

УДК: 550.93:553.411.3 (571.54)

О ВОЗРАСТЕ И ИСТОЧНИКАХ МАЛОСУЛЬФИДНОГО ЗОЛОТО-КВАРЦЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ КАРАЛОНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (СЕВЕРНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ, РОССИЯ): РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ (Rb–Sr, Pb–Pb) ИССЛЕДОВАНИЙ

© 2024 г. В. М. Саватенков^{1, 2}, Е. Ю. Рыцк¹, И. А. Алексеев², И. М. Васильева¹,
Б. М. Гороховский¹

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034 Россия

²Санкт-Петербургский государственный университет, Университетская наб., 7/9,

Санкт-Петербург, 199034 Россия

*E-mail: v.m.savatenkov@ipgg.ru

Поступила в редакцию 24.01.2023 г.

После доработки 14.09.2023 г.

Принята к публикации 17.05.2024 г.

В статье приведены результаты изучения Rb–Sr изотопной системы рудовмещающих гранитоидов, апогранитных метасоматитов и гидротермалитов Верхнекаралонского золоторудного месторождения, а также Pb–Pb изотопной системы в галенитах золото-кварцевого малосульфидного оруденения Каралонского золоторудного поля. Выделены три группы рудных объектов с различным изотопным составом Pb галенитов. Для каждой из выявленных групп установлен различный вклад мантийного и древнекорового источников. Изотопные характеристики Pb в галенитах Верхнекаралонского месторождения указывают на его генетическую связь с рудовмещающими гранитами, возраст которых ~ 600 млн лет может быть близок возрасту наиболее раннего этапа формирования золото-кварцевой минерализации. Древнекоровый источник является общим для ведущих золоторудных месторождений Северного Забайкалья и характеризуется параметрами континентальной коры Сибирского кратона на момент времени 500–600 млн лет. Установлена перестройка Rb–Sr системы в изученных породах и минералах Верхнекаралонского месторождения и перераспределение изотопов Pb в галенитах Водораздельной рудной зоны Каралонского рудного поля на рубеже 290–250 млн лет. Изотопные данные показывают, что в геологической истории Верхнекаралонского месторождения и Каралонского рудного поля процессы формирования золоторудной минерализации имели длительный многостадийный характер и сопровождалась регенерацией первичных рудных концентраций.

Ключевые слова: Каралонское золоторудное поле, Pb–Pb и Rb–Sr изотопные системы, золото-кварц-малосульфидное оруденение, рудовмещающие граниты, метасоматиты, мантийные и древнекоровые источники, этапы формирования.

DOI: 10.31857/S0016777024050031, EDN: abqrqu

ВВЕДЕНИЕ

Каралонское рудное поле (РП) (Муйского золоторудного района) находится в бассейне реки Каралон в Средневитимской горной стране (фиг. 1а). Золото-кварцевые жилы здесь открыты в 1898 г., а в прошлом веке в долине Каралона было добыто не менее 17 тонн россыпного золота (неофициальные данные). По результатам геолого-поисковых работ 2009–2018 гг. (ООО “РудКаралон”), сопровождавшихся геолого-структурными, геохимическими и изотопными исследованиями рудовмещающих комплексов (Рыцк

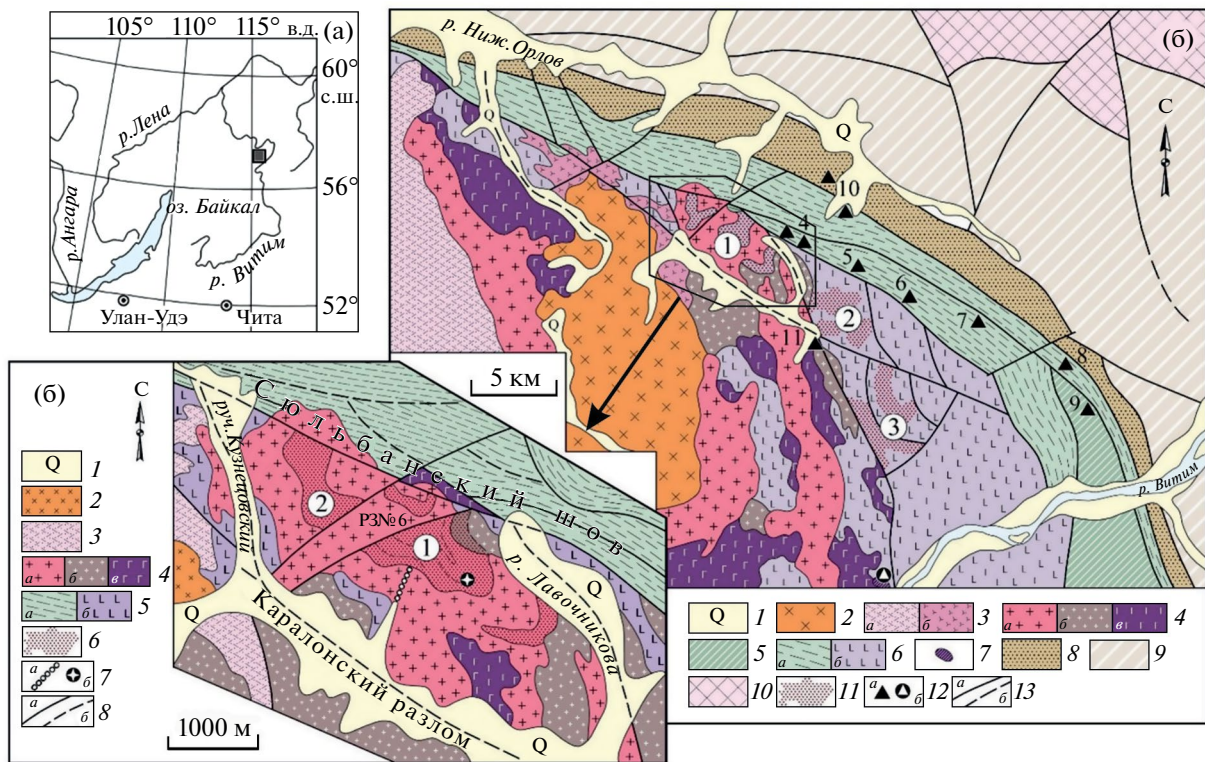
и др., 2018₁), был сделан вывод о связи основного ресурсного потенциала золота Каралонского РП с гидротермальным комплексом кварцево-жильных рудных зон. При такой оценке перспектив Каралонского РП актуальными являются вопросы о стадийности формирования и возраста золоторудной минерализации.

Имеющиеся оценки возраста околожильных метасоматитов участка Кварцевый Каралонского РП 275 ± 7 млн лет (К–Аг по серициту) (Кучеренко, 1989) и березитов в углеродистых сланцах Уряхского РП – 281 ± 5 – 275 ± 6 млн лет (Rb–Sr

и ^{39}Ar – ^{40}Ar по серициту) (Чугаев и др., 2015), находящихся в осевой зоне Слюдянского шва (Рыцк и др., 2018), считаются свидетельством раннепермского этапа формирования золоторудных месторождений Северного Забайкалья (Чугаев и др., 2022). Согласно ^{39}Ar – ^{40}Ar данным, такой же возраст – 284 ± 15 млн лет, имеют

анкерит-кварцевые жильные тела в золотоносных зонах месторождения Мукодек Янской зоны Байкало-Витимского складчатого пояса (БВП) (Ivanov et al., 2015; Ванин и др., 2018).

Однако, по геологическим данным (Рыцк и др., 2018), система рудоконтролирующих сдвиговых структур Каралонского РП формировалась



Фиг 1. Географическое положение (а), схема геологического строения Каралонского рудного поля (б) и Верхнекаралонского золоторудного месторождения (в).

Схема (б). 1 – четвертичные отложения. *Байкало-Витимский пояс* (2–6): 2 – позднепермские субщелочные габбро и диориты Догалдынского интрузивного массива. Поздний эдиакарий (3–4): 3 – падринский комплекс: риолиты, базальты и вулканомиктовые отложения (а), субвулканические риолиты и гранит-порфиры (б); 4 – падоринский комплекс: субщелочные граниты (а), плагиограниты и гранодиориты (б), габбро-диориты и габбро (в). Поздний неопротерозой (5–7): 5 – метагабброиды таллаинского комплекса, 6 – каралонская толща: нижняя осадочно-вулканогенная (а) и верхняя вулканогенная подтолщи (б), 7 – гипербазиты Усть-Каралонского массива. *Сибирский кратон* (8–10): Делюн-Уранская серия раннего неопротерозоя (8–9): 8 – терригенные орловская и водораздельная свиты, 9 – нерасчлененная толща усть-уряхской, уряхской и даннинской свит (карбонатные породы, углеродистые и высокоглиноземистые сланцы, параамфиболиты), 10 – метаморфические комплексы Тунгус-Дабанского выступа фундамента. *Золоторудные объекты* (11–12): 11 – Au-кварцево-жильное и жильно-прожилковое оруденение в пологих тектонических зонах: Верхнекаралонское месторождение (1), рудный участок Березовый (2), Еленинское месторождение (3); 12 – Au-кварцево-жильные рудопоявления в крутопадающих тектонических зонах (а): Восточное (4), Водораздельное (5), Возвратное (6), Турмалиновое (7), Конгломератовое (8), Лысое (9), Кварцевое (10), Крутое (11); (б) – Au-сульфидное рудопоявление Усть-Каралонское. 13 – важнейшие тектонические швы (а), (б) – то же, закрытые четвертичными отложениями долин.

Схема (в). 1 – четвертичные отложения; 2 – позднепермские диориты Догалдынского массива; 3 – субвулканические риолиты и гранит-порфиры падринского комплекса; 4 – субщелочные граниты (а), плагиограниты и гранодиориты (б), габбро (в) падоринского комплекса; 5 – нижняя осадочно-вулканогенная (а) и верхняя вулканогенная подтолщи (б) каралонской толщи; 6 – Верхнекаралонское месторождение: Центральный (1) и Западный (2) рудные участки с примерными границами пологих рудных зон; 7 – местоположение подрудного профиля образцов гранитоидов, изученных Rb–Sr-методом (а) и пробы апогранитных метасоматитов, датированных Rb–Sr-методом по минеральным фракциям (б); 8 – тектонические швы (а), (б) – то же, закрытые четвертичными отложениями долин.

