

УДК 55.551.22

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ, ВОЗРАСТ И ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ГРАНИТОИДОВ ЧИМАЛГИНСКОГО МАССИВА ГЛАВНОГО БАТОЛИТОВОГО ПОЯСА (ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ)

© 2022 г. М. В. Лучицкая¹, *, А. В. Ганелин¹, М. В. Маскаев¹,
Д. В. Алексеев², А. В. Травин²

¹Геологический институт РАН,
д. 7, Пыжевский пер., 119017 Москва, Россия

²Институт геологии и минералогии СО РАН,
д. 3, пр. Академика Коптюга, 630090 Новосибирск, Россия

*e-mail: luchitskaya@ginras.ru

Поступила в редакцию 17.09.2021 г.

После доработки 22.10.2021 г.

Принята к публикации 25.01.2022 г.

Приведены новые геохронологические U–Pb SIMS и ⁴⁰Ar–³⁹Ar, петро-геохимические и изотопно-геохимические данные для гранитоидов Чималгинского массива центральной части Главного батолитового пояса хребта Черского Верхояно-Колымского складчатого пояса. Показано, что оценки возраста кристаллизации по цирконам для гранодиоритов и лейкогранитов 150 и 152 млн лет совпадают в пределах ошибки с ⁴⁰Ar–³⁹Ar возрастом по амфиболу из гранодиоритов массива $148.6 \pm \pm 5.6$ млн лет, возрастными вмещающих вулканитов кислого и среднего состава Уяндино-Ясачненского вулканического пояса 150–152 млн лет и максимумом внедрения гранитоидов Главного батолитового пояса 150 ± 3 млн лет. Гранитоиды Чималгинского массива имеют петрогеохимические характеристики, позволяющие сопоставлять их как с гранитами I-, так и S-типа. С гранитами I-типа их сближает присутствие биотита, роговой обманки и клинопироксена среди темноцветных минералов, отсутствие первичного мусковита и преобладание известково-щелочных и умеренно-глиноземистых разностей. Подобно гранитам S-типа, для высококремнеземистых составов характерно наличие железистых и магнезиальных разностей. В гранитоидах присутствуют агрегаты высокоглиноземистых минералов в ассоциации с калиевым полевым шпатом, альбитом и шпинелью, что позволяет предполагать присутствие метапелитов гранулитовой фации в области источника магм. Sr–Nd изотопные характеристики гранитоидов Чималгинского массива, а также соотношения ряда петрогенных оксидов указывают на гетерогенный источник гранитных расплавов. Отрицательные величины $\epsilon_{Nd}(T)$ от –2.98 до –6.23, высокие первичные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr от 0.7073 до 0.7091 и мезопротерозойские модельные возрасты гранитоидов свидетельствуют об участии достаточно зрелого материала континентальной коры в их петрогенезисе. Предполагается окраинно-континентальная обстановка формирования гранитоидов при активности Уяндино-Ясачненской вулканической дуги.

Ключевые слова: гранитоиды, вулканиты, Главный батолитовый пояс, Уяндино-Ясачненская вулканическая дуга, коллизия, окраинно-континентальная обстановка, граниты S- и I-типа

DOI: 10.31857/S0016853X22010040

ВВЕДЕНИЕ

Верхояно-Колымский складчатый пояс был сформирован в результате коллизии окраины Сибирского (Северо-Азиатского) кратона с Колымо-Омолонским микроконтинентом (супертеррейном) в конце поздней юры–раннего мела [16, 17, 23, 51]. Главный (Колымский) батолитовый пояс состоит из позднеюрских–раннемеловых гранитоидных батолитов, он имеет протяженность более 1100 км при ширине до 300 км (рис. 1).

Гранитоидные массивы образуют вытянутые тела, параллельные простиранию Верхояно-Колымского складчатого пояса [1, 16]. Гранитоиды прорывают дистальные триасовые и нижне-верхнеюрские осадочные отложения Кулар–Нерского сланцевого пояса, средне-верхнеюрские терригенные отложения Иньяли–Дебинского пояса и верхнеюрские вулканогенно-осадочные отложения Уяндино–Ясачненского вулканического пояса, протягивающегося к востоку от Главного пояса и параллельно ему.

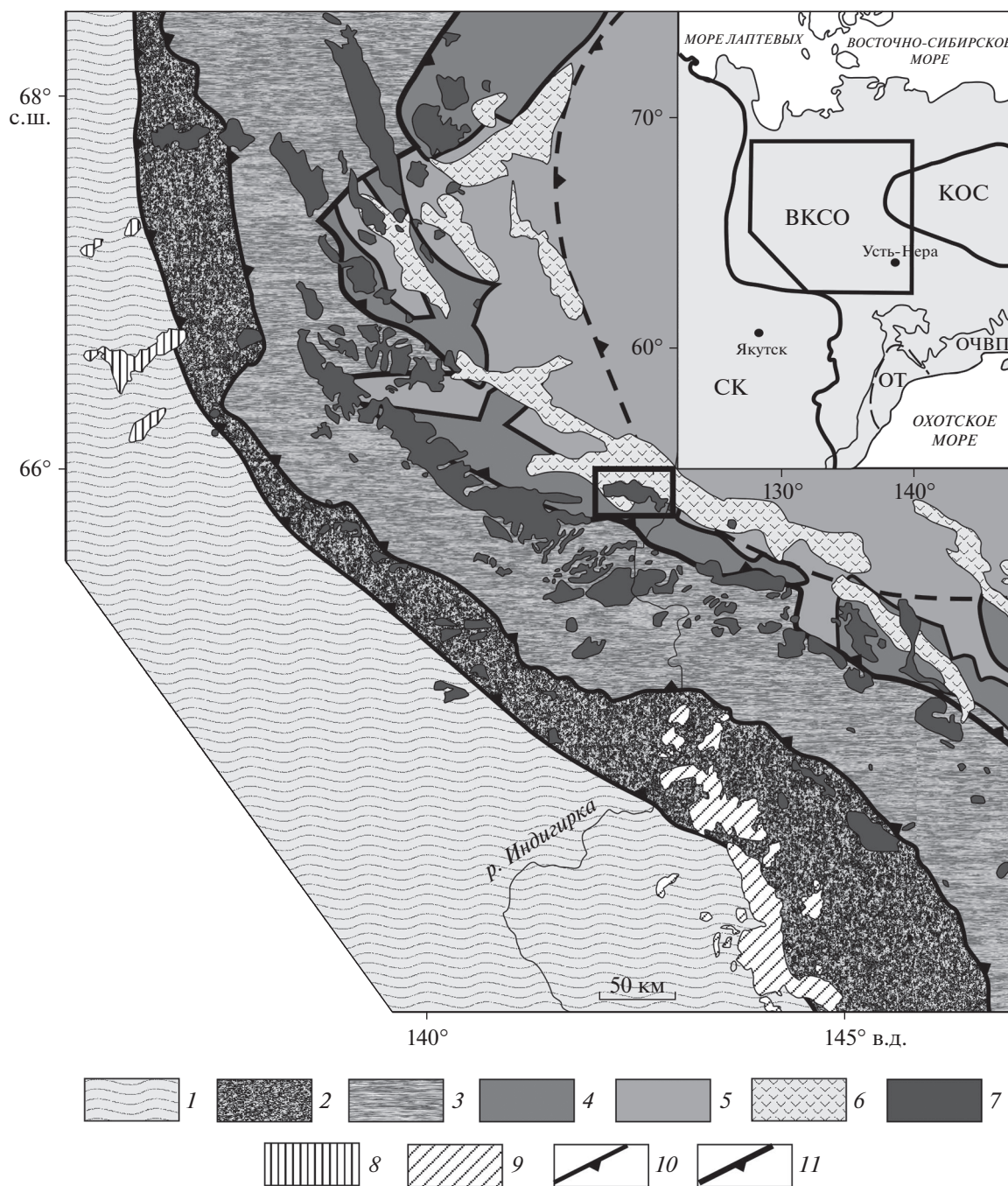


Рис. 1. Геологическая схема центральной части Верхояно-Колымской складчатой области (по данным [2, 22, 34], с изменениями и дополнениями).

На врезке: СК – Сибирский кратон, ВКСО – Верхояно-Колымская складчатая область, КОС – Колымо-Омолонский супертеррейн, ОТ – Охотский кратонный террейн, ОЧВП – Охотско-Чукотский вулканический пояс.

Показано: регион исследования (рамка сплошной линией на врезке); место работ и отбора проб (прямоугольник на карте).

1 – Верхоянский складчато-надвиговый пояс; 2 – Кулар-Нерский террейн; 3 – Полоусно-Дебинский террейн; 4 – фрагменты Омудевского террейна; 5 – Колымо-Омолонский супертеррейн; 6 – Уяндино-Ясачненский вулканический пояс; 7–9 – гранитоиды колымского комплекса: 7 – Главного пояса, 8 – Поперечного пояса, 9 – Тас-Кыстабытского пояса; 10 – крупные надвиги; 11 – региональные сuture

Обобщения геохронологических данных для гранитоидов Главного пояса, полученных разными методами, различны. Датирование ^{40}Ar – ^{39}Ar методом показывает наличие двух интервалов возрастов 160–140 и 143–138 млн лет [47]. При этом формирование более древних гранитоидов соотносится с надсубдукционной обстановкой на юго-западной окраине Колымо-Омолонского микроконтинента, а более молодых гранитоидов связано с этапом коллизии. Согласование U – Pb , Rb – Sr , Ar – Ar , K – Ar геохронометров показало, что внедрение гранитоидов Главного пояса происходило 160 млн лет назад, а преобразование их изотопных систем – 150–140, 135–125 и 100–80 млн лет назад [14, 22]. U – Pb SIMS датирование цирконов из гранитоидов Главного пояса указывает на интервал возрастов от 158 до 144 млн лет с пиком 150 ± 3 млн лет [1, 32]. Приводятся близкие U – Pb конкордантные возрасты 155–144 млн лет для гранитов Главного пояса в [15, 31]. Возраст Главного батолитового пояса рассматривается как позднеюрско-раннемеловой [6].

В гранитоидных массивах Главного пояса преобладают амфибол-биотитовые гранодиориты и граниты, которые рассматриваются как коровые образования I-S петрогенетического типа [12, 26]. В меньшей степени развиты породы гранит-лейкогранитной формации, сопоставляемые с гранитами S-типа [6, 27]. Гранитоиды Главного пояса соответствуют высоко фракционированным магнезиальным пералюминиевым S- и I-типам гранитов [32].

Трактовка геодинамической обстановки формирования гранитоидов Главного батолитового пояса не является однозначной. Формирование гранитоидов ранее связывали с этапом коллизии Колымо-Омолонского микроконтинента с Верхоянской окраиной Сибирского (Северо-Азиатского) кратона в позднеюрское–раннемеловое время [6, 16, 18, 30, 52]. По данным В.В. Акинина с соавт. [1], главный импульс гранитоидного магматизма связан с субдукционной обстановкой в поздней юре (титоне), более поздний – раннемеловой импульс (формирование гранитов S-типа) – с обстановкой коллизии. По данным В.А. Трунилиной [26], зарождение магматических очагов гранитоидов возникло в надсубдукционных условиях, но основное становление интрузий происходило в связи с коллизией. В работе Akinin V.V с соавт. [32], на основании U – Pb SIMS геохронологических данных по гранитоидам Главного батолитового пояса и вулканитам Уяндино-Ясачненской дуги было показано, что гранитоиды являются разновозрастными и относятся к Андийскому островодужному типу.

В нашей статье представлены новые данные и результаты U – Pb SIMS и ^{40}Ar – ^{39}Ar датирования, полученные петро-геохимические и Sr – Nd изо-

топные данные для гранитоидов Чималгинского массива центральной части Главного батолитового пояса. Целью статьи является уточнение возраста гранитоидов и их соотношения с вулканитами Уяндино-Ясачненской палеодуги, определение петро-геохимического типа гранитоидов, выявление особенностей субстрата, из которого выплавлялась гранитная магма, и проведение тестирования сценариев геодинамических обстановок формирования гранитоидного магматизма в процессе позднеюрско–мелового этапа тектономагматической эволюции Верхояно-Колымских мезозоид.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Чималгинский массив центральной части Главного батолитового пояса расположен в пределах позднеюрского Уяндино-Ясачненского вулканического пояса, который протягивается в меридиональном направлении на 1000 км и несогласно перекрывает структуры Омудевского и Приколымского террейнов (см. рис. 1). Вкрест простирается Уяндино-Ясачненского вулканического пояса с северо-востока на юго-запад, в строении пояса выделяют две зоны Илинтьасскую и Дарпирскую [10]. В Илинтьасской зоне преобладают базальтоиды, в Дарпирской зоне преобладают вулканиты кислого состава. Чималгинский массив приурочен к Дарпирской зоне Уяндино-Ясачненского вулканического пояса и образует вытянутое в северо-западном направлении тело площадью до 180 км², контактовые поверхности которого наклонены под вмещающие породы под углами от 15° до 60° [8]. Гранитоиды массива прорывают метаморфизованные в зеленосланцевой фации терригенные породы с прослоями известняков и кварцитов протерозойского (?) возраста, верхнесилурийские мраморизованные и окварцованные известняки с прослоями известково-глинистых сланцев и верхнеюрские вулканогенно-осадочные отложения в бассейне среднего течения р. Индигирки (рис. 2). Протерозойские (?) и верхнесилурийские образования обнажены в пределах ограниченных разломами блоков. Метаморфические породы условно отнесены к верхнему протерозою на основании литологического сходства с протерозойскими отложениями бассейнов рек Селенных и Уяндина [8]. Во вмещающих верхнеюрских отложениях выделяют три толщи, согласно перекрывающие друг друга, возраст которых определялся по находкам органических остатков в осадочных прослоях среди вулканитов [8, 10]:

- нижняя толща (келловой) мощностью 700–900 м представлена алевролитами, аргиллитами, известковистыми песчаниками с редкими линзами конгломератов;

