

ИСТОЧНИКИ И ВОЗРАСТ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИРОКИНДА (СЕВЕРНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ): РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА Pb, S, Sr, Nd И ДАННЫЕ ^{39}Ar – ^{40}Ar ГЕОХРОНОМЕТРИИ

© 2020 г. А. В. Чугаев^{a, *}, Е. О. Дубинина^a, И. В. Чернышев^a, А. В. Травин^{b, c}, С. А. Коссова^a, Ю. О. Ларионова^a, А. А. Носова^a, О. Ю. Плотинская^a, Т. И. Олейникова^a, А. С. Садасюк^a

^aИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) Российской Академии наук (ИГЕМ РАН), Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

^bНовосибирский государственный университет, ул. Пирогова, 2, г. Новосибирск, 630090 Россия

^cИнститут геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук (ИГМ СО РАН), пр. Коптюга, 3, г. Новосибирск, 630090 Россия

*e-mail: vassachav@mail.ru

Поступила в редакцию 18.12.2019 г.

После доработки 17.02.2020 г.

Принята к публикации 17.02.2020 г.

В пределах Северного Забайкалья расположены многочисленные орогенные месторождения золота, различающиеся по своему возрасту, масштабу оруденения и типу минерализации. Среди них выделяется большая группа месторождений раннепермского возраста, для которых дискуссионными остаются вопросы источников золоторудной минерализации и роль позднепалеозойского магматизма в ее формировании. Поставленные вопросы решаются на примере среднего по запасам (~24 т, Au) месторождения Ирокинда, локализованного среди докембрийских пород Байкало-Муйского террейна. Результаты ^{39}Ar – ^{40}Ar геохронологического изучения околорудных метасоматитов свидетельствуют о развитии рудообразующих процессов на месторождении около 270 млн лет назад. Золоторудная минерализация неоднородна по своим Pb, S, Sr и Nd изотопным характеристикам. Особенности вариаций изотопного состава Pb, S, Sr и Nd рудных и жильных минералов дают основание заключить, что минералообразующие компоненты поступали в гидротермальную систему месторождения из разных источников. Среди них ведущая роль принадлежала породам докембрийской коры Байкало-Муйского террейна. Другой установленный источник вещества по изотопному составу Pb близок к свинцу раннепермских щелочных и субщелочных пород Байкало-Муйского террейна. Данный факт может свидетельствовать о генетической связи золоторудной минерализации месторождения Ирокинда с внутримитным щелочным магматизмом, развитие которого в регионе происходило одновременно с рудообразующими процессами.

Ключевые слова: изотопный состав свинца, серы, стронция и неодима, орогенные месторождения золота, Байкало-Муйский террейн, источники вещества

DOI: 10.31857/S0016752520110059

ВВЕДЕНИЕ

Золоторудные месторождения орогенного типа (Groves et al., 1998) представляют собой широкий класс объектов, формирование которых происходило в различных геотектонических обстановках на протяжении практически всей геологической истории Земли (Goldfarb et al., 2014; Goldfarb, Groves, 2015). Разнообразие геологических, минералогических и геохимических черт этих месторождений привело к появлению противоречивых взглядов на их происхождение (Kerrick, Cassidy, 1994; Bouchot et al., 2005; Bierlein et al., 2006; Boorder, 2012; Pitcairn et al., 2015). При этом наиболее дискуссионными вопросами остаются:

1) временная корреляция между рудообразующими процессами и магматическими и метаморфическими событиями в истории развития региона; 2) происхождение флюидов и минералообразующих компонентов. Прогресс в решении этих вопросов, как показано в целом ряде работ (Jia et al., 2003; Frei et al., 2009; Standish et al., 2014; Дубинина и др., 2014; Чугаев и др., 2017 и др.), могут обеспечить результаты комплексных геохронологических и изотопно-геохимических исследований.

В пределах Северного Забайкалья расположены многочисленные орогенные месторождения золота, различающиеся по своему возрасту, масштабу оруденения и типу минерализации. Среди

них выделяется большая группа месторождений раннепермского возраста, локализованных в докембрийских метаморфических породах Байкало-Муйского аккреционного террейна (БМТ). Рудная минерализация этих месторождений представлена, главным образом, малосульфидными золото-кварцевыми жилами.

Представления о времени формирования золоторудной минерализации в пределах Байкало-Муйского террейна основаны на результатах геохронологического изучения ограниченного числа месторождений (Кучеренко, 1989; Ivanov et al., 2015; Чугаев и др., 2015; 2017). Имеющиеся геохронологические данные преимущественно получены с помощью K–Ar и, в меньшей степени, ^{39}Ar – ^{40}Ar и Rb–Sr методов. Большинство значений этих возрастов лежат в относительно узком диапазоне, охватывающем интервал времени от 290 до 260 млн лет, что, согласно хроностратиграфической шкале 2019 года, соответствует гваделупской и лопингской эпохам пермского периода (<http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2019-05.pdf>). Среди опубликованных геохронологических данных аномальной является ^{39}Ar – ^{40}Ar датировка (321 ± 1.9 млн лет), полученная по пириту из сульфидизированных динамометаморфизованных пород рудных зон месторождения Мукадек (Ivanov et al., 2015). Гидротермальное событие с таким возрастом пока не нашло подтверждения при геохронологических исследованиях других золоторудных объектов БМТ.

Среди исследователей золоторудных месторождений БМТ преобладает точка зрения, согласно которой развитие рудообразующих процессов в регионе связано с позднепалеозойским магматизмом (Кучеренко, 2006; Ivanov et al., 2015; Попов и др., 2017; Чугаев и др., 2017; Ванин и др., 2018). В то же время дискуссионным остается вопрос источников вещества золоторудной минерализации. Было высказано мнение (Митрофанов и др., 1983; Попов и др., 2017 и др.) о том, что оруденение генетически связано с кислыми и средними по составу расплавами, сформировавшими гранитоиды конкудеро-мамаканского комплекса в позднекарбонное время (Цыганков и др., 2010). В пользу таких представлений свидетельствуют пространственная и временная близость золоторудной минерализации и позднепалеозойских гранитоидных массивов и широкое развитие на месторождениях БМТ гидротермально-метасоматических образований березитовой формации. Напротив, в работах (Кучеренко, 2004, 2007, 2014) обосновывается генетическая модель, в соответствии с которой минералообразующие компоненты поступали во флюиды преимущественно из магматических расплавов основного состава. В основе этой модели лежат данные о геологическом соотношении рудных тел и даек долеритов, которые нередко пространственно совмещены в одних и тех же тектонических структурах, а также

результаты петрохимического изучения околорудных метасоматитов, указывающих на повышенное содержание в этих породах фемофильных (P, Ti, Mg, Mn, Fe) элементов. В то же время, полученные относительно недавно изотопно-геохимические данные для некоторых месторождений БМТ свидетельствуют об участии в генезисе золоторудной минерализации вещества корового источника (Чугаев и др., 2017; Ванин и др., 2018; Prokofiev et al., 2019).

Необходимость уточнения времени развития рудообразующих процессов в регионе, а также надежная идентификация источников вещества золоторудной минерализации определили задачи настоящего исследования. Их решение, базирующееся на применении современных методов изотопной геохимии и геохронологии, актуально не только для разработки адекватной генетической модели для месторождений БМТ, но и в целом для понимания особенностей формирования орогенных месторождений золота в докембрийских метаморфических областях.

В настоящей работе эти задачи решались на примере орогенного месторождения Ирокинда, характеризующегося оруденением среднего масштаба (~24 т, Au, Nordgold..., 2018). По своим геологическим и минералого-геохимическим особенностям оно является типичным представителем раннепермских месторождений БМТ и нередко выступает как опорный объект для геохимических исследований и генетических построений (Кучеренко, 2006; Плотинская и др., 2019 и др.). Представленные в настоящей работе результаты комплексного изотопно-геохимического и геохронологического изучения месторождения Ирокинда получены при сотрудничестве лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН (изучение изотопного состава Pb, S, Sr и Nd) и лаборатории изотопно-аналитической геохимии ИГМ СО РАН (^{39}Ar – ^{40}Ar геохронометрия). На их основе сделаны выводы о возрасте оруденения и источниках минералообразующих компонентов руд.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИРОКИНДА

Месторождение Ирокинда расположено в Муйском сегменте Байкало-Муйского аккреционного террейна (рис. 1а) в пределах Южно-Муйского и Бамбуйского тектонических блоков (Рыцк и др., 2011, Ярмолюк и др., 2012 и др.). Крупной региональной структурой, ограничивающей с юго-запада Южно-Муйский блок, является Келяна-Ирокиндская шовная зона, имеющая северо-западное простирание. Кроме того, в районе месторождения присутствует система глубинных разломов северо-восточного (Озерно-

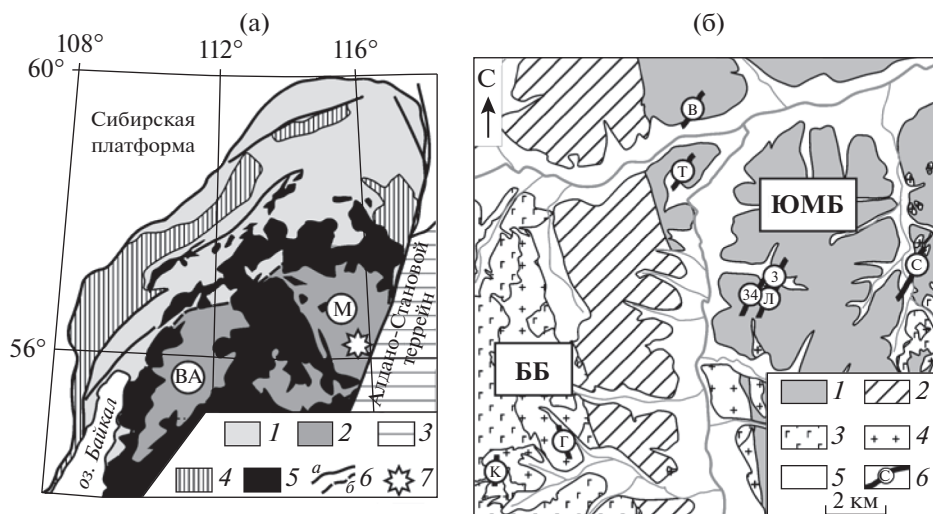


Рис. 1. (а) Схема структурного районирования Байкало-Витимского террейна, северная часть Забайкальской складчатой области. Составлена по (Гусев, Хаин, 1995; Рыцк и др., 2001) с изменениями авторов. Структурные элементы: 1 – Байкало-Патомский пояс; 2 – Байкало-Муйский пояс (ВА – Верхнеангарский сегмент, М – Муйский сегмент); 3 – Алдано-Становой террейн; 4 – выступы раннепротерозойского фундамента в Байкало-Патомском поясе; 5 – палеозойские гранитоиды; 6 – региональные тектонические разломы: а – надвиги и сдвиги, б – межструктурные шовные зоны; 7 – месторождение Ирокинда. (б) Схема геологического строения месторождения Ирокинда (Северное Забайкалье) (составлена по материалам ГРП ПАО “БурятЗолото”). 1 – гнейсы, кристаллические сланцы, мрамора и кальцифиры киндиканской толщи (AR(?)–PR₁); 2 – молассоидные (конгломераты, гравелиты, песчаники, сланцы) отложения аматканской свиты и динамометаморфические сланцы ирокиндинского комплекса (без расчленения) (PR₂); 3 – габброиды (габбро, оливковые габбро, габбро-диориты, габбро-нориты) кедровского комплекса (PR₂); 4 – гранитоиды (граниты, гранодиориты, плагиограниты) (PR₂); 5 – аллювиальные отложения (Q); 6 – положение изученных рудных тел в районе месторождения Ирокинда: В – Высокая, Т – Тулуинская; 3 – № 3, 34 – № 34, Л – Лагерная; С – Серебряковская, Г – Гранитная; К – Кварцевая. Сокращения: ЮМБ – Южно-Муйский блок; ББ – Бамбуийский блок.

Серебряковская зона) и субширотного (Киндиканская и Тулуинская зоны) простираия.

Южно-Муйский блок представляет собой выступ раннедокембрийской коры, образованный главным образом различными по составу метаморфическими породами (амфиболиты, кристаллические сланцы, гнейсы, гранито-гнейсы, кальцифиры) киндиканской толщи. В районе месторождения также присутствуют выходы вулканогенно-осадочных пород усть-келянкой толщи тонийского возраста и позднеэдиакарские молассоидные отложения аматканской свиты, выполняющие Келяно-Ирокиндинскую зону. В свою очередь, породы аматканской свиты по тектоническому контакту перекрыты динамометаморфическими сланцами ирокиндинского комплекса. По периферии Южно-Муйской глыбы, а также в пределах Бамбуийского блока, широко распространены неопротерозойские интрузивы, представленные габброидами кедровского (735 ± 26 млн лет) и гранитоидами бамбукойского (723 ± 4 млн лет) комплексов (Рыцк и др., 2001; Государственная геологическая..., 2013). К позднепалеозойским магматическим образованиям отнесены небольшие гранитоидные массивы, а также дайки кислого, среднего и основного состава (долериты, диориты, диорит-порфиры, плагиогранит-порфиры, дациты и монцодиориты).

Магматические и осадочные породы докембрийских комплексов подверглись как минимум двухэтапному региональному метаморфизму. По времени метаморфические процессы коррелируют с главными магматическими циклами в БМТ: с тонийским (~760 млн лет назад) и с эдиакарским (~615 млн лет назад) (Skuzovatov et al., 2019). Для первого этапа характерен метаморфизм амфиболитовой фации. В течение второго этапа метаморфические процессы протекали преимущественно в условиях зеленосланцевой и, существенно реже, эпидот-амфиболитовой фаций (Государственная геологическая..., 2013).

