

北海道東部地域の地殻および上部マントルの比抵抗構造
-広帯域MTおよびネットワークMTデータの統合解析-
佐藤秀幸・西田泰典（北海道大学理学研究科）・小川康雄（地質調査所）
笹井洋一・上嶋誠（東京大学地震研究所）
高田真秀・笠原稔（北海道大学理学研究科地震火山研究観測センター）

Crustal and upper mantle resistivity structure in the eastern part of the Hokkaido, Japan
-Integration analysis of wideband-MT and network-MT data -

H. Satoh, Y. Nishida(Grad. School of Science, Hokkaido Univ.), Y. Ogawa(GSJ),
Y. Sasai, M. Uyeshima(ERI, Univ. of Tokyo)
and M. Takada, M. Kasahara(ISV, Hokkaido Univ.)

1. はじめに

千島弧南西端地域に位置する北海道東部地域は、現在の太平洋プレートの沈み込み帯であると同時に、かつて（古第三紀）北米プレートにのったオホーツク古陸がユーラシアプレートと衝突した場所であると推定されている（新井田・紀藤, 1986）。また最近の地震活動に着目すると、北海道内陸部弟子屈周辺に多く発生する浅い地震は太平洋プレートの運動を応力源とし、かつて形成された古い構造の不均質性や断層に規定されて発生すると考えられている。山本・森谷(1989)による重力異常分布図を見ると、この地域は最大227mgalを含む正の重力異常帯が存在する（第1図）。しかし、その原因についてはいまだ解明されてはいない。このようにテクトニクスの観点から見ると非常に重要な地域であるにも関わらず、現在まで十分な構造研究がなされてきたとは言えない。例えば、Zhao et al. (1992)やMiyamachi et al.(1994)などによる地震学的な研究から、北海道下のモホ面の分布が得られている。しかし、この地域は海域や国境に囲まれているため十分な地震計の展開ができず、さらなる観測精度の向上が要求されている。また、Uyeshima(1990)によるネットワークMT法による観測結果から、マントルの比抵抗構造が推定されている。しかし、解析に用いた周期が長周期側に偏っているため、むしろ地殻の比抵抗構造の分解能に乏しい。そこで、本研究では 10^{-3} ~ 10^5 秒をカバーするMTデータの解析によって、地殻浅部から上部マントルまでの詳細な比抵抗構造を推定することを試みた。なお本報告では、Ogawa et al.(1994)やFuji-ta et al.(1997)で用いられている広帯域MTデータ（0.003~1820秒）とネットワークMTデータ（300~7280秒）を組み合わせたデータを超広帯域MTデータと呼ぶことにする。

2. 広帯域MT法による観測およびデータ解析

2.1 観測

測線は千島弧をほぼ南北方向に縦断する3測線を取り、観測点数は合計31点である（第1図）。なお、観測点間隔は虹別測線(B測線)はおよそ7~8km、阿寒測線(A測線)および中標津測線(C測線)はおよそ15kmである。B測線の解析結果は佐藤ほか(1997)ですでに報告したが、その際構造解析に用いた背弧側の観測点のデータクオリティが低かったことから再測定および再解析を行なった。測定にはカナダPhoenix社製V-5測定システムを使用し、インダクション型コイルを用いて磁場3成分、鉛-塩化鉛電極を用いて電場2成分を観測した。ただし、場所によっ

ては磁場鉛直成分はループ型センサーを使用した。データ取得は多くの場合1測点1晩単位で行ない、短周期帯(0.003~0.125秒)を1~2時間、長周期帯(0.125~1820秒)を15~19時間計測した。なお、リモートレファレンス点は設けずシングルサイトモードで測定した。

2.2 構造の走向方向の推定

表層付近の局所的な電場の擾乱(distortion)と広域的な構造による電磁誘導とを分離し後者のみ取り出すため、得られたインピーダンスに対してGroom and Bailey(1989)によるテンソル分解を適用した。3測線に対して、各観測点ごと、周期ごとに構造の走向方向を求めた(第2図)。周期0.1~1秒、1~10秒では卓越方向が判断できないが、(B)および(C)の10~100秒、100~2000秒では主軸方向がN65° EとN25° Wの2方向が推定される。また、B測線、C測線の中央部から南部にかけてのインダクションベクトル特に周期100秒に着目すると(第3図)、ほぼ北西-南東の方向を示すことから、それと直交する方向すなわち北東-南西方向に構造の走向があると想定した。この方向は千島弧の走向と重力異常のコンターの伸長方向とも一致している。従って、2次元解析にはN65° Eに座標回転させたインピーダンスを用いた。

