

*Е. С. Шагалов¹, В. В. Холоднов¹, А. А. Носова², Н. Г. Солошенко¹,
М. В. Стрелецкая¹, Д. В. Киселева¹, В. М. Горожанин³*

*¹ – Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург
shagalov@igg.uran.ru*

*² – Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН, г. Москва*

³ – Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа

К вопросу о возрасте вмещающих пород редкометального месторождения Сибирка, Южный Урал

Месторождение Сибирка расположено на территории Зюраткульского Национального парка в Саткинском районе Челябинской обл., на левом берегу р. Сатки, возле пос. Сибирка. Оно открыто в 1951 г. М. А. Бояриновым на основании аэрогам-

масъемки. Месторождение является комплексным с промышленными содержаниями Nb, Ta, Zr, Th, Mo и Be. В связи с плохой обогатимостью руд обычными способами, месторождение отнесено к забалансовым, однако является крупнейшим редкометальным месторождением Урала [Тектоническое..., 2006]. Данные по составу и структуре месторождения, а также минералогии руд приведены в работах [Ефимов, Еськова, 1973; Еськова, 1976; Золоев и др., 2004].

Месторождение является самым западным в пределах Главной редкометальной провинции Урала, выделенной К. К. Золоевым с соавторами [2004]. Оно сложено полевошпатовыми, фельдшпатоидно-полевошпатовыми и карбонатитовыми метасоматитами с тонкозернистой редкометальной минерализацией. Редкометальные метасоматиты развиты по трахиандезито-базальтам небольшой локальной вулканической структуры (кальдеры вулкана) и вмещающим ее осадочным породам бакальской и саткинской свит нижнего рифея. Вулканическая постройка расположена в зоне тектонического нарушения, оперяющего долгоживущий глубинный Юрюзано-Зюраткульский рифтогенный разлом.

Возраст пород месторождения, определенный по валовым пробам, вероятно, К-Аг методом – 387–420 млн лет [Еськова, 1976]. По мнению Е. М. Есковой [1976], он соответствует раннепалеозойской трахибазальтовой формации западного склона Урала. А. А. Алексеев [1984] относил вулканиты субстрата этого месторождения к среднему венду. В монографии [Золоев и др., 2004, таблица 5.1] это месторождение отнесено к раннерифейской рифтогенно-платформенной щелочно-базальтоидной формации.

Нами впервые датированы вмещающие породы и некоторые типы редкометальных рудоносных метасоматитов месторождения комплексными изотопно-геохимическими методами.

U-Pb изотопное датирование циркона. В составе обломков, слагающих эруптивную вулканическую трахибазальтовую брекчию, обнаружены небольшие по размерам ксенолиты амфибол-биотитового гранита. По химическому составу гранитный ксенолит близок к породам, завершающим становление кусинско-копанского комплекса, расположенного в 5–30 км северо-восточнее, с возрастом 1353 ± 16 млн лет, а также к гранитам-рапакиви Бердяушского массива, расположенного в 25 км севернее, с возрастом 1360–1410 млн лет [Холоднов и др., 2012, Краснобаев и др., 2011].

Из гранитного ксенолита (проба 10/6) выделены цирконы, разделенные на два типа по морфологии кристаллов и другим особенностям (рис. 1): прозрачные розовые кристаллы размером 200–300 ? 40–70 мкм с включениями в центральной части (тип I) и непрозрачные слабо просвечивающие более крупные (300–400 ? 120–160 мкм) сиреневато-бурые кристаллы (тип II). Катодолуминесценция обоих типов циркона слабая и отражает кристаллизационную зональность.

U-Pb возраст цирконов из гранитного ксенолита определен на вторично-ионном масс-спектрометре SHRIMP-II в ЦНИИ ВСЕГЕИ по методике [Williams, 1998]. Результаты анализа (см. рис. 1) свидетельствуют, что конкордантный возраст цирконов типа I составляет 1354 ± 7 млн лет.

