

ВОЗРАСТ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ПЛАГИОГРАНИТОИДОВ САРАКОКШИНСКОГО МАССИВА (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

Н.Н. Крук*, С.Н. Руднев*, С.П. Шокальский, Г.А. Бабин*****

М.Л. Куйбида*, Е.Н. Лепехина, В.П. Ковач******

**Институт геологии и минералогии СО РАН
630090, г. Новосибирск, просп. акад. Коптюга, 3
E-mail: kruk@sbras.nsc.ru*

***Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
199026, г. Санкт-Петербург, Средний просп., 74
E-mail: shvsegei@mail.wplus.net*

****ФГУПП «Запсибгеолсъёмка»
Кемеровская обл., Новокузнецкий район, пос. Елань
E-mail: babin_ga@mail.ru*

*****Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
199034, г. Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2
E-mail: kovach@ik4843.spb.edu*

Поступила в редакцию 25 мая 2007 г.

Результаты изучения структурно-геологического положения, вещественного состава, геохронологических (U-Pb) и изотопно-геохимических (Sm-Nd) исследований плагиогранитоидов Саракокшинского габбро-диорит-тоналит-плагиогранитного массива (северо-восточная часть Горного Алтая), расположенного в структурах раннекембрийской системы вулканоплутонических островодужных поясов, позволили установить, что гранитоиды имеют значительно более молодой, по сравнению с вулканическими толщами, возраст и иную геодинамическую природу формирования. Установлено, что U-Pb изотопный возраст цирконов (SHRIMP-II) из плагиогранитов Саракокшинского массива составляет $512,2 \pm 6,2$ млн. лет. По петрохимическому составу и геохимическим особенностям породы этого массива относятся к низкоглиноземистым плагиогранитоидам толеитового ряда (М-типа), однако существенно отличаются как от раннекембрийских, так и от позднекембрийских-раннеордовикских гранитоидов смежных секторов пояса. Nd изотопные исследования ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,118$; $\varepsilon(\text{Nd})_t = +6,7$; $\text{TDM}(2\text{-st}) = 0,7$ млрд. лет) свидетельствуют о высокой доле в их источнике, вещества океанической литосферы. Анализ полученных результатов позволил сделать вывод о том, что в структурах Алтае-Северосаянского вулканоплутонического пояса плагиогранитоидный магматизм проявился на двух возрастных этапах: в раннем и позднем кембрии. Первый этап был обусловлен эволюцией островодужной системы, в то время как плагиогранитоидный магматизм второго этапа, маркирует начало крупномасштабных аккреционно-коллизионных событий в Алтае-Саянской складчатой области.

Ключевые слова: *Алтае-Саянская складчатая область, ранние каледониды, аккреционно-коллизионные процессы, плагиогранитоиды, U-Pb изотопный возраст, Nd изотопная систематика.*

AGE AND TECTONIC POSITION OF PLAGIOGRANITES OF SARAKOKSHA MASSIF (ALTAI MOUNTAINS)

N.N. Kruk*, S.N. Rudnev*, S.P. Shokalsky, G.A. Babin*****

M.L. Kuybida*, E.N. Lepekhina, V.P. Kovach******

**Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of RAS*

***All-Russian Research Geological Institute*

****FSUGE «Zapsibgeolsjemma»*

*****Institute of PreCambrian Geology and Geochronology RAS*

The findings of research on of geological position, chemical composition, geochronological (U-Pb), isotope-geochemical (Sm-Nd) investigations of plagiogranites in Sarakoksha gabbro-diorite-tonalite-

plagiogranite massive (north-eastern part of Altai Mountains), located in structures of Early-Cambrian volcano-plutonic island-arc belt, ascertain that the granitoids are younger than volcanic stratum and formed in different geodynamic settings. There was determined that U-Pb isotopic age (SHRIMP-II) of zircons from plagiogranites of Sarakoksha massif amounts $512 \pm 6,2$ Ma. According to chemical composition and geochemical traits the rocks of the massive correspond to low-alumina plagiogranites of tholeiitic trend (M-type) but essentially differ from Early-Cambrian and Late-Cambrian-Early-Ordovician granitoids of adjacent sectors of belt. Nd isotopic investigations ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,118$; $\varepsilon(\text{Nd})_t = +6,7$; $\text{TDM}(2\text{-st}) = 0,7$ Ga) confirm the great part of oceanic lithosphere substance in their source. Analysis of findings allow to conclude that in structures of Altai-Northern Sayan volcano-plutonic belt the plagiogranite magmatism appear at two age boundaries – Early Cambrian and Late Cambrian. The first stage was responded by evolution of island-arc system whereas the plagiogranite magmatism of second stage marked the beginning of large-scale accretion-collision events in Altai-Sayan Folded Region

Key words: *Altai-Sayan Folded region, Early Caledonides, accretion-collision events, plagiogranites, U-Pb isotopic age, Nd isotopic systematization.*

Введение

Проблема пространственно-временного соотношения вулканических и плутонических пород в вулканоплутонических структурах и поясах неизменно актуальна при проведении как региональных геологических работ, так палеогеодинамических реконструкций. Наиболее распространенная на сегодняшний день точка зрения предполагает, что эффузивные и интрузивные породы, входящие в состав вулканоплутонических ассоциаций, являются комагматичными, то есть сформированными из единой порции первичного расплава в одно и то же время.

