

ОБШИРНЫЙ ПОЗДНЕМЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ТОЛЕИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ КРАТОНА САН-ФРАНСИСКУ В БРАЗИЛИИ

(петролого-геохимическая характеристика и обстановки формирования)

А. де Мин, А. Россет, Л.С. Маркес*, А. Чейвс**, Е.М. Пиччирилло

Факультет наук о Земле, Университет г. Триест, Виа Вэйсс, 8, корпус N, 34127, Италия, Триест

*Институт астрономии, Отдел геофизики и атмосферных явлений, Университет Сан-Паулу, Бразилия

**Институт наук о Земле, Университет Сан-Паулу, Бразилия

Вдоль восточного края кратона Сан-Франсиску (КСФ) в Бразилии в пределах неопротерозойского подвижного пояса Арасуаи (районы Диамантина и Консейсан-ду-Мату Дентру) и в областях архейско-палеопротерозойских образований (районы Белу-Оризонти, Оливенса—Итабуна и Салвадор) обнажаются несколько комплексов позднемезопротерозойских (0,9—1,1 млрд лет) толеитовых даек. Комплексы Белу-Оризонти, Оливенса—Итабуна и Салвадор, вероятно, практически не подверглись метаморфическому изменению в ходе Бразилианской орогении и сохраняют первичные структуры пород и минеральные парагенезисы.

Толеиты из всех дайковых комплексов имеют или высокие (>2 мас.%) или низкие (<2 мас.%) содержания TiO_2 и сходные петрохимические характеристики при значительных различиях в содержаниях и отношениях некогерентных элементов. Почти шестикратное превышение Nb/Y и Zr/Y в толеитах южной части кратона (комплексы Диамантина, Консейсан-ду-Мату Дентру и Белу-Оризонти) относительно значений для комплексов северных районов (Оливенса—Итабуна и Салвадор) свидетельствует о происхождении даек из различных остаточных источников с гранатом и последующих гетерогенных мантийных источников, что связано с толеитовой природой магматизма. Геохимические и изотопные характеристики изученных толеитов, такие как La/Nb в пределах ~0,7—1,9 и стронций-ниодимовая систематика, обнаруживают признаки составов базальтов океанических островов (OIB), возможно, связанных с активностью плюма, и корового материала. Это указывает на ограниченность (10^2 — 10^5 м) и неоднородность мантийного резервуара и на присутствие обедненных рестиловых и обогащенных компонентов типа SUMA (Statistical Upper Mantle Assemblage).

Комплексы даек на севере кратона, вероятно, формировались на начальном этапе раскола Родинии(?), когда блок Сан-Франсиску отделился от блока Конго. Комплексы южной части кратона располагаются по обе стороны его сочленения с подвижным поясом Арасуаи и, очевидно, маркируют древнюю границу плит или литосферных блоков различной мощности.

Мезопротерозой, комплексы даек, толеиты, генезис, раскол Родинии, кратон Сан-Франсиску.

WIDESPREAD LATE MESOPROTEROZOIC THOLEIITIC MAGMATISM OF THE SAN FRANCISCO CRATON (BRAZIL): PETROLOGY, GEOCHEMISTRY, AND GEOTECTONIC SETTINGS

A. De Min, A. Rosset, L.S. Marques, A. Chaves, and E.M. Piccirillo

Several Late Mesoproterozoic (0.9–1.1 Ga) tholeiitic dike swarms crop out along the eastern border of the San Francisco Craton (SFC, Brazil), inside the Neoproterozoic Arasuaí mobile belt (Diamantina and Conceisa do Mato Dentro) and in Archean–Paleoproterozoic terrains (Belo Horizonte, Olivensa–Itabuna, and Salvador). These last dikes were virtually unaffected by the Brasiliano metamorphic events and show well-preserved magmatic textures and phases.

All the dikes are characterized by high (>2 wt.%) and low (<2 wt.%) TiO_2 contents and show similar major element compositions, while important differences concern incompatible element contents and ratios. The southern SFC dikes (Diamantina, Conceisa do Mato Dentro, and Belo Horizonte) show Nb/Y and Zr/Y ratios up to ~6 times higher than the northern ones (Olivensa–Itabuna and Salvador) implying variable residual source garnet and then heterogeneous mantle sources, due to the tholeiitic nature of these dikes. Furthermore, geochemical features such as La/Nb in the ~0.7–1.9 range and Sr–Nd isotopic compositions recall both OIB (“plume”?) and “crust”-type signatures for the same dike swarm, pointing to small-scale heterogeneous mantle as that (10^2 – 10^5 m) suggested and constituted by depleted residua and enriched components, i.e., SUMA, “Statistical Upper Mantle Assemblage”.

The dike occurrence in northern SFC is apparently related to the separation of the San Francisco from the Congo cratonic block (initial Rodinia break-up?). The dike swarms from southern SFC, instead, straddle the boundary between the SFC block and the Arasuaí mobile belt and, notionally, may be interpreted as an ancient boundary between “plates” or “blocks” with important differences in lithospheric thickness.

Mesoproterozoic, dike swarms, tholeiites, genesis, Rodinia break-up, San Francisco Craton

ВВЕДЕНИЕ

В позднем мезопротерозое (0,9—1,1 млрд лет назад) сформировались несколько комплексов толеитовых даек, внедрившихся вдоль восточной окраины кратона Сан-Франсиску (КСФ, см. рис. 1).

© А. де Мин, А. Россет, Л.С. Маркес, А. Чейвс, Е.М. Пиччирилло, 2005

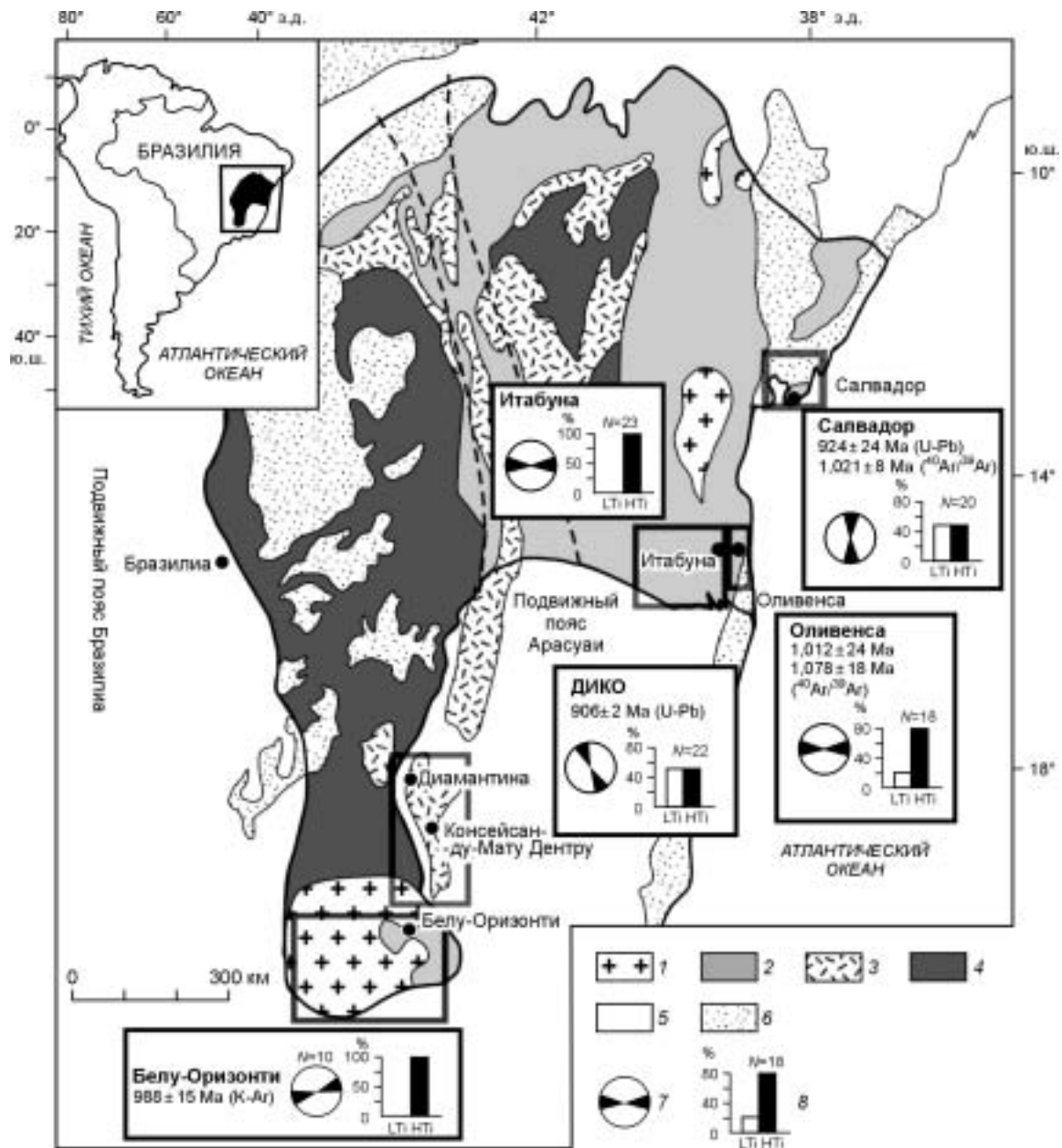


Рис. 1. Схематическая геологическая карта кратона Сан-Франсиску (КСФ), по [7] с изменениями.

