

宮城県北部地域における広帯域MT観測

長尾栄広・三品正明(東北大理), 歌田久司(東大地震研), 大志万直人(京大防災研)

Wideband MT survey in northern part of Miyagi prefecture

T. Nagao, M. Mishina (Fac.Sci., Tohoku Univ.), H. Utada (ERI, Univ. Tokyo),

N. Oshiman (DPRI, Univ. Kyoto)

1. はじめに

宮城県北部地域では、明治以降、1900年(M7.0)、1962年(M6.5:宮城県北部地震)と2度の被害地震が発生しており、現在も地震活動が活発である。地表に活断層は確認されていないが、河野・他(1993)によれば、現在の微小地震の多くは北西に傾斜する宮城県北部地震の推定断層面付近に発生している。最近では活動域が北部へ拡大する傾向にあることも指摘されている[河野(私信)]。

この地域では1993年に電磁気共同観測が行われた。共同観測では、宮城県北部地震の震源域の上を東西に横切る測線に沿って、広帯域MT、ULF-MT、TDEM、CSMTなど各種の観測が実施された[例えば、地殻比抵抗研究グループ(1994)]。その結果、微小地震活動域の下限の深さに低比抵抗層が存在することが指摘されている[Kanda et al.(1996)]。この共同観測の実施時には地域内で運行されていた直流電車の漏洩電流による電氣的な擾乱が大きく、断層の走向に直交する測線を設けることができないなどの制約があり、後年の分解能・信頼度のより高い観測が望まれていた。この電車は近年ディーゼル化され、電氣的な強いノイズ源ではなくなったので、今回は推定断層面の傾斜方向に測線を設けて、広帯域MT観測を実施した。

2. 観測

観測域は宮城県北部地震の震源域の上とその周辺である。栗駒町、金成町、若柳町、迫町、南方町、米山町にまたがる測線の、中央部の伊豆沼、長沼付近では1.2~2km間隔で、その他では3~6km間隔で11の観測点を置いた。測線長は約28kmである。観測点の位置を第1図に示す。電磁場の計測は1点につき2晩ずつ行った。東和町の山中にリファレンス点(第1図の観測点01)を設け、リモートリファレンス処理を行った。測線からリファレンス点までの距離は約18kmである。

第1図には、河野・他(1997)による震央を重ねてプロットしてある。図からわかるように、測線は活発な地震活動域を通っている。この図には1993年共同観測の観測点の位置もプロットした。共同観測の測線は北東-南西に近い。今回の測線は測線全体の観測環境を考慮しながら、震源域の上を通って、推定されている伏在断層の傾斜方向(N60°W)に近づくように設けられていて、2つの測線はほぼ直交している。

電磁場の計測には、V5システム(カナダ・フェニックス社製)を用いた。観測は1997年5月および6月に実施された。3番、7番と11番の観測点の表層は沖積層で、それ以外の観測点は丘陵地にあり、表層も第三紀の堆積層である。この地域の表層は一般に低比抵抗なので、沖積地での観測でも、表層の特有な比抵抗構造が解析上の強い制約になることはなかった。電位差計測用の電極の間隔は50mを基本とした。

観測点周辺に住宅があったり、地域内を東北新幹線や東北本線が通っているなど、ノイズの影響をかなり強く受けた観測点もある。

3. 観測値

それぞれの観測点でのリモートリファレンス処理後の探査曲線を第2図に示す。3番の観測点を除いて、xy, yxそれぞれの同一成分を比べると、各観測点の見かけ比抵抗、位相とも非常に良く似た変化をしている。高周波数の帯域での見かけ比抵抗値は、各観測点、各成分ともほとんど等しい。このことから、スタティック効果が深刻でないと考えられるので、スタティックシフトの補正は行わなかった。