第3図(B)の周期100秒のインダクションベクトルは、C測線では海岸線の方向を、A測線の北部では東西方向をそれぞれ指し示している。これは前者は海岸線効果を、後者は網走構造線などの複雑な地質構造の影響を強く反映しているものと考えられる。従って、B測線が他の2測線よりも2次元性を保っているものと判断できる。

2.3 2次元構造解析および結果

地下構造解析にはstatic shift補正を組み入れた平滑化制約付きの最小二乗法2次元インバージョン(Ogawa and Uchida,1996)を適用した。ただし、見掛け比抵抗と位相差ともに隣り合う周期で連続的に変化していないところやエラーバーが大きいデータは解析より除外した。100 $\Omega \cdot m$ の均質大地を初期モデルとし反復計算を行なったところ、3測線ともに15から20回でほぼ最終的なモデル構造が得られた。ただし、海の比抵抗は0.25 $\Omega \cdot m$ とあらかじめ固定してある。なお、得られた構造については佐藤ほか(1998)で報告しているので、ここでは主な特徴だけを記述する。

(1) 地殻浅部には盆状構造をなす低比抵抗層(数~10 $\Omega \cdot m$)が存在し、特に調査地域中央部で最も厚い(層厚5~6km)。(2) 地殻中部~下部は、大局的に見ると火山前線より南側では高比抵抗層(1000~10000 $\Omega \cdot m$)、北側では低比抵抗層(10~40 $\Omega \cdot m$)が存在する。なお、これらの特徴はAおよびC測線の解析結果にも見られる。しかし、解析で扱った周期帯(0.003~1820秒)の限界から下部地殻の構造は感度が悪いため、前弧側の高抵抗層の下限は特定できない。この状況を克服するために、1820秒よりも長周期のデータを構造解析に加える必要がある。そこで、本研究ではUyeshima(1990)によって得られたネットワークMTデータを解析に加えることを試みた。

3. ネットワークMTデータ解析

第4図にUyeshima(1990)によるネットワークMT観測の観測網と広帯域MT法による観測点分布図を示した。本研究ではB測線の解析結果と組み合わせるため、広帯域MT法による観測点と重なるネットワークMT観測による三角ネット(7ネット)に対して、それぞれネットご

とに合成したインピーダンスから見掛け比抵抗および位相差を算出した。なお、インピーダンスは広帯域MT法から推定された主軸方向であるN65° Eに座標回転させた。見掛け比抵抗および位相差は周期300~7280秒までの50周期について計算したが、構造解析には6周期(300, 480, 960, 1920, 3840, 7680秒)のみを使用した。

4. 広帯域MTおよびネットワークMTデータを組み合わせた2次元構造解析

モデルの精度を向上させるとともに地殻浅部から上部マントルの比抵抗構造を明らかにするために、広帯域MTデータとネットワークMTデータを組み合わせた解析を行った。ここではB測線の広帯域MTデータが最もよく2次元性を示していると考えられたので、B測線下の構造を求めた。本報告では図示していないが、まず周期に対して見掛け比抵抗および位相差をプロットした疑似断面図を作成した。例えば見掛け比抵抗に着目すると、TMおよびTEモードともに見掛け比抵抗は比較的連続しており、スムーズに変化していることがわかる。また、同様に位相差もスムーズに変化していることがわかった。これらのデータセットを用いて2次元構造解析を行った。なお、手法は前述のOgawa and Uchida(1996)に従った。使用した周期は0.003~7280秒にわたる45周期、初期モデルは1000Ω・m均質大地とし反復計算を行ったところ、18回でほぼ最終モデルを得た。

5. 比抵抗構造の特徴とその解釈

第5図に2次元比抵抗断面を、第6図には全ての観測点で得られた見掛け比抵抗と位相差の観測値および理論曲線を示す。また第7図には、第5図を簡略化した比抵抗モデルを示した。特徴として、(1)地殻浅部の深さ5~6kmまでの低比抵抗層(数~10Ω・m)、(2)火山前線(VF)より前弧側の深さ7~25kmに分布する高比抵抗層(1000~10000Ω・m)、(3)VFより背弧側の下部地殻の低比抵抗層(10~40Ω・m)、(4)マントル内の深さ55~100kmのやや高比抵抗層(700~1000Ω・m)、の存在が挙げられる。

