

ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ ГИБРИДНЫХ ПОРОД ИЗ ЗОН ЭНДОКОНТАКТА КАК СПОСОБ ВЫЯСНЕНИЯ ВОЗРАСТА ВНЕДРЕНИЯ БАЗИТОВ

(южный фланг Сибирского кратона)

Д.П. Гладкочуб¹, Т.В. Донская¹, М.Т.Д. Вингейт^{2,3,4,5}, А.М. Мазукабзов¹,
С.А. Писаревский^{3,4}, Т.А. Корнилова¹

¹ Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

² Geological Survey of Western Australia, East Perth, WA 6004, Australia

³ ARC Centre of Excellence for Core to Crust Fluid Systems (CCFS) and The Institute for Geoscience Research (TIGeR),
Department of Applied Geology, Curtin University, Australia

⁴ School of Earth and Environment, University of Western Australia, Australia

⁵ Center for Exploration Targeting, School of Earth and Environment, University of Western Australia, Australia

Комплекс геологических наблюдений и петролого-геохимических критериев позволил выявить присутствие гибридных пород в зоне эндоконтакта дайки долеритов. Гибридные породы возникли в результате смешения вещества базитовой интрузии с кислым расплавом, образованным за счет плавления метаморфических пород, слагающих Голоустенский выступ фундамента Сибирского кратона, при термальном воздействии на них со стороны внедрявшейся дайки. Методом SHRIMP-анализа в составе гибридной породы были выявлены две возрастные группы цирконов. Установлено, что возраст палеопротерозойских захваченных цирконов (1902, 1864, 1859 и 1855 млн лет) отражает вклад древних источников вещества в состав гибридной породы. Возраст молодых, первично-магматических цирконов, образовавшихся в результате плавления вещества в зоне эндоконтакта базитовой интрузии, составляет 494 ± 5 млн лет, отражает время формирования гибридных пород и, соответственно, указывает на время внедрения базитов в метаморфическую раму. Отмечено, что дайки близкого возраста, обладающие сходными геохимическими характеристиками, присутствуют на значительной территории южного фланга Сибирского кратона — от Голоустенского до Бирюсинского выступов.

Долерит, гибридная порода, дайка, ранний палеозой, циркон, растяжение, Сибирский кратон.

USING THE ISOTOPE DATING OF ENDOCONTACT HYBRID ROCKS FOR THE AGE DETERMINATION OF MAFIC ROCKS (southern Siberian craton)

D.P. Gladkochub, T.V. Donskaya, M.T.D. Wingate, A.M. Mazukabzov, S.A. Pisarevsky, and T.A. Kornilova

Geological observations and petrological and geochemical criteria are used to detect hybrid rocks at the endocontact of a dolerite dike. The hybrid rocks were produced when the material of a mafic intrusion mixed with a felsic melt. The latter was produced by the melting of the metamorphic rocks making up the Goloustnaya basement inlier of the Siberian craton, under the thermal effect of the intruded dike. Two age groups of zircons have been identified in the hybrid rock by SHRIMP analysis. The Paleoproterozoic age of inherited zircon (1902, 1864, 1859, and 1855 Ma) reflects the contribution of ancient sources to the hybrid-rock composition. The young, primary-magmatic, zircon grains, produced by melting at the endocontact of the mafic intrusion (494 ± 5 Ma), are coeval with the hybrid rocks, and their age indicates when the mafic rocks intruded the metamorphic framework. Dikes of close age, with similar geochemical characteristics, are present on the southern margin of the Siberian craton — from Goloustnaya to Biryusa salients.

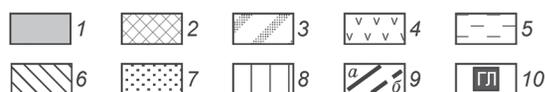
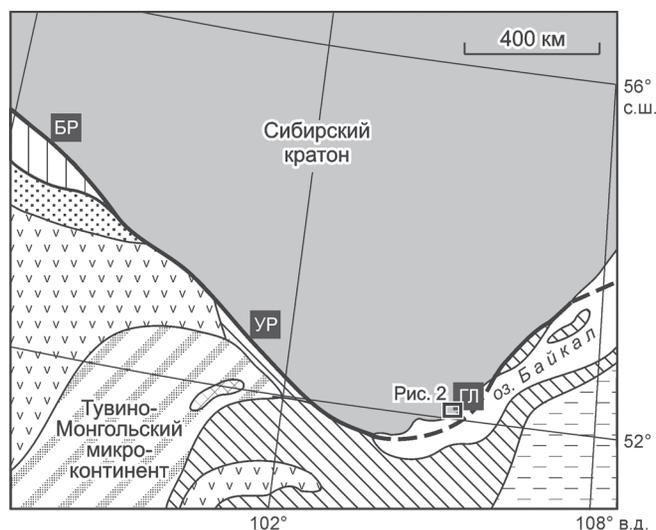
Dolerite, hybrid rock, dike, Early Paleozoic, zircon, extension, Siberian craton

ВВЕДЕНИЕ

Изотопное датирование малых базитовых интрузий (даек и силлов), в особенности внедрившихся в области с многостадийной тектонотермальной историей, представляет собой сложную задачу, решение которой зачастую не обеспечивает получение надежного прецизионного результата. Вторичные изменения минералов не позволяют в полной мере использовать их для изотопных исследований базитов Ar-Ar и Sm-Nd методами. Кроме этого, Ar-Ar и Sm-Nd системы крайне чувствительны к термальным воздействиям, сопровождающим эпохи эндогенных событий и тектонических перестроек. В то же время «первичность» цирконов, присутствующих в базитах и используемых для U-Pb датирования, чья

Рис. 1. Схема основных тектонических структур Южной Сибири (модифицировано по [Волкова, Скляров, 2007; Ножкин, 2009]).

1 — Сибирская платформа; 2—8 — структуры Центрально-Азиатского складчатого пояса: 2 — докембрийский кратонный блок в фундаменте микроконтинента, 3 — докембрийский Тувино-Монгольский микроконтинент, 4 — островодужные террейны, 5 — террейны задугового бассейна, 6 — метаморфические террейны, 7 — фрагменты пассивной континентальной окраины, 8 — докембрийские зеленокаменные пояса; 9 — граница Сибирской платформы: картируемая (а), предполагаемая (б); 10 — участки распространения раннепалеозойских базитовых даек: БР — Бирюса, ГЛ — Голоустная, УР — Урик.



изотопная система устойчива к подобным воздействиям, как правило, вызывает определенные сомнения. При этом незначительные мощности малых интрузий, как правило, не обеспечивают условия для образования высокодифференцированных, хорошо раскристаллизованных разностей, в которых возможно образование собственного циркона из первичных расплавов основного состава. Эти особенности накладывают существенные ограничения на применение целого ряда традиционных методов изотопного датирования базитов. В настоящее время одним из наиболее надежных способов определения возраста базитов является U-Pb датирование бадделита. Однако этот минерал не характерен для относительно примитивных слабокристаллизованных базитов, что также сужает возможности использования этого минерала-геохронометра. Учитывая перечисленные выше ограничения по прямому изотопному датированию базитов из малых интрузий, для определения их возраста в ряде случаев могут использоваться косвенные подходы. Так, в случае сонахождения в ассоциации с базитами пород кислого состава (комбинированные и минглинг-дайки) U-Pb возраст циркона, получаемый по кислым породам, может быть использован для обоснования возраста внедрения базитов.

Принимая во внимание все вышеупомянутые аспекты датирования малых интрузий, авторы статьи предлагают в некоторых случаях для определения возраста внедрения базитовых даек использовать цирконы из пород, образовавшихся в зонах эндоконтактов базитов с вмещающими породами. Подобный подход был реализован при изучении базитовой дайки, располагающейся в пределах Голоустненского выступа фундамента Сибирского кратона (рис. 1). На данном объекте был выполнен комплекс геологических и петролого-геохимических исследований не только базитов, но и всего спектра пород из зоны их эндоконтакта. При этом для пород гибридного состава, образовавшихся в зоне эндоконтакта, было проведено U-Pb датирование единичных зерен циркона методом SHRIMP-анализа. Полученные результаты позволили косвенным методом определить возраст внедрения базитовой дайки, а также проинтерпретировать новые данные в контексте геодинамической эволюции южного фланга Сибирского кратона.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

При проведении систематических работ по поиску, картированию и изучению дайковых роев, развитых в пределах южного фланга Сибирского кратона, на площади Голоустненского выступа была обнаружена группа даек, которые по комплексу петрогеохимических характеристик кардинально отличаются от детально изученных неопротерозойских даек, слагающих Саяно-Байкальский дайковый пояс [Гладкочуб и др., 2007].

На площади детальных работ (см. рис. 1, 2) дайки интродуцируют раннедокембрийские образования фундамента кратона, которые представлены главным образом мигматизированными гнейсами, гранито-гнейсами, гранитами. Мигматизированные гнейсы и гранито-гнейсы содержат реликты более ранних пород разной степени преобразования, в том числе основные кристаллосланцы, плагиогнейсы, ультрабазиты. Мигматиты образуют переходные зоны от пород реликтов через темные мигматиты к разгнейсованным гранитам. Возраст разгнейсованных гранитов (мигматитов), определенный U-Pb методом по циркону, составляет 2018 ± 28 млн лет [Poller et al., 2005]. Породы мигматит-гнейсового комплекса прорываются рапакивигоподобными гранитами приморского комплекса с возрастом 1859 ± 16 млн лет [Донская и др., 2003]. Раннедокембрийские образования фундамента кратона в пределах Голоустненско-

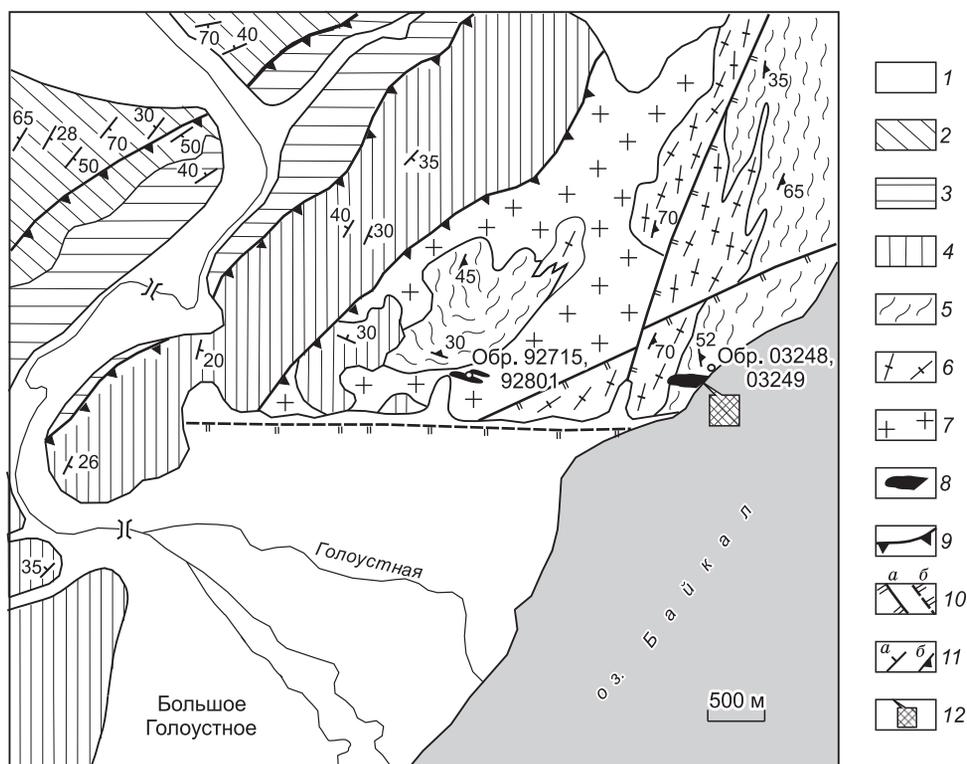


Рис. 2. Схема геологического строения района распространения раннепалеозойских долеритов (пос. Большое Голоустное).