第1表 個々の観測点に対する周波数帯域の区分

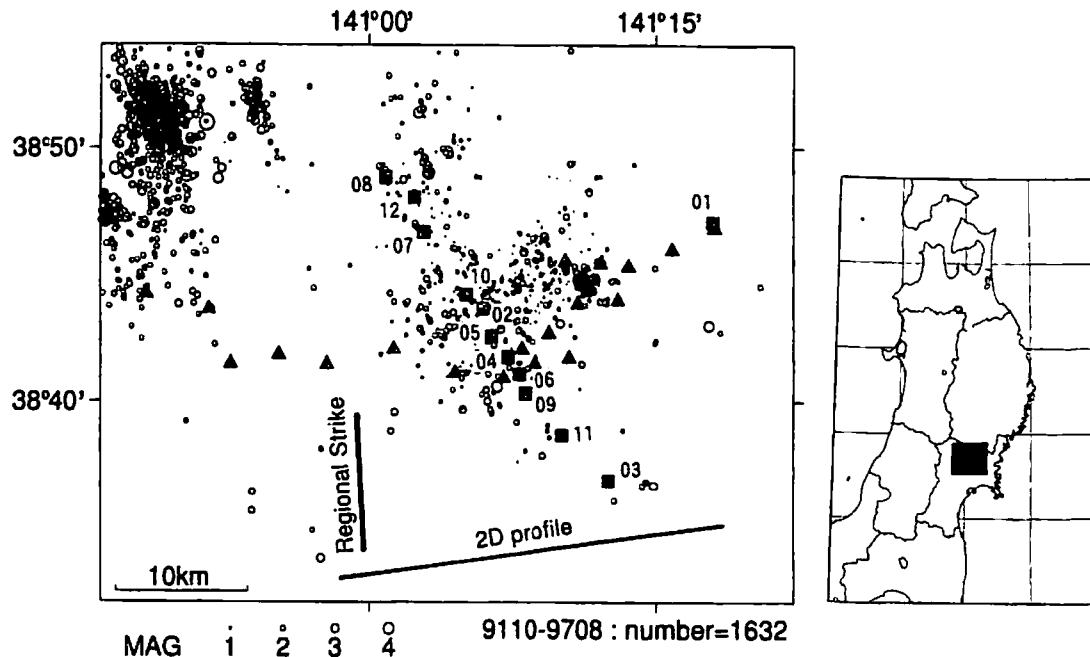
観測点	高周波数帯(Hz)	中周波数帯(Hz)	低周波数帯(Hz)
003	160~120	80 ~0.38	0.28 ~0.0005
011	160~ 2.3	1.5 ~0.093	0.070~0.0005
その他	160~ 1.1	0.75~0.070	0.047~0.0005

MT インピーダンステンソルの特徴から、ここではそれぞれの観測点において高周波数帯域、中周波数帯域、低周波数帯域の3つの周波数帯域を設定し、帯域ごとに適切な手法によって解析を行った。各観測点での周波数帯域の区分は第1表の通りである。高周波数帯域ではインピーダンステンソルが等方的で見かけ比抵抗、位相差ともふたつの成分間でほとんど差が無い。中周波数帯域ではテンソルに異方性が見えてきて見かけ比抵抗や位相差がふたつの成分間で異なっているが、座標軸の回転によって対角要素を小さくできる。低周波数帯域では、座標軸をどんな方向に回転させてもインピーダンステンソルの対角要素が小さくならない。

4. 1次元解析による表層の比抵抗構造

高周波数帯域の観測値は異方性が小さく、1次元的な構造が予想される。そこで、この帯域の観測値に中周波数帯域の2周波の観測値を加えて、ボスティックインバージョンにより表層の1次元比抵抗構造を求めた。 $(Z_{xy}-Z_{yx})/2$ で表される Berdichevsky average [Berdichevsky and Dmitriev(1976), Jones(1992)]を入力データとして用いた。結果を第3図の比抵抗柱状図に示す。横軸は測線方向(N36°W)に投影した観測点の位置である。縦軸と横軸の比を10:1として深さ方向を強調している。それぞれの帯の下限は、このデータセットの最低周波数に対応するボスティックデプスである。

