ГЕОХИМИЯ, 2023, том 68, № 5, с. 488–507

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ РАЗДЕЛЕНИЯ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ ДОЛЕРИТОВ ДАЕК ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОГО ВЫСТУПА ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОГО КРАТОНА

© 2023 г. Т. В. Донская[a], *, Д. П. Гладкочуб[a], А. М. Мазукабзов[a], Е. И. Демонтерова[a], У. С. Ефремова[a]

[a]*Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук, ул. Лермонтова, 128, Иркутск, 664033 Россия*

**e-mail: tatiana_donskaya@mail.ru*

Поступила в редакцию 20.07.2022 г.
После доработки 15.11.2022 г.
Принята к публикации 20.11.2022 г.

Проведено детальное геологическое, петрографическое, геохимическое и изотопное изучение долеритов даек Прибайкальского дайкового поля центральной части Байкальского выступа фундамента Сибирского кратона. На основании полученных результатов выявлены основные геохимические и изотопные критерии для разнесения близких по геолого-структурному положению и по минеральному составу долеритов региона в три различные геохимические группы, а также сделаны выводы об их возрастной позиции. Отмечено, что долериты первой группы и, предположительно, долериты второй группы слагают дайки неопротерозойского возраста (715 млн лет). В первую группу объединены средне-крупнозернистые долериты, формирующие относительно мощные (более 5–10 метров) дайковые тела. Долериты этой группы характеризуются достаточно низкими концентрациями Th (0.6–2.1 мкг/г) и Nb (3.3–9.2 мкг/г), а также значениями $\varepsilon_{Nd}(T) = -0.5...-3.9$. Совокупность геохимических и изотопных данных показывает, что эти долериты могли быть образованы в результате плавления мантийного источника, образованного при смешении мантийных компонентов близких по составам к базальтам океанических плато и надсубдукционной субконтинентальной литосферной мантии. Во вторую группу отнесены мелкозернистые долериты, слагающие маломощные (1–5 метров) дайки, в том числе дайки, располагающиеся в контакте с дайками первой группы. Для долеритов второй группы характерны более высокие концентрации Th (3.0–5.3 мкг/г) и Nb (9.8–21.1 мкг/г) и значения $\varepsilon_{Nd}(T) = -5.3...-6.0$. Геохимические и изотопные данные долеритов второй группы указывают на добавление материала континентальной коры к мантийному источнику, вероятно, единому для долеритов первой и второй групп. В третью группу отнесены среднезернистые долериты, слагающие отдельные дайковые тела, отчетливо отличающиеся по геохимическим и изотопным характеристикам от неопротерозойских долеритов первой и второй групп. Долериты этой группы обнаруживают низкие концентрации Th (0.6–1.6 мкг/г) и Nb (2.7–5.1 мкг/г), низкие значения отношений $(Th/La)_{pm}$ (0.29–0.71) и $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0.511223–0.511544), что указывает на возможное формирование этих долеритов в результате плавления субконтинентальной литосферной мантии, обогащенной субдукционными компонентами. Долериты третьей группы демонстрируют геохимические характеристики близкие долеритам палеопротерозойских (1.84 млрд лет) даек, что позволяет допускать их принадлежность Южно-Сибирскому постколлизионному магматическому поясу.

Ключевые слова: долериты, дайки, геохимия, изотопия Nd, мантийные источники, протерозой, Сибирский кратон

DOI: 10.31857/S0016752523050047, **EDN:** EKWRDO

ВВЕДЕНИЕ

Протерозойские магматические породы основного состава, в том числе дайки долеритов, являющиеся надежными индикаторами процессов внутриконтинентального растяжения, широко распространены в пределах докембрийских выступов фундамента Сибирского кратона (рис. 1а) (Гладкочуб и др., 2007, 2010, 2019; Шохонова и др., 2010; Попов и др., 2012; Мехоношин и др., 2016; Эрнст и др., 2016; Gladkochub et al., 2010; Ernst et al., 2000, 2016; Wingate et al., 2009; Evans et al., 2016; Ivanov et al., 2019; Savelev et al., 2020; Donskaya, Gladkochub, 2021). Результаты ранее проведенных исследований позволили выделить для южной части Сибирского кратона несколько основных этапов внедрения даек: (1) палеопротерозойский этап (1.91–1.85 млрд лет), связанный с

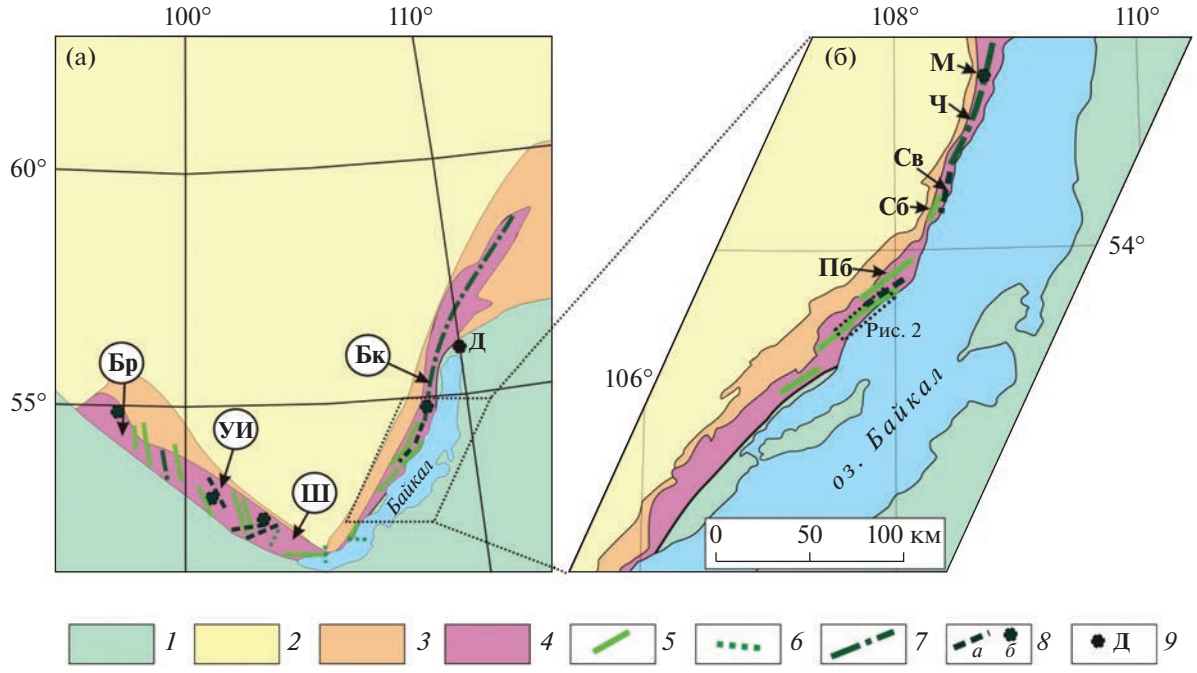

Рис. 1. Схема размещения протерозойских базитовых комплексов в южной части Сибирского кратона (а) и в центральной части Байкальского выступа фундамента Сибирского кратона (б) (модифицировано после (Гладкочуб и др., 2007; Gladkochub et al., 2010; Ernst et al., 2016; Donskaya, Gladkochub, 2021)). *1* – Центрально-Азиатский складчатый пояс; *2–4* – Сибирская платформа (кратон): *2* – фанерозойский чехол; *3* – неопротерозойские осадочные толщи; *4* – выступы докембрийского фундамента; *5–8* – базитовые комплексы: *5* – неопротерозойские (0.72–0.71 млрд лет) дайки; *6* – мезопротерозойские (1.35–1.34 и 1.26 млрд лет) дайки; *7* – позднепалеопротерозойские (1.75 и 1.64–1.61 млрд лет) дайки; *8* – палеопротерозойские (1.91–1.85 млрд лет) дайки (*а*), массивы и вулканиты в составе вулканогенно-осадочных серий (*б*); *9* – довыренский интрузивный комплекс (0.73–0.72 млрд лет) Олокитской зоны. Сокращения в кружках: Бк – Байкальский выступ, Бр – Бирюсинский выступ, УИ – Урикско-Ийский грабен, Ш – Шарыжалгайский выступ. Буквенные сокращения: М – базальтоиды малокосинской свиты акитканской серии Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса (~1.88 млрд лет), Св – дайки долеритов и долеритов/риолитов Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса (1.84 млрд лет), Ч – дайки долеритов чайского комплекса (1.75 млрд лет), Сб – дайки долеритов Северо-Байкальского дайкового поля, Пб – дайки долеритов Прибайкальского дайкового поля.

процессами становления единой структуры кратона, (2) позднепалеопротерозойский (1.75 и 1.64–1.61 млрд лет) и мезопротерозойский (1.35–1.34 и 1.26 млрд лет) этапы, фиксирующие отдельные события внутриконтинентального растяжения, (4) неопротерозойский этап (725–715 млн лет), отражающий масштабные процессы рифтогенеза, связанные с распадом суперконтинента Родиния и отделением Сибирского кратона от этого суперконтинента (рис. 1*а*) (Гладкочуб и др., 2007, 2010, 2019; Шохонова и др., 2010; Мехоношин и др., 2016; Ernst et al., 2016; Gladkochub et al., 2010, 2021; Ivanov et al., 2019; Donskaya, Gladkochub, 2021 и др.).

На площади центральной части Байкальского выступа фундамента Сибирского кратона, в Западном и Северном Прибайкалье, в настоящее время обосновано три этапа протерозойского базитового магматизма (рис. 1*б*) (Gladkochub et al., 2010; Ernst et al., 2016). Первый этап фиксируют базальтоиды малокосинской свиты акитканской серии с возрастом около 1.88 млрд лет и дайки долеритов и долеритов/риолитов, возраст которых был определен как 1844 ± 11 млн лет, которые совместно входят в структуру Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, являющегося частью Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса, сформировавшегося на заключительной стадии становления Сибирского кратона (Шохонова и др., 2010; Donskaya, Gladkochub, 2021). Индикаторами второго этапа базитового магматизма являются дайки долеритов чайского комплекса с возрастом 1752 ± 6 млн лет, принадлежащие Тимптонской крупной магматической провинции (КМП) Сибирского кратона, становление которой связано с событиями внутриконтинентального растяжения (Гладкочуб и др., 2010, 2019; Донская и др., 2014). Третий этап отмечен дайками долеритов Прибайкальского и Северобайкальского дайкового полей Саяно-Байкальского дайкового пояса, входящего в Иркутскую КМП с возрастом 725–715 млн лет (Ernst et al., 2016; Romanov et al., 2021), внедрение которых отражает события растяжения, фиксирующее отделение Сибирского кратона от суперконтинента Родиния (Скляров и др., 2006; Гладкочуб и др., 2007; Ernst et al., 2016). В то же время, допускаемый ра-

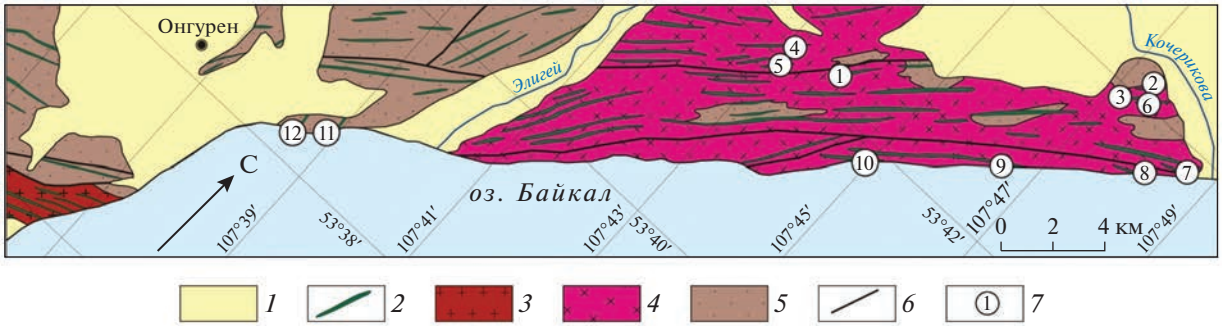

Рис. 2. Геологическая карта центральной части западного побережья оз. Байкал. *1* – кайнозойские осадки; *2* – дайки долеритов Прибайкальского дайкового поля; *3* – палеопротерозойские гранитоиды приморского комплекса Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса; *4* – палеопротерозойские гранитоиды кочериковского комплекса; *5* – палеопротерозойские метаосадочные породы сарминской серии; *6* – главные разломы; *7* – изученные дайки долеритов.

нее на основании геолого-структурного положения и схожести минерального состава неопротерозойский возраст всех долеритов Прибайкальского и Северобайкальского дайковых полей Иркутской КМП, в настоящее время вызывает определенные сомнения. Так, оценка возраста 1.84 млрд лет, полученная по риолиту из центральной части комбинированной дайки, ранее считавшейся неопротерозойской, дала основание пересмотреть возраст значительной части долеритов Северобайкальского дайкового поля (Шохонова и др., 2010). Что касается Прибайкальского дайкового поля, то здесь все долериты были объединены в единое неопротерозойское поле только на основании геологических корреляций с дайками долеритов других частей Иркутской КМП, несмотря на явные отличия химических составов долеритов в разных дайках этого поля (Скляров и др., 2006; Гладкочуб и др., 2007).

