УДК 550.382.3

МАГНЕТИЗМ БАЗАЛЬТОВ О. ТЕНЕРИФЕ (КАНАРСКИЕ ОСТРОВА)

© 2004 г. Л. В. Тихонов¹, А. Н. Диденко¹, З. В. Шаронова¹, В. А. Цельмовшг

"Объединенный институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. г. Москва ²Геофизическая обсерватория "Борок" РАН, пос. Борок Ярославской обл. Поступила в редакцию 09.09.2002 г.

Изучены щелочные, пироксеновые базальты и пироксениты острова Тенерифе Канарского архипелага. Построенные гистограммы распределения точек Кюри выявили существование трех модальных групп в районе температур 70, 150, 200°С. В тех же интервалах в пересчете на температуру находятся и моды распределения TiO₂/FeO* (состав первичных титаномагнетитов). На /том основании делается вывод о наличии в данном регионе разноглубинных магмовых очагов. В исследованных вулканитах наблюдаются высокие значения естественной остаточной намагниченности. Замечено, что с увеличением титана в титаномагнетитах повышается степень однофазного окисления. По результатам анализа петромагнитных и микрозондовых данных и их сравнению с данными по мантийным плюмам о. Буве, островов Зеленого Мыса и Байкало-Монгольского региона можно с уверенностью говорить о наличии плюмового компонента в магматизме остром Тенерифе.

ВВЕДЕНИЕ

Канарские острова, расположенные вблизи пассивной окраины Африканского континента, являются благоприятным объектом для изучения внутриплитного океанического магматизма. Объединенные в один архипелаг острова обладают как общими, так и индивидуальными чертами развития вулканизма. Несмотря на то, что вулканизм Канарских островов изучается длительное время, до сих пор многие вопросы, касающиеся природы магматической активности, остаются нерешенными. Это связано с тем, что в отличие от других океанических островов (Гавайи, Реюньон, Буве и др.) для них только сравнительно недавно появились данные по распределению редкоземельных элементов в вулканитах и их изотопному составу [Грачёв и др., 1992; Овчинникова и др., 1995; Грачёв, 2001].

Канарские острова делятся на три группы в зависимости от расстояния от Африканского континента. И если кора, слагающая восточные острова - Ланцароте и Фуэртевентура, в большей мере тяготеет к пассивной окраине Африканского континента, а под западными островами - Ла Пальма, Йеро - кора типично океаническая, то центральные острова - Тенерифе, Гран Канария и Гомера - имеют сложное строение. Кора под ними состоит из слоя осадков от Африканского континентального поднятия, изверженных пород океанического дна и подводных вулканических интрузий [Агапа, Ortiz, 1991]. Имеющиеся на сегодня фактические данные по базальтам не дают возможности однозначно решить вопрос: Канарские острова - горячая точка или мантийный плюм? Обнадеживает последний результат по изотопии гелия я базальтах острова Тенерифе [Грачёв, Каменский, 2001], который позволяет утверждать наличие плюмового компонента.

Проблема связи вулканизма с мантийными источниками не может быть решена только в рамках химической геодинамики и требует использования геологических и геофизических методов и данных [Грачёв, 2000]. Одним из таких методов является петромагнетизм.

ПЕТРОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектом исследования явились щелочные оливиновые, пироксеновые базальты и гшроксениты острова Тенерифе Канарского архипелага (коллекция А.Ф. Грачёва). Предположительный возраст вулканитов - от исторического до миоцена [Arana, Ortiz, 1991]. Было изучено более 40 образцов. Петромагнитные исследования включали измерение и анализ ряда стандартных магнитных характеристик: магнитная восприимчивость (K), естественная остаточная намагниченность (J_{μ}) , отношение Кенигсбергера (<2), остаточное разрушающее поле (Н_с), намагниченность насыщения (J) и ее остаточная величина (J), их соотношение. Для изучения состава магнитных минералов в базальтах проводился термомагнитный анализ: исследовались зависимости J₋ - T° и J_{r} - T° , - и по ним определялись температуры