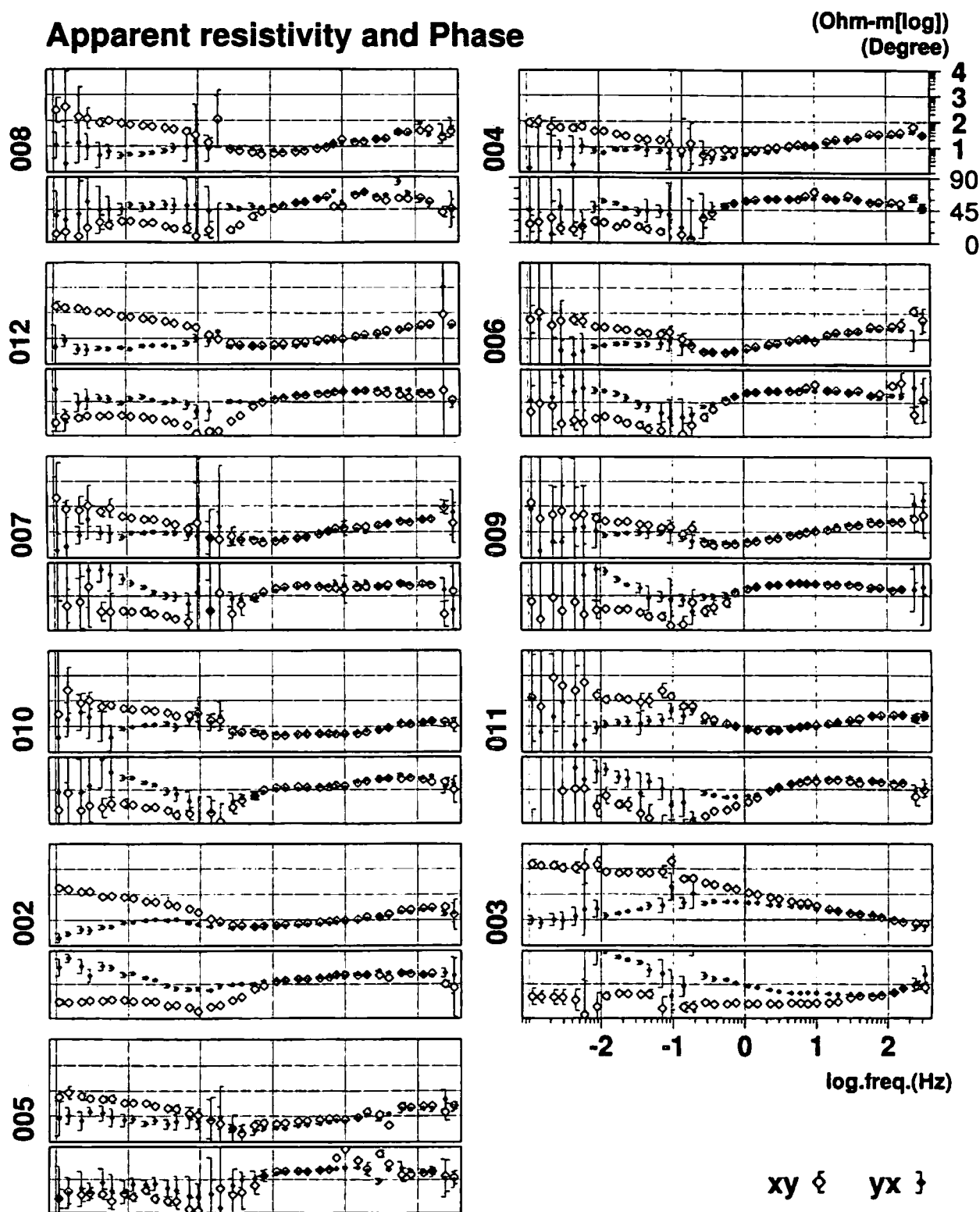
ほとんどの観測点に共通して、厚さが200~300m、比抵抗が10~33Ωmの最上層の下に、厚さ200~800m、比抵抗1.8~5.8Ωmの低比抵抗層があり、その下に基盤と思われる5.8Ωm以上のやや高比