в длительный период от образования рудовмещающих магматических комплексов 600–675 млн лет до их гидротермальной переработки в палеозое, которая завершилась внедрением пострудных даек гранодиоритов с возрастом 255 млн лет (Рыцк и др., 2017). При этом U–Pb (CA ID-TIMS) оценка возраста апогранитных золотоносных березитов Верхнекаралонского месторождения, полученная по гидротермальному монациту, составляет 335 ± 26 млн лет (Сальникова и др., 2022). Близкая оценка возраста опубликована для серицит-хлорит-анкерит-альбит-кварцевых золотоносных метасоматитов месторождения Мукодек – 321 ± 2 млн лет (^{39}Ar – ^{40}Ar) (Ivanov et al., 2015). Таким образом, пермский период является лишь одним из завершающих этапов в истории формирования рудных объектов региона. При этом, если для месторождений Ирокинда, Кедровское, Юбилейное и Урях отмечается значимость пермского этапа эндогенной активизации (Плотинская и др., 2019), то для Каралонского РП значение и роль процессов этого периода в образовании промышленного золото-кварцевого оруденения не установлена. Принимая во внимание сказанное, задача изотопного исследования стадийности формирования и источников золоторудной минерализации Каралонского РП, занимающего ключевую позицию в области пространственного “совмещения” Забайкало-Становой и Бодайбинской золотоносных металлогенических провинций различного возраста, приобрела дополнительную актуальность.

С этой целью изучена Rb–Sr изотопная система рудовмещающих субщелочных гранитоидов, апогранитных метасоматитов и гидротермалитов Верхнекаралонского месторождения, которое является типовым объектом рудного поля. Кроме этого, изучена Pb–Pb изотопная система галенитов Верхнекаралонского и Еленинского месторождений, а также отдельных рудопроявлений Каралонского РП, которая была охарактеризована единичными анализами (Chugaev et al., 2022).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КАРАЛОНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Каралонское РП находится в краевой части Каралон-Мамаканской зоны неопротерозойского Байкало-Витимского складчатого пояса и в плане представляет удлинённый клин, ограниченный Сьюльбанским и Каралонским сдвиговыми швами (см. фиг. 1). Ведущее значение

в геолого-структурном контроле золоторудных объектов Каралонского РП принадлежит Сьюльбанскому сдвиговому шву, маркирующему геологическую границу Байкало-Витимского пояса и Тунгус-Дабанского выступа Сибирского кратона (Рыцк и др., 2018₁). Эта граница отвечает также границе между Nd-изотопными провинциями позднебайкальской ювенильной коры и раннедокембрийской континентальной коры кратона (Рыцк и др., 2007).

В строении Каралонского РП доминируют магматические породы, объединённые в несколько комплексов. В составе каралонской вулканогенной толщи возрастом ≤ 675 млн лет (Рыцк и др., 2007), метаморфизованной в условиях зеленосланцевой фации, преобладают толеитовые метабазалты N-MORB-типа, которым подчинены метабазалты, обогащенные Rb, Ba и K, метаплагиориолиты и высокотитанистые метабазалты. В нижней части разреза находятся линзы внутриформационных метатифитов, содержащих гальку карбонатных пород подстилающей делюн-уранской серии тония. Метабазалты и метариолиты характеризуются положительными величинами $\epsilon_{\text{Nd}}(675)$, пересчитанными на верхнюю оценку возраста каралонской вулканогенной толщи в диапазоне от +8.8 до +3.7.

Прорывающие вулканы габбро-диорит-плагиогранитные интрузии падоринского комплекса формировались в интервале 615–603 млн лет (Рыцк и др., 2018₁; 2022) и имеют высокие положительные величины $\epsilon_{\text{Nd}}(610)$ от +5.1 до +7.6, которые указывают на единство ювенильных источников родоначальных расплавов с бимодальными вулканами каралонской толщи. Габброиды характеризуются высоким содержанием TiO_2 (> 2 вес.%) при значениях магнетиальности ($\# \text{Mg} = 39\text{--}40$), что типично для внутриплитных магматических пород основного состава. При этом разности с N-MORB-распределением P3Э отсутствуют. Геохимические характеристики диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов, согласно (Рыцк и др., 2018₁), обнаруживают сходство с риолитами каралонской толщи и по ряду признаков отвечают магматическим породам современных островных дуг.

Вулканы и габбро-диорит-плагиогранитные интрузии трансгрессивно перекрыты полого залегающими породами падоринской серии вулканических субконтинентальных осадков, базальтов и риолитов. Фрагменты тектонических бортов Падоринской рифтогенной структуры

маркируются плитообразными телами калиевых субвулканических риолитов, гранит-порфиров и субщелочных лейкогранитов возрастом 602–585 млн лет, которые по своим геохимическим характеристикам отвечают внутриплитным гранитам (Рыцк и др., 2018₁). При этом Nd-изотопный состав этих пород ($\epsilon_{Nd}(600)$ от +5.9 до +7.4) не отличается от изотопного состава вулканитов каралонской толщи и интрузивных пород падо-ринского комплекса (Рыцк и др., 2018₁). Породы Каралонского РП прорваны дайковой серией сильно измененных порфиров, низкокальциевых ($K_2O \leq 1\%$) и высоко калиевых ($K_2O \geq 3.8\%$) базальтов и (микро)долеритов с высоким содержанием TiO_2 ($\geq 1.8\%$). Все эти дайки имеют ювенильные Nd-изотопные характеристики ($\epsilon_{Nd}(T=580)$ от +5.6 до +6.6; Рыцк и др., 2018₁). В целом по своему Nd-изотопному составу рудовмещающие комплексы Каралонского РП представляют компоненты позднебайкальской ювенильной коры, подобные Кичерской зоне БВП в Северном Забайкалье, и формировались в условиях рифтогенеза (Рыцк и др., 2007; 2018₁; Андреев и др., 2022).

Верхнепалеозойские гранитоиды северного ареала Ангара-Витимского батолита возрастом 310–290 млн лет, относительно площади Каралонского РП, находятся значительно южнее в Муйской зоне БВП и севернее в Тунгус-Дабанском выступе. Завершают тектоно-магматическую эволюцию Каралонского РП субщелочные породы Догалдынского массива с широким экзоконтактным ореолом (возраст 255 ± 2 млн лет). С этим массивом связаны жильные гранодиориты и дайки порфиров возрастом 254 ± 3 и 256 ± 1 млн лет (Рыцк и др., 2018₂), не затронутые наложенными изменениями. Отрицательные значения $\epsilon_{Nd}(255)$ (от –6.2 до –12.4) и $T(DM)$ от 1630 до 2117 млн лет указывают на связь родоначальных расплавов этих пород с частичным плавлением палеопротерозойской коры, в отличие от неопротерозойских ювенильных источников рудовмещающих комплексов Каралонского РП. Крутопадающие дайки базальтовых порфиров пересекают кварцево-жильные рудные зоны и вмещающие их березиты Верхнекаралонского месторождения, а их оценка возраста 256 млн лет (Рыцк и др., 2018₂) является верхним ограничением возраста золоторудной минерализации Каралонского РП в целом.

ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ ОРУДЕНЕНИЯ КАРАЛОНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

В Каралонском РП выделяется два формационных типа оруденения (табл. 1; Рыцк и др., 2018₁). Раннее золото-сульфидное оруденение в апогипербазитовых лиственитах и пропильтизированных базитах Нижнекаралонской рудной зоны остается недостаточно изученным и поэтому не рассматривается, за исключением одного образца галенита из серпентинизированных ультрабазитов Усть-Каралонского рудопроявления. Более позднее жильное и жильно-прожилковое золото-кварц-малосульфидное оруденение контролируется *пологими* сдвиговыми структурами различных рангов, сопровождающимися гидротермальными образованиями березит-лиственитового продуктивного комплекса, которые развиты в пределах трансенсивных дуплексов Магистральной рудной зоны. Рудопроявления Водораздельной и Правокаралонской рудных зон контролируются крутопадающими тектоническими зонами трещиноватости и брекчирования Сюльбанского и Каралонского разломов (см. фиг. 1).

“Визитной карточкой” Каралонского РП является золото-кварцевое жильное и жильно-прожилковое оруденение в *пологих* тектонических зонах сдвиговых деформаций Верхнекаралонского и Еленинского месторождений, а также рудопроявления участка Березовый. Верхнекаралонское месторождение находится в одноименном массиве субщелочных гранитов и представлено серией пологих тектонических зон с золото-кварцевым оруденением Центрального и Западного участков (см. фиг. 1в). В субщелочных гранитах развиты светлослюдястые березиты [Qtz–Ms–Ab ($\pm$ Py $\pm$ Ep $\pm$ Spn)], которые обычно упоминаются как “околорудные” изменения, а также гидротермалиты (Qtz $\pm$ Chl–Ser) с ветвящимися прожилками гранулированного кварца и видимым золотом. Наложенные ассоциации (Act+Ep, Cal+Chl и (или) Qtz+Ms+Bt) также развиты в дорудных дайках базитов. Крупные кварцевые жилы находятся в кровле пологих тектонических зон, над которыми гидротермальные изменения резко затухают.

Еленинское месторождение представлено кварцево-жильными рудными зонами (“Искристая”, “Первая” и др.) с бурошпатовыми [(Sr–Ank)–Chl–Py–Cal–Dol] лиственитами в пропильтизированных базальтах, габбро и гранодиоритах (Рыцк и др., 2018₁). Водораздельная рудная зона сравнительно узкой полосой вытянута

Таблица 1. Типы оруденения Каралонского рудного поля

Формационный и морфоструктурный тип	Рудные зоны	Рудные объекты	Рудовмещающие породы	Метасоматические комплексы
I. Золото-сульфидный				
Минерализованные зоны прожилисто-вкрапленного оруденения	НИЖНЕКАРАЛОНСКАЯ	Усть-Каралонское рудпр., Нижнекаралонское рудпр.	Гипербазиты, метабазалты, каралонской толщи	Пропилит-лиственитовый
II. Золото-кварцевый малосульфидный				
II–I. Кварцево- жильное и жильно-прожилковое оруденение в пологих тектонических зонах сдвиговых деформаций	МАГИСТРАЛЬНАЯ	Верхнекаралонское мест-е	Субшелочные граниты	Березит-лиственитовый
		Березовый рудный участок	Базальты, риолиты каралонской толщи	
		Еленинское мест-е	Базальты каралонской толщи, гранодиориты	
II–II(а). Кварцево- жильное и жильно-прожилковое оруденение в крутопадающих зонах трещиноватости и брекчирования	ПРАВОКАРАЛОНСКАЯ	Крутой, Гранитный рудные участки	Субшелочные граниты и гранитоиды	Березит-лиственитовый
	ВОДРАЗДЕЛЬНАЯ	Восточный, Водораздельный, Возвратный, Турмалиновый, Лысый участки и рудопроявления	Метабазалты, зеленые ортосланцы, тектониты	
II–II(б). Кварцево- жильное оруденение в крутопадающих разрывных нарушениях	ПРАВОКАРАЛОНСКАЯ	Жилы Роженова, Обручева, ключа Удачный	Базальты, гранодиориты, габброиды, риолиты	Березит-лиственитовый
	ВОДРАЗДЕЛЬНАЯ	Кварцевое, Конгломератовое рудопроявления	Метабазалты, метаконгломераты	

вдоль фронтальной структурной зоны Сюльбанского сдвига на 12 км, причем кварцево-жильные участки “Конгломератовый” и “Кварцевый” возрастом 275 ±7 млн лет (Кучеренко, 1989) находятся ближе к его осевому шву.

