

УДК 550.42:553.463(571.63)

Sm-Nd И Rb-Sr ИЗОТОПНЫЕ СИСТЕМЫ ШЕЕЛИТА БЕРЕЗОВСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

© 2011 г. И. А. Бакшеев*, Б. В. Беляцкий**

*Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова
119991, г. Москва, Ленинские Горы
e-mail: baksheev@geol.msu.ru

**Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
199034, г. Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2

Поступила в редакцию 05.04.2010 г.

Исследованы Sm-Nd и Rb-Sr изотопные системы шеелита из лестничных жил Березовского золоторудного месторождения. На основании полученных данных построена Sm-Nd-изохрона, соответствующая времени образования шеелита и близкого отложения самородного золота, с возрастом 347 ± 12 млн. лет. Первичные изотопные характеристики изученного шеелита позволяют предположить их формирование из магматического флюида, источником которого служило обогащенное мантийное вещество, представленное в рудном поле Березовского месторождения дайками лампрофиров, с незначительными (не более 10–15%) добавками корового материала – вмещающих даек гранитоидов, сопряженных с Шарташским интрузивом.

Ключевые слова: метасоматиты, шеелит, изотопная систематика, Sm-Nd изотопная система

ВВЕДЕНИЕ

Определение изотопного возраста гидротермальных образований плутоногенных месторождений золота, включая метасоматиты и сопровождающие рудоносные жилы, бывает весьма затруднительным. Это обусловлено рядом причин: с одной стороны, в ходе гидротермального процесса, как правило, не образуются минералы, представляющие собой достаточно надежные геохронометры (например, циркон и его U-Pb-система). С другой стороны, минералы, которые широко развиты в метасоматитах и жилах и которые можно использовать для оценки возраста (например, слюды и их K-Ar- и Rb-Sr-изотопные системы), обычно изменены в ходе более поздних процессов. Поэтому возраст золотой минерализации месторождений остается часто невыясненным [32, 39].

В последние десятилетия Sm-Nd-изотопный метод успешно применялся для непосредственной оценки возраста и выяснения источника флюидов урановых залежей [33], свинцово-цинковых [26, 34] и олово-вольфрамовых месторождений [2, 35, 40]. Для изотопного датирования Sm-Nd-методом используются минералы с повышенным содержанием редкоземельных элементов, например, уранинит, шеелит, вольфрамит и флюорит. Минералогические исследования, а также изучение распределения рассеянных элементов в шеелите из плутоногенных золоторудных месторож-

дений позволяют предположить близкое по времени отложение шеелита и самородного золота в данном типе объектов. Это дает возможность использовать шеелит для определения возраста золоторудного процесса с помощью Sm-Nd-геохронометра [20, 37, 42].

К настоящему времени опубликовано значительное количество работ, в которых сделана оценка времени формирования золотой минерализации многих месторождений с использованием Sm-Nd системы в шеелите, например, область Валь д'Ор в Канаде [19], месторождения Зимбабве [29], Маунт Шарлотт в Австралии [38] и др. Однако все эти оценки сделаны для месторождений, локализованных в докембрийских зеленокаменных поясах, и, вероятно, претерпевших неоднократные метаморфические преобразования в ходе своего длительного существования. Поэтому на этих объектах достаточно трудно установить точное соотношение шеелита с тем или иным типом минерализации [21, 28, 46]. Для палеозойских Au месторождений, оценки возраста золотой минерализации, сделанные с помощью Sm-Nd изотопного геохронометра единичны, в их число входит, например, месторождение Мурунтау в Узбекистане [36], Воси в Китае [44].

В настоящей статье представлены результаты изучения Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем шеелита Березовского месторождения – первого золоторудного месторождения, открытого в России в 1748 г.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ, МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ МЕТАСОМАТИТОВ И РУДНЫХ ЖИЛ

Березовское золоторудное поле локализовано в центральной части Свердловской тектонической зоны, на западном фланге Восточно-Уральского поднятия. Зона сложена мощной толщей осадочных пород и базальтоидов силурийско-девонского возраста, которая прорывается многочисленными интрузивными образованиями различного возраста и состава.

Березовское золоторудное месторождение находится в пределах слабо эродированного одноименного тектонического блока. Силурийско-девонские вулканогенно-осадочные и терригенные породы слагают большую часть рудного поля. Полого смятая слоистая толща содержит многочисленные стратiformные и лакколитоподобные тела серпентинизированных гипербазитов; она погружается на запад и северо-восток под углами 20–30° [5]. Центральную часть блока прорывают гранитоиды слабоэродированного Шарташского plutона. Форма выхода массива на поверхность овальная, диаметр около 7 км. Южный контакт интрузива крутоя, северный – плавно погружается под Березовское золоторудное месторождение. Многочисленные дайки порфировидных гранитоид-порфиров и лампрофиров прорывают как гранитоиды Шарташского массива, так и слоистую толщу. Лампрофирсы внедрились после гранитоид-порфиров. Протяженность даек гранитоидов по простиранию достигает нескольких километров, и они образуют рои, расходящиеся веером в северном направлении. Расстояние между дайками внутри роев – 5–10 м, между роями – 80–100 м. Основная часть даек приурочена к доминирующему в пределах рудного поля меридиональным разрывным нарушениям (рис. 1).

В пределах Березовского золоторудного месторождения развиты метасоматиты, по крайней мере, трех формаций.

Метасоматиты пропилитовой формации, образованные по кремнекислым, средним и основным породам, сложены хлоритом, эпидотом, амфиболом, альбитом, кварцем, турмалином, карбонатами и гематитом, по серпентинизированным ультраосновным породам – тальком, магнезитом и гематитом.

Метасоматиты гумбейтовой формации, образованные по кремнекислым, средним и основным породам, сложены кварцем, калиевым полевым шпатом, кальцитом, доломитом, серицитом, пиритом и шеелитом, по серпентинизированым ультраосновным породам – тальком, гидроксиллогопитом, магнезитом, гематитом. Гумбейты и сопряженная рудная минерализация детально рассмотрены в [16].

