

錢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

植田義夫*

RESULT OF MAGNETIC ANALYSES ON SEAMOUNT ZENISU OKI AND
A CONSIDERATION ABOUT THE NEGATIVE MAGNETIC
ANOMALY IN THE SOUTHERN PART OF OKHOTSK SEA

Yoshio Ueda*

Received 1977 October 12

Abstract

Since 1967 the Hydrographic Department has been carrying out the marine magnetic surveys on the continental shelves around Japan as a part of the project of *the Basic Map of the Sea*. Some analyses using these data have been already published by Oshima et al. (1975) and Segawa et al. (1976). Among various interesting features found in the magnetic survey data, the present paper deals with analytical studies on the anomaly caused by Seamount Zenisu Oki, located in the northern part of the Izu-Bonin Island Arc, and on the remarkable negative anomalies in the southern part of Okhotsk Sea (Oshima et al., 1975).

Talwani's (1965) method of the arbitrary shaped model is applied to evaluate the magnetization vector J together with the regional bias B . Test calculation for this method is made for Seamount Ryohu to yield satisfactory agreement with the result by Uyeda and Richard (1965), (Table 1). Then, analysis is made for Seamount Zenisu Oki, which is approximated by a polygon of five layers (Fig. 2), taking the depth of the seamount top to be 2200, 2700, ..., 5200m, successively (Table 2, Fig. 3). Tendency of G -value obtained from the analysis suggests that the anomaly source locates at the depth of 3300m, i.e. about 1000 m below the actual top of the seamount.

Comparing the inclination and declination derived from the most probable value of J with those at present, it may be considered that the seamount has drifted for about $15^{\circ} \sim 20^{\circ}$ northward from its birth place to the present location. However, it remains another possibility that the seamount was formed in the west, because the position of the paleomagnetic pole derived from the value of J deviates considerably from that by Nagata (1961).

The negative anomaly in the southern part of Okhotsk Sea (Fig. 5) can be divided into regional and local properties. The regional anomaly is the one distributing from Japan Sea to Okhotsk Sea (Ueda, 1976). Model calculation is made to interpretate the local anomaly.

* 下里水路観測所 Simosato Hydrographic Observatory

It is found that a prism shaped body, having the magnetization vector of declination= 0° and inclination= -45° or -90° , shows similar feature to the actual local anomaly. This fact suggests that the basic rocks in this area were magnetized in a reversal epoch during Neogene Tertiary.

1. はじめに

1967年以来水路部では、海の基本図作成のための海洋測量を実施している。この測量には、プロトン磁力計による全磁力測量が含まれ、主に大陸棚および大陸斜面に関し、全磁力分布図が得られつつある。測線間隔は、約2海里と密なために地球物理的に興味ある磁気異常分布が発見されており、そのいくつかは、すでに報告されている。例えば、大島他 (1975)、瀬川他 (1976)。

この論文では、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の負磁気異常の原因についての考察の結果を報告する。

2. 銭州沖海山の磁気異常解析結果

(1) 測量成果

この海域の測量は、1974年に実施され、遠州灘沖測量と呼ばれている。地形、地質については、永野等 (1977) により報告されており、参考として、Fig. 1 に測量海域の概略の海底地形図を示す。銭州沖海山は、伊豆半島の南約40海里の銭州から南西方向にのびる、銭州海嶺の南東斜面に位置 ($33^\circ 25' N.$, $138^\circ 25' E.$) する。

磁気異常図作成に用いた標準磁場は、IGRF 1965.0であるが、経年変化量は、日本の観測所のデータを用いて補正した。また全磁力の外部磁場変化補正は、八丈島における全磁力連続観測記録により行なった。

銭州沖海山の磁気異常分布図、および海山を多角形近似したものを Fig. 2 に示す。

(2) 解析方法

海山の磁気異常解析に主として用いられる方法は、Vacquire (1962) が開発した海山を三次元角柱の積み重ねで近似し、その表面積分を用いる方法と、海山を多角柱近似し、鉛直方向の体積積分を数値計算で求める Talwani (1965) の方法とがある。上田誠也等 (1965) は、前者の方法を用いて、日本周辺の4個の海山を解析し、その磁化ベクトルを決定している。ここでは、データの作成が比較的容易な、Talwaniの方法を応用し、磁気異常値と海山の地形から、海山の磁化ベクトル \mathbf{J} を決めた。その際、地域的な磁気異常の影響をとり除くためにバイアス値 B を新たに変数に加え、最小二乗法により、 J_x , J_y , J_z および B を求めた。

