

## 東北地方北部の磁気異常の解釈 —北鹿地域の磁氣的構造と金属鉱床分布との関係—

大熊茂雄\*

OKUMA Shigeo (1993) An interpretation of magnetic anomalies in the Northern Tohoku district, Japan: The result of an application of a two-layer model inversion to magnetic anomalies in the Hokuroku district and its relation to the distribution of metallic ore deposits. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 44 (2/3/4), p. 193-217, 15 fig., 3 tab.

**Abstract:** An interpretation of aeromagnetic anomalies of the Northern Tohoku district, Japan, reveals that magnetic low lines are distributed coincidentally with inferred tectonic lines which range NNW - SSE or NW - SE across the Tohoku Arc. Geological evidences suggest that these inferred tectonic lines controlled the magmatic activity of Miocene age associated with the drift of Northeast Japan from the Asian Continent owing to the opening of the Japan Sea. Some of the lines are expected to be still active. The distribution of shallow earthquakes in that region is one of the evidence. Some active geothermal areas such as Hakkoda, Sengan and Kurikoma are situated at intersections between the Quaternary volcanic front of the Northern Tohoku district and the magnetic low lines.

Next, a two-layer model inversion using pseudo-gravity and reduction to the pole is applied to magnetic anomalies of the Hokuroku district famous for Kuroko deposits. The resultant magnetic structure indicates a basement structure around Hokuroku Basin except the area in which Tertiary quartz diorites are exposed. Most of Kuroko deposits and some vein-type deposits are distributed on the margins of upheaval of the magnetic structure. On the other hand, some vein-type deposits are distributed along a narrow subsidence area of the magnetic structure which corresponds to a magnetic low line trending NW - SE in the district.

### 1. はじめに

今日、火成活動が鉱床生成と密接な関係があることは一般的に認識されている。火成活動による火山岩の噴出や深成岩の貫入は、ある特殊な環境下において鉱床を生成しうる。

すなわち、鉱床は火成活動の化石、遺骸と見ることができよう。火成活動のより直接的な結果である火成岩は、一般的に堆積岩にくらべ磁鉄鉱をはじめとした強磁性鉱物の含有量が多いため、その磁性（磁化率・残留磁化）も強い。これらの磁性の相違は、地磁気（地球地場）の局所的な揺らぎ（異常）として反映される。したがって、観測される磁気異常を解析することによって、おおよその火成岩体の分布や構造あるいは磁化の分布を知ること

ができる。

一方、東北地方北部は古くから鉱産地帯として知られており、北上山地周辺の白亜紀の花崗岩類の貫入による接触交代鉱床、グリーンタフ地域の黒鉄鉱床、同地域の第三紀の貫入岩体に伴う鉄脈型鉄床等が著名である。

そこで、本論では、最初に東北地方北部の磁気異常分布の特徴を概観する。次に、金属鉱床が特に集中している北鹿盆地周辺地域を解析範囲とし、磁気異常の2層モデルインバージョンを行い、得られた磁氣的構造から火成岩体の分布および構造を推定する。最後に、磁気異常および磁氣的構造と鉱床分布との関係について考察する。なお、簡単のため、本論では「磁気異常」を「全磁力異常」の意味で使うことがある。

Keywords: magnetic anomaly, metallic ore deposit, Hokuroku district, Northern Tohoku district

\* 地殻物理部

2. 東北地方北部の磁気異常分布の特徴

2.1 概要

ある特定の地域の地下構造を探るためには、当該地域が、それを含むさらに広い領域の中で、どのような位置を占めるのかを知ることが重要である。そこで、本章では北鹿盆地周辺の磁気異常の詳細な検討を行うため、その前段として東北地方北部の磁気異常について概観する。

Fig. 1 に、東北地方北部の地形および海底地形を示す。これは、国土地理院の国土数値情報標高データと海上保安庁水路部の水深データ(提供番号:087-再-001)とを編集し、格子間隔 1 km のグリッドデータを作成し表示したものである。また、Fig. 2 に当該地域の IGRF (International Geomagnetic Reference Field: 国際標準地球磁場) 残差全磁力異常図を示す。

このデータは、新エネルギー・産業技術総合開発機構(以下 NEDO と略記)が地熱探査を目的として取得したものである。データの概要については、Table 1 に示す。さらに、磁性岩体の上面を地形(Fig. 1)の表面と仮定した「地形モデル」(大熊・須藤, 1987)により求めた計算全磁力異常を Fig. 3 に示す。ここで、磁気異常の計算に用いたパラメータを Table 2 に示す。Fig. 2 と Fig. 3 とを比較すると、観測磁気異常が地形の起伏をどの程度反映したものであるかが分かる。さらに、地質と比較するために、1/100 万地質図(山田ほか, 1982)より、磁気異常に影響を与えていると思われる先

第三紀および第三紀花崗岩類と第四紀安山岩類を抽出し表示した(Fig. 4)。

以上より、当該地域の顕著な磁気異常を地表兆候があるものとないものとに分類し、その概要を説明する。

2.1.1 地表兆候があるもの

(1) 第四紀火山に伴う短波長・高振幅のダイポール型磁気異常

ダイポール型の磁気異常を伴う第四紀火山として、岩木山, 八甲田山系, 岩手山, 森吉山, 秋田駒ヶ岳, 鳥海山, 焼石岳, 栗駒山, 月山, 蔵王山系などがある。このうち、岩木山, 岩手山, 森吉山, 焼石岳, 栗駒山および鳥海山は、独立峰であるため観測磁気異常図において容易に識別できる。これらの火山の磁気異常は、Fig. 2 と Fig. 3 との比較で分かるように、火山の南側と北側にそれぞれ高磁気異常と低磁気異常とが対となって分布する(ダイポール型磁気異常)ことが多い。これは北半球の中緯度地方における、誘導磁化による磁気異常の典型的なパターンであることから、大局的には各火山体が現在の地球磁場方向に磁化しているものと考えられる。

(2) 北上山地花崗岩体および超苦鉄質岩体に伴う磁気異常

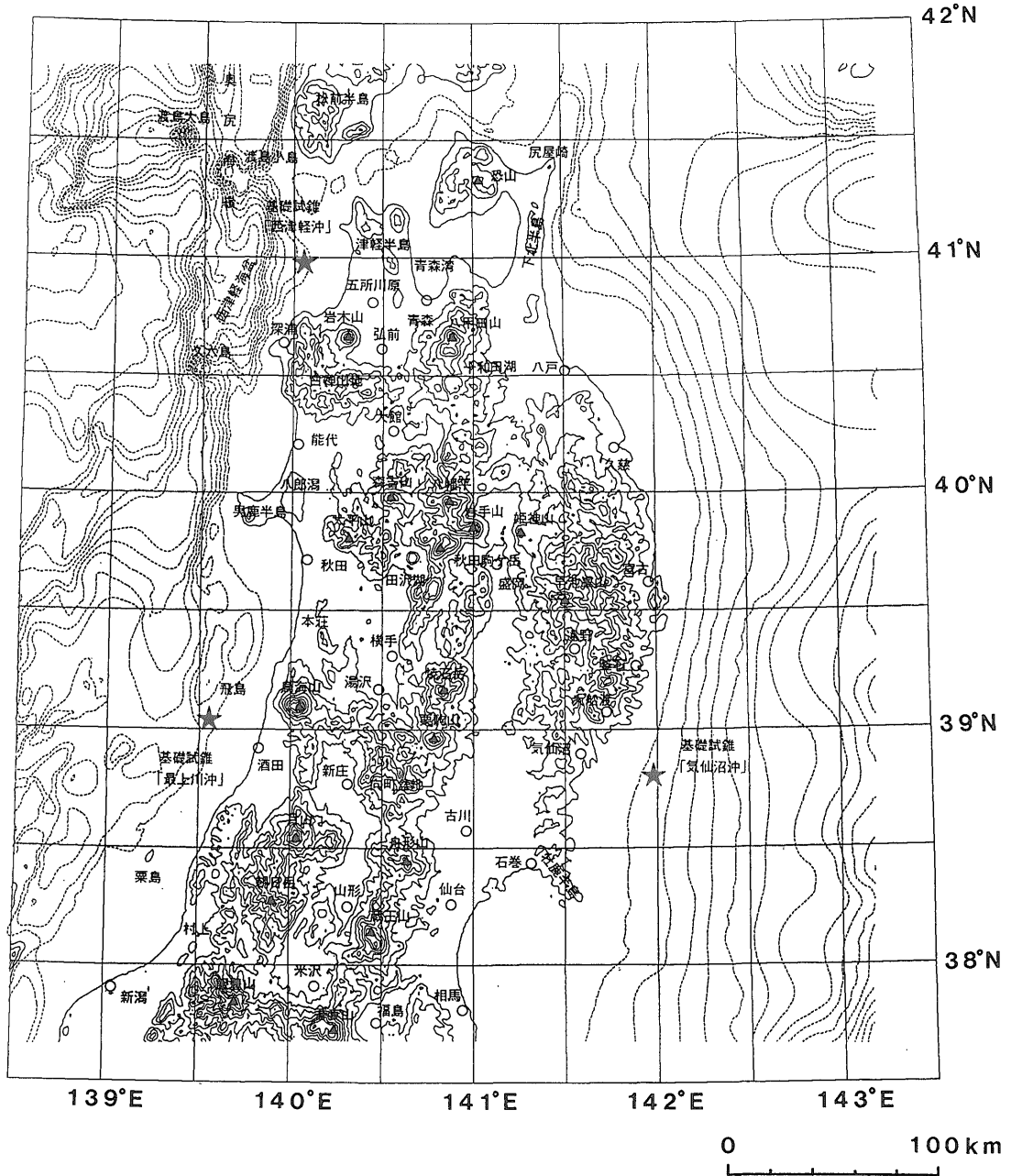
北上山地においては、磁気異常は地形との相関がほとんど認められないが、花崗岩体の分布とは非常に一致を示す(大久保ほか, 1985)。

磁気異常との相関が認められる主な花崗岩体は、以下の通りである。田老帯の久喜, 田老, 大浦の各岩体, 岩

第1表 新エネルギー・産業技術総合開発機構(1982)が東北地方北部で行なった空中磁気探査と磁気異常の編集の概要。

Table 1 Aeromagnetic survey and compilation of an aeromagnetic anomaly map in the Tohoku district, Japan, conducted by NEDO (1982).

