

**КУОНАМСКАЯ КРУПНАЯ ИЗВЕРЖЕННАЯ ПРОВИНЦИЯ (север Сибири, 1501 млн лет):
U–Pb ГЕОХРОНОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И КОРРЕЛЯЦИЯ
С СИНХРОННЫМ МАГМАТИЗМОМ ДРУГИХ КРАТОНОВ**

**Р.Е. Эрнст^{1,2}, А.В. Округин³, Р.В. Веселовский⁴, С.Л. Камо⁵, М.А. Гамильтон⁵,
В.Э. Павлов⁴, У. Сёдерлунд⁶, К.Р. Чемберлейн⁷, К. Роджерс¹**

¹ Department of Earth Sciences, Carleton University, Ottawa, Ontario, K1S 5B6, Canada

² Томский государственный университет, 634050, Томск, просп. Ленина, 36, Россия

³ Институт геологии алмазов и благородных металлов РАН, 677980, Якутск, просп. Ленина, 39, Россия

⁴ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта, РАН, 123995, Москва, ул. Бол. Грузинская, 10, Россия

⁵ Jack Satterly Geochronology Laboratory, University of Toronto, Toronto, ON M5S 3B1, Canada

⁶ Department of Geology, Lund University, Lund, 223 62, Sweden

⁷ Department of Geology and Geophysics, University of Wyoming, Laramie, Wyoming, 82071, USA

В северной части Сибирского кратона выявлена новая крупная изверженная провинция (КИП) Куонамка с возрастом 1501 ± 3 млн лет, простирающаяся на 700 км и потенциально связанная с синхронными дайками и sillами кратонов Сан-Франциско (СФК) и Конго, в прошлом примыкавших к Сибири. Таким образом, кратковременным эпизодом магматизма была охвачена территория в 2000 км.

По данным семи U–Pb датировок методом ID-TIMS (из них 6 новых) по дайкам и sillам долеритов, опробованных по Анабарскому щиту и в пределах рифейского осадочного чехла его западного склона на расстоянии 270 км, возраст провинции составляет 1501 ± 3 млн лет (с достоверностью 95 %). Дополнительная возрастная оценка (1483 ± 17 млн лет), полученная методом SIMS по sillу Оленекского поднятия в нескольких сотнях километрах восточнее, близка к ранее определенному возрасту (1473 млн лет по данным SHRIMP) и в пределах погрешности соответствует возрасту события, определенному методом ID-TIMS.

По геохимическим характеристикам породы соответствуют низкомagneзиальным (4–7 мас. % MgO) толеитовым базальтам внутриплитного происхождения с источником смешанного типа между E-MORB и OIB и слабо проявленными признаками контаминации субстратом коры или метасоматизированной литосферной мантии. Различаются две подгруппы пород. Группа 1 имеет пологий спектр легких ($(La/Sm)_{PM} = 1.9$) и тяжелых PЗЭ ($(Gd/Yb)_{PM} = 1.8$), слабый Sr-минимум и умеренное содержание TiO_2 (2.2 мас. %). Породы группы 2 характеризуются более крутым спектром распределения PЗЭ ($(La/Sm)_{PM} = 2.3$, $(Gd/Yb)_{PM} = 2.3$), глубоким Sr-минимумом, более высоким содержанием TiO_2 (2.7 мас. %) и переходным составом от толеитового к слабощелочному. Небольшое различие в распределении PЗЭ указывает на то, что выплавление родоначальных для пород группы 2 магм происходило на больших глубинах.

Предлагаемая корреляция Куонамской КИП с мезопротерозойским магматизмом СФК подтверждается сравнением геохимических особенностей пород. В частности, состав пород из даек Шапада-Диамантина и Курака схож с составом пород групп 1 и 2 Куонамской КИП и согласуется с предположением о едином мантийном источнике (промежуточном между E-MORB и OIB) и схожим характером последующей дифференциации. В то же время синхронные с ними sill Хумпата и дайки Ангольского блока кратона Конго связаны с другим мантийным источником типа MORB.

Магматизм, дайки, sillы, крупная изверженная провинция, север Сибири.

**THE 1501 MA KUONAMKA LARGE IGNEOUS PROVINCE OF NORTHERN SIBERIA:
U–Pb GEOCHRONOLOGY, GEOCHEMISTRY, AND LINKS WITH COEVAL MAGMATISM
ON OTHER CRUSTAL BLOCKS**

**R.E. Ernst, A.V. Okrugin, R.V. Veselovskiy, S.L. Kamo, M.A. Hamilton, V.E. Pavlov,
U. Söderlund, K.R. Chamberlain, and C. Rogers**

A new large igneous province (LIP), the 1501 ± 3 Ma Kuonamka LIP, extends across 700 km of northern Siberia and is linked with coeval dykes and sills of the formerly attached São Francisco craton (SFC)-Congo craton to yield a short-duration LIP event 2000 km across.

The age of the Kuonamka LIP can be summarized as 1501 ± 3 Ma (95% confidence), based on 7 U–Pb ID-TIMS ages (six new herein) from dolerite dikes and sills extending across the Anabar shield and within western Riphean cover rocks for a distance of 270 km. An additional sill yielded a SIMS (CAMECA) age of 1483 ± 17 Ma and sill in the Olenek uplift several hundred kilometers farther east, a previous SIMS (SHRIMP)

age of ca. 1473 Ma was obtained on a sill; both SIMS ages are within the age uncertainty of the ID-TIMS ages.

Geochemical data indicate a tholeiitic basalt composition with low MgO (4–7 wt.%) within-plate character based on trace element classification diagrams and source between E-MORB and OIB with only minor contamination from crust or metasomatized lithospheric mantle. Two subgroups are distinguished: Group 1 has gently sloping LREE ((La/Sm)_{PM} = 1.9) and HREE ((Gd/Yb)_{PM} = 1.8) patterns, slightly negative Sr and moderate TiO₂ anomalies (2.2 wt.%), and Group 2 has steeper LREE ((La/Sm)_{PM} = 2.3) and HREE ((Gd/Yb)_{PM} = 2.3), strong negative Sr anomaly, is higher in TiO₂ (2.7 wt.%), and is transitional from tholeiitic to weakly alkaline in composition. The slight differences in REE slopes are consistent with Group 2 on average melting at deeper levels.

Proposed reconstructions of the Kuonamka LIP with 1500 Ma magmatism of the SFC-Congo craton are supported by a geochemical comparison. Specifically, the chemistry of the Chapada Diamantina and Curaça dikes of the SFC can be linked to that of Groups 1 and 2, respectively, of the Kuonamka LIP and are consistent with a common mantle source between EMORB and OIB and subsequent differentiation history. However, the coeval Humpata sills and dikes of the Angola block of the Congo craton represent a different magma batch.

Magmatism, dikes, sill, igneous province, northern Siberia

ВВЕДЕНИЕ

Крупные изверженные провинции (КИП) представляют собой продукт крупнообъемных (> 0.1 млн км³; часто более 1 млн км³) извержений лав, главным образом базитового (ультрабазитового) состава внутриплитного генезиса, происходящих как в континентальных, так и океанических обстановках, и характеризующихся малой продолжительностью (< 5 млн лет) или многократными краткосрочными импульсами общей продолжительностью в несколько десятков миллионов лет [Ernst, 2014 и ссылки в данной работе]. Как правило, они включают в себя непосредственно вулканические толщи (платобазальты) и систему даек, силлов и расслоенных интрузий, и могут быть связаны с кислым магматизмом, карбонатитами и кимберлитами. Формирование КИП связано с распадом континентов, глобальным изменением климата, включая события массового исчезновения видов, и с рудными месторождениями различных типов.

Сибирский кратон хорошо известен своей трапповой провинцией с возрастом 252 млн лет, которая охватывает несколько миллионов квадратных километров, была сформирована в течение миллиона лет и вмещает стратегически важное Норильское месторождение Ni-Cu-PGE [Kamo et al., 2003; Reichow et al., 2009; Naldrett, 2010; Ivanov et al., 2013; Ernst, Jowitt, 2013; Ernst, 2014; Ryabov et al., 2014; Burgess, Bowring, 2015]. Недавними исследованиями в рамках работ по проекту LIPs Industry Consortium (www.supercontinent.org; [Ernst et al., 2013a]) по результатам U-Pb датирования даек и силлов долеритов на территории Сибири была выявлена протерозойская КИП, сравнимая по масштабам с сибирскими траппами; в частности, гигантская система из радиальных даек возрастом 1750 млн лет, простирающаяся на территории > 750 000 км² [Gladkochub et al., 2010a,b]. Кроме того, эта и многие другие КИП Южной Сибири могут быть связаны с сопоставимыми по возрасту КИП в Северной Лаврентии, что указывает на их пространственную сопряженность в интервале 1.8–0.7 млрд лет [Ernst et al., 2016] и расширяет ареал распространения и важность каждой из этих КИП.

В настоящей работе описана Куонамская КИП с возрастом 1500 млн лет, расположенная на севере Сибири (рис. 1 и 2) [Ernst et al., 2014], которая потенциально может быть связана с дайками и силами, расположенными в кратонах Сан-Франциско и Конго, в прошлом примыкавших к Сибири, и охватывала территорию в 2000 км. В статье приводятся новые U-Pb датировки и геохимические данные, а также предлагаются варианты реконструкции взаиморасположения Сибирского кратона и СФК.

ОБРАЗЦЫ

Точки опробования показаны на рис. 1. Некоторые характеристики образцов приведены в табл. 1. Следует отметить, что образцы были предоставлены различными соавторами и отобраны в разное время, детали опробования приведены ниже.

Образцы из дайки долерита серии EQ94: 01-01 (0.7 м шириной), 02-05 (20 м шириной), 03-05 (30 м шириной), 04-05 (50 м шириной), 13-01 (30–40 м шириной) и 14-02 (35 м шириной) были отобраны совместно Р. Эрнстом и А. Округиным во время экспедиции 1994 г. в районе р. Большая Куонамка (север Сибири). Палеомагнитные данные, а также U-Pb-геохронологические данные для обр. EQ94-04-05 приведены в работе Р. Эрнста с соавторами [Ernst et al., 2000]. В числе ранее полученных датировок K-Ar возрасты для некоторых даек: 1242 ± 20 млн лет (обр. EQ94-02), 1487 ± 10 млн лет (обр. EQ94-03), 1391 ± 42 млн лет (обр. EQ94-04), 1200 ± 8 млн лет (обр. EQ94-13), 1537 ± 34 млн лет (обр. EQ94-14). U-Pb возрасты в диапазоне 2728–2679 млн лет получены по ксенокристам циркона из обр. EQ94-02

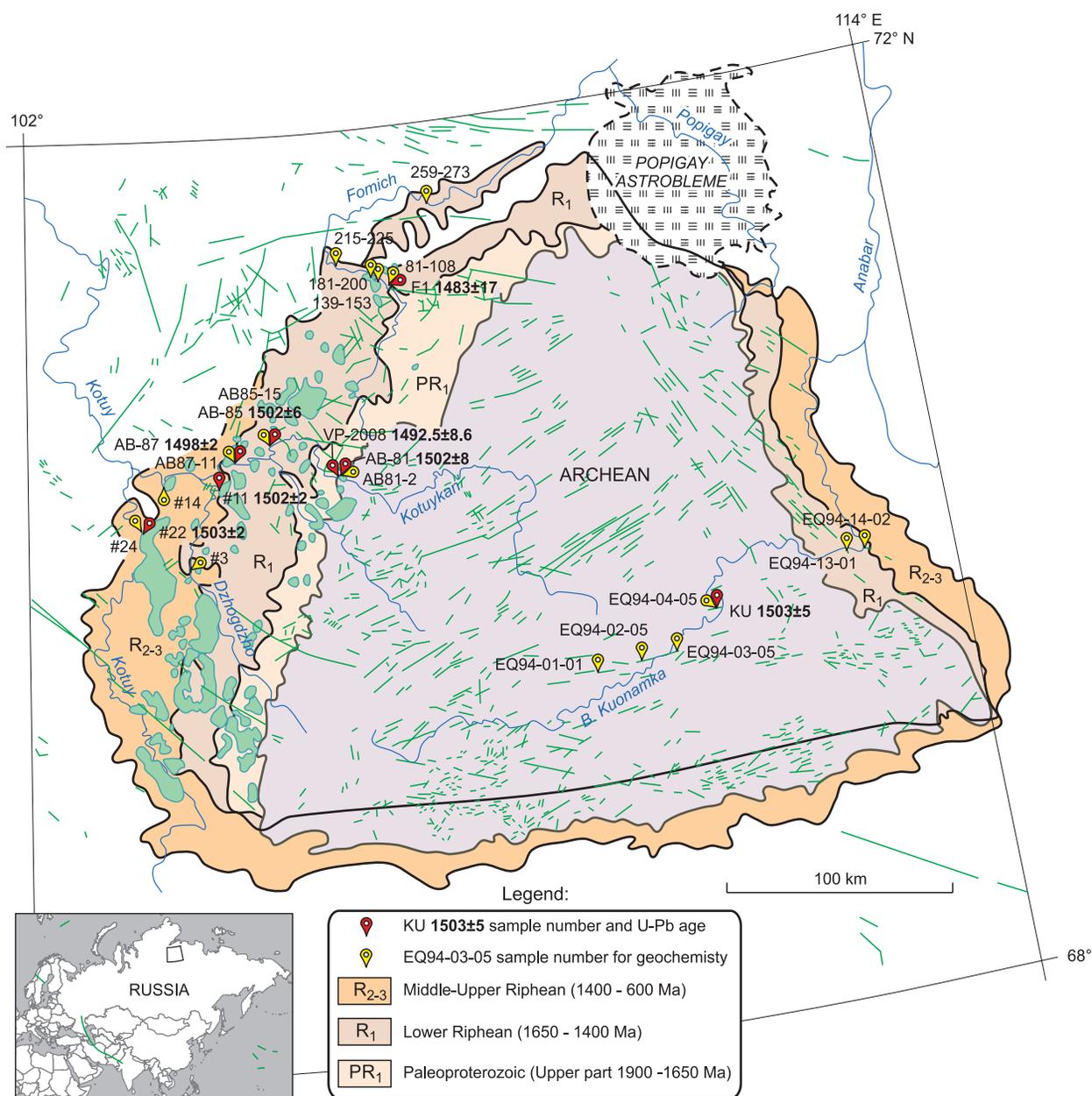


Рис. 1. Точки опробования в пределах Куонамской КИП по Анабарскому щиту (архей) и рифейско-му (мезопротерозой—неопротерозой) осадочному чехлу.