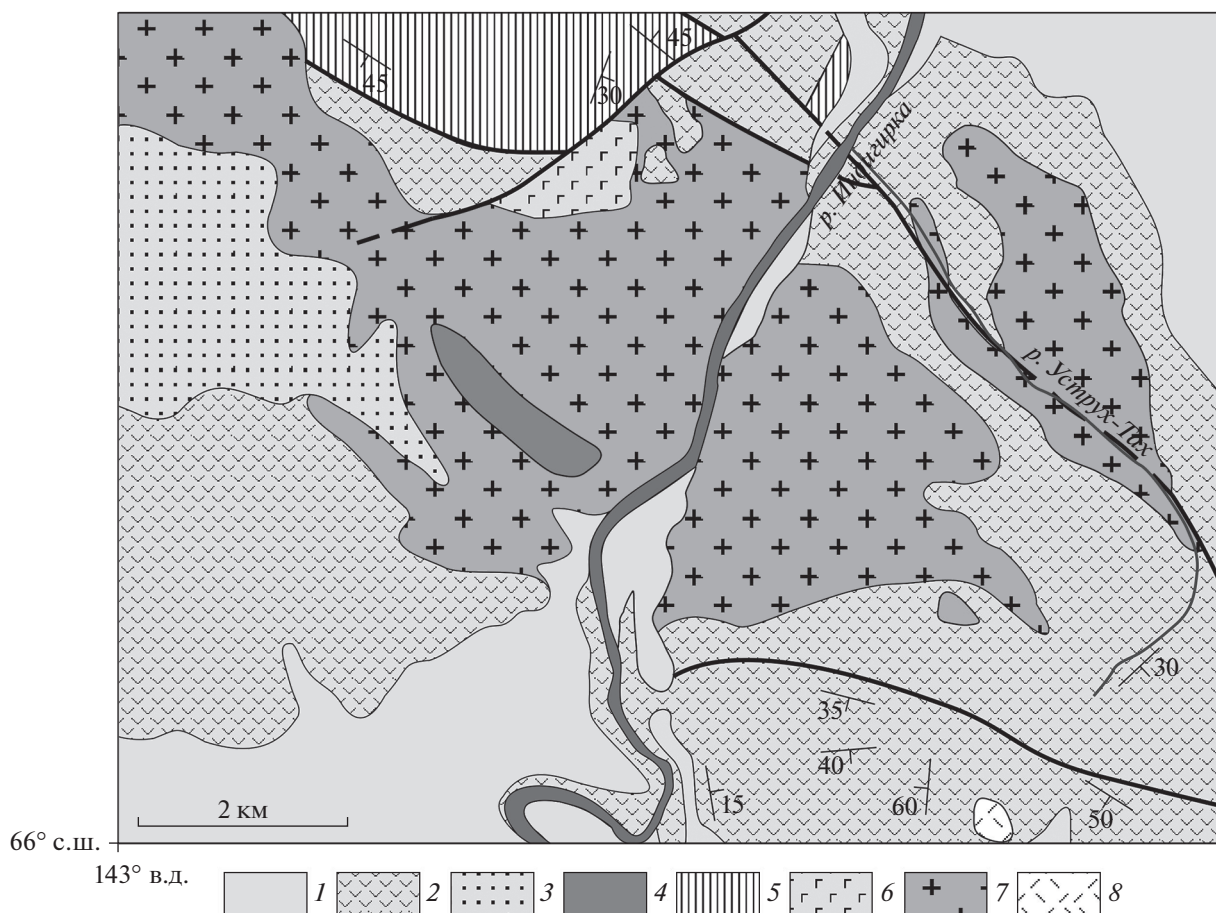


Рис. 2. Геологическая карта района р. Уструхта — правого притока р. Индигирка (по данным [8]).

1 — четвертичные отложения; 2, 3 — верхнеюрские отложения Дарпирской зоны Уяндино-Ясачненского вулканического пояса: 2 — оксфордский и киммериджский ярусы (туфы, реже покровы риолитов, дацитов, андезитов, прослои вулканомиктовых песчаников, туффитов, алевролитов), 3 — келловейский ярус (алевролиты, аргиллиты, известковистые песчаники, редкие линзы конгломератов); 4 — верхнесилурийские отложения (мраморизованные и окварцованные известняки с редкими прослоями известково-глинистых сланцев и глинистых известняков); 5 — карбонатно-сланцевые, серицит-хлоритовые, полевошпатово-сланцевые сланцы, редкие прослои мраморизованных известняков и кварцитов позднпротерозойского (?) возраста; 6 — позднемеловые субщелочные лейкократовые габбро; 7 — позднеюрские граниты, лейкограниты; 8 — позднеюрские субвулканические тела андезитового состава

- средняя толща мощностью 900 м, в своем основании (оксфорд—киммеридж) представлена андезитами, которые сменяются вверх по разрезу дацитами и риолитами с пачками и горизонтами кислых туфов и лавобрекчий, среди которых присутствуют пачки (мощностью до 10 м) терригенных пород;

- верхняя толща (киммеридж—волга) мощностью 800—1550 м сложена дацитами и риолитами с маломощными терригенными прослоями в нижней части.

Позднеюрский возраст вулканических пород Уяндино-Ясачненского вулканического пояса предполагается на основе находок фауны *Buchia* в песчаниках, переслаивающихся с дацитовыми, андезитовыми и риолитовыми лавами и туфами [8, 23].

Геохронологические U—Pb SIMS данные по цирконам из вулканитов кислого и среднего состава верхней толщи составляют узкий интервал 150—152 млн лет, что соответствует примерно границе киммериджского и волжского ярусов поздней юры [4]. Возраст гранитоидов Чималгинского массива рассматривается как раннемеловой [8]. Имеются данные о возрасте гранитоидов массива, полученные Rb—Sr методом, в интервале 136—128 млн лет [12].

Чималгинский массив сложен преимущественно светло-серыми биотит-роговообманковыми среднезернистыми гранодиоритами и гранитами в центральной части и красноватыми более мелкозернистыми и лейкократовыми гранитами в периферических частях. В юго-восточной части породы массива прорваны дайками

гранит-порфиров. Массив имеет контактовые ореолы шириной от 0.5 до 4 км [8]. Нами было проведено изучение пород массива в его юго-восточной части по течению р. Уструх-Тух, правого притока р. Индигирка (см. рис. 2). Первичный интрузивный контакт с вмещающими породами оксфорд–кimmerиджской толщи тектонизирован.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Выделение монофракций акцессорных цирконов проведено в ГИН РАН (г. Москва, Россия) (аналитик Т.Б. Афолина) с использованием стандартных методик плотностной и магнитной сепарации. U–Th–Pb датирование цирконов проводилось на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург, Россия) по стандартной методике [46].

Изотопные ^{40}Ar – ^{39}Ar исследования проводились в Центре коллективного пользования научным оборудованием многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск, Россия) (аналитик Д.В. Алексеев) с использованием методики, по [24]. Минеральные фракции для исследований были завернуты в алюминиевую фольгу и запаяны после дегазации в кварцевых ампулах. Облучение проводилось в кадмированном канале исследовательского реактора ФТИ ТПУ (г. Томск, Россия). В качестве мониторов использовались навески стандартных образцов биотита МСА11 и LP-6. Нейтронный градиент не превышал 0.5% на размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Выделенные газы очищались с помощью двух последовательных ZrAlSAES-геттеров (SAES Getters S.p.A., Viale, Italia). Измерения изотопного состава аргона проводились на массспектрометре “Micromass-5400” (Micromass UK Ltd., Manchester, UK). Холостой опыт установки ступенчатого прогрева по ^{40}Ar не превышал $n \times 10^{-10}$ нсм³.

Анализ породообразующих элементов осуществлялся в аккредитованной лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН (г. Москва, Россия) (аналитик М.В. Рудченко) рентгенофлуоресцентным методом с использованием последовательного спектрометра S4 Pioneer (Bruker Corp., Vermont, USA) и программного обеспечения “Spectra-Plus” [63]. Техника подготовки проб к анализу и статистические показатели точности и правильности анализа соответствуют требованиям отраслевой методики НСАМ № 439-РС МПР РФ (Россия).

Анализ элементов-примесей был проведен в Аналитическом сертификационном испытательном центре Института проблем технологии микроэлектроники и особочистых материалов РАН

(Московская обл., г. Черноголовка, Россия) (аналитик В.К. Карандашев) методами атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой (ICAP-61, Thermo Jarrell Ash, USA), масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (X-7, Thermo Elemental, USA).

Изотопный состав Sr и Nd был определен в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург, Россия) (аналитик Б.В. Беляцкий) на термоионизационном масс-спектрометре TRITON (“Thermo Fisher Scientific”, Waltham, Massachusetts, USA). Средняя точность анализов составляла 0.002% (2 σ) для изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и 0.005% (2 σ) для отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Расчет концентраций методом изотопного разбавления и отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ производился в программе Excel2003 [62]. Ошибка измерения концентраций составляла 1%.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Изученные интрузивные породы Чималгинского массива представлены биотит-амфиболовыми гранодиоритами, гранитами и лейкогранитами.

Гранодиориты имеют гипидиоморфно зернистую структуру и сложены плагиоклазом (55–60%), кварцем (10–15%), оливково-зеленым амфиболом и биотитом (10–15%), калиевым полевым шпатом (10–12%).

Амфиболы соответствуют железистой роговой обманке. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, рудным минералом.

Граниты имеют гипидиоморфнозернистую структуру и сложены теми же минералами, что и гранодиориты, но в них возрастают содержания кварца и калиевого полевого шпата и уменьшается количество темноцветных минералов.

Гранодиориты в одном образце содержат агрегаты ромбовидной формы размером от 2 до 6 мм по длинной оси, возможно, представляющие собой псевдоморфозы по андалузиту. Внутренняя часть ромбов сложена агрегатом удлиненных кристаллов силлиманита в ассоциации с калиевым полевым шпатом, корундом, кордиеритом, альбитом и гранатом, замещенным хлоритом, а краевая часть ромбов представлена изометричными зернами шпинели (герцинита) (рис. 3).

Лейкограниты имеют гипидиоморфно зернистую структуру с участками графической, сложены плагиоклазом (20–25%), калиевым полевым шпатом (30–35%), кварцем (30–35%), клинопироксеном + амфиболом (0–3%). Клинопироксены соответствуют диопсиду и геденбергиту, амфиболы – ферро-эдениту и эдениту. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном и ортитом.

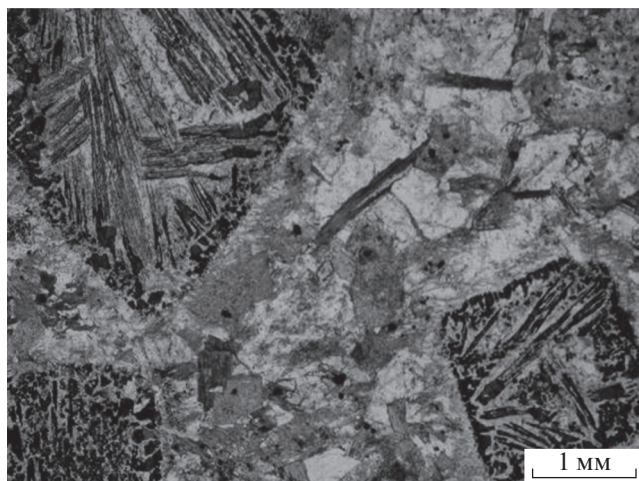


Рис. 3. Ромбовидные включения высокоглиноземистых минералов в гранодиоритах Чималгинского массива.

Гранит-порфиры из даек имеют порфировую структуру с вкрапленниками (15–20%) сосюритизированного плагиоклаза и кварца. Основная масса мелкозернистая, сложена агрегатом мелких зерен кварца, полевых шпатов, эпидота, чешуек биотита и хлорита. Акцессорные минералы представлены цирконом и рудным минералом.

Вулканические породы кислого состава из вмещающих верхнеюрских отложений представлены дацитами и риолитами.

Риолиты имеют порфировую структуру с вкрапленниками кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата от 5 до 20%. Основная масса фельзитовая с отчетливой флюидалностью.

Дациты отличаются меньшим количеством вкрапленников кварца, отсутствием калиевого полевого шпата и наличием вкрапленников темноцветного минерала, полностью замещенного эпидотом. Основная масса имеет структуру от микролитовой до мелкозернистой.

ДААННЫЕ U–Th–Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Цирконы выделены из образцов лейкогранитов и гранодиоритов Чималгинского массива (табл. 1).

На микрофотографиях, выполненных в режиме катодолюминесценции, кристаллы цирконов из гранитов обладают коротко- и длиннопризматическим габитусом, их размеры составляют 150–250 мкм (Кулл = 1.2–2.5) (рис. 4). Цирконы характеризуются явно выраженной тонкой осциляционной зональностью и отсутствием унаследованных ядер, величина Th/U отношения изменяется от 0.41 до 0.67, что свойственно цирконам магматического генезиса (см. рис. 4, а; см. табл. 1).

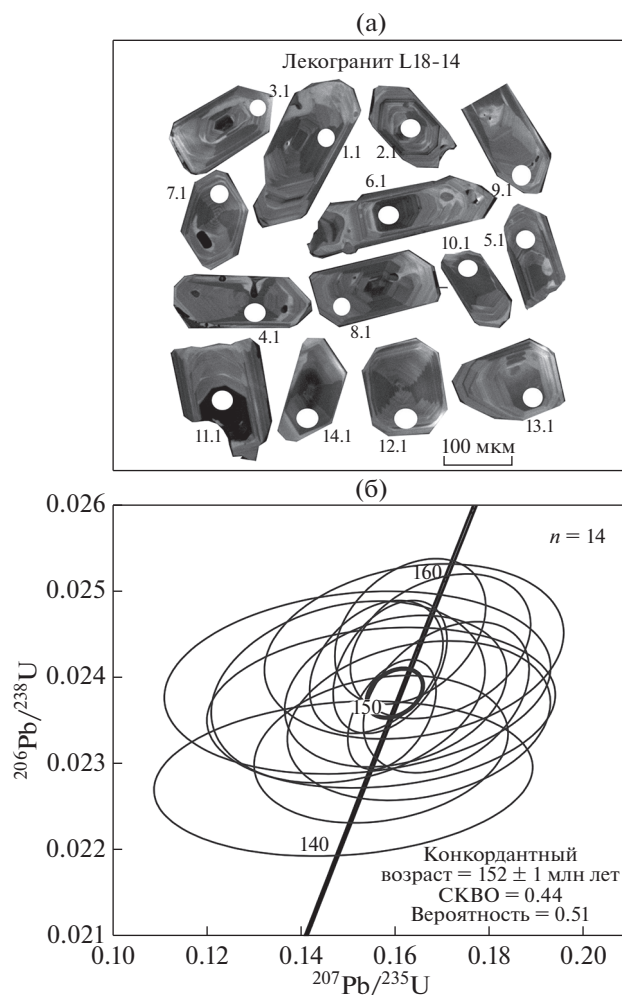


Рис. 4. Микрофотографии цирконов в режиме катодолюминесценции (а) и диаграммы с конкордией (U–Pb SIMS) для субщелочных гранитов (Л18-14) Чималгинского массива (б).

Конкордатный возраст цирконов из лейкогранитов, рассчитанный по 14 точкам, составляет 152 ± 1 млн лет (см. рис. 4, б. см. табл. 1).

