

ЦИРКОНОВЫЙ ВОЗРАСТ ГАББРО И ГРАНИТОИДОВ КУСИНСКО-КОПАНСКОГО КОМПЛЕКСА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

А.А. Краснобаев, Г.Б. Ферштатер, Ф. Беа, П. Монтеро

Среднерифейский кусинско-копанский комплекс представлен расслоенной габбровой интрузией, сложенной четырьмя разобщенными массивами (с севера на юг: Кусинским, Медведевским, Копанским и Маткальским), круто

падающими на восток и перекрытыми гранитоидами [Ферштатер и др., 2005, и др.]. Последние образуют два массива: Губенский гранито-гнейсовый, залегающий на кусинском габбро, и Рябиновский, который перекрывает габбро

трех южных массивов. Ранее достаточно подробно были описаны цирконы из гранитоидов и выполнены их первые датировки [Краснобаев, Бородин, 1970; Краснобаев, 1986]. В предлагаемой работе приведены результаты исследований цирконов из габбро и новые данные для цирконов из гранитоидов.

Преобладающий тип габброидов во всех расслоенных массивах – габбро-нориты, которые представлены в нашей выборке пробой к59 из Копанского массива. Минеральный состав породы – клино- и ортопироксен, бурая роговая обманка, плагиоклаз – лабрадор An_{45} , титаномагнетит. Гранитоиды Рябиновского массива принадлежат гипабиссальной фации; они через кварцевые диориты связаны постепенными переходами с габбро-норитами, что наряду со специфическими геохимическими особенностями, присущими этим гранитоидам, позволяет предполагать их образование в результате внутрикамерной кристаллизационной дифференциации базитовой магмы. Граниты представлены пробой к55. Это типичный для массива биотит-роговообманковый микропегматитовый гранит с зональными полевыми шпатами (ядро – альбит-олигоклаз, кайма – шахматный альбит), содержащий небольшое количество характерного для рябиновских гранитов стильпномелана; акцессорные минералы – сфен, циркон, ортит. Среди гранитоидов Губенского массива преобладают мелкозернистые биотитовые, реже биотит-роговообманковые разновидности, часто с гранатом и мусковитом. Главной разновидности массива отвечает проба к122, состоящая из олигоклаза, решетчатого микроклина, биотита, граната, эпидота, акцессориев: циркона, ортита, сфена, рудного и небольшого количества карбоната. Восточная часть Губенского массива сложена мелкозернистыми биотитовыми гранито-гнейсами (проба к32), состоящими из кварца, альбит-олигоклаза, микроклина, ильменита в сростании со сфеном, карбоната. Акцессорные минералы: циркон, ортит, эпидот.

Цирконы из этих четырех проб были проанализированы методом LA-ICPMS в лабораториях университета Гранады (Испания). Методика исследований изложена в ряде публикаций, например, [Краснобаев и др., 2004].

Цирконы из габбро характеризуются призматическим обликом и высоким идиоморфизмом. Их окраска меняется от малиново-красной различной густоты, свойственной главным образом прозрачным индивидам, до серовато-

коричневой, характерной для замутненных кристаллов. Окрашенные по-разному части единого кристалла могут сосуществовать конкордантно, с наличием четких первичных границ между ними, и в виде пятнистой мозаики, с постепенными (диффузными) границами. Создается впечатление, что сероватая окраска более ранняя, но в совокупности разноокрашенные кристаллы отвечают различным этапам единого процесса цирконообразования. Иногда проявляется и третья, буроватая, самая поздняя (метасоматическая) разновидность, часто секущая предыдущие. Возрастные параметры цирконов габбро (рис. 1) составляют 1385 ± 25 млн лет и 651 ± 30 млн лет, т. е. дают информацию о возрасте и пород, и их диафторических изменений. Показательно, что подобные возрастные рубежи для гранитоидов Рябиновского и Губенского массивов отмечались и ранее [Краснобаев, Бородин, 1970; Краснобаев, 1986].

Кристалломорфологические и катодолюминесцентные особенности цирконов Рябиновского массива (рис. 2, 1-2) подтверждают выводы о его магматическом происхождении и о хорошей сохранности цирконов с возрастом $T = 1386 \pm 34$ млн лет (рис. 1.), что свидетельствует о принадлежности и гранитов, и габбро к единой возрастной и, вероятно, генетической группе. Вместе с тем, отмечается присутствие кристаллов и более сложного полигенного типа, на основании их анализа можно говорить и о наличии в пробе фаз протерозойских цирконов (T_2), и о палеозойских (T_1) диафторических изменениях.