МЕТОДИКА

Rb–Sr изотопные исследования

Rb-Sr изотопные анализы проводились в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург). Валовые пробы, истертые в пудру, и минералы разлагались в смеси концентрированных кислот HF:HNO₃:HClO₄ в пропорции 5:1:1 в закрытой фторопластовой

посуде Savillex® при 120 °C в течение 24 часов. Монофракции минералов предварительно выщелачивались в 2.2 N растворе соляной кислоты на теплой плитке с целью удаления поверхностных загрязнений. Перед разложением к пробам добавлялся смешанный трассер ⁸⁵Rb–⁸⁴Sr. Затем после выпаривания пробы подвергались воздействию концентрированной царской водки (смесь HCl: HNO₃) в течение 24 часов с целью удаления фторидов. После этого пробы выпаривались и переводились в солянокислую форму. Выделение Rb и Sr проводилось на ионообменной смоле BioRad® согласно методике, описанной в работе (Саватенков и др., 2004).

Определение изотопного состава Sr проводилось на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре Triton. Концентрации Rb, Sr и отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ определялись методом изотопного разбавления. Воспроизводимость определения концентраций Rb и Sr, вычисленная на основании многократных анализов стандарта BCR-1, соответствует $\pm 0.5\%$. Величина холостого опыта составляла: 0.05 нг для Rb, 0.2 нг для Sr, 0.3 нг. Результаты анализа стандартного образца BCR-1 (6 измерений): $[\text{Sr}]=336.7$ мкг/г, $[\text{Rb}]=47.46$ мкг/г, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}=0.4062$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.705036 \pm 22$. Воспроизводимость изотопных анализов контролировалась определением состава стандарта SRM-987. За период измерений Sr полученное значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в стандарте SRM-987 соответствовало 0.710241 ± 15 (2 σ , 10 измерений). Изотопный состав Sr нормализован по величине $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=8.37521$. Изотопный состав Sr приведен к аттестованному значению стандарта SRM987 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.710240$.

Pb—Pb изотопные исследования

Зерна галенитов растворялись в разбавленной (~ 4N) HNO_3 . Полученный раствор разбавлялся водой так, чтобы концентрация Pb в нем составляла приблизительно 200 нг/мкл. После этого капля раствора наносилась на ленточку без предварительного выделения Pb. Кроме галенитов из различных рудопроявлений Каралонского РП, также изучались плагиоклазы из рудовмещающих гранитов. Навеска выделенных монофракций плагиоклазов составляла порядка 100 мг. Для удаления микропримесей U- и Th-содержащих минералов в плагиоклазах отмытые от поверхностных загрязнений монофракции мелко растирались и выщелачивались последовательно в концентрированной HNO_3 и HCl в течение примерно 4 часов в каждой кислоте при нагревании. Остаток после выщелачивания промывался водой и высушивался. Навеска остатка растворялась в смеси HF и HNO_3 , раствор переводился в бромиды и разделялся на аликвоты для определения изотопного состава Pb и содержания Pb и U с использованием индикатора $^{235}\text{U}-^{204}\text{Pb}-^{207}\text{Pb}$. Pb выделялся по методике (Manhes et al., 1978). Общий уровень лабораторного загрязнения Pb и U не превышал 0.1 и 0.01 нг соответственно.

Изотопный анализ Pb и U выполнялся на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON в режиме одновременной регистрации ионных токов исследуемых элементов с погрешностью внутри опыта 0.03% (2 σ). Изотопный

состав Pb и U измерялся в одноленточном режиме на рениевых испарителях. Для измерений использовался силикатный эмиттер в смеси с H_3PO_4 . Поправка изотопных отношений Pb на фракционирование проводилась по методике двойного изотопного разбавления с использованием трассера $^{235}\text{U}-^{204}\text{Pb}-^{207}\text{Pb}$ (Мельников, 2005). Погрешности ($\pm 2\text{SD}$) измерения изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, определенные по серии параллельных анализов стандарта породы BCR-1 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18.820 \pm 0.005$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.641 \pm 0.002$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=38.737 \pm 0.010$, $n=10$), не превышают 0.03%, 0.03% и 0.05% соответственно.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Rb—Sr изотопные данные для рудовмещающих гранитоидов и метасоматитов Верхнекаралонского месторождения

Результаты Rb—Sr изотопного исследования пород и минералов Верхнекаралонского месторождения приведены в табл. 2 и на фиг. 2 и 3. Точки изотопных составов неизмененных и слабо измененных гранитов, а также гидротермально измененных пород (Qtz—Ser—Ab) Верхнекаралонского рудовмещающего массива на диаграмме в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ образуют линейную регрессию, угол наклона которой отвечает значению возраста 539 ± 61 млн лет (см. фиг. 2). Эта величина в пределах большой погрешности согласуется с U—Pb оценкой возраста 598 ± 4 млн лет гранитоидов изученного массива (Рыцк и др., 2018₁).

На диаграмме в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ точки гидротермально измененных пород с наиболее высокими Rb/Sr отношениями и высокими содержаниями Rb вместе с точками изотопного состава гидротермально измененных гранитов (Qtz—Ser—Ab) с наиболее низкими Rb/Sr отношениями и низкими содержаниями Rb, образуют единую линейную регрессию с углом наклона, соответствующим возрасту 292 ± 35 млн лет (см. фиг. 2). Различные уровни содержания Rb в гидротермально измененных и неизмененных гранитах свидетельствуют о существенном перераспределении Rb в ходе гидротермально-метасоматического процесса, сопровождавшего формирование золотого оруденения.

Полученные Rb—Sr изотопные данные для минералов одного из образцов (N1013055: альбит-1, альбит-2, серицит-1, серицит-2, биотит и вал)

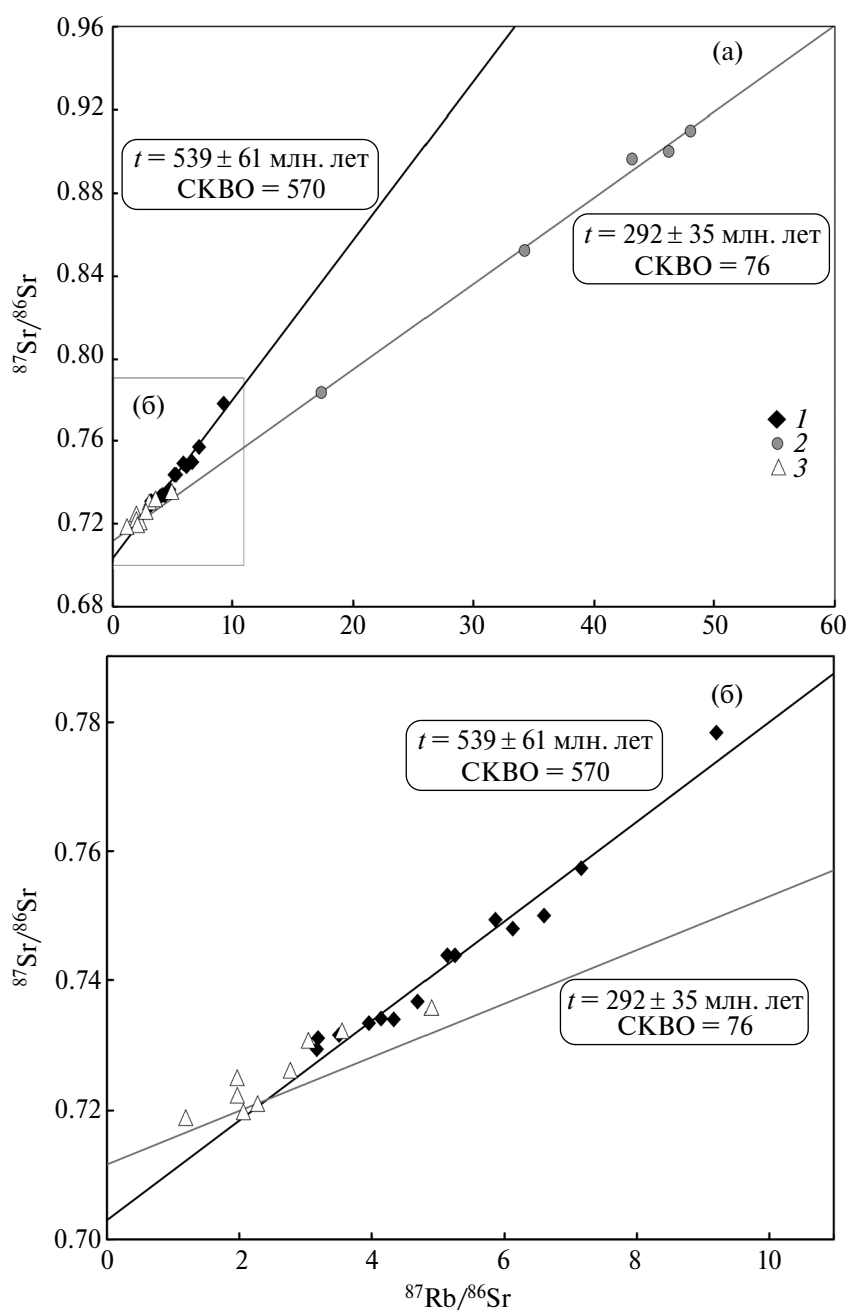
Таблица 2. Rb–Sr изотопные данные для гранитоидов и метасоматитов Верхнекаралонского месторождения