Survey	Line spacing	3 km (traverse line, E-W direction) 20 km (tie line, N-S direction)
	Flight altitude	1,370 m (4,500 feet) above sea level, except highly mountainous region.
Compilation	Upward continued datum	2,440 m (8,000 feet) above sea level
	Projection	UTM 54
	Origin	273.304km (East), 4168.656 km (North)
	Grid spacing	0.508 km by 0.508 km (E-W by N-S)
	Data number	829 by 917 (E-W by N-S)

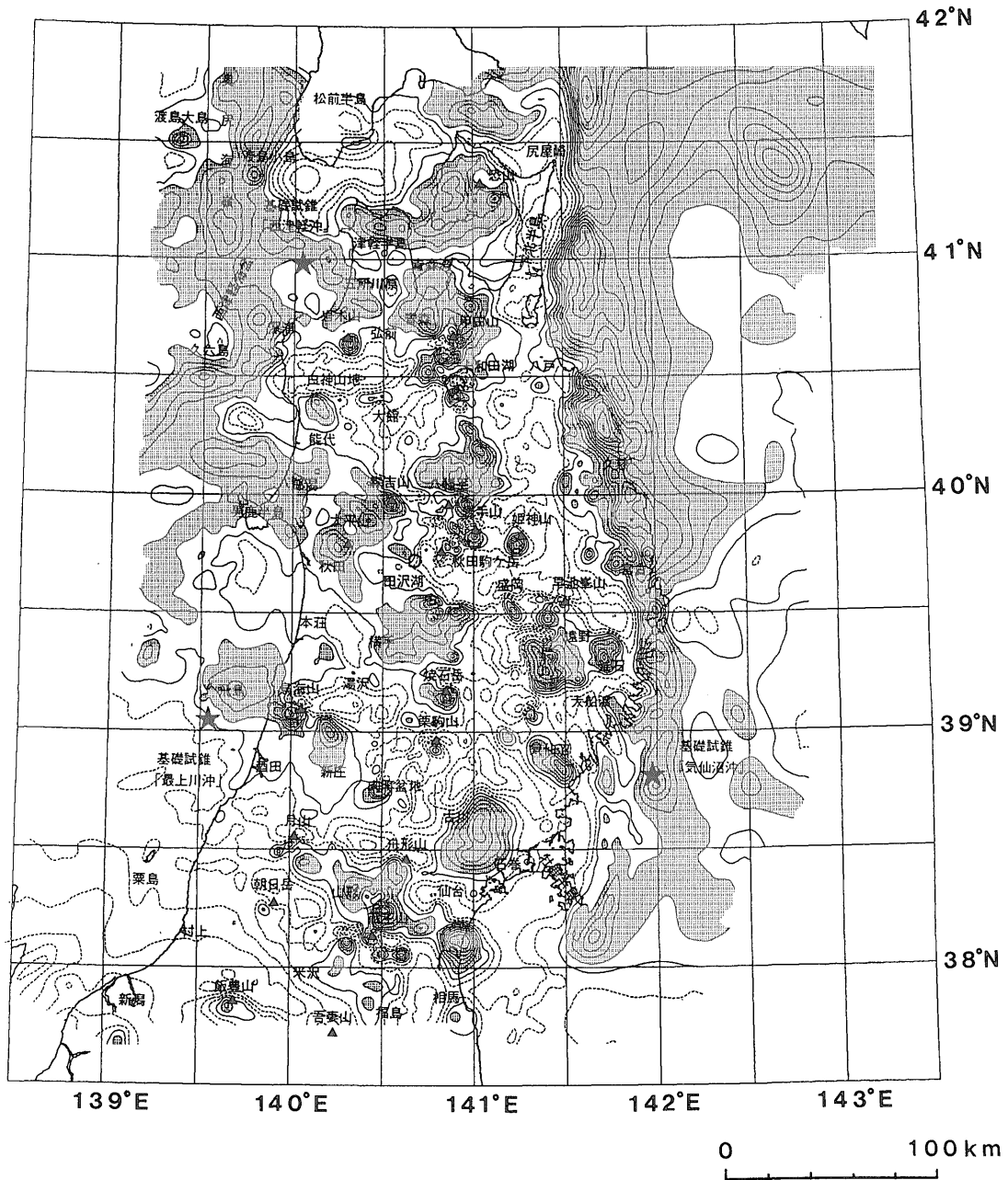


第1図 東北地方北部とその周辺海域の地形。

国土地理院の国土数値情報標高データと海上保安庁の水深データより作成。コンター間隔：200 m。実線と破線のコンターは、各々正の値と負の値を示す。

▲：山，★：基礎試錐。

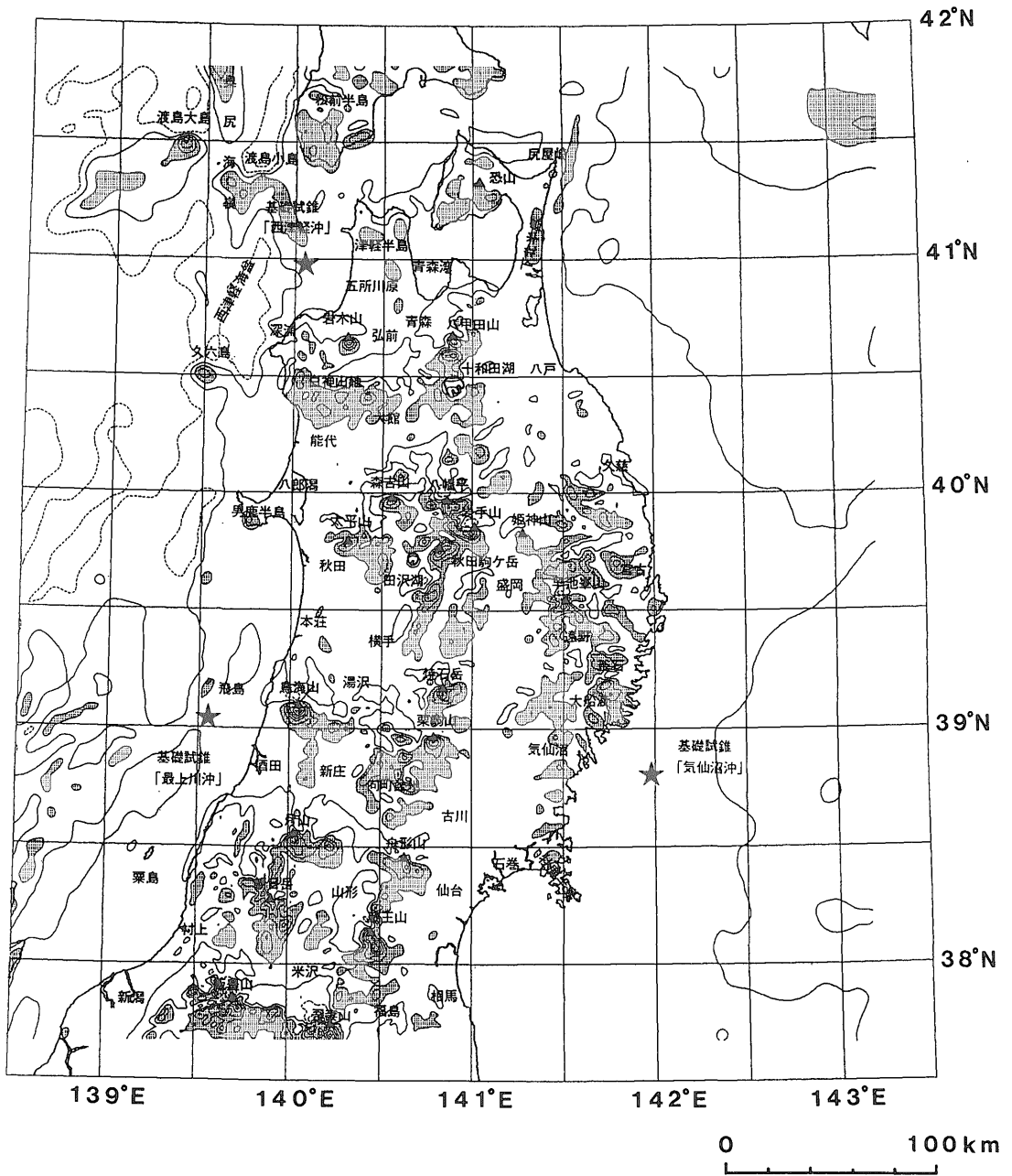
Fig. 1 Topography on and around the Northern Tohoku district. Contour lines indicate altitude of topography at the interval of 200 m. Solid and dashed contour lines indicate positive and negative values, respectively. Solid triangles denote summits of mountains. Stars show the borehole sites for oil prospecting.



第2図 東北地方北部の観測磁気異常(全磁力).

新エネルギー・産業技術総合開発機構(1982)より編集。コンター間隔:50 nT。影を付けた部分は、+50 nT以上の磁気異常値が分布する範囲を示す。その他は、第1図と同様。

Fig. 2 Observed total force magnetic anomalies (after NEDD, 1982). Contour interval is 50 nT. Solid and dashed contour lines indicate positive and negative values, respectively. Shaded areas denote magnetic anomalies higher than +50 nT. See also the captions of Fig. 1.



第3図 地形の起伏(第1図)による計算磁気異常。  
磁化コントラスト: 2.5 A/m. その他は, 第1図と同様。

Fig. 3 Calculated magnetic anomalies caused by topographic relief (Fig. 1). Assumed magnetization intensity is 2.5 A/m. See also the captions of Fig. 1

第2表 東北地方北部の地形 (第1図) による磁気異常の計算に用いたパラメータ。

Table 2 Parameters used for calculating magnetic anomalies caused by topographic relief (Fig. 1).

Magnetization Intensity	2.5 A/m
Inclination of the Earth's magnetic field	53.0°N
Declination of the Earth's magnetic field	7.0°W
Inclination of magnetization vector	53.0°N
Declination of magnetization vector	7.0°W
Projection	UTM 54
Origin	275.0 km (East), 4170.0 km (North)
Grid spacing	1 km by 1 km (E-W by N-S)
Data number	416 by 461 (E-W by N-S)

泉帯の階上, 平庭, 天神森, 田野畑の各岩体, 北部北上帯の日の神子, 姫神, 塚の神岳, 宮古, 祢々子森の各岩体, 南部北上帯の遠野, 栗橋, 五葉山, 気仙川, 広田, 千厩, 折壁の各岩体である (岩体名は片田 (1974) による)。したがって, ほとんどの花崗岩体と磁気異常は1対1に対応する。

本地域における花崗岩類の磁化率は,  $4\pi \times 1 \times 10^{-3}$  (SI単位) を越えるものが多く, 一方  $Q_n$  比 (ケーニスベルガー比: 残留磁化/誘導磁化) は, 0.1-0.4程度と小さい値を示している (大熊・金谷, 1990)。したがって, 当該地域の花崗岩が原因となる磁気異常を解釈するにあたっては, 残留磁化の影響を無視しても大きな誤りはない。

一方, 北上山地花崗岩体の周縁には苦鉄質-超苦鉄質岩体が分布する。このうち, 遠野市西方の宮守超苦鉄質岩体は, 北上山地で最も露出規模の大きな岩体である (約  $120 \text{ km}^2$ ) (福留, 1978)。この岩体に伴って, 1,000 nT を越える高振幅な磁気異常が分布する。当該地域でサンプリングした蛇紋岩類の岩石磁気測定結果は, 大振幅の磁気異常を予想させるような, 高い磁化率と自然残留磁化強度を示している (大熊ほか, 1990)。プリズムモデル仮定し, 岩石磁気のデータを考慮した簡単なモデル計算では, 宮守岩体の厚さは, 高々 1 km 程度と見積もれる。この件については, 別の機会に詳しく触れる。さらに, この北西延長で, 盛岡市南方の日詰町, 北上川東岸地域においても, 苦鉄質-超苦鉄質岩体の分布 (吉田ほか, 1984) と対応して磁気異常が分布する。

