

日本列島とその周辺海域の航空磁気異常の特徴と地殻の磁氣的構造に関する予備的考察†

植田 義夫*

**PRELIMINARY STUDY OF THE GEOMAGNETIC STRUCTURE OF
THE JAPANESE ISLANDS ARCS AS INFERRED
FROM AEROMAGNETIC ANOMALIES †**

Yoshio Ueda*

Abstract

Hydrographic Department of Japan (hereafter referred as JHD) conducted airborne magnetic surveys from 1984 to 1985 a part of whole Japan magnetic survey project. The magnetic anomaly profiles crossing the Japanese islands and their adjacent areas reveal the characteristic feature of anomalies related with crustal structures, thermal conditions, and subducting plates etc. Automated analysis method of magnetic anomaly profile is developed based on an inversion method outlined by Kato (1975, a, b). This method is capable of estimating top and bottom undulations directly from anomaly profile. In magnetic analyses, magnetic anomalies of wavelengths longer than 160km are ascribed to the undulation of the lower magnetic boundary from the fact that the terrains whose wavelengths are longer than 160km should be correlated with isostasy of crust.

The magnetic models of the representative crosssection are obtained using the above method and their geophysical and geological implications are considered. The conspicuous magnetic massives are estimated beneath the forearc areas of the Kuril, Japan, and Izu-Bonin arcs. In southwest Honshu, the large magnetic massif comparable to them is estimated beneath the inland area of Sanin district. The large amplitude linear anomalies over the forearc area of the northeast Honshu, and southwest Honshu coincide well in distribution with that of granitic bodies of magnetite series (Okubo et. al., 1985). The similarity of the magnetic structures of NE Honshu and SW Honshu may imply the continuity of lineation in the original form, and then, are separated by the spreading of Japan Sea. The origin of these magnetic massives occurring in the continental crust are significant for considerations of tectonic development and the process of crustal formation. Two alternative explanations for the origin of these magnetic massives are presented. One is to ascribe them to igneous activity occurring in the Cretaceous time, which may be correlated with ridge descent as proposed by Kinoshita and Ito (1988), and the other is to the formation of the lower crustal layer due to accretional process of the oceanic crust, seamounts, and overlying edifices during the plate subduction.

はじめに

水路部では、1984年から1985年にかけて第12回全国磁気測量の一環として日本列島とその周辺海域の航空

† Received 28th December 1989

* 航法測地課 Geodesy and Geophysics Division

磁気測量をYS-11機により実施した。この測量は日本周辺の磁場分布モデルの係数を求め、正確な磁気図を作成することで、その結果はすでに水路部観測報告全国磁気測量編第5号 (JHD, 1988) に報告されている。本論文では、航空磁気測量の成果をもとにそれから推定される日本列島とその周辺海域の磁気構造について報告する。

水路部以外の機関では、国土地理院や地質調査所でもプロトン磁力計による航空磁気測量を実施している。

Tanaka et. al (1984, 1986) は国土地理院の実施した航空磁気測量の成果をまとめ日本列島の陸域部を中心とする全磁力分布図を作成し、その特徴について論じている。また、地質調査所の久保ほか (1985) は日本列島と大陸棚付近の縮尺1/20万の全磁力異常図をとりまとめ日本列島全域をカバーする全磁力異常図を作成している。これらの成果に比べて、水路部の航空磁気測量の特徴は、陸域部を横断する長距離の磁気異常断面にかんする情報が得られるところにある。このような成果は地磁気の時間変化の補正誤差の影響を除去した波長数十kmから数百kmの中規模波長の磁気異常の研究にとって重要な情報をあたえる。

1. 水路部による航空磁気測量の概要

1-1 観測方法

航空磁気測量に使用する航空機は、航空磁気測量用に改造されたYS-11型機で、測量実施の際の標準飛行速度は200ノット、航続距離は1200n.m.である。機体の尾部には機体磁気雑音の影響を避けるため、地磁気センサーの設置用に円錐形のテイルステイナグーが取り付けられている。また、機体前部の上部には魚眼カメラ設置用の取り付け窓が設けられている。航空機の位置はVLFオメガ測位装置で連続測定される。

3成分測定の場合には、航空機に固定した3軸方向の地磁気成分、航空機の姿勢角（機首方位、ロール、ピッチ）を同時に測定しなければならない。地磁気成分の測定はリングコア型フラックスゲート磁力計により測定し、姿勢角は3軸ジャイロから構成される運動測定装置により測定される。磁力計の分解能は1nT、で姿勢角のそれは0.1度である。測定値はVLFオメガの測位出力値と同時にカセットMTに毎秒毎にデジタル収録される。このほか、機首方位角については1分毎に魚眼カメラによる太陽の撮影が行なわれ、運動測定装置からの機首方位角の較正に用いられる。

全磁力の測定の場合には、リングコア型フラックスゲート磁力計により測定された直交3軸成分値を幾何学的に合成して求める方法とプロトン磁力計により直接測定する方法がある。後者の場合では2秒毎の測定値がVLFオメガ測位値とともにカセットMTにデジタル収録される。全磁力測定の相対誤差は1nTであるが、成分測定の場合には10nT以上となる。このため、本論文では全磁力異常のプロファイルデータをもとに地殻の磁氣的構造の解析を行なった。

1-2 データ処理

(1) 器差の決定

実際のフラックスゲート型磁力計の3軸は完全な直交軸からずれており、また、各軸の感度も微妙に異なるため、航空磁気測量の実施の前後には、気象庁柿岡磁気観測所において磁気儀の比較観測を実施し器差を求めている。実際の方法は柿岡の絶対観測台上の回転台に磁気儀を取り付け、5度毎に磁気儀を回転させながら3軸方向の測定値と柿岡の観測値との比較から、最小二乗法により3軸歪の係数を決定する。

磁気儀の3軸成分測定値をA (X, Y, Z) とし、磁気儀に仮想した直交3軸方向の測定値をA' (X', Y', Z') とすると、両者の関係は3軸歪の係数行列 (3 × 3) により次式であたえられる (JHD, 1988)

$$(A') = (3 \times 3) (A).$$

(2) 座標系の変換

磁気儀に固定した直交3軸成分から、地理学的座標系にもとづく地磁気3成分値を求めるには、航空機の姿勢角を用いて磁気儀に固定した座標系を地理的座標系に変換する必要がある。航空機のロール、ピッチ、ヘディングをR, P, Hとし、磁気儀に固定した3軸成分値をA'(X', Y', Z'), 地理学的座標系に変換した値をA''(X'', Y'', Z'')とすると、相互の関係式は次式で与えられる。

$$(A'') = B (3 \times 3) \cdot (A')$$

ここで3行3列の変換行列の各要素は飛行機の姿勢角の関数である (JHD, 1988)。

(3) 機体磁気雑音の補正

航空機の機体磁気雑音の方位依存性を求めるため、測量の前後において紀伊半島潮岬ビーコン上空を8方位に飛行し機体磁気雑音を測定した。第1a図はプロトン磁力計で実施した場合の結果で振幅約40nTのsin曲線状の磁気雑音特性がみとめられる。実際の補正量は機体磁気雑音を方位角のフーリエ級数で展開し各測線の補正量をもとめている。

3成分測量の場合の機体磁気雑音は、プロトン磁力計の場合のような明瞭な周期依存性をしめさず、その雑音量も数百nTにもたつする (Oshima et al., 1978)。しかし、3成分測定の場合でも、全磁力の機体磁気雑音は比較的明瞭な方位角依存性をしめすことが認められる (第1b図)。このことから、3成分の機体磁気雑音が多いのは機体磁気の影響よりもむしろ座標変換の際の誤差に起因するものと考えられる。そのため、今回のデータ処理では全磁力についてののみ機体磁気雑音の方位依存性の補正を行なった。

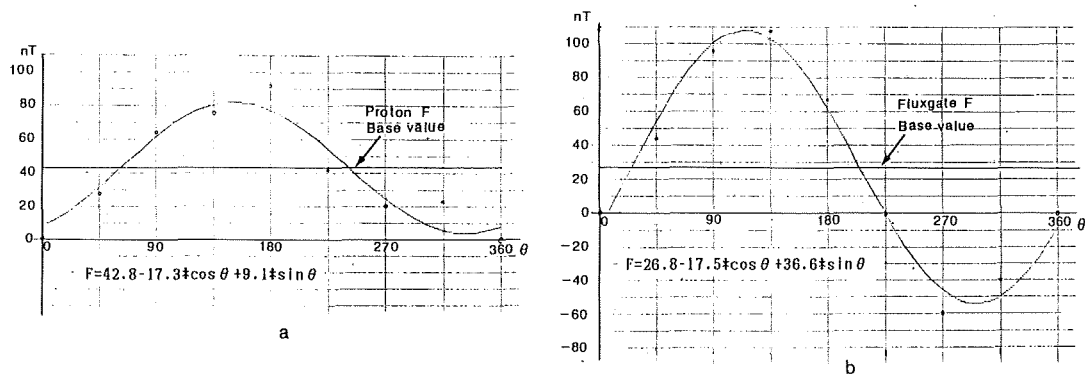


Figure 1. Azimuth-dependence of artificial magnetic field.

a: Total force of proton magnetic survey. b: Total force of three component aeromagnetic survey.

(4) 外部磁場変化の補正

a 日変化の補正

航空磁気測量期間中の日変化の補正は測線に近接した地磁気観測所の時間平均値を用いて実施した。実際には、24時間分の時間平均値記録をフーリエ級数で展開し、観測所と航空機のローカル時間差の補正を行なって外部磁場変動分の補正を行なった。

b 経年変化の補正

磁気図の作成におけるEpoch化成に相当するものである。実際には、陸上の地磁気観測所の経年変化曲線を求め、複数の観測所の値から、その変化量の空間分布を求め、経年変化補正量を算出した。

c 地磁気異常の計算

地磁気異常の計算には12次の球関数係数によるUS-UK1985モデルを用いた。IAGAでは標準磁場モデルとして10次のDGRF1985モデルの採用を勧告している。しかし、MAGSAT衛星による地球磁場モデルの研究では、地球のコアによる磁場分布を近似するには次数12-13の球関数モデルによる地球磁場の展開が必要であることが明らかになった (Langel and Estes, 1982)。本論文では波長数百kmの中規模波長の異常を主要な研究対象としているため、コアフィールドを正確に除去した磁気異常を求める必要がある。そのため、US-UK1985モデル (Quinn et al., 1986) を標準磁場として用いた。なお、本モデルはIHO (国際水路局) により小縮尺の海図、航空図に記載する磁針偏差の算定モデルに指定されているものである。

1-3 航空磁気異常の特徴

第2図は第12回全国磁気測量の一環として実施した航空磁気測量の測線を示したものである。飛行高度は南鳥島付近の測量が6000ft (約1810m)、そのほかはすべて12500ft (3810m) である。1984年の測量は10月から12月にかけて、又1985年は9月から11月にかけて実施した。1985年では日本列島周辺の測量とともに、南鳥島付近の航空磁気測量を実施した。

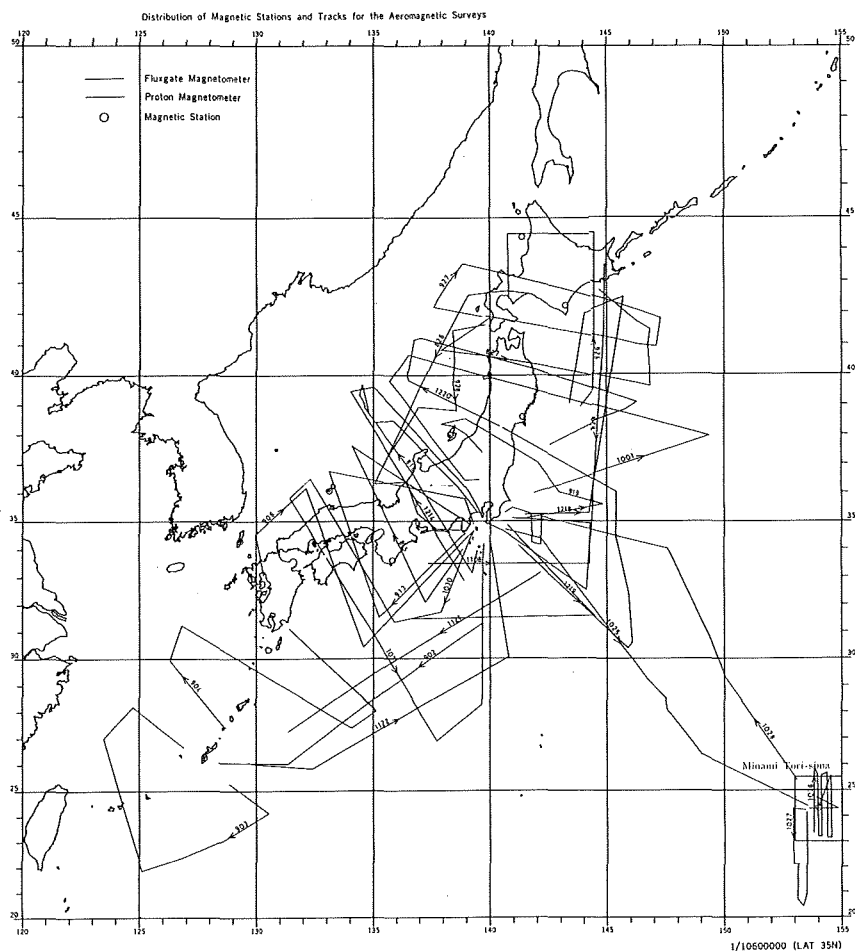


Figure 2. Track lines of aeromagnetic survey from 1984 to 1985 conducted by JHD (JHD, 1988).

今回の航空磁気測量成果により各測線に沿った地磁気全磁力異常のプロファイルを作成した。その結果を第3図a, b及び第4図にしめした。第3図は日本列島とその周辺海域の地磁気異常図で、島弧を横断する地磁気異常の特徴や西太平洋、四国海盆、日本海の海洋性地磁気縞異常や伊豆一小笠原東方海域から南鳥島付近の地磁気静穏帯にいたる地磁気縞異常の特徴が表されている。また第4図は南鳥島付近の地磁気異常断面である。これらの磁気異常プロファイル図には中生代のM系列の地磁気縞異常や海山の地磁気異常の特徴などがみとめられる。

地磁気異常の定性的考察を行うにあたっては日本列島の地体区分図(地質調査所, 1982)を参考にするとともに(第5図)、日本列島周辺の海底地形図、フリーエア重力異常図(Ganeko and Koyama, 1981; Ganeko and Harada, 1982)、ブーゲー動力異常図(GSI, 1985)を参考とした。海底地形図(第6図)は米国NOAAが作成した10'x10'メッシュの水深デジタルデータをもちいて作成したものであり、等深線間隔は500mである。

日本列島とその周辺大陸棚海域に関する地磁気異常の特徴については、大島ほか(1975)、大島(1987)、Ogawa and Suyama(1975)、Segawa and Oshima(1975)、Segawa and Furuta(1978)、Tanaka et al.(1984, 1986)、植田(1986)、大久保ほか(1985)等による詳細な報告がなされており、それらを参考にしながら、航空磁気異常の特徴を以下に述べる。

北海道から東北日本付近にかけては、釧路沖の陸棚から陸棚斜面にかけて分布する磁気異常帯(L1)、及び神居古湛帯に対応する磁気異常帯(L2)、石狩一三陸沖の磁気異常(L3)、が特徴的である。またL3の磁気異常帯にはば並行して日本海側(L4)と大洋側(L5)にも磁気異常帯が認められる。東北日本の火山列による磁気異常も認められるが、その振幅はL1-L3のそれと較べて非常に小さい。L3の磁気異常帯の原因については、中生代白亜期の火山フロントによる磁気異常とする説、北上花こう岩によるもの、深部地殻に起因する異常等の諸説がある。また、地磁気異常の構造解析からは、磁化方向が西偏していると推定されており、東日本の反時計回りの回転を示唆するものと考えられている。中部日本から西南日本にかけては、L6, L7の正異常に卓越した磁気異常帯、その外側に分布する波長数百kmの負の磁気異常帯(L8)が特徴的である。L6の磁気異常帯は山陰地方に分布する磁鉄鉱系の花こう岩の分布域とよく対応している。紀伊半島沖から四国沖の陸棚付近には正の磁気異常帯(Z1)が分布しており、中新世の酸性岩の分布とよい対応を示す。

西南日本の領家帯から四万十帯にかけては、磁気的には非常に静穏な特徴を示している。三波川帯や秩父帯の黒瀬川構造帯には層状や塊状の蛇紋岩が分布しており、これに対応するとみられる小振幅の正異常帯が認められる。しかし、磁気異常の規模は小さく地下に大規模な塩基性岩体の存在は推定されない。

伊豆一小笠原弧周辺については、Z2からZ4でしめす正異常帯の分布が特徴的である。これらは、陸棚から陸棚斜面にかけて分布し、その規模も数百kmにも及ものである。振幅や波長の特徴は北海道釧路沖(L1)や三陸沖(L3)の磁気異常帯と類似しており大変興味深い。

南西諸島弧では、大陸側から、東海陸棚外縁部に沿う磁気異常帯(L9, L9')、沖縄トラフの磁気異常域、トカラ火山列の磁気異常帯(L10)、陸棚斜面に分布する正異常帯(Z6)などが特徴的である。沖縄トラフの磁気異常の振幅は日本海や四国海盆の磁気異常と比べても小さく、海洋性地殻の発達未熟な段階にあることを示唆する。陸棚斜面にみられる磁気異常帯(Z6)は先に述べた、L1, L3, Z2-Z4と同じように沈み込み帯の陸側斜面に位置しており、また重力の正異常帯に対応する。これらの磁気異常の原因岩体については未知な点が多いが、海山などの付加体の磁気異常とも考えられる。

海洋性地殻に伴う磁気異常では、東日本の東方沖から伊豆一小笠原島弧の東方海域に分布するENE-WSWの縞異常や四国海盆のNNW-SSEに雁行状に配列する縞異常、日本海の大和海盆にみられるNE-SW方向の

**PRELIMINARY STUDY OF THE GEOMAGNETIC STRUCTURE OF
THE JAPANESE ISLANDS.**

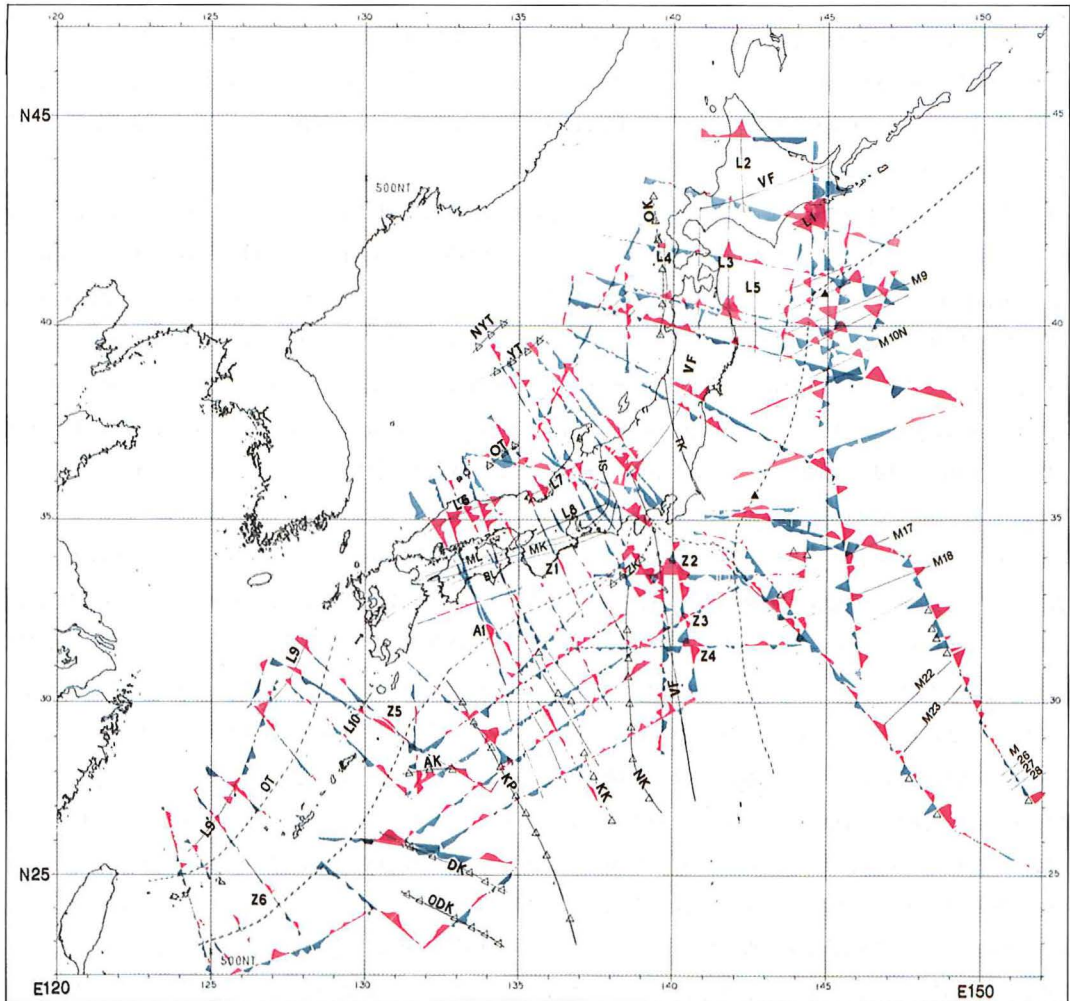
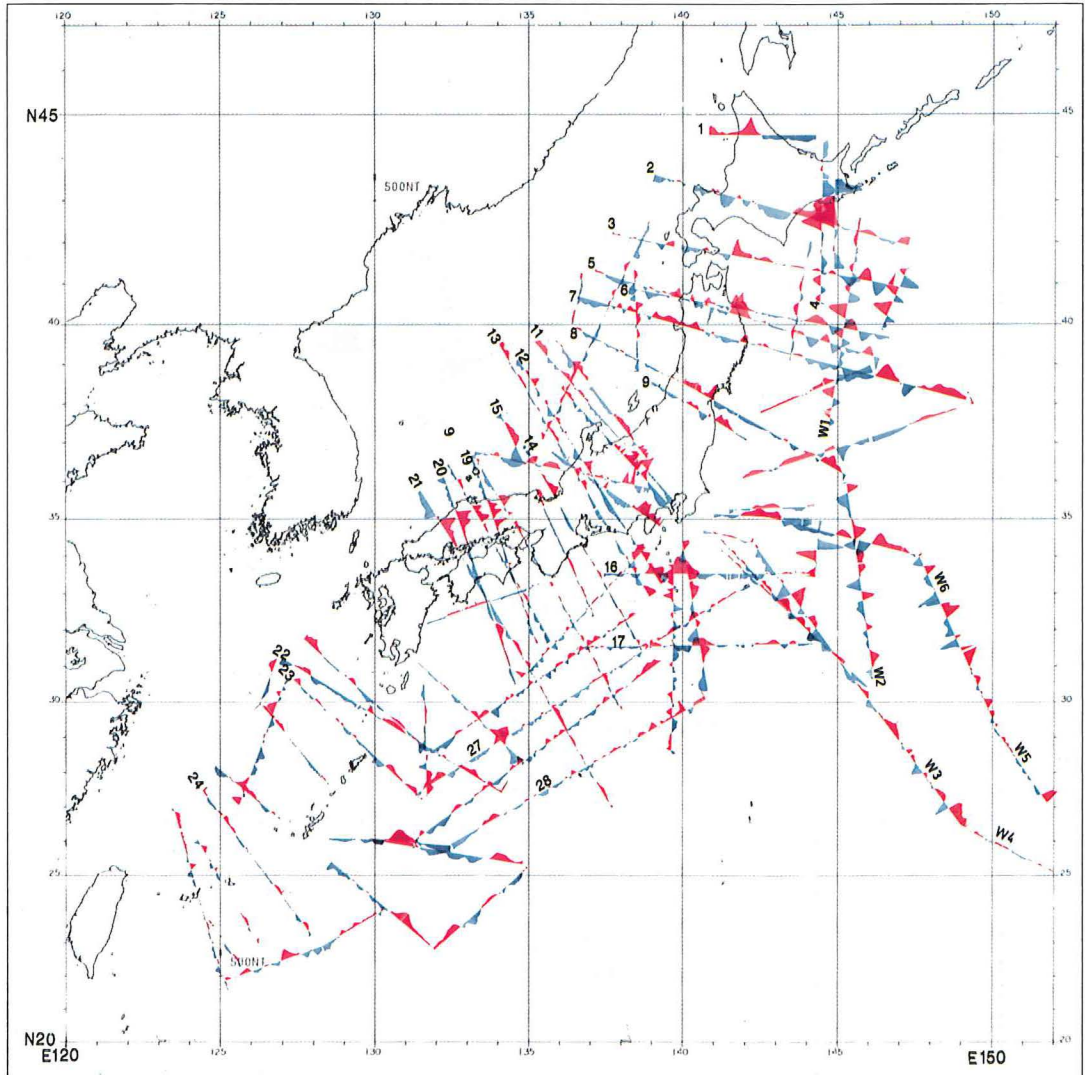


Figure 3. Total intensity magnetic anomaly profile along track lines.