№	Образец	Местоположение	вал/м-л	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	±2σ*
Неизмененные и слабо измененные Na–К субщелочные лейкограниты								
1	1013304	Рудная зона №3	вал	66.6	60.3	3.200	0.730978	6
2	1013310	Рудная зона №3	вал	111.2	35.1	9.228	0.778138	6
3	1013313	Рудная зона №3	вал	73.5	45.3	4.708	0.736629	8
4	1013316	Рудная зона №4	вал	65.4	43.6	4.346	0.733887	6
5	1013380	Рудная зона №3	вал	96.7	54.5	5.149	0.743771	9
6	1013394	Рудная зона №4	вал	96.5	53.2	5.266	0.743769	7
7	1013377	Подрудные	вал	84	61.3	3.970	0.733303	6
8	1013376	Подрудные	вал	80.8	56.4	4.155	0.733998	6
9	9313012	Подрудные	вал	88.6	73.1	3.517	0.731459	8
10	1013373	Подрудные	вал	110.5	48.5	6.616	0.749891	6
11	1013372	Подрудные	вал	107.5	53.1	5.877	0.749257	7
12	1013371	Подрудные	вал	59.8	54.5	3.180	0.729268	8
13	9411006	Участок западный	вал	110.5	52.3	6.140	0.747875	6
14	9209005	Участок западный	вал	105.8	42.8	7.178	0.757194	6
Q–Ser–Ab ±(Эп-Sf) апогранитные метасоматиты								
15	1013308	Рудная зона №3	вал	28.3	41.5	1.973	0.724867	4
16	1013309	Рудная зона №3	вал	66.6	39.3	4.913	0.735710	6
17	1013384	Рудная зона №4	вал	69.5	56.6	3.563	0.732123	6
18	1013381	Рудная зона №4	вал	38.9	57.1	1.976	0.722162	7
19	КР 13042-2	Рудная зона №6	вал	24.8	23.6	3.053	0.730646	4
20	9209004	Участок западный	вал	76.9	97.6	2.282	0.720877	6
21	9209003	Участок западный	вал	77.7	108.9	2.067	0.719607	7
22	1013375	Подрудные	вал	65.6	68.5	2.778	0.726028	8
23	1013055	Рудная зона № 4–3	вал	68.0	28.0	1.194	0.718706	8
			Src2**	24.7	152.8	18.032	0.778426	13
			Src1	53.2	19.5	1.060	0.718059	5
			Ab2	66.8	2.5	0.106	0.714406	7
			Ab1	69.3	3.2	0.134	0.714475	6
			Bt	2.1	303.2	496.125	2.422925	8
Гидротермалиты Q-(Chl)-Ser								
24	КР13 008-2	Участок западный	вал	123.7	20.8	17.357	0.783423	4
25	КР13 042-3	Рудная зона №6	вал	144	8.8	47.998	0.909691	4
26	КР13 028-2	Рудная зона №2	вал	103.8	8.9	34.203	0.852022	5
27	КР13029-2	Рудная зона №2	вал	74	4.7	46.184	0.899836	4
28	КР13029-5	Рудная зона №2	вал	56.7	3.9	43.137	0.896213	5

Примечание: * – абсолютная погрешность измерения в последнем знаке; ** – Ab – альбит, Bt – биотит, Src – серицит

не образуют единой изохронной зависимости (см. фиг. 3). В то же время углы наклона линий, проходящих через точки вал–минерал, соответствуют возрастному интервалу 242–276 млн лет. Полученная дисперсия может быть обусловлена

первичной изотопно-геохимической неоднородностью породообразующих минеральных фаз либо последовательным закрытием Rb-Sr изотопных систем в разных минералах. Вместе с тем максимальное значение возраста, полученное



Фиг. 2. Диаграмма в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ с данными (валовый состав) для рудовмещающих гранитоидов и метасоматитов Верхнекаралонского месторождения. 1 — неизменные и слабо измененные граниты, 2 — Qtz—Ser—Ab апогранитные метасоматиты Верхнекаралонского рудовмещающего массива, 3 — гидротермалиты. Черная линия отвечает линейной регрессии для малоизмененных гранитов. Серая линия отвечает линейной регрессии для гидротермалитов и Qtz—Ser—Ab апогранитных метасоматитов. Размеры значков превышают величины аналитических погрешностей.

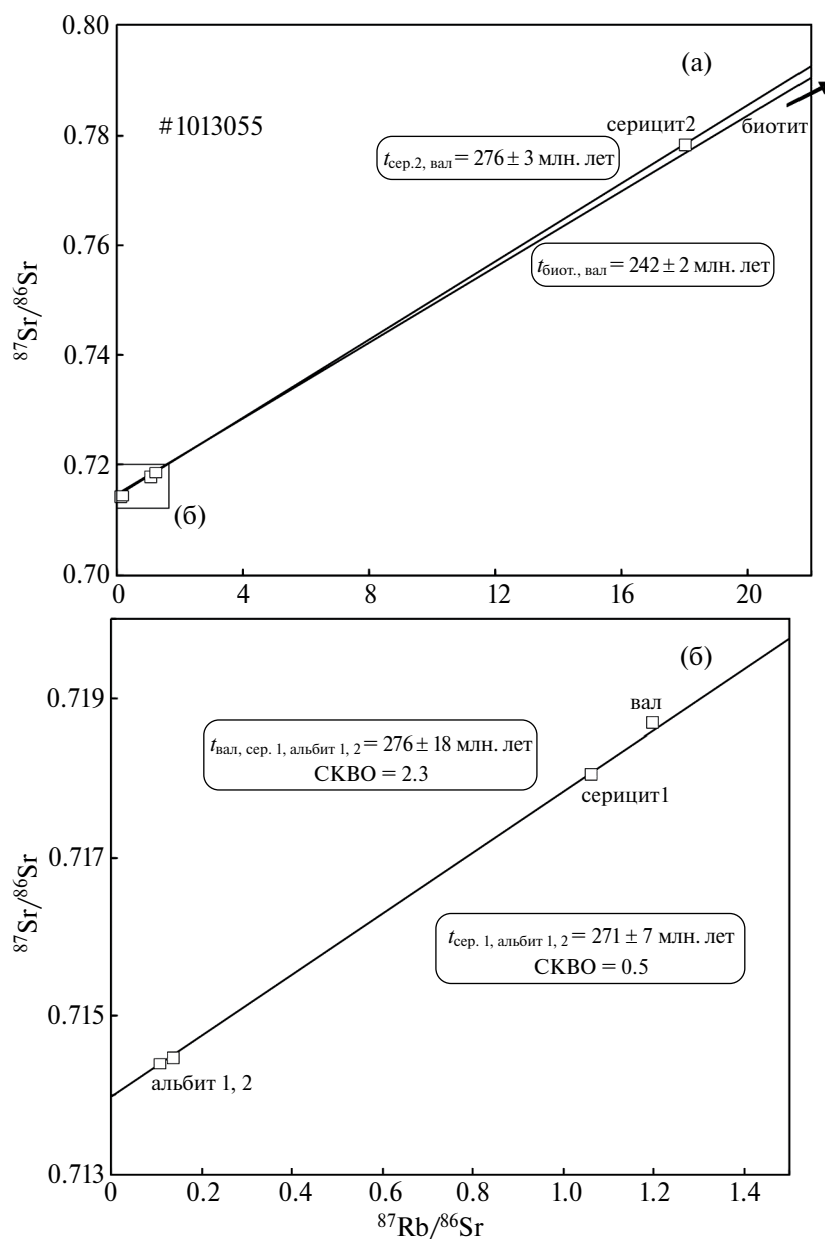
по Rb—Sr изотопным данным вал-серицит1-альбит1-албит2 — 276 ± 18 млн лет (СКВО=2.3), согласуется с оценкой возраста, полученной ранее для околорудных метасоматитов (К—Аг, серицит, 275 ± 5 млн лет, Кучеренко, 1989).

Pb—Pb изотопные данные

Результаты изучения изотопного состава Pb в галените приведены в табл. 3 и на фиг. 4 и 5. Галениты характеризуются достаточно значительным

диапазоном вариаций изотопных отношений Pb: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.907\text{--}17.914$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.943\text{--}38.273$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.384\text{--}15.552$ (см. фиг. 4 и 5). Наиболее высокие изотопные отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ имеет галенит золото-кварцевого оруденения Водораздельной рудной зоны (обр. Кр/117А, КР/gal, Тн25).

На диаграммах в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (см. фиг. 4) изотопные составы Pb в галените Каралонского



Фиг. 3. Диаграмма в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ с данными для минералов и породы в целом образца Qtz—Ser—Ab апогранитных метасоматитов (1013055). Размеры значков превышают величины аналитических погрешностей.

