

## 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—

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\*<sup>3</sup>・山根 一修\*<sup>4</sup>

### Electromagnetic Survey of Fluid Distribution and Migration —An Example at the Nankai Seismogenic Zone—

Tada-nori Goto\*, Takafumi Kasaya\*, Hitoshi Mikada\*, Masataka Kinoshita\*,  
Kiyoshi Suyehiro\*, Toshinori Kimura\*\*, Yuzuru Ashida\*\*,  
Toshiki Watanabe\*<sup>3</sup> and Kazunobu Yamane\*<sup>4</sup>

#### ABSTRACT

Mega-thrust earthquakes with magnitude greater than 8 occur repeatedly at the Nankai Trough seismogenic zone. Existence of fluid on the seismogenic fault has a key role on such great earthquakes. In this study, we report a field experiment and a numerical simulation of electromagnetic observations near the Nankai Trough, which can give us useful information on the fluid distribution and migration.

Marine magnetotelluric soundings around the Nankai Trough and the Kumano basin were carried out in 2002-2003. On the basis of the observed data, the electrical conductivity model below the sea floor was estimated. According to this model, the Philippine Sea plate has a conductive oceanic crust before subduction. As the plate goes down the Kumano basin, the conductivity becomes low at the depth of 10 km below the sea floor, which approximately coincides with the up-dip limit of the Nankai mega-earthquake zone. Such a decrease of conductivity can be explained by discharge of fluid from the subducting Philippine Sea plate, terminating at the depth of 10 km. Less fluid condition of the subducting plate may be related to the locked plate boundary at the mega-earthquake zone.

Although electrical conductivity can be used as an index of fluid distribution, self-potential measurement is sensitive to 'movement' of fluid. On the basis of our numerical simulation, self-potential gradient of 0.3 mV/m can be expected when the fluid velocity is almost  $10^{-9}$  m/s within the frontal thrust zone, at the toe of the accretionary prism. Also, high vertical gradient of 1~3 mV/m can be expected along boreholes. These gradient values can be observed by using conventional observation techniques. The electrical conductivity structure is essential to model a distribution of fluid pressure and velocity by using self-potential distributions. Thus, combination of marine magnetotelluric and self-potential surveys can be a powerful tool to get information on fluid distribution and migration around the seismogenic zone.

**Key words:** Nankai Trough, electrical conductivity, self-potential

2003年11月5日原稿受付；2003年12月22日受理

- \* 海洋科学技術センター深海研究部  
〒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地殻工学講座  
ジオフィジクス分野  
〒606-8501 京都市左京区吉田本町
- \*<sup>3</sup> 名古屋大学大学院環境学研究科地震火山・防災研究センター  
〒464-8602 名古屋市中種区不老町
- \*<sup>4</sup> 地熱技術開発株式会社  
〒104-0033 東京都中央区新川1-22-4  
新川ニッテイアネックスビル

Manuscript received November 5, 2003; Accepted December 22, 2003.

- \* Japan Marine Science and Technology Center  
2-15, Natsushima, Yokosuka, Kanagawa 237-0061, Japan
- \*\* Geophysics Laboratory, Department of Civil and Earth Resources Engineering, Faculty of Engineering, Kyoto University  
Yoshida-hanmachi, Sakyo-ku, Kyoto 606-8501, Japan
- \*<sup>3</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>4</sup> Geothermal Energy Research & Development Co., Ltd.  
Shinkawa Nittei Annex Bldg., 22-4, Shinkawa 1-Chome, Chuo-ku, Tokyo 104-0033, Japan

## 1. はじめに

南海トラフ沿いにはM8クラスの巨大地震が多く発生し(Ando, 1975), 多くの歴史資料から過去の活動の規模や時期が明らかである。これらの巨大地震はいくつかのセグメントに分かれて発生することが知られており, 中でも熊野灘から紀伊半島にかけては, 1944年に東南海地震(M7.9)が発生している(Fig. 1)。1944年東南海地震の際の高速破壊域(菊池・山中, 2001)は, 津波インバージョンから求められたすべり領域と良く一致しており(Tanioka and Satake, 2001), かつこの地域には室戸沖に見られるような巨大な海山の沈み込みが見られないため, 南海トラフ熊野灘海域は海洋プレートの沈み込みに伴う巨大地震発生プロセスをモデル化する上で最も良いテストフィールドといえる。

島弧地殻や大陸地殻に沈み込む海洋プレートから吐き出された水が, 沈み込み帯での地震発生などの諸現象に重要な役割を果たしていることが近年指摘されている。例えば, 沈み込むプレートの上には, その上下で変形の様子が不連続に変化する境界面(Decollementと呼ばれる)がしばしば認められる。このDecollementに沿って地震波反射面が分布していることが知られており(Moore and Shipley, 1993; Shipley et al., 1994), 特にバルバドス沈み込み帯では, 負の極性をもつ強い反射面がDecollement沿いに連続して認められる地域や, 同様の負の極性の反射面が浅部で正の極性に移行する地域が認められている(Shipley et al., 1994)。負極性の反射波は, 周囲より相対的に低い音響インピーダンスをもった厚さ10m程度の層に起因すると考えられており, Decollement周辺の間隙内の高封圧の水によって説明することが可能である。高間隙圧水は断層の強度を低下させるため, (例えばRice, 1992), 地殻内流体の分布・移動は, 地殻の変形過程や地震発生過程に影響を及ぼさうと考えられる。

南海トラフにおいても反射法地震探査によって地震波反射面の存在が認められている。熊野灘海域では, Park et al. (2002)によって沈み込むフィリピン海プレート-島弧地殻の間のプレート境界とおもわれる反射面が認められている。さらにプレート境界から分岐する地震波反射面も認められており, これは熊野海盆南端付近で海底に達する分岐断層であると解釈されている(Park et al., 2002)。この分岐断層に相当する反射面は負の極性を持ち, さらに分岐断層の海底到達部ではシロウリガイや炭酸塩が見つかった(芦ほか, 2002)ことから, 分岐断層沿いには地殻内流体が分布しており, 分岐断層が地震発生や津波発生に深く関わっている可能性が指摘されている(Park et al., 2002)。しかしながら, 地震発生帯周辺に地殻内流体がどう分布しており, これらの流体の地殻内の圧力分布や移動速度はどのようであるかは, 今のところ不明である。現在, 国際深

海掘削計画(ODP: Ocean Drilling Program)を受け継いだ形で総合国際深海掘削計画(IODP: Integrated Ocean Drilling Program)が開始されているが, そのターゲットの一つに地震発生帯掘削があげられている。ここでも, サンプリング・ロギング・モニタリングといった手法を駆使して, 地震発生帯周辺の地殻内流体に関する情報をいかにして得ることができるかが課題となっている。

他方で, 地球電磁気的観測は地殻内流体の存在および移動に関する情報を提供してきた。例えば火山周辺の高地温地域を除けば, 地殻の電気伝導度は温度よりもむしろ含水率など流体の存在に大きく支配される(例えばShankland and Ander, 1983; Lastovickova, 1991; Glover et al., 2000)。これを利用して, 陸域の活断層周辺などでは, 地殻電気伝導度構造が数多く調査されており, 活断層周辺の地殻深部の水の存在と地震発生の議論がおこなわれてきた(例えばUnsworth et al., 2000, Ogawa et al., 2001)。また海域においては三陸沖および福島沖で地震発生帯周辺の電気伝導度構造調査が実施されており, 微小地震活動の活発な地域では電気伝導度が低下する報告がなされている(後藤ほか, 2002)。

電気伝導度は地殻内流体の「分布」の指標であるが, 「移動」に関しては自然電位測定が有効である。地殻内部で流体が移動すると, 界面動電現象によって電場が発生し, 結果として観測可能な大きさの自然電位を作り出すことが知られている(Ishido and Mizutani, 1981)。この特性に基づいて, 火山周辺では自然電位測定が行われ, 火山体内部の流体流動のモニタリング(例えばHashimoto and Tanaka, 1995)およびそのモデル化(Ishido and Pritchett, 1999)が試みられている。同様の自然電位は, 沈み込み帯での地殻内流体の移動によっても発生しうる(Segawa and Toh, 1992; Jouniaux et al., 1999)。また海底での自然電位分布観測についても, 試験的な測定結果がいくつか報告されている(Von Herzen et al., 1996; Heinson et al., 1999)。南海トラフに存在する分岐断層・プレート境界断層およびその他の逆断層帯で流体移動があれば, それにともなった自然電位が発生しているとおもわれる。この自然電位が観測可能であれば, 地殻内流体の移動モデルの構築に貢献することができる。