(1)で示された低比抵抗層の存在は、第3図に示したインダクションベクトルの反転の様子からも示唆されるように確実であり、その比抵抗値も信頼度が高いと考えられる。この低比抵抗層の原因物質を同定するため重力解析を行った。測線近傍の坑井データの密度・堆積年代・深度の情報(松波・秋田, 1989)を参考に密度構造解析をした結果、第5図太実線に示したように新第三紀層と白亜紀層の境界が低比抵抗層の下面に対応している。これは低比抵抗層が、第四系および新第三系の堆積層に起因していることを示している。(2)の高比抵抗層の存在もかなり優位である。例えばこの比抵抗値を100Ω・mに置き換えて感度テスト(Sensitivity test)を行ったところ観測データを満たさないため、1000~10000Ω・mという比抵抗値も確かであると考えられる。また、AおよびC測線でも同様な高比抵抗層の存在が見られ、高重力異常域と一致する。従って、高比抵抗層と高重力異常をもたらす高密度層は、原因物質を同じくするものと推定される。この付近には火山岩片を含む白亜紀の堆積岩類が広く分布している。しかし他の地域にも白亜紀層が分布するにもかかわらず、ここで見られるような高重力・高比抵抗が観測されないことを考えると、特殊な物質や状態を考える必要がある。粗粒玄武岩(ドレライト)ではないかという説もあるが(清野, 1958)、現在のところ断定はできない。(3)の中部~下部地殻の低比抵抗層の存在は確かであるが、比抵抗値そのものにはやや不確定さが残る。多くの大陸や島弧の下部地殻には低比抵抗層が見いだされており、その原因を、水、地殻

物質の部分溶融、特殊導電性鉱物の存在などに求められている（例えば、Jones,1987; Hyndman,1988; Marquis et al.,1995など）。しかし、現状ではそれらをはっきり特定するまでには至っていない。（4）のやや高比抵抗層は、第5図に見られるように深発地震の発生領域と位置的に一致しており、プレート上部を示しているように見える。比抵抗値も東北日本弧で得られている $500\Omega\cdot\text{m}$ (Utada et al.,1987)とほぼ一致している。しかし、感度テストの結果を見ると、この深度では比抵抗値や層の分布形態をはっきり主張できるほどの感度はない。

6. まとめ

東北日本弧ではOgawa et al.(1986)やUtada(1997)によって下部地殻に低比抵抗層の存在が確認されており、本研究対象地域である千島弧南西部と共通している。一方、西南日本弧に属する中国・四国地方では地殻の比抵抗が極めて高く（ $10000\Omega\cdot\text{m}$ ）、下部地殻に低比抵抗の存在が見られない（塩崎,1993）。この低比抵抗層の原因を明らかにするために、今後は地殻熱流量のデータから地殻の温度分布を推定し、中部～下部地殻が溶融している可能性があるかどうかを調べる必要がある。またその際、水の存在が岩石の融点を低下させる効果も考慮していかなければならない。

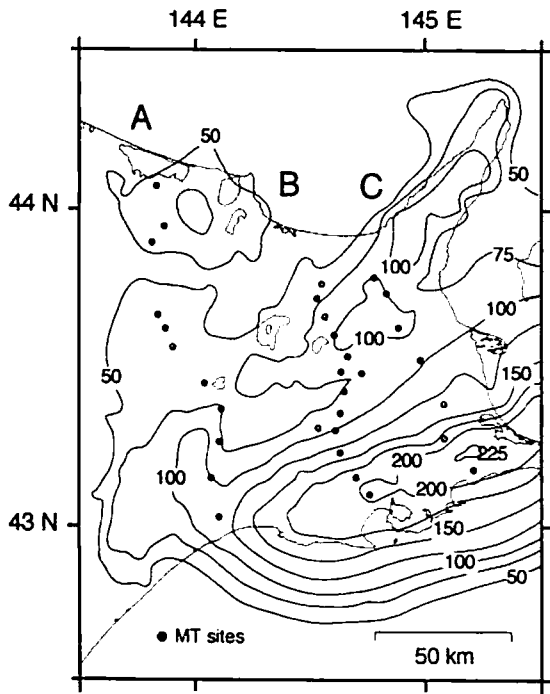
謝辞

本研究の一部は、東京大学地震研究所特定共同研究費および理化学研究所地震国際フロンティアプログラムによる補助を頂いて実施された。また野外におけるデータ取得に際しては、北海道大学理学研究科宇津木充氏、谷元健剛氏、前田宜浩氏、田村慎氏に多大な御協力を頂いた。記して謝意を表します。

