広帯域MT固定連続観測システムを用いた地殻比抵抗モニタリング
Monitoring of crustal resistivity variations using a stationary wideband MT measurement system

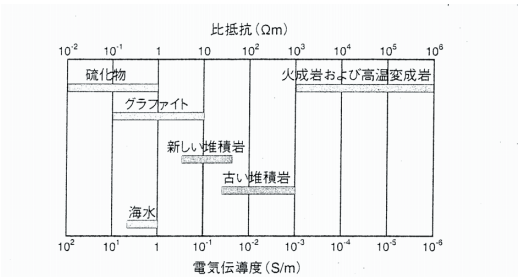
測地部　佐藤秀幸
Geodetic Department　Hideyuki SATOH
水沢測地観測所　湯通堂亨・門脇俊弘・石原操
Mizusawa Geodetic Observatory　Tohru YUTSUDO, Toshihiro KADOWAKI, Misao ISHIHARA
国土交通省河川局防災課　藤原智
Ministry of Land, Infrastructure and Transport　Satoshi FUJIWARA

要　旨

内陸地震発生に対し強く関与している地殻内の水の存在を把握するため，広帯域MT(Magnetotelluric)固定連続観測システムを水沢測地観測所と江刺観測場に設置し，1996 年 4 月から見掛け比抵抗の連続観測を開始した。本報告では，地震活動や地殻変動と関連した比抵抗変化を検出する方法のひとつとして，測定システムの安定性を議論した上で，MT法による地殻比抵抗モニタリングが有用であることを示す。

１．はじめに

地殻の物理的性質をあらわす物理量のひとつに「電気伝導度（以下，比抵抗と呼ぶ)」がある。この比抵抗は，地殻を構成する岩石の種類によって８オーダーにもわたって変化する（図－１)。一般に，岩石の比抵抗は，間隙水の比抵抗に比例し，間隙率の 1.3－2.5 乗と，飽和率の 2 乗に反比例することが経験的に知られている（Archie et al.,1942)。このことから地殻の比抵抗は構成する岩石の種類だけでなく，含水率によって大きく変化することがわかる。



図－１　主な地殻物質の比抵抗（電気伝導度の逆数）

近年地震波の解析から，地殻中に多くの地震波散乱源あるいはＳ波反射面が存在することが指摘されている。これらは断層面やその近傍の破砕帯，あるいは地殻中に存在する流体（地下水あるいは溶融体）であると推定されている（例えば，浅野ほか，1999；Nakajima et al.,2001 など)。断層面近傍に存在する微小な割れ目や破砕帯は，緻密な岩盤の中でも地下水の存在を許し，水を通したり，貯えたりすることを可能にする。地殻深部においては流体の存在が比抵抗分布に著しい不均質性を起こしうる。従って，地殻の比抵抗を連続的にモニタリングすれば，地殻内の水の動きが把握でき，地震活動に伴うシグナルの検出ができるものと期待できる。

そこで，地殻の比抵抗をモニタリングするため，広帯域ＭＴ固定連続観測システムを水沢測地観測所および江刺観測場に設置し，1996 年 4 月から見掛け比抵抗の連続観測を開始した。本報告では，地震活動や地殻変動と関連した比抵抗変化を検出する方法のひとつとして，測定システムの安定性を議論した上で，ＭＴ法による地殻比抵抗モニタリングが有用であることを示す。

２．ＭＴ法

地殻の比抵抗を調べるには，地下に人工的な電流あるいは電磁波信号を送信し，その応答を地表で測れば良い。ところが，地下深部を探ろうとするほど，より出力の大きな信号源が必要となる。通常，深度 1km 程度までであれば，人工的な電流双極子や磁気双極子を地表に作ることが可能であるが，それより深くなると困難になる。そこで，自然の電磁場を信号として使うことになる。これをＭＴ(地磁気地電流)法と呼ぶ。

自然の変動電磁場は，その起源，性質によって様々な種類に分けられる。このうち地球磁気圏の電磁流体波に起因する地磁気脈動と呼ばれる現象は，周波数 1Hz 以下の領域で比較的振幅の大きな変動を示す。このうち波形が連続できれいな変動を Pc 変動と呼んでいる。また，赤道地帯などの雷放電から放射される電磁波は電離層と地表面との間を伝播し，特に 3－60Hz の帯域では減衰が小さく地球を何周もするので干渉現象が起こる。これをシューマン共振現象と呼んでいる。ＭＴ法では以上の電磁

変動現象，すなわち地磁気脈動およびシューマン共振による電磁波を信号源として用いる。

しかし，この信号源である電磁波は，地中に浸透すると指数関数的に減少するという性質を持っている。さらに，その減衰の程度は地下の比抵抗と電磁波の周波数に依存することがわかっている。Cagniard(1953)は電磁波の振幅が地表面の値の1/e（約37%）まで減衰する深さを表皮深度（skin depth）と呼び，以下の式を導いている。

$$\delta = 503 \cdot \sqrt{Rho_a / f} \qquad (1)$$

ここで，δは表皮深度(m)，Rho_aは見掛け比抵抗（Ω・m），f は周波数(Hz)である。例えば，大地の比抵抗が均質で100Ω・mであるとすれば，周波数0.01Hz（周期100秒）に対する表皮深度は約50kmである。つまり，（1）式は周波数が低いほど，また比抵抗が高いほど電磁場は地下深く浸透することを意味している。