そこで本研究では, 南海トラフ熊野灘を例に取り, 電磁気学的探査に関する実際の観測例および数値計算例を示す。1番目に, 地殻内流体の分布を明らかにするために南海トラフ熊野灘で実施された海底電磁気観測を紹介し, Magnetotelluric (MT)法を用いて求められた地殻電気伝導度構造を報告する。2番目に, 地殻内流体の移動に伴って沈み込み帯周辺で発生する自然電位の大きさと分布の特徴を知るために, 南海トラフ沈み込み帯先端部をテストケースとして, 流体圧力・流体移動速度および自然電位分布の数値計算シミュレーションを行う。こ

これらの結果に基づいて、電磁気学的な調査を用いることによって、他の手法では得ることができない沈み込み帯周辺での地殻内流体の分布および移動に関する有益な情報が得られることを報告する。

## 2 海洋 MT 調査

我々は海底下の電気伝導度構造の情報を得るために、南海トラフ熊野灘海域において海底電磁気調査を実施した。海域および観測点配置を Fig. 1 に示す。観測点は 2002 年 9 月に海洋科学技術センター深海調査研究船「かいはり」KR02-11 航海で実施された反射法地震探査の測線の 1 本 (D3) の上に配置した。これにより地震波反射面と電気伝導度構造の直接的な比較が可能となる。また本測線近傍で実施された反射法地震探査の結果 (Park et al. 2002) も参照できる。

海底電磁場観測には、米国 EMI 社によって開発された MMT24 を使用した。これはインダクションコイル型磁力計および電位差計などを備えた自己浮上式の短周期海底電位差磁力計 (High-Frequency Ocean Bottom Electromagnetometer, 以下 OBEM と略) である。本 OBEM の外観及び仕様を各々 Photo. 1 と Table. 1 に示す。本研究では、この OBEM を 9 台使用し、Fig. 1 の各観測点に 1 台ずつ配置して水平 2 成分の磁場および電場変動の記録を行った。また良質の電場データを取得するために、Site 2 および Site 5 の OBEM は磁場を記録せず電場 4 成分 (水平 2 成分×2 組) の記録を行った。

海洋科学技術センターの海洋調査船「かいはり」KY02-12 航海において、OBEM9 台は 2002 年 12 月 22 日～23 日に海底に設置され、2002 年 12 月 31 日～2003 年 1 月 1 日に無事回収された。海底での電磁場観測期間は

約 10 日間である。設置・回収過程の概略を Fig. 2 に示した。設置時には OBEM を海面より投入し、自由落下により海底まで降下させる。OBEM の降下速度は 65～70 m/分であった。OBEM の回収時には、11～13 kHz の音響信号による錘の切り離し命令を送信する。これによって約 100 kg の錘を切り離した OBEM は、自身の浮力により海面まで浮上する。OBEM の浮上速度は 40～45 m/分であった。錘を切り離すと同時に回収用先取りパイ (10 inch 耐圧ガラス球) もリリースされる。これには長さ 10 m の回収用ロープが取り付けられていたため、海面に浮上した OBEM を船上に回収することが容易であった。本調査では、OBEM 側のトランスポンダーの周波数を「かいはり」の SSBL 音響測位システムにあわせた。これにより、OBEM の着底地点はもちろん、OBEM の浮上中の位置 (距離・深度・方向) をリアルタイムに把握することができたので、OBEM の

Table. 1. MMT24 Configuration (in this experiment)

Total weight (W/O anchor and float)	In air: 100kg In water: 16.5kg
Max. Water Depth	6000 m
Magnetometer	Induction Coils Freq: 0.0001-700Hz
Electrode	Ag-AgCl type
A/D Converter	24 bit
Sampling Rate	6.25 Hz
Number of Recording Channel	4ch (2H+2E or 4E)
GPS synchronization	< 1 μ sec
Recording Medium	1GByte Compact Flash
Power Consumption	< 2W
Other sensors	Tilt meter and Compass
Other units	10-inch Glass Floats Release Units Glass Fiber Arms for Electrodes Aluminum Pressure Cases for Recorder and Battery
	Acoustic Transponder Anchor (100kg) Flasher

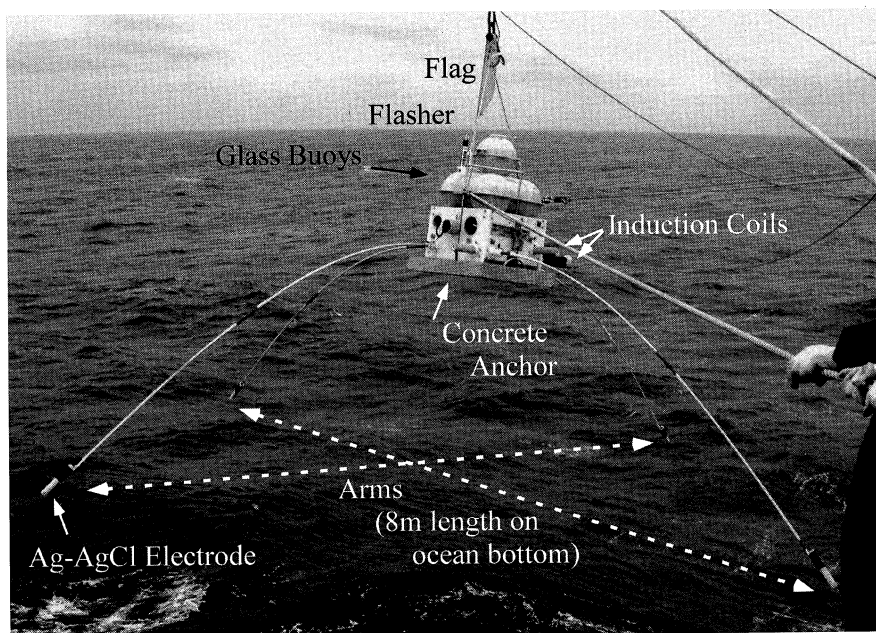


Photo. 1. OBEM (EMI-MMT24). Deployment at the KY02-12 cruise, 2002.

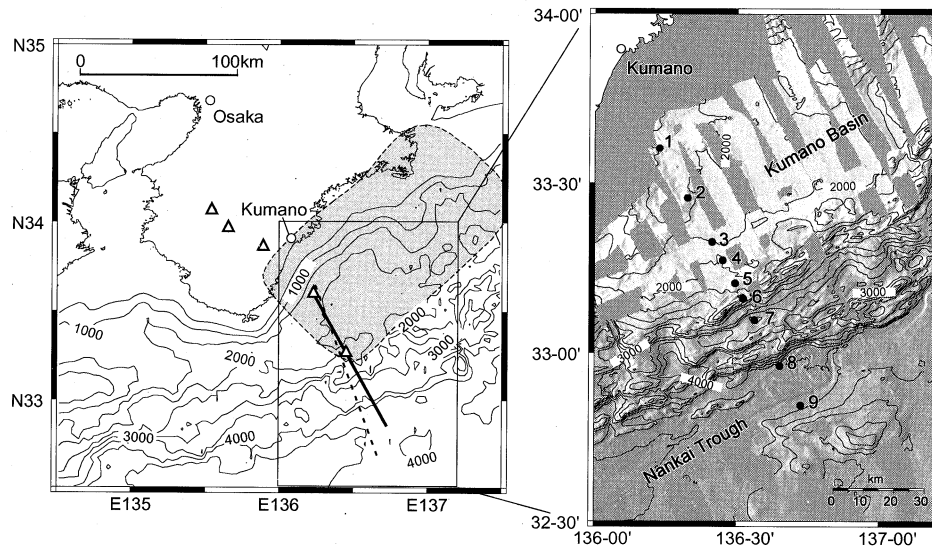


Fig. 1. Survey line of ocean bottom electromagnetometers (OBEM) in the Kumano basin and the Nankai Trough, off southwest Japan (in the left panel). Along the same line, a seismic reflection survey has been already done in 2002. A dashed line is another seismic profile by Park et al. (2002). Triangles indicate long-term electromagnetic observation sites. A shadow zone indicates the 1944 Tonankai coseismic slip area with displacement greater than 0.5 m (Kikuchi and Yamanaka, 2001). A detailed bathymetric feature (right panel) is also shown with OBEM locations (circles with site numbers). Gray zones in the right panel have no detailed bathymetric data.