Золоторудная минерализация на месторождении Ирокинда приурочена к кварцевым жилам, локализованным, главным образом, в метаморфических породах киндиканской толщи (например, жила № 3, Высокая, Тулуинская) (рис. 2а, 2б). Реже рудоносные жилы встречаются в неопротерозойских гранитоидах (Кварцевая и Гранитная). В пространстве рудные тела приурочены к тектоническим зонам и характеризуются аналогичными с ними простираением и углами падения. Морфология рудных тел сложная: характерно резкое изменение мощности (от первых десятков сантиметров в пережимах до первых метров в раздувах) и элементов залегания как по простираению, так и по падению. Протяженность рудных тел составляет первые сотни метров при средней мощности

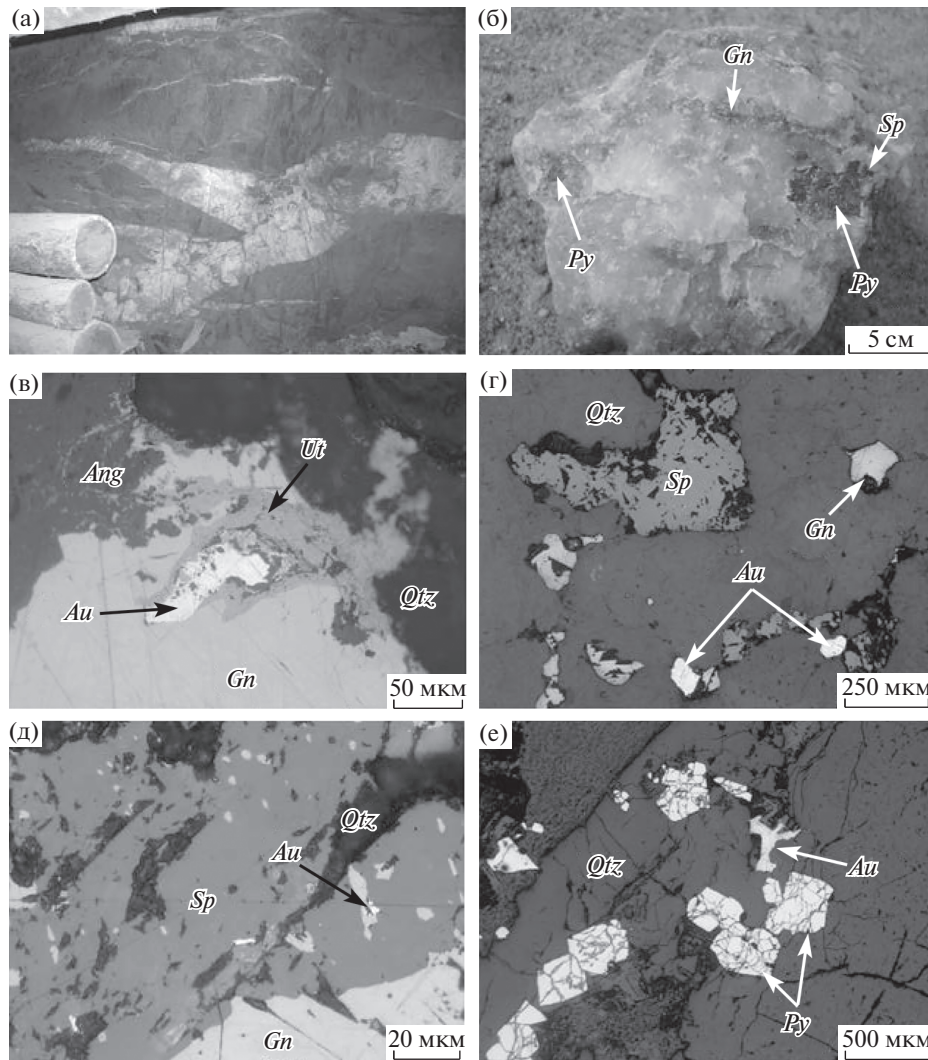


Рис. 2. Рудная минерализация жильных тел месторождения Ирокинда (Северное Забайкалье). (а) – выходы жильного кварца (ж. № 3) среди раннедокембрийских пород киндиканской толщи; (б) – жильный кварц с сульфидной минерализацией (отвалы, ж. Тулинская); (в–е) – BSE–изображение сульфидных минералов в жильном кварце (Qtz): (в–д) – полиметаллическая ассоциация (галенит (Gn), сфалерит (Sp)) с самородным золотом (Au) (в–г – ж. № 3, д – ж. Серебряковская), в – пространственная ассоциация самородного золота с ютенбогардитом (Ut) и англезитом (Ang), е – самородное золото в жильном кварце в ассоциации с пиритом (Py) (ж. Кварцевая).

около 1 м. Главной рудоконтролирующей структурой является Келяно-Ирокиндинская шовная зона, а также оперяющие ее тектонические нарушения. Вблизи рудных тел вмещающие породы претерпели метасоматические изменения различной степени интенсивности. Мощность зон околорудных изменений достигает первые десятки метров. Околорудные метасоматиты относятся к породам березитовой формации. (Хрусталева, 2006; Корольков, 2007). На месторождении известно более 100 жил, из которых наиболее детально разведано 10. В настоящее время ведется промышленная отработка четырех жил: Высокая, жила № 3, Серебряковская и Кварцевая.

Наиболее детальная минералогическая и минералого-геохимическая характеристика рудных тел

месторождения Ирокинда приведена в работах (Хрусталева, 2006; Плотинская и др., 2019). Основными жильными минералами на месторождении является кварц и, существенно в меньшей степени, карбонаты. Доля рудных минералов обычно не превышает 1%. Они распределены в рудных телах крайне неравномерно и присутствуют, как правило, в виде отдельных гнезд и/или тонкой вкрапленности (рис. 2б). Из рудных минералов преобладают пирит, галенит, сфалерит, существенно реже встречаются пирротин, халькопирит, блеклые руды, шеелит и самородное золото. Последнее присутствует в кварце или в сростках с сульфидами (рис. 2в–2е). Пробность золота варьирует в широких пределах от 269 до 907 (Плотинская и др., 2019).

Золоторудные кварцевые жилы на месторождении Ирокинда сформировались в течение одной продуктивной стадии (Ляхов, Попивняк, 1977; Хрусталева, Хрусталева, 2006; Плотинская и др., 2019). В работе (Плотинская и др., 2019) выделены две минеральные ассоциации (подстадии): ранняя кварц-пиритовая и поздняя кварц-золотополисульфидная. На ранней подстадии образовались околожильные березиты и кварцевые жилы с пиритом и, возможно, с высокопробным самородным золотом. В течение поздней подстадии происходило отложение галенита, сфалерита, халькопирита, минералов группы блеклых руд, а также большей части самородного золота.

Месторождение Ирокинда относится к числу немногих золоторудных объектов БМТ, для которых имеются геохронологические данные. Они получены К–Аг методом для серицита (15 образцов) из околорудных метасоматитов различных золотоносных жил (Кучеренко, 1989). Значения возраста изменяются в диапазоне от 290 до 262 млн лет, свидетельствуя о раннепермском возрасте оруденения. При этом в качестве собственно возраста рудной минерализации месторождения Ирокинда в работе (Кучеренко, 1989) принято среднее значение 277 ± 4 млн лет.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Околорудные метасоматиты

На месторождении Ирокинда среди околорудных метасоматических образований наиболее широкое распространение имеют метасоматиты березитовой формации (Кучеренко, 1989; Хрусталева, Хрусталева, 2006). Основными породообразующими минералами являются кварц, серицит и анкерит. Среди рудных минералов присутствует пирит. В ряде случаев на метасоматиты наложена более поздняя рудная минерализация – блеклая руда, сфалерит, галенит и самородное золото. Химический состав березитов и условия их формирования рассмотрены в работе (Хрусталева, Хрусталева, 2006). В настоящей работе проведено ^{39}Ar – ^{40}Ar изучение крупнозернистого мусковита (обр. № 49/1-12) из гранито-гнейсов и метасоматического серицита, выделенного из околорудных березитов жилы № 3 (обр. № 49/2-12) и серицитолитов жилы Тулуинская (обр. № Тул-3/15).

Рудная минерализация

Особенности минерального состава руд и последовательность формирования минеральных ассоциаций на месторождении Ирокинда дают основание в качестве наиболее подходящих объектов для изотопно-геохимического изучения выбрать галенит и жильные карбонаты. Галенит относится к числу наиболее распространенных рудных минералов и присутствует во всех рудных телах месторождения. Его кристаллизация, со-

гласно результатам минералогических исследований (Хрусталева, Хрусталева, 2006; Плотинская и др., 2019 и др.), происходила на той же стадии развития гидротермальной системы, что и отложение самородного золота. Таким образом, изучение галенита дает возможность получить прямые изотопные генетические “метки” для рудообразующего флюида. Карбонаты на месторождении представлены сидеритом, кальцитом и карбонатами анкерит-доломитового ряда. Их отложение происходило, главным образом, на ранней стадии рудообразующего процесса (Хрусталева, Хрусталева, 2006). В настоящей работе проведено изучение изотопного состава Pb и S в обширной коллекции галенита, отобранного из 8 рудных жил, и изотопного состава Sr и Nd в карбонатах анкерит-доломитового ряда из жил № 3, Гранитная и Кварцевая.

Метаморфические и магматические породы района

С целью выявления потенциальных источников минералообразующих компонентов золоторудной минерализации проведено изучение изотопного состава Pb, Sr и Nd для наиболее распространенных пород района месторождения Ирокинда.

В настоящем исследовании раннедокембрийские метаморфические породы киндиканской толщи Южно-Муйского блока были представлены гнейсами и гранито-гнейсами (5 образцов). Породы имеют гранобластовую и порфиригранобластовую структуры и гнейсовидную текстуру, сложены главным образом калиевым полевым шпатом, кварцем, плагиоклазом и амфиболом, часто с гранатом – альмандином (рис. 3а). Содержание SiO_2 в этих породах изменяется от 55 до 73 мас. %. В некоторых из них установлено повышенное содержание щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8\text{--}10$ мас. %) при резком преобладании K_2O над Na_2O ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ от 1.5 до 6.7) (рис. 4).

Среди магматических образований неопротерозойского возраста изучены граниты и мигматиты Южно-Муйского блока, а также габброиды кедровского и гранитоиды бамбукойского комплексов Бамбукойского блока. Граниты Южно-Муйского блока (3 образца) имеют крупнозернистую структуру (рис. 3б). Породы преимущественно сложены калиевым полевым шпатом, кварцем и плагиоклазом. В некоторых образцах в значительных количествах (до 15%) присутствует мусковит. Среди темноцветных минералов установлен амфибол. В изученных гранитах содержание $\text{SiO}_2 \sim 73$ мас. %, $\text{K}_2\text{O} = 3.4\text{--}6.6$ мас. %, $\text{Na}_2\text{O} = 3.0\text{--}4.7$ мас. % (рис. 4). Мигматиты, образование которых связано с развитием в неопротерозойское время ультраметамофизма в регионе, представлены одним образцом (Выс-11/15). Породы сложены кварцем, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и выделениями хлорита, заме-

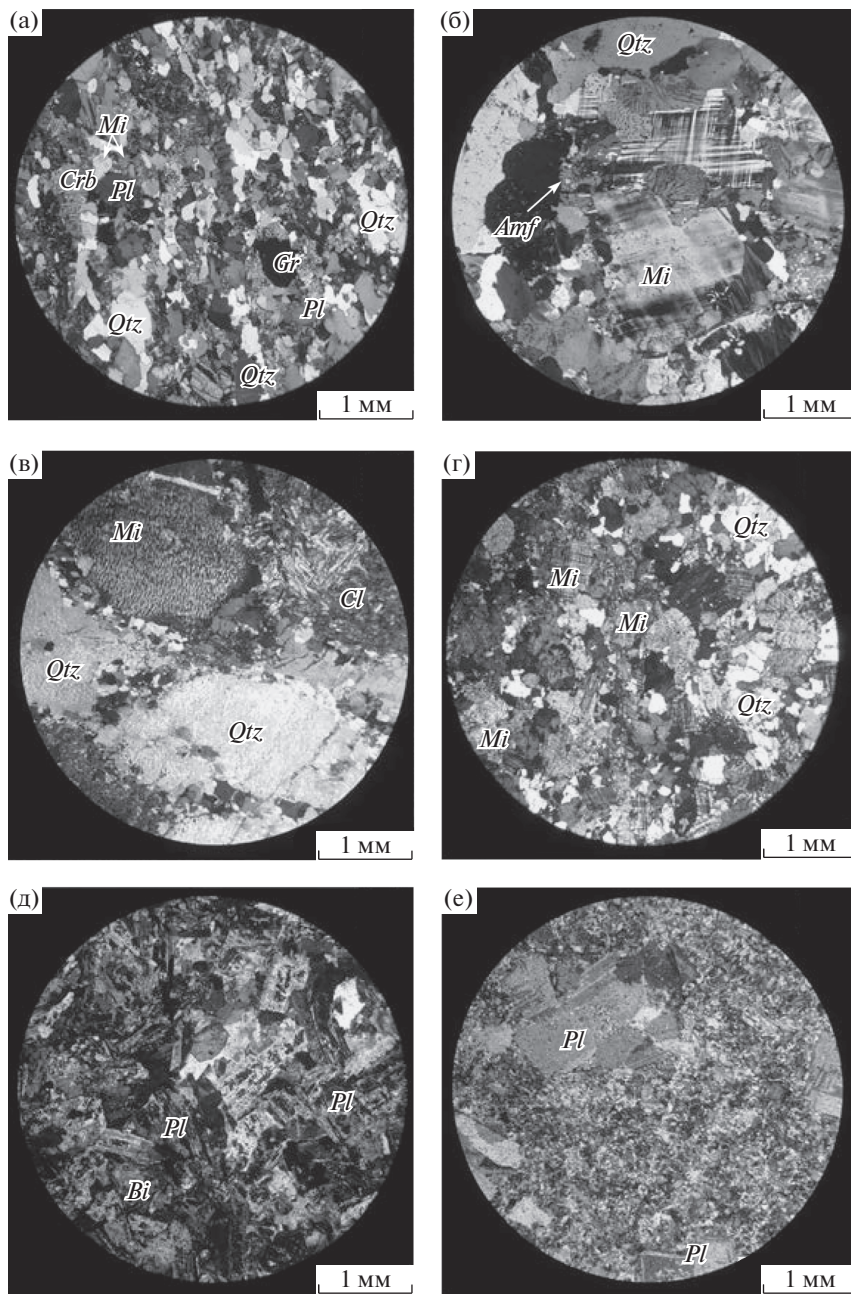


Рис. 3. Микрофотографии метаморфических и магматических пород (скрещенные николи) района месторождения Ирокинда (Северное Забайкалье). 10 (а) – гранатсодержащий гранито-гнейс (обр. Тул-4/15), (б) – граниты (обр. 3-5г/15), (в) – мигматиты (обр. Выс-11/15), (г) – лейкограниты (обр. Ир-11/14), (д) – монцодиориты (обр. 3-4д/15), (е) – дациты (обр. 606/7-410). *Qtz* – кварц, *Mi* – микроклин, *Pl* – плагиоклаз, *Amf* – амфибол, *Gr* – гранат, *Cl* – хлорит.

