

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗОЛОТОРУДНОГО ПОЛЯ МУКОДЕК, СЕВЕРНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА (Pb-Pb и Sm-Nd данные)

В.А. Ванин, А.В. Чугаев*, Е.И. Демонтерова, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов

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

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

Золоторудное поле Мукодек расположено в Янской зоне Байкало-Муйского складчатого пояса (Северное Забайкалье). Рудные тела представлены золотоносными метасоматитами, приуроченными к разлому северо-восточного простираения. Показано, что важную роль в пространственной локализации рудных тел играли дорудные разломы, послужившие благоприятными структурами для локализации рудоносных флюидов. Геолого-структурные исследования в совокупности с имеющимися геохронологическими данными (^{40}Ar - ^{39}Ar по слодам в золотоносных пиритах) свидетельствуют о развитии рудообразующих процессов, проявившихся в рудном поле в течение двух этапов в позднепалеозойское время. Ранние золотоносные метасоматиты серицит-хлорит-альбит-анкерит-кварцевого состава образовались 320 млн лет назад. Поздние золотоносные жильные метасоматиты анкерит(кальцит)-кварцевого состава сформировались 285 млн лет назад. Выполненное Pb-Pb изучение золоторудной минерализации позволило установить, что рудный свинец в минералообразующую систему поступал преимущественно из источника мантийного типа. Этим источником, вероятней всего, являлись неопротерозойские магматические породы района, в петрогенезисе которых, согласно Sm-Nd данным, участвовало вещество мантийного происхождения.

Золоторудная минерализация, рудное поле Мукодек, золотоносные метасоматиты, Sm-Nd и Pb-Pb изотопные данные, Северное Забайкалье, Байкало-Муйский пояс.

GEOLOGIC STRUCTURE OF THE MUKODEK GOLD FIELD (*northern Transbaikalia*) AND SOURCES OF MATTER (Pb-Pb and Sm-Nd data)

V.A. Vanin, A.V. Chugaev, E.I. Demonterova, D.P. Gladkochub, and A.M. Mazukabzov

The Mukodek gold field is located in the Yana zone of the Baikal-Muya fold belt (northern Transbaikalia). Its orebodies are gold-bearing metasediments confined to the fault of NE strike. It is shown that pre-ore faults played a crucial role in the spatial localization of the orebodies, as they favored the concentration of ore-bearing fluids. Results of geological and structural studies, along with available geochronological data (^{40}Ar - ^{39}Ar dates for micas in gold-bearing pyrite), testify to ore-forming processes in the ore field during two Late Paleozoic stages. Early gold-bearing metasediments of sericite-chlorite-albite-ankerite-quartz composition formed at 320 Ma, and late gold-bearing vein metasediments of ankerite(calcite)-quartz composition originated at 285 Ma. A Pb-Pb isotope study of gold mineralization has shown that ore lead was supplied into the mineral-forming system mainly from a mantle source, most likely, regional Neoproterozoic igneous rocks. According to Sm-Nd isotope data, these rocks formed with the participation of a material of mantle genesis.

Gold mineralization, Mukodek gold field, gold-bearing metasediments, Sm-Nd and Pb-Pb isotope data, northern Transbaikalia, Baikal-Muya belt

ВВЕДЕНИЕ

Северное Забайкалье относится к одному из крупнейших золоторудных регионов как в России, так и в мире — здесь известно более четырехсот месторождений и рудопроявлений разного масштаба, в том числе суперкрупное месторождение Сухой Лог. Коренная золоторудная минерализация этого региона представлена двумя основными типами: жильным золото-кварцевым и прожилково-вкрапленным золото-сульфидно-кварцевым.

Изучение золоторудных объектов Северного Забайкалья, продолжающееся более полувека, привело к формированию двух основных точек зрения на их происхождение. Согласно одной из них (метаморфогенно-гидротермальная гипотеза), которая обоснована в работах [Буряк, Бакулин, 1998; Large et al., 2007; и др.], образование золоторудной минерализации связано с развитием зонального метаморфизма в регионе. При этом источником флюидов и рудных компонентов рассматриваются вмещающие

оруденение породы. В противоположность ей другими исследователями развивается магматогенная гипотеза, в которой ведущая роль в генезисе золоторудной минерализации отводится палеозойскому магматизму, с которым в регионе связано образование гранитоидных массивов и дайковых комплексов различного состава [Рундквист и др., 1992; Distler et al., 2004; Кучеренко, 2004; Ivanov et al., 2015; и др.].

Объектом настоящего исследования является золоторудная минерализация рудного поля Мукодек (Иркутская обл., Северное Забайкалье), расположенного в пределах Байкало-Муйского складчатого пояса. Формирование рудных тел на этом объекте связывают с позднепалеозойским гранитоидным магматизмом [Ivanov et al., 2015]. В настоящей работе на основе геологического и изотопно-геохимического (Sm-Nd и Pb-Pb) изучения руд и пород решается вопрос об особенностях локализации золоторудной минерализации, а также рассматриваются потенциальные источники минералообразующих компонентов флюидов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РУДНОГО ПОЛЯ МУКОДЕК

В структурно-тектоническом отношении золоторудное поле Мукодек (ЗРПМ) локализовано в северной части Байкало-Муйского пояса (Янская зона), вблизи южной границы Олоkitской структурной зоны, выделяемой в составе Байкало-Патомского складчатого пояса (рис. 1) [Рыцк и др., 2007].

В геологическом строении ЗРПМ принимают участие неопротерозойские изверженные и осадочные породы, и на периферии рудного поля расположены позднепалеозойские гранитоиды конклюдеро-мамаканского комплекса.