Таблица 3. Pb–Pb изотопные данные Каралонского рудного поля

N п/п	N образца	Порода	Местоположение	Минерал	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^*$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^*$
Водораздельная рудная зона							
1	Kp/117A	Метапелит	Участок Конгломератовый	Gal	17.914	15.552	38.273
2	N15	Метабазальт	Участок Водораздельный	Gal	17.640	15.534	37.828
3	KP/gal	Метабазальт	Участок Восточный	Gal	17.839	15.540	37.918
4	Tn25	Субшел. гранит	Участок Восточный	Gal	17.826	15.535	37.898
Верхнекаралонское месторождение							
5	P3-6	Субшел. гранит	Рудная зона № 6	Gal	17.711	15.534	37.858
6	BK-1(a)	Субшел. гранит	Рудная зона № 6, траншея № 1	Gal	17.480	15.456	37.543
7	BK-1(б)	Субшел. гранит	Рудная зона № 6, траншея № 1	Gal	17.482	15.457	37.551
8	K-141	Субшел. гранит	Рудная зона № 5, канал 141	Gal	17.506	15.482	37.643
9	K-141-1	Субшел. гранит	Рудная зона № 5, канал 141	Gal	17.472	15.438	37.489
10	K-511	Субшел. гранит	Рудная зона № 5, северный фланг	Gal	17.421	15.446	37.350
11	P5	Субшел. гранит	Рудная зона № 5, южный фланг	Gal	17.457	15.427	37.446
12	N17	Субшел. гранит	Рудная зона № 4, канал 142	Gal	17.491	15.467	37.584
13	K-142	Субшел. гранит	Рудная зона № 4, канал 142	Gal	17.523	15.473	37.615
Кар Лавочкикова							
14	K-131	Субшел. гранит	Рудная зона № 4	Gal	17.513	15.480	37.617
15	K-131-1	Субшел. гранит	Рудная зона № 4	Gal	17.509	15.463	37.569
16	K-131-2	Субшел. гранит	Рудная зона № 4	Gal	17.484	15.439	37.486
17	K-131-3	Субшел. гранит	Рудная зона № 4	Gal	17.540	15.513	37.727
18	BKC-1	Субшел. гранит	Рудная зона № 4	Gal	17.479	15.457	37.551
19	BKC-2	Субшел. гранит	Рудная зона № 4	Gal	17.483	15.454	37.536
20	BKC-3	Субшел. гранит	Рудная зона № 4	Gal	17.469	15.445	37.528
Борт долины Каралона							
21	K-135	Субшел. гранит	Рудная зона № 4	Gal	17.506	15.460	37.580
22	K-136	Субшел. гранит	Рудная зона № 4	Gal	17.461	15.434	37.474
23	BKC-4	Субшел. гранит	Рудная зона № 4	Gal	17.508	15.489	37.640
24	BKC-5	Субшел. гранит	Рудная зона № 4	Gal	17.494	15.467	37.574
Кар Лавочкикова							
25	K-143-1	Субшел. гранит	Рудная зона № 2	Gal	17.601	15.477	37.649
26	K-143-2	Субшел. гранит	Рудная зона № 2	Gal	17.453	15.464	37.461
27	K-143-3	Субшел. гранит	Рудная зона № 2	Gal	17.512	15.481	37.646
28	P3-8	Субшел. гранит	Рудная зона № 1	Gal	17.529	15.506	37.712

Окончание Таблицы 3.

N п/п	N образца	Порода	Местоположение	Минерал	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^*$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^*$
Участок Березовый							
29	Сур	лиственитиз. базальт	Участок Березовый	Gal	17.316	15.422	37.268
30	Сур-2	лиственитиз. базальт	Участок Березовый	Gal	17.384	15.437	37.371
Еленинское месторождение							
31	N18	лиственитиз. базальт	Еленинский	Gal	17.333	15.450	37.359
32	N19	лиственитиз. базальт	Еленинский	Gal	17.392	15.456	37.439
33	N1139	лиственитиз. базальт	Еленинский	Gal	17.398	15.451	37.467
34	N1097/5	лиственитиз. базальт	Еленинский	Gal	17.366	15.438	37.358
35	N1894	лиственитиз. базальт	Еленинский	Gal	17.360	15.458	37.414
36	Клет	лиственитиз. базальт	Еленинский	Gal	17.378	15.479	37.484
Рудопроявления							
38	KP128	базальт	русло Каралона крутая жила	Gal	17.480	15.481	37.642
39	KP/1 шт	серпент. ультрабазит	Усть-Каралонское	Gal	17.345	15.396	36.933
Вмещающие породы							
40	10203025	гранодиорит	Еленинский массив	Fsp	17.400	15.398	37.238
41	ВИ-5	субшел. гранит	Верхнекаралонский массив	Fsp	17.499	15.401	37.362
42	KP/127-1	субшел. гранит	Усть-Березовый массив	Fsp	17.387	15.392	37.156
43	KP/122-Б	гранодиорит	Догалдынский массив	Fsp	17.647	15.503	38.044
44	10201004	субшел. гранит	Верх.каралон. массив (рз № 6)	Fsp	17.751	15.486	37.712
45	1013055	субшел. гранит	Верх.каралон. массив (рз № 4)	Fsp	17.671	15.445	37.566

Примечание: * — погрешности изотопных отношений составляют 0.03% (2σ); Gal — галенит, Fsp — полевошпат.

РП образуют три группы точек. Наиболее многочисленная группа представляет изотопные составы Pb в галените Верхнекаралонского месторождения. На диаграммах изотопных отношений Pb эта группа образует субвертикальный тренд, расположенный между кривой “мантии” модели (Kramers, Tolstikhin, 1997) и линией эволюции изотопного состава Pb в континентальной коре Сибирского кратона согласно оценке, сделанной в работе (Ларин и др., 2021).

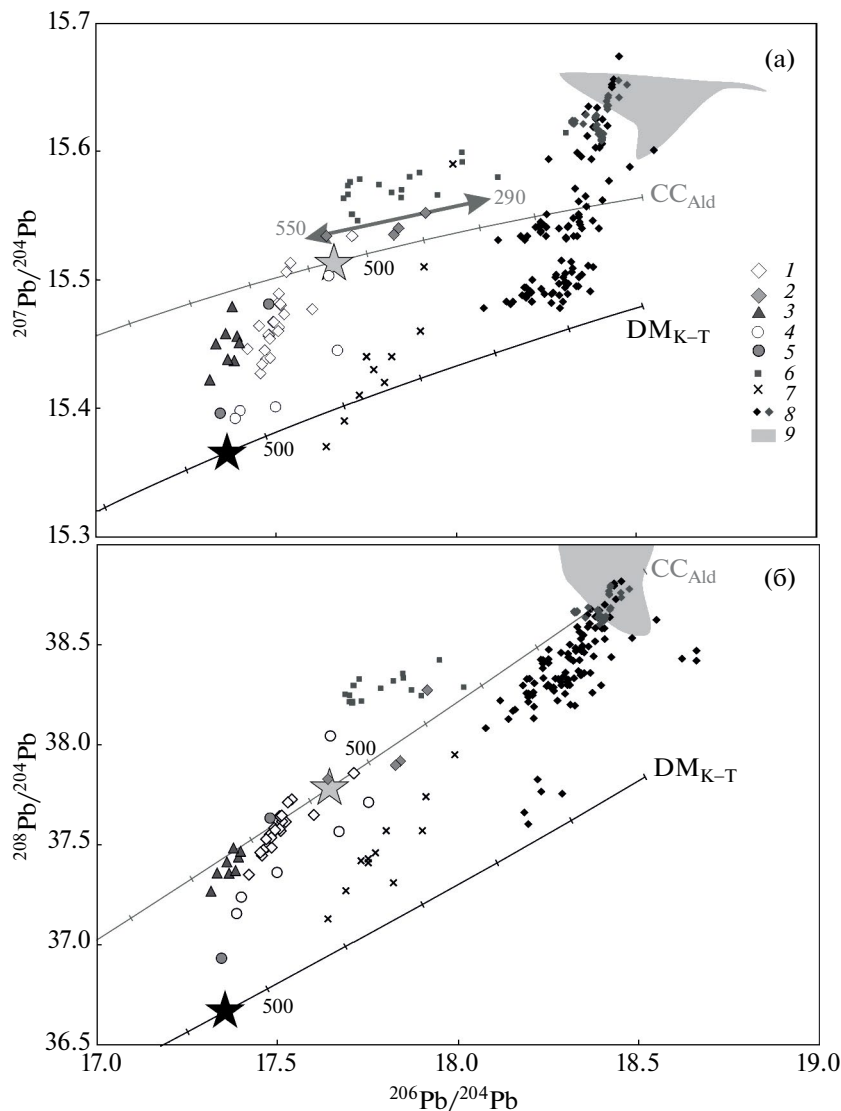
Вторая из указанных групп, образованная точками изотопных составов Pb в галените Еленинского месторождения и Березового участка, расположена на диаграммах в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ левее относительно галенита первой группы.

Третья группа точек, представляющая изотопные характеристики Pb в галените Водораздельной рудной зоны, образует на диаграмме в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ субгоризонтальный тренд, начинающийся от верхнего окончания тренда первой группы и продолжающийся в область более молодых модельных Pb–Pb возрастов (фиг. 4). На диаграмме в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ изотопные составы Pb третьей группы также образуют тренд, тянущийся в область более молодых модельных возрастов вдоль линии эволюции Pb в коре Сибирского кратона (фиг. 4). Таким образом, выделяются три группы золото-кварц-малосульфидных рудных объектов Каралонского РП: 1) Верхнекаралонское месторождение; 2) Еленинское месторождение

и Березовый участок; 3) рудопроявления Водораздельной рудной зоны, характеризующиеся разным изотопным составом Pb в галените.

В табл. 3 и на фиг. 4 приведены изотопные составы Pb плагиоклаза из рудовмещающих

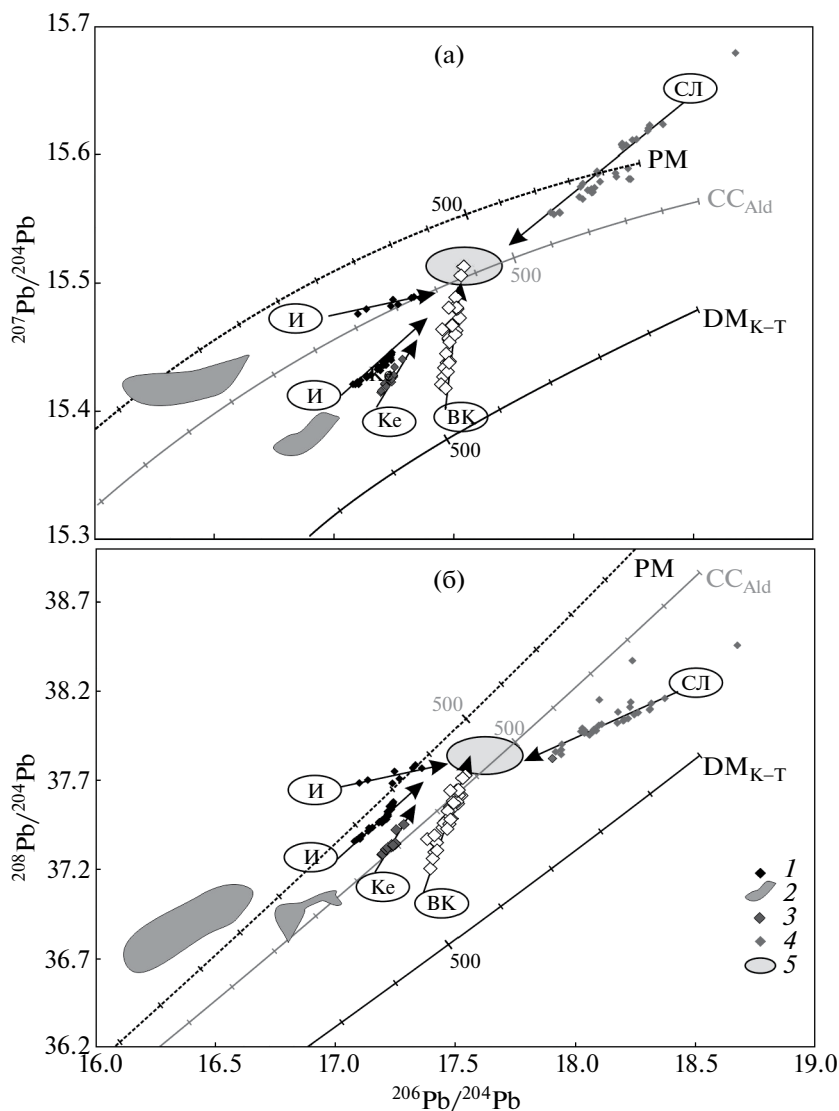
комплексов с поправкой на их возраст. Фигуративные точки изотопных составов Pb в этих плагиоклазах на диаграмме в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ демонстрируют существенный разброс и общее смещение относительно тренда галенитов



