

## **ВЕНД-РАННЕКЕМБРИЙСКИЙ ОСТРОВОДУЖНЫЙ ПЛАГИОГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ И ОЗЕРНОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ (геохронологические, геохимические и изотопные данные)**

**С.Н. Руднев, В.П. Ковач\*, В.А. Пономарчук**

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

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

Обобщены результаты геологических, геохронологических, геохимических и изотопно-геохимических исследований венд-раннекембрийского островодужного плагиогранитоидного магматизма АССО и Озерной зоны Западной Монголии, и на этой основе выполнен анализ масштабов развития плагиогранитоидного магматизма, рассмотрены особенности вещественного состава и изотопных характеристик гранитоидов, установлены основные источники исходных для плагиогранитоидов расплавов, а также ведущие механизмы, приведшие к формированию раннекаледонской ювенильной коры.

*Венд-раннекембрийский островодужный плагиогранитоидный магматизм, геохронология, геохимия и изотопная геохимия, Центрально-Азиатский складчатый пояс, Алтай-Саянская складчатая область и Озерная зона Западной Монголии.*

## **VENDIAN–EARLY CAMBRIAN ISLAND-ARC PLAGIOGRANITOID MAGMATISM IN THE ALTAI–SAYAN FOLDED AREA AND IN THE LAKE ZONE OF WESTERN MONGOLIA (geochronological, geochemical, and isotope data)**

**S.N. Rudnev, V.P. Kovach, and V.A. Ponomarchuk**

We generalize results of geological, geochronological, geochemical, and isotope-geochemical studies of the Vendian–Early Cambrian island-arc plagiogranitoid magmatism in the Altai–Sayan folded area and in the Lake Zone of western Mongolia. Based on these data, we analyzed the scales of development of plagiogranitoid magmatism, studied the petrologic composition and isotope characteristics of granitoids, and established the main sources of plagiogranitoid-generating melts and the leading mechanisms of formation of Early Caledonian juvenile crust.

*Vendian–Early Cambrian island-arc plagiogranitoid magmatism, geochronology, geochemistry and isotope geochemistry, Central Asian Fold Belt, Altai–Sayan folded area, Lake Zone of western Mongolia*

### **ВВЕДЕНИЕ**

Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП) представляет собой крупный аккреционный ороген [Моссаковский и др., 1993; Sengör et al., 1993; Берзин и др., 1994; Windley et al., 2007; Kröner et al., 2007], характеризующийся длительной историей геологического развития (от позднего рифея до мезозоя включительно) и несколькими этапами формирования ювенильной континентальной коры [Коваленко и др., 1996, 2003; Jahn et al., 2000; Kovalenko et al., 2004]. В геологическом строении восточной части ЦАСП принимают участие позднерифейские, венд-раннепалеозойские («каледонские»), палеозойские («герцинские») складчатые пояса и композитные докембрийские микроконтиненты, которые «сшиваются» разнообразными по возрасту, составу и геодинамической позиции интрузивными комплексами [Зоненшайн и др., 1990; Моссаковский и др., 1993; Берзин и др., 1994; Диденко и др., 1994; Kovalenko et al., 2004; и др.].

Наиболее крупным фрагментом восточной части ЦАСП с ювенильной корой венд-раннепалеозойского возраста является Алтай-Саянская складчатая область (АССО) и Озерная зона Западной Монголии [Ярмолук и др., 2002, 2003, 2011; Коваленко и др., 2003; Крук и др., 2010; Ковач и др., 2011; Kruk et al., 2011]. Начало формирования океанических островных дуг этого региона около 570 млн лет назад фиксируется по возрасту мелких тел плагиогранитов, локализованных в офиолитовых комплексах хребтов Хантайшири и Дариби Озерной зоны, в Агардагской зоне Юго-Восточной Тувы [Гибшер и др., 2001; Козаков и др., 2002; Pfänder et al., 2002]. В интервале около 570—514 млн лет происходило масштабное развитие юных и зрелых островных дуг [Берзин и др., 1994; Крук и др., 2010; Ярмолук и др., 2011] и тесно ассоциирующих с ними интрузиями кислого и основного составов [Габброидные..., 1990; Изох и др., 1998; Шокальский и др., 2000; Бабин и др., 2003; Ярмолук и др., 2006, 2011; Руднев и др., 2006а,

2008а,б, 2009, 2012, 2013; Крук и др., 2010; Монгуш и др., 2011; Kruk et al., 2011], которые образуют протяженные вулканоплутонические пояса в различных сегментах ЦАСП (рис. 1).

Венд-раннекембрийский этап развития ЦАСП изучен на примере островодужных террейнов западной и центральной частей АССО (Кузнецкий Алатау, Горная Шория, Горный Алтай, Западный Саян и Восточная Тува) и Озерной зоны (см. рис. 1). Несмотря на имеющиеся детальные геологические наблюдения, а также данные геохронологических, геохимических и изотопно-геохимических исследований вулканических, терригенных и плутонических комплексов, вопросы, касающиеся закономерностей проявления этого этапа роста коры, масштабов его распространения и особенностей развития в различных структурах каледонид ЦАСП, остаются до конца нерешенными. Если для отдельных регионов развития ранних каледонид, как, например, Озерная зона и Горный Алтай, эти вопросы рассмотрены детально на обширном материале, включающем данные по всему комплексу вулканических, осадочных и плутонических ассоциаций [Крук и др., 2010; Ярмолук и др., 2011; Ковач и др., 2011; Kruk et al., 2011], то для других регионов АССО необходимо проведение дополнительных исследований и, в частности, изучение вулканических и осадочных комплексов. Что же касается плутонических ассоциаций (гранитоиды и габброиды), проявленных в этой части ЦАСП, то они изучены более полно, как с точки зрения масштабов их развития и возрастной последовательности формирования, так и с позиции их вещественного состава, изотопно-геохимических характеристик и источников [Ярмолук и др., 2002, 2003, 2011; Коваленко и др., 2004а,б; Руднев и др., 2004, 2006а, 2007а,б, 2008а, 2009, 2013; Гордиенко и др., 2006; Крук и др., 2010; Ковач и др., 2011; Монгуш и др., 2011; Kruk et al., 2011].

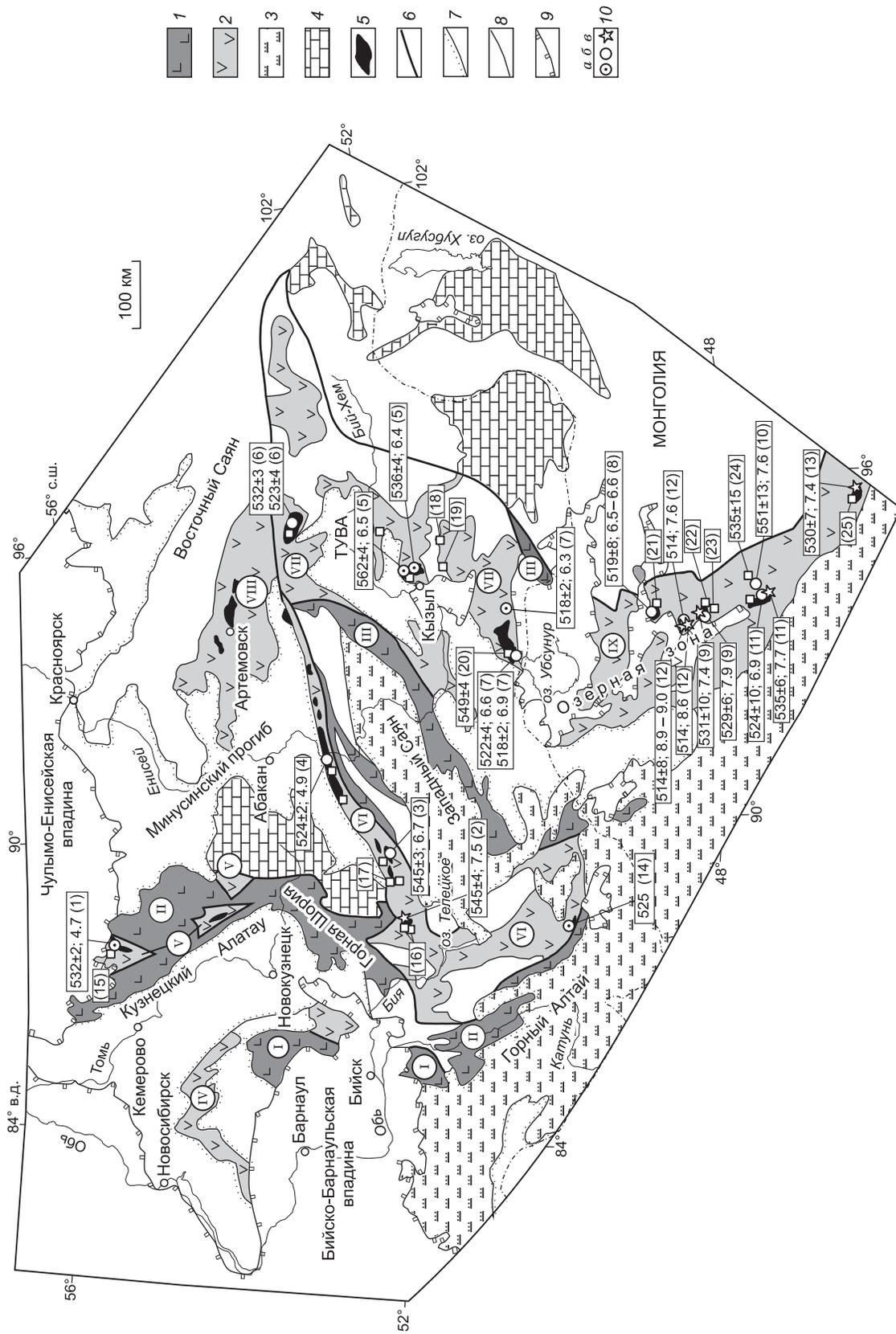
В данной работе обобщены результаты геологических, геохронологических, геохимических и изотопно-геохимических исследований венд-раннекембрийского островодужного плагиогранитоидного магматизма АССО и Озерной зоны, полученные различными исследователями, и на этой основе выполнен анализ масштабов развития плагиогранитоидного магматизма, рассмотрены особенности вещественного состава и изотопных характеристик гранитоидов, установлены основные источники исходных для плагиогранитоидов расплавов, а также ведущие механизмы, приведшие к формированию раннекаледонской ювенильной коры.

#### **ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ТИПЫ ВЕНД-РАННЕКЕМБРИЙСКИХ ОСТРОВОДУЖНЫХ ПЛАГИОГРАНИТОИДОВ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ И ОЗЕРНОЙ ЗОНЫ**

Схема расположения венд-раннекембрийских вулканических поясов восточной части ЦАСП с ареалами развития гранитоидных ассоциаций представлена на рис. 1. Как видно, островодужные плагиогранитоидные ассоциации, включая связанные с ними габброиды, в этих вулканических поясах проявились крайне неравномерно и в различных масштабах. Наиболее широкое развитие они получили в Озерной зоне Западной Монголии и Западном Саяне, где представлены в составе крупных плутонов, в меньших масштабах — в раннекаледонских структурах Восточной Тувы и крайне ограничено в Кузнецком Алатау и Горной Шории. Анализ имеющихся геохронологических данных (табл. 1) свидетельствует, что в раннекаледонских структурах Центральной Азии формирование островодужных плагиогранитоидов прослеживается в возрастном диапазоне  $563 \pm 2$ — $514 \pm 8$  млн лет и достигает максимума в интервале около  $535 \pm 6$ — $518 \pm 2$  млн лет (см. рис. 1, 2). Установлено, что масштабы развития, возрастной диапазон формирования, а также вещественный состав, условия выплавления и источники для плагиогранитоидов в тех или иных островодужных поясах АССО и Озерной зоны различаются между собой.

Геологические и минералого-петрографические исследования плагиогранитоидов АССО и Озерной зоны позволили выделить среди них несколько породных ассоциаций, наблюдаемых в составе того или иного плутона или массива: диорит-тоналит-плагиогранитную, тоналит-плагиогранитную и плагиогранитную. Первые две ассоциации имеют наиболее широкое развитие. При этом тоналиты и плагиограниты в составе этих ассоциаций по своему объему, как правило, резко преобладают над кварцевыми диоритами, хотя в отдельных массивах соотношение этих породных групп равновелико. Плагиогранитные ассоциации, в отличие от вышеописанных, имеют крайне ограниченное развитие, несмотря на то что в отдельных случаях они образуют крупные массивы. Плагиогранитные ассоциации состоят из плагиогранитов и лейкоплагиогранитов с одинаковым объемным соотношением тех и других, а на заключительной стадии их становления отмечается внедрение даек и жил пегматитов аналогичного состава. Геологические наблюдения показали, что практически во всех магматических ареалах (см. рис. 1) плагиогранитоидным ассоциациям предшествуют различные по вещественному составу габброидные комплексы (см. рис. 2) [Габброидные..., 1990; Хаин и др., 1995; Изох и др., 1998, 2003].

