

富士川上流域における糸魚川-静岡構造線の比抵抗構造概査

小川康雄* 高倉伸一*

OGAWA, Y. and TAKAKURA, S. (1989) Preliminary investigation of resistivity structure across the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line in the upper part of the Fuji River, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 40(6), p. 277-284.

Abstract: We investigated the resistivity structure across the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line (ISTL) in the upper part of the Fuji River, by use of ELF-MT method. The purpose of this study is to delineate resistivity structure down to 1 km depth. We set two profiles. Beneath the Fujimi profile, depth to the resistive pre-tertiary basement becomes abruptly deep to the northeast of ISTL. Low resistivity layer was inferred to the northeast of ISTL which corresponds to Tertiary or Quaternary tuffaceous volcanic rocks or mudstone. Beneath, the Hakushuu profile, two areas showed thick low resistivity layer. One is located at the south flank of Mt. Yatsugatake and the other is located between the ISTL and Kamanashi River. The former may have the same cause as that of the Fujimi profile. The latter may be due to fractured zone associated with ISTL. We compared these resistivity structures with density models inferred from gravity analyses.

1. はじめに

広域的な地質構造を概査する場合に, MT法は有効な方法である. 深度1 km程度までの概査のためには, 可聴周波数帯を用いるAMT法, CSAMT法が用いられる.

可聴周波数帯では, シューマン共振の低次モードである8-20 Hz周辺の信号強度が大きく計測し易い. それより高い周波数帯域では信号強度が弱くなり, 人工信号を用いるCSAMT法が有利になる. ただし, CSAMT法ではソースの信号強度の制約を受け, 調査範囲が限定されるため, 広域の概査よりもむしろ精査に向いている.

以上の理由で広域の概査を簡便に行うために, シューマン共振の低次モードを使ったAMT法がよく用いられている. 地球電磁気学の分野では, この方法を特にELF-MT法と呼んでいる(半田・住友, 1979). 本論文では, この方法を富士川上流域の糸魚川-静岡構造線に適用し, 深度1 kmまでの構造を推定した.

本研究の目的は, 広域的な比抵抗構造の概査によって, (1)先第三紀の基盤深度の分布および(2)糸魚川-静岡構造線沿いの断層破砕帯としての低比抵抗異常の有無とを明らかにすることにある.

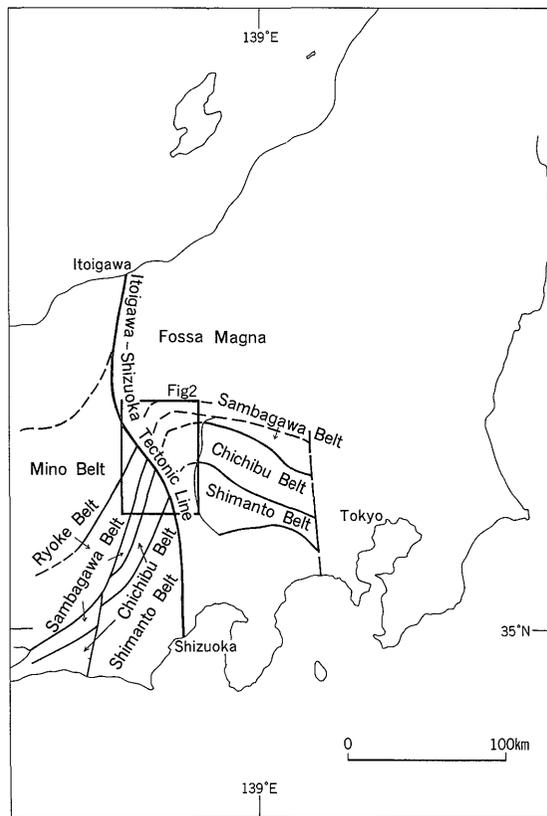
2. 地質概要

第1図に示したように, 調査地域は中部日本に位置し, 近年プレート境界(中村, 1983)と言われている糸魚川-静岡構造線を横断する. 良く知られているように, 当地域では糸魚川-静岡構造線の西側に先第三紀の地層が帯状に分布し, その構造は糸魚川-静岡構造線の東側のフォッサマグナ地域で消滅し, さらに再び関東山地以東で先第三紀の帯状の構造が現れる(例えば河内(1977)). 今回の調査範囲は, 糸魚川-静岡構造線を横切っており, この構造線の北東側において, 先第三系(1977)の基盤の陥没する構造をつきとめることが期待される.