Цирконы типа II обнаруживают химическую (по содержанию U и Th) и возрастную зональность. В центральной части кристаллов содержание U и Th относительно низкое и соответствует таковому в кристаллах типа I (600–900 г/т каждого элемента). В краевых частях кристаллов типа II содержание этих элементов возрастает в три раза. Возрастная зональность проявляется в уменьшении значений возраста от

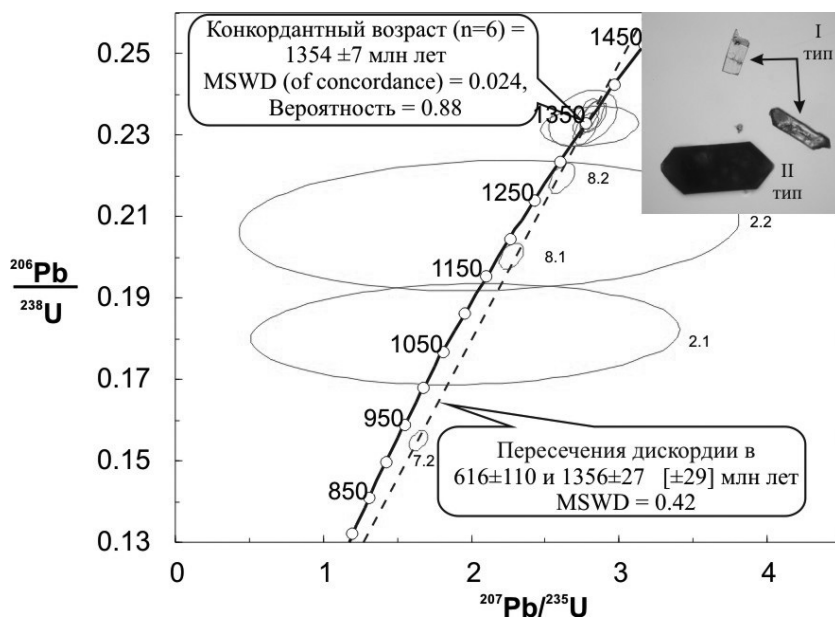


Рис. 1. Цирконы из ксенолита гранита и график $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ с конкордией. На врезке – зерна I и II типов под микроскопом.

центра кристаллов к краям. Для таких кристаллов определен дискордантный возраст. Верхнее пересечение дискордии с конкордией соответствует возрасту 1356 ± 27 млн лет, а нижнее – 616 ± 110 млн лет.

Таким образом, возраст циркона в гранитном ксенолите эруптивного трахибазальта составляет 1354 – 1356 млн лет, что хорошо соответствует вышеприведенным данным по возрасту заключительных этапов среднерифейского гранитоидного магматизма в зоне Юрюзано-Зюраткульского рифтогенного разлома.

Sm-Nd изотопное возрастное датирование проведено по валовым пробам различных пород масс-спектрометрическим методом на приборе Neptune Plus в ИГГ УрО РАН (аналитики Н. Г. Солошенко и М. В. Стрелецкая). Результаты анализа показаны в таблице и на рисунке 2.

В результате анализа получен ряд эрохронных зависимостей. Одну их эрохрон образуют сиениты с наложенными на них гидротермально-метасоматическими изменениями. Возраст по четырем точкам пород составляет 1395 ± 46 млн лет, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.510994 \pm 0.000035$, СКВО = 0.94. Другую зависимость образуют трахибазальтовые аповулканы и некоторые типы рудоносных метасоматитов месторождения (шесть точек) с общим значением возраста 1337 ± 150 млн лет, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51111 \pm 0.00011$, СКВО = 39. Выделенные в самостоятельную эрохрону трахибазальты (две точки) соответствуют возрасту 1366 ± 82 млн лет, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511079 \pm 0.00006$.