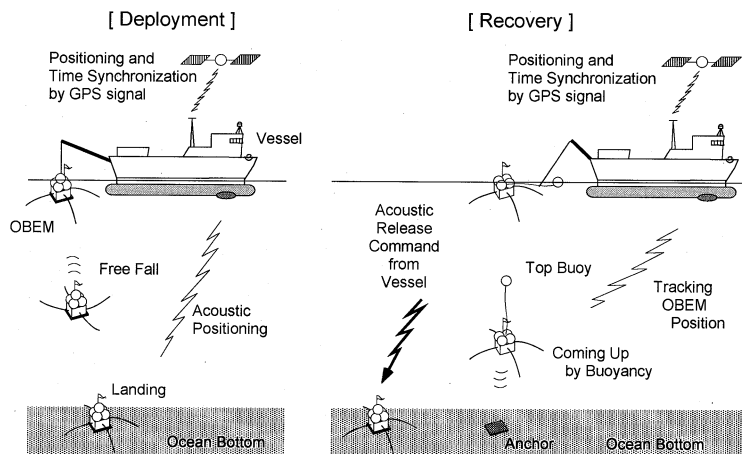


Fig. 2. Schematic drawing of deployment and recovery procedures of the OBEM.

海面への浮上時刻および浮上地点を正確に知ることができた。OBEM 内部の時計のドリフト量測定には GPS の時刻信号を用いた。OBEM 設置前に内部時計と GPS 信号の同期を取り、回収後に内部時計と GPS 信号とのずれを測定し、観測期間中の平均ドリフト量を推定した。ドリフト量は最大 360 ppb であった。

上記の OBEM に加えて、より深部の地下構造情報を得る目的で、陸域～海域にかけて、長周期電磁場観測を実施した (Fig. 1)。陸域には 3 台の長周期磁場電場計測装置 (テラテクニカ社製 U43) を、海域には長周期海底電位差磁力計 (Long-Term OBEM: テラテクニカ社製) を 2 台設置した。これらのデータから周期 1000 秒以上の長周期の MT 応答関数が得られると思われ

る。陸上の長周期電磁場観測に関しては、笠谷ほか (2003) に詳しいのでそちらを参照いただきたい。なお陸上の観測は 2003 年 10 月時点で一部継続中である。海域の 2 台の LT-OBEM は「かしよう」KY02-12 航海時に Site 1 および Site 4 の OBEM の近傍にそれぞれ設置され、2003 年 5 月の「かいいい」KR03-05 航海において無事回収された。LT-OBEM のデータは現在解析中であるが、良質な海底電磁場記録が得られている。本研究で報告する OBEM の解析結果に加えてこれら長周期電磁場データを解析することで、陸域～海域にかけての広域の地殻深部 (+ 上部マントル) の電気伝導度構造を明らかにすることが本研究の最終目標の 1 つである。本論文ではその第一報として、短周期の OBEM のデー

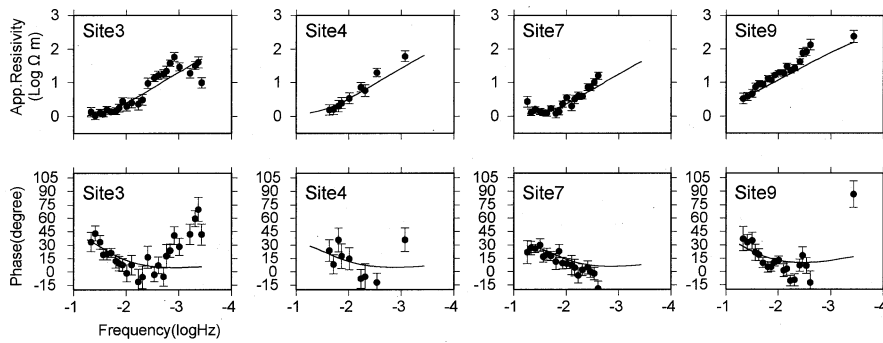


Fig. 3. Apparent resistivity (upper) and impedance phase (lower) at sites 3, 4, 7 and 9. These observed values are estimated from the H-field parallel to the Trough and the E-field perpendicular to the Trough. Lines indicate calculated MT responses from the best-fitting model in Fig. 4.

タの一部を用いて予察的に求めた海域の地殻浅部電気伝導度構造を報告する。

### 3 データ解析

OBEMによって取得された電磁場の時系列データには、周期10秒以下の短周期のSin波動的変動や、スパイク状変動が認められた。これらはSite間で共通しては認められないため、測定ノイズであると思われる。ノイズの原因はあきらかではないが、Sin波動的変動は間欠的に認められるため、OBEMの振動などの外的要因によって生じたと思われる。またスパイクノイズは一定間隔でおこる場合がみられるため、OBEM内部での電子機器ノイズに起因すると思われる。他方で、長周期の電磁場変動(周期10秒以上)では、電場磁場間で似通った時系列データが認められている。これは離れたSite間でも共通に認められるため、電離層起源の電磁場変動が海底で記録されているものと思われる。

本研究では短周期のノイズの影響を軽減するため、以下の処理を行った。まず6.25 Hzのサンプリングレートで取得した電磁場データに対して、時刻ドリフトの補正および再サンプリングを行って、4秒値の電場磁場データを作成した。次に複数のSiteの電磁場データを同時表示し、時系列データの変動パターンが似通っており、ノイズの影響が小さいような部分を目視で切り出し、この区間に対してMT解析を実施した。MT解析には、プログラムRRRMT(Chave et al. 1987; Chave and Thomson, 1989)を使用し、座標回転後のインピーダンステンソルを計算した。RRRMTでは段階的にFFT区長を変化させつつ、広帯域の電磁場データ解析を実現している。さらにリモートリファレンス処理(Gamble et al., 1979)およびRobust Stacking(Chave and Thomson, 1989)を実施し、統計的に異常なデータ区間の除去を行っている。本研究では、OBEMの方位計のデータと、日本列島における地磁気の分布を表す近似式(2000.0値:国土地理院, 2002)に基づいて、南海トラフの走向と直交する方向(N28.8°W)をX軸、平行す

る方向(N61.2°E)をY軸として座標回転を行った。またリモートリファレンス磁場データとしてはSite 6のものを使用した。結果として、周期20秒~2000秒の帯域で見掛け比抵抗値・位相差などのMT応答関数を求めることができた。

解析されたMT応答関数の例として、見掛け比抵抗値および位相差の一部をFig. 3に示した。これらはX軸方向(N28.8°W)の電場とY軸方向(N61.2°E)の磁場から求めたものである。位相誤差が15度以下のインピーダンステンソルから計算されたもののみを選択して表示している。これらには観測地点によらず共通した特徴が2つ認められる。1つ目は、見掛け比抵抗値が長周期にいくに従って高い値を示すことである。2つ目は、位相差が短周期から長周期(周期500秒付近)にかけて小さくなることである。これらの特徴から、本調査地域の広域的な電気伝導度構造としては、海底直下が高電気伝導度であり、地下深部に行くに従って低電気伝導度となることが予想される。

### 4 地下構造解析

海底下の電気伝導度構造の情報を得るために、本研究で得られたMT応答関数に2次元インバージョンを適用し、観測値を最もよく説明する2次元電気伝導度モデルを作成した。Fig. 1から明らかなように、本海域の海底地形は2次元であり、トラフ軸と平行な走向を有する。また、本地域で実施された複数の測線での反射法地震探査の結果からは、フィリピン海プレートからの反射面やプレート境界から分岐する反射面が共通して認められる(Park et al., 2002)。このことから、海底地形のみならず地下構造も南海トラフと平行な走向をもつ2次元性を有すると思われる。以上のことから、本研究では2次元構造解析の走向を南海トラフの走向と同じN61.2°Eとした。

2次元インバージョンに使用する観測データとしては、Site 3, 4, 7, 9におけるMT応答関数(見掛け比抵抗値・位相差)を採用した。Site 6, 8では電場データにスパ



