

下北半島における MT 法データと重力データの総合解釈

高倉伸一*

TAKAKURA Shinichi (1994) Integrated interpretation of magnetotelluric and gravity data in Shimokita Peninsula, Northern Honshu, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 45 (12), p. 689-702, 11figs.

Abstract : Magnetotelluric (MT) and gravity data, which were taken in the Shimokita Peninsula, northern Honshu, Japan, were analyzed and integrated to interpret the deep structure beneath the peninsula, where many active geothermal manifestations and hydrothermal mineral deposits are present.

A resistivity model was derived from the MT data along a profile traversing major geologic and gravity features of the peninsula, using a two-dimensional inversion technique. A gravity basement model was obtained with a three-dimensional analysis method. These two models generally agree with each other very well. However, the gravity basement is deeper than the resistive layer in the western part of the profile, while the gravity basement appears relatively conductive around Osorezan Volcano and Mutsu City. These discrepancies can be interpreted geologically as follows.

1) In the western part of the profile, there are many mineral deposits in silicified zones. Silicification is generally associated with high resistivity. Hence, the resistive zone above the gravity basement indicates intense silicification at that depth.

2) The Osorezan volcanic activity has passed its peak, however, there are a number of fumaroles and hot springs around the volcano. This indicates that the hydrothermal system is still active now. It is well known that the resistivity of a water-saturated rock drops by fracturing. There must be many fractures in the basement beneath the area, and they form circulation paths of geothermal water.

3) The thick sedimentary layer around Mutsu City is very conductive. This may be due to highly saline water content. Probably the basement beneath this area is also fractured and is saturated with saline water.

要 旨

本州最北端にある下北半島の深部地下構造を把握するため、MT 法データと重力データの総合解釈を実施した。MT 法データより、半島を西北西-東南東に横切る測線の 2 次元比抵抗断面を求めた。また、重力データより半島の 3 次元重力基盤を求めた。両者の解析結果を MT 法の測線において比較すると、高比抵抗層と重力基盤とはおおむね整合的であったが、半島の西部、宇曾

利山湖からむつ市周辺の地域ではその深度に違いが見られた。本報では、両者の違いを地質情報と考え、次のように地下構造を解釈した。

1) 半島の西部では、珪化帯を伴う新第三紀の鉾脈鉾床が多数分布する。珪化帯はふつう高比抵抗であるので、重力基盤より浅い高比抵抗層はその深度における珪化帯の存在を示唆すると考えられる。

2) 恐山火山活動はピークを過ぎているが、周辺の地

* 地殻物理部

Keywords : integrated interpretation, magnetotelluric, gravity, Shimokita Peninsula, Osorezan volcano

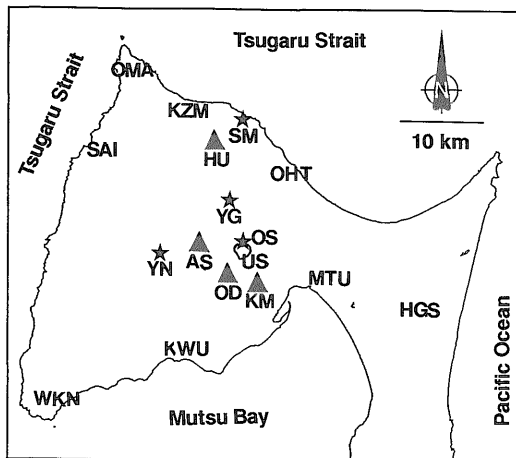
区では温泉や噴気帯が見られ、熱水活動は現在でも活発である。含水岩石に割れ目が生じると岩石は低比抵抗を示すようになるので、恐山火山周辺で重力基盤の比抵抗が低いことについては、現在までの恐山火山の活動や貫入岩の構造運動により岩石中に断裂が生じ、それが熱水系となっているからと考えられる。

3) むつ市周辺の厚い堆積層は非常に低比抵抗を示すが、これは海水を多量に含んでいるからと理解される。また、その直下の重力基盤が低比抵抗を示すことについては、基盤中に割れ目が存在し、海水の浸透が深部まで及んでいるからと考えられる。

1. はじめに

本州最北端の下北半島(第 1 図, 第 2 図)には、数多くの熱水性金属鉱床が存在する。また、半島中央部に位置する恐山火山や燧岳火山の周辺には温泉や噴気帯が分布し、活発な熱水活動が見られる。このような状況から、本半島ではこれまでも多くの金属鉱床探査や地熱資源探査が実施されている(例えば、地質調査所, 1976; 新エネルギー総合開発機構, 1986; 通商産業省, 1992)。また、最近では、恐山噴気帯が温泉型金鉱床の生成の場として注目を集めるようになり、地質調査所などによる詳細な調査が実施されている(例えば、青木, 1989; Aoki, 1991; 高倉・内田, 1991)。

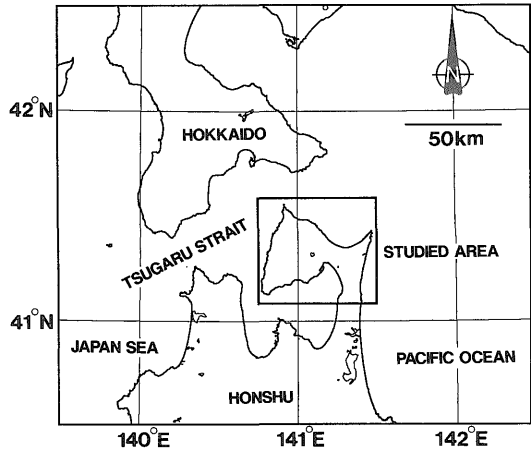
しかし、これらの調査のほとんどが地表あるいは深度 1-2 km 程度までの浅部を対象としたものであったこと



第 1 図 下北半島の位置図

実線で囲まれた部分が研究対象地域である。

Fig. 1 Location map of the Shimokita Peninsula and the studied area.



第 2 図 研究対象地域のおもな地名索引図

▲は主な第四紀火山を、★は主な温泉・噴気帯を示す。

HU: 燧岳, AS: 朝比奈岳, OD: 大尽山, KM: 釜臥山, US: 宇曾利山湖, SM: 下風呂温泉, YG: 葉研温泉, OS: 恐山噴気帯, YN: 湯ノ川温泉, OMA: 大間町, KZM: 風間浦村, SAI: 佐井村, OHT: 大畑町, MTU: むつ市, HGS: 東通村, KWU: 川内町, WKN: 脇野沢村。

Fig. 2 Location names in the studied area. Triangles denote Quaternary volcanoes. Stars denote hot springs or fumaroles.

