

北海道東部域における電場・磁場連続観測 および広帯域MT観測

佐藤秀幸、宇津木充、西田泰典（北大・理）小川康雄（地質調査所）、
高田真秀、笠原稔（北大・地震予知センター）、
長尾年恭（東海大・海洋）、笹井洋一（東大・地震研）

Continuous observation of electric and magnetic fields, and wideband magnetotelluric soundings in the eastern part of Hokkaido, Japan

H.Satoh, M.Utsugi, Y.Nishida(Grad. School of Sci., Hokkaido Univ.),
Y.Ogawa(GSJ), M.Takada, M.Kasahara(RCEP, Hokkaido Univ.),
T.Nagao(School of Marine Sci. and Technology, Tokai Univ.),
Y.Sasai(ERI, Univ. of Tokyo)

1 はじめに

地震と地球電磁気現象との関係は古くから言われ、例えば圧磁気効果による地磁気変化についてはその学理がほぼ確立しつつある（例えば、Sasai,1991）。ギリシャで始められた、いわゆるVAN地震予知法は、電場の観測波形にSES(Seismic Electric Signals)といわれる特異な波形が地震の前兆現象として検出されるというものである。その物理的な発生メカニズムについては歌田(1990)も指摘しているように、疑問点や不明解な点が多くまだ解明されてはいない。しかし、断層や貫入岩体などの特定の地体構造帯に位置する観測点では、顕著なSESが観測されるとの報告がある(selectivity) (Varotsos and Lazaridou,1991)。しかし、日本のようなノイズレベルが非常に高い地域で、地電流を観測しSESを識別することはかなり難しい(上田,1991)。

そこで、日本でノイズレベルが低いと思われる北海道東部地域をテストフィールドに選び1996年11月より、電場および磁場の連続観測が開始された。システムが整ってからまだ日も浅く、データの蓄積も少ないことからSESを検出するには至っていない。ここではselectivityの問題も考慮して、北海道東部域の比抵抗構造を把握するために広帯域MT法を用いて観測を行なったので、このことを主に報告する。

2 電場および磁場の連続観測の概要

電場および磁場の連続観測は、虹別と北大理学部附属えりも地殻変動観測所の2ヶ所で行なっている(第1図)。前者は、弟子屈周辺で発生する内陸型地震と北海道

東方沖地震（1994.10.4,MS.1）などの海溝型の地震を、後者は、日高山脈南部の内陸型地震および十勝沖地震（1968.5.16,M7.9）、三陸はるか沖地震（1994.12.28,M7.5）などの海溝型の地震を対象としている。2つの観測点ともに磁場はフラックスゲート型磁力計を、電場は鉛-塩化鉛電極を用い、電極間隔が数～10kmの長基線（5測線）と100～200mの短基線（6および7測線）で計測している。なお、長基線の場合は Uyeshima(1990)と同じ手法で NTT の通信回線をケーブルとして利用している。えりも観測点における磁力計は、センサー、ケーブル、アンプとも温度変化のほとんどないトンネル内に設置してあるため、長周期変化の解析にもたえる。また、電場もノイズレベルは低く良好なデータが取得されている。虹別観測点においても、ほぼ良好な記録が得られている。第2図にえりも観測点における電場長基線配置図を示す。また、記録の一例として、第3図にえりも地殻変動観測所で得られた、1997年1月7日の24時間の観測波形を示す。地震との対応関係については、今後のデータの蓄積を待たなければならない。

3 広帯域MT観測

3.1 観測

虹別観測点を通り、千島弧をほぼ南北に縦断する約80kmの測線で広帯域MT観測を行なった（第1図）。観測点数は合計12点である。測線は地殻比抵抗研究グループ(1984)とほぼ同じであるが、測定周波数範囲が320～0.0005Hzと広く、地殻浅部から深部までの比抵抗構造をより詳細に把握することができた。測定には Phoenix 社製 V-5 測定システムを使用し、インダクション型コイルを用いて磁場3成分、鉛-塩化鉛電極を用いて電場2成分を観測した。ただし、磁場鉛直成分についてはループ型センサーを使用した。データ取得は1測点1晩単位で行ない、320～8Hzまで（高周波バンド）を1～2時間、8Hz未満（低周波バンド）を15～19時間計測した。なお、リモートレファレンス点は設けずシングルサイトモードで測定した。

3.2 構造の走向方向の推定

表層付近の局所的な電場の擾乱 (distortion) と広域的な構造による電磁誘導とを分離し後者のみ取り出すため、得られたインピーダンスに対して Groom and Bailey(1989)によるテンソル分解を適用した。測点ごと、周波数ごとに構造の走向を求め平均したところ、主軸方向は N65°E と N25°W の2方向が推定された。インダクションベクトルがほぼ北西-南東の方向を示すことから（第4図）、それと直交方向すなわち北東-南西方向に構造の走向方向があると想定した。従って、2次元解析には N65°E に座標回転させたインピーダンスを用いた。

