

УДК 550.41

ФОРМИРОВАНИЕ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ В ПРЕДЕЛАХ РАЙОНА РАЗЛОМНОЙ ЗОНЫ ЭНДРЮ БЕЙН ЮГО-ЗАПАДНОГО ИНДИЙСКОГО ХРЕБТА (ПО ДАННЫМ ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ)

© 2024 г. Н. М. Сущевская^{a, *}, В. Д. Щербаков^b, А. А. Пейве^{c, **}, Е. П. Дубинин^{b, ***},
Б. В. Беляцкий^{d, ****}, А. В. Жилкина^a

^aИнститут геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, ул. Косыгина, 19, Москва, 119991 Россия

^bМосковский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Музей земледования,
Воробьевы горы, Москва, 119991 Россия

^cГеологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, Москва, 119017 Россия

^dВсероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
ФГБУ “Институт Карпинского”, Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 19106 Россия

*e-mail: nadyas@geokhi.ru

**e-mail: apeyve@yandex.ru

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

****e-mail: edubin08@rambler.ru

Поступило 29.03.2023 г.

После доработки 17.06.2023 г.

Принято к публикации 27.06.2023 г.

Петро-геохимическое изучение базальтов (содержания литофильных элементов, изотопный состав Sr, Nd, Pb, составы ликвидусных оливинов, шпинелей) района переходной, граничной области района Юго-Западного Индийского хребта (ЮЗИХ) вблизи разломов Дю-Туа и Эндрю Бейн выявило существенные различия в их составах. В пределах рифтовой долины, прилегающей к разломам, характерно развитие толеитов, обогащенных Na и обедненных Fe (генетический тип Na-TOP). В западном борту разлома Эндрю Бейн присутствуют базальты глубинного типа (TOP-1). Излияние магм этих типов отражает возможное изменение геодинамической обстановки в процессе формирования этой зоны, когда условия выплавления первичных магм сменились с более глубинных и высоко температурных на менее глубинные.

Различия в первичных расплавах толеитов рифтовой долины и трансформного разлома Эндрю Бейн прослеживаются и в составах ликвидусных оливинов. Оливины рифтовой долины близки к типичным оливинам типа Na-TOP с магнезиальностью Fo 88–87 и с низкими содержаниями в них Ni и повышенными Mn. Оливины толеитов разломной зоны Эндрю Бейн, наоборот, обогащены Ni и обеднены Mn, что может свидетельствовать о включении в процесс плавления пироксенитового вещества при образовании первичных расплавов. Этот компонент представляет собой либо рециклированную через глубокую мантию океаническую литосферу, либо фрагменты ранее образованной обогащенной океанической коры, либо фрагменты континентальной литосферы, впоследствии вовлекающиеся в плавление при перескоке осей спрединга. Подобный процесс типичен для района тройного сочленения Буве, где выявлена по составам оливинов существенная неоднородность в содержании примесных элементов. Изотопные характеристики толеитов разлома Эндрю Бейн отличаются радиогенными изотопными составами Pb и Sr и близки к обогащенным магмам поднятий Индийского океана – Крозе, Марион, Буве, но отличаются от поднятий Конрад и Афанасия Никитина. Источник этих базальтов сопоставим с модельным источником типа HIMU (с высокими первичными отношениями U/Th), возможно, с примесью вещества источника с характеристиками ЕМП (мантия с повышенным отношением Rb/Sr).

Ключевые слова: Юго-Западный Индийский хребет, толеитовый магматизм, изотопы Nd, Sr, Pb, состав оливина, шпинели, мантийный источник

DOI: 10.31857/S0016752524010016, EDN: MWIPZC

ВВЕДЕНИЕ

Образование и эволюция Юго-Западного Индийского хребта (ЮЗИХ), протягивающегося с юго-запада на северо-восток на расстояние около 7700 км от тройного сочленения Буве (ТСБ) на западе до тройного сочленения Родригос на востоке, включало несколько этапов. Что отражается в морфоструктуре, глубинном строении и характере магматизма в рифтовых зонах (Hamelin, Allegre, 1985; Mahoney et al., 1992; Сушевская и др., 1996; Кохан и др., 2019; и многие др.). Хребет классифицируется как ультрамедленный. Скорость спрединга на хребте убывает с запада на восток от 1.6 до 1.27 см/год (Dick et al., 2003; Bernard et al., 2005). В пределах хребта выделяются два мегасегмента: западный (в русской литературе его называют Африкано-Антарктическим хребтом), простирающийся от тройного сочленения Буве до 24° в.д., и восточный — от 33° в.д. до тройного сочленения Родригос (Кохан и др., 2019). Данные сегменты разделены системой крупных демаркационных трансформных разломов: Дю Туа, Эндрю Бейн (рис. 1), которые смещают осевые зоны спрединговых хребтов на расстояние до 1000 км и, видимо, служат мощными структурными барьерами, разделяющими разные геодинамические провинции ЮЗИХ. Эти провинции ЮЗИХ характеризуются различным типом аккреции коры, особенностями магматизма и морфоструктурной сегментацией, обусловленными разной прогремостью мантии, интенсивностью поступления расплавов и латерального перемещения астеносферных потоков (Marks, Tikku, 2001).

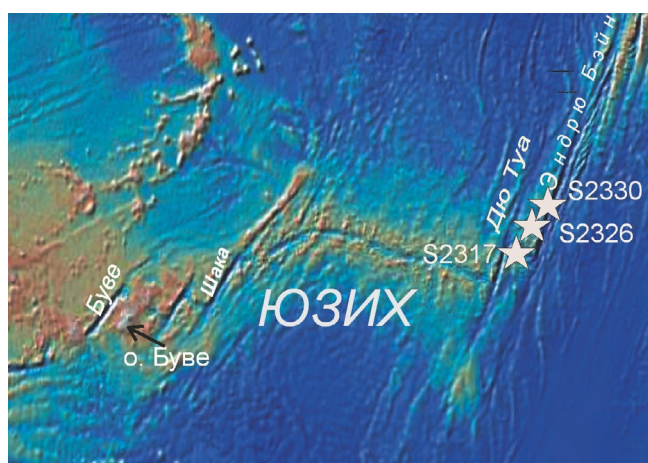


Рис. 1. Расположение станций драгирования (звездочки) 23 рейса НИС “Академик Николай Страхов” в пределах Юго-Западного Индийского хребта, из которых были исследованы слабо измененные базальты и долериты.

Развитие западной части ЮЗИХ началось около 160 млн лет назад в связи с расколом Гондваны (Лейченко, 2014). Данный участок является самым древним на всем ЮЗИХ. К востоку от трансформного разлома Эндрю Бейн формирование спрединговой зоны началось позднее, около 130–135 млн лет назад (Лейченко, 2014).

Проведенный геолого-геофизический анализ особенностей развития ЮЗИХ показал, что вдоль западной части ЮЗИХ выделяются четыре сектора с различным строением литосферы, историей развития и кинематикой спрединга. Границы между секторами проходят по трансформным разломам Дю Туа (25° в.д.), Шака (9° в.д.), изгибу хребта вблизи 16° в.д. и их внеосевым следам. Во фланговых частях хребта отмечается наличие отдельных блоков литосферы, фиксируемых по изменению характера осевой сегментации и древних следов трансформных разломов и нетрансформных смещений (Дубинин и др., 2013; Кохан и др., 2019), что отражает кинематические вариации и изменение условий формирования океанической коры.

К особенностям геологического строения ЮЗИХ относится присутствие толеитов со свойствами изотопной геохимической аномалии DUPAL (Hamelin, Allegre, 1985; Mahoney et al., 1992), связываемой с плюмовым воздействием (le Roex et al., 1983, 1992), либо с гетерогенностью глубинного источника (Mahoney et al., 1992; Сушевская и др., 2003). Необходимо также отметить находку в районе 11° в.д. ЮЗИХ перидотитов с возрастом отделения базальтовой составляющей 2.8 млрд лет, о чем свидетельствуют нерадиогенные соотношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ (до 0.1095) в перидотитах, представляющих собой глубинную мантию архейских кратонов (Liu et al., 2023). Все это подчеркивает неординарный характер формирования ЮЗИХ, который продолжает оставаться не до конца раскрытым.

Особое значение имеет магматизм района переходной, граничной области района рифта вблизи разломов Дю Туа и Эндрю Бейн. Его особенности помогут не только установить происхождение толеитового магматизма в условиях протяженной зоны разломов, но и прояснить историю развития всей западной части Индийского океана.

Задача данной статьи — на основании петролого-геохимического изучения толеитового магматизма района трансформного разлома Эндрю Бейн выявить главные причины геохимической специфики рифтового магматизма, сопровождавшегося отмиранием старых, перескоками и возникновением новых спрединговых хребтов (Дубинин и др., 1999).

МЕСТО ОТБОРА ОБРАЗЦОВ
И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Демаркационные разломные зоны Дю Туа–Эндрю-Бейн – Принц-Эдуард являются зонами, ограничивающими на востоке крупный сектор океанического дна на стыке Индийского и Атлантического океанов. Опробование данных разломов проводилось в ходе совместной геолого-геофизической экспедиции Геологического института РАН и Института морских наук (Болонья, Италия) на НИС «Академик Николай Страхов» (23 рейс) (Пейве и др., 2017). Для изучения были выбраны образцы слабоизмененных базальтов и долеритов с содержанием MgO от 7 до 10 мас. %. В данном районе при опробовании дна наряду с глубинными породами (ультрабазитами, габбро) были подняты породы, характеризующие верхние части океанической коры – базальты. Базальты находились в двух различных структурах: в пределах южного склона рифтовой долины, западнее южного пересечения с разломом Эндрю Бейн (станции драгирования S2317, 18) и на северо-западном борту разломной долины. Станции на борту разлома Эндрю Бейн располагались в 60 км от его южного пересечения с рифтовой долиной на глубине около 6000 м (ст. S2326) и в 150 км на глубине 5400 м (ст. S2330) (рис. 1).

Содержание литофильных элементов определялось в Центральной Аналитической Лаборатории ГЕОХИ РАН (Москва) методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (МС-ИСП) по разработанной оригинальной методике (Колотов и др., 2020). Система разложения представляет собой блок нагрева и стаканы с полусферическим дном, устанавливаемые в отверстия блока нагрева. Рабочие градуировочные растворы для МС-ИСП готовились последовательным разбавлением исходных растворов многоэлементных ICP-MS-68 стандартных растворов до концентраций 10 мкг/л для раствора А, 10 и 5 мкг/л для раствора В. Многоэлементный стандартный раствор на группу РЗЭ с концентрацией каждого элемента 10 мкг/л готовили смешиванием растворов стандартов индивидуальных элементов. Для определения содержания элементов использовался квадрупольный масс-спектрометр с индуктивно связанной плазмой XSeries II (Thermo Scientific, Германия), снабженный концентрическим распылителем и кварцевой циклонной распылительной камерой, охлаждаемой элементом Пельтье (2°C). Аналитические параметры процедуры: выходная мощность генератора 1400 Вт, расход плазмообразующего газа (Ar) 13 л/мин, вспомогательного 0.95 л/мин, поток Ag через распылитель 0.87 л/мин, расход образца 0.8 мл/мин. Масс-спектры измерялись с использованием двух режимов сканирования: обзорный (Survey Scan) с 5 прохо-

дами от 5 до 240 m/z и по точкам (Peak Jumping) с 1 каналом на массу и временем интегрирования 20 мс и 25 проходами. Все измерения выполнялись с PlasmaScreen. При соблюдении всех настроек прибора уровень оксидных ионов CeO^+/Ce^+ составлял не более 2%, а уровень двухзарядных ионов ($\text{Ba}^{++}/\text{Ba}^+$) не более 3%. Обработка полученных данных МС-ИСП производилась с помощью программы iPlasmaProQuad (Thermo Scientific). Для тестирования процедуры анализа использовались стандартные образцы базальтов (BCR-2 http://georem.mpch-mainz.gwdg.de/sample_query_pref.asp) Результаты измеренных значений и рекомендованные значения стандарта (в скобках) следующие: Ba-655.47 (683.9), Ce-49.94 (53.12), Co-32.57 (37.33), Cr-12.09 (15.85), Cs-1.03 (1.16), Cu-20.69 (19.66), Dy-6.08 (6.424), Eu-1.893 (1.989), Gd-6.709 (6.811), Hf-5.000 (4.972), Ho-1.17 (1.13), La-24.13 (25.08), Li-7.78 (9.13), Lu-0.47097, (0.5049) Mo-248.8 (250.6), Nb-11.18 (12.44), Nd-26.9 (28.26), Ni-10.52 (12.57), Pb-10.96 (10.59), Pr-6.574 (6.827), Rb-41.98 (46.02), Sc-27.21 (33.53), Sm-6.131 (6.547), Sr-315.8 (337.4), Ta-0.778 Tb-(0.785), 1.026 (1.077), Th-5.463 (5.828), Tl-0.231 (0.267), Tm-0.495 (0.5341), U-1.658 (1.683), V-377.9 (417.6), W-0.465 (0.465), Y-34.88 (36.07), Yb-3.273 (3.392), Zn-139.9 (129.5), Zr-177.2 (186.5). Долговременная воспроизводимость анализа для большинства элементов – 2–5%, для тугоплавких металлов (Mo, W, Ta), Cd и Cs 5–7%, РЗЭ 5–10%. Полученные результаты приведены в табл. 1.