それを式で表わすと

$$\delta F_i = A_{1i} \cdot J_x + A_{2i} \cdot J_y + A_{3i} \cdot J_z + B \quad (1)$$

ここで、 δF_i : 地点 i における全磁力異常値

J_x, J_y, J_z : 海山の磁化ベクトルの成分

B : バイアス値

A_{1i}, A_{2i}, A_{3i} : 地点 i と標準磁場の伏角、偏角の関数で、海山の体積積分から求められる。

そして、 $\delta = \sum_i \{\delta F_i - (A_{1i} J_x + A_{2i} J_y + A_{3i} J_z + B)\}^2$ を最小にするように、 J_x, J_y, J_z, B を決定すればよい。

正規方程式は

$$\left. \begin{aligned} \Sigma A_1 A_1 \cdot J_x + \Sigma A_1 A_2 \cdot J_y + \Sigma A_1 A_3 \cdot J_z + \Sigma A_1 \cdot B &= \Sigma A_1 \delta F \\ \Sigma A_2 A_1 \cdot J_x + \Sigma A_2 A_2 \cdot J_y + \Sigma A_2 A_3 \cdot J_z + \Sigma A_2 \cdot B &= \Sigma A_2 \delta F \\ \Sigma A_3 A_1 \cdot J_x + \Sigma A_3 A_2 \cdot J_y + \Sigma A_3 A_3 \cdot J_z + \Sigma A_3 \cdot B &= \Sigma A_3 \delta F \\ \Sigma A_1 \cdot J_x + \Sigma A_2 \cdot J_y + \Sigma A_3 \cdot J_z + nB &= \Sigma \delta F \end{aligned} \right\} (2)$$

ここで、和は i について求めるものとし、 $\sum_i 1 = n$ とする。

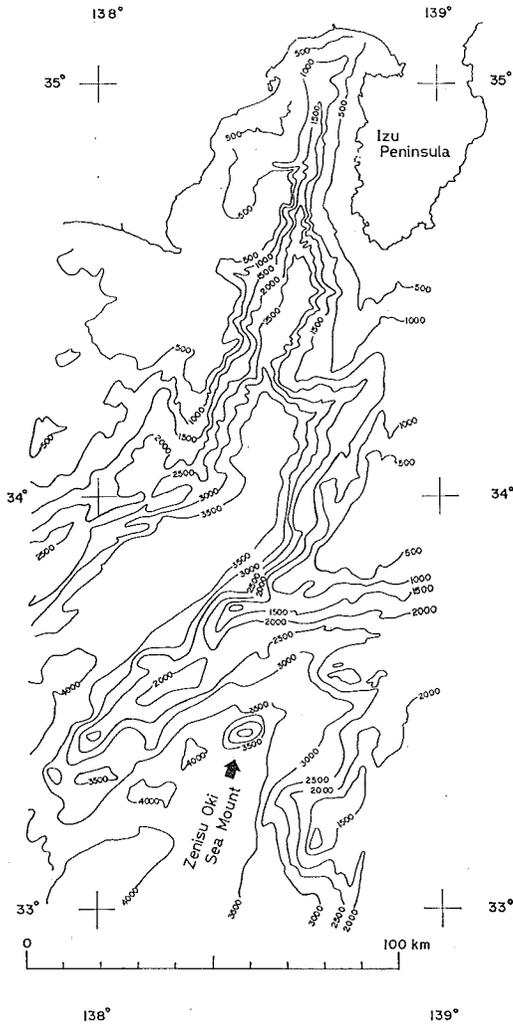


Figure 1 Bottom topography off Izu Peninsula.