(3) 津軽半島から下北本島にまたがる E-W 方向の高

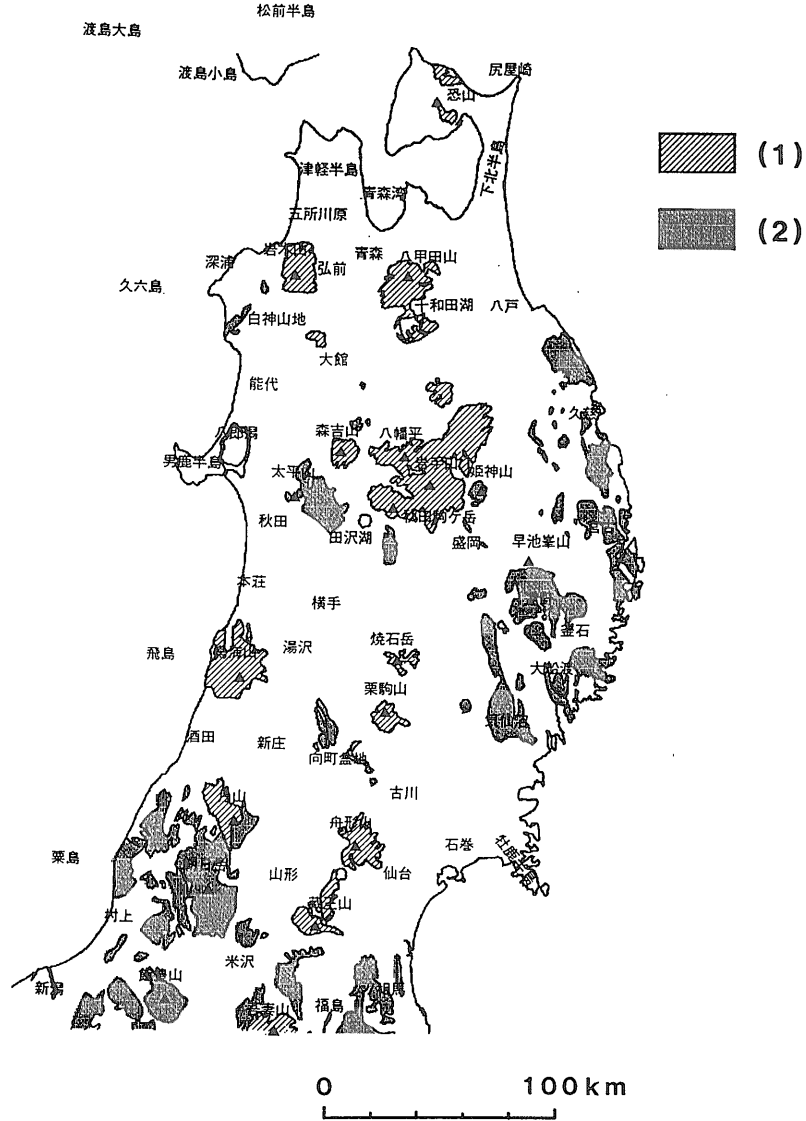
#### 磁気異常

津軽半島北端から下北半島北端においては, ほぼ東西方向に高磁気異常が分布する。この磁気異常は, Fig. 3 にも同様の磁気異常が表われていることから, 地形の影響を受けていることが分かる。磁気異常は, 津軽半島においては第三紀のグリーンタフと, 下北半島においては第三紀のグリーンタフおよび恐山周辺の第四紀安山岩類の分布に対応して分布する。

#### (4) 日本海東縁部の島々に伴う磁気異常

日本海東縁部の渡島大島, 渡島小島, 久六島, 飛島および栗島付近には, いずれも高磁気異常ないしダイポール型の磁気異常が分布する。大局的にみた場合, これらの磁気異常は島を含めた海底地形の高まりに対応する。ただし, Fig. 2 と Fig. 3 との比較で分かるように渡島大島および久六島周辺を除くと, その他の島々の周辺では, 現在の地球磁場方向に磁化した地形 (海底地形を含む) の高まりのみでは, 観測磁気異常を説明できない。これを説明するためには, 現在の地球磁場方向とはかなり異なった残留磁化の存在や磁性岩体の分布の中心が, 地形の高まりと一致しない可能性を考慮に入れる必要がある。

一方, 前述の5島は, いずれも火山性の島々である。渡島大島は, 第四紀の玄武岩・安山岩からなる火山島である (勝井・佐藤, 1970)。渡島小島は, ほとんどが新第三紀の石英安山岩とこれを貫くカンラン石玄武岩および第四紀の安山岩類からなっている (吉井, 1966)。久六島を構成するのは, おもに安山岩質火砕岩である (盛谷, 1968)。飛島の基盤は, すべて西黒沢-台島階のグリ



第4図 東北地方北部の(1)第四紀安山岩と(2)先第三紀および第三紀花崗岩の分布概略。山田ほか(1982)より作成。▲:山。

Fig. 4 Distribution of (1) Quaternary andesite, and (2) Pre-Tertiary and Tertiary granite in the Northern Tohoku district (after Yamada *et al.*, 1982). Solid triangles denote summits of mountains.

ーントフにより形成されている (大沢ほか, 1982)。

粟島付近では、島のやや北側に島の長軸方向 (NNE-SSW) に沿って高磁気異常が分布する。この磁気異常源としては、粟島に広範囲に分布する新第三紀中新世の粗粒玄武岩 (加藤, 1981) が考えられる。

### 2.1.2 地表兆候がないもの

(1) 太平洋沿岸部の N-S 方向の高磁気異常帯  
東北地方太平洋沿岸部に認められる、ほぼ N-S 方向の高振幅な高磁気異常帯である。この異常は、Fig. 3 との比較で明らかのように、地形との相関が全く認められない。

これは、Ogawa and Suyama (1975) によって「石狩-北上磁気ベルト」と呼ばれたもので、北は、北海道石狩地方から、南は岩手県久慈地方まで続くものとされた。大久保ほか (1985) は、その南限を牡鹿半島沖に延長している。本報告でもこれに従うが、気仙沼沖に不連続部分が認められることを追記する。

Ogawa and Suyama (1975) は、地震探査結果の解釈も含めて、この磁気異常源として空知層 (ジュラ紀-白亜紀) に貫入した苦鉄質-超苦鉄質の貫入岩体を想定した。また、Segawa and Oshima (1975) および瀬川ほか (1976) は、北海道の「石狩-北上磁気ベルト」の内部に相当する地域の試錐コアの磁気測定結果から、先後期白亜紀の変玄武岩および白亜紀の基盤岩 (変粗粒玄武岩といわれる) 等の苦鉄質岩が磁気異常源と考えた。

一方、「石狩-北上磁気ベルト」の延長部に当たる三陸沿岸部の陸域においては、前述のようにこの磁気ベルトと北上花崗岩体の分布とが、渾然一体となる。陸域での磁気異常と花崗岩体の分布は非常によい一致を示すので、三陸海岸付近での磁気異常源としても花崗岩体を考えるのが順当であろう。実際、国の基礎試錐「気仙沼沖」の結果 (天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 1986) によると、気仙沼東方沖 35 km の地点において掘削を行った結果、深度 1,843 m で花崗岩に達している。この地点は、磁気ベルトの延長部の高磁気異常上に相当する (Fig. 2, 大熊・金谷 (1990))。しかし、三陸沿岸部に分布する原地山層 (白亜紀前期の中性-珪長質火山岩類) の分布にも対応して一部の磁気異常も分布することから、原地山層の影響も無視できないかもしれない。また、「石狩-北上磁気ベルト」を詳しくみると、東北地方では八戸付近および尻屋崎東方付近で不連続部分が存在する。さらに、ブーゲ異常図 (駒沢ほか, 1992) では、三陸沿岸部で見られた「石狩-北上磁気ベルト」に対応するような高重力異常が、下北半島北方から北海道にかけて判然としなくなる。以上の事実は、「石狩-北上磁気ベルト」の磁気異常源が単一の地質のみではなく、地域によって異なる可能性もあることを示唆している。しかしながら、本件については、さらに詳しい検討を行う必要がある。

#### (2) 平野および盆地部に分布する顕著な磁気異常

青森湾においては、比較的長波長で湾の半楕円形の形状によく一致した高磁気異常が分布する。この磁気異常源は、現在のところ分かっていない。

一方、仙台平野北部の古川市付近には長波長・高振幅の磁気異常が分布する。この磁気異常源は、現在のところ

不明であるが、磁気異常に伴って付近に浅発地震活動域が指摘されている (瀬戸ほか, 1984)。また、仙台市南部でも、名取川河口南方付近を止のピークとして長波長・高振幅の磁気異常が分布するが、磁気異常源は、現在のところ分かっていない。

山形県北東部の向町盆地の西縁には、波長 6 km・振幅 700 nT で NNE-SSW の方向性を持つ顕著な磁気異常が分布する。向町盆地は、火山性の凹地 (向町カルデラ) と考えられており (吉田, 1984)、その火山噴出物は西方の新庄盆地にも見られる。向町盆地においては低重力異常が分布している (栗駒地熱地域地質図編集グループ, 1986) が、磁気異常はその西側の重力異常の急変部に存在する。磁気異常源の地質は明らかではないが、磁気異常の振幅からして、盆地の西縁にわずかに認められる第三紀の玄武岩等の苦鉄質岩かあるいは付近に分布が認められる第三紀花崗岩類が、NNE-SSW 方向に盆地の西縁に伏在するものと推定される。仮に、陥没構造が実在するとすれば、その西方を境する地質および構造としてその生成に関連があったものと思われる。

#### (3) 日本海東縁部の磁気異常

前述のように、日本海東縁部の島々とその周囲の海底地形の高まりに伴って磁気異常が分布する。しかしながら、当該海域にはこれらの磁気異常とは別の磁気異常も分布する。津軽半島では、高磁気異常が五所川原市付近から NW-SE 方向に渡島小島に向けて分布する。基礎試錐「西津軽沖」では、深浦北東方沖合い 40 km の地点で、3,463 m の深度から先第三紀の花崗岩に到達している (天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 1986)。磁気異常は、これらの花崗岩質基盤の隆起域に相当するものと思われるが、当該地点は低磁気異常の縁にあっている。

深浦付近からは、日本海に向けて NNW-SSE 方向に高磁気異常が分布する。この異常は西津軽海盆の南東縁をかすめ奥尻海嶺へ連続する。また、深浦からは西方の久六島へ向けて E-W 方向に磁気異常が分布する。能代西方沖では大陸棚から陸棚斜面にかけて波長 20 km のダイポール型磁気異常が分布する。鳥海山とその西方の飛島との間には、長波長の高磁気異常が分布する。そのピークの位置は飛島東方の海底地形の凹部内にある。基礎試錐「最上川沖」では、酒田北西沖 27 km の深度 2,343 m から、花崗閃緑岩に達している (天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 1986)。ただし、この付近の花崗岩類はその磁性が弱いことが知られている (地質調査所, 1978) ので、おそらくは新第三紀のグリーンタフあるいは最寄りの第四紀火山である鳥海山の火山噴出物が磁気異常源と推定される。



## 2.2 磁気異常分布と構造線

以上では、東北地方の磁気異常について、地表兆候があるものとないものとに分類した。本節では、磁気異常分布と構造線および断層との関係について概観する。一般的に、断層等ではその両側あるいは片側の地質が磁氣的であれば、それらの分布や変位により磁気異常を生ずる場合がある。また、断層等に沿って高磁性の岩体の貫入がある場合や破碎帯によっても磁気異常を生ずる場合がある。

東北地方北部の全磁力異常図 (Fig. 2) を概観すると、当該地域の磁気異常は、東北太平洋沿岸部の南北性の高磁気異常帯「石狩-北上磁気ベルト」と、これと斜交して島弧を横断する NW-SE あるいは NNW-SSE の高磁気異常帯が特徴的である。また、日本海東縁部においては南北性の高磁気異常がジグザグ状に飛鳥西方の海域まで連続する。現在の火山フロントである脊梁山脈付近には、第四紀の火山体に対応してダイポール型の磁気異常が伴うが、これらはいずれもその波長が高々 10 km 程度のため帯状の連続分布には見えない。

