

## ПОЗДНЕНЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ БАЙКАЛО-МУЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА, ОФИОЛИТОВЫЕ И ПОСТОФИОЛИТОВЫЕ ПЛАГИОГРАНИТЫ

© 2021 г. А. В. Сомсикова<sup>a,b,\*</sup>, Ю. А. Костицын<sup>a</sup>, А. А. Федотова<sup>b</sup>, А. А. Разумовский<sup>b</sup>,  
Е. В. Хаин<sup>b</sup>, О. В. Астраханцев<sup>a</sup>, В. Г. Батанова<sup>a,c</sup>, М. О. Аносова<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, ул. Косыгина, 19, Москва, 119991 Россия

<sup>b</sup>Геологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, Москва, 119017 Россия

<sup>c</sup>Université Grenoble Alpes, Institute Science de la Terre (ISTerre), CNRS, Grenoble, F-38041 France

\*e-mail: [alinaorlova87@gmail.com](mailto:alinaorlova87@gmail.com)

Поступила в редакцию 28.02.2019 г.

После доработки 10.07.2020 г.

Принята к публикации 10.07.2020 г.

Исследованы три разновозрастные серии жильных и дайковых тел гранитоидов Байкало-Муйского складчатого пояса. Две из них ассоциируют с супрасубдукционными офиолитами Среднемамаканского комплекса восточной ветви складчатого пояса, представляя плагиограниты офиолитового комплекса и первые постофиолитовые плагиограниты. В западной части Байкало-Муйского складчатого пояса изучены породы гипабиссального комплекса тоналитов-плагиогранитов-лейкогранитов Кичерской зоны. Состав и изотопно-геохимические характеристики ( $\epsilon_{Nd}(T) = -0.9; -1.3$ ) плагиогранитов из жильных тел мощностью не более 60 см, и величины  $\epsilon_{Nd}(T) (-1.8...+0.2)$  вмещающих лейкократовых полосчатых габбро в Среднемамаканском офиолитовом комплексе, согласуются с ранее установленной супрасубдукционной природой офиолитовой ассоциации. Система даек тоналитов и плагиогранитов постофиолитовой магматической серии пересекает дунит-пироксенит-габбровую полосчатую серию Среднемамаканских офиолитов восточной части Байкало-Муйского складчатого пояса. По высоким Sr/Y отношениям и низким концентрациям Y и тяжелых редкоземельных элементов установлена их принадлежность к адакитовым сериям. Методом лазерной абляции (LA-ICP-MS) определен возраст кристаллизации циркона постофиолитовых плагиогранитов,  $629 \pm 5$  млн лет. Sm-Nd изотопно-геохимические характеристики плагиогранитоидов ( $\epsilon_{Nd}(T) = +2.5; +4.0$ ) в комплексе с геохимическими данными подтверждают их происхождение вследствие частичного плавления мафитового субстрата, отвечающего неопротерозойской коре океанического типа. В Кичерской зоне западной части Байкало-Муйского складчатого пояса гранитоиды с геохимическими признаками адакитов входят в дифференцированную от тоналитов до лейкогранитов серию пород гипабиссального комплекса, не имеющего прямой пространственной связи с однозначно интерпретируемыми офиолитовыми ассоциациями. Состав и Sm-Nd изотопно-геохимические характеристики этих пород ( $\epsilon_{Nd}(T) = +3.2...+7.1$ ) указывают на неоднородность преимущественно ювенильной неопротерозойской коры островодужного или океанического типа, испытавшей частичное плавление на рубеже  $595 \pm 5$  млн лет.

**Ключевые слова:** плагиограниты, адакиты, офиолиты, эволюция вещества, геохронология, циркон, неопротерозой, Байкало-Муйский складчатый пояс, Центрально-Азиатский складчатый пояс

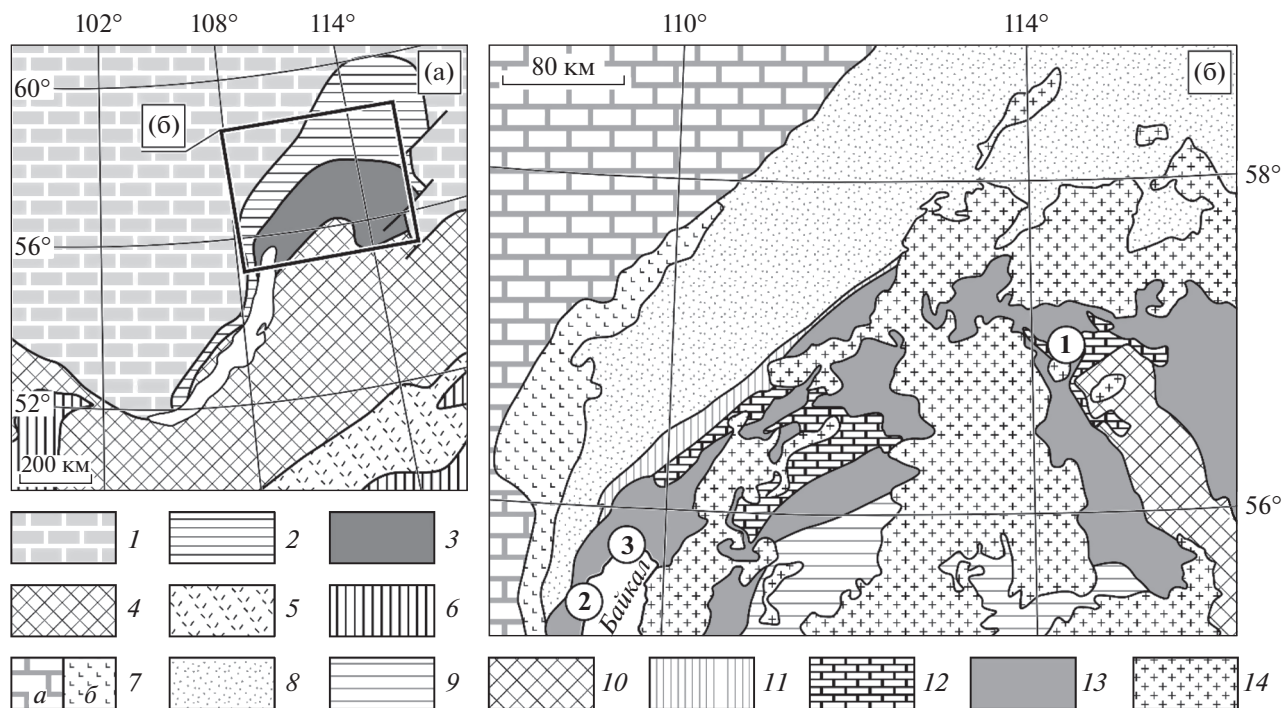
DOI: 10.31857/S0016752521010106

### ВВЕДЕНИЕ

Во многих офиолитовых комплексах присутствуют плагиограниты, которые традиционно считаются конечным продуктом дифференциации мафитовых магм (Колман, 1979; Савельева и др., 2008). Гранитоидные дериваты часто внедрены в габброиды, в ряде случаев они образуют небольшие интрузивные штоки или отдельные дайки внутри комплекса долеритовых параллельных даек (Хаин и др., 2008; Рязанцев и др., 201; Furnes,

Dilek, 2017). На примере современных спрединговых хребтов и офиолитовых комплексов разработана модель формирования магм кислого состава при частичном плавлении гидротермально измененных базальтов и габброидов (Силантьев и др., 2014; Furnes, Dilek, 2017).

Вместе с тем, известны случаи внедрения интрузий лейкократовых пород после становления офиолитовых комплексов. В этих ситуациях возможно образование адакитов – гранитоидов с



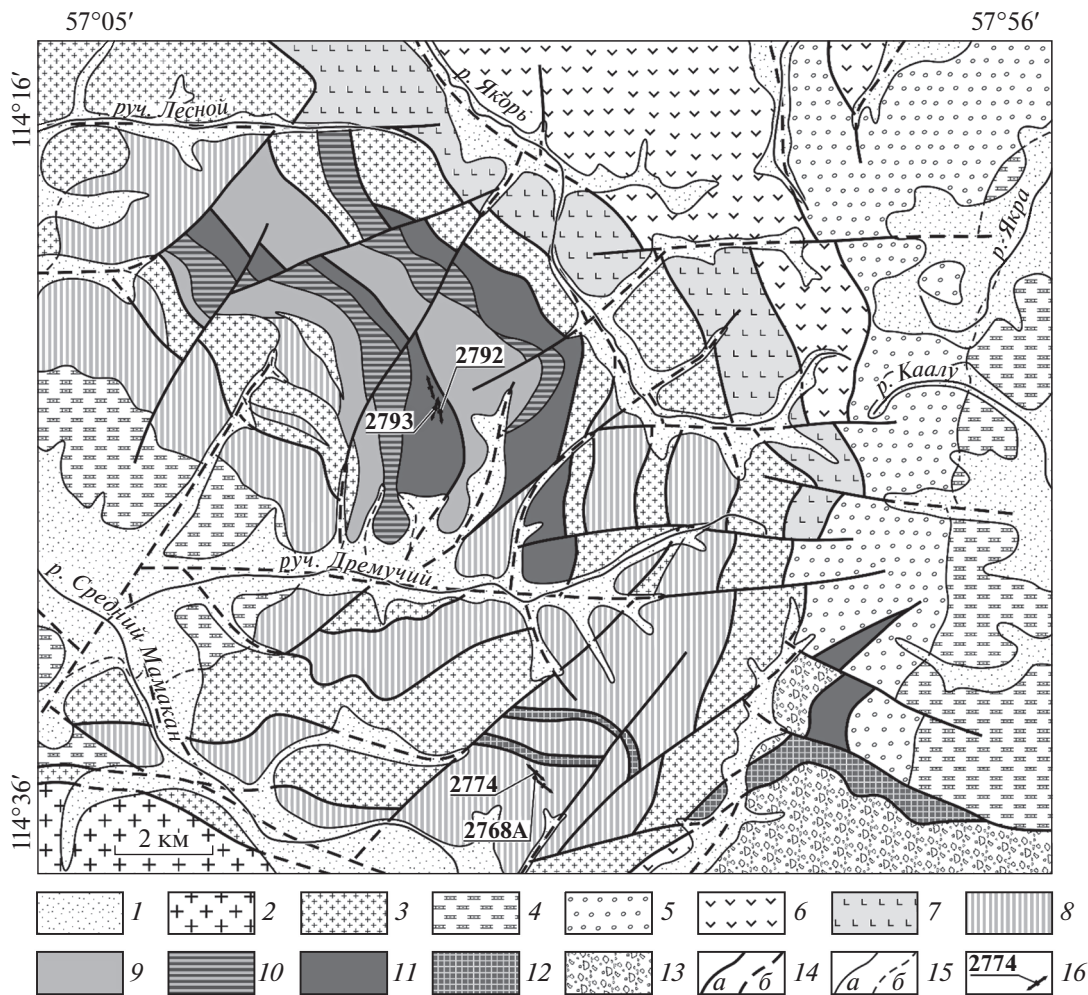
**Рис. 1.** Положение объектов исследования в геологической структуре региона. а – Тектоническая схема южного обрамления Сибирской платформы. Составлена по данным: (Парфенов и др., 2003; Parfenov et al., 2010). б – Схема геологического строения Северного Прибайкалья и Забайкалья. Составлена по данным: (Конников и др., 1999; Федотова и др., 2014) с изменениями. 1 – Сибирская платформа; 2 – Байкало-Патомский пояс; 3 – Байкало-Муйский пояс; 4 – Енисей-Забайкальский пояс; 5 – Монголо-Охотский пояс; 6 – Тувино-Монгольский и Аргунский супертеррейны; 7 – Сибирская платформа: а – чехол, б – фундамент – Ачитканский вулcano-плутонический пояс; 8 – Байкало-Патомский пояс; 9 – Котерская зона – вулканогенно-осадочные комплексы котерской и горбылокской свит; 10–13 – Байкало-Муйский пояс: 10 – Муйский блок; 11 – Сыннырская рифтогенная структура, 12 – венд-нижнекембрийские карбонатные комплексы, 13 – магматические и метаморфические комплексы Байкало-Муйского пояса, нерасчлененные; 14 – палеозойские гранитоиды. Цифрами в кружочках отмечены районы работ: 1 – Среднемамаканский массив, 2 – междуречье рек Слюдянка – Рель, 3 – прибрежная часть северной оконечности оз. Байкал, между м. Курла (СВ окраина г. Северобайкальск) и р. Туркин.

определенными геохимическими характеристиками (высокоглиноземистые, натровые породы с высоким содержанием Sr и низкими концентрациями Y и тяжелых лантаноидов). Их происхождение связывают с частичным плавлением мафитового субстрата, при котором гранат и (или) амфибол являются реститовыми фазами (Drummond et al., 1996; Туркина, 2002; Лучицкая, 2002; Condie, 2005; Martin et al., 2005; Ефремов, 2010). Возможность образования адакитов ограничена узким диапазоном условий. Это делает адакиты важным геодинамическим репером, указывающим на возраст частичного плавления мафитовой части литосферы океанического типа в глубинных частях зон субдукции (Defant, Drummond, 1990; Defant, Kεpezhinskas, 2001 и др.) либо на плавление в нижней части мощной континентальной коры над зоной субдукции (Petford, Atherton, 1996), или вне действующей субдукционной системы (Xu et al., 2002 и др.).

Определение соотношений плагиогранитов с породами офиолитового комплекса, их индикаторных геохимических и изотопных параметров,

возраста, состава источника и генезиса плагиогранитов, позволяет восстановить историю геологических процессов в палеообластях конвергентных границ плит.

Решение этих задач выполняется на примере Среднемамаканского офиолитового комплекса (Конников, Цыганков, 1992; Конников и др., 1994; Переляев, 2003; Цыганков, 2005), расположенного в Каралон-Мамаканской зоне восточной части Байкало-Муйского складчатого пояса (рис. 1, 2). Типичный набор пород офиолитовой ассоциации вскрывается в тектонических линзах, пластинах (покровах) в западной части Средне-Витимской горной страны в пределах Мамаканского блока Каралон-Мамаканской зоны. “Все они локализируются в Якорно-Каалинской сутурной зоне, являющейся аналогом и западным продолжением Янгудо-Парамского сдвигово-надвигового “шва” (Переляев, 2003, стр. 7). К основанию разреза относятся гипербазиты и серпентиниты Каалинского “массива”, расположенного на водоразделе



**Рис. 2.** Схема геологического строения Среднемамаканского офиолитового массива. Составлена по данным: (Переляев, 2003; Станевич, Переляев, 1997). 1 – четвертичные аллювиально-пролювиальные отложения; 2 – палеозойские гранитоиды; 3 – вендские граниты, гранодиориты, диориты лесного комплекса; 4 – венд-кембрийские карбонатно-обломочные породы; 5 – рифей-вендские грубообломочные граувакки; 6 – рифей-вендская вулканогенно-осадочная Якорная серия; 7–12 – Среднемамаканская офиолитовая ассоциация: 7 – габбро-долериты, долериты (жилы и дайки), базальты, кремни, 8 – амфиболовое габбро, габбро, частично силицитизированное, 9 – габбронориты, габбро, 10 – оливинные меланогаббро, габбронориты, габбро, 11 – верлиты, дуниты, оливинные меланогаббро, троктолиты, 12 – дунит-гарцбургитовый комплекс; 13 – тектонический (терригенный, полимиктовый) меланж; 14 – разломные нарушения: а – достоверные, б – предполагаемые; 15 – геологические границы: а – достоверные, б – предполагаемые; 16 – жилы гранитоидов (вне масштаба), места отбора и номера проб: плагиограниты 2768А (N56°57,17' E114°26,74'), 2774 в составе Среднемамаканской офиолитовой ассоциации (коорд. также приведены ранее (Kröner et al., 2015)); тоналиты 2792 (N 57°01,020' E 114°23,885'), плагиограниты 2793 (N 57°01,056' E 114°23,875'; координаты приведены в системе Пулково 1942), из даек в верховьях руч. Дремучий, секущих дунит-пироксенит-габбровый полосчатый комплекс Среднемамаканской офиолитовой ассоциации.

