

© П.О.СОБОЛЕВ, А.И. ТРУХАЛЕВ

ГАББРО КАК ВОЗМОЖНЫЙ ИСТОЧНИК ОКЕАНИЧЕСКИХ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ

(Представлено академиком Д.В. Рундквистом 15 IV 1992)

Выдвинутая в 1963 г. гипотеза Вайна-Мэтьюза о происхождении полосовых, магнитных аномалий вследствие разрастания дна океана явилась одним из важнейших аргументов, обеспечивших победу тектонике плит. Однако, несмотря на ее всеобщее признание, сохранился нерешенным вопрос о том, с какими именно породами океанической литосферы связаны характерные магнитные аномалии. Первоначально считалось, что пластины базальтов с мощностью 0,5 км и вертикальными границами полностью определяют аномальное магнитное поле [Talvani et al., 1971]. Такая модель получила широкую известность, но постепенно стали появляться возражения. Оказалось, что намагниченность базальтов часто уменьшается вследствие процессов метаморфизма и выветривания [Bleil, Petersen, 1983]. Установлена асимметрия магнитных аномалий (как морских, так и спутниковых), что свидетельствует о наклонных границах намагниченных тел [Cande, 1978]. Вместе с тем в результате изучения драгированных образцов изверженных пород и офиолитов стали накапливаться факты о повышенной намагниченности пород нижних частей океанической литосферы [Dunlop, Prevot, 1982; Hall et al., 1985]. Наконец, данные о термической эволюции литосферы океанов свидетельствуют о значительной глубине потенциальных источников магнитных аномалий [Arkani-Hamed, 1991]. Все это объясняет то обстоятельство, что в последние годы многие геофизики пришли к выводу о заметном вкладе глубинных частей земной коры, а возможно, и верхней мантии, в магнитное поле океанов. Согласно современным представлениям, ниже слоя базальтов (слой 2А) идет слой пластовых даек (2В) мощностью не более 2 км и слой габбро (3) со средней мощностью 5 км, ниже находятся перидотиты мантии [Кеннетт, 1987]. Ряд исследователей считает, что серпентинизированные перидотиты могут быть источником магнитных аномалий [Городницкий и др., 1988; Назарова, Городницкий, 1991]. Роль габбро в суммарной намагниченности земной коры считается обычно незначительной на том основании, что они содержат малое количество ферромагнитных минералов. При этом, на наш взгляд, недооценивается работа К. Дэвиса [Davis, 1981], где выдвинута гипотеза о решающей роли микровключений магнетита в плагиоклазах океанических габбро в создании интенсивной и стабильной естественной остаточной намагниченности (J_n). Такое явление считается крайне редким [Кашинецв, Печерский, 1983]. Однако изучение континентальных мафитов из расслоенных интрузий показало, что в плагиоклазах широко развиты ориентированные микровключения магнетита, которые создают значительную J_n [Соболев, 1990; Соболев и Файнберг, 1990]. Аналогичные включения обнаружены в габбро, драгированных в рифтовой зоне срединно-океанического хребта. Это позволяет предположить широкое развитие этого явления в габбро слоя 3 и его важную роль в магнетизме океанической земной коры.

Для проверки этого предположения нами изучены магнитные свойства лейкократовых и магнетитовых метагаббро, драгированных вместе с метагабброноритами, серпентинизированными перидотитами, метадолеритами, габбро-амфиболитами и габбро-гранулитами в рифтовой зоне Южно-Атлантического хребта (ЮАХ) на станциях 8717 (14°02,43' ю.ш., 14°52,38' з.д., глубина 2780-2740 м) и 8719 (13°58,04' ю.ш., 14°06,44' з.д.,