第1図 観測点配置図。

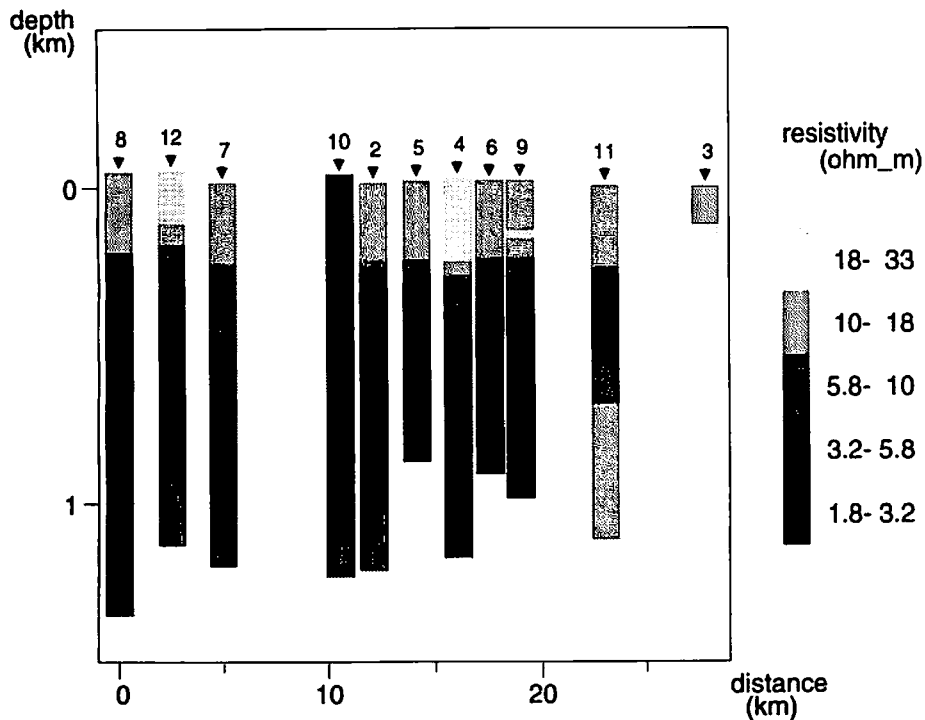
番号をつけた■印が今回の観測点、▲印は1993年共同観測の観測点、○印は河野・他(1997)による微小地震震央を表す。2次元構造の平均的な走向(Regional Strike)と今回の2次元解析断面の方位(2D profile)を描き加えた。

Apparent resistivity and Phase

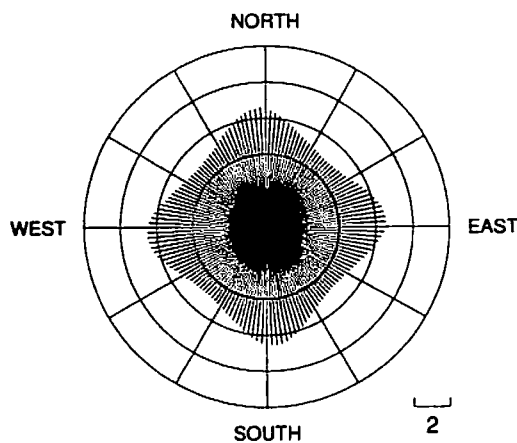


第2図 リモートリファレンス処理後の全観測点での探查曲線。

それぞれ上段に見かけ比抵抗，下段に位相を表示した．エラーバーは標準偏差を表している．



第3図 ポスティックインヴァージョンによって得られた表層の比抵抗構造モデル。
横軸は測線方向に投影した各観測点の位置である。



第4図 中周波数帯での平均的な RMS エラー分布。
各方位毎に RMS エラーの平均値の逆数に比例する長さの線分で表している。

抵抗の層がある。10 番の観測点の下では、低比抵抗層の上限が地表付近まで達している。3 番の観測点の下では、この帯域で見える限り低比抵抗層は存在しない。また、5, 6, 9 番の観測点下の低比抵抗層は比抵抗値がより低く、 $2\Omega\text{m}$ 程度の値を示している。基盤と思われる高比抵抗層の深さに着目すると、8, 12, 7, 10, 2 番の観測点で 800m~1km であるが、11 番の観測点では 500m 程度と浅くなっている。低比抵抗層がより発達している 5, 4, 6, 9 番の観測点では、用いたデータのポスティックデプスが高比抵抗層まで達していない。

