

НАУЧНЫЕ
СООБЩЕНИЯ

УДК 550.3823

ОСОБЕННОСТИ МАГНИТНЫХ СВОЙСТВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД
ПОДВОДНОЙ ГОРЫ ЖОЗЕФИН (ЦЕНТРАЛЬНАЯ АТЛАНТИКА)

© 1996 г. В. И. Трухин, А. А. Дарченкова, В. А. Жилыева, В. В. Матвеев

*Физический ф-т МГУ им. М.В. Ломоносова
Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН*

Поступила в редакцию 15.10.93 г.

ВВЕДЕНИЕ

Проведенные к настоящему времени магнитные исследования горных пород океанского дна установили тесную связь их магнитных свойств с особенностями аномального геомагнитного поля (Я_н) океана. Основной вклад в магнетизм пород вносят титаномагнетиты различного состава и окисленные в различной степени. Титаномагнетиты тщательно изучались минералогами, петрографами, геохимиками и геофизиками. Точки Кюри (T_c) титаномагнетитов океанских базальтов находятся, как правило, в области температур $50^\circ\text{C} < T_c < 575^\circ\text{C}$ [1, 2]. Однако исследования океанских горных пород в основном проводились только в области $T > 20^\circ\text{C}$, и эти исследования не давали информации о ферритмагнитных минералах, точка Кюри которых менее 20°C . Хотя минералы с низкими T_c не являются источниками H_a , их исследование может расширить наши знания о составе, строении и эволюции ферритмагнитных фракций подводных пород и дать дополнительную геолого-геофизическую информацию. Известно, в частности, что $T_c < 20^\circ\text{C}$ имеют хромшпинелиды различного состава [3,4], которые встречаются в океанских горных породах [5, 6]. Хромшпинелиды являются высокобарными минералами, более ранними, чем титаномагнетит, кристаллическими фазами. Обычно шпинели, содержащие хром, встречаются в глубинных аналогах океанских базальтов, а в некоторых типах таких пород, состоящих из кумулятивных фракций, шпинель, содержащая хром, является часто единственным магнитным минералом. Таким образом, изучение магнетизма океанских горных пород в более широком температурном интервале ($-196-600^\circ\text{C}$) может дать дополнительную информацию о составе ферритмагнитной фракции и условиях образования океанских горных пород.

В последние годы возникли представления о существенных неоднородностях состава базальтов ложа Мирового океана [7]. Обособление соответствующих провинций (неоднородностей) должно привести к новым представлениям о глубинных геодинамических процессах, происходящих в океане, где в рифтовых зонах фактически

рождается литосфера Земли. Детальное изучение океанической литосферы выявляет все более и более сложную картину ее строения. Новые факты во многих случаях не укладываются в рамки простых эволюционных моделей хорошо перемешиваемой конвекцией однородной мантии. Такими районами Мирового океана, например, являются цепочки и группы подводных гор. Одна из таких групп подводных гор (Жозефин, Ампер, Гориндж, Дасия, Сен) расположена в Азоро-Гибралтарской зоне разломов - области сочленения Евразийской и Африканской литосферных плит.

Магнитные исследования пород из различных провинций дают независимую информацию о строении и эволюции соответствующих участков океанского дна. В данной работе изучались образцы кернов, полученных в результате бурения на горе Жозефин (Атлантический океан).

Сравнительное изучение ферритмагнитной фракции базальтов и долеритов подводной горы Жозефин на основе исследования их магнитных характеристик и петрографии дает дополнительную информацию о геологической истории подводного вулкана на последних этапах его развития. Особое внимание уделено термомагнитным исследованиям в широком температурном интервале ($-196-600^\circ\text{C}$).

ГЕОЛОГИЯ ПОДВОДНОЙ ГОРЫ ЖОЗЕФИН

Подводная гора Жозефин, представляющая собой вулкан поздне-среднемиоценового возраста [8], расположена в центральной части Атлантического океана. С борта научного бурового судна "Бавенит" в вершинной части горы был получен представительный керновый материал [9].

В низах скважины были вскрыты пирокластические туфы, состоящие из обломков измененного оливин-порфирового базальта и "шмотков" изменения базальтового стекла, сцементированных небольшим количеством пеплового материала. Мощность этого горизонта неясна, так как он не был вскрыт полностью. Формирование этой толщи отражает самый начальный этап вулканизма. Судя по особенностям вторичных изменений обломков базальтов, извержение происходи-