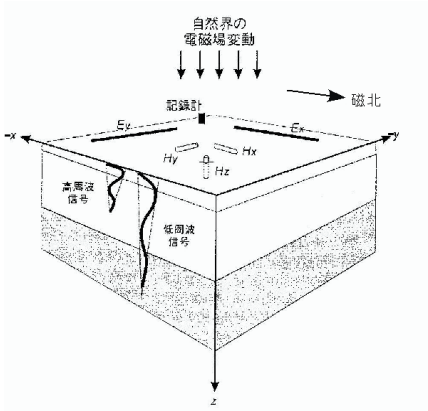
このとき地表面で観測される成分を電場２成分(Ex,Ey)，磁場２成分（Hx,Hy）であるとすれば（図－２），電場，磁場および見掛け比抵抗の関係は以下の式で結び付けられる（Cagniard，1953）。

$$Rhoxy = \frac{1}{5f}\left(\frac{|Ex|}{|Hy|}\right)^2 \qquad (2)$$

$$Rhoyx = \frac{1}{5f}\left(\frac{|Ey|}{|Hx|}\right)^2 \qquad (3)$$

ここで，Rhoxy，Rhoyxは見掛け比抵抗（Ω・m），f は周波数(Hz)，Ex、Eyは誘導される電場(mV/km)，Hx，Hyは磁場変化の大きさ（nT）である。この２つの式は電磁場の観測から比抵抗が推定できることを意味している。加えて，Rhoxy，Rhoyxは周波数に対して依存する量であることも同時に示している。

このようにして，自然の電磁場信号を観測することにより，地殻浅部から深部までの比抵抗を推定することが可能である。

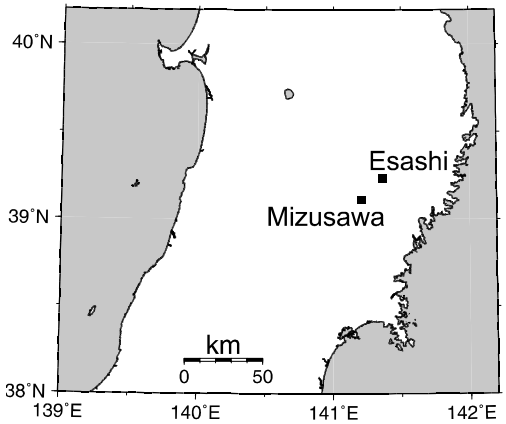


図－２　ＭＴ観測におけるセンサーの配置図
Hx，Hy，Hzは磁場センサーを，Ex,Eyは電場のセンサーをそれぞれ示している。電磁波の周波数によって探査深度が異なる。

３．観測

３．１　観測場所

測定機器は，水沢測地観測所構内（岩手県水沢市）および江刺観測場構内（岩手県江刺市）に設置し（以下，水沢および江刺と，それぞれ呼ぶことにする），1996年４月よりデータ取得を開始した（図－３）。観測点は人工的なノイズをできるだけ避ける必要があるため，人里離れた山中に設置することが望ましい。幸い水沢測地観測所および江刺観測場は，従来から全磁力観測や地磁気３成分観測を実施している場所なので，この条件には適している。



図－３　観測点配置図
図中のMizusawaは水沢測地観測所を，Esashiは江刺観測場の位置をそれぞれ示している。なお，両観測点は約20km離れている。

３．２　データ取得システム

水沢および江刺それぞれの観測点では，磁場３成分（水平２成分と鉛直成分），電場２成分（水平２成分）の合計５成分データを，320Hz から 0.00055Hz（周期1800秒）にわたる帯域で，毎日23時間30分にわたり連続的に計測をしている（図－２）。なお観測には，カナダフェニックス社製Ｖ５測定システムを基本としたＭＴ固定連続観測装置を採用している（Phoenix Geophysics,1997）。機器設置当時は，世界で初めての連続観測装置であった。

磁場はインダクション磁力計で測定し，電場はおよそ100m離れた電極間の電位差から求める（写真１－１，写真１－２）。表－１には，測定機器のシリアルナンバー，電極間隔および磁北からの回転角度を記した。電位線は設置場所の土地の制約により，必ずしも図－２に示したように磁北方向と，それと直交する方向に埋設できるわけではない。そこで，水沢測地観測所では測定座標系を磁北から西へ35度ずらした方向と，それに直交した方向との２測線において電位差観測を行っている。この角度を，磁北からの回転角度と表記した。そして実際のデータ解析の際には，座標変換により磁北方向で計測した値に換算してデータ処理を進めている。

電位電極とインダクション磁力計によって検出された信号は，ピット内に埋設されたＳＰＶ５に入力され，ここで増幅，バンドパスフィルターによってフィルタリング処理された後，埋設ケーブルを通して，観測所施設内のＶ５データ取得・処理装置に入力される（写真－２－１，写真－２－２）。Ｖ５に入力された信号は，

写真－１－１　江刺観測場構内の磁場センサーコイルを埋設しているピット
収納ピットは無筋コンクリート造りで，内面には防水用モルタルを施工の上さらに断熱用発砲スチロールを内張りしている。

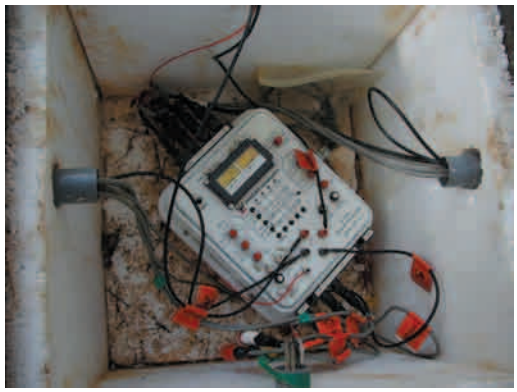
写真－１－２　上図（写真－１－１）ピット内に設置しているインダクション磁力計

表－１　観測機器のシリアルナンバーおよび電極間隔

		江刺観測場	水沢測地観測所
V5	シリアルナンバー	V5662	V5661
SPV5	シリアルナンバー	B9656	B9655
Hx	磁力計シリアルナンバー	9679	9682
	磁北からの回転角度	0.0 deg.	-35.0 deg.
Hy	磁力計シリアルナンバー	9680	9683
Hz	磁力計シリアルナンバー	9681	9664
Ex	電極間隔	100.0 m	100.0 m
	磁北からの回転角度	0.0 deg.	-35.0 deg.
Ey	電極間	100.0 m	100.0 m

16 ビット AD で数値返還され，GPS 同期の時刻信号によって時系列処理される。そのデータは，Ｖ５内部メモリ/データ取得用のＰＣを介して，外付けハードディスクに記録される（写真－２－２）。このようにして，水沢測地観測所および江刺観測場においてそれぞれデータの取得をしている。

