

日本周辺海域の地磁気異常分布の特徴

大島 章一*

CHARACTERISTIC FEATURES OF GEOMAGNETIC ANOMALY DISTRIBUTION AROUND JAPAN

Shoichi Oshima*

Abstract

Hydrographic Department of Japan has been conducting Continental Shelf Surveys Project since 1967. Geomagnetic total intensity measurement, depth sounding, gravity measurement and seismic reflection profiling were carried out along tracks of two nautical miles average spacing. The survey covered the area within about 100 nautical miles from the coast.

Magnetic results of the survey were compiled in a geomagnetic total intensity anomaly map around Japan, and geomagnetic zoning was attempted to investigate local and regional geomagnetic features.

Yamato Rise, Yamato Basin, and east of Japan Trench were not covered by the continental Shelf Surveys Project, whereas the airborne magnetic survey of the U.S. Navy (altitude 150 – 180 meters above sea level, average spacing of the tracks is three miles) covered these area, and the results were published in magnetic charts of U.S. Defense Mapping Agency. These results were incorporated in the anomaly map of this paper. Magnetic features of the land area were investigated by the Geological Survey of Japan, and the result of the survey was published in airborne magnetic maps (Okubo et al. 1985).

From the magnetic results mentioned above, characteristic features of geomagnetic anomaly distribution in the adjacent seas of Japan are summarized as:

- (1) Japanese lineations of the Pacific Plate is crossing the axis of the Japan Trench, losing its amplitude toward west, fade away into continental magnetic anomaly at about 100 Km from the trench axis.
- (2) Remarkable positive anomaly zone along Pacific coast of NE Hokkaido and NE Honsyu were inferred as Mesozoic volcanic fronts. The strong westward magnetization vector of the latter was confirmed, which support opening of the Japan Sea correlated with counterclockwise rotation of the NE Japan Arc since the Mesozoic time.
- (3) Continental slope of the SW Japan is characterized by the smooth geomagnetic anomaly distribution, indicating thick sedimental layer of the area.
- (4) The Japan Sea is dominated by very complicated high amplitude short wave-length geomagnetic

Received 15 December 1986

* 大陸棚調査室 Continental Shelf Surveys Office

anomaly distribution, which is indicating complex geology and complex distribution of the mafic volcanic rocks. Geomagnetic anomaly distribution lack the lineated feature except for the weak EW or NE-SW lineated patterns of the Yamato Rise and Oki Ridge.

Geomagnetic anomaly distribution around Japan was compared with the other geophysical data. Among various pair of comparizon, interesting correlation between the seismic activity of the shallow earthquakes and geomagnetic anomaly distribution was found. Positive geomagnetic anomalies of Izu-Ogasawara Arc and that of southern extension of Kamuikotan belt of Hokkaido are characterized by active seismic activity, whereas the positive geomagnetic anomalies along the Pacific coast of NE Hokkaido and NE Honsyu are characterized by low seismic activity.

1. はじめに

海上保安庁水路部は、我が国大陸棚の地球物理学的並びに地質学的諸量を把握するため、1967年から測量船による大陸棚の海の基本図測量を開始した。調査海域は我が国の距岸約100海里(約190km)以内の海域であり、プロトン磁力計による地磁気全磁力測定、音響測深、重力測定、反射法音波探査並びに海底の岩石採取等を行った。第1図に大陸棚の海の基本図測量の区域と測量年を示す。

これらの調査海域において、測線は海底地形ないし地殻の大構造にできるだけ直交する方向とされ、測線間隔は約2海里(3.7km)、一部で約4海里(7.4km)で調査が行われた。

本論は、大陸棚の海の基本図測量のうち、地磁気全磁力の測定結果により日本周辺海域の地磁気全磁力異常分布図を作成し、さらに日本海の大和堆付近並びに東北日本東方の日本海溝周辺については米国海軍の刊

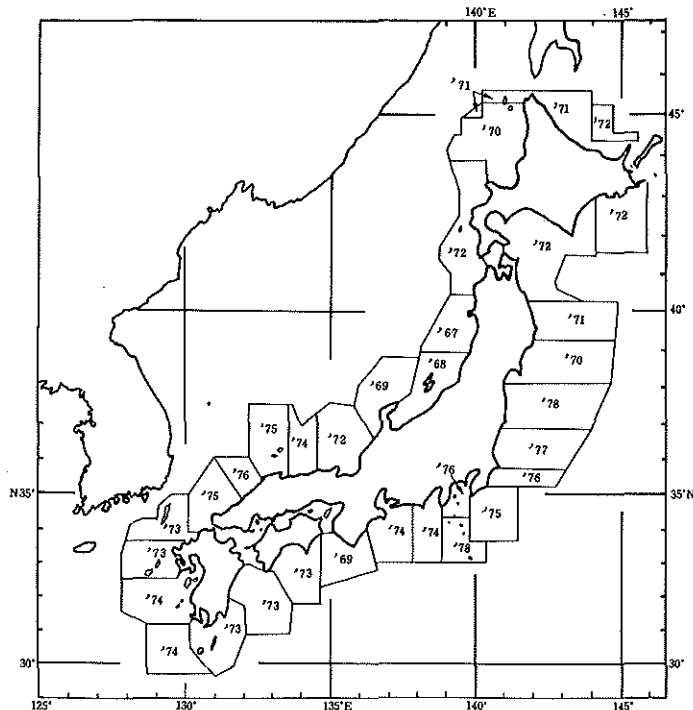


Figure 1. Surveyed area and survey year of the Continental Shelf Surveys Project.

行になる地磁気異常図によりデータを補い、これらの海域の地磁気異常分布の特徴を述べるものである。

2. 磁気測量データの処理

磁気測量データから地磁気異常値を算出するため、IGRF1965を標準磁場に採用した。ただし、IGRF 1965では、日本付近の経年変化が正確に表現されていないので、日本の10か所の観測所のデータにより、日本付近の地磁気全磁力の経年変化を近似した。データを使用した観測所の分布を第2図に示す。ところで、これら10か所において1965年以後の観測値がすべて得られている訳ではなく、経年変化の近似式を得るには欠測期間のデータを推定しなければならない。水路部では5年に1度の割合で日本全国の磁気測量を行い、観測報告として刊行しているので(海上保安庁, 1968, 1973, 1978)その成果により各観測所の欠測期間の値を推定した。

次に、日本付近の経年変化を S_c とすると、1965年以後の観測データは S_c が時間の2次以上の式で近似可能な変化であり、ここでは

$$S_c = A_1t + A_2t^2 + A_3t^3 + A_4t^4 \quad (1-1)$$

とする。さらに A_i ($i=1-4$)はそれぞれ緯度 φ 及び経度 λ の3次の関数で近似することができ、

$$A_i = a_{i0} + a_{i1}\varphi + a_{i2}\lambda + a_{i3}\varphi^2 + a_{i4}\varphi\lambda + a_{i5}\lambda^2 \\ + a_{i6}\varphi^3 + a_{i7}\varphi^2\lambda + a_{i8}\varphi\lambda^2 + a_{i9}\lambda^3 \quad (1-2)$$

とする。以上の近似式において、 φ と λ は北緯34度、東経136度からのずれを分単位で表わした数値とする。すなわち、観測所の緯度を Φ 、経度を Λ (それぞれ度単位)とすると、



Figure 2. Geomagnetic observatories, of which data are used to obtain an approximation equation for secular variation.

Table 1. Coefficient values a_{ij} for equation (1-2).

$j \backslash i$	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	-2.9109 $\times 10^{+1}$	-3.9036 $\times 10^{-2}$	2.0239 $\times 10^{-1}$	5.1796 $\times 10^{-4}$	-1.5340 $\times 10^{-3}$	6.3386 $\times 10^{-4}$	-1.8951 $\times 10^{-6}$	5.1748 $\times 10^{-7}$	7.3053 $\times 10^{-6}$	-5.8753 $\times 10^{-6}$
2	1.5833 $\times 10^{-1}$	1.9022 $\times 10^{-3}$	-4.3868 $\times 10^{-2}$	-7.7773 $\times 10^{-5}$	3.1104 $\times 10^{-4}$	-1.3794 $\times 10^{-4}$	3.9700 $\times 10^{-7}$	-1.8774 $\times 10^{-7}$	-1.5113 $\times 10^{-6}$	1.2973 $\times 10^{-6}$
3	1.6785 $\times 10^{-1}$	9.2280 $\times 10^{-4}$	3.1579 $\times 10^{-3}$	3.9036 $\times 10^{-7}$	-1.9720 $\times 10^{-5}$	1.0403 $\times 10^{-5}$	-2.9392 $\times 10^{-8}$	3.6519 $\times 10^{-8}$	8.5309 $\times 10^{-8}$	-9.4351 $\times 10^{-8}$
4	-4.6962 $\times 10^{-3}$	-5.9788 $\times 10^{-5}$	-7.9740 $\times 10^{-5}$	1.8123 $\times 10^{-7}$	3.9037 $\times 10^{-7}$	-2.7714 $\times 10^{-7}$	7.3192 $\times 10^{-10}$	-1.6736 $\times 10^{-9}$	-1.3188 $\times 10^{-9}$	2.3853 $\times 10^{-9}$

$$\left. \begin{aligned} \varphi &= (\Phi - 34) \times 60 \\ \lambda &= (\Lambda - 136) \times 60 \end{aligned} \right\} \quad (1-3)$$

その場合の、最小自乗法により求めた a_{ij} ($i=1\sim 4, j=0\sim 9$) の値は第1表のとおりである。

日本における1965~1978年間の地磁気全磁力経年変化は、1974年に極小値を示し、それ以前は減少、以後は増化しており、なめらかな2次曲線に近い変化である。近似式により求めた値と観測値の差は最大4.6 nT、平均1.4nTで、各観測所では近似式はかなり精度良く経年変化量を与えている。また、各観測所の経年変化がきわめて良く似ており、緯度と経度に関して経年変化量の傾きはきわめてゆるやかであるから、求めた Sc の近似式は、距岸100海里以内程度の海域でも、測量データの処理には十分な精度を保つと考えられる。

より短周期の地磁気変化、例えば日変化や磁気嵐時の変化については、上記の各観測所のうち、測量海域に最も近い観測所からのデータの提供を受けて補正した。

一方米国海軍は、1971年から日本周辺でヘリウム磁力計による高密度の航空磁気測量を実施した。同航空磁気測量の測線間隔は約3海里(5.6km)、飛行高度は150~180mと低空で行われた。それらの成果は米国防防地図から地磁気全磁力異常図として刊行されている。

これら米国海軍の地磁気全磁力異常図は、標準磁場として海域毎にIGRF1965又はAWC1975 (American World Chart Reference Field) を採用している。また、これらの図に経年変化についての注記が無い。水路部の測量結果との接続を行うには高度補正及び経年変化量に関する補正を行わねばならないが、米国海軍の航空磁気測量の高度が150~180mときわめて低空で行われているので、地磁気全磁力異常分布の概要を把握するうえでは、図上で接続部の異常値の差を見出し、その差を補正することで十分である。これら日米両国による地磁気全磁力異常図を比較したところ、米国防防地図刊行の図に記載されている異常値は、水路部の算出した異常値より100~150nT程低いことがわかった。米国の測量は1971年から1976年にかけて行われ、異常図の刊行は1975年及び1976年に行われている。日本付近では1965年から1970年代前半まで150~200nT程度全磁力は減少している。しかしIGRFでは日本付近の経年変化量が小さく表現されていて実測値に合わない。その差が水路部と米国防防地図の異常図の差に相当するのであろう。

これらの日米相方の異常図では等値線のパターンはよく合っているので、日本海大和堆付近及び太平洋側の日本海溝東方について、米国国防地図庁の地磁気全磁力異常図により、200nT 毎の等値線図を作成した。これと水路部の測量結果による200nT 毎の地磁気全磁力異常を合わせ、第3図 a, b, c のとおり、日本周辺海域地磁気全磁力異常図を作成した。これらのもととなった縮尺50万分の1の地磁気異常図の作成についてはすでに報告した(大島他, 1975, 1980, 1981)。

3. 地磁気異常による地帯区分

日本周辺海域を、地磁気異常の特徴によっていくつかの地帯に区分し、それぞれの区分について地球物理学的考察を加える。

その前に、まず日本及び周辺海域の地磁気分布が、全地球的規模で見た場合、及び西太平洋全域で見た場合の特徴について触れておく必要がある。

全地球的規模で見ると、MAGSAT 衛星による地磁気測定結果が最適である。同衛星は、米国 NASA が地磁気測定のため、1979年10月30日に打上げた衛星である。その日出没線沿いの軌道の高度は325~525km ときわめて低く、1980年6月11日にアイスランド沖のノルウェー海上空で大気圏に再突入し、使命を終了した。同衛星のフラックスゲート磁力計は地磁気ベクトル各成分を精度2~3 nTで、セシウム磁力計は地磁気全磁力を精度1 nTで測定したと云われている。