第2図に示すように, 糸魚川-静岡構造線沿いには活断層が分布している(活断層研究会, 1980; 太田陽子・糸静線発掘調査研究グループ, 1983; 澤, 1985). 今回の調査測線の1つである長野県諏訪郡富士見町周辺には, 釜無川断層群が南東-北西方向に走っている. この断層に沿って, 調査地域周辺では武智鉦泉, 塩沢鉦泉が分布している. また, この活断層沿いには重力の急傾斜部が存在し(高倉・小川, 1987), 地下構造が急変し, 断層が存在することが推定されている. もうひとつの本調査測線である山梨県白州町付近においても, 糸魚川-静岡構造線に沿って活断層が存在し, 鉦泉がそれに沿って点在している.

これまで日本では活動度の高い活断層が低比抵抗異常としてとらえられることが数多く報告されている(乗富

* 地殻物理部



第1図 調査地域周辺の広域的な地質概略図(植村・山田, 1988を簡略化) 図中の長方形が本研究の調査域。

Fig. 1 Regional geology around the survey area (after UEMURA and YAMADA, 1988). The survey area is shown by rectangle.

一雄編, 1981; Research Group for Earth Resistivity of Active Fault, 1982; 活断層電磁気研究グループ, 1983; 森ほか, 1983; 内田, 1984; 内田・佐藤, 1984; HANDA and SUMITOMO, 1985; 茂木ほか, 1985; 小川ほか, 1986). 本地域の比抵抗構造の概査によって, 活断層としての糸魚川-静岡構造線を検討することができる。

3. データ解析

本研究では, 第2図に示した2つの測線について, ELF-MT法の測定を行い, 後に1次元解析の助けとするためにVLF-MT法(Geonics社製EM16R)の測定もあわせて行った。解析に当たっては, 観測値として8から20 Hzおよび17.4 kHzの見掛比抵抗と位相を用い, 後述のeffective valueについて1次元解析をした。

3.1 富士見測線

第3図に, 長野県南諏訪郡富士見町付近を南南西-北

北東に通る測線の測点図を示す。この測線は, 富士川上流部にあたり, 南南西から釜無川が, 北北東から立場川が測線に沿って流れている。糸魚川-静岡構造線は, この測線の中央部付近を横切っている。糸魚川-静岡構造線に沿って活断層が存在しており, 近年その存在はトレンチ調査によって確認されている(太田陽子・糸静線発掘調査グループ, 1983)。

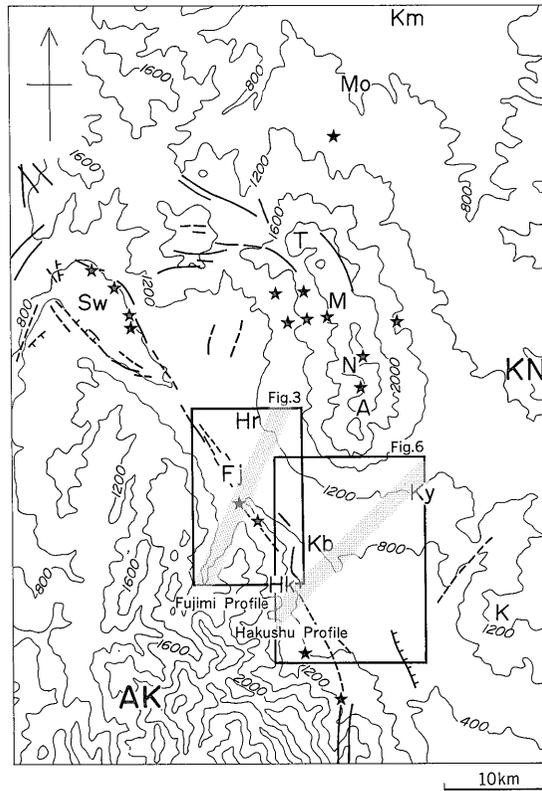
第4図に富士見測線の見掛比抵抗分布プロファイルを示す。図中に周波数17.4 kHzのVLF帯のスカラー見掛比抵抗の分布と, ELF帯(周波数8-20 Hz)のeffective apparent resistivity (ρ_a^{eff})を示した。 ρ_a^{eff} は以下のように定義される。