N	<i>J_n</i> , А/м	<i>К</i> ×10 ² , ед. СИ	Q	J ₃ , Ам ² /кг	J _{rs} /J _s	<i>T</i> _c , °C	J_{st}/J_s	X _{cp}	T _c l
			1	1.80		220	1 11		4
<u></u> Л	15.8	53	75	6 17	0.08	520	0.76		
4_ /_1	0.3	0.8	1.0	0.17	0.00	150	1 12		
4-1 6	15.3	0.0 / 1	1.0 Q /	1 27	0.20	10			
0	17.7	4.1 2.0	9.4 7.4	1.37	0.07	50 570	0.77		
/	0.2	2.0	7.4	2.JO	0.10	570	0.99	0 252	75
11	8.0	3	7.0	1.21	0.08	150	1.50	0.352	/5
13	8.5	0.4	53.4	0.39	0.12	100			
15	0.7	3.1	0.5	2.35	0.08	560	1 60	0.070	0.0
16	0.8	3.7	0.0	2.20	0.04	200	1.60	0.272	20
18	2.4	0.35	17.3	0.81	0.12	530	1.06		
19	10.5	2.1	12.5	0.5/	0.06	70	0.76 "	0.061	1.0
20	4.1	2.1	4.9	0.76	0.11	200	1.84	0.261	10
20A	5.5	3.4	4.0	1.77	0.09	530	0.94		
21	20.3	3.9	13.0	2.21	0.11	150	1.00		
22	1.4	1.5	2.3	1.49	0.13	200		0.312	80
23	46.0	4.6	25.1	2.95	0.10	520	0.92		
25	22.5	0.7	84.9	0.48	0.09	80	1.47		
27	5.2	1.5	8.6	1.05	0.11	170	0.80	0.325	60
27-2	4.7	1	11.6	0.62	0.07	200	1.95	0.414	205
30	0.5	0.5	2.3	0.65	0.08	560	0.89		
31	7.4	2.8	6.6	3.26	0.08	580	0.91		
32	10.8	4	6.7	4.70	0.09	570	0.91		
33	1.2	0.1	34.6	0.23	0.22	60	3.33		
34	0.9	0.3	8.0	0.48	0.19	230	4.94	0.385	190
35	2.8	1	7.0	0.67	0.19	210	3.39	0.307	125
47	31.8	4.3	18.4	3.99	0.14	520	0.91		
49	39.8	0.4	24.5	0.73	0.15	200	0.84		
50	3.8	4.2	2.3	1.92	0.06	190	1.14	0.302	60
52	4.7	5.4	2.2	2.76	0.10	150	1.17	0.373	100
53-1	3.9	0.25	39.8	0.33	1.15	150	1.46		
53-2	2.2	1.1	4.8	0.55	0.07	70	2.04		
54	18.0	2.1	21.2	2.07	0.19	580	0.96		
56	19.3	5.9	8.4	1.69	0.01	120	0.97	0.334	20
59-1	2.0	1.5	3.5	0.63	0.08	190	1.03	0.259	0
59-2	4.7	1.1	10.8	0.62	0.06	200	1.04		
60	12.0	4.2	7.1	4.29	0.11	570	0.68		
61	1.4	1.1	3.2	0.54	0.07	130	1.94		
62	19.4	4.3	11.3	2.66	0.08	200	0.95	0.328	95
63	5.9	2.7	5.6	3.17	0.09	570	0.94		
66	3.7	3.9	2.4	2.93	0.06	540	0.96		
67	5.9	2	7.6	1.00	0.11	160	1.04	0.407	150
68	1.8	3.4	1.4	1.29	0.06	200	1.43	0.419	210
70	6.5	2.8	5.8	1.05	0.10	150	1.80		210
71	30.0	2.1	35.6	1.42	0.18	170	1.06	0.331	70
75-2	17.5	2.2	20.4	2.31	0.13	580	0.88	J.J.J.T	, ,
89-6	1.9	1.7	2.7	0.65	0.03	120	4.26		
CD. 3H.	9.8	2.36	14.7	1.7	0.1	286	1.4		

Таблица 1. Основные петромагнитные характеристики

Примечание: N— номер образца; K- магнитная восприимчивость; J_n - естественная остаточная намагниченность; Q - отношение Кенигсбергера; J_s - намагниченность насыщения; J_n/J_s - отношение останочной намагниченности насыщения к намагниченности насыщения; $H_{c,}$ - остаточная коэрцитивная сила; T_c - температура Кюри; $^{/}_{,/7}$, - отношение намагниченности насыщения; T_c - остаточная коэрцитивная сила; T_c - температура Кюри; $^{/}_{,/7}$, - отношение намагниченности насыщения; T_c , остаточная коэрцитивная сила; T_c - температура Кюри; $^{/}_{,/7}$, - отношение намагниченности насыщения после нагрева до 600 °С к исходной величине; Xcp - отношение TiO₂/FeO*; T_c 1 - (T_c , изм. - TT_o) расч.); ср. зн. - среднее значение.

ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 1 2004

	K	Q	Js	J_{rs}/J_s	T _c	J_{st}/J_s	
J _n	0.28	0.4	0.31	0.12	0.14	-0.37	
K		-0.38	0.74	0.42	0.32	-0.39	
Q			-0.21	0.18	-0.25	-0.1	A
J_s				-0.16	0.66	-0.43	
J_{rs}/J_s					0.02	0.26	
T _c						-0.33	
	FeO*	MgO	TiO ₂ /FeO*				
TiO ₂	-0.47	-0.07	0.95				_
FeO*		-0.36	-0.57				Б
MgO			0.06				

Таблица 2. Корреляционные связи

Кюри и блокирующие температуры. Петромагнитные характеристики приведены в табл. 1.

Величины безнагревных магнитных параметров данной коллекции мало отличаются от аналогичных характеристик большинства малоизмененных базальтов земной литосферы, как океанских, так и материковых, что предполагает в общем единые условия генерации ферримагнитной фракции, присутствующей в них. Фактор О в подавляющем большинстве случаев больше. 1. Следовательно, остаточная намагниченность доминирует над индуктивной. Отношение J_{J} , в среднем порядка 0.1, говорит о том, что мы имеем дело с многодоменными зернами титаномагнетита. Однако наблюдаются и довольно заметные особенности. Корреляционная зависимость между магнитной восприимчивостью и намагниченностью насыщения, характеризующая в определенной мере единый источник образования титаномагнетитов в магме, не столь отчетлива (R = 0.74). Обычно коэффициент корреляции R не ниже 0.9, что подтверждается многочисленными исследованиями океанских базальтов. Например, корреляция между Ки Ј, в базальтах из трансформного разлома островов Зеленого Мыса составляет 0.95 (около 70 образцов) [Бураков и др., 1989; Диденко, 1992]. Корреляционные значения между исследуемыми магнитными параметрами приведены в табл. 2А, из которых следует, что значимых зависимостей не наблюдается. Средняя величина естественной остаточной намагниченности по коллекции около 10 А/м (интервал от 0.3 до 46 А/м), что в полтора-два раза выше средней намагниченности базальтов Атлантики [Печерский и др., 1979].

Температуры Кюри базальтов, полученные в результате термомагнитного анализа и определяющие состав ферримагнетика в них, варьируют в широких пределах (от 60 до 580°С). Следует отметить, что для некоторых окисленных образцов точки Кюри определялись по зависимости J_{s} - Т° (Тв), т.к. в этом случае не фиксируется образование нового минерала, в данном случае магнетита, в ходе нагрева.

Примеры зависимостей J_s - T° приведены на рис. 1. Из рисунка и табл. 1 (параметр J₁/J₁) видно, что имеются как стабильные к нагревам титаномагнетиты с разными точками Кюри (обр. 71, 47), так и нестабильные (обр. 33, 34). Вероятно, в ряде случаев титаномагнетиты были изменены в результате окисления, что привело к увеличению точек Кюри и к неустойчивости к нагревам. Уже в ходе нагрева титаномагнетиты в этих образцах распадаются с выделением магнетита, и после нагрева до 600°С параметр J_{r}/J_{so} , характеризующий стабильность к нагревам, увеличился в несколько раз, что является явным признаком однофазного окисления. Однако не наблюдается непрерывного изменения состава ферримагнетика. Построенные гистограммы распределения T_{c} (рис. 2) выявили наличие четырех модальных значений в районе температур примерно 70, 150, 200 (более подробно рис. За) и 550°С. Наличие магнетитовой фазы учитывать не следует, т.к. она является продуктом распада первичного титаномагнетита.

Следует отметить, что точки Кюри щелочных, пироксеновых базальтов и пироксенитов не группируются в какой-либо моде, а распределяются по всему спектру.

МИКРОЗОНДОВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Микрозондовый анализ проводился на установке "САМЕВАХ". Было отобрано 16 образцов базальтов. Количество исследованных зерен титаномагнетита от образца к образцу варьировалось от 6 до 12. Результаты анализа приведены в табл.3.