5. 中周波数帯域のデータと2次元解析

中周波数帯域や低周波数帯域では、見かけ比抵抗や位相差が異方性を示す。MT インピーダンス

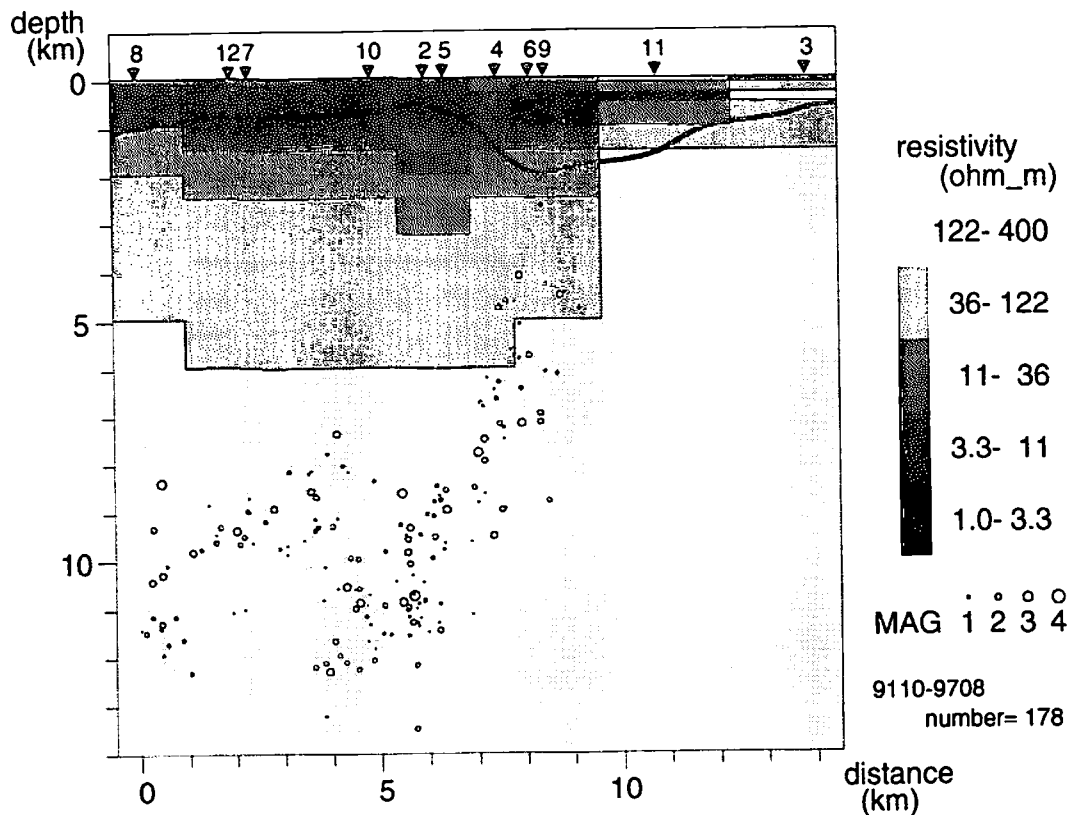
テンソル Z の対角要素の大きさを評価する基準として、Groom and Bailey(1989)による RMS エラーを用いた。RMS エラーは、次の式で与えられる。

$$\varepsilon_{rms} = \sqrt{|Z_{xx}|^2 + |Z_{yy}|^2} / \sqrt{|Z_{xx}|^2 + |Z_{xy}|^2 + |Z_{yx}|^2 + |Z_{yy}|^2} \quad (1)$$

この式により全観測点、全周波数の MT インピーダンステンソルについて RMS エラーが最小になる座標系におけるエラー値を計算した。ここでは RMS エラー値が 0.3 以下になる帯域を、対角要素が十分小さくなる方位を有していて、2 次元的な取り扱いが可能な範囲として、中周波数帯域と定義した。