1 — гнейсы, метаосадочные и метавулканические породы архея; 2 — области трансамазонской стабилизации; 3 — породы супергруппы Эспинасу: кварциты, метапелиты и metabазиты палеопротерозоя; 4 — супергруппа Сан-Франсиску: метаосадки и 5 — бразилианские орогенные пояса неомезопротерозоя; 6 — породы чехла фанерозойские; 7 — преимущественное простираие даек; 8 — гистограмма TiO_2 : LTi и HTi — низко- (<2 мас. %) и высокотитанистые (>2 мас. %) толеиты соответственно. ДИКО — комплексы Димантина и Консейсан-ду-Мату Дентру (ДИКО); N — номер образца. На врезке — географическое положение КСФ.

Комплексы в северо-восточной части территории (Оливенса—Итабуна и Салвадор) расположены в области первоначального сочленения блоков Сан-Франсиску и Конго. Обширный толеитовый магматизм развивался в различных геодинамических обстановках [1].

В северной части КСФ внедрение неметаморфизованных толеитов комплексов Оливенса и Салвадор продолжалось около 70 млн лет [2] и было связано с начальной стадией раскола между кратонными блоками Сан-Франсиску и Конго [3, 4]. Геохронологические и палеомагнитные данные [2] показывают, что дайки с обратной полярностью внедрились раньше (~1,08—1,02 млрд лет назад), чем дайки с прямой полярностью (~1,02—1,01 млрд лет), и что в позднем мезопротерозое плита Сан-Франсиску—Конго уже отделялась от Родинии Бразильским океаном. Для позднемезопротерозойских толеитов в районах Диа-

мантина и Консейсан-ду-Мату Дентру (комплекс ДИКО) в южной части КСФ в настоящее время получены только приблизительные оценки возраста (~0,9 млрд лет [5]), и их формирование относится либо к поздним этапам растяжения орогенного цикла Эспинасу (1,4—1,2 млрд лет), либо к начальной стадии раскола „классического“ суперконтинента Родиния [6] (0,9—0,8 млрд лет [7—10]). В то же время толеитовый магматизм неметаморфизованных даек Белу-Оризонти (приблизительно того же возраста и тоже датированный неточно, ~1,0 млрд лет [11]) мог быть связан с активностью плюма [12].

Цель настоящего исследования — выявить сходство и различие петролого-геохимических особенностей позднемезопротерозойских толеитов в комплексах северной и южной частей КСФ и на этой основе определить их источники и предложить геодинамическую интерпретацию условий их формирования.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Архейско-палеопротерозойские области полициклического развития на изученной территории (рис. 1) стабилизировались в трансамазонское время (2,2—1,7 млрд лет назад [7, 13]). Комплексы толеитовых даек мощностью от 5 до 30 м и длиной свыше 30 км прослеживаются в обнажениях вдоль восточной окраины КСФ в пределах подвижного пояса Арасуаи (ДИКО) и на территории кратона (Белу-Оризонти, Оливенса—Итабуна и Салвадор).

Комплексы Белу-Оризонти и ДИКО представляют южную часть КСФ. Дайки Белу-Оризонти простираются с восток-северо-востока на запад-юго-запад, прорывая архейские гранулиты (3,5—2,8 млрд лет [14, 15]) вдоль поясов косоугольного растяжения, связанных со складчатой системой района; древнейший возраст даек был оценен как 988 ± 15 млн лет (датирование К-Аг методом по полевому шпату) [11]. Дайки ДИКО (U-Pb возраст 906 ± 2 млн лет [5]) ориентированы главным образом в юго-восточном направлении и секут палеопротерозойские (1,8—2,2 млрд лет [16]) гранит-мигматитовые комплексы или мезопротерозойские (1,4—1,2 млрд лет [8]) метаморфические образования орогенного цикла Эспинасу. Эти комплексы претерпели различные метаморфические изменения в ходе бразилианской орогении (0,9—0,6 млрд лет назад [7, 9]). Здесь рассматриваются только слабоизмененные дайки.

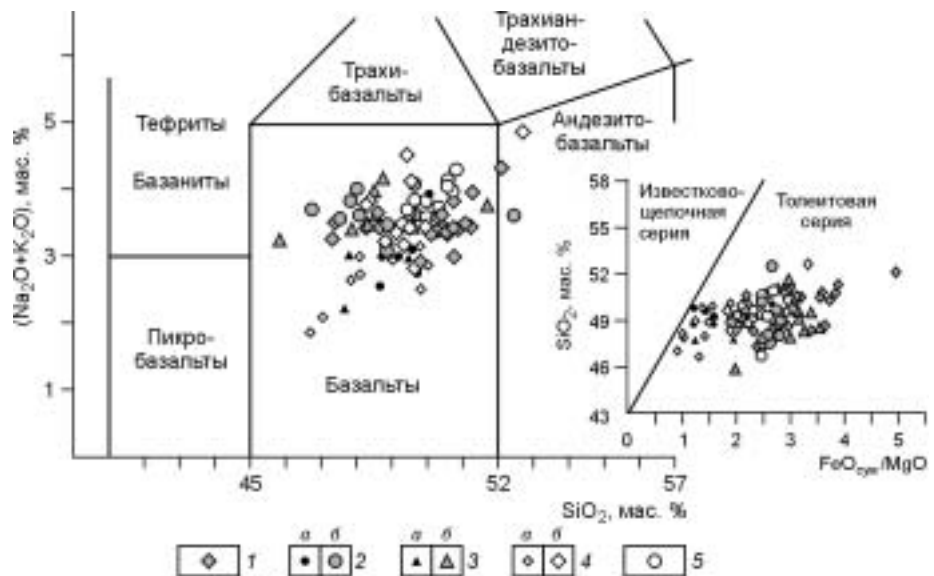
Комплексы даек в северной части КСФ (Оливенса—Итабуна и Салвадор) ограничивают современную восточную окраину кратона и внедрены в кислые и основные трансамазонские гранулиты (1,7—2,2 млрд лет [17—19]). Дайки комплекса Оливенса—Итабуна ориентированы в субширотном направлении несогласно с ЮЗ-СВ и ЮВ-СЗ простиранием складчатых систем бразилианской орогении. Их аргоновый возраст (^{40}Ar - ^{39}Ar) варьирует в пределах 1012 ± 24 — 1078 ± 18 млн лет [20] и близок возрасту субмеридионально ориентированных даек комплекса Салвадор (1021 ± 8 млн лет [21]). Следует отметить, что оценки уран-свинцовым методом дают близкие значения для комплексов Салвадор (924 ± 24 млн лет [22]) и ДИКО (906 ± 2 млн лет).

КЛАССИФИКАЦИЯ И ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Структуры пород в изученных дайках варьируют от интергранулярных до долеритовых и отличаются неоднородным размером зерен. Химический состав на диаграмме щелочи — кремнезем (TAS) (рис. 2) [23] соответствует составам базальтов и реже андезитобазальтов, а на диаграмме SiO_2 — $\text{FeO}_{\text{сум}}/\text{MgO}$ они попадают в поле толеитов [24] (см. рис. 2, врезка). Менее развитые дайки представлены глав-

Рис. 2. Распределение позднемезопротерозойских комплексов даек на диаграмме щелочи—кремнезем (TAS) [23].

