

**И. Д. Соболев¹, А. В. Латышев², И. В. Викентьев¹, Д. А. Козырева²,
В. Б. Хубанов³, М. Д. Буянтуев³**

¹ – *Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН, г. Москва
sobolev_id@mail.ru*

² – *Институт физики Земли РАН, г. Москва*

³ – *Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ*

Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования цирконов и первые палеомагнитные данные из интрузивных пород месторождений Петропавловское и Новогоднее-Монто, Полярный Урал

На Новогодненском рудном поле, расположенном на восточном склоне Полярного Урала, известны два близкорасположенных месторождения – крупное золоторудное Петропавловское (~26 т Au) и среднее Au-Fe Новогоднее-Монто, связываемые с магматическими телами собского и конгорского комплексов, соответственно [Мансуров, 2009; Soloviev et al., 2013]. Район отвечает северной части Малоуральской палеозойской островной дуги и представляет собой крупную асимметричную вулcano-тектоническую депрессию, сложенную вулканогенно-осадочными породами и локализованную в кровле среднепалеозойского Собского полифазного батолитоподобного плутона [Мансуров, 2009 и ссылки внутри].

Нами проведено U-Pb датирование цирконов магматических пород, с которыми, предположительно, связано оруденение. Возраст цирконов определен методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой с использованием лазерной абляции в лаборатории инструментальных методов анализа ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ. Измерения проводились на магнитно-секторном ICP масс-спектрометре высокого разрешения Thermo Scientific Element XR, для лазерного пробоотбора применялась установка UP-213 (New Wave Research) по методике [Хубанов и др., 2016]. Для интерпретации цирконов с возрастaми моложе 1000 млн лет взят возраст, определенный по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, а для расчета дискордантности применялась формула $D = 100 \times (\text{Возраст}(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})/\text{Возраст}(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1)$. Для цирконов древнее 1000 млн лет использовался возраст, определенный по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, и расчет дискордантности производился по формуле $D = 100 \times (\text{Возраст}(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})/\text{Возраст}(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1)$. Главным критерием отбора качественных анализов послужил диапазон дискордантности (D) от –10 до 10.

Для месторождения Петропавловское определен возраст цирконов из диоритов второй фазы (?) собского комплекса (обр. S84-15; N 66°48'35.3", E 66°27'31.4"). Всего проанализировано 44 индивидуальных кристалла циркона (50 анализов), 10 анализов были исключены из рассмотрения по причине их высокой дискордантности. Для 35 цирконов (40 анализов) получен широкий диапазон возрастa от 385 до 2860 млн лет. Результаты 30 анализов образуют кластер с конкордантным возрастa 410±2 млн лет (2σ, СКВО = 3.4), который, вероятно, соответствует времени формирования диоритов. Цирконы с более древним возрастa, как мы полагаем, захвачены из вмещающих пород. Среди них пять цирконов лудловско-лохковского возрастa –

418±5, 420±5, 422±5, 425±5, 426±6 млн лет (1σ), а также единичные цирконы позднеордовикского (450±6 млн лет, 1σ), позднекембрийского (494±5 млн лет, 1σ), неопротерозойского (617±6 млн лет, 1σ) и мезоархейского (2860±24 млн лет, 1σ) возрастов. Такое разнообразие может свидетельствовать о том, что основание Малоуральской островной дуги в раннедевонское время имело гетерогенное строение и включало в себя породы с силурийскими, кембрийскими, неопротерозойскими и мезоархейскими цирконами. Самое молодое зерно циркона имеет эйфельско-живетский возраст – 388±5 млн лет (1σ), и его присутствие в породах собского комплекса можно объяснить термальным воздействием монцитонитов среднедевонского конгорского комплекса [Соболев и др., 2012; 2015; Соболев, 2013].

Для месторождения Новогднее-Монто определен возраст цирконов из габбро-долеритов, слагающих силл конгорского (либо первой фазы малоханмейского?) комплекса, и лампрофиров из секущей его дайки малоханмейского комплекса. Из габбро-долеритов (обр. S8-15; N 66°48'44.8", E 66°29'36.7") проанализировано 40 кристаллов циркона (45 анализов); два анализа исключены ввиду их высокой дискордантности. По 43 анализам получен широкий диапазон возрастов от 239 до 2623 млн лет. Три самых молодых циркона имеют позднепермско-среднетриасовые возраста – 259±4, 254±3 и 239±3 млн лет (1σ). Рассчитанный конкордантный возраст для двух зерен с наиболее близкими возрастными составами составил 256±5 млн лет (2σ, СКВО = 0.046), который, вероятно, отражает время формирования этих габбро-долеритов. Тридцать пять цирконов (40 анализов) имеют более древние датировки от 297 до 2623 млн лет, и, скорее всего, являются захваченными из пород основания островной дуги.

