

УДК 552.312:551.263.12(571./.)5

Ал.В. Тевелев¹

ТИПЫ ПОСЛЕТРАППОВЫХ ГИПАБИССАЛЬНЫХ ГРАНИТОИДОВ ЦИРКУМ-СИБИРСКОГО ПОЯСА

Ранне-среднетриасовые массивы гранитоидов образуют Циркум-Сибирский пояс, который рассматривается в качестве внешней зоны крупной Сибирской магматической провинции, представленной базальтоидами поздней перми—раннего триаса. Они разделяются на два главных типа: 1) граниты и лейкограниты, 2) умеренно щелочные и щелочные гранитоиды. Эти массивы распределены неравномерно и обычно локализованы в отдельных сегментах пояса. Формирование гранитоидов Циркум-Сибирского пояса связано с финальными этапами развития Сибирского плюма. Приведены основные геохимические и изотопные характеристики гранитоидов.

Ключевые слова: траппы, гранитоиды, изотопный возраст, щелочные граниты, лейкограниты, сиениты.

The Early-to-Middle Triassic granitic intrusions form the Circum-Siberian belt, which is considered to be an outer zone of the Siberian large igneous province with Late-Permian — Early Triassic plateau basalts in its core. Two groups of granitic rocks: 1) granites and leucogranites and 2) granitoids of increased alkalinity — are unevenly distributed in the Circum-Siberian Belt. Their emplacement was related to the final stage of activity of the Siberian plume. The main geochemical and isotopic characteristics of the Early Mesozoic granitic rocks are discussed.

Key words: traps, granitoids, isotopic age, alkaline granites, leucogranites, syenite.

Введение. Сибирская рифтово-трапповая суперпровинция была выделена А.М. Никишиным и П.А. Циглером [Никишин, Циглер, 1999] как область базальтового вулканизма, проявившегося на рубеже перми и триаса. Она занимает огромную территорию и включает траппы Сибирской платформы и базальтовые серии, сформировавшиеся в рифтах Западной Сибири. В современной терминологии ее лучше называть крупной магматической провинцией (LIP). Обычно формирование Сибирской LIP связывают с развитием плюма [Никишин, Циглер, 1999; Добрецов и др., 2005].

Сибирские траппы имеют возраст 250 млн лет, а базальтовые комплексы Западно-Сибирских рифтов развивались до среднего триаса включительно. В западных рифтах с помощью комплекса методов (K—Ag, Rb—Sr, Sm—Nd) установлены базальты с изотопным возрастом 232–238 млн лет [Иванов и др., 2005]. В системе грабенов Зауралья изотопный (⁴⁰Ag/³⁹Ag) возраст базальтов составляет 243,32±0,57 млн лет [Reichow et al., 2009, цит. по [Пучков, 2010]]. Кроме того, на юго-восточной периферии Сибирской LIP зафиксирован долеритовый силл с изотопным возрастом 243,9±1,4 млн лет [Ivanov et al., 2005], а на Южном Таймыре выявлены еще более молодые силлы долеритов (227–229 млн лет, ⁴⁰Ag/³⁹Ag) [Walderhaug et al., 2005]. Однако базальтовый магматизм оказался не последним и не единственным в истории раннемезозойского магматизма крупной Сибирской магматической провинции.

С помощью бурно развивающихся изотопных исследований в последние 10–15 лет выявлена и датирована серия массивов послетрапповых гранитоидов в разных районах обрамления Сибирской LIP (Таймыр, Алтай-Саянская область, Западное Забайкалье). Большинство авторов связывают формирование этих гранитоидов с развитием суперплюма, ответственного за излияния Сибирских траппов [Добрецов и др., 2005, 2010; Борисенко и др., 2006]. В последние годы послетрапповые щелочно-гранитовые и лейкогранитовые массивы обнаружены на Среднем [Попов и др., 2003] и Южном Урале [Тевелев и др., 2008; Осипова и др., 2010]. Используя наши и другие данные по Уралу, В.Н. Пучков [2010] справедливо предположил, что западная окраина Сибирской трапповой провинции мало чем отличается от других окраин. Таким образом, уральские массивы замыкают на западе цепь послетрапповых массивов в обрамлении Сибирской LIP — Циркум-Сибирский пояс. Далее последовательно будут рассмотрены гранитоидные массивы всех сегментов этого пояса.

Массивы северного сегмента (Таймыр, Новая Земля). *Таймыр.* Наиболее изученные мезозойские массивы северного сегмента Циркум-Сибирского пояса — мелкие тела триасовых сиенитов и граносиенитов, описанные В.А. Верниковским с коллегами на Таймыре, в верховьях р. Убойная и на островах Моржовый и Расторгуев ([Vernikovskiy et al., 2003], а также другие работы этих авторов). Размеры описанных массивов составляют несколько километров,

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, вед. науч. с., доктор геол.-минерал. н.; e-mail: atevelev@rambler.ru

они прорывают траппы. Как правило, это высококальциевые породы, относящиеся к А-гранитоидам. Все породы имеют сходные спектры нормированных по хондриту значений содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) с обогащением легкими РЗЭ, без европиевой аномалии. Изотопный возраст пород определен U–Pb-методом по цирконам (249–241 млн лет) и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -методом по биотиту и амфиболам (245–232 млн лет). Изотопные характеристики гранитоидов, приведенные авторами работы [Vernikovskiy et al., 2003], показывают относительно низкие начальные значения отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ — 0,704–0,706 при ϵNd_t от –5,18 до +3,5.