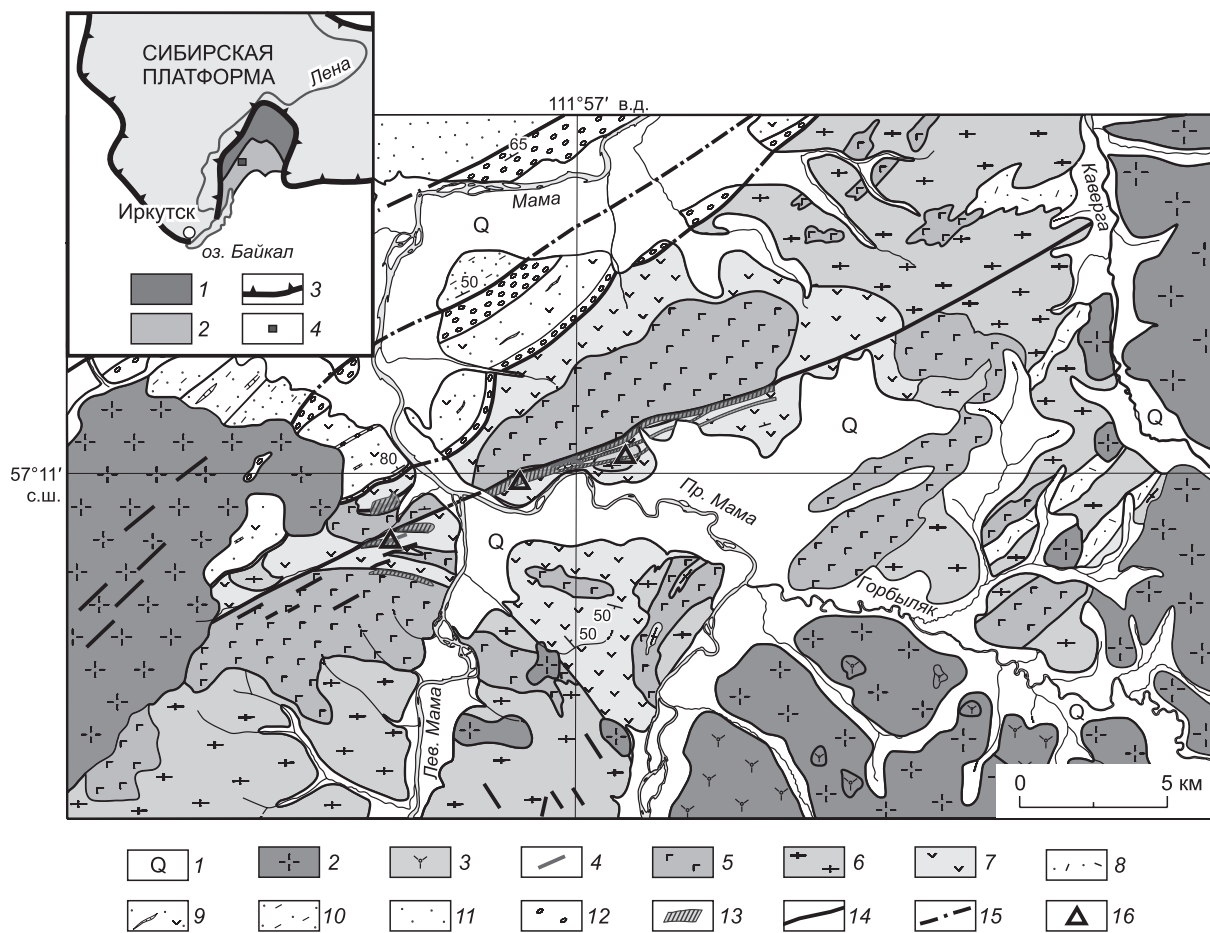


Рис. 1. Геологическая карта золоторудного поля Мукодек.

1 — четвертичные отложения; 2—4 — конклюдеро-мамаканский комплекс (320—275 млн лет): 2 — граниты, 3 — сиениты, 4 — дайки (гранит-порфиры); 5, 6 — таллаинский комплекс (600 млн лет): 5 — габбро, 6 — плагиограниты; 7 — вулканы ушмуканской толщи (824 млн лет); 8 — метапесчаники горбылякской свиты; 9—12 — Олоkitская структурная зона: 9—11 — итыkitская, ондокская и овгольская свиты: переслаивание алевросланцев, метапесчаников, метагравелитов, сланцев, горизонты кристаллических известняков; 12 — конгломераты холоднинской свиты; 13 — золотоносные зоны метасоматитов; 14, 15 — разломы: 14 — достоверно установленные, 15 — предполагаемые; 16 — место отбора проб.

Врезка — главные террейны Забайкалья, по [Парфенов, 1996]: 1 — Байкало-Патомский складчатый пояс; 2 — Байкало-Муйский складчатый пояс; 3 — границы Сибирской платформы; 4 — золоторудное поле Мукодек.

Краткая характеристика вмещающих пород. Ушмуканская толща, которая в современных стратиграфических схемах определена как аюлиндинская свита, в пределах рудного поля представлена чередованием горизонтов метавулканитов различного состава. Общая мощность толщи превышает 1.5 км. Выполненные ранее петрографические и геохимические исследования [Ванин и др., 2014] показали, что слагающие толщу породы относятся к вулканитам базальт-андезит-дацитовый островодужной ассоциации, формирование которой происходило в надсубдукционной геодинамической обстановке в пределах развитой островодужной системы. Возраст вулканитов оценивается как неопротерозойский по аналогии с возрастом усть-келянкой вулканогенно-осадочной толщи, распространенной в пределах соседней Аманаки-Муйской зоны Байкало-Муйского пояса. Согласно геохронологическим данным (U-Pb, ID TIMS метод по цирконам) вулканиты усть-келянкой толщи образовались 824 ± 2 млн лет назад [Рыцк и др., 2001].

Породы горбылякской свиты, представленные метапесчаниками, гнейсами и мраморизованными известняками, преимущественно распространены в восточной части рудного поля. Ими сложены небольшие по площади участки среди полей интрузивных пород. Взаимоотношения этих пород с другими геологическими образованиями не наблюдались.

На севере от ЗРПМ в пределах уже Олоkitской структурно-формационной зоны распространены метаморфизованные терригенно-карбонатные, углеродистые, вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы итыкитской, ондокской и холоднинской свит [Немеров и др., 2010; Ванин и др., 2014] (см. рис. 1).

Неопротерозойские метавулканические и метаосадочные породы прорваны интрузиями таллаинского магматического комплекса, становление которого происходило в течение двух фаз. Полосчатые разгнейсованные габброиды отнесены к ранней фазе. Габброиды формируют в пределах рудного поля небольшие по площади массивы, а также жильные тела среди пород ушмуканской толщи (см. рис. 1). Вмещающие метавулканиты ушмуканской толщи нередко присутствуют в габброидах в виде ксенолитов. В течение поздней фазы становления таллаинского комплекса происходило образование средне- и крупнозернистых, иногда порфириовидных, реже мелкозернистых, зеленовато-серых плагиогранитов. Контакты габброидов и плагиогранитов секущие и нередко мигматизированы. Гранитоиды поздней фазы слагают массивы и многочисленные жилы и прожилки, в том числе и среди ранних габброидов. Согласно опубликованным данным U-Pb изучения цирконов из пород таллаинского комплекса, распространенных в Каралон-Мамаканской зоне, их формирование происходило в вендское время около 600 млн лет назад [Рыцк и др., 2011, 2017].

