

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 551.7.03

ВОЗРАСТ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ЛУКИНДИНСКОГО  
ДУНИТ-ТРОКТОЛИТ-ГАББРО-АНОРТОЗИТОВОГО МАССИВА  
(восточная часть Селенгино-Станового супертеррейна  
Центрально-Азиатского складчатого пояса)

И.В. Бучко<sup>1</sup>, А.А. Сорокин<sup>1</sup>, А.Б. Котов<sup>2</sup>, А.В. Самсонов<sup>3</sup>,  
Ю.О. Ларионова<sup>3</sup>, В.А. Пономарчук<sup>4</sup>, А.М. Ларин<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и природопользования ДВО РАН, 675000, Благовещенск, пер. Релочный, 1, Россия

<sup>2</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия

<sup>3</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,  
119017, Москва, Старомонетный пер., 35, Россия

<sup>4</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

Проведены комплексные (<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar, Rb-Sr, Sm-Nd) геохронологические исследования Лукиндинского дунит-троктолит-габбро-анортозитового массива, расположенного в северо-восточной части Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса. Показано, что этот массив имеет не палеопротерозойский, как это считалось ранее, а значительно более молодой возраст ( $249 \pm 14$  —  $251 \pm 15$  млн лет). Полученные геохронологические данные свидетельствуют о том, что возраст магматизма отвечает одному из этапов формирования Селенгино-Витимского пояса, который относится к наиболее крупным фанерозойским вулканоплутоническим поясам Центральной Азии.

*Дуниты, троктолиты, габбро, пермь, триас, геохронология, Селенгино-Витимский пояс.*

THE AGE AND TECTONIC SETTING OF THE LUKINDA DUNITE-GABBRO-ANORTHOSITE  
MASSIF IN THE EAST OF THE SELENGA-STANOVOI SUPERTERRANE,  
THE CENTRAL ASIAN FOLD BELT

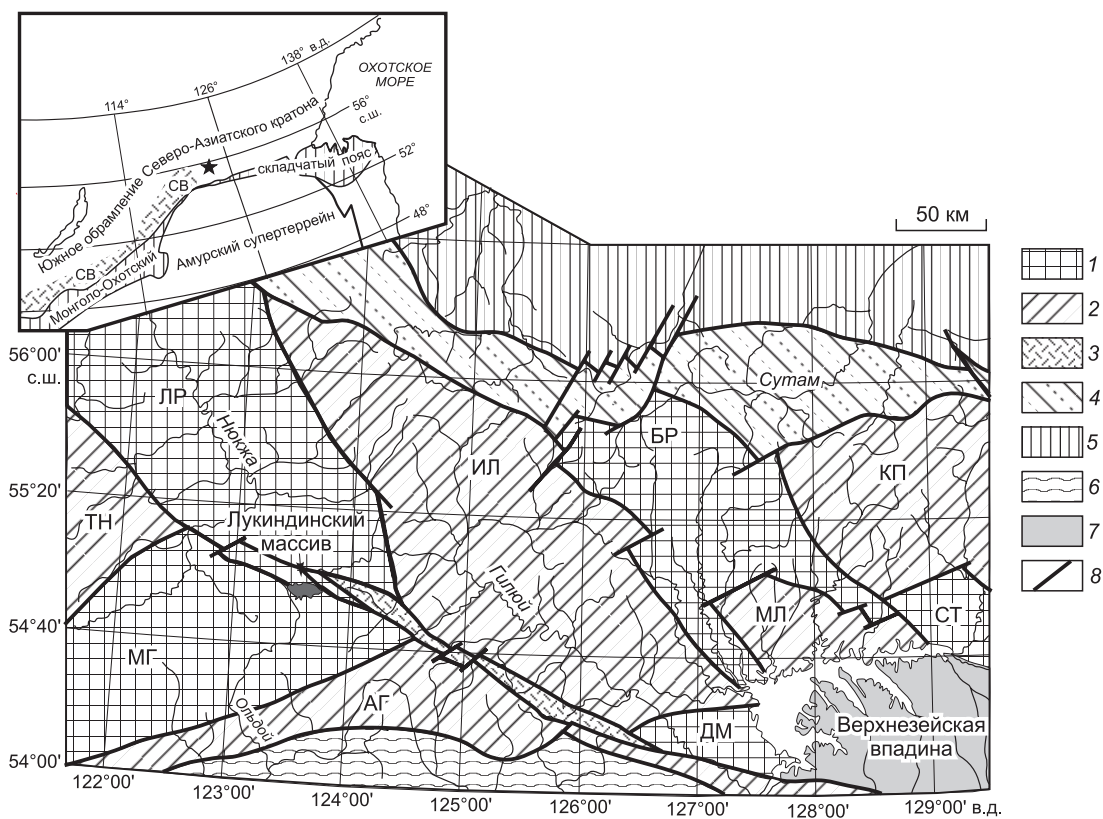
I.V. Buchko, A.A. Sorokin, A.B. Kotov, A.V. Samsonov,  
Yu.O. Larionova, V.A. Ponomarchuk, and A.M. Larin

Results of integrated <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar, Rb-Sr, and Sm-Nd geochronological studies of the Lukinda dunite-troctolite-gabbro-anorthosite massif in the northeast of the Selenga-Stanovoi superterrane, Central Asian Fold Belt, are presented. It is shown that this massif is much younger than formerly thought:  $249 \pm 14$  to  $251 \pm 15$  Ma vs. Paleoproterozoic. This date of magmatism corresponds to one of the stages of the formation of the Selenga-Vitim belt, which ranks among the largest Phanerozoic volcanoplutonic belts in Central Asia.

*Dunites, troctolites, gabbro, Permian, Triassic, geochronology, Selenga-Vitim belt*

ВВЕДЕНИЕ

Юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона, в том числе восточная часть Селенгино-Станового супертеррейна и Джугджуро-Становой супертеррейн Центрально-Азиатского складчатого пояса, а также зона их сочленения с Алданским щитом (Становой структурный шов), характеризуется интенсивным проявлением ультрамафит-мафитового магматизма. Начиная с середины прошлого века подавляющее большинство интрузий пород ультраосновного и основного состава указанного региона в легендах государственных геологических карт традиционно относят к двум возрастным группам — палеопротерозойской и архейской [Вольский и др., 1984; Годзевич, 1984; Мартынюк и др., 1990; Сережников, Волкова, 2007; Петрук, Козлов, 2009; Великославинский и др., 2011; и др.]. В то же время резуль-



**Рис. 1. Схема тектонического районирования юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона. Составлена с использованием данных [Мартынюк и др., 1990].**

1, 2 — метаморфические комплексы Селенгино-Станового и Джугджуро-Станового супертеррейнов Центрально-Азиатского складчатого пояса: 1 — гранулитовой и амфиболитовой фаций, 2 — амфиболитовой фации; 3 — слабометаморфизованные вулканические и осадочные породы Джелтулаковского структурного шва; 4 — метаморфические комплексы Станового структурного шва; 5 — метаморфические комплексы Алданского щита; 6 — палеозойские и раннемезозойские вулканогенно-осадочные комплексы Монголо-Охотского складчатого пояса; 7 — кайнозойские рыхлые отложения; 8 — главные разломы. Буквами обозначены тектонические блоки (террейны) Селенгино-Станового (АГ — Амазаро-Гиллойский, МГ — Могочинский, ТН — Тунгирский) и Джугджуро-Станового супертеррейнов (БР — Брянтинский, ДМ — Дамбукинский, ИЛ — Иликанский, КП — Купуринский, ЛР — Ларбинский, МЛ — Мульмугинский, СТ — Сивакано-Токский) Центрально-Азиатского складчатого пояса.