Дайки (показаны зеленым цветом) имеют широкий диапазон возраста от протерозойского до палеозойского [Okrugin et al., 1990; Ernst et al., 2000]; дайки ЗВ простирания, расположенные вдоль р. Бол. Куонамка, относятся к Куонамской КИП [Ernst et al., 2000]. По данным настоящего исследования предполагается, что силлы (показаны зелеными ареолами) в рифейских осадочных породах на западе Анабарского щита также в основном принадлежат к Куонамской КИП. Отделы докембрийского периода даны в соответствии с Международной стратиграфической шкалой (2006), граница между средним и нижним рифеем приведена по данным [Пучков и др., 2013].

(см. табл. 1 в [Ernst et al., 2000]). В работе [Ernst et al., 2000] по материалам работы А. Округина с соавторами [Округин и др., 1990] на основе вещественного состава, петрографии и К-Аг возраста предложена связь долеритов EQ94-01, -02, -03, -04 и -14 с куонамской группой, а долерита EQ94-13 с группой даек Юкен. Тем не менее геохимические данные, приведенные ниже, свидетельствуют о принадлежности дайки 13 к куонамской группе.

Долеритовый силл, прорывающий породы осадочного чехла рифейского возраста к западу от Анабарского щита, представлен образцами № 11 (мощностью 30 м), № 14 (30 м), № 24 (300 м), № 81—108 (30 м), № 139—153 (30 м), № 181—200 (30 м) и № 215—225 (30 м). Напротив, обр. № 259—273 (мощностью 30 м) был отобран из дайки и обр. № 3 (100 м) также, возможно, представляет дайку, хотя

Таблица 1.

Перечень образцов Куонамской КИП, использованных в работе

Образец	Ширина	Долгота	Форма	Геохимич. группа	U-Pb (ID-TIMS) за исключением образца F1	Ширина дайки или силла, м	Простирание (в случае дайки)	Вмещающая порода
Группа 1								
EQ94-01-01	69.54482	109.13160	Дайка	1	—	0.7	Е	Архейский гиперстен и двупироксеновый гнейс
EQ94-02-05	69.59717	109.91635	»	1	—	40	Е	Архейский двупироксеновый гнейс и пироксен-плагиоклазовый сланец
EQ94-04-05	69.76283	110.84697	»	1	1503 ± 5	50	Е	То же
АВ-85-15	70.67778	105.38333	Дайка*	1	1502 ± 6	50	ESE	Нижнерифейские аргиллиты, алевролиты, конгломераты, песчаники, устьилинская свита
АВ-87-11	70.60694	104.85833	Силл	1	1498 ± 2	25	—	Нижнерифейские доломиты, известняки, котуйканская свита; нижнерифейские песчаники, устьилинская свита
АВ-81-2	70.51806	106.12500	»	1	1502 ± 8	30	—	Палеопротерозойские песчаники, конгломераты, ильинская свита
139-153	71.36361	106.80556	»	1	—	30	—	Нижнерифейские доломиты, известняки, алевролиты, песчаники, устьилинская свита
81-108 (= точка опробования F1)	71.34222	106.92444	»	1	1483 ± 17 (site F1; IN-SIMS method)	30	—	То же
14	70.51942	103.85536	»	1	—	30	—	Среднерифейские доломиты, песчаники, юмастакская свита
24	70.33783	103.53692	»	1	1503 ± 2 (at site 22)	300	—	То же
Группа 2								
EQ94-13-01	69.90610	112.59757	Дайка	2	—	30—40	ESE	Нижнерифейские доломиты, известняки и аргиллиты, котуйканская свита
EQ94-14-02	69.89660	112.80077	»	2	—	35	Е	То же
EQ94-03-05	69.61638	110.30357	»	2	—	30	Е	Архейский двупироксеновый гнейс и пироксен-плагиоклазовый сланец
259-273	71.64039	107.77389	»	2	—	30	NE	Нижнерифейские доломиты, известняки и аргиллиты, котуйканская свита
215-225	71.40917	106.39056	Силл	2	—	30	—	То же
Группа 2 (переходная к группе 1)								
11	70.49644	104.53350	Силл	2 (переходная между 1 и 2)	1501.6 ± 1.9	30	—	Нижнерифейские доломиты, известняки и аргиллиты, котуйканская свита
Нет химических данных	—	—	—	—	—	—	—	—
VP-2008	70.51548	106.08947	Силл	—	1493 ± 9	15	—	Палеопротерозойские песчаники, конгломераты, ильинская свита
181-200	71.37167	106.72806	»	Высокий Si	—	30	—	Рифейские карбонаты котуйканская свита
3	70.19294	104.11944	»	Высокий Si	—	100	—	Рифейские доломиты, котуйканская свита

* Дайка, меняющая простирание от восток-юго-восточного до южного или перевернутый край силла.

недостаточное обнажение пород препятствует точному определению формы интрузии. Все образцы этой серии были отобраны Р. Веселовским.

Образец VP-2008 был отобран В. Павловым из обнажения долеритового силла мощностью ~15 м в рифейских песчаниках на правом берегу р. Котуйкан.

Образец F1 (силл в районе р. Фомич) был отобран Р. Веселовским и А. Шацило из долеритового силла видимой мощностью более 30 м среди рифейской толщи северного склона Анабарского поднятия вдоль р. Фомич в 10 км вниз по течению от устья ручья Бурустах (силл вскрыт на обоих берегах р. Фомич). Четыре силла из долины р. Фомич, датированные ранее К-Аг методом, имеют возрасты 912 млн лет (для 2 силлов), 1100 млн лет и 1540 млн лет [Кутейников и др., 1967]. Для долеритов той же зоны ранее был также получен Sm-Nd возраст в 1513 ± 51 млн лет [Veselovskiy et al., 2006].

Образцы АВ-81, АВ-85 и АВ-87 были отобраны А. Округиным вдоль р. Котуйкан из рифейского чехла к западу от Анабарского щита. Образцы АВ-81 и АВ-87 отобраны из долеритовых силлов мощностью 30 и 25 м соответственно, а обр. АВ-85 отобран из долеритовой дайки ВСВ простирания (110°) 50 м шириной. Полученные ранее К-Аг-возрастные оценки для этих тел — 1139 ± 31 млн лет (АВ-81), 1079 ± 45 млн лет (АВ-85) и 1314 ± 14 млн лет (АВ-87) [Округин и др., 1990].

Образец № 22 был отобран на берегу р. Котуй из силла мощностью 300 м в 20 метрах от краевой зоны. Вмещающие породы представлены доломитами юсмастакской (PR₂) или старореченской свиты (PR₃). Целесообразность опробования данного силла обусловлена наличием достоверных палеомагнитных данных [Veselovskiy, Pavlov, 2009]. Ранее считалось, что указанные долериты имеют вендский или пермско-триасовый возраст, однако их палеомагнитная ориентировка схожа с аналогичной для долеритов возрастом 1500 млн лет, что подтвердилось U-Pb данными, представленными ниже.

Петрография. Все отобранные образцы имеют минералогический состав, характерный для долеритов, с клинопироксеном и плагиоклазом в качестве главных минералов, подчиненным количеством Fe-Ti-оксидов и редким апатитом. Структура долеритов варьирует от интерсертальной до субофитовой и офитовой по мере увеличения размера зерен. Вторичное изменение выражено в незначительной сосюритизации плагиоклаза и уралитизации пироксена. Две геохимические группы пород, выделенные на основе редкоэлементных характеристик имеют схожий минералогический состав.

МЕТОДОЛОГИЯ

U-Pb ID-TIMS. Семь образцов были продатированы U-Pb методом с использованием масс-спектрометрии с термической ионизацией и изотопным разбавлением (U-Pb ID-TIMS) (см. табл. 1). Выделение бадделеита произведено в геохронологических лабораториях университетов г. Лунд и г. Торонто по методике, описанной У. Содерлундом и Л. Йоханссоном [Söderlund, Johansson, 2002; Nilsson et al., 2013].

Выделенные зерна проанализированы в геохронологической лаборатории им. Джека Саттерли университета г. Торонто с использованием методики U-Pb ID-TIMS. В процессе отбора и подготовки препаратов для анализа зерна неизмененного бадделеита обрабатывались раствором 7N HNO₃ и далее выдерживались в течение 3—4 дней в печи при температуре ~195 °С в тефлоновых капсулах с раствором ~0.1 мл HF, ~0.02 мл 7N HNO₃ и смешанного раствора ²⁰⁵Pb—²³⁵U изотопного трассера по методике, описанной в [Krogh, 1973]. Образцы далее высушивали до выделения осадка и вновь растворяли в ~0.15 мл 3N HCl в течение ночи. Уран и свинец выделяли из бадделеита с использованием 50 мкл анион-обменных колонок с применением HCl, затем их осаждали на отоженных ренийевых катодах с силикагелевым эмиттером [Gerstenberger, Haase, 1997]; свинец анализировался на масс-спектрометре VG354 с использованием детектора Дейли в импульсном режиме. Расчет весовых фракций выполнен с помощью данных цифрового картирования и плотности бадделеита. Поправка на время запаздывания системы в течение рабочего периода составила 20 нс для Pb и U. Поправка на смещение масс для детектора Дейли составила 0.07 % а.е.м. (атомной единицы массы), а температурная дискриминация по массе принималась из расчета 0.10 % а.е.м. Холостые пробы для U-Pb в лабораторных условиях обычно составляли в среднем 0.5 пг для Pb и 0.1 пг для U. Обработка данных проводилась с использованием алгоритмов и программного обеспечения Isoplot 3.0 (разработанного Людвигом [Ludwig, 2003]). Все погрешности, приводимые в тексте и графиках (в том числе используемые для отрисовки эллипсов ошибки и рассчитанных возрастов), соответствуют доверительному интервалу 2σ. Более подробно аналитические протоколы описаны в [Hamilton, Buchan, 2010].

U-Pb IN-SIMS. Образец F1 был продатирован с использованием методики IN-SIMS (локальной масс-спектрометрии со вторичной ионизацией). На первом этапе осуществлялся поиск цирконийсодержащих фаз в полированных шлифах при помощи волнодисперсионной спектроскопии (университет Вайоминга). Построение карт в автоматическом режиме с идентификацией фаз размером до 10—30 мкм выполнялось в течение периода до 10 ч на один шлиф. Подтверждение цирконийсодержащих минера-

лов осуществлялось средствами энергодисперсионной спектрометрии в ручном режиме. Для ускорения процедуры изотопного анализа положение выявленных фаз зафиксировано серией изображений в обратнорассеянных электронах и отраженном свете при различном увеличении. Фрагменты шлифов, насыщенные необходимыми фазами, размером 10×10 мм помещали в шашки на основе эпоксидной смолы стандартного размера (1 дюйм) вместе с приполированными заранее зернами стандартов для U-Pb изотопного анализа методом масс-спектрометрии со вторичной ионизацией (SIMS). Анализ выполнялся по методике, описанной в [Schmitt et al., 2010; Chamberlain et al., 2010] на приборе CAMECA 1270 ims в Калифорнийском университете (г. Лос-Анджелес). Данные были ограничены первыми 10 итерациями после предварительного распыления для минимизации эффекта от фракционирования в результате углубления кратера, который наблюдался в ряде случаев; выбор параметров диафрагмы осуществлялся относительно размеров исследуемых зерен для исключения вклада минерала-хозяина, особенно в части обычного Pb. Площади опробования обычно ограничивались 3—4 мкм от изначальной площади кратера в 20 мкм.

Геохимия петрогенных и редких элементов. Для анализа на главные и редкие элементы отобраны неизмененные, неметаморфизованные образцы даек и силлов, истертые в порошок в университете Карлтона. В лаборатории образцы распиливали на пластины толщиной 1 см с удалением поверхности выветривания. От каждого образца выбирали одну пластину, поверхности которой полировали порошком карбида кремния с размером зерен 120 мкм для удаления следов загрязнения металлом в результате распиливания образцов. Часть материала пластинок последовательно измельчали и просеивали до достижения размера частиц менее 2 мм и после истирали в шаровой мельнице из агата до размера менее 200 мкм. Мельница предварительно обрабатывалась аликвотной пробой из всех образцов до начала дробления и истирания для получения аликвотной пробы для анализа. Инструменты и рабочие поверхности дробилки и мельницы обрабатывали этиловым спиртом после каждого образца для уменьшения риска перекрестного загрязнения.

Около 20 г пробы, издробленной до размера частиц < 200 мкм, отправляли в лаборатории ALS (<http://www.alsglobal.com/>) для геохимического анализа. Перед анализом на 55 петрогенных, редких и рассеянных элементов методами атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой образцы сплавлялись с использованием метаболита лития. Для построения графиков суммы компонентов нормировались к 100 % сухого веса.

U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Методика ID-TIMS

Новые данные, полученные методом U-Pb ID-TIMS для семи образцов, приведены в табл. 2 и на рис. 2, A—E.

EQ94-04-05. Первоначально возраст этой дайки ЗВ простираения, опробованной вдоль р. Большая Куонамка, был определен в 1503 ± 5 млн лет [Ernst et al., 2000]. Данная датировка основана на модельном $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрасте по результатам анализа на основе анализа одной крупной популяции зерен бадделеита. В настоящей работе были дополнительно проанализированы две меньшие по объему фракции из 7—8 кристаллов (в основном очень мелкие зерна и их обломки) (см. табл. 2; рис. 2, A). Обе новые возрастные оценки (Vd-2, Vd-3) немного более дискордантны в сравнении с исходной фракцией (Vd-1), однако все три пробы характеризуются схожими модельными $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастными в диапазоне 1501.2—1503.0 млн лет. Все проанализированные фракции имеют высокое содержание обычного свинца, вероятнее всего, из-за присутствия минеральных включений. Относительно более высокое содержание обычного свинца в проанализированных новых популяциях приводят к менее точным рассчитанным величинам Pb/U и Pb/Pb отношений, однако средневзвешенное значение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста 1503.0 ± 4.6 млн лет подтверждено в качестве первичного возраста этой дайки.

Участок опробования № 11. Представляет собой силл габбро мощностью 30 м, опробованный вдоль р. Джогджо, который прорывает юсмастакскую свиту в рифейском осадочном чехле на западе Анабарского щита. Из образца извлечено умеренное количество кристаллов бадделеита, из которых для анализа было отобрано четыре фракции по 6—10 зерен. Проанализированные фракции характеризуются Th/U отношением в диапазоне 0.10—0.14 и величиной дискордантности от 1.0 до 1.4 %. Оценки модельного $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста находятся в диапазоне 1499.2—1503.8 млн лет (см. табл. 2). Средневзвешенное значение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста по четырем анализам, образующим кластер, близко к дискордии, указывающей лишь на современный эпизод потери свинца, составляет 1501.6 ± 1.9 млн лет (MSWD = 0.79; см. рис. 2, B), что может быть интерпретировано как возраст внедрения и кристаллизации силла.