рек Каалу и Средний Мамакан. Перидотиты и габбро расслоенного комплекса вскрываются в пределах Среднемамаканского “массива”, занимающего территорию более 100 км<sup>2</sup> в междуречье Среднего и Правого Мамакана (рис. 2). Для Среднемамаканского “массива” одноименного офиолитового комплекса ранее получены оценки возраста:

1) по минеральной изохроне для лейкократовых габброноритов (OPx, CPx, Pl), равная 704 ± 71 млн лет (Рыцк и др., 2001),

2) по изохроне по четырем образцам пород из одного ритма расслоенной серии (клинопироксениты, габброиды, в том числе лейкократовые габбронориты, содержащие минералы приведенного выше изохронного определения), равная 774 ± 67 млн лет (Рыцк и др., 2001);

3) по циркону (данные SHRIMP) из двух рассматриваемых ниже даек плагиогранитов Мамаканской офиолитовой ассоциации, 640 ± 4 и 650 ± 6 млн лет (Kröner et al., 2015).

Породы Среднемамаканского “массива” отнесены Е.Ю. Рыцком с соавторами к этапу формирования расслоенных плутонов 0.7–0.8 млрд лет назад (Рыцк и др., 2007). Вместе с тем, Среднемамаканская офиолитовая ассоциация, включающая одноименный “массив” и “массив” Каалу (далее: массивы, традиционно выделяемые элементы строения складчатого пояса с интрузивными или тектоническими контактами), интерпретируется как реликт коры окраинного моря (Станевич, Переляев, 1997; Переляев, 2003) или ультрамафит-мафитовый массив островодужного типа (Цыганков, 2005).

Объектом исследования являются плагиограниты, которые находятся в секущих взаимоотношениях с породами дунит-пироксенит-габбровой полосчатой серии Среднемамаканского офиолитового комплекса. Для сравнения приведены данные, полученные в результате изучения плагиогранитов, входящих в состав Среднемамаканской офиолитовой ассоциации, и гранитоидных даек Кичерской зоны западной части Байкало-Муйского пояса, по геохимическим характеристикам отвечающих адакитам (рис. 1, 3).

#### ДАЙКИ ПОЗДНЕНЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ В СТРУКТУРЕ БАЙКАЛО-МУЙСКОГО ПОЯСА

В Байкало-Муйском складчатом поясе выделяются несколько зон развития неопротерозойских островодужных метавулканитов и офиолитовых комплексов (рис. 1), ассоциирующих с разновозрастными габброидами, гранитоидами и осадочными породами (Клитин и др., 1975; Добрецов, 1983, Цыганков, 1998). Эти зоны граничат с комплексами неопротерозойского палеобассейна, формировавшегося на краю Сибирской платформы (рис. 1).

Наиболее широким распространением метавулканиты и породы офиолитовой ассоциации пользуются в Мамаканском и Таллаинском блоках Каралон-Мамаканской зоны на востоке (Dobretsov et al., 1992; Конников и др., 1999; Рыцк и др., 2001) и в Кичерской на западе Байкало-Муйского складчатого пояса (Конников и др., 1999, Цыганков А.А., 2005 и др.). В Каралон-Мамаканской зоне метавулканиты представлены вулканогенно-осадочными породами каралонской и якорной толщ, в северной части зоны (Мамаканском блоке) находятся ультрамафиты, мафиты и метавулканиты Среднемамаканского офиолитового комплекса (Dobretsov et al., 1992; Конников и др., 1999; Станевич, Переляев, 1997; Переляев, 2003).

Изученные плагиограниты поздненеопротерозойских даек слагают 1) небольшие (мощностью до 60 см) жильные тела в габброидах Среднемамаканской офиолитовой ассоциации, 2) протя-

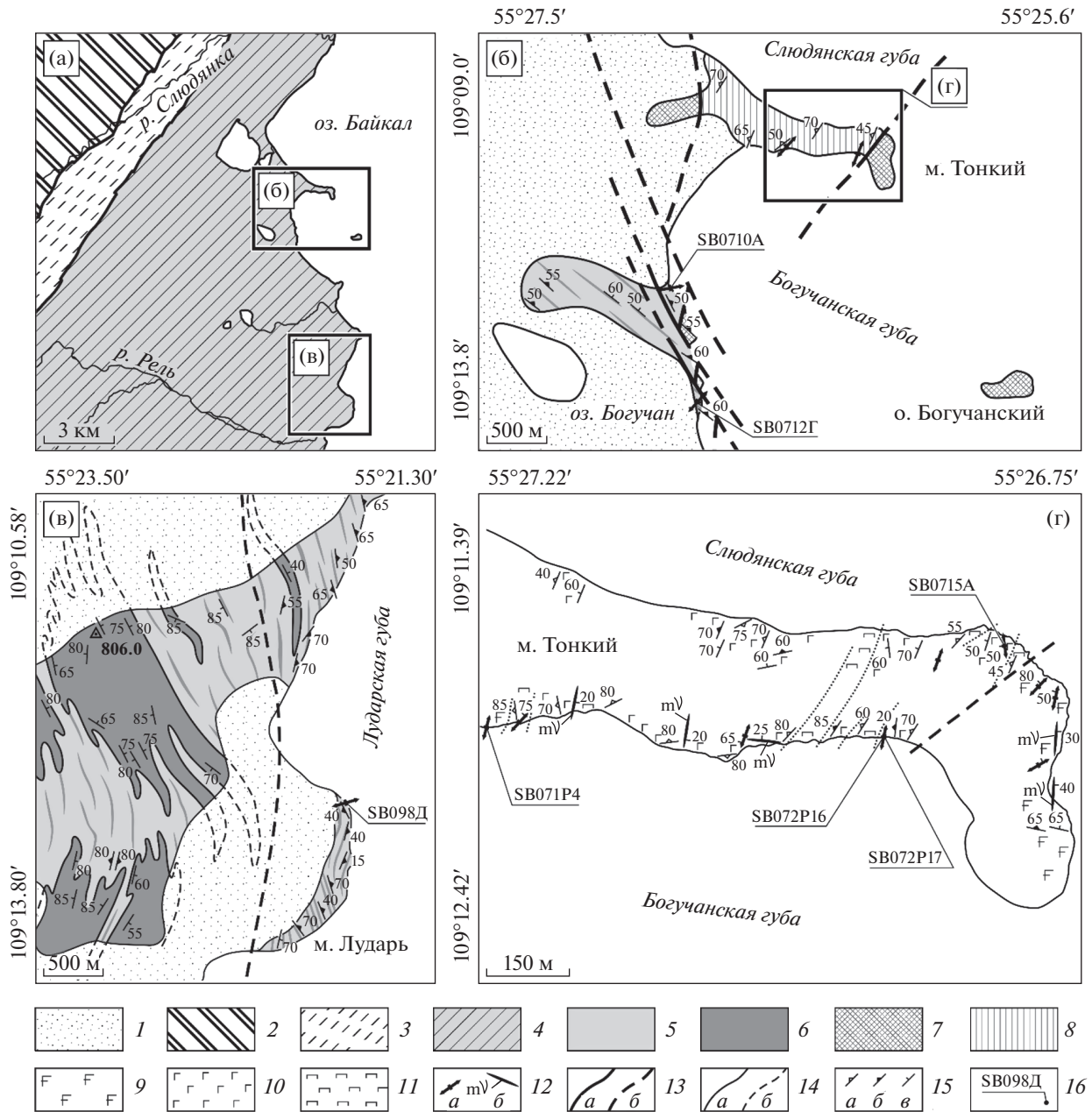
женные дайки мощностью до 40 м (прослеживаются не менее, чем на 350 м), секущие дунит-клинопироксенит-габбровый полосчатый комплекс Среднемамаканских офиолитов восточной части Байкало-Муйского пояса, а также 3) дайки и жильные тела тоналитов-плагиогранитов гипабиссального комплекса Кичерской зоны западной части Байкало-Муйского пояса. Время кристаллизации даек гранитоидов, секущих породы Среднемамаканского массива, определяет верхнюю возрастную границу формирования Среднемамаканского офиолитового комплекса.

При проведении геологосъемочных работ первоначально все развитые в пределах Среднемамаканского массива гранитоиды выделялись как раннепротерозойские гнейсограниты и граниты муйского комплекса (Тихонов, 1957). Позднее, данные образования выделялись как лесной комплекс раннекембрийского ( $556 \pm 16$  млн лет) возраста (Срывцев и др., 1992; Переляев, 2003). На геологических картах нового поколения изученные нами гранитные тела отнесены к мезозойским гранит-порфирам аглан-янского комплекса (Владимиров, Коробейников, 2004).

Плагиограниты с возрастом кристаллизации  $645 \pm 10$  млн лет, входящие в состав Среднемамаканского офиолитового комплекса Каралон-Мамаканской зоны восточной части Байкало-Муйского пояса (рис. 2), образуют небольшие жилы, секущие лейкократовое расслоенное габбро, и обнажаются в верховьях одного из правых притоков реки Средний Мамакан (Kröner et al., 2015). Мощность жил этих плагиогранитов составляет от 15 до 40 см (образец 2768А) (табл. 1) и 60 см (образец 2774) (табл. 1) соответственно, расстояние между ними – около 25 м.

Дайки гранитоидов (образцы 2792 и 2793) (табл. 1), секущие дунит-клинопироксенит-габбровую полосчатую серию Среднемамаканского комплекса изучены в Каралон-Мамаканской зоне восточной части Байкало-Муйского пояса (рис. 2). Мощность даек составляет 35–40 м. Контакты тел гранитоидов с породами дунит-пироксенит-габбрового комплекса четкие, дайки расположены практически под прямым углом к магматической полосчатости. Для одного из образцов проведено U-Pb изотопное изучение циркона (табл. 2), для гранитоидов даек получены Sm-Nd изотопные данные (табл. 3).

Гипабиссальный комплекс тоналитов-плагиогранитов Кичерской зоны западной ветви Байкало-Муйского пояса (рис. 3) изучался на примере наиболее обнаженной ее части, междуречья Слюдянка – Рель. Этот комплекс подробно описан в работе (Федотова и др., 2014). Гранитоиды слагают серию даек и морфологически разнообразных жильных тел, секущих метаморфические породы гранулитовой фации в северо-западной части Бо-



**Рис. 3.** Геологическое строение западного берега оз. Байкал между губой Слюдянская и Лударская: а – обзорная схема; б, в, г – схемы геологического строения междуречья Слюдянка – Рель с использованием данных (В.П. Сафронов, А.И. Трепалин, В.И. Смолькин и др., 1969 г.) и (Конников и др., 1999) по (Федотова и др., 2014) с изменениями. 1 – четвертичные отложения нерасчлененные (аллювиальные, пролювиальные, делювиальные, лимнические, ледниковые, водно-ледниковые): глины, сунглинки, супеси, пески, галька, щебень, валуны, глыбы; 2 – образования Олоkitской зоны нерасчлененные: зеленые сланцы, амфиболиты, известняки, гнейсы; 3 – тектониты: милониты, бластомилониты; 4–12 – неопроterозойские образования Байкало–Муйского пояса: 4 – нерасчлененные; 5 – двупироксеновые кристаллосланцы, амфиболиты, амфиболлизированные габбро; 6 – лейкократовые кристаллосланцы, эндрериты, чарнокиты; 7 – габбро, амфиболовые габбро, нерасчлененные; 8 – габбро, габбронориты, оливиновое габбро, троктолиты, перидотиты, пироксениты, нерасчлененные; 9 – амфиболовые габбро; 10 – габбро, габбронориты, оливиновое габбро, троктолиты; 11 – перидотиты, пироксениты; 12 – жилы и дайки вне масштаба: а – комплекса гранодиоритов–лейкогранитов, редко гранатовых плагиогранитов, б – меланогаббро; 13 – разрывные нарушения: а – достоверные, б – предполагаемые; 14 – геологические границы: а – достоверные, б – предполагаемые; 15 – элементы залегания: а – первичной минеральной полосчатости (магматической), б – метаморфической полосчатости, в – контактов геологических тел, минеральной уплощенности (сланцеватости); 16 – места отбора и номера проб. Примечание: координаты проб, отобранных за рамкой рис. 3а (см. район работ 3 на рис. 1): 2965 – плагиогранит из жилы гранитоидов с гранатом, отобран в техногенной осипи под коренным обнажением (N55°39,39' E109°22,04'); коренные выходы в руч. Туркин: 2962, гнейсовидный лейкогранит (N55°44,32' E109°29,31') и 2963, лейкогранит (N55°44,54' E109°28,92)

**Таблица 1.** Содержание петрогенных оксидов (мас. %) и редких (г/т) элементов в: 1 – гранитоидах из даек и жил Кичерской зоны западной части Байкало-Муйского пояса; 2 – в дайках плаггиогранитов, секущих породы лунит-пироксенит-габровый полосчатой серии Среднемамаканского офиолитового комплекса восточной части Байкало-Муйского пояса; 3 – в плаггиогранитах Среднемамаканского офиолитового комплекса