На врезке звездочкой показано положение Лукиндинского массива. СВ — Селенгино-Витимский вулканоплутонический пояс, по [Парфенов и др., 1999].

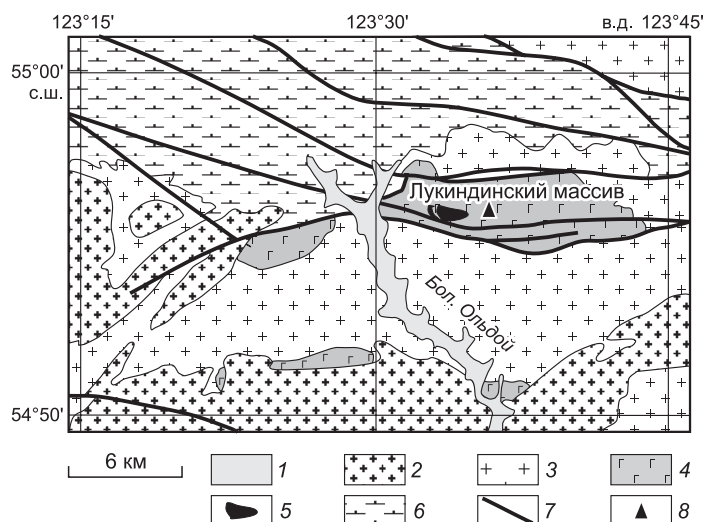
таты выполненных за последнее десятилетие геохронологических исследований свидетельствуют о том, что значительная часть этих интрузий имеет более молодой возраст [Неймарк и др., 1992; Сальникова и др., 2004; Ларин и др., 2006; Поляков и др., 2006; Бучко и др., 2007, 2008а, б, в, 2010а, б, 2012а, б; Гурьянов и др., 2009]. Одним из немногих предположительно палеопротерозойских ультрамафит-мафитовых магматических комплексов восточной части Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса, для которого до последнего времени отсутствовали надежные геохронологические данные, является лукиндинский дунит-троктолит-габбро-анортозитовый. В качестве петротипического массива этого комплекса рассматривается Лукиндинский дунит-троктолит-габбро-анортозитовый массив [Вольский и др., 1984; Мартынюк и др., 1990; Петрук, Козлов, 2009; и др.]. Недавно для него были получены оценки возраста в интервале 108—185 млн лет (SIMS) [Стриха, Кошеленко, 2015]. Однако, как будет показано ниже, они противоречат геологическим данным. В связи с этим нами были проведены комплексные геохронологические исследования ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , Rb-Sr, Sm-Nd) этого массива, результаты которых представлены в настоящей статье.

#### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРОЕНИЕ ЛУКИНДИНСКОГО МАССИВА

Лукиндинский дунит-троктолит-габбро-анортозитовый массив расположен в восточной части Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса в верховьях р. Большой

**Рис. 2. Схематическая геологическая карта восточной части Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса.**

Составлена по материалам авторов, а также [Милай, 1964; Вольский и др., 1984; Годзевич, 1984; Петрук, Козлов, 2009]. 1 — кайнозойские рыхлые отложения; 2 — гранитоиды амананского комплекса; 3 — гранитоиды тукурингрского [Вольский и др., 1984; Годзевич, 1984] или позднестанового [Петрук, Козлов, 2009] комплексов; 4 — габбро, пироксениты, габбронориты, троктолиты, анортозиты лукиндинского комплекса; 5 — дуниты лукиндинского комплекса; 6 — амфиболиты и кристаллические сланцы джигдалинской свиты иликанской серии станового комплекса; 7 — разломы; 8 — местоположение скв. № 3.



Ольдой (рис. 1). Он представляет собой вытянутое в широтном направлении, линзообразное в плане тело протяженностью около 16 км при ширине до 3.0—5.5 км (рис. 2).

Схематический разрез Лукиндинского массива показан на рис. 3. Он сложен дунитами, перидотитами, троктолитами, оливиновыми габбро, пироксенитами, габбро, габброноритами и анортозитами с преобладанием троктолитов и оливиновых габбро. В его строении выделяют нижнюю (анортозит-дунит-троктолитовую) и верхнюю (пироксенит-габбровую с «прослоями» анортозитов) ритмично расслоенные серии [Балыкин и др., 1986]. В основании ритмов наблюдаются меланократовые, а в их верхних частях — более лейкократовые породы. Жильная фация массива представлена мелкозернистыми габбро, габброноритами, габбро-диабазами и пироксенитами, а также пегматоидными габбро, габброноритами и пироксенитами. В западной части массива закартировано довольно крупное тело дунитов (см. рис. 2), которое имеет тектонические контакты с окружающими троктолитами, оливиновыми габбро и анортозитами. По мнению П.А. Балыкина с соавторами [1986], дуниты выполняют подводящий канал, в котором на начальной стадии формирования интрузива произошло обособление ультраосновных пород.

