

Член-корреспондент АН СССР В. В. ФЕДЫНСКИЙ, А. И. РАССОХО,
Р. М. ДЕМИНИЦКАЯ, А. М. КАРАСИК, С. С. РОЖДЕСТВЕНСКИЙ

МАГНИТНЫЕ АНОМАЛИИ ГРЕБНЯ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА

Огромный интерес к изучению магнитного поля Мирового океана, стимулируемый гипотезами разрастания океанического дна и тектоники мобильных литосферных плит⁽¹⁾, в течение многих лет удовлетворялся в основном материалами многочисленных маршрутных съемок⁽²⁾, при относительно малом вкладе детальных исследований на отдельных небольших полигонах^(3, 4). Способствующие выявлению основных черт аномального магнитного поля, эти съемки недостаточны для выяснения его региональных особенностей и изучения их связи со структурой и тектоникой дна. Это возможно лишь при помощи систематических площадных магнитных съемок, что подтверждается опытом работы в северо-восточной части Тихого океана⁽⁵⁾, на хр. Рейкьянес^(6, 7), в Евразийском бассейне Северного Ледовитого океана^(8, 9) и во многих других районах.

Особое значение имеет проведение детальных исследований на гребне Срединно-Атлантического хребта, характеризующегося сложной историей развития и ярко выраженной дизъюнктивной тектоникой. Особенности магнитных аномалий над гребнем хребта давали отдельным авторам повод ставить под сомнение не только приложимость механизма Вайна — Мэтьюза к объяснению магнитного поля Северной Атлантики⁽¹⁰⁾, но и само существование океанической структуры аномального магнитного поля в этом районе⁽¹¹⁾.

В последние годы советские исследователи проводят систематические площадные гидромагнитные съемки в зоне гребня Срединно-Атлантического хребта. Измерения модуля полного вектора геомагнитного поля выполняются протонными магнитометрами, имеющими чувствительность 1—2γ. При буксировке датчика магнитометра на расстоянии не менее полутора длин судна курсовая девиация не превосходит 5—10γ. Вариации магнитного поля не учитываются, но, по данным ближайших береговых обсерваторий, их суточный ход не превосходит, как правило, 10—15γ. Съемочные маршруты, ориентированные вкост простирания гребня, расположены на расстоянии 5—20 км друг от друга, с дополнительным сгущением вблизи оси хребта. Для оценки точности измерений прокладываются секущие галсы. Среднеквадратическая ошибка, оцениваемая по расхождению повторных отсчетов, в первых съемках превышала 100γ. В настоящее время, благодаря совершенствованию техники и методики работ, эта ошибка понижена до 30—40γ и менее. Для построения карт магнитных аномалий из наблюдаемого поля было исключено главное магнитное поле Земли T_0 на эпоху 1965 или 1970 гг., вычисленное в Институте земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн АН СССР по коэффициентам сферического гармонического анализа для 9 гармоник по сети $1^\circ \times 1^\circ$ с точностью до 10γ и исправленное на величину векового хода, вычисленного по сети $3^\circ \times 3^\circ$. Для центрирования аномального поля в отдельных случаях потребовалась корректура введенного аномального поля по данным самих гидромагнитных съемок.

Схема аномального магнитного поля $(\Delta T)_a$, построенная по описанным

выше материкам, с включением данных американской аэромагнитной съемки (проект «Магнит») центральной части гребня хр. Рейкьянес⁽⁶⁾ охватывает ряд участков на гребне Срединно-Атлантического хребта (рис. 1), существенно различающихся по рельефу дна. Так, Северо-Атлантический хребет характеризуется глубоко врезанной, как правило, хорошо выраженной рифтовой долиной. Его гребень нарушен многочисленными поперечными разломами, порой весьма существенно смещающими отдельные блоки хребта. Продолжающий его хр. Рейкьянес в северной части лишен рифтовой долины и крупных смещений гребня. Разделяющая два эти отрезка Срединно-Атлантического хребта на 53° с. ш. зона разлома Гиббс⁽¹²⁾, крупнейшая в этом районе океана, освещена магнитной съемкой лишь в самой южной ее части. Отчетливые морфологические различия, специфика геологического строения, изменения генерального простирания хребта, проходящего в различных географических и геомагнитных широтах, приводят к существенным региональным вариациям облика аномального магнитного поля.