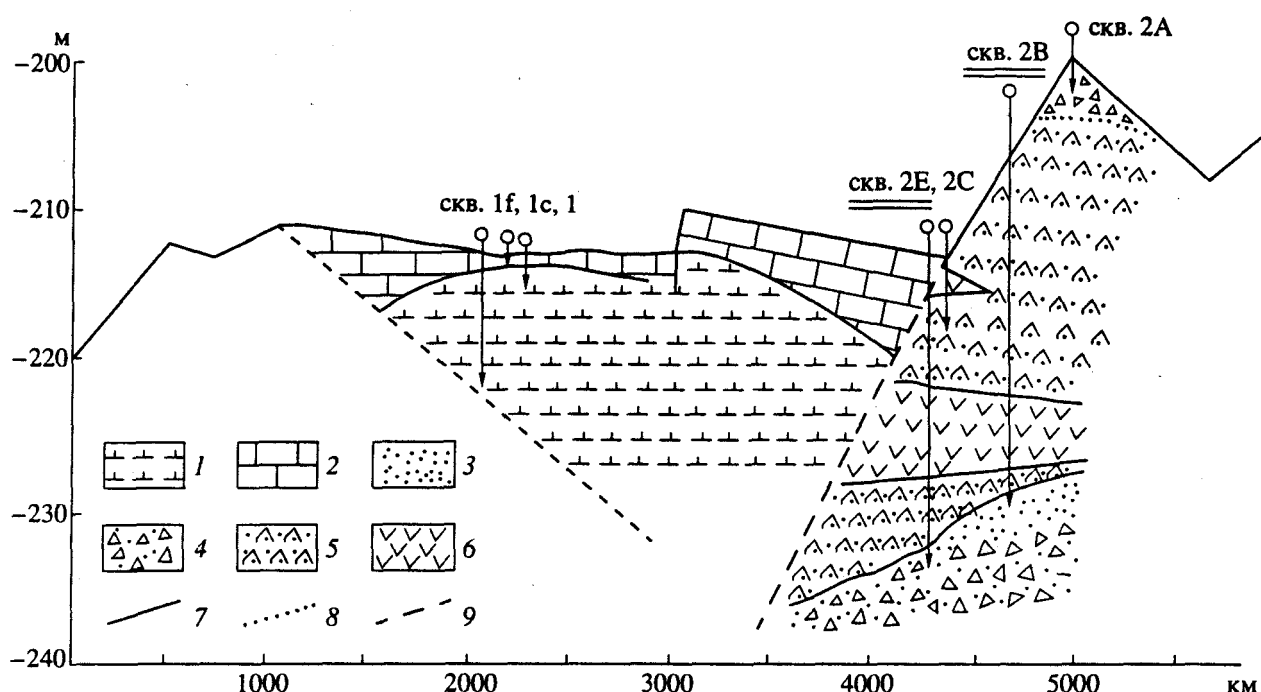


Рис. 1. Геологический разрез горы Жозефин: 1 - фораминиферовые илы, 2 - дёртитовый известняк, 3 - туфы, 4 - туфобрекчии, 5 - пузыристые базальты, 6 - долериты, 7 - поверхность рельефа, 8 - предполагаемая плоскость палеорельефа, 9 - плоскость тектонических нарушений.

ло в субаэральных условиях. Туфовая толща была перекрыта потоками пузыристых оливинпорфировых лав, которые, судя по драгировкам, залили по крайней мере всю вершину вулкана, площадью 200 км² (рис. 1). Базальты, вскрытые в скважинах, характеризуются высокой степенью пузыристости. Пустоты, составляющие до 50% породы, инкрустированы агрегатом кристаллов цеолита. Вкрапленники оливина прямоугольного, реже ромбического габитуса, достигающие 3 мм, нацело замещены вторичными минералами типа иддингсита и гидроокислами железа, возникшими в результате взаимодействия минерала с морской водой после излияния породы. Измененности базальтов несомненно способствовала их высокая пузыристость и соответственно проницаемость для морской воды.

Внутри базальтовой толщи скважиной был вскрыт мощный силл, сложенный оливинпорфировыми долеритами (рис. 1). Это тонкокристаллические породы с долеритовой основной массой, состоящей из лейстплагиоклаза, зерен пироксена, оливина и рудного минерала, в которую погружены глубинные вкрапленники оливина прямоугольного и ромбического габитуса. Вкрапленники ромбического габитуса близки по составу вкрапленникам прямоугольного габитуса, но отличаются от них присутствием мелких зерен хромшпинели в виде включений.

Крупных глубинного вида вкрапленников титаномагнетита в долерите обнаружено не было. Рудный минерал представлен мелкими (0.01-0.02 мм)

зернами в массе породы и выделяется, вероятно, уже на заключительных этапах кристаллизации. Так как в базальтах размеры кристаллов и их форма аналогична вкрапленникам в долеритах,

Таблица 1. Валовый химический состав пород

Оксид	2В-16*	2В-23**	2Е-6**	2Е-54*
SiO ₂	42.82	42.68	44.75	43.49
TiO ₂	2.84	3.22	2.97	2.87
Al ₂ O ₃	13.33	14.80	13.80	14.38
FeO*	11.92	13.50	12.20	11.90
MnO	0.17	0.16	0.19	0.17
MgO	12.02	6.83	9.68	10.01
CaO	9.99	10.50	8.13	10.25
Na ₂ O	2.13	3.05	3.15	2.16
K ₂ O	0.69	1.51	1.56	0.96
Cr ₂ O ₃	0.47	0.64	0.47	0.47
P ₂ O ₅	0.48	—	—	0.44
П. ПП	3.68	3.36	3.35	3.50
Сумма	100.05	100.25	100.25	100.13

* Долериты. Анализы выполнены в Институте геохимии СОРАН рентгено-спектральным (аналитик Т.Н. Гуничева) и атомно-абсорбционным методами (аналитик С.Г. Шигорова).

** Базальты. Анализы выполнены в Институте океанологии РАН рентгено-спектральным (аналитик Т.Г. Кузьмина) и атомно-абсорбционным методами (аналитик Н.Н. Завадская).