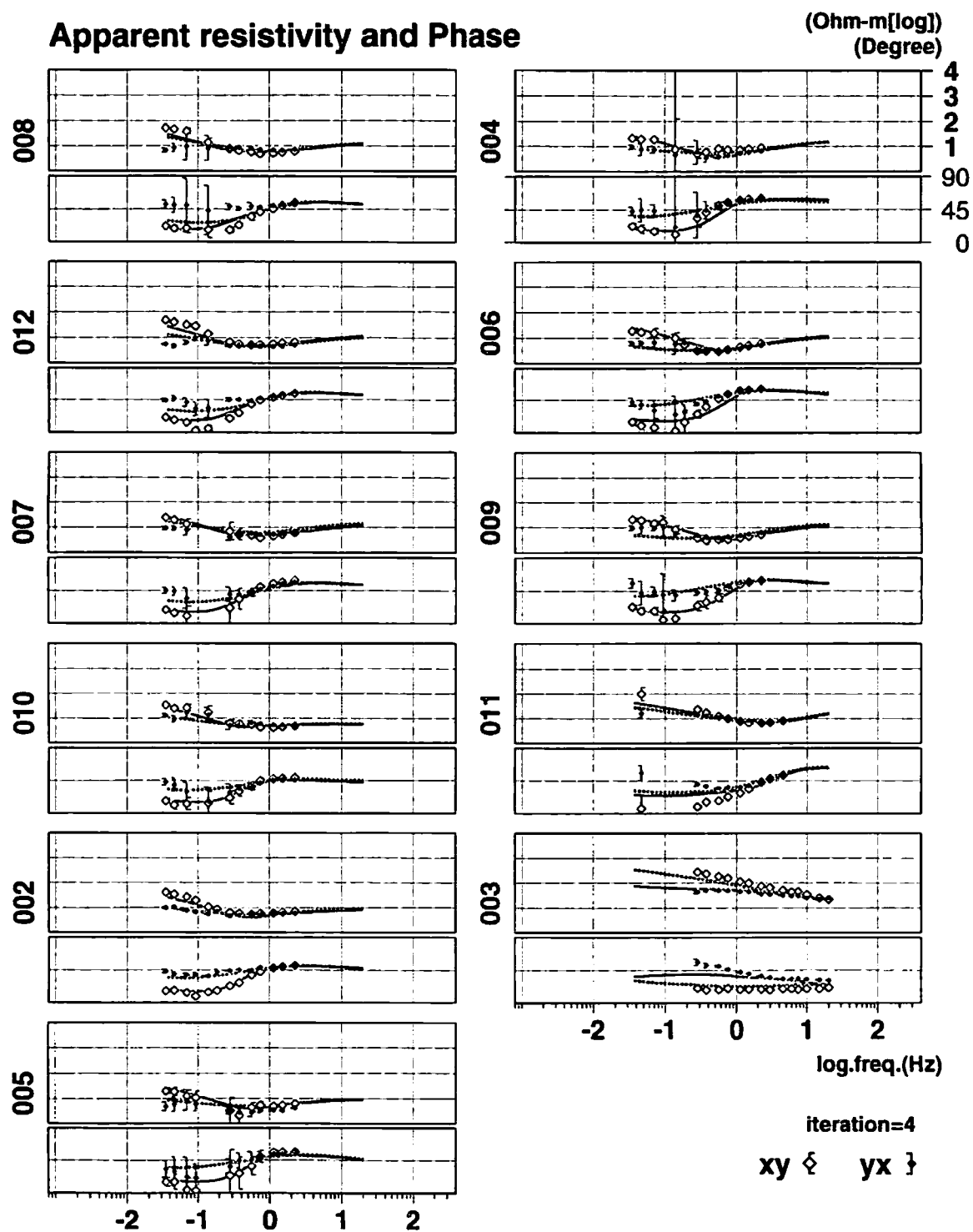
つぎに、この帯域のデータに対応する比抵抗構造の走向が観測点の位置や周波数によらないと仮定し、平均的な走向を求めた。具体的には、座標軸を 2.5° ずつ回転させ、それぞれの座標系での全観測点、全周波数のデータから RMS エラーの平均値を計算した。得られた平均値の逆数を方位ごとにプロットしたものが、第 4 図のローズダイアグラムである。図を見ると、 $N2.5^\circ W$ およびそれと直交する方位で線が最も長く、このどちらかが構造の平均的な走向と考えられる。中周波数帯域ではインダクションアローが東あるいは西を向く場合が多いことから、 $N2.5^\circ W$ が地域全体の走向として適当であると判断した。