Из лампрофиров (обр. S44-15; N 66°48'50.8", E 66°29'09.4") проанализировано 37 кристаллов циркона (38 анализов). Данные по шести анализам исключены по причине высокой дискордантности. Для 31 циркона (32 анализа) получен большой разброс возрастов от 245 до 2643 млн лет. Для двух наиболее молодых зерен циркона (248±4 и 245±10 млн лет, 1σ) рассчитан конкордантный возраст 248±7 млн лет (2σ, СКВО = 0.046), который, как мы полагаем, фиксирует время внедрения даек лампрофиров в районе месторождения Новогднее-Монто. Двадцать девять цирконов имеют более древние датировки от 275 до 2643 млн лет (вероятно, захвачены, см. выше).

U-Pb возраст цирконов, предположительно, отвечающий времени кристаллизации силла габбро-долеритов (256±5 млн лет) и дайки лампрофиров (248±7 млн лет), очень близок (в пределах погрешности) и коррелирует с U-Pb (LA-ICP-MS) возрастом цирконов из дайки долеритов мусюрского (малоханмейского) комплекса (р. Макарузь) [Соболев и др., 2013; 2014], а также с возрастом базальтов Коротяхинской впадины Предуральского краевого прогиба и сибирских траппов [Reichow et al., 2009].

Рекогносцировочные палеомагнитные исследования силла габбро-долеритов и пяти секущих его даек лампрофиров малоханмейского комплекса в районе месторождения Новогднее-Монто проведены в лаборатории главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН. Из каждого интрузивного тела проанализировано от восьми до 14 образцов. В соответствии со стандартной методикой выполнена пошаговая температурная чистка до температур 560–645 °С (до полного размагничивания образцов). Остаточная намагниченность образцов измерялась на криогенном магнитометре 2G Enterprises. Для терморазмагничивания использовались немагнитные

печи «ММТD-80» с величиной нескомпенсированного поля не более 5–10 нТл. Измерения обработаны в пакете программ Enkin [Enkin, 1994], использующем при выделении компонент намагниченности метод PCA [Kirschvink, 1980].

Все опробованные интрузии обладают крайне сложным и многокомпонентным сигналом. В большинстве изученных сайтов изолируются две основные компоненты естественной остаточной намагниченности: 1) высокотемпературная компонента обратной полярности, присутствующая в пяти из шести исследованных сайтов, и 2) компонента прямой полярности, которая выделяется в четырех сайтах, при этом в трех она является среднетемпературной, а еще в одном – единственной высокотемпературной.

Средние по всем сайтам направления для компонент прямой и обратной полярности не антиподальны, что позволяет предположить не менее двух временных этапов формирования остаточной намагниченности, значительно разделенных по времени. Рассчитанные виртуальные геомагнитные полюсы существенно отличаются от большинства опубликованных данных по Восточно-Европейской платформе, Печорской синеклизе и Полярному Уралу. Этот факт, а также ограниченное количество данных, невысокое качество палеомагнитного сигнала и точность определения пока препятствуют определению возраста компонент намагниченности. Тем не менее, в опробованных сайтах отсутствуют направления, которые могли бы быть интерпретированы как результат позднепалеозойского перемагничивания, широко проявленного на Урале и связанного с коллизионными событиями. Это является косвенным аргументом в пользу постколлизионного возраста интрузий, хотя для более обоснованных выводов необходимы более детальные палеомагнитные исследования.

Датирование цирконов выполнено за счет программы Президиума РАН «Арктика» П.ЗП, палеомагнитные исследования – при поддержке гранта РФФИ № 16-35-60114 и проекта 14.Z50.31.0017 Министерства образования и науки РФ.

Литература

Мансуров Р. Х. Геологическое строение Петропавловского золоторудного месторождения (Полярный Урал) // Руды и металлы. 2009. № 5. С. 70–74.