Анализ состава оливинов, шпинелей (табл. 2) и закалочного стекла обр. S2317/7-G1 (табл. 1) проведен в лаборатории локальных методов исследования геологического факультета МГУ на микроанализаторе Jeol JXA-8230 по разработанной методике (Nosova et al., 2018) при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 300 нА. В качестве стандартов при анализе оливина использовались – оливин Сан-Карлос (Mg, Fe, Si), синтетические оксиды (Al, Ni, Cr), синтетический MnTiO_3 (Ti, Mn), волластонит (Ca), апатит (P). Воспроизводимость анализа контролировалась регулярным измерением вторичного стандарта. Случайная ошибка, определенная как две величины стандартного отклонения повторяющихся измерений вторичного стандарта, составила: 0.18 для MgO, 0.002 для Al_2O_3 , 0.26 для SiO_2 , 0.002 для CaO, 0.002 для Cr_2O_3 , 0.01 для MnO, 0.11 для FeO и 0.013 для NiO мас. %. Результаты приведены в табл. 2. Для определения концентраций Mg, Al, Si, Ca, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Ni (табл. 2) при анализе состава шпинели были использованы следующие стандарты: синтетические оксиды (Al, Mg), чистые элементы (Si, Ti, Cr, Mn, Fe, Ni), волластонит (Ca). Погрешность определения содержания составила не более 0.05 для MgO, 0.06 для Al_2O_3 , 0.02 для SiO_2 , 0.03 для CaO, 0.09 для Cr_2O_3 , 0.05 для MnO, 0.07 для FeO и 0.04 для NiO (мас. %).

Таблица 1. Содержания главных и примесных элементов в толеитах зоны разлома Эндрю Бейн

Образец	Точка измерения	Компоненты в оливинах										
		Mg#	Cr ₂ O ₃	NiO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MnO	SiO ₂	MgO	FeO	сумма
S2326/38	точка1_ol04	80.47	0.006	0.136	0.03	0.02	0.295	0.277	38.8	41.26	18.03	98.85
S2326/38	точка_1_ol07	81.86	0.034	0.163	0.048	0.019	0.246	0.237	38.87	42.18	16.83	98.63
S2326/38	точка1_ol10	82.84	0.037	0.186	0.047	0.015	0.224	0.216	39.19	42.95	16.02	98.89
S2326/38	точка1_ol11	84.75	0.054	0.24	0.054	0.016	0.222	0.188	39.7	44.3	14.35	99.12
S2326/35	точка1_ol68	83.06	0.053	0.213	0.051	0.017	0.229	0.219	39.46	43.28	15.89	99.41
S2326/35	точка1_ol71	84.64	0.04	0.236	0.076	0.012	0.226	0.192	39.95	44.43	14.51	99.67
S2326/35	точка1_ol71a	84.81	0.036	0.241	0.031	0.009	0.218	0.189	39.81	44.59	14.38	99.5
S2326/35	точка1_ol72	84.04	0.043	0.234	0.051	0.015	0.22	0.198	39.6	43.95	15.02	99.33
S2326/35	точка1_ol73	82.82	0.042	0.189	0.053	0.017	0.23	0.215	39.34	43.21	16.13	99.43
S2326/35	точка1_ol73a	81.82	0.033	0.159	0.044	0.019	0.25	0.241	39.12	42.38	16.95	99.2
S2326/35	точка1_ol74	84.3	0.049	0.23	0.055	0.02	0.223	0.198	39.69	44.21	14.82	99.49
S2326/35	точка1_ol76	83.49	0.04	0.205	0.054	0.017	0.231	0.21	39.52	43.57	15.51	99.36
S2326/35	точка1_ol77	84.79	0.045	0.24	0.056	0.014	0.218	0.188	39.67	44.56	14.39	99.38
S2326/35	точка1_ol77a	84.01	0.055	0.227	0.051	0.015	0.227	0.202	39.7	44	15.08	99.56
S2326/35	точка1_ol78	82.56	0.031	0.173	0.047	0.016	0.246	0.225	39.31	42.93	16.32	99.3
S2317/7	точка2_ol71a	86.91	0.055	0.244	0.046	0.011	0.251	0.205	40.53	46.57	12.62	100.53

Изотопный состав Sr, Nd и Pb в породах определялся в Центре изотопных исследований ФГБУ «Институт Карпинского» (С.-Петербург, табл. 3). Химическая сепарация элементов осуществлялась хроматографическим методом на ионообменных колонках. Бланки (холостой опыт) при проведении анализов не превышали 0.01 и 0.1 нг для Rb и Sr, и 0.02 нг для Sm, Nd, и 0.01 нг для Pb. Содержания элементов определялись методом изотопного разбавления с добавлением калиброванного изотопного трассера. Измерения изотопного состава элементов проводились на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре TRITON (Thermo Scientific) в статическом режиме регистрации масс-спектров. Для нормализации измеренных изотопных соотношений использовались природные значения соотношений $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.375209$ и $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Изотопный состав международных стандартов в процессе аналитических сессий соответствовал: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512109 \pm 0.000006$ (JNdi-1), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710225 \pm 12$ (NBS-987), $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.913 \pm 0.001$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.451 \pm 0.001$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.594 \pm 0.001$ (NIST-981). Погрешность соответствующего изо-

топного отношения в таблице приведена при 95% уровне значимости в абсолютных величинах (2 σ , abs) или процентах (2 δ %).

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Ранее изученные базальты и долериты 23 рейса НИС «Академик Николай Страхов» выявили существенную неоднородность составов (Пейве и др., 2017). Отсутствие четких трендов дифференциации свидетельствовало о наличии, различающихся по многим компонентам первичных, расплавов (Пейве и др., 2017). На рис. 2 представлены полученные нами новые данные методом рентгенфлуоресцентного анализа и состав закалочного стекла (табл. 1) станций S2317 (рифтовая долина) и S2326, S2330 (борт разлома Эндрю Бейн). В целом, хорошо видно совпадение наших данных, опубликованных в работе с (Пейве и др., 2017), что позволяет рассматривать далее все данные в совокупности. Содержание MgO в большинстве образцов базальтов находится в интервале значений от 3.5 до 10.5 мас. %. Последние — оливин порфиновые базальты др. S2326, S2330.

Таблица 2. Составы оливинов и включений шпинелей в них, а также определенные *T* кристаллизации

оливин	точка измерения	компоненты в шпинелях									T°С			
		FeO	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	NiO	MnO	V ₂ O ₃	CaO	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	сумма	Wan 2008	Coogan 2014
точка1_ol04	Sp 1	49.19	17.62	3.49	0.13	0.31	0.35	0	8.53	16.49	0.16	96.27	1251.7	1255.2
точка_1_ol07	Sp 2	28.54	20.7	1.65	0.17	0.28	0.16	0.15	12.96	33.07	0.38	98.06	1225.6	1229.9
точка1_ol10	Sp 3	25.88	23.22	1.19	0.21	0.19	0.19	0.03	13.65	33.28	0.17	98.01	1217.7	1222
точка1_ol11	Sp 4	24.61	22.24	1.21	0.2	0.31	0.24	0.03	14.23	34.44	0.16	97.67	1239.6	1243.8
точка1_ol68	Sp 5	29.17	22.38	2.43	0.12	0.35	0.2	0.06	12.82	30.01	0.2	97.74	1249.5	1253.5
точка1_ol71	Sp 6	30.79	20.73	1.91	0.19	0.25	0.22	0	12.09	31.46	0.25	97.89	1335.9	1339.1
точка1_ol71a	Sp 7	25.23	22.31	1.18	0.07	0.24	0.18	0	13.91	34.29	0.18	97.59	1131.7	1136.7
точка1_ol72	Sp 8	24.25	22.39	1.05	0.18	0.24	0.17	0	14.26	34.45	0.2	97.19	1227	1231.3
точка1_ol73	Sp 9	33.79	21.41	2.95	0.14	0.3	0.33	0.03	10.83	27.47	0.16	97.41	1276.6	1280.3
точка 1_ol73a	Sp 10	33.73	23.61	3.48	0.15	0.33	0.35	0	11.6	23.83	0.33	97.41	1254.9	1258.5
точка1_ol74	Sp 11	34.3	21.94	3.65	0.14	0.42	0.31	0.07	10.27	27.14	0.13	98.37	1287.1	1290.6
точка1_ol76	Sp 12	26.81	22.58	1.58	0.18	0.31	0.13	0.03	13.82	33.18	0.14	98.76	1246.5	1250.6
точка1_ol77	Sp 13	22.1	22.18	0.99	0.25	0.17	0.12	0.07	15.34	37.4	0.13	98.75	1232.4	1236.8
точка1_ol77a	Sp 14	24.98	22.77	1.24	0.16	0.21	0.15	0	14.09	34.6	0.16	98.36	1225.7	1230
точка1_ol78	Sp 15	32.52	21.14	4.75	0	0.49	0.4	0.95	8.64	21.41	6.81	97.11	1292.9	1296.1
точка2_ol71a	Sp 28	20.96	37.79	1.22	0.19	0.28	0.33	0	14.34	23.46	0.17	98.74	1244.7	1247.8

Приведенный на рис. 2 состав закалочного стекла (обр. S2317/7, табл. 1) идентичен слабо дифференцированному составу типичного толеита с содержанием MgO около 8 мас. % (табл. 1). Составы базальтов варьируют по содержанию калия (рис. 2б) от деплетированных (0.1) до обогащенных (более 1 мас. % K_2O), отражая присутствие разных по обогащенности первичных расплавов. Пересчитанные концентрации Fe , Na ($\text{Fe}_8 = \text{FeO} + 1.664 \cdot \text{MgO} - 13.313$; $\text{Na}_8 = \text{NaO} + 0.373 \cdot \text{MgO} - 2.98$) в базальтах на 8 мас. % MgO (рис. 2д) соответствуют уровню их содержания в первичных расплавах (Klein, Langmuir, 1987). Этот состав отражает этап до начала кристаллизации клинопироксена (на уровне 8 мас. % MgO), следующего за оливин-плагноклазовой ассоциацией. При этом различный уровень концентраций Na в первичных расплавах сохраняется, образуя параллельные тренды при малоглубинной кристаллизации.

