

海底熱水鉱床調査における深海曳航式電気探査の有効性評価

石須慶一*・Chatchai Vachirastienchai**・Weerachai Siripunvaraporn*^{3,4}

後藤忠徳*⁵・笠谷貴史*^{6,7}・岩本久則*^{6,8}

要 旨

熱水活動に伴って形成される海底熱水鉱床は、新たな金属資源として注目されている。熱水鉱床は低比抵抗を示すため、海底熱水活動及び海底熱水鉱床の分布調査に海底電気・電磁探査が用いられてきた。しかしながら、これまでに熱水地域で行われた海底電気・電磁探査は簡易的なものに限られており、海底下の広域比抵抗断面の可視化方法は確立されていない。そこで本研究では、深海曳航式電気探査に注目し、熱水地域における深海曳航式電気探査の有効性を評価した。具体的には、有限差分法と Occam's 逆解析法を用いた 2 次元逆解析コードを作成し、数値シミュレーションに基づいて有効性の検討を行った。

深海曳航式電気探査法の有効性の評価のため、低比抵抗異常体を含む仮想的な地下構造モデルを用意し、曳航高度や、異常体の深度や厚さを変化させて本逆解析法を適用した。その結果、曳航ケーブル長が 180 m 程度、曳航高度が 0 ~ 15 m 程度であり、また海底下 40 m 以内に厚さ 20 m 以上の異常体がある場合に、本逆解析により異常体を検出・再現できることが明らかとなった。このとき、曳航高度やケーブルの傾き、海水の比抵抗にはそれぞれ観測誤差が含まれるため、それらの誤差が逆解析結果にあたる影響も調査した。その結果、逆解析結果に偽像が現れる場合の条件や、推定された異常体が真のモデルに比べてどの程度歪むのかが明らかとなった。更に、海底地形を含んだモデルに対して本手法を適用した結果、海底下近く存在する異常体は、真のモデルに近い分布形態で再現できるが、海底面下深くに埋没している異常体の再現は難しいことも明らかとなった。以上の数値計算から、本深海曳航式電気探査（曳航ケーブル長 180 m）の 2 次元逆解析法は、海底下 40 m 程度より浅い部分に存在する低比抵抗異常体を探査する際に有効であることが示された。従って、本手法は、海底熱水鉱床などの海底下浅部に分布する資源の広域探査に適した手法と言える。

キーワード：電気探査・比抵抗・海底熱水鉱床

1. はじめに

海底熱水鉱床は、近年の世界的な金属需要から新たな海底資源として注目されている (Boschen et al., 2013)。海底熱水鉱床は、マグマ活動などにより熱せられ上昇し

てきた地下水（海水）が、海底面付近において低温の海水により急速に冷却された結果、海底下に溶けていた銅・鉛・亜鉛・鉄などの金属が沈殿して生成された鉱床であると考えられている (Tornos et al., 2015)。海底熱水鉱床の利用のため、世界各国が技術開発を始めており、カナ

2019年3月18日原稿受付；2019年7月2日受理

* 京都大学大学院工学研究科都市社会工学専攻
〒615-8540 京都市西京区京都大学桂 C1-2

** Curl-E Geophysics Co. Ltd
85/87 M. Nantawan Utthayan-Aksa Rd., Salaya, Phutthamonthon,
Nakornpathom, 73170, Thailand

*3 マヒドン大学大学院理学研究科物理学科
Rama VI Rd., Rachatawee, Bangkok, 10400, Thailand

*4 ThEP Center
Commission on Higher Education, 328 Si Ayutthaya Road, Bangkok
10400, Thailand

*5 現所属：兵庫県立大学 大学院生命理学研究科
〒671-2280 兵庫県姫路市書写 2167

*6 海洋研究開発機構 次世代海洋資源調査技術研究開発プロジェクトチーム
〒237-0061 横須賀市夏島町 2-15

*7 現所属：海洋研究開発機構 海洋機能利用部門
〒237-0061 横須賀市夏島町 2-15

*8 現所属：日本海洋事業株式会社 海洋科学部
〒238-0004 横須賀市小川町 14-1

ダの企業等はパプアニューギニアの領海などで鉱床探査をすでに開始している (Lipton, 2012)。海底下の熱水や海底熱水鉱床の鉱物は、低比抵抗を示すため、海底電気・電磁探査はそれらの探査に有効であると考えられ、熱水域での地下構造調査に用いられてきた (例えば Cairns et al., 1996; Von Herzen et al., 1996)。商用の海底熱水鉱床の調査においても海底電磁探査が用いられており、例えば、Kowalczyk (2008) はパプアニューギニア沖の熱水活動域において、遠隔操作型無人探査機を用いて、海底地形調査と電磁探査による比抵抗調査を行った。その結果、熱水チムニー分布域と低比抵抗域がよく対応していることが明らかとなった。しかしながら、これらの調査に用いられる探査法は簡易的であり、広域調査には不向きである、あるいは広域調査が可能であっても探査深度が数 m 程度と限られているといった問題点がある。このために既往研究では、海底カメラによって確認されたマウンドやチムニーと低比抵抗域が一致する、といった定性的な議論に留まっている。さらに、各探査手法がどのような低比抵抗異常体をどのような解像度で検出・再現できるかといった評価は十分になされていない。これらの原因は、海底熱水活動地域の水深は通常 1 km よりも深く、海底地形が複雑である状況下で、海底付近で使用できる測定装置に制限があったためと思われる。結果として、これまでに熱水地域において、海底直下～海底下数十 m の比抵抗断面を、数 km に渡る測線下で連続的に取得可能な調査方法は確立されていない。

そこで本研究では、海底熱水鉱床などの比抵抗異常体の分布推定手法として、深海曳航式電気探査に注目する。電気探査は現在まで多くの分野に活用されており、陸上探査だけではなく、浅海域でも使用されてきた (Lile et al., 1994; 井上, 2005; Allen and Merrick, 2007)。さらに、Goto et al. (2008) は海底下の比抵抗異常体の検出を目的とした深海曳航式電気探査システムを開発し、日本海沖合でのメタンハイドレート調査に適用した。その結果、通常の高比抵抗異常体 (10 ~ 100 Ωm 程度) を大きく上回る高比抵抗異常体 (10 ~ 100 Ωm) の検出に成功した。Goto et al. (2008) や後藤ほか (2009) では、海底での堆積物採取によって、これらの高比抵抗異常の要因が濃集したメタンハイドレートによるものと結論づけた。海底電気探査については、これまでも数値計算に基づく探査性能評価を行った論文は報告されている (Chiang et al., 2011; Chiang et al., 2012)。しかしながら、これらの数値計算例では、どのような電極配置が最も効果的かを議論してはいるが、異常体の検出可能深度の議論や、曳航に伴う様々な誤差の影響は評価していない。そのため、より系統的かつ定量的に深海曳航式電気探査における比抵抗異常体の検出能力を明らかにする必要がある。

本研究では深海曳航式電気探査の性能評価のために、海底下 2 次元比抵抗構造逆解析コードを開発し、本コー

ドによる数値実験に基づいて議論を行う。まず開発を行ったコード自体の性能を確認するために、解析解が存在する 2 層モデルにおいて順解析の精度検証を行う。次に、海底熱水鉱床を模した低比抵抗異常体を含む仮想的な地下構造モデルを用意する。このモデルを基本として、低比抵抗異常体の深度・厚さ・曳航高度を変化させて順解析を実施し、仮想的な観測データを作成する。これに対して逆解析を行って、深海曳航式電気探査の有効性を評価する。また深海での諸探査では、曳航高度、ケーブルの傾き、海水の比抵抗などに観測誤差が含まれることが推測される。そこで、これらの観測誤差が逆解析結果にあたえる影響も調査する。最後に、海底地形を含んだ地下構造モデルに対して数値計算による実験を行う。

2. 深海曳航式電気探査システム

本研究で用いる深海曳航式電気探査は、Goto et al. (2008) によって開発されたシステムに基づいているが、電極配置が異なる (Kasaya et al., 2018)。本システムは、人工電流送信装置・受信装置及び 180 m 長のケーブルで構成されており、ケーブル沿いには電流電極が 2 個 (C1 及び C2)、電位電極が 8 個 (P1 から P8)、参照電極が 2 個 (COM1 及び COM2) 取り付けられている (Fig. 1)。ここでは Chiang et al. (2012) によって、海底下の比抵抗異常体に対して高感度であると示されたダイポール・ダイポール法電極配置を採用している。本研究で検討する電極配置では P1-P2, P2-COM1, COM1-P3, P3-P4, P5-P6, P6-COM2, COM2-P7 と P7-P8 の合計 8 つの電極組み合わせ (いずれも 15 m のダイポール長) によって、それぞれの電位差が測定されている。P1-P2 での受信電位差は P1-C2 間の距離 (送受信間距離) が近いために浅部の比抵抗構造情報を含み、P7-P8 で得られる電位差は送受信間距離が遠いために深部の情報を含むと考えられる。更に、曳航体には Conductivity-Temperature Depth (CTD) センサーを搭載しており、海水の比抵抗・温度及び曳航体の深度が計測されている。また曳航体上部およびケーブル尾部には音響トランスポンダーを搭載しており、SSBL (Super Short Base Line: 超短基線超音波水中測位装置) によって曳航体およびケーブル末端の緯度・経度・深度をモニターすることも可能となっている。なお、ケーブルの随所には浮力体を取り付けて、ケーブル全体が中性浮力となるように調整している。また、ケーブル尾部にはシーアンカーを装備しており、張力を与えることでケーブルのたるみを解消している。

ここで、本研究で注目する深海曳航式電気探査法と、近年盛んに用いられている海底電磁探査法の一種である Controlled Source ElectroMagnetic (CSEM; e.g., Constable, 2010; Constable, 2013) 法との比較を行う。深海曳航式電気探査はオームの法則と電流保存則に基づいており、電

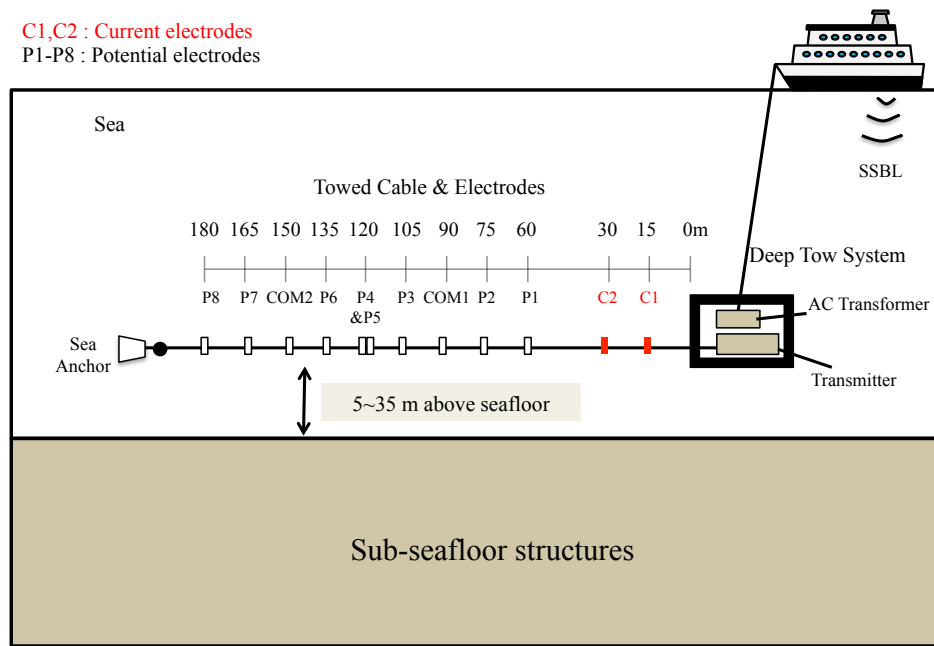


Fig. 1. Schematic image of the deep-towed marine DC resistivity survey system developed by Kasaya et al. (2018). C1 and C2 indicate current electrodes; P1- P8 indicate potential electrodes.