Преобладающая часть метасоматитов принаследует золотоносной березит-лиственитовой формации. Березиты образуются по кремнекис-

лым породам и сложены кварцем, серицитом, доломитом, кальцитом и пиритом. В лиственитах, образованных по серпентинизированным гипербазитам, вместо кальцита и серицита, соответственно развиты магнезит и фуксит. Березит-листвениты, образованные на контакте между кремнекислыми и серпентинизированными ультраосновными породами, состоят из кварца, серицита, Fe-магнезита, Fe-доломита и пирита. Золотоносные карбонат-кварцевые жилы сопряжены с метасоматитами березит-лиственитовой формации, образующими вокруг жил ореолы мощностью до 1,5 м.

Карбонат-кварцевые золотоносные жилы делятся на два типа: 1) лестничные жилы, локализованные в пределах даек гранит- и плагиогранит-порфиров и залегающие круто по отношению к kontaktам даек и 2) красичные жилы, залегающие среди вулканогенно-

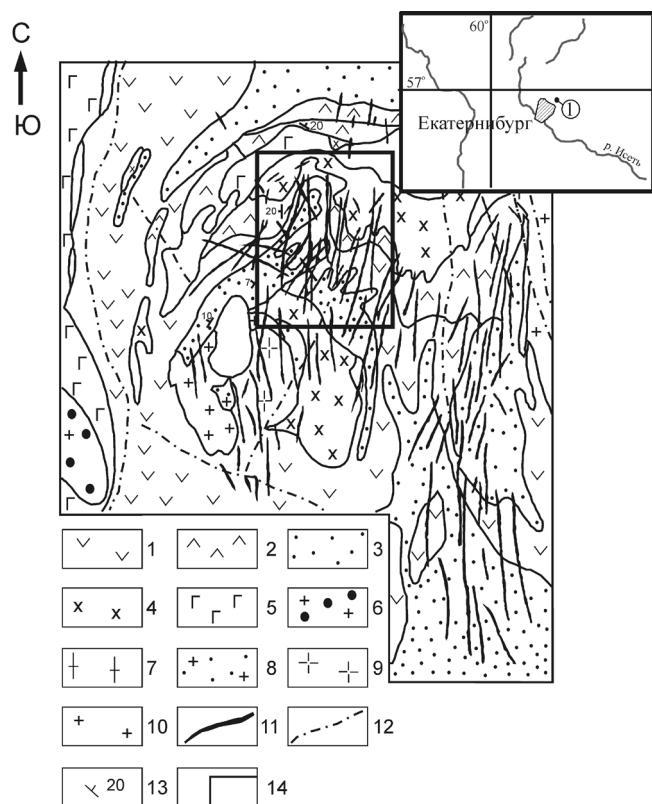


Рис. 1. Схема геологического строения Березовского золоторудного поля, Средний Урал, по [5].

На врезке под цифрой 1 показано географическое положение рудного поля.

1 – микрогаббро-долериты, афировые базалты и их брекции, 2 – метаморфизованные микрогаббро-долериты и базальтовые порфиры, 3 – терригенные образования (S), 4 – серпентиниты и тальк-карбонатные породы, 5 – габбро, 6 – гранитоиды Верхисетского массива, 7 – гранитогнейсы Мурзинского массива, 8–10 – породы Шарташского массива: (8 – адмеллиты, 9 – средне-зирнистые адмеллиты, 10 – крупнозернистые адмеллиты), 11 – дайки гранитоидов, 12 – разрывные нарушения, 13 – элементы залегания слоистости, 14 – границы Березовского золоторудного месторождения.

осадочных пород и серпентинизированных гипербазитов. Жилы обоих типов одновозрастны и имеют крутое падение в южном направлении, изредка – в северном. Содержание золота в жилах первой группы значительно меньше, чем во второй.

Форма жил плитообразная, часто наблюдаются кулисообразно расположенные короткие прожилки линзовидной формы. Крупнозернистый кварц нескольких генераций является главным жильным минералом. Рудные минералы – пирит, шеелит, галенит, халькопирит, айкинит, блеклые руды и самородное золото заполняют гнезда и интерстиции между зернами кварца.

В золоторудных жилах выделяют четыре основных минеральных ассоциации, отлагавшихся последовательно: 1) кварц-I+карбонат+шеелит; 2) пирит+карбонат; 3) кварц-II+карбонат+блеклые руды+галенит+айкинит+самородное золото (продуктивная); 4) карбонат [3]. Золото в жилах распределено неравномерно и ассоциирует с блеклыми рудами и айкинитом. Пробность золота – 800–930.

ПРЕДШЕСТВУЮЩИЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ РАБОТЫ

Первые оценки изотопного возраста адамеллитов второй фазы внедрения Шарташского массива приведены в работе Л.Н. Овчинникова [9] и составляют 315 ± 15 млн. лет (K-Ar метод). Оценки возраста этих же пород, полученные Rb-Sr-методом, идентичны и составляют 328 ± 18 млн. лет [17]. Однако, по данным В.Н. Сazonova [13], возраст адамеллитов Шарташского массива составляет 350–355 млн. лет. Возраст даек гранит-порфиров, прорывающих адамеллиты Шарташского массива и даек Березовского Au месторождения, определенный K-Ar-методом, соответственно, 316 ± 18 млн. лет и 317 ± 20 млн. лет [9]. Возраст метасоматических образований березит-

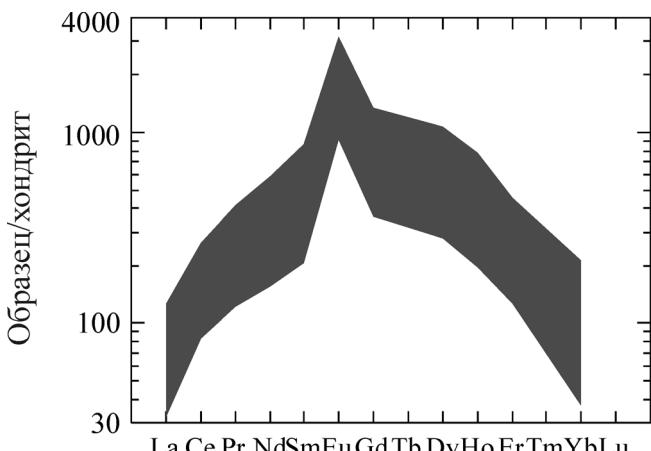


Рис. 2. Распределение редкоземельных элементов в шеелите Березовского месторождения, нормированное к составу хондрита [18]. Содержание Lu находится ниже предела обнаружения методом SIMS.