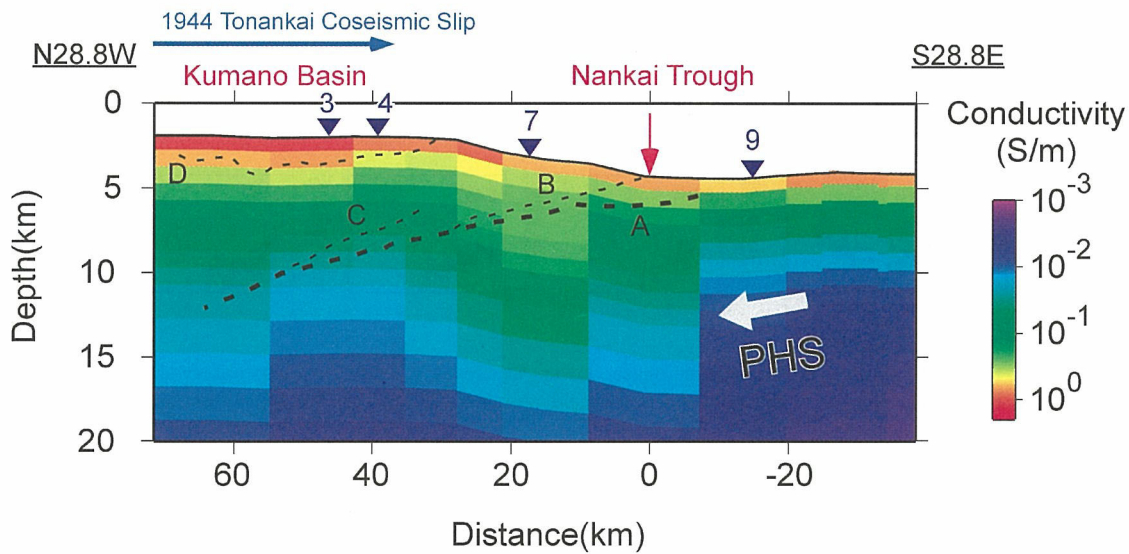


Fig. 4. Best-fitting conductivity model across the Nankai Trough and Kumano Basin obtained by a two-dimensional inversion procedure. Triangles indicate locations of the OBEM used for the inversion. Seismic reflectors by Park et al. (2002) are shown as broken lines (A: top of the oceanic crust, B: decollement, C: splay fault, and D: basement of the forearc Kumano basin). The seaward distribution of the 1944 Tonankai coseismic slip by Kikuchi and Yamanaka (2001) is also projected as a blue line. PHS: Philippine Sea Plate.

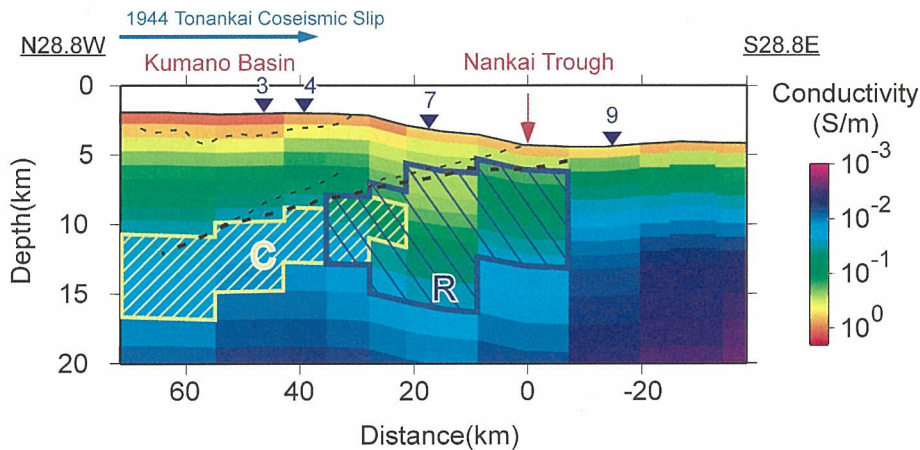


Fig. 5. Forward models for sensitivity tests. Conductive blocks with 0.2 S/m (C) or resistive blocks with 0.02 S/m (R) are inserted into the best-fitting model (Fig. 4).

イク状のノイズが多く見られており、誤差の小さいMT応答関数を求めることができなかった。また Site 1 ではインピーダンステンソルの対角成分 ( $Z_{xx}$ ) が非対角成分 ( $Z_{xy}$ ) よりも大きかった。Site 3, 4, 7, 9 ではこのような現象は認められなかったため、Site 1 での走向は本研究で仮定した  $N61.2^\circ E$  と大きく異なるか、あるいは Site 1 には3次元的な構造の影響が強く現れていると考えられる。実際、Site 1 は熊野海盆から海岸線にかけて海底地形が急変する地点に位置しており、この急崖は南海トラフと走向を異にしている (Fig. 1)。従って、本研究では2次元インバージョンに Site 1 の解析結果を含まないこととした。また Site 2 および Site 5 では良好な電場データが取得されているが、磁場データは取

得されていない。本研究で用いた2次元インバージョンコードでは異なる場所の電場と磁場から求めたMT応答関数を使用することはできないため、Site 2 および5の解析結果をインバージョンには含まなかった。

本研究では、MT 応答関数のうち、TM モードのみを使用した。本研究では海底地形や地下構造は概ね2次元的であると考えられるが、測線北に位置する海岸線や Site 9 南東に位置する海山などの3次元的な効果も MT 応答関数に影響を与えていると思われる。Ting and Hohmann (1981) によれば、3次元的な電気伝導度構造であっても、TM モードの MT 応答関数は2次元的な構造の場合に比較的近いことが報告されている。従って TM モードの MT 応答関数から求めた2次元構造は

3次元構造の近似的構造であると考えられる。以上のことから本研究では、Site 3, 4, 7, 9のTMモード（トラフ軸に直交する電場と、トラフ軸と平行な磁場）の見掛け比抵抗値および位相差（Fig. 3）を入力データとして、2次元インバージョンを実施した。

本研究で使用した2次元インバージョンコードは、Uchida and Ogawa (1993) による ABIC 最小化法による最適平滑化拘束つきインバージョンを、海洋 MT 法用に改良したものである（後藤ほか，2002）。Uchida and Ogawa (1993) と異なる点は、2次元モデルが三角形要素からなる点と、モデル中の任意の場所で MT 応答関数およびその Jacobian を計算できる点である。このため、モデル中で海底地形と海水面を表現し、海底での MT 応答関数を求めることができる。また本研究ではプレート形状は取り入れてはいないが、斜めに沈み込むプレート形状をモデル中に取り入れることも可能である。

2次元モデルの初期条件としては、Site 4 を横切る N28.8°W 方向の海底地形を読み取り、スムージング化したものを取り入れた（Fig. 4）。水平方向についてはトラフ軸を、鉛直方向については海水準面を原点とし、モデルの両端を十分大きく設定した（水平 = -3700 ~ 3800 km，鉛直 = -450 km ~ 2100 km）。また海水層の電気伝導度を 4 S/m と仮定して、インバージョン計算中は不変とした。海水層から海底面下にかけて電気伝導度はスムーズに変化すると仮定している。インバージョンの初期モデルについて、海底面下の電気伝導度を 0.01 S/m あるいは 0.1 S/m の一様の値とした。インバージョンの繰り返し回数（iteration）は 20 回に設定し、この中でもっとも小さな ABIC を示したものを最適モデルとした。

## 5 電気伝導度構造

2次元インバージョンの結果、最適な海底下電気伝導度モデルを得ることができた。2種類の初期モデル（0.01 S/m, 0.1 S/m）に対して得られた最適モデルの特徴はほぼ共通であった。ここでは、より小さな ABIC を示した初期モデル 0.1 S/m の結果を Fig. 4 に示す。高電気伝導度を暖色系で示している。Fig. 4 には Park et al. (2002) で報告された地震波反射面を本断面に投影したものも示している。反射面 A は海洋地殻上面、反射面 B は Decollement にそれぞれ相当すると解釈されており、両者は海底下約 6 km で一体化している。また反射面 C は 1 章で述べた分岐断層と解釈されており、この分岐断層は水平距離 25 km 地点付近で海底まで達していると考えられている（Park et al., 2002）。反射面 D は前弧海盆である熊野海盆の堆積物と基盤である付加体の境界と考えられる。最適モデルは iteration 7 回目に得られたものがあるが、その後の iteration で小さい ABIC を示すモデルはこれとほぼ同一であった。こ

の最適モデルから計算される見掛け比抵抗値および位相差を Fig. 3 に示した。周期 1000 秒よりも短周期側では、観測値の特徴を概ね説明することができている。周期 1000 秒より長周期側では、Site 3 や Site 9 で見られる高い位相差を説明することができなかった。最適モデルを用いたフォワードモデリングから、深さ 50-100 km よりも深い領域を高電気伝導度（1~0.1 S/m）にした場合、観測された高い位相差を説明する傾向が認められた。長周期での観測値と計算値のずれの原因は不明であるが、本インバージョンでは長周期の MT 応答関数は Site 3 のみにほぼ限られていたため、短周期の MT 応答関数の重みが大きかった可能性がある。従って本研究では、最適モデルのうち深さ 20 km より浅い部分について議論を行う。

