

## 境界面を組込んだ MT 法の 2 次元インバージョン

木村俊則\*・後藤忠徳\*\*・笠谷貴史\*<sup>3</sup>・岡本 拓\*<sup>4</sup>・三ヶ田均\*\*・真田佳典\*<sup>5</sup>・渡辺俊樹\*<sup>6</sup>・芦田 讓\*<sup>7</sup>

## 要 旨

MT 法で通常用いられる最適平滑化拘束の 2 次元インバージョンでは、平滑パラメータ  $\alpha$  を用いて全てのブロック間の比抵抗変化が滑らかになるように制約が与えられている。このために MT 法データのインバージョンにおいては、急激に比抵抗値の変化する構造(以降シャープな比抵抗構造という)を再現することが難しい。しかし、一方で MT 法の適用対象となる地質構造はシャープな比抵抗構造を含んでいる可能性が高い。そこで、本論文では、滑らかに変化する比抵抗構造とシャープな比抵抗構造を同時に表現することが可能なインバージョンを実現するために、反射法地震探査など他の手法から推定される境界面の形状情報を MT 法の 2 次元インバージョンに組込むことを提案する。与えた境界面での比抵抗値の急変の程度は新たにハイパーパラメータ  $\beta$  を定義することで表現した。また、ハイパーパラメータ  $\beta$  の値を決定するために ABIC 最小化法を用いて最適な  $\alpha$ 、 $\beta$  を同時に求める探索手法を開発し、いくつかの異なるモデルに対する数値実験によって、本手法の妥当性を検討した。数値実験のインバージョン結果では、比抵抗値の変化する場所に境界面を仮定したモデルにおいてはシャープな比抵抗構造が再現されており、明瞭な境界面が存在しない場所に境界面を故意に仮定したモデルにおいては滑らかな構造が正しく再現されることを確認した。数値実験において有効性を確認した後、本手法を南海トラフ熊野灘において取得した海洋 MT データへ適用した。当該地域において実施されている反射法地震探査の深度断面から推定されているプレート境界面を仮定条件として MT 法の 2 次元インバージョン過程に与えた結果、通常の 2 次元インバージョン結果と比較して良好な結果を得ることができた。

**キーワード** : MT 法・シャープな比抵抗構造・仮定条件・ハイパーパラメータ・インバージョン

## 1. はじめに

MT (Magnetotelluric) 法は地表面の電磁場変動を測定することで地下の比抵抗構造を推定する電磁法の一つである(Cagniard et al., 1953)。MT 法では太陽の黒点活動、赤道付近の雷放電などを信号源とする周波数の低い電磁場を測定することから比較的大深度の調査に適し

ているが、コントロールソースを用いて人工的に発生させた磁場を信号源とすれば、高周波成分の測定が可能となり、浅部の高分解能探査を行うこともできる。

MT 法は測定する周波数帯により、地下数  $m$  の浅部から数十  $km$  という大深度までの探査が可能であり、測定の展開も他の手法と比べ比較的容易であるため、広域かつ深部の調査が要求される調査において盛んに用いら

2009 年 1 月 4 日原稿受付; 2010 年 2 月 13 日受理

\* 京都大学大学院工学研究科社会基盤工学専攻  
(現在) 独立行政法人海洋研究開発機構  
〒237-0061 神奈川県横須賀市夏島町 2-15

\*\* 京都大学大学院工学研究科社会基盤工学専攻  
〒615-8540 京都府京都市西京区京都大学桂 C1

\*<sup>3</sup> 独立行政法人海洋研究開発機構  
〒237-0061 神奈川県横須賀市夏島町 2-15

\*<sup>4</sup> 京都大学大学院工学研究科社会基盤工学専攻  
(現在) 株式会社地球科学総合研究所  
〒112-0012 東京都文京区大塚 1-5-21

\*<sup>5</sup> 京都大学大学院工学研究科社会基盤工学専攻  
(現在) 独立行政法人海洋研究開発機構  
〒236-0001 神奈川県横浜市金沢区昭和町 3173-25

\*<sup>6</sup> 名古屋大学大学院環境学研究所付属地震火山・防災研究センター  
〒464-8601 名古屋市千種区不老町

\*<sup>7</sup> 京都大学大学院工学研究科社会基盤工学専攻  
(現在) 特定非営利法人環境・エネルギー・農林業ネットワーク  
〒604-8871 京都市中京区壬生朱雀町 27-1

第 112 回(平成 17 年度春季)学術講演会にて一部を発表

れている。また、得られる物性値は地下の比抵抗であることから、流体の存在を推定することが必要となる調査においても頻繁に用いられる。適用分野も地震発生帯を対象とした地球科学調査(例えば Unsworth et al.,1999; Mitsuhata et al.,2001; Ogawa et al.,2001; 後藤ほか,2003; 笠谷ほか,2003)から、石油探査における堆積層の評価(例えば Matsuo and Negi,1999),あるいは地熱発生帯の調査(例えば内田ほか,2000)などの資源探査分野まで幅広い。石油探査の場合、反射法地震探査が一般的な探査手法であるが、油ガス田の貯留層より浅部に強い反射面がある場合や、構造が複雑で多重反射が卓越するような地域では反射法地震探査の結果のみでなく、MT法で得られた比抵抗構造を地質構造解釈のために用いることは探査精度の向上、リスクの軽減につながる。近年では、石油探査を対象としたMT法の研究も進みつつある。Constable et al. (1998)は石油探査を対象とした海洋MT法装置の開発を行い、Hoversten et al. (1998)は数値計算による検討を実施した。その後、いくつかのフィールドでの適用実験が報告されており、商業ベースでの探査実績も数多く存在する(例えば Hoversten et al.,2000; 山根,2008)。

このように、様々な分野で利用されているMT法であるが、従来の2次元インバージョン手法では、シャープな比抵抗構造を再現できないという問題がある。また、MT法は拡散方程式に基づく手法であり、物性値(比抵抗)の空間平均に感度を持つことから、波動方程式に基づく手法である反射法地震探査と比較した場合、両者の得られる物性値は全く違うものの、構造の空間分解能という面ではMT法は反射法には及ばない。本論文では、MT法におけるこれらの問題点を解決するためのアプローチとして、反射法地震探査などであらかじめ存在が確認されている構造境界面を仮定条件としてMT法の2次元インバージョンに組み込むことで、シャープな比抵抗構造を再現する手法を考案した。

MT法において扱う物性値である比抵抗はアーチーの式(Archie,1942)で表現されるように、流体の分布、間隙率に大きく左右されることはよく知られている。アーチーの式は堆積岩による実験式であるが、地下深部を構成する深成岩等でもアーチーの式と整合的な結果が得られることが報告されている(林ほか, 2003)。一方、反射法地震探査で扱う音響インピーダンスは弾性波速度と密度の積である。一般的に密度の変化は弾性波速度の変化に比較して緩やかであることから、反射法地震探査の結果は地下の弾性波速度の異なる境界を示すものと考えて問題ない。ここで、古くはWyllieの式(Wyllie et al.,1958)に代表されるように、弾性波速度も間隙率の影響を受けることはよく知られており、比抵抗と弾性波速度は間隙率を介して相関関係を持っていると考えることができる。

例えば断層破砕帯や大深度の地殻構造境界面等では両者の相関は比較的高いことが多く(Vanyan et al., 2001; Hole et al.,2001), このような対象に対して本手法は有効な技術となることが期待される。また、石油探査においても、通常よく実施される反射法地震探査と同時にMT探査を実施した上で本手法を適用することで、それぞれの手法を単独で適用、データ処理を実施した場合と比較して、より精度のよい地質構造モデルを得ることが期待される。特に、比抵抗は油層に直接的に感度を持つことから、埋蔵量推定等の油層評価においても精度の向上が期待できる。これまで、シャープな比抵抗構造を再現できる2次元インバージョンはいくつか考案されているが(Smith et al., 1999; de Groot-Hedlin et al., 2004), いずれの2次元インバージョンも地下を有限個の層を持つ層構造であると仮定して、水平方向に層厚が変化する各層の形状と層内の比抵抗値を決めるものであり、層内で滑らかに比抵抗値が変化する比抵抗構造は表現できない。本論文ではシャープな比抵抗構造と滑らかな比抵抗構造を両方同時に再現することを目指し、構造境界面を仮定条件として組込んだインバージョンアルゴリズムの開発を行った。開発したインバージョンアルゴリズムでは、新たに設定した境界パラメータをインバージョンの反復計算ごとにABICを用いてコントロールすることで、シャープな比抵抗構造と滑らかな比抵抗構造をインバージョン計算過程内で自動的に判別する手法を考案した。数値実験において本手法の有効性を確認した後、最終的に実データへの適用についても検討し、シャープな比抵抗構造が再現できることを実データを用いた結果でも確認した。