位に関するラプラス方程式を解けば良い。このため、マクスウェル方程式に基づく CSEM 法に比べて数値計算のコストが小さいことが知られている。加えて、深海曳航式電気探査の観測システムは CSEM 探査と比較して簡便である。深海曳航式電気探査は送信機・受信機の双方とも曳航を行うために多くの観測数を取得可能であるため、海底下浅部構造を高解像度で探査可能である。曳航速度は 1~2 ノット (時速 1.8~3.6 km) 程度であり、見掛比抵抗の空間サンプリングは 5~10 m 毎である。1.5 ノットで 8 時間オペレーションを行ったとすると、測線長約 20 km の調査が可能である。他方、CSEM 法では海底に受信機を設置するため (Constable, 2013)、海底下浅部の小スケールの比抵抗異常体を検出することはできない。近年では、深海曳航式 CSEM 探査装置も開発されており、海底直下のメタンハイドレート検出に成功しているが (Constable et al., 2016)、測定装置は深海曳航式電気探査よりも複雑であるため、受信水平電場数は深海曳航式電気探査よりも限られている。一方で、深海曳航式電気探査では送受信間隔に限界があるため (通常数百 m 以下)、深海曳航式電気探査の最大探査深度は通常の CSEM 探査 (深さ数 km) に比べて浅いことが知られている。本研究では海底熱水鉱床など、海底下浅部の広域構造調査を目的としているため、探査手法としては深海曳航式電気探査が望ましいと考えられる。

3. 方法

3.1 深海曳航式電気探査データ順解析

電気探査法の順解析を行うために、有限差分法 (Dey and Morrison, 1979)、有限要素法 (e.g., Rijo, 1977; Uchida and Murakami, 1990)、ハイブリッド有限差分・要素法 (Vachiratiengchai et al., 2010) などが用いられてきた。本研究では計算コストが比較的低い有限差分法を順解析に適用した。境界条件にはノイマン条件とディリクレ条件を混合させたものを用いた (Dey and Morrison, 1979)。2 次元電気探査順解析では、走向方向に無限に延びる比抵抗構造を仮定しており、支配方程式内の電位については走向方向に対するフーリエ空間に変換しなければならない。その際、波数 K 毎に方程式 $A\varphi = s$ (A は離散化パラメーター、 φ は解くべきフーリエ空間での電位、 s は境界条件) を解く必要がある。更に、フーリエ空間で解かれた電位をフーリエ逆変換により直交座標系に変換することが必要である。本研究では、Xu et al. (2000) によって提案されたフーリエ逆変換の最適化方法を適用した。最終的には、逆フーリエ変換によって得られた直交座標系の電位計算値を使用して見掛比抵抗を解く。ここで深海曳航式電気探査の場合、見掛比抵抗は以下のように計算される。ただし、陸上電気探査で用いられる半無限媒体とは異なり、本深海曳航式電気探査では、無限媒体を使用している。

$$\rho_a = 4\pi \frac{V}{I} \left(\frac{1}{r_{c_1 p_1}} - \frac{1}{r_{c_1 p_2}} - \frac{1}{r_{c_2 p_1}} + \frac{1}{r_{c_2 p_2}} \right) \quad (1)$$

ρ_a は見掛比抵抗 (Ωm), I は電流 (A), V は電位差 (V), r は電極間距離 (m), c は電流電極, p は電位電極を表す。なお Fig. 1 では電流電極, 電位電極を大文字 (C, P) で表したが, (1) 式では, 小文字 (c, p) で一般的な電極配置を表すこととする。本システムでは, $c_1 - c_2$ が C1-C2 に対応し, $p_1 - p_2$ に関しては, P1-P2, P2-COM1, COM1-P3, P3-P4, P5-P6, P6-COM2, COM2-P7 と P7-P8 の合計 8 つの電極組み合わせのいずれか 1 組に対応する。本研究ではダイポール・ダイポール法電極配置を採用しているため, 上式は次のように書き直すことができる。

$$\rho_a = 2\pi n(n+1)(n+2)a \frac{V}{I} \quad (1)$$

ここで a はダイポール長 (15 m), $n \cdot a$ は送受信距離 (m) である。

3.2 深海曳航式電気探査データ逆解析

Occam's 逆解析法は, Gauss-Newton (GN) 法を変形したものであり, Constable et al. (1987) によって提案され, 電磁・電気探査に対して適用されてきた。Occam's 逆解析法は, GN 法のような高い収束率を持ちつつ, より安定して逆解析解が得られるといった特徴があるため, 本研究では Occam's 逆解析法を採用した。逆解析アルゴリズムには, Occam's 逆解析法以外にも, ABIC 最適化法 (内田, 1993) や, 物性値の急激な変化を再現できる制約項 (例えば Loke et al. (2003) による L1 ノルム制約項) を採用した手法などが知られている。ここでは広く一般に用いられている Occam's 逆解析法を例として, 深海曳航式電気探査の有効性の評価を行うこととする。Occam's 逆解析法のアルゴリズムでは, 観測されたデータを説明できる地下比抵抗構造モデルのうち, 最も滑らかなモデルを探す。Occam's 逆解析法では以下の目的関数 U を最小化する。

$$U = (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)^T \mathbf{C}_m^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0) + \mu^{-1} \left\{ (\mathbf{d} - \mathbf{F}[\mathbf{m}])^T \mathbf{C}_d^{-1} (\mathbf{d} - \mathbf{F}[\mathbf{m}]) - \chi^* \right\} \quad (2)$$

ここで \mathbf{m} は M 次元の比抵抗モデル, \mathbf{m}_0 は事前モデル, \mathbf{C}_m はモデル共分散行列, \mathbf{d} は N 次元の取得されたデータ, $\mathbf{F}[\mathbf{m}]$ は順解析結果, \mathbf{C}_d はデータ共分散行列, μ はラグランジュ未定乗数, χ^* は目標データ残差である。Occam's 逆解析では, (2) 式を最小化するモデルを反復計算により求めるが, その過程は, 二つの段階に分けられる。第一段階では観測値と順解析値の残差自乗和の平方根 (RMS 残差) を目標データ残差自乗値まで減少させ (つまり (2) 式の右辺第 2 項をゼロに近づけて), 第二段階では RMS 残差を目標値に保ちつつ, モデルのノルム ((2) 式の右辺第 1 項) を最小化する。第二段階のプロセスは,

観測データとモデルからの計算値が過剰に一致すること (over-fitting) によってモデル中に生まれる偽像を取り除くために必要である (Siripunvaraporn, 2012)。この二段階のプロセスが完了するまで, モデルを更新していく。本研究では, 海水の比抵抗は固定するため, 逆解析の過程では海底下の比抵抗のみを未知モデルパラメータとして更新を行う。

感度行列を計算するために Adjoint Green's function (McGillivray and Oldenburg, 1990) を使用した。また, モデル共分散逆行列には, ラフネスオペレーターを用いている (Constable et al., 1987; deGroot-Hedlin and Constable, 1990)。(2) 式の目的関数を最小化するために, 最適なラグランジュ未定乗数 μ を選ばなければならない。 μ を探索するために, 対数スケールで変化する μ を用いた Successive Parabolic Interpolation (SPI) 法を適用した (Press et al., 1992)。

4. 結果・議論

4.1 仮想的な地下構造モデル

本研究では, 海底熱水鉱床を模した低比抵抗異常体を含む地下比抵抗構造モデルを作成し, このモデルから計算される仮想的な深海曳航式電気探査データを用いて, 本手法の海底熱水鉱床探査への適用可能性を議論する。ここで仮定した基本モデルは, 海水層, 海底下堆積層, 堆積層中の海底熱水鉱床から構成されている (Fig. 2)。海水の比抵抗は $0.316 \Omega\text{m}$, 海底下堆積層は $1.0 \Omega\text{m}$, 海底熱水鉱床は $0.21 \Omega\text{m}$ と仮定した。このうち, 海底熱水鉱床の比抵抗は Von Herzen et al. (1996) による大西洋海底熱水噴出地域で測定された比抵抗に基づいている。海水の層厚を 1000 m と仮定し, 数値計算での比抵抗モデルのメッシュ数は 103×62 (水平 \times 鉛直方向) とした。代表的な水平方向のメッシュ幅は 5 m とし, 境界に向けて徐々にメッシュ幅を増加させた。一方, 鉛直方向のメッシュ幅は電極付近で 2.5 m とし, 電極から離れるにつれて徐々にメッシュ幅を増加させた。この基本モデルに対して, 曳航高度・海底熱水鉱床の深さや厚さ・曳航ケーブルの傾きなどを変化させ, それぞれにおいて仮想データを作成した。本研究では, 曳航高度を TH (m), 海底熱水鉱床の深さを $Depth$ (m), 厚さを $Thickness$ (m), 曳航ケーブルの傾きを α ($^\circ$) と示す。仮想データの計算に関しては, 曳航体を 180 m から 400 m までを移動した測線長で (P8 電極は 0 m から 220 m), 曳航体が 5 m 前方に進むごとに電流送受信を行なうこととした。この場合, 計 368 個の見掛比抵抗が得られる。これらに Table 1 に示す標準偏差に応じたランダムノイズを加えることで, 仮想的な深海曳航式電気探査データを作成した。Table 1 の誤差は実際に観測された見掛比抵抗の観測誤差 (Goto et al., 2008) に基づいている。この仮想データを擬似的

Table 1. Electrodes sets and errors for the synthetic tests.