1 — Итабуна (новые данные, см. табл. 1, 2); 2—4 — низко- (а) и высокотитанистые (б): 2 — Салвадор, 3 — Оливенса [3, 4], 4 — ДИКО [10] и предварительные данные авторов; 5 — Белу-Оризонти [12]. На врезке — график зависимости SiO_2 от $\text{FeO}_{\text{сум}}/\text{MgO}$ [24]. Поясн. см. на рис. 1.



ным образом низкотитанистыми (<2 мас.%; LTi) толеитами с магнезиальностью 0,7—0,5 (ат. Mg/(Mg + Fe²⁺) при Fe₂O₃/FeO = 0,15), а толеиты в наиболее развитых дайках имеют высокую титанистость (>2 мас.%; HTi) и более низкую магнезиальность (0,5—0,3). По нормативному составу CIPW [25] изученные базальты соответствуют кварцевым и оливиновым толеитам.

КОМПЛЕКСЫ ДАЕК В ЮЖНОЙ ЧАСТИ КРАТОНА САН-ФРАНСИСКУ (Ю-КСФ)

Белу-Оризонти. Дайки этого комплекса сложены достаточно развитыми высокотитанистыми толеитами с магнезиальностью 0,47—0,40 и обнаруживают типичные магматические характеристики. В минеральном составе преобладают вкрапленники плагиоклаза (An₆₀₋₅₀), авгиты и субкальциевые авгиты. Матрица содержит плагиоклаз, кальциевые пироксены, кварц-полевошпатовые вроски, апатит, непрозрачные минералы и редко роговую обманку. Вторичные акцессорные минералы могут включать в себя амфибол, хлорит и эпидот.

Диамантина и Консейсан-ду-Мату Дентру (ДИКО). Отобранные для анализа образцы низко- и высокотитанистых толеитов комплекса ДИКО имеют интергранулярные структуры, иногда с кварц-полевошпатовыми полигональными вросками в основной массе, и представляют собой наименее и наиболее развитые толеиты с магнезиальностью соответственно 0,69—0,52 для низко- и 0,52—0,41 для высокотитанистых разностей. Среди породообразующих минералов преобладают плагиоклаз (An₆₀₋₂₅), авгит (Wo₂₉₋₄₄En₃₄₋₄₇Fs₁₃₋₃₀), ортопироксен (Wo₁₋₃En₃₉₋₅₅Fs₄₂₋₅₉), непрозрачные минералы (ильменит); изредка встречается оливин, который полностью замещен иддингситом. В акцессорных количествах присутствуют первичные апатит, циркон и вторичные амфибол, эпидот, хлорит и редко сфен.

Температура кристаллизации вкрапленников плагиоклаза в наименее раскристаллизованных толеитах колеблется от 1195° (в сухих условиях) до 1100 °C ($P_{H_2O} = 1$ кбар). Последнее значение приближается к расчетному для ядер авгитовых вкрапленников (962—1117 °C).

КОМПЛЕКСЫ ДАЕК В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КРАТОНА САН-ФРАНСИСКУ (С-КСФ)

Итабуна. Все образцы имеют долеритовые до интергранулярных магматические структуры и представлены развитыми высокотитанистыми толеитами с магнезиальностью 0,48—0,29. Минеральный состав — это плагиоклаз (An₅₀₋₃₀), авгит (Wo₂₇₋₄₄En₃₂₋₄₇Fs₁₇₋₄₀), субкальциевый авгит (Wo₂₀₋₂₆En₃₂₋₄₂Fs₃₈₋₄₂), непрозрачные минералы (магнетит и ильменит) и изредка измененный оливин. Основная масса содержит кварц-полевошпатовые вроски, редко роговую обманку и акцессорные количества апатита и циркона. Изредка присутствуют амфибол, хлорит и эпидот, а также кварц-полевошпатовые полигональные вроски.

Салвадор и Оливенса. Дайки сложены низко- (магнезиальность 0,62—0,48) и высокотитанистыми (магнезиальность 0,51—0,36) толеитами с интергранулярными порфиоровыми структурами. В минеральном парагенезисе представлены хорошо сохранившийся плагиоклаз (An₈₀₋₄₀), авгит (Wo₂₅₋₄₁En₃₈₋₅₇Fs₁₂₋₃₇), редко пижонит (Wo₁₀₋₁₅En₃₉₋₆₀Fs₃₀₋₄₆), ортопироксен (Wo₂₋₄En₂₃₋₅₆Fs₃₀₋₇₅) и непрозрачные минералы (магнетит и ильменит). В сохранившихся оливиновых вкрапленниках из менее развитых образцов содержания форстерита достигает 68—83 %. Редкие крупные вкрапленники оливина (Fo₉₂) были отнесены [3] к мантийным ксенолитам. Акцессорные минералы представлены кварц-полевошпатовыми вросками, апатитом и цирконом; в основной массе также встречается пирит, сфен, амфибол и (редко) биотит.

Температура кристаллизации плагиоклаза [3, 4] варьирует от 1179—1212 °C в сухих условиях до 1088—1129 °C при $P_{H_2O} = 1$ кбар. Эти значения близки к расчетным для кальциевых пироксенов (от 1100 до 1225 °C) и сравнимы с максимальными значениями, полученными для толеитов Ю-КСФ. Для магнетита и ильменита основной массы получены температуры в диапазоне от 600 до 1080 °C (субсолидусное переуравновешивание); летучесть кислорода f_{O_2} соответствует промежуточным условиям между буферами магнетит—вюстит (MW) и кварц—магнетит—фаялит (QMF).

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Химические составы пород (петрогенные и редкие элементы) проанализированы на масс-спектрометре PW-1404 XRF с применением процедур Philips® для корректировки матричных эффектов (Университет г. Триест, факультет наук о Земле). Содержания петрогенных элементов рассчитывались на 100 % без летучих компонентов; значения FeO определены титрованием, а потери при прокаливании (п.п.п.), с поправкой на окисление FeO, вычислялись с помощью взвешивания. Погрешность измерения для петрогенных и редких элементов составила соответственно менее 5 и 10 %. Концентрации редкоземельных элементов, тория и тантала измерялись методом масс-спектрометрии индуктивно-связанной плазмы (ICP-MS) в Центре петрографических и геохимических исследований в г. Вандевр (Франция) с точностью от 5 до 10 отн. % [26]. Новые аналитические данные получены для комплексов Белу-Оризонти, Итабуна и Оливенса (табл. 1 и 2); другие данные взяты из публикаций (см. отдельные обр. в табл. 1 и 2) [3, 4, 10, 12].

Таблица 1. Содержания петрогенных и редких элементов в отобранных образцах позднемезопротерозойских толентов КСФ