Соболев И. Д. Новые данные об особенностях состава и возрасте пород Конгорского массива (Полярный Урал) // От минералогии до геохимии. Сб. науч. тр. к 130-летию ак. А. Е. Ферсмана. Береговое, АР Крым, 2013. С. 186–191.

Соболев И. Д., Соболева А. А., Удоратина О. В., Андреичев В. Л. Проявления триасового магматизма в Малоуральской зоне Полярного Урала // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Мат. 22 науч. конф. Сыктывкар, 2013. С. 160–164.

Соболев И. Д., Соболева А. А., Удоратина О. В., Варламов Д. А. Дайковый триасовый комплекс Малоуральской зоны Полярного Урала // Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогеническое прогнозирование. Мат. второго межд. науч. сов. Новосибирск, 2014. С. 155–156.

Соболев И. Д., Удоратина О. В., Кобл М. Возраст диоритов конгорского комплекса (Полярный Урал): U-Pb (единичные цирконы, SHRIMP RG) // Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы. Мат. VI Рос. конф. по изот. геохр. СПб: Sprinter, 2015. С. 284–285.

Соболев И. Д., Хоуриган Дж. К., Соболева А. А. Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования цирконов из пород Конгорского массива (Полярный Урал) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Мат. 21 науч. конф. Сыктывкар, 2012. С. 215–218.

Хубанов В. Б., Буянтуев М. Д., Цыганков А. А. U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ₃-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 241–258.

Enkin R. J. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data // Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada. 1994. P. 16.

Kirschvink J. L. The least-square line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophysical Journal International. 1980. Vol. 62. P. 699–718.

Reichow M. K., Pringle M. S., Al'Mukhamedov A. I. et al. The timing and extent of the eruption of the Siberian traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis // Earth and Planetary Science Letters. 2009. Vol. 277. P. 9–20.

Soloviev S. G., Kryazhev S. G., Dvurechenskaya S. S. Geology, mineralization, stable isotope geochemistry, and fluid inclusion characteristics of the Novogodnee-Monto oxidized Au-(Cu) skarn and porphyry deposit, Polar Ural // Mineralium Deposita. 2013. Vol. 48. P. 603–625.

В. Г. Кориневский, Е. В. Кориневский
Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
vgkor@mineralogy.ru

Проявления редкометальной минерализации в дайках скаполитовых пород на Южном Урале

Редкометальная минерализация на Урале до сих пор отмечалась в гранитных, сиенитовых и нефелин-полевошпатовых пегматитах [Попов, Попова, 2006], а также в телах карбонатитов [Левин и др., 1997]. В Ильменских горах на Южном Урале выявлены необычные магматические породы: скаполитовые габбро, граниты, слюдиты (глиммериты) и кварц-скаполитовые пегматиты [Кориневский, 2012; Korinevsky, 2015]. В этих породах скаполит является одним из главных минералов, составляя 40 % в скаполитовом граните (60 % кварца и 1 % флогопита, диопсида и амфибола), 45–70 % – в скаполит-диопсидовом габбро (30–55 % диопсида, до 1 % эпидота и ~1 % титанита, фторопатита, амфибола) и 40–45 % – в скаполит-флогопитовом слюдите (40–45 % флогопита, 5 % титанита, 5 % фторопатита). Породы повсеместно содержат отдельные зерна амфибола, часть которых замещает пироксен. Состав скаполита во всех разновидностях пород соответствует мицзониту. Его зерна имеют поверхности одновременного роста с другими минералами, не замещая их. Породы слагают сближенные секущие дайковые тела и прожилки в блоке «безрудных» кальцит-доломитовых карбонатитов. В этих скаполитовых породах впервые выявлены тантало-ниобаты, ильменорутил, алланит. Наиболее проявлены они в жиле кварц-скаполитового пегматита мощностью 15 см, пересекающего дайку скаполит-диопсидового габбро, где установлена мелкая вкрапленность зональных зерен титанурано-ниобатов из группы пирохлора и бетафита, содержащих до 25–70 мас. % Nb₂O₅, 17–21 мас. % Ta₂O₅ и 13–27 мас. % UO₂. Эти минералы также содержат высокие количества TiO₂ (9–29 мас. %), CaO (7–17 мас. %). В небольших количествах в них всегда присутствуют ThO₂, Y₂O₃, MnO, FeO. В этой же породе имеются редкие выделения ильменорутила с содержаниями Nb₂O₅ до 21.84 мас. % и Ta₂O₅ до 20.50 %,