

УДК 552.3 (261+6)

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВАРИАЦИЙ СОСТАВА ПЛЮМОВЫХ ВУЛКАНИТОВ В ЮЖНОЙ АТЛАНТИКЕ И НА АФРИКАНСКОЙ ПЛИТЕ

© 2019 г. **Е. А. Чернышева**, Д. В. Ерошенко**Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Калининград, Россия***e-mail: aoio@rambler.ru*

Поступила в редакцию 16.02.2016 г.

Принята к публикации 02.07.2018 г.

Показано отчетливое различие проявлений плюмового вулканизма на океанической и континентальной плитах. Специфической характеристикой континентальной обстановки является свойственная только ей генерация ультраосновных щелочных расплавов серии кимберлит-мелилитит-карбонатит, повторяющаяся неоднократно в истории Земли. Главной причиной возникновения разнообразного вулканизма в Южной Атлантике и в Африке являлась аккумуляция С, Н, F, К, Na и других элементов у основания субконтинентальной литосферы под влиянием Африканского суперплюма. Накопления щелочных и летучих компонентов не происходит на океанической плите. Взаимодействие щелочно-карбонатных флюидов с мантийными перидотитами под континентальной плитой большой мощности приводило к их метасоматическому преобразованию и выплавлению низкокремнистых, насыщенных CO₂ магм в глубинных условиях и более обогащенных кремнеземом базальтовых магм — на меньших глубинах. Выплавление глубинных расплавов семейства кимберлит-мелилитит-карбонатит, аномально обогащенных редкими элементами-примесями, контролируется режимом давления CO₂. Состав базальтовых расплавов в значительной мере зависит от тектонических условий образования.

Ключевые слова: вулканические породы, базальт, щелочные вулканы, Южная Атлантика, плюм, мелилитит, геохимия вулканических пород

DOI: 10.31857/S0030-1574592271–281

Вулканизм в Южной Атлантике и на континентальных плитах Южной Америки и Африки обусловлен воздействием Африканского суперплюма [3, 5, 16]. Благодаря ему, множество небольших струй или плюмов нагретого глубинного вещества пронизывают океаническую и континентальные плиты, вызывая плавление мантийных пород и литосферы с образованием вулканических островов и подводных гор Атлантики, лавовые поля и вулканы континентальных рифтов Африки представляют собой проявления плюмового магматизма в различных геодинамических условиях. Сравнительное изучение состава вулканических пород данного региона на основании литературных данных и выяснение причин их разнообразия являются целью предлагаемой работы.

В нашем обзоре мы не рассматриваем вулканизм Срединно-Атлантического хребта (САХ) — «шовной зоны» межплитного вулканизма, — а касаемся лишь внутриплитных вулканических пород Южной Атлантики и Африки (рис. 1). В данном регионе наиболее изучены проявления активности плюмов с палеоцена до настоящего времени, преобладают плюмовые вулканические породы с возрастом от олигоцена до современных.

ТИПЫ ВУЛКАНИТОВ И ИХ РАЗМЕЩЕНИЕ

Как известно из предшествующих исследований [6, 7, 13 и др.], наиболее распространенные вулканические породы в данном секторе Земли — базальты и их дифференциаты а также щелочные ультраосновные породы (фоидиты) и их дифференциаты.

Большая часть океанических островов и подводных гор региона сложена базальтоидами. Именно здесь находятся острова Тристан-да-Кунья, Гоф и Святая Елена, базальты которых принято рассматривать как эталон (ОИВ) для океанических обстановок [4, 16, 39 и др.]. На континентальной плите Африки базальты распространены в рифтовых зонах, где образуют вулканы или поля даек, расположенные нередко среди лавовых полей щелочных вулканических пород [29, 34 и др.].

Щелочные ультраосновные породы (фоидиты) серии мелилитит-нефелинит присутствуют на отдельных островах и подводных горах вдоль окраин Атлантики (рис. 1): это остров Фернанду-ди-Норонья [37] и острова Триндади и Мартин Вас [8, 30] — у берегов Бразилии, и горы Батиметристов вблизи Африки [10]. Но самое главное, вулканические породы этого типа входят в состав «реперной»