Новая Земля. На Новой Земле известны два комплекса триасовых гипабиссальных гранитоидов — сарычевский и черногорский. Первый представлен мелкими массивами и дайками лейкогранитов, а второй — умеренно щелочными гранитоидами. Если отбросить сомнительные цифры, возраст сарычевского комплекса (К–Ar) определяется в 250 млн лет, а черногорского — в 240 млн лет [Каленич и др., 2005]. Близкие оценки возраста этих комплексов даны Е.А. Кораго и Т.Н. Тимофеевой [Кораго, Тимофеева, 2005]: сарычевский — 230–240 млн лет (К–Ar), а черногорский — $244 \pm 0,8$ млн лет ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$). Кроме того, в среднетриасовых терригенных отложениях Баренцева моря, островов Шпицберген и Земля Франца-Иосифа резко преобладают цирконы с возрастом 238–240 млн лет, источник сноса которых находился на Новой Земле, на Западном побережье которой известна нижнетриасовая толща пестроцветных конгломератов [Петров, 2010].

Массивы северо-западного сегмента (Вайгач, Пай-Хой, Полярный Урал). О триасовых гранитоидах Полярного Урала и Пай-Хоя имеются только отрывочные сведения. На о. Вайгач и Пай-Хое известны торасовейский и лонготюганский комплексы, представленные мелкими массивами кварцевых сиенитов, монцонитов, граносиенитов и гранитов (до щелочных) с флюоритовыми месторождениями (238–244 и 230 ± 9 млн лет, К–Ar) [Душин, 2001]. Эти массивы расположены в шовных зонах и местами включают линзовидные тела бостонитов [Каленич и др., 2005].

М.С. Рапопорт упоминает мелкие массивы микропегматитовых гранитов и флюоритоносных щелочных гранитов с изотопным возрастом 245 млн лет (метод не указан), расположенных в пределах Харбейского блока Полярного Урала, а также мелкие тела триасовых (213 ± 7 млн лет, метод не указан) кварцевых щелочных сиенитов с флюоритом, прорывающие массив Мань-Хамбо [Рапопорт, Золоев, 2001].

Массивы западного сегмента (Средний Урал). На Среднем Урале известны мезозойские лейкограниты и пегматитовые жилы и связанные с ними бериллоносные слюдиты. Они расположены преимущественно в экзоконтактных зонах крупных гранитоидных массивов пермского возраста. В первую очередь к ним относятся лейкограниты и пегматиты, локализованные

в восточных экзоконтактах Мурзинского и Адуйского плутонов пермского возраста. Их изотопный возраст составляет $228,1 \pm 2,4$; 238 ± 11 и 229 ± 4 млн лет (Rb–Sr). Лейкограниты и пегматиты имеют высокие и аномально высокие значения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$, которые составляют $>0,7200$, и отрицательные значения ϵNd_t ($< -3,9$) [Попов и др., 2003].

Триасовый изотопный возраст получен также для флогопитовых и мусковитовых слюдитов и бериллоносных жил изумрудных проявлений — Медведевского ($249,8 \pm 5,9$ млн лет, Rb–Sr), Глинского ($226,3 \pm 2,9$ млн лет, Rb–Sr; 227 ± 17 млн лет, U–Pb) и Заречного ($232,0 \pm 6,9$ млн лет, Rb–Sr) [Бидный и др., 2011]. По данным В.Н. Юрецкого, В.И. Петрова и др. (ссылка на производственные отчеты в [Государственная..., 2011a]), триасовый возраст установлен для лейкогранитов чебаркульского комплекса (240 млн лет, Rb–Sr). Флюоритсодержащие лейкограниты югоконевского комплекса имеют изотопный возраст 238 млн лет (К–Ar по биотиту) [там же].

Массивы юго-западного сегмента (Южный Урал). На Южном Урале триасовых гранитоидов немного, и выявлены они в самое последнее время. Первой находкой оказались обнаруженные нами [Тевелев и др., 2008] в Восточно-Уральской мегазоне дайки флюорит- и колумбитсодержащих лейкогранит-порфиров кисинетского комплекса. Они расположены в северо-восточном экзоконтакте крупнейшего на Южном Урале Джабыкского плутона, имеющего пермский возраст, и формировались в условиях правосторонней транспрессии. Комплекс представлен 12 дайками длиной от 300 до 1000 м и мощностью от 5 до 50 м, прорывающими верхнедевонскую толщу шошонитов и латитов.

Для кисинетских гранит-порфиров характерно обогащение Nb (>100 г/т), Rb (600–900 г/т), Cs и Ta, повышенная концентрация Th, U, тяжелых РЗЭ, а также минимальная концентрация Sr и глубокий Eu-минимум на фоне почти горизонтального спектра нормированных значений концентрации РЗЭ. Более того, в гранит-порфирах наблюдается обогащение тяжелыми РЗЭ, которые, вероятно, накапливались в колумбите. Rb–Sr-изохрона по валовым пробам и полевым шпатам соответствует изотопному возрасту $238 \pm 1,8$ млн лет ($\text{СКВО} = 1,2$). Аномально высокое начальное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t = 0,7582$ в лейкогранит-порфирах сочетается с $\epsilon\text{Nd}_t = +1,47$.