Кристаллы циркона из гранодиоритов имеют длиннопризматический габитус, размеры кристаллов составляют 200–350 мкм (Кулл = 2.4–2.6). Они так же, как и в гранитах характеризуются четко выраженной тонкой осциляционной зональностью и отсутствием унаследованных ядер (рис. 5, а). Величина Th/U отношения изменяется от 0.34 до 0.53, подтверждая магматический генезис цирконов (см. табл. 1).

Конкордатный возраст цирконов из гранодиоритов, рассчитанный по 13 точкам, составляет 150 ± 1 млн лет (см. рис. 5, б. см. табл. 1).

Полученные оценки возраста рассматриваются как возрасты кристаллизации цирконов и возрасты лейкогранитов и гранодиоритов. Они соответствуют границе кимериджского и волжского

Таблица 1. Результаты U–Th–Pb SIMS датирования цирконов из гранитоидов Чималгинского массива

Точка анализа	²⁰⁶ Pb		Содержания, г/г		Возрасты, млн лет		Отношения изотопов						коэфф. корр.				
	Pb _c , %	Pb*, г/г	U	Th	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (1)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ Pb (2)	±%	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	±%	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±%		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±%
<i>Л18-14 – лейкогранит; 152 ± 1 млн лет, СКВО = 0.44; 65° 58' 52.4", 143° 10' 35.4"</i>																	
Л18-14-1.1	0.56	3.94	197	97	0.51	148	±2	—	43.2	1.5	0.0492	6.8	0.157	7	0.02317	1.5	0.2
Л18-14-2.1	0.24	4.78	228	120	0.54	155	±2	—	41.1	1.4	0.0505	4.4	0.1696	4.6	0.02436	1.4	0.3
Л18-14-3.1	0.48	2.29	111	44	0.41	152	±3	—	42.0	1.8	0.0457	7.7	0.15	7.9	0.02383	1.8	0.2
Л18-14-4.1	0.87	3.88	189	93	0.51	151	±2	—	42.3	1.5	0.048	9.5	0.157	9.6	0.02365	1.6	0.2
Л18-14-5.1	1.00	3.32	168	72	0.45	146	±2	—	43.8	1.5	0.0474	11.0	0.149	11.0	0.02283	1.6	0.1
Л18-14-6.1	0.00	8.99	434	259	0.62	154	±2	—	41.5	1.3	0.0478	2.8	0.1589	3.1	0.02412	1.3	0.4
Л18-14-7.1	0.00	5.71	276	167	0.63	154	±2	—	41.5	1.3	0.0469	3.5	0.156	3.7	0.02412	1.3	0.3
Л18-14-8.1	0.56	2.76	131	52	0.41	155	±3	—	41.2	1.6	0.0489	7.7	0.164	7.9	0.0243	1.7	0.2
Л18-14-9.1	0.86	2.63	127	47	0.38	153	±3	—	41.8	1.7	0.046	10.0	0.152	11.0	0.02394	1.8	0.2
Л18-14-10.1	0.39	3.97	193	94	0.50	152	±2	—	42.0	1.5	0.0487	5.8	0.1601	6.0	0.02384	1.5	0.2
Л18-14-11.1	0.00	14	689	448	0.67	150	±2	—	42.4	1.1	0.049	2.2	0.1593	2.4	0.02357	1.1	0.4
Л18-14-12.1	0.00	4.43	217	106	0.51	152	±2	—	42.1	1.5	0.0521	3.9	0.1708	4.2	0.02377	1.5	0.4
Л18-14-13.1	0.49	3.25	160	78	0.50	150	±2	—	42.6	1.6	0.0509	6.7	0.165	6.9	0.0235	1.6	0.2
Л18-14-14.1	0.00	4.82	229	131	0.59	156	±2	—	40.8	1.4	0.0482	3.8	0.1632	4.0	0.02453	1.4	0.3
<i>Л18-21 – гранодиорит; 150 ± 1 млн лет, СКВО = 0.028; 65° 58' 21.7", 143° 11' 5.8"</i>																	
Л18-21-1.1	0.32	3.66	177	74	0.43	152	±2	±2	41.8	1.3	0.048	5.0	0.1567	5.2	0.0239	1.3	0.3
Л18-21-2.1	0.35	3.41	167	72	0.45	151	±2	±2	42.3	1.3	0.05	4.9	0.1621	5.1	0.0237	1.3	0.3
Л18-21-3.1	0.30	3.75	185	83	0.46	150	±3	±3	42.4	1.3	0.052	4.3	0.1681	4.5	0.0236	1.3	0.3
Л18-21-4.1	0.00	3.14	156	63	0.42	149	±2	±2	42.7	1.3	0.052	3.4	0.1693	3.7	0.0234	1.3	0.4
Л18-21-5.1	0.34	3.38	164	67	0.42	152	±2	±2	41.8	1.3	0.048	5.0	0.1570	5.2	0.0239	1.3	0.3
Л18-21-6.1	0.40	2.84	142	54	0.39	148	±3	±3	43.0	1.4	0.046	5.8	0.1460	6.0	0.0233	1.4	0.2
Л18-21-7.1	0.30	3.92	194	85	0.45	149	±2	±3	42.8	1.4	0.047	4.6	0.1524	4.8	0.0234	1.4	0.3
Л18-21-8.1	0.30	3.9	191	77	0.42	151	±2	±2	42.2	1.3	0.046	4.6	0.1508	4.8	0.02370	1.3	0.3
Л18-21-9.1	0.40	2.9	142	54	0.39	151	±2	±2	42.1	1.4	0.048	7.2	0.1560	7.3	0.0237	1.4	0.2
Л18-21-10.1	0.50	2.35	118	43	0.38	147	±2	±2	43.4	1.5	0.05	6.5	0.1580	6.7	0.023	1.5	0.2
Л18-21-11.1	0.59	1.97	96	34	0.37	151	±2	±2	42.2	1.5	0.046	7.9	0.1520	8.1	0.0237	1.5	0.2
Л18-21-12.1	0.42	2.79	138	70	0.53	149	±2	±2	42.8	1.4	0.053	5.4	0.1693	5.6	0.0234	1.4	0.2
Л18-21-13.1	0.00	1.73	83	27	0.34	154	±2	±2	41.4	1.5	0.052	4.6	0.1717	4.9	0.0242	1.5	0.3

Примечание. Ошибка на уровне 1-сигма; Pb_c и Pb* – природный и радиогенный свинец соответственно; (1) природный Pb, скорректированный по ²⁰⁴Pb; (2) природный Pb, скорректированный по ²⁰⁶Pb/²³⁸U – ²⁰⁷Pb/²³⁵U конкордантности.

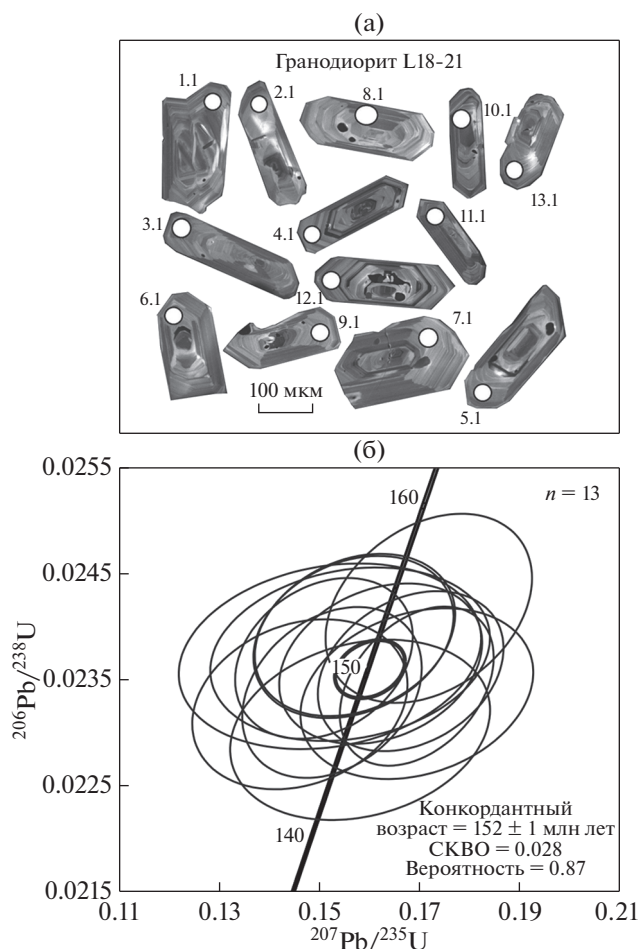


Рис. 5. Микрофотографии цирконов в режиме катодолуминесценции (а) и диаграммы с конкордией (U–Pb SIMS) для гранодиоритов (Л18–21) Чималгинского массива (б).

ярусов поздней юры (или волжскому ярусу), в пределах ошибки данные оценки совпадают с оценками возраста для вмещающих вулканитов кислого и среднего состава (150–152 млн лет [4]). Близкая оценка возраста гранитов данного массива, полученная тем же методом, составила 151 ± 2 млн лет [32]. Изохронный Rb–Sr возраст гранитоидов Чималгинского массива составляет 136–130 и 128 ± 2 млн лет [12].

Из гранодиоритов массива также был выделен и датирован ^{40}Ar – ^{39}Ar методом амфибол. В спектре амфибола выделяется хорошее плато с возрастом 148.6 ± 5.6 млн лет при интегральном возрасте 145.5 ± 5.1 млн лет (рис. 6, табл. 2).

ПЕТРО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ

Представлены полученные данные по главным и редким элементам в гранитоидах Чимал-



Рис. 6. Результаты ^{40}Ar – ^{39}Ar датирования амфибола из гранодиорита Л18–25 Чималгинского массива.

гинского массива (табл. 3). Гранитоиды характеризуются содержаниями SiO_2 65.68–77.69 мас. % и суммы щелочей $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5.86$ –8.31 мас. % и по химическому составу соответствуют породам нормальной щелочности – гранодиоритам, гранитам и лейкогранитам [29] (рис. 7, а). Составы гранитоидов Чималгинского массива включены в поле гранитоидов Главного батолитового пояса [32] (см. рис. 7, а, диаграмма $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – SiO_2). Часть составов (гранодиоритов, гранитов) также ассоциирует с полем вулканитов кислого состава из вмещающих отложений Уяндино–Ясачненского вулканического пояса (см. рис. 7, а). По соотношению K_2O и SiO_2 гранитоиды относятся преимущественно к умеренно-калиевой серии, в меньшей степени – к низко-калиевой и высоко-калиевой сериям.

По классификации Б.Р. Фроста с соавт. [36], гранитоиды Чималгинского массива относятся к известковой и известково-щелочной серии, характеризуются как пониженной, так и повышенной железистостью ($\text{Fe}^* = 0.71$ –0.95) и умеренной глиноземистостью ($\text{ASI} = 0.93$ –1.11) (рис. 7, б–г).

Редкоэлементный состав гранодиоритов и гранитов массива характеризуется следующими содержаниями элементов:

- низкими Zr (56.8–81.3 г/т), Nb (8.5–11.7 г/т), Rb (13–39 г/т), Ni (3–8 г/т), Cr (17–53 г/т);
- умеренными Sr (155–293 г/т);
- высокими Y (50–68 г/т), Ba (485–1344 г/т);
- высокими суммарными содержаниями редкоземельных элементов (РЗЭ) (115–187 г/т).

Лейкограниты отличаются более высокими содержаниями Zr (155–242 г/т) и более низкими Sr (77–99 г/т).

Лейкограниты, также как и гранодиориты, имеют следующие содержания элементов:

- низкие Nb (11.6–15.0 г/т), Rb (40–74 г/т), Ni (4–7 г/т), Cr (32–53 г/т);

Таблица 2. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования

$T^\circ\text{C}$	t , мин	$^{40}\text{Ar}(\text{STP})$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	Ca/K	$\Sigma^{39}\text{Ar}$ (%)	Возраст, млн лет $\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$
Амфибол 18-21, навеска 69.87 мг, $J = 0.006067 \pm 0.000096^*$; возраст плато (1075–1150°C) = 148.6 ± 5.6 млн лет														
550	10	$5.5e^{-9}$	59.672	1.377	0.0564	0.0397	7.9575	3.5845	0.1831	0.0231	28.647	1.2	60.0	71.1
700	10	$9.7e^{-9}$	40.341	0.502	0.0450	0.0218	4.5771	1.9349	0.1044	0.0123	16.477	4.5	101.0	37.4
850	10	$4.9e^{-9}$	81.470	3.657	0.0870	0.0630	4.0159	2.9649	0.1177	0.0451	14.457	5.3	450.1	114.4
975	10	$4.7e^{-9}$	90.987	3.922	0.1827	0.0472	7.6328	5.1687	0.2909	0.0445	27.478	6.0	54.3	134.1
1075	10	$15.2e^{-9}$	21.009	0.040	0.0335	0.0039	1.1967	0.2883	0.0257	0.0017	4.308	15.8	141.0	5.6
1115	10	$38.2e^{-9}$	16.408	0.030	0.0236	0.0013	1.3177	0.0633	0.0049	0.0017	4.744	47.2	156.9	5.6
1150	10	$42.7e^{-9}$	16.364	0.059	0.0261	0.0013	1.3544	0.0733	0.0083	0.0031	4.876	82.4	146.2	9.7
1200	10	$22.7e^{-9}$	17.422	0.062	0.0251	0.0018	1.9827	0.0512	0.0179	0.0034	7.138	100.0	128.2	10.4

* J – параметр, характеризующий величину нейтронного потока.

– высокие Y (31–66 г/т), Ba (589–902 г/т);

– умеренные суммарные содержания РЗЭ (88–182 г/т).

Гранодиориты и граниты Чималгинского массива имеют фракционированные распределения редкоземельных элементов (РЗЭ), которые характеризуются обогащением легкими редкоземельными элементами (ЛРЗЭ), близкое к горизонтальному распределению в тяжелой части ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 3.10\text{--}6.98$) и в разной степени выраженную положительную и отрицательную Eu-аномалию ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.51\text{--}1.83$) (рис. 8, а). Распределения РЗЭ гранитоидов идентичны таковым вмещающих вулканитов кислого состава и имеют сходство с распределениями РЗЭ гранит-порфиров из даек и гранитов Главного батолитового пояса, которые отличаются меньшими суммарными содержаниями РЗЭ и имеют более глубокую отрицательную Eu-аномалию [32] (см. рис. 8, а).

Для лейкогранитов характерны почти горизонтальное распределение РЗЭ в легкой части ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 1.03\text{--}2.63$) и хорошо выраженная отрицательная Eu-аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.44\text{--}0.58$) (см. рис. 8, в).