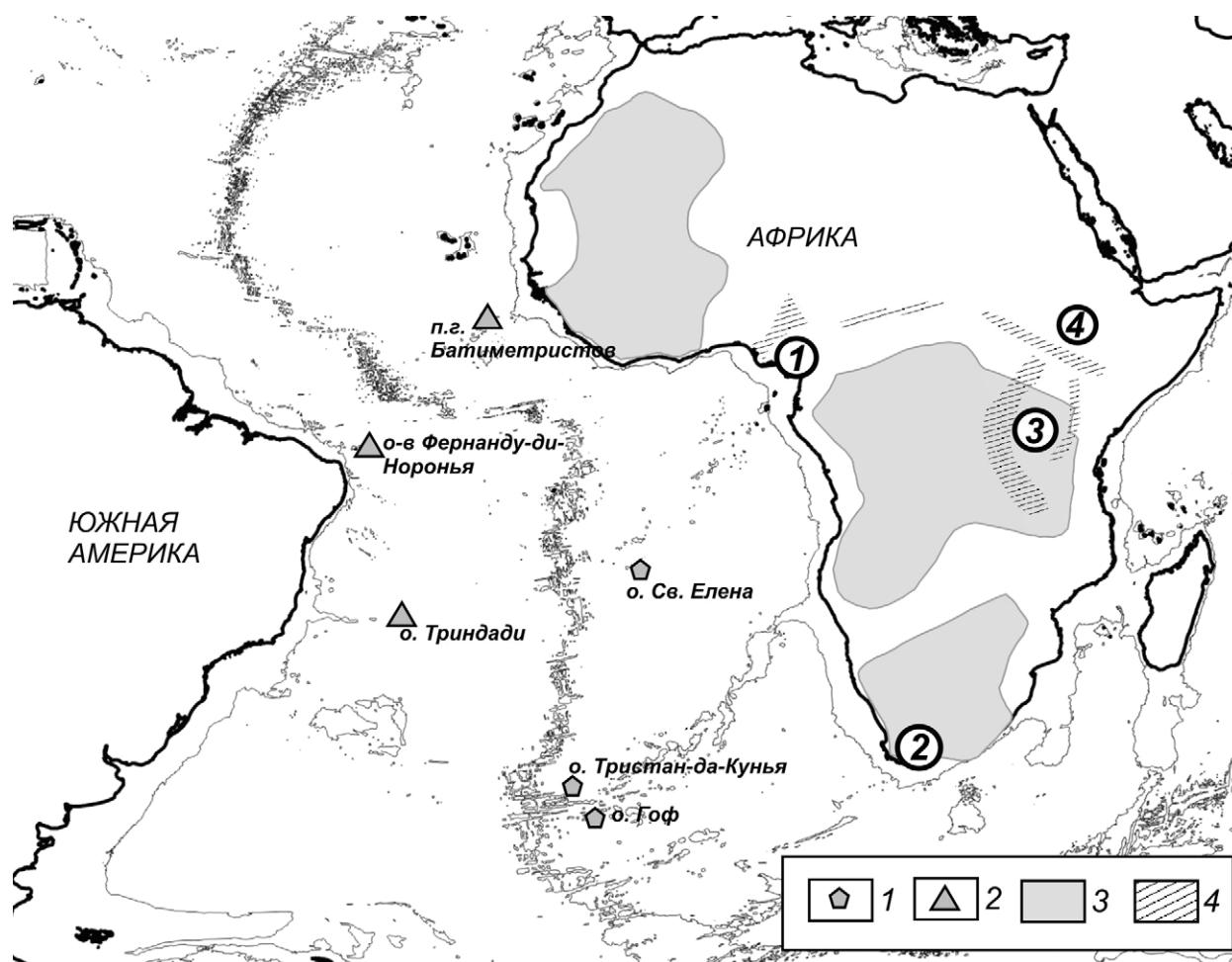


Рис. 1. Схема размещения изученных вулканитов: 1 — океанические острова Южной Атлантики: Тристан-да-Кунья, Гоф, Святая Елена; 2 — острова и подводные горы вблизи континентальных окраин Южной Америки и Африки: Фернанду-ди-Норонья, Триндади, подводные горы Батиметристов; 3 — кратоны; 4 — рифтовые зоны Африки (в кружках): 1 — рифт Камерун, 2 — юго-западный мыс Африки, 3 — область Восточно-Африканских рифтов, 4 — рифт Туркана.

ассоциации пород кимберлит-мелилитит-карбонатит, широко представленной на континентальных плитах Африки, Америки, Азии [8, 13, 25, 39 и др.]. Наиболее глубинные вулканиты этой серии — кимберлиты [12] — располагаются на древних кратонах, выступах литосферы большой мощности. Мелилититы и их ближайшие дифференциаты нефелиниты [15, 25, 27, 31] распространены в рифтовых зонах, обрамляющих кратоны. Они образуют вулканы, обширные лавовые поля, серии даек и диатрем.

Большое разнообразие эволюционных рядов вулканитов затрудняет анализ общих закономерностей в изменении их состава, поэтому мы рассматриваем только анализы пород, наиболее близкие к первичным выплавкам, равновесным с мантийными перидотитами. Согласно [13, 39 и др.], в качестве критериев для отбора анализов пород приняты содержания MgO

от 6 до 12–15 мас. % и содержания совместимых элементов-примесей Cr и Ni около 500–300 г/т. Состав природных образцов редко отвечает стандарту первичного расплава, и вариации содержания Cr и Ni чутко отражают начало процесса дифференциации или иных преобразований магмы. Наиболее типичные составы щелочных вулканитов серии мелилитит-нефелинит представлены в табл. 1. Составы базальтов из континентальных рифтовых структур и базальтов океанических островов приведены в табл. 2.

Для сравнительного изучения на Африканской плите выбраны следующие объекты (рис. 1): 1 — Камерунский рифт (щелочной вулкан Этинде [33], ближайший к нему базальтовый вулкан Камерун и еще 11 вулканов на континенте и на продолжении рифта в океане [18, 28]); 2 — рифт юго-западного мыса Африки [25] (поле дайковых тел и диатрем мелилититов

Таблица 1. Глубинные щелочные вулканиды островов Южной Атлантики (1–5) и континентальных рифтов Африки (6–10); петрогенные элементы в %, примеси в г/т

№ ан.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Комп.	FdN64646	FdN7089	TR-101A	TR-31BB	S 2303/1	E 13	Nat 501	NY 2	OL 198B	ROB 10
SiO ₂	37.68	41.04	40.93	41.25	33.25	37.36	36.80	39.20	36.52	36.89
TiO ₂	3.68	3.81	4.16	4.20	2.91	3.75	3.65	3.20	4.52	4.35
Al ₂ O ₃	11.41	10.20	9.61	9.90	11.41	11.90	9.48	10.60	7.08	7.91
Fe ₂ O ₃	14.04	13.81	-	-	13.96	14.40	13.86	12.60	6.40	16.32
FeO	-	-	12.52	13.22	1.23	-	-	-	7.68	-
MnO	0.20	0.18	0.22	0.23	0.14	0.33	0.22	0.22	0.21	0.20
MgO	12.91	10.69	11.85	11.30	7.20	8.04	18.79	10.40	15.11	17.21
CaO	12.95	12.10	13.09	13.17	15.61	14.12	10.16	16.50	14.00	12.57
Na ₂ O	2.96	3.06	4.29	3.65	1.09	1.72	2.76	2.60	3.09	1.89
K ₂ O	1.72	0.90	2.44	1.93	1.31	0.90	2.82	2.50	2.18	1.62
P ₂ O ₅	1.10	1.09	0.88	1.13	1.09	1.23	0.69	1.30	0.96	0.72
П.п.п.	1.54	2.77	0.53	1.55	3.60	5.65	-	0.68	1.66	0.56
Сумма	100.19	99.65	100.52	101.53	99.70	99.40	99.23	99.80	99.33	100.24
Sc	31.4	27.7	28	27	-	22.6	29.6	-	26	24
V	310	299	-	-	263	384	150	-	347	288
Cr	424	331	461	493	595	242	851	-	615	675
Co	59.7	56.8	61	63	35.5	41.3	66.6	-	63.8	-
Ni	119	264	270	273	109	110	260	-	307	560
Rb	40	33	55	47	36	87	106.6	60	55.5	51
Sr	1070	1234	1297	1268	520	1927	838	1776	1260	806
Y	32	33	23	24	31.6	36	22.3	29	24.3	25
Zr	368	454	207	218	280	462	188.5	282	418	475
Nb	123	99	98	96	192	167	95	173	111	108
Cs	0.68	1.20	0.27	0.68	0.84	0.81	0.64	-	0.45	0.53
Ba	843	1008	714	888	679	737	1173	1199	774	597
La	71.7	70.4	79	84	116	147.1	78.0	116	84.9	64.4
Ce	154	152	146	164	200	293.2	141.3	224	165	135
Pr	-	-	-	-	23.5	-	15.06	25	19.10	16.70
Nd	71.1	72.2	60	63	79.5	126	58.6	90	75.5	65.1
Sm	13.7	14.3	13.1	13.3	14.3	19.00	10.40	14.40	12.70	12.00
Eu	3.91	4.08	4.50	4.20	3.75	5.12	2.76	4.00	3.80	3.47
Gd	-	-	-	-	11.00	13.26	7.90	10.30	9.41	8.89
Tb	1.58	1.68	1.41	1.36	1.39	1.59	1.00	1.26	1.24	1.18
Dy	-	-	-	-	6.90	7.88	5.16	6.00	5.85	5.79
Ho	-	-	-	-	1.14	-	0.15	1.06	0.89	0.94
Er	-	-	-	-	2.51	-	2.28	2.50	2.07	2.12
Tm	-	-	-	-	0.32	-	0.29	0.33	0.15	0.27
Yb	2.01	1.78	1.90	1.90	2.25	2.46	1.62	2.00	1.34	1.47
Lu	0.27	0.25	0.19	0.22	0.31	-	0.28	0.27	0.19	0.19
Hf	8.40	9.90	5.50	6.60	6.31	9.38	4.89	5.50	7.43	11.20
Ta	8.43	6.47	4.80	4.70	7.78	12.40	5.18	9.10	7.51	-