Компонент	Группа																
	1																
	2963	SB0715A	2962	2810	SB072R16	SB071R4	SB0710A	SB098D	2965	SB0712G	SB072R17	2793	2792	2768A	2774		
SiO <sub>2</sub>	75.16	74.69	74.51	74.15	73.91	72.49	71.90	71.15	70.88	68.44	65.01	74.10	67.63	73.99	72.57		
TiO <sub>2</sub>	0.05	0.05	0.06	0.02	0.15	0.20	0.18	0.34	0.09	0.38	0.43	0.10	0.27	0.16	0.21		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.50	15.70	14.50	17.12	13.50	13.82	15.24	13.87	20.46	15.70	16.90	14.87	18.31	14.83	14.92		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.17	0.54	0.41	0.09	0.87	1.94	1.68	2.82	0.32	3.24	3.08	0.89	2.15	1.06	1.31		
MnO	0.02	0.02	0.01	0.05	0.03	0.06	0.03	0.03	0.01	0.04	0.05	0.02	0.03	0.01	0.02		
MgO	0.09	0.10	0.07	0.10	0.80	0.60	0.68	1.06	0.10	1.69	2.55	0.35	0.85	0.41	0.60		
CaO	0.93	0.48	0.87	1.34	1.93	2.11	2.80	2.45	1.07	5.16	5.03	1.73	2.71	1.08	0.77		
Na <sub>2</sub> O	4.13	7.93	3.80	5.64	4.03	4.21	4.25	3.26	6.31	3.90	4.76	6.08	5.67	6.29	7.39		
K <sub>2</sub> O	3.60	0.18	4.99	1.15	3.53	2.82	2.79	4.49	0.19	0.71	0.98	1.06	0.84	1.03	0.78		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.02	0.03	0.025	0.07	0.07	0.06	0.09	0.072	0.10	0.15	н.о.	0.11	н.о.	0.04		
п.п.п.	0.34	0.48	0.53	0.27	0.35	0.74	0.40	0.46	0.42	0.65	1.06	0.92	1.44	0.96	0.79		
Сумма	99.99	100.17	99.77	99.95	99.15	99.03	99.94	99.89	99.92	99.92	99.83	100.09	99.88	99.81	99.40		
Be	–	–	–	–	1.35	0.696	0.849	1.10	–	0.979	0.886	1.35	1.4	2.32	2.58		
V	–	–	–	–	5.79	4.64	6.31	24.9	–	36.4	40.1	6.84	–	18.3	15.3		
Cr	–	–	–	–	41.4	25.5	31.6	34.6	–	24.8	42.8	18.9	–	9.36	11.6		
Mn	–	–	–	–	216	410	133	201	–	236	331	87.6	–	110	108		
Co	–	–	–	–	1.22	2.01	1.55	4.16	–	6.76	9.49	1.64	–	2.20	2.14		
Zn	–	–	–	–	12.2	31.6	11.1	24.7	–	32.7	44.4	6.54	–	36.0	12.5		
Ga	–	–	–	–	15.1	17.1	17.0	13.1	–	17.8	18.2	16.4	17.9	19.9	20.3		
Rb	–	–	–	–	23.9	21.4	15.7	68.5	–	10.3	11.8	15.2	18.5	35.8	21.0		
Sr	–	–	–	–	265	274	190	337	–	398	582	487	679	214	180		
Y	–	–	–	–	6.83	6.66	3.57	6.41	–	4.36	4.28	3.42	2.2	4.29	7.24		
Zr	–	–	–	–	26	122	138	161	–	65	64	122	100	113	182		
Hf	–	–	–	–	0.90	3.37	3.07	3.39	–	1.36	1.52	3.24	2.4	3.56	4.93		
Nb	–	–	–	–	2.55	6.04	2.72	2.05	–	1.25	1.77	2.04	1.05	6.65	11.6		

Таблица 1. Окончание

Компонент	Группа														
	1							2							
	2963	SB0715A	2962	2810	SB072R16	SB071R4	SB0710A	SB098D	2965	SB0712G	SB072R17	2793	2792	2768A	2774
Cs	—	—	—	—	0.19	0.09	0.12	0.35	—	0.23	0.07	0.19	0.66	1.54	0.41
Ba	—	—	—	—	1116	881	304	1285	—	191	309	769	—	548	368
La	—	—	—	—	4.16	23.9	33.1	14.1	—	9.23	8.57	11.1	10.6	16.8	28.9
Ce	—	—	—	—	8.65	47.4	65.4	44.5	—	17.3	17.8	20.1	19	29.7	57.4
Pr	—	—	—	—	0.93	4.95	7.15	2.73	—	2.03	1.99	1.97	2.10	2.64	5.09
Nd	—	—	—	—	3.56	17.30	25.30	8.87	—	7.71	7.68	6.62	7.5	8.42	15.80
Sm	—	—	—	—	0.86	2.79	3.81	1.51	—	1.45	1.54	1.10	1.2	1.02	2.44
Eu	—	—	—	—	0.43	0.77	1.24	0.58	—	0.45	0.56	0.55	0.59	0.29	0.39
Gd	—	—	—	—	0.88	1.86	2.07	1.25	—	1.15	1.26	0.82	0.94	0.92	1.56
Tb	—	—	—	—	0.17	0.25	0.21	0.19	—	0.16	0.16	0.11	0.10	0.12	0.22
Dy	—	—	—	—	1.08	1.32	0.88	1.06	—	0.84	0.87	0.56	0.46	0.70	1.25
Ho	—	—	—	—	0.24	0.26	0.15	0.24	—	0.17	0.16	0.12	0.08	0.13	0.24
Er	—	—	—	—	0.71	0.71	0.41	0.82	—	0.42	0.43	0.36	0.23	0.44	0.68
Tm	—	—	—	—	0.13	0.11	0.06	0.14	—	0.06	0.06	0.06	0.03	0.05	0.11
Yb	—	—	—	—	0.88	0.76	0.43	0.99	—	0.40	0.42	0.38	0.24	0.46	0.69
Lu	—	—	—	—	0.15	0.14	0.09	0.19	—	0.07	0.07	0.06	0.06	0.08	0.11
Ta	—	—	—	—	0.805	0.278	0.091	0.153	—	0.200	0.318	0.138	—	0.591	0.850
Th	—	—	—	—	0.8	1.5	2.1	9.0	—	1.2	1.1	3.8	3.6	13.2	10.9
U	—	—	—	—	0.30	0.28	0.17	0.86	—	0.31	0.39	0.90	0.48	2.82	1.75
Sr/Y	—	—	—	—	38.8	41.1	53.2	52.6	—	91.3	136.0	142.4	308.6	49.9	24.9
(La/Lu) <sub>N</sub>	—	—	—	—	3.0	17.7	39.4	7.8	—	14.0	13.0	18.5	17.7	23.2	28.5
Yb <sub>N</sub>	—	—	—	—	2.4	5.0	5.6	3.4	—	3.1	3.4	2.2	2.5	2.5	4.2
Eu/Eu*	—	—	—	—	1.5	1.0	1.3	1.3	—	1.1	1.2	1.8	1.7	0.9	0.6

Примечания. SB072R17 — тоналиты, SB071P4, SB0710A, 2965 — плагиограниты, SB098D — гранит, SB0715A, 2810 — лейкоплагиограниты, SB072R16, 2962 — гнейсовые лейкограниты; 2963 — лейкограниты. Данные для образцов SB072R17, SB0712G, частично приводятся по (Федотова и др., 2014), для образцов 2768A и 2774 — по (Köglner et al., 2015). Обозначения: прочерк — содержание компонента не определялось, н.о. — компонент не обнаружен. Суммарное содержание железа пересчитано на Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

**Таблица 2.** Результаты U-Pb изотопного анализа (LA-ICP-MS) циркона тоналитов из дайки, секущей породы Среднемамаканского офиолитового комплекса (проба 2792)

Номер точки	Концентрации		Th/U	Изотопные отношения						Rho	Возраст (млн лет)		D, %
	Th, г/г	U, г/г		<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±1σ		<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±2σ	
I-01	1013	2497	0.41	0.0609	0.0007	0.861	0.013	0.1026	0.0014	0.70	629.9	16.5	-0.1
I-02	349	1205	0.29	0.0616	0.0007	0.869	0.013	0.1024	0.0014	0.70	628.5	16.1	-1.0
I-04	1474	2472	0.60	0.0635	0.0008	0.926	0.014	0.1058	0.0014	0.70	648.2	16.7	-2.6
I-08	431	1950	0.22	0.0625	0.0007	0.872	0.012	0.1013	0.0013	0.71	621.9	15.8	-2.3
I-09	1448	2149	0.67	0.0624	0.0009	0.916	0.015	0.1065	0.0015	0.69	652.4	17.3	-1.2
I-10	1940	4842	0.40	0.0618	0.0008	0.924	0.015	0.1084	0.0015	0.69	663.8	17.5	-0.1
I-12	107	291	0.37	0.0645	0.0015	0.896	0.022	0.1008	0.0016	0.64	619.3	18.2	-4.7
I-14	175	483	0.36	0.0623	0.0007	0.862	0.012	0.1004	0.0013	0.70	617.0	15.0	-2.3
I-15	2763	3770	0.73	0.0635	0.0007	0.923	0.013	0.1055	0.0014	0.70	646.4	15.9	-2.6
I-17	521	1321	0.39	0.0616	0.0007	0.873	0.013	0.1029	0.0014	0.70	631.5	16.1	-0.9
I-18	191	194	0.98	0.0624	0.0008	0.892	0.013	0.1037	0.0014	0.69	636.4	15.8	-1.8
I-19-1	476	1894	0.25	0.0615	0.0009	0.888	0.016	0.1048	0.0015	0.69	642.4	17.6	-0.4
I-19-2	481	1980	0.24	0.0611	0.0009	0.884	0.015	0.1049	0.0015	0.69	643.4	17.2	0.1
I-20	485	340	1.42	0.0635	0.0008	0.885	0.014	0.1011	0.0014	0.69	620.8	15.8	-3.6
II-01	29	111	0.26	0.0604	0.0009	0.840	0.012	0.1009	0.0010	0.62	619.9	12.0	0.1
II-04	293	756	0.39	0.0614	0.0007	0.852	0.010	0.1007	0.0010	0.64	618.6	11.4	-1.2
II-05	190	417	0.46	0.0626	0.0008	0.853	0.010	0.0987	0.0010	0.64	607.2	11.3	-3.0
II-10	744	1895	0.39	0.0636	0.0008	0.857	0.010	0.0977	0.0010	0.65	600.8	11.6	-4.4
II-12	297	705	0.42	0.0614	0.0007	0.862	0.010	0.1018	0.0010	0.65	624.9	11.6	-1.0
II-14-1	254	517	0.49	0.0626	0.0007	0.842	0.009	0.0976	0.0010	0.65	600.7	11.2	-3.2
II-14-2	277	526	0.53	0.0614	0.0007	0.834	0.011	0.0986	0.0012	0.70	606.4	14.6	-1.6
II-15	109	327	0.33	0.0620	0.0008	0.846	0.010	0.0990	0.0010	0.64	608.5	11.3	-2.2
II-16	97	333	0.29	0.0609	0.0007	0.858	0.010	0.1022	0.0010	0.64	627.4	11.7	-0.3
II-17-1	307	625	0.49	0.0663	0.0008	0.922	0.013	0.1008	0.0013	0.69	619.2	14.8	-6.7
II-17-2	1117	1657	0.67	0.0633	0.0007	0.890	0.010	0.1018	0.0010	0.65	625.1	11.9	-3.3
II-18-1	297	303	0.98	0.0605	0.0009	0.915	0.013	0.1096	0.0011	0.63	670.5	13.2	1.6
II-18-2	396	312	1.27	0.0622	0.0007	0.859	0.012	0.1002	0.0013	0.70	615.7	14.8	-2.2
II-19	501	1327	0.38	0.0607	0.0007	0.857	0.009	0.1023	0.0010	0.65	628.2	11.7	0.0
II-20-1	438	1018	0.43	0.0610	0.0007	0.824	0.011	0.0979	0.0013	0.70	602.4	14.7	-1.2
II-20-2	589	1288	0.46	0.0608	0.0008	0.905	0.011	0.1079	0.0011	0.65	660.8	12.9	0.9
III-01	223	847	0.26	0.0628	0.0012	0.868	0.018	0.1002	0.0013	0.63	615.9	14.8	-2.9
III-03	377	454	0.83	0.0617	0.0011	0.886	0.016	0.1041	0.0012	0.63	638.6	14.2	-0.9
III-04	744	1900	0.39	0.0639	0.0008	0.971	0.014	0.1102	0.0013	0.66	674.0	15.0	-2.2
III-05	216	676	0.32	0.0607	0.0007	0.855	0.012	0.1022	0.0013	0.70	627.2	15.7	-0.1
III-08-1	101	231	0.44	0.0603	0.0008	0.861	0.013	0.1035	0.0013	0.68	635.1	15.5	0.7
III-08-2	457	1436	0.32	0.0632	0.0008	0.903	0.012	0.1036	0.0011	0.65	635.6	13.0	-2.7
III-09-1	308	875	0.35	0.0612	0.0007	0.848	0.012	0.1005	0.0013	0.70	617.4	15.4	-1.0
III-09-2	931	1912	0.49	0.0613	0.0008	0.903	0.012	0.1067	0.0012	0.67	653.5	14.4	0.0
III-11-1	645	698	0.92	0.0623	0.0008	0.889	0.013	0.1035	0.0014	0.69	635.1	16.3	-1.7
III-11-2	295	926	0.32	0.0624	0.0008	0.891	0.012	0.1036	0.0011	0.65	635.4	13.4	-1.7
III-12	77	212	0.36	0.0618	0.0009	0.871	0.013	0.1022	0.0012	0.64	627.4	13.5	-1.4
III-14	78	391	0.20	0.0627	0.0008	0.911	0.014	0.1054	0.0014	0.69	646.2	16.3	-1.7



Таблица 2. Окончание

Номер точки	Концентрации		Th/U	Изотопные отношения						Rho	Возраст (млн лет)		D, %
	Th, г/г	U, г/г		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2\sigma$	
III-15	52	114	0.46	0.0637	0.0011	0.909	0.015	0.1034	0.0012	0.63	634.4	13.8	-3.4
III-16-1	40	48	0.82	0.0639	0.0014	0.905	0.020	0.1028	0.0012	0.61	631.1	14.2	-3.6
III-16-2	47	63	0.75	0.0612	0.0010	0.844	0.014	0.1001	0.0013	0.65	614.9	14.8	-1.0
III-18	146	445	0.33	0.0614	0.0008	0.846	0.013	0.0999	0.0013	0.69	614.2	15.5	-1.3
III-19-1	56	161	0.35	0.0623	0.0009	0.866	0.014	0.1008	0.0013	0.68	619.2	15.7	-2.2
III-19-2	252	382	0.66	0.0647	0.0008	0.915	0.012	0.1025	0.0011	0.65	629.2	12.8	-4.6
III-22	1642	3191	0.51	0.0616	0.0007	0.832	0.012	0.0981	0.0013	0.71	603.2	15.4	-1.9
III-23-1	229	420	0.55	0.0608	0.0008	0.858	0.014	0.1023	0.0014	0.69	627.9	16.3	-0.2
III-23-2	226	497	0.45	0.0638	0.0008	0.899	0.011	0.1021	0.0011	0.66	627.0	12.8	-3.7
III-27	232	1141	0.20	0.0613	0.0008	0.862	0.014	0.1020	0.0014	0.70	626.2	16.6	-0.8
III-29	104	306	0.34	0.0860	0.0010	1.233	0.017	0.1040	0.0013	0.70	638.0	15.2	-21.8
III-30-1	191	284	0.67	0.0614	0.0009	0.886	0.013	0.1045	0.0012	0.64	640.7	14.0	-0.5
III-30-2	196	285	0.69	0.0615	0.0008	0.879	0.014	0.1037	0.0014	0.69	636.3	16.5	-0.7
III-31	239	601	0.40	0.0610	0.0008	0.860	0.013	0.1024	0.0014	0.70	628.5	16.4	-0.3
III-32	235	366	0.64	0.0605	0.0008	0.905	0.014	0.1085	0.0014	0.69	664.1	16.6	1.5
III-37	244	985	0.25	0.0624	0.0009	0.936	0.013	0.1089	0.0012	0.64	666.5	14.0	-0.7
III-38	390	912	0.43	0.0619	0.0008	0.875	0.013	0.1025	0.0014	0.70	629.3	16.5	-1.4
III-46-1	322	274	1.18	0.0627	0.0009	0.868	0.012	0.1005	0.0011	0.64	617.2	12.6	-2.8
III-46-2	110	592	0.19	0.0608	0.0008	0.849	0.013	0.1013	0.0014	0.69	622.3	16.1	-0.3
III-47-1	226	276	0.82	0.0617	0.0008	0.854	0.013	0.1005	0.0013	0.70	617.2	15.8	-1.6
III-47-2	302	313	0.96	0.0631	0.0010	0.859	0.014	0.0986	0.0011	0.63	606.3	13.2	-3.7
III-48	322	319	1.01	0.0618	0.0008	0.886	0.012	0.1039	0.0011	0.64	637.2	12.9	-1.1
III-49	224	255	0.88	0.0603	0.0008	0.854	0.014	0.1027	0.0014	0.69	630.1	16.3	0.5

Примечания. Rho – коэффициент корреляции погрешностей изотопных отношений  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  и  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ; D – степень discordантности.