1 — кайнозойские осадки; 2—4 — свиты байкальской серии позднего неопротерозоя (сверху вниз): 2 — качергатская, 3 — улунтуйская, 4 — голоустенская; 5—7 — метаморфиты и гранитоиды палеопротерозоя фундамента Сибирской платформы: 5 — мигматизированные гнейсы, 6 — гнейсограниты, 7 — гранитоиды приморского комплекса; 8 — дайки долеритов; 9 — надвиги; 10 — сбросы: а — установленные, б — предполагаемые; 11 — элементы залегания: а — слоистости, б — сланцеватости; 12 — район расположения детальных работ.

го выступа перекрыты поздненеопротерозойскими карбонатно-терригенными образованиями байкальской серии (см. рис. 2). Однако в пределах этой толщи даек долеритов не установлено.

Дайки долеритов, прорывающие раннедокембрийские образования фундамента в пределах Голоустенского выступа, имеют северо-западное простирание ($280\text{--}290^\circ$) и крутые углы падения. Протяженность даек достигает 700 м при мощности более 30 м. Дайки малой мощности обнаруживают резкие контакты с вмещающими породами. В то же время приконтактовая часть дайки мощностью более 30 м имеет сложное строение (рис. 3, а). Непосредственно контакт долеритов с мигматизированными гнейсами резкий, долериты пересекают их гнейсовидность под углом около 60° . В эндоконтактовой части дайки обнаруживаются ксенолиты мигматизированных гнейсов, а также небольшие по объему обособления лейкократовых гранитов, сочетающиеся с породами гибридного состава (см. рис. 3, б).

Долериты даек характеризуются массивной текстурой и офитовой структурой. Главные минералы представлены плагиоклазом (An 50—60) и клинопироксеном. Клинопироксен частично замещается роговой обманкой. В отдельных измененных разностях долеритов роговая обманка замещается тремолит-актинолитовым агрегатом с примесью хлорита и биотита. Плагиоклаз встречается как практически неизменный, так и сосюритизированный или серицитизированный. Акцессорные минералы долеритов представлены сфеном, титаномагнетитом, ильменитом.

Лейкограниты в пределах обособлений в эндоконтактовой зоне мощной дайки долеритов (см. рис. 3, а, б) представляют собой массивные крупнозернистые породы гипидиоморфно-зернистой структуры. Главные минералы гранитов — кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат. Биотит, частично хлоритизированный и эпидотизированный, является второстепенным минералом. Плагиоклаз в гранитах серицитизирован, калиевый полевой шпат пелитизирован. Края плагиоклаза нередко резорбированы и обрастают каймой мирмекита, калиевый полевой шпат насыщен пертитовыми вростками кислого плагиоклаза. Акцессорные минералы представлены сфеном, цирконом, апатитом, рудным минералом.

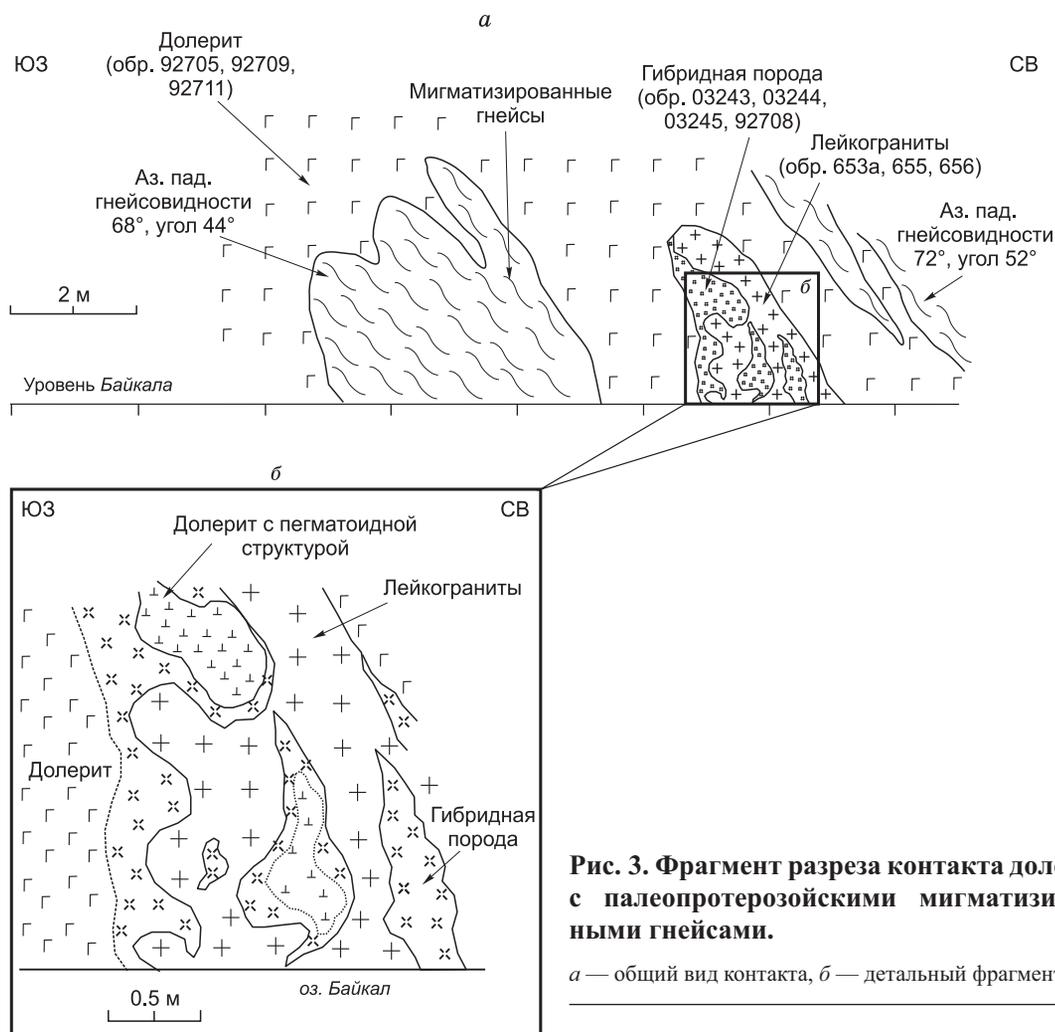


Рис. 3. Фрагмент разреза контакта долеритов с палеопротерозойскими мигматизированными гнейсами.

a — общий вид контакта, *b* — детальный фрагмент.

На отдельных участках контакта между лейкогранитами и долеритами обнаруживается зона, сложенная гибридными породами (см. рис. 3, *б*). Составы гибридных пород варьируются от диоритов до гранитов в зависимости от содержания темноцветных минералов. Отличительной особенностью этих пород является то, что все они имеют порфировидную структуру. Фенокристаллы плагиоклаза в гибридных породах имеют неоднородный состав: центральная часть зерен имеет более основной состав, чем периферическая. Неоднородность составов плагиоклазов также выражается в неравномерном замещении сосюритизированным агрегатом. Край фенокристаллов плагиоклаза часто резорбированы, в пограничных с калиевым полевым шпатом участках развиты мирмециты. Фенокристаллы калиевого полевого шпата обнаруживаются в гибридных породах в меньшей степени, чем фенокристаллы плагиоклаза, в большинстве своем калиевые полевые шпаты пелитизированы. Темноцветный минерал в гибридных породах представлен главным образом биотитом, часто замещенным хлоритом с выделением агрегатного эпидота. Также в этих породах отмечаются скопления эпидот-хлорит-тремолит-актинолитовой агрегатной смеси, которая, по-видимому, полностью заместила роговую обманку. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, сфеном, рудными минералами.

Контакт между долеритами и гибридными породами неровный, что связано с различиями в размерах составляющих их минералов. Непосредственно в приконтактной части долерита лейсты плагиоклаза прорастают кварцем. В приконтактном участке гибридной породы отмечается обилие мирмецитов и окварцевание. Зерна новообразованного кварца содержат реликтовые зерна роговой обманки. Контуры фенокристаллов плагиоклаза и калиевого полевого шпата гибридной породы непосредственно в контактовой части с долеритом резорбированы и на всем протяжении контакта трассируются продуктами изменения исходных темноцветных минералов, а именно эпидот-цоизит-тремолит-хлорит-биотитовым агрегатом. Кроме того, в этой породе в контактовой части с долеритом отмечаются микротрещины, отходящие от долерита, заполненные биотит-хлоритовым агрегатом.

Таким образом, отмеченные выше петрографические особенности пород, сформированных на контакте между лейкогранитами и долеритами, указывают на то, что они имеют признаки гибридизации.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Представительные образцы долеритов даек, лейкогранитов и гибридных пород из эндоконтактовой зоны мощной дайки, а также гнейсов Голоуспенского выступа фундамента Сибирского кратона были проанализированы на содержание петрогенных оксидов, редких и редкоземельных элементов. Датирование U-Pb методом по циркону было проведено для гибридной породы из эндоконтактовой зоны мощной дайки. Точки отбора проб на петрогеохимические и геохронологические исследования показаны на рис. 2, 3.