глубина 2490-2200 м) при проведении исследований на Анголо-Бразильском геотраверсе [Погребницкий и др., 1990]. Плутонические и метаморфические породы слагают блоковые поднятия (горсты), расположенные в зоне сочленения срединной рифтовой долины ЮАХ с долиной крупного трансформного разлома, проходящего примерно по 14° ю.ш. Морфологически эти поднятия выражены подводными горами, вершины которых расположены на глубинах около 2000-2200 м. Вывод о горстообразной природе рассматриваемых поднятий следует как из характера их ограничений (крутых сбросовых уступов высотой до 500-600 м), так и из типа пород, обнажающихся в пределах этих морфоструктур. Здесь на поверхность дна океана выведены крупно-гигантозернистые плутонические породы, несущие следы дробления, катаклаза, пластических деформаций и многостадийного метаморфизма. Петрографические и геохимические особенности этих пород позволяют сопоставить их с образованиями крупных расслоенных базитовых интрузий. Первичное положение плутонических пород соответствовало, по всей вероятности, нижним частям 3-го слоя океанической коры.

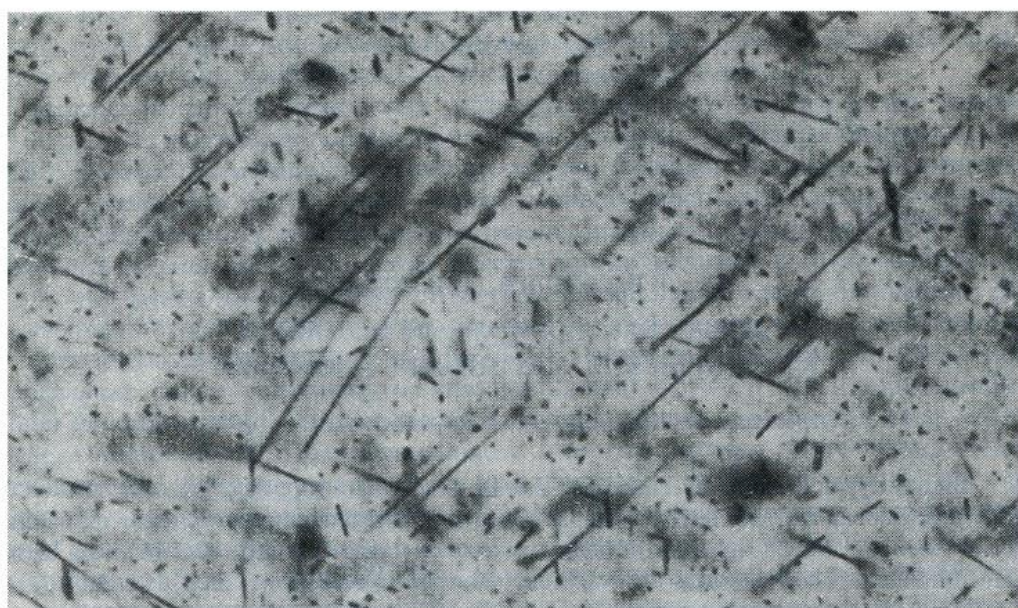


Рис. 1. Ориентированные игольчатые включения железорудных минералов в плагиоклазе. Обр. 8719/2Г, без анализатора, 360х

Среди драгированных метагабброидов преобладают лейкократовые габбро, содержащие до 80% плагиоклаза. В магнетитовых габбро количество магнетита достигает 10% - обогащение породы магнетитом связано с вторичными процессами метаморфизма и катаклаза. Пироксены представлены авгитом, изредка встречаются зерна бронзита. Характерны структуры распада твердых растворов - линзовидные выделения ортопироксена в авгите, а также пластинчатые выделения рудных минералов в пироксенах. Обычно пироксены в различной степени замещены роговой обманкой, реже - амфиболом ряда тремолит-актинолит; в сильно измененных породах появляется хлорит. С амфиболизацией и хлоритизацией связано появление вторичного магнетита.