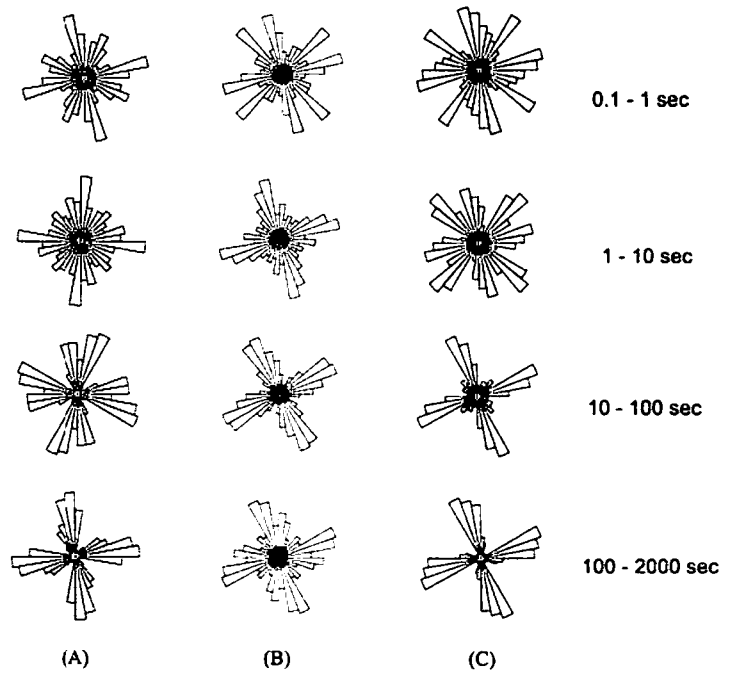
参考文献

- Fuji-ta, K., Y.Ogawa, S.Yamaguchi and K.Yasukawa, Magnetotelluric imaging of the SW-Japan forearc -a lost paleoland revealed?, *Phys.Earth Planet.Inter.*, 102, 231-238, 1997.
- Groom, R.W. and R.C.Bailey, Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three dimensional galvanic distortions, *J.Geophys.Res.*, 94, 1913-1925, 1989.
- Hyndman, R.D., Dipping seismic reflections, electrical conductive zones, and trapped water in the crust over a subducting plate, *J.Geophys.Res.*, 93, 13391-13405, 1988.
- Jones, A.G., MT and reflection: an essential combination, *Geophys.J.R.astr.Soc.*, 89, 7-18, 1987.
- Marquis, G., A.G.Jones and R.D.Hyndman, Coincident conductive and reflective middle to lower crust in southern British Columbia, *Geophys.J.Inst.*, 120, 111-131, 1995.
- 新井田清信・紀藤典夫, 北海道における白亜紀島弧-海溝系 -その地質構成と構造史-, 地団研専報, 31, 379-402, 1986.
- 松波武雄・秋田藤夫, 根釧地域の深層熱水資源とその評価, 地下資源調査所報告, 60, 119-156, 1989.
- Miyamachi, H., M. Kasahara, S.Suzuki, K.Tanaka and A.Hasegawa, Seismic velocity structure in the crust and upper mantle beneath northern Japan, *J.Phys.Earth*, 42, 269-301, 1994.
- Ogawa.Y., T.Yukutake and H.Utada, Two dimensional modelling of resistivity structure beneath the Tohoku district, Northern Honshu of Japan, by finite element method, *J.Geomag.Geolectr.*, 38, 45-79, 1986.
- Ogawa.Y., Y.Nishida and M.Makino, A collision boundary imaged by magnetotellurics, *Hidaka*

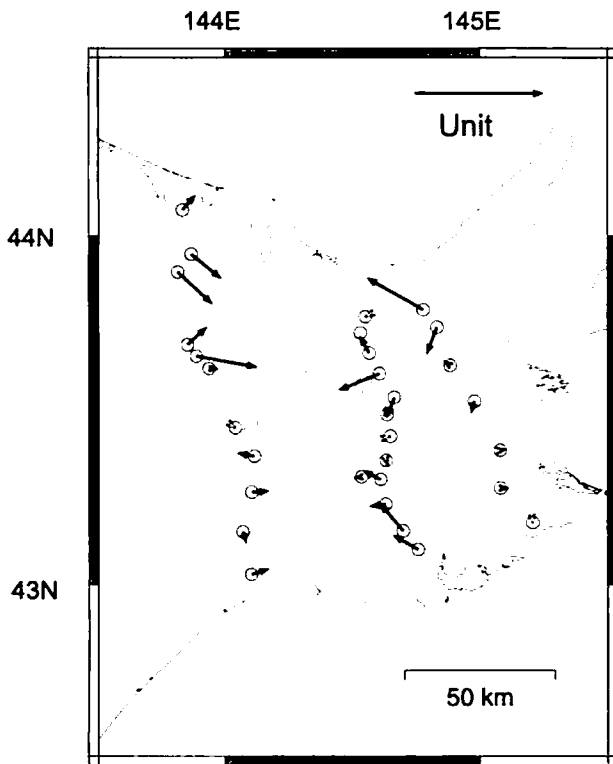
- Mountains, central Hokkaido, Japan., *J.Geophys.Res.*, 99, 22373-22388, 1994.
- Ogawa.Y. and T.Uchida, Two dimensional magnetotelluric inversion assuming Gaussian static shift, *Geophys.J.Int.*, 126, 69-76, 1996.
- 佐藤秀幸・宇津木充・西田泰典・小川康雄・高田真秀・笠原稔・長尾年恭, 北海道東部域における電場・磁場連続観測および広帯域MT観測, CA研究会1997年論文集, 142-148. 1997.
- 佐藤秀幸・西田泰典・小川康雄・高田真秀・長尾年恭, 広帯域MT法を用いた深部地殻比抵抗構造の研究-北海道東部地域について-, CA研究会1998年論文集, 201-208. 1998.
- 清野正明, 北海道東部(根釧原野)における重力および地磁気異常, 北海道大学地球物理研究報告, 6, 9-16, 1958.
- 塩崎一郎, 中国・四国地方の電気比抵抗構造に関する研究, 神戸大学博士論文, 1993.
- Utada, H., A direct inversion method for two-dimensional modeling in the geomagnetic induction problem, Ph.D. thesis, Univ.of Tokyo, 1987.
- Uyeshima, Y., Application of Network MT method to the study of electrical conductivity structure in the central and eastern part of Hokkaido, Ph.D. thesis, Univ.of Tokyo, 1990.
- 山本明彦・森谷武男, 北海道の重力異常と地下構造, 月刊地球, 11, 377-385, 1989.
- Zhao, D., A. Hasegawa and S. Horiuchi, Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan, *J.Geophys.Res.*, 97, 19909-19928, 1992.