шающими первичный амфибол (рис. 3в). Для них характерны полосчатая текстура, крупнозернистая гранобластовая, лепидогранобластовая структуры с участками с хорошо выраженными признаками плавления – в них полевые шпаты в виде крупных сглаженных оплавленных зерен со струйчатыми пертитами, погружены в мелкозернистый гранобластовый кварц-полевошпатовый агрегат, по которому развиваются карбонат-хлоритовые гнезда и карбонатные жилки.

Гранитоиды бамбукойского комплекса представлены крупнозернистыми лейкогранитами, сложенными калиевым полевым шпатом, плагиоклазом и кварцем (рис. 3г). Присутствуют также редкие зерна биотита, замещенного хлоритом. Содержание SiO_2 варьирует от 70 до 77 мас. %, K_2O – от 1.3 до 4.7 мас. % и Na_2O от 3.4 до 4.4 мас. % (рис. 4). Кроме того, нами изучены метагаббро кедровского габброидного комплекса, распро-

страненные в пределах Бамбуйского блока вблизи жил Кварцевая и Гранитная. Порода сложена крупнокристаллическим плагиоклазом и амфиболом с участками сидеронитовой структуры за счет крупных выделений магнетита и титаномагнетита.

Среди позднепалеозойских даек изучены монцодиориты, выходы которых установлены в районе жилы №3, а также дациты, вскрытые скважинами рядом с рудным телом Тулуинская (рис. 4). Для монцодиоритов характерны редкопорфировидная структура с субофитовой структурой основной массы (рис. 3д). Вкрапленники представлены плагиоклазом, основная масса сложена удлиненными табличками плагиоклаза, между которыми располагаются идиоморфные кристаллы амфибола, ксеноморфные выделения калиевого полевого шпата и редко кварца. В дацитах вкрапленники представлены плагиоклазом, реже биотитом, который замещается хлоритом. Основная масса имеет фельзитовую структуру (рис. 3е).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Метод ^{39}Ar – ^{40}Ar датирования

^{39}Ar – ^{40}Ar датирование слюд проведено методом ступенчатого прогрева по методике, описанной в работе (Травин и др., 2009). В качестве монитора применялся стандартный образец биотита МСА-11 (ОСО № 129-88) с возрастом 311.0 ± 1.5 млн лет, аттестованный по международным стандартным образцам мусковита Bern-4M и биотита LP-6. При этом для мусковита Bern 4M и биотита LP-6 принимались возраста равные соответственно 18.51 и 128.1 млн лет (Baksi et al., 1996). Измерение изотопного состава Ar в облученных образцах проводилось на масс-спектрометре Noble Gas 5400 (Micromass). Выделение газовых фракций и анализ изотопных отношений аргона в них осуществлялось в температурном интервале от 500 до 1200°C. Поправка на масс-дискриминацию вводилась по результатам систематических анализов изотопных отношений воздушного Ar. Холостой опыт по ^{40}Ar не превышал 5×10^{-10} нсм³. В геохронологических расчетах использовались значения констант (Steiger, Jager, 1977).

Изотопный анализ свинца

Изотопный состав Pb анализировался в микропробах галенита массой 0.007–0.01 г, отобранных при оптическом контроле непосредственно из аншлифов. Химическая подготовка проб галенита заключалась в растворении зерна в капле концентрированной азотной кислоты. Полученный препарат в дальнейшем использовался для приготовления рабочего раствора (3% HNO_3) с концентрацией свинца 200–400 нг/мл. В случае полевых шпатов (мономинеральные фракции с

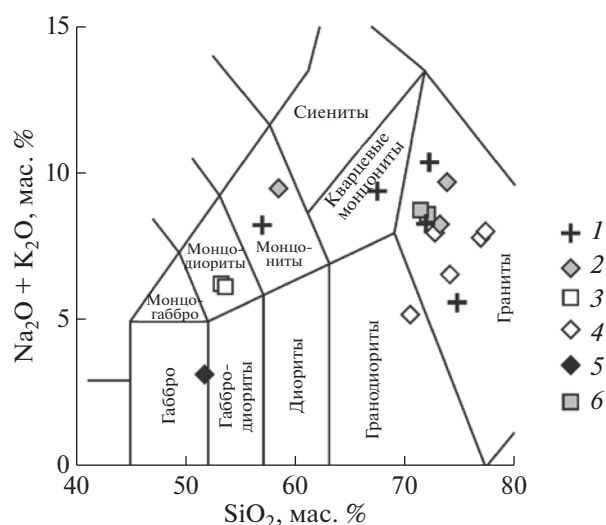


Рис. 4. Классификационная диаграмма SiO_2 – $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ по (Middlemost, 1985) для изученных метаморфических и магматических пород района месторождения Ирокинда (Северное Забайкалье). Южно-Муйский блок: 1 – гнейсы и гранито-гнейсы киндиканской толщи, 2 – неопротерозойские граниты и мигматиты, 3 – палеозойские дайки монцодиоритов; Бамбуйский блок: 4 – неопротерозойские лейкограниты, 5 – неопротерозойские метагаббро кедровского комплекса, 6 – палеозойские дайки дацитов.

размером зерен 0.15–0.25 мм) и валовых проб магматических и метаморфических пород анализировались навески массой 0.04–0.1 г. Предварительно навески полевых шпатов обрабатывались 30% HNO_3 в течение 3 ч при температуре 90–100°C для удаления с поверхности зерен чужеродного свинца. Химическое разложение полевых шпатов и валовых проб пород осуществлялось в смеси концентрированных кислот $\text{HF} + \text{HNO}_3$ (3 : 1), в которой навески выдерживались при атмосферном давлении и температуре около 130°C в течение 2 сут. Хроматографическое выделение Pb проводилось по одностадийной методике (Чугаев и др., 2013). Процедура выполнялась в тefлоновых микроколонках, заполненных 0.1 мл аниона BioRad AG-1 \times 8 (200–400 меш). Величина холостого опыта в полной химической процедуре выделения свинца из полевых шпатов и валовых проб пород не превышала 0.1 нг Pb.

Измерения изотопного состава Pb проводились на 9-коллекторном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой (MC-ICP-MS) NEPTUNE согласно методике, подробно описанной в работе (Чернышев и др., 2007). Ключевым ее элементом является корректирование эффекта приборной масс-дискриминации изотопов свинца по опорному изотопному отношению $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl} = 2.3889 \pm 1$. Правильность получаемых данных контролировалась по результатам параллельных анализов стандарта изотопного состава Pb SRM-981 и стандартных образцов горных по-

род AGV-2 и BCR-1 Геологической службы США. Итоговая погрешность ($\pm 2SD$) измерения отношений $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ и $^{208}Pb/^{204}Pb$ при анализе галенита не превышала $\pm 0.02\%$, а для полевых шпатов и горных пород — $\pm 0.03\%$.

Содержания Pb, Th и U в валовых пробах пород и фракциях полевых шпатов, необходимые для коррекции изотопного состава Pb на накопление радиогенных изотопов (т.е. для вычисления начальных изотопных отношений Pb) определялись методом ICP-MS из растворов на приборе X-7 ICP-MS (Thermo Elemental, США) в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН. Анализировались те же навески проб, которые использовались для измерений изотопного состава Pb. Погрешность определения содержания Pb, Th и U в пробах, оцененная по результатам систематических анализов международных стандартных образцов горных пород BHVO-2 и AGV-2 Геологической службы США, не превышала $\pm 3\%$ ($\pm 2SD$).

Изотопный анализ серы

Изотопный анализ серы проводился в пробах галенита массой ~ 0.4 мг. Перевод серы в газообразную форму SO_2 осуществлялся с помощью элементного анализатора FlashEAHT 1112 при $1020^\circ C$ в реакторе, заполненном Cu^0 и WO_3 . Образцы и стандарты в оловянных капсулах последовательно помещались в реактор с помощью автосэмплера. Изотопный состав серы в газе SO_2 измерялся методом CF-IRMS в постоянном потоке гелия на масс-спектрометре DELTAV+ (Finnigan). Калибровка величин $\delta^{34}S$ проводилась относительно трех международных стандартов IAEA-S-1 (-0.3%), IAEA-S-3 (-32.55%) и NBS-127 ($+21.1\%$), анализ которых проводился одновременно с анализом образцов. Полученные результаты выражены в международной шкале V-CDT (Vienna Canyon Diablo Troilite):

$$\delta^{34}S_{обр} = [(^{34}S/^{32}S)_{обр}/(^{34}S/^{32}S)_{VCDT} - 1] \times 1000.$$

Воспроизводимость результатов в серии параллельных определений стандартных образцов составляла $\pm 0.25\%$ ($\pm 1\sigma$).

Изотопный анализ стронция и неодима

Изотопный анализ Sr и Nd и определение содержания Rb, Sr, Sm и Nd проводились в одних и тех же навесках как для карбонатных минералов, так и для магматических и метаморфических пород. Непосредственно перед химическим разложением к навескам тонко растертых образцов добавлялись смешанные $^{85}Rb-^{84}Sr$ и $^{149}Sm-^{150}Nd$ трасеры. Навески карбонатных минералов (около $0.05-0.08$ г) разлагались в $6M HCl$ при атмосферном давлении и температуре $80^\circ C$. Магматические и метаморфические породы анализировались

из навесок $0.1-0.2$ г. Химическое растворение проб проводилось в стальных автоклавах с фторопластовыми вкладышами в смеси концентрированных кислот HF и HNO_3 ($4:1$) в течение 72 ч при температуре $175^\circ C$. Выделение Rb, Sr, Sm и Nd проводили с помощью ионообменной хроматографии по двухстадийной методике (Ларионова и др., 2007). Содержание Rb, Sr, Sm и Nd в холостом опыте не превышало 0.05 , 0.01 , 0.015 и 0.05 нг соответственно.

Измерения изотопных отношений проводили на масс-спектрометре Sector 54 (Micromass). Правильность результатов измерений изотопных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ контролировалась систематическими измерениями международного стандарта изотопного состава Sr SRM-987 и внутрилабораторного образца изотопного состава Nd "Nd-IGEM", калиброванного относительно международного стандарта LaJolla. Величины аналитических погрешностей ($\pm 2SD$) для отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ не превышали ± 0.002 и $\pm 0.004\%$ соответственно. Для изотопного отношения $^{87}Rb/^{86}Sr$ погрешность находилась на уровне 1% ($\pm 2SD$). Точность определения изотопного отношения $^{147}Sm/^{144}Nd$ в образцах, оцененная по воспроизводимости $^{147}Sm/^{144}Nd$ в серии параллельных анализов стандартных образцов BHVO-2 и BCR-1, составила $\pm 0.4\%$ ($\pm 2SD$).

