

## ФИЗИКА ЗЕМЛИ, АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ

**Палеонапряженность геомагнитного поля в последние полмиллиона лет в районах Красного моря и юга Срединно-Атлантического хребта**В. И. Максимочкин<sup>1,а</sup>, Ж. Р. Мбеле<sup>1</sup>, В. И. Трухин<sup>1</sup>, А. А. Шрейдер<sup>2</sup><sup>1</sup>Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, физический факультет, кафедра физики Земли. Россия, 119991, Москва, Ленинские горы, д. 1, стр. 2.<sup>2</sup>Институт океанологии имени П. П. Ширшова РАН.

Россия, 117997, Москва, Нахимовский просп., д. 36.

E-mail: <sup>а</sup>maxvi@physics.msu.ru

Статья поступила 03.06.2010, подписана в печать 22.06.2010

Проведено определение палеонапряженности геомагнитного поля ( $H_a$ ) по остаточной намагниченности базальтов рифтовой зоны Красного моря (возраст 0.5 млн лет) и юга Срединно-Атлантического хребта (САХ) (возраст 0.1–0.3 млн лет) с использованием стандартной методики Телье. Для этой цели были отобраны образцы, естественная намагниченность (NRM) которых была в основном однокомпонентна, а измеренные точки Кюри титаномагнетитовой фракции ( $T_C = 205–250^\circ\text{C}$ ) были близки к расчетным. Использовались также образцы с  $T_C \approx 580^\circ\text{C}$ . Было показано, что NRM базальтов с высокой точкой Кюри имеет, так же как и NRM образцов с низкой  $T_C$ , термооста-точную природу. Исследования показали, что закон независимости и аддитивности парциальных термоостаточных намагниченностей (PTRM) на образцах коллекции выполняется с погрешностью не более 6%, а погрешность определения поля образования TRM с использованием диаграммы Арай–Нагаты составляет не более 10%. Величина  $H_a = 32$  А/м, определенная по NRM базальтов юга САХ, оказалась примерно равна современной напряженности геомагнитного поля ( $H_E$ ) в этом районе. В районе Красного моря (возраст 500 тыс. лет)  $H_a = 77.5$  А/м, что в 2.5 раза больше  $H_E$ . Предполагается, что во время образования базальтов рифтовой зоны Красного моря в этом районе находился геомагнитный полюс, а виртуальный дипольный момент ВДМ был на 35% выше современного значения.

*Ключевые слова:* геомагнитное поле, палеонапряженность, базальты, метод Телье.

УДК: 550.384. PACS: 91.25.-г, 91.25.N-, 91.25.Ng.

**Введение**

Известно, что магнитный момент и напряженность магнитного поля Земли изменяются со временем. За последние 450 лет величина дипольного магнитного момента Земли уменьшилась почти на 20% [11].

Главное геомагнитное поле (ГГМП) определяется как поле, полученное усреднением измеренных величин поля по временному интервалу свыше года и по площади более  $10^6$  км<sup>2</sup>. Международным стандартом ГГМП является международное эталонное геомагнитное поле (МЭГМП) [4]. Однако уже в конце XVI в. был сделан вывод о том, что хорошей аппроксимацией ГМП является поле диполя, расположенного в центре Земли и направленного по оси ее вращения. Согласно теории ГМП Гаусса [11], первые три члена в бесконечном ряде Гаусса описывают поле наклоненного к оси вращения Земли диполя. Геомагнитный диполь, определенный по измерениям напряженности магнитного поля на поверхности Земли в одной точке, называется виртуальным диполем, а соответствующие геомагнитные полюса — виртуальными полюсами. Эти понятия широко используются в палеомагнетизме. Изучая палеомагнетизм горных пород, можно оценить величины виртуального дипольного момента в прошлые геологические эпохи. Многочисленные данные определения ВДМ, известные

из литературы, свидетельствуют о его существенных вариациях во времени [7, 9].

С целью изучения распределения ВДМ во времени в последние годы была создана интернациональная база данных IAGA Paleointensity Database (IPB) на сайте Геофизического центра в г. Боулдер (Колорадо) [15]. Эта база с учетом дополнительных сведений из базы данных обсерватории Борок [12] и дополненная данными исследований [16, 17] включает в себя 3203 значений ВДМ. Результаты определения ВДМ за последние 2 тыс. лет и 150 тыс. лет представлены на рис. 1. Из этих данных видно, что даже для относительно молодых пород результаты определения ВДМ могут отличаться от современного его значения в два раза, а среднее значение величины ВДМ, например, 2.5 тыс. лет назад было примерно в 1.5 раза выше современного значения.

Цель настоящей работы состоит в определении древнего магнитного поля Земли ( $H_a$ ) по величинам естественной остаточной намагниченности ( $I_n$ ) базальтов рифтовых зон Красного моря и южной части Срединно-Атлантического хребта (САХ).