Electrodes sets	<i>n</i> level	TxRx distance (m)	Data standard errors (%)
P1-P2	2	30	1
P2-COM1	3	45	1.5
COM1-P3	4	60	1.5
P3-P4	5	75	2
P5-P6	6	90	2
P6-COM2	7	105	2.5
COM2-P7	8	120	2.5
P7-P8	9	135	3

な観測データと考えて、前述の Occam's 逆解析法を適用し、2 次元比抵抗構造を推定した。仮想的な地下構造モデルは自明であるため、これと 2 次元逆解析結果を比較することで、深海曳航式電気探査の解像度などを議論する。逆解析時の初期モデルと事前モデルには 0.8 Ωm の均質半無限体を用い、目標 RMS 残差に関しては 1 とした。これは計算されたデータと観測データの平均的な差が、観測データの推定誤差の範囲内に収まることを示す。そのため、RMS 残差が 1 まで低下し、更にモデルノルムが十分低下した場合に逆解析が収束したとみなすこととした。

4.2 順解析の精度検証

順解析は逆解析の根幹をなすため、その精度について検証する。ここでは、我々が開発したコードの順解析結果を解析解と比較する。Fig. 2 の基本モデルに対して、海水層と、海底熱水鉱床を含まない海底下半無限体の 2 層から成り立つ比抵抗構造モデルを仮定し、その海水層の比抵抗は ρ_w、海底下層の比抵抗は ρ_s とする (Fig. 3)。

この 2 層モデルの場合の解析解は以下である (上田ほか, 2010)。

$$\rho_a = \frac{\rho_w^2(R' - R) + \rho_w\rho_s(R' + R)}{\rho_sR' + \rho_wR} \tag{3}$$

ここで、*R* 及び *R'* は (4) 式および (5) 式として表される。

$$\frac{1}{R} = \frac{1}{r_{c_1p_1}} - \frac{1}{r_{c_1p_2}} - \frac{1}{r_{c_2p_1}} + \frac{1}{r_{c_2p_2}} \tag{4}$$

$$\frac{1}{R'} = \frac{1}{r_{c'_1p_1}} - \frac{1}{r_{c'_1p_2}} - \frac{1}{r_{c'_2p_1}} + \frac{1}{r_{c'_2p_2}} \tag{5}$$

r は電流電極と電位電極の距離、*c* は電流電極、*c'* は *c* の海底面を境界とする鏡像法の仮想電流電極、*p* は電位電極を表す。(1) 式と同様に、Fig. 1 では電流電極、電位電極を大文字 (C, P) で表したが、小文字 (*c, p*) で一般的な電極配置を表すこととする。

また、順解析の誤差を以下のように定義する。

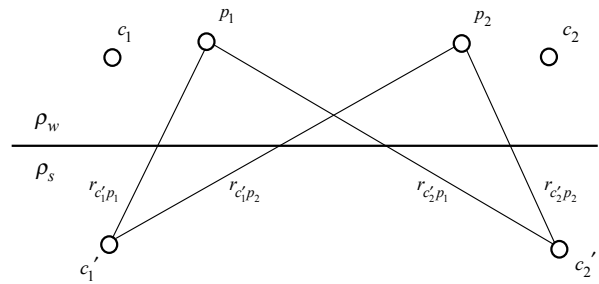


Fig. 3. Schematic diagram of a two-layers model with four electrodes. *c* : current electrodes, *p* : potential electrodes, *c'* : image source of *c*. ρ_w and ρ_s represent seawater resistivity and seafloor resistivity, respectively. *r* is distance from a current electrode to a potential electrode.

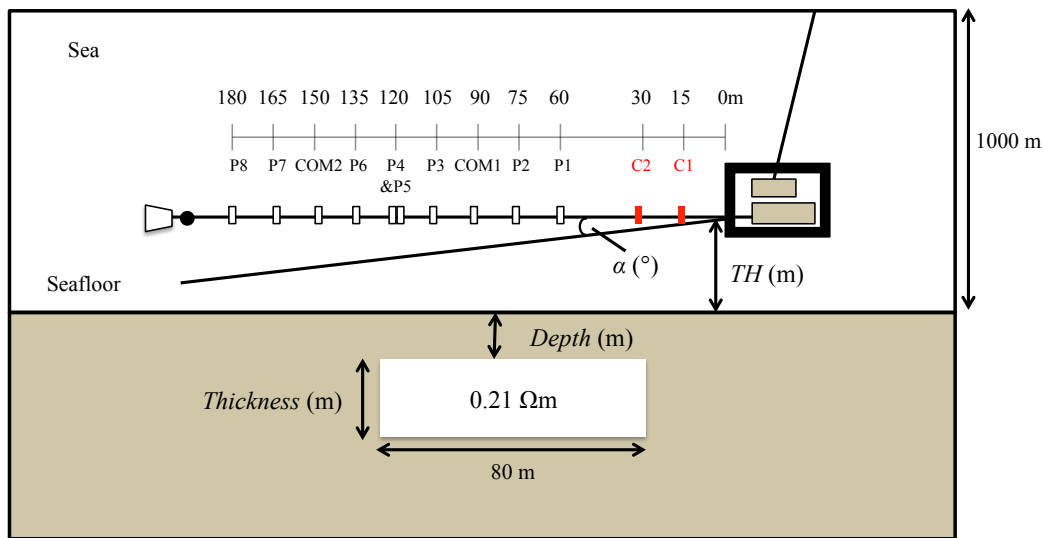


Fig. 2. Hypothetical model for the synthetic tests. *TH* shows towed height. “*α*” indicates a tilt angle of the towed cable. *Depth* and *Thickness* show depth of the top boundary and the thickness of the SMS deposits, respectively.

$$Error = 100 \times \frac{|\rho_a^{cal} - \rho_a^{true}|}{\rho_a^{true}} \quad (6)$$

ここでは、 $\rho_w = 0.316 \Omega m$ 、 $\rho_s = 1 \Omega m$ とした場合の順解析結果と解析解を比較する。曳航体の移動やメッシュに関しては、4.1 で述べた条件を仮定し、数値計算を行った。本電極配置では、Fig. 1 で表される電極配置から確認できるように送受信距離は $15 \times n$ (m) と表される (Table 1)。見掛比抵抗誤差 368 個をそれぞれの送受信距離ごとにわけ、平均したものを Fig. 4 に示した。様々な n に対する見掛比抵抗の平均誤差は、曳航高度 0, 10 m の両方において 0.7% 以下であった。従って、順解析誤差は実際の観測誤差に比べて十分に小さいと結論付けることができる。

4.3 深海曳航式電気探査 2次元逆解析の有効性検証

深海曳航式電気探査データの 2次元逆解析法の特徴を捉えるために、本研究では Fig. 2 の基本モデル中の 3つの要素 (海底熱水鉱床の深さ、曳航高度、熱水鉱床の厚さ) を変化させて、各ケースにおける逆解析結果を比較することとする。なお本研究では低比抵抗異常体に注目しているが、深海曳航式電気探査がメタンハイドレートなどの高比抵抗異常体に対しても、どの程度有効かを広く議論しておくことは、本探査技術の基礎的理解や将来の発展性の議論において必要である。高比抵抗体に対する逆解析テストについては付録 A に簡潔に記すこととし、ここでは海底熱水鉱床のような低比抵抗体に関する可視化能力を議論する。

本システムの探査深度を把握するために、曳航高度 (TH) を 10 m に固定して、海底下の低比抵抗体上面の埋没深度 ($Depth$) を 0 ~ 15 m に変化させて順解析を実施した。曳航体の移動、メッシュ、ノイズ、逆解析の

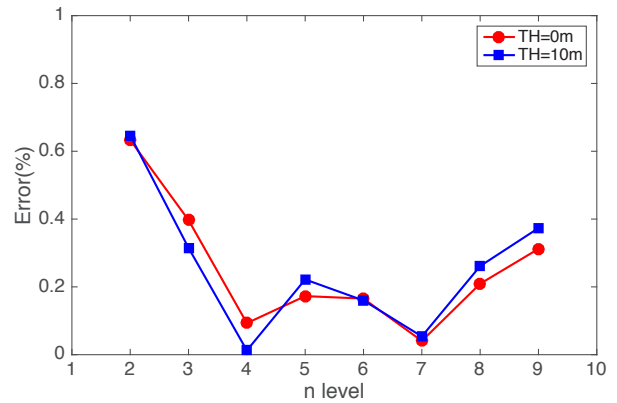


Fig. 4. Average of relative errors between the forward response and analytical solution. The red line is towed heights (TH) of 0 m, and the blue line is TH of 10 m. The n level is related to the Tx-Rx distance (m); $15 \times n$.

初期モデルなどに関しては、4.1 と同様の条件を仮定した。このレスポンスを擬似観測データとみなし、逆解析を行った (Fig. 5)。Fig. 5(a) ~ (d) 中の白の枠線は低比抵抗体の真の境界を示しているが、逆解析による地下比抵抗構造モデル中の低比抵抗領域は、 $Depth$ によらず概ね白枠域に位置していることが分かる。また、逆解析の反復計算回数と RMS 残差 (Fig. 5(e)) をみると、3回の反復回数で RMS 残差が 1 に達しており、 $Depth$ によらず安定して解を得ることができている。ただし、逆解析で得たモデルの白枠域内について、比抵抗の最小値を抽出したところ、Fig. 5(f) のような傾向が見られた。これらの結果から目標物 (低比抵抗体) が海底面に近く位置する場合は、本手法を用いた逆解析は目標物を明確に再現できていることが分かる。反対に、目標物が海底から離れるほど目標物は、ぼやけた形状として再現され、比抵

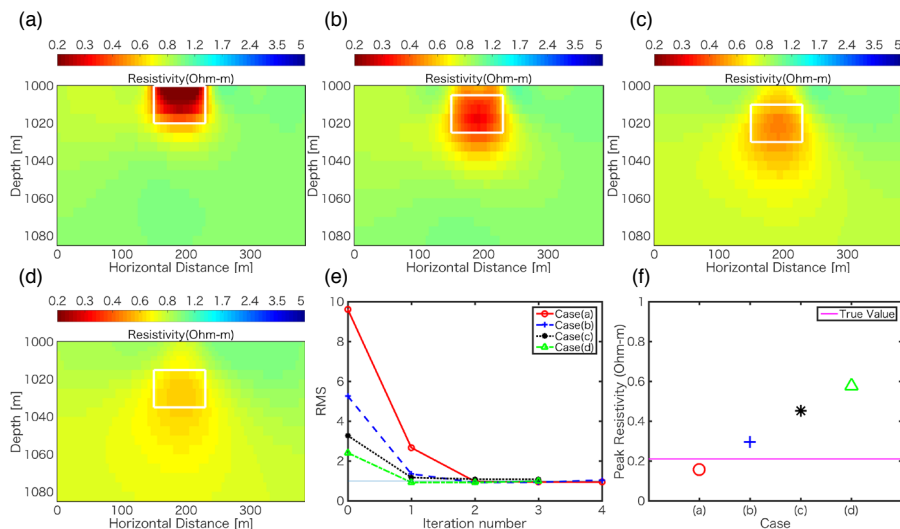


Fig. 5. Inversion results when $0.21 \Omega m$ conductive anomalies are embedded into $1.0 \Omega m$ homogenous half-space. TH is 10 m. $Thickness$ of the anomalies is 20 m. $Depth$ of the anomalies are (a) 0 m, (b) 5 m, (c) 10 m, and (d) 15 m below the seabed, respectively. (e) RMS misfit versus iteration number. (f) Minimum of the inverted models in the white box shown in Fig. 5(a)-(d).