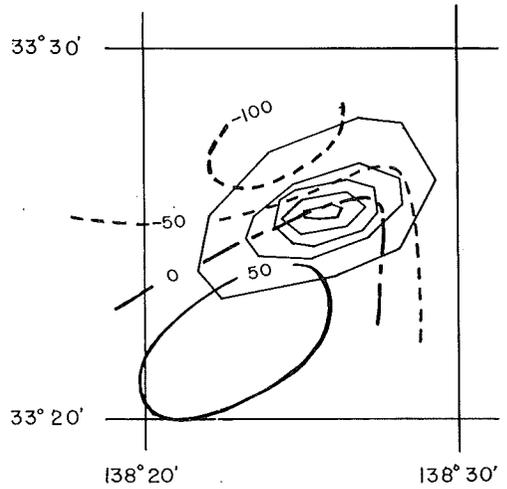


Figure 2 Observed total magnetic force anomaly (γ) of Seamount Zenisu Oki. Analysis is made using the data obtained at the circled points with seamount model whose depth curves are shown by polygons.

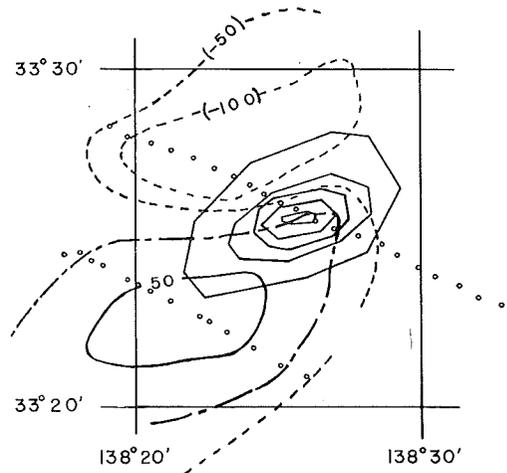


Figure 3 Calculated anomaly (γ) of Seamount Zenisu Oki, using model 3 in Tab. 2.

Figure 4 Goodness ratio (G) against depth of Seamount Zenisu Oki models.

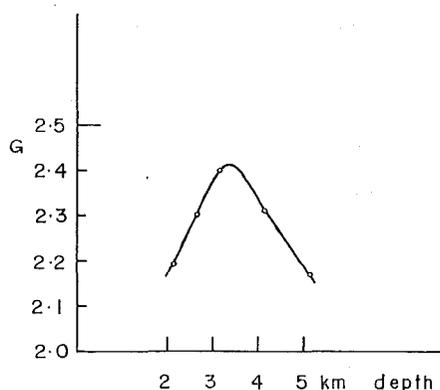


Table 1 Comparison test on Seamount Ryohu.

	Case	Declination (geographic)	Inclination	Intensity (emu)	Goodness ratio	Paleomagnetic pole position	
						Latitude	Longitude
Arbitrary shaped Model	1. Top 3 km Bottom 5 km	-16.2°	7.5°	0.79 × 10 ⁻²	7.2	+49.9°	351.9°
	2. Top 4 km Bottom 6 km	-16.3°	5.4°	1.08 "	7.9	+50.8°	352.3°
	3. Top 5 km Bottom 7 km	-16.3°	3.5°	1.46 "	8.4	+51.7°	352.9°
	4. Top 6 km Bottom 8 km	-16.3°	1.8°	1.84 "	9.0	+52.6°	353.3°
Uyeda, Richard (1965)	1. Top 3 km Bottom 5.2 km	-16.1°	2.8°	0.60 "	2.4	+50.5°	351.9°
	2. Top half non magnetic	-16.8°	2.2°	0.94 "	3.4	+50.0°	352.7°

Table 2 Model calculation on Seamount Zenisu Oki

Case	Declination (geographic)	Inclination	Intensity (emu)	Goodness ratio	Paleomagnetic pole position	
					Latitude	Longitude
1. Top 2.2 km Bottom 3.5 km	+44.5°	16.2°	1.16 × 10 ⁻²	2.20	+41.9°	249.6°
2. Top 2.7 km Bottom 4.0 km	+42.5°	17.6°	1.35 "	2.31	+44.0°	250.5°
3. Top 3.2 km Bottom 4.5 km	+40.9°	18.8°	1.56 "	2.40	+45.6°	251.1°
4. Top 4.2 km Bottom 5.5 km	+38.6°	20.7°	2.02 "	2.31	+48.0°	252.0°
5. Top 5.2 km Bottom 6.5 km	+37.3°	22.0°	2.57 "	2.17	+49.3°	252.4°

