.В., Котов А.Б., Гамянин Г.Н., Чугаев А.В., Сальникова Е.Б., Баирова Э.Д. Геохронология магматических пород района золоторудного месторождения Нежданинское (Якутия, Россия): U-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd-изотопные данные // Геология рудн. месторождений. 2012. Т. 54. № 6. С. 487–512.
- Чернышев И.В., Чугаев А.В., Сафонов Ю.Г., Сароян М.Р., Юдовская М.А., Еремина А.В. Изотопный состав свинца по данным высокоточного MC-ICP-MS-метода и источники вещества крупномасштабного благороднометалльного месторождения Сухой Лог (Россия) // Геология рудн. месторождений. 2009. Т. 51. № 6. С. 550–559.
- Чернышев И.В., Чугаев А.В., Шатагин К.Н. Высокоточный изотопный анализ Pb методом многоколлекторной ICP-масс-спектрометрии с нормированием по $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$: оптимизация и калибровка метода для изучения вариаций изотопного состава Pb // Геохимия. 2007. № 11. С. 1155–1168.
- Чугаев А.В., Чернышев И.В., Лебедев В.А., Еремина А.В. Изотопный состав свинца и происхождение четвертичных лав вулкана Эльбрус (Большой Кавказ, Россия): данные высокоточного метода MC-ICP-MS // Петрология. 2013. Т. 21. № 1. 20–33. <https://doi.org/10.7868/S0869590313010056>
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Рыцк Е.Ю., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Ранние стадии формирования Палео-Азиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН. 2006. Т. 410. № 5. С. 657–662.
- Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Воронцов А.А. Конвергентные границы Западно-Тихоокеанского типа и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 12. С. 1831–1850.
- Arima M., Kerrich R. Jurassic kimberlites from Picton and Varty Lake, geochemical and stable isotopic characteristics // Contrib. Mineral. Petrol. 1988. V. 99. P. 385–391.
- Baksi A.K. Reevaluation of plate motion models based on hotspot tracks in the Atlantic and Indian Oceans // J. Geol. 1999. V. 107. P. 13–26. <https://doi.org/10.1086/314329>
- Baksi A.K. Guidelines for assessing the reliability of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau ages: Application to ages relevant to hotspot tracks. 2006. <http://www.mantleplumes.org/ArAr.html>.
- Baksi A.K., Archibald D.A., Farrar E. Intercalibration of ^{40}Ar – ^{39}Ar dating standards // Chem. Geol. 1996. V. 129. P. 307–324. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(95\)00154-9](https://doi.org/10.1016/0009-2541(95)00154-9)
- Barker S.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. 2009. V. 104. № 7. P. 897–904. <https://doi.org/10.2113/econgeo.104.7.897>
- Barton P.B., Bethke P.M. Chalcopyrite disease in sphalerite: pathology and epidemiology // Amer. Miner. 1987. V. 72. P. 451–467.
- Biagioni C., George L.L., Cook N.J., Makovicky E., Moëlo Y., Pasero M., Sejkora J., Stanley C.J., Welch M.D., Bosi F. The tetrahedrite group: Nomenclature and classification // Amer. Miner. 2020. V. 105. P. 109–122. <http://doi.org/10.2138/am-2020-7128>
- Bierlein F.P., Pisarevsky S. Plume-related oceanic plateaus as a potential source of gold mineralization // Econ. Geol. 2008. V. 103. № 2. P. 425–430. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.103.2.425>
- Bortnikov N.S., Genkin A.D., Dobrovolskaya M.G., Muravitskaya G.N., Filimonova A.A. The nature of chalcopyrite inclusions in sphalerite : exsolution, coprecipitation, or “Disease”? // Econ. Geol. 1991. V. 86. № 5. P. 1070–1082.
- Chen Y.J., Pirajno F., Qi J.P. Origin of gold metallogeny and sources of ore-forming fluids, Jiadong Province, Eastern China // Int. Geol. Rev. 2005. V. 47. № 5. 530–549. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.47.5.530>