Однако благодаря систематическому характеру съемки в структуре поля удается выделить общие признаки, позволяющие отнести аномалии всех без исключения участков Срединно-Атлантического хребта к единому океаническому типу поля. К числу этих признаков относятся (рис. 1 и 2):

1) интенсивная положительная осевая аномалия, повсеместно приуроченная к оси хребта и, как правило, превосходящая все другие аномалии по амплитуде;

2) генерально линейная структура поля, подчиненная простиранию оси хребта и обуславливающая хорошую межмаршрутную корреляцию аномалий;

3) поперечные линейные нарушения, смещающие структуру поля как целое и приуроченные к зонам разломов океанического дна;

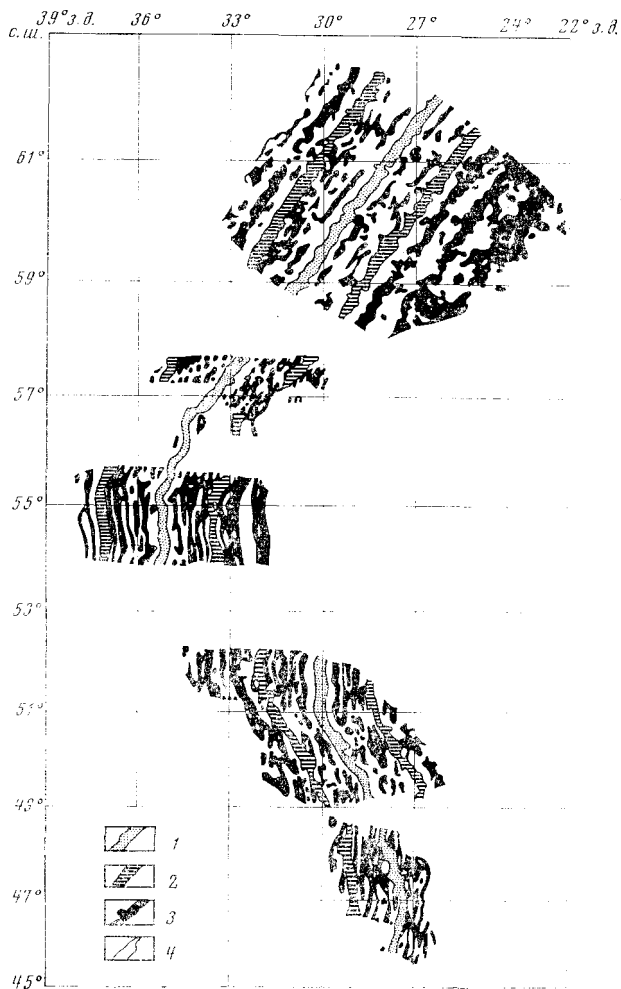


Рис. 1. Схема магнитных аномалий (ΔT)_a участков гребня Срединно-Атлантического хребта. Наиболее северный участок — по данным аэромагнитной съемки США⁽⁶⁾, остальные — по результатам гидромагнитной съемки СССР. 1 — осевая аномалия; 2 — аномалия № 5; 3 — прочие положительные аномалии; 4 — отрицательные аномалии