抗値も真値から離れる結果となった。このことは、本逆解析結果は海底下浅部において高い感度を持ち、深部での感度は低いことを示す。なお、逆解析された比抵抗異常体は深度方向に広がっているが、この傾向は多くの電気探査逆解析例においても見受けられ（例えば Sasaki, 1994）、平滑化制約 (2) 式の影響や深部での低感度が原因であると考えられる。

ここで、逆解析で得られた低比抵抗異常の比抵抗がどの程度の値であれば、海底下を適正に可視化できたといえるかを考える。その指標の一つとして、比抵抗から推測される資源量に着目する。本研究では、ある仮定のもとでモデルの比抵抗から岩石固体部分の比抵抗を計算し、これから資源量の算出を試みることにする。海底熱水鉱床に相当する低比抵抗体の真の比抵抗値は $0.21 \Omega\text{m}$ であるが、間隙率 ϕ を 50% と仮定して、修正アーチーの式 (付録の式 (B-1) および付録 B の仮定を参照) を用いれば、岩石の固体部分の真の比抵抗 R_c は $0.19 \Omega\text{m}$ (5.3 S/m) と見積もることができる。一般に、岩石中の導電性鉱物量が増えるほど R_c は小さく考えられるため、 R_c は金属資源の濃集度の指標となりうる。本研究では、導電性鉱物の濃集度 (C) と R_c には反比例関係 ($R_c \propto 1/C$) が成り立つものと仮定し、濃集度が真値の 30% 以下 (すなわち R_c が真値の約 3.3 倍以上) では資源量評価として過小評価であると考えられる。資源量の過小評価を避けるためには、 R_c は $0.63 \Omega\text{m}$ 以下 (1.6 S/m 以上) に見積もられる必要があり、付録の式 (B-1) および付録 B の仮定に従えば、逆解析で求められる低比抵抗異常体の比抵抗は約 $0.5 \Omega\text{m}$ 以下にならねばならない。Fig. 5(f) からは、 $Depth = 0, 5, 10, 15 \text{ m}$ の比抵抗最小値はそれぞれ $0.16, 0.30, 0.45, 0.57 \Omega\text{m}$ であり、上述と同様に修正ア

チーの式を用いれば、このときの岩石固体部分の比抵抗 R_c はそれぞれ $0.13, 0.29, 0.53, 0.77 \Omega\text{m}$ になる。従って、海底熱水鉱床の上面が海底下十数 m より浅くに位置すれば、本逆解析によって得られる地下構造は、資源開発上で有用な情報であると考えられる。一方、熱水鉱床が海底下深部に存在する場合、本手法では資源量を過小評価する恐れがあると言える。

次に、海底熱水鉱床に相当する低比抵抗体 (厚さ 20 m) を海底下 $5 \sim 25 \text{ m}$ に固定し、曳航高度 TH を $0 \sim 15 \text{ m}$ へと変化させた場合に、得られる逆解析結果を比較した (Fig. 6)。Fig. 6(a)-(d) のいずれも低比抵抗体を再現できており、比抵抗最小値は $0.5 \Omega\text{m}$ を下回っているため、(先に議論したとおり) 資源量評価の面では大幅な過小評価にはなっていない。しかし、曳航高度が $10 \sim 15 \text{ m}$ の場合、逆解析によって求められた低比抵抗体は真値より高い比抵抗を示した。曳航高度が 20 m においても試験を行った結果、再現された異常体の比抵抗最小値が $0.53 \Omega\text{m}$ となった。このことは曳航高度が上がり、電流が十分に海底下に流れていないことを示唆している。このため、海底下 $0 \sim 30 \text{ m}$ 程度に位置する目標物を高解像度に探査したい場合、曳航高度を 15 m 以下に保つことが望ましいと言える。

最後に、海底熱水鉱床に相当する低比抵抗体の厚さを変化させた場合、逆解析結果がどのように変化するか調査した。曳航高度 TH を 10 m 、低比抵抗体の上面深度 $Depth$ を 5 m で固定し、厚さ ($Thickness$) を $10 \sim 40 \text{ m}$ へと変化させて逆解析を行った (Fig. 7)。いずれの厚さに対しても、逆解析によって得られた比抵抗最小値は $0.5 \Omega\text{m}$ 以下であった。このうち厚さが $20 \sim 40 \text{ m}$ の場合は概ね正確に低比抵抗体を再現できたが、厚さ 10 m の場

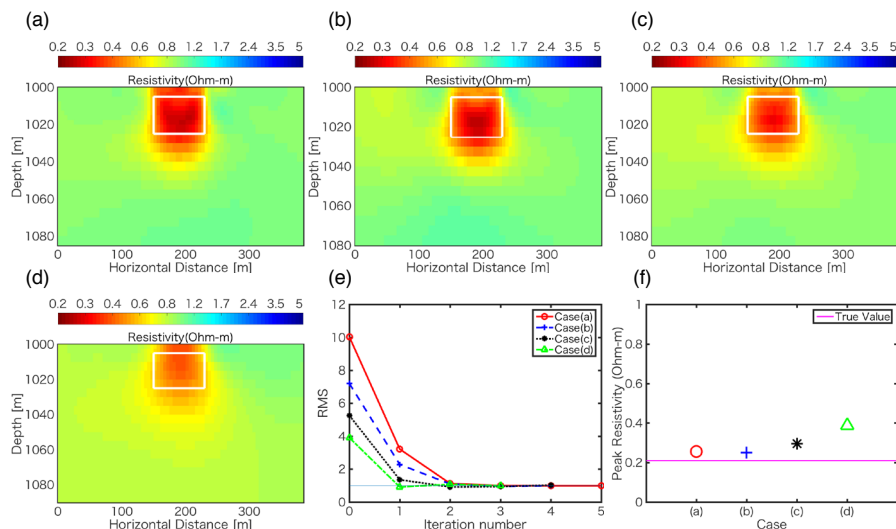


Fig. 6. Inversion results when $0.21 \Omega\text{m}$ conductive anomalies are embedded into $1.0 \Omega\text{m}$ homogenous half-space. The anomalies are embedded $5\text{--}25 \text{ m}$ below the seabed. TH are (a) 0 m , (b) 5 m , (c) 10 m , (d) 15 m , respectively. (e) RMS misfit versus iteration number. (f) Minimum of the inverted models within the white box shown in Fig. 6 (a)-(d).

合は低比抵抗体の中心は真の位置よりも浅部に決定された。これは、本システムのダイポール長が 15 m であり、空間解像度が 5 m よりも低いために起こったと考えられる。ここで、得られた比抵抗モデルの白枠内（真の低比抵抗体の範囲内）で、 $0.5 \Omega\text{m}$ より小さい部分の面積を求め、真の低比抵抗体の断面積と比較した (Fig. 7(f))。先に議論したように、本ケースでは $0.5 \Omega\text{m}$ を資源量評価時の目安と考えているが、推定された面積は若干過小評価ではあるものの、どの厚さの海底熱水鉱床の断面積も概ね再現できていた。

4.4 曳航時の諸誤差による影響

深海においては陸上とは異なり、浮力調整不足のため

に曳航ケーブルが水平ではなく傾斜してしまっている場合や、複雑な海底地形のために曳航体の高度を正しく記録できていない場合など、種々の状況が考えられる。また、海底熱水噴出地域では、海水の比抵抗が空間的に変化する。そのため、曳航体の CTD センサーで測定された海水の比抵抗が、送受信電極付近の海水の値と異なる可能性も考えられる。これらの観測誤差の影響は、実データ解析をする際には考慮する必要がある。そこで、傾いている曳航ケーブルを誤って水平状態と考えて解析した場合 (Fig. 8), 誤った曳航高度を使用した場合 (Fig. 9), さらに誤った海水の比抵抗を使用した場合 (Fig. 10) のそれぞれについて逆解析を実施した。本実験では、Fig.2 において海底熱水鉱床に相当する低比抵抗体(厚さ 30 m)

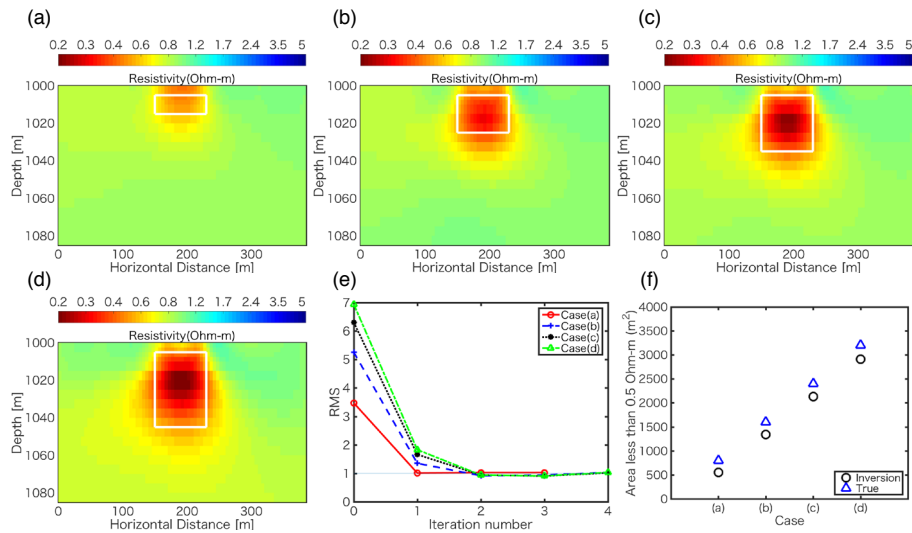


Fig. 7. Inversion results when $0.21 \Omega\text{m}$ conductive anomalies are embedded into $1.0 \Omega\text{m}$ homogenous half-space. TH is 10 m. $Depth$ is 5 m. $Thickness$ of the anomalies are (a) 10 m, (b) 20 m (c) 30 m, (d) 40 m, respectively. (e) RMS misfit versus iteration number. (f) Areas where resistivity is less than $0.5 \Omega\text{m}$ in the white boxes in Fig.7 (a)-(d).

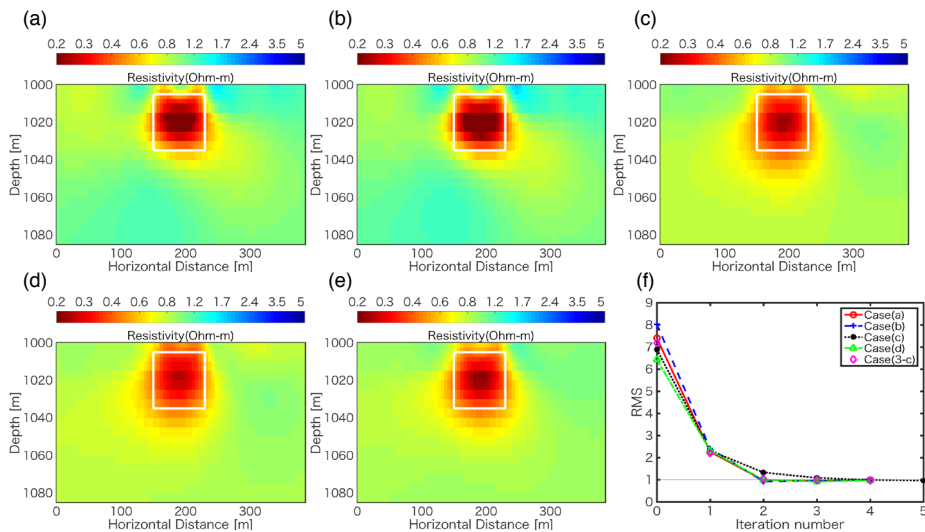


Fig. 8. Inversion results when $0.21 \Omega\text{m}$ conductive anomalies are embedded into $1.0 \Omega\text{m}$ homogenous half-space. The anomalies are embedded 5-35 m below the seabed. TH is 10 m. In the inversion, the cable is assumed to be towed horizontally, although it tilts with angles of (a) 1° , (b) 2° , (c) -1° , (d) -2° , and (e) 0° . (f) RMS misfit versus iteration number.