Компонент	Белу-Оризонти		Диамангина		Итабуна				Оливенса				Салвадор				
	388		DI-21		11-81*	11-5*	11-43*	11-16*	11-84b*	B6099	B6072*	B6131	B6122*	6346	6398	6380	6063
	Q-Th	Ol-Th	Ol-Th	Ol-Th	Q-Th	Q-Th	Q-Th	Q-Th	Q-Th	Q-Th	Ol-Th	Ol-Th	Ol-Th	Ol-Th	Q-Th	Ol-Th	Ol-Th
SiO ₂ , мас. %	49,99	49,67	50,68	47,34	49,86	51,29	52,16	48,32	49,60	48,94	49,57	49,50	48,86	48,90	49,75	50,08	
TiO ₂	3,11	3,22	2,05	2,83	2,45	2,85	3,06	3,90	2,78	3,10	1,68	1,80	2,66	3,44	1,62	1,91	
Al ₂ O ₃	13,17	12,25	14,56	14,45	12,70	13,64	12,88	13,18	14,86	14,00	15,29	15,65	14,07	12,64	15,75	16,47	
FeO _{СУМ}	14,91	14,93	12,94	15,55	15,42	14,83	15,37	15,97	14,64	13,74	12,32	12,28	13,17	15,22	11,14	12,77	
MnO	0,21	0,21	0,17	0,22	0,23	0,23	0,24	0,24	0,24	0,24	0,20	0,22	0,24	0,25	0,19	0,20	
MgO	5,77	6,44	6,12	6,47	6,08	3,80	3,08	4,68	4,63	6,23	5,65	6,36	6,86	6,88	8,99	4,76	
CaO	8,23	8,93	9,73	9,42	10,09	8,91	8,31	9,26	9,40	10,18	11,34	11,01	10,63	9,02	9,60	9,47	
Na ₂ O	2,94	2,56	3,03	2,35	2,39	3,04	2,99	2,80	2,71	2,68	2,76	2,45	2,76	2,30	2,37	3,02	
K ₂ O	0,88	1,27	0,45	0,90	0,51	0,91	1,32	0,62	0,73	0,49	0,35	0,52	0,43	0,77	0,37	0,90	
P ₂ O ₅	0,79	0,52	0,27	0,47	0,26	0,51	0,59	1,03	0,41	0,40	0,21	0,21	0,32	0,58	0,22	0,42	
mg#	0,44	0,47	0,49	0,46	0,44	0,34	0,29	0,37	0,39	0,48	0,48	0,51	0,51	0,48	0,62	0,43	
Q	0,81	0,00	0,00	5,42	9,59	11,38	13,10	9,41	0,89	0,00	0,00	0,00	0,00	0,72	0,00	0,00	
Ol/Hy	0,00	0,05	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,42	0,24	0,55	0,00	0,25	0,21	
FeO(a)	—	—	—	13,50	13,49	13,12	13,69	13,93	—	—	—	—	—	—	—	—	
Fe ₂ O ₃ (a)	—	—	—	2,26	2,14	2,02	1,88	2,24	—	—	—	—	—	—	—	—	
Пл.п.(a)	—	—	—	2,63	2,47	1,35	1,03	1,94	—	—	—	—	—	—	—	—	
Cr, г/т	86	81	87	77	92	72	38	63	63	230	86	194	164	61	150	49	
Ni	65	69	59	73	84	44	35	35	64	91	87	87	55	35	141	55	
Ba	584	292	174	269	181	564	592	422	276	250	158	199	187	302	249	547	
Rb	27	66	18	34	14	17	22	17	19	19	12	13	8	12	8	15	
Sr	547	570	314	253	274	264	263	308	224	242	207	220	275	269	278	322	
Zr	295	290	221	217	154	257	293	359	171	188	93	108	183	243	114	116	
Y	18	22	30	43	28	41	42	65	40	47	26	36	46	47	35	36	
Nb	34	39	20	19	10	18	34	30	14	14	8	10	23	24	13	17	

Примечание. Источники данных: Диамангина [10], Белу-Оризонти [12], Оливенса и Салвадор [3, 4]. Содержания петрогенных элементов пересчитаны на 100 % без летучих компонентов; mg# — ат. Mg/(Mg + Fe²⁺) при (Fe₂O₃/FeO = 0,15); (a) — первоначальные значения. Q-Th и Ol-Th — соответственно кварцевый и оливковый толент, Ol/Hy — соотношение оливина и гиперстена.

* Новые данные.

Таблица 2.

Содержания P3Э (г/г) и Sr-Nd изотопные отношения в отобранных образцах позднемезопротерозойских толгов КСФ

Компонент	Белу-Оризонти		Диамантина		Итабуна				Оливенса				Сальвадор			
	308	388	DI-21	11-81*	11-5*	11-43*	11-16*	11-84b*	В6099	В6072*	В6131	В6122*	6346	6398	6380	6063
	Q-Th	HTi	Ol-Th	Q-Th	Q-Th	Q-Th	Q-Th	Q-Th	Q-Th	Ol-Th	Ol-Th	Ol-Th	Ol-Th	HTi	Ol-Th	HTi
La, г/г	30,2	38,5	18,5	17,35	11,63	21,89	32,93	31,63	16,8	21,7	8,1	6,7	15,9	25,0	11,0	21,0
Ce	67,8	86,5	41,0	42,53	29,03	49,70	72,67	74,48	38,4	44,3	20,1	14,9	33,9	55,0	22,3	42,8
Pr	—	—	5,8	5,658	3,872	6,505	8,810	9,706	—	—	—	—	—	—	—	—
Nd	44,9	52,8	25,0	26,39	17,94	29,05	36,40	42,44	23,1	31,7	13,6	11,7	23,5	34,0	16,2	24,6
Sm	8,54	13,1	5,4	6,697	4,817	7,325	8,661	10,36	6,0	8,3	3,7	3,1	6,6	8,3	4,4	6,1
Eu	2,9	3,3	1,9	2,295	1,648	2,391	2,522	3,393	2,0	2,5	1,4	1,2	2,2	2,9	1,4	1,9
Gd	7,84	8,67	6,2	7,565	5,577	8,078	8,842	11,200	5,95	9,10	4,00	3,70	6,26	—	4,04	5,71
Tb	—	—	1,1	1,198	0,869	1,301	1,404	1,726	1,08	—	0,70	—	—	1,42	—	—
Dy	5,53	6,14	5,7	7,163	5,304	7,891	8,064	10,370	6,52	8,80	4,09	3,70	6,10	—	3,90	5,03
Ho	—	—	1,3	1,433	1,043	1,596	1,608	2,070	—	1,60	—	0,73	—	—	—	—
Er	2,69	3,13	3,50	4,030	2,874	4,516	4,431	5,594	3,18	5,00	2,28	2,00	2,87	—	—	—
Tm	—	—	0,4	0,571	0,414	0,656	0,634	0,805	—	—	—	—	—	—	—	—
Yb	2,05	2,59	3,0	3,799	2,790	4,254	4,092	5,175	3,36	4,20	2,10	1,70	3,05	3,50	2,16	2,47
Lu	—	—	0,5	0,584	0,426	0,657	0,640	0,820	0,47	0,57	0,34	0,27	0,53	0,60	0,35	0,45
(La/Yb) _{CN}	9,93	10,02	4,16	3,08	2,81	3,47	5,43	4,12	3,37	3,48	2,61	2,66	3,52	4,82	3,43	5,74
(La/Seismic) _{CN}	2,22	1,85	2,16	1,63	1,52	1,88	2,39	1,92	1,76	1,64	1,37	1,36	1,52	1,89	1,57	2,17
(Gd/Yb) _{CN}	3,09	2,70	1,67	1,61	1,61	1,53	1,74	1,75	1,43	1,75	1,54	1,76	1,66	—	1,51	1,87
(Eu/Eu*)	1,06	0,99	1,00	0,87	0,98	0,97	0,95	0,96	1,01	0,88	1,06	1,08	1,02	—	1,01	0,95
La/Nb	0,90	1,00	0,94	0,80	1,12	1,64	1,02	1,05	1,67	1,45	0,89	1,12	0,70	1,06	0,86	1,26
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	—	—	0,7241	—	—	—	—	—	0,70257	—	0,70205	0,70244	0,70018	—	0,70369	0,70533
ε _{Sr} (<i>T</i>)	—	—	129,01	—	—	—	—	—	-10,84	—	-18,21	-12,76	-44,80	—	5,08	28,45
(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i	—	—	0,511419	—	—	—	—	—	0,511314	—	0,511536	—	0,511195	—	0,510895	0,510805
ε _{Nd} (<i>T</i>)	—	—	1,39	—	—	—	—	—	-0,65	—	3,69	—	-2,98	—	-8,85	-10,60

Примечание. Источники данных и сокращения см. в табл. 1; CN — хондрит [28]; PM — первичная мантия (La = 0,648 и Nb = 0,658 г/г [30]); *i* — начальные (initial) изотопные отношения (1 млрд лет); ε_{Sr}(*T*) и ε_{Nd}(*T*) рассчитаны относительно современного стандарта ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0,512638 и ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0,7045; HTi, LTi — высоко- и низкотитанистые соответственно.