(2)式を解くことにより、海山の磁化ベクトル J 、および、バイアス値 B が得られる。

解析結果の精度を表わすには、普通 Goodness ratio (G) が用いられ、 $G = \frac{\sum_i |\delta F_i|}{\sum_i |C_i|}$ で定義される。ここで $C_i = \delta F_i$ —計算値である。 J_x, J_y, J_z, B の信頼区間は正規方程式の逆行列を求めることにより、決定することができる。

上記の方法の解析精度を検討するために、陵風海山の磁化ベクトルを決定した。この海山は、すでに上田誠也等 (1965) によって磁化ベクトルが決定されているので、その結果と、今回求めた値とを Table 1 にまとめた。この表から判断する限り、得られた磁化ベクトルの伏角、偏角は、おおむねよく一致しており、 G 値も、かなり高い値が得られており、解析精度はかなり良いものと考えられる。

(3) 解析結果と考察

銭州沖海山の地形データを得るために、海山を5層の多角形で近似した。等深面の深度は、頂部から 2,200 m, 2,500 m, 2,700 m, 3,000 m, 3,500 m である。その磁気異常図と近似地形は、Fig 2 に示されている。解析に使用したデータは、測線上「。」印の付したもの35個を用いた。そして、海山の深度を、頂部水深2.2 km から 5.2 km まで変えて解析を行なった。それらの結果を Table 2 に示す。

(i) 構成岩体とその深度について

Fig. 4 は、縦軸に G 、横軸には解析モデルの頂部深度をとり、Table 2 の結果を表示したものである。この図から、 G 値が解析精度を示す目安と考えれば、この海山の磁気異常原因物体は、海面下約 3.3 km すなわち海山の山頂部から 1 km の深さにあることになる。このことは、海山の表層部よりもかなり内部に、貫入岩体の存在を暗示するものではなからうか。またこのような結果が得られた他の原因としては、水深 2,200 m という深さによって、短波長の磁気異常が海面における観測には現れなかったものとも考えられる。この海山の磁気異常原因物体は、得られた帯磁率から判断すると玄武岩ないし安山岩系の塩基性岩石と思われる。

(ii) 海山の古地磁気

海山の磁化ベクトル J は、誘導磁化と残留磁化の合成されたものである。ところが、Cox and Doell (1962) や Ade-Hall (1964) 等の報告によれば、海底玄武岩の Q 値は、普通10以上であるという結果が得られている。このことは、残留磁化が、磁化ベクトルの大半を占めていることを意味する。今、これらの事が、銭州沖海山についても、あてはまるものとするなら、得られた磁化ベクトルは、海山生成時の地球磁場の方向を示すことになる。ここで、Table 2 に示した磁化ベクトルのうちで最も精度の良いもの、つまり G 値のもっとも高い場合 (case 3) の磁化ベクトルの成分 (emu) は、 $J_x = 0.011 \pm 0.004$ (p.e.), $J_y = 0.010 \pm 0.004$, $J_z = 0.005 \pm 0.002$ となる。この値を用いて全磁力異常値を求めた結果を、Fig. 3 に示してある。

さて、現在の銭州沖海山付近の地球磁場の伏角、偏角は、それぞれ、水平面下 47° 、および $6^\circ W$ であり、解析から得られた値 (Table 2) とはかなり異なっており、特に、伏角については、現在よりも 30° 近く浅い結果となっている。銭州沖海山生成時の標準磁場の方向が、現在とあまり変わらないものとするれば、上記の問題は、海山が、現在の位置よりも、約 $15^\circ \sim 20^\circ$ 南方で生成し、その後北方変位を行なったと考えることができる。他方、地球磁場を双極子磁場と仮定し、海山生成時の古地磁気値を求めると、Table 2 に示す値となり、これはロッキー山中に求められる。この位置は、永田 (1961) によりまとめられた白亜紀以降の極移動の軌跡とはかなりずれている。このことは、現在より西方で海山が生成した可能性を残している。今後、これらの問題に対して、より明確な答えを得るには、海山についての、もっと測線密度が高く、かつ高精度の測量が必要となる。また、海底岩石の物性、特に Q 値についてのより正確な値が必要で、とりわけ海

