

УДК 552.312:551.263.12(571./.)5

Ал.В. Тевелев<sup>1</sup>

## 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 (<sup>40</sup>Ag/<sup>39</sup>Ag) 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, <sup>40</sup>Ag/<sup>39</sup>Ag) [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,

<sup>1</sup> 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  $\epsilon\text{Nd}_t$  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  $230 \pm 9$  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 ( $213 \pm 7$  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  $228,1 \pm 2,4$ ;  $238 \pm 11$  и  $229 \pm 4$  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  $\epsilon\text{Nd}_t$  ( $< -3,9$ ) [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;  $227 \pm 17$  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 (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  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ , причем содержание  $\text{K}_2\text{O}$  с увеличением кремнекислотности возрастает, а  $\text{Na}_2\text{O}$  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:  $223\pm 10$ ;  $238\pm 19$ ;  $226,1\pm 4$ ;  $229,3\pm 2,1$ ;  $229,7\pm 3,6$  млн лет. Расчет по 5 валовым пробам дает возраст  $237\pm 21$  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);

$243,5\pm 2,1$ ;  $245\pm 8$  (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 апаитовым 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 —  $244\pm 5$  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  $216\pm 3$  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  $235\pm 9$  (Rb–Sr) и  $240\pm 1$  ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) 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  $225\pm 4$ ,  $231\pm 11$ ,  $245\pm 7$  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 порожнинского комплексов, близких к барлакским. Изотопный возраст первого составляет  $236\pm 10$ , а второго —  $211\pm 4$  млн лет (U–Pb), причем граниты порожнинского 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)

