

第一鹿島海山と香取海山の地磁気異常解析*

—第一鹿島海山のサブダクション過程—

植田 義夫**

GEOMAGNETIC ANOMALY ANALYSIS ON THE SEAMOUNTS DAIITI-KASIMA AND KATORI, OFF KASIMANADA AROUND THE SOUTHERN PART OF JAPAN TRENCH

WITH SPECIAL REFERENCE TO SUBDUCTION PROCESS
OF SEAMOUNT DAIITI-KASHIMA

Yoshio Ueda

Received 1981 August 4

Abstract

As a part of "Basic Sea Map" project, and partly of the "Earthquake Prediction Plan", the detailed geomagnetic, hydrographic, geological, and gravitational survey, was carried out by the Hydrographic Department, Maritime Safety Agency of Japan, at sea in the southern part of Japan Trench from 1976 to 1977.

Making use of some of these results, the geomagnetic anomalies of both the Daiiti-Kasima and Katori seamounts were analyzed by means of the Talwanis method, with special reference to the subduction hypothesis of the Daiiti-Kasima seamount. Throughout these results, the following features were apparent.

1) The breakdown of the western half of Daiiti-Kasima seamount, which was proposed by Mogi and Nishizawa (1980a), may be considered as the depression of the magnetic body to the extent of more than 1000 m in line with the Japan Trench axis. The further consideration of its geomagnetic structure suggests us that the Daiiti-Kasima seamount has been suffering from "accretion process" during the subduction of the Pacific Plate.

2) A large amount of the uplift (3600 m to 5250 m) of the Daiiti-Kasima seamount is nonmagnetic as a whole, and the rest (5250 m to 7000 m) has a magnetization vector defined by $\text{dec} = -12.0^\circ$, $\text{inc} = 20.1^\circ$, $/J/ = 1072 \times 10^{-2} \text{Am}^{-1}$.

3) For the Katori seamount, the magnetization vector of the top portion (4200 m to 4750 m) is $\text{dec} = -15.2^\circ$, $\text{inc} = 18.3^\circ$, $/J/ = 1390 \times 10^{-2} \text{Am}^{-1}$, and the rest (4750 m to 7500 m) is $\text{dec} = 170.0^\circ$, $\text{inc} = 19.5^\circ$, $/J/ = 520 \times 10^{-2} \text{Am}^{-1}$. This shows that the Katori seamount has a memory of successive normal and reversal magnetic events.

* 本稿は昭和55年度春季火山学会において発表した内容を、一部修正加筆したものである

** 国際協力事業団

4) The VGP (Virtual Geomagnetic Pole) for Daiiti-Kasima is located at N62°, E349°, and that of the top portion of Katori is at N60°, E354°. These results are consistent with the mean VGP from other Cretaceous Pacific seamounts, and support the hypothesis of the northward drift of the Pacific Plate.

Key words: Solid earth geomagnetism, Japan Trench, Seamount, Paleomagnetism.

1. はじめに

「日本海溝南部，鹿島灘沖にある第一鹿島海山の西半分が崩壊し，日本海溝へ沈み込んでいるのではないか」という1980年2月の地震予知連絡会での海上保安庁水路部の発表（茂木及び西沢，1980 a）は，日本海溝での海洋地殻の沈み込み（プレートのサブダクション）を実証する例として，関係者の間だけでなく広く一般にも大きな反響を招く結果となった．今でも，日本海溝周辺では三陸沖地震にみられるような正断層型地震が発生することが知られていたが，この考えによると，第一鹿島海山の西半分がまさしくこのような正断層により日本海溝へ沈み込んでいることとなる．茂木及び西沢（1980 a）のこの指摘は，地球科学の基本概念にもかかわる問題だけに，この仮説の各分野からの検証は今後の重要な課題であると考えられる．この意味で，友田及び藤本（1980）の重力異常の解析結果は，「第一鹿島海山の崩壊」を別の視点から検証した例として興味深い．本稿では，この問題に関し地磁気異常解析の立場から考案した結果を述べる．

一方，上記の問題以外にも，第一鹿島海山のような海洋性海山の地磁気異常解析は，北西太平洋の海洋底火成活動の歴史を知るうえで貴重な情報を我々に提供してくれる．海洋性海山は，大きく区分して，①ハワイ島から天皇海山列にみられる「ホットスポット」起源による海山 ②中央海嶺での火成活動に伴って生成する海山 ③起源は不明であるがその存在形態から上記二つの型とは異なると考えられる中部太平洋の海山の三つからなる．

北西太平洋，日本海溝沖の海山については過去において，東大海洋研等により調査されたものもある．その結果によると（Uyeda and Richards, 1966 ; Vacquier and Uyeda, 1967），これらの海山は白亜紀に現在の磁気赤道付近にあったとされる旧海嶺上で生成し，その後，太平洋プレートの北上により現在の位置へ移動してきたものと考えられている．しかし，最近の深海掘削計画（IPOD）の成果では，今まで海洋性地磁気縞模様の原因と考えられていた海洋地殻第2層（Talwani : *et al.*, 1971）には，正・逆に磁化した玄武岩層の存在や，場合によっては，その間に堆積層が介在したりすることが判明し，従来の海洋底火成活動に対する考え方だけでは十分に説明できない事実のあることがわかってきた．このようなことから，かつての海洋底火成活動の「化石」と考えられる海山について，地磁気異常解析を行い，その磁気構造と古地磁気に関する情報を得ることは，海山生成のなぞの解明だけでなく地球科学の今後の進展にとっても大きな役割を果たしうると期待される．

今回，筆者は上記に述べた二つの観点から，水路部が実施した測量成果を基に鹿島灘沖の第一鹿島海山と香取海山について地磁気異常解析を行った．本稿はそれらの解析結果を述べ，その地球科学的意味を論ずるものである．

2. 測量成果の概要

今回解析を行った第一鹿島海山と香取海山周辺の海底地形図を第1図に示す．水路部は，1967年から大陸棚の海の基本図作成事業を実施しているが，現在その測量作業はほぼ終了している．第1図は，それらの測量成果のうち，測量船昭洋による1976年の鹿島灘（南部）と1977年の常磐沖南部の成果に基づくものである．これら両海区の測量は，特に地震予知計画参加事業の一環としても実施されたものである．

この測量では、海底地形・地質構造・地磁気・重力のそれぞれにつき、同一測線で同時に調査するため、総合的な「海底像」とでもいうべきものが得られる。高精度の成果を得るため、測量時の測線間隔は約2海里、測位方法は NNSS による衛星測位とロランCを用いた複合測位方式を用い、陸標の視認できる海域では六分儀による測位を併用している。

地磁気測量は曳航式プロトン磁力計により実施した。測量期間中の全磁力日変化補正は、この海域の緯度に比較的近い気象庁地磁気観測所（茨城県柿岡）の全磁力日変化データを用いている。地磁気全磁力図から地磁気異常図を作成する際の標準磁場は、1965.0年のIGRF値にその後の日本周辺の経年変化補正を行う方法（大島他、1980）によって算出した。この結果得られた地磁気異常図を第2図に示す。第1図の海底地形図によれば、第一鹿島海山の西側斜面は東側と比べ急斜面を形成しており、その西側には水深約5500mの平坦面が日本海溝を横切って広がっている。茂木及び西沢（1980b）は、この平坦面はもともと山頂部に広がる平坦面と連続したものであり、日本海溝への沈み込みにより1500m以上の段差を生じたものであると推論している。一方、その北北東約24海里にある香取海山は大洋側海溝斜面にあるが、第一鹿島海山に見られるような正断層の構造地形はみられない。