- Chugaev A.V., Budyak A.E., Larionova Yu.O., Chernyshev I.V., Travin A.V., Tarasova Yu.I., Gareev B.I., Batalin G.A., Rassokhina I.V., Oleinikova T.I.* ⁴⁰Ar-³⁹Ar and Rb-Sr age constraints on the formation of Sukhoi-Log-style orogenic gold deposits of the Bodaibo District (Northern Transbaikalia, Russia) // *Ore Geol. Rev.* 2022a V. 144. P. 104855. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.104855>
- Chugaev A.V., Vanin V.A., Chernyshev I.V., Shatagin K.N., Rassokhina I.V., Sadasyuk A.S.* Lead isotope systematics of the orogenic gold deposits of the Baikal-Muya Belt (Northern Transbaikalia): contribution of the subcontinental lithospheric mantle in their genesis // *Geochem. Int.* 2022b. V. 60. №. 13. P. 1352–1379. <https://doi.org/10.1134/S0016702922110039>
- Cliff R.A.* Isotopic dating in metamorphic belts // *J. Geol. Soc. Lond.* 1985. V. 142. P. 97–110. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.142.1.0097>
- Damdinov B.B., Goryachev N.A., Moskvitina M.L., Damdinova L.B., Izykova A.D., Reutsky V.N., Posokhov V.F., Artemyev D.A.* Zun-Kholba orogenic gold deposit, Eastern Sayan, Russia: geology and genesis // *Minerals.* 2022. V. 12. № 4. 395. <https://doi.org/10.3390/min12040395>
- Damdinov B.B., Huang X.-W., Goryachev N.A., Zhmodik S.M., Mironov A.G., Damdinova L.B., Khubanov V.B., Reutsky V.N., Yudin D.S., Travin A.V., Posokhov V.F.* Intrusion-hosted gold deposits of the southeastern East Sayan (northern Central Asian Orogenic Belt, Russia) // *Ore Geol. Rev.* 2021. V. 139. Part B. P. 104541. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104541>
- de Boorder H.* Spatial and temporal distribution of the orogenic gold deposits in the Late Palaeozoic Variscides and Southern Tianshan: How orogenic are they? // *Ore Geol. Rev.* 2012. V. 46 P. 1–31. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2012.01.002>
- Dodson M.H.* Theory of cooling ages. In.: *Lectures in isotope geology.* Jager E. and Hunziker J.C. (eds.), Springer-Verlag, New-York, 1979. P. 194–202. https://doi.org/10.1007/978-3-642-67161-6_14
- Downes P.M., Seccombe P.K., Carr G.R.* Sulfur- and lead-isotope signatures of orogenic gold mineralisation associated with the Hill End Trough, Lachlan Orogen, New South Wales, Australia // *Mineralogy and Petrology.* 2008. V. 94. P. 151–173.
- Faure G.* Principles of Isotope Geology. New York, Chichester, Brisbane, Toronto, Singapore: Wiley, 1986. P. 589. <https://doi.org/10.1017/S0016756800017453>
- Frei R., Dahl P.S., Frandsson M.M., Jensen L.A., Hansen T.R., Terry M.P., Frei K.M.* Lead-isotope and trace-element geochemistry of Paleoproterozoic metasedimentary rocks in the Lead and Rochford basins (Black Hills, South Dakota, USA): Implications for genetic models, mineralization ages, and sources of leads in the Homestake gold deposit // *Precambrian Research* 2009. V. 172. P. 1–24. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2009.03.004>