Таблица 3. Sm-Nd изотопные данные для гранитоидов Кичерской зоны западной части Байкало-Муйского пояса (1); плагиигранитов из даек, секущих породы дунит-пироксенит-габбровой расслоенной серии Среднемамаканского офиолитового комплекса восточной части Байкало-Муйского пояса (2) и плагиигранитов Среднемамаканского офиолитового комплекса (3)

Образец	Группа	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T) \pm 2\sigma$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ , млрд лет
2963	1	0.54	1.97	0.1654	$0.512818 \pm 25$	$+5.9 \pm 0.3$	0.92
2962		1.27	5.82	0.1319	$0.512575 \pm 04$	$+3.8 \pm 0.1$	1.00
SB072R16		2.43	16.68	0.0879	$0.512554 \pm 19$	$+6.7 \pm 0.5$	0.67
SB098D		1.42	8.51	0.1013	$0.512428 \pm 09$	$+3.2 \pm 0.3$	0.92
2965		1.45	6.92	0.127	$0.512711 \pm 20$	$+6.8 \pm 0.5$	0.70
SB0712G		0.92	4.82	0.1153	$0.512556 \pm 13$	$+4.7 \pm 0.3$	0.86
SB072R17		1.72	9.5	0.1093	$0.512657 \pm 17$	$+7.1 \pm 0.4$	0.66
2793	2	1.34	8.07	0.1004	$0.512388 \pm 04$	$+2.5 \pm 0.1$	0.97
2792		1.12	6.77	0.1004	$0.512466 \pm 06$	$+4 \pm 0.1$	0.87
2768A	3	1.48	10.8	0.0831	$0.512145 \pm 11$	$-0.9 \pm 0.2$	1.13
2774		1.47	8.52	0.1046	$0.512209 \pm 12$	$-1.3 \pm 0.2$	1.26

Примечания. Модельные параметры: однородный хондритовый резервуар (CHUR)  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ ; обедненный мантийный резервуар (DM)  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513099$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2119$ . T = 600 млн лет.

гучанской губы, чередование амфиболитов и плагиогнейсов в районе ручья Туркин, а также габброиды массива Курлинский, троктолиты и габбро расслоенного комплекса Тонкого мыса. Например, гранитоиды, интрузирующие пироксенит-троктолит-габбровый комплекс массива Тонкий мыс, образуют как мелкие ветвящиеся жилы размером 1–50 см, так и относительно протяженные тела мощностью от 0.3–0.6 м до 16–18 м. Состав и изотопные характеристики Sm и Nd тоналит-плагиогранитного комплекса рассматриваются на примере 11 образцов даек и небольших жильных тел (табл. 1, 3).

### МЕТОДЫ АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Анализ пород на главные компоненты выполнен на рентгенофлуоресцентном спектрометре AXIOS Advanced в ГЕОХИ РАН и на рентгенфлуоресцентном спектрометре S4 Pioneer в лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН. Содержания элементов-примесей определялось методом ICP-MS в отделе научно-производственных аналитических работ ИМГРЭ, подготовка проб к анализу проведена методом сплавления и микроволнового разложения.

Для геохронологического исследования выделен циркон из пробы плагиогранитов весом около 5 кг по стандартной методике с использованием флотационного столика, электромагнитной сепарации и тяжелых жидкостей в лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН. Из пробы плагиогранитов извлечено около 200 зерен циркона (0.01 г). Для изотопно-геохронологического исследования отобраны зерна из размерной фракции от 70 до 120 мкм. Кристаллы циркона запечатаны в эпоксидную смолу, поверхность шашки сошлифована до появления зерен, затем отполирована. Катодолюминесцентная съемка зерен минерала проводилась на микроанализаторе JEOL JXA-8230 с панхроматической катодолюминесцентной приставкой Hamamatsu photonics K.K. PMT R955P в Институте наук о Земле Университета Гренобль Альпы, г. Гренобль. Изображения кристаллов циркона получены с ускоряющим напряжением 10 киловольт (kV) и силой тока электронного пучка 7 наноампер ( $nA = 10^{-9} A$ ), время сканирования 10 мс. Снимки позволили изучить внутреннее строение зерен, дающее информацию о вероятном происхождении циркона, найти неповрежденные участки кристаллов, в которых выбраны места для аналитических исследований.

Локальные исследования изотопной U-Pb системы циркона из пробы тоналитов и анализ Sm-Nd системы гранитоидов выполнены в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ГЕОХИ РАН. U-Pb изотопное геохронологическое изуче-

ние циркона проводилось методом LA-ICP-MS на масс-спектрометре Element-XR с ионизацией в индуктивно-связанной плазме с лазерной приставкой UP-213 по методике (Костицын, Аносова, 2013). В качестве стандартов использованы цирконы GJ (Jackson et al., 2004) и 91500 (Weidnbeck et al., 1995). При обработке полученных данных использовалась программа Glitter (van Achterbergh et al., 2001). Построение диаграммы с конкордией и расчет возраста при помощи модели с дискордией производились с использованием программного пакета Isoplot (Ludwig, 2012).

Sm-Nd изотопные исследования гранитоидов проводились по стандартной методике. Для анализа использовались навески около 0.03 г. Разложение проб проводилось в герметично закрытых фторопластовых виалах в смеси плавиковой и азотной кислот (5 : 1 соответственно) на шейкере при инфракрасном подогреве лампами в течение трех суток. После выпаривания к сухому остатку трижды добавлялось по 1 мл концентрированной соляной кислоты с последующим выпариванием. На первом этапе на фторопластовых колонках с ионнообменной смолой DowexW 50 × 8 выделялись Rb, Sr и фракция редкоземельных элементов (РЗЭ). Выделение проводилось методом ступенчатого элюирования 2.2 н HCl (для Rb) и 4.0 н HCl (для Sr и РЗЭ). Sm и Nd извлекались из фракции РЗЭ на полиэтиленовых колонках с ионнообменной смолой Ln-spec ступенчатым элюированием 0.15 н HCl, 0.3 н HCl и 0.7 н HCl. Определение концентрации элементов в образце выполнялось методом изотопного разбавления (Костицын, Журавлев, 1987).

Sm-Nd изотопные исследования проводились на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре Triton с использованием двухленточного источника ионов. Измерения выполнялись в статическом режиме с одновременной регистрацией ионных токов разных изотопов элемента. При обработке результатов производилось нормирование (для изотопов неодима – по изотопному отношению  $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , для самария – по  $^{152}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}$ ), более подробно методика измерений рассмотрена в работе (Ревяко и др., 2012). Среднее значение изотопного состава неодима для стандарта JNdi-1 (Tanaka et al., 2000) за период проведения исследований составило:  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512114 \pm 6$  (2 $\sigma$ ; N = 10). Холостое внутрилабораторное загрязнение по Nd равно 0.01 нг, по Sm равно 0.005 нг. Погрешность измерения Sm/Nd изотопного отношения принимается равной 0.1% значения.

### СОСТАВ ГРАНИТОИДОВ

Гранитоиды даек (2792 и 2793), секущих дунит-пироксенит-габбровый полосчатый комплекс

Среднемамаканского массива офиолитовой ассоциации, представляют собой светло-серые среднезернистые породы, по составу отвечающие тоналитам и лейкоплагиогранитам, состоящие из кварца, измененного плагиоклаза (25–30%) и биотита (до 10%). В небольших количествах присутствуют калиевый полевой шпат, эпидот и клинопироксен (около 10%). Акцессорные минералы – апатит, циркон. Тоналиты и плагиограниты являются низкокалиевыми ( $K_2O < 1.1$  мас. %) высокоглиноземистыми ( $Al_2O_3$  от 14.9 до 18.3 мас. %) породами (табл. 1, рис. 4).

На мультиэлементных диаграммах выделяется положительная аномалия Sr и отрицательные аномалии Nb и Ti (рис. 5а). Важной геохимической особенностью исследуемых пород является высокое содержание Sr (487–679 мкг/г), низкие содержания тяжелых редкоземельных элементов, Y (ниже 3.4 мкг/г) и Yb (до 0.4 мкг/г) при концентрациях легких РЗЭ до 11 мкг/г La, соответственно Sr/Y отношение – (142–309). Такие особенности типичны для гранитоидов с геохимическими характеристиками адакитов (Defant, Drummond, 1990; Martin et al., 2005). Спектр распределения РЗЭ дифференцированный – отношение  $(La/Lu)_N = (17.7–18.5)$ , при  $Yb_N = 2.2–2.5$  отмечается положительная европиевая аномалия  $Eu/Eu^* = 1.7–1.8$  (рис. 5б).

Плагиограниты, образующие жилы в лейкокатовых габброидах Среднемамаканского офиолитового комплекса (2768А и 2774), представляют собой светло-серые среднезернистые породы, по составу отвечающие лейкоплагиогранитам (73 и 74 мас. %  $SiO_2$ ), состоят из плагиоклаза (55–60%), частично замещенного серицитом, кварца (30–35%), и актинолита (до 10%). Акцессорные минералы – апатит, циркон. Плагиограниты относятся к низкокалиевым высокоглиноземистым ( $Al_2O_3 = 14.8–14.9$  мас. %) породам (табл. 1, рис. 4). Спектр распределения РЗЭ сильнодифференцированный, характеризуется преобладанием легких и средних лантаноидов над тяжелыми при величине отношения  $(La/Lu)_N = (23.2–28.5)$ , при  $Yb_N = 2.5–4.2$ . Отмечается отрицательная европиевая аномалия  $Eu/Eu^* = 0.6–0.9$  (рис. 5б). На мультиэлементных диаграммах выделяются положительные аномалии Th, U, Zr, отрицательные аномалии Sr, Nb и Ti (рис. 5а).

Состав гранитоидов даек Кичерской зоны западной части Байкало-Муйского пояса рассмотрен далее на примере пород гипабиссального комплекса междуречья Слюдянка-Рель и прилегающей территории (рис. 1, 3), в том числе жил, секущих породы комплекса амфиболитов–плагиогнейсов в долине руч. Туркин. Для сравнения привлечены данные по химическому составу тоналитов и плагиогранитов (Конников и др., 1999)). В составе гипабиссального комплекса пре-

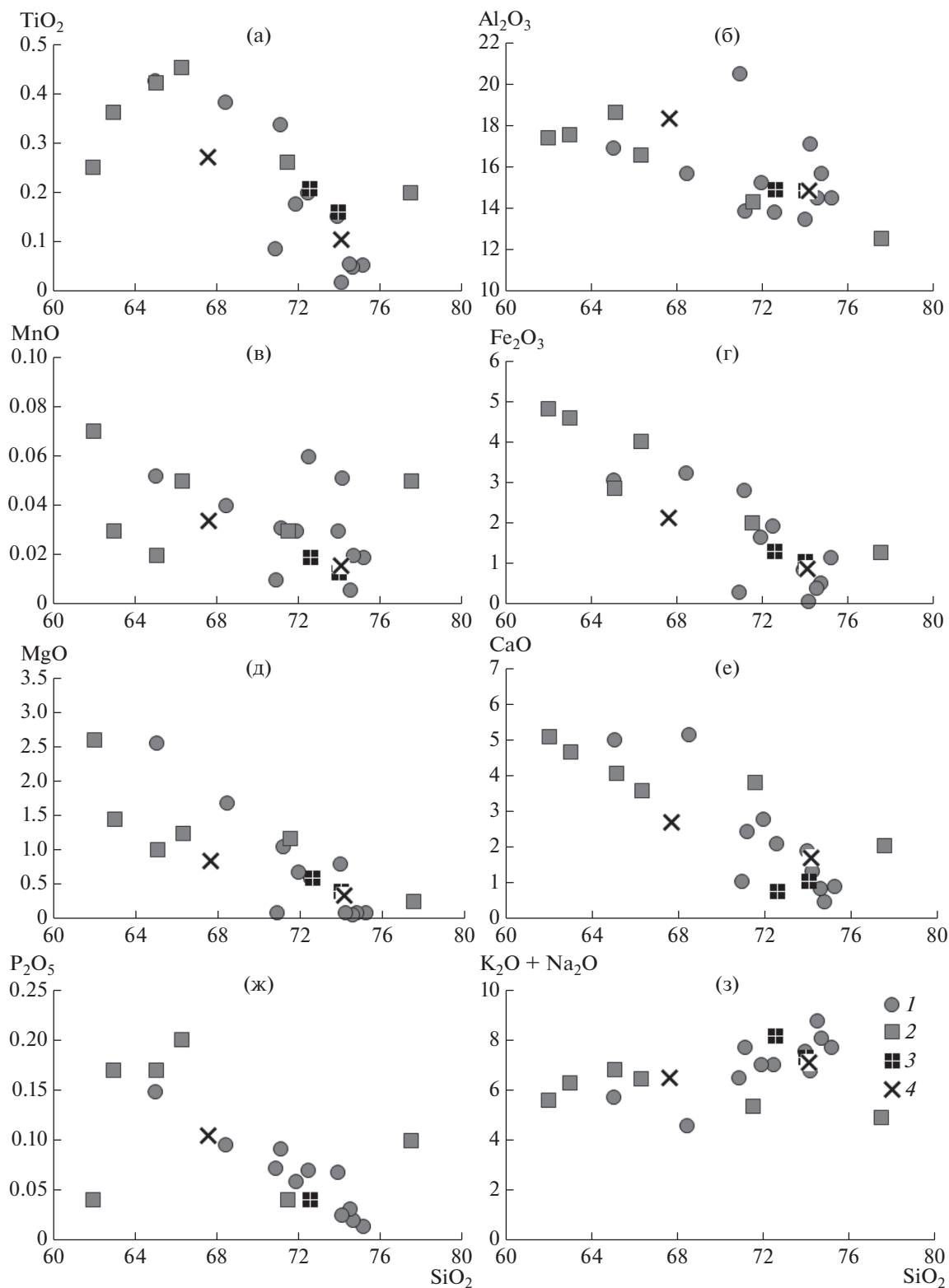
обладают плагиограниты (65–71 мас. %  $SiO_2$ ), отмечаются плагиолейкограниты (71–72.5 мас. %  $SiO_2$ ) и лейкограниты (74–75 мас. %  $SiO_2$ ) (табл. 1, рис. 4).

