

MT 法による活断層深部の破碎構造

麻植久史*・田中宣行*・吉永 徹**・小池克明**・大見美智人**・高倉伸一***
(*熊本大学大学院, **熊本大学工学部, ***産業技術総合研究所)

Structural Analysis of Fracture Zones in Deep Parts of Active Faults in Southwestern Japan Using Magnetotelluric Survey

Hisafumi ASAUE*, Nobuyuki TANAKA*, Toru YOSHINAGA**, Katsuaki KOIKE**, Michito OHMI**, and Shinichi TAKAKURA***

(*Graduate School of Science and Technology, Kumamoto University,

Faculty of Engineering, Kumamoto University, and *Geological Survey of Japan, AIST)

Abstract:

MT (magnetotelluric) method has been widely used to clarify resistivity distribution for exploring deep geological structures and reservoir locations of geothermal and petroleum. This method has been applied to structural analysis of fracture zones in deep parts of Futagawa and Hinagu faults. These active faults extend along the edges of Kumamoto and Yatsushiro plains in central Kyushu, southwestern Japan. Resultant apparent resistivity and phase data were applied to a smoothness-constrained 2D inversion analysis with ABIC minimization criterion for DC resistivity data. The resistivity distributions estimated by this inversion analysis show clearly the low resistivity zones whose dips are almost vertical at all the lines in the Futagawa area. This implies that the Futagawa fault is accompanied with largely fractured zones by repetitive tectonic events. The zones with especially low resistivity smaller than $10 \Omega\cdot\text{m}$ are found from the 1- to 7-km depths with 200- to 1000-m widths, and deepened toward the southwest at the angle of 35° . Contrary to the Futagawa fault, low resistivity zones were not shown for the Hinagu fault. Although the two faults are considered to belong to the same fault system, the MT survey clarifies that their characteristics on fracturing are different.

1. はじめに

近年、1995年の兵庫県南部地震、2000年の芸予地震・鳥取県西部地震に代表されるように、西日本の地震活動が活発になってきている。地震は活断層のずれによって生ずる場合が多い。活断層とは、第四紀後半に活動した履歴がある断層を指すが、その意義は今後も活動する可能性をもつという点にある。活断層は都市域やその周辺にも分布しているので、直下型地震の発生により甚大な被害を受ける可能性がある。よって、活断層の正確な位置や形状を把握することは、地震に対する危険度の評価に貢献できる。しかし、活断層は新しい堆積物で覆われており、露頭が少なく、その正確な位置や形状を地質調査から見出すのは困難である。そのため物理探査により、断層に対する浅部・深部調査を行う必要がある。断層浅部の構造は電気探査や弾性波探査により推定できるが、断層深部の推定は困難である。これは深部調査では長大な測線が必要となるとともに、深部まで到達できる信号が限られるからである。この問題点に対して有効な探査法の一つにMT法(magnetotelluric method)があげられる。MT法の信号源は自然電磁場であり、その周波数帯域は0.001~数100 Hzと広いために探査深度が大きい。また、測定システムがコンパクトであるため、山岳域を対象とした測定に適用できる。

そこで、本研究では九州中部に位置する活断層として代表的な布田川断層を対象に選んで、破碎帯の存在に起因した低比抵抗帯の分布形状から断層の深部構造の推定を試みた。この結果と、同地域で行った電気探査の結果から、布田川断層の浅部と深部の構造の関係を考察する。また、布田川断層と交差する日奈久断層で行われたMT探査の結果と比較し、断層の連続性などを検討する。

2. 測定方法

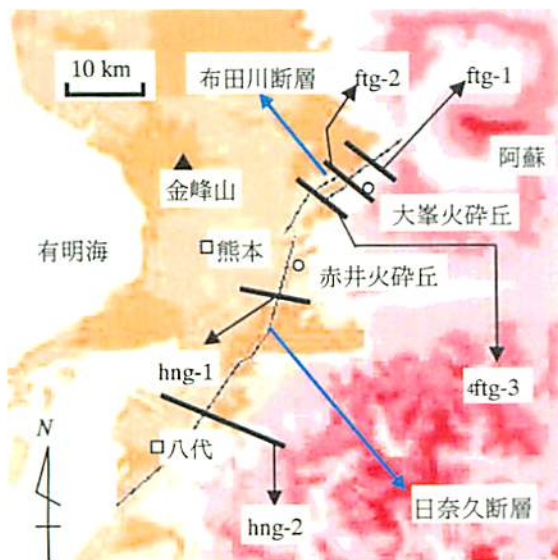
2.1 測定対象地域

測定の対象に選んだ布田川断層は、阿蘇カルデラ西壁から山地の裾部を通って赤井火砕丘に至る延長約20 kmの断層で(第1図)、空中写真からも山麓に沿う明瞭なニアメントとして認められる。その走向は北北東-南南西である。活断層としての確実度は、第1図中の大峯火砕丘以西では高いが、その東側では断層始点に向けて低くなる。九州の活構造(九州活構造研究会, 1989)によれば、活動度はB級であるとされている。断層沿いの主な表層地質は、噴出時期に応じて4

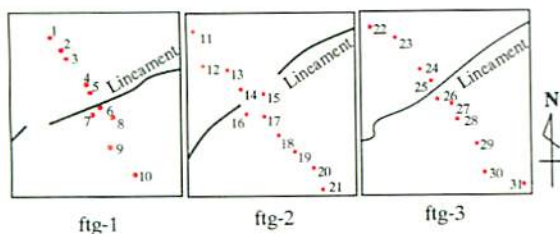
つに区分される阿蘇火砕流堆積物，および安山岩質の高遊原溶岩である．測線は布田川断層と直交するように3本設け，北側から fig-1, fig-2, fig-3 と称する（第1図）．また，九州の活構造に記載されたリニアメントと各測線との位置関係を第2図に示す．