- Goldfarb R.J., Groves D.I., Gardoll S.* Orogenic gold and geologic time: a global synthesis // *Ore Geol. Rev.* 2001. V. 18 № 1–2. P. 1–75. [https://doi.org/10.1016/S0169-1368\(01\)00016-6](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(01)00016-6)
- 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. V. 25. P. 48–102. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.03.002>
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Robert F., Hart G.J.R.* Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance // *Econ. Geol.* 2003. V. 98. № 1. P. 1–29. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.98.1.1>
- Groves D.I., Santosh M., Deng J., Wang Q., Yang L., Zhang L.* A holistic model for the origin of orogenic gold deposits and its implications for exploration // *Mineral. Deposita.* 2020. V. 55. P. 275–292. <https://doi.org/10.1007/s00126-019-00877-5>
- Gulson B.L.* Lead isotopes in mineral exploration. Elsevier, Amsterdam, 1986. № 23. P. 257.
- Hoefs J.* Stable Isotope Geochemistry // 6th ed.; Springer: Berlin/Heidelberg, Germany, 2009. P. 285.
- Hronsky J.M.A., Groves D.I., Loucks R.R., Begg G.C.* A unified model for gold mineralization in accretionary orogens and implications for regional-scale exploration targeting methods // *Mineral. Deposita.* 2012. V. 47. P. 339–358. <https://doi.org/10.1007/s00126-012-0402-y>
- Hutchinson M.N., Scott S.D.* Sphalerite geobarometry in the system Cu-Fe-Zn-S // *Econ. Geol.* 1981. V. 76. P. 143–155.
- Hutchison W., Finch A.A., Boyce A.J.* The S isotope evolution of magmatic hydrothermal fluids: insights into ore-forming processes // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2020. V. 288. P. 176–198. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2020.07.042>
- wata N., Kaneoka I.* On the relationships between the ⁴⁰Ar-³⁹Ar dating results and the conditions of basaltic samples // *Geochemical J.* 2000. V. 34. № 4. P. 271–281. <https://doi.org/10.2343/geochemj.34.271>
- Kojima S., Sugaki A.* Phase relations in the Cu-Fe-Zn-S system between 500 and 300°C under hydrothermal conditions // *Econ. Geol.* 1985. V. 80. P. 158–171.
- Kröner A., Kovach V., Belousova E., Hegner E., Armstrong R., Dolgoplova A., Seltmann R., Alexeiev D.V., Hoffmann J.E., Wong J., Sun M., Cai K., Wang T., Tong Y., Wilde S.A., Degtyarev K.E., Rytsk E.* Reassessment of continental growth during the accretionary history of the Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Research.* 2014. V. 25. P. 103–125. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.12.023>
- Kuzmichev A.B.* Neoproterozoic accretion of the Tuva-Mongolian massif, one of the Precambrian terranes in the Central Asian Orogenic Belt / A. Kröner (ed.). Composition and evolution of Central Asian Orogenic Belt / Stuttgart: Borntraeger Science Publishers. 2015. P. 66–92.
- Lee J.-Y., Marti K., Severinghaus J.P., Kawamura K., Yoo H.-S., Lee J.B., Kim J.S.* A redetermination of the isotopic abundances of atmospheric Ar // *Geochim. Cosmochim.*