РЕЗУЛЬТАТЫ

$^{39}Ar-^{40}Ar$ геохронологические данные

$^{39}Ar-^{40}Ar$ данные для каждой пробы получены по результатам анализа не менее 10 фракций аргона, выделившегося при ступенчатом нагреве слюд. Для каждого из трех изученных образцов спектры значений $^{39}Ar-^{40}Ar$ возраста достаточно широки (рис. 5). Для серицита из околорудных метасоматитов жилы № 3 (обр. № 3-49/2-12) значения возраста варьируют в диапазоне от 571 до 387 млн лет. Систематически более низкие, но также варьирующие значения (275 до 188 млн лет) получены для фракций аргона при анализе серицита из серицитолитов жилы Тулуинская. Значения $^{39}Ar-^{40}Ar$ возраста мусковита из гранито-гнейсов находятся в диапазоне от 577 до 508 млн лет. Наблюдаемая во всех трех спектрах тенденция увеличения значений $^{39}Ar-^{40}Ar$ возраста с повышением температуры ("лестница вверх"), что изучавшиеся слюды в своей истории претерпели частичную потерю радиогенного аргона. Возрастные спектры образцов метасоматического серицита при их принципиальной схожести различаются уровнем значений возраста: для образца № 3-49/2-12 большинство фракций имеют возраст древнее 460 млн лет ($\sim 95\%$ выделенного ^{39}Ar), а для образца № Тул-3/15 — не превышают 300 млн лет. При этом для пяти из девяти выделен-

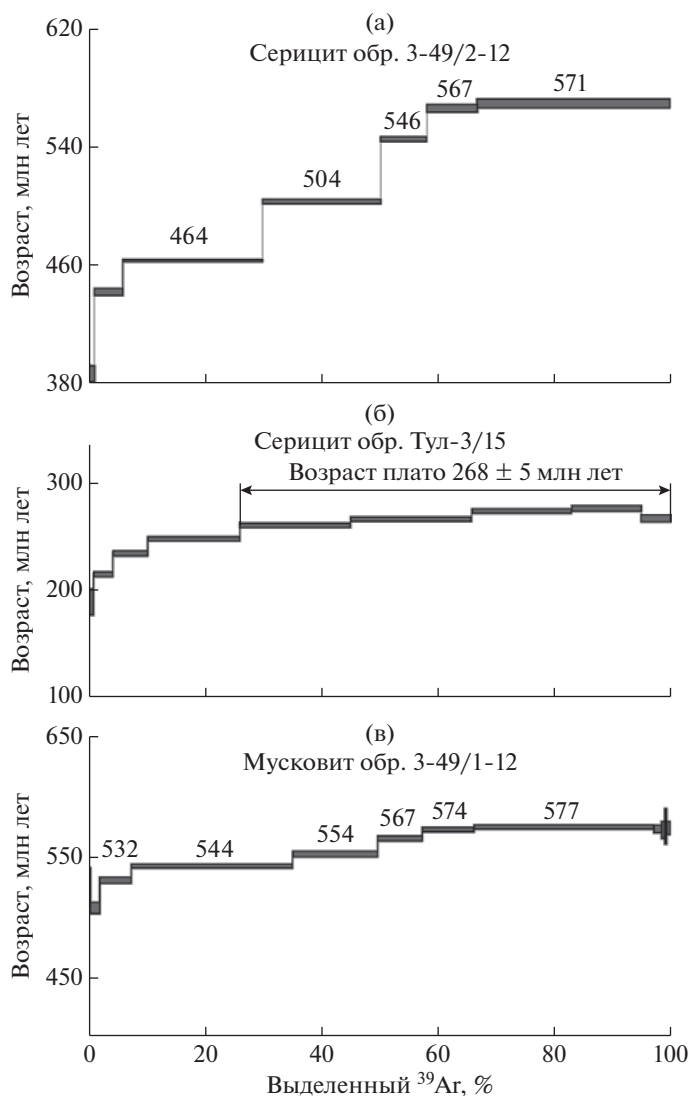


Рис. 5. Значения ^{39}Ar - ^{40}Ar возраста во фракциях аргона, полученные при ступенчатом отжиге слюд: серицит из околорудных метасоматитов (а, б) месторождения Ирокинда, мусковит из гранито-гнейсов киндиканской толщи (в).

ных фракций среднее значение возраста составляет 268 ± 5 млн лет (рис. 5а, 5б). Полученный возраст для образца №Тул-3/15 ближе всего отвечает критериям достоверности (более 50% выделенного ^{39}Ar и более 3 последовательных ступеней с согласующимися значениями возраста) и, вероятнее всего, показывает время закрытия К-Аг изотопной системы серицита 268 ± 5 млн лет назад (рис. 5б).

Спектр значений ^{39}Ar - ^{40}Ar возраста мусковита из гранито-гнейсов (обр. № 3-49/1-12) во всех отношениях схож со спектром метасоматического серицита № 3-49/2-12 (рис. 5в). Из-за малой (~40% выделенного аргона) протяженности плато полученное значение позволяет лишь сделать вывод о позднедокембрийском возрасте мусковита (≥ 577 млн лет назад). Эта оценка ненамного моложе известного для БМТ термального события с возрастом около 615 млн лет, с которым связывают

поздний этап метаморфизма в регионе (Skuzovatov et al., 2019; Чугаев и др., 2019). В свою очередь, близкий характер ^{39}Ar - ^{40}Ar спектров мусковита и серицита, отобранных в околорудной зоне жилы № 3, указывает на присутствие в пробе метасоматического серицита как минимум двух разновозрастных генераций: вероятней всего, серицита гидротермально-метасоматического происхождения и мусковита из вмещающих гранито-гнейсов.

Изотопный состав свинца и серы в галените

Pb-Pb данные получены по 38 мономинеральным микропробам галенита, которые с разной степенью детальности характеризуют золотоносную минерализацию 8 рудных тел месторождения (табл. 1): № 34 (2 пробы), Лагерная (3 пробы), Жила № 3 (10 проб), Высокая (7 проб), Серебряковская (7 пробы), Кварцевая (4 пробы), Гранит-

ная (4 пробы) и Тулуинская (1 проба). В целом измеренные значения изотопных отношений Pb лежат в следующих диапазонах: для $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 17.08–17.36, для $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15.42–15.49 и для $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 37.36–37.79. Выявленные вариации изотопного состава рудного Pb в 8–20 раз превышают аналитическую погрешность метода MC-ICP-MS ($\pm 0.02\%$) и, таким образом, являются геохимически значимыми. Для всех трех изотопных отношений Pb величины коэффициента вариации v^1 оказались близки между собой: $v_{6/4} = 0.39\%$ для $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $v_{7/4} = 0.14\%$ для $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $v_{8/4} = 0.33\%$ для $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Абсолютная величина масштаба вариаций показывает, что месторождение Ирокинда относится к типу золоторудных объектов, характеризующихся неоднородным изотопным составом Pb ($v_{6/4} \geq 0.2\%$, Gulson, 1986). К их числу, например, относятся такие известные крупные орогенные месторождения золота, приуроченные к докембрийским метаморфическим поясам, как Зун-Холбинское (Неймарк и др., 1995), Сухой Лог (Россия) (Чернышев и др., 2009), Хоумстейк (США) (Frei et al., 2009) и ряд других.

Величина $\delta^{34}\text{S}$ анализировалась во всех образцах, для которых был определен изотопный состав Pb (табл. 1). Величины $\delta^{34}\text{S}$ варьируют в широком диапазоне – от -2.4 до $+10.9\%$. На общем фоне выделяются повышенные величины $\delta^{34}\text{S}$, полученные для галенита из рудных жил Кварцевая и Гранитная ($+3.3\text{...}+8.4\%$), приуроченных к выходам неопротерозойских гранитоидов бамбукойского комплекса. Для остальных проб галенита, характеризующих рудные тела, локализованные в пределах Южно-Муйского блока, устанавливается более “легкий” изотопный состав серы: $\delta^{34}\text{S} = -2.4\text{...}+2.5\%$.

Rb–Sr и Sm–Nd изотопные характеристики карбонатных минералов

Rb–Sr и Sm–Nd изотопные характеристики карбонатных минералов изучены в 6 образцах, отобранных из жил № 3 (3 образца), Гранитная (1 образец) и Кварцевая (2 образца) (табл. 2). Содержание Sr изменяется в широких пределах от 400 до 8000 мкг/г, тогда как концентрации Rb для большинства изученных образцов относительно постоянны и составляют 0.02–0.04 мкг/г. Как следствие, жильные карбонаты характеризуются весьма низкими значениями $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, не превышающими 0.0001. Исключением является образец Ир-21/13, для которого получена повышенная величина $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.005$. В нем установлены минимальные содержания Sr = 398 мкг/г при максимальном Rb = 0.7 мкг/г. Величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатах варьируют от 0.7074 до

0.7084. Корреляция между отношениями $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отсутствует ($R = 0.5$).

По своим Sm–Nd характеристикам изученные карбонаты весьма неоднородны. Концентрации Sm изменяются от 0.3 до 5.3 мкг/г, а Nd – от 1.3 до 10.7 мкг/г. Величины $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ также широко варьируют от 0.14 до 0.40. Высокие значения отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ в некоторых образцах и большой масштаб вариаций в целом характерны для карбонатов гидротермального происхождения (Uysal et al., 2007; Дубинина и др., 2014). Измеренные значения отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ лежат в интервале 0.5119–0.5126. При этом имеется устойчивая корреляция ($R = 0.9$) между величинами отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

Rb–Sr и Sm–Nd изотопные характеристики метаморфических и магматических пород

Rb–Sr и Sm–Nd данные получены для ранне-докембрийских метаморфических пород киндиканской толщи, представленных гнейсами и гранито-гнейсами (3 образца). Среди пород неопротерозойских интрузивных комплексов изучены мусковитовые граниты и плагиограниты (2 образца) Южно-Муйского блока, а также лейкограниты (2 образца) и габброиды (1 образец) Бамбукойского блока (табл. 2). Метаморфические породы киндиканской толщи отличаются высоким содержанием Sr (1010–1750 мкг/г) при относительно низких концентрациях Rb (139–223 мкг/г). Как следствие, величины $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ отношения в этих породах варьируют от 0.230 до 0.458. Измеренные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения лежат в интервале от 0.708 до 0.711. Для метаморфических пород диапазон значений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношения составляет 0.11–0.13. Измеренные величины $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ варьируют от 0.5121 до 0.5122.

Неопротерозойские гранитоиды Южно-Муйского блока обладают более низким содержанием Sr (199 и 367 мкг/г) по сравнению с метаморфическими породами киндиканской толщи. По своим Rb–Sr и Sm–Nd характеристикам изученные гранитоиды существенно отличаются между собой. В мусковитовых гранитах (обр. Ир-1/13) $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 3.13$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7302$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.124$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5121$, тогда как в гранитах (обр. Ир-22/14) соответствующие отношения имеют значения 0.218, 0.708, 0.143 и 0.5120.

Неопротерозойские лейкограниты бамбукойского комплекса также оказались неоднородными по своим Rb–Sr характеристикам. При относительно близких содержаниях Rb (29 и 38 мкг/г) в изученных образцах концентрация Sr изменяется в более широком диапазоне (70 и 167 мкг/г). Измеренные значения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ отношения соответственно равны 0.496 и 1.56. В то же время, для двух образцов получены близкие значения

¹ v – относительный среднеквадратичный разброс результатов, выраженный в %.

Таблица 1. Результаты изучения изотопного состава Pb и S в галените золоторудной минерализации месторождения Ирокинда и величины модельных параметров μ_2 , ω_2 и Pb–Pb возраста

Номер образца	Место отбора, горизонт, м (*)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\delta^{34}\text{S}$, ‰	T _m , млн лет	μ_2	ω_2
<i>Южно-Муйский блок</i>								
<i>Жила № 34</i>								
34/Gal-1	**	17.1944	15.4320	37.4760	+1.2	758	9.29	38.4
34/Gal-2	»	17.2139	15.4383	37.4816	+2.3	755	9.31	38.4
<i>Жила Лагерная</i>								
Л-О/Gal-1	»	17.1955	15.4348	37.4626	+1.1	762	9.30	38.4
Л-О/Gal-2	»	17.2206	15.4399	37.4999	0.0	752	9.32	38.5
Lag-1	»	17.1983	15.4352	37.4673	-1.1	761	9.30	38.4
<i>Жила № 3</i>								
3-32/Gal-1	+1320 м	17.1374	15.4265	37.4156	-1.4	792	9.29	38.4
3-49/Gal-1	+1230 м	17.1845	15.4349	37.4689	-0.9	771	9.31	38.5
3-49/Gal-2	»	17.1818	15.4329	37.4632	-2.4	769	9.30	38.5
3-49/1-z	»	17.1553	15.4284	37.4356	н/а	781	9.29	38.4
3-49/2-2-23	+1140 м	17.2087	15.4383	37.4913	+0.3	759	9.31	38.5
3-49/2-1	»	17.2045	15.4384	37.4872	+0.3	762	9.32	38.5
3-49/1-5-42	»	17.2193	15.4405	37.5112	+2.0	755	9.32	38.6
Ир-6/13	+1090 м	17.2187	15.4411	37.5101	+1.2	756	9.32	38.6
Ир-8/13	»	17.2090	15.4361	37.4917	н/а	754	9.30	38.4
3-49/4-1-46	+1040 м	17.2336	15.4428	37.5369	+0.2	748	9.32	38.6
<i>Жила Высокая</i>								
В-76/6-12	+1610 м	17.2301	15.4422	37.5583	+1.2	750	9.32	38.8
В-76/7-12	»	17.2422	15.446	37.5788	+1.5	747	9.34	38.9
В-76/9-12	»	17.2259	15.4428	37.5549	+1.7	754	9.33	38.8
В-70/1-10	+1550 м	17.2384	15.4436	37.5706	+2.5	746	9.33	38.8
В-70/2-12	»	17.2177	15.4361	37.5248	+0.7	747	9.30	38.6
В-54/2-12	+1470 м	17.2404	15.4445	37.5730	+1.1	746	9.33	38.8
ШТ-75/999	+1000 м	17.2399	15.44	37.5608	+1.2	738	9.31	38.7
<i>Жила Тулуинская</i>								
Тул-2/15	**	17.2368	15.4417	37.5506	н/а	743	9.32	38.7
<i>Жила Серебряковская</i>								
С-3/1-12	+1330 м	17.0986	15.4222	37.3762	-0.7	814	9.28	38.5
С-3/2-12	»	17.1111	15.4242	37.3911	-0.3	808	9.29	38.5
Ир-87/13	+1220 м	17.1404	15.4274	37.4333	-1.2	791	9.29	38.5
С-77/1-12	+1170 м	17.0799	15.4212	37.3589	-0.7	827	9.29	38.5
С-77/2а-12	»	17.0894	15.4211	37.3674	-1.3	819	9.28	38.5
Ир-80/13	+1130 м	17.1039	15.4212	37.3721	-1.0	808	9.27	38.4
Ир-85/13	»	17.0987	15.4229	37.3755	-1.2	815	9.29	38.5
<i>Бамбуйский блок</i>								
<i>Жила Кварцевая</i>								
Ир-64/13	**, +1760 м	17.3239	15.4886	37.7696	+6.9	766	9.51	40.3
Ир-66/13	»	17.3609	15.4886	37.7679	+7.4	738	9.49	39.9
Ир-69/13	»	17.2679	15.4835	37.7089	+8.4	799	9.51	40.4
Q-61/1-12	»	17.2384	15.4822	37.6837	+3.3	820	9.51	40.5
<i>Жила Гранитная</i>								
Ир-12а/14	**, +1650 м	17.1006	15.4761	37.6852	+4.8	914	9.55	41.7
Ир-12б/14	»	17.3347	15.4894	37.7863	+8.3	759	9.51	40.3
Ир-14/14	**, +1770 м	17.1360	15.4799	37.7022	+5.8	894	9.55	41.6
Ир-14а/14	»	17.2474	15.4872	37.7501	+10.9	822	9.54	40.9

* Высота горизонта над уровнем моря; ** отбор из рудных отвалов, в остальных случаях – отбор из коренных пород. н/а – анализ не проводился.

