

СОСТАВ И ВОЗРАСТ ПЛАГИОГРАНИТОИДОВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ОЗЕРНОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

С.Н. Руднев¹, В.Г. Мальковец^{1,2,3}, Е.А. Белоусова⁴, И.Г. Третьякова^{1,5}, А.А. Гибшер^{1,2,3}

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

² Научно-исследовательское геологическое предприятие АК АЛРОСА (ПАО),
678170, Мирный, Чернышевское шоссе, 16, Республика Саха (Якутия), Россия

³ Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

⁴ Australian Research Council Centre of Excellence for Core to Crust Fluid Systems / GEMOC,
Department of Earth and Planetary Science, Macquarie University, Sydney, NSW 2109, Australia

⁵ Центральный научно-исследовательский геолого-разведочный институт цветных и благородных металлов,
117545, Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1, Россия

Рассмотрены особенности геологического строения, состава и возраст раннепалеозойских интрузивных ассоциаций, участвующих в строении Тугрикского, Удзур-Хунгинского, Хатан-Хунгинского, Мандалт, Баясгалантского и Дутулинского массивов. Массивы расположены в южной части островодужной системы Озерной зоны Западной Монголии среди вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ позднепротерозойско-раннекембрийского возраста. Установлено, что в составе этих массивов принимают участие плагиогранитоидные и габброидные ассоциации различного вещественного состава, возраста и геодинамической обстановки формирования. Результаты геохронологических исследований свидетельствуют, что формирование плагиогранитоидных ассоциаций в южной части Озерной зоны происходило в интервале от 531 до 481 млн лет. В этом возрастном диапазоне выделяются два рубежа интрузивного магматизма, отвечающие главным геодинамическим этапам развития этой зоны: островодужный — 531—517 млн лет и аккреционно-коллизийный — 504—481 млн лет. Плагиогранитоидные ассоциации островодужного этапа имеют наиболее широкое развитие, тогда как интрузивный магматизм на аккреционно-коллизийном этапе развития региона здесь проявился в меньших масштабах. На всех возрастных рубежах основной объем слагают гранитоидные ассоциации тоналит-тронджемитовой серии, которые по петрохимическому составу относятся к породам известково-щелочной серии.

Результаты исследования ксеногенного и унаследованного циркона в плагиогранитоидных ассоциациях островодужного и аккреционно-коллизийного этапа развития региона указывают на их возрастную диапозон 664—520 млн лет. Среди них выделяются четыре возрастные группы ксеногенного и унаследованного циркона (~664, 570—560, 545—531 и 530—520 млн лет), которые в целом отвечают этапам проявления магматизма (вулканогенные, интрузивные) островодужного и офиолитового типов и, по всей вероятности, отражают дополнительные магнообразующие источники, ответственные за формирование исходных расплавов для изученных плагиогранитоидных массивов.

Гранитоидный магматизм, геохронология, петрохимия, Центрально-Азиатский складчатый пояс, Озерная зона Западной Монголии.

COMPOSITION AND AGE OF PLAGIOGRANITOIDS IN THE SOUTH OF THE LAKE ZONE (Western Mongolia)

S.N. Rudnev, V.G. Mal'kovets, E.A. Belousova, I.G. Tret'yakova, and A.A. Gibsher

We consider the geologic structure, composition, and age of early Paleozoic intrusive rock associations of the Tugrug, Udzur-Hunga, Hatan-Hunga, Mandalt, Bayasgalant, and Dut Uul plutons. The plutons are located among late Neoproterozoic–early Cambrian volcanic and volcanosedimentary strata in the southern part of the island-arc system of the Lake Zone in Western Mongolia. We have recognized plagiogranitoid and gabbroid associations of different petrochemical compositions, ages, and geodynamic settings of formation in these plutons. The results of geochronological studies show that the plagiogranitoid associations in the south of the Lake Zone formed in the period from 531 to 481 Ma. Two major stages of intrusive magmatism in the zone have been established in this time interval: island-arc, 531–517 Ma, and accretion–collision, 504–481 Ma. The plagiogranitoid associations that formed at the island-arc stage are the most widespread, whereas those formed at the accretion–collision stage are much scarcer. The intrusive plutons of all ages are composed predominantly of granitoid associations of the tonalite–trondhjemite series, which are calc-alkalic rocks. Study of xenogenic and inherited zircons from plagiogranitoid associations formed at the island-arc and accretion–collision stages of the regional evolution has shown their age range 664–520 Ma. Four age groups of inherited zircon have been recognized (~664, 570–560, 545–531, and 530–520 Ma), which generally correspond to the stages of island-arc (volcanic and intrusive) and ophiolite magmatism and, most likely, reflect the additional magma-generating sources of parental plagiogranitic melts.

Granitoid magmatism, geochronology, petrochemistry, Central Asian Orogenic Belt, Lake Zone in Western Mongolia

ВВЕДЕНИЕ

Озерная зона Западной Монголии рассматривается как островодужный позднепротерозойско-раннекембрийский террейн [Дергунов, 1989; Dergunov et al., 2001; Badarch et al., 2002], являющийся составной частью каледонского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). Этот островодужный пояс является одним из самых крупных в ЦАСП (рис. 1) и протягивается в южном и юго-восточном направлениях более чем на 800 км. На севере Озерная зона сочленяется с ранними каледонидами Таннуольской островодужной зоны Тувы, на западе — граничит с поздними каледонидами Монгольского и Гобийского Алтая, а на востоке — с дорифейскими комплексами Дзабханского (Байдрикского) микроконтинента. Озерная зона имеет покровно-складчатую структуру, характер которой определяют тектонически совмещенные блоки и пластины, сложенные различными по составу позднепротерозойско-раннекембрийскими фрагментами офиолитовых и островодужных комплексов. Этот пояс характеризуется широким развитием позднепротерозойских стратифицированных вулканогенных, вулканогенно-осадочных и терригенных комплексов и прорывающих их разновозрастных (поздний неопротерозой—пермь) гранитоидов [Тектоника..., 1974]. Геологические исследования вулканогенных и осадочных комплексов в различных частях Озерной зоны позволили установить масштабы их развития, последовательность формирования, возрастное положение (570–545 млн лет), а также островодужную и офиолитовую природу [Гибшер и др., 2001; Dergunov et al., 2001; Ярмолюк и др., 2002, 2003, 2006, 2011; Коваленко и др., 2004; Гордиенко, 2006; Buriánek et al., 2017]. На основе детального изучения геологического строения, вещественного состава вулканогенных и осадочных комплексов (базальтовый, базальт-андезитовый, андезитовый и кремнисто-терригенный) северной и центральной частей Озерной зоны, а также их петрохимических, геохимических и изотопных характеристик было установлено, что выделенные комплексы различаются тектоническими условиями образования (океанические плато и острова, островные дуги, аккреционные клинья). Результаты Nd-изотопных исследований этих вулканических комплексов Озерной зоны, с учетом их геологического строения, возраста, геохимических и изотопных характеристик [Коваленко и др., 1996; Jahn et al., 2000a,b; Ярмолюк и др., 2002, 2003, 2006, 2011, 2012; Jahn, 2004; Ковач и др., 2011], позволили сделать выводы, что ювенильная кора Озерной зоны была образована в позднепротерозойско-кембрийское время (570–490 млн лет) в обстановке внутриокеанических островных дуг и океанических плато из деплетированных мантийных источников с вовлечением в зоны субдукции древнего корового материала в форме осадков, а также во время аккреционных процессов палеоокеанических и островодужных комплексов, задуговых бассейнов и докембрийских микроконтинентов (Дзабзанский).

Среди полей развития островодужных вулканитов Озерной зоны широко распространены интрузивные ассоциации позднепротерозойско-раннепалеозойского возраста, среди которых основной объем слагают гранитоиды, в меньшей степени — габброиды. Гранитоиды и габброиды формировались в различных геодинамических обстановках (островодужная и аккреционно-коллизонная), имеют различное возрастное положение (от позднего неопротерозоя до среднего—позднего ордовика), петрогеохимические и изотопные характеристики [Изох и др., 1998; Коваленко и др., 2004; Руднев и др., 2009, 2012, 2016; Ярмолюк и др., 2011]. В настоящее время установлено, что гранитоидные ассоциации северной и центральной частей Озерной зоны, так же как и в Алтае-Саянской складчатой области [Козаков и др., 1999; 2002; Руднев и др., 2008, 2013б, 2015; Монгуш и др., 2011; Руднев, 2013], тесно сопряжены в составе крупных полихронных батолитов (см. рис. 1). В Озерной зоне гранитоидные батолиты и их сателлиты [Руднев и др., 2009, 2012, 2016; Ярмолюк и др., 2011] образуют самостоятельные очаговые ареалы интрузивного магматизма (Хиргиснурский, Харанурский и Бумбатхаирханский), отстоящие друг от друга на 80—100 км. Эти ареалы имеют различное строение, масштабы развития магматических ассоциаций (гранитоиды и габброиды), их временной диапазон формирования, геохимические и изотопные характеристики. Установлено, что гранитоидный магматизм в этих ареалах характеризуется разной длительностью (млн лет) и интенсивностью магматической активности: Хиргиснурский ареал — 519—465, Харанурский — 531—449, Бумбатхаирханский — 551—468 (табл. 1). Среди гранитоидных ассоциаций, слагающих основной каркас крупных полихронных плутонов северной и центральной частей Озерной зоны, преимущественное развитие имеют диорит-тоналит-плагиогранитные ассоциации, в меньшей степени гранодиорит-гранитные. В ряде работ [Коваленко и др., 2004; Руднев и др., 2009, 2012, 2016; Ярмолюк и др., 2011; Ковач и др., 2011] приведены данные по петрохимическому и редкоземельному составу гранитоидов и их изотопным характеристикам. Эти данные позволили оценить условия формирования исходных для них расплавов и основные магмообразующие источники на различных этапах (островодужный, аккреционно-коллизонный) геодинамического развития региона.

Раннепалеозойский интрузивный магматизм южной части Озерной зоны остается пока еще слабоизученным. Следует отметить лишь отдельные публикации (см. табл. 1), где рассмотрены особенности

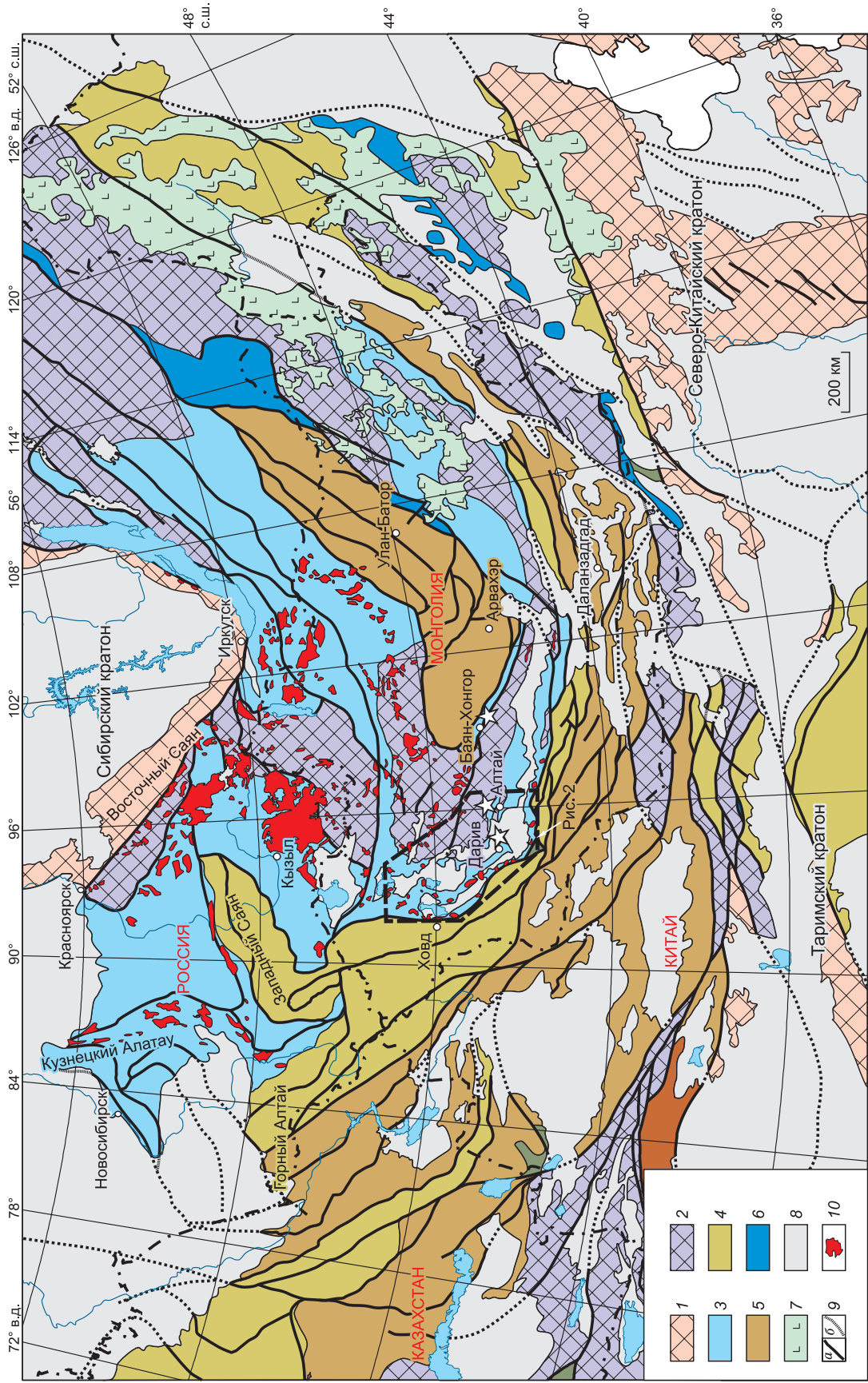


Рис. 1. Тектоническая карта Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Составлена с изменениями и дополнениями на основе данных [Kozlovsky et al., 2015], с вынесеными на ней раннепалеозойскими гранитоидными батолитами Алтае-Саянской складчатой области и Западной Монголии. Звездочкой показано положение офиолитовых комплексов Западной Монголии.
 1 — кратоны; 2 — микроконтиненты; ЦАСП (складчатые пояса): 3 — поздний неопрогерозой — ранний палеозой, 4 — ранний — средний палеозой, 5 — средний — поздний палеозой, 6 — поздний палеозой — ранний мезозой; 7 — вулканические пояса (поздний мезозой); 8 — мезозой — кайнозойские отложения; 9 — разломы; а — видимые, б — предполагаемые; 10 — раннепалеозойские гранитоидные батолиты.

Таблица 1. Результаты геохронологических исследований раннепалеозойских гранитоидных ассоциаций Озерной зоны Западной Монголии

Интрузивный ареал	Массив	Ассоциация	Геохимический тип	Возраст, млн лет	Источник
Хиргиснурский	Шаратологыйский	Диорит-тоналит-плагиогранитная (ранний ритм)	Высокоглиноземистые ТТГ	519 ± 8	[Руднев и др., 2009]
		Диорит-тоналит-плагиогранитная (поздний ритм)	Низкоглиноземистые ТТГ	494 ± 10	»
		Диорит-тоналит-плагиогранитная	Высокоглиноземистые ТТГ	495 ± 2	[Коваленко и др., 2004]
Харанурский	Айрыгнурский	Гранодиорит-гранитная	Известково-щелочные	465 ± 11	[Ярмолюк и др., 2011]
	Харанурский	Диоритовая	Низкоглиноземистые ТТГ	529 ± 6	[Руднев и др., 2009]
		Плагиогранитная	Высокоглиноземистые ТТГ	531 ± 10	»
		Диорит-гранодиорит-гранитная	Известково-щелочной	459 ± 10	»
	Западно-Баян-Хаирханский	Плагиогранитная	Высокоглиноземистые ТТГ	514 ± 8	[Ярмолюк и др., 2011]
	Баян-Хаирханский	Гранодиорит-гранитная	Известково-щелочной	449 ± 1	[Ярмолюк и др., 2011]
Три холма	Диорит-тоналит-плагиогранитная	Высокоглиноземистые ТТГ	551 ± 13	[Руднев и др., 2012, 2016]	
Бумбат-Хаирханский	Хаирханский	Перидотит-пироксенит-габброноритовая	—	511 ± 7	»
	Бумбат-Хаирханский	Плагиогранитная	Высокоглиноземистые ТТГ	535 ± 6	»
		Диорит-тоналит-плагиогранитная	Низкоглиноземистые ТТГ	524 ± 10	»
		»	»	507 ± 4	»
	Гундгузинский	Диорит-тоналит-плагиогранитная (ранний ритм)	Высокоглиноземистые ТТГ	505 ± 7	»
		Диорит-тоналит-плагиогранитная (поздний ритм)	»	511 ± 7	»
Плагиогранитная		Низкоглиноземистые ТТГ	468 ± 15	»	
Дутулинский	Шток (хр. Баян-Цаган-Нуру)	Диорит-тоналит-плагиогранитная	Высокоглиноземистые ТТГ	495 ± 8	[Настоящая работа]
	Мандалт	Тоналит-плагиогранитная (ранний ритм) Плагиогранитная (поздний ритм)	Высокоглиноземистые ТТГ	524 ± 4 523 ± 2	[Настоящая работа] »
	Баясгалантский	Плагиогранитная	Высокоглиноземистые ТТГ	481 ± 5	[Настоящая работа]
Хатан-Хунгинский	Дутулинский	Плагиогранитная	Высокоглиноземистые ТТГ	521 ± 3	[Настоящая работа]
	Хатан-Хунгинский	Плагиогранитная	Высокоглиноземистые ТТГ	530 ± 4	[Руднев и др., 2013а]
Тутрикский	Тутрикский	Диорит-тоналит-плагиогранитная (ранний ритм) Плагиогранитная (поздний ритм) Диорит-тоналит-плагиогранитная	Высокоглиноземистые ТТГ » »	504 ± 3 517 ± 4	[Настоящая работа] »

Южно-Дарвиинский (хр. Дариби)	Плагιοгранит	Низкоглиноземистые ТТГ	573 ± 6	[Козаков и др., 2002]
	Диорит	»	515 ± 8	[Dijkstra et al., 2006]
Хан-Тайширский (хр. Хан-Тайшири)	Гранит	Известково-щелочные	498 ± 1	[Kröner et al., 2014]
	Тоналит	Низкоглиноземистые ТТГ	490 ± 4	[Козаков и др., 2002]
	Плагιοгранит	»	560 ± 8	[Jian et al., 2014]
	»	»	567 ± 4	»
	Микрогаббро	—	568 ± 5	»
	Плагιοгранит	Низкоглиноземистые ТТГ	568 ± 4	[Гишпер и др., 2001]
	»	»	573 ± 8	[Jian et al., 2014]
	»	»	566 ± 7	[Jian et al., 2014]
Диорит	—	542 ± 4	[Buriánek et al., 2017]	
Габбро	—	538 ± 3	[Janoušek et al., 2018]	
»	—	521 ± 6	»	
Кварцевый диорит	Низкоглиноземистые ТТГ	524 ± 7	»	
Тоналит	»	516 ± 2	»	
Кварцевый диорит	»	511 ± 2	»	
Диорит	»	494 ± 3	»	
Гранодиорит	Известково-щелочные	495 ± 3	»	

геологического строения и состава Тугурукского габброидного массива, расположенного в осевой части островной дуги Озерной зоны [Изох и др., 1990], а также время формирования, вещественные составы и изотопные характеристики гранитоидных и габброидных интрузий, находящихся в районе хребтов Дариби, Хан-Тайшири и Замтын-Нуру [Хаин и др., 1995; Козаков и др., 2002; Dijkstra et al., 2006; Jian et al., 2014; Kröner et al., 2014; Коваленко и др., 2014; Buriánek et al., 2017; Janoušek et al., 2018].