Плагиоклаз является основным породообразующим минералом, представлен андезином-лабрадором, образует крупные (до 5-10 мм) таблитчатые зерна. Как правило, он менее изменен по сравнению с пироксенами - по трещинам и с краев появляется клиноцоизит, в сильно амфиболизированных породах большая часть плагиоклазов замещается соссюритом. В зонах катаклаза возникает мелкозернистый агрегат зерен вторичного плагиоклаза. На основании изучения 24 шлифов обнаружено, что подавляющее большинство крупных зерен плагиоклаза содержит ориентированные игольчатые микровключения рудных минералов (рис. 1). Хотя их количество и размеры сильно варьируют, несомненна следующая закономерность - чем более изменен

плагиоклаз и порода в целом, тем меньше игольчатых включений. Длина иголок часто достигает 100 мкм и более, но бывает и около 10 мкм, толщина порядка 1-2 мкм, внутри одного зерна такие включения объединяются в несколько систем, иголки каждой системы строго параллельны друг другу. Ориентировка включений и их происхождение определены ранее для плагиоклазов континентальных мафитов [Соболев, 1990]; есть все основания считать, что в плагиоклазах океанических габбро мы встречаемся с аналогичным случаем распада твердого раствора железосодержащего плагиоклаза при его субсолидусном остывании. По-видимому, необходимым условием образования ориентированных иголок должна являться малая скорость остывания сформировавшихся кристаллов плагиоклаза, поскольку при быстром охлаждении все железо входит в состав плагиоклаза в виде изоморфной примеси. Это происходит в плагиоклазовых вкрапленниках базальтов, содержащих до 0,90 мас.% и более оксидов Fe [Кепежинская, 1989]. По микрозондовым определениям состава плагиоклазов океанических габбро в них содержится 0,20-0,40 мас.% (FeO + Fe₂O₃) в изоморфной форме и, очевидно, некоторая часть железа присутствует в минеральной форме, в виде иголок магнетита. Исчезновение иголок при метаморфизме можно объяснить вхождением Fe в состав клиноцоизита.

Т а б л и ц а 1

Магнитные свойства и плотность габбро, драгированных в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта

№№ п.п.	№ обр.	σ , г/см ³	J_n , 10 ⁻² А/м	κ , 10 ⁻³ СИ	J_{rs} , А/м	Q_n	$\frac{\kappa_{\max}}{\kappa_{\min}}$
1	8717/3Б	2,88	101	1,21	18	21	1,05
2	8717/5I	3,20	410	153	3200	0,67	1,11
3	8717/5II	3,05	116	61	1330	0,48	1,10
4	8717/5III	3,17	122	57	1210	0,53	1,07
5	8717/5IV	3,17	202	93	2040	0,55	1,09
6	8717/11I	3,33	2190	139	2340	4,0	1,28
7	8717/11II	3,52	12300	400	6450	7,7	1,14
8	8719/2БI	2,83	182	0,79	12	57	1,08
9	8719/2БII	2,79	146	0,83	13	44	1,09
10	8719/2БIII	2,81	123	0,73	10	42	1,05
11	8719/2КИ	2,83	112	1,16	16	24	1,03
12	8719/2КII	2,90	223	0,85	11	66	1,04
13	8719/2КIII	2,90	260	1,03	16	63	1,08
14	8719/3ГI	2,75	129	0,84	6	39	1,06
15	8719/3ГII	2,78	258	0,88	11	74	1,06
16	8719/3Д	2,82	217	1,22	19	45	1,15
17	8719/4I	2,86	181	1,08	18	42	1,07
18	8719/4II	2,89	379	1,26	24	76	1,07

П р и м е ч а н и е. 1, 8–18 – лейкократовое габбро; 2–7 – магнетитовое габбро. σ – плотность; J_n – естественная остаточная намагниченность; κ – магнитная восприимчивость; J_{rs} – остаточная намагниченность насыщения; Q_n – фактор Кенигсбергера ($Q_n = J_n/J_i$, где J_i – индуктивная намагниченность).