Для вещественной систематики гранитоидов использовалась совокупность данных по содержанию петрогенных и редких элементов. Наиболее широко распространенной классификацией гранитоидов в настоящее время является классификация, согласно которой они разделяются на породы толеито-



**Рис. 1. Схема расположения гранитоидных массивов в венд-раннекембрийских вулканических поясах Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны по данным [Шокальский и др., 2000; Бабин и др., 2003; Ярмолюк и др., 2011; Руднев, 2013].**

1 — вулканоплутонические пояса с океаническими или окраинно-морскими ассоциациями (1 — Алтае-Салаирский, 2 — Алтае-Кузнецкий, 3 — Тувино-Западно-Саянский), 2 — вулканоплутонические пояса с островодужными ассоциациями (IV — Салаирский, V — Алатауский, VI — Алтае-Северосаянский, VII — Таннуольский, VIII — Озерный), 3, 4 — венд-кембрийские палеобассейны (3 — турбидитный, 4 — терригенно-карбонатный); 5 — плагиогранитоидные массивы венда — раннего кембрия; 6 — тектонические нарушения; 7—9 — границы (7 — палеобассейнов палеозойских прогибов, 8 — выходов структурно-вещественных комплексов, 9 — мезозойско-кайнозойских отложений); 10 — плагиогранитоидные массивы следующих геохимических типов (*a* — толеитовые низкоглиноземистые, *b* — известково-щелочные низкоглиноземистые, *c* — известково-щелочные высокоглиноземистые). Цифрами в прямоугольниках показаны значения низкоглиноземистые, *b* — известково-щелочные низкоглиноземистые, *c* — известково-щелочные высокоглиноземистые). Цифрами в кружках — номера массивов (плутонов) и их названия: гранитоидные массивы и плутоны: 1 — Тылинский массив, 2 — Киптинский массив, 3 — Тараскырский массив, 4 — Енисейский массив, 5 — Каахемский батолит, 6 — Байхемский батолит, 7 — Восточно-Таннуольский батолит, 8 — Шаргалтолойский плутон, 9 — Харанурский плутон, 10 — массив Три Холма, 11 — Бумбатхайрханский плутон, 12 — Западно-Баянхайрханский массив, 13 — Тутринский массив, 14 — Мештуерькский массив; габброидные массивы (квадратики): 15 — Усть-Кожуховский, 16 — Большеталыкский и Малоаталыкский, 17 — Лысотгорский, 18 — Брунганский, 19 — Колбагдагский, 20 — Ирбитейский, 21 — Харачулу, 22 — Сархайрханский, 23 — Дзабханский, 24 — Баянцанганский, 25 — Тутринский.

вой (*M*-тип), известково-щелочной (*I*-тип) серий [Chappell, White, 1974; White, 1979]. По содержанию  $Al_2O_3$ , Yb, Y и Sr плагиогранитоиды (кварцевые диориты, тоналиты и трондьемиты) разделяются на высоко- и низкоглиноземистые типы толеитовой и известково-щелочной серий [Арт, 1983; Drummond, Defant, 1990; Martin et al., 2005], что отражает их различия в *P-T* условиях образования и тектонической позиции. Такое разделение на высоко- и низкоглиноземистые типы основано на экспериментальных работах по плавлению базальтов N-MORB-типа при различных *P-T* параметрах и сходстве состава выплавки плагиогранитного состава с природными объектами. Установлено, что высокоглиноземистые плагиограниты характеризуются содержаниями  $Al_2O_3 > 15$  мас. %, Yb  $< 1.2$  г/т и низкими концентрациями тяжелых редкоземельных элементов (РЗЭ). По данным экспериментальных исследований по плавлению базальтов N-MORB-типа при давлениях 8—32 кбар и диапазоне температур 900—1000 °C [Rapp, Watson, 1995] и модельным расчетам [Туркина и др., 2000], высокоглиноземистые плагиограниты формируются либо посредством плавления погружающейся в зоне субдукции океанической плиты, либо за счет плавления метабазитов, расположенных в основании утолщенной коры, при  $P \geq 15$  кбар в равновесии с гранатсодержащим амфиболитовым, гранулитовым и эклогитовым реститами. Модель формирования высокоглиноземистых плагиогранитоидов в субдукционных обстановках основана на сходстве их состава с адакитами — низкокалиевыми вулканитами среднего — кислого состава, характеризующимися высокими отношениями  $La_N/Yb_N (\geq 10)$  и  $Sr/Y (\geq 50)$  [Martin et al., 2005; Castillo, 2006]. Низкоглиноземистые плагиограниты имеют содержания  $Al_2O_3 < 15$  мас. %, Yb  $> 1.2$  г/т, отношения  $La_N/Yb_N \leq 10$ ,  $Sr/Y \leq 50$  и более высокие концентрации тяжелых РЗЭ, чем высокоглиноземистые плагиогранитоиды. Как показали экспериментальные данные [Beard, Lofgren, 1991; Rapp, Watson, 1995] и модельные расчеты [Туркина и др., 2000], расплавы низкоглиноземистых плагиогранитоидов образуются путем частичного плавления метабазитов в низах или основании островных дуг при  $P = 3—8$  кбар в равновесии с  $Pl \pm Crx \pm Orx$  и  $Hb + Pl \pm Crx \pm Orx$  реститами под действием тепла, вызванного внедрением габброидов.

Этот подход был использован авторами статьи для расчленения островодужных плагиогранитоидных ассоциаций АССО и Озерной зоны на вышеуказанные типы.

## ПЛАГИОГРАНИТОИДНЫЕ АССОЦИАЦИИ НИЗКОГЛИНОЗЕМИСТОГО ТИПА

Анализ данных по химическому составу и геохимическим характеристикам низкоглиноземистых островодужных плагиогранитоидных ассоциаций АССО и Озерной зоны позволил выделить среди них породы толеитовой и известково-щелочной серий.

**Низкоглиноземистые плагиогранитоидные ассоциации толеитовой серии** имеют не только крайне ограниченное развитие, но и неравномерно распределены в том или ином островодужном поясе. Они наблюдаются в Алатауском островодужном поясе на севере Кузнецкого Алатау (см. рис. 1, табл. 1) в составе Тылинского массива ( $532 \pm 2$  млн лет) и в Алтае-Северосаянском островодужном поясе на юге Горного Алтая в составе Мештуерькского массива (~525 млн лет) [Руднев и др., 2008а; Крук и др., 2010]. В Восточной Туве они распространены в Ондумской и Таннуольской зонах Таннуольской островной дуги, где представлены в виде мелких интрузий в составе Каахемского батолита (Байсютский —  $563 \pm 2$  млн лет, Буренский —  $536 \pm 4$  млн лет) и Восточно-Таннуольского батолита (район пос. Холь-Ожу —  $518 \pm 2$  млн лет) среди венд-раннекембрийских островодужных вул-

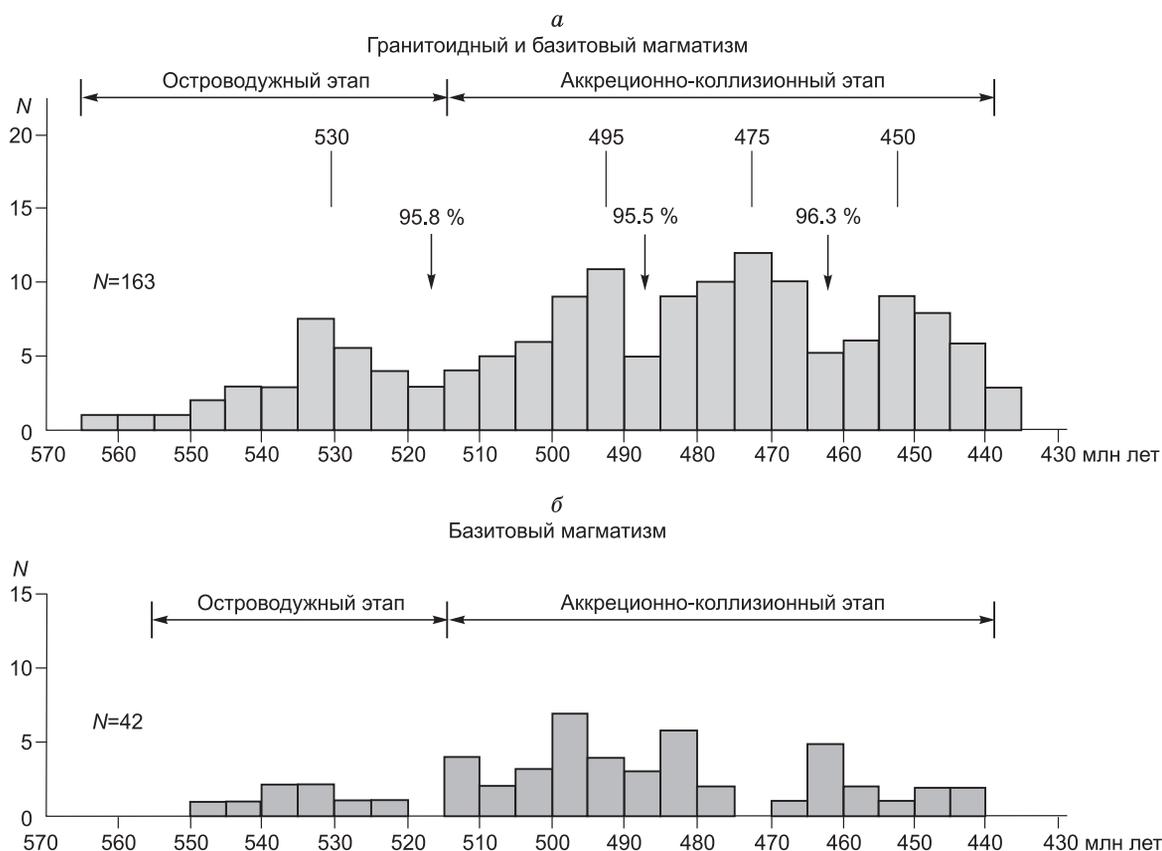
Таблица 1. Результаты U-Pb и Ar-Ar изотопного датирования венд-раннекембрийских островодужных плагиогранитоидных ассоциаций АССО и Озерной зоны

Плутоны, массив	Ассоциация, геохимический тип	Возраст, млн лет	Метод	Источник
<b>Кузнецкий Алагау</b>				
Тылинский массив	Диорит-тоналит-плагиогранитная ( <i>M</i> -тип, <Al)	532 ± 2	TIMS	[Руднев и др., 2008а]
<b>Горная Шория и Западный Саян</b>				
Кштинский массив	Диорит-тоналит-плагиогранитная ( <i>I</i> -тип, >Al)	545 ± 4	SHRIMP-II	[Руднев и др., 2013]
Тараскырский массив	Плагиогранитная ( <i>I</i> -тип, <Al)	545 ± 4	»	»
Енисейский плутон	Тоналит-плагиогранитная ( <i>I</i> -тип, <Al)	524 ± 2	TIMS	[Руднев и др., 2005]
<b>Восточная Тува</b>				
Каахемский батолит	Диорит-тоналит-плагиогранитная ( <i>M</i> -тип, <Al)	563 ± 2	SHRIMP-II	[Руднев и др., 2006]
Коптинский массив	»	536 ± 4	Ar-Ar	»
Буренский массив	»	»	»	»
Восточно-Таннуольский батолит	Тоналит-плагиогранитная ( <i>M</i> -тип, <Al)	518 ± 2	SHRIMP-II	[Руднев и др., 2008б]
	Диорит-тоналит-плагиогранитная ( <i>I</i> -тип, <Al)	522 ± 4	»	»
	»	518 ± 2	TIMS	[Монгуш и др., 2011]
<b>Озерная зона</b>				
Харанурский плутон	Диорит-тоналит-плагиогранитная ( <i>I</i> -тип, <Al)	529 ± 6	SHRIMP-II	[Руднев и др., 2009]
	Тоналит-плагиогранитная ( <i>I</i> -тип, >Al)	531 ± 10	»	»
Бумбатхаирханский плутон	Диорит-тоналит-плагиогранитная ( <i>I</i> -тип, <Al)	551 ± 13	SHRIMP-II	[Руднев и др., 2012]
	Плагиогранитная ( <i>I</i> -тип, >Al)	535 ± 6	»	»
	Диорит-тоналит-плагиогранитная ( <i>I</i> -тип, <Al)	524 ± 10	»	»
Шаратологойский плутон	Тоналит-плагиогранитная ( <i>I</i> -тип, <Al)	519 ± 8	»	[Руднев и др., 2009]
Западно-Баянхаирханский массив	Тоналит-плагиогранитная ( <i>I</i> -тип, >Al)	514 ± 8	TIMS	[Ярмолюк и др., 2011]
	Тоналит-плагиогранитная ( <i>I</i> -тип, <Al)	514 ± 8		
	Субвулканическая риолит-дацитовая ( <i>I</i> -тип, >Al)	514 ± 8		
Тугрикский плутон (н.р.)	Диорит-тоналит-плагиогранитная ( <i>I</i> -тип, >Al)	530 ± 7	SHRIMP-II	н.р.