Гранитоиды конкудеро-мамаканского комплекса, прорывающие неопротерозойские метаосадочные и магматические породы района, относятся к наиболее поздним магматическим образованиям ЗРПМ. Ими сложены крупные массивы, которые с запада и юго-востока обрамляют рудное поле. Кроме того, к этому же комплексу принадлежат многочисленные дайки. По химическому составу среди них выделяются граниты, граносиениты, сиениты и реже диориты. Геологические контакты гранитоидных массивов с вмещающими породами четкие. В приконтактных зонах фиксируются метасоматические изменения вмещающих пород. При этом зона метасоматоза проявлена слабо, а ее мощность, как правило, не превышает 10 см. Дайки сиенит-порфиоров, гранит-порфиоров и риолит-порфиоров присутствуют как в самих гранитоидных массивах, так и за их пределами среди неопротерозойских пород. Гранитоиды конкудеро-мамаканского комплекса являются одной из ранних фаз формирования гигантского по площади Ангаро-Витимского ареал-плутона, становление которого в пределах Забайкальской складчатой области происходило на протяжении длительного интервала времени от 320 до 275 млн лет назад [Ярмолюк и др., 1997; Цыганков и др., 2010, 2012; Litvinovsky et al., 2011; Ковач и др., 2012]. Согласно U-Pb геохронологическим данным, гранитоидные массивы конкудеро-мамаканского комплекса сформировались 315—300 млн лет назад [Цыганков и др., 2017]. Дайки относятся к пострудным (моложе 285 млн лет) образованиям и занимают субсогласное или секущее положение по отношению к рудным зонам ЗРПМ (см. рис. 1).

Краткая характеристика рудных зон. Рудные зоны на территории ЗРПМ приурочены к Мукодекскому разлому, который является одним из сегментов Абчадской тектонической системы, относящейся к крупным региональным структурам. Она отделяет с юга Олоkitский палеорифтовый прогиб, расположенный в пределах Байкало-Патомского складчатого пояса, от Янской структурной зоны Байкало-Муйского складчатого пояса. Присутствие в зоне рудоконтролирующего разлома складок волочения, имеющих правосторонний рисунок, указывает на праводвиговый характер смещения по разлому (рис. 2). Мукодекский разлом проходит через породы неопротерозойского возраста в северо-восточном направлении, вдоль южной границы Олоkitского прогиба.

В позднпалеозойских гранитоидах конкудеро-мамаканского комплекса этот разлом не проявлен. Рудовмещающими породами служат неопротерозойские вулканиты ушмуканской толщи, а также габбро и плагиограниты таллаинского комплекса (см. рис. 1). Протяженность рудных зон составляет более



Рис. 2. Структурное взаимоотношение ранних и поздних золотоносных метасоматитов в метавулканитах ушуканской толщи.

12 км при максимальной мощности 160 м. Рудная минерализация развита по катаклазитам, динамосланцам, милонитам и тектонобрекчиям. Суммарная доля ресурсов по категории P_1 и P_2 составляет более 400 т [Ванин и др., 2017]. Оруденение представлено прожилково-вкрапленным и кварцево-жильным типами. Для рудных зон характерны порфиробластическая, бластоцементная, гетерогранолепидобластовая, катакластическая и пойкилометаблоставая структуры. Свойственны полосчатая, сланцеватая, очково-линзовидная и брекчиевая текстуры. Рудные зоны, как правило, имеют четкие геологические границы и золотоносны на всем своем протяжении. Напротив, границы рудных тел (рудных зон с промышленными содержаниями золота) определяются только по результатам опробования. Золото в виде самородных выделений присутствует главным образом в жильном кварце и пирите. В жильном кварце, который представлен крупнокристаллической серой («льдистой») разновидностью, золото пространственно ассоциирует с агрегатами сульфидов (пирит, галенит, халькопирит).

В рудоносных зонах ЗРПМ распространены два главных типа золотоносных метасоматитов: ранние сульфидизированные метасоматиты серицит-хлорит-альбит-анкерит-кварцевого состава и поздние — сульфидизированные метасоматиты жильного типа анкерит(кальцит)-кварцевого состава. Ранние метасоматиты смяты в складки и секутся поздними метасоматитами (см. рис. 2).

Основными породообразующими минералами ранних метасоматитов из рудных зон (в скобках средние содержания) являются: плагиоклаз (альбит, олигоклаз) (40 %), карбонат (кальцит, доломит, анкерит) (24 %), кварц (21 %), серицит (6 %), хлорит (6 %). Суммарная массовая доля рудных минералов в рудных телах составляет около 3 %. Из них 1 % приходится на гидроксиды железа (лимонит, гетит), 0,5 % — на ильменит и магнетит. Доля сульфидов составляет 1,5 %. По сравнению с ранними метасоматитами поздние отличаются более простым минеральным составом. Среди породообразующих минералов присутствуют: карбонат (кальцит, доломит, анкерит) (25 %), кварц (73 %). Преобладающим рудным минералом в ранних и поздних метасоматитах является пирит, содержание которого в них составляет 1—2 %. По результатам минералогического изучения золотоносных метасоматитов выделены три ассоциации: гематит-пиритовая, халькопирит-пиритовая и пирит-галенит-халькопиритовая. Эти ассоциации характерны для метасоматитов раннего и позднего этапов. Во второй и третьей ассоциациях рудных минералов встречаются включения золота. Стоит отметить, что только для метасоматитов второго этапа характерно золото как свободное, так и связанное в виде теллуридов в пирите. Свободное же золото встречается в пирите и кварце. В то время как для метасоматитов раннего этапа зафиксировано только связанное золото в виде теллуридов в пирите.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Для решения вопроса об источниках вещества золоторудной минерализации были проведены Pb и Sm-Nd изотопно-геохимические исследования руд и вмещающих пород.

Изотопный анализ Pb методом MC-ICP-MS. Изотопный состав Pb определен в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН с помощью высокоточного анализа методом многоколлекторной масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (MC-ICP-MS). Анализировался Pb в сульфидных минералах (пирит, галенит) из рудных зон, а также в полевых шпатах из кислых интрузивных пород. Химическое разложение проб пирита, представлявших собой мономинеральные фракции с размером зерен от 0.25 до 0.50 мм, осуществлялось в смеси концентрированных кислот $\text{HNO}_3 + \text{HCl}$ (1:3) при температуре около 110–120 °С до полного их растворения. Непосредственно перед химическим разложением анализируемые фракции пирита обрабатывались 0.5M HNO_3 в течение 1 ч при комнатной температуре для удаления с поверхности зерен адсорбированного свинца. Подготовка галенита для изотопного анализа сводилась к растворению отобранного микрозерна массой 0.002–0.005 г в капле 10M HNO_3 и приговлению рабочего раствора в 3 % HNO_3 . Навески полевых шпатов (0.05–0.10 г) также предварительно подготавливались — пробы обрабатывались 1M HNO_3 в течение 2 ч при температуре около 80 °С. Затем пробы растворяли с помощью смеси концентрированных HF и HNO_3 , взятых в соотношении 3:1, в течение 2 сут при температуре 140 °С. Хроматографическое отделение Pb от элементов матрицы осуществляли в одну стадию в среде HBr на PFA-микроколонках, заполненных анионообменной смолой Bio-Rad AG-1X8 (0.1 см³). Общий процедурный «холостой» не превышал уровень 0.1 нг Pb.

