

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ ЧУЙСКОГО И КУТИМСКОГО КОМПЛЕКСОВ (юг Сибирского кратона): ВОЗРАСТ, ПЕТРОГЕНЕЗИС И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА

Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов, С.Л. Пресняков*, Т.Б. Баянова**

Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

** Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
199106, Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия*

*** Геологический институт КНЦ РАН,
184209, Апатиты, Мурманская обл., ул. Ферсмана, 14, Россия*

Детальные геохимические, изотопные и геохронологические исследования были проведены для гранитоидов чуйского и кутимского комплексов Байкальского краевого выступа фундамента Сибирского кратона. Полученные результаты позволили установить, что гранитоиды обоих комплексов приурочены к одной тектонической структуре (Аkitканский складчатый пояс) и имеют сходный абсолютный возраст. Датирование U-Pb методом по циркону гранитов кутимского комплекса показало, что они имеют возраст 2019 ± 16 млн лет, который практически совпал с оценкой возраста 2020 ± 12 млн лет, полученной ранее для гранитоидов чуйского комплекса. Несмотря на близкий возраст, гранитоиды обоих комплексов обнаруживают существенные отличия в геохимических характеристиках. Гранитоиды чуйского комплекса по своему составу соответствуют известковым и известково-щелочным перглиноземистым трондьемитам, а граниты кутимского комплекса известково-щелочным и щелочно-известковым перглиноземистым гранитам. Граниты чуйского комплекса близки породам ТТГ (тоналит-трондьемит-гранодиоритовой) серии, и на основании содержаний CaO, Sr, Ba сопоставимы с гранитами I-типа. Граниты кутимского комплекса по содержанию в них петрогенных оксидов близки окисленным гранитам A-типа. Изучение изотопного состава Nd в гранитоидах чуйского и кутимского комплексов показало, что породы обоих комплексов характеризуются близкими положительными значениями $\epsilon_{Nd}(T) = 1.9-3.5$, которые свидетельствуют о формировании исследованных пород за счет источников с короткой коровой предысторией. На основании петрогеохимических данных было установлено, что гранитоиды чуйского комплекса могли быть образованы за счет плавления метабазитового источника, а граниты кутимского комплекса — за счет корового источника кварц-полевошпатового состава. Оценка *PT* параметров кристаллизации гранитоидных расплавов показала, что формирование гранитоидов чуйского комплекса осуществлялось при температуре $735-776$ °C (температура насыщения расплава цирконом) и давлении > 10 кбар, а гранитов кутимского комплекса при температуре $819-920$ °C и давлении > 10 кбар. Предполагается, что формирование гранитоидов чуйского и кутимского комплексов происходило в утолщенной континентальной коре в пределах аккреционного орогена.

Граниты, трондьемиты, U-Pb геохронология, геохимия, аккреционный ороген, палеопротерозой, Сибирский кратон.

PALEOPROTEROZOIC GRANITOIDS OF THE CHUYA AND KUTIMA COMPLEXES (southern Siberian craton): AGE, PETROGENESIS, AND GEODYNAMIC SETTING

T.V. Donskaya, D.P. Gladkochub, A.M. Mazukabzov, S.L. Presnyakov, and T.B. Bayanova

Detailed geochemical, isotope, and geochronological studies were carried out for the granitoids of the Chuya and Kutima complexes of the Baikal marginal salient of the Siberian craton basement. The obtained results indicate that the granitoids of both complexes are confined to the same tectonic structure (Akitkan fold belt) and are of similar absolute age. U-Pb zircon dating of the Kutima granites yielded an age of 2019 ± 16 Ma, which nearly coincides with the age of 2020 ± 12 Ma obtained earlier for the granitoids of the Chuya complex. Despite the close ages, the granitoids of these complexes differ considerably in geochemical characteristics. The granitoids of the Chuya complex correspond in composition to calcic and calc-alkalic peraluminous trondhjemites, and the granites of the Kutima complex, to calc-alkalic and alkali-calcic peraluminous granites. The granites of the Chuya complex are similar to rocks of the tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) series and are close in CaO, Sr, and Ba contents to I-type granites. The granites of the Kutima complex are similar in contents of major oxides to oxidized A-type granites. Study of the Nd isotope composition of the Chuya and Kutima granitoids showed their close positive values of $\epsilon_{Nd}(T)$ (1.9–3.5), which indicates that both rocks formed from sources with a short crustal history. Based on petrogeochemical data, it has been established that the Chuya granitoids might have been formed through the melting of a metabasic source, whereas the Kutima granites, through the melting of a crustal source of quartz-feldspathic composition. Estimation of the *PT*-conditions of

granitoid melt crystallization shows that the Chuya granitoids formed at 735–776°C (zircon saturation temperature) and >10 kbar and the Kutima granites, at 819–920°C and >10 kbar. It is assumed that the granitoids of both complexes formed in thickened continental crust within an accretionary orogen.

Granites, trondhjemites, U–Pb geochronology, geochemistry, accretionary orogen, Paleoproterozoic, Siberian craton

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время согласно общепринятой точки зрения предполагается, что формирование Сибирского кратона как единой крупной структуры произошло на временном интервале 1.8–2.0 млрд лет [Розен, 2003]. Комплексами-индикаторами завершения процесса становления структуры кратона являются многочисленные комплексы палеопротерозойских гранитоидов, широко представленные в пределах южных краевых выступов кратона, а также породы Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса. Эти образования, имеющие возраст 1.84–1.88 млрд лет, были объединены А.М. Лариным с соавторами [Ларин и др., 2003] в единый Южно-Сибирский постколлизийный магматический пояс. Степень изученности этих пород может быть охарактеризована как вполне достаточная для современного уровня знаний о геологии региона [Ларин и др., 2000, 2006; Донская и др., 2002, 2003, 2005, 2008; Левицкий и др., 2002; Ножкин и др., 2003; Туркина и др., 2003, 2006; Туркина, 2005; Савельева, Базарова, 2012]. Комплексы-индикаторы ранних стадий становления структуры кратона исследованы с гораздо меньшей детальностью.

Анализ опубликованных к настоящему времени U-Pb определений возраста магматических и метаморфических пород, отобранных в пределах выступов фундамента Сибирского кратона, показал, что в течение временного интервала ~ 2.2–2.4 млрд лет проявления магматической и метаморфической деятельности практически отсутствовали в блоках, объединившихся впоследствии в структуру кратона [Rojas-Agramonte et al., 2011]. Первые проявления магматических событий после отмеченного выше интервала связаны с раннепротерозойским рифтогенезом в пределах краевой части Чара-Олекминского террейна Алданского щита [Ларин и др., 2002; Котов, 2003]. С начальными стадиями этого события связано внедрение даек пикритов с возрастом 2204 ± 41 млн лет [Пухтель, Журавлев, 1992], а с завершающими — внедрение щелочных гранитов катугинского комплекса, для которых определяется возраст 2066 ± 6 млн лет [Ларин и др., 2002]. Однако данные события никак не связаны собственно со стадией становления структуры Сибирского кратона, а отражают скорее процессы, протекавшие в отдельных блоках (террейнах).

Начиная с временного рубежа ~ 2.06 млн лет краевые части некоторых архейских террейнов, впоследствии вошедших в единую структуру кратона, начали развиваться в режиме активной континентальной окраины, по соседству с которыми закладывались островные дуги. В частности, для временного интервала 2.00–2.06 млрд лет фиксируется развитие активной континентальной окраины Олекмо-Алданской микроплиты и Федоровской островной дуги, вошедших в дальнейшем в структуру Алданского супертеррейна [Котов, 2003; Великославинский и др., 2003; Анисимова и др., 2006]. Известково-щелочные граниты I-типа с возрастом 2.02 млрд лет, образование которых осуществлялось в обстановке активной континентальной окраины, были отмечены в пределах Голоустенского выступа фундамента Сибирского кратона [Poller et al., 2005]. В пределах Байкальского выступа фундамента Сибирского кратона Л.А. Неймарком с соавторами [Неймарк и др., 1998], А.М. Лариным с соавторами [Ларин и др., 2006] были охарактеризованы гранитоиды чуйского комплекса, которые они рассматривали как островодужные образования, формирующиеся над зоной субдукции. U-Pb возраст по циркону гранитов разных массивов этого комплекса был оценен как 2.02 и 2.06 млрд лет соответственно [Неймарк и др., 1998].

В Байкальском выступе, кроме низкокальциевых гранитоидов чуйского комплекса, при геолого-съемочных работах были отмечены граниты с высоким содержанием щелочей, которые рассматривались в составе отдельного кутимского комплекса, но по ряду своих петрографических и петрогеохимических характеристик сопоставлялись с гранитами чуйского комплекса. Отсутствие надежных оценок возраста и геохимических данных по щелочным гранитам кутимского комплекса, находящегося в ассоциации с низкокальциевыми гранитами чуйского комплекса, обозначило задачу детального изучения гранитоидов этих двух комплексов с целью решения вопросов о возрасте, петрогенезисе и геодинамической обстановке формирования двух вышеуказанных комплексов. В конечном итоге полученные результаты способствуют более аргументированному пониманию особенностей процесса становления структуры Сибирского кратона.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ГРАНИТОИДОВ ЧУЙСКОГО И КУТИМСКОГО КОМПЛЕКСОВ

Гранитоиды чуйского и кутимского комплексов распространены в пределах северной части Байкальского краевого выступа Сибирского кратона (рис. 1). Согласно схемам тектонического строения Сибирского кратона, данный регион относится к раннепротерозойскому Аkitканскому складчатому поясу [Rosen et al., 1994; Розен, 2003; Gladkochub et al., 2006], раннепротерозойскому Чуйскому парагнейсовому террейну [Smelov, Timofeev, 2007] или приурочен к той части фундамента кратона, которая перекрыта рифейскими образованиями [Глебовицкий и др., 2008].

Гранитоиды чуйского комплекса (чуйско-кодарского в легендах геологических карт) прорывают метаморфизованные осадочно-вулканогенные отложения чуйской и неруканской свит раннего протерозоя (см. рис. 1). Гранитоиды образуют крупные массивы, размеры которых достигают 600—1000 км² и