本論文の構成は以下のとおりである。まず、第2章では考案したインバージョンアルゴリズムについて説明する。次に、第3章では開発したインバージョンアルゴリズムの妥当性を検討するために行った比抵抗モデルを用いた数値実験について述べる。第4章では南海トラフ熊野灘において取得された海洋MT法データに対して本手法を適用した例を示し、最後に、第5章ではこれらのまとめと今後の課題について述べる。

## 2. 構造境界面を組込んだ2次元インバージョン

MT法で通常用いられる最適平滑化拘束の2次元インバージョンでは、全てのブロック間のラフネスが一定であるという制約が与えられている。このためにMT法データのインバージョンにおいて、シャープな比抵抗構造を再現することが難しい。しかし、一方でMT法の適用対象となる地質構造は構造境界などのシャープな比抵抗構造を含んでいる可能性が高い。そこで、本論文では、滑らかに変化する比抵抗構造とシャープな比抵抗構造を

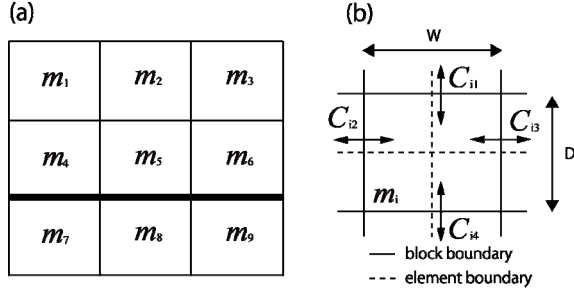


Fig.1. Example of resistivity blocks and elements for the finite element method. (a) example of resistivity blocks. The bold line shows an assumed boundary. (b) example of resistivity elements. Solid lines show block boundaries and dashed lines show element boundaries.  $W$  means width of a resistivity block,  $D$  means thickness of a resistivity block,  $m_i$  means resistivity value at  $i$ -th block and  $C_{ij}$  means the element of roughening matrix.

同時に表現することが可能なインバージョンを実現するために、反射法地震探査など他の手法から推定される境界面の情報をMT法の2次元インバージョンに仮定条件として組込むことを提案する。なお、本手法のコード化は、多くの適用実績があり、十分に有効性・安定性が確認されているインバージョンコードである Uchida and Ogawa(1993)を拡張する方法で実施した。基となるインバージョンコード・アルゴリズムの詳細については Uchida and Ogawa(1993)およびUchida(1993)を参照されたい。

## 2.1 従来の制約条件

平滑化制約付の線形化最小二乗法を用いたMT法の2次元インバージョン(Uchida, 1993)において、最小化すべき目的関数  $U$ は(1)式で表される。

$$U = \|\mathbf{W}\mathbf{d} - \mathbf{W}\mathbf{F}(\mathbf{m})\|^2 + \alpha^2 \|\mathbf{C}\mathbf{m}\|^2 \quad (1)$$

ここで  $\mathbf{d}$ は測定データ、 $\mathbf{m}$ はモデルを表し、 $F$ はモデルからデータを得る非線形な関数であり、行列  $\mathbf{W}$ は測定データの誤差の標準偏差によって決定される重み行列である。行列  $\mathbf{C}$ は比抵抗構造のラフネスを表す行列であり、ブロック間の比抵抗の差分をとるオペレータである。また、 $\alpha$ は平滑パラメータでモデル全体のラフネスの重みを表す。ここで、Fig.1(b)に示す  $i$ 番目のブロックに対する行列  $\mathbf{C}$ の各要素は以下の式で定義される。

$$C_{i1} = C_{i4} = \frac{W}{2(W+D)} \quad (2)$$

$$C_{i2} = C_{i3} = \frac{D}{2(W+D)} \quad (3)$$

$$\sum_{j=1}^4 C_{ij} = 1 \quad (4)$$

また、行列  $\mathbf{C}$ は Fig.1(a)に示すブロック構成の時、以下のように表現される。

$$\mathbf{C} = \begin{pmatrix} -1 & C_{13} & 0 & C_{14} & & & & & & 0 \\ C_{22} & -1 & C_{23} & 0 & C_{24} & & & & & \\ 0 & C_{32} & -1 & 0 & 0 & C_{34} & & & & \\ C_{41} & 0 & 0 & -1 & C_{43} & 0 & C_{44} & & & \\ & C_{51} & 0 & C_{52} & -1 & C_{53} & 0 & C_{54} & & \\ & & C_{61} & 0 & C_{62} & -1 & 0 & 0 & C_{64} & \\ & & & C_{71} & 0 & 0 & -1 & C_{73} & 0 & \\ & & & & C_{81} & 0 & C_{82} & -1 & C_{83} & \\ 0 & & & & & C_{91} & 0 & C_{92} & 0 & \end{pmatrix} \quad (5)$$

(1)式は、重みつき残差 2乗和を計算している第1項と、モデル全体の滑らかさを計算している第2項とに分けて考えられる。このうち第2項に着目すると、平滑パラメータ  $\alpha$ が全てのブロック間の比抵抗変化に対して均等に作用している。これが、比抵抗モデル全体の滑らかさを支配し、全体的に滑らかな構造しか再現できない大きな原因であると考えられる。

## 2.2 境界パラメータ $\beta$ の定義と ABICの拡張

本研究では、隣接する比抵抗ブロック間の差分を計算している行列  $\mathbf{C}$ に着目し、仮定情報によって行列  $\mathbf{C}$ の要素を変化させることで境界面を表現することを試みた。ここで、新たに境界パラメータ  $\beta$ を定義し、Fig.1(b)のブロック下部の境界を比抵抗構造境界面と仮定した場合には、行列  $\mathbf{C}$ の各要素を以下のように表現した。

$$C_{i4} = \frac{W}{2(W+D)} \times \beta \quad (6)$$

$$C_{i1} = \frac{W}{2(W+D)} \quad (7)$$

$$C_{i2} = C_{i3} = \frac{D}{2(W+D)} \quad (8)$$

$$\sum_{j=1}^4 C_{ij} = 1 - \frac{W}{2(W+D)} \times (1-\beta) \quad (9)$$

また、Fig.1(a)太線部に境界を仮定した場合、行列式  $\mathbf{C}$ は  $\beta$ を用いて以下のように表現される。

$$\mathbf{C}_\beta = \begin{pmatrix} -1 & C_{13} & 0 & C_{14} & & & & & & 0 \\ C_{22} & -1 & C_{23} & 0 & C_{24} & & & & & \\ 0 & C_{32} & -1 & 0 & 0 & C_{34} & & & & \\ C_{41} & 0 & 0 & -1 & C_{43} & 0 & C_{44} \times \beta & & & \\ & C_{51} & 0 & C_{52} & -1 & C_{53} & 0 & C_{54} \times \beta & & \\ & & C_{61} & 0 & C_{62} & -1 & 0 & 0 & C_{64} \times \beta & \\ & & & C_{71} \times \beta & 0 & 0 & -1 & C_{73} & 0 & \\ & & & & C_{81} \times \beta & 0 & C_{82} & -1 & C_{83} & \\ 0 & & & & & C_{91} \times \beta & 0 & C_{92} & 0 & \end{pmatrix} \quad (10)$$

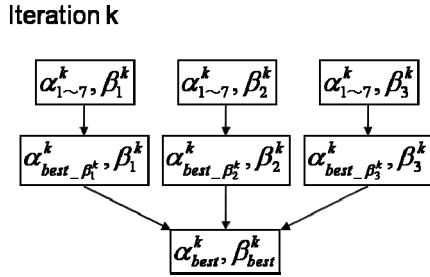


Fig.2. Flow chart of the way of deciding the optimum set of hyper parameters.