На рис. 2д видно, что существует как минимум две области первичных толеитовых расплавов, различающихся концентрациями Fe , Na . Это составы базальтов драг S2317, S2318 и толеиты других станций, в которых преимущественно присутствуют базальты с пониженным содержанием натрия. Показано, что значения Na_8 и Fe_8 , в свою очередь, зависят от глубины и степени плавления лерцолитовой, океанической мантии и коррелируют с мощностью сформированной коры (Klein, Langmuir, 1987, 1989; Gale et al., 2014). Первая группа — это толеиты с повышенными значениями Na_8 (больше 3) и пониженными Fe_8 , которые идентифицируются как расплавы — дифференциаты первичных выплавов типа $\text{Na} - \text{TOP}$ (Толеиты Океанических Рифтов), развитые в “холодных областях” медленносспрединговых СОХ (Bonatti et al., 1993; Сущевская и др., 2002, 2003). Преимущественно магмы этого типа, типичные для драг 17, 18, изливались в рифтовой долине.

В общем случае процесс плавления мантии в спрединговых областях близок к фракционному полибарическому, когда поступающие вверх порции расплава смешиваются между собой. Эта смесь поступающих на поверхность расплавов будет соответствовать равновесию, отвечающему средней глубине поднимающейся колонны (Klein, Langmuir, 1989). Оцененный нами основной уровень генерации толеитовых расплавов Мирового океана отражает различия в исходных составах, которые обусловлены в первую очередь глубиной и степенью плавления (F). Выявлено три главных типа магм, существенно отличающихся исходными составами. Это: TOP-1 , генерация которого под спрединговыми зонами происходит в интервале давлений 20–10 кбар, средняя $T = 1300^\circ\text{C}$, $F > 15\%$, TOP-2 — плавление которого происходит в интер-

вале $P-15-7$ кбар, средняя $T = 1270^\circ\text{C}$, $F > 10\%$ и Na-TOP — образование расплавов происходит в интервале $P-15-4$ кбар, $T = 1250^\circ\text{C}$, $F \approx 10\%$ (Сущевская и др., 1983, 2003; Sushchevskaya et al., 1996). Возможен процесс неполного отделения расплава, что приведет к колебаниям состава исходных расплавов по содержанию литофильных элементов. Расплавы в центральной части колонны непосредственно под спрединговой зоной просачиваются вверх, но в ее апикальных частях они могут не достигать поверхности и, реагируя с мантийной матрицей, приводят к образованию метасоматизированной мантии. Состав первичного расплава Na-TOP получен путем численного моделирования процесса полибарического динамического плавления примитивной мантии с присутствием в мантийном каркасе 1% остаточного расплава в интервале давлений от 20–4 кбар (Kinzler, Grove, 1992). Этот состав близок к составу закалочного стекла с обр. S2317/7.

Базальты драг S2326, S2330 с борта разлома Эндрю Бейн, составляющие другую группу с повышенными значениями Fe_8 и пониженными Na_8 , соответствуют более глубинному типу исходных толеитов TOP-1 (Сущевская и др., 1983). Часть из них может представлять смесь расплавов типов TOP-2 и Na-TOP . Поскольку толеиты, драгированные с нижних частей западного борта разлома Эндрю Бейн, возможно, относятся к более раннему, предшествующему этапу развития спрединговой зоны в данной области, мы можем полагать, что процесс выплавления магм менялся с течением времени с более горячего и глубинного поступления расплавов на более холодный, малоглубинный в современное время.

СОСТАВЫ ЛИКВИДУСНЫХ ОЛИВИНОВ, ШПИНЕЛЕЙ И УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАГМ

Порядок кристаллизации толеитовых магм хорошо известен. Это последовательная кристаллизация оливин ($\pm$ шпинель)-плагноклаз-клинопироксен (Klein, Langmuir, 1987; Gale et al., 2014), что типично и для изученных образцов. Кристаллизация большинства океанических магм происходит в интервале температур $1350-1010^\circ\text{C}$ (Дмитриев и др., 1984). Она может меняться в зависимости от состава и $P-T$ условий генерации и степени фракционирования первичных магм.

Исследованные вкрапленники оливинов ст. S2326 и S2317 отличаются по диапазону магнезиальности (рис. 3, табл. 2). Более магнезиальные (Fo_{89}) типичны для толеитов ст. S2317 (рис. 3). Вариации проанализированных оливинов ст. S2326 варьируют от (Fo_{85}) до (Fo_{80}). Если оливины рифтовой до-

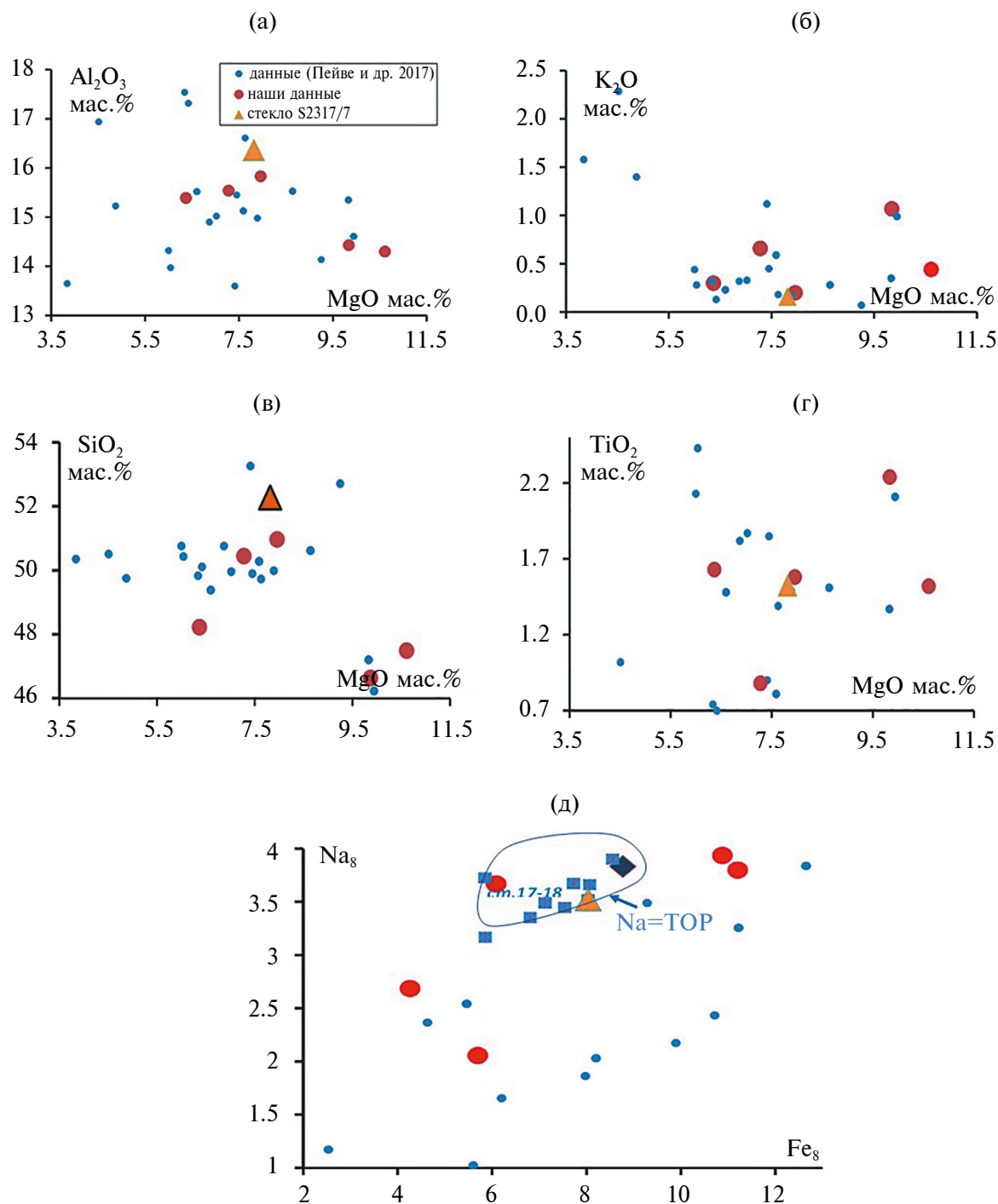


Рис. 2. Содержание главных элементов в базальтах и долеритах района разломной зоны Эндрю Бейн.

(а-г) – Корреляционные зависимости Al, K, Si, Ti от MgO; (д) – Параметры Na_8 - Fe_8 , показывающие различия этих элементов в исходных расплавах, зависящие от глубины и степени плавления океанической мантии (Klein, Langmuir, 1987, 1989). Поле выделены составы базальтов др. S2317, 18 (квадратики), четко относящиеся к малоглубинному типу толеитов Na-TOP (Сушевская и др., 2002). Ромбом отмечен состав первичного расплава Na-TOP по (Сушевская и др., 2002).

Использованы данные табл. 1 и работы (Пейве и др., 2017).

лины ст. S2317 близки к ликвидусным оливинам толеитовых расплавов Na-TOP, то оливины более глубинного по происхождению типа (TOP-1) кристаллизовались из более фракционированных расплавов. По содержанию Cr, Mn и Ni в оливинах (рис. 3 а–в), можно отметить, что по мере фракционирования расплавов выделяются две группы составов оливинов, лежащих на параллельных трендах, различающихся исходными содержаниями. Оливины ст. S2317 четко попадают в тренды типичных оливинов океанических толеитов (Мигдисова и др., 2017), тогда как менее магнезиальные оливины ст. S2326 лежат на продолжении тренда с повышенными концентрациями Ni, Cr и пониженными Mn. Подобные оливины встречены среди толеитов района ТСБ (рис. 3 а–в), где помимо типично толеитовых составов обнаружены оливины специфического состава с повышенными содержаниями Ni (Мигдисова и др., 2017). На рис. 3в видно, что Mn имеет отчетливо выраженную отрицательную корреляцию с магнезиальностью оливина, тогда как изменение содержания Ni показывает положи-

тельную закономерность. Надо отметить, что и по содержанию хрома можно также отметить различие в его содержании для оливинов спрединговой и разломной зоны (рис. 3б).

А. В. Соболевым с коллегами (Sobolev et al., 2007) было показано, что отношения Mn/Fe и Ni относительно Mg/Fe (рис. 3г) слабо меняются по мере фракционирования оливина. Большинство фенокристов оливина из TOP и многие из коматитов имеют содержания Mn, Ni, аналогичные содержаниям в перидотитовых выплавках в отличие от оливинов из внутриплитных магм, которые значительно обеднены Mn и обогащены Ni. Их концентрации трудно объяснить кристаллизацией из расплавов, образовавшихся путем плавления обычных перидотитов. На графике в координатах $100 \times \text{Mn/Fe} - \text{Ni}/(\text{Mg/Fe})/1000$ (рис. 3г), показывающем составы оливинов в равновесии с перидотитовой и пироксенитовой мантией (очерченные полями) (Sobolev et al., 2007), видно, если оливины ст. S2317 попадают в поле оливинов MORB, то

