

紀伊半島における深部比抵抗構造探査

笠谷 貴史*・山口 覚**・後藤 忠徳*・上嶋 誠*³
 歌田 久司*³・鍵山 恒臣*³・三ヶ田 均*・末廣 潔*

Exploration of a deep resistivity structure below the Kii peninsula, SW Japan.

Takafumi Kasaya*, Satoru Yamaguchi**, Tada-nori Goto*, Makoto Uyeshima*³,
 Hisashi Utada*³, Tsuneomi Kagiya*³, Hitoshi Mikada* and Kiyoshi Suehiro*

ABSTRACT

We carried out two types Magneto-Telluric (MT) measurements in the Kii peninsula, eastern part of southwest Japan, to investigate the deep resistivity structure around the subduction zone of the Philippine sea plate. One is ULF-MT measurements at 3 sites and another is the Network-MT method which widely cover the Kii peninsula. Well-determined MT impedances at three sites by ULF-MT and at 29 sites by the Network-MT method were obtained for the period range from 64 sec to 10923 sec and from 128 sec to 13653 sec, respectively. Preliminarily two dimensional resistivity model was constructed by forward modeling. We found two characteristic structures (1) a resistive layer dipping northwest at depths of 40-100 km, (2) a conductive block in the center of this study area at the depth 25-50 km. The later structure lay on the former dipping resistive layer. It is interesting that the low frequency tremors distribute around this boundary. This may suggest that a conductive block related with the fluid.

Key words: Resistivity structure, Kii Peninsula, Philippine sea plate, Magnetotelluric method, Low frequency tremor, Network-MT, Southwest 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ている。中でも紀伊半島の沖合では、1944年に東南海地震(M7.9)が発生し(Usami 1979; Ando 1975), 近い将来に大地震の発生が危惧されている地域である。また、深海掘削の掘削候補地ともなっている。そのため、海域での地震探査(例えば Park et al., 2002; Nakanishi et al., 2002) や地殻熱流量の測定などの地球物理的な調査, および潜航調査による地質学・岩石学的

サンプリングも多数行われており地球科学的情報が豊富に蓄積されている。

この領域の陸側延長部に当たる紀伊半島では、プレートの沈み込みと関係すると思われる地球科学的現象が多く報告されている。例えば He 同位体比異常域の存在(Sano et al., 1985; Wakita et al., 1987; Matsumoto et al., 2003) や深部低周波微動の帯状分布(Obara, 2002) があげられる。また、目立った火山活動が見られず、また明瞭な熱源が無いにもかかわらず温泉が数多く存在するという特徴も示している。中村ほか(1979)は、この

2003年10月10日原稿受付; 2003年12月15日受理

* 海洋科学技術センター深海研究部
 〒237-0061 横須賀市夏島町2-15

** 神戸大学理学部
 〒657-8591 神戸市灘区六甲台町1-1

*³ 東京大学地震研究所
 〒113-0032 東京都文京区弥生1-1-1

Manuscript received October 15, 2003; Accepted December 15, 2003

* Deep Sea Research Department, Japan Marine Science and Technology Center
 2-15, Natsushima-cho, Yokosuka-shi, 237-0061, Japan

** Faculty of Science, Kobe University
 1-1 Rokkoudai-machi, Nada-ku, Koube-shi 657-8501, Japan

*³ Earthquake Research Institute, the University of Tokyo.
 1-1-1 Yayoi, Bunkyo-ku, Tokyo 113-0032, Japan

地域に沈み込むフィリピン海プレートは東北地方や九州地方とは異なり低角で沈み込んでおり、紀伊半島下でのプレート上面の深度は30–60 kmと比較的浅いと報告している。

一般的に地殻浅部の岩石の比抵抗(電気伝導度の逆数)は流体の含有量によって大きく左右される (Archie, 1942; Glover et al., 2000)。また、岩石が高圧流体を含む場合、岩石の破壊強度は大きく低下することが岩石実験から明らかになってきており (加藤・大中, 2000)、地殻内の流体の分布を知る事は巨大地震発生場の理解する上でも重要な手がかりとなる。He 同位体比異常や深部低周波微動も、地下の流体の存在と流動を示すと考えられており、流体の存在に敏感である比抵抗構造との関係は興味深い。

本地域ではFuji-ta et al. (1997) によって、MT法による2次元比抵抗構造モデルが提出されている。このモデルの最も大きな特徴は、地下20 km付近より深部に低比抵抗領域が存在し、それが地震波反射面の位置(爆破地震動研究グループ, 1992)とよく一致している点である。しかしながら、長周期のデータの品質が思わしくなかったため、解析した周期帯が100 Hzから10秒に限られ、この低比抵抗領域がどの位の深さまで存在するかなどの空間的な広がりについてはいまだに明らかではない。

本研究地域のようなプレート沈み込み帯での大局的な比抵抗構造に関する観測事例の代表的なものとして、Wannamaker et al. (1989), Utada (1988), Utada et al. (1996), Yamaguchi et al. (1999), Uyeshima et al. (2001) があげられる。Utada (1988), Utada et al. (1996) は東北および中部日本でのスラブ比抵抗構造の標準モデルとなっており、下部地殻に低比抵抗領域が存在する事を明らかにした。また、西南日本ではYamaguchi et al. (1999) によって、四国下に沈み込むフィリピン海プレートの大局的な構造が得られている。Yamaguchi et al. (1999) のモデルは、沈み込むプレートに対応する厚さ約100 kmの高比抵抗層とその上面に位置する低比抵抗層、およびプレートより下部に存在する低比抵抗領域の存在を明らかにした事が特徴である。しかしながら、長周期(数十秒以上)のデータを用いた解析であるために浅部や細かな構造のイメージングには限界がある。

我々は南海トラフ巨大地震発生域およびその周辺の比抵抗構造を浅部から深部にわたって調べる事を目的として、紀伊半島沖合海域および紀伊半島陸域において電磁気観測を行った (Fig. 1(a)および(b))。そのうち本稿では、陸域で行った観測の概要および速報的な解析結果を報告する。KY02-12 および KR03-05 航海で実施された海域での調査に関しては、本特集号の後藤ほかに詳しい。

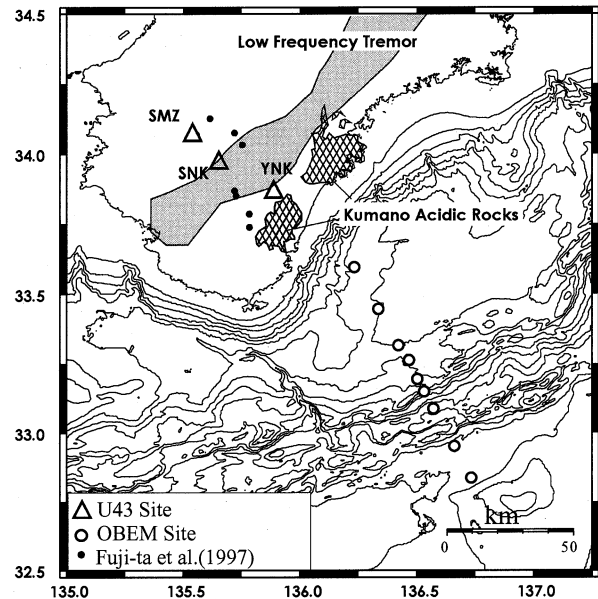


Fig. 1(a) ULF observation sites and OBEM sites. Gray colored area indicates the low frequency tremor distribution. Two hatched region show Kumano acid rocks.