2.2 測定法

測定には MT 法を適用した．この方法は，地球磁場の変動によって大地に誘導された地電流を測定することで，大地の比抵抗分布を求める探査法である．測定が 0.001～数 100 Hz の周波数帯域で行われるため，他の物理探査法と比べて可探深度が大きいという特長がある．測定システムは，電場 2 成分と磁場 3 成分を測定するセンサ群と，測定された電磁場の時系列を記録する装置から構成される．本研究では Phoenix 社の MTU-5，および MTU-2E を用いた．測定は比較的ノイズが少ない夜間に行い，GPS で装置を同期しながら 17 時から翌朝 8 時までの 16 時間にわたって各成分の時系列データを取得した．1つの測点におけるデータ取得は3日間以上であることを基本とし，S/N 比が高いデータが得られるまで継続した．第1表に測定期間を示す．この期間において，布田川断層から約 100～150 km 離れた鹿児島県の大霧と垂水において NEDO により MT 探査用リファレンスデータが取得されていた．これを用いてファーリモートリファレンス処理(高倉ほか，1994)を行った．測定データにリファレンスデータを組み合わせると， ρ_a や位相の S/N 比が向上するとともに，



第1図 測線と断層の位置関係



第2図 リニアメントと測点の位置関係

第1表 各測線の測定期間

| 測線 | 測点 |
|-------|--|
| fig-1 | 2001.12.12.～2001.12.26. |
| fig-2 | 2000.11.28.～2000.12.19. |
| fig-3 | 1999.11. 4.～1999.11.17. 2001.7.22.～2001.8.1. |

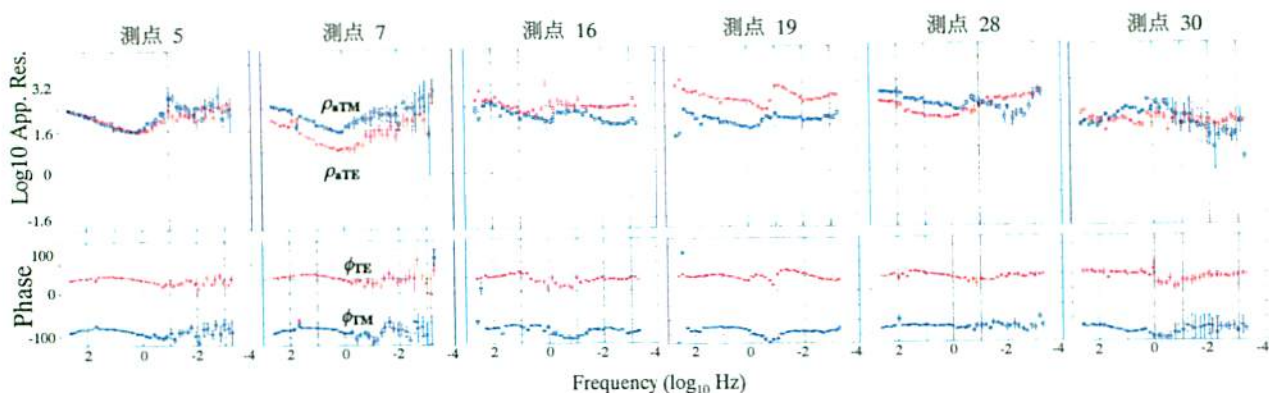
周波数に伴う ρ_a や位相の変化が滑らかになった．特にエラーバーの大きいことが多い周波数 1 Hz～0.1 Hz のデータに対する効果が大きく，リモートリファレンスを実施することにより，ノイズが軽減できることが確かめられた．

リモートリファレンス法の適用による周波数ごとの ρ_a と位相を，各測線から測点を2つ選び第3図に示す．この ρ_a と位相は， E_x と H_y ，および E_y と H_x の組み合わせから求められる．それぞれを ρ_{xy} ， ϕ_{xy} ， ρ_{yx} ， ϕ_{yx} と表す．ノイズの影響の大きさは異なるものの，他の測定データも周波数に対する ρ_{xy} ， ρ_{yx} の変化はいずれも滑らかである．均質媒体であれば， ϕ_{xy} ， ϕ_{yx} は 45° ， -135° となるが，ノイズが大きくと ϕ_{xy} ， ϕ_{yx} は一定の値にならず，それらの差は 90° から大きく外れる．また周波数に対する位相データの変化の度合いでノイズの影響の大きさが推定できる．第3図からわかるように，いずれの測点でも位相が大きく変化することはなく， ϕ_{xy} と ϕ_{yx} の差がほぼ 90° なので，良質の ρ_a と位相のデータが取得できたといえる．

3. インバージョン解析による比抵抗分布解析

3.1 TE モードと TM モードの設定

2次元インバージョンを適用するに当たり，前述のような比抵抗分布の2次元構造に MT データを合わせるために，予め主軸の方向(すなわちインピーダンステンソルの対角項が 0 に近くなる方向)を考える．この方向は断層の走向に対応すると考えられる．そこで，各測線での断層の走向を，Gamble *et al.* (1982) の手法に従ってインピーダンステンソルから推定した．その結果，各測線に対して fig-1: $N43^\circ E$ ，fig-2: $N77^\circ E$ ，fig-03: $N67^\circ E$ と求められた．第1図からわかるように，これらの方向は，概ね各測線でのリニアメントの方向と対応している．よって，リニアメントの方向は断層の走向に置き換えられるので，インピーダンステンソルをその方向に回転した．このとき \mathbf{E} をリニアメントの方向，およびそれに直交する方向に回転させたデータをそれぞれ TE モード，TM モードと定義した．