Примечание. <Al — плагиогранитоидные ассоциации низкоглиноземистого типа и >Al — плагиогранитоидные ассоциации высокоглиноземистого типа, по [Арт, 1983; Martin et al., 2005]; *I*-тип — известково-щелочные и *M*-тип — толеитовые, по [Chappell, White, 1974; White, 1979]. U-Pb изотопные исследования цирконов методом TIMS выполнены в ИГГД РАН (Санкт-Петербург) на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 и на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского (Санкт-Петербург). Ar-Ar-изотопные исследования выполнены по амфиболу в ИГМ СО РАН (Новосибирск) на масс-спектрометре «Noble gas 5400». н.р. — настоящая работа. Привязку массивов см. рис. 1.

канитов [Руднев и др., 2006а, 2008б]. В Озерной зоне на венд-раннекембрийском этапе плагиогранитоиды толеитовой серии описаны в составе супрасубдукционных офиолитов хребтов Дариби и Хантайшири [Гибшер и др., 2001; Козаков и др., 2002].

Плагиогранитоиды толеитовой серии характеризуются низкими содержаниями щелочей (особенно  $K_2O$ ),  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ , Rb, Ba, Zr, Hf и P3Э. Эти плагиогранитоиды имеют преимущественно фракционированный характер распределения P3Э с преобладанием тяжелых лантаноидов над легкими и отрицательными аномалиями Eu, реже — пологое распределение P3Э с близким соотношением тяжелых и легких лантаноидов и наличием, в отдельных случаях, положительных Eu аномалий и отсутствие положительных аномалий по Sr (рис. 3). Из других особенностей необходимо отметить отрицательные аномалии Nb, Ta и Ti, что позволяет предполагать субдукционный характер источника магмогенерации. На это также указывает положение плагиогранитоидов на диаграмме Y/Nb—Yb/Ta [Eby, 1990] в области развития базальтов островных дуг и их пространственная и временная сопряженность с венд-раннекембрийскими островодужными вулканическими комплексами. По содержанию  $Al_2O_3$  (< 15 мас. %), Yb (> 1.2 г/т) и отношениям  $La_N/Yb_N$  (0.4—2.0) и Sr/Y (3—27) плагиогранитоиды толеитовой серии АССО и Озерной зоны отвечают плагиогранитоидам низкоглиноземистого типа, формирование которых связано с частичным плавлением метабазитов при  $P = 3—8$  кбар в равновесии с  $Pl + Crx + Orx$  и  $Hb + Pl \pm \pm Crx \pm Orx$  реститами (рис. 4, а).



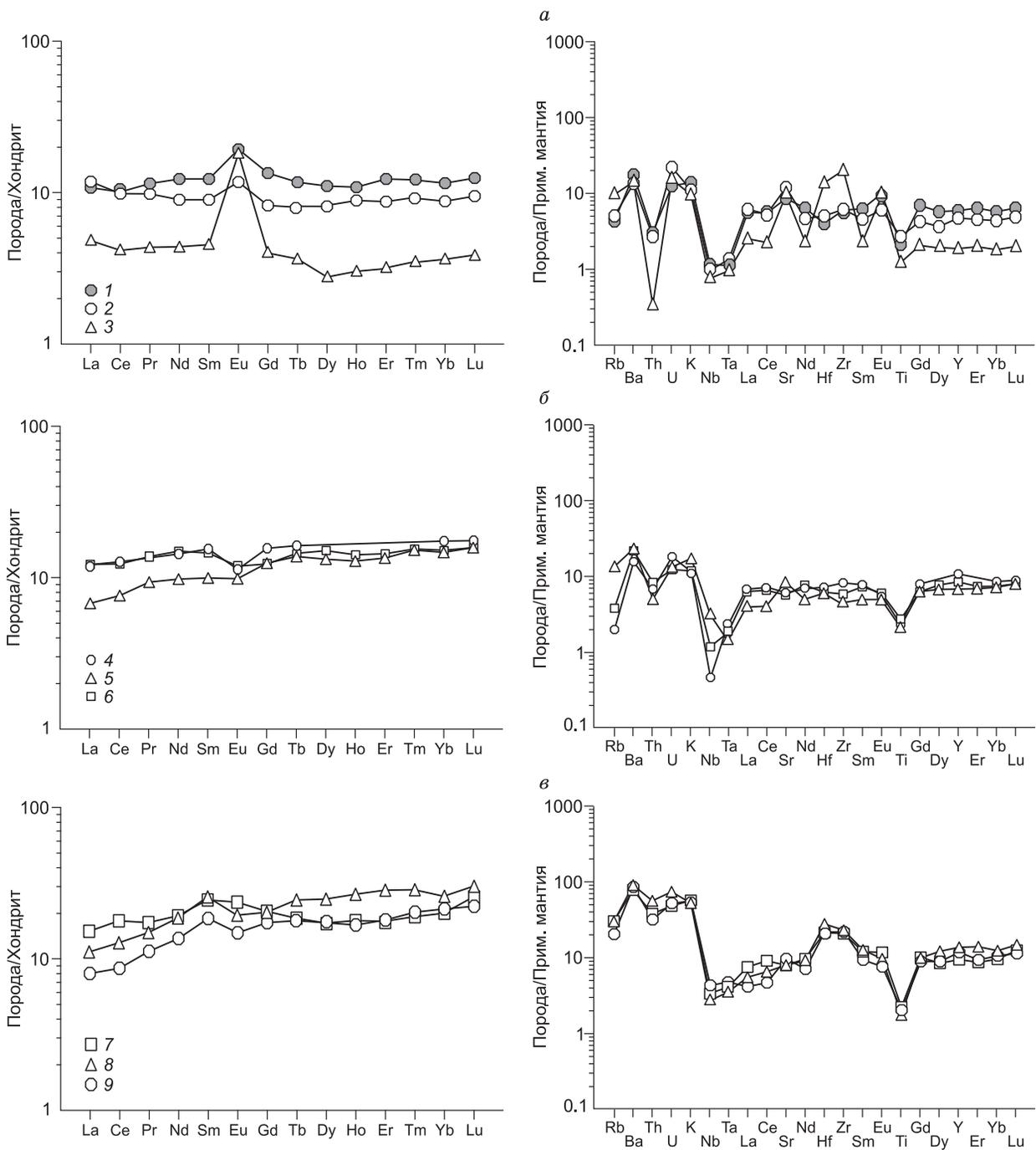
**Рис. 2. Рубежи венд-раннепалеозойского интрузивного магматизма в АССО и Западной Монголии, по [Руднев, 2013].**

*a* — периодичность формирования раннепалеозойских гранитоидных батолитов АССО и Западной Монголии. На диаграмме использованы результаты U-Pb (цирконы) и Ar-Ar (амфиболы) изотопного датирования гранитоидных и габброидных ассоциаций. *N* — количество аналитических данных, цифрами над стрелками показан процент доверительного уровня значимости минимумов, рассчитанных по критерию проверки на унимодальность [Белюсов, 1967]; *б* — периодичность формирования венд-раннепалеозойского базитового (ультрамафит-мафитового, щелочного и щелочно-габброидного) магматизма АССО и Западной Монголии.

Рассматриваемые плагиогранитоидные ассоциации толеитовой серии характеризуются положительными величинами  $\epsilon_{Nd}(T)$  от +4.7 до +6.5 и низкими первичными отношениями  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0.7034—0.7046$  (табл. 2). При этом намечаются некоторые региональные отличия плагиогранитов АССО по их изотопным характеристикам. Если для толеитовых плагиогранитоидов Каахемского и Восточно-Таннуольского батолитов Восточной Тувы, вне зависимости от их времени формирования (от  $563 \pm 2$  до  $518 \pm 2$  млн лет), отмечаются устойчивые высокие величины  $\epsilon_{Nd}(T) = +6.3—+6.5$ , то близкие по составу и возрасту ( $532 \pm 2$  млн лет) плагиогранитоиды Тылинского массива в Алатауском островодужном поясе (см. рис. 1, табл. 2) характеризуются более низкими величинами  $\epsilon_{Nd}(T) = +4.7$  при близких отношениях изотопов стронция [Руднев и др., 2007а,б, 2008а].

В целом, геохимические и Sr-Nd изотопные данные для островодужных плагиогранитоидных ассоциаций толеитовой серии АССО указывают на ведущую роль деплетированных ювенильных источников при участии древнего корового материала в процессах генерации исходных для плагиогранитоидов расплавов.

Венд-раннекембрийские **низкоглиноземистые плагиогранитоиды известково-щелочной серии** составляют основной объем островодужного гранитоидного магматизма АССО и Озерной зоны. Наиболее крупные массивы плагиогранитоидов этого типа развиты в Алтае-Северосаянском и Таннуольском поясах и в Озерной зоне, где они образуют отдельные интрузивные ареалы в ассоциации с габброидами среди вмещающих венд-раннекембрийских островодужных комплексов (см. рис. 1). Их становление происходило в возрастном диапазоне от  $551 \pm 13$  до  $518 \pm 2$  млн лет (см. табл. 1). Они образуют крупные мезо- и гигабассальные массивы и плутоны в Алтае-Северосаянском поясе (Енисейский и Табатский —  $524 \pm 2$  млн лет; Тараскырский —  $545 \pm 4$  млн лет), Таннуольском поясе в составе

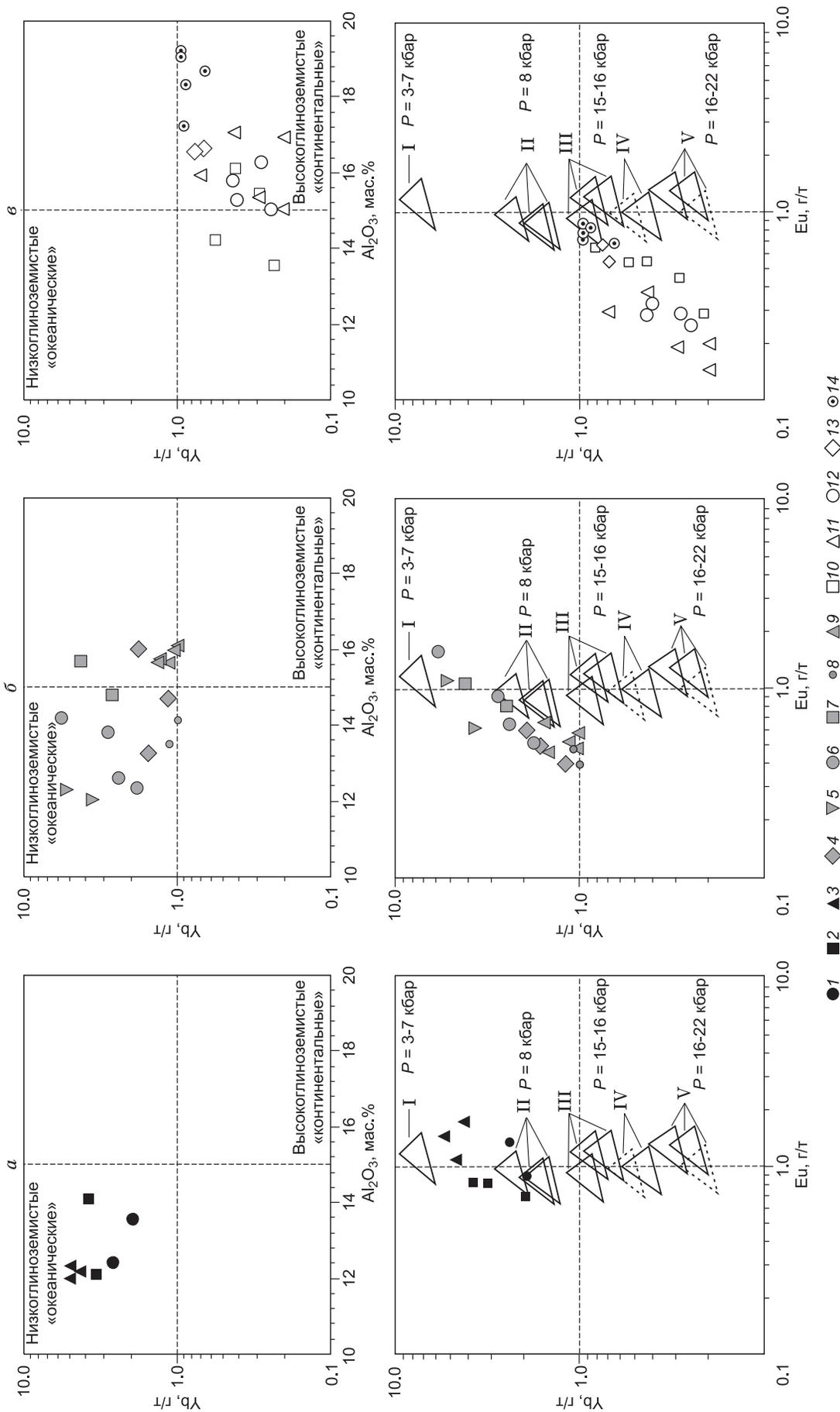


**Рис. 3.** Спектры распределения редких и редкоземельных элементов в венд-раннекембрийских островодужных толеитовых плагиогранитоидах низкоглиноземистого типа [Руднев и др., 2006а, 2008а, б].

