

## РАННИЕ ЭТАПЫ ОСТРОВДУЖНОГО ПЛАГИОГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА ГОРНОЙ ШОРИИ И ЗАПАДНОГО САЯНА

**С.Н. Руднев, Г.А. Бабин\*, В.П. Ковач\*\*, В.Ю. Киселева, П.А. Серов\*\*\***

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

*\* Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья,  
630091, Новосибирск, Красный просп., 67, Россия*

*\*\* Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия*

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

Рассмотрены особенности строения, состава и возраст венд-раннекембрийских плагиогранитоидных ассоциаций, слагающих Кштинский и Тараскырский массивы, Енисейский плутон в Алтае-Северосаянском островодужном поясе. Установлено, что изученные плагиогранитные ассоциации формировались в диапазоне 550—520 млн лет, отличаются друг от друга по вещественному составу и источникам. Выделяются два этапа островодужного плагиогранитоидного магматизма: ранний (550—540 млн лет) фиксируется по формированию плагиогранитоидов Кштинского (545 ± 8 млн лет) и Тараскырского массивов (545 ± 7 млн лет), поздний (525—520 млн лет) — по становлению плагиогранитоидов майнского комплекса Енисейского (524 ± 2 млн лет) и Табатского плутонов. Породы Кштинского массива по петрохимическому составу и геохимическим характеристикам относятся к плагиогранитоидам высокоглиноземистого типа и сопоставляются с адакитами. Их образование может быть реализовано путем плавления метабазитового источника, по составу близкого к базальтам N-MORB-типа, при погружении в зону субдукции океанической плиты при  $P \geq 15$  кбар в равновесии с гранатсодержащим реститом. Породы Тараскырского массива относятся к плагиогранитам низкоглиноземистого типа, формирование которых связано с плавлением метабазитов, расположенных в низах и/или основании островодужной системы, при  $P = 3—8$  кбар в равновесии с плагиоклазсодержащим реститом. Аналогичные условия генерации исходных расплавов имеют низкоглиноземистые плагиогранитоиды Енисейского плутона.

Изотопно-геохимические исследования показали, что венд-раннекембрийские плагиогранитоиды раннего этапа развития Алтае-Северосаянского пояса характеризуются высокими положительными значениями  $\varepsilon_{Nd}(T) = 7.5—4.9$ , позднерипейским Nd модельным возрастом ( $T_{Nd}(DM) = 0.64—0.98$  млрд лет) и отношениями изотопов стронция, варьирующими в диапазоне от 0.7040 до 0.7053. Полученные данные свидетельствуют о ювенильном составе исходных для плагиогранитоидов расплавов при варьирующей добавке древнего корового материала в область магмогенерации.

*Алтае-Саянская складчатая область, Алтае-Северосаянский венд-раннекембрийский островодужный пояс, плагиогранитоидный магматизм, геохронология, петрохимия, геохимия, изотопная геохимия.*

## THE EARLY STAGES OF ISLAND-ARC PLAGIOGRANITOID MAGMATISM IN GORNAYA SHORIYA AND WEST SAYAN

**S.N. Rudnev, G.A. Babin, V.P. Kovach, V.Yu. Kiseleva, and P.A. Serov**

The structure, composition, and age of Vendian–Early Cambrian plagiogranitoid associations composing the Kshta and Taraskyr massifs of the Yenisei pluton in the Altai–North Sayan island-arc belt are considered. We have established that these associations formed within 550–520 Ma and differ in petrographic composition and sources. Two stages of island-arc plagiogranitoid magmatism are recognized: early (550–540 Ma, formation of plagiogranitoids of the Kshta (545 ± 8 Ma) and Taraskyr (545 ± 7 Ma) massifs) and late (525–520 Ma, formation of plagiogranitoids of the Maina complex of the Yenisei (524 ± 2 Ma) and Tabat plutons). By petrochemical composition and geochemical characteristics, the rocks of the Kshta massif are high-alumina plagiogranitoids similar to adakites. They might have been produced through the melting of metabasites compositionally similar to N-MORB in equilibrium with garnet-containing restite during the subduction of oceanic slab at  $\geq 15$  kbar. The rocks of the Taraskyr massif are low-alumina plagiogranites. They formed through the melting of metabasites located in the lower layers and/or the basement of the island-arc system in equilibrium with plagioclase-bearing restite at 3–8 kbar. The low-alumina plagiogranitoids of the Yenisei pluton melted out under the same conditions.

Isotope-geochemical studies showed that the Vendian–Early Cambrian plagiogranitoids formed at the early stage are characterized by high positive  $\varepsilon_{Nd}(T)$  values (7.5–4.9), Late Riphean model Nd-age ( $T_{Nd}(DM)$ )

= 0.64–0.98 Ga), and Sr isotope ratio varying from 0.7040 to 0.7053. These data point to the juvenile parental melts of the rocks and the varying content of ancient crustal material in the magma generation zone.

*Altai–Sayan folded area, Vendian–Early Cambrian Altai–North Sayan island-arc belt, plagiogranitoid magmatism, geochronology, petrochemistry, geochemistry, isotope geochemistry*

## ВВЕДЕНИЕ

Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП) представляет собой пример аккреционного орогена, который развивался от позднего рифея до мезозоя включительно и характеризуется несколькими этапами формирования ювенильной континентальной коры [Коваленко и др., 1996а,б, 2003; Jahn et al., 2000; Kovalenko et al., 2004]. Результаты Nd-Sr изотопных исследований офиолитовых и островодужных комплексов и гранитоидов Горного Алтая, Озерной, Таннуольской и Джидинской зон каледонид [Pfander et al., 2002; Ярмолук и др., 2003, 2011; Руднев и др., 2006, 2008, 2009, 2012; Гордиенко, 2006; Крук и др., 2010; Ковач и др., 2011; Монгуш и др., 2011; Kruk et al., 2011] позволили обосновать выделение венд-раннепалеозойского этапа роста ювенильной коры восточного сегмента ЦАСП [Ярмолук и др., 2003, 2011; Kovalenko et al., 2004; Ковач и др., 2011], установить источники слагающих ее пород, ведущие механизмы формирования и трансформации в зрелую континентальную кору. В то же время многие вопросы, касающиеся закономерностей проявления этого этапа роста коры, масштабов его распространения и особенностей развития в различных структурах ЦАСП, остаются нерешенными вследствие недостаточной геохронологической и изотопно-геохимической изученности. Это, в частности, касается Алтае-Саянской складчатой области, для которой в настоящее время имеются немногочисленные геохронологические и изотопно-геохимические данные и, в первую очередь, по тоналит-плагиогранитным ассоциациям островодужного этапа этого региона [Руднев и др., 2008; Крук и др., 2010; Kruk et al., 2011].

Алтае-Северосаянский пояс является крупнейшей раннепалеозойской палеостроводужной структурой Алтае-Саянской складчатой области (рис. 1), прослеживается из юго-восточной части Горного Алтая через южные районы Горной Шории до восточного окончания Западного Саяна почти на тысячу километров [Бабин, 2003]. В основу выделения этого протяженного пояса и особенности его строения положены материалы многолетних геолого-съёмочных работ различного масштаба [Единцев, 1996; Зальцман и др., 1996; Махлаев, Денисова, 1999; Бабин и др., 2000], в последующем обобщенные в [Шокальский и др., 2000; Бабин и др., 2001]. Согласно имеющимся данным, Алтае-Северосаянский пояс подразделяется на несколько секторов (см. рис. 1, вставка), отражающих неоднородность магматизма этого пояса по простиранию. Каждый из этих секторов отличается своим набором интрузивных и вулканических комплексов, строением вулканогенных и вулканогенно-осадочных разрезов, особенностями состава и строения интрузивных ассоциаций различной фации глубинности и возраста. В составе тех или иных секторов пояса широко распространены породы диорит-тоналит-трондьемитового (плагиогранитного) состава, образующие отдельные очаговые ареалы (см. рис. 1, вставка), которые зачастую являются индикаторами формирования ювенильной континентальной коры.

В данной работе приведены первые результаты геологических, геохронологических и Sr-Nd изотопно-геохимических исследований островодужного гранитоидного магматизма в Садринском (Горная Шория) и Северо-Саянском (Западный Саян) секторах Алтае-Северосаянского пояса (см. рис. 1), и на этой основе рассматриваются природа источников плагиогранитоидного магматизма, механизмы формирования и эволюции венд-раннепалеозойской ювенильной коры региона.

## КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

В истории геологического развития Алтае-Северосаянского островодужного пояса намечаются два этапа, которые детально изучены на примере Садринского сектора Горной Шории и Северо-Саянского сектора Западного Саяна. Первый этап, протекавший в конце венда—первой половине раннего кембрия, характеризуется широким развитием островодужных толеитовых вулканических серий (садринский комплекс в Горной Шории и нижнемонокский комплекс в Западном Саяне). Он завершается становлением гипабиссальных перидотит-пироксенит-габброноритовых (уйменский, мештуерыкский и лысогорский комплексы) и тоналит-плагиогранитных (майнский и другие комплексы) интрузий венд-раннекембрийского возраста. В качестве океанического основания для островодужных комплексов в Садринском секторе рассматриваются венд-нижнекембрийские базальты N-MORB-типа каечакского вулканического комплекса [Бабин, 2003; Бабин, Крук, 2011].

Второй этап (середина раннего кембрия) фиксируется перерывом в осадконакоплении и перестройкой палеовулканической структуры. Активный толеитовый вулканизм сменяется известково-щелочным (атлинская свита в Горной Шории и верхнемонокская свита в Западном Саяне), эффузивные и

пирокластические подводные фации вытесняются субаэральными вулканогенными, вулканогенно-терригенными и терригенными отложениями с обильными рифогенными известняками. Интрузивный магматизм отсутствует. Мощные пачки валунных конгломератов по всему разрезу содержат гальки и валуны подстилающих вулканитов, габброидов и плагиогранитов первого этапа. После небольшого перерыва нижнекембрийские вулканические и вулканогенно-осадочные комплексы первого и второго островодужного этапов перекрываются флишоидами среднего—позднего кембрия (арбатская свита), фиксирующие как в исследуемом, так и в соседних регионах, относительно спокойную (вплоть до раннего ордовика) геологическую историю района, без каких-либо признаков вулканической и интрузивной активности [Эволюция..., 2006].

Как отмечалось выше, венд-раннекембрийский гранитоидный магматизм в Алтае-Северосаянском островодужном поясе главным образом прослеживается на раннем этапе развития островной дуги. Он проявился в становлении крупных плутонов и мелких массивов, расположенных в различных его секторах (Садринском и Алтае-Северосаянском), которые в совокупности с предшествующими одновозрастными габброидными интрузиями образуют отдельные очаговые ареалы интрузивного магматизма, удаленные друг от друга приблизительно на 100 км.