Участок опробования № 22. В образце габбро с площади опробования № 22, представляющей собой мощный силл, расположенный вдоль р. Котуй, бадделеит встречается достаточно редко. Было проанализировано три фракции, каждая из которых, представлена только 2—3 мелкими светло-корич-

Таблица 2. U-Rb данные бадделита для долеритовых дайк и силлов Куонамской свиты, север Сибирского кратона

Фракция	Описание	U, г/г	Rb ^T , пг	Pb ^c , пг	Th/U	²⁰⁶ Rb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Rb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Rb/ ²³⁵ U	±2σ	Возраст, млн лет			D, %					
											²⁰⁶ Rb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Rb/ ²³⁵ U		±2σ	²⁰⁷ Rb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ		
Обр. EQ94-04-05; В-3 долеритовая дайка, р. Большая Куонамка																			
Bd-1*	22 mbr el and short blades	224	67.8	2.8	0.10	1533	0.25812	0.00074	3.3363	0.0096	0.09375	0.00024	1480.2	3.8	1489.6	2.2	1503.0	4.8	1.7
Bd-2	8 mbr blades & frags	341	16.0	3.8	0.11	300	0.25728	0.00095	3.3224	0.0787	0.09366	0.00196	1475.9	4.9	1486.3	18.6	1501.2	39.9	1.9
Bd-3	7 mbr blades & frags	214	10.1	4.2	0.05	179	0.25635	0.00148	3.3120	0.1373	0.09370	0.00345	1471.1	7.6	1483.9	32.6	1502.1	70.4	2.3
Обр. П1; габбро силл; район р. Дежджо																			
Bd-1	6 pbr-mbr el blades & frags	335	27.1	0.7	0.10	2619	0.26002	0.00059	3.3624	0.0124	0.09379	0.00024	1489.9	3.0	1495.7	2.9	1503.8	4.8	1.0
Bd-2	7 pbr-mbr el blades & frags	381	39.3	0.5	0.14	5477	0.25856	0.00052	3.3398	0.0090	0.09368	0.00013	1482.5	2.7	1490.4	2.1	1501.7	2.7	1.4
Bd-3	10 pbr-mbr el blades & frags	309	30.4	0.6	0.10	3368	0.25851	0.00063	3.3347	0.0119	0.09356	0.00020	1482.2	3.2	1489.2	2.8	1499.2	4.1	1.3
Bd-4	10 pbr-mbr el blades & frags	400	45.0	2.0	0.10	1544	0.25926	0.00053	3.3509	0.0168	0.09374	0.00038	1486.1	2.7	1493.0	3.9	1502.9	7.6	1.3
Обр. ВР-2008; грубый долеритовый силл; районы рек Котуйкан и Вурбур																			
Bd-1	2 sm, pbr, irr	243	62.6	0.7	0.11	880	0.26314	0.00118	3.4016	0.0140	0.09376	0.00018	1505.9	6.0	1504.8	3.2	1503.2	3.6	-0.2
Bd-2	3 short, pbr, elong frags	208	99.5	0.5	0.08	1106	0.26086	0.00124	3.3710	0.0149	0.09372	0.00019	1494.3	6.3	1497.7	3.5	1502.5	3.8	0.9
Bd-3	3 short, mbr, frags	213	75.8	0.6	0.08	1285	0.26224	0.00100	3.3899	0.0139	0.09375	0.00015	1501.3	6.2	1502.1	3.2	1503.1	3.1	0.3
Bd-1	2 long, mbr blades	238	12.0	0.8	0.21	1012	0.25381	0.00218	3.2634	0.0333	0.09325	0.00070	1458.1	11.2	1472.4	7.9	1493.0	14.2	2.6
Bd-2	3 sm blade frags	107	2.6	0.4	0.04	506	0.25738	0.00269	3.2759	0.0582	0.09231	0.00120	1476.4	13.8	1475.3	13.8	1473.8	24.8	-0.2
Bd-4	9 short mbr blades & frags	287	9.6	0.7	0.05	835	0.30854	0.00135	3.9639	0.0370	0.09318	0.00069	1733.5	6.7	1626.8	7.6	1491.5	14.0	-18.5
Bd-5	10 short mbr blades & frags	229	12.0	1.2	0.37	632	0.22046	0.00068	2.8351	0.0322	0.09327	0.00091	1284.3	3.6	1364.9	3.5	1493.3	18.5	15.4
Bd-6	11 short mbr blades & frags	241	8.9	0.4	0.07	1430	0.25778	0.00093	3.3145	0.0201	0.09325	0.00042	1478.5	4.3	1484.5	4.7	1493.0	8.5	1.1
Bd-7	11 short mbr blades & frags	231	8.2	1.5	0.06	387	0.25770	0.00120	3.3122	0.0613	0.09322	0.00151	1478.1	6.2	1483.9	14.5	1492.3	30.8	1.1
Обр. АВ-87; долеритовый силл; р. Котуйкан																			
Bd-1	24 sm, pbr blades & frags	605	29.9	1.3	0.09	1547	0.25735	0.00049	3.3182	0.0105	0.09351	0.00021	1476.2	2.5	1485.3	2.5	1498.3	4.3	1.6
Bd-2	17 short + el blades & frags	706	35.2	0.9	0.10	2642	0.25832	0.00060	3.3307	0.0092	0.09351	0.00016	1481.3	3.1	1488.3	2.2	1498.3	3.2	1.3
Bd-3	14 sm, pbr blades	984	48.6	1.3	0.09	2529	0.25694	0.00049	3.3131	0.0083	0.09352	0.00014	1474.2	2.5	1484.1	2.0	1498.5	2.9	1.8
Bd-4	7 sm, pbr blades & frags	698	17.4	0.6	0.14	1798	0.25577	0.00109	3.3046	0.0178	0.09371	0.00029	1468.2	5.6	1482.1	4.2	1502.2	5.8	2.5
Bd-5	9 sm, pbr blades	415	12.5	0.6	0.13	1397	0.25779	0.00086	3.3302	0.0204	0.09369	0.00043	1478.5	4.4	1488.2	4.8	1501.9	8.8	1.7

Примечание. Все анализированные фракции представлены высококачественными свежими зернами бадделита. Сокращения: Vd — бадделит; pbr — светло-коричневый; mbr — коричневый; sm — маленький; irr — неправильный; el — удлиненная (вытянутая) пластина; frags — фрагменты. Rb^T — суммарное количество Rb, Rb^c — суммарный измеренный Rb с учетом изотопного состава лабораторной контрольной пробы: 206/204 — 18.221; 207/204 — 15.612; 208/204 — 39.360 (ошибки 2 %). Атомное отношение Rb/U скорректировано для выбросов, фракционирования, контроля и, где необходимо, для исходного общего свинца; ²⁰⁶Rb/²⁰⁶Pb скорректирован для выбросов и фракционирования. Th/U — модельное значение, вычисленное для радиогенного отношения ²⁰⁸Rb/²⁰⁶Pb и ²⁰⁷Rb/²⁰⁶Pb возраста с учетом конкорданса. D — процент дискордантности для данного ²⁰⁷Rb/²⁰⁶Pb возраста. Постоянная распада урана, по [Jaffey et al., 1971].

* Анализы проделаны Геологической службой Канады и представлены в [Ernst et al., 2000].

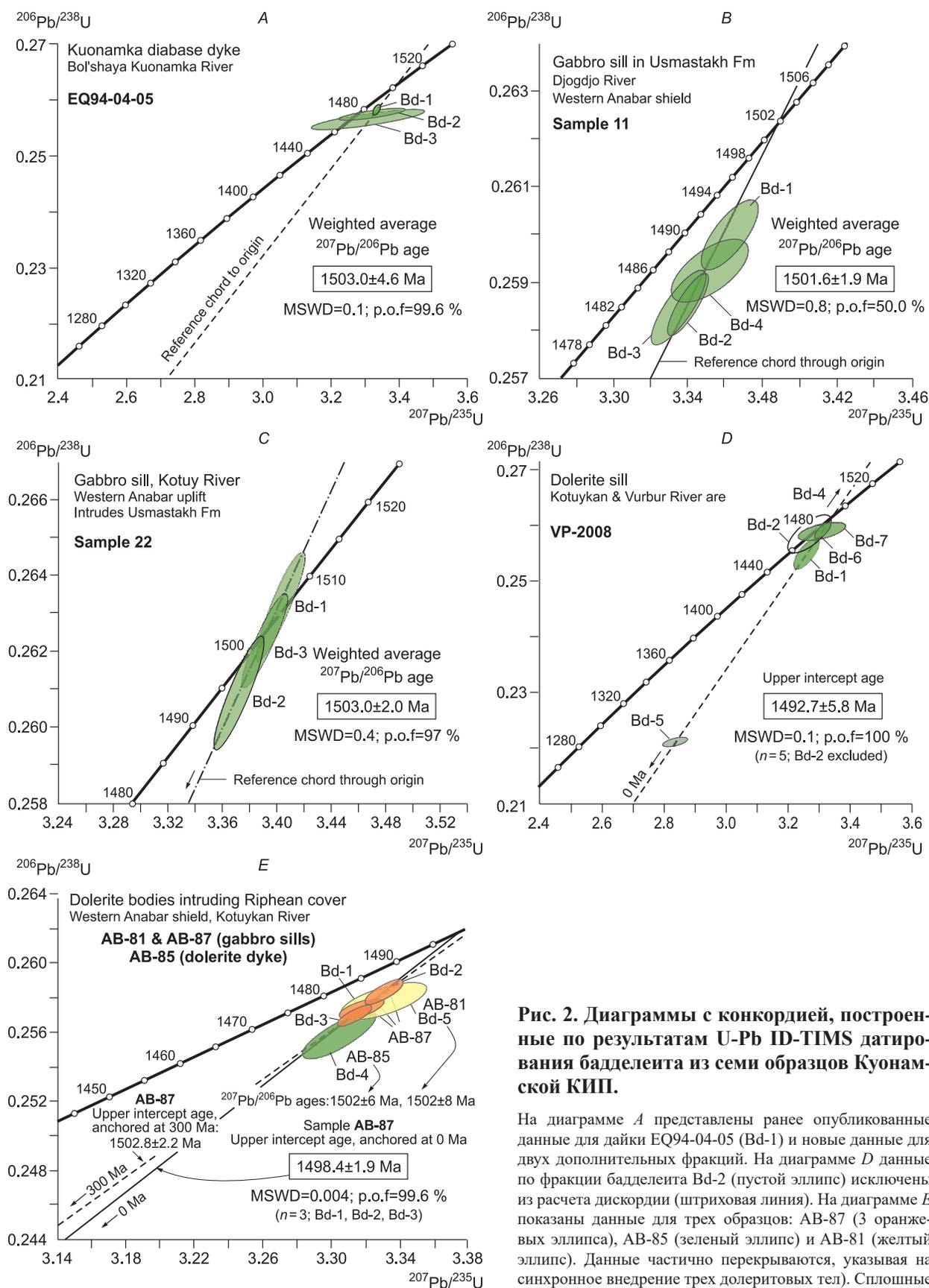


Рис. 2. Диаграммы с конкордией, построенные по результатам U-Pb ID-TIMS датирования бадделита из семи образцов Куонамской КИП.

На диаграмме *A* представлены ранее опубликованные данные для дайки EQ94-04-05 (Bd-1) и новые данные для двух дополнительных фракций. На диаграмме *D* данные по фракции бадделита Bd-2 (пустой эллипс) исключены из расчета дискордии (штриховая линия). На диаграмме *E* показаны данные для трех образцов: AB-87 (3 оранжевых эллипса), AB-85 (зеленый эллипс) и AB-81 (желтый эллипс). Данные частично перекрываются, указывая на синхронное внедрение трех долеритовых тел. Сплошные и штриховые линии на диаграмме *E* представляют собой дискордии, соответствующие потере свинца на рубежах 0 и 300 млн лет соответственно. См. объяснение в тексте.

невными до коричневых зернами и фрагментами зерен и имеет конкордантный или близкий к конкордантному $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст в диапазоне 1502.5—1503.2 млн лет. Средневзвешенное значение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста, определенное для внедрения этого силла, равно 1503.0 ± 2.0 млн лет ($\text{MSWD} = 0.4$) (см. рис. 2, С, табл. 2).

VP-2008. Образец отобран из силла долерита мощностью 15 м, который прорывает песчаники рифейского возраста вдоль р. Котуйкан и содержит умеренное количество коротких и мелких коричневых лейст или фрагментов лейст бадделеита и редкие кристаллы вытянутой формы. Для анализа было отобрано несколько фракций из 2—11 зерен. За исключением единственной фракции с прямой дискордантностью (Bd-5) и одной фракции с обратной дискордантностью (Bd-4), большинство анализов выявили возрастные значения в пределах 3 % дискордантности; за исключением неточного анализа для фракции Bd-2, регрессия по пяти точкам через начало координат дает верхнее пересечение дискордии, соответствующее возрасту 1492.7 ± 5.8 млн лет ($\text{MSWD} = 0.1$; см. табл. 2, рис. 2, D). Наиболее конкордантные оценки получены по зернам с Th/U отношением, характерным для бадделеита хорошего качества (~ 0.04 — 0.07), в то время как дискордантные оценки соответствуют более высоким значениям Th/U (до 0.37); данный факт скорее всего отражает присутствие незначительных зон обрастания цирконом, что влечет за собой вторичное изменение и потерю свинца (например, Bd-1, Bd-5). В качестве наиболее корректной оценки возраста внедрения и кристаллизации данного силла был принят рубеж 1493 ± 6 млн лет.

AB-81. Из силла долерита мощностью 30 м, который прорывает рифейский осадочный чехол вдоль р. Котуйкан, выделено крайне малое количество зерен бадделеита. Единичный валовой U-Pb анализ нескольких фрагментов бадделеита (общим весом ~ 0.1 мкг) выявил $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст 1502 ± 9 млн лет с величиной дискордантности 1.7 %, что согласуется с данными для AB-87 и AB-85 (см. ниже) (см. рис. 2, E, табл. 2). Полученное значение может рассматриваться в качестве минимальной оценки времени внедрения данного силла.

AB-85. Представляет собой долеритовую дайку, простирающуюся под углом 110° и мощностью 50 м, содержит редкие зерна бадделеита. Единичный валовой анализ фракции из нескольких зерен выявил $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст 1502 ± 6 млн лет с величиной дискордантности 2.5 %, что в пределах аналитической погрешности соответствует оценкам для образцов AB-87 и AB-81 (см. рис. 2, E, табл. 2). Это значение может быть интерпретировано как минимальная оценка времени внедрения данной дайки.

