

跡津川断層周辺の地下電気伝導度構造 (序報)

後藤 忠徳・坂中 伸也・堀 友紀・大志万直人・
和田 安男・住友 則彦

CONDUCTIVITY STRUCTURES IN AND AROUND THE ATOTSUGAWA FAULT, CENTRAL JAPAN

By *Tadanori Goto, Shin'ya SAKANAKA, Yuki HORI, Naoto OHSHIMAN,*
Yasuo WADA and Norihiko SUMITOMO

Synopsis

We carried out wide band MT soundings across the Atotsugawa fault where many microearthquakes have been occurring. The purpose of this survey is to compare the electrical conductivity structure with other geophysical properties in and around the fault and to make clear physical conditions to understand seismicity around a active fault. We observed the electric and magnetic field at 12 sites along 2 lines (Line 1 and 2) across this fault. Line 1 and Line 2 cross the seismic zone and the non-seismic zone in the fault, respectively. Unfortunately, we could not obtain reliable data at some site along Line 1. Based on the 1 dimensional resistivity models along Line 2 using Bostick inversion, we conclude that the low resistivity zone exists beneath the fault from the surface to at least 1 km depth. It is possible to consider that the low resistivity zone in the fault is attributed to the pore fluid or rocks fractured by fault motions. And based on the 1-dimensional models at 2 sites along Line 1, at the south side of the fault, we also conclude that the conductive layer, deeper than 10 km, extends widely on the south of the fault. It seems that the conductive layer probably relates to the thermal conditions considering of the depth distribution of epicenters.

1. 目 的

大小の内陸地震が様々な場所で起きている。これらの中には、活断層の近傍で集中的に発生する微小地震もあれば、兵庫県南部地震のように活断層に沿って発生する大地震もしばしば認められる。活断層の近傍 (あるいは断層破碎帯) と断層から離れた場所で、地下の岩石の状態にどのような違いがあるか明らかにすることは、内陸地震の発生の様子を探る上で非常に興味深い。また、1つの活断層に沿った地震活動を細かく見てみると、同一と考えられる活断層内でも地震活動が盛んな部分もあれば、微小地震活動すらあまり認められない部分もある。1つの活断層の中で、何が岩石破壊の進行を左右しているのかを知ることが、地震予知研究の上でも重要なことである。

本研究の目的は、活断層周辺の地下電気伝導度構造を調べ、これと震源分布とを比べることで、断層近傍と断層から離れた場所の間の、また断層内の地震活動の盛んな部分と盛んでない部分での岩石の状態の違いを推測し、前述したような断層近傍での内陸地震発生の要因や岩石破壊を制御するメカニズムについて

て考察することである。

我々は、本研究の調査対象に跡津川断層を選んだ。跡津川断層は長さ 60 km 以上に及ぶ右横ずれの活断層であり、その運動速度は数 m/1000 年である¹⁾。我々が跡津川断層を調査対象に選んだ理由の1番目は、跡津川断層の近傍では、その周辺地域と比較して、特に多くの微小地震が発生しているためである。京都

大学防災研究所地震予知研究センター附属の上宝観測所の微小地震震源データに基づく震源分布図を Fig. 1 に示す。

Fig. 1 の矢印で示した様に、跡津川断層に沿った微小地震活動を明瞭に認めることができる。このことから、断層近傍と断層周辺の岩石の状態に明瞭なコントラストがあることが期待できる。2番目の理由は、跡津川断層に沿って、微小地震活動の密な部分と粗な部分が存在するためである。跡津川断層に沿った微小地震活動の分布を示すために、

Fig. 1 の四辺形 ABCD で囲まれた領域内の微小地震の震源について、直線 AB への鉛直断面投影図を Fig. 2 に示す。Fig. 2 の矢印を境に跡津川断層の西側 (Fig. 2 の領域 1) では微小地震活動が盛んであり、逆に Fig. 2 の矢印からその東側 20 km あたり (Fig. 2 の領域 2) までは地震活動は少ない事が分かる。このことから、断層近傍の岩石の状態が断層に沿って変化していることが期待できる。

今回、我々は地球電磁気学的手法を用いて跡津川断層周辺の地下の比抵抗値 (電気伝導度の逆数) の分布を求めた。比抵抗値は岩石の状態を決める1つのパラメータであり、一般にこれは含水率、温度、伝導性鉱物によって左右される。従って、岩石の比抵抗

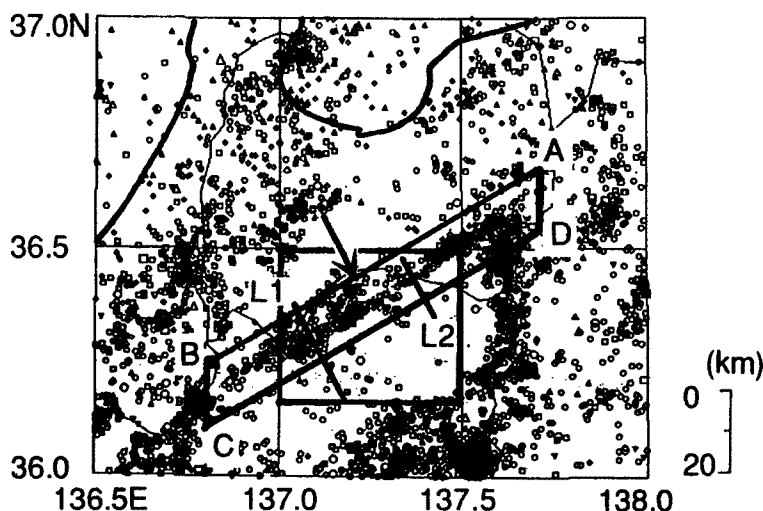


Fig. 1. The Spatial distribution of epicenters of micro-earthquake with M 1.0-4.0 from 1987 to 1991. An arrow means the boundary of seismic activities along the Atotsugawa fault. L1 and L2 means survey lines in this study named Line 1 and Line 2. The parallelogram (ABCD) means the area where epicenters for Fig. 2 are included and solid rectangular means the area of Fig. 3.