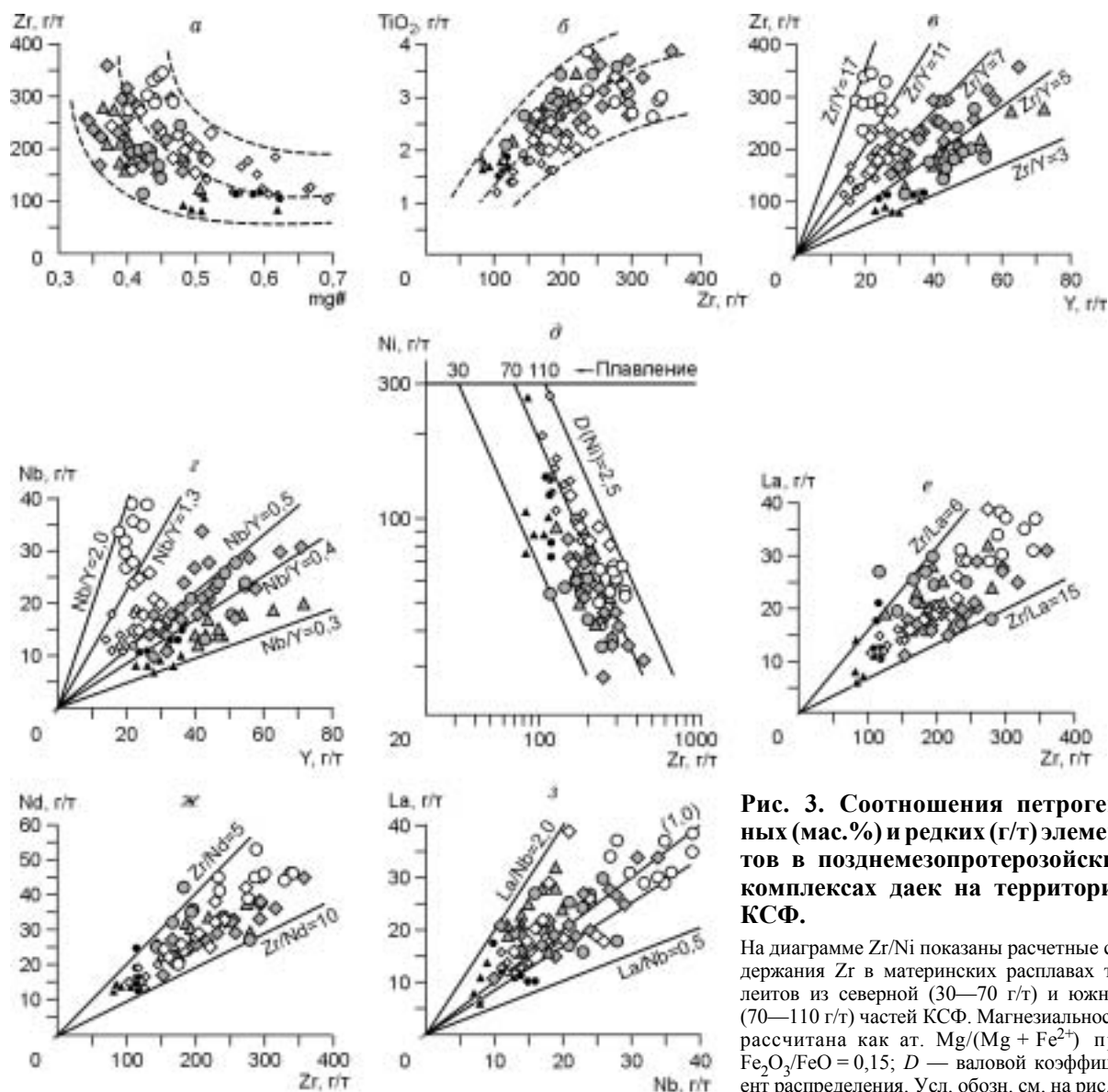


Рис. 3. Соотношения петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в позднемезопротерозойских комплексах даек на территории КСФ.

На диаграмме Zr/Ni показаны расчетные содержания Zr в материнских расплавах толеитов из северной (30—70 г/т) и южной (70—110 г/т) частей КСФ. Магнезиальность рассчитана как ат. Mg/(Mg + Fe²⁺) при Fe₂O₃/FeO = 0,15; D — валовой коэффициент распределения. Усл. обозн. см. на рис. 2.

Составы толеитовых даек как в южной, так и в северной частях кратона проявляют тенденцию к снижению магнезиальности, возрастанию содержаний SiO₂, TiO₂, FeO_{сум}, Na₂O, P₂O₅ и K₂O и снижению CaO; содержания Al₂O₃ варьируют в достаточно широких пределах, причем они возрастают пока магнезиальность не достигнет ~0,5, а затем снижаются. Толеиты северной и южной частей кратона в целом близки по уровню содержаний основных оксидов, за исключением TiO₂ и P₂O₅, которые несколько выше в Ю-КСФ, чем в С-КСФ при той же магнезиальности. В то же время различия в поведении редких элементов, таких как Zr, Nb, Y, Ni (рис. 3,а—д), проявлены достаточно отчетливо. При тех же содержаниях TiO₂ и той же магнезиальности концентрации Zr в толеитах Ю-КСФ (~70—110 г/т) выше, чем в аналогичных породах в северной части кратона (~30—70 г/т) (см. рис. 3,а, б, д); при сходных уровнях Zr отмечаются более низкие концентрации Y (см. рис. 3,в). Различия толеитов из разных частей кратона наблюдаются также в распределении соотношений Nb-Y и Zr-Y (см. рис. 3, в, з), хотя практически незаметны на диаграммах сильно некогерентных элементов (La, Nb, Nd, Zr) (см. рис. 3, е—з [27]).

Таким образом, позднемезопротерозойские дайки из разных частей КСФ имеют однородный петрохимический состав, но различаются по редкоземельным характеристикам. По уровню содержания редких элементов толеиты распадаются на две основные группы, соответствующие комплексам северной и южной частей кратона; в некоторых случаях можно также дифференцировать отдельные комплексы в разных участках КСФ. В целом тренды магнезиальности и расчет баланса масс (здесь не приводится) показывают, что внутридайка дифференциация согласуется с габброидным фракционированием, начинающимся из различных материнских расплавов [3, 4].

СПЕКТРЫ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ И РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

На рис. 4 показаны спектры редкоземельных элементов в толеитах позднемезопротерозойских комплексов даек на территории КСФ, нормированные к хондриту (CN) [28]. В целом отмечается слабая (до умеренной) дифференциация при La/Yb_{CN} в пределах от 2,6 до 6,6, иногда до 10. Исключение составляют несколько образцов высокотитанистых толеитов из комплекса Белу-Оризонти, в которых спектры ПЗЭ (см. рис. 4,д) приближаются к типичным для базальтов океанических островов (ОИВ) [29] с высокими La/Yb_{CN} (11,6), La/Sm_{CN} (2,33) и Gd/Yb_{CN} (2,85); два последних отношения в дайках Белу-Оризонти составляют соответственно 2,20 и 2,89. Низкотитанистые толеиты из комплекса Оливенса наименее дифференцированы ($La/Yb_{CN} = 2,64$), и их тренды ПЗЭ (см. рис. 4,а) тяготеют к обогащенным базальтам срединно-океанических хребтов (E-MORB) с $La/Yb_{CN} = 1,79$ [29]; особенно близки к ним $La/Sm_{CN} = 1,37$ при 1,52 в E-MORB. Спектры ПЗЭ остальных образцов толеитов (см. рис. 4,б—г) секут тренды базальтов океанических островов (ОИВ) и в разной степени отличаются от трендов обогащенных базальтов срединно-океанических хребтов (E-MORB). Таким образом, в спектрах редкоземельных элементов в толеитах южной и северной частей кратона не отмечается существенных различий, так же как и различий между низко- и высокотитанистыми разностями в пределах одного и того же комплекса.

На рис. 5 показаны концентрации редких элементов, нормированные к первичной мантии (PM) [30]. В спектрах большинства низко- и высокотитанистых толеитов в дайках северной и южной частей кратона отмечаются барьерные максимумы, стронциевые минимумы и максимумы или минимумы Р и Nb. Составы высокотитанистых толеитов комплекса Белу-Оризонти сходны с составами базальтов океанических островов (ОИВ), а несколько образцов низкотитанистых толеитов из комплекса Оливенса, скорее, приближаются к составам обогащенных базальтов срединно-океанических хребтов (E-MORB), хотя имеют Va максимум. Следует отметить, что наличие барьерного максимума наряду с ниобиевым минимумом является признаком корового источника и характерно, например, для составов нижней континентальной коры [31]. Как и в случае спектров ПЗЭ, спектры микроэлементов в большинстве низко- и высокотитанистых толеитов из комплексов северной и южной частей кратона сходны с характеристиками базальтов океанических островов или обогащенных базальтов срединно-океанических хребтов, а также с трендами составов континентальной коры.