В Садринском секторе предметом исследований являются островодужные гранитоиды Кштинского диорит-тоналит-плагиогранитного массива, формирующие вместе с габброидами лысогорского комплекса (см. рис. 1) самостоятельный ареал интрузивного магматизма [Бабин и др., 2001, 2007]. В Северо-Саянской зоне (секторе) выделяются два ареала гранитоидного магматизма. Один из них расположен в западной части этого сектора, где он представлен серией мелких массивов, наиболее крупным из которых является Тараскырский плагиогранитный массив [Халфин, 1963; Руднев и др., 2011]. Второй и наиболее крупный ареал островодужного гранитоидного магматизма находится в центральной и восточной частях Северо-Саянской зоны Западного Саяна (см. рис. 1, вставка), где максимальное развитие получили интрузии (Енисейский, Табатский и другие плутоны), являющиеся яркими представителями майнского тоналит-плагиогранитного комплекса. Особенности его состава, строения, возраста и изотопно-геохимических характеристик детально описаны в работах [Смышляев, 1963; Поляков и др., 1978; Руднев и др., 2005]. Ниже приведены результаты геологических, петрогеохимических, геохронологических и Sr-Nd исследований венд-раннекембрийских плагиогранитоидов Кштинского массива в Горной Шории и Тараскырского массива в Западном Саяне, а также проведена их сравнительная характеристика с плагиогранитоидами майнского комплекса.

## **ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ МАССИВОВ**

**Кштинский диорит-тоналит-плагиогранитный массив** расположен в Садринском секторе Алтае-Северосаянского вулканоплутонического пояса [Бабин и др., 2000, 2007] на водоразделе рек Лебедь и Садра (см. рис. 1). В плане Кштинский массив (площадь около 5 км<sup>2</sup>) имеет вытянутую в северо-восточном направлении форму, согласно простирацию вмещающих пород, а вертикальном сечении — штокообразную форму с падением на юго-запад. Интрузивные образования этого массива прорывают островодужные толеитовые базальты и андезитобазальты садринского комплекса, а также низкотитанистые высокоглиноземистые габброиды лысогорского перидотит-пироксенит-габброноритового комплекса (Большеаталыкский массив) венд-раннекембрийского возраста [Бабин, 2003]. В строении Кштинского массива участвуют несколько интрузивных фаз: первая — среднезернистые биотит-амфиболовые кварцевые диориты, вторая — среднезернистые биотит-амфиболовые тоналиты, третья (главная) — мелкозернистые амфибол-биотитовые плагиограниты и лейкоплагиограниты. Среди всего разнообразия пород преобладают плагиограниты (80—90 %). На севере и северо-востоке массива отмечаются тоналиты, а в его краевой части редкие ксенолиты измененных кварцевых диоритов первой фазы и габброидов лысогорского комплекса.

Плагиограниты имеют мелко- и мелкозернистое строение с массивной или такситовой текстурой. В мелкозернистых породах иногда наблюдается слабовыраженная порфиroidная структура за счет крупных идиоморфных зерен плагиоклаза. Кварц (30—40 %) присутствует в виде крупных выделений, придавая породе характерный порфиroidный облик. Плагиоклаз (40—55 %) образует идиоморфные, часто зональные, серицитизированные кристаллы. Из темноцветных минералов присутствуют биотит (2—9 %) и роговая обманка (0—5 %). Калиевый полевой шпат (0—2 %) либо отсутствует, либо образует редкие ксеноморфные зерна. Акцессорные минералы — апатит, циркон, магнетит, редко ортит. Тоналиты по структурно-текстурным особенностям и составу близки к плагиогранитам и отличаются от последних более высокими содержаниями роговой обманки (8—13 %) и пониженными — кварца (18—22 %).

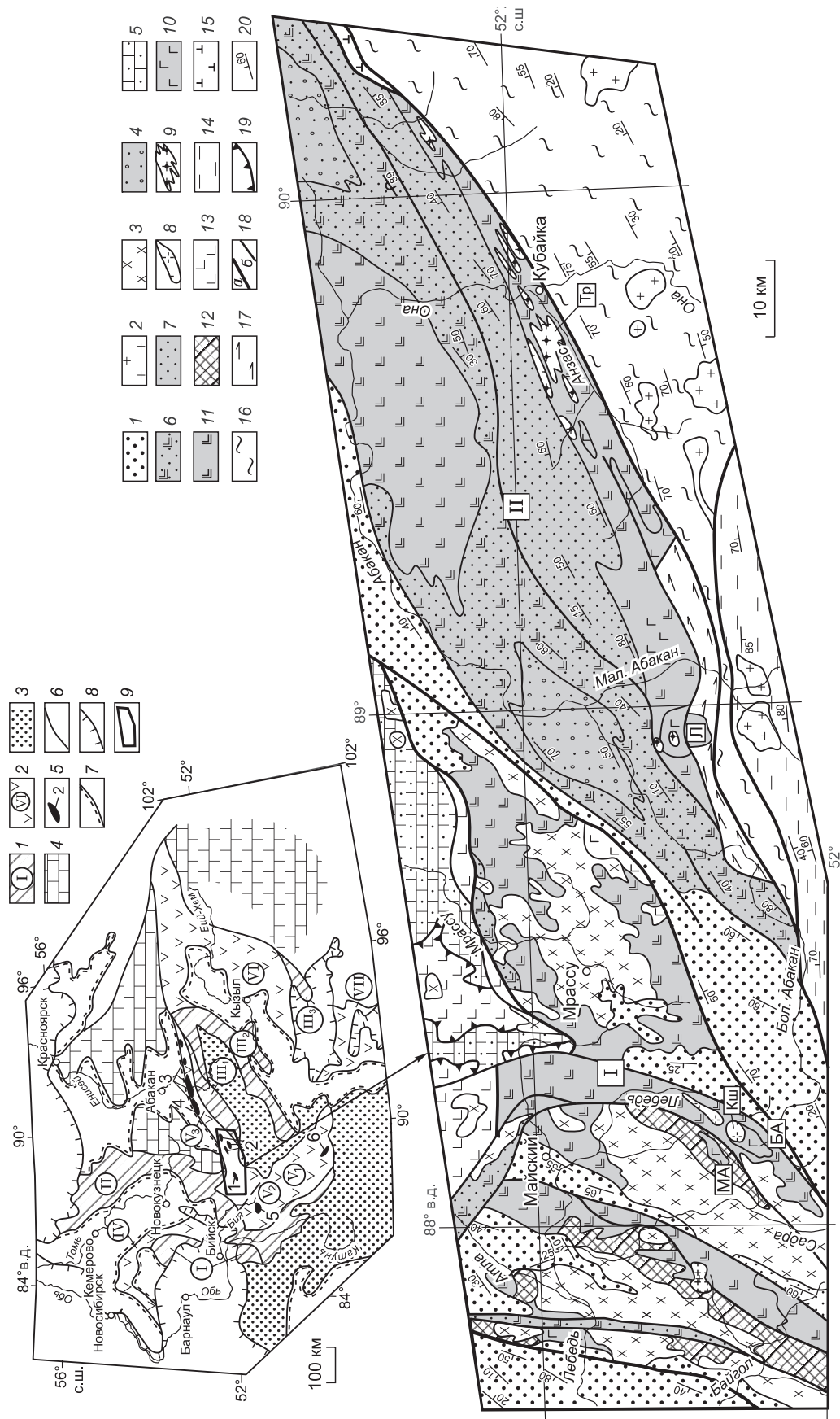


Рис. 1. Схема геологического строения северной части Алтае-Северосаянского островодужного пояса (составлена на основе материалов крупномасштабной геологической съемки и ГДП-200 [Единцев, 1996; Махлаев и др., 1999; Бабин и др., 2000]).

1 — вулканогенные и терригенные отложения,  $D_{1+2}$  — гранитоиды джойского и большепорожского комплексов,  $D_1$  — габбро-гранитные интрузии садринского (лебедского) диорит-тоналит-плагиогранитного и рыбинского диорит-габброоритового комплексов,  $C_2-O_1$ ; 2 — терригенные отложения арбатской свиты,  $C_2$  (песчаники, алевролиты, аргиллиты); 3 — вулканогенно-осадочные отложения атлинской, верхнемонокской, кайзасской и чеханской свит,  $C_1^{3+4}$  (пестроцветные туфы, тефроиды, редко лавы известково-щелочных базальтов, конгломераты, рифтогенные известняки); 4 — терригенные отложения арбатской свиты,  $C_2$  (песчаники, алевролиты, аргиллиты); 5 — терригенно-карбонатные отложения Мрасского антиклинального поднятия,  $V-C_2$ ; 6 — вулканогенно-осадочные отложения атлинской, верхнемонокской, кайзасской и чеханской свит,  $C_1^{3+4}$  (пестроцветные туфы, тефроиды, редко лавы известково-щелочных базальтов, конгломераты, рифтогенные известняки); 7 — сланцево-граувакковые отложения шаманской свиты,



работку полученных данных осуществляли с использованием программы SQUID [Ludwig, 2000]. U-Pb отношения нормализовали на значение 0.0668 для стандартного циркона TEMORA [Black et al., 2003]. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приведены в интервале  $\pm 1\sigma$ . Построение графиков с конкордией проводили с применением программы ISOPLOT/EX [Ludwig, 2003].

Sm-Nd изотопные исследования проведены в ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты, аналитик П.А. Серов) по методике [Журавлев и др., 1987] на семиколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 (RPQ) в статическом режиме. Измеренные отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  нормализованы к отношению  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$  и приведены к отношению  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$  в Nd стандарте La Jolla. Уровень холостого опыта за время исследований составлял 0.03—0.2 нг для Sm, 0.1—0.5 нг для Nd. Точность определения концентраций Sm и Nd составила  $\pm 0.5\%$ , изотопных отношений  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  —  $\pm 0.5\%$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  —  $\pm 0.005\%$  ( $2\sigma$ ). При расчете величин  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  и модельных возрастов  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$  использованы современные значения CHUR по [Jacobsen, Wasserburg, 1984] ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ ) и DM по [Goldstein, Jacobsen, 1988] ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$ ).

Rb-Sr изотопные исследования проведены в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (аналитики В.Ю. Киселева, Г.А. Докукина) на масс-спектрометре МИ-1201 «Г». Холостой опыт по Rb и Sr составлял 2 и 4 нг соответственно. Погрешность определения отношений  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  не превышает 1.5%. Среднее из серии контрольных замеров состава стандартов ВНИИМ и SRM-987 составило  $0.708080 \pm 11$  и  $0.710300 \pm 10$  соответственно.