**1. Объекты исследования**

Для определения напряженности древнего геомагнитного поля Земли были исследованы образцы ба-

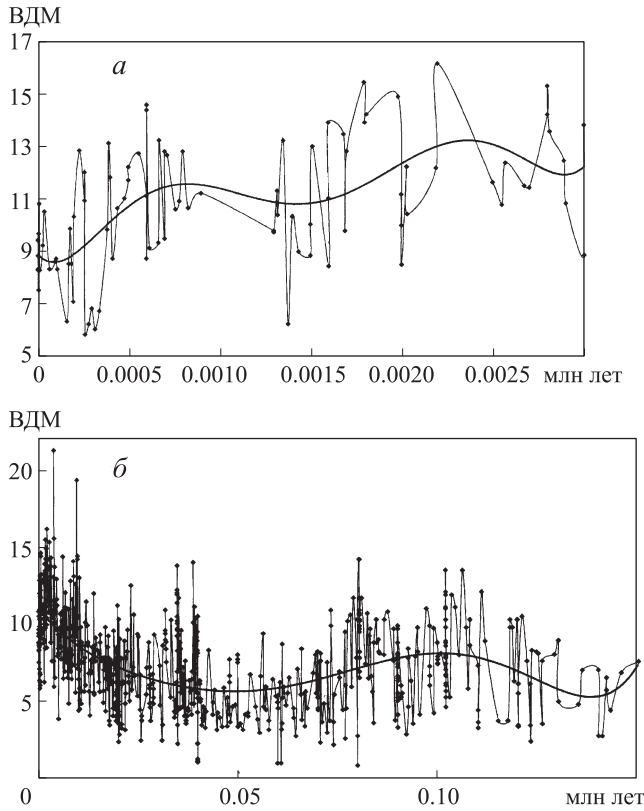


Рис. 1. Изменение ВДМ Земли со временем по данным Геофизического центра в г. Болдер (штат Колорадо)

зальтов (№ 53-4, 57, 62-3, 65-1, 66-4, 68-2, 71-3, 72-5), отобранных со дна Красного моря с помощью подводного обитаемого аппарата «Пайсис» в экспедиции Института океанологии АН СССР им. П. П. Ширшова

(1980 г.) в районе рифтовой зоны с координатами 17° 56'–18° с.ш. и 40° 04'–40° 06' в.д. Возраст исследованных базальтов Красного моря согласно [8] не превышает 0.5 млн лет. Информация о магнетизме рифтовой зоны Красного моря приведена в работе [5].

Были также исследованы образцы базальтов с юга САХ (образец № 51-3, координаты отбора 54° 40' ю.ш., 1° 00' з.д.), и хребта Буве (образцы № 30-18, 31-37, координаты отбора 54° 00' ю.ш., 3° 30' в.д.), добытые экспедицией на НИС «Академик Николай Страхов» (18-й рейс) в 1994 г. Магнетизм базальтов юга САХ и хребта Буве довольно подробно описан в работе [6], их возраст составляет от 0.1 до 0.3 млн лет (табл. 1).

Напряженность магнитного поля, рассчитанная с помощью международной модели геомагнитного поля IGRF/DGRF [18] для 2000 г., в области хр. Буве равна  $H_C = 28.4$  А/м, в районе отбора исследованных нами образцов Красного моря (40° 06' в.д., 17° 56' с.ш.)  $H_E = 30.7$  А/м.

### 2. Приборы и методика экспериментов

Измерения величины и направления остаточной намагниченности образцов относительно выбранной системы координат при комнатной температуре проводились на магнитометре JR-6. Величина магнитной восприимчивости  $\chi$  измерялась на приборе KLY-2. Точка Кюри определялась по температурной зависимости магнитной восприимчивости  $\chi(T)$  на приборе МФК1-А с термоприставкой CS-3, а также по зависимости намагниченности  $I(T)$  в поле  $H = 0.24$  Тл с помощью вибрационного магнитометра. Температуры блокирования определялись по кривой разрушения  $I_n(T)$  и  $I_{rs}(T)$ .

Гистерезисные и термомагнитные свойства, а также кривые нормального намагничивания исследовались на вибрационном магнитометре ВМА-1 [2]. Коэрцитивная

Таблица 1

Магнитные характеристики базальтов дна юга Атлантики и дна Красного моря

Образец	$I_n$ , А/м	$\chi$ , $\times 10^{-2}$ , ед. СИ	$Q_n$	$I_{rs}/I_s$	$H_C$ , мТл	$H_{cr}/H_C$	$T_C$ , °С	$T_{50\% I_n}$	$T_{b, \max}$ , °С	$H_a$ , А/м	Возраст, млн. лет
30-18(2) <sup>1</sup>	4.6	1.3	12.5		—	—		160	174	22	0.1
31-37(2) <sup>1</sup>	17.8	0.89	70		14.5	1.38		175	270	32	0.2
51-3(1) <sup>2</sup>	28.9	0.98	104		29.3	1.29		200	291	33	0.3
53-4 <sup>3</sup>	47	0.39	392		56	1.34		347	470		Не более 0.5 млн лет
57 <sup>3</sup>	39.9	0.4	325		44	1.27		346	477	89	
62-3(5) <sup>3</sup>	66.5	0.45	481		75	1.67		375	360		
65-1(3) <sup>3</sup>	53.6	0.22	794		45.2	1.54		345	570	76	
66-4(4) <sup>3</sup>	107.8	1.32	266	0.35–0.5	24	1.23	280 470 580	280	362		
68-2(6) <sup>3</sup>	70.3	1.22	188		20	1.25		260	361		
71-3(5) <sup>3</sup>	52	1.61	105	0.35	16	1.25	250	250	350	79	
72-5(5) <sup>3</sup>	64.7	1.9	111	0.29	14	1.28	205	240	320		
65-3(1) <sup>3</sup>	23	0.38	223	0.22	34	1.35					
65-3(8) <sup>3</sup>	55.7	0.64	318	0.28							
65-2 <sup>3</sup>	9.1	1.58	213	0.19	24.7	2.1	480 580	420	540	77.5	

<sup>1</sup> Базальты хребта Буве. <sup>2</sup> Базальты юга САХ. <sup>3</sup> Базальты Красного моря.