Однако в последнее время появился большой объем геохронологических данных, свидетельствующих о наличии значительного временного разрыва между вулканическими толщами и ассоциирующими интрузиями, традиционно объединяемыми в единые вулканоплутонические ассоциации. Трансрегиональный характер этих различий свидетельствует, что эволюция магматизма (в частности чередование эффузивных и интрузивных ассоциаций) определяется глобальными процессами. Так, для Алтае-Саянской области (АССО) доказано, что гранитоидные массивы, ассоциирующие с раннекембрийскими вулканическими поясами, формировались в возрастном интервале от раннего кембрия до раннего ордовика [Шокальский и др., 2000; Владимиров и др., 2001; Руднев, Бабин, 2003; Руднев и др., 2004; Крук и др., 2005б, и др.]. Эти сведения привели к серьезному пересмотру взглядов на геологическую историю АССО и обусловили необходимость получения новых прецизионных данных о составе и возрасте ключевых гранитоидных интрузий.

В данной работе излагаются результаты исследования плагиогранитоидов северо-восточной части Горного Алтая. Сформированный здесь в раннепалеозойское время Сарысазский вулканоплутонический ареал является составной частью протяженной системы венд-раннекембрийских островодужных поясов [Берзин и др., 1994; Vladimirov et al., 2001; Бабин и др., 2003]. Вулканическая фация ареала представлена породами контрастной базальт-плагиоориолитовой серии сарысазского комплекса, интрузивная фация – породами саракокшинского габбродиорит-тоналит-плагиогранитного комплекса, петротипом которого является одноименный массив [Кривчиков, 1993; Гусев, 1994; Государственная..., 2001].

Геологическая позиция массива и петрографический состав пород

Саракокшинская интрузия площадью более 230 км^2 расположена в северо-восточной части Горного Алтая. Вмещающими для массива являются вулканогенно-осадочные толщи кембрия и девона, а также амфиболиты и гнейсы кебезенского метаморфического комплекса.

Контакты гранитоидов с вулканогенно-осадочными толщами повсеместно имеют тектонический характер. Взаимоотношения с породами условно среднекембрийского кебезенского метаморфического комплекса неоднозначны. По данным [Туркин и др., 1998; Государственная..., 2001], в восточной части массива гранитоиды преобразованы метаморфическими процессами. В то же время гнейсы и амфиболиты в обрамлении массива прорваны многочисленными жилами лейкократовых плагиогранитов, не претерпевших метаморфизма и де-