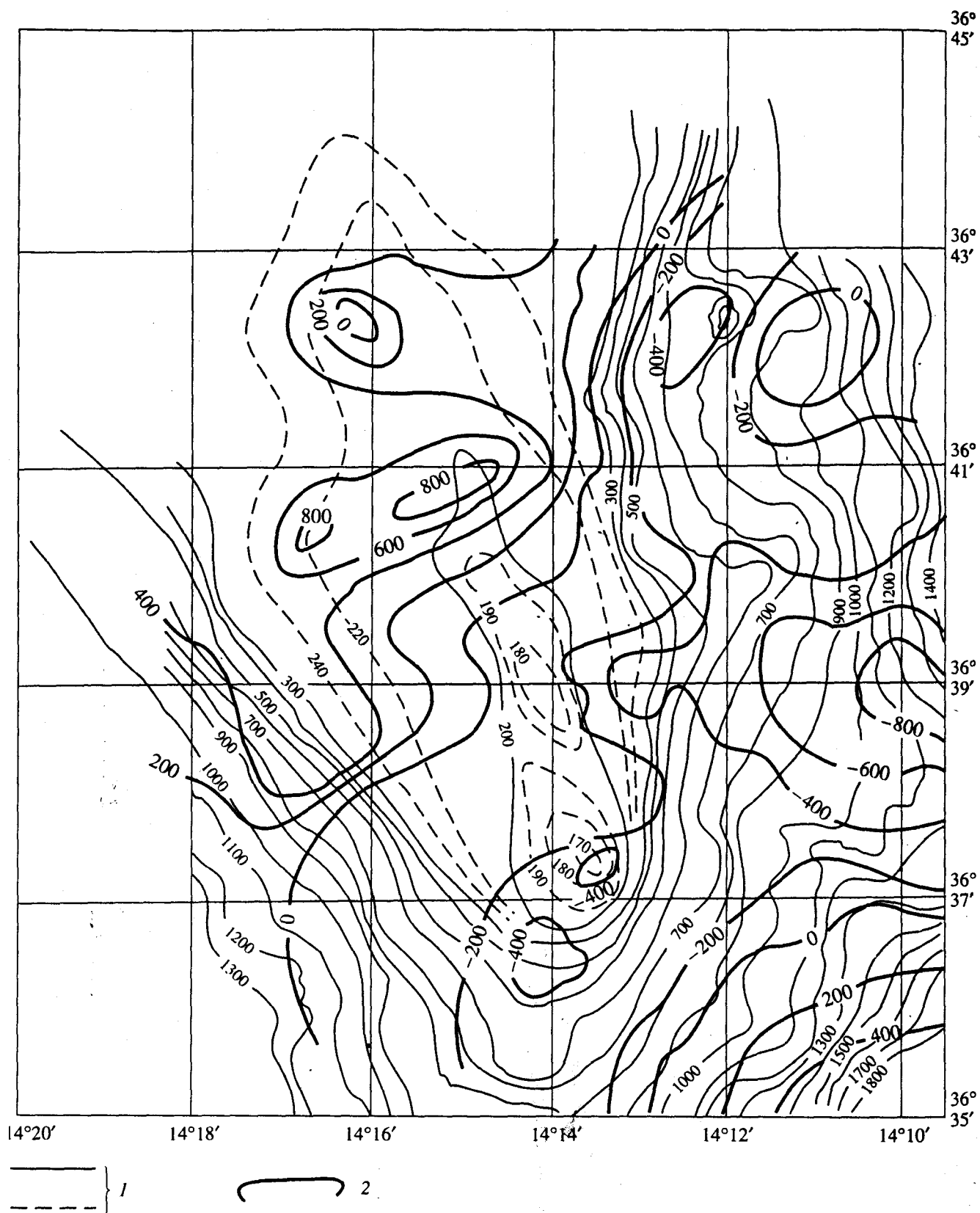


Рис. 2. Сопоставление изолиний глубины и изолиний горизонтальной составляющей магнитного поля вершинной части горы Жозефин: 1 – изолинии глубины, 2 – изолинии магнитного поля.

можно предположить, что и в базальтах присутствовали вкрапленники оливина с хромшпинелью, которая впоследствии была нацело замещена магнетитом и другими вторичными минералами. Вкрапленники ромбического габитуса представляют, вероятно, наиболее глубокие ранние выделения кристаллов в магматическом очаге. Оливин ромбического габитуса составляет примерно 10% от общего количества вкрапленников и был обнаружен не во всех шлифах.

Близость химического состава долеритов и базальтов (табл. 1) и их слабая дифференцированность указывают на то, что эти породы поступали из единого магматического очага. Долериты и базальты как из скважин, так и драгированные в разных частях вершины горы, довольно однородны и сопоставимы с типичными для внутриплитового вулканизма субщелочными базальтами [1]. Более высокое содержание в базальтах калия и натрия объясняется высокой степенью их измененности и присутствием в них цеолитов.

Гидромагнитная съемка, проведенная на вершине подводной горы, показала, что она характеризуется сложно-расчлененным знакопеременным аномальным полем, не согласующимся с современным рельефом [11]. На магнитной карте аномального поля над западным флангом горы видно, что максимум положительных значений поля находится вблизи местоположения скважин, которыми были вскрыты крупные тела долеритов (рис. 2).

МАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Аппаратура и объект исследования. Измерения начальной магнитной восприимчивости проведены на приборе KLY-2, диапазон измерений $5 \times 10^{-7} - 1 \times 10^{-1}$ ед. СГСМ, погрешность 3%. Измерения остаточной намагниченности различных видов проводилось на приборе JR-4, диапазон измерений $1 \times 10^{-5} - 1 \times 10^{-1}$ Гс, погрешность 3%. Намагниченность насыщения I_s при комнатной температуре T_0 измерялась с помощью микровеберметра Ф-190 в постоянном магните, создающем поле напряженностью 2.9 кЭ, диапазон измерений $5 \times 10^{-2} - 100$ Гс, погрешность 5%.

Термомагнитные исследования проводились на специальной установке с использованием компактного соленоида и вибромагнитометра с высокой чувствительностью. Установка дает возможность измерять намагниченность образца при различных значениях поля (до 1000 Э) и в широком диапазоне температур от -196°C до 600°C . Диапазон измерений намагниченности от 1×10^{-3} до 10 Гс.

Среди изученных образцов из двух скважин два типа пород – базальты и долериты. Схема