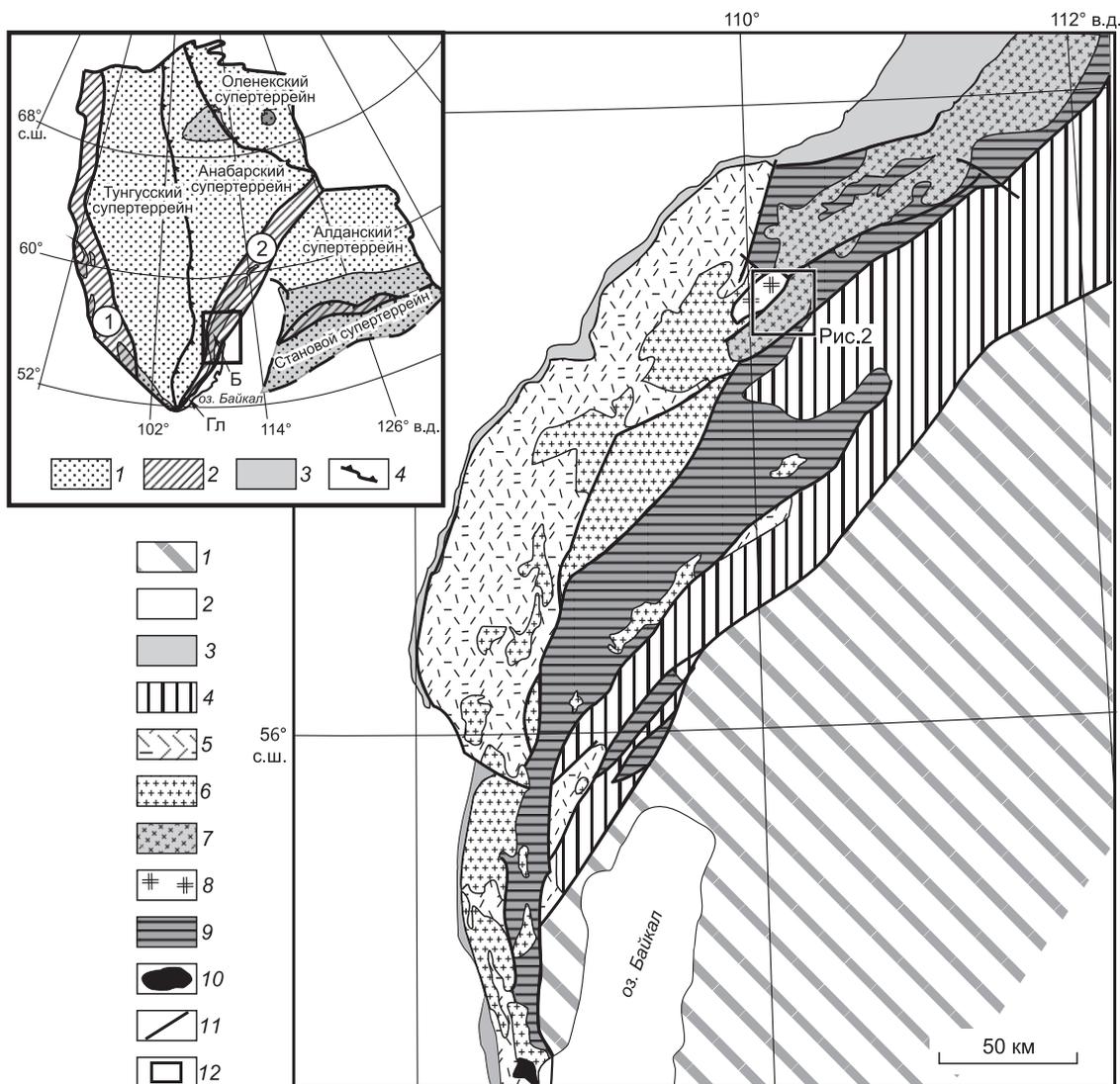


Рис. 1. Схема геологического строения северной части Байкальского краевого выступа Сибирского кратона (модифицированная по [Геологическая..., 1983; Donskaya et al., 2009]).

1 — Центрально-Азиатский складчатый пояс; 2 — вендские—раннепалеозойские отложения чехла Сибирской платформы; 3 — неопротерозойские неметаморфизованные отложения; 4 — мезопротерозойские метаморфизованные отложения; 5 — палеопротерозойские комплексы; 6 — постколлизийные терригенно-вулканогенные породы (нерасчлененные), 7 — гранитоиды чуйского комплекса, 8 — гранитоиды кутимского комплекса, 9 — метаморфические породы чуйской свиты; 10 — архейские гранитоиды; 11 — главные разломы; 12 — контуры рис. 2.

На врезке — схема основных тектонических элементов Сибирского кратона (модифицированная по [Розен, 2003; Gladkochub et al., 2006]). 1 — основные супертеррейны; 2 — палеопротерозойские складчатые пояса; 3 — выступы фундамента; 4 — шовные зоны. Цифры на рисунке в кружках: 1 — Ангарский складчатый пояс; 2 — Аkitканский складчатый пояс. Гл — Голоустенский выступ фундамента; Б — Байкальский выступ фундамента.

более. Во многих случаях гранитоиды подвержены динамометаморфическим изменениям, связанным с каледонскими событиями [Зорин и др., 2008].

Традиционно выделяются три фазы внедрения гранитоидов чуйского комплекса. Породы первой фазы, распространенные максимально широко, представлены биотитовыми и биотит-амфиболовыми гранодиоритами и гранитами, часто разгнейсованными (динамометаморфизованными). Возраст разгнейсованных гранодиоритов, отобранных в междуречье рек Б. Черная и Б. Чуя и относимых к первой фазе комплекса, был определен U-Pb методом по циркону Л.А. Неймарком с соавторами [Неймарк и др., 1998] и составил 2020 ± 12 млн лет. Вторая и третья фазы гранитов этого комплекса всегда выделялись достаточно условно, иногда на основании наличия между ними и гранитоидами первой фазы интрузивных контактов, в иных случаях — на основании косвенных геологических данных. Поэтому никогда не исключался другой возраст гранитов, условно относимых ко второй и третьей фазам чуйского комплекса. Л.А. Неймарк с соавторами [Неймарк и др., 1998] получили возраст 2066 ± 10 млн лет для лейкогранитов, относимых к третьей фазе комплекса, т.е. древнее, чем полученный ими же возраст для гранитов первой фазы. Однако авторы в своей работе не охарактеризовали взаимоотношения датированных ими пород, относимых к первой и третьей фазам, что не позволяет уверенно рассматривать датированный лейкогранит в качестве породы третьей фазы внедрения чуйского комплекса. Кроме того, А.М. Ларин с соавторами [Ларин и др., 2006] изучили двуслюдяные граниты Кевактинского массива, также относимые ранее к чуйскому комплексу, прорывающие раннепротерозойские образования Тонодского выступа, расположенного к северу от Байкальского выступа, и показали, что они имеют возраст 1846 ± 8 млн лет. Авторы обоснованно предложили подразделить чуйско-кодарский комплекс на чуйский, имеющий возраст 2.02 млрд лет, и чуйско-кодарский с возрастом 1.85 млрд лет [Ларин и др., 2006].

Кутимский комплекс гранитоидов в пределах Байкальского краевого выступа кратона всегда выделялся с определенной долей условности. Предполагалось, что он мог являться составной частью ирельского комплекса Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, и в то же самое время допускалось, что обнаруживается сходство по ряду петрографических и петрогеохимических характеристик между гранитоидами кутимского и чуйского комплексов. В легендах геологических карт возраст гранитоидов кутимского комплекса определялся по косвенным признакам как среднепротерозойский, надежные определения возраста отсутствовали [Демин, Демина, 1973; Артемьев и др., 1984]. Также вполне возможно, что в кутимский комплекс были объединены и разновозрастные гранитоиды. Обнаруживаются тектонические контакты гранитоидов кутимского комплекса с породами чуйского и ирельского комплексов. В зонах, прилегающих к крупным разломам, гранитоиды кутимского комплекса динамометаморфизованы.

Гранитоиды комплекса образуют крупные (до 180 км^2) и ряд мелких массивов. При этом суммарная площадь выходов гранитоидов кутимского комплекса намного меньше, чем гранитов чуйского и ирельского комплексов (см. рис. 1). Согласно легендам геологических карт, породы кутимского комплекса представлены гранодиоритами, кварцевыми диоритами, кварцевыми монцонитами, гранитами, сиенитами, граносиенитами. Однако, возможно, данный набор пород присущ не только собственно кутимскому комплексу, а скомбинирован из кутимского и ирельского комплексов, которые при полевых исследованиях часто не разделялись [Артемьев и др., 1984].

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

В качестве объектов исследования были выбраны гранитоиды, относимые к первой фазе чуйского комплекса и кутимскому комплексу в районе среднего течения р. Чая (рис. 2). Район исследования выбран с учетом того факта, что здесь отмечаются выходы гранитоидов обоих комплексов, минимально подверженные наложенным динамометаморфическим преобразованиям. Контакт между гранитоидами обоих комплексов тектонический.

Породы чуйского комплекса представлены среднезернистыми гранитами, сложенными кварцем, серицитизированным плагиоклазом, и, в меньших количествах, калиевым полевым шпатом. Темноцветные минералы (биотит, роговая обманка) практически полностью замещены хлорит-эпидотовым агрегатом. Аксессуары представлены рудным минералом, апатитом и цирконом.

Породы кутимского комплекса представлены среднекрупнозернистыми гранитами. Главными минералами этих гранитов являются кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, роговая обманка, биотит отмечается как второстепенный минерал, в качестве аксессуарных минералов встречаются сфен, ортит, апатит, циркон, рудный минерал. Породы подвержены вторичным изменениям: плагиоклаз серицитизирован, роговая обманка и биотит замещены хлоритом и эпидотом.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Представительные образцы гранитов чуйского и кутимского комплексов, отобранные в районе среднего течения р. Чаи, были проанализированы на содержание петрогенных оксидов, редких и редко-

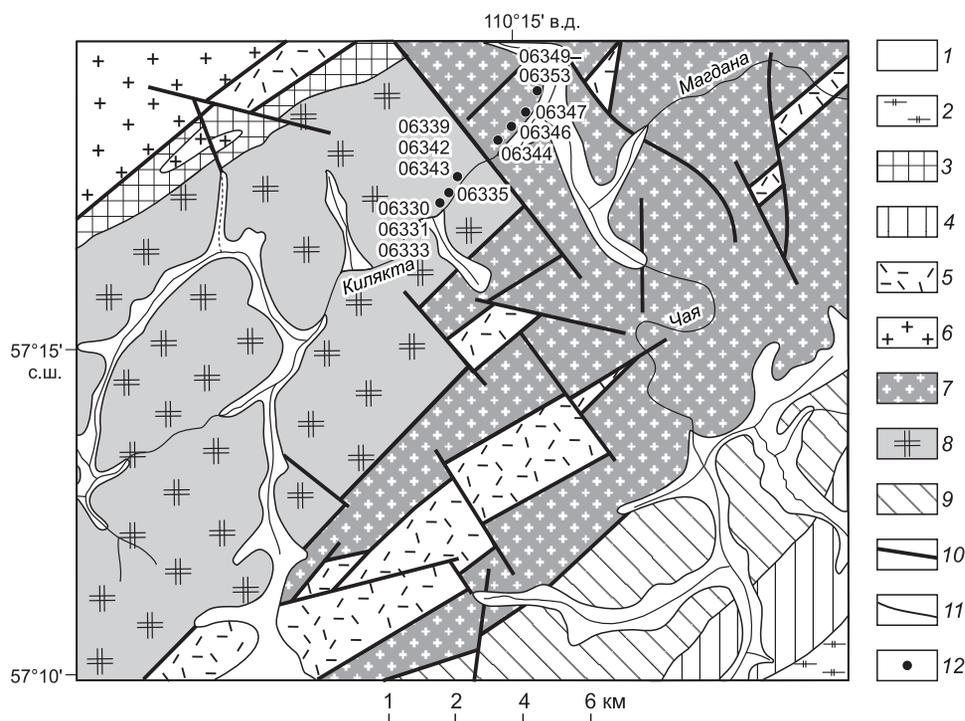


Рис. 2. Схема геологического строения района среднего течения р. Чая (модифицирована по [Артемьев и др., 1984]).

1 — четвертичные отложения; 2 — гранитоиды мамско-оронского комплекса (ранний палеозой); 3 — осадочные отложения байкальской серии (неопротерозой); 4 — метаморфизованные отложения витимской свиты (неопротерозой); 5, 6 — Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс (палеопротерозой); 5 — терригенно-вулканогенные породы акитканской серии, 6 — гранитоиды ирельского комплекса; 7 — гранитоиды чуйского комплекса (палеопротерозой); 8 — гранитоиды кутимского комплекса (палеопротерозой); 9 — метаморфические породы чуйской свиты (палеопротерозой); 10 — разломы; 11 — прочие геологические границы; 12 — точки отбора проб.

земельных элементов. Для четырех образцов гранитов было выполнено определение изотопного состава Nd. Датирование U-Pb методом по циркону было проведено для гранита кутимского комплекса. Точки отбора проб на петрогеохимические, изотопно-геохимические и геохронологические исследования показаны на рис. 2.