次にデータ取得システム全体を説明するため，図－

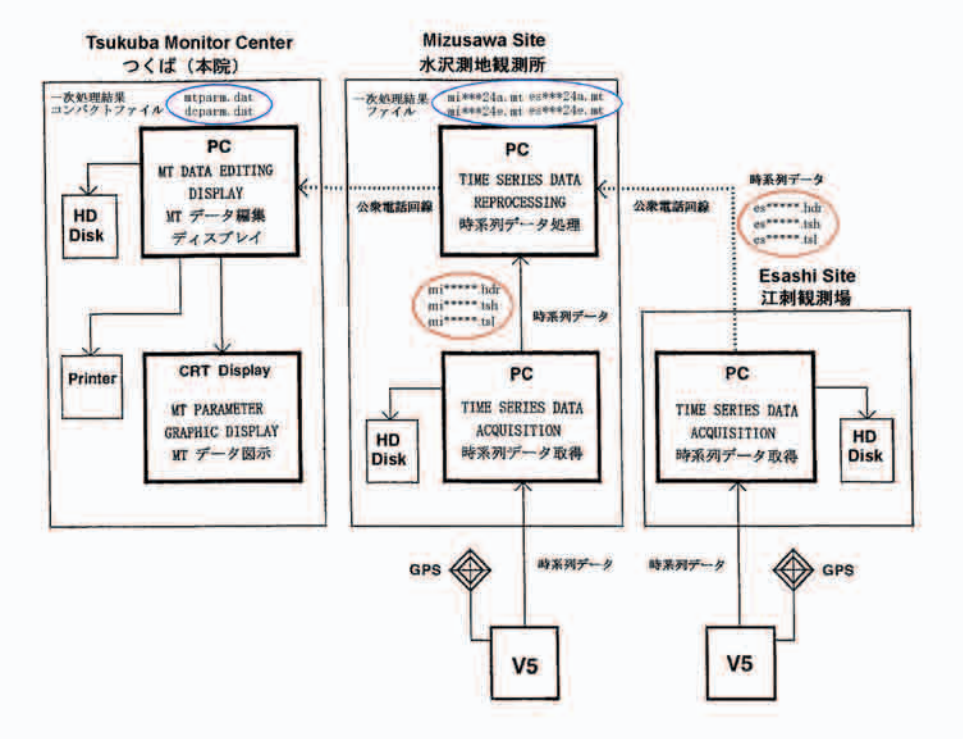


写真－２－１　江刺観測場構内のＳＰＶ５の設置状況

写真－２－２　江刺観測場施設内に設置しているＶ５本体（下部）と，データ取得用のパソコンおよび外付けハードディスク（上部）

４にシステム構成図を示す。江刺で取得した時系列データは，1 時間ごとに水沢のデータ処理用メインＰＣに自動的に電話回線を介して転送される。同時に，水沢のデータ取得用ＰＣに収録した時系列データもデータ処理用メインＰＣに転送される。図－４の es*****.hdr, es*****.tsh, es*****.tsl は江刺の時系列データを，mi*****.hdr, mi*****.tsh, mi*****.tsl は水沢の時系列データを表している。各ファイルの*****には，日付と時刻が記録される。なお，それぞれの観測点における１日分のデータ容量は，約 60Mbyte である。

ＧＰＳによって同期された両観測点の時系列データは，ローカルノイズを除去するため，リモートレファレンス処理を施し，クロスパワーデータとしてファイルに記録する（Goubau et al.,1984）。ここで作成されるファイルは４種類あり，es***24a.mt, es***24e.mt（江刺の一次処理結果ファイル），mi***24a.mt, mi***24e.mt（水沢の一次処理結果ファイル）である。それぞれのファイル末尾の a はシングルサイト処理結果，e はリモートレファレンス処理結果を示している。また，各ファイルの***には日付が記録される。ファイルの容量は，１日分でそれぞれ 600Kbyte



図－４　データ取得システム構成図

である。つくば（本院）では，データ転送のための回線が細いため，一次処理結果ファイルからさらに最低限の情報だけ抜き出したファイル（mtparm. dat，dcparm. dat）のみを吸い上げて，毎日モニターしている。なお，このファイルのデータ容量は，２つ合わせて１日分で 1Mbyte である。

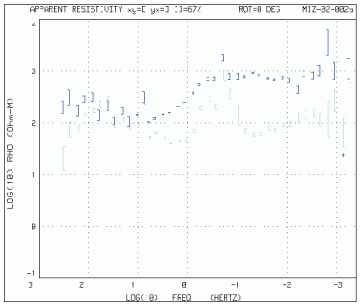
このように，電磁場データは水沢測地観測所施設内のメインＰＣで一括して収録できるようになっている。従って現在，測定機器のメンテナンスのみならず，日々のデータのバックアップ作業，大学や他研究機関からのデータ提供依頼の対応は，水沢測地観測所が行っている。

４．データ処理および結果

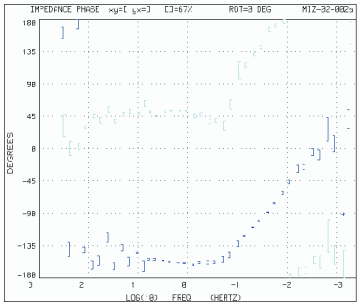
４．１　探査曲線の特徴とデータクオリティー

得られた自然の電磁場データは，ランダムな時系列データである。これらを周波数解析することにより，広帯域にわたる周波数範囲での電磁場の比（インピーダンス）を算出することができる。すなわちインピーダンスとは，２章で記述した（２）式および（３）式の右辺に対応し，それぞれ周波数の関数として求めることができる。また，ここで見掛け比抵抗と同時に，電場と磁場との位相ずれ，位相差も計算できる。本節では，このようにして計算された，水沢と江刺両観測点での見掛け比抵抗および位相差曲線の特徴とそのクオリティーについて述べる。