Спайдерграммы редких элементов, нормированных на состав примитивной мантии для гранодиоритов, гранитов характеризуются обогащением крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных и минимумами Nb, Ta, P, Ti (см. рис. 8, б, г). Спайдерграммы для лейкогранитов имеют аналогичный тип распределения, но отличаются пониженными значениями Rb, Cs и более глубокими минимумами P и Ti (рис. 9, б, г).

На диаграмме $\text{FeO}^*/\text{MgO}\text{--}\text{Ce} + \text{Zr} + \text{Nb} + \text{Y}$, разделяющей граниты А-типа от гранитов I- и S-типов, показано, что все гранитоиды Чимал-

гинского массива, также как гранитоиды Главного батолитового пояса и вмещающие вулканиты кислого состава, располагаются в поле гранитов I- и S-типов [29, 59] (см. рис. 9, а). По соотношениям Zr, Nb и $10^4\text{Ga}/\text{Al}$ гранитоиды занимают промежуточное положение между гранитами I-S и А-типов. На треугольной диаграмме $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 5\text{--}\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}\text{--}(\text{CaO} + \text{MgO}) \cdot 5$ точки составов гранитов располагаются в поле гранитов I- и S-типов, а лейкогранитов – в поле гранитов A_2 типа, которое объединяет составы кислых магматических ассоциаций, проявленных в геодинамических условиях внутри- и окраинно-континентального типов [8] (см. рис. 9, б). Поле составов гранитоидов Главного пояса протягивается из области гранитов I- и S-типов в область A_2 гранитов и включает все точки составов гранитоидов Чималгинского массива [32] (см. рис. 9, б).

В связи с дискуссией определения природы – окраинно-континентальной или коллизионной – гранитоидов Главного батолитового пояса, мы рассматриваем ряд диаграмм, на которых выделяются области гранитоидов исследуемых геодинамических обстановок.

На диаграмме Дж. Пирса с соавт. [55], Rb–(Y + Nb) точки составов гранитоидов Чималгинского массива, так же, как и вмещающие вулканиты кислого состава, располагаются по границе полей гранитов вулканических дуг и внутриплитных гранитов (рис. 10, а). Дж.Б. Уоллен с соавт. [58], на основе изучения составов меловых батолитов Кордильер, на этой диаграмме Rb–(Y + Nb) разделили поля островодужных гранитоидов и гранитоидов, внедрение которых связано с этапом отрыва части океанической плиты при аккреции (коллизии) островодужных структур к континентальной окраине и ее утолщению, а также грани-

Таблица 3. Петрогенные (мас. %) и элементы-примеси (г/т) в гранитоидах Чималгинского массива

Компонент	Л18-21	Л18-21/1	Л18-21/4	Л18-21/5	Л18-25	Л-18-14	Л-18-14/1	Л-18-15	Л-18-16	Л-18-16/1	Л-18-16/2	Л-18-16/3	Л-18-16/4	Л18-21/2	Л18-21/3	Л18-22
SiO ₂	68.57	69.28	74.10	75.31	65.68	73.71	77.19	73.88	78.35	74.98	77.69	75.11	78.33	76.26	74.95	77.31
TiO ₂	0.45	0.40	0.25	0.21	0.62	0.30	0.13	0.27	0.11	0.23	0.11	0.23	0.10	0.22	0.32	0.14
Al ₂ O ₃	13.76	14.29	12.55	12.12	15.04	12.99	11.49	12.65	11.72	12.29	11.84	12.51	11.46	12.62	13.76	11.52
Fe ₂ O ₃	2.54	0.79	1.16	0.76	1.32	1.53	1.87	1.20	0.27	1.15	0.29	0.81	0.74	0.12	0.22	1.03
FeO	3.29	3.85	2.02	2.87	4.00	1.29	0.83	2.69	0.94	2.39	1.05	1.95	0.94	1.41	0.50	1.10
MnO	0.14	0.10	0.07	0.07	0.07	0.03	0.06	0.03	0.02	0.03	0.01	0.03	0.01	0.02	0.02	0.06
MgO	0.73	0.38	0.25	0.18	1.55	0.24	0.68	0.29	0.15	0.24	0.14	0.33	0.09	0.61	0.19	0.16
CaO	2.62	3.17	2.37	1.58	3.20	1.74	0.24	1.57	0.30	0.75	0.26	0.91	0.32	1.19	1.64	1.08
Na ₂ O	4.28	4.53	5.17	4.50	2.92	4.88	3.93	4.30	4.08	4.24	3.56	5.01	4.00	5.75	6.14	4.27
K ₂ O	1.58	1.50	0.72	1.60	2.97	2.70	2.36	2.55	3.81	3.14	4.75	2.31	3.62	1.25	0.79	2.44
P ₂ O ₅	0.11	0.09	0.04	0.03	0.16	0.08	0.01	0.05	0.00	0.04	0.01	0.03	0.00	0.06	0.00	0.01
п.п.п.	1.39	1.04	0.94	0.28	1.8	0.22	0.99	0.08	0.02	0.1	0.04	0.42	0.14	0.22	1.34	0.59
Сумма	99.46	99.43	99.64	99.52	99.32	99.71	99.76	99.56	99.76	99.57	99.74	99.66	99.75	99.73	99.87	99.69
Sc	15.6	10.3	10.5	7.0	18.1	14.4	—	—	6.5	—	5.9	10.0	—	11.9	—	3.6
V	17.4	14.6	8.1	8.1	72.7	15.4	—	—	9.5	—	3.9	11.9	—	9.0	—	7.1
Cr	19.4	16.7	21.2	53.1	51.5	31.9	—	—	46.6	—	34.8	53.2	—	26.8	—	23.5
Co	4.3	3.2	1.4	1.8	11.0	3.5	—	—	1.4	—	1.3	2.2	—	2.1	—	1.0
Ni	3.0	2.7	3.4	7.7	19.2	4.4	—	—	5.8	—	4.9	7.4	—	5.6	—	3.0
Ga	20.2	20.4	19.1	18.1	20.8	19.0	—	—	19.1	—	19.0	18.8	—	19.7	—	16.6
Rb	37.1	38.1	12.9	29.5	124	40.4	—	—	60.2	—	73.7	43.4	—	19.7	—	39.4
Sr	293	223	155	157	201	187	—	—	77.2	—	79.8	99.2	—	163	—	114
Y	56.5	37.1	40.8	31.4	41.2	66.2	—	—	52.5	—	49.9	68.2	—	65.7	—	52.3
Zr	79.6	64.3	56.8	58.8	81.3	155	—	—	242	—	228	183	—	143	—	130
Nb	11.7	9.9	8.5	5.8	11.6	11.6	—	—	15.0	—	14.7	12.5	—	12.6	—	9.5
Cs	0.79	0.58	0.082	0.20	2.8	0.48	—	—	0.35	—	0.43	0.52	—	0.14	—	0.15
Ba	667	546	532	865	1344	833	—	—	780	—	902	589	—	485	—	1182
La	24.5	18.6	25.2	17.8	36.4	22.4	—	—	7.1	—	9.6	24.7	—	12.1	—	38.2
Ce	56.6	41.7	52.8	39.4	76.0	65.4	—	—	23.5	—	29.1	59.8	—	42.0	—	79.3
Pr	6.3	4.7	6.2	4.1	8.3	8.0	—	—	3.5	—	3.9	7.1	—	5.9	—	8.5
Nd	27.5	20.1	25.7	16.2	33.2	35.8	—	—	18.0	—	18.9	31.7	—	28.6	—	34.7
Sm	6.9	4.9	6.4	3.4	7.1	8.7	—	—	5.5	—	5.4	8.2	—	7.9	—	7.5
Eu	2.2	2.3	2.4	2.2	1.2	1.7	—	—	0.88	—	0.91	1.5	—	1.3	—	1.6
Gd	7.9	5.4	6.9	3.8	6.9	9.4	—	—	6.7	—	6.2	9.2	—	9.1	—	8.0
Tb	1.3	0.90	1.1	0.63	1.1	1.6	—	—	1.2	—	1.1	1.6	—	1.5	—	1.3
Dy	8.9	6.0	7.1	4.4	6.8	10.5	—	—	8.2	—	7.8	10.6	—	10.2	—	8.6
Ho	1.8	1.2	1.4	1.0	1.4	2.2	—	—	1.7	—	1.6	2.2	—	2.1	—	1.8
Er	5.9	3.8	4.2	3.3	4.0	6.8	—	—	5.3	—	5.0	7.0	—	6.5	—	5.4
Tm	0.85	0.55	0.59	0.50	0.56	0.97	—	—	0.75	—	0.71	0.99	—	0.89	—	0.75
Yb	5.7	3.9	4.1	3.5	3.7	6.8	—	—	5.0	—	4.8	6.7	—	5.7	—	5.1
Lu	0.86	0.59	0.62	0.52	0.55	1.00	—	—	0.67	—	0.66	0.95	—	0.73	—	0.76
Hf	2.9	2.1	2.2	2.0	2.5	5.0	—	—	7.8	—	7.3	5.8	—	4.3	—	4.8
Ta	0.70	0.56	0.45	0.38	0.78	0.72	—	—	1.0	—	1.0	0.85	—	0.74	—	0.62
Pb	5.0	4.8	4.2	4.6	12.3	2.5	—	—	3.0	—	3.2	3.9	—	2.0	—	4.0
Th	5.1	4.2	5.9	2.8	12.0	7.4	—	—	11.4	—	10.2	8.0	—	6.6	—	7.7
U	0.89	0.88	1.0	0.63	3.0	1.6	—	—	1.9	—	1.7	1.7	—	1.3	—	1.7

Примечание. Л18-21–Л18-25 – гранодиориты, граниты; Л18-14–Л18-21/3 – лейкограниты; Л18-22 – гранит-порфир.

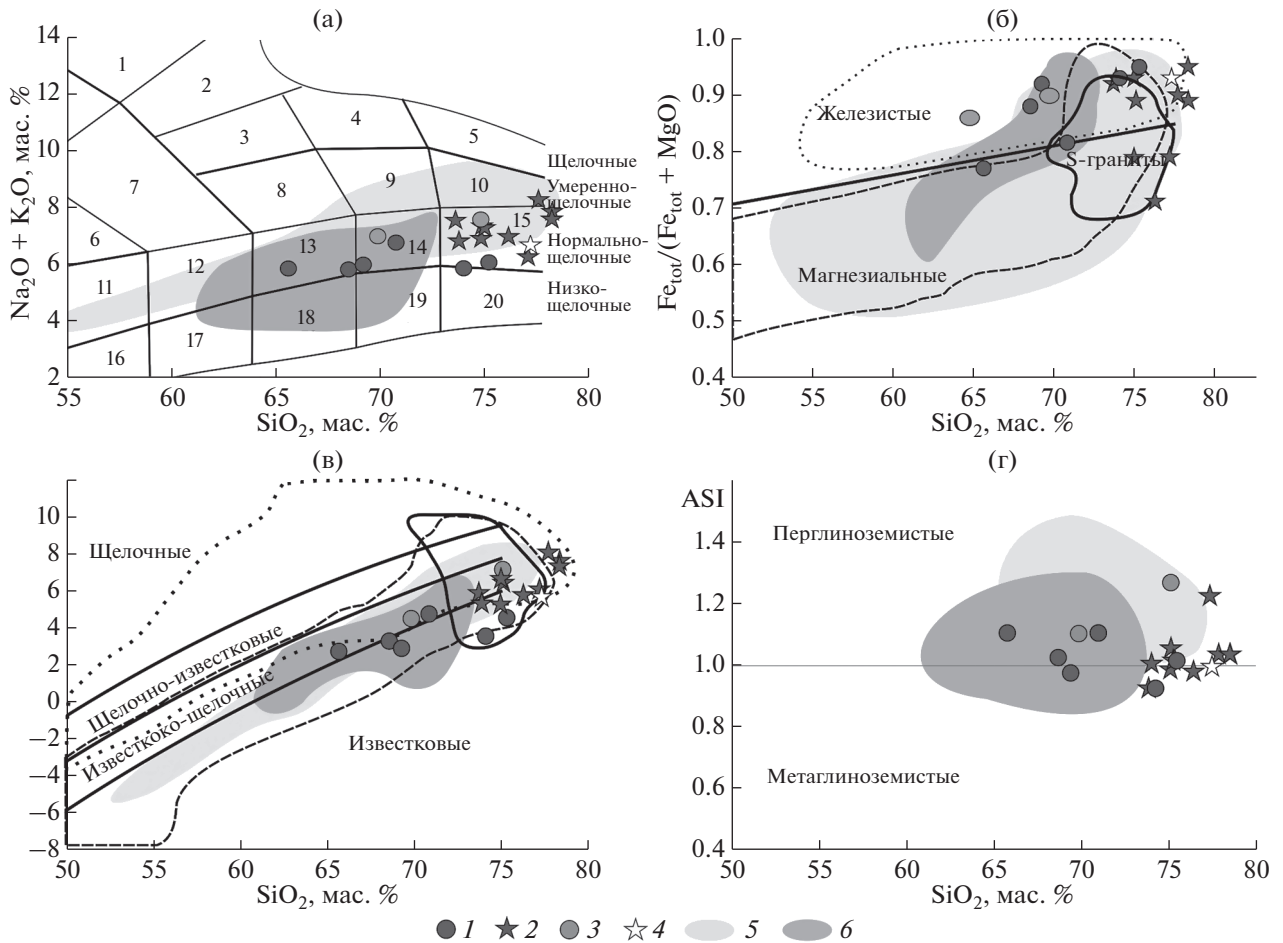


Рис. 7. Диаграммы TAS [28] (а), $Fe_{tot}/(Fe_{tot} + MgO) - SiO_2$ (б), $Na_2O + K_2O - CaO - SiO_2$ (в), $ASI - SiO_2$ (г) [35] для гранитоидов Чималгинского массива.
 Поля составов: 1 – фойдовые сиениты, 2 – щелочные сиениты, 3 – сиениты, 4 – щелочные граниты, 5 – щелочные лейкограниты, 6 – монцодиориты, 7 – монцониты, 8 – граносиениты, 9 – умеренно-щелочные граниты, 10 – умеренно-щелочные лейкограниты, 11 – диориты, 12 – кварцевые диориты, 13 – гранодиориты; 14 – граниты, 15 – лейкограниты, 16 – низкощелочные диориты, 17 – низкощелочные кварцевые диориты, 18 – низкощелочные гранодиориты, 19 – низкощелочные граниты, 20 – низкощелочные лейкограниты.
 1 – гранодиориты; 2 – субщелочные граниты; 3 – граниты, по [8]; 4 – гранит-порфиры; 5 – поле гранитоидов Главного пояса, по [31]; 6 – поле вулканитов кислого состава

тов А-типа. Точки составов гранитоидов Чималгинского массива на диаграмме $Rb - (Y + Nb)$ расположены в поле островодужных гранитоидов [58] (см. рис. 10, б). По соотношению Th/Yb и Ta/Yb гранитоиды и вмещающие вулканиты кислого состава соответствуют кислым вулканическим породам активных континентальных окраин [38] (см. рис. 10, г). На диаграмме, отделяющей разные типы коллизионных гранитоидов от островодужных гранитов $Hf - Rb^*30 - Ta^*3$, точки составов гранитоидов массива и вмещающих вулканитов кислого состава располагаются в поле гранитов вулканических дуг [41] (см. рис. 10, в). Диаграмма В.Д. Великославинского [3] построена с использованием дискриминантных функций F1 и F2, включающих как петрогенные, так и редкие элементы, и на диаграмме гранитоиды Чи-

малгинского массива также располагаются преимущественно в области островодужных магматических пород (рис. 11, а). При этом точки составов лейкогранитов частично перекрываются с полем внутриплитных гранитов (см. рис. 9, а).