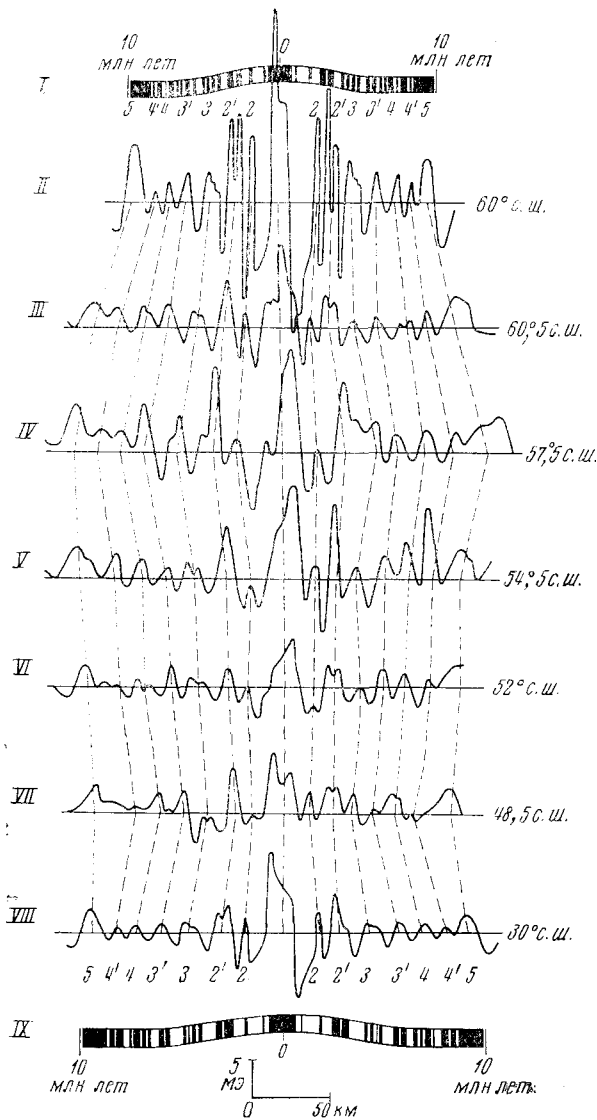


Рис. 2. Сопоставление эмпирических (III–VII) и теоретических (II, VIII) магнитных профилей в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта. В модели (I, IX) шкала инверсий геомагнитного поля — по (2), намагниченность пород $\pm 5 \cdot 10^{-3}$ СГС (для центрального блока $1 \cdot 10^{-2}$ СГС); верхняя кромка — генерализованный рельеф дна; вертикальная мощность 2 км; скорости разрастания 1 см/год (I) и 1,3 см/год (IX). Оцифровка аномалий на теоретических профилях (II, VIII) — по (7)

сети съемочных маршрутов практически всегда удается найти или, в крайнем случае, реконструировать на основе межмаршрутной корреляции профили, находящиеся внутри блоков коры, ограниченных выявленными разломами. На этих профилях признаки океанической структуры поля обнаруживаются безошибочно.

Высокое подобие магнитных профилей, расположенных как внутри одного блока, так и в пределах разных блоков коры, свидетельствует о единой природе аномального магнитного поля изученной части Атлантики. Не оди-

4) однородность поля по длинам волн и амplitудам аномалий;

5) равноправие аномалий разного знака, выражающееся в близости их параметров и сходстве облика;

6) единый спектр магнитных аномалий по профилям вквост простирапия гребня хребта;

7) отчетливая симметрия магнитного поля относительно осевой аномалии.

Перечисленные особенности, демонстрируемые картой и отдельными профилями для гребня Срединно-Атлантического хребта в интервале от 45 до 62° с. ш. в совокупности образуют систему признаков, характерную для магнитного поля океанического типа (13). В то же время, в пределах изученной области наряду со строго линейными и отчетливо анизотропными системами аномалий отмечаются слабо анизотропные и мозаичные поля. Последние связаны с районами, где наблюдается резкое изменение генерального простирапия хребта и где, как показывает анализ магнитного поля и рельефа дна, существует густая сеть поперечно ориентированных дизъюнктивных дислокаций, сопровождающихся, как правило, смещениями структуры поля по разные стороны разлома и ее разрушением на самом разломе. Благодаря плотной

наковые по рисунку участки магнитной карты представляют собой региональные вариации единого типа поля, обусловленные, в первую очередь, различной степенью проявления поперечной разрывной тектоники и выявляющиеся по мере увеличения подробности исследований.

В целом особенности, отмечаемые в различных участках Срединно-Атлантического хребта, позволяют выделить атлантический подтип океанического аномального поля, характеризующийся пониженными линейностью, однородностью, анизотропностью, симметрией и устойчивостью спектра.