最適モデルには前章で述べたように、海底下浅部が高電気伝導度であり、深部に行くに従って低電気伝導度になる特徴が認められる。それに加えて次の特徴が認められる。

1) 熊野海盆（Site 3）では海底直下～海底下 2 km まで特に高電気伝導度である。高電気伝導度体の下限は反射面 D とほぼ一致する。

2) 沈み込む前のフィリピン海プレートは海底直下～海底下 5 km まで高電気伝導度を示す。

3) 反射面 A の下側は水平距離 30~50 km よりもトラフ側では 0.1 S/m 程度の高電気伝導度を示すが、陸側では 0.01 S/m 程度に電気伝導度が低下する。

4) 反射面 C, B に対応するような電気伝導度のコントラストは認められない。

これらの特徴のうち、地震発生域と特に関連が深い特徴 3 についてフォワードモデリングによる感度試験を行った。最適モデルに対して、以下の 2 つのモデルを作成した（Fig. 5）。

モデル C：Fig. 5 の C のエリアの電気伝導度を 0.2 S/m に上げたモデル

モデル R：Fig. 5 の R のエリアの電気伝導度を 0.02 S/m に下げたモデル

これらのモデルから計算された見掛け比抵抗値および位相差を Fig. 6 に示した。これをみると、モデル C からの計算値は Site 3, 4 の周期 100 秒付近の観測値を説明できていない。またモデル R からの計算値は Site 7 の観測値を説明できていないことがわかる。これらから上記の特徴 3 は概ね確からしいと考えられる。

## 6 地下水流動数値モデル

次に南海トラフ沈み込み帯での地下水流動に伴って、どの程度の大きさの自然電位が発生するかを数値計算によって見積もった。本研究では、南海トラフの沈み込み帯の先端に位置する Decollement およびそれから分岐して海底へと向かう Frontal Thrust（前縁衝上断層：付加体内部に発達する衝上断層のうち、海溝軸近傍で発達

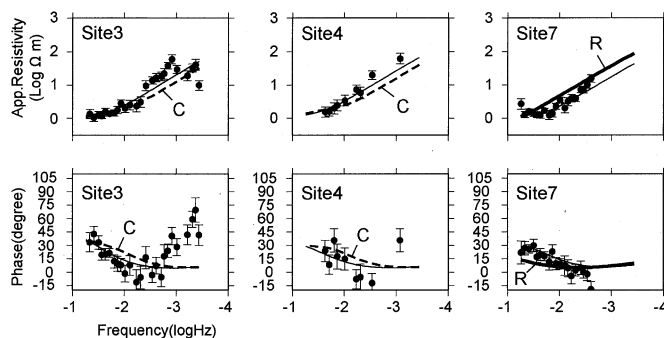


Fig. 6. MT responses at sites 3 and 4 from the model 'C' in Fig. 5 (left and middle: dashed lines), and at site 7 from the model 'R' in Fig. 5 (right: bold lines) with observed values. Thin solid lines show the best-fitting responses from the model in Fig. 4.

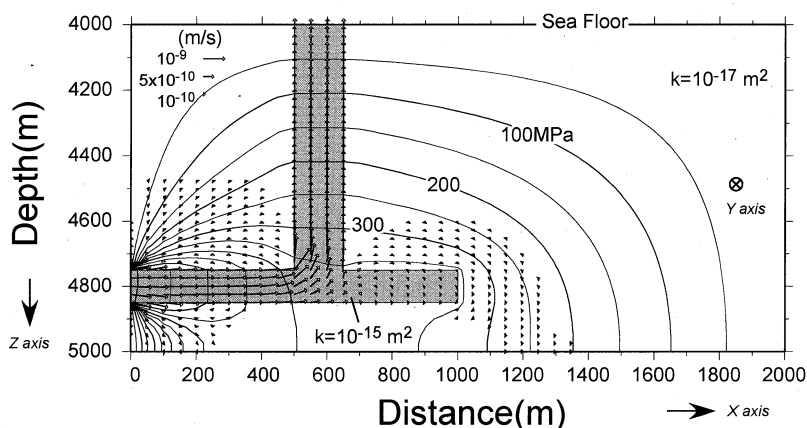


Fig. 7. Distribution of fluid velocity (arrows) and pressure (contours) in the assumed permeability model. The background (white area) and conduit (a decollement and a frontal thrust: gray area) have different permeability.

するもの)の周辺の地下水流動に伴う自然電位変動をテストケースとして扱う。南海トラフの沈み込み先端部をモデル化した理由は、ODP Leg. 196において掘削孔でのロギングがおこなわれており (Mikada et al., 2002), 堆積層や断層帯の透水係数や電気伝導度などの物性値が得られているからである。

本研究での数値計算のプロセスは以下のものである。

- 1) 2次元 (水平1方向+鉛直方向) な地下の透水係数分布および流体の流入箇所と速度を仮定する。
- 2) 地下流体の圧力分布を Bear (1972) に基づいて計算する。
- 3) 圧力分布の勾配から電流源分布を計算する (付録参照)。
- 4) Spitzer (1995) による3次元電気探査用プログラムに基づいて、電流源分布から地下の電位分布を計算する。

ここでは発生する自然電位のオーダーと分布の特徴を概略的に見積もるため、Fig. 7に示す計算領域内に簡単な透水係数分布や圧力源を仮定して、その結果生じた2次元 (X-Z成分のみ: Fig. 7参照) な地下水流動を計算した。透水係数はバックグラウンド(付加体に相当)では  $10^{-17} \text{ m}^2$ , Fig. 7の灰色部では  $10^{-15} \text{ m}^2$  と仮定し

た。深さ 4800 m に水平に横たわる高透水係数部は Decollement, 水平位置  $X=600 \text{ m}$  で上下に伸びる高透水係数部は Frontal Thrust を模している。圧力源を深さ  $Z=4800 \text{ m}$ , 水平位置  $X=0 \text{ m}$  地点,  $Y=-\infty \sim +\infty \text{ m}$  地点にあて、モデル内部への流入速度が  $10^{-9} \text{ m/s}$ , 流入方向が +X 方向であると仮定した。電位分布の計算は3次元モデル上で行った。3次元モデルの領域は Fig. 7とは異なり、水平位置方向 (X, Y)  $= -4000 \sim 4000 \text{ m}$ , 深さ  $Z=0 \text{ m}$  (海面)  $\sim 9000 \text{ m}$  とした。モデルに与えた電気伝導度構造については ODP Leg. 131 および Leg. 196 で得られた Site 808 での Frontal Thrust 付近のロギングデータ (Mikada et al., 2002) に基づいて、付加体を  $1.67 \text{ S/m}$  ( $0.6 \Omega \text{ m}$ ), Decollement および Frontal Thrust を  $1.11 \text{ S/m}$  ( $0.9 \Omega \text{ m}$ ) と仮定した。また海水の電気伝導度は  $4 \text{ S/m}$  とした。流体移動に伴う2次元電位分布を得るために、本研究ではまず流体移動によって発生する電流源を Fig. 7の平面上 ( $Y=0$ ) にのみ分布させて、3次元モデルの全グリッドでの電位分布を計算した。次に得られた電位分布を Y 方向に  $Y=-4000 \sim 4000 \text{ m}$  の範囲で数値積分を行うことによって、X-Z 平面上の2次元電位分布を得た。

本モデルは Jouniaux et al. (1999) の行った南海トラ



フでの流動電位の数値計算と類似しているが、Decollementに相当する透水ゾーンを横方向に連続させず、途中（水平位置  $X=1000$  m）で停止させている点が大きく異なっている。これはDecollement面相当の地震波反射面の極性が沈み込みに伴って変化すること（Shipley et al., 1994）から考えて、妥当な仮定である。また本モデルと Jouniaux et al. (1999) の結果を比較することによって、透水係数の横方向の変化が地下流体の圧力や自然電位の分布パターンにどのような影響を与えるかを議論することができる。

### 7 自然電位分布

十分な時間経過後の圧力分布および流速分布を Fig. 7 に示した。圧力分布はDecollementおよびFrontal Thrustに沿って楕円形に広がった分布を示している。またFrontal ThrustとDecollementに沿って流速の大