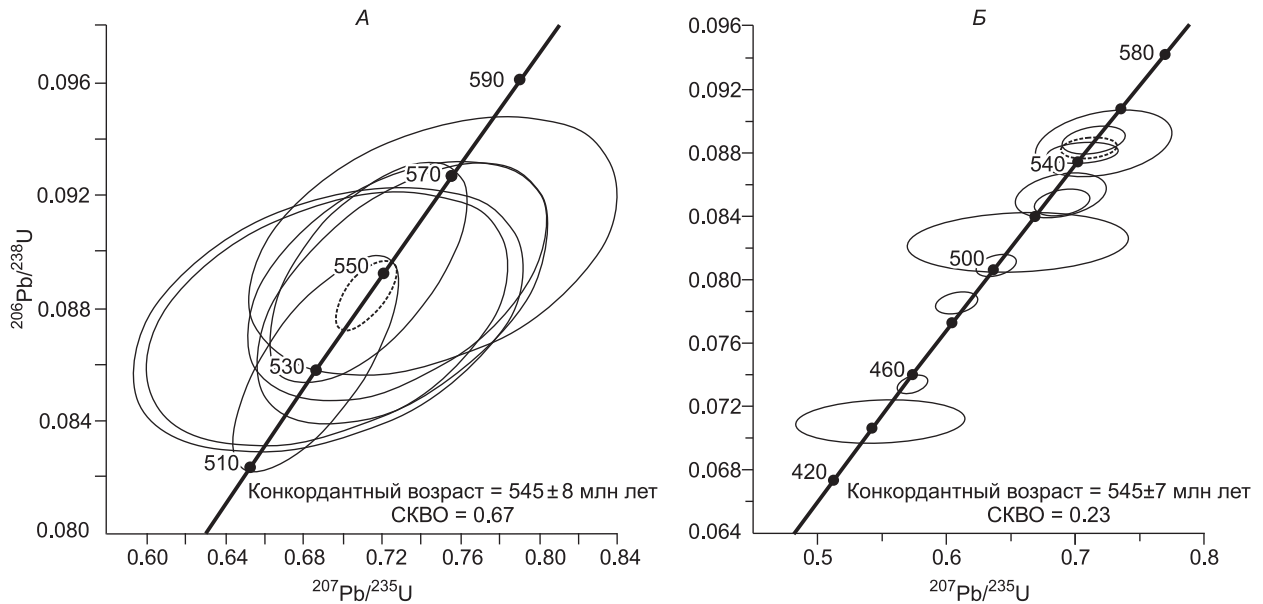
## РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для определения возраста пород диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциации Кштинского массива была исследована монофракция циркона из среднезернистых биотит-амфиболовых лейкоплагиогранитов (пр. № 6078). Цирконы представлены прозрачными бесцветными и светло-розовыми идиоморфными кристаллами призматического габитуса ( $K_{\text{удл.}} = 2.2—7.0$ ) с тонкозональным внутренним строением (рис. 2, В), наличием сингенетичных включений, что в совокупности свидетельствует о магматическом происхождении циркона. Было проанализировано 7 точек из краевых и центральных зон кристаллов (табл. 1). Проведенные геохронологические исследования (см. рис. 2, А) показывают, что время кристаллизации циркона (средневзвешенное значение возраста по отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ) из плагиогранитов Кштинского массива составляет  $545 \pm 8$  млн лет (СКВО = 0.67).

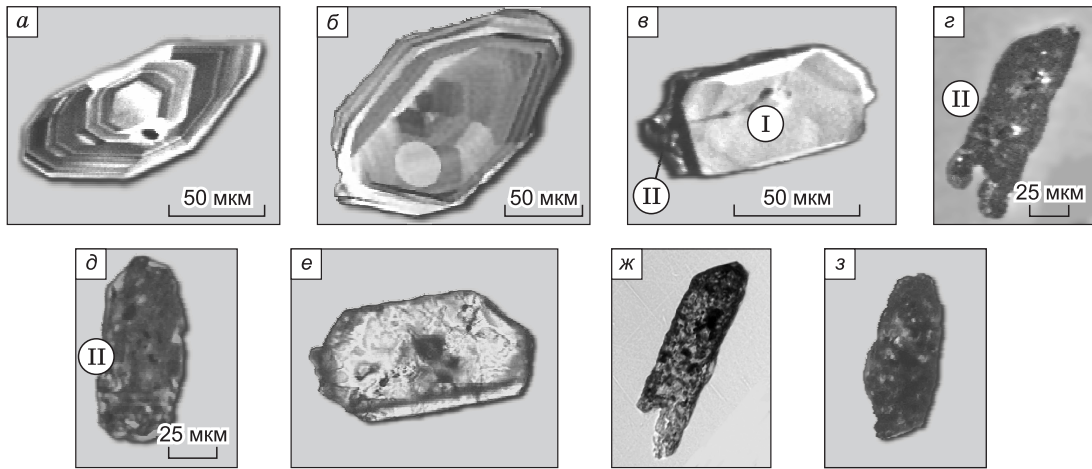
Цирконы для геохронологических исследований гранитоидов Тараскырского массива выделены из пробы среднекрупнозернистых порфировидных биотит-амфиболовых лейкоплагиогранитов (пр. РС-22). Цирконы представлены светло-розовыми кристаллами призматического габитуса,  $K_{\text{удл.}} = 2.5—4.0$ . Среди них можно выделить две генерации. Цирконы первой генерации имеют идиоморфный облик, для внутренних частей характерны прозрачность и зональное внутреннее строение, свойственное цирконам магматического генезиса. Цирконы второй генерации представлены идиоморфными и субидиоморфными непрозрачными и полупрозрачными незональными метамиктными кристаллами, темными в катодолуминесцентном изображении, а также темными каймами, развивающимися вокруг кристаллов циркона первой генерации (см. рис. 2, В). U-Pb изотопные исследования (10 точек), проведенные по цирконам первой и второй генераций (см. табл. 1), свидетельствуют о широких вариациях их возраста (см. рис. 2, Б). Из всей совокупности изотопных данных только три значения, полученные по цирконам первой генерации (магматического типа), дали величину возраста (средневзвешенное значение по отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ), равную  $545 \pm 7$  млн лет (СКВО = 0.23) [Руднев и др., 2011]. Для циркона второй генерации получен широкий диапазон возрастов от 520 до 440 млн лет, что, по-видимому, отражает преобразование циркона и нарушение его изотопной системы, о чем говорят высокие концентрации Th и U в цирконах данного типа. По всей вероятности, это связано с процессом катаклаза и флюидного воздействия, которым подвергались породы Тараскырского массива (огнейсование, дробление и расщепление и др.) на более поздних этапах развития региона.

## ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И Sr-Nd ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ

Интрузивные породы диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциации Кштинского массива по петрогеохимическим характеристикам отвечают породам нормального ряда известково-щелочной серии (рис. 3, табл. 2). Для них отмечается постоянное преобладание  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$  ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.9—4.8$ ). По мере увеличения кремнекислотности пород наблюдаются снижение  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ.}}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , Sr (387—168 г/т), Cr (54—16 г/т), Ni (10.4—3.9 г/т) и повышение железистости ( $f = 0.66—0.83$ ) и Ba (283—422 г/т) при относительно слабых вариациях  $\text{K}_2\text{O}$  (0.64—1.53 мас. %) и  $\text{Na}_2\text{O}$  (3.11—4.78 мас. %). Содержание и характер распределения редкоземельных элементов (рис. 4, см. табл. 2) показывают, что породы Кштинского массива обладают фракционированным распределением РЗЭ с последовательным обогаще-



В



**Рис. 2.** Диаграммы с конкордией для цирконов из плагиигранитов Кштинского массива, пр. 6078 (А), Тараскырского массива, пр. РС-22 (Б) и микрофотографии внутреннего строения кристаллов циркона (В).

В — фото выполнены на сканирующем электронном микроскопе АВТ 55 в катодолуминесцентном режиме (а—д) и в режиме вторичных электронов (е—з); а, б — пр. 6078; в—з — пр. РС-22. I — циркон первой генерации, II — циркон второй генерации. Результаты анализов приведены в табл. 2.

нием легкими РЗЭ и снижением содержаний тяжелых РЗЭ ( $(La/Yb)_N = 3.1—35.6$ ) с ростом  $SiO_2$ . Для пород массива типичны положительные аномалии Eu ( $Eu/Eu^* = 1.1—1.8$ ) и Sr, отчетливые минимумы Nb, Ta и Ti, а также высокие отношения Sr/Y (82—150), низкие содержания Yb (0.19—1.2 г/т) и Y (1.7—12 г/т). По этим параметрам, с учетом глиноземистости ( $Al_2O_3 > 15$  мас. %), рассматриваемые породы, согласно классификации [Арт, 1983], относятся к плагиигранитоидам высокоглиноземистого типа (рис. 5). Исходя из концентраций в породах MgO, Sr, Y, Cr, Ni (см. табл. 2) и положению их составов на диаграммах  $SiO_2—MgO$ , Sr—(CaO +  $Na_2O$ ) и Cr/Ni— $TiO_2$  (рис. 5, в—д), плагииграниты Кштинского массива проявляют сходство с высококремнистыми адакитами — вулканическими аналогами высокоглиноземистых тоналит-грандьеит-гранодиоритовых (ТТГ) комплексов [Martin et al., 2005]. Высокоглиноземистые плагиигранитоиды Кштинского массива (пр. 6051, табл. 3) характеризуются высокой положительной величиной  $\epsilon_{Nd}(T) = 7.5$ , позднерифейским Nd-модельным возрастом  $T_{Nd}(DM) = 0.64$  млрд лет и низким первичным отношением изотопов стронция ( $^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.70419$ .