Таблица 1. Продолжение

№ ан.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Комп.	FdN64646	FdN7089	TR-101A	TR-31BB	S 2303/1	E 13	Nat 501	NY 2	OL 198B	ROB 10
Pb	-	-	-	-	3.37	-	4.21	3.80	6.22	3.00
Th	9.20	7.00	9.80	9.90	13.70	12.40	9.55	11.90	10.20	8.50
U	2.28	1.75	2.60	2.50	1.86	3.60	1.68	4.40	2.52	2.26

Примечание. 1–2 — меланефелиниты и нефелиниты о. Фернанду-ди-Норонья [37], возраст 3.2–1.7 млн лет; 3–4 — мелилититы и нефелиниты о. Триндади [30], возраст 3.6–1.1 млн лет; 5 — мелилитит г. Батиметристов [10]; 6 — мелилитит вулк. Этинде [33], возраст 0.65 млн лет; 7, 8 — мелилититы вулк. Натрон [31] и Нырагонго [15], возраст верхний миоцен — настоящее время; 9 — мелилитит вулк. Олдоиньо Ленгаи [27]; 10 — то же, ЮЗ мыс Африки [25], возраст: настоящее время; 10 — то же, ЮЗ мыс Африки [25], возраст 63.7 млн лет.

Таблица 2. Состав базальтов океанических островов Ю. Атлантики (1–3) и рифтовых зон Африки (4–8); петрогенные эл. в мас. %, примеси в г/т

№ ан.	1	2	3	4	5	6	7	8
Комп/Обр	H 64	G 1	T 64e	TM 1	ADR 29b	NY 34-02	NY 96615	Nat 590b
SiO ₂	44.30	47.40	42.10	45.23	43.67	45.20	46.92	47.27
TiO ₂	2.60	2.92	3.87	3.62	3.82	2.40	2.15	2.36
Al ₂ O ₃	12.60	12.80	13.20	15.32	13.51	9.80	12.91	8.83
Fe ₂ O ₃	1.90	1.75	2.15	12.89	12.73	10.80	2.98	13.87
FeO	9.71	8.93	11.00	-	-	-	7.07	-
MnO	0.17	0.14	0.16	0.19	0.2	0.16	0.16	0.2
MgO	11.00	9.81	8.91	6.34	6.70	14.90	12.69	11.16
CaO	12.55	8.24	11.89	11.15	10.51	13.00	10.65	12.95
Na ₂ O	2.08	2.62	2.45	2.08	3.12	1.50	1.90	1.78
K ₂ O	0.74	1.79	1.62	1.45	1.75	1.60	2.04	0.86
P ₂ O ₅	0.38	0.49	0.89	0.69	0.84	0.30	0.44	0.36
П.п.п.	0.72	0.77	-	1.5	2.26	0.50	0.78	-
Сумма	98.75	97.41	98.24	100.46	99.72	100.16	100.68	99.63

Sc	45	25.0	29.0	-	21	-	33	33.9
V	246	176.0	250.0	287.3	246	-	260	326
Cr	514	363.0	107.0	124.6	231	-	1055	1132
Co	52	43.0	40.0	40.85	-	-	71	64.9
Ni	221	256.0	73.0	59.51	121	-	201	342
Rb	15.6	35.00	40.9	31.84	40	51	91	17.4
Sr	468	684.00	1166.0	899.7	1304	550	479	522
Y	25.3	23.30	26.30	30.28	42	23	31	20.1
Zr	197	244.0	221.0	360.3	551	176	174	153.2
Nb	39.6	33.90	52.30	80.27	131	63	55	45.8
Cs	0.142	0.13	0.43	-	0.56	-	-	0.18
Ba	208	687.0	649.0	460.8	797	593	711	338
La	27.4	31.90	47.70	63.51	88.80	46	57	38.7
Ce	61.8	67.1	105.0	130.1	182	87	109	81.1
Pr	7.55	8.15	13.50	15.65	22.2	11.20	12.41	9.58
Nd	31.6	33.9	56.7	61.13	85.6	43	45	37.8
Sm	6.67	6.96	10.50	11.51	15.80	7.90	7.30	7.12

Таблица 2. Продолжение

№ ан.	1	2	3	4	5	6	7	8
Комп/Обр	H 64	G 1	T 64e	TM 1	ADR 29b	NY 34-02	NY 96615	Nat 590b
Eu	2.17	2.35	3.20	3.46	4.85	2.10	2.10	2.20
Gd	6.30	6.48	8.63	9.12	12.5	6.30	6.20	5.97
Tb	0.873	0.87	1.08	1.25	1.74	0.80	-	0.81
Dy	4.82	4.64	5.54	6.67	9.08	4.30	4.40	4.52
Ho	0.926	0.86	1.01	1.10	1.55	0.81	0.88	0.81
Er	2.31	2.05	2.37	2.79	3.73	2.10	2.20	2.08
Tm	0.302	0.26	0.29	0.36	0.49	0.30	-	0.24
Yb	1.91	1.53	1.70	2.25	2.79	1.90	2.00	1.54
Lu	0.247	0.20	0.21	0.32	0.38	0.25	0.26	0.23
Hf	4.60	5.49	5.24	7.52	10.8	4.30	4.70	4.05
Ta	2.43	2.01	3.38	5.99	-	4.70	3.40	2.48
Pb	1.52	3.73	2.96	3.52	6.07	3.80	2.20	2.61
Th	2.82	3.90	5.15	6.90	11.8	7.30	10.70	4.04
U	0.82	0.66	1.20	1.87	2.89	1.25	1.71	0.82

Примечание. 1–3 острова: Святая Елена, Гоф, Тристан-да-Кунья [38]; 4 — вулкан Камерун [28], возраст 1 млн лет; 5 — юго-западный мыс Африки [25], возраст 76–58 млн лет; 6 — вулкан Ниамурагира пров. Вирунга [15], возраст 11–0 млн лет; 7 — вулкан Ньирагонго, там же [34]; 8 — вулкан Натрон [31], возраст 8–0 млн лет.