この海域の地磁気異常図（第2図）は、海底地形との対応から主に次のA, B, Cの3区に区分できる。A区は第一鹿島海山の地形的高まりに対応した地磁気異常で、正と負の極値間隔が地形から予想されるものと比べ非常に長いのが特徴である。B区はA区の地磁気異常が日本海溝を横切って陸側に伸びる部分で、何らかの磁気基盤が海溝部から陸側へ伸びているものと推定される。A区の東側には海洋性地磁気縞模様が広がっていることがアメリカ海軍の編集した地磁気異常図（No. 2207-3）から分かるが、A, B両区の地磁気異常の方向性（東-西）は、これらの縞模様の方向（東北東-西南西）とは一致しておらず、A, B両区の地磁気異常の主要な原因は第一鹿島海山そのものにあると考えられる。

一方、C区は香取海山に伴う地磁気異常で、正異常が卓越している。この海山山頂部から約20海里北方には-200nTの負異常があるが（大島他、1981）、この部分は香取海山による地磁気異常と考えるにはあまりにも山体から離れており、かつ、その方向性も海洋性地磁気縞模様のそれと符合することから、後者の一部分ではないかと考えられる。C区にはB区でみられるような海溝を横切る陸側への地磁気異常の伸長はみられない。

3. 解析方法

地磁気異常の解析を行う場合、どのような方法を用いるかは、その原因岩体が二次元的広がりをもつものか、あるいは三次元的なものかにより決定される。海山地形は普通三次元的特徴をもつから、その地磁気異常解析には三次元的方法による必要がある。Talwani（1965）は、このような海山の地磁気異常を求める方法として、海山を多角柱の積み重ねで近似し、その体積積分の数値計算により算出する方法を提唱した。この方法はVacquier（1963）の方法と比べ解析用データの作成が容易であり解析精度の面でも優れている（植田、1978）。今回、筆者はTalwaniの方法を応用し、海山の地形と地磁気異常から、海山の磁化ベクトルを求めた。この方法の詳細については、既に他の論文（Francheteau *et al.*, 1970）に述べられているので、ここでは本論文で用いる解析精度指数等の説明を中心に方法の概略だけを述べることにする。

第2図に示した地磁気異常図には、用いた標準磁場の任意性により海山自身による磁気異常（ δT_i ）の外に、その海域に特有の地域的地磁気異常（ D_i ）が含まれるので、測点*i*における地磁気異常 δF_i は次式で表現できる。

$$\delta F_i = \sum_m \delta T_i(m) + D_i \quad (1)$$

ここで \sum_m は地磁気異常の原因と考えられる各海山についての総和で、 $\delta T_i(m)$ とは測点 i に及ぼす m 番目の海山のつくる磁気異常である。

今、 D_i を一次平面で近似できるとして(1)式を各海山の磁化ベクトルと積分変数で表すと

$$\delta F_i = \sum_m \{A_{1,i}(m) \cdot J_x(m) + A_{2,i}(m) \cdot J_y(m) + A_{3,i}(m) \cdot J_z(m)\} + B + C_n \cdot x_i + C_e \cdot y_i \quad (2)$$

となる。ここで、

$A_{1,i}(m), A_{2,i}(m), A_{3,i}(m)$: m 番目の海山の形状と測点 i 及びその付近の地球磁場方向 (偏角, 伏角) とできる体積積分変数

$J_x(m), J_y(m), J_z(m)$: m 番目の海山の磁化ベクトルの 3 成分

B, C_n, C_e : 地域的地磁気異常を一次平面近似した際の平面係数で、それぞれ、バイアス値、南北方向の傾斜係数、東西方向の傾斜係数である。

x_i, y_i : 測点 i の海面上の座標値で、 x_i は地理学的北方向を正、 y_i は地理学的東方向を正にしてある。

(2)式の左辺 δF_i は既知であり、右辺の各積分変数、座標値も求めることができるから、この式は最小二乗法で $J_x(m), J_y(m), J_z(m), B, C_n, C_e$ を求める際の観測方程式に相当する。このようにして、海山的地磁気異常からその磁化ベクトルと地域的地磁気異常 (一次平面) の係数、及び各値の確率誤差を求めることができる。

一方、このようにして求めた値を(2)式に代入することにより、測点 i での地磁気異常値を逆に計算で求めることができる。この値は一般に δF_i と異なり、それとの差は「モデル残差値」(E_i) と呼ばれている。地磁気異常値 (δF_i) から計算で求めた一次平面を除去したものは、主に海山本体による磁気異常を反映していると思われるので、特に「入力磁気異常値」(I_i) と呼ばれる。また、これに対応して、海山の磁化ベクトルから(1)式の $\sum_m \delta T_i(m)$ の部分を計算したものは、海山の作る磁気異常で「計算磁気異常値」(C_i) と呼ばれている。 $\delta F_i, D_i, E_i, I_i, C_i$ の関係を式を用いて表すと次式のようになる。

$$\delta F_i = I_i + D_i \quad (3)$$

$$E_i = \delta F_i - (C_i + D_i) = (\delta F_i - D_i) - C_i = I_i - C_i \quad (4)$$

海山的地磁気異常解析の精度を知る目安としては、上記の値を用いて、次のような精度指数が多く用いられている (Harrison, 1971)。

G 値 : "Goodness of fitting ratio" と呼ばれ $\sum |I_i| / \sum |E_i|$ で定義される。この定義からわかるように G 値は

大きい方が解析精度は良い。通常 1.8~2.0 以上であれば、その解析結果はかなりの精度をもつと考えられる。

$|R_{es}|$ 値 : "Absolute mean residual value" と呼ばれ E_i の絶対値の平均値、すなわち、 $\sum |E_i| / n$ 、 n は測点数で定義される。この値は小さい方が解析精度が高い。

r_{ms} 値 : "Root mean square residual" と呼ばれ $(\sum E_i^2 / n)^{1/2}$ で定義される、 $|R_{es}|$ 値同様、小さい方が解析精度は良い。

これらの精度指数のうち、 G 値は一種の正規化された値であり、異なる解析領域同志の解析結果の精度を比較するのに多く用いられる。 $|R_{es}|, r_{ms}$ は nT (ナノテスラ) を単位とする値で、海山の磁気構造の推定の際に多く用いられる。