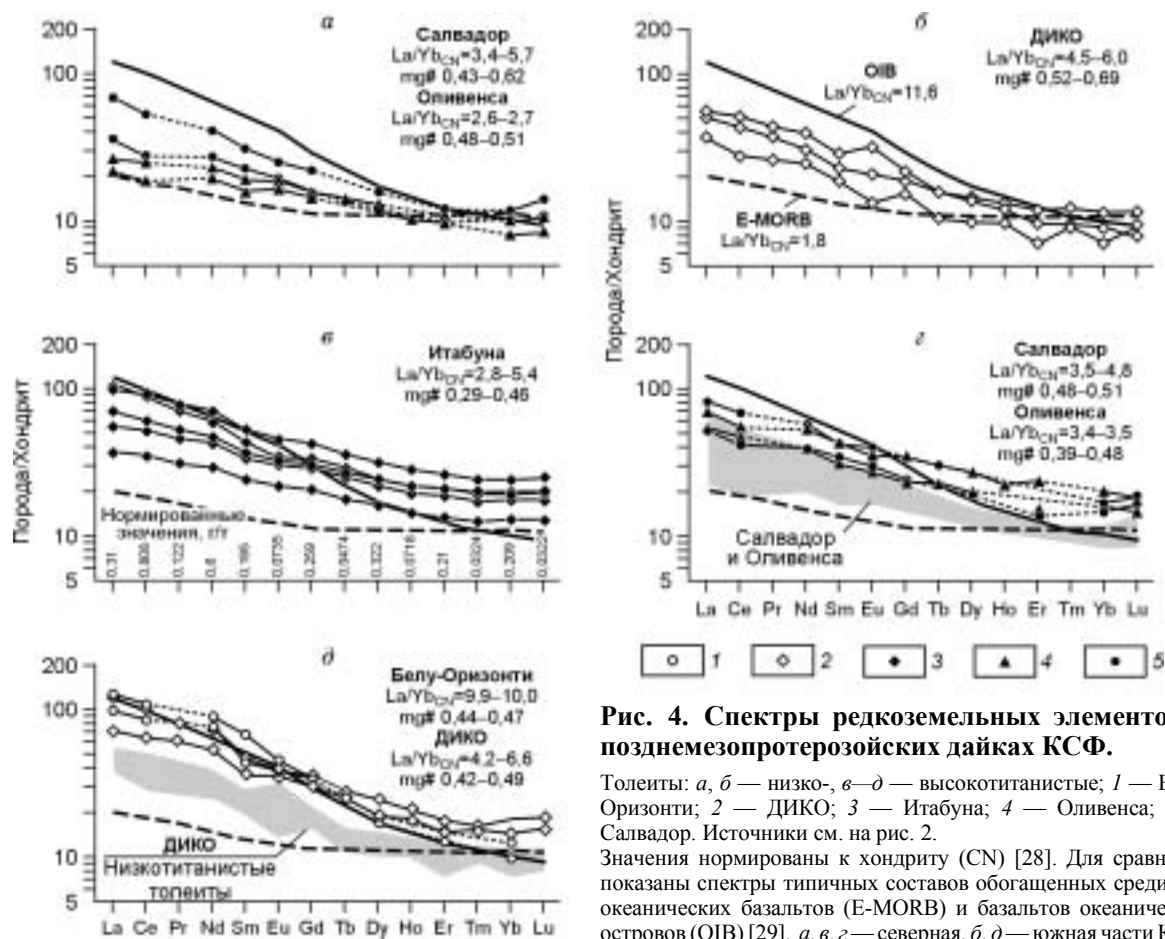


Рис. 4. Спектры редкоземельных элементов в позднемезопротерозойских дайках КСФ.

Толеиты: а, б — низко-, в—д — высокотитанистые; 1 — Белу-Оризонти; 2 — ДИКО; 3 — Итабуна; 4 — Оливенса; 5 — Салвадор. Источники см. на рис. 2.

Значения нормированы к хондриту (CN) [28]. Для сравнения показаны спектры типичных составов обогащенных срединно-океанических базальтов (E-MORB) и базальтов океанических островов (ОИВ) [29]. а, в, г — северная, б, д — южная части КСФ.

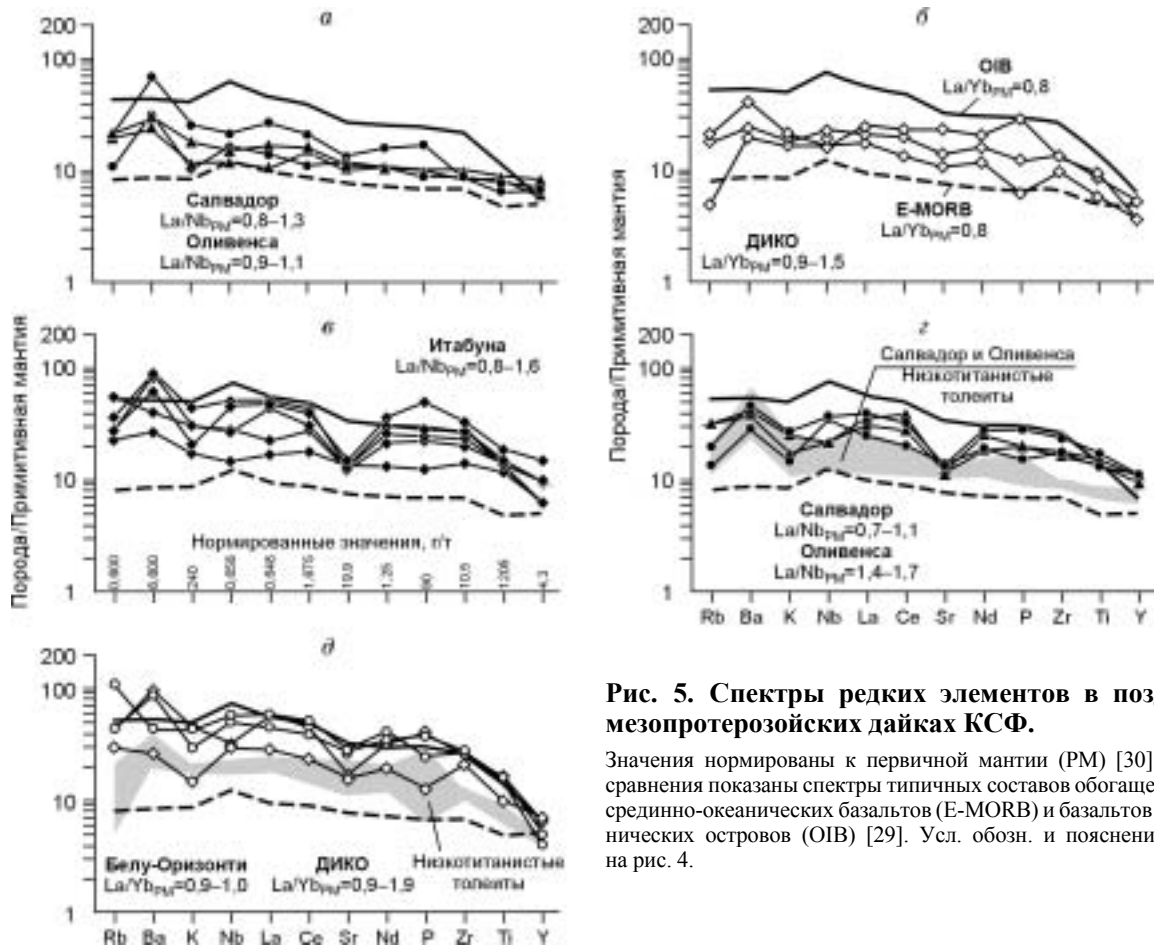


Рис. 5. Спектры редких элементов в поздне-мезопротерозойских дайках КСФ.

