

Новые данные о возрасте и благороднометалльном оруденении Бураковской расслоенной интрузии (Карелия)

Трофимов Н.Н.¹, Голубев А.И.^{1,4}, Ткачев А.В.^{2,4},
Черкасов С.В.^{2,4}, Байи Л.^{3,4}, Оже Т.^{3,4}, Кошери А.^{3,4}

¹Учреждение Российской академии наук Институт геологии КАР НЦ РАН,
г. Петрозаводск, e-mail: trofimov@krc.karelia.ru

²Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского Российской Академии наук, г. Москва

³BRGM, Mineral Resources Division, Orleans, France

⁴АНО "Российско-французская металлогеническая лаборатория", г. Москва

На Балтийском щите в пределах России, Финляндии и Швеции известно более 20 расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузивных комплексов, сформировавшихся в начале палеопротерозоя. Бураковская интрузия является самой крупной среди них – площадью 630 км² (50 км в длину и до 16 км в ширину). Она находится на юго-восточной границе области распространения расслоенных массивов щита вблизи восточного берега Онежского озера. В ее пределах разведано сверхкрупное Аганозерское месторождение хромитов и дана оценка промышленно интересных концентраций платиноидов малосульфидного типа, с попутным золотом, силикатного никеля и ванадиеносных титаномагнетитовых руд [3].

Интрузив – типичный лополит, два блока которого, согласно геолого-геофизическим данным, имеют разную морфологию магматической камеры: воронкообразная с корневой системой Аганозерского и корытообразная Бураковско-Шалозерского (часто разделяемого также на две части) с узким каньонообразным сочленением между ними (рис.1). Внутренняя структура интрузива синклиналеподобная с полой прогнутостью в центре и более крутыми краями. В обоих блоках выделены краевая группа (зона закалки) и расслоенный комплекс, представленный стратифицированными зонами (снизу вверх): ультраосновной, переходной полосчатой, габбро-норитовой, пижонитовых габбро-норитов, магнетитовых габбро-норитов и диоритов [3, 4, 13].

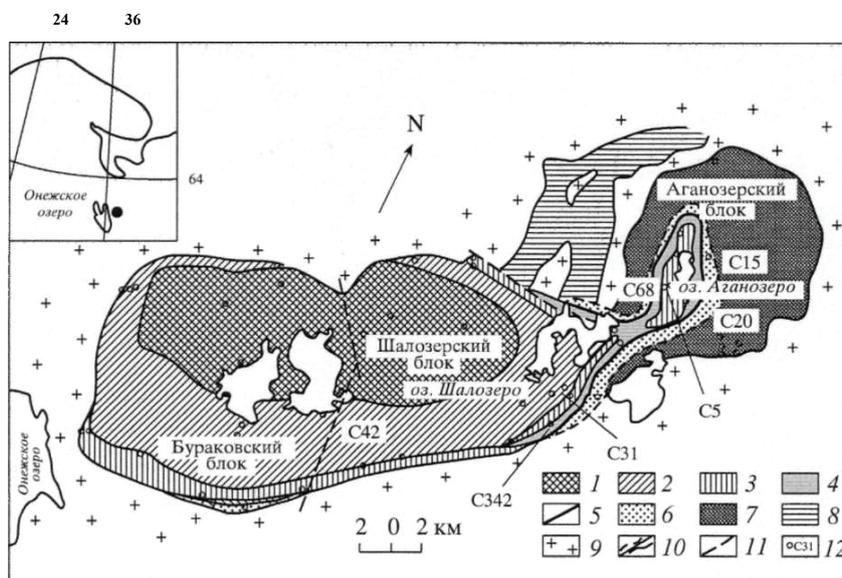


Рис. 1. Геологическая схема Бураковского расслоенного интрузива (М.М. Лавров и др., 2004, с изменениями авторов). Нижний протерозой. Бураковский комплекс: зоны расслоенной серии:

1 – магнетитовых габбро-норитов и диоритов; 2 – пижонитовых габбро-норитов; 3 – габбро-норитов; 4 – переходная; 5 – главный хромитовый горизонт; 6,7 – ультраосновная зона (6 – перидотитовая подзона, 7 – дунитовая подзона). Архей. 8 – фрагмент зеленокаменного пояса (метаморфизованные осадки и вулканиты), 9 – граниты, гранито-гнейсы, мигматиты; 10 – границы зон расслоенной серии; 11 – тектонические нарушения; 12 – буровые скважины.