Для разделения долеритов Прибайкальского дайкового поля в отдельные, возможно разновозрастные, группы было проведено детальное изучение их геохимического и Nd изотопного составов. Кроме того, одной из причин развернутого анализа геохимических характеристик долеритов Прибайкальского дайкового поля явился тот факт, что до сих пор остались нерешенные вопросы, касающиеся реконструкции источников расплавов неопротерозойских долеритов, несмотря на серию публикаций по геохимии этих пород (Скляров и др., 2006; Гладкочуб и др., 2007; Sklyarov et al., 2003). Также одной из задач данной работы явилось сопоставление геохимических характеристик разновозрастных долеритов Западного и Северного Прибайкалья с целью выявления их характерных особенностей, которые могут быть использованы в качестве критериев для отнесения тех или иных даек к строго определенным группам, имеющим четко установленную возрастную позицию.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДАЕК ДОЛЕРИТОВ ПРИБАЙКАЛЬСКОГО ПОЛЯ

Дайки Прибайкальского поля располагаются в центральной части западного побережья оз. Байкал (Западное Прибайкалье) между реками Зундук и Кочерикова (Скляров и др., 2006; Гладкочуб и др., 2007). Прибайкальское поле включает в себя более сотни дайковых тел, прорывающих в данном регионе палеопротерозойские метаморфические породы сарминской серии, палеопротерозойские гранитоиды кочериковского и приморского комплексов, которые приурочены к Байкальскому выступу фундамента Сибирского кратона и входят в структуру Сарминской зоны палеопротерозойского Акитканского орогенного пояса (рис. 1б, 2). Кроме этого, согласно геологическим наблюдениям дайки долеритов в данном регионе не прорывают вендские осадочные отложения байкальской серии (Скляров и др., 2006). U–Pb возраст по бадделеиту определен для долерита одной из даек Прибайкальского дайкового поля и составляет 715 млн лет [неопубликованные авторские данные].

Все дайки в рассматриваемом регионе характеризуются северным и северо-восточным простиранием (рис. 2) и углами падения от 50° до 80°. Мощность даек изменяется от первых метров до нескольких десятков метров (Скляров и др., 2006).

В большинстве случаев долериты даек Прибайкальского поля подверглись вторичным изменениям, связанным с тектоническим воздействием на этот участок кратона со стороны аккретировавших к нему в раннем палеозое террейнов Центрально-Азиатского складчатого пояса (Скляров и др., 2006). Кроме этого, наблюдается явная зависимость степени сохранности долеритов от их удаленности от края Сибирского кратона. Так, наиболее измененные вторичными раннепалеозойскими динамо-

метаморфическими процессами дайки встречаются в береговых обнажениях оз. Байкал непосредственно в краевых областях кратона (Скляров и др., 2006).

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДОЛЕРИТОВ

На участке между пос. Онгурен и р. Кочерикова было детально изучено 12 дайковых тел, которые ранее по результатам геологического картирования были отнесены к единому неопротерозойскому Прибайкальскому дайковому полю (рис. 2). На основании петрографических данных долериты изученных даек были разделены на три группы.

В первую группу были объединены среднекрупнозернистые долериты с размером зерен, достигающим 2–3 мм. Долериты этой группы отобраны из крупных (более 5–10 м мощности) дайковых тел северного и северо-восточного простирания и углами падения 60°–80° (дайки № 1, 9, 10, 11 на рис. 2). Именно для долерита из центральной части дайки № 9 этой группы был определен неопротерозойский возраст (715 млн лет [U–Pb, бадделеит, неопубликованные авторские данные]). В большинстве своем долериты первой группы подвержены вторичным изменениям, однако реликтовая пойкилоофитовая структура хорошо определяется во всех проанализированных породах. В пределах изученных дайковых тел отчетливых макроскопических и петрографических признаков внутренней дифференциации отмечено не было. Основными породообразующими минералами долеритов являются плагиоклаз и клинопироксен, который часто полностью замещен роговой обманкой. Кроме роговой обманки, клинопироксены замещаются также хлоритом, эпидотом, актинолитом-тремолитом. Плагиоклазы в долеритах интенсивно соссюритизированы. Второстепенные минералы представлены кварцем, рудным минералом, сфеном, а акцессорные – апатитом и бадделеитом. В интерстициях между лейстами плагиоклаза отмечаются реликтовые гранофировые срастания кварца и плагиоклаза. В отдельных образцах по микротрещинам развиваются гидроокислы железа.

Вторую группу составили мелкозернистые долериты с максимальным размером зерен 1.4–1.8 мм, слагающие отдельные маломощные (1–5 м) дайки северного и северо-восточного простирания и углами падения 50°–80°, в том числе располагающиеся в непосредственном контакте с мощными дайковыми телами, сложенными долеритам первой группы (дайки № 3, 4, 7, 8, 11 на рис. 2). В большинстве своем долериты в этих маломощных телах сильнее подвержены вторичным изменениям, чем средне-крупнозернистые долериты первой группы. В связи с тем, что долериты этой группы встречаются иногда в прямом контакте с долеритами первой группы (дайка 11 на рис. 2), то теоретически можно предполагать для них также неопротерозойский возраст. Наименее измененные образцы долеритов второй группы характеризуются реликтовыми офитовой и пойкилоофитовой структурами. Эти долериты в качестве главных минералов содержат соссюритизированный плагиоклаз и клинопироксен, замещенный амфиболом, хлоритом и эпидотом. Второстепенными минералами долеритов являются рудный минерал, кварц и сфен, а акцессорным минералом – апатит. Что касается сильно измененных долеритов, то для них определяются катакластическая, бластокатакластическая и нематогранобластовая структуры, главными минералами являются соссюритизированный плагиоклаз и роговая обманка, а второстепенные и акцессорные минералы подобны менее измененным разностям. В этих долеритах отмечается повсеместное замещение зеленой роговой обманки ассоциацией тремолита-актинолита, эпидота и хлорита, а соссюритизированный плагиоклаз совместно с кварцем образуют участки гранобластовой структуры.

В третью группу были объединены среднезернистые долериты, слагающие дайковые тела мощностью от 3 до 20 м северного и северо-восточного простирания и углами падения 50°–80° (дайки № 2, 5, 6, 12). Эти дайки образуют отдельные тела в Прибайкальском поле и не обнаруживают контактов с дайками первых двух выделенных групп. В настоящее время оценки возраста долеритов из даек третьей группы отсутствуют. В изученных дайковых телах выраженных признаков внутренней дифференциации зафиксировано не было. Наименее измененные разности долеритов этой группы обнаруживают хорошо сохранившуюся офитовую структуру и характеризуются размером зерен до 2.0–2.5 мм. Долериты состоят из плагиоклаза и интенсивно амфиболизированного клинопироксена. В зависимости от интенсивности вторичных изменений отмечается разная степень соссюритизации плагиоклаза, уменьшение реликтов пироксена в псевдоморфозах роговой обманки, а также увеличение количества тремолита-актинолита, хлорита и эпидота, замещающих пироксен и роговую обманку. Отличительной особенностью долеритов этой группы является присутствие фенокристаллов плагиоклаза в некоторых образцах. Второстепенные минералы представлены рудным минералом и кварцем, акцессорные – апатитом и сфеном.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Тринадцать новых образцов долеритов из шести дайковых тел Прибайкальского дайкового поля были проанализированы на содержание петрогенных оксидов, редких и редкоземельных элементов. Для восьми образцов долеритов было выполнено определение изотопного состава Nd.

Химические составы десяти образцов долеритов из шести даек были проанализированы ранее и результаты опубликованы в (Скляров и др., 2006; Глакдочуб и др., 2007), изотопный состав Nd в двух образцах из одной дайки опубликован в (Gladkochub et al., 2009). Расположение всех дайковых тел, в которых проводился отбор образцов на петрогеохимические и изотопно-геохимические исследования показан на рис. 2. Оригинальные и уже опубликованные химические составы и изотопные Sm-Nd данные долеритов совместно представлены в табл. 1 и 2.

Определение содержаний главных элементов в оригинальных образцах выполнено методом силикатного анализа в ЦКП "Геодинамика и геохронология" ИЗК СО РАН. Определение содержаний редких и редкоземельных элементов выполнено методом ICP-MS в Лимнологическом институте СО РАН, ОПЦКП "Ультрамикроанализ", на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500ce (Agilent Technologies Inc., США) (аналитик С.В. Пантеева). Химическое разложение проб для ICP-MS анализа проведено в ЦКП "Геодинамика и геохронология" ИЗК СО РАН методом сплавления с метаборатом лития по методике (Panteeva et al., 2003), что позволило достичь полного растворения всех минералов. Правильность результатов анализа контролировалась с помощью международных стандартных образцов BHVO-2, BCR-2, GSP-2, G-2. Ошибка определений содержаний редких и редкоземельных элементов методом ICP-MS составляла 2–10%.

Изотопные Sm-Nd исследования проведены в Институте земной коры СО РАН. Порошки пород перед изотопными исследованиями обрабатывались 2нHCl для удаления вторичных карбонатных и глинистых минералов. Навеска 100–150 мг образца с добавлением изотопного трассера $^{149}Sm–^{150}Nd$ разлагалась в смеси кислот HNO_3–HF–$HClO_4$ с использованием микроволновой печи. Выделение редкоземельных элементов проводилось на смоле BioRad AG-50-X8 (200–400). Последующее разделение Sm и Nd проводилось на колонках, заполненных смолой Ln Spec по модифицированной методике (Pin, Zalduegui, 1997). Уровень холостого опыта для Nd составляет меньше 0.1 нг. Изотопные отношения Nd и Sm измерены на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 в статическом режиме в ЦКП "Геодинамика и геохронология" ИЗК СО РАН. Измеренные отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ нормализованы к отношению $^{146}Nd/^{144}Nd = 0.7219$. Точность определения концентраций Sm и Nd составила 0.5%, изотопных отношений $^{147}Sm/^{144}Nd$ – 0.5%, ошибка измерения $^{143}Nd/^{144}Nd$ указана в таблице 2. Стандартное отклонение $^{143}Nd/^{144}Nd$ для стандарта JNd-1 за период измерений представленных в статье данных составило 0.512084 ± 0.000022 (2σ, $n = 15$). При расчете величин $\varepsilon_{Nd}(T)$ использованы современные значения для однородного хондритового резервуара CHUR по (Jacobsen, Wasserburg, 1984) и константа распада ^{147}Sm из работы (Villa et al., 2020).

ХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДОЛЕРИТОВ

Как было отмечено выше, большинство долеритов Прибайкальского поля испытали тектоническую переработку, что привело к определенным вторичным преобразованиям этих пород. В связи с этим классификация долеритов была проведена с использованием как классической TAS диаграммы $(Na_2O + K_2O)–SiO_2$ (LeBas et al., 1986), так и диаграммы $Al_2O_3–(FeO^* + TiO_2)–MgO$ (Jensen, 1976), которая более предпочтительна для классификации измененных пород. По химическому составу большинство долеритов трех групп, выделенных на основании петрографических данных, относятся к базальтам нормальной щелочности (субщелочным базальтам) (рис. 3а). Все долериты принадлежат толеитовой серии и на диаграмме $Al_2O_3–(FeO^* + TiO_2)–MgO$ (Jensen, 1976) попадают в поле высокожелезистых толеитов (рис. 3б).

Проанализированные долериты *группы 1* характеризуются значениями mg# = 43–62 и SiO_2 = = 48.3–50.7 мас. %, долериты *группы 2* обнаруживают значения mg# = 48–63 и SiO_2 = 49.3–52.5 мас. %, а для долеритов *группы 3* отмечаются mg# = 56–67 и SiO_2 = 49.3–52.0 мас. % (табл. 1, рис. 4а). Породы *группы 1* имеют наименьшие концентрации SiO_2 относительно пород двух других групп при тех же значениях mg#, а породы *группы 3* характеризуются в среднем более высокими концентрациями P_2O_5 (рис. 4а, 4б). Породы всех групп характеризуются близкими невысокими содержаниями TiO_2 (табл. 1, рис. 4в).

Для выделенных групп долеритов были отмечены некоторые отличия в содержании несовместимых элементов и в значениях отношений этих элементов (рис. 5). В частности, средне-крупнозернистые долериты первой группы (*группа 1*) характеризуются пониженными концентрациями Th и Nb, варьирующимися от 0.58 до 2.08 мкг/г и от 3.3 до 9.2 мкг/г, соответственно, а для мелкозернистых долеритов второй группы (*группа 2*) фиксируются существенно более высокие содержания Th (3.01–5.30 мкг/г) и Nb (9.8–21.1 мкг/г). Для среднезернистых долеритов третьей группы (*группа 3*) отмечаются низкие концентрации Th (0.60–1.59 мкг/г) и Nb (2.7–5.1 мкг/г), (рис. 5а, табл. 1). Кроме того, долериты всех групп демонстрируют существенно отличные друг от друга значения отношений Th/La и Nb/La, формируя отдельные поля на диаграмме Th/La–Nb/La (рис. 5б).