$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0.074 и 0.092) и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.5115 и 0.5117) отношений, по которым они контрастно отличаются от метаморфических и магматических пород Южно-Муйского блока.

Метагаббро кедровского комплекса (обр. Ир-18а/14) имеет типичные для основных пород значения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношений, которые соответственно равны 0.016 и 0.151.

Таблица 2. Результаты Rb—Sr и Sm—Nd изучения магматических и метаморфических пород и жильных карбонатов месторождения Ирокинда

Номер образца	Место отбора, характеристика	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
Жильные карбонаты									
Южно-Муйский блок									
Ир-17/13,	ж. № 3, гор. +1040 м	0.042	755	0.0002	0.708331 ± 14	1.29	5.16	0.1513	0.512276 ± 10
Ир-18/13,	»	0.025	777	0.0001	0.708290 ± 14	0.72	2.95	0.1476	0.511936 ± 10
Ир-21/15,	то же, гор. +1090 м	0.716	398	0.005	0.708409 ± 14	0.31	1.32	0.1396	0.512100 ± 10
Бамбуйский блок									
Ир-21/14	ж. Гранитная, отвалы шт. № 38, гор. +1650 м	0.036	7990	0.00001	0.707367 ± 14	5.28	10.7	0.2976	0.512390 ± 10
Ир-52/13	ж. Кварцевая, шт. 61, гор. +1760 м	0.023	1230	0.00005	0.707370 ± 14	1.55	2.47	0.3803	0.512510 ± 10
Ир-55А/13	»	0.029	4210	0.00002	0.707572 ± 14	1.35	2.04	0.3995	0.512623 ± 10
Метаморфические и магматические породы									
Южно-Муйский блок									
Раннедокембрийские метаморфические породы киндиканской толщи									
606/486	ж. Тулуинская/ гранито-гнейсы	140	1010	0.399 ± 2	0.709252 ± 14	8.9	50	0.1077	0.512118 ± 10
Ир-26/13	ж. № 3/ »	139	1750	0.230 ± 1	0.708434 ± 14	6.4	29	0.1340	0.512223 ± 10
Ир-28/13	ж. № 34/ гнейсы	223	1410	0.458 ± 1	0.710597 ± 14	5.4	25	0.1287	0.512235 ± 10
Неопротерозойские гранитоиды									
Ир-1/13	ж. № 3/ мусковитовые граниты	215	199	3.13 ± 1	0.730254 ± 14	0.27	1.3	0.1240	0.512104 ± 10
Ир-22/14	ж. № 3/ граниты	28	367	0.218 ± 1	0.707844 ± 14	8.2	34	0.1426	0.512010 ± 10
Бамбуйский блок									
Неопротерозойские лейкограниты бамбуйского комплекса									
Ир-60/13	ж. Кварцевая/лейкограниты	38	70	1.563 ± 5	0.722783 ± 14	4.1	27	0.0922	0.511717 ± 10
Ир-15/14	ж. Гранитная/ »	29	167	0.496 ± 2	0.711507 ± 14	4.5	37	0.0738	0.511541 ± 10
Неопротерозойские габброиды кедровского комплекса									
Ир-18а/14	ж. Кварцевая/ метагаббро	2.5	458	0.016 ± 1	0.705272 ± 14	4.3	17	0.1510	0.512050 ± 20

Примечания. Погрешность определения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ в образцах не превышала 0.4% ($\pm 2\text{SD}$). ж — жила, гор. — горизонт, +1040 м — высота над уровнем моря, шт. — штольня.

Изотопный состав свинца, содержание свинца, тория и урана в метаморфических и магматических породах

Изучены полевые шпаты раннедокембрийских метаморфических пород киндиканской толщи и неопротерозойских магматических пород. Полевые шпаты являются главными порообразующими минералами и основными концентраторами обыкновенного Рb. Содержание Рb варьирует в них в широких пределах: от 1.8 до 88 мкг/г (табл. 3). Наиболее высокие содержания Рb характерны для калиевого полевого шпата, а минимальные — для плагиоклаза из метагаббро. Фракции, представляющие собой смесь в разных пропорциях КПШ и плагиоклаза, обладают промежуточными концентрациями Рb (6.5–33 мкг/г). Столь же значительные вариации выявлены в полевых шпатах и для содержаний U (0.01–0.72 мкг/г) и Th (0.02–1.7 мкг/г). Измеренные значения изотопных отношений Рb изменяются в следующих пределах: для $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от 16.13 до 17.02, для $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от 15.37 до 15.44 и для $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от 36.67 до 37.09 (табл. 3). При этом в полевых шпатах пород Бамбуйского блока Рb отличается систематически более низким содержанием ^{206}Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.13–16.65$) и более высоким содержанием ^{207}Pb ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.41–15.44$) по сравнению с полевыми шпатами пород Южно-Муйского блока ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.75–17.02$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.37–15.40$).

Для палеозойских магматических образований анализировались валовые пробы пород (табл. 3). Содержания Рb, Th и U в дайках варьируют: от 9 до 26, от 3.9 до 15 и от 0.6 до 3 мкг/г соответственно. При этом дациты по сравнению с монцодиоритами характеризуются значительно более высокими концентрациями Th (10 и 15 мкг/г). В целом, изотопный состав Рb в палеозойских дайках является более радиогенным по сравнению со свинцом полевых шпатов метаморфических и магматических пород района. Измеренные значения изотопных отношений Рb лежат в диапазонах: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.261–17.832$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.416–15.515$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.443–38.615$.

Для дальнейшего обсуждения интерес представляет начальный (на момент образования золоторудной минерализации месторождения Ирокинда) изотопный состав Рb пород. Поэтому все изотопные отношения Рb, измеренные в валовых пробах пород и фракциях полевых шпатов, в соответствии с содержаниями в них Рb, Th и U скорректированы на добавки радиогенного компонента изотопов ^{206}Pb , ^{207}Pb и ^{208}Pb и представлены на эволюционных и корреляционных диаграммах.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Возраст золоторудной минерализации

Согласно приведенным выше результатам ^{39}Ar – ^{40}Ar изучения слюд, величина 268 ± 5 млн лет, полученная для метасоматического серицита из жилы Тулуинская, может быть принята в качестве датировки метасоматитов месторождения Ирокинда. Она совпадает с ранее опубликованными результатам К–Аг датирования околорудных метасоматитов различных рудных тел этого месторождения, для которых среднее значение по 15 определениям составило 277 ± 4 млн лет (Кучеренко, 1989). Следует также отметить, что аналогичный возраст (273 ± 4 млн лет, Rb–Sr изохронный метод) имеют и околорудные метасоматиты месторождения Кедровское (Чугаев и др., 2017), расположенного на восточном склоне Южно-Муйского блока на 20 км северо-восточнее месторождения Ирокинда. Согласованность ^{39}Ar – ^{40}Ar датировки серицита с данными других геохронологических исследований дает основание интерпретировать ее как геологически значимую и соответствующую времени гидротермально-метасоматического образования жилы Тулуинская. В свою очередь, совпадение возрастов, полученных разными геохронологическими методами для рудных тел месторождений Ирокинда и Кедровское, свидетельствует о том, что формирование золоторудной минерализации в пределах рассматриваемого региона происходило в течение одного и того же относительно короткого периода времени.

Источники вещества рудной минерализации

Объем полученных Рb–Рb и $\delta^{34}\text{S}$ изотопных данных по галениту дает возможность детально рассмотреть особенности вариаций изотопного состава Рb и $\delta^{34}\text{S}$ как в целом на месторождении, так и внутри отдельных рудных тел. Прежде всего, среди изученных образцов галенита рудных тел отчетливо выделяются две группы, контрастные по изотопным характеристикам свинца и серы. Систематически высокими значениями $\delta^{34}\text{S}$ (+3.3...+10.9‰) и отношений $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.484 ± 0.005) и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (37.73 ± 0.04) обладает галенит из жил Кварцевая и Гранитная, локализованных в пределах Бамбуйского тектонического блока среди неопротерозойских лейкогранитов бамбукойского комплекса. Напротив, в галените из золоторудной минерализации (жилы № 34, № 3, Лагерная, Высокая, Тулуинская, Серебряковская), приуроченной к киндиканской толще Южно-Муйского блока, величины $\delta^{34}\text{S}$ ниже (–2.4...+2.5‰), а изотопный состав Рb по содержанию изотопов ^{207}Pb ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.434 \pm 0.008$) и ^{208}Pb ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.48 \pm 0.07$) являются менее радиогенным. По степени неоднородности изо-

Таблица 3. U–Th–Pb характеристики и изотопный состав Pb в породах района месторождения Ирокинда

Номер образца	Характеристика породы/ Анализируемый материал	Pb, мкг/г	Th, мкг/г	U, мкг/г	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
Южно-Муйский блок							
<i>Раннедокембрийские метаморфические породы киндиканской толщи</i>							
606/486	ж. Тулуинская/гранито-гнейсы/ КПШ	19	0.71	0.32	17.0031	15.3966	37.0806
Тул-4/15	»/гнейсы/ПШ	12	0.19	0.1	17.0022	15.4282	37.0578
Ир-26/13	ж. № 3/гранито-гнейсы/КПШ	88	0.06	0.17	16.8613	15.3841	37.0177
Ир-27/13	»/»/ПШ	33	0.07	0.72	16.9468	15.3903	37.0272
Ир-28/13	ж. № 34/гнейсы/ПШ	16	0.03	0.03	16.8724	15.3674	36.9724
<i>Неопротерозойские гранитоиды</i>							
Ир-1/13	ж. № 3/мусковитовые гра- ниты/КПШ	30	0.05	0.17	17.0225	15.3945	37.0021
Ир-22/14	»/граниты/КПШ	27	0.02	0.01	16.7517	15.3701	36.9750
3-5г-15	»/»/ПШ	12	0.06	0.15	16.9441	15.3985	37.0654
Выс-11/15	ж. Высокая/мигматиты/ПШ	6.5	0.08	0.03	16.8039	15.3803	36.7922
<i>Палеозойские дайки монцодиоритов</i>							
3-4д-15	ж. № 3/монцодиориты/вал	22	3.9	1.3	17.2608	15.4161	37.4426
3-6-15	ж. Петровская/»/»	9.1	4.4	1.4	17.7898	15.4705	38.0525
Бамбуйский блок							
<i>Неопротерозойские лейкограниты бамбукойского комплекса</i>							
Ир-60/13	ж. Кварцевая/лейкограниты/КПШ	17	0.05	0.07	16.5936	15.4411	36.9301
Ир-70/13	»/»/»	18	0.11	0.11	16.6450	15.4430	37.0945
Ир-11/14	ж. Гранитная/»/»	20	1.1	0.18	16.1260	15.4166	36.6734
Ир-15/14	»/»/»	18	1.7	0.23	16.4366	15.4326	37.0567
<i>Неопротерозойские габброиды кедровского комплекса</i>							
Ир-18а/14	ж. Кварцевая/метагаббро/Пл	1.8	0.03	0.06	16.5035	15.4122	36.861
<i>Палеозойские дайки дациты</i>							
606/7-410	ж. Гранитная/дациты/вал	20	10	0.63	17.6320	15.5017	38.4788
610/4-205	»/»/»	26	15	3	17.8315	15.5146	38.6153

Примечания. В таблице приведены измеренные значения изотопных отношений Pb. ж. – жила, КПШ – калиевый полевой шпат, ПШ – полевые шпаты, Пл – плагиоклаз.

топного состава Pb обе группы близки. Коэффициент вариации отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в галените рудных тел Бамбуйского блока (жилы Кварцевая и Гранитная), составляет $v_{6/4} = 0.5\%$, $v_{7/4} = 0.03\%$, $v_{8/4} = 0.11\%$ соответственно. Для группы рудных тел Южно-Муйского блока коэффициент вариации составляет $v_{6/4} = 0.3\%$, $v_{7/4} = 0.05\%$ и $v_{8/4} = 0.19\%$ соответственно. В координатах $\delta^{34}\text{S}$ – $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $\delta^{34}\text{S}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ различия в изотопном составе Pb и S между рудными телами Бамбукойского и Южно-Муйского блоков выражаются в виде не перекрывающихся полей точек (рис. 6а, 6б). Внутри каждого поля точки при значительном разбросе образуют короткие тренды, отражающие наличие слабой ($R = 0.6–0.7$) положительной корреляции между величинами $\delta^{34}\text{S}$ и значениями отношений $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Корреляция между величинами $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $\delta^{34}\text{S}$ проявлена слабее, что объясняется геохимическими особенностями тектонических блоков, более подробно обсуждаемыми ниже.