А.В. Гребенников и А.И. Ханчук предложили новые диаграммы $Fe_2O_3^{tot} - TiO_2 - MgO$ и $Ba/La - Nb^*5 - Yb^*10$ [37], разделяющие магматические породы трансформной и конвергентной окраин Тихоокеанского типа. Точки составов гранитоидов Чималгинского массива занимают пограничное положение между полями магматических пород трансформных и конвергентных окраин. Точки составов вмещающих вулканитов кислого состава занимают положение преимущественно в области пород конвергентных окраин на диа-

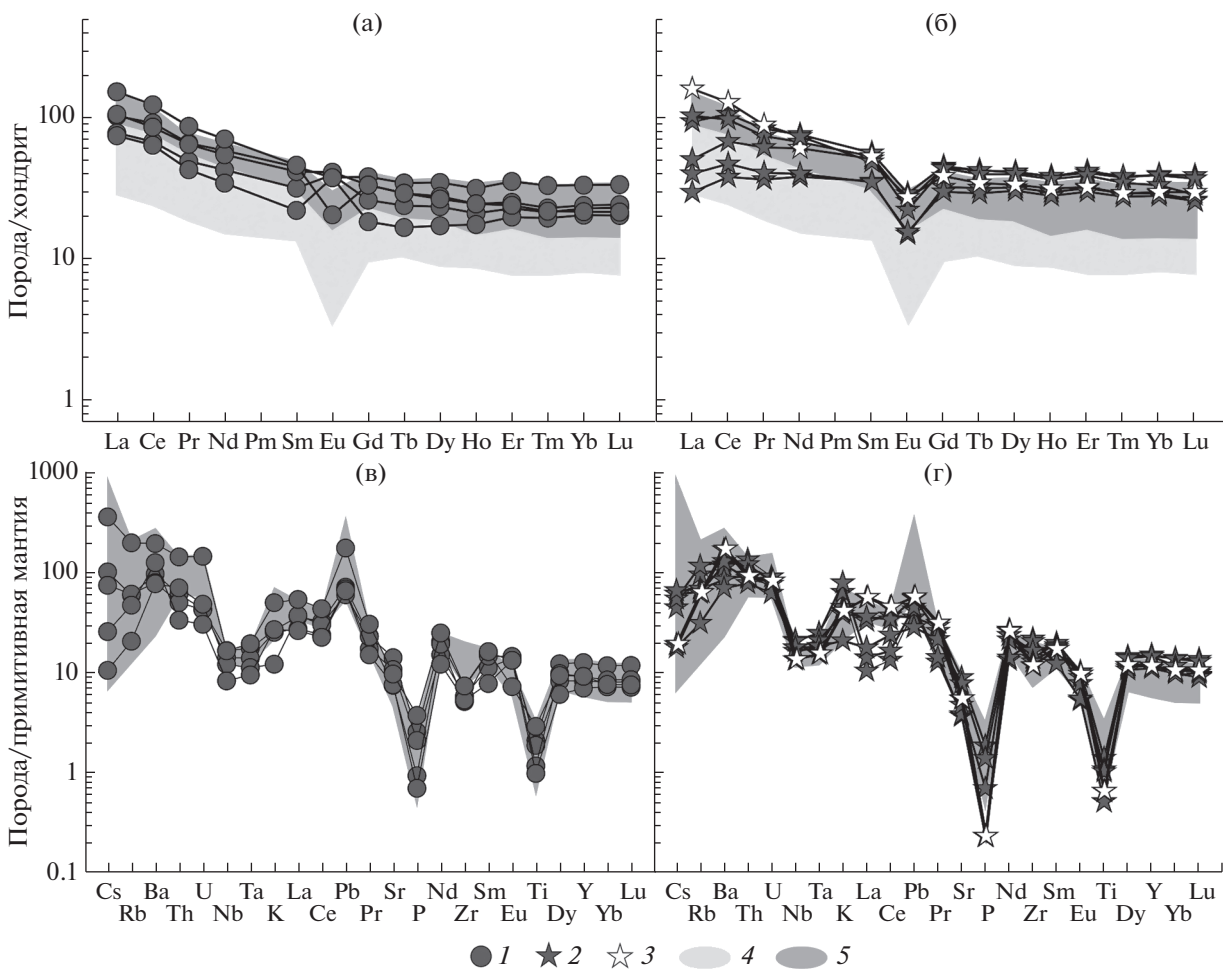


Рис. 8. Хондрит-нормализованные распределения РЗЭ (а)–(б) и спайдерграммы редких элементов, нормированных на состав примитивной мантии (в)–(г) гранитоидов Чималгинского массива. 1 – гранодиориты; 2 – субщелочные граниты; 3 – гранит-порфиры; 4–5 – поля: 4 – гранитоидов Главного батолитового пояса [31], 5 – вулканитов кислого состава

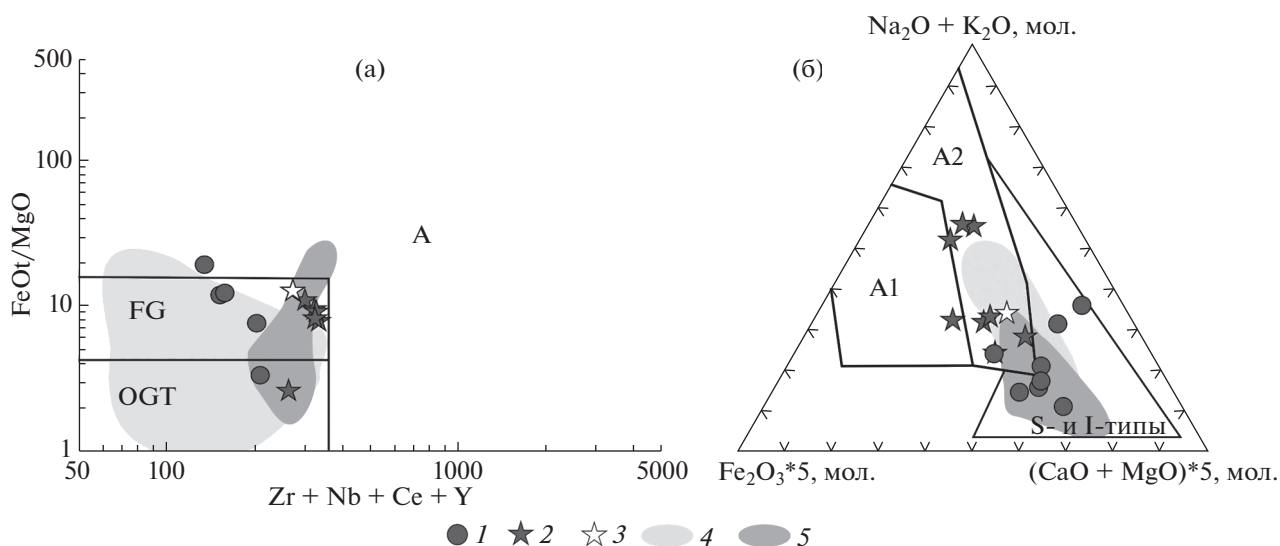


Рис. 9. Диаграммы FeOt/MgO–Ce + Y + Nb + Zr [60] (а) и Fe₂O₃*5–Na₂O + K₂O–(CaO + MgO)*5 (SiO₂ > 67%, мол. кол-ва) [9] (б) для гранитоидов Чималгинского массива. 1 – гранодиориты; 2 – субщелочные граниты; 3 – гранит-порфиры; 4–5 – поля: 4 – гранитоидов Главного батолитового пояса, по [31], 5 – вулканитов кислого состава

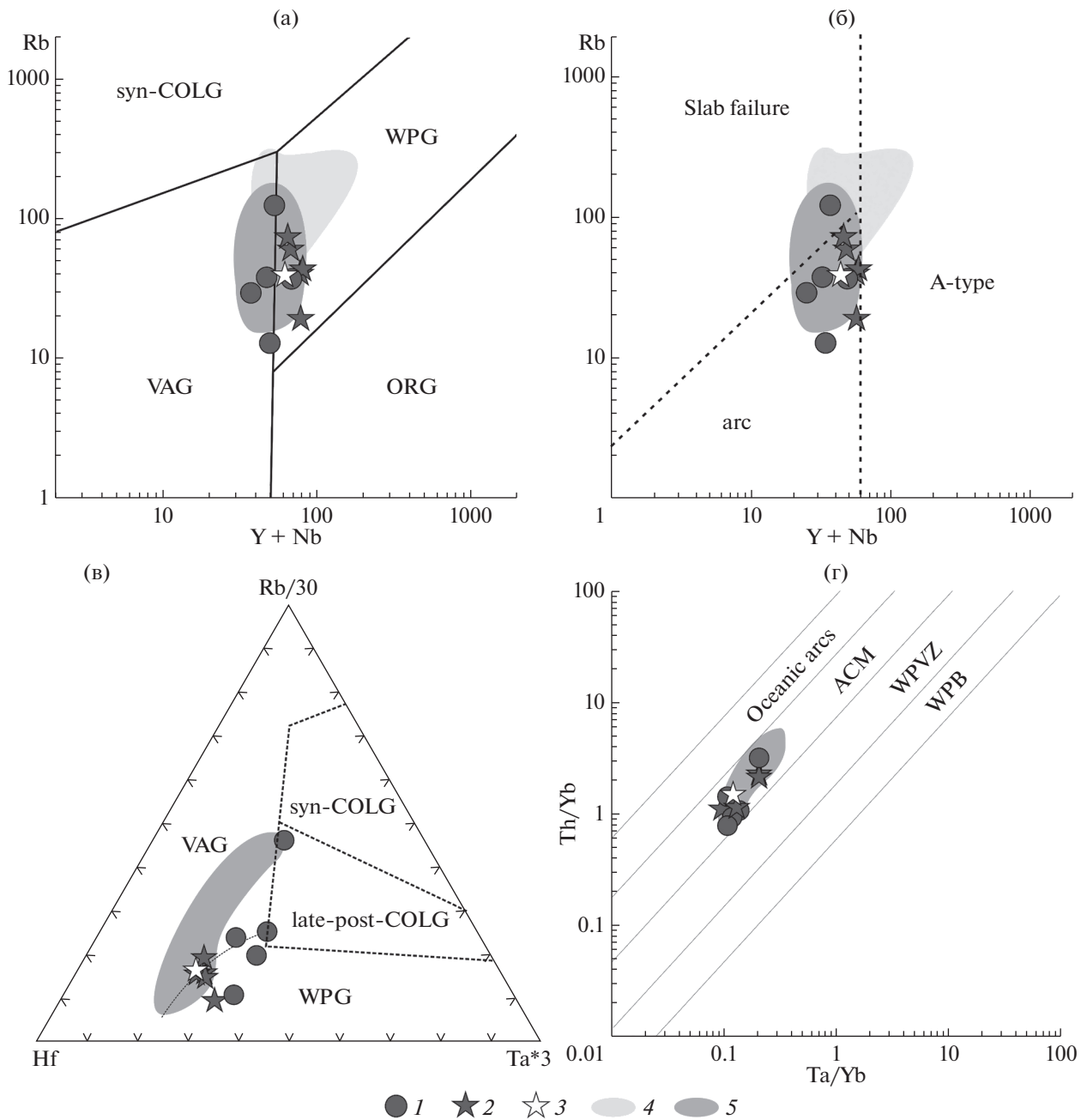


Рис. 10. Диаграммы Rb–Y + Nb [54] (а), Rb–Y + Nb [59] (б), Hf–Rb/30–Ta*3 (в) [40] Th/Yb–Ta/Yb (г) [35] для гранитоидов Чималгинского массива.
 1 – гранодиориты; 2 – субщелочные граниты; 3 – гранит-порфиры; 4–5 – поля: 4 – гранитоидов Главного батолитового пояса [31], 5 – вулканитов кислого состава

грамме $Fe_2O_3^{tot}-TiO_2-MgO$ и в области пород трансформных окраин на диаграмме $Ba/La-Nb*5-Yb*10$ (см. рис. 11, б, в).

Поле гранитоидов Главного батолитового пояса также как и гранитоиды массива, занимает пограничную область на диаграмме $Fe_2O_3^{tot}-TiO_2-MgO$ [31].

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Sr-Nd

Мы приводим результаты проведенных исследований (табл. 3). Величины $\epsilon_{Nd}(T)$ и ϵ_{Sr} пересчитаны согласно U–Pb полученным нами датировкам.