$$\rho_a^{eff} = \sqrt{\rho_a^{TE} \cdot \rho_a^{TM}}$$

同様に effective phase (ϕ^{eff}) も定義しておく。

$$\phi^{eff} = 1/2 (\phi^{TE} + \phi^{TM})$$

ここで, ρ_a^{TE} , ρ_a^{TM} は, TE, TMモードの見掛比抵抗, ϕ^{TE} , ϕ^{TM} は, TE, TMモードの位相を表す。



第2図 調査地域周辺の地形図 等高線は400m間隔。影をつけた帯は、ELF-MT法を行った富士見測線と白州測線を表す。星印は温泉または鉱線を表す。太線は活断層(澤(1985)による)を示す。図中の略号は以下の通り。AK(赤石山脈), KN(関東山地), A(赤岳), T(蓼科山), K(茅ヶ岳), N(夏草峠), M(麦草峠), Sw(諏訪湖), Ky(清里), Fj(富士見町), Hk(白州町), Hr(原村), Kb(小淵沢), Km(小諸市), Mo(望月町)。

Fig. 2 Topographic map of survey area. Contour interval is 400 m. Two shaded bands show Fujimi and Hakushu profiles where ELF-MT measurements were carried out. Stars denote spas. Thick lines denote active faults after SAWA (1985).

VLF帯では、深度100m程度までの比抵抗分布を反映している。調査地域の南南西端および北北東端では500Ωm程度の高比抵抗部が検出されている。調査域中央部に近づくにつれ、見掛比抵抗は100Ωm程度まで下がってくる。

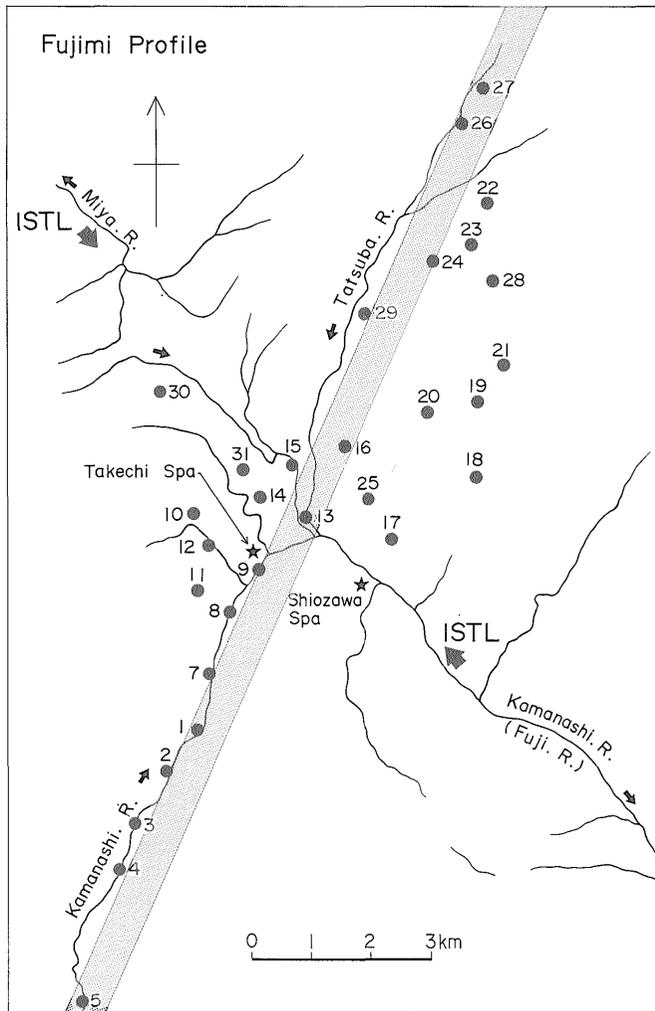
ELF帯(周波数8-20Hz)では深度1km程度までの比抵抗情報を反映している。見掛比抵抗分布は糸魚川-静岡構造線の北北東側と南南西側とで、コントラストがある。前者では100Ωm以下の低比抵抗を示すが、後者では数100Ωm以上の高比抵抗を示す。