Таблица 1. Химический состав долеритов Прибайкальского дайкового поля

Компонент	*Группа 1*									*Группа 2*		
	Дайка 1	Дайка 9					Дайка 10	Дайка 11		Дайка 3		
	0605*	1486	1487	1488	1489	1490	1491	1493	1494	0611**	01051**	01052**
SiO_2, мас. %	48.55	49.00	48.84	48.89	48.78	48.71	50.72	48.94	48.32	51.06	49.32	50.10
TiO_2	1.06	0.95	1.14	1.01	1.08	1.03	1.34	0.90	0.88	0.93	1.01	1.09
Al_2O_3	13.92	14.90	13.80	14.15	13.80	14.80	14.50	14.65	14.40	13.19	13.55	13.70
Fe_2O_3	–	3.51	3.83	3.26	3.37	3.46	5.08	3.29	3.58	–	–	–
FeO	–	7.62	8.07	8.17	8.63	7.86	7.80	7.36	7.41	–	–	–
$Fe_2O_3^{tot}$	12.52	–	–	–	–	–	–	–	–	11.83	12.62	13.17
MnO	0.21	0.16	0.17	0.17	0.18	0.16	0.18	0.14	0.18	0.22	0.23	0.23
MgO	6.96	6.77	6.99	7.18	7.08	6.91	4.45	8.02	8.18	7.02	9.13	8.39
CaO	10.30	11.76	11.46	11.86	11.81	10.87	10.34	9.52	9.63	9.90	10.00	9.53
Na_2O	3.35	2.00	2.04	1.95	1.89	2.68	1.81	2.50	2.36	2.31	1.81	1.43
K_2O	0.80	0.59	0.50	0.53	0.49	0.78	0.38	1.49	1.47	1.01	1.12	1.20
P_2O_5	0.10	0.10	0.17	0.10	0.10	0.09	0.17	0.09	0.09	0.10	0.10	0.11
П.п.п	1.76	2.41	2.69	3.01	2.98	3.00	3.18	3.03	3.28	1.77	1.47	1.16
H_2O^-	–	0.04	0.08	0.06	0.09	н.о.	0.05	0.10	0.07	–	–	–
CO_2	–	0.55	0.44	н.о.	0.06	н.о.	н.о.	0.13	0.33	–	–	–
Сумма	99.53	100.36	100.22	100.34	100.34	100.35	100.00	100.16	100.18	99.34	100.35	100.11
Cr, мкг/г	55	119	138	136	120	111	40	317	298	89	92	110
Ni	64	83	81	72	76	71	32	102	108	97	110	160
V	180	334	293	293	314	324	286	252	293	240	340	430
Co	34	38	38	39	40	41	34	39	46	45	52	57
Rb	44	21	17	17	18	26	10	55	55	52	36	42
Sr	190	138	135	104	108	168	207	181	223	221	169	180
Y	23	22	26	19	22	22	35	15	20	27	24	26
Zr	39	61	68	54	59	62	107	46	59	80	67	75
Nb	4.4	4.6	9.2	4.7	5.0	4.4	8.8	4.2	3.3	9.8	10.6	11.7
Ba	201	144	131	129	99	169	111	346	397	382	325	313
La	7.45	7.87	14.18	7.64	8.30	7.81	14.55	6.29	6.97	13.64	13.16	14.30
Ce	15.88	20.80	30.00	15.55	17.52	15.11	31.82	13.04	17.79	28.29	28.00	30.19
Pr	1.93	2.16	3.87	1.96	2.12	2.01	3.86	1.68	1.91	3.24	3.31	3.53
Nd	9.14	8.62	14.51	8.08	8.62	8.47	15.27	7.34	7.85	13.39	13.17	14.35
Sm	2.66	2.41	3.94	2.18	2.43	2.44	4.20	2.11	2.34	3.31	3.41	3.69
Eu	0.85	0.88	1.21	0.78	0.88	0.88	1.37	0.61	0.77	0.94	0.95	1.02
Gd	2.92	2.97	3.95	2.58	2.95	2.96	4.66	2.34	2.62	3.44	3.50	3.79
Tb	0.57	0.52	0.70	0.46	0.54	0.54	0.85	0.43	0.46	0.64	0.66	0.68
Dy	3.39	3.62	4.49	3.04	3.60	3.50	5.72	2.97	3.18	3.91	4.13	4.38
Ho	0.74	0.78	0.89	0.64	0.80	0.79	1.26	0.63	0.69	0.82	0.86	0.94
Er	2.42	2.18	2.53	1.78	2.27	2.14	3.72	1.72	2.02	2.61	2.67	2.88
Tm	0.35	0.34	0.38	0.28	0.33	0.33	0.56	0.25	0.31	0.37	0.42	0.45
Yb	2.13	2.24	2.44	1.86	2.18	2.03	3.64	1.55	2.08	2.31	2.40	2.54
Lu	0.32	0.34	0.39	0.30	0.32	0.35	0.55	0.22	0.31	0.36	0.38	0.40
Hf	1.26	1.67	1.74	1.36	1.44	1.48	2.80	1.20	1.47	2.02	2.11	2.31
Ta	0.40	0.22	0.47	0.26	0.28	0.26	0.56	0.21	0.20	0.88	1.31	1.41
Th	1.22	1.07	1.59	0.74	1.08	1.15	2.08	0.58	0.94	3.01	3.05	3.30
U	0.28	0.26	0.39	0.28	0.28	0.28	0.49	0.20	0.22	0.66	0.68	0.76
mg#	56	57	56	58	56	57	43	62	62	58	63	60
$(La/Yb)_n$	2.26	2.28	3.75	2.65	2.46	2.49	2.58	2.63	2.17	3.81	3.55	3.64
$(Gd/Yb)_n$	1.16	1.13	1.37	1.17	1.15	1.23	1.08	1.28	1.07	1.26	1.23	1.26
Eu/Eu*	0.95	1.01	0.95	1.02	1.01	1.01	0.96	0.85	0.96	0.86	0.85	0.84
Nb/Nb*	0.49	0.53	0.66	0.67	0.57	0.50	0.54	0.74	0.43	0.52	0.57	0.58
$(Th/La)_{pm}$	1.33	1.10	0.91	0.78	1.05	1.19	1.15	0.74	1.09	1.79	1.87	1.87

Таблица 1. Окончание

Компонент	*Группа 2*					*Группа 3*					
	Дайка 4	Дайка 7	Дайка 8		Дайка 11	Дайка 2		Дайка 5	Дайка 6		Дайка 12
	0614**	1472	1478	1479	1492	0609*	01057*	0615**	01055*	01056*	1495
SiO_2, мас. %	50.84	51.29	51.05	51.18	52.50	51.99	49.29	51.36	49.48	50.51	50.24
TiO_2	0.99	1.12	1.10	1.19	1.34	0.97	0.75	1.12	0.96	0.98	0.93
Al_2O_3	12.04	13.75	14.31	13.95	13.45	14.94	15.17	14.90	14.86	14.81	14.60
Fe_2O_3	–	4.68	4.07	4.44	3.36	–	–	–	–	–	3.66
FeO	–	7.56	7.93	8.20	8.90	–	–	–	–	–	8.14
$Fe_2O_3^{tot}$	11.50	–	–	–	–	10.69	10.25	11.32	11.27	10.87	–
MnO	0.19	0.19	0.18	0.18	0.15	0.17	0.16	0.19	0.18	0.16	0.18
MgO	7.77	5.75	5.67	5.33	5.81	6.81	8.76	6.62	9.22	8.32	6.81
CaO	10.63	9.64	8.92	8.46	6.43	9.20	9.64	9.18	9.20	8.67	8.46
Na_2O	2.77	2.33	2.79	3.02	4.19	1.27	1.49	1.55	2.07	2.08	2.35
K_2O	0.55	0.85	0.95	1.12	0.60	0.99	1.15	1.01	0.99	1.24	0.93
P_2O_5	0.11	0.11	0.12	0.12	0.18	0.16	0.13	0.21	0.18	0.16	0.18
П.п.п	1.59	2.92	2.85	2.70	2.77	1.84	2.72	2.14	1.70	1.50	3.36
H_2O^-	–	0.12	0.05	0.07	0.07	–	–	–	–	–	0.07
CO_2	–	0.06	< 0.06	0.06	0.06	–	–	–	–	–	0.17
Сумма	98.98	100.36	99.99	100.01	99.81	99.02	99.51	99.60	100.11	99.31	100.08
Cr, мкг/г	73	83	82	70	20	140	180	77	180	110	136
Ni	78	53	81	45	38	150	210	120	230	200	77
V	170	318	320	342	304	140	160	200	190	190	210
Co	46	43	41	39	39	45	41	46	61	43	36
Rb	32	49	37	70	26	26	43	54	20	29	29
Sr	192	640	487	376	168	283	283	346	288	292	275
Y	30	25	25	26	29	16	12	20	14	16	14
Zr	79	109	107	117	149	45	28	45	40	47	51
Nb	12.1	14.0	13.7	14.7	21.1	4.0	3.0	5.1	3.8	4.6	2.7
Ba	297	159	283	196	120	1112	385	598	486	768	417
La	15.12	18.72	18.63	19.66	24.86	18.39	10.46	18.67	13.10	18.06	11.99
Ce	31.30	37.49	37.11	38.05	51.88	36.64	22.40	39.30	27.61	36.79	23.77
Pr	3.56	4.26	4.26	4.39	5.75	4.17	2.75	4.54	3.37	4.41	3.09
Nd	14.73	15.51	15.94	15.70	21.33	17.22	11.55	18.35	13.59	17.31	11.93
Sm	3.55	3.95	3.72	4.02	4.80	3.62	2.54	3.74	3.06	3.81	2.50
Eu	1.03	1.03	1.09	1.04	1.23	1.17	0.81	1.26	0.96	1.15	1.01
Gd	3.83	3.80	3.75	4.02	4.62	2.99	2.29	3.34	2.74	3.17	2.46
Tb	0.69	0.66	0.64	0.67	0.78	0.49	0.37	0.53	0.43	0.54	0.38
Dy	4.27	4.31	4.06	4.24	5.01	2.71	2.08	2.97	2.52	2.89	2.27
Ho	0.88	0.90	0.86	0.89	1.05	0.53	0.44	0.56	0.50	0.58	0.47
Er	2.80	2.51	2.39	2.54	2.99	1.71	1.33	1.75	1.52	1.71	1.33
Tm	0.41	0.37	0.37	0.39	0.44	0.25	0.19	0.33	0.24	0.26	0.21
Yb	2.42	2.57	2.62	2.76	2.98	1.44	1.19	1.59	1.34	1.55	1.44
Lu	0.37	0.41	0.37	0.45	0.45	0.21	0.18	0.21	0.21	0.22	0.25
Hf	2.07	2.88	2.56	2.99	3.74	1.23	0.78	1.16	1.11	1.64	1.31
Ta	1.63	0.87	0.92	0.85	1.26	0.46	0.35	0.66	0.45	0.50	0.13
Th	3.21	4.34	3.96	4.00	5.30	1.53	0.60	1.54	0.94	1.59	0.83
U	0.72	1.00	0.90	0.95	1.35	0.23	0.14	0.23	0.16	0.25	0.21
mg#	61	51	51	48	51	60	67	58	66	64	56
$(La/Yb)_n$	4.04	4.72	4.60	4.62	5.39	8.28	5.70	7.61	6.34	7.54	5.39
$(Gd/Yb)_n$	1.34	1.25	1.21	1.23	1.31	1.76	1.63	1.78	1.73	1.73	1.44
Eu/Eu*	0.87	0.82	0.90	0.80	0.81	1.10	1.03	1.10	1.02	1.02	1.26
Nb/Nb*	0.59	0.53	0.54	0.56	0.62	0.25	0.40	0.32	0.37	0.29	0.28
$(Th/La)_{pm}$	1.72	1.87	1.72	1.64	1.72	0.67	0.47	0.67	0.58	0.71	0.56

Примечания. mg# = Mg × 100/(Mg + Fe^{2+}), где Mg = MgO/40.31, Fe^{2+} = ($Fe_2O_3^{tot}$ × 0.8998 × 0.85)/71.85; Eu/Eu* = $Eu_n/(\sqrt{(Sm_n \times Gd_n)})$, Nb/Nb* = $Nb_{pm}/(\sqrt{(Th_{pm} \times La_{pm})})$, n – значения нормированы по составу хондрита (Wakita et al., 1970), pm – значения нормированы по составу примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989), н.о. – компонент не обнаружен, прочерк – содержание компонента не определялось.

* Химические составы по (Гладкочуб и др., 2007), **химические составы по (Скляров и др., 2006).