Лейкограниты SB072R16, 2962, SB098D и плагиограниты SB0712G имеют четкую порфировую структуру, вкрапленники размером до 2.5 см представлены полевым шпатом. В остальных образцах структура среднезернистая без явных вкрапленников. Из темноцветных минералов преобладает пироксен, соотношение флогопита и биотита варьирует в разных образцах. Присутствует вторичные эпидот, амфибол (около 10%). Во всех образцах наблюдаются сростки кварца и плагиоклаза. Акцессорные минералы – апатит, циркон.

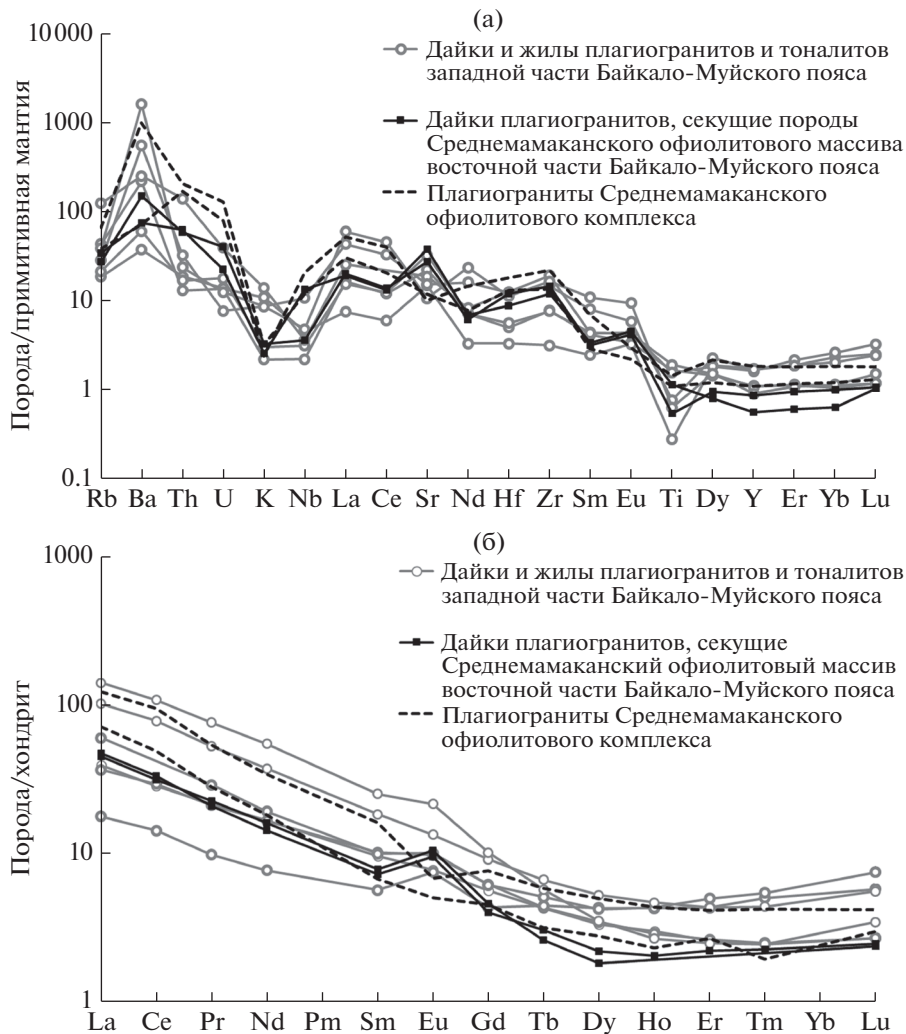
На вариационных диаграммах Харкера (рис. 4) гранитоиды гипабиссального комплекса и гранитоиды из (Конников и др., 1999) Кичерской зоны западной части Байкало-Муйского пояса образуют единые тренды. На эти тренды ложатся также точки составов плагиогранитов как собственно Среднемамаканского офиолитового комплекса, так и гранитоидов даек, секущих породы массива.

Тоналиты (SB072R17), плагиограниты (SB0712G и 2965) и лейкоплагиограниты (SB0715A и 2810) имеют высокие содержания  $Al_2O_3 = 15.7–20.5$ ,  $Na_2O = 3.9–6.3$  (табл. 1, рис. 4). По следующим особенностям: Sr = 398–582 мкг/г, Y = 4.3–4.4 мкг/г, Sr/Y = 91–136 тоналиты (SB072R17), плагиограниты (SB0712G и 2965) дайкового комплекса соответствуют гранитоидам с геохимическими характеристиками адакитов (Drummond, Defant, 1990; Castillo, 2006) (табл. 1, рис. 5а). Спектр распределения РЗЭ (рис. 5б) у этой группы гранитоидов гипабиссального комплекса Кичерской зоны западной части Байкало-Муйского пояса дифференцированный, характеризуется преобладанием легких и средних лантаноидов над тяжелыми при величине отношения  $(La/Lu)_N = (13.0–14.0)$ , при  $Yb_N = 3.1–3.4$ ,  $Eu/Eu^* = 1.1–1.2$ .

Лейкограниты и граниты, относящиеся к тому же комплексу, согласно геологическим данным (Федотова и др., 2014) (дайковые тела (SB098D, SB0710A, SB071P4 и SB072P16), а также жилы лейкограниты (2963) и гнейсовидные лейкограниты (2962) из чередования с амфиболитами, демонстрируют несколько более низкие содержания  $Al_2O_3$  (13.5–16.7 мас. %), относительно высокие содержания  $Na_2O$  (3.3–4.3 мас. %), отличаясь большим диапазоном величины отношения  $K_2O/Na_2O$  (0.2–1.4) от тоналитов, плагиогранитов и лейкоплагиогранитов (образцы SB072R17, SB0712G, 2965, SB0715A и 2810) (табл. 1, рис. 4). В породах более низкое содержание Sr, но отношение Sr/Y довольно высокое (39–53). Спектр распределения РЗЭ у лейкогранитов SB072P16 и плагиогранитов SB098D менее дифференциро-



**Рис. 4.** Диаграммы Харкера (1–2) для гранитоидов, секущих породы западной части Байкало-Муйского пояса: (1) данные этой работы, (2) (Конников и др., 1999); (3) для плагиогранитов Среднемамаканского офиолитового комплекса восточной части Байкало-Муйского пояса; (4) даек плагиогранитов, секущих породы Среднемамаканского массива восточной части Байкало-Муйского пояса.



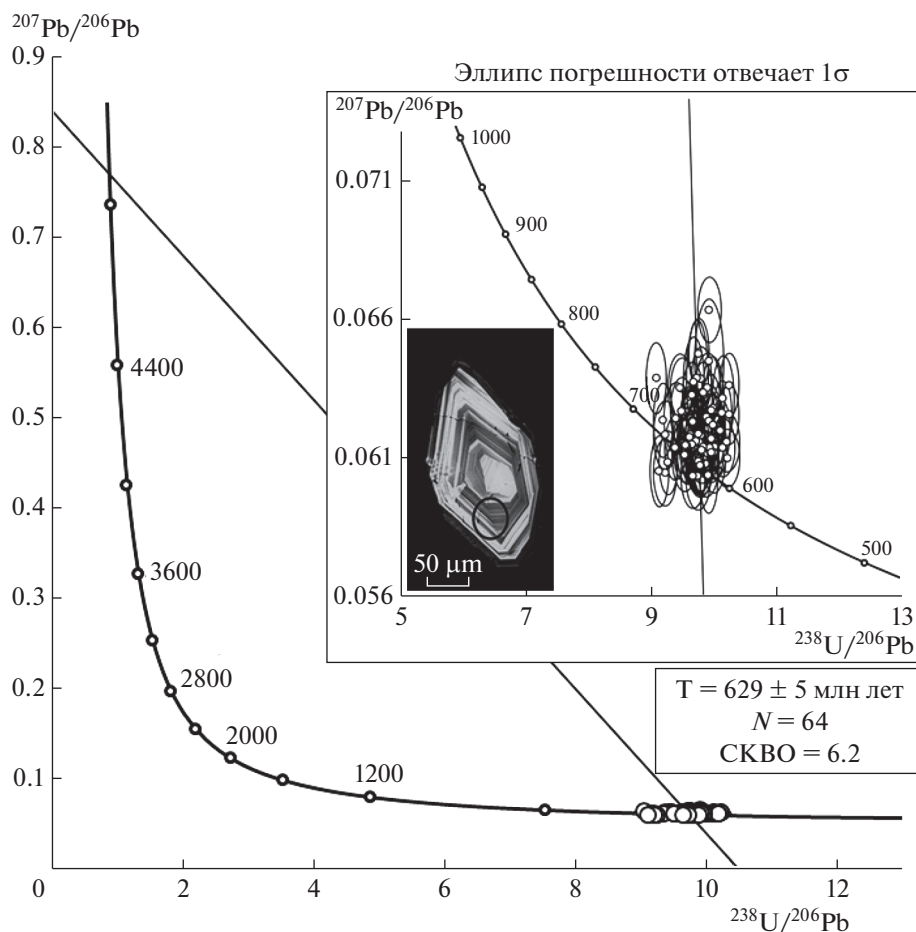
**Рис. 5.** (а) Мультиэлементные диаграммы для гранитоидов западной части Байкало-Муйского пояса, изучаемых в данной работе и в (Федотова и др., 2014); для плагиогранитов офиолитового комплекса восточной части Байкало-Муйского пояса (образец 2774) и для даек плагиогранитов, секущих породы Среднемамаканского массива (образцы 2792 и 2793). Состав примитивной мантии по (Taylor, McLennan, 1985). (б) Спектры распределения редкоземельных элементов для секущих гранитоидов западной части Байкало-Муйского пояса; для плагиогранитов офиолитового комплекса восточной части Байкало-Муйского пояса (образец 2774) и для даек плагиогранитов, секущих породы Среднемамаканского массива (образцы 2792 и 2793). Состав хондрита по (Sun & McDonough, 1989).

ванный, характеризуется преобладанием легких и средних лантаноидов над тяжелыми при величине отношения  $(La/Lu)_N = (3.0-7.8)$ ,  $Yb_N = 2.4-3.4$ ,  $Eu/Eu^* = 1.3-1.5$ . Для плагиогранитов SB071P4 и SB0710A отмечается сильно дифференцированный спектр распределения РЗЭ, характеризующийся преобладанием легких и средних лантаноидов над тяжелыми при величине отношения  $(La/Lu)_N = (17.7-39.4)$ ,  $Yb_N = 5.0-5.6$ ,  $Eu/Eu^* = 1.0-1.3$  (табл. 1, рис. 5б).

Таким образом, особенности геохимического состава позволяют отнести часть изученных гранитоидов западной части и рассматриваемые плагиограниты восточной части Байкало-Муйского пояса к адакитам, породам с фракциониро-

ванным спектром распределения РЗЭ, низкими содержаниями тяжелых РЗЭ, Y, высокими концентрациями Sr (рис. 5).

По составу от них резко отличаются плагиограниты, образующие жилы мощностью до 60 см, в лейкократовых габброидах Среднемамаканского офиолитового комплекса. Наличие минимумов по Eu и Sr, повышенные, по сравнению с рассматриваемыми выше, концентрации Th и Nb в этих породах, свидетельствуют об отличии состава их источника от пород двух других ассоциаций (рис. 5, табл. 1). Особенности плагиогранитов жил в составе офиолитового комплекса могут быть отражением кристаллизационной диффе-



**Рис. 6.** U-Pb данные на диаграмме Тера–Вассербурга для циркона из плагиигранитов (образец 2792), секущих породы Среднемамаканского массива. На врезке показан этот же график в увеличенном масштабе. В расчете возраста участвуют 64 точки. Для этих точек сплошными серыми линиями показаны эллипсы погрешности. На рисунке приведена фотография типичного магматического циркона из пробы плагиигранитов 2792, полученная с помощью катодолюминесцентной съемки. На кристалле кругом показан диаметр пучка лазера, прожигающего при локальном анализе зерно циркона.

ренциации родоначальной для них магмы основного состава.

### РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Циркон из плагиигранитов, секущих породы дунит-пироксенит-габбровой полосчатой серии Среднемамаканского офиолитового комплекса (рис. 2, проба 2792) по морфологии представлен двумя видами: удлинённо-призматическими (до игольчатых), со сглаженными гранями и вершинами (с коэффициентом удлинения 1 : 3–1 : 6), и короткопризматическими со сглаженными гранями пирамиды и частично сохранёнными гранями призмы зернами. Кристаллы в основном трещиноватые, прозрачные и полупрозрачные желтоватых, светло-коричневатых оттенков. Для циркона получены катодолюминесцентные изоб-

ражения, на которых видны осцилляторная (тонкая концентрическая) зональность, а также включения в минерале, трещины, метамиктные зоны и другие повреждения. Для анализа выбирались наиболее прозрачные и нетрещиноватые зерна без включений.

По результатам проведенных U-Pb изотопных исследований 54 зерен циркона из плагиигранитов построены диаграммы с конкордией. 11 кристаллов проанализированы в двух зонах, однако, значения возраста и концентрации урана и тория во внутренней и внешней зонах циркона перекрываются в пределах погрешности (табл. 2). Можно сделать вывод, что изученные зерна не содержат древних ядер. Это согласуется с результатами катодолюминесцентного изучения циркона (рис. 6).

Исследования проведены в 65 точках, часть полученных данных дискордантна (табл. 2). На графике Тера-Вассербурга (рис. 6) видно, что ре-

зультаты анализа находятся вблизи конкордии, но некоторые из них отклоняются вдоль проведенной дискордии к значению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.84$  на оси ординат, что отвечает составу современного свинца. Вероятно, что во многих зернах циркона присутствует примесь обыкновенного свинца (Костицын, Аносова, 2013). Одна точка (III-29) исключена из расчета возраста из-за сильной дискордантности ( $D = -22\%$ ) (табл. 2). В результате, по 64 точкам получено значение возраста  $629 \pm 5$  млн лет, соответствующее нижнему пересечению дискордии с конкордией. С учетом морфологии и тонкой концентрической зональности (рис. 6), которая отражает магматическое происхождение циркона, полученную величину мы принимаем как время кристаллизации плагиогранитов даек, секущих дунит-пироксенит-габбровую полосчатую серию Среднемамаканской офиолитовой ассоциации.

Для всех изученных разновидностей гранитоидов измерены изотопные отношения неодима и самария, рассчитаны значения  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  на возраст 600 млн лет и модельные возрасты  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ . Результаты исследования Sm–Nd изотопной системы пород приведены в табл. 3.