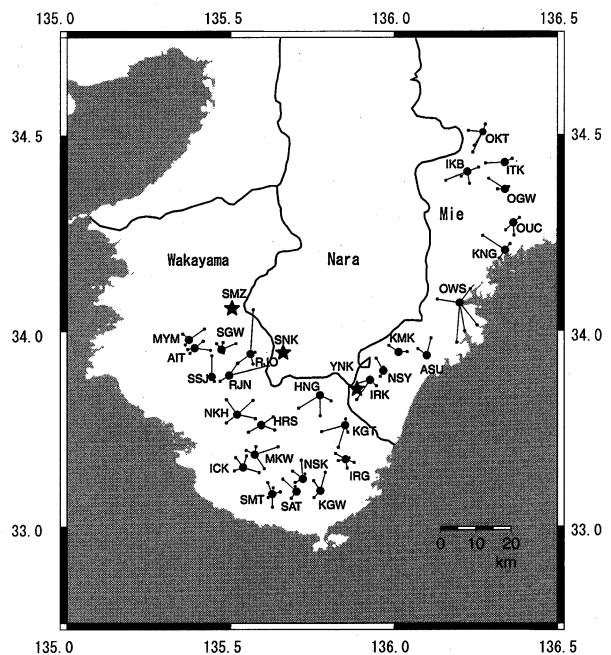


Fig. 1(b) Spatial distribution of dipoles used for the Network-MT experiment. Solid circles indicate central stations, at where data logger are installed. Solid squares indicate the location of self-made electrodes.

2. 紀伊半島における電磁場観測

紀伊半島における電磁場観測の大きな目的は、プレート沈み込み帯での構造を広域かつ深部にわたって求める

事である。深部の比抵抗構造を決定するためには長周期（～10000秒）のデータが必要であり、そのためには長期間（～数十日）でかつ安定した観測が不可欠となる。このような長期間のデータを広範囲にわたって取得するためには、通常の機動観測機材の運用だけでは困難である。そこで本研究では、2つの特徴的な電磁場観測手法を用いた。一つはULF電磁場計測装置を用いた長期電磁場観測である。こちらは長期間にわたって電磁場データを測定する事により、通常の機動MT観測では得にくい1000秒以上の長周期データを精度良く取得する事を目的としている。本観測では、周期数秒から10000秒にわたる広帯域の電磁場データを対象とした。もう一つはネットワークMT観測と呼ばれる観測手法である。この方法は電場測定に専用電話回線を用いる事が特徴であり、そのために広範囲にわたって長期間連続的に、長基線での観測を行う事が可能となった。この章ではこれら二つの手法による観測の概要を述べる。

2.1 ULF計による長期観測の概要

観測点は紀伊半島中部～南部の3地点に設置した（Fig. 1(a)）。参考のため、Fuji-ta et al. (1997)と海域の観測点の位置も合わせて示している。それぞれの観測期間などの詳しい情報はTable 1に示す。観測には地磁気地電流法（Magnetotelluric法：MT法）などで使用されているULF-MT計（U43：テラテクニカ、以下U43と呼ぶ）を用いた。このU43は磁力計にフラックスゲート磁力計を用いているために、磁場測定にコイルを用いるMT計に比べて長周期の磁場変化に対しても高感度である。U43はHi-modeとLow-modeの2つの測定モードがある。Hi-modeは短周期帯を精度良く測定するためにハイパスフィルタ（カットオフ周波数188秒）を通した後のデータに高アンプゲインで測定を行っている。さらに長周期帯を幅広くカバーするために、ローパスフィルタ（カットオフ周波数110Hz）を通した後のデータを記録している。これらの仕様をTable 2に示す。データのサンプリング周波数は4Hzで、取得したデータはフラッシュメモリにバイナリ形式で保存される。今回の測定では384MBのコンパクトフラッシュメモリを用いたので、上記の条件で測定すると最大で約55日間の測定が可能である。時計にはGPS時計を用いている。そのために複数のU43間で同期を取り、観測点間のリモートリファレンス処理（Gamble et al., 1979; Chave and Thomson, 1989）を可能にしている。

長期間にわたって観測を行うために、バッテリーではなくAC電源で駆動している事が本観測の特徴である。電源は建物の外部コンセントまたは臨時に設置した配電盤より供給し、定電圧電源とバッテリーを介してU43に接続されている。観測点の維持のために1月に1回程度の割合でメンテナンスを行った。観測点の周囲の環境はそれぞれ異なるが、長期観測を実施するので獣害や

Table 1 Information of each ULF observation sites.

観測点名	略号	緯度(度)	経度(度)	測定開始日	測定終了日
清水	SMZ	34.06525	135.54510	2002/12/7	2003/5/24
追西川	SNK	33.96599	135.64940	2002/12/7	2003/8/5
湯の口	YNK	33.86176	135.88997	2002/12/7	2003/2/1

Table 2 Specifications of the ULF-MT instrument.

○磁力計	
センサー形式	リングコア型フラックスゲート
測定成分	直交3成分
測定範囲	±327.68nT ±32.768nT(Hi mode時)
測定周波数	DC～110Hz 0.0053Hz～110Hz(Hi mode時)
ローパスフィルタ	110Hz
ハイパスフィルタ	188sec
○地電流測定部	
測定成分	2成分
測定範囲	327.68mV 32.768mV(Hi mode時)
測定周波数	DC～110Hz 0.0053Hz～110Hz(Hi mode時)
ローパスフィルタ	110Hz
ハイパスフィルタ	188sec
○デジタル変換部	
AD変換方式	16bit
分解能	磁場 0.01nT/LSB 0.001nT/LSB(Hi mode時) 地電流 0.01mV/LSB 0.001mV/LSB(Hi mode時)
○記録、制御部	
記録媒体	PCMCIAフラッシュメモリアード
記録間隔	128,64,32,16,8,4,2,1,0.5,0.25Hz
時計制度	GPS使用時 2μsec

降雪などの気象現象の影響を受ける可能性が高い。そのため測定用ケーブルは基本的には埋設し、どうしても埋設が不可能な所はスパイラルチューブで覆って保護した。また、測定器本体やバッテリー・定電圧電源はそれぞれプラスチックケースの中に入れ、それをさらにブルーシートでくるむ事で防水の対策とした。また、この観測はKY03-12, KR03-05航海で実施された海底電磁場観測と連携しており、同時観測したデータを用いた今後の新たな解析への応用も目指している。