から、本半島の深部地下構造についてはほとんど明らかにされていない。そのため、熱源や熱供給系など深部地熱系が深く関与する金属鉱床や地熱資源の生成メカニズムの解明にはなかなか至らないというのが現状である。そこで、本研究では、MT 法データと重力データの定量的解析を行い、下北半島の広域的な深部地下構造の解釈を試みた。

本報では、まず、MT 法データから解析される比抵抗構造と重力データから解析される重力基盤について検討する。次に両者の構造を統合して解釈を加え、本半島の深部地下構造について考察する。

2. 下北半島の地質概要

下北半島の地質については、青森県(1972)、通商産業省(1992)などにまとめられている。また、恐山火山周辺の地熱構造については、地質調査所(1976)、新エネルギー総合開発機構(1986)などにまとめられている。ここでは、それらの資料を参考に、下北半島の地質構造や地熱系について簡単に述べる。

第 3 図は、山田ほか(1990)の 200 万分の 1 の地質図を

簡略化し、主な温泉・噴気帯の位置を加筆したものである。本地域は東北日本グリーンタフ地域の北端に位置する。地質構造は先第三系を基盤とし、それを不整合に覆う新第三系とその上位の第四系で構成される。半島の東部及び西部の海岸付近では先第三系が露出しており、半島の西部を中心に新第三系が広い範囲に分布している。一方、半島中央部では第四系の恐山火山(釜臥山・大尽山・朝比奈岳など)や燧岳火山の噴出物が広く分布しており、むつ市周辺では沖積層の下位に第四紀・新第三紀層が厚く堆積している。地質構造の大局的な走向は北東-南南西である。

現在の地熱活動は、主として第四紀更新世に活動を開始した恐山火山や燧岳火山に関連する。それらの火山活動自体はピークを過ぎているが、現在でも熱水活動は活発であり、周辺の地区では温泉などの地熱徴候が見られる。なかでも宇曽利山湖北岸は、本地域で最も熱水活動や噴気活動が活発な場所であり、その地表は著しい熱水

変質を受けている。

3. MT法データの解析

3.1 データ処理の概要

MT法の測点数は46である。測点は半島全域をカバーするように配置されており、恐山火山周辺ではその間隔が密となっている(第3図)。MT法測定の概要については高倉ほか(1993)に述べられているので、本報では省略する。

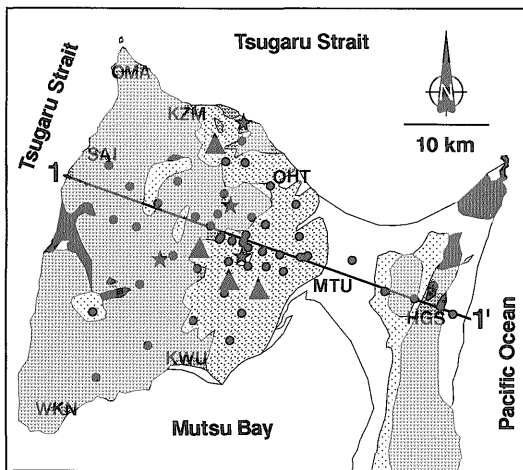
データ処理では、各測点で取得した電場2成分と磁場3成分の時系列データから、0.0005-320Hzの範囲の40周波数で各成分のパワースペクトルを求め、電磁場のインピーダンス(電場と磁場の比)と磁場伝達関数を算出し、見掛比抵抗、位相、インダクションベクトルなどのMTパラメータを求めた。

3.2 インピーダンスの主軸方向と大きさ

MT法のインピーダンスはテンソル量であり、方向によって大きさが変化する。インピーダンスが最大及び最小となる方向を主軸とよぶ。6つの代表的な周波数における各測点のインピーダンスの主軸の方向と見掛比抵抗を第4図に示す。直交する2つの実線の方向が主軸の方向を、その長さが見掛比抵抗の大きさを対数で表している。インピーダンスの主軸は、高周波で北東-南西と北西-南東系が卓越するが、低周波で東-西と南-北系になる傾向がある。見掛比抵抗は半島中央部で小さく、半島の東部や西部で大きくなる傾向がある。また、低周波になるほど東西方向の見掛比抵抗が大きくなる比抵抗異方性が見られるようになり、半島の東海岸や西海岸付近の測点ではそれが顕著である。

3.3 インダクションベクトル

インダクションベクトルは、鉛直磁場と水平磁場間の伝達関数を表現するものとして求められる。インダクションベクトルは低比抵抗帯に向き、比抵抗変化が急激なところで大きくなるという性質をもつ。6つの代表的な周波数における各測点のインダクションベクトルを第5図に示す。図中の影や点線で示した部分はインダクションベクトルから推定される低比抵抗帯を表し、また+印で示した部分は高比抵抗帯を示す。高周波(120, 6Hz)のインダクションベクトルは、海岸の近傍では海側を向くが、半島中央部では恐山火山あるいはその南西側を向いている。これより、恐山火山周辺の比較的浅部に低比抵抗帯があると推定される。インダクションベクトルは、低周波になるにしたがい反時計回りに回転し、0.3及び0.01Hzでは、陸奥湾の近傍の測点を除き、半島のくびれの部分と津軽海峡に向くものが多くなる。こ



