

ネットワークMT法の3次元モデリングに向けて

東京大学地震研究所 上嶋 誠

Toward 3-D modelling of the Network-MT observation datasets
Makoto Uyeshima, ERI, the University of Tokyo

はじめに

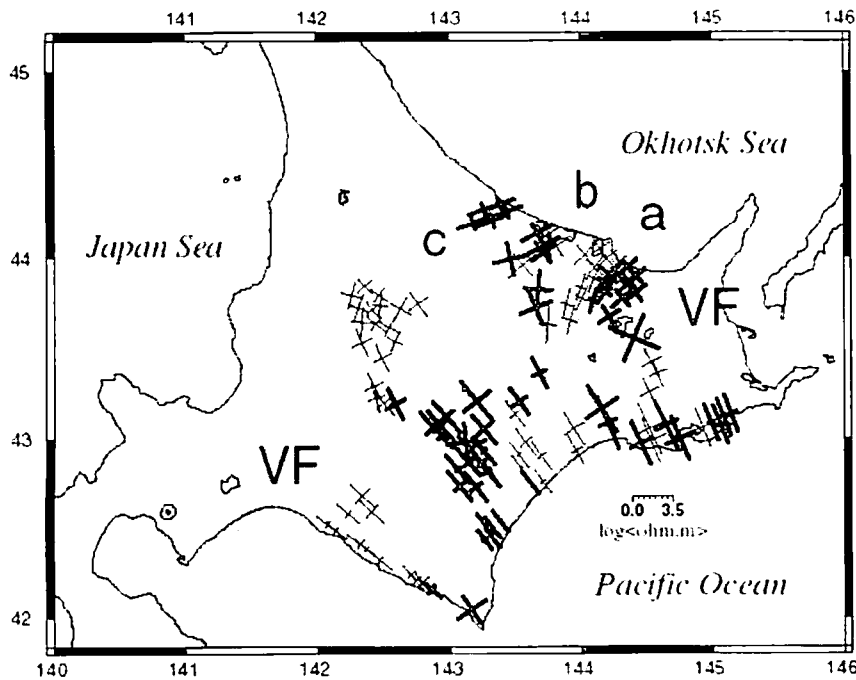
日本列島スケールの、広域的な上部マントルに至る深部電気伝導度構造を明らかにするため、ネットワークMT法が開発され¹⁾、1989年より日本各地において観測が展開されてきた。現在、蓄積された地電位差データは、1000ダイポール以上に及び、観測された地域は、衝突帯である北海道中東部、活発で典型的な島弧とされる東北地方のほぼ全域、フィリピン海と太平洋両プレートが沈み込む茨城県南部地域、現在はやや活動が穏やかな中国四国地方東部地域、伸張場が卓越している九州のほぼ全域を覆い、種々のテクトニックな特徴を持つ地域をカバーしている。

ネットワークMT法は、NTT通信回線網をケーブルとして用い、10kmから数10kmに至る長基線地電位差観測を行う事によって、その長さスケールでの電場分布、磁場との間のレスポンス分布を面的に求める観測手法である。上記の長さスケールで積分された電位差のみを取り扱う事になるので、従来の短基線(～100m)MT法で問題となってきた、地表付近の小スケールの水平方向の不均質を考慮する事なく、そのデータの解釈を行う事ができるという特長を有している。さらに、長基線で観測を行うため、S/N比の増大が見込まれ、この事によって、周波数(特に低周波域)、空間領域ともに観測可能域の増大が期待される。

3次元モデリングの必要性

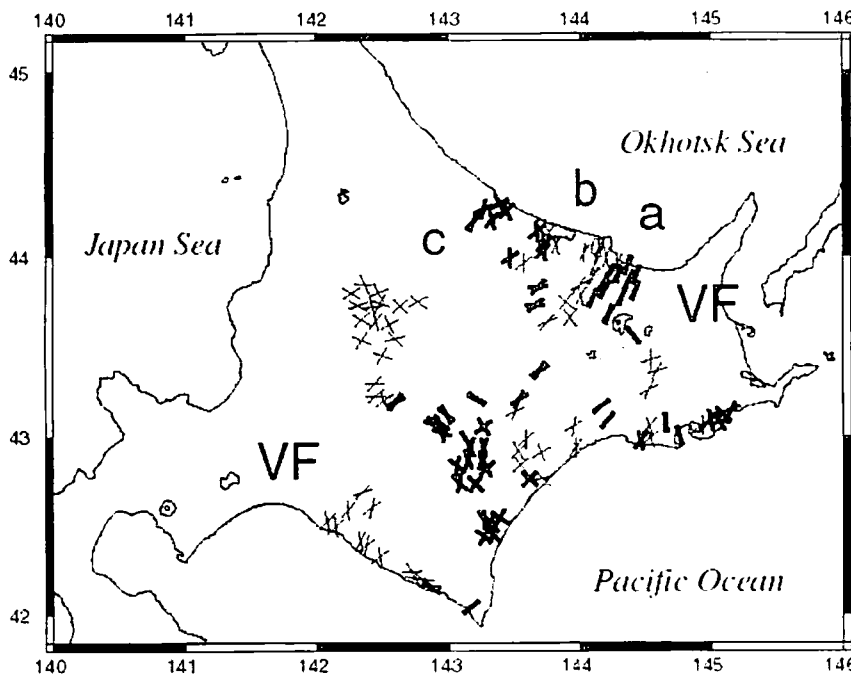
解析には、時間領域で局在するノイズを自動判別するロバスト法¹⁾²⁾を用い、地磁気観測所等の定点磁場観測点における水平磁場変動に対する各地電位差変動のレスポンスを求めた。この結果、直流電車の漏れ電流ノイズが著しい瀬戸内海沿岸周辺地域を除いて、数100秒から数万秒に至る良好なレスポンスが得られた。これは、地殻下部から上部マントルに至る領域をカバーする周期帯である。現在、手法が確立されている1次元や2次元の順解析や逆解析によって、北海道東部地域や青森県南部域、四国中国地方東部地域の島弧を切る方向での比抵抗2次元構造が推定された。その結果、例えば、北海道東部地域では、火山フロントから背弧側の下部地殻や、ウェッジマントル部に存在する数 Ωm から数 $10\Omega\text{m}$ の低比抵抗帯¹⁾³⁾、また、四国東部地域においては、沈み込むスラブ上面に存在する $75\Omega\text{m}$ の低比抵抗帯⁴⁾など、いくつかの興味深い構造が明らかになった。