*а* — Тылинский массив (1 — тоналит; 2, 3 — плагиограниты); *б* — Каахемский батолит (4 — тоналит; 5, 6 — плагиограниты); *в* — Восточно-Таннуольский батолит (7—9 — плагиограниты).

Хамсаринского батолита (район пос. Ак-Суг —  $532 \pm 3$  и  $524 \pm 4$  млн лет) и Восточно-Таннуольского батолита (район р. Ирбитей —  $522 \pm 4$  и  $518 \pm 2$  млн лет), а также в Озерной зоне (Шаратологийский плутон —  $519 \pm 8$  млн лет, Харанурский плутон —  $529 \pm 6$  млн лет и Бумбатхаирханский плутон —  $551 \pm 13$  и  $524 \pm 10$  млн лет) [Руднев и др., 2005, 2008б, 2009, 2012, 2013; Монгуш и др., 2011].

По содержанию редких и редкоземельных элементов низкоглиноземистые плагиогранитоиды известково-щелочной серии характеризуются преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми (рис. 5), наличием



**Рис. 4. Диаграммы  $Al_2O_3$ —Yb и Eu—Yb для вентдраннекембрийских островодужных плагιοгранитоидов АССО и Озерной зоны.**

*a, б* — плагιοгранитоиды низкоглиноземистого типа: *a* — толеитовой серии (1 — Тылинский массив, 2 — Каахемский батолит, 3 — Восточно-Ганнуольский батолит); *б* — известково-щелочной серии (4 — массив Три Холма, 5 — Тараскырский плутон, 6 — Енисейский плутон, 7 — Восточно-Ганнуольский батолит, 8 — Бумбатхайрханский плутон, 9 — Шаратологоский плутон); *в* — плагιοгранитоиды высокоглиноземистого типа известково-щелочной серии (10 — Кштинский массив, 11 — Харанурский плутон, 12 — Бумбатхайрханский плутон, 13 — Западнo-Баянхайрханский массив, 14 — Тутриковский массив). На диаграммах треугольниками показаны содержания элементов в расплавах, образующихся при дегидратационном (сплошные линии) и водном (штриховые линии) плавлении источников типа ТН1, ТН2 и MORB, по [Арт, 1983; Rapp et al., 1991; Beard, Lofgren, 1991; Туркина, 2000] в равновесии с пятью типами рестигов: I — Pl + Crx + Орх, II — Hb + Crx + Орх, III-IV — Hb + Crx + Pl + Gar, V — Crx + Gar ± Hb, Pl — плагиоклаз, Crx — клинопироксен, Орх — ортопироксен, Hb — амфибол, Gar — гранат.

Таблица 2. Результаты Sm-Nd и Rb-Sr изотопных исследований венд-раннекембрийских плаггиогранитоидных ассоциаций АССО и Озерной зоны

Плутон, массив	Возраст, млн лет	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , $\pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ , млн лет	Rb		$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , $\pm 2\sigma$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	Источник
								мкг/г	мкг/г				
<b>Кузнецкий Алагау (Алагауский пояс)</b>													
Тылинский массив (2, 4)	532	1.83	5.71	0.1934	$0.512869 \pm 15$	4.7	»	3.20	238	0.03833	$0.70461 \pm 9$	0.7043	[Руднев и др., 2007a]
<b>Западный Саян, Горная Шория и Горный Алтай (Алтае-Северосаянский пояс)</b>													
Кштинский массив (2, 4)	545	0.71	4.13	0.1046	$0.512692 \pm 10$	7.5	643	7.93	410	0.05596	$0.70462 \pm 14$	0.7042	[Руднев и др., 2013]
Тараскырский массив (2, 4)	545	7.72	35.3	0.1355	$0.512760 \pm 10$	6.7	764	0.373	69.3	0.01558	$0.70545 \pm 9$	0.7053	»
Енисейский плутон (2, 4)	524	1.46	6.04	0.1469	$0.512720 \pm 8$	4.9	984	1.12	257	0.01241	$0.70410 \pm 3$	0.7042	[Руднев и др., 2005]
<b>Восточная Тува (Таннуольский пояс)</b>													
Каахемский батолизит	563	2.08	5.36	0.2345	$0.513107 \pm 11$	6.5	»	0.31	153	0.00579	$0.70469 \pm 6$	0.7046	[Руднев и др., 2006, 2007б]
Коптинский массив (2, 4)	563	2.98	8.60	0.2097	$0.513012 \pm 13$	6.4	»	0.19	143	0.00393	$0.70411 \pm 8$	0.7040	
Буренский массив (2, 4)	536	2.98	8.60	0.2097	$0.513012 \pm 13$	6.4	»	0.21	108	0.00555	$0.70596 \pm 9$	0.7040	
Восточно-Таннуольский батолизит (1, 4)	518	3.48	8.21	0.2557	$0.513163 \pm 8$	6.3	»	11.2	153	0.21840	$0.70494 \pm 11$	0.7034	[Руднев, 2013]
	522	3.61	14.27	0.1517	$0.512839 \pm 9$	6.9	»	14.1	248	0.16429	$0.70490 \pm 13$	0.7037	»
	518	6.23	22.1	0.1703	$0.512900 \pm 7$	6.9	»	»	»	»	»	»	[Монгуш и др., 2011]
<b>Озерная зона</b>													
Харанурекский плутон (1, 3)	529	1.66	6.23	0.1614	$0.512921 \pm 5$	7.9	»	0.59	507	0.0034	$0.70376 \pm 3$	0.7037	[Руднев и др., 2009]
	531	0.70	3.40	0.1243	$0.512768 \pm 4$	7.4	654	1.95	663	0.0085	$0.70397 \pm 7$	0.7039	»
Бумбатхаирханский плутон (1, 3)	551	2.89	11.06	0.1578	$0.512887 \pm 3$	7.6	»	17.52	78	0.1822	$0.704784 \pm 5$	0.7034	н.р.
	535	0.43	2.00	0.1307	$0.512859 \pm 6$	8.8	538	8.30	558	0.0431	$0.703836 \pm 5$	0.7035	»
	524	1.99	9.68	0.1243	$0.512745 \pm 4$	6.9	693	»	»	»	»	»	»
Шарагологийский плутон (1, 3)	519	2.76	13.02	0.1283	$0.512742 \pm 2$	6.6	730	25.49	525	0.1405	$0.704863 \pm 6$	0.7038	[Руднев и др., 2009]
								19.10	525	0.1053	$0.704643 \pm 4$	0.7039	»
Западно-Баянхаирханский массив (1)	514	2.20	10.34	0.1288	$0.512865 \pm 6$	8.9	514	»	»	»	»	»	[Ковач и др., 2011]
	514	2.22	10.14	0.1324	$0.512884 \pm 12$	9.0	501	»	»	»	»	»	»
	514	2.05	9.51	0.1300	$0.512854 \pm 5$	8.6	542	»	»	»	»	»	»
	514	6.78	23.61	0.1736	$0.512966 \pm 5$	7.9	»	»	»	»	»	»	»
Тугрикский плутон (2, 4)	530	2.76	13.93	0.1198	$0.512753 \pm 8$	7.5	648	15.10	874	0.04984	$0.70412 \pm 1$	0.7037	н.р.

Примечание. Sm-Nd изотопные исследования выполнены в ИГГД РАН (Санкт-Петербург) на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON T1 (1) и ГИ КНЦ РАН (Апатиты) на семиколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 (2) по методикам [Журавлев и др., 1987; Ковач и др., 2011], Rb-Sr изотопные исследования выполнены в ИГГД РАН (Санкт-Петербург) на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON T1 (3) и ИГМ СО РАН (Новосибирск) на масс-спектрометре МИ-1201 «Г» (4) по методикам [Сотников и др., 1995; Коваленко и др., 2004б].

минимума по европию, низкими отношениям  $La_N/Yb_N$  (1.5—8.8) и  $Sr/Y$  (3—47) и, так же как и плагиогранитоиды толеитовой серии, отрицательными аномалиями Nb, Ta и Ti и отсутствием положительных аномалий Sr. На диаграммах  $Al_2O_3—Yb$  и  $Eu—Yb$  (см. рис. 4, б) точки состава низкоглиноземистых плагиогранитоидов известково-щелочной серии попадают в поле плагиогранитоидов, формирование которых, согласно экспериментальным данным и модельным расчетам, связано с частичным плавлением метабазитов в диапазоне давлений от 3 до 8 кбар в равновесии с  $Pl \pm Crx \pm Orx$  и  $Hb + Pl \pm Crx \pm Orx$  реститами.