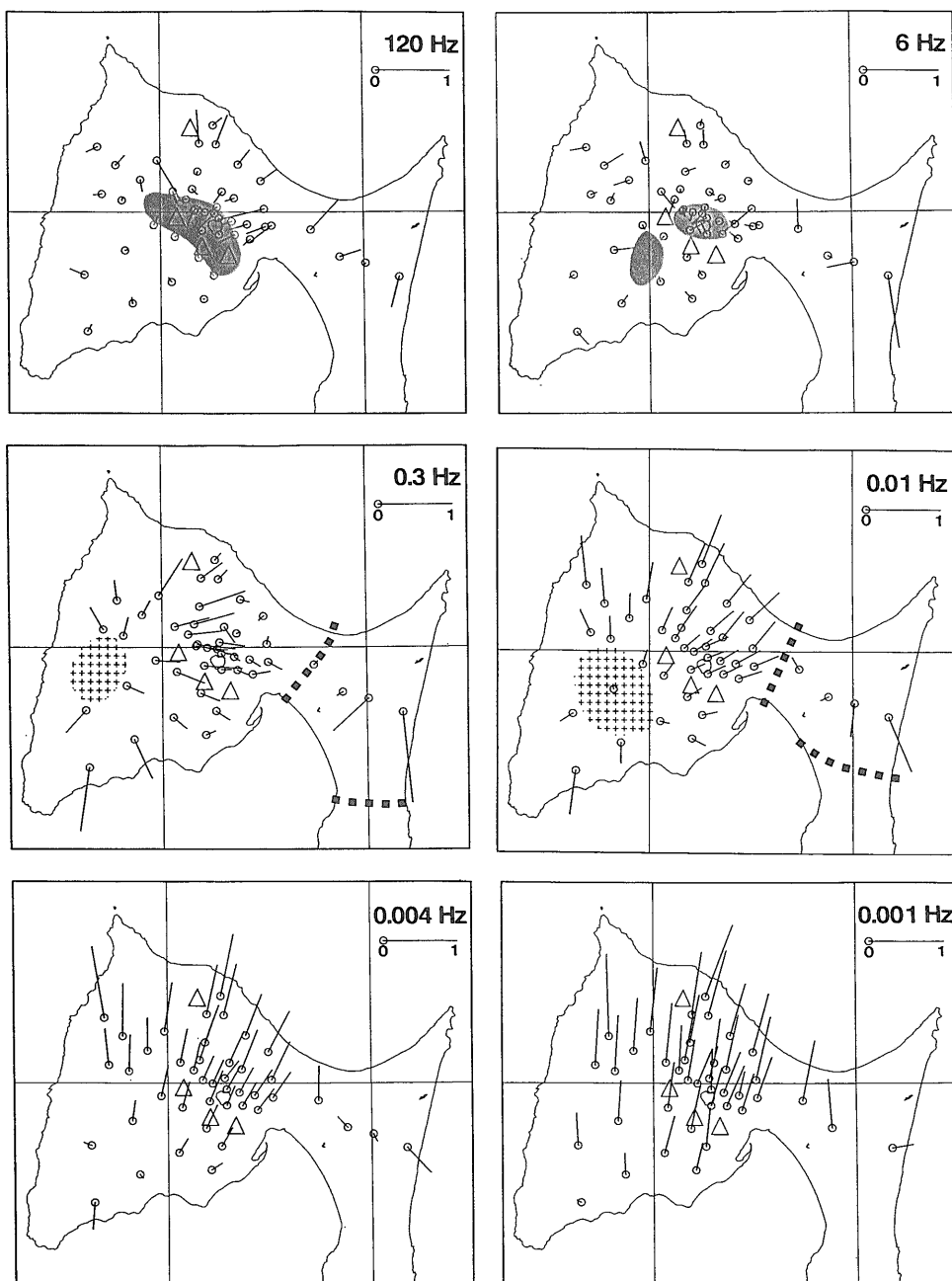
- Sediments (Quaternary)
- ▨ Volcanic Rocks (Quaternary)
- ▤ Sedimentary Rocks (Tertiary)
- ▥ Volcanic Rocks (Tertiary)
- Basement Rocks (Pre-Tertiary)
- Intrusive Rocks

第3図 下北半島の地質図

山田ほか(1990)を簡略化して加筆した。

●はMT法の測点で、実線1-1'はMT法の断面解析に用いた測線を示す。

Fig. 3 Geological map of the Shimokita Peninsula modified after Yamada *et al.* (1990). Solid circles are MT sites. The solid line (1-1') is a profile for 2D analysis of MT data.

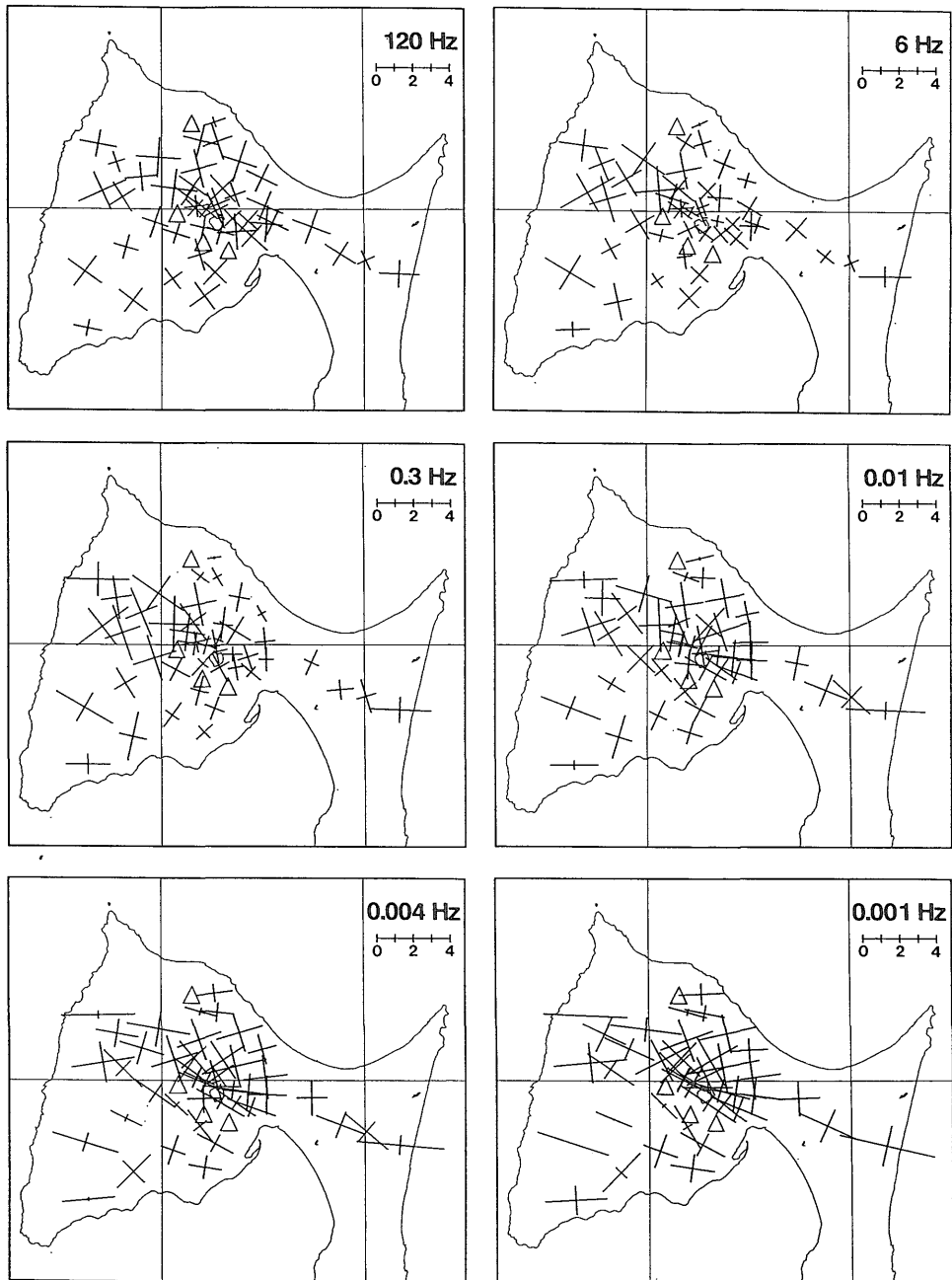


第4図 インピーダンスの主軸方向と見掛け比抵抗の分布

左上: 120Hz, 右上: 6Hz, 左中: 0.3Hz, 右中: 0.01Hz, 左下: 0.004Hz, 右下: 0.001Hz.

直交する2方向の線分が主軸の方向を, その長さが見掛け比抵抗の大きさを対数で表す. 見掛け比抵抗の対数スケールは各図の右上に示している.