Определение основных петрогенных оксидов выполнено методом силикатного анализа в ИЗК СО РАН (аналитики Н.Н. Ухова, Н.Ю. Царева). Определение содержаний Cr и Ni было выполнено рентгенофлуоресцентным методом в ИЗК СО РАН (аналитик Е.В. Худогова). Определение содержаний редких и редкоземельных элементов было выполнено методом ICP-MS в Центре коллективного пользования ИНЦ СО РАН на VG Plasmaquad PQ-2 (VG Elemental, England) (аналитики С.В. Пантеева, В.В. Маркова) в соответствии с методикой [Garbe-Schonberg, 1993]. Калибровку прибора осуществляли по международным стандартам G-2, GSP-2. Химическое разложение проб для ICP-MS анализа проводили методом сплавления с метаборатом лития по методике [Panteeva et al., 2003], что позволило достичь полного растворения всех минералов. Ошибка определений редких и редкоземельных элементов методом ICP-MS составляет не более 5 %.

Определения содержаний Sm и Nd и изотопного состава Nd для четырех проб были выполнены в Геологическом институте КНЦ РАН, г. Апатиты. Подготовку проб для изотопного анализа проводили по методике, опубликованной в работе Т.Б. Баяновой [Баянова, 2004]. Изотопный состав Nd и концентрации Sm и Nd были измерены на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 (RPQ) в статическом режиме. Холостое внутрилабораторное загрязнение за время исследований составляло 0.06 нг для Sm, 0.3 нг для Nd. Ошибки воспроизводимости определений изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ — $\pm 0.2\%$ (2 σ), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ — $\pm 0.003\%$ (2 σ). Точность определения концентраций Sm и Nd составила $\pm 0.2\%$ (2 σ). Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.251578$, что соответствует $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, и приведены к отношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$ в Nd-стандарте La Jolla. Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Nd-стандарте La Jolla за период измерений составило 0.511851 ± 17 ($n = 20$).

Химический состав гранитоидов чуйского и кутимского комплексов

Таблица 1.

Компонент	Гранитоиды чуйского комплекса										Граниты кутимского комплекса									
	06344	06346	06347	06349	06350	06351	06352	06353	06330	06331	06333	06335	06339	06342	06343					
SiO ₂ , мас. %	71.48	71.78	72.39	71.48	71.66	71.49	71.55	72.27	70.56	73.38	70.02	71.79	74.16	74.11	74.37					
TiO ₂	0.21	0.20	0.21	0.22	0.22	0.22	0.21	0.20	0.48	0.38	0.38	0.31	0.43	0.32	0.38					
Al ₂ O ₃	15.74	15.54	14.97	15.30	15.03	15.19	15.31	14.80	13.77	12.46	14.97	13.96	11.90	12.55	11.92					
Fe ₂ O ₃	0.75	0.69	0.96	1.02	0.73	1.11	0.99	0.98	1.03	0.84	0.86	0.76	0.91	1.35	1.14					
FeO	1.31	1.28	0.97	1.28	1.61	1.13	1.23	1.20	2.18	2.69	1.94	2.08	2.87	1.93	2.74					
MnO	0.03	0.03	0.04	0.04	0.05	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.02	0.04	0.04	0.04					
MgO	0.43	0.46	0.52	0.57	0.71	0.82	0.78	0.75	0.91	0.37	0.52	0.36	0.76	0.19	0.18					
CaO	2.49	2.64	2.43	2.57	1.78	1.66	1.74	1.86	1.71	0.66	1.68	1.08	0.48	1.40	1.32					
Na ₂ O	4.80	4.98	4.50	4.88	4.37	4.32	4.58	4.41	3.74	2.52	4.22	3.92	2.61	2.67	2.60					
K ₂ O	1.92	1.60	1.75	1.43	2.02	2.33	2.18	1.96	3.71	5.15	3.70	4.21	4.55	4.56	4.20					
P ₂ O ₅	0.07	0.07	0.07	0.08	0.08	0.07	0.08	0.07	0.13	0.06	0.10	0.07	0.06	0.06	0.06					
П.л.п.	0.86	0.84	1.09	1.14	1.26	1.47	1.31	1.22	1.21	0.95	1.07	0.89	1.22	0.75	0.75					
H ₂ O ⁻	0.11	0.08	0.02	0.07	0.06	0.07	0.04	0.02	0.05	0.05	0.07	0.11	0.09	0.08	0.07					
Сумма	100.20	100.18	99.92	100.07	99.58	99.90	100.05	99.78	99.52	99.55	99.56	99.56	100.08	100.01	99.77					
Rb, г/т	69.57	45.96	57.41	54.83	61.53	66.94	62.69	57.15	105.31	146.05	108.71	124.86	119.49	125.30	138.83					
Sr	758.13	632.44	516.55	537.75	410.12	327.66	398.79	383.29	227.33	160.34	243.50	165.38	118.35	259.01	192.37					
Y	6.01	5.13	4.47	4.70	5.18	7.01	4.92	5.66	15.40	35.21	10.22	9.64	37.26	38.16	46.79					
Zr	98.64	88.27	82.05	89.23	123.40	122.00	104.27	86.17	322.25	411.30	233.31	240.61	526.02	406.08	514.31					
Nb	3.38	7.05	3.59	3.75	6.56	5.24	3.02	4.94	13.90	19.06	12.54	12.43	23.46	19.09	22.20					
Ba	1032.99	582.54	520.36	571.18	463.45	400.06	451.51	337.50	1347.92	1916.81	1141.46	1071.41	1498.09	2032.39	1556.06					
Cr	12	11	11	12	12	11	1	9	14	9	13	12	11	6	7					
Ni	7	6	6	5	5	5	5	6	7	8	7	7	7	6	6					
La	15.39	8.05	12.93	15.86	12.45	13.08	16.57	14.13	68.44	24.56	48.86	30.83	60.02	58.66	101.87					
Ce	27.66	14.44	22.56	28.00	21.45	23.77	30.52	24.96	134.48	62.97	97.41	61.60	121.07	140.70	197.25					
Pr	3.23	1.69	2.52	3.07	2.48	2.79	3.37	2.96	15.89	7.96	11.72	7.32	16.49	13.51	22.30					
Nd	12.78	7.12	9.65	11.91	9.62	10.59	12.83	10.71	49.34	37.88	38.37	22.70	57.14	54.30	85.26					
Sm	2.40	1.66	1.95	2.09	1.95	1.97	2.24	1.76	6.63	8.57	5.10	3.41	9.16	10.48	15.51					
Eu	0.77	0.46	0.54	0.58	0.50	0.60	0.58	0.48	0.76	1.80	0.88	1.03	1.49	2.17	2.03					
Gd	1.51	1.13	1.04	1.42	1.37	1.42	1.36	1.28	4.78	7.13	3.42	2.24	8.48	7.91	10.28					
Tb	0.20	0.15	0.15	0.15	0.18	0.22	0.16	0.15	0.53	1.09	0.39	0.27	1.12	1.16	1.49					
Dy	1.07	0.89	0.84	0.86	0.91	1.06	0.89	1.00	3.06	6.13	2.00	1.71	6.51	6.45	8.64					
Ho	0.24	0.18	0.16	0.16	0.20	0.23	0.20	0.20	0.54	1.40	0.43	0.37	1.35	1.55	1.82					
Er	0.62	0.52	0.39	0.46	0.55	0.59	0.50	0.69	1.43	3.78	1.01	1.09	3.94	4.30	4.86					

Tm	0.08	0.07	0.05	0.07	0.08	0.09	0.08	0.10	0.21	0.56	0.16	0.17	0.54	0.62	0.69
Yb	0.45	0.45	0.33	0.37	0.46	0.62	0.51	0.58	1.14	3.29	0.83	0.99	3.14	3.45	4.18
Lu	0.09	0.09	0.07	0.09	0.08	0.14	0.11	0.07	0.20	0.62	0.13	0.15	0.57	0.57	0.74
Hf	2.84	2.57	2.29	3.10	3.70	3.79	3.07	3.19	7.90	10.88	6.40	6.62	14.69	11.19	14.40
Ta	0.05	1.05	0.06	0.12	0.69	0.47	0.15	0.56	0.54	0.96	0.51	0.97	1.28	0.85	1.58
Th	2.26	1.38	2.38	3.45	2.82	3.39	3.95	3.12	11.11	8.55	9.68	8.54	8.09	15.22	16.53
U	1.13	0.91	0.71	0.83	1.22	1.28	1.03	1.09	1.04	1.49	0.71	1.35	0.90	2.03	1.63
mg#	31	34	37	35	40	45	44	43	38	18	29	21	30	11	9
FeO*/(FeO* + MgO)	0.82	0.80	0.78	0.79	0.76	0.72	0.73	0.74	0.77	0.90	0.84	0.88	0.83	0.94	0.95
La _n /Yb _n	23.1	12.0	26.2	28.4	18.2	14.1	21.8	16.3	40.0	5.0	39.2	20.8	12.8	11.4	16.3
Eu/Eu*	1.25	1.03	1.17	1.03	0.95	1.09	1.03	0.99	0.42	0.71	0.65	1.15	0.52	0.73	0.49
T, °C	747	736	735	738	776	775	759	744	848	889	819	825	920	879	906

Примечание. mg# = $Mg \cdot 100 / (Mg + Fe^{2+})$, где $Mg = MgO / 40.31$, $Fe^{2+} = (FeO + Fe_2O_3 \cdot x \cdot 0.8998) / 71.85$; $FeO = FeO + 0.8998 \cdot x \cdot Fe_2O_3$; $Eu/Eu^* = Eu_n / \sqrt{Sm_n \cdot x \cdot Gd_n}$; n — значения нормализованы по составу хондрита [Sun, McDonough, 1989]; T, °C — температуры начальных стадий кристаллизации расплавов (температуры насыщения расплава цирконом) [Watson, Harrison, 1983].

Датирование U-Pb методом единичных зерен циркона из пробы гранитов кутимского комплекса (обр. 06330) было проведено на ионном микроанализаторе SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского. Отобранные вручную зерна цирконов были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами цирконового стандарта 91500, после этого препарат был отполирован и проведено напыление золотом. Измерения U-Pb отношений на SHRIMP-II проводились по методике, описанной в [Williams, 1998]. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 2 нА, диаметр пятна (кратера) составлял 35 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID [Ludwig, 2000]. Pb-U отношения нормализовались на значение 0.17917, приписанное изотопному отношению $^{206}Pb/^{238}U$ стандартного циркона 91500, что соответствует возрасту этого циркона 1062.4 млн лет [Wiedenbeck et al., 1995]. Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX [Ludwig, 1999].

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ

Проанализированные гранитоиды чуйского и кутимского комплексов характеризуются содержаниями SiO_2 71—72 и 70—74 мас. % соответственно (табл. 1). При этом концентрации K_2O в гранитоидах чуйского комплекса варьируются от 1.4 до 2.3 мас. %, а в гранитоидах кутимского комплекса — от 3.7 до 5.1 мас. %. На диаграмме альбит—анортит—ортоклаз [Barker, 1979] точки составов гранитоидов чуйского комплекса попадают в поле трондьемитов, а кутимского комплекса в поле гранитов (рис. 3). Согласно классификации Б.Р. Фрост с соавторами [Frost et al., 2001], породы чуйского комплекса относятся к магнезиальным ($FeO^*/(FeO^* + MgO) = 0.72—0.82$), известковым и известково-щелочным, перглиноземистым образованиям (рис. 4). Породы кутимского комплекса представляют собой как магнезиальные, так и железистые ($FeO^*/(FeO^* + MgO) = 0.77—0.95$), известково-щелочные и щелочно-известковые, перглиноземистые образования (см. рис. 4). Гранитоиды чуйского комплекса характеризуются высокими содержаниями Al_2O_3 , изменяющимися от 14.8 до 15.7 мас. %, что позволяет отнести эти породы к высокоглиноземистому трондьемит-тоналитовому типу [Barker, Arth, 1976]. Породы кутимского комплекса обнаруживают более низкие содержания Al_2O_3 , составляющие 11.9—14.9 мас. % (табл. 1).