境界パラメータ  $\beta$  は 0.0~1.0 の値をとるものとする。また、 $\beta$  が 0.0 に近いほど境界ではシャープな比抵抗変化が許されることとなり、1.0 に近いほど元の式に近づき一般に滑らかな比抵抗変化となる。

仮定条件としての境界面の情報が、本来の比抵抗構造において適切なものかどうかを判定する必要がある。具体的には、境界面の情報が正しいと判断されれば  $\beta$  の値は 0.0 に近づき、正しくないと判断されれば、1.0 に近づくように  $\beta$  の値をコントロールする。本研究ではそれを判定する指標として情報量基準 ABIC の値を用いることとし、Uchida (1993) の ABIC の式を元に  $\alpha$  と  $\beta$  の関数として以下のように ABIC を定義した。

$$ABIC(\alpha, \beta) = N \log \left( 2\pi \frac{U_\beta}{N} \right) - \log \left| \alpha^2 \mathbf{C}_\beta^T \mathbf{C}_\beta \right| + \log \left| (\mathbf{W}\mathbf{A})^T (\mathbf{W}\mathbf{A}) + \alpha^2 \mathbf{C}_\beta^T \mathbf{C}_\beta \right| + N + 4 \quad (11)$$

$\beta$  の含まれる  $\mathbf{C}$  と  $U$  を新たに  $\mathbf{C}_\beta, U_\beta$  とそれぞれ定義した。また、 $N$  はデータ数を表し、 $\mathbf{A}$  はヤコビアン行列である。

### 2.3 最適な $\alpha, \beta$ の探索方法

ここで問題となるのは、無数にある  $\alpha, \beta$  の組み合わせからどのように最適なものを選択するのかということである。効率よく、正確に選択する必要がある。本論文では、 $\alpha$  の選択については、Uchida (1993) に従い、反復計算ごとに 7 種類の  $\alpha$  について、それぞれ ABIC を計算し、その中から最小の ABIC の値をとる  $\alpha$  を各反復計算における最適値と決定する方法を採用した。7 種類の  $\alpha$  は反復計算ごとにある一定の範囲で決定される。また、反復計算を繰り返すごとにその範囲が狭くなる。一方、 $\beta$  については、3 種類の中から、最適なものを選び出すこととした。具体的な手法を以下に説明する。まず、3 種類の  $\beta$  をそれぞれ  $\beta_1 \cdot \beta_2 \cdot \beta_3$  とする。ここでは  $\beta_1 < \beta_3 < \beta_2$  と定義する。 $\beta_1 \sim \beta_3, \alpha_1 \sim \alpha_7$  の全ての組み合わせの中から、ABIC の値が最小となる組を選び出すのであるが、ここではまず  $\beta_1 \cdot \beta_2 \cdot \beta_3$  それぞれに対する最適な  $\alpha$  の値を決定する。そして、その 3 組の中から ABIC が最小となる最適な組み合わせを決定する。Fig.2 にその簡単なフローチャートを示す。

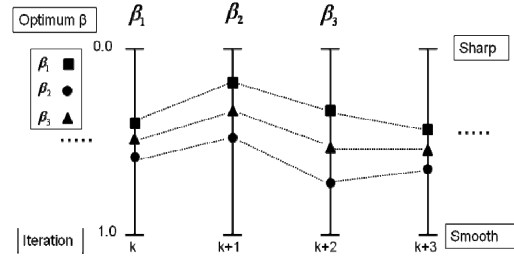


Fig.3. Schematic diagram of variable hyper parameter  $\beta$  as a function of the iteration number.

反復回数  $k$  回目の各  $\beta (\beta_1^k \sim \beta_3^k)$  の中から、最適な  $\beta (\beta_{best}^k)$  が決定されたとき、 $k+1$  回目の各  $\beta (\beta_1^{k+1} \sim \beta_3^{k+1})$  は次の 3 通りに場合分けされる。

- (1)  $\beta_{best}^k$  が  $\beta_1^{k+1}$  のとき

$$\begin{aligned} \beta_1^{k+1} &= 0.5 \times \beta_1^k \\ \beta_2^{k+1} &= \beta_3^k \\ \beta_3^{k+1} &= 0.5 \times (\beta_1^{k+1} + \beta_2^{k+1}) \end{aligned} \quad (12)$$

- (2)  $\beta_{best}^k$  が  $\beta_2^{k+1}$  のとき

$$\begin{aligned} \beta_1^{k+1} &= \beta_3^k \\ \beta_2^{k+1} &= 0.5 \times (1.0 + \beta_2^k) \\ \beta_3^{k+1} &= 0.5 \times (\beta_1^{k+1} + \beta_2^{k+1}) \end{aligned} \quad (13)$$

- (3)  $\beta_{best}^k$  が  $\beta_3^{k+1}$  のとき

$$\begin{aligned} \beta_1^{k+1} &= 0.5 \times (\beta_1^k + \beta_3^k) \\ \beta_2^{k+1} &= 0.5 \times (\beta_2^k + \beta_3^k) \\ \beta_3^{k+1} &= \beta_3^k \end{aligned} \quad (14)$$

Fig.3 に  $\beta$  の値の変動の様式図を示す。

### 3. 数値実験

本手法の妥当性を検討するために、いくつかの異なるモデルに対して数値実験を実施した。計算に用いたモデルの基本パラメータを Table 1 に示す。また、1 つの比抵抗ブロックは深度、距離に応じて 1~96 個の要素で構成されている。モデル計算は Table 1 のパラメータの元で実施した。

本研究では、モデル計算は次に示すフローに従い実施した。なお、フォワード計算のアルゴリズムとしては Uchida and Ogawa (1993) と同様に Rodi (1976) の有限要素法による手法を用いている。

- 1) モデル作成
- 2) モデルからフォワード計算を行い、MT パラメータ

(見掛比抵抗, 位相)を算出

3) 得られた MT パラメータ(見掛比抵抗, 位相)に 3% の正規分布ランダムノイズを与える。

4) 境界面の作成

5) 2次元インバージョン

まず, Fig.4(a)に示される Model-1(100  $\Omega$  m 均質媒質中に左 10  $\Omega$  m, 右 1000  $\Omega$  m の異常体が存在するモデル)について検討した。ここで, 観測点は水平距離 -0.0~1150m の間に 0.05km(50m)ごとの等間隔で 24 点設置した。得られた MT パラメータに対して, 左の低比抵抗体を取り囲む境界を仮定し, 2次元インバージョンを実施した。Fig.4(a)に与えた境界面情報を示し, Fig.4(b)に境界面を与えなかった結果, Fig.4(c)に境界面を与えた結果を示す。また, Fig.4(d)に結果の鉛直方向における比抵抗値をプロットしたグラフを示し, Fig.5に $\alpha$ ,  $\beta$ の値の変動を示す。なお, 本論文ではインバージョンには見掛比抵抗, 位相ともに TM モードのデータを用いた。ここで, TM モードは測線方向の電場と走向方向の磁場の組み合わせとする。

境界面を仮定情報として与えた 2次元インバージョンの結果と従来の手法による 2次元インバージョンの結果を比較すると次のような特徴が見られた。まず, 10  $\Omega$  m の異常体の比抵抗値は, 従来の手法では比抵抗値として最小でおよそ 20  $\Omega$  m 程度の値を示し, かつ滑らかな比抵抗変化として再現されているのに対して, 周囲に境界面を仮定した場合には, 比抵抗値もほぼ 10  $\Omega$  m まで再現されており, 比抵抗値もシャープに変化している。 $\beta$ の値は反復計算を繰り返すごとに減少しており, 反復回数 10 回目ではほとんど 0.0 に近い値をとっている。これは ABIC による仮定条件としての境界面情報のコントロールがうまく作用していると考えられる。つまり, ABIC 最小化の理論により, 与えた仮定条件は正しく比抵抗境界面であると判断しているといえる。一方,  $\alpha$ の値に着目すると, 従来の手法に比べて境界面を仮定した場合のほうが $\alpha$ の値は大きいものとなっていることがわかる。つまり, 境界面を与えた場合には, 境界面以外においては従来の方法より滑らかな比抵抗モデルとして再現されているといえる。