Fig. 4 Distribution of apparent resistivities along the principle axes at 120 Hz, 6 Hz, 0.3 Hz, 0.01 Hz, 0.004 Hz and 0.001 Hz. Two crossed bars indicate principal axes. Apparent resistivity in logarithmic scale for each axis is shown by the bar length.



第5図 インダクションベクトル(実数成分)の分布

左上: 120Hz, 右上: 6Hz, 左中: 0.3Hz, 右中: 0.01Hz, 左下: 0.004Hz, 右下: 0.001Hz,
 影の部分及び点線はインダクションベクトルから推定される低比抵抗帯を, +印の部分は高比抵抗帯を示す。インダクションベクトルの大きさのスケールは各図の右上に示している。

Fig. 5 Distribution of real components of induction vectors at 120 Hz, 6 Hz, 0.3 Hz, 0.01 Hz, 0.004 Hz and 0.001 Hz. Induction vectors point to conductors. Shaded areas and dashed lines denote conductive zones and plus-marked areas denote resistive zones.

これは、地峡効果や海峡効果の現れと判断され、陸域では点線で示す方向に、海域では津軽海峡に沿って誘導電流が集中すると推定される。0.004及び0.001Hzのインダクションベクトルはほとんど北向きであり、山下・横山(1975)の結果と一致する。

3.4 2次元解析

前述のように、本地域の地質構造の大局的な走向は北北東—南南西である。また、インピーダンスの主軸の片方もほぼその方向を示している。さらに、後述するが、ブーゲー異常が示す大局的な走向も北北東—南南西である。そこで、恐山火山のほぼ中央を通る西北西—東南東方向の測線(第3図の測線1-1')を対象に2次元解析を実施した。

測線近傍の17測点を測線上に投影し、各測点の電場を測線方向に回転させたデータをTMモード、それと直交する方向のデータをTEモードとした。TMモードの見掛比抵抗と位相を第6図に、TEモードの見掛比抵抗と位相を第7図に示す。これらの図から、大局的には見掛比抵抗は測線の中央部で低く、測線の西部と東端で高いことがわかる。しかし、高周波で低比抵抗を示す測点は低周波でも低比抵抗を示す傾向があり、これより両モードのデータともスタティック効果(Andrieux and Wightman, 1984)の影響を受けていることは明らかである。また、測線の両端に近い測点では、TMモードの見掛比抵抗がTEモードのそれより高くなるという異方性がある。この異方性は、低周波になるほど、また海に近い測点ほど顕著であることから、海岸線効果(小川, 1986)の影響と判断できる。

2次元解析ではTMモードに現れたスタティック効果のみを取り扱うことができる(小川ほか, 1990)。そこで、今回の解析ではTEモードのデータは使用しなかった。また、第6図より、朝比奈岳から宇曾利山湖にかけての測点では、約0.01Hz以下の周波数になるとTMモードの位相が90度を超えることがわかる。このようなデータを2次元構造で説明することはできないので、0.01Hz以下のデータを解析から除外した。2次元解析には小川(1988)のプログラムを使用した。

2次元解析の結果を第8図に示す。大局的には第1層が低比抵抗、第2層が高比抵抗の2層構造である。低比抵抗層の中心は宇曾利山湖とむつ市付近にあり、比抵抗が10Ωm以下を示す部分もある。前者は熱水活動が最も活発な地域に位置することから、この低比抵抗は地熱活動に伴って生成された熱水変質帯あるいは塩濃度の高い熱水の貯留域を反映していると考えられる。一方、後者は新第三紀・第四紀の堆積層に対応するが、南北に海

が近いことから、この低比抵抗は地層中に含まれる多量の海水によるものと推定できる。このことは、前述でインダクションベクトルにより誘導電流の集中域がこの付近に推定されたことと調和的である。

第2層の高比抵抗層は測線の東部あるいは西部になるほど浅くなり、比抵抗が3000Ωm以上を示す部分もある。測線の東部あるいは西部の地域では先第三系が露出していることより、この高比抵抗は先第三系の基盤岩を反映していると推測される。一方、恐山火山やむつ市の周辺では、高比抵抗層の深度は深く、10km以深でも比抵抗は1000Ωm以下である。