Целью данной работы является выяснение геодинамических условий формирования раннепалеозойских гранитоидов южной части Озерной зоны Западной Монголии, временной последовательности их становления и предварительной оценки вероятных источников, ответственных за формирование исходных расплавов. Для этого решались следующие задачи: детальные исследования геологического строения гранитоидных массивов раннепалеозойского возраста и характера взаимоотношения выделенных породных ассоциаций между собой и с вмещающими породами, проведение геохронологических исследований по магматическим и ксеногенным/унаследованным цирконам из изученных гранитоидных ассоциаций; изучение минералого-петрографического и петрохимического составов всех породных групп, участвующих в строении массивов. При геохронологических исследованиях особое внимание также было уделено ксеногенным и унаследованным цирконам, U-Pb изотопные исследования которых позволяют оценить возраст пород, непосредственно участвующих в формировании исходных для гранитоидов расплавов. Для решения поставленных целей и задач были изучены несколько гранитоидных массивов, которые образуют самостоятельные ареалы интрузивного магматизма в южной части Озерной зоны. Эти массивы находятся в осевой части островной дуги Озерной зоны (южная часть) между самонами Тугрик и Дарви и являются продолжением пояса раннепалеозойских гранитоидных массивов, расположенных северо-западнее в пределах этой же островодужной зоны.

Задачи, касающиеся выяснения условий выплавления исходных для плагιοгранитоидов расплавов и их магмогенерирующих источников, будут изложены в следующей статье, на основе изучения редкоэлементного состава пород и их Sr-Nd изотопных характеристик (Sm-Nd, Rb-Sr методы), а также Hf изотопии циркона.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ МАССИВОВ

В ранних каледонидах южной части Озерной зоны Западной Монголии выделяется ряд раннепалеозойских гранитоидных массивов, которые образуют самостоятельные очаговые ареалы интрузивного магматизма (Тугрикский, Хатан-Хунгинский и Дутулинский, рис. 2). Эти ареалы характеризуются различным геологическим строением, масштабами развития интрузивных ассоциаций, набором породных групп (гранитоиды и габброиды), возрастом и геодинамическими обстановками формирования.



Рис. 2. Схема геологического строения Озерной зоны.

Составлена с упрощениями на основе данных [Geological..., 1999]. Массивы: 1 — Шаратологийский, 2 — Хиргиснурский, 3 — Айрыгнурский, 4 — Баян-Хаирханский, 5 — Западно-Баян-Хаирханский, 6 — Харанурский, 7 — Гундгузинский, 8 — Бумбат-Хаирханский, 9 — Хаирханский, 10 — Три Холма, 11 — Баян-Цаганский, 12 — Восточно-Баян-Цаганский, 13 — Таван-Хаирханский, 14, 15 — шток Баян-Цаган-Нуру, 16 — Дутулинский, 17 — Баясгалантский, 18 — Мандалт, 19 — Хатан-Хунгинский, 20 — Удзур-Хунгинский, 21 — Тугрикский, 22 — Тунгалагский, 23 — гранитоидные массивы хребта Дариби, 24 — офиолиты хребта Дариби, 25 — Хара-Чулу, 26 — Хутульский, 27 — Сархаирханский. Ареалы интрузивного магматизма: I — Хиргиснурский, II — Харанурский, III — Бумбат-Хаирханский, IV — Дутулинский, V — Хатан-Хунгинский, VI — Тугрикский, VII — Южно-Дарвинский, VIII — Хан-Тайширский.

На врезке показана схематичная тектоническая карта Западной Монголии. Докембрийские микроконтиненты: ДЗ — Дзабханский, ЮГ — Южно-Гобийский; ОЗ — островная дуга Озерной зоны (поздний неопротерозой — ранний палеозой); аккреционные комплексы (ранний — средний палеозой): МА — Монголо-Алтайский, ЮМ — Южно-Монгольский.

I — осадочные отложения (KZ—MZ), 2 — вулканогенные и осадочные отложения (S—D); 3 — то же (NP₃—C₁); 4 — гранитоиды (D); 5 — то же (O); 6 — габброиды (NP₃—O₁); 7 — офиолиты (NP); 8 — разломы; 9 — массивы и их номера; 10 — интрузивные ареалы.

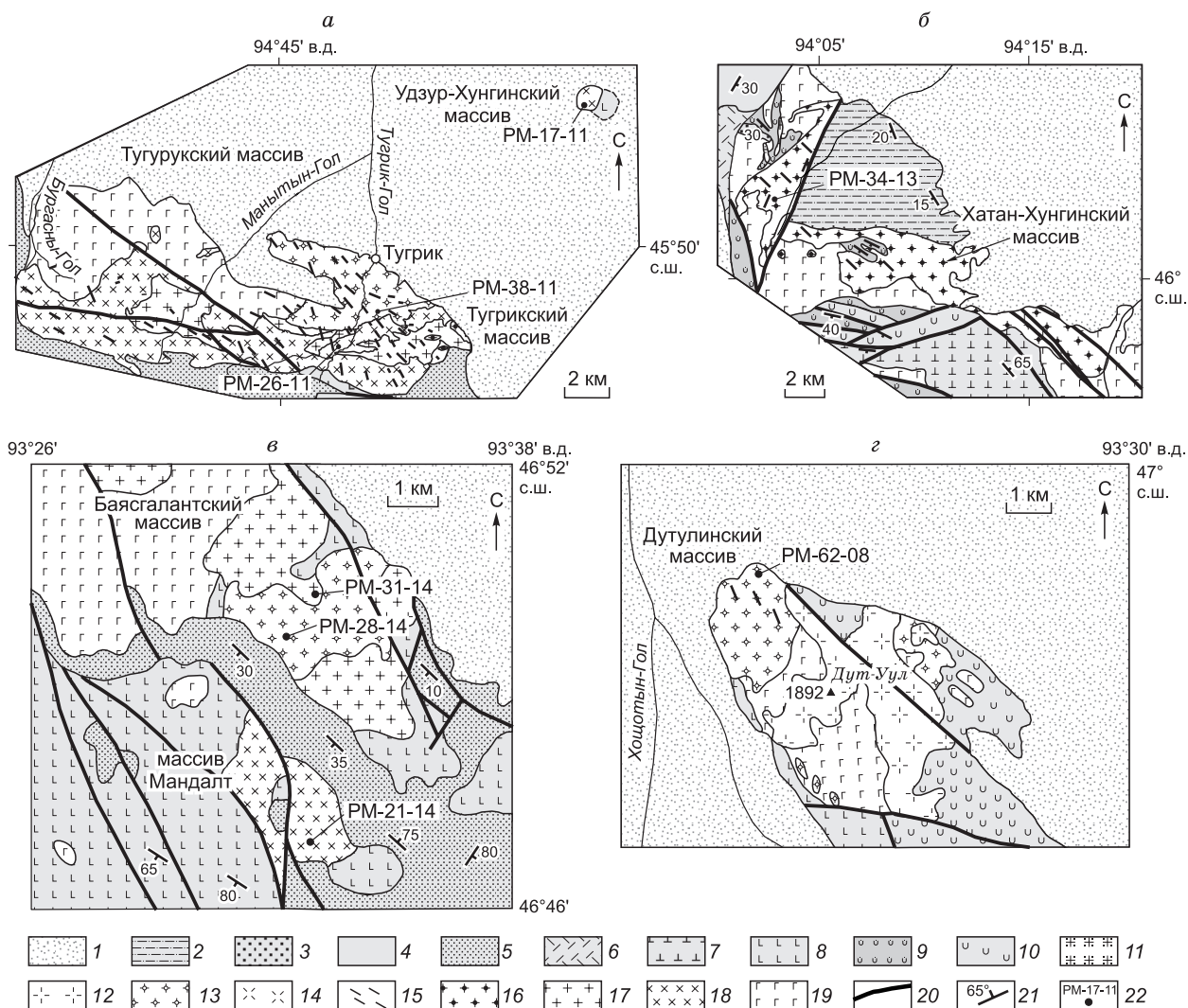


Рис. 3. Схемы геологического строения гранитоидных массивов южной части Озерной зоны.

Составлены с изменениями и дополнениями с использованием данных [Togtoh et al., 1993]. Массивы: Тугрукский и Удзур-Хунгинский (а), Хатан-Хунгинский (б), Мандалт и Баясгалантский (в), Дутулинский (г).

1 — терригенные отложения KZ—Q; 2—5 — осадочные и терригенные отложения: J₁—J₂ (2), P₁ (3), C₁ (4), D₂ (5); 6—10 — вулканогенные и осадочные отложения: D₁ (6), C₁ (7), V—C₁ (8), V (9), R₃—V (10); 11, 12 — гранитоиды: P₂ (11), C₂₋₃ (12); 13 — тоналиты и плагиограниты, C₃—O₁; 14 — кварцевые диориты, C₃—O₁; 15 — дайки диабазов, C₃—O₁; 16 — плагиограниты, C₁; 17 — тоналиты, C₁; 18 — кварцевые диориты, C₁; 19 — габброиды, V—C₁; 20 — разломы; 21 — элементы залегания; 22 — номера проб и их место отбора.

Тугрукский ареал интрузивного магматизма расположен в северной части хр. Монгольский Алтай (рис. 3). В его составе выделяются Тугрукский и Удзур-Хунгинский массивы.

Тугрукский массив расположен в районе самона Тугрик и является одним из самых крупных интрузивных образований (~180 км²) южной части Озерной зоны. Породы массива интродуцируют островодужные вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения позднего неопротерозоя и раннего кембрия и, в свою очередь, перекрываются вулканогенными и вулканогенно-осадочными слоями среднего девона и неоген-четвертичными отложениями. Массив имеет полихронное строение. Наиболее ранними являются габброиды хиргиснурского комплекса Тугурукского массива [Изох и др., 1990], поздние ассоциации представлены плагиогранитоидами тохтогеншильского комплекса.

Тугурукский габброидный массив расположен в северо-западной части Тугрукского массива и занимает около 25—30 % его площади. Он является типичным представителем перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовой формации. Массив имеет расслоенное строение. В составе расслоенной серии выделяются троктолиты, оливиновые габбро, плагиоперидотиты. Большая часть пород массива подверглась интенсивной амфиболитизации за счет внедрения более поздних плагиогранитоидов.

Геологические исследования показали, что гранитоиды, участвующие в строении Тугрикского плутона, расчленяются на две самостоятельные интрузивные ассоциации, которые характеризуются определенным набором породных групп, минералого-петрографическим составом, структурно-текстурными особенностями и временем формирования: диорит-тоналит-плагиогранитная (ранний ритм) и плагиогранитная (поздний ритм). В пределах Тугрикского массива и во вмещающих его породах можно отметить широкое развитие даек диабазов (дайковый комплекс). Дайковый комплекс наиболее широкое развитие получил в восточной части плутона (см. рис. 3). Геологические данные свидетельствуют о двух возрастных уровнях формирования даек. Дайки раннего этапа прорывают породы диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциации раннего ритма и габброиды Тугурукского массива и в то же время сами срезаются плагиогранитами позднего ритма. Дайки позднего этапа интродуцируют породы раннего и позднего ритмов и перекрываются вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями раннего девона.

Ранняя диорит-тоналит-плагиогранитная ассоциация. Породы этой ассоциации распространены в южной части плутона. В строении этой ассоциации принимают участие биотит-амфиболовые кварцевые диориты (~ 50 %), тоналиты (~ 40—45 %) и плагиограниты (~5—10 %), образующие самостоятельные интрузивные фазы. Жильная серия — дайки плагиогранитов. Плагиогранитоиды интродуцируют более ранние габброиды Тугурукского массива и сами инъецируются дайками диабазов и последующими вслед за ними породами поздней плагиогранитной ассоциации. Среди структурно-текстурных особенностей пород диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциации можно отметить гнейсовидный облик, крупно- и среднезернистую структуру.

Породы *поздней плагиогранитной ассоциации* на современном эрозионном срезе составляют приблизительно 30 % от площади Тугрикского массива. Главным образом они сосредоточены в северо-восточной части плутона, где образуют крупный массив в районе самона Тугрик, реже встречаются в виде небольших штокообразных тел в северной части плутона среди полей развития пород ранней диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциации. В строении ассоциации принимают участие мусковит-биотитовые плагиограниты. Они характеризуются массивной, равномерно-зернистой и крупнозернистой структурами без признаков огнейсования.

Удзур-Хунгинский массив расположен в 16 км на северо-восток от Тугрикского массива, в районе горы Удзур-Хунга-Нуру (1620 м). На современном эрозионном срезе массив имеет округлую форму площадью около 2 км² (см. рис. 3, а). Основная часть массива перекрыта четвертичными отложениями, а на востоке они прорывают вулканогенные отложения позднепротерозойско-раннекембрийского возраста. В строении массива преимущественное развитие имеют среднекрупнозернистые гнейсовидные биотит-амфиболовые кварцевые диориты (60—65 %), в меньшей степени развиты среднезернистые гнейсовидные тоналиты (25—30 %) и плагиограниты (~5 %). По минералого-петрографическому составу и структурно-текстурным особенностям они имеют сходство с породами ранней диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциации Тугрикского массива. Среди пород жильной серии отмечаются дайки лампрофиров, а также жилы и дайки биотит-амфиболовых плагиогранитов.

Хатан-Хунгинский ареал интрузивного магматизма. Этот ареал раннепалеозойского интрузивного магматизма расположен на северо-западе от Тугрикского ареала, между самонами Дарви (южный) и Тугрик, в северо-восточном борту хр. Монгольский Алтай (см. рис. 2). Он имеет сложное строение, и в его составе выделяются габброидные и гранитоидные ассоциации, которые прорывают вулканогенные отложения островодужного типа позднепротерозойского и раннекембрийского возраста (см. рис. 3). На востоке интрузивные ассоциации этого ареала по тектоническому разлому граничат со среднепалеозойскими отложениями Монгольского Алтая, а на востоке и северо-востоке перекрыты четвертичными и юрскими отложениями. Гранитоидные и габброидные ассоциации, наблюдаемые в составе этого магматического ареала, тесно сопряжены друг с другом в пространстве и имеют приблизительно одинаковое площадное развитие. Габброиды наблюдаются в составе небольших интрузивных массивов. Они подвержены сильным изменениям со стороны более поздних плагиогранитоидов.

Хатан-Хунгинский массив на современном эрозионном срезе имеет подковообразную форму площадью около 50—60 км² (см. рис. 3). Истинные размеры этого массива неясны, поскольку на востоке породы массива перекрыты терригенно-осадочными отложениями юрского и четвертичного возрастов. Породы массива прорывают вулканогенные отложения позднего неопротерозоя и раннего кембрия и более ранние габброиды хиргиснурского комплекса раннего кембрия, в то же время сами прорываются гранитоидами пермского возраста. В строении Хатан-Хунгинского массива принимают участие массивные, крупнозернистые мусковит-биотитовые плагиограниты (~60—65 %) первой фазы и среднекрупнозернистые лейкоплагиограниты (~35—40 %) второй фазы. Контакты между породами резкие, интрузивные, с образованием апофиз лейкоплагиогранитов второй фазы в плагиогранитах первой фазы. Жильная серия имеет ограниченное развитие и представлена в основном дайками диабазов, в редких случаях — дайками плагиогранитов. В эндоконтактных зонах массива иногда присутствуют ксеноблоки вме-

щающих вулканогенных пород. По минералого-петрографическому составу и текстурно-структурным характеристикам плагиогранитоиды этого массива имеют сходство с мусковит-биотитовыми плагиогранитами поздней ассоциации Тугрикского массива.

Дутулинский ареал интрузивного магматизма находится в северной оконечности хр. Сутай (см. рис. 2). В составе этого ареала выделяются несколько массивов гранитоидного и габброидного состава, которые расположены среди позднеопротерозойско-раннекембрийских отложений островодужного типа Озерной зоны Западной Монголии. Выделяются следующие массивы: Мандалт, Баясгалантский и Дутулинский (см. рис. 3). Каждый из этих массивов характеризуется своеобразным внутренним строением, вещественным набором породных ассоциаций и их возрастным положением.