を海底下5～35 mに固定し、曳航体の高度 TH を10 m、海水の比抵抗を $0.316 \Omega\text{m}$ としたモデルを基本とする。その条件から、上で述べたような観測誤差を与えて、それぞれ逆解析を実施する。曳航体の移動、メッシュ、ノイズ、逆解析の初期モデルなどに関しては、4.1と同様の条件を仮定した。

まず、曳航ケーブルの傾きが逆解析結果へ与える影響を考える。曳航高度 TH を10 mとし、ケーブルの角度(α)が $-2 \sim 2^\circ$ 傾いた状態で順解析を行い、その際に計算された見掛け比抵抗を逆解析に入力する。しかし、逆解析時には曳航高度 TH は10 m一定であり、ケーブルは水平に曳航されていると仮定した。なお、角度 α については、曳航ケーブルの終端が海底面に近づく場合を正とする (Fig. 2)。仮にケーブルが 1° 傾いている場合、電位電極P8は下へ約3 m、 2° 傾いている場合には下へ約6 m、曳航体よりも低下した深度に位置することになる。Fig. 8に様々な α に対する逆解析結果を示している。参照として、Fig. 8(e)にはケーブルが水平な場合の逆解析結果を示した (Fig. 7(c)と同)。逆解析の反復計算回数とRMS残差の関係については (Fig. 8(f))、これまでの例と同じく3回程度の反復回数で1程度のRMS残差に達している。Fig. 8(a)～(d)をみると、いずれの場合でも低比抵抗体の再現に成功しているが、ケーブルの傾きによって異なる傾向が見られる。例えばケーブル終端が海底面に近づく場合 ($\alpha > 0^\circ$)、低比抵抗異常体周辺の比抵抗は真の値よりも大きめに見積もられている。またケーブル終端が海底面から離れる場合 ($\alpha < 0^\circ$)、逆解析により得られた低比抵抗体は、水平方向に若干広がった形状で再現されるとともに、低比抵抗体周辺の比抵抗は真の値より若干小さくなる傾向が見られた。従って、実際のケーブルの傾斜を無視して逆解析を行った場合の影響は小さ

いものの、比抵抗値の平均値に若干のバイアスが生じる可能性が予測される。

次に、曳航体の高度が誤って見積もられた場合の影響について調査する。ここではケーブルは水平に曳航されており、曳航高度 TH が5, 7.5, 12.5, 15 mとし、それぞれの場合に順解析を行う。その際に計算された見掛け比抵抗を逆解析に入力するが、逆解析時には曳航高度 TH を10 mであると仮定した。逆解析結果をFig. 9(a)～(d)に示す。参照のため、Fig. 9(e)は TH が10 mでの順解析結果を擬似観測データに用いた場合の逆解析結果を示す (Fig. 7(c)と同様)。 TH が5～7.5 mの場合の逆解析結果では、強い偽像が発生したが、低比抵抗体は再現できていることが分かる (Fig. 9(a), (b))。反対に、 TH が12.5～15 mの場合では、低比抵抗体が上下方向へ伸張した結果となった (Fig. 9(c), (d))。曳航ケーブルの傾斜角に比べると、曳航高度は逆解析結果に大きな影響を与えること可能性があると言える。

最後に、海水の比抵抗を誤って入力した場合の影響について調査する。海水の比抵抗が真値 ($0.316 \Omega\text{m}$) の96～104%の場合にそれぞれ順解析を行って、その際に計算された見掛け比抵抗を逆解析に入力する。しかし、逆解析時には海水の比抵抗は $0.316 \Omega\text{m}$ に固定して逆解析を実施している。Fig. 8, Fig. 9と同様に、参照として海水の比抵抗が正しい場合の逆解析結果をFig. 10(e)に示した (Fig. 7(c)と同様)。実際の海水の比抵抗が逆解析で設定した比抵抗よりも小さい場合、得られる低比抵抗体は水平・鉛直方向へ広がり、低比抵抗体周辺の比抵抗は低めに求められている (Fig. 10 (a), (b))。一方、実際の海水の比抵抗が高めの場合は、低比抵抗体の再現精度には問題はないが、低比抵抗体周辺の比抵抗は高めに求められた (Fig. 10 (c), (d))。

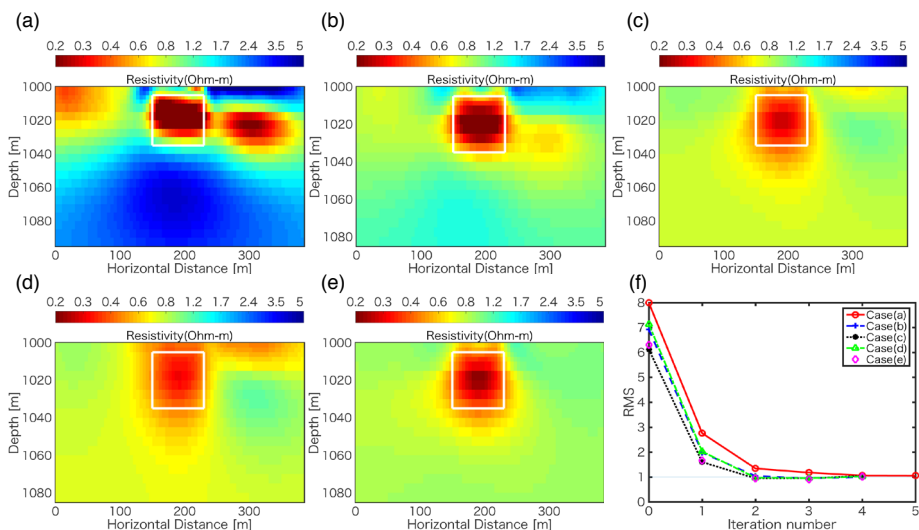


Fig. 9. Inversion results when $0.21 \Omega\text{m}$ conductive anomalies are embedded into $1.0 \Omega\text{m}$ homogenous half-space. The anomalies are embedded 5-35 m below the seabed. TH are assumed to be 10 m in the inversion, although the actual TH are (a) 5 m, (b) 7.5 m, (c) 12.5 m, (d) 15 m, and (e) 10 m. (f) RMS misfit versus iteration number.

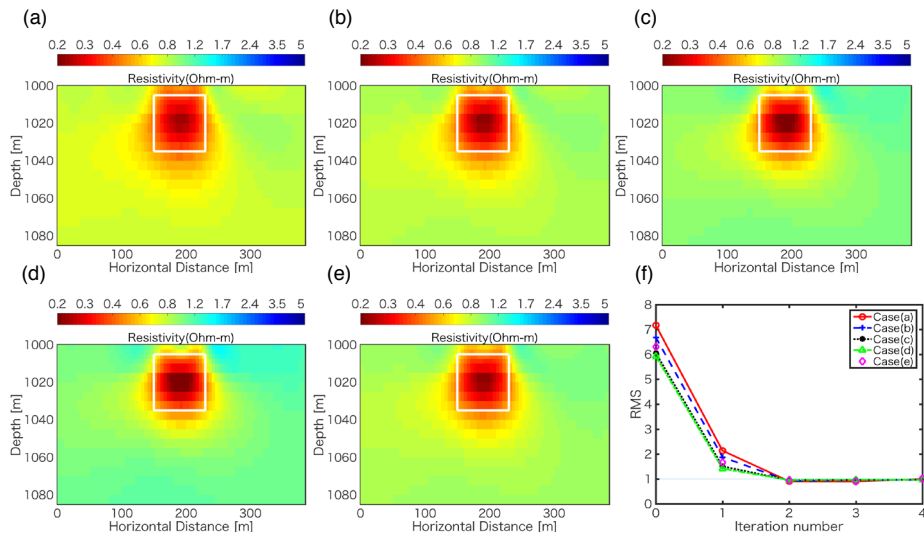


Fig. 10. Inversion results when $0.21 \Omega\text{m}$ conductive anomalies are embedded into $1.0 \Omega\text{m}$ homogenous half-space. The anomalies are embedded 5-35 m below the seabed. TH is 10 m. Sea-water resistivity is assumed to be $0.316 \Omega\text{m}$ in the inversion, although the actual values are (a) 96 %, (b) 98 %, (c) 102 %, (d) 104 %, and (e) 100 % of $0.316 \Omega\text{m}$. (f) RMS misfit versus iteration number.

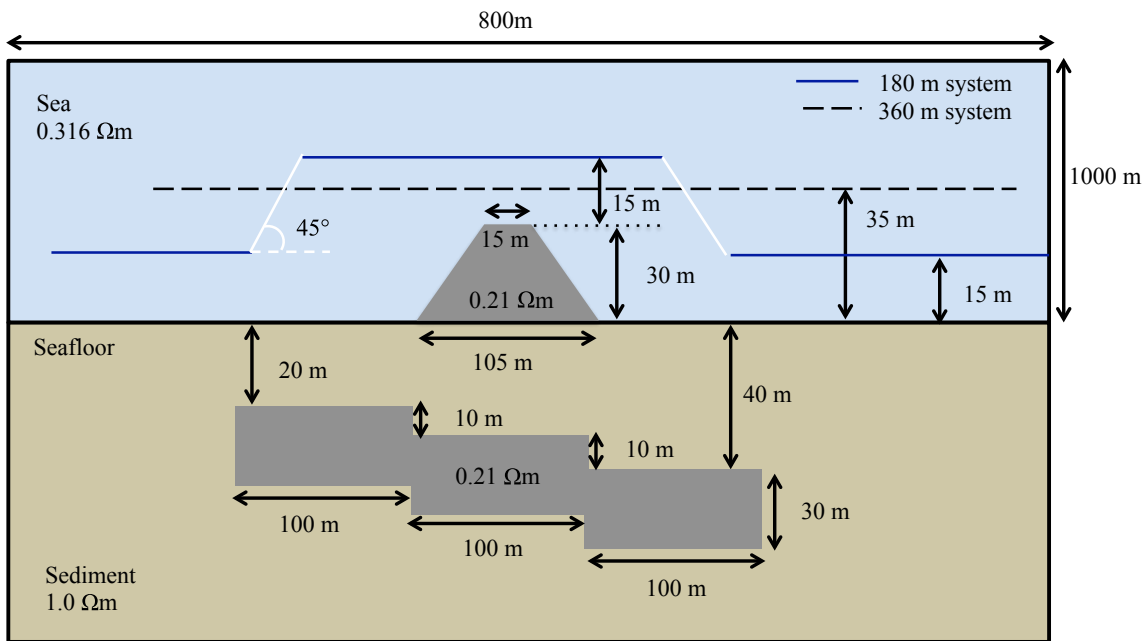


Fig. 11. Hypothetical model including complex seafloor topography and more realistic SMS distribution. Blue and white lines show position of 180 m length towed system. When the system is located along the white lines, the towed cable behind system cannot be straightly stretched, therefore the data along the white lines are not used. Black dashed line shows position of 360 m length towed system.