第3図 代表的な測点での見かけ比抵抗と位相

3.2 インバージョン解析による比抵抗構造モデル

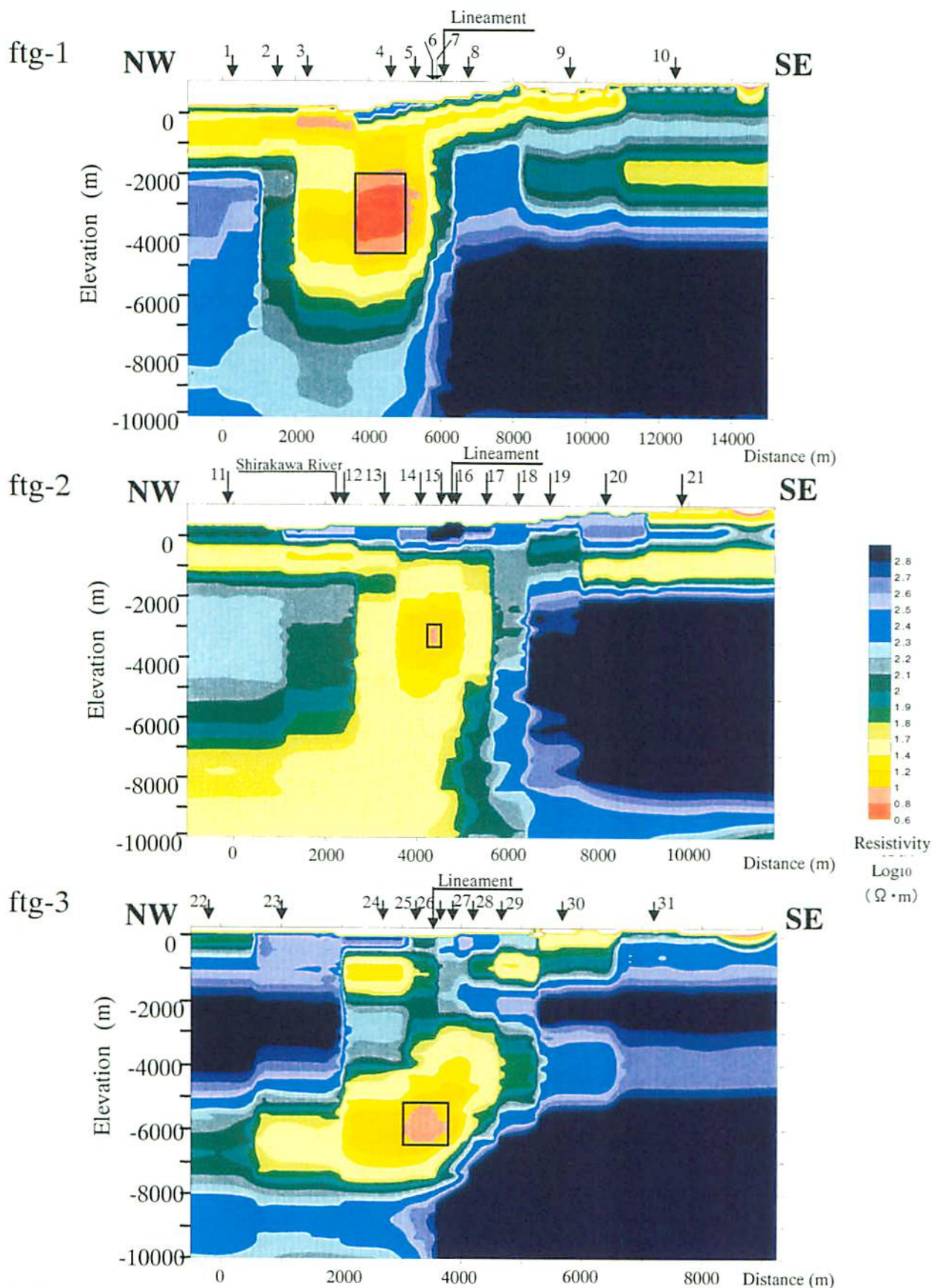
インバージョン解析における、モデルの設定とフォワード計算は Rodi (1975)の手法によった。このモデルは、隣接した有限要素のメッシュのいくつかを1つのブロックとし、各ブロックに比抵抗値を与えることで作成している。ブロックは、計算領域の境界付近で大きく、中心に近づくにつれて小さくなり、深度方向の要素の幅は深度とともに大きくなる。本研究では、領域の下底を標高-10000 mとした。フォワード計算は、各ブロックに比抵抗の初期値を与え、各測点における ρ_a と位相の測定値、およびモデルからの値を周波数ごとに比較し、これらの差が小さくなるまで、各要素の比抵抗の修正を繰り返すものである。インバージョン計算には、Uchida and Ogawa (1993)の ABIC 最小化法による平滑化制約付き MT 法 2次元インバージョンを適用した。この手法の特徴は、情報基準量 ABIC とラプラシアンフィルターを用いることで比抵抗変化をスムーズにしようとする平滑操作を行うことである。