2.2 ネットワークMT観測

2.2.1 ネットワークMT観測の概要

ネットワークMT法は、物理探査の手法の1つであるMT法の一つで、上嶋らによって開発、発展されてきた手法である（Uyeshima, 1990; Uyeshima et al., 2001）。この手法の最も大きな特徴は、NTT（Nippon Telegraph and Telephone Corporation）の専用電話回線を用いて、超長距離（数km-数十km）間の電位差測定

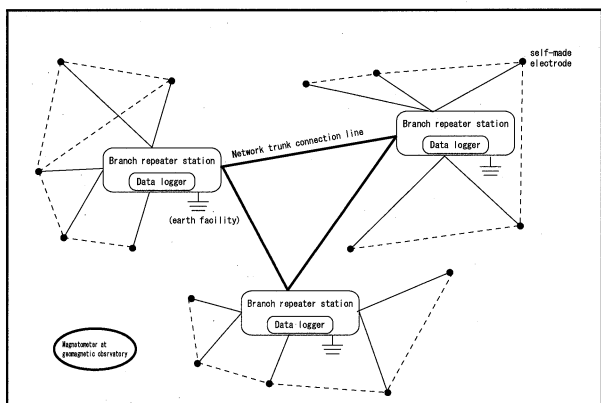


Fig. 2 A sketch of field experiments in the Network-MT methods.

Local lines and network trunk connection lines are shown in thin and thick solid lines, respectively. These lines are used to measure temporal variation of voltage difference between stations and/or station-self-made electrodes. Data loggers are installed at central stations to record dipole signals.

を行う点にある。これによって、地表付近の小規模な比抵抗不均質による影響を軽減できる。また、観測対象地域を広くカバーできること、長期間の電位差データを連続して、かつ安定して取得することが可能になった。観測の概略図を Fig. 2 に示す。電極は NTT 電話中継局の局舎アースもしくは自作の電極（鉛一塩化鉛電極）を用いる。中継局間または中継局から自作電極のあいだの電位差を中継局においたデータ収録装置によって記録する。電位差記録装置をおいた中継局を中心局と呼ぶ。電話回線は相互に連続して接続されているので、任意の 2 電極間の電位差 (Fig. 2 中の破線) も算出することが可能である。北海道東部の観測 (Uyeshima et al., 2001) や四国東部の観測例 (Yamaguchi et al., 1999) では、中継局間の回線と局舎アースを用いていたが、中継局を結ぶ回線の光ファイバー化が急激に進行したために、電位差観測には利用できなくなりつつある。磁場変動記録は、地磁気観測所の地磁気 3 成分データを用いる。

2.2.2 紀伊半島におけるネットワーク MT 観測

紀伊半島の観測では、中継局と末端加入者までのメタル専用線のみを用いた（ただし、尾鷲局周辺の観測には中継局間線も用いた）。具体的には、1つの中継局がカバーする範囲の内の最も離れた電柱（基本的には東西南北 4 方向）に保安器の設置を依頼し、電柱の近くに鉛一塩化鉛電極を埋設した。これら電極と中継局のアース間の地電位差を中継局内に設置したデータ収録装置で記録した。従って、本観測の場合は中継局と中心局は同じである。本観測地域の観測点分布図を Fig. 1(b) に示す。三重県下では中継局を 11ヶ所、端点を 35ヶ所設け、2002年 2月 から 8月の 7ヶ月間にわたって観測を行った。和歌山県下では北部、南部に分けて観測を行った。

北部では中心局を 9ヶ所、端点は 30ヶ所設け、2002年 9月 から 2003年 1月の 4ヶ月間にわたって、南部では中心局を 9ヶ所、端点を 36ヶ所設け、2003年 1月 から 7月の 6ヶ月間にわたって観測を行った。地電位差データの収録には、SES93 (アドシステムズ社製) を用いた。データの収録は 10秒毎に行った。磁場データは柿岡地磁気観測所の毎秒値を、地電位差データと同じ手順で、10秒値に変換したものをを用いた。

3. 時系列解析の結果

3.1 長期電磁場観測の解析方法

精度の高い MT 応答関数を得るためには、信号強度が強く、ノイズの影響がない時系列のみを解析することが重要である。本研究では、長期間にわたり 4 Hz サンプリングによる観測を行っているため、データ量が膨大となるので 2つの周期帯に分けて解析を進めた。1000秒より短い周期の応答関数を得るために、次の 2段階に分けて解析に使用する区間を決定した。(1)地磁気の擾乱の度合いを示す Kp Index の値が 3 以上の期間を抽出、(2)抽出された時系列から目視でノイズの少ない時間帯の時系列を再抽出した。また、1000秒より長い周期帯の解析には、4 Hz サンプリングのデータを 10秒値にリサンプリングした後、Kp index の値が大きい日を出るだけ多く含む時系列（数日から 25日程度）を作成して時系列解析を行った。MT 応答関数の算出には、rrrmt ver.8 (Chave and Thomson, 1989) を使用した。ただし湯の口 (YNK) 観測点は、電場データに周期 1秒程度の人工的ノイズが定期的に混入していたので、ハイカットフィルタ（カットオフ周期 5秒）をかけてから解析を行った。

3.1.1 時系列解析の結果

得られた応答関数を元に Groom-Bailey decomposition 解析 (Groom and Bailey, 1989) を行い、regional azimuth を推定した。3観測点だけではあるが、周期が長くなるにつれて N30°W または N60°E の方向に regional azimuth が揃う傾向が見られた。今回の解析では次に述べるインダクションベクトルの方向から 2次元構造の走向を N60°E とした。この方向は紀伊半島下のスラブの沈み込みと整合的である。この値を用いて応答関数を再度計算した。時系列解析で得られた見かけ比抵抗と位相の結果を観測点ごとに Fig. 3 に示す。磁場が比抵抗構造の走向と平行な方向 (N60°E)、電場が直交する方向の組み合わせを TM mode、逆の組み合わせが TE-mode に相当する。ただし湯の口 (YNK) 観測点は先に述べた電場の人工的ノイズのために 100秒より短い周期帯の結果は求まっていない。次に各観測点の特徴を述べる。最も南東に位置する湯の口 (YNK) の特徴は、見かけ比抵抗が TM-mode と TE-mode で大きく異なる。特に TE-mode は比抵抗値が非常に高く 10000 $\Omega \cdot m$ 以上である。これは、近傍に比抵抗境界が