Массив Мандалт является самым южным в этом ареале и расположен в гольцовой зоне на высоте выше 2700 м в левом борту одноименного урочища, приблизительно в 20 км на юго-запад от самона Дарви (северный). Массив имеет неправильную форму (площадь ~6 км²), вытянутую в северо-западном направлении. Породы массива прорывают вулканогенные отложения позднего неопротерозоя—раннего кембрия и перекрываются конгломератами среднего девона (см. рис. 3). Массив Мандалт имеет многофазное строение: 1-я фаза — среднезернистые амфиболовые кварцевые диориты, 2-я фаза — среднекрупнозернистые биотит-амфиболовые тоналиты, 3-я фаза — мелкозернистые биотит-амфиболовые плагиограниты. Породы первой и второй интрузивных фаз составляют основной объем (80—90 %) и наиболее полно представлены в южной части интрузии. Характерной чертой для них является гнейсовидный облик и присутствие сильноизмененных и в разной степени дезинтегрированных ксенолитов габброидов и вмещающих раннекембрийских вулканогенных отложений. Плагиограниты третьей фазы имеют ограниченное развитие и наблюдаются в виде небольших штоков в центральной и северо-восточной частях массива. Крайне редко они встречаются в виде тонких жилок в южной части массива среди пород первой фазы. Характерными для них также являются гнейсовидный облик и широкое развитие вторичных минералов (эпидот, хлорит).

Баясгалантский массив расположен приблизительно в 3—4 км на север от массива Мандалт (см. рис. 3). Он имеет овальную форму площадью около 20 км². В строении Баясгалантского массива выделяются две самостоятельные интрузивные ассоциации: тоналит-плагиогранитная (ранняя) и плагиогранитная (поздняя).

Породы ранней *тоналит-плагиогранитной ассоциации* занимают приблизительно половину площади массива. Они наблюдаются в виде двух тел, расположенных в северной и южной частях массива, разделенных породами более поздней плагиогранитной ассоциации. В строении ранней интрузивной ассоциации принимают участие биотит-амфиболовые тоналиты первой (главной) фазы и плагиограниты второй фазы. Иногда встречаются мелкие ксенолиты сильноизмененных амфиболовых габбро и кварцевых диоритов. Для всех породных разновидностей характерными являются гнейсовидный облик и среднезернистое строение.

Интрузивные породы поздней *плагиогранитной ассоциации* распространены в центральной части массива, где наиболее хорошо обнажены по бортам урочища Баясгалант. Амфибол-биотитовые плагиограниты этой ассоциации характеризуются устойчивой и однородной массивной текстурой, без признаков гнейсовидности, а также крупнозернистым и равномерно-зернистым строением. Жильная серия представлена дайками диабазов.

Дутулинский массив расположен в северной части одноименного ареала, в районе одноименной горы (см. рис. 2, 3). В плане он имеет овальную форму общей площадью около 6 км². Гранитоиды массива прорывают вулканогенные отложения позднего неопротерозоя—раннего кембрия и габброиды хиргиснурского комплекса раннего кембрия и, в свою очередь, интродурируются гранитоидами раннего—среднего карбона. В строении Дутулинского массива принимают участие средне- и крупнозернистые, равномерно-зернистые гнейсовидные биотитовые плагиограниты. Иногда среди плагиогранитов наблюдаются ксенолиты биотит-амфиболовых кварцевых диоритов. Жильная серия представлена мелкосреднезернистыми порфировидными биотитовыми плагиогранитами и дайками лампрофиров.

ПЕТРОХИМИЯ

Петрохимическая характеристика плагиогранитоидных ассоциаций Тугрикского, Удзур-Хунгинского, Хатан-Хунгинского, Мандалт, Баясгалантского и Дутулинского массивов южной части Озерной зоны проведена на основе более 90 силикатных анализов. В таблице 2 приведены представительные анализы пород, охватывающих все петрографические разности, участвующие в строении изученных плагиогранитоидных ассоциаций.

Интрузивные образования Тугрикского, Удзур-Хунгинского и Дутулинского ареалов по петрохимическим характеристикам отвечают гранитоидам известково-щелочной серии (рис. 4; табл. 2). На бинарных диаграммах в координатах SiO₂—(Na₂O + K₂O) точки их составов располагаются в поле состава гранитоидов нормального ряда (см. рис. 4). На диаграмме SiO₂—K₂O они занимают промежуточное

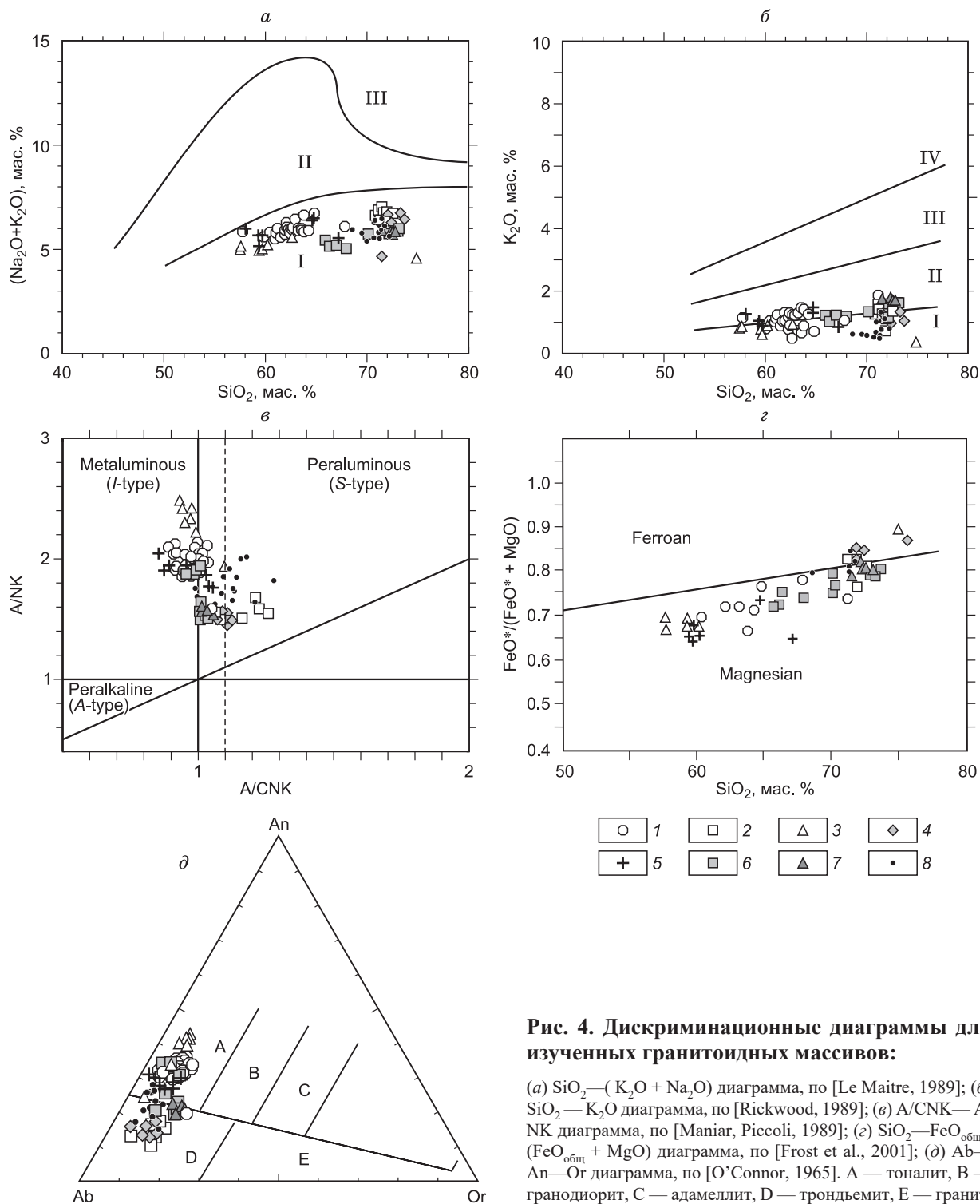


Рис. 4. Дискриминационные диаграммы для изученных гранитоидных массивов:

(а) SiO_2 — $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ диаграмма, по [Le Maitre, 1989]; (б) SiO_2 — K_2O диаграмма, по [Rickwood, 1989]; (в) A/CNK — A/NK диаграмма, по [Maniar, Piccoli, 1989]; (з) SiO_2 — $\text{FeO}_{\text{общ}} / (\text{FeO}_{\text{общ}} + \text{MgO})$ диаграмма, по [Frost et al., 2001]; (д) Ab — An — Or диаграмма, по [O'Connor, 1965]. А — тоналит, В — гранодиорит, С — адалеллит, D — трондьемит, Е — гранит. Анализы пород см. табл. 2.

Массивы: 1, 2 — Тугрикский (ранний, поздний соответственно); 3 — Удзур-Хунгинский; 4 — Хатан-Хунгинский; 5 — Мандалт; 6, 7 — Баясгалантский (ранний ритм и поздний соответственно); 8 — Дутулинский.

положение между областью составов гранитоидов с низко- и умеренными содержаниями K_2O . Для всех породных разновидностей характерно резкое преобладание содержаний Na_2O над K_2O . На диаграмме A/CNK — A/NK (индекс Шенда 0.80–1.27) фигуративные точки их состава располагаются в полях гранитоидов метаглиноземистого и перглиноземистого типов (см. рис. 4). На треугольной диаграмме в координатах Ab — An — Or изученные плагиогранитоидные ассоциации располагаются в области состава по-

Таблица 2. Содержания петрогенных компонентов в представительных образцах плагиигранитоидных массивов южной части Озерной зоны Западной Монголии

Компонент	Тугрикский массив Диорит-тоналит-плагиигранитная ассоциация (ранний ритм)								Тугрикский массив Плагиигранитная ассоциация (поздний ритм)			
	PM-31-11	PM-30-11	PM-26-11	PM-24-11	PM-20-11	PM-19-13	PM-20-13	PM-7-13	PM-37-11	PM-24-13	PM-40-11	PM-38-11
SiO ₂ , мас. %	57.77	60.45	62.31	63.25	63.81	64.28	67.82	71.15	71.21	71.56	71.88	72.58
TiO ₂	0.45	0.44	0.40	0.44	0.43	0.43	0.20	0.27	0.03	0.02	0.03	0.03
Al ₂ O ₃	19.10	19.20	18.35	18.70	17.80	17.22	17.80	15.04	16.70	15.33	16.05	15.95
Fe ₂ O ₃ общ.	6.28	5.39	4.93	4.22	4.40	4.71	2.40	2.63	2.34	2.55	1.75	2.15
MnO	0.10	0.08	0.08	0.07	0.09	0.09	0.03	0.07	0.06	0.06	0.03	0.06
MgO	2.86	2.14	1.74	1.49	2.02	1.75	0.62	0.86	0.45	0.49	0.49	0.45
CaO	6.53	5.65	5.13	5.04	5.20	5.06	4.53	2.66	1.70	2.37	1.74	1.30
Na ₂ O	4.71	4.77	4.98	5.28	4.43	4.65	5.04	4.54	5.47	5.19	5.99	5.37
K ₂ O	1.15	1.05	1.05	0.74	1.42	1.26	1.06	1.87	1.42	1.28	0.73	1.36
П.п.п.	1.21	0.89	0.69	0.82	0.86	0.57	0.95	0.53	0.75	0.60	0.95	0.81
P ₂ O ₅	0.21	0.21	0.20	0.17	0.14	0.19	0.12	0.09	0.05	0.05	0.03	0.04
Сумма	100.37	100.27	99.86	100.22	100.60	100.20	100.58	99.70	100.18	99.50	99.67	100.10

Компонент	Удур-Хунгинский массив Диорит-тоналит-плагиигранитная ассоциация				Хатан-Хунгинский массив Плагиигранитная ассоциация			Массив Мандалт Диорит-тоналит-плагиигранитная ассоциация			
	PM-18-11	PM-16-11	PM-19-15	PM-19/1-11	PM-37-13	PM-36-13	PM-34-13	PM-26-14	PM-25-14	PM-21-14	PM-23-14
SiO ₂ , мас. %	57.53	60.21	62.58	74.88	71.82	72.40	73.70	58.05	59.29	64.68	67.20
TiO ₂	0.50	0.55	0.42	0.08	0.13	0.10	0.10	0.66	0.57	0.31	0.41
Al ₂ O ₃	19.25	18.60	17.27	14.20	15.87	15.47	15.32	17.42	17.13	17.40	16.14
Fe ₂ O ₃ общ.	6.47	6.00	5.62	2.14	1.93	1.89	1.69	5.81	5.57	4.41	2.92
MnO	0.13	0.10	0.10	0.02	0.07	0.06	0.07	0.08	0.08	0.05	0.03
MgO	3.28	2.64	2.27	0.23	0.37	0.31	0.37	3.48	3.80	1.46	1.60
CaO	7.10	6.31	5.43	3.09	2.42	2.19	1.81	5.94	5.72	3.66	3.87
Na ₂ O	4.16	4.32	4.17	4.21	5.37	5.51	5.59	4.72	4.72	5.02	4.69
K ₂ O	0.83	0.90	0.89	0.37	1.22	0.96	1.03	1.28	0.97	1.49	0.86
П.п.п.	1.25	0.80	1.07	0.41	0.92	0.59	0.87	2.15	1.27	1.04	1.50
P ₂ O ₅	0.16	0.16	0.13	0.02	0.06	0.07	0.05	0.22	0.20	0.11	0.13
Сумма	100.66	100.59	99.96	99.65	100.16	99.55	100.61	99.81	99.30	99.63	99.34

Компонент	Баясгалантский массив								Дутулинский массив				
	Тоналит-плагиигранитная ассоциация (ранний ритм)					Плагиигранитная ассоциация (поздний ритм)			Плагиигранитная ассоциация				
	PM-38-14	PM-35-14	PM-30/2-14	PM-30-14	PM-31-14	PM-28-14	PM-29-14	PM-33-14	PM-10-11	PM-13-11	PM-4-11	PM-63-08	PM-62-08
SiO ₂ , мас. %	66.31	67.95	70.14	72.17	73.05	71.50	72.33	72.54	68.60	71.36	71.78	71.27	71.27
TiO ₂	0.47	0.44	0.34	0.33	0.31	0.30	0.29	0.23	0.21	0.18	0.16	0.03	0.15
Al ₂ O ₃	15.06	14.80	14.29	13.43	13.57	13.76	13.78	13.50	18.10	16.25	16.20	15.45	15.70
Fe ₂ O ₃ общ.	5.30	4.94	3.93	3.99	3.35	3.45	3.39	2.97	2.24	2.29	1.77	2.35	2.19
MnO	0.11	0.11	0.09	0.09	0.09	0.07	0.07	0.08	0.03	0.05	0.03	0.05	0.05
MgO	1.58	1.56	1.17	0.79	0.75	0.84	0.76	0.64	0.52	0.38	0.34	0.50	0.50
CaO	4.01	3.89	3.01	2.64	2.42	2.52	2.39	2.60	3.73	1.94	3.00	3.75	3.56
Na ₂ O	4.11	3.85	4.40	4.16	4.24	4.15	4.07	4.29	5.33	5.15	5.02	5.03	5.34
K ₂ O	1.04	1.20	1.35	1.60	1.64	1.76	1.81	1.44	0.62	1.33	1.11	0.49	0.48
П.п.п.	1.02	0.81	1.32	0.72	0.78	0.66	0.75	0.76	0.77	1.25	0.75	0.88	0.70
P ₂ O ₅	0.09	0.09	0.07	0.06	0.06	0.06	0.06	0.05	0.06	0.05	0.07	0.04	0.03
Сумма	99.11	99.64	100.09	99.98	100.27	99.09	99.71	99.09	100.21	100.23	100.23	99.84	99.97

Примечание. Содержания петрогенных компонентов определены рентгенофлуоресцентным методом в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (Новосибирск, Россия) с использованием установки СРМ-25 (аналитики Н.Г. Карманова, А.Н. Торьяник).

род тоналит-трондьемитовой серии. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что такое общее сходство петрохимического состава интрузивных ассоциаций, в том числе их близкий минералого-петрографический состав, на более ранних этапах исследования этих породных ассоциаций способствовало объединению их в тохтогеншильский комплекс раннего—среднего кембрия. Однако, как будет показано ниже, близкие по петрохимическим характеристикам и минералого-петрографическому составу плагиогранитоидные ассоциации обнаруживают различные геохронологические возрасты.

U-РЬ ИЗОТОПНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКОГО И КСЕНОГЕННОГО ЦИРКОНОВ

Тугрикский массив. В строении этого плутона, как было показано выше, выделяются две интрузивные гранитоидные ассоциации — диорит-тоналит-плагиогранитная (ранняя) и плагиогранитная (поздняя). Для определения возраста пород диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциации была исследована монофракция циркона из гнейсовидных крупносреднезернистых биотит-амфиболовых кварцевых диоритов первой фазы (пр. РМ-26-11; см. рис. 3), отобранные из восточной части массива. Цирконы представлены прозрачными идиоморфными кристаллами розового цвета с ровными ребрами и гранями, призматическим габитусом с коэффициентом удлинения K_l (K_l — отношение длины и ширины кристаллов), равным 1.2—3.0. Размер зерен цирконов варьирует в диапазоне от 150 до 500 мкм. Для их внутреннего строения, как видно на катодолюминесцентных (КЛ) изображениях, характерна грубая магматическая зональность (рис. 5). Аналитические исследования проведены по восьми локальным точкам магматического циркона (табл. 3). Значения Th/U отношений в этих точках варьируют в диапазоне от 0.22 до 0.69, что также указывает на магматическую природу происхождения исследованных цирконов. Конкордантное значение возраста (рис. 6), рассчитанное по восьми точкам, составляет 531 ± 4 млн лет [Руднев и др., 2013а].