В пробах цирконов из гнейсо-гранитов (к122) и гранито-гнейсов (к32) Губенского массива (рис. 2, 3-7, рис. 1) индивиды, наиболее полно соответствующие магматическим разновидностям, имеют близкие к конкордантным возрастные значения (T) около 1330 млн лет. Кроме того, в этих породах зафиксированы еще три возрастные группы цирконов. Датировка T_4 (2645 ± 91 млн лет,) и соответствующие ей окатанные обломки исходно гранулитовых цирконов (рис. 2, 3) определяют возраст субстрата, участвовавшего в формировании гранитоидов Губенского массива, особенно его восточной части, залегающей вблизи г. Златоуста. Представляется вероятным, что источником архейских цирконов служили метаморфические породы основания Русской платформы, крупный фрагмент которой в зоне Урала в настоящее время представлен Тараташским комплексом, расположенным севернее Губенского массива. На-

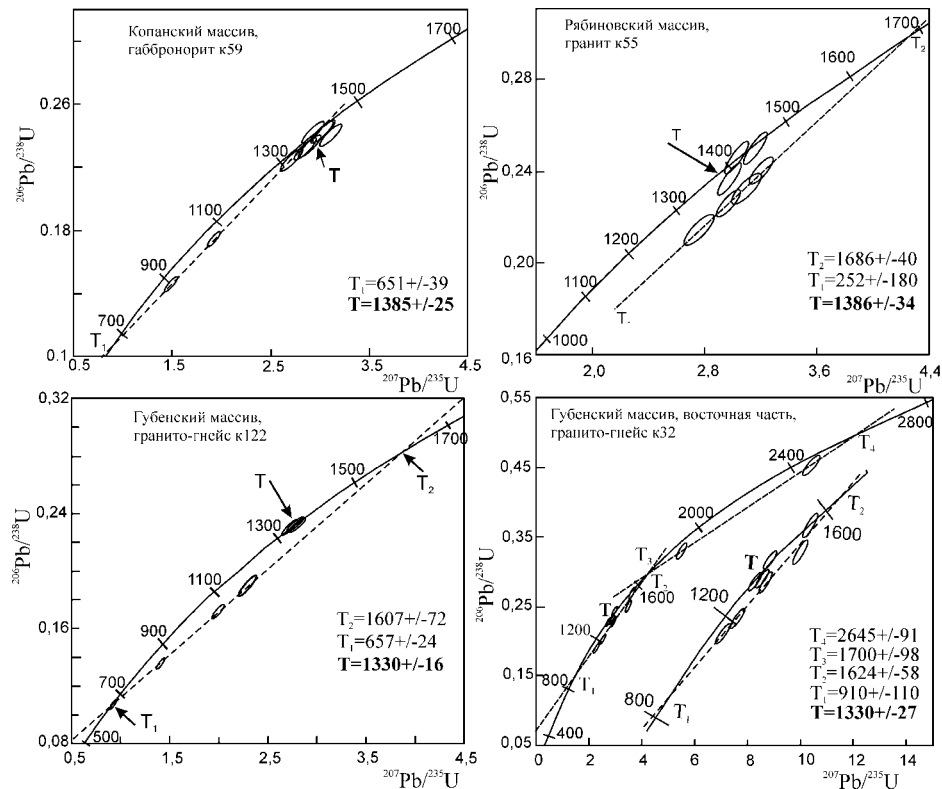


Рис. 1. Графики возрастных определений цирконов из габбро Копанского массива и гранитоидов Рябиновского и Губенского массивов. Возраст – млн лет. Т – возраст образования пород. Остальные пояснения – в тексте.

помним, что цирконы Тараташского комплекса ранее были найдены в песчаниках айской свиты [Краснобаев, 1986]. В гранито-гнейсах (к32) обнаружены также регенерированные окатанные обломки зональных кристаллов

(рис. 2, 4-5), появление нивелирующих оболочек у которых и обособленных подобных им зерен (6, 7 рис. 2) относится к рубежу 1600-1700 млн лет (T_3 , к122, T_2 - T_3 , к32). Не исключено проявление гренвилльской эндогенной