今回の解析方法は、以上に述べたとおりであるが、実際にこの方法を海山的地磁気異常解析に適用する際に

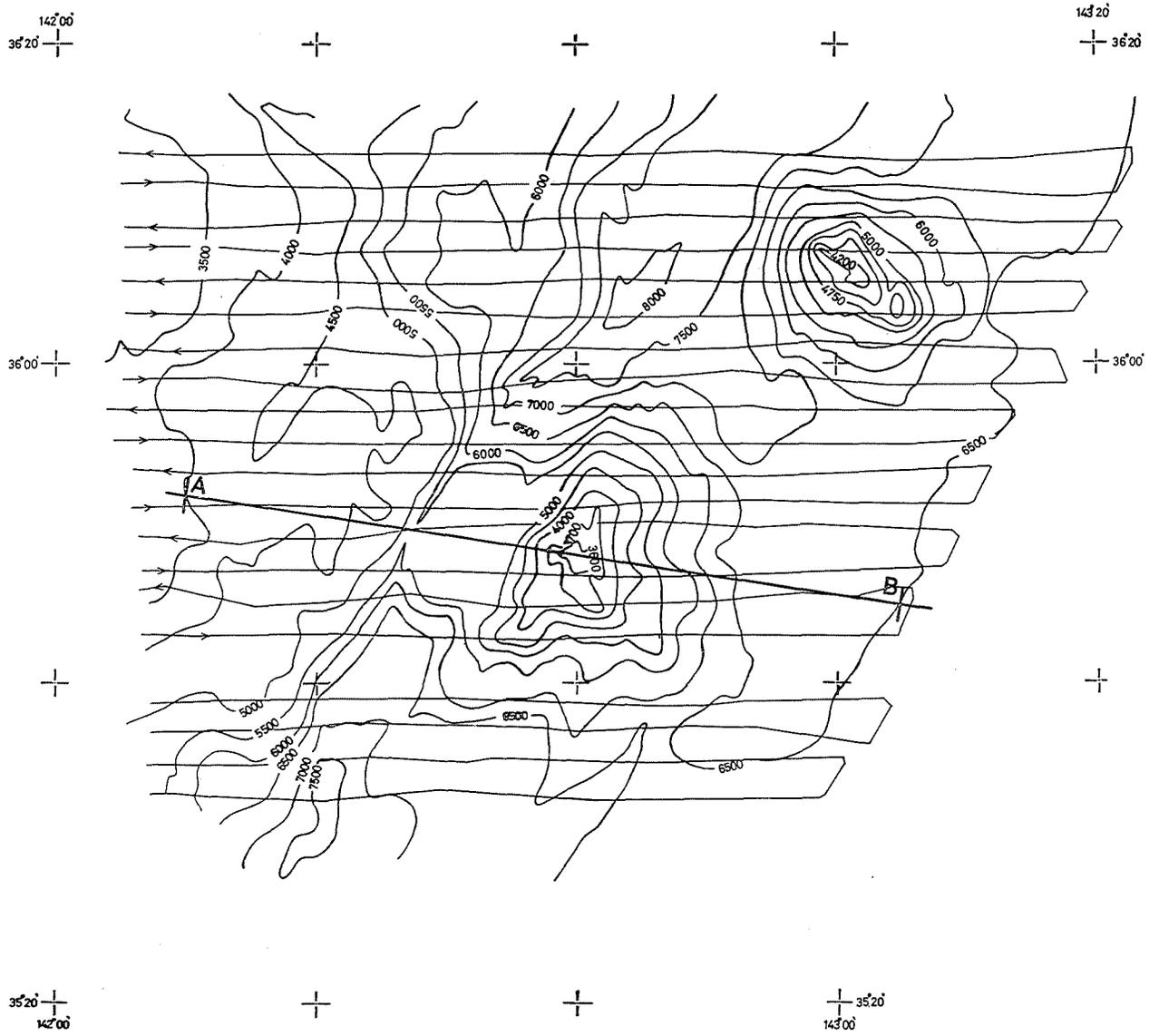


Figure 1. Trucklines and detailed topography around seamounts Daiiti-Kasima and Katori (depth unit in meter).

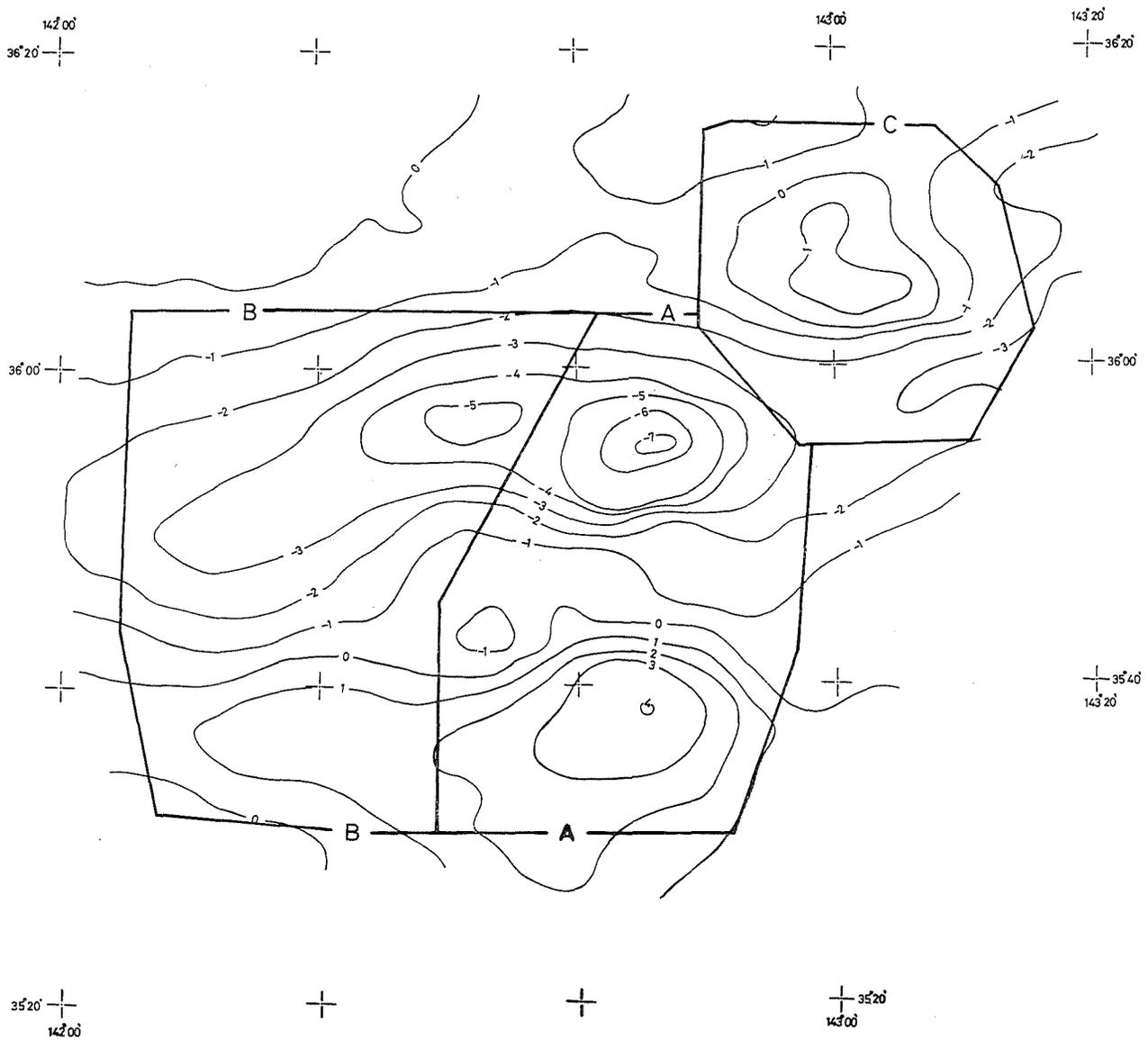


Figure 2. Magnetic anomaly field based on IGRF 1965 corrected by secular change around Japan (unit in 100nT).