Вопрос неоднородности изотопного состава Pb и S внутри отдельных рудных тел можно рас-

смотреть на примере жил № 3, Высокая и Серебряковская, локализованных в пределах Южно-Муйского блока. Для них получены наиболее представительные данные, характеризующие рудную минерализацию на значительных по вертикальной протяженности интервалах – 280 м для жилы № 3, 610 м – для жилы Высокая и 200 м для жилы Серебряковская. По масштабу наблюдаемых вариаций изотопных отношений Pb и величин $\delta^{34}\text{S}$ эти рудные тела различны. Наибольшим разбросом отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ($v_{6/4} = 0.18\%$) и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ($v_{8/4} = 0.10\%$), а также существенными вариациями величин $\delta^{34}\text{S}$ ($-2.4...+2.0\text{‰}$) характеризуется галенит из жилы № 3. Более однородным по своим Pb и S изотопным характеристикам является галенит из жил Серебряковская ($v_{6/4} = 0.11\%$, $v_{8/4} = 0.07\%$, $\delta^{34}\text{S} = -1.3...-0.3\text{‰}$) и Высокая ($v_{6/4} = 0.05\%$, $v_{8/4} = 0.05\%$, $\delta^{34}\text{S} = -1.3...-0.3\text{‰}$). Для галенита жилы Высокая наблюдаемые вариации изотопных отношений Pb близки к аналитической погрешности метода MC-ICP-MS ($\pm 0.02\%$, $\pm 2\text{SD}$). На фоне достаточно высокой степени однородности изотопного состава Pb и S в га-

лените жил Серебряковская и Высокая проявлены значимые отличия между рудными телами как по интервалам величин $\delta^{34}\text{S}$, так и по средним значениям изотопных отношений Pb. Галенит жилы Серебряковская обладает отрицательными значениями $\delta^{34}\text{S}$ ($\leq -0.3\text{‰}$) и наименее радиогенным изотопным составом Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{\text{ср}} = 17.10 \pm 0.02$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{\text{ср}} = 15.423 \pm 0.002$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{\text{ср}} = 37.38 \pm 0.03$). Для галенита из жилы Высокая, напротив, характерны положительные величины $\delta^{34}\text{S}$ ($\geq +0.7\text{‰}$) и повышенные содержания радиогенных изотопов в свинце ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{\text{ср}} = 17.234 \pm 0.009$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{\text{ср}} = 15.442 \pm 0.003$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{\text{ср}} = 37.56 \pm 0.02$).

В случае жилы № 3, характеризующейся наибольшим масштабом вариаций, обнаруживается зависимость между изотопным составом Pb и S в галените, с одной стороны, и положением образца в вертикальном разрезе рудного тела. Для свинца она выражается в закономерном увеличении содержания радиогенных изотопов ^{206}Pb , ^{207}Pb и ^{208}Pb с глубиной. На графиках в соответствующих координатах зависимость носит линейный характер: величины достоверности линейной аппроксимации (R^2) для наиболее вариативных отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ составляют около 0.9 (рис. 7а, 7б). Аналогичная тенденция, хотя и менее отчетливо выраженная, проявлена и в распределении величин $\delta^{34}\text{S}$ в вертикальном разрезе рудного тела. С увеличением глубины отбора пробы величины $\delta^{34}\text{S}$ возрастают (рис. 7в).

Из приведенных выше данных следует, что золоторудная минерализация на месторождении Ирокинда весьма неоднородна по своим Pb и S изотопным характеристикам. Это проявлено как на уровне месторождения в целом, так и внутри отдельных рудных тел. Выполненные недавно детальные минералого-геохимические исследования золоторудной минерализации месторождения Ирокинда также выявили значительные вариации в химическом составе рудных минералов, в том числе в самородном золоте и галените (Плотинская и др., 2019). Например, установлены широкие вариации пробности самородного золота (от 269 до 907). Кроме того, для разных рудных тел наблюдается резко дискретное распределение содержания Cd в сфалерите и галените, а также почти всех присутствующих в галените элементов-примесей. Эти данные определенно указывают на различия в химическом составе флюидов, с которыми связано образование конкретных рудных тел на месторождении. В свою очередь, наблюдаемая контрастность по изотопному составу Pb и S рудных тел, локализованных в различных тектонических блоках, а также корреляция между $\delta^{34}\text{S}$ и изотопными отношениями $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ свидетельствует об участии разных ис-

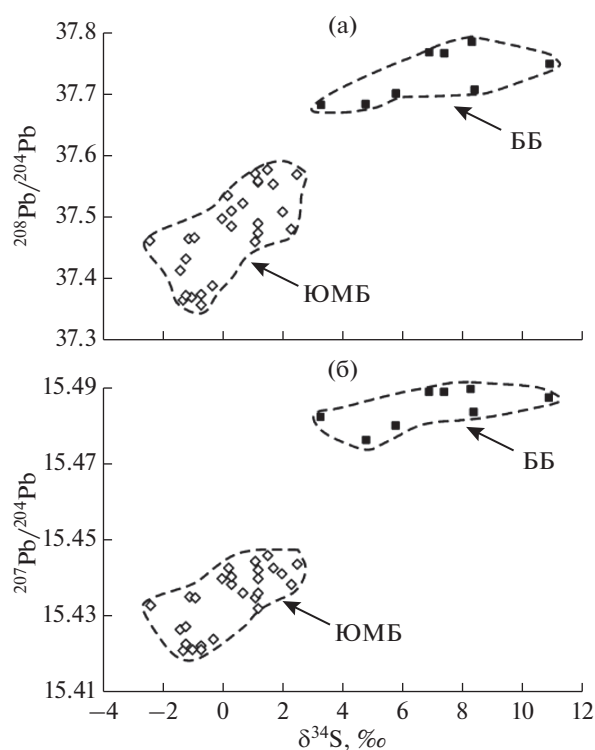


Рис. 6. Корреляционные диаграммы $\delta^{34}\text{S}$ – $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (а) и $\delta^{34}\text{S}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (б) для галенита из рудных тел месторождения Ирокинда, локализованных в Южно-Муйском (ЮМБ) и Бамбуйском (ББ) блоках. Погрешности приводимых значений $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $\delta^{34}\text{S}$ по обеим осям графиков примерно соответствуют размерам символов.

точников вещества, отличающихся по своим изотопным характеристикам.

Как показано в работах (Groves et al., 2003; Frei et al., 2009; Standish et al., 2014; Pitcairn et al., 2015; Чугаев и др., 2013; Дубинина и др., 2014; Чугаев, Чернышев, 2017 и др.) геохимические и изотопно-геохимические черты золоторудной минерализации месторождений орогенного типа во многом определяются соответствующими характеристиками вмещающих оруденение пород. В связи этим интересно сопоставить изотопные характеристики руд месторождения Ирокинда и пород, распространенных в районе.

На обеих Pb–Pb диаграммах точки изотопного состава Pb галенита, отвечающие рудным телам Южно-Муйского и Бамбуйского тектонических блоков, расположены отдельными группами (рис. 8а, 8б). При этом точки каждой из групп образуют короткие тренды, отличающиеся по своему наклону. В случае рудных тел Южно-Муйского блока точки расположены вблизи эволюционных кривых модели Стейси-Краммерса со значениями модельных параметров μ_2 ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) = 9.3 и ω_2 ($^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$) = 38.6. Напротив, точки галенита из жил Бамбуйского блока тяготеют к эволюцион-

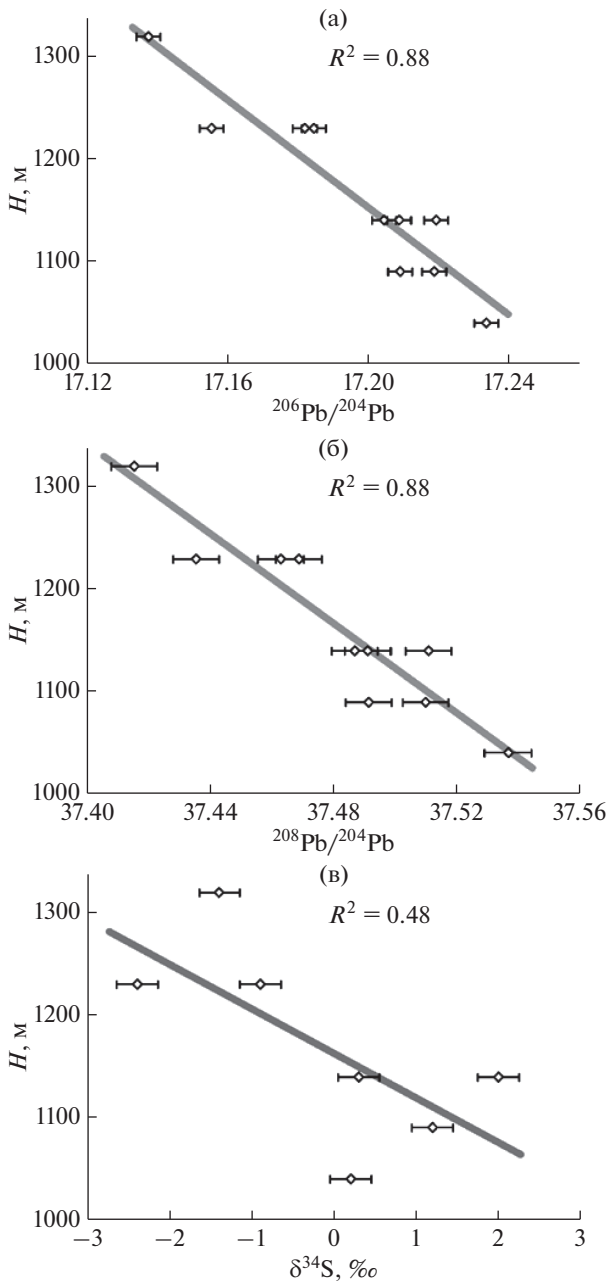


Рис. 7. Распределение величины изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (а) и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (б), а также $\delta^{34}\text{S}$ (в) в вертикальном разрезе жилы № 3 месторождения Ирокинда по данным анализа галенита. По оси ординат приведены абсолютные значения высоты относительно уровня моря. Погрешности приводимых значений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $\delta^{34}\text{S}$ по горизонтальной оси графиков соответствуют размеру символов.

ным кривым со значениями $\mu_2 = 9.52$ и $\omega_2 = 40.7$ (табл. 1). Достоверность линейной аппроксимации трендов, наблюдаемых на $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ диаграммах, составляет 0.96 и 0.94. Для рудных тел Бамбуйского блока величины этих параметров несколько ниже: $R^2 = 0.88$ и 0.66.

Полевые шпаты докембрийских магматических и метаморфических пород Южно-Муйского и Бамбуйского блоков контрастны по изотопному составу Pb. На Pb–Pb диаграммах соответствующие им точки образуют отдельные, неперекрывающиеся поля (рис. 8а, 8б). Поле изотопного состава Pb полевых шпатов пород Южно-Муйского блока лежит на нижнем продолжении линейного тренда галенита рудных тел, локализованных в этом же блоке. Схожее положение по отношению к трендам изотопного состава Pb галенита рудных тел Бамбуйского тектонического блока занимают также точки полевых шпатов гранитоидов бамбукойского и габброидов кедровского комплексов (рис. 8б). Наблюдаемые соотношения изотопного состава Pb позволяют сделать вывод о поступлении свинца из вмещающих пород в минералообразующую систему месторождения в результате взаимодействия “флюид–порода”. Соответственно фиксируемые на диаграммах тренды изотопного состава рудного Pb представляют собой линии смещения. Для золоторудной минерализации Южно-Муйского блока одним из источников Pb являлись раннедокембрийские метаморфические породы киндиканской толщи и неопротерозойские гранитоиды, тогда как при формировании жил Бамбуйского блока свинец поступал во флюид из неопротерозойских лейкогранитов бамбукойского комплекса. На участие вещества пород докембрийской континентальной коры также указывают и значения модельного Pb–Pb возраста галенита, которые варьируют от 914 до 738 млн лет. Вовлечение свинца древней докембрийской коры БМТ в рудообразующие процессы ранее было установлено и для близкого по возрасту и типу рудной минерализации месторождения Кедровское (Чугаев и др., 2017). Точки галенита золоторудной минерализации этого месторождения на свинцово-изотопных диаграммах образуют тренды, которые по своему положению и наклону близки к трендам изотопного состава Pb рудных тел Южно-Муйского блока (рис. 8а, 8б).