次に, 滑らかな比抵抗構造とシャープな比抵抗構造が共存するモデルとして Fig.6(a)のモデル(Model-2)について検討する。Model-2は 100  $\Omega$  m の均質媒質中の一部に 0.5~7  $\Omega$  m の滑らかに変化する比抵抗構造を含むモデルである。構造の詳細を Table 2 に示す。また, 観測点の位置は Model-1 と同一とし, 同様に TM モードのデータのみを用いた。Model-1 の場合と同じく, 境界面を作成して 2次元インバージョンを行い, 従来の方法による結果と比較した。Fig.6(a)に与えた鉛直境界面(Boundary-1)を示す。また, Fig.6(b)に境界面を与えな

かった結果を示し, Fig.6(c)に鉛直に境界面(Boundary-1)を与えた結果を示す。Fig.6(e), Fig.6(f)にはそれぞれ結果の鉛直方向および水平方向における比抵抗値をプロットしたグラフを示し, Fig.7(b),(d)にそれぞれの $\alpha$ ,  $\beta$ 値の変動を示す。

明瞭な比抵抗境界面ではないところに境界面を仮定した場合, どのような結果が得られるのか確認するために Model-2 において Fig.6(a) Boundary-2 のように滑らかな比抵抗構造中に水平境界面を仮定してインバージョンを行った。Fig.6 (d) にその結果を示す。また, Fig.7(c),(e)にそれぞれ $\alpha$ ,  $\beta$ の変動を示す。

比抵抗が急激に変化する場所に鉛直方向の境界面を仮定した場合, 以下のような特徴が見られた。まず, 従来の方法では水平距離 0.25km, 深さ 0.5km 付近に現れていた低比抵抗の虚像が大幅に減少しており, 真の値である 100  $\Omega$  m に近い値として再現されている。また, 0.5  $\Omega$  m~7  $\Omega$  m まで滑らかに比抵抗が変化している層もよく再現されており, 特に層の右下の領域が従来の方法では全く再現されていなかったのに対して, 境界面を仮定するとよく再現されているのがわかる。 $\alpha$ ,  $\beta$ の値に関しては Model-1 の場合と同様に $\alpha$ が従来の方法によるものより増加し,  $\beta$ は反復計算ごとに減少を繰り返すという特徴が見られた。一方, 比抵抗が急激に変化しない水平方向に境界面を仮定した場合, 再現されたモデルは境界面を与えない従来の方法によるものとほとんど変化のないものとなった。 $\alpha$ の値にもほとんど変化は見られず,  $\beta$ の値は反復計算ごとに 1.0 に近づきおよそ 0.9 程度になった。つまり, この水平方向の境界面の仮定条件は正しくなく, 比抵抗構造としては滑らかな変化であると ABIC 最小化の理論において判断できているといえる。

数値実験のインバージョン結果では, 与えた境界面が急激に比抵抗の変化するモデルにおいてはシャープな比抵抗構造が再現されており, 明瞭な境界面が存在しない構造に境界面を仮定したモデルにおいては滑らかな比抵抗構造として再現されることが確認できた。この他, Model-1 について, 水平, 鉛直方向に 20 倍に拡大(計算範囲およそ 20km $\times$ 20km, 異常体も同スケールで拡大), 測定周波数を 1/400 に変更したモデルについても Fig.5(a)に示すように 10  $\Omega$  m の低比抵抗異常体を取り囲むような境界面を与えて計算を行ったが, Fig.5(b)と同様にシャープな境界が再現されることを確認した。また,  $\alpha$ ,  $\beta$ の値も Fig.6 とほぼ同様な値となった。これは本手法の有効性が自然電磁場を用いる通常の MT 法の対象深度, 周波数においても確認できたことを意味する。

以上のことから, モデル計算においては本手法の有効性が確認できた。次章では本手法を現場取得データに適用した結果について述べる。

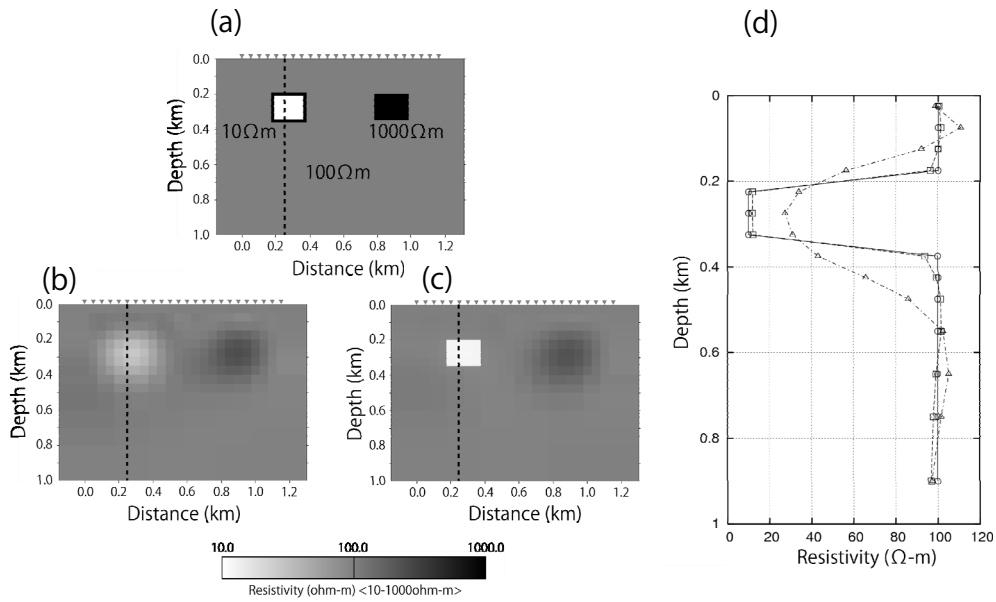


Fig.4. Resistivity models (Model-1) for synthetic test, reverse triangles show receiver positions. (a) Model-1, the synthetic model consists of two anomalies (10 ohm-m and 1000 ohm-m) in 100 ohm-m homogeneous media. Bold lines show the assumed boundaries around left anomaly. (b) The model obtained by the existing inversion. (c) The model obtained by the sharp boundary inversion. Left anomaly is reconstructed with sharp boundaries as assumed boundaries. (d) Comparison of the resistivity value along the vertical dashed lines at (a). Circles show the value of the original model, triangles show the value of the model by the existing inversion and rectangles show the value of the model by sharp boundary inversion.

Table 1. Model parameters for synthetic test

Number of blocks	253
Number of elements	40 × 24 (Horizontal × Vertical)
Mesh size (Vertical)	0.025 ~ 10km (Variable according to depth)
Mesh size (Horizontal)	0.05 ~ 3.2km (Variable according to distance)
Number of receivers	24
Receiver interval	0.050km
Frequency	2 <sup>n</sup> Hz (n=1 ~ 11)
Number of iteration	10

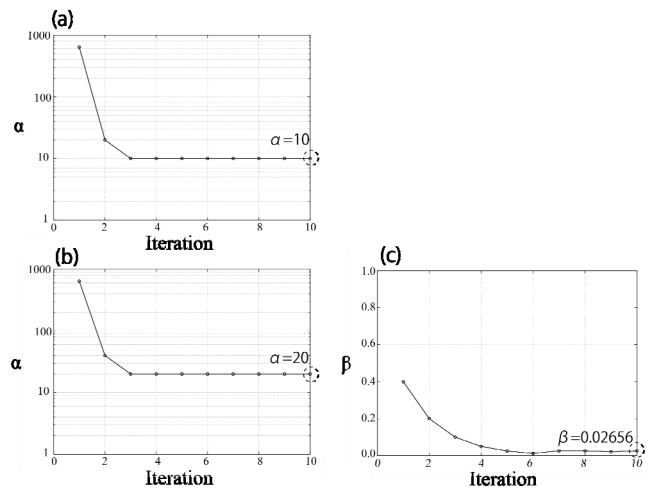


Fig.5. Hyper parameters obtained by inversion at synthetic test by Model-1. (a)  $\alpha$  obtained by the existing inversion. (b)  $\alpha$  obtained by the sharp boundary inversion with assumed boundaries in Fig.4(a). (c)  $\beta$  obtained by the sharp boundary inversion with assumed boundaries in Fig.4(a). Circles show the values of the best fitting models.