Специфическими особенностями гранитоидов чуйского комплекса являются низкие содержания в них Zr, Nb, Y, Th, редкоземельных элементов, а также Ni и Cr (табл. 1). Кроме того, исследованные породы характеризуются повышенными содержаниями Sr (328—758 г/т) и Ba (337—1033 г/т). Гранитоиды чуйского комплекса обнаруживают фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов ($La_n/Yb_n = 12—28$) и отсутствие европиевой аномалии или положительную европиевую аномалию на спектрах распределения РЗЭ ($Eu/Eu^* = 0.95—1.25$) (рис. 5, а). На мультиэлементных спек-

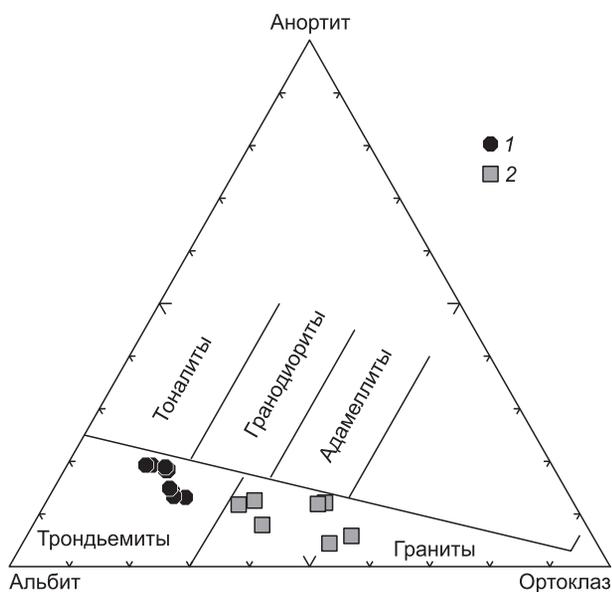


Рис. 3. Диаграмма альбит—анортит—ортоклаз [Barker, 1979] для гранитоидов чуйского и кутимского комплексов.

1 — гранитоиды чуйского комплекса, 2 — граниты кутимского комплекса.

рах гранитоидов чуйского комплекса отмечаются отрицательные аномалии Nb, P, Ti и положительные аномалии Sr (см. рис. 5, б).

По своему химическому составу исследованные гранитоиды чуйского комплекса сопоставимы с архейскими породами ТТГ (тоналит-трондьемит-гранодиоритовой) серии [Condie, 2005; Martin et al., 2005] и с высокоглиноземистыми трондьемитами [Арт, 1983]. В соответствии с классификациями гранитов [Chappell, White, 1974, 1992; Whalen et al., 1987], гранитоиды чуйского комплекса на основании содержания в них CaO, Sr, Ba могут быть отнесены к гранитам I-типа.

Среди проанализированных гранитов кутимского комплекса можно выделить две группы: разноты с содержаниями $\text{SiO}_2 = 70.0\text{—}71.8$ и $73.4\text{—}74.4$ мас. %. Первые, в отличие от вторых, характеризуются более низкими содержаниями (г/т) Y = 9.6—15.4 против 35.2—46.8; Nb — 12.4—13.9 против 19.1—23.5; Zr — 233—322 против 406—526 г/т; Ba — 1070—1348 г/т против 1498—2032 г/т (табл. 1). Во всех породах обнаруживаются умеренные концентрации Sr = 118—259 и Th = 8.1—16.5 г/т.

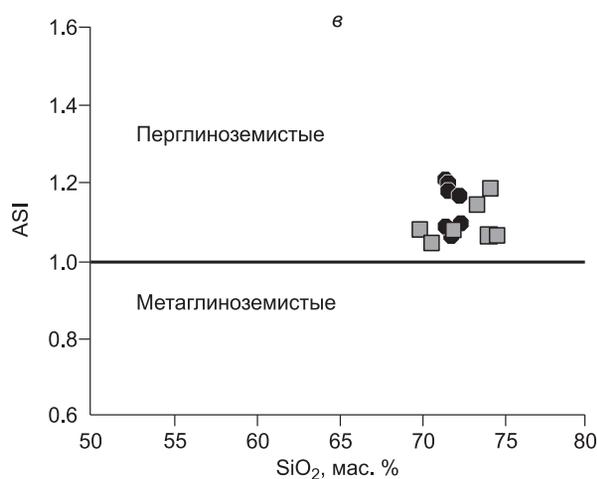
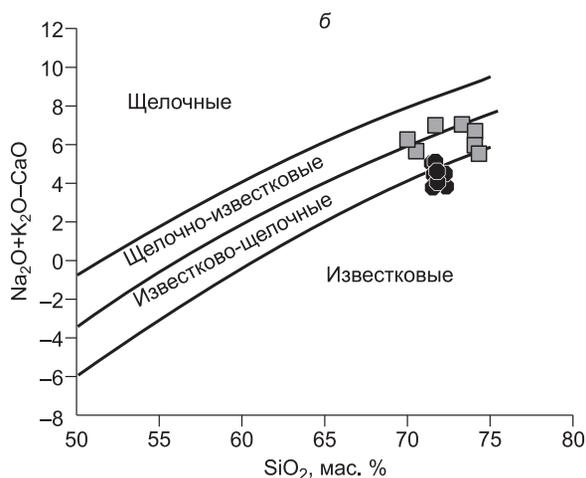
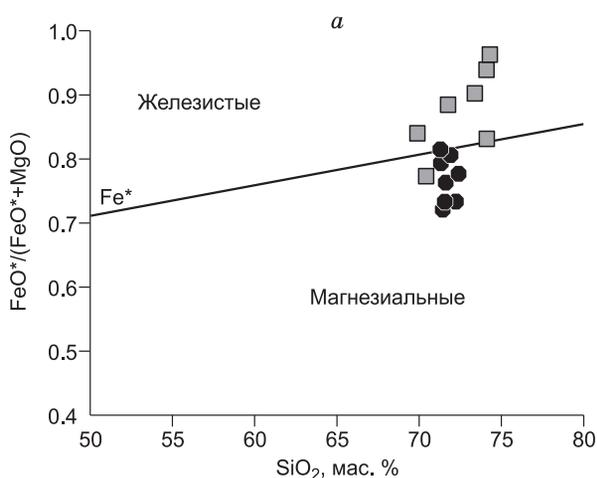


Рис. 4. Диаграммы $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ — SiO_2 (а), $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ — SiO_2 (б) ASI ($\text{Al}/(\text{Ca} - 1.67 \times \text{P} + \text{Na} + \text{K})$) — SiO_2 (в) [Frost et al., 2001] для гранитоидов чуйского и кутимского комплексов.

Усл. обозн. см. рис. 3.

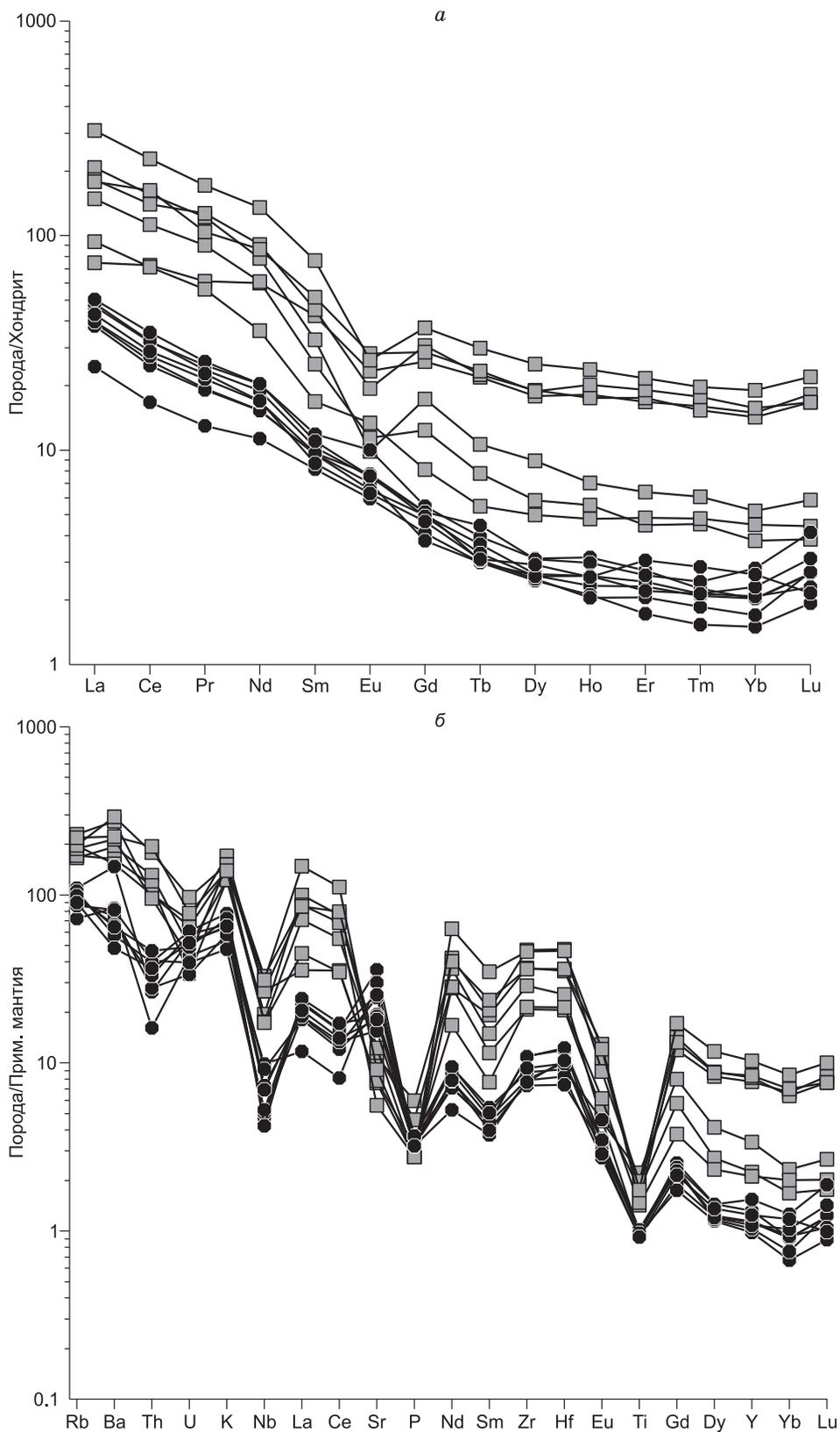


Рис. 5. Спектры распределения редкоземельных элементов (*a*), нормализованные к хондриту [Sun, McDonough, 1989], и мультиэлементные спектры (*б*), нормализованные к примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989], для гранитоидов чуйского и кутимского комплексов.

Усл. обозн. см. рис. 3.

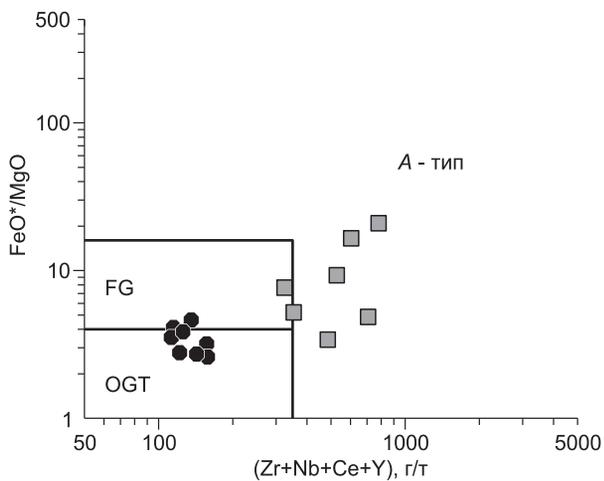


Рис. 6. Диаграмма $\text{FeO}^*/\text{MgO}-(\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y})$ [Whalen et al., 1987] для гранитоидов чуйского и кутимского комплексов.