Определение основных петрогенных оксидов в большинстве проб выполнено методом силикатного анализа в ИЗК СО РАН (аналитики Г.В. Бондарева, М.М. Самойленко, Е.Г. Колтунова). Содержания Co, Ni, Sc, V, Cr определяли методом спектрального анализа в ИЗК СО РАН (аналитики В.В. Щербань, А.В. Наумова). Определение содержаний остальных редких и редкоземельных элементов было выполнено методом ICP-MS в ЦКП ИНЦ СО РАН на VG Plasmaquad PQ-2 (VG Elemental, England) (аналитики С.В. Пантеева, В.В. Маркова) в соответствии с методикой [Garbe-Schonberg, 1993]. Калибровку прибора осуществляли по международным стандартам G-2, GSP-2, BHVO-1, DNC-1, JB-2, W-2. Химическое разложение проб для ICP-MS анализа проводилось методом сплавления с метаборадом лития по методике [Panteeva et al., 2003], что позволяет достичь полного растворения всех минералов. Ошибка определений редких и редкоземельных элементов методом ICP-MS составляет не более 5 %.

Датирование U-Pb методом единичных зерен циркона из пробы гибридной породы (обр. 03243) было проведено на ионном микрозонде SHRIMP-II в Технологическом университете Куртина, г. Перт, Австралия. Отобранные вручную зерна цирконов были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами цирконового стандарта CZ3, после этого препарат был отполирован и проведено напыление золотом. Диаметр пятна (кратера) составлял 30 мкм. Pb-U отношения были определены относительно стандартного циркона CZ3 ($^{238}\text{U} = 551$ г/т, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 0.0914$, возраст — 561.5 млн лет [Pidgeon et al., 1994; Nelson, 1997]). Измеренные отношения были скорректированы на обычный свинец по измеренному отношению $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, а также в соответствии с модельными величинами [Stacey, Kramers, 1975]. При расчете возраста использованы общепринятые значения констант распада урана [Steiger, Jäger, 1977]. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID [Ludwig, 2001] и ISOPLOT [Ludwig, 2003]. Диаграммы с конкордией были построены в координатах Ф. Тера и Дж. Вассербурга [Tera, Wasserburg, 1972].

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Долериты даек Голоуспенского выступа (обр. 92705, 92709, 92711, 92715, 92801) характеризуются содержаниями $\text{SiO}_2 = 49.4\text{—}53.9$ мас. % и суммой щелочей $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 3.2\text{—}4.8$ мас. % (табл. 1). Согласно классификации [Le Maitre, 1989], их составы близки к базальтам и андезибазальтам. Долериты образуют единую дифференцированную серию от практически недифференцированных разностей до сильно дифференцированных образований, значения mg# варьируют в долеритах от 35 до 69 (см. табл. 1). С уменьшением значений mg# отмечаются увеличение содержаний TiO_2 , P_2O_5 , La и уменьшение содержаний Cr и Ni (см. табл. 1). Геохимическими особенностями долеритов являются умеренные содержания TiO_2 (0.96—2.57 мас. %), P_2O_5 (0.14—0.49 мас. %), Nb (6.2—14.3 г/т); высокие содержания La (22—72 г/т) и Th (4.3—11.3 г/т). Долериты характеризуются фракционированным распределением редкоземельных элементов ($\text{La}_n/\text{Yb}_n = 5\text{—}17$) и слабовыраженной европиевой аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.72\text{—}0.86$) (рис. 4, а). На нормированных по составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] мультиэлементных спектрах долеритов отмечаются хорошо выраженные отрицательные аномалии по Nb-Ta, Ti, Sr и P (см. рис. 4, б).

Лейкограниты (обр. 653а, 655, 656) из обособлений в эндоконтактовой зоне мощной дайки характеризуются содержаниями $\text{SiO}_2 = 72.3\text{—}76.7$ мас. %. На основании индекса ASI, который составляет 1.09—1.14 (см. табл. 1), лейкограниты относятся к высокоглиноземистым разностям. Согласно классификации Б.Р. Фроста с соавторами [Frost et al., 2001], лейкограниты представляют собой как магнезиальные, так и железистые ($\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) = 0.67\text{—}0.83$), известково-щелочные и щелочно-известковые образования (рис. 5, а, б). Подобные геохимические характеристики являются типичными для высокоглиноземистых лейкогранитов, которые образуются в результате плавления метаосадочных пород [Frost et al., 2001]. Характерными особенностями лейкогранитов являются повышенные содержания Ba (1196—1914 г/т), низкие содержания Y (3—11 г/т), Nb (2—7 г/т) и элементов группы железа ($\text{Ni} = 3\text{—}7$, $\text{Cr} < 6$ г/т) (см. табл. 1). Лейкограниты обнаруживают фракционированные спектры распределения PЗЭ ($\text{La}_n/\text{Yb}_n = 14\text{—}18$) и положительную европиевую аномалию ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.32\text{—}2.52$) (рис. 6, а).

Гибридные породы (обр. 03243, 03244, 03245, 92708) обнаруживают варьирующие содержания $\text{SiO}_2 = 63.8\text{—}74.1$ мас. %. Породы представляют собой умеренно- и высокоглиноземистые разности ($\text{ASI} = 0.90\text{—}1.14$) (см. табл. 1). Гибридные породы относятся к магнезиальным ($\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) =$

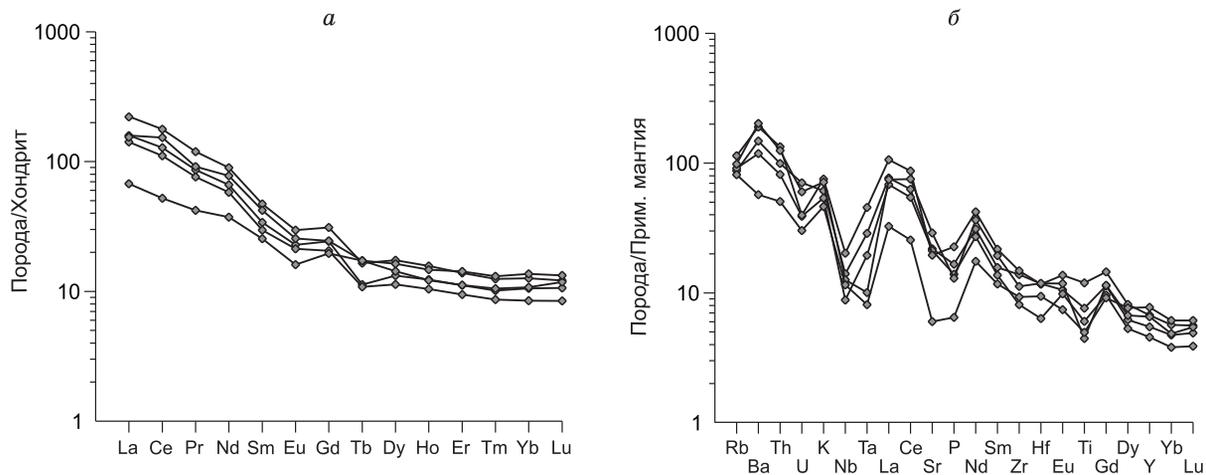


Рис. 4. Спектры распределения редкоземельных элементов, нормализованные к хондриту [Nakamura, 1974] (а), и мультиэлементные спектры, нормализованные к примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] (б), для долеритов даек Голоуспенского выступа.

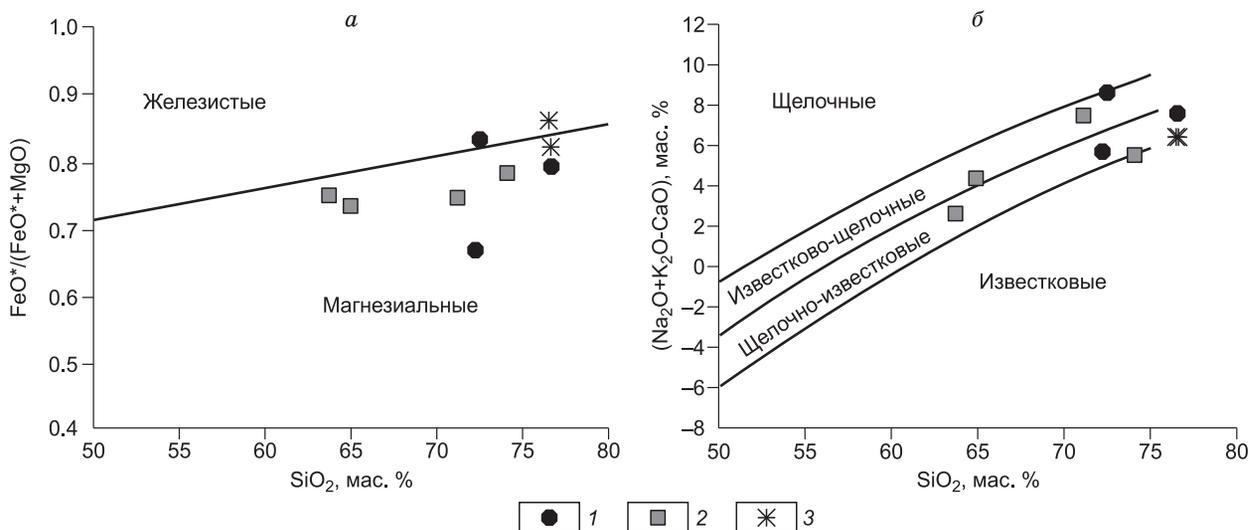


Рис. 5. Диаграммы $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ — SiO_2 (а), $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ — SiO_2 (б) [Frost et al., 2001] для лейкогранитов (1), гибридных пород крупной дайки (2) и мигматизированных гнейсов (3) Голоуспенского выступа фундамента Сибирского кратона.

= 0.73—0.78), известково-щелочным и щелочно-известковым разностям [Frost et al., 2001] (см. рис. 5, а, б). Для гибридных пород характерны повышенные содержания элементов группы железа ($\text{Ni} = 13\text{—}40$, $\text{Cr} = 16\text{—}36$ г/т), существенно выше, чем в лейкогранитах (см. табл. 1). Также гибридные породы обнаруживают повышенные содержания Sr (220—562 г/т), Ba (880—1480 г/т), Y (19—51 г/т). Гибридные породы характеризуются фракционированным распределением редкоземельных элементов ($\text{La}_n/\text{Yb}_n = 11\text{—}14$) и как отрицательной европиевой аномалией, так и ее отсутствием на спектрах распределения редкоземельных элементов ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.52\text{—}1.06$) (см. рис. 6, б).