листвениновой формации Березовского месторождения составляет 350 ± 25 млн. лет [13, 14]. Авторы настоящей статьи предприняли попытку оценить возраст метасоматических образований пропилитовой формации по турмалину с использованием Sm-Nd геохронометра [1]. Полученный возраст – 362 ± 16 млн. лет, хорошо согласуется с приведенными выше оценками.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изотопный состав Sr, Nd и содержание Rb, Sr, Sm, Nd в шеелите Березовского рудного поля были определены в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург) на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в статическом режиме одновременной регистрации ионных токов изотопов элементов. Определение содержания исследованных элементов проводилось методом изотопного разбавления. Фракционирование изотопного состава Nd корректировалось в процессе измерения по отношению $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.241570$, а изотопный состав Sr по отношению $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.37521$. Выделение Sm, Nd, Sr и Rb для изотопного анализа проводилось из навесок (30–50 мг), предварительно отмытых от поверхностного загрязнения в разбавленной азотной кислоте, а затем растертых в агатовой ступке (описание методики см. в [2, 6, 7]). Для выделения элементов использовалась стандартная методика ионно-обменного и хроматографического разделения элементов, описанная в работе [45]. Величина холостого опыта на период проведения работ не превышала Rb – 0.01 нг, Sr – 0.2 нг, Sm – 0.02 нг, Nd – 0.04 нг и не вносила существенной погрешности в измеренные изотопные отношения. Погрешности определения концентраций Rb, Sr, Sm, Nd оцениваются в 0.5%, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – 0.3%, погрешности измерения изотопного состава Sr и Nd не превышают 0.005% (ошибки воспроизводимости оценены на основании многократных измерений стандартных образцов). В период работы значение изотопного отношения Nd для международного стандарта La Jolla $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ было – 0.511866 ± 11 (здесь и далее погрешности приводятся в десятичных единицах последних значащих в числе отношений), для BCR-1 – 0.512671 ± 15 , $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношение для BCR-1 составило 0.705030 ± 49 , а для SRM-987, соответственно, – 0.7102324 ± 12 . Расчет изохрон проводился по программе Isoplot/Ex 2.49 [41] при 95% уровне значимости соответствующих параметров.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Минералогическая характеристика шеелита. Изученные образцы были собраны из различных лестничных жил на нескольких горизонтах месторождения. Минерал красно-коричневого, до оран-

Таблица 1. Изотопный состав Sm-Nd и Rb-Sr шеелита Березовского золоторудного месторождения, Средний Урал

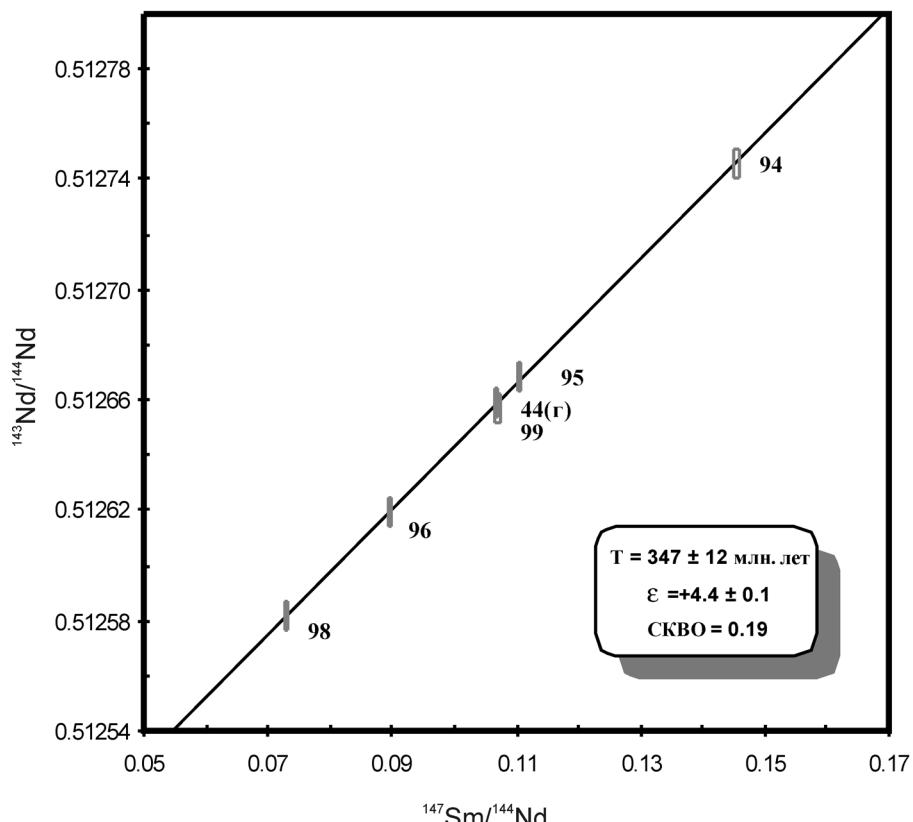
Образец	[Sm]	[Nd]	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	Σ	[Rb]	[Sr]	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{350}$
96	47.18	380.0	0.0895	0.512619	7	4.4	0.551	916.1	0.00174	0.705351	24	0.705342
99	51.98	294.8	0.1069	0.512659	5	4.4	0.866	988.4	0.00253	0.705334	16	0.705321
95	61.95	339.6	0.1105	0.512668	7	4.4	1.842	857.4	0.00621	0.705375	16	0.705344
98	47.97	397.6	0.0731	0.512582	5	4.4	35.16	1024	0.09930	0.705818	25	0.705323
94	171.2	713.2	0.1454	0.512746	9	4.4	1.939	854.1	0.00657	0.705411	28	0.705378
44(г)	57.34	324.7	0.1070	0.512657	9	4.4	2.406	664.5	0.01047	0.705273	17	0.705221