Выводу об участии вещества вмещающих докембрийских пород в генезисе золоторудной минерализации не противоречат результатам Rb–Sr и Sm–Nd изучения жильных карбонатов и пород района месторождения Ирокинда. Скорректированные на возраст рудной минерализации значения изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в жильных карбонатах (соответственно 0.7074–0.7084 и $\epsilon_{\text{Nd}(t)} = -5.5$ до -12.0) лежат в пределах интервалов величин $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ (0.705–0.718) и $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ (-5.5 до -17.2), характерных для докембрийских пород. В координатах $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ – $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ точки магматических и метаморфических пород района распределены неравномерно, занимая обширную область диаграммы (рис. 9). Точки пород Южно-Муйского блока (за исключением точки мусковитовых гранитов) вместе с карбонатами из жилы № 3

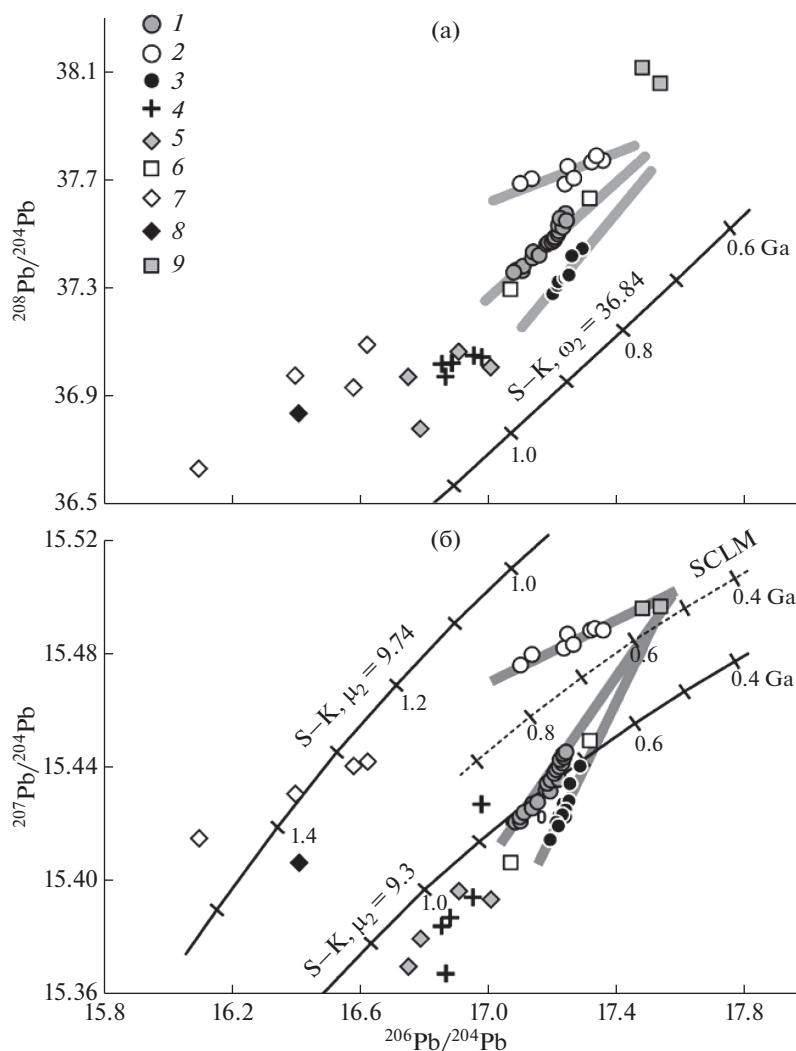


Рис. 8. Pb–Pb диаграммы для галенита рудных тел месторождения Ирокинда и метаморфических и магматических пород Южно-Муйского и Бамбуйского блоков. На диаграммах приведены кривые эволюции изотопного состава свинца: по модели СтейсиКраммерса (сплошные линии) и по модели Доу-Зартмана для подкоровой литосферной мантии (SCLM) (пунктирная линия). Серым цветом показаны тренды изотопного состава свинца галенита из рудных тел месторождений Ирокинда и Кедровское. Погрешность приводимых значений изотопных отношений Pb по обоим осям графиков меньше размера символов. 1–2 – галенит из рудных тел месторождения Ирокинда: 1 – Южно-Муйский блок, 2 – Бамбуйский блок; 3 – галенит из рудных тел месторождения Кедровское; 4–9– метаморфические и магматические породы района месторождения Ирокинда. Южно–Муйский блок: 4 – гнейсы и гранито-гнейсы киндиканской толщи, 5 – неопротерозойские граниты и мигматиты, 6 – палеозойские дайки монцодиоритов; Бамбуйский блок: 7 – неопротерозойские лейкограниты бамбукойского комплекса, 8 – неопротерозойские метагаббро кедровского комплекса, 9 – палеозойские дайки дацитов.

формируют единое поле. Группа точек карбонатов рудных тел Бамбуйского блока смещена правее от них в сторону гранитоидов бамбуйского комплекса.

На Pb–Pb диаграммах можно увидеть соотношение изотопного состава рудного Pb и свинца палеозойских даек, присутствующих в районе месторождения Ирокинда (рис. 8а, 8б). На графике в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ соответствующие точки даек дацитов лежат на верхнем продолжении тренда изотопного состава Pb рудных тел Бамбуйского блока, тогда как в координатах с торогенным изотопом ^{208}Pb они располо-

жены в стороне от тренда и существенно выше. Последнее указывает на то, что в исходном протолите, в результате плавления которого сформировались дацитовые магматические расплавы, величина Th/U отношения была выше по сравнению с таковой в источнике рудного Pb. Этот факт позволяет заключить, что дацитовые расплавы не могли являться источником вещества для золоторудной минерализации месторождения Ирокинда. Напротив, точки изотопных составов Pb монцодиоритов расположены на обоих трендах свинца рудных тел ЮМБ. Одна из точек (обр. 3–4д–15) лежит на

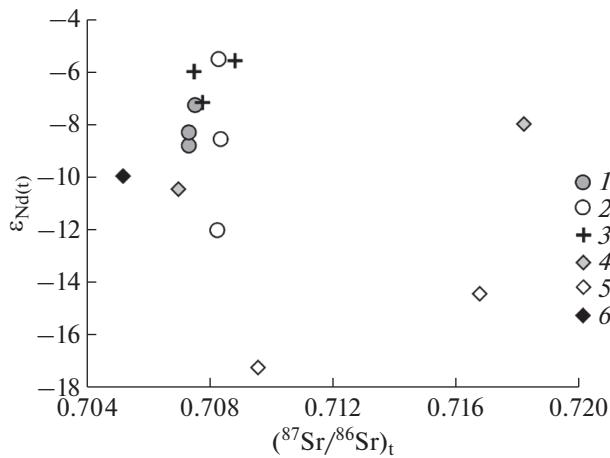


Рис. 9. Корреляционная диаграмма $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ – $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ для жильных карбонатов из рудных тел месторождения Ирокинды и докембрийских метаморфических и магматических пород Южно-Муйского и Бамбуйского блоков. 1–2 – карбонаты из жил: 1 – № 3, 2 – Кварцевая и Гранитная; 3–7 – метаморфические и магматические породы. Южно-Муйский блок: 3 – раннедокембрийские гнейсы и гранитогнейсы киндиканской толщи; 4 – неопротерозойские граниты и мигматиты; Бамбуйский блок: 5 – неопротерозойские лейкограниты бамбукойского комплекса; 6 – неопротерозойские метагабро кедровского комплекса.

нижнем продолжении тренда и вблизи поля докембрийских пород ЮМБ, а другая (обр. 3-6-15) – на верхнем продолжении тренда. Отмеченные соотношения изотопного состава рудного Pb и свинца монцодиоритовых даек свидетельствуют об участии одних и тех же источников вещества как при формировании материнских магматических расплавов монцодиоритов, так и при образовании золоторудной минерализации. Одним из таких источников могли быть докембрийские породы. Их вклад в петрогенезис монцодиоритовых даек, как это следует из неоднородности изотопного состава Pb, менялся.

Таким образом, приведенные Pb–Pb данные для монцодиоритовых даек не противоречат предположению об участии свинца магматического источника (расплавов) в формировании золоторудной минерализации на месторождении Ирокинды. Соответственно, выявленная неоднородность изотопного состава Pb и S в золоторудной минерализации отражает смешение во флюиде свинца магматического источника и вмещающих оруденение докембрийских пород. Присутствующая вертикальная зональность в распределении изотопного состава Pb и величин $\delta^{34}\text{S}$ в жиле № 3, по-видимому, обусловлена разной степенью взаимодействия в системе “флюид–порода”. Максимальная интенсивность взаимодействия флюида с окружающими породами реализовывалась на верхних горизонтах гидротермальной системы. На нижних горизонтах она была минимальной, возможно, вследствие “бронирования” жильным ве-

ществом стенок флюидоподводящих каналов. Такой механизм объясняет существующие различия в изотопном составе Pb и S между рудными телами, локализованными в пределах Южно-Муйского блока. Эти отличия могут быть обусловлены не только разной степенью взаимодействия гидротермальных растворов с вмещающими породами, но и разным уровнем эрозионного среза конкретных рудных тел. Таким образом, смешение вещества разных источников в гидротермальной системе месторождения являлось основным механизмом, определившим неоднородность геохимических и изотопных характеристик золоторудной минерализации.

Pb–Pb данные дают возможность идентифицировать Pb-изотопные характеристики магматического источника, принимавшего участие в генезисе месторождения Ирокинды. На момент рудообразования изотопный состав Pb в этом источнике, как следует из пересечения трендов точек рудного Pb (рис. 10), составлял: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 17.55^2$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 15.50$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 37.8$. Он обладал пониженной относительно среднекорового значения величиной параметра $\mu_2 = 9.46$ и, напротив, повышенной $\omega_2 = 38.2$. По величине μ_2 этот источник близок к геохимическому резервуару, согласно модели Доу-Зартмана, подкоровой литосферной мантии (Zartman, Doe, 1981), но отличается от него более высокими значениями ω_2 и Th/U отношения. Сходный по своим Pb-изотопным характеристикам тип источника был установлен для мезозойских траппов Сибири (рис. 10), для которых предполагается участие в их генезисе как вещества подкоровой литосферной мантии, так и астеносферной мантии (Sharma et al., 1992; Wooden et al., 1993; Kogarko, Zartman, 2007).

В раннепермскую эпоху в Северном Забайкалье был широко проявлен субщелочной и щелочной магматизм, развитие которого происходило в условиях внутриплитной геотектонической обстановки. Он обусловлен мощным внутриконтинентальным рифтогенезом, вызванным воздействием астеносферной мантии на литосферу Сибирского палеоконтинента (Ярмолюк и др., 1997; Цыганков и др., 2010; Donskaya et al., 2013; Владыкин и др., 2014 и др.). По своему изотопному составу Pb источник субщелочных и щелочных расплавов ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.81–18.18$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.52–15.54$, неопубликованные данные авторов для раннепермских пород Сыннырского щелочного массива) близок к предполагаемому магматическому источнику рудного Pb месторождений Ирокинды и Кедровское (рис. 10). Данный факт позволяют заключить, что золоторудная минерализация, формирование которой происходило на фоне акти-

² Приведено среднее значение для отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, оцененное по координатам точек пересечения трендов на обоих графиках.

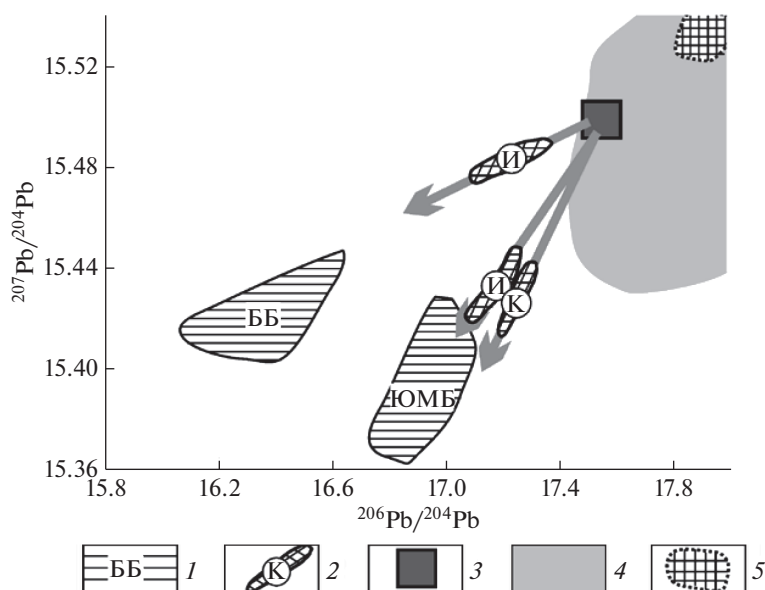


Рис. 10. Схематическая диаграмма, демонстрирующая соотношение различных источников свинца золоторудной минерализации месторождений Ирокинда и Кедровское. Поля изотопного состава Pb: 1 — докембрийские породы Южно-Муйского (ЮМБ) и Бамбуйского (ББ) блоков; 2 — галенит золото-кварцевых жил месторождений Ирокинда (И) и Кедровское (К) (Чугаев и др., 2017); 3 — предполагаемый магматический источник свинца для золоторудной минерализации месторождений Ирокинда и Кедровское; 4 — мезозойские траппы Сибири (Sharma et al., 1992; Wooden et al., 1993; Kogarko, Zartman, 2007); 5 — раннепермские субщелочные и щелочные породы Сыннырского массива.

визации транскоровых тектонических разломов, имеет генетическую связь с раннепермским субщелочным и щелочным магматизмом БМТ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Новые и ранее опубликованные результаты геохронологического изучения месторождения Ирокинда свидетельствуют о том, что золотосодержащие кварцевые жилы были образованы в течение одного, относительно короткого по времени, гидротермального события с возрастом около 270 млн лет.

Золоторудная минерализация неоднородна по своим Pb, S, Sr и Nd изотопным характеристикам. Эта неоднородность проявлена как на уровне месторождения в целом, так и в пределах отдельных рудных тел. Выявленные особенности в вариациях изотопного состава Pb, S, Sr и Nd рудных и жильных минералов свидетельствуют о поступлении в гидротермальную систему месторождения вещества из разных источников. Среди них, как следует из результатов Pb–Pb изотопного изучения, ведущая роль принадлежала породам докембрийской коры Южно-Муйского и Бамбуйского блоков, в пределах которых локализованы золотосодержащие жилы. В значительной степени выявленная неоднородность изотопно-геохимических характеристик золоторудной минерализации унаследована от вмещающих пород. Однако идентифицируется и общий источник вещества для рудных тел месторождения Ирокинда. По изотопному составу Pb этот источник близок к источнику свинца ран-

непермских щелочных и субщелочных пород Байкало-Муйского террейна, что дает основание предполагать наличие генетической связи между золоторудной минерализацией и внутриплитным щелочным магматизмом, развитие которого в регионе происходило одновременно с рудообразующими процессами.

Авторы признательны Ю.А. Костицыну, А.В. Иванову за высказанные замечания и предложения, которые были учтены при подготовке настоящей статьи. Авторы благодарны В.В. Ярмолюку и Е.Ю. Рыцку за предоставленный для изучения материал по щелочным породам Сыннырского массива.

Работа выполнена в рамках исследований по Государственному заданию (№ 0136-2019-0013).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ванин В.А., Чугаев А.В., Демонтерова Е.И., Гладко-чуб Д.П., Мазукабзов А.М. (2018) Геологическое строение золоторудного поля Мукодек, Северное Забайкалье и источники вещества (Pb–Pb и Sm–Nd данные). *Геология и геофизика*. **59**(9), 1345-1356.