以上の特徴は、全磁力異常から極磁力異常に変換するとより鮮明になる。Fig. 5 に東北地方北部の極磁力異常 (新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1982) を示す。極磁力異常は、Fig. 2 に示した全磁力異常を磁極の近傍における値、つまり地球磁場の伏角および偏角がそれぞれ  $90^\circ$  と  $0^\circ$  の場合に変換したものである。通常、中緯度地方においては、地球磁場の伏角は  $90^\circ$  と異なるため、観測される正帯磁の磁気異常はダイポール型の異常となる。ところが、極磁気変換を施すと、この異常が磁性岩体の直上にピークを示すようになるため、磁性岩体との対応が付けやすい。ただし、磁性岩体の磁化の方向が現在の地球磁場の方向と異なるとこの限りでない。

Fig. 5 に示したように、当該地域の磁気異常は大局的には、I~VIII の高磁気異常帯に分類できる。

高磁気異常帯 I は、太平洋沿岸部にあつて下北半島沖から石巻沖まで N-S 方向に連続し、「石狩-北上磁気ベルト」に対応する。

高磁気異常帯 II は、日本海東縁部にあつて、N-S 方向に奥尻海嶺から飛鳥西方の海域までジグザグ状に連続する。

高磁気異常帯 III は、津軽半島北端部から下北半島北端部にはば E-S 方向に連続する。

高磁気異常帯 IV は、津軽半島の付け根付近から NNW-SSE 方向に伸び、八幡平山系北方を抜け遠野市を経て三陸沿岸部の大船渡市方面に連続する。

高磁気異常帯 V は、日本海沿岸部の能代市付近から

NNW-SSE 方向に伸び、森吉山および太平山地域を経て田沢湖南方から脊梁山脈を越え三陸沿岸部の気仙沼市方面に連続する。

高磁気異常帯 VI は、日本海沿岸部の本荘市付近から NW-SE 方向に伸び、新庄市、向町盆地を経て太平洋沿岸部の石巻市方面に連続する。

高磁気異常帯 VII は、日本海沿岸部の酒田市南方付近から月山を抜け山形市を経て蔵王山系を越え、太平洋沿岸部の相馬市方面に連続する。

高磁気異常帯 VIII は、村上市北東方の朝日岳付近から NW-SE 方向に伸び、米沢市を経て福島市方面に連続する。

一方、Fig. 5 に示した a~j の実線は、マイナスの低極磁力異常の部分の連ねたものであり、前述の高磁気異常帯の境界線に相当する。ここでは、低磁気異常線と呼ぶことにする。これらの低磁気異常線は、最近作成された磁気図の陰影リリースマップ (牧野ほか, 1992) において、より明らかとなる。

低磁気異常線 a は、島弧を NNW-SSE に横断する高磁気異常帯 IV の東側の境界線であり、北海道松前半島南方から青森湾を抜け八甲田山系を経て、岩手県宮古市方面へ至る。

低磁気異常線 b は、同じく島弧を NNW-SSE に横断する高磁気異常帯 IV と V との境界線であり、日本海側においては白神山地より深浦北西沖の日本海に抜け、太平洋側においては「石狩-北上磁気ベルト」の延長部の不連続部分に相当する。一方、この低磁気異常線の東西には、近接して高振幅なダイポール型磁気異常 (岩木山、岩手山系) あるいは高磁気異常 (白神山地二ツ森、八幡平山系北方、太平山周辺、田沢湖南方の真昼山地および南部北上ベルト) が分布する。この低磁気異常線は、「尾太-盛岡線」(北村, 1963) と「日詰-気仙沼線」(広川・吉田, 1954) を連ねた構造線とほぼ一致する。このうち、「尾太-盛岡線」は北村 (1963) が提唱した NW-SE 方向の構造線の 1 つである。北村 (1963) によれば、これらの構造線は、第三紀を通じて行われた差別的運動の原因となった基盤岩類の伏在断層であり、基盤岩類の配列・第三系の層相変化・堆積盆の分化の様式などを大きく規制している。また、「日詰-気仙沼線」の両側では、地質状況は趣が異なり、またこの線に関連して超苦鉄質岩の直線状配列が見られる (広川・吉田, 1954)。低磁気異常線 b は、気仙沼南東沖において「石狩-北上磁気ベルト」の延長部を切っているが、当該海域には NW-SE 方向に卓越した海底断層が認められている (岡村・棚橋, 1983)。しかしながら、磁気異常図では構造線の



運動の方向はいま一つ明確でない。地質的には、陸域で「日詰-仙仙沼線」に沿っての左横ずれ運動が報告されている(福留, 1978)が、海域での磁気異常は、低磁気異常線 b 付近で不連続となるものの、これを境界として左横ずれ分布をしているようには見えない。

低磁気異常線 c は、島弧を NW-SE 方向に横断する高磁気異常帯 V の VI との境界線であり、男鹿半島から NW-SE 方向に伸び、栗駒山系を経て牡鹿半島の付け根付近に至る。

低磁気異常線 d は、日本海側においては飛島南方の日本海東縁部の海底地形の南北性の高まりの終焉部に相当し、太平洋側においては、仙台中で「石狩-北上磁気ベルト」の南端を境する部分に延長できる。

低磁気異常線 c および d より境された「高磁気異常帯 VI」は、「石巻-鳥海山構造帯(大森, 1954)」あるいは「松島-本荘帯(生出・大沼, 1960)」の位置にほぼ相当する。大森(1954)は、基盤構造・第三系の火山活動・断層・構造のくいちがい、重力異常図等の特徴に基づいて「石巻-鳥海山構造帯」を想定した。生出・大沼(1960)は、「松島-本荘帯」を陸羽区という独自の沈降帯の中に独自に芽生えた、造山性の隆起帯と考えた。またその活動時期は中新世末頃から現在に及んでいると考えた。

低磁気異常線 e は、日本海側の粟島北東方から月山と朝日岳の間を経て、蔵王山系の北方を通過し相馬市北方に至る。

低磁気異常線 f は、島弧を NW-SE 方向に横断する高磁気異常帯 VII の北側の境界線であり、日本海沿岸部の村上市付近から飯豊山北方を抜け、吾妻山北方方面に至る。

低磁気異常線 g は、島弧を E-W 方向に横断する高磁気異常帯 III の北側の境界線であり、津軽半島北方海域から津軽海峡を横断し、下北半島尻屋崎の北方海域に至る。

低磁気異常線 h は、島弧を E-W 方向に横断する高磁気異常帯 III の南側の境界線であり、北海道の磁気異常(ジオグラフィックス・ジャパン編集委員会, 1986)を参考にすれば、「石狩-北上磁気ベルト」を横断する可能性がある。

低磁気異常線 i は、島弧を NNW-SSE 方向に横断する高磁気異常帯 IV の中であって、白神山地の北側にはほぼ E-W 方向に延びる低磁気異常線である。

低磁気異常線 j も、島弧を NNW-SSE 方向に横断する高磁気異常帯 IV の中であって、早池峯構造帯に対応する。

ここで興味深いのは、最近、NNW-SSE あるいは NW-SE 方向に東北日本弧を横断する構造線について

の議論が地球物理学の方面で盛んになってきたことである。茂木(1985)および吉田ほか(1988)は、東北地方のサイズモテクトニクスと「男鹿-牡鹿構造線」との関係について論じている。これらによると、「男鹿-牡鹿構造線」に沿って浅発地震の連続分布が認められると言う。また、重力異常においても、「男鹿-牡鹿構造線」(あるいは「本荘-松島帯」)に沿って特徴が認められるという。すなわち、東北地方に卓越する南北性の異常とは別に、重力異常の急峻部が NW-SE 方向に当該地域を横断して分布する(駒沢・村田, 1988)。これらの「男鹿-牡鹿構造線」に相当する構造線の概念は、ある幅をもったものであり、厳密な位置を規定したものではないが、低磁気異常線 b と d で境される地域とほぼ整合的である。

以上のように、第三紀のグリーンタフ期より活動を始めた、東北日本弧をほぼ NW-SE 方向に横断する構造帯が地質的に提案されており、この構造帯は浅発地震活動で示されるように現在も活動中であることが指摘されている。一方、極磁力異常図でも、これらの構造帯の境界に対応して、高磁気異常帯の境界の低磁気異常線が分布する。もし、低磁気異常線が地下深部の断裂に対応するなら、これと交差する新たな断裂が生じた場合、マグマの移動経路となり、地表で火山活動が見られる可能性がある。低磁気異常線の途中で短波長・高振幅の磁気異常が集中して分布する、八甲田山系、八幡平山系および栗駒山系の各火山地域は、この例かもしれない。

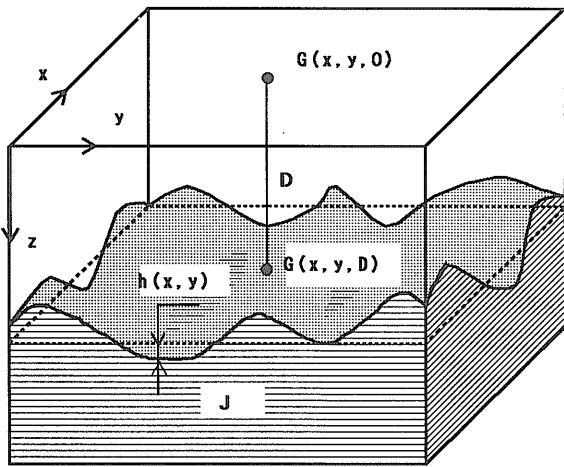
### 3. 磁気異常の定量解析

#### 3.1 2層モデルインバージョン

本章においては、北鹿盆地周辺の広域的な磁氣的地下構造を把握することを目的とする。そのために、磁氣的地下構造をできるだけ簡略化して表現する。すなわち、ここでは、磁氣的構造は磁気基盤と弱磁性の上位層の2層構造であると仮定する。また、磁気基盤と上位層の磁化コントラスト(誘導磁化と残留磁化を合わせたもの)は、一定であると仮定する。もとより現実には、仮定の完全な成立はありえないが、北鹿盆地では地質的な盆状構造も推定されており(佐藤, 1978)、本モデルを用いた磁気異常の解析により、大局的な構造を推定することが可能と思われる。

以上の仮定をもとに磁気異常の2層モデルインバージョン(大熊ほか, 1989)を行う。

今、求めようとする地下構造は、相対的に強磁性の基盤(磁気基盤)と弱磁性の上位層よりなる2層構造で近似できるものとする(Fig. 6 参照)。なお、本論では諸量の分布を、z 軸が鉛直下方のデカルト座標系において



第6図 磁気異常の定量解析に用いた3次元磁氣的2層構造モデル。

影を付けた部分が磁気基盤を示す。

Fig. 6 Three-dimensional subsurface model composed of two layers. Shaded area indicates magnetic basement.