Гранодиориты, лейкограниты и гранит-порфиры из дайки, секущей гранодиориты Чимал-

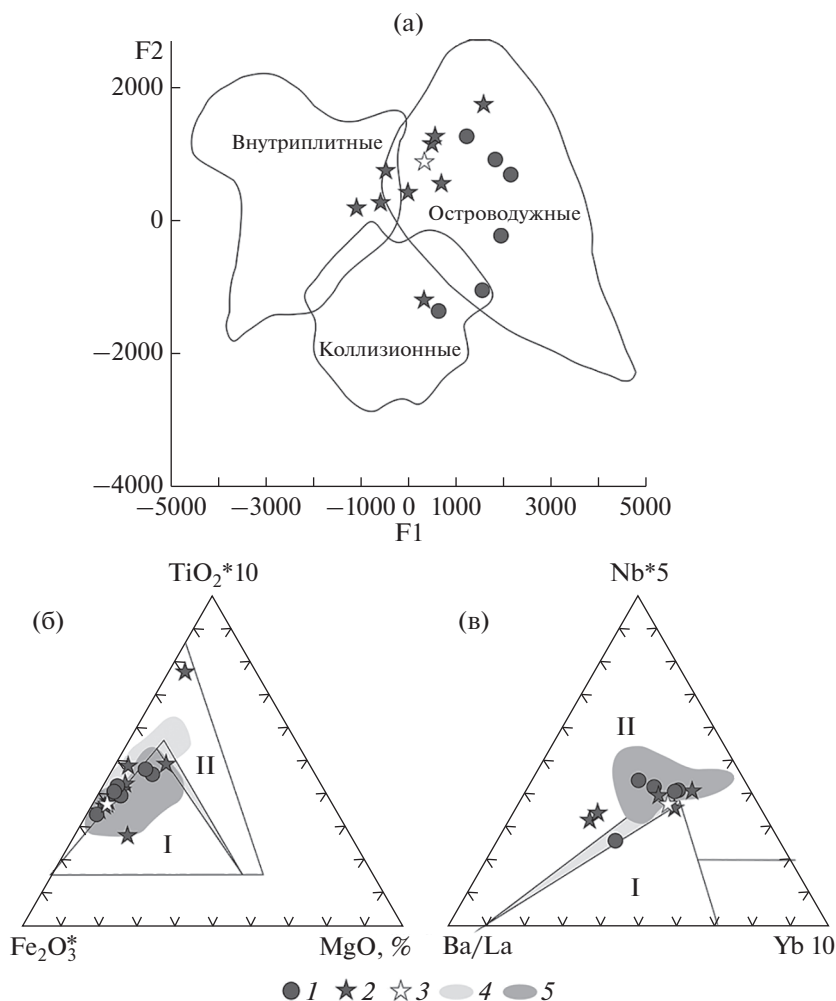


Рис. 11. Диаграммы F1–F2 [3] (а), $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{tot}}-\text{TiO}_2-\text{MgO}$ (б) и $\text{Ba/La}-\text{Nb}^*5-\text{Yb}^*10$ [35] (в).

Обозначены поля: I – надсубдукционных магматических пород островных дуг и континентальных окраин (конвергентные окраины); II – магматических пород границ скольжения (трансформные окраины континентов и островных дуг, и зоны коллизии)

1 – гранодиориты; 2 – субщелочные граниты; 3 – гранит-порфиры; 4–5 – поля: 4 – гранитоидов Главного батолитового пояса [31], 5 – вулканитов кислого состава

гинского массива, характеризуются (см. табл. 3, рис. 12, а):

– близкими отрицательными величинами $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ – 3.50, –5.62; –3.68...–6.23; –2.98;

– высокими первичными отношениями $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ – 0.70775, 0.70909; 0.70779–0.70827 и 0.70738.

Двустадийные модельные возрасты $T_{\text{Nd}}(\text{DM}-2\text{st})$ всех пород лежат в интервале 1.18–1.48 млрд лет (мезопротерозой) (см. рис. 12, б). Вмещающие вулканиты кислого состава имеют несколько более отрицательные величины $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ от –4.07 до –10.08, близкие высокие первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от 0.70700 до 0.71016 и близкий интервал мезо-палеопротерозойских двустадийных модель-

ных возрастов от 1.39 до 1.79 млрд лет (см. табл. 3, см. рис. 12).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные оценки возраста гранитоидов Чималгинского массива 150–152 млн лет по цирконам совпадают в пределах ошибки с $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ возрастом по амфиболу (148.6 ± 5.6 млн лет) и сопоставляются с полученными оценками возраста для вмещающих вулканитов кислого и среднего состава (150–152 млн лет, по [4, 32, 56]) и гранитоидов Главного батолитового пояса (158–144, пик 150 ± 3 млн лет) [32].

Изучение петрографического и петро-геохимического состава гранитоидов массива показало, что они относятся не к единственному типу

“алфавитной” классификации гранитов [33]. Наличие биотита, роговой обманки и клинопироксена в качестве темноцветных минералов, отсутствие первичного мусковита, преобладание известково-щелочных и умеренно-глиноземистых разновидностей, низкие содержания Pb, P₂O₅, надсубдукционные геохимические характеристики сближают их с гранитами I-типа [33]. Одновременное присутствие железистых и магниезильных разновидностей для высококремнеземистых составов более характерно для лейкогранитов S-типа [34]. Высокая железистость (0.79–0.95 мас. %) лейкогранитов и повышенные содержания циркония, иттрия, суммы Y + Nb, Yb + Ta сближают их с гранитами A-типа [36, 58, 59]. Иванов А.И. с соавт. [12] определили, что амфибол-биотитовые гранитоиды Чималгинского массива занимают промежуточное положение между гранитами I- и S-типов, а лейкограниты (розовые граниты) по большинству петро-геохимических характеристик близки к гранитам A-типа.

Обнаружение в гранодиоритах Чималгинского массива ромбовидных агрегатов таких высокоглиноземистых минералов как силлиманит, корунд, кордиерит и, возможно, гранат в ассоциации с калиевым полевым шпатом, альбитом и шпинелью, может свидетельствовать о наличии метапелитового материала гранулитовой фации в области выплавки магм [40]. Метапелитовые включения также являются одним из признаков гранитов S-типа [33]. Были изучены ксенолиты гранито-гнейсов с линзами гнейсо-гранитов и биотитовые, реже биотит-амфиболовые кристаллические сланцы, а также высокоглиноземистые гнейсы и амфиболиты для гранитов гранит-лейкогранитной формации северной части Главного батолитового пояса [27, 30]. Датированные цирконы из гранитоидов Чималгинского массива не содержат унаследованных древних ядер, которые свойственны гранитам S-типа [33]. Было выявлено наличие таких ядер с возрастом 1.8 млрд лет для нескольких массивов южной части Главного батолитового пояса [1]. Было показано, что гранитоиды, содержащие цирконы с унаследованными ядрами 1.8–2.0 млрд лет относятся к Тас-Кыстабытскому поясу, простирающемуся субпараллельно Главному поясу в 100 км юго-западнее [32].

Большая часть гранитоидов Главного пояса являются ильменит-содержащими биотит-роговообманковыми гранодиоритами и гранитами с геохимическими характеристиками, свойственными островодужным магмам [27, 32]. Было выявлено соответствие гранитоидов высоко фракционированным магниезильным перглиноземистым S- и I-типам гранитов [27, 32] (см. рис. 7, б, г).

Рассмотрение ряда диаграмм, характеризующих возможные протолиты гранитоидных магм

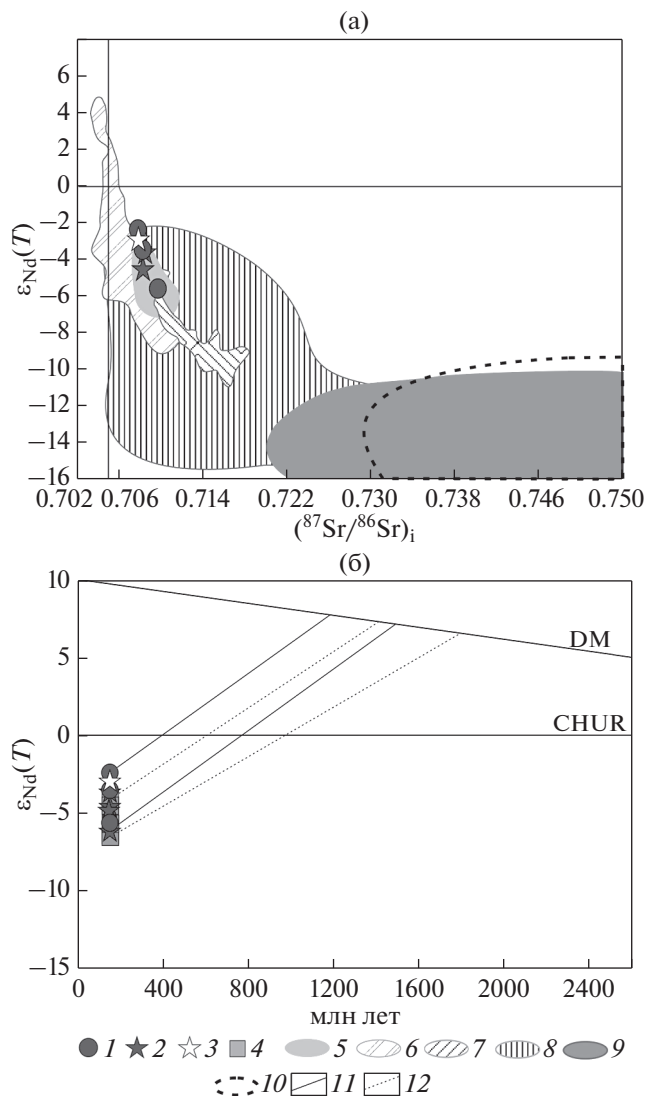


Рис. 12. Диаграммы $\epsilon_{Nd}(T) - (^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ (а) и $\epsilon_{Nd}(T) - T$ (б) для гранитоидов Чималгинского массива. 1 – гранодиориты; 2 – субщелочные граниты; 3 – гранит-порфиры; 4 – вулканы кислого состава; 5 – поле вулканы кислого состава; 6–7 – поля гранитоидов палеозойского орогена Лэхлейн, Австралия, по [48]; 6 – I-типа, 7 – S-типа; 8–9 – поля эоцен-миоценовых лейкогранитов коллизионного орогена Гималаев, по [61]; 8 – Тетических Гималаев, 9 – Высоких Гималаев; 10 – поля метаморфических пород Высоких Гималаев, по [42]; 11–12 – линии, соединяющие интервалы величин эpsilon неодама с интервалами их модельных возрастов, для образцов: 11 – гранитоидов, 12 – вулкаников

указывает на неоднородность субстрата для гранитоидов Чималгинского массива. По индикаторным соотношениям CaO/Na₂O Al₂O₃/TiO₂ большая их часть попадает в поле S-гранитов, что предполагает их метапелитовый источник [56] (рис. 13, а). Однако гранодиориты и лейкограниты имеют низкие величины отношений Rb/Ba и Rb/Sr – 0.1; 0.13–0.61 и 0.1; 0.12–0.92 соответ-

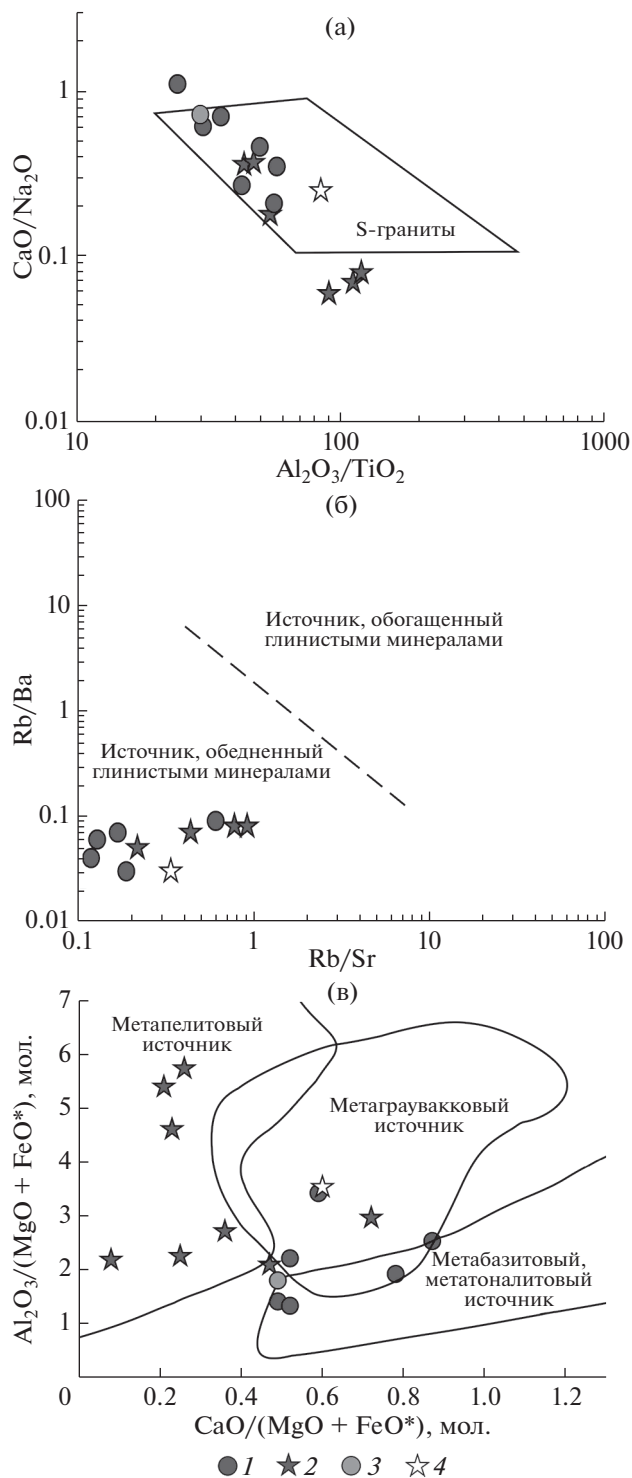


Рис. 13. Диаграммы $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (а), $\text{Rb}/\text{Ba}-\text{Rb}/\text{Sr}$ (б) и $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO} + \text{FeO}^*)-\text{CaO}/(\text{MgO} + \text{FeO}^*)$ мол. (в) для гранитоидов Чималгинского массива.

1 – гранодиориты; 2 – субщелочные граниты; 3 – граниты, по [8]; 4 – гранит-порфиры

ственно, и точки их составов лежат в области источников, обедненных глинистыми минералами на соответствующей диаграмме (см. рис. 13, б). Соотношение ряда петрогенных оксидов показывает, что гранодиориты могут иметь как метабазитовый, так и метаграувакковый источник, а лейкограниты – метаграувакковый и метапелитовый (см. рис. 13, в).

Гранитоиды массива имеют различные температуры начальных стадий кристаллизации гранитоидных расплавов, подсчитанные с использованием цирконового термометра Е.Б. Ватсона и Т.М. Харрисона [57], фиксирующего степень насыщения расплава цирконом в зависимости от температуры и состава этого расплава. Для гранодиоритов, гранитов они составляют $694-770^\circ\text{C}$, а для лейкогранитов – $773-830^\circ\text{C}$ (см. табл. 2). Температуры, определенные для гранодиоритов и гранитов близки аналогичным температурам для низкотемпературных гранитов I-типа, образованных при частичном плавлении кварц-полевошпатового (тоналитового) субстрата из расплава, насыщенного цирконом, или “холодных” гранитов, имеющих среднюю температуру $T = 766^\circ\text{C}$ [33, 50]. Высокие содержания Y и Yb в гранитоидах указывают на отсутствие граната в качестве релаксационной фазы, а также на то, что давления при формировании родоначальных расплавов, вероятно, были ниже 7 кбар [52]. Давления кристаллизации, рассчитанные для гранодиоритов и лейкогранитов массива с использованием разных геобарометров, учитывающих содержание Al в амфиболе, составляют 2.8–1.7 и 2.1–1.4 кбар соответственно [19, 39, 42, 44].