第5図に1次元解析結果を示す。糸魚川-静岡構造線の南西側では、深度1km程度まで高比抵抗部(200-750Ωm)となっている。これは、地表面から続く先第三紀の基盤岩を表していると考えられる。糸魚川-静岡構造線

付近では深度1km程度まで100Ωmとやや低い比抵抗値をしめす。これは断層破砕帯に起因する低比抵抗の可能性もある。さらに、糸魚川-静岡構造線の北東側では深度100-300m以深で、数10Ωmの顕著な低比抵抗層が連続的に存在している。この低比抵抗は八ヶ岳火山起源の角礫凝灰岩あるいは泥岩によるものと解釈できる。この低比抵抗層の底としての高比抵抗基盤の深度を推定することは、フォッサマグナの構造を解明するために重要であるが、今回使用した周波数範囲ではとらえることができなかった。

3.2 白州測線

第6図に、山梨県白州町から清里に至る測線の測点図を示す。本測線では、糸魚川-静岡構造線が調査域の西縁を通過している。



第3図 富士見測線の測点配置。数値は測点番号を示す。ISTLは糸魚川-静岡構造線を示す。星印は鉱泉を示す。

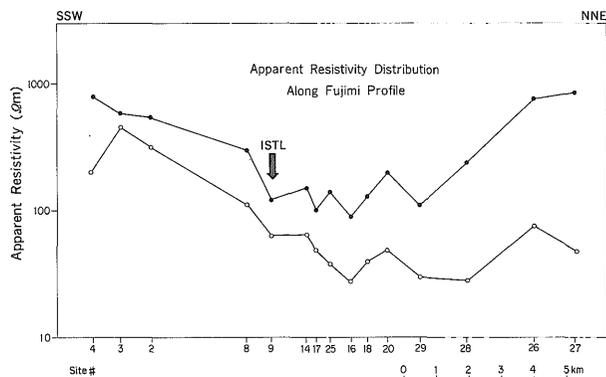
Fig. 3 Observation site distribution along Fujimi profile. Numerals denote site ID. ISTL stands for Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line. Stars denote spas.

第7図に、VLF帯のスカラー見掛比抵抗とELF帯(周波数8-20 Hz)の effective apparent resistivity (ρ_a^{eff})の分布を示す。

VLF帯の見掛比抵抗は、糸魚川-静岡構造線で顕著なコントラストを示している。糸魚川-静岡構造線の西側では1000 Ωm 以上の高比抵抗を示すが、その東側では、200 Ωm 前後のほぼ一樣な見掛比抵抗を示す。調査域北東端では、関東山地に近づくにつれ、見掛比抵抗が高くなっている。