Геохронологические исследования на объекте были проведены трижды. Цирконы из габбро-норитов Бураковско-Шалозерского блока, проанализированные классическим U-Pb-методом, показали возраст 2449 ± 1.1 млн. лет [7]. Изучение Pb-Pb-системы в сульфидах и плагиоклазе также дало очень близкий к этой величине результат 2445 ± 4 млн. лет [8]. При изучении Sm-Nd-системы отдельно пород Аганозерского и Бураковско-Шалозерского блоков получен изохронный возраст 2372 ± 22 и 2433 ± 28 млн. лет соответственно, что указывает на вероятное совмещение в одном комплексе двух интрузий с возможной разницей в возрасте внедрения от 11 до 111 млн. лет [6]. В поддержку этой концепции были дополнительно приведены петролого-геохимические данные, показавшие определенные различия в составе сходных типов пород двух блоков.

Выполненные позднее исследования петрологических и геолого-структурных особенностей двух блоков и зоны их сочленения выявили факты, которые не подтвердили двухэтапную модель и указывают на синхронное формирование всех частей массива в пределах единой магматической камеры [3,4,5]. Причем были определены возможные механизмы, обусловившие появление действительно имеющих петролого-геохимических различий в составе пород двух блоков.

Для выделения цирконов пробы отобраны в керне двух буровых скважин. В скважине С5, пробуренной в центре Аганозерского блока, образцы взяты в нижней части габбро-норитовой зоны с отметок 21, 34, 50, 78 и 83 м (проба С5-21) (рис. 2). Из скв. С31, пробуренной в юго-восточной части Шалозерско-Бураковского блока, образцы отобраны в интервале 344—350 м (проба С31-344-350), который приходится на ту же самую габбро-норитовую зону, но в ее верхней части (рис.2).

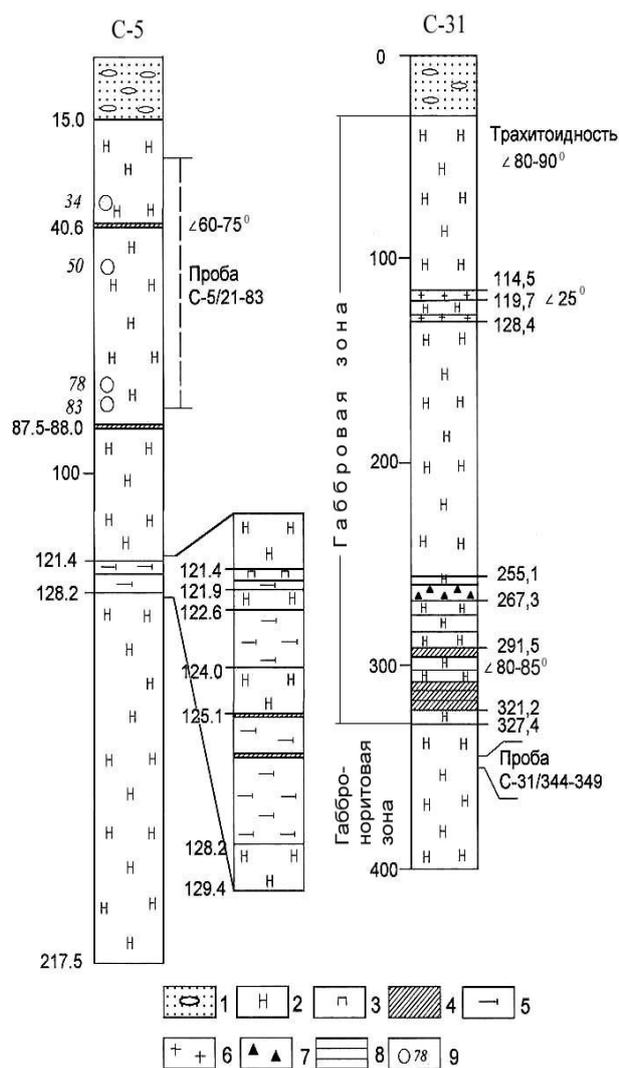


Рис. 2. Колонки скважин С-5 и С-31 и место отбора проб на циркон:

1 – четвертичные отложения (морена); 2 – габбронориты; 3 – пироксениты; 4 – перидотиты; 5 – плагиоклазиты; 6 – жила гранитов; 7 – точки отбора проб и их номера.

Порода представлена мезо- и лейкогаббро-норитами. Состав кумулата – Орх+Срх+Pl. Срх имеет по границам зерен адкумулятивное дорастание. В Орх и Pl встречаются мелкие овальные пойкилитовые включения Срх наиболее ранней генерации, состав которых аналогичен Срх основной фазы кристаллизации. Состав Орх находится на границе бронзита и гиперстена – $\text{En}_{69.8-71.5}\text{Wo}_{1.9-3.7}\text{Fs}_{26.4-36.5}$, Срх отвечает авгиту $\text{En}_{39.9-45.8}\text{Wo}_{40.0-44.8}\text{Fs}_{11.0-13.3}$. Плагноклаз представлен лабрадором № 50-57 и андезином № 34-45. В скважине С-31 Орх частично интеркумулятивный.

Цирконы выделены из проб (по 80 зерен для каждой из скважин) с использованием стандартной процедуры дробления, просеивания, магнитной и гравитационной сепарации, ручной выборки. Представленные зерна были помещены в эпоксидную смолу и отполированы для изучения перед лазерной абляцией в сканирующем электронном микроскопе. Аналитические работы выполнены в BRGM на мультиколлекторном ICPMS-спектрометре, объединенном с лазерно-абляционной установкой [9], со следующими рабочими параметрами: UV-лазер 213 нм, диаметр луча 20 мкм, глубина абляции 18 мкм, энергия 0.2-0.3 мДж, частота 12 Гц, время 90 с. U-Pb-отношение откалибровано в соответствии с цирко-новым геостандартом 91500 (Онтарио, Канада), датированным 1062.4 ± 0.4 млн. лет [12]. Все вычисления возраста сделаны с использованием программы ISOPLOT/Ex [10].

Зерна циркона из пробы С5-21 имеют размер 300-500 мкм, коричневый цвет, сдвойникованы и часто трещиноваты, что создает в большинстве случаев проблемы с индексацией граней и установлению типологии по [11]. Цирконы из пробы С31-344-350 меньше по размеру (10—300 мкм), но обладают теми же оптическими характеристиками: коричневые, ксеноморфные, сдвойникованы.

По пробе С5-21 сделаны 16 точечных анализов на 14 зернах циркона [1]. Доля нерадиогенного ^{206}Pb низкая (0.1%), за исключением точки 3.1 (0.13%). 14 точек конкордантны или субконкордантны с уровнем конкордантности 93-100%. Точки 10.1 и 11.1, полученные в сильно трещиноватых зернах, не были использованы при вычислении возраста из-за вероятных потерь радиогенного свинца. Средневзвешенный возраст $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$, вычисленный по оставшимся 14 точкам, составляет 2433 ± 4 млн. лет (2σ , СКВО = 0.93) (рис. 3).