考える。

このとき基盤と上位層との境界面の平均深度  $D$  および磁化コントラスト  $J$  が既知であれば、境界面深度の、平均深度  $D$  よりの局所的な起伏  $h(x, y)$  は、 $h(x, y) \ll D$  のとき、

$$h(x, y) \approx G(x, y, D) / 2\pi J \quad (1)$$

で近似される。ここに、 $G(x, y, D)$  は境界面の平均深度  $D$  の平面上での擬重力異常に相当し、観測面上での擬重力異常  $G(x, y, 0)$  の下方接続として与えられる。 $G(x, y, D)$  は観測面上での擬重力異常  $G(x, y, 0)$  と極磁力異常  $P(x, y, 0)$  を使った次式により近似する(Chenot and Debeglia, 1975)。ここで、擬重力異常および極磁力異常とは、全磁力異常を地球磁場方向と磁化方向に積分したものを、各々鉛直下方に、1階微分と2階微分したものである。

$$G(x, y, D) \approx G(x, y, 0) + D \cdot P(x, y, 0) \quad (2)$$

ただし、(2)式はあくまで近似式であり、そのため(1)式と(2)式から得られる磁気基盤構造がつくる磁気異常は、観測磁気異常と完全には一致しない。そこで、通常、その差が最小となるまで構造に補正を加え、繰り返し計算

を行う。補正は次のように行う。

すなわち、繰り返し計算の回数が  $n$  回目の擬重力異常および極磁力異常の「当てはめ誤差」(観測データに基づく磁気異常と磁気基盤から計算される磁気異常の差)を各々  $R_G^n$ 、 $R_P^n$  とすれば、 $(n+1)$  回目の磁気基盤深度  $Z$  を各計算点毎に

$$Z^{n+1} = Z^n - (R_G^n + Z^n \cdot R_P^n) / 2\pi J \quad (3)$$

で与える。また繰り返し計算は、実際には解の歩み幅がある一定値以下となった時点で打ち切る。

一方、境界面の平均深度  $D$  は、パワースペクトルを使った次式より最小2乗法によって求める(Chenot and Debeglia, 1986)。

$$\ln E = \sigma^2 s_{mn}^2 - 2Ds_{mn} + C \quad (4)$$

ここに、

$E$ : 極磁力異常のパワースペクトル、

$\sigma$ : 境界面の局所的な起伏の標準偏差、

$$s_{mn} = (m^2 + n^2)^{1/2},$$

$m, n$ :  $x, y$  各方向の波数、

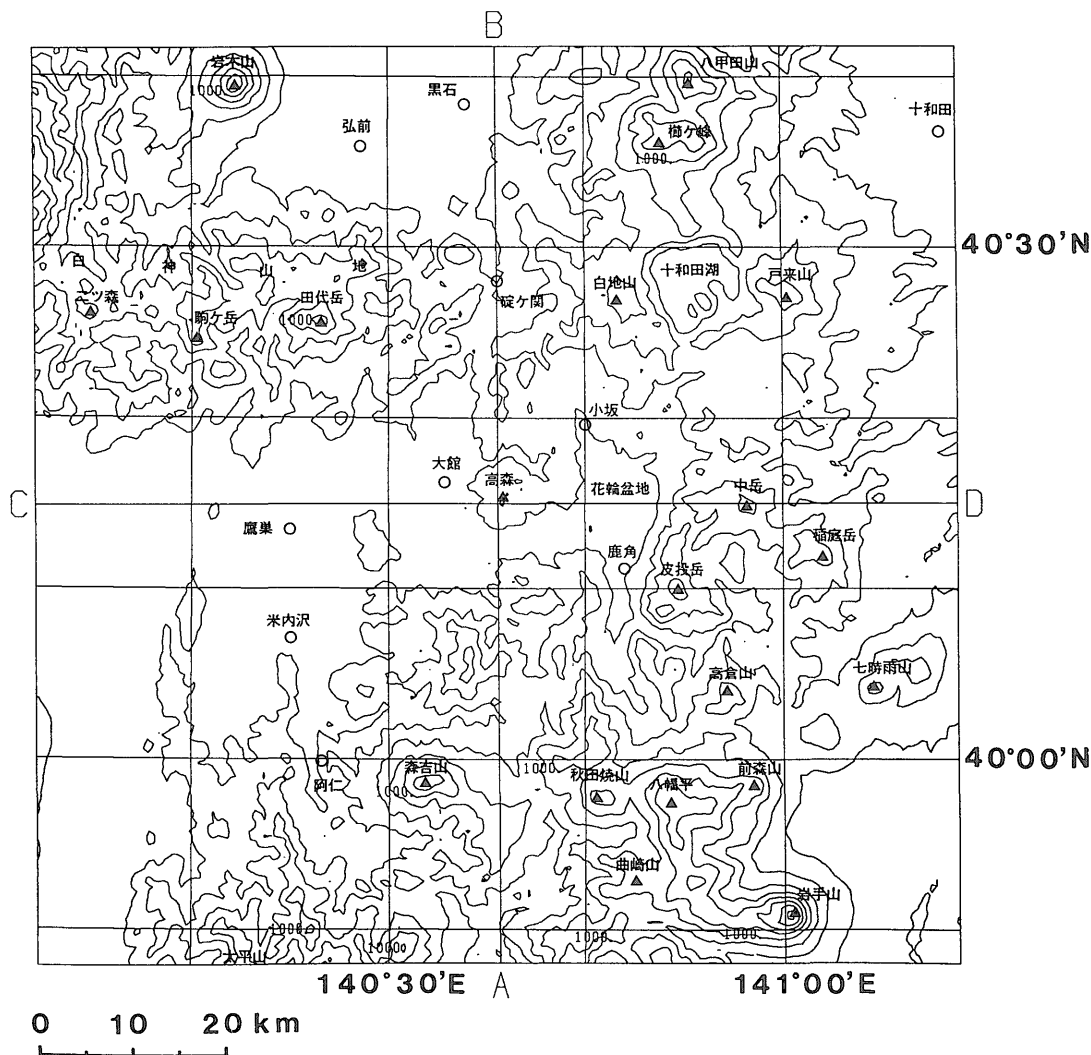
$C$ : 定数

なお、(4)式は、境界面の局所的な起伏が、正規分布することを前提としている。また、インバージョンにおいて磁化コントラストは既知としているが、既知のデータがない場合は、いく通りかの値で計算を行った後に、地質構造やその他の地球物理データを参考にして、最適な値を判断する。

### 3.2 北鹿盆地周辺の磁氣的構造

前節で述べた2層モデルインバージョンをNEDOが取得した東北地方磁気異常データに適用する。NEDOのデータは、Table 1に示した通りであり、特に高度面が約2,440 m (8,000 feet)であるため、観測磁気異常において短波長・低振幅の異常が軽減されている。そこで、2層モデルインバージョン法を適用することによって、比較的長波長の磁気基盤構造を求めることとなる。

北鹿盆地周辺(Fig. 7)において、2層モデルインバージョンを行った。インバージョンに用いたパラメータをTable 3に示す。まず、全磁力異常(Fig. 8)から、インバージョンに用いる擬重力異常と極磁力異常(Fig. 9)とを2次元フーリエ級数を用いた変換法(加藤, 1987)を用いて計算した。次に、極磁力異常(Fig. 9)のパワースペクトル(Fig. 10)から(4)式を用いて境界面の平均深度を求めたところ、3,740 m (海面下約1,300 m)



第7図 北鹿およびその周辺地域の地形図。

国土地理院の国土数値情報標高データより作成。コンター間隔：200 m。▲：山。

Fig. 7 Topography of the Hokuroku district. Contour interval is 200 m. Solid triangles denote summits of mountains.

となった。磁化の強さをいろいろと変えて解析を行った結果、2.5 A/m が最適と判断された。これは、磁気基盤が地表面よりも高くない範囲の最小の磁化の強さを意味する。このとき、繰り返し計算の反復回数は5回で、極磁力異常の当てはめ誤差  $R_p$  の絶対値の平均は 13.2 nT であった。解析結果の磁気基盤分布を Fig. 11 に、南北および東西の断面図を Fig. 12 に併せて示す。また、地形鳥瞰図と磁気基盤の鳥瞰図を Fig. 13 に併せて示す。さらに、当該地域の磁気異常と関連があると

思われる地質を Fig. 14 に、ブーゲ異常図を Fig. 15 に示す。

磁気基盤の概要を述べる。磁気基盤の鳥瞰図 (Fig. 13) に明らかのように、岩木山、八甲田山系、岩手山および森吉山といった第四紀火山に対応する短波長で顕著な隆起域が分布する。また、白神山地によく対応してほぼ E-W 性の隆起部が分布する。一方、八幡平山系北方の中岳、稲庭岳および皮投岳を中心とした地域において、長波長で地下浅所までの隆起が解析されている。また、

第3表 磁気異常(第8図)の2層モデルインバージョンに用いたパラメータ。

Table 3 Parameters used for the inversion of magnetic anomaline (Fig. 8).

Magnetization Intensity	2.5 A/m
Inclination of the Earth's magnetic field	54.0°N
Declination of the Earth's magnetic field	8.0°W
Inclination of magnetization vector	54.0°N
Declination of magnetization vector	8.0°W
Projection	UTM 54
Origin	419.339km (East), 4405.047 km (North)
Grid spacing	0.5 km by 0.5 km (E-W by N-S)
Data number	200 by 200 (E-W by N-S)

森吉山西方地域では、NW-SE 方向の3条の隆起域が認められる。これらとは別に、本地域で最も特徴的なのは、磁気基盤の沈降部が岩木山西方から白神山地の田代岳と駒ヶ岳の間を抜けて大館盆地と鷹巣盆地の間を通り、八幡平山系(仙岩地熱地域)へ連続することである。これは、2.2節の低磁気異常線 b に相当する。

磁気基盤の隆起域は、大きく分けて短波長的なものと長波長的なものとにわけられる。前者は、おもに第四紀火山あるいは中性-苦鉄質、超苦鉄質の貫入岩体に対応する。一方、後者は層状の火山岩体、深成岩体の分布あるいは高磁性の基盤の隆起に対応する。また、磁気基盤の沈降域についても短波長的なものと、長波長的なものとに分類できる。

### 3.2.1 磁気基盤の短波長隆起域

磁気基盤の短波長隆起域としては、岩木山、八甲田山系、十和田湖周辺、仙岩地熱地域(岩手山、森吉山、前森山)がある。これらは、概ね第四紀火山に対応している。

### 3.2.2 磁気基盤の短波長沈降域

磁気基盤の短波長沈降域としては、十和田湖北東岸、および十和田湖南方、田代岳南東方、曲崎山周辺がある。このうち、曲崎山周辺には高密度の玉川溶結凝灰岩が分布するが、サンプリングされた岩石の磁気測定結果は逆帯磁を示している(須藤・向山, 1987)。また、空中磁気異常の解析でも当該地域に卓越する火山岩は全般的に逆帯磁と考えられる(大熊・須藤, 1987)。したがって、見かけ上磁気基盤が沈降して解析されたことになる。同様の解釈が、十和田湖北東岸および南方の解析結果について考えられるが、地表付近に地質兆候が見られないため、