Следует отметить, что различие в морфологии зерен и вариаций в составе титаномагнетитов исследуемых базальтов незначительно. Преобладают однородные высокотитанистые зерна титаномагнетита размером от 2 до 50 мкм. Встречаются зерна с небольшим содержанием SiO₂ (0.3%), возможно, за счет мелких включений силикатов. В мелких зернах титаномагнетитов, как правило, наблюдается незначительная неоднородность по составу от зерна к зерну. Замечена трешиноватость, по-видимому, связанная с однофазным окислением. В некоторых образцах обнаружены единичные зерна титаномагнетита, в которых содержится Cr₂O₃ - до 18.7%.





2 ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 1 2004

.

ТИХОНОВ и др.



Рис. 2. Гистограмма распределения Т.

Корреляционные связи между основными окислами не существенны (табл. 2В). Не стоит обращать внимание на высокую корреляцию между TiO_2 и TiO_2/FeO^* , т.к. она вымышленная (фактически титан коррелирует с титаном). Построенная гис-

тограмма распределения отношения $\text{TiO}_{2}/\text{FeO}^{*}$ выявила наличие трех мод 0, 100 и 180°С (в пересчете на точки Кюри) (рис. 36). Более наглядная картина получается, если брать средние величины по образцам (рис. 4). Несовпадение пиков гистограмм T_{c} и TiO₂/FeO^{*} понять нетрудно. Это связано с однофазным окислением исходных титаномагнетитов (при окислении температуры Кюри увеличиваются). В некоторых образцах (11,33,53-2, 89-6), несмотря на низкие T_{c} (60...150°С), отношение J_{s}/J_{s} после нагрева до 600°С увеличивается от полутора до четырех с лишним раз (табл. 1), что является бесспорным признаком однофазного окисления.

При сопоставлении термомагнитных данных с данными микрозондового анализа напрашивается вывод, что в изученных базальтах существует, по крайней мере, несколько генераций титаномагнетитов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для оценки глубины магмовых очагов была использована эмпирическая формула $H = 80-0.16T_c$ [Печерский и др., 1975]. После подстановки в формулу модальных значений T_c , вычисленных из гистограммы распределения отношения TiO₂/FeO* (ибо только микрозонд может наиболее точно определить состав первичного титаномагнетита), приблизительно получаем следующие глубины магмовых очагов 80,65,50 км. Вероятно, в нашем



Рис. 3. Гистограмма распределения $\Gamma_c(a)$ и TiO₂/FeO* - состав титаномагнетитов (б).