FG — фракционированные граниты *M*-, *I*- и *S*-типов; OGT — нефракционированные граниты *M*-, *I*- и *S*-типов, *A*-тип — граниты *A*-типа. Усл. обозн. см. рис. 3.

Для гранитов кутимского комплекса с содержаниями $\text{SiO}_2 = 70.0-71.8$ мас. % типичны сильно-фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 21-40$ и положительная или отрицательная *Eu* аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.42-1.15$) (см. рис. 5, *a*). Разности с содержанием $\text{SiO}_2 = 73.4-74.4$ мас. % характеризуются умеренно фракционированными спектрами распределения

редких земель ($\text{La}_n/\text{Yb}_n = 5-16$) и отрицательной европиевой аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.49-0.71$). На мультиэлементных спектрах гранитов кутимского комплекса все разности обнаруживают параллельные спектры с отрицательными аномалиями Nb, Sr, P, Ti (см. рис. 5, *b*).

Породы кутимского комплекса невозможно однозначно отнести по химическому составу к какому-либо одному типу гранитов. Повышенные содержания в них Zr и легких редких земель, в том числе и в гранитах с $\text{SiO}_2 = 70.0-71.8$ мас. %, а также расположение фигуративных точек в поле гранитов *A*-типа на диаграмме $\text{FeO}^*/\text{MgO}-(\text{Ce}+\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Y})$ [Whalen et al., 1987] (рис. 6), указывают на их близость гранитам этого геохимического типа. Об этом же свидетельствуют и низкие значения $\text{CaO}/(\text{FeO}^*+\text{MgO}+\text{TiO}_2)$ и положение точек составов гранитов на диаграмме $\text{CaO}/(\text{FeO}^*+\text{MgO}+\text{TiO}_2)-\text{Al}_2\text{O}_3$ [Dall’Agnol, Oliveira, 2007] (рис. 7, *a*). По содержанию глинозема и отношению $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO})$ граниты кутимского комплекса наиболее близки окисленным гранитам *A*-типа [Dall’Agnol, Oliveira, 2007] (см. рис. 7, *b*). В то же время низкие концентрации Y, Yb в гранитах с содержанием $\text{SiO}_2 = 70.0-71.8$ мас. % резко отличаются от классических гранитов *A*-типа [Whalen et al., 1987] и близки высокоглиноземистым гранитоидам тоналит-трондьемитовой серии [Арт, 1983; Туркина, 2000].

ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ Nd

Данные по изотопному составу Nd свидетельствуют о том, что гранитоиды чуйского и кутимского комплексов характеризуются близкими положительными значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ и близкими значениями модельного возраста $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ (табл. 2). Для гранитоидов чуйского комплекса рассчитанные значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ составляют $+3.1...+3.5$, а для гранитов кутимского комплекса $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +1.9...+2.5$. Nd модельный воз-

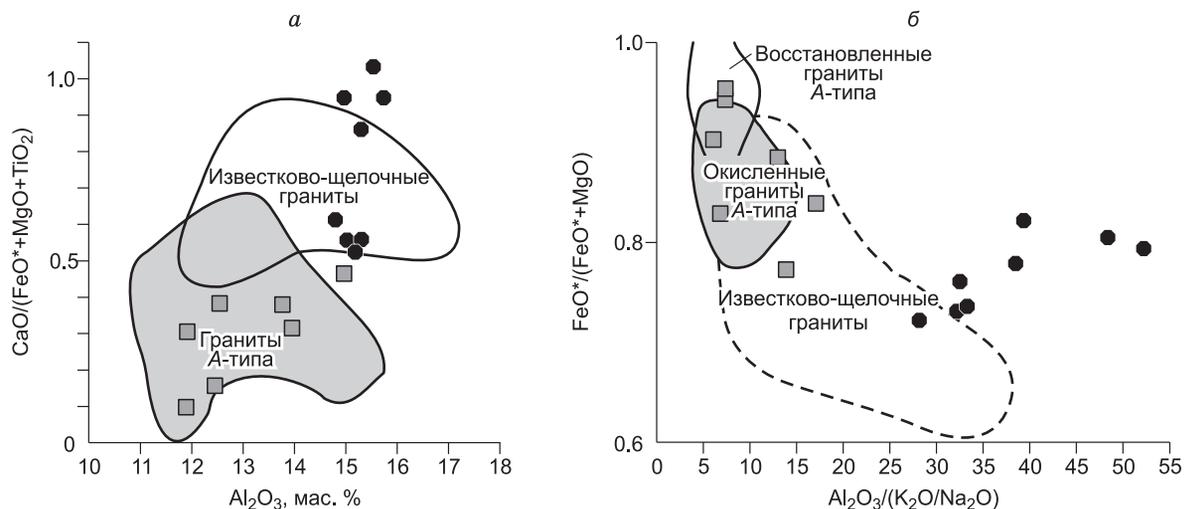


Рис. 7. Диаграммы $\text{CaO}/(\text{FeO}^*+\text{MgO}+\text{TiO}_2)-\text{Al}_2\text{O}_3$ (*a*) и $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO})-\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$ (*b*) [Dall’Agnol, Oliveira, 2007] для гранитоидов чуйского и кутимского комплексов.

Усл. обозн. см. рис. 3.

Таблица 2. Sm-Nd изотопные данные для гранитоидов чуйского и кутимского комплексов

Номер образца	Возраст, млн лет	Содержание, г/т		¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd ± 2σ	ε _{Nd} (<i>T</i>)	<i>T</i> _{Nd} (DM)	<i>T</i> _{Nd} (DM-2st)
		Sm	Nd				млн лет	
Кутимский комплекс								
06330	2020	6.88	49.9	0.0832	0.511256 ± 7	+2.5	2206	2279
06335	2020	3.25	23.3	0.0841	0.511237 ± 4	+1.9	2243	2329
Чуйский комплекс								
06350	2020	1.45	9.12	0.0964	0.511481 ± 7	+3.5	2163	2200
06353	2020	1.81	11.23	0.0975	0.511475 ± 10	+3.1	2192	2233
35-89*	2020	1.376	7.15	0.1163	0.511660 ± 7	+1.8	2325	2337
31/10-29*	2020	5.62	38.0	0.0894	0.511276 ± 8	+1.3	2291	2380

* Результаты из статьи [Неймарк и др., 1998].

раст рассчитан как 2.16—2.19 и 2.21—2.24 млрд лет для пород чуйского и кутимского комплексов соответственно (см. табл. 2). Близкие значения ε_{Nd}(*T*) и Nd модельного возраста были получены для гранитоидов чуйского комплекса Л.А. Неймарком с соавторами [Неймарк и др., 1998] (см. табл. 2).

Рассчитанные положительные значения ε_{Nd}(*T*) и значения Nd модельного возраста, которые максимум на 200 млн лет древнее времени образования гранитов, свидетельствуют о формировании исследованных гранитоидов за счет источников с короткой коровой предысторией.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ U-Pb ИССЛЕДОВАНИЙ

Для датирования гранита кутимского комплекса была отобрана пр. 06330. Место отбора пробы показано на рис. 2. Из пробы был выделен акцессорный циркон, представленный прозрачными идиоморфными и субидиоморфными кристаллами сиреневого цвета. Размер зерен циркона изменяется от 200 до 450 мкм, удлинение кристаллов — 1:2, 1:3. На катодолюминесцентных изображениях зерен циркона наблюдается хорошо выраженная магматическая зональность (рис. 8). Результаты анализа восьми зерен циркона на ионном микроанализаторе SHRIMP-II представлены в табл. 3 и на рис. 9. В измеренных зернах концентрации урана и тория составляют 68—196 и 35—122 г/т соответственно. Отношения ²³²Th/²³⁸U варьируются в диапазоне от 0.53 до 0.90. На U-Pb диаграмме с конкордией (рис. 9) точки изотопного состава изученного циркона располагаются на конкордии, а его конкордантный возраст составляет 2019 ± 16 млн лет (СКВО = 1.9). Согласно с морфологическими особенностями циркона, свидетельствующими о его магматическом происхождении, значение возраста 2019 ± 16 млн лет может быть проинтерпретировано как наиболее точная оценка возраста кристаллизации цирконов и, соответственно, возраст гранитов кутимского комплекса.

Таблица 3. Результаты U-Pb анализа цирконов из гранитов кутимского комплекса (пр. 06330)

Образец, кристалл, кратер	²⁰⁶ Pb _c , %	U	Th	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb*, г/т	Изотопные отношения						Rho	Возраст, млн лет		<i>D</i> , %
						(1)		(1)		(1)			(1)	(1)	
						²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	±%	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	±%	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	±%				
06330.1.1	0.16	135	83	0.64	44.5	0.1265	1.4	6.67	3.0	0.3830	2.6	0.887	2088 ± 47	2049 ± 24	-2
06330.2.1	0.03	68	35	0.53	22.2	0.1234	1.7	6.44	3.2	0.3780	2.8	0.853	2068 ± 49	2006 ± 30	-3
06330.3.1	0.11	140	122	0.90	43.8	0.1244	1.4	6.25	3.0	0.3644	2.6	0.883	2003 ± 45	2020 ± 25	1
06330.4.1	0.17	155	108	0.72	50.2	0.1226	1.3	6.34	2.9	0.3751	2.6	0.898	2053 ± 46	1994 ± 23	-3
06330.5.1	0.06	100	62	0.64	30.9	0.1238	1.5	6.13	3.1	0.3591	2.7	0.878	1978 ± 46	2011 ± 26	2
06330.6.1	0.00	196	116	0.61	62.8	0.1239	10.0	6.36	2.8	0.3723	2.6	0.933	2040 ± 45	2013 ± 18	-1
06330.7.1	0.27	128	78	0.63	41.1	0.1237	2.3	6.34	3.5	0.3717	2.7	0.761	2037 ± 47	2010 ± 40	-1
06330.8.1	0.13	154	101	0.68	49.8	0.1224	1.5	6.32	3.0	0.3745	2.6	0.872	2051 ± 46	1992 ± 26	-3

Примечание. Погрешности приводятся на уровне 1σ. Pb_c и Pb* обозначают обыкновенный и радиогенный свинец соответственно. Ошибка в калибровке стандарта составляла 0.88 % (1σ). Rho — коэффициент корреляции изотопных отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U—²⁰⁶Pb/²³⁸U. *D* — дискордантность. (1) — внесена поправка на обыкновенный свинец по измеренному ²⁰⁴Pb.

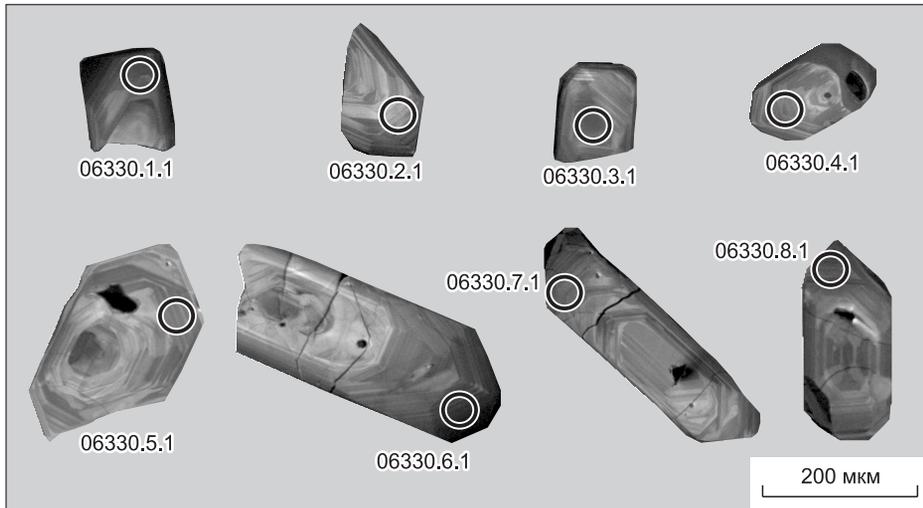


Рис. 8. Катодолюминесцентные изображения кристаллов циркона из гранитов кутимского комплекса.