Примечание. При расчетах ε на время образования шеелита (350 млн. лет) использованы параметры CHUR (однородного хондритового резервуара): $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$. $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{350}$ – первичный изотопный состав стронция, рассчитанный на время образования шеелита.

жевого цвета со светло-голубой люминесценцией представлен единичными кристаллами длиной до 5 см или гнездами диаметром до 15 см. Иногда шеелит слагает до 10% объема жилы. Отдельные кристаллы рассечены прожилками, сложенными минералами более поздних ассоциаций. По данным исследования с помощью ионного микрозонда (SIMS) (Cameca-6f, Ecole des Mines de Paris, аналитик L.Raimbault) минерал содержит от 3.3 до 17 г/т Mo и от 270 до 964 г/т Sr. Суммарное содержание редкоземельных элементов варьирует от 624 до 2152 г/т. Содержания Sm и Nd изменяются в широких пределах – от 48 до 202 г/т и от 111 до 421 г/т,

соответственно [22]. На рис. 2 приведен график распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в шеелите Березовского месторождения.

Sm-Nd и Rb-Sr изотопные данные. Результаты изотопных исследований шеелита Березовского месторождения приведены в табл. 1 и на рис. 3. Содержание Rb в шеелите, как правило, низкое и не превышает первых граммов на тонну [6, 7, 23, 31, 36], что определяется кристаллохимическими параметрами минерала и, в целом, согласуется с полученными результатами. Отклонением является повышенное содержание рубидия в образце шеелита 98 (до 35 г/т), что, по-видимому, обусловлено не-

**Рис. 3.** Sm-Nd изохронная диаграмма для шеелитов золоторудного месторождения Березовское.

Цифры на рисунке соответствуют номерам образцов в табл. 1.

значительной примесью рубидий-содержащих минералов (серицит) в данном образце при относительно устойчивом содержании стронция на уровне 900–1000 г/т (табл. 1). Такие высокие содержания стронция предполагают малую изменчивость его состава в посткристаллизационное время при наложенных событиях и позволяют по изотопному составу стронция изученных образцов шеелита уверенно оценить первичный изотопный состав Sr минералообразующего флюида [29]. С другой стороны, незначительный разброс значений в изотопном составе изученного шеелита достаточно хорошо коррелирует с Rb/Sr отношением, что позволяет при единстве первичного изотопного состава ожидать изохронную зависимость. При нанесении на график, в изохронных $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ координатах, изотопные составы изученных образцов шеелита образуют тренд с наклоном, соответствующим возрасту 347 ± 140 млн. лет при СКВО = 2.9 и первичном изотопном составе стронция 0.705323 ± 79 . Одна из точек изотопного состава изученных образцов шеелита (образец 44г) лежит вне тренда. При пересчете изохроны по пяти точкам полученный возраст соответствует 334 ± 57 млн. лет. При этом первичный изотопный состав Sr остался практически неизменным – 0.705347 ± 36 (СКВО = 0.46).

Содержание РЗЭ в изученных пробах шеелита варьирует незначительно (Sm – от 50 до 62 г/т, Nd – от 300 до 400 г/т, за исключением образца 94, содержание в котором в 2–3 раза выше) (табл. 1) и график распределения РЗЭ позволяют рассматривать данные образцы шеелита как сингенетические. Тем не менее, разброс значений отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, 0.07–0.14 и 0.51258–0.51275, соответственно, оказался достаточным для построения корреляционных зависимостей. На графике (рис. 3) точки изотопных составов изученных проб шеелита определяют тренд с наклоном, соответствующим возрасту 347 ± 12 млн. лет при СКВО равном 0.2 и первичном изотопном составе неодима 0.512410 ± 10 ($\epsilon = +4.4$). Первичный изотопный состав неодима (положительная величина ϵ) указывает на мантийный источник редкоземельных элементов рудообразующего флюида (а возможно и самого флюида), либо на материал “недавно” выпавший из мантии.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Распределение РЗЭ. График распределения редкоземельных элементов в шеелите Березовского месторождения (рис. 2), с одной стороны, похож на графики распределения для шеелита-II месторождения Мурунтау в Узбекистане [36] и месторождений Сигма и Хард Рок в Канаде [20], с другой стороны, резко отличен от распределения РЗЭ в основных типах пород Березовского рудного поля [4] и минералах метасоматитов [24]. Типоморф-

ным признаком для шеелита золоторудной ассоциации является относительное обогащение средними редкоземельными элементами и наличие выраженной положительной европиевой аномалии [15, 47], что отчетливо проявлено в “колоколообразной” форме распределения РЗЭ для изученных проб шеелита. Такую форму, вероятно, можно объяснить повышенным содержанием натрия в минералообразующем флюиде, наличием кристаллографического контроля при гетеровалентном замещении редкоземельными элементами кальция в структуре образующегося шеелита, а также фракционированием редкоземельных элементов при образовании других кальциевых минералов [25, 36]. При этом питающий флюид мог характеризоваться как плоским нефракционированным распределением редкоземельных элементов, так и относительно повышенным содержанием средних редкоземельных элементов, то есть иметь общий рисунок распределения редкоземельных элементов аналогично образующемуся шеелиту [25].