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ U-Pb ИССЛЕДОВАНИЙ

Для U-Pb изотопного датирования по циркону была отобрана проба гибридных пород (обр. 03243) из эндоконтактной зоны крупной дайки долеритов (мощность более 30 м), пересекающей мигматизированные гнейсы фундамента Голоуспенского выступа фундамента Сибирского кратона. Место отбора пробы показано на рис. 2, 3. Из пробы был выделен акцессорный циркон. По форме и морфологии кри-

Таблица 1. Химический состав представительных разностей изученных пород Голоуспенского выступа фундамента Сибирского кратона

| Компонент | Долериты | | | | Лейкограниты | | | | Гибридные породы | | | | Мигматизированные гнейсы | |
|--------------------------------|----------|--------|---------|---------|--------------|---------|---------|---------|------------------|--------|---------|---------|--------------------------|--------|
| | 92705 | 92709 | 92711 | 92715 | 92801 | 653а | 655 | 656 | 03243 | 03244 | 03245 | 92708 | 03248 | 03249 |
| SiO ₂ | 53.89 | 51.92 | 52.75 | 52.86 | 49.45 | 72.28 | 72.54 | 76.68 | 71.23 | 74.15 | 64.99 | 63.77 | 76.51 | 76.67 |
| TiO ₂ | 1.64 | 1.30 | 2.57 | 0.96 | 1.07 | 0.11 | 0.14 | 0.04 | 0.33 | 0.30 | 0.58 | 0.73 | 0.10 | 0.13 |
| Al ₂ O ₃ | 14.80 | 15.80 | 13.70 | 14.40 | 12.50 | 14.71 | 14.26 | 12.77 | 13.80 | 13.15 | 14.50 | 15.3 | 12.70 | 12.55 |
| Fe ₂ O ₃ | 2.12 | 3.12 | 5.20 | 2.35 | 3.62 | 0.40 | 0.29 | 0.02 | 0.84 | 0.85 | 3.06 | 1.85 | 0.29 | 0.27 |
| FeO | 9.00 | 7.35 | 7.32 | 6.68 | 7.02 | 1.04 | 1.06 | 0.93 | 1.88 | 1.50 | 3.05 | 3.11 | 0.93 | 0.77 |
| MnO | 0.16 | 0.12 | 0.13 | 0.13 | 0.15 | 0.04 | 0.03 | 0.04 | 0.04 | 0.03 | 0.10 | 0.06 | 0.02 | 0.03 |
| MgO | 5.09 | 4.89 | 3.02 | 6.97 | 11.03 | 0.70 | 0.27 | 0.25 | 0.91 | 0.64 | 2.12 | 1.60 | 0.19 | 0.22 |
| CaO | 7.85 | 7.06 | 7.10 | 9.04 | 7.59 | 1.78 | 0.66 | 0.48 | 0.93 | 1.37 | 2.35 | 4.17 | 0.84 | 0.77 |
| Na ₂ O | 2.16 | 2.14 | 2.55 | 1.98 | 1.85 | 3.86 | 2.50 | 2.90 | 2.46 | 2.96 | 3.12 | 3.65 | 3.30 | 3.11 |
| K ₂ O | 1.83 | 1.61 | 2.25 | 2.13 | 1.38 | 3.59 | 6.68 | 5.12 | 5.96 | 3.90 | 3.57 | 3.10 | 4.07 | 4.16 |
| P ₂ O ₅ | 0.36 | 0.30 | 0.49 | 0.28 | 0.14 | 0.11 | 0.14 | 0.04 | 0.30 | 0.07 | 0.43 | 0.21 | < 0.03 | < 0.03 |
| H ₂ O ⁻ | < 0.01 | 0.08 | 0.20 | 0.02 | < 0.01 | 0.15 | 0.13 | 0.15 | 0.08 | < 0.01 | 0.21 | 0.13 | 0.03 | 0.16 |
| П.н.п. | 1.46 | 3.83 | 2.57 | 1.92 | 4.58 | 1.15 | 0.99 | 0.55 | 1.02 | 0.96 | 2.20 | 2.60 | 0.66 | 0.82 |
| Сумма | 100.36 | 99.52 | 99.85 | 99.72 | 100.38 | 99.92 | 99.69 | 99.97 | 99.78 | 99.88 | 100.28 | 100.28 | 99.64 | 99.66 |
| Rb | 55.08 | 57.37 | 71.71 | 61.75 | 51.36 | 86.06 | 156.98 | 126.41 | 168.68 | 135.86 | 130.18 | 123.30 | 129.99 | 114.28 |
| Sr | 457.34 | 443.43 | 409.08 | 607.13 | 126.16 | 273.75 | 206.76 | 196.68 | 219.83 | 290.76 | 372.05 | 562.01 | 114.44 | 102.61 |
| Y | 24.71 | 20.56 | 30.42 | 29.54 | 35.05 | 7.00 | 10.78 | 3.23 | 18.87 | 22.01 | 50.67 | 23.56 | 8.09 | 3.63 |
| Zr | 154.19 | 90.32 | 164.67 | 124.87 | 103.42 | 196.39 | 60.41 | 94.74 | 75.86 | 251.67 | 129.58 | 125.44 | 148.25 | 170.86 |
| Nb | 9.93 | 6.23 | 14.29 | 8.93 | 8.16 | 6.25 | 7.45 | 2.29 | 4.97 | 14.92 | 10.58 | 11.83 | 17.80 | 7.97 |
| Ba | 1023.76 | 821.21 | 1317.32 | 1398.93 | 396.70 | 1195.99 | 1914.42 | 1530.37 | 1480.29 | 879.50 | 1109.33 | 1415.92 | 548.43 | 545.83 |
| Co | 58 | 62 | 50 | 51 | 130 | < 2 | < 2 | < 2 | 7.7 | 7.4 | 28 | 15 | 1 | 1 |
| Ni | 70 | 87 | 50 | 43 | 360 | 3.7 | 3 | 7.1 | 13 | 19 | 40 | 17 | 4.8 | 2.9 |
| Sc | 26 | 40 | 50 | 25.7 | 26.8 | 2.8 | < 2 | < 2 | 7.5 | 5.4 | 13 | 16 | 3.4 | 3.7 |
| V | 190 | 76 | 380 | 83 | 210 | 18 | 13 | 6.8 | 44 | 29 | 61 | 41 | 7.6 | 4.3 |
| Cr | 200 | 380 | 92 | 530 | 330 | < 6 | < 6 | < 6 | 16 | 17 | 36 | 29 | 5 | 5 |
| La | 52.42 | 46.60 | 72.49 | 50.89 | 22.23 | 13.04 | 16.41 | 6.23 | 23.59 | 38.70 | 48.75 | 27.60 | 26.37 | 15.18 |
| Ce | 110.71 | 95.98 | 153.49 | 132.53 | 45.09 | 24.10 | 32.89 | 10.21 | 48.52 | 67.37 | 90.71 | 53.65 | 44.85 | 27.78 |
| Pr | 11.20 | 9.90 | 15.50 | 11.89 | 5.47 | 2.53 | 3.84 | 1.16 | 6.34 | 8.10 | 11.72 | 6.46 | 4.84 | 3.06 |
| Nd | 41.69 | 36.47 | 56.51 | 48.99 | 23.53 | 9.54 | 16.26 | 4.81 | 26.58 | 25.73 | 44.65 | 23.29 | 16.52 | 9.79 |

| | | | | | | | | | | | | | | |
|-----------------------|------|------|-------|-------|-------|------|------|------|------|------|-------|---------|------|------|
| Sm | 6.91 | 6.03 | 9.57 | 8.54 | 5.16 | 1.93 | 3.47 | 1.25 | 5.76 | 4.24 | 8.66 | 4.51 | 2.26 | 1.33 |
| Eu | 1.76 | 1.64 | 2.29 | 1.97 | 1.24 | 1.02 | 1.41 | 0.87 | 1.47 | 1.24 | 1.46 | 1.44 | 0.47 | 0.36 |
| Gd | 6.71 | 5.67 | 8.58 | 6.76 | 5.42 | 1.61 | 3.11 | 0.91 | 4.27 | 3.58 | 8.58 | 3.86 | 1.56 | 0.90 |
| Tb | 0.98 | 0.83 | 1.20 | 0.86 | 0.86 | 0.23 | 0.40 | 0.14 | 0.60 | 0.34 | 0.89 | 0.40 | 0.15 | 0.08 |
| Dy | 4.54 | 3.88 | 5.96 | 4.91 | 5.60 | 1.16 | 2.08 | 0.77 | 3.24 | 2.51 | 5.32 | 2.72 | 0.89 | 0.41 |
| Ho | 0.95 | 0.80 | 1.21 | 0.94 | 1.13 | 0.23 | 0.40 | 0.14 | 0.65 | 0.57 | 1.20 | 0.53 | 0.21 | 0.10 |
| Er | 2.51 | 2.13 | 3.11 | 2.52 | 3.20 | 0.55 | 0.90 | 0.38 | 1.62 | 1.55 | 2.95 | 1.33 | 0.67 | 0.41 |
| Tm | 0.36 | 0.30 | 0.44 | 0.37 | 0.46 | 0.08 | 0.11 | 0.05 | 0.22 | 0.24 | 0.44 | 0.18 | 0.11 | 0.07 |
| Yb | 2.32 | 1.86 | 2.78 | 2.37 | 3.00 | 0.52 | 0.62 | 0.29 | 1.21 | 1.83 | 2.87 | 1.41 | 0.83 | 0.64 |
| Lu | 0.36 | 0.29 | 0.41 | 0.40 | 0.45 | 0.09 | 0.09 | 0.05 | 0.17 | 0.24 | 0.41 | 0.20 | 0.15 | 0.15 |
| Hf | 3.60 | 1.95 | 3.58 | 3.63 | 2.89 | 5.54 | 1.18 | 2.58 | 1.63 | 5.40 | 2.70 | 3.00 | 3.96 | 4.10 |
| Ta | 1.17 | 0.79 | 1.86 | 0.41 | 0.33 | 0.69 | 0.46 | 0.38 | 0.19 | 1.70 | 0.21 | < 0.001 | 1.27 | 0.19 |
| Th | 8.38 | 6.89 | 11.26 | 10.54 | 4.26 | 2.77 | 2.09 | 2.52 | 3.35 | 9.22 | 12.08 | 5.52 | 5.69 | 5.62 |
| U | 1.47 | 0.81 | 0.83 | 1.25 | 0.63 | 1.23 | 1.70 | 0.97 | 1.78 | 1.84 | 2.40 | 1.42 | 0.84 | 0.72 |
| mg# | 49 | 50 | 35 | 62 | 69 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| (La/Yb) _n | 15.1 | 16.7 | 17.5 | 14.4 | 5.0 | 16.8 | 17.8 | 14.4 | 13.0 | 14.2 | 11.4 | 13.1 | 21.3 | 15.9 |
| Eu/Eu* | 0.79 | 0.86 | 0.78 | 0.80 | 0.72 | 1.78 | 1.32 | 2.52 | 0.91 | 0.98 | 0.52 | 1.06 | 0.77 | 1.00 |
| ASI | — | — | — | — | — | 1.09 | 1.14 | 1.14 | 1.13 | 1.14 | 1.09 | 0.90 | 1.12 | 1.14 |
| FeO*/(FeO*+MgO) | — | — | — | — | — | 0.67 | 0.83 | 0.79 | 0.74 | 0.78 | 0.73 | 0.75 | 0.86 | 0.82 |
| (Nb/La) _{pm} | 0.18 | 0.13 | 0.19 | 0.17 | 0.35 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| (Th/La) _{pm} | 1.29 | 1.20 | 1.25 | 1.67 | 1.55 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| (La/Sm) _n | 4.68 | 4.77 | 4.67 | 3.68 | 2.66 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Th/Yb | 3.62 | 3.70 | 4.05 | 4.45 | 1.42 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Nb/U | 6.75 | 7.67 | 17.26 | 7.14 | 12.95 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |

Примечание. $mg\# = Mg \cdot 100 / (Mg + Fe^{2+})$, где $Mg = MgO/40.31$, $Fe^{2+} = (Fe_2O_3 \cdot 0.8998 \cdot 0.85) / 71.85$; $Eu/Eu^* = Eu_n / (\sqrt{(Sm_n \cdot Gd_n)})$; $ASI(мол) = Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$; $FeO^* = FeO + 0.8998 \cdot Fe_2O_3$; $Fe_2O_3^* = Fe_2O_3 + 1.1113 \cdot FeO$.

n — значения нормализованы по составу хондрита [Nakashima, 1974], рп — значения нормализованы по составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989]. Оксиды приведены в мас. %, элементы — в г/т.