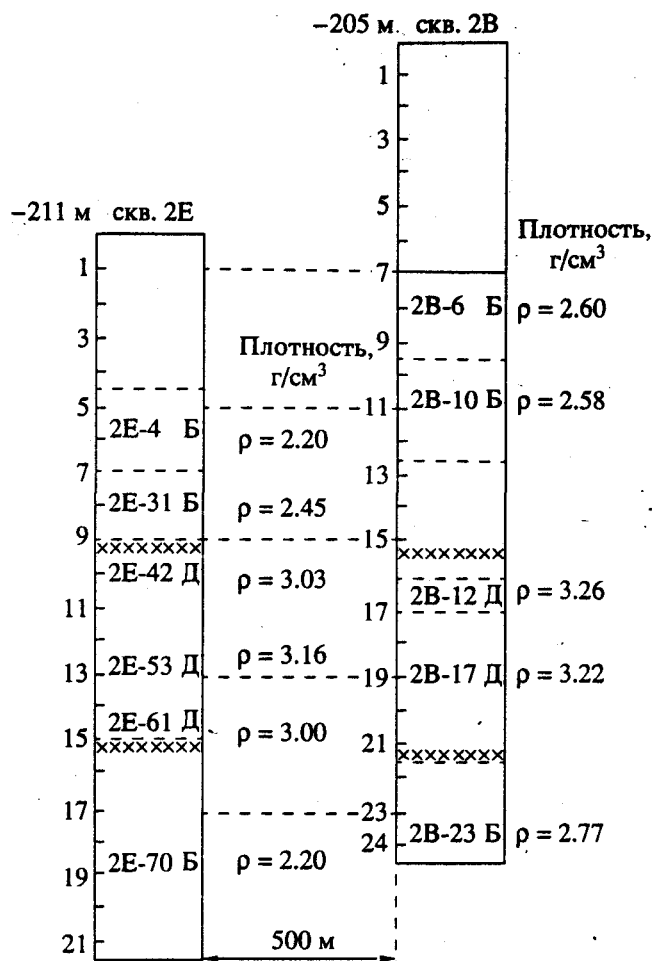


Рис. 3. Схема расположения скважин и отбора образцов: крестики – граница базальтов-долеритов.

расположения скважин и отбора образцов, их плотность представлены на рис. 3.

Плотность базальтов резко отличается от плотности долеритов: максимальная плотность базальтов 2.77 г/см^3 , а плотность долеритов лежит в пределах $(3.0 - 3.26) \text{ г/см}^3$ (табл. 2).

Результаты измерений. На всех образцах были проведены как изотермические, так и термомагнитные исследования. Образцы представляли собой кубики с ребром 1 см. Результаты измерений представлены в табл. 2. Сравнивая средние значения изотермических магнитных параметров базальтов и долеритов в целом по коллекции (табл. 2), можно видеть, что K_0 , I_s , H_{CR} у базальтов выше, чем у долеритов, а I_n , Q_n , S , S_v , $h_{1/2}$, I_n/I_s , I_n/I_m , наоборот, у базальтов ниже, чем у долеритов. Возможно, это связано с тем, что излияние долеритов произошло позже, чем базальтов и остаривание I_n у долеритов наблюдалось в меньшей степени, чем у базальтов. Кроме того, у долеритов из двух скважин имеет место резкое отличие

Таблица 2. Тип породы, плотность и магнитные характеристики образцов

Номер образца	Порода	ρ Плотн. г/см ³	K_0 10 ⁻³ ед. СГСМ	I_n , 10 ⁻³ , Гс	i	Q_n	S , 10 ⁻⁴ , Гс	S_v , Э	I_s , Гс	I_{rs} , Гс	I_{rs}/I_s	I_n/I_s	I_n/I_{rs}	$h_{1/2}$, Э	H_{CR} , Э	T_C , °C
2Е-4	базальт	2.2	1.50	21.7	2.5	28.9	0.89	0.19	3.0	0.51	0.17	7.2	42.5	137	322	560
2Е-31	базальт	2.45	1.58	8.5	37.9	10.8	1.18	0.25	2.2	0.31	0.14	3.9	27.4	135	237	565
2Е-42	долерит	3.03	0.80	5.0	47.3	12.5	1.54	0.46	0.9	0.13	0.14	5.6	38.5	160	139	50
																450
2Е-53	долерит	3.15	1.15	3.7	-26.4	6.4	4.77	0.50	0.9	0.16	0.18	4.1	23.1	150	108	50
																450
2Е-61	долерит	3.0	1.76	13.8	31.1	15.7	0.67	0.27	4.4	0.77	0.18	3.1	17.9	175	388	565
2Е-70	базальт	2.2	1.72	55.4	-14.2	64.4	0.98	0.60	1.5	0.34	0.23	36.9	162.9	15	278	
2В-6	базальт	2.6	1.78	37.2	-12.1	41.8	2.0	1.00	2.6	0.49	0.19	14.3	75.9	35	297	575
2В-10	базальт	2.58	2.03	8.7	75.8	8.6	1.7	0.94	3.4	0.37	0.11	2.6	23.5	—	227	535
2В-12	долерит	3.26	1.04	51.7	-64.1	99.4	6.3	3.16	2.7	0.63	0.23	19.1	82.1	34	168	250
2В-17	долерит	3.22	1.33	135.0	42.5	203.0	4.8	0.77	1.9	0.45	0.23	71.1	300.0	27	107	480
2В-23	базальт	2.77	1.53	3.6	80.2	4.8	1.01	0.31	4.1	0.55	0.14	0.9	25.7	135	322	525
	базальты (среднее)	2.47	1.69	22.5	—	26.6	1.29	0.55	2.8	0.43	0.16	11.0	59.6	91	280	
	долериты (среднее)	3.13	1.22	41.8	—	67.4	3.62	1.03	2.2	0.43	0.19	20.6	92.3	109	182	

Примечание. I_n — естественная остаточная намагниченность; K_0 — начальная магнитная восприимчивость; Q_n — фактор Кенигсбергера; S и S_v — характеристики магнитной вязкости; I_s — намагниченность насыщения; I_{rs} — остаточная намагниченность насыщения; $h_{1/2}$ — медианное магнитное поле; H_{CR} — остаточнокозрцитивная сила; T_C — температура Кюри.

в значениях $I_{n\text{ср}}$ и $Q_{n\text{ср}}$: 11.2×10^{-3} Гс и 17.3 соответственно для скважины 2Е, 66.8×10^{-3} Гс и 106 соответственно для скважины 2В. Это может быть обусловлено различием в механизмах приобретения I_n породами в разных скважинах.

Образцы коллекции в основном имеют положительное наклонение естественной остаточной намагниченности I_n . Отрицательные значения наклонения i обнаружены лишь у некоторых образцов из обеих скважин (табл. 2).