Во внутренних частях цирконов магматического генезиса наблюдаются реликты «древних» ядер. Результаты изучения таких ядер циркона показали, что они преимущественно представлены призматическими субидиоморфными зернами, в редких случаях — обломками крупных кристаллов размерностью 100—120 мкм и $K_l = 1.2—2.0$. Как видно из КЛ изображений (см. рис. 5), часть зерен имеет ярко выраженную магматическую зональность, а часть зерен характеризуется темной окраской и развитием по периферии тонких белых кайм, вероятнее всего, указывающим на процессы перекристаллизации. Изотопные исследования шести зерен ксеногенного циркона (см. табл. 4; № 1—6) указывают на более низкие значения возрастов, в отличие от магматических цирконов, обрастающих их в виде широких каемок, что свидетельствует о нарушении изотопной системы.

Геохронологические исследования пород поздней *плагиогранитной ассоциации* Тугрикского массива (см. рис. 3) были проведены по монофракции циркона из массивных крупнозернистых мусковит-биотитовых плагиогранитов (пр. РМ-38-11). Цирконы представлены прозрачными и идиоморфными призматическими кристаллами (150—200 мкм; $K_l = 1.5—3.5$) с розовой и светло-розовой окраской. КЛ изображения свидетельствует о наличии магматического и ксеногенного циркона. Магматические цирконы характеризуются хорошо выраженной тонкой осцилляторной зональностью. Аналитические исследования, проведенные по восьми кристаллам магматического циркона (см. табл. 3), показали, что значение Th/U в них варьирует от 0.24 до 0.87. Конкордантное значение возраста, полученное по этим локальным точкам (см. рис. 6), равно 504 ± 3 млн лет ($СКВО = 0.15$).

В центральных частях магматического циркона, описанного выше, отмечаются реликты «древних» ядер циркона. Они представлены в виде округлых и призматических зерен с размерностью от 50 до 100 мкм ($K_l = 1.5—3.0$). В КЛ изображении (см. рис. 5) в них фиксируется магматическая зональность, а по периферии — развитие тонких белых кайм, вероятнее всего, свидетельствующих о процессах перекристаллизации. В некоторых зернах, имеющих темную окраску в КЛ изображении, какой-либо зональности не фиксируется. Аналитические исследования проведены по шести зернам ксеногенного циркона (см. табл. 4; № 9—12). Полученные по этим зернам изотопные отношения указывают, что часть из них обнаруживает признаки нарушения изотопной системы. Только для двух зерен циркона установлены конкордантные значения возраста (см. табл. 4, № 7, 8; рис. 6). КЛ изображения показывают, что одно из таких зерен циркона представляет собой обломок крупного кристалла с явными признаками окатанности и тонкой магматической зональностью (см. рис. 5). Величина Th/U отношения в этом зерне составляет 0.43, а конкордантное значение возраста — 563 ± 6 млн лет (см. табл. 4, рис. 6). Обращает на себя внимание то обстоятельство, что это зерно унаследованного циркона дорастает широкой каймой новообразованного магматического циркона, отражающего возраст кристаллизации плагиогранитного расплава (504 ± 3 млн лет, см. выше), в связи с чем авторы статьи предполагают, что осадочные породы (образованные за счет разрушения и сноса магматических пород), содержащие цирконы с такими морфологическими характеристиками и возрастом, продолжительное время пребывали в расплаве и контакте

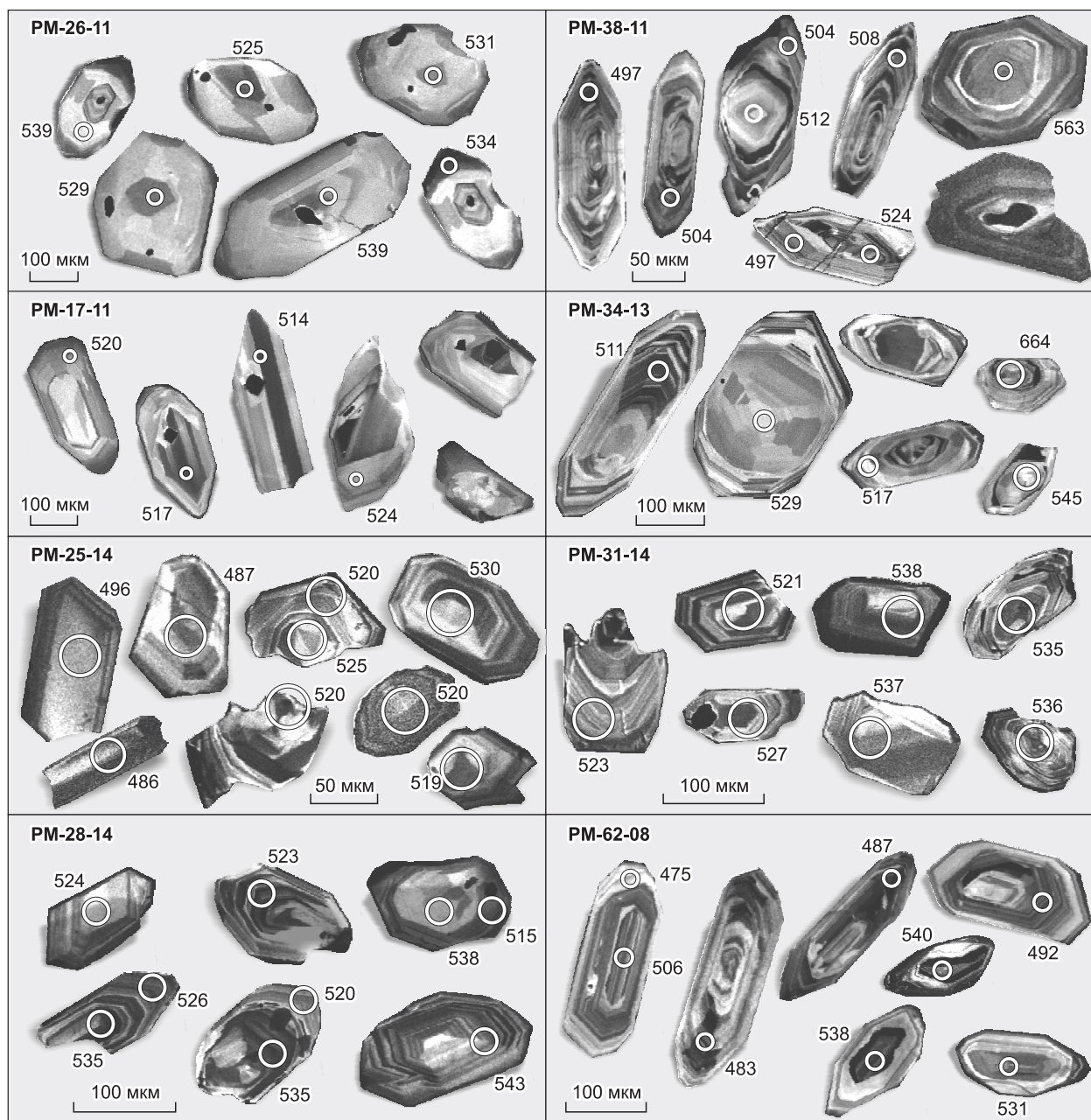


Рис. 5. Катодолюминесцентные изображения (КЛ) зерен циркона из плагиигранитоидов южной части Озерной зоны.

Кружком показаны точки, где проводились U-Pb изотопные исследования магматического и ксеногенного/унаследованного циркона (см. табл. 3, 4; рис. 6). Тугрикский массив — пр. РМ-26-11 (кварцевый диорит) и пр. РМ-38-11 (плагиигранит); Удзур-Хунгинский массив — пр. РМ-17-11 (кварцевый диорит); Хатан-Хунгинский массив — пр. РМ-34-13 (плагиигранит); массив Мандалт — пр. РМ-25-14 (кварцевый диорит); Баясалантский массив — пр. РМ-31-14 (плагиигранит) и пр. РМ-28-14 (плагиигранит); Дутулинский массив — пр. РМ-62-08 (плагиигранит).

минировались им (вероятно, на уровне магмогенерации). Следовательно, породы такого возраста можно рассматривать в качестве дополнительного источника вещества при генерации исходного расплава.

Второе зерно унаследованного циркона, как видно из КЛ изображений, представляет собой обломок мелкого призматического субидiomорфного кристалла, характеризующегося сглаженными формами граней и пирамид и отсутствием какой-либо внутренней магматической зональности. Величина Th/U отношения в этом зерне равна 0.20, что свойственно цирконам магматического генезиса. Конкордантное значение возраста, полученное по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, составляет 524 ± 10 млн лет. Наличие широкой

Таблица 3. Результаты U-Pb изотопных исследований единичных зерен циркона (SHRIMP-II) из плагиигранитоидных массивов южной части Озерной зоны

№ точки	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, %	U	Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, г/г	Возраст, млн лет		$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	±%	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	±%	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	±%	Rho
		г/г	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$			7	8							
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Тугрикский массив														
<i>Диорит-тоналит-плагиигранитная ассоциация, ранний ритм, кварцевый диорит, пр. РМ-26-11</i>														
1.1	—	68	22	0.33	5.09	539	±10	0.0588	13.1	0.707	13.2	0.087	2.0	0.15
2.1	0.80	78	23	0.30	5.58	519	±9	0.0508	14.1	0.587	14.2	0.084	1.9	0.13
3.1	0.23	155	34	0.23	11.5	534	±8	0.0533	7.5	0.636	7.6	0.086	1.5	0.20
4.1	0.59	65	40	0.63	4.81	529	±14	0.0552	27.5	0.650	27.7	0.085	2.7	0.10
5.1	0.83	111	36	0.34	8.1	525	±8	0.0523	12.3	0.612	12.5	0.085	1.7	0.13
6.1	—	55	36	0.67	4.08	531	±11	0.0691	11.1	0.818	11.3	0.086	2.1	0.19
7.1	—	53	34	0.66	3.78	511	±10	0.0683	9.7	0.777	10.0	0.083	2.1	0.21
8.1	—	52	34	0.67	3.75	515	±11	0.0710	14.2	0.814	14.4	0.083	2.3	0.16
9.1	—	73	26	0.37	5.45	539	±11	0.0639	15.3	0.768	15.4	0.087	2.1	0.14
10.1	—	40	28	0.71	3.01	536	±12	0.0638	14.1	0.762	14.3	0.087	2.4	0.17
<i>Плагиигранитная ассоциация, поздний ритм, плагиигранит, пр. РМ-38-11</i>														
1.1	0.57	56	24	0.45	3.97	512	±7.9	0.0564	7.5	0.643	7.7	0.0827	1.6	0.21
1.2	0.42	127	67	0.55	8.87	503	±6.5	0.056	3.7	0.627	4.0	0.0812	1.3	0.34
1.3	0.43	3730	3	0.01	266	512	±5.7	0.0567	1.1	0.647	1.6	0.0827	1.2	0.71
2.1	0.13	237	63	0.28	16.8	511	±6.1	0.0569	2.6	0.646	2.8	0.0824	1.2	0.43
3.1	—	264	201	0.79	18.2	497	±6.4	0.0563	2.9	0.622	3.2	0.0801	1.3	0.42
4.1	—	97	26	0.28	6.65	495	±7.4	0.0572	2.7	0.629	3.1	0.0798	1.6	0.51
5.1	0.47	309	194	0.65	21.2	494	±6.2	0.0582	1.5	0.640	2.0	0.0797	1.3	0.66
6.1	0.29	192	87	0.47	13.6	508	±6.8	0.0579	3.6	0.655	3.9	0.082	1.4	0.36
7.1	0.85	117	28	0.25	8.28	504	±8.1	0.0596	9.8	0.669	10	0.0814	1.7	0.168
8.1	0.78	100	32	0.33	6.95	497	±7.7	0.0551	7.0	0.608	7.2	0.0801	1.6	0.225
Удзур-Хунгинский массив														
<i>Диорит-тоналит-плагиигранитная ассоциация, кварцевый диорит, пр. РМ-17-11</i>														
1.1	—	168	71	0.44	12.0	516	±5.8	0.0598	2.9	0.6868	3.2	0.0833	1.2	0.37
10.1	1.71	39	9	0.25	2.9	515	±10.9	0.0534	18.5	0.6133	18.6	0.0832	2.2	0.12
2.1	1.69	41	9	0.24	3.0	524	±10.6	0.0525	18.4	0.6119	18.5	0.0846	2.1	0.11
3.1	1.35	38	7	0.20	2.7	516	±11.2	0.0572	12.7	0.6573	12.9	0.0833	2.3	0.18
4.1	0.68	79	13	0.17	5.8	521	±7.1	0.0554	7.1	0.6428	7.2	0.0842	1.4	0.20
5.1	1.14	61	19	0.33	4.4	522	±8.4	0.0547	12.0	0.6360	12.1	0.0843	1.7	0.14
6.1	0.41	190	83	0.45	13.6	513	±5.3	0.0551	6.5	0.6298	6.6	0.0829	1.1	0.16
7.1	0.55	129	36	0.28	9.3	515	±5.8	0.0581	5.8	0.6657	5.9	0.0831	1.2	0.20
8.1	0.41	198	36	0.19	14.4	520	±5.2	0.0565	4.2	0.6538	4.3	0.0840	1.0	0.24
9.1	0.94	47	11	0.25	3.4	521	±9.6	0.0560	13.4	0.6499	13.5	0.0842	1.9	0.14
Хатан-Хунгинский массив														
<i>Плагиигранитная ассоциация, плагиигранит, пр. РМ-34-13</i>														
1.1	0.49	100	42	0.44	7.19	517	±7.7	0.0595	5.4	0.685	5.7	0.0835	1.6	0.27
2.1	—	36	9	0.26	2.64	527	±11	0.0623	5	0.731	5.5	0.0851	2.2	0.40
3.1	0.27	179	126	0.73	13.2	531	±6.1	0.0581	3.2	0.689	3.4	0.0859	1.2	0.348
4.1	—	9	1	0.14	0.66	508	±21	0.0679	9.8	0.767	11	0.0819	4.2	0.394
5.1	3.02	18	6	0.33	1.25	495	±17	0.055	28	0.61	28	0.0798	3.5	0.12
6.1	—	32	6	0.21	2.24	501	±11	0.0583	5.3	0.649	5.8	0.0808	2.3	0.40
7.1	0.79	70	39	0.57	5.03	511	±8.4	0.0553	7.8	0.63	8	0.0825	1.7	0.21
8.1	0.85	191	126	0.68	14.1	528	±7.3	0.052	8.2	0.612	8.3	0.0853	1.4	0.17
9.1	—	38	8	0.21	2.8	529	±11	0.0589	4.8	0.694	5.3	0.0855	2.1	0.40
10.1	0.81	68	37	0.56	4.97	511	±8.5	0.053	8.6	0.602	8.8	0.0825	1.7	0.20

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Дутулинский массив														
<i>Плагиигранитная ассоциация, плагиигранит, пр. РМ-62-08</i>														
1.1	0.20	355	139	0.40	24.1	488	±8.1	0.0582	2.8	0.631	3.3	0.0786	1.7	0.53
1.2	0.72	158	42	0.28	10.5	477	±9.2	0.054	7.3	0.571	7.6	0.0767	2.0	0.26
2.1	1.20	62	13	0.23	4.0	463	±11	0.0577	12	0.593	12	0.0745	2.5	0.20
3.1	0.55	128	33	0.27	8.7	492	±9.2	0.0563	6.3	0.615	6.6	0.0792	1.9	0.30
4.1	—	195	77	0.41	13.7	506	±8.3	0.0567	2.7	0.638	3.2	0.0817	1.7	0.53
4.2	0.70	139	43	0.32	9.2	475	±8.6	0.0543	7.2	0.572	7.5	0.0764	1.9	0.25
5.1	0.13	555	422	0.79	37.5	487	±7.4	0.0565	2.0	0.612	2.6	0.0785	1.6	0.62
6.1	0.81	85	26	0.31	5.8	490	±10	0.0536	9.2	0.583	9.4	0.0789	2.2	0.24
7.1	0.42	235	111	0.49	15.4	471	±7.7	0.0576	4.3	0.601	4.6	0.0758	1.7	0.37
8.1	0.38	238	95	0.41	16.0	483	±8.6	0.0565	4.2	0.606	4.6	0.0778	1.8	0.40
9.1	0.79	95	29	0.31	6.3	477	±9.6	0.0548	8.2	0.58	8.4	0.0768	2.1	0.25