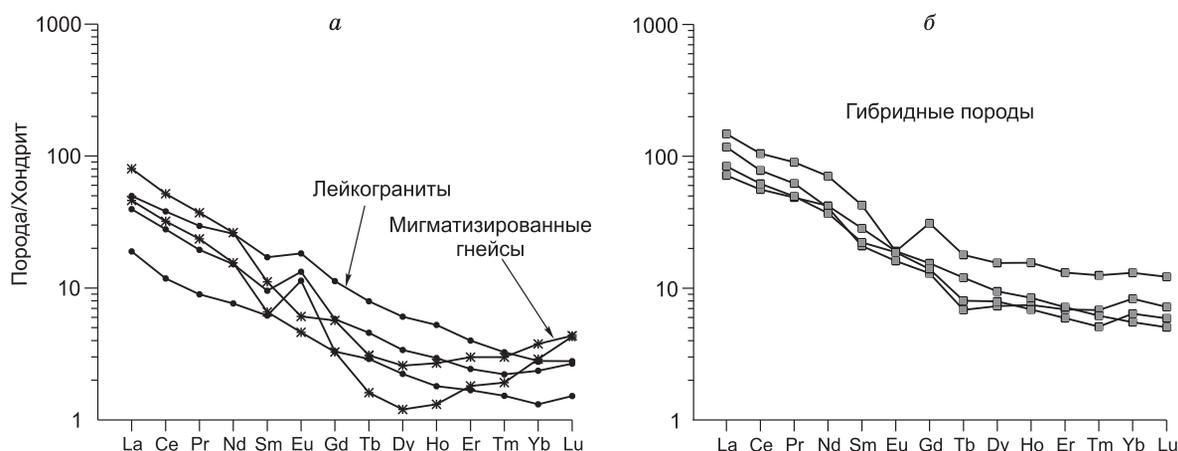


Рис. 6. Спектры распределения редкоземельных элементов, нормализованные к хондриту [Naka-mura, 1974], для лейкогранитов из обособлений в эндоконтактовой зоне крупной дайки долеритов, и палеопротерозойских мигматизированных гнейсов (а), а также гибридных пород крупной дай-ки (б).

таллов, а также с учетом катодолуминесцентных изображений зерен, выделенные цирконы были объединены в две группы. Первая группа цирконов представлена мелкими (около 100 мкм), субидiomорфными, практически бесцветными кристаллами, изометричной или слегка вытянутой формы (удлинение кристаллов — 1.3:1, 2:1). На катодолуминесцентных изображениях зерен циркона этой группы наблюдается хорошо выраженная магматическая зональность (рис. 7). Во вторую группу были объединены крупные (200—300 мкм) слегка удлиненные (2:1) зерна. Большинство зерен представляет собой обломки более крупных кристаллов. Цирконы этой группы представлены как субидiomорфными кристаллами, так и кристаллами неправильной формы, не обнаруживающими хорошо выраженные признаки внутренней зональности.

Двадцать четыре измерения изотопного состава было выполнено для 19 зерен циркона. Результаты анализов представлены в табл. 2 и на рис. 8. Выполненные измерения изотопного состава показали, что цирконы из выделенных на основании морфологических особенностей и особенностей внутреннего строения групп, характеризуются и различными значениями изотопных отношений.

В семи зернах циркона первой группы (двенадцать анализов) концентрации ^{238}U составили 278—884, а ^{232}Th — 37—398 г/т. Отношения Th/U варьируют от 0.05 до 0.62. $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$ возраст цирконов этой группы изменяется от 508 до 461 млн лет, при этом отмечается грубая корреляция между значениями $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$ возраста и содержанием U в цирконе (см. табл. 2, рис. 8, а). Три анализа циркона с максимальными содержаниями U (> 700 г/т) обнаруживают наиболее низкие значения $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$ возраста, что свидетельствует в пользу того, что эти зерна испытали потери радиогенного Pb. Исключив эти три анализа из расчета, по девяти анализам был рассчитан средневзвешенный $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$ возраст, который составил 493 ± 7 млн лет (СКВО = 1.7). Линия регрессии, построенная по девяти нескорректированным на обыкновенный Pb анализам циркона (начальное отношение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ равно 0.869 при возрасте 495 млн лет), имеет пересечение с конкордией, соответствующее возрасту 494 ± 5 млн лет (СКВО = 1.6) (см. рис. 8, а). Мы принимаем значение 494 ± 5 млн лет, основанное на измеренных отношениях и не учитывающее явную коррекцию на обыкновенный свинец, как наиболее точную оценку возраста кристаллизации цирконов и, соответственно, как возраст гибридных пород из эндоконтактовой зоны дайки. Так как формирование гибридных пород происходило в процессе внедрения долеритов дайки (см. ниже), то и возраст долеритов мы можем рассматривать как близкий возрасту гибридных пород.

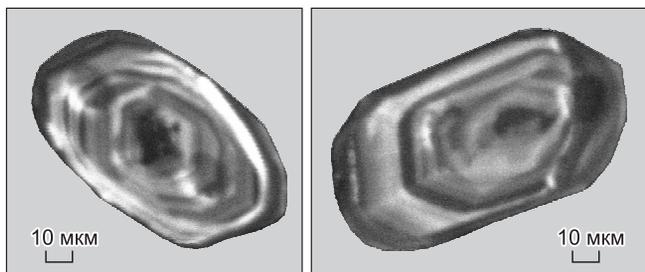


Рис. 7. Катодолуминесцентные изображения кристаллов циркона первой группы (обр. 03243).

Таблица 2. Результаты U-Rb анализа цирконов из гибридной породы (пр. 03243)

| Кристалл, кратер | ²³⁸ U | | ²³² Th | | Th/U | f^{204} , % | Изотопные отношения | | | | | | Возраст, млн лет ($\pm 1\sigma$) | | D, % | |
|---------------------|------------------|-------------------------------------|--------------------------------------|--------------------------------------|--------|---------------|---------------------|---|---------------|---|---------------|---|------------------------------------|---|-------|---------------|
| | n/g | ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb | ²³² Th/ ²⁰⁶ Pb | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | | | $\pm 1\sigma$ | ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb* (1) | $\pm 1\sigma$ | ²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb* (1) | $\pm 1\sigma$ | ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb* (1) | $\pm 1\sigma$ | ²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb* (1) | | $\pm 1\sigma$ |
| | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1.1 | 481 | 154 | 0.33 | 0.059 | 2.927 | 0.038 | 0.11685 | 0.00032 | 2.929 | 0.038 | 0.11634 | 0.00038 | 1893 \pm 21 | 1901 \pm 6 | 0.4 | |
| 2.1 | 441 | 82 | 0.19 | 0.086 | 3.053 | 0.040 | 0.11608 | 0.00032 | 3.056 | 0.040 | 0.11533 | 0.00036 | 1825 \pm 21 | 1885 \pm 6 | 3.3 | |
| 3.1 | 677 | 172 | 0.26 | 0.012 | 3.005 | 0.044 | 0.11619 | 0.00025 | 3.006 | 0.044 | 0.11609 | 0.00026 | 1852 \pm 23 | 1897 \pm 4 | 2.5 | |
| 4.1 | 556 | 83 | 0.15 | 0.081 | 12.408 | 0.227 | 0.05810 | 0.00041 | 12.418 | 0.227 | 0.05745 | 0.00058 | 499 \pm 9 | 509 \pm 22 | 1.9 | |
| 4.2 | 720 | 106 | 0.15 | -0.012 | 13.490 | 0.187 | 0.05694 | 0.00036 | 13.488 | 0.187 | 0.05703 | 0.00036 | 461 \pm 6 | 493 \pm 14 | 6.9 | |
| 5.1 | 666 | 398 | 0.62 | 0.071 | 12.245 | 0.155 | 0.05784 | 0.00034 | 12.254 | 0.155 | 0.05727 | 0.00039 | 506 \pm 6 | 502 \pm 15 | -0.8 | |
| 6.1 | 983 | 169 | 0.18 | 0.028 | 3.408 | 0.043 | 0.11390 | 0.00022 | 3.409 | 0.043 | 0.11365 | 0.00023 | 1658 \pm 18 | 1859 \pm 4 | 12.1 | |
| 7.1 | 749 | 221 | 0.31 | 0.018 | 2.914 | 0.037 | 0.11664 | 0.00025 | 2.915 | 0.037 | 0.11648 | 0.00026 | 1901 \pm 21 | 1903 \pm 4 | 0.1 | |
| 8.1 | 1047 | 317 | 0.31 | 0.014 | 3.171 | 0.040 | 0.11550 | 0.00021 | 3.172 | 0.040 | 0.11538 | 0.00022 | 1767 \pm 20 | 1886 \pm 3 | 6.7 | |
| 9.1 | 507 | 89 | 0.18 | 0.095 | 12.849 | 0.219 | 0.05661 | 0.00083 | 12.861 | 0.220 | 0.05583 | 0.00091 | 483 \pm 8 | 446 \pm 36 | -7.6 | |
| 10.1 | 421 | 129 | 0.32 | 0.020 | 3.024 | 0.097 | 0.11455 | 0.00034 | 3.025 | 0.097 | 0.11438 | 0.00035 | 1841 \pm 52 | 1870 \pm 6 | 1.6 | |
| 11.1 | 21 | 0.5 | 0.02 | 0.003 | 2.978 | 0.056 | 0.11401 | 0.00158 | 2.978 | 0.056 | 0.11399 | 0.00204 | 1866 \pm 31 | 1864 \pm 32 | -0.1 | |
| 12.1 | 287 | 92 | 0.33 | 0.153 | 12.755 | 0.172 | 0.05767 | 0.00053 | 12.775 | 0.172 | 0.05643 | 0.00078 | 486 \pm 6 | 469 \pm 31 | -3.4 | |
| 12.2 | 278 | 90 | 0.33 | 0.157 | 12.179 | 0.271 | 0.05859 | 0.00054 | 12.198 | 0.272 | 0.05732 | 0.00086 | 508 \pm 11 | 504 \pm 33 | -0.8 | |
| 13.1 | 336 | 72 | 0.22 | 0.002 | 3.059 | 0.039 | 0.11344 | 0.00037 | 3.059 | 0.039 | 0.11342 | 0.00038 | 1824 \pm 20 | 1855 \pm 6 | 1.7 | |
| 14.1 | 497 | 108 | 0.22 | 0.321 | 12.625 | 0.162 | 0.05744 | 0.00045 | 12.666 | 0.163 | 0.05485 | 0.00079 | 490 \pm 6 | 406 \pm 32 | -17.1 | |
| 14.2 | 736 | 37 | 0.05 | 0.054 | 13.230 | 0.193 | 0.05652 | 0.00035 | 13.237 | 0.193 | 0.05609 | 0.00052 | 469 \pm 7 | 456 \pm 21 | -2.9 | |
| 15.1 | 458 | 87 | 0.20 | 0.050 | 2.999 | 0.038 | 0.11605 | 0.00032 | 3.000 | 0.038 | 0.11562 | 0.00037 | 1854 \pm 20 | 1890 \pm 6 | 1.9 | |
| 16.1 | 475 | 231 | 0.50 | 0.236 | 12.409 | 0.207 | 0.05868 | 0.00042 | 12.438 | 0.207 | 0.05677 | 0.00050 | 498 \pm 8 | 482 \pm 20 | -3.2 | |
| 16.2 | 409 | 146 | 0.37 | 0.113 | 12.876 | 0.180 | 0.05760 | 0.00047 | 12.890 | 0.181 | 0.05668 | 0.00065 | 482 \pm 7 | 479 \pm 25 | -0.5 | |
| 17.1 | 432 | 185 | 0.44 | 0.636 | 12.410 | 0.179 | 0.06057 | 0.00070 | 12.489 | 0.181 | 0.05542 | 0.00124 | 497 \pm 7 | 429 \pm 50 | -13.6 | |
| 17.2 | 844 | 82 | 0.10 | 0.078 | 13.082 | 0.177 | 0.05742 | 0.00033 | 13.093 | 0.177 | 0.05678 | 0.00045 | 474 \pm 6 | 483 \pm 18 | 1.8 | |
| 18.1 | 418 | 224 | 0.55 | 0.000 | 3.018 | 0.041 | 0.11558 | 0.00035 | 3.018 | 0.041 | 0.11558 | 0.00035 | 1845 \pm 22 | 1889 \pm 6 | 2.4 | |
| 19.1 | 870 | 255 | 0.30 | 0.020 | 3.259 | 0.041 | 0.11442 | 0.00027 | 3.260 | 0.041 | 0.11425 | 0.00027 | 1725 \pm 19 | 1868 \pm 4 | 8.3 | |