Владыкин Н.В., Сотникова И.А., Котов А.Б., Ярмолук В.В., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З. (2014) Стрение, возраст и рудоносность Бурпалинского редкометального щелочного массива (Северное Прибайкалье). *Геология рудных месторождений*. **56**(4), 272-290.

Государственная геологическая карта Российской Федерации (2013). Масштаб 1 : 200 000. Муйская серия. Лист О-50-XXXII. Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 201 с.

Дубинина Е.О., Чугаев А.В., Иконникова Т.А., Авдеевко А.С., Якушев А.И. (2014) Источники вещества и

- флюидный режим формирования кварц-карбонатных жил на месторождении золота Сухой Лог, Байкало-Патомское нагорье. *Петрология*. **22**(4), 347-379.
- Корольков А.Т. (2007) *Геодинамика золоторудных районов юга Восточной Сибири*. Иркутск: ИГУ, 251 с.
- Кучеренко И.В. (1989) Позднепалеозойская эпоха золотого оруденения в докембрийском обрамлении Сибирской платформы. *Известия АН СССР. Серия геологическая*. (6), 90-102.
- Кучеренко И.В. (2004) Петрологические и металлогенические следствия изучения малых интрузий в мезотермальных золоторудных полях. *Известия Томского политехнического университета*. **307**(1), 49-57.
- Кучеренко И.В. (2006) Минералого-петрографические и геохимические черты окорудного метасоматизма в кислых породах золотопродуцирующих флюидно-магматических комплексов. *Известия Томского политехнического университета*. **309**(1), 24-31.
- Кучеренко И.В. (2007) Фемофильные химические элементы в окорудных метасоматических ореолах Кедровского золоторудного месторождения (Северное Забайкалье). *Известия Томского политехнического университета*. **310**(3), 6-10.
- Кучеренко И.В. (2014) Петрология гидротермального метасоматоза долеритов внутрирудных даек мезотермальных месторождений золота. Ч. 1. Кедровское месторождение (Северное Забайкалье). *Известия Томского политехнического университета*. **325**(1), 155-165.
- Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Шатагин К.Н. (2007) Источники архейских санукитоидов (высоко-Mg субщелочных гранитоидов Карельского кратона: Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимические данные. *Петрология*. **15**(6), 571-593.
- Ляхов Ю.В., Попивняк И.В. (1977) О физико-химических условиях развития золотого оруденения Северной Бурятии. *Известия АН СССР. Серия геологическая*. (6), 9-18.
- Митрофанов Г.Л., Левицкий В.В., Митрофанова Н.Н. (1983) *О связи магматизма и эндогенной металлогении с блоковым строением фундамента в Котеро-Уакитском и Муйском районах западного сектора БАМ. Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых*. Новосибирск: Наука, 73-80.
- Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Овчинникова Г.В., Сергеева Н.А., Гороховский Б.М., Скопинцев В.Г. (1995) Изотопы свинца в золоторудных месторождениях Восточного Саяна (Россия). *Геология рудных месторождений*. **37**(3), 237-249.
- Плотинская О.Ю., Чугаев А.В., Бондарь Д.Б., Абрамова В.Д. (2019) Минералого-геохимические особенности руд Кедровско-Ирокиндинского рудного поля (Северное Забайкалье). *Геология и геофизика*. **60**(10), 1407-1432.
- Попов Г.Г., Попов Б.Г., Мизиряк Д.Г. (2017) Кедровское золоторудное поле (геологическое строение и рудоносность). *Региональная геология и металлогения*. **69**(1), 80-87.
- Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г., Крымский Р.Ш., Митрофанов Г.Л., Митрофанова Н.Н., Переляев В.И., Шалаев В.С. (2001) Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. **9**(4), 3-15.
- Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Богомоллов Е.С., Котов А.Б. (2011) Изотопная структура и эволюция центральной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса. *Геотектоника*. (5), 17-51.
- Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. (2009) Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье). *Геохимия*. (11), 1181-1199.
- Travin A.V., Yudin D.S., Vladimirov A.G., Khromykh S.V., Volkova N.I., Mekhonoshin A.S., Kolotilina T.B. (2009) Thermochronology of the Chernorud granulite zone, Ol'khon Region, Western Baikal area. *Geochem. Int.* **47**(11), 1107-1124.
- Хрусталёв В.К., Хрусталёва А.В. (2006) *Особенности вещественного состава и прогнозная оценка золоторудных метасоматитов Забайкалья. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН*, 287 с.
- Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М., Рейков М., Лю Д.И., Ларионов А.Н., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А. (2010) Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования). *Геология и геофизика*. **51**(9), 1249-1276.
- Чернышев И.В., Чугаев А.В., Шатагин К.Н. (2007) 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*. (11), 1155-1168.
- Chernyshev I.V., Chugaev A.V., Shatagin K.N. (2007) High-precision Pb isotope analysis by multicollector-ICP-mass-spectrometry using $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$ normalization: Optimization and calibration of the method for the studies of Pb isotope variations. *Geochem. Int.* **45**(11), 1065-1076.
- Чернышев И.В., Чугаев А.В., Сафонов Ю.Г., Сароян М.Р., Юдовская М.А., Еремина А.В. (2009) Изотопный состав свинца по данным высокоточного MC-ICP-MS-метода и источники вещества крупномасштабного благороднометального месторождения Сухой Лог (Россия). *Геология рудных месторождений*. **51**(6), 550-559.
- Чугаев А.В., Чернышев И.В. (2017) Pb-Pb изотопная систематика орогенных месторождений золота Байкало-Патомского складчатого пояса (Северное Забайкалье, Россия) и оценка роли неопротерозойской коры в их формировании. *Геохимия*. (11), 1027-1040.
- Chugaev A.V., Chernyshev I.V. (2017) Pb-Pb isotopic systematics of orogenic gold deposits of the Baikal-Patom fold belt (Northern Transbaikalia, Russia) and estimation of the role of neoproterozoic crust in their formation. *Geochem. Int.* **55**(11), 1010-1021.
- Чугаев А.В., Чернышев И.В., Лебедев В.А., Еремина А.В. (2013а) Изотопный состав свинца и происхождение четвертичных лав вулкана Эльбрус (Большой Кавказ, Россия): данные высокоточного метода MC-ICP-MS. *Петрология*. **21**(1), 20-33.
- Чугаев А.В., Чернышев И.В., Бортников Н.С., Коваленкер В.А., Киселева Г.Д., Прокофьев В.Ю. (2013б) Изотопно-свинцовые рудные провинции Восточного Забайкалья и их связь со структурами региона (по данным высокоточного MC-ICP-MS-изучения изотопного состава Pb). *Геология рудных месторождений*. **55**(4), 282-294.
- Чугаев А.В., Носова А.А., Абрамов С.С., Чернышев И.В., Бортников Н.С., Ларионова Ю.О., Гольцман Ю.В., Моралев Г.В., Вольфсон А.А. (2015) Раннепермский этап формирования золоторудных месторождений Северо-Восточного Забайкалья: изотопно-геохронологические (Rb-Sr и ^{39}Ar - ^{40}Ar) данные по Уряхскому рудному полю. *ДАН*. **463**(6), 700-704.

- Чугаев А.В., Плотинская О.Ю., Чернышев И.В., Лебедев В.А., Белогуб, Е.В. Гольцман Ю.В., Ларионова Ю.О., Олейникова Т.И. (2017) Возраст и источники вещества золоторудного месторождения Кедровское (республика Бурятия, Северное Забайкалье): геохронологические и изотопно-геохимические ограничения. *Геология рудных месторождений*. 59(4), 281-297.
- Чугаев А.В., Чернышев И.В., Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б., Носова А.А., Травин А.В., Котов А.Б., Федосенко А.М., Анисимова И.В. (2019) Соотношение магматических, метаморфических и гидротермальных процессов в пределах Байкало-Муйского террейна (Восточная Сибирь): данные высокоточного геохронологического изучения Кедровского гранитоидного массива. *ДАН*. 489(3), 292-297.
- Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И., Антипин В.С., Горегляд А.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Козаков И.А., Ковач В.П., Яковлева З.С., Бережная Н.Г. (1997) Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита. *Петрология*. 5(5), 451-466.
- Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Козаков И.К., Козловский А.М., Котов А.Б., Рыцк Е.Ю. (2012) Механизмы формирования континентальной коры Центрально-Азиатского складчатого пояса. *Геотектоника*. (4), 3-27.
- Baksi A.K., Archibald D.A., Farrar E. (1996). Intercalibration of ^{40}Ar - ^{39}Ar dating standards. *Chemical Geology*. 129(3-4), 307-324.
- Bierlein F.P., Groves D.I., Goldfarb R.J., Dube B. (2006) Lithospheric controls on the formation of provinces hosting giant orogenic gold deposits. *Miner. Deposita*. 40, 874-886.
- Boorder H. (2012) Spatial and temporal distribution of the orogenic gold deposits in the Late Palaeozoic Variscides and Southern Tianshan: How orogenic are they? *Ore Geol. Rev.* 46, 1-31.
- Bouchot V., Ledru P., Lerouge C., Lescuyer J.-L., Milesi, J.-P. (2005) Late Variscan mineralizing systems related to orogenic processes: the French Massif Central. *Ore Geol. Rev.* 27, 169-197.
- Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V. (2013). Late Paleozoic-Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol-Okhotsk Ocean. *J. Asian Earth Sciences*. 62, 79-97.
- Frei R., Dahl P.S., Frandsson M.M., Jensen L.A., Hansen T.R., Terry M.P., Frei K.M. (2009) 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. *Precam. Res.* 172(1-2), 1-24.
- Goldfarb R.J., Taylor R.D., Collins G.S., Goryachev N.A., Orlandini O.F. (2014) Phanerozoic continental growth and gold metallogeny of Asia. *Gondwana Res.* 25, 48-102.
- Goldfarb R.J., Groves D.I. (2015) Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time. *Lithos*. 233, 2-26.
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert F. (1998) Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geol. Rev.* 13, 7-27.
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Robert F., Hart G.J.R. (2003) Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance. *Econ. Geol.* 98, 1-29.
- Gulson B.L. (1986) *Lead isotopes in mineral exploration*. Amsterdam.: Elsevier, 245 p.
- Ivanov A.V., Vanin V.A., Demonterova E.I., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Gorovoy V.A. (2015) Application of the 'no fool's clock' to dating the Mukodek gold field, Siberia, Russia. *Ore Geol. Rev.* 69, 352-359.
- Jia Y., Kerrich R., Goldfarb R. (2003) Genetic constraints of orogenic gold-bearing quartz vein systems in the western North American Cordillera: constraints from reconnaissance study of $\delta^{15}\text{N}$, δD , and $\delta^{18}\text{O}$. *Econ. Geol.* 98, 109-213.
- Kerrich R., Cassidy K.F. (1994) Temporal relationships of lode-gold mineralization to accretion, magmatism, metamorphism, and deformation – Archean to present: a review. *Ore Geol. Rev.* 9, 263-310.
- Kogarko L.N., Zartman R.E. (2007) A Pb isotope investigation of the Guli massif, Maymecha-Kotuy alkaline-ultramafic complex, Siberian flood basalt province, Polar Siberia. *Mineral. Petrol.* 89(1-2), 113-132.
- Middlemost E.A.K. (1985) *Magmas and Magmatic Rocks. An Introduction to Igneous Petrology*. London, N.Y.: Longman, 266 p.
- Nordgold. 2018. <https://www.nordgoldjobs.com/about-company/irokinda-respublika-buryatiya>. Дата обращения 23/02/2018.
- Pitcairn I.K., Craw D., Teagle D.A.H. (2015) Metabasalts as sources of metals in orogenic gold deposits. *Miner. Deposita*. 50(3), 373-390.
- Prokofiev V.Yu., Yuri G. Safonov Yu.G., Lüders V.V., Borovikov A.A., Kотов А.А., Zlobina T.M., Murashov K.Yu., Yudovskay M.A., Selektor S.L. (2019) The sources of mineralizing fluids of orogenic gold deposits of the Baikal-Patom and Muya areas, Siberia: Constraints from the C and N stable isotope compositions of fluid inclusions. *Ore Geol. Rev.* 111, 102988
- Sharma M, Basu A, Nesterenko GV (1992) Temporal Sr-, Nd- and Pb-isotopic variations in the Siberian flood basalts: implications for the plume-source characteristics. *Earth Planet. Sci. Lett.* 113, 365-381
- Skuzovatov S., Wang K.L., Dril S., Lee H.Y., Iizuka Y. (2019) Geochemistry, zircon U-Pb and Lu-Hf systematics of high-grade metasedimentary sequences from the South Muya block (northeastern Central Asian Orogenic Belt): Reconnaissance of polymetamorphism and accretion of Neoproterozoic exotic blocks in southern Siberia. *Precambrian Res.* 321, 34-53.
- Stacey J.S., Kramers I.D. (1975) Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.* 26(2), 207-221.
- Standish C.D., Dhuime B., Chapman R.J., Hawkesworth C.J., Pike A.W.G. (2014) The genesis of gold mineralisation hosted by orogenic belts: A lead isotope investigation of Irish gold deposits. *Chem. Geol.* 378, 40-51.
- Steiger R. H., Jager E. (1977) Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* (36), 359-362.
- Uysal I.T., Zhao J.X., Golding S.D., Michael G.L., Miryam G., Kenneth D.C. (2007) Sm-Nd dating and rare-earth element tracing of calcite: Implications for fluid flow events in the Bowen Basin, Australia. *Chem. Geol.* 238, 63-71.
- Wooden J.L., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Arndt N.T., Chauvel C., Bouse R.M., King B.-S.W., Knight R.J., Siems D.F. (1993) Isotopic and trace-element constraints on mantle and crustal contribution to Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberia. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 57, 3677-3704
- Zartman R.E, Doe B.R. (1981) Plumbotectonics – the model. *Tectonophysics.* 75, 135-162.