В пробе С31-344-350 сделано 14 точечных анализов на 11 зернах [1]. Доля нерадиогенного ^{206}Pb также низкая (0.1%), за исключением точки 8.2 (0.16%). 11 точек конкордантны или субконкордантны с уровнем конкордантности 94—98%. Точка 3.1 идеально конкордантна, но дает возраст приблизительно на 100 млн. лет меньше, чем все остальные. Зерно, в котором она получена, имеет удлиненную форму, что нетипично для объекта в целом, и потому эта точка не была включена в расчет возраста. Анализы зерна 7 также были отвергнуты, так как дают возраст в интервале 2454—2457 млн. лет. Средневзвешенный возраст $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$, вычисленный по оставшимся 11 точкам, составляет 2430 ± 5 млн. лет (2σ , СКВО = 0.87) (рис.3).

Наблюдения в сканирующем электронном микроскопе позволили найти быстрое и вполне рациональное объяснение для анализов, имеющих существенные отклонения от основной их массы: нетипичная форма или более интенсивная трещиноватость, если сравнивать с неаномальными зернами.

Полученные значения возраста 2433 ± 4 млн. лет (Шалозерско-Бураковский блок) и 2430 ± 5 млн. лет (Аганозерский блок [1]) в пределах ошибки измерения указывают на практически один и тот же возраст кристаллизации. При высокой гомогенности изотопных данных, полученных больше чем в 10 индивидуальных зернах циркона в каждом блоке, легко вычисляется средний возраст формирования габбро-норитовой зоны 2431 ± 6 млн. лет, что, в конечном счете, можно принять за возраст образования всего Бураковского-го интрузива. Объяснение разницы до 18 млн. лет с данными по Шалозерскому блоку в [7] нами пока не найдено.

В настоящее время, как было указано выше, существуют две точки зрения на формирование исследованного массива. Наши новые геохронологические данные полностью соответствуют концепции одноэтапного формирования Бураковского расслоенного массива [3, 4, 6], согласно которой Аганозерский и Бураковский-Шалозерский блоки были, на стадии кристаллизации расплава, частями единой магматической камеры. Полученные результаты дают этой концепции достаточно надежное геохронологическое обоснование.

В Бураковском плутоне выделены два основных стратифицированных уровня благороднометалльной минерализации малосульфидного типа: горизонт А – в переходной зоне и горизонт В – на границе габброноритовой и пижонитовой зон.