Фиг. 4. Диаграммы в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (а) и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (б) с данными для галенита рудных ассоциаций Каралонского рудного поля и полевых шпатов из вмещающих пород в сопоставлении с данными для рудного Pb по региону. 1–5 — Каралонское рудное поле: 1 — галенит Верхнекаралонского месторождения, 2 — галенит Водораздельной рудной зоны, 3 — галенит Еленинского месторождения и Березового участка, 4 — полевые шпаты из рудовмещающих гранитоидов, 5 — галенит из рудопоявлений Крутое и Усть-Каралонское; 6–8 — Pb–Pb данные для рудного свинца месторождений Au, Au–Ag, Pb–Zn, Sn складчатого обрамления Сибирского кратона: 6 — галенит из Уряхского рудного поля (Chugaev et al., 2022), 7 — сульфиды из месторождения Ою-Тологой (Wainwright, 2008), 8 — галениты из месторождений Приморья, имеющих позднемеловой возраст (Ростовский, 2005; Chugaev et al., 2020); 9 — раннемеловые осадочные породы Приморья (Chugaev et al., 2020). Черная линия — модельный тренд эволюции Pb в деплетированной мантии, согласно модели Крамерса–Толстикина (Kramers, Tolstikhin, 1997). Серая линия — тренд эволюции Pb в континентальной коре сибирского кратона, согласно (Ларин и др., 2021). Отрезки между штрихами на трендах отвечают интервалу 100 млн лет. Черная и серая звездочки представляют коровый и мантийный, соответственно, источники рудного Pb для Верхнекаралонского месторождения. Темно-серая линия со стрелками отвечает предполагаемому тренду перестройки Pb изотопной системы, вызванной пермской магматической активизацией.

в область более молодых модельных возрастов. Подобный характер распределения фигуративных точек указывает на различную степень посткристаллизационного преобразования U-Pb изотопной системы в плагиоклазе в результате наложенного воздействия. Вместе с тем точки наиболее “примитивных” характеристик Pb в плагиоклазе из рудовмещающих гранитоидов, находятся в нижнем окончании тренда изотопных характеристик Pb в галените из Верхнекаралонского месторождения. Таким образом, ювенильным источником Pb в галените Верхнекаралонского

месторождения, очевидно, является Pb, генетически связанный с рудовмещающими гранитами ювенильного происхождения (Рыцк и др., 2018₁). Наиболее близки к мантийному источнику изотопные характеристики Pb в галените из образца серпентинизированных гарцбургитов Усть-Каралонского рудопроявления, фигуративная точка изотопного состава Pb которого также располагается в нижнем окончании тренда для галенита изученных месторождений Каралонского РП (см. фиг. 4). Линия, соединяющая изотопные составы Pb в галените Верхнекаралонского



Фиг. 5. Диаграммы в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (а) и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (б) с данными для галенита из золоторудных месторождений Северного Забайкалья: 1, 2 – месторождение Ирокинда (И) (Чугаев и др., 2020); 1 – галенит–месторождения, 2 – вмещающие породы; 3 – месторождение Кедровское (Ке) (Чугаев и др., 2017); 4 – месторождение Сухой Лог (СЛ) (Чернышев и др., 2009); 5 – поле составов общего компонента для рудного Pb Северного Забайкалья. ВК – Верхнекаралонское месторождение (эта работа). РМ – модельный тренд эволюции Pb в примитивной мантии (Kamber, Collerson, 1999). Остальные обозначения те же, что и на фиг. 4.

месторождения и наиболее примитивные составы Pb в плагиоклазе из рудовмещающих гранитов, а также галенита из ультрабазитов на диаграммах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, пересекает модельные кривые эволюции свинца в верхней мантии и в коре Сибирского кратона в точках, отвечающих возрасту ~ 600 млн лет, который соответствует времени формирования рудовмещающих гранитов.

ОБСУЖДЕНИЕ

Как отмечалось выше, согласно геолого-структурным реконструкциям (Рыцк и др., 2018₁), система рудоконтролирующих сдвиговых структур Каралонского РП формировалась в несколько этапов и стадий, подобно рудоконтролирующим структурам Ирокиндинского и Уряхского рудных полей Муйского района (Злобина и др., 2010). Нижним ограничением возраста золоторудной минерализации Каралонского РП является значение возраста ~ 600 млн лет рудовмещающих эдиакарских интрузивных пород падоринского многофазного комплекса. Верхним — позднепермское значение возраста (255 млн лет) даек порфириров, которые пересекают рудовмещающие гранитоиды и гидротермально-метасоматические образования продуктивного бережит-лиственитового комплекса Верхнекаралонского месторождения (Рыцк и др., 2018₁; 2018₂). Однако в изотопных характеристиках свинца галенита Каралонского РП отражены только два возрастных этапа — ранний (600–500 млн лет) и поздний (290–270 млн лет). Значение каждого из отмеченных этапов в истории формирования золоторудной минерализации Каралонского РП может рассматриваться с различных позиций.

Ранний этап (600–500 млн лет) отражен в изотопных характеристиках свинца галенита, которые на диаграмме в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (см. фиг. 4) формируют субвертикальный тренд, связывающий изотопные характеристики Pb в верхней мантии, согласно модели (Kramers, Tolstikhin, 1997), и в континентальной коре Сибирского кратона (Ларин и др., 2020) на момент времени ~ 600 млн лет. Таким образом, вариации изотопного состава Pb галенита определяются смешением Pb из ювенильного мантийного и древнекорового источников вследствие нахождения Каралонского РП в области сочленения блоков позднебайкальской ювенильной коры БВП и раннедокембрийской древней коры Сибирского кратона. Источником Pb с мантийными характеристиками, близкими

к параметрам верхней мантии, может являться Верхнекаралонский массив ювенильных гранитов ($\epsilon_{\text{Nd}}(600) = +5.6 - +6.7$) с возрастом 598 ± 4 млн лет, вмещающий одноименное месторождение. Наиболее высокая доля ювенильного компонента отмечается в изотопном составе Pb галенита из гипербазитов Усть-Каралонского рудопрооявления. Источником древнекорового свинца, очевидно, могли быть дорифейские магматические и метаморфические комплексы Тунгус-Дабанского выступа фундамента и терригенно-карбонатные осадки тония Делюн-Уранской зоны, образованные за счет размыва древней коры ($T(\text{DM}) = 2.0 - 2.6$ млрд лет) (Рыцк и др., 2011). Наибольшая доля древнекорового компонента с высоким значением $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и повышенным значением параметра μ_2 фиксируется в галенитах из рудопрооявлений в метабазах и тектонитах Водораздельной рудной зоны, которые находятся в непосредственном контакте с породами Делюн-Уранской зоны Сибирского кратона.

Тренд, который образуют точки галенитов Верхнекаралонского месторождения на диаграмме в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (см. фиг. 4), близки к линии, соединяющей модельные составы Pb на кривых эволюции Pb в верхней мантии (Kramers, Tolstikhin, 1997) и континентальной коры Сибирского кратона (Ларин и др., 2020) в точках, отвечающих возрасту рудовмещающих гранитоидов ~ 600 млн лет. При этом точки самих рудовмещающих гранитов находятся в нижнем (мантийном) окончании указанного тренда. В этой связи представляют интерес изотопные параметры сульфидов из месторождений с надежно установленным возрастом. Для такого сравнения на диаграммы в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (см. фиг. 4) вынесены данные по сульфидам из золото-медно-порфирового месторождения Ою-Толгой в Южной Монголии (Wainwright, 2008) возрастом 372 млн лет (Wainwright et al., 2011), а также данные по галенитам из месторождений Приморья позднемелового возраста (Ростовский, 2005). Породы вулканоплутонического Падоринского комплекса, вмещающего Каралонское рудное поле, по своим геохимическим и Nd-изотопным характеристикам, как это было отмечено выше, отвечают магматическим породам современных островных дуг. Соответственно, ранний этап рудогенеза (~ 600 млн лет) в пределах Каралонского РП, выведенный на основе изотопных характеристик Pb в галенитах и ассоциирующий с гранитами Падоринского комплекса, предполагает участие в изотопных

характеристиках рудного Pb тех же источников (деплетированная мантия и верхнекоровый компонент из терригенных осадков), что и в рудном Pb из более молодых орогенных обстановок: рудное поле в герцинидах Ою-Толгой (островная дуга, Dolgorolova et al., 2013), позднемеловые рудные месторождения Дальнего Востока (активная континентальная окраина, Jahn et al., 2015). Из фиг. 4 видно, что тренд вариации изотопных характеристик Pb свинца в сульфидах месторождения Ою-Толгой в своем нижнем окончании на диаграмме в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ пересекает модельную кривую эволюции свинца в верхней мантии в точке, отвечающей возрасту ~ 400 млн лет. В свою очередь, тренд вариации изотопных характеристик Pb в позднемеловых месторождениях Приморья в своем нижнем окончании пересекает кривую эволюции Pb в верхней мантии в точке, отвечающей возрасту ~ 100 млн лет. Выше отмеченная закономерность дает основание допускать, что модельные параметры изотопного состава Pb в верхней мантии, согласно модели (Kramers, Tolstikhin, 1997), близко соответствуют параметрам мантийного источника для рудного Pb в разновозрастных месторождениях Центрально-Азиатского региона и Сибири, включая и Верхнекаралонское месторождение. Соответственно, модельная оценка возраста Верхнекаралонского месторождения порядка 600 млн лет также близка ко времени его формирования. В свою очередь, положение изотопных характеристик Pb в галените Еленинского месторождения относительно субвертикального тренда Верхнекаралонского месторождения на обеих изотопных Pb–Pb диаграммах можно объяснить его более древним раннеэдиакарским возрастом. Таким образом, возраст формирования ранней рудной минерализации рассматриваемых рудных объектов, которая контролировалась деформациями и сдвиговыми разрывными нарушениями раннего этапа образования структуры Каралонского РП (Рыцк и др., 2018₁), мог быть близким к возрасту формирования рудовмещающих гранитоидов.