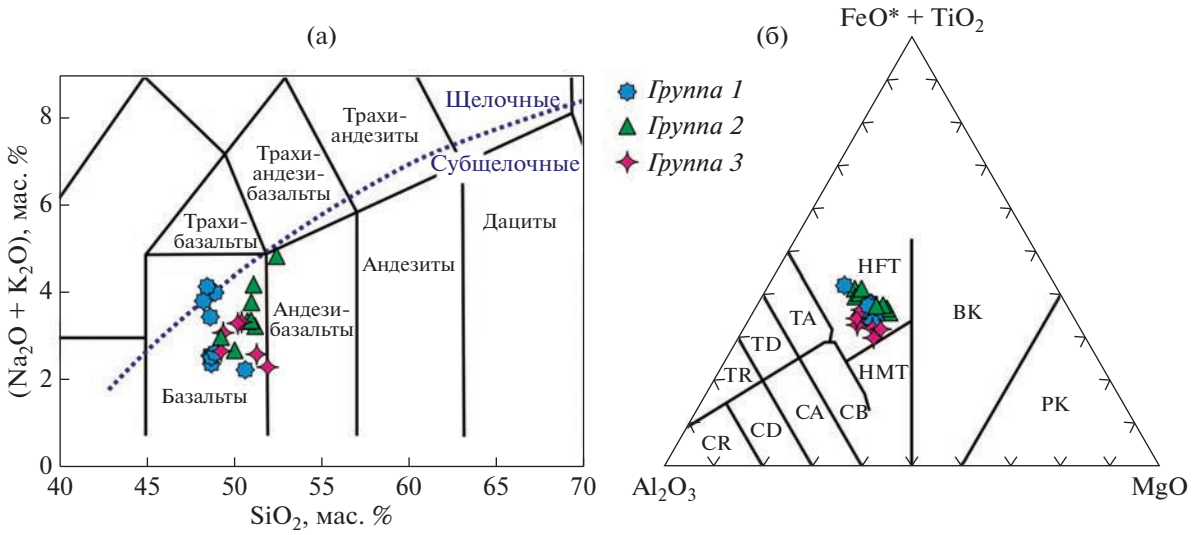

Рис. 3. Диаграммы $(Na_2O + K_2O)$–SiO_2 (LeBas et al., 1986) (а) и Al_2O_3–$(FeO^* + TiO_2)$–MgO (Jensen, 1976) (б) для долеритов даек Прибайкальского дайкового поля. BK – базальтовые коматииты, CA – известково-щелочные андезиты, CB – известково-щелочные базальты, CD – известково-щелочные дациты, CR – известково-щелочные риолиты, PK – пикриты, HFT – высокожелезистые толеиты, HMT – высокомагнезиальные толеиты, TA – толеитовые андезиты, TD – толеитовые дациты, TR – толеитовые риолиты.

Наложенные преобразования долеритов могли привести к определенным вариациям подвижных элементов, таких как Rb, Ba, Sr. Наиболее сильно вариации крупноионных литофильных элементов проявлены в измененных долеритах *группы 2*, для которых зафиксированы содержания Rb (26–70 мкг/г) и Sr (168–640 мкг/г), также для этой группы отмечаются максимальные среди всех проанализированных пород концентрации Na_2O (до 4.19 мас. %) (табл. 1). В связи с этим, для характеристики источника долеритов *группы 2* эти элементы не использовались. В то же время, долериты *группы 1* в среднем характеризуются относительно пород других групп наиболее низкими содержаниями Sr (104–223 мкг/г) и Ba (99–397 мкг/г), а долериты *группы 3* напротив наиболее высокими содержаниями Sr (275–346 мкг/г) и Ba (385–1112 мкг/г), что, вероятно, может служить характеристикой их источников.

Таблица 2. Sm-Nd изотопные данные для долеритов Прибайкальского дайкового поля

Номер образца	Возраст, млн лет	Содержание, мкг/г		$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd \pm 2\sigma$	$\varepsilon_{Nd}(T)$
		Sm	Nd			
			Группа 1			
1486	715	1.71	5.26	0.1758	0.512514 ± 16	–0.5
1488	715	1.79	6.61	0.1676	0.512334 ± 9	–3.3
1491	715	3.40	12.90	0.1654	0.512323 ± 13	–3.3
1493	715	1.86	6.89	0.1676	0.512304 ± 11	–3.9
			Группа 2			
1472	715	3.10	14.27	0.1345	0.512073 ± 11	–5.3
1478	715	2.64	10.48	0.1359	0.512045 ± 6	–6.0
1492	715	3.59	16.93	0.1313	0.512040 ± 7	–5.7
			Группа 3			
1495	715/1840	1.77	8.31	0.1316	0.511544 ± 10	–15.4/–6.0
01055*	715/1840	3.06	13.59	0.1324	0.511324 ± 15	–19.8/–10.5
01056*	715/1840	3.81	17.31	0.1294	0.511223 ± 15	–21.5/–11.8

* Изотопные данные по (Gladkochub et al., 2009).

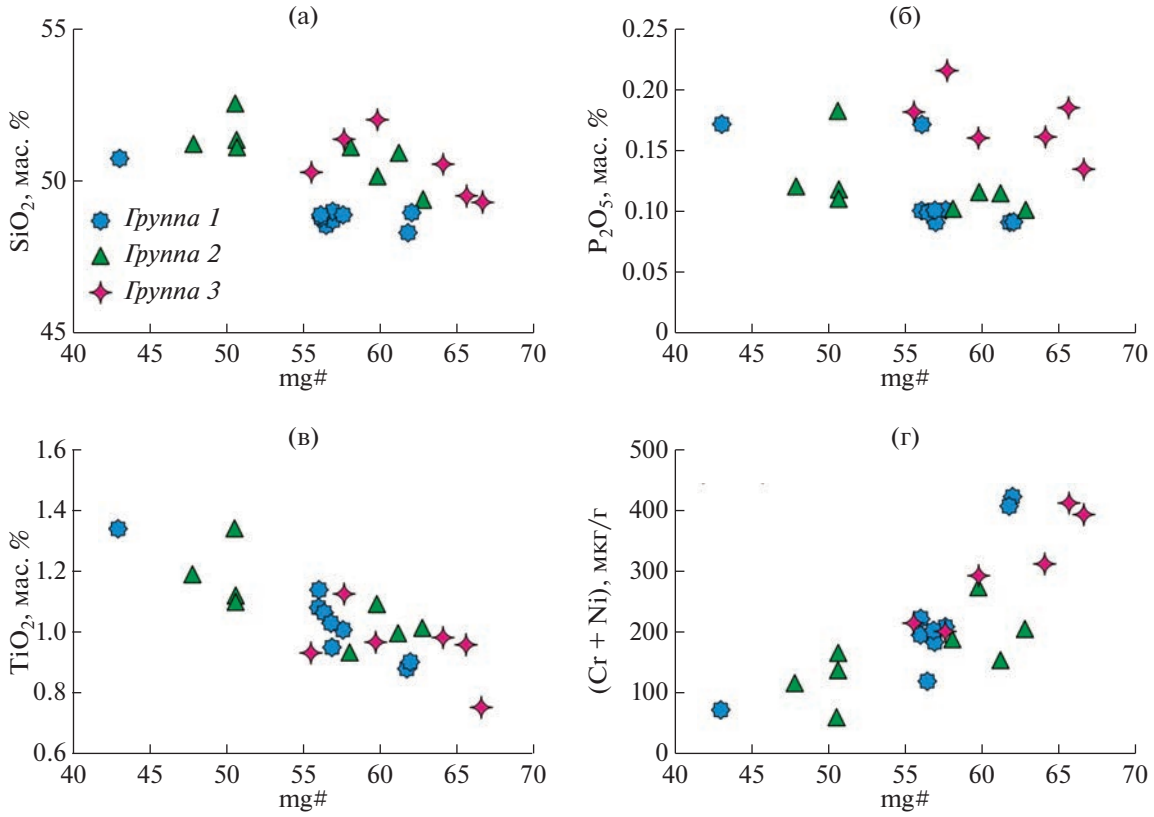

Рис. 4. Диаграммы SiO_2–mg# (а), P_2O_5–mg# (б), TiO_2–mg# (в), (Cr+Ni)–mg# (г) для долеритов даек Прибайкальского дайкового поля.

Несмотря на отмеченные вторичные изменения долеритов, содержания в них Th, Nb, La, а также других редкоземельных, высокозарядных и радиоактивных элементов могут рассматриваться как первичные характеристики этих пород, и использование этих элементов правомерно для как классификации долеритов, так и для оценки составов их источников. В частности, отмечаются хорошие корреляции между Nb–Th (рис. 5а) и La–Th (рис. 5в), а также отсутствие корреляций между потерей при прокаливании (п.п.п) и Nb/La (рис. 5г) среди долеритов всех трех групп, что свидетельствует о том, что содержания этих элементов и их отношения отражают первичные характеристики долеритов.

Долериты *группы 1* характеризуются содержаниями Cr + Ni, варьирующимися от 72 до 419 мкг/г, которые хорошо коррелируются с mg# (табл. 1, рис. 4г). Долериты обнаруживают невысокие концентрации La, варьирующиеся от 6.3 до 14.6 мкг/г, слабо фракционированное распределение редкоземельных элементов ($(La/Yb)_n$ = 2.2–3.8), при $(La/Sm)_n$ = 1.6–2.1 и $(Gd/Yb)_n$ = 1.1–1.4, а также отсутствие или слабовыраженную Eu аномалию (Eu/Eu* = 0.85–1.02) (рис. 6а). На мультиэлементных диаграммах отмечаются отрицательные аномалии по Nb, а также отсутствие или слабо выраженные отрицательные аномалии по Zr–Hf и Ti (рис. 6б). Наиболее дифференцированный долерит с mg# = 43 обнаруживает хорошо выраженные положительные аномалии по Th–U и Zr–Hf и отрицательную аномалию по Ti (рис. 6б).

Долериты *группы 2* характеризуются невысокими концентрациями Cr + Ni, составляющими 58–270 мкг/г (табл. 1, рис. 4г). Для долеритов *группы 2* характерны повышенные содержания La = 13.2–24.9 мкг/г и фракционированное распределение редкоземельных элементов ($(La/Yb)_n$ = = 3.5–5.4). Спектры распределения РЗЭ имеют крутой наклон в области легких РЗЭ $(La/Sm)_n$ = = 2.2–3.0 и очень пологий наклон в диапазоне тяжелых РЗЭ $(Gd/Yb)_n$ = 1.3–1.4 (рис. 6в). Долериты данной группы обнаруживают слабовыраженную отрицательную Eu аномалию (Eu/Eu* = 0.80–0.90). Данные долериты характеризуются несогласованными вариациями по Ba, K, Sr, хорошо выраженными положительными аномалиями по Th–U, отрицательными аномалиями по Nb, P, Ti и как слабо выраженными положительными, так и отрицательными аномалиям по Zr–Hf (рис. 6г).

Для долеритов *группы 3* отмечаются умеренные концентрации Cr + Ni, равные 197–410 мкг/г, хоро-

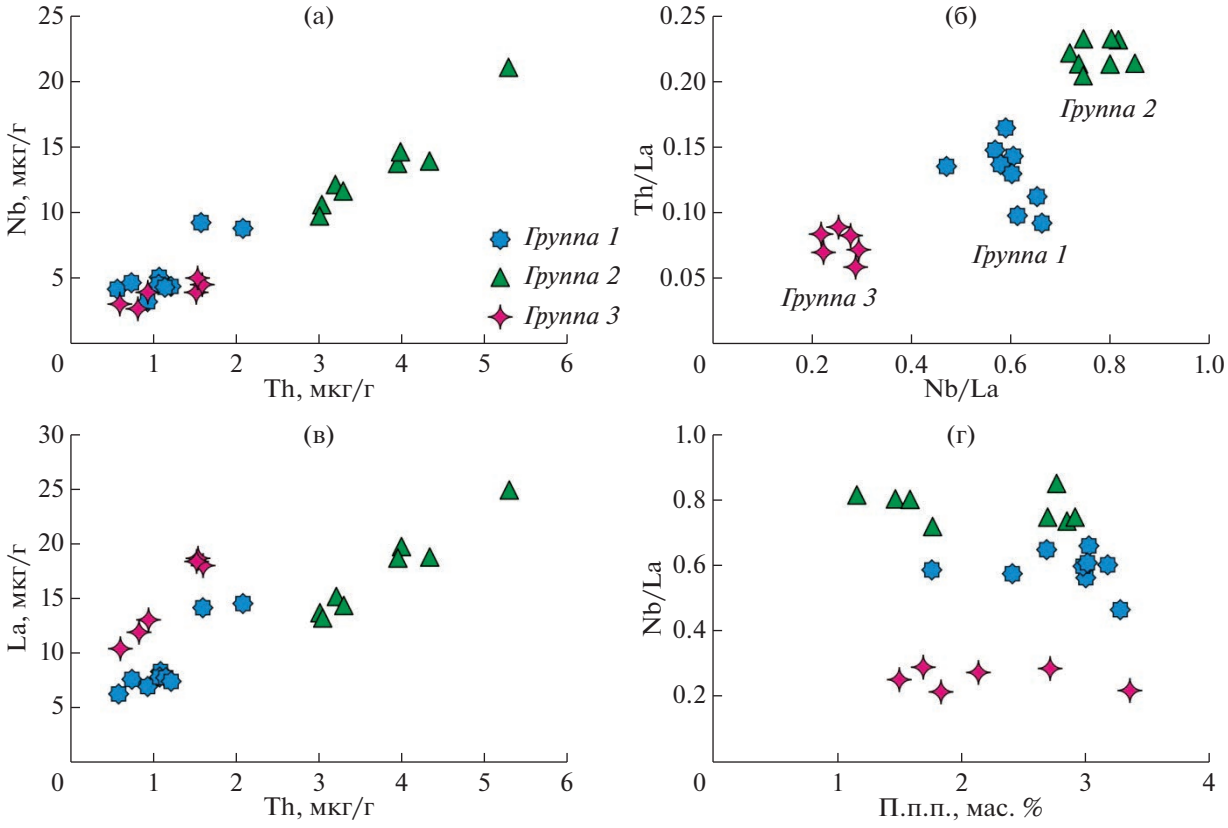

Рис. 5. Диаграммы Nb–Th (а), Th/La–Nb/La (б), La–Th (в), Nb/La–П.п.п. (г) для долеритов даек Прибайкальского дайкового поля.