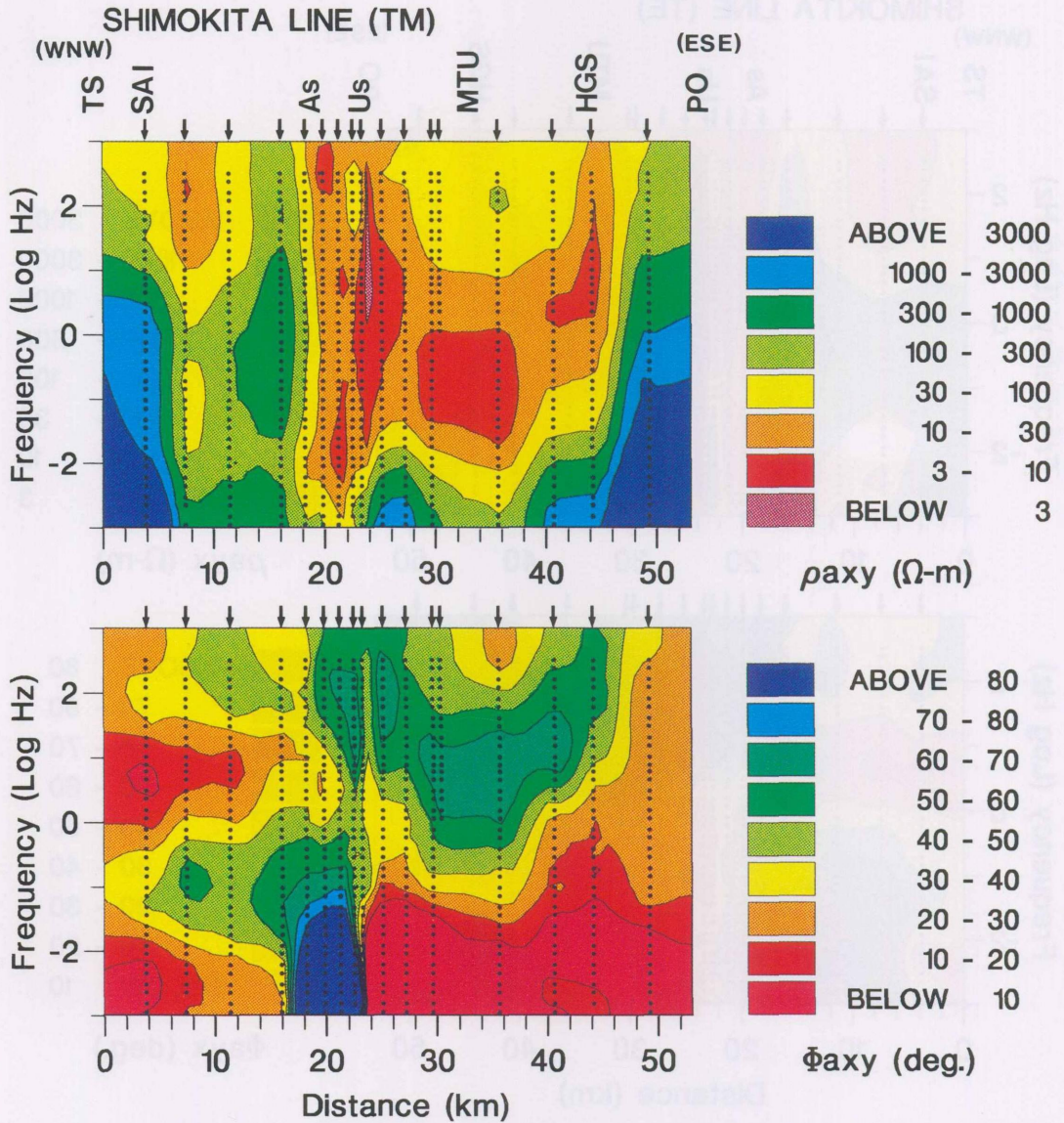
4. 重力データ解析

4.1 ブーゲー異常

第9図は広島ほか(1989)のブーゲー異常図(補正密度: 2.3 g/cm³)を簡略化し、通商産業省(1992)がまとめた金属鉱床分布を加筆したものである。この図より、大局的には半島の西部と東部が高重力異常域、中央部が低重力異常域であり、ブーゲー異常には北北東—南南西の方向性があることがわかる。第3図と第9図を対比すると、半島の西部及び東部の高重力異常域の中心が先第三系の基盤岩の露出域とよく対応する。これより、ブーゲー異常は先第三系の基盤岩の起伏を大局的に反映していると考えられる。

半島の中央部のブーゲー異常図を詳しく見ると、恐山火山周辺は北北東—南南西方向に伸びる独立した高重力異常域であり、燧岳火山周辺も東—西方向に伸びる小さな高重力異常域となっていることがわかる。恐山火山や燧岳火山の周辺は第四系の火山岩に覆われているが、ボーリング調査により高密度の新第三紀の貫入岩が地下浅部に存在することが確認されている(新エネルギー総合開発機構, 1986)。したがって、ブーゲー異常は貫入岩の上面の起伏も反映すると考えられる。

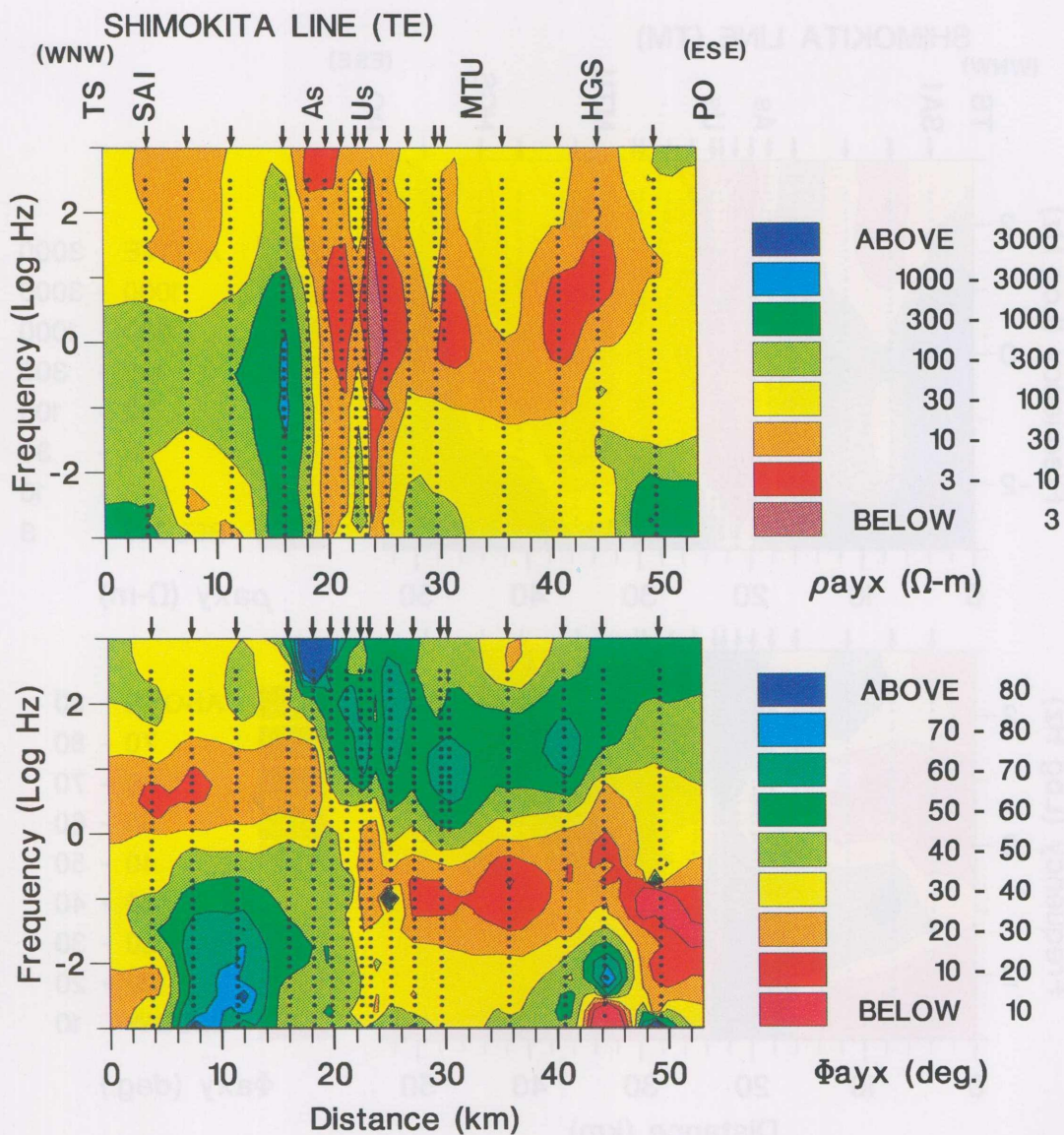
本地域の西部には、第三紀に形成された多数の鉱脈鉱床が存在するが、その多くがブーゲー異常の急傾斜部に沿って分布している。このことから、これらの鉱床を生成させた当時の熱水流動が先第三系の基盤岩の構造に規制されていたと考えられる。一方、恐山火山や燧岳火山の近傍には、第四紀に形成された浅熱水性(温泉型)金鉱床や硫黄鉱床が活発な温泉活動を伴って分布するが、これらの位置はいずれも小さな高重力異常域に対応する。そこで、それらの火山の直下にある貫入岩が現在の熱水流動に深く関与していると推測することができる。