Масс-спектрометрические измерения изотопных отношений Pb в приготовленных растворах образцов проводились согласно методике, описанной в работе [Чернышев и др., 2007], на 9-коллекторном масс-спектрометре NEPTUNE (Thermo Finnigan, Германия). Непосредственно перед измерениями растворы трассировались Tl с известным изотопным составом. Корректирование эффекта приборной масс-дискриминации изотопов свинца осуществлялось по результатам измерения опорного отношения $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$, которое принималось равным 2.3889 ± 1 . Погрешность ($\pm 2\text{SD}$) измерения изотопных отношений Pb, оцененная по долговременной воспроизводимости стандартного образца свинца SRM 981 и результатам измерения международных стандартных образцов горных пород AGV-1 ($n = 8$) и BCR-1 ($n = 7$), не превышала $\pm 0.03\%$ [Чернышев и др., 2007; Чугаев и др., 2013].

Определение содержаний Pb, Th и U в пирите и полевых шпатах, которые в дальнейшем использовались для вычисления начальных величин изотопных отношений Pb в этих минералах, было выполнено в тех же навесках проб, что и изотопный состав Pb. Измерения проводились на квадрупольном масс-спектрометре X-7 ICP-MS (Thermo Elemental, США) в растворах проб, трассированных In. Погрешность определения содержания Pb, Th и U в пробах минералов, оцененная по результатам систематических анализов международных стандартов горных пород BHVO-2 и AGV-2, не превышала $\pm 3\%$.

Sm-Nd метод был применен для изучения вулканических пород ушмуканской толщи, которые в пределах рудного поля Мукодек вмещают золоторудную минерализацию. Перед химической пробоподготовкой образцы вулканитов, представлявшие собой тонко истертые порошки, последовательно обрабатывались 2M HCl и ультрачистой водой (очистка системой ELGA) для удаления из них карбонатной составляющей. После высушивания в пробы массой 100 мг добавлялся раствор ^{149}Sm - ^{150}Nd трасера. Химическое разложение осуществлялось в смеси концентрированных кислот HNO_3 -HF- HClO_4 при температуре около 140–160 °С до полного их растворения. Выделение суммы редкоземельных элементов проводилось на колонках, заполненных смолой BioRed AG 50W×8 объемом 2 мл. Последующее разделение Sm от Nd проводилось на колонках, заполненных смолой LnSpec по методике [Pin, Zalduegui, 1997]. Масс-спектрометрические измерения изотопного состава Nd и Sm осуществлялись на приборе Finnigan MAT-262 в Центре коллективного пользования «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН (г. Иркутск). Правильность получаемых аналитических данных контролировалась путем систематических измерений стандарта изотопного состава Nd JNd-1, для которого за время проведения работ получено среднее значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512103 \pm 0.000015$ ($n = 10$).

РЕЗУЛЬТАТЫ Pb и Nd ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Pb-Pb данные. Изотопный состав Pb изучен в двух пробах галенита и четырех пробах пирита из золотоносных разновозрастных метасоматитов, сформированных по метавулканитам ушмуканской толщи и гранитоидам таллаинского комплекса. Кроме того, Pb-Pb данные получены для двух проб калиевого полевого шпата, выделенных из пострудных даек гранит-порфирикового состава конкудеро-мамаканского комплекса (места отбора проб см. рис. 1). Результаты анализов приведены в табл. 1.

Изученные сульфиды золоторудной минерализации характеризуются значительной неоднородностью изотопного состава Pb. Наибольший масштаб вариаций проявлен для изотопных отношений

Таблица 1. Результаты изучения изотопного состава Pb в сульфиде золоторудной минерализации и в полевых шпатах даек гранит-порфиров рудного поля Мукодек (Северное Забайкалье)

Номер образца	Характеристика образца	Минерал	Pb	Th	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	μ_2	ω_2	T_m^* млрд лет	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$
			мкг/г									
КП-400	Ранние (320 млн лет) метасоматиты в метавулканиках ушмуканской свиты	Галенит	—	—	—	16.7930	15.4313	37.5925	9.48	43.4	1.1	4.58
»	»	Пирит	6.3	0.34	0.16	16.9682	15.4303	37.6686	9.40	42.3	985	4.50
34-102	Поздние (285 млн лет) метасоматиты в метавулканиках ушмуканской свиты	Галенит	—	—	—	16.7879	15.4309	37.5950	9.49	43.5	1073	4.58
»	»	Пирит	13300	0.05	0.02	16.7910	15.4286	37.5824	9.47	43.3	1067	4.57
С-26-109	Поздние (285 млн лет) метасоматиты в плагиогранитах таллаинского комплекса	»	45	3.2	2.1	17.4727	15.4537	37.7964	9.3	39.0	681	4.20
»	»	»	59	3.9	2.6	17.5992	15.4634	37.7497	9.3	37.8	596	4.06
МК-3/1А	Пострудные дайки гранит-порфиров	КПШ	42	0.82	0.11	17.6376	15.5303	38.2796	—	—	—	—
МК-3/1Б	»	»	41	1.2	0.08	17.6348	15.5316	38.2911	—	—	—	—

Примечание. Приведены измеренные значения изотопных отношений Pb, для которых аналитическая погрешность не превышает $\pm 0.03\%$ (2SD). Содержания U, Th и Pb в минералах определены ICP-MS методом. Pb-Pb изотопно-геохимические параметры $\mu_2 = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, $\omega_2 = ^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$, T_m (Pb-Pb модельный возраст), $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ рассчитаны согласно двухстадийной эволюционной модели Стейси—Краммерса [Stacey, Kramers, 1975].

$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, для которых с учетом проведенной коррекции на возраст метасоматитов (320 и 285 млн лет) значения лежат в интервалах 16.79–17.46 и 37.58–37.73 соответственно. Возраст метасоматитов принят согласно $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ данным, опубликованным в работе [Ivanov et al., 2015]. Величины отношения ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), изменяются в значительно более узком диапазоне от 15.43 до 15.46. Однако, как и в случае двух других отношений Pb, фиксируемые для него вариации значений превышают аналитическую погрешность измерения ($\pm 0.03\%$, 2SD). При этом свинец в пирите из поздних метасоматитов, развитых по гранитоидам таллаинского комплекса, отличается повышенным содержанием всех трех радиогенных изотопов ^{206}Pb , ^{207}Pb и ^{208}Pb по сравнению со свинцом сульфидов, характеризующих золоторудную минерализацию в ранних и поздних метасоматитах, развитых среди метавулканических пород ушмуканской толщи.

Проанализированные пробы калиевого полевого шпата из пострудных гранит-порфиров оказались весьма близки по изотопному составу Pb (см. табл. 1). Для них получены согласующиеся в пределах аналитической погрешности значения изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Этот факт согласуется с представлениями об общем для изученных гранит-порфиров материнском магматическом расплаве. При этом изотопный состав Pb в магматических породах значимо отличается от такового в пирите из рудных тел по содержанию всех трех радиогенных изотопов ^{206}Pb , ^{207}Pb и ^{208}Pb . Изотопный состав Pb в КПШ гранит-порфиров является более радиогенным.

Полученные Pb-Pb данные по сульфидам свидетельствуют о неоднородности Pb по изотопному составу в гидротермальных растворах, с которыми связано формирование золоторудной минерализации в пределах рудного поля Мукодек.