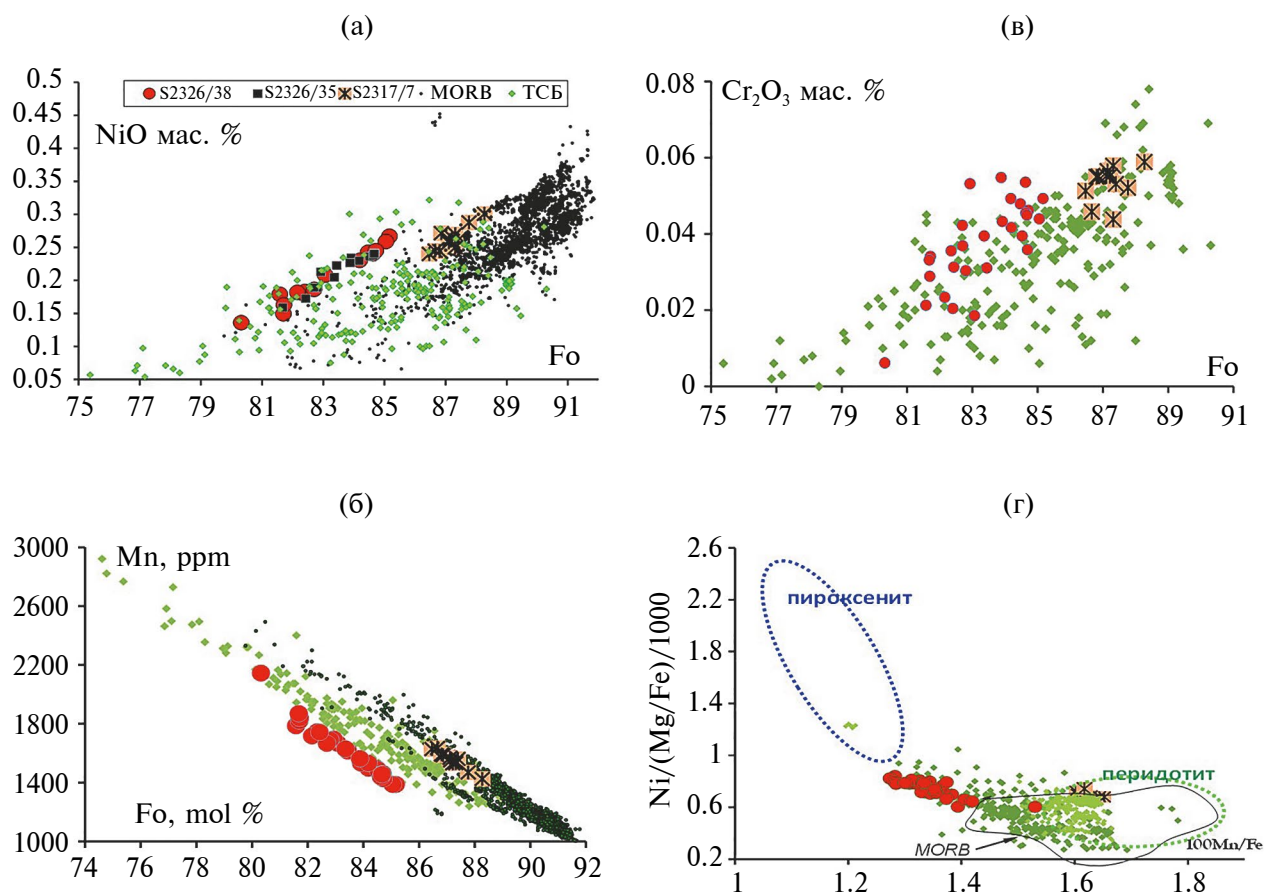


Рис. 3. Изменение содержания Ni, Cr и Mn во вкрапленниках оливинов зоны разлома Эндру Бейн.

Корреляционные зависимости концентраций Ni, Cr и Mn и магнезиальности оливина (Fo) в различных океанических провинциях (а, б, в). (г) – Изменение значений $100 \times \text{Mn/Fe} - \text{Ni}/(\text{Mg/Fe})/1000$, показывающих составы оливинов в равновесии с перидотитовой и пироксенитовой мантией (Sobolev et al., 2007).

оливины толеитов разлома Эндрю Бейн, подобно части оливинов ТСБ, образованы смешением расплавов, образованных при плавлении перидотитового и пироксенитового источников. Установленная дисперсия составов вкрапленников оливина может отражать возможное проявление процесса смешения отдельных выплавов или потоков магм в области генерации или при излиянии в пределах рифтовой долины.

Шпинели представлены микровключениями в оливинах либо в сростках с ними. К сожалению, большинство включений принадлежит обр. ст. S2326 и лишь одна шпинель выявлена в оливине Fo₈₇ из обр. S2317/7 (табл. 2). Последний отличается от основного тренда на всех графиках и имеет более низкие значения глинозема и повышенную хромистость (рис. 4а, б). Интервал по хромистости шпинелей ст. S2326 соответствует диапазону от 0.24 до 0.35 (рис. 4а), что в целом ниже, чем для типичных шпинелей толеитовых магм (Sigurdsson, Schilling, 1976), для которых интервал Al₂O₃ составляет 25–30 мас. %.

Оценка температур кристаллизации по термометрам (Coogan et al., 2014; Wan et al., 2008) дает близкие результаты, но меньше дисперсия по расчетам (Coogan et al., 2014) (табл. 2). Расчеты показывают (рис. 4а), что кристаллизация (в интервале по оливину Fo_{85–80}) происходила в широком диапазоне температур 1300–1210°C, что соответствует температурам гомогенизации (около 1280°C) расплавных включений в магнезиальных оливинах толеитов глубинного типа TOP-1 (Sobolev, Dmitriev, 1989). Температура кристаллизации обр. S2317/7 составляет 1240°C, что близко к температурам отделения первичных магм Na-типа (Сушевская и др., 2002). Наиболее магнезиальные оливины из расплавов этого типа достигали Fo_{88–89} (Сушевская и др., 2002). По петрологическим моделям расплавы подобного типа могут являться самыми малоглубинными выплавками при подъеме мантийной колонны (Klein, Langmuir, 1989).

Необходимо отметить, что для состава исследованных шпинелей характерно большее содержание Fe³⁺, чем для шпинелей калибровочной выборки использованных термометров, что может приводить к погрешности определения приведенной оценки температуры равновесия оливин-шпинель. Температура кристаллизации ликвидусного оливина, по валовому составу пород, составила 1170–1280°C, а его состав Fo_{82–89} (оценка проведена с помощью программы PETROLOG3, при содержании воды и фугитивности кислорода, соответствующей буферу QFM). Близкие значения оценок температуры, полученные двумя независимыми методами, дают основания полагать, что определенный интервал отражает природные условия кристаллизации магм.

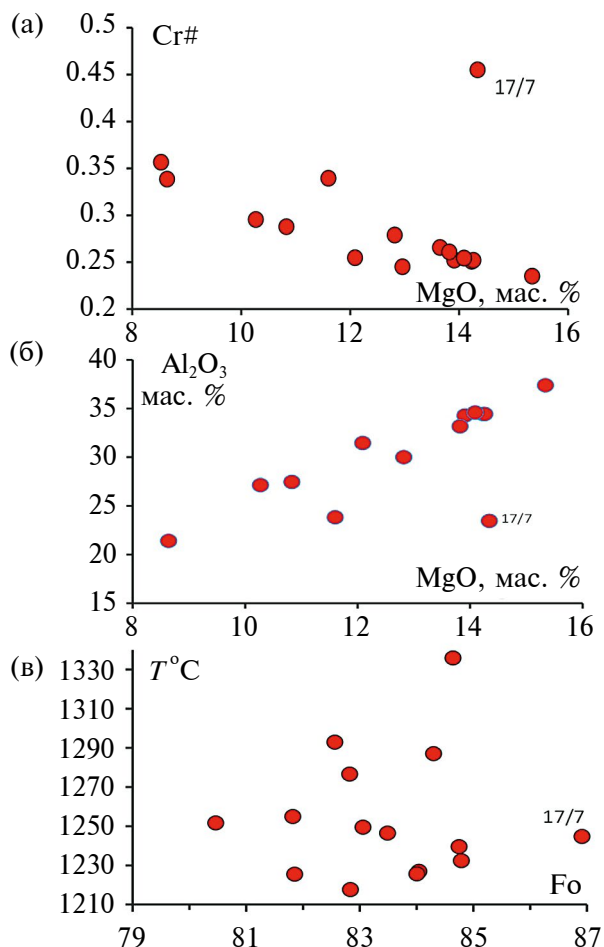


Рис. 4. Вариации Al, Cr (а, б) во вкрапленниках шпинелей и рассчитанных T°C кристаллизации по (Coogan et al., 2014) – (в).

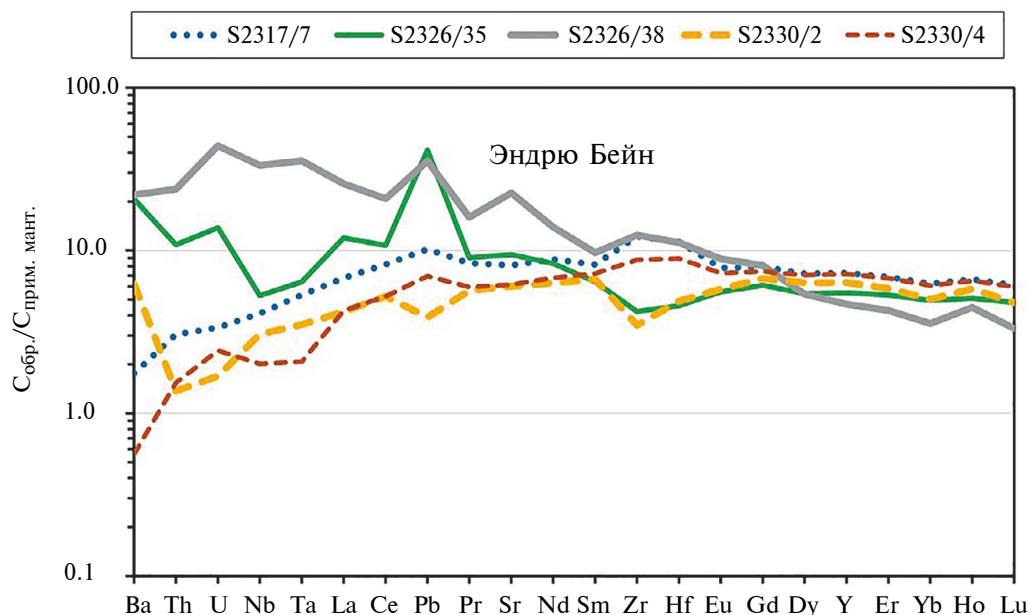
ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТОЛЕИТОВ

Геохимические особенности изученных ранее (Пейве и др., 2017) и в настоящем исследовании (табл. 1) базальтов и долеритов показали, что в пределах данной области существуют как деплетированные, так и обогащенные литофильными элементами базальты. Причем последнее особенно характерно для базальтов, поднятых с борта разлома Эндрю Бейн, где развиты преимущественно более глубинные толеиты типа TOP-1. На рис. 5а показано распределение нормированных к составу примитивной мантии (Sun., McDonough, 1989) содержания литофильных элементов в изученных базальтах (табл. 1). Хорошо видно, что базальты ст. S2326 обогащены наиболее несовместимыми элементами по сравнению с деплетированными базальтами ст. S2317, 18, типичными для деплетированного источника TOP. В спектрах базальтов S2326 драги отмечается положительная Pb аномалия и отрицательная

Nb, Ta, Th. Ранее подобные толеиты среди преобладающих деплетированных и слабообогащенных толеитов 12°–26° в.д. ЮЗИХ спорадически встречались в различных районах западного окончания ЮЗИХ. Слабообогащенные толеиты этой области, вероятно, представляют собой смесь в разных пропорциях деплетированных и обогащенных магм

(рис. 6б, Janney et al., 2005). Последние характеризуются спектрами распределения, типичными для островодужных базальтов с устойчивой отрицательной аномалией Nb и Th и положительной аномалией Pb (Janney et al., 2005). Базальт с подобными характеристиками драгирован в кальдере хребта Шписс в районе ТСБ (Сушевская и др., 2013).