Таблица 1. Результаты U-Pb изотопных исследований единичных зерен циркона (SHRIMP-II) из плаггиогранитоидов Кштгинского и Тараскырского массивов

Номер точки	$^{206}\text{Pb}_c$ , %	U	Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ , г/г	Возраст по изотопным отношениям, млн лет		Дискордантность, %	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	±%	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	±%	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	±%	Коэф. корреляции
		г/г	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$			$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$									
<b>Кштгинский массив</b>															
Диорит-тоналит-плаггиогранитная ассоциация, плаггиогранит, пр. 6078															
4.1	—	955	143	0.16	70.5	532 ± 9.3	525 ± 38	-1	0.0579	1.7	0.6860	2.5	0.0860	1.8	0.727
5.1	—	819	164	0.21	62.8	551.2 ± 9.5	528 ± 50	-4	0.0579	2.3	0.7130	2.9	0.0893	1.8	0.622
6.1	0.34	149	22	0.15	11.3	541 ± 11	506 ± 120	-7	0.0574	5.5	0.6930	5.9	0.0876	2.2	0.373
7.1	—	234	47	0.21	17.7	547 ± 11	600 ± 77	10	0.0599	3.6	0.7310	4.2	0.0885	2.1	0.513
8.1	0.22	191	32	0.17	14.4	541 ± 11	505 ± 110	-7	0.0573	2.0	0.6930	5.4	0.0876	2.1	0.390
9.1	—	218	28	0.13	16.8	557 ± 11	604 ± 100	9	0.0600	4.7	0.7470	5.1	0.0902	2.1	0.494
10.1	—	312	64	0.21	23.8	549 ± 10	577 ± 83	5	0.0593	3.8	0.7270	4.3	0.0892	2.1	0.485
<b>Тараскырский массив</b>															
Плаггиогранитная ассоциация, плаггиогранит, пр. PC-22															
1.1	0.13	1296	759	0.60	99	548.3 ± 2.1	544 ± 29	-1	0.05838	1.3	0.7146	1.4	0.08878	0.4	0.288
6.1	0.19	276	122	0.46	21.1	546.9 ± 5.0	572 ± 61	5	0.0591	2.8	0.7220	3.0	0.08855	0.96	0.322
3.1	0.10	4471	2260	0.52	338	543.5 ± 1.6	537 ± 33	-1	0.05818	1.9	0.706	1.6	0.08797	0.3	0.193
4.1	0.04	468	227	0.50	34.3	527.7 ± 3.4	552 ± 43	5	0.05860	2	0.689	2.1	0.08530	0.68	0.325
10.1	0.02	1989	734	0.38	145	525.2 ± 2.0	566 ± 27	8	0.05896	1.2	0.6901	1.3	0.08489	0.39	0.299
5.1	0.46	219	105	0.50	15.6	510.1 ± 4.5	522 ± 120	2	0.05780	5.3	0.6560	5.4	0.08234	0.92	0.170
2.1	—	1817	1159	0.66	126	501.4 ± 1.7	503 ± 22	0	0.0573	0.98	0.6390	1.0	0.08089	0.35	0.335
8.1	—	2608	1055	0.42	176	487.3 ± 1.6	460 ± 24	-6	0.05618	1.1	0.6083	1.1	0.07853	0.35	0.302
9.1	—	3966	1648	0.43	250	456.7 ± 1.5	480 ± 17	5	0.05671	0.78	0.5740	0.84	0.07341	0.33	0.394
7.1	0.02	1870	349	0.19	114	442.6 ± 3.4	451 ± 110	2	0.056	4.9	0.5490	4.9	0.07107	0.79	0.161

Примечание.  $\text{Pb}_c$  и  $\text{Pb}^*$  — обыкновенный и радиогенный свинец соответственно. Поправка на присутствие обыкновенного свинца введена по измеренному  $^{204}\text{Pb}$ .

Вышеприведенные изотопные и геохимические характеристики согласуются с формированием исходных расплавов для пород этого массива за счет частичного плавления метабазальтов N-MORB-типа при  $P \geq 15$  кбар в равновесии с  $\text{Hb} + \text{Cpx} + \text{Pl} + \text{Gar}$  реститом [Rapp et al., 1991; Rapp, Watson, 1995; Drummond et al., 1996; Туркина, 2000]. Исходя из условий магмообразования можно предполагать, что первичные для плаггиогранитов расплавы формировались при плавлении метабазитов погружающейся в зоне субдукции океанической плиты.

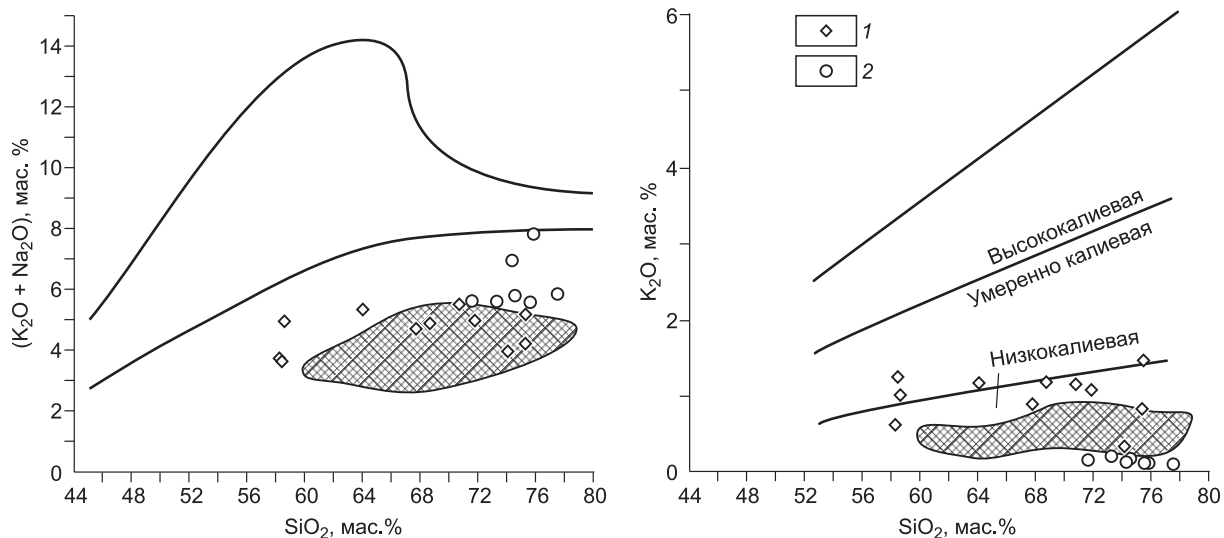
Плаггиограниты Тараскырского массива по петрохимическому составу также относятся к породам нормального ряда известково-щелочной серии (см. табл. 2). От плаггиогранитоидов Кштгинского массива они отличаются более низкими содержаниями  $\text{K}_2\text{O}$  (0.10—0.17 мас. %), Rb (0.1 г/т), Sr (69—122 г/т), Ba (40—42 г/т) и повышенными Nb (10—20 г/т), Ta (0.7—1.5 г/т) и  $\Sigma\text{PЗЭ}$  (63.4—195.8 г/т). Они обладают умеренно фракционированным распределением PЗЭ с обогащением легкими PЗЭ ( $(\text{La}/\text{Yb})_N = 2.2—4.1$ ), горизонтальным графиком распределения тяжелых PЗЭ, отрицательными аномалиями Eu ( $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 0.4—0.6$ ), Sr, Ti, отсутствием минимумов Nb и Ta, а также высокими содержаниями Y (36—45 г/т) и Yb (3.80—5.57 г/т). Плаггиограниты Тараскырского массива (пр. PC-22, см. табл. 3) обладают более низкой, чем в плаггиогранитах Кштгинского массива, величиной  $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = 6.7$ , более древним модельным возрастом  $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 0.76$  млрд лет при повышенном первичном отношении  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70533$ . По геохимическим и изотопным параметрам плаггиограниты Тараскырского массива соответствуют плаггиогранитам низкоглиноземистого типа, для которых формирование исходных расплавов с учетом экспериментальных работ и модельных расчетов [Berd, Lofgren, 1991; Туркина, 2000] связано с частичным плавлением метабазитов, расположенных в основании и/или низах островодужной системы, при давлении 3—7 кбар в равновесии с  $\text{Pl} + \text{Cpx} + \text{Opx}$  реститом (см. рис. 5).



Таблица 2. **Содержания петрогенных (мас. %), редких и редкоземельных элементов (г/т) в представительных образцах пород Кштинского и Тараскырского массивов**