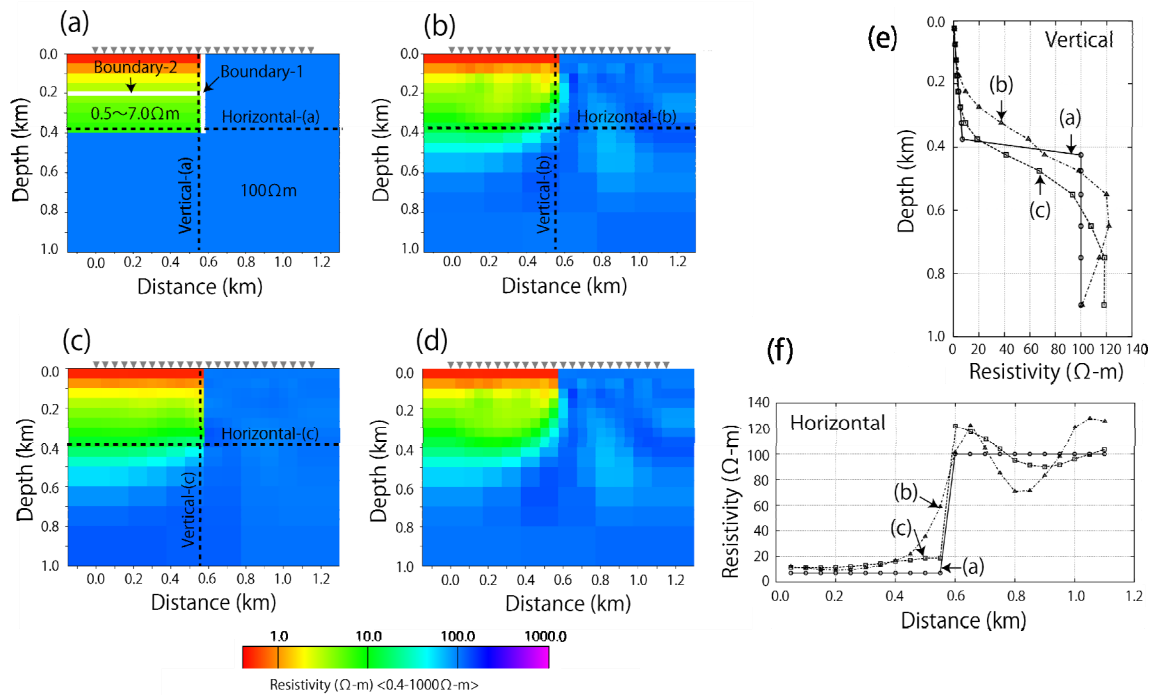


Fig.6. Resistivity models (Model-2) for synthetic test, reverse triangles show receiver positions. (a) Model-2, the synthetic model consists of smooth resistivity structure and sharp boundaries. Bold lines show assumed boundaries, vertical boundary (boundary-1) and horizontal boundary (boundary-2). The detail of Model-2 is shown in Table 2. (b) The model obtained by the existing inversion. (c) The model obtained by the sharp boundary inversion with boundary-1(vertical boundary). The vertical structure is reconstructed with sharp boundaries as assumed boundaries. (d) The model obtained by the sharp boundary inversion with boundary-2(horizontal boundary). Because the boundary is assumed at smooth boundary, the obtained model (d) is almost same as (b) obtained by existing inversion. (e) Comparison of the resistivity value along the vertical dashed lines at (a), (b) and (c). (f) Comparison of the resistivity value along the horizontal dashed lines at (a), (b) and (c).

Table 2. Resistivity table of the smooth structure in Model-2

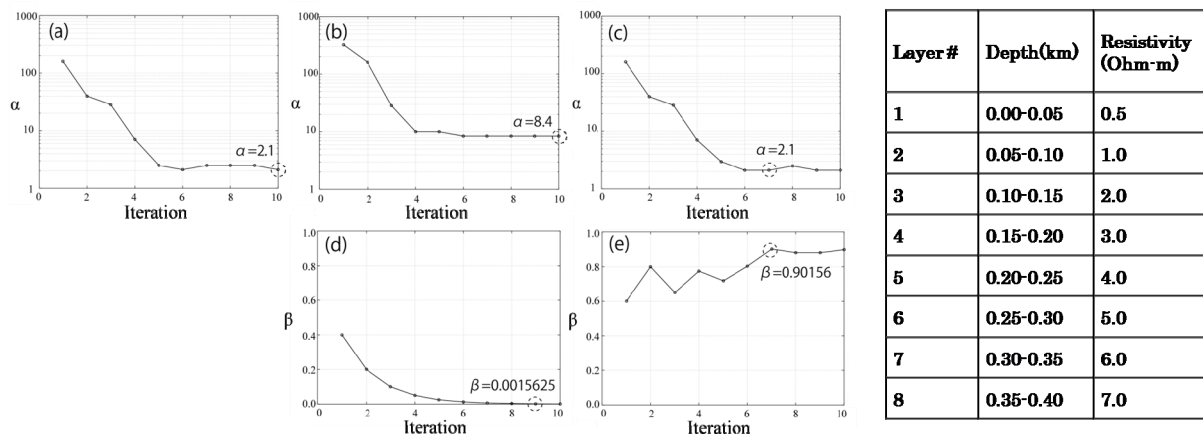


Fig.7. Hyper-parameters obtained by inversion at synthetic test by Model-2. (a)  $\alpha$  obtained by the existing inversion. (b)  $\alpha$  obtained by the sharp boundary inversion with boundary-1. (c)  $\alpha$  obtained by the sharp boundary inversion with boundary-2. (d)  $\beta$  obtained by the sharp boundary inversion with boundary-1.(e)  $\beta$  obtained by the sharp boundary inversion with boundary-2. Circles show the values of the best fitting models

#### 4. 現場データへの本手法の適用

本章では南海トラフ熊野灘において取得された海洋MTデータに本手法を適用した結果について述べる。ここで用いたデータは海洋科学技術センター(現・海洋研究開発機構)の調査航海 KY02-12 において取得されたものであり、米国 EMI 社(現・Schlumberger-EMI 社)製の自己浮上式の短周期型海底電位差磁力計(OBEM)を用いて磁場および電場変動を測定したものである。KY02-12 では、南海トラフ熊野灘海域のプレート沈み込み帯を対象として約 100km の測線を設定し、9 台の OBEM を設置間隔約 10km で設置した。最大設置深度は 4400m、測定周波数は 6.25Hz で 10 日程度の測定を行った。データ取得、解析については後藤ほか(2003)および木村ほか(2005)に詳しいのでそちらを参照されたい。

ここで、ほぼ同一測線上で実施された Park et al.(2002)の反射法地震探査の断面を本測線に投影した模式図を Fig.8(a)に示した。明瞭な反射面を実線で示し、やや明瞭でない反射面は点線で示している。この反射断面には、海洋地殻上面、Decollement 面、あるいはプレート境界断層から分岐した巨大分岐断層に対応する反射面などが主な反射面として確認されている。分岐断層に対応する反射面は海底下 5~10km 程度までは明瞭に確認できる。Park et al.(2002)によると、この巨大分岐断層は逆位相の反射面として捉えられており、これは巨大分岐断層内の豊富な流体の存在によるものであると解釈されている。一方、海底面~海底下 5km までの分岐断層の詳細な形状については、分岐断層の傾斜が鉛直に近くなることや、付加体内部でその構造がより複雑になることから反射面はやや不明瞭なものの、海底下の湧水地点まで分岐断層が連続していることを示唆する反射面が確認できる。