Небольшое тело триасовых лейкогранитов выявлено в северо-западном эндоконтакте полихронного Челябинского плутона в Восточно-Уральской мегазоне [Осипова и др., 2010]. Изотопный возраст (236 и 225 млн лет) установлен $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -методом по мусковиту и плагиоклазу соответственно. Лейкограниты сложены кварцем, кислым плагиоклазом и решетчатым микроклином в соотношении ~2:1; кроме того, в породе присутствуют мусковит и акцессорные гранат и циркон. Для лейкогранитов характерен пологий наклон спектра нормированных РЗЭ с европиевым

минимумом. Породы обладают высоким начальным отношением ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t = 0,710997$ и отрицательным $\epsilon\text{Nd}_t (-1,0)$).

Щелочные гранитоиды триасового возраста (малочекинский комплекс) слагают несколько массивов в пределах Восточно-Магнитогорской зоны Южного Урала [Тевелев и др., 2008]. Массивы вытянуты меридионально и приурочены к крупным правым сдвигам. В структурном отношении они представляют собой сдвиговые магматические дуплексы [Тевелев, Тевелев, 1996]. Площадь интрузивных тел от 1×2 до 4×7 км. Комплекс сложен породами трех интрузивных фаз: 1) монцодиоритами, 2) щелочными сиенитами и кварцевыми сиенитами, 3) щелочными гранитами и щелочными граносиенитами. Породы комплекса содержат от 15 до 30% щелочных амфиболов ряда феррорихтерит–рибекит–арфведсонит и пироксенов ряда эгирин–геденбергит. Акцессорные минералы представлены монацитом, ксенотимом, цирконом, сфеном и апатитом.

В гранитоидах малочекинского комплекса отмечено высокое содержание Na_2O и K_2O , причем содержание K_2O с увеличением кремнекислотности возрастает, а Na_2O убывает. Для гранитоидов характерна высокая концентрация РЗЭ (суммарно до 500 г/т), особенно тяжелых РЗЭ, породы обеднены Sr.

Изотопный возраст пород определен по пяти Rb–Sr-изохронам: 223 ± 10 ; 238 ± 19 ; $226,1\pm 4$; $229,3\pm 2,1$; $229,7\pm 3,6$ млн лет. Расчет по 5 валовым пробам дает возраст 237 ± 21 млн лет, который, вероятно, наиболее достоверен. Немного более молодой возраст, скорее всего, отражает более позднее флюидное событие, приведшее к незначительному перераспределению Rb и Sr, но существенно не повлиявшее на изотопную систему. Низкое начальное отношение ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t = 0,705806$ сочетается с положительным значением $\epsilon\text{Nd}_t (+5,62)$).

Массивы южного сегмента (Алтае-Саянская область). В Алтае-Саянской области в последние 10–15 лет описаны многочисленные тела бериллоносных, часто флюоритоносных лейкогранитов, большая часть которых формировалась в условиях сдвиго-раздвиговых деформаций [Владимиров и др., 2001].

В западной части Алтае-Саянской области выделяются две основные формации пермско-триасовых гранитоидов — гранит-лейкогранитовую, включающую белокурихинский комплекс и др., и граносиенит-гранит-лейкогранитовую, включающую айский комплекс и др. ([Владимиров и др., 2001; Добрецов и др., 2005; Государственная..., 2011] и ссылки в этих работах). Наиболее изучены лейкограниты третьей фазы белокурихинского комплекса, которые слагают мелкие тела, расположенные в экзоконтактах гранитных батолитов ранних фаз внедрения. Они имеют бериллиевую специализацию и повышенную щелочность с явным преобладанием калия над натрием. Их изотопный возраст составляет $232\pm 4,7$; $236\pm 3,3$ (U–Pb);

$243,5\pm 2,1$; 245 ± 8 (Rb–Sr) млн лет. Белокурихинские лейкограниты относятся к плюмазитовому подтипу гранитоидов А-типа и коррелируются с гранитами синюшинского (241 млн лет, U–Pb) и атуркольского ($237,7\pm 4,4$ млн лет, U–Pb) комплексов.

Айский комплекс представлен породами трех фаз внедрения: 1) монцобабро, монцодиоритами, меланосиенитами; 2) сиенитами, кварцевыми сиенитами, граносиенитами; 3) субщелочными лейкогранитами. Для лейкогранитов характерно преобладание калия над натрием. Спектры нормированных РЗЭ обогащены легкими РЗЭ, причем только часть из них имеет незначительный европиевый минимум. Гранитоиды айского комплекса близки к агаитовым гранитам А-типа. Кроме того, выделяются небольшие тела флюоритсодержащих лейкогранитов, отличающихся минимальным содержанием стронция и наличием европиевого минимума. Изотопный возраст граносиенитов айского комплекса составляет $248,9\pm 5,7$ млн лет (U–Pb), а лейкогранитов — 244 ± 5 млн лет (Rb–Sr) [Владимиров и др., 1997].

В южной части Горного Алтая описан Калгутинский гранит-лейкогранитовый массив, вмещающий молибден-вольфрам-бериллиевое оруденение и прорванный пострудными дайками онгонитов и эльванов. Лейкограниты имеют изотопный возраст 216 ± 3 млн лет (U–Pb). Примерно такой же возраст имеет молибденит из рудных зон (213 млн лет, Re–Os) [Анникова и др., 2004, 2006]. Кроме того, в этих работах упоминается бухтарминский гранит-лейкогранитовый комплекс с изотопным возрастом 235 ± 9 (Rb–Sr) и 240 ± 1 ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) млн лет.