現在のMT法モデリングの主流は、観測されたレスポンスが大局的な1、2次元を表す成分と表層の小スケールの3次元不均質に由来するガルヴァニックな成分からなるというモデルをおいた上で、レスポンスを上記の2つの成分に分解した上で⁵⁾、1、2次元解析を行うというものである⁶⁾。この分解の過程において、1、2次元性の判定や、2次元走向の推定が行われる。しかし、例えば、北海道中東部地域でこの方式に従ったレスポンスの解析を行ったところ、インダクションのスケール長とコンパラな大スケールの表層の地質構造や、海岸線分布、周囲の海底地形の影響を受けて、上記の分解がうまく機能しなかったり、機能しても地域全体として調和的な2次元走向が求められなかった(第1図、第2図)。従って、そのような場所では、3次元解析が不可欠となる。



第1図：北海道中東部における Network-MT インピーダンスを Groom-Bailey 分解⁵⁾して得られた2次元主軸分布。あわせて、 $\log < \text{見かけ比抵抗} >$ (周期 64 分) を線の長さで示している。分解したものを再合成した結果、各インピーダンスの misfit がその推定誤差より大きくなったもの (即ち、regional 1-D or 2-D + galvanic distortion の仮定が成立しな

いと考えられるもの) は、細線で描かれている。2次元走向が、全体として海岸線に直交、平行な方向に決められているのは、海岸線効果によるものと思われる。また、領域 a-b 間や、c より西の領域など、ある広がりをもった領域で分解がうまく機能していない。また、うまく分解出来ていても、観測域全体で調和的な2次元走向は求められていない。



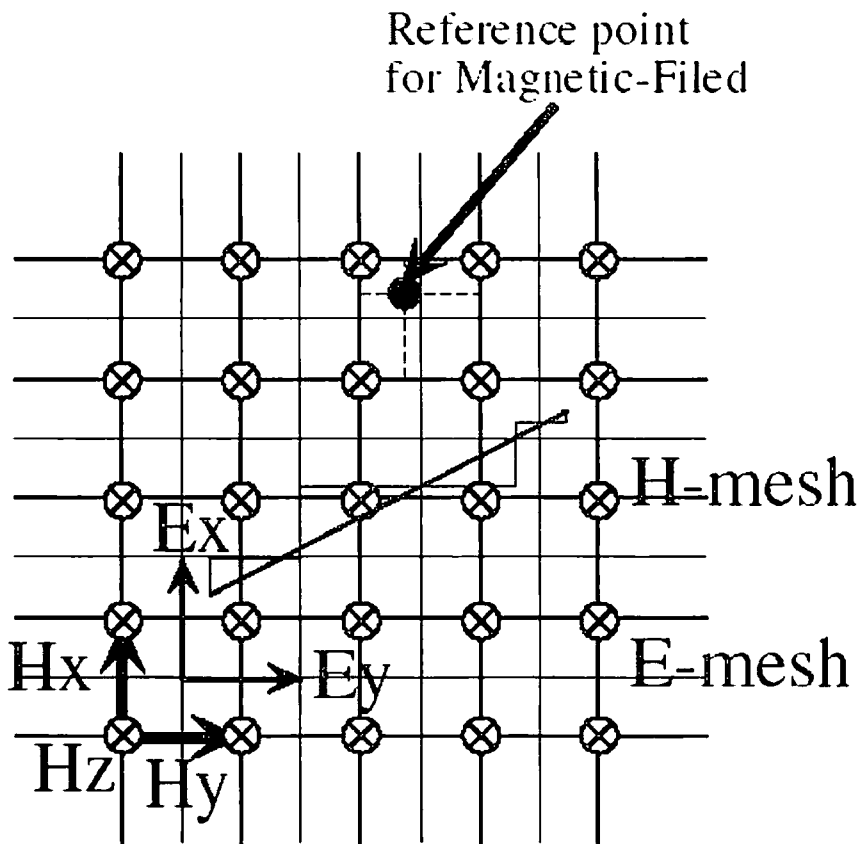
第2図：第1図と同じ解析によって得られた、Smith による distortion を表現する分解パラメタの分布 (周期 64 分)。これは、図1の2つの主軸方向の電場変動が、galvanic 効果によって、どのように distortion を受けたかを示している。galvanic distortion モデルが成立するためには、distortion は各三角域のローカルな浅部不均質

によって規定されているべきである⁶⁾。従って、この図のような表現において、distortion は各三角域でばらばらな方向に決まる可能性が高い。しかし、例えば、オホーツク側の線 a,b のそばでは、まとめてその線 a,b に平行な方向に distortion が決められているなど、リージョナルな傾向が認められる。これらの事は、第1図の結果とあわせて、この地域において、2次元リージョナル走向を決め、Groom-Bailey 分解を行うことの困難性を示唆する。

3次元モデリングの方策

現状では、3次元解析は、メモリーや計算機能力の制約から困難とされているが、先に述べた様に、ネットワークMT法では、基線長で積分された電位差を扱うので、そのスケールで解を求めれば良く、3次元解析が現実のものとなり得る。その実現可能性をさぐるため、スタaggerドグリッドによる電磁誘導問題3次元コード⁹⁾を用いることを検討した。

この方法によれば、まず、格子上で積分された磁場の解が求められるので、積分形式のMaxwell方程式を活用して、任意の方向の任意の基線長の積分された電位差分布を求める事が容易に出来る。また、あらゆる場所で磁場が計算されているため、ネットワークMT法の定点磁場観測点に対するレスポンスを再現するのも容易である。