Примечание. f^{204} — пропорции обыкновенного ²⁰⁶Pb в сумме измеренного ²⁰⁶Pb. (1) — отношения откорректированы на обыкновенный Pb, с использованием измеренных отношений ²⁰⁴Pb/²⁰⁶Pb. Pb* — радиогенный Pb. D — степень дискордантности.

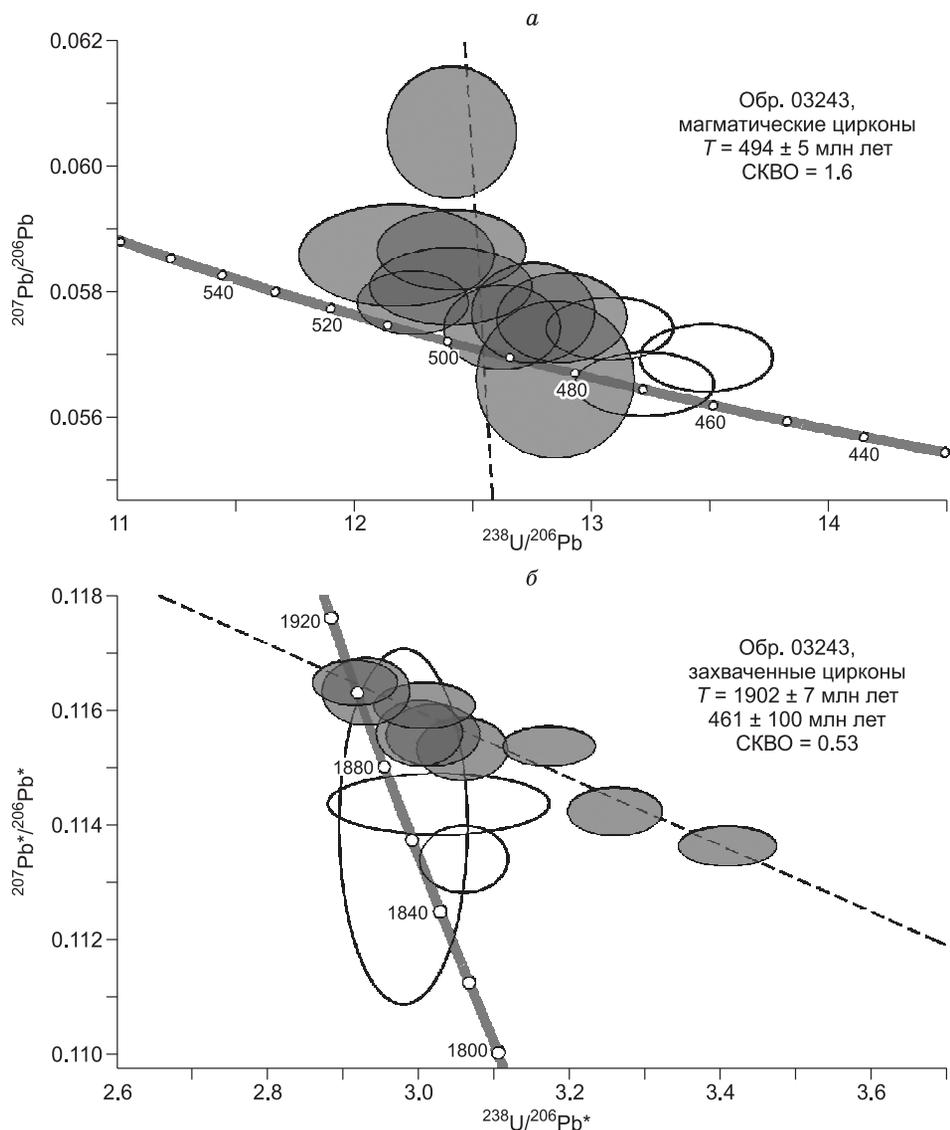


Рис. 8. Диаграммы $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ — $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ (а) и $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ — $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$ (б) [Tera, Wasserburg, 1972] для цирконов из гибридных пород (обр. 03243).

Эллипсы показаны с ошибкой 1σ ; возрасты по пересечению рассчитаны с 95 % доверительными интервалами; Pb^* — радиогенный свинец.

а — диаграмма для цирконов, имеющих палеозойский возраст, построена по отношениям, не скорректированным на обыкновенный Pb. Три анализа циркона с высокими содержаниями U, исключенные из расчетов возраста, показаны незакрашенными эллипсами. б — диаграмма для цирконов, имеющих палеопротерозойский возраст, построена по отношениям, скорректированным на обыкновенный Pb. Три анализа циркона, не включенные в расчет возраста, показаны незакрашенными эллипсами.

Двенадцать измерений изотопного состава было выполнено для двенадцати зерен циркона второй группы. В одиннадцати зернах циркона концентрации ^{238}U составили 336—1047, а ^{232}Th — 72—317 г/т, а отношения $\text{Th}/\text{U} = 0.18$ — 0.55 . Для одного зерна (11.1) были обнаружены намного более низкие содержания $^{238}\text{U} = 21$ и $^{232}\text{Th} = 0.5$ г/т. Среди проанализированных зерен циркона отмечаются зерна, характеризующиеся как конкордантными, так и дискордантными оценками возраста (см. табл. 2, рис. 8, б). Дискордия, построенная по девяти точкам изученного циркона, имеет верхнее пересечение с конкордией, соответствующее возрасту 1902 ± 7 млн лет, и нижнее пересечение, соответствующее 461 ± 100 млн лет (СКВО = 0.53) (см. рис. 8, б). Три зерна циркона при расчете U-Pb возраста по дискордии не учитывались. Два из этих зерен обнаруживают более молодые значения $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ возраста, соответствующие 1859 и 1855 млн лет (см. табл. 2). Одно зерно (11.1), для которого характерно низкое содержание урана,

имеет рассчитанное с большой ошибкой определения значение $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ возраста, равное 1864 млн лет (см. табл. 2). Мы интерпретируем значение возраста 1902 ± 7 млн лет, полученное по верхнему пересечению дискордии с конкордией, как возраст наиболее распространенной популяции захваченных цирконов в дайке. Три более молодые оценки возраста (1864—1855 млн лет) могут быть рассмотрены как возрасты более молодых захваченных цирконов или проинтерпретированы как возраст зерен, для которых имела место потеря Pb из цирконов с возрастом ~ 1900 млн лет. Возраст, полученный по нижнему пересечению дискордии с конкордией, хоть и с большой ошибкой определения, но близок к возрасту цирконов первой группы (494 млн лет), что позволяет предполагать, что палеопротерозойские цирконы испытывали некоторую потерю Pb при ассимиляции их в результате внедрения дайки долеритов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Петрогенезис долеритов и гибридных пород. Долериты даек Голоуспенского выступа характеризуются отрицательными Nb-Ta и Ti аномалиями на мультиэлементных спектрах и низкими значениями $(\text{Nb/La})_{\text{pm}}$, варьирующими от 0.13 до 0.35. При этом для них типичны высокие содержания La и Th (см. табл. 1, рис. 4, б). Формирование пород, обогащенных Th и легкими РЗЭ относительно Nb, может быть связано с мантийными источниками как содержащими субдукционный компонент, так и контаминированными коровым материалом [Fitton et al., 1988; Dampare et al., 2008; Туркина, Ножкин, 2008]. Все проанализированные долериты характеризуются значениями геохимических отношений $(\text{Th/La})_{\text{pm}}$ и $(\text{La/Sm})_n > 1$ (см. табл. 1) и наличием слабовыраженной отрицательной Eu-аномалией на спектрах распределения редкоземельных элементов (см. рис. 4, а), что в совокупности свидетельствует в пользу контаминации исходных базитовых расплавов материалом континентальной коры [Туркина, Ножкин, 2008]. Влияние процессов коровой контаминации на химизм изученных долеритов подтверждается низкими значениями отношений Th/Yb (< 4.5), Nb/U (< 40) [Fitton et al., 1988].