Yanagisawa and Kono (1985)はMAGSATのデータから電離層の影響を除去して、中低緯度帯の地磁気鉛直成分の異常図を作成した。その結果によると、北海道南部から東北日本弧、伊豆マリアナ弧にかけて、4~6 nTのかなり顕著な正の異常域となっている。西太平洋では、シャッキーライズ付近の12~14nTに達する正の異常域もきわめて顕著である。これらの太平洋プレート及びその西縁部の正異常とは対照的に、日本西方では中国大陸に-4~-6 nTの負異常域が認められる。その他の顕著な正の異常域はハワイ諸島付近、ペルー沖ガラパゴス海嶺付近、アフリカ中部バンギ付近及びニュージーランド付近などに見られる。これらから、東北日本弧及び伊豆マリアナ弧は、世界的にも有数の地磁気正異常域の一つと云える。

Nakagawa et al. (1985) は、日本付近のみを対象に、MAGSAT 衛星のデータから地磁気異常分布図を作成した。それらは200km×200kmのグリッド毎に計算した結果であり、前述のYanagisawa and Kono の場合は経緯度の5度×5度のグリッドで計算したものであるのに比較するとやや詳細な分布を示すものである。

Nakagawa et al. の結果では、鉛直成分及び全磁力に着目すると、北海道東岸沖、関東地方南方、山陰及び九州北部付近に正異常、北海道オホーツク海沿岸と日本海北部に負異常が認められる。これらは前節の水路部の測量結果とも調和的である。

LaBrecque et al. (1985) は西太平洋の船舶による磁気測量結果から波長400-4,000kmの地磁気異常を抽出し、第4図の結果を得ている。また、MAGSAT 衛星のデータから海面高における地磁気全磁力異常を推定し、第5図の結果を得ている。これら2種の図は、その絶対値がかなり異なる部分もあるものの、互いに良く似たパターンを示している。たとえば、オホーツク海の負異常、及び北海道東岸沖、伊豆小笠原海嶺、マリアナ海嶺の正異常のパターンの類似等である。

LaBrecque et al. はこれらの長波長の異常と地殻熱流量の関連性はほとんど見られず、もっぱら地殻の磁性物質の分布に相関し、フィリピン海や日本海では玄武岩の化学組成に大きな差異がないため、結局地殻の厚さと地磁気長波長の異常が正の相関を示すと述べている。パレスベラ海盆、四国海盆、日本海では、波長400-4,000kmの地磁気異常の1 nTに地殻の厚さ100mが対応するとしている。

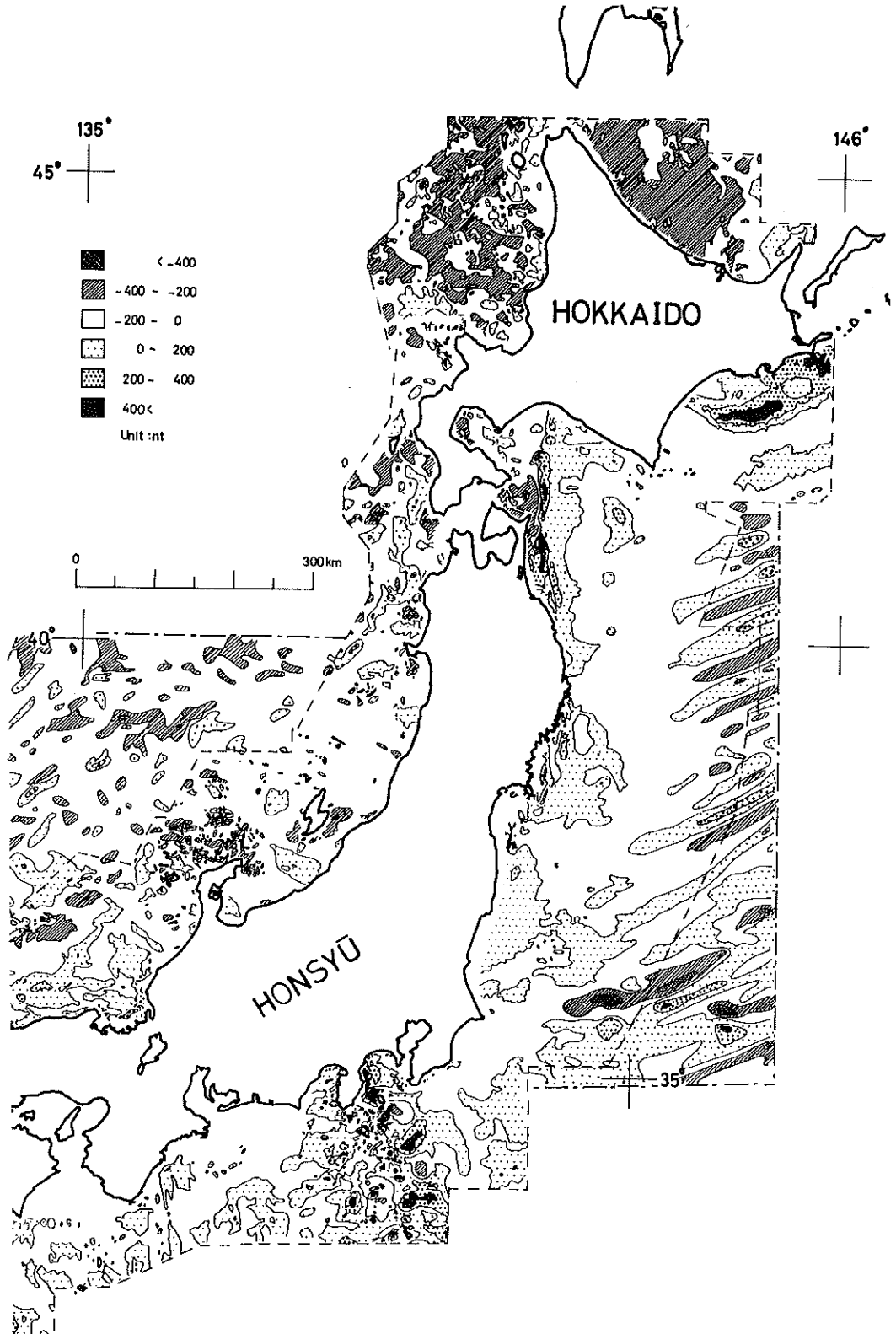


Figure 3-a. Geomagnetic total intensity anomaly distribution around northern Japan.

CHARACTERISTIC FEATURES OF GEOMAGNETIC
ANOMALY DISTRIBUTION AROUND JAPAN

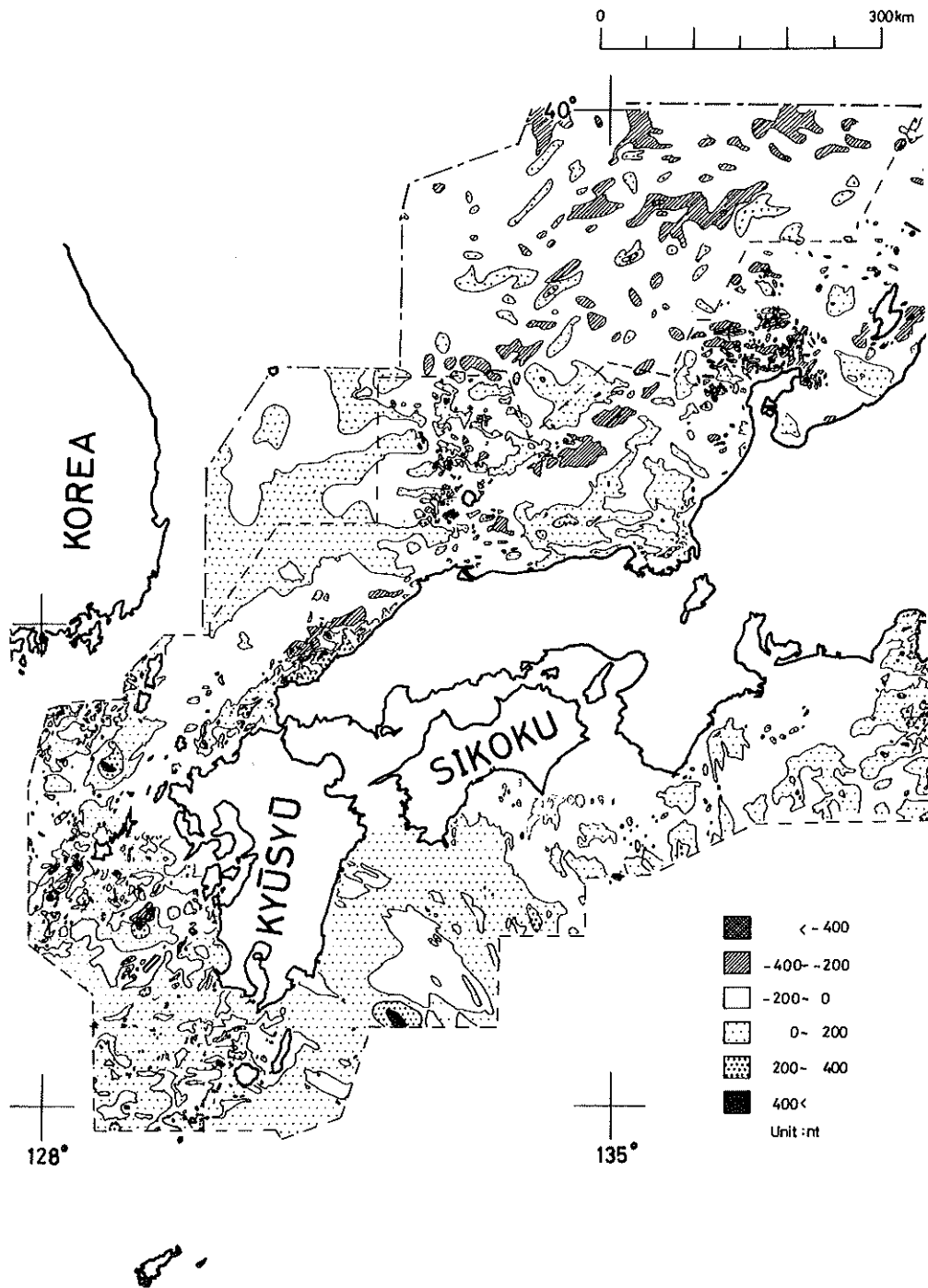


Figure 3-b. Geomagnetic total intensity anomaly distribution around southern Japan.

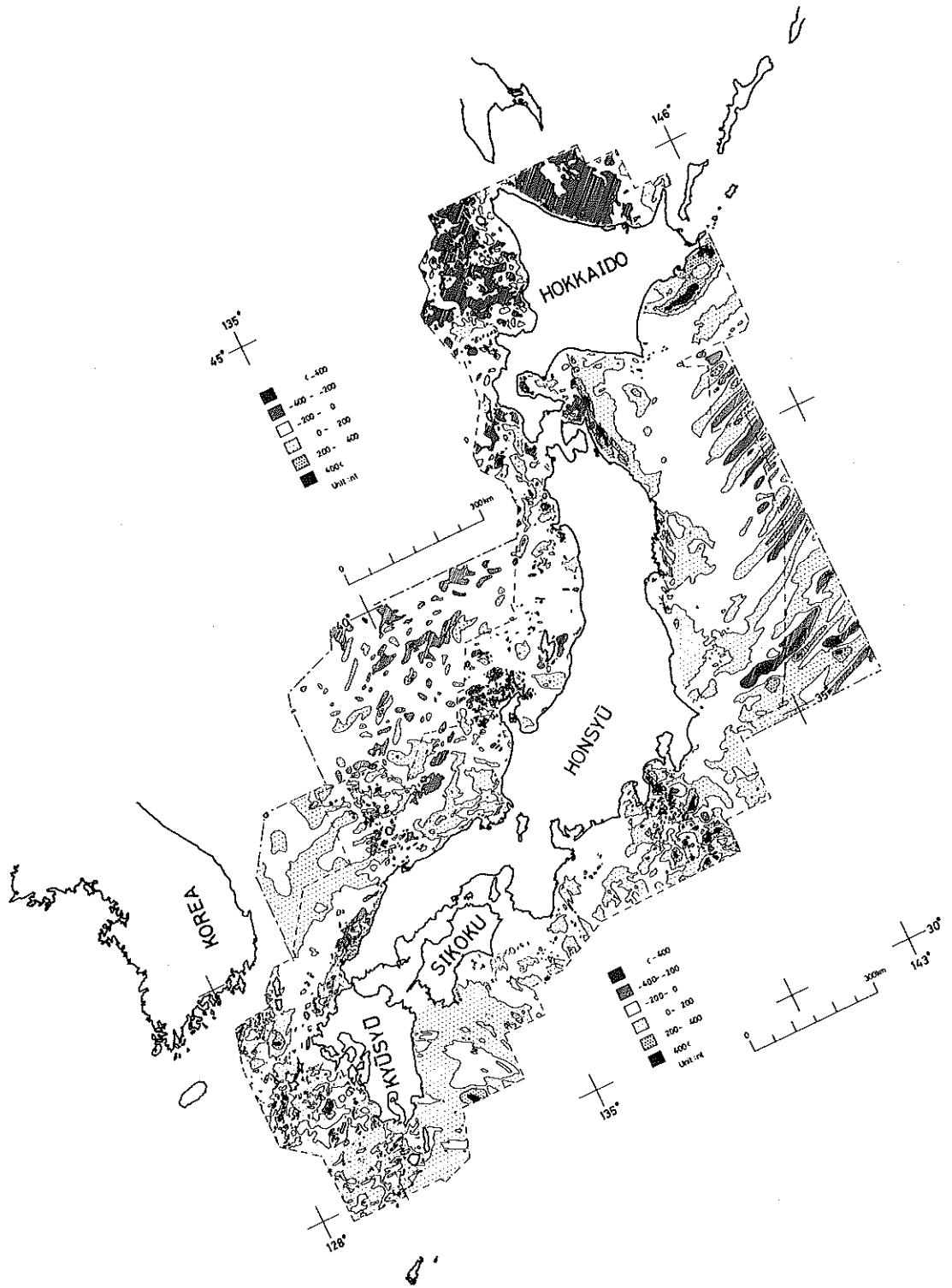


Figure 3-c. Geomagnetic total intensity anomaly distribution around Japan.