Плагиограниты, входящие в состав Среднемамаканского офиолитового комплекса (образцы 2768A и 2774), характеризуются содержаниями Sm = 1.47–1.48 мкг/г, Nd = 9–11 мкг/г,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  изотопными отношениями – 0.0831 и 0.1046,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  изотопными отношениями – 0.512145 и 0.512209, соответственно (табл. 3). Значения модельного возраста  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$  составляют 1.13 и 1.26 млрд лет, значения  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  равны –0.9 и –1.3, соответственно.

Тоналиты и плагиограниты (образцы 2792 и 2793) даек, секущих породы Среднемамаканского комплекса, содержат 1.1–1.3 мкг/г Sm, 7–8 мкг/г Nd.  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  изотопные отношения равны 0.1004, величины  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512388$  и 0.512466, соответственно. Значения модельного возраста  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$  составляют 0.97 и 0.87 млрд лет, значения  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  равны +2.5 и +4.0, соответственно.

Изучение изотопного состава Nd пород выявило существенное различие между двумя типами плагиогранитов, занимающих разные позиции по отношению к Среднемамаканскому массиву (табл. 3). Гранитоиды адакитовой группы, внедрившиеся по системе трещин  $629 \pm 5$  млн лет назад в породы полосчатой серии массива, характеризуются величинами  $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +2.5$  и +4, тогда как породы офиолитового типа, кристаллизовавшиеся  $645 \pm 10$  млн лет назад, имеют близкие отрицательные значения  $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -0.9$  и –1.3.

Содержания Sm в образцах гранитоидов дайкового комплекса и лейкократовых гнейсовидных

гранитов Кичерской зоны западной части Байкало-Муйского пояса составляют 0.5–2.4 мкг/г, Nd = 2–17 мкг/г.  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  изотопные отношения варьируют от 0.0879 до 0.1654,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  – от 0.512428 до 0.512818. Модельные возрасты гранитоидов дайкового комплекса западной части пояса определены в диапазоне 0.66–1.00 млрд лет. Гранитоиды имеют характеристики  $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +3.2...+7.1$ .

В Кичерской зоне западной части Байкало-Муйского пояса среди изученных пород гипабиссального комплекса выделяются разные типы: тоналиты и плагиограниты с геохимическими характеристиками адакитов и гранитов-лейкогранитов, не соответствующие адакитам. Модельные возрасты  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$  тоналитов (образец SB072P17) и плагиогранитов (образцы SB0712G и 2965) адакитовой группы составляют 0.66–0.86 млрд лет. Возраст кристаллизации тоналитов, согласно результатам изучения U–Pb возраста циркона методом лазерной абляции, составляет  $595 \pm 5$  млн лет (Федотова и др., 2014). Эти данные свидетельствуют, что субстрат до частичного плавления и образования гранитоидных магм имел относительно короткую коровую предысторию. Значения  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  для этих образцов равны +4.7...+7.1. Значения модельного возраста для проб гранитов (образец SB098D) и лейкогранитов (образцы SB072P16, 2962 и 2963) неадакитовой группы составляют 0.67–1.00 млрд лет. Значения  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  для этих пород равны +3.2...+6.7.

Выше отмечалось, что по составу резко выделяются плагиограниты, образующие жилы в лейкократовых габброидах Среднемамаканского офиолитового комплекса, от пород двух других ассоциаций. Это различие проявлено в отрицательных  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ , а не в высоких положительных значениях, как для двух других. Примечательно, что эти плагиограниты имеют такой же изотопный состав Nd, как и вмещающие их габброиды (Сомсикова и др., 2019). Если предположить, что и габброиды, и жильные плагиограниты формировались в субдукционной обстановке, то, скорее всего, это свидетельствует о вовлечении в область частичного плавления субдуцированных осадков или иного корового материала.

#### ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ И ИЗОТОПНОГО СОСТАВА ПОЗДНЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ БАЙКАЛО-МУЙСКОГО ПОЯСА

Полученные результаты для гранитоидов Каралон-Мамаканской зоны восточной части Байкало-Муйского складчатого пояса показали, что они характеризуются геохимическими особенностями адакитов, поскольку являются высокогли-

ноземистыми натровыми средними и кислыми породами с содержанием стронция  $>400$  мкг/г ( $Sr = 487-679$  мкг/г), низкими концентрациями иттрия  $<5$  мкг/г ( $Y = 2.2-3.4$  мкг/г) и тяжелых лантаноидов, в частности, иттербия  $<1$  мкг/г ( $Yb = 0.2-0.4$  мкг/г) (табл. 1). Возможность образования адакитов ограничена узким диапазоном условий, что делает такие породы важной находкой для палеогеодинамических реконструкций, геодинамическим индикатором, который указывает на эпизоды частичного плавления мафитовой коры. Редкий для позднедокембрийского и последующего времени класс адакитовых магм, характерных для таких эпизодов, по составу сопоставим с магмами, создавшими значительный объем тоналит-трондъемит-гранодиоритовых серий архейской и палеопротерозойской коры. Частичное плавление мафитового субстрата, широко реконструируемое для раннего докембрия, стало редким событием в последующей геологической истории (Defant, Drummond, 1990).

Положительные значения величины  $\epsilon_{Nd}(T)$  – особенность позднепротерозойских гранитоидов и кислых вулканитов Байкало-Муйского складчатого пояса. Е.Ю. Рыцк с соавторами (Рыцк и др., 2001, 2004, 2007) определили изотопно-геохимические характеристики источников вещества риолитов и гранитоидов Каралон-Мамаканской зоны:  $\epsilon_{Nd}(T) = +6.4...+8.2$  – для дацитов, риолитов якорной и каралонской толщ и диоритов таллаинского комплекса,  $\epsilon_{Nd}(0.6) = +4.7...+5.4$  – для риолитов и гранит-порфиров падринской серии,  $\epsilon_{Nd}(0.6) = +3.9$  – для гранитов лесного комплекса. Возраст пород падринской серии составляет  $590 \pm 5$  млн лет (Рыцк и др., 2004), возраст гранитов лесного комплекса –  $556 \pm 16$  млн лет (Срывцев и др., 1992).

Sm-Nd изотопно-геохимические характеристики изученных даек тоналитов и плагиогранитов, секущих дунит-пироксенит-габбровую серию Среднемамаканского офиолитового комплекса восточной части пояса ( $\epsilon_{Nd}(T) = +2.5; +4.0$ ), в комплексе с петро-геохимическими данными свидетельствуют о том, что породы образовались при частичном плавлении вещества ювенильной неопротерозойской коры.

Породы системы даек, секущих дунит-пироксенит-габбровую полосчатую серию Среднемамаканского офиолитового комплекса, не могут быть соотнесены ни с одним из ранее выделявшихся комплексов гранитоидов. На основании геологических соотношений и в соответствии с геохимическими особенностями, отражающими, очевидно, изменение палеогеодинамической ситуации, дайки гранитоидов с геохимическими признаками адакитов отнесены к наиболее ранней постофиолитовой магматической серии. Дайки, развитые в каре верховьев ручья Дремучий, представленные

образцами тоналитов 2792 и плагиогранитов 2793 (рис. 2, табл. 1–3), могут рассматриваться как типовые магматические тела самостоятельного комплекса со специфическим геохимическим составом и возрастом  $629 \pm 5$  млн лет (табл. 2, рис. 6).

Относительно низкие величины  $\epsilon_{Nd}(T) = -0.9; -1.3$  (табл. 3) для плагиогранитов (как и для габбро рассматриваемого офиолитового комплекса ( $\epsilon_{Nd}(T) = -1.8...+0.2$ ) (Сомсикова и др., 2019)) связаны, очевидно, с супрасубдукционными условиями формирования Среднемамаканской офиолитовой ассоциации (Переляев. 2003). Под супрасубдукционными офиолитами понимают реликты литосферы бассейнов океанического типа, образовавшихся при растяжении над зоной субдукции. К таким бассейнам относят моря, связанные с вулканическими дугами. Они могут располагаться в задуговой или преддуговой области или возникать вследствие раскола сооружения вулканической дуги.

Другими словами, образование коры океанического типа происходило, по всей видимости, при растяжении над зоной субдукции по механизму, рассматриваемому в обобщающей работе (Скляр и др., 2016). В этих условиях происходит смешение материала мантийного и корового происхождения за счет вклада в состав мантийного клина субдуцированных осадков по широко известной модели, либо вклада сиалического вещества вулканической дуги по механизму, рассмотренному, в частности, в работе (Taylor, Martinez, 2003). Офиолитовые аллохтоны могут содержать и отдельные пластины пород островодужного состава с соответствующими изотопными характеристиками, например (Pfänder et al., 2002).

В западной части Байкало-Муйского пояса, в составе гипабиссального комплекса Кичерской зоны (рис. 1, 3), также распространены гранитоиды с геохимическими характеристиками адакитов (табл. 1, рис. 5). Эти гранитоиды имеют более поздний возраст формирования ( $595 \pm 5$  млн лет) по сравнению с породами даек, секущих породы дунит-пироксенит-габбровой полосчатой серии Среднемамаканского офиолитового комплекса ( $629 \pm 5$  млн лет), более высокие положительные значения параметра  $\epsilon_{Nd}(T) = +4.7...+7.1$ . Вариации изотопного состава Nd плагиогранитов Кичерской зоны согласуются с предположением о гетерогенности источника гранитоидных магм, отвечающего преимущественно ювенильной неопротерозойской коре. Неоднородность протолита подтверждают значения  $^{147}Sm/^{144}Nd$ , лежащие в широком диапазоне: от 0.0879 до 0.1654 (табл. 3), а также состав пород рассматриваемой серии гранитоидов, варьирующий от тоналитов до лейкогранитов, и отмечавшиеся выше индикаторные содержания элементов-примесей и их вариации (табл. 1, рис. 4, 5).



Время формирования и оценка Sm-Nd изотопных данных для гранитоидов Кичерской зоны западной части Байкало-Муйского пояса ( $\epsilon_{Nd}(T) = +3.2...+7.1$  (табл. 3), возраст кристаллизации  $595 \pm 5$  млн лет) и для риолитов и гранитпорфиров падринской серии ( $\epsilon_{Nd}(T) = +4.7...+5.4$ , возраст кристаллизации  $590 \pm 5$  млн лет (Рыцк и др., 2004)) дают основание предполагать, что породы имеют общее происхождение, и риолиты падринской серии Каралон-Мамаканской зоны восточной части Байкало-Муйского пояса могут являться эффузивными аналогами гранитоидов гипабиссального комплекса Кичерской зоны западной части Байкало-Муйского пояса.

### ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ПРОЯВЛЕНИЯ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА БАЙКАЛО-МУЙСКОГО ПОЯСА В ПОЗДНЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЕ ВРЕМЯ

В Байкало-Муйском поясе существуют реликты разнородных неопротерозойских комплексов окраинно-континентальной области, которые к концу неопротерозоя были объединены в складчатый пояс. Неопротерозойские комплексы представлены метавулканитами и амфиболитами, пространственно связанными с ними ультрамафитами и мафитами, высокоградными метаморфическими породами, плутоническими ассоциациями пород дифференцированных габбро-гранитных, габбровых и гранитных серий, вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными толщами. Для расшифровки истории геологического развития Байкало-Муйского складчатого пояса важное значение имеют находки и определение возраста эцлогитов (Габов и др., 1984; Шацкий и др., 2012), гранулитов (Макрыгина и др., 1989; Макрыгина и др., 1993; Амелин и др., 2000; Федотова и др., 2014; Kröner et al., 2015), решение вопросов о природе ультрамафит-мафитовых комплексов – офиолиты или интрузивные ассоциации (Макрыгина и др., 1993; Изох и др., 1998; Конников и др., 1999; Цыганков, 2005 и др.), и изучение обломочного состава молассовых толщ (Салоп, 1964; Станевич и др., 2007 и др.). Гранитоиды даек, соответствующие по составу адакитам (табл. 1), являются еще одним важным репером, указывающим на начальные стадии магматической переработки мафитовой коры, происходившей, вероятно, в палеообстановке локального разрыва субдуцируемой плиты.

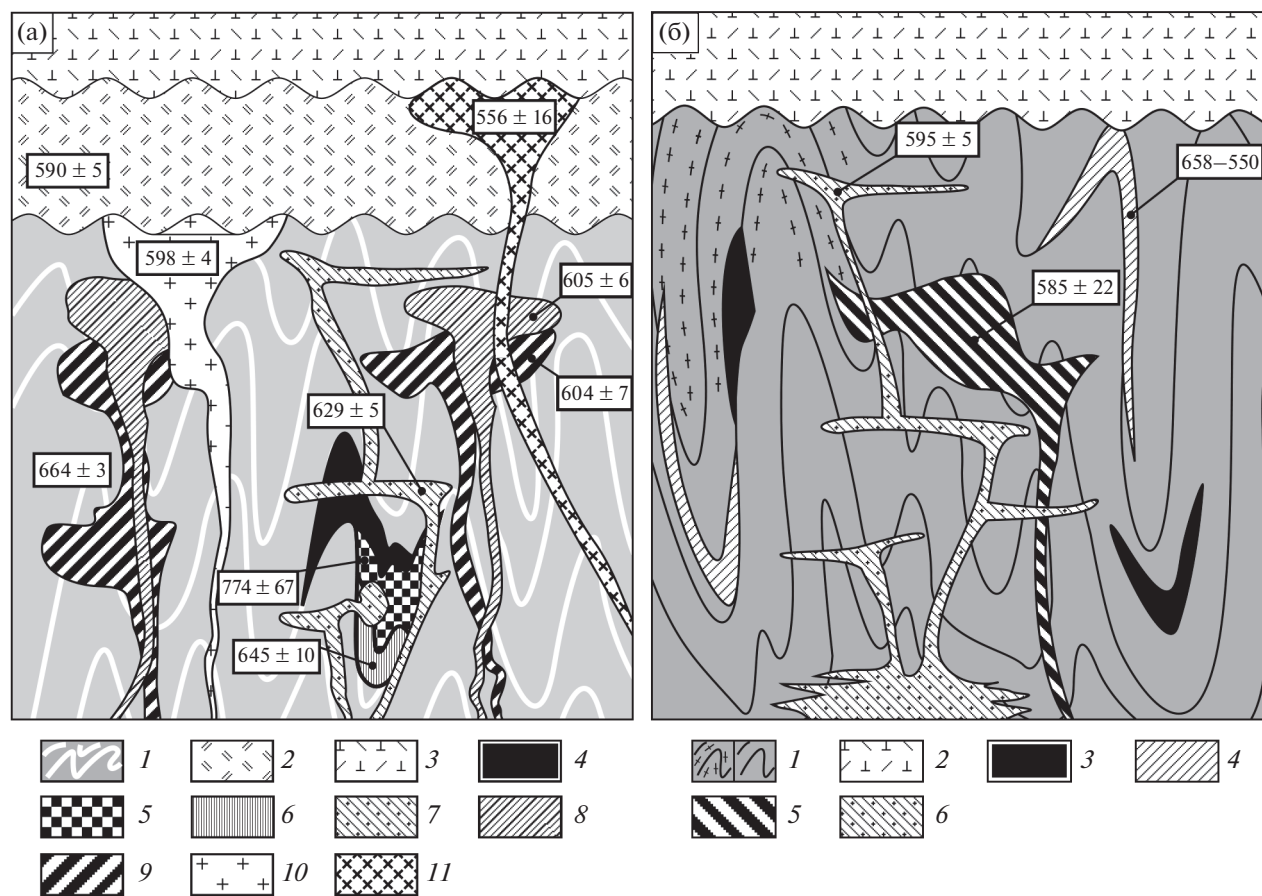
Соотношения магматических и метаморфических комплексов позднеопротерозойского этапа, а также положение адакитов для восточной (рис. 7а) и западной (рис. 7б) ветвей Байкало-Муйского пояса схематически показаны на рисунках.