Возраст минералообразования. Использование для определения возраста гидротермального процесса различных изотопных систем, и в частности Sm-Nd, в изохронном варианте по одному из минералов, образующемуся в этом процессе может приводить к успешному решению этой задачи [26], с другой стороны, требует в каждом конкретном случае доказательства выполнения условий изохронной модели [36]. Прежде всего, это относится к гомогенности первичного изотопного состава минералообразующего флюида. Для гидротермального процесса в настоящее время нет однозначных оценок времени гомогенизации флюида относительно редкоземельных элементов, как нет и уверенности, что такая гомогенизация вообще реализуется для всего объема гидротермы. Тем не менее, как показано в [36], при наличии более или менее монотонных вмещающих пород и достаточно высокой скорости минералообразования можно ожидать выполнения этого условия, о чем и свидетельствуют описанные в литературе геохронологические результаты. Более того, отмечены случаи изотопно-гомогенных гидротермальных рудных полей, простирающихся на десятки километров [21, 29]. В случае Березовского месторождения вмещающие породы представлены березитизированными гранитоидами, что должно способствовать достижению гомогенности первичного изотопного состава. О когенетичности отобранных образцов шеелита свидетельствует также похожее распределение редкоземельных элементов (рис. 2), типичное для их гидротермального происхождения. Вторым условием изохронной модели является отсутствие нарушения замкнутости изотопной системы в посткристаллизационное время. Отсутствие поздних изменений шеелита, выявленное при микроскопическом изучении образцов, а также то, что лестнич-

ные жилы являются одними из наиболее поздних образований гидротермального процесса на Березовском месторождении, позволяют ожидать выполнение и этого условия. Косвенным подтверждением этому служит изохронная зависимость, полученная для Rb-Sr изотопной системы шеелита. Даже при низкотемпературном наложенном процессе высокоподвижный и слабосвязанный в кристаллической решетке шеелита рубидий должен был бы нарушить эту зависимость. Таким образом, изученные пробы шеелита более или менее удовлетворяют основным требованиям изохронной модели, и построение корреляций в изохронных Sm-Nd координатах может отражать для них возрастные зависимости. Однако, полученный тренд может быть следствием не только накопления радиогенного изотопа с течением времени, но и результатом простого смешения двух компонентов с различным изотопным составом. Одним из обычных способов проверки этого является построение графиков в координатах изотопный состав (первичный изотопный состав)–концентрация (или обратная концентрация) элемента. В нашем случае на аналогичном графике в координатах $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – $1/\text{[Nd]}$ никакой зависимости не наблюдается (рис. 4), что служит основанием рассматривать полученный тренд как возрастную зависимость. Дополнительным аргументом в пользу возрастного характера тренда является хорошая сходимость результатов изохронных построений для Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем исследованного шеелита: 334 ± 57 и 347 ± 12 млн. лет, соответственно. Полученный возраст хорошо согласуется (в пределах погрешности) с ранее полученными оценками возраста пород и даек Шарташского массива – 318–330 и 350–355 млн. лет [9, 13, 17] и метасоматических образований березит-лиственитовой формации Березовского месторождения – 350 млн. лет [14], и несколько меньше возраста метасоматических образований пропилитовой формации – 362 млн. лет [1]. Необходимо подчеркнуть, что полученный возраст, вероятно, отражает тот факт, что рудообразование и развитие метасоматитов происходило без значимого возрастного отрыва от становления собственно Шарташского гранитного массива и генетически с ним связано, в отличие от случаев приведенных в [26].

Генезис рудообразующего флюида. Sr-Nd первичный изотопный состав изученного шеелита позволяет рассмотреть изотопно-геохимические характеристики и оценить происхождение рудообразующего флюида, вне зависимости от того отражает ли состав редкоземельных элементов шеелита собственно состав флюида или условия и динамику образования шеелита [25]. Первичный изотопный состав исследованных проб шеелита (табл. 1, рис. 5) в целом соответствует мантийным меткам или составам пород с незначительной коровой предысторией. В тоже время, при их сравнении с характеристи-

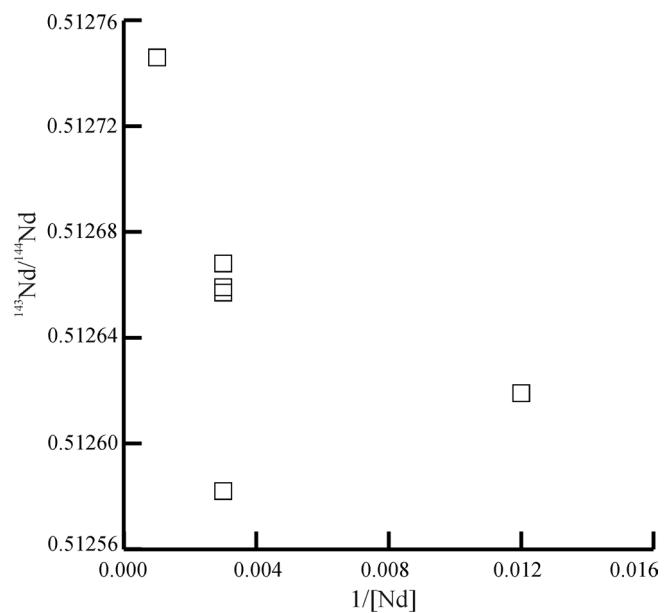


Рис. 4. Соотношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $1/\text{[Nd]}$ в шеелитах Березовского месторождения.