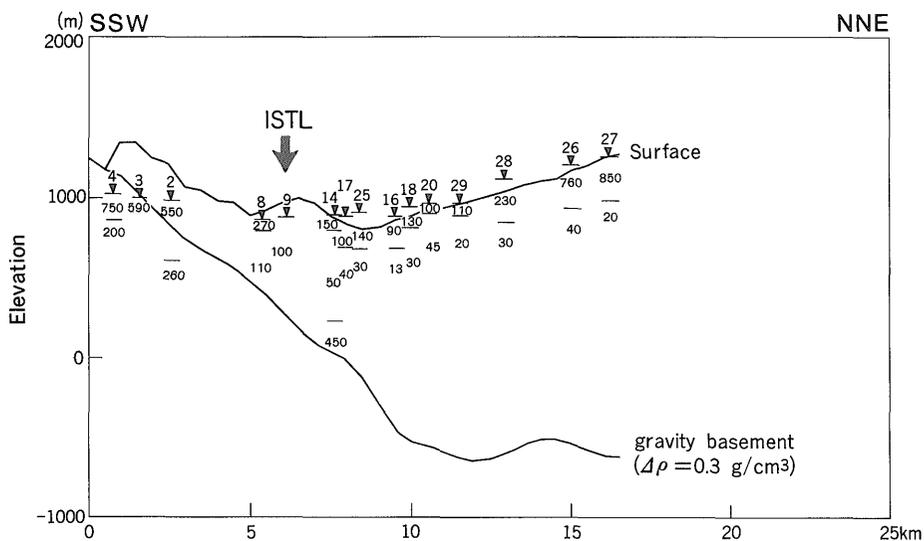
ELF帯では糸魚川-静岡構造線における比抵抗コントラストは、顕著でなくなる。

第8図に、1次元解析結果を示す。釜無川から調査域東北端の間に、測点40付近を中心として、低比抵抗層が500 m程度に厚くなる傾向がある。これは、八ヶ岳南麓に位置しており、富士見町測線と同様に、八ヶ岳起源の凝灰岩や泥岩によるものと考えられる。また、糸魚川-静岡構造線と釜無川の間に低比抵抗層が300-400 m程度に厚くなる傾向が見出される。これは、糸魚川-静岡構造線に沿った断層破碎帯を意味するものかもしれない。



第4図 富士見測線におけるVLF帯(17.4kHz, 黒丸)とELF帯(8-20Hz, 白丸)の見掛け比抵抗分布

Fig. 4 Apparent resistivity distribution along Fujimi profile at VLF (17.4 kHz, solid circles) and ELF (8-20 Hz, open circles) band.



第5図 富士見測線の比抵抗構造 黒三角は測点位置を示し、図中の数値は解析された比抵抗値。単位は Ωm 。密度差 $0.3(\text{g}/\text{cm}^3)$ の重力基盤深度(高倉・小川, 1987)も書いた。

Fig. 5 Resistivity structure along Fujimi profile. Numerals in the figure denote resistivity in Ωm . Gravity basement depth is overlaid, where density contrast is assumed as $0.3(\text{g}/\text{cm}^3)$ (after TAKAKURA and OGAWA, 1987).