3.3 データ解析結果

第5図には調査地域の北部、中央部、南部のそれぞれ代表的な観測点 (site2,10,12) の見掛け比抵抗および位相差曲線を示す。各観測点に共通して、1Hz から10秒付近および500秒から長周期ではデータの質があまり良好ではないためエラーバーが大きくなっている。この原因については、前者は観測期間中にシグナルが弱かったこと、後者については1観測点でのデータ取得時間が短かったことで長周期側のデータのスタッキングが不十分であったことによるものと考えられる。しかし、広帯域にわたってデータを取得しているためデータクオリティの低い帯域が部分的にあっても、構造解析には十分たえることができる。探査曲線から、北部と中央部の構造は高、低、高の3層構造、南部は低、高の2層構造であることが推定できる。特に、site10を含めた測線中央部の観測点では1Hz付近で見掛け比抵抗が数 $\Omega \cdot m$ という極めて低い値を示すこと、TMおよびTEモードがスプリットしないことから、この低比抵抗層は相当の厚さを持ち均質に分布していることが推定できる。

3.4 2次元構造解析

地下構造解析にはstatic shift補正を組み入れた平滑化制約付きの最小二乗法2次元インバージョン (Ogawa,1996) を適用した。ただし、site9は測定誤差が大きいこと、見掛け比抵抗がとなり合う周波数で連続的に変化していないことから解析より除外した。100 $\Omega \cdot m$ の均質大地を初期モデルとし反復計算を行なったところ、11回の反復ではほぼ最終的なモデル構造が得られた。ただし、海の比抵抗は0.25 $\Omega \cdot m$ とあらかじめ固定してある。第5図および第6図には、見掛け比抵抗および位相差と、そのデータを良く説明できる比抵抗モデルを示した。なお、第6図はN25°Wにおける比抵抗断面をあらわしている。

3.5 考察

調査地域全体にわたって浅部に低比抵抗層 (数10 $\Omega \cdot m$) が見られ、特に中央部付近ではもっとも厚い (層厚5~6km)。この低比抵抗層は、地質図 (地質調査所,1976) によると第四紀、新第三紀および古第三紀の堆積層の分布域に対応している。特に新第三系の堆積岩類は、続成変質作用により粘土鉱物が多量に生成され、数~数10 $\Omega \cdot m$ と低い比抵抗値を示すことが報告されている (高倉,1995)。従って、浅部の低比抵抗は主として新第三紀層の分布に起因するものと考えられる。特に、測線中央部 (site4,5,10,6) の層厚5~6kmを持つ低比抵抗層の存在は、インダクションベクトルの結果からも示唆される。森 (1965) は重力異常の解析から根釧平野中軸部における基盤 (白亜系の凝灰岩) までの深さを1300~1500mと見積もっている。しかし、鶴居 (1980年、1650m) および標茶 (1984年、1505m) における深部ボーリングの結果からは基盤が確認されていない。低比抵抗層が堆積層全体を示しているとすれば、その層厚は1500m以上おそらく5~6kmと推定できる。しかし、現段階で結論的に言うことはできない。

測線南半分の上部～中部地殻には高比抵抗層 ($10^4 - 10^3 \Omega \cdot m$) が見られ、その上面深度は南から北に向かって深くなっている。この高比抵抗層は厚岸付近で露出している白亜紀の凝灰岩および火山岩類に対比される。根室～厚岸～釧路を結ぶ線上には最大 +227mGal を含む正の重力異常帯が存在する (例えば、山本ほか,1989)。正の重力異常と高比抵抗層は同一物質に起因しているものと考えられる。

20km より深い地殻下部は、深さ 10-20km の比抵抗と比較すると全体的に低比抵抗を示している。特にこの傾向は火山フロント付近の site8 および site7 の、深さ 20-30km で顕著であり $40-50 \Omega \cdot m$ の低比抵抗層が解析される。ただし、これらの観測点のデータの質が良くないので、現段階ではこの低比抵抗層の存在を強く主張できない。下部地殻における低比抵抗異常の要因については栗田ほか (1983) で議論されている。例えば、Utada (1987) は東北日本の下部地殻で検出された低比抵抗層の要因を、地殻深部にトラップされた自由水であると考えている (この水の供給源をどこに求めるかという問題はある)。本研究で得られた下部地殻の相対的な低比抵抗層が真としても、東北日本と北海道東部地域ではテクトニクスがかなり異なるため、Utada (1987) の考え方がそのまま適用できるかどうかは今後の検討課題に残る。

4 まとめ

北海道東部地域で開始した地磁気および地電流連続観測の概要について述べた。北海道東部で発生する地震との相関関係および地電位異常の物理的モデルをともなった説明は今後の課題とし、データの蓄積を待って議論したい。ここでは主として、その際に有用になる地殻の比抵抗構造に関する情報について報告した。

謝辞

本研究の一部は、東京大学地震研究所特定共同研究費によって実施された。記して謝意を表します。

参考文献

地殻比抵抗研究グループ (歌田久司, 笹井洋一, 森俊雄, 西田泰典), ELF, VLF-MT 法による北海道東部地域の比抵抗分布, CA 研究会 1984 年論文集, 57-61, 1984.