図－５－１には，シングルサイト処理によって得られた，水沢における見掛け比抵抗曲線と位相差曲線を，図－５－２にはリモートレファレンス処理によって得られた，同所の見掛け比抵抗曲線と位相差曲線を示す。両図とも比較的エラーバーの小さな日を選んでプロットしている。見掛け比抵抗曲線に着目すると，水沢で取得されるデータは，普段は 0. 1Hz-0. 001Hz（周期 10 秒－1000 秒）の帯域ではこれよりもさらにクオリティーが落ちる。また定常的に高周波帯，10Hz ぐらいまではエラーバーが大きい。全体的には，見掛け比抵抗の yx 成分はエラーバーが小さいが，xy 成分では大きいという特徴がある。ノイズの原因は特定できないが，水沢測地観測所は東北新幹線にかなり近いところに位置するため，これが原因のひとつではないかと考えられる。図－５－１に示した時系列データに対して，観測点近傍のローカルノイズを除去し，データクオリティーを高めるため，江刺の磁場データを使用し，リモートレファレンス処理を施した結果が図－５－２である（Goubau et al., 1984）。リモートレファレンス処理とは，２つの観測点における磁場変動は同一であるという仮定のもとに，互いの磁場データ間での相関を求め，コヒーレントなデータのみシグナルと見なしてインピーダンスを計算するという手法である。図－３に示したように，両観測点は約 20km と比較的近い距離に位置しているため，前述の仮定は成り立つと見なすことができる。図－５－１の 10Hz までの高周波のデータと比較すると，エラーバーがかなり小さくなり，探査曲線もスムーズにつながるようになっている。しかしながら，0. 01Hz-0. 001Hz（周期 100 秒－1000 秒）の帯域では，ほとんど改善が見られない。このことから，江刺観測場の磁場データを使いリモートレファレンス処理を施しても，もともとノイズレベルの高い水沢のデータに対しては，これ以上改善できないことを意味している。

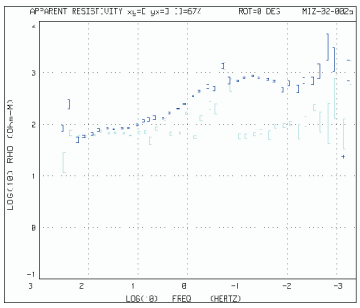


(a) 見掛け比抵抗曲線

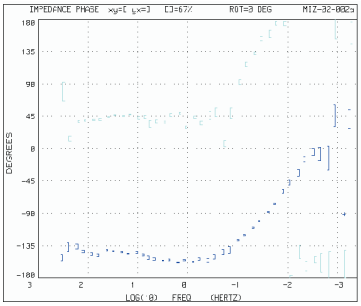


(b) 位相差曲線

図－５－１　シングルサイト処理によって得られた水沢の
(a) 見掛け比抵抗曲線および (b) 位相差曲線



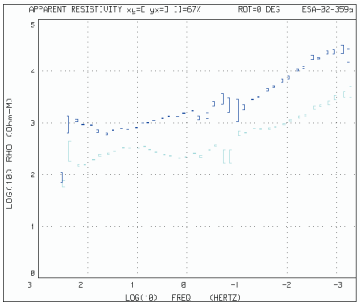
(a) 見掛け比抵抗曲線



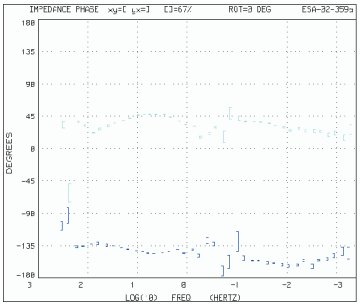
(b) 位相差曲線

図－５－２　リモートレファレンス処理によって得られた
(a) 見掛け比抵抗曲線および (b) 位相差曲線
リモートレファレンス処理には，江刺の磁場を用いている。

次に図－６－１には，シングルサイト処理によって得られた，江刺における見掛け比抵抗曲線と位相差曲線を，図－６－２にはリモートレファレンス処理によって得られた，同場の見掛け比抵抗曲線と位相差曲線を示す。これも比較的エラーバーの小さな日を選んでプロットしたものである。江刺の探査曲線は，普段は長周期側（周期 10 秒以上）では図－６－１よりもややクオリティーが落ちる。また定常的に，高周波 2 周波と，1Hz から 0.1Hz（周期 1 秒から 10 秒）まではエラーバーが少し大きい傾向にある。しかし，全体的に見るときれいなデータが得られている。

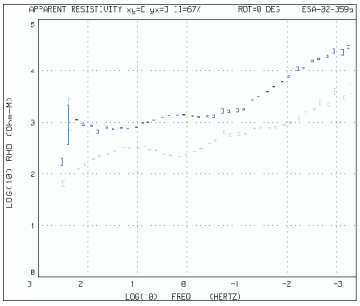


(a) 見掛け比抵抗曲線

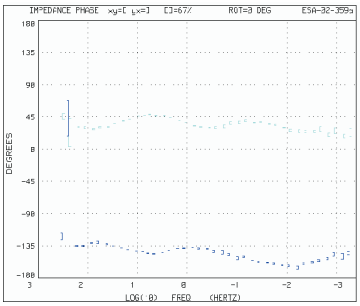


(b) 位相差曲線

図－６－１　シングルサイト処理によって得られた江刺の
(a) 見掛け比抵抗曲線および (b) 位相差曲線



(a) 見掛け比抵抗曲線



(b) 位相差曲線

図－６－２　リモートレファレンス処理によって得られた
(a) 見掛け比抵抗曲線および (b) 位相差曲線
リモートレファレンス処理には，水沢の磁場を用いている。

図－６－1 に示した時系列データに対しても，水沢の磁場データを使用し，リモートレファレンス処理を施した。その結果が図－６－２である。図－６－１の 1Hz-0.1Hz（周期 1 秒から 10 秒）の帯域のデータと比較すると，エラーバーがかなり小さくなっており，さらに探査曲線もスムーズにつながるようになっている。このことから，水沢の磁場データはそれほど高いクオリティーを持っているわけではないが，リモートレファレンス処理には有効であることを示していることがわかる。

４．２　見掛け比抵抗および位相差の時間変化

４．１節で述べたように，水沢で取得しているデータは，人工ノイズの影響により，リモートレファレンス処理を適用しても，データのクオリティーを向上させることができないことがわかった。そこで，ここでは江刺におけるデータにのみ着目することにする。