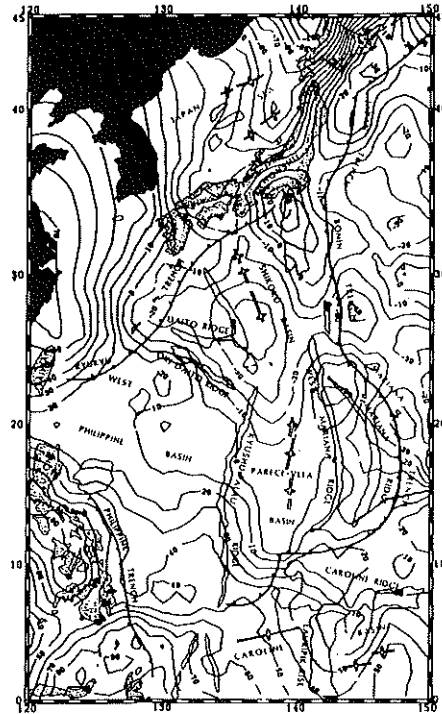


Figure 4. Filtered sea surface anomaly field over the western Pacific; 45nT have been added to the observed anomalies. Note the strong correlation between the region's ridge systems and the magnetic field. A negative follows the abandoned back arc systems of the Japan Basin, Shikoku Basin, and the Parace Vela Basin. In general, a positive anomaly is observed over the abandoned and present island arc systems. The only exception is the Mariana arc system. (After LaBrecque et al. 1985)

以上の、日本を含む広域の地磁気測定データから、その特徴をまとめると次のとおりである。

- ① 北海道東岸沖、伊豆小笠原海嶺付近に正異常域が存在する。
- ② オホーツク海沿岸に負異常域が存在する。
- ③ 日本海では北部に負異常域、南部に弱い正異常域が存在する。
- ④ 山陰から北九州にかけて正の異常域が存在する。
- ⑤ これらの地磁気異常分布は、おおむね地殻内の磁性物質の分布を反映したものであり、正の異常域では磁性岩体(中性ないし塩基性岩)の厚さが周辺より厚いものと考えられる。

次に日本周辺海域の地磁気異常分布(第3図 a, b, c)の特徴から、日本周辺海域の地帯区分を試みた。地帯区分を行うにあたっては、参考となる地球物理学的及び地質学的研究成果を収集し、比較検討した。それらは海底地形、重力異常、震源分布、爆破地震動によって決められた構造等との比較であるが、海域における地帯区分に直接参考になるものではない。しかし陸域については、従来から広域変成帯や構造線に関する調査研究が行われ、地質地帯区分が確立されつつある。さらにそれら日本の地質地帯が、古生代以降のプレート付加体など海洋起源であるとの最近の研究結果も考慮して、地質地帯区分との比較対照を行い、かつ関連諸データを参考に地磁気地帯区分を試みた。

第6図に地磁気異常分布と共に、地帯区分を示す。これらのうち、日本海及び東シナ海では地磁気異常分

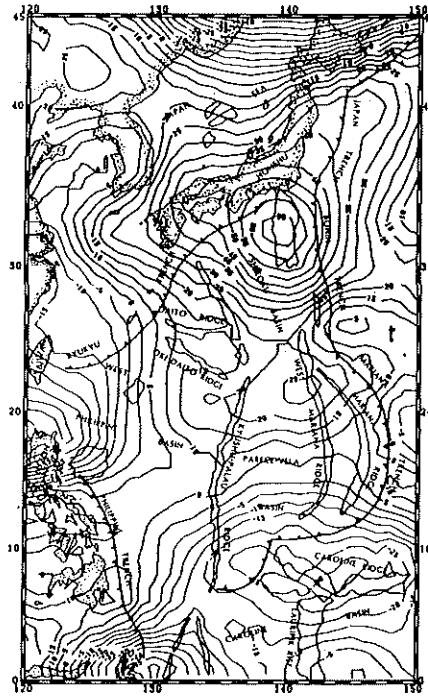


Figure 5. The Magsat field above the western Pacific. The correlation is much poorer than for the central Pacific. Presumably, this is due to the directional sensitivity of the Magsat field. A linear positive is observed above the arc trench system but the detail of the sea surface field is not observed. (After LaBrecque et al. 1985)

布が複雑で、明確に区分する事が困難な海域もあるが、地磁気異常分布の特徴を明らかにするため、可能な限り細かに区分してみた。

第7図に上述の地磁気地帯区分と、陸上の地質地帯区分を示す。また、それぞれの地磁気地帯区分の名称を第2表に、地質地帯区分の名称を第3表に示す。地質地帯区分については都城(1965)、堀越(1972)、勘米良他(1980)、小澤他(1985)、箕浦(1985)、木村(1985)を参考にした。

次に、それぞれの地磁気地帯区分について、その特徴を述べる。

CTW 千島南西磁気区

知床半島北西岸付近の正異常域で、多分千島弧に沿って北東に延びているものと考えられるが、測量データが国後島以北に全く無く、この磁気区の広がり是不明である。

磁気区全体が周辺より200nT程度正の異常を示し、全体が巾約50km程の異常帯のようにも見える。知床半島沿岸には、短波長の局所的異常が多数分布する。

磁気区の南に接する陸域は根室帯(NM)である。根室帯では、知床半島から斜里岳、阿寒湖、白糖丘陵にかけての北東-南西の山地が新生代後期の隆起帯で、その北半部の知床半島から阿寒湖にかけては、第四紀の輝石安山岩熔岩が分布し、その基盤として新第三紀の安山岩類が分布している。

これらの分布の特徴から、千島南西磁気区の正の地磁気異常は、主に千島弧南西端の第四紀火山岩類(輝石安山岩熔岩)によるものと考えられる。



Figure 6. Gemagnetic zoning at sea around Japan.

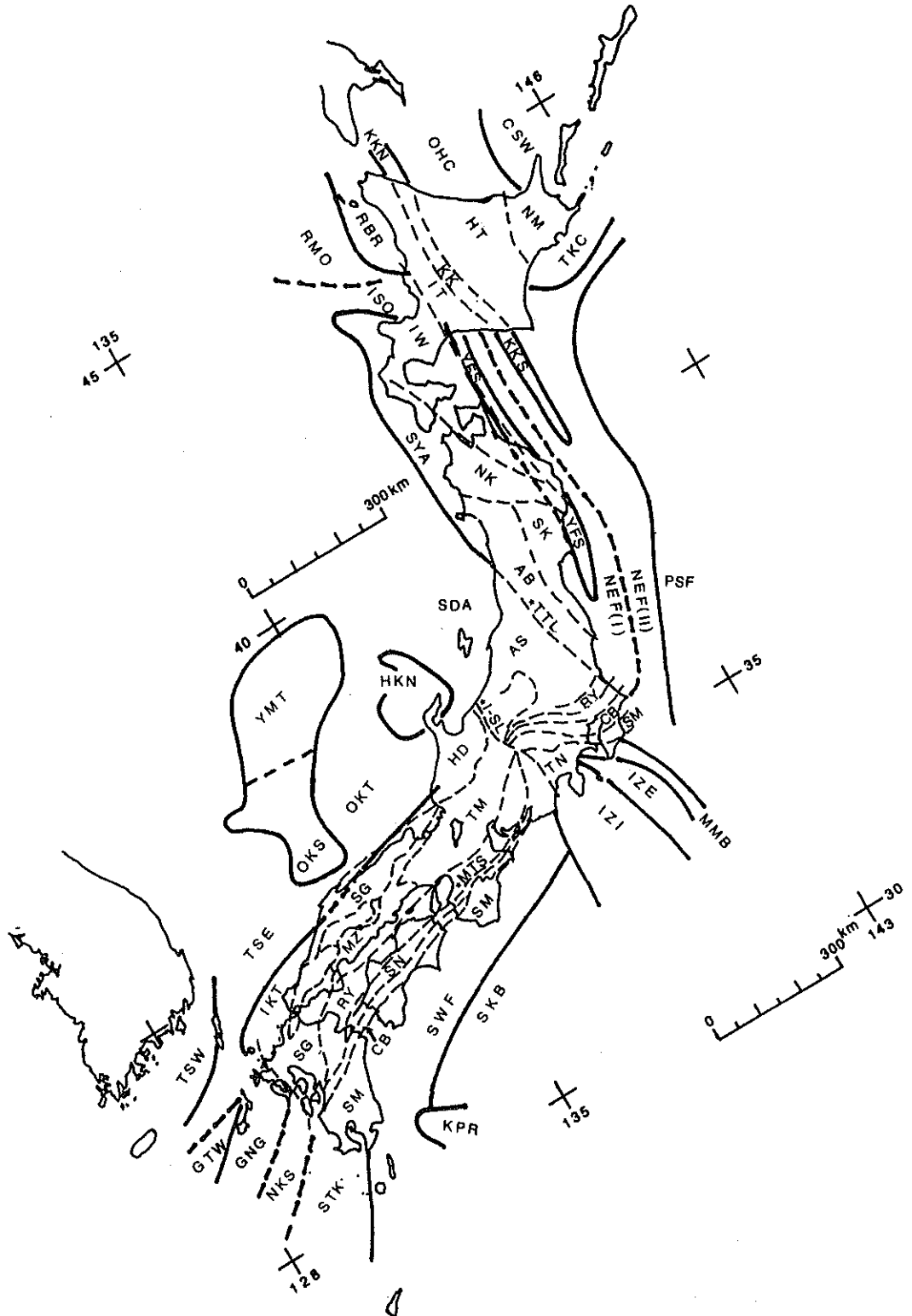


Figure 7. Geomagnetic zones and its name, with geological provinces and major tectonic lines of land area.

Table 2. Name and abbreviation for geomagnetic zones.

C S W	千島南西磁気区	O K S	隠岐諸島磁気区
G N G	五島長崎磁気区	O K T	隠岐堆周辺磁気区
G T W	五島西方磁気区	P S F	太平洋磁気区
H K N	舩倉能登磁気区	R B R	礼文留萌磁気区
I K T	壱岐丹後磁気区	R M O	留萌沖磁気区
I S O	石狩沖磁気区	S D A	佐渡周辺磁気区
I Z E	伊豆諸島東縁磁気区	S K B	四国海盆磁気区
I Z I	伊豆諸島磁気区	S T K	薩摩吐噶喇磁気区
K K N	神居古潭北方磁気区	S W F	西南日本弧前縁磁気区
K K S	神居古潭南方磁気区	S Y A	積丹秋田磁気区
K P R	九州パラオ海嶺磁気区	T K C	十勝千島磁気区
M M B	三浦南房総磁気区	T S E	対馬東方磁気区
NEF(I)	東北日本弧前縁磁気区(I)	T S W	対馬西方磁気区
NEF(II)	東北日本弧前縁磁気区(II)	Y F S	勇払三陸磁気区
N K S	長崎甌島磁気区	Y M T	大和堆磁気区
O H C	オホーツク沿岸磁気区		

Table 3. Name and abbreviation for geologic provinces and major tectonic lines.