Цифры: номер образца, кристалл, кратер.

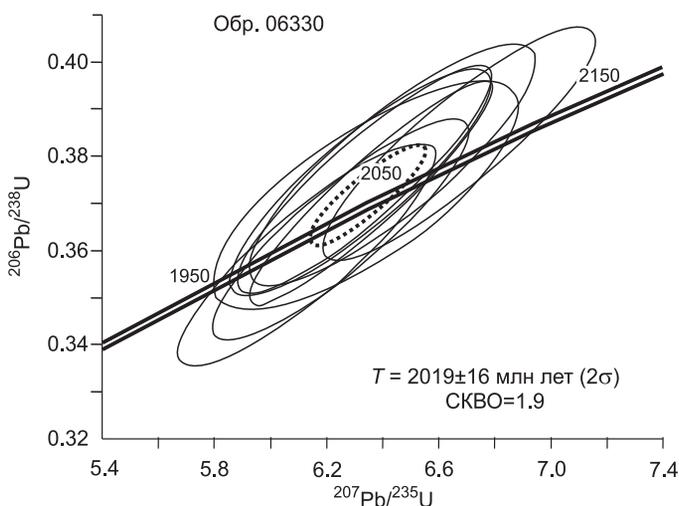
Л.А. Неймарк с соавторами [Неймарк и др., 1998] U-Pb методом по циркону получили близкое значение возраста (2020 ± 12 млн лет) для гранитогнейса первой фазы чуйского комплекса. Таким образом, принимая оценку возраста 2020 ± 12 млн лет [Неймарк и др., 1998] как наиболее точную оценку возраста гранитов первой фазы чуйского комплекса, которые также являлись объектом исследования данной работы, гранитоиды чуйского и кутимского комплексов могут быть рассмотрены как близкие по возрасту образования.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Условия формирования гранитоидных расплавов. Приблизительная оценка температур начальных стадий кристаллизации родоначальных расплавов для гранитоидов чуйского и кутимского комплексов была проведена на основе цирконового термометра Е.Б. Ватсона и Т.М. Харрисона [Watson, Harrison, 1983], фиксирующего степень насыщения расплава цирконом в зависимости от температуры и состава этого расплава:

$$\ln D_{Zr}^{zircon/melt} = \{-3.80 - [0.85 \times (M - 1)]\} + 12900 / T,$$

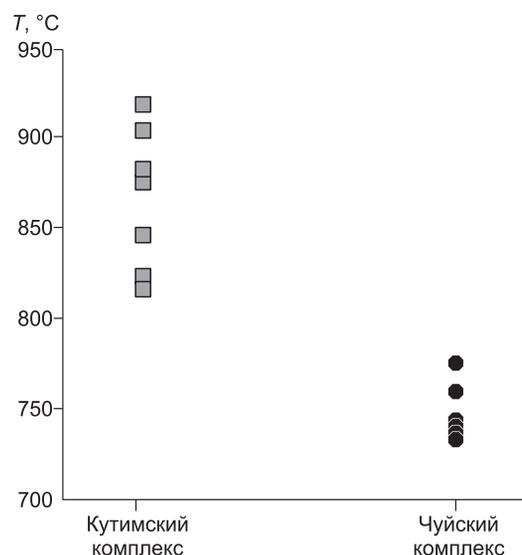
где $D_{Zr}^{zircon/melt}$ — отношение концентрации Zr в стехиометрическом цирконе к концентрации Zr в расплаве; T — температура в кельвинах; $M = (Na + K + 2 \times Ca) / (Al \times Si)$, где Na, K, Ca, Al, Si — содержания элементов в породе.



Проведенные расчеты показали, что для гранитов кутимского комплекса с содержанием $SiO_2 = 70.0—71.8$ мас. % фиксируются температуры — 819—848 °С, для разностей с содержанием $SiO_2 > 73$ мас. % — 879—920 °С (см. табл. 1, рис. 10). Рассчитанные температуры приближаются к температурам, установленным для расплавов с характеристиками гранитов А-типа, но не являются максимально возможными температурами, зафиксиро-

Рис. 9. Rb-U диаграмма с конкордией для цирконов из гранитов кутимского комплекса.

Рис. 10. Рассчитанные температуры начальных стадий кристаллизации расплавов (температуры насыщения расплава цирконом [Watson, Harrison, 1983]) для гранитоидов чуйского и кутимского комплексов.



ванными для гранитов этого типа [Creaser, White, 1991; Skjerlie, Johnston, 1993; King et al., 1997]. Для гранитоидов чуйского комплекса, составы которых близки высокоглиноземистым трондjemитам и гранитам *I*-типа, были рассчитаны более низкие температуры — 735—776 °C (см. табл. 1, рис. 10).

Составы гранитоидов чуйского и кутимского комплексов позволяют приблизительно оценить давления, при которых происходило образование родоначальных для них расплавов. В частности, низкие содержания Y и Yb в гранитоидах чуйского комплекса и в гранитах кутимского комплекса с содержанием $SiO_2 = 70.0\text{—}71.8$ мас. % могут свидетельствовать о присутствии граната в респите и, соответственно, высокие (> 10 кбар) давления при выплавлении [Туркина, 2000, 2005]. На формирование гранитов кутимского комплекса при высоких давлениях указывает также их перглиноземистый состав [Skjerlie, Johnston, 1993; Frost, Frost, 2011].

Магнезиальный состав и высокие содержания глинозема в гранитоидах чуйского комплекса свидетельствует о высокой активности H_2O при их формировании [Туркина и др., 2006]. Близость гранитов кутимского комплекса по химическому составу окисленным гранитам *A*-типа [Dall’Agnol, Oliveira, 2007], а по ряду элементов высокоглиноземистым трондjemитам, также позволяют допускать высокую для гранитов *A*-типа активность воды при формировании их родоначальных расплавов. Согласно экспериментальным данным [Dall’Agnol et al., 1999], содержание воды при образовании *A*-типа гранитов может достигать 4.5—6.5 мас. %, а для недосыщенных, но и не бедных водой расплавов составлять 2.4—4.3 мас. % [Clements et al., 1986]. Таким образом, можно предположить, что образование расплавов, родоначальных для гранитоидов чуйского и кутимского комплексов, происходило при окислительных условиях.

Источники гранитоидов и особенности их выплавления. Как мы уже отмечали выше, гранитоиды чуйского комплекса обнаруживают химические составы, близкие породам тоналит-трондjemитовой серии и гранитам *I*-типа, а составы гранитов кутимского комплекса варьируют между гранитами *A*- и *I*-типов. Для гранитов *A*- и *I*-типов в качестве возможных источников рассматриваются базальтовые расплавы или их дифференциаты, а также породы нижней коры, главным образом, тоналитового или диоритового состава (обзоры в [Донская и др., 2005; Туркина и др., 2006]). Кроме того, предлагаются различные модели смешения магм основного и кислого составов.

Низкие содержания редкоземельных элементов и Th в гранитоидах чуйского комплекса (см. табл. 1) заставляют предполагать метабазитовый, а не тоналитовый/диоритовый источник для этих пород. Гранитоиды чуйского комплекса также обнаруживают умеренные значения магнезиальности ($mg\# = 31\text{—}45$) и низкие содержания Ni и Cr (см. табл. 1). Подобные геохимические характеристики свидетельствуют о том, что расплавы, возникающие в результате плавления метабазитов, не реагировали с перидотитами мантийного клина в зонах субдукции [Condie, 2005; Туркина, Ветрин, 2007]. Наиболее вероятно плавлению подвергались метабазиты нижних частей утолщенной коры [Туркина, Ветрин, 2007]. Согласно выводам О.М. Туркиной [Туркина, 2000], сделанным для респитовых минеральных ассоциаций, равновесных с различными типами тоналит-трондjemитовых расплавов, формирование расплавов, близких по составу гранитоидам чуйского комплекса с содержаниями $Yb = 0.33\text{—}0.62$ и $Eu = 0.46\text{—}0.77$ г/г, могло происходить в равновесии с гранат-плагиоклаз-клинопироксен-амфиболовым респитом при условии дегидратационного плавления метабазитового источника, и с гранат-клинопироксен-амфиболовым респитом в случае плавления в присутствии воды.

На первый взгляд положительные значения $\epsilon_{Nd}(T)$, полученные для гранитоидов кутимского комплекса (см. табл. 2), также дают основание предполагать базитовый, а не тоналитовый или диоритовый источник для этих пород. Однако петрогеохимические характеристики гранитов кутимского комплекса свидетельствуют о том, что источником для этих пород должны быть коровые породы кварц-полевошпатового состава (например, тоналиты). На это указывает перглиноземистый известково-щелочной и щелочно-известковый состав изученных гранитов кутимского комплекса, что, согласно данным К. Фрост и

Р. Фрост [Frost, Frost, 2011], является типичной особенностью гранитов *A*-типа, образованных в результате плавления коровых кварц-полевошпатовых пород. На коровый источник для окисленных гранитов *A*-типа, к которым по своим характеристикам близки граниты кутимского комплекса, указывали также Р. Делл'Аньол и Д.К. Оливейра [Dall'Agnol, Oliveira, 2007]. Кроме того, эти авторы, соглашаясь с выводами, сделанными К. Фрост и Р. Фрост [Frost, Frost, 1997], отметили, что базиты, а точнее толенты или их дифференциаты, могут являться источниками только для *A*-типа гранитов, формирование которых происходило в восстановительных условиях.

Таким образом, для гранитов кутимского комплекса наиболее вероятным является коровый источник кварц-полевошпатового состава. Наличие в регионе лейкогранитов с возрастом 2066 ± 10 млн лет, которые ранее необоснованно относили к третьей фазе чуйского комплекса [Неймарк и др., 1998], может свидетельствовать о более ранних, относительно формирования гранитов чуйского и кутимского комплексов, процессах корообразования в данном регионе. Сформированная на этой ранней стадии кора и могла явиться источником для гранитов кутимского комплекса. Положительные значения $\epsilon_{Nd}(T)$, рассчитанные для гранитов кутимского комплекса, и значения Nd модельного возраста, которые максимум на 200 млн лет древнее времени образования этих гранитов, могут указывать на то, что формирование коровых источников гранитоидов происходило за очень короткий промежуток времени до их образования.

Граниты кутимского комплекса с содержанием $SiO_2 = 70.0\text{—}71.8$ мас. % формировались при умеренно высоких температурах (819—848 °С), которые не являются максимально возможными температурами, зафиксированными для гранитов *A*-типа [Creaser, White, 1991; Skjerlie, Johnston, 1993; King et al., 1997]. Низкие содержания Y и Yb в этих гранитах могут указывать на присутствие граната и/или амфибола в рестите. Согласно экспериментальным данным [Skjerlie, Johnston, 1993], в случае дегидратационного выплавления магм, близких по составу гранитам *A*-типа, из коровых кварц-полевошпатовых пород при температуре ниже 950 °С и давлении 10 кбар в рестит могут входить гранат, амфибол, ортопироксен, биотит, кварц и плагиоклаз. Однако для окисленных гранитов *A*-типа, к которым по своему составу близки граниты кутимского комплекса, согласно экспериментальным исследованиям Р. Делл'Аньол с соавторами [Dall'Agnol et al., 1999], важной реститовой фазой является не орто-, а клинопироксен. Кроме того, высокие содержания Ba в гранитах кутимского комплекса могут указывать на отсутствие биотита среди реститовых фаз. Таким образом, мы можем предположить, что выплавление гранитов кутимского комплекса с содержанием $SiO_2 = 70.0\text{—}71.8$ мас. % могло происходить при температуре < 950 °С, давлении 10 кбар из источника кварц-полевошпатового состава в равновесии с гранат-амфибол-клинопироксен-плагиоклаз-кварцевым реститом.