第3図：
スタaggerドグリッドによる電磁誘導問題3次元コード⁹⁾を用いたネットワークMT法レスポンスのモデリング概念図。

第3図において、図中央に斜めの線で表わされたダイポール上で定義された、式(1)で表わされる、ネットワークMT法レスポンス (V_x, V_y)

$$V = V_x H_x(ref) + V_y H_y(ref) \quad (1)$$

を、求めることを考える。Mackieのスタaggerドグリッド法において、磁場は磁場グリッド上(図中太線)の線積分値として定義され、磁場の2階方程式を解くことによって解が得られる。従って、まず参照点での磁場水平成分は、図中上部で示されたように、近接する磁場グリッド上の磁場の値を内挿することによって求める。一方、電場は、アンペール、オーム、ファラデーの諸法則の積分形を用いることで、地表上、磁場グリッドからずれた位置にある電場グリッド(図中細線)上に、やはり線積分値として求められる。従って、電位差 V は、近接する電場グリッド上の電場(の積分値)と、(ファラデーの法則から得られる)磁場鉛直成分変動の誘導による電位差とをあわせて、ダイポール上の部分要素の電位差を求め、さらに、ダイポール方向に積分することによって計算することが出来る。こ

ここで、磁場鉛直成分による誘導は、例えば、図中、薄く塗られた小三角形の領域に対して計算することになる。

ここで重要なことは、スタガードグリッドを用いた定式化は、領域をおおう電磁場の線積分、面積分から構成されているため、非常にグリッド間隔を細かくした解と粗いグリッド間隔での解を比較したときに、必ず、粗いものの解は、細かいものの解を積分（あるいは平均）したものとして表現される点である。従来のMT法（電場の基線長～100m）のインピーダンスを直接モデリングする際の困難として、電場を正確に表現するためには、表層不均質構造の3次元性によってもたらされる、非常に短波長の成分をもったガルバニック効果を再現する必要性があり、そのためにメッシュ間隔もそれに応じて非常に細かくする必要があった。しかし、ネットワークMT法では、その積分値として、正しく電位差が求められていけばよいことになる。一方、磁場に対するガルバニック効果は性質が良く、磁場はインダクションのスケールレングス程度で空間変化すると考えて良い¹⁰⁾。従って、それを表現する適切なメッシュを切っていれば、磁場のほうは点での観測でも、モデリングによって再現し得る。

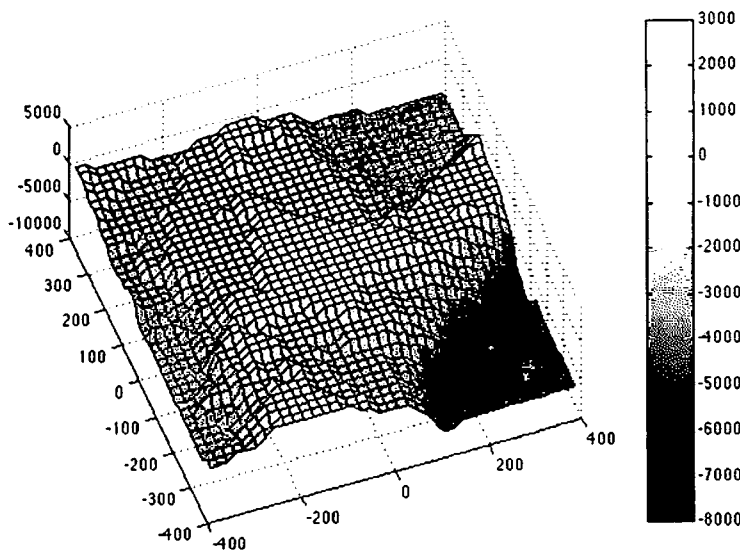
こうして、2つの独立なソースフィールド（Hx-, Hy-polarization）に対して、磁場参照点における水平磁場2成分（例えば Hx-polarization に対して $(Hx_xpol(ref), Hy_xpol(ref))$ と表すことにする）とネットワークMT法のダイポール上で積分された電位差（ V_xpol, V_ypol とする）が求められるので、これらを、式（1）にそれぞれ代入することにより、

$$\begin{aligned} V_xpol &= V_x H_x_xpol(ref) + V_y H_y_xpol(ref) \\ V_ypol &= V_x H_x_ypol(ref) + V_y H_y_ypol(ref) \end{aligned} \quad (2)$$

が得られる。式（2）を解くことによって、ネットワークMT法のレスポンス(V_x, V_y)が求められる。これを、観測値と比較すれば良い。

3次元モデリングの実現可能性

以上で、ネットワークMT法3次元モデリングを行うための基本的な方針が得られた。しかし、現実の日本周辺海底地形のような複雑かつ電気伝導度のコントラストが大きい構造



第4図：北海道周辺 $800 \times 800 \text{km}^2$ の領域を 20km 間隔の 40×40 個のメッシュで表現したモデル。海底地形はETOPOSの各メッシュ内の平均値を、 1km 単位で階段状に表現している。

を入れたモデルで、現実的な計算時間内に反復法が収束し、解を求めることが出来るかどうかは、次の大きな問題である。そこで、まず最初のステップとして、北海道周辺海底地形を $20 \times 20 \text{km}^2$ のメッシュで表現したモデル（第4図）を用いて計算を行ってみた。図には、 $800 \times 800 \text{km}^2$ の領域が示されているが、この周囲に2次元の 640km （5メッシュ）の領域をおき、全体として、 $50 \times 50 \times 71$ （鉛直方向）メッシュでの