По магнитным свойствам габбро четко разделяется на две группы, что обусловлено разным содержанием магнетита (табл. 1). Это различие сказалось на величинах k и J_{rs} , тем более замечательно, что, несмотря на столь разное количество магнетита в породах каждой группы (в среднем 0,1 и 5 мас.%), они имеют J_n одного порядка (исключение составляют образцы 8717/11 I и 8717/11 II, которые содержат аномально высокие количества магнетита). Следовательно, величина J_n слабо связана с количеством крупнозернистого магнетита и необходимо искать иной источник. Как было показано для континентальных габбро-норитов, носителями стабильной J_n могут быть игольчатые микровключения магнетита в плагиоклазах, которые благодаря своей форме ведут себя как однодоменные [Соболев, Файнберг, 1990]. Такая природа J_n океанических габбро подтверждается большими величинами Q_n и высокой стабильностью лейкократовых габбро, особенно в сравнении с магнетитовым габбро (рис. 2). Включения магнетита в

других силикатах гораздо крупнее и не имеют столь резко выраженной анизотропии формы, поэтому они не могут вносить большой вклад в J_n .

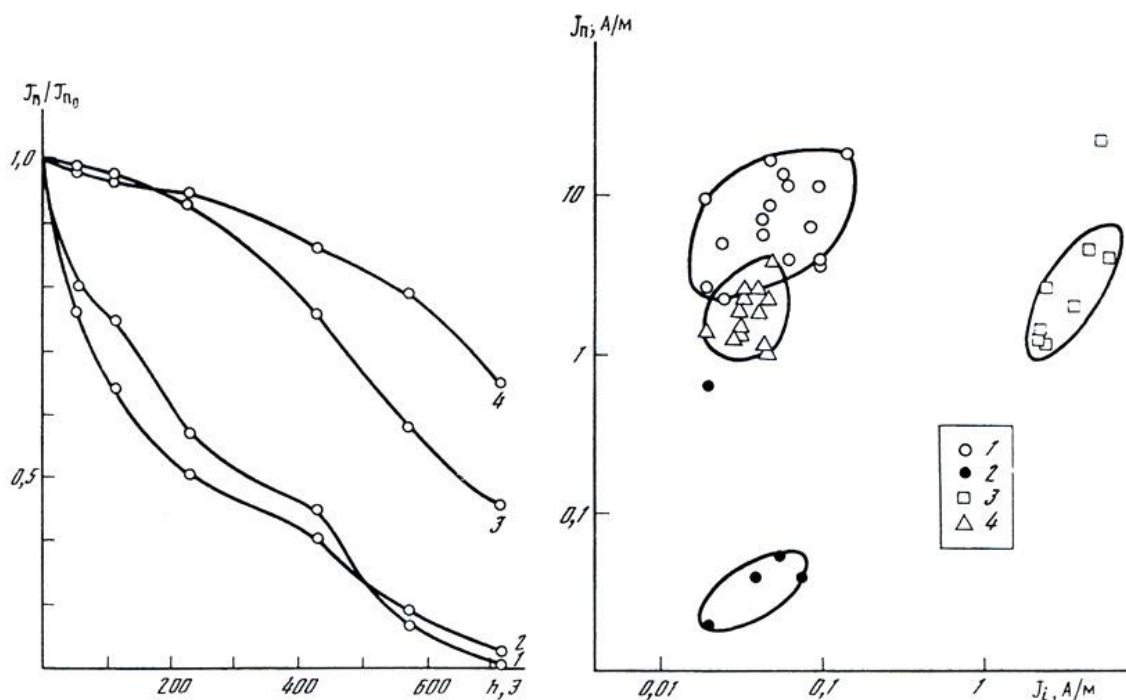


Рис. 2. Кривые размагничивания переменным полем естественной остаточной намагниченности. Магнетитовые габбро: 1 – 8717/5IV, 2 – 8717/5III; лейкократовые габбро: 3 – 8717/3Б, 4 – 8719/2КII

Рис. 3. Диаграмма индуктивная намагниченность—естественная остаточная намагниченность для пород, драгированных в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта. 1 – базальты; 2 – метабазальты; 3 – магнетитовые габбро; 4 – лейкократовые габбро

Сравнение магнитных свойств габбро и других пород океанической литосферы показывает, что габбро могут вносить существенный вклад в аномальное магнитное поле (рис. 3), тем более что они составляют наиболее мощный и однородный слой земной коры океана. Как источник аномалий, они имеют следующие преимущества перед серпентинитами:

- 1) резкое преобладание J_n над J_i делает габбро наряду с базальтами идеальными носителями информации о магнитном поле эпохи образования породы;
- 2) высокая стабильность J_n и ее термоостаточная природа;
- 3) синхронность образования J_n базальтов и габбро.