きな地域が分布することがわかる。この圧力分布に基づく電位分布を Fig. 8 に示した。得られた自然電位分布（Fig. 8）は、圧力分布（Fig. 7）に似たパターンを示すことがわかる。さらに Fig. 8 の等電位面には、折れ曲がり部分が部分的に認められる（水平位置 500 m 地点）。ここはFrontal Thrustに相当する低電気伝導度の地域（Fig. 8 破線内）とその周辺の伝導度の高い地域との境界に位置するため、このような変化が見られると考えられる。

電位勾配については、水平方向よりも鉛直方向の方が大きいことが特徴的である。海底面上での電位勾配は約  $0.3$  mV/m である。海底から鉛直方向の電位勾配は場所により大きく異なる。Fig. 8 に示した3箇所（深さ 4000 m）から 1000 m 下方（深さ 5000 m）まで掘削を行い、その孔内で電位分布を測定した場合に予想される電位分布を Fig. 9 に示した。Fig. 9 に示されるよう

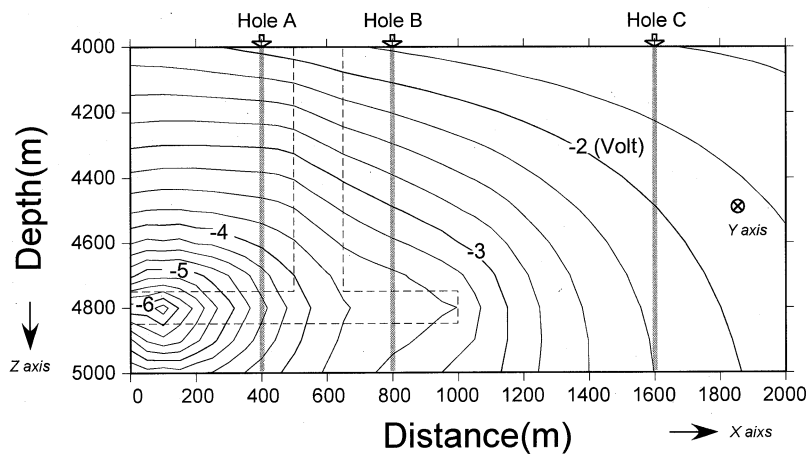


Fig. 8. Self-potential distribution generated by pressure distribution in Fig. 7 (unit in volt). A dashed line shows the high permeability region with conductivity of  $1.11$  S/m ( $0.9 \Omega\text{m}$ ) while the surrounding zone has conductivity of  $1.67$  S/m ( $0.6 \Omega\text{m}$ ).

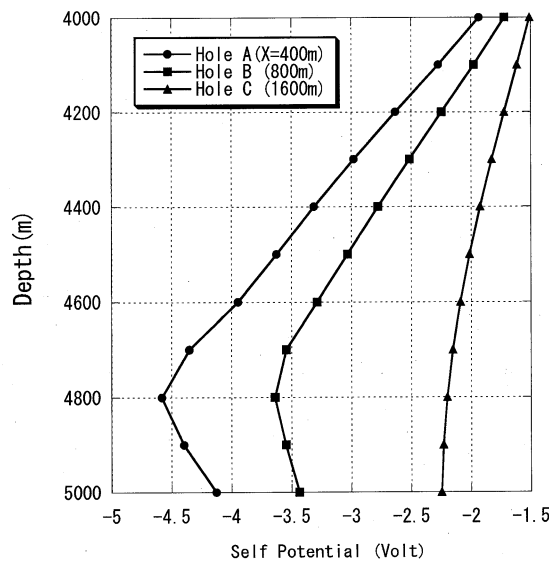


Fig. 9. Vertical self-potential profiles along boreholes A, B and C in Fig. 8.

に、流体の圧力が高い地域に位置する Hole A および Hole B では  $2\sim 3$  mV/m の平均的な電位勾配が認められるが、流体圧力の低い地域に位置する Hole C では約  $0.8$  mV/m であった。また Hole A, B では圧力の最も高い地域 (深さ  $4800$  m) で電位は最小値を示した。

## 8 議 論

南海トラフを横切る電気伝導度モデル (Fig. 4) では、地震波反射面 A の下側で電気伝導度の変化が認められた。Park et al. (2002) の解釈によれば、反射面 A は沈み込むフィリピン海プレートの海洋地殻上面に相当する。また Nakanishi et al. (1998) によればフィリピン海プレートの厚さは約  $8$  km であると思われる。従って電気伝導度の変化は、沈み込むフィリピン海プレートの海洋地殻内で生じていると考えられる。海底下  $10$  km での温度条件 (約  $150\sim 200^\circ\text{C}$ , Hyndman et al., 1995) を考慮すれば、本探査深度での電気伝導度は流体の存在に大きく依存すると考えられる。従って沈み込みに伴う海洋地殻の電気伝導度変化は、海洋地殻に含まれていた水が押し出されることにより説明されると思われる。このような特徴は反射法・屈折法地震波探査の結果には認められない。従って、電気伝導度構造は地殻内の流体分布について、他の手法では得ることのできない情報を与えると思われる。

フィリピン海プレートの海洋地殻の含水量が沈み込みに伴って変化する原因としては、圧力および温度の変化が考えられる。1つ目には、海洋地殻の間隙が圧力によってつぶされたことにより、間隙水がフィリピン海プレートから排水されたためと考えられる。2つ目として、地下深部の温度上昇に伴って海洋地殻の続成作用が進んだ結果、含水鉱物から水が脱水された可能性が考えられる (例えば Hyndman et al., 1995)。これらの排水または脱水された水はプレート断層や分岐断層を通して浅部へと移動することが予想される。さらに、フィリピン海プレートの電気伝導度が低下し始める地域 (水平距離  $30\sim 50$  km 地点) では、プレート境界断層 (反射面 A) から Decollement 面 (反射面 B) や分岐断層 (反射面 C) が分岐を開始している。また本地域は1944年の東南海沖地震の際の高速破壊域 (Fig. 4 の青線) の南端にあたり、高速破壊域では現在は微小地震活動が見られない (Obana et al., 2003)。これらの事柄と、高間隙圧の水が存在すると断層強度が低下することを考え合わせると、フィリピン海プレートの高電気伝導度地域 (水平距離  $30\sim 50$  km より東) では海洋地殻からプレート境界や島弧地殻へ水が供給されており、このために分岐断層や Decollement 面が発達するのではないかと推測される。また低電気伝導度の地域 (水平距離  $30\sim 50$  km より西) ではフィリピン海プレートの海洋地殻からの水の供給量が減っており、このためにプレート境界の強度が上がり、プレート間で島弧地殻と沈み込んだ海洋地殻

が固着しているのではないかと推測される。このような固着域は、あるとき急激にずれて大きな地震モーメントを開放する領域 (アスペリティ: Lay et al., 1982) となりうる。このような推測が妥当かどうかを評価するためには、地震波反射面のようなシャープな境界を取り入れた電気伝導度構造解析をおこない、地震波速度構造などと比較することが必要である。また電気伝導度と含水率・断層分布や地震活動との関係について、岩石実験や掘削試料・ロギングデータなどと比較をすすめ、より定量的な議論を行う必要があり、今後の課題である。

熊野海盆では反射面 D より浅部に高電気伝導体が発見される。これは熊野海盆の堆積層が高い含水率を示しているものと考えられる。またその下の反射面 C 周辺の領域 (約  $0.1$  S/m) は付加体に相当すると思われる。反射面 C はプレートからの分岐断層と考えられ、すでに述べたように分岐断層近傍には流体の存在が示唆されているが、本研究では反射面 C に伴う電気伝導度構造の変化は認められていない。反射面 C 周辺の電気伝導度は乾燥岩石の伝導度 (Shankland and Ander, 1983) よりもはるかに高いことから、分岐断層周辺の付加体内にも流体を含むクラックが発達しており、分岐断層とその周辺の伝導度コントラストが小さいために分岐断層沿いの流体の検出が難しい可能性がある。現在、地殻内の微細な電気伝導度構造を明らかにする目的で、コントロールソースを用いた海底電磁気探査法の開発を進めつつあり (Seama et al., 2003)、分岐断層を含む詳細な電気伝導度構造の解明を今後めざしていきたい。また海底での電磁場観測では、海底下深部の微細構造を明らかにするには限界がある。このため自然あるいは人工電磁場を掘削孔内で計測することで、分岐断層やプレート断層の電気伝導度構造の解像度を上げられる可能性が考えられる。本研究で得られた電気伝導度構造を基礎として、今後これらの新技術の Feasibility の議論を実施したいと考えている。