A B	阿武隈帯	R Y	領家帯
A S	足尾帯	S G	三郡帯
C B	秩父帯	S K	南部北上帯
H D	飛驒帯	S M	四万十帯
H T	日高常呂帯	S N	三波川帯
I T	石狩天塩帯	T M	丹波美濃帯
I W	岩泉帯	T N	丹沢帯
K K	神居古潭帯	*I-SL	糸魚川静岡線
M Z	舞鶴帯	*M T S	中央構造線
N K	北部北上帯	*T T L	棚倉構造線
N M	根室帯		

OHC オホーツク沿岸磁気区

浜頓別付近から網走付近までのオホーツク海沿岸及びその沖合の磁気区である。

地磁気異常は平均的に -200nT 程度負で、局所的な短波長の異常群が見られる海域と、きわめて静穏な地磁気異常分布が見られる海域が混在している。短波長の異常群は、枝幸、幌内及び紋別付近の沿岸と、紋別の北約 100km 付近に見られる。紋別の北約 60km を中心とする半径約 40km の海域は、きわめて静穏な地磁気分布を示す。

この磁気区は日高常呂帯の北方延長上にある。陸上の日高常呂帯では、二畳紀から中生代の堆積岩類（日高層群）が広く分布するとともに、新第三紀の安山岩がこれをおおっている。また、一部にジュラ紀-白亜

紀の玄武岩が分布している。

この磁気区の短波長の地磁気異常群の特徴は、これらが貫入岩体や海底表層の磁性岩体による事を示唆している。多分、広く分布する堆積岩類と、それを貫く新第三紀安山岩という日高常呂帯の地質構造が、この磁気区まで延びているのであろう。

KKN 神居古潭北方磁気区

宗谷支庁頓別平野の北方の帯状の海域で、神居古潭変成帯の延長上に位置する。最大700nTに及ぶ正の地磁気異常帯で、大久保(1985)によれば、この顕著な正異常帯は、神居古潭変成帯に沿って北海道を南北に縦断している。

神居古潭変成帯には、ジュラ紀-白亜紀の超塩基性岩が多量に分布し、その多くは蛇紋岩化している。これらは海洋性地殻起源と考えられている。その上位にチャート、石灰岩、玄武岩から成る空知層群が乗っており、全体がオフィオライト層序を形成しているとも云われている。

この神居古潭変成帯に似た高压変成帯は、サハリンにも見出されているが、この磁気区の正異常帯の北への延長に一致するか否かは不明である。

RBR 礼文留萌磁気区

礼文島及び稚内付近から留萌付近までの沿岸海域である。

短波長の複雑な等値線で示される正の異常域で、隣接する陸域の石狩天塩帯は白亜紀-古第三紀の砕屑物をためた堆積盆と云われている。

この磁気区の正の地磁気異常の原因岩体は、礼文島、天売島、焼尻島等に見られる中新世後期-鮮新世前期の安山岩、玄武岩及び利尻島の第四紀安山岩、玄武岩などに類似した塩基性岩体であろうと考えられる。

RMO 留萌沖磁気区

前項の礼文留萌沖磁気区の西方沖の海域で、南の境界は留萌付近から西北西に延びる線で画することができる。海底地形は200m以浅の武蔵堆と呼ばれる浅所で、海面上の最浅水深は5mである(最近の調査でも最浅水深が約5mである事が確認されている)。

武蔵堆での音波探査結果(佐藤他, 1973)は基盤が露出している事を示しており、湯浅及び小野寺によれば、武蔵堆では先第三系と思われる溶結凝灰岩や火山岩(安山岩、石英安山岩及び流紋岩)の小礫が採取されている(Geological Survey, 1978, Cruise Report No.11)。

ISO 石狩沖磁気区

前項の留萌沖磁気区の南側で、石狩湾の北西の帯状の海域である。

周辺の磁気区より地磁気異常の振幅は小さく、±100nT程度である。ただし石狩湾付近には+300nTに達する局所的な正の異常域が見られる。海底地形は、北側の武蔵堆と南側の積丹海脚という二つの高まりに挟まれ、石狩海盆及び武蔵海盆と呼ばれる堆積盆となっている。音波探査結果もこの磁気区は基盤の沈降部である事を示している。

SYA 積丹秋田磁気区

積丹半島の北方に分布する積丹海丘群から、奥尻島とその南方の奥尻海嶺を含む南北に細長い海域で、南限は酒田付近である。

200-300nTの正異常域が断続しているが、秋田付近と能代付近には-400nT、-500nTに達する負の異常が卓越する。この磁気区の西縁は棚倉構造線の北方延長上に位置する。また、1977年日本海中部地震の震源域の東縁ともほぼ一致する。

この磁気区は音響基盤の隆起部であり、海底からは安山岩礫等火山岩が採取されている (Geological Survey, 1979, Cruise Report No. 13)。この磁気区の島及び沿岸の陸域には、中新世前期-後期の安山岩類が多量に分布しており、それら安山岩類の基盤の隆起部に地磁気正異常が伴っているものと考えられる。秋田付近及び能代付近沿岸海域の顕著な負の地磁気異常については、その原因を見出す事ができなかった。

TKC 十勝千島磁気区

十勝平野西方から釧路沿岸、根室沿岸を経て、千島弧沿いに北東へ延びる正異常帯である。異常帯の中は約70km、異常帯の南縁で正異常が最大となり、650nTに達す。これら正異常帯に対応する負異常が陸上の根釧台地に見られる (大久保, 1985)

この異常帯は、単純な等値線でその分布が画けることから、厚さ2-3km、帯磁の強さ14A/m (1.4×10^{-2} emu)の水平板状モデルでよく近似できる (第8図)。

音波探査結果は、この磁気区が中新統ないし先新第三系の隆起部である事を示している (桜井他, 1975)。

隣接する陸域は中生代-古第三紀の火山弧と考えられている根室帯である。白糖丘陵、厚岸湾沿岸、根室半島から色丹島にかけて、白亜紀後期-晩新世の根室層群 (玄武岩、安山岩、アルカリ粗粒玄武岩等)が分布している。この磁気区正異常は、これらの中性~塩基性岩の分布を示すもので、大陸性の地磁気縞状異常と考えられている (Segawa and Oshima, 1975)。

KKS 神居古潭南方磁気区

北海道南岸の静内-浦河付近から南に延びる帯状の海域である。ちょうど神居古潭変成帯の南方延長上に位置する。

地磁気異常分布は、50-20kmの広がり示す正異常域の断続で、南に向かってしだいに弱まり、久慈東方

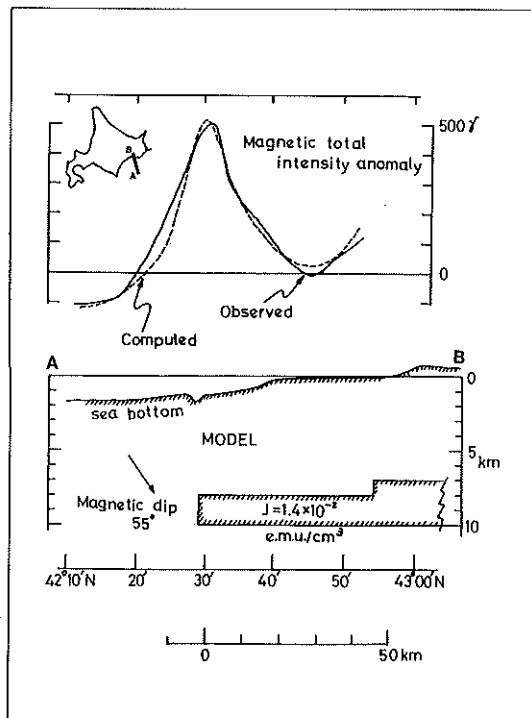


Figure 8. Profile of magnetic total intensity anomaly and magnetization model for the Pacific coast of northeast Hokkaido. A horizontal.

沖で消滅する。

この磁気区における海底岩石の採取，記載は見当たらないが，多分神居古潭変成帯の超塩基性岩類（ジュラ紀-白亜紀）がこの磁気区まで分布しているのであろう。

YFS 勇払三陸磁気区

北海道南岸の勇払平野付近から帯状に南へ延び，下北半島東方から三陸海岸を経て金華山南方まで分布する，顕著な正の異常域である。音波探査では，中期中新統及びそれ以下の基盤の隆起部となっている（桜井他，1975）。

この磁気区の地磁気異常は，帯磁の強さ約 10A/m ($1.0 \times 10^{-2}\text{emu}$)の垂直板状磁性体で近似可能である。また，磁化はかなり強い西向き成分を持っているらしく，磁化の偏角は西 45° 以上であろうと推察される。すなわち，第9図に示すとおり，北緯 41° 線（陸奥湾と同緯度）沿いの断面で見ると，地磁気全磁力異常は東西非対称で，西側では減少が急であり，東側はかなりゆるやかな曲線を画いている。この磁気区はほぼ南北に細長く，磁性岩体も現在の地球磁場とほぼ平行に分布しているので，これが現在の地球磁場と同じ方向に帯磁しているならば，地磁気全磁力異常は東西対称である。第9図では，西向きの伏角約 55° の磁化により，測量データを良く説明できる事を示している。また，陸上の地磁気偏角の観測結果もその事を支持している。

この磁気区は現在ほぼ南北に細長く分布しているが，磁化を獲得した時の地磁気伏角が 55° だったとすると当時東西に細長く，地磁気伏角が 35° であったとすると北東-南西に細長く分布していた事になる。三陸沿岸のこの磁気区の地磁気伏角が当時 35° 以下であったとは考え難く，恐らくこの磁気区は磁化獲得以来， 45° ないしそれ以上反時計まわりに回転したのであろう。

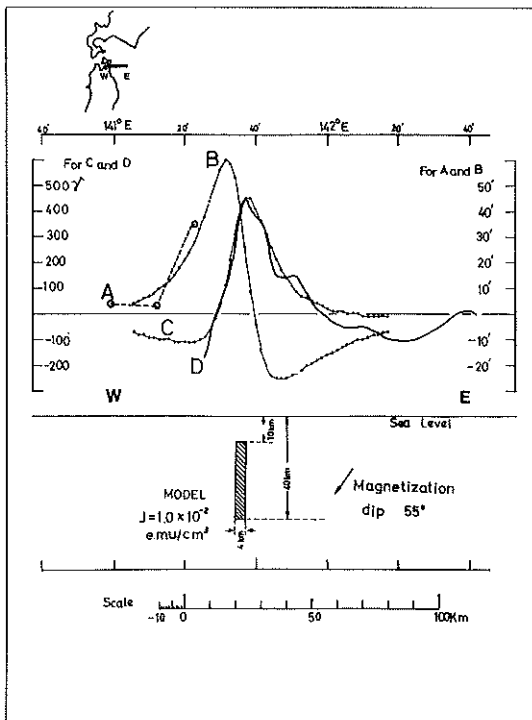


Figure 9. Profile of magnetic total intensity anomaly and magnetization model for the Pacific coast of northern, most part of Honsyu.

A; Observed anomaly of declination on land. (After 2nd order magnetic survey by Geographical Institute of Japan) B; Computed anomaly of declination from the model. C; Computed anomaly of total intensity from the model. D; Observed anomaly of total intensity.

この磁気区の原因岩体については、表層の地質図からの情報取得は困難であるが、北方延長上の北海道美幌市の試錐の試料を有力な手がかりと見ることができ、この磁気区は美幌市付近に連続しており（大久保他、1985）、そこでは地下約3,713mの変玄武岩（先後期白亜紀、磁化率5.94A/m）、また岩見沢市南部では地下約4,265mの粗粒玄武岩（先白亜紀、磁化率1.67A/m）が試錐で得られている。また、藤岡ら（1983）によれば、八戸沖水深140mの井戸の深さ約2,500m及び3,000mで得られている白亜紀の安山岩類や、三陸沖の田老帯に見られる下部白亜系陸中層群（原地山層）の安山岩は、礼文島の礼文層群に続く。

Segawa and Oshima (1975)はこの磁気区を西偏する磁化を持つ白亜紀の火山フロントと考えている。この事は白亜紀以降の日本海の拡大を支持するもので、古地磁気学的成果(Otofuji et al. 1985)と整合する。

大久保他(1985)はこの磁気区を石狩-北上ベルトと呼び、北上山地で北上花崗岩の分布が大振巾の地磁気異常の分布に対応する事を見出している。

すでに北上花崗岩の磁化の西偏はKawai et al. (1971)、磁化率はIshihara (1979)により測定されている。Ishiharaの測定結果を見ると、北上花崗岩の磁化率は略2A/m/cc (8×10^{-1} A/m/g)程度であり、海域で推定された値よりかなり小さい。

NEF (I) 東北日本弧前縁磁気区 (I)

東北日本弧太平洋岸の沿岸海域で、かなり静穏な地磁気異常分布を示す。そのほとんどの海域が弱い正の異常域となっており、特に北上山地と阿武隈山地の東方では距岸約100km東方まで広がっているが、振巾は50-100nT、局部的には200-300nTに及ぶところも見られる。

この磁気区は、水深ほぼ1,000m以浅の大陸斜面で、音波探査結果(Nasu et al. 1979, 桜井他、1981)によれば、白亜紀以降の厚い堆積物が見られる。

地磁気異常分布からは、西偏した磁化を持つ前項の勇払三陸磁気区の磁性岩体の及ぼす磁場と考えるとかなり説明がつくが、北上山地及び阿武隈山地の東方沖ではそれのみでは説明不十分で、厚い堆積層の下に磁性岩体の広がりを考えなければならない。

NEF (II) 東北日本弧前縁磁気区 (II)

前項の (I) の沖側の、水深ほぼ1,000-3,000mの海域で、東北日本弧では最も静穏な地磁気異常分布を示す磁気区である。

地磁気は弱い縞状異常を示し、大洋性地磁気縞状異常の西端部となっている。

R. von Huene, N. Nasu, M.A. Arthurらは、三陸沖での深海掘削の結果 (Arthur et al. 1980)として、この磁気区では23Ma以前に、石英安山岩の噴出があり、陸（親潮古陸）であった可能性が強く、その後急速に沈降したものと考えている。