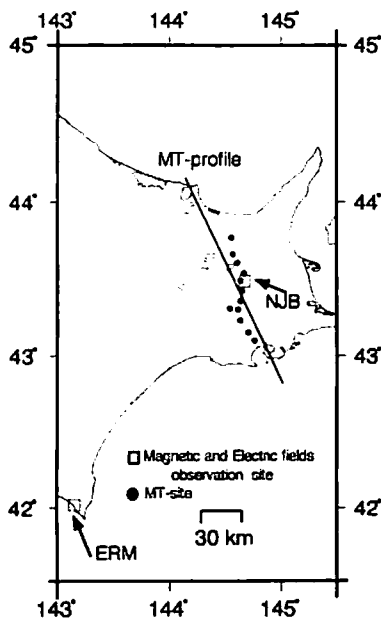
地質調査所, 1/20 万地質図幅「釧路」, 1976

Groom, R. W. and Bailey, R. C., Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three dimensional galvanic distortions., J. Geophys. Res., 94, 1913-1925, 1989.

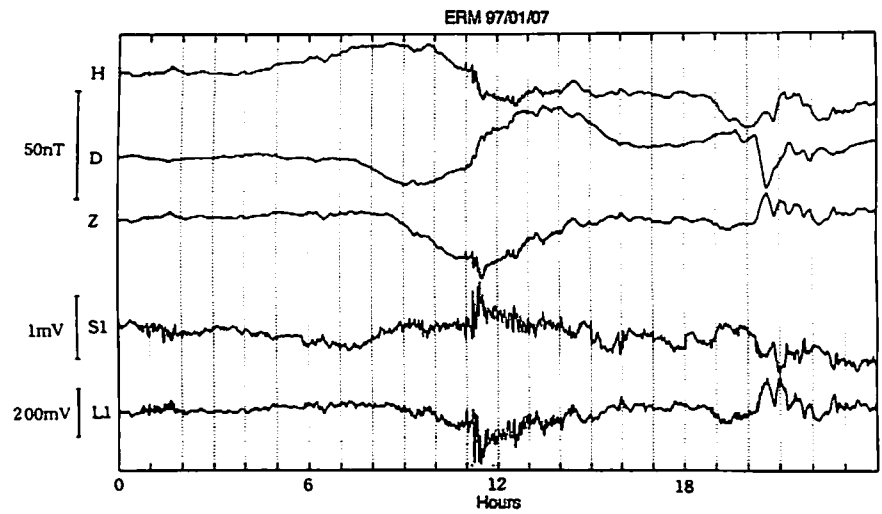
栗田敬, 浜野洋三, 地殻中の高伝導度層について, CA 研究会 1983 年論文集, 17-23, 1983.

森俊雄, 根釧原野における重力異常, 北海道大学地球物理学研究報告, 14, 59-71, 1965.

- Ogawa.Y., Two dimensional magnetotelluric inversion assuming Gaussian static shift., *Geophys.J.Inst.*,126,69-76,1996.
- Sasai.Y., Tectonomagnetic modeling on the basis of the linear piezomagnetic effect., *Bull.Earthq.Res.Inst.,Univ.Tokyo*, 66,585-722,1991.
- 高倉伸一, 新潟および秋田地域の新第三系岩石の比抵抗, *物理探査*,48,161-175,1995.
- 上田誠也, 地震予知に成功した国一ギリシャ, *地震*,44,391-405,1991.
- Utada.H., A direct inversion method for two-dimensional modeling in the geomagnetic induction problem.,*PhD Thesis, Univ.of Tokyo*, 1987.
- 歌田久司, ギリシャの地震予知の物理, *CA研究会1990年論文集*, 85-94,1990.
- Uyeshima.Y., Application of Network MT method to the study of electrical conductivity structure in the central and eastern part of Hokkaido, *PhD Thesis, Univ.of Tokyo*, 1990.
- Varotsos,P and M.Lazaridou, Latest aspects on earthquake prediction in Greece based on seismic electric signals, *Tectonophys.*, 188,321-347,1991.
- 山本明彦・森谷武男, 北海道の重力異常と地下地下構造, *月刊地球*,11,377-385,1989