一方、地殻内流体の移動に伴う自然電位分布については、Decollement や Frontal Thrust などの高透水率帯での流体移動速度が  $10^{-9}$  m/s のオーダーであれば、Fig. 8 や Fig. 9 に示した程度の大きさになると推測される。海底での電場観測の分解能が現行の OBEM 同様  $1\mu\text{V/m}$  以下とすれば、これらの電位分布は十分観測可能であるといえる。特に Fig. 9 に示したように、上下方向の自然電位変化は地下の圧力分布によく対応しているので、掘削孔で自然電位を測定することにより地殻内の圧力分布や流体移動の情報を効果的に捕らえることができる。実際には Fig. 8 に示したように、自然電位分布は圧力源分布と電気伝導度構造の双方を反映するので、OBEM などを用いた電気伝導度構造調査と自然電位測定の実施することが、地殻内の圧力分布を議論する際に有効である。さらに、掘削孔の空間的分布には限りがあるため、同じく流体移動に敏感である地殻熱流量

とあわせて地殻内流体移動のモデル化を行うことで、流体移動により強い制約条件を与えることができると考えられる。

自然電位測定は、地殻内の圧力変動をモニターする手法としても利用できると考えられる。本研究で仮定した流体の流入速度が1%変化した場合、平均的な電位勾配は海底面では $3\mu\text{V}/\text{m}$ 、掘削孔内では $8\sim 30\mu\text{V}/\text{m}$ の変化を生ずる。OBEMの測定分解能から考えれば、海底面の測定のみであれば0.3%、孔内計測もあわせれば最小で0.03%の圧力変化を捉えることができる可能性がある。潮汐変動や地殻変動に伴う地殻内圧力や流体移動に関しては、従来はパッカーを用いた孔内における水温や圧力計測が実施されてきたが、自然電位計測はパッカーを必要としない新しい手法として適用できる利点がある。ただし、金属製ケーシングは自然電位の分布パターンおよび電極近傍のイオン濃度を変化させる可能性がある。これらは双方とも自然電位測定のバイアス的なノイズとなる。また高温環境あるいは温度勾配の大きい環境での電位測定は、電極の電気的特性を大きく変化させる可能性がある。これらの影響に関しては、実験室内での高温高圧試験を実施し、自然電位測定による地殻内流体モニタリングの適用可能性を検討する予定である。

## 9 まとめ

本論文では、地震発生帯周辺の地殻内流体の分布および移動を明らかにする手法として海底電磁気観測の有用性を示した。地殻内流体の分布に関しては、南海トラフ熊野灘での海洋MT調査の例を紹介した。南海トラフを横切る地殻電気伝導度の構造解析によれば、沈み込むフィリピン海プレートは海底下約10 km付近で海洋地殻に含まれている「水」を排水または脱水していることが推察された。また熊野海盆には高含水率の堆積層が認められた。

地殻内流体の移動に関しては、海底および孔内での自然電位測定が効果的であることが本論文で示された。特に上下方向の自然電位分布は、地殻内の圧力分布に大きく関係している。このため、孔内での自然電位分布のロギングおよびモニタリングを行うことで、地殻内流体の圧力分布や流速およびこれらの時間変動を議論するための有益な情報をえることができる。

電気伝導度構造解析に関しては、OBEMの台数が少ないこともあり、地震波速度構造や反射面分布と比較して、解像度が高いとはいえない。現在、海洋科学技術センターでは小型・安価で大量運用可能なOBEMの試作を実施している。またコントロールソース電磁探査法の開発や孔内での電磁場観測の検討を進めている。一方、自然電位測定に関しては、海底での試験調査例が世界で数件あるのみであり、海底や孔内での自然電位計測システムの開発が求められている。これらの新たな海底電磁気観測の手法や機器の開発と掘削孔の積極的活用を

通じて、より詳細な地殻内流体の情報の取得を目指したいと考えている。

## 謝辞

海洋MT観測は、AOA Geophysics社およびElectromagnetic Instruments社、地熱技術開発株式会社の協力によるものである。Scripps海洋研究所からはOBEM用にトランスポンダーをお借りした。海域でのOBEMの設置回収作業に関しては、海洋調査船「かいよう」の長谷川澄船長、漁野伸哉一等航海士をはじめとする乗組員一同および(株)マリンワークジャパンに支援をいただいた。OBEMの組立作業に関しては、神戸大学内海域環境教育センター島伸和助教授、神戸大学理学部の佐竹誠氏、佐藤詩織氏、竹島志穂氏、森田淳子氏に支援いただいた。海洋科学技術センターの朴進午博士には反射法地震探査結果および海底地形データを提供いただいた。海洋での長周期OBEMによるデータ収集については、東京大学地震研究所歌田久司教授の協力により実施できた。また同教授および東大地震研究所上嶋誠助教授には、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。産業総合研究所の内田利弘博士、東京工業大学小川康雄教授には、2次元インバージョンソフトを使用させていただいた。時系列データの解析にはWoodshole海洋研究所のAlan Chave博士が開発したRRRMTを使用した。自然電位計算にはFreiberg大学のKlaus Spitzer博士が開発した3次元電気探査コードを使用した。海洋MT解析のソフトウェア開発は、永岡卓也氏(現金沢市役所)の協力によった。本論中の一部の図の作成には、Generic Mapping Tools (Wessel and Smith, 1995)を使用した。2名の匿名査読者から、本論文に対して多くの助言を頂いた。

## 参考文献

- Ando, M. (1975) : Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai Trough, Japan, *Tectonophysics*, **27**, 119-140.
- 芦寿一郎・倉本真一・森田澄人・角皆潤・後藤秀作・小島茂明・岡本拓士・石村豊穂・井尻暁・土岐知弘・工藤新吾・浅井聡子・内海真生 (2002) : 熊野沖南海トラフ付加プリズムの地質構造と冷湧水—YK01-04 Leg2 熊野沖調査概要一, *JAMSTEC 深海研究*, **20**, 1-8.
- Bear, J. (1972) : *Dynamics of fluids in porous media*, American Elsevier Environmental Sciences, (Biswas, A. K. ed.), American Elsevier Publishing Company, Inc.
- Chave, A. D., and Thomson, D. J. (1989) : Some Comments on Magnetotelluric Response Function Estimation, *J. Geophys. Res.*, **94**, 14, 215-14,225.
- Chave, A. D., Thomson, D. J., and Ander, M. E. (1987) : On the Robust Estimation of Power Spectra, Coherences, and Transfer Functions, *J. Geophys. Res.*, **92**, 633-648.
- Gamble, T. D., Goubau, W. M., and Clarke, J. (1979) : Magnetotellurics with a remote magnetic reference, *Geophysics*, **44**, 53-68.
- Glover, W. J., Hole, M. J., and Pous, J. (2000) : A Modified Ar-