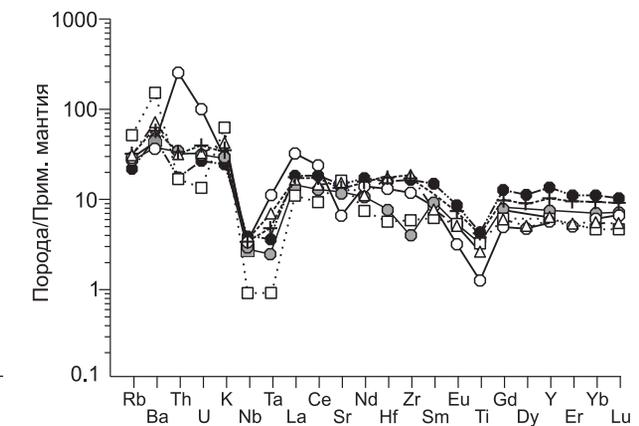
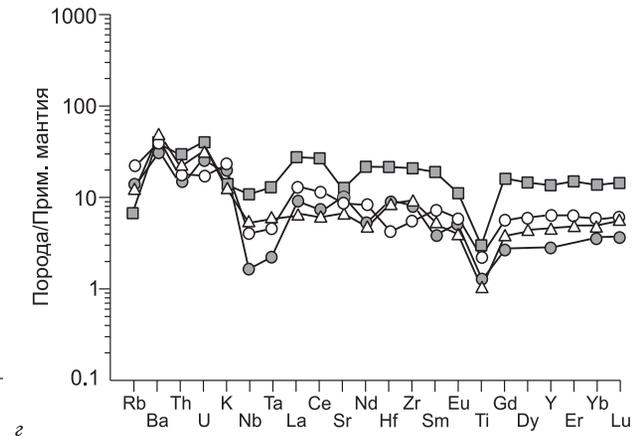
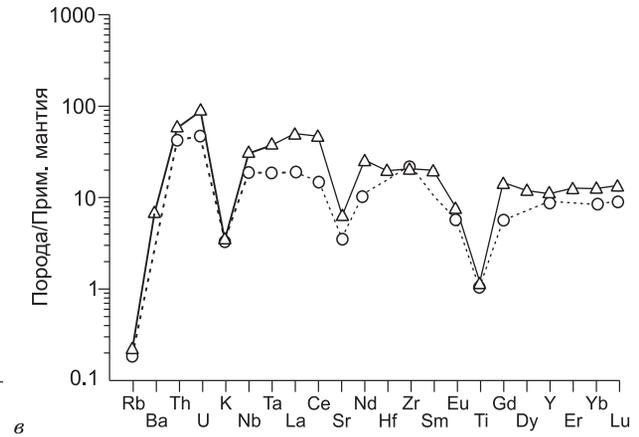
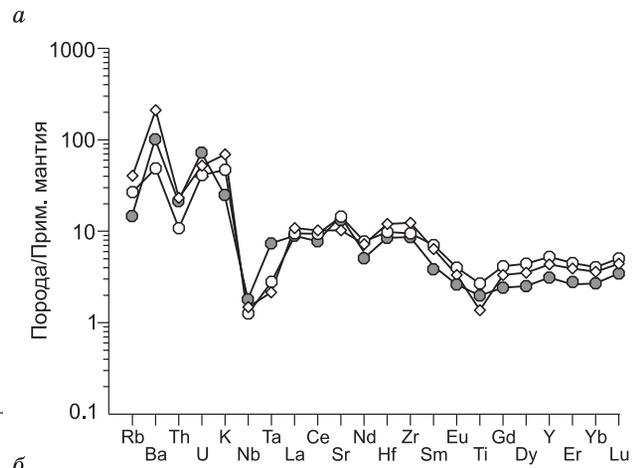
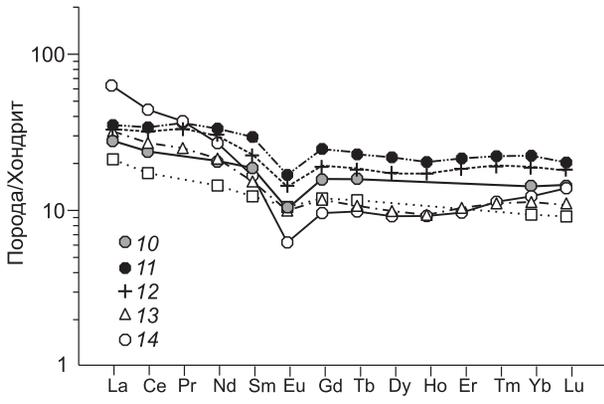
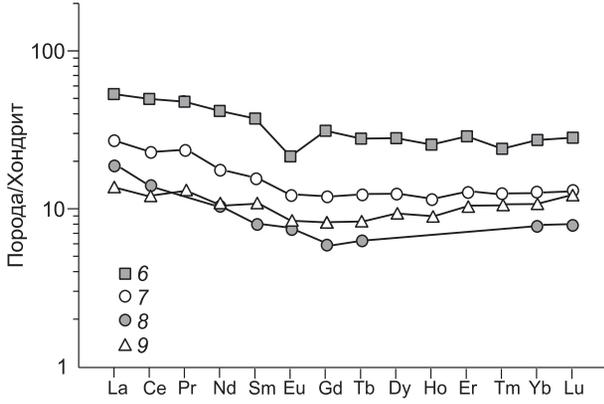
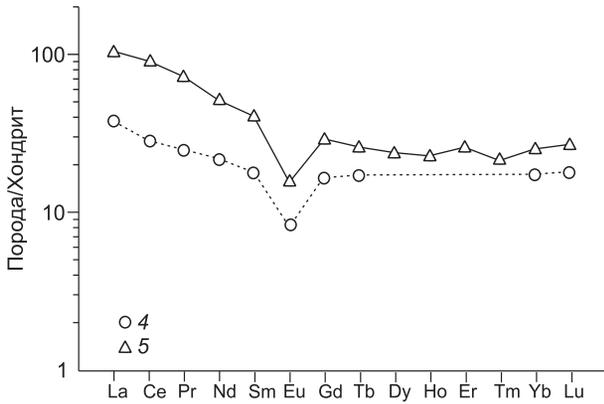
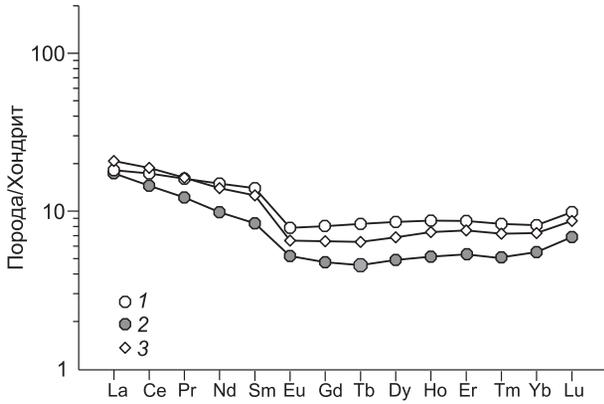
Низкоглиноземистые плагиогранитоиды известково-щелочной серии АССО и Озерной зоны обладают высокими положительными величинами  $\epsilon_{Nd}(T) = +7.6 \dots +4.9$ , позднерифейскими значениями Nd модельных возрастов ( $T_{Nd}(DM) = 0.65—0.85$  млрд лет) и низкими первичными отношениями  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ , варьирующими от 0.7034 до 0.7053 (см. табл. 2). В целом они имеют близкие к островодужным плагиогранитоидам толеитовой серии изотопные характеристики. В то же время для известково-щелочных низкоглиноземистых плагиогранитоидов устанавливаются некоторые региональные различия. Так, например, плагиогранитоиды этого типа в Алтае-Северосаянском островодужном поясе (Тараскырский и Енисейский плутоны) характеризуются величинами  $\epsilon_{Nd}(T)$  от +6.7 до +4.9, Nd модельными возрастными  $T_{Nd}(DM) = 0.77—0.85$  млрд лет и отношениями  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0.7042—0.7053$ . В то же время плагиогранитоиды этого возраста в составе Таннуольского пояса (Каахемский и Восточно-Таннуольский батолиты) и Озерной зоны (Шаратологийский, Харанурский и Бумбатхаирханский плутоны) имеют более высокие величины  $\epsilon_{Nd}(T)$  от +7.9 до +6.5, а их Nd-модельный возраст ( $T_{Nd}(DM) = 0.65—0.73$  млрд лет) и первичные отношения изотопов стронция  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0.7034—0.7039$  варьируют в более узких пределах. Это предполагает более деплетированный состав источника или меньшую добавку древнего корового материала, или ее более «ювенильный» характер по сравнению с плагиогранитоидами Алтае-Северосаянского пояса.

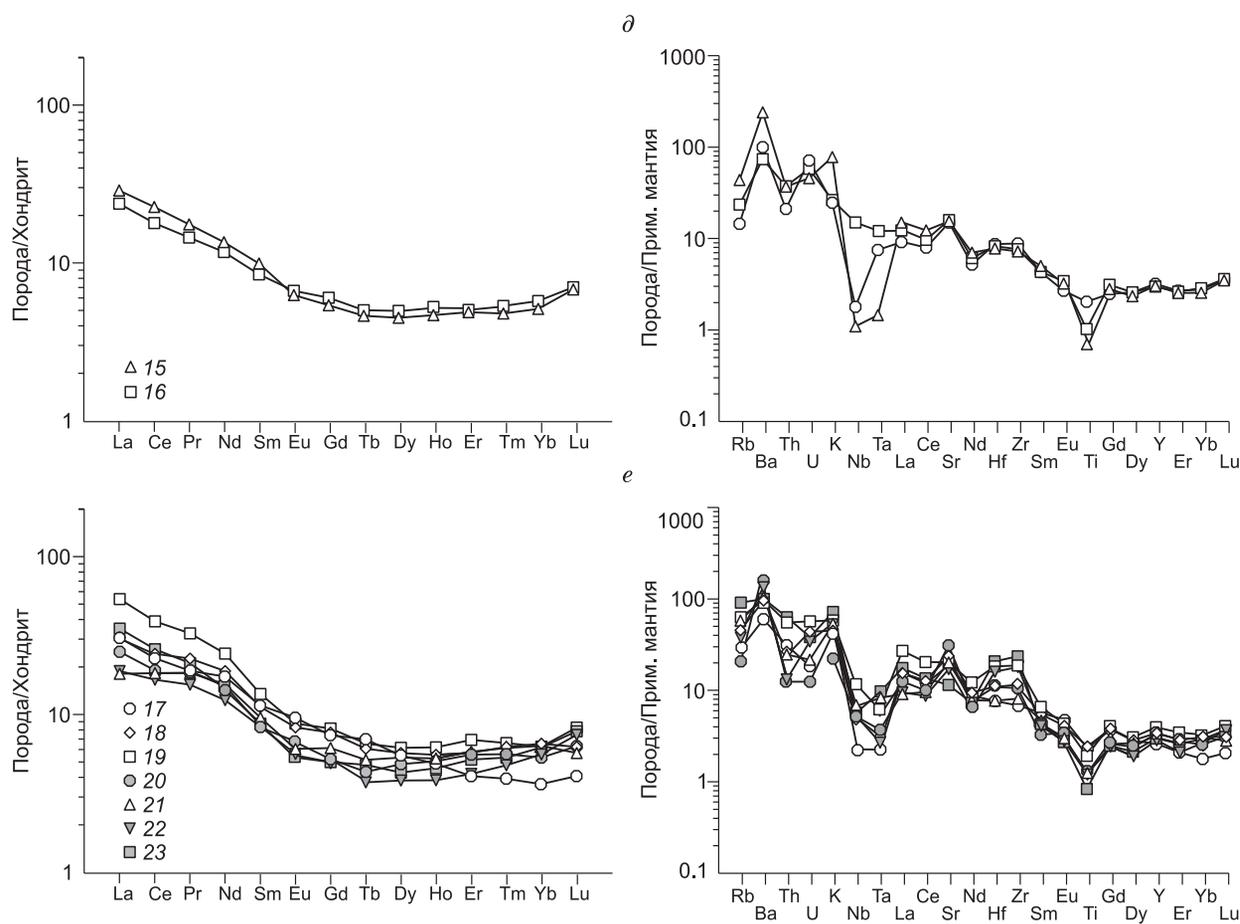
#### ПЛАГИОГРАНИТОИДНЫЕ АССОЦИАЦИИ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТОГО ТИПА

Венд-раннекембрийские высокоглиноземистые плагиогранитоиды АССО и Озерной зоны относятся к известково-щелочной серии. По масштабам своего развития они существенно уступают низкоглиноземистым плагиогранитоидам известково-щелочной серии. Высокоглиноземистые плагиогранитоиды слагают как небольшие интрузии площадью в первые квадратные километры, так и крупные массивы, площадь которых составляет более 100 км<sup>2</sup>. Наиболее широко высокоглиноземистые плагиогранитоидные ассоциации распространены в Озерной зоне (см. рис. 1), где они наблюдаются в составе Бумбатхаерханского ( $535 \pm 6$  млн лет, см. табл. 1), Харанурского ( $531 \pm 10$  млн лет), Тугрикского ( $530 \pm 7$  млн лет) плутонов и Западно-Баянхаирханского массива ( $514 \pm 8$  млн лет) [Руднев и др., 2009, 2012; Ярмолук и др., 2011; Ковач и др., 2011]. В Алтае-Северосаянском островодужном поясе они развиты крайне ограниченно и слагают небольшие интрузии, среди которых наиболее детально изучен Кштинский массив ( $545 \pm 4$  млн лет) [Руднев и др., 2013].

Высокоглиноземистые плагиогранитоиды, в отличие от низкоглиноземистых плагиогранитоидов известково-щелочной серии, имеют более высокие содержания щелочей ( $K_2O$ ),  $Al_2O_3$ , Sr, легких РЗЭ, отношения  $La_N/Yb_N = 4—35$  (преимущественно 9—35, в редких случаях 4—8) и  $Sr/Y = 60—287$  и более низкие содержания  $TiO_2$ , MgO,  $P_2O_5$ , Rb, Zr, Hf, Th, U, Y и тяжелых РЗЭ (рис. 6). По этим геохимическим характеристикам изученные плагиогранитоидные ассоциации АССО и Озерной зоны близки к адakitам различных регионов мира (рис. 6, 7), которые являются вулканическими аналогами высокоглиноземистых тоналит-трондьемит-гранодиоритовых (TTG) комплексов [Art, 1983; Pavlis et al., 1988; Drummond, Defant, 1990; Martin, 1994; Drummond et al., 1996; Лучицкая, 2001; Туркина, 2002; Martin et al., 2005; Castillo, 2006; и др.]. Для плагиогранитоидов этого типа отмечаются как положительные, так и отрицательные аномалии Eu, а также отрицательные аномалии Nb, Ta и Ti. Как видно из диаграмм  $Al_2O_3—Yb$  и  $Eu—Yb$  (см. рис. 4, в), точки состава высокоглиноземистых плагиогранитоидов АССО и Озерной зоны находятся в поле пород, формировавшихся за счет частичного плавления метабазитов, по составу отвечающих базальтам N-MORB-типа, при погружении их в зону субдукции на глубины  $P \geq 15$  кбар в равновесии с  $Hb + Crx + Pl + Gar$  реститом, и тем самым они резко отличаются по условиям формирования исходных расплавов от низкоглиноземистых (толеитовых и известково-щелочных) плагиогранитоидов.

Высокоглиноземистые плагиогранитоиды АССО и Озерной зоны по сравнению с низкоглиноземистыми толеитовыми и известково-щелочными плагиогранитоидными ассоциациями характеризуются относительно более высокими величинами  $\epsilon_{Nd}(T) = +7.4 \dots +9.0$ , более молодыми Nd-модельными возрастными ( $T_{Nd}(DM) = 0.50—0.66$  млрд лет) и величинами  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$  от 0.7035 до 0.7042 (см. табл. 2) [Руднев и др., 2009, 2012, 2013; Ковач и др., 2011]. Полученные изотопные данные указывают на существенно метабазитовый состав исходных для плагиогранитов источников при подчиненном участии древнего корового материала или его относительно молодом, возможно позднерифейском, возрасте.