Для гранитоидов гранодиорит-гранитной формации Главного пояса были установлены условия кристаллизации: $T = 900-780^\circ\text{C}$ (по плагиоклаз-амфиболовому термометру), $P = 4.6-0.5$ кбар (по содержанию глинозема в амфиболе) и глубина магмогенерации 26–29 км [23]. Температуры образования биотита оцениваются в $620-800^\circ\text{C}$ [25]. Граниты гранит-лейкогранитной формации северной части Главного пояса кристаллизовались при более низких температурах $700-550^\circ\text{C}$ и расчетная глубина магмогенерации составляет 16–20 км [23].

Данные Sr–Nd изотопного состава гранитоидов (отрицательные величины $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ и высокие первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), а также мезо-палеопротерозойские модельные возрасты свидетельствуют о вкладе достаточно зрелого материала континентальной коры в их петрогенезис (см. табл. 3). Сопоставление по величинам $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ с гранитами I- и S-типа палеозойского аккреционного орогена Лэхлейн Австралии показало, что гранитоиды Чималгинского массива соответствуют по данным параметрам гранитам I-типа или наименее дифференцированным гра-

Таблица 4. Sr–Nd изотопный состав гранитоидов Чималгинского массива и вулканитов кислого состава

Образец	Rb, г/г	Sr, г/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	±2σ	Sm, г/г	Nd, г/г	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	±2σ	Sri	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i	εNd(T)	T _{Nd} (DM)	T _{Nd} (DM–2st)
Л-18-2	22.8	54.0	1.22244	0.712767	0.000005	5.55	26.5	0.12662	0.512240	0.000003	0.710160	0.512116	–6.42	1593	1491
Л-18-10	8.90	44.9	0.57359	0.709459	0.000008	5.02	23.4	0.12976	0.512237	0.000004	0.708236	0.512110	–6.54	1658	1540
Л-18-11/1	15.5	32.5	1.38215	0.710649	0.000007	6.73	28.2	0.14426	0.512378	0.000004	0.707702	0.512236	–4.07	1695	1393
Л-18-11/4	16.6	30.0	1.60385	0.711085	0.000006	8.00	34.6	0.13959	0.512350	0.000004	0.707665	0.512213	–4.53	1646	1412
Л-18-14	9.80	52.9	0.53561	0.709114	0.000008	8.03	35.5	0.13675	0.512390	0.000003	0.707972	0.512256	–3.68	1506	1331
Л-18-16	14.6	22.4	1.88468	0.711807	0.000012	5.20	17.4	0.18052	0.512387	0.000004	0.707788	0.512210	–4.58	3490	1580
Л-18-22	9.88	29.1	0.98338	0.709476	0.000007	7.90	38.8	0.12316	0.512413	0.000002	0.707379	0.512292	–2.98	1242	1218
Л-18-21	9.27	79.3	0.33838	0.708475	0.000004	7.01	28.2	0.15011	0.512413	0.000004	0.707753	0.512266	–3.50	1767	1369
Л-18-21/5	7.51	45.8	0.47510	0.708339	0.000006	3.20	15.2	0.12721	0.512448	0.000005	0.707326	0.512323	–2.38	1239	1184
Л-18-25	30.9	51.5	1.73890	0.712797	0.000006	6.62	30.4	0.13145	0.512286	0.000003	0.709089	0.512157	–5.62	1602	1470

Примечание. Sri, (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_i соответствуют величинам изотопного состава на время 150 млн лет. Величина параметра εNd(T) вычислена относительно состава однородного хондритового резервуара (CHUR): ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.1967 и ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512638, ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr = 0.08160, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.70450.

Модельные возрасты TDM1 и TDM2 вычислены с использованием следующих характеристик обедненного мантийного резервуара (DM): ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.2136 и ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.513151, а для континентальной коры принята величина: ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.12.

нитам S-типа [49] (см. рис. 12). Классические эоцен–миоценовые лейкограниты S-типа коллизионного орогена Гималаев, рассматриваемые как продукты кристаллизации коровых расплавов, имеют значительно более низкие величины εNd(T) и более высокие величины ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношения [60] (см. рис. 12). Для гранитоидов Главного пояса отмечены широкие вариации первичных ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношений от 0.7040 до 0.7115, свойственные как гранитам I-, так и S-типа [6, 12, 13, 30]. Исследования Sr–Nd изотопного состава гранитоидов южной части Главного батолитового пояса, среди которых выделены граниты I- и S-типа, показали, что величины εNd(T) в них близки: –1.96...–9.69 и –3.06...–15.01, а первичные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr несколько различаются: 0.71158–0.71213 и 0.70803–0.70974 соответственно, при этом в гранитах S-типа они ниже, чем в гранитах I-типа, что нетипично для гранитов S-типа [28]. Модельные двухстадийные возрасты этих гранитоидов составляют 1.1–2.2 млрд лет, что соответствует данным, приведенным в [1]. Величины ε_{HF} в цирконах из гранитоидов Главного пояса от –5 to +2 и докембрийские модельные двухстадийные возрасты указывают на вовлечение относительно зрелого материала континентальной коры в источник гранитных расплавов [32].

Геодинамическая обстановка формирования гранитов Главного батолитового пояса в настоящее время является предметом дискуссий. Было показано, что внедрение гранитоидов Главного пояса происходило на этапе коллизии Колымо-Омолонского микроконтинента с Верхоянской

окраиной Сибирского (Северо-Азиатского) кратона в позднеюрско–раннемеловое время [6, 16, 18, 30, 52]. При этом оценки возраста гранитоидов и времени их внедрения на фоне этой коллизии несколько различаются. Л.М. Парфенов [17, 52] отмечал, что процесс коллизии начался в конце средней юры (бате) и продолжался до конца мелового времени (90 млн лет), формируя Верхоянский складчато-надвиговый пояс. С этим интервалом времени он связывал внедрение гранитоидов Главного пояса и поперечных поясов малых гранитных интрузий. В работе [17] сближение Колымо-Омолонского микроконтинента с Верхоянской пассивной континентальной окраиной относится к началу поздней юры. На окраине микроконтинента в это время образуется Уяндино-Ясачненская магматическая дуга (вулканический пояс), под которую происходит субдукция океанической коры Оймяконского бассейна, и в самом конце поздней юры–раннем мелу формируется Главный батолитовый пояс [17]. В.С. Оксман [16] выделял три этапа коллизионных деформаций и начало внедрения гранитоидов Главного пояса он связывал со вторым этапом 155–135 млн лет, а завершение – с третьим этапом второй половины неокома 130–110 млн лет. ⁴⁰Ar–³⁹Ar датирование биотита, роговой обманки и калиевого полевого шпата из гранитоидов Главного пояса [45] позволило выделить два интервала возрастов. Более древний интервал 160–140 млн лет интерпретируется как время надсубдукционного гранитоидного магматизма, а более молодой 143–138 млн лет – как коллизионное событие и внедрение гранитов S-типа. С этим согласуются

данные В.А. Труниной [26] о том, что магматические очаги для гранитоидов гранодиорит-гранитной формации Главного пояса формировались еще над зоной субдукции, а основная их часть внедрялась в начале коллизионного процесса. Становление гранитоидов гранит-лейкогранитной формации происходило в синколлизонной обстановке на более поздних этапах.

Получение большого объема U–Pb SIMS данных в последние годы для гранитоидов Главного пояса и в меньшей степени для вулканитов Уяндино-Ясачненского вулканического пояса показало, что возраст пик для гранитоидов 150 ± 3 млн лет в пределах ошибки совпадает с интервалом возраста вулканитов 150–153 млн лет [1, 4, 28, 32, 56]. Этот факт, а также отсутствие в гранитоидах цирконов с унаследованными докембрийскими ядрами, отсутствие магматического мусковита, геохимические особенности гранитоидов приводят к выводу о том, что гранитоиды Главного батолитового пояса относятся к андийскому островодужному типу [32]. Однако при такой геодинамической интерпретации гранитоидного магматизма трудно объяснить происхождение близодовозрастных гранитоидов Тас-Кыстабытского пояса, локализованных к юго-западу от Главного пояса в сторону Сибирского континента. Присутствие в гранитоидах Тас-Кыстабытского пояса цирконов с палеопротерозойскими унаследованными ядрами свидетельствует о наличии анатектического компонента в гранитоидах и захвате расплавом верхне-нижнекоревых пород протолита, а также позволяет оконтурить область предполагаемого палеопротерозойского фундамента под Тас-Кыстабытским поясом [1, 32]. Внедрение гранитоидных плутонов Главного батолитового пояса могло происходить в обстановке трансенсии вдоль континентальной окраины и (или) было связано с более крутым погружением (отрывом) океанической литосферы или дельминацией субконтинентальной литосферной мантии [32]. В случае отрыва океанической литосферы гранитоиды должны быть сходны с гранитоидами, внедрение которых связано с этапом отрыва части океанической плиты при аккреции (коллизии) островодужных структур к континентальной окраине и ее утолщению [58], однако на примере Чималгинского массива это не подтверждается.

Полученные нами U–Pb SIMS, ^{40}Ar – ^{39}Ar данные о возрасте гранодиоритов и лейкогранитов Чималгинского массива также свидетельствуют об одновозрастности гранитоидов и вмещающих вулканитов Уяндино-Ясачненского вулканического пояса.

Геохимические и минералогические характеристики гранитоидов Чималгинского массива соответствуют переходному I-S типу гранитов,

выделенному на примере позднепалеозойского Молданубского пояса варисцид [48]. I-S характеристики гранитоидов Главного батолитового пояса даны также в работах [23, 26, 32]. Расположение точек составов гранитоидов Чималгинского массива, преимущественно в полях островодужных гранитов или окраинно-континентальных кислых вулканических пород на ряде диаграмм, а также сходство геохимических характеристик с вмещающими вулканитами кислого состава Уяндино-Ясачненской вулканической дуги не противоречат окраинно-континентальной геодинамической обстановке формирования гранитоидов массива в условиях функционирования данной дуги (см. рис. 10, см. рис. 11). Попадание точек составов гранитоидов в переходную область между магматическими породами конвергентных и трансформных окраин на диаграммах $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{tot}}$ – TiO_2 – MgO и Ba/La – Nb^*5 – Yb^*10 может косвенно свидетельствовать о наличии сдвиговых скольжений вдоль зоны субдукции Уяндино-Ясачненской дуги (см. рис. 11, б, в). Полярность дуги принимается как в сторону Колымо-Омолонского микроконтинента, так и под Северо-Азиатский континент [5, 11, 16, 17, 32, 51]. Характер петрохимической зональности вулканитов Уяндино-Ясачненской дуги позволяет нам предполагать полярность дуги в сторону Северо-Азиатского континента.

Обобщение геохронологических данных и геологического положения различных комплексов гранитоидов Главного батолитового пояса показало, что выплавление гранитоидов колымского комплекса происходило в позднеюрское время (U–Pb оценки возраста) вследствие амальгамации Колымо-Омолонского супертеррейна, а становление интрузий этого комплекса в более верхних горизонтах коры – на рубеже юры и мела (Ar–Ar оценки возраста) во время этапа коллизии Сибирского континента и Колымо-Омолонского микроконтинента [7].

Sr–Nd изотопные данные, полученные нами для гранитоидов Чималгинского массива, и приведенные Sr–Nd данные и ϵ_{Nd} в цирконах для гранитоидов Главного батолитового пояса свидетельствуют о гетерогенном источнике гранитных расплавов со значительным вкладом зрелого материала континентальной коры [28, 32]. Высокие содержания SiO_2 (68–77 мас. %), умеренные-высокие содержания K_2O (1.25–4.75 мас. %) и низкая магнезиальность (10–30) гранитоидов указывают на то, что они могли быть образованы при частичном плавлении источников среднего-кислого состава, представленных метаграувакками, ортопорадами тоналитового и диоритового состава. Подобный гетерогенный источник характерен для гранитоидов переходного I-S типа Молданубского плутонического пояса варисцид

Европы [48], для которых предполагается геодинамическая обстановка формирования во внутренней части окраинно-континентальной дуги.

ВЫВОДЫ

1. Для гранодиоритов и лейкогранитов Чималгинского массива получены оценки возраста кристаллизации по цирконам 150 и 152 млн лет соответственно и ^{40}Ar – ^{39}Ar возраст по амфиболу из гранодиоритов массива – 148.6 ± 5.6 млн лет. Они коррелируют с возрастными вмещающих вулканитов кислого и среднего состава, 150–152 млн лет и пиком внедрения гранитоидов Главного батолитового пояса, 150 ± 3 млн лет.

2. Гранитоиды Чималгинского массива имеют смешанные петрогеохимические характеристики, позволяющие сравнивать их с гранитами I- и S-типа. С гранитами I-типа их сближает присутствие биотита, роговой обманки и клинопироксена среди темноцветных минералов, отсутствие первичного мусковита, преобладание известково-щелочных и умеренно-глиноземистых разностей, низкие содержания свинца и оксида фосфора. С гранитами S-типа объединяет наличие железистых и магнезиальных разностей для высококремнеземистых составов, присутствие агрегатов высокоглиноземистых минералов в ассоциации с калиевым полевым шпатом, альбитом и шпинелью, указывающего на присутствие метапелитов гранулитовой фации в области источника магм.

3. Sr–Nd изотопные характеристики гранитоидов Чималгинского массива и соотношение ряда петрогенных оксидов в них указывают на гетерогенный источник гранитных расплавов. Отрицательные величины $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ от -2.98 до -6.23 , высокие первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от 0.70732 до 0.70909 и мезопротерозойские модельные возрасты гранитоидов свидетельствуют об участии достаточно зрелого материала континентальной коры в их петрогенезисе.

4. I-S-характер гранитоидов Чималгинского массива, сходство их геохимических особенностей с таковыми островодужного типа гранитов и с вмещающими вулканитами кислого состава Уяндино-Ясачненской вулканической дуги, а также одинаковые U–Pb оценки возраста гранитоидов и вулканитов позволяют предполагать окраинно-континентальную обстановку формирования гранитоидов при активности Уяндино-Ясачненской вулканической дуги. Возможно наличие подвижных скользящих вдоль зоны субдукции под Уяндино-Ясачненскую дугу.