- Acta 2006. V. 70. P. 4507–4512.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.06.1563>.
- Ludwig K.R. Isoplot/Ex rev. 3.75 – A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2012. № 5. 75 p.
- Mao J., Wang Y., Li, H., Pirajno F., Zhang Ch., Wang R. The relationship of mantle-derived fluids to gold metallogenesis in the Jiaodong Peninsula: Evidence from D–O–C–S isotope systematics // *Ore Geol. Rev.* 2008. V. 33. P. 361–381.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2007.01.003>
- McNeil A.M., Kerrich R. Archean lamprophyre dykes and gold mineralization, Matheson, Ontario: the conjunction of LILE-enriched mafic magmas, deep crustal structures and Au concentration // *Can. J. Earth Sci.* 1986. V. 23 № 3. P. 324–343.
<https://doi.org/10.1139/e86-035>
- Ohmoto H., Rye R.O. Isotopes of sulphur and carbon. In: Barnes, H.L. (Ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, second edition // John Wiley and Sons, New York, 1979. P. 509–567.
- Robert F. Syenite-associated disseminated gold deposits in the Abitibi greenstone belt, Canada // *Mineral. Deposita.* 2001. V. 36. P. 503–516.
<https://doi.org/10.1007/s001260100186>
- Rock N.M.S., Duller P., Haszeldine R.S., Groves D.I. Lamprophyres as potential gold exploration targets: Some preliminary observations and speculations // *Geol. Dep. Ext. Serv., Univ. West. Aust.* 1987. № 1. P. 271–286.
- Ruffet G., Gruau G., Ballèvre M., Féraud G., Philip pot P. Rb- Sr and ^{40}Ar - ^{39}Ar laser probe dating of high-pressure phengites from the Sesia zone (Western Alps): underscoring of excess argon and new age constraints on the high-pressure metamorphism // *Chem. Geol.* 1997. V. 141. № 1–2. P. 1–18.
[https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00052-1](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00052-1)
- Russell R.D., Farquhar R.M. Lead isotopes in geology // New York and London (Interscience Publishers). 1960. 243 p.
- Sazonov A.M., Lobanov K.V., Zvyagina E.A., Leontiev S.I., Silyanov S.A., Nekrasova N.A., Nekrasov A.Y., Borodushkin A.B., Poperekov V.A., Zhuravlev V.V., Ilyin S.S., Kalinin Yu.A., Savichev A.A., Yakubchuk A.S. Geology of the World's Major Gold Deposits and Provinces, Authors: Richard H. Sillitoe, Richard J. Goldfarb, François Robert, Stuart F. Simmons. Chapter 10: Olympiada Gold Deposit, Yenisei Ridge, Russia // *Society of Economic Geologists.* 2020. V. 23. 24 p.
<https://doi.org/10.5382/sp.23.10>
- Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. № 2. P. 207–221. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90088-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6)
- Steiger R.H., Jäger E. Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. V. 36. P. 359–362.
- Szczerba M., Derkowski A., Kalinichev A.G., Srodon J. Molecular modeling of the effects of ^{40}Ar recoil in illite particles on their K–Ar isotope dating // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2015. V. 159. P. 162–176.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.03.005>
- Taylor R.D., Goldfarb R.J., Monecke T., Fletcher I.R., Cosca M.A., Kelly N.M. Application of U–Th–Pb phosphate geochronology to young orogenic gold deposits: New age constraints on the formation of the Grass Valley gold district, Sierra Nevada foothills province, California // *Econ. Geol.* 2015. V. 110. № 5. P. 1313–1337.
<https://doi.org/10.2113/econgeo.110.5.1313>
- Thirlwall M.F. Long-term reproducibility of multicollector Sr and Nd isotope ratio analysis // *Chemical Geology: Isotope Geoscience section.* 1991. V. 94. № 2. P. 85–104.
[https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(10\)80021-X](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(10)80021-X)
- Thirlwall M.F. Inter-laboratory and other errors in Pb isotope analyses investigated using a ^{207}Pb - ^{204}Pb double spike // *Chem. Geol. Isot. Geosci. Sect.* 2000. V. 163. P. 299–322.
[https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00135-7](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00135-7)
- Vielreicher N.M., Groves D.I., Sneek L.W., Fletcher I.R., McNaughton N.J. Broad synchronicity of three gold mineralization styles in the Kalgoorlie gold field: SHRIMP, U–Pb, and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological evidence // *Econ. Geol.* 2010. V. 105. № 1. P. 187–227.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.187>
- Vikentyev I.V., Belogub E.V., Novoselov K.A., Moloshag V.P. Metamorphism of volcanogenic massive sulphide deposits in the Urals. *Ore geology* // *Ore geol. Rev.* 2017. V. 85. P. 30–63.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.10.032>
- Villa I.M. Direct determination of ^{39}Ar recoil distance // *Geochim. Cosmochim. Acta* 1997. V. 61. P. 689–691.
[https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00002-1](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00002-1)
- Villa I.M. The in vacuo release of Ar from minerals: 1. Hydrous minerals // *Chem. Geol.* 2021. V. 564. P. 120076.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120076>
- illa I.M., De Bièvre P., Holden N.E., Renne P.R. IUPAC-IUGS recommendation on the half life of ^{87}Rb // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2015. V. 164. P. 382–385.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2015.05.025>
- Vorontsov A., Dril S., Komaritsyna T., Yarmolyuk V., Ernst R., Grinev O., Perfilova O. Magmatism of the Devonian Altai-Sayan rift system: geological and geochemical evidence for diverse plume-lithosphere interactions // *Gondwana Research.* 2021. V. 89. P. 193–219.
<https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.09.007>
- Wang X., Wang Z., Cheng H., Zong K., Wang C.Y., Ma L., Cai Y.-Ch., Foley S., Hu Z. Gold endowment of the metasomatized lithospheric mantle for giant gold deposits: Insights from lamprophyre dykes // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2022. V. 316. P. 21–40.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2021.10.006>
- Webber A.P., Roberts S., Taylor R.N., Pitcairn I.K. Golden plumes: substantial gold enrichment of oceanic crust during ridge-plume interaction // *Geology.* 2013. V. 41. P. 87–90.
<https://doi.org/10.1130/G33301.1>