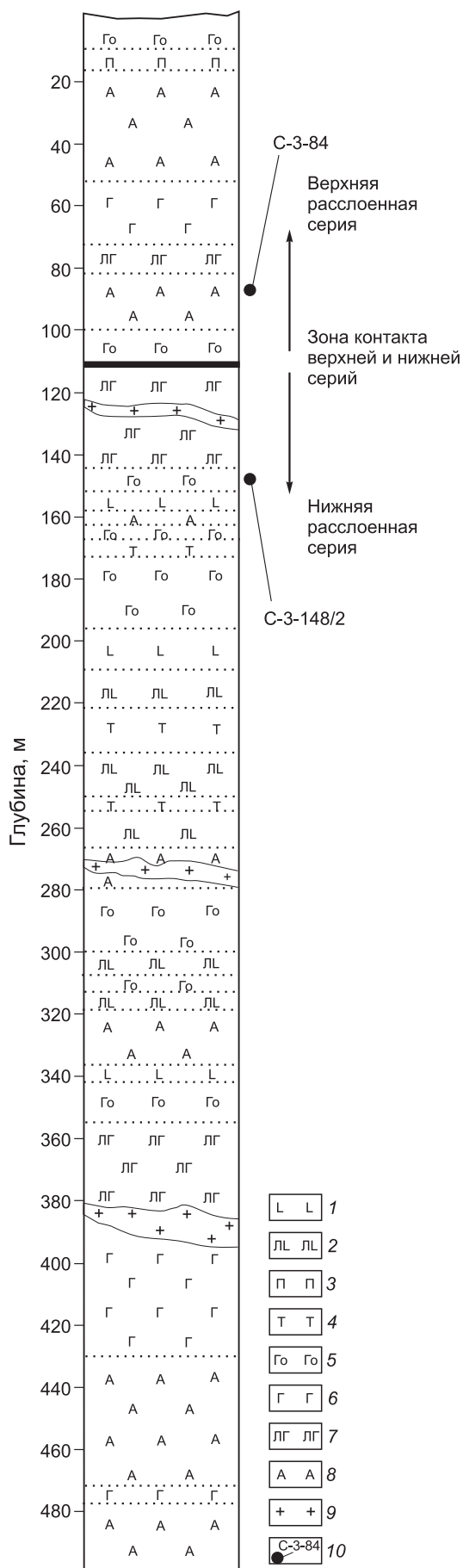
На севере, северо-западе и северо-востоке Лукиндинский массив прорывают биотит-роговообманковые граниты, которые относят к тукурингрскому [Вольский и др., 1984] или позднестановому [Петрук, Козлов, 2009] комплексу (см. рис. 2). Возраст этих гранитов составляет 145—150 млн лет (U-Pb метод по циркону (ID TIMS) [Ларин и др., 2014]). На контакте с гранитами породы массива преобразованы в апогаббровые метасоматиты биотит-актинолит-цоизит-кварц-эпидотового состава [Щека, 1969]. Породы массива имеют тектонические контакты на юге с теми же гранитоидами, а на востоке с метаморфическими породами неoarхейской [Великославинский и др., 2011] джигдалинской свиты иликанской серии станового комплекса (рис. 2).

Петрографическая, минералогическая и геохимическая характеристика магматических пород Лукиндинского массива приведена в работах [Щека, 1969; Балыкин и др., 1986; Лавренчук и др., 2002; Бучко и др., 20126; и др.]. Основные петрохимические особенности пород Лукиндинского массива заключаются в увеличении содержаний  $\text{SiO}_2$  и  $\text{CaO}$ , уменьшении  $\text{FeO}^*$  при практически постоянном  $\text{TiO}_2$  по мере уменьшения магнезиальности [Бучко и др., 20126]. Кроме того, они характеризуются отчетливым обеднением большинством крупноионных литофильных (за исключением Sr и Ba), а также редкоземельных и высокозарядных элементов (рис. 4), незначительным преобладанием LREE над HREE ( $[\text{La}/\text{Yb}]_n = 1.0\text{—}8.2$ ) и, наконец, умеренным обогащением «тугоплавкими» элементами группы железа (Ni, Cr) по сравнению с «легкоплавкими» элементами этой группы (Sc, V, Co) [Бучко и др., 20126].

Согласно модельным расчетам, выполненным А.В. Лавренчуком с соавторами [2002], состав исходного для магматических пород Лукиндинского массива расплава отвечал меланотроктолиту, кристаллизация которого протекала в интервале температур 1520—1180 °C при давлении около 6 кбар и активности кислорода, отвечающего буферу QFM. При этом предполагается, что исходный расплав образовался при равновесном парциальном плавлении деплетированного шпинельсодержащего мантйного источника при давлении 25 кбар, температуре 1750—1800 °C, содержании воды в источнике 0.1 % и степени плавления 40—50 %.

#### АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Первоначально планировалось определить возраст Лукиндинского дунит-троктолит-габбро-анортозитового массива с помощью U-Pb метода (ID TIMS) по циркону и(или) бадделейту. Для выделения



**Рис. 3. Схематический разрез Лукиндинского дунит-троктолит-габбро-анортозитового массива (скв. № 3).**

1 — дуниты; 2 — плагиодуниты; 3 — пироксениты; 4 — троктолиты; 5 — оливиновые габбро, габбронориты; 6 — габбро; 7 — лейкогаббро; 8 — анортозиты; 9 — граниты; 10 — места отбора образцов для геохронологических исследований и их номера.

циркона были использованы две пробы анортозитов и две габбро-анортозитов весом 20—40 кг. Выделение циркона проводилось по стандартной методике в тяжелых жидкостях в условиях, исключающих лабораторное загрязнение. К сожалению, выделить циркон из этих проб не удалось. Попытки выделения бадделеита из нескольких проб габбро-анортозитов на концентрационном столе по «водной методике» [Söderlund, Johansson, 2002] в лаборатории ИГЕМ РАН (г. Москва) также оказались безуспешными. Это, вероятно, связано с низкими концентрациями в породах Zr (< 20 г/т) и, как следствие, очень малым количеством и мелкими (< 10 мкм) размерами зерен бадделеита, что было установлено при петрографических и микрозондовых исследованиях. Поэтому для изотопного датирования Лукиндинского массива были использованы  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , Rb-Sr и Sm-Nd методы изотопной геохронологии.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  геохронологические исследования выполнены в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) методом ступенчатого прогрева по методике, опубликованной в [Пономарчук и др., 1998; Травин и др., 2009]. Навески образцов совместно с мусковитом МСА-11, используемым в качестве монитора, заворачивали в алюминиевую фольгу, помещали в кварцевую ампулу и после откачки из нее воздуха запаивали. Мусковит МСА-11, подготовленный ВИМС в 1988 г., как стандартный K/Ar образец был аттестован в качестве  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  монитора с помощью международных стандартных образцов мусковита Bern 4m и биотита LP-6 [Baksi, 1999]. В качестве интегрального возраста мусковита МСА-11 принято среднее значение результатов калибровки —  $311.0 \pm 1.5$  млн лет. Ампулы с образцами помещали в алюминиевый пенал, заполненный для защиты от тепловых нейтронов карбидом бора, и облучали в охлаждаемом водой канале научного реактора ВВР-К типа Физико-технического института при Томском политехническом университете. Градиент нейтронного потока не превышал 0.5 % в размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводили в кварцевом реакторе с внешней печью. Холостой опыт по определению  $^{40}\text{Ar}$  (10 мин при 1200 °C) не превышал  $5 \times 10^{-10}$  нсм<sup>3</sup>. Очистка аргона производилась с помощью ZrAl-SAES-геттеров. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре МИ-1201В. Для коррекции на мешающие изотопы аргона, образовавшиеся во время облучения на Ca, Cl и K, использовались следующие коэффициенты:  $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.00083 \pm 0.000005$ ,  $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.00052 \pm 0.000006$ ,  $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0.089 \pm 0.001$ . Особое внимание уделялось контролю фактора изотопной дискриминации с помощью измерений порций очищенного атмосферного аргона. Среднее значение отношения  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  на период измерений составило  $296.8 \pm 0.5$ . Температуры ступенчатого прогрева выбирались согласно [Berger, York, 1981].