Из результатов магнитной съемки в районе горы Жозефин следует, что обе скважины находятся в пределах максимальной положительной магнитной аномалии (800 нТ). Эта аномалия вполне может быть объяснена высокими значениями I_n и Q_n образцов. Вероятно, наличие подобных субинтрузивных тел, отличающихся значительно более высокой, чем у пузыристых базальтов и туфов, величиной остаточной намагниченности и определило характер аномального магнитного поля подводного вулкана. Отношение величин I_{rs}/I_s , которое характеризует размер зерен титаномагнетитов, практически одинаково у базальтов (0.11–0.23) и у долеритов (0.14–0.23).

Следует отметить, что образец долерита 2Е-61 характеризуется наибольшими величинами ряда параметров (I_s , I_{rs} , H_{CR}) среди остальных долеритов коллекции. Возможно, это связано с близким расположением этого образца к нижней границе долериты–базальты (рис. 1).

Результаты размагничивания образцов с естественной остаточной намагниченностью I_n переменным магнитным полем h представлены на графиках (рис. 4). У образцов скв. 2В медианное поле $h_{1/2}$ имеет малые значения (27–25) Э. Исключением является образец 2В-23, для которого медианное поле равно 135 Э. У образцов скв. 2Е медианное поле имеет достаточно большие значения (135–175) Э, кроме образца 2Е-70, для которого медианное поле всего 15 Э, что, возможно, объясняется наличием по крайней мере двух магнитных фаз в этом образце, выявленных по термомагнитному анализу.

Для всех образцов были получены кривые температурной зависимости намагниченности $I(T)$ в поле 750 Э. Кривые $I(T)$ базальтов показывают наличие одной магнитной фазы, близкой к магнетиту с $T_C = 525\text{--}575^\circ\text{C}$ (рис. 5).

У образца 2Е-70 область магнитного превращения ферромагнетик–парамагнетик очень широкая и нет возможности указать определенную температуру Кюри. Кроме того, возможно, он содержит титаномаггемит, поскольку после нагрева этого образца до $T = 600^\circ\text{C}$ его намагниченность увеличилась (рис. 6). Известно, что при нагреве титаномаггемита в условиях доступа воздуха происходит гетерофазное окисление ти-

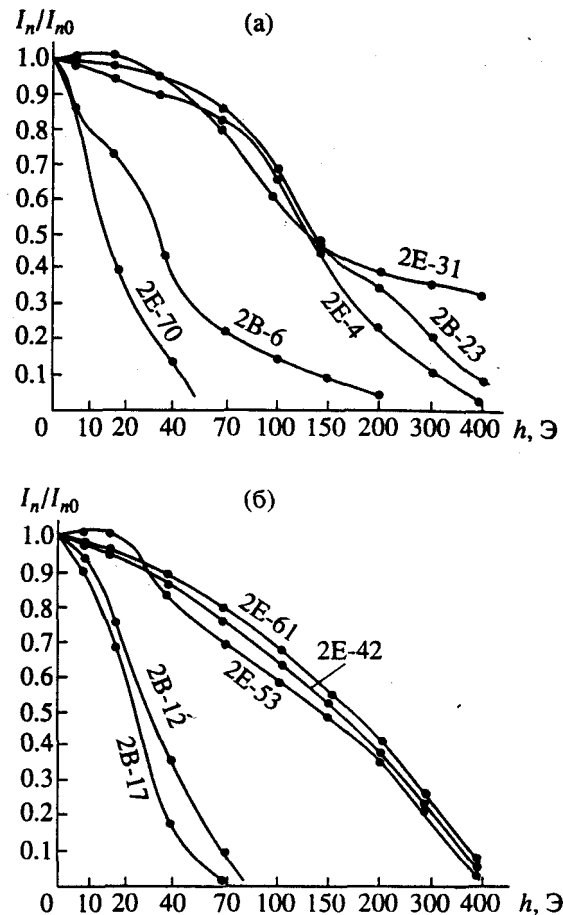


Рис. 4. Размагничивание образцов, обладающих I_n переменным магнитным полем h : а – базальты, б – долериты, 2В-12 – номер образца.

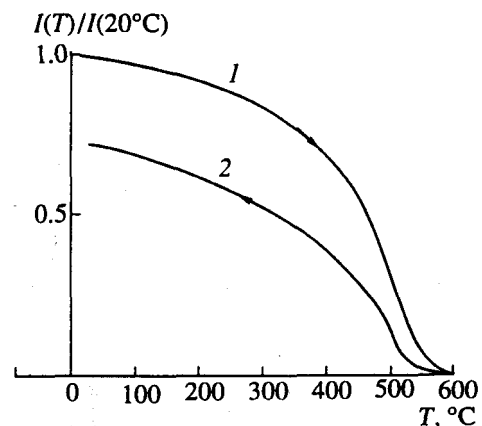


Рис. 5. Термомагнитный анализ образца 2Е-4 (базальт): 1 – кривая нагрева, 2 – кривая охлаждения.

таноматгемита с выделением фазы, обогащенной железом [12].

У долеритов картина более сложная. Термомагнитные кривые образцов скважины 2Е № 2Е-42 и 2Е-53 имеют вогнутый характер. На рис. 7 приведены кривые $I(T)$ образца 2Е-53. Можно заметить

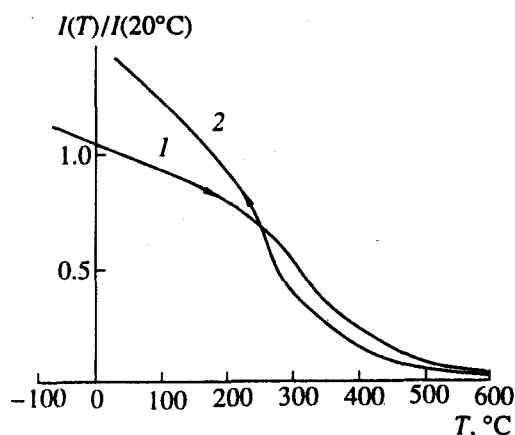


Рис. 6. Термомагнитный анализ образца 2Е-70 (базальт): 1 – нагрев, 2 – охлаждение.