3 a : Magnetic anomaly profile and tectonic features of/around Japanese Island. VF, volcanic front; OK, Okusiri ridge; NYY, Kita Yamato Bank; VT, Yamato Bank; OT, Oki Bank; AK, Amami plateau; DK, Daito ridge; ODK, Oki Daito ridge; KP, Kyusyu palau ridge; KK, Kinann seamount chaines; NK, Sisi sitito ridge; ZK, Zenusu ridge; TK, Tanakura tectonic line; ML, Median tectonic line; MK, Mikabu tectonic line; BL, Butsuzo tectonic line.



3 b : Magnetic anomaly profile of total force along track lines. Figures and capitals show the index of track lines.

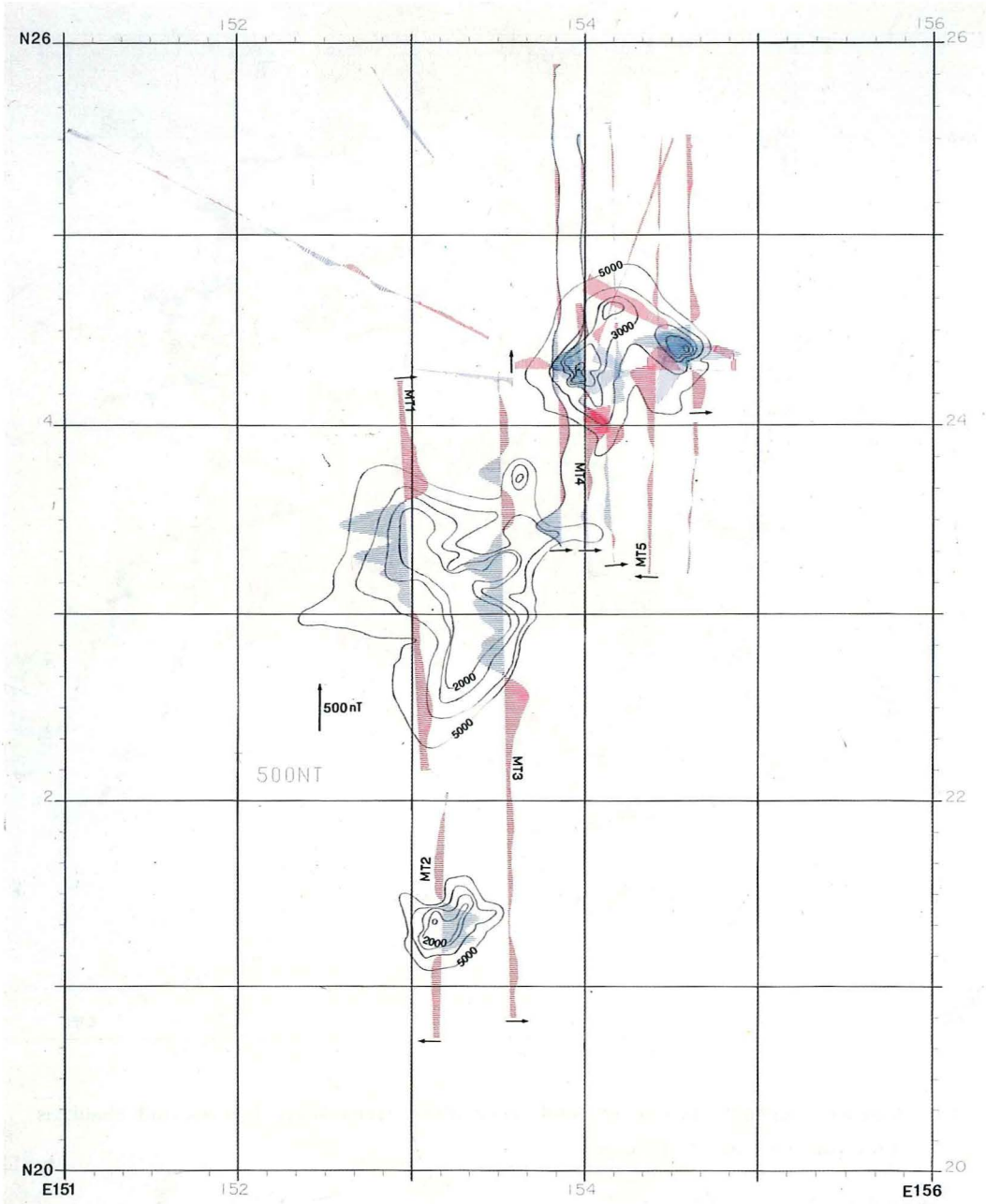


Figure 4. Magnetic anomaly of total force around Minami-Tori sima (Marcus) Island.

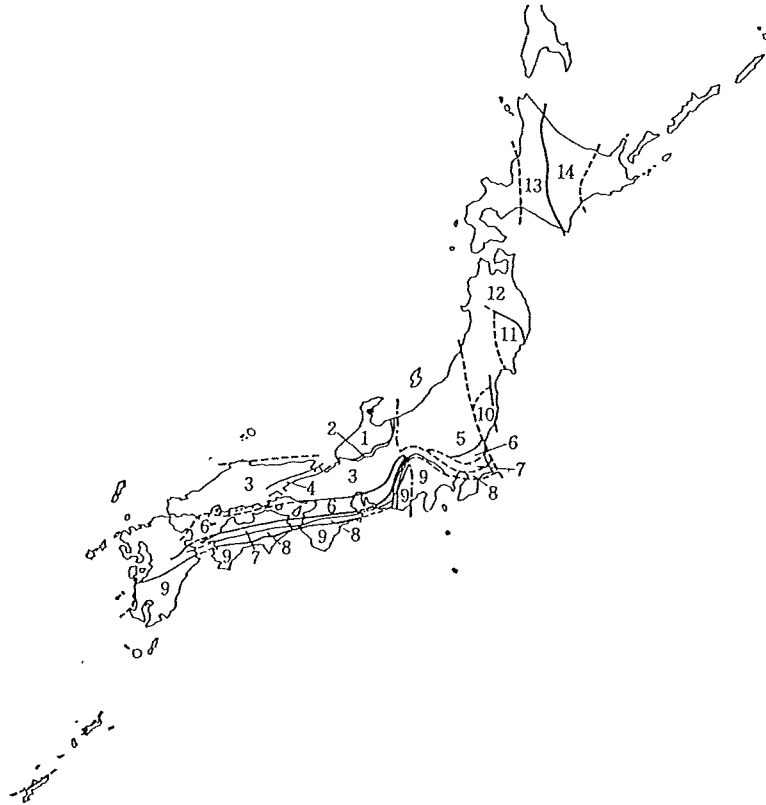


Figure 5. Tectonic map of the Japanese Islands and the adjacent regions. 1, Hida belt; 2, Hida marginal belt; 3, Sangun, Mino and Tamba belts; 4, Maizuru belt; 5, Asio block; 6, Ryoke belt; 7, Sambagawa belt; 8, Chichibu belt; 9, Shimanto belt; 10, Abukuma belt; 11, The southern part of Kitagami block; 12, The northern part of Kitagami block, 13, Ishikari, Kamuikotan belts; 14, Hidaka, Tokoro belts (Geological survey of Japan, 1982).

磁気異常等の特徴が認められる。

東北日本沖の西太平洋の縞異常はUyeda et al. (1967), Hilde et al. (1976) らによって明らかにされたもので、Japanese Lineation Setsと呼ばれている。第3図の磁気異常プロファイル図には、M6—M11, M17—M28の縞異常が認められる。Hild et al. (1976) では縞異常の方向がNE-SWとされていたが、今回の航空磁気異常図ではほぼENE-WSWの方向性をもつことが明らかとなりIsezaki and Miki (1979) の示した方向性を支持する結果が得られた。

伊豆—小笠原東方沖の縞異常では海山の異常のため必ずしも明瞭でないがM17—M20までの同定が可能である。また、ここでも、N32°付近で縞異常の方向性に変化が認められる。

第3図のN25°付近はジュラ紀の磁気静穏帯で、M26—M28の縞異常が認められる (Cande et al., 1978)。また縞異常の振幅が静穏帯に近づくにつれて次第に減衰する特徴が認められる。西太平洋の海底地殻の磁気的性質が均一と仮定すれば、このような振幅の減衰は海底地殻の生成時の地球磁場強度が相対的に弱かったことを示唆するものとする見方もあり (Cande et al., 1978), ジュラ紀の磁気静穏帯の成因を考察するうえで重

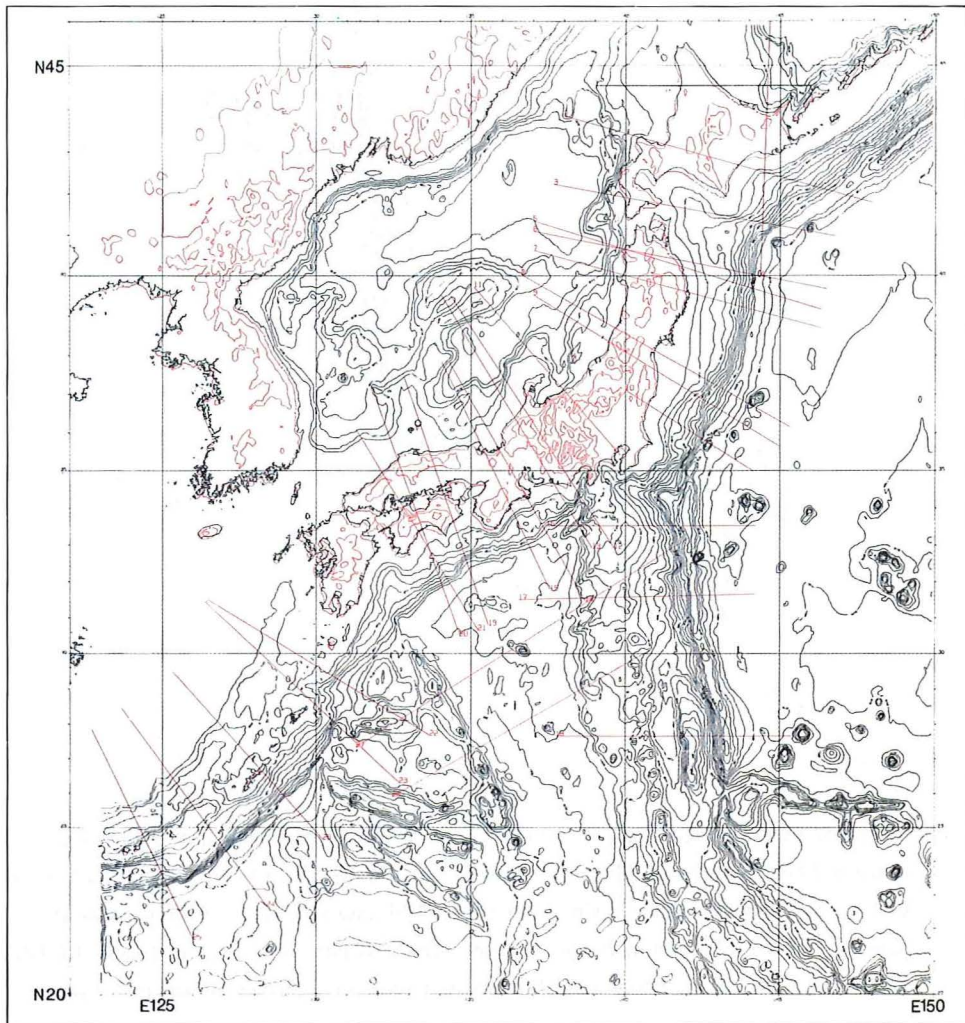


Figure 6. Bathymetric map around Japanese Islands. Contour interval is 500m. Straight lines are positions of magnetic anomaly profiles in Fig. 3.

要と思われる。第4図は南鳥島付近の地磁気異常プロファイル図を示したものである。この付近の海域は磁気静穏帯に属するが、海山の磁気異常は数百nTにたっており、これらの海山の磁化が大変強いものであることを示唆する。また海山の磁気異常は負の異常が卓越するとともに、その頂部では上に凸のパターンを示しており、海山の磁氣的構造を考察するうえで興味深い。

四国海盆の地磁気異常についてはTomoda et al. (1975) やKobayashi and Nakada (1979) の研究成果がある。後者によると、四国海盆の縞異常は新生代の5D (18.5MYBP) から (24.8MYBP) までの地磁気反転史に対応するものであるとされている。第3図の四国海盆の磁気異常にもほぼ、NNW—SSE方向の方向性をもつ縞異常が雁行状に配列する様子が認められる。磁気異常の振幅は200nT前後で東日本沖のJapanese Lineation Setsと比べて半分以下である。

日本海の地磁気異常については、Isezaki (1986)、Kono (1986) により報告されている。Isezaki (1986) は、日本海盆の南側には、15Maに完了した両側拡大モデルで説明できる縞異常が存在することを指摘するとともに、日本海盆には逆磁化の海山や隆起帯が多く認められることを述べている。一方、Kono (1986) はシホテアリンの海岸線付近に拡大中心をもつ、10—15Maの片側拡大モデルで説明した。以上述べたように日本海の縞異常のモデルについては不確定な面も多いが、拡大様式については中央海嶺型の拡大様式ではなく、海山や隆起帯の形成を伴うオフリッジ型の火成活動であった点についてはほぼ共通な認識となっている。第3図に見られる、大和海盆の磁気異常プロファイルにもNE-SW方向の磁気異常の配列が認められ、また隠岐堆、大和堆に逆向磁化の特徴を示す磁気異常が認められる。

九州—パラオ海嶺から西側のフィリピン海盆では、奄美海台や大東海嶺付近に大振幅の磁気異常が認められる。又、九州—パラオ海嶺でも海山に対応する顕著な磁気異常が認められる。これらの海台や海嶺は大陸性の地殻をもつことが爆破地震探査などから知られており、大陸性地殻付近の地磁気異常の方が海洋性地殻の磁気異常よりも振幅、波長ともに規模が大きいことを示している。Isezaki and Miki (1979) は大東海嶺と奄美海台のあいだにも縞異常が存在するとしているが、磁気異常プロファイルではそのような縞異常の同定は困難である。

2. 地磁気異常の自動解析法

2-1 解析方法の数学的表現

地磁気異常から地下構造を推定する方法については、今までに数多くの方法が開発、発表されている。電子計算機やパソコンが現在ほど普及していなかった頃には、解析方法としては、磁気異常曲線の特性点での勾配や各特性点間の距離にもとずき、地下の磁性岩体の深度や大きさを推定する方法(Grant and Martin,1966)や、地下の2次元モデルによる標準的な磁気異常曲線を求め、それとの比較から磁性岩体の構造を推定する方法(Gay,1963)などが代表的なものであった。しかし、これらの方法は推定誤差が大きくまた解析に手間がかかる等の問題があった。特に地下の構造が複雑な場合には事実上適用すること自体が不可能となる。Johnson (1969) は2次元の任意断面による地磁気異常の計算法を応用し、最小2乗法による構造解析法を開発した。また、McGrath and Hood (1970) はダイクモデルによる磁気異常の構造解析法を開発した。これら以外にも計算機を用いて直接、構造にともなう磁気異常を計算し、実際の観測磁気異常と一致するような地下構造を求める方法が広く用いられるようになった。このような方法は従来の方法にくらべて、解析精度を向上させるとともに、より複雑な構造の解析を可能にした。しかしこの方法では、構造モデルをあらかじめ作成する必要があるがこの作業にかなりの時間と労力が必要である。

一方、磁気異常から直接地下構造を推定する方法としては、地磁気異常分布をフーリエ展開し、その係数のインバージョンから地下の磁性岩体の起状を求める方法が開発されている。この方法としては、Nagata (1938), Hahn (1965), Kato (1975a,b) などが代表的な方法である。Kato (1975a,b) は磁気ポテンシャルの磁化方向への積分関数として擬重力ポテンシャルを定義し、擬重力ポテンシャルから地下の磁気基盤構造を求める方法を開発している。また、Blakely and Cox (1972) や Schouten and McCamy (1972) はフーリエ変換の方法を応用して、海洋性縞異常から極磁気異常や磁化密度分布を求める方法を開発している。今回、筆者が開発した方法は解析的方法と直接法の長所を取り入れた方法で、初期構造を直接法で推定し、その構造をもとに解析的方法により磁性岩体の構造や磁化強度、磁化方向等の未知数を精度よく求める方法である。

本論文で用いた直接法は、Kato (1975a,b) により開発された2次元フーリエ級数係数の、インバージョンにより、擬重力ポテンシャルから磁気基盤を求める方法を1次元の断面解析に応用したものである。ここでは、地磁気異常プロファイルの1次元フーリエ展開係数から磁気基盤をもとめる方法の概要を述べる。

体積 V 内に \vec{u} 方向に一樣に磁化した磁気モーメントが分布する場合、磁気ポテンシャル ϕ_M は、

$$\phi_M = \int_V \mathbf{J} \cdot \vec{u} \cdot \text{grad} (1/r) \cdot dv \text{ で与えられる。}$$

擬重力ポテンシャル ψ_M , 及び擬重力 F_{MG} を

$$\psi_M = \int_V \mathbf{J}/r \cdot dv, \quad F_{MG} = \partial \psi_M / \partial z$$

として定義すると、磁気ポテンシャル (ϕ_M), 磁気異常 (F_M) との間には

$$\phi_M = \partial \psi_M / \partial u, \quad F_M = \partial \phi_M / \partial v = \partial^2 \psi_M / \partial u \partial v$$

が成立つ。ここで、 u , v は磁化方向、磁場方向の単位ベクトルである。

この関係から、磁気異常分布 F_M を磁化方向と磁場方向に積分すると擬重力ポテンシャルが求まり、さらに z 方向に微分すると擬重力が求まる。

重力と擬重力の関係は以下ようになる。

| 重力 | 擬重力 |
|---|---|
| $\phi_G = G \cdot \int_V \rho/r \cdot dv$ | $\psi_M = \int_V \mathbf{J}/r \cdot dv$ |
| $g = \partial \phi_G / \partial z$ | $F_{MG} = \partial \psi_M / \partial z$ |
| $\delta g_{(P-Q)} = 2\pi G \rho (Q)$ | $\delta F_{MG(P-Q)} = 2\pi J (Q)$ |

これから、厚さ $\delta\xi$ の薄い水平板 S の直上における擬重力 δF_{MG} は $\delta F_{MG} = 2\pi J \cdot \delta\xi$ で与えられる。

今、第7図のような地下構造を仮想し、磁気モーメントが一樣に分布すると仮定したときの擬重力を求める。

深さ $\delta\xi$ による板直上の擬重力は $\delta F_{MG}(\xi) = 2\pi J(\xi) \cdot \delta\xi$ となり、この式よりフーリエ級数の波数 m ($m = \frac{2\pi M}{\lambda_0}$, M は整数, λ_0 は基本波長) の項では $\delta F_{MG}^m(\xi) = 2\pi J^m \cdot \delta\xi$ となる。この擬重力は地表 ($z = 0$) においては

$$\delta F_{MG}^m(0) = 2\pi J^m \cdot \exp(-m\xi) \cdot \delta\xi \text{ となる。}$$

実際には深さ ξ_1 から ξ_2 までの各層の影響の重ね合わせとして、擬重力が得られるから

$$F_{MG}^m(0) = 2\pi \cdot \int_{\xi_1}^{\xi_2} J^m \cdot \exp(-m\xi) \cdot d\xi = 2\pi (\exp(-m\xi_1) - \exp(-m\xi_2)) / m \cdot J^m \text{ となる。}$$

上式より磁気モーメント J^m は

$$J^m = m \cdot F_{MG}^m(0) / (2\pi (\exp(-m\xi_1) - \exp(-m\xi_2))) \text{ となる。}$$

厚さ $\delta\xi = \xi_2 - \xi_1$ の水平層凝縮モデルによる磁気モーメントの分布を磁気モーメント J_0 の磁気基盤の起伏に変換する場合、基盤の起伏 $h(x)$ は $h(x) = \delta\xi \cdot J(x) / J_0$ により近似的に求めることができる。

この方法では、カットオフ波長を設定しそれより短い波長成分の磁気異常を磁気基盤の上面深度の起伏に、

また、それより長い波長を磁気基盤の下面深度の起伏に変換することが可能である。

上記の直接法で求めた磁気基盤の上面と下面の深度をもとにデータサンプリング間隔の整数倍の幅をもつ2次元直方体を水平方向にならべて磁気基盤の起伏を近似し初期解析モデルを自動的に作成した。

このモデルをもとに、最小2乗法により磁気モーメントの強度を求め、観測された磁気異常(δF_i)と計算磁気異常($\delta F'_i$)との残差(ε_i)、標準偏差(σ_i)、及びGFR= $\sum |\delta F_i| / \sum |\varepsilon_i|$ で定義されるGoodness of fitting ratio (Uyeda and Richards, 1966)を計算した。

2-2 解析法のアルゴリズム

地磁気異常断面の分布をF(x)とし、このフーリエ級数展開を

$F(x) = \sum_m (a_m \cdot \cos(mx) + b_m \cdot \sin(mx)) \cdot \exp(mz) |_{z=0}$ と表す、ただし $m=0$ のとき $a_0=1/2$, $b_0=0$ とする。上式は行列式を用いて次式のように表すこともできる。

$F(x) = \sum_m (a_m, b_m) \cdot \{(\Delta_m)\}$, ここで $\{(\Delta_m)\} = (\cos(mx), \sin(mx))^T$, $\{A_m\} = (a_m, b_m)^T$

F(x) を方向余弦 V(L, M, N) 方向に微分すると、 $\partial F / \partial y = 0$ であるから、

$$\begin{aligned} \partial F / \partial v &= \partial F / \partial x \cdot L + \partial F / \partial z \cdot N \\ &= \sum_m \left\{ (L \cdot b_m + N \cdot a_m) \cdot \cos(mx) + (-L \cdot a_m + N \cdot b_m) \cdot \sin(mx) \right\} \cdot \exp(mz) |_{z=0} \\ &= \sum_m \{A'_m\} \cdot \{\Delta_m\} \end{aligned}$$

上式から、 $\{A'_m\}$ と $\{A_m\}$ との関係式は

$$\begin{aligned} \{A'_m\} &= m \cdot \begin{Bmatrix} N & L \\ -L & N \end{Bmatrix} \cdot \{A_m\} \\ &= \{D_m\} \cdot \{A_m\} \text{ となる。} \end{aligned}$$

この変換行列を微分演算子 $\{D_m\}$ と定義する。

磁場方向を D_0 , I_0 , プロファイルの方位角をAGLとすると、 $N = \sin I_0$, $L = \cos I_0 \cdot \cos(AGL - D_0)$ となる。

また、有効伏角(I'_0)と方向余弦(N, L)との関係として

$$\tan I'_0 = N/L, \quad N^2 + L^2 = (\sin I_0 / \sin I'_0)^2 \text{ が成立つ。}$$

これらの関係式を用いると微分演算子は振幅を $m |\sin I_0 / \sin I'_0|$ 倍し、位相を $\delta\theta = \frac{\pi}{2} - I'_0$ だけシフトすることとなる。

一方、方向余弦 V(L, M, N) 方向の積分演算子 $\{I_m\}$ は $\{E\} = \{D_m\} \cdot \{I_m\}$ から求められ、

$$\{I_m\} = \frac{1}{m(N^2 + L^2)} \cdot \begin{pmatrix} N & -L \\ L & N \end{pmatrix}$$

となる。積分演算子は振幅を $|\sin I'_0 / m \sin I_0|$ 倍し、位相を $\delta\theta = I'_0 - \frac{\pi}{2}$ だけシフトさせることを意味する。

特別な場合としてZ方向の微分演算子は $m \begin{pmatrix} 1 & 0 \\ 0 & 1 \end{pmatrix} = m$ となる。

磁気異常分布を磁化方向(u, 方向余弦L, M, N)と磁場方向(v, 方向余弦l, m, n)に積分し、Z方向に微分することにより擬重力 F_{MG} のフーリエ係数 $\{A^m_{MG}\}$ が得られる。この関係式を演算子を用いて表わすと次式のとおりとなる。

$$\{A^m_{MG}\} = m \begin{pmatrix} 1 & 0 \\ 0 & 1 \end{pmatrix} \cdot \{I_m\}_{N,L} \cdot \{I_m\}_{n,l} \cdot \{A_m\} \quad (13)$$

この演算により振幅は $|\sin I'_0 \cdot \sin I'_r / (m \cdot \sin I_0 \cdot \sin I_r)|$ 倍し、位相を $\delta\theta = I'_0 + I'_r - \pi$ シフトすることとなる。

水平凝縮層モデルの場合の磁気モーメント密度のフーリエ展開係数 $\{A^m_{MD}\}$ は擬重力の係数 $\{A^m_{MG}\}$ から次式により求めることができる。

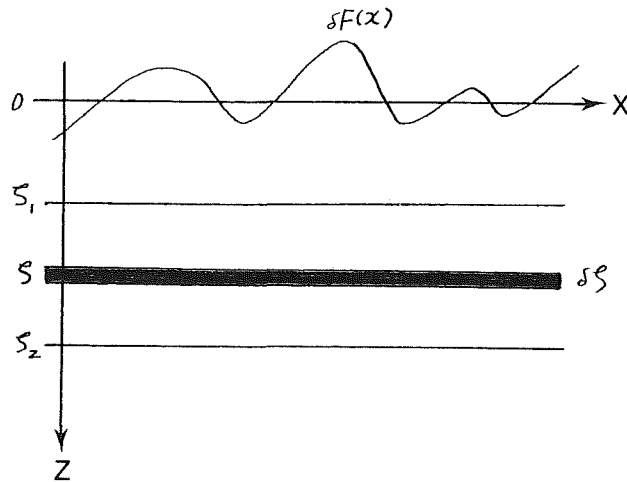


Figure 7. Coordinate system for derivation of magnetic basement from magnetic anomalies.