**Рис. 5.** Спектры распределения редких и редкоземельных элементов в венд-раннекембрийских островодужных известково-щелочных плагиигранитоидах низкоглиноземистого типа по данным [Руднев и др., 2005, 2008б, 2009, 2012, 2013].

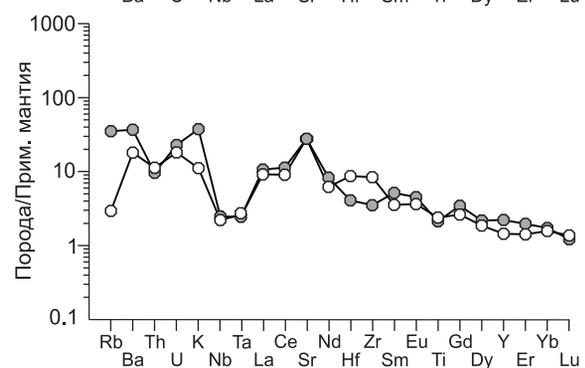
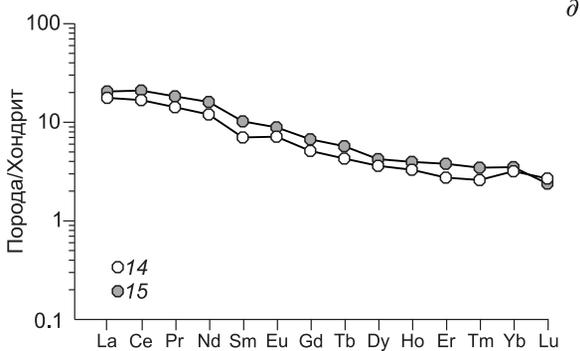
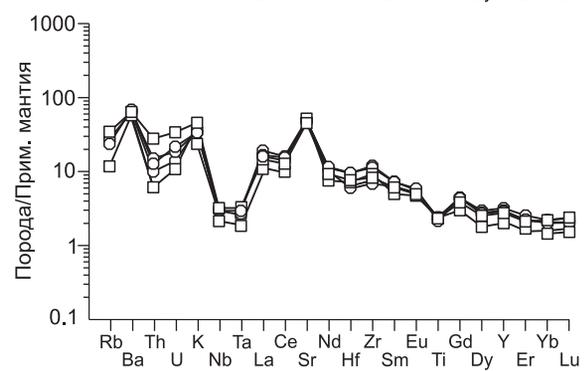
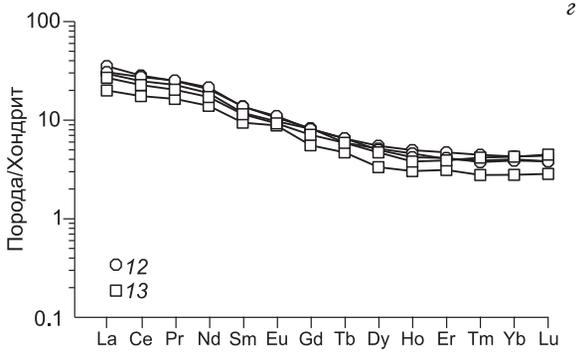
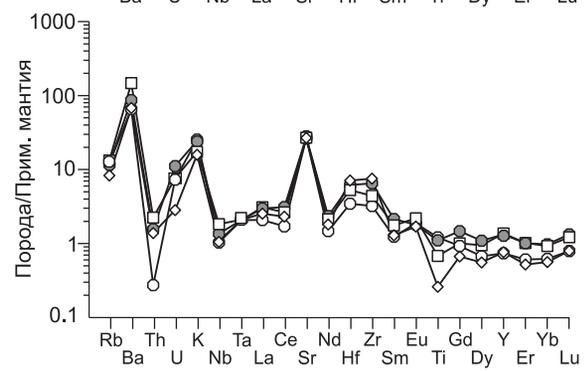
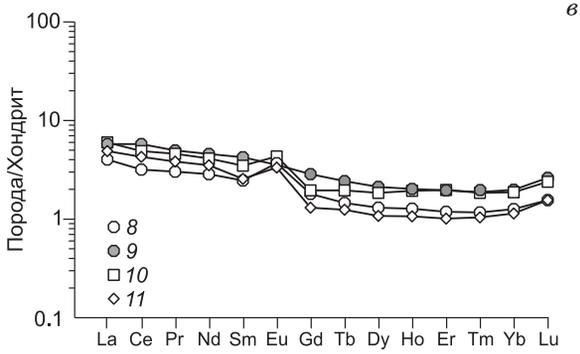
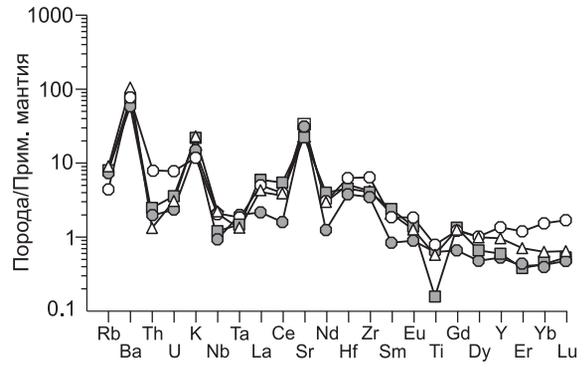
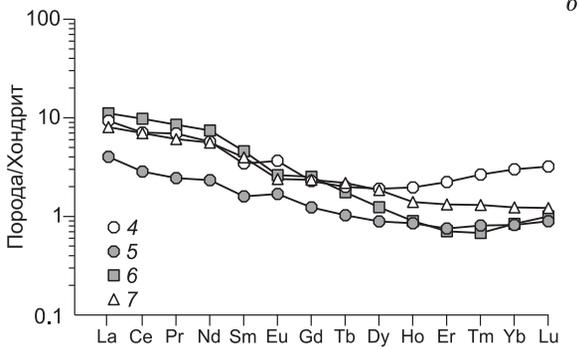
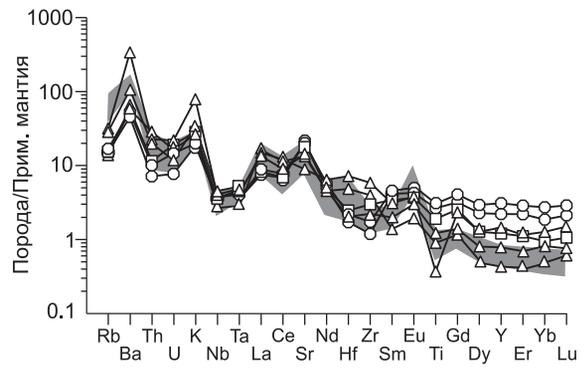
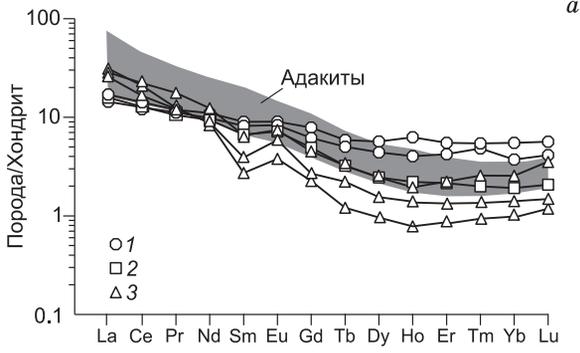
*a* — массив Три Холма, *б* — Тараскырский массив, *в* — Енисейский плутон, *г* — Восточно-Таннуольский батолит, *д* — Бум-батхайрханский плутон, *е* — Шаратологийский плутон.

1, 10—12 — кварцевые диориты; 2, 6, 7, 13, 17, 18 — тоналиты; 3—5, 8, 9, 14—16, 19—23 — плагииграниты.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ геологических и геохронологических данных по возрастной последовательности формирования островодужных интрузивных ассоциаций и масштабам их развития в АССО и Озерной зоне, их геохимических и Sr-Nd изотопных характеристик позволяет сделать ряд выводов о механизмах и источниках формирования ювенильной коры восточной части ЦАСП на венд-раннекембрийской стадии его развития.

Имеющиеся в настоящее время геохронологические данные по венд-раннекембрийским интрузивным ассоциациям АССО и Озерной зоны позволили установить, что островодужный гранитоидный магматизм прослеживается от  $563 \pm 2$  до  $514 \pm 8$  млн лет (см. табл. 1). Начиная от ранних этапов формирования плагиигранитоидных интрузий ( $563 \pm 2$ — $545 \pm 4$  млн лет), к рубежу  $535 \pm 6$ — $518 \pm 2$  млн лет отчетливо прослеживается возрастание масштабов плагиигранитоидного магматизма, выразившегося в становлении крупных плутонов, тогда как на заключительном этапе (около  $514 \pm 8$  млн лет) его объемы резко уменьшаются и фиксируются только по единичным небольшим интрузиям. Такое масштабное увеличение плагиигранитоидного магматизма на рубеже  $535 \pm 6$ — $518 \pm 2$  млн лет, вероятнее всего, связано с максимальным прогревом коры поднимающимися мантийными расплавами. Аналогичная ситуация наблюдается при рассмотрении изменения вулканической активности на островодужном этапе. Геологические наблюдения показывают, что в нижней половине раннего кембрия вулканическая активность в АССО и Озерной зоне достигает максимального развития [Крук и др., 2010; Ярмолюк и др., 2011; Руднев и др., 2013], тогда как в верхней половине раннего кембрия она резко снижается (преобладают осадочно-терригенные отложения и широко развиты базальные конгломераты), а в среднем кемб-

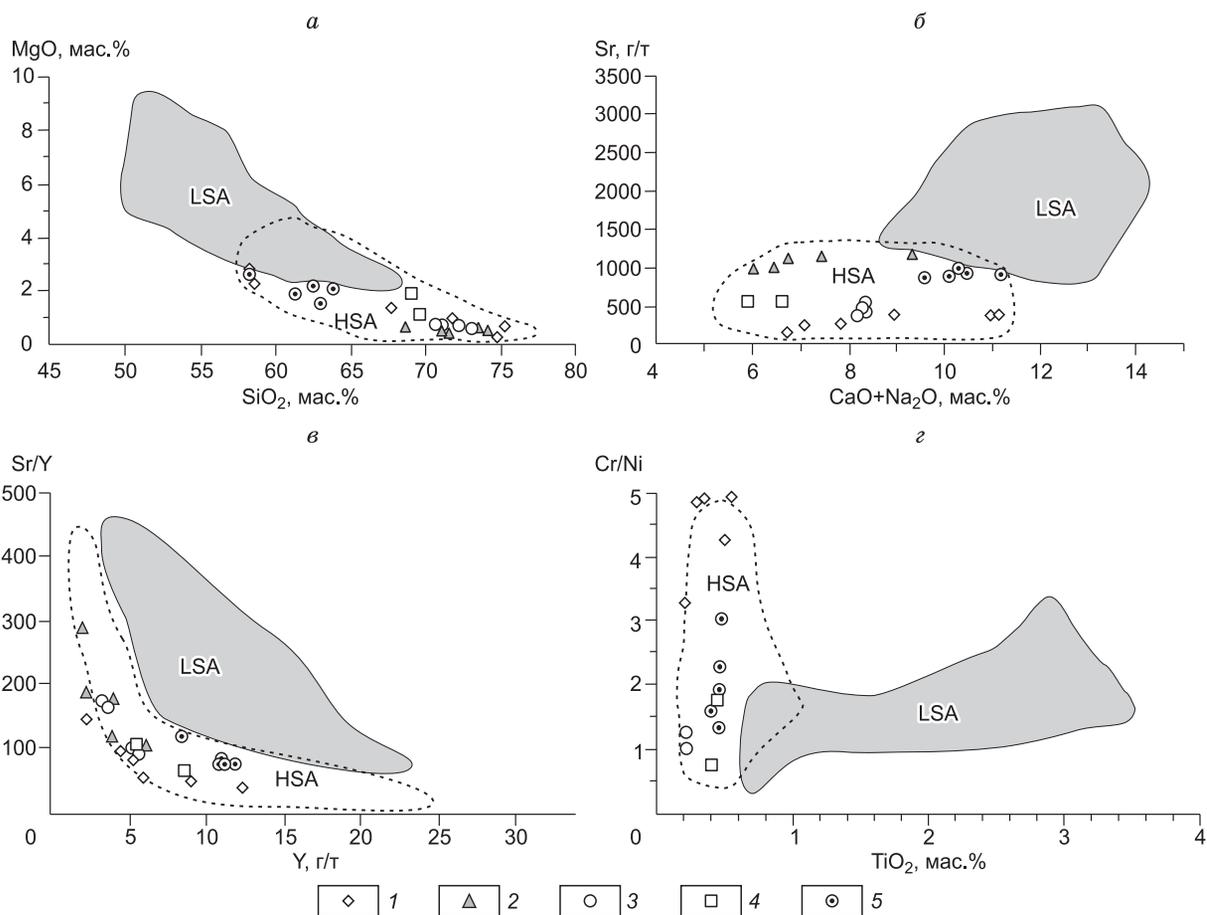


**Рис. 6. Спектры распределения редких и редкоземельных элементов в венд-раннекембрийских островодужных известково-щелочных плагиогранитоидах высокоглиноземистого типа АССО и Озерной зоны по данным [Руднев и др., 2009, 2012, 2013; Ярмолюк и др., 2011, Ковач и др., 2011].**

*a* — Кштинский массив,  $545 \pm 4$  млн лет, *б* — Харанурский плутон,  $531 \pm 10$  млн лет, *в* — Бумбатхаирханский плутон,  $535 \pm 6$  млн лет, *г* — Тугрикский плутон,  $530 \pm 6$  млн лет, *д* — Западно-Баянхаирханский массив,  $514 \pm 8$  млн лет. Поле, закрашенное серым цветом, отвечает составам адацитов по данным [Martin et al., 2005]. Нормирование проводилось по хондриту [Taylor, McLennan, 1985] и примитивной мантии по [Sun, McDonough, 1989].  
1, 12 — кварцевые диориты; 2, 13, 14 — тоналиты; 3—5, 8—10, 15 — плагиограниты; 6, 7, 11 — лейкоплагиограниты.