шо коррелирующие с mg# (табл. 1, рис. 4г). Долериты *группы 3* характеризуются содержаниями La равными 10.5–18.7 мкг/г и фракционированным распределением редкоземельных элементов ($(La/Yb)_n$ = 5.4–8.3), причем как в области легких РЗЭ ($(La/Sm)_n$ = 2.4–2.9), так и в диапазоне тяжелых РЗЭ ($(Gd/Yb)_n$ = 1.5–1.8) (рис. 6д). Для пород этой группы отмечается отсутствие или положительная Eu аномалия (Eu/Eu* = 1.02–1.26). Для долеритов *группы 3* фиксируются отрицательные аномалии по Nb, P, Zr–Hf, Ti и положительные аномалии по Ba на мультиэлементных диаграммах (рис. 6е).

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Nd

Данные по изотопному составу Nd (табл. 2, рис. 7) показывают, что долериты трех выделенных групп обнаруживают отличные друг от друга значения Nd изотопных отношений. Долериты *группы 1* демонстрируют повышенные значения отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$, изменяющиеся от 0.512304 до 0.512514, а также высокие значения отношения $^{147}Sm/^{144}Nd$ (0.1654–0.1758). Для долеритов *группы 2* отмечаются более низкие значения отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$, равные 0.512040–0.512073, и $^{147}Sm/^{144}Nd$ = 0.1313–0.1359. Что касается долеритов *группы 3*, то они характеризуются минимальными среди проанализированных пород значениями отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$, варьирующимися от 0.511223 до 0.511544, и низкими величинами отношения $^{147}Sm/^{144}Nd$ (0.1294–0.1324). При расчете на возраст 715 млн лет, значения $\varepsilon_{Nd}(T)$ составили −0.5...−3.9 в породах *группы 1*, −5.3...−6.0 в долеритах *группы 2* и −15.4...−21.5 в породах *группы 3* (табл. 2).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Петрогенезис и источники долеритов

В предыдущих разделах были отмечены различия в геохимических и изотопных характеристиках долеритов трех выделенных групп. Также было показано, что для большинства редкоземельных, высокозарядных и радиоактивных элементов не зафиксировано зависимости их концентраций от вторичных изменений пород и, соответственно, они могут рассматриваться как первичные характеристики долеритов каждой группы, а отношения несовместимых элементов, которые не зависят от процессов частичного плавления и фрак-

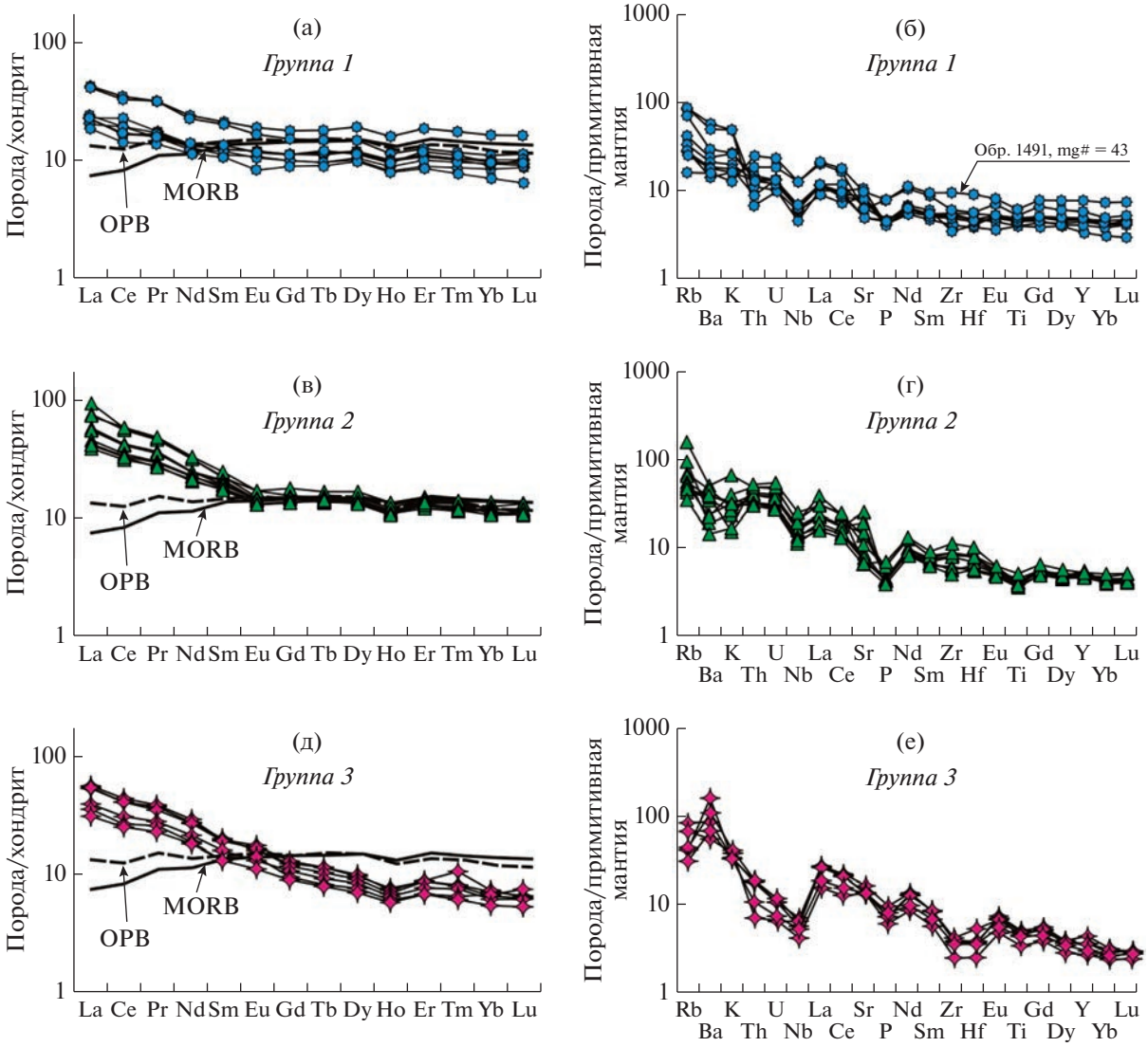

Рис. 6. Распределение редкоземельных элементов (а, в, д), нормированных к составу хондрита (Wakita et al., 1970), и редких элементов (б, г, е), нормированных к составу примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) для долеритов даек Прибайкальского дайкового поля. MORB (базальты срединно-океанических хребтов) показаны по (Sun, McDonough, 1989), OPB (базальты океанических плато) по (Mahoney et al., 1993).

ционной кристаллизации, могут отражать состав источника долеритов.

Первыми рассмотрим петрогенезис неопротерозойских долеритов *группы 1*, которые характеризуются наиболее высокими значениями $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0.512304–0.512514) (рис. 7, 8а, 8б). Эти долериты обнаруживают отрицательную Nb аномалию на мультиэлементных диаграммах ($Nb/Nb^* = 0.43–0.74$) (рис. 6б), но при этом для них не отмечается корреляции между $^{143}Nd/^{144}Nd$ и SiO_2 (рис. 8а) и $(Nb/La)_{pm}–(La/Sm)_n$ (рис. 8в), а также для большинства пород фиксируется отсутствие Eu аномалии на спектрах распределения РЗЭ (рис. 6а). В совокупности эти данные указывают на малую вероятность, что мантийный расплав этих долеритов был контаминирован коровым материалом. Кроме того, варьирующее от 0.74 до 1.33 индикаторное геохимическое отношение $(Th/La)_{pm}$ (рис. 8г), которое в магматических породах основного состава, источники которых контаминированы материалом континентальной коры, всегда больше 1 (Туркина, Ножкин, 2008), также показывает отсутствие добавления корового материала в мантийный источник долеритов *группы 1*. Достаточно высокие концентрации Cr и Ni в наименее дифференцированных долеритах с mg# = 62 (рис. 4г) свидетельствуют о плавлении примитивного мантийного субстрата.

Анализ отношений несовместимых элементов в долеритах позволяет высказать предположение

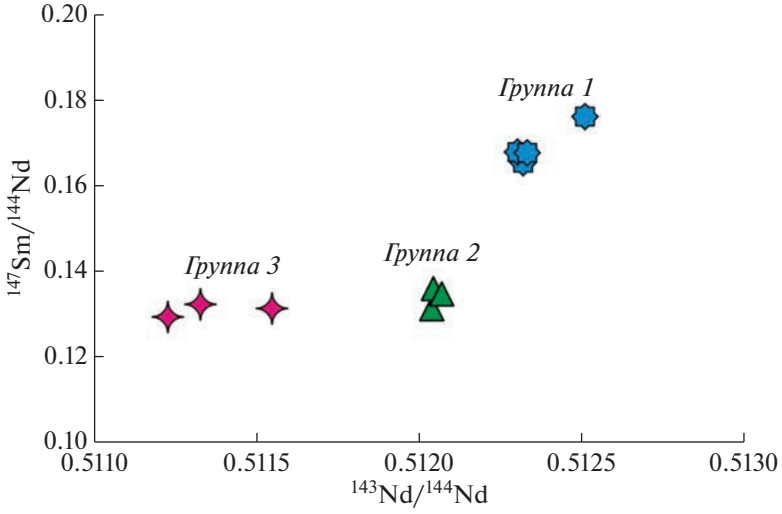

Рис. 7. Диаграмма $^{147}Sm/^{144}Nd$–$^{143}Nd/^{144}Nd$ для долеритов даек Прибайкальского дайкового поля.

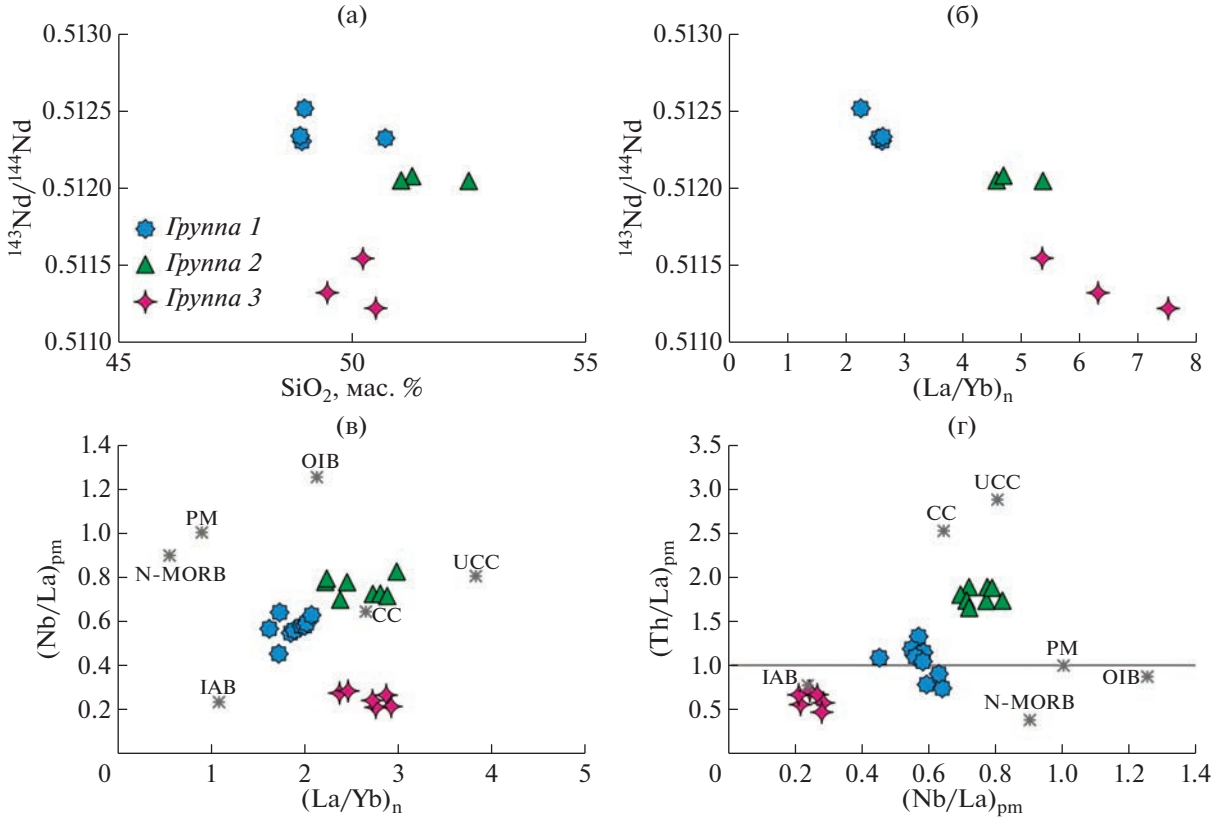

Рис. 8. Диаграммы $^{143}Nd/^{144}Nd$–SiO_2 (а), $^{143}Nd/^{144}Nd$–$(La/Yb)_n$ (б), $(Nb/La)_{pm}$–$(La/Sm)_n$ (в), $(Th/La)_{pm}$–$(Nb/La)_{pm}$ (г) для долеритов даек Прибайкальского дайкового поля. pm – составы нормированы к составу примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989), n – составы нормированы к составу хондрита (Wakita et al., 1970). CC – континентальная кора (средний состав), IAB – островодужные базальты, N-MORB – базальты срединно-океанических хребтов (нормальный тип), OIB – базальты океанических островов, PM – примитивная мантия, UCC – верхняя континентальная кора. Точки составов N-MORB, OIB и PM нанесены по (Sun, McDonough, 1989), точка состава IAB по (Dorendorf et al., 2000), точки составов CC и UCC по (Rudnick, Fountain, 1995).