**Рис. 4. Распределение редких элементов в анортозите (обр. С-3-84) и габбронорите (обр. С-3-148/2), использовавшихся для геохронологических исследований, а также породах верхней и нижней расчлененных серий Лукиндинского массива, по [Бучко и др., 2012б] с дополнениями авторов.**

Состав примитивной мантии, по [Sun, McDonough, 1989].

При интерпретации полученных данных применяли критерии, предложенные в работах [Fleck et al., 1977; Gustafson et al., 2001].

Sm-Nd и Rb-Sr геохронологические исследования проведены в ИГЕМ РАН (г. Москва). Для изотопного анализа использовались навески тонкоистертых пород и минералов весом от 0.1 до 0.2 г. Изотопные индикаторы  $^{149}\text{Sm}$ - $^{150}\text{Nd}$  и  $^{85}\text{Rb}$ - $^{84}\text{Sr}$  добавлялись до процедуры химического разложения проб, которое осуществлялось в стальных «бомбах» с фторопластовыми вкладышами в смеси концентрированных азотной и фтористо-водородной кислот ( $\text{HNO}_3:\text{HF}=1:5$ ) в термическом шкафу при температуре 185 °С в течение 100–120 ч. После выпаривания полученного раствора к сухому остатку добавляли 2 мл концентрированной соляной кислоты и выдерживали в плотно закрытых вкладышах 24 ч при температуре 100 °С, а затем вновь выпаривали раствор до сухого остатка.

Хроматографическое выделение Rb, Sr и Sm+Nd выполнено в кварцевых колонках на смоле BioRad AG W50×8 (4 мл). Выделение проводили методом ступенчатого элюирования сначала 2.3N HCl (Rb и Sr), а затем 4.3N HCl (Sm+Nd). Последующее разделение Sm и Nd производили в кварцевых колонках на HDEHP, с нанесением смолы BioRad на гранулы Kel-F. Величина холостого опыта не превышала (нг) для: Rb — 0.05, Sr — 0.20, Sm — 0.01 и Nd — 0.03. Измерение изотопного состава Rb, Sr, Sm и Nd выполняли на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре Sector-54 (Micromass, Англия) с использованием одноленточного (Ta для Sr) и трехленточного источника ионов (Ta-Re-Ta для Rb, Nd и Sm) в мультидинамическом (Sr и Nd) и статическом (Rb и Sm) режимах с одновременной регистрацией ионных токов разных изотопов элемента [Thirlwall, 1991]. Коррекцию на изотопное фракционирование вносили нормированием  $\kappa^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.1194$  и  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$  по экспоненциальному закону.

Правильность и воспроизводимость измерений изотопного состава Sr контролировали измерениями международного изотопного стандарта SRM-987; среднее значение отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в период проведения работ составило  $0.710253 \pm 13$  ( $2\sigma$ ,  $n = 170$ ). Правильность и воспроизводимость измерений изотопного состава Nd контролировали измерениями внутрилабораторного стандарта Nd-IGEM. В период проведения исследований значение отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в стандарте Nd-IGEM составило  $0.512407 \pm 8$  ( $2\sigma$ ,  $n = 30$ ), что соответствует значению 0.511850 в стандарте La Jolla.

Концентрации Rb, Sr, Sm и Nd определены методом изотопного разбавления. На основании результатов, полученных при измерениях внутрилабораторного стандарта Nd-IGEM, погрешность определения отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  принята равной  $\pm 0.002\%$  ( $2\sigma$ ). Независимые параллельные определения, выполненные для стандартной горной породы BCR-1, позволили оценивать погрешность определения отношения  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  в пробах как не превышающую  $\pm 0.2\%$  ( $2\sigma$ ) [Ларионова и др., 2007]. При расчетах изохрон для отношения  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  принята погрешность 1%, а для отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  — 0.003%. Расчет параметров изохрон проводился по методу Д. Йорка [York, 1969] в программе Isoplot 3.00 [Ludwig, 2003]. Итоговые погрешности измерений первичного изотопного состава стронция и возраста составляют оценки для 95 %-го уровня значимости.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для геохронологических исследований использованы образцы анортозита верхней и габбронорита нижней расчлененных серий Лукиндинского дунит-троктолит-габбро-анортозитового массива.

Образец анортозита (С-3-84) отобран из керна скв. № 3 с глубины 84 м (см. рис. 3). Он обладает массивной текстурой и аллотриоморфно-зернистой с элементами панидиоморфно-зернистой структуры и сложен почти исключительно плагиоклазом (лабрадор-битовнит). В незначительном количестве присутствуют оливин (7 об. %) и ортопирокен (3 об. %). В плагиоклазе часто наблюдаются пластинчатые включения титаномagnetита и magnetита.

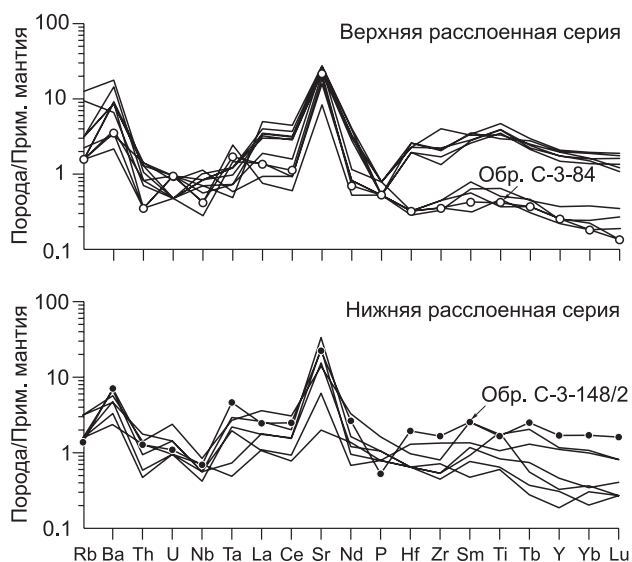


Таблица 1. Химические составы образцов анортозита (обр. С-3-84) и габбронорита (обр. С-3-148/2) Лукиндинского массива, использованных для геохронологических исследований