Для гранитов кутимского комплекса с содержанием $SiO_2 > 73$ мас. % фиксируются высокие содержания Y (35—47 г/т), Nb (19.1—23.5 г/т), Zr (406—526 г/т), что приближает их к классическим гранитам *A*-типа [Whalen et al., 1987]. Теоретически можно было бы предположить, что данные граниты формировались при большей степени частичного плавления, чем граниты кутимского комплекса с $SiO_2 = 70.0\text{—}71.8$ мас. %, но при том же составе рестита. Однако в этом случае, содержание, например, Y в источнике, для которого D_Y (суммарный коэффициент распределения Y) $\gg 1$, должно быть еще выше, чем в исследованных гранитах с $SiO_2 > 73$ мас. %, что противоречит предполагаемому тоналитовому составу источника. Граниты кутимского комплекса с содержанием $SiO_2 > 73$ мас. % характеризуются максимальными среди всех исследованных пород температурами насыщения расплава цирконом (879—920 °С), поэтому, вероятно, выплавление данных пород происходило еще при более высоких температурах. Согласно экспериментам [Skjerlie, Johnston, 1993], при давлении 10 кбар и температурах > 950 °С гранат и амфибол уже не являются реститовыми фазами и, в случае дегидратационного плавления, основными реститовыми фазами могут быть ортопироксен, плагиоклаз и кварц. Так как для гранитов кутимского комплекса плавление осуществлялось в присутствии H_2O , то в состав рестита должен входить не орто-, а клинопироксен [Dall'Agnol, Oliveira, 2007]. Таким образом, мы полагаем, что после выплавления гранитов кутимского комплекса с $SiO_2 = 70.0\text{—}71.8$ мас. % произошло некоторое увеличение температуры, что вызвало замену граната и амфибола в рестите клинопироксеном. Соответственно, расплавы, близкие по составу гранитам кутимского комплекса с содержанием $SiO_2 > 73$ мас. %, могли формироваться при давлении 10 кбар и температуре > 950 °С из источника кварц-полевошпатового состава в равновесии с клинопироксен-плагиоклаз-кварцевым реститом.

Геодинамическая обстановка формирования гранитоидов. Предполагаемая геодинамическая обстановка формирования гранитоидов контролируется в определенной степени условиями образования расплавов. В частности, считается, что расплавы, соответствующие высокоглиноземистым гранитам *I*-типа (ТТГ серия), могут образовываться либо при плавлении океанической коры, преобразованной в гранатовые амфиболиты или эклогиты, в зонах субдукции [Drummond, Defant, 1990; Martin, 1999; Martin et al., 2005], либо при плавлении метабазитовых или кварц-полевошпатовых пород в основании коры, утолщенной в результате андерплейтинга, аккреции океанических плато, коллизии, обдукции и т.п. [Jahn

et al., 1984; Туркина, 2000; Smithies, 2000; Condie, 2005]. Главным условием формирования такого типа гранитоидов является высокое (> 10 кбар) давление. Что касается гранитов *A*-типа, то наиболее благоприятными для их формирования считаются обстановки внутриконтинентального или постколлизийного растяжения, однако не исключается и образование подобных пород в любой другой обстановке при условии создания высоких температур при плавлении [Whalen et al., 1987].

В связи с тем, что гранитоиды чуйского и кутимского комплексов расположены в одной тектонической структуре и имеют сходный абсолютный возраст, то необходимо предполагать единую геодинамическую обстановку их формирования, несмотря на различия их геохимических характеристик. Наиболее вероятно, что практически одновременное образование расплавов, близких по составу к породам тоналит-грандьемит-гранодиоритовой серии (чуйский комплекс), и высокотемпературных расплавов с характеристиками гранитов *A*- и *I*-типов (кутимский комплекс) возможно в основании утолщенной коры. Кроме того, как мы показали выше, геохимические характеристики гранитоидов чуйского комплекса не позволяют обосновать их формирование за счет плавления метабазитов непосредственно в зоне субдукции. При определении геодинамической обстановки формирования исследуемых гранитоидов следует иметь в виду, что породы как чуйского, так и кутимского комплексов обнаруживают положительные значения $\epsilon_{Nd}(T)$ и значения Nd модельного возраста, которые максимум на 200 млн лет древнее времени образования гранитоидов, т.е. утолщение коры, при котором происходило формирование гранитоидов, должно было достигаться без участия древней зрелой континентальной коры. Поэтому утолщение коры в результате коллизии крупных континентальных блоков не рассматривается. Отметим также, что на временной период ~ 2.0 млрд лет в исследуемом регионе не фиксируется доказательств крупных коллизионных процессов, которые здесь имели место несколько позднее (~ 1.9 млрд лет) [Ларин и др., 2006; Donskaya et al., 2009]. Наиболее вероятным нам представляется утолщение коры в пределах формирующегося аккреционного орогена, объединяющего в себе островные дуги, задуговые бассейны, океанические плато, небольшие континентальные блоки и т.д. В процессе формирования аккреционного орогена над погружающейся зоной субдукции периоды сжатия сменяются периодами растяжения, что связано с изменением наклона океанического слэба [Collins, 2002; Зорин и др., 2009]. В частности изменение угла наклона океанического слэба с крутого на более пологий и связанное с этим утолщение коры может быть вызвано подходом океанического плато к формирующемуся орогену [Collins, 2002]. В этом случае над полого погружающейся зоной субдукции происходит утолщение коры, связанное как с андерплейтингом базитовых расплавов к основанию коры, так и со складчато-надвиговыми деформациями [Collins, 2002; Мазукабзов и др., 2010]. Через некоторое время вновь происходит изменение угла наклона слэба и его откат в сторону желоба, и режим сжатия сменяется режимом растяжения. Мы полагаем, что условия растяжения, возникающие сразу же за периодом сжатия, в пределах формирующегося аккреционного орогена могут быть наиболее благоприятными для формирования исследуемых в работе гранитоидов чуйского и кутимского комплексов. Метабазиты нижней коры аккреционного сооружения могли являться источником для гранитоидов чуйского комплекса, а вовлеченные в аккреционный ороген ранее сформированные породы кварц-полевошпатового состава (возможно, тоналиты островной дуги) могли быть источником для гранитов кутимского комплекса. Отметим также, что термальный вклад базитовых расплавов, подходящих к основанию коры и вызывающих ее утолщение, мог быть тем дополнительным источником тепла, необходимым для формирования высокотемпературных гранитов кутимского комплекса.

Гранитоиды чуйского и кутимского комплексов мы можем рассматривать в качестве индикаторов ранних аккреционных событий. В последующем архейские террейны и палеопротерозойские аккреционные сооружения стали единой структурой Сибирского кратона [Ларин и др., 2003, 2006; Розен, 2003; Gladkochub et al., 2006; Глебовицкий и др., 2008; Ножкин и др., 2011; Туркина и др., 2011; Эпов и др., 2012]. Становление структуры кратона завершилось на рубеже 1.84—1.87 млрд лет внедрением постколлизийных гранитоидов в пределах его южной части [Ларин и др., 2000, 2003; Донская и др., 2002, 2003, 2005, 2008; Левицкий и др., 2002; Ножкин и др., 2003; Туркина и др., 2003, 2006; Савельева, Базарова, 2012].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы.

1. Гранитоиды чуйского и кутимского комплексов, распространенные в пределах северной части Байкальского краевого выступа фундамента Сибирского кратона, приурочены к одной тектонической структуре (Акитканский складчатый пояс) и имеют сходный возраст. Датирование U-Pb методом по циркону гранитов кутимского комплекса показало, что они имеют возраст 2019 ± 16 млн лет. Это значение возраста в пределах ошибки определения совпадает с опубликованным ранее Л.А. Неймарком с соавторами [Неймарк и др., 1998] возрастом гранитогнейсов первой фазы чуйского комплекса (2020 ± 12 млн лет).

2. Гранитоиды чуйского комплекса по своему химическому составу соответствуют известковым и известково-щелочным перглиноземистым трондьемитам, а граниты кутимского комплекса известково-щелочным и щелочно-известковым перглиноземистым гранитам. Гранитоиды чуйского комплекса близки породам тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии, и на основании содержаний CaO, Sr, Ba могут сопоставляться с гранитами I-типа. Граниты кутимского комплекса по содержанию в них петрогенных оксидов близки окисленным гранитам A-типа, согласно классификации [Dall'AgnoI, Oliveira, 2007]. Низкие концентрации Y, Yb в гранитах кутимского комплекса с содержанием SiO₂ = 70.0—71.8 мас. % указывают на их близость (по содержанию этих элементов) высокоглиноземистым гранитоидам тоналит-трондьемитовой серии.

3. Оценка *PT* параметров кристаллизации расплавов показала, что формирование гранитоидов чуйского комплекса осуществлялось при температуре 735—776 °С (температура насыщения расплава цирконом) и давлении > 10 кбар. Для гранитов кутимского комплекса с содержанием SiO₂ = 70.0—71.8 мас. % фиксируются температуры — 819—848 °С, а для разностей с содержанием SiO₂ > 73 мас. % — 879—920 °С, при давлении > 10 кбар. Образование расплавов, родоначальных для гранитоидов чуйского и кутимского комплексов, происходило при окислительных условиях.

4. Петрогеохимические данные свидетельствуют о том, что гранитоиды чуйского комплекса могли быть образованы за счет плавления метабазитового источника в основании утолщенной коры, а граниты кутимского комплекса за счет корового источника кварц-полевошпатового состава. Изучение изотопного состава Nd в гранитоидах чуйского и кутимского комплексов показало, что породы обоих комплексов характеризуются положительными значениями $\epsilon_{Nd}(T) = 1.9—3.5$, которые свидетельствуют о формировании исследованных пород за счет источников с короткой коровой предысторией.

5. Формирование гранитоидов чуйского и кутимского комплексов осуществлялось в утолщенной континентальной коре в пределах аккреционного орогена.

Авторы благодарят А.Д. Ножкина, А.М. Ларина и А.Б. Котова за конструктивные замечания, позволившие улучшить качество статьи.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 09-05-01005, 12-05-00749) и программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 10.3.

ЛИТЕРАТУРА

Анисимова И.В., Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Великославинский С.Д., Загорная Н.Ю. Возрастные границы и продолжительность формирования раннепротерозойских вулканических поясов центральной части Алданского щита // Докл. РАН, 2006, т. 406, № 3, с. 355—360.

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

Артемьев А.Н., Иванов Ф.И., Цыпуков Ю.П., Аносов В.С. Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Бодайбинская. Объяснительная записка. М., 1984, 80 с.

Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб., Наука, 2004, 174 с.

Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Ковач В.П., Загорная Н.Ю., Беляевский Н.А., Яковлева С.З., Федосеев А.М. U-Pb возраст федоровской толщи Алданского гранулитогнейсового мегакомплекса (Алданский щит) // Докл. РАН, 2003, т. 393, № 1, с. 91—96.

Геологическая карта юга Восточной Сибири и северной части МНР. М-б 1:1 500 000 / Ред. А.Л. Яншин. М., Мингео СССР, 1983.

Глебовицкий В.А., Хильтова В.Я., Козаков И.К. Тектоническое строение Сибирского кратона: интерпретация геолого-геофизических, геохронологических и изотопно-геохимических данных // Геотектоника, 2008, № 1, с. 12—26.

Демин А.Н., Демина Т.В. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Бодайбинская. Объяснительная записка. М., 1973, 92 с.

Донская Т.В., Сальникова Е.Б., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Раннепротерозойский постколлизийный магматизм южного фланга Сибирского кратона: новые геохронологические данные и геодинамические следствия // Докл. РАН, 2002, т. 382, № 5, с. 663—667.