Wiggins L.B., Craig J.R. Reconnaissance of the Cu-Fe-Zn-S system: Sphalerite phase relations // *Econ. Geol.* 1980. V. 75. P. 742–751.

Wijbrans J.R., McDougall I. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of white micas from an Alpine high-pressure metamorphic belt on Naxos (Greece): the resetting of the argon isotopic system // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* 1986. V. 93. № 2. P. 187–194.

Zheng J., Sun M., Zhou M.F., Robinson P. Trace elemental and PGE geochemical constraints of Mesozoic and Cenozoic peridotitic xenoliths on lithosphere evolution of the North China Craton // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2005. V. 69. P. 3401–3418.

<https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.03.020>

MANTLE-PLUME MODEL FOR THE ZUN-KHOLBA OROGENIC GOLD DEPOSIT (EASTERN SAYAN, RUSSIA): RESULTS OF MINERALOGICAL, Rb-Sr AND ^{40}Ar - ^{39}Ar GEOCHRONOLOGICAL AND Pb-Pb ISOTOPIC STUDIES

© 2024 г. A. V. Chugaev^{a,*}, E. Yu. Anikina^a, N. S. Bortnikov^a, V. V. Aristov^b,
A. V. Travin^{c, d}, B. D. Borisovich^e, I. V. Rassokhina^a, O. T. Igorevna^a

^a*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry (IGEM RAS), 35 Staromonetnyi per., 119017 Moscow, Russia*

^b*UK Polyus LLC, Moscow, 123056 Russia*

^c*Novosibirsk State Technical University, Karl Marx Avenue, building 1, Novosibirsk, 630073, Russia*

^d*V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, 630090, Novosibirsk, Koptyug avenue, 3*

^e*Bayerisches Geoinstitut, University of Bayreuth, Universitätsstraße, 30, Bayreuth, 95447 Germany*

*E-mail: vassachav@mail.ru

The large Zun-Kholba deposit, belonging to a numerous group of orogenic-type gold deposits, is in the Eastern Sayan (Russia) — a segment of the Altai-Sayan fold system of the Central Asian Orogenic Belt. The paper discusses the results of mineralogical, geochemical, geochronological and Pb-isotopic studies of gold mineralization, the purpose of which was to verify the genetic model of the deposit. Mineralogical and geochemical data obtained for ore bodies located between hypsometric levels from 1290 to 2090 m indicate a complex distribution of mineral associations at the deposit. There is no vertical and horizontal zonation in the distribution of mineral associations, in the chemical composition of the main ore minerals, as well as in the content of impurity elements in them. In dating ore-forming processes at the Zun-Kholba deposit, a comprehensive approach based on the study of K-Ar and Rb-Sr isotope systems of metasomatites was applied. The combination of Rb-Sr and ^{40}Ar - ^{39}Ar methods allowed us to determine that the age of gold mineralization is 411 ± 2 Ma, while the age of the superimposed event, which is associated with redistribution of ore, as well as disturbance of the Rb-Sr and K-Ar isotopic systems of metasomatites, is about 380 Ma. Pb-Pb isotopic study of ore mineralization at the deposit and host Precambrian rocks allowed to prove the leading contribution of the latter in ore lead supply to the mineral-forming system. The model of formation of the Zun-Kholba orogenic gold deposit assumes a genetic relationship between ore-forming processes and intraplate alkaline mafic magmatism due to the impact of the plume in the Early Devonian time on the lithosphere of the Tuva-Mongolian terrane.

Keywords: orogenic gold deposits, mantle-plume model, Rb-Sr and ^{40}Ar - ^{39}Ar ages, sources of matter, lead isotopic composition, Zun-Kholba deposit