Образец	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	Сумма	Mg#	Rb	Sr	Ba	La	Ce	Pr
С-3-84	45.01	0.09	30.07	4.04	0.02	2.92	15.34	1.66	0.07	0.02	0.61	99.85	44.51	0.95	462	34.1	0.93	1.99	0.23
С-3-148/2	48.98	0.36	19.36	4.11	0.07	9.42	13.87	2.18	0.23	0.02	1.04	99.64	71.80	0.87	471	68.6	1.68	4.42	0.69

Образец	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	Th	U	Zr	Hf	Nb	Ta	Co	Ni	Sc	V	Cr
С-3-84	0.95	0.19	0.27	0.22	0.04	0.20	0.05	0.13	0.01	0.09	0.01	1.16	0.03	0.02	4.00	0.10	0.30	0.07	63	2395	2	<0.02	485
С-3-148/2	3.58	1.13	0.54	1.61	0.27	1.69	0.35	0.99	0.13	0.84	0.12	7.69	0.11	0.02	18.6	0.60	0.49	0.19	36	194	34	106	1144

Примечание. Содержания главных элементов приведены в мас. %, малых элементов в мкг/г. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* — общее железо в форме Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Mg# = MgO × 100/(MgO+FeO<sub>общ</sub>).

Таблица 2. Результаты <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar геохронологических исследований плагиоклаза (лабрадора-битовнита) из анортозита (обр. С-3-84) верхней расслоенной серии Лукиндинского массива

№ ступени	T, °C	Σ <sup>39</sup> Ar, %	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar ± 1σ	<sup>37</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar ± 1σ	<sup>36</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar ± 1σ	Возраст, млн лет ± 1σ
1	500	7.2	417.1 ± 11.3	40.7 ± 1.1	0.13 ± 0.03	1029.0 ± 46.9
2	600	14.9	320.2 ± 6.7	158.8 ± 3.3	0.12 ± 0.01	1130.0 ± 36.1
3	700	30.2	166.1 ± 2.8	232.7 ± 3.9	0.14 ± 0.02	250.8 ± 38.7
4	900	71.2	64.2 ± 0.4	214.7 ± 1.3	0.06 ± 0.01	257.6 ± 14.7
5	1000	88.3	58.9 ± 0.6	127.4 ± 1.3	0.03 ± 0.01	233.2 ± 23.4
6	1130	100.0	110.0 ± 3.6	106.8 ± 3.5	0.1 ± 0.03	255.5 ± 74.9

Примечание. J – параметр, характеризующий нейтронный поток, J = 0.004948 ± 0.000064

Образец габбронорита (С-3-148/2) отобран из керна скв. № 3 с глубины 148 м (см. рис. 3). Габбронорит имеет массивную текстуру и габброофитовую структуру. Главными породообразующими минералами габбронорита являются (об. %) плагиоклаз (45), авгит (30), ортопирокен (20) и оливин (5). Плагиоклаз варьирует по составу от лабрадора (An<sub>65-70</sub>) до битовнита (An<sub>75-82</sub>). Среди аксессуарных минералов преобладают ильменит и титаномagnetит.

Химические анализы анортозита (обр. С-3-84) и габбронорита (обр. С-3-148/2) приведены в табл. 1.

<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar геохронологические исследования выполнены по плагиоклазу из анортозита (обр. С-3-84). Он выделен вручную под бинокулярной лупой из фракции 0.25—0.15 мм. Выбор плагиоклаза в качестве минерала-геохронометра обусловлен его наибольшей сохранностью по сравнению с другими породообразующими минералами анортозита. Результаты <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar геохронологических исследований плагиоклаза представлены в табл. 2 и на рис. 5.

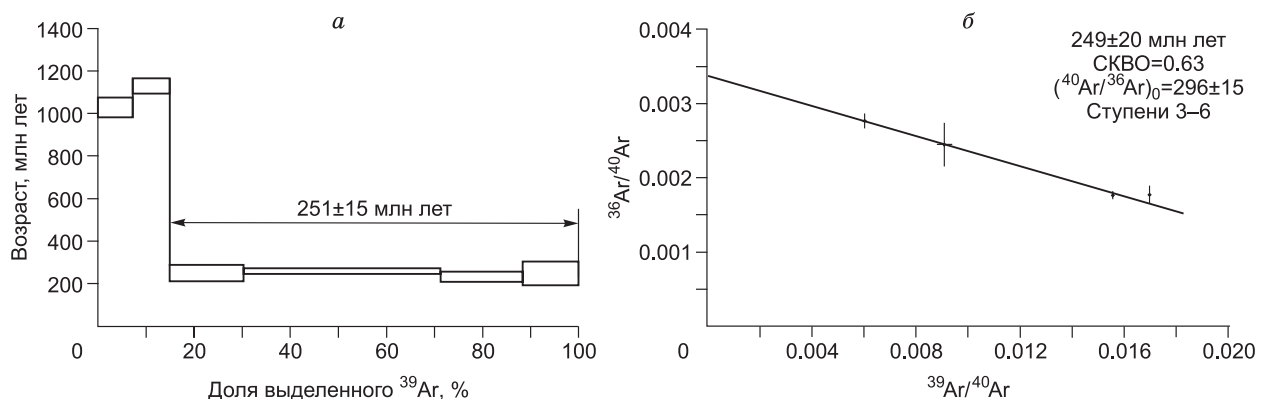


Рис. 5. График ступенчатого прогрева (а) и обратная изохрона (б) для плагиоклаза из анортозита (обр. С-3-84) верхней расслоенной серии Лукиндинского массива.

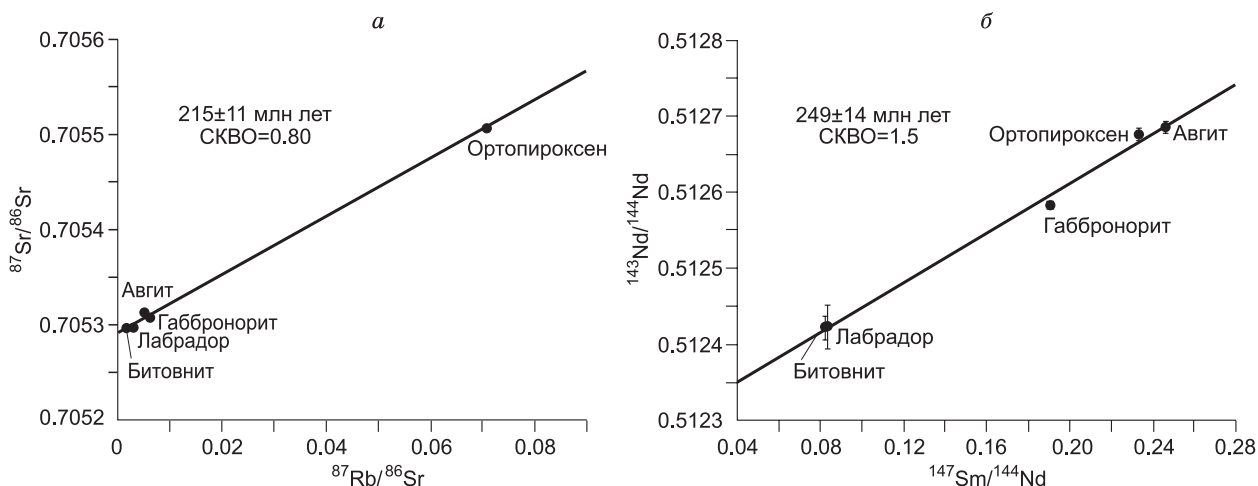


Рис. 6. Rb-Sr (а) и Sm-Nd (б) изохроны для породообразующих минералов габбронорита (обр. С-3-148/2) нижней расслоенной серии Лукиндинского массива.