(a)



(б)

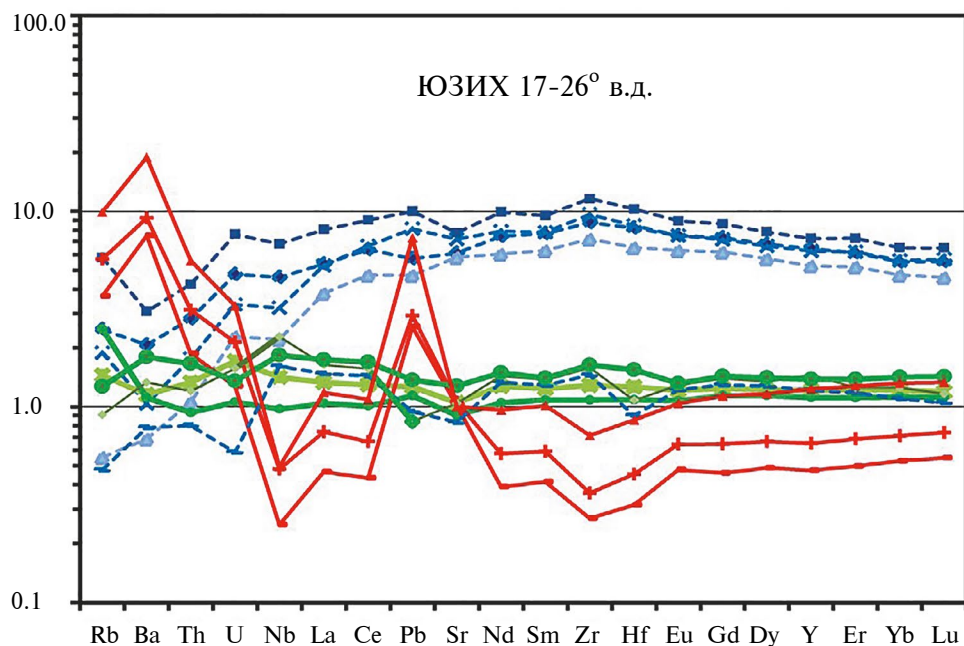


Рис. 5. Характер вариаций нормированных к примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) содержаний литофильных элементов в базальтах района Эндрю Бейн (а) и прилегающего района ЮЗИХ (б).

Построено по данным табл. 1 и работы (Janney et al., 2005).

На графике La/Sm – Gd/Yb (рис. 6), построенном с учетом данных статьи (Пейве и др., 2017), видно, что большинство изученных образцов имеют низкие значения Gd/Yb, типичные для современных деплетированных толеитов ЮЗИХ, отражающих условия их выплавления в пределах Sp-фации перидотитовой мантии (Schilling, 1991). Но в то же время для нескольких образцов (рис. 6а) отмечаются повышенные значения Gd/Yb, характерные для магм района ТСБ (Мигдисова и др., 2017). Gd/Yb отношение, как и отношение Sm/Yb, отражает присутствие граната в плавящемся источнике (Humphreys, Niu, 2009; Kamenetsky, Maas, 2002). Подобные магмы, с меткой присутствия граната при выплавлении, встречаются спорадически в различных сегментах западной части ЮЗИХ (Мигдисова и др., 2017; Janney et al., 2005). Наиболее типичны для ТСБ, в меньшей степени они присутствуют в пределах сегмента 14–15° в.д. (рис. 6б).

ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТОЛЕИТОВ ЗОНЫ РАЗЛОМА ЭНДРЮ БЕЙН

Особое значение для характеристики источника обогащения толеитовых магм имеют изотопные вариации. Нами были определены изотопные отношения Sr, Nd, Pb, приведенные в табл. 3 и представленные на рис. 7. Хорошо видно, что типично деплетированные толеиты со значениями $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18.37), $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (38.2), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.56), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7025) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.5130) развиты на станции S2317, а слабо обогащенные, образованные в процессах смешения обогащенных и деплетированных магм, подняты на станции S2330. Обогащенные типичны для ст. S2326, расположенной в нижней части склона разлома Эндрю Бейн. Их составы с повышенными значениями изотопных отношений Pb и Sr: $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (38.62), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.67) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7054) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.5127), попадают в поле обогащенных магм поднятий западной части Индийского океана – Крозе, Марион, Буве, но отличаются от поднятий Конрад, Аф. Никитина (рис. 7). Повышенное значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7074) и пониженное $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.5124) для образца S2326/38 с отклонением от общего тренда от деплетированных (ст. S2317) до обогащенных составов отражает процесс подводного изменения с увеличением содержания Sr, U (рис. 5) и Rb.

Плато Крозе протягивается в широтном направлении между 40–53° в.д., составы базальтов поднятия Крозе образуют обособленное поле с базальтами, формирующими острова Буве и Марион. Наиболее обогащенными оказываются магмы о. Буве, представляющего собой горячую точку в пределах Южной Атлантики, сформировавшую плато и существенно повлиявшую на образование обога-

щенных толеитов в пределах тройного сочленения Буве (Дубинин и др., 1999; Сушевская и др., 1999). Этот источник близок по своим характеристикам к HIMU источнику, обогащенному радиогенными изотопами свинца (Hofmann, 2003). Базальты острова Марион, расположенного вблизи ЮЗИХ, менее обогащены подобным компонентом. Подобный источник HIMU (с высокими первичными отношениями U/Th) и, возможно, с примесью источника с характеристиками ЕМII (мантия с повышенным отношением Rb/Sr) типичен для многих океанических островов (Hofmann, 2003).

За время раскола Гондваны и раскрытия Атлантического и Индийского океанов вокруг Африки могла образоваться обогащенная, контаминированная плюмовыми расплавами мантия, плавление которой привело к появлению магм, формирующих современные вулканы в зоне перехода океан – континент. Изотопные характеристики базальтов ст. S2326 из разломной зоны Эндрю Бейн свидетельствуют, что в их генерацию помимо деплети-

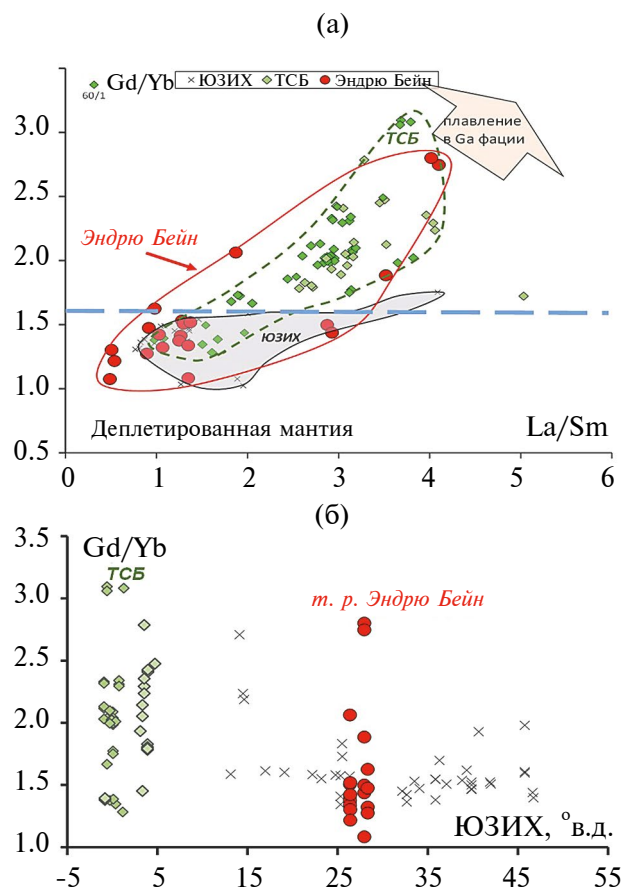


Рис. 6. Вариации Gd/Yb отношения в толеитах зоны Эндрю Бейн (а) и ЮЗИХ от района ТСБ до 50° в.д. (б). Использованы данные табл. 1 и работ (Janney et al., 2005; Мигдисова и др., 2017).

рованного астеносферного источника был вовлечен и обогащенный (континентальный) источник, типичный для древней литосферы Африканского континента.

РОЛЬ МАГМАТИЗМА В ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЮЗИХ

Выявленные особенности толеитового магматизма района развития разломных зон, расположенных в западной части Индийского океана, показывают существенную неоднородность первичных магм, возникающую в первую очередь, при вариациях P - T условий генерации (Klein, Langmuir, 1989; Gale et al., 2014; Сушевская и др., 1983, 2003; и многие др.). При этом подразумевается, что

мантийный источник — деплетированная мантия лерцолитового состава, достаточно однороден. Но изливающиеся на поверхности магмы бывают существенно неоднородны по геохимическим характеристикам, приводя к образованию деплетированных (NMORB), обогащенных (EMORB) и промежуточных (TMORB) типов толеитов, что свидетельствует о вовлечении в процесс плавления обогащенных мантийных источников. Их обогащение могло происходить в силу разных причин. Предлагаемые гипотезы обогащения мантийных источников в пределах спрединговых зон сводятся к трем основным: 1 — поступление в зону генерации обогащенных магм из горячих точек, подстилающей недифференцированной, обогащенной мантии (Shilling, 1991), 2 — вовлечение в астеносферную мантию фрагментов древней рециклированной

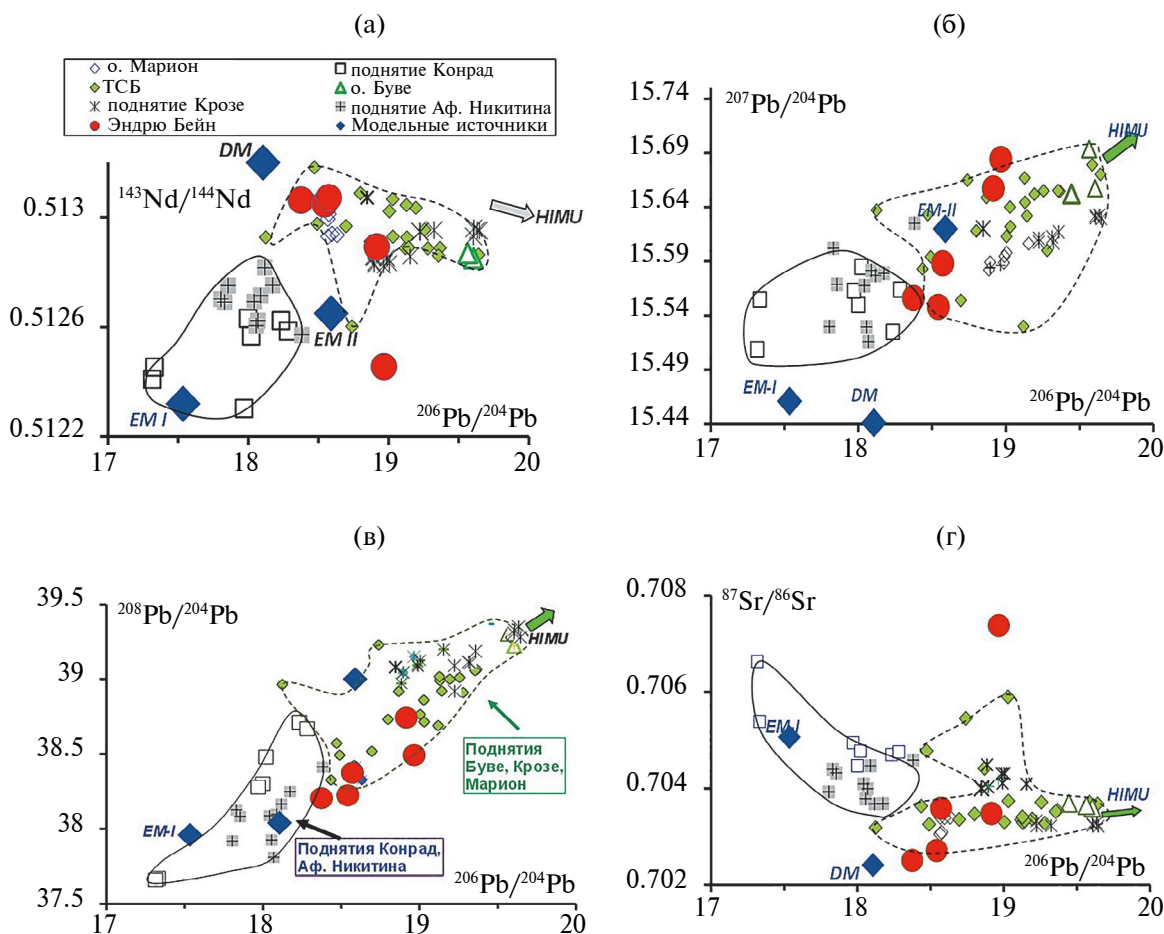


Рис. 7. Сравнительная характеристика изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ магм района Эндриу Бейн, подводных поднятий и островов Индийского океана — Буве, Афанасия Никитина, Конрад, Крозе, Марион.