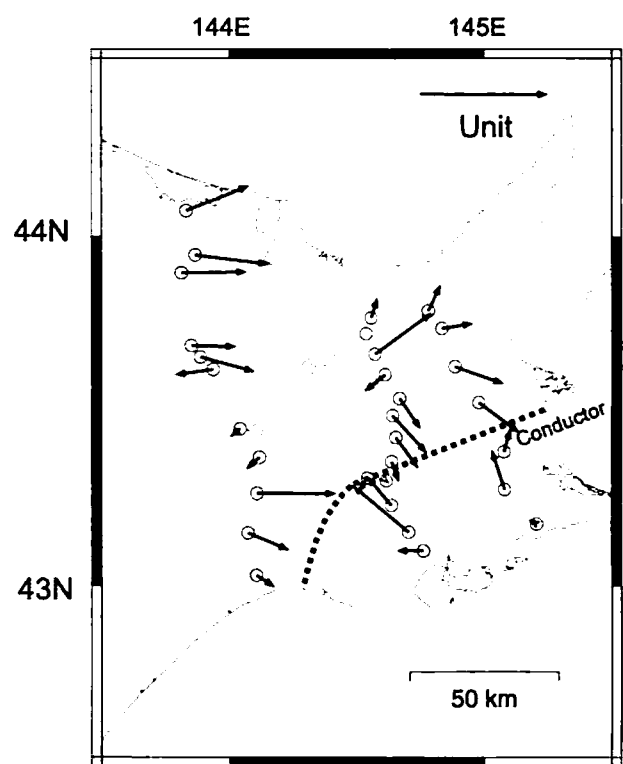
第1図 北海道東部地域の重力異常図
(山本・森谷, 1989を一部修正、単位はmgal)