В Калба-Нарымской зоне известны гипабиссальные лейкогранитовые массивы монастырского комплекса, которые, по данным А.Г. Владимировой с коллегами [2001], расположены в экзоконтактовых зонах Калба-Нарымского батолита и имеют изотопный возраст 225 ± 4 , 231 ± 11 , 245 ± 7 млн лет (U–Pb).

В Томь-Колыванской зоне выделен барлакский гранит-лейкогранитовый комплекс, массивы которого частично скрыты под чехлом Западно-Сибирской плиты. Изотопный возраст лейкогранитов в разных массивах определялся Rb–Sr-методом ($232\pm 6,9$; $245,5\pm 3,1$ млн лет) [Шокальский и др., 2000] и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -методом ($235,9\pm 2$ по биотиту и $233\pm 1,8$ млн лет по полевому шпату) [Борисенко и др., 2006].

В Горной Шории и Кузнецком Алатау известны мелкие массивы гранит-лейкогранитовых томского и порожинского комплексов, близких к барлакским. Изотопный возраст первого составляет 236 ± 10 , а второго — 211 ± 4 млн лет (U–Pb), причем граниты порожинского комплекса имеют высокие значения $\epsilon\text{Nd}_t (+2,5...+3,5)$ [Шокальский и др., 2000].

Массивы юго-восточного сегмента (Западное Забайкалье). В Западном Забайкалье в последние годы также датирован ряд мелких массивов малокуналейского (или позднекуналейского) комплекса. А.А. Цыганков с коллегами ([2010] и ссылки в этой работе)