は、地磁気異常図の解析領域を海山地形と比較してどの程度の範囲まで考慮すべきかという問題が生じる。海山地形の広がり範囲と比べ解析領域を広くとりすぎることは、海山以外に起因する磁気異常が混在する可能性を招き、ひいては解析精度の低下をもたらす。ここでは、三次元角柱のつくる地磁気異常分布を考慮し、海山に起因する磁気異常は、その地形的広がりの範囲で最も強くその特徴を反映すると考え、解析領域を第2図のように3区に区分したのである。

4. 解析手順及び解析結果

(1) 第一鹿島海山のモデル解析

まず最初に、比較的地形的対応が明瞭なA区についてモデル解析を実施し、その後、A・B両区を統一的に説明するための総合モデル解析を行った。以下その解析手順と解析結果について説明する。

i A区のモデル解析

A区のモデル解析結果を第1表にまとめて示した。この第1表の中のモデル1からモデル7は、第一鹿島海山の磁気基盤が海底面下にすそ野をもっていると考え、その底面深度を5500mから7500mまで500m間隔で拡大していったものである。この結果、精度指数 $|R_{es}|$ と r_{ms} は底面深度7000m(モデル5)で最小値をとり、底面深度をそれ以深に拡大してもあまり大きな変化は見られない。このことから、この部分の磁気基盤は一応海面下7000m付近まで広がっていると推察される。しかし、モデル5のG値は1.41で、G値としての標準的値(1.8~2.0)と比べかなり低く、解析精度は十分であるとはいえない。

次に、解析精度の向上を図るため、Harrison(1971)がギニア湾の海山について解析した例を参考にし、海山山頂部を逐次除去しながら解析したのが第1表のモデル8から12である。この解析では、モデルの底面深度を7000mに固定し、その上面深度を4500mから5750mの範囲で変えてある。この結果、モデル上面部を5250m(モデル10)にした場合に、もっともG値が高く(2.16)、かつ $|R_{es}|$ 、 r_{ms} の各精度指数も最小値をとることが分かった。

更に、モデル10の際に除去した海山山頂部(3600m~5250m)がどのように磁化しているかを推定するため、海山を上部層(3600m~5250m)と下部層(5250m~7000m)の2層に分け、それぞれが独立に磁化していると考えて解析した結果が第1表のモデル13である。この結果、上部層の磁化強度は $49 \times 10^{-2} \text{ Am}^{-1}$ で、他の解析結果と比べ一桁程度小さく、かつその確率誤差範囲($SD_m = 62 \times 10^{-2} \text{ Am}^{-1}$)以内の値であること、上部層の磁化強度は $771 \times 10^{-2} \text{ Am}^{-1}$ で、モデル10の値($766 \times 10^{-2} \text{ Am}^{-1}$)とよく一致していること、精度指数はモデル13とモデル10とでは、ほとんど変化がないこと、等がわかる。以上のことから、上部層は海上で観測される磁気異常にほとんど寄与していないと判断される。

ii A, B両区の総合モデル解析

B区での地磁気異常分布を説明するため、第一鹿島海山西側の平坦面下に磁気基盤が存在していると仮定し解析した結果を第2表にまとめた。モデル1からモデル4は、A区については前節iで求めたモデル10(第1表)を設定し、B区のモデルについて、上面深度を5500m、底面深度を7000mから8500mまで地形を考慮して拡大したものである。この解析ではA区・B区に設定した両モデルを独立した磁気基盤として扱っており、相互に異なる磁化ベクトルを持つことができる。このモデル1から4の解析結果から、次のことを読みとることができる。すなわち、

① 精度指数とモデル底面深度との関係から、B区の磁気基盤は8000m付近まで広がっていること(モデル3)

Table 1 Results of Calculations on Daiiti-Kasima Seamount (area A)

Shape	Model	Top and Bottom (m)	Decli E°	Incli Down°	Magnetization vector			Trend		Goodness of fit indicators			Paleopole	
					SDa [@] (°)	Intensity 10 ⁻² Am ⁻¹	SDm [@] 10 ⁻² Am ⁻¹	C _n	C _e	G	/Res/ nT	rms nT	Lat N°	Lon E°
Topogra- phic	1	3600-5500	-1.4	15.2	9.9	311	54	18.8	0.1	1.01	86.0	108.3	61.9	325.7
	2	3600-6000	1.3	15.9	7.8	311	42	17.8	0.0	1.14	82.3	103.6	62.3	320.0
	3	3600-6500	4.7	17.8	6.4	324	36	16.5	-0.3	1.31	77.9	98.9	63.0	312.4
Bottom- extended	4	3600-6750	6.6	18.5	6.1	329	35	15.8	-0.5	1.37	76.3	97.5	63.0	308.2
	5	3600-7000	7.8	18.7	5.8	332	34	15.2	-0.6	1.41	75.5	96.3	62.9	305.6
	6	3600-7250	9.0	18.8	5.8	333	34	14.6	-0.8	1.40	75.7	96.6	62.6	303.1
	7	3600-7500	10.7	19.6	5.9	338	35	14.1	-1.1	1.40	75.6	97.4	62.5	299.4
Top- truncated	8	4500-7000	8.2	18.8	5.0	477	42	13.5	-0.8	1.68	69.8	91.2	62.8	304.8
	9	5000-7000	9.3	20.4	4.5	652	52	12.0	-1.2	2.08	64.6	87.0	63.4	302.0
	10	5250-7000	10.3	22.1	4.5	766	60	11.3	-1.5	2.16	63.9	86.0	64.0	299.2
	11	5500-7000	11.8	23.9	4.8	903	75	10.9	-1.8	2.09	64.5	87.1	64.4	295.2
	12	5750-7000	14.7	25.8	5.3	1071	99	10.8	-2.4	1.85	66.9	90.0	64.2	288.2
Two layers	13	3600-5250	105.8	34.0	73.1	49	62	11.2	-1.1	2.17	63.5	85.9	1.3*	28.5*
		5250-7000	6.8	20.9	5.6	771	75						64.3	307.2

Notes: @ Standard deviation of magnetization vector (Franchteau et al., 1970)

* South pole position. C_n: Trend coefficient in north direction.1 Am=10⁻³ emu/cm³ C_e: Trend coefficient in east direction.1 nT=10⁻⁵ Gauss

Table 2 Results of Synthetic Model Studies on A and B areas

Model	Top and Bottom		Decli E°	Incli Down°	Magnetization vector				Angle difference (°)	Trend		Goodness of fit indicators			Paleopole	
	A area	B area			SDa (°)	Intensity 10 ⁻² Am ⁻¹	SDm 10 ⁻² Am ⁻¹	Cn (nT/km)		Ce	G	/Res/ nT	rms nT	Lat N°	Lon E°	
1	5250-7000	5500-7000	A	-11.5	14.8	2.0	1133	40	36.7	6.0	0.7	2.45	66.8	87.4		
			B	-37.7	44.0	4.2	1137	84								
2	"	5500-7500	A	-14.0	13.6	1.9	1160	39	27.8	5.6	0.9	2.62	64.1	84.1		
			B	-35.0	33.9	3.6	1005	63								
3	"	5500-8000	A	-16.9	13.8	1.9	1179	39	23.8	5.4	1.2	2.72	62.3	82.0		
			B	-38.0	27.2	3.3	911	52								
4	"	5500-8500	A	-20.9	14.8	1.9	1189	40	25.1	5.6	1.6	2.70	63.2	82.1		
			B	-46.5	21.6	3.0	853	45								
5	"	5500-8000	-	-16.3	20.2	1.9	939	31	-	4.3	1.1	2.68	63.5	83.8	60.6	357.0
6	"	6000-8000	-	-14.7	20.1	1.7	1023	30	-	3.8	1.0	2.96	58.9	77.7	61.3	354.0
7	"	6250-8000	-	-12.6	20.1	1.6	1064	30	-	3.7	0.9	3.06	57.2	76.1	62.1	350.0
8	"	6500-8000	-	-12.0	20.1	1.6	1072	30	-	3.7	0.8	3.07	57.2	76.2	62.3	348.8
9	"	6750-8000	-	-8.9	20.4	1.7	1086	32	-	3.8	0.6	2.94	59.1	78.8	63.5	342.6
10	"	7000-8000	-	-6.1	20.4	1.7	1086	33	-	4.0	0.4	2.80	61.3	81.5	64.1	336.6
11	5000-7000	6500-8000	-	-10.2	20.7	4.3	704	53	-	9.1	0.8	2.61	60.2	81.3	63.3	345.4
12	5250-8000	6500-8000	-	-0.3	22.3	1.7	906	27	-	2.5	0.0	2.91	64.1	82.8	65.8	323.4