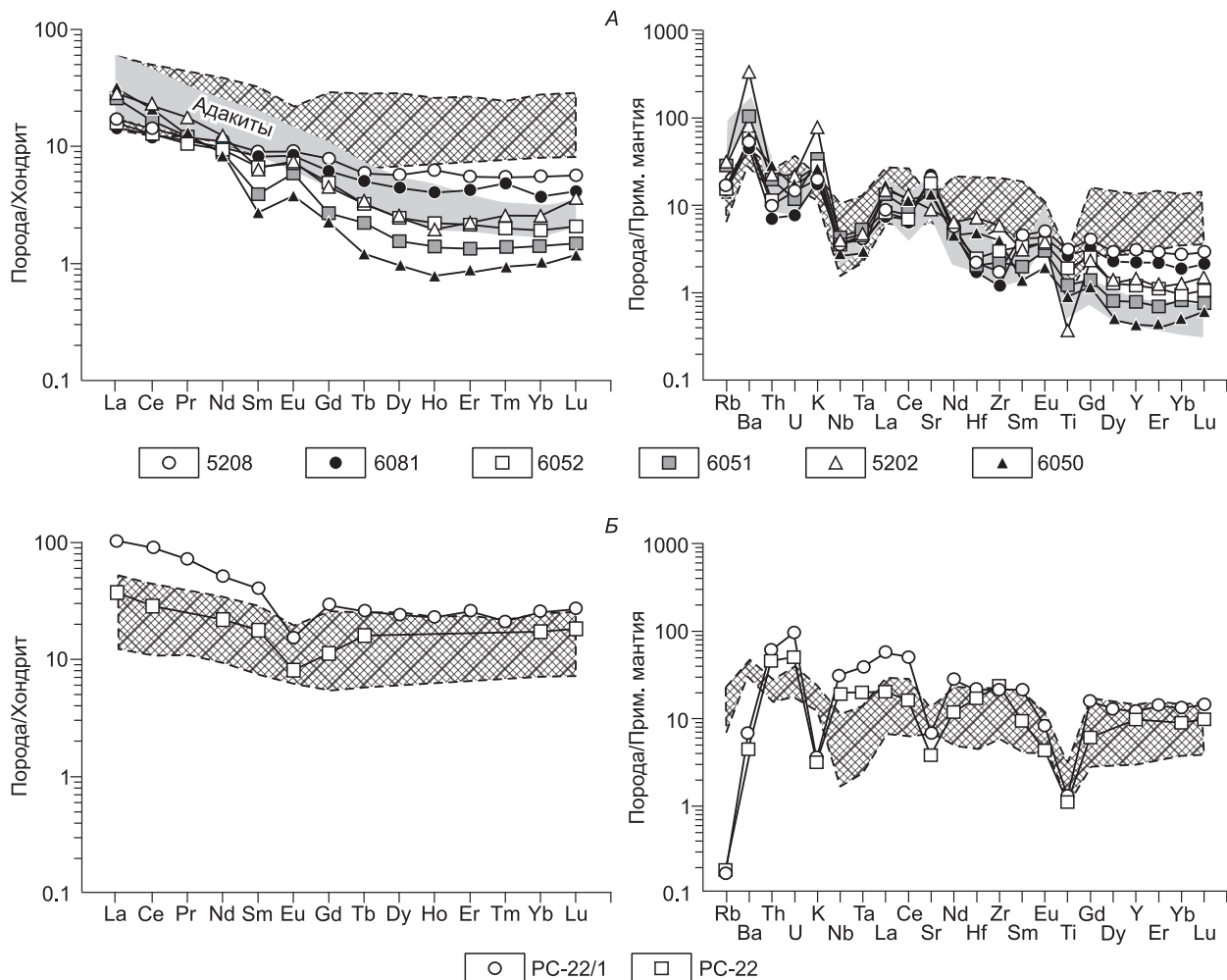
Компонент	Кштинский						Тараскырский	
	5208	6081	6052	6051	5202	6050	PC-22/1	PC-22
SiO <sub>2</sub>	58.24	58.58	67.69	71.76	74.75	75.26	74.25	75.85
TiO <sub>2</sub>	0.52	0.49	0.36	0.23	0.07	0.17	0.23	0.20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.64	18.27	16.13	15.36	13.39	13.45	12.33	12.11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sub>общ.</sub>	7.29	7.63	4.13	2.34	2.02	2.08	3.75	1.90
MnO	0.16	0.14	0.09	0.05	0.03	0.05	0.04	0.03
MgO	2.82	2.26	1.36	0.97	0.26	0.67	0.43	0.83
CaO	7.87	7.21	5.15	3.95	1.92	3.7	1.77	0.91
Na <sub>2</sub> O	3.11	3.94	3.81	3.89	4.78	3.38	6.79	7.88
K <sub>2</sub> O	0.64	1.03	0.91	1.10	1.53	0.85	0.11	0.10
П.п.п.	1.04	0.08	0.10	0.0	0.2	0.03	0.54	0.58
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.09	0.07	0.04	0.03	0.08	0.04	0.03
Сумма	100.41	99.72	99.8	99.79	99.21	99.72	100.28	100.42
Rb	9	8	9	16	18	8	0.1	0.1
Sr	377	387	382	266	168	252	122	69
Ba	331	283	368	659	2124	356	42	40
Y	12.0	8.6	4.7	3.1	5.6	1.7	44.7	36.5
Zr	17	12	29	22	57	3	203	224
Hf	0.61	0.43	0.69	0.57	2.01	1.35	5.70	4.60
Nb	2.33	2.31	2.32	2.81	2.61	1.83	20.3	10.5
Ta	0.17	0.16	0.17	0.20	0.17	0.11	1.5	0.7
Th	0.88	0.63	1.01	1.74	1.99	2.52	5.3	4.0
U	0.32	0.15	0.42	0.26	0.48	0.36	2.1	1.1
V	68	52	25	29	< 10	< 10	—	—
Cr	44	46	28	21	34	16	—	—
Ni	10	9	6	4	6	5	—	—
Cu	21	7	18	3	5	5	—	—
La	5.56	4.64	5.18	8.41	9.32	10.20	34.22	12.30
Ce	12.20	10.60	11.00	14.20	19.10	18.0	78.16	24.70
Pr	1.54	1.45	1.36	1.57	2.29	1.61	9.36	—
Nd	6.91	6.19	5.90	5.58	7.77	5.46	32.35	13.80
Sm	1.81	1.66	1.35	0.79	1.33	0.55	8.19	3.60
Eu	0.69	0.66	0.55	0.45	0.57	0.29	1.18	0.62
Gd	2.15	1.67	1.35	0.74	1.24	0.62	8.03	3.10
Tb	0.29	0.25	0.16	0.11	0.16	0.06	1.28	0.85
Dy	1.93	1.50	0.84	0.53	0.84	0.21	8.21	—
Ho	0.48	0.31	0.17	0.09	0.15	0.06	1.76	—
Er	1.23	0.85	0.48	0.30	0.50	0.12	5.79	—
Tm	0.19	0.16	0.07	0.04	0.09	0.04	0.75	—
Yb	1.20	0.82	0.42	0.36	0.56	0.19	5.57	3.80
Lu	0.19	0.13	0.070	0.05	0.12	0.04	0.91	0.62
ΣРЗЭ	36.37	30.86	28.93	33.22	44.00	37.39	195.77	63.39
(La/Yb) <sub>N</sub>	3.1	3.8	8.3	15.7	11.3	35.6	4.1	2.2
(Eu/Eu*) <sub>N</sub>	1.1	1.2	1.2	1.8	1.3	1.5	0.4	0.6

Примечание. Прочерк — нет данных.



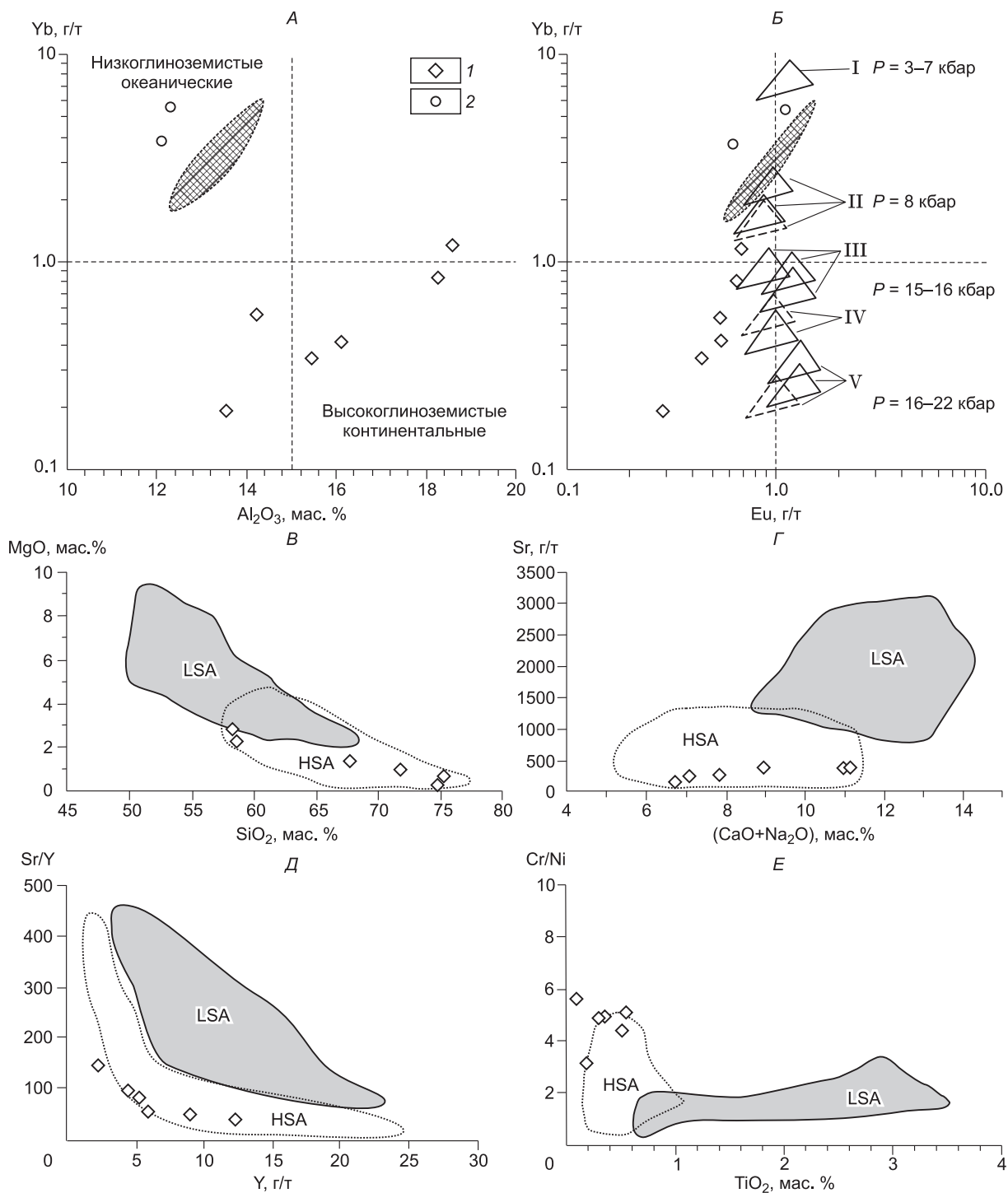
**Рис. 3.** Вариационные диаграммы  $\text{SiO}_2$ — $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$  и  $\text{SiO}_2$ — $\text{K}_2\text{O}$  для пород тоналит-плаггиогранитной ассоциации Кштинского массива (1) и плаггиогранитной ассоциации Тараскырского массива (2).

Здесь и далее на рис. 4 и 5 косой штриховкой показано поле состава пород майнского тоналит-плаггиогранитного комплекса [Руднев и др., 2005].



**Рис. 4.** Спектры распределения редких и редкоземельных элементов в породах Кштинского тоналит-плаггиогранитного массива (А) и Тараскырского плаггиогранитного (Б).

Поле, показанное серым цветом, отвечает адакитам, по данным [Martin et al., 2005]. Номера проб на диаграммах соответствуют таковым в табл. 2. Нормирование проводилось по хондриту [Sun, McDonough, 1989] и примитивной мантии [Taylor, McLennan, 1985].



**Рис. 5.** Диаграммы  $\text{Al}_2\text{O}_3$ —Yb, Eu—Yb,  $\text{SiO}_2$ —MgO,  $(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$ —Sr, Y—Sr/Y,  $\text{TiO}_2$ —Cr/Ni, демонстрирующие принадлежность плагиигранитов Кштинского (1) и Тараскырского (2) массивов к высоко- и низкоглиноземистым (TTG) комплексам и их модельные расплавы.

*Б* — треугольниками показаны области содержания элементов в расплавах, образующихся при дегидратационном (сплошные линии) и водном (штриховые линии) плавлении источников типа TH1, TH2 и MORB [Rapp et al., 1991; Beard et al., 1991; Rapp, Watson, 1995; Туркина, 2000] в равновесии с пятью типами реститов: I — Pl + Crx + Орх, II — Hb + Pl ± Crx ± Орх, III, IV — Hb + CPx + Pl + Gar, V — CPx + Gar ± Hb, Pl — плагиоклаз, Crx — клинопироксен, Орх — ортопироксен, Hb — амфибол, Gar — гранат; *В—Д* — серым цветом показаны поля составов низкокремнистых адакитов (LSA), пунктирной линией — высококремнистых адакитов (HSA), по [Martin et al., 2005].