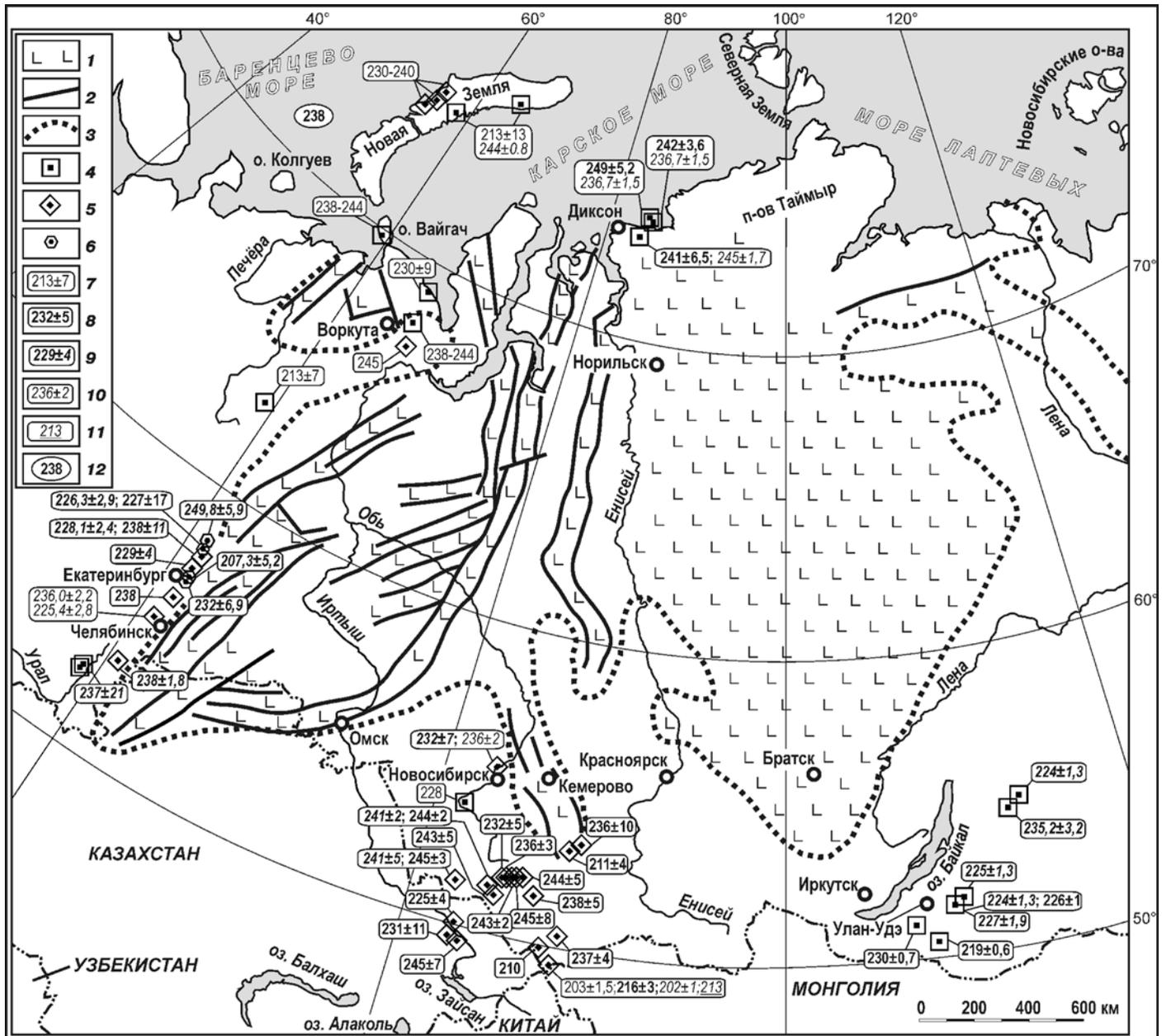


Рис. 1. Схема расположения массивов Циркум-Сибирского пояса: 1 — триасовые базальты; 2 — разрывы; 3 — границы Сибирской ЛIP; 4, 5 — триасовые гранитоиды: 4 — щелочные и умеренно щелочные гранитоиды, сиениты, 5 — граниты, лейкограниты; 6 — рудопроявления и месторождения изумрудов; 7–12 — изотопный возраст пород и методы его определения: 7 — K–Ar, 8 — U–Pb, 9 — Rb–Sr, 10 — $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, 11 — Re–Os, 12 — U–Pb-возраст детритовых цирконов в среднетриасовых толщах Баренцева моря

приводят данные об U–Pb-изотопном возрасте многофазных Харитоновского и Мало-Куналейского массивов, сложенных сиенитами, щелочными граносиенитами и щелочными гранитами ($230,1 \pm 0,7$ и $219,1 \pm 0,6$ млн лет соответственно). Спектр распределения нормированных значений содержания РЗЭ демонстрирует обогащение пород легкими РЗЭ и имеет слабовыраженную отрицательную аномалию Eu. Кроме того, для этих пород характерен глубокий стронциевый минимум.

С массивами мезозойских щелочных гранитоидов малокуналейского комплекса связано бериллиевое оруденение [Лыхин, 2011]. На Ермаковском месторождении определен изотопный Rb–Sr-возраст

содержащих флюорит щелочных кварцевых сиенитов массива Сиенит (227 ± 2 млн лет при начальном отношении $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0,70527 \pm 12$ и $\epsilon\text{Nd}_i = +1,1$ и $-4,9$). Щелочные лейкограниты массива Шток имеют Rb–Sr-изотопный возраст $224 \pm 1,3$ млн лет при $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0,70658 \pm 10$ и U–Pb-изотопный возраст 226 ± 1 млн лет ($\epsilon\text{Nd}_i = +0,4; +0,6$). Примерно такой же Rb–Sr-изотопный возраст указанный автор приводит для гранитоидов, вмещающих другие месторождения бериллия: Оротское — $224,8 \pm 1,3$ млн лет при $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0,70845$; Ауникское — $241,6 \pm 1,6$ млн лет при $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0,70958$; Амандакское — $235,2 \pm 3,2$ млн лет ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0,7296$).

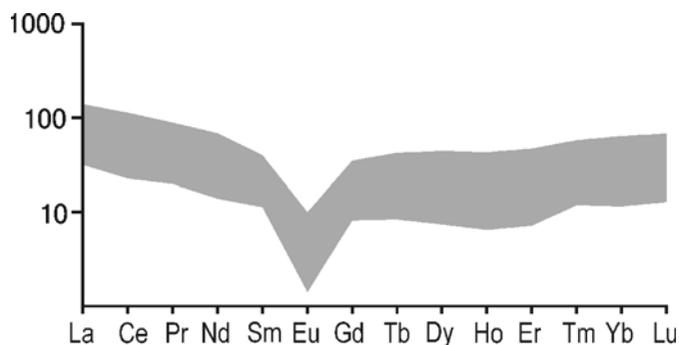


Рис. 2. Обобщенная диаграмма распределения РЗЭ в лейкогранитах Циркум-Сибирского пояса (нормировано по хондриту C₁)

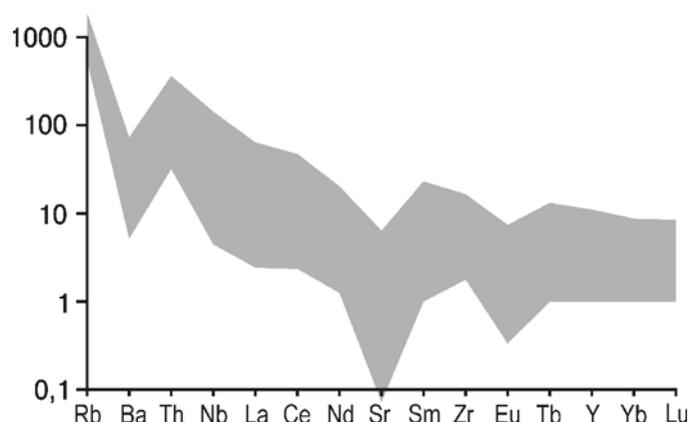


Рис. 3. Обобщенная спайдерграмма для лейкогранитов Циркум-Сибирского пояса (нормировано по N-MORB)

Результаты и их обсуждение. Циркум-Сибирский пояс послетрапповых гранитоидных массивов протягивается почти по всей периферии крупной Сибирской магматической провинции, за исключением ее восточной окраины, где расположена позднекеммерийская Верхоянская складчатая область. Среди гранитоидов Циркум-Сибирского пояса выделяются два главных типа: 1) граниты и лейкограниты (последние преобладают); 2) сиениты, щелочные сиениты и щелочные и умеренно щелочные лейкограниты. Эти типы пород распределены по сегментам пояса неравномерно: лейкограниты первой группы преобладают на Среднем Урале и в Алтае-Саянской области, а щелочные гранитоиды второй группы — на Таймыре и в Западном Забайкалье (рис. 1).