4.5 海底地形を含んだ場合の逆解析

日本周辺において高精度の地形調査やボーリング調査等によって、海底熱水鉱床周辺の構造が部分的に明らかにされつつある（石油天然ガス・金属鉱物資源機構，2013）。本章では、ボーリング調査に基づいて作成した海底熱水鉱床の断面図（石油天然ガス・金属鉱物資源機構，2013；同資料の図4）を基にして、Fig. 2 よりも現実的な地下構造モデルを考える。新たな仮想モデルは、海水層と2つの海底熱水鉱床を含む堆積層から構成されて

いる（Fig. 11）。海底に露出しているマウンド状の海底熱水鉱床は上底が15 m、下底105 m、高さが30 mの台形状とし、潜頭性の海底熱水鉱床は幅300 mで階段状に分布していると仮定する。また、海水の比抵抗は $0.316 \Omega\text{m}$ 、堆積層は $1.0 \Omega\text{m}$ 、海底熱水鉱床は $0.21 \Omega\text{m}$ とする。モデル中央部に配置した熱水鉱床マウンドを超えるために、Fig. 11に示したような曳航を実施した。曳航体については仰角 $\pm 45^\circ$ で巻き上げ・巻下げを行うこととするが、この間、曳航ケーブルは直線状とならないため、そ

の間に取得するデータは使用しないこととした。見掛比抵抗は曳航体が5 m進むごとに取得されると仮定し、逆解析に使用した見掛比抵抗数は903個である。解析に使用したメッシュ数は180 × 84 (水平 × 鉛直方向) である。初期モデルと事前モデルには0.8 Ωmの半無限体を使用した。初期RMS残差は6.6であり、2回の反復計算の後にRMS残差は1に低下した。更に、モデルノルムを減少させるために3回目の反復計算を行った。Fig. 12に得られた逆解析結果を示す。海底に位置するマウンド状の低比抵抗体は明確に再現されている。しかしながら、潜頭型の低比抵抗体はモデル中にほとんど現れていない。本逆解析テストでは熱水鉱床マウンド上を曳航する際に、曳航ケーブルから潜頭型低比抵抗体の上面までの距離は65 m以上となっており、潜頭型の目標物を再現するための感度がなくと推測される。その結果、海底下深部に埋没した低比抵抗体を逆解析により再現することはできなかった。

そこで、埋没海底熱水鉱床を検出する試みとして、ケーブル長を360 mに伸長した場合について逆解析を試みる。本テストでは、C1が曳航体後方15 m地点、C2が30 m地点に位置する点は変わらないが (Fig. 1), 電位電極を60 ~ 360 mまで15 m間隔で計21点に配置する。先ほどの検証と同様に、見掛比抵抗は曳航体が5 m進むごとに取得されると仮定する。使用する仮想モデルはFig. 11と同じであり、解析に使用したメッシュ数は183 × 94 (水平 × 鉛直方向) である。このときの擬似観測データ (見掛比抵抗) は1800個に及ぶ。擬似観測データ作成時には、受信電極が60 ~ 180 mに位置するダイポールの場合にはTable 1で示される標準偏差に応じたランダムノイズを与えており、受信電極が180 ~ 360 mに位置するダイポールについては3%の標準偏差に応じたランダムノイズを加えている。初期モデルと事前モデルの海底下の比抵抗は共に0.8 Ωmとした。初期RMS残差は8.7であり3回の反復計算の後にRMS残差は1に低下した。更に、モデルノルムを減少させるために4回目の反復計算を行った。得られた逆解析結果をFig. 13に示す。この結果から、曳航ケーブル長を180 mから360 mへ伸ばすことで、埋没している低比抵抗体の解像度は改善したと言える。これは深海曳航式電気探査での送受信距離が増加したために、埋没した低比抵抗体付近まで解析可能な感度が得られたためである。しかし、この場合でもマウンド状の低比抵抗体に電流が集中するために海底下深部の解像度は低下しており、埋没した低比抵抗体の比抵抗最小値は0.55 Ωmに留まった。海底下深部の海底熱水鉱床を検出・再現するためには、長い曳航ケーブルを用いることが有効ではあるが、海底面上の低比抵抗体に比べて、深部の地下構造信頼度は低下する点に注意が必要である。

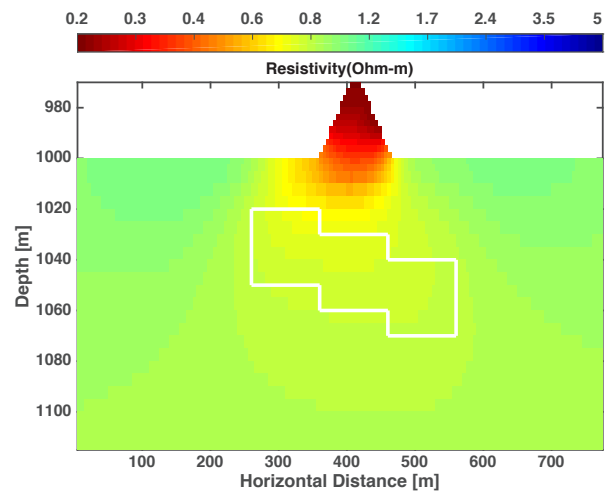


Fig. 12. Inversion result using synthetic data generated from the model in Fig. 11. In this case, a long towed cable with length of 180 m is used. A solid white line indicates boundaries of the buried low resistive body.

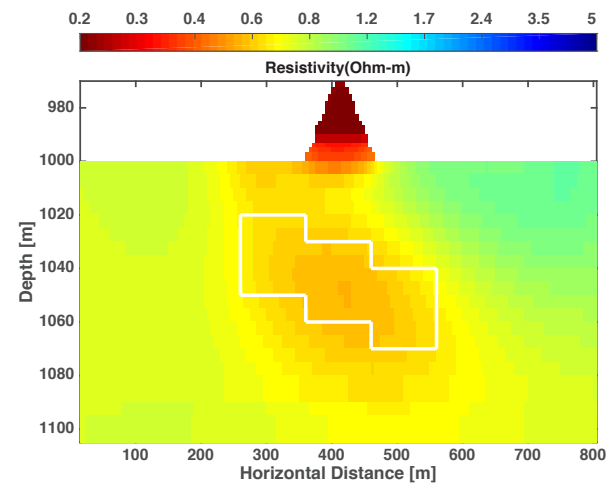


Fig. 13. Inversion result using synthetic data generated from the model in Fig. 11. In this case, a long towed cable with length of 360 m is used. A solid white line indicates boundaries of the buried low resistive body.

5. 結論

本研究では、深海曳航式電気探査に関する2次元逆解析法を開発し、本探査技術が海底熱水鉱床を模した比抵抗異常体を再現できることを確認した。本手法の特徴を把握するために行った諸テストの結果から、海底下浅部を高解像度に探査可能であることが明らかになった。具体的には、深海曳航式電気探査時の曳航高度が0 ~ 15 m程度である場合、海底下40 m以内に位置する厚さが20 m以上の低比抵抗異常体を高解像度に再現できた。更に、曳航高度が海底面により近いほど、高解像度で探査が可能であることが示された。実際の海底熱水鉱床付近の地形は複雑であることが予想される。そのため、事

前に詳細な海底地形調査を実施した上で、探査の測線プランを精査して、海底面に近くで曳航探査を行うことが重要であると言える。

深海での曳航探査では様々な観測誤差が考えられるため、それらの誤差による逆解析結果の影響を調べた結果、以下の特徴が明らかとなった。

- ・ 曳航体ケーブルの傾斜の大きさ（2°程度以下）・方向が未知であっても、地下構造の再現は可能であった。ただし、再現される比抵抗構造には若干の差異があり、特に低比抵抗体周辺の平均比抵抗が異なる結果となった。
- ・ 曳航高度を実際の高度よりも誤って高く記録している場合でも、海底熱水鉱床を再現することができたが、真の構造に比べて偽像が多く、歪んだ構造となることが分かった。逆に、曳航高度を実際の高度よりも誤って低く記録した場合、逆解析結果には偽像は含まれないものの、解像度が低下することが明らかとなった。
- ・ 逆解析時の海水の比抵抗を真値から4%程度異なる値にした場合でも、逆解析の結果には大きな影響は見られなかった。ただし低比抵抗体周辺については、実際の海水の比抵抗が低ければ低めに、高ければ高めにずれて見積もられることが分かった。

これらのうち、曳航高度を高めに記録した場合に地下構造の歪みは大きくなる。特に、実際の曳航高度測定においては海底面からの超音波反射を用いて曳航高度を測定しているため、曳航高度が誤って低めに記録されることがある。これは熱水チムニーやマウンドなどの複雑な地形によって、曳航体直下ではなく側方からの音波反射が発生するためである。従って、超音波による曳航高度測定のみならず、曳航体に取り付けられている水圧式深度計と精密海底データを比較するなどして、曳航高度の精度維持につとめる必要がある。また、曳航ケーブルの傾斜誤差については曳航高度の観測誤差に比べて逆解析結果に及ぼす影響は少ないが、曳航ケーブルの随所に複数の傾斜計を取り付け、曳航ケーブル末端位置をSSBLで測定することで傾斜を記録できる。また、曳航高度や海水の比抵抗の詳細測定についても、曳航ケーブルの随所に小型CTDを複数取り付けることで測定が可能である。これらの曳航体・曳航ケーブルの姿勢・環境モニタリングの技術は、本技術の高精度化に不可欠であると考えられる。

海底地形を含んだ場合の逆解析については、本システム（曳航ケーブル長180m）では海底面に露出している海底熱水鉱床を明確に再現することに成功したが、潜頭性熱水鉱床は再現することができなかった。一方で、曳航ケーブル長を2倍（360m）とする場合、潜頭性の熱水鉱床を検出・再現することに成功した。これらの数値

計算から概算すると、曳航式海底電気探査での探査深度は概ね「曳航ケーブル長×0.25-曳航高度(m)」程度であると思われる。すなわち、曳航高度10m・ケーブル長180mの場合は海底下約35m、曳航高度10m、ケーブル長360mの場合は海底下80m程度までの探査が可能となる。仮に曳航高度が45m・ケーブル長が180mの場合は、海底下の探査は難しく、曳航高度45m・ケーブル長360mの場合は海底下45m程度まで可視化が可能となる。しかしながら、長い曳航ケーブルでは起伏の激しい海底熱水地域での低高度曳航は困難である。前述のように、詳細な海底地形データに基づいて測線案を精査する、あるいは、曳航体に前方探査ソナーを取り付けて海底面への衝突を避けつつ起伏のある地域を低高度で曳航する技術が必要となる。この場合、曳航高度の調整頻度の増加に伴って、曳航ケーブルが波打つため、その形状を準リアルタイムに測定する方法も必要となる。他方で、海底下深部を探査するためにはケーブルを長くする方法以外にも、曳航式海底電気探査とCSEM探査などと組み合わせることも有効であると考えられる。深海曳航式電気探査により海底下浅部を可視化しつつ、深海曳航式電気探査時の人工電流を海底設置型の電位差計で受信することで海底下深部の可視化が可能となると思われる。

以上に述べたように、海底下深部の探査能力には限りがあるものの、深海曳航式電気探査では海底下浅部の比抵抗異常体を高解像度で検出可能であることが示された。前述の通り、本探査法では見掛け比抵抗を5~10m毎に取得可能であり、8時間のオペレーションでの測線長は約20kmに及ぶ。従って、海底熱水鉱床調査を目的とした広域の比抵抗構造調査において、深海曳航式電気探査は有効であると言える。沖縄沖海底などにおいては、すでに試験的に実海域データ取得が行われている。今後は、開発したコードを海底熱水活動域で取得された観測データに適用し、本探査技術の有用性をより具体的に示す予定である。本研究では比抵抗構造を2次元であると仮定して解析を行ったが、一般的に海底熱水鉱床賦存域は、複雑な海底地形を伴って形成されることが報告されている。更に、海底熱水鉱床付近での比抵抗構造は、3次元的地質構造を含むことが予測される。今後はこのような海底熱水鉱床周辺の比抵抗構造をより正確に評価するため、3次元逆解析に取り組む予定である。

謝 辞

本研究は内閣府総合科学技術・イノベーション会議の掲げる「戦略的イノベーション創造プログラム(SIP)」、科学研究費補助金(基盤研究(B), No. 26289347)、科学研究費補助金(基盤研究(A), No. 18H03894)の支援により実施された。また数値シミュレーションの諸設定は、海洋研究開発機構の運航する深海潜水調査船支援母