В осевой части восточной ветви Байкало-Муйского пояса выделяется Муйский блок высокометаморфизованных пород, включающих позднеопротерозойские эцлогиты (Авченко и др., 1988; Шацкий и др., 2014). С северо-востока к нему примыкает Каралон-Мамаканская зона, сформированная вулканогенными толщами, элементами офиолитового комплекса, сериями интрузивных пород и осадочными толщами (рис. 1, 2). Эта зона восточной ветви Байкало-Муйского пояса примыкает к Патомской области неопротерозойской окраины Сибирского континента (рис. 1).

В восточной части пояса, в Каралон-Мамаканской зоне (рис. 7а) породы, вмещающие позднеопротерозойские интрузии, представлены островодужными осадочно-вулканогенными каралонской и якорной толщами с возрастом  $664 \pm 3$  млн лет (Рыцк и др., 2001). Для гранитов и риолитов каралонской толщи характерны высокие положительные значения параметра  $\epsilon_{Nd}(T)$  от +7.1 до 8.2, указывающие на преимущественный вклад деплетированной мантии в состав источника пород (Рыцк и др., 2001). Время формирования офиолитов Среднемамаканского комплекса Байкало-Муйского пояса оценивается по циркону из плагиогранитов в  $645 \pm 10$  млн лет (Kröner et al., 2015), а по Sm-Nd изохронам по породам полосчатой серии – в  $774 \pm 67$ – $704 \pm 71$  млн лет (Рыцк и др., 2001). Для двух изученных образцов гранитоидов офиолитового комплекса значения  $\epsilon_{Nd}(T)$  равны  $-0.9$  и  $-1.3$ , ( $T_{Nd}(DM) = 1.13$  и  $1.26$  млрд лет), габброиды этого комплекса, вмещающие изученные плагиограниты, характеризуются значениями  $\epsilon_{Nd}(T) = -1.8...+0.2$  (Сомскова и др., 2019).

Геологические соотношения пород указывают на то, что внедрение гранитоидов с геохимическими характеристиками адакитов в породы дунит-пироксенит-габбровой серии произошло по системе трещин после кристаллизации, остывания пород и формирования офиолитового комплекса. По данным изучения U-Pb изотопной системы циркона тоналитов одной из даек ступенчатого комплекса тел, секущих дунит-пироксенит-габбровую полосчатую серию Среднемамаканского офиолитового комплекса, получена оценка возраста  $629 \pm 5$  млн лет (данная работа), что согласуется с геологической ситуацией. Значения  $\epsilon_{Nd}(T)$  для двух образцов гранитоидов, соответствующих адакитам, равны +2.5 и +4.0, ( $T_{Nd}(DM)$  составляют 0.97 и 0.87 млрд лет).

В геологической истории Байкало-Муйского пояса для этапа 650–630 млн лет реконструируются условия субдукции, сопровождавшей формирование Якорной островной дуги, представленной якорной толщей – аналогом каралонской толщи (Станевич, Переляев, 1997; Рыцк и др., 2001; Переляев, 2003) и, затем, “континентальной субдукции” с формированием эцлогит-гнейсово-



**Рис. 7.** (а). Схематическое изображение взаимоотношений позднепротерозойских вещественных комплексов восточной части Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса: 1 – метавулканиды каралонской толщи, 664 ± 3 млн лет – метариолиты (Рыцк и др., 2001); 2 – вулканоплутоническая падоринская серия, 590 ± 5 млн лет – риолиты (Рыцк и др., 2004); 3 – осадочные толщи мамаканской серии, моласса (якринская, падроканская, шумнинская, делюн-уранская толщи), поздний неопротерозой (Рыцк и др., 2001); 4 – Среднемамаканский офиолитовый комплекс, 645 ± 10 млн лет – дайки плагиогранитов (Kröner et al., 2015); 5 – постофиолитовые гранитоиды с геохимическими характеристиками адацитов, 629 ± 5 млн лет; 6 – габбро-диорит-плагиогранитный таллаинский комплекс, 605 ± 6, 604 ± 7 млн лет – граниты и плагиограниты, габбро и габбро-диориты соответственно (Рыцк и др., 2007; Рыцк и др., 2012); 7 – диориты, граниты падоринского комплекса, 598 ± 4 млн лет – граниты; 8–9 – габбро-диорит-плагиогранитный таллаинский комплекс: 8 – 605 ± 6 млн лет, – диориты и плагиограниты, 9 – 604 ± 7 млн лет габбро и габбро-диориты (Рыцк и др., 2007; Рыцк и др., 2012); 10 – диориты, граниты падоринского комплекса, 598 ± 4 млн лет – граниты (Рыцк и др., 2007а); 11 – гранитоиды лесного комплекса, 556 ± 16 млн лет – граниты (Срывцев и др., 1992). (б). Схематическое изображение взаимоотношений вещественных комплексов западной части Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса: 1 – гранулиты/амфиболиты, нюрундуканская толща >640 млн лет (Kröner et al., 2015); 2 – осадочные толщи, моласса (Станевич и др., 2007); 3 – ультрамафит-мафитовые породы; 4 – гнейсовидные плагиограниты в поле развития нюрундуканской толщи, 658–550 млн лет – муйские граниты (Неймарк и др., 1995); 5 – пироксенит-троктолит-габбровый комплекс Тонкий мыс, 585 ± 22 млн лет – троктолиты (Макрыгина и др., 1993); 6 – гранитоиды с геохимическими характеристиками адацитов и плагиомигматиты сходного состава (Конников и др., 1999), 595 ± 5 млн лет (Федотова и др., 2014).

го комплекса, обнаженного в Северо-Муйском блоке (Шацкий и др., 2012; Шацкий и др., 2014). Возраст эклогитов по Sm-Nd изохроне (гранат, клинопироксен, порода в целом) составляет  $631 \pm 17$  млн лет (Шацкий и др., 2012), по циркону  $631 \pm 9$  млн лет (Skuzovатов et al., 2019). Изотопные характеристики эклогитов Северо-Муйского блока и вмещающих их гнейсов по данным, приведенным в работе (Шацкий и др., 2014), следующие. Изотопный состав неодима эклогитов ха-

рактеризуется широкими вариациями:  $\epsilon_{Nd}(T)$  имеет как положительные (от +0.3 до +6.9), так и отрицательные значения (от -0.5 до -16.8). Вмещающие гнейсы имеют значительно более узкие вариации изотопного состава Nd ( $\epsilon_{Nd}(T)$  составляет от -3.5 до +3.6). Широкие вариации наблюдаются также в изотопном составе стронция эклогитов (0.705043–0.713098). Величина модельного возраста вмещающих гнейсов лежит в интервале 1.13–1.89 млн лет. Изотопные данные

интерпретируются В.С. Шацким с соавторами существованием континентальной коллизии в Байкало-Муйском складчатом поясе в неопротерозе, эклогит-гнейсовый комплекс Северо-Муйской глыбы маркирует палеозону континентальной субдукции (Шацкий и др., 2014).

Возрасты рассмотренных плагиогранитов с геохимическими характеристиками адацитов ( $629 \pm 5$  млн лет, данная работа) и эклогитов Северо-Муйского блока ( $631 \pm 17$  млн лет (Шацкий и др., 2012),  $631 \pm 9$  млн лет (Skuzovatov et al., 2019)) перекрываются в пределах погрешности.

В Таллаинском блоке, расположенном в центральной части Каралон-Мамаканской зоны, породы каралонской толщи прорваны крупным габбро-диорит-тоналитовым интрузивным комплексом (датировка габбро  $604 \pm 17$  млн лет (Рыцк и др., 2007)), гранодиоритами ( $605 \pm 6$  млн лет (Рыцк и др., 2012)), островодужными пироксенит-габброноритовыми плутонами, возраст которых оценивается в  $612 \pm 62$  млн лет (Изох и др., 1998), гранитами падоринского комплекса с возрастом  $598 \pm 4$  млн лет (Рыцк и др., 2007а). Схематическое изображение взаимоотношений перечисленных магматических комплексов восточной части Байкало-Муйского пояса приведено на рис. 7а.

На вулканитах каралонской серии и плагиогранитах таллаинского комплекса с размывом залегают вулканиты падоринской серии с возрастом  $590 \pm 5$  млн лет (Рыцк и др., 2004). Риолиты и гранит-порфиры падоринской серии характеризуются значениями  $\epsilon_{Nd}(T) = +4.7...+5.4$  ( $T_{Nd}(DM)$  составляет 1.0 млрд лет). Кислые породы толщи сформировались в начале орогенного этапа и являются континентальными вулканитами (Рыцк и др., 2004). Граниты лесного комплекса (рис. 7а) внедрились  $556 \pm 16$  млн лет назад. Они характеризуются значениями  $\epsilon_{Nd}(T) = +3.9$ , ( $T_{Nd}(DM)$  около 1 млрд лет) (Рыцк и др., 2001).

Падоринская вулканоплутоническая серия перекрыта вулканокластическими, карбонатно-терригенными позднепротерозойскими молассовыми толщами мамаканской серии (якринская, падроканская, шумнинская, делюн-уранская свиты) (Салоп, 1964; Станевич и др., 2007).

Таким образом, плагиогранитоиды с геохимическими характеристиками адацитов, внедрившись  $629 \pm 5$  млн лет назад в породы Среднемамаканского офиолитового комплекса, маркируют ранний этап плавления мафитового субстрата в позднепротерозойской истории складчатого пояса. Соответственно, из двух вариантов возникновения адацитов (плавление мафитовой коры в зоне субдукции, либо в основании мощной континентальной коры) для интерпретации происхождения рассматриваемых гранитоидов выбран пер-

вый, отвечающий заведомо доколлизийной стадии развития складчатого пояса.

Для западной части Байкало-Муйского пояса показано (рис. 7б), что плагиограниты серии пластовых и субпластовых тел с возрастом 658–550 млн лет (Неймарк и др., 1995) деформированы вместе с амфиболитами нюрндукуканской толщи. Для амфиболитов этой толщи Sm-Nd изохронным методом было получено значение мезопротерозойского ( $1035 \pm 92$ ) возраста, исходные данные не опубликованы, в дальнейшем эта датировка не подтверждена (Рыцк и др., 2007). Гранулитовый метаморфизм основных пород, относящихся к нюрндукуканской толще, проявился не ранее, чем  $640 \pm 5$  млн лет назад. Гранулиты Северного Прибайкалья с возрастом  $640 \pm 5$ – $617 \pm 5$  млн лет (Kröner et al., 2015; Амелин и др., 2000) были выведены в верхние горизонты литосферы ко времени  $595 \pm 5$  млн лет назад. Вывод сделан на основании времени кристаллизации магматического циркона из жильных и дайковых тел гранитоидов с геохимическими характеристиками адацитов (Федотова и др., 2014). Гранитоиды данного гипабиссального комплекса имеют секущие соотношения с гранулитами, троктолитами и габбро пироксенит-троктолит-габбрового комплекса Тонкого мыса (рис. 7б). Возраст расслоенного комплекса этого массива по Sm-Nd минеральной изохроне составляет  $585 \pm 22$  млн лет (Макрыгина и др., 1993). Модельный возраст  $T_{DM}$  троктолитов комплекса Тонкого мыса –  $0.82$ – $1.29$  млрд лет ( $\epsilon_{Nd}(T) = -0.5...+4.9$ ) (Орлова и др., 2015).

Е.Ю. Рыцком и соавторами (Рыцк и др., 2007) отмечается, что близость возраста образования эклогитов восточной ветви пояса и гранулитов западной ветви указывает на сопряженность процессов высокоградного метаморфизма в Байкало-Муйском поясе.

Формирование тоналит-плагиогранит-гранитной серии ( $\epsilon_{Nd}(T) = +3.2...+7.1$ ) пород гипабиссального комплекса Кичерской зоны востока Байкало-Муйского пояса, произошло, судя по геохимическим характеристикам, вследствие частичного плавления ювенильной неопротерозойской коры островодужного или океанического типа. Изотопный состав Nd показывает, что кора, испытавшая частичное плавление ко времени  $595 \pm 5$  млн лет назад, имела некоторую изотопную и вещественную гетерогенность. Диапазон значений  $\epsilon_{Nd}(T)$  отражает, возможно, более разнородный состав корового субстрата по сравнению с таковым во время формирования адацитовых гранитоидов восточной ветви пояса.

Накопление молассы холоднинской свиты и ее аналогов в восточной части пояса в позднепротерозойское время (Салоп, 1964; Станевич и др., 2007 и др.) маркирует затухание магматической

активности неопротерозойского этапа развития Байкало-Муйского пояса.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для системы даек постофиолитовых гранитоидов, секущих дунит-пироксенит-габбровую серию Среднемамаканских офиолитов восточной ветви Байкало-Муйского пояса, получены новые данные по составу, геохимическим, изотопно-геохимическим особенностям и возрасту магматического циркона. Определен также изотопный состав Nd более ранних гранитоидов, принадлежащих Среднемамаканской офиолитовой ассоциации восточной ветви Байкало-Муйского пояса, состав и изотопные особенности гранитоидов гипабиссального комплекса Кичерской зоны западной ветви Байкало-Муйского пояса. По полученным данным сделаны следующие выводы:

1. Состав и изотопно-геохимические характеристики ( $\epsilon_{Nd}(T) = -0.9; -1.3$ ) плагиогранитов из жильных тел мощностью не более 60 см, расположенных на уровне лейкократовых полосчатых габбро в Среднемамаканском офиолитовом комплексе, согласуются с ранее установленной супрасубдукционной природой офиолитовой ассоциации.

2. По циркону постофиолитовых тоналитов Среднемамаканского комплекса восточной ветви Байкало-Муйского складчатого пояса, получен возраст  $629 \pm 5$  млн лет.

3. Sm-Nd изотопно-геохимические характеристики постофиолитовых гранитоидов восточной ветви Байкало-Муйского складчатого пояса ( $\epsilon_{Nd}(T) = +2.5; +4.0$ ) в комплексе с геохимическими данными подтверждают происхождение гранитоидных магм вследствие частичного плавления мафитового субстрата, отвечающего неопротерозойской коре океанического типа.

4. Установлена принадлежность постофиолитовых тоналитов и плагиогранитов восточной части Байкало-Муйского складчатого пояса к породам адакитовых серий с высокими Sr/Y отношениями, низкими концентрациями Y и тяжелых редкоземельных элементов. Плагиограниты магмы рассматриваются как продукты ранней стадии частичного плавления субдуцируемой ювенильной неопротерозойской коры.