Время формирования триасовых гранитоидов на Таймыре, где они прорывают раннетриасовые базальты и долериты, совпадает со среднетриасовой фазой складчатости. На Новой Земле массивы Циркум-Сибирского пояса прорывают пермско-триасовые терригенные комплексы, дислоцированные в раннекеммерийскую фазу складчатости, и, возможно, соответствуют ей по возрасту. В обоих регионах они завершают пермско-триасовый магматический цикл, но предшествующие им гранитоиды здесь неизвестны.

Урал справедливо считается герцинской складчатой областью, заключительный орогенный этап развития которой приходился на пермь. Строение триасового Челябинского рифта близко к таковому для рифтов Западной Сибири, поэтому проявления триасового гранитоидного магматизма на Урале вряд ли имеют отношение к развитию собственно уралид, даже в виде завершающей стадии.

В Алтае-Саянской области триасовые гранитоиды находятся преимущественно в пределах раннегерцинских складчатых зон, и их формирование сильно оторвано во времени от завершающих стадий развития. В Западном Забайкалье триасовые гранитоиды участвуют в строении рифтов позднепалеозойского-раннемезозойского возраста, наложенных на докембрийские и раннепалеозойские метаморфические комплексы.

Гранитоиды двух описанных групп отличаются условиями локализации, а также геохимическими и изотопными характеристиками.

Лейкограниты расположены в экзоконтактных зонах более древних крупных гранитных plutонов, относятся к высокофтористым породам (количество флюорита иногда достигает нескольких процентов) и обычно бериллоносны. Нормированные спектры РЗЭ лейкогранитов (рис. 2) имеют слабый наклон и, как правило, глубокий европиевый минимум; часто в породах повышено содержание тяжелых РЗЭ. Все описанные лейкограниты имеют высокое отношение Rb/Sr (>5) при отношении Sm/Nd от 0,2 до 0,4 (рис. 3). Значения изотопного возраста лейкогранитов характеризуются одномодальным распределением с пиком около 240±5 млн лет (рис. 4). Это указывает на то, что они образовались непосредственно после излияния базальтов и внедрения долеритовых силлов и даек. Начальное отношение (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_t в лейкогранитах обычно превышает 0,710 при небольших отрицательных или положительных значениях εNd_t (от -3,9 до +3,5).

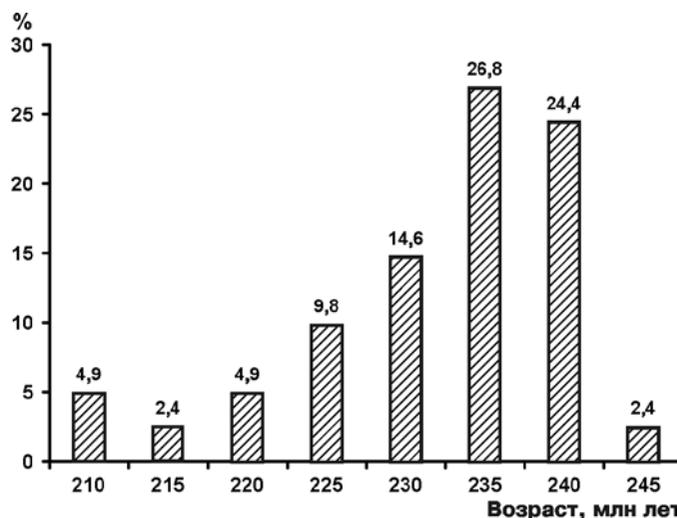


Рис. 4. Гистограмма распределения изотопного возраста (млн лет) лейкогранитов Циркум-Сибирского пояса

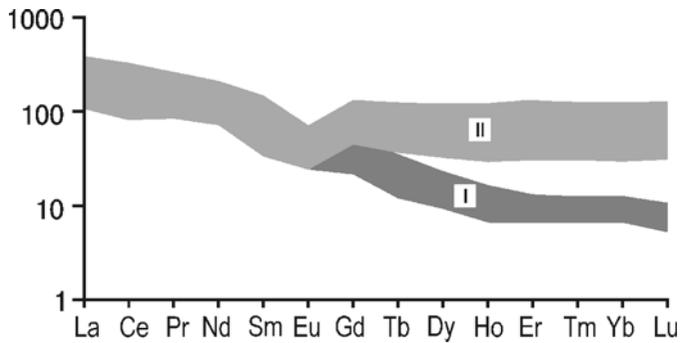


Рис. 5. Обобщенная диаграмма распределения редкоземельных элементов в щелочных и умеренно щелочных гранитоидах Циркум-Сибирского пояса (нормировано по хондриту C_1): I — поле сиенитов Таймыра, II — поле остальных пород

Приведенные геохимические и изотопные характеристики, скорее всего, указывают на смешанное, корово-мантийное происхождение лейкогранитов при длительной эволюции обычных гранитных расплавов, продолжительность которой обеспечивалась постоянным прогревом за счет расположенного ниже базальтового расплава [Костицын, 2000]. В такой ситуации, с одной стороны, происходили существенная дифференциация и фракционирование плагиоклаза, а с другой — кристаллизация многочисленных аксессуарных минералов и как следствие накопление редкоземельных элементов. Процессы смешения определили и близкие к нулю значения ϵNd_t .