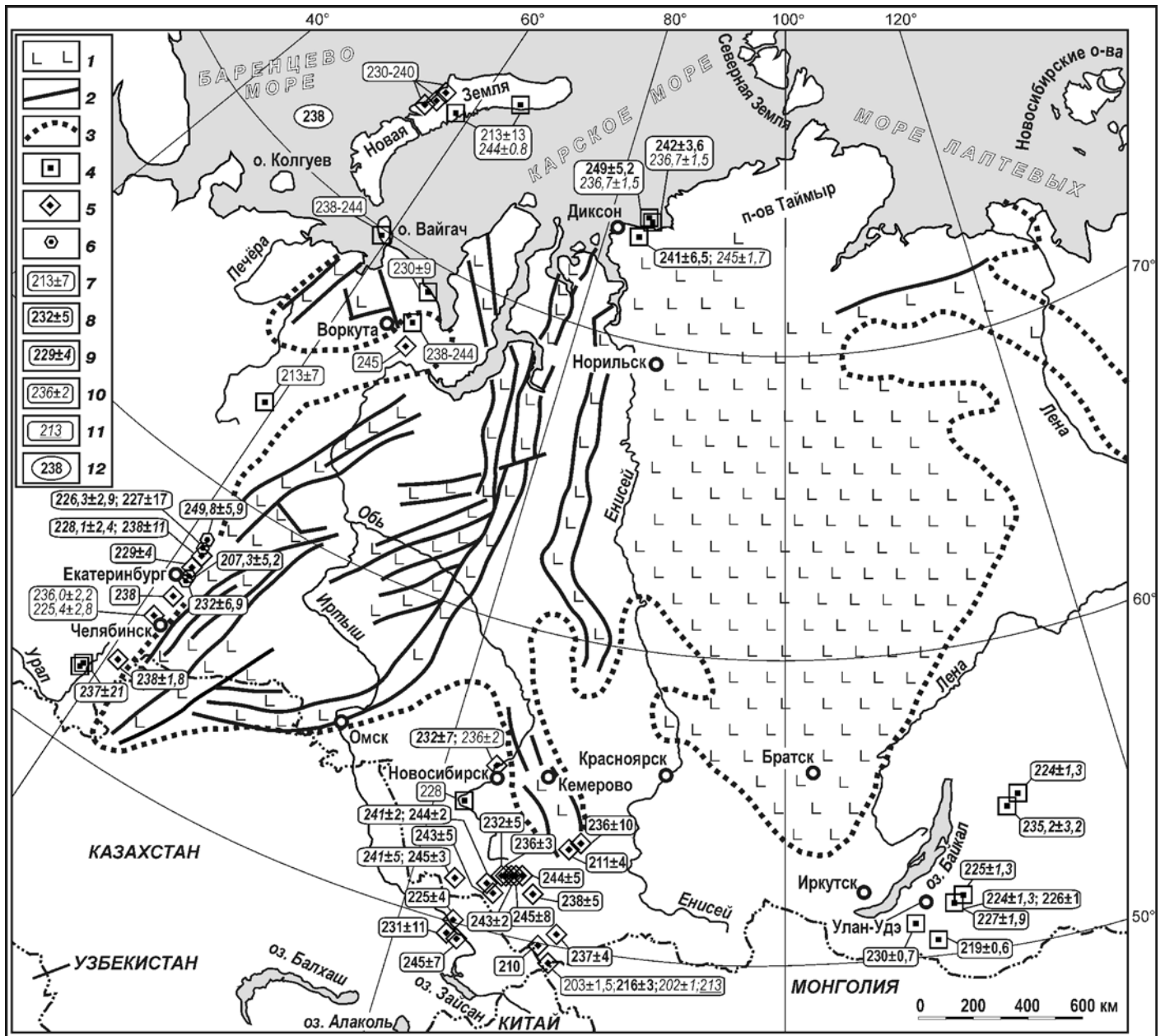


Рис. 1. Схема расположения массивов Циркум-Сибирского пояса: 1 — триасовые базальты; 2 — разрывы; 3 — границы Сибирской ЛПР; 4, 5 — триасовые гранитоиды: 4 — щелочные и умеренно щелочные гранитоиды, сиениты, 5 — граниты, лейкограниты; 6 — рудопроявления и месторождения изумрудов; 7–12 — изотопный возраст пород и методы его определения: 7 — К–Аг, 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 ( $227 \pm 2$  млн лет при начальном отношении  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t = 0,70527 \pm 12$  и  $\epsilon\text{Nd}_t = +1,1$  и  $-4,9$ ). Щелочные лейкограниты массива Шток имеют Rb–Sr-изотопный возраст  $224 \pm 1,3$  млн лет при  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t = 0,70658 \pm 10$  и U–Pb-изотопный возраст  $226 \pm 1$  млн лет ( $\epsilon\text{Nd}_t = +0,4; +0,6$ ). 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  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t = 0,70845$ ; Ауникское —  $241,6 \pm 1,6$  млн лет при  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t = 0,70958$ ; Амандакское —  $235,2 \pm 3,2$  млн лет ( $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t = 0,7296$ ).

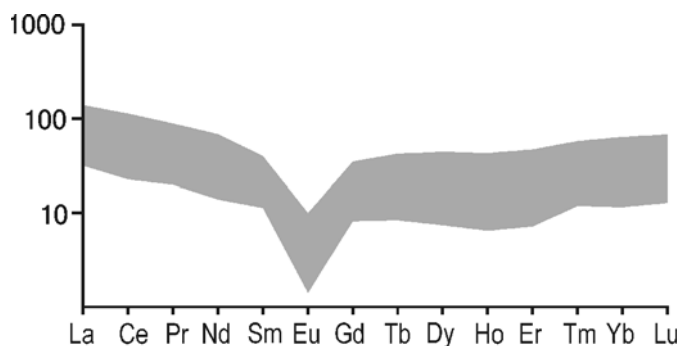


Рис. 2. Обобщенная диаграмма распределения РЗЭ в лейкогранитах Циркум-Сибирского пояса (нормировано по хондриту C<sub>1</sub>)

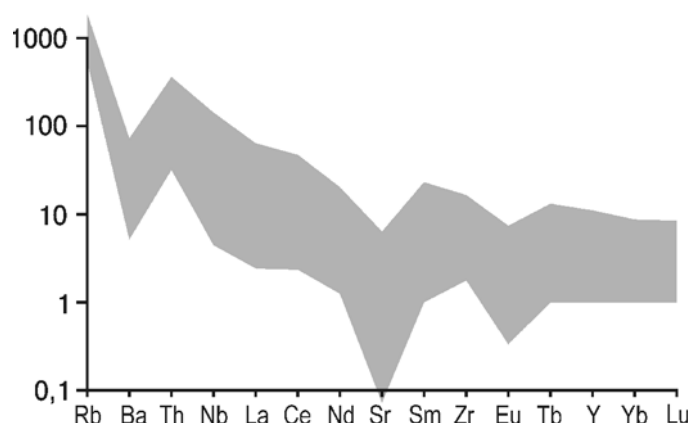


Рис. 3. Обобщенная спайдерграмма для лейкогранитов Циркум-Сибирского пояса (нормировано по N-MORB)

**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 (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>t</sub> в лейкогранитах обычно превышает 0,710 при небольших отрицательных или положительных значениях εNd<sub>t</sub> (от -3,9 до +3,5).