стиками вмещающих гранитоидов Шарташского и Верхисетского массивов становится ясно, что они имеют менее примитивный состав, чем указанные гранитоиды. И это касается не только изотопного состава стронция, что можно было бы объяснить

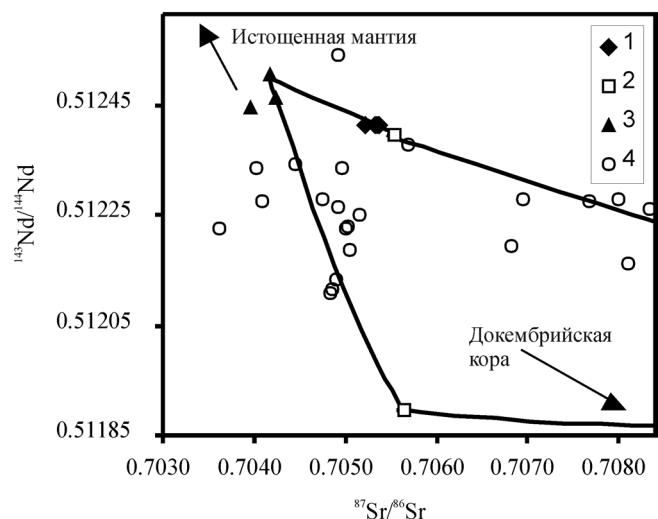


Рис. 5. Диаграмма первичных изотопных составов для изученных образцов шеелита в координатах $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ на время 350 млн. лет назад.

1 – шеелит Березовского месторождения золота, 2 – производные обогащенной мантии (слюдяные лампрофиры) Уральского региона по [11], 3 – гранитоиды Березовского рудного поля [10], 4 – пермские и раннекаменноугольные граниты Урала по [11]. Стрелками показано относительное положение составов пород докембрийской коры и истощенной мантии. Линии отражают эволюцию изотопных составов при плавлении смешанных корово-мантийных источников гранитоидного магматизма Уральского региона [10].

избирательной контаминацией стронция из терригенных пород, но и неодима. Гранитоиды Шарташского массива имеют первичный изотопный состав неодима – 0.512464, стронция – 0.704243, а Верхнисетского массива, соответственно, – 0.512440 и 0.703970 [10], тогда как шеелит – 0.512412–0.512414 и 0.705221–0.705378. Если исходные источники гранитоидов и шеелитов были единными или близкими по составу, такие соотношения могут указывать на более длительный срок эволюции источника рудоносного флюида по сравнению с гранитоидным, либо на более интенсивную контаминацию древним коровым материалом при формировании источника и движении флюида сквозь вмещающие коровьи породы. Поскольку возраст формирования гранитоидов указанных массивов и шеелита практически совпадает, более длительная эволюция источника рудоносного флюида вряд ли может рассматриваться как причина наблюдаемого различия изотопных составов. Отсутствие данных по Sr-Nd изотопному составу вулканогенно-осадочных и терригенных пород Березовского рудного поля не позволяют оценить справедливость второго предположения. Но, исходя из средних составов таких образований, можно ожидать, что содержание редкоземельных элементов и стронция не превысит таковые для гранитоидов (20–30 г/т Nd, 800–1000 г/т Sr), и тогда, чтобы получить наблюдаемое смещение, Sr-Nd изотопный состав терригенных пород должен соответствовать архейско-протерозойской коре и соотношение объемов флюида/порода должно быть не менее 10. Теоретически такие условия могут быть выполнены, но отсутствие находок протерозойской коры в регионе не позволяет принять это предположение.

Как показано в [43], золоторудная (золото-вольфрамовая) минерализация очень часто ассоциирует с проявлениями глубинных калиевых пород – лампрофиров. На территории Березовском рудного поля такие образования в виде постгранитных даек слюдяных лампрофиров хорошо известны и описаны [12]. При сравнении изотопных составов лампрофиров и изученных образцов шеелита (рис. 5) обнаруживается, если и не полная их идентичность, то очевидная близость: 0.512396 и 0.705530 (первичный изотопный состав неодима и стронция, соответственно, в лампрофире). Более того, содержания редкоземельных элементов и стронция также сравнимы для шеелита и лампрофиров, в отличие от вмещающих гранитоидов (разница в содержании редкоземельных элементов на порядок величины). Таким образом, наиболее правдоподобным представляется формирование источника рудоносного флюида за счет взаимодействия обогащенной мантии, ответственной за образование лампрофиров, и остаточных гранитоидных расплавов раннекаменноугольного Шарташского массива. Количественная оценка в настоящее время затруднена не толь-

ко из-за отсутствия понимания процессов фракционирования редкоземельных элементов в гидротермальных условиях [48], но также из-за отсутствия представительного количества данных по изотопному составу гранитоидов и лампрофиров Березовского рудного поля [10]. Тем не менее, на основе имеющихся ограниченных данных, с учетом работ В.С. Попова с соавторами [10, 11], а можно оценить участие гранитного материала в формировании источника рудоносного флюида на уровне 10–15%.

ВЫВОДЫ

1. Формирование шеелитовой минерализации, близкой по времени к осаждению золота, на Березовском месторождении происходило 347 ± 12 млн. лет назад.
2. Рудоносный флюид имел изотопный состав в момент формирования шеелитовой минерализации: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7052\text{--}0.7053$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512410$ ($\epsilon = +4.4$).
3. Источником вещества для формирования шеелита лестничных жил, главным образом, служило вещество обогащенного мантийного флюида при переменной доле корового материала, представленного вмещающими гранитоидами даек, сопряженных с Шарташским массивом (не более 10–15%).