и отдельных даек базальтов); 3 — Восточно-Африканские рифты с вулканами Натрон (Восточная ветвь) [31] и Ньирагонго (Западная ветвь) [15, 34], с полями щелочных вулканитов и близко (в 15 км) расположенным базальтовым вулканом Ниамурагира и дайками базальтов; на юго-востоке зоны рифтов расположен действующий карбонатитовый вулкан Олдоиньо Ленгаи с дайками и блоками мелилититов [27]. В океаническом секторе, как уже отмечалось, особое место занимают перечисленные выше острова с щелочными ультраосновными вулканитами вдоль окраин Южной Атлантики и «классические» океанические острова с базальтовым вулканизмом в центральной части Южной Атлантики.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ВУЛКАНИТОВ

Выделенные типы первичных расплавов плюмовых вулканитов имеют принципиальные различия между собой. Мелилититы с нефелинитами (табл. 1) представляют группу пород с очень низким содержанием SiO₂ (37–39 мас. %), пониженным содержанием Al₂O₃, с относительно высокими содержаниями титана и кальция и обычно с умеренным содержанием щелочей (не рассматриваются отдельные проявления, особенно глубинных вулканитов с лейцитом). Примечателен минеральный состав пород: порфировые вкрапленники представлены оливи-

ном, клинопироксеном, мелилитом, иногда перовскитом; в основной массе присутствуют пироксен, мелилит, нефелин, перовскит, хромшпинель, апатит, иногда флогопит. Базальты (табл. 2), в отличие от группы мелилититов, характеризуются более высокими содержаниями SiO₂ (42–48 мас. %) и Al₂O₃ при пониженном содержании кальция. Минеральный состав базальтов принципиально иной: вкрапленники представлены плагиоклазом, оливином и клинопироксеном, в основной массе — те же минералы с акцессорным титаномагнетитом или шпинелью. Главное следствие этих различий состоит в разных уровнях содержаний элементов-примесей. Особенности состава мелилититов, в частности присутствие перовскита и апатита, обеспечивают аномально высокие содержания в породах несовместимых редких элементов (Sr, Ba, Th, Nb, Ta, Zr) и легких редкоземельных элементов (РЗЭ). Различия в содержаниях элементов-примесей в расплавах мелилититов и базальтов наглядно отражены на примере пород вулканического поля Ньирагонго (рис. 2).

Поскольку мы рассматриваем наиболее близкие к первичным магмам образцы пород, они отражают содержания элементов-примесей, изначально свойственные данному типу магм, а не модифицированные в ходе эволюции. Изменения величин отношений концентраций характерных редких элементов в изучаемых ти-

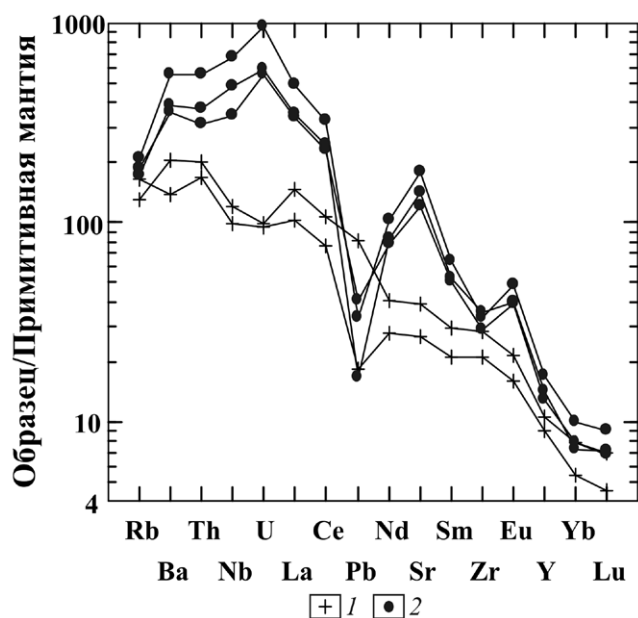


Рис. 2. Различия в составе мелилититов (2) и базальтов (1) в лавовом поле Ньирагонго, Западный рифт Африки [15, 34]. Распределение элементов-примесей, нормализованных по примитивной мантии [32].

пах вулканитов отражают изменения в режиме выплавления магм и специфику их источников [4, 23 и др.], что хорошо видно из табл. 3. Уровень обогащенности магм редкими элементами

отражен в более высоких значениях отношений La/Yb и Nb/Y в мелилититах и пониженных — в базальтах. Изменение величины отношения Ce/Y [17] показывает уменьшение глубины выплавления магм от мелилититов к базальтам, а величина отношения Sm/Y [31] свидетельствует о генерации мелилититов в поле гранатовых перидотитов, а базальтов — на границе гранатовой и шпинелевой фаций глубинности перидотитов. Степень плавления мантийного субстрата коррелирует с изменением отношения Zr/Nb : оно обычно несколько выше для базальтов. Таким образом, петрологические и геохимические признаки обеих групп вулканитов согласуются между собой. Наиболее наглядно различия между данными типами вулканитов отражены на графике $Ce/Y - La/Yb$ (рис. 3).

Щелочные ультраосновные вулканиты о. Фернанду-ди-Норонья и о-вов Триндади и Мартин-Вас у берегов Бразилии и вулканиты подводных гор Батиметристов в районе Сьерра-Леоне у берегов Африки (рис. 1) по составу и геохимическим характеристикам (табл. 1 и 3) подобны вулканитам мелилититовой серии в рифтовых структурах континентов Африки и Бразилии [21] (частей некогда единой Гондваны). Некоторые образцы пород содержат характерные для вулканитов этой серии минералы — мелилит

Таблица 3. Вариации реперных отношений элементов-примесей в плюмовых вулканитах (континентальные рифты, острова на окраине и в центре Атлантики)