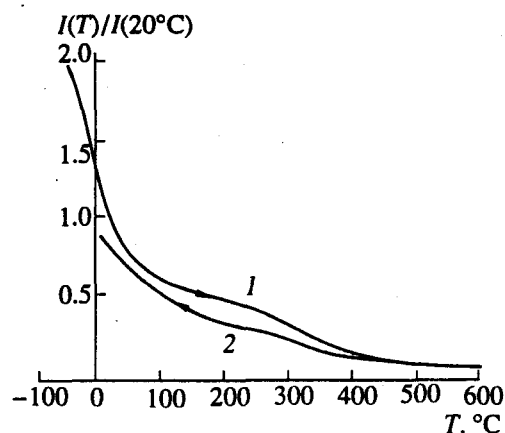


Рис. 7. Термомагнитный анализ образца 2Е-53 (долерит): 1 – нагрев, 2 – охлаждение.

два перегиба на кривой нагрева, в области 50 и 450°C, которые, видимо, соответствуют температурам Кюри T_C преобладающих зерен титаномагнетитов в долеритах среди широкого спектра температур Кюри. Действительно, по данным микрорентгеноспектрального анализа обр. 2Е-53 (табл. 3) $T_{C\text{расч}}$ титаномагнетита соответствует T_{C1} на кривой $I(T)$ этого образца, а T_{C2} в этом образце имеют достаточно мелкие титаномагнетитовые зерна, которые, по-видимому, находятся за пределами разрешающей способности микрзонда.

В области температур ниже 50°C намагниченность I резко падает с ростом температуры.

Образец 2Е-61 отобран ниже по скважине, чем образцы 2Е-42 и 2Е-53 и близко к границе долериты-базальты. Возможно, он охлаждался более медленно, чем образцы 2Е-42 и 2Е-53, и кристаллизация минералов в породе этой части скважины происходила по-другому, что привело

к формированию магнитной фазы, отличной от магнитных фаз долеритов, лежащих выше. Поскольку после нагрева до $T = 600^\circ\text{C}$ намагниченность обр. 2Е-61 увеличилась, возможно, эта фаза титаномагнетит [12]. Кривая $I(T)$ этого образца имеет выпуклый характер (рис. 8), а точка Кюри $T_C = 565^\circ\text{C}$ характерна для слабозамещенного магнетита.

Образцы долеритов скважины 2В отобраны из основной толщи силла. Характер зависимости $I(T)$ у образца 2В-12 (рис. 9) типичен для титаномагнетита с большим содержанием титана ($T_{C2} = 480^\circ\text{C}$), содержащего титаномагнетит ($T_{C1} = 250^\circ\text{C}$). Увеличение намагниченности более, чем в два раза после нагрева образца до 600°C указывает на гетерофазное окисление титаномагнетита [12]. В целом, как видно из табл. 2, долериты имеют точки Кюри более низкие (кроме образца 2Е-61), чем базальты.

Таблица 3. Микрорентгеноспектральный анализ образца 2Е-53

Оксид	Хромшпинель	Оливин 1 ан.	Титаномагнетит	Титаномагнетит	Оливин 2 ан.
SiO ₂	3.480	39.561	0.401	0.598	39.558
TiO ₂	1.308	0.075	29.121	29.567	0.0
Al ₂ O ₃	40.522	0.046	1.719	0.712	0.110
Cr ₂ O ₃	16.913	0.036	0.204	0.229	0.0
FeO*	21.507	16.669	64.868	66.824	17.352
MnO	0.0	0.241	0.755	0.922	0.206
MgO	15.092	43.096	2.551	0.482	42.335
CaO	0.229	0.275	0.136	0.304	0.307
Na ₂ O	0.834	0.0	0.194	0.239	0.076
K ₂ O	0.123	0.0	0.055	0.031	0.054
Сумма	100.008	99.999	100.003	99.999	99.999

Примечание. Микрорентгеноспектральный анализ выполнен сотрудником кафедры минералогии геологического факультета МГУ В.К. Гараниным.

Ход кривых $I(T)$, подобный тому, который наблюдался у долеритов из скважины 2Е горы Жозефин (рис. 6), среди океанских горных пород встречался лишь в единичных случаях [13, 14]. По-видимому, это связано с тем, что еще мало работ, в которых термомагнитный анализ проводился в области температур ниже комнатной, т.е. в той, где может наблюдаться резкий рост I при понижении температуры. В [13] ход кривых $I_s(T)$, как на рис. 6, получен для серпентинизированного долерита, а в [14] – для долерита. Однако, причины такого поведения кривых $I_s(T)$ в этих работах не обсуждаются. Ранее аналогичный рассматриваемому тип кривой $I_s(T)$ был получен у пород другого типа – кимберлитов (Север Европейской части России), содержащих хромшпинелиды [15]. Сходное поведение намагниченности насыщения I_s ниже -150°C наблюдалось у феррита-хромита [16]. В работе [16] рост величины I_s ниже -150°C объяснялся наличием фрустрированного состояния ферримagnetика, вызванного вхождением хрома в кристаллическую решетку феррита, в результате чего возникают обменные взаимодействия разного знака и величины и образуются разобщенные мельчайшие намагниченные кластеры. С понижением температуры происходит укрупнение этих кластеров и наблюдается рост I_s . Вхождение Cr в одну из подрешеток, а именно в B -подрешетку, шпинельной структуры приводит к возникновению сильного B – B взаимодействия, которое конкурирует с A – B взаимодействием. Ионная конфигурация позволяет существовать как косвенному Cr – O – Cr взаимодействию, так и прямому Cr – Cr взаимодействию. Сильное B – B взаимодействие способствует закреплению параллельного направления спинов в подрешетке B , что приводит к увеличению ее спонтанной намагниченности I_{sB} , вследствие этого намагниченность $I_s = I_{sB} - I_{sA}$ также сильно возрастает. При комнатной и более высокой температуре взаимодействие, обусловленное Cr , резко уменьшается, при этом падает намагниченность подрешетки B и соответственно I_s . Полученное в данной работе падение намагниченности I с ростом температуры в области $T < 50^\circ\text{C}$ (обр. 2Е-42, 2Е-53), возможно, связано с присутствием хромшпинелидов в долеритах, тем более, что микрорентгеноспектральный анализ образца 2Е-53 (табл. 3) подтвердил наличие хромшпинели в сростках с оливином.