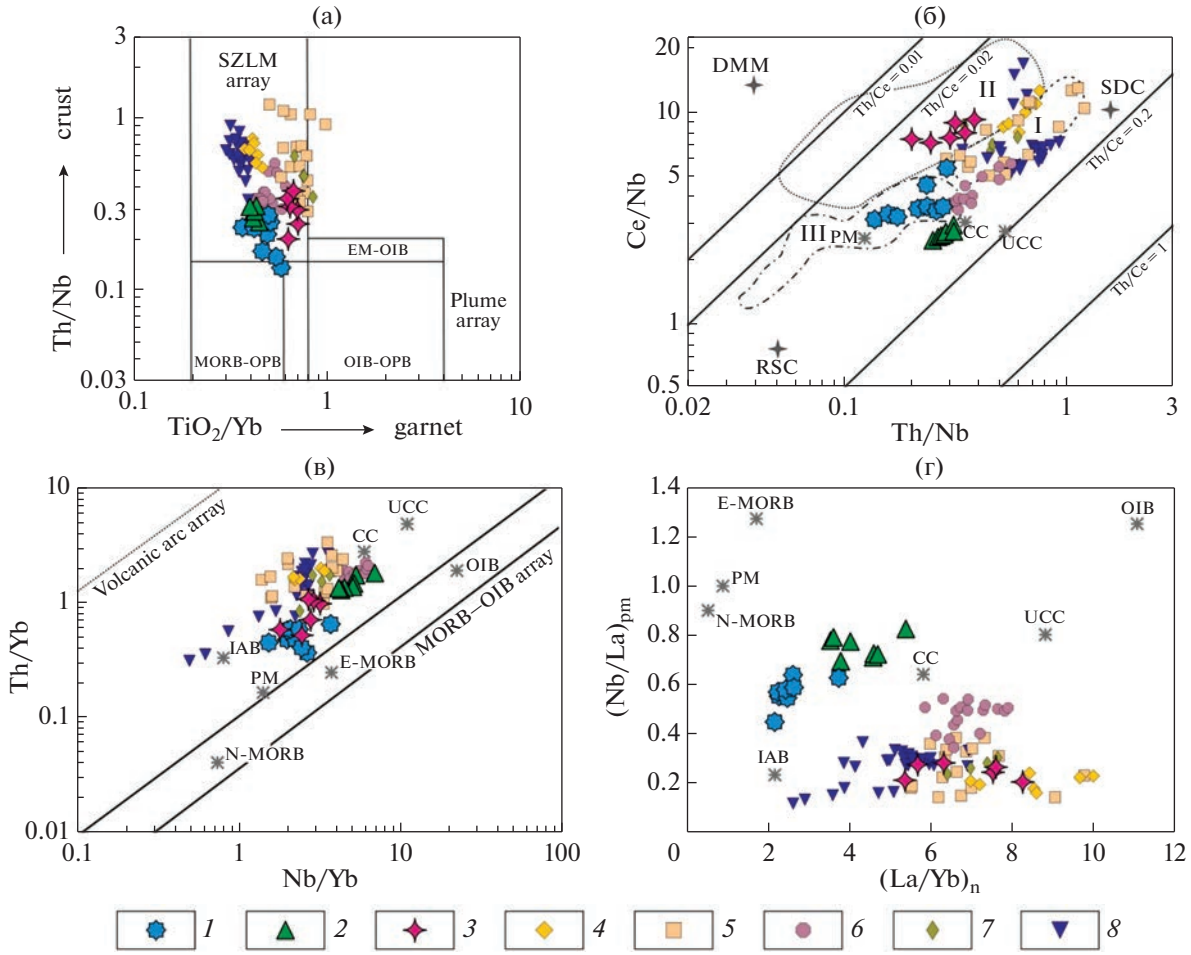

Рис. 9. Диаграммы $Th/Nb–TiO_2/Yb$ (Pearce et al., 2021) (а), Ce/Nb–Th/Nb (Saunders et al., 1988) (б), Th/Yb – Nb/Yb (Pearce, 2008) (в), $(Nb/La)_{pm}–(La/Yb)_n$ (г) для протерозойских долеритов и базальтоидов Западного и Северного Прибайкалья. *1* – долериты *группы 1* Прибайкальского дайкового поля; *2* – долериты *группы 2* Прибайкальского дайкового поля; *3* – долериты *группы 3* Прибайкальского дайкового поля; *4* – базальтоиды малокосинской свиты акитканской серии Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса (~1.88 млрд лет) (Шохонова и др., 2010); *5* – долериты даек Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса (1.84 млрд лет) (Шохонова и др., 2010); *6* – долериты даек чайского комплекса участка Хибелен Северного Прибайкалья (1.75 млрд лет) (Донская и др., 2014); *7* – долериты даек Северо-Байкальского дайкового поля неясного возраста, ранее считавшиеся неопротерозойскими (Скляров и др., 2006); *8* – габброиды и долериты довыренского интрузивного комплекса Олокитской зоны (0.73–0.72 млрд лет) (Арискин и др., 2013, 2015). pm – составы нормализованы к составу примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989), n – составы нормализованы к составу хондрита (Wakita et al., 1970). CC – континентальная кора (средний состав), DMM – деплетированная MORB мантия, EM – обогащенный компонент, IAB – островодужные базальты, N-MORB и E-MORB – базальты срединно-океанических хребтов (N – нормальный тип, E – обогащенный тип), OIB – базальты океанических островов, OPB – базальты океанических плато, PM – примитивная мантия, RSC – реститовый материал океанической коры, SDC – субдукционный компонент, SZLM – субдукционно-модифицированная литосферная мантия, UCC – верхняя континентальная кора. Точки составов N-MORB, E-MORB, OIB и PM нанесены по (Sun, McDonough, 1989), точка состава IAB по (Dorendorf et al., 2000), точки составов CC и UCC по (Rudnick, Fountain, 1995). Поля на диаграмме (б) (Туркина, Ножкин, 2008): I – базальты островных дуг, II – базальты задугового бассейна Лау, III – базальты океанических плато Онтонг Джава и Броккен Ридж.

о возможном источнике данных пород. На диаграмме $Th/Nb–TiO_2/Yb$ (Fig. 9а, Pearce et al., 2021) долериты образуют тренд от поля MORB-OPB в поле SZLM (субдукционно-модифицированная литосферная мантия), что может указывать на формирование данных долеритов в результате плавления источника, образованного в результате смешения мантийного компонента, возможно, близкого к OPB (базальты океанических плато) с материалом континентальной коры или литосферной мантии. Расположение точек составов долеритов в поле базальтов океанических плато Онтонг Джава и Броккен Ридж на диаграмме Ce/Nb–Th/Nb (Fig. 9б, Saunders et al., 1988) также подтверждает вывод о том, что одним из мантийных компонентов, вовлеченных в источник доле-

ритов, мог быть мантийных источник, близкий по составу к базальтам океанических плато (OPB). Отдельно подчеркнем, что в связи с тем, что формирование неопротерозойских долеритов имело место в структуре уже сформированного Сибирского кратона, то речь не идет об океаническом плато, как геодинамической обстановке формирования долеритов. В данном случае, геохимические характеристики долеритов указывают только на состав мантии, подвергшейся плавлению, которая находилась под этой частью кратона, и соответствовала, по-видимому, составу глубинной, возможно астеносферной, мантии, близкой по составу базальтам типа OPB. В то же время, все долериты *группы 1* обнаруживают отрицательную Nb аномалию на мультиэлементных диаграммах (рис. 6г), отрицательные значения $\varepsilon_{Nd}(T)$ (–0.5...–3.9) и на диаграмме Th/Yb–Nb/Yb (Pearce, 2008) располагаются выше поля базальтов N-MORB–E-MORB – OIB (рис. 9в). Эти данные указывают на вклад в мантийный расплав либо материала континентальной коры, либо литосферной мантии. Как мы уже показали выше, отмеченные геохимические и изотопные характеристики долеритов не связаны с процессами коровой контаминации, поэтому наиболее вероятным представляется добавление к мантийному источнику типа OPB субконтинентального литосферного мантийного источника, с геохимическими характеристиками субдукционных базальтов и низкими значениями отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$, который был сформирован при предшествующих становлению кратона субдукционных событиях.

Долериты *группы 2* слагают маломощные дайки, располагающиеся как отдельно, так и в непосредственном контакте с более мощными дайками *группы 1.* Долериты *группы 2* характеризуются по сравнению с долеритами *группы 1* более высокими концентрациями Th и Nb (рис. 5а), более низкими значениями отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0.512040–0.512073) (рис. 7, 8а, 8б), отрицательными Eu аномалиями на спектрах распределения РЗЭ (рис. 6в, 8е), высокими значениями отношения $(Th/La)_{pm}$, составляющими 1.64–1.87 (рис. 8г), а также хорошо проявленными отрицательными аномалиями по Nb ($Nb/Nb^* = 0.52–0.62$), P и Ti на мультиэлементных диаграммах (рис. 6г). Наименее фракционированные разности долеритов *группы 2* с mg# = 60–63 обнаруживают более низкие концентрации Cr и Ni по сравнению с долеритами *группы 1* с близкой магнезиальностью (рис. 4г). Неопротерозойский возраст долеритов данной группы был определен условно на основании расположения одной из даек в прямом контакте с дайкой долеритов *группы 1.* Однако в пользу близкого возраста долеритов обеих групп может служить тот факт, что на всех дискриминационных диаграммах (рис. 8а–8г, 9а–9г) точки составов долеритов *группы 2* образуют единый тренд с долеритами *группы 1*, прослеживающийся в направлении точки состава континентальной коры (рис. 8в, 8г). Кроме того, долериты *группы 2* обнаруживают не только более низкие значения $^{143}Nd/^{144}Nd$ по сравнению с долеритами *группы 1*, но и более высокие концентрации SiO_2, что также свидетельствует в пользу коровой контаминации мантийного источника долеритов *группы 2* (рис. 8а). Таким образом, на основании совокупности геохимических и изотопных данных по долеритам *группы 2* можно сделать вывод о добавлении материала континентальной коры к веществу их мантийного источника, предположительно единого с долеритами *группы 1.*

Долериты *группы 3*, для которых отсутствуют надежные оценки возраста, имеют геохимические и Nd изотопные составы, а также отношения несовместимых элементов сильно отличающиеся от долеритов двух рассмотренных выше групп (рис. 5–9). В частности, для данных пород характерна хорошо проявленная отрицательная Nb аномалия на мультиэлементных диаграммах ($Nb/Nb^* = 0.25–0.40$) (рис. 6е), отсутствие или положительные Eu аномалии на спектрах распределения РЗЭ (рис. 6д, 8е), низкие значения отношения $(Th/La)_{pm}$, варьирующиеся от 0.29 до 0.71, которые отличаются от пород континентальной коры с $(Th/La)_{pm} > 1$ (рис. 8г), а также очень низкие значения отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0.511223–0.511544), не образующие корреляционные тренды ни с SiO_2, ни с долеритами других групп (рис. 8а). В совокупности, все отмеченные выше геохимические и изотопные характеристики долеритов *группы 3* указывают на малую вероятность добавления корового компонента в источник долеритов и являются непосредственными характеристиками их мантийного источника. Проанализированные долериты обнаруживают высокие значения отношения Ce/Nb и на диаграмме Ce/Nb–Th/Nb (Saunders et al., 1988) смещаются в поля субдукционно-связанных магматических источников, в частности, в поле базальтов задуговых бассейнов (рис. 9б). Низкие значения отношений некоторых сильнонесовместимых элементов, например, $(Th/La)_{pm} = 0.56–0.71$, $(Nb/La)_{pm} = 0.21–0.28$ близки к базальтам типа IAB (рис. 8в, 8г, 9г). На диаграмме $Th/Nb–TiO_2/Yb$ (Pearce et al., 2021) (рис. 9а) долериты *группы 3* образуют вертикальный тренд в поле SZLM (субдукционно-модифицированная литосферная мантия), что в совокупности с индикаторными геохимическими отношениями $(Th/La)_{pm}$, $(Nb/La)_{pm}$, Ce/Nb, Th/Nb может указывать на их формирование в результате плавления субконтинентальной литосферной мантии, обогащенной субдукционными компонентами. В связи с тем, что субдукцион-

ные процессы в пределах Акитканского орогенного пояса Сибирского кратона, породы которого прорывают данные долериты, завершились на временном рубеже около 2.0 млрд лет (Неймарк и др., 1998; Donskaya, 2020), то, вероятно, и субконтинентальная литосферная мантия с надсубдукционными геохимическими характеристиками, которая могла служить источником для данных долеритов, была сформирована в ходе этих субдукционных процессов, предшествовавших формированию Акитканского орогенного пояса и становлению единой структуры Сибирского кратона (Donskaya, 2020).