図－７および図－８に，３つの周波数（7.5Hz，0.0234Hz,0.00879Hz）に対する，1997 年から 2001 年までの５年間分の見掛け比抵抗の時間変化と，位相差の時間変化についてプロットした図を示す。7.5Hz はシューマン共振帯域，0.0234Hz と 0.00879Hz は Pc 変動帯域で，それぞれ信号強度が大きい周波数であることから，まずはこの３つの周波数を選んだ。なお，データが途切れているのは，機器トラブルやその他の理由により，欠測しているため処理ができなかった期間である。

各周波数に対する見掛け比抵抗および位相差に共通して，シングルサイト処理の結果よりも，リモートレファレンス処理をした結果の方が，データのばらつきは明らかに小さい。図－７に着目すると，３つの周波数に共通して yx 成分の見掛け比抵抗が 1998 年に一度減少し，その後は緩やかに増加していく傾向が見られる。一方，xy 成分の見掛け比抵抗は1998年に一度減少する傾向は同様であるが，その後はわずかではあるが緩やかに減少しているように見える。しかしながら，図－８の位相差にはそれに対応する変化は見られない。また，7.5Hz の見掛け比抵抗の時間変化（図－７(a)）を見ると，欠測が多くはっきりしたことは言えないが，前述した長周期変動の上に，短周期の年周変化のようなものが重なっているように見える。図示していないが，降水量の変化と対比してみたが，三品（1995）で示されているような，両者の間にはっきりとした相関が認められるわけではなかった。

５．考察

５．１　見掛け比抵抗の時間変化に伴う変動

前章４．２節で述べた２つの特徴について，ここでは考察を試みることにする。

(a) 1998 年からの見掛け比抵抗（yx 成分）の増加

1998 年から３つの周波数に共通して， yx 成分の見掛け比抵抗の増加が見られる。特に周期 0.0234Hz では，顕著である。リモートレファレンス処理をしたとは言え，まだデータのばらつきは大きいが，この増加傾向は有意であると考えられる。解釈のひとつとして，地下の比抵抗構造が変化したという見方ができる。大地を一様均質 100Ω・ｍと仮定した場合，0.0234Hz の探査深度はおよその目安として深さ 30ｋｍである。実際はもっと浅いと考えられるが，この深さはちょうど下部地殻付近に相当する。東北日本弧の前弧側下部地殻は高比抵抗であるという報告があることから，これが太平洋プレートの沈み込みに伴う歪みの蓄積により，さらに増加する傾向を示しているとも考えられる。しかしながら一方，位相には，この増加傾向と対応するような変化が見られていない。位相は変化せず，見掛け比抵抗だけ変化する，すなわちＭＴ法固有の問題である“スタティックシフト”の時間変化を見ているだけに過ぎないかも知れない。スタティックシフトとは，浅部の局所的な比抵抗異常あるいは急峻な地形の影響により，その構造境界に電荷が蓄積し，この電荷の作る場が常に電場に影響を与え，見掛け比抵抗曲線が対数軸上のグラフで上下してしまう現象である。つまり，図－６－２(a)の見掛け比抵抗曲線が，曲線の形はそのままで，あるオフセット値を持ちグラフ上で上下方向に動いてしまうことである。従って，浅部の不均質構造が時間とともに変化することで，探査曲線全体が上下方向に変化し，この変動を見ているだけかも知れない。しかし，いずれにしても現段階では根拠がないので，これ以上の議論はできない。

(b) 7.5Hz の見掛け比抵抗の短周期変動

7.5Hz の見掛け比抵抗の時間変化（図－７(a)）には，短周期の年周変化成分のようなものが，顕著に見られる。季節による周期的な年周変化であるかどうかを調べるために，このデータを１年ごとに区切り，５年間分のデータを同じ時間軸上に重ねてプロットしてみた。その結果，一見周期的な季節変動をしているように見えたが，実は年によって変動の仕方はまちまちであり，不規則なものであった。今のところ原因は特定できていないが，信号源としている電磁波の強度の変化に対応しているのかも知れない。

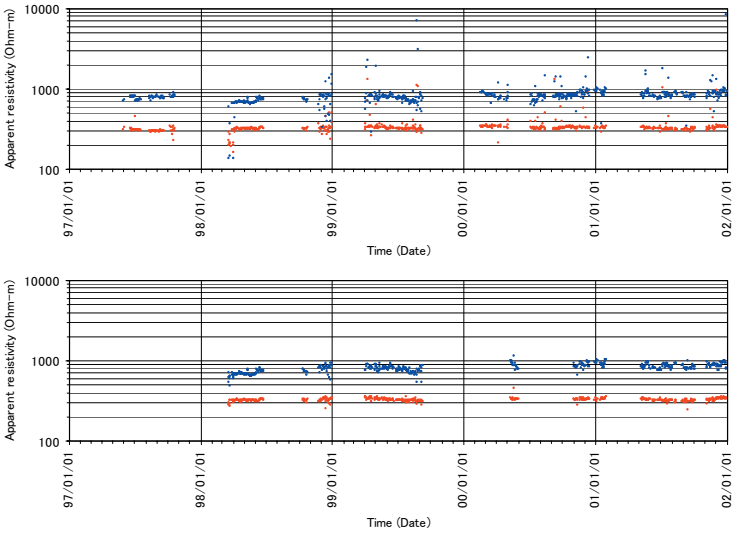
５．２　地震活動に伴う見掛け比抵抗変化検出の可能性

自然の電磁波を使ったＭＴ観測は，近年測定機器の精度が向上したことに加え，データ解析手法が急速に進歩したことにより，地殻構造を推定する有力な方法になってきた。ＭＴ観測から得られる比抵抗は，地殻内の流体すなわち水の分布に対して，極めて敏感な物理量である。従って，内陸地震発生に強く関与している地殻内の水の存在を把握するため，地震断層や活断層とその周辺部における構造調査がいくつかの地域でなされるようになってきた（例えば，Ogawa et al.,2001；Mitsuhata et al.,2001）。その結果，２つの研究例に共通して，（１）地殻中部に顕著な低比抵抗異常が存在すること，（２）地震の震源は，低比抵抗/高比抵抗の境界の特に高比抵抗側に多く分布している，という特徴が見出された。前者は，地震波の低速度域や散乱体の分布などとも調和的なことから，水の存在と考えることができる。後者は，地殻内の歪みにより岩石の空隙率が減少するため，地震が高比抵抗側で発生しているという解釈もできる。このように地殻の比抵抗構造を調べることは，水の分布を知ることができるだけでなく，さらに歪場や地震発生場の性質をつかむことができる。