第6図 測線1-1'のTMモードの見掛け比抵抗擬断面図(上)と位相断面図(下)

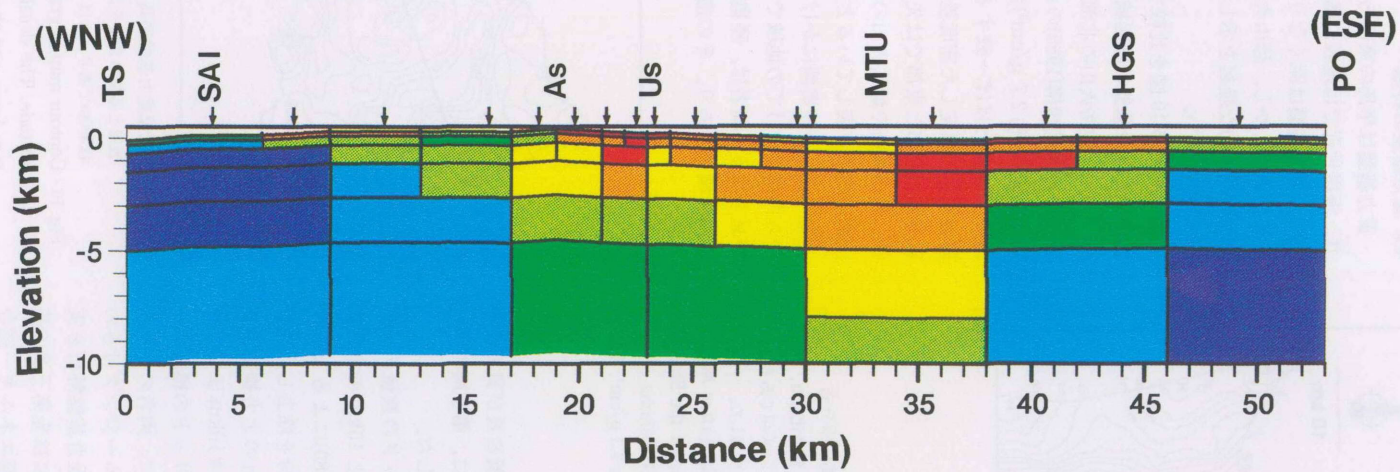
TS: 津軽海峡, PO: 太平洋, SAI: 佐井村, MTU: むつ市, HGS: 東通村, As: 朝比奈岳, Us: 宇曾利山湖.

Fig. 6 Apparent resistivity pseudosection (upper) and phase section (lower) for the TM mode along the profile (1-1').

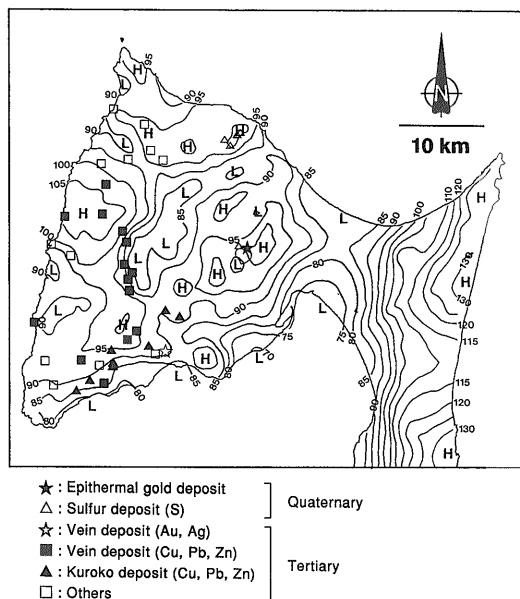


第 7 図 測線1-1'のTEモードの見掛け抵抗擬似断面図(上)と位相断面図(下)

Fig. 7 Apparent resistivity pseudosection (upper) and phase section (lower) for the TE mode along the profile (1-1').



第 8 図 測線1-1'の2次元比抵抗構造モデル 比抵抗値を表す色の凡例は第7図と同じである。
Fig. 8 A two dimensional resistivity model of the profile (1-1'). The legend for resistivity is the same as that of Fig. 7.



第9図 北下半島のブーゲー異常図と金属鉱床分布
 ブーゲー異常図は広島ほか(1989)を簡略化した。補正密度は 2.3 g/cm^3 、コンター間隔は 5 mGal である。金属鉱床分布は通商産業省(1990)から引用した。
 Fig. 9 Distribution of mineral deposits (after MITI, 1990) on Bouguer anomaly map of the Shimokita Peninsula modified after Hiroshima *et al.* (1989). The Assumed density is 2.3 g/cm^3 . The contour interval is 5 mGal .

4.2 解析方法の概要

ブーゲー異常はおもに先第三系の基盤岩及び貫入岩の起伏を反映しているという仮定のもとに、第9図のブーゲー異常図から3次元重力基盤を解析した。

まず、ブーゲー異常図を 1 km グリッドの数値データに変換した後、1次多項式による方法と 10 km の上方接続フィルター(Gupta and Ramani, 1980)による方法でブーゲー異常のトレンド及び長波長成分を除去し、残差ブーゲー異常を求めた。ここで、 10 km の上方接続フィルターを用いたのは、基盤の深さは高々 10 km までと考えたからである。次に、それと同じグリッドの標高データを国土数値情報から作成した。最後に、両者のグリッドデータを用いて、移動平均によるスムージング付きの反復修正法(高倉, 1991)による3次元重力基盤解析を実施した。なお、コントロールポイントには先第三系の基盤岩の露出域3点を選定した。また、新エネルギー総合開発機構(1986)などのデータより、表層の平均密度を 2.3 g/cm^3 、基盤の平均密度を 2.7 g/cm^3 と見積り、表層

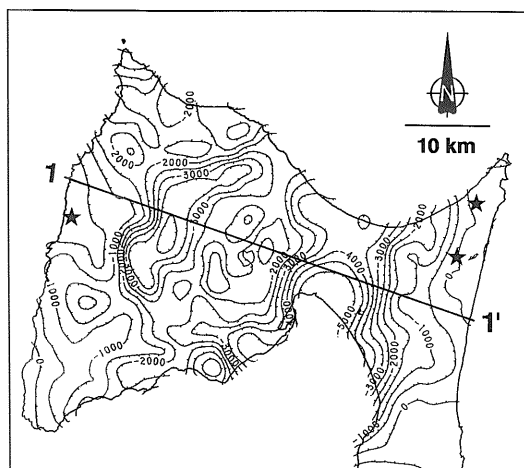
と基盤との密度差は 0.4 g/cm^3 と仮定した。第10図に重力基盤標高図を示す。

4.3 重力基盤の特徴

重力基盤は半島の東部あるいは西部になるほど浅くなり、海岸付近では地表に露出している。一方、半島の中央部の重力基盤は深くなり、最深部の標高は -5 km に達している。しかし、恐山火山や燧岳火山の周辺では重力基盤は局所的な隆起を示しており、その最高部の標高は約 -1 km と浅い。