Значения нормированы к первичной мантии (PM) [30]. Для сравнения показаны спектры типичных составов обогащенных срединно-океанических базальтов (E-MORB) и базальтов океанических островов (OIB) [29]. Усл. обозн. и пояснения см. на рис. 4.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Sr И Nd

На диаграмме (рис. 6) представлена стронций-ниодимовая систематика (1 млрд лет) составов поздне-мезопротерозойских даек КСФ. Тренды низко- и высокотитанистых толеитов из комплексов северной части кратона [3, 4] соответствуют мантийному тренду, промежуточному между обедненной (DMM) и обогащенной (EMI) мантией [32] при $\epsilon_{Sr}(T)$ от -18 до 14 и $\epsilon_{Nd}(T)$ от 4 до -6 . В то же время низко- и высокотитанистые толеиты из южных комплексов [10—12] имеют высокие отношения $\epsilon_{Sr}(T)$, достигающие 130 и выше (здесь не показаны) при умеренно повышенных ниодимовых отношениях ($\epsilon_{Nd}(T) = -1,7 \dots +3,0$) типичных для многих даек на севере КСФ. В дайках Ю-КСФ не наблюдается значимой корреляции между отношениями изотопов Sr и Nd и содержаниями основных оксидов (SiO_2 , K_2O , MgO) и редких (Ba, Rb, La/Nb) элементов, которая позволяла бы однозначно судить о контаминации коровым материалом при простой дифференциации (например, при ассимиляции и фракционной кристаллизации [33]) и смешивании исходных магм. Вместе с тем составы толеитов южных комплексов с более высокими содержаниями радиогенного стронция, возможно, отражают влияние метаморфизма в ходе бразилианской орогении, при котором рубидий-стронциевая система могла вновь открыться, а самарий-ниодимовая — остаться практически неизменной [10, 11]. Для более глубокого исследования этих вопросов необходимы дополнительные изотопные данные.

Ниодимовый модельный возраст по обедненной мантии для южных комплексов и для северного комплекса Оливенса варьирует от $1,3$ до $1,9$ млрд лет, а возраст комплекса Салвадор (С-КСФ) охватывает период от $2,3$ до $2,9$ млрд лет (см. рис. 6, врезка). Эти значения свидетельствуют о том, что мантийные метасоматические процессы могли происходить в северной части кратона Сан-Франсиску (Салвадор) в позднем архее—палеопротерозое на поздней стадии орогении Жекие ($\sim 2,5$ — $2,7$ млрд лет [7]), а также на севере (Оливенса) и на юге КСФ после формирования суперконтинента Атлантика ($\sim 2,1$ — $1,8$ млрд лет назад) в ходе статерского рифтогенеза ($\sim 1,8$ — $1,6$) и частично во время орогенного цикла Эспинасу (Гринвиль) ($\sim 1,4$ — $1,2$ млрд лет [7, 8]).

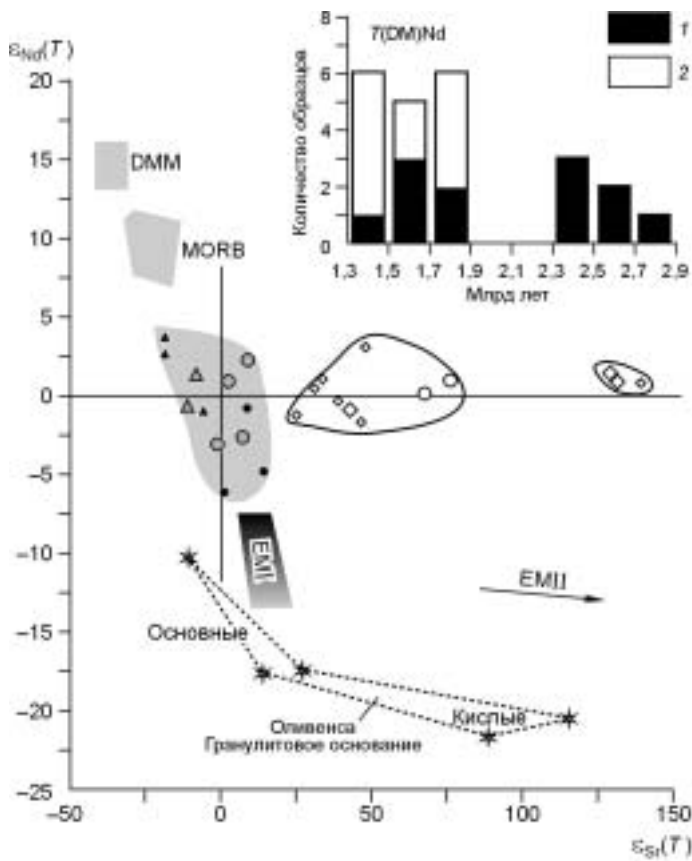


Рис. 6. Диаграмма $\epsilon_{Sr}(T) - \epsilon_{Nd}(T)$ для позднемезопротерозойских даек КСФ.

Источники данных КСФ см. как на рис. 2 и [11]. Тoleиты комплекса Белу-Оризонти на петрогенные и редкие элементы не анализировались. Усл. обозн. см. на рис. 2. DMM — обедненная мантия под срединно-океаническими хребтами [32, 37]; MORB — базальты срединно-океанических хребтов [38]; EMI и EMI2 — обогащенная мантия типов I и II [32, 37, 39]. Глобальные абсолютные отношения: $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7045$ и $^{143}Nd/^{144}Nd = 0,512638$ [40]. На врезке — ниодимовый модельный возраст по обедненной мантии (DM): 1 — северная, 2 — южная части КСФ.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как отмечалось выше, низко- и высокотитанистые толеиты позднемезопротерозойских комплексов даек на восточной окраине кратона Сан-Франсиску проявляют сходство в поведении петрогенных и многих редких элементов, но имеют различные тренды некогерентных элементов, в частности отношений с Y (Yb). Отношения Nb-Y и Zr-Y в толеитах разных комплексов (см. рис. 3) различаются в несколько раз (до шести), что свидетельствует о происхождении даек из разных остаточных источников с гранатом и последующих гетерогенных мантийных источников.

Здесь следует отметить, что образование континентальных толеитовых магм происходит при степени плавления свыше ~5—10 % [34—36]. Поведение других элементов и Sr-Nd изотопные составы изученных даек соответствуют базальтам океанических островов (OIB), возможно, связанным с активностью плюма, либо обогащенным базальтам срединно-океанических хребтов (E-MORB), либо коровым компонентам субдукционной природы, а также обнаруживают участие флюидов и малых выплавок, связанных с архейско-протерозойским метасоматозом.

Близкие пространственные и временные соотношения комплексов даек с такими различными характеристиками свидетельствуют об их происхождении из ограниченного ($10^2 - 10^5$ м) гетерогенного мантийного источника типа SUMA (Statistical Upper Mantle Assemblage) [1], что, однако, не противоречит существованию региональных различий между комплексами южной и северной частей кратона. Компонент SUMA можно охарактеризовать как продукт длительной переработки обедненных реститовых и обогащенных компонентов (субдуцированная океаническая кора, литосфера и осадки), которые могли оставаться разобщенными до того момента, когда оказались вовлеченными в процессы плавления и смешения магм. Отметим, что такие составы, например OIB (и MORB), могли быть получены в результате особенностей отбора образцов и не представляют различные (например нижнемантийные) резервуары. В этом случае генезис изученных толеитов отражает неоднородные литосферно-мантийные источники.

Комплексы даек на севере КСФ могли формироваться на начальном этапе раскола континента, когда блок Сан-Франсиску отделился от блока Конго. Комплексы южной части кратона, располагающиеся по обе стороны его сочленения с бразилианским орогенным поясом Арасуаи, вероятно, маркируют древнюю границу плит или блоков с литосферой различной мощности.

В заключение следует подчеркнуть, что полученные петролого-геохимические характеристики внутриконтинентального толеитового магматизма кратона Сан-Франсиску не позволяют однозначно судить о принадлежности плит суперконтиненту Родиния (~1,0 млрд лет назад) [2, 6]. Кроме того, приведенные данные показывают, что состав магмы находится в значительной зависимости от долговременных геодинамических условий мантийного источника и необязательно непосредственно отражает обстановку его формирования. Так, например, толеиты с субдукционными вещественными характеристиками в действительности формировались в ходе раскола континента.

Авторы благодарны Л. Фурлану (Триест) за техническую поддержку.

Исследование проведено при финансовой поддержке фонда MIUR (Италия) и фонда FAPESP (Бразилия).