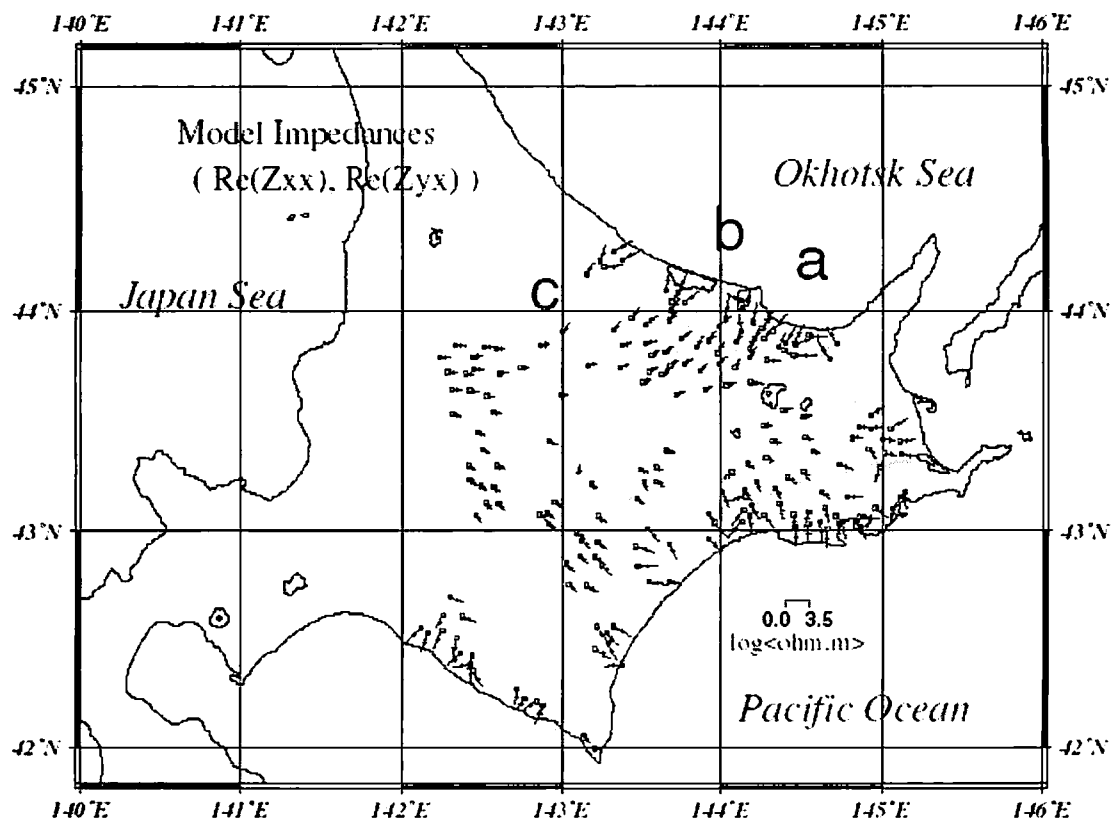
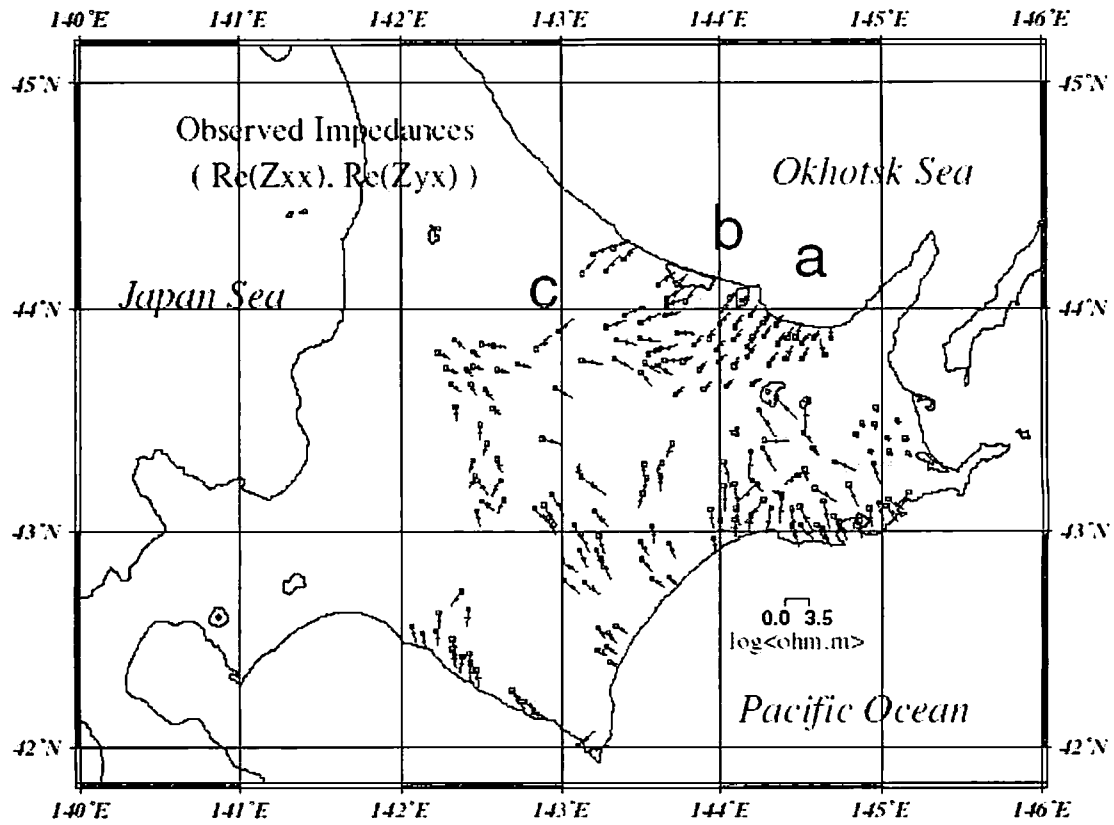
計算を行った。海水と深さ 100km 迄の陸の比抵抗を、それぞれ、一様に 0.25, 500 Ω m とし、100km 以深は、一様に 1 Ω m とした。この計算のために、実メモリーとして 211Mbytes が必要であり、周期 64 分 1 周期の 2 つのポーラリゼーションについての解を得るのに、visual technology VT-Alpha 600 (600MHz)ワークステーション上で、約 1 時間の計算時間が必要であった。しかし、反復法の性質上、多周期にすると計算効率が上がることや、反復法自体の改良によってさらに計算効率が上がること（藤、Schultz 私信）を考慮すると、この計算時間は、全く非現実的なものではないと考えられる。