ВОЗРАСТ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ПЛАГИОГРАНИТОИДОВ

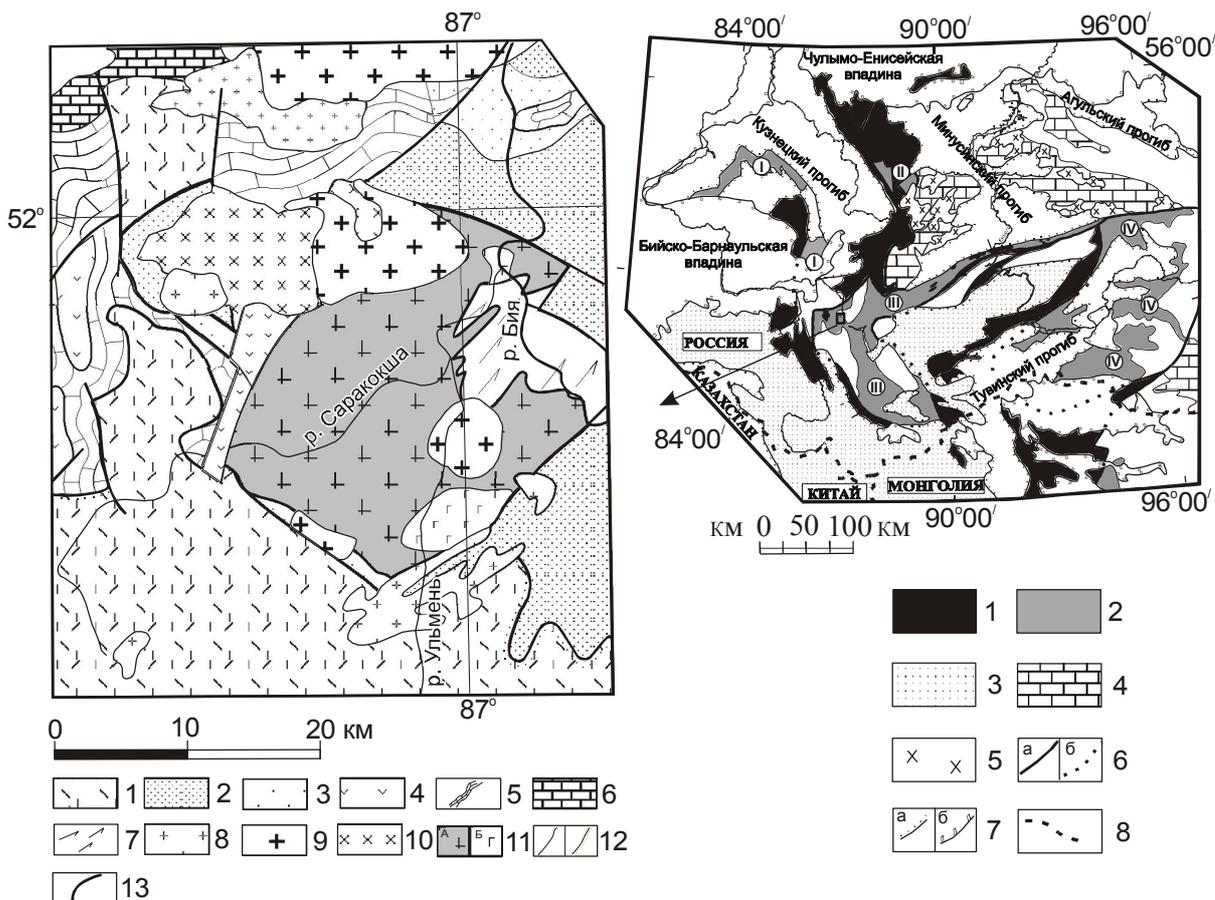


Рис. 1. Геологическая схема строения Саракокшинского массива (составлена по данным [Кривчиков, 1993; Vladimirov et al., 2001; Бабин и др., 2003] с дополнениями авторов).

1 – вулканиты нырнинской и саганской свит (D_{1-2}), 2 – мелководные отложения чойской, гурьяновской и кубойской свит ($O-D_1$), 3 – шельфовые отложения тандошинской и кульбичской свит (C_{2-3}), 4 – базальты и андезибазальты усть-семиной свиты (C_2), 5 – карбонатно-терригенно-туфогенные толщи тырганской и убинской свит (C_1), 6 – мраморизованные известняки, доломиты и кварциты баратальской серии (R_3-V), 7 – гнейсы и амфиболиты кебезеньского метаморфического комплекса ($C_2?$); 8 – гипабиссальные тела кызылташского комплекса (D_2) 9 – массивы гранитоидов турочакского комплекса (D_1); 10 – интрузии югалинского комплекса ($S_2(?)$ - D_1); 11 – породы саракокшинского комплекса ($C_{2,3}$): гранитоиды (а) и габброиды (б); 12 – геологические границы: стратиграфически согласные (а) и несогласные (б) – разломы.

На врезке показана схема венд-кембрийских вулканоплутонических поясов и палеобассейнов АССО (по данным [Бабин и др., 2003] с изменениями авторов).

1 – вулканоплутонические пояса с океаническими и (или) окраинноморскими ассоциациями; 2 – вулканоплутонические пояса с островодужными ассоциациями (I – Салаирский, II – Алатауский, III – Алтае-Северо-Саянский, IV – Тувинский); 3, 4 – венд-кембрийские палеобассейны (3 – турбидитовый, 4 – терригенно-карбонатный), 5 – раннепалеозойские гранитоидные батолиты; 6 – геологические границы (а – установленные, б – скрытые под более молодыми образованиями), 7 – границы наложенных прогибов (а – палеозойских, б – мезо-кайнозойских), 8 – государственные границы.

формаций. Сами плагиогранитоиды прорываются породами югалинского, турочакского и кызылташского комплексов девонского возраста [Крук и др., 2002].

Саракокшинский массив сложен диоритами, кварцевыми диоритами, тоналитами, плагиогранитами и лейкоплагиогранитами, жильная серия представлена мелкозернистыми лей-

коплагиогранит-порфирами и аплитами. Основной объем интрузии слагают светло-серые неравнозернистые биотитовые и биотит-амфиболовые плагиограниты и лейкоплагиограниты, состоящие в основном из полевого шпата (олигоклаза, реже андезина) и кварца, часто образующего хорошо ограненные зерна. Темноцветные минералы представлены коричневато-

Таблица 1

Представительные анализы пород Саракокшинского массива

№ пп.	1	2	3	4
№ пробы	8-733	8-727/3	8-729	8-727/1
SiO ₂	60,43	70,16	72,43	75,08
TiO ₂	0,867	0,26	0,143	0,087
Al ₂ O ₃	12,56	12,74	13,95	13,3
Fe ₂ O ₃ общ.	10,07	5,78	2,2	0,89
MnO	0,235	0,11	0,054	0,04
MgO	2,61	1,25	0,44	0,34
CaO	7,16	4,65	1,87	1,28
Na ₂ O	4,97	4,06	5,9	5,85
K ₂ O	0,24	0,5	2,4	2,77
P ₂ O ₅	0,03	0,09	0,03	0,03
п.п.п.	1,2	0,43	0,42	0,41
сумма	100,37	100,03	99,84	100,08
Rb	1,7	8,3	36,4	61,8
Sr	194	246	265	205
Y	1,9	8,4	5,1	4,7
Zr	1,3	52,7	26,5	27,1
Nb	0,57	3,38	2,78	3,27
Ba	51	98	766	668
La	0,32	8,28	6,21	3,19
Ce	0,57	14,43	9,02	5,77
Pr	0,09	1,691	1,450	0,792
Nd	0,43	5,88	5,94	3,28
Sm	0,19	1,13	0,97	0,69
Eu	0,412	0,210	0,277	0,211
Gd	0,30	0,94	0,96	0,65
Tb	0,06	0,14	0,15	0,11
Dy	0,36	0,88	0,82	0,60
Ho	0,07	0,20	0,20	0,17
Er	0,27	0,63	0,52	0,43
Tm	0,04	0,12	0,09	0,08
Yb	0,24	0,82	0,80	0,71
Lu	0,04	0,14	0,14	0,13
Hf	0,07	2,03	1,38	1,41
Ta	0,12	—	0,20	0,21
Th	0,09	2,30	1,54	2,37
U	0,03	0,74	0,28	0,77