中周波数帯域の MT インピーダンスを用いて 2 次元比抵抗構造インヴァージョンを行った。上下の構造への連続性を持たせるため、高周波数帯域および低周波数帯域からそれぞれ 3 および 2 観測値を加えた。計算には Uchida and Ogawa(1993)の 2 次元インヴァージョンプログラムを使用した。構造の走向は野外観測時の x 軸の方向 $N7.5^\circ W$ (磁北) とした。前述の $N2.5^\circ W$ に十分近く、2 次元



第 5 図 2 次元インヴァージョンによって得られた比抵抗構造モデル。

構造の走向は $N7.5^\circ W$ と仮定した。横軸は、それと直交する線上に投影された距離、縦軸は深さである。



第6図 インヴァージョン結果の構造から計算された探索曲線と観測値。
各観測点の上段が見かけ比抵抗，下段がMTインピーダンスの位相で，実線と点線はそれぞれ xy 成分と，yx 成分の計算値である。

構造の走向として妥当な方向であると判断した。インヴァージョンの結果を第5図に示す。横軸は走向に直交する方向(N82.5° E)に投影された距離、縦軸は深さを表す。仮定した走向方向および解析された断面の方向は第1図に示されている。第5図を見ると、北西側の9観測点下では、深さ1.5kmまでの比抵抗が1~11Ωmで、それより下については、深くなるにつれて徐々に値が大きくなり、深さ8km~14kmで約160Ωmになる。南東側の2観測点下は、相対的に比抵抗が高くなっている。

第6図に、インヴァージョンに用いた見かけ比抵抗および位相差の観測値と、得られた比抵抗構造から計算された探査曲線とを示した。実線が ρ_{xy} と ϕ_{xy} の理論探査曲線で、破線が ρ_{yx} と ϕ_{yx} の理論探査曲線である。全体的な傾向として、理論探査曲線は高周波数側で観測値とよく一致しているが、低周波数側では一致の程度が悪くなる。とくに3番、11番、8番など測線の両端付近の観測点では、観測値と理論値の一致がかなり悪い。

6. これまでの結果との比較

まず、1993年の電磁気共同観測の結果と比較する。共同観測の測線との交点は観測点4、6、9番付近である。共同観測の解析結果とは、それぞれ使った周波数域、観測・解析の手法が異なっているため、深さや比抵抗値は正確には一致していないが、表層から深くなるにつれてやや高比抵抗、低比抵抗、高比抵抗と変化すること、第2層が数Ωmと非常に低比抵抗であること、低比抵抗層の下限が1~2kmであることなどおおよその特徴はKanda et al.(1996)、市来・他(1996)、山本・田口(1994)、内田・光畑(1994)の結果と調和している。一方、2km以深の比抵抗値については良い一致があるようには見えない。

Kanda et al.(1996)の結果では、北東部の1km以深の高比抵抗層の中で見つかった、南西に向かって深くなる低比抵抗層(数10Ωm)は、今回の測線との交点付近の観測点では確認されていなかった。市来・他(1996)や内田・光畑(1994)によるMT解析でも見つけられていないこの低比抵抗層は、今回の解析でも見つけられなかった。2次元解析を行った中周波数帯域では、ボスティックデプスは1~5kmであり、微小地震活動との対応関係や伏在断層検出の可能性などを議論するためには重要な周波数帯域であるが、電磁場計測のSN比が低いため、得られたMTインピーダンステンソルには精度が不十分なものが多い。また、低周波数帯のデータは3次元性が強いため、今回の解析には使用されていない。そのため、深部構造の分解能が乏しいことも考慮すると、地震発生域に近い低比抵抗層が無いとは言えない。