Таблица 3. Результаты Sm-Nd и Rb-Sr изотопных исследований венд-раннепалеозойских плагиогранитоидов и вулканитов Алтае-Северосаянского островодужного пояса (Горная Шория и Западный Саян)

№ п/п	Номер образца	Возраст, млн лет	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ , млн лет	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$
			мкг/г						мкг/г				
1	6051	545	0.714	4.13	0.1046	0.512692	7.5	643	7.93	410	0.05596	$0.70462 \pm 14$	0.70419
2	PC-22	545	7.72	35.3	0.1355	0.512760	6.7	764	0.373	69.3	0.01558	$0.70545 \pm 9$	0.70533
3	PC-44	524	1.46	6.04	0.1469	0.512720	4.9	984	1.12	257	0.01241	$0.70410 \pm 3$	0.70401
4	8-729	512	1.58	8.00	0.1180	0.512715	6.7	696	—	—	—	—	—
5	PA-30-00	509	1.288	3.93	0.1983	0.512942	5.8	—	—	—	—	—	—
6	PC-39	493	1.754	5.55	0.1910	0.512895	5.4	—	1.07	259	0.01195	$0.70566 \pm 6$	0.70558
7	Б-182	550	3.432	12.72	0.1631	0.512829	6.1	—	—	—	—	—	—
8	Б-187	550	0.030	0.148	0.1242	0.512724	6.8	729	—	—	—	—	—

Примечание. 1 — Кштинский диорит-тоналит-плагиогранитный массив, 2 — Тараскырский плагиогранитный массив, 3 — плагиограниты майнского комплекса (Енисейский плутон), по данным [Руднев и др., 2005], 4 — Саракочинский и 5 — Джегантерегский массивы, по данным [Kruk et al., 2011], 6 — Куртахский массив (Табатский плутон), по данным [Руднев, 2010], 7, 8 — нижнемонокский плагиориодацит-андезит-базальтовый комплекс: 7 — базальт, 8 — плагиоорилит. Прочерк — нет данных.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Ранее было установлено, что интрузивный и эффузивный магматизм в Алтае-Северосаянском островодужном поясе имеет ареальный характер развития [Шокальский и др., 2000; Бабин и др., 2001; Руднев, 2010]. Каждый ареал имеет определенный набор интрузивных и вулканических ассоциаций, их возрастную последовательность формирования и вещественный состав. Это представление подтверждается и дополняется новыми данными по Кштинскому диорит-тоналит-плагиогранитному и Тараскырскому плагиогранитному массивам, а также сопоставлением с ранее полученной информацией по массивам майнского тоналит-плагиогранитного комплекса, которые приурочены к трем различным ареалам Алтае-Северосаянского островодужного пояса.

Согласно новым геохронологическим данным, плагиогранитоидные ассоциации в Алтае-Северосаянском островодужном поясе формировались в более широком возрастном диапазоне, чем это предполагалось ранее [Руднев и др., 2005, 2011]. Считалось, что плагиогранитоидный магматизм в этом поясе представлен только породами майнского тоналит-плагиогранитного комплекса [Зальцман и др., 1996], включающего крупные плутоны и мелкие массивы, распространенные вдоль всего островодужного пояса. Их возраст, определенный для пород Енисейского плутона, равен  $524 \pm 2$  млн лет [Руднев и др., 2005]. Однако помимо гранитоидов майнского комплекса в Северо-Саянской зоне Западного Саяна выделялись плагиогранитоиды тараскырского комплекса (тараскырская группа массивов). Одни исследователи их рассматривали в качестве самостоятельной магматической ассоциации [Халфин, 1963], другие находили в них аналогию с майнскими плагиогранитами. В западной части Алтае-Северосаянского пояса породы Кштинского диорит-тоналит-плагиогранитного массива также сопоставлялись с плагиогранитами майнского типа [Бабин и др., 2007]. Накопившийся за последние годы материал показывает, что вышеперечисленные плагиогранитоидные ассоциации представляют собой самостоятельные магматические образования, отличающиеся друг от друга возрастом формирования.

Геохронологические исследования плагиогранитоидов вышеперечисленных ассоциаций показали, что они формировались на разных возрастных уровнях. Результаты, полученные для Кштинского ( $545 \pm 4$  млн лет) и Тараскырского ( $545 \pm 3$  млн лет) массивов, свидетельствуют, что они развивались практически одновременно и относятся к наиболее ранним интрузивным образованиям островодужной стадии гранитоидного магматизма в этом поясе. Эти плагиогранитоидные ассоциации тесно связаны с габброидами лысогорского типа, образуя в совокупности самостоятельные очаговые ареалы в различных секторах Алтае-Северосаянского островодужного пояса. Плагиогранитоиды майнского комплекса формировались позднее ( $524 \pm 2$  млн лет) и, судя по характеру взаимоотношения плагиогранитов с островодужными вулканитами [Руднев и др., 2005], фиксируют завершающий этап островодужного гранитоидного магматизма этого пояса. В целом же анализ полученных возрастов показывает, что островодужный гранитоидный магматизм в Алтае-Северосаянском поясе прослеживается в интервале от 550 до 520 млн лет. При этом на раннем этапе островодужного магматизма (550—540 млн лет) образуются небольшие по объему гранитоидные массивы (Кштинский массив и тараскырская группа массивов), тогда как на заключительном этапе (525—520 млн лет) происходит формирование основного объема плагио-

гранитоидов (плутоны майнского типа). Следует отметить, что близкий возрастной диапазон образования имеют плагиогранитоиды в других островодужных поясах Центрально-Азиатского складчатого пояса, в частности, в Таннуольской зоне (Восточная Тува, 570—520 млн лет) и Озерной зоне (Западная Монголия, 550—520 млн лет) [Руднев и др., 2006, 2009, 2010; Ярмолюк и др., 2011]. В этих регионах, так же как и в Алтае-Северосаянской дуге, на ранних стадиях островодужного магматизма формировались лишь мелкие массивы плагиогранитоидов, тогда как на заключительных этапах объемы плагиогранитоидов резко возрастают, что приводит к образованию в отдельных случаях крупных плутонов.

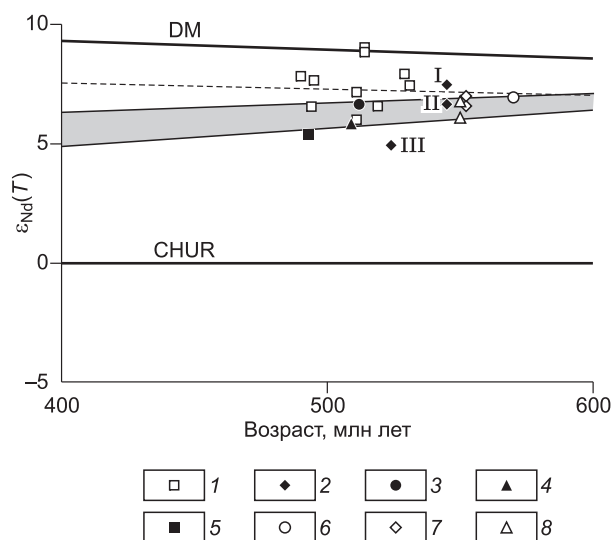
Исследования геохимического состава островодужных плагиогранитоидов в Алтае-Северосаянском поясе свидетельствуют, что среди них выделяются только гранитоиды известково-щелочной серии. Последние, в свою очередь, отличаются друг от друга условиями генерации исходных расплавов. Так, например, плагиогранитоиды Кштинского массива, формировавшиеся на раннем этапе развития островной дуги, по петрохимическому составу и геохимическим характеристикам (см. рис. 3—5) отвечают плагиогранитоидам высокоглиноземистого типа, обнаруживая сходство с высококремнистыми адакитами — вулканическими аналогами высокоглиноземистых тоналит-грондьемит-гранодиоритовых комплексов [Martin et al., 2005]. Такое сходство пород Кштинского массива с адакитами отражает формирование их расплавов в сходных условиях при частичном плавлении метабазитов, отвечающих по составу N-MORB. Плавление происходило в результате погружения в зоне субдукции океанической плиты при давлении более 15 кбар в равновесии с Nb + Crx + Pl + Gar реститом. Плагиогранитоиды характеризуются высоким положительным значением  $\varepsilon_{Nd}(T) = 7.5$ , позднерифейским модельным возрастом  $T_{Nd}(DM) = 0.66$  млрд лет и низкими первичными отношениями изотопов стронция  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.70419$ . Изотопные данные в совокупности с геохимическими характеристиками свидетельствует о ведущей роли ювенильных источников, производных деплетированной мантии, при генерации исходных расплавов плагиогранитоидов Кштинского массива, возможно, с незначительной добавкой корового материала.

На диаграмме  $\varepsilon_{Nd}(T)$ —возраст (рис. 6) рассматриваемые плагиограниты находятся вблизи линии эволюции изотопного состава Nd океанических базальтов N-MORB-типа каечакского комплекса Горной Шории, рассматриваемых в работах [Бабин, 2003; Бабин, Крук, 2011] в качестве океанического основания островодужных вулканитов. Следовательно, можно предполагать, что подобные базальты могли выступать в качестве источника для расплавов плагиогранитоидов Кштинского массива. В то же время не исключено, что источниками плагиогранитов и островодужных вулканитов являлись более деплетированная субдукционно-измененная мантия и метабазальты при незначительном участии древнего корового материала, поступавшего в зону субдукции в виде осадков.

Следует отметить, что венд-раннекембрийские островодужные плагиогранитоиды высокоглиноземистого типа, описанные на примере Кштинского массива, в раннекаледонских структурах Алтае-Саянской складчатой области установлены впервые. Тем не менее они не являются исключением и имеют широкое развитие в других ареалах островодужного магматизма Центрально-Азиатского складчатого пояса. Так, плагиогранитоиды высокоглиноземистого типа с аналогичным вещественным составом, возрастом и изотопно-геохимическими параметрами установлены в Харанурском (531 млн лет,  $\varepsilon_{Nd}(T) = 7.4$ ,

**Рис. 6. Диаграмма  $\varepsilon_{Nd}(T)$ —возраст для поздневендских—раннепалеозойских плагиогранитоидов и вулканитов Алтае-Северосаянского островодужного пояса и Озерной зоны Западной Монголии.**

1 — плагиогранитоидные ассоциации островодужного и аккреционного этапов развития Озерной зоны Западной Монголии,  $E_1$ — $O_1$ , по [Руднев и др., 2009; Ковач и др., 2011]; 2—5 — плагиогранитоидные ассоциации Алтае-Северосаянского пояса: 2 — островодужный этап, V— $E_1$  (I — Кштинский и II — Тараскырский массивы, III — Енисейский плутон, по данным табл. 3); 3—5 — аккреционный этап,  $E_{2-3}$ — $O_1$ : 3 — Саракокшинский и 4 — Джегантерегский массивы Горного Алтая, по [Крук et al., 2011]; 5 — Куртахский массив Северо-Саянской зоны Западного Саяна, по [Руднев, 2010]); 6 — океанические базальты каечакского комплекса и 7 — островодужные базальты и дациты садринского комплекса Горной Шории, по [Крук et al., 2011]; 8 — островодужные базальты и плагиориолиты нижнемонокского комплекса (см. табл. 3). Штриховой линией показан тренд эволюции изотопного состава Nd океанических базальтов каечакского комплекса. Поле, закрашенное серым цветом, отвечает эволюции изотопного состава Nd островодужных вулканитов Горной Шории и Северо-Саянской зоны Западного Саяна.