$\{A_{MD}^m\} = m \cdot \{A_{MG}^m\} / (2\pi \cdot (\exp(-m\xi_1) - \exp(-m\xi_2)))$ 。この係数より、磁気モーメントの分布 $J(x)$ は

$J(x) = \sum_m \{A_{MD}^m\} \cdot \{\Delta_m\}$ で求めることができる。

また、磁気モーメントの分布を以下の関係式により磁気基盤の起伏に変換することができる。

上面の平均深度を UP_0 、下面の平均深度を BT_0 とし、波長帯、 $\lambda_{U0} < \lambda_{Up} < \lambda_{U1}$ を上面の起伏、波長帯、 $\lambda_{L0} < \lambda_{LW} < \lambda_{L1}$ を下面の起伏による磁気異常とすると、上面 (DU)、下面 (DL) の起伏は

$$DU(x) = UP_0 - \delta\xi \cdot J(x) / J_0 \quad (\lambda_{U0} < \lambda < \lambda_{U1})$$

$$DL(x) = BT_0 + \delta\xi \cdot J(x) / J_0 \quad (\lambda_{L0} < \lambda < \lambda_{L1})$$

で求めることができる。

このようにして決定した磁気基盤の上下面の深度を、データサンプリング間隔の整数倍の幅をもつ2次元直角モデルの水平方向の並びで近似し、初期構造解析モデルとする。

磁気異常は各々の2次元直角モデルによる磁気異常の合成で計算することができ、最小2乗法をもちいた曲線照合法による解析を行うことができる。

2-3 解析例と本論文で用いるパラメーターの定義。

2次元断面の地磁気異常の計算では、構造モデル以外に次の五つのパラメーターが必要である。即ち、

1 地球磁場の方向 (D_0 , I_0)、2 断面プロフィール(x軸)の方位角 (AGL)、3 2次元断面内の有効磁化強度 (J_{eff})、4 2次元断面内の磁化ベクトルの有効伏角 (I_r) である。又、インバージョン法で構造モデルを推定する場合には、磁化層上面の平均深度 (UP_0) とそれに対応する磁気異常の波長帯 ($\lambda_{U0} < \lambda_{Up} < \lambda_{U1}$) 及び、磁化層下面の平均深度 (BT_0) とそれに対応する磁気異常の波長帯 ($\lambda_{L0} < \lambda_{LW} < \lambda_{L1}$) をあらかじめ入力する必要がある。

各断面の解析結果の説明では 断面番号と 1: 測量高度 (km)、2: 化成面高度 (km)、3: 2次元断面の方位角 (AGL)、4: 外部磁場の有効伏角、5: 磁化ベクトルの有効伏角、6: 有効磁化強度、7: UP_0 、 $\lambda_{U0} < \lambda_{Up} < \lambda_{U1}$ 、8: BT_0 、 $\lambda_{L0} < \lambda_{LW} < \lambda_{L1}$ 、9: Goodness-of fitting ratio (GFR) (Uyeda and Richards, 1966)、

Standard deviation (σ) nTのパラメーターを示した。

3. 大陸性地殻の磁氣的構造

大陸地殻の磁氣的構造を求めることは、日本列島の地質構造や深部構造の解明とともに、テクトニクスを議論する上で不可欠の課題である。地殻の磁氣的構造は火成活動の歴史や地殻岩石の磁氣的性質、変成作用、キューリー一点深度、等により規制されるもので、それを解明することは地殻内部の化学組成や物性条件を推定することにも寄与するものである。本章では第1章第3図の地磁気異常プロファイルのうち、代表的な断面について第2章の方法により磁気構造モデルを求めるとともに、日本列島の地質図(GSJ, 1982)や地質構造、地震波速度構造、熱流量分布、震源分布等との対比をおこなった。

3-1 北海道とその周辺海域

(1) 断面-1の磁気構造 (第8図)

北海道北部の天塩、北見山地をほぼ東西に横断しているのが本断面である。北海道の地質構造区はほぼ南北の方向を有する帯状の構造区に区分される。それらは、西側から、中新世火山帯、石狩低地帯、神居古潭帯、日高帯へと配列する。

磁気異常断面では神居古潭帯に対応する300nTに達する正異常帯が顕著である(第8A図のa)。石狩低地帯の延長部は磁氣的にも凹状の特徴を示す。その西側の+150nTの正異常は天売島、焼尻島などに分布する中新世中・後期の安山岩、玄武岩に対応する異常と考えられる(第8A図のb)。

神居古潭帯に対応する正異常帯の東側は-100nT程度の負の平坦な異常域となっている(c)。この負異常域は地質構造区としては日高帯に対応するが、中新世のグリーンタフ活動域でもありこれとの関連も注目される。

第8図は本断面の磁気異常断面から求められた磁気構造モデルである。解析にあたっては磁化強度が5.0~5.5A/mで現在の磁場方向に磁化していると仮定した。第8A図(モデルA)は波長160km以下の磁気異常が磁化層の上面深度の起伏、それ以上の波長を有する磁気異常の原因が磁気基盤の下面深度の起伏によると仮定した場合の構造モデルである。一方、第8B図(モデルB)は磁気異常の原因が磁気基盤の上面深度の起伏に起因すると仮定した場合である。モデルAによると磁化層の下面深度は神居古潭帯の東縁部付近を境にその東側では、4~6km程浅くなっており磁化層がその部分で薄くなっていることがわかる。このような磁気基盤の下面深度を規制するものとしてはキューリー一点温度の分布や物質境界としての可能性が考えられる。磁気基盤の上面深度からは、神居古潭帯付近に比高約3kmの磁気基盤の隆起部が推定される。また、中新世の火山フロントに対応する磁気基盤の隆起はこの神居古潭帯のそれに比べて規模は小さい。モデルBでは日高帯付近から東側にかけては、その西側の平均的深度に比べて磁気基盤の上面深度が4~5km程度落ち込んでいる。また、神居古潭帯の磁気異常は磁気基盤上面の傾斜部と幅数kmの隆起部により説明できる。

本断面のブーゲー重力異常は神居古潭帯をはさんでその西側では東側に比べて約20~30mgal正の異常となる。

最近の北海道のテクトニクスによると白亜紀の初期には神居古潭帯の東側はプレートの沈み込み帯となっていたとされている(木村, 1985)。そして、中新世頃に現在の北海道西南部にあたる東日本陸塊とプレートの沈み込みにもなって移動してきた日高山脈以東のオホーツク陸塊とが衝突し、日高山地の隆起帯を形成したとされている。第8図の磁気構造モデルには衝突域を境に地殻の磁氣的構造が東西で異なっており大変興味深い。

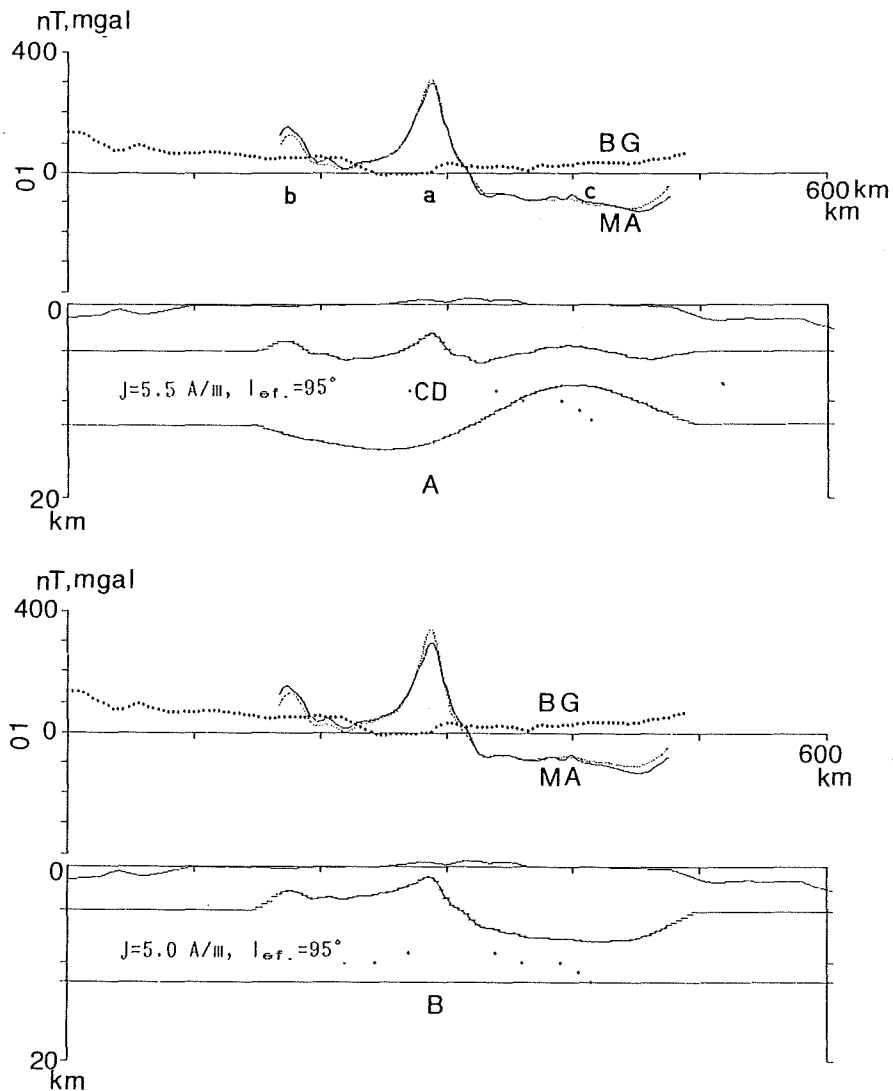


Figure 8. Magnetic basement model along profile 01. Solid line is observed anomaly of total force(MA), and Broken line calculated one. Dotted line is bouguer gravity anomaly(BG). Curie isotherm depth calculated by Okubo(1984)is shown by dot point(CD) in the topographic coordinate.

Parameters for model A and model B are as follows;

A : 1 Height of survey : 3.81 km, 2 Reduced level : 5.0km, 3 Azimuth of profile : 89°, 4 Effective Inclination of magnetic field : 95°, 5 Effective inclination of magnetized vector : 95°, 6 Intensity of magnetization 5.5 A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer : $UP_0=5.0$ km, $20 \text{ km} < \lambda_{UP} < 160 \text{ km}$, 8 Parameters for the lower surface of magnetized layer : $BT_0=12 \text{ km}$, $160 \text{ km} < \lambda_{LW} < 1000 \text{ km}$, 9 $GFR=6.4$, $\sigma=19.8 \text{ nT}$

B : 6 Intensity of magnetization: 5.0A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer: $UP_0=5.0 \text{ km}$, $20 \text{ km} < \lambda_{UP}$ 9 $GFR=5.0$, $\sigma=24.4 \text{ nT}$ Other parameters are same as in model A.

(2) 断面一2の磁気構造(第9図)

断面2は積丹半島沖の日本海側から奥尻海嶺の隆起帯、中新世火山帯、石狩低地帯、神居古潭帯、日高帯、常呂帯をへて釧路沖の海底へと至る。磁気異常断面では西側からa, b, c, d, eで示す凸状の磁気異常が認められる。a, bの磁気異常帯はそれぞれ奥尻海嶺と中新世火山帯に対応した異常である。cの異常帯は石狩一北上磁気異常帯と呼ばれる総延長500km以上に及ぶ磁気異常帯の北方延長部にあたる。dの異常は神居古潭帯に対応した異常である。その原因岩体としては神居古潭帯に分布する超塩基性岩によるものと考えられる。一方、日高帯にも深成岩体を構成するハンレイ岩や花こう岩体が分布しているが、磁気的には静穏な負の異常域である。北海道東岸の釧路沖の海域には+400nT、幅160kmに及ぶ磁気異常帯(e)が認められる。この異常帯は釧路一根室沖磁気異常帯と呼ばれているもので、先の石狩一北上磁気異常帯に匹敵する大規模な異常帯である。

第9図下段は本断面の磁気構造モデルである。解析にあたっては磁化強度を3.4 A/m、磁化方向を現在の磁場方向と仮定した。また、波長160km以下の磁気異常成分を基盤の上面の起伏、それ以上の波長を基盤の下面の起伏に起因するとした。このモデルによる計算異常を破線でしめした。観測異常値と計算異常値とは全体的によく一致しており、G-ratioは5.9、標準偏差は21.1nTである。この構造モデルによると、磁気基盤の上面深度にはAからDの磁気異常帯に対応した基盤隆起部が認められる。磁気基盤のこのような波状構造の凹部は推積盆地状の構造となっている。石狩一北上磁気異常帯に対応する基盤の構造は約3kmの隆起帯となっている。石狩平野においては美唄市と岩見沢市の近郊において基盤試錘が実施されており、地下3713m、及び4265mにおいて、古第3紀層の直下に白亜紀の変玄武岩の存在が確かめられている(Segawa and Furuta, 1978)。採取された岩石の帯磁率は、前者が5.94 A/m、後者が1.67 A/mであり、値のバラツキが大きい。日高帯に対応する磁気基盤の上面深度の起伏は非常に平坦であるが、磁気基盤の下面はやや上に凸の特徴をしめし、その東側にむけて急激に落ち込む構造となっている。このような下面の起伏はキューリ一点深度の分布傾向と比較的よく一致する。微小地震の分布では石狩低地帯の西側と神居古たん帯付近に震源が集中する傾向がみとめられる。

(3) 断面一3の磁気構造(第10図)

本断面は日本海の奥尻海嶺付近から、渡島半島を横断し日高沖に至るWNW-ESE方向の断面である。磁気異常断面には、西からa, b, c, dの異常帯が認められる(第10図)。さらに、その東側には海洋性縞異常の一部が海溝軸を越えた陸側斜面付近まで認められる。

aは奥尻海嶺に対応する異常帯、bは火山フロントによる異常帯、cは石狩一北上磁気異常帯である。dは深海平坦面付近に分布する異常帯である。

第10A図は磁化強度を $J=3$ A/m、磁化方向を現在の磁場方向と仮定した場合の磁気構造モデルである。有効伏角が 102° となるため、磁気異常と基盤上面の起伏とは比較的よい対応をしめす。磁気基盤の上面深度では、磁気異常と対応する4列の隆起帯(A-D)が認められる。火山フロントに対応する基盤の隆起部(B)は幅100kmの緩やかな隆起帯であるが、石狩一北上異常帯のそれは(c)、幅約20km、比高4~6kmのグイク状の構造をしめす。大島ほか(1975)は下北半島沖の本磁気異常帯について、 $J=10$ A/mで西向の伏角 55° に磁化した幅4km、上面深度10km、底面深度40kmの2次元直方岩体モデルで説明している。一方、Segawa and Furuta(1978)は $N41^\circ$ の東西断面についてモデル解析を実施し、 $J=3.0$ A/m、伏角 53° 、偏角 $N45^\circ W$ 方向に磁化した幅20km、厚さ10km、上面深度5kmの2次元直方岩体で観測磁気異常を説明している。これらのいずれのモデルでも西偏磁化のモデルで説明されている。これら、西偏磁化の仮定は主に地表付近の花こう岩の残留磁

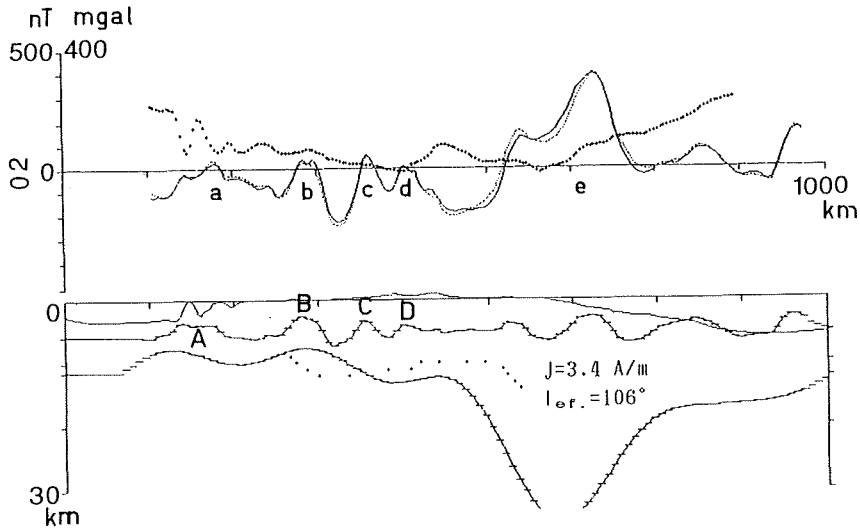


Figure 9. Magnetic basement model along profile 02.

Parameters for magnetic basement model are as follows : 1 Height of survey : 3.81km, 2 Reduced level : 5.0km, 3 Azimuth of profile : 106° , 4 Effective Inclination of magnetic field : 106° , 5 Effective inclination of magnetized vector : 106° , 6 Intensity of magnetization : 3.4A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer : $UP_0=5.0\text{km}$, $20\text{km} < \lambda_{UP} < 160\text{km}$, 8 Parameters for the lower surface of magnetized layer : $BT_0=16\text{km}$, $160\text{km} < \lambda_{LW} < 1000\text{km}$, 9 GFR=5.9, $\sigma=21.1\text{nT}$.

化方向の測定値から推定されたものである。Kawai et al. (1971) は東北日本の花こう岩の残留磁化方向を決定し、それがN45°Wに西偏することを発見した。そしてそれにもとずき東日本が反時計回りに45°回転したとする仮説を提唱した。この古地磁気学的論拠となった花こう岩体の磁化強度は2 A/m程度であり、構造モデルで推定された値よりも小さい。また、花こう岩体が構造モデルで推定されるような鉛直岩体状の構造をもちうるかどうかについても疑問が残る。第10B図は磁化方向をDec=-41.2°, Inc=56.5°と仮定してもとめた磁気構造モデルである。磁化ベクトルの有効伏角は、現在の磁場方向の場合が102°, 西偏磁化の場合が118°で、その差は僅か16°である。そのため両者の磁気構造モデルに大きな差はないが石狩一北上磁気異常帯の磁気基盤の基底部分では著しい非対象であるのにたいし後者では対象性が増すような特徴がみとめられる。ちなみに、有効伏角135°ではほぼ完全な対象性が認められる(第10C図)。このような結果は西偏磁化の仮定を磁気構造の面から支持するものと言えよう。

八戸沖の深海平坦面で実施されたDSDPによると石英安山岩の礫が発見されており白亜紀初期にはそこが陸地であったことが推定されている。Von Huene et al. (1982) はこの陸地を親潮古陸となすけた。第10A図に示した基盤の凸部(D)はこの親潮古陸に対応する位置にあたる。

本断面の震源分布図によると石狩一北上磁気異常帯に対応した磁気基盤の隆起部はちょうどアサイスマックフロントに一致する。また奥尻海嶺付近と火山フロントに対応する磁気基盤の隆起部にも震源の集中する傾向が認められる。

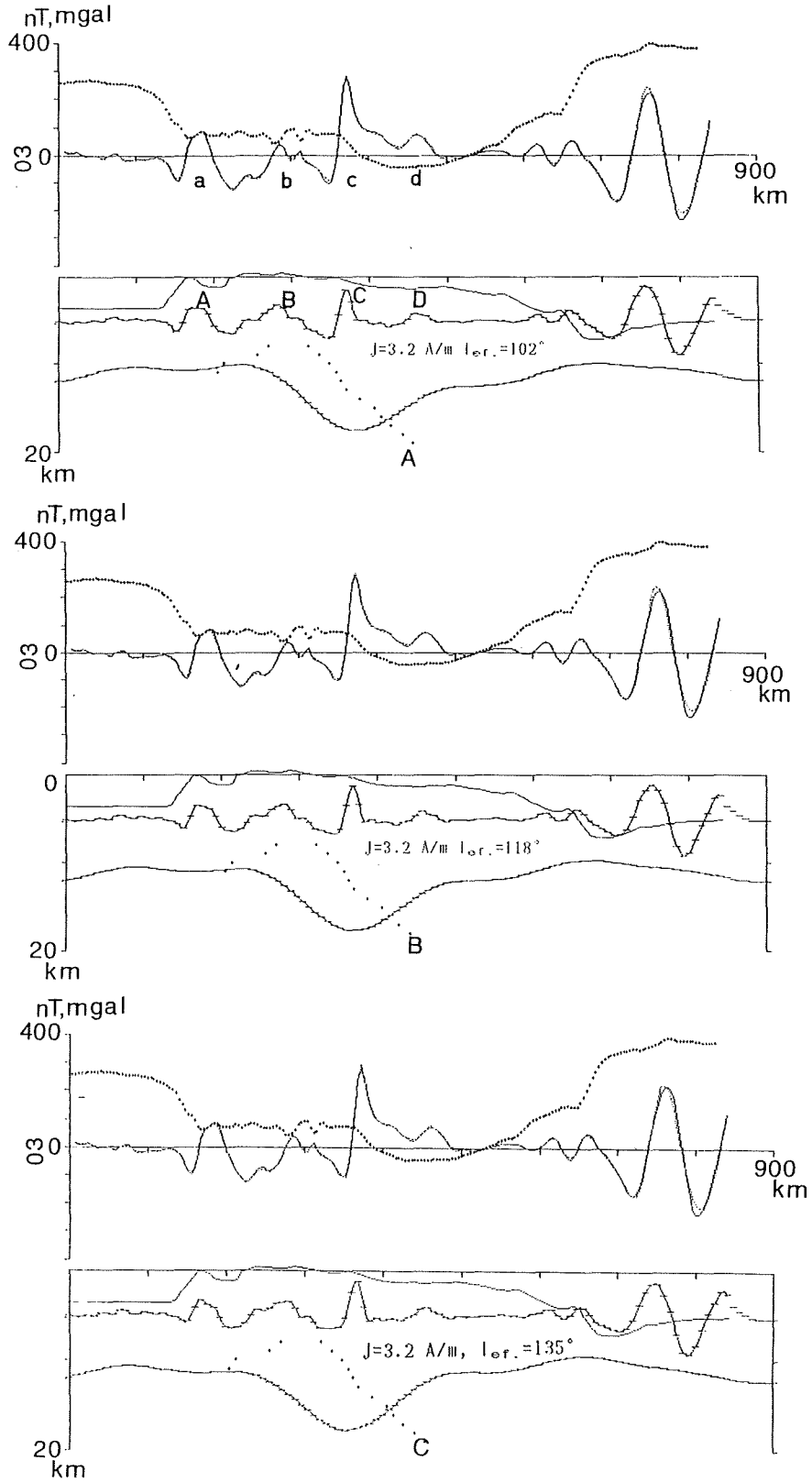


Figure 10. Magnetic basement model for profile 03.

Parameters for model A, B, and C are as follows;

A : 1 Height of survey:3.81km, 2 Reduced level:5.0km, 3 Azimuth of profile:100°, 4 Effective Inclination of magnetic field : 102.5°, 5 Effective inclination of magnetized vector:102.5°, 6 Intensity of magnetization: 3.2A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer: $UP_0=5.0\text{km}$, $20\text{km} < \lambda_{UP} < 160\text{km}$, 8 Parameters for lower surface of magnetized layer: $BT_0=12\text{km}$, $160\text{km} < \lambda_{LW} < 1000\text{km}$, 9 $GFR=9.9$, $\sigma=8.5\text{nT}$

B : 5 Effective inclination of magnetized vector: 118°, 9 $GFR=10.1$, $\sigma=8.6\text{nT}$. Other parameters are same as in model A.