底面下、数 km にある岩石についてそれが要求されている。

3. オホーツク海南部における負磁気異常の原因についての考察

オホーツク海南部には、広範囲にわたって負磁気異常が存在しており、逆転期に形成されたといわれている (大島, 1975). Fig. 5 にその海域の磁気異常図を示す. この図から、この海域の磁気異常パターンは、オホーツク海沿岸部付近、および大陸棚外縁部周辺で、顕著な短波長異常を示し、その中間部は、磁氣的平坦地域となっており、さらに、負磁気異常の領域が大部分を占めているだけでなく、所々に負のみからなる独立の磁気異常が存在していることに気がつく。

さて、このような磁気異常の原因について考察する場合、地域的な異常と局地的な異常とを分離してみるのが良い. 別の言葉でいうなら、磁気異常を数百~数千キロメートルの波長をもつ成分と、数キロメートル~数十キロメートルとの短波長成分とに区別して考えてみる方法である. 日本近海の全磁力の地域的異常分布は、1970年の航空磁気測量データにもとづき得られている (植田, 1976). それによると、日本海からオホーツク海にかけて、 $-100 \sim -150 \gamma$ のバイアスを加える必要がある. しかしながら、このような補正を行なっても、なおかつ負磁気異常が卓越しており、また負の独立な異常については、これだけでは説明できない。

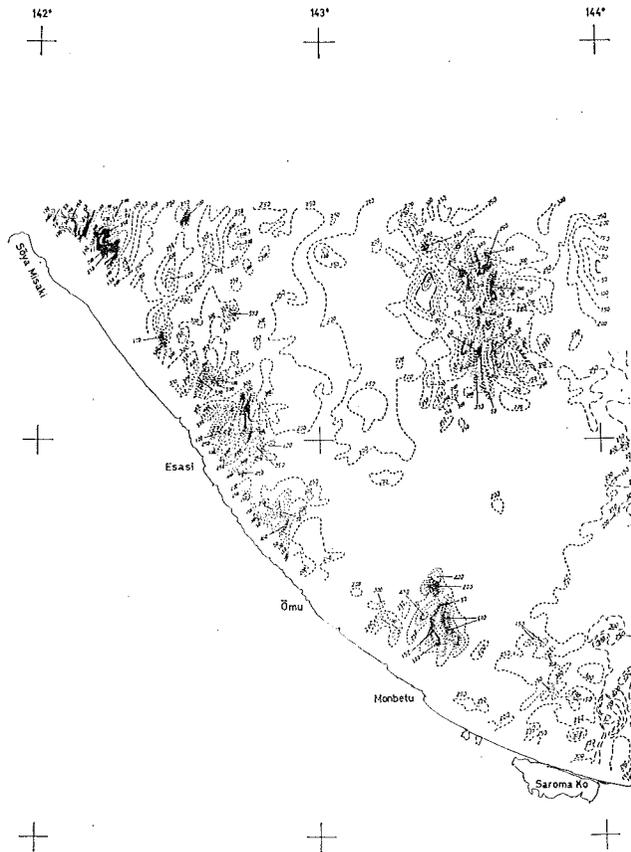
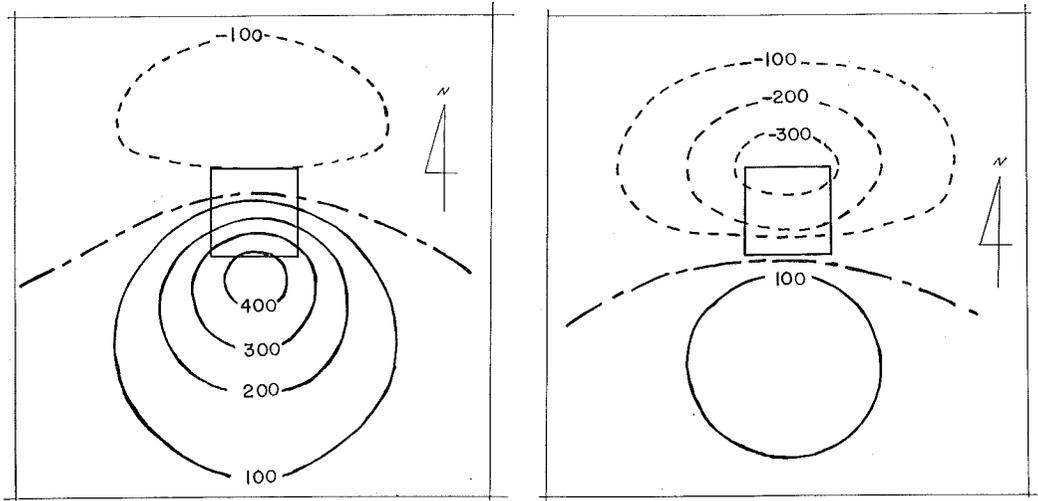