Аповулканы имеют самые высокие положительные значения ϵNd (см. табл.), приближающиеся к значениям деплетированной мантии в то время и предполагают их формирование в результате смешения магм, отделенных от литосферного и субли-

**Изотопный состав Sm и Nd в породах месторождения Сибирка
и расположенных рядом интрузивных комплексов**

№ обр.	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$, %	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$, %	$\epsilon\text{Nd (T)}$
Сиб-1*	163.18	1455.33	0.06779	0.010	0.511630	0.000852	2.8
Сиб-2	47.77	372.96	0.07743	0.025	0.511824	0.001454	4.9
Сиб-3	25.70	125.66	0.12366	0.007	0.512196	0.000903	4.1
Сиб-4	11.59	66.71	0.10501	0.009	0.511956	0.001162	2.7
Сиб-5	18.43	109.35	0.10192	0.010	0.511994	0.001444	4.0
Сиб-6	52.99	269.09	0.11905	0.008	0.512147	0.001161	4.0
Сиб-7	40.02	187.14	0.12930	0.006	0.512178	0.001053	2.8
Сиб-8	76.31	415.02	0.11116	0.010	0.512011	0.000896	2.7
Сиб-9	5.87	32.03	0.11081	0.017	0.512036	0.004614	3.2
Сиб-10/2	16.86	91.80	0.11101	0.006	0.511796	0.001205	-1.5
Сиб-10/3	12.52	64.38	0.11754	0.005	0.512147	0.000700	1.1
Сиб-10/6	8.89	46.25	0.11624	0.011	0.511985	0.002126	-1.6
Сиб-10/8	13.93	73.78	0.11418	0.007	0.511838	0.000810	2.8
Сиб-11/1	10.63	49.16	0.13067	0.007	0.512042	0.001142	1.6
Кусинский массив [Холоднов и др., 2006], габбро, 1388 млн лет			0.1499		0.51211		-1.9
Бердяушский массив [Belyaev et al., 1995], от габбро до гранита и поздние фазы, 1350 млн лет							+2.8... -6.5

Примечание. Размеры $\epsilon\text{Nd (T)}$ для пород месторождения Сибирка вычислены на возраст 1360 млн лет. *Сиб-1 – монацит-циркон-эгирин-полевошпатовый метасоматит (Zr 1.2 %); Сиб-2, Сиб-3 – рибекит-арфведсонитовый трахиандезит; Сиб-4, Сиб-7, Сиб-11/1 – сиенит; Сиб-5 – вулканическая брекчия; Сиб-6 – андезибазальт; Сиб-8 – рудный плагиосиенит; Сиб-9 – эгирин-полевошпатовый метасоматит; Сиб-10/2 – ксенолит трахириодацита; Сиб-10/3, Сиб-10/6 – ксенолит гранитов; Сиб-10/8 – трахиандезибазальт.

тосферного (скорее всего, астеносферного) мантийного источника при явном преобладании последнего. Апсиенитовые породы имеют более обогащенный источник (ϵNd до +1.6). Метасоматиты занимают промежуточное значение. Значения ϵNd ксенолитов гранитов и трахириодацита близки к этому параметру базальтов машакской свиты (+0.6...+0.8), габброидам Бердяушского массива (+0.1...+2.8) [Belyaev et al., 1995] и Кусинского массива (-1.9) [Холоднов и др., 2006], которые, вероятно, испытали заметную коровую контаминацию.

В целом, полученные данные свидетельствуют, что формирование полихронного редкометального месторождения, как и вмещающей вулканической структуры, началось в среднем рифее (1395–1337 млн лет). В дальнейшем, как свидетельствуют данные К-Аг и Rb-Sr датирования и появление цирконов с омоложенными датировками (до 616 млн лет), месторождение и вмещающая рифтовая структура испытали неоднократные активизацию и гидротермально-метасоматические преобразования.