PSF 太平洋磁気区

東北東-西南西向きの、正負の大洋性地磁気縞状異常の顕著な海域である。

正異常帯及び負異常帯の巾はおよそ30km程度で、振巾は-350nTから+250nTに及ぶ。縞状異常は日本海溝の海溝軸から西へ約100km程、振巾を弱めながら続いている。

SDA 佐渡周辺磁気区

地磁気異常分布はかなり複雑で、負異常が卓越する。区域は棚倉構造線北方延長より西で、大和堆及び能登半島より東の海域である。

日本海沿岸付近では、全般にグリーンタフ活動に関連する火成岩が複雑に分布するためか、方向性の乏しい複雑な地磁気異常分布が見られるが、そのような中では比較的静穏地磁気異常分布を示すように見える。

このことは、やや堆積層が厚いこと (Ishiwada and Ogawa 1976) と調和的である。

隣接する陸域は足尾帯で、ジュラ紀のプレート付加帯と考えられている (小澤他, 1985)。佐渡島南端沢崎鼻、彌彦山、米山など、新第三紀中・後期の安山岩・玄武岩類の分布する所では、付近海域に大振巾の異常が見られる。

海底の礫及び岩盤の採取結果によると、佐渡島棚、中瀬、鳥海礁、松海山など、この磁気区の海底の高まりには安山岩、玄武岩が見られる (岩淵, 1968)。

HKN 舢倉能登磁気区

能登半島北部及び舢倉島の周辺で、水深約200m以浅の海域である。地磁気異常分布は顕著に短波長、大振巾 (± 500 nT以上) であり、舢倉島や能登半島の第三紀火山岩類 (主に安山岩) がこの磁気区の海底浅部に分布している事を示している。

OKT 隠岐堆周辺磁気区

隠岐諸島と能登半島の中間の海域で、隠岐舟状海盆、隠岐堆及び大和海盆を含む。隠岐堆付近では北東-南西の方向性が卓越する。

地磁気異常分布にも同じ方向性が認められ、隠岐堆の紫蘇輝石安山岩、かんらん石玄武岩、粗面玄武岩等に類似の岩石が、地磁気異常の原因岩体として考えられる。

大和海盆は、水深2,400-2,800mの平坦な海底の堆積盆である。しかし地磁気異常分布はかなり複雑で海底下かなり浅いところに火成岩体が分布しているものと考えられる。

YMT 大和堆磁気区

隠岐堆の北方延長上の海脚状の海底隆起部から、大和堆及び北大和堆まで連続している海底隆起部である。地形は東経135度以西で北東-南西、以東で東-西の方向性を示す。

地磁気異常は北隠岐堆、大和堆南西部、北大和舟状海盆に顕著な北東-南西向きの細長い帯状の分布、大和堆北東部 (東経135度以東) に東-西向きの正負の帯状異常が4対程かたまつた分布となっている (第10図)。

この地形の方向性と一致する顕著な帯状地磁気異常は、それぞれ大振巾の正異常帯の北西側又は北側にやや小振巾の負の異常帯を伴っており、その長さはほぼ20-100kmである。このような対になった細長い正負の異常帯は、細長いダイポール型磁場、すなわち脈状の磁性岩体による磁場であると考えられる。

Isezaki (1986) はこの磁気区の北東に隣接する日本海盆に、中新世の海底拡大を物語る縞状地磁気異常が存在するという。Kono (1986) は日本海盆の海底拡大を示す地磁気縞状異常は、その後の拡大中心以外の海域での盛んな火山活動により不明瞭になっていると述べている。

この磁気区の堆からは、玄武岩、安山岩、流紋岩等塩基性から酸性までの噴出岩の他に、花崗岩類も採取されており、中でも北大和堆の閃雲花崗閃緑岩は197Ma、拓洋堆西部の浅所から採取された角閃石花崗岩は220Ma (いずれもK-Ar法年代測定による) と、中生代前期の岩石である事が見出され、飛驒帯の花崗岩との類似から、古生代ないしそれ以前の可能性も指摘されている。佐藤・小野 (1964) は、大和堆及び隠岐堆上から濃飛流紋岩と類似の岩石を見出し、中生代火山活動のあった事を述べている。第三紀または第四紀には、これらを買いて安山岩、玄武岩の噴出が大和海嶺、隠岐堆等にあったと考えられており、その一部はアルカリ岩で、鮮新世-現世の西南日本のアルカリ岩系の激しい火山活動と同時期のものと考えられている (岩淵, 1968)。

以上のように、この大和堆磁気区は、顕著な帯状地磁気異常と酸性-塩基性の火山岩の分布に特徴があり、この事は縁海における火山活動の様式を示しているものと考えられる。

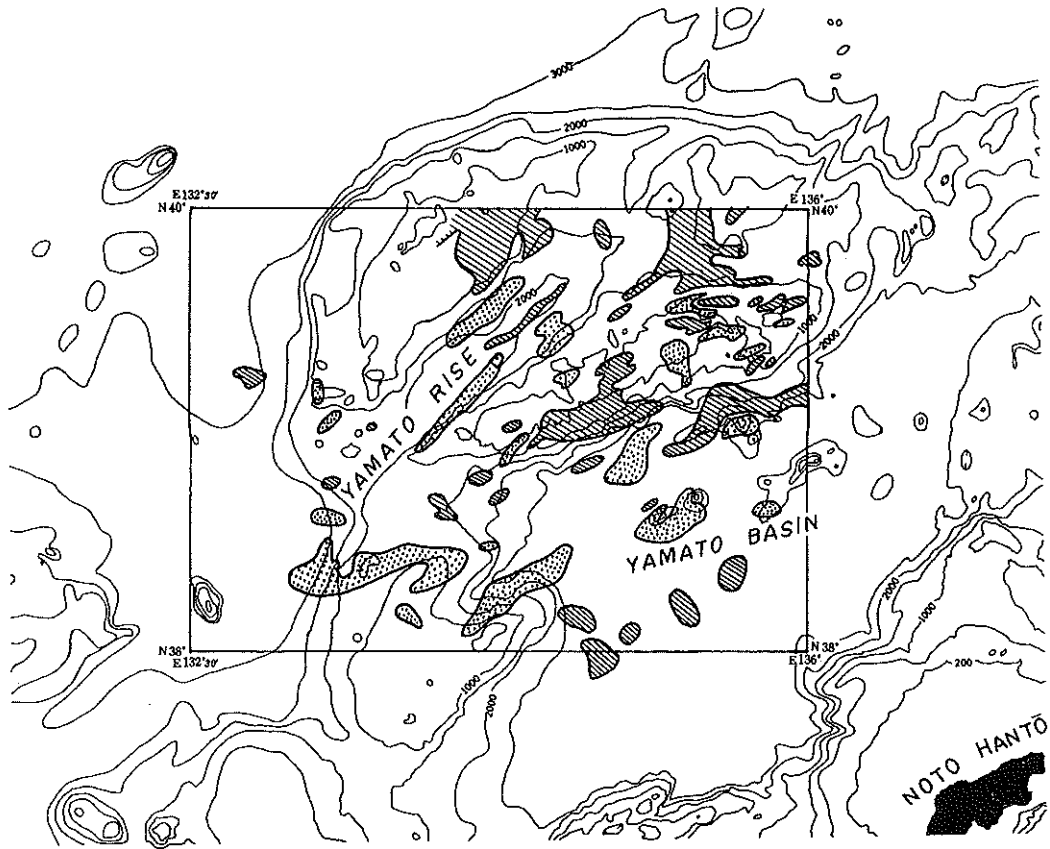


Figure 10. Yamato Rise and geomagnetic total intensity anomaly distribution.
Dotted area: Above 0nT. Hatched area: Below -200nT.

OKS 隠岐諸島磁気区

隠岐諸島を含む水深1,000m未満の海域で、島根半島付近から北へ延びる隠岐海脚に対応する。

振巾±700nTに達するきわめて強い、かつ短波長で複雑な地磁気異常が分布する。隠岐諸島には新第三紀アルカリ流紋岩、第四紀の粗面岩、粗面玄武岩が分布しており、これらと類似の岩石がこの磁気区に分布しているものと考えられる。

IKT 壱岐丹後磁気区

陸域の三郡帯の海域への延長にあたる。壱岐諸島、北九州沿岸から東北東に延び、若狭湾に至る。複雑かつ短波長の地磁気異常分布を示し、振巾も大きく、±500nTを越すものも見られる。陸上でも、三郡帯に沿う地磁気異常が顕著である(大久保他、1985)。この磁気区は全体が大規模な正帯磁であるような異常分布を示しているとも考えられる。

三郡帯は変成されたペルム紀付加帯と考えられているが(小澤他、1985)、ほぼ同位置にあたる九州北西部から山陰にかけて、中新世後期-鮮新世のソレアイトおよびアルカリ岩系玄武岩活動が知られている。また、陸上の地質図では、この磁気区陸上に漸新世以降の安山岩、玄武岩が大量に分布している事が示されている。

三郡帯には、海洋プレート起源の塩基性-超塩基性岩類が取り込まれていると考えられており(小澤他、1985)、それら古生代後期の岩石と、第三紀以降の安山岩、玄武岩類がこの磁気区の地磁気異常の原因となっ

ているのであろう。

MMB 三浦南房総磁気区

三浦半島から房総半島南端を通り、房総の南々東沖約170km(測量区域の南限の北緯33度40分)付近まで続く、細長い負異常帯である。等値線の状況は、より南につながっている可能性がある事を示している。また、この磁気区は相模トラフを横切っており、その南部は七島硫黄島海嶺の東側斜面上部の水深1,000~3,000mのところにはほぼ南北に分布している。

海域での振巾は最小値で-150~-160nT、負異常域の巾は約20kmである。

この異常帯は、陸域で丹沢帯(伊豆小笠原弧北縁)の周囲をとり囲んで帯状に分布しており、大久保他(1985)は四万十帯と一致して分布すると述べている。

この負異常帯の原因となっている基盤の構造や、そのテクトニックな意味については良くわかっていないが、陸域のこの磁気区にあたる嶺岡層群や、その北側を取巻いている第三系基底の沈降部との関連が考えられる。

IZE 伊豆諸島東縁磁気区

七島硫黄島海嶺の海溝側(東側)斜面で、水深はほぼ2,000m以浅である。地形は堆積層のなだらかな斜面と、それを横切る海底谷で形づくられる前弧海盆である。

地磁気分布は、直径約30kmに達する大規模な正負の異常域を示し、その振巾は+620nT~-380nTである。この地磁気異常に対応する海山は見当たらない。Honza and Tamaki (1985)はこの磁気区の位置に新黒瀬海嶺の存在を提唱し、中新世ないし古第三紀に形成されたと考えている。

IZI 伊豆諸島磁気区

伊豆諸島(現世の火山フロント)以西の七島硫黄島海嶺と、西七島海嶺を合わせた海域で、西縁は御前崎付近から南に引いた線で限ることができる。

火山フロントにあたる大島、三宅島、八丈島の列には、第四紀の玄武岩、安山岩が分布し、地形によく対応する大振巾の地磁気異常が分布している。

西七島海嶺に属する銭洲海嶺(新島、式根島、神津島等)には、現世のデイサイト、流紋岩と、より変質の進んだ安山岩質火山砕屑性堆積岩、角閃石輝石安山岩熔岩、紫蘇輝石普通角閃石デイサイト溶岩など、中新世湯ヶ島層群、あるいは中新世-鮮新世白浜層群に関連した火山活動の産物らしい炭石が分布しているという(湯浅, 村上, 1985)。この西七島海嶺でも、地形によく対応する、かなり大振巾の地磁気異常が見られる。

水路部は1974年以来、駿河湾から遠州灘沖において、地震予知等の目的で詳細な地磁気及び地形・地質構造の調査を実施している。植田(1985)はその結果から、駿河湾中央部の石花海堆、駿河湾の湾口のやや南に位置する金州の瀬などの地形隆起部では、海底下約1.3~3.9km以深の深部に、磁化率 $\chi = 2.7 \sim 3.9 \times 10^{-3}$ emu/cc程度の大規模な貫入岩体が存在しており、それらは花崗岩~閃緑岩に相当する磁化の強さを示すとしている。また、それらの南の銭洲海嶺では、海底ないし海底下約5km以深に、磁化率 $\chi = 1.0 \sim 7.1 \times 10^{-3}$ emu/cc程度の、多分珪長質に富む酸性-中性の貫入火成岩体が存在するとしている。

SWF 西南日本弧前縁磁気区

御前崎付近及びその南方から西へ、紀伊半島周辺、四国南岸沖、日向灘から南西諸島東縁に至る海域である。

きわめて静穏な地磁気異常分布を示す海域であるが、御前崎付近から紀伊半島南東岸にかけて、熊野舟状海盆を通る小振巾(約50nT)の正異常が見られる。地質調査所(1978)によれば、この正異常は深さ9~10km、