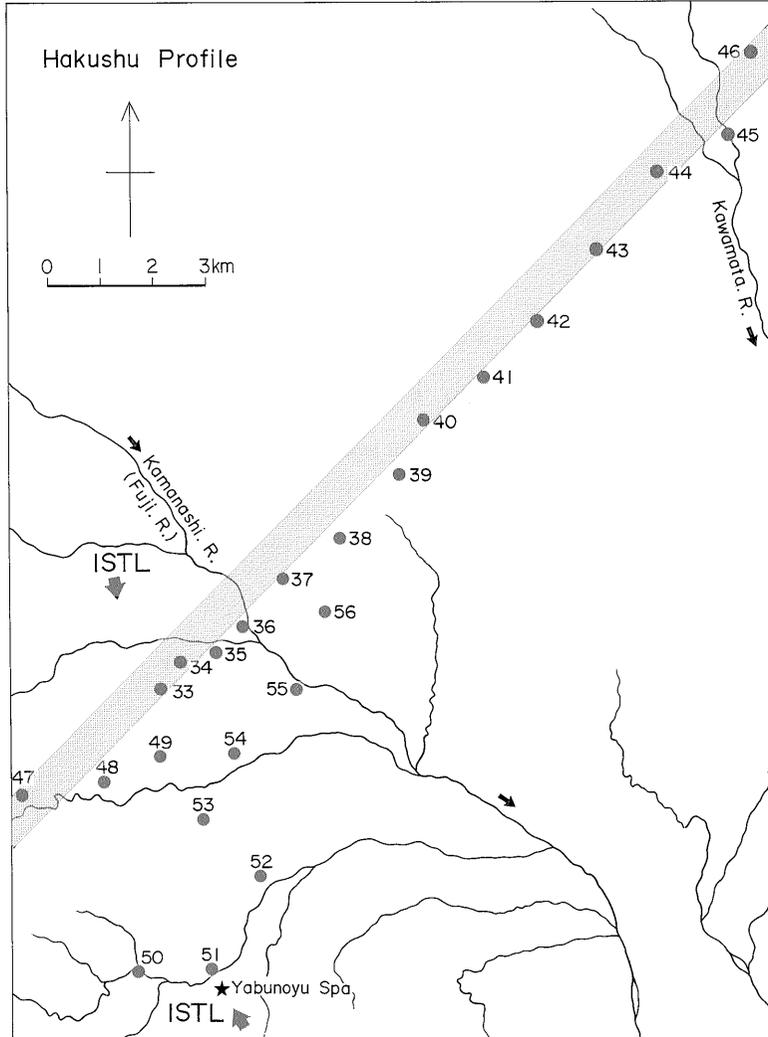
4. 考察

以上のようにして求められた中部フォッサマグナの比抵抗構造を、高倉・小川(1987)による重力異常の解析から求めた重力基盤構造モデルと比較し、比抵抗構造の持つ地学的な意味を検討した。

4.1 富士見測線

第5図の比抵抗断面モデルに、2層モデルによる重力基盤モデルとを重ねて示した。重力異常は、広域的なデ

ータの検討により仮定密度 $2.4(\text{g}/\text{cm}^3)$ を採用している(高倉・小川, 1987)。重力基盤の解析では調査域南西の先第三紀の基盤の露出地をコントロールポイントとし、密度差 $0.3(\text{g}/\text{cm}^3)$ の場合について2次元計算から求めている。糸魚川-静岡構造線の北東側での基盤が1km程度の急激な落込みを示している。比抵抗構造からは、測点2から測点14に向けて高比抵抗層(数 $100\Omega\text{m}$)が深くなる傾向がある。これは、重力基盤深度と良く対応している。測点14より北東側では、重力基盤は地表から



第6図 白州測線の測点配置 数値は測点番号を示す。ISTLは糸魚川-静岡構造線を示す。星印は鉱泉を示す。

Fig. 6 Observation site distribution along Hakushu profile. Numerals denote site ID.

1000 m以上深くなり、ELF-MT法では感知できない程度に深くなっていると考えられる。

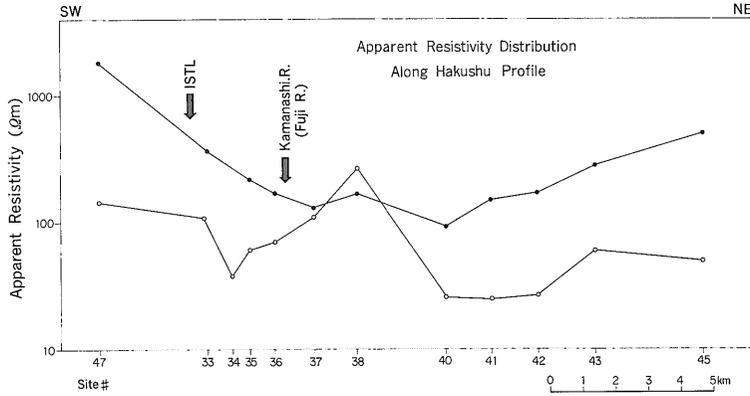
4.2 白州測線

白州測線についても、同様の考察を行った、第8図に比抵抗断面モデルと、重力基盤深度とを示す。図に示した重力基盤の両端は、コントロールポイントとしてある。測線両端での対応は悪いが、測点40および測点35を中心とする厚い低比抵抗部はそれぞれ、重力基盤が深い部分と対応する。測点40付近の比抵抗基盤・重力基盤の凹部は、八ヶ岳火山起源の角礫凝灰岩や泥岩が厚く堆積していることに対応すると考えられる。測点35付近の比