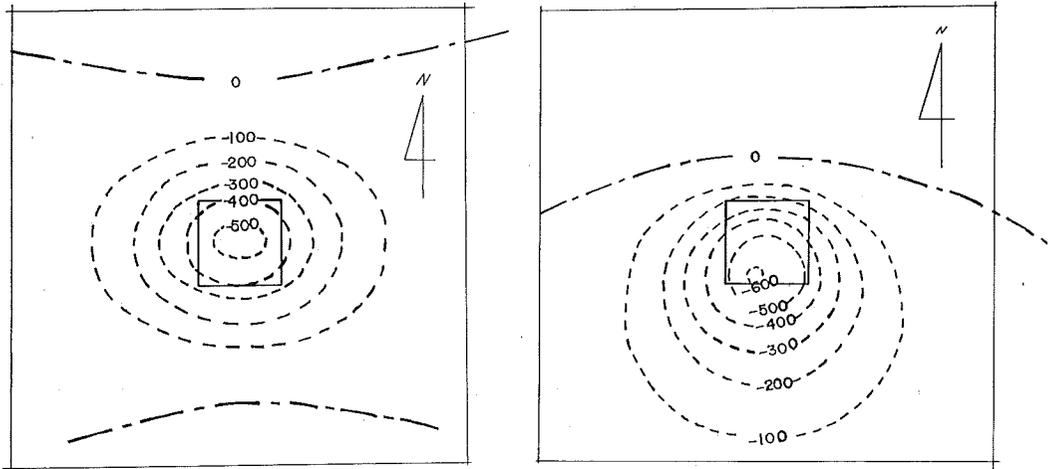
Figure 5 Geomagnetic total intensity anomalies. Contour interval is 50γ . Solid lines start for positive values and dotted lines for negative values.

今このような局地的異常の原因を考えるにおいて、つぎのようなモデル実験を行なった。すなわち、三次元角柱が均一に帯磁していると仮定し、磁化ベクトルに種々の値を与えた場合に、磁気異常パターンがどのようになるのかを求めたのである。Fig 6 (1)~(4) に、磁化ベクトルの偏角が 0° で、伏角を $+45^\circ$ から -90° まで変化した場合に生じる磁気異常パターンを示す。この計算結果のうち、磁化ベクトルの伏角が、 -45° 、 -90° のものが測量結果と似ており、オホーツク海南部の局地的異常の原因としては、磁化ベクトルが上向きであることが考えられる。これは、かつての地磁気極反転期に、オホーツク海南部の岩石が帯磁したことを示すものである。



(1) Polarization vector:
dip= $+45^\circ$, dec. $=0^\circ$, $J=0.01$ emu.

(2) Polarization vector:
dip= 0° , dec. $=0^\circ$, $J=0.01$ emu.



(3) Polarization vector:
dip= -45° , dec. $=0^\circ$, $J=0.01$ emu.