解釈を難しくしている。また、いずれの地域も低重力異常域となっていることは興味深い(Fig. 15参照)。

田代岳南東方の田代町付近において見られる沈降域も同様に考えられる。

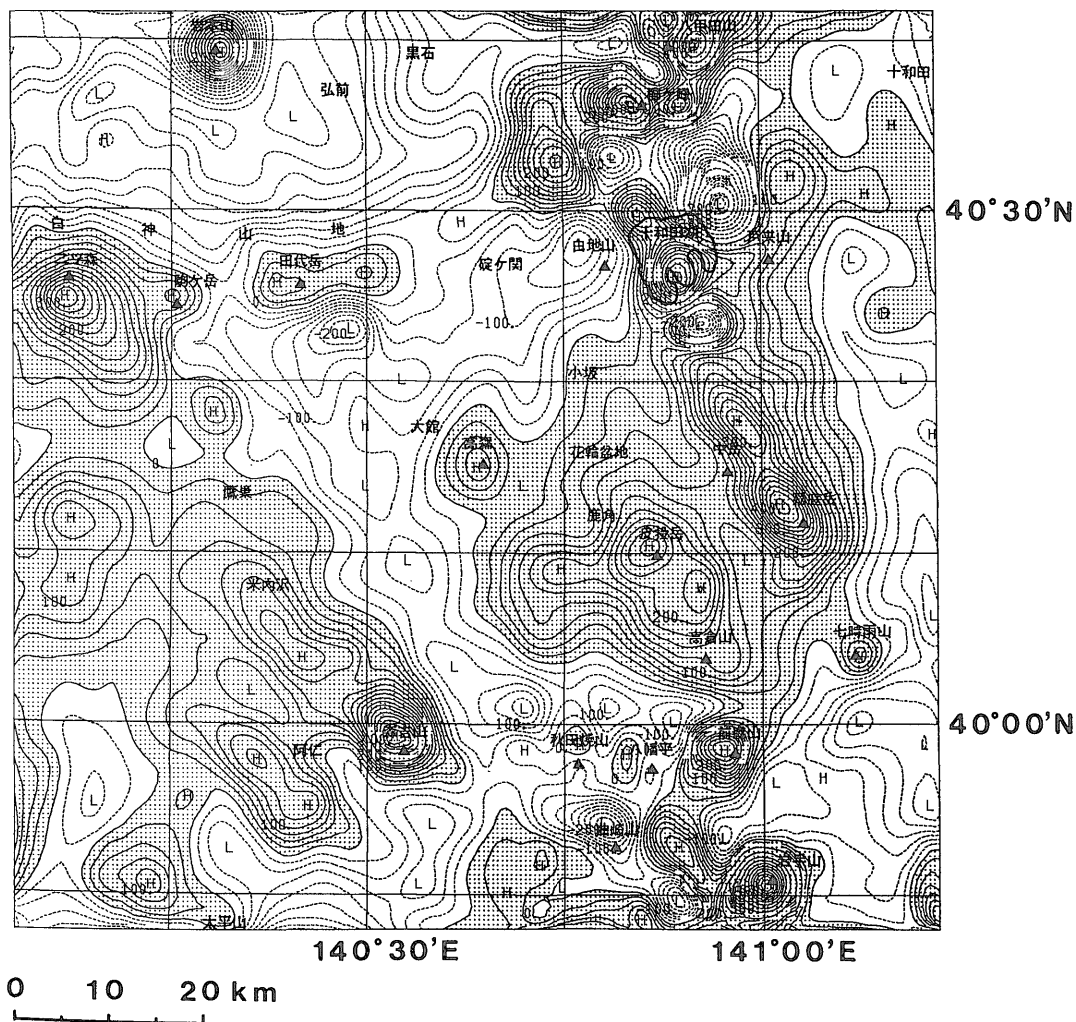
### 3.2.3 磁気基盤の長波長隆起域

磁気基盤の長波長隆起域の代表的なものは、八幡平山系北方で花輪盆地東方の脊梁山脈地域である。この隆起域は東部の第四紀火山稲庭岳を含む地域と、西部の皮投岳南部を中心とした地域に分けられる。東部の隆起域はNNW-SSEの方向性を示し北は十和田湖方向に至る。磁気基盤の隆起部に相当する地質としては稲庭岳の火山噴出物とその北方の貫入深成岩体が考えられる(山田ほか, 1982)。皮投岳南部付近は、一部に花崗斑岩類および花崗岩類の分布が認められており(仙岩地熱地域地質図編集グループ, 1985)、解析結果からは地表下にこれらの深成岩がさらに広く分布するものと思われる。

また、白神山地の二ツ森付近においても磁気基盤はNW-SEの方向に隆起する。本地域においては、第三紀花崗岩類の露頭が認められており、解析結果からは地表下に深成岩体がさらに広く分布しているものと思われる。しかし、本地域南部に分布する第三紀の素波里安山岩(大沢・須田, 1978)の存在も無視できない。

森吉山、太平山、および阿仁町各周辺にはNW-SE方向に伸びる磁気基盤の隆起帯が分布する。森吉山周辺の隆起部に相当する地質としては、森吉山付近の安山岩質溶岩がまず考えられる。次に、その北西方の隆起部は、当該範囲に比較的広範囲にわたって分布している新第三紀中新世のカンラン石玄武岩溶岩および火山砕屑岩(角・守谷, 1973)が相当するものと思われる。解析結果か





第9図 北鹿およびその周辺地域の極磁力異常。  
新エネルギー・産業技術総合開発機構(1982)より編集。その他は、第8図と同様。

Fig. 9 Reduction to the pole magnetic anomalies of the Hokuroku district. Contour interval is 25 nT. See also the captions of Fig. 8.

北鹿盆地は、主に磁気基盤の沈降部に相当するが、大館市東方の高森付近において磁気基盤は隆起する。これは、おそらく高森南東に認められる中新世の石英閃緑岩類などの深成岩類の分布に対応するものと思われる。

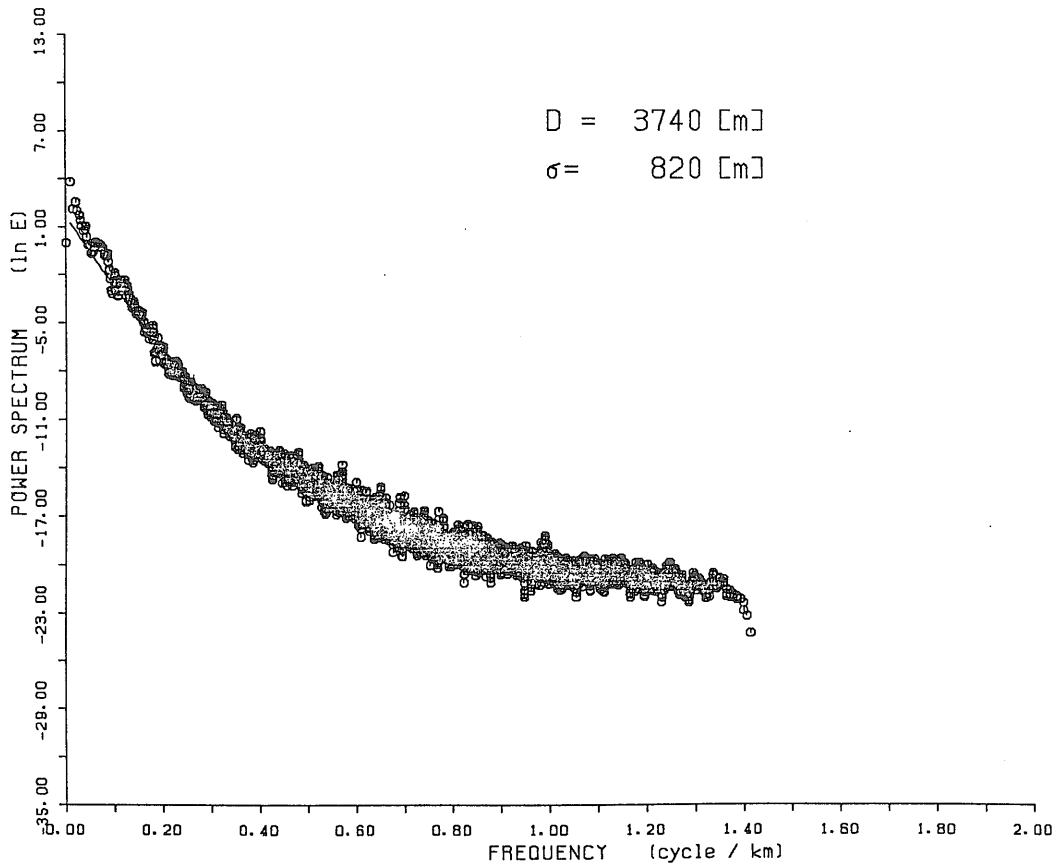
### 3.2.4 磁気基盤の長波長沈降域

一方、磁気基盤の長波長沈降域としては岩木山南方域がある。この沈降域は岩木山の南方をぐるりと囲むように分布しており、岩木山の火山灰を主とした火山碎屑物の分布と調和的である。

また、森吉山付近の隆起帯に接して、その東方には顕著な沈降域が存在する。この沈降域は北は岩木山西方から、南は八幡平山系(仙岩地熱地域)にほぼNW-SE方向に連続する。この沈降域は、低極磁力異常域に対応するが、この線状に伸びる低磁気異常は、八幡平山系からさらに南下し北上山地を越えて太平洋に抜ける。三陸沿岸部では「石狩-北上帯」の不連続部分に対応する(低磁気異常線 b)。

北鹿盆地は、前述のように主に磁気基盤の沈降部に相





第10図 極磁力異常(第9図)のパワースペクトル。

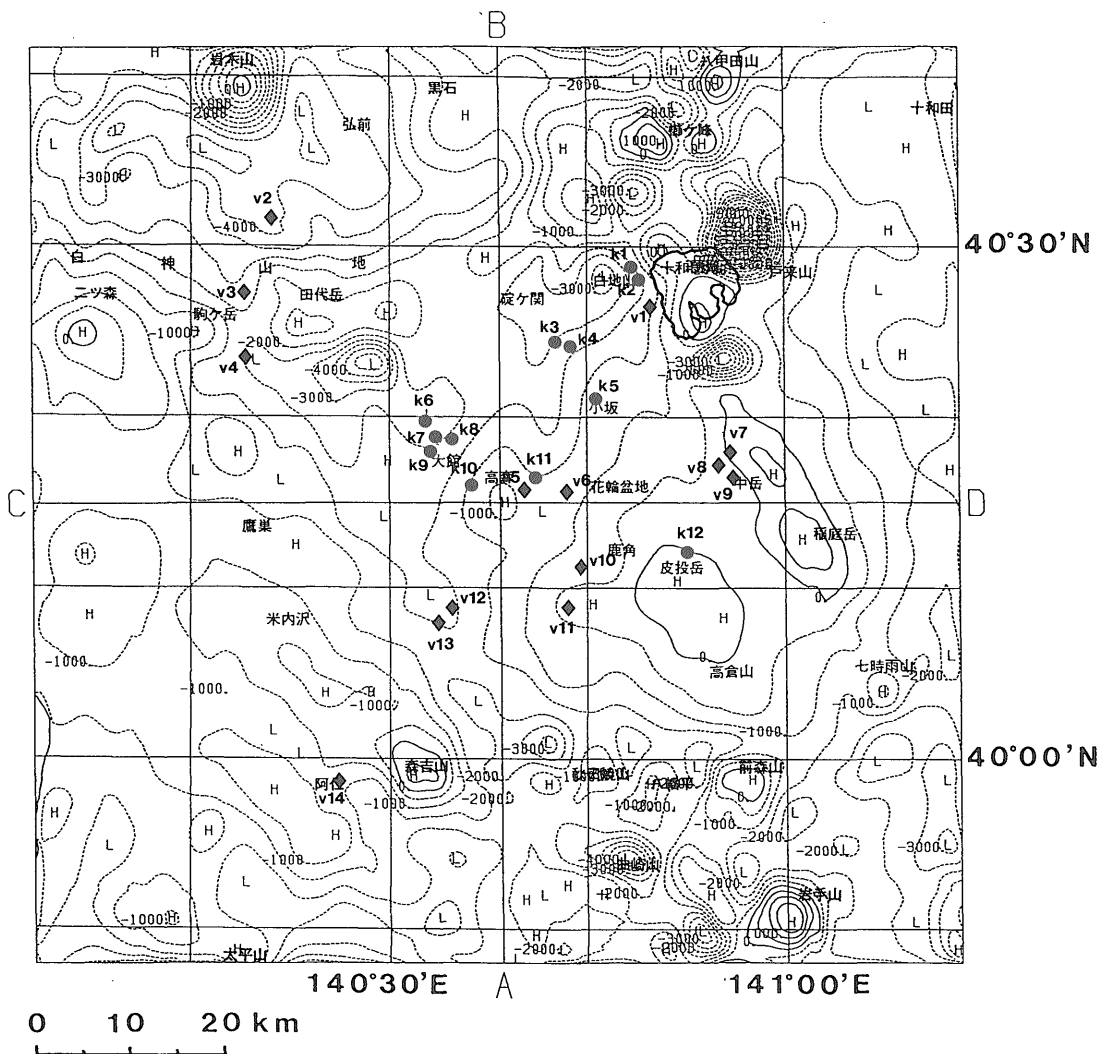
Fig. 10 Radially averaged logarithmic power spectrum of the reduction to the pole anomalies (Fig. 9).