( $H_C$ ) и остаточная коэрцитивная ( $H_{Cr}$ ) силы определялись по «спинке» размагничивания петли гистерезиса после предварительного намагничивания образца в поле 0.4 Тл. С помощью микроверметра по методу Вейса и Форрера измерялась намагненность насыщения ( $I_s$ ). Для оценки вклада парамагнитной части в определение величины  $I_s$  снималась зависимость  $I(H)$  и производилась корректировка на парамагнитную составляющую путем вычитания линейной компоненты  $I(H)$  из полного сигнала.

С помощью вибрационного термомагнитометра ВМА-1 измерялись также кривые разрушения остаточной намагненности насыщения при нагреве в про-

странстве, ограниченном двухслойным экраном из пермаллоя.

### 3. Результаты исследований

#### 3.1. Компонентный состав и стабильность $I_n$ (NRM)

Как известно, одним из этапов палеомагнитных исследований является оценка компонентного состава естественной остаточной намагненности  $I_n$ , которую осуществляют путем контроля за направлением вектора остаточной намагненности при терморазмагничивании  $I_n$  (вектор Зейдервильда) (рис. 2). Среди образцов базальтов Атлантики были выбраны образцы,  $I_n$  которых в основном однокомпонентна (рис. 2, а,

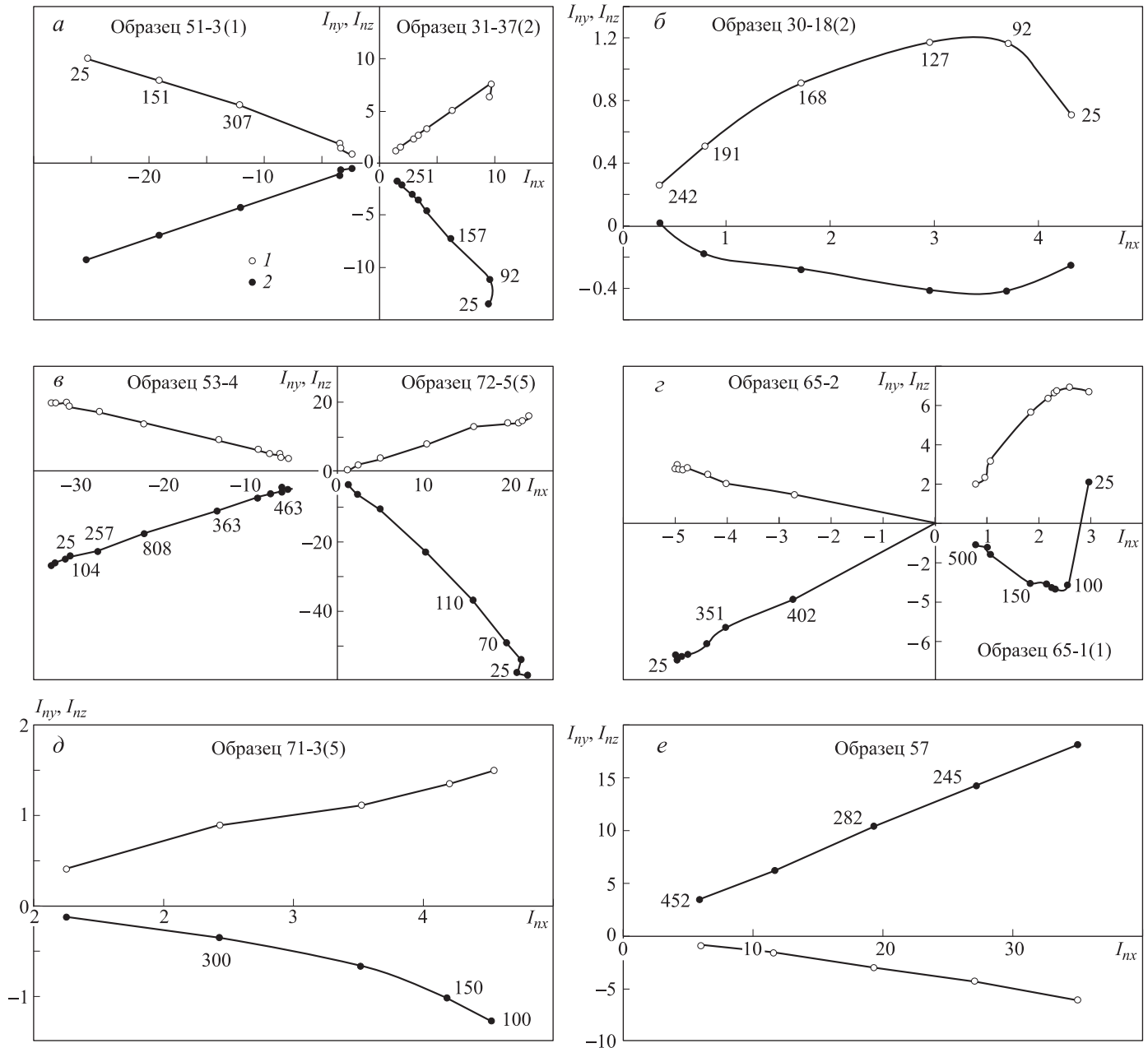


Рис. 2. Диаграммы Зейдервильда, полученные при терморазмагничивании образцов из естественного состояния. Цифры около точек показывают, до какой температуры нагревался образец в цикле. а — Образцы базальтов с хребта Буве. Слева — образец 51-3(1), справа — образец 31-37(2). б — Образец базальта 30-18(2) с юга САХ. в — Образцы базальтов Красного моря. Слева — образец 53-4, справа — образец 72-5(5). г — Образцы базальтов Красного моря. Слева — образец 65-2, справа — образец 65-1(1). д, е — Образцы базальтов Красного моря 71-3(5) и 57. 1 — Проекция намагненности на плоскость  $xy$ . 2 — Проекция намагненности на плоскость  $xz$