抵抗基盤・重力基盤の凹部は、断層破砕帯と関連するものかもしれない。

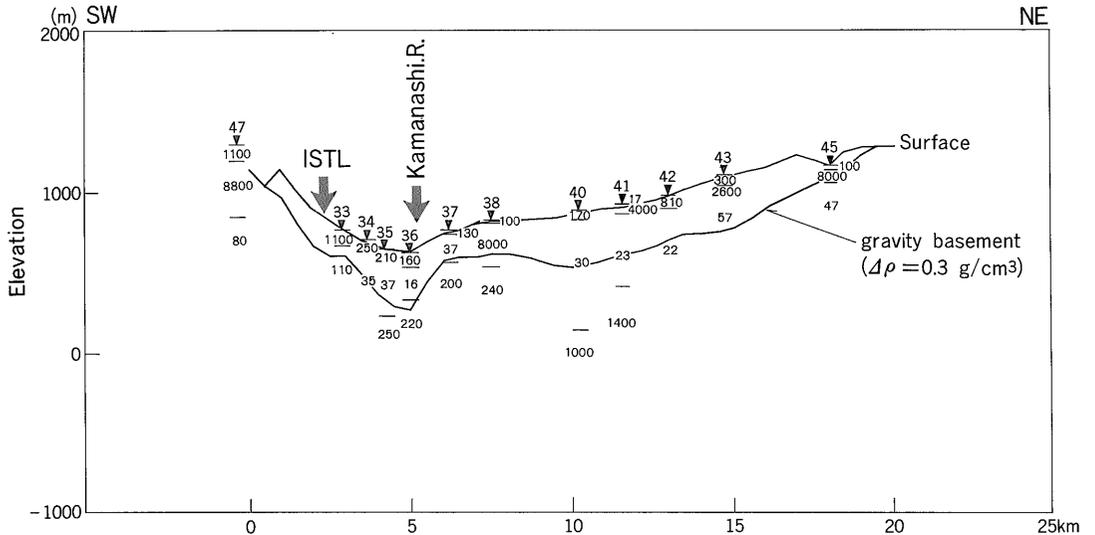
4.3 他の活断層の比抵抗構造との比較

山崎断層などのモデル・フィールド実験から、活断層には、(1)活断層の近傍に狭義の断層破砕帯、(2)それを取りまく広義の断層破砕帯、(3)さらにその外側の破砕を受けていない部分、という3重構造があることが指摘されてきた(乗富一雄編, 1981)。これらは、地質構造が断層を挟んで一樣な場合にはとらえやすいであろう。本研究のように、大地質構造の境界付近を探査する場合には、単純に比抵抗構造を破砕度だけで説明するわけにはいか



第7図 白州測線におけるVLF帯(17.4 kHz, 黒丸)とELF帯(8-20 kHz, 白丸)の見掛比抵抗分布

Fig. 7 Apparent resistivity distribution of Hakushu profile at VLF (17.4 kHz, solid circles) and ELF (8-20 kHz, open circles) band.



第8図 白州測線の比抵抗構造 数値は測点番号を示す。

Fig. 8 Resistivity structure along Hakushu profile. Numerals in the figure denote resistivity in Ωm . Gravity basement depth is overlaid, where density contrast is assumed as $0.3(\text{g}/\text{cm}^3)$ (after TAKAKURA and OGAWA, 1987).