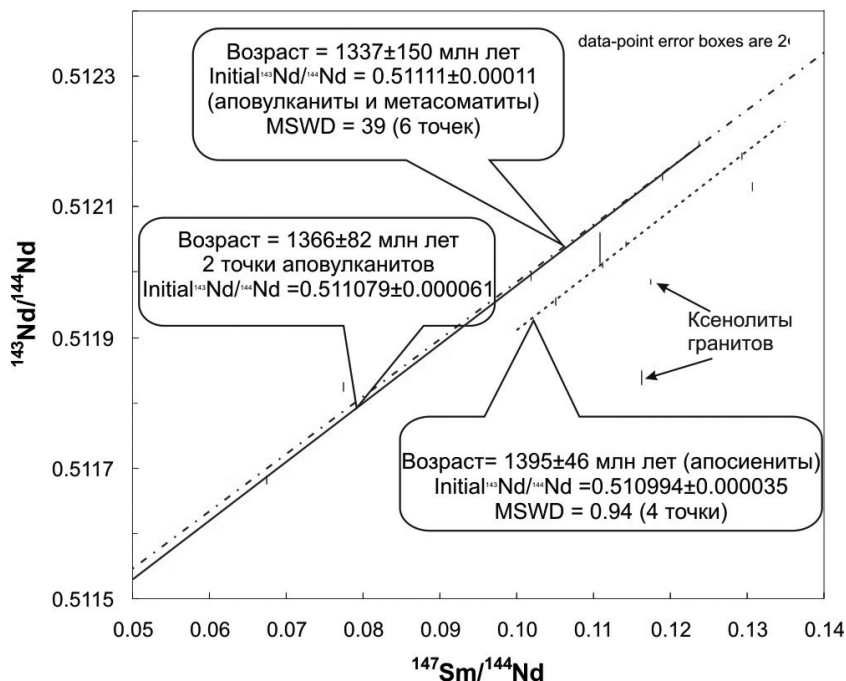


Рис. 2. Sm-Nd данные для изученных образцов месторождения Сибирка.

Работа выполнена при поддержке программы президиума РАН (проект 12-П-5-2015).

Литература

- Алексеев А. А. Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М.: Наука, 1984. 136 с.
- Золов К. К., Левин В. Я., Мормиль С. И., Шардакова Г. Ю. Минерагеня и месторождения редких металлов, молибдена, вольфрама Урала. Екатеринбург: Министерство природных ресурсов РФ ГУПР по Свердловской области, ИГТ УрО РАН, ОАО УГСЭ, 2004. 336 с.
- Еськова Е. М. Щелочные редкометалльные метасоматиты Урала. М.: Наука, 1976. 292 с.
- Ефимов А. Ф., Еськова Е. М. Минералогия щелочных метасоматитов западного склона Урала // Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород. М.: Наука, 1973. С. 90–128.
- Краснобаев А. А., Ферштатер Г. Б., Беа Ф., Монтеро П. Цирконовый возраст габбро и гранитоидов кусинско-копанского комплекса (Южный Урал) // Ежегодник–2005. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2006. С. 300–303.
- Краснобаев А. А., Попов В. С., Беляцкий Б. В. Хронологические и генетические соотношения интрузивных пород Бердяшского плутона (Южный Урал) в свете новых U-Pb и Sm-Nd изотопных данных // ЗРМО. 2011. Ч. СХХХХ, № 2. С. 59–73.
- Тектоническое районирование и минерагеня Урала (аналитический обзор). М.: Геокарт, GEOS, 2006. 180 с.
- Холоднов В. В., Шагалов Е. С. Верхний и нижний возрастные рубежи среднерифейских рудосных (Ti-Fe-V) интрузий Кусинско-Копанского комплекса на Южном Урале: U-Pb-датирование цирконов Медведевского месторождения // Доклады Академии Наук. 2012. Т. 446. № 4. С. 432–437.

Холоднов В. В., Ронкин Ю. Л., Ферштатер Г. Б. и др. Новые Sm-Nd изотопные данные о возрасте Кусинского габбрового массива (Южный Урал) // Ежегодник–2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 331–334.

Belyaev A. M., Larin A. M., Ovchinnikova G. V. et al. Pb-Nd-Sr isotopic constraints on the origin of the 1.35 Ga anorthosite-rapakivi granitenepheline syenite Berdiaush massif (S. Urals, Russia) // Symp. IGCP 315, Belem, Brazil Abstr. 1995. P. 13.