Тип пород	Место	№ обр.	La/Yb	Ce/Y	Nb/Y	Zr/Y	Zr/Nb	Sm/Y
МН	Рифт	E-13	59.80	8.10	4.64	12.80	2.77	0.53
Б	Камерун	TM-1	28.20	4.36	2.65	11.90	4.49	0.38
МН	Вулк. поле	Nat 501	48.10	6.34	4.30	8.45	1.98	0.47
Б	Натрон - " -	Nat 560	25.10	3.99	2.28	7.62	3.30	0.35
МН	Ол. Ленгаи	OL 198B	63.40	6.80	4.57	17.20	3.77	0.52
МН	Вулк. Ньи- рагонго	NY-2	58.00	7.70	5.96	9.70	1.63	0.64
Б		NY 96615	28.50	3.52	1.77	5.60	2.80	0.23
Б	Н-мурагира	34-02	24.20	3.78	2.74	7.65	2.80	0.34
МН	Ю-3 мыс	ROB-10	43.80	5.40	4.32	19.00	4.40	0.48
Б	Африки	ADR-29	31.80	4.33	3.12	13.10	4.20	0.38
МН	Ф-ди-Нор.	FdN 646	35.70	4.80	3.84	11.50	2.99	0.43
МН	Триндади	TR-31BB	44.20	6.80	4.00	9.10	2.27	0.55
МН	г. Батимет.	S2303/1	51.60	6.30	6.10	8.86	1.46	0.53
Б	о. Св.Елена	H 64	14.30	2.44	1.57	7.80	4.97	0.26
Б	о. Гоф	G 1	20.80	2.88	1.45	10.50	7.20	0.30
Б	о. Тристан	T64e	28.00	3.99	1.99	8.40	4.22	0.40

Примечание. МН — мелилититы-нефелиниты; Б — базальты.

[36] и перовскит [30], в вулканических брекчиях присутствуют ксенолиты плутонических пород щелочных комплексов (пироксениты, ийолиты, малиниты [30]). Все это свидетельствует в пользу мнения ряда исследователей, что данные острова являются фрагментами континентальных плит, и, следовательно, их составы отражают особенности континентальной, а не океанической обстановки.

Из рассмотренных данных следует: а) наиболее глубинные плюмовые вулканические континентальных рифтов (серия мелилититов) значительно обогащены несовместимыми редкими элементами и легкими РЗЭ; б) базальты континентальных рифтов беднее редкими элементами, чем мелилититы, и имеют признаки менее глубинных образований.

ГЕНЕЗИС ГЛУБИННЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ВУЛКАНИТОВ

Геологические особенности лав мелилититов: их высокая газонасыщенность, взрывной характер извержений, очень низкая вязкость расплава и состав выносимых ими глубинных ксенолитов свидетельствуют об их глубинном происхождении (90–150 км по [31]). Мощность континентальной плиты по сейсмическим данным — около 250 км [35]. Под воздействием Африканского суперплюма у подошвы субконтинентальной литосферы аккумулируются С, Н, F, P, K, Na и другие элементы [3, 9]. В нижней части континентальной плиты в результате реакций окисления и взаимодействия компонентов между собой и с вмещающими перидотитами они преобразуются в щелочно-карбонатные (карбонатитовые) флюиды-расплавы, насыщенные CO₂. Легкоподвижные жидкости, обогащенные углеродом в надкритическом состоянии, способны извлекать и транспортировать большие объемы редких элементов-примесей, просачиваясь в межзерновых полостях мантийных перидотитов [3]. Метасоматическое преобразование и последующее плавление перидотитов при высоких давлениях CO₂ в равновесных с ними флюидах — главная причина образования магм кимберлитов и мелилититов под мощной континентальной плитой Африки.

Экспериментальные исследования показали, что именно режим летучих (CO₂) управляет процессом плавления на глубине [2, 3, 22]. Кимберлитовые расплавы образуются под кратонами при давлении CO₂ не менее 10 ГПа и темпера-

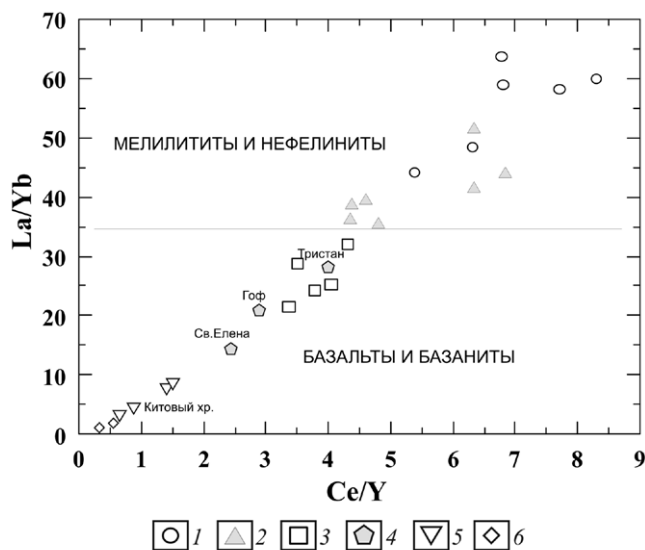


Рис. 3. Зависимость степени обогащенности первичных вулканических пород редкими элементами (La/Yb) от глубины их выплавления (Ce/Y). 1 — континентальные вулканические породы серии мелилитит-нефелинит; 2 — ультраосновные щелочные вулканические породы островов Фернанду-ди-Норонья и Триндади и подводных гор Батиметристов; 3 — базальты рифтовых зон Африки; 4 — базальты океанических островов Тристанда-Кунья, Гоф и Св. Елена; 5 — базальты Китового хребта [36]; 6 — базальты САХ [24].

турах 1510–1310°C. Образование мелилититовых расплавов в рифтовых структурах, секущих или обрамляющих кратоны, происходит при давлении CO₂ от 6 до 4 ГПа при температуре около 1260°C. Дальнейшее уменьшение содержания летучих компонентов в магме приводит к выплавлению базальтов или пикритов. Экспериментально доказано, что при воздействии обогащенных углеродом щелочно-карбонатных флюидов на перидотит может быть получен весь спектр составов пород от кимберлитов и мелилититов до карбонатитов [2, 22]. Наглядным геологическим подтверждением этому могут служить вулканические породы Восточных Африканских рифтов.

В связи с изложенным выше получает дополнительное подтверждение вывод о том, что острова с глубинными щелочными вулканическими породами вблизи берегов Бразилии и Африки являются частью континентальных плит. Образование вулканических пород такого состава не может быть результатом простого вовлечения реликтовых блоков континентальной коры в вулканический процесс, — необходимо участие щелочно-карбонатного расплава-флюида (при соответствующих P-T параметрах), который не образуется в условиях океанической плиты.

А.А. Пейве [11] высказывает предположение о возможном «перетекании» горячего мантийного вещества от континента под океаническую литосферу в участках формирования обсуждаемых островов. Если вспомнить активно живущую зону Восточных Африканских рифтов, то вполне можно допустить подобные проявления вулканизма на бразильской окраине Гондваны; необходимы дальнейшие исследования.