Примечание. 8-733 – пироксен-амфиболовый кварцевый диорит, 8-727/3 – амфибол-биотитовый меланоплагиогранит, 8-729 – биотитовый плагиогранит с калишпатом, 8-727/1 – биотитовый лейкоплагиогранит.

Содержания петрогенных компонентов (мас. %) определены методом РФА в Аналитическом центре ИМГ СО РАН (аналитики А.Д. Киреев, Н.А. Глухова).

Концентрации редких и редкоземельных элементов (г/т) определены методом ICP-ms в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (аналитики И.В. Николаева, С.В. Палесский).

ВОЗРАСТ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ПЛАГИОГРАНИТОИДОВ

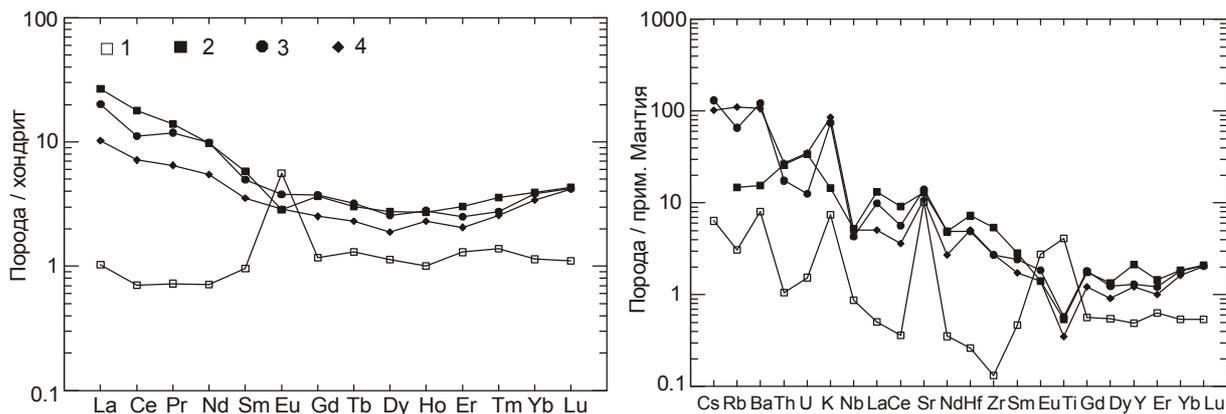


Рис. 2. Спектры распределения редкоземельных элементов (а) и мультиэлементные диаграммы (б) для пород Саракокшинского массива. Номера образцов соответствуют таблице 1.

зеленым биотитом и единичными зернами амфибола. В лейкогранитах присутствуют ксеноморфные зерна калиевого полевого шпата. В измененных образцах наблюдается развитие вторичного альбита и микроклина и, в редких случаях, мусковита. Для гранитоидов характерна гломеровидная структура (кучное расположение зерен одноименных минералов). Менее распространены тоналиты, гранодиориты и кварцевые диориты. По структурно-текстурным особенностям эти породы близки к плагиогранитам, но отличаются более широким набором темноцветных минералов (наряду с биотитовыми и биотит-амфиболовыми встречаются амфиболовые и амфибол-пироксеновые различия).

С плагиогранитоидами Саракокшинского массива тесно ассоциируют тела габброидов и диоритов. Они известны в виде различного размера останцов и ксеноблоков среди гранитоидов, а также слагают самостоятельные интрузии в обрамлении массива (рис. 1).

Характерной особенностью пород (как габброидов, так и гранитоидов) является высокая степень постмагматического преобразования (огнейсование, катаклаз) и широкое развитие вторичных минералов (альбит, калишпат, хлорит, амфибол, скаполит и др.).

Вещественный состав гранитоидов

Содержания петрогенных, редких и редкоземельных элементов в представительных образцах пород приведены в табл. 1.