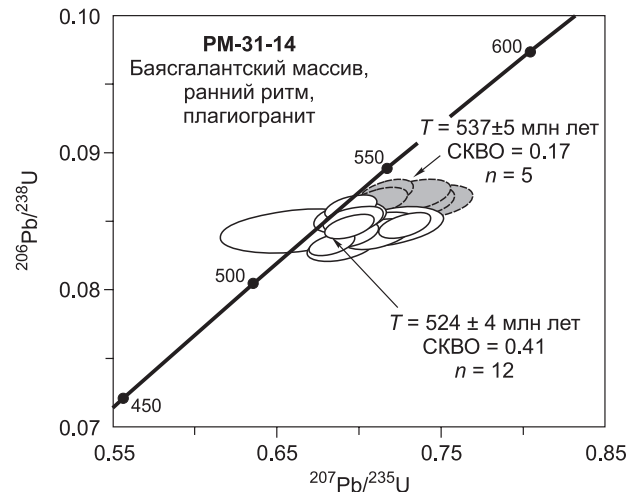
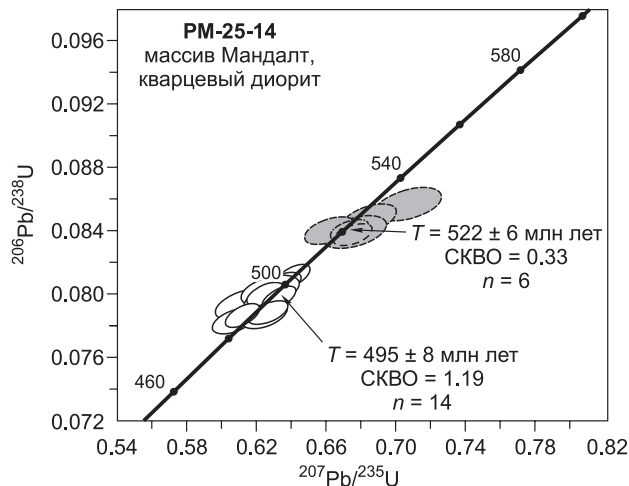
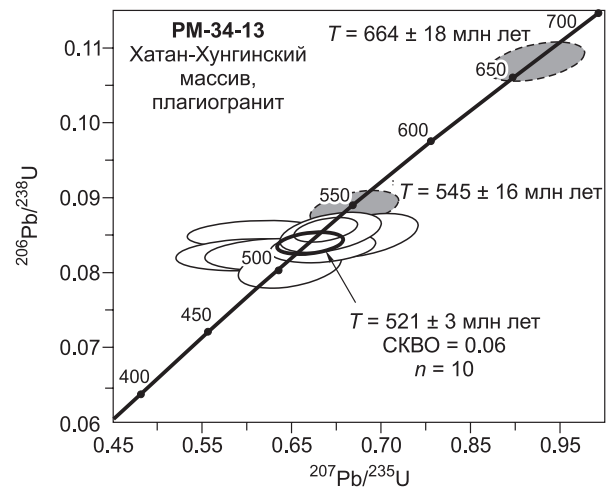
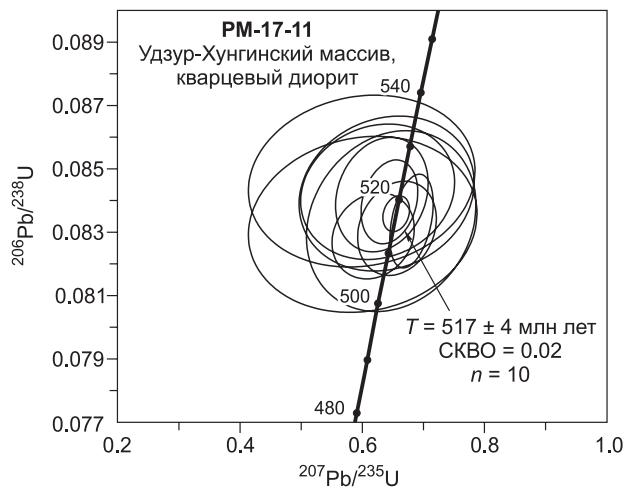
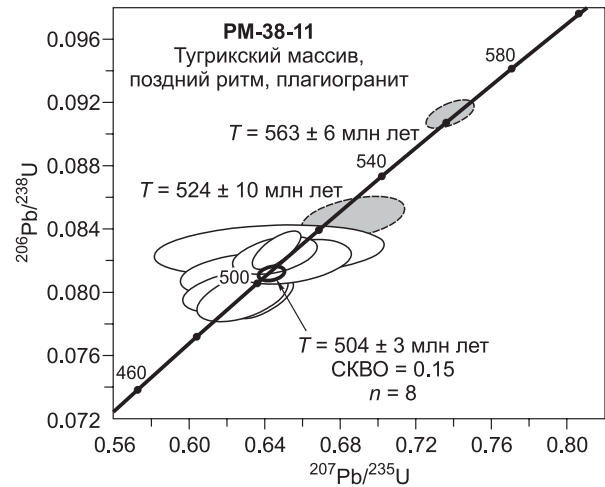
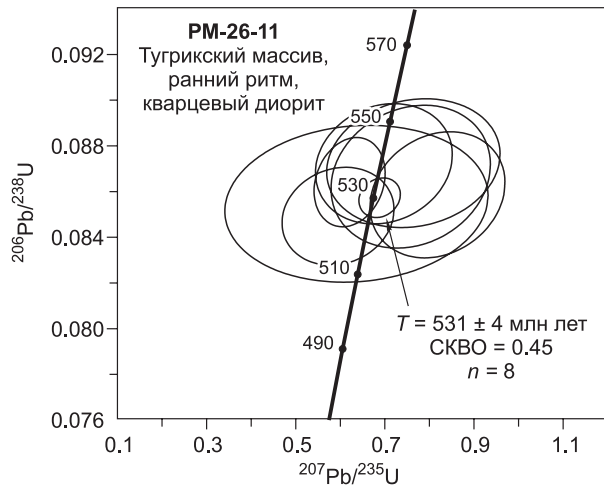
Примечание. Pb_c и Pb* — доли обыкновенного и радиогенного свинца соответственно. Поправка на обыкновенный свинец проведена по измеренному ²⁰⁴Pb. Rho — коэффициент корреляции ошибок отношений ²⁰⁷Pb*/²³⁵U и ²⁰⁶Pb*/²³⁸U.

U-Pb изотопные исследования выполнены в Центре изотопных исследований Всесоюзного геологического института (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Россия) по единичным зернам циркона на ионном микрозонде SHRIMP-II. Для выбора участков датирования на поверхности зерен использовали оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодолюминесцентные изображения, отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов. Катодолюминесцентные изображения получены на сканирующем электронном микроскопе АВТ 55. Рабочее расстояние составляло 25—28 мм, ускоряющее напряжение — 20 кВ, ток сфокусированного пучка на цилиндре Фарадея — 4—6 нА. Измерения U-Pb изотопных отношений проводили по методике [Williams, 1998]. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 4 нА, диаметр пятна (кратера) — 18 мкм. Обработку полученных данных осуществляли с использованием программы SQUID [Ludwig, 2000]. U-Pb отношения нормализовали на значение 0.0668 для стандартного циркона TEMORA [Black et al., 2003]. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приведены в интервале ±1σ, погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией приведены в интервале ±2σ. Построение графиков с конкордией проводили с использованием программы ISOPLOT/EX [Ludwig, 1999].

каймы магматического циркона с возрастом ~497 млн лет, нарастающей на это зерно циркона с возрастом ~524 млн лет, также указывает на продолжительное пребывание последнего в плагиигранитном расплаве (или на уровне магмогенерации, или в процессе подъема расплава в верхние горизонты земной коры). Следовательно, породы такого возраста также можно рассматривать в качестве дополнительного источника вещества при формировании исходного расплава для плагиигранитов.

Удзур-Хунгинский массив. Для определения возраста пород этого массива были исследованы крупнозернистые гнейсовидные биотит-амфиболовые кварцевые диориты (см. рис. 3; пр. РМ-17-11) как основной петрографической разновидности. Монофракция циркона характеризуется хорошо ограниченными и прозрачными кристаллами призматического габитуса (180–500 мкм; $K_f = 1.5–3.0$), бледно-розового и розового цвета. Исследование внутреннего строения кристаллов циркона КЛ (см. рис. 5) указывает на наличие тонкой осцилляторной магматической зональности. В единичных случаях в центральных частях кристаллов отмечается присутствие ксеногенного циркона, которое наблюдается как в виде удлиненных призматических кристаллов с овальными очертаниями ребер и граней, так и в виде зерен с угловатыми округлыми формами (100–150 мкм). Для тех и других в КЛ изображении отмечается тонкая магматическая зональность. Аналитические исследования выполнены по 10 зернам магматического циркона и охватывали краевые и центральные части кристаллов. Значения Th/U отношений в магматических цирконах варьируют в относительно узком диапазоне от 0.16 до 0.32 (преимущественно), а иногда достигают значений 0.42—0.44. Конкордантное значение возраста (по ²⁰⁶Pb/²³⁸U), полученное по 11 локальным точкам (см. табл. 3, №13; табл. 4; рис. 6), равно 517 ± 4 млн лет (СКВО = 0.02). Реликты более «древнего» циркона в породах массива не наблюдаются.

Хатан-Хунгинский массив. Для геохронологического определения возраста пород этого массива (см. рис. 3) была отобрана пр. РМ-34-13 массивных крупнозернистых амфибол-биотитовых лейкоплагиигранитов. Монофракция циркона представлена идиоморфными кристаллами призматического габитуса ($K_f = 2–4$, 150—450 мкм) светло-розового цвета. Во внутренних частях кристаллов циркона, как видно на рис. 5, наблюдается тонкая осцилляторная зональность, характерная для магматических цирконов. Результаты аналитических исследований (см. табл. 3, № 13; табл. 4; рис. 6), полученные на основе изу-



чения девяти зерен магматического циркона, свидетельствуют, что отношения Th и U в них варьируют от 0.13 до 0.70 (среднее значение — 0.40), а конкордантное значение возраста (по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) составляет 521 ± 3 млн лет (СКВО = 0.06).

В центральных частях магматического циркона, описанного выше, иногда фиксируются реликты «древних» ядер. Они наблюдаются либо в виде обломков кристаллов, которые в КЛ изображении (см. рис. 5) имеют темную окраску без признаков зональности, либо в виде мелких короткопризматических субидiomорфных зерен и зерен овальной формы, обнаруживающих слабые признаки магматической зональности. Исследованные зерна имеют размерность 50—150 мкм и $K_f = 1.5—6.0$. Результаты анали-

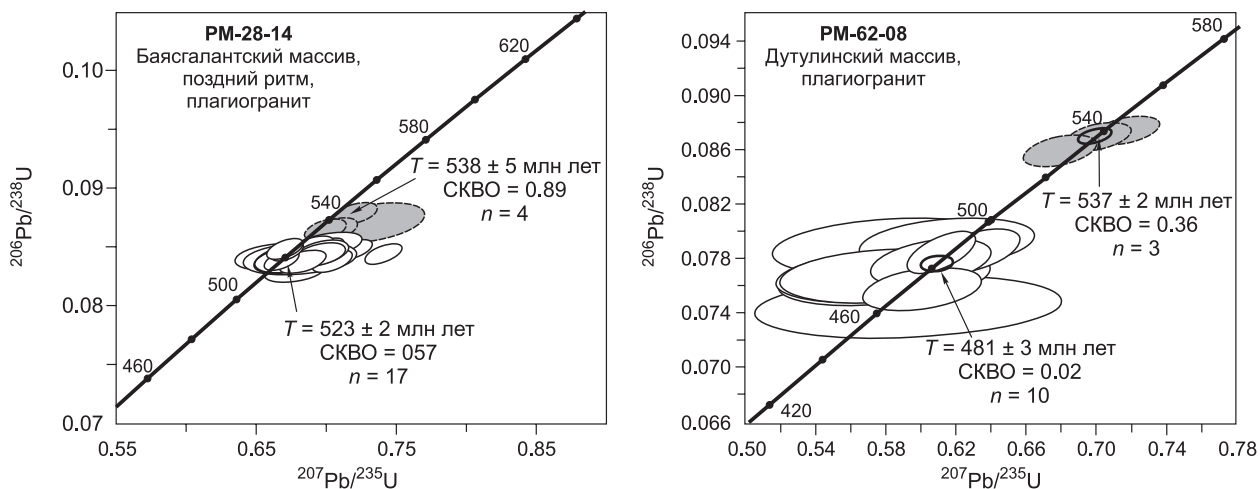


Рис. 6. Диаграммы с конкордиями для цирконов изученных массивов.

тических исследований свидетельствуют, что среди них выделяются зерна, имеющие признаки нарушения изотопной системы. Из всей совокупности зерен циркона только для двух из них установлены конкордантные значения возрастов (по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) — 545 ± 16 и 664 ± 18 млн лет (см. табл. 4, № 14, 15; рис. 5, 6), отражающие реальную геохронологическую последовательность их формирования. Циркон с возрастом 545 ± 16 млн лет имеет размерность по длинной оси около 120 мкм ($K_f = 2$) и ростовую магматическую зональность. Величина Th/U составляет 0.46, что характерно для цирконов магматического генезиса. Как видно из КЛ изображений, зерно циркона имеет резорбированную поверхность и нарастание широких кайм более поздней генерацией магматического циркона с возрастом ~ 521 млн лет (см. выше), что может указывать на продолжительное время пребывания его в расплаве, т. е. это зерно имеет признаки унаследованности из источника при генерации гранитного расплава.

Для второго зерна циркона с возрастом 664 ± 18 млн лет характерными чертами являются овальная форма, короткопризматический габитус (70 мкм; $K_f = 2.5$) и присутствие секториальной магматической зональности. Величина Th/U отношения составляет 1.7. Вокруг этого зерна отмечается нарастание более поздней генерации магматического циркона (~ 521 млн лет), отвечающей стадии кристаллизации плагиогранитного расплава. Наличие такой широкой каймы вокруг более «древнего» циркона свидетельствует о его продолжительном пребывании в гранитном расплаве (предположительно, на уровне генерации), что, так же как и для вышеописанного ксеногенного циркона с возрастом ~ 545 млн лет, указывает на его унаследованную природу. Таким образом, породы, имеющие цирконы с возрастом ~ 664 млн лет, могут так же, как и породы с возрастом ~ 545 млн лет, рассматриваться в качестве дополнительных источников вещества при генерации исходных расплавов для плагиогранитов Хатан-Хунгинского массива. В качестве таких дополнительных источников вещества, вероятнее всего, могли быть осадочные породы, образованные за счет разрушения магматических пород (гранитоиды, вулканиты и их туффы), попавшие в зону субдукции и вовлеченные в плавление.

Массив Мандалг. Для выяснения возраста пород этого массива были исследованы монофракции циркона из гнейсовидных среднезернистых биотит-амфиболовых кварцевых диоритов (пр. РМ-25-14) и мелкозернистых биотит-амфиболовых тоналитов (пр. РМ-21-14), отобранные в южной части массива (см. рис. 3).

Цирконы из этих двух монофракций по морфологическим особенностям однотипные и представлены преимущественно идиоморфными прозрачными кристаллами коротко- и длиннопризматического габитуса с четкими ребрами и гранями. В меньшей степени имеют развитие субидиоморфные кристаллы циркона (см. рис. 5) с овальными ребрами и гранями. Размерность кристаллов циркона варьирует в диапазоне от 30 до 200 мкм (преимущественно 100—250 мкм), $K_f = 2—5$ (иногда до 6.5—7.0). Окраска циркона изменяется от желтого и желтовато-розового оттенков до бесцветных. Для всех разновидностей циркона в КЛ изображениях отмечается магматическая зональность. Значения отношений Th и U в исследуемых цирконах варьируют в диапазоне от 0.41 до 1.12, что также указывает на их магматическую природу. Изотопные исследования, проведенные по 14 локальным точкам из хорошо ограненных кристаллов циркона (см. рис. 6, табл. 4, № 27–40), указывают на конкордантное значение их возраста, равное 495 ± 8 млн лет (СКВО = 1.19).

Таблица 4. Результаты U-Pb-изотопных исследований единичных зерен циркона (LA-ICP-MS) из плагиигранитоидных массивов южной части Озерной зоны

№ п/п	№ точ-ки	Th	U	Возраст, млн лет, $\pm 2\delta$		Дискор-дантность, %	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $\pm 1\delta$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $\pm 1\delta$	Rho
				$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Тугрикский массив									
<i>Диорит-тоналит-плагиигранитная ассоциация, ранний ритм, кварцевый диорит, пр. РМ-26-11</i>									
1	1*	23	43	498±15	510±7	-15.4	0.63364±0.0236	0.08237±0.00114	0.37
2	2*	23	65	508±12	512±6	-4.1	0.64949±0.02005	0.08263±0.00098	0.38
3	3*	244	273	496±7	497±4	-1.9	0.62948±0.01134	0.08023±0.00066	0.46
4	4*	28	38	505±17	517±8	-13.8	0.64513±0.02762	0.08343±0.00129	0.36
5	5*	36	50	510±14	510±6	-0.1	0.65181±0.02229	0.08229±0.00107	0.38
6	6*	19	38	510±25	510±11	-0.4	0.65224±0.04094	0.08237±0.00187	0.36
<i>Плагиигранитная ассоциация, поздний ритм, плагиигранит, пр. РМ-38-11</i>									
7	4*	27	139	531±22	524±10	6.4	0.68704±0.01780	0.08475±0.0009	0.41
8	6*	145	336	561±10	563±6	-1.5	0.73815±0.00835	0.09128±0.00058	0.56
9	1*	23	104	499±134	492±22	7.2	0.63423±0.01798	0.07933±0.0009	0.40
10	2*	112	216	486±180	491±30	-7	0.61336±0.02314	0.07919±0.00112	0.37
11	3*	33	60	564±224	492±44	44.8	0.74310±0.03712	0.07938±0.00156	0.39
12	5*	481	202	844±74	540±22	72.2	1.29599±0.02385	0.08740±0.00082	0.51
Хатан-Хунгинский массив									
<i>Диорит-тоналит-плагиигранитная ассоциация, кварцевый диорит, пр. РМ-34-13</i>									
13	6	112	160	516±20	526±10	-11.3	0.6626±0.01557	0.08499±0.00083	0.42
14	1*	85	186	548±34	545±16	3.5	0.71614±0.02839	0.0882±0.00134	0.38
15	11*	122	73	665±34	664±18	0.8	0.92476±0.0326	0.10848±0.00151	0.39
16	3*	75	257	492±26	516±12	-35.5	0.62406±0.0202	0.08332±0.00104	0.39
17	4*	1672	2094	476±12	435±6	37.1	0.59847±0.00911	0.06987±0.00053	0.50
18	5*	5	26	486±68	497±30	-13.6	0.61466±0.05376	0.08009±0.00245	0.35
19	7*	108	193	516±44	494±20	20.8	0.66264±0.03679	0.07967±0.00164	0.37
20	8*	44	149	509±28	507±14	2.4	0.65134±0.02328	0.08186±0.00113	0.39
21	9*	87	146	504±18	504±10	0.2	0.64229±0.01505	0.08126±0.00079	0.41
22	10*	30	103	517±22	513±10	4	0.66361±0.0174	0.08286±0.00088	0.41
23	12*	16	74	480±26	498±12	0.8	0.60445±0.02022	0.08026±0.001	0.37
24	13*	264	787	448±18	434±8	17.2	0.55516±0.01391	0.06971±0.00072	0.41
25	14*	162	222	468±74	467±12	67	0.58599±0.05803	0.07506±0.00108	0.15
26	15*	344	435	677±42	355±8	86.7	0.94764±0.03993	0.05663±0.00063	0.26
Массив Мандалт									
<i>Диорит-тоналит-плагиигранитная ассоциация, кварцевый диорит, пр. РМ-25-14</i>									
27	6	528	650	493±8	496±6	-3.7	0.62574±0.00700	0.08006±0.00050	0.56
28	9	1000	946	498±8	495±6	3.1	0.63332±0.00636	0.07988±0.00048	0.60
29	10	807	898	493±10	495±6	-1.9	0.62524±0.00784	0.07977±0.00054	0.54
30	20	549	708	495±14	498±8	-3.5	0.62835±0.01093	0.08032±0.00065	0.47
31	29	1169	1060	484±8	489±6	-6.5	0.61064±0.00621	0.07882±0.00049	0.61
32	30	417	499	482±10	486±6	-5.9	0.60725±0.00794	0.07837±0.00052	0.51
33	44	390	511	494±10	490±6	5.2	0.62693±0.00743	0.07893±0.00051	0.55
34	47C	368	507	493±10	489±6	5.4	0.62532±0.00844	0.07874±0.00055	0.52
35	47R	435	602	485±12	493±8	-10.1	0.61218±0.01006	0.07944±0.00061	0.47
36	2	239	318	508±8	506±6	2.4	0.64937±0.00727	0.08163±0.00051	0.56
37	23C	366	549	497±10	504±6	-8	0.63187±0.00767	0.08128±0.00054	0.55
38	34	288	415	509±10	507±6	2	0.65102±0.00746	0.08188±0.00052	0.55
39	27	575	515	479±12	481±6	-3	0.60272±0.00972	0.07751±0.00057	0.46
40	32	325	512	514±12	505±6	9.4	0.65907±0.00907	0.08149±0.00057	0.51