ПРИЧИНЫ ВАРИАЦИЙ СОСТАВА БАЗАЛЬТОВ

Проявления базальтового вулканизма на континентальной плите Африки приурочены к тем же рифтовым зонам, что и щелочные вулканисты. Столь тесное соседство и устойчиво повторяющиеся особенности состава (табл. 3) позволяют рассматривать обе группы вулканистов как участников близкого генетического ряда. Это согласуется с предлагаемой экспериментом схемой их формирования в процессе плавления одного и того же обогащенного литосферного субстрата, но при уменьшении глубины выплавления и содержания CO_2 в расплаве. Базальты, непосредственно соседствующие с мелилититами на

земной поверхности, стабильно сохраняют относительно высокий уровень обогащенности редкими элементами (табл. 3). Базальты «классических» океанических островов Южной Атлантики (Гоф, Тристан-да-Кунья, Св. Елена) в целом довольно близки континентальным, как видно из табл. 2, 3 и рис. 3 и 4. Различия наблюдаются в вариациях некоторых реперных геохимических параметров пород. Так, уже отмечено ранее, что уменьшение величины отношения Ce/Y в базальтах и анкармититах от острова Тристан к островам Гоф и Св. Елены указывает на уменьшение мощности литосферной плиты в этом направлении [17]. Одновременно уменьшаются величины отношений La/Yb (рис. 3) и Nb/Y (рис. 4), характеризующие степень обогащенности расплавов редкими элементами. При сопоставлении базальтов наземных (Оку, Камерун) и подводных (Сан-Томе, Пагалу) гор Камерунского рифта (I на рис. 4) наблюдаются подобные же вариации этих реперных отношений в цепи вулканов. Повышенные значения отношения Nb/Y в базальтах Оку, Камерун и Сан-Томе (2.01; 2.65; 2.78) сменяются величиной 1.8 в базальтах Пагалу. Величина отношения Ce/Y варьирует, соответственно, от 3.4; 4.36; 4.72 до 3.0 в Пагалу. Вслед за [17], мы предполагаем, что это связано с последовательным уменьшением толщины литосферной плиты на Западной пассивной континентальной окраине Африки по мере приближения к «шовной зоне» САХ. Отметим также, что возраст импульсов вулканизма в Камерунском рифте широко варьирует (млн лет): Оку — 22–31; Сан-Томе — 17; Камерун — 1; Пагалу — 3, но изменения состава базальтов с этим, видимо, не связаны.

Весьма похожие закономерности наблюдаются в вариациях состава базальтов на восточной окраине Африканской плиты. Сейсмическое исследование мантии [35] под Африкой и окружающими регионами позволило четко разделить области высокоскоростных структур (большая мощность континентальной плиты) под кратонами Западной Африки и низкоскоростные структуры (зоны деструкции плиты), ассоциирующиеся с хребтами САХ, областью тройного сочленения Афар, районом Красного моря и рифтовой зоной Аденского залива в Восточной Африке.

Исследования эволюции составов базальтов в рифтовой депрессии Туркана (т. 4 на рис. 1), разделяющей Эфиопское и Восточно-Африканское плато [19, 20], а также в меридиональной

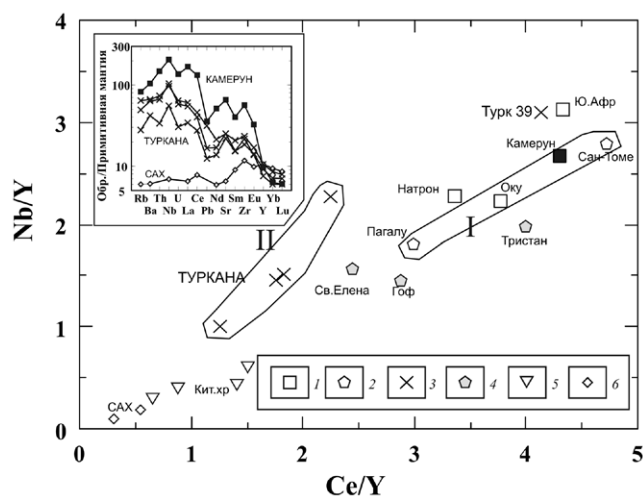


Рис. 4. Вариации состава базальтов различных тектонических обстановок. I — рифт Камерун, пассивная западная окраина Африканской плиты: 1 — Камерун и Оку — наземные, 2 — Сан-Томе и Пагалу — подводные вулканы [16, 26]; II — рифт Туркана, зона растяжения на востоке Африканской плиты: 3 — базальты четвертичного возраста [17]; Турк 39 — базальт с возрастом 39 млн лет из этого же рифта [18]; 4 — базальты океанических островов Тристан-да-Кунья, Гоф, Св. Елена; 5 — базальты Китового хребта [36]; — базальты САХ [24]. На врезке — распределение элементов-примесей в базальтах рифтовых зон Африки; нормализовано по примитивной мантии [32].

тектонической зоне к востоку от нее [29] показали, что режимы растяжения, деформации и эрозии континентальной плиты по мере удаления от кратонных областей приводят к изменению состава базальтов вплоть до весьма обедненных. В молодых базальтах рифта Туркана (II на рис. 4) по мере уменьшения глубины выплавления (величина отношения Se/Y изменяется от 2.3 до 1.3) в базальтах снижаются показатели обогащенности расплавов: величины отношений La/Yb убывают от 13.6 до 7.1; Nb/Y — от 2.3 до 0.99. Составы вулканитов постепенно сдвигаются в сторону толеитов Красного моря [1]. Интересно отметить, что более древние базальты с возрастом 39 млн лет [20] в районе рифта Туркана (Турк 39 на рис. 4) по составу близки базальтам вулкана Камерун и ЮЗ мыса Африки, что определенно указывает на плавление в тот период континентальной плиты большей мощности. Состав литосферной плиты при этом имеет одинаковые характеристики на восточной и на западной окраинах Африки, отсутствуют аномалии в поведении Nb и Pb в базальтах (рис. 4, врезка).

Таким образом, помимо состава материнского субстрата, значительное влияние на состав базальтов оказывает тектонический режим растяжения и деструкции, на что указывают Пейве [11] и другие исследователи.

ОБСУЖДЕНИЕ

Сравнительный анализ состава плюмовых вулканитов в районе Южной Атлантики и Африканской континентальной плиты показал, что близкие к первичным расплавам породы четко различаются по химическому и минеральному составу и по содержанию элементов-примесей (табл. 1–3, рис. 2–4), что отражает различия в условиях их образования.