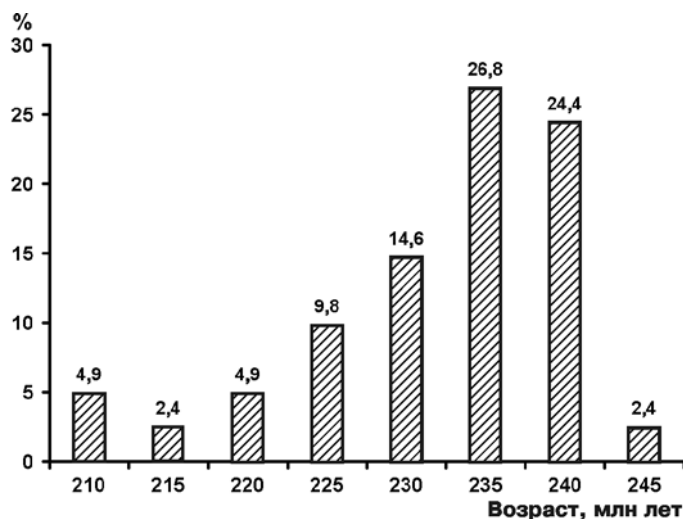


Рис. 4. Гистограмма распределения изотопного возраста (млн лет) лейкогранитов Циркум-Сибирского пояса

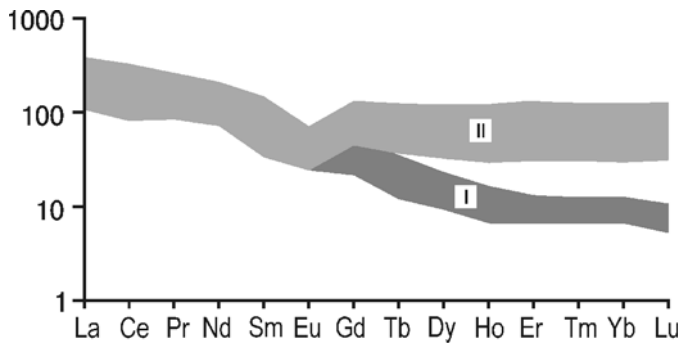


Рис. 5. Обобщенная диаграмма распределения редкоземельных элементов в щелочных и умеренно щелочных гранитоидах Циркум-Сибирского пояса (нормировано по хондриту  $C_1$ ): I — поле сиенитов Таймыра, II — поле остальных пород

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  $\epsilon Nd_t$ .

**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

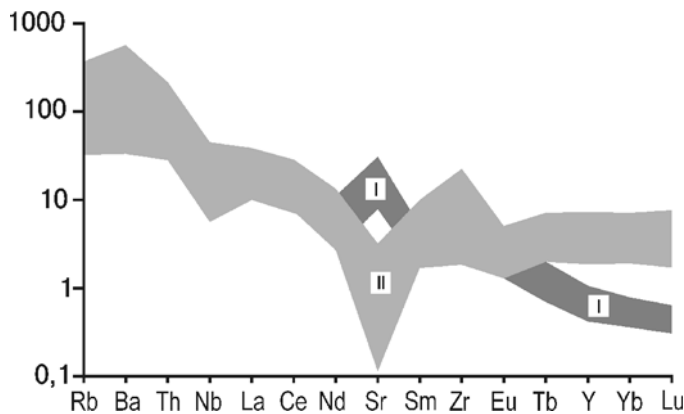


Рис. 6. Обобщенная спайдерграмма для щелочных и умеренно щелочных гранитоидов Циркум-Сибирского пояса (нормировано по N-MORB): I — поле сиенитов Таймыра, II — поле остальных пород

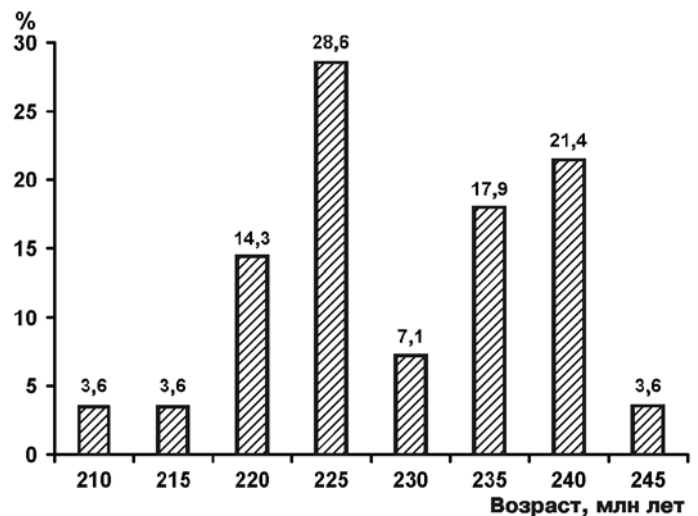


Рис. 7. Гистограмма распределения изотопного возраста (млн лет) субщелочных и щелочных гранитоидов Циркум-Сибирского пояса

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  $\epsilon Nd_t$  колеблется в широких пределах (от +5,62 до -5,18). Значения их изотопного возраста характеризуются бимодальным распределением (рис. 7) с отчетливыми пиками в интервалах  $240 \pm 5$  и  $225 \pm 5$  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, <sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar 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](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 Баренцево-моревого 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](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. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar 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 <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar 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.