- chie's Law for Two Conducting Phases, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **180**, 369-383.
- 後藤忠徳・渡辺俊樹・永岡卓也・松岡俊文・菅野 強・芦田 謙・三ヶ田均・末廣 潔 (2002): 福島県沖海洋 MT 法調査とそのインバージョン解析, 第106回物理探査学会学術講演会.
- Hashimoto, T., and Tanaka Y. (1995): Self-potential observations on Unzen volcano, Shimabara peninsula, Kyushu island, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 191-194.
- Heinson, G., White, A., Constable, S., and Key, K. (1999): Marine self potential exploration, *Explor. Geophys.*, **30**, 1-4.
- Hyndman, R. D., Wang, K., and Yamano, M. (1995): Thermal constraints on the seismogenic portion of the southwestern Japan subduction thrust, *J. Geophys. Res.*, **100**, 15373-15392.
- Ishido, T., and Mizutani, H. (1981): Experimental and theoretical basis of electrokinetic phenomena in rock-water systems and its applications to geophysics, *J. Geophys. Res.*, **86**, 1763-1775.
- Ishido, T., and Pritchett, J.W. (1999): Numerical simulation of electrokinetic potentials associated with subsurface fluid flow, *J. Geophys. Res.*, **104**, 15247-15259.
- Jouniaux, L., Pozzi, J-P., Berthier, J., and Masse, P. (1999): Detection of fluid flow variations at the Nankai Trough by electric and magnetic measurements in boreholes or at the sea floor, *J. Geophys. Res.*, **104**, 12, 29293-29309.
- 笠谷貴史・山口 寛・後藤忠徳・上嶋 誠・歌田久司・鍵山恒臣・三ヶ田均・末廣 潔 (2003): 紀伊半島における深部比抵抗構造探査, 物理探査, **56**, 6 (印刷中).
- 菊地正幸・山中佳子 (2001): 既往大地震の破壊過程=アスペリティの同定, サイスマ, **7**, 6-7.
- 国土地理院 (2002): 磁気図2000.0年値, 国土地理院技術資料, B1, No. 35.
- Lastovickova, M. (1991): A review of laboratory measurements of the electrical conductivity of rocks and minerals, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **66**, 1-11.
- Lay, T., Kanamori, H., and Ruff, L. (1982): The asperity model and the nature of large subduction zone earthquakes, *Earthq. Pred. Res.*, **1**, 3-72.
- Moore, G. F., and Shipley, T. H. (1993): Character of the decollement in the Leg 131 area, Nankai Trough, *Proc. Ocean Drilling Prog., Sci. Results*, **131**, 73-82.
- Mikada, H., Becker, K., Moore, J.C., Klaus, A., and the Leg 196 Shipboard Scientific Party (2002): Deformation and fluid flow processes in the Nankai Trough accretionary prism: logging while drilling and advanced CORKs, *Proc. Ocean Drilling Prog., Init. Repts*, **196**.
- Nakanishi, A., Shiobara, H., Hino, R., Kodaira, S., Kanazawa, T., and Shimamura, H. (1998): Detailed subduction structure across the eastern Nankai Trough obtained from ocean bottom seismograph profiles. *J. Geophys. Res.*, **103**, 27151-27168.
- Obana, K., Kodaira, S., and Kaneda, Y. (2003): Micro-seismicity around rupture area of the 1944 Tonankai earthquake, submitted to *Earth Planet. Sci. Lett.*
- 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.
- Rice, J. (1992): Fault stress states, pore pressure distributions, and the weakness of the San Andreas Fault, in Evans, B., Wong, T.-F., eds, *Fault mechanics and transport properties of rocks*, Academic Press, London, 475-503.
- Seama, N., Goto, T., Nogi, Y., Ichiki, M., Kasaya, T., Tada, N., Iwamoto, H., Kitada, K., Matsuno, T., Yoshida, S., Kawada, Y., Ito, M., Ishii, R., Takizawa, K., Suyehiro, K., Uta-da, H., and Shimoizumi, M. (2003): Preliminary Report of KR02-14 Kairei cruise, *JAMSTEC J. Deep Sea Res.*, **22**, 89-106.
- Segawa, J., and Toh, H. (1992): Detecting fluid circulation by electric field variations at the Nankai Trough, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **109**, 469-476.
- Shankland, T. J., and Ander, M. E. (1983): Electrical conductivity, temperatures, and fluids in the lower crust, *J. Geophys. Res.*, **88**, 9475-9484.
- Shipley, T. H., Moore, G. F., Bangs, N. L., Moore, J. C., and P. L. Stoffa (1994): Seismically inferred dilatancy distribution, northern Barbados Ridge decollement: Implications for fluid migration and fault strength, *Geology*, **22**, 411-414.
- Spitzer, K. (1995): A 3-D finite difference algorithm for DC resistivity modeling using conjugate gradient methods, *Geophys. J. Int.*, **123**, 903-914.
- Tanioka, Y., and Satake, K. (2001): Detailed coseismic slip distribution of the 1944 Tonankai earthquake estimated from tsunami waveforms, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1075-1078.
- Ting, S. C., and Hohmann, G. W. (1981): Integral equation modelling of three-dimensional magnetotelluric response, *Geophysics*, **46**, 182-197.
- 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*, No. 205, 115p.
- Unsworth, M. J., Eisel, M., Egbert, G. D., Siripunarvaporn, W., and Bedrosian, P. B. (2000): Along-strike variations in the structure of the San Andreas Fault at Parkfield, California, *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 3021-3024.
- Von Herzen, R. P., Kirklin, J., and Becker, K. (1996): Geoelectrical measurements at the TAG hydrothermal mound, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 3451-3454.
- Wessel, P., and Smith, W. H. F. (1995): New Version of the Generic Mapping Tools Released, *EOS Trans., AGU*, **76**, 33, 329.

#### 付録. 流体の圧力分布勾配に基づく電流源分布の計算方法

本研究では以下のようにして, 流体の圧力分布から地下の電流源分布を求めた。地下水の移動に伴って発生する電流については以下のような関係式がある。(Jouniaux et al., 1999の式1と2を変形)

$$J_{conv} = L_{ij} \text{grad } P \quad (A1)$$

$$L_{ij} = (\epsilon \zeta) / (\eta \sigma_f) \sigma_r \quad (A2)$$

ここで  $J_{conv}$ : 電流密度 (A/m<sup>2</sup>),  $P$ : 流体圧力 (Pa),  $L_{ij}$ : 流動電位係数,  $\epsilon$ : 流体の誘電率 (F/m),  $\eta$ : 水の粘性率 (Pa s),  $\zeta$ : ゼータ電位 (V),  $\sigma_f$ : 流体の電気伝導度,  $\sigma_r$ : 岩石全体の電気伝導度 (S/m) である。本研

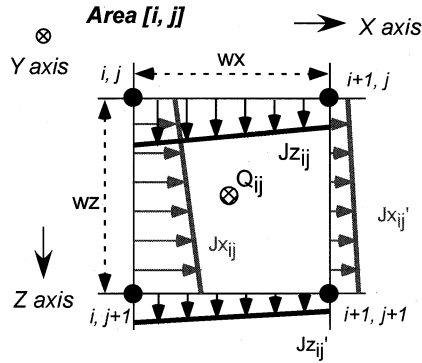


Fig. A1. Electric charge density ( $Q_{ij}$ ) at the area  $[i, j]$ .

究では、 $\epsilon = 7 \times 10^{-10}$  F/m,  $\eta = 10^{-3}$  Pa s,  $\sigma_f$  と  $\sigma_r$  は本文中の値で仮定している。また Jouniaux et al. (1999) に基づいて、 $\zeta = -30$  mV と仮定した。

式 A1 に基づいて、図 A1 のような X-Z 平面上の 4 つのグリッドに囲まれた領域  $[i, j]$  に流入・流出する電流値を求める。領域  $[i, j]$  中の流動電位係数は  $L_{ij}$  とする。グリッド  $(i, j)$  での圧力を  $P_{i,j}$  として、グリッド間の圧力は内挿して求める場合、図 A1 に示した領域  $[i, j]$  内へ上辺から流入する総電流量（単位 Y 方向辺りの電流密度）を  $Jz_{ij}$  (A/m) および下辺から流出する総電流量を  $Jz_{ij}'$  (A/m) とすると、これらは上式 A1 から次のように表すことができる。

$$Jz_{ij} = \int_x L_{ij} (\partial P / \partial z)_j dx$$

$$= L_{ij} \cdot \{ (P_{i,j+1} - P_{i,j}) / wz_j + (P_{i+1,j+1} - P_{i+1,j}) / wz_j \} / 2 \cdot wx_i \quad (A3)$$

$$Jz_{ij}' = \int_x L_{ij} (\partial P / \partial z)_{j+1} dx$$

$$= L_{ij} \cdot \{ (P_{i,j+2} - P_{i,j+1}) / wz_{j+1} + (P_{i+1,j+2} - P_{i+1,j+1}) / wz_{j+1} \} / 2 \cdot wx_i \quad (A4)$$

ここで  $wx_i, wz_j$  はそれぞれ領域  $[i, j]$  の幅および厚さ (m) である。同様にして、領域  $[i, j]$  内へ左辺から流入あるいは右辺から流出する総電流量  $Jx_{ij}, Jx_{ij}'$  をそれぞれ求めることができる。

領域  $[i, j]$  内の単位時間における単位 Y 方向辺りの電荷密度変化を  $Q_{ij}$  (A/m) とすると、次式が成立する。

$$Q_{ij} = (Jz_{ij} - Jz_{ij}') + (Jx_{ij} - Jx_{ij}') \quad (A5)$$

$Q_{ij}$  は領域  $[i, j]$  内での単位 Y 方向あたりの電荷変化の総量であるが、本研究では領域  $[i, j]$  の中心に電流値  $Q_{ij}$  の単極の電流源をおくことで、地下水流動に伴って領域  $[i, j]$  に発生した電流源と仮定した。モデル中のほかの領域についても領域の中心に電流源を仮定して、式 A3~A5 と同様に電流値を求めた。このようにして、モデル中の X-Z 平面上での電流源分布を求めた。