Следует отметить, что именно у долеритов, содержащих титаномagnetит с высоким содержанием TiO_2 , обнаружены зерна оливина с хромовой шпинелью, обогащенной Al_2O_3 (табл. 3). Возможно, такие сообщества минералов не случайны. Например, имеются данные о том, что присутствие в составе шпинели ионов Fe^{2+} приводит к повышению устойчивости твердых растворов, обогащенных Al [5]. Хромшпинель исследованного

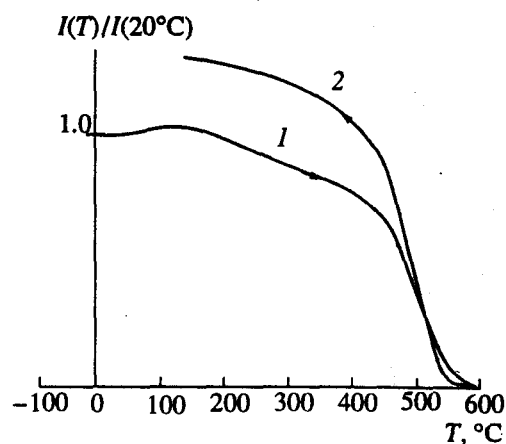


Рис. 8. Термомагнитный анализ образца 2Е-61 (долерит): 1 – нагрев, 2 – охлаждение.

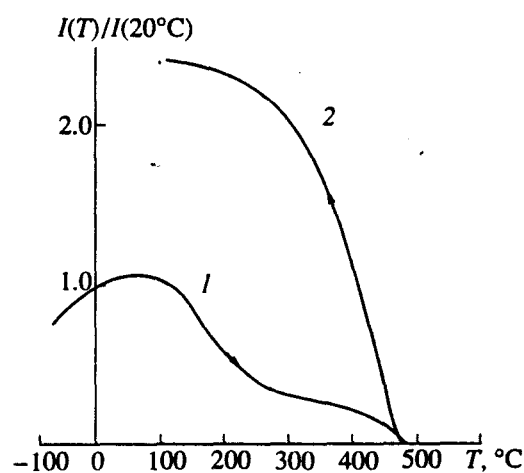


Рис. 9. Термомагнитный анализ образца 2В-12 (долерит): 1 – нагрев, 2 – охлаждение.

нами долерита (табл. 3) содержит 15.07 мас. % FeO и 7.08 мас. % Fe_2O_3 .

Наличие хромшпинели указывает на высокобарные, а, следовательно, глубинные, условия формирования горной породы. Присутствие хромшпинели в долерите, по-видимому, связано с тем, что в таких плотных горных породах лучше сохраняются ранние кристаллические фазы (хромовая шпинель и пр.). Следовательно, долериты могут дать более полную информацию о глубинности магматического очага, чем базальты, в которых условия сохранности хромшпинели не всегда выполняются (наличие пористости). Кристаллизация титаномagnetитов, по которым судят о глубинности магматического очага базальтовой магмы, может происходить в промежуточных условиях и не соответствовать истинной глубине очага.

Феррошпинели представляют собой целый ряд различных минералов, которые определяются взаимным замещением Al – Cr , Mg – Fe . Содер-

жание каждого из этих компонентов зависит не только от температуры и давления, но и в первую очередь от состава расплава и парциального давления кислорода в нем.

Химический состав шпинели определяется четырьмя главными компонентами Cr , Al , Mg , Fe . Хромшпинели в долеритах подводной горы Жозефин сильно отличаются от шпинелей из похожих оливиновых базальтов Индийского океана значительно более низким содержанием Cr и высоким содержанием Mg [16]. В этом отношении состав изучаемых шпинелей ближе к составу этих минералов из плагиоклазовых перидотитов банки Галиссия (Центральная Атлантика), отличаясь от последних несколько более низким $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ отношением [17]. Это объясняется, вероятно, значительно более высокой магнезиальностью перидотитов. Близость состава шпинелей из перидотитов и долеритов г. Жозефин может свидетельствовать о значительной глубине залегания магматического очага под горой.

По химическому составу шпинели г. Жозефин могут быть отнесены к редко встречаемому типу высокоглиноземистых шпинелей, отличаясь для обычных для долеритов и базальтов океана хромшпинелей более низким содержанием Cr и более высоким Al [18]. Высокоглиноземистые шпинели встречаются обычно совместно с глубинными вкрапленниками магнезиального оливина в примитивных, т.е. наименее дифференцированных и близких по составу первичным мантийным выплавкам базальтах. Возможно, шпинели этого типа отражают условия кристаллизации минерала в глубинном магматическом очаге. Массовое фракционирование оливина и шпинели должно приводить к возрастанию в остаточном расплаве Fe , Al , а также воды и кислорода. В этом случае в составе шпинелей каждой следующей фазы кристаллизации будет уменьшаться содержание Cr и Mg . Подобное распределение названных элементов было выявлено для кумулятивных гарцбургитов и лерцолитов, поднятых из основания г. Жозефин [19]. Можно предположить, что ромбические вкрапленники оливина с шпинелью выделялись на заключительных этапах кристаллизации первичного расплава перед его подъемом к поверхности и были захвачены магмой при ее движении. В этом случае состав шпинелей определяется условиями кристаллизации в глубинном магматическом очаге.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных экспериментальных исследований образцов из двух скважин г. Жозефин и их анализа можно заключить, что магнитные свойства базальтов определяет титаномagnetит с небольшим содержанием титана и

данные образцы базальтов мало отличаются по своим магнитным свойствам от ранее изученных

Сравнение магнитных свойств базальтов и долеритов г. Жозефин показало, что основным отличием долеритов от базальтов являются более низкие величины их точек Кюри, причем у долеритов из скважины 2Е имеются точки Кюри ниже 100°C . Кривые $I(T)$ нагрева и охлаждения у долеритов этой скважины имеют вогнутую форму и резкий спад намагниченности I с ростом T в области температур ниже комнатной. Подобное поведение намагниченности I в зависимости от температуры может быть объяснено наличием хромшпинели в этих образцах, что подтверждается данными химического микрорентгеноспектрального анализа.