第3図と第10図を比較すると、先第三系の基盤岩の露出域と重力基盤の隆起域とがよく対応することがわかる。また、燧岳火山の北部の重力基盤標高は、新エネルギー総合開発機構(1986)のボーリング調査で確認されている高密度(約 2.7 g/cm^3)の新第三紀の貫入岩の出現深度(1059.1 m)とほぼ一致する。したがって、前述の重力基盤解析で仮定した密度差は妥当な値であり、重力基盤は半島の西部と東部では先第三系の基盤岩の上面の標高を、恐山火山や燧岳火山の周辺では新第三紀の貫入岩の上面の標高を表していると判断できる。

むつ市から陸奥湾にかけての地域と恐山火山の北西部から西部にかけての地域では、大規模な重力基盤の沈降が見られる。前者は、陸奥湾岸付近を中心とする大規模な陥没構造であり、その最深部の深度は 5 km 以上に及



第10図 3次元重力基盤標高図
 表層と基盤の密度差は 0.4 g/cm^3 である。コンター間隔は 500 m であり、★はコントロールポイントを示す。
 Fig. 10 Contour map of gravity basement represented in altitude. The density contrast between the surface layer and the basement is 0.4 g/cm^3 . The contour interval is 500 m . Stars are control points.

んでいる。海域の重力データがないためその全容は明らかではないが、幅10—15kmの地溝状の構造が陸奥湾から津軽海峡まで南北に連続しているようにも見えることから、この構造はグラベンである可能性も示唆される。一方、後者は4分の1周分の円弧のような形状の陥没構造であり、その最深部の深度は4kmに達している。また、その西側の壁面はかなりの急傾斜である。この急傾斜部に沿って第三紀の鈹脈鈹床が集中することから、それらの鈹床の生成時期にはこの近傍に熱水活動の中心があり、急傾斜部に沿って熱水の通り道となる断裂系が発達していたと推測することができる。この構造は当時の火山活動に由来して形成されたものと考えられ、その形状からカルデラである可能性も考えられる。

また、宇曽利山湖の南西側や薬研温泉の付近では小規模な重力基盤の沈降域が見られる。これらは、第四紀火山活動に関連する陥没構造と考えられる。おそらく前者は、恐山火山活動に伴うカルデラ(富樫, 1977)の構造を表していると推定される。

5. 比抵抗構造と重力基盤の総合解釈

5.1 比抵抗構造と重力基盤の比較

これまで、MT法データと重力データから比抵抗構造と重力基盤を求め、それぞれを個別に検討し、本地域の地下構造を推定した。しかし、比抵抗構造も重力基盤も地下媒質の物性の一部分を表すに過ぎない。また、岩石の物性値はその内部組成や変質の程度、あるいは温度・圧力などの地下の環境に依存する。したがって、比抵抗構造や重力基盤などの単独の物性情報だけでは、地下構造を誤って解釈する危険が高い。地下構造を正確に推定するためには、なるべく多くの情報を組み合わせる必要がある。ここでは、比抵抗構造と重力基盤とを組み合わせ、地下構造の解釈を試みる。

第11図は、第8図の比抵抗分布をコンターで表し、測線1-1'に沿った重力基盤深度を第10図から抽出して重ね、解釈を加えたものである。Archie (1942)などによれば、岩石は一般に孔隙率が小さいほど高比抵抗を示す。したがって、孔隙率が小さい先第三系の基盤岩及び新第三紀の貫入岩を反映すると考えられる重力基盤は、高比抵抗を示すと予想される。実際、第11図の重力基盤と高比抵抗層の深度は調和的である。とくにむつ市より東部の地域では、両者はよく一致している。

しかし、半島の西部、宇曽利山湖からむつ市周辺の地域では両者の深度に差が見られる。すなわち、半島の西部では重力基盤の方が深く、逆に宇曽利山湖からむつ市周辺の地域では高比抵抗層の方が深い。これには、両解

析における誤差も一因と考えられるが、半島の西部と宇曽利山湖からむつ市周辺の地域で両者の深度が逆転していることや、宇曽利山湖からむつ市周辺の地域で重力基盤の比抵抗がその周辺と比較して1桁以上も低くなることから、解析上の誤差だけとは考えにくい。そこで本報では、両者の違いを地質情報と考え、次のように地下構造を解釈した。

5.2 地下構造の解釈

半島の西部は第三紀の金属鈹床が集中する地域であり、鈹床周辺では珪化帯の存在が報告されている(通商産業省, 1992)。一般に珪化変質により岩石は著しい高比抵抗を示すようになる(例えば、西川, 1992)。したがって、この地域で高比抵抗層の方が重力基盤より浅くなっているのは、新第三系の岩石が珪化変質により高比抵抗化しているからと考えれば理解できる。

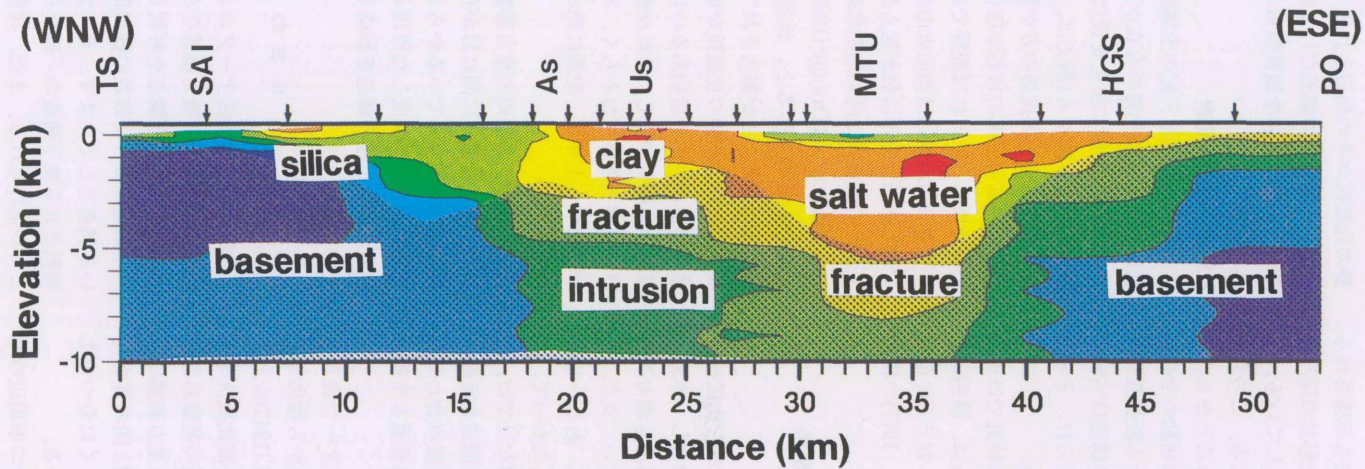
宇曽利山湖周辺は恐山火山の中心部に位置し、本地域で最も活発な熱水活動が見られる場所である。したがって、その深部には活動的熱水系が発達していると予想される。Brace and Orange (1968)によると、含水岩石に割れ目(crack)が生じると、比抵抗は数分の1ないし1桁程度減少することが報告されている。そこで、宇曽利山湖周辺の重力基盤の比抵抗が低いことについては、現在までの恐山火山の活動あるいは貫入岩の構造運動により基盤中に断裂が生じ、それが熱水系となっていると考えれば理解できる。おそらく、その断裂を通して地熱流体が深部から上昇し、地表に熱水活動をもたらしているであろう。