第2図 Groom and Baileyテンソル分解から
推定した2次元走向のヒストグラム

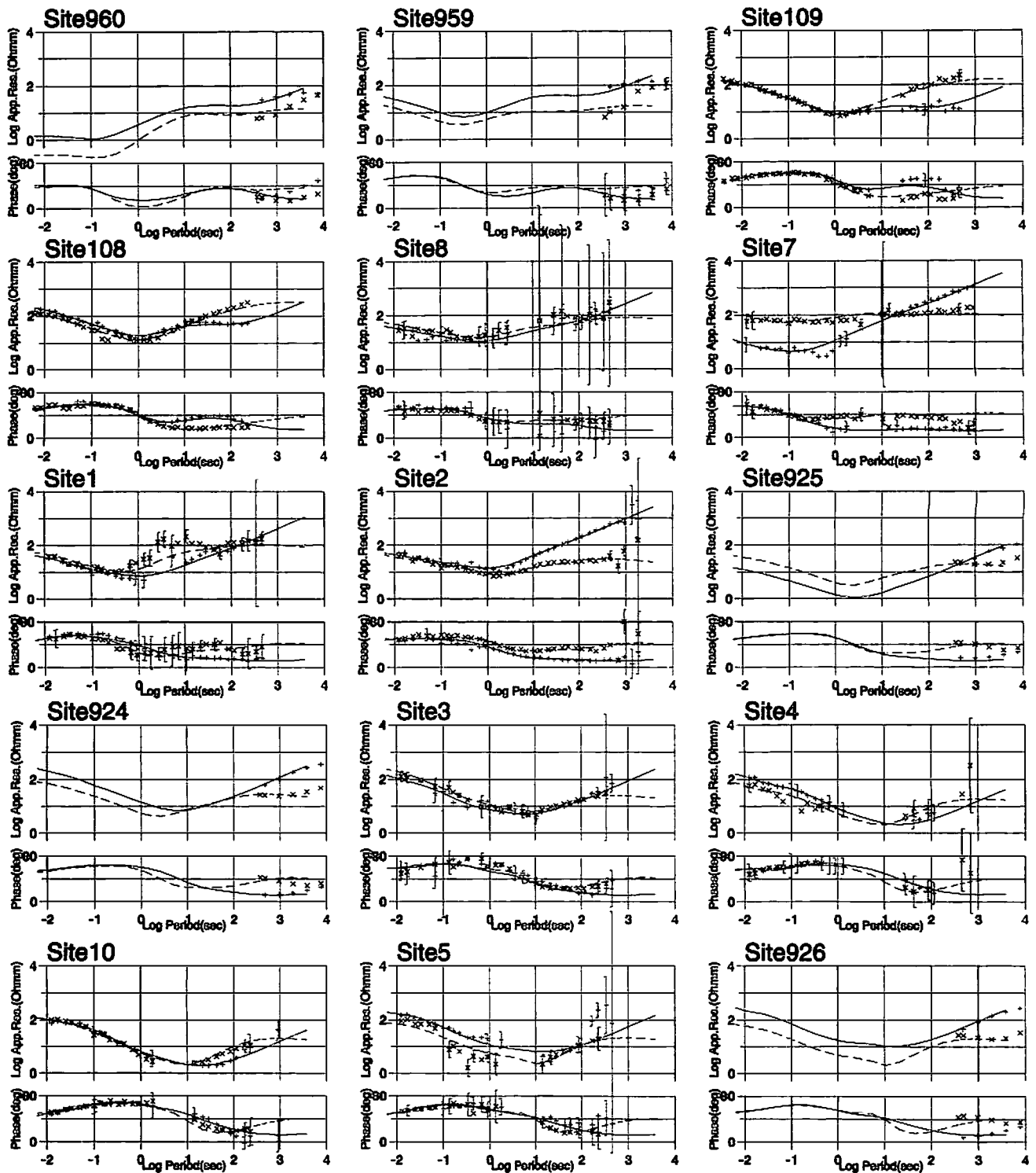


(A)

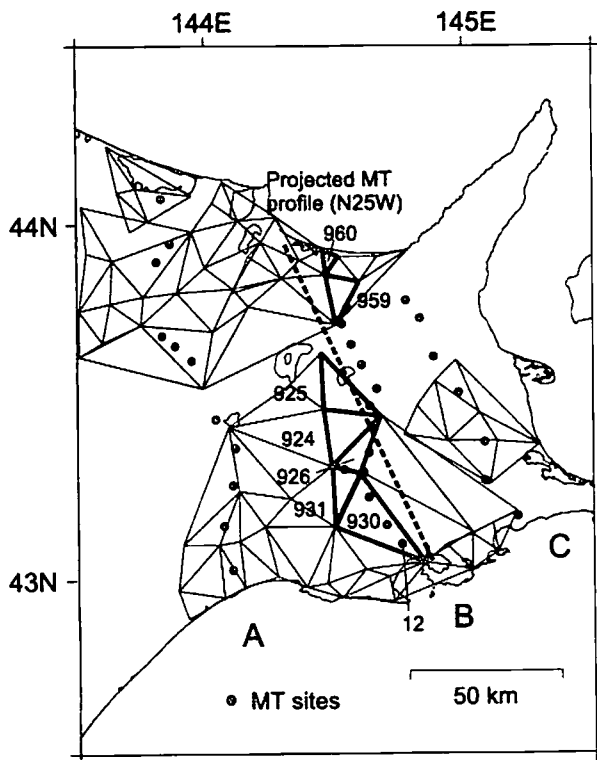


(B)

第3図 インダクションベクトル (A ; 1秒, B ; 100秒)