C : 5 Effective inclination of magnetized vector: 135°, 9 $GFR=10.1$, $\sigma=8.8\text{nT}$ Other parameters are same as in model A.

(4) 断面—4の磁気構造 (第11図)

本断面には北海道沖の海洋縞異常 (M7, M8) の一部が分布し, 大陸斜面から陸棚付近にかけて(a)および, 釧路沿岸付近(b)に+400nTに及ぶ大振幅の正異常帯が認められる。また, 千島弧の火山フロントに対応する磁気異常(c)も認められるが, 振幅, 波長ともa, bに比べ規模は小さい。aの磁気異常は道東磁気ベルト (Ogawa and Suyama, 1975) とか, 釧路—根室磁気異常帯 (大島ほか, 1975) と呼ばれている。bの異常帯は根室半島に沿う隆起帯に対応する異常帯であり, この付近の白亜紀の火山岩体によるものと考えられる。

第11A図は本断面の磁気構造モデルの一例である。ここでは, 磁化方向を現在の磁場方向とし, 有効伏角を56°, 磁化強度を $J=3.3\text{A/m}$ とし, 波長160km以下の磁気異常成分を磁気基盤の上面深度の起伏それぞれ以上を磁気基盤の底面深度の起伏によると仮定した場合の結果である。また, 第11B図は, 磁化強度を5A/mと仮定し磁気異常の原因がすべて磁気基盤の上面深度の起伏に起因するとした場合の結果である。

重力異常との対比では, 根室半島沖の磁気構造(a)には, ほとんど異常が認められないが, 内側のbについては, 高異常帯となっており, それぞれの構造岩体として前者では, 仮定密度2.67g/ccに近い花コウ岩体, 後者では, それよりも密度の大きい塩基性岩体が推察される。

また, 火山フロントに対応した磁気基盤の隆起部は釧路—根室磁気構造帯に比べ規模ははるかに小さい。モデルA (第11A図) では, 釧路—根室磁気構造帯の磁気基盤底面深度が下に凸の構造を示し, 地殻下部層の上面付近から地殻上部層にかけて磁性岩体が分布していることを示唆する。

Ogawa and Syuama (1975) は地震探査の結果や釧路炭田の第3紀層にみられる超塩基性岩の礫などから, 釧路—根室磁気異常に対応する地質構造として白亜紀の初期に生じたとされる大規模な蛇紋岩の貫入岩体の存在を推定している。他方, 大島ほか (1975) は本異常帯を厚さ2—3km, 上面深度6—7kmの水平板モデルで磁気異常を説明し, 地質的には白亜紀後期から暁新世の根室層群に対比できるとしている。千島海溝を横断する爆破地震探査によると陸棚から大陸斜面付近の海面下5—10kmに4.5—5.0km/sec層の存在が確かめられており (Weizman, 1966) 釧路—根室沖磁気異常帯との関連が注目される。

第11A図の磁気構造モデルから推察すると局地的な蛇紋岩の貫入による構造と考えるよりも, 白亜紀における広域の塩基性火成活動による構造と考えたほうが自然であろう。また全く別の可能性としては海洋性地殻の付加体構造により形成された構造の可能性もあろう。いずれにしても, 磁性岩体の深度は地殻下部層の

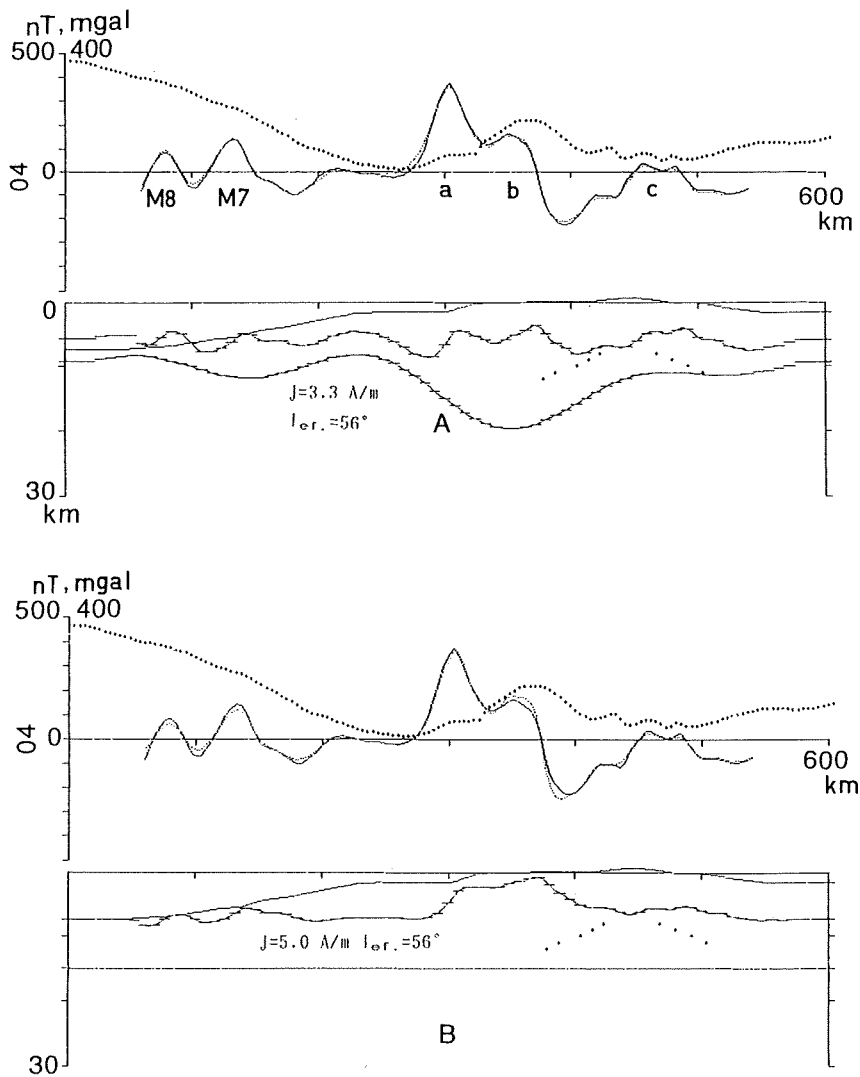


Figure 11. Magnetic basement model along profile 04.

- A : 1 Height of survey:3.81km, 2 Reduced level: 5.0km, 3 Azimuth of profile: 1° , 4 Effective Inclination of magnetic field: 56° , 5 Effective inclination of magnetized vector: 56° , 6 Intensity of magnetization: 3.3A/m , 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer: $UP_o=6.0\text{km}$, $20\text{km} < \lambda_{UP} < 160\text{km}$, 8 Parameters for the lower surface of magnetized layer: $BT_o=12\text{km}$, $160\text{km} < \lambda_{LW} < 1000\text{km}$, 9 $GFR=10.2$, $\sigma=10.1\text{nT}$
- B : Intensity of magnetization: 5.0A/m , 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer: $UP_o=6.0\text{km}$, $20\text{km} < \lambda_{LW} < 1000\text{km}$, 9 $GFR=7.9$, $\sigma=14.1\text{nT}$

上面にまで及ぶものと推察される。

本断面に対応する震源分布図(付図一1)によるとS1, S2, S3の空白域が認められる。S2の空白域は磁気基盤の隆起部に対応しており、また火山フロント付近にも空白域が認められる。磁気構造と震源分布との間に認められるこのような対応関係は地殻内部で発生する地震の予知にとって重要であろう。

3-2 東北日本とその周辺海域(断面6, 7, 8)

東北日本では断面5から断面9について磁気異常断面が求められている。ここでは、東北日本の北部を代表する断面6, 7及び南部の断面8について磁気構造モデルを作成した。

(1) 断面一6の磁気構造(第12図)

断面6は東北日本をほぼ東西に横断する断面で、断面一3と同じく、日本海側からaからdの4列の磁気異常帯が認めらる(第12A図)。ここでも最大規模の磁気異常帯はcに示した石狩一北上帯の異常である。しかし、断面一3の場合と比べ、磁気異常の幅は80kmにも及んでいる。本断面については、爆破地震による地殻構造が求められており(Yoshii and Asano, 1972)磁気構造モデルとの対比が可能である。第12A図は、波長160km以下の磁気異常を磁化層の上面深度の起伏、それ以上の波長の磁気異常を磁化層の下面深度の起伏に起因すると仮定して求めた磁気構造モデルである。なを、磁化は $J=2.0A/m$ で現在の磁場方向とした。ここに示した構造モデルでは、磁気異常帯に対応して4列の磁気基盤の隆起帯が認められる。火山フロントに対応する基盤の高まり(B)は幅100kmに及ぶ隆起帯となっている。石狩一北上磁気異常帯(C)の構造は基底部の幅が約50kmで比高が20-30kmの隆起帯となっている。磁気基盤上面の隆起部は爆破地震による地殻下部層の隆起部とよい対応を示す。特に、石狩一北上磁気異常帯の構造はプーゲー重力異常の凸部とよく一致している。また日本海側の地殻下部層の隆起部にもそれに対応する磁化層上面の隆起帯(A)が認められる。第12B図は波長100kmから600kmの磁気異常を磁化層の上面深度の起伏によるものと仮定して求めた磁気構造モデルである。地震波速度構造による地殻下部層の上面の隆起部と磁化層の上面の隆起部が非常によく一致していることがわかる。このことは地殻下部層の上面付近が磁化を有することを示唆するものであろう。

石狩一北上磁気異常帯の磁気構造をより詳しく検討するため、磁気異常の波長が160km以下の成分について、磁化方向が現在の磁場方向(Dec=-8°, Inc=54°)と西偏磁化(Dec=-41.2°, Inc=56°)のそれぞれの場合について磁気構造モデルを求めた(第12C, D図)。有効伏角はそれぞれ、103°, 118°で本断面では15°程度の差しかなく、磁気構造モデルにも大きな違いは見出せない。しかし、石狩一北上磁気異常帯に対応する磁気基盤の構造では西偏磁化のモデルのほうが断面一3の場合と同じく基底深度の対象性がよく、構造としてより自然である。

このように、本断面の波長160km以上の磁気異常は地殻下部層の正帯磁により、またそれ以下の短波長の磁気異常は地殻下部層の上面から地殻上部層に及ぶ貫入岩体の西偏磁化で説明できそうである。

第12A図の磁気構造モデルに見られる日本海沿岸付近の磁気基盤の隆起部も地殻下部層の隆起部とよい一致を示している。本異常帯は北海道西岸沖から秋田沖付近まで連続しており、その原因については地殻下部に求める以外にもいくつかの説が提唱されている。奥尻海嶺の斜面からは日本海の海洋底地殻が付加したと思われる岩石が採取されており、そのような付加体による磁気異常帯と考えることも可能である。また、日本海沿岸域では中新世前期から中期にかけて安山岩や玄武岩の噴出をもたらした火成活動が知られており、これにともなう異常とも考えられる。それ以外にも例えばプレートの境界による異常とする説もだされている(Tanaka et al., 1984, 1986)。このような諸説のうち、どれが正しいかは今後の実証的調査による検証が必要であろう。

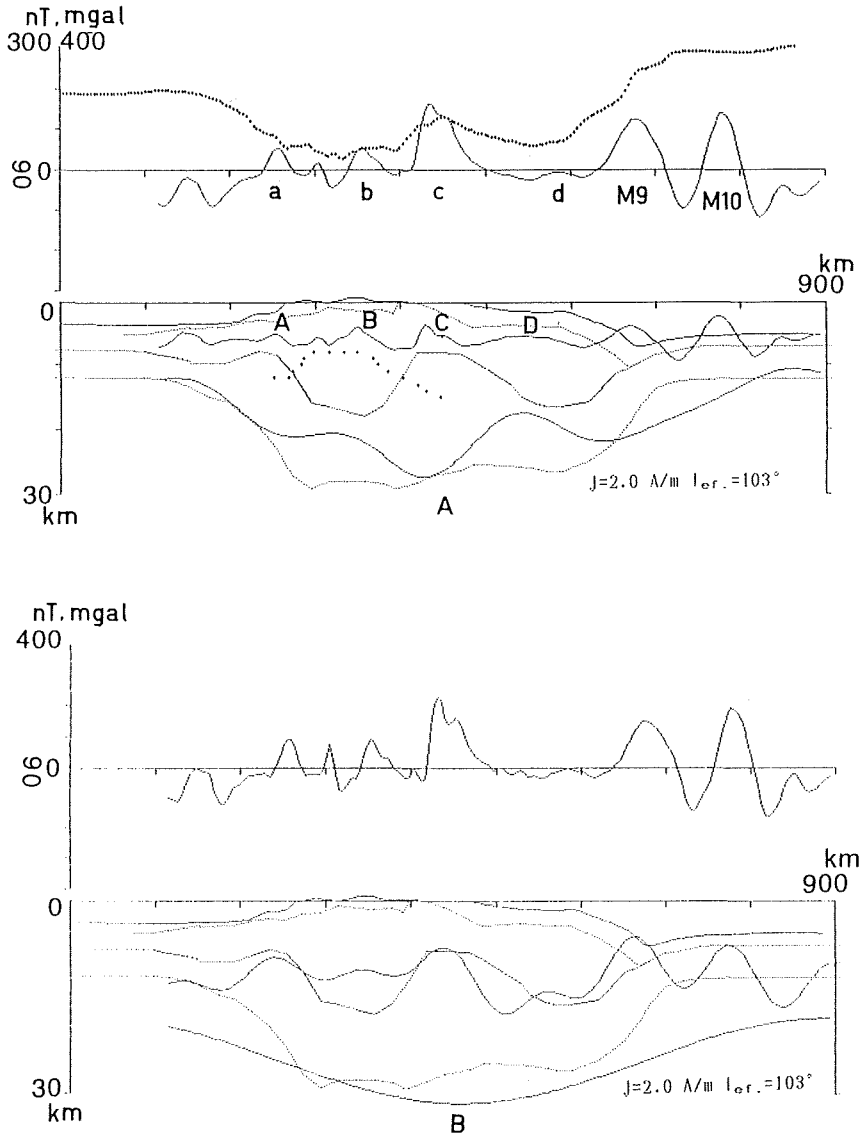


Figure 12. Magnetic basement model for profile 06.

Parameters for model A,B,C,D are as follows;

- A : 1 Height of survey: 3.81km, 2 Reduced level: 10.0km, 3 Azimuth of profile: 101°, 4 Effective Inclination of magnetic field: 103°, 5 Effective inclination of magnetized vector: 103°, 6 Intensity of magnetization: 2.0A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer: $UP_0 = 6.0\text{km}$, $20\text{km} < \lambda_{UP} < 160\text{km}$, 8 Parameters for the lower surface of magnetized layer: $BT_0 = 18\text{km}$, $160\text{km} < \lambda_{LW} < 1000\text{km}$,
- B : 2 Reduced level: 5.0km, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer: $UP_0 = 12.0\text{km}$, $100\text{km} < \lambda_{UP} < 600\text{km}$, 8 Parameters for the lower surface of magnetized layer: $BT_0 = 25\text{km}$, $600\text{km} < \lambda_{LW} < 1000\text{km}$, Other parameters are same as in model A.

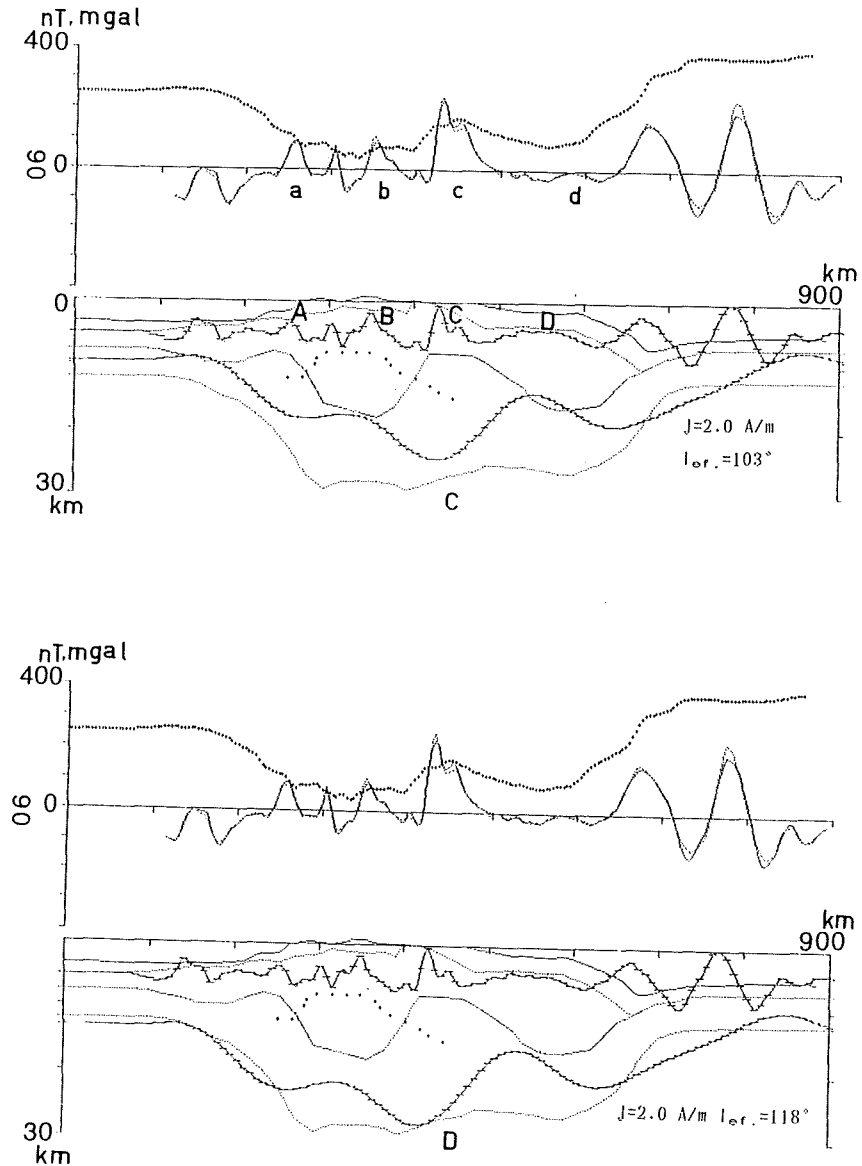


Figure 12. Magnetic basement model for profile 06. (Continued)

C : 2 Reduced level: 5.0km, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer: $UP_0=5.0\text{km}$, $20\text{km} < \lambda_{UP} < 160\text{km}$, 8 Parameters for the lower surface of magnetized layer: $BT_0=15\text{km}$, $160\text{km} < \lambda_{LW} < 1000\text{km}$, 9 $GFR=7.3$, $\sigma=11.3\text{nT}$. Other parameters are same as in model A.

D : 2 Reduced level: 5.0km, 5 Effective inclination of magnetized vector: 118° , 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer: $UP_0=5.0\text{km}$, $20\text{km} < \lambda_{UP} < 160\text{km}$, 8 Parameters for the lower surface of magnetized layer: $BT_0=18\text{km}$, $160\text{km} < \lambda_{LW} < 1000\text{km}$, 9 $GFR=7.2$, $\delta=11.6\text{nT}$. Other parameters are same as in model A.

断面一六の震源分布図(付図一二)との比較では石狩一北上帯に対応する磁気基盤の隆起部は断面一三の場合と同様に地震の空白域となっている。また火山フロント付近も比較的地震活動が少ないことがわかる。日本海側では、日本海中部地震による震源域の集中がみとめられる。構造的にはこの付近は下部地殻の隆起部に相当している。

(2) 断面一七の磁気構造(第13図)

断面一七は南部北上山地を横断する断面である。ここでは、石狩一北上磁気異常帯は+100nTで幅30—40kmの正異常帯となっている。また、日本海沿岸付近には断面一六から連続する正異常帯が認められる。図13は、磁気異常の原因を磁化層の上面深度の起伏によると仮定して求めた本断面の磁気構造モデルである。ここでも断面一六と同様に、磁化層の上面深度の起伏は地殻下部層の隆起部とよく対応しているようすがわかる。

ただし、石狩一北上帯に対応した磁気基盤の隆起は断面一六と比べて規模が小さい。

(3) 断面一八の磁気構造(第14図)

断面一八は北上山地と阿武隈山地の間をほぼ東西に横断する断面である。磁気異常断面では仙台湾に面した沿岸部付近に+300nT幅30km弱の異常域がみとめられる(a)。その西側の+150nTの正異常域は第4紀火山フロントに対応した異常である(b)。図中TKで示した位置は磁気異常の顕著な境界となっている。この付近は地質構造としては棚倉構造線に対応しているようであり、そこを境に岩石の磁気的性質が異なることを示唆するものであろう。陸棚から陸棚斜面になっても振幅数+nT、幅60—70kmの異常帯が認められる。大久保ほか(1985)の磁気異常図によると、この異常帯は石狩一北上磁気異常帯に連続するように見える。第14図は $J = 3 \text{ A/m}$ 、磁化方向を現在の磁場方向と仮定して求めた磁気構造モデルの例である。なを、ここでは、300km以下の異常を磁化層の上面深度の起伏、それ以上の異常を磁化層の下面深度の起伏によるものと仮定した。このモデルによると、AからTKの間は磁気基盤の隆起部となっており、棚倉構造線がその西側の境界線となっているようにみえる。aの磁気異常に対応する磁気基盤上面の隆起部(A)は東側で約8kmの急峻な断差、西側は3—4kmの落差となっている。この形状からは幅数kmの鉛直状の貫入構造が推察される。火山フロントに対応する磁気基盤の隆起はAと比べて規模は小さい。

本断面の震源分布図との比較では、磁気異常aに対応した磁気基盤の隆起部の東側が震源の空白域となっていることが認められる。またAからTKまでの基盤隆起部は全般的に地震活動が活発な領域である。日本海側の沿岸部付近にも震源域の集中域が認められるが磁気基盤構造との関連は明らかでない。

3—3 北陸・東海地方とその周辺海域(断面11, 12, 13)

(1) 断面一11の磁気構造(第15図)

第15図は日本海の大和堆から富山トラフ、三国山脈を横断し関東平野にいたる磁気異常断面とそれから求めた磁気構造モデルである。本断面の陸部では火山フロント沿の磁気異常(a)が顕著である。能登半島沖の大陸棚は幅100km以上の静穏な負異常域とそれに重畳する小振幅・短波長の異常(b)で特徴づけられる。富山トラフはプレート境界と考えられているが、磁気的には平坦である。磁気構造モデルを求めるに際しては、波長160km以下を磁化層の上面深度の起伏、それ以上の波長を磁化層の下面深度の起伏によると仮定した場合(モデルA)と磁気異常の原因が磁化層の上面深度の起因すると仮定した場合(モデルB)について磁気構造モデルを求めた。モデルAによれば火山フロント付近に磁気基盤の隆起部が推定されるが、それ以外のところでは、上面深度の起伏は日本海側を除いて極めて平坦である。下面深度は火山フロント付近と能登半島沖の陸棚付近で上に凸の構造を示す。モデルBでは磁気基盤の上面深度は火山フロント付近から日本海沿岸部にかけて緩やかに傾斜しているが、このような構造は重力異常の特徴とは調和的でない。本断面に対応した震

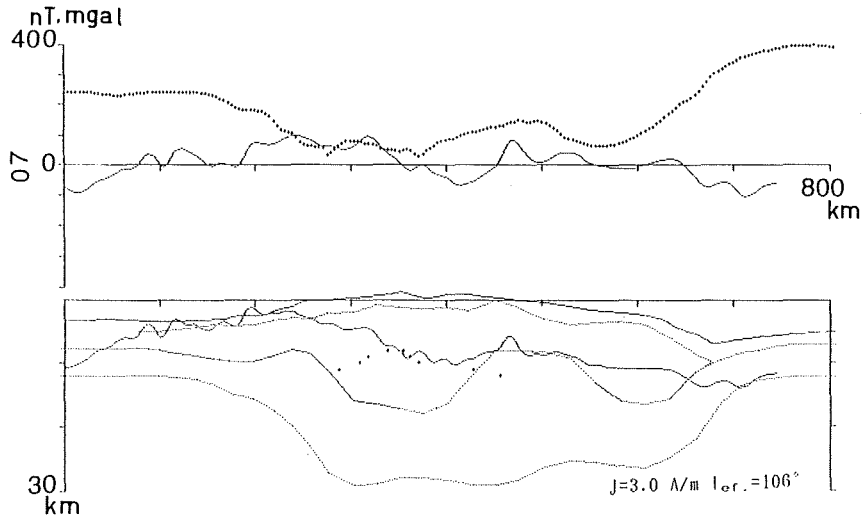


Figure 13. Magnetic basement model for profiles 7.