№ 51-3, 31-37), либо вторая компонента вносила незначительный вклад в  $I_n$  и размагничивалась уже после нагрева до  $T \approx 100^\circ\text{C}$  (рис. 2, б, № 30-18);  $I_n$  некоторых образцов базальтов Красного моря также была однокомпонентна (рис. 2, в-е, № 72-5, 53-4, 65-2, 57). Другая группа образцов (рис. 2, г, д, № 65-1, 71-3) предварительно подвергалась термочистке. Причем оказалось, что максимальная температура нагрева, после которой прекращался разворот вектора Зейдервильда, изменялась для разных образцов от 100 до  $300^\circ\text{C}$ . Образцы со значительным разворотом вектора Зейдервильда при терморазмагничивании были забракованы. Стабильность  $I_n$  при терморазмагничивании значительно различалась на разных образцах (рис. 3). Сопоставление данных, представленных на рис. 2 и 3, показывает, что после завершения разворота вектора Зейдервильда при терморазмагничивании образцов величина остаточной намагниченности уменьшалась не более чем на 5%.

Температура размагничивания  $I_n$  на 50% ( $T_{50\% I_n}$ ,  $^\circ\text{C}$ ) у образцов базальтов Красного моря (рис. 3 и табл. 1) колебалась примерно от 240 до  $420^\circ\text{C}$ . Среди исследованной коллекции базальтов Красного моря были обнаружены образцы,  $I_n$  которых разрушалась только после нагрева до температуры, равной точке Кюри магнетита ( $580^\circ\text{C}$ ). Например,  $I_n$  образцов № 65-2, № 65-1 при нагреве до  $550^\circ\text{C}$  разрушилась только на 95%, а  $I_n$  образца № 65-1 — на 80%.

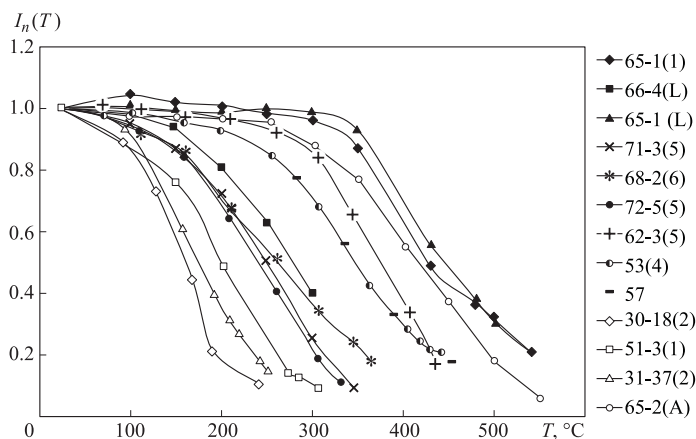


Рис. 3. Кривые разрушения  $I_n$  в относительных единицах при терморазмагничивании образцов базальтов Красного моря и южной Атлантики

Сравнение магнитных характеристик исследованных базальтов Атлантики и Красного моря показывает следующее. Максимальная температура блокирования  $T_{b \max}$  базальтов Красного моря, определенная по разрушению остаточной намагниченности насыщения  $I_{rs}$  при нагреве образцов, изменялась от  $320$  до  $570^\circ\text{C}$ . Исследованные образцы имели довольно высокие величины естественной остаточной намагниченности ( $I_n = 39.9-107.8$ ) и параметра Кенигсбергера ( $Q_n = 105-794$ ).

Образцы базальтов юга САХ имели меньшие величины  $I_n = 4.6-28.9$  А/м,  $Q_n = 12.5-109$  и  $T_b < 290^\circ\text{C}$ , чем базальты Красного моря. Они также характеризовались меньшей стабильностью  $I_n$  при терморазмагни-

чивании образцов. Температура 50%-го размагничивания  $I_n$  колебалась примерно в пределах  $160-200^\circ\text{C}$ , 90%-го размагничивания — в пределах  $250-300^\circ\text{C}$ . Максимальная блокирующая температура, определенная по  $I_{rs}(T)$ , колебалась от  $174$  до  $291^\circ\text{C}$  (табл. 1).

### 3.2. Фазовый состав ферромагнитных зерен

Стабильность  $I_n$  при терморазмагничивании в значительной степени определяется величиной точки Кюри ферромагнитных фаз — носителей NRM. Измерение точки Кюри ферромагнитных фаз проводилось по кривым зависимости магнитной восприимчивости от температуры  $\chi(T)$ . Как видно из рис. 4 на некоторых образцах довольно уверенно определялась преобладающая фаза с низкой точкой Кюри  $T_C = 225-250^\circ\text{C}$  (образцы № 72-5, 71-3). На образце № 65 были обнаружены две фазы с  $T_{C1} = 480^\circ\text{C}$ , и  $T_{C2} = 580^\circ\text{C}$ . На образцах № 66-4 по кривым  $\chi(T)$  можно было выделить даже три фазы с  $T_{C1} = 280^\circ\text{C}$ ,  $T_{C2} = 470^\circ\text{C}$ ,  $T_{C3} = 580^\circ\text{C}$ .