1. **Meibom A. and Anderson D.L.** The statistical upper mantle assemblage // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, v. 217, p. 123—139.
2. **D'Agrella-Filho M.S., Pacca I.G., Trindade R.I.F. et al.** Paleomagnetism and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of mafic dikes from Salvador (Brazil): new constraints on the São Francisco craton APW path between 1080 and 1010 Ma // *Prec. Res.*, 2004, v. 132, p. 55—77.
3. **Belliemi G., Petrini R., Piccirillo E.M. et al.** Proterozoic mafic dyke swarms of the São Francisco Craton (SE-Bahia State, Brazil): petrology and Sr-Nd isotopes // *European J. Miner.*, 1991, v. 3, p. 429—449.
4. **Belliemi G., Petrini R., Piccirillo E.M. et al.** Petrogenesis and tectonic significance of the Late Proterozoic unmetamorphosed mafic dyke swarms from the Salvador area (NE Brazil) // *Neues Jahrbuch Mineralogie Abhandlungen*, 1998, v. 173, p. 327—350.
5. **Machado N. and Schrank A.** Geocronologia U-Pb no maciço de Piumhi-Resultados preliminares // *Anais V Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, 1989, p. 45—49.
6. **Torsvik H.** The Rodinia jigsaw puzzle // *Science*, 2003, v. 300, p. 1379—1381.
7. **Trompette R.** Geology of western Gondwana (2000—500 Ma) Pan African-Brasiliano: aggregation of South America and Africa. Balkema, Rotterdam, 1994, p. 350.
8. **Almeida F.F.M., Brito Neves B.B. and Carneiro C.D.R.** The origin and evolution of the South American Platform // *Earth Sci. Rev.*, 2000, v. 50, p. 77—111.
9. **Martins Neto M.A.** Tectonics and sedimentation in a Paleoproterozoic rift-sag basin (Espinaço basin, Southeastern Brazil) // *Prec. Res.*, 2000, v. 103, p. 147—173.
10. **Mazzucchelli M., Rivalenti G., Menezes Leal A.B. et al.** Petrology of mafic metabasites in the Diamantina region, Minas Gerais // *Brazil. Periodico di Mineralogia*, 2000, v. 70, p. 231—254.
11. **Chaves A.O., Teixeira W., Gonzalez C. and Correia Neves J.M.** K-Ar, Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of the Proterozoic mafic dyke swarms of the southern São Francisco Craton, M.G., Brazil // *South-American Symposium on Isotope Geology. São Paulo (SP), Brazil, 1997*, p. 68—70.
12. **Chaves A.O.** Enxames de diques máficos do setor sul do cráton do São Francisco-M.G. (Ph.D. thesis), São Paulo University (USP), Brazil, 2001, 154 p.
13. **Zhao G., Sun M. and Wilde S.A.** Did South America and West Africa marry and divorce or was it a long-lasting relationship? // *Gondwana Research*, 2002, v. 5, p. 591—596.
14. **Teixeira W.** Pb, Sr and Nd isotope constraints on the Archean evolution of gneissic-granitoid complexes in southern São Francisco Craton, Brazil // *Prec. Res.*, 1996, v. 78, p. 151—164.
15. **Carneiro M.A., Noce C.M. and Teixeira W.** Evolução policíclica do Quadrilátero Ferrífero: uma análise fundamentada no conhecimento atual da geocronologia U-Pb e geoquímica isotópica Sm-Nd // *Revista Escola de Minas. Ouro Preto, Minas Gerais, Brazil, 1995*, v. 48, a 4, p. 264—273.
16. **Inda H.A.V., Schorscher H.D., Dardenne M.A. et al.** O Cráton do São Francisco e a faixa de dobramentos Araçuaí // *Geologia do Brasil. República Federativa do Brasil, Ministério das Minas e Energia, Departamento Nacional da Produção Mineral, Brasília, 1984*, p. 193—248.
17. **Barbosa J.S.F. and Sabaté P.** Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features // *Prec. Res.*, 2004, v. 133, p. 1—27.
18. **Ledru P., Cocherie A., Barbosa J.S.F. et al.** Âge du métamorphisme granulitique dans le Craton du São Francisco (Brésil): Implications sur la nature de l'orogène Transamazonien. *C. R. Acad. Sci. Paris Sciences de la Terre et des Planetes // Earth Planet. Sci.*, 1994, v. 211, p. 120—125.
19. **Silva L.C. da, McNaughton R.C. de Melo and Fletcher I.R.** U-Pb SHRIMP ages in the Itabuna-Caraíba TTG high-grade complex: the first window beyond the Paleoproterozoic overprint of the eastern Jequié Craton, NE Brazil // *International Symposium on Granites and Associated Minerals. ISMGAM, Salvador, Bahia, Brazil (Abstracts)*, 1997, p. 282—283.
20. **Renne P.R., Onstott T.C., D'Agrella-Filho M.S. and Pacca I.G.** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating 1,0 Ga magnetizations from the São Francisco and Kalahary cratons: tectonic implications for Pan-African and Brazilian mobile belts // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1990, v. 101, p. 249—366.
21. **D'Agrella-Filho M.S., Pacca I.G., Onstott T.C. et al.** Paleomagnetism and geochronology of mafic dikes from the regions of Salvador, Olivença and Uaua, São Francisco Craton, Brazil // *Boletim do Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo (USP)*, 1989, v. 20, p. 1—18.
22. **Heaman L.** U-Pb dating of giant radiating dyke swarms: potential for global correlation of mafic magmatic events // *International Symposium on Mafic Dykes: Extended Abstracts, São Paulo, 1991*, p. 7—9.
23. **Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A. and Zanettin B.** Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // *J. Petrol.*, 1986, v. 27, p. 745—750.
24. **Miyashiro A.** Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // *Amer. J. Sci.*, 1974, v. 274, p. 321—355.

25. **Yoder H.S. and Tilley C.E.** Origin of basaltic magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems // *J. Petrol.*, 1962, v. 3, p. 342—352.
26. **Govindaraju K. and Mevelle G.** Fully automated dissolution and separation methods for inductively coupled plasma atomic emission spectrometry rock analysis: application to the determination of rare earth elements // *J. Analytical Atomic Spectrometry*, 1987, v. 2, p. 615—621.
27. **Joron J.L. and Treuil M.** Hydromagmatophile elements in oceanic basalts as fingerprints of partial melting and mantle heterogeneities: a specific approach and proposal of an identification and modelling method // *Magmatism in the ocean basins. Geological Society / A.D. Saunders and M.J. Norry (eds.)*. London, 1989, Spec. Publ. № 42, p. 277—299.
28. **Boynton W.V.** Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // *Rare earth element geochemistry / P. Henderson (ed.)*. Amsterdam, Elsevier, 1984, p. 63—114.
29. **Sun S. and McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins. Geological Society / A.D. Saunders and M.J. Norry (eds.)*. London, 1989, Spec. Publ. № 42, p. 313—345.
30. **McDonough W.F. and Sun S.** The composition of the Earth // *Chem. Geol.*, 1995, v. 120, p. 223—253.
31. **Rudnick R.L. and Gao S.** Composition of continental crust // *Treatise on geochemistry / H.D. Holland and K.K. Turekian (eds.)*. V. 3 (The Crust) / Elsevier, 2004, p. 1—64.
32. **Hart S. and Zindler A.** Constraints on the nature and development of chemical heterogeneities in the mantle // *Mantle convection / W.R. Peltier (ed.)*. New York, Gordon and Breach Science Publishers, 1989, p. 261—387.
33. **de Paolo D.J.** Trace elements and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallisation // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1981, v. 53, p. 189—202.
34. **Jaques A.L. and Green D.H.** Anhydrous melting of peridotite at 0—15 kb pressure // *Contr. Miner. Petrol.*, 1980, v. 73, p. 287—310.
35. **Takahashi E. and Kushiro I.** Melting of a dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis // *Amer. Miner.*, 1983, v. 68, p. 859—879.
36. **Herzberg C. and O'Hara M.J.** Phase equilibrium constraints on the origin of basalts. Picrites and komatiites // *Earth Sci. Rev.*, 1998, v. 44, p. 39—79.
37. **Zindler A. and Hart S.** Chemical geodynamics // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1986, v. 14, p. 493—571.
38. **Ito E., White W.M. and Göpel C.** The O, Sr, Nd and Pb isotope geochemistry of MORB // *Chem. Geol.*, 1987, v. 62, p. 157—176.
39. **Weaver B.** The origin of the ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1991, v. 104, p. 381—397.
40. **Faure G.** Principles of isotope geology. Columbus, J. Wiley and Sons Ed., Ohio, 1986, p. 589.

*Поступила в редакцию
20 января 2005 г.*