N	TiO ₂	FeO*	MgO	MnO	Cr_2O_3	$A1_2O_3$	TiO ₂ /FeO*	Ν	TiO ₂	FeO*	MgO	MnO	$Cr_{2}0_{3}$	$A1_2O_3$	TiO ₂ /FeO*
11	23.8	69.7	2.7		0.1	1.7	0.341		18.3	69.3	3.7				0.264
	24.1	71.8	2.1				0.336		23.3	70.4	3.9				0.331
	23.7	70.1	1.8				0.338		28.7	66.9	5.9			0.9	0.429
	23.8	69.9	2.6				0.34		20.6	68.3	4.1				0.302
	23.8	68.5	1.8		3.2		0.347	27-2	26.8	63.2	2.5			1.4	0.424
	24	69.1	1.7				0.347		27.4	66.2	2.4			1.6	0.414
	25.9	68.5	1.8				0.378		27.6	66.5	1.2				0.415
	24.3	69.2	2.6		0.2	2.2	0.351		28.4	66.4	2.3				0.428
	24.3	67.7			0.1	2.4	0.359		27.4	67.1	2.4				0.408
	25.4	66.5	1.9			4.2	0.382		27.5	66.8	2.5			1.3	0.412
16	18.4	68.3	2.4			'-1.7	0.269		26.1	66	2.1				0.395
	16.9	76.1	0.7				0.222		20	68.2	5.8				0.293
	19	69.8	1.5				0.272		23.6	64.3	6		0.2	6.2	0.367
	19.8	69	0.6				0.287	34	7.1	55.1	5.8	2.3	17.8	9.3	0.129
	21	69.1	0.7				0.304		24.6	65	1.1			1.4	0.378
	19.4	70.1	0.2	0.1		0.8	0.277		29.3	58.3	2				0.502
20	18.1	64.7	3.8				0.28		23.6	60.4	1.1				0.391
	17.9	70.4	3.9				0.255		22.6	63.4	1				0.356
	17.6	69.9	6			1.7	0.25		22.5	65.3	1				0.345
	18.4	67.7	4.1			3.2	0.272		22.1	64.6	1				0.342
	21.8	63.8	6			3.3	0.342	50	26.1	67.5	1.9			1.3	0.387
	18.2	69.9	0.1				0.26		22.1	70	0.9	0.5		2	0.316
	10.3	55.1	8.2	1.9	18.7	6	0.19		21.6	71.4	1.5	0.2		2.2	0.303
	16.5	60.9	4.6				0.27		19.3	71.5	2.5	0.8		4.5	0.27
	18.2	66.6	4.5				0.273		21.9	72.5	1.5	0.1		2.2	0.302
	16.3	68.8	3.9				0.237		17.3	73.6	2.3	0.4		6	0.235
	17	69.2	4.1				0.246	52	20.4	71.9	1.9				0.284
									24.2	67.6	2			0.9	0.358
22	23.2	72.8	0.5				0.319		25.1	68	1.5			0.9	0.369
	20.3	70.3	0.5				0.289		25	68.6	1.9			0.9	0.364
	20.6	70.2	1.4	0.2		0.5	0.293		25.4	65.2	1.6				0.39
	19.7	70.8	0.7				0.278		25.4	65.4	1.5				0.388
	20.3	71.7	0.8				0.283		25	67.8	1.5			0.9	0.369
	21.4	71.7	1.4	0.2		0.5	0.298		25.5	67.6	2.7			1	0.377
	22.5	70.2	0.9	0.2		0.6	0.321		25.5	65.7	3.3			1.3	0.388
	22.1	66.5	1.4	0.2		0.6	0.332		27.5	62.6	3.1			1.5	0.439
	22.5	66.1	1.6				0.34	56	24.9	66.9	2.3			0.9	0.372
	23.2	67.5	1.5	0.2		0.6	0.344		22.7	66.1	4.2			2.7	0.343
	22.5	66.7	1.2				0.337		21.8	66	4.2			2.4	0.33
27	18	68.6	6.3				0.262		21.6	64.9	4			2.4	0.333
	20.6	66.6	5.8				0.309		21.6	66.4	4.2			2.6	0.325
	20.4	67.3	5				0.303		21	67.3	4.1			2.3	0.312
	25.1	63.9	5			1.1	0.393		21.8	68.1	4			2.4	0.32
	19.1	67.1	2.5			2.1	0.285	59-1	22	68.6	3.4				0.32
	18.3	49.1	3.8				0.373		16.4	72.4	0.1				0.227

Таблица 3. Результаты микрозондового анализа

ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 1 2004

Ν	TiO ₂	FeO*	MgO	MnO	$Cr_{2}0_{3}$	$A1_{2}0_{3}$	TiO ₂ /FeO*	N	TiO ₂	FeO*	MgO	MnO	$Cr_{2}0_{3}$	$A1_2O_3$	TiO ₂ /FeO*
	16.8	71.6	0.8	1.2		1	0.235		26.4	63	2.7			1.8	0.419
	16.8	71.7	0.8				0.234		26.6	66.6	2.6				0.399
	15.3	73.6	0.1	1.2		0.4	0.208	68	27.1	62.8	2.4			2	0.432
	18.8	68.7	0.2	1.2		0.7	0.274		27.9	66.8	2.2			2.2	0.418
	21.8	69.9	0.2				0.312		27.2	65.2	2.3			2.1	0.417
62	19.7	69.1	0.3				0.285		26.8	66.1	2.5				0.405
	24.6	68.1	6.1			1	0.361		27	66	2.1				0.409
	15.8	76.1	7.1	0.1		1.4	0.208		28.4	67.2	2			2.2	0.423
	12.7	69.5	7.1				0.183		27.3	63.3	2.3			2.8	0.431
	12	68.3	7.1	0.1		1.4	0.176		28	62.5	2.5			2.2	0.448
	7	69.8	10.3				0.1		26	62	2.3			2.3	0.419
	9.9	73.2	6.3				0.135		25.1	64.5	2.2			2.2	0.389
	29.6	52.1	6.8			0.4	0.568	71	27.7	61.6	2.3			2.2	0.45
	24.5	58.3	8.3				0.42		20.4	63.4	3.5				0.322
	24.6	58	7				0.424		21.1	64.5	2.9				0.327
67	21.5	58.8	6.1	0.2		1.6	0.366		22.3	67.6	4			2	0.33
	26.1	67.1	2.7			1.3	0.389		20.1	67.3	4.7			2.1	0.299
	26	63.1	2.2			1.3	0.412		22.2	68.1	4			4.3	0.326
	26.9	61.5	2.4			2	0.437		20.1	69.1	2.9			2.1	0.291
	25.6	63	2.3			2.3	0.406		22.1	69.3	4.2			2	0.319
	24.5	67.1	2.3			2.1	0.365		22.3	67.2	2.9				0.332
	27.8	63.1	2.3			2.2	0.44		21.2	68.3	3.1				0.31
	26.9	62.1	1.3			3.1	0.433								