Сопоставление с протерозойскими долеритами Северного Прибайкалья

В настоящее время в Северном Прибайкалье фиксируется три этапа протерозойского базитового магматизма: (1) палеопротерозойский (1.88–1.84 млрд лет), связанный с заключительными стадиями становления Сибирского кратона; (2) позднепалеопротерозойский (~1.75 млрд лет), отражающий стадию внутриконтинетального растяжения; (3) неопротерозойский (~0.72 млрд лет), приведший к отделению Сибирского кратона от суперконтинента Родиния (рис. 1б) (Гладкочуб и др., 2007, 2010, 2019; Шохонова и др., 2010; Gladkochub et al., 2010; Ernst et al., 2016; Donskaya, Gladkochub, 2021). На основании геохимических и изотопных данных для палеопротерозойских и позднепалеопротерозойских магматических пород основного состава были расшифрованы их магматические источники. В частности, показано, что источником долеритов комбинированных долерит – риолитовых даек с возрастом 1844 ± ± 11 млн лет (U–Pb, циркон, SHRIMP) Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса могла быть тугоплавкая часть литосферной мантии метасоматизированная субдукционными флюидами, а источником базальтоидов малокосинской свиты акитканской серии, имеющих возраст приблизительно 1.88 млрд лет, – обогащенная субконтинентальная литосферная мантия (Шохонова и др., 2010). Для позднепалеопротерозойских даек долеритов чайского комплекса Тимптонской крупной магматической провинции предполагается плавление контаминированного континентальной корой мантийного источника (Донская и др., 2014). Что касается неопротерозойских долеритов, то природа источников этих даек до настоящего времени являлась дискуссионной, в связи с тем, что часть даек долеритов, прорывающих породы Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса в районе мыса Заворотный и ручья Сухой, для которых предполагался неопротерозойский возраст (Гладкочуб и др., 2007), оказались палеопротерозойскими образованиями (Шохонова и др., 2010). Еще одним интересным моментом при обсуждении источников долеритов даек Западного Прибайкалья является их сопоставление с неопротерозойскими (0.73–0.72 млрд лет) магматическими породами основного состава довыренского интрузивного комплекса Северного Прибайкалья (рис. 1а), включающего в себя рудоносный (Cu-Ni-ЭПГ) Йоко-Довыренский базит-ультрабазитовый массив (Арискин и др., 2013, 2015). Важным моментом при такой корреляции является тот факт, что породы довыренского комплекса расположены в пределах Олокитской зоны (Олокитского прогиба), принадлежность которого к Сибирскому кратону или Центрально-Азиатскому складчатому поясу до сих пор является предметом дискуссий (Рыцк и др., 2002; Ковач и др., 2020; Орсоев и др., 2022), что делает нерешенным вопрос о нахождении Олокитской зоны в протерозое в структуре “северобайкальской” части Сибирского кратона.

Представленные в данной работе результаты детального геохимического и изотопного изучения долеритов даек Прибайкальского дайкового поля Западного Прибайкалья позволили провести сравнение геохимических и изотопных характеристик протерозойских магматических пород основного состава Северного и Западного Прибайкалья.

Проанализированные неопротерозойские долериты *группы 1* и *группы 2* Прибайкальского дайкового поля обнаруживают изотопные и геохимические характеристики, в том числе отношения несовместимых элементов, являющиеся характеристикой источников, существенно отличные от палеопротерозойских базальтоидов и долеритов Северного Прибайкалья как с возрастом 1.88–1.84 млрд лет, так и с возрастом 1.75 млрд лет, что свидетельствуют о их формировании за счет плавления отличного от палеопротерозойских долеритов мантийного источника (табл. 3, рис. 9а–9г, 10). Также неопротерозойские долериты Прибайкальского дайкового поля имеют отличающиеся геохимические и изотопные характеристики и от неопротерозойских магматических пород довыренского комплекса Северного Прибайкалья (табл. 3, рис. 9а–9г, 10).

Что касается долеритов *группы 3*, для которых не был определен возраст, то для них характерны отношения несовместимых элементов близкие долеритам с возрастом 1.84 млрд лет Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса (табл. 3) и на дискриминационных диаграммах эти долериты образуют перекрывающиеся поля (рис. 9а–9г). Также отметим, что сходные отношения несовместимых элементов имеют и долериты, относимые ранее к неопротерозойскому Северо-Байкальскому дайковому полю в районе мыса Заворотный оз. Байкал (рис. 9а–9г). Кроме того, точки изотопного состава Nd *группы 3* попадают в

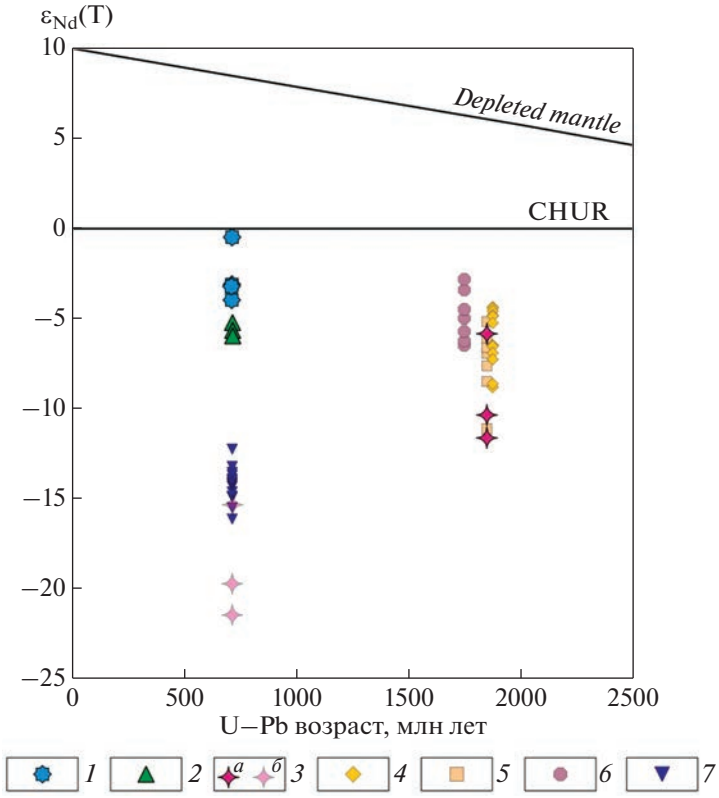

Рис. 10. Диаграмма $\varepsilon_{Nd}(T)$–U–Pb возраст для протерозойских долеритов и базальтоидов Западного и Северного Прибайкалья. *1* – долериты *группы 1* Прибайкальского дайкового поля; *2* – долериты *группы 2* Прибайкальского дайкового поля; *3* – долериты *группы 3* Прибайкальского дайкового поля: *а* – расчет на возраст 1840 млн лет, *б* – расчет на возраст 715 млн лет; *4* – базальтоиды малокосинской свиты акитканской серии Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса (~1.88 млрд лет) (изотопный состав Nd по (Неймарк и др., 1998; Шохонова и др., 2010)); *5* – долериты даек Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса (1.84 млрд лет) (изотопный состав Nd по (Шохонова и др., 2010)); *6* – долериты даек чайского комплекса участка Хибелен Северного Прибайкалья (1.75 млрд лет) (изотопный состав Nd по (Гладкочуб и др., 2007; Донская и др., 2014)); *7* – габброиды и долериты довыренского интрузивного комплекса Олокитской зоны (0.73–0.72 млрд лет) (Арискин и др., 2015).

Таблица 3. Геохимические и изотопные характеристики протерозойских магматических пород основного состава Западного и Северного Прибайкалья

Геохимические и изотопные критерии	Долериты *группы 1* (0.72 млрд лет)	Долериты *группы 2* (0.72 млрд лет?)	Долериты *группы 3* (1.84 млрд лет?)	Долериты чайского комплекса участка Хибелен (1.75 млрд лет)*	Долериты даек Северо-Байкальского пояса (1.84 млрд лет)**	Базальтоиды малоко-синской свиты (1.88 млрд лет)**	Габброиды и долериты довыренского комплекса (0.73–0.72 млрд лет)***
Ce/Nb	3.13–5.46	2.46–2.89	7.21–9.22	3.48–5.70	5.12–13.20	8.17–12.81	5.19–16.93
Th/Nb	0.14–0.29	0.25–0.31	0.20–0.38	0.31–0.56	0.29–1.20	0.52–0.76	0.34–0.92
$(Nb/La)_{pm}$	0.45–0.64	0.69–0.82	0.21–0.28	0.35–0.55	0.14–0.38	0.16–0.24	0.12–0.37
$(La/Yb)_n$	2.2–3.8	3.5–5.4	5.4–8.3	5.9–7.9	5.5–9.8	7.0–10.0	2.6–6.9
$^{143}Nd/^{144}Nd$	0.512304–0.512514	0.512040–0.512073	0.511223–0.511544	0.511643–0.511711	0.511268–0.511552	0.511261–0.511406	0.511457–0.511779

Примечания. Химические и изотопные составы по * (Донская и др., 2014), ** (Шохонова и др., 2010), *** (Арискин и др., 2013, 2015).

поле изотопного состава долеритов с возрастом 1.84 млрд лет Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса при расчете $\varepsilon_{Nd}(T)$ на 1.84 млрд лет (рис. 10). Таким образом, можно высказать предположение, что изученные долериты *группы 3* Прибайкальского дайкового поля и долериты даек Северо-Байкальского дайкового поля, рассматривающиеся ранее как неопротерозойские образования, по всей видимости имеют палеопротерозойский возраст (около 1.84 млрд лет) и принадлежат к Южно-Сибирскому постколлизионному магматическому поясу (Donskaya, Gladkochub, 2021). Теоретически, можно предположить, что долериты *группы 3* Прибайкальского дайкового пояса имеют неопротерозойский возраст и были образованы за счет плавления мантийного источника с длительной предысторий, что обеспечило сильно отрицательные значения $\varepsilon_{Nd}(T)$ в этих породах при расчете на возраст 715 млн лет (табл. 2, рис. 10). Сопоставление химических и изотопных составов долеритов *группы 3* с неопротерозойскими габброидами и долеритами довыренского комплекса Северного Прибайкалья, которые характеризуются значительными отрицательными значениями $\varepsilon_{Nd}(T)$ (рис. 10) и являлись производными плавления долгоживущей надсубдукционной литосферной мантии (Арискин и др., 2015), не исключает полностью варианта формирования долеритов *группы 3* в неопротерозое. Однако породы довыренского комплекса принадлежат отдельной структуре Олокитской зоны (прогиба), располагающейся на значительном удалении от изученных пород Прибайкальского дайкового пояса (рис. 1а). Поэтому идея о том, что долериты *группы 3*, имеющие близкие изотопные и геохимические характеристики с палеопротерозойскими магматическим породами Байкальского выступа фундамента, имеют палеопротерозойский, а не неопротерозойский возраст, выглядит, на наш взгляд, более предпочтительной.

Трудность разделения разновозрастных даек долеритов в пределах Байкальского выступа фундамента Сибирского кратона на основе геологических и петрографических данных заключается в том, что все протерозойские дайки имеют близкое северное и северо-восточное простирание, соответствующее направлению Байкальского выступа фундамента (рис. 1), а их основными породообразующими минералами являются клинопироксен и плагиоклаз (Скляров и др., 2006; Гладкочуб и др., 2007; Шохонова и др., 2010; Донская и др., 2014; Donskaya, Gladkochub, 2021). В связи с этим геохимические критерии являются основными для отнесения недатированных долеритов Западного и Северного Прибайкалья к одной из выделенных групп (1.88–1.84, 1.75 или 0.72 млрд лет), так как долериты каждой возрастной группы имеют контрастные геохимические характеристики (табл. 3, рис. 9а–9г).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Долериты даек Прибайкальского дайкового поля Байкальского выступа фундамента Сибирского кратона, характеризующиеся близкими структурно-геологическими и минералогическими особенностями, на основании петрографических, геохимических и изотопных данных были разделены на три группы.

В первую группу были объединены среднекрупнозернистые долериты неопротерозойского (715 млн лет) возраста, слагающие относительно мощные (более 5–10 м) дайковые тела. Долериты демонстрируют низкие концентрации Th и Nb, слабо фракционированное распределение РЗЭ при отсутствии или слабовыраженной Eu аномалии, а также отрицательную Nb аномалию на мультиэлементных диаграммах. Для долеритов фиксируются незначительные отрицательные значения $\varepsilon_{Nd}(T)$, варьирующиеся от –0.5 до –3.9, и повышенные значения отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$, изменяющиеся от 0.512304 до 0.512514. Совокупность геохимических и изотопных данных показывает, что неопротерозойские долериты данной группы могли быть образованы в результате частичного плавления мантийного источника, образованного в результате смешения мантийных компонентов близких по составам к базальтам океанических плато и надсубдукционной субконтинентальной литосферной мантии.

Во вторую группу включены мелкозернистые долериты, предположительно неопротерозойского возраста, слагающие маломощные (1–5 м) дайки, в том числе дайки, располагающиеся в непосредственном контакте с дайками долеритов первой группы. Для пород второй группы характерны более высокие концентрации Th и Nb по сравнению с долеритами первой группы, фракционированное распределение редкоземельных элементов, слабовыраженная отрицательная Eu аномалия, отрицательные аномалии по Nb, P и Ti на мультиэлементных диаграммах, а также отрицательные значения $\varepsilon_{Nd}(T)$, изменяющиеся от –5.3 до –6.0 ($^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0.512040–0.512073). Геохимические и изотопные данные по долеритам второй группы указывают на их возможное формирование в результате плавления мантийного источника, вероятно, единого для долеритов первой и второй групп при добавлении к нему материала континентальной коры.