しかしながら，上述した特徴は，ある時間での比抵抗構造から言えることであり，時間変化についての情報は含まれていない。従って，地震活動に対応した比抵抗変化を検出するためには，長期にわたる連続観測が必要である。例えば，Yukutake et al.(1990)は，火山噴火のモニタリングのため，直流電気探査法による比抵抗の繰り返し観測

シングルサイト処理

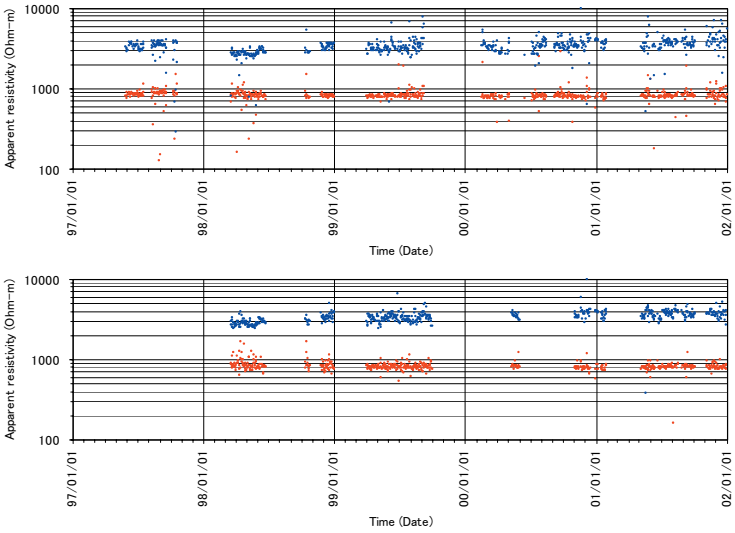
リモートレファレンス処理



(a) 7.5Hz

シングルサイト処理

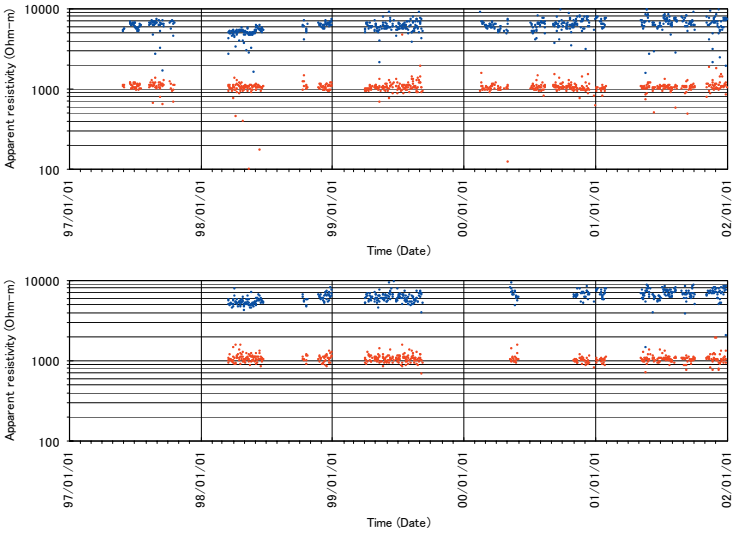
リモートレファレンス処理



(b) 0.0234Hz

シングルサイト処理

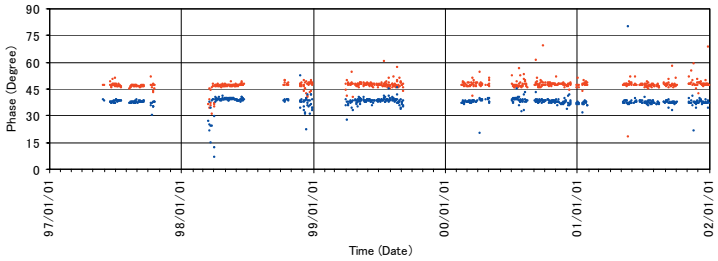
リモートレファレンス処理



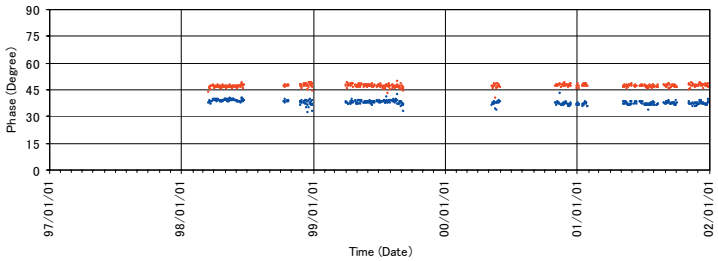
(c) 0.00879Hz

図－7　江刺観測場における見掛け比抵抗の時間変化（1997 年－2001 年）
図中の赤丸は xy 成分を，青丸は yx 成分を示している。

シングルサイト処理

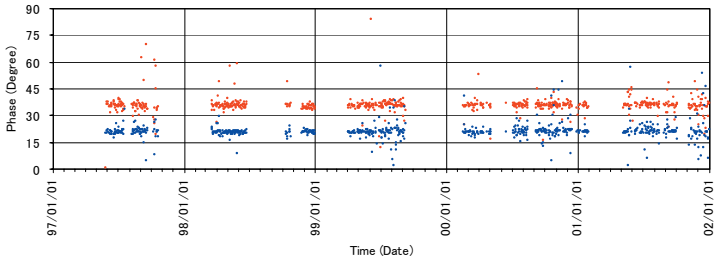


リモートレファレンス処理

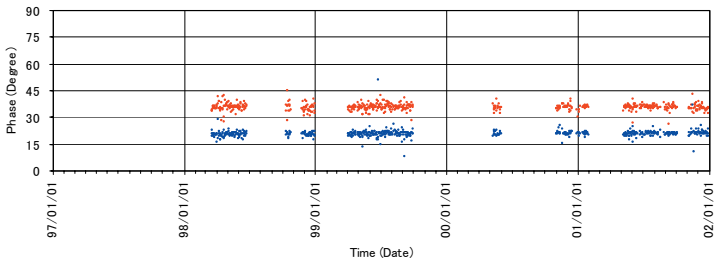


(a) 7.5Hz

シングルサイト処理

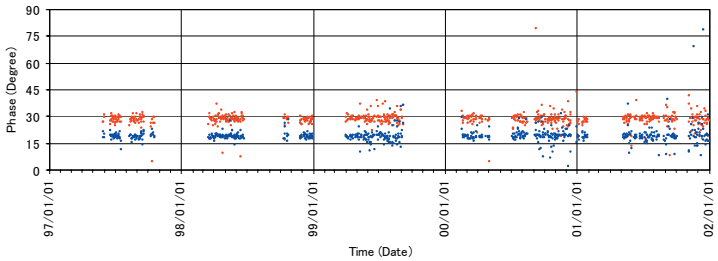


リモートレファレンス処理

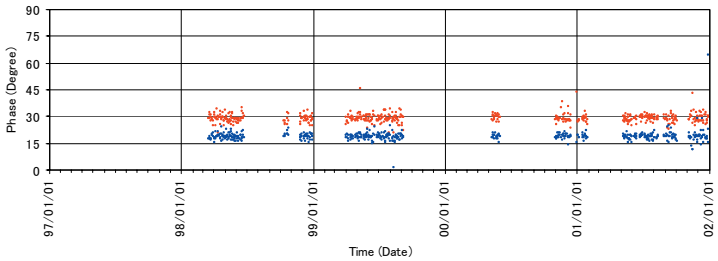


(b) 0.0234Hz

シングルサイト処理



リモートレファレンス処理



(c) 0.00879Hz

図－８　江刺観測場における位相差の時間変化（1997 年－2001 年）
図中の赤丸は xy 成分を，青丸は yx 成分を示している。

を行っている。火山地域では，現象が地下浅部で起こっていること，地殻の比抵抗とマグマの比抵抗とではコントラストが非常に大きいことから，地表で観測できる変化量も20%－30%と比較的大きい。一方，地震活動のモニタリングを目的にした場合は，現象が地下 10km 前後と深い場所で起こっているので，地表で観測できる変化量は火山地域での例と比較すると，さらに低くなることが予想される。Fujiwara et al.(1999)は，江刺のMTデータを使った解析結果から，1996 年 8 月 11 日に発生した M5.9 の地震後の見掛け比抵抗が，発生前のそれと比較して 30%減少したという事例を報告した。しかし，この地震発生前後数ヶ月間にわたり機器トラブルで欠測を生じていること，地表で30%の比抵抗変化を検知するには，地下で相当大きな比抵抗構造変化がないと説明ができないことから，この変化については検討の余地が残る。