帯磁率 $3 \sim 4 \times 10^{-4}$ emu/cc の岩体によるもの、多分第三紀花崗岩類及び斑れい岩類の存在を示すものである。

この磁気区に接する陸域は、白亜紀～第三紀のプレート付加体と考えられている四万十帯で、泥質岩、砂岩、頁岩を主とし、一部に緑色岩類(塊状・枕状玄武岩熔岩、熔岩角礫岩、細粒ハイアロクラスタイト)や酸性岩類が分布する。

この磁気区の海域では、測深及び反射法地震探査により、海岸線にはほぼ平行な大陸棚、大陸斜面、深海平坦面の並びが認められている(永野他、1977、桜井・佐藤、1983、加藤他、1983)。

重力のフリーエア異常は、日向灘から種子島東方の大陸棚に沿って、マイナス100～400mgal となっている(海上保安庁海図第6354G、6355G)。この重力の負異常分布の状況を Ganeko and Harada (1982)、Tomoda and Fujimoto (1982) の図で見ると、明らかに南西諸島海溝の西端部に位置する。友田・瀬川(1971)は、これを北海道の神居古潭帯西側に分布する負異常帯と同様に、古海溝である可能性があるものとしている。しかしこの重力負異常分布域で、地磁気異常分布は北西-南東の九州パラオ海嶺の方向性を強く示す事は興味深い。

SKB 四国海盆磁気区

南海トラフ沿いの、水深2,000～3,000m以深の海域で、四国海盆のやや不明瞭な縞状地磁気異常の末端が見られる。四国海盆の縞状地磁気異常は西北西～東南東の方向性を持ち、波長は40km前後、振幅は300nT以下で、約18Maより前に、3～4 cm/年の速度で海底が拡大した事を示すものと考えられている(小林、1974)。

南海トラフでは、水路部の海底地形測定の成果で顕著な地溝・地塁状の構造が認められており、岩渕(1970)はその海域を ridge and trough zone と呼んでいる。深海掘削計画(DSDP)では、四国沖の南海トラフ軸より5 km陸側(水深4,628m)で海底下611mまで掘削し、最下部から顕著な壁開を示す泥岩を採取し、音波探査の結果と合わせて、この付近では激しい地層の褶曲と折りたたみがあったと解釈されている(Ingle et al., 1975)。加藤他(1983)は紀伊半島沖の南海トラフにおけるマルチチャンネル反射法音波探査の記録上に、付加プリズムの形成を認め、多分岩渕(1970)の言う ridge and trough zone とその陸側の地形の高まりは、付加プリズムの成長したものであると考えている。また、同記録では、四国海盆の海洋地殻第2層が音響基盤として明瞭に見られ、その平均の傾きは3～5度であり、陸側斜面脚部から北西あるいは北北西20～30kmまで認められるという。

Nasu et al. (1982)は四国沖の南海トラフから陸側斜面にかけてのマルチチャンネル反射法地震探査の結果を報告しており、低角で北に傾くフィリピン海プレート第2層が明瞭に記録されている。また室戸岬沖の測線では、フィリピン海プレート第3層の上面が見分けられ、第2層上面とほぼ平行に、トラフ軸から40km程度陸側まで認められる。

Yoshii et al. (1973)は屈折法地震探査により四国沖の南海トラフ付近の地殻構造を求めた。その結果では、海洋地殻第3層(6.6～7.0km/sec)が3～5度の傾きで示されている。

青木(1980)は東海地方(駿河湾西方)において、北下りで傾斜約10度の深発地震面が、東海地方の海岸線付近から内陸へ90km程度の範囲に認められ、フィリピン海プレートが北西にもぐり込む考え方を支持していると述べている。また四国沖でも岡野他(1985)により、北に約10度で傾くプレート内地震面が認められている。

なお、Karig (1986)は深海掘削の成果と各種地震探査の結果を総合し、南海トラフ陸側斜面の付加プリズムについて、従来のIngle et al. (1975)の言う横臥褶曲は認められず、プレートの運動に伴って各層が変形し、さらに逆断層が多数生じる事により、陸側に向かって厚さを増すと述べている。Karig and Angevine (1986)はまた、同じDSDPの結果から、南海トラフにおけるフィリピン海プレートの速度(Subduction rate)

を堆積層の構造から求め、2.0cm/yr以内という結果を得ている。

以上から、南海トラフではフィリピン海プレートが3～5度の低角で北ないし北西に沈み込み、陸域の下では深発地震面の傾きは10度程度であると考えられる。

しかし、四国海盆の地磁気縞状異常は、トラフ軸の陸側約60km付近の地形の高まり、outer ridge 付近で消滅している。トラフ軸から縞状に磁化したフィリピン海プレートが約5度の傾きでouter ridge 付近まで沈み込んだとしても、深さは約5 kmしか増加しない。四国海盆の地磁気縞状異常の波長は約40kmであるので、5 km程度深くなると振巾は40～50%になると試算されるが、測定の結果は試算より減衰が大きい。その大きい減衰の原因として、

- ① 四国海盆の縞状異常が明瞭なものでない事から、沈み込むフィリピン海プレートの磁化は2次元分布で近似する事は無理であり、かなりランダムな磁化分布である。
 - ② 沈み込むフィリピン海プレートの第2層が、磁化の分布が変る程の変形、変質をこうむっている。
 - ③ 沈み込んでいるフィリピン海プレートは、トラフ軸からOuter ridge 付近までしか達していない。
- などが考えられる。このうち①の原因が従来の調査研究成果と矛盾しないようであるが、それを考慮してもなお測定の結果を説明できない。この南海トラフから沈み込むフィリピン海プレートの縞状地磁気異常の減衰が大きい原因を究明するためには、より詳細な調査が必要である。

KPR 九州パラオ海嶺磁気区

九州パラオ海嶺の北端部で、宮崎南東方の都井海丘(頂部水深1,510m)から、さらに南東方へ南海トラフを横切って伸びている地形の高まりの一部である。南海トラフの軸部はこの地形の高まりで中断されている。

地磁気異常は、九州パラオ海嶺に沿って、その南西側に正異常(最大450nT)、北東側に負異常(最小-200 nT) が分布し、南海トラフのトラフ軸付近より陸側(北西)へ約120km程続いている。

九州パラオ海嶺は古島弧と考えられており、同海嶺に属して南海トラフの軸部より南東約80kmの駒橋第2海山では、花崗斑岩や閃緑岩等の酸性深成岩～半深成岩が採取されている(志岐他, 1974)。ただし、これらはマンガン団塊の核として採取されたもので、岩盤を採取するに至っていない。

この磁気区は、南海トラフから沈み込んだ九州パラオ海嶺北端部の及ぼす地磁気異常の分布域である。もし、東海地方や四国の下で見られる傾斜角10度のプレート内地震が、南海トラフ付近のプレートと一連のものであるならば、九州パラオ海嶺も南海トラフから沈み込んで九州の下まで達しているかもしれない。しかし測定の結果は、九州パラオ海嶺の北西端は日向灘付近である事を示しているように見える。前項の四国海盆磁気区と合わせて、フィリピン海プレートの沈み込みについてさらに詳しい地球磁気学的調査と検討を行う価値がある。

TSW 対馬西方磁気区

対馬舟状海盆とその南西延長より西側の区域で、水深100m前後の平坦な陸棚が大部分を占め、底質は砂である。対馬では2,000m以上に達すると云われる対州層群(第三紀の海成の砂岩、頁岩互層)と、これに貫入した花崗岩、玢岩、石英斑岩が分布し、花崗岩周辺にはホルンヘルズ帯が見られる。そして対馬西岸を並走する対馬舟状海盆より東側(対馬側)では地磁気異常分布が静穏で、同舟状海盆より西の本磁気区では地磁気異常分布が著しく複雑である事から、対馬舟状海盆付近を構造の境界と考えることができる。同海盆より西方の本磁気区では振巾が200～1,250nTの正負の異常がきわめて複雑に分布しており、その分布状況から磁性岩体の表面の深さは1～5 km程度と見られる。異常の振巾から、やはり中性～塩基性岩の分布を考えるべきであろう。

TSE 対馬東方磁気区

対馬と隠岐諸島の間の区域で、北九州及び山口県の北岸付近を除いた海域である。

反射法地震探査の結果は基盤の向斜部である事を明瞭に示しており、堆積層中に貫入岩体様の記録が得られている。対馬と壱岐島の間にある小海丘、七里ヶ曾根(最浅水深45m)では多量の石英斑岩礫が採取され、酸性岩の噴出があった事が明らかである(桂・永野, 1976)。

地磁気異常分布は、日本海としてはかなり静穏な分布となっており、弱い北東～南西の方向性を示す。対馬と壱岐島の間より南西では、やや複雑な分布を示すが、それでもなお周辺の磁気区より静穏であり、この磁気区が基盤の向斜部である事を示している。

GTW 五島西方磁気区

五島列島に接し、その西方に広がる海域で、反射法地震探査の結果によれば、音響基盤(多分砂岩、泥岩、凝灰岩等を主とする中新世中期五島層群)の隆起部である(永野他, 1976)。また、五島列島には第四紀アルカリ玄武岩やそれ以前の第三紀アルカリ玄武岩、斑れい岩～閃緑岩等の塩基性岩類が分布している事が知られている。

地磁気異常分布はきわめて複雑で、振巾は±400 nT程度である。五島列島の北では正異常が卓越し、その西方では負異常が卓越する。この磁気区の表層付近に、多分五島列島に類似の塩基性岩類が分布している事を示すものと考えられる。

GNG 五島長崎磁気区

五島列島から男女群島に至る基盤の隆起帯と、その南東側の北東～南西に細長い海域である。この海域には、五島海底谷、男女海底谷群など、北西～南東方向の地形が卓越する(永野他, 1976, 桜井, 永野, 1976)。地磁気は、五島列島及びその南西延長に沿って、北東～南西の方向性を示す。また、長崎半島及びその南西延長でも、北東～南西の方向性を示す地磁気異常分布が見られる。

隣接する陸地の地質区は、変成されたジュラ紀付加体らしい西彼杵帯で、藍閃石を含む低温の結晶片岩が見られる。

地磁気異常は正の異常が卓越しており、振巾は+600～-200 nT程度である。五島列島の塩基性岩類や長崎半島の古生代前期斑れい岩、古生代～中生代のかんらん岩～蛇紋岩、さらには新第三紀の安山岩が分布している。

NKS 長崎甬島磁気区

長崎半島から南西に延びる長崎海脚を結ぶ線を北西縁とし、甬島列島付近を南東縁とする海域で、海底地形は男女海盆を主とする凹地である。

男女海盆には、そこが沖繩トラフの北端とも考えられる北東～南西方向の断層・褶曲が発達し、反射法音波探査では基盤の向斜構造が認められる(永野他, 1976)。

地磁気異常分布はやや静穏で、音波探査の所見と調和的である。男女海盆には直径約50km程の大規模なダイポール磁場(+500 nT～-700 nT)が1対存在し、その中心付近に一部分音響基盤の隆起が認められる(永野他, 1976)。

STK 薩摩吐喇噶磁気区

九州南西方の火山列を含む磁気区で甬島列島、宇治群島とその南西延長を北縁とし、反時計回りに吐喇噶列島までの海域である。

地磁気異常分布は、やや不明瞭ながら北東～南西の方向性を示し、島、堆等の基盤隆起部に振巾500 nT程

度の異常が伴っている。それらは、甌島列島—宇治群島—草垣島—盲曾根—沖臥蛇堆の列、黒島—臥蛇島—横ガン曾根の列、及び佐多岬—硫黄島—口永良部島—中之島—諏訪瀬島—宝島の列、のおおむね三列の帯状分布と見ることができる。

地磁気異常は、これらの島及び堆の基盤をなす火成岩に由来するのであろう。これらの島や堆には、第三紀、第四紀の安山岩、玄武岩の分布が見られるが甌島列島と宇治群島には、白亜紀後期以降の堆積岩、及び中新世の花崗岩等酸性岩のみで、塩基性岩の記載は見当たらない。

4. 地磁気異常分布と地震活動

前節で述べた日本周辺海域の地磁気異常分布の特徴は、他の地球物理学的データと比較してみる必要がある。それらのうち、反射法音波探査の結果との関係については、すでに前節である程度述べた。地磁気異常分布の原因となる岩石は、地殻上部の火成岩、主に中性、塩基性、超塩基性岩であり、まれに酸性岩による場合が見られる。海上における重力の測量は従来数mgalの精度で行われてきた。最近ではその精度は1mgalないしより高度に達している。日本周辺海域の重力フリーエア異常図は、海上保安庁から海図第6321G～6531G号として刊行されている。それら重力フリーエア異常分布と、地磁気異常分布の比較も試みてみたが、重力フリーエア異常分布には主に海底地形及び地殻深部の大構造との関連が認められるものの、地磁気異常分布との対応が時隙なところは少なく、これについては今後の課題とした。

地磁気分布が主に地殻上部の火成岩の分布を反映していることから、それが浅発地震活動の分布と何らかの相関を示すことが予想される。Mogi (1967) は余震活動の地域性等から、日本及び周辺海域の地殻の破碎度の分布を示し、日本海溝陸側斜面、伊豆マリアナ島弧、九州パラオ海嶺北端(日向灘)、及び陸上の火山帯、特に富士火山帯と九州中部などが破碎度の著しい地帯であると述べている。