本研究では、反射法地震探査の結果から明瞭な反射面が確認されている海洋地殻上面・プレート境界面と解釈されている場所に境界面の情報を仮定条件として与えた。反射法地震探査の結果から推定されている構造境界面(境界面 A, Fig.8(b))を仮定条件として与えたインバージョンの結果を Fig.8(c)に示す。また、実際に境界面が確認されていない場所に境界面を与えた場合にどのような結果が得られるかを調べるため、境界面 A を深部に 2000m 並行移動させたもの(境界面 B)を仮定条件として与えたインバージョン結果を Fig.8(d)に示す。従来のインバージョンによる結果は Fig.8(b)に示している。ここで、インバージョンには TM モードの見掛比抵抗、位相のみを用いた。また、Fig.9 に  $\alpha$ ,  $\beta$  の値の変動を示す。構造境界面と推定される位置に境界面を仮定した結果 Fig.8(c)ではシャープな構造として再現されており、 $\beta$  の

値も小さくなっている(Fig.9(d))。一方、本来の境界面の位置と異なる境界面 B を仮定条件として与えた結果(Fig.8(d))では、境界面は滑らかな構造として再現され、 $\beta$  の値も 1.0 に近いものとなった(Fig.9(e))。Fig.10 に従来の方法と境界面 A を与えた結果について、鉛直方向の比抵抗値の比較を示す。実データへ適用した結果、従来の方法による結果と大きく異なる結果を得た。以下その相違点と特徴をまとめる。

(a)反射法地震探査で確認された構造境界面の位置に境界面を仮定すること(境界面 A)で、シャープな比抵抗構造が得られた。

(b)境界を与えることで、従来の方法で確認された 10km より深部に見られた極端な高比抵抗ブロックが見られなくなった。これは境界面 A, B を与えた結果双方でその特徴が確認された。

(c)同じく、境界面を与えたことで付加体内部の分岐断層が発達している領域(Fig.10 破線部)に沿って低比抵抗領域がより鮮明にあらわれた。これも境界面 A, B 双方の結果で確認された。

この他、いくつかの境界面を仮定して計算を実施したが、最適モデルで  $\beta$  の値が小さくなる(境界がシャープになる)のは Fig.8(c)で示した境界面 A を与えた時のみであった。反射法地震探査の結果が正しく地質構造を反映しているとすれば、これはプレート境界断層を境に付加体と海洋地殻でシャープに比抵抗が変化していることを表現していると考えられる。また、分岐断層沿いの低比抵抗領域は流体の存在を示唆するものであり、従来の方法による比抵抗モデルよりも Park et al.(2002)の反射断面、本来の地質構造に整合的なモデルを得ることができたと考える。これらのことより、本手法を現場測定データに適用した結果においても、モデル実験の結果と同様に、従来の手法と比較してより本来の比抵抗構造に近いモデルを再現することに成功したといえる。

#### 5. まとめ

本手法によるモデル計算と実データへの適用の結果から、大まかに以下のようなことがいえる。

- ・モデル計算では、シャープに比抵抗が変化する境界面に正しく境界面情報を仮定することで  $\beta$  の値が減少し、従来の方法では再現できなかったシャープな比抵抗構造が再現可能となることを確認した。
- ・実データ解析では、反射法地震探査の断面から推定された境界面を仮定条件として与えることで、境界面に対応したシャープな比抵抗構造を得た。
- ・モデル計算の結果では、 $\beta$  の値が減少すると  $\alpha$  の値が増加する傾向がある。つまり、一部に境界面が形成されると他の領域全体ではより滑らかな比抵抗構造として再



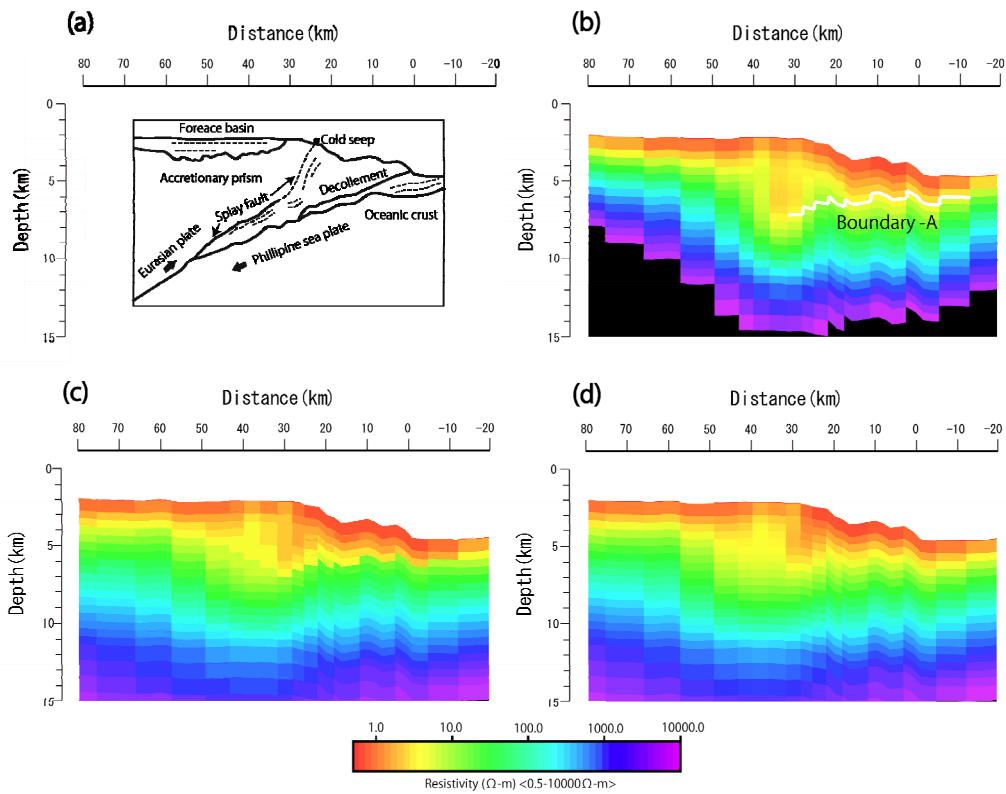


Fig.8. Resistivity models from field data. (a) A schematic cartoon of a seismic reflection profile drawn after Park et al. (2002) along the MT survey line in Goto et al. (2003) and Kimura et al. (2005) across the Nankai Trough and Kumano Basin. Solid lines show remarkable reflectors and dashed lines show poor reflectors. (b) The resistivity model obtained by the existing inversion, white crooked lines show the assumed boundary as the top of Philippine sea plate (boundary-A). (c) The resistivity model obtained by the sharp boundary inversion with boundary-A. The model has sharp boundary along the assumed boundary (boundary-A). (d) The resistivity model obtained by the Sharp boundary inversion with boundary-B which is shifted parallel from boundary-A to 2km depth. The resistivity structure along boundary-B is reconstructed as a smooth structure. The sharp boundary inversion scheme made decision that boundary -A is a sharp structure and boundary-B is a smooth structure from ABIC minimization algorithm.