測定されたデータはスタティックシフトの影響を受けていることがある。スタティックシフトとは、浅部の比抵抗異常の影響で見かけ比抵抗曲線がバイアスされる現象である。これは地表付近の比抵抗異常が3次元的な構造でなければ現れないが、TM モードではその構造に関係なく現れる。また、スタティックシフトの影響は ρ_a のみに現れ、位相には現れないことが知られている(小川・内田, 1987)。MT 法の2次元解析では、TM モードのみスタティックシフトを取り扱うことができるので(Ting and Hohmann, 1981; 小川・内田, 1987)、TM モードの見かけ比抵抗データと、スタティックシフトの影響を受けない TE・TM モードの位相データを用いて2次元インバージョンを行った。フォワード計算に用いた要素数は、fig-1: 43(水平方向)×114(深度方向)、fig-2: 35×107、fig-3: 35×92である。水平・深度方向の最小幅は、いずれの測線でも 100 m×100 m 程度である。初期モデルは 100 $\Omega \cdot m$ の均質媒体であり、反復計算は16回行った。得られた2次元比抵抗構造モデルを第4図に示す。

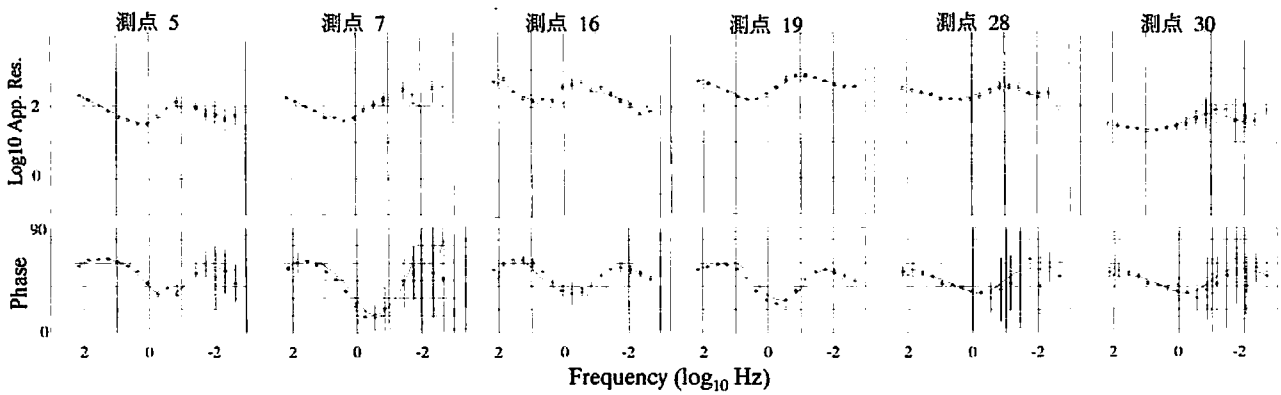
解析結果から計算される代表的な測点の見かけ比抵抗と位相を、測定値と共に第5図に示す。測定値に対して計算値は概ね収束しており、解析結果の計算上の精度は高いと考えられる。

熊本県(1997)により CSMT 法による地下構造探査が fig-3 とほぼ同位置で行われているので、これを用いて fig-3 の結果を検証する。CSMT 法で使用された周波数は 5120, 2560, 1280, 640, 320, 160, 80, 40, 20, 10, 5, 2.5 Hz の計12種類で、地表面から深度 1 km までの比抵抗を対象としている。CSMT 法の解析結果と、fig-3 の解析結果から同範囲を抜き出したものを第6図に示す。CSMT 法と MT 法の両方で、リニアメントの直下に 250~600 $\Omega \cdot m$ の範囲にある比抵抗帯が現れた。また、リニアメントの北西側で深度 500~1000 m の位置に、周囲の比抵抗より相対的に低い比抵抗帯(CSMT 法で約 15 $\Omega \cdot m$ 以下、MT 法で 50 $\Omega \cdot m$ 以下)が分布しており、リニアメントの南東側で 100 $\Omega \cdot m$ 以下の比抵抗帯が南東—北西方向にかけて沈み込むように分布している。上記から、CSMT 法と MT 法の解析結果は調和的であるといえる。よって、MT 法から求められた比抵抗構造と実際の比抵抗構造は懸け離れたものではなく、リニアメント直下にある特に低い比抵抗は、スタティックシフトによる偽像ではないといえる。

推定された比抵抗は 3~1000 $\Omega \cdot m$ 程度の広い範囲にあるので、分布の特徴が明瞭になるように比抵抗を常用対数で表した。リニアメントとの位置関係から明らかなように、リニアメントの南側の比抵抗が概ね高く、地表面から標高-2000 m にかけて 50~100 $\Omega \cdot m$ の中程度の比抵抗帯が水平方向に広がっている。特に注目すべき傾向は、いずれの測線でもリニアメント付近で 25 $\Omega \cdot m$ 以下という比抵抗の低い部分(以下 LR 帯と称する)が現れており、その中心部は 10 $\Omega \cdot m$ 以下である(以下 SLR 帯と称する)。SLR 帯は、地表面下浅部よりも深度 3500~7000 m の深部に分布している。すなわち、fig-1 では標高-2500~-4000 m、fig-2 では標高-3500~-4000 m、および fig-3 では標高-5500~-6500 m の範囲にあり、幅はそれぞれ 1000, 200, 600 m である。LR 帯はいずれもリニアメントの北西側に分布している。