Массивы умеренно щелочных и щелочных гранитоидов, в отличие от лейкогранитовых массивов, в большинстве случаев представлены телами, которые не связаны непосредственно с крупными массивами более древнего возраста, а приурочены к крупным разрывам, как правило, к сдвигам. Нормированные спектры РЗЭ щелочных и умеренно щелочных гранитоидов обычно обогащены РЗЭ и иногда имеют неглубокий европиевый минимум (рис. 5, поле II). Спайдерграммы этих пород обычно пологие, с повсеместно проявленным глубоким стронциевым

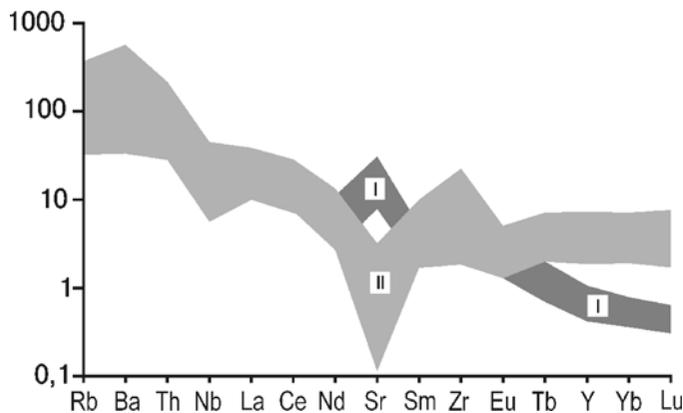


Рис. 6. Обобщенная спайдерграмма для щелочных и умеренно щелочных гранитоидов Циркум-Сибирского пояса (нормировано по N-MORB): I — поле сиенитов Таймыра, II — поле остальных пород

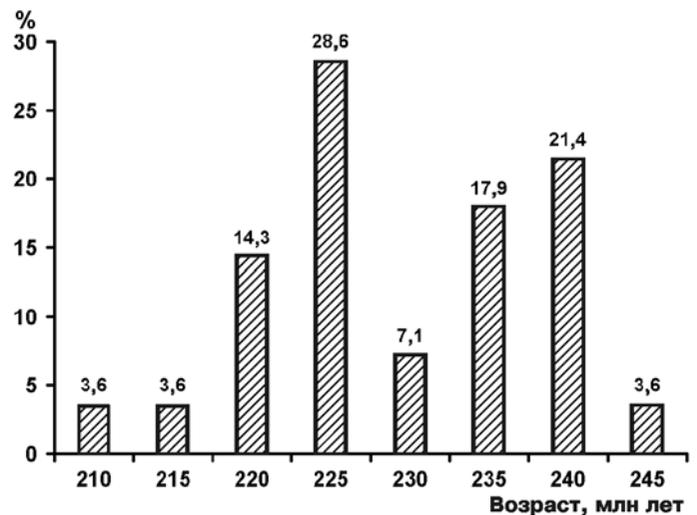


Рис. 7. Гистограмма распределения изотопного возраста (млн лет) субщелочных и щелочных гранитоидов Циркум-Сибирского пояса

минимумом и максимумом рубидия (рис. 6, поле II). Исключение составляют сиениты Таймыра, в которых содержание тяжелых РЗЭ и высокозарядных элементов понижено, а стронция повышено (рис. 5 и 6, поле I). Начальное отношение $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ в триасовых умеренно щелочных и щелочных гранитоидах обычно не превышает 0,707, а ϵNd_t колеблется в широких пределах (от +5,62 до -5,18). Значения их изотопного возраста характеризуются бимодальным распределением (рис. 7) с отчетливыми пиками в интервалах 240 ± 5 и 225 ± 5 млн лет. Эти пики соответствуют возрасту массивов в двух главных ареалах — западном (от Таймыра до Южного Урала) и восточном (Западное Забайкалье). Более древние массивы находятся ближе к границам Сибирской ЛПР, а более молодые — дальше от них.

Заключение. Массивы гранитоидов Циркум-Сибирского пояса участвуют в строении регионов, различающихся историей развития, — от ранних палеозой до ранних киммерид. Только на Таймыре и Новой Земле их возраст примерно соответствует возрасту складчатости, а в других регионах они оторваны во времени от складчатости. Вместе с тем формирование гранитоидов хорошо увязывается с финальными этапами развития крупной Сибирской магматической провинции. Этот пояс фиксирует внешнюю границу Сибирского плюма. Обычно массивы триасовых гранитоидов формируются в обстановках присдвигового растяжения, образуя сдвиговые магматические дуплексы.