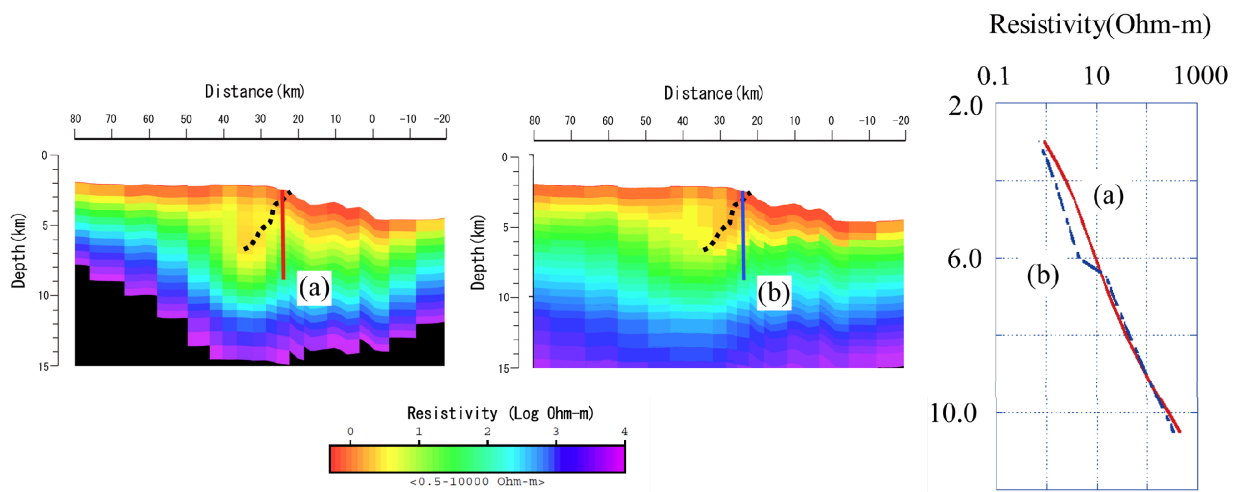


Fig.10. Comparison of the resistivity along the vertical lines (a) in the model obtained by the existing inversion. (b) in the model obtained by the sharp boundary inversion with boundary-A. Dashed lines show the splay fault in Fig.8(a).

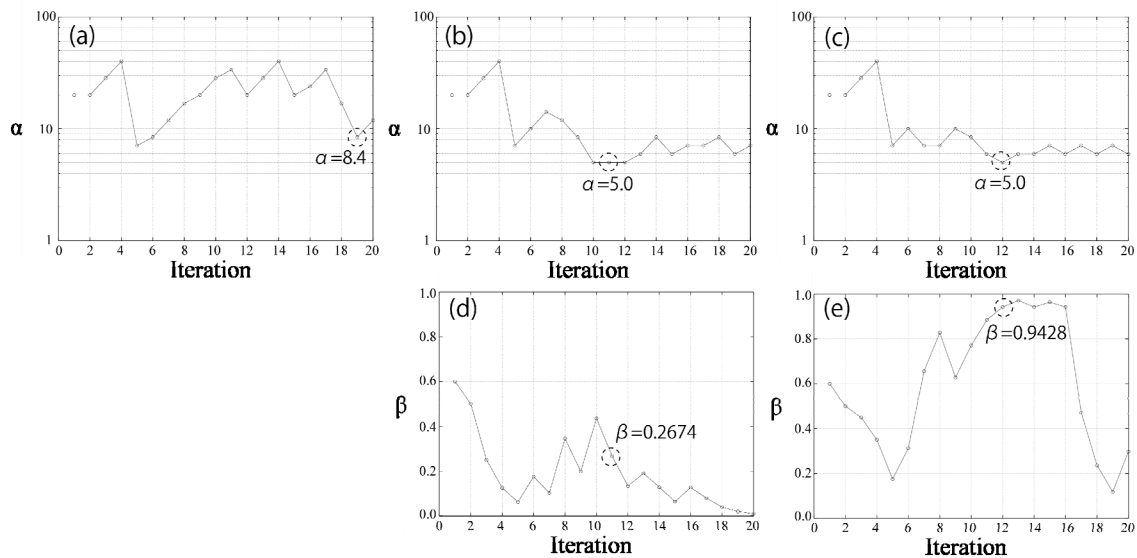


Fig.9. Hyper-parameters obtained by inversion using field data. (a)  $\alpha$  obtained by the existing inversion. (b)  $\alpha$  obtained by the sharp boundary inversion with boundary-A. (c)  $\alpha$  obtained by the sharp boundary inversion with boundary-B. (d)  $\beta$  obtained by the sharp boundary inversion with boundary-A. (e)  $\beta$  obtained by the sharp boundary inversion with boundary-B. Circles show the best fitting values.

現される。一方で実データではその傾向は確認できず、 $\beta$ の値が減少し、シャープな構造が得られたモデルにおいても、 $\alpha$ の値は従来の方法によるものより減少した。

- ・モデル計算・実データ共に、境界面でないところに境界面情報を仮定すると、 $\beta$ の値が大きくなり境界面を与えない従来の方法に近づく比抵抗モデルが得られた。

本格的な実データへの適用を目指す上で以下のような問題点が挙げられる。

- ・斜めに存在する比抵抗構造境界の取り入れ方
- ・計算時間の増加（境界面 1 つに対して計算時間は約 3 倍になる）

このうち斜めの境界面を取り入れるためにはいくつかの方法が考えられる。まず、比抵抗ブロックを作成するときに、あらかじめ境界面の場所を考慮して作成することを考える。この時、比抵抗ブロックは長方形でなく、多角形のブロックでなくてはならない。斜めのブロック境界を作成し、そこに境界面の仮定を与えることで斜めの境界面を表現する。または、ブロック内を横切る境界面を仮定した場合に、その境界面の影響をブロックの各辺に分割することも有効であろうと考える。また、計算時間については現状の探索手法では一つの境界につき 3 倍の計算時間となってしまふ。現時点のコードでは 2 つ以上の境界面をそれぞれ独立に仮定することには対応していないが、仮に同じルーチンで計算すると、境界面を 2 つ仮定すると 9 倍の計算時間となる。複数の境界面を取り入れるためには、現在よりも効率のよい探索手法を採用する必要がある。 $\alpha$ と $\beta$ の関係についても、モデル

計算と実データではその傾向が異なることについて検討が必要であると考えられる。これは本論文で検討したものより複雑なモデル計算を実施することが必要となると考えている。この他、本論文での検討はモデル計算、実データ共に TM モードのみであったが、TE モード或いは TE モードと TM モードの両モードのレスポンスを用いた検討についても実施していきたいと考えている。以上の問題について検討、解決を目指しつつ本格的に実データへの適用を試みるのが今後の課題となる。

## 謝 辞

産業技術総合研究所の内田利弘博士、東京工業大学の小川康雄教授には、2次元インバージョンソフトを使用させていただいた。また、東京大学地震研究所歌田久司教授および上嶋誠准教授には、電磁場計算用 2次元有限要素法プログラムを使用させていただいた。KY02-12 航海においては海洋研究開発機構の木下正高主席研究員をはじめ、海洋調査船「かいよう」の乗船研究員、乗組員一同に支援をいただいた。データ取得時には地熱技術開発株式会社山根一修博士(現・石油天然ガス・金属鉱物資源機構)に協力いただいた。2名の匿名の査読者から頂戴したご意見、ご指摘は本稿の改善に大いに役立った。ここに記して感謝の意を示します。