② A区・B区の各モデルの磁化強度にはあまり大きな相違はないこと

③ A区・B区の各モデルの磁化ベクトルの方向差（大圏角度差）は、解析精度が良くなるにつれ、その最小値（ 23.8° ）に近づくこと

の3点である。このうち、特に②、③はA区・B区のそれぞれの磁気基盤が同一起源であることを示していると思われる。

次に、上記の結果をもとに、A区・B区の各モデルが同一の磁化ベクトルを持つと考え、B区のモデル上面深度を5500mから6500mまで変えて解析した結果をモデル5から10に示した。この結果、解析精度は、モデル7か8の場合に最も良く、G値も3.06、3.07の高い値をとることが分かる。第3図の(a),(b),(c)には、G値がもっとも高いモデル8について、それぞれ入力磁気異常図、計算磁気異常図、及びモデル残差図を示す。また、この場合の第一鹿島海山の磁気構造モデル断面図（第1図のA-Bに沿う）を第4図に示した。

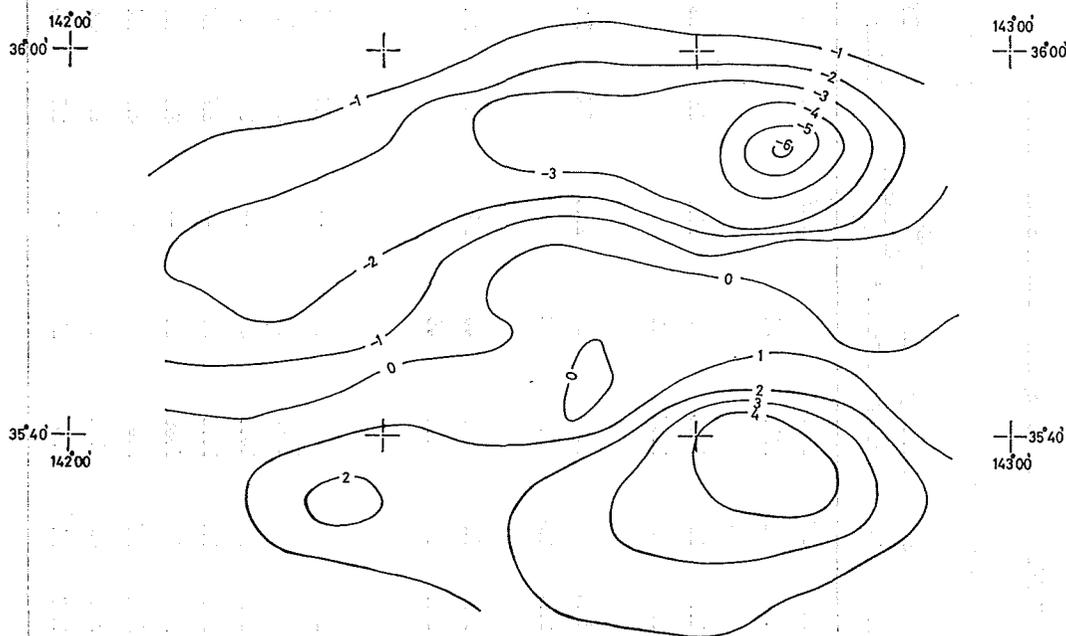


Figure 3(a) Input magnetic anomaly field (reduced by self calculated planar trend) on Seamount Daiiti-Kasima, unit in 100 nT.

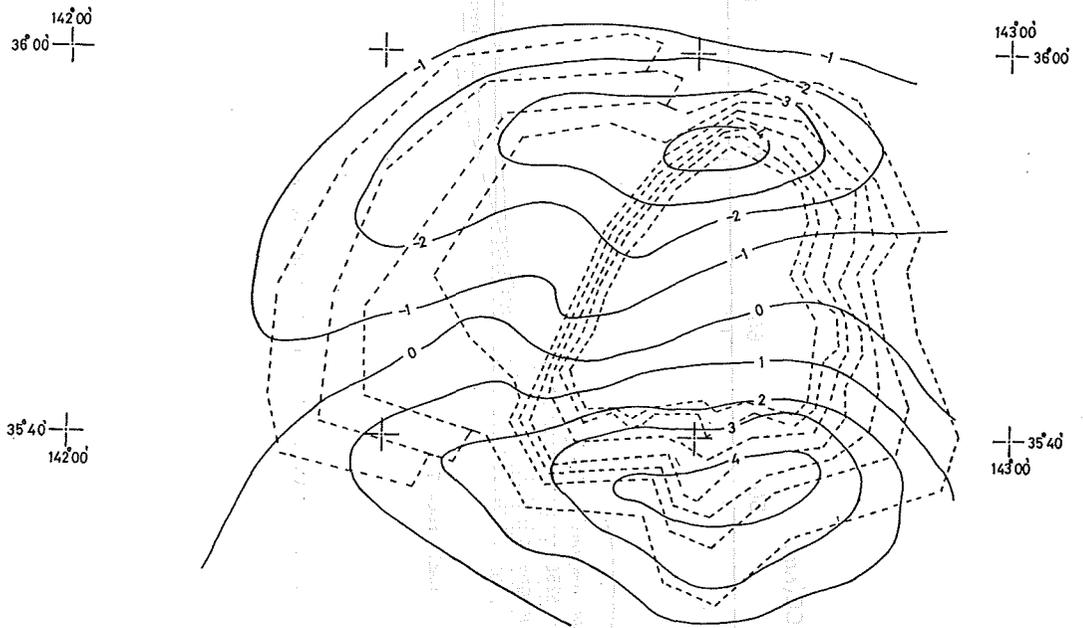


Figure 3 (b) Calculated anomaly field on Seamount Daiiti-Kasima, unit in 100 nT, model shape is indicated by dotted polygons.