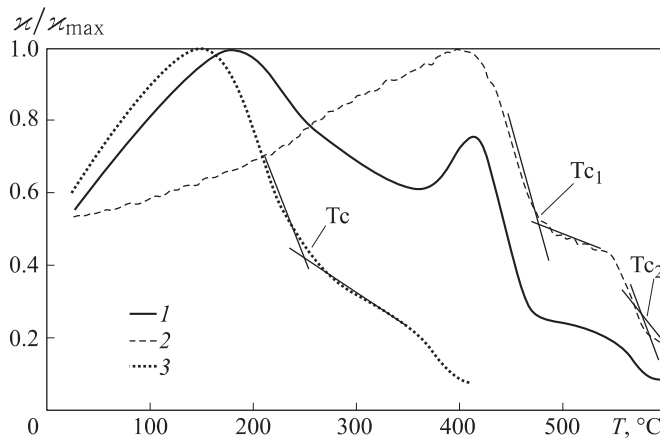


Рис. 4. Зависимость  $\chi/\chi_{\max}$  образцов базальта Красного моря от температуры: 1 — 66-4, 2 — 65-2, 3 — 71-3(5)

Сравнение величин  $T_C$  и  $T_{50\% I_n}$  (см. табл. 1) показывает, что в большинстве случаев после нагрева образцов до точки Кюри низкотемпературной магнитной фазы размагничивается не более 50% естественной остаточной намагниченности, т. е. примерно 50%  $I_n$  связана с низкотемпературной фазой. Можно предположить, что эта часть намагниченности является первичной.

На отдельных образцах, как с низкой (обр. № 71-1, 72-5), так и с высокой точкой Кюри (обр. № 66-4, 65-3), был проведен электронно-зондовый анализ ферромагнитных зерен. Согласно этим данным, ферромагнитная фракция базальтов Красного моря представлена шпинелидами, зерна которых имеют дендритную структуру. Содержание  $\text{TiO}_2$  по образцам колебалось от 11.63% до 17.66% (табл. 2). В отдельных пробах было обнаружено небольшое содержание  $\text{MgO}$  (0.43%) и  $\text{MnO}$  (0.46%). Содержание ульвошпинели ( $x$ ) в предположении, что зерна состоят из титаномагнетитов стехиометрического состава  $x\text{Fe}_2\text{TiO}_4 (1-x)\text{Fe}_3\text{O}_4$ , колебалось от  $x = 0.34$  до  $x = 0.55$ . Расчетная точка Кюри ( $T_C^{\text{calc}}$ ) при использовании зависимости  $T_C = f(x)$  [3] колебалась от  $205$  до  $330^\circ\text{C}$  (табл. 2).

На образцах 71-3 и 72-5 измеренная точка Кюри ( $T_C$ ) оказалась близка к  $T_C^{\text{calc}}$  (см. табл. 1 и 2).

Таблица 2

**Геохимические характеристики зерен шпинелидов, входящих в состав базальтов красноморского рифта**

Образец	Состав, мас. %										$x^*$	$T_C^{calc}$ , °C
	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	CaO	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	FeO	ZnO	Сумма		
66-4L	0.25	3.36	4.04	0.59	16.47	0.00	0.00	69.89	0.00	94.60	0.494	210
66-4L	0.26	2.61	2.24	0.27	17.66	0.00	0.39	71.04	0.66	95.15	0.514	205
71-3(4)	0.00	2.43	0.65	0.28	17.06	0.00	0.00	73.26	0.00	93.69	0.500	210
71-3(4)	0.43	3.40	5.69	0.65	14.06	0.00	0.46	69.12	0.39	94.19	0.424	275
71-3(4)	0.35	2.43	0.79	0.32	19.29	0.00	0.44	70.92	0.53	95.07	0.554	180
65-3(1)	0.00	2.74	3.05	0.50	13.31	0.00	0.00	75.70	0.00	95.30	0.393	295
65-3(1)	0.26	2.50	1.91	0.43	11.63	0.00	0.00	76.94	0.67	94.34	0.343	330
65-3(1)	0.43	2.98	7.54	1.27	12.23	0.00	0.00	72.08	0.00	96.54	0.375	300
65-3(8)	0.00	2.45	1.90	0.70	14.76	0.00	0.36	74.31	0.00	94.49	0.429	275
65-3(8)	0.00	2.56	2.29	0.49	13.17	0.00	0.41	76.68	0.42	96.02	0.377	300
65-3(8)	0.22	2.35	2.56	0.43	14.39	0.00	0.00	74.14	0.53	94.64	0.428	275
72-5	0.00	2.45	1.80	0.35	16.43	0.62	0.62	78.36	0.00	100.0	0.491	210

\* Доля ульвошпинели в твердом растворе титаномагнетита.

Очевидно, что на образцах имеющих невысокие точки Кюри, большая часть  $I_n$  является первичной.

Согласно данным термомагнитного анализа, за магнитные свойства базальтов № 65-1 и № 65-2 отвечают ферримагнитные фазы с точками Кюри 480°С и 580°С. Однако микронзондовый анализ показал, что в ферримагнитных зернах содержится большое количество TiO<sub>2</sub> (от 11.63% до 14.76%). Титаномагнетит стехиометрического состава с таким содержанием TiO<sub>2</sub> должен иметь точки Кюри  $T_C = 275-330^\circ\text{C}$  [3]. Наличие магнетитовой точки Кюри при большом содержании TiO<sub>2</sub> свидетельствует о том, что исходный титаномагнетит в этих базальтах гетерофазно окислен. Отсутствие разворота вектора Зейдервильда на этих образцах при высоких температурах свидетельствует о совпадении направления остаточной намагниченности образованной на магнитных фазах с разными точками Кюри.