ここで図－9に，図－7で示した見掛け比抵抗の時間変化を観測開始時点の値を基準として，規格化し割合で表示したグラフを示す。なお，図は(a)7.5Hz を除きすべてリモートレファレンス処理した結果である。データの分散は，7.5Hz で 30%，0.0234Hz で 50%，0.00879Hz では 40%持つことがわかる。この原因のひとつには，各周波数ともに 1 日の代表値を求めるにあたり，24 時間分の時系列データを使って計算していることが考えられる。このばらつきを低くするためには，夜間値だけを使う，周波数領域での平滑化・スタッキングなどの処理が必要である。定量的な議論はできないが，少なくても現状の 3 分の 1 程度にばらつきを抑えることができれば，地震活動のモニタリングに有用であると考えている。

6．結論

地震活動や地殻変動と関連した比抵抗変化を検出する目的として，水沢測地観測所および江刺観測場に広帯域MT固定連続観測装置を設置し，1996 年 4 月から見掛け比抵抗の連続観測を実施してきた。観測期間中に両観測点周辺において地震活動や大きな地殻変動がなかったので，本来の目的を議論することはできなかった。しかしながら，長期にわたる比抵抗モニタリングにおけるデータの安定性を議論するには，十分なデータが取得されているので，本報告ではこの点について主に考察を試みた。その結果，以下の知見が得られた。

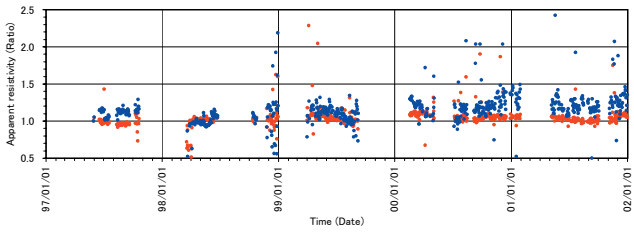
（1）リモートレファレンス処理の有効性

江刺観測場で取得された時系列データに対して，水沢測地観測所で取得されている磁場データを使ったリモートレファレンス処理は有効である。しかしながら，水沢測地観測所の時系列データに対して，江刺観測場の磁場データを使っても，ほとんど効果はない。

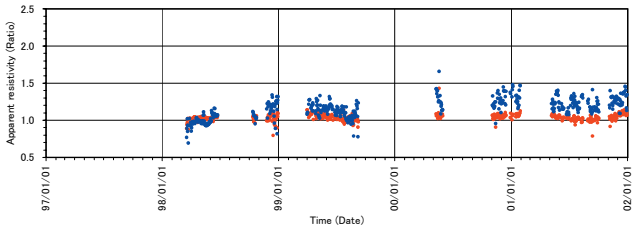
（2）見掛け比抵抗値の時間変化

江刺観測場における見掛け比抵抗のデータに着目すると，7.5Hz，0.0234Hz，0.00879Hz の３つの周波数に共通して，yx 成分が 1998 年 3 月から緩やかに増加する傾向が見られた。xy 成分については，7.5Hz および 0.0234Hz ではわすかに