По петрохимическому составу гранитоиды Саракокшинского массива отвечают низкощелоч-

ным натровым плагиогранитам. Для кварцевых диоритов и тоналитов характерны крайне низкие содержания некогерентных элементов: Rb (5-10 г/т), Nb (0,5-1 г/т), Ta (< 0,15 г/т) Zr (< 10 г/т), Th, U. Содержания РЗЭ также низкие, спектры их распределения квазисимметричные с выраженным европиевым максимумом (рис. 2а). На мультиэлементных диаграммах (рис. 2б) наблюдаются максимумы по Sr, Eu и Ti. В плагиогранитах и лейкоплагиогранитах содержания несовместимых элементов повышаются (табл. 1), достигая уровня, типичного для гранитоидов М-типа (по [Whalen et al., 1987]). Спектры распределения РЗЭ «дугообразные», слабо асимметричные (с $(La/Yb)_N = 2,5-5,5$) без европиевой аномалии (рис. 2а). С ростом кремнекислотности отмечается падение концентраций редкоземельных элементов. На мультиэлементных диаграммах (рис. 2б) наблюдаются максимумы по Sr, минимумы по Nb и Ti. Низкие $(La/Yb)_N$ отношения в сочетании с умеренными концентрациями глинозема ($Al_2O_3 = 12,0-13,5$ мас. %) указывают на принадлежность рассматриваемых пород к плагиогранитам низкоглиноземистого (океанического) типа (по [Арт, 1983]).

Изотопный состав неодима в плагиогранитах Саракокшинского массива ($^{143}Nd/^{144}Nd = 0,512715 \pm 12$ при $^{147}Sm/^{144}Nd = 0,118$; $\epsilon(Nd)_0 = +1,5$; $\epsilon(Nd)_t = +6,7$; TDM (2-st) = 0,7 млрд. лет) близок к таковому в раннекембрийских океанических базальтах западной части ACCO ($\epsilon(Nd)_t = +6...+8$ [Safonova et al., 2004; Крук и др., 2005а]), что свидетельствует о генерации плагиогранитных магм за счет вещества океанической литосферы.

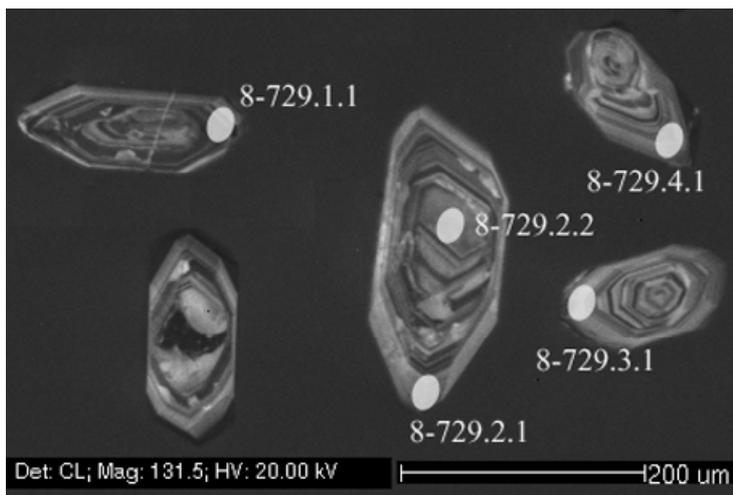


Рис. 3. Микрофотографии цирконов из плагиогранитов Саракокшинского массива, выполненные на сканирующем электронном микроскопе.

Возраст гранитоидов

Вопрос о возрасте плагиогранитов саракокшинского комплекса остается предметом дискуссии. Имеющиеся К-Аг датировки (568-410 млн. лет) не позволяют надежно установить их возраст. Основываясь на геологических данных, большинство исследователей полагают саракокшинские плагиограниты раннекембрийскими, параллелизуя их с породами майнского типа Западного Саяна. Альтернативная точка зрения высказана А.И. Гусевым [1994], считавшим гранитоиды Саракокшинской интрузии средне-позднекембрийскими.

Для определения возраста плагиогранитов в южной части Саракокшинского массива, в левобережье р. Саракокша, в 1 км ниже ус-

тья р. Ашпанак, была отобрана проба (№ 8-729) среднезернистых биотитовых плагиогранитов. Выделение циркона проведено в Институте геологии и минералогии СО РАН по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Циркон представлен зональными короткопризматическими зернами размером до 150 мкм, ограненными призмой {100} и дипирамидой {101} (рис. 3).

Изотопные анализы по единичным зернам циркона выполнены в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) на ионном микрозонде SHRIMP-II. Отобранные вручную зерна цирконов были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами цирконовых стандартов TEMORA и 91500. Затем зерна цирконов были сошлифованы и приполи-