На первом этапе исследований для плагиоклаза по плато (71.8 % выделенного  $^{39}\text{Ar}$ ) была получена оценка возраста  $285 \pm 8$  млн лет, значительно более древняя, чем оценка возраста, рассчитанная в изохронном варианте ( $256 \pm 16$  млн лет, СКВО=1). При этом величина отношения  $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 = 330 \pm 16$  оказалась значительно выше атмосферного значения отношения  $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 = 295.5$ , что свидетельствует о присутствии в плагиоклазе избыточного аргона. В связи с этим, согласно рекомендациям, опубликованным в [Husain, Schaeffer, 1973; Faure, 1986], в расчеты была введена поправка, в результате чего значение возраста плагиоклаза, рассчитанное по плато (85 % выделенного  $^{39}\text{Ar}$ ), составило  $251 \pm 15$  млн лет, а в изохронном варианте  $249 \pm 20$  млн лет (СКВО = 0.63) (см. рис. 5, табл. 2).

Sm-Nd и Rb-Sr геохронологические исследования выполнены по породообразующим минералам (авгит, ортопироксен, лабрадор, битовнит) габбронорита (обр. С-3-148/2). Результаты Rb-Sr геохронологических исследований оказались малоинформативными из-за очень узкого интервала вариаций величин отношения  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  (от 0.01 до 0.07) в габбронорите и большинства слагающих его породообразующих минералов (табл. 3, рис. 6, а). Точки изотопного состава породообразующих минералов габбронорита на диаграмме в координатах  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  —  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (см. рис. 6, б) аппроксимируются изохроной с возрастом  $249 \pm 14$  млн лет (СКВО = 1.5), здесь же располагается и точка изотопного состава габбронорита.

Изотопно-геохимические характеристики изученного образца ( $\epsilon_{\text{Nd}}(250) = -0.86$ ,  $\text{Sr}_0 = 0.7053$ , см. табл. 3) фиксируют вклад древнего корового материала в материнские для массива мантийные магмы.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом по плагиоклазу оценка возраста анортозита ( $251 \pm 15$  млн лет) и Sm-Nd методом по породообразующим минералам оценка возраста габбронорита ( $249 \pm 14$  млн лет)

Таблица 3. Результаты Sm-Nd и Rb-Sr геохронологических исследований монофракций из габбронорита (обр. С-3-148/2) нижней расслоенной серии Лукиндинского массива

Материал	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}^* \pm 2\sigma_{\text{изм.}}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(250)$	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma_{\text{изм.}}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^* \pm 2\sigma_{\text{изм.}}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{(250)}$
	г/г						г/г				
Габбронорит (вал)	1.00	3.18	0.19031	$0.512583 \pm 6$	-1.1	-0.9	0.596	571	$0.0030 \pm 5$	$0.705297 \pm 9$	0.70529
Клинопироксен	1.84	4.53	0.24587	$0.512685 \pm 8$	0.9	-0.7	0.067	38.5	$0.0050 \pm 9$	$0.705313 \pm 9$	0.70530
Ортопироксен	0.431	1.12	0.23335	$0.512676 \pm 8$	0.7	-0.4	0.125	5.14	$0.0705 \pm 3$	$0.705507 \pm 10$	0.70526
Лабрадор	0.135	0.984	0.08311	$0.512423 \pm 29$	-4.2	-0.6	0.480	908	$0.0015 \pm 3$	$0.705296 \pm 10$	0.70529
Битовнит	0.095	0.696	0.08223	$0.512422 \pm 15$	-4.2	-0.6	1.94	918	$0.0061 \pm 8$	$0.705308 \pm 8$	0.70529

\* Величина ошибки (2σ) соответствует последним значащим цифрам.

Лукиндинского дунит-троктолит-габбро-анортозитового массива совпадают в пределах ошибок. Слагающие этот массив породы не испытали наложенных структурно-метаморфических преобразований, за исключением участков, контактирующих с более поздними гранитоидами. Поэтому есть все основания интерпретировать приведенные выше оценки возраста как возраст его становления. Они подтверждают представление [Стриха, Кошеленко, 2015] о том, что Лукиндинский массив имеет не палеопротерозойский, а более молодой возраст.

Однако полученные оценки возраста не соответствуют результатам локального U-Th-Pb датирования (SIMS) цирконов из пород основного состава Лукиндинского массива [Стриха, Кошеленко, 2015]. По данным В.Е. Стриха и В.В. Кошеленко [2015], возраст оливиновых меланокритов из «ксеноблоков» в магматических породах Лукиндинского массива составляет  $185 \pm 1$  млн лет; оливиновых норитов нижней расслоенной серии —  $117 \pm 4$  млн лет, лейкотроктолитов нижней расслоенной серии —  $108 \pm 3$  млн лет и, наконец, габбро верхней расслоенной серии —  $117 \pm 3$  млн лет. В свою очередь, эти геохронологические данные противоречат тому, что возраст биотит-роговообманковых гранитов тукуруингского (позднестанового) комплекса, прорывающих магматические породы Лукиндинского массива, составляет 145—150 млн лет (U-Pb метод по циркону (ID TIMS) [Ларин и др., 2014]). Как уже отмечалось, наши попытки выделения акцессорного циркона из больших (20—40 кг) проб анортозитов и габбро-анортозитов Лукиндинского массива закончились неудачей. Все это позволяет предполагать, что цирконы, использованные для локальных U-Th-Pb геохронологических исследований (SIMS) Лукиндинского массива [Стриха, Кошеленко, 2015], являются «чужеродными», т. е. в ходе обработки проб произошло лабораторное загрязнение.