5. В Кичерской зоне западной части Байкало-Муйского складчатого пояса гранитоиды адакитового типа являются частью дифференцированной от тоналитов до лейкогранитов серии пород гипабиссального комплекса, не имеющего прямой пространственной связи с однозначно интерпретируемыми офиолитовыми ассоциациями. Sm-Nd изотопно-геохимические характеристики этих пород ( $\epsilon_{Nd}(T) = +3.2...+7.1$ ), по всей вероятности, указывают на разнородный состав юве-

нильной неопротерозойской коры островодужного или океанического типа, испытавшей частичное плавление на рубеже  $595 \pm 5$  млн лет.

*Авторы благодарят С.А. Паланджяна и Г.Е. Некрасова за детальное обсуждение рукописи и важные замечания, направленные на улучшение структуры публикации, признательны В.И. Переляеву, познакомившему авторов во время совместных полевых работ с геологическим строением Среднемамаканский офиолитовой ассоциации, Т.И. Кириной за помощь в оптическом изучении циркона и М.М. Фугзан за организационную поддержку. Участники исследования благодарят Е.Ю. Рыцка и его коллектив за содействие в организации полевых работ в Северном Прибайкалье и за неутомимый труд по изучению геологии и геохронологии Байкальской горной области, вдохновляющий и авторов. За полезные конструктивные вопросы, существенно прояснившие суть полученных данных, авторы искренне благодарят М.В. Лучицкую, С.А. Силантьева и О.М. Туркину.*

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант мол\_a 16-35-00600). Исследования проведены в соответствии с планами научно-исследовательской работы ГИН РАН, тема № 0135-2019-0051.*

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авченко О.В., Габов Н.Ф., Козырева П.В. и др. (1988) Эклогиты Северо-Муйской глыбы: состав и генезис. Изв. АН СССР. Серия геологическая. (8), 150-158.
- Амелин Ю.В., Рыцк Е.Ю., Крымский Р.Ш. и др. (2000) Вендский возраст эндербитов гранулитового комплекса Байкало-Муйского офиолитового пояса (Северное Прибайкалье): U-Pb и Sm-Nd-изотопные свидетельства. ДАН. 370(5), 652-654.
- Владимиров А.Е., Коробейников Н.К., Четвертаков И.В. (2004) Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200000, изд. второе, серия Муйская, лист О-50-XXV и объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 214 с.
- Габов Н.Ф., Добрецов Н.Д., Кушев В.Г. (1984) Эклогиты и эклогитоподобные породы в Северном Прибайкалье. Петрология и минералогия базитов Сибири. М.: Наука, 36-50.
- Добрецов Н.Д. (1983) Офиолиты и проблемы Байкало-Муйского офиолитового пояса. Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. 1, 11-19.
- Ефремов С.В. (2010) Раннепалеозойские адакиты Восточного Саяна. Геохимические особенности и источники вещества. Геохимия. (11), 1185-1201.
- Efremov S.V. (2010) Early Paleozoic Adakites in the Eastern Sayan: Geochemistry and Sources. *Geochem. Int.* 48(11), 1112-1127.
- Изох А.Э., Гибшер А.С., Журавлев Д.З., Балыкин П.А. (1998) Sm-Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых массивов восточной ветви Байкало-Муйского офиолитового пояса. ДАН. 360(1), 88-92.

- Клитин К.А., Домина Е.А., Риле Г.В. (1975) Строеение и возраст офиолитового комплекса Байкало-Витимского поднятия Бюл. МОИП. Нов. сер., отд. геол. **80**(1), 82–94.
- Колман Р.Г. (1979) *Офиолиты*. М.: Мир. 262 с.
- Конников Э.Г., Цыганков А.А. (1992) О гетерогенности Байкало-Муйского офиолитового пояса. *ДАН*. **327**(1), 115–120.
- Конников Э.Г., Посохов В.Ф., Врублевская Т.Т. (1994) О генезисе плагиомигматитов в докембрийских офиолитах Северного Прибайкалья. *Геология и геофизика*. (1), 82–88.
- Конников Э.Г., Цыганков А.А., Врублевская Т.Т. (1999) *Байкало-Муйский вулканоплутонический пояс: структурно-вещественные комплексы и геодинамика*. М.: ГЕОС, 163 с.
- Костицын Ю.А., Аносова М.О. (2013) U-Pb возраст экструзивных пород кальдеры Уксичан в срединном хребте Камчатки – применение лазерной абляции к датированию молодых цирконов. *Геохимия*. (2), 171–179.
- Kostitsyn Yu.A., Anosova M.O. (2013) U-Pb Age of Extrusive Rocks in the Uxichan Caldera, Sredinnyi Range, Kamchatka: Application of Laser Ablation in Dating Young Zircons. *Geochem. Int.* **51**(2), 155–163.
- Костицын Ю.А., Журавлев А.З. (1987) Анализ погрешностей и оптимизация метода изотопного разбавления. *Геохимия*. (7), 1024–1036.
- Лучицкая М.В. (2002) Соотношение гранитоидного аккреционного и адакитового магматизма на Тихоокеанской активной окраине. *ДАН*. **385**(2), 226–230.
- Макрыгина В.А., Конева А.А., Пискунова Л.Ф. (1989) О гранулитах в нюрндукуанской серии Северного Прибайкалья. *ДАН СССР*. **307**(1), 195–201.
- Макрыгина В.А., Конников Э.Г., Неймарк Л.А. и др. (1993) О возрасте гранулит-чарнокитового комплекса в нюрндукуанской свите Северного Прибайкалья (парадокс радиохронологии). *ДАН*. **332**(4), 486–489.
- Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М. и др. (1995) О возрасте “муйских” гранитов Байкало-Витимского офиолитового пояса (U-Pb- и Sm-Nd-изотопные свидетельства). *ДАН*. **343**(5), 673–676.
- Орлова А.В., Разумовский А.А., Ревяко Н.М. и др. (2015) Принадлежность массива Тонкий мыс к Чая-Нюрндукуанскому ультрамафит-мафитовому комплексу (Северное Прибайкалье) по Sm-Nd изотопным данным. Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы. VI Российская конференция по изотопной геохронологии. ИГДД РАН. СПб., 204–206.
- Переляев В.И. (2003) Ультрабазит-базитовые комплексы западной части Средне-Витимской горной страны. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН. 20 с.
- Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. (2003) Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии. *Тихоокеанская геология*. **22**(6), 7–41.
- Ревяко Н.М., Костицын Ю.А., Бычкова Я.В. (2012) Взаимодействие расплава основного состава с вмещающими породами при формировании расслоенного интрузива Кивакка, Северная Карелия. *Петрология*. **20**(2), 115–135.
- Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г. и др. (2001) Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. **9**(4), 3–15.
- Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Глебовицкий В.А., Федосенко А.М. (2004) Вендский (590 ± 5 млн лет) возраст падринской серии Байкало-Муйского складчатого пояса: U-Pb данные по циркону. *ДАН*. **397**(4), 517–519.
- Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. (2007) Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области. *Геотектоника*. (6), 23–51.
- Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Глебовицкий В.А., Федосенко А.М. (2007а) Ранневендский возраст многофазных габбро-гранитных комплексов Каралон-Мамаканской зоны Байкало-Муйского пояса: новые U-Pb данные по циркону. *ДАН*. **415**(4), 535–538.
- Рыцк Е.Ю., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. (2012) U-Pb геохронология габбро-диорит-тоналит-гранодиоритовых интрузий Байкало-Муйского пояса. Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: *ИЗК СО РАН*. **2**, 57.
- Рязанцев А.В., Савельева Г.Н., Разумовский А.А. (2015) Дайковые комплексы офиолитов Урала. *Геотектоника*. (3), 36–55.
- Савельева Г.Н., Бортников Н.С., Баянова Т.С. и др. (2008) Изотопные Sm, Nd, Rb, Sr системы, захваченный He и углеводородные газы как маркеры источников расплава и флюидного режима при формировании океанической коры Срединно-Атлантического хребта в районе 5–6° с.ш. *Геохимия*. (8), 803–817.
- Savelieva G.N., Bortnikov N.S., Bayanova T.B. et al. Sm–Nd and Rb–Sr Isotopic Systems and Captured He and Hydrocarbon Gases as Markers of Melt Sources and Fluid Regime under Which the Oceanic Crust of the Mid-Atlantic Ridge Was Formed at 5°–6° N. *Geochem. Int.* **46**(8), 745–758.
- Салоп Л.И. (1964) *Геология Байкальской горной области*. М.: Недра, 516 с.
- Силантьев С.А., Кепке Ю., Арискин А.А. и др. (2014) Геохимическая природа и возраст плагиогранит/габбро-норитовой ассоциации внутреннего океанического комплекса Срединно-Атлантического хребта на 5°10' ю.ш. *Петрология*. **22**(2), 126–146.
- Склярков Е.В., Ковач В.П., Котов А.Б. и др. (2016) Бониниты и офиолиты: проблемы их соотношения и петрогенезиса бонинитов. *Геология и геофизика*. **57**(1), 163–180.
- Сомсикова А.В., Федотова А.А., Переляев В.И. и др. (2019) Новые Rb-Sr и Sm-Nd изотопно-геохимические данные для пород Среднеамканского офиолитового комплекса восточной части Байкало-Муйского складчатого пояса. XXII Симпозиум по геохимии изотопов имени академика А.П. Виноградова (29–31 октября 2019 г.). Тезисы докладов. М.: ГЕОХИ РАН, 84.
- Срывцев Н.А., Халилов В.А., Булдыгеров В.В., Переляев В.И. (1992) Геохронология гранитоидов Байкало-Муйского пояса. *Геология и геофизика*. (9), 72–78.
- Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Постников А.А. и др. (2007) Северный сегмент Палеоазиатского океана в неопротерозое: история седиментогенеза и геодинамическая интерпретация. *Геология и геофизика*. **48**(1), 60–79.

- Станевич А.М., Переляев В.И. (1997) К стратиграфии позднего докембрия Средне-Витимской горной страны. *Геология и геофизика*. **38**(10), 1642-1652.
- Туркина О.М. (2002) Тоналит-грандьемитовые комплексы надсубдукционных обстановок (на примере позднерифейских плагиогранитоидов ЮЗ окраины Сибирской платформы). *Геология и геофизика*. **43**(5), 418-431.
- Федотова А.А., Разумовский А.А., Хаин Е.В. и др. (2014) Этапы формирования магматических комплексов позднего неопротерозоя запада Байкало-Муйского пояса. *Геотектоника*. (4), 44-66.
- Хаин Е.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. (2008) U-Pb возраст плагиогранитов Войкаро-Сыньинского офиолитового комплекса (Полярный Урал). *ДАН*. **419**(4), 524-529.
- Цыганков А.А. (1998) Метавулканисты Байкало-Муйского офиолитового пояса: геохимия и корреляция. *Геология и геофизика*. **39**(9), 1133-1147.
- Цыганков А.А. (2005) *Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии*. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 306 с.
- Шацкий В.С., Ситникова Е.С., Томиленко А.А. и др. (2012) Эклогит-гнейсовый комплекс Муйской глыбы (Восточная Сибирь): возраст, минералогия, геохимия, петрология. *Геология и геофизика*. **53**(6), 657-682.
- Шацкий В.С., Скузоватов С.Ю., Рагозин А.Л., Дриль С.И. (2014) Свидетельства неопротерозойской континентальной субдукции в Байкало-Муйском складчатом поясе. *ДАН*. **459**(2), 228-231.
- Castillo P.R. (2006) An overview of adakites petrogenesis. *Chinese Science Bulletin*. **51**(3), 257-268.
- Condie K.C. TTG and adakites: Are they both slab melts? *Lithos*. 2005. **80**, 33-44.
- Defant M.J., Drummond M.S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*. (347), 662-665.
- Defant M.J., Kepezhinskas P. (2001) Evidence suggests slab melting in arc magmas. *EOS*. **82**(6), 65-68.
- Dobretsov N.L., Konnikov E.G., Dobretsov N.N. (1992) Precambrian ophiolite belts of southern Siberia, Russia, and their metallogeny. *Precamb. Research*. **58**, 427-446.
- Drummond M.S., Defant M.J. (1990) A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *J. Geophys. Res.* **95**, 21503-21521.
- Drummond M.S., Defant M.J., Kepezhinskas P.K. (1996) Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalitedacite/adakite magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*. **87**, 205-215.
- Furnes H. and Dilek Y. (2017) Geochemical characterization and petrogenesis of intermediate to silicic rocks in ophiolites: A global synthesis. *Earth-Sci. Reviews* **166**, 1-37.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. (2004) The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chem. Geology*. **211**, 47-69.
- Kröner A., Fedotova A.A., Khain E.V. et al. (2015) Neoproterozoic ophiolite and related high-grade rocks of the Байкал-Muya belt, Siberia: Geochronology and geodynamic implications. *J Asian Earth Sci.* **111**, 138-160.
- Ludwig K.R. (2012) *Isoplot 3.75: A geochronological toolkit for Microsoft Excel*, Spec. Publ., no. 5, Berkeley Geochronology Center, Berkeley, California. 75 p.
- Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.F., Champiron D. (2005) An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implication for crustal evolution. *Lithos*. **79**, 1-24.
- Parfenov L.M., Badarch G., Berzin N.A. et al. (2010) Tectonic and metallogenic model for Northeast Asia. Nokleberg W.J. (Ed.) Metallogenesis and tectonics of Northeast Asia. U.S. Geological Survey Professional Paper. **1765**, 9-1-9-55.
- Petford N., Atherton M. (1996) Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca Batholith, Peru. *J. Petrol.* **37**(6), 1491-1521.
- Pfänder J.A., Jochum K.P., Kozakov I. et al. (2002) Coupled evolution of back-arc and 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. *Contrib. Mineral. Petrol.* **143**, 154-174.
- Skuzovatov S., Shatsky V., Wang K.L. (2019) Continental subduction during arc-microcontinent collision in the southern Siberian craton: Constraints on protoliths and metamorphic evolution of the North Muya complex eclogites (Eastern Siberia). *Lithos*. **342-343**, 76-96.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Saunders A.D., Norry M.J. (Eds) *Magmatism in Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ.* **42**, 313-345.
- Tanaka T., Togashi S., Kamioka H. et al. (2000) JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium. *Chem. Geol.* **168**(3-4), 279-281.
- Taylor B., Martinez E. (2003) Back-arc basin basalt systematics. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **210**(3-4), 481-497.
- Taylor S.R. and McLennan S.M. (1985) *The continental crust: Its composition and evolution*. Oxford: Blackwell Scientific. 311 p.
- van Achterbergh E., Ryan C.G., Griffin W.L. (1999) GLITTER: On-line interactive data reduction for the Laser Ablation ICP-MS microprobe Proceedings of the 9th V.M. Goldschmidt Conference. Cambridge. Massachusetts. 305 p.
- Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F. et al. (1995) Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter*. **19**(1), 1-23.
- Xu J.F., Shinjo R., Defant M.J. et al. (2002) Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: Partial melting of delaminated lower continental crust? *Geology*. **30**(12), 1111-1114.