Parameters for analysis are as follows; 1 Height of survey : 3.81km, 2 Reduced level : 10.0 km, 3 Azimuth of profile : 105°, 4 Effective Inclination of magnetic field : 106°, 5 Effective inclination of magnetized vector : 106°, 6 Intensity of magnetization : 3.0A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer : $UP_0=8.0\text{km}$, $20\text{km} < \lambda_{UP} < 1000\text{km}$.

源分布面によると、火山フロント付近の基盤の隆起部は地震の空白域に対応しているようである。これについては、火山フロントにともなうマグマの発生により地殻の弾性が減少し、そのために生じた空白域とする考えもあるが、典型的な島弧である東日本ではそのような空白域は認められない。磁気基盤の下面については、火山フロント付近で浅くなる傾向が認められる。大和海盆では基盤上面に波長数十kmの凹凸が認められる。大和海盆の縞異常は、日本海の拡大によって生じたものとする考えが普通であるが、最近実施された地震探査では、音響基盤にもNE方向の起伏が認められるとのことであり（佐木，1988），日本海の縞異常の同定に際しては、そのような基盤の構造も考慮する必要があるだろう。

(2) 断面—12, 13の磁気構造（第16, 18図）

断面—12は日本海側から北陸，中部山岳地帯を横断し伊豆小笠原海嶺北部に至る断面である。本断面の磁気異常の特徴としては、日本海沿岸部の磁気異常(a)，銭州海嶺付近の短波長異常(b)などが認められる。また、東海沿岸部から中部山岳地帯にかけては、幅200km以上にわたる負異常域(c)が特徴的である。中央構造線(図中 ML)はこの負異常域の傾斜変換部にほぼ一致するが構造線に対応する磁気異常は明瞭でない。日本海の大和海盆では振幅100nT以上の三列の磁気異常が認められる。本断面の磁気構造モデルについては断面11の場合と同様に、モデルAとモデルBを求めた。前者のモデルAでは図中、A'、B'や大和海盆地を除いては磁化層の上面は非常に平坦である。一方、磁化層の下面深度は東海沿岸部から駿河トラフ付近で深くなっている。しかしこのモデルでは海溝付近の深部に磁化層の存在を仮定する必要がありこのような構造は地質的にはまだ確認されていない。

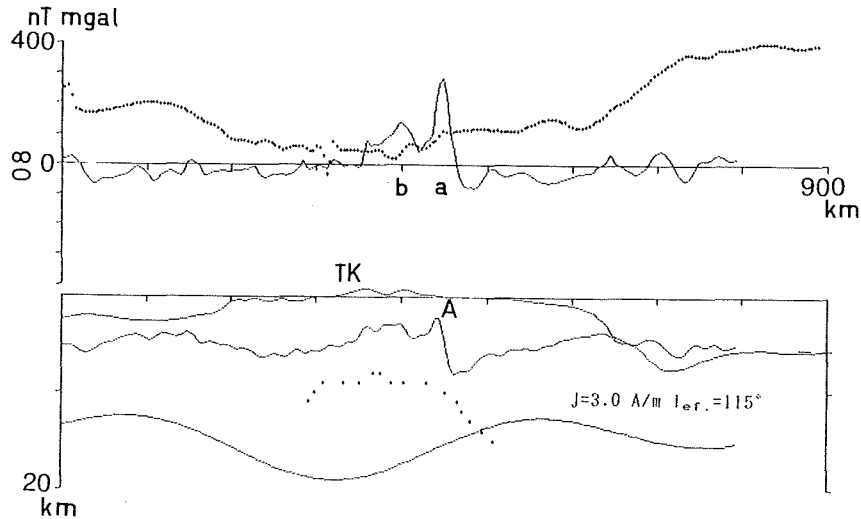


Figure 14. Magnetic basement model for profile 8. TK means Tanakura tectonic line.

Parameters for analysis are as follows; 1 Height of survey: 3.81km, 2 Reduced level: 5.0km, 3 Azimuth of profile: 119°, 4 Effective Inclination of magnetic field: 115°, 5 Effective inclination of magnetized vector: 115°, 6 Intensity of magnetization: 3.0A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer: $UP_o = 5.0\text{km}$, $20\text{km} < \lambda_{UP} < 300\text{km}$, 8 Parameters for the lower surface of magnetized layer: $BT_o = 15\text{km}$, $300\text{km} < \lambda_{LW} < 1000\text{km}$.

モデルBでは磁気基盤の上面は駿河トラフ付近から内陸部にかけて傾斜しており、それが負異常の原因となっていることがわかる。本断面付近の爆破地震探査によると (Aoki et al.,1972), 地殻下部層に相当する 6.6km/sec層が東海沿岸部付近から内陸部にかけて傾斜しており (第17図), 磁気構造モデルで求めた基盤上面の起伏と定性的によく一致している。ここで示した磁気基盤上面の傾斜は沈み込むプレートの磁気異常を反映している可能性もあり、今後の詳しい検討が必要であろう。

第18図は断面—13の磁気構造モデルである。この断面についても断面—12について求めた磁気構造モデルとほぼ同じ特徴がみとめられる。大和海盆にめんした陸棚斜面から陸棚付近には海盆から連続する磁気基盤の隆起部 (A') がみとめられるが、このような構造は日本海の海洋底地殻が陸棚斜面下にまでおよんでいることを示唆するものとして興味深い。

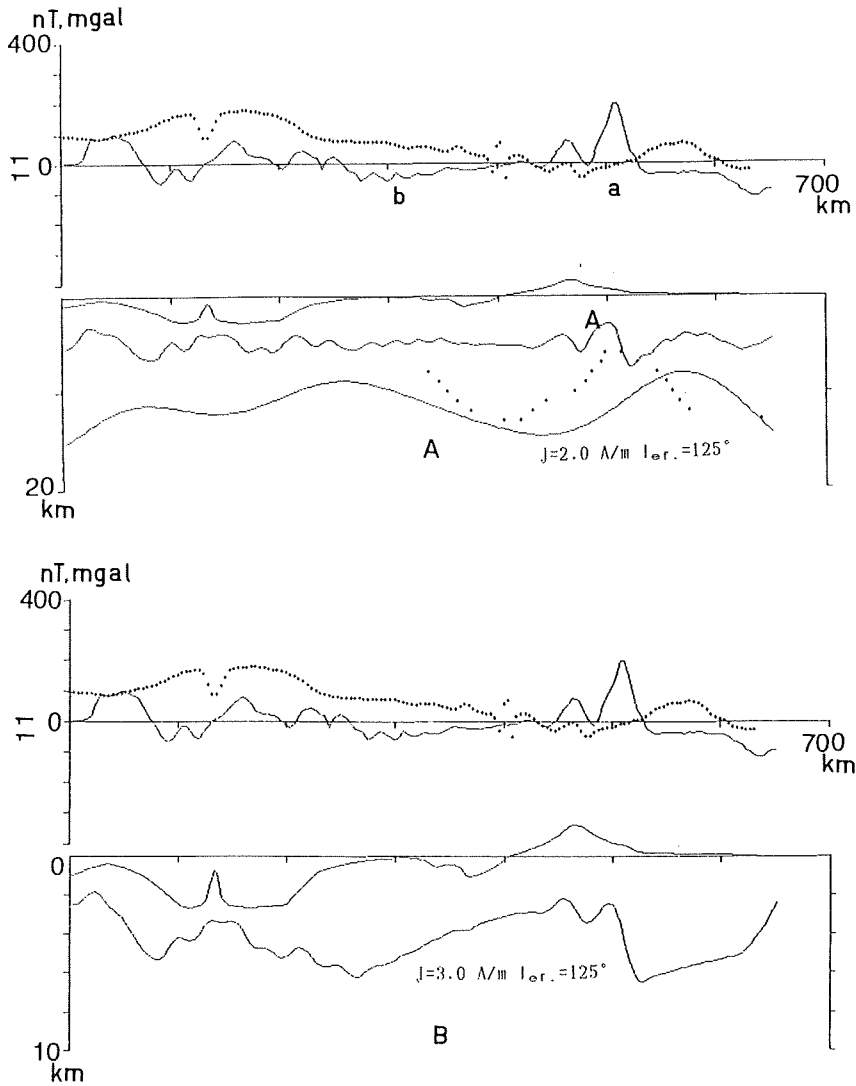


Figure 15. Magnetic basement model for profile 11.

Parameters for model A and B are as follows;

A : 1 Height of survey: 3.81km, 2 Reduced level : 5.0km, 3 Azimuth of profile : 139° , 4 Effective Inclination of magnetic field : 125° , 5 Effective inclination of magnetized vector : 125° , 6 Intensity of magnetization : 2.0 A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer : $UP_0 = 5.0$ km, $20\text{km} < \lambda_{UP} < 160\text{km}$ 8 Parameters for the lower surface of magnetized layer : $BT_0 = 12\text{km}$, $160\text{km} < \lambda_{LW} < 1000\text{km}$,

B : 6 Intensity of magnetization : 3.0 A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer : , $UP_0 = 4.0\text{km}$, $25\text{km} < \lambda_{UP} < 1000\text{km}$,

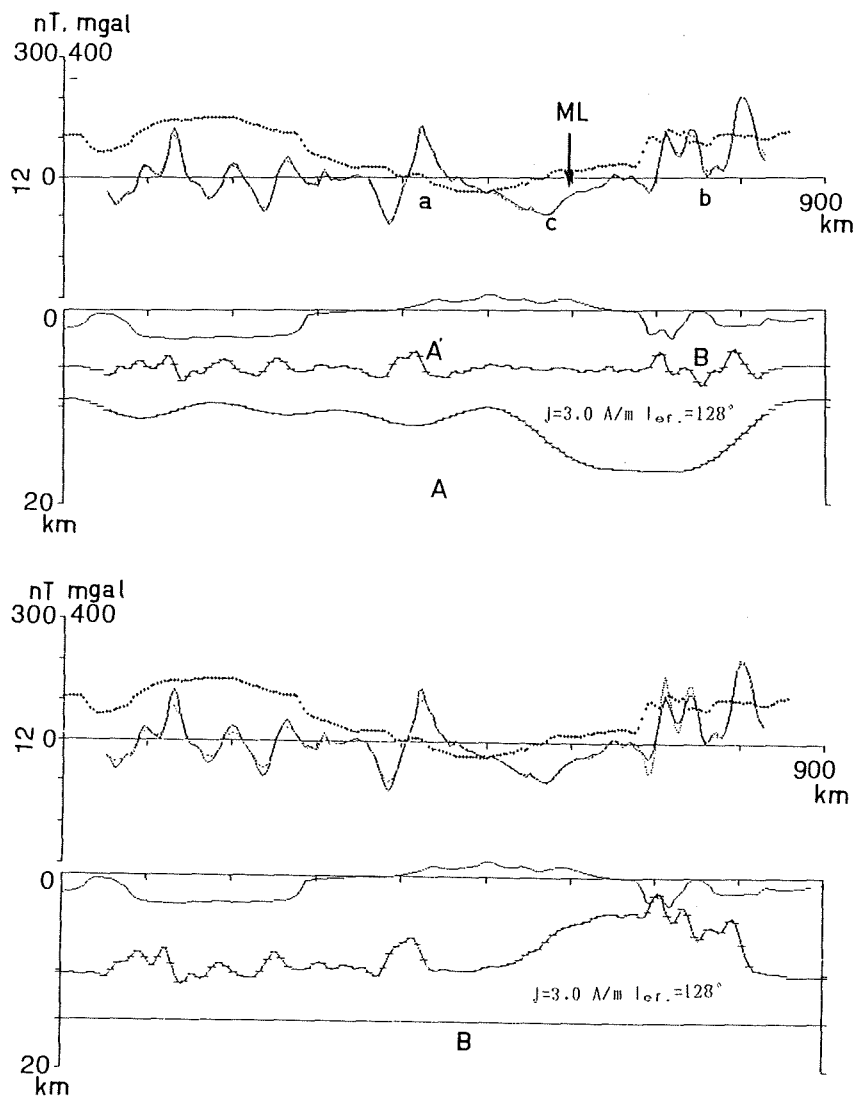


Figure 16. Magnetic basement model for profile 12. ML is the Median tectonic line.

Parameters for model A and B are as follows;

A : 1 Height of survey : 3.81 km, 2 Reduced level : 5.0km, 3 Azimuth of profile : 147° , 4 Effective Inclination of magnetic field : 128° , 5 Effective inclination of magnetized vector : 128° , 6 Intensity of magnetization : 3.0 A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer : $UP_0=6.0\text{km}$, $20\text{km} < \lambda_{UP} < 160\text{km}$, 8 Parameters for the lower surface of magnetized layer : $BT_0=12\text{km}$, $160\text{km} < \lambda_{LW} < 1000\text{km}$, 9 $GFR=8.8$, $\sigma=6.2\text{nT}$

B : 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer : $UP_0=8.0\text{km}$, $25\text{km} < \lambda_{UP} < 1000\text{km}$, 9 $GFR=6.1$, $\sigma=11.0\text{nT}$

3-4 西南日本弧とその周辺海域 (断面14, 15, 19, 20)

西南日本は北から三郡変成帯, 領家帯, 三波川帯, 四万十帯がほぼ東西に並走する帯状構造からなる。中央構造線は領家帯と三波川帯の境界で西南日本を代表する地質構造線である。このような地質構造がどのような磁気的特徴を示すかは西南日本のテクトニスを考慮する上で重要である。西南日本弧については断面14, 15, 19, 20, 21について磁気異常が求まっている。ここではそのなかの, 断面14, 15及び19, 20について磁気構造モデルを求めた。

(1) 断面14, 15の磁気構造 (第19, 22図)

断面14, 15は紀伊半島をNEWからSSE方向にそれぞれ横断する断面で, 日本海側の沿岸部の+180nTに及ぶ正異常(a)や, 近畿地方の内陸部に分布する幅160kmに及ぶ静穏な負の異常帯(b)などが特徴的である。前者の異常は海底下のため地質構造との対比は困難であるが, 陸上地質部を参考にすると, 中新世前期から中期の安山岩の分布域に対応するようである。紀伊半島沿岸部から深海平坦面にかけては幅80kmの正異常域 (断面14, 15-c) が認められる。紀伊半島の熊野灘沿岸部には中新世前期から中期の酸性火成活動による熊野酸性岩が広範囲に分布しており, この異常に対応したものと考えられる。南海トラフに面した外縁隆起帯付近には小振幅の正異常域 (断面15-c) や四国海盆の縞異常 (断面15-d) の一部が認められる。日本海の隠岐堆の磁気異常 (断面15-e) は逆磁化の特徴を示す振幅350nTにも及ぶ異常である。また, 断面14では中央構造線に対応する凸状の異常が認められるがその振幅は数nTから数十nTにしかすぎない。断面14の磁気構造モデルを(第19A, 19B図)に示した。第19A図は160km以上の波長を磁化層の下面深度の起伏によると仮定した場合(モデルA)で, 第19B図は磁気異常の原因を磁化層の上面深度の起伏によると仮定した場合(モデルB)である。

モデルBでは日本海側の沿岸部付近の磁気基盤上面に6km以上の段差構造が生じるが, このような構造に対応するような重力異常は認め難い, 一方, モデルAでは磁気基盤上面の起伏は3~4kmで比較的平坦で, 下面深度は琵琶湖付近で最も浅くなる。両モデルとも, 深海平坦面付近は磁気基盤の隆起部となっている。

第20図は磁気異常の原因が磁気基盤上面の起伏によるとして求めた断面15の磁気構造モデルである。本断面では一部にデータの欠測部分がありその部分を補間して構造モデルを求めている。磁気基盤の上面深度は紀伊半島沿岸部から内陸部にかけて緩やかに落ち込んでいる。紀伊半島沿岸部の磁気基盤隆起部は熊野酸性岩で代表される西南日本の酸性火成活動に対応した構造であろう。また, 深海平坦面の外縁部付近にも断面14の場合と同じく磁気基盤の隆起部が推定される。また, 隠岐堆付近では磁気基盤上面が10km近く落ち込んでいる構造を示す。このような構造は爆破地震の構造では認められておらず, 逆向磁化による見かけの構造と推察される。第20図は有効伏角が -45° , $J = 3.0 \text{ A/m}$ と仮定した場合の磁気構造モデルで, 隠岐堆の地形の高まりと磁気基盤の隆起部がよく一致していることがわかる。また, 磁気基盤の構造は地形に比べ, 広がり, 比高とも数倍の規模を示す。隠岐堆からは凝灰岩や流紋岩, 石英斑岩などが採取されているが, その基盤には磁化の大きい磁性岩体の存在が推察される。

(2) 中国四国地方とその周辺海域 (断面19, 20)

第21, 22図は西南日本を横断する断面19, 20の磁気異常プロファイルとそれから推定される磁気構造モデルである。両断面とも山陰側の幅60~100km, 振幅200~300nTの正異常帯(a)が特徴的で, その延長は400km以上にも及ぶ。この正異常帯は二つのピークに分れるがこのような特徴は断面6に示した石狩一北上帯の特徴とよく似ている。ここではこの磁気異常帯を西南日本磁気異常帯と呼ぶこととする。断面19ではこの正異常帯の南側に, もう一つの正異常帯 (断面19-b) が認められる。地質図との対比によるとこの異常は舞鶴帯

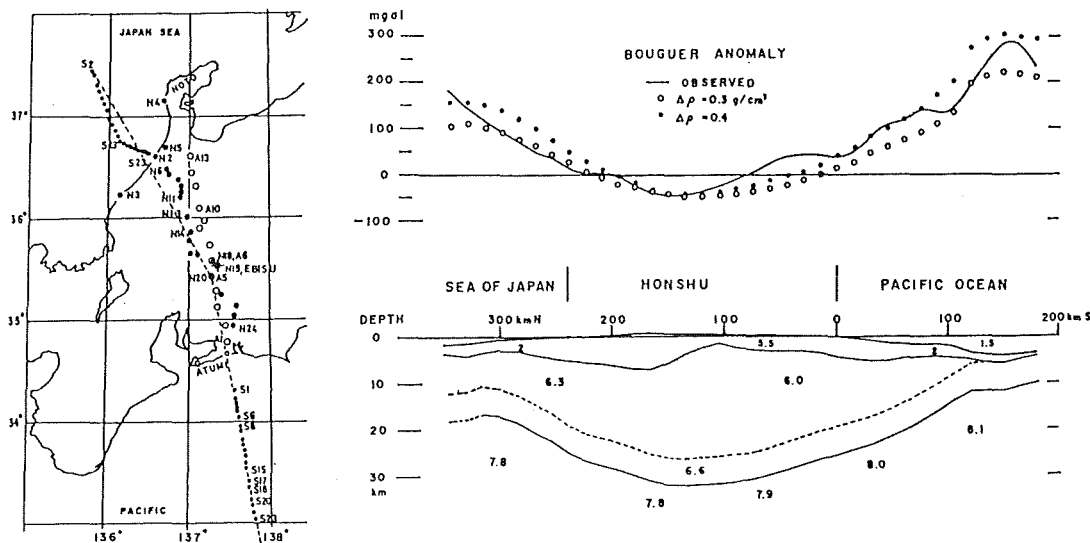


Figure 17. Crustal structure beneath central part of Japan (Aoki et al., 1972).

に分布する夜久野塩基性岩に対応するものと推察される。一方、領家帯から四万十帯にかけては全体的に静穏な負異常域となっており、中央構造線やそのほかの地質構造線に対応する顕著な異常は認めがたいが、秩父帯の黒瀬川構造帯については振幅数+nT、幅+数kmの磁気異常(断面19-c)がみとめられる。南海トラフから大陸斜面にかけては四国海盆の縞異常の一部と沈み込んだ海山によると見られる磁気異常(断面20-d)が認められる。

磁気構造モデルを求めるに際しては波長160km以上の磁気異常を磁化層の下面深度の起伏によると仮定した場合(モデルA)と磁気異常の原因がすべて磁気基盤の上面深度の起伏によると仮定した場合(モデルB)についてそれぞれ構造モデルを求めた。第21A, 22A図のモデルでは磁気基盤上面の起伏は3~4kmで、磁化層の下面は山陰沿岸部で最も深くなる。一方、熱流量の分布からは、日本海沿岸部は高熱流量域で、キュリー一点深度はこの付近では比較的浅くなるものと推察されており、磁気構造モデルとは必ずしも調和的であるとは言えない。第21B, 22B図に示した構造モデルでは西南日本磁気異常帯に対応する磁気基盤の隆起部は $J=2A/m$ のとき比高10kmにも達する大規模な構造となる。しかし重力異常にはその構造に対応するような異常はほとんど認められない。この原因としては、磁気異常の原因岩体の密度が地殻の平均密度 $2.67g/cc$ とくらべて大きな差がないことが考えられる。第22A図のモデルでは西南日本磁気異常帯に対応する磁気基盤上面の起伏が二つのピークに分れることを示しているが、このような構造は断面-6の石狩-北上帯の磁気基盤構造と非常によく一致しており興味深い。Ishihara(1979)によると、西南日本の白亜紀の花こう岩には磁鉄鉱系とチタン系の2系列があり、磁鉄鉱系は帯磁率が強いことが報告されている。このことから、磁鉄鉱系の花こう岩が本磁気異常帯の原因と考えられる。しかし、このような大規模な構造は地震探査ではまだ確められておらず今後の調査が必要であろう。西南日本の中新世以前の火成岩の古地磁気測定の結果では、磁化の平均方位は $Dec=66^\circ$ の値となる。このことから、日本海の拡大に伴い、西南日本は時計回りに約 54° 回転し

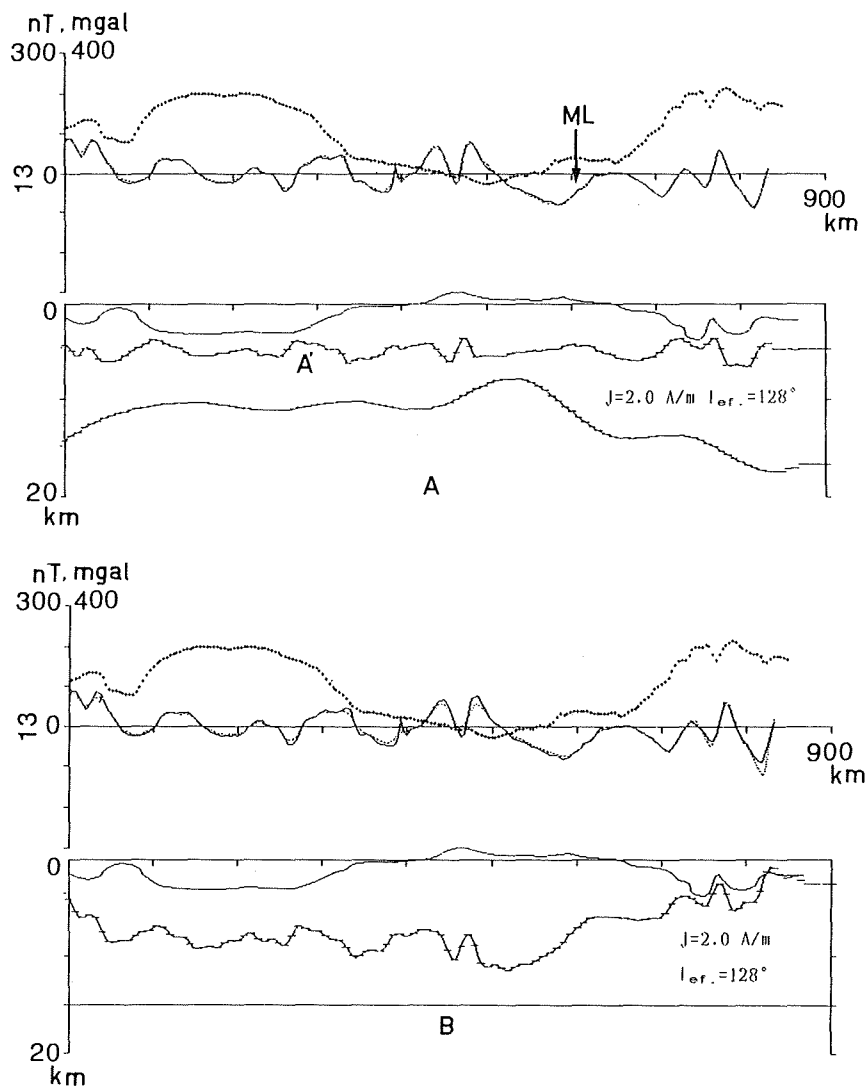


Figure 18. Magnetic basement model of profile 13. ML is the Median tectonic line.