Таким образом, результаты комплексных геохронологических исследований ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , Rb-Sr, Sm-Nd) показывают, что Лукиндинский массив имеет возраст в интервале  $249 \pm 14$  —  $251 \pm 15$  млн лет, что соответствует в стратиграфической шкале поздней перми—раннему триасу. В геологической истории юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона на этот период приходится один из этапов формирования гигантского Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса, который прослеживается на расстояние более чем 2000 км от западных районов Монголии до верховий рек Витим и Олёкма на востоке [Гордиенко, Кузьмин, 1999; и др.] (см. рис. 1). В результате исследований последних лет установлено, что Селенгино-Витимский вулканоплутонический пояс был заложен во второй половине карбона, а его формирование продолжалось до позднего триаса [Jahn et al., 2009; Цыганков и др., 2010]. Для ранних стадий развития этого вулканоплутонического пояса характерно образование магматических ассоциаций известково-щелочного и шошонит-латитового типов, а также бимодальных вулканических серий и связанных с ними щелочных гранитов, а для поздних стадий — внутриплитных бимодальных магматических комплексов, представленных базальтами, трахириолитами, комендитами, а также щелочными и щелочно-полевошпатовыми гранитами [Гордиенко, Кузьмин, 1999; Ярмолюк, Коваленко, 2003; Коваленко и др., 2006; Jahn et al., 2009; Цыганков и др., 2010; Ларин и др., 2011]. При этом возраст Лукиндинского массива практически совпадает с возрастом кварцевых порфиров куйтунской свиты (~246) и щелочных гранитов нерчуганского комплекса ( $\sim 239 \pm 5$  млн лет) [Ларин и др., 2011]. Исходя из этого, можно рассматривать Лукиндинский дунит-троктолит-габбро-анортозитовый массив и другие массивы лукиндинского магматического комплекса Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса в составе Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса. Кроме того, полученные данные указывают на то, что этот пояс, по-видимому, продолжается далее на восток по сравнению с общепринятыми его границами, показанными на рис. 1.

К настоящему времени предложены две основные модели формирования Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса (см. обзор в [Ларин и др., 2011]). Согласно первой модели, образование этого вулканоплутонического пояса протекало в обстановке активной континентальной окраины, которая сменилась на поздних этапах ее развития широкомасштабными продольными перемещениями вдоль трансформного разлома по границе континент—океан [Парфенов и др., 2003]. В рамках второй модели формирование пояса рассматривается как результат взаимодействия мантийного плюма с литосферой в условиях активной континентальной окраины [Ярмолюк, Коваленко, 2003; Коваленко и др., 2006]. Примечательно, что геохимические особенности пород, входящих в состав Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса, обладают вполне очевидными чертами двойственности, заключающейся в сочетании признаков как внутриплитного, так и надсубдукционного происхождения. Не являются исключением и породы Лукиндинского массива, на что указывалось ранее [Бучко и др., 2012б].

## ВЫВОДЫ

1. Результаты комплексных геохронологических исследований ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , Rb-Sr, Sm-Nd) показывают, что Лукиндинский дунит-троктолит-габбро-анортозитовый массив, расположенный в северо-восточной части Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса, имеет не



палеопротерозойский, как это считалось [Вольский и др., 1984; Мартынюк и др., 1990; Петрук, Козлов; 2009; и др.], а значительно более молодой возраст ( $249 \pm 14$  —  $251 \pm 15$  млн лет). Внедрение этого массива произошло в конце палеозойского или в начале мезозойского периода геологического развития Центрально-Азиатского складчатого пояса.

2. Полученные геохронологические данные свидетельствуют о том, что Лукиндинский дунит-троктолит-габбро-анортозитовый массив входит в состав Селенгино-Витимского пояса, который относится к наиболее крупным фанерозойским вулканоплутоническим поясам Центральной Азии.

Авторы выражают искреннюю благодарность А.С. Мехоношину и Р.А. Шелепаеву за конструктивные замечания к рукописи.

## ЛИТЕРАТУРА

**Балыкин П.А., Поляков Г.В., Богнибов В.И.** Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области. Новосибирск, Наука, 1986, 200 с.

**Бучко И.В., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ларин А.М., Изох А.Э., Великославинский С.Д., Яковлева С.З.** Возраст и геохимические особенности позднеюрских ультрамафит-мафитовых массивов Селенгино-Станового супертеррейна (южное обрамление Северо-Азиатского кратона) // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (12), с. 1321—1333.

**Бучко И.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Сорокин А.П., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В.** Возраст и тектоническое положение Хорогочинского габбро-анортозитового массива (Джугджуро-Становой супертеррейна) // ДАН, 2008а, т. 423, № 5, с. 651—654.

**Бучко И.В., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ларин А.М., Сорокин А.П., Великославинский С.Д., Яковлева С.З.** Возраст и тектоническая позиция Кенгурак-Сергачинского габбро-анортозитового массива (Селенгино-Становой супертеррейна южного обрамления Сибирского кратона) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2008б, т. 16, № 4, с. 3—13.

**Бучко И.В., Сорокин А.А., Изох А.Э., Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.П., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В.** Петрология раннемезозойского ультрамафит-мафитового Лучинского массива (юго-восточное обрамление Сибирского кратона) // Геология и геофизика, 2008в, т. 49 (8), с. 745—768.

**Бучко И.В., Сорокин А.А., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Сорокин А.П., Кудряшов Н.М.** Позднемезозойские постколлизийные высококальциевые габброиды Джугджуро-Станового супертеррейна // ДАН, 2010а, т. 431, № 3, с. 361—364.

**Бучко И.В., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Великославинский С.Д., Ларин А.М., Изох А.Э., Яковлева С.З.** Триасовый этап мафитового магматизма Джугджуро-Станового супертеррейна (южное обрамление Северо-Азиатского кратона) // Геология и геофизика, 2010б, т. 51 (11), с. 1489—1500.

**Бучко И.В., Сорокин А.А., Великославинский С.Д., Котов А.Б.** Геохимическая характеристика пород неорархейского ультрамафит-мафитового массива Джугджуро-Станового супертеррейна (юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона) // Литосфера, 2012а, № 1, с. 110—121.

**Бучко И.В., Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Изох А.Э.** Геохимические особенности и геодинамическая обстановка формирования Лукиндинского дунит-троктолит-габбрового массива (юго-восточное обрамление Сибирской платформы) // Геология и геофизика, 2012б, т. 53 (7), с. 834—850.

**Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ковач В.П., Толмачева Е.В., Гороховский Б.М.** Возраст иликанской толщи станового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН, 2011, т. 438, № 3, с. 355—359.

**Вольский А.С., Афанасов М.Н., Годзевич Б.Л.** Геологическая карта региона БАМ. М-б 1:500 000. Лист N-51-Б / Ред. Л.П. Карсаков. Л., ВСЕГЕИ, 1984.

**Годзевич Б.Л.** Геологическая карта региона БАМ. М-б 1:500 000. Лист N-52-А / Ред. Л.П. Карсаков. Л., ВСЕГЕИ, 1984.

**Гордиенко И.В., Кузьмин М.И.** Геодинамика и металлогения Монголо-Забайкальского региона // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (11), с. 1545—1562.