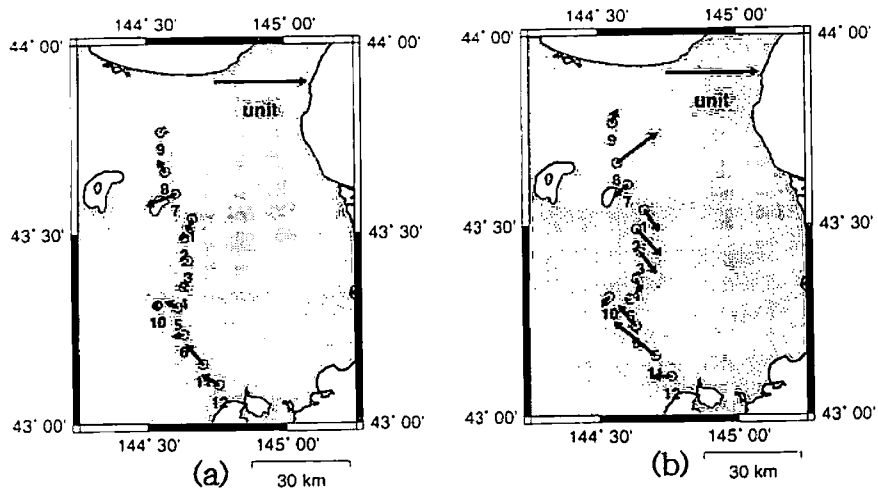
第1図 観測点配置図



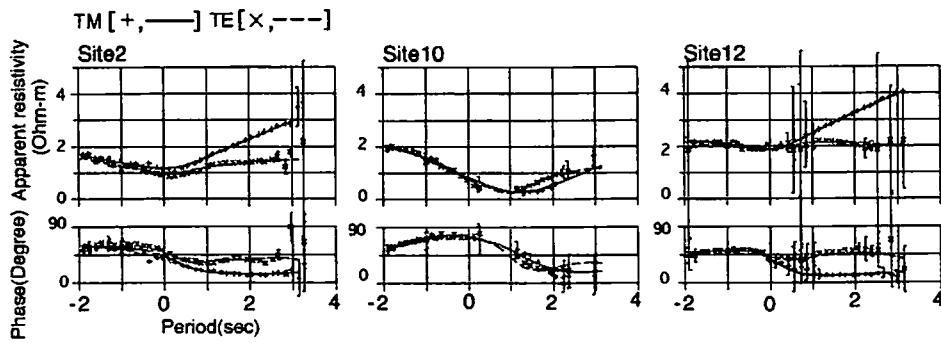
第3図 えりも地殻変動観測所における地磁気および電場観測波形の一例
S1は短基線のひとつ、L1は長基線のひとつを示す



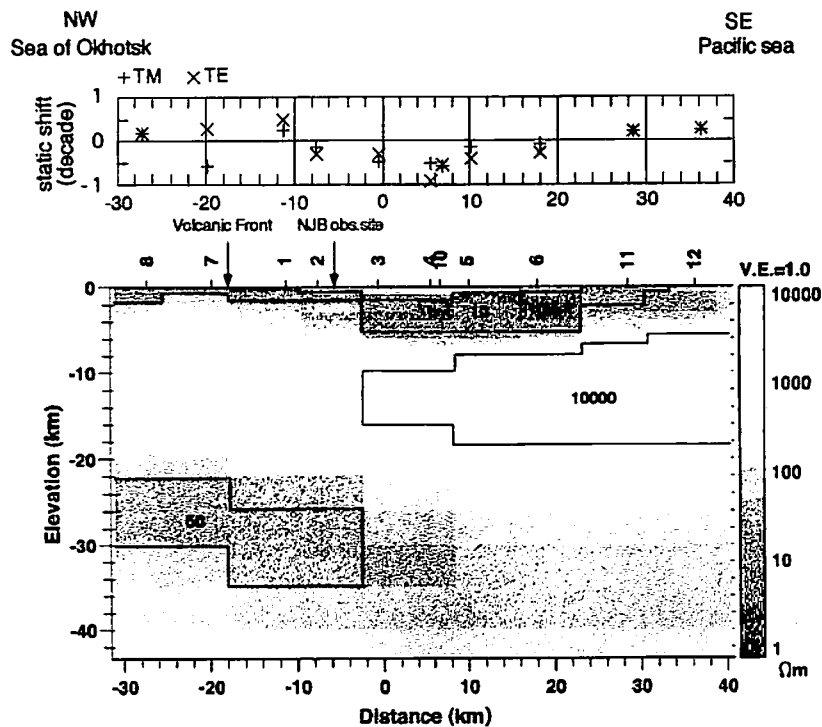
第2図 えりも観測点における電場長基線配置



第4図 インダクションペクトル (実部)
(a)1秒 (b)100秒



第5図 Site 2, 10, 12における見掛け比抵抗
および位相差曲線



第6図 2次元インバージョンによって得られた
比抵抗モデル