Parameters for model A and B are as follows;

A : 1 Height of survey : 3.81km, 2 Reduced level : 5.0km, 3 Azimuth of profile : 149° , 4 Effective Inclination of magnetic field : 128° , 5 Effective inclination of magnetized vector : 128° , 6 Intensity of magnetization : 2.0 A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer : $UP_0=5.0$ km, $20\text{ km} < \lambda_{UP} < 160\text{ km}$, 8 Parameters for the lower surface of magnetized layer : $BT_0=12$ km, $160\text{ km} < \lambda_{LW} < 1000\text{ km}$, $GFR=7.8$, $\sigma=6.8\text{ nT}$

B : 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer : $UP_0=7.0$ km, $25\text{ km} < \lambda_{UP} < 1000\text{ km}$, 9 $GFR=5.7$, $\sigma=8.5\text{ nT}$

Other parameters are same as in model A.

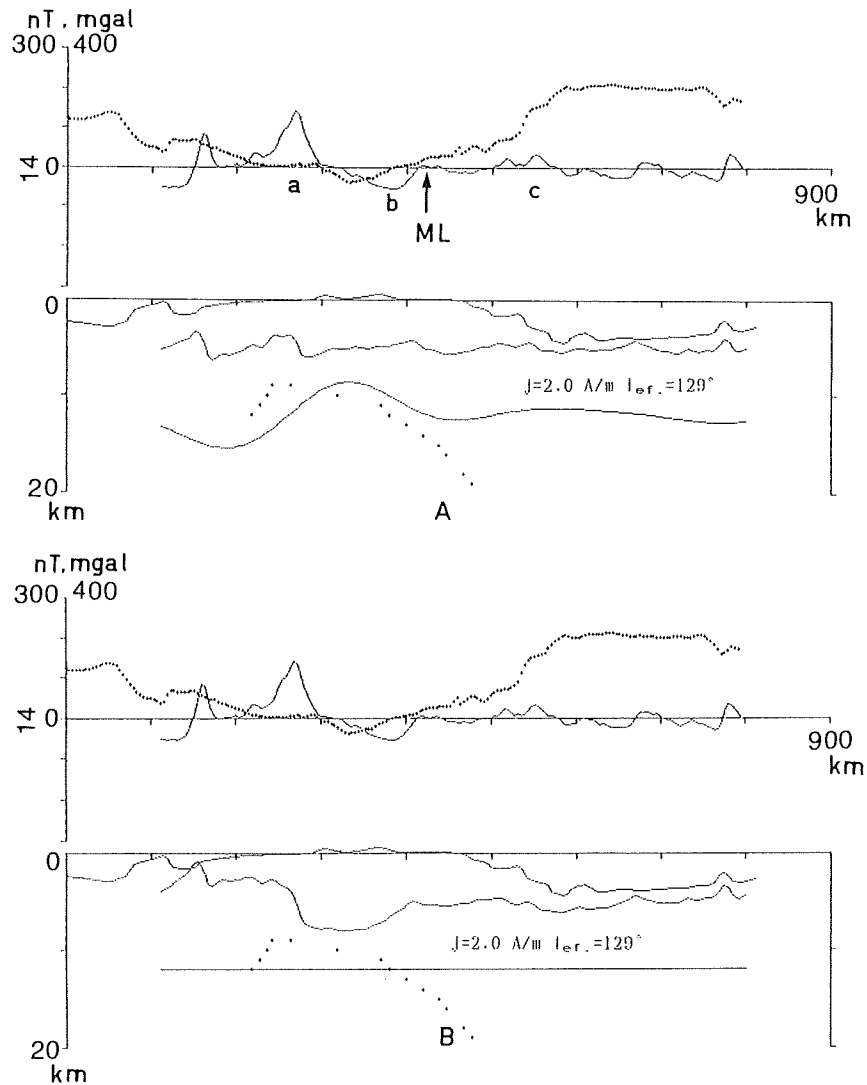


Figure 19. Magnetic basement model for profile 14. ML is the Median tectonic line.

Parameters for model A and B are as follows;

- A : 1 Height of survey : 3.81 km, 2 Reduced level : 5.0km, 3 Azimuth of profile : 150°, 4 Effective Inclination of magnetic field : 129°, 5 Effective inclination of magnetized vector : 129°, 6 Intensity of magnetization : 2.0 A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer : $UP_o = 5.0\text{km}$, $20\text{km} < \lambda_{UP} < 160\text{km}$, 8 Parameters for the lower surface of magnetized layer : $BT_o = 12\text{km}$, $160\text{km} < \lambda_{LW} < 1000\text{km}$,
- B : 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer : $UP_o = 5.0\text{km}$, $20\text{km} < \lambda_{UP} < 1000\text{km}$, Other parameters are same as in model A.

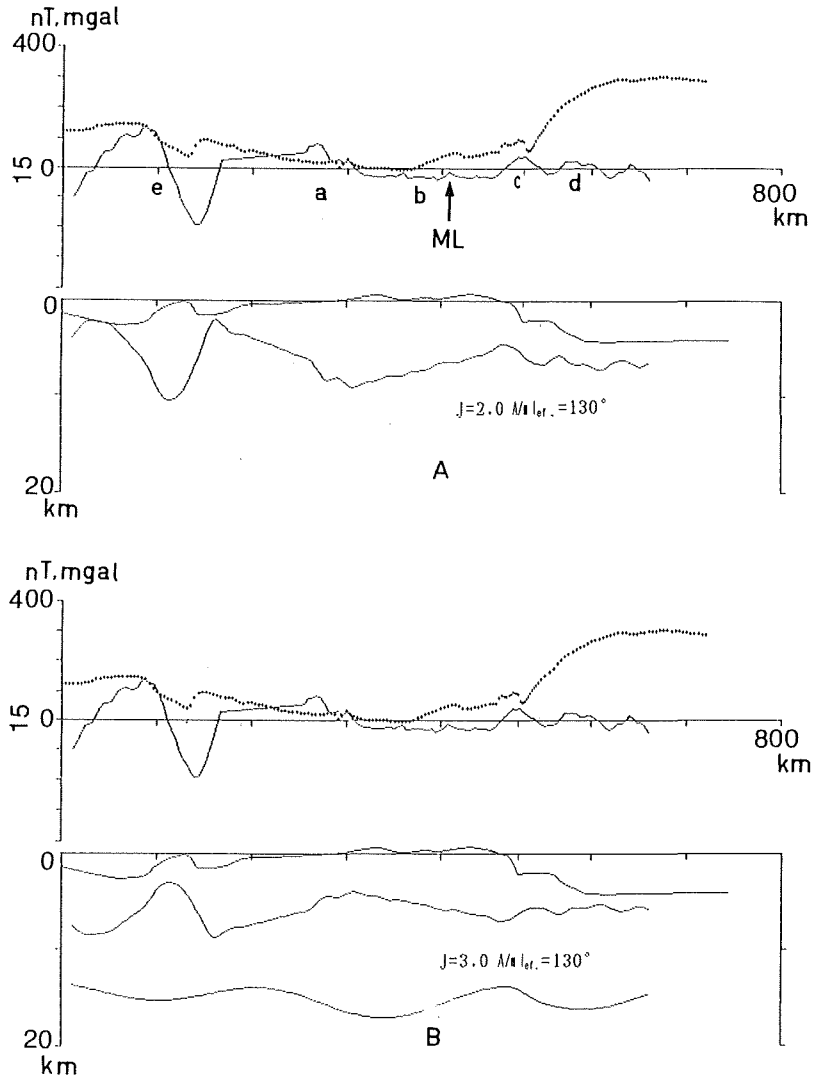


Figure 20. Magnetic basement model for profile 15. ML is the Median tectonic line.

Parameters for model A and B are as follows;

- A : 1 Height of survey : 3.81km, 2 Reduced level : 3.81km, 3 Azimuth of profile : 154° , 4 Effective Inclination of magnetic field : 130° , 5 Effective inclination of magnetized vector : 130° , 6 Intensity of magnetization : 2.0 A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer : $UP_o = 6.0\text{km}$, $25\text{km} < \lambda_{UP} < 1000\text{km}$,
- B : 5 Effective inclination of magnetized vector : -45° , 6 Intensity of magnetization : 3.0 A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer : $UP_o = 6.0\text{km}$, $25\text{km}, < \lambda_{UP} < 1000\text{km}$,

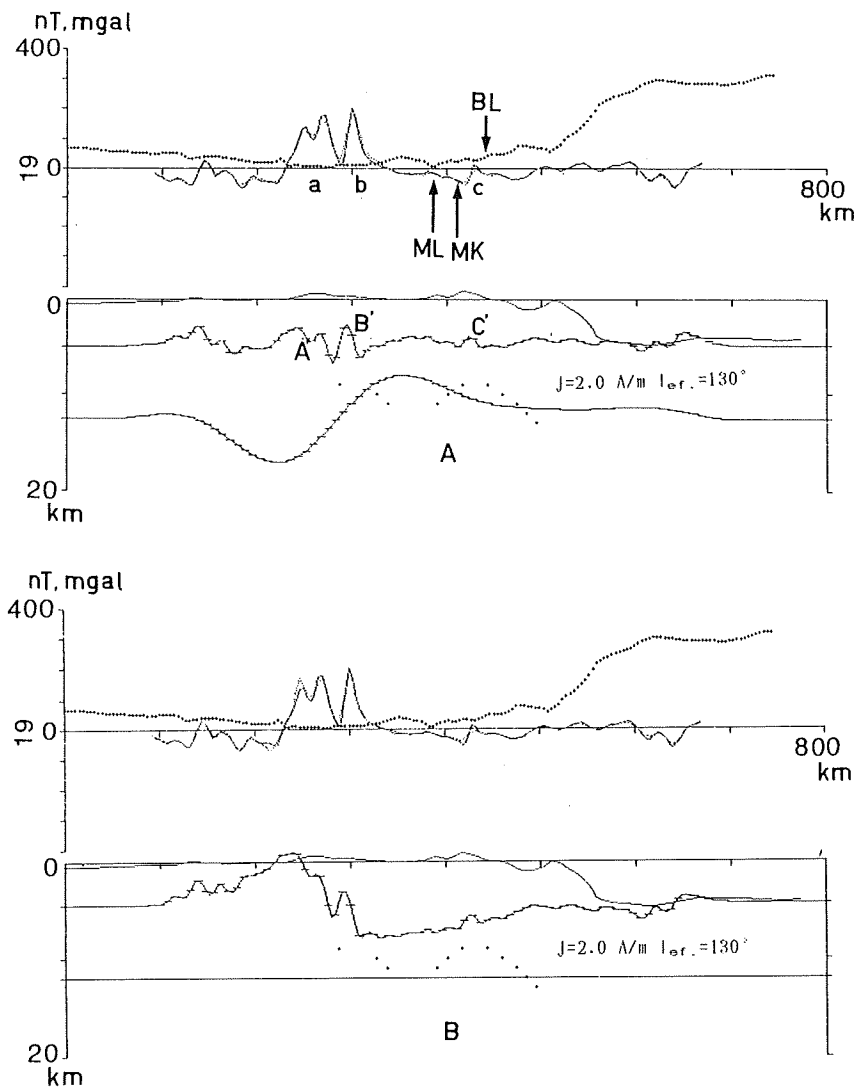


Figure 21. Magnetic basement model for profile 19. ML is the Median tectonic line and MK is the Mikabu tectonic line.

Parameters for model A and B are as follows;

A : 1 Height of survey : 3.81km, 2 Reduced level : 5.0km, 3 Azimuth of profile : 161°, 4 Effective Inclination of magnetic field : 130°, 5 Effective inclination of magnetized vector : 130°, 6 Intensity of magnetization : 2.0 A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer : $UP_0=4.5\text{km}$, $20\text{km} < \lambda_{UP} < 160\text{km}$, 8 Parameters for the lower surface of magnetized layer : $BT_0=12\text{km}$, $160\text{km} < \lambda_{LW} < 1000\text{km}$, 9 $GFR=6.1$, $\sigma=8.7\text{nT}$

B : 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer : $UP_0=4.5\text{km}$, $20\text{km} < \lambda_{UP} < 1000\text{km}$, 9 $GFR=5.9$, $\sigma=10.3\text{nT}$,

Other parameters are same as in model A.

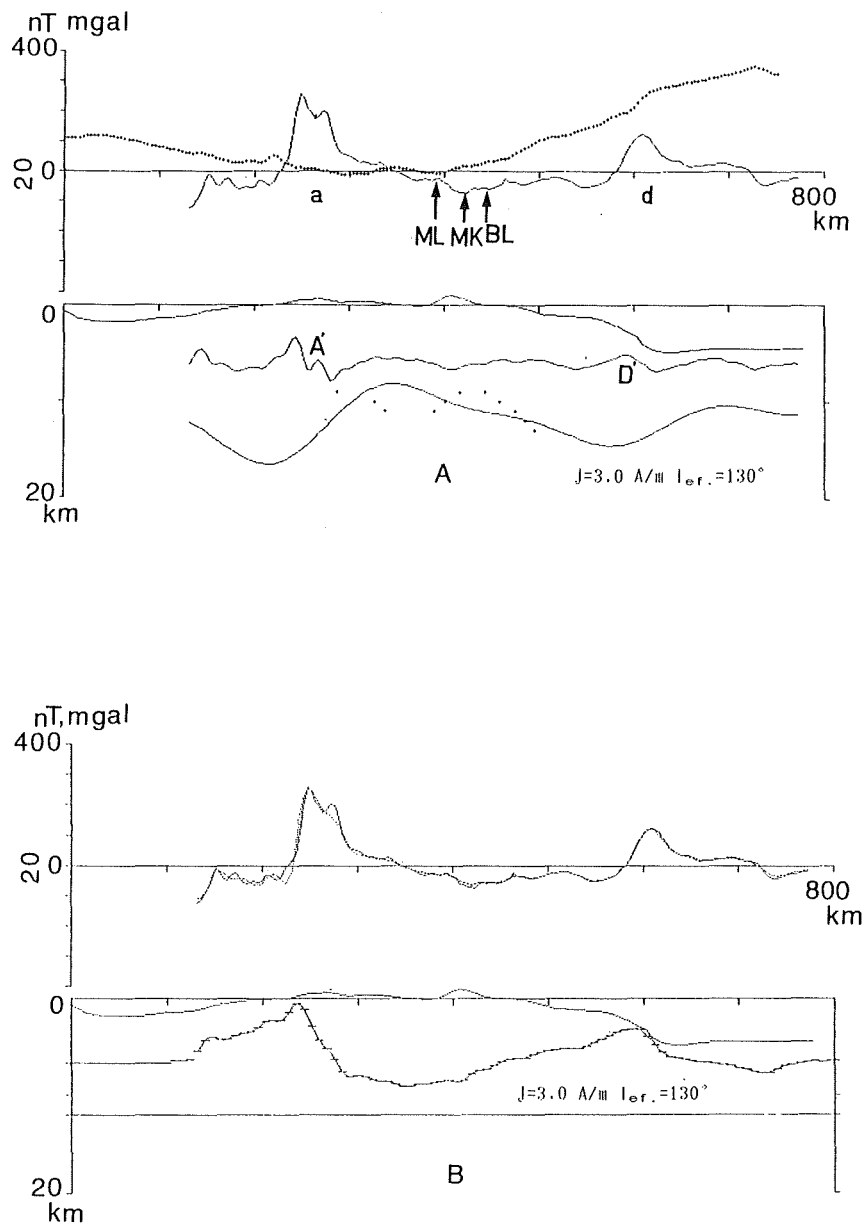


Figure 22. Magnetic basement model for profile 20. BL is the Butsuzo tectonic line.

Parameters for model A and B are as follows;

A : 1 Height of survey : 3.81km, 2 Reduced level : 5.0km, 3 Azimuth of profile : 160° , Effective Inclination of magnetic field : 130° , 5 Effective inclination of magnetized vector : 130° , 6 Intensity of magnetization : 3.0 A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer : $UP_0=6.0\text{km}$, $20\text{km} < \lambda_{UP} < 160\text{km}$, 8 Parameters for the lower surface of magnetized layer : $BT_0=12\text{km}$, $160\text{km} < \lambda_{LW} < 1000\text{km}$,

B : 5 Effective inclination of magnetized vector : 130° , 6 Intensity of magnetization : 3.0 A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer : $UP_0=6.0\text{km}$, $30\text{km} < \lambda_{UP} < 1000\text{km}$, 9 $GFR=7.4$, $\sigma=11.2\text{nT}$,

Other parameters are same as in model A.

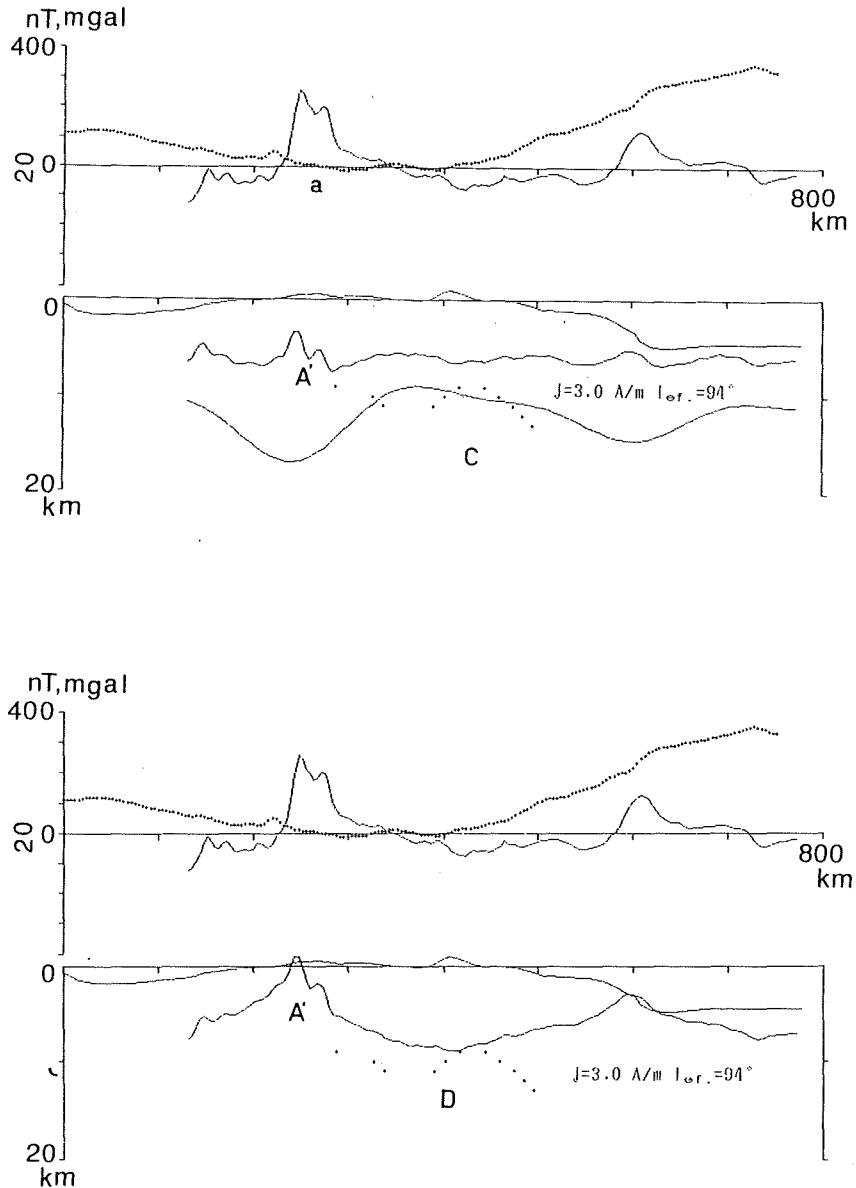


Figure 23. Magnetic basement model for profile 20.

- C : 1 Height of survey : 3.81km, 2 Reduced level : 5.0km, 3 Azimuth of profile : 160°, 4 Effective Inclination of magnetic field : 130°, 5 Effective inclination of magnetized vector : 94°, 6 Intensity of magnetization : 3.0 A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer : $UP_o = 6.0\text{km}$, $20\text{km} < \lambda_{UP} < 160\text{km}$, 8 Parameters for the lower surface of magnetized layer : $BT_o = 12\text{km}$, $160\text{km} < \lambda_{LW} < 1000\text{km}$
- D : 5 Effective inclination of magnetized vector : 94°, 6 Intensity of magnetization : 3.0 A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer : $UP_o = 6.0\text{km}$, $20\text{km} < \lambda_{UP} < 1000\text{km}$, Other parameters are same as in model C.

たとえられている (Otofuji et al., 1986)。磁化方向を古地磁気方位の方向とすると、有効伏角はほぼ 94° となる。断面20について、このような仮定にもとずき磁気構造を求めたのが第23図の磁気構造モデルである。基本的な特徴は第22図の構造モデルと変わらないが第23A図に示した西南日本磁気異常帯に対応する磁気基盤の隆起部 (A') のほうが第22A図の構造に比べて対称性がよいようにみえる。

中央構造線から南側では磁気基盤の起伏は極めて平坦である。この中では、黒瀬川構造帯に対応する比高約1.5~2 kmの磁気基盤の隆起部が特徴的である (第21図-C')。断面20の構造モデルでは大陸斜面下に幅約40 km, 比高2~3 kmの磁気基盤の隆起部 (第22図-D') が認められる。このような構造は海山の沈み込みによるものと思われる。

3-5 伊豆一小笠原弧とその周辺海域 (断面16, 17)

伊豆一小笠原弧のN $33^\circ 30'$ (断面16) 及びN $31^\circ 40'$ (断面17) に沿う東西断面についての磁気異常断面とそれから求めた磁気構造モデルを第24, 25図に示した。断面16では、陸棚付近に振幅320 nT, 幅数十kmの正異常帯が認められる(a)。この付近は黒瀬堆, 新黒瀬堆の隆起部にあたる。またこの異常帯の西側にあたる御蔵海盆にも振幅150 nTの磁気異常(b)が認められる。一方、大陸斜面付近には振幅100 nT, 幅50 kmの異常(c)が認められる。

断面17でも陸棚-陸棚斜面上部 (a'), 大陸斜面脚部 (c') に磁気異常域が認められる。これらは、断面16における a, c の異常に対応するものである。両断面とも、海溝付近は負の磁気異常域となっている。火山フロントに対応する磁気異常は本断面では明瞭でなく、その海溝側の正異常帯の方がはるかに顕著である。火山フロントの西側には、西七島海嶺に沿って小振幅、短波長の磁気異常 (d, d') が認められる。伊豆一小笠原海嶺と四国海盆とは西七島断層で境されるが、断層に対応する異常の同定は困難である。磁気構造モデルを求めるに際しては波長160 km以上の磁気異常を磁化層の下面深度によると仮定した。各断面の磁気構造では、a, a' に対応した基盤の隆起部 (A, A') がもっとも特徴的な構造である。この計算では $J = 3 \sim 5 \text{ A/m}$ と仮定して求めたものであるが、基盤上面の隆起は5~8 kmにも達する。この西側にも西七島海嶺の基盤に対応するとみられる隆起部が認められる。火山フロントの位置は磁気基盤の凹部かその傾斜部に対応しており、この付近が熱のため消磁している可能性を示唆している。また、大陸斜面脚部にも比高数kmの基盤の隆起部が認められる (C, C')。このような磁気構造が島弧の火成活動によるものか、それ以外の原因によるものかはまだ明らかにされていないが、島弧の形成過程にとって重要な意義をもつものと思われる。

伊豆一小笠原弧については、Hotta (1970) により爆破地震探査の地殻構造モデルが報告されている (第26図)。

それによると、地殻の厚さは東北日本の地殻の厚さに比べて薄く、その半分の厚さしかないことが確かめられている。速度構造の特徴としては陸棚から陸棚斜面の地下にある5.5 km/sec層のレンズ状の構造があげられる。磁気基盤構造との対比からは、このレンズ状の構造がちょうど磁気基盤の隆起部に対応しているように見える (第25図)。震源分布図 (付図-3) との比較ではこの隆起部付近は相対的に地震活動が少ないようにみえる。断面17では火山フロント付近が震源の空白域となっており、磁気基盤の落込みと定性的によく一致している。

3-6 琉球弧とその周辺海域 (断面22, 23, 24)

琉球弧は内側から沖縄トラフ, 火山列, 地背斜区, 第三系の堆積区, 海溝部の構造单元からなり、また、深発地震面の存在も確かめられていることから、島弧としての特徴を有するが、縁海の発達はまだ未成熟で島弧としては初期の発達段階にあるものと考えられている (小林, 中村, 1983)。本島弧においては、北部の断

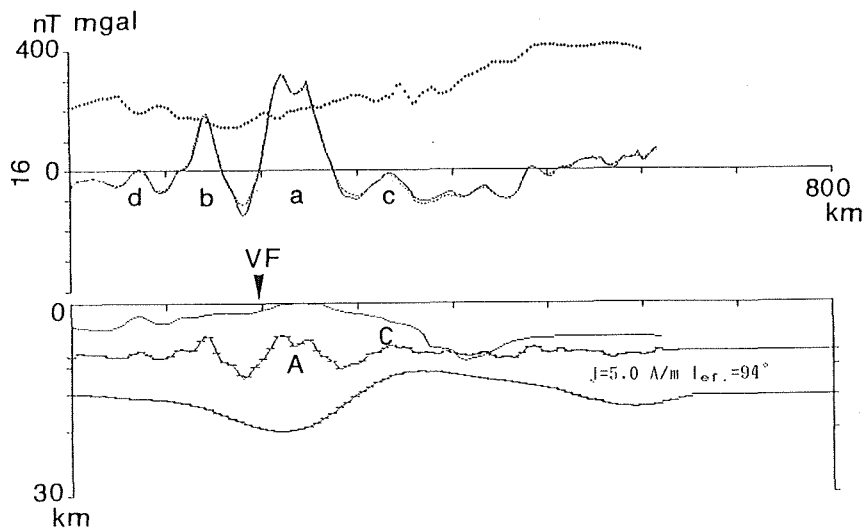


Figure 24. Magnetic basement model for profile 16.