第4図 2次元インバージョン解析による各測線での比抵抗の推定分布 (囲みは $10 \Omega \cdot m$ 以下の比抵抗域を表す)



第5図 代表的なMT法測点におけるTMモードの見かけ比抵抗および位相の計算値と測定値
(○が測定値、実線が図-6から計算された比抵抗モデル)

4. 考察

4.1 浅部構造との関係

MT法によって見出された布田川断層の深部構造の特徴と、他の物理探査法による浅部構造との関連を検討する。麻植ら(2000)は fig-2 から 2 km 西に位置する下小森地区と、fig-3 から 3.5 km 東に位置する布田地区で電気探査を行っている。これらの地区と MT 測線との位置関係を Fig.1 に示すが、いずれにも近くの MT 測線と同一のリニアメントが通る。電気探査には dipole-dipole の電極配置を用い、電極間隔は 10 m、隔離係数は 1~8 と設定し、地表面から深度 50 m までの比抵抗を対象とした。解析には geotomo 社の RES2DINV というプログラムを用いた。その結果を第 7 図に示す。電気探査による比抵抗分布も MT 法と同様に、測線全体の中で特に比抵抗の低い部分がリニアメントの北側に位置する。なかでも布田地区と fig-3 では、低比抵抗帯がともに北落ちの傾斜を示している。

さらに、地層の電気的な分極効果を表す周波数効果も検討した。これは 0.2 Hz と 1.0 Hz の 2 つの周波数で ρ_a を測定し(それぞれ ρ_{at} 、 ρ_{at1} と表す)、次式で求めた。

$$\frac{\rho_{at1} - \rho_{at}}{\rho_{at}} \times 100 (\%)$$

周波数効果の分布を第 7 図に示す。周波数効果が相対的に大きい部分がいずれの地区でも 55°程度で北側に傾斜するという傾向も見られる。この傾斜方向は MT 法によって明らかにされた布田川断層の大局的な構造と調和する。

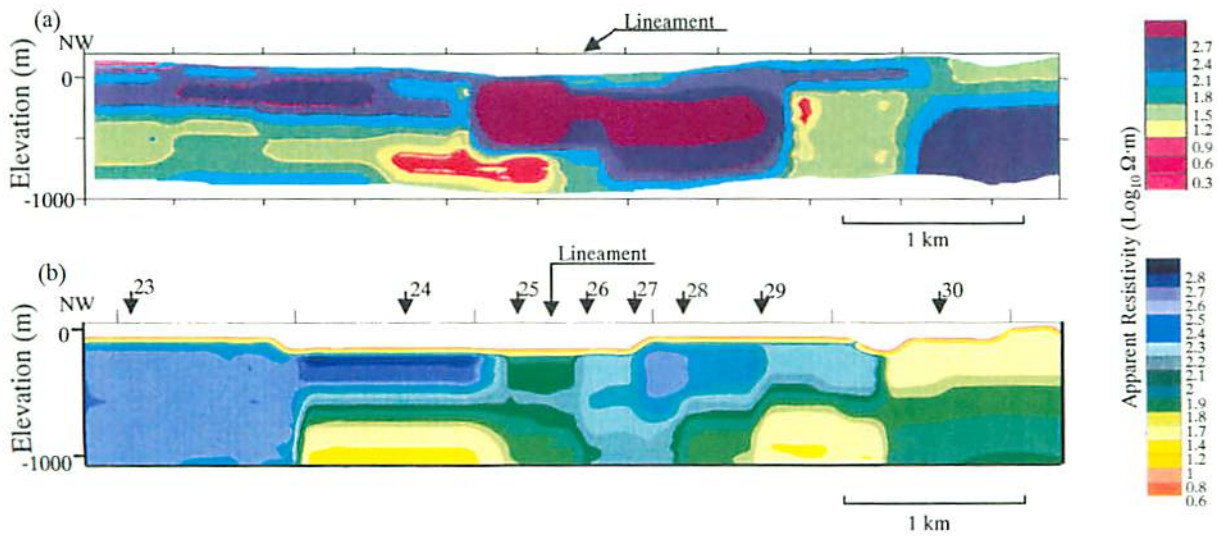
4.2 推定比抵抗と地質分布との関係

2 次元インバージョン解析によって得られた比抵抗分布を地質分布との関連から考察する。第 4 図より、fig-1 の測点 6~8 の間にあるリニアメントの直下では、比抵抗の変化は水平方向には大きい、深度方向には小さい(すなわち比抵抗が連続する)ことがわかる。すなわち、リニアメントが布田川断層の位置に対応していることが確かめられた。これと同様の傾向が fig-2 と 3 の結果にも見出せる。