Позднему этапу (290–270 млн лет), вероятно, отвечают изотопные характеристики Pb в галенитах из рудопроявлений Водораздельной рудной зоны, которые на диаграмме в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ существенно смещены вправо относительно исходного субвертикального тренда (вышеупомянутой линии смещения, отвечающей этапу 600–500 млн лет) в область более молодых возрастов (см. фиг. 4). Такое поведение изотопной системы Pb можно объяснить тем, что галенит Водораздельной зоны был

перекристаллизован в ходе наложенного процесса. При этом галенит рудных ассоциаций Водораздельной зоны не столько наследовал свинец позднеэдиакарского этапа (из галенита ранних руд и рассеянный Pb вмещающих пород), сколько захватывал Pb, поступавший из значительно более молодого источника с изотопными характеристиками, отвечающими моменту времени наложенных процессов (~ 290 млн лет).

Подобные эффекты связаны с тектонической позицией Водораздельной рудной зоны в высокопроницаемой зоне Сюльбанского сдвигового шва, где на заключительном этапе формирования структуры Каралонского РП были локализованы наиболее интенсивные сдвиговые деформации (Рыцк и др., 2018₁), что предполагает активную циркуляцию растворов с масштабными мобилизацией и привнесом вещества, в том числе и перераспределение изотопов Pb рудовмещающих пород.

Изотопные характеристики Pb в галените Уряхского месторождения (Чугаев и др., 2022) показывают сходную картину (см. фиг. 4) и, как видно на рисунке, формируют субгоризонтальный тренд, параллельный тренду, образованному галенитом Водораздельной рудной зоны Каралонского РП. Начало этого тренда находится на обеих диаграммах вблизи линии, аппроксимирующей изотопные характеристики Pb в галените из Верхнекаралонского месторождения с неопротерозойским модельным возрастом. Такое сходство объясняется принадлежностью этих золоторудных объектов к единой рудной зоне в осевой части Сюльбанского сдвигового шва.

Учитывая сказанное, интерпретация геохронологических данных о пермском этапе формирования золото-кварцевого оруденения и золотоносных березитов (281–275 млн лет) Водораздельной зоны Каралонского и Уряхского РП (Chugaev et al., 2022), полученных K–Ar (Ar–Ar) либо Rb–Sr методом по минералам метасоматитов или по породе в целом, на наш взгляд, является дискуссионной. Использованные изотопные системы характеризуются низкой устойчивостью к наложенным термальным воздействиям (Jenkin et al., 2001; Harrison et al., 2009; Eberlei et al., 2015), что наглядно демонстрируют результаты изучения Rb–Sr изотопной системы метасоматитов Верхнекаралонского месторождения, перестроенной в ходе наложенного воздействия (290–270 млн лет) как на уровне минералов, так и на уровне породы в целом. Следовательно, можно допустить, что оценки возраста указанных объектов Водораздельной рудной зоны

отвечают времени перестройки K—Ar и Rb—Sr изотопных систем, как и частичной перестройки U—Pb изотопной системы в плагиоклазах в рудовмещающих гранитах Каралонского РП под воздействием более позднего и локализованного термального события относительно времени образования собственно рудной минерализации.

Более высокая устойчивость Pb изотопной системы в галените Верхнекаралонского месторождения к наложенным воздействиям по сравнению с Rb—Sr и K—Ar изотопными системами объясняется тем, что в отсутствие существенной тектонической переработки рудовмещающих структур поздние воздействия вызывают перераспределение изотопов преимущественно на межминеральном уровне. В этом случае сульфиды выступают акцепторами радиогенного Pb, который перераспределяется из минералов, обогащенных U (монацит, титанит, апатит). В галените, в силу высокой концентрации Pb на единицу объема, привнос радиогенного Pb практически не отражается на первичных изотопных характеристиках Pb. Кроме того, в общих с галенитом минеральных ассоциациях отмечается дефицит или полное отсутствие минералов с повышенным отношением U/Pb.

Сопоставление изотопных характеристик Pb в галените Каралонского РП и золоторудных объектов Северного Забайкалья

Рассматривая изотопные характеристики Pb в галените из месторождений различных поздне-докембрийских структур Северного Забайкалья (Лаверов и др., 2007; Чернышев и др., 2009; Чугаев и др., 2017; Чугаев и др., 2020; Чугаев и др., 2022) (фиг. 5), следует отметить, что они образуют тренды, сходящиеся в одной общей области, в которой изотопный источник Pb имеет параметры континентальной коры Сибирского кратона на период 500—600 млн лет. Противоположные концы этих трендов характеризуют изотопные характеристики Pb в породах, вмещающих различные месторождения региона: черных сланцев с высокими отношениями U/Pb и U/Th месторождения Сухой Лог; глубоко метаморфизованных гнейсов с примитивным изотопным составом Pb месторождения Ирокинда; метаосадочные и магматические породы неопротерозойского возраста месторождения Кедровское; ювенильные граниты Верхнекаралонского месторождения с изотопными характеристиками Pb, близкими к мантийным.

Второй общий изотопный компонент, сопоставлявшийся с плюмовым источником, был

выделен при изучении изотопных характеристик Pb месторождения Ирокинда и Кедровское (Чугаев и др., 2020). Подтверждением этому служило попадание области пересечения трендов смешения в поле мезозойских траппов Сибири, а также на линию модельной эволюции Pb в верхней мантии модели Доу—Зартмана. Учитывая, что плюмовый источник предполагает участие скорее вещества нижней, чем верхней деплетированной мантии, на диаграммы изотопных характеристик Pb (см. фиг. 5) вынесена кривая модельной эволюции Pb в нижней (примитивной) мантии, предложенная для объяснения источника океанических базальтов с “примитивным” составом гелия (Kamber, Collerson, 1999). Из рисунка видно, что эта кривая на обеих диаграммах проходит в стороне от области общего компонента для золоторудных месторождений Северного Забайкалья. При этом следует отметить, что наиболее близкая точка указанного тренда к области “общего компонента” отвечает возрасту ~ 500 млн лет. Вышесказанное позволяет предположить, что линии смешения изотопных характеристик Pb в золоторудных месторождениях Северного Забайкалья сформировались задолго до периода 250—270 млн лет, а пермский этап является временем глубокой термальной и флюидной переработки золоторудных объектов с частичной регенерацией рудного вещества.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По изотопному составу Pb галенита среди золото-кварц-малосульфидных рудных объектов Каралонского РП выделяют три группы: 1 — Верхнекаралонское месторождение; 2 — Еленинское месторождение и Березовый участок; 3 — рудопроявления Водораздельной рудной зоны. Различия изотопных характеристик Pb в этих группах отражают различные этапы формирования рудопроявлений Каралонского РП.

Вариации изотопного состава Pb в рудных объектах Каралонского РП связаны с различным вкладом двух главных источников — мантийного и древнекорового. Изотопные характеристики Pb в галените Верхнекаралонского месторождения указывают на его генетическую связь с рудовмещающими ювенильными гранитами, возраст которых ~ 600 млн лет может быть близок возрасту наиболее раннего этапа формирования золото-кварцевой минерализации. Согласно новым и опубликованным Pb изотопным данным (Chugaev et al., 2022), общим для ведущих золоторудных месторождений Северного

Забайкалья является древнекоревый источник, который характеризуется параметрами континентальной коры Сибирского кратона на период 500–600 млн лет.

Магматическая активизация Байкальского геоблока на рубеже 290–250 млн лет вызвала перестройку Rb–Sr системы в породах и минералах Каралонского РП и других месторождений Северного Забайкалья, а также определила перераспределение изотопов Pb в галенитах Водораздельной рудной зоны. В связи с этим, учитывая полученные Rb–Sr данные, интерпретация K–Ar (Ar–Ar) и Rb–Sr датировок в качестве пермского возраста золото-кварцевого оруденения и золотоносных березитов (281–275 млн лет) Водораздельной зоны Каралонского и Уряхского РП (Чугаев и др., 2022) может рассматриваться как последний, но не единственный этап рудообразования в золото-рудной провинции Северного Забайкалья.