AB-87. U-Pb данные для трех фракций бадделеита, отобранных из силла мощностью 25 м, пересекаются и указывают на незначительную потерю Pb (степень дискордантности 1.2—1.8 %) (см. рис. 2, E, табл. 2). Средневзвешенное значение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста составляет 1498.4 ± 1.9 млн лет ($N = 3$; $\text{MSWD} = 0.004$) и интерпретируется нами как минимальная оценка возраста этого силла. В силу ограниченного разброса данных, время потери свинца не может быть точно определено, однако с учетом возраста по нижнему пересечению дискордии в 300 млн лет (возраст сибирских траппов 250 млн лет), возраст по верхнему пересечению может быть увеличен до 1501.8 ± 2.2 млн лет.

U-Pb возраста бадделеита из образцов AB-81, AB-85 и AB-87 равнозначны, что подтверждает предположение о синхронном внедрении двух диабазовых силлов и дайки на рубеже 1502 млн лет, с незначительной дискордантностью, обусловленной современной потерей свинца.

Геохронология, полученная методом IN-SIMS

Образец F1, данные для которого представлены на рис. 3 и в табл. 3, на основании семи анализов бадделеита имеет более 99 % радиогенного ^{206}Pb и отношение $\text{Th}/\text{U} < 0.35$. Два более дискордантных анализа, приведенные в табл. 3, были отклонены при подсчете возраста по этим критериям, так как эти параметры характеризуют небольшое изменение в цирконе. Шесть дополнительных анализов бадделеита также были отклонены, так как бадделеит имел в составе от 97 до 73 % радиогенного ^{206}Pb , и поэтому не приведены в табл. 3 так как, скорее всего, представлены сильно измененными кристаллами бадделеита и поэтому могли дать недостоверный возраст магматизма. Методология SIMS использовалась по [Schmitt et al., 2010; Chamberlain et al., 2010]. Проанализированные зерна имели размер от 40×3 до 8×3 мкм (см. табл. 3), большинство зерен слишком малы для того, чтобы выделить их физически для растворения и анализа методом TIMS. Дискордантность SIMS U-Pb анализов бадделеита частично объясняется эффектом от ориентации кристаллов [Wingate, Compston, 2000], таким образом, самые надежные датировки получены $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ методом. Возраст магматизма, равный 1483 ± 17 млн лет, получен из средневзвешенного возраста семи анализов бадделеита.

Резюме по U-Pb геохронологии

Куонамская КИП была первоначально обнаружена на Анабарском щите, на котором дайка восточного простираения имеет возраст 1503 ± 5 млн лет (участок опробования EQ94-04), с дополнительными дайками восточного до восток-северо-восточного простираения, которые коррелируют по данным

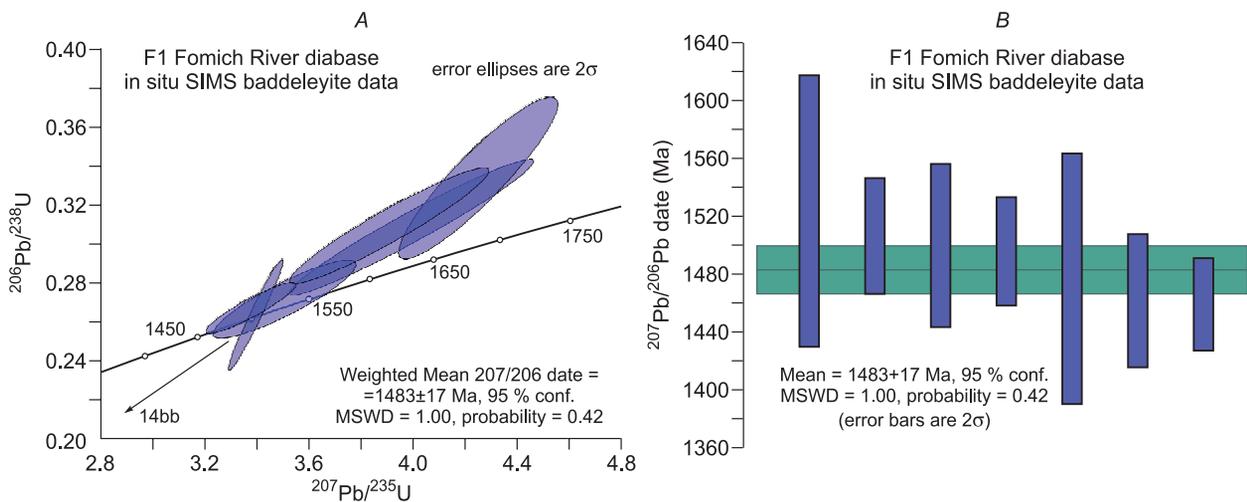


Рис. 3. U-Pb SIMS возраст.

A — линия конкордии всех семи анализов бадделеита, который в своем составе имеет более 99 % радиогенного ^{206}Pb и отношение Th/U менее 0.35. Размер зерен составлял 8—40 мкм длиной, 3—10 мкм шириной. Данные получены локальным методом SIMS. *B* — средневзвешенный $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст бадделеита, полученный локальным методом SIMS.

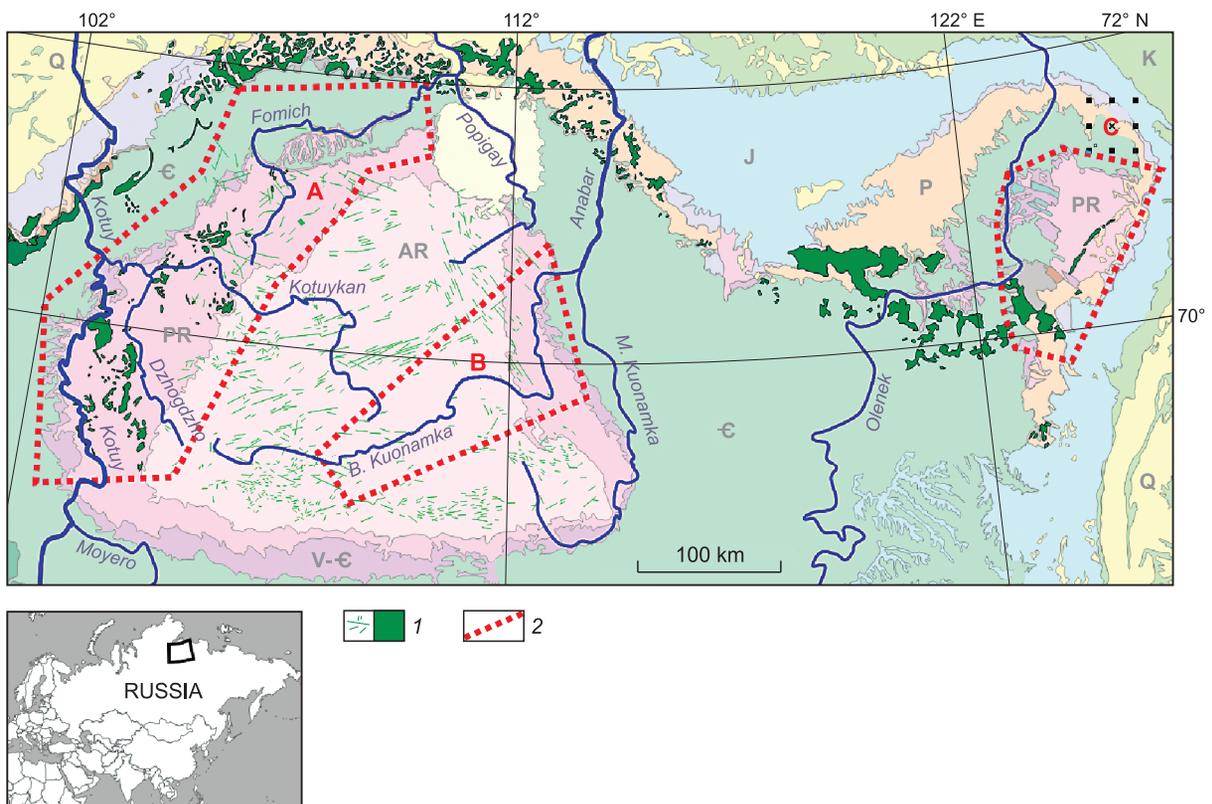


Рис. 4. Региональное положение структур, принадлежащих Куонамской КИП.

A — структуры рифейского осадочного чехла на западных склонах Анабарского поднятия, *B* — структуры, расположенные в породах основания Анабарского щита и на востоке рифейского чехла; *C* — структуры Оленекского поднятия. Будут проведены дополнительные исследования для определения дополнительных структур Куонамской КИП по всему Анабарскому щиту и прилегающих территорий рифейского (протерозойского) чехла, таким как в районах *A* и *B*. Структуры КИП Куонамка скорее всего простирается на глубину по всей территории под более молодыми породами чехла. AR — архей; PR — протерозойс; V-C — венд-кембрий; С — кембрий, P — пермь; K — мел; J — юра; Q — четвертичный. 1 — дайки и силлы разных возрастов, 2 — районы Куонамской КИП.

Таблица 3.

SIMS данные *in situ* анализов бадделеита

Обра- зец, зерно	Размер зерна, мкм	Возраст, млн лет						²⁰⁶ Pb, %	Отношения					UO ₂ /U	U, г/г	Th/ U
		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ		²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	1σ, %	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	1σ, %	Rho			
1483 ± 17 млн лет, 95 %-ая достоверность средневзвешенной по 7 точкам ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb даты (СКВО = 1.00, правдоподобие = 0.42)																
F1																
14b	10 × 6	390	(11)	605	(16)	1523	(47)	99.3	0.062	(2.8)	0.815	(3.6)	0.73	11.10	257	0.27
6b	8 × 3	1734	(70)	1633	(39)	1506	(20)	99.1	0.309	(4.6)	3.995	(4.8)	0.97	6.74	240	0.28
14e	8 × 3	1549	(42)	1529	(26)	1500	(28)	99.5	0.272	(3.0)	3.506	(3.2)	0.89	9.19	243	0.15
16''	15 × 10	1508	(58)	1503	(35)	1496	(19)	99.7	0.264	(4.3)	3.394	(1.3)	0.98	11.80	182	0.10
36''	30 × 6	1855	(81)	1684	(46)	1477	(43)	99.3	0.334	(5.0)	4.251	(2.9)	0.91	10.90	378	0.30
6a	8 × 3	1737	(59)	1616	(33)	1462	(23)	99.4	0.309	(3.9)	3.910	(4.0)	0.95	7.61	240	0.28
9	10 × 5	1527	(27)	1499	(17)	1459	(16)	99.8	0.267	(2.0)	3.376	(2.1)	0.92	12.50	206	0.27
20°	40 × 3	1462	(27)	1449	(17)	1431	(15)	99.5	0.255	(2.1)	3.167	(2.2)	0.94	11.30	599	0.41
14a°	30 × 3	781	(19)	949	(31)	1363	(80)	98.2	0.129	(2.6)	1.547	(5.0)	0.56	11.20	152	0.17

Примечание. Значения в скобках — абсолютные ошибки уровня 1σ для возрастов, % для отношений. ²⁰⁶Pb — радиогенный ²⁰⁶Pb. Rho — коэффициент корреляции эллипсов ошибок. ° — исключено из расчета возраста из-за высокого отношения Th/U или низкого % ²⁰⁶Pb. Данные получены 31 января 2008 г. (**) и 25 января 2012 г. на вторично-ионном микроанализаторе CAMECA ims 1270 (SIMS) в Калифорнийском университете Лос-Анджелеса, США. Микрозерна бадделеита были проанализированы *in situ* на полированных шлифах с использованием диафрагмы в сечении переноса вторичного пучка для уменьшения эффективного диаметра пробы с 20 до приблизительно 8 мкм. Камера образца наполнялась кислородом (~105 Тор), чтобы увеличить выход вторичных ионов Pb для бадделеита приблизительно в 10 раз; относительная чувствительность U/Pb калибровалась по UO₂/U. Бадделеитовый стандарт Phalaborwa, который анализировался в той же сессии, дал средневзвешенную дату отношения ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 2060 ± 44 млн лет (СКВО 0.52) и UO₂/U от 7.69 до 9.61. Значения Pb скорректированы для общего свинца, метод ²⁰⁴Pb.

* Значение радиогенного Pb, исправленное по исходному свинцу.

палеомагнетизма [Ernst et al., 2000]. Вновь датированная дайка (AB-85-15) с возрастом 1502 ± 6 млн лет позволяет наблюдать рой даек, которые можно проследить в рифейских отложениях на западных склонах Анабарского щита на расстоянии 270 км. Провинция силлов долеритов, предположительно связанная с этим роем даек, также прорезает рифейские отложения и характеризуется следующими возрастными 1498 ± 2, 1502 ± 6, 1503 ± 2, 1502 ± 8 и 1493 ± 9 млн лет (см. рис. 2). Менее точный возраст 1483 ± 17 млн лет был получен для силла методом U-Pb SIMS (см. рис. 3), который частично перекрывается с данными анализа TIMS в пределах погрешности. В нескольких сотнях километров восточнее на Оленекском поднятии (рис. 4) силл Сололи имеет возраст 1473 ± 24 млн лет (по данным SHRIMP) [Wingate et al., 2009], который также находится в пределах недостоверности возраста Куонамского события на западе. Все эти данные указывают на то, что Куонамская КИП простирается в западно-восточном направлении на 700 км от западных склонов Анабарского щита до Оленекского поднятия (см. рис. 4). Итак, на основании средневзвешенного возраста, полученного по семи анализам методом U-Pb ID-TIMS, можно суммировать, что возраст Куонамской КИП равен 1501 ± 3 млн лет (с достоверностью 95 %).

ГЕОХИМИЯ

Данные по геохимии петрогенных и редких элементов (см. табл. 4, рис. 5) были получены для уже датированных интрузий, а также для недатированных даек и силлов, расположенных по всему Анабарскому щиту, а также для интрузивных пород рифейского осадочного чехла западной и восточной частей Анабарского щита (см. рис. 1).