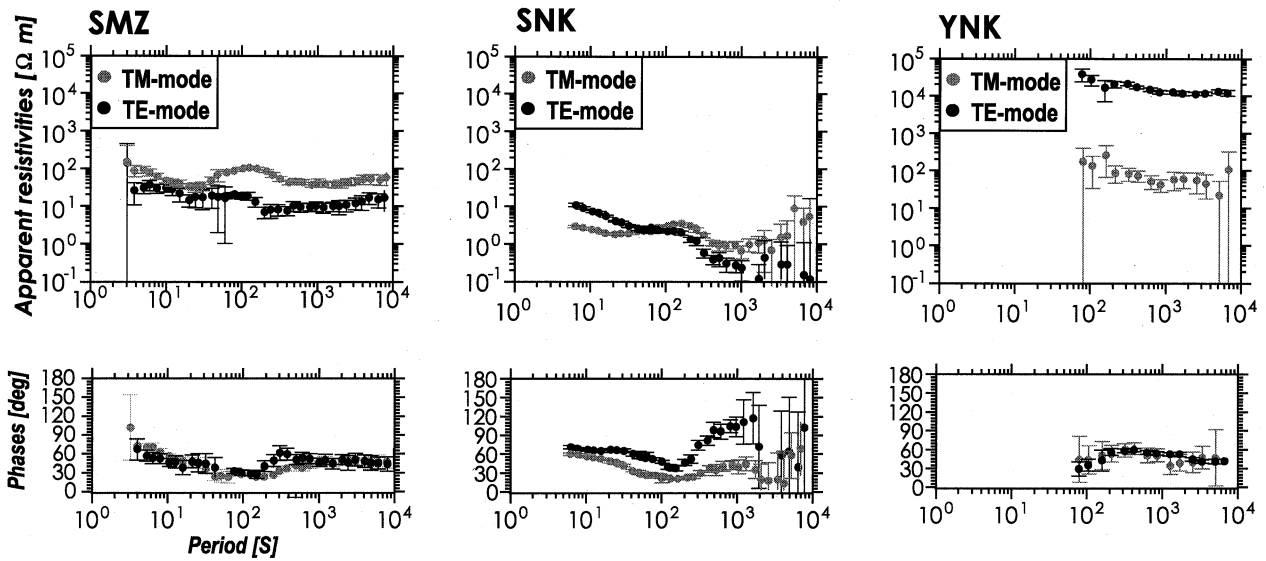


Fig. 3 Apparent resistivity and Phase curves obtained by the ULF observation.

あってその影響を受けているためと予想される。その原因として、観測点付近に存在する熊野酸性岩の影響や海の影響を受けている可能性があげられる。Fuji-ta et al. (1997)でも、YNK近傍の南側の観測点では、10 Hzから大きくスプリットしており、10秒付近では同じように10000 Ω·m程度の比抵抗値を示す。さらにより長周期側に注目すると、周期が長くなるに従って徐々に比抵抗が下がる傾向が見られる。

測線中央部に位置する迫西川 (SNK) は、見かけ比抵抗が両モード共に全周期帯に渡って非常に低い (10 Ω·m) 事で特徴づけられる。TMモードは周期1000秒付近まで周期が長くなるにつれて緩やかに減少するが、周期100から200秒付近で値がやや増加する。これより長い周期帯では一転して周期と共に増加する。一方TEモードでは、周期が長くなるに連れて見かけ比抵抗は減少する。TMモードと同じく、周期100~200秒付近は減少する割合が変化する。位相はTMモード、TEモード共に周期100秒付近まで、周期と共に小さくなる。100秒より長い周期帯ではTEモードは増加に転ずるが、TMモードの値は30°付近の値を示す。見かけ比抵抗、位相差共に、1000秒を超える周期帯ではエラーバーが大きい。

最も北に位置する清水 (SMZ) では、周期に対する見かけ比抵抗の変化が小さい。30秒より短い周期帯では両モードの値の差は小さい。50秒以上の周期帯では、TMモードの見かけ比抵抗はTEモードよりも大きくなるが、SNKと同じく周期100秒付近で両モード共に見かけ比抵抗が大きくなる傾向がある。位相は両モードで周期に対する変化、絶対値共にほぼ同じである。

3.1.2 インダクションベクトル

地磁気変動の3成分の間には、次式の様な線形関係が成り立つことが知られている。

$$\Delta Z(T) = A \cdot \Delta X(T) + B \cdot \Delta Y(T)$$

ここでの $\Delta X(T)$, $\Delta Y(T)$, $\Delta Z(T)$ は、それぞれ、周期 T [秒] の X , Y , Z 方向の地磁気変動成分を表す。また、 A , B は、周期に依存する複素量であり、地磁気変換関数と呼ばれ次式のように表現される。

$$A = Au + iAv$$

$$B = Bu + iBv$$

地磁気変換関数はインダクションベクトルとして図示されることが多い。インダクションベクトルの長さは $(Au^2 + Bu^2)^{1/2}$ 、方向は南から時計回りに $\arctan(Bu/Au)$ と定義されている。

周期13, 102, 1024, 10923秒のインダクションベクトルを Fig. 4 に示す。1000秒より長い周期帯では3地点とも南南東、すなわち最も顕著な比抵抗境界 (この場合は海陸境界) の方向を示している。しかし、迫西川 (SNK) では、短周期 (13秒) のインダクションベクトルは西北西を向き、周期が長くなるにつれて反時計回りに向きを変えている。この特徴は、迫西川 (SNK) の北西部かつ清水 (SMZ) より南側の、浅部に顕著な低比抵抗領域が存在することを示している。

3.2 ネットワーク MT の解析と結果

解析は3または4つの中心局・端点で構成される三角または四角地域 (これ以降、解析エリアと呼ぶ) 毎に行った。これら解析エリアを選ぶにあたっては(1)中心局と端点間および端点間同士すべての組み合わせの電位差変動記録を吟味し、磁場変化と対応がよく、人工的ノイズが少ない記録がとれている基線を用いること、(2)できるだけ広い範囲をカバーし、極端に扁平な形にならないような三角 (四角) 地域を選択した。1つの中心局に対