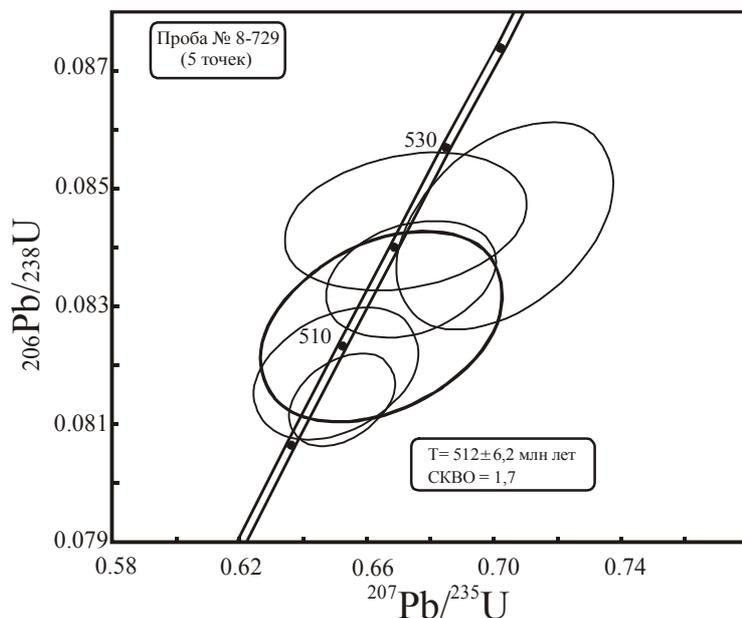


Рис. 4. U-Pb изотопная диаграмма с конкордией для цирконов из плагиогранитов Саракокшинского массива (проба № 8-729).

Таблица 2

Результаты U-Pb изотопных исследований единичных зерен циркона из плагиогранитов Саракокшинского массива (SHRIMP-II)

№ пп	Образец, точка	$^{206}\text{Pb}_c, \%$	U, ppm	Th, ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*, \text{ppm}$	Возраст по изотопным отношениям					Дискордантность, %	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$, %	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$, %	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$, %	Кэфф. корреляции		
							$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	7	8	9						10	
0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
1	8-729.1.1	0,17	458	133	0,30	32	504,60	±3,1	533	±34	6	0,0559	±1,4	0,6259	±1,6	0,08119	±0,63	0,401
2	8-729.4.1	0,03	185	33	0,18	13	507,2	±4,4	516	±54	2	0,0574	±2,2	0,648	±2,4	0,08184	±0,9	0,377
3	8-729.2.2	0,00	252	71	0,29	18	516,8	±3,9	550	±44	7	0,0563	±1,8	0,646	±2	0,08323	±0,77	0,388
4	8-729.2.1	0,00	160	24	0,16	11,6	522,2	±6,9	620	±62	19	0,0581	±2,3	0,674	±2,7	0,0841	±1,4	0,517
5	8-729.3.1	0,00	176	42	0,24	12,8	522,6	±4,6	520	±79	-1	0,0594	±2,8	0,694	±3	0,08462	±0,91	0,304

Примечание. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приведены на уровне 1σ, погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией приведены на уровне 2σ. Pb_c и Pb* соответственно обыкновенный и радиогенный свинец. Поправка на присутствие обыкновенного свинца введена по измеренному ^{204}Pb .

рованы приблизительно на половину своей толщины. Для выбора участков (точек) датирования на поверхности зерен использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодолюминесцентные изображения, отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов. Катодолюминесцентные изображения получены на сканирующем электронном микроскопе. Рабочее расстояние составляло 25-28 мм, ускоряющее напряжение – 20 кВ, ток сфокусированного пучка на цилиндре Фарадея – 4-6 нА. Измерения U-Pb отношений на SHRIMP-II проводились по методике [Williams, 1998]. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 4 нА, диаметр пятна (кратера) – 18 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID [Ludwig, 2000]. U-Pb отношения нормализовались на значение 0,0668, приписанное стандартному циркону TEMORA [Black et al., 2003]. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приведены на уровне 1σ, погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией приведены на уровне 2σ. Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX [Ludwig, 1999]. Поправка на присутствие обыкновенного свинца введена по измеренному ^{204}Pb . Результаты изотопных исследований приведены на рис. 4 и в табл. 2. Усредненный возраст, рассчитанный по пяти в той или иной степени дискордантным (от 1 до 19 %) точкам, оказался равным 512,2±6,2 млн. лет, то есть отвечает рубежу среднего-позднего кембрия.

Обсуждение результатов

Результаты изотопных исследований цирконов из плагиогранитов Саракокшинского массива показывают, что их возраст значительно отличается от возраста плагиогранитоидов майн-ского комплекса Западного Саяна (I-тип, 523,8±2,1 млн. лет [Руднев и др., 2005]). В то же время он идентичен (в пределах аналитической ошибки) возрасту плагиогранитов Дже-