Благодарности. Авторы выражают искреннюю благодарность анонимному рецензенту и рецензенту ак. В.В. Ярмолюку (ИГГМ, г. Москва, Россия) за комментарии, которые позволили улучшить статью.

Финансирование. Статья подготовлена за счет средств Российского научного фонда, проект № 20-17-00197, базовое финансирование сотрудников ГИН РАН за счет субсидии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акинин В.В., Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л., Вуден Дж., Горячев Н.А., Альшевский А.В., Бахарев А.Г., Трунилина В.А. U–Pb SHRIMP-возраст гранитоидов Главного батолитового пояса (Северо-Восток Азии) // ДАН. 2009. Т. 426. № 2. С. 216–221.
2. Богданов Н.А., Тильман С.М. Тектоника и геодинамика северо-востока Азии. – Объяснительная записка к тектонической карте северо-востока Азии. Масштаб 1 : 5000000. – М.: ИЛРАН, 1992. 56 с.
3. Великославинский С.Д. Геохимическая типизация кислых магматических пород ведущих геодинамических обстановок // Петрология. 2003. Т. 11. № 4. С. 363–380.
4. Ганелин А.В., Луцицкая М.В., Маскаев М.В. U–Th–Pb (SIMS) датирование и условия формирования вулканитов Индигирского разреза Уяндино-Ясачненского вулканического пояса (Северо-Восток Азии) // ДАН. Науки о Земле. 2021. Т. 496. № 1. С. 11–16.
5. Гедько М.И. Позднеюрская Уяндино-Ясачненская островная дуга // Геотектоника. 1988. № 2. С. 88–100.
6. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. – Под ред. А.И. Ханчука – Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
7. Герцева М.В., Луцицкая М.В., Сыроев И.В., Соколов С.Д. Этапы формирования Главного батолитового пояса Северо-Востока России: U–Th–Pb SIMS и Ar–Ar геохронологические данные // ДАН. Науки о Земле. 2021. Т.499. № 1. С. 5–10.
8. Государственная геологическая карта СССР м-ба 1 : 200000. Серия Яно-Индигирская. Листы Q-54-XXIII, XXIV. – Объяснительная записка. – Под ред. В.Г. Данилова – М.: ВСЕГЕИ, 1986. 180 с.
9. Гребенников А.В. Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 9. С. 1356–1373.
10. Дылевский Е.Ф. Зональность Уяндино-Ясачненского вулканического пояса и его тектоническая природа (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 1994. № 4. С. 52–62.
11. Зоненшайн Л.П., Натанов Л.М., Кузьмин М.И. Тектоника литосферных плит территории СССР. – М.: Недра, 1990. Кн. 2. 334 с.
12. Иванов А.И., Трунилина В.А., Зайцев А.И. Петро- и геохимический состав гранитоидов Чималгинского массива (Восточная Якутия) // Вестн. СВФУ. Сер. Науки о Земле. 2017. № 4. С. 22–30.
13. Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. – Отв. ред. А.Д. Чехов – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. 319 с.
14. Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. О времени формирования гранитоидов

- Главного Колымского батолитового пояса: опыт сопоставления геологических данных и результатов изотопного датирования (Северо-Восток Азии) // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35. № 3. С. 45–62.
15. Кузнецов В.М., Жигалов С.В., Ведерникова Т.А., Шпикерман В.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Р-56 – Сеймчан. Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. 426 с.+16 вкл.
 16. Оксман В.С. Тектоника коллизионного пояса Черского. – Отв. ред. С.Д. Соколов, С.А. Куренков, Л.М. Парфенова – М.: ГЕОС, 2000. 268 с.
 17. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозой Северо-Востока Азии. – Под ред. М.И. Кузьмина – Новосибирск: СО РАН, 1984. 192 с.
 18. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У.Дж., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Яанг Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
 19. Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л., Бахарев А.Г., Трунилина В.А., Вуден Дж., Сурнин А.А. Крупные изверженные провинции Азии, мантийные плюмы и металлогения. – Новосибирск: СО РАН, 2007. С. 51–54.
 20. Протопопов Г.Х., Трущелев А.М., Кузнецов Ю.В., Радудевич Я.А. и др. Государственная геологическая карта СССР м-ба 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Листы Q-54 – Усть-Нера. Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2020. 843 с.
 21. Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем). – Под ред. Ю.Г. Леонова – М.: Научный мир, 2001 (Тр. ГИН РАН. Вып. 545), 188 с.
 22. Русакова Т.Б., Котляр И.Н. Геохронология гранитоидных комплексов Главного Колымского батолитового пояса (Северо-Восток России) // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 1. С. 3–27.
 23. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – Под ред. Л.М. Парфенова, М.И. Кузьмина – М.: Наука/Интерпериодика, 2001. 571 с.
 24. Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Черноурдской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. № 11. С. 1181–1199.
 25. Трунилина В.А. Оловоносные рудно-магматические системы Восточной Якутии // Геология и геофизика. 1991. № 9. С. 98–105.
 26. Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С., Оксман В.С. Магматизм различных геодинамических обстановок (зона сочленения Верхоянской окраины Сибирского континента и Колымо-Омолонского микроконтинента). – Под ред. Л.М. Парфенова – Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1999. 152 с.
 27. Трунилина В.А. Главный батолитовый пояс. В кн.: *Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия)* – Под ред. Л.М. Парфенова, М.И. Кузьмина – М.: Наука/Интерпериодика, 2001. С. 256–259.
 28. Цыганков А.А., Горячев Н.А., Хубанов В., Бурмакина Г. Новые изотопно-геохимические данные по гранитоидам юго-восточного фланга Главного Колымского батолитового пояса. – В кн.: *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России*. – Мат-лы X Всерос. научно-практич. конф. с международным участием, 8–10 апреля 2020 г., г. Якутск. – Якутск: СВФУ, 2020. С. 308–310.
 29. Шарпенко Л.И., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. TAS-диаграмма сумма щелочей – кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород // Региональная геология и металлогения. 2013. № 56. С. 40–50.
 30. Шкодзинский В.С., Недосекин Ю.Д., Сурнин А.А. Петрология позднемезозойских магматических пород восточной Якутии. – Под ред. Н.В. Соболева – Новосибирск: Наука, 1992. 238 с.
 31. Шпикерман В.И., Полуботко И.В., Васькин А.Ф., Петухов В.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Р-55 – Сусуман. Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2016. 520 с.+5 вкл.
 32. Akinin V.V., Miller E.L., Toro J., Prokopiev A.V., Gottlieb E.S., Pearce S., Polzunenkov G.O., Trunilina V.A. Epidocity and the dance of late Mesozoic magmatism and deformation along the northern Circum-Pacific margin: north-eastern Russia to the Cordillera // *Earth-Sci. Rev.* 2020. Vol. 208. P. 103272.
 33. Chappell B.W., White A.J.R. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt // *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences.* 1992. Vol. 83. P. 1–26.
 34. Chappell B.W., Bryant C.J., Wybourn D. High- and low temperature I-type granites // *Resource Geology.* 1998. Vol. 48. No. 4. P. 225–235.
 35. Fridovsky, V.Yu., Yakovleva K.Yu., Vernikovskaya A.E., Vernikovskiy V.A., Matushkin N.Yu., Kadilnikov P.I., Rodionov N.V. Geodynamic emplacement setting of Late Jurassic dikes of the Yana-Kolyma gold belt, NE folded framing of the Siberian craton: geochemical, petrologic, and U–Pb zircon data // *Minerals.* 2020. Vol. 10. P.1000.
 36. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al. A geochemical classification for granitic rocks // *J. Petrol.* 2001. Vol. 42. No. 11. P. 2033–2048.
 37. Grebennikov A.V., Khanchuk A.I. Pacific-type transform and convergent margins: igneous rocks, geochemical contrasts and discriminant diagrams // *Int. Geol. Rev.* 2020. Vol. 63. No. 5. P. 601–629.
 38. Gorton M.P., Schandl E.S. From continents to island arcs: A geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks // *Can. Mineralogist.* 2000. Vol. 38. P. 1065–1073.
 39. Hammarstrom J.M., Zen E-An. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer // *Amer. Mineralogist.* 1986. Vol. 76. P.1297–1343.

40. *Harley S.L.* The origins of granulites: a metamorphic perspective // *Geol. Magazine*. 1989. Vol. 126. No. 3. P. 215–247.
41. *Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G.* Geochemical characteristics of collision-zone magmatism // *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 1986. Vol. 19. P. 67–81.
42. *Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K. et al.* Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons // *Amer. Mineralogist*. 1987. Vol. 72. P. 231–239.
43. *Huang C., Zhao Z., Li G., Zhu D.-C., Liu D., Shi Q.* Leucogranites in Lhozag, southern Tibet: implications for the tectonic evolution of the eastern Himalaya // *Lithos*. 2017. Vol. 294–295. P. 246–262.
44. *Johnson M.C., Rutherford M.J.* Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks // *Geology*. 1989. Vol. 17. P. 837–841.
45. *Layer P.W., Newberry R., Fujita K., Parfenov L., Trunilina V., Bakharev A.* Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and trace element geochemistry // *Geology*. 2001. Vol. 29. No. 2. P. 167–170.
46. *Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G.* The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U–Pb zircon ages of gabbros and syenite. In: *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica*. – Ed. by D.G. Gee, V.L. Pease – *Geol. Soc. London. Mem.* 2004. Vol. 30. P.69–74.
47. *Layer P.W., Newberry R., Fujita K., Parfenov L., Trunilina V., Bakharev A.* Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and trace element geochemistry // *Geology*. Vol. 29. No. 2. P. 167–170.
48. *Liew T.C., Finger F., Hock V.* The Moldanubian granitoid plutons of Austria: chemical and isotopic studies bearing on their environmental setting // *Chem. Geol.* 1989. Vol. 76. P. 41–55.
49. *McCulloch M.T., Chappell B.W.* Nd isotopic characteristics of S- and I-type granites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 58. Is. 1. P. 51–64.
50. *Miller C.F., McDowell S.M., Mapes R.W.* Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance // *Geology*. 2003. Vol. 31. No. 6. P. 529–532.
51. *Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.B., Scholl D.W., Fukita K.* Phanerozoic tectonic evolution of the circum-north Pacific. – *U.S. Geol. Surv. Open-File Rep.* 98-754 (Reston, Virginia). 1998. 125 p.
52. *Parfenov L.M.* Tectonics of the Verkhoyansk-Kolyma Mesozooids in the context of plate tectonics // *Tectonophysics*. Vol. 199. Is. 2–4. P. 319–342.
53. *Parfenov L.M., Badarch G., Berzin N.A., Khanchuk A.I., Kuzmin M.I., Nokleberg W.J., Prokopiev A.V., Ogasawara M., Yan H.* Summary of Northeast Asia geodynamics and tectonics // *Stephan Mueller Spec. Publ.* 2009. Ser. 4. P. 11–33.
54. *Patino Douce A.E., Johnston A.D.* Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1991. Vol. 107. P. 202–218.
55. *Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. Vol. 25. No. 4. P. 956–983.
56. *Schmidt M.W.* Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1992. V. 110. P. 304–310.
57. *Sylvester P.J.* Post-collisional strongly peraluminous granites // *Lithos*. 1998. Vol. 45. P. 29–44.
58. *Watson E.B., Harrison T.M.* Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1983. Vol. 64. P. 295–304.
59. *Whalen J.B., Hildebrand R.S.* Trace element discrimination of arc, slab failure, and A-type granitic rocks // *Lithos*. 2019. Vol. 348–349. P. 105179.
60. *Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W.* A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Miner. Petrol.* 1987. Vol. 95. Is. 4. P. 407–419.
61. *Wu F.-Y., Liu X.-C., Liu Z.-C., Wang R.-C., Xie L., Wang J.-M., Ji W.-Q., Yang L., Liu C., Khanal G.P., He S.-X.* Highly fractionated Himalayan leucogranites and associated rare-metal mineralization // *Lithos*. 2020. Vol.352-353. P.105319.
62. Excel2003. <https://officepackage.info/microsoft-excel/14-excel-2003.html> (Accessed August 10, 2021).
63. Spectra-Plus. <http://www.rusnanonet.ru/equipment/s4pioneer/> (Accessed January 19, 2021)

Geodynamic Setting, Age and Petro-Geochemical Features of Chimalga Pluton Granitoids, Main Batholith Belt (Verkhoyan–Kolyma Fold Belt)

M. V. Luchitskaya^{a,*}, A. V. Ganelin^a, M. V. Maskaev^a, D. V. Alekseev^b, A. V. Travin^b

^a*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, bld. 7, Pyzhevsky per., 119017 Moscow, Russia*

^b*Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, bld. 3, prosp. Akademika Koptyuga, 630090 Novosibirsk, Russia*

*e-mail: luchitskaya@ginras.ru

New geochronological U–Pb SIMS and ^{40}Ar – ^{39}Ar , petro-geochemical and isotope-geochemical data for granitoids of the Chimalga pluton in the central part of the Main batholith belt of the Chersky Range, Verkhoyan–Kolyma fold belt are presented. It is shown that the zircon crystallization ages for granodiorites

and leucogranites 150 and 152 Ma coincide within the error with ^{40}Ar – ^{39}Ar amphibole ages from granodiorites of the pluton 148.6 ± 5.6 Ma, and the ages of the host volcanic rocks of felsic and intermediate composition of the Uyandina-Yasachnaya volcanic belt 150–152 Ma and the maximum intrusion of granitoids of the Main batholith belt is 150 ± 3 Ma. The granitoids of the Chimalga massif have petrogeochemical characteristics that made it possible to compare them with both I- and S-type granites. They are similar to I-type granites by the presence of biotite, hornblende, and clinopyroxene among the mafic minerals, the absence of primary muscovite, and the predominance of calc-alkaline and moderate-alumina varieties. Like S-type granites, high-siliceous compositions are characterized by the presence of ferroan and magnesian varieties. The granitoids contain aggregates of high-alumina minerals in association with potassium feldspar, albite, and spinel, which suggests the presence of granulite-facies metapelites in the magma source region. The Sr–Nd isotope characteristics of the Chimalga pluton granitoids, as well as the interrelations of a number of petrogenic oxides, indicate a heterogeneous source of granitic melts. Negative $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ values from -2.98 to -6.23 and high primary $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios from 0.7073 to 0.7091, and Mesoproterozoic model ages of granitoids indicate the participation of rather mature material of the continental crust in their petrogenesis. A continental-marginal setting of the formation of granitoids during the activity of the Uyandina–Yasachnaya volcanic arc is assumed.

Keywords: granitoids, volcanics, Main batholith belt, Uyandina–Yasachnaya volcanic arc, collision, marginal-continental setting, S- and I-type granites