В третью группу объединены среднезернистые долериты, слагающие отдельные дайковые тела, для которых нет точных данных об их возрасте. Долериты этой группы имеют совокупность геохимических и изотопных характеристик, отличающих их от неопротерозойских долеритов. Долериты третьей группы обнаруживают низкие концентрации Th и Nb, фракционированное распределение редкоземельных элементов, отсутствие или положи-

тельную Eu аномалию. Породы характеризуются отрицательными аномалиями по Nb, P, Zr-Hf, Ti на мультиэлементных диаграммах, низкими значениями отношения $(Th/La)_{pm}$ и очень низкими значениями отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$, варьирующимися от 0.511223 до 0.511544, что указывает на возможное формирование этих долеритов в результате плавления субконтинентальной литосферной мантии, обогащенной субдукционными компонентами.

Сопоставление химических и изотопных составов долеритов Прибайкальского дайкового поля с составами палеопротерозойских долеритов Северного Прибайкалья показало, что долериты первой и второй групп обнаруживают геохимические и изотопные характеристики существенно отличающиеся как от базальтоидов с возрастом 1.88 млрд лет и долеритов с возрастом 1.84 млрд лет Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, так и от долеритов с возрастом 1.75 млрд лет чайского комплекса. Напротив, долериты третьей группы показали геохимические и изотопные характеристики близкие долеритам даек с возрастом 1.84 млрд лет Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, что позволяет допускать палеопротерозойский возраст данных пород и делать выводы о их принадлежности Южно-Сибирскому постколлизионному магматическому поясу. Таким образом, новые данные демонстрируют, как прецизионные геохимические и изотопные характеристики базитов могут быть использованы для решения вопроса об отнесении тех или иных интрузивных образований основного состава к определенным геологическим комплексам, имеющим надежно установленную возрастную позицию.

Авторы благодарны научному редактору журнала и рецензентам за конструктивные замечания, позволившие улучшить качество статьи.

Геохимические и изотопные исследования выполнены при поддержке Российского научного фонда (грант № 18-17-00101), а геологические исследования при поддержке гранта Правительства Российской Федерации № 075-15-2022-1100. В работе задействовалось оборудование ЦКП "Геодинамика и геохронология" Института земной коры СО РАН в рамках гранта № 075-15-2021-682.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арискин А.А., Костицын Ю.А., Конников Э.Г., Данюшевский Л.В., Меффре С., Николаев Г.С., Мак-Нил Э., Кислов Е.В., Орсоев Д.А. (2013) Геохронология Довыренского интрузивного комплекса в неопротерозое (Северное Прибайкалье, Россия). *Геохимия*. (11), 955-972.

Ariskin A.A., Kostitsyn Yu.A., Konnikov E.G., Danyushevsky L.V., Meffre S., Nikolaev G.S., McNeill A., Kislov E.V., Orsoev D.A. (2013) Geochronology of the Dovyren Intrusive Complex, Northwestern Baikal Area, Russia, in the Neoproterozoic. *Geochemistry International*. **51**(11), 859-875.

Арискин А.А., Данюшевский Л.В., Конников Э.Г., Маас Р., Костицын Ю.А., Мак-Нил Э., Меффре С., Николаев Г.С., Кислов Е.В. (2015) Довыренский интрузивный комплекс (Северное Прибайкалье, Россия): изотопно-геохимические маркеры контаминации исходных магм и экстремальной обогащенности источника. *Геология и геофизика*. **56**(3), 528-556.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Скляров Е.В., Пономарчук В.А. (2007) Комплексы-индикаторы процессов растяжения на юге Сибирского кратона в докембрии. *Геология и геофизика*. **48**(1), 22-41.

Гладкочуб Д.П., Писаревский С.А., Эрнст Р., Донская Т.В., Седерлунд У., Мазукабзов А.М., Хейнс Дж. (2010) Крупная магматическая провинция (КМП) с возрастом ~1750 млн лет на площади Сибирского кратона. *ДАН*. **430**(5), 654-657.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Эрнст Р.Е., Седерлунед У. Мазукабзов А.М., Шохонова М.Н. (2019) Расширение ареала Тимптонской крупной магматической провинции (~1.75 млрд лет) Сибирского кратона. *Геодинамика и тектонофизика*. **10**(4), 829-839.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Шохонова М.Н., Мазукабзов А.М. (2014) Особенности составов и источники расплавов позднепалеопротерозойских базитов Северного Прибайкалья. *Геология и геофизика*. **55**(11), 1615-1634.

Ковач В.П., Рыцк Е.Ю., Великославинский С.Д., Кузнецов А.Б., Ван К.-Л., Чун С.-Л. (2020) Возраст детритового циркона и источники сноса терригенных пород Олокитской зоны (Северное Прибайкалье). *Доклады Российской Академии наук. Науки о Земле*. **493**(2), 36-40.

Мехоношин А.С., Эрнст Р., Седерлунд У., Гамильтон М.А., Колотилина Т.Б., Изох А.Э., Поляков Г.В., Толстых Н.Д. (2016) Связь платиноносных ультрамафит-мафитовых интрузивов с крупными изверженными провинциями (на примере Сибирского кратона). *Геология и геофизика*. **57**(5), 1043-1057.

Неймарк Л.А., Ларин А.М., Немчин А.А., Овчинникова Г.В., Рыцк Е.Ю. (1998) Геохимические, геохронологические (U-Pb) и изотопные (Pb, Nd) свидетельства анорогенного характера магматизма Северо-Байкальского вулкано-плутонического пояса. *Петрология*. **6**(4), 139-164.

Орсоев Д.А., Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Бадмацыренова Р.А., Дриль С.И., Посохов В.Ф. (2022). Неопротерозойские метабазальты тыйского комплекса Олокитского рифтогенного прогиба (Байкало-Муйский пояс): состав, U-Pb возраст, изотопно-геохимическая характеристика, геодинамические следствия. *Геология и геофизика*. **63**(7), 915-934.

Попов Н.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Постников А.А., Тимофеев В.Ф., Березкин В.И., Ларин А.М., Федосеенко А.М., Яковлева С.З. (2012) Диабазы куранахского комплекса западной части Алдано-Становo-

го щита: возраст и тектоническое положение. *ДАН*. **442**(3), 365-368.

Рыцк Е.Ю., Шалаев В.С., Ризванова Н.Г., Крымский Р.Ш., Макеев А.Ф., Риле Г.В. (2002) Олокитская зона Байкальской складчатой области: новые изотопно-геохронологические и петрохимические данные. *Геотектоника*. (1), 29-41.

Скляров Е.В. (ред.) (2006) Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 367 с.

Туркина О.М., Ножкин А.Д. (2008) Океанические и рифтогенные метавулканические ассоциации зеленокаменных поясов северо-западной части Шарыжалгайского выступа, Прибайкалье. *Петрология*. **16**(5), 501-526.

Шохонова М.Н., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Падерин И.П. (2010) Палеопротерозойские базальтоиды Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса Сибирского кратона: возраст и петрогенезис. *Геология и геофизика*. **51**(8), 1049-1072.

Эрнст Р.Е., Округин А.В., Веселовский Р.В., Камо С.Л., Гамильтон М.А., Павлов В.Э., Сёдерлунд У., Чемберлейн К.Р., Роджерс К. (2016) Куонамская крупная изверженная провинция (север Сибири, 1501 млн лет): U-Pb геохронология, геохимия и корреляция с синхронным магматизмом других кратонов. *Геология и геофизика*. **57**(5), 833-855.

Donskaya T.V. (2020) Assembly of the Siberian Craton: Constraints from Paleoproterozoic granitoids. *Precambrian Res*. **348**, 105869.

Donskaya T.V., Gladkochub D.P. (2021) Post-collisional magmatism of 1.88–1.84 Ga in the southern Siberian Craton: An overview. *Precambrian Res*. **367**, 106447.

Dorendorf F., Wiechert U., Wörner G. (2000) Hydrated sub-arc mantle: a source for the Klyuchevskoy volcano, Kamchatka/Russia. *Earth Planet. Sci. Lett.* **175**, 69-86.

Ernst R.E., Buchan K.L., Hamilton M.A., Okrugin A.V., Tomshin M.D. (2000) Integrated paleomagnetism and U–Pb geochronology of mafic dikes of the eastern Anabar Shield region, Siberia: implications for Mesoproterozoic paleolatitude of Siberia and comparison with Laurentia. *J. Geol.* **108**(4), 381-401.

Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., LeCheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.N. (2016) Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic. *Nat. Geosci*. **9**(6), 464-469.

Evans D.A.D., Veselovsky R.V., Petrov P.Yu., Shatsillo A.V., Pavlov V.E. (2016) Paleomagnetism of Mesoproterozoic margins of the Anabar Shield: A hypothesized billion-year partnership of Siberia and northern Laurentia. *Precambrian Res*. **281**, 639-655.

Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Reddy S.M., Poller U., Bayanova T.B., Mazukabzov A.M., Dril S., Todt W., Pisarevsky S.A. (2009) Palaeoproterozoic to Eoarchaean crustal growth in southern Siberia: a Nd-isotope synthesis. *Geol. Soc. London, Spec. Publ*. **323**, 127-143.

Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Ernst R.E., Wingate M.T.D., Söderlund U., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Hamilton M.A., Hanes J.A. (2010) Proterozoic mafic magmatism in Siberian craton: An overview and implications for paleocontinental reconstruction. *Precambrian Res.* **183**, 660-668.

Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Pisarevsky S.A., Salnikova E.B., Mazukabzov A.M., Kotov A.B., Motova Z.L., Stepanova A.V., Kovach V.P. (2021) Evidence of the latest Paleoproterozoic (~1615 Ma) mafic magmatism the southern Siberia: extensional environments in Nuna supercontinent. *Precambrian Res.* **354**, 106049.

Ivanov A.V., Levitskii I.V., Levitskii V.I., Corfu F., Demonterova E.I., Reznitskii L.Z., Pavlova L.A., Kamenetsky V.S., Savatenkov V.M., Powerman V.I. (2019) Shoshonitic magmatism in the Paleoproterozoic of the south-western Siberian Craton: An analogue of the modern post-collision setting. *Lithos*. **328–329**, 88-100.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. (1984) Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II. *Earth Planet. Sci. Lett*. **67**, 137-150.

Jensen L.S. (1976) A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Department of Mines, Miscellaneous Pap.

LeBas M.J., Lemaitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram. *J. Petrol*. **27**(3), 745-750.

Mahoney J.J., Storey M., Duncan R.A., Spencer K.J., Pringle M. (1993) Geochemistry and age of the Ontong Java Plateau. In: *The Mesozoic Pacific: Geology, Tectonics, and Volcanism*. Washington, D.C.: AGU. Geophys. Monogr. Ser. **77**, 233-261.

Panteeva S.V., Gladkochoub D.P., Donskaya T.V., Markova V.V., Sandimirova G.P. (2003) Determination of 24 trace elements in felsic rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry after lithium metaborate fusion. *Spectrochim. Acta, Part B*. **58**(2), 341-350.

Pearce J.A. (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*. **100**, 14-48.

Pearce J.A., Ernst R.E., Peate D.W., Rogers C. (2021) LIP printing: Use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record. *Lithos*. **392–393**, 106068.

Pin C., Santos-Zalduegui J.F. (1997). Sequential separation of light rare- earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: Application to isotopic analyses of silicate rocks. *Analytica Chimica Acta*. **339**, 79-89.

Romanov M., Sovetov Ju.K., Vernikovsky V.A., Rosenbaum G., Wilde S.A., Vernikovskaya A.E., Matushkin N.Yu., Kadilnikov P.I. (2021) Late Neoproterozoic evolution of the southwestern margin of the Siberian Craton: evidence from sedimentology, geochronology and detrital zircon analysis. *Int. Geol. Rev*. **63**(13), 1658-1681.

Rudnick R.L., Fountain D.M. (1995) Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics*. **33**, 267-309.

Savelev A.D., Malyshev S.V., Savatenkov V.M., Ignatov D.D., Kuzkina A.D. (2020) Meso-Neoproterozoic Mafic Sills along the South-Eastern Margin of the Siberian Craton, SE Yakutia: Petrogenesis, Tectonic and Geochemical Features. *Minerals*. **10**, 805.

Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J. (1988) Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: Trace element constraints. *J. Petrol. (Special Lithosphere Issue)*, 415-445.

Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Menshagin Yu.V., Watanabe T., Pisarevsky S.A. (2003) Neoproterozoic mafic dike swarms of the Sharyzhalgai metamorphic massif (southern Siberian craton). *Precambrian Res.* **122**, 359-376.

Sun S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes Basins. In *Magmatism in the oceanic basins* (Eds. Saunders A.D., Norry M.J.). Geol. Soc. London, Spec. Publ. **42**, 313-345.

Villa I.M., Holden N.E., Possolo A., Ickert R.B., Hibbert D.B., Renne P.R. (2020) IUPAC-IUGS recommendation on the half-lives of ^{147}Sm and ^{146}Sm. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **285,** 70-77.

Wakita H., Schmitt R.A., Rey P. (1970) Elemental abundances of major, minor, and trace elements in Apollo 11 lunar rocks, soil and core samples. *Proceedings of the Apollo 11 Lunar Science Conference*, 1685-1717.

Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Konstantinov K.M., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M. (2009) Geochronology and paleomagnetism of mafic igneous rocks in the Olenek Uplift, northern Siberia: Implications for Mesoproterozoic supercontinents and paleogeography. *Precambrian Res.* **170**(3–4), 256-266.