第 5 図(a)(b)(c)(d)に、今回の計算結果を、ネットワーク MT 法の三角合成されたインピーダンステンソルの形で比較したものを示す。ここで注意しておきたいことは、最終的にはインピーダンステンソルの形になっていても、あくまでも、まず最初に第 (1) 式で表された各ダイポール上電位差の参照点（今は女満別地磁気観測所）磁場に対するネットワーク MT 法レスポンス(I_x, I_y)を求めた点である。各テンソルの計算値は、実際の観測値を合成するのと全く同じ手続きによって計算されている。従って、何の仮定もなく、直接、観測値と計算値とが比較できる。図では、単純に、各インピーダンスの実部や虚部からなるベクトルの空間分布を、その長さが見かけ比抵抗の対数に比例する（1 Ω m 以下はすべて点で表現）ように表している。これは物理的には、例えば（ $\text{Re}(Z_{xx}), \text{Re}(Z_{yx})$ ）、（ $\text{Re}(Z_{xy}), \text{Re}(Z_{yy})$ ）は、女満別地磁気観測所において、磁場がそれぞれ南北、東西方向に単位振幅変動するとし、位相がゼロである瞬間における、各場所での電場のベクトルを示していることになる。

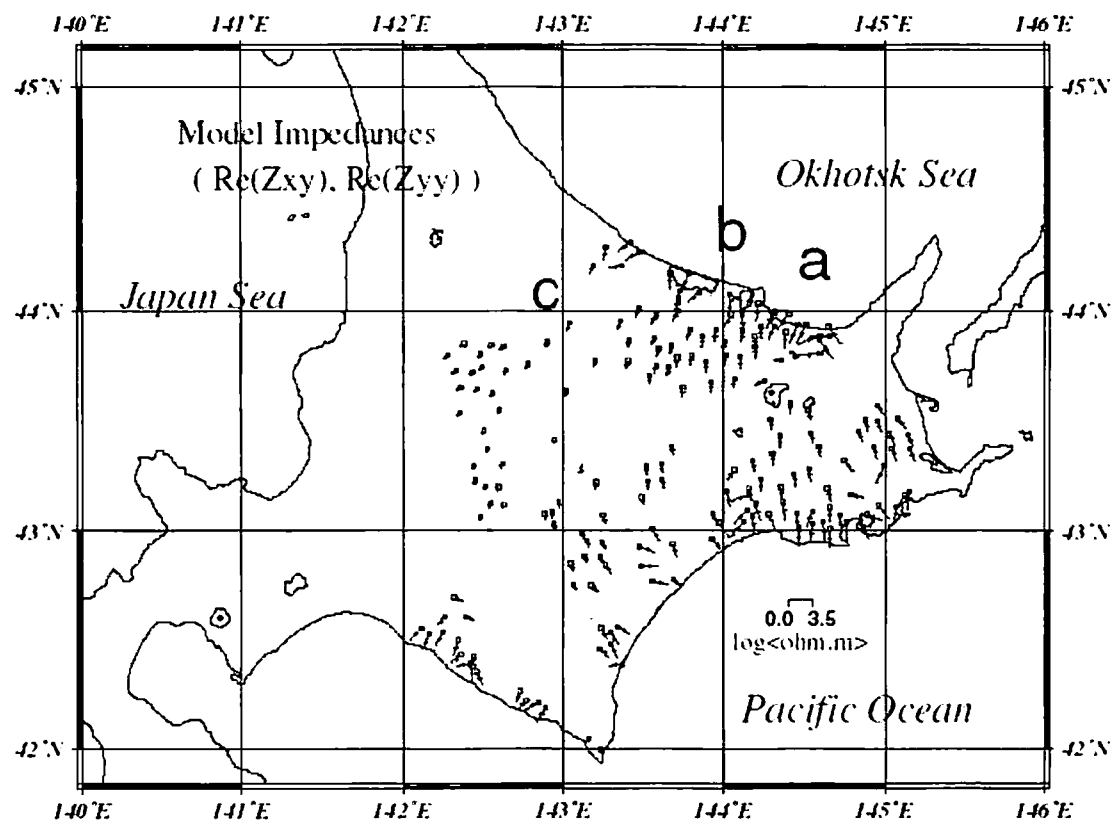
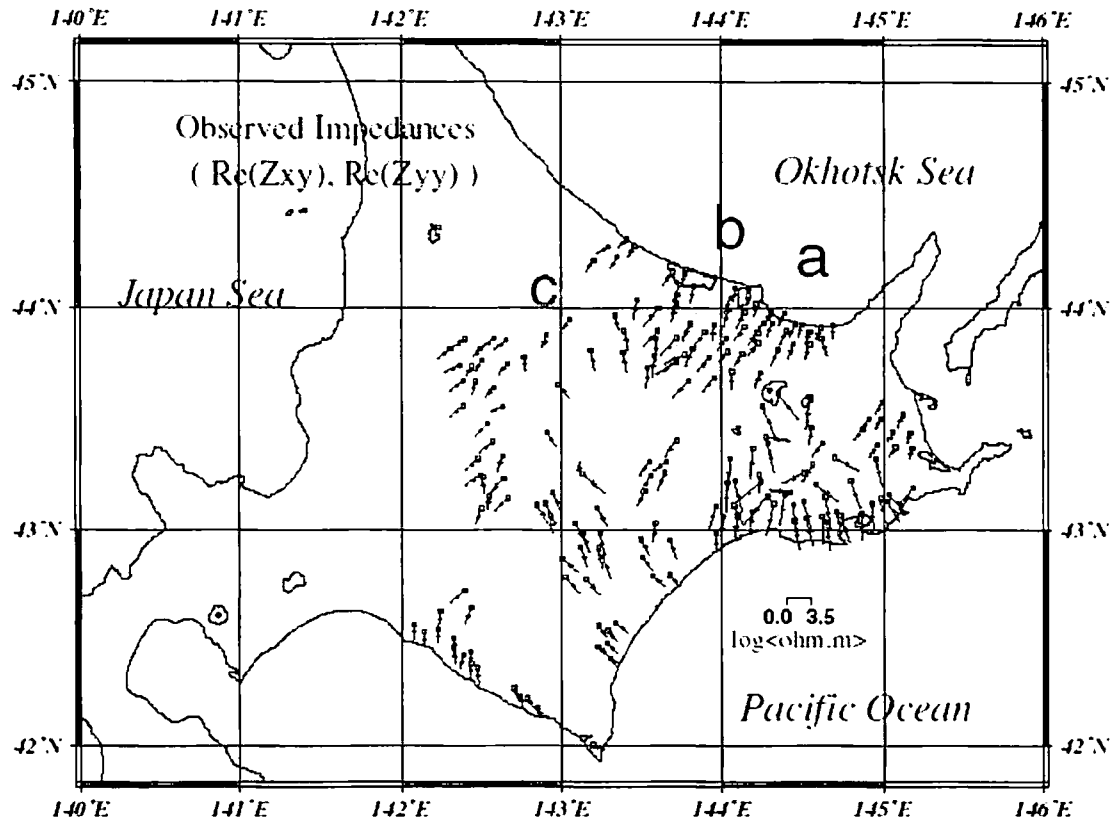
単に、海陸分布を表現しただけのモデルであるが、すべてのインピーダンス観測値の大局的な分布は、このモデルによってかなり良く再現されている。一番顕著な相違は、インピーダンスの実部がモデルで傾向的に小さくなっていることである。この原因を探るため、100km 迄は 500 Ω m、100km 以深は 1 Ω m とする 1 次元 2 層モデルでのインピーダンスを計算したところ、64 分の周期においては、100km 以深の低比抵抗層の影響をうけて、81 度の高位相値を得た（一方で見かけ比抵抗は 28 Ω m であった）。従って、モデルインピーダンスの実部が小さくなっているのは、このことによって解釈することが出来る。実際の観測値がそのようになっていないことから、100km 以深は一様に 1 Ω m というモデルは現実のものではないことがわかる。モデルにおいて、海岸近くで見かけ比抵抗が大きく、海岸線に直交する方向にベクトルが向いている。そして、内陸に向かうにつれて見かけ比抵抗が小さくなり、方向もほぼ一様に第 5 図(a) (c)では西向き、第 5 図(b)(d)では北向きとなっていく。これは海岸線効果を表していて、基本的には観測値にもこの傾向が現れている。しかし、観測値においては、例えば、線 a-b 間や線 c のすぐ西側で、その線に沿う方向にベクトルが卓越している。線 a-b 間には、網走構造線が走っていて、それに対応して表層付近の比抵抗も帯状に低いことが予想され、観測値はその影響を強く受けている可能性がある。今後、そういった大きなスケールでの表層付近の比抵抗のコントラストを与え、さらには、大局的な深部構造を変え、第 5 図で示されたようなインピーダンスの比較を各周期で行っていくことで、最終的には 3 次元構造を決定することが可能となろう。