## 参 考 文 献

Archie, G. E. (1942): The electrical resistivity log as an aid in

- determining some reservoir characteristics, *Trans. Am. Inst. Min. Metal. Pet. Eng.*, **146**, 54-62.
- Cagniard, L. (1953) : Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting, *Geophysics*, **18**, 605-635
- Constable, S. C., Orangez, A. S., Hoversten, G. M. and Morrison, H. F. (1998) : Marine magnetotellurics for petroleum exploration Part I: A sea-floor equipment system, *Geophysics*, **63**, 816-825.
- de Groot-Hedlin, C., and Constable, S.(2004):Inversion of magnetotelluric data for 2D structure with sharp resistivity constructs, *Geophysics*, **69**, 78-86
- 後藤忠徳・笠谷貴史・三ヶ田均・木下正高・末廣 潔・木村俊則・芦田 讓・渡辺俊樹・山根一修 (2003) : 電磁気学的な流体の分布と移動の解明 —南海トラフを例として—, 物理探査, **56**, 439-451.
- Hole, J. A., Catchings, R. D., St. Clair, K. C., Rymer, M. J., Okaya, D. A. and Carney, B. J. (2001): Steep-Dip Seismic Imaging of the Shallow San Andreas Fault Near Parkfield, *Science*, **294**, 1513-1515.
- Hoversten, G. M., Morrison, H. F. and Constable, S. C. (1998) : Marine magnetotellurics for petroleum exploration, Part II: Numerical analysis of subsalt resolution, *Geophysics*, **63**, 826-840.
- Hoversten, G. M., Constable, S. C., and Morrison, H. F. (2000) : Marine magnetotelluric for base-of-salt mapping Gulf of Mexico field test at the Gemini structure, *Geophysics*, **65**,1476-1488.
- 木村俊則・芦田 讓・後藤忠徳・笠谷貴史・三ヶ田均・真田佳典・渡辺俊樹・山根一修 (2005) : 南海トラフ沈みこみ帯の地殻比抵抗構造, 物理探査, **58**, 251-262.
- 笠谷貴史・山口 覚・後藤忠徳・上嶋 誠・歌田久司・鍵山恒臣・三ヶ田均・末広 潔 (2003) : 紀伊半島における深部比抵抗構造探査, 物理探査, **56**, 427-438.
- Matsuo, K., and Negi, T. (1999) : Oil exploration in the difficult Minami - Noshiro area. Part 2: magnetotelluric survey. *The Leading Edge*, **18**, 1411-1413.
- Mitsuhata, Y., Ogawa Y., Mishina, M., Kono, T., Yokokura, T. and Uchida, T. (2001) : Electromagnetic heterogeneity of the seismogenic region of 1962 M6.5 Northern Miyagi Earthquake, northeastern Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 4371-4374.
- Ogawa, Y., Mishina, M., Goto, T., Satoh, H., Oshiman, N., Kasaya, T., Takahashi, Y., Nishitani, T., Sakanaka, S., Uyeshima, M., Takahashi, Y., Honkura, Y. and Matsushima, M. (2001) : Magnetotelluric imaging of fluids in intraplate earthquake zones, NE Japan back arc, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3741-3744
- Park, J., Tsuru, T., Kodaira, S., Cummins, P. R. and Kaneda, Y. (2002) : Splay Fault Branching Along the Nankai Subduction Zone, *Science*, **297**,1157-1160.
- 林 為人・廣野哲郎・高橋 学・伊藤久男・杉田信隆 (2003): 掘削コア試料を用いた岩石の比抵抗と地震波速度の測定について, 物理探査, **56**, 469-481.
- Rodi, W.L. (1976): A Technique for Improving the Accuracy of Finite Element Solutions for Magnetotelluric Data, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **44** 483-506.
- Smith, T., Hoversten, M., Gasperikova, E., and Morrison, F. (1999): Sharp boundary inversion of 2D magnetotelluric data, *Geophysical Prospecting*, **47**, 469-486.
- Uchida, T. (1993): Smooth 2-D Inversion for Magnetotelluric data based on statistical criterion ABIC, *J. Geomag. Geoelectr.*, **45**, 841-858.
- Uchida, T. and Ogawa, Y. (1993) : Development of Fortran code for two-dimensional magnetotelluric inversion with smoothness constraint, *Geological Survey of Japan Open-File Report*, **205**, 1-115.
- Unsworth, M., Egbert, G., and Booker, J. (1999) : Highresolution electromagnetic imaging of the San Andreas fault in Central California, *J. Geophys. Res.*, **104**, 1131-1150.
- Vanyan, L., Tezkan, B. and Palshin N. (2001): Low electrical resistivity and seismic velocity at the base of the upper crust as indicator of rheologically weak layer, *Surveys in Geophysics*, **22**, 131-154.
- Wyllie, M. R. J., Gregory, A. R. and Gardner, G. H. F. (1958): An experimental investigation of factors affecting elastic wave velocities in porous media, *Geophysics*, **23**, 459-493.
- 山根一修 (2008) : 油ガス田探鉱における海洋電磁法の適用可能性, 石油・天然ガスレビュー, **42**, 55-73.

## Two-dimensional inversion of magnetotelluric data with sharp structural boundary

Toshionori Kimura\* · Tada-nori Goto\*\* · Takafumi Kasaya\*<sup>3</sup> · Taku Okamoto\*<sup>4</sup> · Hitoshi Mikada\*\* · Yoshinori Sanada\*<sup>5</sup> · Toshiki Watanabe\*<sup>6</sup> and Yuzuru Ashida\*<sup>7</sup>

### ABSTRACT

In conventional inversion schemes of magnetotelluric data by the linearized least-square method with a smooth constraint, a smoothing parameter,  $\alpha$  contributes to all of the electrical resistivity blocks in the smooth constraint term evenly. Therefore, it is difficult to reconstruct a resistivity structure with sharp structural boundaries using the conventional inversion, although subsurface formations including both smooth and sharp structural changes are often targets of magnetotelluric surveys. In this paper, we propose a new two-dimensional inversion algorithm for magnetotelluric data to reconstruct the resistivity structure with both smooth resistivity variations and a sharp boundary. Our inversion scheme needs the location of sharp boundary as a priori information from the other geophysical surveys, such as seismic reflection method. A new hyper-parameter " $\beta$ " between 0 and 1 is defined for expression of sharpness of the structural boundary. As  $\beta$  becomes 0 to 1, the resistivity variation across the assumed boundary becomes sharp to smooth. Two hyper-parameters are determined using the ABIC-minimizing scheme with a new simple way for searching optimized hyper-parameters efficiently. We applied both conventional and new sharp-boundary inversion to synthetic magnetotelluric data from two models. One model includes high and low resistivity anomalies, and another model consists of layers increasing their resistivity gradually. As a result of the synthetic tests, our sharp-boundary inversion reconstructed the resistivity structure with sharp boundary, if the location of sharp boundary is assigned at the proper position. Even if the sharp boundary is assigned within the smooth structure area wrongly, smooth model is obtained properly. After synthetic tests, we apply this sharp boundary inversion to field data obtained around the seafloor of the Nankai Trough using high-frequency ocean bottom electromagnetometer. The top of Philippine Sea plate, confirmed by a seismic reflection survey, is adopted as a location of sharp boundary in our inversion. As the result of our sharp-boundary inversion, the top of Philippine Sea plate is reconstructed as a sharp structural boundary. We conclude that our sharp-boundary inversion provides more realistic resistivity model compared with the smooth model by the conventional inversion.

**Keywords:** magnetotelluric , sharp structural boundary , assumed condition , hyper-parameter , inversion

Manuscript received January 4, 2009; Accepted February 13, 2010.

- \* Department of Civil and Earth Resource Engineering, Graduate school of Engineering, Kyoto University  
Now at Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology  
2-15 Natsushima-cho, Yokosuka, Kanagawa 237-0061, Japan
- \*\* Department of Civil and Earth Resource Engineering, Graduate school of Engineering, Kyoto University  
Kyoto-daigaku-katsura, Nishigyo-ku, Kyoto 615-8540, Japan
- \*<sup>3</sup> Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology  
2-15, Natsushima-cho, Yokosuka, Kanagawa 237-0061, Japan
- \*<sup>4</sup> Department of Civil and Earth Resource Engineering, Graduate school of Engineering, Kyoto University  
Now at Japex Geoscience Institute Inc.  
1-5-21 Otsuka, Bunkyo-Ku, Tokyo 112-0012, Japan

© 2010 SEGJ

- \*<sup>5</sup> Department of Civil and Earth Resource Engineering, Graduate school of Engineering, Kyoto University  
Now at Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology  
3173-25, Syowa, Kanazawa-ku, Yokohama, Kanagawa 236-0001, Japan

- \*<sup>6</sup> Research Center for Seismology, Volcanology and Disaster Mitigation, Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University  
Furou-cho, Chikusa-ku, Nagoya 464-8602, Japan

- \*<sup>7</sup> Department of Civil and Earth Resource Engineering, Graduate school of Engineering, Kyoto University  
Now at Environment, Energy, Forestry and Agriculture Network  
24 Shinmachi-Nishiiru-Yabushita-cho, Matsubara-dori, Simogyo-ku, Kyoto 600-8448, Japan

A part of this paper was presented at the 112<sup>th</sup> SEGJ Conference, 2005.