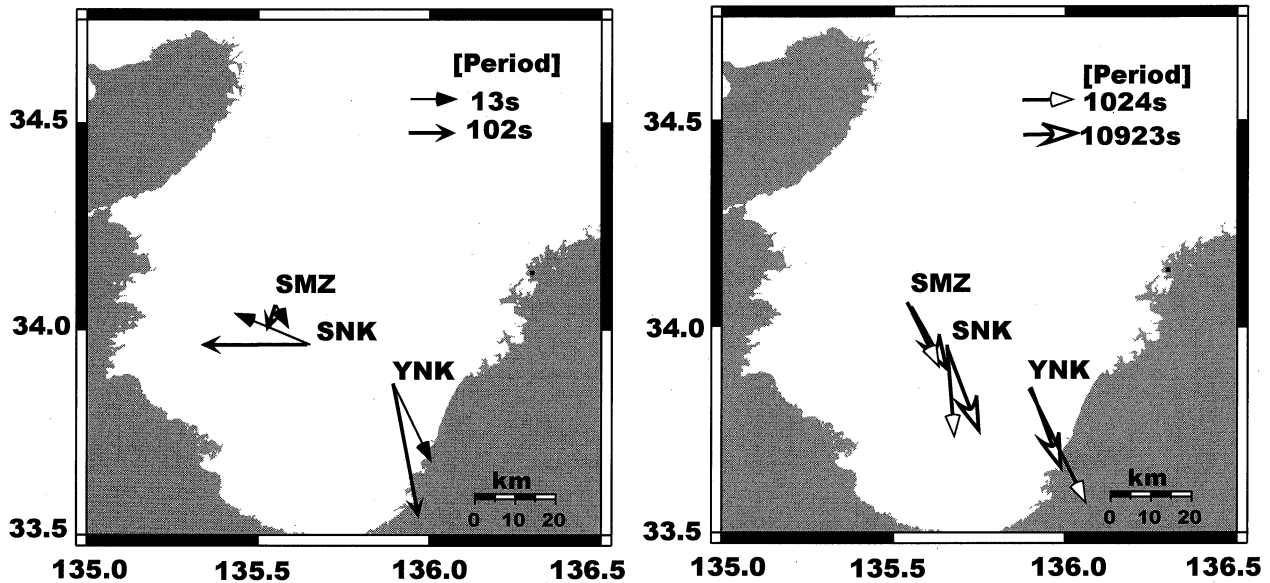


Fig. 4 Distribution of the induction vector at 13, 102, 1024 and 10923 second.

して、1つの解析エリアを設けた。Kp-index が大きく、人工ノイズがない日を三重県下の観測点については10日分、和歌山県下の観測点については30日分の記録を解析した。

MT 応答関数の算出には、rrrmt ver.8 (Chave and Thomson, 1989) を使用した。解析した周期は128秒から13653秒である。更に、Groom-Bailey decomposition 解析 (Groom and Bailey, 1989) の内、regional azimuth の決定のみを行った。ほとんどの解析エリアで $N30^{\circ}W$ または $N60^{\circ}E$ の方向に regional azimuth が揃っていることが認められた。先に述べたインダクションベクトルの方向から、この地域の比抵抗構造の走向を $N60^{\circ}E$ と判断し、この方向を基に MT インピーダンスを再計算した。周期10240秒, 5120秒, 2560秒, 1024秒, 512秒, 256秒の見かけ比抵抗値及び位相差の空間分布を Fig. 5 に示す。この図では、x 軸を $N30^{\circ}W$ に回転させた座標系でのインピーダンスを見かけ比抵抗 (RHO) と位相差 (PHS) に分けて示している。Zxy が TM モードの、Zyx が TE モードのインピーダンスに相当する。

TM モードの見かけ比抵抗の周期に対する変化は小さい。また、和歌山県中部及び北東端以外の解析エリアでは、おおむね同程度の見かけ比抵抗値 ($10^2 \sim 10^3 \Omega \cdot m$) を示す。和歌山県中部は $10^1 \sim 10^2 \Omega \cdot m$ と約1桁小さい値を示す。一方、北東端の OKT エリアでは、逆に $10^3 \sim 10^4 \Omega \cdot m$ と大きな見かけ比抵抗値を示している。

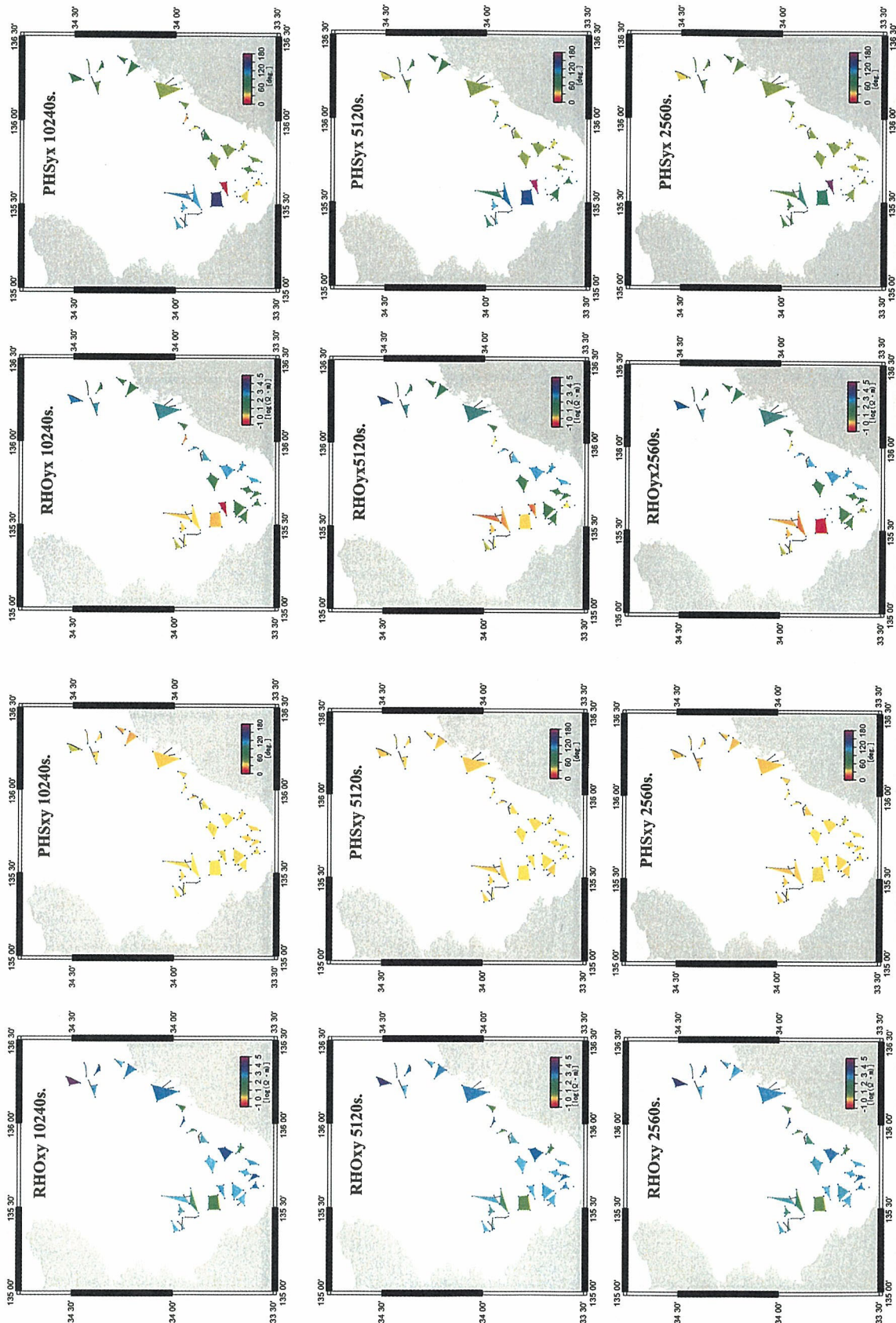
TE モードでは、和歌山県北部の解析エリアの見かけ比抵抗値が、全周期にわたって、残りの地域より顕著に低いことが特徴である。この地域の北西端に当たる MYM エリアでは、見かけ比抵抗値がやや大きくなっていることから、特徴的な低比抵抗領域の北端を示唆して

