

ПОСЛЕТРАППОВЫЕ ГИПАБИССАЛЬНЫЕ ГРАНИТОИДНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЦИРКУМСИБИРСКОГО КОЛЬЦА (ОТ УРАЛА ДО БАЙКАЛА)

Ал.В. Тевелев

Сибирская рифтово-трапповая суперпровинция была выделена А.М. Никишиным и П.А. Циглером [2] как область базальтового вулканизма, проявившегося на рубеже перми и триаса. Эта суперпровинция занимает огромную территорию: от Таймыра до Центрального Казахстана и от Урала до Верхоянья и Байкала. Обычно формирование Сибирской рифтово-трапповой суперпровинции связывают с развитием суперплюма [1, 2]. Сибирские траппы имеют возраст 250 млн лет, а базальтовые комплексы Западно-Сибирских рифтов развивались более длительно – до оленекского и даже анизийского веков. В самом западном из рифтов, Челябинском, вулканизм продолжался вплоть до ладинского века (около 238 млн лет).

Вместе с тем, бурное развитие изотопных исследований за последние 20 лет позволило датировать серию массивов *посттрапповых* гранитоидов в обрамлении Сибирской суперпровинции. Это, как правило, мелкие массивы, которые можно разделить на две группы: 1) лейкограниты, часто пегматоидные, бериллоносные, флюоритсодержащие; 2) щелочные гранитоиды, эгирин-рибекитовые, реже – умеренно-щелочные гранитоиды и сиениты. Обращает на себя внимание тот факт, что практически все массивы посттрапповых лейкогранитов локализованы в эндоконтактных зонах крупных пермских гранитных plutонов, а гранитоиды повышенной щелочности такой приуроченности не находят.

До последнего времени массивы такого возраста (далее везде в млн лет) были известны только на северной и южной периферии сибирских траппов: на Таймыре (241–249, U-Pb; 233–245, Ar-Ar – Верниковский и др., 1998); в Колывань-Томской складчатой зоне (233–235, Ar-Ar – Борисенко и др., 2006); Алтае-Саянской области и Калба-Нарынской зоне (225–245, U-Pb – Владимиров и др., 2001); в Западном Забайкалье (225–243, Rb-Sr – [6]; Лыхин, 2011) и в некоторых других регионах. Большинство авторов считают эти гранитоиды анорогенными и связывают их формирование с развитием плюма [1, 6].

В последние годы посттрапповые щелочно-гранитовые и лейкогранитовые массивы были обнаружены и на западной периферии всей Сибирской рифтово-трапповой суперпровинции – на Среднем и Южном Урале. Сначала В.С. Поповым с коллегами [4] были датированы пегматиты и пегматоидные лейкограниты восточного эндоконтакта Адуйского plutона (229, Rb-Sr), а затем нами [5] – пегматоидные лейкогранит-порфиры кисинетского комплекса в северном экзоконтакте Джабыкского plutона (238, Rb-Sr) и щелочные гранитоиды Чекинского массива (237, Rb-Sr). Совсем недавно Т.А. Осипова с коллегами [3] выявила триасовые лейкограниты в северо-западном эндоконтакте Челябинского plutона (236, Ar-Ar). Аналогичные породы обнаружены и в пределах Харбейского блока Полярного Урала.

Таким образом, можно утверждать, что гипабиссальные тела посттрапповых анорогенных гранитоидов образуют гигантскую цепочку вокруг Сибирской рифтово-трапповой суперпровинции, протягивающуюся от Таймыра к Полярному Уралу и далее – к Среднему и Южному Уралу – Центральному и Восточному Казахстану – Алтае-Саянской области и Западному Забайкалью, захватывая, вероятно, и Северную Монголию.

Не останавливаясь на химизме гранитоидов, отметим наиболее характерные черты их изотопии. Щелочные и умеренно-щелочные гранитоиды, как правило, имеют низкие начальные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - 0,705-0,706$ и обычные для мезозойских гранитоидов начальные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - 0,5128$. Для этих пород отмечаются преимущественно положительные значения $(\epsilon_{\text{Nd}})_t - 5,3-6,1$ [5]. Почти все лейкограниты отличаются повышенными и высокими начальными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - 0,710-0,730$ [3, 4] и даже 0,758 [5] при начальных отношениях $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - 0,5117-0,5119$ [4], редко до 0,5127–0,5129 [5, 3]. Значения $(\epsilon_{\text{Nd}})_t$ в лейкогранитах колеблются в широких пределах отрицательных величин (-1,0 – -11,7).

Приведенные изотопные характеристики позволяют сделать вывод о том, что обе группы пород могли формироваться на заключительных стадиях развития суперплюма. При этом щелочные гранитоиды имели существенно обогащенный глубинный источник (вещество самого плюма), а лейкограниты образовывались за счет гранитов (возможно – пермских) или гнейсов верхней коры при минимальном частичном плавлении, которое достигалось общим прогревом коры "расползающимся" суперплюмом.

Литература

1. Добрецов Н.Л. Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 12, с. 1243–1261.
2. Никишин А.М., Циглер П.А. Внутриплитная тектоника и магматизм на границе перми и триаса как реакция на глобальную реорганизацию кинематики плит и нестабильность мантийной динамики // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма / Материалы XXXII Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 1999. С. 39-42.
3. Осипова Т. А. и др. Первые данные о мезозойских гранитоидах в составе Челябинского интрузива (Южный Урал) / Литосфера, 2010, № 4, с. 163–169.
4. Попов В.С. и др. Возраст и возможные источники гранитов Мурзинско-Адуйского блока, Средний Урал: Rb–Sr и Sm–Nd изотопные данные // Литосфера, 2003, №4. С. 13–18.
5. Тевелев А.В. и др. Триасовая геодинамика Южного Урала в свете новых изотопных данных // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики / Материалы XLI Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2008. С. 317–321.
6. Ярмолук В. В., Иванов В. Г. Магматизм и геодинамика Западного Забайкалья в позднем мезозое и кайнозое // Геотектоника, 2000, №2. С. 43–64.