Sm-Nd данные. Sm-Nd изучение проведено для девяти образцов метавулкаников ушмуканской толщи, которые по своему составу представлены андезибазальтами, андезитами и дацитами (табл. 2). Концентрация Sm в вулканических породах меняется в относительно узком диапазоне от 1.0 до 3.5 мкг/г, тогда как вариации содержания Nd несколько шире — от 2.7 до 11.5 мкг/г. Величины изотопного отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ во всех изученных породах оказались весьма высокими (0.16—0.21), что в целом характерно для магматических пород островодужной серии, к которым и принадлежат метавулканики ушмуканской толщи [Ванин и др., 2014]. По величине начального отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}^*$, выраженного

* Возраст пород ушмуканской толщи принят аналогично возрасту (824 ± 2 млн лет) вулкаников усть-келянкой толщи [Рыцк, 2000]. При расчете $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ принимались следующие значения для хондритового резервуара (CHUR): $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ — 0.1967 и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ — 0.512638 [Jacobsen, Wasserburg, 1984].

Таблица 2. Sm-Nd характеристики вулканитов ушмуканской толщи рудного поля Мукодек (Северное Забайкалье)

Номер образца	Порода	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 2\sigma$)	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$
		мкг/г					
361-1(1)	Андезибазальты	1.89	4.79	0.2138	0.513166 \pm 18	10.3	8.5
361-1(1)	»	1.69	4.31	0.2114	0.513091 \pm 12	8.8	7.2
361-4(6)	»	1.95	5.91	0.1787	0.512813 \pm 14	3.4	5.4
361-5(4)	»	3.52	11.5	0.1647	0.512755 \pm 17	2.3	5.8
c18-97(6)	»	1.05	2.72	0.2094	0.512957 \pm 13	6.2	4.8
c16-203(4)	Андезиты	2.53	8.36	0.1631	0.512753 \pm 17	2.2	5.9
361-2(5)	Дациты	2.22	6.45	0.1861	0.512940 \pm 10	5.9	7.1
361-3(1)	»	2.21	7.19	0.1659	0.512838 \pm 18	3.9	7.3
441(3)	»	2.73	9.04	0.1630	0.512755 \pm 16	2.3	6.0

Примечание. Погрешность определения отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ в образцах составляет $\pm 0.2\%$ ($\pm 2\text{SD}$). Приведенные в таблице значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ рассчитаны на возраст 824 млн лет с использованием современных значений в хондри-те $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ [Jacobsen, Wasserburg, 1984].

в относительных единицах $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$, метавулканиты неоднородны. Значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ для пород изменяются в диапазоне от +4.8 до +8.5. При этом не обнаруживается зависимости между величиной $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ и содержанием SiO_2 в породах. Столь высокие значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ свидетельствуют о мантийной природе магматических расплавов, с которыми было связано формирование вулканитов ушмуканской толщи. Данный вывод согласуется с ранее полученными для этих пород результатами геохимических исследований, также свидетельствующих об участии мантийного вещества в их петрогенезисе [Ванин и др., 2014].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты геологических исследований, выполненных для рудного поля Мукодек, свидетельствуют, что главным фактором, определяющим локализацию в его пределах рудных зон, является структурный контроль. Ориентировка рудных зон согласуется с основным (северо-восточным) направлением тектонических нарушений, проявленных в районе.

Структурное взаимоотношение двух типов метасоматитов, показанное на рис. 2, свидетельствует о том, что формирование ранних и поздних метасоматитов было разделено во времени. Видно, что ранние метасоматиты, смятые в правостороннюю складку волочения, секутся жилой поздних метасоматитов под углом, близким к углу осевой поверхности складки (см. рис. 2). Этот вывод согласуется с ранее опубликованными ^{40}Ar - ^{39}Ar геохронологическими данными, свидетельствующими о наличии как минимум двух (321 ± 1.9 и 285 ± 15 млн лет) разновозрастных этапов в истории формирования рудоносных зон ЗРПМ [Ivanov et al., 2015]. Оба этих этапа близки по времени к главным фазам становления гранитоидов Ангаро-Витимского батолита [Цыганков и др., 2010; Donskaya et al., 2013] и совпадают с известными позднепалеозойскими этапами (320—275 млн лет) образования золоторудных месторождений в Северном Забайкалье [Кучеренко, 1989; Лаверов и др., 2007; Чугаев и др., 2015а, 2017].

Временная сближенность рудообразующих процессов и позднепалеозойского гранитоидного магматизма ЗРПМ допускает возможность рассмотрения кислых магматических расплавов в качестве потенциального источника минералообразующих компонентов в гидротермальных растворах. Приведенные выше Pb-Pb данные для пирита показывают, что изотопный состав Pb в гидротермально-метасоматических растворах был неоднороден. Наиболее вероятной геохимической причиной этого могло являться поступление Pb во флюид из нескольких источников, отличающихся по своим свинцово-изотопным характеристикам. Оценка этих характеристик, выполненная на основе двухстадийной модели Стейси—Крамерса [Stacey, Kramers, 1975], позволяет заключить, что эволюция свинца до его вовлечения в рудообразующие процессы происходила в источниках, обладающих весьма низкими величинами модельных параметров $\mu_2 = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (9.3—9.5) и повышенными $\omega_2 = ^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ (37.8—43.5) по сравнению со среднекоровыми значениями ($\mu_2 = 9.74$, $\omega_2 = 36.84$). При этом обнаруживается существенное (в несколько раз) расхождение между геологическим возрастом золоторудной минерализации и модельной оценкой ($T_m = 1.1$ — 0.6 млрд лет) времени отделения свинца от U-Th-Pb изотопной системы источников. Столь значительное расхождение свидетельствует о многоэтапной и длительной эволюции свинца в U-Th-Pb изотопной системе источников, в результате которой происходило изменение (в сторону снижения) величины U/Pb отношения в них.