また、むつ市周辺の重力基盤が低比抵抗を示すことについても、基盤中に割れ目が存在すると考え、海水の浸透が深部まで及んでいるからと考えれば理解できる。基盤中に割れ目が生成した原因としては、重力基盤に見られる大規模な陥没構造を形成させた構造運動を考慮することができる。

6. おわりに

本報では、MT法データおよび重力データより下北半島の比抵抗構造と重力基盤を求め、両者の結果を組み合わせ、深部の地下構造を解釈した。

本研究のように複数の物理探査データの解析結果を用いる利点として、まず、データ量が増えることにより、解釈される地下構造の「確からしさ」が向上するということがあげられる。また、異質な物性情報を組み合わせることにより、断裂の存在や変質の状況など、ミクロな構造や地質環境の推定ができる可能性も増える。とくに、鈹床はある種の資源が濃集する場所であり、一般にその



第11図 測線1-1'の比抵抗構造と重力基盤の総合解釈図

比抵抗値を表す色の凡例は第7図と同じであり、影の部分が重力基盤を表す。

Fig. 11 Integrated interpretation of the resistivity structure and the gravity basement along the profile (1-1'). The legend for resistivity is the same as that of Fig. 7. The gravity basement is shaded.

周囲とは地質環境が異なるので、複数の物理探査データを用いる総合解釈は鉱床周辺の地質構造の推定に価値ある貢献ができると考えられる。すなわち、物理探査結果の総合解釈より、鉱床の位置、種類、規模および鉱床周辺の地質環境の把握が可能になると期待される。最近、金属鉱床や地熱資源に限らず資源探査の目標は複雑なものへと移行している。今後、ますます総合解釈の技術が必要となろう。

謝辞：本研究は、工業技術院特別研究「資源評価のための三次元モデリング技術に関する研究」において実施した。

下北半島におけるMT法の現地調査にあたり、青森県鉱政保安課、大畑・大間・川内・佐井・むつ・脇野沢の各営林署に便宜をはかって頂いた。MT法の測定では、地質調査所地殻物理部の光畑裕司氏、横田俊之氏、および住鉱コンサルタント㈱の関係者の方々に多大な協力を頂いた。MT法のデータ解析では、地質調査所地殻物理部の小川康雄博士に貴重な助言を頂いた。第3図の200万分の1の地質図の作成では、地質調査所地質情報センターの村田泰章博士にお世話になった。また、査読者には本報の改善に有益なご意見・ご指摘を頂いた。ここに厚く感謝の意を表す。

参考文献

- Andrieux, P. and Wightman, W. E. (1984) The so-called static corrections in magnetotelluric measurement, *54th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts*, p. 43-44.
- Archie, G. E. (1942) The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics, *Trans. AIME*, vol. 146, p. 54-62.
- 青森県(1972) 20万分の1青森県地質図, 青森県の地質, 120p.
- 青木正博(1989) 恐山の温泉型金鉱床, 地質ニュース, no. 413, p. 1-5.
- Aoki, M. (1991) Gold and base metal mineralization in an evolving hydrothermal system at Osorezan, Northern Honshu, Japan, *Geological Survey of Japan Report*, no. 277, p. 67-70.
- Brace, W. F. and Orange, A. S. (1968) Further studies of the effects of pressure on elec-

- trical resistivity of rocks, *J. Geophys. Res.*, vol. 73, no. 16, 5407-5420.
- 地質調査所(1976) 全国地熱基礎調査報告書, no. 22, 下北, 143p.
- Gupta, V. K. and Ramani, N. (1980) Some aspect of regional-residual separation of gravity anomalies in a Precambrian terrain, *Geophysics*, no. 9, p. 1412-1426.
- 広島俊男・駒澤正夫・中塚 正(1989) 青森地域重力図, 重力図, no. 1, 地質調査所.
- 西川信康(1992) 最近の浅熱水性金鉱床探査における電気探査法の種類とその適用, 資源地質, vol. 42, p. 401-414.
- 小川康雄(1986) MT法の2次元効果と解釈上の注意点—地熱地域の比抵抗構造を中心として—, 物理探査, vol. 39, p. 160-173.
- (1988) MT法の2次元順・逆解析プログラムリスト, 地質調査所研究資料集, no. 59, 96p.
- ・内田利弘・牧野雅彦・高倉伸一・村上裕(1990) MT法のスタティック効果とその克服方法, サンシャイン計画 研究開発成果 (昭和63年度—平成元年度) 中間報告書 地熱探査技術等検証調査に伴うデータの解析・評価「断裂型貯留層探査法解析・評価」, 地質調査所, p. 7-22.
- 新エネルギー総合開発機構(1986) 地熱開発促進調査報告書, no. 9, 下北地域, 688p.
- 高倉伸一・内田利弘(1991) 恐山噴気帯における3次元CSAMT法調査, 資源評価のための三次元モデリング手法に関する研究, 第1次中間報告書, 地質調査所, p. 66-73.
- (1991) 南会津地域の密度構造, 地質調査所報告, no. 275, p. 183-198.
- ・光畑裕司・横田俊之・小川康雄(1993) MT法による下北半島の比抵抗構造 (序報), 地磁気観測所技術報告, no. 32, 特別号(CAシンポジウム講演論文集), p. 145-152.
- 富樫茂子(1977) 恐山火山の岩石学的研究, 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 72, p. 45-60.
- 通商産業省(1992) 平成3年度広域地質構造調査報告書, 渡島・下北地域, 434p.
- 山田直利・斎藤英二・村田泰章(1990) コンピュータ編集による日本地質図, 1:200万地質編

集函, no. 22, 地質調査所.

球物理研究報告, vol. 34, p. 15-44.

山下 济・横山 泉(1975) 北海道南西部における
地磁気短周期変化(その1), 北海道大学地

(受付: 1994年1月19日; 受理: 1994年5月17日)

地質調査所月報 第45巻第12号 訂正

第45巻第12号に誤りがありましたので、以下のようにお読みかえください。

p.690 第1図と第2図 図のみ入れ替え

p.692, 693 第4図と第5図 図のみ入れ替え

以上お詫びします。