謝辞

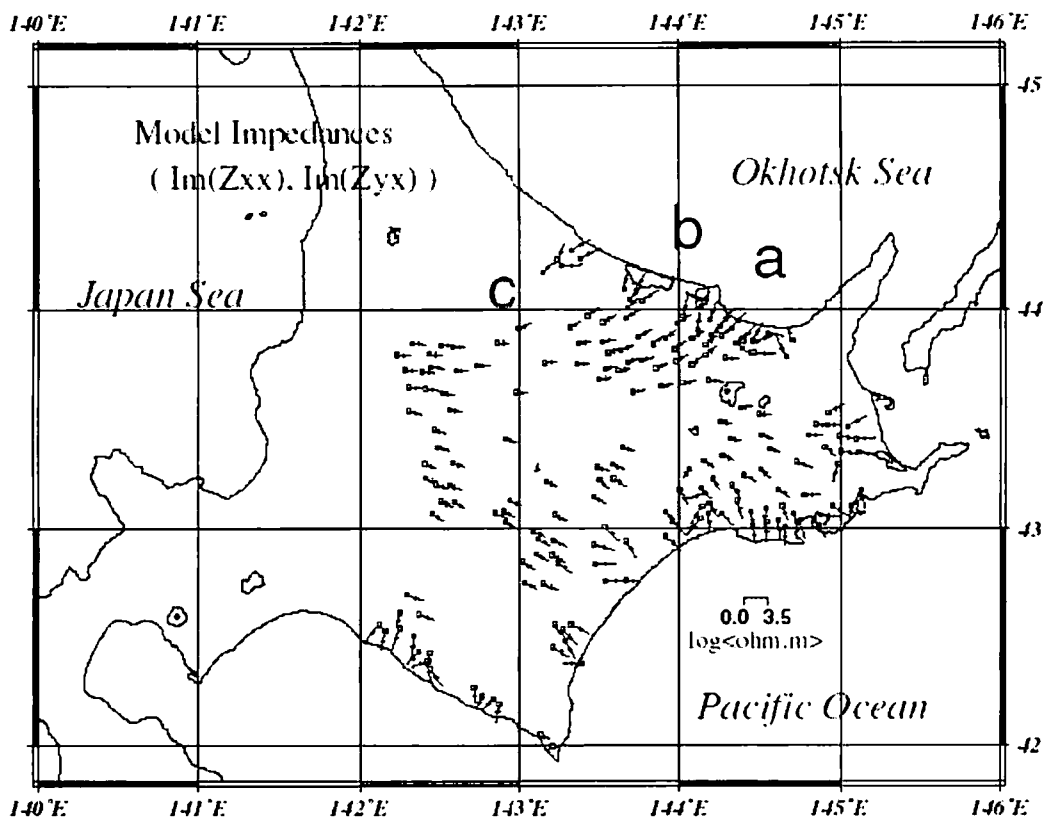
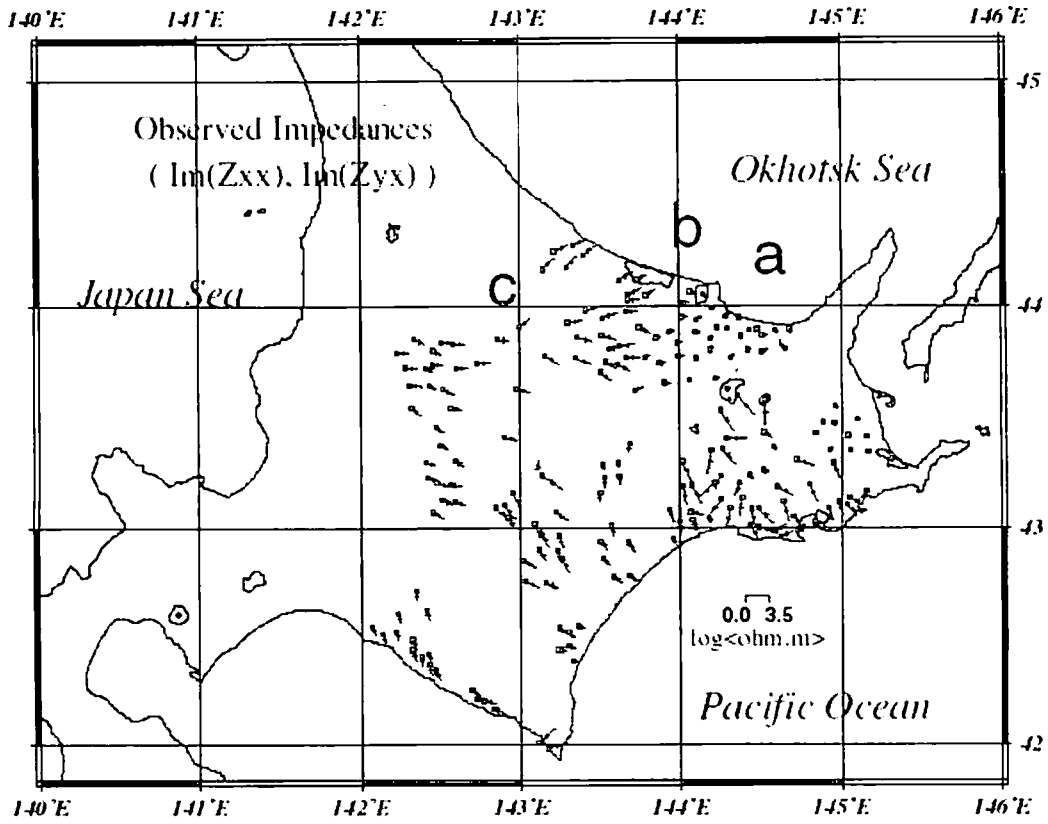
北海道でのネットワーク MT 法観測におきましては、NTT 関係各位の方々、北海道大学の西田泰典、大島弘光、清水久芳（現東京大学地震研究所）、東京大学地震研究所の歌田久司、川瀬隆治（現東急建設）の諸博士の多大なるご援助を頂きました。また、気象庁地磁気観測所からは、参照磁場データとして女満別地磁気観測所の毎分連続観測値の提供を頂きました。また、R. Mackie 博士には、MT net を通じて 3 次元フォーワードコードの提供を頂きました。この場を借りまして、厚く御礼申し上げます。