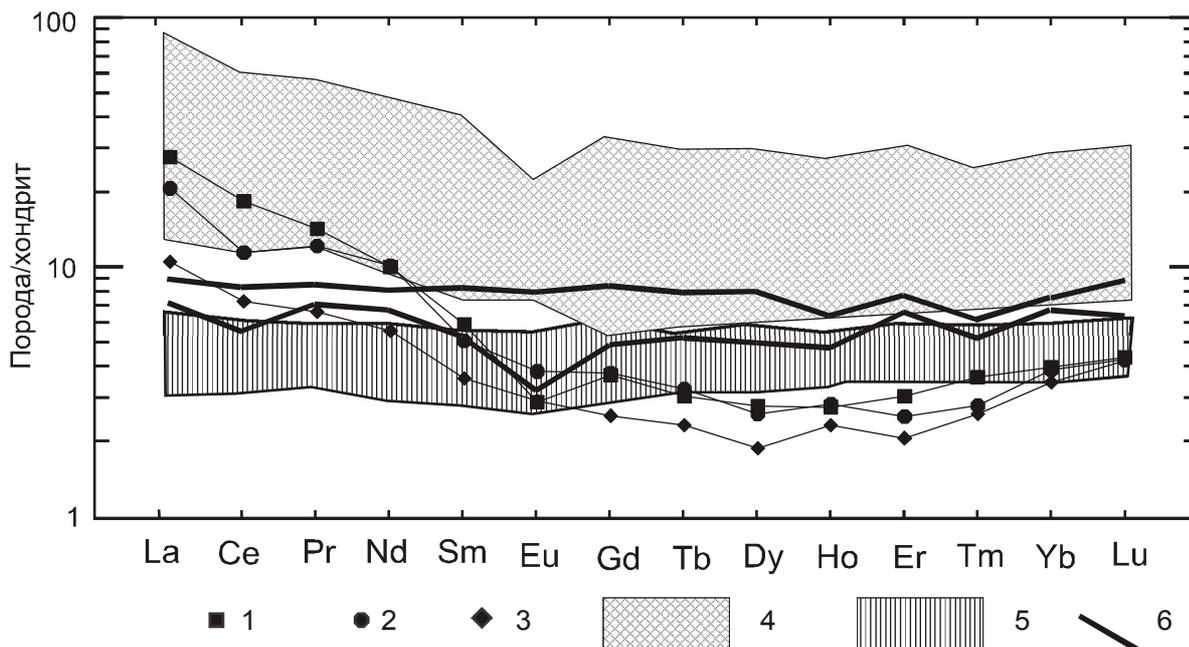


Рис. 5. Сравнение редкоземельных характеристик пород Саракокшинского массива с плагиогранитоидами Западного Саяна.

1-3 – породы Саракокшинского массива (1 – меланоплагиогранит, 2 – калишпатизированный плагиогранит, 3 – лейкоплагиогранит); 4, 5 – поля составов плагиогранитоидов Западного Саяна (по данным [Руднев и др., 2003; Крук и др., 2002]): 4 – раннекембрийские плагиогранитоиды, 5 – позднекембрийские – раннеордовикские плагиогранитоиды; 6 – позднекембрийские плагиогранитоиды Курайской зоны Горного Алтая (по данным [Крук и др., 2005б]).

гантерекского массива в Курайской зоне Горного Алтая (М-тип, $509 \pm 9,7$ млн. лет [Крук и др., 2005б]), который, в свою очередь, близок к возрасту плагиогранитов куртахского комплекса Западного Саяна (М-тип, 493 ± 3 млн. лет [Руднев, Бабин, 2003]). Сопоставление химизма пород Саракокшинского массива с плагиогранитоидами сопредельных территорий (Западного Саяна и Горного Алтая) (рис. 5) показывает ряд их отличий как от раннекембрийских (майнский комплекс Западного Саяна), так и от позднекембрийско-раннеордовикских (куртахский и таджилинский комплексы Западного Саяна и Горного Алтая, соответственно). От раннекембрийских плагиогранитов рассматриваемые породы отличаются деплетированностью в отношении редкоземельных элементов иттриевой группы, высокозарядных элементов (Zr, Hf, Nb, Ta), а также U и Th, а от позднекембрийско-раннеордовикских – повышенными концентрациями крупноионных литофильных элементов и, в меньшей степени, легких лантаноидов при одновременном обеднении тяжелыми РЗЭ (до Tm включительно), иттрия и титана.

Отметим, что главным аргументом в пользу точки зрения о раннекембрийском воз-

расте Саракокшинской интрузии являются находки галек плагиогранитов в базальных конгломератах вулканогенно-осадочных толщ второй половины раннего кембрия (тырганская и убинская свиты [Носков, 1995, и др.]). Однако в ходе проведенных авторами полевых работ было установлено, что конгломераты в нижней части разреза тырганской свиты, описанные Ю.С. Носковым в междуречье Аккая-Сарысаз, представляют собой внутриформационные образования. Гальки плагиогранитов распространены в них весьма локально и встречаются значительно реже, чем в одновозрастных образованиях Западного Саяна и Горной Шории, где наличие раннекембрийских плагиогранитов подтверждено радиологическими данными. Возможно, что присутствие плагиогранитного материала в конгломератах второй половины раннего кембрия является следствием его транспорта из соседних районов. Окончательное решение вопроса об источнике плагиогранитного материала возможно только в результате проведения комплексных исследований плагиогранитных галек в кембрийских и ордовикских осадочных толщах Северо-Восточного Алтая и сопредельных регионов (в том чис-

ле изучение их геохимических и изотопных характеристик) и сопоставления их с породами плагиогранитных интрузий.

Выводы

1. Плагиогранитоиды Саракокшинской интрузии имеют средне-позднекембрийский возраст, их становление оторвано во времени от формирования вулканических толщ сарысазского комплекса, традиционно объединявшихся с гранитоидами в единую вулканоплутоническую ассоциацию.

2. По вещественному составу плагиогранитоиды Саракокшинского массива резко отличаются от раннекембрийских пород майнского комплекса Западного Саяна. Геохимические характеристики не позволяют также параллелизовать их с другими позднекембрийскими-раннеордовикскими плагиогранитоидными комплексами Горного Алтая и Западного Саяна.