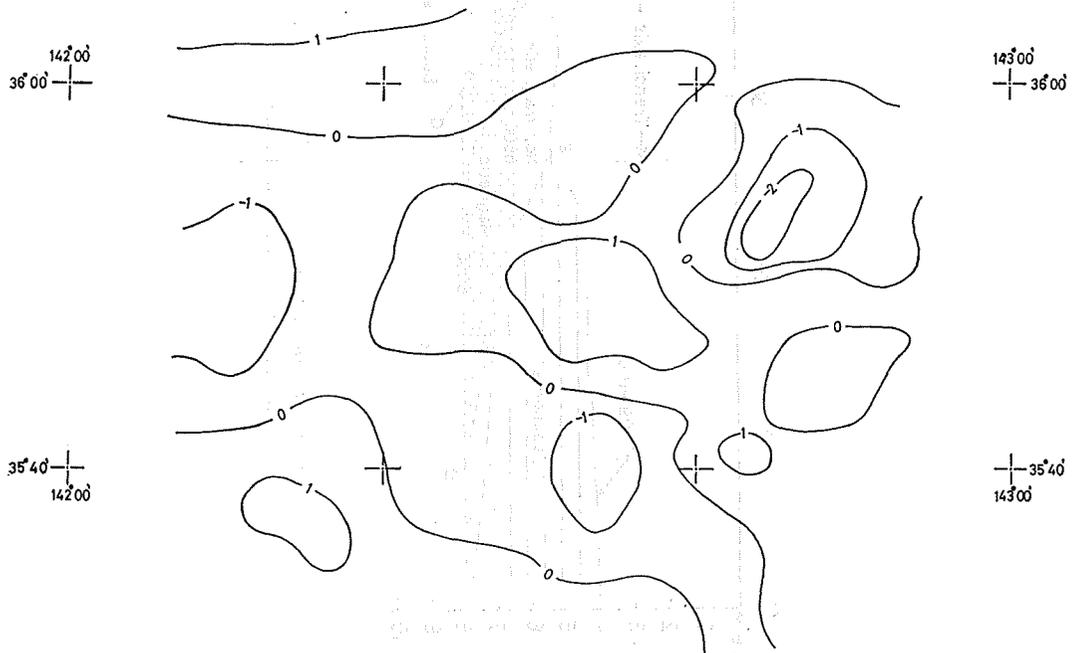


Figure 3 (c) Residual field on Seamount Daiiti-Kasima, unit in 100 nT.

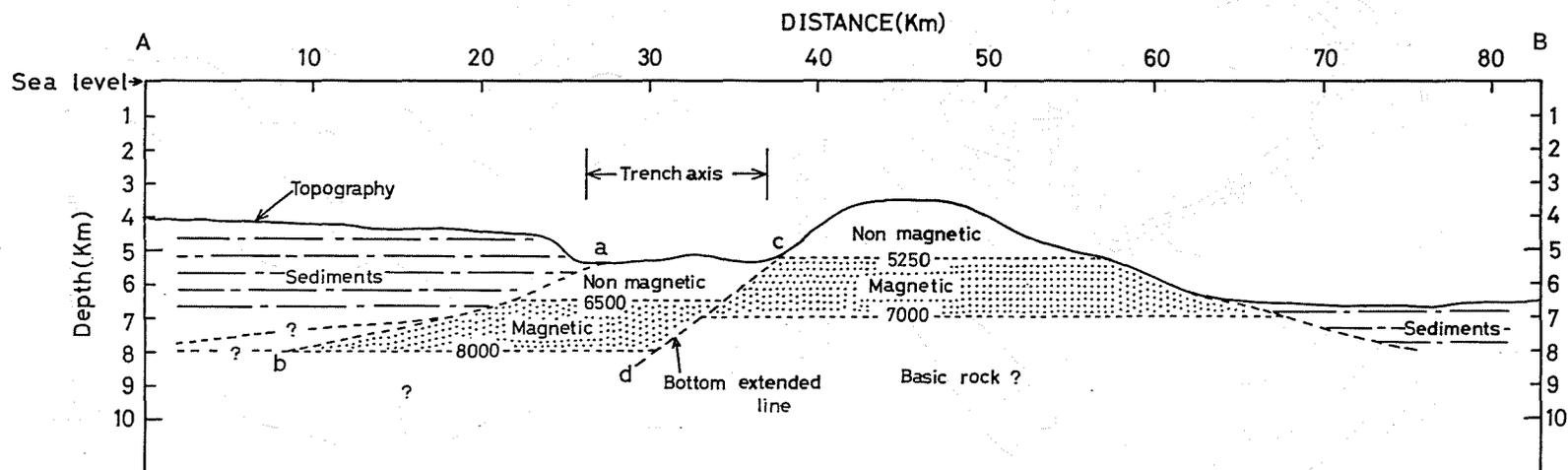


Figure 4 Cross-section of the magnetic structure of Daiiti-Kasima seamount by the result on model 8 in table 2, the line A-B is shown in Figure 1.

Table 3 Results of Calculations on Katori Seamount (area C)

Shape	Model	Top and Bottom (m)	Magnetization vector					Trend		Goodness of fit indicators			Paleopole	
			Decl E°	Incli Down°	SDa® (°)	Intensity 10 ⁻² Am ⁻¹	SDm® 10 ⁻² Am ⁻¹	Cn (nT/km)	Ce	G	/Res/ nT	rms nT	Lat N°	Lon E°
Topographic	1	4200-6500	164.8	31.1	2.7	604	28	-4.2	1.3	2.12	44.6	58.1	35.2*	340.9*
	2	4200-7000	165.5	30.0	2.5	494	21	-4.0	1.4	2.36	41.6	52.8	36.0*	340.3*
Bottom extended	3	4200-7250	166.5	29.6	2.5	458	20	-3.9	1.6	2.45	41.2	51.5	36.5*	339.2*
	4	4200-7500	167.6	29.6	2.5	432	19	-3.8	1.8	2.54	40.9	50.7	36.7*	337.9*
	5	4200-7750	168.6	29.7	2.5	414	19	-3.6	1.9	2.63	41.0	50.5	36.9*	336.8*
Top truncated	6	4500-7500	167.9	29.2	2.4	442	19	-3.7	1.8	2.58	40.7	50.1	37.0*	337.7*
	7	4750-7500	168.5	28.6	2.4	461	20	-3.5	1.8	2.59	40.6	49.6	37.5*	337.0*
	8	5000-7500	168.9	28.1	2.5	487	21	-3.4	1.9	2.50	41.5	50.0	37.9*	336.6*
Two layers	9	5250-7500	169.4	27.4	2.6	527	24	-3.3	2.0	2.43	42.3	50.6	38.4*	336.1*
	10	4200-4750 4750-7500	-15.2 170.0	18.3 19.5	10.6 2.8	1390 520	258 26	-2.3	2.0	2.82	37.9	47.1	59.9 42.9*	354.1 336.5*

Notes: @ Standard deviation of magnetization vector (Franchteau et al., 1970).

* South pole position. C_n: Trend coefficient in north direction.

1 Am⁻¹=10⁻³ emu/cm³ C_e: Trend coefficient in east direction.

1 nT=10⁻⁵ Gauss

(2) 香取海山のモデル解析

香取海山についても第一鹿島海山(AZ)の解析手順に従い解析を行った, その結果を第3表に示す. ここに示した各モデルと精度指数との関係から, 香取海山の磁気構造の特徴として次のことがあげられる.

- ① 香取海山の上部層(4250m~4750m)と下部層(4750m~7500m)は, それぞれ正, 逆の向に磁化していると考えられる(モデル10).
- ② 香取海山には第一鹿島海山にみられるような頂部非磁性構造はみられない.
- ③ 香取海山の磁気基盤は海面下約7500m近くまでのびていると推定される. 一方, 同海山周辺の水深値は6500m前後であることから, この付近の堆積層の厚さは約1km近くあると思われる.

(3) 古地磁気極の算出結果

地磁気異常解析から得られた海山の磁化ベクトルは, 一般に熱残留磁化と誘導磁化の合成されたものである. この両者の比(熱残留磁化/誘導磁化)はQ値(Königsberger ratio)と呼ばれ, 岩石の熱残留磁化の強さを表す指数として用いられる. 今まで海洋底から採取された玄武岩等の岩石磁気学的研究によると, Q値は, 通常2.0以上の値をもつことが知られている. いま, 第一鹿島海山, 香取海山の構成岩体についても, この条件を満たすものと考えると地磁気異常解析から得られた海山の磁化ベクトルの方向は, 第一近似としてそれが生成したときの地球磁場方向を記憶しそのものと考えてよい(Uyeda and Richard, 1966).