Использованы данные, опубликованные в работах (Борисова и др. 1996; Borisova et al., 2001; Breton et al., 2013; Сушевская и др., 2013). Данные приведены к исходным значениям по возрасту излияния. Обогащенные модельные (EM I, EM II, HIMU) и (DM) деплетированные источники по (Armienti, Longo, 2011).

Построено с использованием данных табл. 3 и работ (Sobolev et al., 2007; Мигдисова и др., 2017).

мантии (Hofmann., 1988), 3 — деляминация метасоматизированной сублитосферной мантии на начальных стадиях раскрытия океанов (Schwindrofska et al., 2016; Kamenetsky et al., 2001; Сушевская и др., 2002, 2013). При этом немалую роль в процессе образования обогащенных толеитов играет специфика геодинамического развития отдельных регионов Мирового океана (Дубинин и др., 1999). Все эти процессы отражаются в геохимическом характере формирующихся магм, что делает их одним из главных источников получения важнейшей информации при изучении истории развития данного региона.

Обнаружение в районе зоны демаркационных разломов Эндрю Бейн—Дю Туа толеитов малоглубинного типа, обогащенных Na, свидетельствует, что их генерация происходила в условиях более холодной океанической литосферы (Bonatti et al., 1993). Подобные зоны генерации в пределах медленоспрединовых хребтов характерны для приэкваториальной зоны разломов САХ, хребта Книповича в Атлантике (Сушевская и др., 2002). В Индийском океане они фиксировались в восточном окончании ЮЗИХ при приближении к зоне тройного сочленения Родригос (Сушевская и др., 2013; Кохан и др., 2017; Sauter et al., 2009) и в районе Австрало-Антарктического Дискорданта на Юго-Восточном Индийском хребте (Дубинин и др., 2017).

В то же время толеиты, поднятые с глубины более 5000 м с подножья западного борта разлома Эндрю Бейн, имеют более глубинный уровень выплавления. Развитие подобных магм, производных типа TOP-1, в Атлантике приурочено преимущественно к областям, расположенным вблизи горячих точек (хребет Рейкьянес, район САХ вблизи Азорских островов 34–37° с.ш., ТСБ) (Сушевская и др., 1999, 2021) или связано с ранним этапом раскрытия океана, что отмечалось для Центральной Атлантики (Меланхолина, Сушевская, 2015). Установленная нами смена режима генерации толеитов с более глубинных в районе разлома Эндрю Бейн на менее глубинные в пределах рифтовой долины указывает на смену геодинамического режима.

Вполне возможно, что появление толеитов глубинного типа в разломе Эндрю Бейн на ранних этапах развития спрединговой зоны отражает влияние горячей точки Буве. В свою очередь широкое развитие в западной части Индийского океана и восточной Атлантике многочисленных поднятий и островов, окружающих южную Африку, может свидетельствовать о продолжающемся воздействии Африканского супер-плюма (Фозо), фиксируемого в настоящее время под Африкой по пониженным скоростям поперечных волн “Крупная провинция низких скоростей поперечных волн — LLSVP” (Burke et al., 2008; Torsvik et al., 2016; Davaille, Romanowicz,

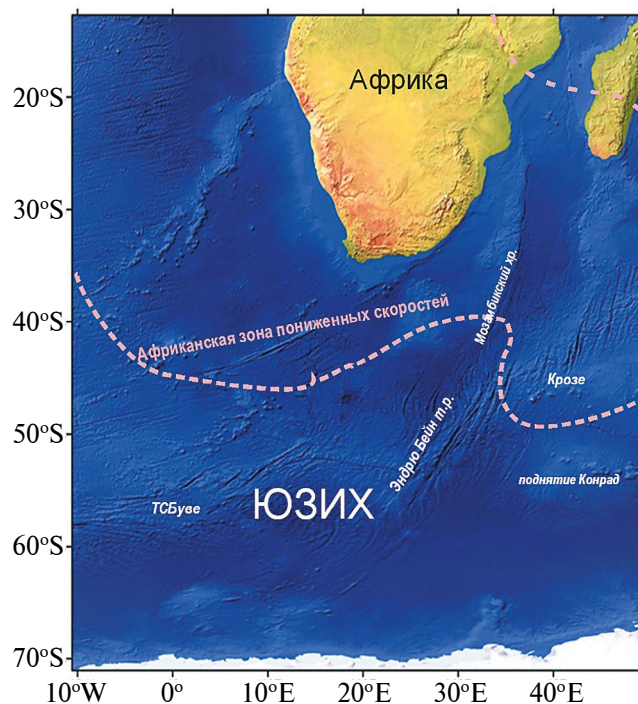


Рис. 8. Область распространения Африканского плюма в пределах Южного Океана по данным скоростей поперечных волн (Jacques et al., 2019).

2020; Меланхолина, 2021). На рис. 8 показано современное положение Африканского плюма, распространяющегося в пределах Южного океана и южной части Африки по (Jacques et al., 2019). Существование длительно живущей области LLSVP под Африкой может являться главным фактором термальной, магматической и структурной эволюции этой части Гондваны и последующего образования океанических областей (Меланхолина, 2021). Плюм Кару-Мод, активизировавшийся около 184–172 млн лет назад (Jourdan et al., 2007), можно рассматривать как производный (сателлитный) от Африканского, затронувший южное окончание Африки и западной Антарктиды и инициировавший раскол Гондваны (Сушевская и др., 2022). Образование горячей точки Буве (рис. 1) приурочено к району спрединговой зоны, сформированной на месте раскола Африки и Антарктиды под воздействием плюма Кару-Мод (Мигдисова и др., 2017).

Эволюция ЮЗИХ привела к формированию двух разнородных участков — более древней западной части к западу от 42° в.д. и более молодой — к востоку от 42° в.д. (Лейченков и др., 2014). Участок к западу от трансформного разлома Эндрю-Бейн формировался начиная с периода 130–135 млн лет назад. При этом происходили неоднократные кинематические перестройки границ плит и ТСБ, связанные с ак-

тивностью плюмового магматизма (Дубинин и др., 1999). Отмечено три временных интервала, когда спрединговые хребты, соединяясь, формировали тройное соединение Буве: 119–122 млн лет назад – ТСБ 1, 93–105 млн лет назад – ТСБ 2 и от 30 млн лет назад до настоящего времени, современное – ТСБ 3. Вполне вероятно, что с последним этапом связано усиленное влияние горячей точки Буве на толеитовый магматизм района вблизи разломной зоны Эндрю Бейн, ослабевшее к настоящему времени. Изменения в относительном движении Антарктической, Африканской и Южно-Американской литосферных плит приводили к нарушению геологической структуры спрединговых хребтов и сопровождались продвижением и перескоком рифтовых трещин, а также деструкцией и отмиранием спрединговых хребтов, что не могло не сказаться на характере спредингового магматизма в районе (Дубинин и др., 1999).

Полученные результаты изучения магматизма в районе трансформного разлома Эндрю Бейн показали, что в его пределах генерировались обогащенные базальты с изотопными характеристиками, близкими магмам, развитым в районе ТСБ, вблизи горячей точки Буве, и обогащенным магмам поднятий Индийского океана – Крозе, Марион. В то же время они отличаются по изотопным характеристикам от базальтовых расплавов поднятий Конрад, Аф. Никитина, сформированных горячей точкой Конрад вблизи спредингового Индо-Антарктического хребта 80–90 млн лет назад, в которых проявлен примесный компонент *EMI* (Сушевская и др., 2022). По утверждению (Nomrighausen et al., 2020), Африканский плюм имеет пространственную зональность, где более древние горячие точки (Тристан) происходят из окраинных частей плюма, а более молодые, сателлитные горячие точки – (Шона, Св. Елена) – из центральных частей плюма. Хотя трудно представить хорошую сохранность гетерогенности плюма с начала его проявления около 130 млн лет до настоящего времени, но установленный факт нельзя не принять к сведению. Обогащенный источник типа НІМУ, типичный для магм разломной зоны Эндрю Бейн, отражает, главным образом, состав древней континентальной мантии, что характерно для Гондванской мантии. Помимо того, что материал этого источника проявляется во многих базальтах океанических островов западной части Антарктиды, это вещество прослеживается и в обогащенных толеитах экваториальной зоны Атлантики (Сушевская и др., 1999, 2002). Близость состава обогащенного компонента экваториальной зоны Срединно-Атлантического хребта (ЭСАХ) к таковому для вулканов Камерунской линии может свидетельствовать о том, что в пределах зоны разломов Эндрю Бейн, как и в зоне ЭСАХ, в процесс плавления вовлекались мантийные по-

роды, обогащенные сходным образом. Подобное обогащение мантийного источника могло происходить за счет метасоматоза субконтинентальной Африканской мантии в процессе миграции сквозь ее толщу обогащенных щелочных, а возможно, и карбонатитовых расплавов, широко распространенных в Западно-Африканском рифте (Kalt et al., 1977). По мнению авторов, происхождение таких карбонатитовых расплавов непосредственно связано с Африканской литосферой. Подобные карбонатитовые расплавы могут отражать характеристики обогащенной древней литосферы Африки. Миграция расплавов к поверхности собственно под континентом, либо под его окраиной, будет приводить к образованию метасоматизированной мантии и, при последующем ее плавлении, к появлению расплавов с обогащенными характеристиками. Обогащенные толеиты ТСБ (Сушевская и др., 1999) имеют характеристики мантийного источника НІМУ, которые установлены и для обогащенных толеитов разлома Эндрю Бейн. Это может служить подтверждением того факта, что горячая точка Буве повлияла на развитие рифтового магматизма, как вблизи спрединговой зоны, так и в относительном отдалении от нее.

Современная зона сочленения спрединговых хребтов Атлантического и Индийского океанов была образована в ходе многостадийной кинематической перестройки рифтовых зон, при которой в результате перескока спрединговых хребтов в процесс генерации коры могла быть вовлечена ранее сформированная кора (Дубинин и др., 1999). Но, можно предполагать и присутствие фрагментов континентальной литосферы вблизи рифтовой зоны, которые могли быть включены в процесс плавления (Дубинин, 2018). Последний процесс типичен для южного окончания Атлантики и западной части Индийского океана. Так в пределах 54° ю.ш. САХ было обнаружено стекло андезитового состава с признаками плавления древнего вещества литосферы Гондваны (Kamenetsky et al., 2001), а также установлено, что в процесс выплавления магм хребта Китовый в южной Атлантике были включены фрагменты древней литосферы Гондваны (Schwindrofska et al., 2016).

Фиксируемые различия в составе примесных компонентов оливинов свидетельствуют о неоднородности состава источника с возможным включением в процесс плавления пироксенитовой мантии. Наличие фрагментов пироксенитов можно объяснить их более ранней субдукцией в поднимающуюся астеносферную мантию в рифтовых зонах (Brunelli et al., 2018), либо при плюмовом воздействии на глубинные части континентальной литосферы в начальные этапы раскрытия океанических бассейнов (Sobolev et al., 2007). Это, видимо, близко к процес-

су выплавления толеитов в районе разломных зон Эндрю Бейн—Дю Туа. Подтверждением вовлечения в процесс плавления гранатовых пироксенитов при образовании толеитов разломной зоны Эндрю Бейн является излияние базальтов с повышенными значениями Gd/Yb, отражающее присутствие граната в плавящемся источнике (Humphreys, Niu, 2009; Kamenetsky, Maas, 2002). При перескоках осей спрединга, либо при возникновении трещин разрыва, такая субокеаническая обогащенная мантия могла вовлекаться в процесс плавления. Подобный источник проявляется и в магмах ТСБ, где отношения Gd/Yb достигают 3.