Дайки и силлы Куонамской КИП характеризуются низкими содержаниями MgO (4—7 мас. %) и SiO₂ (49—53 %) и высокими содержаниями TiO₂ (от 1.5 до 3.5 %). Они в основном представлены субщелочными базальтами (рис. 6, A, B) толеитового состава (см. рис. 6, C) и на классификационных диаграммах редких элементов отчетливо виден их внутриплитовый характер (см. рис. 6, E). На Th/Yb—Nb/Yb диаграмме [Pearce, 2008] данные располагаются между EMORB и OIB (ближе к EMORB), и только немного смещены от океанического тренда, что указывает на незначительную коровую или литосферную контаминацию (рис. 7). Подобным образом отсутствие отрицательной Nb аномалии (см. рис. 7, B) также предполагает минимальный вклад корового материала или модифицированной субдукционными процессами литосферной мантии [Neumann et al., 2011; Ernst, 2014].

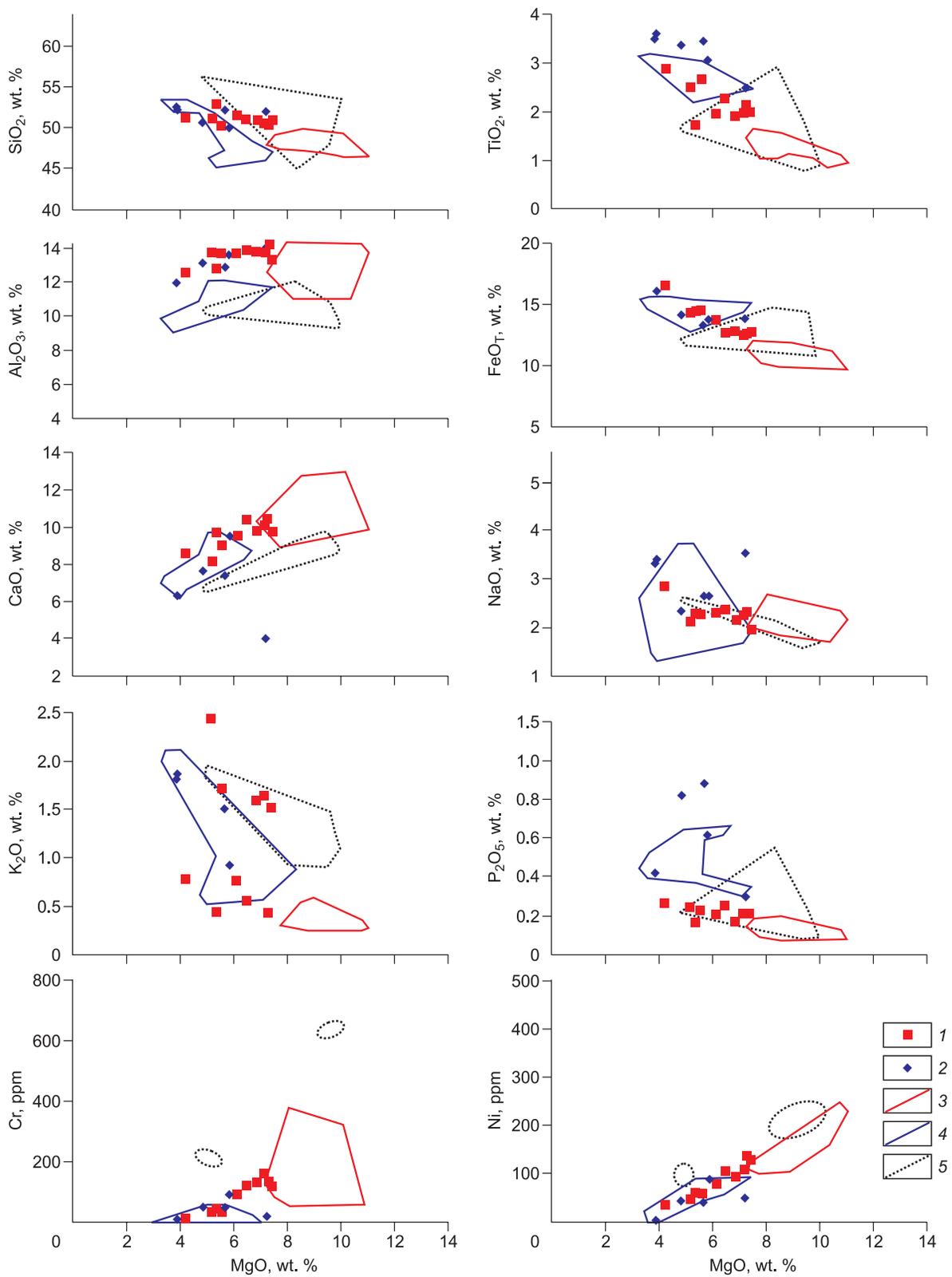


Рис. 5. График зависимости некоторых элементов от MgO.

FeO_T — общее содержание железа, рассчитанное как FeO. 1 — группа 1, 2 — группа 2; 3—5 — дайки: 3 — Шапада-Диамантина, 4 — Курака, 5 — Ангольского блока.

Таблица 4.

Геохимические данные Куонамской КИП

Компонент	EQ94-01-01	EQ94-04-05	EQ94-02-05	AB-85-15	AB-87-11	AB-81-2	139-153	81-108	14	24
Группа 1										
SiO ₂ , мас. %	51.09	52.96	50.25	50.22	51.20	50.91	50.51	50.98	51.47	51.18
TiO ₂	2.28	1.75	2.18	2.69	2.53	1.95	2.01	2.02	1.97	2.92
Al ₂ O ₃	13.82	12.75	14.22	13.67	13.74	13.76	13.68	13.29	13.70	12.56
FeO _{общ}	12.53	14.35	12.47	14.44	14.20	12.66	12.31	12.70	13.69	16.43
MnO	0.20	0.22	0.18	0.21	0.21	0.19	0.16	0.18	0.22	0.24
MgO	6.48	5.35	7.27	5.55	5.19	6.85	7.16	7.44	6.14	4.22
CaO	10.40	9.71	10.45	8.99	8.14	9.75	10.07	9.71	9.54	8.57
Na ₂ O	2.38	2.29	2.33	2.28	2.13	2.16	2.25	1.95	2.30	2.84
K ₂ O	0.57	0.45	0.43	1.72	2.42	1.59	1.64	1.52	0.77	0.78
P ₂ O ₅	0.25	0.17	0.21	0.23	0.24	0.18	0.22	0.22	0.21	0.26
П.п.п.	1.84	1.24	1.12	1.58	1.97	1.52	1.65	1.19	1.83	1.65
Ва, г/т	207	206	192.5	176	244	117	168.5	195.5	208	231
Ce	43.3	40.2	37.7	37.4	43	31.3	36.8	39	35.5	46.7
Co	45	51	49	48	42	45	46	49	51	52
Cr	120	40	130	30	30	130	160	120	90	10
Cs	0.18	0.08	0.07	0.31	0.56	0.14	0.32	0.31	0.19	0.19
Cu	173	189	165	198	214	107	135	136	161	218
Dy	5.37	5.27	4.78	5.47	6.46	4.78	5.27	5.45	5.21	6.86
Er	2.93	3.16	2.87	2.98	3.5	2.78	2.86	3.1	2.89	3.85
Eu	1.97	1.84	1.82	1.93	2.2	1.67	1.73	1.95	1.71	2.08
Ga	20.3	19.9	20.9	21.2	21.9	19.1	19.2	20.4	19.3	22.4
Gd	6.17	5.65	5.72	5.99	6.75	5.02	5.67	5.74	5.41	7.23
Hf	4.6	4.2	4.1	4.2	4.5	3.6	3.8	4.3	3.9	5.3
Ho	1.04	1.17	1.03	1.13	1.28	0.97	1.02	1.1	1.14	1.4
La	18.5	17.4	15.8	15.7	17.9	13.1	15.6	16.4	16.4	21.8
Lu	0.37	0.41	0.33	0.37	0.44	0.31	0.35	0.41	0.42	0.53
Nb	15.5	12.9	17.5	14.7	16.1	11.5	12.9	13.8	11.5	16.2
Nd	26	23.2	23	22.6	26	19.4	22.4	23.3	21.8	28.5
Ni	106	62	137	60	45	94	109	130	79	37
Pb	<2	2	2	<2	<2	<2	<2	3	6	4
Pr	6	5.56	5.25	5.26	5.98	4.3	5.28	5.48	4.83	6.32
Rb	12	8.8	7.3	25.4	41.6	21.1	33.9	23.2	14.3	15.7
Sc	29	3.7	29	30	31	32	30	29	35	38
Sm	5.98	5.8	5.53	5.55	6.4	4.81	5.36	5.81	5.31	7.03
Sr	294	203	344	282	326	244	353	284	230	207
Ta	0.8	0.8	0.8	0.8	0.9	0.7	0.8	0.8	0.7	1
Tb	0.99	0.97	0.83	0.94	1.13	0.86	0.96	0.92	0.9	1.12
Th	2.13	2.32	1.81	1.71	1.94	1.52	1.77	2	1.86	2.49
Ti	13676	10520	13076	16141	15158	11662	12025	12087	11804	17504
Tl	—	—	—	—	10	—	—	—	—	—
Tm	0.41	0.47	0.39	0.41	0.52	0.4	0.41	0.44	0.43	0.55
U	0.5	0.53	0.39	0.38	0.48	0.38	0.44	0.45	0.43	0.56
V	348	427	369	470	420	355	346	358	347	497
Y	26.1	28.8	24.4	26.7	31.5	24.4	25.3	27.2	27.2	35.8
Yb	2.49	3.1	2.47	2.77	3.43	2.36	2.39	2.65	2.76	3.52
Zn	119	123	117	126	111	82	96	107	117	151
Zr	170	158	154	154	174	135	149	163	146	197

Компонент	EQ94-13-01	EQ94-14-02	EQ94-03-05	259-273	215-225	11
Группа 2						
SiO ₂ , мас. %	52.18	50.67	49.97	52.29	52.55	51.97
TiO ₂	3.48	3.40	3.09	3.62	3.53	2.53
Al ₂ O ₃	12.89	13.14	13.60	11.90	11.91	14.01
FeO _{общ}	13.25	14.06	13.62	15.96	15.96	13.71
MnO	0.15	0.20	0.21	0.23	0.24	0.18
MgO	5.66	4.84	5.83	3.90	3.87	7.22
CaO	7.38	7.63	9.48	6.42	6.38	4.01
Na ₂ O	2.65	2.35	2.67	3.39	3.32	3.54
K ₂ O	1.50	2.90	0.92	1.87	1.81	2.53
P ₂ O ₅	0.88	0.82	0.62	0.42	0.43	0.30
П.п.п.	3	1.79	1.52	1.9	1.8	4.7
Ba, г/т	495	556	380	372	302	407
Ce	101	96.6	72.3	72.7	72.3	59.4
Co	33	41	42	39	40	46
Cr	50	50	90	10	10	20
Cs	0.53	0.4	0.11	0.22	0.28	0.19
Cu	53	52	84	129	153	82
Dy	9.75	9.41	7.15	8.61	9.01	4.89
Er	4.89	4.58	3.51	4.88	4.77	2.47
Eu	4.53	4.17	3.33	3.21	3.05	2.09
Ga	25.1	25.1	22.9	22.8	23.7	19.6
Gd	12.45	11.35	9.14	10.05	9.92	6.33
Hf	S	8.1	6	7.5	7.8	5.3
Ho	1.86	1.81	1.39	1.7	1.8	0.92
La	42.3	40.8	30.2	31.5	30.9	26.2
Lu	0.51	0.55	0.45	0.59	0.59	0.3
Nb	32	31.2	24.1	26.8	26.8	19.5
Nd	59.6	56.3	42.6	42.3	43.2	31
Ni	41	44	89	4	5	48
Pb	3	<2	7	7	<2	3
Pr	13.95	13.35	10.1	9.83	9.95	7.72
Rb	30.5	54	18.1	34.4	36.2	30.6
Sc	24	23	25	30	30	21
Sm	13.85	12.7	9.92	9.68	9.91	6.54
Sr	405	451	466	190	219	97.7
Ta	2	1.9	1.5	1.7	1.6	1.2
Tb	1.86	1.79	1.35	1.58	1.57	0.91
Th	4.42	4.25	3.18	3.47	3.47	3.37
Ti	20853	20356	18516	21710	21147	15192
Tl	—	—	—	—	—	—
Tm	0.66	0.58	0.48	0.67	0.67	0.32
U	1.04	0.98	0.83	0.81	0.85	0.77
V	305	316	332	275	262	313
Y	45	43	34.2	43.1	43.9	21.7
Yb	4.12	3.74	3.02	4.12	4.48	2.16
Zn	199	161	161	184	127	142
Zr	322	314	233	294	298	210

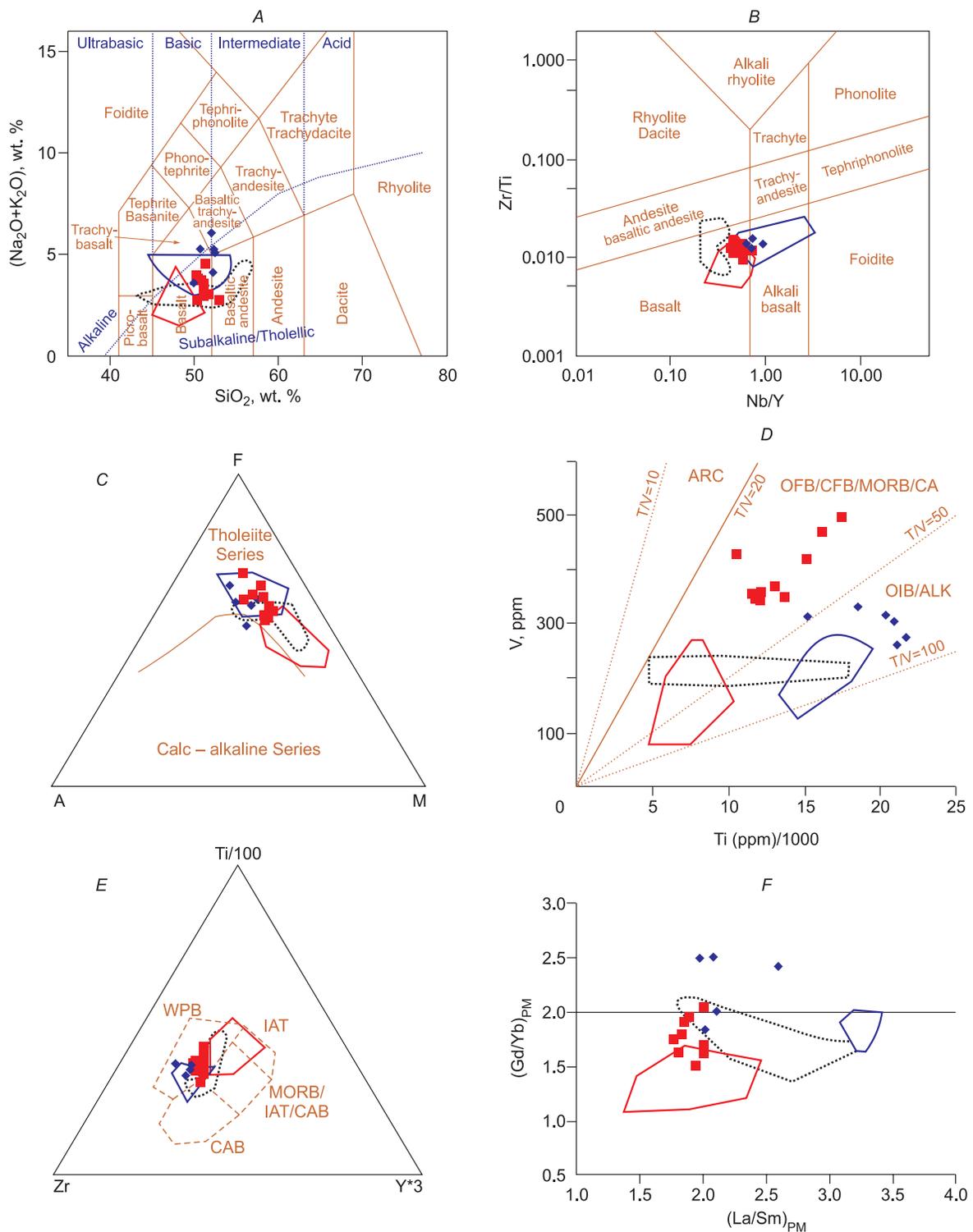


Рис. 6. Выборочные геохимические диаграммы для мафических даек и силлов Куонамской КИП.