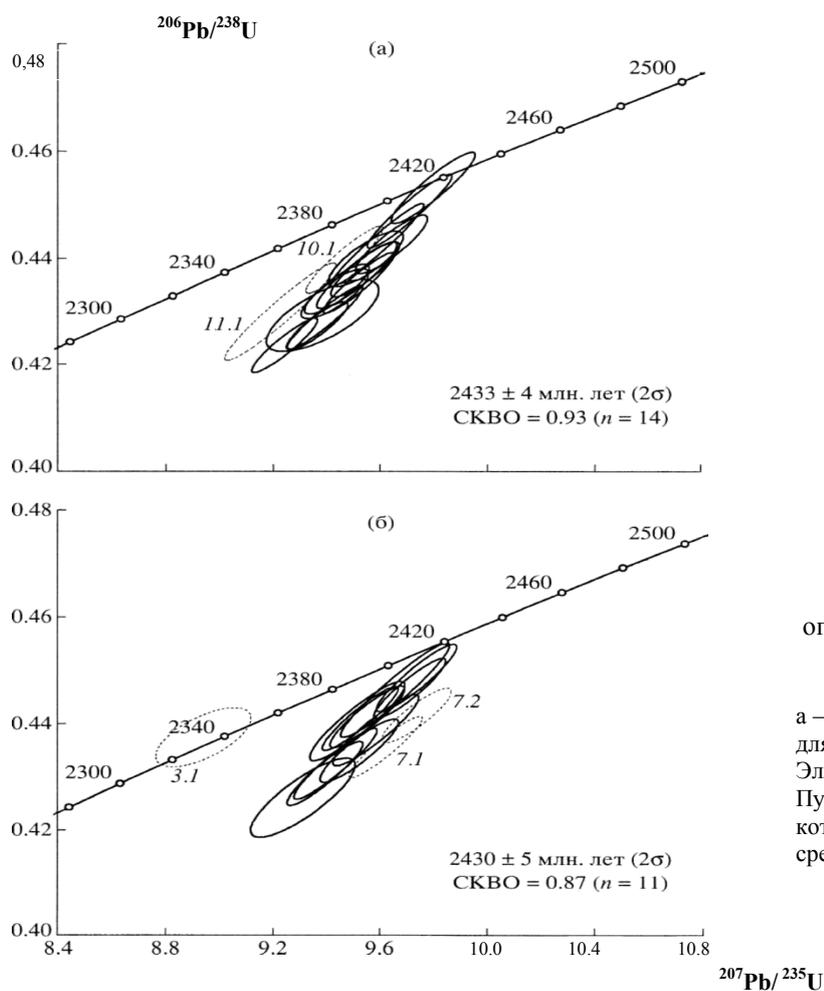
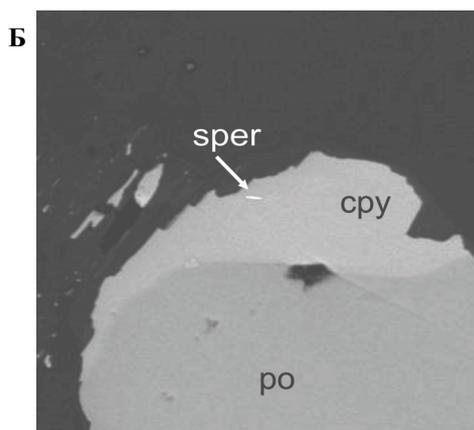
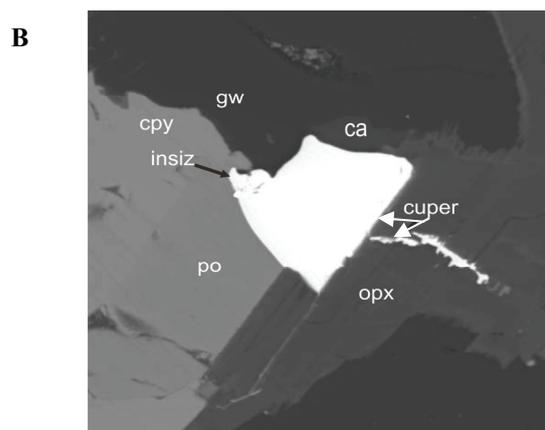


Рис. 3. Графики с конкордией для определения возраста цирконов габбро-норитов Бураковского массива:

а – для пробы С5-21 (Аганозерский блок), б – для пробы С31-344-350 (Шалозерский блок). Эллипсы неопределенностей отвечают 1σ. Пунктирной линией выделены результаты, которые не были включены в расчет среднего возраста (объяснения в тексте).



80 мкм



30 мкм

Рис. 4. Горизонт А. Б – идиоморфная пластина сперрилита в сульфидной капле. В – интерстициальный сульфидный агрегат с примыкающим гипидиоморфным кристаллом куперита и инсизвайта и куперитом выполняющим трещину в ортопироксене.