Таким образом, при образовании обогащенных толеитовых магм в районе зоны демаркационных разломов Эндрю Бейн—Дю Туа надо учитывать влияние основных факторов, таких как: 1) существование мощной долгоживущей зоны пониженных скоростей под Африкой, 2) образование последующего мезозойского плюма Кару-Мод, приведшего к расколу Гондваны, 3) формирование горячей точки Буве и спрединговых зон южной Атлантики и западной части Индийского океана, при взаимодействии с горячей точкой Буве подверженных неоднократным кинематическим перестройкам. В настоящее время из-за недостатка данных мы не можем достоверно сказать, как эти процессы отразятся на магматизме, но определенно можно указать, что формирование океанической коры в переходной зоне ЮЗИХ зависит от сочетания этих факторов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Петролого-геохимическое изучение базальтов района разломной зоны Эндрю Бейн и прилегающего к разлому рифтовой долины выявило существенные различия в их составе. Если для рифтовой долины характерно развитие толеитов, обогащенных Na и обедненных Fe (генетический тип Na-TOP), то в западном борту разлома Эндрю Бейн присутствуют базальты глубинного типа TOP-1. Излияние магм этих типов отражает изменение геодинамического режима, в ходе которого произошла смена условий выплавления с более глубинных и высоко температурных (в интервале давлений 20–10 кбар, при средней $T = 1300^\circ\text{C}$, $F > 15\%$) на менее глубинные ($P = 15\text{--}4$ кбар, $T = 1250^\circ\text{C}$, $F \approx 10\%$).

Если толеиты TOP-1 развиты преимущественно вблизи горячих точек, то малоглубинные характерны для холодных областей Индийского и Атлантического океанов, таких как область экваториальных разломов, хребет Книпович, восточное окончание ЮЗИХ.

Различия в первичных расплавах толеитов рифтовой долины и трансформного разлома Эндрю Бейн прослеживаются и в составе ликвидусных оливинов. Если оливины ст. S2317 близки к типичным оливинам типа Na-TOP с магнезиальностью $\text{Fo}_{89\text{--}87}$ и с низким содержанием Ni и повышенным Mn, то толеиты разломной зоны Эндрю Бейн обогащены Ni и обеднены Mn, что может свидетельствовать о вовлечении в процесс плавления пироксенитового вещества. Этот компонент представляет собой рециклированную через глубокую мантию океаническую литосферу (Hoffmann, 2003), либо фрагменты ранее образованной океанической коры, впоследствии вовлеченные в плавление при перескоке осей спрединга (Sushchevskaya et al., 2003; Мигдисова и др., 2017). Подобный процесс типичен для района ТСБ, где выявлена по составам оливинов существенная неоднородность примесных элементов.

Обогащенные характеристики толеитов разлома Эндрю Бейн с повышенными значениями изотопных отношений Pb и Sr близки обогащенным магмам поднятий Индийского океана — Крозе, Марион, Буве, но отличаются от поднятий Конрад, Аф. Никитина. Этот источник сопоставим с модельным источником типа HIMU (с высокими первичными отношениями U/Th), возможно, с примесью вещества источника с характеристиками ЕМII (мантия с повышенным отношением Rb/Sr).

Авторы выражают большую благодарность рецензентам: анонимному и Мартынову Ю.А. за добросовестные рецензии и ценные конструктивные замечания, а также научному редактору А.В. Гирнису, что помогло существенно доработать и улучшить статью.

Работа выполнена при поддержке темы Государственного задания ГЕОХИ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Борисова А.Ю., Никулин В.В., Беляцкий Б.В., Овчинникова Г.В., Левский Л.К., Сушевская Н.М. (1996) Геохимия поздних щелочных серий подводных гор Обь и Лена, поднятия Конрад (Индийский океан) и особенности составов их мантийных источников. *Геохимия*. (6), 559–574.
- Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Сушевская Н.М. (1984) Эволюция толеитового магматизма рифтовых зон Мирового океана. 27-й МКГ. Геология Мирового океана. М.: Наука. Т. 6. Ч. 1. 147–149.
- Дубинин Е.П. (2018) Геодинамические обстановки образования микроконтинентов, погруженных плато и невул-

канических островов в пределах континентальных окраин. *Океанология*. **58**(3), 463–475.

Дубинин Е.П., Кохан А.В., Сушевская Н.М. (2013) Тектоника и магматизм ультрамедленных спрединговых хребтов. *Геотектоника*. (3), 3–30.

Дубинин Е.П., Сушевская Н.М., Грохольский А.Л. (1999) История развития спрединговых хребтов Южной Атлантики и пространственно-временное положение тройного сочленения Буве. *Российский журнал наук о земле*. **1** (5), 423–435.

Дубинин Е.П., Галушкин Ю.И., Грохольский А.Л., Кохан А.В., Сушевская Н.М. (2017) Горячие и холодные зоны Юго-Восточного Индийского хребта и их влияние на особенности его строения и магматизма (численное и физическое моделирование) *Геотектоника*. (3). 3–27.

Кохан А.В., Дубинин Е.П., Сушевская Н.М. (2019) Строение и эволюция восточной части Юго-Западного срединно-океанического Индийского хребта. *Геотектоника*. (4), 3–24.

Колотов В.П., Жилкина А.В., Широкова В.И., Догадкин Н.Н., Громьяк И.Н., Догадкин Д.Н., Зыбинский А.М., Тюрин Д.А. (2020) Новый подход к минерализации образцов в открытой системе для анализа геологических образцов методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой с улучшенными метрологическими характеристиками. *Журнал Аналитической Химии*. **75** (5), 394.

Лейченко Г.Л., Гусева Ю.Б., Гандюхин В.В., Иванов С.В., Сафонова Л.В. (2014) Строение земной коры и история тектонического развития индоокеанской акватории Антарктики. *Геотектоника*. (1), 8–28.

Меланхолина Е.Н. (2021) Соотношение поверхностной и глубинной тектоники в пределах Африканского региона (по геолого-геофизическим данным). *Геотектоника*. (6), 98–108.

Меланхолина Е.Н., Сушевская Н.М. (2015) Развитие пассивных вулканических окраин Центральной Атлантики и начальное раскрытие океана. *Геотектоника*. (1), 86–106.

Мигдисова Н.А., Соболев А.В., Сушевская Н.М., Дубинин Е.П., Кузьмин Д.В. (2017) Мантийная гетерогенность в районе тройного сочленения Буве по составам оливиновых вкрапленников. *Геология и геофизика*. **58**(11), 1633–1648.

Пейве А.А., Сколотнев С.Г. (2017) Особенности составов базальтов западной части разлома Эндрю Бейн Юго-Западно-Индийского хребта. *ДАН*. **477**(4), 441–447.

Сушевская Н.М., Дмитриев Л.В., Соболев А.В. (1983) Петрохимический критерий классификации закалочных стекол океанических толеитов. *ДАН СССР*. **268**(6), 953–961.

Сушевская Н.М., Цехоня Т.И., Дубинин Е.П., Мирлин Е.Г., Кононкова Н.Н. (1996). Формирование океанской коры в системе срединно-океанических хребтов Индийского океана. *Геохимия*. (10), 963–975.

Сушевская Н.М., Бонатти Э., Пейве А.А., Каменецкий В.С., Беляцкий Б.В., Цехоня Т.И., Кононкова Н.Н. (2002) Гетерогенность рифтового магматизма приэкваториальной провинции Срединно-Атлантического хребта (15° с.ш.–3° ю.ш.). *Геохимия*. (1), 30–55.

Sushchevskaya N.M., Bonatti E., A.A. Peive, Kamenetskii V.S., Belyatskii B.V., Tsekhonaya T.I., and Kononkova N.N. (2002) Heterogeneity of Rift Magmatism in the Equatorial Province

of the Mid-Atlantic Ridge (15° N to 3° S) *Geochem. Int.* **40**(1), 26–50.

Сушевская Н.М., Беляцкий Б.В., Дубинин Е.П., Цехоня Т.И., Михальский Е.В., Лейченко Г.Л. (2003) Геохимические неоднородности толеитового магматизма рифтовых зон, обрамляющих Антарктиду. *Геохимия*. (8), 803–816.

Sushchevskaya N.M., Tsekhonaya T.I., Belyatskii B.V., Dubinin E.P., Mikhail'skii E.M., Leichenkov G.L. (2003) Gtochemical heterogeneity of theoleiitic magmatism in Circum Antarctic Rift Zone. *Geochem. Int.* **41**(8), 727–740.

Сушевская Н.М., Мигдисова Н.А., Беляцкий Б.В., Пейве А.А. (2003) Образование обогащенных толеитовых магм в пределах западной части Африкано-Антарктического хребта (Южная Атлантика). *Геохимия*. (1), 3–24.

Sushchevskaya N.M., Migdisova N.A., Belyatskii B.V., Peyve A.A. (2003) Genesis of Enriched Tholeiitic Magmas in the Western Segment of the Southwest Indian Ridge, South Atlantic Ocean (2003), *Geochem. Int.* **41**(1), 1–20.

Сушевская Н.М., Каменецкий В.С., Беляцкий Б.В., Артамонов А.В. (2013) Геохимическая эволюция магматизма Индийского океана. *Геохимия*. (8). 663–689.

Sushchevskaya N.M., Kamenetsky V.S., Belyatsky B.V., and Artamonov A.V. (2013). Geochemical Evolution of Indian Ocean Basaltic Magmatism, *Geochem. Int.* **51**(8), 509–622.

Сушевская Н.М., Коптев-Дворников Е.В., Пейве А.А., Хворов Д.М., Беляцкий Б.В., Каменецкий В.С., Мигдисова Н.А., Сколотнев С.Г. (1999) Особенности процесса кристаллизации и геохимии толеитовых магм западного окончания Африкано-Антарктического хребта (хребет Шписс) в районе тройного сочленения Буве. *Российский журнал наук о Земле*. **1**(3). 221–250.

Сушевская Н.М., Дубинин Е.П., Щербаков В.Д., Беляцкий Б.В., Жилкина А.В. (2021) Особенности образования толеитовых магм в районах взаимодействия развивающегося спредингового хребта, трансформной зоны и плюма (на примере базальтов скв. 332В, 37 рейс DSDP Северная Атлантика). *Геохимия*. **66**(10), 867–886.

Sushchevskaya N.M., Dubinin E.P., Shcherbakov V.D., Belyatsky B.V. and Zhilkina A.V. (2021) Generation of Tholeiitic Magmas in the Interaction Zone of Evolving Ridge, Fracture Zone, and Plume: Evidence from Basalts in 332B Hole, DSDP Leg 37, North Atlantic. *Geochem. Int.* **59**(10), 903–921.

Сушевская Н.М., Лейченко Г.Л., Беляцкий Б.В., Жилкина А.В. (2022) Эволюция плюма Кару-Мод и его влияние на формирование мезозойских магматических провинций в Антарктиде. *Геохимия*. **67**(6), 1–22.

Sushchevskaya N.M., Leichenkov G.L., Belyatsky B.V., Zhilkina A.V. (2022) Evolution of the Karoo-Maud plume and formation of Mesozoic igneous provinces in Antarctica. *Geochem. Int.* **60**(6), 509–529.

Russian Text © The Author(s), 2022, published in *Geokhimiya*, 2022, Vol. 6.

Armienti P., Longo P. (2011) Three-dimensional representation of geochemical data from a multidimensional compositional space. *Intern. J. Geosci.* **2**, 231–239.