当する。高森北方の大館市北東方から十和田湖西方にかけての地域では、新第三紀の玄武岩質火山岩が卓越して分布するが、この付近においては磁気異常は比較的静穏部となっている。乗富ほか(1969)および乗富ほか(1970)は、秋田県内の火山岩の定方位サンプルおよび試錐コアの磁気測定結果を報告している。これらによると、西黒沢階の残留磁化は、初期のものは正帯磁であり、後期において逆帯磁を示す。また、女川階は初期から中期にかけて正帯磁を示し、中後期において逆帯磁を示す。西黒沢階から女川階の地質は、黒鉱鉱床生成と密接な関連を持つとともに、北鹿地域に卓越した地質である。これらの地質の岩石磁気に前述のような残留磁化方向の反転が見られることから、観測磁気異常においては、正逆が打ち消しあってその結果静穏部となっているものと思われる。

#### 4. 磁氣的構造と鉱床分布

前章で述べたように、北鹿盆地周辺地域の磁気異常の担い手として種々のものが考えられた。すなわち脊梁山脈付近においては、第四紀火山を構成する安山岩質溶岩を主とする火山岩がある。また、花崗岩類などの深成岩体も八幡平山系北方から十和田湖にかけて広範囲に分布する可能性がある。一方、脊梁山脈の西側は新第三紀中新世の花崗閃緑岩体とともにグリーンタフの占める割合が増してくる。さらに日本海沿岸部に至ると、グリーンタフ中の玄武岩類の分布が磁気異常に大きな影響を与えるようである。

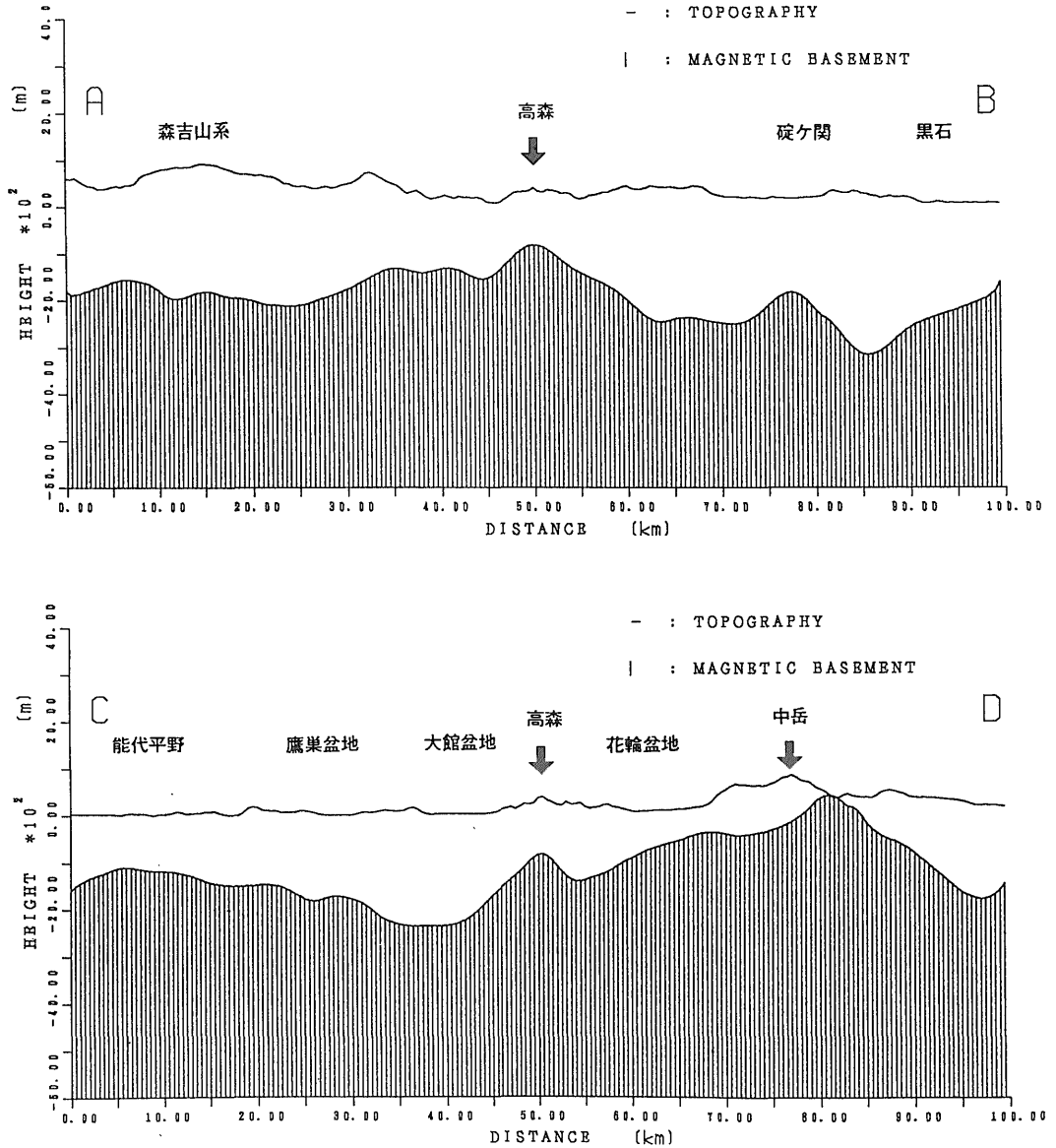
ここで、北鹿盆地周辺地域の鉱床分布と磁氣的構造との関係を考察する。当該地域の既存鉱床分布を、Fig. 11中に磁気基盤図と重ねて表示した。既存鉱床分布は、



第 11 図 北鹿およびその周辺地域の磁気基盤分布。

磁化コントラスト: 2.5 A/m. コンターは、コンター間隔が 500 m の標高値で示した。実線と破線のコンターは、各々正の値と負の値を示す。●: 黒鉱鉍床 k1: 温川, k2: 十和田, k3: 古遠部, k4: 相内, k5: 小坂, k6: 花岡, k7: 松峯, k8: 釈迦内, k9: 松木, k10: 餌釣, k11: 深沢, k12: 花輪。◆: 鉍脈型鉍床 v1: 鉛山, v2: 舟打, v3: 尾太, v4: 太良, v5: 宝倉, v6: 小真木, v7: 来満, v8: 新不老倉, v9: 不老倉, v10: 尾去沢, v11: 大葛, v12: 立又, v13: 明又, v14: 阿仁。

Fig. 11 Magnetic basement of the Hokuroku district. Assumed magnetization intensity is 2.5 A/m. Contour interval is 500 m. Solid and dashed contour lines indicate positive and negative values from the sea level, respectively. Solid circles indicate Kuroko deposits. k 1 : Nurukawa, k 2 : Towada, k 3 : Furutobe, k 4 : Aina, k 5 : Kosaka, k 6 : Hanaoka, k 7 : Matsumine, k 8 : Shakanai, k 9 : Matsuki, k 10 : Eduri, k 11 : Fukazawa, k 12 : Hanawa. Solid lozenges denote vein type metal deposits. v 1 : Namariyama, v 2 : Funauchi. v 3 : Oppu, v 4 : Dira, v 5 : Takarakura, v 6 : Komaki, v 7 : Raiman, v 8 : Shinfuroukura, v 9 : Furoukura, v 10 : Osarizawa, v 11 : Okuzu, v 12 : Tatemata, v 13 : Akarimata, v 14 : Ani.



第12図 磁気基盤(第11図)の鉛直断面図。

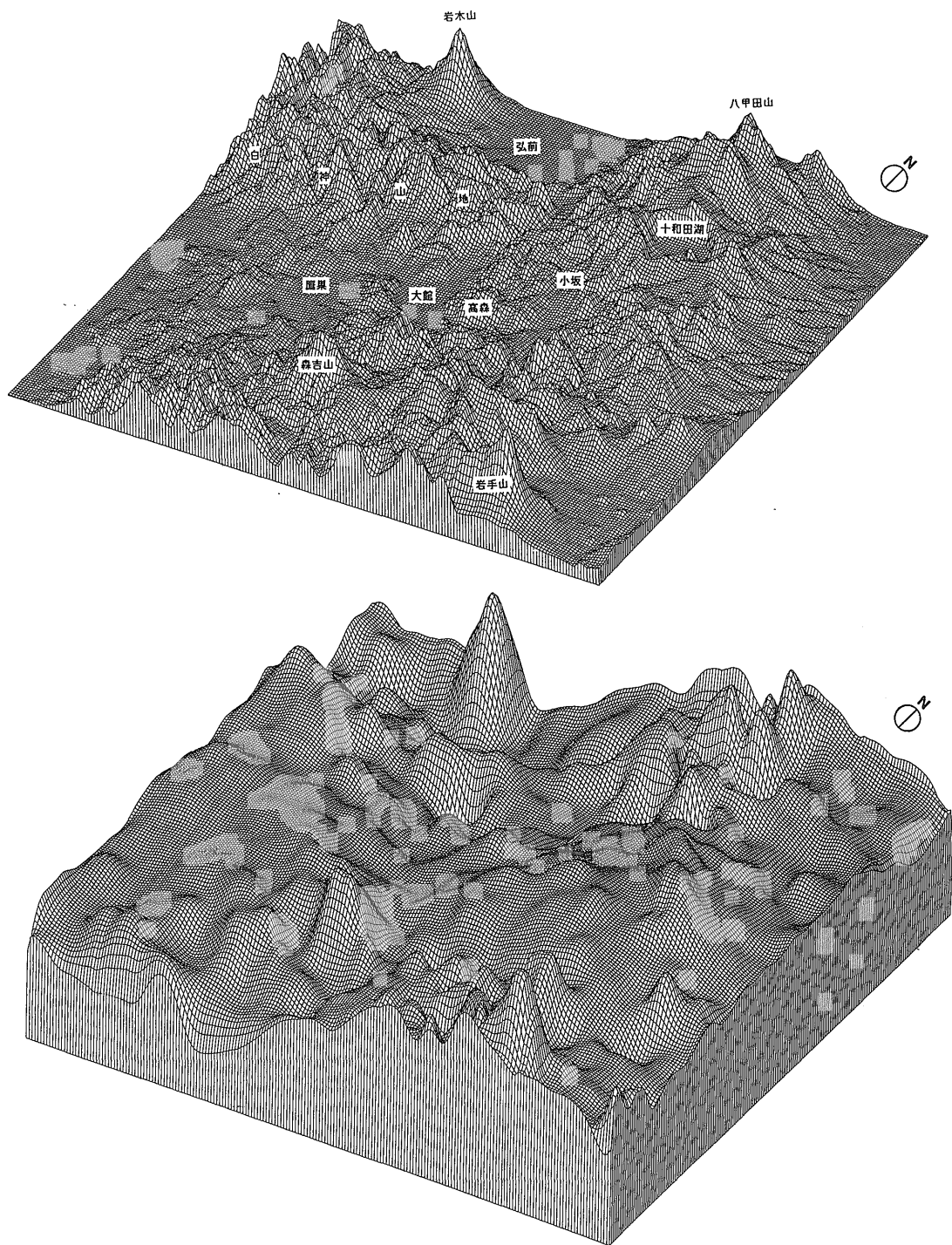
上段: 南北断面図, 下段: 東西断面図。

Fig. 12 Vertical cross sections of the magnetic basement map (Fig. 11). Upper: Cross section of north to south. Lower: Cross section of west to east.