いると思われる。位相差も、上述の地域内の値は他の地域に比べて大きい。

4. 議 論

見かけ比抵抗と位相の分布から、おおよその構造を推定できるが定量的な議論は出来ない。そこで、より定量的な深部構造の議論を行うために、ULF 計の時系列解析で得られた3観測点のデータを用いて2次元比抵抗フォワードモデル解析を行った。今回は3次元的な構造に対してロバスト (Wannamaker et al., 1989) である TM モードのみを解析した。海は太平洋、瀬戸内海とも海底地形を読みとった上で $0.25 \Omega \cdot m$ としてモデルに組み込んでいる。今回は深部構造に着目したので、解析に用いた周期帯は256秒から5120秒までとした。長周期のデータは浅部の構造に対して感度が低いので、20-30 km までの構造は Fuji-ta et al. (1997) で得られた構造を参考にして、それより深部の構造を観測値にフィットするように解析を行った。

フォワードモデリングで得られた結果を比抵抗モデル、および各観測点のデータと計算値とのフィッティングを Fig. 6 に示す。このモデルは2つの高比抵抗領域 (R1, R2) と3つの低比抵抗領域 (C1, C2, C3) で特徴づけられる。この構造から分かることは、表層付近に数 $\Omega \cdot m$ の低比抵抗領域 (C3) が存在し、その下に上部地殻に相当する深さまで $500 \sim 5000 \Omega \cdot m$ の高比抵抗領域 (R1) が全体的に分布し、その下に再び低比抵抗領域 (C1) が存在する。この低比抵抗領域 (C1) は Fuji-ta et al. (1997) で得られている低比抵抗領域と対応している様に見える。Fuji-ta et al. (1997) では、その低比抵抗領域の下限が明らかではなかったが、今回の解析で得られた応答関数を説明するためには低比抵抗領域



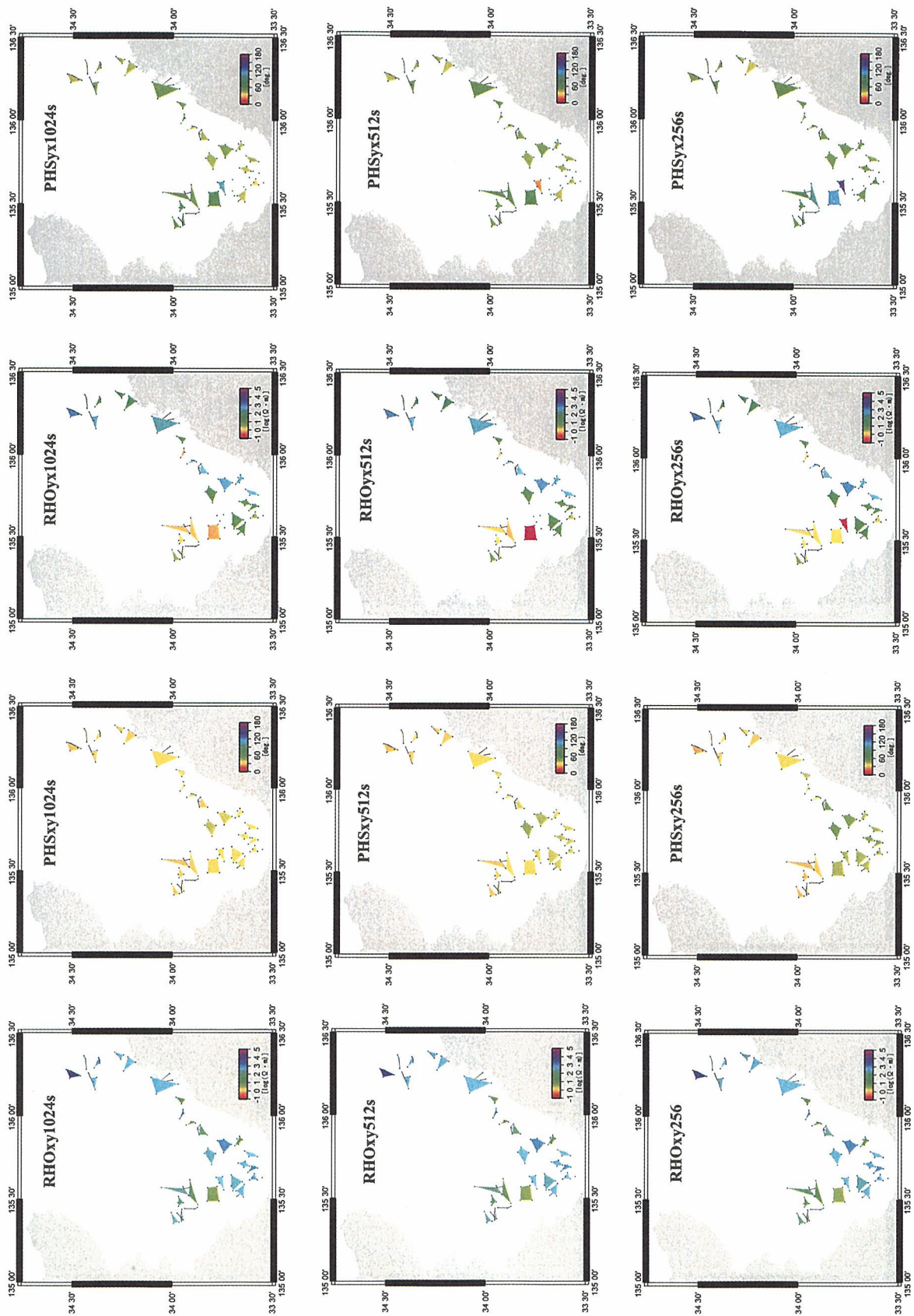


Fig. 5 Spatial distribution of apparent resistivity and phase obtained by the Network-MT methods. RHOxy and PHSxy (RHOyx and PHSyx) correspond to apparent resistivity and phase values of TM (TE) mode at periods of 10240, 5120, 2560, 1024, 512 and 256 seconds, respectively.