Способность долеритов сохранять первичные ферритмагнитные фазы (хромшпинель) обусловлена характером их строения, они обладают большой плотностью, практически не имеют пор, что препятствует проникновению воды и растворов различного состава.

Таким образом, магнитные исследования, в частности, исследования поведения термомагнитных кривых $I(T)$ в области температур ниже комнатной дает возможность обнаружить в составе ферритмагнитной фракции океанских пород более ранние кристаллические фазы, например, хромшпинель. Они в свою очередь относятся к более высокобарным кристаллическим фазам, что может дать дополнительные данные о глубинности магматического очага.

Развитие исследований магнитных свойств различных подводных пород расширяет представления об источниках аномального геомагнитного поля и геологической истории формирования вулкана.

Авторы выражают глубокую благодарность сотруднику кафедры минералогии Геологического факультета МГУ В.К. Гаранину за помощь в определении фазового состава ферритмагнитной фракции долеритов, а также сотрудникам института геохимии СОП АН Т.Н. Гуничевой и С.Т. Шигоровой и сотрудникам института Океанологии РАН Т.Г. Кузьминой и Н.Н. Завадской, выполнившим определение химического валового состава пород.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты № 93-05-8718 и № 94-05-16011.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. М.: Наука, 1975. 288 с.
2. Furuta T. Magnetic properties and ferromagnetic mineralogy of oceanic basalts // *Geophys. J. Int.* 1993. V. 113. №1. P. 95-114.

3. *Rabbins M., Wertheim G.K., Sherwood R.C. et al.* Magnetic properties and site distributions in the system $\text{FeCr}_2\text{O}_4\text{-Fe}_3\text{O}_4$ ($\text{Fe}^{2+}\text{Cr}_{2-x}\text{Fe}^{3+}\text{O}_4$) // *J. Phys. Chem. Solids*. 1911. V. 32. P. 717-729.
4. *Schmidbauer E.* Magnetization of Fe-Cr spinels and its applications for the identification of such ferrites in rocks // *Z. Geophys.* 1977. V. 37. № 3. P. 421-424.
5. *Муравьева Н.С., Шевалевский И.Д., Щербовский Е.Я.* Кристаллизация хромшпинелидов в четвертичных базальтах Исландии // Докл. АН СССР. 1979. Т. 248. № 2. С. 252-257.
6. *Allan J.F., Sack R.O., Basu R.* Cr-rich spinels as petrogenetic indicators: MORB-type lavas from the Lament seamount chain, eastern Pacific. // *Amer. miner.* 1988. V. 73. № 7-8. P. 741-753.
7. *Пуцаровский Ю.М., Пейве А.Л.* Вещественные неоднородности океанской литосферы и геодинамические следствия // *Геотектоника*. 1992. № 4. С. 15-27.
8. *Wendt J., Kreuzer H., Miller P.* K-Ar age of basalts from great meteor and Josephine seamounts (Eastern North Atlantic) // *Deep-sea Research*. 1976. V. 23. № 9. P. 849-862.
9. *Матвеенков В.В., Поярков С.Г., Дмитренко О.Б.* Подводные горы центральной Атлантики (результаты исследовательского бурения) // *Океанология*. 1993. Т. 33. № 3. С. 1-11.
10. *Матвеенков В.В., Рудник Г.В., Седов А.П.* Типы внутриплитового вулканизма океанов // *Океанология*. 1991. Т. 31. № 5. С. 808-812.
11. *Филин А.М., Городницкий-А.М., Пальшин Н.А. и др.* Новые данные о тонкой структуре геомагнитного поля в пределах вершинной части подводных гор Ампер и Жозефин // *Океанология БАН (София)*. 1988. № 17. С. 67-75.
12. *Ade-Hall J.M., Palmer H.C., Hubbard T.P.* Thermomagnetic and opaque response of basalts to regional hydrothermal alteration // *Geophys. J. Royal Astr. Soc.* 1971. V. 24. P. 137-174.
13. *Трухин В.И., Сафрошкин В.Ю., Горшков А.Г.* Особенности намагничивания подводных горных пород // *Физика Земли*. 1992. № 9. С. 39-51.
14. *Bina M.M., Prevot M.* Thermomagnetic investigation of titanomagnetite in submarine basalts // *Phys. Earth Plan. Interiors*. 1989. V. 54. P. 169-179.
15. *Трухин В.И., Веричев Е.М., Гаранин В.К. и др.* Магнитоминералогия кимберлитоподобных пород севера Европейской части СССР // *Физика Земли*. 1991. № 7. С. 39-51.
16. *Белов К.П., Горяга А.Н.* Об аномальном поведении магнитных свойств феррита-хромита $\text{FeCoCr}_2\text{O}_4$ // *Физика твердого тела*. 1989. Т. 31. Вып. 5. С. 117-122.
17. *Boillot J., Winterer E.L. et al.* 1990, Pros. OOP, Sci. Results 115, College station TX (Ocean Dril. Prog.).
18. *Duncan R.A., Backman J., Peterson L.C. et al.* 1987. Pros. OOP, Sci. Res. 103, College station TX (Ocean Dril. Prog.).
19. *Dick H.J.B., Bullen T.* Chromian spinel as petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spietly associated lavas // *Contr. miner, petr.* 1984. № 86. P. 54-76.