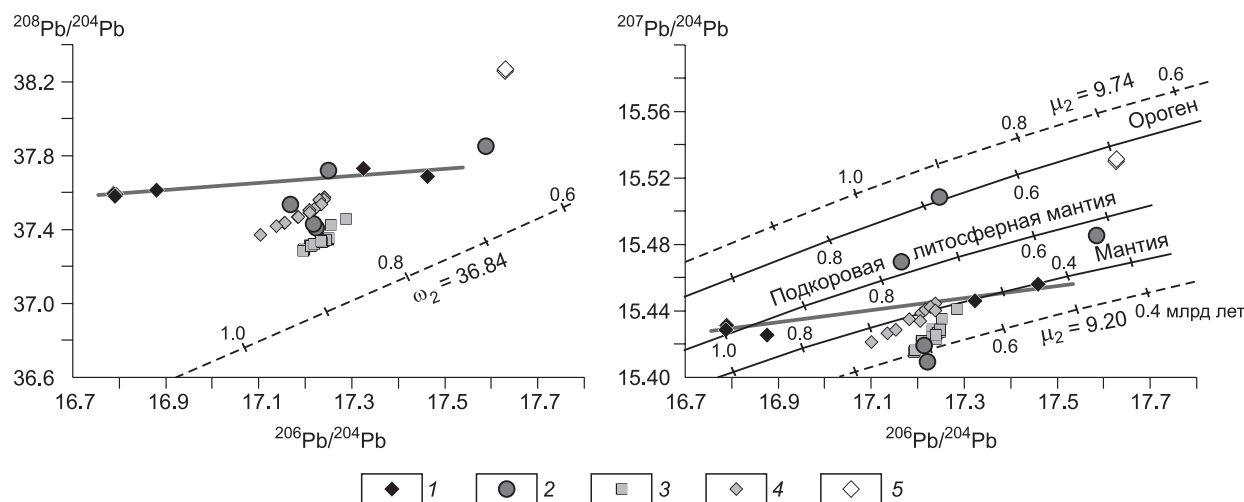


Рис. 3. Pb-Pb диаграммы, на которых приведено сопоставление изотопного состава Pb пирита из золотоносных метасоматитов рудного поля Мукодек, калиевого полевого шпата из пострудных гранит-порфиров, а также некоторых золоторудных объектов Байкало-Муйского складчатого пояса.

На диаграммы нанесены кривые эволюции изотопного состава Pb в различных геохимических резервуарах согласно моделям Стейси—Крамерса (штриховые линии) и Доу—Зартмана (сплошные линии). Серым цветом показан тренд изотопного состава рудного Pb пиритов из золотоносных метасоматитов рудного поля Мукодек.

1—4 — золоторудные объекты Байкало-Муйского пояса: 1 — месторождение Мукодек (настоящая работа), 2 — рудопровяления Правомамского рудного узла: Высотное и Укучикта [Неймарк и др., 1993], 3 — месторождение Кедровское [Чугаев и др., 2017], 4 — месторождение Ирокинда [Чугаев и др., 2015]; 5 — калиевый полевой шпат из пострудных гранит-порфиров рудного поля Мукодек [настоящая работа].

Для идентификации геохимической природы этих источников полученные данные для пирита и КПШ нанесены на Pb-Pb корреляционные изотопные диаграммы, на которых также показаны кривые, описывающие эволюцию изотопного состава Pb в различных глобальных геохимических резервуарах Земли согласно модели Доу—Зартмана [Zartman, Doe, 1981], и эволюционные кривые по модели Стейси—Крамерса [Stacey, Kramers, 1975] (рис. 3, а, б).

На диаграмме в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (см. рис. 3, б) точки изотопного состава Pb рудных минералов расположены существенно ниже среднекоровой эволюционной кривой модели Стейси—Крамерса и вблизи кривых, описывающих эволюцию изотопного состава Pb в геохимических резервуарах мантийного типа с параметрами $\mu_2 = 9.4$ (подкоровая литосферная мантия) и $\mu_2 = 8.37$ (мантия) согласно модели Доу—Зартмана. Точки сульфидов образуют более пологий по сравнению с Pb-Pb изохронной и эволюционной кривой тренд изотопного состава Pb с достоверностью аппроксимации $R^2 = 0.91$. При этом обнаруживается закономерность в расположении точек на этом тренде. В верхней части тренда расположены точки, отвечающие пириту из поздних метасоматитов, развитых по плагиогранитам таллаинского комплекса, тогда как нижняя часть тренда представлена пиритом рудной минерализации ранних и поздних метасоматитов, локализованных среди вулканогенно-осадочных пород ушмуканской толщи. Линейный характер в расположении точек на графике позволяет отнести данный тренд к типу, отражающему двухкомпонентное смещение свинцов с различным изотопным составом. В пользу такой интерпретации свидетельствует также наличие аналогичного линейного тренда (при $R^2 = 0.9$) на диаграмме в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (см. рис. 3, а). Обнаруженная корреляционная зависимость в вариациях изотопного состава Pb в сульфидах рудного поля свидетельствует о поступлении этого элемента в минералообразующую систему из двух источников. Свинец одного из них, характеризующийся более «примитивным» изотопным составом, преобладает в галените и пирите рудной ассоциации, пространственно приуроченной к породам ушмуканской толщи. Расчеты таких модельных параметров, как μ_2 и ω_2 , показывают, что до момента отделения рудный свинец эволюционировал в U-Th-Pb системе с низкой величиной $\mu_2 \sim 9.5$ и повышенной $\omega_2 \sim 43$ по сравнению со среднекоровыми значениями ($\mu_2 = 9.74$, $\omega_2 = 36.84$). Источник свинца второго типа, наличие которого устанавливается в пирите из поздних метасоматитов, развитых по плагиогранитам таллаинского комплекса, характеризовался также низкой величиной $\mu_2 \geq 9.3$. Однако он отличался по величине параметра $\omega_2 \leq 37.8$, которая близка к среднекоровому значению.

Приведенные выше оценки дают возможность сделать обобщенный вывод о геохимической природе источников, принимавших участие в формировании золоторудной минерализации ЗРПМ. Эти источники, в целом близкие по своим U-Th-Pb характеристикам, могут быть соотнесены с геохимическими резервуарами мантийного типа. Отсутствие детальных Pb-Pb данных для пород региона пока не дает возможность детализировать этот вывод. Однако отмеченные выше закономерности в вариациях изотопного состава Pb в пирите из метасоматитов позволяют предположить участие вещества вмещающих пород в рудообразующих процессах. Вероятней всего, этими породами являлись метавулканиды ушмуканской толщи и/или плагиограниты таллаинского комплекса. Имеющиеся оценки величин $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$, полученные для метавулканидов ушмуканской толщи ($\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ от +4.8 до +8.5) в настоящей работе, а также приведенные в работе [Рыцк и др., 2011] для пород таллаинского комплекса ($\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ — +1.6 и + 8.3), указывают на участие в их петрогенезисе источников вещества мантийного происхождения. Таким образом, предположение о вовлечении вещества этих пород в рудообразующие процессы вполне согласуется с полученными для золоторудной минерализации ЗРПМ мантийными свинцово-изотопными «метками». В свою очередь, это также позволяет объяснить значительное расхождение между геологическим возрастом золоторудной минерализации и Pb-Pb модельные датировки, которые являются более древними (неопротерозойскими). Вмещающие золоторудную минерализацию породы могли выступать источником не только свинца, но и главного рудного компонента — золота. Об этом свидетельствуют результаты изучения содержания золота в метавулканидах ушмуканской толщи и плагиогранитах таллаинского комплекса за пределами ЗРПМ. Эти породы, согласно полученным с помощью сцинтилляционного атомно-эмиссионного метода результатам [Васильева и др., 2009], характеризуются повышенными концентрациями (от 0.004 до 0.024 г/т) золота [Ванин и др., 2017].