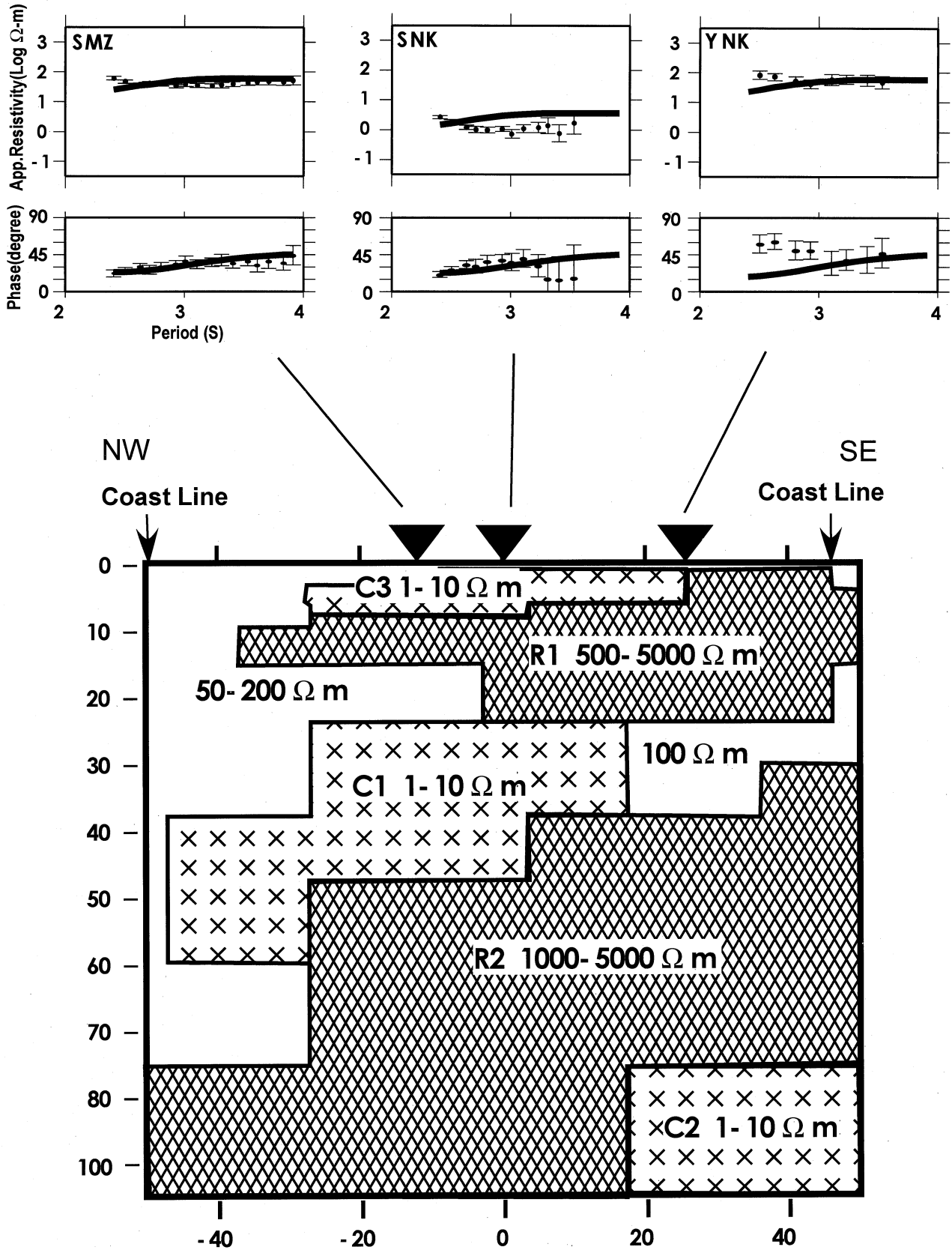


Fig. 6 Resistivity structure estimated by forward modeling.

(C1) 下部に高比抵抗領域 (R2) の存在が必要である事が分かった。この高比抵抗領域 (R2) が存在しないと、特に清水 (SMZ) と迫西川 (SNK) の低位相が全く説明できない。また、測線の南部では R2 の下部に、低比抵抗領域 (C2) を置いた方が湯の口 (YNK) の1000秒より長周期のレスポンスをよりよく説明する。

本地域のフィリピン海プレートの沈み込みはかなり低角で、プレート上面深度は海岸付近で約30-35 km, 測線中央部で約40-50 km, 測点北西部で60-70 kmである(中村ほか, 1997)。得られた比抵抗構造とプレート上面の深度と比較すると、R2の上面はプレート上面の深さとおおよそ一致する。R2は紀伊半島下に沈み込むプレートに、測線北西部の低比抵抗領域 (C1) はマントルウェッジに相当すると思われる。また、深部低周波微動の発生域は迫西川 (SNK) と湯の口 (YNK) の間の深さ30 km付近(Obara, 2002)であり、この位置は低比抵抗領域 (C1)、またはC1と高比抵抗領域 (R2) との境界に対応する。深部低周波微動は深部の流体移動と関係があると考えられており、この低比抵抗領域も流体と関係があるかもしれない。しかしながら、モデル計算に用いたメッシュサイズの関係で、深部低周波微動の分布域が比抵抗構造の境界なのか、どちらかの構造の内側なのかははっきりしない。

Yamaguchi et al. (1999) は、四国に沈み込むフィリピン海プレートの構造をネットワーク MT 法によるモデル解析により決定している。このモデルの特徴は沈み込むフィリピン海プレートが100 kmの厚さを持つ高比抵抗層として推定され、その上部に沈み込む海洋堆積物と思われる低比抵抗層が10 km程度の厚さで存在することである。本研究の結果と、このモデルとを比較すると、沈み込むプレートが高比抵抗で、その上部に低比抵抗領域の存在が推定される点では一致している。しかしながら、本研究で得られた深部低比抵抗領域は、紀伊半島下で非常に低い比抵抗値を持ち、かつ厚く存在すると推定されている。この違いはYamaguchi et al. (1999) の解析領域では本地域で顕著に見られる深部低周波微動がほとんど発生していない事と関係するのかもしれない。

短周期のインダクションベクトル (Fig. 4) から、浅部に顕著な低比抵抗の領域の存在が示唆された(その付近の地名からRyujin Anomalyと呼ぶ)。西振りのインダクションベクトルを示す周期と比抵抗モデルとを比較すると、その領域がC1に相当する可能性がある。しかしながら2次元モデルではその空間的広がりを完全には限定できない。一方、面的に観測が行われているネットワーク MT の見かけ比抵抗分布 (Fig. 5) と比べると、このRyujin Anomalyの予想される位置と低い見かけ比抵抗を示す領域とが一致しているように見える。NKH観測ネットでの位相が90度を超えるなど、局地的なディストーションを受けている可能性もあるが、インダクションベクトルの結果や近傍の観測点 (RJN や RJO

など) も低比抵抗を示している事から、何らかの異常域がこの領域に存在する可能性が高い。今後より詳細にこのRyujin Anomalyを検討していく必要がある。

本研究の結果、予察的ではあるが、紀伊半島下の比抵抗構造を深部まで求めることができた。清水 (SMZ) では10000秒付近までのデータを精度良く求めることができ、深部構造推定に大きく寄与している。通常の機動観測では難しかった長周期帯の観測が、既存の機材でも長期間の観測を実施することで成し得ると言うことは、今回の解析で得られた大きな成果の一つである。