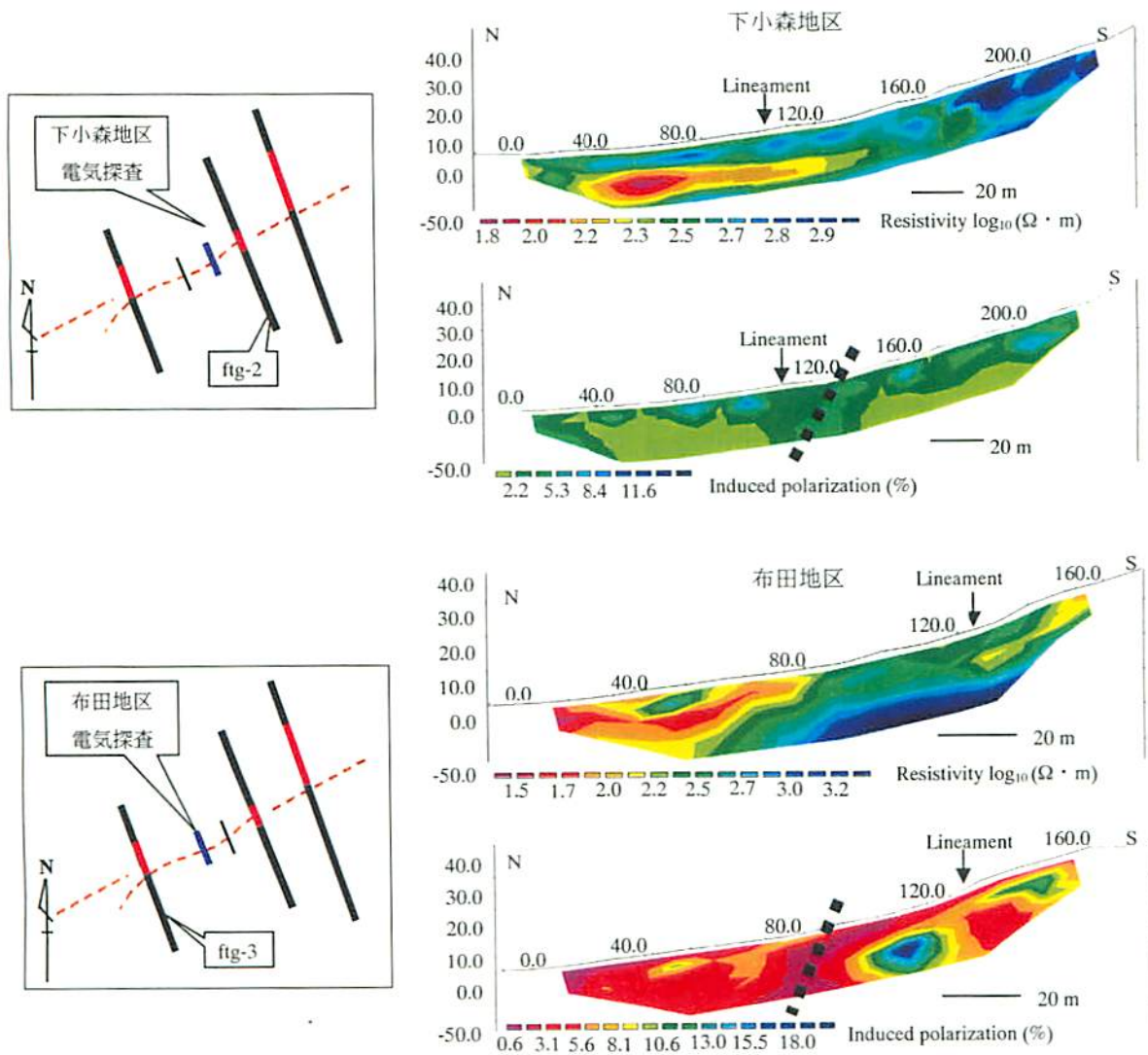
地層は、スメクタイトなどの粘土鉱物の含有量が多くなると比抵抗が低下し、その値は $10 \Omega \cdot m$ 以下にもなることが実験的に知られているので(高倉ほか, 2000)、LR 帯は断層角礫や周囲の割れ目の発達した部分などで構成される破碎帯であり、SLR 帯は粘土鉱物の含有量が多い主断層(布田川断層)による破碎部であると考えられる。よって、地形的に明瞭な布田川断層は、幅広い破碎帯をもち、繰り返しの活動履歴があると推定できる。このことは、fig-1 付近の露頭に現れた鍵層の鉛直累積変位からも言われている(渡辺, 1984)。

fig-1 の測点 4 を中心として広がる LR 帯は、前述のように断層破碎帯と推定でき、リニアメントの北西側で標高-1000~-5000 m の範囲で分布し、ほぼ鉛直方向に連続している。表層地質図と比較すると、測線の北側から中央にかけて、標高-1500 m 以浅で連続する $30 \Omega \cdot m$ 程度の比抵抗帯は阿蘇火砕流堆積物に対応し、南側の測点 8~10 で標高-1000~-3000 m に分布する $100 \Omega \cdot m$ 程度の比抵抗帯は先阿蘇火山岩類に対応している。

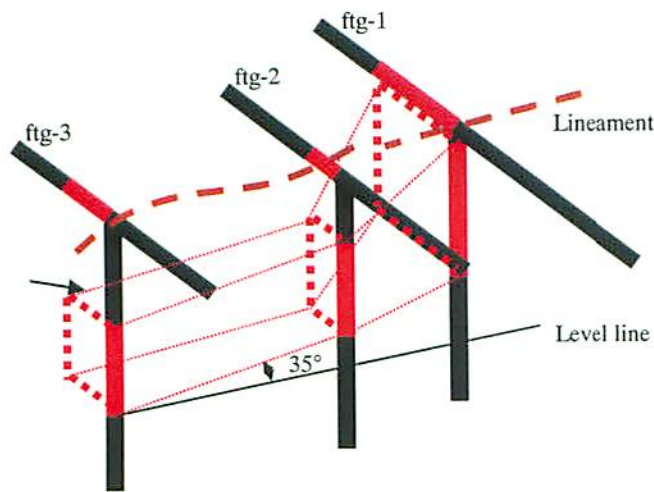
fig-2 付近は地形的な不明瞭さからリニアメントが描かれていない。しかし、測線中央に位置する測点 15 付近で、SLR 帯が現れた。これより、布田川断層の連続性が確認できた。LR 帯の傾斜は fig-1 と同様にほぼ鉛直であるが、その位置は標高-2500~-6000 m の範囲にあり、fig-1 よりも深い。この測線は高遊原溶岩を流出した大峯火山を含むので、LR 帯の存在は、溶岩の噴出に伴う広域的な熱水変質の作用を表すと考えられる。実際、3 測線の中で LR 帯が最も広範囲に分布している。測点 15 付近の浅部に分布する $130 \Omega \cdot m$ 以上の相対的に高い比抵抗帯は、高遊原溶岩と阿蘇火砕流堆積物に対応するとみられる。この高比抵抗帯は北側の白川の位置で途切れており、表層地質図でもここを境にして段丘堆積物の分