Bernard A., Munshy M., Rotstein Y., Sauter D. (2005) Refined spreading history at the Southwest Indian Ridge for the

- last 96 Ma, with the aid of satellite gravity data. *Geophys. J. Int.* **162**, (3), 765–778.
- Bonatti E., Seyler M., Sushevskaya N.A. (1993) Cold suboceanic mantle belt at the Earth's Equator. *Science*. **261**, 315–320.
- Borisova A.Yu., Belyatsky B.V., Portnyagin M.V. and Sushevskaya N.M. (2001) Petrogenesis of an olivine-phyric basalts from the Aphanasey Nikitin Rise: evidence for contamination by cratonic lower continental crust. *J. Petrology*. **42** (2), 277–319.
- Breton T., François N., Sylvainichat, Moinea B., Moreirad M., Rose-Kogaa E.F., Auclaira D., Bosqa Ch., Wavranta L-M. (2013) Geochemical heterogeneities within the Crozet hotspot. *Earth Planet. Sci. Lett.* **376**, 126–136.
- Brunelli D., Ciprani A., Bonatti E. (2018) Thermal effects of pyroxenites on mantle melting below Mid-Ocean Ridges. *Nature Geoscience*. **11**, 520–525.
- Burke K., Steinberger B., Torsvik T.H., Smethurst M.A. (2008) Plume generation zones at the margins of large low shear velocity provinces on the core-mantle boundary. *Earth Planet. Sci. Lett.* **265**, 49–60.
- Chuan-Zhou L., Henry J.B. Dick, Ross N. Mitchell1, Wu W., Zhen-Yu Zh., Albrecht W. Hofmann, Jian-Feng Y., Yang L. (2022) Archean cratonic mantle recycled at a mid-ocean ridge. <https://www.researchgate.net/publication/361039576>. Liu et al., *Sci. Adv.* **8**, eabn6749.
- Coogan L.A., Saunders A.D., Wilson R.N. (2014) Aluminium-in-olivine thermometry of primitive basalts: Evidence of an anomalously hot mantle source for large igneous provinces. *Chemical Geology*. **368**, 1–10.
- Davaille A., Romanowicz B. (2020) Deflating the LLSVPs: bundles of mantle thermochemical plumes rather than thick stagnant “piles”. *Tectonics*. **39**, e2020TC006265. doi:10.1029/2020TC006265.
- Dick H.J.B., Lin J., Schouten H. (2003). An ultraslow-spreading class of ocean ridge. *Nature*. **426**, 405–412.
- Gale A., Langmuir Ch. H. and Coolleen A., Dalton C.A. (2014) The Global Systematics of Ocean Ridge Basalts and their Origin. *J. Petrol.* **55** (6), 1051–1082. doi:10.1093/petrology/egu017
- Hamelin B. & Alle'gre C.J. (1985). Large-scale regional units in the depleted upper mantle revealed by an isotope study of the South-West Indian Ridge. *Nature*. **315**, 196–199.
- Hofmann A.W. (1988) Chemical differentiation of the Earth: The relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* **90**, 297–314.
- Hofmann A.W. (2003) Sampling Mantle Heterogeneity through Oceanic Basalts: Isotopes and Trace Elements; Treatise on geochemistry. Elsevier Ltd. **2**, 61–101.
- Homrighausen S., Hoernle K., Zhou H., Geldmacher J., Wartho J-A., Hauff F., Werner R., Jung S., Morgan J. P. (2020) Paired EMI-HIMU hotspots in the South Atlantic-Starting plume heads trigger compositionally distinct secondary plumes. *Sci. Adv.*; **6**: eaba0282.
- Humphreys E.R., Niu Y. (2009) On the composition of ocean island basalts (OIB): The effects of lithospheric thickness variation and mantle metasomatism. *Lithos*. **112**, 118–136.
- Janney P.E., Le Roex A.P. and Carson R.W. (2005) Hafnium isotope and trace element constrains on the nature of mantle heterogeneity beneath the Central Southwest Indian Ridge (13° E to 47° E). *J. Petrol.* **46** (12), 2427–2464.
- Jourdan F., Féraud G., Bertrand H., Watkeys M.K. (2007) From flood basalts to the inception of oceanization: example from the 40Ar/39Ar high-resolution picture of the Karoo large igneous province. *Geochem. Geophys. Geosyst.* (8), 1–20. <https://doi.org/10.1029/2006GC001392>
- Kalt A., Hegner E., Satir M. (1977) Nd, Sr, and Pb isotopic evidence for diverse lithospheric mantle source of East African Rift carbonatites. *Tectonophysics*. **278**, 31–45.
- Kamenetsky V.S. and Maas R. (2002). Mantle-melt evolution (dynamic source) in the origin of a single MORB suite: a perspective from magnesian glasses of Macquarie Island, *J. Petrol.* **43** (10), 1909–1922.
- Kamenetsky V.S., Maas R., Sushchevskaya N.M., Norman M.D., Cartwright I., Peyve A.A. (2001) Remnants of Gondwanan continental lithosphere in oceanic upper mantle: Evidence from the South Atlantic Ridge. *Geology* **29** (3), 243–246.
- Kinzler R.L., Grove T.L. (1992). Primary magmas of mid-ocean ridge basalts, 2. Applications. *J. Geophys. Res.* **97** (B5), 6907–6926.
- Klein E.M., Langmuir C.H. (1987) Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness. **92** (B4), 8089–8115.
- Klein E.M. & Langmuir C.H. (1989) Local versus global variations in ocean ridge basalt composition: A reply. *J. Geophys. Res.* **94**, 4241–4252.
- Le Roex A.P., Dick H.J.B., Watkins R.T. (1992) Petrogenesis of anomalous K-enriched MORB from the Southwest Indian Ridge: 11.53°E to 14.38°E. *Contrib. Mineral. Petrol.* **110**, 253–268.
- Le Roex A.P., Dick H.J.B., Erlank A.J., Reid A.M., Frey F.A. and Hart S.R. (1983) Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of lavas erupted along the Southwest Indian Ridge between the Bouvet triple junction and 11 degrees east. *J. Petrol.* **24**, 267–318.
- Mahoney J. J., le Roex A.P., Peng Z., Fisher R.L. & Natland J.H. (1992) Southwestern limits of Indian Ocean Ridge mantle and the origin of low 206Pb/204Pb mid-ocean ridge basalts: isotope systematics of the Southwest Indian Ridge (17°–50°E). *J. Geophys. Res.* **97**, 19771–19790.
- Marks K. and Tikku A.A. (2001) Cretaceous reconstruction of East Antarctica, Africa and Madagascar. *Earth Planet. Sci. Lett.* **186**, 479–395.
- Nosova A.A., Sazonova L.V., Kargin A.V., Smirnova M.D., Lapin A.V., Shcherbakov V.D. (2018) Olivine in ultramafic lamprophyres: chemistry, crystallisation, and melt sources of Siberian Pre- and post-trap aillikites. *Contrib. Mineral. Petrol.* **173**(7), 55.
- Sauter S., Cannat M., Meyzen C., Bezos A., Patriat P., Humler E. and Debayle E. (2009) Propagation of a melting anomaly along the ultraslow Southwest Indian Ridge between 46° E and 52.20° E: interaction with the Crozet hotspot. *Geophys. J. Int.* **179**, 687–699.
- Schilling J.-G. (1991) Fluxes and excess temperatures of mantle plumes inferred from their interaction with migrating mid-ocean ridges, *Nature*, **352**, 397–403.
- Schwindrofska A., Hoernle K., Hauff F., van den Bogaard P., Werner R., Garbe-Schonberg D. (2016) Origin of enriched components in the South Atlantic: Evidence from 40Ma geo-

- chemical zonation of the Discovery Seamounts. *Earth Planet. Sci. Lett.* **441**, 167–177.
- Sigurdsson H. & Schilling J.-C. (1976) Spinels in Mid-Atlantic Ridge basalts: Chemistry and occurrence. *Earth Planet. Sci. Lett.* **29**, 7–20.
- Sobolev A.V., Dmitriev L.V. (1989) Primary melts of tholeiites of oceanic rifts (TOR): Evidence from studies of primitive glasses and melt inclusions in minerals. Abstracts IGC. Washington D.C., 147.
- Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V., Yaxley G.M., Arndt N.T., Chung S., Danyushevsky L.V., Elliott T., Frey F.A., Garcia M.O., Gurenko A.A., Kamenetsky V.S., Kerr A.C., Krivolutsкая N.A., Matvienkov V.V., Nikogosian I.K., Rocholl A., Sigurdsson I.A., Sushchevskaya N.M., Teklay M. (2007) The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts. *Science*. **316**, 412.
- Sun S.-S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Magmatism in the ocean basins. Eds. Saunders A.D., Norry M.J., *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **42**, 313–345.
- Sushchevskaya N.M., Tsekhonya T.I., Mirlin E.G. (1996) Comparison of the mechanisms of generation and fractionation of tholeiitic melts in Indian-Atlantic and Pacific rifting zones. *Experiment in Geosciences*. **5** (1), 7–9.
- Torsvik T.H., Smethurst M.A., Burke K., Steinberger B. (2006) Large igneous provinces generated from the margins of the large low-velocity provinces in the deep mantle. *Geophys. J. Int.* **167**, 1447–1460.
- Wan Z., Coogan L.A., Canil D. (2008) Experimental calibration of aluminum partitioning between olivine and spinel as a geothermometer. *Am. Mineral.* **93**, 1142–1147.

FORMATION OF OCEANIC CRUST WITHIN THE ANDREW BAIN FAULT ZONE OF THE SOUTHWEST INDIAN RIDGE (PETROLOGICAL AND GEOCHEMICAL DATA)

N. M. Sushchevskaya^{a,*}, V. D. Scherbakov^b, A. A. Peive^{c,**}, E. P. Dubinin^{b,***},
B. V. Belyatsky^{d,****}, A. V. Zhilkina^a

^a Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry (GEOKHI), Russian Academy of Sciences, Kosigina, 19, Moscow, 119991 Russia

^b Museum of Natural History, Moscow State University, Leninskie gori, 1, Moscow, 119991 Russia

^c Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pizhevski, 7, Moscow, 119991 Russia

^d Karpinsky All-Russia Research Geological Institute (VSEGEI), Sredniy pr. 74, St. Petersburg, 199106 Russia

*e-mail: nadyas@geokhi.ru

**e-mail: apeyve@yandex.ru

***e-mail: edubinin08@rambler.ru

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

A petrogeochemical study of basalts (lithophile elements and Sr-Nd-Pb isotopes, compositions of liquidus olivine and spinel) from the transition zone of the Southwest Indian Ridge in the area of the Du Toit and Andrew Bain faults revealed significant differences in their composition. Within the rift valley adjacent to the faults, tholeiites enriched in Na and depleted in Fe (Na-TOR genetic type) are typical. Deep-type basalts (TOR-1) are present in the western side of the Andrew Bain Fault. The outpouring of these types of magmas reflects a possible change in geodynamic regime during this zone formation: from deeper and higher temperature melting to shallower ones (Sushchevskaya et al., 2022).

Differences in the primary melts of tholeiites from the rift valley and the Andrew Bain Transform Fault are also traced in the liquidus olivine compositions. The rift valley olivines are similar to typical Na-TOR olivines with a Mg content of Fo_{88–87}, low Ni and elevated Mn. On the contrary, tholeiite olivines of the Andrew Bain Fault are enriched in Ni and depleted in Mn, which may indicate pyroxenite included in the primary melt formation. This component is either oceanic lithosphere recycled through the deep mantle or fragments of previously formed oceanic crust, which are subsequently involved in melting during the spreading axes jumping. A similar process is typical for the region of the Bouvet Triple Junction, where a significant heterogeneity of the olivine composition in terms of trace-element contents was revealed.

The isotope characteristics of the Andrew Bain Fault tholeiites differ in Pb and Sr radiogenic composition and are similar to those of enriched magmas from such Indian Ocean rises as Crozet, Marion and Bouvet, but not from the Konrad and Af. Nikitin Rises. The source of such tholeiite melts is close in composition to the model HIMU type (with high U/Pb), possibly with an admixture of mantle material with EMII characteristics (with elevated Rb/Sr).

Keywords: Southwest Indian Range, tholeiitic magmatism, Nd, Sr, Pb isotope signatures, olivine and spinel compositions, mantle source