Группа 1 — красные квадраты, группа 2 — голубые символы. Для сравнения показаны данные для мафических интрузий кратона Сан-Франциско одинакового возраста: дайки Шапада-Диамантина (красная линия) и Курака (голубая линия), а также Ангольского блока кратона Конго (пунктирная линия) (см. текст). *A* — диаграмма SiO₂—(Na₂O + K₂O), *B* — аналог диаграммы SiO₂—(Na₂O + K₂O), но рассматривающей редкие элементы, по [Winchester, Floyd, 1977] с изменениями по [Pearce, 1996], *C* — AFM диаграмма, по [Irvine, Baragar, 1971], *D* — V—Ti диаграмма, по [Shervais, 1982]. ARC — толиты дуг, OFB — океанические платобазальты, CFB — континентальные платобазальты, MORB — базальты срединно-океанических хребтов, CA — известково-щелочные базальты, OIB — базальты океанических островов, ALK — щелочные базальты, *E* — классификационная диаграмма тектонических обстановок, по [Pearce, Cann, 1973]. WPB — внутриплитные базальты, IAT — островодужные толиты, CAB — известково-щелочные базальты. *F* — наклон спектра тяжелых (Gd/Yb)_{PM} к наклону легких (La/Sm)_{PM} ПЗЭ. Данные по кратону Сан-Франциско и Ангольскому блоку даны в тексте. Горизонтальная линия на графике *F* представляет спектры распределения тяжелых ПЗЭ; значения (Gd/Yb)_{PM} > 2 указывают на образование расплава в поле стабильности граната (> 75 км).

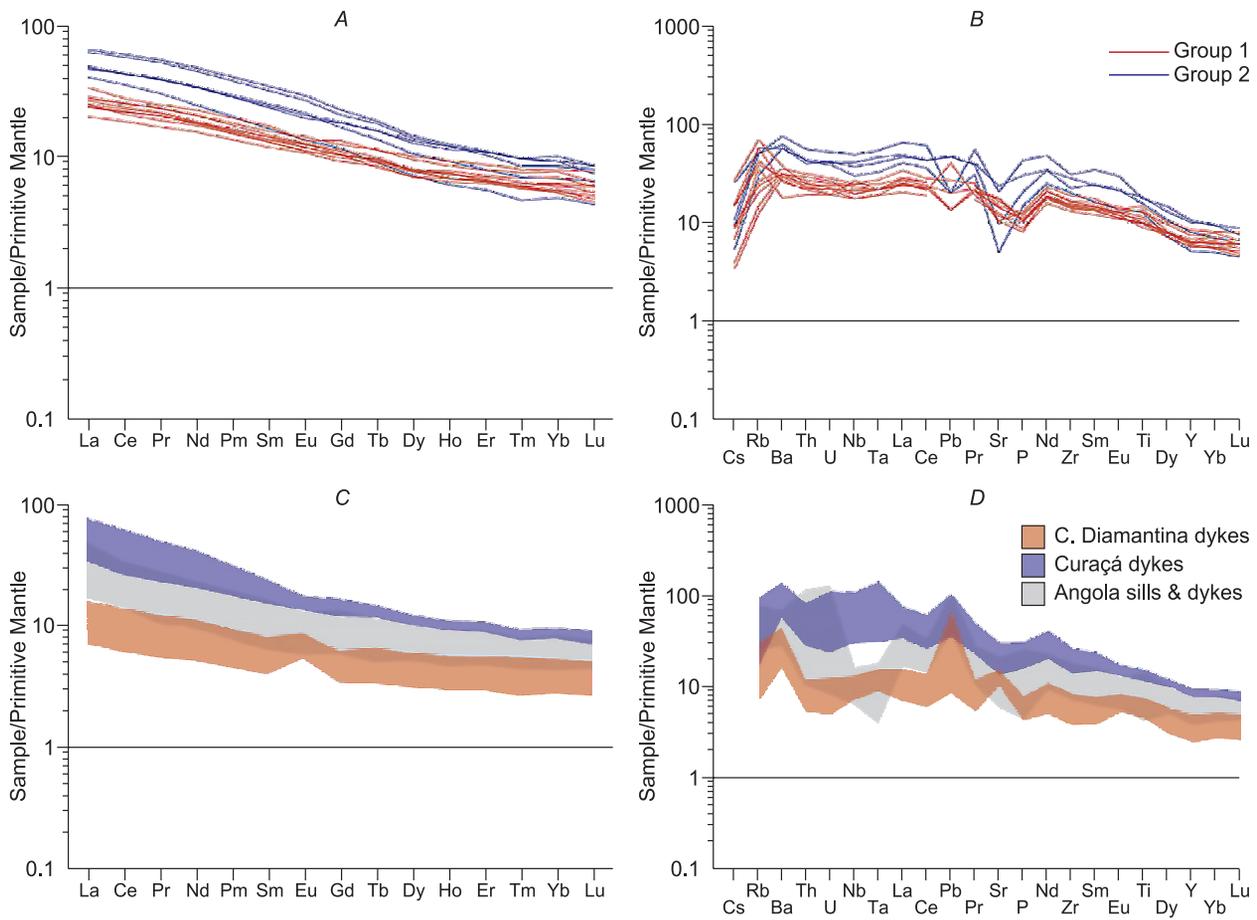


Рис. 7. *A* и *B* — спектры распределения РЗЭ и несовместимых элементов для Куонамской серии пород (группы 1 и 2); *C* и *D* — спектры распределения РЗЭ и несовместимых элементов для даек и силлов одинакового возраста для кратона Сан-Франциско и кратона Конго (Ангольский блок).

Данные для кратона Сан-Франциско и Ангольского блока приведены в тексте.

На большинстве графиков различаются две геохимические группы, отчетливее всего они проявлены на Ti—V диаграмме, на которой группа 1 (красные символы) попадает в поле MORB-CFB-OFB (базальты срединно-океанических хребтов, континентальные и океанические платобазальты), в то время как группа 2 (синие символы) попадает в поле базальтов океанических островов (OIB) (см. рис. 6, *D*). В целом породы группы 2 более обогащены (например, высокие содержания несовместимых элементов, таких как РЗЭ и TiO_2 , а также K_2O и

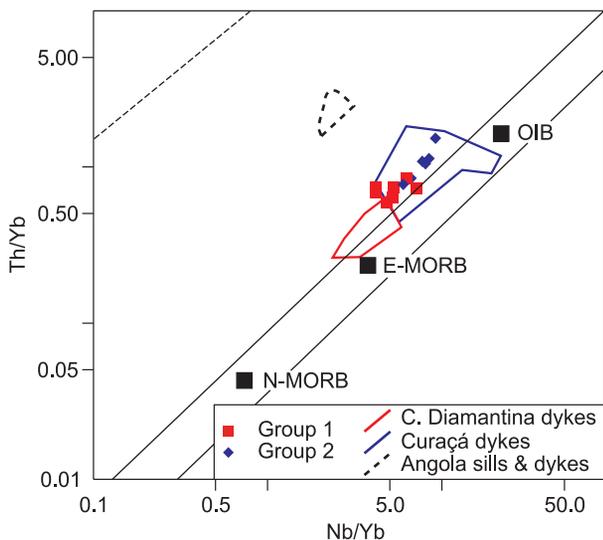


Рис. 8. Данные, нанесенные на диаграмму из [Pearce, 2008].

Усл. обозн. см. на рис. 5. Интерпретация данных для кратона Сан-Франциско и Ангольского блока дана в тексте. Данные для Куонамской провинции (группа 1 и 2) и кратона Сан-Франциско интерпретируются как мантийные расплавы (состава переходного между E-MORB и OIB) с минимальным вкладом корового материала или метасоматизированной литосферной мантии. Напротив, данные по Ангольскому блоку (кратон Конго) указывают на значительную контаминацию, смоделированную пронумерованной кривой, показывающую модель ассимиляции + + фракционной кристаллизации, в которой деплетированный (MORB-типа) источник взаимодействует с архейской корой кислого состава (с отношением скорости ассимиляции к скорости кристаллизации = 0.3); детали даны в [Pearce, 2008].

P_2O_5 ; рис. 5, 7, А). Группа 1 имеет пологий спектр легких $((La/Sm)_{PM} = 1.9)$ и тяжелых РЗЭ $((Gd/Yb)_{PM} = 1.8)$, слабые Sr- и Р-минимумы и умеренное содержание TiO_2 (2.2 мас. %). Она также характеризуется отсутствием Nb-минимума. Породы группы 2 характеризуются более крутым спектром распределения РЗЭ $((La/Sm)_{PM} = 2.3, (Gd/Yb)_{PM} = 2.3)$, глубоким Sr-минимумом (фракционирование плагиоклаза), менее выраженным Р-минимумом и более высоким содержанием TiO_2 (2.7 мас. %) и других несовместимых элементов, а также переходным к щелочному составом (см. рис. 6, А, В).

Глубина выплавления родоначальных магм, скорее всего, определяет геохимическое различие состава пород этих двух групп. Высокие значения $(Gd/Yb)_{PM}$ отношения, наблюдаемые для некоторых образцов из группы 2, могут указывать на выплавление родоначальных магм в зоне стабильности граната $(Gd/Yb)_{PM} > 2)$, в то время как низкие $(Gd/Yb)_{PM}$ значения, присущие большинству образцов из группы 1, могли возникнуть при выплавлении родоначальных магм на меньшей глубине (в поле стабильности шпинели) (см. рис. 6, F).

ОБСУЖДЕНИЕ

На основании U-Pb возраста и геохимических характеристик куонамской серии, приведенных выше, выявлены несколько важных аспектов природы Куонамской КИП.

Распределение возрастов родоначальных магм для пород групп 1 и 2. Шесть U-Pb датировок связаны с магматизмом группы 1, а пять из них (все ID-TIMS возраста) согласуются с достаточно узким интервалом формирования магматизма (1498—1503 млн лет) (см. табл. 1). Сходный по химическому составу образец силла, расположенного рядом с р. Фомич (F1) с менее точно определенным U-Pb SIMS возрастом (1483 ± 17) млн лет, может быть включен в группу 1. Только один образец из группы 2 (обр. № 11) имеет возраст 1502 млн лет и геохимические характеристики, переходные к группе 1. Таким образом, точный возраст группы 2 не определен, однако на основании более крутого спектра распределения тяжелых РЗЭ (для трех из пяти образцов) можно предположить, что они немного предшествовали магматизму группы 1, если магма сформировалась в плюме. В таком случае, выплавление родоначальных магм для пород группы 2 происходило ранее на больших глубинах в поднимающемся мантийном плюме.

Географическое распределение родоначальных магм для пород групп 1 и 2. Основываясь на геохимических характеристиках и точных U-Pb датировках, все еще не ясен вопрос, который поможет пролить свет на системы, формирующие КИП, имеются ли какие-либо закономерности в распределении родоначальных магм для групп 1 и 2? Например, многие КИП мира в центре характеризуются магмами, имеющими низкие содержания Ti, что предположительно объясняется более высокой степенью частичного плавления. Если существует разница во времени образования этих двух групп пород (например, группа 2 моложе группы 1), тогда, в зависимости от разницы во времени и изменения давления в этот интервал, также наблюдаются различия в географическом распределении. Провинция силлов характеризуется различиями в вещественном составе в зависимости от глубины с потенциальным заполнением с более глубоких горизонтов вверх. Однако системы плюма, формирующие КИП, могут иметь более сложный характер. Например, силлы, прилегающие к КИП Кару, представляют магмы различных групп, а более отдаленные силлы могут принадлежать одной и той же группе магм (см. рис. 10) в [Neumann et al., 2011]. В любом случае необходимо отметить, что по химическим характеристикам области распространения групп 1 и 2 пространственно перемешаны.

Расположение мантийного источника. Как было отмечено выше, геохимические данные (см. рис. 5—8) явно показывают, что вклад корового источника (континентальной коры или метасоматизированной литосферной мантии) в магмы Куонамской КИП незначителен, что удивительно, принимая во внимание тот факт, что они прорывают континентальную кору Сибирского кратона. Более того, их состав (особенно группы 1) указывает на выплавление расплава на меньшей глубине, чем поле стабильности граната, т.е. менее 75 км. Сибирский кратон характеризуется сейсмографическими данными, указывающими на то, что корни литосферы прослеживаются на глубину до ~250 км [Rosen et al., 2005] и даже до 300 км [Kuskov et al., 2011], т.е. глубже, чем выплавление расплава для большинства магм Куонамской КИП. Таким образом, магмы не образовывались в мантии непосредственно под северной частью Сибирского кратона. Этот парадокс может быть объяснен тем, что большинство роев долеритовых даек транспортируют магму горизонтально от источника, расположенного на краях кратона [Ernst, Buchan, 1997; Ernst, 2014]. Если это применить к дайкам Куонамской провинции, тогда можно использовать направление роя даек для определения того, какие окраины Сибирского кратона являлись потенциальными источниками для Куонамской провинции в то время. Учитывая направление даек обеих групп (восточное или восток-северо-восточное) и экстраполируя его к окраине Сибирского кратона, получим более тонкую литосферу в том месте, где могло происходить необходимое частичное плавление. Такими территориями (возможно, маркированные влиянием мантийного плюма) могли быть либо северо-восток либо северо-запад Сибирского кратона (рис. 9).