船「よこすか」及び海底広域研究船「かいめい」での調査経験に基づいている。船長、乗組員、観測技術員及び陸上支援の方々へ感謝する。2名の匿名の査読者から頂戴したご指摘は本稿の改善に大いに役立った。ここに記して厚く謝意を表す。

付録A メタンハイドレートへの適用検討

深海曳航式電気探査法は、当初はメタンハイドレートの上部を感知するためツールとして開発された (Goto et al., 2008; 後藤ほか, 2009)。そこで、深海曳航式電気探査データの2次元逆解析法がメタンハイドレート探査にどの程度有効であるか、仮想データを用いて検証する。仮想モデルは $1.0 \Omega\text{m}$ の半無限体の中にメタンハイドレートを模した $10.0 \Omega\text{m}$ の比抵抗異常体が埋まっているものを仮定した。解析条件は本文中の4.1と同様であるが、初期モデル・事前モデルには $2.0 \Omega\text{m}$ の均質半無限体を使用した。4.3と同様に3つの要素 (高比抵抗体の深さ・曳航高度・高比抵抗体の厚さ) を変化させて逆解析を行った。Fig. A-1は高比抵抗体の深さを変化させた場合、Fig. A-2は曳航高度を変化させた場合、Fig. A-3は高比抵抗体の厚さを変化させた場合の逆解析結果である。

高比抵抗体の上面 *Depth* を $0\sim 15\text{ m}$ と変化させて逆解析を行った場合 (Fig. A-1)、高比抵抗体の形状に関しては正しく再現されていることが分かる (図中の白枠線が高比抵抗体の真の境界)。比抵抗に関しては海底熱水鉱床への適用例と同じく、メタンハイドレートに相当する高比抵抗体が海底面に露出している場合は真の値に近い比抵抗が得られるが、高比抵抗体が埋没している場合、比抵抗最大値は $3\sim 4 \Omega\text{m}$ 程度に留まる。

曳航高度 *TH* を $0\sim 15\text{ m}$ へと変化させて逆解析を行った場合をみると (Fig. A-2)、曳航高度が低ければ低い

ほど、再現された異常体の比抵抗は真の値に近い。このため、海底熱水鉱床への適用と同様に海底下 $0\sim 30\text{ m}$ 程度に位置する目標物を高解像度に探査したい場合、曳航高度をこれ以上高くせず、 15 m 以下に保つことが望ましいと言える。

高比抵抗体の厚さ *Thickness* を $10\sim 40\text{ m}$ と変化させて逆解析を行った場合は (Fig. A-3)、いずれのモデルもメタンハイドレートを再現できていることが分かる。Fig. A-3(f)は、モデル中の白線内で $2.5 \Omega\text{m}$ より大きい部分の面積を示している。海底熱水鉱床の解析結果 (Fig. 7(f)) では、低比抵抗体の厚さが増加しても、その断面積推定精度に変化はなかった。一方、高比抵抗体の場合は厚さが増加しても、推定断面積は増加しにくい傾向が示された。このため、海底熱水鉱床探査時よりもメタンハイドレート探査時のほうが資源量の過小評価の可能性が高いと言える。

海底熱水鉱床と同様に、本手法によるメタンハイドレート資源量評価を試みる。例えば、仮定した (真の) メタンハイドレートの比抵抗は $10 \Omega\text{m}$ である。間隙率 ϕ_2 を 65% と仮定して、アーチーの式 (付録の式 (B-3) および付録Bの仮定) を用いれば、岩石の間隙中の不飽和率は約 69% となる。これはメタンガスとハイドレートの総和が間隙中を占める割合に相当する。一方、Fig. A-1 (f) に示されるように、メタンハイドレート層の上面深さが $0, 5, 10, 15\text{ m}$ と段階的に深くなる場合、比抵抗最大値はそれぞれ $8.8, 3.7, 3.1, 2.5 \Omega\text{m}$ である。これらの値を同様にアーチー式 (式 (B-3) および付録Bの仮定) に基づいて不飽和率に変換すると、それぞれ約 $67, 48, 43, 36.6\%$ となる。この結果は、メタンハイドレートの埋没深度が 15 m 程度になると、メタンハイドレートの資源量は真値の半分程度に過小評価されることを示している。

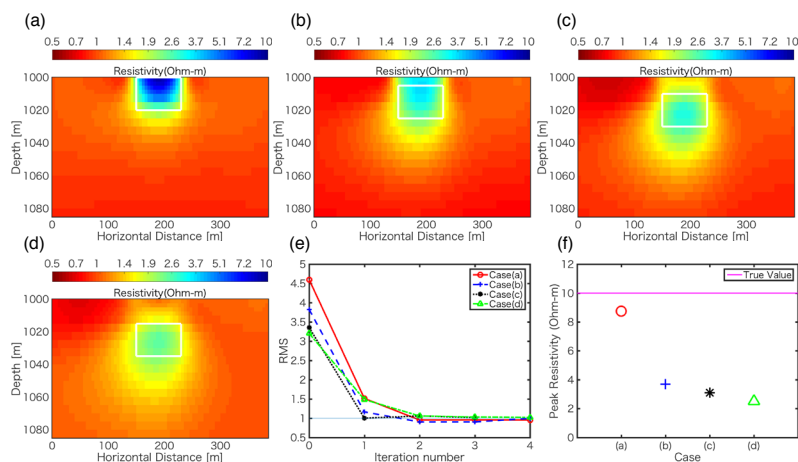


Fig. A-1. Inversion results when $10.0 \Omega\text{m}$ resistive anomalies are embedded into $1.0 \Omega\text{m}$ homogenous half-space. *TH* is 10 m . *Thickness* of the anomalies is 20 m . *Depth* of the anomalies are (a) 0 m , (b) 5 m , (c) 10 m , and (d) 15 m below the seabed, respectively. (e) RMS misfit versus iteration number. (f) Maximum of the inverted models in the white box shown in Fig. A-1(a)-(d).

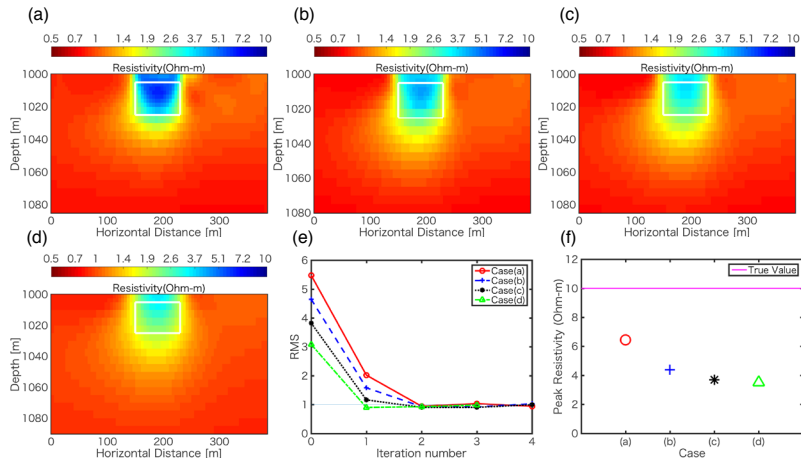


Fig. A-2. Inversion results when 10.0 Ω m resistive anomalies are embedded into 1.0 Ω m homogenous half-space. The anomalies are embedded 5-25 m below the seabed. TH are (a) 0 m, (b) 5 m, (c) 10 m, (d) 15 m, respectively. (e) RMS misfit versus iteration number. (f) Maximum of the inverted models in the white box shown in Fig. A-2(a)-(d).

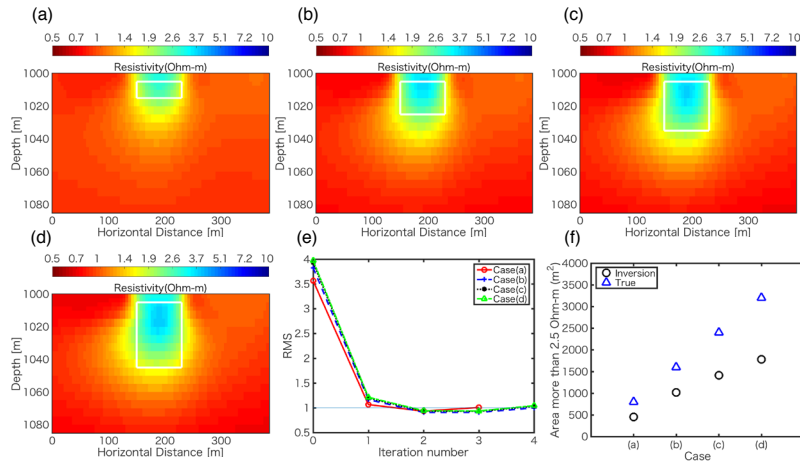


Fig. A-3. Inversion results when 10.0 Ω m resistive anomalies are embedded into 1.0 Ω m homogenous half-space. TH is 10 m. $Depth$ is 5 m. $Thickness$ of the anomalies are (a) 10 m, (b) 20 m (c) 30 m, (d) 40 m, respectively. (e) RMS misfit versus iteration number. (f) Areas where resistivity is greater than 2.5 Ω m in the white boxes in Fig.A-3 (a)-(d).

付録 B 修正アーチーの式に基づく資源量評価

ここで、比抵抗を使用した定量的な資源量評価について議論する。まず海底熱水鉱床の資源量評価として鉱物の比抵抗を求めるために Glover et al. (2000) による修正アーチー式の並列回路モデルを用いる。導電性鉱物を含まず、間隙水の比抵抗が低く、間隙率が大きい岩石の場合、Archie (1942) において提案されたアーチー式が適用できる (高倉, 2009)。しかし、本研究で注目している海底熱水鉱床は、岩石自体が電気をよく通すという結果が大田ほか (2018) において報告されている。また、海底熱水鉱床評価の場合、間隙水の比抵抗は低いため、粘土鉱物などで生じる表面伝導による電気伝導の効果は相対的に小さいことが想定される。そのため、本海底熱水鉱床評価において電気伝導が間隙水と導電性鉱物 (岩石の固体部分) の両方に起因していると見なした並列回

路モデルを使用した。間隙部と岩石の固体部分からなる並列回路を仮定すると、下式を得ることができる。

$$R_c = \frac{(1 - \phi_1)^p}{\left(\frac{1}{R_i} - \frac{1}{R_w} \phi_1^m\right)} \quad (\text{B-1})$$

$$p = \frac{\log(1 - \phi_1^m)}{\log(1 - \phi_1)} \quad (\text{B-2})$$

R_i は岩石全体の比抵抗、 R_w は海水の比抵抗 (0.316 Ω m)、 R_c は岩石の固体部分の比抵抗、 ϕ_1 は間隙率、 m は膠結係数である。本研究では、 $\phi_1 = 50\%$ 、 $m = 2.0$ と仮定する。

一方、メタンハイドレートの岩石中の不飽和率を求める際には、アーチー式 (Archie, 1942) をより一般化した次式を使用する。

$$S_w = \left(\frac{aR_w}{\phi_2^m R_r} \right)^{\frac{1}{n}} \quad (\text{B-3})$$

$$S_h = 1 - S_w \quad (\text{B-4})$$

R_r は岩石全体の比抵抗, R_w は海水の比抵抗 (0.316 Ω m), ϕ_2 は間隙率, S_w は水飽和率, S_h は不飽和率, a は迂回係数, m は膠結係数, n は飽和指数である。ここでは, Weitemeyer et al. (2006) を参考にし, $\phi_2 = 65\%$, $a = 1$, $m = 2.8$, $n = 1.9$ と仮定する。