Если фазы с высокими точками Кюри образовались на стадии формирования базальта, т. е. при  $T > 600^\circ\text{C}$ , то естественная намагниченность магнетитовой фазы будет иметь термоостаточную природу, а магнитные свойства соответствовать высокотемпературному состоянию. Если высокотемпературная фаза образовалась при  $T < T_C (T_b)$ , то  $I_n$  должна иметь химическую природу, а магнитные свойства соответствовать низкотемпературному состоянию. Для доказательства справедливости того или иного утверждения сравнивались коэрцитивные спектры нормального намагничивания [1], полученные из различных состояний (см. рис. 5). Почти полностью подобны коэрцитивные спектры нормального намагничивания из абсолютно нулевого состояния (АНС) и из состояния  $I_{rT}$ . Спектр нормального намагничивания из нулевого состояния (НС), соответствующий низкотемпературному происхождению, существенно отличается от спектров, полученных из АНС и из состояния  $I_{rT}$ , отвечающим высокотемпературному происхождению. Спектры нормального намагничивания, полученные из естественного состояния, идут выше

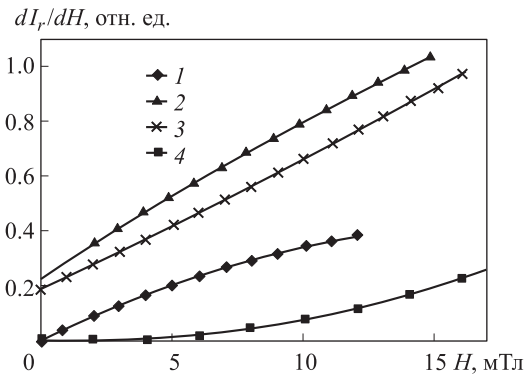


Рис. 5. Коэрцитивные спектры нормального намагничивания образца 65-1(2) из различных состояний: 1 — из естественного состояния с  $I_n$ ; 2 — из состояния АНС; 3 — из состояния  $I_{rT}$ ; 4 — из НС-состояния

спектров, полученных из нулевого состояния, и более близки к спектрам нормального намагничивания из состояния  $I_{rT}$ . Такая закономерность наблюдалась как на образцах с низкой точкой Кюри, так и с высокой  $T_C (T_b)$ . Исходя из этого можно утверждать, что большая часть естественной остаточной намагниченности базальтов Красного моря, носителем которой является фаза, близкая к магнетиту, также имеет термоостаточную природу и является первичной. Тезис о том, что образование магнетитовой фазы в некоторых образцах базальтов Красного моря произошло на стадии их формирования, высказывался нами еще ранее в работе [5].

**3.3. Определение поля образования естественной остаточной намагниченности базальтов Красного моря и юга САХ методом Телье**

Определение поля образования естественной остаточной намагниченности базальтов было проведено методом Телье [18].

Критерием применимости этого метода является выполнение для изучаемых пород закона аддитивности и независимости парциальных термоостаточных намагниченностей, который, как известно [3], справедлив

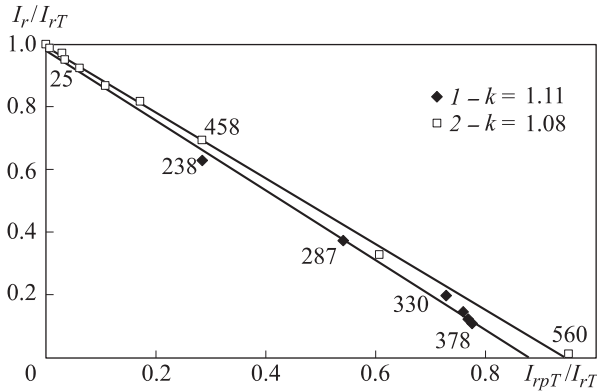


Рис. 6. Диаграмма Арай-Нагаты определения поля образования лабораторной термоостаточной намагниченности с применением метода Телье при  $H_{lab} = 80$  А/м: 1 — образец 71-3(5) и 2 — 65-2. Цифры около точек — максимальная температура нагрева образца в цикле

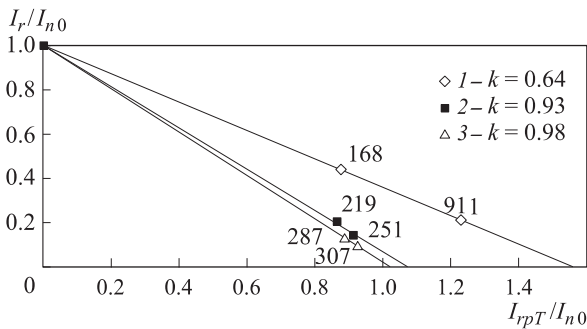


Рис. 7. Диаграмма Арай-Нагаты определения  $H_a$  образования остаточной намагниченности базальтов юга САХ с применением стандартного метода Телье: 1 — образец 30-18(2); 2 — 31-37(2), 3 — 51-3(1) ( $H_{lab} = 34$  А/м)