Теоретически следовало бы предположить, что лейкограниты из обособлений приконтактовой зоны дайки должны являться продуктами плавления мигматизированных гнейсов фундамента Голоуспенского выступа. Лейкограниты и мигматизированные гнейсы обнаруживают определенные сходства в содержании петрогенных оксидов и, соответственно, сходные значения отношений этих оксидов (см. табл. 1, рис. 5, а, б). Однако отмечаются существенные отличия в геохимических характеристиках между лейкогранитами и гнейсами. В частности лейкограниты характеризуются существенно повышенными содержаниями Sr, Ba по сравнению с мигматизированными гнейсами и обнаруживаются ярко выраженные различия в спектрах распределения редкоземельных элементов (см. рис. 6, а). Мы полагаем, что так как исследованные тела лейкогранитов представляют собой небольшие выплавки, возникающие, скорее всего, при воздействии тепла базитовых расплавов на вмещающие породы, то их выплавление могло происходить достаточно быстро и по неравновесному сценарию, что и вызывало определенные отличия в содержании ряда элементов между ними и вмещающими гнейсами.

Гибридные породы обнаруживают составы во многом переходные между долеритами и лейкогранитами. В частности, они характеризуются широким разбросом содержаний SiO_2 , которые выше, чем в долеритах и ниже или близки к таковым в лейкогранитах (см. табл. 1, рис. 5, а, б). В отличие от лейкогранитов, гибридные породы представляют собой только магнезиальные образования (см. рис. 5, а). Гибридные породы имеют более высокие по сравнению с лейкогранитами и более низкие по сравнению с долеритами содержания элементов группы железа (Co, Ni, V, Cr), Ti (см. табл. 1, рис. 9, а, б). Концентрации некоторых элементов оказываются сходными во всех трех разновидностях пород (долериты, лейкограниты, гибридные породы). Речь идет о таких элементах, как Sr, Ba, Nb, Zr (см. табл. 1, рис. 9, в, г). По содержаниям других элементов гибридные породы сходны или с лейкогранитами (например по Rb), или с долеритами (Y, La, Th) (см. табл. 1, рис. 9, д, е). Таким образом, мы можем полагать, что гибридные породы могли быть произведены в результате химического смешения лейкогранитной и базитовой магм. Внедрение базитовой магмы, которая в итоге закристаллизовалась в виде даек долеритов, вызвало плавление пород вмещающего мигматит-гнейсового комплекса в эндоконтактовой части крупного дайкового тела и образование лейкогранитового расплава. Лейкократовые расплавы, по всей видимости, контактировали с базитовыми расплавами в неполностью закристаллизовавшемся дайковом теле, и в зоне контакта магм контрастного состава происходило образование гибридных пород. Подобный процесс возможен при близости субликвидусных температур гранитных расплавов и субсолидусных температур базитовых расплавов [Врублевская, Хубанов, 2010].

Геодинамические следствия. Как известно, формирование даек и дайковых роев отражает процессы растяжения, возраст которых может быть установлен по результатам изотопного датирования базитов, слагающих дайки [Интерпретация..., 2001]. Масштаб растяжения может быть оценен по тому, какому территории охватывают дайковые рои той или иной возрастной позиции.

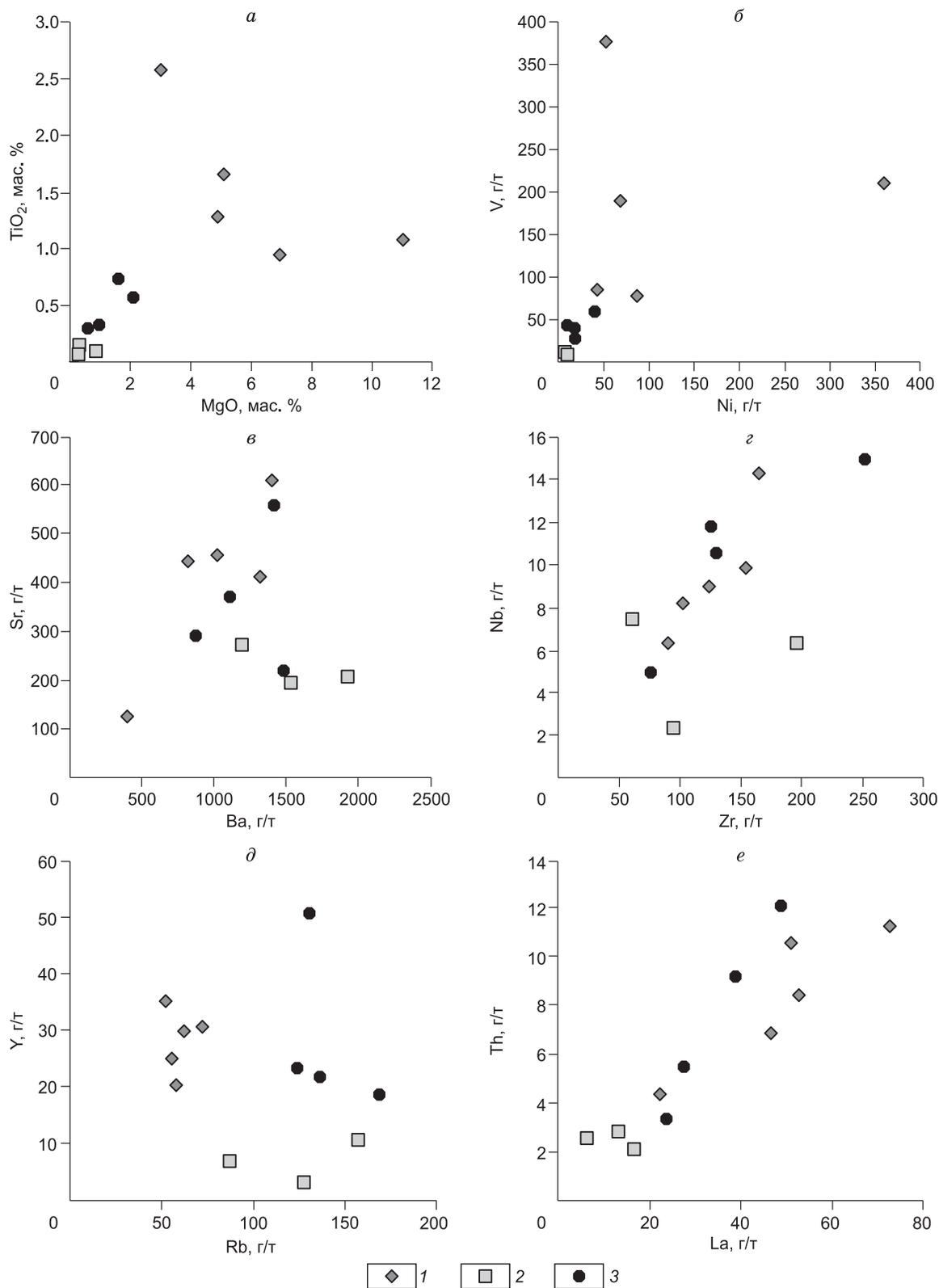


Рис. 9. Диаграммы TiO₂—MgO (а), V—Ni (б), Sr—Ba (в), Nb—Zr (г), Y—Rb (д), Th—La (е) для долеритов даек Голоуспенского выступа (1), лейкогранитов из обособлений в эндоконтактовой зоне крупной дайки долеритов (2) и гибридных пород крупной дайки (3).

Индикаторы процессов растяжения, проявившегося в раннем палеозое в южной части Сибирского кратона, были ранее обнаружены авторами статьи в пределах Бирюсинского выступа, где данные рифтогенные события маркируются дайками габбро-долеритов с возрастом 511 ± 5 млн лет [Gladkochub et al., 2006]. Эти дайки, прорывающие неопротерозойские осадочные образования карагасской серии, представлены базитами, обогащенными Fe_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 , LREE и Th, образовавшимися при плавлении обогащенного литосферного источника [Gladkochub et al., 2006]. Кроме этого, «обогащенные» габбро-долериты, близкие по своему геохимическому облику к раннепалеозойским базитам Бирюсинского и Голоуспенского выступов, были обнаружены авторами статьи в бассейне р. Урик (см. рис. 1), где эти породы слагают мощные (до 20 м), крутопадающие дайки субмеридионального простирания (неопубликованные авторские данные).

Близкий химический состав габбро-долеритов даек, отмеченных в пределах трех участков южной части Сибирского кратона, кардинально отличающийся от состава даек палео- и неопротерозойского возраста юга кратона [Гладкочуб и др., 2001, 2007, 2010; Sklyarov et al., 2003; Шохорова и др., 2010], позволяет допускать их принадлежность к единому, ранее не выделяемому, комплексу малых базитовых интрузий. Присутствие этих даек на достаточно обширной территории (от Бирюсинского выступа на северо-западе до Голоуспенского выступа на юго-востоке), позволяет предполагать, что раннепалеозойские процессы растяжения проявились на значительной площади южного фланга кратона. Однако масштабы раннепалеозойского растяжения существенно уступают рифтогенным событиям, охватившим регион в позднем неопротерозое [Гладкочуб и др., 2007, 2012; Gladkochub et al., 2010].

Внедрение даек в пределах южной окраины Сибирского кратона на временном рубеже ~ 500 млн лет по времени совпало как с основными аккреционно-коллизийными событиями, проявленными в террейнах северного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) [Добрецов, Буслов, 2007; Резницкий и др., 2007; Гордиенко и др., 2012; Руднев и др., 2012; Врублевский и др., 2012], так и с возможным причленением композитных террейнов и микроконтинентов ЦАСП к южному флангу кратона [Донская и др., 2000; Парфенов и др., 2003; Fedorovsky et al., 2005; Гордиенко, 2006; Туркина и др., 2007; Gladkochub et al., 2008; Владимиров и др., 2011; Метелкин и др., 2012; и др.]. Допускается [Донская и др., 2000], что в момент раннепалеозойских аккреционно-коллизийных событий южный выступ Сибирского кратона играл роль своеобразного индентора, в пределах которого могли возникать единичные разрывы или структуры растяжения, которые в отдельных случаях могли контролировать внедрение базитовых расплавов, образующих дайки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования и полученные результаты продемонстрировали, каким образом датирование гибридных пород, выплавляющихся в зонах эндоконтактов интрузий основного состава с вмещающими породами, может быть использовано для выяснения возраста внедрения базитов. Ключевым вопросом в этом подходе является петролого-геохимическое обоснование «гибридности» пород, используемых для изотопного датирования. В ходе термального воздействия со стороны базитовой интрузии на породы метаморфической рамы, сопровождающегося плавлением вмещающего субстрата с образованием гранитоидного расплава, на фоне возникновения гибридных пород в результате взаимодействия магм основного и кислого составов возможна кристаллизация новообразованных цирконов, возраст которых надежно фиксирует время внедрения базитовых интрузий.