Parameters for the model are as follows ; 1 Height of survey : 3.81km, 2 Reduced level : 5.0km, 3 Azimuth of profile : 89° , 4 Effective Inclination of magnetic field : 95° , 5 Effective inclination of magnetized vector : 94° , 6 Intensity of magnetization : 5.0 A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer : $UP_0=8.0\text{km}$, $20\text{km} < \lambda_{UP} < 160\text{km}$, 8 Parameters for the lower surface of magnetized layer : $BT_0=15\text{km}$, $160\text{km} < \lambda_{LW} < 1000\text{km}$, 9 GFR=10.5, $\sigma=8.5\text{nT}$.

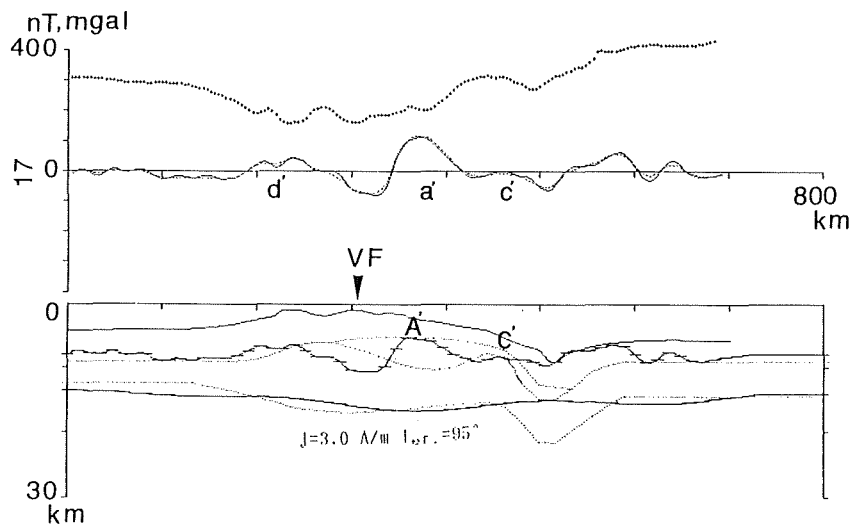


Figure 25. Magnetic basement model for profile 17. Solid line is observed anomaly of total force, and Broken line calculated one. Dotted line is bouguer gravity anomaly. Crustal structure derived from seismic velocity is shown by dot lines super-imposed on magnetic basement model. Parameters for the model analysis are as follows; 1 Height of survey : 3.81km, 2 Reduced level : 5.0km, 3 Azimuth of profile : 89° , 4 Effective Inclination of magnetic field : 95° , 5 Effective inclination of magnetized vector : 95° , 6 Intensity of magnetization : 3.0 A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer ; $UP_0=8.0\text{km}$, $30\text{km} < \lambda_{UP} < 160\text{km}$, 8 Parameters for the lower surface of magnetized layer : $BT_0=15\text{km}$, $200\text{km} < \lambda_{LW} < 1000\text{km}$, 9 GFR=5.0, $\sigma=6.5\text{nT}$.

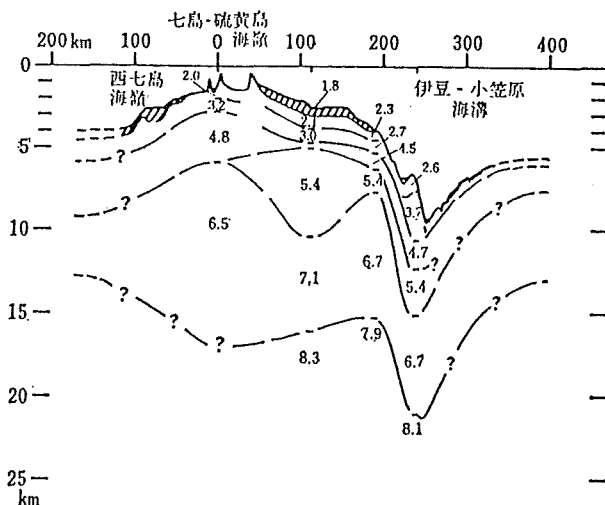


Figure 26. Crustal structure beneath Izu-Ogasawara ridge (Hotta, 1970).

面22, 23および, 南部の宮古島付近の断面24について磁気異常の特徴とそれから求めた磁気構造断面について述べる。

(1) 琉球弧北部の磁気構造

第27, 28図はそれぞれ北部の断面22, 23の磁気構造モデルである。北部の断面22では, 西から東海陸棚外縁部に伴う異常(a), 沖縄トラフの負異常(b), トカラ火山列の異常(c)が認められる。また, 海溝側の陸棚斜面付近にも火山列の異常を上まわる幅100kmにおよぶ正異常域(d)が分布する。断面23でも, 断面22と同じような特徴が認められる。特に, 陸棚斜面付近にみられる異常(d')は振幅, 波長とも北部を代表する異常であろう。しかし, 琉球弧全体の特徴としては他の島弧の磁気異常断面と比べて磁気異常の振幅は小さい。磁気構造モデルの作成にあたっては波長160km以上の磁気異常の原因が磁化層の下面深度によるものとした。断面22の構造モデル(第27図)によると, トカラ火山列に対応する磁気基盤の隆起部(C)と陸棚斜面下の隆起部(D)が顕著である。また, 東海陸棚外縁部にも比高3—5kmの磁気基盤の隆起部が推定される。断面23でも, 陸棚斜面下に比高5kmに及ぶ磁気基盤の隆起部(D)が推定される(第28図)。この隆起帯の規模は火山フロントや東海陸棚外縁部のそれよりも大きいのである。磁化層の下面深度は沖縄トラフ下で浅く, 琉球弧の側で深くなる傾向が認められる。このような特徴は沖縄トラフの高熱流量と調和的である。

(2) 琉球弧南部の磁気構造

琉球弧南部の磁気異常の断面24(第29図)では, 西側から, 東海陸棚外縁部の異常(a), 西琉球海丘列に対応した異常(b), 深海平坦面の外縁部付近の異常(c), 等が特徴的である。ここでも, 沖縄トラフは負の異常域となっている。磁気構造モデルにも, このような磁気異常に対応する隆起部が推定される。東海陸棚の外縁部には幅80km, 比高3kmの磁気基盤の隆起帯(A)が推定される。また沖縄トラフ下にも磁気基盤の隆起部(B)が認められる。隆起部の中心は西琉球海丘列の西縁部にあたり, この付近が最も火成活動の活発な地域であることを示唆する。西琉球海丘列については, 地形や地磁気異常分布の連続性から第4紀火山フロントの延長部とする説が提唱されている。(加藤ほか, 1982; 植田, 1986)しかし, 磁気基盤の隆起部のひろがり

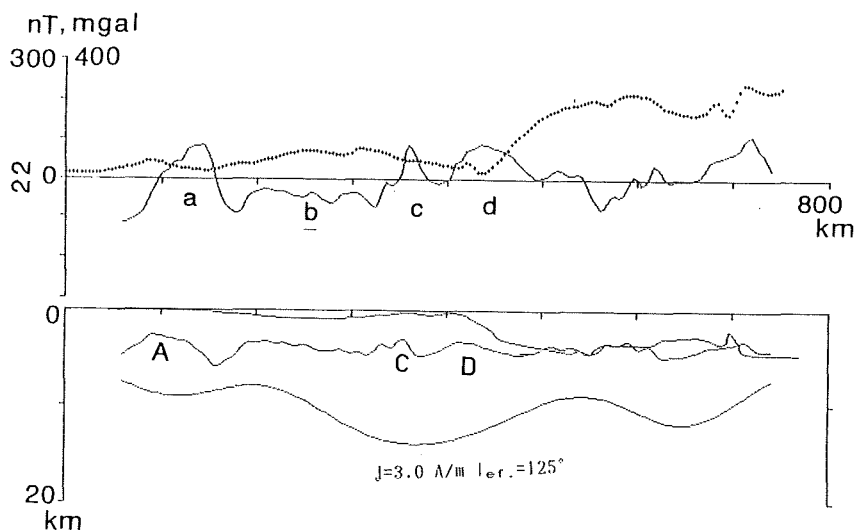


Figure 27. Magnetic basement model for profile 22.

Parameters for the model are as follows ; 1 Height of survey : 3.81km, 2 Reduced level : 5.0km, 3 Azimuth of profile : 122° , 4 Effective Inclination of magnetic field : 125° , 5 Effective inclination of magnetized vector : 125° , 6 Intensity of magnetization : 3.0 A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer : $UP_0=4.0\text{km}$, $20\text{km} < \lambda_{UP} < 160\text{km}$, 8 Parameters for the lower surface of magnetized layer : $BT_0=10\text{km}$, $160\text{km} < \lambda_{LW} < 1000\text{km}$.

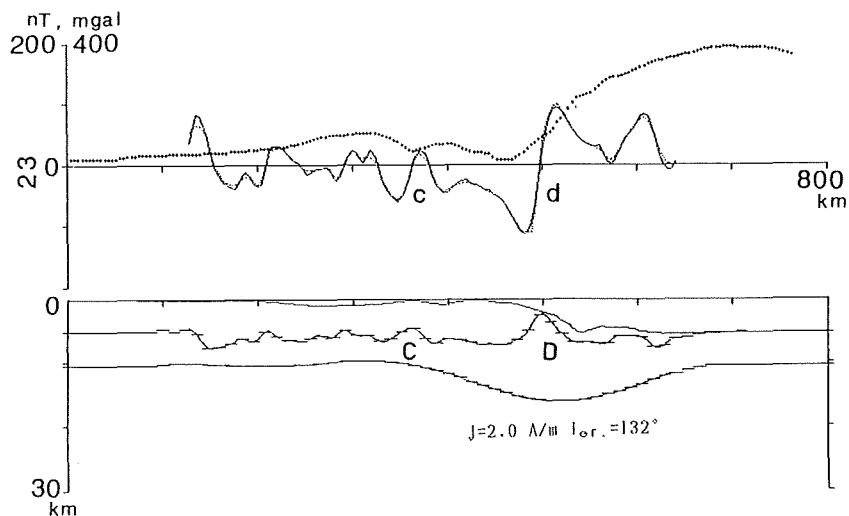


Figure 28. Magnetic basement model for profile 23.

Parameters for the model are as follows; 1 Height of survey : 3.81km, 2 Reduced level : 5.0km, 3 Azimuth of profile : 133° , 4 Effective Inclination of magnetic field : 132° , 5 Effective inclination of magnetized vector : 132° , 6 Intensity of magnetization : 2.0 A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer : $UP_0=6.0\text{km}$, $25\text{km} < \lambda_{UP} < 200\text{km}$, 8 Parameters for the lower surface of magnetized layer : $BT_0=12\text{km}$, $200\text{km} < \lambda_{LW} < 1000\text{km}$, 9 GFR=8.5, $\sigma=5.3\text{nT}$.

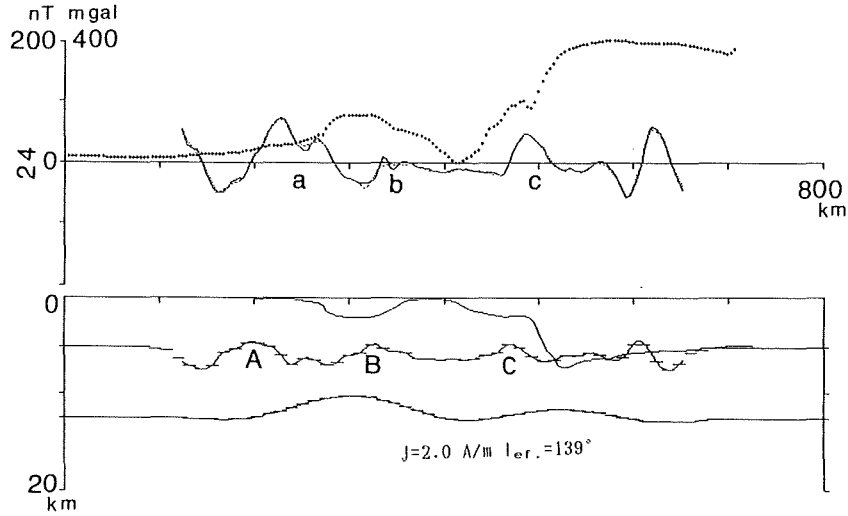


Figure 29. Magnetic basement model for profile 24. Parameters for the model are as follows; 1 Height of survey : 3.81km, 2 Reduced level : 5.0km, 3 Azimuth of profile : 144°, 4 Effective Inclination of magnetic field : 139°, 5 Effective inclination of magnetized vector : 139°, 6 Intensity of magnetization : 2.0 A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer : $UP_0 = 6.0\text{km}$, $25\text{km} < \lambda_{UP} < 200\text{km}$, 8 Parameters for the lower surface of magnetized layer : $BT_0 = 12\text{km}$, $200\text{km} < \lambda_{LW} < 1000\text{km}$, 9 GFR=7.6, $\sigma = 4.0\text{nT}$.

は沖縄トラフ下に延びている。このように、ここでは火山フロントの活動と縁海の火成活動とが非常に近接しており、ほかの島弧とは異なる特徴を示している。深海平坦面の外縁部には比高約2kmの磁気基盤の隆起帯(C)が推定される。この隆起帯は正の重力異常を伴うことが認められる。このような深海平坦面下の深部構造は平坦面の成因を考察するうえで重要な意味を持つものと思われる。磁化層の下面深度の起伏では沖縄トラフ下で浅くなっており、この付近が高熱流量を伴う拡大初期の海底であることと調和的である。爆破地震探査によると、琉球弧から沖縄トラフ付近の地殻の厚さは約14kmで、伊豆一小笠原弧の地殻の厚さに近い。

4. まとめ

今回の航空磁気異常の解析から日本列島を構成する千島弧、西南日本弧、伊豆一小笠原弧、琉球弧の各島弧について磁気構造モデルを作成し、地質構造、震源分布、地殻熱流量分布等との関連について考察を行なった。本論文で提起した磁気構造モデルは島弧の火成活動やテクトニクスの解明にとって一つの制約条件として重要であるとともに、地殻深部の構造を解明する上でも重要な示唆を与えるものである。これからの実証的調査により島弧の磁気的構造に関する理解から深まることを期待する。特に今回の研究で明らかとなったのは、各島弧に共通して、現在の火山フロントよりも海溝側にあたる陸棚斜面付近の深部に磁性岩体が分布することで、このような構造は、今後の島弧のテクトニクスを議論するうえで重要な意義を持つものと考え

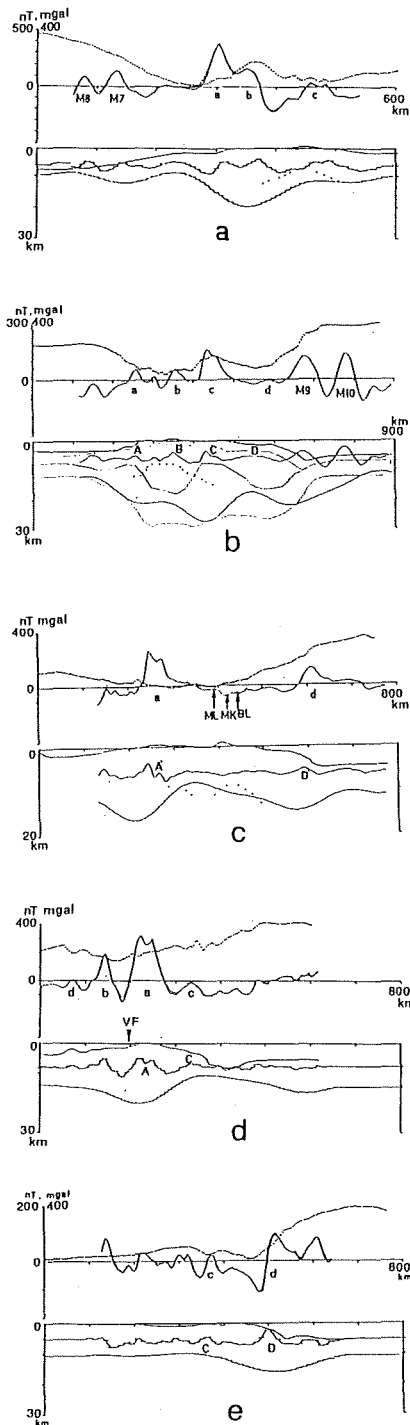


Figure 30. Magnetic basement model for the representative cross-section of Japanese Island Arcs. a : Eastern part of Hokkaido (profile 04), b : Northeast of Honsyu (profile 06), c : Western part of Honsyu (profile 20), d : Izu-Bonin Arc (profile 16), e : Ryukyu-Island Arc (profile 23).

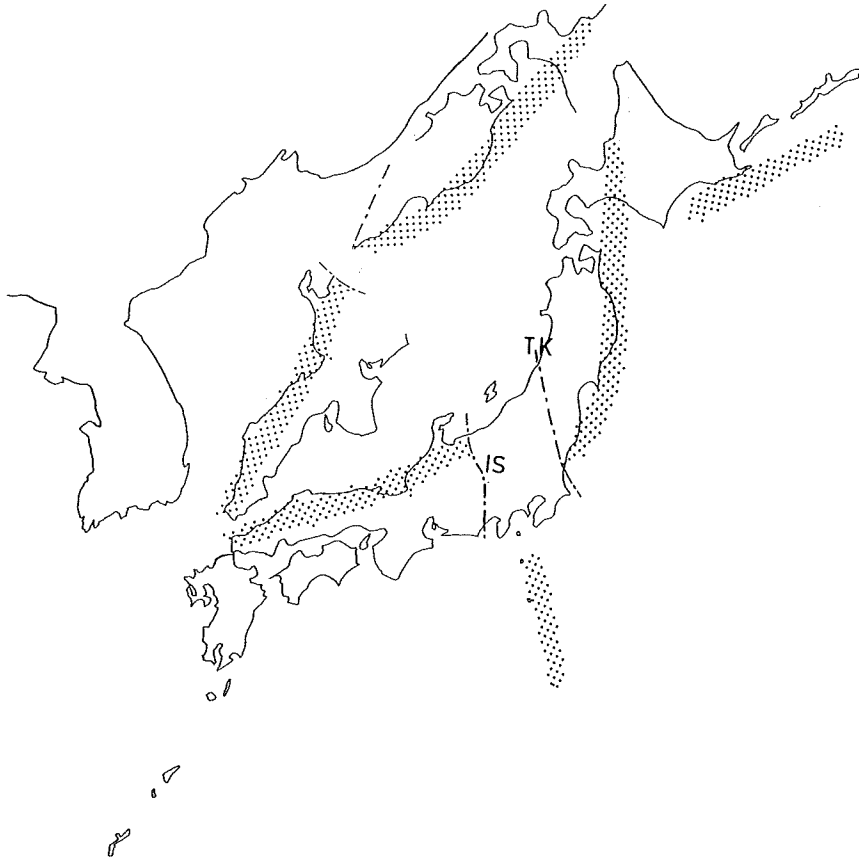


Figure 31. The representative continental magnetic lineatic lineations and their arrangement before and after opening of Japan Sea. TK: Tanakura tectonic line, IS: Itoigawa-sizuoka toctonic line.

られる。

第30図は本論文で求めた各島弧の代表的な磁気構造モデルを示したものである。ここに示した構造には各島弧に共通に認められる構造とともに島弧の発達段階に対応した特徴的な構造も認められる。プレートテクトニクスにもとづく島弧の発達モデルについてはKanamori (1977), Uyeda and Miyashiro (1974), Niizuma and Akiba (1986) などの研究があり、プレートの沈みのサイクルをもとに島弧の段階論を提唱している。それらによると、東北日本弧、千島弧は典型的なプレートの沈み込み帯であるのに対し、西南日本では沈み込んだプレートの長さも短く、沈み込みの初期の段階にあるものと考えられる。また、琉球弧ではプレートの沈み込み面は深度300kmまで達しており、東北日本弧と西南日本弧のほぼ中間段階にある。これに対し伊豆一小笠原弧では沈み込み角も 90° に近く、沈み込みの段階としては後期の段階にあると考えられている。地殻の厚さを意味するモホ面深度については、Mikumo (1966), Kanamori and Abe (1968), Hotta (1970), Yoshii and Asano (1972), Horiuchi et al. (1982), Hurukawa (1983) 等によりまとめられている。それによると北海道、東北日本では30—35km、中部日本では40kmにも達する。一方、伊豆一小笠原弧では地殻の厚さは15kmで東北日本のその約半分でしかない。

千島弧、東北日本弧、伊豆—小笠原弧の磁気構造モデルによると、陸棚から陸棚斜面の地下に磁気基盤の隆起部が認められる。ここでは、この磁気基盤構造をSegawa and Oshima (1975) により大陸性磁気異常帯もしくは大陸性磁気構造帯と呼ぶこととする。東北日本弧ではその位置は地殻下部層の隆起部とよく一致する。また、伊豆—小笠原弧では、 $V=5.5\text{km/sec}$ 層に対応するようである。千島弧の磁気基盤の隆起部は幅100 kmにも達する構造で、磁気基盤は地殻下部層にまで及ぶものと推察される。また、琉球弧でも陸棚から陸棚斜面付近にかけて断続的であるが磁気基盤の隆起部が認められる。西南日本弧ではこのような外弧域での磁気基盤の隆起部は非常に小規模なもので、そこでは外弧に代って内陸部に大陸性磁気構造帯の高まりに匹敵する構造が認められる。

千島—東北—伊豆・小笠原の各弧に共通的に認められる大陸性磁気構造帯の成因についてはいままでもいろいろな説が提唱されている。Segawa and Oshima (1975) は東北日本弧と千島弧の大陸性磁気構造帯を白亜紀の正磁極期における火山フロントに対応する構造であるとしている。しかし、各島弧の磁気構造モデルに見られる火山フロント沿の磁気基盤の隆起構造はこれらの大陸性磁気構造帯の規模に比べはるかに小さく、このような構造を現在の島弧の火山活動の延長で理解するのは困難で、現在の火山活動とは異なる大規模な塩基性火成活動を想定する必要がある。また、この説では年代的には第三系と考えられる伊豆—小笠原弧の大陸性磁気構造帯の成因については別の説明が必要である。大陸地殻内の大規模な磁気異常としては、米国東岸沖の磁気異常帯がよく知られている。この磁気異常帯の原因としては海洋性地殻と大陸性地殻の境界部に生じる“Boundary 効果”による磁気異常帯であるとする仮説がだされた (Zietz et al., 1970)。しかしこの説によれば、境界付近にはどこでも磁気異常帯が認められなければならないが実際にはこのような異常帯はかぎられた分布しか示さない。このように大陸性磁気構造帯の原因についてはまだ不明な点も多いが、島弧の形成過程に重要な意味をもつことは疑いえないと考えられる。