$T_{Nd}(DM) = 0.65$  млрд лет;  $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70391$ ) и Бумбатхаирханском (535 млн лет) плутонах в северной и центральной частях Озерной зоны Западной Монголии [Руднев и др., 2009, 2012]. Важным обстоятельством является и тот факт, что в этих ареалах Озерной зоны отмечается тесная пространственная и временная взаимосвязь плагиогранитоидов высокоглиноземистого типа и высокоглиноземистых низкотитанистых габброидов, становление которых с учетом их геологического положения происходило в осевой части островодужной системы [Руднев и др., 2009]. Используя этот же подход для палеореконструкций в других островодужных террейнах, можно предположить, что становление высокоглиноземистых плагиогранитов Кштинского массива и тесно ассоциирующихся с ними низкотитанистых высокоглиноземистых габброидов аталыкской группы массивов (Больше- и Малоаталыкский) также происходило в осевой части Алтае-Северосаянского островодужного пояса.

Плагиограниты Тараскырского массива, несмотря на одновременность их становления с породами Кштинского массива, имеют другие геохимические показатели. Для них типичны более низкие содержания  $K_2O$  и более высокие содержания  $\Sigma PЗЭ$  (в первую очередь, тяжелых лантаноидов), Nb, Ta и других микроэлементов. По своим геохимическим характеристикам они обнаруживают сходство с плагиогранитоидами низкоглиноземистого типа, формирование которых связано с частичным плавлением метабазитов, расположенных в основании и/или низах островодужной системы, при давлении 3—7 кбар в равновесии с  $P1 + Crx + Orx$  реститом. От пород Кштинского массива породы Тараскырского массива также отличаются несколько более низким значением  $\epsilon_{Nd}(T) = 6.7$ , более древним Nd модельным возрастом  $T_{Nd}(DM) = 0.76$  млрд лет и более высоким первичным отношением стронция ( $^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.70533$ . Изотопные данные в совокупности с геохимическими характеристиками плагиогранитоидов также указывают на ведущую роль ювенильных метабазитовых источников при генерации исходных расплавов и возможный небольшой вклад корового материала. Высокое положительное значение  $\epsilon_{Nd}(T) = 6.7$  и обогащенность Nb и Ta плагиогранитоидов Тараскырского массива позволяют предполагать, что в качестве одного из магмогенерирующих источников могли выступать метабазиты, по составу подобные базальтам MORB-типа куртушибинской свиты, имеющие повышенные содержания Nb и Ta (8—24 и 0.7—1.6 г/т соответственно) [Волкова и др., 2009]. Аналогичными породами сложены серии тектонических пластин в составе Борусского и Изыхского секторов Тувино-Западносаянского офиолитового пояса (см. рис. 1, вставка), расположенных в непосредственной близости от территории исследований. Возможно, что они образуют основание островодужной системы в Северо-Саянском секторе Алтае-Северосаянского пояса. В качестве альтернативного магмогенерирующего источника можно предположить плавление метабазальтов, расположенных в низах островодужной постройки, что подтверждается расположением точек составов плагиогранитов Тараскырского массива (см. рис. 6) в поле эволюции изотопного состава Nd островодужных вулканитов садринского и нижнемонокского комплексов Горной Шории и Западного Саяна (см. рис. 6, табл. 3). Последние имеют близкие к рассматриваемым плагиогранитам Nd изотопные характеристики:  $\epsilon_{Nd}(T) = 6.1—6.8$ ,  $T_{Nd}(DM) = 0.73$  млрд лет [Крук и др., 2010]. В то же время авторы статьи не исключают участие в плавлении различных по составу субстратов (MORB, островодужный), но для решения этого вопроса необходимо проведение более детальных геохимических исследований и расчетов редкоэлементного состава модельных субстратов.

Породы майнского тоналит-плагиогранитного комплекса завершают интрузивный магматизм ранней стадии развития Алтае-Северосаянского островодужного пояса. Они представлены в составе Енисейского и Табатского плутонов и мелких массивов, расположенных в центральной и восточной частях Алтае-Северосаянского пояса (см. рис. 1). От плагиогранитов Тараскырского массива они отличаются более высокой калиевоствью, но более низкими концентрациями PЗЭ и высокозарядных элементов, в первую очередь, Nb и Ta (см. рис. 3—5). По геохимическим характеристикам плагиограниты майнского комплекса также относятся к низкоглиноземистому типу. В соответствии с модельными расчетами [Руднев и др., 2005] наиболее вероятным механизмом образования первичных расплавов рассматриваемых плагиогранитов может являться плавление островодужных толеитовых базальтов при  $P \leq 8$  кбар в равновесии с  $Nb + P1 \pm Crx \pm Orx$  реститом. В качестве таковых можно предполагать толеитовые базальты нижнемонокской свиты. В то же время тоналиты и плагиограниты майнского комплекса отличаются пониженными величинами  $\epsilon_{Nd}(T) = 4.9$  (см. табл. 3) и находятся ниже поля эволюции изотопного состава Nd островодужных вулканитов садринского и нижнемонокского комплексов (свит?) на диаграмме  $\epsilon_{Nd}(T)$ —возраст (см. рис. 6). Снижение величины  $\epsilon_{Nd}(T)$  в плагиогранитах майнского комплекса может указывать на увеличение доли долгоживущего корового материала либо при генерации исходных расплавов на поздних этапах развития островной дуги, либо при образовании самих островодужных вулканитов, расположенных в низах Алтае-Северосаянской островной дуги. В качестве альтернативного варианта можно предположить гетерогенные по составу метабазитовые источники (деплетированные и обогащенные).

На диаграмме  $\epsilon_{Nd}(T)$ —возраст (см. рис. 6) для плагиогранитоидов Алтае-Северосаянского островодужного пояса по сравнению с плагиогранитоидами Озерной зоны Западной Монголии намечается

тенденция к более низким величинам  $\epsilon_{Nd}(T)$ , что может быть связано с большей долей древнекорового материала и/или с его более древним возрастом в источниках расплавов вулканитов низов Алтае-Северосаянской островной дуги. Несомненно, что наблюдаемая закономерность, если она существует, требует подтверждения дополнительными геохронологическими и изотопными данными.

В целом же полученные геологические, геохронологические, геохимические и изотопные данные для плагиогранитоидов Алтае-Саянской складчатой области свидетельствуют о проявлении в этом регионе венд-кембрийского этапа формирования ювенильной континентальной коры, установленного и для других регионов ЦАСП.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные геологические, геохронологические, геохимические и Sr-Nd изотопные данные для разновозрастных гранитоидов Алтае-Северосаянского островодужного вулканоплутонического пояса позволяют сделать следующие выводы об этапности и длительности развития островодужного гранитоидного магматизма, источниках и механизмах формирования.

1. Островодужный гранитоидный магматизм в Алтае-Северосаянском вулканоплутоническом поясе проявился в интервале от 550 до 520 млн лет. В этом возрастном диапазоне выделяются два рубежа гранитообразования. На раннем этапе (550—540 млн лет) масштабы интрузивного магматизма были не велики и проявились в формировании Кштинского диорит-тоналит-плагиогранитного массива и плагиогранитоидов Тараскырского массива, в то время как на позднем этапе (525—520 млн лет) отмечается резкое увеличение объемов плагиогранитов, которое выразилось в становлении крупных плутонов майнского тоналит-плагиогранитного комплекса.

2. На всех этапах островодужного магматизма основное развитие получили плагиогранитоиды известково-щелочной серии. Последние по своим геохимическим характеристикам подразделяются на плагиогранитоиды высоко- и низкоглиноземистого типов, свидетельствующие о разных условиях (в первую очередь, по давлению) формирования исходных расплавов. Высокоглиноземистые плагиогранитоиды Кштинского массива по вещественному составу сопоставимы с высококремнистыми адакитами. Они формировались за счет плавления деплетированных метабазитов субдуцирующей океанической плиты, отвечающих по составу N-MORB и, возможно, вовлеченных в зоны субдукции осадков, при  $P \geq 15$  кбар в равновесии с гранатсодержащим реститом. Низкоглиноземистые плагиограниты Тараскырского массива и майнского комплекса (Енисейский плутон) образовались в результате плавления метабазитов, расположенных в низах и/или основании островодужной системы, при  $P = 3—8$  кбар в равновесии с плагиоклазсодержащим реститом при подчиненном участии древнего корового материала.

3. Венд-раннекембрийские плагиогранитоиды раннего этапа развития Алтае-Северосаянского пояса характеризуются высокими положительными значениями  $\epsilon_{Nd}(T)$  (7.5—4.9), позднерифейским Nd-модельным возрастом ( $T_{Nd}(DM) = 0.64—0.98$  млрд лет) и изотопными отношениями стронция, варьирующими в диапазоне от 0.7040 до 0.7053. Полученные по плагиогранитоидам изотопные данные свидетельствуют о ювенильном характере исходных расплавов и, соответственно, проявлении венд-кембрийского этапа формирования ювенильной континентальной коры в Алтае-Саянской складчатой области ЦАСП.

Авторы выражают искреннюю благодарность О.М. Туркиной, А.Э. Изоху за критические замечания и ценные советы после прочтения ими рукописи, а также Г.А. Докукиной, И.В. Николаевой, С.В. Палесскому, В.С. Пархоменко, С.В. Пантеевой, В.В. Марковой, А.Н. Ларионову и Д.И. Матукову за помощь в аналитических исследованиях.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 10-05-00474, 11-05-92003) и проекта ОНЗ № 10.2.

## ЛИТЕРАТУРА

**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.** Магматизм Горной Шории (состав, районирование, геодинамическая интерпретация): Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 2003, 20 с.