しかしながら、長周期でノイズの影響を除き切れない観測点もあるため、参照磁場として気象庁柿岡地磁気観測所の地磁気3成分データを用いる事で、清水以外の観測点でも長周期の応答関数の精度向上を図る事が出来ると考えている。長周期データの質の向上は今後の課題となるであろう。また、今回の比抵抗モデルはTMモードのみを用いた構造解析に留まったが、今後はTEモードも利用し、フォワード解析だけでなくインバージョン解析も含めたより詳細なモデルの構築も目指す必要がある。

ネットワーク MT 法は長周期データを用いた深部構造の推定だけでなく、比抵抗構造を面的に明らかに出来る。現在、紀伊半島の中央部に位置する奈良県で観測が展開されており、紀伊半島の多くの領域をカバーすることが出来る。今後はこの利点を生かし、紀伊半島全体の比抵抗構造解明を目指した3次元モデリングを進めていく予定である。さらにこれらの一連の電磁気観測では、海域でのデータも同時に取得したことが、これまでの観測と大きく異なる点である。海域でも短周期と長周期の帯域の異なる2種類の観測を実施しており、これらのデータも合わせて解析を行うことで、フィリピン海プレート沈み込みの様子を海域から陸域にかけて、さらには浅部から深部までの包括的な構造を明らかにすることができる。

謝辞

本研究を行うにあたって、奈良県十津川村教育委員会、三重県紀和町役場および地元関係者の方々には、観測機材の設置などに関して多くの便宜を図って頂いた。京都大学フィールド科学教育研究センター・森林ステーション・和歌山研究林には、演習林内での観測を快く承諾頂いた。ネットワーク MT 観測においてはNTTネオメイト三重 津営業支店・尾鷲営業支店とNTTネオメイト関西 田辺サービスセンターの協力を頂いた。京都大学防災研究所の大志万教授には設置に関する多くのアドバイスを頂いた。京都大学防災研究所の細技官には観測点選定の際に多大なる尽力を頂いた。ここに記して感謝の意を表します。柿岡地磁気観測所のデータは、京都大学地磁気世界資料解析センターのWeb Siteを通して取得した。本研究の一部は平成13年度科学研究費補

助金基盤研究 B「中国・四国地方の地震発生層付近の電気伝導度構造」(代表者：山口覚 (課題番号13440133))により行われた。

参 考 文 献

- Ando, M. (1975) : Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai Trough, Japan., *Tectonophysics*, **27**, 119-140.
- Archie G. E. (1942) : The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics, *Trans. Am. Inst. Mech. Eng.*, **146**, 54-62.
- 爆破地震動研究グループ (1992) : 紀伊半島における爆破地震動の観測 (河内長野一紀和測線), *地震研究所彙報*, **67**, 37-56.
- Chave, A. D. and Thomson, D. J. (1989) : Some comments on magnetotelluric response function estimation, *J. Geophys. Res.*, **94**, 14215-14225.
- Fuji-ta, K., Ogawa, Y., Yamaguchi, S., Yaskawa, K. (1997) : Magnetotelluric imaging of the SW Japan forearc—a lost paleoland revealed?, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **102**, 231-238.
- Glover, P. W. J., Hole, P. J., Pousm J. (2000) : A modified Archie's law for two conducting phases, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **180**, 369-383.
- Gamble, T. D., Goubau, W. M., Clarke, J. (1979) : Magnetotellurics with a remote magnetic reference, *Geophys.*, 53-68.
- Groom, R. W., Bailey, R. C., (1989) : Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three-dimensional galvanic distortion., *J. Geophys. Res.*, **94**, 1913-1925.
- 加藤愛太郎・大中康誉 (2000) : 岩石破壊過程の安定・不安定性に及ぼす水の役割. *地学雑誌*, **109**, 554-563.
- Matsumoto, T., Kawabata T., Matsuda J., Yamamoto K., Miura K. (2003) : $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios in well gases in the Kinki district, SW Japan: surface appearance of slab-derived fluids in a non-volcanic area in Kii Peninsula, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **216**, 221-230.
- 中村正夫・渡辺 晃・許 斐直・木村昌三・三浦勝美 (1979) : 西日本外帯における地殻下地震の活動特性, *京都大学防災研究所年報*, **40**, 1-20.
- Nakanishi, A., Takahashi, N., Park, J. O., Miura, S., Kodaira, S., Kaneda, Y., Hirata, N., Iwasaki, T., Makamura, M. (2002) : Crustal structure across the coseismic rupture zone of the 1944 Tonankai earthquake, the central Nankai Trough seismogenic zone, *J. Geophys. Res.*, 10.129/2001JB000424.
- Obara, K. (2002) : Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan, *Science*, **206**, 1679-1681.
- Park, J. H., Tsuru, T., Kodaira, S., Cummins, P. R., Kaneda, Y. : (2002), Splay Fault Branching Along the Nankai Subduction Zone, *Science*, **297**, 1157-1160.
- Sano, Y., Wakita, H. (1985) : Geographical distribution of $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios in Japan: Implications for arc tectonics and incipient magmatism, *J. Geophys. Res.*, **90**, 8729-8741.
- Usami, T. (1979) : Study of historical earthquakes in Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 339-439.
- Utada, H. (1988) : a direct inversion method for 2-dimensional modeling in the geomagnetic induction problem, *Dr. Sc. Thesis, Univ. Tokyo.*
- Utada, H., Hamano, Y., Segawa, J. (1996) : Conductivity Anomaly around the Japanese Islands. *Geology and Geophysics of the Japan Sea (Japan-USSR Monograph Series, Vol. 1)*, pp. 103-149.
- Uyeshima, M. (1990) : Application of Network MT method to the study of electrical conductivity structure in the central and eastern part of Hokkaido, *Dr. Sc. Thesis, Univ. Tokyo.*
- Uyeshima, M., Utada, H., Nishida, Y. (2001) : Network-MT method and its first results in central and eastern Hokkaido, *NE Japan.*, **146**, 1-19.
- Wakita, H., Sano Y., Mizoue M., (1987) : High ^3He emanation and seismic swarms observed in a nonvolcanic, forearc region, *J. Geophys. Res.*, **92**, 12539-12546.
- Wannamaker, P. E., Booker, J. R., Jones, A. G., Chave, A. D., Filoux, J. H., Waff, H. S., Law, L. K. (1989) : Resistivity cross section through the Juan de Fuca subduction system and its tectonic implications., *J. Geophys. Res.*, **94**, 14127-14144.
- Yamaguchi, S., Kobayashi, Y., Oshiman, N., Tanimoto, K., Murakami, H., Shiozaki, I., Uyeshima, M., Utada, H., Sumitomo, N. (1999) : Preliminary report on regional resistivity variation inferred from the Network MT investigation in the Shikoku district, southwestern Japan., *Earth Planets and Space*, **51**, 193-203.