更に, 海山生成時の地球磁場分布が地心双極子磁場で近似できると考えると, 海山の磁化ベクトル方向から海山生成時の古地磁気極を求めることができる. そのようにして求めた古地磁気極を各第1, 2, 3表の右欄に示した.

5. 考察と結論

(1) 第一鹿島海山のサブダクション過程

第4図の第一鹿島海山の磁気構造断面図をみると, A区・B区とも非磁性と磁性の2層の岩体から構成されていることがわかる. これらの厚さは両区で若干の相違が見られるが解析に用いた仮定や数値計算の精度等を考えた場合, この相違が本質的な問題とは思われない. むしろ第4図に表れた重要な点は, 地形学的考察から推定される正断層が, 磁気基盤の1000m以上にのぼる段差として確認されるということであろう. このことから, 茂木及び西沢(1980b)の「第一鹿島海山の崩壊」は磁気構造モデルからも支持する結果が得られたと結論できよう.

このようなことが明らかになったが, 今回のモデル解析でも, なお説明できない部分もある. B区の地磁気異常は陸側へ長く伸びているが, 得られた計算磁気異常図・モデル残差図(第3図)をみると, この陸側部分へ伸びた地磁気異常の近似は十分でないことがわかる. それゆえ, この部分の地磁気異常を説明するには, 第一鹿島海山の沈降した磁気基盤が, 現在のモデル(モデル8, 第2表)よりさらに陸側部分に伸びていると考える必要がある. しかし, このような推定は一方で別の新たな問題を提起することになる. すなわち, 沈み込んだ第一鹿島海山が海洋プレート上にあるとすると, プレートの日本海溝への沈み込み角度は, 日本海溝付近の震源分布の平均勾配(宇津, 1974)や三陸沖の地磁気縞模様から推定される沈み込み角度(歌代他, 1976)と比べ非常に浅くなってしまふのである. しかし, この一見矛盾した問題は, 海洋プレートの日本海溝への沈み込み機構を考えるうえで重要な示唆を与えるものと考えられる. 海洋プレートが日本海溝へ沈み込む際, プレート上の深海堆積物は, 今まで, 陸側海溝斜面に付加体(アクリンション・プリズム)を形成するという考えが主流であった. しかし, 日本海溝付近で行われた深海掘削(IPOD. Leg 56; 岡田及び酒井, 1979)は,

陸側海溝斜面はむしろ陸源堆積物が主であり、今までの考え方に対し否定的な結果を示している。このことから最近では深海堆積物は、プレートの沈み込みにそって海溝深く「のみ込まれる」とする新たな説も提起されるに至っている(村内, 1979)。一方、プレート上の海山が、その沈み込みに際しどのような過程をたどるかは深海堆積物の場合と同様、重要な問題である。深海堆積物の「付加構造形成モデル」が考えられていたころは、海山もまた、沈み込みに伴い「付加帯」を形成すると考えられていた(木村, 1979)。この問題と関連してかつての海洋島であった伊豆半島が、海溝部へ沈み込まず陸側へ衝突したのではないかとする説は興味深い。富士山以上の大きさを有する第一鹿島海山が深海堆積物と同じように海溝へのみ込まれてしまうのであろうか。筆者は、第一鹿島海山に関しては、今回の解析結果を考えた場合、むしろ「付加帯構造形成モデル」で説明できるのではないかと考えている。

「海山のような巨大な山体が海溝へ沈み込もうとするとき、海山前面は陸側海溝斜面で大きな抵抗をうける。一方、海洋プレートは依然沈み込もうとする。この相反する二つの作用は、結局海山を海洋プレートからはく離させ陸側海溝斜面へ付加帯として形成する役目をする。そして、その過程が進行すると海山はその自重の支えを失い、正断層型地形の形成を伴う海山の崩壊が起こる」。このような考えは、従来考えられていた、海洋プレートの海溝部での応力変化のために生じる正断層型地震以外に、別の原因による正断層型地震の可能性を示唆する。このように考えたとき、香取海山に断層地形が見られないことも、それが陸側海溝斜面への付加帯を形成する以前のものであると考えることにより説明できる。

最近、ペルー海溝沿いの海山についても正断層型地震が発生しているという報告(金森, 1980 非公式情報)もある。海溝付近の海山と正断層型地震のこのような関連性は、上記のような付加帯形成過程によるのではないだろうか。

(2) 古地磁気学的考察

前章, 4-(3)で求めた両海山の古地磁気極は、第一鹿島海山が $N62.1^{\circ}, E350.0^{\circ}$ (第2表, モデル7)、香取海山に関しては、上部層(4200m~4750m)と下部層(4750m~7500m)が、正・逆に磁化しており、それぞれの古地磁気極は、 $N59.9^{\circ}, E354.1^{\circ}$ 及び $N42.9^{\circ}, E336.5^{\circ}S$ (極)である。これら両海山のうち、第一鹿島海山に関しては山頂部から石灰岩の採取試料が得られており、その中には、白亜紀有孔虫化石が含まれている(東海大学海洋学部第一鹿島海山調査団, 1976)。香取海山については、岩石試料の採取は行われていないが、他の北西太平洋日本海溝沖の海山のほとんどが白亜紀の化石を産することから、この海山も白亜紀に生成したのではないかと推察される。

Harrison 他(1975)は、北西太平洋の35個の海山の古地磁気成果から白亜紀の平均値古地磁気極として、 $N58^{\circ}, E350^{\circ}, \alpha_{95}=5^{\circ}$ (α_{95} とは求めた位置から地心角度で α_{95}° の範囲内に95%の信頼度をもって古地磁気極が存在することを示す)であることを報告している。今回の両海山の古地磁気極は、一応 Harrison の求めた古地磁気極の範囲におさまっており、他の北西太平洋の海山と同様に南方生成説を裏づけている。ただ香取海山下部層の古地磁気極は、この平均的古地磁気極から有意にずれており地磁気逆転期の極移動の影響とも考えられる。

今まで解析された北西太平洋の海山については、なぜか正方向に磁化したものがほとんどであるが、今回の香取海山の例は、正・逆の両極期を記憶したものとして貴重である。香取海山の上部層(正磁化部分)と下部層(逆磁化部分)の磁化強度を比較すると、前者が $1390 \times 10^{-2} Am^{-1}$ であるのに対し、後者はその半分以下の $520 \times 10^{-2} Am^{-1}$ である。この原因は構成岩体の相違と考えるよりは、既に述べたように、白亜紀の地磁気逆転期の極移動の総和がこのような磁化強度の低下を招いたと思われる。更に、両海山の解析結果の比較から得

られる興味ある事実は第一鹿島海山の磁化方向・磁化強度が、香取海山上部層のそれと非常に良い一致を示していることである。このことは、これらの山体部が同じ極期に生成したことを意味しているのかもしれない。

今回の解析結果は従来考えられていた海山の南方生成説を裏づけるものである。しかし、北西太平洋の海山のうち、小笠原海台沖の海山群については、白亜紀の平均的古地磁気極から大きくずれることがわかっており、今後、この海域での調査の進展が期待される。