Появление глубинных расплавов мелилититов (100–150 км) и еще более глубинных родственных им кимберлитов на Африканской плите обусловлено взаимодействием мантийных перидотитов с флюидной фазой, образовавшейся под континентальной плитой большой мощности («корни» плиты прослежены до 250 км). В состав флюида входили щелочи и летучие компоненты, наиболее важным из которых является CO_2 . Окисление и преобразование флюидной фазы в рифтовых зонах континента приводило к метасоматическому преобразованию мантийных перидотитов и выплавлению серии пород (ким-

берлиты, мелилититы, карбонатиты), аномально обогащенных редкими элементами-примесями. Режим давления CO_2 во флюиде является определяющим для данной серии расплавов, поэтому они не образуются на океанической плите, где аккумуляции мантийных флюидных компонентов не происходит. Процесс образования глубинных, обогащенных углеродом флюидов, их преобразование и участие в генерации ассоциации глубинных расплавов типичны для обеих частей расколовшейся Гондваны. В Бразилии проявления мелилититов имеют возраст 76 млн лет [21]. В Бразильских алмазах из нижнемантийного источника обнаружены микровключения щелочных карбонатов [26] — аналогов современных карбонатитовых лав вулкана Олдоиньо Ленгаи в Африке [27]. Вполне возможно, что молодой глубинный щелочной вулканизм островов Триндади и Фернанду-ди-Норонья — это закономерное продолжение процесса, подобного современному континентальному африканскому.

Выплавление базальтов происходит на глубине около 60 км. Состав базальтов определяется составом субстрата и тектоническими условиями плавления. Наиболее обогащенные элементами-примесями базальты образованы в континентальных рифтовых зонах, где они соседствуют с вулканическими полями мелилититов и выплавляются из того же обогащенного метасоматическими процессами субстрата, что и мелилититы. Обедненные редкими элементами базальты образуются в зоне тектонической переработки континентальной плиты (восточная окраина Африки [29]) и при ее растяжении (рифт Туркана [19]) вплоть до разрыва, что может приводить к образованию океанического рифта [1]. На западном склоне континентальной плиты Африки в условиях постепенного перехода континентального рифта в океанический (продолжение рифта Камерун) при образовании островов и подводных гор также образуются базальты, редкоэлементный состав которых меняется в зависимости от глубины выплавления (рис. 3, 4).

Проведенный обзор показал отчетливое различие проявлений плюмового вулканизма на океанической и континентальной плитах. Специфической характеристикой континентальной обстановки является свойственная только ей генерация ультраосновных щелочных расплавов серии кимберлит-мелилитит и родственных им карбонатитов. Этот сценарий образования данной ассоциации пород многократно повторялся в истории Земли на континентальных

плитах: в Западной Европе, Гренландии, Канаде, в Кольской провинции, Восточной Сибири и даже на юго-востоке Японии [14].

Плюмовые базальты Южной Атлантики и Африки не связаны непосредственно с воздействием щелочно-карбонатных флюидов, но при своем выплавлении используют мантийный субстрат, ранее обогащенный при участии флюидов. Поэтому составы базальтов из рифтовых зон Африки и базальты островов вблизи ее побережья так похожи. Заметные изменения в их составе наступают только в случае разрушения или растяжения литосферной плиты.

ВЫВОДЫ

Главной причиной возникновения разнообразного вулканизма в Южной Атлантике и Африке является привнос и накопление С, Н, F, К, Na и других элементов у основания субконтинентальной литосферы под воздействием Африканского суперплюма. Накопления летучих и щелочей не происходит под океанической плитой.

В результате последующих процессов взаимодействия и преобразования накопленных компонентов в щелочно-карбонатный (карбонатный) флюид под континентальной плитой большой мощности возникали условия для метасоматического преобразования мантийных перидотитов и выплавления в глубинных условиях низкокремнистых, насыщенных CO_2 магм, а на меньших глубинах — базальтовых магм.

Выплавление глубинных расплавов семейства кимберлит-мелилитит-карбонатит, аномально обогащенных редкими элементами-примесями, контролируется режимом давления CO_2 . Состав базальтовых расплавов в значительной мере зависит от тектонических условий выплавления.

Источник финансирования. Работа была выполнена в рамках научных тем ФЦП № 0149-2014-0041, № 0149-2018-0012, № 0149-2019-0013 и гранта РНФ № 14-50-00095.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альмухамедов А. И., Кашиинцев Г. Л., Матвеев В. В. Эволюция базальтового вулканизма Красноморского региона. Н.: Наука. 1985. 191 с.
2. Гирнис А. В., Рябчиков И. Д. Условия и механизмы образования кимберлитовых магм // Геология рудных месторожд. 2005. Т. 47. № 6. С. 524–536.
3. Добрецов Н. Л., Шацкий А. Ф. Глубинный цикл углерода и глубинная геодинамика: роль ядра и карбонатитовых расплавов в нижней мантии // Геол. геофиз. 2012. Т. 53. № 11. С. 1455–1475.
4. Коваленко В. И., Наумов В. Б., Гирнис А. В., Дорофеева А. В., Ярмолюк В. В. Канонические отношения элементов-примесей в базальтовых магмах различных геодинамических обстановок // Докл. РАН. 2009. Т. 426. № 2. С. 222–225.
5. Коваленко В. И., Ярмолюк В. В., Богатиков О. А. Современный суперконтинент Северная Пангея и геодинамические причины его образования // Геотектоника. 2010. № 6. С. 8–23.
6. Когарко Л. Н. Неоднородность верхней мантии и состав первичных магм океанических островов // Геол. геофиз. 1986. № 7. С. 74–80.
7. Когарко Л. Н., Асавин А. М., Ряховский В. И. Типизация первичных расплавов и петрохимическое районирование внутриплитного щелочного магматизма Атлантики // Докл. РАН. 2002. Т. 385. № 1. С. 97–100.
8. Когарко Л. Н., Левский Л. К., Гущина Н. Ф. Изотопные источники горячих точек островов Триндади и Мартин Вас (Юго-Западная Атлантика) // Докл. РАН. 2003. Т. 392. № 5. С. 678–681.
9. Летников Ф. А., Дорогокупец П. И. К вопросу о роли суперглубинных флюидных систем Земного ядра в эндогенных геологических процессах // Докл. РАН. 2001. Т. 378. № 4. С. 535–537.
10. Пейве А. А., Сколотнев С. Г. Щелочной вулканизм цепи подводных гор Батиметристов (Центральная Атлантика): характеристика, сопоставление. // Докл. РАН. 2009. Т. 425. № 1. С. 76–82.
11. Пейве А. А. Тектоника и магматизм востока Южной Америки и Бразильской котловины Атлантики в фанерозое // Геотектоника. 2010. № 1. С. 69–86.
12. Рябчиков И. Д. Механизмы и условия магнообразования в мантийных плюмах // Петрология. 2003. Т. 11. № 56. С. 548–555.
13. Фролова Т. И., Бурикова И. А. Магматические формации и разнообразие современных геотектонических обстановок. М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.
14. Чернышева Е. А., Ерошенко Д. В. Следы континентального рифтогенеза на юго-западе Японской островной дуги // Океанология. 2016. Т. 56. № 2. С. 267–294.
15. Chakrabarti R., Basu A. R., Santo A. P., Tedesco D., Vaselli O. Isotopic and geochemical evidence for a heterogeneous mantle plume origin of the Virunga volcanics, Western rift, East African Rift system // Chemical Geology. 2009. V. 259. P. 273–289.
16. Ebinger C. J., Sleep N. H. Cenozoic magmatism throughout east Africa resulting from impact of a single plume // Nature. 1998. V. 395. P. 788–791.
17. Ellam R. M. Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry // Geology. 1992. V. 20. P. 153–156.
18. Fitton J. G., Dunlop H. M. The Cameroon line, West Africa, and its bearing on the origin of oceanic and continental alkali basalt // Earth Planet. Sci. Lett. 1985. V. 72. P. 22.
19. Furman T., Bryce J. G., Karson J., Iotti A. East African Rift System (EARS) plume structure. Insights from Quaternary mafic lavas of Turkana, Kenya // J. Petrol. 2004. V. 45 (3). P. 1069–1088.
20. Furman T., Kaleta K. M., Bryce J. G., Hanan B. B. Tertiary mafic lavas of Turkana, Kenya: constraints on East African plume structure and the occurrence of