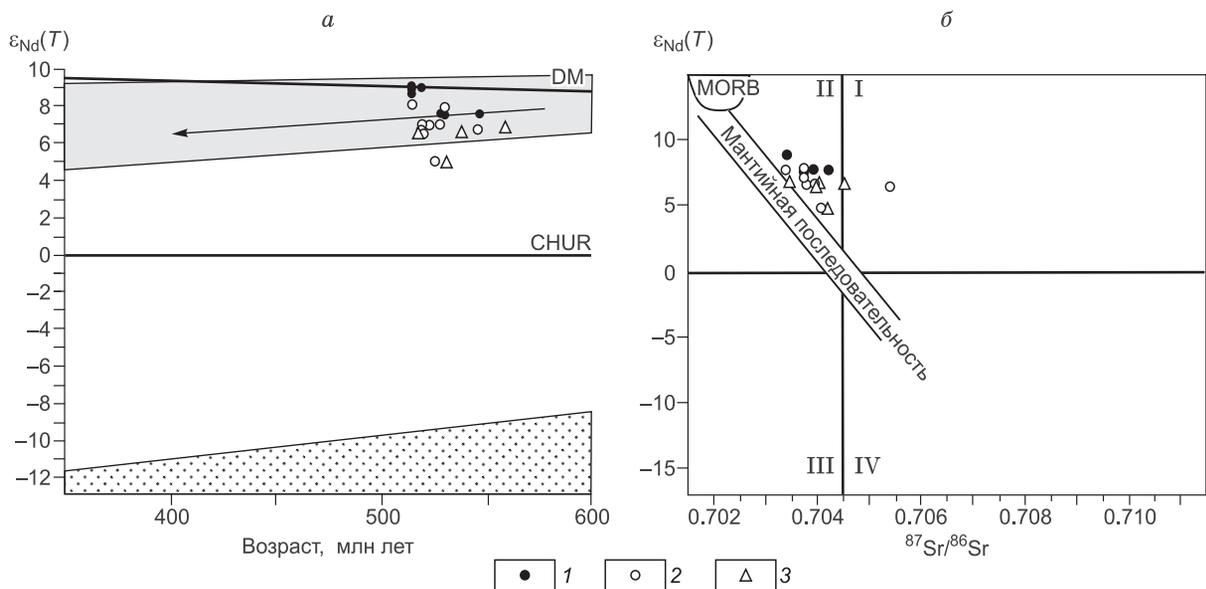
рии полностью отсутствует. В то же время в Озерной зоне такого разрыва между островодужными и аккреционными процессами, по данным [Ярмолюк и др., 2011], не отмечается. Это обстоятельство может свидетельствовать о несколько различном характере развития и продолжительности субдукционных процессов в различных сегментах ЦАСП или может быть связано с различной степенью их геохронологической изученности. Следует также иметь в виду, что погрешности определения возраста кристаллизации плагиогранитов не позволяют разделить островодужный и аккреционный этапы развития Озерной зоны [Ярмолюк и др., 2011].

Данные по химическому составу и геохимическим особенностям венд-раннекембрийских островодужных плагиогранитоидных ассоциаций АССО и Озерной зоны позволяют выделить среди них плагиогранитоиды толейтовой и известково-щелочной серий низко- и высокоглиноземистого типа, отражающие различные по глубине (3—8 и  $\geq 15$  кбар) формирования и источникам исходные для них расплавы.



**Рис. 7. Диаграммы  $\text{SiO}_2$ — $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}$ — $\text{Sr}$ ,  $\text{Sr}/\text{Y}$ — $\text{Y}$  и  $\text{Cr}/\text{Ni}$ — $\text{TiO}_2$  для венд-раннекембрийских островодужных высокоглиноземистых плагиогранитоидов АССО и Озерной зоны.**

1 — Кштинский массив, 2 — Харанурский плутон, 3 — Бумбатхаирханский плутон, 4 — Западно-Баянхаирханский массив, 5 — Тугрикский массив. На диаграммах серым цветом показаны поля составов низкокремнистых адацитов (LSA), пунктирной линией — высококремнистых адацитов (HSA) из различных регионов мира по данным [Martin et al., 2005; Castillo, 2006].



**Рис. 8.** Диаграммы  $\epsilon_{Nd}(T)$ —возраст (а) и  $\epsilon_{Nd}(T)$ — $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  (б) для венд-раннекембрийских островодужных плагиогранитоидов АССО и Озерной зоны.

1 — высокоглиноземистые плагиогранитоиды известково-щелочной серии, 2, 3 — низкоглиноземистые плагиогранитоиды: 2 — известково-щелочной серии, 3 — толеитовой серии. Серым цветом показано поле эволюции изотопного состава Nd островодужных вулканитов Озерной зоны, крапом — метаморфических пород Дзабханского микроконтинента (5), по [Ковач и др., 2011]. Стрелкой показан тренд эволюции изотопного состава Nd средней континентальной коры.

Обобщение результатов Sr-Nd изотопных исследований островодужных плагиогранитоидных ассоциаций АССО и Озерной зоны позволяет условно разделить их на три группы, которые отличаются своими изотопными характеристиками (рис. 8).

**В первую группу** попадают плагиогранитоиды высокоглиноземистого типа Харанурского, Бумбатхаирханского, Тугрикского плутонов и Западно-Баянхаирханского массива в Озерной зоне, а также Кштинского массива в Алтае-Северосаянском островодужном поясе Горной Шории. Для этих плагиогранитоидов характерны высокие положительные величины  $\epsilon_{Nd}(T) = +9.0 \dots +7.4$ , близкие к деплетированной мантии и Nd-модельные возрасты  $T_{Nd}(DM)$ , варьирующие от 0.50 до 0.66 млрд лет, низкие отношения  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7035 \text{—} 0.7043$  (см. рис. 8, табл. 2). По химическому составу и геохимическим характеристикам плагиогранитоиды этого типа близки к адакитам, что может свидетельствовать о формировании исходных для них расплавов посредством частичного плавления субдуцирующей океанической плиты (метабазальтов N-MORB-типа, возможно, с незначительной добавкой корового материала) при давлении более 15 кбар в равновесии с гранатосодержащим реститом [Руднев и др., 2009; Ковач и др., 2011; Руднев и др., 2013].

**Ко второй группе** относятся низкоглиноземистые плагиогранитоиды толеитовой и известково-щелочной серий, наблюдающиеся в составе крупных плутонов и мелких массивов в Таннуольской островной дуге Восточной Тувы (Каахемский и Восточно-Таннуольский батолиты, см. табл. 1), Алтае-Северосаянском островодужном поясе в структурах Западного Саяна (Тараскырский массив), а также в Озерной зоне (Шаратологийский, Харанурский и Бумбатхаирханский плутоны). От плагиогранитоидов первой группы они отличаются относительно более низкими величинами  $\epsilon_{Nd}(T)$ , варьирующими от +7.9 до +6.3, более древними Nd-модельными возрастными ( $T_{Nd}(DM) = 0.65 \text{—} 0.85$  млрд лет) и отношениями  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  в интервале от 0.7034 до 0.7053 (см. рис. 8, табл. 2) [Руднев и др., 2006а, 2009, 2013; Ковач и др., 2011; Монгуш и др., 2011]. Полученные изотопные данные также свидетельствуют о ювенильном характере исходных расплавов при добавке древнего корового материала в область магмогенерации и/или ином составе метабазитового источника. На некоторую добавку коровой компоненты в область магмогенерации указывают вариации Sr-Nd изотопных параметров плагиогранитоидов и их отклонение от линии мантийной последовательности в область коровой контаминации (см. рис. 8, б). Учитывая геохимические (минимумы Nb, Ta и Ti) и изотопные характеристики плагиогранитоидов этой группы, можно предполагать, что формирование исходных для них расплавов связано с частичным плавлением метабазитов, расположенных в низах островодужных систем, при давлении 3—8 кбар в равновесии с плагиоклаз- и амфиболсодержащими реститами.

**К третьей группе**, так же как и ко второй, относятся низкоглиноземистые плагиогранитоидные ассоциации толеитовой и известково-щелочной серии. Она представлена рядом плагиогранитных массивов в Алтае-Северосаянском (Енисейский плутон) и Алатауском (Тылинский массив) островодужных поясах. Плагиогранитные ассоциации этого типа, в отличие от плагиогранитоидов второй группы, имеют еще более низкие величины  $\epsilon_{Nd}(T)$ , варьирующие от +4.7 до +4.9, более древние Nd-модельные возрасты  $T_{Nd}(DM) = 0.85—0.86$  млрд лет при близких значениях отношений изотопов стронция  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0.7042—0.7043$  [Руднев и др., 2005, 2007а, 2008а; Руднев, 2013]. Изотопные данные в совокупности с геохимическими характеристиками плагиогранитоидов этой группы свидетельствуют, что их формирование связано с плавлением ювенильной каледонской коры при добавке древнего корового материала в область магмогенерации. На примере диорит-плагиогранитной ассоциации Тылинского массива в Алатауском островодужном поясе можно предположить, что такая низкая величина  $\epsilon_{Nd}(T)$  может быть связана с несколькими причинами. С одной стороны, это может быть связано с вовлечением в процессы плавления осадочного материала с более длительной коровой предысторией, поступающего с древних погребенных континентальных блоков. Присутствие последних предполагается по наличию позднерифейских плагиогранитоидов с раннепротерозойскими Nd-модельными возрастными в составе Таланово-Богородского блока (Гремячинский массив ~876 млн лет,  $T_{Nd}(DM) = 2.2$  млрд лет [Руднев и др., 2006б]). Последний «запечатан» вулканогенными и осадочными отложениями Алтае-Кузнецкого вулканического пояса океанического типа, который непосредственно примыкает к Алатаускому островодужному поясу (см. рис. 1). С другой стороны, низкие положительные величины  $\epsilon_{Nd}(T)$  в плагиогранитах Тылинского массива могут быть обусловлены вовлечением в процессы плавления гетерогенных по составу мантийных источников, включающих не только деплетированные, но и обогащенные. На возможное участие последних может косвенно указывать региональная приуроченность островодужных комплексов Алатауского пояса к областям развития вулканитов Кузнецко-Алатауского пояса с геохимическими характеристиками ОИВ-типа [Руднев и др., 2008а]. Тем не менее эти предположения требуют более детальных изотопно-геохимических исследований островодужных вулканогенных и терригенных комплексов, непосредственно вмещающих плагиогранитоиды Тылинского массива, а также вулканогенных образований Кузнецко-Алатауского пояса.

В целом выделение трех групп плагиогранитоидов и вариации их изотопных параметров и геохимических характеристик наглядно свидетельствуют о различных типах их источников (N-MORB, островодужных и, возможно, ОИВ-типа) и/или увеличении вклада корового материала.

## ВЫВОДЫ

Анализ результатов геохронологических исследований плагиогранитоидов венд-раннекембрийского островодужного этапа развития ЦАСП позволил установить, что их формирование происходило в диапазоне от  $563 \pm 2$  до  $514 \pm 8$  млн лет. Максимум проявления плагиогранитоидного магматизма приходится на рубеж  $535 \pm 6—518 \pm 2$  млн лет, когда в раннекаледонских структурах АССО и Озерной зоны происходило становление крупных плагиогранитоидных плутонов.

Изучение вещественного состава плагиогранитоидных ассоциаций островодужного этапа свидетельствует, что по химическому составу они относятся к породам толеитовой и известково-щелочной серий. По содержанию  $Al_2O_3$ , редких и редкоземельных элементов плагиогранитоиды этих серий разделяются на низко- и высокоглиноземистые типы, присутствие которых отражает не только различия по глубине формирования исходных расплавов ( $3—8$  кбар и  $\geq 15$  кбар), но и их источники.