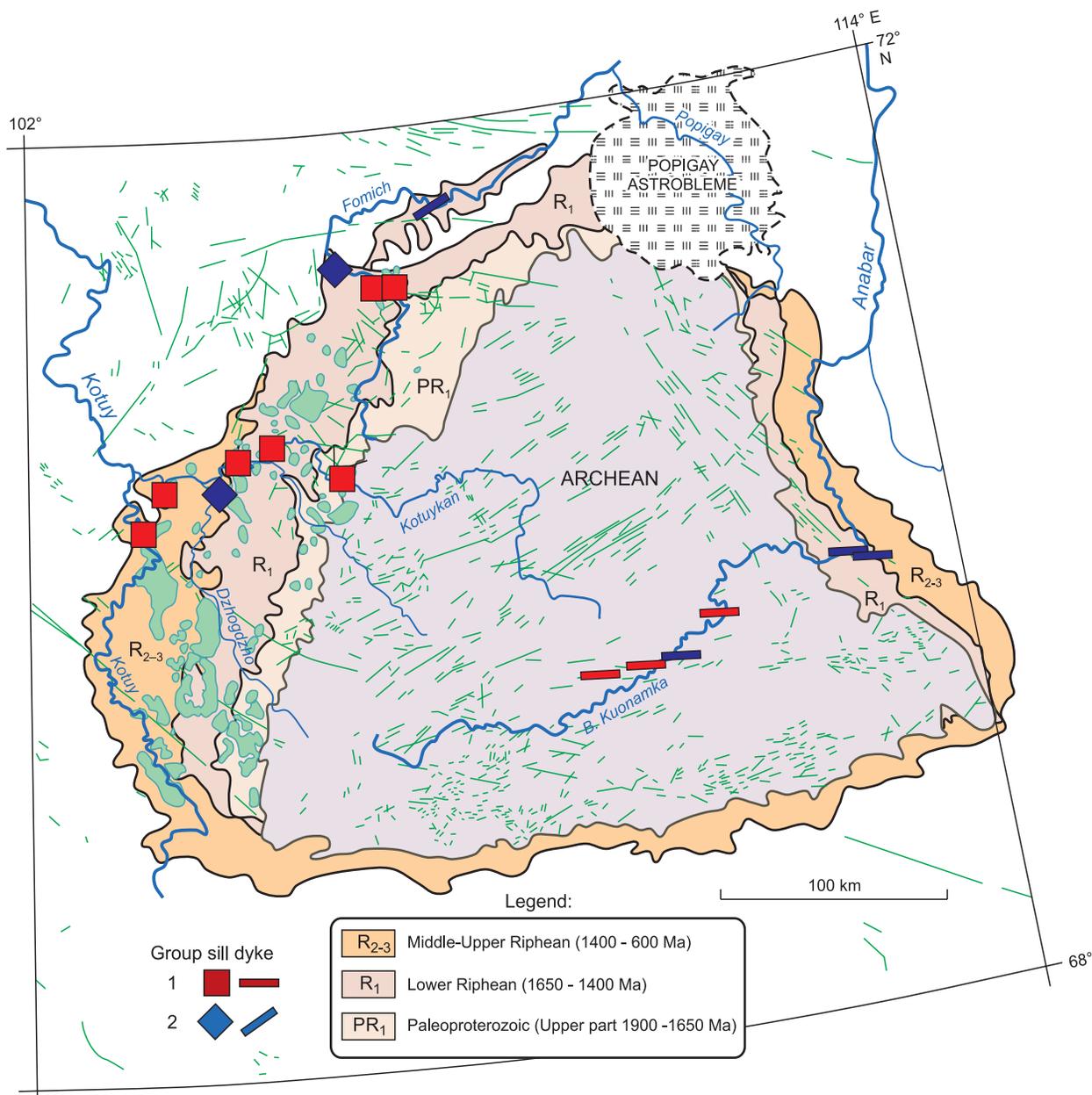


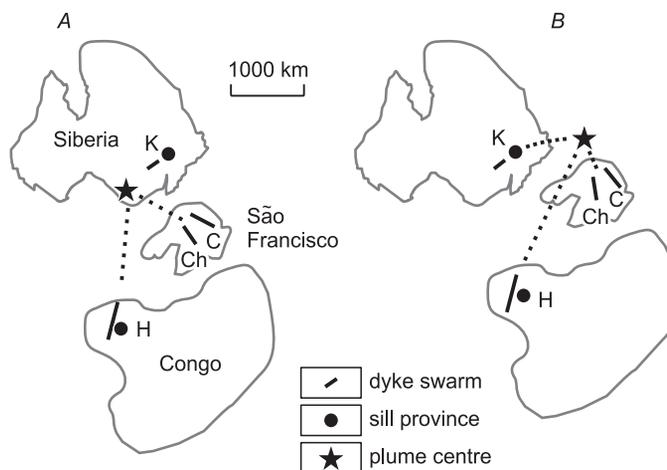
Рис. 9. Распространение даек и силлов групп 1 (красные символы) и 2 (голубые символы).

Реконструкции с кратонами Сан-Франциско и Конго. В этом разделе мы рассмотрим корреляцию с одновозрастными дайками и силлами кратонов Сан-Франциско и Конго. В кратоне Сан-Франциско рои даек Шапада-Диамантина и Курака имеют U-Pb возраст по бадделеиту, равный 1503 ± 7 млн лет и 1508 ± 3 млн лет соответственно [Silveira et al., 2013]. Кроме того, как изложено в [Babinsky et al., 1999; Figueiredo et al., 2009], U-Pb возраст по циркону из силла габбро равен 1514 ± 22 млн лет. Авторы работы [Battilani et al., 2005] дают тот же Ar-Ar возраст по той же дайке, в то время как в работе [Guimarães et al., 2005] получен U-Pb возраст по циркону из габбро, прорывающего самую верхнюю пачку толщи Шапада-Диамантина, равный 1496 ± 3 млн лет. Таким образом, можно сделать вывод, что событие ~ 1500 млн лет представляет более широкий разброс для кратона Сан-Франциско. Кроме того, последние данные, представленные в [Ernst et al., 2013b], дают равнозначный возраст для мафического магматизма Ангольского блока кратона Конго, Центральная Африка (долеритовая дайка Хумпата; 1502 ± 5 млн лет, U-Pb TIMS возраст по бадделеиту).

Кратоны Сан-Франциско и Конго предположительно были связаны друг с другом начиная по крайней мере с 2 млрд лет до ~ 130 млн лет после их распада, связанного с открытием Южной Атлан-

Рис. 10. Магматизм возраста 1500 млн лет, наложенный на две альтернативные реконструкции севера Сибири с примыкающим кратоном Сан-Франциско.

A — измененное из [Ernst et al., 2013b] с интерпретируемым плумом, расположенным на востоке Сибирского кратона. *B* — измененное из [Cederberg et al., 2016] с интерпретируемым плумом, расположенным на западе Сибирского кратона. К — Куонамские дайки и силлы; С — дайка Курака; Ch — дайка Шапада-Диамантина; H — дайки и силлы Хумпата.



тики [D'Agrella-Filho et al., 1996; Feybesse et al., 1998]. Таким образом, дайки Шапада-Диамантина и Курака кратона Сан-Франциско, имеющие возраст 1503—1508 млн лет, и силл Хумпата кратона Конго возраста 1502 млн лет представляют единую магматическую провинцию, которая могла временно коррелировать с дайками и силлами Куонамской провинции возраста 1501 млн лет, что согласуется с имеющимися палеомагнитными данными. Именно в [Ernst et al., 2013b] было высказано предположение, что восточная сторона комбинированного кратона Сан-Франциско—Конго примыкала к Северной Сибири приблизительно 1500 млн лет назад. В работе [Cederberg et al., 2016] Сибирь и кратоны Сан-Франциско и Конго сопоставлены в различной конфигурации. Однако при любой геометрии (рис. 10, *A*, *B*) крупномасштабная Куонамская КИП (определенная с помощью U-Pb геохронологии), объединенная с одновозрастным магматизмом Курака—Шапада-Диамантина и Хумпата кратонов Сан-Франциско и Конго соответственно принадлежат единому, коротковременному событию, приведшему к извержению большого объема магм и образованию КИП возраста 1501 ± 3 млн лет, причем событие охватывало территорию радиусом более 2000 км, и таким образом может представлять особо крупную КИП [Ernst, 2014].

Сравнение с дайками возраста 1505 млн лет кратона Сан-Франциско. Если, как было показано выше, магматизм возраста 1500 млн лет кратонов Сан-Франциско и Конго принадлежит Куонамской КИП, тогда геохимические данные будут подчеркивать это сходство. Для некоторых КИП большие объемы магматического материала данного события имеют одинаковые геохимические свойства и характерные нормированные спектры распределения редких элементов. В частности, это касается КИП Калкаринджи (Австралия) с возрастом 510 млн лет [Evins et al., 2009] и КИП Ганбаррел (Северо-Западная Америка) с возрастом 780 млн лет [Sandeman et al., 2014; Podlesny et al., 2015]. Однако в некоторых КИП можно наблюдать разные по составу группы пород. Например, вулканы Сибирской трапповой провинции разделены на несколько геохимических групп [Lightfoot et al., 1994] несмотря на общую продолжительность этого магматического события менее 1 млн лет [Burgess, Bowring, 2015]. В таких случаях, могли существовать несколько районов мантийных источников, развиваться отдельные подводящие системы, и необходимо рассматривать разные сценарии королевой контаминации.

Литогеохимические данные для даек Шапада-Диамантина и Курака кратона Сан-Франциско приведены в работе [Silveira et al., 2013]. Видно, что данные для даек Шапада-Диамантина и Курака соответствуют двум группам, где дайки Курака характеризуются слабощелочным составом [Silveira et al., 2013]. В сравнении с дайками Куонамской провинции, можно видеть корреляцию между группой 1 (Куонамка) и дайкой Шапада-Диамантина, а также между группой 2 (Куонамка) и дайкой Курака. Все три группы характеризуются отсутствием значительного Nb-минимума, что подтверждает отсутствие субдукции (см. рис. 6—8). Данные по изотопному составу Sr и Nd помогут лучше понять петрогенезис групп 1 и 2 Куонамской КИП.

Сравнение с силлом Хумпата возраста 1500 млн лет и дайками кратона Конго. Геохимические данные указывают, что в целом составы силла Хумпата и даек Ангольского блока кратона Конго [Ernst et al., 2013b] сопоставимы с составом даек Куонамской КИП и дайками кратона Сан-Франциско, хотя и характеризуются некоторыми отличиями (см. рис. 5—8). Например, данные по кратону Конго (Хумпата) показывают наличие Nb-минимума, предполагая наличие субдукционного компонента во время магматического события. Полагая, что аналитические данные, полученные разными лабораториями, не имеют значительных расхождений, силлы и дайки Хумпата представляют собой магматические образования, сформировавшиеся и развивающиеся самостоятельно от даек и силлов Куонамской КИП, а также даек Шапада-Диамантина и Курака кратона Сан-Франциско. Приблизительно 20 % модели ассимиляция + фракционная кристаллизация с участием архейской коры и родоначального расплава, близкого по составу к NMORB, мог привести к редкоэлементному составу силлов и даек Хумпаты (Ан-

гольского блока кратона Конго), как показано на рис. 8. Отличия между дайками и sillами Хумпаты и Куонамской провинции подтверждаются тем фактом, что sillы Хумпата в своем составе имеют оливины [Ernst et al., 2013b], которые не были обнаружены в образцах из Куонамской КИП [Ernst et al., 2000]. Предположительно магматизм Хумпаты с возрастом 1500 млн лет представляет собой отдельную магматическую серию Куонамской КИП, и необходимы дальнейшие геохимические и изотопные исследования, чтобы лучше охарактеризовать его взаимоотношение с остальной Куонамской КИП.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Методом ID-TIMS и с помощью ионного зонда (SIMS) исследованы U-Pb изотопные системы бадделейтов, выделенных из нескольких долеритовых даек и sillов, расположенных в Северной Сибири, что позволило выявить крупную мафическую магматическую провинцию с возрастом $\sim 1501 \pm 3$ млн лет. Это событие регионального масштаба охватывает территорию, протянувшуюся примерно на 700 км от западных окраин Анабарского щита на восток вплоть до Оленекского поднятия. Геохимические характеристики пород в своем большинстве соответствуют фракционированным, обогащенным железом толеитовым базальтам с относительно низкими содержаниями MgO (4—7 мас. %) и внутриплитными микроэлементными характеристиками, исходя из классификационных диаграмм. Точки составов базальтов располагаются между средними составами E-MORB и OIB, а комплексные геохимические признаки свидетельствуют о незначительной коровой контаминации родоначальных мантийных магм (см. рис. 6, F, 8, A). Различаются две геохимические подгруппы пород: группа 2 более обогащена (с высокими содержаниями P3Э и TiO₂) по сравнению с группой 2 и обычно характеризуется крутым спектром распределения тяжелых P3Э, что говорит о выплавлении расплава на глубинах более 75 км в поле стабильности граната. Группа 2 имеет состав, более близкий к OIB и к полю пород щелочного состава. Обе геохимические группы частично перекрываются и по географическому распространению и по возрасту, представляя, возможно, связанные импульсы магматической активности в пределах одной КИП.

Предложенные реконструкции Куонамской КИП, сопоставляющие ее породы с магматическими образованиями возраста 1500 млн лет, проявленными в пределах кратонов Сан-Франциско и Конго, подтверждены геохимическим сравнением. По геохимическим данным, базиты даек Шапада-Диамантина и Курака кратона Сан-Франциско сходны с породами групп 1 и 2 Куонамской КИП. Таким образом, реконструкция магматического события, включающего в себя образование куонамских даек и sillов (Северная Сибирь), даек Шапада-Диамантина и Курака кратона Сан-Франциско и sillов и даек Хумпата кратона Конго, показывает, что данная КИП охватывала территорию размером около 2000 км в диаметре.

Авторы выражают свою признательность студентам Селесте Ветчер, Этьену Менару и Ронану Драсдейл за помощь в подготовке образцов для геохимического анализа. Сандра Камо и Михаэль А. Гамильтон признательны Ким Кворку и Борису Фурсенко (лаборатория им. Джека Саттерли) за их квалифицированную помощь.

Работа выполнена при поддержке проекта LIPs — Supercontinent Reconstruction — Resource Exploration Project (www.supercontinent.org; www.camiro.org/exploration/ongoing-projects).