海域においては、地磁気異常—火成岩の分布—地殻の破碎度大—中・小地震の活動度大という相関をもつ可能性がある。そこで気象庁の100年間(1885—1984年)にわたる地震観測データを使用し、震源の深さについて3段階(0—20km, 20—40km, 40—60km)、マグニチュード・Mについて3段階($M < 5.0$, $5.0 \leq M < 7.0$, $7.0 \leq M$)に分類し、震源分布図を作成した(第11—19図)。ただしMが5.0未満の地震については、図示できる震源分布の密度等を考慮して、25年間(1960—1984年)の震源に限った。さらに地磁気異常分布との対応を見るため、地磁気による地帯区分の線を加えた。これらの図のうち、特に深さ0—20km, $M < 5.0$ の震源分布を示した第11図に注目し、特徴を述べる。

(1) 地磁気異常域に活発な地震活動の見られる海域

伊豆諸島磁気区(IZI)では、きわめて活発な地震活動が磁気区東部に見られる。これらは伊豆半島から伊豆諸島に沿って分布する大振巾の地磁気異常の分布とよく一致する。特に磁気区東縁の線は、地震活動域の東縁ときわめて良い一致を示す。しかしその東に隣接する伊豆諸島東縁磁気区では、大振巾、大規模(直径約30km)の地磁気異常分布に地震活動が伴っておらず、両者の間に本質的な違いがある事を示している。

神居古潭南方磁気区(KKS)では、3群の活発な地震活動が見られ、それらは北海道南岸の浦河付近、北緯41度20分付近、北緯40度10分付近に分布する。そしてそれらと同じ位置に+50～+300nTの地磁気正異常が分布している。陸上の地質との連続性を考慮するならば、これらの断続する正異常域は中生代の超塩基性岩類の分布を示すものと推定されるが、陸上の神居古潭帯では大振巾の地磁気異常が見られるものの、浅発地震活動はほとんど見られない。この違いは、構成岩石あるいは破碎度などの違いである可能性もあろうが、むしろ応力場の違い、すなわち陸上の神居古潭帯と本磁気区では、地殻浅部の応力場はかなり違いがあるも

CHARACTERISTIC FEATURES OF GEOMAGNETIC
ANOMALY DISTRIBUTION AROUND JAPAN

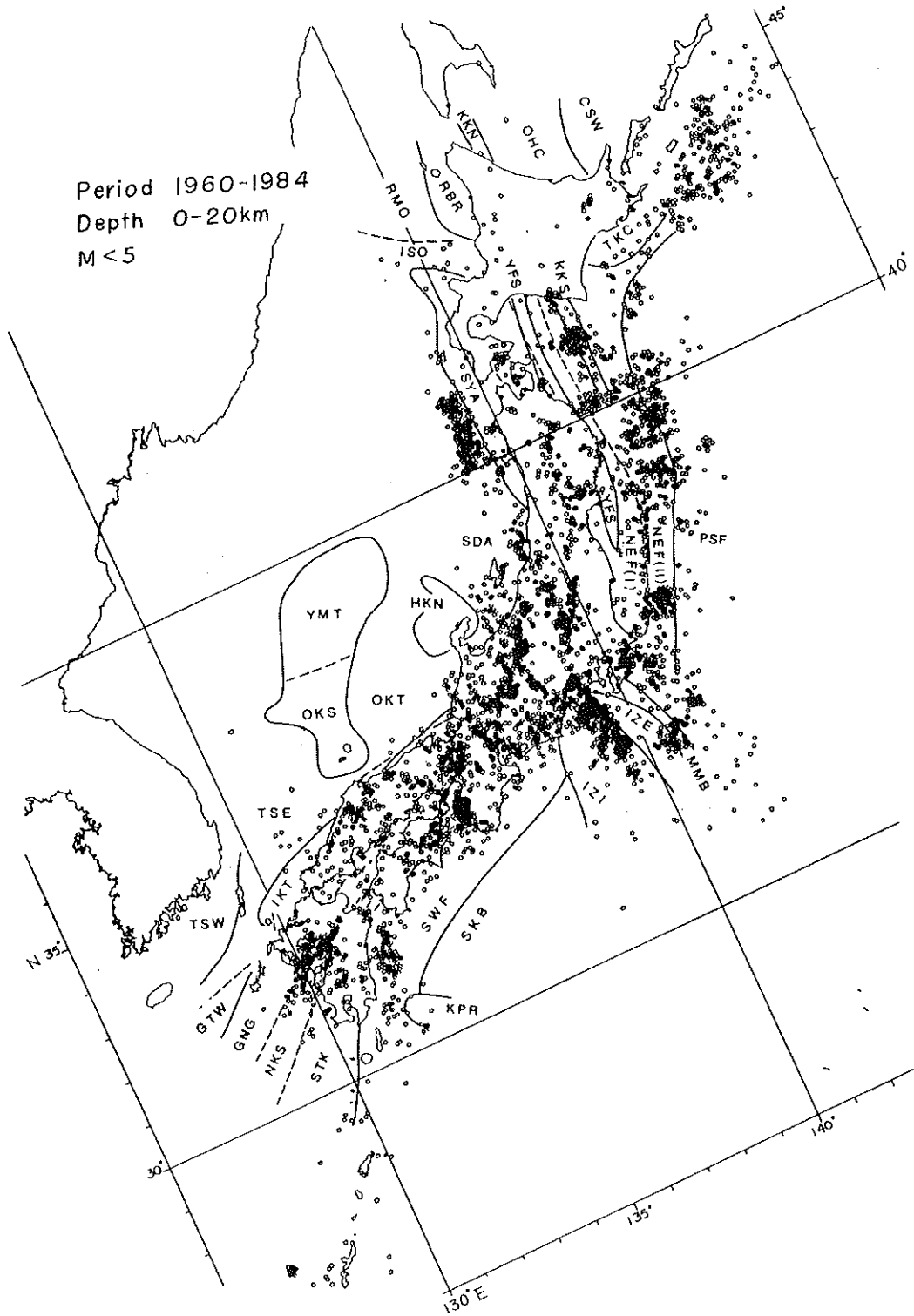


Figure 11. Geomagnetic zones and epicenters. Epicenters are determined by the Japan Meteorological Agency.

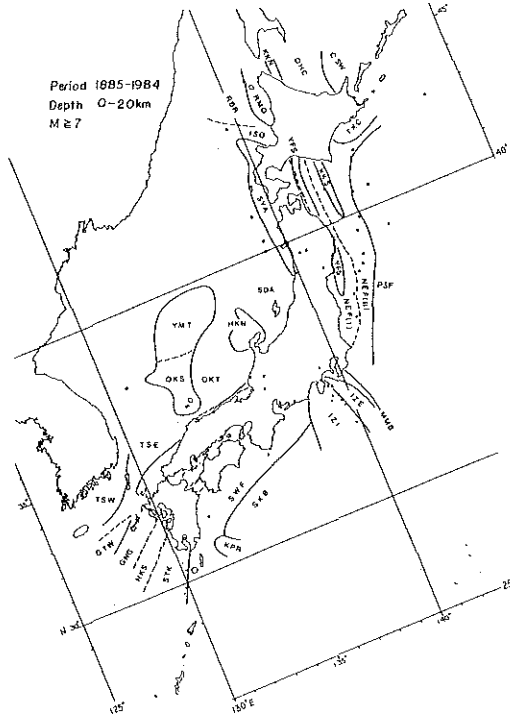


Figure 13

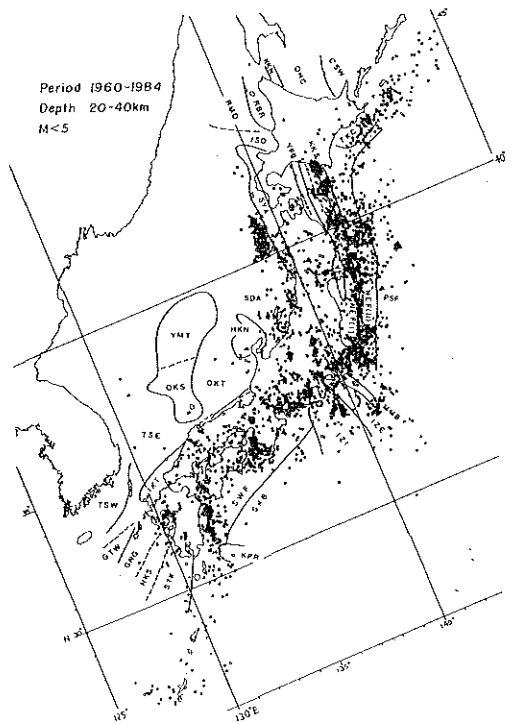


Figure 14

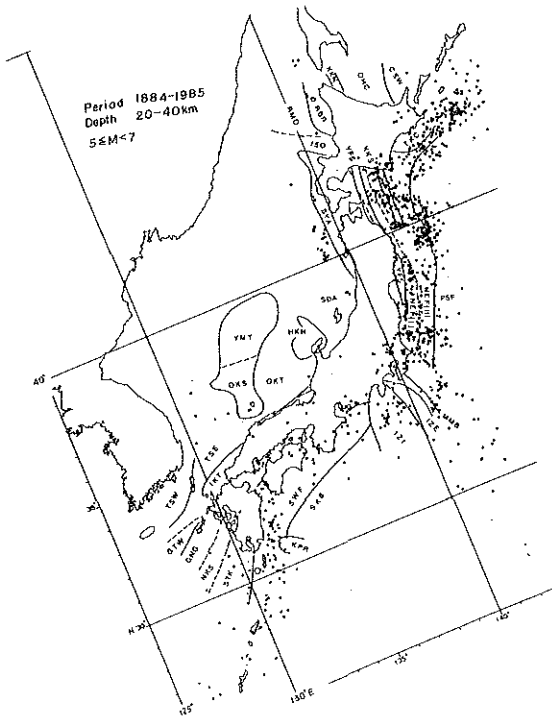


Figure 15

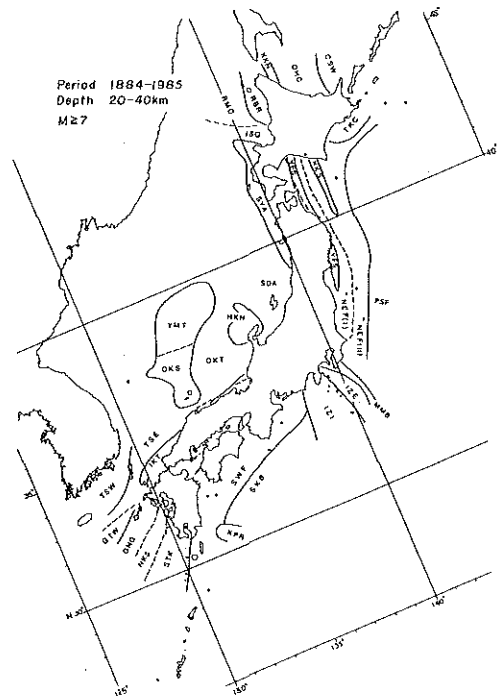


Figure 16

Geomagnetic zones and epicenters. Epicenters are determined by the Japan Meteorological Agency.

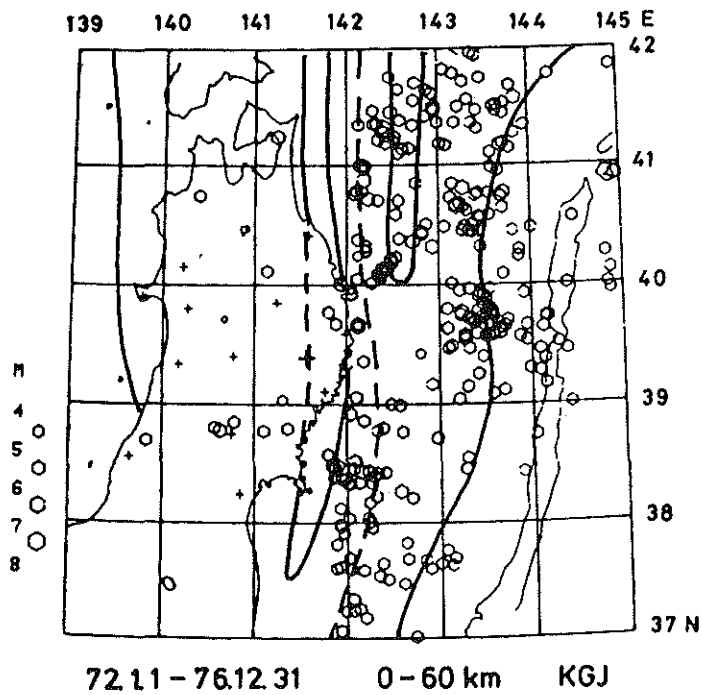
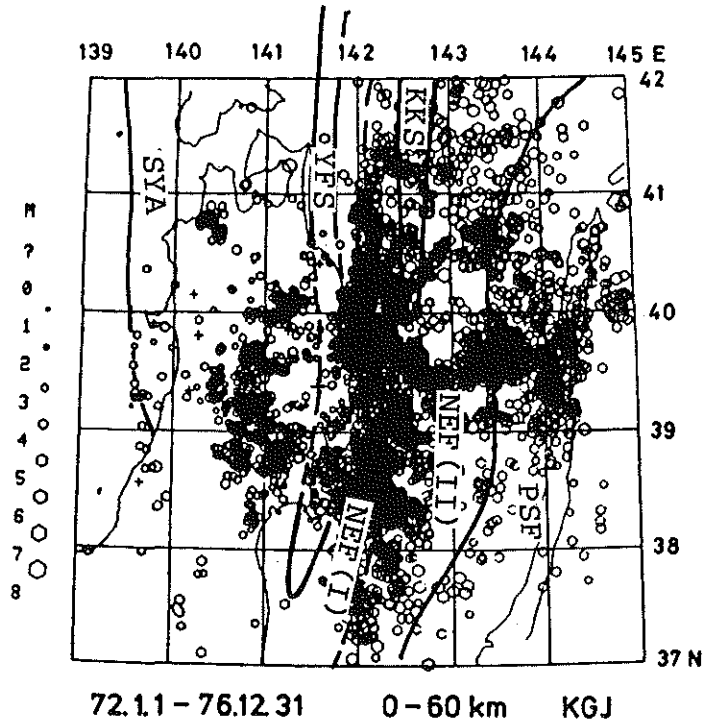


Figure 20. Gemagnetic zones, with epicenters determined by Kitakami seismological observatory (KGJ) of Tohoku University (after Yamamoto and Kono 1983).