С целью оценки роли в рудогенерирующих процессах кислых магматических расплавов конкудеро-мамаканского комплекса проведено сопоставление Pb-Pb изотопно-геохимических характеристик золоторудной минерализации и даек гранит-порфиров (см. рис. 3, а, б). На Pb-Pb диаграммах точки изотопного состава Pb калиевого полевого шпата из даек расположены вблизи среднекоревой эволюционной кривой Стейси—Крамера и не попадают на линейный тренд, образованный сульфидами из золотосных метасоматитов. Из наблюдаемого соотношения следует, что гранитоидные расплавы не могли быть одним из источников рудного Pb, поступавшего в минералообразующую систему ЗРПМ. Таким образом, с учетом ранее опубликованных геохронологических данных для рудоносных метасоматитов, можно говорить лишь о парагенетической связи рудной минерализации ЗРПМ с гранитоидными расплавами. Последние, по-видимому, могли выступать как источник тепла и/или, возможно, флюидов, тогда как рудное вещество поступало из вмещающих пород.

Представляет интерес сравнение полученных нами Pb-Pb данных для золоторудной минерализации ЗРПМ с результатами аналогичных свинцово-изотопных исследований, выполненных для других золоторудных объектов Байкало-Муйского пояса. Следует отметить, что число объектов, для которых опубликованы Pb-Pb данные, весьма ограничено. К ним относятся рудопроявления Высотное и Укучикта, расположенные в том же Правомамском рудном узле, что и ЗРПМ [Неймарк и др., 1993], а также месторождения Кедровское и Иркинда [Чугаев и др., 2015б, 2017], локализованные в пределах раннедокембрийского выступа фундамента, известного как Южно-Муйская глыба. Из приведенного на Pb-Pb диаграммах сопоставления видно, что каждый из перечисленных выше рудных объектов обладает индивидуальными особенностями изотопного состава Pb (см. рис. 3 а, б). Однако в целом для всех рассмотренных объектов Байкало-Муйского пояса характерны низкие содержания радиогенных изотопов ^{206}Pb и ^{207}Pb в рудном Pb, что определяет положение точек на диаграмме в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ вблизи эволюционных кривых, отвечающих различным резервуарам мантийного типа.

Особенности изотопного состава Pb рудных месторождений, как было показано в целом ряде работ [Zartman, 1974; Чернышев, Шпикерман, 2001; Чугаев и др., 2013; и др.], имеют, как правило, унаследованный характер и определяются, прежде всего, геолого-геохимическим типом и возрастом пород фундамента тектонических блоков, в пределах которых эти месторождения локализованы. Байкало-Муйский складчатый пояс представляет собой композитный террейн аккреционно-коллизийного типа. Он состоит из блоков новообразованной коры, сложенной островодужными и офиолитовыми комплексами пород неопротерозойского возраста, а также включает в себя блоки раннедокембрийской коры, переработанной в течение байкальских фаз тектогенеза [Ярмолюк и др., 2012]. Таким образом, вовлечение вещества новообразованной неопротерозойской коры в рудообразующие процессы, проявленные в пределах Байкало-Муйского пояса в позднепалеозойское время, позволяет объяснить «примитивный» изотопный состав Pb, характерный как для золотоносных метасоматитов ЗРПМ, так и для руд других объектов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные геолого-структурные и изотопно-геохимические исследования золоторудной минерализации рудного поля Мукодек позволяют заключить следующее:

1. При формировании золоторудных метасоматитов важную роль играли тектонические процессы. Эти процессы в значительной степени определили пространственную локализацию рудных тел в зоне рудоконтролирующего разлома на территории ЗРПМ. Тектонические деформации, проявленные в позднем палеозое, являются отражением одного из главных этапов геологической эволюции Забайкальской складчатой области, развитие которой в этот период времени, согласно геодинамическим реконструкциям, происходило в условиях постколлизии и внутриплитного тектонических режимов [Цыганков и др., 2010]. На этом этапе в регионе широко проявился гранитоидный магматизм, что привело к образованию гигантского по площади Ангаро-Витимского ареал-плутона, а также произошла реактивизация крупных региональных тектонических структур, сопровождавшаяся процессами динамометаморфизма.

2. На территории ЗРПМ в позднепалеозойское время проявились два рудообразующих события (этапа). С наиболее ранним (около 320 млн лет назад) из них связано гидротермально-метасоматическое преобразование в зоне рудоконтролирующего разлома неопротерозойских магматических пород и формирование метасоматитов серицит-хлорит-альбит-анкерит-кварцевого состава, содержащих прожилково-вкрапленную золотоносную минерализацию. В дальнейшем метасоматиты подверглись пластическим деформациям с образованием среднемасштабных асимметричных складок волочения с правосторонним рисунком. На следующем рудообразующем этапе, который проявился на ЗРПМ около 285 млн лет назад, сформировались золотоносные жильные метасоматиты анкерит(кальцит)-кварцевого состава. Последние занимают секущее положение по отношению к ранним метасоматитам.

3. Результаты Pb-Pb изучения золоторудной минерализации свидетельствуют о том, что рудный свинец в минералообразующую систему ЗРПМ преимущественно поступал из источника мантийного типа. Этим источником, вероятней всего, выступали неопротерозойские магматические породы района, в петрогенезисе которых принимало участие мантийное вещество. Полученные Pb-Pb данные свидетельствуют в пользу генетической модели, предложенной ранее для ЗРПМ в работе [Ivanov et al., 2015]. В рамках этой модели возникновение и функционирование в позднепалеозойское время гидротермальной системы, сформировавшей золоторудную минерализацию, было обусловлено внедрением кислых магматических расплавов, послуживших источником тепла и, возможно, флюидов. При этом в качестве основного источника золота выступали вмещающие неопротерозойские магматические породы. Поступление золота, а также других рудных компонентов в минералообразующую систему ЗРПМ было обусловлено процессами динамометаморфизма и взаимодействием в высокопроницаемых тектонических зонах гидротермальных растворов с вмещающими породами.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ (проекты 16-35-60033, 16-35-00042). Sm-Nd изотопные исследования образцов выполнены за счет средств проекта РНФ № 16-17-10180.