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Массив Мандалт									
<i>Диорит-тоналит-плагиогранитная ассоциация, кварцевый диорит, пр. РМ-25-14</i>									
41	13	593	614	502±12	488±6	14.6	0.63903±0.00982	0.07856±0.00056	0.46
42	4	129	229	514±14	484±8	26.6	0.65967±0.01211	0.07803±0.00066	0.46
43	33	704	788	488±10	477±6	11.5	0.61641±0.00738	0.07687±0.00057	0.55
44	37	441	602	531±10	493±6	30.6	0.68775±0.00846	0.07952±0.00053	0.54
45	21	606	680	597±48	481±8	71	0.8003±0.04214	0.07743±0.00073	0.18
46	41	128	311	497±4	487±8	10.5	0.63143±0.01178	0.07853±0.00065	0.44
47	3*	50	185	523±10	520±6	2.8	0.67377±0.00877	0.08407±0.00056	0.51
48	7*	71	211	524±10	519±6	5.2	0.67498±0.00900	0.08378±0.00057	0.51
49	14*	40	170	543±14	530±8	11.6	0.70662±0.01233	0.08571±0.00069	0.46
50	28С*	41	177	529±12	525±8	5.0	0.68428±0.01030	0.08478±0.00062	0.49
51	28R*	39	183	516±12	520±6	-5.2	0.66166±0.00915	0.08406±0.00058	0.50
52	40*	110	196	525±14	520±8	4.9	0.67632±0.01179	0.08397±0.00066	0.45
53	1*	807	942	518±8	514±6	3.9	0.66554±0.00597	0.08305±0.00048	0.64
54	15*	1297	1741	516±16	512±8	5.2	0.66209±0.01346	0.08258±0.00074	0.44
55	25*	64	225	527±12	513±8	13.7	0.68054±0.00976	0.08278±0.00059	0.50
Баясгалантский массив									
<i>Тоналит-плагиогранитная ассоциация, ранний ритм, тоналит, пр. РМ-31-14</i>									
56	1	29	97	538±16	527±8	9.8	0.69816±0.01265	0.08524±0.00068	0.44
57	2	74	175	529±10	522±6	6.6	0.68351±0.00894	0.08440±0.00056	0.51
58	14R	17	76	545±20	523±10	18.2	0.70972±0.01713	0.08458±0.00082	0.40
59	17	27	87	515±36	523±12	28.9	0.66062±0.02930	0.08443±0.00103	0.28
60	22	40	150	536±12	527±8	8.7	0.69566±0.01036	0.08521±0.00062	0.49
61	23	54	161	545±16	522±8	19.7	0.71107±0.01415	0.08437±0.00075	0.45
62	24	62	194	537±12	521±8	14.9	0.69725±0.01004	0.08414±0.00061	0.50
63	25R	48	158	556±12	525±8	24.2	0.72861±0.01044	0.08485±0.00061	0.50
64	30С	23	75	551±24	525±12	21.7	0.72131±0.02018	0.08481±0.00094	0.40
65	34	46	152	536±12	525±8	10.4	0.69477±0.00983	0.08478±0.00059	0.49
66	48	34	100	533±16	521±8	10.6	0.68956±0.01352	0.08425±0.00071	0.43
67	42	28	97	536±18	528±8	7.0	0.69460±0.01423	0.08541±0.00074	0.42
68	10R	89	214	581±22	523±8	48.5	0.77200±0.01975	0.08450±0.00072	0.33
69	12	69	185	552±20	515±8	44.9	0.72152±0.01722	0.08310±0.00069	0.35
70	18С	11	46	604±38	525±16	44.0	0.81223±0.03325	0.08493±0.00137	0.39
71	20	74	231	639±40	528±18	51.8	0.87647±0.03681	0.08543±0.00145	0.40
72	25С	30	91	513±22	512±10	1.2	0.65721±0.01736	0.08264±0.00085	0.39
73	32	727	902	515±10	501±6	13.3	0.66032±0.00819	0.08080±0.00054	0.54
74	39	45	93	487±28	453±12	31.3	0.61594±0.02151	0.07286±0.00098	0.39
75	35С*	31	87	558±20	535±10	18.9	0.73262±0.01722	0.08653±0.00083	0.41
76	26С*	27	78	564±20	535±10	22.8	0.74339±0.01707	0.08653±0.00082	0.41
77	44*	168	248	559±18	538±8	17.5	0.73443±0.01452	0.08704±0.00074	0.43
78	51*	50	161	549±12	539±8	9.0	0.71724±0.01048	0.08724±0.00062	0.49
79	52*	43	161	546±14	536±8	9.9	0.71275±0.01115	0.08663±0.00066	0.47
<i>Плагиогранитная ассоциация, поздний ритм, плагиогранит, пр. РМ-28-14</i>									
80	2R	55	184	522±18	520±10	1.6	0.67156±0.01499	0.08404±0.00077	0.41
81	3R	69	249	537±16	523±8	12.4	0.69657±0.01296	0.08457±0.00072	0.46
82	5	45	150	522±10	524±6	-2.3	0.67230±0.00748	0.08471±0.00055	0.58
83	8С	57	162	528±32	521±10	6.8	0.68146±0.02661	0.08414±0.00091	0.28
84	11R	40	172	541±12	519±8	19.2	0.70441±0.00937	0.08386±0.00062	0.56
85	11С	38	147	521±10	525±6	-4.7	0.67079±0.00852	0.08492±0.00058	0.54
86	12R	44	204	532±14	526±8	6.2	0.68877±0.01093	0.08499±0.00064	0.47

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>Плагиогранитная ассоциация, поздний ритм, плагиогранит, пр. РМ-28-14</i>									
87	13C	122	320	520±10	520±6	0	0.66845±0.00806	0.08397±0.00055	0.54
88	13R	28	144	523±20	521±10	2.5	0.67353±0.01611	0.08410±0.00081	0.40
89	17	47	153	529±14	519±8	9.5	0.68337±0.01089	0.08385±0.00064	0.48
90	20	67	177	550±10	525±6	20.7	0.71899±0.00918	0.08487±0.00057	0.53
91	21	34	137	563±10	523±6	29.3	0.74088±0.00864	0.08450±0.00057	0.58
92	23C	47	195	516±22	521±8	-6.1	0.66247±0.01788	0.08425±0.00074	0.33
93	25	19	95	541±18	528±8	11.6	0.70309±0.01479	0.08535±0.00066	0.37
94	27	39	149	539±10	526±6	12.1	0.70041±0.00812	0.08500±0.00055	0.56
95	34	29	97	536±14	523±8	12.6	0.69570±0.01176	0.08445±0.00065	0.46
96	4C	12	72	525±18	515±8	10.5	0.67755±0.01437	0.08309±0.00067	0.38
97	9C	22	94	549±18	526±8	19.0	0.71684±0.01577	0.08505±0.00066	0.35
98	9R	38	180	507±12	527±8	-27.5	0.64745±0.01011	0.08520±0.00064	0.48
99	33C	18	92	518±36	528±14	-11.2	0.66602±0.03016	0.08532±0.00110	0.28
100	2C*	73	255	542±14	535±8	6.6	0.70481±0.01168	0.08650±0.00066	0.46
101	4R*	12	70	559±28	538±14	16.8	0.73334±0.02433	0.08711±0.00111	0.38
102	12C*	35	158	538±12	535±8	3.5	0.69941±0.00987	0.08653±0.00060	0.49
103	15*	45	143	551±12	543±8	7.4	0.72070±0.01038	0.08789±0.00062	0.49
104	30C*	17	87	615±24	537±10	42.7	0.83185±0.02129	0.08692±0.00092	0.41
Дутулинский массив									
<i>Плагиогранитная ассоциация, плагиогранит, пр. РМ-62-08</i>									
105	7	110	357	469±14	472±8	-5	0.58662±0.01091	0.07604±0.00062	0.44
106	9	178	268	498±16	494±8	4	0.63278±0.01359	0.07970±0.00073	0.43
107	15	107	275	515±14	508±8	7.5	0.66100±0.01222	0.08201±0.00068	0.45
108	2*	45	136	549±14	540±8	8.2	0.71752±0.01222	0.08745±0.00068	0.46
109	8*	60	160	526±16	531±8	-5.8	0.67898±0.01360	0.08594±0.00075	0.44
110	10*	114	301	540±14	538±8	2.0	0.70125±0.01212	0.08697±0.00070	0.47
111	3*	437	1807	374±44	255±6	89.7	0.44495±0.03075	0.04041±0.00048	
112	4*	95	694	254±40	250±6	88.7	0.28377±0.02571	0.03948±0.00047	0.17
113	5*	105	316	503±28	507±10	36.9	0.64143±0.02298	0.08177±0.00077	0.13
114	6*	523	900	723±26	456±8	76.5	1.03799±0.02690	0.07337±0.00062	0.26
115	11*	2291	2200	529±34	226±4	93	0.68303±0.02846	0.03570±0.00037	0.25
116	13*	264	543	480±36	399±8	72.9	0.60483±0.02816	0.06380±0.00071	0.21
117	14*	295	343	517±20	487±10	26.4	0.66368±0.01558	0.07843±0.00077	0.42
118	16*	129	382	416±38	410±10	60.5	0.50601±0.02871	0.06572±0.00081	0.22
119	17*	10410	3154	777±14	237±4	93.7	1.14849±0.01852	0.03751±0.00031	0.51
120	19*	204	522	491±14	466±10	24.5	0.62171±0.01675	0.07493±0.00082	0.41

Примечание. U-Pb датирование единичных зерен циркона проводилось в Аналитическом центре GEMOC (Department of Earth and Planetary Science, Macquarie University, Sydney, Australia) методом индуктивно связанной плазменной масс-спектрометрии с использованием квадрупольного масс-спектрометра Agilent 7700сх с системой лазерной абляции Photon Machines Excite Excimer laser ablation system ($\lambda = 193$ нм), в соответствии с методикой, описанной в работах [Griffin et al., 2004; Jackson et al., 2004; Belousova et al., 2009]. Для выбора участков датирования на поверхности зерен использовали катодоллюминесцентные изображения, отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов. Измерения проводились в гелиевой атмосфере, диаметр пучка лазера 40–65 мкм, частота — 5 Гц, с плотностью энергии лазерного излучения 2.8–5.6 мДж/пульс. Длительность одного определения составляла три минуты; измерение фона проводилось в течение двух минут и время измерения сигнала составляло одну минуту. Измерения проводились блоками по 14 анализов, которые состояли из 10 анализов исследуемых цирконов и по 2 анализа стандартного образца циркона GEMOC GJ-1 [Elhloou et al., 2006] в начале и в конце каждого блока. Два других хорошо охарактеризованных стандартных образцов цирконов 91500 [Wiedenbeck et al., 1995] и Mud Tank [Black, Gulson, 1998] также анализировались в каждом блоке для контроля воспроизводимости результатов и стабильности работы прибора. Коррекция на обычный свинец производилась в соответствии с работой [Andersen et al., 2002]. U-Pb возраст рассчитывался с использованием программного продукта GLITTER [www.mq.edu.au/GEMOC; Griffin et al., 2004], который позволяет выделять изотопно-гомогенные сегменты сигнала.

* Номера точек, где выполнялись изотопные измерения по ксеногенным цирконам, остальные – по магматическим цирконам.

Во внутренних частях магматического циркона наблюдаются реликты «древних» ядер. Эти цирконы образуют самостоятельные зерна и, вероятнее всего, отражают ксеногенную природу их образования. Они имеют короткопризматический габитус, идиоморфную и субидиоморфную формы выделений (50—200 мкм; $K_f = 2-4$), секториальную и ростовую магматическую зональность (см. рис. 6). Изотопные исследования, проведенные по шести локальным точкам этих цирконов (см. табл. 4, № 47—52), указывают, что их возраст (по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) варьирует в диапазоне от 519 до 530 млн лет, а их средневзвешенное значение составляет 522 ± 6 млн лет (СКВО = 0.33). Как видно в КЛ изображениях, в краевых частях таких зерен отсутствуют признаки растворения и дорастания более поздним магматическим цирконом, что указывает на непродолжительное их нахождение в гранитном расплаве. Этот циркон, возможно, был заимствован из вмещающих пород приблизительно на уровне становления массива. В частности, на это обстоятельство указывает присутствие дезинтегрированных ксенолитов габброидов и вулканитов в краевых частях интрузии. Поэтому эти вмещающие породы не могут рассматриваться в качестве источников вещества при генерации исходных расплавов для плагиигранитоидов массива Мандалг.

Баясгалантский массив. Геохронологические исследования интрузивных пород этого массива проведены на основе изучения двух магматических ассоциаций, участвующих в его строении: тоналит-плагиигранитная (ранний ритм) и плагиигранитная (поздний ритм).

Для выяснения возраста пород *тоналит-плагиигранитной ассоциации* раннего ритма была исследована монофракция циркона из гнейсовидных среднетонкозернистых биотит-амфиболовых плагиигранитов, отобранных в центральной части массива, в левом борту урочища Баясгалант (см. рис. 3, пр. РМ-31-14). Монофракция циркона представлена идиоморфными и субидиоморфными прозрачными кристаллами призматического габитуса (50–150 мкм; $K_f = 2-4$), окраска которых изменяется от светло-желтых до бесцветных оттенков. В КЛ изображении (см. рис. 5) цирконы характеризуются преимущественно тонкой магматической зональностью. Аналитические исследования, выполненные по 19 зернам (см. табл. 4, № 56—74), указывают на значения Th/U отношений, равные 0.23—0.68. Средневзвешенное значение возраста (по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$), рассчитанное по 12 зернам магматического циркона (см. табл. 4, № 56—67; рис. 6), равно 524 ± 4 млн лет (СКВО = 0.41).

Во внутренних частях магматического циркона, описанного выше, отмечаются зерна, которые имеют унаследованную природу, т. е. это цирконы, заимствованные из магнообразующего источника. Характерными чертами для них являются призматический габитус (50—100 мкм; $K_f = 1.5-2.5$), субидиоморфная форма с признаками слабого растворения ребер и граней, наличие внутренней магматической зональности, а также обрастание более поздней генерацией циркона, отвечающей стадии кристаллизации (~524 млн лет, см. выше) гранитного расплава. Аналитические исследования, проведенные по пяти зернам ксеногенного циркона, показали, что значения Th/U отношений в них варьируют в диапазоне от 0.27 до 0.68, а рассчитанные по ним изотопные возрасты (см. табл. 4, № 75—79; рис. 6) составляют 539—535 млн лет (по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$). Средневзвешенное значение возраста равно 537 ± 5 млн лет (СКВО = 0.17).

Для определения времени кристаллизации пород *плагиигранитной ассоциации* позднего ритма Баясгалантского массива была исследована монофракция циркона из массивных крупнозернистых биотитовых плагиигранитов (см. рис. 3, пр. РМ-28-14). Циркон характеризуется идиоморфными прозрачными кристаллами призматического габитуса (150–250 мкм; $K_f = 2-4$), светло-розового и желтого цвета. В КЛ изображениях они имеют ярко выраженную магматическую зональность (см. рис. 5). Аналитические исследования, проведенные по магматическим цирконам (см. табл. 4, № 80—99) указывают на узкий диапазон значений Th/U отношений (0.17—0.38). Средневзвешенное значение возраста (по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$), рассчитанное по 16 зернам магматического циркона (см. табл. 4, № 80—95; рис. 6), равно 523 ± 2 млн лет (СКВО = 0.57).

Вместе с тем в центральных частях магматического циркона, описанного выше, отмечаются реликты «древних» ядер. В отличие от ксеногенных цирконов пород тоналит-плагиигранитной ассоциации раннего ритма, реликтовые ядра «древних» цирконов из пород плагиигранитной ассоциации позднего ритма, обладают характеристиками унаследованной природы. Как видно на КЛ изображениях (см. рис. 5), они характеризуются преимущественно овальной и слабовытянутой формой с признаками растворения ребер и граней. Во внутреннем строении отмечается секториальная зональность, характерная для цирконов магматического генезиса. Вокруг зерен унаследованного циркона отмечается нарастание широкого кайма новообразованного магматического циркона с возрастом 515—526 млн лет, отвечающего магматической стадии кристаллизации плагиигранитного расплава (см. выше), что указывает на его длительное пребывание в кристаллизующемся плагиигранитном расплаве (предположительно, на уровне генерации исходных расплавов). Тонкие белые каймы, наблюдающиеся на границе унаследованных и новообразованных цирконов, вероятнее всего, указывают на процессы перекристаллизации первых, как результат их взаимодействия с горячими гранитными расплавами. Аналитические исследования проведены по четырем зернам унаследованного циркона (см. табл. 4, № 100—103). Значения Th/U от-

ношений в этих цирконах составляют 0.20—0.31. U-Pb изотопные исследования, проведенные по этим зернам, указывают на значения их возрастов 543—535 млн лет (по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$), а средневзвешенное значение возраста равно 538 ± 5 млн лет (СКВО = 0.89). Принимая во внимание резорбированный характер ребер и граней унаследованных цирконов и их возрасты, а также обрастание их широкими каймами новообразованного магматического циркона, предполагается, что породы с возрастом циркона 538 ± 5 млн лет можно рассматривать в качестве дополнительного источника вещества при генерации исходных расплавов для плагиигранитоидов раннего и позднего ритмов Баясгалантского массива.