ない。むしろ比抵抗構造は、大きな地質構造を反映している。本研究では、その測点間距離から考えて、断層近傍の狭義の断層破碎帯の存在を肯定する根拠は得られなかった。広義の断層破碎帯については、富士見測線の武智鉱泉付近および白州測線の糸魚川-静岡構造線と釜無川の間とその可能性がある。

5. 結 論

富士川上流域(釜無川流域)で糸魚川-静岡構造線を

横切る2測線を設定し、ELF-MT探査によって、当地域の地下1 km程度までの比抵抗構造を推定した。富士見測線では、糸魚川-静岡構造線以西の高比抵抗部が、構造線の北東側で急激に深くなっていることが推定された。糸魚川-静岡構造線の北東側は深度100-300 m以深から顕著な低比抵抗層が推定され、これは八ヶ岳起源の凝灰角礫岩や泥岩に相当すると考えられる。白州測線では、八ヶ岳南麓、および糸魚川-静岡構造線と釜無川との間に低比抵抗層の厚くなる部分が解析された。前者は

富士見測線と同様に、八ヶ岳起源の凝灰角礫岩や泥岩によるものと考えられ、後者は断層に沿った破碎帯である可能性がある。

謝辞 本研究は、昭和60、61年度地質調査所の経常研究[富士川流域の地球電磁気学的研究]において行われた。本研究を進めるに当たり、津 宏治氏、花岡尚之氏、中井順二氏、宮崎光旗氏には助言をいただいた。本研究の解析には地熱情報データベースシステム(SIGMA)を使用した。地形図の等高線は建設省国土地理院の国土数値情報を利用した。

文 献

- 半田 駿・住友則彦(1979) ELF帯自然雑音を用いた活断層周辺でのMT探査—山崎断層一。九十九地学, vol. 14, p. 21-31.
- HANDA, S. and SUMITOMO, N. (1985) The geoelectric structure of the Yamasaki and the Hanaori faults, southwest Japan. *J. Geomag. Geoelectr.*, vol. 37, p. 93-106.
- 活断層電磁気研究グループ(1983) 丹那・浮橋断層の電気比抵抗構造。地震研究所彙報, vol. 58, p. 265-286.
- 活断層研究会(1980) 日本の活断層。分布図と資料, 東京大学出版会, 363 p.
- 河内晋平(1977) 八ヶ岳地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 92p.
- 茂木 透・西村 進・見野和夫・貞広太郎(1985) 近畿北西部地域の活構造(1)—山崎断層東方延長地域一。地震第2輯, vol. 38, p. 57-66.
- 森 俊雄・河村 謙・大地 洗・水野喜昭(1983) 櫛引断層の電磁気構造。気象研究所研究報告, vol. 34, no. 2, p. 95-104.
- 中村一明(1983) 日本海東縁新生海溝の可能性。地震研究所彙報, vol. 58, p. 711-722.
- 乗富一雄編(1981) 地球電磁気学的手法による断層活動度の研究。文部省科学研究費自然災害特別研究研究成果, 自然災害科学総合研究班, 107p.
- 小川康雄・内田利弘・村上 裕(1986) 阿寺断層北部の比抵抗構造。地震学会講演予稿集, no. 1, p. 117.
- 太田陽子・糸静線発掘調査研究グループ(1983) 糸静線活断層系の発掘調査(富士見地区, 1983年)。地理予, no. 26, p. 46-47.
- Research Group for Earth Resistivity of Active Fault (1982) Low Resistivity along an Active Fault. The Yamasaki Fault. *J. Geomag. Geoelectr.*, vol. 34, p. 103-127.
- 澤 祥(1985) 中部フォッサマグナ西縁, 富士見周辺の活断層。地理学評論, vol. 58, no. 11, p. 698-714.
- 高倉伸一・小川康雄(1987) 八ヶ岳地域の重力基盤構造。物理探査学会第76回学術講演会講演論文集, p. 276-280.
- 内田利弘(1984) 断層調査のための電磁法の現状。物理探鉱, vol. 37, no. 5, p. 287-301.
- ・佐藤 功(1984) 活断層探査に活躍するVLF法。地質ニュース, no. 337, p. 228-229.
- 植村 武・山田哲雄(1988) 中部地方I。日本の地質「中部地方I」編集委員会編, 共立出版, p. 3.

(受付: 1988年6月9日; 受理: 1989年5月29日)