のと考えられる。

(2) 地磁気異常域の地震活動が不活発な海域

十勝千島磁気区(TKC)及び勇払三陸磁気区(YFS)は、共に中生代の火山フロントと考えられ、それぞれ14 A/m, 10A/mといった強い磁化を持つ塩基性岩の分布が推定されている(第3節参照)。これらの磁気区の地殻は、火山活動期に破碎されたはずであるが、現在は周辺の海域との間に浅発地震活動の差がほとんど見られず、むしろ周辺より不活発である。その傾向は最近の精密微小地震観測結果にも見られ、Yamamoto and Kono (1983)による第20図でも明らかである。同図は上部マントルにかかわるAseismic Frontも示しているが、同位置にある勇払三陸磁気区(YFS)では、地殻内の地震も不活発な事を示している。

日本海沿岸では、能登半島以西で浅発地震活動が低調であり、さらに東シナ海でも同様の傾向が見られる。これらの海域で顕著な地磁気異常分布が見られるのは軸倉能登(HKN)、隠岐諸島(OKS)、壱岐丹後(IKT)、対馬西方(TSW)、五島西方(GTW)、五島長崎(GNG)各磁気区であって、いずれも浅発地震活動度はきわめて低く、むしろこれら地磁気異常域では周辺部より活動度が低い。例えば五島長崎磁気区(GNG)と長崎甌島磁気区(NKS)の境でその傾向が明瞭に見られる。

北海道北部周辺海域でも、顕著な地磁気異常分布は見られるが、地震活動度は陸域、海域共低く、その分布密度のコントラストは両者の関係を見るには不十分である。

(3) 磁気基盤の向斜部に浅発地震活動の見られる海域

顕著な例として、長崎甌島磁気区(NKS)をあげる事ができる。この磁気区は男女海盆から南へ沖繩トラフに続く向斜構造の一部で、活発な地震活動が見られる。

やや不明瞭ではあるが、石狩沖磁気区(ISO)でも地磁気異常分布から磁気基盤の向斜構造が予想されるとともに、周辺部よりやや活発な浅発地震活動が見られる。

これらの磁気区では、深さと共に地震活動は低下し、40km以深では活動が見られなくなる。

5. おわりに

日本周辺海域の地磁気異常分布図をとりまとめ、それらの特徴を考察するために同海域をいくつかの磁気区に区分して地質・地球物理学的な成果との比較を試みた。海域では地質・地球物理学的に詳細なデータはきわめて限られており、木目細かな検討を十分行うに至らなかったものの、いくつかの知見を得ることができた。それらについては、今後も引続きより詳細に調査研究を進める価値があろう。

本論作成に当たり御指導下さった歌代慎吉博士に心よりお礼申し上げます。また温かな御助言を下された東北大学高木章雄教授、佐藤任弘水路部長、岩淵義郎企画課長に心より感謝いたします。また、データ整理に御協力下さった近藤忠、登崎隆志、植田義夫、小野寺健英、中川久穂、朝尾紀幸、太田健次各氏と、大陸棚調査室春日茂氏他の方々にお礼申し上げます。

参 考 文 献

- 青木治三 1980 : 駿河湾西方における深発地震帯, 地震予知研究シンポジウム(1980), 97-102
- Arthur, M.A. et al. 1980 : Initial Report of the Deep Sea Drilling Project, 56/57, Part 1, 3-21
: Washington (U.S. Government Printing Office)
- 地質調査所 1978 : 空中磁気探査に関する研究報告(その1), 62-71
- 藤岡換太郎・本座栄一・新妻信明・岡田博有 1983 : 太平洋プレートの沈み込みと日本海溝, 科学, 53, 420
-428
- Ganeko, Y., Y. Harada 1982 : Gravity anomalies around Japan, Report of Hydrographic Researches, 17, 163-180
- Geological Survey of Japan 1978 : Geological investigation of the Okhotsk and Japan Seas off Hokkaido, Cruise Report No. 11
- Geological Survey of Japan 1979 : Geological investigation of the Japan Sea, Cruise Report No. 13
- Honza, E. and K. Tamaki 1985 : The Bonin Arc, The ocean basins and margins, 7A, 459-502
- 堀越 叡 1972 : 日本列島の造山帯とプレート, 科学, 42, 665-673
- Ingle, J.C., D.E. Karig et al. 1975 : Site 298, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 31,
67-130 Washington (U.S. Government printing Office)
- Isezaki, N. 1986 : A magnetic anomaly map of the Japan Sea, J. Geomag. Geoelec., 38, 403-410
- Ishiwada, Y. and K. Ogawa 1976 : Petroleum geology of offshore areas around the Japanese islands, UN ESCAP CCOP Technical Bulletin, 10
- Ishihara, S. 1979 : Lateral variation of magnetic susceptibility of Japanese granitoids, J. Geol. Soc, Jap., 85, 509-523
- 岩淵義郎 1968 : 日本海東南部の海底地質, 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, 66別冊
- 岩淵義郎 1970 : 紀伊半島沖の地形・地質, 島弧と海洋, 東海大学出版会, 149-154
- 海上保安庁 1968 : 水路部観測報告全国磁気測量編第1号
- 海上保安庁 1973 : 水路部観測報告全国磁気測量編第2号
- 海上保安庁 1978 : 水路部観測報告全国磁気測量編第3号
- 勘米良龟齡・橋本光男・松田時彦 1980 : 日本の地質, 岩波書店
- Karig, D.E. and C.L. Angevine 1986 : Geologic constraints on subduction rates in the Nankai Trough, Initial Report of the Deep Sea Drilling Project, 87, 789-796 : Washington (U.S. Government Printing Office)
- Karig, D.E. 1986 : The framework of deformation in the Nankai Trough, Initial Report of the Deep Sea Drilling Project, 87, 927-940 : Washington (U.S. Government Printing Office)
- 加藤 茂・佐藤任弘・桜井 操 1983 : 南海・駿河・相模トラフのマルチチャンネル反射法音波探査, 水路部研究報告, 18, 1-23
- 桂 忠彦・永野真男 1976 : 九州北西海域の海底地形と地質構造運動, 日本海洋学会誌, 32, 139-150
- Kawai, N., T. Nakajima and K. Hirooka 1971 : The evolution of the Island Arc of Japan and the formation of granite in the Circum-Pacific belt, J. Geomag. Geoelec., 23, 269-293
- 木村 学 1985 : 白亜紀北海道の沈み込み様式, 科学, 55, 24-31
- 小林和男 1974 : 四国海盆の拡大と日本列島, 海洋科学, 6, 27-35
- Kono, M. 1986 : Magnetic anomalies in the Sea of Japan : A speculation on the tectonic history, J. Geomag. Geoelec., 38, 411-426
- LaBrecque, J.L., S.C. Cande and R.D. Jarrard 1985 : Intermediate-wave length magnetic anomaly

- field of the North Pacific and possible source distributions, *J. Geophys. Res.*, 90, B3, 2549-2564
- 箕浦幸治 1985: 北上・阿武隈はどこからきたか, *科学*, 55, 14-23
- 都城秋穂 1965: 変成岩と変成帯, 岩波書店
- Mogi, K. 1967: Regional variation of aftershock activity, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 45, 711-726
- 永野 真男・桜井 操・桂 忠彦・中村啓美・北原祥二・小野寺健英 1976: 九州西岸沖の海底地質, 水路部研究報告, 11, 1-38
- 永野 真男・安城龍彦・登崎隆志 1977: 遠州灘の海底地質, 水路部研究報告, 12, 1-33
- Nakagawa, I., T. Yukutake and N. Fukushima 1985: Extraction of magnetic anomalies of crustal origin from Magsat data over the area of Japanese Islands, *J. Geophys. Res.*, 90, B3, 2609-2615
- Nasu, N. et al. 1982: Multi-channel seismic reflection data across Nankai Trough, IPOD-Japan basic data series, No.4, Ocean Research Institute, University of Tokyo
- 岡野健之助・木村昌三・許斐 直・中村正夫 1985: 四国および周辺地域の震源分布, *地震*, 38, 93-101
- 大久保泰邦・津 宏治・堀川義夫・小川克郎・高木慎一郎 1985: 全国の空中磁気図, *地質ニュース*, 374, 48-57
- 大島章一・近藤 忠・塚本 徹・小野寺健英 1975: 北海道及び東北地方周辺海域の地磁気異常, 水路部研究報告, 10, 39-44
- 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, 15, 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, 関東地方周辺海域の地磁気異常, 水路部研究報告, 16, 25-45
- Otofuji, Y., T. Matsuda and S. Nohda 1985: Opening mode of the Japan Sea inferred from the Palaeomagnetism of the Japan Arc, *Nature*, 317, 603-604
- 小澤智生・平 朝彦・小林文夫 1985: 西南日本の帯状地質構造は, どのようにしてできたか, *科学*, 55, 4-13
- 桜井 操・永野真男・長井俊夫・桂 忠彦・戸沢 実・池田 清 1975: 北海道南岸沖の海底地質, 水路部研究報告, 10, 1-37
- 桜井 操・永野真男 1976: 九州西方の海底地形・地質構造, *地学雑誌*, 85, 6, 19-31
- 桜井 操・茂木昭夫・中条純輔・宮崎光旗 1981: 常盤沖のマルチチャンネル反射法音波探査, 水路部研究報告, 16, 1-24
- 桜井 操・佐藤任弘 1983: 東海沖Outer Ridgeの地質構造, 水路部研究報告, 18, 25-35
- 佐藤任弘・小野晃司 1964: 日本海山陰沖海域の海底地質, *地質学雑誌*, 70, 434-445
- 佐藤任弘・桜井 操・田口 広・永野真男・内田摩利夫・大森哲雄 1973: 北海道西方大陸縁辺地域の海底地質, 水路部研究報告, 8, 1-50
- 志岐常正・青木 斌・鈴木博之・武蔵野実・奥田義久 1974: GDP-8次航海の地質学的・岩石学的成果, *海洋科学*, 6, No.8, 51-56
- Segawa, J. and S. Oshima 1975: Buried Mesozoic volcanic-plutonic fronts of north-western Pacific island arcs and their tectonic implications, *Nature*, 256, No.5515, 15-19
- 友田好文・瀬川爾朗 1971: 日本近海の重力異常, *科学*, 41, 2, 68-74
- Tomoda, Y., H. Fujimoto 1982: Maps of gravity anomalies and bottom topography in the Western Pacific, *Bull. Ocean Res. Inst. Univ. of Tokyo*, No.14, Separate foldout package
- 植田義夫・登崎隆志・兼子俊朗 1985: 銭洲海嶺・駿河トラフ周辺の地磁気異常と深部構造, 水路部研究報告, 20, 83-107

- Yamamoto, A. and T. Kono 1983 : Seismic activities in and near the Japan Trench, off the Sanriku Coast, for the period 1982-1976 using Data from the Kitakami Seismic Array, Tohoku Geophys. J. (Science Report Tohoku Univ. Ser. 5) 29, No.2, 57-80
- Yanagisawa, M. and M. Kono 1985 : Mean Ionospheric Field Correction for Magsat Data, J. Geophys. Res., 90, B3, 2527-2536
- Yoshii, T., W.J.Ludwig, N. Den, S. Murauchi, Y. Ewing, H. Hotta, P. Buhl, T. Asanuma and N. Sakajiri 1973 : Structure of Southwest Japan margin off Shikoku, J. Geophys. Res., 78, 2517-2525
- 湯浅真人・村上文敏 1985 : 小笠原弧の地形・地質と礫岩構造線, 地学雑誌, 94, 47-66