Высокоглиноземистые плагиогранитоидные ассоциации известково-щелочной серии островодужного этапа имеют крайне ограниченное развитие и проявлены в составе небольших массивов, редко — более крупных плутонов. Для них характерны низкие содержания РЗЭ (главным образом за счет тяжелых РЗЭ), высокие отношения  $La_N/Yb_N$  (преимущественно 9—35, в редких случаях 4—8) и  $Sr/Y$  (60—287), а также отчетливые максимумы по Sr, что свойственно для высокоглиноземистых TTG комплексов. Предполагается, что формирование исходных для них магм связано с частичным плавлением метабазитов, близких по составу к базальтам N-MORB-типа, при  $P \geq 15$  кбар в равновесии с гранат-содержащим респитом при погружении в зону субдукции океанической плиты. В пользу такого механизма свидетельствуют сходство высокоглиноземистых плагиогранитоидов с высококремнистыми адakitami различных регионов мира и высокие положительные величины  $\epsilon_{Nd}(T)$ , близкие к деплетированной мантии.

Низкоглиноземистые плагиогранитоидные ассоциации толеитовой и известково-щелочной серий, в отличие от высокоглиноземистых плагиогранитоидов, характеризуются более высокими содержаниями РЗЭ, но пониженными отношениями  $La_N/Yb_N$  (0.4—9),  $Sr/Y$  (3—47) и отсутствием максимума по Sr. Учитывая геохимические характеристики плагиогранитоидов низкоглиноземистого типа, их формирование, вероятнее всего, было связано с плавлением метабазитов, расположенных в низах или основании

островодужных систем при давлениях от 3 до 8 кбар в равновесии с плагиоклаз- и амфиболсодержащими реститами соответственно, что указывает на существенно менее глубинные условия формирования исходных для них расплавов, в отличие от высокоглиноземистых плагиогранитоидных ассоциаций.

Sr-Nd изотопные исследования венд-раннекембрийских плагиогранитоидных ассоциаций островодужного этапа развития АССО и Озерной зоны показали, что они характеризуются высокими положительными величинами  $\epsilon_{Nd}(T)$  от +9.0 до +4.7, вариациями Nd-модельных возрастов  $T_{Nd}(DM)$  в интервале 0.50—0.85 млрд лет и низкими первичными отношениями изотопов стронция ( $^{87}Sr/^{86}Sr$ )<sub>i</sub> = 0.7034—0.7053. При этом высокоглиноземистые плагиогранитоиды имеют наиболее высокие величины  $\epsilon_{Nd}(T)$  = +9.0...+7.4, свидетельствующие о базитовом (N-MORB-типа) источнике с изотопными характеристиками, близкими к деплетированной мантии. Низкоглиноземистые плагиогранитоиды, образующиеся за счет плавления метабазитов, расположенных в низах или основании островодужных систем, характеризуются пониженными значениями  $\epsilon_{Nd}(T)$  (+7.6...+4.7), что указывает на присутствие коровой компоненты в исходных расплавах. В целом можно отметить, что Sr-Nd изотопные данные в совокупности с геохимическими характеристиками изученных плагиогранитоидных ассоциаций указывают на доминирование ювенильных мафических источников при формировании исходных для них расплавов при варьирующей добавке древнего корового материала, а также на различный состав магмогенерирующих источников (N-MORB, островодужный) и условия выплавления плагиогранитоидных расплавов.

Геологические, геохимические и Sr-Nd изотопные данные свидетельствуют о широком развитии процессов венд-раннекембрийского ювенильного корообразования в восточной части ЦАСП.

Авторы выражают искреннюю благодарность А.Э. Изоху и О.М. Туркиной за критические замечания и ценные советы после прочтения ими рукописи.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 11-05-92003, 13-05-00381) 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., Владимиров А.Г., Руднев С.Н.** Венд-кембрийские вулканические пояса Алтае-Саянской складчатой области // Материалы Всероссийского совещания «Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований». Новосибирск, Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2003, с. 24—26.

**Белоусов А.Ф.** Неоднородность распределения составов в ассоциациях изверженных пород и представление о породных группах // Геология и геофизика, 1967 (5), с. 26—34.

**Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З.** Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 8—28.

**Габброидные формации Западной Монголии** / А.Э. Изох, Г.В. Поляков, А.П. Кривенко и др. Новосибирск, Наука, 1990, 385 с.

**Гибшер А.С., Хаин Е.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Козаков И.К., Ковач В.П., Яковлева С.З., Федосеенко А.М.** Поздневендский возраст хантайширского офиолитового комплекса Западной Монголии // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (8), с. 1179—1185.

**Гордиенко И.В., Ковач В.П., Гороховский Д.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Яковлева С.З., Загорная Н.Ю., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В.** Вещественный состав, U-Pb возраст и геодинамическая позиция островодужных габброидов и гранитоидов Джидинской зоны (Юго-Западное Забайкалье, Северная Монголия) // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (8), с. 956—962.

**Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.** Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика, 1994, т. 3 (7—8), с. 59—75.

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

**Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.** Тектоника литосферных плит территории СССР, Т. 2. М., Недра, 1990, 334 с.

**Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С., Балыкин П.А., Журавлев Д.З., Пархоменко В.А.** Высокоглиноземистые расслоенные габброиды Центрально-Азиатского складчатого пояса: геохимические особенности, Sm-Nd изотопный возраст и геодинамические условия формирования // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (11), с. 1565—1577.

**Изох А.Э., Туркина О.М., Поляков Г.В.** Этапы островодужного магматизма южного обрамления Сибирского кратона: проблема индикаторных магматических формаций // Материалы совещ. «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». Иркутск, Изд-во Института географии СО РАН, 2003, с. 110—113.

**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, 1996, № 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.

**Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Карташов П.М., Ковач В.П., Козаков И.К., Козловский А.М., Котов А.Б., Пономарчук В.А., Листратова Е.Н., Яковлева С.З.** Халдзан-Бурегтейский массив щелочных и редкометальных магматических пород: строение, геохронология и геодинамическое положение в каледонидах Западной Монголии // Петрология, 2004а, т. 12, № 5, с. 467—494.

**Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Козловский А.М., Котов А.Б., Ханчук А.И.** Вариации источников магм щелочных гранитоидов и связанных с ними пород Халдзан-Бурегтейской группы массивов (Западная Монголия) по изотопным (неодим, стронций, кислород) и геохимическим данным // Петрология, 2004б, т. 12, № 6, с. 563—585.

**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.

**Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Хаин Е.В., Ковач В.П., Бережная Н.Г., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В.** Этапы и тектоническая обстановка формирования комплексов ранних каледонид Озерной зоны Монголии: результаты U-Pb и Sm-Nd изотопных исследований // Геотектоника, 2002, № 2, с. 80—92.

**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.

**Лучицкая М.В.** Тоналит-грандьемитовые комплексы Корьякско-Камчатского региона (геология, геодинамика). М., ГЕОС, 2001, 124 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 522).

**Монгуш А.А., Лебедев В.И., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Дружкова Е.К., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Загорная 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.

**Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.** Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника, 1993, № 6, с. 3—31.

**Руднев С.Н.** Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2013, 300 с.

**Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А., Крук Н.Н., Бабин Г.А., Борисов С.М.** Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Алтае-Саянской складчатой области (латерально-временная зональность и источники) // ДАН, 2004, т. 396 (3), с. 369—373.

**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 геохимическая модель формирования островодужных плагиогранитоидов Западного Саяна // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (2), с. 170—187.

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

**Руднев С.Н., Матуков Д.И., Сергеев С.А., Серов П.А.** Позднерифейские плагиограниты Кузнецкого Алатау: состав, возраст и источники // ДАН, 2006б, т. 410, № 6, с. 809—815.

**Руднев С.Н., Пономарчук В.А., Серов П.А., Киселева В.Ю., Докукина Г.А.** Изотопно-геохимические свидетельства (Sr, Nd) процессов мантийного и корово-мантийного взаимодействия при формировании раннепалеозойских гранитоидов Кузнецкого Алатау // Материалы XVIII международного симпозиума по геохимии изотопов им. акад. А.П. Виноградова. М., ГЕОХИ, 2007а, с. 231—232.

**Руднев С.Н., Пономарчук В.А., Киселева В.Ю., Семенова Д.В.** Изотопы Sr в гранитоидах Каахемского полихронного батолита (Восточная Тува) // Материалы XVIII Международного симпозиума по геохимии изотопов им. акад. А.П. Виноградова. М., ГЕОХИ, 2007б, с. 229—230.

**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, 2008а, т. 16, № 4, с. 421—448.

**Руднев С.Н., Дистанова А.Н., Лебедев В.И., Сугоракова А.М., Бабин Г.А., Лепехина Е.Н., Матуков Д.И., Ларионов А.Н.** Возраст, состав и геодинамические условия формирования гранитоидов Восточно-Таннуольского батолита (Тува) // Матер. научн. совещ. «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». Иркутск, ИЗК СО РАН, 2008б, вып. 6, т. 2, с. 68—70.

**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., Изох А.Э., Борисенко А.С., Шелепаев Р.А., Орихаши Ю., Лобанов К.В., Вишневский А.В.** Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Бумбатхаирханского ареала Озерной зоны Западной Монголии (геологические, петрохимические и геохронологические данные) // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (5), с. 557—578.

**Руднев С.Н., Бабин Г.А., Ковач В.П., Киселева В.Ю., Серов П.А.** Ранние этапы островодужного плагиогранитоидного магматизма Горной Шории и Западного Саяна // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (1), с. 27—44.

**Сотников В.И., Пономарчук В.А., Берзина А.П., Травин А.В.** Геохронологические рубежи магматизма медно-молибден-порфирового месторождения Эрдэнэтуин-Обо (Монголия) // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (3), с. 78—89.

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

**Туркина О.М.** Тоналит-трондьемитовые комплексы надсубдукционных обстановок (на примере позднерифейских плагиогранитоидов ЮЗ окраины Сибирской платформы) // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (5), с. 420—433.

**Хаин Е.В., Амелин Ю.В., Изох А.Э.** Sm-Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых комплексов в зоне субдукции Западной Монголии // ДАН, 1995, т. 341, № 6, с. 791—796.

**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.

**Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.** Изотопный состав, источники корового магматизма и строение коры каледонид Озерной зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН, 2002, т. 387, № 3, с. 387—392.

**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 // ДАН, 2003, т. 389, № 3, с. 354—359.

**Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Рыцк Е.Ю., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.** Ранние стадии формирования Палео-Азиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-раннекембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН, 2006, т. 410, № 5, с. 657—662.

**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.

**Beard 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.

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

**Castillo P.R.** An overview of adakite petrogenesis // Chinese Sci. Bull., 2006, v. 51, № 3, p. 257—268.

**Drummond M.S., Defant M.J.** A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons // J. Geophys. Res., 1990, v. 5, p. 21503—21521.

- Drummond M.S., Defant M.J., Kepezhinskas P.K.** Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas // *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 1996, v. 87, p. 205—215.
- Eby G.N.** The *A*-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculation on their petrogenesis // *Lithos*, 1990, v. 26, p. 115—134.
- Jahn B.M., Wu F., Chen B.** Granitoids of the Central Asian Orogenic Belt and continental growth in the Phanerozoic // *Tran. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 2000a, 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.
- Kröner A., Windley B.F., Badarch G., Tomurtogoo O., Hegner E., Jahn B.M., Gruschka S., Khain E.V., Demoux A., Wingate M.T.D.** Accretionary growth and crust-formation in the Central Asia Orogenic Belt and comparison with the Arabian-Nubian Shield // *Geol. Soc. Amer. Memoir.* 2007, v. 200, p. 181—209.
- 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.
- Martin H.** Archean grey gneisses and the genesis of continental crust // *Archean crustal evolution*. Amsterdam, Elsevier, 1994, p. 205—259.
- 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.
- Pavlis T.L., Monteverde D.H., Bowman J.R., Rubenstone J.L., Reason M.D.** Early Cretaceous near-trend plutonism in Southern Alaska: a tonalite-trondhjemite intrusive complex ejected during ductile thrusting along the Bolder Ranges fault system // *Tectonics*, 1988, v. 7, № 11, p. 1179—1211.
- Pfänder J.A., Jochum K.P., Kozakov I.K., Kröner A., Todt W.** Coupled evolution of back-arc island arc-like mafic crust in the late-Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope 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.
- Sengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S.** Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // *Nature*, 1993, v. 364, p. 299—307.
- Sun S.S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins*. *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.
- White A.J.R.** Source of granite magmas // *Geol. Soc. Amer. Abst. Prog.*, 1979, v. 11, 539 p.
- Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W.J., Kröner A., Badarch G.** Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt // *J. Geol. Soc. London*, 2007, v. 164, p. 31—47.

*Поступила в редакцию  
14 марта 2013 г.*