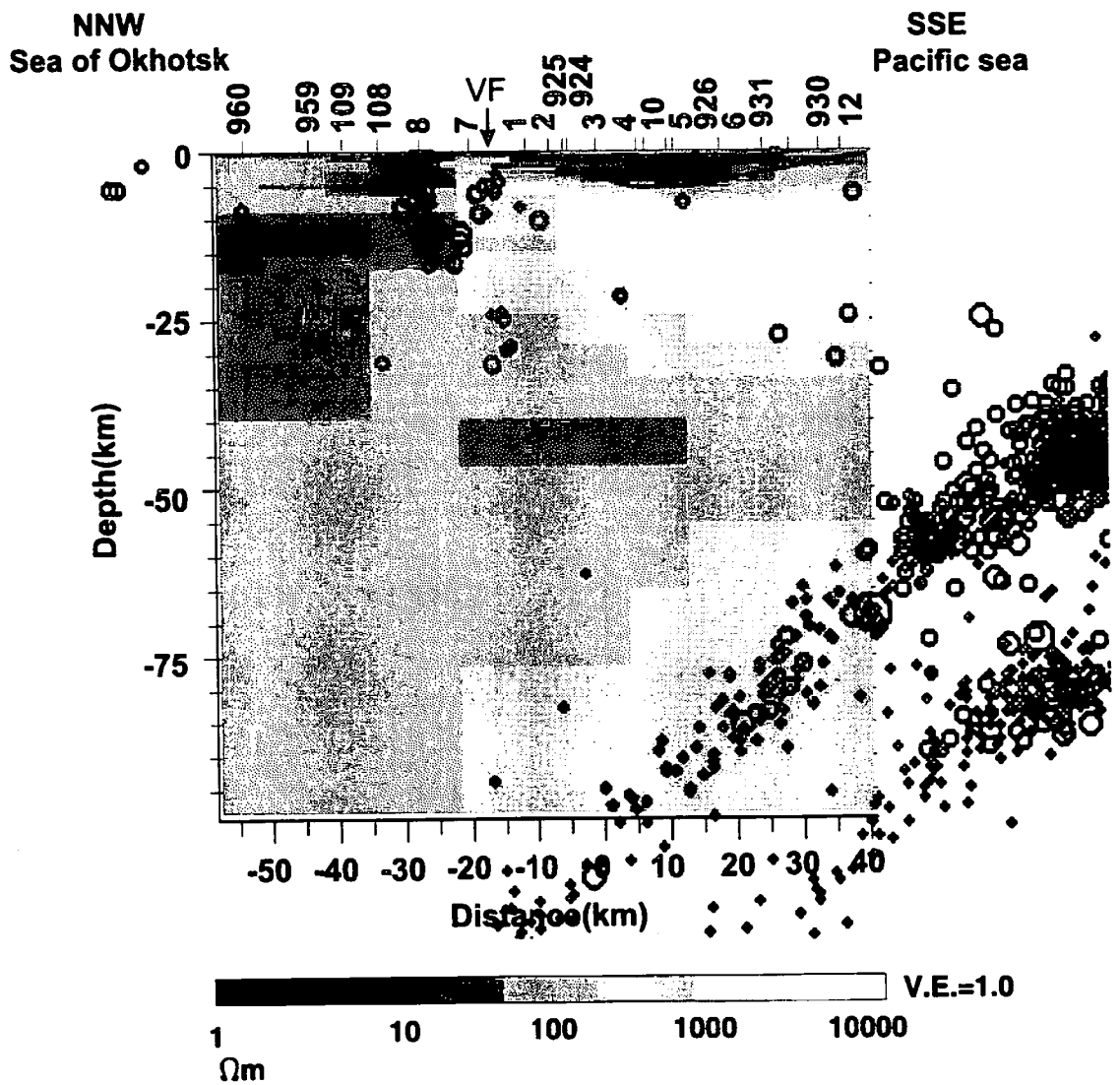


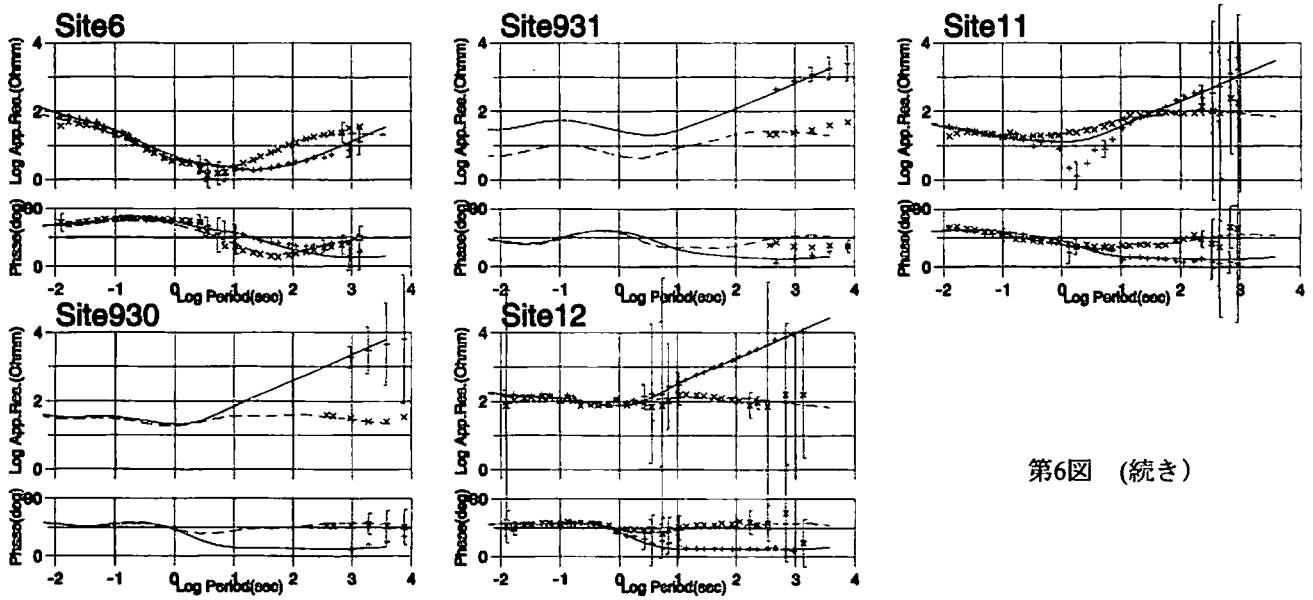
第6図 各観測点における見掛け比抵抗と位相差。“+”はTMモード、“X”はTEモードの観測値を、実線および破線はモデル計算によるTMモード、TEモードの応答をそれぞれ示している。



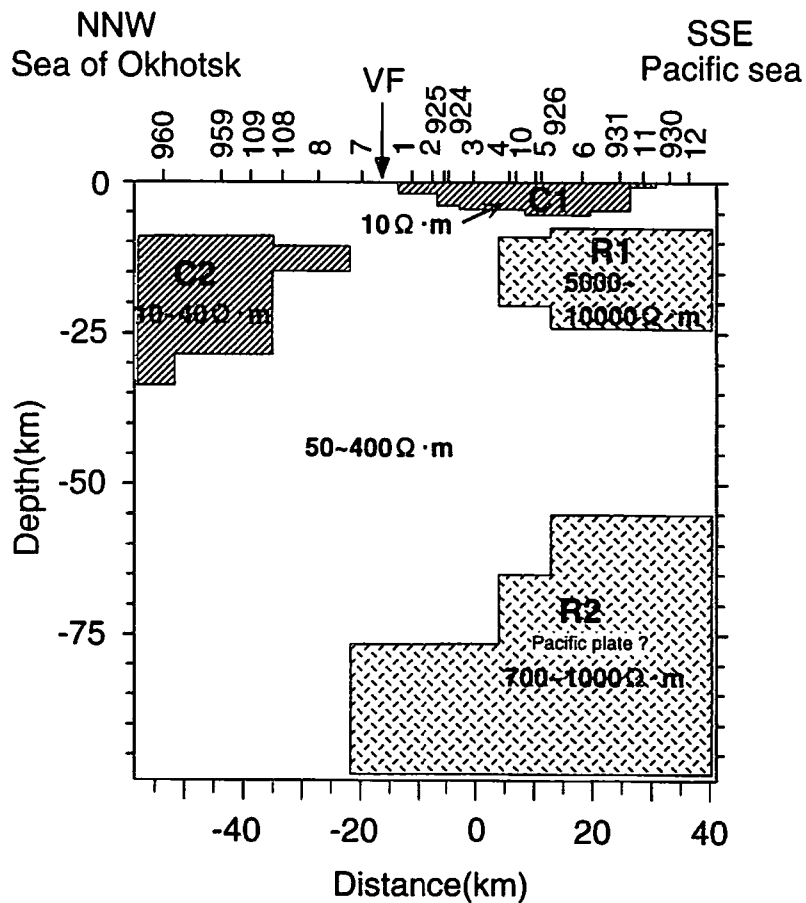
第4図 Uyeshima(1990)によるネットワークMT観測の観測網(三角ネット)と本研究で観測を行った広帯域MT観測の測点(黒丸)分布図。図中太線で囲まれた三角ネットのデータを解析に用いた。

第5図 B測線に沿った2次元比抵抗断面図。黒実線は重力異常の解析から得られた新第三紀層と白亜紀層の境界を示している。白丸は北海道大学地震火山研究観測センターにより決定された震源分布、VFは火山前線の位置をそれぞれ表している。





第6図 (続き)



第7図 第6図を簡略化して表した比抵抗モデル。Cは低比抵抗層を Rは高比抵抗層をそれぞれ示している。