**Бабин Г.А., Крук Н.Н.** Петротипы каечакского базальтового, садринского плагиодацит-андезит-базальтового и атлинского андезибазальт-базальтового комплексов раннего кембрия (Горная Шория, северо-восточная часть Горного Алтая). Новосибирск, СНИИГГиМС, 2011, 80 с.

**Бабин Г.А., Юрьев А.А., Рында Г.С., Кононыхин С.И., Арнаутова Е.И., Юрьева В.В., Касимова Т.А., Чусовитина Г.Д., Кораблева Т.В.** Государственная геологическая карта Российской Федерации

м-ба 1:200 000. Издание второе. Серия Кузбасская. Лист N-45-XXXV (Чаныш). СПб., ВСЕГЕИ, 2000, 193 с.

**Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Руднев С.Н.** Геологическое строение, магматизм и метаморфизм Горной Шории как одного из типовых регионов Алтае-Саянской складчатой области // Актуальные вопросы геологии и минерального сырья юга Сибири. Новосибирск, Изд-во ИГиЛ СО РАН, 2001, с. 18—30.

**Бабин Г.А., Юрьев А.А., Руднев С.Н., Владимиров А.Г.** Возраст интрузий лысогорского перидотит-пироксенит-габброноритового комплекса (Западный Саян) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск, Изд-во ТГУ, 2007, с. 12—13.

**Волкова Н.И., Ступаков С.И., Бабин Г.А., Руднев С.Н., Монгуш А.А.** Подвижность редких элементов при субдукционном метаморфизме (на примере глаукофановых сланцев Куртушибинского хребта, Западный Саян) // Геохимия, 2009, т. 47, № 4, с. 401—414.

**Гордиенко И.В.** Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозойд складчатого обрамления Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 53—70.

**Единцев Е.С.** Отчет Большебаканской ГСП по геологическому доизучению м-ба 1:50 000 с общими поисками месторождений полезных ископаемых в пределах листов N-45-131-Г-в, г; N-45-132-В-б, в, г; N-45-132-Г; N-45-143-Б; N-45-144-А-а, б, в; N-46-121-В-а (Абазинская площадь). Красноярск, ФГУП «Территориальные фонды геологической информации по Красноярскому краю», 1996, 350 с.

**Журавлев А.З., Журавлев Д.З., Костицын Ю.А., Чернышов И.В.** Определение самарий-ниодимового отношения для целей геохронологии // Геохимия, 1987, № 8, с. 1115—1129.

**Зальцман В.Д., Кокодзеев И.К., Единцев Е.С., Хомичев В.Л., Митинская Т.С., Бабкин А.Н.** Рабочая корреляционная схема магматических и метаморфических комплексов Западного Саяна. Новосибирск, СНИИГТИМС, 1996, 17 с.

**Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Козаков И.К., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.** Sm-Nd-изотопные провинции земной коры Центральной Азии // Докл. РАН, 1996а, т. 348, № 2, с. 220—222.

**Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Козаков И.К., Сальникова Е.Б.** Источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sm-Nd-изотопные данные // Геохимия, 1996б, № 8, с. 699—712.

**Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.** Магматизм и геодинамика раннекаледонских структур Центрально-Азиатского складчатого пояса (изотопные и геологические данные) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1280—1293.

**Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Козловский А.М., Котов А.Б., Терентьева Л.Б.** Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озерной зоны каледонид Центральной Азии. II. Геохимические и Nd-изотопные данные // Петрология, 2011, т. 19, № 3, с. 1—29.

**Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Бабин Г.А., Шокальский С.П., Сенников Н.В., Руднев С.Н., Волкова Н.И., Ковач В.П., Серов П.А.** Континентальная кора Горного Алтая: природа и состав протолитов // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 551—570.

**Махлаев М.Л., Денисова М.В.** Карта полезных ископаемых Республики Хакасия м-ба 1:200 000 и объяснительная записка к ней. Отчет по геолого-разведочным работам. Красноярск, ФГУП «Территориальные фонды геологической информации по Красноярскому краю», 1999, 70 с.

**Монгуш А.А., Лебедев В.И., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Дружкова Е.К., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Загорская Н.Ю., Травин А.В., Серов П.А.** Тектономагматическая эволюция структурно-вещественных комплексов Таннуольской зоны Тувы в позднем венде—раннем кембрии (на основе геохимических, Nd изотопных и геохронологических данных) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (5), с. 649—665.

**Николаева И.В., Палесский С.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н.** Определение редкоземельных и высокозарядных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с индукционно-связанной плазмой // Геохимия, 2008, № 10, с. 1085—1091.

**Пархоменко В.С.** Определение микроэлементов в стандартах горных пород // Физические методы анализа в геохимии. Новосибирск, Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1978, с. 23—27.

**Поляков Г.В., Богнибов В.И., Кривенко А.П., Балыкин П.А.** Явление гранитизации и магматического замещения в Енисейском плутоне майнского плагиогранитного комплекса (Западный Саян) // Вопросы магматической геологии Сибири. Новосибирск, Наука, 1978, с. 21—40.

**Руднев С.Н.** Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2010, 32 с.

**Руднев С.Н., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Шокальский С.П., Борисов С.М., Травин А.В., Левченков О.А., Терлеев А.А., Куйбида М.Л.** Геологическая позиция, возраст и геохимичес-



кая 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., Бибикина Е.Н., Сергеев С.А., Матуков Д.И., Плоткина Ю.В., Баянова Т.Б.** Каахемский полихронный гранитоидный батолит (Восточная Тува): состав, возраст, источники и геодинамическая позиция // Литосфера, 2006, № 2, с. 3—33.

**Руднев С.Н., Борисов С.М., Бабин Г.А., Левченков О.А., Макеев А.Ф., Серов П.А., Матуков Д.И., Плоткина Ю.В.** Раннепалеозойские батолиты северной части Кузнецкого Алатау: вещественный состав, возраст и источники // Петрология, 2008, т. 16, № 4, с. 421—448.

**Руднев С.Н., Изох А.Э., Ковач В.П., Шелепаев Р.А., Терентьева Л.Б.** Возраст, состав, источники и геодинамические условия формирования гранитоидов северной части Озерной зоны Западной Монголии: механизмы роста палеозойской континентальной коры // Петрология, 2009, т. 17, № 5, с. 470—508.

**Руднев С.Н., Пономарчук В.А., Серов П.А., Ковач В.П., Киселева В.Ю.** Sr-Nd изотопная систематика венд-раннекембрийских островодужных плагиогранитоидов Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии // Материалы XIX симпозиума по геохимии изотопов. М., ГЕОХИ РАН, 2010, с. 343—345.

**Руднев С.Н., Бабин Г.А., Ковач В.П., Киселева В.Ю., Серов П.А.** Венд-раннекембрийский островодужный гранитоидный магматизм Алтае-Северосаянского вулканоплутонического пояса (Алтае-Саянская складчатая область) // Материалы конференции «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит». Владивосток, Дальнаука, 2011, с. 272—274.

**Смышляев В.Н.** Плагиогранитный интрузивный комплекс северного склона Западного Саяна // Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1963, с. 92—106. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 33).

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

**Халфин С.Л.** Тараскырский магматический комплекс плагиогранитов и кератофилов в Западном Саяне // Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1963, с. 107—112. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 33).

**Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М., Гусев Н.И., Токарев В.Н., Зыбин В.А., Дубский В.С., Мурзин О.М., Кривчиков В.А., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Федосеев Г.С., Титов А.В., Сергеев В.П., Лихачев Н.Н., Мамлин А.Н., Котельников Е.И., Кузнецов С.А., Зейферт Л.Л., Яшин В.Д., Носков Ю.С., Уваров А.Н., Федак С.И., Гусев А.И., Выставной С.А.** Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2000, 188 с.

**Эволюция биосферы и биоразнообразия. К 70-летию А.Ю. Розанова** // Ред. С.В. Рожнов. М., Т-во научных изданий КМК, 2006, 600 с.

**Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.** Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН, 2003, т. 389, № 3, с. 354—359.

**Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Козловский А.М., Котов А.Б., Яковлева С.З., Федосеев А.М.** Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озерной зоны каледонид Центральной Азии. I. Геологические и геохронологические данные // Петрология, 2011, т. 19, № 1, с. 83—107.

**Berd J.S., Lofgren G.E.** Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3 and 6.9 kbar // J. Petrol., 1991, v. 32, p. 365—401.

**Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C.** TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology // Chem. Geol., 2003, v. 200, p. 155—170.

**Drummond M.S., Defant M.J., Kepezhinskas P.K.** Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas // Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 1996, v. 87, p. 205—215.

**Goldstein S.J., Jacobsen S.B.** Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett., 1988, v. 87, p. 249—265.

**Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.** Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett., 1984, v. 67, p. 137—150.

**Jahn B.M., Wu F., Chen B.** Granitoids of the Central Asian Orogenic Belt and continental growth in the Phanerozoic // Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 2000, v. 91, p. 181—193.

**Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Kozakov I.K., Salnikova E.B., Larin A.M.** Isotope provinces, mechanism of generation and sources of the continental crust in the Central Asia mobile belt // J. Asia Earth Sci., 2004, v. 23, p. 605—627.

**Kruk N., Rudnev S., Vladimirov A., Shokalsky S., Kovach V., Serov P., Volkova N.** Early-Middle Paleozoic granitoids in Gorny Altai, Russia: implications for continental crust history and magma sources // *J. Asian Earth Sci.*, 2011, v. 42, p. 928—948.

**Ludwig K.R.** SQUID 1.00. A user's manual. Berkley Geochronology Center special publication, 2000, № 2.

**Ludwig K.R.** Isoplot v.3.0: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Special Publication, 2003, № 4.

**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 implication 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.

**Pfander J.A., Jochum K.P., Kozakov I.K., Kroner A., Todt W.** Completed evolution of back-arc island arc-like mafic crust in the Late Neoproterozoic Agardag Nes-Chem ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotopic data // *Contr. Miner. Petrol.*, 2002, v. 143, p. 154—174.

**Rapp R.P., Watson E.B.** Dehydration melting of metabasalt at 8—32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling // *J. Petrol.*, 1995, v. 36, p. 891—931.

**Rapp R.P., Watson E.B., Miller C.F.** Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites // *Precam. Res.*, 1991, v. 51, p. 1—25.

**Sun S.S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 1989, № 42, p. 313—345.

**Taylor S.R., McLennan S.M.** The continental crust: its evolution and composition. London, Blackwell, 1985, 312 p.

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

*Рекомендована к печати 16 февраля 2012 г.  
Г.В. Поляковым*

*Поступила в редакцию  
1 декабря 2011 г.*