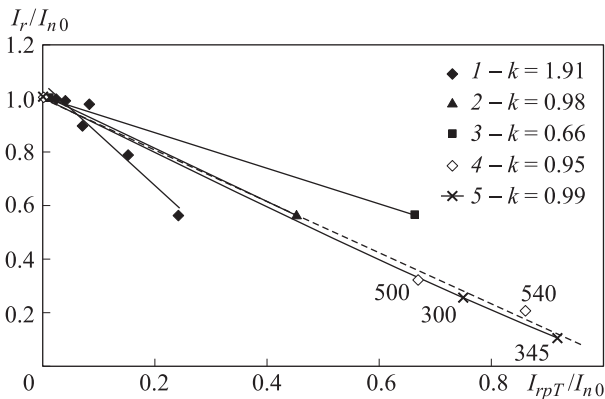


Рис. 8. Диаграмма Арай-Нагаты определения  $H_a$  образования естественной остаточной намагниченности базальтов рифтовой зоны Красного моря с применением стандартного метода Телье: 1-3 — образец 65-2,  $H_{lab} = 40$  А/м (1), 80 А/м (2), 120 А/м (3); 4 — образец 65-1,  $H_{lab} = 80$  А/м; 5 — образец 71-3,  $H_{lab} = 80$  А/м

только для однодоменных зерен. Как было отмечено выше, согласно электронно-зондовым исследованиям ферромагнитная фракция изученных базальтов представлена зернами шпинелидов с размерами от 1 до 5 мкм, которые имели дендритную структуру. Несмотря на довольно большой размер ферромагнитных зерен, их магнитное состояние оказалось близко к одно-

доменному. Об этом свидетельствуют согласно критерию [13] величины отношений  $H_{cr}/H_C = 1.23-2.08$  и  $I_{rs}/I_s = 0.35-0.75$  (см. табл. 1). Вероятно, это обусловлено довольно большим вкладом в свободную энергию зерен анизотропии формы, так как длина дендритов иногда достигала 40 мкм.

Термомагнитные исследования показали, что закон независимости PTRM для выбранной коллекции образцов довольно хорошо выполняется. Например, сумма парциальных термоостаточных намагниченностей для образца № 65-2 с большим, чем на других образцах, размером ферромагнитных зерен ( $H_{cr}/H_C = 2.08$  и  $I_{rs}/I_s = 0.35$ ), полученных в температурном интервале 20–550°С с шагом 50°С, всего на 6% больше термоостаточной намагниченности, полученной в том же интервале.

Работоспособность метода Телье определения палеонапряженности геомагнитного поля была проверена на созданной в лаборатории термоостаточной намагниченности TRM на образцах 71-3(5) и 65-2. Результаты эксперимента в виде графика Арай-Нагаты [3, 10] представлены на рис. 6. Определенная из этих данных величина магнитного поля оказалась на 5–10% больше величины поля образования TRM. Эта завышенная оценка поля образования TRM может быть связана с наличием в ферромагнитной фракции исследованных образцов псевдооднодоменных зерен [10].

Применение метода Телье для определения поля образования первичной остаточной намагниченности образцов базальтов Красного моря и юга САХ показало, что зависимость  $(I_{r/T}/I_{n0}) = f(I_r/I_{n0})$  на диаграмме Арай-Нагаты можно с достаточной точностью аппроксимировать линейной функцией (рис. 7 и 8). Для образцов южной Атлантики величина палеонапряженности геомагнитного поля, определенная как  $H_a = |k| \cdot H_{lab}$ , где  $k$  — коэффициент линейной аппроксимации данных на диаграмме Арай-Нагаты (рис. 7),  $H_{lab}$  — лабораторное поле, варьировалась от 22 А/м до 33 А/м (табл. 1). Вероятно, достоверность результата определения  $H_a = 22$  А/м на образце № 30-18 ниже, чем на образцах № 31-37 и 51-3, так как в первом случае наблюдалось небольшое вращение вектора  $I_n$  при терморазмагничивании (см. рис. 1, б). Таким образом, в районе хребта Буве 0.2–0.3 млн лет назад величина палеонапряженности геомагнитного поля  $H_a = 32-33$  А/м была довольно близка к современному значению ( $H_C = 28.4$  А/м).

Для образцов базальтов Красного моря коэффициент  $k$  на диаграмме Арай-Нагаты в случае образования  $I_{r/T}$  в поле  $H_{lab} = 40$  А/м оказался больше единицы (рис. 8), а в случае  $H_{lab} = 80$  А/м — близок к единице. Величина определений на трех образцах  $H_a$  базальтов Красного моря получилась равной 76–79 А/м, на одном образце — 89 А/м, т.е. примерно в 2.5 раза больше, чем современное ее значение в этом районе ( $H_C = 30.7$  А/м). Причем, как видно из табл. 1, результаты определения  $H_a$  как на образцах с низкой степенью окисления титаномagnetита (обр. № 71-3), так и с высокой степенью окисления (обр. № 65-1, 65-2) совпадают в пределах погрешности. Такое совпадение также свидетельствует в пользу выдвинутого нами ранее тезиса о том, что окисление титаномagnetита

образцов базальтов под № 65, отобранных из зоны нетрансформного смещения, произошло на стадии их формирования.

### Заклучение

На основании результатов лабораторных исследований можно утверждать, что палеонапряженность геомагнитного поля для района южной Атлантики 0.2–0.3 млн лет назад была всего на 10% больше современной напряженности геомагнитного поля в этом районе. Палеонапряженность  $H_a$  в районе Красного моря 0.5 млн лет назад была в 2.5 раза больше современной напряженности магнитного поля в этом районе. Можно предположить, что во время образования базальтов рифтовой зоны Красного моря магнитный момент Земли был значительно больше современного, если геомагнитная широта этого района оставалась неизменной. Однако известно, что положение магнитных полюсов относительно географических изменяется, поэтому можно выдвинуть вторую версию для объяснения полученного результата: во время образования исследованных базальтов геомагнитный полюс находился в районе Красного моря, а геомагнитный экватор, соответственно, в районе хребта Буве. Возможно также, что во время образования NRM красноморских базальтов в этом регионе существовала довольно интенсивная геомагнитная аномалия типа Восточно-Сибирской.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 10-05-00396-а).