西南日本弧の山陰側に見られる磁気基盤隆起部はその振幅、幅ともに他の大陸性磁気構造帯と共通する特徴を有する。大陸性磁気構造帯の形成年代についてはその付近の地質構造や岩石の年代から推定すると、千島弧、東北日本弧、西南日本弧では白亜紀の地質構造が応するようである。伊豆—小笠原弧では海底下にあるため地質構造との対応は困難であるが、島弧の形成時期から判断して、古くても古第3紀か、それよりも新しいものと考えられる。中世代頃の日本列島付近のプレートの運動は、初めKulaプレートがその後、太平洋プレートがほぼNNW方向に沈み込んでいたと考えられている。そして、古太平洋中央海嶺自体も白亜紀頃に沈み込みその熱により西南日本では広域の酸性火成活動が生じたとされている (Uyeda and Miyashiro, 1974; Kinoshita and Ito, 1988)。この時の活動と地質年代的に対比できるのは、西南日本の内帯、東北日本外帯、それに千島弧の外帯があげられる。このように考えると西南日本弧と東北日本弧、千島弧の大陸性磁気構造帯はもともと一連の構造帯であり、それらが、日本海の拡大にともなう西南日本の時計回り方向の回転と、東北日本の反時計回りの回転により分断されたと考えられる。第31図はこの考えにもとずいて復元した白亜紀以前と日本海拡大後の日本列島の古地理である。ただしこの考えでは、伊豆—小笠原弧の大陸性磁気構造帯の成因の位置付けがあいまいになる。もう一つの考えとしては、西南日本の大陸性磁気構造帯と千島—東北—伊豆・小笠原弧の大陸性磁気構造帯とは成因的に異なるものとする見方である。現在この三弧に共通した特徴はそれらが、太平洋プレートの沈み込み帯にあるという点にある。太平洋プレート上には多くの海山や海台が分布している。そのような海洋性地塊はプレートの沈み込みにもとない陸側に付加される。そして、この過程がさらに進行することにより、地殻の下部層が形成されるとする説が最近、提唱されている。千島—東北—伊豆小笠原弧にみられる大陸性磁気構造帯の位置はこのような考えと矛盾しないと考え

られる。またこれらの磁気基盤の隆起部が地震波速度構造から推定される地殻下部層の隆起部に対応していることも調和的である。地殻下部層の磁氣的性質は地下の物性条件や化学的条件にも左右される。プレート沈み込みが発達している東北日本では地殻深部にプレートから水が供給され、地殻深部は酸化的雰囲気におかれる。そこではキュリー一点温度が550°Cから580°Cの帯磁率の大きい磁性岩体が形成される。一方、西南日本のようにプレートの沈み込みが初期の段階では地殻深部は還元的雰囲気でありキュリー一点が200°Cから300°Cで帯磁率の小さい岩体が形成される (Takahashi, 1978; Washilewski and Mayhew, 1982)。このような条件は東北日本と西南日本の磁気構造モデルと調和的である。琉球弧ではプレートの沈み込みの深度はほぼ300kmに達しており東日本と西南日本のほぼ中間段階にあり、磁気構造モデルにもその中間段階の特徴が表れているものと考えられる。

謝 辞

本論文で用いたデータは第12回全国磁気測量における航空磁気測量の成果である。測量に協力いただいた航法空測地課地磁気担当の方々、並びにYS-11機の運航に協力していただいた第三管区海上保安本部羽田航空基地の方々に改めて深く感謝いたします。

また、地磁気解析方法につき有益御助言をいただいた加藤元彦博士に改めて深くお礼申し上げます。

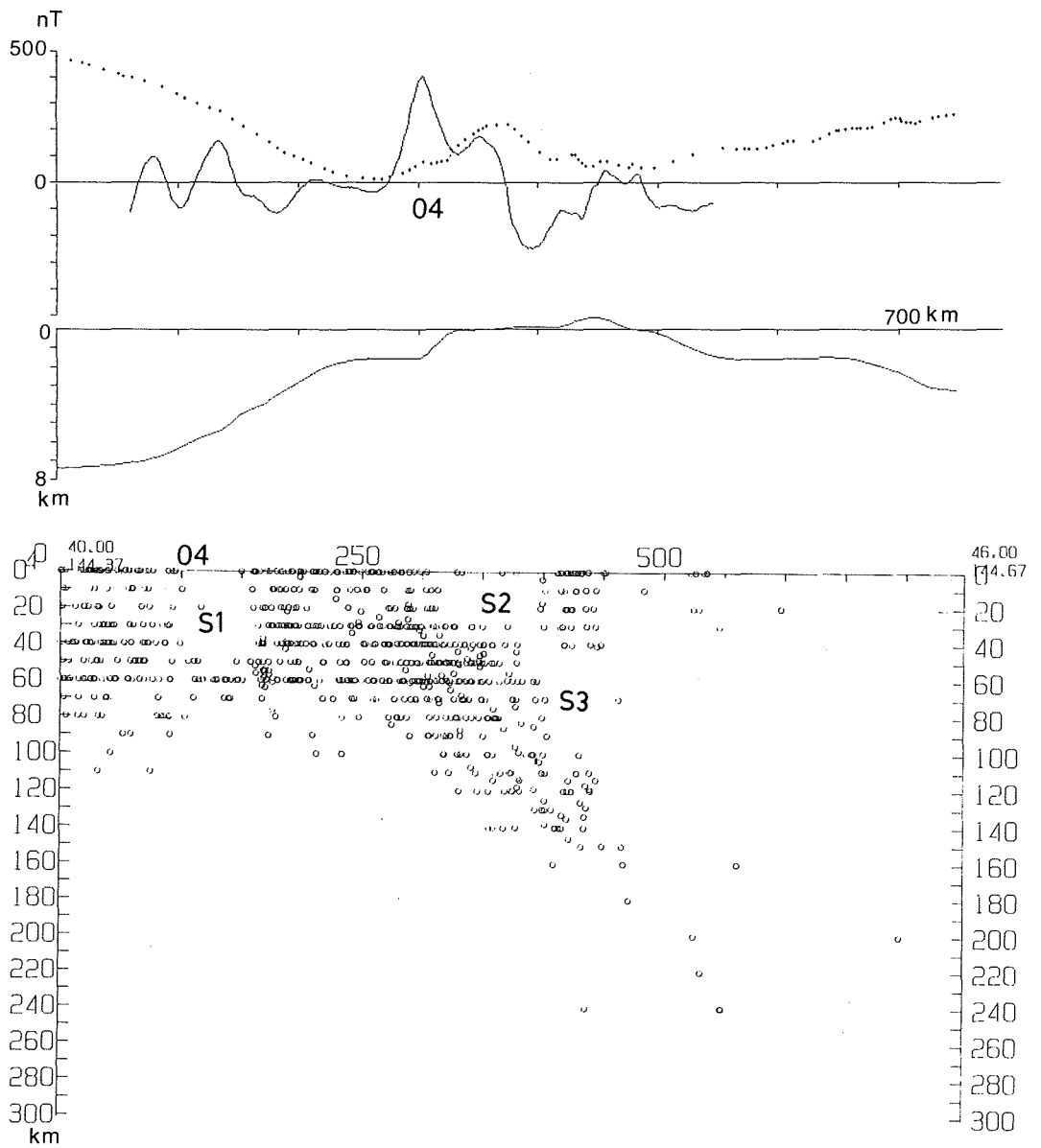
参 考 文 献

- Aoki, H., T. Tada, Y. Sasaki, T. Ooida, I. Muramatsu, H. Shimamura and I. Furuya, Crustal structure in the profile across central Japan as derived from explosion seismic observation, *J., Phys. Earth*, 20, 197—223, (1972).
- Blakely, R. and A. Cox, Identification of short polarity events by transforming marine magnetic profiles to the pole, *J. Geophys.*, 77, p. 4339—4349, (1972).
- Cande S. C., R. L. Larson and J. L. Labrecque, Magnetic Lineations in the Pacific quiet zone, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 41, p. 434—440, (1978).
- Ganeko, Y. and K., Koyama Gravity data file of the Hydrographic Department and estimation of block mean gravity anomalies, *Rept. of Hydrogr. Res.*, 16, p. 103—120, (1981).
- Ganeko, Y. and Y., Harada, Gravity anomalies around Japan, *Rept. of Hydrogr. Res.*, 17, p. 163—180, (1982).
- Gay, S. P., Jr., Standard curves for interpretation of magnetic anomalies over long tabular bodies, *Geophysics*, 28, p.161—200, (1963).
- Geophysical Survey Institute, A new bouguer anomaly map of Japan, *Bull. Geogr. Surv. Inst.*, 29, p. 102—103, (1985).
- Geological Survey of Japan, *Geological Atlas of Japan*, (1982).
- Grant, F. S., and Martin, L., Interpretation of aeromagnetic anomalies by the use of characteristic curves, *Geophysics*, 31, p.135—148, (1966).
- Hahn, A., Two applications of Fourier's analysis for the interpretation of magnetic anomalies, *Jour. Geomag. Geoelectr.*, 17, p.195—225, (1965).
- Hilde, T.W.C., N. Isezaki, and J. M. Wageman, Mesozoic sea-floor spreading in the north Pacific, in *Geophysics of the Pacific Ocean Basin and Its Margin*, *Geophys. Monogr. No. 19*, Am. Geophys. Union. p.205—226, (1976).
- Horichi, S. et al., Two-dimensional depth structure of the crust beneath the Tohoku district, *The*

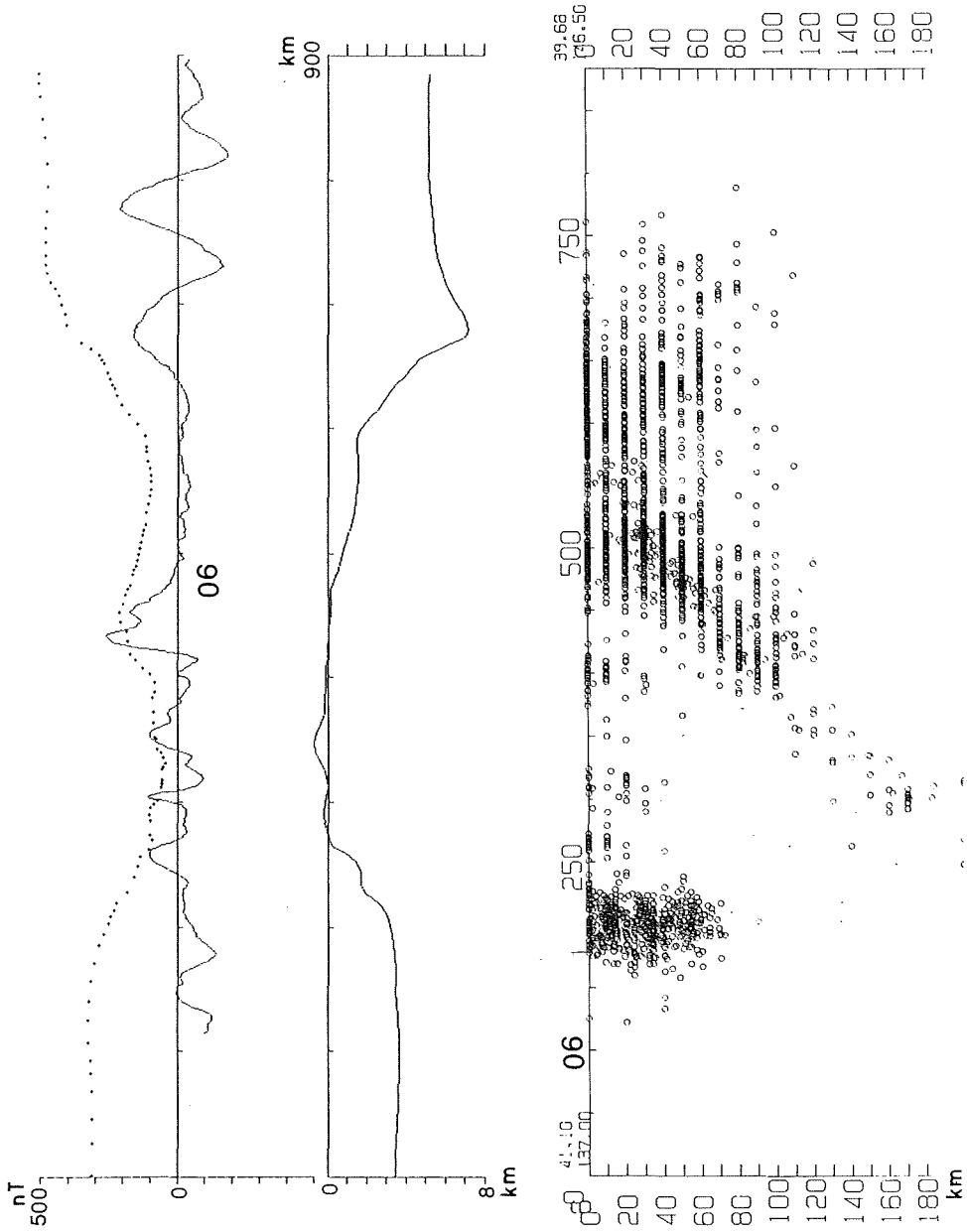
- Northeastern Japan Arc, part 2. Moho discontinuity and P-wave velocity, *J. Phys. Earth*, 30, p.71—86, (1982).
- Hotta, H., A crustal section across the Izu-Ogasawara Arc and Trench, *Jour. Phys. Earth*, 18, p. 125—141, (1970).
- Hurukawa, N., Pn Velocity and Moho-offset at the west of Lake Biwa in the Kinki district, Japan, *J. Phys. Earth*, 31, p.33—46, (1983).
- Isezaki, N., A magnetic anomaly map of the Japan Sea, *Jour. Geomag. Geoelectr.*, 38, p.403—410, (1986).
- Isezaki, N., and H. Miki, A compilation of magnetic data in the northwestern Pacific and in the north Philippine sea, in *Advances in earth and planetary sciences No. 6, Geodynamics of the western Pacific*, J. S. S. P., Tokyo, p.403—407, (1979).
- Ishihara, S., Lateral variation of magnetic susceptibility of Japanese granitoids, *J. Geol. Soc., Japan*, 85, 509—523, (1979).
- JHD, Magnetic survey of Japan 1984—1985, Data Report of Hydrographic Observations, Series of magnetic survey, 5, (1988).
- Johnson, W. W., A least-squares method of interpreting magnetic anomalies caused by two dimensional structures, *Geophysics*, 34, p. 65—74, (1969).
- Kanamori, H. and K. Abe, Deep structure of island arcs as revealed by surface waves, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 46, p. 1001—1025, (1968).
- Kanamori, H., Seismic and aseismic slip along subduction zones and their tectonic implications, *Island Arcs, deep Sea Trenches and Back-Arc Basins*, 163—174, *Am. Geophys. Union, Washington, D. C.*, (1977).
- Kato, M., Analysis of the gravitational field and the total magnetic field and the subterranean structure corresponding to them, *Rept. Tech. Res. Cent., J. P. D. C.*, 21, p. 1—60, 1975a (in Japanese).
- Kato, M., the gravitational field, the magnetic field and the subterranean model, *Butsuri-Tanko*, 28, p. 210—219 and p. 220—233, 1975b (in Japanese).
- Kato, S., T. Katsura and K. Hirano, submarine geology off Okinawa Island, *Hydrogr. Res. Rept.*, 17, 31—70, p. (1982) (in Japanese).
- Kawai, N., T. Nakajima and K. Hirooka, The evolution of the Island arc of Japan and the formation of granite in the Circum-Pacific belt. *J. Geomag. Geoelec.*, 23, p. 269—293, (1971).
- 木村 学, 白亜紀北海道の沈み込み様式, *科学*, 55, p.24—31, (1985).
- Kinoshita, O., and H. Ito, Cretaceous magmatism in Southwest and Northeast Japan related to two ridge subduction and Mesozoic magmatism along East Asia continental margin, *Jour. Geol. Soc. Japan*, 94, p. 952—944, (1988) (in Japanese).
- Kobayashi, K. and M. Nakada, Magnetic anomalies and tectonic evolution of the Shikoku inter-arc Basin, in *Advances in earth and planetary sciences No. 6, Geodynamics of the Western Pacific*, J. S. S.P., Tokyo, p. 391—402, (1979).
- 小林和夫, 中村一明, 縁海拡大のテクトニクス, *科学*, 53, p.448—455, (1983).
- Kono, M., Magnetic anomalies in the Sea of Japan : a speculation on the tectonic history, *Jour. Geomag. Geoelectr.*, 38, p.411—426, (1986).
- Langel, R. A. and R. H. Estes, A geomagnetic field spectrum, *Geophys. Lett.*, 9, p.250—253, (1982).
- McGrath, P. H., and Hood, P. J., the dipping diki case : a computer curve-matching method of magnetic interpretation, *Geophysics*, 35, p.831—848, (1970).

- Mikumo, T., A study on crustal structure in Japan by use of seismic and gravity data, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 44, p.965—1007, (1966).
- Nagata, T., magnetic anomalies and the corresponding subterranean mass distribution, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 16, p.550—577, (1938).
- Niizuma, N. and F. Akiba, Neogene tectonic evolution and plate subduction in the Japanese Island Arcs, in *Formation of active ocean margins*, ed. N. Nasu and S. Uyeda, 75—108, TERRAPUB., Tokyo, (1986).
- Ogawa, K., and J. Suyama, Distribution of aeromagnetic anomalies, volcanoes and Tectonosphere, Tokai Univ. Press, p. 207—215, (1975).
- Okubo, Y., 全国のキューリ一点解析結果, *地質ニュース*, 362, p.12—17, (1984).
- Okubo, Y., M. Urai, H. Tsu, S. Takagi and K. Ogawa, Aeromagnetic anomalies of whole of Japan, *Chishitsu new*, 374, p.48—57, (1985) (in Japanese).
- Oshima, S., T. Kondo, T. Tsukamoto, and K. Onodera, Magnetic anomalies at sea around the northern part of Japan, *Rept. of Hydrogr. Res.*, 10, p. 39—44, (1975) (in Japanese).
- Oshima, S., T. Kondo, T. Tsukamoto, T. Omori, and S. Kokuta, Data report of Aeromagnetic survey around Japan by Geodynamics Project. Data report of Hydrographic observations, series of magnetic survey, (1978).
- Oshima, S., Characteristic features of geomagnetic anomaly distribution around Japan, *Rept. of Hydrogr. Res.*, 22, p.41—73, (1987) (in Japanese).
- Otofuji, Y., Matsuda, and S. Nohda, Brief review of Miocene Opening of the Japan Sea: Paleomagnetic evidence from the Japan Arc, *J. Geomag. Geoelectr.*, 38, p. 287—294, (1986).
- Quinn, J. M., D. J. Kerridge and D. R. Barraclough, World magnetic charts for 1985—spherical harmonic models of the geomagnetic field and its secular variation, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 87, p. 1143—1157, (1986).
- 佐木和夫, 日本海における最近の物理探査について, *海洋科学*, 222, p. 711—717, (1988).
- Segawa, J. and S. Oshima, Buried Mesozoic volcanic-plutonic fronts of the northwestern Pacific island arcs and their tectonic implications, *Nature*, 256, p.15—19, (1975).
- Segawa, J. and T. Furuta, Geophysical study of the mafic belts along the margins of the Japanese islands, *Tectonophysics*, 44, p.1—26, (1978).
- Schouten, H. and K. McCamy, Filtering marine anomalies, *J. Geophys. Res.*, 77, 7089—7099, (1972).
- Tomoda, Y., K. Kobayashi, J. Segawa, M. Nomura, K. Kimura and T. Saki, Linear magnetic anomalies in the Shikoku Basin, northwestern Philippine Sea, *Jour. Geomag. Geoelectr.*, 28, p.47—56, (1975).
- Takahashi, E., Petrologic model of the crust and upper mantle of the Japanese island arc, *Bull. Volcano.*, 41, p.529—547, (1978).
- Tanaka, M., K. Hiroishi and S. Matsumura, Magnetic anomalies in and around Japan based on aeromagnetic surveys, *J. Geomag. Geoelectr.*, 36, p.463—470, (1984).
- Tanaka, M., K. Hiroishi, S. Ando, and S. Matsumura, Aeromagnetic surveys by the Geographical Survey Institute and the magnetic anomalies in and around Japan, *Bull. Geographical Surv. Inst.*, 30, p.1—14, (1986).
- Ueda, Y., Geomagnetic anomalies around the Nansei Syoto (Ryukyu Islands) and their tectonic implications, *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, 33, p.177—192, (1986) (in Japanese).
- Uyeda, S. and M. Richards, Magnetization of four Pacific seamounts near the Japanese Islands, *Bull.*

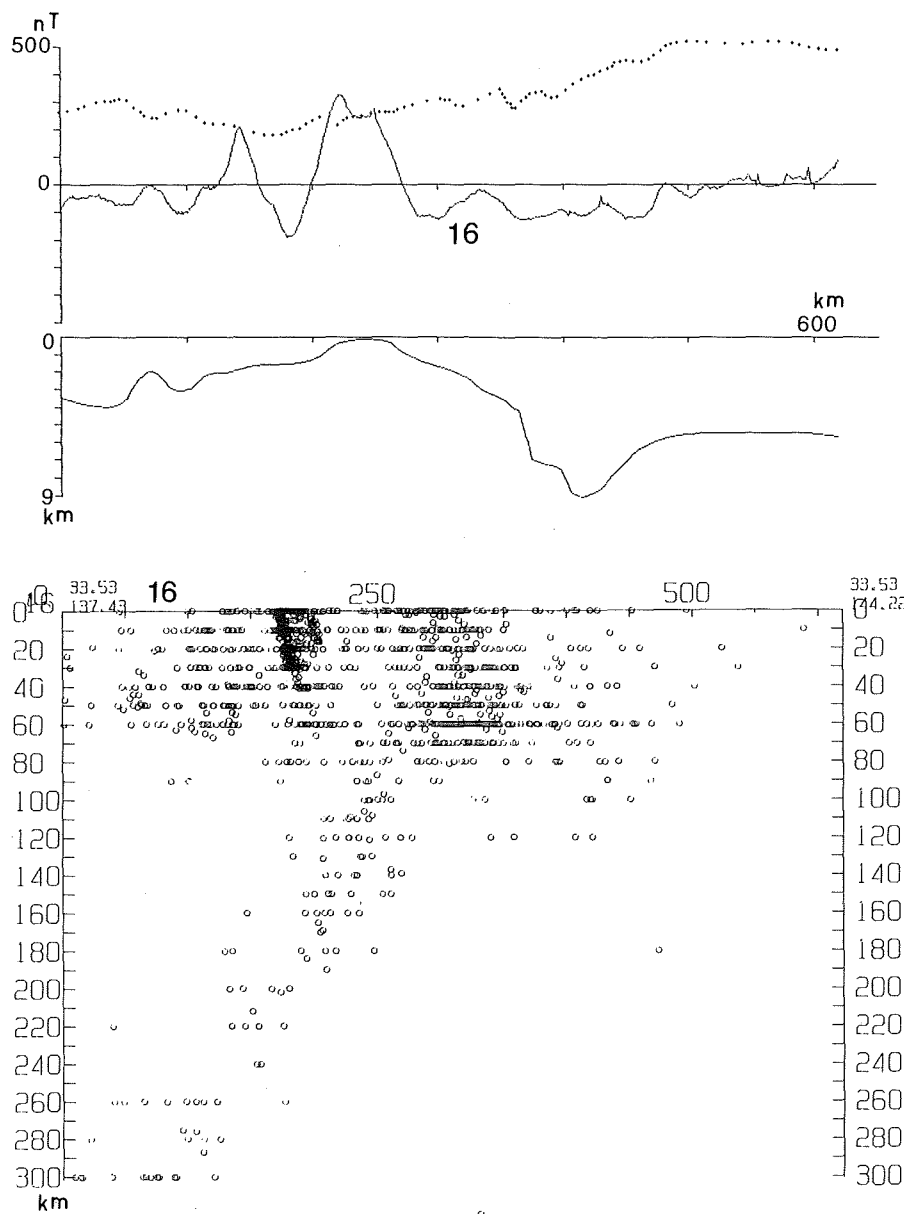
- Earthq. Res. Inst., 44, p.179—213, (1966).
- Uyeda, S., V. Vaquier, M. Yasui, J. Sclater, T. Sato, J. Lawson, T. Watanabe, F. Dixon, E. Silver, Y. Fukao, K. Sudo, M. Nishikawa, and T. Tanaka, Results of geomagnetic survey during the cruise of R/V Argo in western Pacific 1966 and the compilation of magnetic charts of the same area, Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, 45, p.799—824, (1967).
- Uyeda, S. and A. Miyashiro, Plate Tectonics and the Japanese Islands : A synthesis, Geol. Soc. Am. Bull., 85, p.1159—1170, (1974).
- Von Huene, R., M. Langseth, N. Nasu, and H. Okada, A summary of Cenozoic tectonic history along the IPOD Japan trench transect, Geol. Soc. Am. Bull., 93, p. 829—846, (1982).
- Wasilewski, P. J., and M. A. Mayhew, Crustal xenolith magnetic properties and long wavelength anomaly source, Geophys. Res. Lett., 9, p. 329—332, (1982).
- Weizman, P. S., On the deep structure in the Kuril-Kamchatka region, in the continental margins and Island Arcs, Geol. Survey Canada, paper 66—15, 244—251, (1966).
- Yoshii, T., and S. Asano, Time-term analyses of explosion seismic data, J. Phys. Earth, 20, p. 47—57, (1972).
- Zietz, I., The sea, 4, part 2, p. 293, (1970).



付図一1. Cross-section of hypocenters along profile-04. S1, S2, and S3 indicates non-active seismic region.



付図—2. Cross-section of hypocenters along profile-06.



付図-3. Cross-section of hypocenters along profile-16.