- HIMU volcanism in Africa // *J. Petrol.* 2006. V. 47 (6). P.1221–1244.
21. *Gibson S. A., Thompson R. N., Leonardos O. H. et al.* The limited extent of plume-lithosphere interaction during continental flood-basalt genesis: geochemical evidence from Cretaceous magmatism in southern Brazil // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1999. V. 137. P. 147–169.
 22. *Gudfinnsson G. H., Presnall D. C.* Continuous gradations among primary carbonatitic, kimberlitic, melilititic, basaltic, picritic, and komatiitic melts in equilibrium with garnet lherzolite at 3–8 GPa // *J. Petrol.* 2005. V. 46 (8). P. 1645–1659.
 23. *Hofmann A. W.* Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature.* 1997. V. 385. P. 219–229.
 24. *Humphris S. E., Thompson G., Schilling J.-P., Kingsley R. H.* Petrological and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge between 46° S and 32° S: Influence of the Tristan da Cunha mantle plume // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1985. V. 49. P. 1445–1464.
 25. *Janney P. E., Le Roex A. P., Carlson R. W., Viljoen K. S.* A chemical and multi-isotope study of the Western Cape olivine melilitite province, South Africa: implications for the sources of kimberlites and the origin of the HIMU signature in Africa // *J. Petrol.* 2002. V. 43. № 12. P. 2339–2370.
 26. *Kaminsky F., Wirth R., Matsyuk S. et al.* Nyerereite and nahcolite inclusions in diamond: evidence for lower-mantle carbonatitic magmas // *Mineralog. Mag.* 2009. V. 73 (5). P. 797–816.
 27. *Keller J., Zaitsev A. N., Wiedenmann D.* Primary magmas at Oldoinyo Lengai: the role of olivine melilitites // *Lithos.* 2006. V. 91. P. 150–172.
 28. *Lee D. C., Halliday A. N., Fitton J. G., Poli G.* Isotopic variations with distance and time in the volcanic islands of the Cameroon line: evidence for a mantle plume origin // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1994. V. 123. P. 119–138.
 29. *Macdonald R., Rogers N. W., Fitton J. G., et al.* Plume-lithosphere interaction in the generation of the basalts of the Kenya Rift, East Africa // *J. Petrol.* 2001. V. 42 (3). P.827–900.
 30. *Marques L. S., Ulbrich M. N. C., Ruberti E., Tassinari C. G.* Petrology, geochemistry and Sr-Nd isotopes of the Trindade and Martin Vaz volcanic rocks Southern Atlantic Ocean // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1999. V. 93. P. 191–216.
 31. *Mattsson H. B., Nandedkar R. H., Ulmer P.* Petrogenesis of the melilititic and nephelinitic rock in the Lake Natron-Engaruka monogenetic volcanic field, northern Tanzania // *Lithos.* 2013. V.179. P. 175–192.
 32. *Mc Donough W. F., Sun S. S.* The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 223–253.
 33. *Nkoubou C., Deruelle B., Velde D.* Petrology of Mt. Etinde nephelinite series // *J. Petrol.* 1995. V. 36. № 2. P. 373–395.
 34. *Platz Th., Foley S. F., Andre L.* Low-pressure fractionation of the Nyiragongo volcanic rocks, Virunga province, D. R. Congo // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2004. V. 136. P. 269–295.
 35. *Ritsema J., van Heijst H.* New seismic model of the upper mantle beneath Africa // *Geology.* 2000. V. 1. P. 63–66.
 36. *Thompson G., Humphris S. E.* Petrology and geochemistry of rocks from the Walvis Ridge: Deep-Sea Drilling Project Leg 74, sites 525, 527 and 528 // *Init. Reports of the DSDP.* 1984. V. 74. P. 755–764.
 37. *Weaver B. L.* Geochemistry of highly-undersaturated ocean island basalt suites from the South Atlantic Ocean: Fernando de Noronha and Trindade islands // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1990. V. 105. P. 502–515.
 38. *Willbold M., Stracke A.* Trace element composition of mantle end members: Implications for recycling of oceanic and upper and lower continental crust // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2006. V. 7. № 4.
 39. *Wilson M.* Igneous petrogenesis. London, 1989. 466 p.

REGULARITIES IN VARIATIONS OF THE PUME VOLCANICS COMPOSITION IN THE SOUTHERN ATLANTIC AND AT THE AFRICAN PLATE

© 2019 **E. A. Chernysheva**, **D. V. Eroshenko***

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Kaliningrad, Russia

*e-mail: aoio@rambler.ru

Received February 16, 2016

After revision July 02, 2018

The action of the African Superplume provided input and accumulation of the volatile, alkaline and some others elements at the base of continental lithosphere. Transformation and interaction of these components with mantle peridotites took place under the African continental plate of the great thickness. Generation of low silica and rich in CO₂ melts occurs at the great depth: this is the family of kimberlites, melilitites and carbonatites. At the shallower levels of the lithospheric plate the melts of basalts originated; they are more rich in SiO₂ and poor in volatiles. The origin of deep generated volcanics was controlled by the pressure of CO₂ in the fluids. The melting of basalts is connected mainly with tectonic position.

Keywords: volcanic rocks, basalt, alkaline volcanic rocks, South Atlantic, plume, melilite, geochemistry of volcanic rocks