### Список литературы

1. Белоконь В.И., Кочегура В.В., Шолло Л.Е. Методы палеомагнитных исследований горных пород. Л., 1973.

2. Максимочкин В.И., Трухин В.И., Гарифуллин Н.М., Хасанов Н.А. // Приборы и техника эксперимента. 2003. № 5. С. 1.
3. Нагата Т. Магнетизм горных пород, М., 1965.
4. Паркинсон У. Введение в геомагнетизм. М., 1986.
5. Трухин В.И., Максимочкин В.И., Жилыева В.А. и др. // Вестн. Моск. ун-та. 2007. № 5. С. 27.
6. Трухин В.И., Жилыева В.А., Шрейдер А.А. // Физика Земли. 2002. № 8. С. 6.
7. Шрейдер А.А., Шрейдер Ал. А., Варга П., Денис К. // Океанология. 2005. 45, № 5. С. 785.
8. Шрейдер А.А., Трухин В.И., Сычев В.А. и др. // Океанология. 1982. XXII, № 3. С. 439.
9. Щербаков В.П., Солодовников Г.М., Сычева Н.К. // Физика Земли. 2002. № 2. С. 26.
10. Щербакова В.В., Щербаков В.П., Виноградов Ю.К., Хайдер Ф. // Вестн. ОГГГН РАН. 1999. Электронный научно-информ. журн. № 4(6). [http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h\\_dgggms/4-98/tcherbakov.htm](http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/4-98/tcherbakov.htm)
11. Яновский Б.М. Земной магнетизм. Л., 1978.
12. Borokpint. <http://www.brk.adm.yar.ru/palmag/index/html>.
13. Day R., Fuller M., Schmidt V. // Physics Earth Planetary Interiors. 1977. 13, N 4. P. 260.
14. Pan Y., Hill M., Zhu R., Shaw J. // Geophys. J. Int. 2004. 157. P. 553.
15. Perrin M., Schnepf E. // Phys. Earth and Planet. Int. 2004. 147. P. 255.
16. Taki A., Shibuya H., Yoshihara A., Hamano Y. // Phys. Earth and Planet. Int. 2002. 133. P. 159.
17. Tarduno J., Cotterell R. // J. Geophys. Res. 2005. 110. P. B11101.
18. Thellier E., Thellier O. // Ann. Geophys. 1959. 15. P. 285.
19. Smith P. // Geophys. J. R. Astron. Soc. 1967. 12. P. 239.
20. [www.alexeypetrov.narod.ru/Fortran/igrf.html](http://www.alexeypetrov.narod.ru/Fortran/igrf.html)

### Paleointensity of geomagnetic field in last half-millions of years in areas of the Red Sea and the south of Middle Atlantic Ridge

V. I. Maksimochkin<sup>1,a</sup>, J. R. Mbele<sup>1</sup>, V. I. Trukhin<sup>1</sup>, A. A. Schreder<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Department of Physics of the Earth, Faculty of Physics, M. V. Lomonosov Moscow State University, Moscow 119991, Russia.

<sup>2</sup> P. P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow 117997, Russia.  
E-mail: <sup>a</sup> maxvi@physics.msu.ru.

The paleointensity of the geomagnetic field was determined using the remanent magnetization of basalts of the rift zone of the Red Sea, the age of which is 0.5 million years and basalts from southern middle Atlantic Ridge, the age of which is age 0.1–0.3 million years according to the standard Thellier's methodology. For this purpose, samples were taken with the natural magnetization (NRM) which has been largely one-component, and the measured Curie point of titanomagnetite's fractions ( $T_C = 205–250^\circ\text{C}$ ) were close to settlement, as well as samples with  $T_C \approx 580^\circ\text{C}$ . It was shown that the NRM of basalts with high Curie point is also has thermoremanent nature. Law of independence and additivity of partial thermoremanent magnetizations (TRM) for the collection of samples was carried out with an error of no more than 6%, and the error in determining the field of education TRM with Arai-Nagata diagram was no more than 10%. The value  $H_a = 32\text{ A/m}$  of old field, defined by NRM of basalts from middle Atlantic Ridge, was approximately equal to the present geomagnetic field ( $H_C$ ) in this area, in the Red Sea 500 years ago  $H_a = 77.5\text{ A/m}$ , which is 2.5 times more than  $H_C$ . It is suggested that the geomagnetic pole during the formation of the basalts of the rift zone of the Red Sea was in this area, and the virtual dipole moment was 35% higher than current values.

**Keywords:** geomagnetic field, paleointensity, basalts, Thellier method.

PACS: 91.25.-r, 91.25.N-, 91.25.Ng.

Received 3 June 2010.

English version: *Moscow University Physics Bulletin* 6(2010).

### Сведения об авторах

1. Максимочкин Валерий Иванович — докт. физ.-мат. наук, профессор; тел.: (495) 939-48-81, e-mail: maxvi@physics.msu.ru.
2. Мбеле Жан Реми — аспирант; тел.: (495) 939-48-81, e-mail: jr.mbele@physics.msu.ru.
3. Трухин Владимир Ильич — докт. физ.-мат. наук, профессор, декан; тел.: (495) 939-16-82, e-mail: dean@phys.msu.ru.
4. Шрейдер Анатолий Александрович — докт. физ.-мат. наук, профессор; тел.: (495) 129 21 81, e-mail: petroch@ips.ac.ru.