(4) Polarization vector:
dip= -90° , dec. $=0^\circ$, $J=0.01$ emu.

Figure 6 Magnetic anomaly (γ) caused by a prism-shaped source, which locates at the depths of 5 km at its top and 20 km at its base. Its horizontal dimension is 5×5 km (shown by square). Ambient field vector (assumed): dip= $+45^\circ$, dec. $=0^\circ$.

この海域でのサイズミック記録によると、沿岸部と大陸棚外縁部には、基盤岩の隆起が認められ、それに対して、その中間部では、沈降を示している(永野, 1974)。このことと、Fig 5 に示した、地磁気異常パターンの対比は非常に調和的で、基盤岩の隆起部には、多数の貫入岩体によるとみられる複雑な異常分布がみられ、一方、沈降帯では、磁気異常は比較的平坦となっている。また北海道北東岸付近の陸上の地質図によると、枝幸から雄武にかけて、玄武岩、安山岩が多く、ところによっては斑れい岩も露出している。これらの生成年代については詳しくわからないが、主に新第三系のものが多いようである。新第三系には、有名な磁極反転期として、ギルバート期、松山期前期があり、この時期に、オホーツク海南部には、現在の大陸棚外縁にまでわたる広範囲の塩基性マグマの貫入、噴出が生じたと考えられる。そして、反転期に帯磁した岩体の多くは、その後の正期間のマグマの活動により、部分的にかき消され、その後マグマの活動も終息し、中央部の沈降が始まったと推測される。そのためにその地域では、短波長異常がおおわれ、海面における観測にはかからなかったと思われる。

この論文を取りまとめるにあたり、原稿を読んで頂き、多大のご教示、助言を頂いた水路部測量課の大島章一氏に心からお礼申し上げます。また北海道北東岸の地質について、お教え頂いた同測量課の永野真男氏に深く感謝いたします。最後に、調査にあたった測量船「明洋」船長 上田三郎氏ほか乗組員一同、および測量課の皆様 に厚くお礼申し上げます。

参 考 文 献

- Ade-Hall, J.M., 1964: "The magnetic properties of some oceanic lavas." *Geophys. J.*, 9, 85-92.
- Cox, A. and Doell, R.R., 1962: "Magnetic properties of the basalt in hole EM7, Mohole Project." *J. Geophys. Res.*, 67, 3997-4004.
- Nagata, T., 1961: *Rock Magnetism*, Maruzen, Tokyo, p. 350.
- Nagano, M., Sakurai, M., Uchida, M., Ikeda, K., Taguchi, H. and Omori, T., 1974: "Submarine geology off northeast coast of Hokkaido district." *Rep. Hydrogr. Res.* No. 9, pp. 1-31.
- Nagano, M., Ajiro, T. and Tozaki, T., 1977: "Submarine geology of Ensyu Nada, south of Honsyu." *Rep. Hydrogr. Res.* No. 12, pp. 1-33.
- Oshima, S., Kondo, T., Tsukamoto, T. and Onodera, K., 1975: "Magnetic anomalies at sea around the northern part of Japan." *Rep. Hydrogr. Res.* No. 10, pp. 39-44.
- Segawa, J., Oshima, S. and Furuta, T., 1976: "Continental magnetic anomaly lineations—their significance in island arcs." *Kagaku*, 46, pp. 83-90.
- Talwani, M., 1965: "Computation with the help of a digital computer of magnetic anomalies caused by bodies of arbitrary shape." *Geophysics*, 30, 797-817.
- Ueda, Y., 1976: "Study on approximation of geomagnetic field by the 3rd degree polynomials of latitude and longitude." *J. Geod. Soc. Japan*, 22, pp. 94-111.
- Uyeda, S. and Richard, M., 1965: "Magnetization of four Pacific seamounts near the Japanese Island." *Bull. Earthquake Res. Inst.*, 44, 179-213.
- Vacquier, V., 1962: "A machine method for computing the magnetization of a uniformly magnetized body from its shape and a magnetic survey." *Proc. Bendum Earth Mag. Symposium*, Pittsburgh, pp. 123-137.