参 考 文 献

- Allen, D., and Merrick, N. (2007): Robust 1D inversion of large towed geoelectric array datasets used for hydrogeological studies, *Exploration Geophysics*, **38**, 50-59.
- Archie, G. E. (1942): The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics, *Transactions of the AIME*, **146**(01), 54-62.
- Boschen, R. E., Rowden, A. A., Clark, M. R., and Gardner, J. P. A. (2013): Mining of deep-sea seafloor massive sulfides: a review of the deposits, their benthic communities, impacts from mining, regulatory frameworks and management strategies, *Ocean and Coastal Management*, **84**, 54-67.
- Cairns, G. W., Evans, R. L., and Edwards, R. N. (1996): A time domain electromagnetic survey of the TAG hydrothermal mound, *Geophysical Research Letters*, **23**(23), 3455-3458.
- Chiang, C. W., Goto, T., Chen, C. C., and Hsu, S. K. (2011): Efficiency of a marine towed electrical resistivity method, *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, **22**, 443-446.
- Chiang, C. W., Goto, T., Mikada, H., Chen, C. C., and Hsu, S. K. (2012): Sensitivity of Deep-Towed Marine Electrical Resistivity Imaging Using Two-Dimensional Inversion: A Case Study on Methane Hydrate, *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, **23**, 725-732.
- Constable, S. C., Parker, R. L., and Constable, C. G. (1987): Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data, *Geophysics*, **52**(3), 289-300.
- Constable, S. (2010): Ten years of marine CSEM for hydrocarbon exploration, *Geophysics*, **75**(5), 75A67-75A81.
- Constable, S. (2013): Instrumentation for marine magnetotelluric and controlled source electromagnetic sounding, *Geophysical Prospecting*, **61**, 505-532.
- Constable, S., Kannberg, P. K., and Weitemeyer, K. (2016): Vulcan: A deep-towed CSEM receiver, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **17**(3), 1042-1064.
- deGroot-Hedlin, C., and Constable, S. (1990): Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data, *Geophysics*, **55**(12), 1613-1624.
- Dey, A., and Morrison, H. F. (1979): Resistivity modeling for arbitrarily shaped two-dimensional structures, *Geophysical Prospecting*, **27**, 106-136.
- Glover, P. W., Hole, M. J., and Pous, J. (2000): A modified Archie's law for two conducting phases, *Earth and Planetary Science Letters*, **180**(3), 369-383.
- Goto, T., Kasaya, T., Machiyama, H., Takagi, R., Matsumoto, R., Okuda, Y., Satoh, M., Watanabe, T., Seama, N., Mikada, H., Sanada, Y., and Kinoshita, M. (2008): A marine deep-towed DC resistivity survey in a methane hydrate area, Japan Sea, *Exploration Geophysics*, **39**, 52-59.
- 後藤忠徳・桜井紀旭・高木 亮・笠谷貴史 (2009): 海底電磁探査の近年の進歩とメタンハイドレート検出への適用, 地学雑誌, **118**, 935-954.
- 井上 誠 (2005): 海底電気探査システムの開発と適用事例, 物理探査, **58**(3), 241-250.
- Kasaya, T., Goto, T., Iwamoto, H., and Kawada Y. (2018): Development of multi-purpose electromagnetic survey instruments, *Proceedings of the 13th SEGJ International Symposium*, 159-161.
- Kowalczyk, P. (2008): Geophysical prelude to first exploitation of submarine massive sulphides, *first break*, **26**, 99-106.
- Lile, O. B., Backe, K. R., Elvebakk, H., and Buan, J. E. (1994): Resistivity measurements on the sea bottom to map fracture zones in the bedrock underneath sediments, *Geophysical Prospecting*, **42**, 813-824.
- Lipton, I. (2012): Mineral Resource Estimate Solwara Project Bismarck Sea PNG, Technical Report under NI43-101, 217pp., http://www.nautilusminerals.com/irm/content/pdf/SL01-NSG-DEV-RPT-7020-001_Rev_1_Golder_Resource_Report.pdf, 2019年1月25日にアクセス.
- Loke, M. H., Acworth, I., and Dahlin, T. (2003): A comparison of smooth and blocky inversion methods in 2D electrical imaging surveys, *Exploration Geophysics*, **34**(3), 182-187.
- McGillivray, P. R., and Oldenburg, D. W. (1990): Methods for calculating Fréchet derivatives and sensitivities for the non-linear inverse problem: a comparative study, *Geophysical Prospecting*, **38**, 499-524.
- 大田優介・後藤忠徳・小池克明・柏谷公希・林 為人・多田井修・笠谷貴史・金松敏也・町山栄章 (2018): 海底熱水活動域で得られた岩石試料の電気伝導度特性に基づく岩石物理モデルの構築, 物理探査, **71**, 43-55.
- Press, W. H., Teukolsky, S. A., Vetterling, W. T., and Flannery, B. P. (1992): Numerical Recipes in FORTRAN: The art of scientific computing, 2nd ed., Cambridge: Cambridge university press.
- Rijo, L. (1977): Modeling of electric and electromagnetic data, Ph.D. thesis, University of Utah.
- Sasaki, Y. (1994): 3-D resistivity inversion using the finite-element method, *Geophysics*, **59**, 1839-1848.
- 石油天然ガス・金属鉱物資源機構 (2013): 海底熱水鉱床開発計画 第1期最終評価報告書, 109 pp.
- Siripunvaraporn, W. (2012): Three-dimensional magnetotelluric inversion: an introductory guide for developers and users, *Surveys in Geophysics*, **33**, 5-27.
- 高倉伸一 (2009): 粘土鉱物を含有する鉱物の比抵抗-間隙水の塩

- 分濃度と温度が及ぼす影響一, 物理探査, **62**, 385-396.
- Tornos, F., Peter, J. M., Allen, R., and Conde, C. (2015): Controls on the siting and style of volcanogenic massive sulphide deposits, *Ore Geology Reviews*, **68**, 142-163.
- 内田利弘 (1993): ABIC 最小化法による最適平滑化拘束の比抵抗法 2 次元インバージョン, 物理探査, **46**(2), 105-119.
- Uchida, T., and Murakami, Y. (1990): Development of Fortran code for the Two-Dimensional Schlumberger Inversion, *Geological Survey of Japan Open-File Report*, **150**, 1-12.
- 上田 匠・光畑裕司・内田利弘 (2010): 水平多層構造中の任意電極配置による直流電位応答一 数値計算手法と海底電気探査シミュレーション一. 物理探査, **63**, 229-238.
- Vachiratienchai, C., Boonchaisuk, S., and Siripunvaraporn, W. (2010): A hybrid finite difference–finite element method to incorporate topography for 2D direct current (DC) resistivity modeling, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **183**, 426-434.
- Von Herzen, R. P., Kirklin, J., and Becker, K. (1996): Geoelectrical measurements at the TAG hydrothermal mound, *Geophysical Research Letters*, **23**, 3451-3454.
- Weitemeyer, K. A., Constable, S. C., Key, K. W., and Behrens, J. P. (2006): First results from a marine controlled-source electromagnetic survey to detect gas hydrates offshore Oregon, *Geophysical Research Letters*, **33**.
- Xu, S. Z., Duan, B. C., and Zhang, D. H. (2000): Selection of the wavenumbers k using an optimization method for the inverse Fourier transform in 2.5 D electrical modeling, *Geophysical Prospecting*, **48**, 789-796.

Evaluations of effectiveness of marine deep-towed DC resistivity survey in investigation of seafloor massive sulfide deposits

Keiichi Ishizu^{*}, Chatchai Vachiratiengchai^{**}, Weerachai Siripunvaraporn^{*3,*4},
Tada-nori Goto^{**5}, Takafumi Kasaya^{*6,*7} and Hisanori Iwamoto^{*6,*8}

ABSTRACT

Seafloor Massive Sulfide (SMS) deposits generated by hydrothermal circulation of sea-water are focused as a new mineral resource. Electric/electromagnetic surveys have been conducted for investigations of SMS deposits. The results revealed that SMS deposits have low resistive features. Therefore, the resistivity structures are useful for imaging distributions of SMS deposits. However, the previous studies in hydrothermal areas have employed simple instruments. More sophisticated and regional-survey techniques for obtaining resistivity structures of SMS deposits have not been established. Here, we focus on a marine deep-towed Direct Current (DC) resistivity survey, and evaluate the effectiveness for imaging sub-seafloor resistivity structures in hydrothermal area. We developed two-dimensional (2D) inversion software for the towed DC resistivity survey, based on the finite-difference method in the forward modeling and the Occam's inversion algorithm, and discussed the effectiveness with numerical simulations.

For evaluating effectiveness of the deep-towed DC resistivity survey, hypothetical models including low resistive anomalies were prepared. With respect to heights of the towed system, depths and thicknesses of the imbedded anomalies, various hypothetical data sets were generated. After the application of our inversion to those data sets, we found that our technique clearly recovered the anomalies, whose depths are less than 40 m and thicknesses are more than 20 m when the length of towed cable is about 180m and the towed height is less than 15 m. Often in deep-sea environment, observation errors of towed height, cable tilt and seawater resistivity are not negligible; therefore, we also examined effects on the inversion results by these errors. As a result, the conditions when the inverted models were distorted by the errors were clarified together with the degree of distortions. Moreover, we carried out inversion tests using synthetic data generated from a realistic model including complex seafloor topography. An exposed SMS deposit on the seafloor was clearly recovered; however, a deep-buried SMS deposit could not be recovered. From these synthetic tests, we conclude that 2D inversion of the towed DC resistivity survey (with cable length of 180 m) is useful for exploring low resistive anomalies situated within 40 m below the seafloor. Thus, this method is suitable for regional survey of near-seafloor resources such as SMS deposits.

Keywords: DC resistivity survey, resistivity, Seafloor Massive Sulfide deposits

Manuscript received March 18, 2019; Accepted July 2, 2019.

^{*} Department of Urban Management, Graduate School of Engineering, Kyoto University
C1-2, Kyoto daigaku-katsura, Nishikyo-ku, Kyoto 615-8540, Japan

^{**} Curl-E Geophysics Co. Ltd
85/87 M. Nantawan Uthayan-Aksa Rd., Salaya, Phutthamonthon, Nakornpathom, 73170 Thailand.

^{*3} Department of Physics, Faculty of Science, Mahidol University
Rama VI Rd., Rachatawee, Bangkok 10400, Thailand

^{*4} ThEP Center
Commision on Higher Education, 328 Si Ayutthaya Road, Bangkok 10400, Thailand

^{*5} Current affiliation: Graduate School of Life Science, University of Hyogo
2167, Shosha, Himeji, Hyogo 671-2280, Japan

^{*6} Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), Project Team for Development of New-generation Research Protocol for Submarine Resources
2-15, Natsushima-cho, Yokosuka, Kanagawa 237-0061, Japan

^{*7} Current affiliation: Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), Research institute for marine Resources Utilization
2-15, Natsushima-cho, Yokosuka, Kanagawa 237-0061, Japan

^{*8} Current affiliation: Nippon Marine Enterprises, LTD., Marine Science Dept.
14-1, Ogawa-cho, Yokosuka, Kanagawa 238-0004, Japan