第5図には、比抵抗構造と併せて、今回の測線に沿った重力基盤の深さ分布[三品(1992)]と、測線から2km以内に発生した微小地震[河野・他(1997)]を描き加えてある。1km以下の浅所については第3図を、1km以深は第5図を参照して、5.8Ωm以上のやや高比抵抗部以深を比抵抗基盤と考えると、比抵抗基盤の上面の深さは南東部を除いて重力基盤の上面の深さとほぼ等しい。また、9番の観測点から南東に向かって比抵抗基盤の上面が浅くなる傾向は、重力基盤の上面が同方向に向かって浅くなる傾向と調和的である。

今回の解析結果では地震が発生している4km以深の比抵抗構造の分解能は不十分で、信頼度も乏しいと考えられるので、震源分布との対応関係について確定的な議論はできない。しかしながら、深さ4~5kmにおける震源は低比抵抗から高比抵抗へ移り変わる境界域に分布しているようにみえる。

7. おわりに

今回の解析では、浅部については、信頼できる比抵抗構造が得られている。推定された表層の比抵抗構造は、1993年電磁気共同観測の結果と調和的であり、基盤までの深さも、重力探査の結果と調和的である。一方、微小地震が発生している4km以深では、分解能の高い比抵抗構造を得ることができなかった。この深さの比抵抗構造を推定するためには、1Hz~0.1Hzの周波数帯域のデータの質を良くすること、3次元的な低周波数帯域のデータを解析に利用すること、等が課題となる。特に深部でのより確度の高い比抵抗構造モデルを得るためには、観測点を面的に配置して、3次元的な比抵抗構造を考慮した解析が必要と考えられる。

参考文献

- Berdichevsky, M. N., and V. I. Dmitriev, 1976, Distortion of magnetic and electric fields by near-surface lateral inhomogeneities, *Acta geod. geophys. Mont. Acad. Sci. Hung.*, **11**, 447-483.
- 地殻比抵抗研究グループ, 1994, 宮城県北部地震震源域における地球電磁気共同観測, CA 研究会 1994 年論文集, 1-8.
- Groom, R. W., and R. C. Bailey, 1989, Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three-dimensional galvanic distortion, *J. Geophys. Res.*, **94**, 1913-1925.
- 市來雅啓・三品正明・後藤忠徳・大志万直人・住友則彦・歌田久司・地殻比抵抗研究グループ, 1996, MT 法による宮城県北部地震活動域の比抵抗構造, 地球惑星科学関連学会 1996 年合同大会予稿集, E42-P17.
- Jones, A. G., 1992, Electrical conductivity of the continental lower crust, in *Continental Lower Crust*, edited by D. M. Fountain, R. Arculus, and R. W. Kay, Elsevier, Amsterdam, 81-143.
- Kanda, W., H. Utada, M. Mishina, and N. Sumitomo, 1996, A deep transient EM experiment in the northern part of Miyagi Prefecture, northeastern Japan, *J. Geomag. Geoelectr.*, **48**, 1265-1280.
- 河野俊夫・堀内茂木・海野徳仁・長谷川昭・松本聡, 1997, 1962 年宮城県北部地震(M6.5)震源域における微小地震活動, 日本地震学会講演予稿集 1997 年度秋季大会, A46.
- 河野俊夫・仁田交市・松本聡・堀内茂木・岡田知己・開原貴美・長谷川昭・堀修一郎・海野徳仁・鈴木将之, 1993, 1962 年宮城県北部地震(M6.5)震源域における微小地震活動, 地震 2, **46**, 85-93.
- 三品正明, 1992, 宮城県北部地震(1962, M6.5)の震源域とその周辺の重力異常, 地球惑星科学関連学会 1992 年合同大会 共通セッション・シンポジウム予稿集, 171.
- 内田利弘・光畑裕司, 1994, 宮城県北部地域 MT 法データのリモートリファレンス処理によるノイズ除去, CA 研究会 1994 年論文集, 37-46.
- Uchida, T., and Y. Ogawa, 1993, Development of FORTRAN code for two-dimensional magnetotelluric inversion with smoothness constraint, Open-file report, *Geol. Surv. Japan*, **205**, 115 pp.
- 山本哲也・田口陽介, 1994, 宮城県北部における CSAMT 法による浅部比抵抗構造の調査, CA 研究会 1994 年論文集, 9-17.