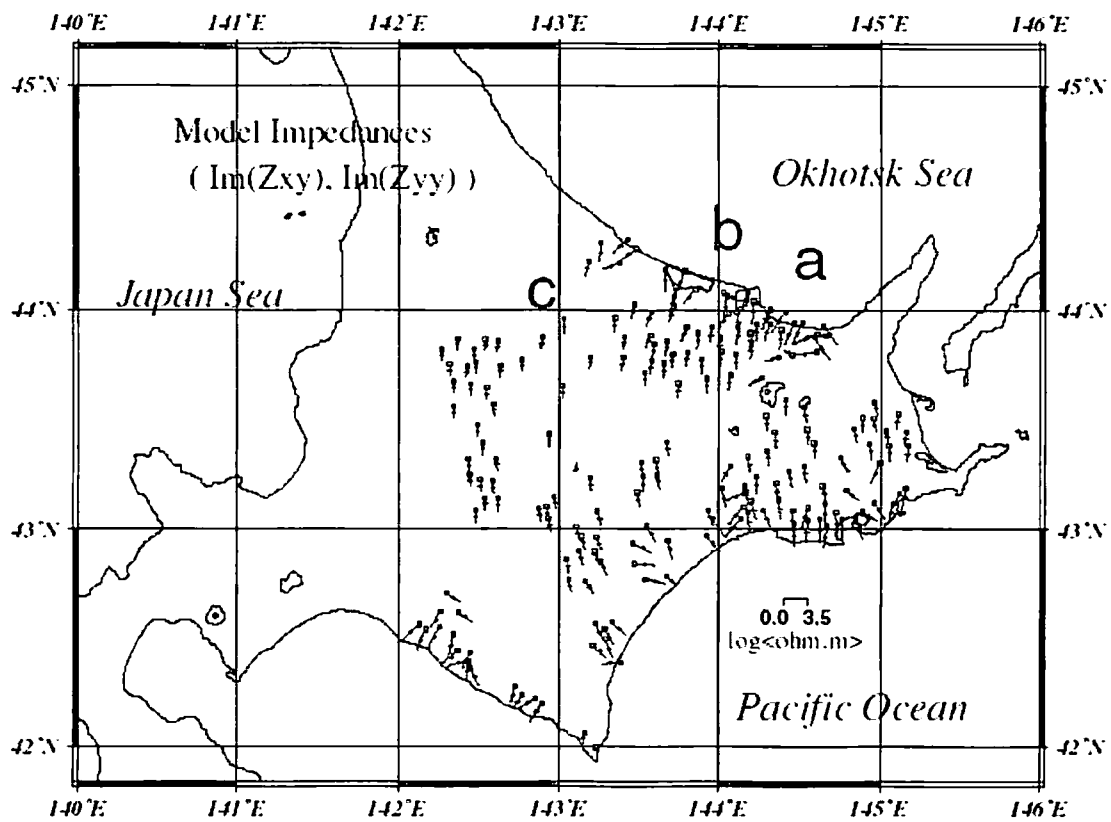
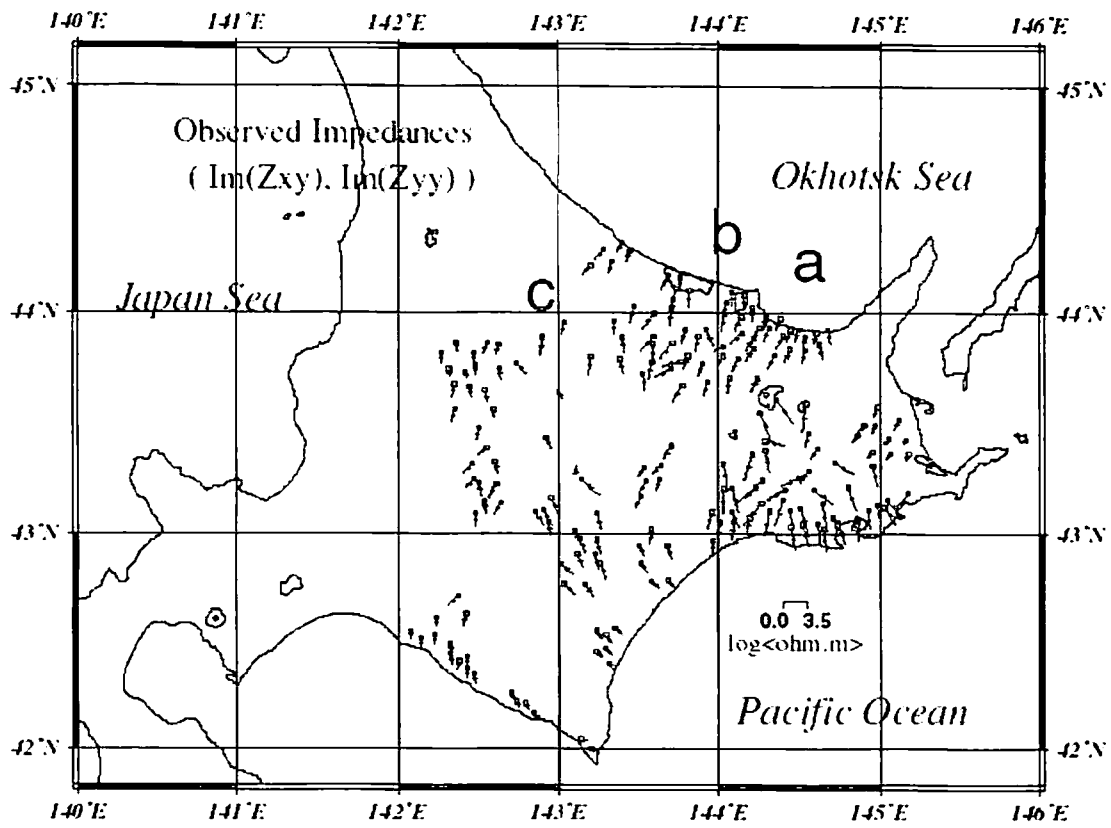
第5図 (a) : ネットワークMT法の三角合成されたインピーダンステンソルの実部ベクトル ($\text{Re}(Z_{xx}), \text{Re}(Z_{yx})$) の分布。上は観測値、下は海陸分布モデル (第4図) に基いた計算値より合成されたものを示す。ベクトル長は、見かけ比抵抗換算値の対数に比例。