Мы благодарны рецензенту за ценные советы и замечания, позволившие улучшить качество рукописи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бакшеев И.А., Беляцкий Б.В., Устинов В.И. и др. Условия формирования турмалиновой минерализации Березовского золоторудного месторождения, Средний Урал, Россия: по минералогическим и изотопно-геохимическим данным // Геохимия. 2002. Т. 40, № 7. С. 633–638.
2. Беляцкий Б.В., Виноградова Л.Г., Крымский Р.Ш., Левский Л.К. Sm-Nd и Rb-Sr изотопное датирование вольфрамит-редкометального месторождения Забытое, Приморье // Петрология. 1994. Т. 2, № 3. С. 243–250.
3. Бородаевская М.Б., Рожков И.С. Рудные месторождения СССР. Т. 3. М.: Недра, 1974. С. 5–77.
4. Викентьев О.В., Бортников Н.С. Модель формирования Березовского золоторудного месторождения // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков: мат-лы конф. Т. 2. М., 2002. С. 235–237.
5. Ерикова Н.А. Дайки золоторудных полей Среднего и Южного Урала, их связь с гранитоидным магматизмом и значение для прогнозирования и поисков оруденения // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1979.
6. Крымский Р.Ш., Беляцкий Б.В., Левский Л.К. Sm-Nd и Rb-Sr изотопные системы вольфрамита и шеелита // Геохимия. 1996. № 10. С. 957–962.
7. Крымский Р.Ш., Павлов В.А., Руб М.Г. и др. Rb-Sr и Sm-Nd изотопные характеристики гранитоидов и

- руд шеелитового месторождения Восток-2, Приморье // Петрология. 1998. Т. 6, № 1. С. 3–15.
8. Овчинников Л.Н. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала // Труды I Уральского Петр. Совещ. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1963. С. 55–82.
 9. Овчинников Л.Н., Воровский С.Н., Малярова Т.В. и др. Новые данные об абсолютном возрасте рудных месторождений фанерозоя // Определение абсолютного возраста рудных м-ний и молодых магматических пород. М.: Наука, 1976. С. 17–26.
 10. Попов В.С., Богатов В.И., Журавлев Д.З. Источники гранитных магм и формирование земной коры Среднего и Южного Урала: Sm–Nd и Rb–Sr изотопные данные // Петрология. 2002. Т. 10, № 4. С. 389–410.
 11. Попов В.С., Тевелев А.В., Беляцкий Б.В. и др. Изотопный состав Nd и Sr в гранитах Урала как показатель взаимодействия мантия-кора // Записки ВМО. 2003. Ч. 132, № 3. С. 16–38.
 12. Прибавкин С.В. Петрология основных пород в гранитоидах Шабровского и Шарташского массивов // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. 28 с.
 13. Сазонов В.Н. Лиственизация и оруденение. М.: Наука, 1975. 182 с.
 14. Сазонов В.Н. Березит-листвениновая формация и сопровождающее оруденение. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 208 с.
 15. Соловьев С.Г. Типы распределения редкоземельных элементов в шеелитах скарновых месторождений // Докл. АН. 1999. Т. 365, № 1. С. 104–107.
 16. Спиридов Э.М., Бакшеев И.А., Середкин М.В. и др. Гумбейты Урала и сопряженная рудная минерализация, условия формирования // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40, № 2. С. 171–190.
 17. Штейнберг Д.С., Ронкин Ю.Л., Куруленко Р.С. и др. Рубидий-стронциевый возраст пород Шарташского интрузивно-дайкового комплекса // Ежегодник-1988. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1989. Р. 110–112.
 18. Anders E. and Grevesse N. Abundances of the elements: meteoritic and solar // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. P. 197–214.
 19. Anglin C.D. Preliminary Sm–Nd isotopic analyses of scheelites from Val d'Or gold deposit, Quebec // Current Research. 1990. V. 90-1C. P. 255–259.
 20. Anglin C.D., Franklin J.M., Jonasson I.R. et al. Geochemistry of scheelites associated with Archean gold deposits: Implications for their direct age determination // Current Research. 1987. V. 87-1A. P. 591–596.
 21. Anglin C.D., Jonasson I.R., Franklin J.M. Sm–Nd dating of scheelite and tourmaline: Implications for genesis of Archean gold deposits, Val d'Or, Canada // Econ. Geol. 1996. V. 91. P. 1372–1382.
 22. Baksheev I.A., Belyatsky B.V., Raimbault L. et al. Origin of the Berezovskoe large gold deposit, Russia: evidence from mineralogical, fluid inclusion and isotopic data. XI IAGOD Symposium and Geocongress 2002. Namibia. Windhoek, 2002. Extended Abstracts. CD
 23. Bell K., Anglin C.D., Franklin J.M. Sm–Nd and Rb–Sr isotope systematics of scheelite: Possible implications for the age and genesis of vein-hosted gold deposits // Geology. 1989. V. 7. P. 500–504.
 24. Bortnikov N.S., Vikentyeva O.V., Fallick A., Sazonov V.N. REE distribution and O and D isotope data of minerals from quartz-carbonate wall rocks at the giant Beresovsk mesothermal gold lode deposit, Urals, Russia: evidence for a contribution from a magmatic fluid. // Mineral Deposits at the Beginning of the 21st Century / Piestrzyński et al (eds). 2001. P. 707–710.
 25. Brugger J., Lahaye Y., Costa S. et al. Inhomogeneous distribution of REE in scheelite and dynamics of Archaean hydrothermal systems (Mt.Charlotte and Drysdale gold deposits, Western Australia) // Contrib. Mineral. Petrol. 2000. V. 39. P. 251–264.
 26. Chesley J.T. Integrative geochronology of ore deposits: new insights into the duration and timing of hydrothermal circulation // Reviews in Economic Geology. 1999. V. 12. P. 115–141.
 27. Chesley J.T., Halliday A.N., Scrivener R.C. Samarium–Neodymium direct dating of fluorite mineralization // Science. 1991. V. 252, № 17. P. 949–951.
 28. Corfu F. The evolution of the Southern Abitibi greenstone belt in light of precise U-Pb geochronology // Econ. Geol. 1993. V. 88. P. 1323–1340.
 29. Derbyshire D.P.F., Pitfield P.E.J., Campbell S.D.G. Late Archean and Early Proterozoic gold-tungsten mineralization in the Zimbabwe Archean craton: Rb–Sr and Sm–Nd isotope constraints // Geology. 1996. V. 24, № 1. P. 19–22.
 30. Eichhorn R., Höll R., Jagoutz E., Scharer U. Dating scheelite stages: A strontium, neodymium, lead approach from the Felbertal tungsten deposit, Central Alps, Austria // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61, № 23. P. 5005–5022.
 31. Eichhorn R., Höll R., Jagoutz E., Scharer U. Sr and Nd in scheelite – tracers of age and origin of ore-forming fluids // Mineral deposits: research and exploration – Where do they meet? / Papunen H. (ed) Balkema. Rotterdam. 1997. P. 817–820.
 32. Frei R., Nägler Th.F., Schönberg R., Kramers J.D. Re–Os, Sm–Nd, U–Pb, and stepwise lead leaching isotope systematics in shear-zone hosted gold mineralization: genetic tracing and age constraints of crustal hydrothermal activity // Geochim. Cosmochim. Acta. 1998. V. 62, № 11. P. 1925–1936.
 33. Fryer B.J., Taylor R.P. Sm–Nd direct dating of the Collins Bay hydrothermal uranium deposit // Geology. 1984. V. 12. P. 479–482.
 34. Halliday A.N., Shepherd T.J., Dickin A.P., Chesley J.T. Sm–Nd evidence for the age and origin of a Mississippi Valley Type ore deposit // Nature. 1990. V. 344, № 1. P. 54–56.
 35. Kempe U., Belyatsky B.V. Sm–Nd ages of wolframites from the Western Erzgebirge-Vogtland region: Possible genetic implications. // Metallogeny of Collisional Orogen / Seltmann R., Kämpf H., Möller P. (eds) Czech Geological Survey. Prague. 1994. P. 142–149.
 36. Kempe U., Belyatsky B.V., Krymsky R.S. et al. Sm–Nd and Sr isotope systematics of scheelite from the giant Au-(W) deposit Muruntau (Uzbekistan): implication and sources of Au mineralization. // Mineral. Depos. 2001. V. 36. P. 379–392.
 37. Kempe U., Oberthür Th. Physical and geochemical characteristics of scheelite from gold deposits: A reconnaissance study // Mineral deposits: research and exploration – Where do they meet? / Papunen H (ed) Balkema. Rotterdam. 1997. P. 209–212.
 38. Kent A.J.R., Campbell I.H., McCulloch M.T. Sm–Nd