第6図 CSMT法により求められた浅部比抵抗構造との比較
 (a) CSMT法 (b) fig-3から(a)に対応する部分を抜き出したもの



第7図 MT測線付近で行った電気探査のインバージョン結果
 (矢印はMT測線上と同一のリニアメントが通る位置, 破線は周波数効果が相対的に大きい部分を表す)



第8図 推定される断層破砕帯(第4図で25 Ω・m 以下の部分)の3次元的な分布状況

の直下から北西側に広がっており、幅広い破砕帯を伴うような形状を示す。これは、布田川断層の北西に位置する木山断層の破砕帯を含んでいるためと考えられる。測線の北端から測点 29 までの標高-500 m 以浅にある 130~400 Ω・m の比抵抗分布は高遊原溶岩に対応し、その南側の 130 Ω・m 以下の比抵抗分布は阿蘇火砕流堆積物に対応するとみなせる。また、各測線に共通して南東側に分布する 500 Ω・m 以上の高比抵抗帯は、古生代や中生代の変成岩(三船変成帯)・堆積岩(御船層群)からなる基盤岩類に対応すると推定される。

以上より、布田川断層の破砕帯を表す LR 帯は、いずれの測線においてもリニアメントの北西側に位置することが明らかとなった。LR 帯は、標高-1000~7000 m の範囲に分布し、平面に投影した位置を結ぶと断層の走向と同様に北東-南西方向に連続性があることがわかる(第 8 図)。さらに、LR 帯は ftg-1 と 2 ではほぼ垂直方向に分布するが、ftg-3 では 45°程度の緩い傾斜をもつ。また、北東から南西にかけて約 35°の傾斜で深くなる分布形態を示す。これは、布田川断層は 80°~90°の北西傾斜の北西低下で右横ずれ成分を伴う正断層であること(熊本県, 1996)や、ftg-3 付近の断層面の露頭が約 50°西側の傾斜をもち、そこに見られるグループの伏角が 20°~40°であること(渡辺, 1984)などと合致している。

逆断層が多い日本列島において、正断層の多い九州地区は特異な場所であること(活断層研究会, 1991)、布田川断層による破砕帯が 35°で北東~南西方向に傾斜していること(第 8 図)、地殻変動は地下深部で起こることなどを考慮すると、この断層は、南西方向深部の地殻変動により生じた破壊が、北東方向浅部に向かって進むことにより形成された(すなわち阿蘇山側に向かって破壊が進行する)と解釈することができる。

4.3 日奈久断層との関係

日奈久断層において、第 1 図中の hng-1 と hng-2 の 2ヶ所で MT による測定を本研究と併行して行っている。この結果を第 9 図に示し、布田川断層の推定比抵抗分布と比較する。測線長は hng-1 : 約 10 km, hng-2 : 約 18 km である。hng-1 はリニアメント直下の標高-2000~-6000 m にかけて、水平方向の比抵抗変化が顕著になり、その変化は西側から東側に向かって傾斜するように現れている。リニアメントの西側にある 30 Ω・m 程度の低比抵抗帯は、地震(2000 年 6 月 8 日, M4.8)により地表面に生じた亀裂の位置に対応している。hng-2 はリニアメント直下の標高 0~-4000 m にかけて、hng-1 と同様な比抵抗変化が西側から東側に向かって傾斜している。また、リニアメント東側の 630 Ω・m 以上の高比抵抗帯は花崗岩が貫入している場所に対応している。

hng-1, hng-2 のいずれも、布田川断層で見られる LR 帯や SLR 帯は現れていない。すなわち、布田川断層と異なって日奈久断層は大きな破砕帯を伴う断層ではない。布田川断層と日奈久断層は布田川-日奈久断層系と呼ばれることもあるが、それら形成時期や破砕メカニズムは異なったものであると推定される。