**Гурьянов В.А., Приходько В.С., Пересторонин А.Н., Потоцкий Ю.П., Петухова Л.Л., Соболев Л.П.** Новый тип медно-никелевых месторождений юго-востока Алдано-Станового щита // ДАН, 2009, т. 425, № 4, с. 505—508.

**Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Андреева И.А.** Типы магм и их источники в истории Земли. Т. 2. Редкометалльный магматизм: ассоциации пород, состав и источники магм, геодинамические обстановки формирования. М., ИГЕМ РАН, 2006, 280 с.

**Лавренчук А.В., Балыкин П.А., Бородина Е.В.** Состав исходного расплава и мантийного субстрата Лукиндинского дунит-троктолит-габбрового массива Становой складчатой системы // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск, 2002, т. 1, с. 114—119.

**Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Суханов М.К., Яковлева С.З., Ковач В.П., Бережная Н.Г., Великославинский С.Д., Толкачев М.Д.** Каларский комплекс (Алдано-Становой щит) — древнейший представитель анортозит-мангерит-чарнокит-гранитной магматической ассоциации // Петрология, 2006, т. 14, № 1, с. 4—24.

**Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Коршунов А.М., Великославинский С.Д., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В.** Возраст и тектоническое положение гранитов и вулканитов восточного окончания Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса // ДАН, 2011, т. 441, № 3, с. 363—368.

**Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Яковлева С.З., Анисимова И.В.** Гранитоиды тукурингского комплекса Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского подвижного пояса: возраст и геодинамическая обстановка формирования // ДАН, 2014, т. 457, № 6, с. 692—697.

**Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Шатагин К.Н.** Источники архейских санукитоидов (высоко-Mg субщелочных гранитоидов) Карельского кратона: Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимические данные // Петрология, 2007, т. 15, № 6, с. 571—593.

**Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А.** Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск, Дальгеология, 1990, 215 с.

**Милай Т.А.** Геологическая карта СССР. М-б 1:200 000. Серия Становая. Лист N-51-X / Ред. Ю.К. Дзевановский. Л., ВСЕГЕИ, 1964.

**Неймарк Л.А., Ларин А.М., Яковлева С.З., Гороховский Б.М.** U-Pb возраст магматических пород Улканского грабена (юго-восточная часть Алданского щита) // ДАН, 1992, т. 323, № 6, с. 1152—1156.

**Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О.** Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология, 1999, т. 18, № 5, с. 24—43.

**Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бодарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У.Дж., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х.** Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22, № 6, с. 7—41.

**Петрук Н.Н., Козлов С.А.** Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:100 000. Третье поколение. Серия Дальневосточная. Лист N-51 (Сковородино) / Ред. А.С. Вольский. СПб., ВСЕГЕИ, 2009.

**Поляков Г.В., Изох А.Э., Кривенко А.П.** Платиноносные ультрамафит-мафитовые формации подвижных поясов Центральной и Юго-Восточной Азии // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (12), с. 1227—1241.

**Пономарчук В.А., Лебедев Ю.Н., Травин А.В., Морозова И.П., Киселева В.Ю., Титов А.Т.** Применение тонкой магнитно-сепарационной технологии в K-Ar, <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar, Rb-Sr методах датирования пород и минералов // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (1), с. 55—64.

**Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Суханов М.К., Яковлева С.З., Ковач В.П., Бережная Н.Г., Толкачев М.Д.** Каларский анортозит-чарнокитовый комплекс (Алдано-Становой щит): возраст и тектоническое положение // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2004, т. 12, № 3, с. 3—11.

**Сережников А.Н., Волкова Ю.Р.** Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:1 000 000. Третье поколение. Серия Дальневосточная. Лист N-52 (Зея) / Ред. А.С. Вольский. СПб., ВСЕГЕИ, 2007.

**Стриха В.Е., Кошеленко В.В.** Лукиндинский дунит-троктолит-габбровый массив Верхнего Приамурья: новые геологические, геохронологические и геохимические данные // ДАН, 2015, т. 461, № 5, с. 563—568.

**Травин А.В., Юдин Д.С., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Колотилина Т.Б.** Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия, 2009, т. 11, с. 1181—1199.

**Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М., Рейков М., Лю Д.И., Ларионов А.Н., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А.** Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1249—1276.

**Щека С.А.** Петрология и рудоносность никеленосных дунито-троктолитовых интрузий Станового хребта. М., Наука, 1969, 134 с.

**Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.** Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1305—1320.

**Baksi A.K.** Reevaluation of plate motion models based on hotspot tracks in the Atlantic and Indian oceans // J. Geol., 1999, v. 107, p. 13—26.

**Berger B.W., York D.** Geothermometry from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating experiments // Geochim. Cosmochim. Acta, 1981, v. 45, p. 795-811.

**Faure G.** Principles of isotope geology. New York, Chichester, Brisbane, Toronto, Singapore, John Wiley & Sons, 1986, 589 p.

**Fleck R.J., Sutter J.F., Elliot D.H.** Interpretation of discordant  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica // Geochim. Cosmochim. Acta, 1977, v. 41, p. 15—32.

**Gustafson L.B., Orquera W., McWilliams M., Castro M., Olivares O., Rojas G., Maluenda J., Mendez M.** Multiple centers of mineralization in the Indio Muerto District, El Salvador, Chile // Econ. Geol., 2001, v. 96, p. 325—350.

**Husain L., Schaeffer O.A.** Lunar volcanism: age of the glass in the Apollo 17 orange soil // Science, 1973, v. 80, p. 1359—1360.

**Jahn B.M., Litvinovsky B.A., Zandvilevich A.N., Reichow M.** Peralkaline granitoid magmatism in the Mongolian-Transbaikalian Belt: evolution, petrogenesis and tectonic significance // Lithos, 2009, v. 113, p. 521—539.

**Ludwig K.R.** Isoplot/EX version 3.0, A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2003.

**Söderlund U., Johansson L.** A simple way to extract baddeleyite ( $\text{ZrO}_2$ ) // Geochem. Geophys. Geosyst., 2002, v. 3, № 2, p. 1—7.

**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. 42. Blackwell Scientific Publ., 1989, p. 313—346.

**Thirlwall M.F.** Long-term reproducibility of multicollector Sr and Nd isotope ratio analysis // Chem. Geol.: Isot. Geosci. sec., 1991, v. 94, № 2, p. 85—104.

**York D.** Least-squares fitting of a straight line with correlated errors // Earth Planet. Sci. Lett., 1969, v. 5, p. 320—324.

*Рекомендована к печати 18 декабря 2017 г.  
А.Э. Изохом*

*Поступила в редакцию 12 апреля 2017 г.,  
после доработки — 13 ноября 2017 г.*