Дутулинский массив. Для определения возраста пород этого массива была исследована монофракция циркона из среднезернистых гнейсовидных биотит-амфиболовых плагиигранитов (см. рис. 3, пр. РМ-62-08). Цирконы представлены прозрачными и идиоморфными кристаллами призматического габитуса (50—300 мкм; $K_f = 2.0—3.5$), окраска которых изменяется от розовых до бесцветных. Во внутренних частях кристаллов, как видно на КЛ изображениях (см. рис. 5), отмечается тонкая магматическая зональность. Аналитические исследования (см. табл. 3, табл. 4, № 105—107), выполненные по 13 зернам магматического циркона, указывают на вариации значений Th/U отношений (0.26—0.76). Конкордантное значение возраста (см. табл. 3, рис. 6), рассчитанное по 10 точкам (по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$), составляет 481 ± 5 млн лет (СКВО = 0.02).

Вместе с тем характерной особенностью исследуемой монофракции является также присутствие реликтов «древних» ядер. Среди них преимущественное развитие имеют зерна вытянутой формы (50—150 мкм; $K_f = 2—4$; см. рис. 5) с явными признаками резорбирования ребер и граней и нарастания на них более поздней генерации циркона, отвечающей стадии кристаллизации гранитного расплава (см. выше). Эти указанные особенности «древних» ядер циркона свидетельствуют об их унаследованной природе. Как видно на рис. 5, во внутренних частях этих цирконов наблюдается грубая магматическая зональность, а отдельные зерна бесструктурные и имеют темную окраску. Аналитические исследования 20 зерен унаследованных цирконов (см. табл. 4, № 108—120) показали, что они характеризуются широкими вариациями содержаний Th и U ($\text{Th}/\text{U} = 0.14—3.3$). Только по трем зернам ксеногенного циркона (см. табл. 4, № 108—110), сохранивших внутреннюю структуру, отмечаются более устойчивые содержания Th и U ($\text{Th}/\text{U} = 0.38$) и значения возрастов (540—526 млн лет). Конкордантное значение возраста, полученное по этим унаследованным цирконам, составляет 537 ± 2 млн лет (СКВО = 0.36), средневзвешенное значение — 536 ± 9 млн лет (СКВО = 0.35).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ возрастных рубежей формирования плагиигранитоидов и их геодинамическая позиция. Результаты геохронологических исследований свидетельствуют, что изученные плагиигранитоидные ассоциации, участвующие в строении различных интрузивных ареалов южного сегмента Озерной зоны (осевой часть островодужной системы Озерной зоны), формировались в возрастном диапазоне 531—481 млн лет. Такой широкий возрастной диапазон формирования плагиигранитоидов наглядно свидетельствует о одновременном формировании породных ассоциаций, объединяемых ранее в составе тохтогеншильского комплекса раннекембрийского возраста. В этом отношении южная часть Озерной зоны по длительности формирования раннепалеозойских интрузивных ассоциаций обнаруживает сходство с возрастным интервалом становления плагиигранитоидных ассоциаций островодужного и аккреционно-коллизийного этапов развития в северной и центральной частях Озерной зоны (Бумбат-Хаирханский ареал — 551—468 млн лет, Харанурский ареал — 530—460 млн лет и Хиргиснурский ареал — 519—494 млн лет, см. табл. 1) [Коваленко и др., 2004; Руднев и др., 2009, 2012; Ярмолюк и др., 2011].

Таким образом, принимая во внимание вышеизложенные данные геологического строения плагиигранитоидных ассоциаций, характер взаимоотношения их с вмещающими породами и возраст, а также учитывая общерегиональные особенности проявления интрузивного магматизма (гранитоидного и габброидного) в других ареалах Озерной зоны, логично соотнести время их формирования с двумя геодинамическими этапами развития региона: островодужным (531—517 млн лет) и аккреционно-коллизийным (504—481 млн лет).

Островодужный этап (531—517 млн лет). Наиболее широкое развитие в этом возрастном диапазоне имеют диорит-тоналит-плагиигранитные ассоциации, в меньшей степени — плагиигранитные. Изученные ассоциации островодужного этапа, согласно данным геохронологических исследований, формировались на двух возрастных уровнях, фиксирующих разные стадии развития островной дуги Озерной зоны. Наиболее ранняя стадия проявления плагиигранитоидного магматизма прослеживается на примере пород раннего ритма Тугрикского массива (531 ± 4 млн лет, см. рис. 3, 6), а завершающая стадия — на примере пород Удзур-Хунгинского (517 ± 4 млн лет), Хатан-Хунгинского (521 ± 3 млн лет) и Баясгалантского массивов (ранний ритм — 524 ± 4 , поздний ритм — 522 ± 2 млн лет) массивов.

Габброидные ассоциации тесно сопряжены в пространстве и во времени с плагиигранитоидами и всегда являются более ранними. На это обстоятельство, например, указывают геологические взаимоотно-

ношения (см. рис. 3) габброидов Тугурукского массива [Изох и др., 1990] и более поздних по отношению к ним пород диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциации раннего ритма Тугрикского массива (531 ± 4 млн лет) [Руднев и др., 2013а] и плагиогранитов Хатан-Хунгинского массива (521 ± 3 млн лет), а также присутствие ксенолитов габброидов в плагиогранитоидах. Вопрос о геохронологическом возрасте габброидов хиргиснурского комплекса в магматических ареалах южной части Озерной зоны остается пока открытым, тем не менее можно утверждать, что время становления габброидов Тугурукского массива не моложе 531 млн лет. В то же время во всех вышеуказанных плагиогранитоидных массивах отмечается постоянное присутствие послегранитных даек диабазов двух возрастных уровней (например, Тугрикский массив), которые позволяют предполагать существование очагов базитового (габброидного) магматизма и на других возрастных уровнях.

Минералого-петрографические исследования плагиогранитоидных ассоциаций, формировавшихся на островодужном этапе, показали, что среди них выделяются две петрографические разновидности: биотит-амфиболовые и мусковит-биотитовые разности. Плагиогранитоиды первого типа (биотит-амфиболовые), как правило, образуют длинные завершённые интрузивные серии (кварцевые диориты, тоналиты, плагиограниты, лейкоплагиограниты) с резким преобладанием кварцевых диоритов или тоналитов, как это видно на примере Тугрикского, Удзур-Хунгинского и Баясгалантского массивов. Плагиогранитоидные ассоциации второго типа (мусковит-биотитовые), среди которых выделяются плагиограниты и лейкоплагиограниты Хатан-Хунгинского массива (см. рис. 3), характеризуются отсутствием в их строении более основных разностей (тоналитов и кварцевых диоритов).

В целом следует отметить, что по возрасту и минералого-петрографическому составу островодужные плагиогранитоидные ассоциации южной части Озерной зоны находят практически полное сходство с островодужными плагиогранитоидными ассоциациями в интрузивных ареалах северной и центральной частей этого же пояса. Так например, породы диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциации Удзур-Хунгинского (517 ± 2 млн лет) и Баясгалантского массивов (524 ± 4 млн лет, ранний ритм) практически аналогичны по возрасту и минералого-петрографическому составу плагиогранитоидам Шаратологойского плутона (519 ± 8 млн лет; см. табл. 1, рис. 2) в составе Хиргиснурского ареала северной части Озерной зоны и плагиогранитоидам массива Дариби (524 ± 10 млн лет) в составе Бумбат-Хаирханского ареала центральной части Озерной зоны [Руднев и др., 2009, 2012]. Мусковит-биотитовые плагиограниты и лейкоплагиограниты Хатан-Хунгинского массива (521 ± 6 млн лет) имеют близкий возраст (в пределах аналитической ошибки) и минералого-петрографический состав с плагиогранитами и лейкоплагиогранитами Харанурского плутона (531 ± 10 млн лет) и мусковит-биотитовыми плагиогранитами Бумбат-Хаирханского плутона (535 ± 6 млн лет) в составе одноименных ареалов северной и центральной частей Озерной зоны.

Среди других интрузивных ассоциаций, наблюдаемых в раннекаледонских структурах Озерной зоны и имеющих близкий возрастной диапазон формирования с описанными выше плагиогранитоидными и габброидными ассоциациями, можно отметить ряд мелких массивов, расположенных в районе хр. Хан-Тайшири. По данным геохронологических исследований [Janoušek et al., 2018], возраст габброидов, кварцевых диоритов и тоналитов, участвующих в строении этих массивов, составляет 538—516 млн лет (см. табл. 1).

Аккреционно-коллизийный этап (504—481 млн лет) гранитоидного магматизма в южной части Озерной зоны проявился в меньших масштабах, в отличие от островодужного этапа (см. рис. 2, 3). Геологические и геохронологические данные указывают, что на этом геодинамическом этапе развития южной части Озерной зоны преимущественное развитие имеют плагиогранит-лейкоплагиогранитные ассоциации, в меньшей степени тоналит-плагиогранитные и диорит-тоналит-плагиогранитные ассоциации. Наиболее ранними среди них являются мусковит-биотитовые плагиограниты и лейкоплагиограниты Тугрикского массива (одноименный ареал, поздний ритм, 504 ± 4 млн лет), которые по своему минералого-петрографическому составу имеют сходство с биотитовыми (\pm мусковит) плагиогранитами и лейкоплагиогранитами Дутулинского массива (481 ± 3 млн лет). В то же время по текстурно-структурным особенностям и минералого-петрографическому составу породы этих массивов практически не отличаются от мусковит-биотитовых плагиогранитов и лейкоплагиогранитов Хатан-Хунгинского массива (521 ± 6 млн лет), формировавшихся на островодужном этапе. Породы диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциации массива Мандалт, несмотря на сходный набор породных групп и минералого-петрографический состав с плагиогранитоидами Удзур-Хунгинского массива и Тугрикского массива (ранний ритм), отличаются от последних возрастным уровнем становления (495 ± 8 млн лет) и геодинамическим положением. Все это еще раз показывает, что гранитоиды, имеющие одинаковые минералого-петрографические составы, могут иметь различные возраст и геодинамические условия формирования.

Следует добавить, что плагиогранитоидные ассоциации аккреционно-коллизийного этапа (504—481 млн лет), упомянутые выше, также имеют свои возрастные аналоги среди гранитоидов (498—467 млн лет) [Козаков и др., 2002; Jahn et al., 2014], расположенных в области сочленения (обдукции)

позднепротерозойских–раннекембрийских вулканических комплексов задуговой части островодужной системы Озерной зоны и докембрийских образований Дзабханского микроконтинента в районе хр. Дариби (см. рис. 2), а также среди диоритов, кварцевых диоритов и гранодиоритов (511–495 млн лет, см. табл. 1) в районе хр. Хан-Тайшири [Janoušek et al., 2018].

U-Pb изотопные исследования ксеногенного и унаследованного цирконов. Результаты проведенных исследований ксеногенного и унаследованного цирконов показали [Руднев и др., 2018], что их изотопный возраст варьирует в диапазоне от 664 до 520 млн лет (см. табл. 3, 4; рис. 6). Условно их можно разделить на четыре возрастные группы. При этом авторы понимают, что для более обобщенного анализа такое количество ксеногенного и унаследованного циркона пока еще недостаточно. Поэтому проведенные на данном этапе геохронологические исследования дают только первые представления о возрастном диапазоне формирования тех пород, которые можно рассматривать в качестве дополнительных источников вещества при гранитообразовании.

К первой и второй группе относятся цирконы, имеющие унаследованную природу, т. е. они были заимствованы расплавом из источников, которые непосредственно вовлекались в плавление при формировании исходных расплавов для плагиигранитоидов. Они имеют ограниченное развитие и наблюдаются только в виде единичных зерен.

Первая группа представлена унаследованным цирконом, имеющим возраст 664 ± 18 млн лет. Он наблюдался в составе островодужных плагиигранитов Хатан-Хунгинского массива с возрастом 521 ± 3 млн лет (см. рис. 5, 6). Этот циркон, учитывая его магматическую природу и морфологические особенности (окатанная форма зерен), вероятнее всего, является продуктом разрушения и смыва интрузивных образований (вулканитов и их туфов, габброидов и плагиигранитоидов), участвующих в строении офиолитовых комплексов. На это обстоятельство указывают близкие возрасты, по унаследованному циркону, упомянутому выше, и анортозитов (665 ± 15 и 655 ± 4 млн лет), плагиигранитов и вмещающих их вулканитов в составе Баянхонгорского офиолитового пояса [Ковач и др., 2005; Jian et al., 2010]. Предполагается, что осадочные породы, образованные за счет разрушения пород офиолитовых комплексов (например, Баян-Хонгор), совместно с метабазами MORB-типа при погружении океанической плиты в зону субдукции вовлекались в процессы плавления и в конечном итоге привели к формированию исходных расплавов для плагиигранитов Хатан-Хунгинского массива.

Во вторую группу попадает унаследованный циркон с возрастом 563 ± 6 млн лет (см. рис. 6), который представляет собой обломок кристалла с хорошо выраженной округлой формой и сохранившейся в нем магматической зональностью (см. рис. 5). Цирконы такого возраста наблюдаются только в составе плагиигранитов позднего ритма Тугрикского массива (504 ± 3 млн лет), формировавшихся на аккреционно-коллизивной стадии развития Озерной зоны. Беря во внимание магматическое происхождение ксеногенного циркона и его изотопный возраст, можно допустить, что источником такого циркона могли быть осадочные породы, образованные за счет разрушения и размыва интрузивных и вулканогенных комплексов позднепротерозойского возраста (570–560 млн лет). Учитывая геологическое строение Озерной зоны и прилегающих к ней геоблоков (террейнов), считаем, что в качестве таких дополнительных магмогенерирующих источников для плагиигранитов позднего ритма Тугрикского массива могли быть осадочные породы, образованные за счет разрушения и смыва магматических пород (габброиды, плагииграниты, вулканиты и их туфы) прилегающих к Озерной зоне геоблоков. В качестве наглядных примеров, косвенно подтверждающих данный вывод, можно отметить породы баянхонгорского офиолитового комплекса хр. Дариби (565–560 млн лет, см. рис. 1, 2; табл. 1), хантайширского офиолитового комплекса (573–565 млн лет), баянхонгорского офиолитового комплекса (577–569 млн лет), а также вмещающие вулканогенные отложения островодужного и океанического типов позднепротерозойского возраста (~570 млн лет) [Кеpezzhinskas et al., 1991; Гибшер и др., 2001; Козаков и др., 2002; Терентьева и др., 2010; Ярмолук и др., 2011; Jian et al., 2014].

В третью группу объединяются унаследованные цирконы с возрастом 545–531 млн лет (см. табл. 4). Они являются наиболее распространенными и характеризуются преимущественно призматической и субидиоморфной формой выделений и наличием магматической зональности. Унаследованные цирконы, входящие в эту группу, наблюдаются в плагиигранитоидах Хатан-Хунгинского массива (521 ± 3 млн лет) и Баясгалантского массива (ранний и поздний ритмы, 524–522 млн лет), формировавшиеся на завершающем этапе островной дуги Озерной зоны, а также в плагиигранитах Дутулинского массива (481 ± 3 млн лет), становление которых связано с аккреционно-коллизивным этапом развития региона. Следует добавить, что изотопные возрасты, полученные по этим унаследованным цирконам с учетом их магматического генезиса, в целом сопоставляются с временем становления плагиигранитоидных и габброидных ассоциаций (комплексов) раннего этапа развития островной дуги Озерной зоны (535–529 млн лет [Руднев и др., 2009, 2012, 2016]), а также с временем формирования вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений островодужного типа позднепротерозойско–раннекембрийского возраста (546 ± 3 млн лет [Ярмолук и др., 2011]). Кроме того, среди интрузивных образований,

имеющих близкие возрасты, можно отметить следующие (см. табл. 1, рис. 2): плагиогранитоиды Тугрикского массива (531 ± 4 млн лет) и предшествующие им габброиды Тугурукского массива, плагиогранитоиды Бумбат-Хаирханского (535 ± 6 млн лет) и Харанурского ($529\text{—}531$ млн лет) плутонов в центральной и северной частях Озерной зоны, а также габброиды и диориты ($542\text{—}538$ млн лет, см. табл. 1), расположенные в районе хр. Хан-Тайшири и Замтын-Нуру в южной части Озерной зоны [Buriánek et al., 2017; Janoušek et al., 2018]. Такое сходство возрастов унаследованного циркона с возрастными становлениями гранитоидов и вулканитов ранних этапов формирования островной дуги Озерной зоны позволяет предполагать, что при формировании исходных расплавов для плагиогранитоидов Хатан-Хунгинского, Басгалантского и Дугулинского массивов определенное влияние имели осадочные породы, образованные в результате разрушения и смыва пород островодужного типа.