Применение данного подхода к исследованию базитовых даек Голоуспенского выступа (южный фланг Сибирского кратона) позволяет в качестве основных предложить следующие результаты (выводы):

- 1) комплекс геологических наблюдений и петролого-геохимических критериев позволяет сделать вывод, что в зоне эндоконтакта долеритов даек с вмещающими породами мигматит-гнейсового комплекса раннедокембрийского фундамента присутствуют породы гибридного состава;
- 2) образование гибридных пород произошло посредством смешения магм основного и кислого составов, при этом гранитоидный расплав возник за счет плавления вмещающих метаморфических пород в результате термального воздействия на них со стороны разогретой базитовой интрузии;
- 3) геохимическая специфика гибридных пород отражает процесс смешения вещества базитовой интрузии с расплавом, образованным за счет плавления пород метаморфического фундамента;
- 4) возраст захваченных цирконов (1902, 1864, 1859 и 1855 млн лет) отражает вклад древних источников вещества в состав гибридной породы;
- 5) возраст молодых, первично-магматических цирконов, образовавшихся в результате плавления вещества в зоне эндоконтакта базитовой интрузии, составляет 494 ± 5 млн лет (SHRIMP-II) и отражает время формирования гибридных пород и, соответственно, время внедрения базитов в метаморфическую раму;

6) геохимическая специфика долеритов даек Голоуспенского выступа свидетельствует в пользу их формирования за счет мантийного источника контаминированного веществом континентальной коры;

7) присутствие на значительной территории южного фланга Сибирского кратона (от Голоуспенского до Бирюсинского выступов) даек близкого возраста, обладающих сходными геохимическими характеристиками, позволяет относить их к единому, ранее не выделяемому на изученной территории раннепалеозойскому комплексу малых базитовых интрузий.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (гранты 12-05-98018-р_сибирь_a, 13-05-91173-ГФЕН_a), ФЦПК (ГК 02.740.11.0721), программы фундаментальных исследований РАН № 10 (проект 10.3). М.Т.Д. Вингейт печатается с разрешения исполнительного директора Геологической службы Западной Австралии. Это публикация 353 Научного Центра «Жидкостные системы от ядра до коры» Австралийского Научного Совета.

ЛИТЕРАТУРА

Владимиров А.Г., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Травин А.В., Владимиров В.Г., Хромых С.В., Юдин Д.С., Колотилина Т.Б. Геодинамическая модель ранних каледонид Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // ДАН, 2011, т. 436, № 6, с. 793—799.

Волкова Н.И., Скляров Е.В. Высокобарические комплексы Центрально-Азиатского складчатого пояса: геологическая позиция, геохимия и геодинамические следствия // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 109—119.

Врублевская Т.Т., Хубанов В.Б. Явления смешения контрастных магм в бимодальном дайковом поясе центральной части Западного Забайкалья. Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Тезисы докладов XI петрографического совещания «Магматизм и метаморфизм в истории Земли». Екатеринбург, ИГиГ УрО РАН, 2010, т. 1, с. 149—150.

Врублевский В.В., Крупчатников В.И., Изох А.Э., Гертнер И.Ф. Щелочные породы и карбонаты Горного Алтая (комплекс эдельвейс): индикатор раннепалеозойского плюмового магматизма в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (8), с. 945—963.

Гладкочуб Д.П., Скляров Е.В., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Меньшагин Ю.В., Пантева С.В. Петрология габбро-долеритов из неопротерозойских дайковых роев Шарыжалгайского выступа и проблема распада суперконтинента Родиния // Петрология, 2001, т. 9, № 6, с. 639—656.

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

Гладкочуб Д.П., Писаревский С.А., Эрнст Р., Донская Т.В., Седерлунд У., Мазукабзов А.М., Хейнс Дж. Крупная магматическая провинция (КМП) с возрастом ~ 1750 млн лет на площади Сибирского кратона // ДАН, 2010, т. 430, № 5, с. 654—657.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Эрнст Р., Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Писаревский С.А., Вингейт М., Седерлунд У. Базитовый магматизм Сибирского кратона в протерозое: обзор основных этапов и их геодинамическая интерпретация // Геотектоника, 2012, № 4, с. 28—41.

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

Гордиенко И.В., Ковач В.П., Елбаев А.Л., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З., Яковлева С.З., Анисимова И.В. Возраст и условия формирования коллизионных гранитоидов Джидинской зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса, Юго-Западное Прибайкалье // Петрология, 2012, т. 20, № 1, с. 45—65.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 93—108.

Донская Т.В., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс // ДАН, 2000, т. 374, № 7, с. 1075—1079.

Донская Т.В., Бибикова Е.В., Мазукабзов А.М., Козаков И.К., Гладкочуб Д.П., Кирицова Т.И., Плоткина Ю.В., Резницкий Л.З. Приморский комплекс гранитоидов Западного Прибайкалья: геохронология, геодинамическая типизация // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (10), с. 1006—1016.

Интерпретация геохимических данных / Ред. Е.В. Скляров. М., Интернет Инжиниринг, 2001, 288 с.

Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (7), с. 883—899.

Ножкин А.Д. Докембрий юго-западной окраины Сибирского кратона // Изв. Томского политехнического университета, 2009, т. 314, № 1, с. 5—16.

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., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогоо О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22, № 6, с. 7—41.

Резницкий Л.З., Сальникова Е.Б., Бараш И.Г., Беличенко В.Г., Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. Верхняя возрастная граница аккреции террейнов северо-западной части восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН, 2007, т. 414, № 4, с. 518—522.

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

Туркина О.М., Ножкин А.Д. Океанические и рифтогенные метавулканические ассоциации зеленокаменных поясов северо-западной части Шарыжалгайского выступа, Прибайкалье // Петрология, 2008, т. 16, № 5, с. 501—526.

Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б., Дмитриева Н.В., Травин А.В. Докембрийские террейны юго-западного обрамления Сибирского кратона: изотопные провинции, этапы формирования коры и аккреционно-коллизионных событий // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 80—92.

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

Dampare S.B., Shibata T., Asiedu D.K., Osae S, Banoeng-Yakubo B. Geochemistry of Paleoproterozoic metavolcanic rocks from the southern Ashanti volcanic belt, Ghana: Petrogenetic and tectonic setting implications // Precamb. Res., 2008, v. 162, p. 403—423.

Fedorovsky V.S., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Khromykh S.V., Mazukabzov A.M., Mekhonoshin A.S., Sklyarov E.V., Sukhorukov V.P., Vladimirov A.G., Volkova N.I., Yudin D.S. Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage: north-eastern segment // Guidebook and abstract volume of the Siberian Workshop IGCP-480 / Ed. E.V. Sklyarov. Irkutsk, Print. IEC SB RAS, 2005, p. 5—76.

Fitton J.G., James D., Kempton P.D., Ormerod D.S., Leeman W.P. The role of lithospheric mantle in the generation of late Cenozoic basic magmas in the western United States // J. Petrol. (Special Lithosphere Issue), 1988, p. 331—349.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol., 2001, v. 42, p. 2033—2048.

Garbe-Schonberg C.-D. Simultaneous determination of thirty-seven trace elements in twenty-eight international rock standards by ICP-MS // Geostand. Newslett., 1993, v. 17, p. 81—97.

Gladkochub D.P., Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Ponomarchuk V.A., Stanevich A.M. Mafic intrusions in southwestern Siberia and implications for a Neoproterozoic connection with Laurentia // Precam. Res., 2006, v. 147, p. 260—278.

Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D., Poller U., Kröner A., Fedorovsky V.S., Mazukabzov A.M., Todt W., Pisarevsky S.A. Petrology, geochronology, and tectonic implications of c. 500 Ma metamorphic and igneous rocks along the northern margin of the Central-Asian Orogen (Olkhon terrane, Lake Baikal, Siberia) // J. Geol. Soc., London, 2008, v. 165, p. 235—246.

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. Proterozoic mafic magmatism in Siberian craton: an overview and implications for paleocontinental reconstruction // Precamb. Res., 2010, v. 183, p. 660—668.

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

Ludwig K.R. SQUID 1.02: A user's manual. Berkeley Geochronology Center. Special Publication 2, 2001.

Ludwig K.R. Isoplot 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center. Special Publication 4. 2003.

Nakamura N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites // Geochim. Cosmochem. Acta, 1974, v. 38, p. 757—775.

Nelson D.R. Compilation of SHRIMP U-Pb zircon geochronology data, 1996. Geological Survey of Western Australia, Record 1997/2, 1997, 189 p.

Panteeva S.V., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Markova V.V., Sandimirova G.P. Determination of 24 trace elements in felsic rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry after lithium metaborate fusion // Spectrochim. Acta. Part B: Atomic Spectroscopy, 2003, v. 58, № 2, p. 341—350.

Pidgeon R.T., Furfaro D., Kennedy A.K., Nemchin A.A., van Bronswijk W. Calibration of zircon standards for the Curtin SHRIMP-II // Eighth International Conference on Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology. Berkeley, USA. Abstracts Vol., United States Geological Survey Circular 1107, 1994, p. 251.

Poller U., Gladkochub D., Donskaya T., Mazukabzov A., Sklyarov E., Todt W. Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian Craton: Archean and Palaeoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // Precam. Res., 2005, v. 136, p. 353—368.

Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Menshagin Y.V., Watanabe T., Pisarevsky S.A. Neoproterozoic mafic dike swarms of the Sharyzhalgai metamorphic massif (southern Siberian craton) // Precam. Res., 2003, v. 122, p. 359—376.

Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett., 1975, v. 26, p. 207—221.

Steiger R.H., Jäger E. Subcommittee on Geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett., 1977, v. 36, p. 359—362.

Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Eds. Saunders A.D., Norry M.J. Magmatism in the oceanic basins. Geological Society of London, Special Publication 42, 1989, p. 313—345.

Tera F., Wasserburg G.I. U-Th-Pb systematics in lunar highland samples from the Luna 20 and Apollo 16 missions // Earth Planet. Sci. Lett., 1972, v. 17, p. 36—51.

*Рекомендована к печати 21 февраля 2013 г.
В.А. Верниковским*

*Поступила в редакцию 4 февраля 2010 г.,
после доработки — 27 июля 2012 г.*