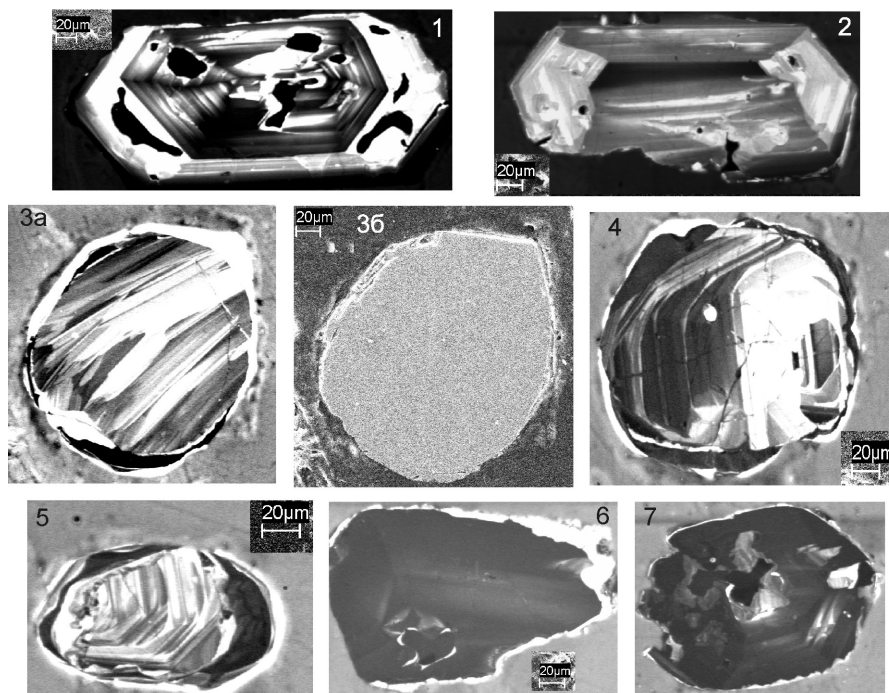


Рис. 2. Катодолуминисцентные и оптические изображения цирконов из гранитоидов Рябиновского (1, 2) и Губенского (3-7) массивов. Пояснения в тексте.

активности, оказавшей влияние на состав цирконов губенских гранитоидов (T_1).

Цирконы, содержащие признаки магматического и метаморфического происхождения, с возрастными 1600-1700 млн лет пользуются, по-видимому, довольно широким распространением в гранитоидах кусинско-копанского комплекса. Этот возрастной интервал 1600-1700 млн лет отвечает вулканитам айской свиты, породы которой, наряду с терригенными образованиями (метапелитами и др.), возможно, также участвовали в составе субстрата и Губенского, и Рябиновского, и Копанского массивов.

Вендские датировки цирконов (600-700 млн лет) могут быть связаны и с процессом образования диоритов, роговая обманка в которых имеет К-Аг возраст 660 ± 35 млн лет [Холоднов и др., в печати], и представлять собой продукты преобразования протерозойских цирконов в этот период.

Во всяком случае, все отмеченные выше возрастные группы цирконов в породах Копанского, Рябиновского и Губенского массивов отвечают определенным геологическим событиям, с которыми образование этих массивов связано. Полученные данные по цирконам подтверждают тесную временную и генетическую связь габброидов Копанского массива с гранитоидами Рябиновского массива и относительную самостоятельность и более сложную историю Губенского массива, в формировании которого существенную роль играли процессы анатексиса. Минеральный состав пород этого массива (биотит + мусковит + гранат), близкий к высокоглиноземистым разновидностям гранитов S-типа, отсутствие среди гранитоидов разностей повышенной основности, некоторые геохимические данные свидетельствуют о гетерогенности суб-

страта, в котором наряду со среднерифейскими магматитами определенную роль играли более древние породы (гранулиты архея, метапелиты и вулканиты раннего рифея и др.). Минеральные равновесия губенских гранитов соответствуют давлению 8-9 кбар и, по-видимому, близко отвечают условиям образования гранитного расплава. Примерно в этих же условиях породы были затем и метаморфизованы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 05-05-64079).

Список литературы

Краснобаев А.А., Бородин Н.С. Геохимические особенности, генезис и возрастная корреляция рифейских гранитоидов и липаритовых порфиров Златоустовского района (Южный Урал) // Вопросы петрологии гранитоидов Урала. Свердловск: УФ АН СССР, 1970. С. 124-153.

Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 146 с.

Краснобаев А.А., Беа Ф., Ферштатер Г.Б., Монтеро П. Возраст, морфология, геохимические особенности цирконов из базитов Урала (офиолиты и Платиноносный пояс) и ассоциированных с ними кислых пород // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей. Мат-лы междунар. науч. конф. «X чтения А.Н. Заварицкого». Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 211-216

Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Прибавкин С.В. и др. Рифтогенный магматизм и железоруденение Южного Урала // Геология рудных месторождений. 2005. № 5. С. 421-444.

Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. и др. Гранитоидный магматизм зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы (Южный Урал) // Литосфера. В печати.