Изотопные данные показывают, что в геологической истории Верхнекаралонского месторождения и Каралонского рудного поля процессы формирования золоторудной минерализации имели длительный многостадийный характер и, вероятнее всего, сопровождались регенерацией первичных рудных концентраций.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны А. Андрееву, Ю. Дадонову, Д. Иванову, И. Илькевич, Е. Гриненко, Д. Балыкову, А. Каюкову (ФРОГ) и В.И. Самоурову (ООО “РудКаралон”), принимавшим участие в отборе образцов и проб в ходе поисково-оценочных работ по Каралонскому проекту. Авторы благодарят С.Д. Великославинского (ИГГД РАН) за обсуждение работы и полезные замечания, а также Г.П. Плескач за выполнение рисунков. Коллектив также считает своим долгом с благодарностью отметить канд. хим. наук Г.В. Овчинникову, являющуюся пионером в отечественной науке в области изучения изотопной систематики Pb в земных породах, и И.А. Малькова, участвовавших в начале работ по Каралонскому проекту. Также авторы выражают признательность д-ру геол.-минерал. наук И.В. Викентьеву за высказанные ценные замечания, касающиеся рукописи настоящей статьи, и анонимным рецензентам.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работы выполнены при финансовой поддержке проекта РНФ № 23–27–00165.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ванин В.А., Чугаев А.В., Демонтерова Е.И. и др. Геологическое строение золоторудного поля Мукодек, Северное Забайкалье и источники вещества (Pb–Pb и Sm–Nd данные) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 9. С. 1345–1356. DOI: 10.15372/GiG20180902
- Злобина Т.М., Котов А.А., Мурашов К.Ю. Структурные парагенезисы золоторудного месторождения Иракинда // Месторождения стратегических металлов: Тез. докл. ИГЕМ РАН, 2010. С. 200–201.
- Кучеренко И.В. Позднепалеозойская эпоха золотого оруденения в докембрийском обрамлении Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 6. С. 90–102.
- Лаверов Н.П., Чернышев И.В., Чугаев А.В. и др. Этапы формирования крупномасштабной благороднометалльной минерализации месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь, Россия): результаты изотопно-геохронологического изучения // Докл. РАН. 2007. Т. 415. № 2. С. 236–241. DOI: 10.1134/S1028334X07050339
- Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П. и др. Граниты рапакиви Кодарского комплекса (Алданский щит): возраст, источники и тектоническое положение // Петрология. 2021. Т. 29. № 4. С. 339–364. DOI: 10.31857/S0869590321030031
- Мельников Н.Н. Погрешности метода двойного изотопного разбавления при изотопном анализе обыкновенного свинца // Геохимия. 2005. № 12. С. 1333–1339.
- Ростовский Ф.И. Об изотопных отношениях Pb в галенитах рудных месторождений Востока Азии // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 2. С. 33–45.
- Плотинская О.Ю., Чугаев А.В., Бондарь Д.Б., Абрамова В.Д. Минералого-геохимические особенности руд Кедровско-Ирокиндинского рудного поля (Северное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 10. С. 1407–1432. DOI 10.15372/GiG2019064. EDN DLAGJJ.
- Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника. 2007. № 6. С. 23–51.
- Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А. и др. Вендский возраст гранодиоритов и плагиогранитов таллаинского комплекса (Байкало-Муйский пояс): U–Pb изотопные данные // ДАН. 2017. Т. 474. № 2. С. 214–219. DOI: 10.7868/S086956521714016X
- Рыцк Е.Ю., Великославинский С.Д., Алексеев И.А. и др. Геологическое строение Каралонского золоторудного поля (Средневитимская горная страна) // Геология руд. месторождений. 2018. Т. 60. № 4. С. 342–370. DOI: 10.1134/S0016777018040044

- Рыцк Е.Ю., Федосеенко А.М., Анисимова И.В. и др. Позднепермский внутриплитный магматизм Байкало-Муйского пояса: U–Pb геохронологические и Nd-изотопные данные. // ДАН. 2018. Т. 483. № 2. С. 195–199. DOI: 10.31857/S086956520003480–1
- Саватенков В.М., Морозова И.М., Левский Л.К. Поведение изотопных систем (Sm–Nd; Rb–Sr; K–Ar; U–Pb) при щелочном метасоматозе (фениты зоны экзоконтакта щелочно-ультраосновной интрузии) // Геохимия. 2004. № 10. С. 1027–1049.
- Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Иванова А.А. и др. Метод дифференциального растворения в U–Pb геохронологии: прошлое и настоящее // Возраст и корреляция магматических, метаморфических, осадочных и рудообразующих процессов: Тез. докл. VIII Российской конференции по изотопной геохронологии. Санкт-Петербург, 2022. С. 131–132.
- Чугаев А.В., Плотинская О.Ю., Чернышев И.В. и др. Возраст и источники вещества золоторудного месторождения Кедровское (республика Бурятия, Северное Забайкалье): геохронологические и изотопно-геохимические ограничения // Геология руд. месторождений. 2017. Т. 59. № 4. 281–297. DOI: 10.7868/S0016777017040025
- Чугаев А.В., Дубинина Е.О., Чернышев И.В. и др. Источники и возраст золоторудной минерализации месторождения Ирокинда (Северное Забайкалье): результаты изучения изотопного состава Pb, S, Sr, Nd и данные ^{39}Ar – ^{40}Ar геохронометрии // Геохимия. 2020. Т. 65. № 11. С. 1059–1079. DOI: 10.31857/S0016752520110059
- Чернышев И.В., Чугаев А.В., Сафонов Ю.Г. и др. Изотопный состав свинца по данным высокоточного MC-ICP-MS-метода и источники вещества крупномасштабного благороднометалльного месторождения Сухой Лог (Россия) // Геология руд. месторождений. 2009. Т. 51. № 6. С. 550–559.
- Chugaev A.V., Chernyshev I.V., Ratkin V.V., Gonenchuk V.G., Eliseeva O.A. Contribution of crustal and mantle sources to genesis of Sn, B and Pb–Zn deposits in South Sikhote-Alin subprovince (Russian Far East): Evidence from high-precision MC-ICP-MS lead isotope study // Ore Geol. Rev. 2020. V. 125. P. 103683. DOI 10.1016/j.oregeorev.2020.103683. EDN GWRTFI.
- Chugaev A.V., Vanin V.A., Chernyshev I.V. et al. Lead isotope systematics of the Orogenic Gold Deposits of the Baikal-Muya Belt (Northern Transbaikalia): contribution of the subcontinental lithospheric mantle in their genesis // Geochemistry International. 2022. V. 60. P. 1–28. DOI: 10.1134/S0016702922110039
- Dolgoplova A., Seltnann R., Armstrong R. et al. Sr–Nd–Pb–Hf isotope systematics of the Hugo Dummett Cu–Au porphyry deposit (Oyu Tolgoi, Mongolia) // Lithos. 2013. V. 164–167. P. 47–64. URL: <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2012.11.017>
- Eberlei T., Habler G., Wegner W. et al. Rb/Sr isotopic and compositional retentivity of muscovite during deformation // Lithos. 2015. V. 227. P. 161–178. URL: <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2015.04.007>
- Harrison T.M., Celerier J., Aikman A.B., Hermann J., Heizler M.T. Diffusion of ^{40}Ar in muscovite // Geochim. Cosmochim. Acta. 2009. V. 73. P. 1039–1051. doi:10.1016/j.gca.2008.09.038
- Ivanov A.V., Vanin V.A., Demonterova E.I. et al. Application of the “no fools clocks” to dating the Mukodek gold field, Siberia, Russia. // Ore Geol. Rev. 2015. № 69. P. 352–359. URL: <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.03.007>
- Jahn B.-M., Valui G., Kruk N. et al. Emplacement ages, geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic characterization of Mesozoic to early Cenozoic granitoids of the Sikhote-Alin Orogenic Belt, Russian Far East: Crustal growth and regional tectonic evolution // J. Asian Earth Sciences. 2015. V. 111. P. 872–918.
- Jenkin J.R.T., Ellam R.M., Rogers G., Stuart F.M. An investigation of closure temperature of the biotite Rb–Sr system: The importance of cation exchange // Geochim. Cosmochim. Acta. 2001. V. 65. № 7. P. 1141–1160.
- Kamber B.S., Collerson K.D. Origin of ocean island basalts: A new model based on lead and helium isotope systematics // J. Geophysical Research: Solid Earth. 1999. 104. P. 25479–25491. URL: <https://doi.org/10.1029/1999JB000258>
- Kramers J.D., Tolstikhin I.N. Two terrestrial lead isotope paradoxes, forward transport modelling, core formation and the history of the continental crust // Chemical Geology. 1997. 139. P. 75–110. URL: [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00027-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00027-2)
- Manhes G., Allegre C.J., Provost A. U–Th–Pb systematics of the eucrite “Juvinas”. Precise age determination and evidence for exotic lead // Geochim. Cosmochim. Acta. 1984. 48. P. 2247–2264.
- Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet Sci Lett. 1975. 26. P. 207–221.
- Wainwright A.J. Volcanostratigraphic framework and magmatic evolution of the Oyu Tolgoi porphyry Cu–Au district. Ph.D. thesis, The University of British Columbia, 2008.
- Wainwright A.J., Tosdal R.M., Wooden J.L., Mazdab F.K., Friedman R.M. U–Pb (zircon) and geochemical constraints on the age, origin, and evolution of Paleozoic arc magmas in the Oyu Tolgoi porphyry Cu–Au district, southern Mongolia // Gondwana Research. 2011. 19. P. 764–787. DOI:10.1016/j.gr.2010.11.012

AGE AND SOURCES OF LOW-SULFIDE GOLD-QUARTZ MINERALIZATION OF THE KARALON GOLD ORE FIELD (NORTH TRANSBAIKALIA, RUSSIA): RESULTS OF ISOTOPE-GEOCHEMICAL (RB-SR AND PB-PB) STUDIES

V. M. Savatenkov^a, E. Yu. Rytsk^a, I. A. Alekseev^b, I. M. Vasilyeva^a, B. M. Gorokhovskiy^a

^a *Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, nab. Makarova, house 2, 199034*

^b *St. Petersburg State University, Universitetskaya nab., St. Petersburg, Russia, 7/9, 199034*

The article presents the results of studying the Rb–Sr isotope system of ore-bearing granitoids, apogranite metasomatites and hydrothermalites of the Verkhnekaralonskoye gold deposit, as well as the Pb–Pb isotope system in galena of the gold-quartz low-sulfide mineralization of the Karalonskoye gold ore field. Three groups of ore objects with different Pb isotopic compositions of galena associated with varying contributions from mantle and ancient crustal sources have been identified. The isotope characteristics of Pb in galena of the Verkhnekaralonskoye deposit indicate its genetic relationship with ore-bearing juvenile granites, whose age of ~ 600 Ma may be close to the age of the earliest stage in the formation of gold–quartz mineralization. The ancient crustal source is common for the leading gold deposits of Northern Transbaikalia and is characterized by the parameters of the continental crust of the Siberian craton at a time of 500–600 Ma. The rearrangement of the Rb–Sr system in the studied rocks and minerals of the Verkhnekaralonskoye deposit and the redistribution of Pb isotopes in galena of the Vodorazdelnaya ore zone of the Karalonskoye ore field at the turn of 290–250 Ma have been established. Isotope data show that in the geological history of the Verkhnekaralonskoye deposit and the Karalonskoye ore field, the formation of gold mineralization had a long multi-stage character and was accompanied by the regeneration of primary ore concentrations.

Keywords: Karalon gold ore field, Pb–Pb and Rb–Sr isotopic systems, gold-quartz-low-sulfide mineralization, ore-bearing granites, metasomatites, mantle and ancient crustal sources, formation stages.