3. В пределах протяженной системы вулканоплутонических островодужных поясов плагиогранитоидный магматизм проявлялся по меньшей мере дважды: в середине раннего кембрия и, в значительно больших масштабах, в позднем кембрии. Первый этап был обусловлен эволюцией островодужной системы. Магматизм второго этапа, когда значительные объемы плагиогранитоидов проявились почти одновременно в разных вулканических ареалах от Западного Саяна до Горного Алтая и Горной Шории, маркирует начало крупномасштабных аккреционно-коллизийных событий в Алтае-Саянской складчатой области.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума СО РАН (проекты 6.5. и 7.10.2.) и РФФИ (проекты 04-05-64443, 06-05-64767).

Список литературы

Арт Дж.Г. Некоторые элементы примеси в трондьемитах – их значение для выяснения генезиса магмы и палеотектонических условий // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 99-105.

Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Руднев С.Н. Венд-кембрийские вулканические пояса Алтае-Саянской складчатой области // Мат-лы Всерос. совещ. «Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований». Новосибирск: СО РАН, Филиал «Гео», 2003. С. 24-26.

Берзин Н.А., Колман Р.К., Добрецов Н.Л. и др. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 8-28.

Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П. и др. Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 8. С. 1157-1178.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Алтайская. Лист М-45-III. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2001. 194 с.

Гусев А.И. Интрузивный магматизм Синюхинского рудного узла // Геология и геофизика. 1994. № 11. С. 28-40.

Кривчиков А.В. Саракокшинский гранитоидный массив в Горном Алтае // Геология и геофизика. 1993. № 8. Депонирована в ВИНТИ. № 412–В 93, 13 с.

Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Бабин Г.А., Руднев С.Н. Реликты неопротерозойского палеоокеана в структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса: специфика состава и геодинамическая интерпретация // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Мат-лы XXXVIII Тектонического совещ. Т. 1. М.: ГЕОС, 2005а. С. 349-351.

Крук Н.Н., Руднев С.Н., Владимиров В.Г. и др. Гранитоидные батолиты и сдвиговые деформации зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна // Мат-лы Всерос. конф. «Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков». Иркутск: ИЗК СО РАН, 2002. С. 61-63.

Крук Н.Н., Руднев С.Н., Куйбида М.Л. и др. Геохимия и возраст плагиогранитов Курайской зоны (Горный Алтай) // Мат-лы совещ. «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005б. Т. 2. С. 7-10.

Носков Ю.С. Некоторые особенности состава базальных конгломератов палеозойских отложений центральной и юго-восточной части Горного Алтая // Мат-лы конф. «Геологическое строение и полезные ископаемые западной части Алтае-Саянской горной области». Новокузнецк: Южсибгеолком, 1995. С. 54-56.

Руднев С.Н., Бабин Г.А. U-Pb, Ar-Ar изотопный возраст и геодинамическая интерпретация плагиогранитов Северо-Саянской зоны (Западный Саян) // Мат-лы II Российской конф. по изотопной геохронологии «Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза». СПб.: Центр ин-формационной культуры, 2003. С. 432-435.

Руднев С.Н., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др. Геологическая позиция, возраст и геохимическая модель формирования островодужных плагиогранитоидов Западного Саяна // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 2. С. 170-187.

- Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А. и др.* Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Алтае-Саянской складчатой области (латерально-временная зональность, источники) // Докл. РАН. 2004. Т. 396. №3. С. 369-373.
- Туркин Ю.А., Федак С.И., Коржнев В.Н.* О возрасте кебезенского метаморфического комплекса // Мат-лы конф. «Актуальные вопросы геологии и географии Сибири». Т. 1. Томск: Томский госуниверситет, 1998. С. 160-161.
- Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др.* Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: СО РАН. Филиал «Гео», 2000. 187 с.
- Black L.P., Kamo S.L. et al.* TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology // Chemical Geology. 2003. V. 200. P. 155-170.
- Ludwig K.R.* User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10, a geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Special Publication. 1999. № 1a. Berkeley CA USA.
- Ludwig K.R.* SQUID 1.00, a user's manual // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 2000. № 2.
- Safonova I.Y., Buslov M.M., Iwata K., Kokh D.A.* Fragments of Vendian-Early Carboniferous oceanic crust of the Paleo-Asian Ocean in foldbelts of the Altai-Sayan region of Central Asia: Geochemistry, biostratigraphy and structural setting // Gondwana Research. 2004. V. 7. № 3. P. 771-790.
- Vladimirov A.G., Babin G.A., Rudnev S.N. et al.* Geology, Magmatism and Metamorphism of the Western Part of Altai-Sayan Fold Region // The field excursion guide for geological of the Third International Workshop of the IGCP-420 Project «Continental growth in the Phanerozoic: Evidence from Central Asia». Novosibirsk: UIGGM RAN, 2001. 140 p.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W.* A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 95. P. 409-419.
- Williams I.S.* U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe // Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes / M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley (eds). Reviews in Economic Geology. 1998. V 7. P. 1-35.

Рецензент доктор геол.-мин. наук В.В. Холоднов