В четвертую группу объединяются цирконы с возрастом $519\text{—}530$ млн лет. Они наблюдаются в плагиогранитоидах аккреционно-коллизийного этапа развития Озерной зоны (Тугрикский и Мандалт массивы). Среди них выделяются цирконы, имеющие ксеногенную и унаследованную природу. Ксеногенные цирконы наблюдаются в плагиогранитоидах массива Мандалт (495 ± 8 млн лет). Значения их возрастов варьируют от 530 до 519 млн лет (средневзвешенное значение — 522 ± 6 млн лет, см. рис. 6). Унаследованные цирконы с возрастом ~ 524 млн лет отмечаются в плагиогранитах позднего ритма Тугрикского массива (504 ± 3 млн лет). Цирконы того и другого типов характеризуются призматической и субидиоморфной формой и наличием внутренней магматической зональности. Унаследованные цирконы, в отличие от ксеногенных цирконов, обрастают широкими каймами новообразованного циркона, которые указывают на длительное присутствие их в кристаллизующемся гранитном расплаве. Следует также отметить, что унаследованные и ксеногенные цирконы из пород вышеуказанных массивов имеют относительно близкие значения возрастов с островодужными плагиогранитоидами Удзур-Хунгинского, Хатан-Хунгинского и Баясгалантского массивов (517 ± 4 , 521 ± 3 и $524\text{—}523$ млн лет соответственно), описанных выше, плагиогранитоидами Бумбат-Хаирханского и Шаратологийского плутонов (524 ± 10 и 519 ± 8 млн лет соответственно) северной и центральной частей этого же островодужного пояса, а также габброидами, кварцевыми диоритами и тоналитами района хр. Хан-Тайшири ($524\text{—}516$ млн лет, см. табл. 1; рис.1) [Руднев и др., 2009, 2012, 2016; Buriánek et al., 2017; Janoušek et al., 2018]. Учитывая такое сходство в возрастах, авторы статьи предполагают, что эти унаследованные цирконы были заимствованы расплавом из осадочных отложений, образованных за счет разрушения и смыва пород островодужного типа. Эти осадочные отложения совместно с блоками тектонически-перемешанных пород островодужного и океанического типов в результате тектонических процессов, происходивших на коллизийном этапе развития Озерной зоны, попадали в нижние части коллизийных сооружений, где под действием тепла поднимающихся мантийных расплавов вовлекались в плавление с образованием исходных расплавов для плагиогранитов Тугрикского и Мандалт массивов. Ксеногенные цирконы из плагиогранитов массива Мандалт, в отличие от унаследованных цирконов Тугрикского массива, образуют самостоятельные зерна, но не имеют явных признаков подплавления и обрастания новообразованным цирконом, что, вероятнее всего, указывает на заимствование их из вмещающих пород на уровне становления массива.

Таким образом, результаты исследования ксеногенных и унаследованных цирконов из плагиогранитоидов южной части Озерной зоны позволили сделать ряд важных выводов.

1. Ксеногенные и унаследованные цирконы имеют возраст древнее $664\text{—}52$ млн лет. Это приводит к выводу, что при формировании плагиогранитоидов на островодужном и аккреционно-коллизийном этапах развития региона ($531\text{—}481$ млн лет) на исходный состав расплавов также оказывали влияние осадочные породы, образованные за счет разрушения и размыва интрузивных и вулканогенных комплексов островодужного и офиолитового типа с возрастными $565\text{—}535$ и 664 млн лет.

2. Отсутствие ксеногенных и унаследованных цирконов древнее 664 млн лет также указывает на то, что древние докембрийские образования (например, Дзобханский микроконтинент) не оказывали какого-либо влияния на исходные составы расплавов для плагиогранитоидов островодужного и аккреционно-коллизийного этапа развития южной части Озерной зоны. Это означает, что формирование островных комплексов дуги Озерной зоны происходило на значительном удалении от областей сноса древних докембрийских блоков (микроконтинентов), на что также указывают результаты палеомагнитных исследований, опубликованных в статьях [Куренков и др., 2002; Хераскова и др., 2010]. На более позднем, аккреционно-коллизийном этапе развития Озерной зоны, когда начались процессы аккреции островных дуг, задуговых бассейнов и микроконтинентов (Дзобханский), формирование исходных плагиогранитных расплавов, вероятнее всего, также происходило без какой-либо существенной добавки древнего докембрийского осадочного материала. Если такой материал и присутствовал в источнике генерации исходных расплавов, то, вероятнее всего, он был представлен только в виде пелитового материала, снесенного с Дзобханского микроконтинента.

Авторы статьи отчетливо понимают, что для более обстоятельного подтверждения таких выводов требуется проведение дополнительных аналитических исследований, в том числе по геохимии, а также Sr-Nd- и Hf-изотопии. Более подробно об этом будет изложено в следующей статье.

ВЫВОДЫ

1. Данные геохронологических исследований свидетельствуют, что формирование плагиогранитоидных ассоциаций в южной части Озерной зоны происходило в интервале от 531 до 481 млн лет. В этом возрастном диапазоне выделяются два рубежа интрузивного магматизма, отвечающие двум главным этапам развития этой зоны: островодужный — 531—517 млн лет и аккреционно-коллизийный — 504—481 млн лет. В южной части Озерной зоны, в отличие от северной и центральной частей этого пояса, наиболее широкое развитие имеют плагиогранитоидные ассоциации островодужного этапа. Магматизм аккреционно-коллизийного этапа здесь проявился в значительно меньших масштабах.

2. На всех возрастных рубежах основной объем слагают гранитоидные ассоциации тоналит-трондеммитовой серии. По петрохимическому составу они относятся к породам известково-щелочной серии.

3. Результаты исследования ксеногенного и унаследованного циркона в раннепалеозойских плагиогранитоидах островодужного и аккреционно-коллизийного этапа развития южной части Озерной зоны, указывают на их возрастную диапозон 664—520 млн лет. Выделяются четыре возрастные группы ксеногенного и унаследованного циркона (~664, 570—560, 545—531 и 530—520 млн лет), которые в целом отвечают рубежам проявления магматизма островодужного (вулканогенные, интрузивные) и офиолитового типов и, по всей видимости, являются дополнительными магмообразующими источниками, ответственными за формирование исходных для плагиогранитоидов расплавов.

4. Отсутствие в раннепалеозойских плагиогранитоидах южной части Озерной зоны (осевая часть) ксеногенного и унаследованного цирконов древнее 664 млн лет также указывают на то, что древние докембрийские образования не оказывали какого-либо влияния на составы исходных расплавов для плагиогранитоидов и на удаленность островной дуги Озерной зоны от областей сноса древних докембрийских блоков.

Авторы выражают глубокую благодарность Р.А. Шелепаеву за помощь в проведении полевых исследований, Е.А. Крук (ИГМ СО РАН, Новосибирск) за обработку каменного и картографического материалов, Н.Г. Кармановой, А.Н. Торянику (ИГМ СО РАН, Новосибирск), Е.Н. Лепехиной, А.Н. Ларионову, Н.В. Родионову, Н.Г. Бережной, А.В. Антонову (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург), принимавшим участие в аналитических исследованиях, а также О.М. Туркиной и Т.В. Донской за ряд ценных замечаний.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН и при поддержке РФФИ (гранты 18-05-00105, 15-05-05615).

ЛИТЕРАТУРА

Гибшер А.С., Хаин Е.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Козаков И.К., Ковач В.П., Яковлева С.З., Федосенко А.М. Поздневендский возраст хантайширского офиолитового комплекса Западной Монголии // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (8), с. 179—1185.

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

Дергунов А.Б. Каледониты Центральной Азии // Тр. Геологического ин-та АН СССР, 1989, № 437, с. 1—192.

Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П., Богнибов В.И., Баярбилэг Л. Габброидные формации Западной Монголии. Новосибирск, Наука, 1990, 269 с.

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

Ковач В.П., Пин Цзянь, Ярмолюк В.В., Козаков И.К., Терентьева Л.Б., Лебедев В.И., Коваленко В.И. Магматизм и геодинамика ранних стадий образования Палеоазиатского океана: геологические и геохимические данные офиолитов Баян-Хонгорской зоны // ДАН, 2005, т. 404, № 2, с. 229—234.

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

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

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

Коваленко Д.В., Монгуш А.А., Агеева О.А., Феншин Г. Источники и геодинамические условия формирования венд-раннепалеозойских магматических комплексов хребта Дариби, Западная Монголия // *Петрология*, 2014, т. 22, № 4, с. 389—417.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Бибилова Е.В., Киризова Т.И., Котов А.Б., Ковач В.П. О полихронности развития палеозойского гранитоидного магматизма в Тувино-Монгольском массиве: результаты U-Pb геохронологических исследований // *Петрология*, 1999, т. 7, № 6, с. 631—643.

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

Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М., ГЕОС, 2002, 294 с.

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

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

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

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

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

Руднев С.Н., Ковач В.П., Пономарчук В.А. Венд-раннекембрийский островодужный плагиогранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии (геохронологические, геохимические и изотопные данные) // *Геология и геофизика*, 2013а, т. 54 (10), с. 1628—1647.

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

Руднев С.Н., Серов П.А., Киселева В.Ю. Венд-раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточной Тувы // *Геология и геофизика*, 2015, т. 56 (9), с. 1572—1600.

Руднев С.Н., Изох А.Э., Борисенко А.С., Гаськов И.В. Гранитоидный магматизм и металлогения Озерной зоны Западной Монголии (на примере Бумбатхаирханского ареала) // *Геология и геофизика*, 2016, т. 57 (2), с. 207—224.

Руднев С.Н., Мальковец В.Г., Белоусова Е.А., Третьякова И.Г., Гибшер А.А. U-Pb изотопное датирование ксеногенного циркона из раннепалеозойских плагиогранитоидов южной части Озерной зоны Монголии // *Материалы 7-й Российской конференции по изотопной геохронологии «Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород»*. М., ИГЕМ РАН, 2018, с. 294—297.

Тектоника Монгольской Народной Республики / Ред. В.А. Кутолин. М., Наука, 1974, 284 с.

Терентьева Л.Б., Козаков И.К., Ярмолюк В.В., Анисимова И.В., Ковач В.П., Козловский А.М., Кудряшова Е.А., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Конвергентные процессы в эволюции ранних каледонид Баян-Хонгорской зоны Центральной Азии: геологические и геохронологические исследования Хан-Улинского габброидного плутона // *ДАН*, 2010, т. 433, № 2, с. 237—243.

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

- Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г.** Распад Родинии и ранние стадии эволюции Палеоазиатского океана // Геотектоника, 2010, т. 44, № 1, с. 3—24.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.** Изотопный состав, источники корового магматизма и строение коры каледонид Озерной зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН, 2002, т. 387, № 3, с. 387—392.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.** Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН, 2003, т. 389, № 3, с. 354—359.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Рыцк Е.Ю., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.** Ранние стадии формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-раннекембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН, 2006, т. 410, № 5, с. 657—662.
- Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Козловский А.М., Котов А.Б., Яковлева С.З., Федосеенко А.М.** Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озерной зоны каледонид Центральной Азии: I. Геологические и геохронологические данные // Петрология, 2011, т. 19, № 1, с. 83—107.
- Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Козаков И.К., Козловский А.М., Котов А.Б., Рыцк Е.Ю.** Механизмы формирования континентальной коры Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника, 2012, № 4, с. 3—27.
- Andersen T.** Correction of common Pb in U–Pb analyses that do not report ^{204}Pb // Chem. Geol., 2002, v. 192, p. 59—79.
- Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.F.** A new terrane subdivision for Mongolia: Implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia // J. Asian Earth Sci., 2002, v. 21, p. 87—104.
- Belousova E.A., Reid A.J., Griffin W.L., O'Reilly S.Y.** Rejuvenation vs. recycling of Archean crust in the Gawler Craton, South Australia: evidence from U–Pb and Hf isotopes in detrital zircon // Lithos, 2009, v. 113, p. 570—582.
- Black L.P., Gulson B.L.** The age of the Mud Tank Carbonatite, Strangways Range, Northern Territory // Bur. Miner. Resour. J. Aust. Geol. Geophys., 1978, v. 3, p. 227—232.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C.** TEMORA 1: A new zircon standard for U–Pb geochronology // Chem. Geol., 2003, v. 200, p. 155—170.
- Bold U., Smith E.F., Rooney A.D., Bowring S.A., Buchwaldt R., Dudás F.Ó., Ramezani J., Crowley J.L., Schrag D.P., Macdonald F.A.** Neoproterozoic stratigraphy of the Zavkhan terrane of Mongolia: the backbone for Cryogenian and early Ediacaran chemostratigraphic records // Amer. J. Sci., 2016, v. 316, p. 1—63.
- Buriánek D., Schulmann K., Hrdličková K., Hanžl P., Janoušek V., Gerdes A., Lexa O.** Geochemical and geochronological constraints on distinct Early-Neoproterozoic and Cambrian accretionary events along southern margin of the Baydrag Continent in western Mongolia // Gondwana Res., 2017, v. 47, p. 200—227.
- Dergunov A.B., Kovalenko V.I., Ruzhentsev S.V., Yarmolyuk V.V.** Tectonics, magmatism, and metallogeny of Mongolia. Routledge, London, New York, 2001, 228 p.
- Dijkstra A.H., Brouwer F.M., Cunningham D.W., Buchan C., Badarch G., Mason P.R.D.** Late Neoproterozoic proto-arc ocean crust in the Dariv Range, Western Mongolia: a supra-subduction zone end-member ophiolite // J. Geol. Soc., 2006, v. 163, p. 363—373.
- Ehlou S., Belousova E., Griffin W.L., Pearson N.J., O'Reilly S.Y.** Trace element and isotopic composition of GJ-red zircon standard by laser ablation // Geochim. Cosmochim. Acta, 2006, v. 70, p. A158.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D.** A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol., 2001, v. 42, p. 2033—2048.
- Geological map of Mongolia** / Ed. O. Tomurtogoo. General Directorate of Mineral Research and Exploration of Turkey, Ankara, 1999.
- Griffin W.L., Belousova E.A., Shee S.R., Pearson N.J., O'Reilly S.Y.** Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U–Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons // Precambrian Res., 2004, v. 131, p. 231—282.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A.** The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // Chem. Geol., 2004, v. 211, p. 47—69.
- Jahn B.M.** The Central Asian Orogenic Belt and growth of the continental crust in the Phanerozoic // Aspects of the tectonic evolution of China / Eds. J. Malpas, C.J.N. Fletcher, J.C. Aitchison. Geological Society, London, Special Publications, 2004, v. 226, p. 73—100.
- Jahn B.M., Wu F., Chen B.** Granitoids of the Central Asian Orogenic Belt and continental growth in the Phanerozoic // Trans. R. Soc. Edinburgh, 2000a, v. 91, p. 181—193.
- Jahn B.M., Wu F., Chen B.** Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic // Episodes, 2000b, v. 23, p. 82—92.

Janoušek V., Jiang Y., Buriánek D., Schulmann K., Hanžl P., Soejono I., Kröner A., Altanbaatar B., Erban V., Lexa O., Ganchuluun T., Košler J. Cambrian–Ordovician magmatism of the Ikh-Mongol Arc System exemplified by the Khantashir Magmatic Complex (Lake Zone, south–central Mongolia) // *Gondwana Res.*, 2018, v. 54, p. 122—149.

Jian P., Kröner A., Windley B.F., Shi Y., Zhang F., Miao L., Tojurhuu D., Zhang W., Liu D. Zircon ages of the Bayankhongor ophiolite mélange and associated rocks: time constraints on Neoproterozoic to Cambrian accretionary and collisional orogenesis in Central Mongolia // *Precambrian Res.*, 2010, v. 177, p. 162—180.

Jian P., Kröner A., Jahn B.-M., Windley B.F., Shi Y., Zhang W., Zhang F., Miao L., Tomurhuu D., Liu D. Zircon dating of Neoproterozoic and Cambrian ophiolites in West Mongolia and implications for the timing of orogenic processes in the central part of the Central Asian Orogenic Belt // *Earth Sci. Rev.*, 2014, v. 133, p. 62—93.

Kepezhinskas P.K., Kepezhinskas K.B., Puchtel I.S. Lower Paleozoic oceanic crust in Mongolian Caledonides: Sm-Nd isotope and trace element data // *Geophys. Res. Lett.*, 1991, v. 18, № 7, p. 1301—1304.

Kozlovsky A.M., Yarmolyuk V.V., Salnikova E.B., Travin A.V., Kotov A.B., Plotkina J.V., Kudryashova E.A., Savatenkov V.M. Late Paleozoic anorogenic magmatism of the Gobi Altai (SW Mongolia): Tectonic position, geochronology and correlation with igneous activity of the Central Asian Orogenic Belt // *J. Asian Earth Sci.*, 2015, v. 113, № 1, p. 524—541.

Kröner A., Kovach V., Belousova E., Hegner E., Armstrong R., Dolgoplova A., Seltmann R., Alexiev D.V., Hoffmann J.E., Wong J., Sun M., Cai K., Wang T., Tong Y., Wilde S.A., Degtyarev K.E., Ryttsk E. Reassessment of continental growth during the accretionary history of the Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Res.*, 2014, v. 25, p. 103—125.

Le Maitre R.W.A. Classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford, Blackwell, 1989, 193 p.

Ludwig K.R. User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ., 1999, 1a, 49 p.

Ludwig K.R. SQUID 1.00. A user's manual. Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ., 2, 2000.

Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1989, v. 101, p. 635—643.

O'Connor J.T. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios // *U.S. Geol. Survey, Prof. Paper.*, 1965, v. 525B, p. B79—B84.

Rickwood P.C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements // *Lithos*, 1989, v. 22, p. 247—263.

Togtoh D., Baatarhuug A., Gansuh D., Ganzorig D., Ganbaatar G., Bayardalay C., Usna-Ah C., Anhbayar B., Davaadorzhd D., Gandesh B., Anzhin C. Geological survey of the Mongolian. Scale of 1: 200,000 (Darvi, Tonhil, Tugrug — 200). Geological Information Centre, MRPAM, Ulaanbaatar, 1993.

Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Vonquadt A., Roddick J.C., Spiegel W. Tree natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace-element and REE analyses // *Geostand. Newslett.*, 1995, v. 19, p. 1—23.

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

*Рекомендована к печати 15 июня 2018 г.
А.Э. Изохом*

*Поступила в редакцию 6 апреля 2018 г.,
после доработки — 1 июня 2018 г.*