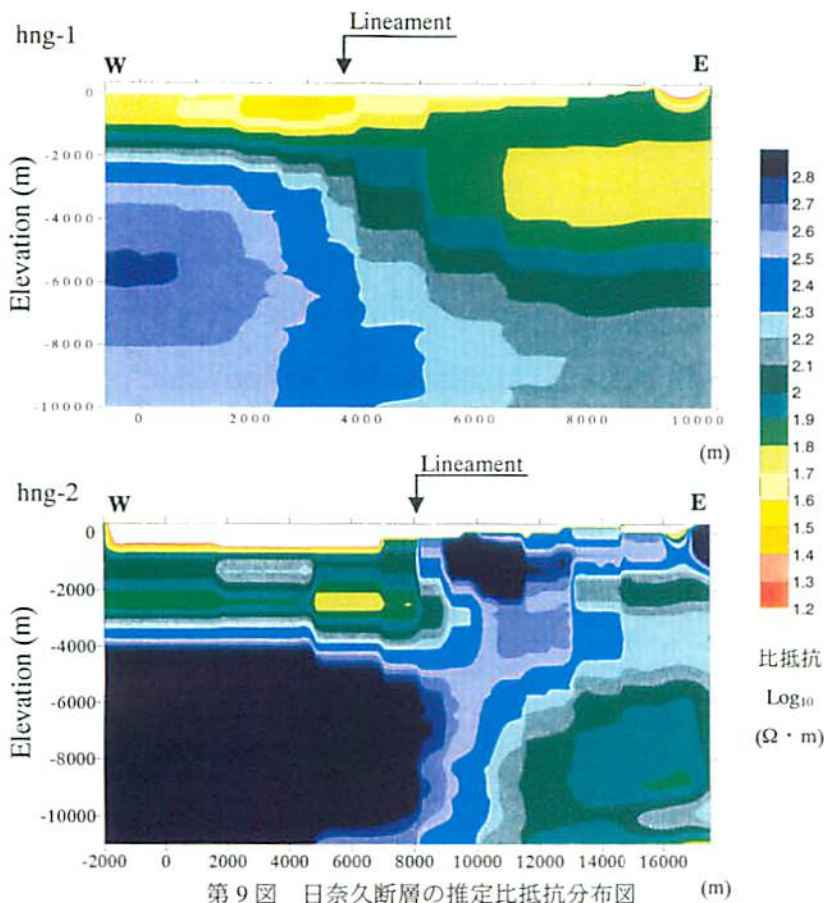
5. まとめ

本研究では九州中部に位置する活断層である布田川断層に注目し、3本の測線上での MT 探査によって深部構造の把握を試みた。以下に得られた成果を要約する。

(1) リモートリファレンス適用後に TE モードと TM モードを設定し、これらのモードでの見かけ比抵抗と位相のデータ

布が示されている。さらに、この測線では布田川断層以外にも水平方向に比抵抗の分布が大きく変化し、不連続になる箇所が存在するのが特徴的である。これは測点 18 での標高-2000~-9000 m, 測点 11 と測点 12 の間の標高-2000~-5000 m, および測点 12 での標高-2000~-7000 m の範囲に表れており、副次断層の存在が推定できる。九州活構造研究会(1989)でも、測点 18 付近に出ノ口断層が、測点 12 付近に白川が存在するとされているので、この推定は妥当だといえる。

さらに、ftg-3 ではリニアメントが通る測点 25 の直下で、LR 帯が標高-4000~-7000 m の範囲に分布する。この位置は ftg-1, さらに ftg-2 よりも深くなっている。低比抵抗帯はリニアメ



第9図 日奈久断層の推定比抵抗分布図 (m)

を用いて2次元インバージョン解析を行った結果、すべての測線で破碎帯に対応すると考えられる低比抵抗帯が現れた。これはリニアメントの北側に位置するので、布田川断層は北落ちの形状を示すことが推定された。また、破碎帯は北東から南西にかけて深くなるような分布形態を示し、その傾斜は35°程度であると求められた。この構造は、布田川断層の南西方向深部における地殻変動による破壊が、北東方向浅部に伝播することにより生じたと考えられる。

- (2) dipole-dipole 法による電気探査から推定された深度50 mまでの比抵抗分布が、北側傾斜であり、断層の南西側でより大きな幅を示した。よって、布田川断層の深部と浅部構造の対応関係が見出された。

- (3) 日奈久断層でのMT法による比抵抗分布には、布田川断層と異

なって破碎帯が現れなかった。これより、両断層の形成時期や破碎メカニズムは異なるものと考えられる。

謝辞：鹿児島県大霧地域におけるMT法リファレンスデータを御提供頂いたNEDOに深甚の謝意を表したい。

引用文献

- Gamble, T. D., Goubau, W. M., Miracky, R. and Clarke, J. (1982): Magnetotelluric regional strike, *Geophysics*, **47**, 932-937.
- 活断層研究会 (1991): 新編日本の活断層, 東京大学出版会.
- 熊本県 (1997): 布田川断層・立田山断層に関する調査 成果報告書.
- 九州活構造研究会 (1989): 九州の活構造, 東京大学出版会.
- 小川康雄・内田利弘 (1987): MT法から求めた鬼首カルデラ南部の比抵抗構造, *物理探査*, **40**, 22-41.
- Rodi, L. (1976): A Technique for Improving the Accuracy of Finite Element Solutions for Magnetotelluric Data, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **44**, 483-506.
- 高倉伸一・小酒欽弥・西澤修・青木正博 (2000): 粘土鉱物を含む試料の比抵抗測定, *物理探査*, **53**, 119-128.
- 高倉伸一・武田裕啓・松尾公一 (1994): MT法における広域ノイズの影響とファーリモートリファレンス法によるその除去, *物理探査*, **47**, 24-35.
- Ting, S.G. and Hohmann, G. W. (1993): Integral equation modeling of three dimensional Magnetotelluric response. *Geophysics*, **46**, 182-197.
- 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**, 105-119.
- Uchida, T. and Ogawa, Y. (1993): Development of FORTRAN code for two-dimensional magnetotelluric inversion with smoothness constraint, *Open-file Report, Geol. Surv. Japan*, **205**, 115p.
- 渡辺一徳 (1984): 熊本県阿蘇カルデラ西方地域の活断層群とその意義, 熊本大学教育学部紀要(自然科学), **33**, 35-47.