Аномальное магнитное поле океана, по представлениям сторонников теории разрастания океанического дна, своим существованием обязано специфическому магнитоактивному слою, возникшему при разрастании океанической коры в условиях регулярных инверсий геомагнитного поля. Для проверки справедливости этого утверждения в случае усложненной структуры атлантического подтипа аномального магнитного поля нами выполнено сопоставление эмпирических профилей, как непосредственно наблюдаемых, так и реконструированных на основе межмаршрутной корреляции, с теоретическими профилями, рассчитанными для инверсионной модели магнитоактивного слоя (рис. 2). Рассматриваемые участки (рис. 1) расположены почти целиком в пределах осевой магнитной зоны, и лишь их периферийные части оказываются во фланговых зонах (классификация К. Ле Пижона, Дж. Хейрцлера⁽²⁾). Это придает особую ценность проверке корректности гипотезы Вайна — Мэтьюза для Атлантики, поскольку именно для центральной части осевой зоны существует независимая шкала инверсий геомагнитного поля⁽¹⁴⁾.

Результаты сопоставления свидетельствуют о высокой степени соответствия наблюдаемого и расчетного полей во всех без исключения случаях (рис. 2) и подтверждают справедливость гипотезы разрастания океанического дна в условиях усложненной структуры океанического магнитного поля.

Одним из прямых результатов сопоставления является определение возраста магнитных аномалий на гребне Срединно-Атлантического хребта. Это придает магнитной карте $(\Delta T)_a$ свойства карты изохрон океанической коры⁽¹⁵⁾. Выделение аномалий № 5 (рис. 1) создает предпосылки для уточнения местоположения полюса раскрытия Северной Атлантики за последние 9,5 млн лет, приближенно найденного по материалам маршрутных съемок⁽¹⁶⁾. Координаты полюса определены нами в точке $66,5^{\circ}$ с. ш., $141,5^{\circ}$ в. д. и близки к координатам современного полюса раскрытия Северной Атлантики, которые найдены по азимутам разломов, выделяемых по магнитному полю. Последние характеризуют направление современного движения дна и представляют собой трансформные разломы типа хребет — хребет по классификации Дж. Вильсона⁽¹⁷⁾. Линейная расчетная скорость движения дна за последние 9,5 млн лет на расстоянии около 1800 км изменяется от 1,3 мм/год на юге, приблизительно на широте Бискайского залива, до 10 мм/год к югу от Исландии.

Научно-производственное объединение «Севморгео»
Ленинград

Поступило
12 IV 1974

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ X. Le Pichon, J. Geophys. Res., v. 73, 12 (1968). ² W. C. Pitman III, E. M. Herron, J. R. Heirtzler, J. Geophys. Res., v. 73, 6 (1968). ³ P. R. Vogt, N. A. Ostensio, J. Geophys. Res., v. 71, 18 (1966). ⁴ B. D. Loncarevic, C. S. Mason, D. H. Matthews, Canad. Journ. Earth. Sci., v. 3, 3 (1966). ⁵ D. J. Elvers, C. C. Mathewson et al., Coast and Geodet. Surv. Operat. Data Rep., C and GSDR-1, 1967. ⁶ J. R. Heirtzler, X. Le Pichon, J. G. Baron, Deep Sea Res., v. 13, 427 (1966). ⁷ M. Talwani, C. C. Windisch, M. G. Langseth, jr, J. Geophys. Res., v. 76, 2 (1971). ⁸ А. И. Рассохо, Л. И. Сеньчура и др., ДАН, т. 172, № 3 (1967). ⁹ А. М. Карасик, Геофиз. мет. разв. в Арктике, в. 5 (1968). ¹⁰ M. N. Hill, Deep-Sea Res., v. 6, 193 (1960). ¹¹ V. Vacquier, Trans. Roy. Soc., London, Ser. A, v. 258, 77 (1965). ¹² G. L. Johnson, Earth Planet. Sci. Lett., v. 2, 445 (1967). ¹³ А. М. Карасик, Геотектоника, т. 2 (1971). ¹⁴ A. Cox, Science, v. 163, 237 (1969). ¹⁵ В. В. Федьинский, С. А. Ушаков, Н. А. Шабалин, ДАН, т. 204, № 6 (1972). ¹⁶ W. C. Pitman III, M. Talwani, Geol. Soc. Am. Bull., v. 83, 3 (1972). ¹⁷ J. T. Wilson, Nature, v. 207, 343 (1965).