ЛИТЕРАТУРА

Babinsky M., Pedreira A.I., Brito Neves B.B., Van Schmus W.R. Contribuição à Geocronologia da Chapada Diamantina // VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Lençóis, 1999, p. 118—120.

Battilani G.B., Vasconcellos P.M., Gomes N.S., Guerra W.J. Geochronological data of dikes and sills intruding Proterozoic sequences of the Tombador Formation, Bahia, Brazil // Anais III Simpósio sobre o Cráton do São Francisco (Symposium on the São Francisco Craton), Salvador-BA, CBPM/SBG/UFBA, 2005, p. 139—142.

Burgess S.D., Bowring S.A. High-precision geochronology confirms voluminous magmatism before, during, and after Earth's most severe extinction // *Science Advances*, 2015, v. 1, № 7, e1500470, doi: 10.1126/sciadv.1500470

Cederberg J., Söderlund U., Oliveira E.P., Ernst R.E., Pisarevsky S.A. U-Pb baddeleyite dating of the Proterozoic Pará de Minas dyke swarm in the São Francisco craton (Brazil) — implications for tectonic correlation with Siberia, Congo and the North China cratons GFF, 2016.

Chamberlain K.R., Schmitt A.K., Swapp S.M., Harrison T.M., Swoboda-Colberg N., Bleeker W., Peterson T.D., Jefferson C.W., Khudoley A.K. In-situ U-Pb SIMS (IN-SIMS) micro-baddeleyite dating of mafic rocks: method with examples // *Precamb. Res.*, 2010, v. 183, p. 379—387. doi: 10.1016/j.precamres.2010.05.004.

Cousens B.L. Magmatic evolution of Quaternary mafic magmas at Long Valley Caldera and the Devils Postpile, California: effects of crustal contamination on lithospheric mantle-derived magmas // *J. Geophys. Res.*, 1996, v. 101, p. 27673—27689.

D'Agrella Filho M.S., Feybesse J.L., Prian J.P., Dupuis D., N'Dong J.E. Paleomagnetism of Precambrian rocks from Gabon, Congo craton, Africa // *J. African Earth Sciences*, 1996, v. 22, p. 65—80.

Ernst R.E. Large Igneous Provinces. Cambridge University Press, 2014, 653 p.

Ernst R.E., Jowitt S.M. Large Igneous Provinces (LIPs) and metallogeny / Eds. M. Colpron, T. Bissig, B.G. Rusk, J.F.H. Thomson // *Tectonics, metallogeny, and discovery: The North American Cordillera and similar accretionary settings*. Society of Economic Geologists Special Publication, 2013, v. 17, p. 17—51.

Ernst R.E., Buchan K.L., Hamilton M.A., Okrugin A.V., Tomshin M.D. 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.*, 2000, v. 108, p. 381—401.

Ernst R.E., Hanes J.A., Puchkov V.N., Okrugin A.V., Archibald D.A. Reconnaissance Ar-Ar dating of Proterozoic dolerite dykes and sills in Siberia and the southern Urals: identification of possible new Large Igneous Provinces (LIPs) // *Common and regional problems of tectonics and geodynamics*, Moscow Tectonics Conference, GEOS, Moscow, extended abstract, 2008, p. 492—496.

Ernst R.E., Bleeker W., Soderlund U., Kerr A.C. Large Igneous Provinces and supercontinents: Toward completing the plate tectonic revolution // *Lithos*, 2013a, v. 174, p. 1—14.

Ernst R.E., Pereira E., Hamilton M.A., Pisarevsky S.A., Rodrigues J., Tassinari C.C.G., Teixeira W., Van-Dunem V. Mesoproterozoic intraplate magmatic «barcode» record of the Angola portion of the Congo craton: newly dated magmatic events at 1500 and 1110 Ma and implications for Nuna supercontinent reconstructions // *Precamb. Res.*, 2013b, v. 230, p. 103—118.

Ernst R.E., Hamilton M.A., Kamo S.L., Okrugin A.V., Veselovskiy R.V., Pavlov V., Söderlund U., Chamberlain K.R. The 1498—1503 Ma Kuonamka LIP of northern Siberia; new precise U-Pb baddeleyite dating. GAC-MAC annual meeting, Fredericton, New Brunswick, Canada, 2014, № 5, p. 21—23.

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. Southern Siberia and northern Laurentia: neighbours for a quarter of Earth's history // *Nat. Geosci.*, 2016.

Evins L.Z., Jourdan F., Phillips D. The Cambrian Kalkarindji Large Igneous Province: Extent and characteristics based on new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and geochemical data // *Lithos*, 2009, v. 110, p. 294—304. doi:10.1016/j.lithos.2009.01.014.

Feybesse J.L., Johan V., Triboulet C., Guerrot C., Mayaga-Mikolo F., Bouchot V., Eko N'dong J. The West Central African belt: a model of 2.5—2.0 Ga accretion and two-phase orogenic evolution // *Precamb. Res.*, 1998, v. 87, p. 161—216.

Figueiredo F.T., De Almeida R.P., Tohver E., Babinski M., Liu D-Y, Fanning C.M. Neoproterozoic glacial dynamics revealed by provenance of diamictites of the Bebedouro Formation, São Francisco Craton, Central Eastern Brazil // *Terra Nova*, 2009, v. 21, p. 375—385.

Gerstenberger H., Haase G. A highly effective emitter substance for mass spectrometric Pb isotope ratio determinations // *Chem. Geol.*, 1997, v. 136, p. 309—312.

Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Ernst R.E., Wingate M.T., 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.*, 2010a, v. 183, p. 660—668.

Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Ernst R., Donskaya T.V., Soderlund U., Mazukabzov A.M., Hanes J. Large Igneous Province of about 1750 Ma in the Siberian Craton // *Dokl. Earth Sci.*, 2010b, v. 430 (2), p. 168—171.

Guimarães J.T., Teixeira L.R., Silva M.G., Martins A.A.M., Filho E.L.A., Loureiro H.S.C., Arcanjo J.B., Dalton de Souza J., Neves J.P., Mascarenhas J.F., Melo R.C., Bento R.V. Datações U-Pb em rochas magmáticas intrusivas no Complexo Paramirim e no Rifte Espinhaço: uma contribuição ao estudo da evolução geocronológica da Chapada Diamantina. III Simpósio sobre o Cráton do São Francisco (Symposium on the São Francisco Craton), Salvador, 2005, p. 159—161.

Hamilton M.A., Buchan K.L. U-Pb geochronology of the Western Channel diabase, northwestern Laurentia: implications for a large 1.59 Ga magmatic province, Laurentia's APWP and paleocontinental reconstructions of Laurentia, Baltica and Gawler craton of southern Australia // *Precamb. Res.*, 2010, v. 183, p. 463—473.

Ivanov A.V., He H.-Y., Yan L.-K., Ryabov V.V., Shevko A.Y., Palesskii S.V., Nikolaeva I.V. Siberian Traps large igneous province: evidence for two flood basalt pulses around the Permo-Triassic boundary and in the Middle Triassic, and contemporaneous granitic magmatism // *Earth Sci. Rev.*, 2013, v. 122, p. 58—76.

- Jaffey A.H., Flynn K.F., Glendenin L.E., Bentley W.C., Essling A.M.** Precision measurement of half-lives and specific activities of ^{235}U and ^{238}U // *Phys. Rev.*, 1971, v. 4, p. 1889—1906.
- Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Y., Fedorenko V.A., Davis D.W., Trofimov V.R.** Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, v. 214, p. 75—91.
- Kingsbury C., Ernst R.E., Cousens B.L., Williamson M.-C.** The High Arctic LIP in Canada: Trace element and Sm-Nd isotopic evidence for the role of mantle heterogeneity and crustal assimilation // *Norwegian J. Geol.*, 2015.
- Krogh T.E.** A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1973, v. 37, p. 485—494.
- Kuskov O.L., Kronrod V.A., Prokof'ev A.A.** Thermal structure and thickness of the lithospheric mantle underlying the Siberian Craton from the «Kraton» and «Kimberlit» superlong seismic profiles // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 2011, v. 47, № 3, p. 155—175.
- Kuteynikov E.S., Orlov I.M., Tolchel'nikov Yu.N.** Late Proterozoic traps of the Anabar antecline // *Russ. Geol. Geoph.*, 1967, № 2, p. 121—123.
- Lightfoot P.C., Naldrett A.J., Gorbachev N.S., Fedorenko V.A., Hawkesworth C.J., Hergt J., Doherty W.** Chemostratigraphy of Siberian Trap lavas, Noril'sk District, Russia: implications for the source of flood basalt magmas and their associated Ni-Cu mineralization / Eds. P.C. Lightfoot, A.J. Naldrett // *Proceedings of the Sudbury-Noril'sk Symposium*, Toronto, Ontario Geological Survey, 1994, v. 5, p. 283—312.
- Ludwig K.R.** *Isoplot 3.70. A geochronological toolkit for Microsoft Excel*, v. 4, Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2003.
- Naldrett A.J.** Secular variation of magmatic sulfide deposits and their source magmas // *Econ. Geol.*, 2010, v. 105, p. 669—688.
- Neumann E.-R., Svensen H., Galerne C.Y., Planke S.** Multistage evolution of dolerites in the Karoo Large Igneous Province, Central South Africa // *J. Petrol.*, 2011, v. 52, p. 959—984.
- Nilsson M.K.M., Klausen M.B., Söderlund U., Ernst R.E.** Precise U-Pb ages and geochemistry of Paleoproterozoic mafic dykes from southern West Greenland: Linking the North Atlantic and the Dharwar Cratons // *Lithos*, 2013, v. 174, p. 255—270.
- Okrugin A.V., Oleinikov B.V., Savvinov V.T., Tomshin M.D.** Late Precambrian dyke swarms of the Anabar Massif, Siberian Platform, USSR / Eds. A.J. Parker, P.C. Rickwood, D.H. Tucker // *Mafic dykes and emplacement mechanisms*. Balkema, Rotterdam, 1990, p. 529—533.
- Pearce J.A.** A user's guide to basalt discrimination diagrams / Ed. D.A. Wyman // *Trace element geochemistry of volcanic rocks: Applications for massive sulphide exploration*. Geological Association of Canada. Short Course Notes, 1996, v. 12, p. 79—113.
- Pearce J.A.** Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos*, 2008, v. 100, p. 14—48.
- Pearce J.A., Cann J.R.** Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1973, v. 19, p. 290—300.
- Pisarevsky S.A., Natapov L.M., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Vernikovskiy V.A.** Proterozoic Siberia: a promontory of Rodinia // *Precamb. Res.*, 2008, v. 160, p. 66—76.
- Podlesny A., Cousens B., Ernst R.E.** Geochemical and Isotopic Fingerprint of the 780 Ma Gunbarrel Large Igneous Province of western North America // *Lithos*, 2015.
- Puchkov V.N., Bogdanova S.V., Ernst R.E., Kozlov V.T., Krasnobaev A.A., Söderlund U., Wingate M.T.D., Postnikov A., Sergeeva N.D.** The ca. 1380 Ma Mashak igneous event of the Southern Urals // *Lithos*, 2013, v. 174, p. 109—124.
- Reichow M.K., Pringle M.S., Al'Mukhamedov A.I., Allen M.B., Andreichev V.L., Buslov M.M., Davies C.E., Fedoseev G.S., Fitton J.G., Inger S., Medvedev A.Ya., Mitchell C., Puchkov V.N., Safonova I.Yu., Scott R.A., Saunders A.D.** The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: implications for the end-Permian environmental crisis // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2009, v. 277, p. 9—20.
- Rosen O.M., Manakov A.V., Serenko V.P.** Paleoproterozoic collisional system and diamondiferous lithospheric keel of the Yakutian kimberlite province // *Russ. Geol. Geoph.*, 2005, № 12, p. 1237—1251.
- Ryabov V.V., Shevko A.Ya., Gora M.P.** Trap magmatism and ore formation in the Siberian Noril'sk Region: Vol. 1. Trap petrology. Springer, 2014.
- Sandeman H.A., Ootes L., Cousens B., Killian T.** Petrogenesis of Gunbarrel magmatic rocks: homogeneous continental tholeiites associated with extension and rifting of Neoproterozoic Laurentia // *Precamb. Res.*, 2014, v. 252, p. 166—179.

Schmitt A.K., Chamberlain K.R., Swapp S.M., Harrison T.M. In situ U-Pb dating of micro-baddeleyite by secondary ion mass spectrometry // *Chem. Geol.*, 2010, v. 269, № 3—4, p. 386—395. doi:10.1016/j.chemgeo.2009.10.013.

Shervais J.W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1982, v. 59, № 1, p. 101—118.

Silveira E.M., Söderlund U., Oliveira E.P., Ernst R., Menezes Leal A.B. First precise U-Pb baddeleyite ages of 1500 Ma mafic dykes from the São Francisco Craton, Brazil, and tectonic implications // *Lithos*, 2013, v. 174, p. 144—156.

Söderlund U., Johansson L. A simple way to extract baddeleyite (ZrO_2) // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2002, v. 3(2), doi: 10.1029/2001GC000212.

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.

Tack L., Wingate M.T.D., De Waele B., Meert J., Belousova E., Griffin B., Tahon A., Fernandez-Alonso M. The 1375 Ma Kibaran event in Central Africa: prominent emplacement of bimodal magmatism under extensional regime // *Precamb. Res.*, 2010, v. 180, p. 63—84.

Veselovskiy R., Pavlov V. New paleomagnetic pole from Precambrian magmatic bodies of the Kotuy river basin (northwestern part of the Siberian platform) // *Geophys. Res., Abstracts*, 2009, v. 11, EGU2009-10598, 2009, EGU General Assembly 2009.

Veselovskiy R.V., Petrov P.Yu., Karpenko S.F., Kostitsyn Yu.A., Pavlov V.E. New paleomagnetic and isotopic data on the Mesoproterozoic igneous complex on the northern slope of the Anabar uplift // *Dokl. Earth Sci.*, 2006, v. 411 (8), p. 1190—1194.

Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // *Chem. Geol.*, 1977, v. 20, p. 325—343.

Wingate M.T.D., Compston W. Crystal orientation effects during ion microprobe U-Pb analysis of baddeleyite // *Chem. Geol.*, 2000, v. 168, p. 75—97.

Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Konstantinov K.M., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M. Geochronology and paleomagnetism of mafic igneous rocks in the Olenek Uplift, northern Siberia: implications for Mesoproterozoic supercontinents and paleogeography // *Precamb. Res.*, 2009, v. 170, p. 256—266.

*Поступила в редакцию
21 января 2016 г.*