- systematics of hydrothermal scheelite from the Mount Charlotte mine, Kalgoorlie, Western Australia: An isotopic link between gold mineralisation and komatiites // Econ. Geol. 1995. V. 90. P. 2329–2335.
39. Kerrich R. Radiogenic isotope systems applied to mineral deposits. // Short course handbook on applications of radiogenic isotope systems to problems in geology / Heaman L., Ludden J.N. (eds). Min. Assoc. Canada, Toronto, 1991. P. 365–421.
40. Li H., Liu J., Lu H.Z. Fluid inclusion Rb-Sr isochron age dating of Xihuashan and Dangping tungsten quartz vein deposits, Jiangxi province, China // Abstracts of the 8th International Conference on Geochronology, Cosmology and Isotope Geology. Berkley. 1994. P. 193.
41. Ludwig K.R. Isotope /Ex, rev. 2.49. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronological Center Spec. Publ. 2001. № 1a. 56 p.
42. Mueller A.G., deLaeter J.R., Groves D.I. Strontium isotope systematics of hydrothermal minerals from epigenetic Archean gold deposits in the Yilgarn block, Western Australia // Econ. Geol. 1991. V. 86. P. 780–809.
43. Müller D., Groves D.I. Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization. Springer. Berlin. 2000. 252 p.
44. Peng B., Frei R. Nd-Sr-Pb isotopic constraints on metal and fluid sources in W-Sb-Au mineralization at Woxi and Liaojiaping (Western Hunan, China) // Miner. Depos. 2004. V. 39. P. 313–327.
45. Richard P., Schimizu N., Allegre C.J. $^{143}\text{Nd}/^{146}\text{Nd}$ a natural tracer: an application to oceanic basalts // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 31. № 2. P. 269–278.
46. Spooner E.T.C. Archean intrusion-hosted, stockwork Au-quartz vein mineralization, Lamaque mine, Val d'Or, Quebec: Part II. Light stable isotope (H, O, C, and S) characteristics and enriched calc-alkaline/shoshonitic igneous geochemistry // Nuna conference on greenstone gold and crustal evolution / Robert F. Sheahan, P. Green S. (eds) Geol. Assoc. Canada, Newfoundland, 1991. P. 205–210.
47. Uspensky E., Brugger J., Graeser S. REE geochemistry systematics of scheelite from the Alps using luminescence spectroscopy: from global regularities to facies control // Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 1998. V. 78. P. 33–56.
48. Voicu G., Bardoux M., Stevenson R., Jebrak M. Nd and Sr isotope study of hydrothermal scheelite and host rocks at Omai, Guiana Shield: implications for ore fluid source and flow path during the formation of orogenic gold deposits // Mineral. Depos. 2000. V. 35. P. 302–314.

Рецензент Ю.Л. Ронкин

Sm-Nd and Rb-Sr isotope systems of scheelite of Berezovsky gold deposit, Middle Urals

I. A. Baksheev*, B. V. Belyatsky**

*Department of Geology, Moscow State University

**Institute of Precambrian Geology and Geochronology of RAS

Sm-Nd and Rb-Sr isotope systems of scheelite from “ladder” veins of Berezovsky gold deposit (Middle Urals) were studied. The Sm-Nd isochrone with age of 347 ± 12 Ma corresponding to the time of scheelite and native gold deposition was constructed. Primary isotope characteristics of studied scheelite suggests that this mineral has been formed from magmatic fluid derived from enriched mantle matter with insignificant admixture of crust material (no more than 10–15%). In Berezovsky ore field, the mantle matter is lamprophyre dykes and crust material is granitoid dykes related to the Shartash pluton.

Key words: metasomatism, scheelite, isotopic systematic, Sm-Nd isotopic system.