Таблица 3. Окончание

N - номер образца.

случае над областью развития плюмового магматизма формирование магм происходило на трех уровнях: более глубинном, при давлениях 25-30 кбар (более 70 км), когда происходит формирование оливинов титаномагнетитов и хромистой шпинели, промежуточном, где формируются титаномагнетиты с точками Кюри порядка 100°С, соответствующих давлению 17-20 кбар, и менее глубинном, когда формируются титаномагнетиты с T_c порядка 200°С, определяющиеся глубиной последнего равновесного состояния магм (14-16 кбар). В последнем случае это может быть как периферический очаг, так и некое промежуточное положение в случае медленного продвижения магмы, сопровождаемое ее кристаллизацией. Подобный механизм формирования расплавов на разных глубинных уровнях в районах мантийных плюмов уже предлагался: о. Буве [Диденко и др., 1999; Didenko et al., 2001], где наблюдалось двумодальное распределение точек Кюри (130 и 230°С) и двумодальное распределение отношения TiO_3 /FeO* в титаномагнетитах, Байкало-Монгольский регион [Диденко и др., 2002], где наблюдалось, как в данном случае, трехмодальное распределение и температур Кюри, и составов титаномагнетитов. Следовательно, полученный в данной работе результат имеет не региональное, а глобальное значение, и этот факт, в какой-то мере, может служить характерным признаком магматизма мантийных плюмов.

20



Рис. 4. Гистограмма распределения средних значений TiO₂/FeO* по образцам.



Рис. 5. Зависимость средних значеный составов титаномагнетитов от разности измеренных и расчетных точек Кюри.

ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 1 2004

Учитывая петромагнитные данные и последние данные по изотопии гелия в базальтах острова Тенерифе [Грачёв, Каменский, 2001], а также изотопные характеристики мантийных источников [Салтыковский и др., 2002] можно с уверенностью говорить о наличии плюмового компонента в магматизме Канарских островов.

По результатам микрозондового анализа были вычислены средние значения отношения TiO₂/FeO* для каждого исследованного этим методом образца (табл. 1). По диаграмме зависимости точки Кюри (T_{e}) от отношения TiO₂/FeO* [Haгата, 1965] определялись расчетные температуры Кюри состава первичного титаномагнетита. Далее вычислялась разница между измеренными точками Кюри и расчетными и строилась зависимость - состав титаномагнетита - (Т, изм. - Т, расч.) (рис. 5). Получилась любопытная картина: чем больше титана в титаномагнетите, тем больше степень однофазного окисления, причем коэффициент положительной корреляции равен 0.91. Чтобы в этом разобраться, обратимся к рис. 6, на котором вместо отношения титана к суммарному железу отношение двухвалентного железа к сумме двух- и трехвалентного. Из рис. 6 видно, что чем больше двухвалентного железа, тем больше степень окисления титаномагнетитов, причем R = 0.9. То есть чем больше ульвошпинели, тем больше степень окисления. Поскольку высокотитанистые титаногнетиты образовались на больших глубинах, возможно, начальное окисление происходило уже на глубине за счет связанной воды, но это пока только догадки.



Рис. 6. Зависимость FeO/FeO + Fe₂O₃ от разности измеренных и расчетных точек Кюри.

выводы

Полученные петромагнитные и микрозондовые данные позволяют установить следующие особенности, характерные для мантийных плюмов.

1. По результатам анализа петромагнитных и микрозондовых данных можно говорить о наличии плюмового компонента в магматизме острова Тенерифе.

2. Наличие модальности в точках Кюри и составах титаномагнетитов и, следовательно, наличие разноглубинных магмовых очагов.

3. С повышением титана в титаномагнетитах увеличивается степень однофазного окисления. Это становится понятным, если учесть, что в высокотитанистых титаномагнетитах количества двухвалентного железа больше, чем в низкотитанистых.