中島(1989), 地質調査所(1955)および同(1956)である。

本地域の黒鉄鉱床は磁気基盤の沈降部の縁に分布することが多い。一方、鉄脈型鉄床は磁気基盤の隆起部の縁に分布するものと、2.2節で述べた低磁気異常線 b に

対応する NW-SE 方向の磁気基盤の沈降部に沿って分布するものとに分けられる。前者としては、宝倉, 小真木, 不老倉, 新不老倉, 来満, 尾去沢, 大葛および阿仁がある。後者としては、舟打, 尾太, 太良, 立又および明又である。前者のような分布は、重力異常の解析によ



第13図 北鹿およびその周辺地域の地形(上段)および磁気基盤(下段)の鳥瞰図。

Fig. 13 Bird's-eye view maps of the topography and magnetic basement of the Hokuroku district. Upper: Bird's-eye view map of the topography (Fig. 7). Vertical exaggeration is 10:1. Lower: Bird's-eye view map of the magnetic basement (Fig. 11). Vertical exaggeration is 5:1.





の小さい貫入岩体は解析できていない。しかしながら、比較的大規模の構造はよく表現されている。たとえば、北鹿盆地中央部の高森付近(宝倉, 小真木), その東方の脊梁山脈付近(来満, 不老倉および新不老倉), 鹿角市付近(尾去沢, 大葛)および阿仁町(阿仁)などである。

低磁気異常線 b に対応する NW-SE 方向の磁気基盤の沈降部に沿って分布する各鉱床は, 想定される構造線に沿って貫入した小貫入岩体によって形成されたものと思われる。これらの小岩体に対応する磁気異常は, 磁気異常図の精度の問題で個々の岩体に対して明瞭に表われず, 深部の断裂構造に対応すると思われる長波長の低磁気異常線となって表われている。

## 5. 結 論

東北地方北部の空中磁気異常データを, 北鹿盆地およびその周辺地域を中心として, 地形や地表地質の情報と詳細に比較検討した。この結果以下のことが判明した。

(1) 東北地方北部においては, 太平洋沿岸部の N-S 性の高磁気異常帯と, これと斜交して島弧を NNW-SSE あるいは NW-SE 方向に横断する複数の高磁気異常帯, さらに日本海東縁部の N-S 方向の高磁気異常帯が特徴的である。

(2) 島弧を NNW-SSE あるいは NW-SE 方向に横断する複数の高磁気異常帯の境界部は, 推定されている構造線や断層と対応する場合が多い。

(3) 北鹿盆地およびその周辺の磁気異常の 2 層モデルインバージョンの結果, 北鹿盆地東方で八幡平山系北方の脊梁山脈地域と, 森吉山西方で太平山北方地域において, 磁気基盤の長波長隆起域が解析された。これらの隆起域に対応するのは, 脊梁山脈地域においては伏在する新第三紀の花崗岩体, 太平山北方地域では同じく新第三紀の花崗岩体, あるいは日本海側に近づくにつれてグリーンタフ中の玄武岩類と思われる。

(4) 北鹿盆地およびその周辺の黒鉱鉱床および鉄脈型鉱床は, 磁気基盤の隆起域から沈降域にかかる傾斜部に分布する。これとは別に, 当該地域を NNW-SSE に横断する磁気基盤の沈降部に沿って, 鉄脈型鉱床の連続分布が認められる。

謝 辞 本研究を行うに当たって, 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (NEDO) より, 同機構の東北地方磁気異常数値データの使用許可を頂いた。また, 陸海地域の地形データ表示のため, 国土地理院の国土数値情報標高データと海上保安庁水路部の水深データ (提供番

号: 087-再-001) を使わせて頂いた。さらに, 国際協力室の花岡尚之氏, 地殻物理部の金谷 弘, 広島俊男, 駒澤正夫の各氏および元地殻物理部の堀川義夫氏には有益な御助言を頂いた。ここに感謝の意を表する。

最後に, 本論文は工業技術院特別研究「深部鉱物資源のポテンシャルティー評価に関する研究」の報告書を原稿として, 1989 年 10 月に提出されたものである。

## 文 献

- Chenot D. and Debeglia N. (1986) Gravity and magnetic 3-D interactive inversion with constraints. *56th annual international SEG meeting, expanded abstracts with bio-graphics*, p. 219-221.
- 地質調査所(1955) 日本鉱産誌 I-a. 地質調査所, 155 p.
- (1956) 日本鉱産誌 I-b. 地質調査所, 395 p.
- (1978) 空中磁気探査法に関する研究報告 (その 1) —陸棚海域地下資源賦存に関する基礎研究一. 地質調査所, 159 p.
- 福留高明(1978) 宮守超塩基性岩体の進入機構について. 東北大地質古生物研邦報, no. 79, p. 1-32.
- 広川 治・吉田 尚(1954) 5 万分の 1 図幅「人首」および同説明書. 地質調査所, 33 p.
- ジオグラフィクス・ジャパン編集委員会(1986) ジオグラフィクス・ジャパン, 丸善, 108 p.
- Gerard A. and Debeglia, N. (1975) Automatic three-dimensional modeling for the interpretation of gravity or magnetic anomalies. *Geophysics*, vol. 40, no. 6, p. 1014-1034.
- 金谷 弘(1974) カリウム・トリウム・ウランおよび帯磁率. 北上山地の白亜紀花崗岩類一岩石記載と帯状配列一, 地調報告, no. 251, p. 91-120.
- 片田正人(1974) 北上山地の白亜紀花崗岩類 I. 序論, 地調報告, no. 251, p. 1-7.
- 加藤碩一(1981) 栗島地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 32 p.
- 加藤元彦(1987) 2 次元フィルターの理論と重力・磁力分布の解析. ラテイス社, 263 p.
- 勝井義雄・佐藤博之(1970) 渡島大島地域の地質.

- 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 16 p.
- 北村 新(1963) グリーン・タフ地域における第三紀構造運動. 化石, no. 5, p. 123-137.
- 駒沢正夫(1984) 北鹿地域の定量的重力解析について. 物理探査, vol. 37, no. 3, p. 123-134.
- ・広島俊男・大久保泰邦・須田芳朗・中井順二(1987) 100万分の1全国重力図(ブーゲー異常図). 新エネルギー開発機構.
- ・石原丈実・広島俊男・山崎俊嗣・村田泰章(1992) 日本及び隣接地域重力異常図, 500万分の1. 日本地質アトラス(第2版), 地質調査所.
- 駒沢正夫・村田泰章(1988) 栗駒地熱地域の重力解析. 地質調査所報告第286号, p. 285-313.
- 栗駒地熱地域地質図編集グループ(1986) 10万分の1栗駒地熱地域地質図. 特殊地質図(21-3), 地質調査所, 26 p.
- 牧野雅彦・大久保泰邦・中塚 正(1992) 空中磁気データから眺めた日本の地質・地殻構造, 地球, vol. 14, no. 3, p. 173-179.
- 森谷智之(1968) 深浦地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 57 p.
- 茂木清夫(1985) 1983年日本海中部地震の震央域の構造的異質性. 地震, 第2輯, vol. 38, p. 262-265.
- 中嶋輝允(1989) 北鹿地域鉍物資源評価地質図. 特殊地質図, no. 27, 地質調査所.
- 乗富一雄・佐藤昭一・林 克彦(1969) 秋田県内火成岩の磁性とその探査への応用(そのI). 秋田大学鉱山学部地下資源開発研究所報告, no. 37, p. 57-67.
- ・—————・—————(1970) 秋田県内火成岩の磁性とその探査への応用(そのII). 秋田大学鉱山学部地下資源開発研究所報告, no. 39, p. 37-73.
- Ogawa, K. and Suyama, J. (1975) Distribution of Aeromagnetic Anomalies. *Tokai. Univ. Press, Volcanoes and Tectonosphere*, p. 207-215.
- 生出慶司・大沼晃助(1960) 東北地方を中心とした“グリーンタフ時代”の火成活動. 地球科学, no. 50-51, p. 36-55.
- 岡村行信・棚橋 学(1983) 釜石沖海底地質図. 地質調査所, 海底地質図, no. 22.
- 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, no. 374, p. 48-57.
- 大熊茂雄・金谷 弘(1990) 岩石磁気と磁気探査. 地質ニュース, no. 428, p. 20-26.
- ・—————・長原美智子(1990) 宮守超塩基性岩体の磁性. 物理探査学会第83回学術講演会論文集, p. 269-271.
- ・牧野雅彦・中塚 正(1989) 擬重力および極磁力を用いた磁気異常の2層モデルインバージョン—伊豆大島空中磁気異常データを例として—. 物理探査, vol. 42, no. 2, p. 82-96.
- ・須藤 茂(1987) 仙岩地熱地域の磁氣的構造. 地質調査所報告, no. 266, p. 425-447.
- 大沢 稔・池辺 穰・荒川洋一・土屋信之・佐藤博之・垣見俊弘(1982) 象瀉地域の地質(酒田地域の一部, 飛島を含む). 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 73 p.
- ・須田芳朗(1978) 20万の1地質図幅「弘前及び深浦」. 地質調査所.
- 大森晶衛(1954) 東北日本の第三系の構造の特性—とくに石巻—鳥海山構造帯について—. 地球科学, no. 18, p. 16-23.
- 佐藤壮郎(1978) 黒鉍鉍床—その成因と進化. 科学, no. 48, p. 157-165.
- Segawa J. and Oshima S. (1975) Buried Mesozoic volcanic-plutonic fronts of the north-western Pacific island arcs and their tectonic implications. *Nature*, vol. 256, p. 15-19.
- 瀬川爾朗・大島章一・吉田俊夫(1976) 大陸性地磁気異常の縞模様—その島弧における意義. vol. 46, p. 83-90.
- 瀬戸正弘・北村保夫・加藤愛雄(1984) 宮城県におけるCA観測. Conductivity Anomaly研究会論文集, p. 69-77.
- 仙岩地熱地域地質図編集グループ(1985) 10万分の1仙岩地熱地域地質図. 特殊地質図(21-2). 地質調査所, 23 p.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構(1982) 昭和56年度全国地熱資源総合調査報告書キューリー点法調査(九州及び東北).



- 須藤 茂・向山 栄(1987) 仙岩地熱地域北部の火山岩の古地磁気と火山活動の推移. 地質調査所報告, no. 266, p. 143-158.
- 角 清愛・守谷智之(1973) 米内沢地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 46 p.
- 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会(1986) 日本における最近の石油探鉱. 281 p.
- 山田直利・寺岡易司・秦 光男ほか編(1982) 100万分の1地質図. 日本地質アトラス, p. 3-19, 22-25. 地質調査所.
- 吉田明夫・石川有三・岸尾政弘(1988) 東北日本のサイスモテクトニクスと男鹿-牡鹿構造線. 地震, 第2輯, vol. 41, no. 4, 563-571.
- 吉田三郎(1984) 山形の地質をめぐって. 日曜の地球科学-15, 築地書館, 193 p.
- 吉田 尚・大沢 穠・片田正人・中井順二(1984) 20万の1地質図「盛岡」. 地質調査所.
- 吉井守正(1966) 5万分の1地質図幅「渡島小島」および同説明書. 地質調査所, 13 p.
- (受付: 1992年6月12日; 受理: 1992年9月22日)