第5図 (b) : ネットワークMT法の三角合成されたインピーダンステンソルの実部ベクトル ($\text{Re}(Z_{xy}), \text{Re}(Z_{yy})$) の分布。上は観測値、下は海陸分布モデル (第4図) に基いた計算値より合成されたものを示す。ベクトル長は、見かけ比抵抗換算値の対数に比例。



第5図(c) : ネットワークMT法の三角合成されたインピーダンステンソルの虚部ベクトル ($\text{Im}(Z_{xx}), \text{Im}(Z_{yx})$) の分布。上は観測値、下は海陸分布モデル(第4図)に基いた計算値より合成されたものを示す。ベクトル長は、見かけ比抵抗換算値の対数に比例。



第5図 (d) : ネットワークMT法の三角合成されたインピーダンステンソルの虚部ベクトル ($\text{Im}(Z_{xy}), \text{Im}(Z_{yy})$) の分布。上は観測値、下は海陸分布モデル (第4図) に基いた計算値より合成されたものを示す。ベクトル長は、見かけ比抵抗換算値の対数に比例。

参考文献

- 1) Uyeshima, M., Application of Network-MT method to the study of electrical conductivity structure in the central and eastern part of Hokkaido. Dr. Sc. Thesis, Univ. Tokyo, 235pp., 1990.
- 2) Chave, A.D., Thomson, D.J. and Ander, M.E., On the robust estimation of power spectra, coherences and transfer-functions. *J. Geophys. Res.*, 92: 633-648, 1987.
- 3) 佐藤秀幸, 西田泰典, 小川康雄, 笹井洋一, 上嶋 誠, 高田真秀, 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データの総合解析—. CA研究会1999年論文集, 1999.
- 4) Yamaguchi, S., Kobayashi, Y., Oshiman, N., Tanimoto, K., Murakami, H., Shiozaki, I., Uyeshima, M., Utada, H. and Sumitomo, N., Preliminary report on regional resistivity variation inferred from the Network-MT investigation in the Shikoku district, Southwestern Japan. *EPS*, in press, 1999.
- 5) Groom, R.W. and Bail, R.C., Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three-dimensional galvanic distortions. *J. Geophys. Res.*, 94: 1913-1925, 1989.
- 6) Ogawa, Y. and Uchida, T., A two-dimensional magnetotelluric inversion assuming Gaussian static shift. *Geophys. J. Int.*, 126: 69-76, 1996.
- 7) Smith, J.T., Understanding telluric distortion matrices. *Geophys. J. Int.*, 122: 219-226, 1995.
- 8) Chave, A.D. and Smith, J.T., On electric and magnetic galvanic distortion tensor decompositions. *J. Geophys. Res.*, 92: 633-648, 1994.
- 9) Mackie, R.L., Madden, T.R. and Smith, J.T., Three-dimensional electromagnetic modeling using finite difference equations: The magnetotelluric example. *Radio Science*, 29: 923-935, 1994.
- 10) Utada, H. and Munekane, H., On galvanic distortions of regional 3-D MT impedances. *Geophys. J. Int.*, in press, 1999.