4. Относительно низкая корреляция между магнитной восприимчивостью и намагниченность насыщения. Для базальтов о. Тенерифе R = 0.74, Байкало-Монгольского региона R = 0.7, для вулканитов тройного сочленения Буве R = 0.69.

5. Высокие значения естественной остаточной намагниченности (J_n) , по-видимому, связаны с высоким содержанием титана и железа в титаномагнетитах.

6. Повышенное количество хрома в титаномагнетитах некоторых базальтов вместе с наличием зерен титаномагнетита с хромитовым ядром. Такое наблюдалось и в вулканитах мантийных плюмов о. Буве, островов Зеленого Мыса, Байкало-Монгольского региона [Диденко и др., 1999; Тихонов и др., 1997; Диденко и др., 2002]. Повидимому, это связано с определенной спецификой формирования расплавов в мантийных плюмах.

Авторы выражают признательность А.Ф. Грачёву за предоставленную коллекцию, ценные советы и замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бураков К.С., Гапеев А.К., Диденко А.Н. Магнитные свойства магматических пород. Строение разлома островов Зеленого Мыса. Центральная Атлантика / Под ред. Пущаровского Ю.М. М.: 1989. С. 146-161.

Грачёв А.Ф., Новицкий И.П., Друбецкой Е.Р., Аранья В. Геодинамика вулканизма Канарских островов в свете новых петрохимических и изотопно-геохимических данных. Ультраосновные ксенолиты базальтовых магм. М.: Наука. 1992. С. 50-61.

Грачёв А.Ф. Канарские острова - горячая точка или мантийный плюм? // Физика Земли. 2001. № 11. С. 28-39.

Грачёв А.Ф., Каменский ИЛ. Изотопия гелия в базальтах острова Тенерифе. Геохимия магматических пород. XX Всероссийский семинар по щелочному магматизму. М.: ГЕОХИ. 2001.

Диденко А.Н. Изучение состава титаномагнетитов из базальтов трансформного разлома островов Зеленого Мыса (Центральная Атлантика) // Докл. РАН. 1992. Т. 309. С. 667-669.

Диденко А.Н., Пейве А.А., ТихоновЛ.В. Петромагнитные и петрологические вариации вдоль Срединно-Атлантического и Юго-Западного Индийского хребтов в районе тройного сочленения Буве // Физика Земли. 1999. № 12. С. 47-66.

Диденко А.Н., Тихонов Л.В., Цельмович А.В. Петромагнетизм кайнозойских базальтов Центральной Азии. Международный симпозиум "Мантийные плюмы и металлогения". 2002. С. 86-90.

Ногата Т. Магнетизм горных пород. М.: Мир. 1965. 348с.

Овчинникова Г.В., Беляцкий Б.В., Левский Л.К. и др. Sr-Nd-Pb изотопные характеристики мантийных источников базальтов Канарских островов // Петрология. 1995. Т. 3. № 2. С. 195-206.

Печерский Д.М., Багин В.И., Бродская С.Ю., Шаронова З.В. Магматизм и условия образования изверженных горных пород. М.: Наука. 1975. 288 с.

Печерский ДМ., Золотарёв Б.П., ТихоновЛ.В. Магнетизм базальтов Атлантики // Физика Земли. 1979. № 12. С. 67-84.

Салтыковский А.Я., Титаева Н.А., Геншафт Ю.С. Изотопные характеристики мантийных источников базальтовых магм Канарского архипелага // Вулканология и сейсмология. 2002. № 4. С. 31-38.

ТихоновЛ.В., Гапеев А.К., Цельмович В.А. Магнетизм щелочных вулканитов островов Зеленого Мыса // Физика Земли. 1997. № 9. С. 46-54.

ТихоновЛ.В., Диденко А.Н., Цельмович ВА. Петромагнетизм кайнозойских базальтов Байкало-Монгольского региона // Физика Земли. 2003. № 10. С. 66-77.

Azana V., Ortiz R. The Canary Islands: Tectonics, Magmatism and Geodynamic Framework. In: Magmatism in Extensional Structure Settings. Berlin. Springer-Verlag. 1991. P. 209-249.

Didenko A.N., Tikhonov L.V., Peyve AA. Magnetic petrology and variations of basalts along Mid-Oceanic Ridge near Bouvet Triple Junction. InterRidge News. 2001. V. 10(1). P. 41-44.