Выделены два типа гранитоидов Циркум-Сибирского пояса: 1) граниты и лейкограниты; 2) сиениты, щелочные сиениты и щелочные и умеренно щелочные лейкограниты; и те и другие имеют смешанное корово-мантийное происхождение, причем в породах 2-го типа мантийная составляющая преобладает.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Выставной С.А. и др. Геолого-геофизическая модель формирования Калгутинской рудно-магматической системы (Южный Алтай) // Изв. Томского политехнического ун-та. 2004. Т. 307, № 4. С. 38–42.
- Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Выставной С.А. и др. U–Pb, ³⁹Ar/⁴⁰Ar датирование и Sm–Nd, Pb–Pb исследование Калгутинской молибден-вольфрамовой рудно-магматической системы, Южный Алтай // Петрология. 2006. Т. 14, № 1. С. 90–108.
- Бидный А.С., Бакшеев И.А., Попов М.П. Rb–Sr систематика бериллодержущих слюдитов в восточном экзоконтакте Мурзинско-Адуйского гранитного комплекса (Урал) // Литосфера. 2011. № 6. С. 141–145.
- Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э. и др. Пермотриасовое оруденение Азии и его связь с появлением плюмового магматизма // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 1. С. 166–182.
- Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П. и др. Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 8. С. 1157–1178.
- Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Шокальский С.П. и др. Позднепалеозойский–раннемезозойский гранитоидный магматизм Алтая // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 1. С. 715–729.
- Государственная геологическая карта РФ. М-6 1:1 000 000 (третье поколение). Сер. Уральская. Лист О-41. Екатеринбург. Объясн. записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2011а. 492 с.
- Государственная геологическая карта РФ. М-6 1:1 000 000 (третье поколение). Сер. Алтае-Саянская. Лист М-45. Горно-Алтайск. Объясн. записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2011б. 567 с.
- Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термомикическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1159–1187.
- Добрецов Н.Л., Владимиров А.Г., Крук Н.Н. Пермско-триасовый магматизм Алтае-Саянской складчатой области как отражение Сибирского суперплюма // Докл. РАН. 2005. Т. 400, № 4. С. 505–509.
- Душин В.А. Постколлизийная эволюция магматизма и металлогении северной части Уральского подвижного пояса // Постколлизийная эволюция подвижных поясов. Междунар. науч. конф. VII чтения А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2001. URL: http://www.igg.uran.ru/Publications/ZAV_2001 (дата обращения: 26.10.2012).
- Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Ронкин Ю.Л., Ерохин Ю.В. Геохронологические исследования Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна; итоги 50 лет изучения // Литосфера. 2005. № 3. С. 117–135.
- Каленич А.П., Морозов А.Ф., Орго В.В. и др. Магматизм и тектоника Вайгачско-Новоземельского орогена // Разведка и охрана недр. 2005. № 1. С. 20–25.
- Кораго Е.А., Тимофеева Т.Н. Магматизм Новой Земли (в рамках геологической истории Баренц-Северо-Карского региона). СПб.: ВНИИОкеангеология, 2005. 255 с.
- Костицын Ю.А. Накопление редких элементов в гранитах // Природа. 2000. № 2. С. 26–34.
- Лыкин Д.А. Рудоносный магматизм Западно-Забайкальской бериллиевой провинции: возраст, состав, источники (на примере Ермаковского, Оротского, Аунического и Амандакского месторождений): Автореф. канд. дисс. М., 2011.
- 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: Мат-лы XXXII Тектон. совещ. Т. 2. М.: ГЕОС, 1999. С. 39–42.
- Осипова Т.А., Калустов Г.А., Травин А.В., Дриль С.И. Первые данные о мезозойских гранитоидах в составе Челябинского интрузива (Южный Урал) // Литосфера. 2010. № 4. С. 163–169.
- Петров Е.О. Условия формирования мезозойских отложений Баренцевоморского региона: Автореф. канд. дисс. М., 2010.
- Попов В.С. Sm–Nd и Rb–Sr изотопная систематика верхнемантийных и коровых резервуаров // Зап. ВМО. 2003. № 4. С. 38–49.
- Попов В.С., Богатов В.И., Петрова А.Ю., Беляцкий Б.В. Возраст и возможные источники гранитов Мурзинско-Адуйского блока, Средний Урал: Rb–Sr и Sm–Nd изотопные данные // Литосфера. 2003. № 4. С. 13–18.
- Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
- Рапопорт М.С., Золоев К.К. Постколлизийные магматизм и эндогенная минерализация Урала // Постколлизийная эволюция подвижных поясов: Междунар. науч. конф. VII чтения А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2001. URL: http://www.igg.uran.ru/Publications/ZAV_2001 (дата обращения: 26.10.2012).
- Тевелев А.В., Кошелева И.А., Фурина М.А., Беляцкий Б.В. Триасовая геодинамика Южного Урала в свете новых изотопных данных // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: Мат-лы XLI Тектон. совещ. Т. 2. М.: ГЕОС, 2008. С. 317–321.
- Тевелев А.В., Тевелев Арк.В. Сопряженное развитие вулканогенно-осадочных впадин и магматических камер в условиях присдвигового растяжения // Докл. РАН. 1996. Т. 346, № 5. С. 653–655.
- Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М. и др. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U–Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1249–1276.
- Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. 187 с.
- Ivanov A.V., Rasskazov S.V., Feoktistov G.D. et al. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of Usol'skii sill in the southeastern Siberian Traps Large Igneous Province: evidence for long-lived magmatism // Terra Nova. 2005. Vol. 17. P. 203–208.
- Vernikovskiy V.A., Pease V.L., Vernikovskaya A.E. et al. First report of early Triassic A-type granite and syenite intrusions from Taimyr: product of the northern Eurasian superplume? // Lithos. 2003. Vol. 66. P. 23–36.
- Walderhaug H.J., Eide E.A., Scott R.A. et al. Palaeomagnetism and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology from the South Taimyr igneous complex, Arctic Russia: a Middle–Late Triassic magnetic pulse after Siberian flood-basalt volcanism // Geophys. J. Int. 2005. Vol. 163. P. 501–517.