(3) 頂部非磁性海山

第一鹿島海山の地磁気異常解析から得られた重要な成果の一つは、同海山の地形的高まりの大部分(3600m~5250m)が非磁性構造を示すことである。第2図のA区における正・負の地磁気異常間隔が地形から予想されるものとは比べ異常に長いのは、まさしくこの構造を反映したものである。このような海山の頂部非磁性構造が最初に問題にされたのは、大西洋ギニア湾にある海山であった。Harrison (1971) はギニア湾の海山に関する詳細な地磁気異常の解析から、海山山頂部の厚さ500mの部分が非磁性であると考えた方が実際の地磁気異常を説明するのに都合が良いことを指摘した。更に彼はその同じ論文の中で、このような頂部非磁性構造が他の太平洋の海山についても多く認められること、かつ、この頂部非磁性海山の原因として、「海底火山活動後期には、マグマ溜りから海底噴出するまでのマグマの移動距離がふえるため、マグマが冷却し粘性が増加する。この粘性の増加したマグマが海水と反応することにより、非磁性に近いガラス質で、粘土鉱物化しやすいハイロクラスタイトを形成する」とする Bonatti (1967) の仮説を引用している。しかし、ギニア湾の海山山頂部がこのようなハイロクラスタイトからなっているかどうかは未だ確認されていない。

第一鹿島海山の場合、山頂部の約1500mが非磁性で、ギニア湾の海山と比べ、その規模において非常に大きな相違があり、上記の仮説だけで説明できるとする考えには異論もある。第一鹿島海山の地形をみると山頂部は平坦面を形成しており、かつて浅海で波蝕を受けていたと推定される。このような平頂海山は「ギョー」と呼ばれており、そのいくつかに関しては屈折法地震探査が実施されている。それによると、海山中心部は海洋地殻と似た伝播速度(主に5.5 km/sec前後)を示し、その上の厚さ1 kmないし3 kmの部分は伝播速度2.3 km/secから4.0 km/secの岩石で構成されていることが分かっている(堀田, 1972)。第一鹿島海山の地震波速度分布は、今のところまだ知られていないが、上記のような構造があてはまるとすれば、第一鹿島海山の頂部非磁性層に相当するのは地震波速度の2.3 km/secから4.0 km/secの岩石であると思われる。

一方、第一鹿島海山の水深約4600mの西側斜面からは、石灰岩や各種火山岩(かんらん石玄武岩、粗面岩、粗面安山岩等)が採取されている(東海大学海洋学部第一鹿島海山調査団, 1976)。このうち石灰岩については、他の山頂部からも得られており、山頂部の主要な構成岩体の一部と考えられる。また、採取された火山岩の多くは、一部分粘土鉱物化している。更に、今までの海底調査からは海洋性海山の基盤上部を構成する主要岩体は、海洋性地殻を代表するソレイイト玄武岩ではなく、むしろアルカリ玄武岩であることもわかっている。

以上に述べた諸事実の対比から、第一鹿島海山の頂部非磁性構造の原因として、次のようなことが考えられる。すなわち、第一鹿島海山の基盤岩体は主にアルカリ玄武岩で、 K^+ や Na^+ のイオン半径の大きい原子をその構成鉱物中に多く含んでいると推定される。そのため、その溶脱や水和反応による粘土鉱物化はソレイイト玄武岩の場合と比べ比較的容易であり、アルカリ玄武岩の上部層は、Harrison (1971) が一部述べたように粘土鉱物化が進行していると思われる。そして、このような粘土鉱物化は、一方で地震波速度の低下(5.5 km/secから4.0 km/sec)をもたらすと推測される。また、粘土鉱物層より上部の石灰岩補償深度(約4500m)が浅には、他のギョーにみられるように石灰岩を主としたチョーク等により構成されている可能性が大と思われる。以上に述

べたような第一鹿島海山山頂部の低磁性の構成岩体が大規模な頂部非磁性構造の原因ではないだろうか。

頂部非磁性構造の説明としては、このような考え以外に、海山生成時に地磁気の正・逆の反転がひんばんに生じ、そのため全体として非磁性構造を示すと考える説や、地球磁場強度が低下した等の考えもある。これらの場合には、海山の構成岩体は非磁性部分と磁性部分とで変化はないことになる。

この頂部非磁性構造は、海底火山の噴火様式と関連した問題とも考えられ、今後の実証的手段による調査に期待したい。

本稿は、海上保安庁水路部が実施した海底調査の成果にもとづくものである。稿をおわるにあたり、調査に従事された測量船「昭洋」の船長・乗組員及び観測班の皆様へ厚くお礼申し上げる。また、測量結果の資料整理を担当された測量課の方々に深く謝意を表したい。最後に、本稿のとりまとめに際し多大の御教示をいただいた水路部測量課茂木課長、および同部監理課大島補佐官に深く感謝する次第である。

参 考 文 献

- Bonatti, E. 1967 : Mechanism of deep sea volcanism in the South Pacific, *Res. in Geochemistry*, 2, 453-491.
- Francheteau, J., Harrison, C.G.A. 1970 : Magnetization of Pacific seamounts; A preliminary polar curve for the north eastern Pacific, *J. Geophys. Res.*, 75, 2035-2061.
- Harrison, C.G.A. 1971 : A seamount with a nonmagnetic top, *Geophysics*, 36, 349-357.
- Harrison, C.G.A., Jarrard, R.D. 1975 : Paleomagnetism of Cretaceous Pacific seamounts, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 42, 859-882.
- 堀田 宏 1972 : 西太平洋の地殻構造, 友田好文編, 海底物理, 東京大学出版会, 東京, 49-50.
- 木村政昭 1979 : 地球科学雑感一海と陸の境界一, 月刊地球, 1, 33-38.
- 茂木昭夫, 西沢邦和 1980 a : 日本海溝における第一鹿島海山の崩壊, 地震予知連絡会会報, 24, 70-72.
- Mogi, A., Nishizawa, K. 1980 b : Breakdown of a seamount on the slope of the Japan Trench, *Proc. Japan Acad.*, 56, Ser. B, 257-259.
- 村内必典 1979 : 日本海溝におけるサブダクションの機構, 月刊海洋科学, 120, 799-806.
- 岡田博有, 酒井豊三郎 1979 : Leg 56, 日本海溝の深海掘削-1, 月刊海洋科学, 119, 756-762.
- 大島章一, 登崎隆志, 小野寺健英 1980 : 西南日本周辺海域の地磁気異常, 水路部研究報告, 第15号, 33-54.
- 大島章一, 登崎隆志, 小野寺健英, 兼子俊朗, 植田義夫 1981 : 北陸地方, 中部地方及び関東地方周辺海域の地磁気異常, 水路部研究報告, 第16号, 25-45.
- Talwani, M. 1965 : Computation with the help of a digital computer of magnetic anomalies caused by bodies of arbitrary shape, *Geophysics*, 30, 797-817.
- Talwani, M., Windisch, C.C., Langseth, M.G. 1971 : Reykjanes ridge crest a detailed geophysical study, *Jour. Geophys. Res.*, 76, 473-517.
- 東海大学海洋学部第一鹿島海山調査団 1976 : 第一鹿島海山の地形・地質, 地球科学, 30, 222-240.
- 友田好文, 藤本博己 1980 : 西太平洋のフリーエツとブーゲー異常, 測地学会誌, 26, 258-266.
- 植田義夫 1978 : 銭州沖海山の磁気異常解析結果およびオホーツク海南部における負磁気異常について, 水路部研究報告, 第13号, 59-66.