シングルサイト処理

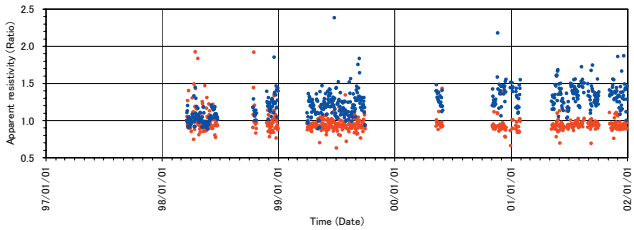


リモートレファレンス処理



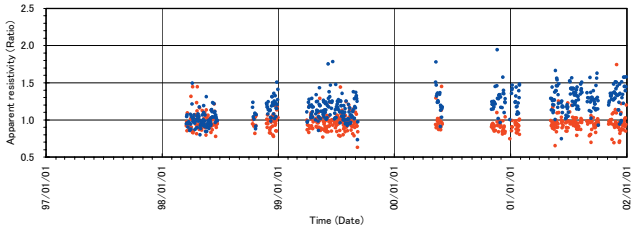
(a) 7.5Hz

リモートレファレンス処理



(b) 0.0234Hz

リモートレファレンス処理



(c) 0.00879Hz

図－9　江刺観測場における見掛け比抵抗の時間変化率（1997 年－2001 年）
図中の赤丸は xy 成分を，青丸は yx 成分を示している。

減少する傾向が認められるが，0.00879Hz ではほとんど変化が見られなかった。ただし，位相には，これらに対応するような変化は見られなかった。7.5Hz では長期的な変動の上に，さらに短周期変動が重なって見られた。この原因については現在までのところまだわかっていない。

（3）見掛け比抵抗の安定性

1998 年から 2001 年までの 4 年間のリモートレファレンス処理を施した江刺観測場のデータに着目すると，7.5Hz では 30%，0.0234Hz では 50%，0.00879Hz では 40%の分散を示すことがわかった。この原因のひとつには，各周波数ともに 1 日の代表値を求めるにあたり，24 時間分の時系列データを使って計算していることが考えられる。今後，

夜間値のみのデータを使った結果で，評価していく必要がある。

平成14年度中に現行のＶ５測定システムからＭＴＵ５測定システムへと機器更新することに伴い，より精度の高いデータ取得が可能になることが期待される。さらに将来的には，人工ノイズの影響が大きい水沢測地観測所から，内陸地震発生領域への機器の移設が予定されている。これにより，「地震活動や地殻変動と関連した比抵抗変化を検出する」という本来の研究目的に沿った観測の実現が可能になる。引き続き，ＭＴ法による地殻比抵抗モニタリングを行い，データ解析を進めていく予定である。

謝　辞

測定機器の設置やメンテナンスに際し，日鉄鉱コンサルタント株式会社・横井浩一氏，カナダフェニックス社・山下実氏および同社技術者の方々には，多大な御協力を頂いた。また，神戸大学理学部・藤田清士博士および東京都総務局・笹井洋一博士にはデータ処理結果について御議論をして頂いた。本報告は平成１４年度京都大学防災研究所研究集会（一般）14K-08「地震発生域及びその周辺の電気伝導度構造の研究」において，発表した内容をまとめたものである。このように本論をまとめる機会を与えていただいた，研究代表者の神戸大学理学部・山口覚博士，京都大学防災研究所・大志万直人博士には，心より謝意を表します。

参 考 文 献

浅野陽一・海野徳仁・中村綾子・岡田知己・堀修一郎・河野俊夫・仁田交市・佐藤俊也・長谷川昭・小菅正・長谷見晶子（1999）：DATアレイ地震観測による奥羽脊梁山地およびその周辺における地震波散乱体分布の推定，地震2，52，379-394.

Archie, G.E.(1942)：The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics, Trans. AIMe, 146, 54-62.

Cagniard, L.(1953)：Basic theory the magnetotelluric method of geophysical prospecting, Geophysics, 45, 1-16.

Fujiwara, S., T.Kadowaki and H.Hamazaki(1999)：Monitoring changes of the Earth's electrical resistivity for earthquake and crustarl activity research, Bull.Geograph.Surv.Inst., 45, 11-18.

Goubau, W.M., P.M.Maxton, R.H.Koch and J.Clarke(1984)：Noise correlation lengths in remote reference magnetotellurics, Geophysics, 49, 433-438.

三品正明（1995）：ネットワークＭＴデータに含まれる電車漏洩電流ノイズの振幅変化について，CA研究会1995年論文集，59-64.

Mitsuhata, Y., Y.Ogawa, M.Mishina, T.Kono, T.Yokokura and T.Uchida(2001)：Electromagnetic heterogeneity of the seismic region of 1962 M6.5 Northern Miyagi Earthquake, northeastern Japan, Geophys.Res.Lett., 28, 4371-4374.

Nakajima, J., T.Matsuzawa, A.Hasegawa and D.Zhao(2001)：Seismic imaging of arc magma and fluids under the central part of northeastern Japan, 341, 1-17.

Ogawa, Y., M.Mishina, T.Goto, H.Satoh, N.Oshiman, T.Kasaya, Y.Takahashi, T.Nishitani, S.Sakanaka, M.Uyeshima, Y.Takahashi, Y.Honkura and M.Matsushima(2001)：Magnetotelluric imaging of fluid in intraplate earthquake zone, NE Japan back arc, Geophys.Res.Lett., 28, 3741-3744.

Phoenix Geophysics(1997)：Stationary MT monitoring system for earthquake research installed for the Geographical Survey Institute, Phoenix Tech. Rept., Phoenix Geophysics, Tronto, 1, 1-4.

Yukutake, T., T.Yoshino, H.Utada, H.Watanabe, Y.Hamano and T.Shimomura(1990)：Changes in the electrical resistivity of the central cone, Mihara-yama of Oshima volcano observed by a direct current method, J.Geomag.Geoelectr., 42, 151-168.