Таким образом, не исключая другие возможные источники морских магнитных аномалий, следует пересмотреть представления о «немагнитных» габбро слоя 3 в связи с гипотезой К. Дэвиса о микровключениях магнетита в плагиоклазах как носителях J_n . Есть все основания считать, что такие образования для неизменных крупнокристаллических изверженных пород основного состава достаточно широко распространены.

В работе использованы определения физических свойств, выполненные М.Ш. Магидом. Авторы благодарны Б.С. Русинову за помощь в проведении ряда измерений.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Talvani M. et al.* Reykjanes ridge crust: a detailed geophysical study // J. Geophys. Res., 1971. vol. 76, p. 473-517.
2. *Bleil U., Petersen N.* Variations in magnetization intensity and low-temperature titanomagnetite oxidation of ocean floor basalts // Nature, 1983, vol. 301, p. 384-388.
3. *Cande S.C.* Anomalous behavior of the paleomagnetic field inferred from the skewness of anomalies 33 and 34 // Earth Planet. Sci. Lett., 1978, vol. 40, № 2, p. 275-286.
4. *Dunlop D.J., Prevot M.* Magnetic properties and opaque mineralogy of drilled submarine intrusive rocks // Geophys. J.R. Astron. Soc., 1982. Vol. 69, № 3, p. 763-802.
5. *Hall J.M. et al.* Vertical distribution and alteration of dikes in a profile through the Troodos ophiolite // Nature. 1987. Vol. 326, p. 780-782.
6. *Arkani-Hamed J.* Thermoremanent magnetization of the oceanic lithosphere inferred from a thermal evolution model: Implications for the source of marine magnetic anomalies // Tectonophysics. 1991. Vol. 192, № 1/2, p. 81-96.
7. *Кеннетт Дж.П.* Морская геология. М.: Мир, 1987, т. 1. 397 с.
8. *Городницкий А.М. и др.* Геомагнитные характеристики подводного хребта Горриндж (Северная Атлантика) // Океанология, 1988, т. 28, № 5, с. 814-818.
9. *Назарова Е.А., Городницкий А.М.* О вкладе серпентинизированных перидотитов в магнитные аномалии океана // ДАН, 1991, т. 316, № 5, с. 1088-1091.
10. *Davis K.E.* Magnetite rods in plagioclase as the primary carrier of stable NRM in ocean floor gabbros // Earth Planet. Sci. Lett., 1981, vol. 55, p. 190-198.
11. *Кашинцев Г.Л., Печерский Д.М.* Магнитная история земной коры, палеомагнетизм, корреляция с геологическими и геофизическими данными // Изв. АН СССР. Физика Земли, 1983, № 9, с. 101-110.
12. *Соболев П.О.* Ориентировка игольчатых микровключений железорудных минералов в плагиоклазе (на примере Бураковского массива) // Зап. ВМО, 1990, ч. 119, вып. 1, с. 36-50.
13. *Соболев П.О., Файнберг Ф.С.* Природа остаточной намагниченности габбро-норитов Бураковского массива // ДАН, 1990, т. 314, № 5, с. 1210-1214.
14. *Погребницкий Ю.Е., Горячев Ю.В., Осипов В.А., Трухалев А.И.* Строение океанической литосферы по результатам исследований на Анголо-Бразильском геотраверзе // Советская геология. 1990. № 12. С. 8-22.
15. *Кепежинская П.К.* Латеральные вариации состава минералов андезитов в обрамлении окраинных морей // Зап. ВМО, 1989, ч. 118, вып. 1, с. 17-25.

Ссылка на статью:



Соболев П.О., Трухалев А.И. Габбро как возможный источник океанических магнитных аномалий // Доклады Академии наук. 1992. Т. 326. №2. С. 327-331.