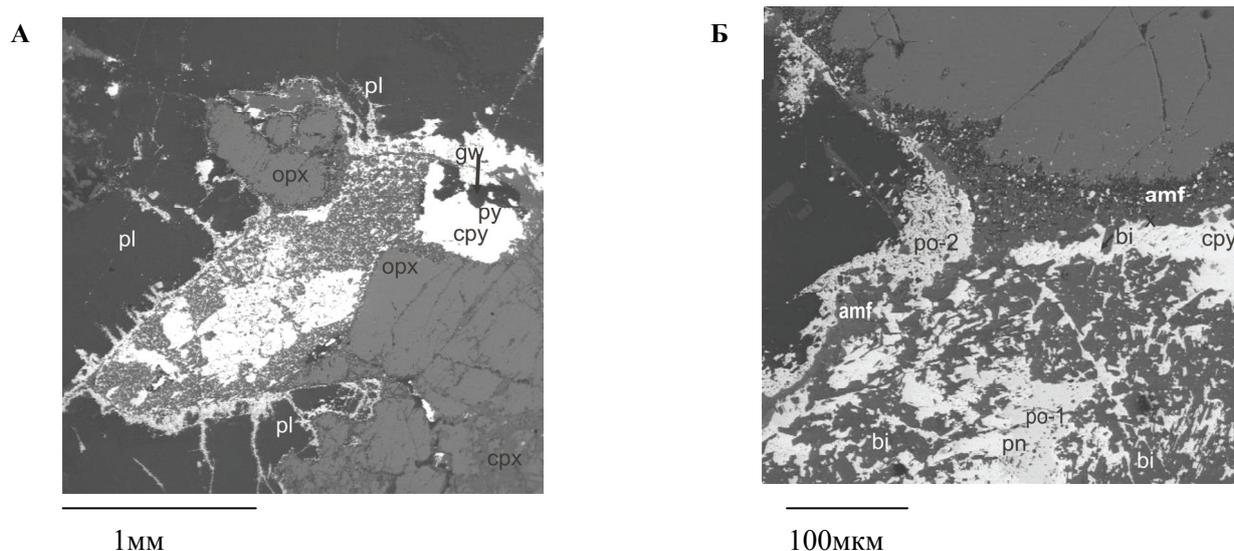


Рис.5. Горизонт В. Характер замещения сульфидов (сру+ро±рп) вторичным биотитом, образования коррозионных кайм амфибола на границе с силикатами и переотложения ро-2 по трещинам и вдоль границ сульфидных агрегатов.

Состав переходной зоны и положение в ней горизонта А меняется по латерали и вертикали в зависимости от положения в пределах блоков Бураковского плутона и уровня эрозионного среза их участков. В Аганозерском блоке он расположен непосредственно над Главным хромитовым горизонтом в основании переходной зоны, а на севере Шалозерского - в ее центральной части. Минералы платиновых металлов представлены преимущественно теллуру-висмутидами Pt и Pd, реже сульфидами и арсенидами Pt (рис. 4) [2]. Сингенетичная сульфидная вкрапленность несет следы авто- или постмагматических преобразований (рис.5). По трещинам в силикатах откладываются золото, серебро и минералы платиновой группы.

Литература

1. Байи Л., Оже Т., Кошери А. и др. // ДАН 2009, том 426, №2, С.202-206.
2. Дегтярев Н.К., Трофимов Н.Н. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. С. 188-202.
3. Лавров М.М., Голубев А.И., Трофимов Н.Н. // Отеч. геология. 2006. № 1. С. 3-13.
4. Лавров М.М., Трофимов Н.Н., Голубев А.И., Слюсарев В.Д. // Отеч. геология. 2004. № 2. С. 23-30.
5. Николаев Г.С., Хворов Д. М. // Геохимия. 2003. № 8. С. 847-865.
6. Чистяков А.В., Богатиков О.А., Гроховская Т.Л. и др. // ДАН. 2000. Т. 372. № 2. С. 228-235.
7. Amelin Yu.V., Heaman L.M., Semenov V.S. // Precamb. Res. 1995. V. 75. P. 31-46.
8. Amelin Yu.V., Neymark L.A. In: Proc. Field Conference and Symposium on the Petrology and Metallogeny of Volcanic and Intrusive Rocks of the Midcontinent Rift System. Duluth (Minn.), 1995. P. 5-6.
9. Cocherie A., Robert M. // Gondwana Res. 2008. doi:10.1016/j.gr.2008.01.003.
10. Ludwig K.R. Users Manual for ISOPLOT/Ex, a Geo-chronological Toolkit for Microsoft Excel. Vers. 2.05d // Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ. 1999. № 1. 43 p.
11. Pupin J. P. // Contribs Mineral, and Petrol. 1980. V. 73. P. 207-220.
12. Wiedenbeck M., Alim P., Corfu F. et al. // Geostandards Newslett. 1995. V. 19. P. 1-23.
13. Sharkov E.V., Bogatikov O.A., Grokhovskaya T.L. et al. // Intern. Geol. Rev. 1995. V. 37. P. 509-525.