Донская Т.В., Бибикина Е.В., Мазукабзов А.М., Козаков И.К., Гладкочуб Д.П., Кирилова Т.И., Плоткина Ю.В., Резницкий Л.З. Приморский комплекс гранитоидов Западного Прибайкалья: геохронология, геодинамическая типизация // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (10), с. 1006—1016.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Ковач В.П., Мазукабзов А.М. Петрогенезис раннепротерозойских постколлизийных гранитоидов юга Сибирского кратона // *Петрология*, 2005, т. 13, № 3, с. 253—279.

Донская Т.В., Бибикина Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Баянова Т.Б., ДеВазле Б., Диденко А.Н., Бухаров А.А., Кирилова Т.И. Петрогенезис и возраст вулканитов кислого состава Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, Сибирский кратон // *Петрология*, 2008, т. 16, № 5, с. 452—479.

Зорин Ю.А., Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Пресняков С.Л., Сергеев С.А. Силурийский возраст главных складчатых деформаций рифейских отложений Байкало-Патомской зоны // *Докл. РАН*, 2008, т. 423, № 2, с. 429—434.

Зорин Ю.А., Склярков Е.В., Беличенко В.Г., Мазукабзов А.М. Механизм развития системы островная дуга—задуговой бассейн и геодинамика Саяно-Байкальской складчатой области в позднем рифее — раннем палеозое // *Геология и геофизика*, 2009, т. 50 (3), с. 209—226.

Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита: Дис. ... д.г.-м.н. в виде научного доклада. СПб., Изд-во СПбГУ, 2003, 78 с.

Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Макарьев Л.Б., Тимашков А.Н., Бережная Н.Г., Яковлева С.З. Новые данные о возрасте гранитов кодарского и тукурингского комплексов, Восточная Сибирь: геодинамические следствия // *Петрология*, 2000, т. 8, № 3, с. 267—279.

Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Коваленко В.И., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Иванов В.Э. О возрасте Катугинского Та-Nb-месторождения (Алдано-Становой щит): к проблеме выделения новой глобальной редкометалльной металлогенической эпохи // *Докл. РАН*, 2002, т. 383, № 6, с. 807—811.

Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Коваленко В.И., Рыцк Е.Ю., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Ковач В.П., Булдыгеров В.В., Срывцев Н.А. Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс: возраст, длительность формирования и тектоническое положение // *Докл. РАН*, 2003, т. 392, № 4, с. 506—511.

Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Макарьев Л.Б., Яковлева С.З., Ковач В.П. Раннепротерозойские коллизийные и постколлизийные граниты северной части Байкальской складчатой области // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, 2006, т. 14, № 5, с. 3—15.

Левицкий В.И., Мельников А.И., Резницкий Л.З., Бибикина Е.В., Кирилова Т.И., Козаков И.К., Макаров В.А., Плоткина Ю.В. Посткинematические раннепротерозойские гранитоиды юго-западной части Сибирской платформы // *Геология и геофизика*, 2002, т. 43 (8), с. 717—731.

Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Падерин И.П. Геодинамика Западно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса в позднем палеозое // *Геология и геофизика*, 2010, т. 51 (5), с. 615—628.

Неймарк Л.А., Ларин А.М., Немчин А.А., Овчинникова Г.В., Рыцк Е.Ю. Геохимические, геохронологические (U-Pb) и изотопные (Pb, Nd) свидетельства анорогенного характера магматизма Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса // *Петрология*, 1998, т. 6, № 4, с. 139—164.

Ножкин А.Д., Бибикина Е.В., Туркина О.М., Пономарчук В.А. Изотопно-геохронологическое исследование (U-Pb, Ar-Ar, Sm-Nd) субщелочных порфировидных гранитов Таракского массива Енисейского кряжа // *Геология и геофизика*, 2003, т. 44 (9), с. 879—889.

Ножкин А.Д., Борисенко А.С., Неволько П.А. Этапы позднепротерозойского магматизма и возрастные рубежи золотого оруденения Енисейского кряжа // *Геология и геофизика*, 2011, т. 52 (1), с. 158—181.

Пухтель И.С., Журавлев Д.З. Раннепротерозойские пикриты Олекминской гранит-зеленокаменной области: изотопная Nd-систематика и петрогенезис // *Геохимия*, 1992, № 8, с. 1111—1123.

Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // *Геотектоника*, 2003, № 3, с. 3—21.

Савельева В.Б., Базарова Е.П. Геохимические особенности, условия кристаллизации и потенциальная рудоносность раннепротерозойского приморского комплекса гранитов рапакиви (Западное Прибайкалье) // *Геология и геофизика*, 2012, т. 53 (2), с. 193—218.

Туркина О.М. Модельные геохимические типы тоналит-грандиоритовых расплавов и их природные эквиваленты // *Геохимия*, 2000, № 7, с. 704—717.

Туркина О.М. Протерозойские тоналиты и грандиориты юго-западной окраины Сибирского кратона: изотопно-геохимические данные о нижнекоровых источниках и условиях образования расплавов в коллизийных обстановках // *Петрология*, 2005, т. 13, № 1, с. 41—55.

Туркина О.М., Ветрин В.Р. Изотопно-геохимическая систематика и геодинамические обстановки формирования позднерифейских тоналит-грандиоритовых комплексов в разрезе Кольской сверхглубокой скважины и обрамлении Печенгской структуры // *Вестник МГТУ*, 2007, т. 10, № 2, с. 211—221.

Туркина О.М., Бибикова Е.В., Ножкин А.Д. Этапы и геодинамические обстановки раннепротерозойского гранитообразования на юго-западной окраине Сибирского кратона // Докл. РАН, 2003, т. 388, № 6, с. 779—783.

Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б. Источники и условия образования раннепротерозойских гранитоидов юго-западной окраины Сибирского кратона // Петрология, 2006, т. 14, № 3, с. 282—303.

Туркина О.М., Урманцева Л.Н., Бережная Н.Г., Скублов С.Г. Формирование и мезоархейский метаморфизм гиперстеновых гнейсов в Иркутском гранулитогнейсовом блоке (Шарыжалгайский выступ Сибирского кратона) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 122—137.

Эпов М.И., Поспеева Е.В., Витте Л.В. Особенности состава и строения земной коры краевой части Сибирского кратона (в зоне влияния рифтогенных процессов) по данным магнитотеллурических зондирований // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (3), с. 380—398.

Barker F. Trondhjemites, dacites and related rocks. New York, Elsevier, 1979.

Barker F., Arth J.G. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archaean bimodal trondhjemite-basalt suites // Geology, 1976, v. 4, p. 596—600.

Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types // Pacific Geology, 1974, v. 8, p. 173—174.

Chappell B.W., White A.J.R. *I*- and *S*-type granites in the Lachlan Fold Belt // Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences, 1992, v. 83, p. 1—26.

Clemens J.D., Holloway J.R., White A.J.R. Origin of an *A*-type granite: experimental constraints // Amer. Miner., 1986, v. 71, p. 317—324.

Collins W.J. Hot orogens, tectonic switching, and creation of continental crust // Geology, 2002, v. 30, p. 535—538.

Condie K.C. TTGs and adakites: are they both slab melts? // Lithos, 2005, v. 80, p. 33—44.

Creaser R.A., White A.J.R. Yardea dacite — large-volume, high-temperature felsic volcanism from the Middle Proterozoic of South Australia // Geology, 1991, v. 19, p. 48—51.

Dall’Agnol R., Oliveira D.C. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: implications for classification and petrogenesis of *A*-type granites // Lithos, 2007, v. 93, p. 215—233.

Dall’Agnol R., Scaillet B., Pichavant M. An experimental study of a Lower Proterozoic *A*-type granite from the Eastern Amazonian craton, Brazil // J. Petrol., 1999, v. 40, p. 1673—1698.

Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Poller U., Mazukabzov A.M., Bayanova T.B. Discovery of Archaean crust within the Akitkan orogenic belt of the Siberian craton: new insight into its architecture and history // Precam. Res., 2009, v. 170, p. 61—72.

Drummond M.S., Defant M.J. A model for trondhjemite—tonalite—dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archaean to modern comparisons // J. Geophys. Res., 1990, v. 95, p. 21503—21521.

Frost C.D., Frost B.R. Reduced rapakivi-type granites: the tholeiite connection // Geology, 1997, v. 25, p. 647—650.

Frost C.D., Frost B.R. On ferroan (*A*-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin // J. Petrology, 2011, v. 52, p. 39—53.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrology, 2001, v. 42, p. 2033—2048.

Garbe-Schonberg C.-D. Simultaneous determination of thirty-seven trace elements in twenty-eight international rock standards by ICP-MS // Geostand. Newslett., 1993, v. 17, p. 81—97.

Gladkochub D., Pisarevsky S., Donskaya T., Natapov L., Mazukabzov A., Stanevich A., Sklyarov E. Siberian Craton and its evolution in terms of Rodinia hypothesis // Episodes, 2006, v. 29, p. 169—174.

Jahn B.-M., Vidal P., Kröner A. Multi-chronometric ages and origin of Archaean tonalitic gneisses in Finnish Lapland: a case for long crustal residence time // Contr. Miner. Petrol., 1984, v. 86, p. 398—408.

King P.L., White A.J.R., Chappell B.W., Allen C.M. Characterization and origin of aluminous *A*-type granites from the Lachlan fold belt, Southeastern Australia // J. Petrology, 1997, v. 38, p. 371—391.

Ludwig K.R. User’s manual for Isoplot/Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Berkeley, Spec. Publ. 1a, 1999.

Ludwig K.R. SQUID 1.00: a user’s manual. Berkeley Geochronology Center, Berkeley, Spec. Publ. 2, 2000.

Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids // Lithos, 1999, v. 46, p. 411—429.

Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // Lithos, 2005, v. 79, p. 1—24.

Panteeva S.V., Gladkochoub D.P., Donskaya T.V., Markova V.V., Sandimirova G.P. Determination of 24 trace elements in felsic rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry after lithium metaborate fusion // *Spectrochimica Acta Part B: Atomic Spectroscopy*, 2003, v. 58, p. 341—350.

Poller U., Gladkochub D., Donskaya T., Mazukabzov A., Sklyarov E., Todt W. Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian Craton: Archean and Paleoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // *Precamb. Res.*, 2005, v. 136, p. 353—368.

Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Demoux A., Xia X., Wang W., Donskaya T., Liu D., Sun M. Detrital and xenocrystic zircon ages from Neoproterozoic to Palaeozoic arc terranes of Mongolia: significance for the origin of crustal fragments in the Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Res.*, 2011, v. 19, № 3, p. 751—763.

Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D. Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian Craton: a preliminary assessment // *Archean crustal evolution* / Ed. Condie K.C. Amsterdam, Elsevier, 1994, p. 411—459.

Skjerlie K.P., Johnston A.D. Fluid-absent melting behavior of an F-rich tonalitic gneiss at mid-crustal pressures: implications for the generation of anorogenic granites // *J. Petrology*, 1993, v. 34, p. 785—815.

Smelov A.P., Timofeev V.F. The age of the North Asian Cratonic basement: an overview // *Gondwana Res.*, 2007, v. 12, p. 279—288.

Smithies R.H. The Archean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2000, v. 182, p. 115—125.

Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the oceanic basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. London. Spec. Publ. v. 42, 1989, p. 313—345.

Watson E.B., Harrison T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1983, v. 64, p. 295—304.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappel B.W. A-type granites: geochemical characteristics and petrogenesis // *Contr. Miner. Petrol.*, 1987, v. 95, p. 407—419.

Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analysis // *Geostand. Newslet.*, 1995, v. 19, p. 1—3.

Williams I.S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe / Eds M.A. McKibben, W.C. Shanks III, and W.I. Ridley // *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes* // *Rev. Econ. Geol.*, 1998, v. 7, p. 1—35.

*Рекомендована к печати 21 июня 2012 г.
Г.В. Поляковым*

*Поступила в редакцию
13 июля 2011 г.*