ЛИТЕРАТУРА

- Буряк В.А., Бакулин Ю.И. Металлогения золота. Владивосток, Дальнаука, 1998, 402 с.
- Ванин В.А., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В. Неопротерозойская островодужная ассоциация золоторудного поля Мукодек // Геодинамика и тектонофизика, 2014, т. 5, № 3, с. 743—762.
- Ванин В.А., Татаринев А.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Молочный В.Г. Роль динамометаморфизма в формировании золоторудного поля Мукодек (Северное Прибайкалье) // Геодинамика и тектонофизика, 2017, № 2, с. 643—653.
- Васильева И.Е., Шабанова Е.В., Бусько А.Е., Кунаев А.Б. Методика определения содержания золота и серебра в геологических образцах с использованием сцинтилляционного атомно-эмиссионного анализа с высоким временным разрешением // Аналитика и контроль, 2009, т. 14, № 4, с. 201—213.
- Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Рыцк Е.Ю., Ярмолук В.В., Котов А.Б., Анисимова И.В., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Длительность формирования Ангаро-Витимского батолита: результаты геохронологических U-Pb исследований // ДАН, 2012, т. 444, № 2, с. 184—189.
- Кучеренко И.В. Позднепалеозойская эпоха золотого оруденения в докембрийском обрамлении Сибирской платформы // Изв. АН СССР, 1989, № 6, с. 90—102.
- Кучеренко И.В. Петрологические и металлогенетические следствия изучения малых интрузий в зотермальных золоторудных полях // Изв. Томск. политех. ун-та, 2004, т. 307, № 1, с. 49—57.
- Лаверов Н.П., Чернышов И.В., Чугаев А.В., Баирова Э.Д., Гольцман Ю.В., Дистлер В.В., Юдовская М.А. Этапы формирования крупномасштабной благороднометалльной минерализации месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь): результаты изотопно-геохронологического изучения // ДАН, 2007, т. 415, № 2, с. 236—241.
- Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М., Амелин Ю.В., Овчинникова Г.В., Смирнов М.Ю., Грачева Т.В. Геохронологическое и изотопно-геохимическое изучение золоторудных место-

рождений Байкальской складчатой области // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. М., Наука, 1993, с. 124—146.

Немеров В.К., Станевич А.М., Развозжаева Э.А., Будяк А.Е., Корнилова Т.А. Биогенно-седиментационные факторы рудообразования в неопротерозойских толщах Байкало-Патомского региона // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 729—747.

Парфенов Л.М., Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья // Тихоокеанская геология, 1996, т. 15, № 4, с. 3—15.

Рундквист И.К., Бобров В.А., Смирнова Т.Н., Смирнов М.Ю., Данилова М.Ю., Ащеулов А.А. Этапы формирования Бодайбинского золоторудного района // Геология рудных месторождений, 1992, т. 34, № 6, с. 3—15.

Рыцк Е.Ю., Ризванова Н.Г., Сальникова Е.Б., Макеев А.Ф., Яковлева З.С., Шалаев В.С. Возрастные рубежи позднедокембрийского кислого вулканизма Байкальской складчатой области (результаты U-Pb исследования цирконов) // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. М., ИГЕМ РАН, 2000, с. 315—317.

Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г., Крымский Р.Ш., Митрофанов Г.Л., Митрофанова Н.Н., Переляев В.И., Шалаев В.С. Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2001, т. 9, № 4, с. 3—15.

Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника, 2007, № 6, с. 23—51.

Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Богомолов Е.С., Котов А.Б. Изотопная структура и эволюция континентальной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника, 2011, № 5, с. 17—51.

Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Великославинский С.Д., Алексеев И.А., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Вендский возраст гранодиоритов и плагиогранитов таллаинского комплекса (Байкало-Муйский пояс): U-Pb изотопные данные // ДАН, 2017, т. 474, № 2, с. 214—219.

Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М., Рейков М., Лю Д.И., Ларионов А.Н., Преняков С.Л., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1249—1276.

Цыганков А.А., Удoratина О.В., Бурмакина Г.Н., Гроув М. Новые данные U-Pb датирования цирконов и проблема длительности формирования Ангаро-Витимского гранитоидного батолита // ДАН, 2012, т. 447, № 2, с. 204—209.

Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д. Геодинамика позднепалеозойского батолитообразования в Западном Забайкалье // Петрология, 2017, т. 25, с. 395—418.

Чернышев И.В., Шпикерман В.И. Изотопный состав рудного свинца как отражение блокового строения центральной части северо-востока Азии // ДАН, 2001, т. 377, № 4, с. 530—533.

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., Бортников Н.С., Коваленкер В.А., Киселева Г.Д., Прокофьев В.Ю. 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, 2013, т. 55, № 4, с. 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. Раннепермский этап формирования золоторудных месторождений Северо-Восточного Забайкалья: изотопно-геохронологические (Rb-Sr и ^{39}Ar - ^{40}Ar) данные по Уряхскому рудному полю // ДАН, 2015а, т. 463, № 6, с. 700—704.

Чугаев А.В., Дубинина Е.О., Коссова С.А., Плотинская О.Ю. Источники вещества раннепермского золоторудного месторождения Ирокинда (Северное Забайкалье): Pb-Pb и $\delta^{34}\text{S}$ данные // Сборник тезисов VI Российской конференции по изотопной геохронологии «Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы, перспективы». СПб., ИГГД РАН, 2015б, с. 326—329.

Чугаев А.В., Плотинская О.Ю., Чернышев И.В., Лебедев В.А., Белогуб Е.В., Гольцман Ю.В., Ларионова Ю.О., Олейникова Т.И. Возраст и источники вещества золоторудного месторождения Кедровское (Республика Бурятия, Северное Забайкалье): геохронологические и изотопно-геохимические ограничения // Геология рудных месторождений, 2017, т. 59, № 4, с. 281—295.

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. Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // Петрология, 1997, т. 5, № 5, с. 451—466.

Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Козаков И.К., Козловский А.М., Котов А.Б., Рыцк Е.Ю. Механизмы формирования континентальной коры Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника, 2012, № 4, с. 3—27.

Distler V.V., Yudovskaya M.A., Mitrofanov G.L., Prokof'ev V.Yu., Lishnevskii E.N. Geology, composition and genesis of the Sukhoi Log noble metals Deposit, Russia // Ore Geol. Rev., 2004, v. 24, p. 7—44.

Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V. 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 Sci., 2013, v. 62, p. 79—97.

Ivanov A.V., Vanin V.A., Demonterova E.I., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Gorovoy V.A. Application of the 'no fool's clock' to dating the Mukodek gold field, Siberia, Russia // Ore Geol. Rev., 2015, v. 69, p. 352—359.

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

Large R.R., Maslennikov V.V., Robert F., Danyushevsky L.V., Scott R.J., Chang Z. Multi-stage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log deposit, Lena Goldfield, Russia // Econ. Geol., 2007, v. 102, p. 1233—1267.

Litvinovsky B.A., Tsygankov A.A., Jahn B.M., Katzin Y., Be'eri-Shlevin Y. Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alkaline magmas: The Late Palaeozoic post-collisional igneous province of Transbaikalia (Russia) // Lithos, 2011, v. 125, p. 845—874.

Pin C., Zalduegui J.F.S. Sequential separation of light rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: Application to isotopic analyses of silicate rocks // Anal. Chim. Acta, 1997, v. 339, p. 79—89.

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.

Zartman R.E. Lead isotopic provinces in the Cordillera of the Western United States // Econ. Geol., 1974, v. 69, p. 792—805.

Zartman R.E., Doe B.R. Plumbotectonics — the model // Tectonophysics, 1981, v. 75, p. 135—162.

*Рекомендована к печати 18 декабря 2017 г.
Н.Н. Круком*

*Поступила в редакцию 8 июня 2017 г.,
после доработки — 1 ноября 2017 г.*