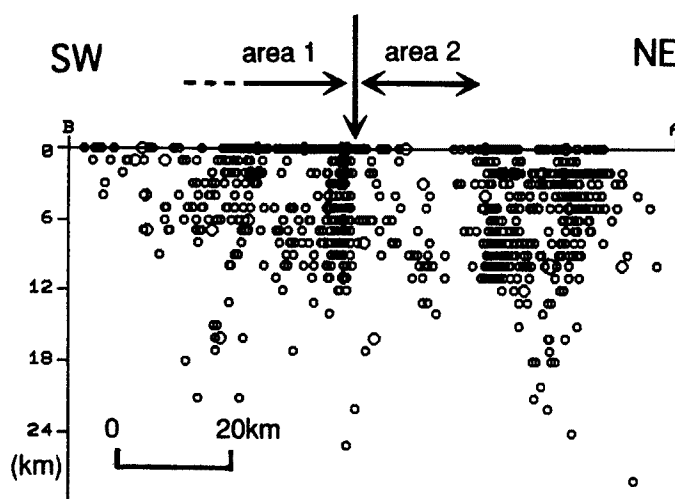


Fig. 2. The depth distribution of epicenters in area ABCD in Fig. 1. The vertical arrow means the boundary of seismic activities along the fault. In Area 1, the seismic activity is high, and it is low in Area 2.

抗値が分かれば、地下の温度や空隙率などについての情報を得ることができる。跡津川断層周辺では既に、磁気探査、VLF-MT 探査、自然電位測定²⁾、重力探査³⁾などが行われており、また地震波速度構造も求められている⁴⁾。これらの他の物理探査の結果と本研究の結果を比較して、断層周辺の岩石の物理的状態を推測する事ができる。本論文では、断層近傍とその周辺の大まかな比抵抗構造について報告する。

2. 手法と観測

我々は跡津川断層付近の電気伝導度構造を知るために、MT 法を用いた。MT 法は地表の電場と磁場の変動を測定し、地下の電気伝導度構造を求める電磁探査法である。電磁場変動の信号源には自然現象による物と、人工的な物に分かれるが、ここでは自然の信号源に限りて話を進める。MT 法の原理を以下に簡単に説明する。電磁気学理論に基づくと、電場変動と磁場変動の比（インピーダンス）は地下の比抵抗値の情報を含む。また地下へ入射した電磁波は周波数が高いほど早く減衰する事が知られている。つまり高周波の電磁場変動から求められたインピーダンスは地表付近の比抵抗構造の情報をもち、低周波の電磁場変動から求められたインピーダンスは地表から地下深部までの比抵抗構造の情報をもち、MT 法は地表の電場と磁場を測定し、多くの周波数についてインピーダンスを計算し、地下の電気伝導度構造を求める電磁探査法である。実際にはインピーダンスから地下の見かけの比抵抗値と電場磁場間の位相差などを算出する。ちなみに、一般に地下に低い比抵抗の層があると電場変化と磁場変化の位相は 45 度より大きくなり、高い比抵抗の層があると小さくなる関係があり、位相も地下の比抵抗の情報を含む事が知られている。最終的には、観測された見かけ比抵抗値や位相差を説明するような電気伝導度構造をモデリングによって求める。

観測は 1994 年 6 月及び 8 月に行われた。測点数は計 12 点である。観測点の分布を Fig. 3 に示す。前述の、跡津川断層に沿った地震活動の盛んな地域と盛んでない地域をそれぞれ横切るように、測線 1 と測線 2 に沿う様に観測点を配置した。測定装置には Phoenix 社製の V 5 システム（広帯域地磁気地電流計、Fig. 4）を 2 セット用いた。電場測定のための電極間隔は約 50 m である。測線 1 の内、測点 6 と 10 では V 5 に代わって、U 36（テラテクニカ社製フラックスゲート磁力計）を用いた ULF-MT 観測を行った。V 5 の場合は 24 Hz（時間帯によっては 3072 Hz または 384 Hz）、U 36 の場合は 1 Hz の記録間隔で磁場 3 成分、電場 2 成分を記録した。観測時間は 1 観測点につき、1～2 日間である。

次に各観測点で、周波数別に見かけ比抵抗値や電磁場間の位相差など大地の電磁応答を求めた。Vozoff (1972)⁵⁾ に基づいて、記録した時系列をフーリエ変換し、各周波数毎にインピーダンスを算出し、これを用いて各周波数毎に見かけ比抵抗値や位相差などの大地の電磁応答を計算した。解析の際、主として人工的な電磁ノイズの影響を下げるため、ロバストスタック⁶⁾を行った。今回用いたロバストスタックでは、時系列を小区分に分割し、インピーダンスの誤差が最も大きい小区分から順にのぞいていき、インピーダンスの精度向上を行った。また、インピーダンスの計算には、磁場のノイズを除去するために、離れた観測点の磁場の記録を用いてリモートリファレンス法⁷⁾を適用した。リモートリファレンス法とは、2 地点間の磁場のクロスパワーを用いることにより、2 地点間に相関の無い人工ノイズを除去し、相関のある信号のみをインピーダンスの計算に用いる解析法である。今回は 2 台の観測機器の時計を高精度で同期させ、リモートリファレンスを行った。この際、同時測定している 2 つの観測点が互いに 20 km 以上離れるようにした。ロバストスタックやリモートリファレンス法の導入により、従来よりも精度よく見かけ比抵抗値などを求めることができた。

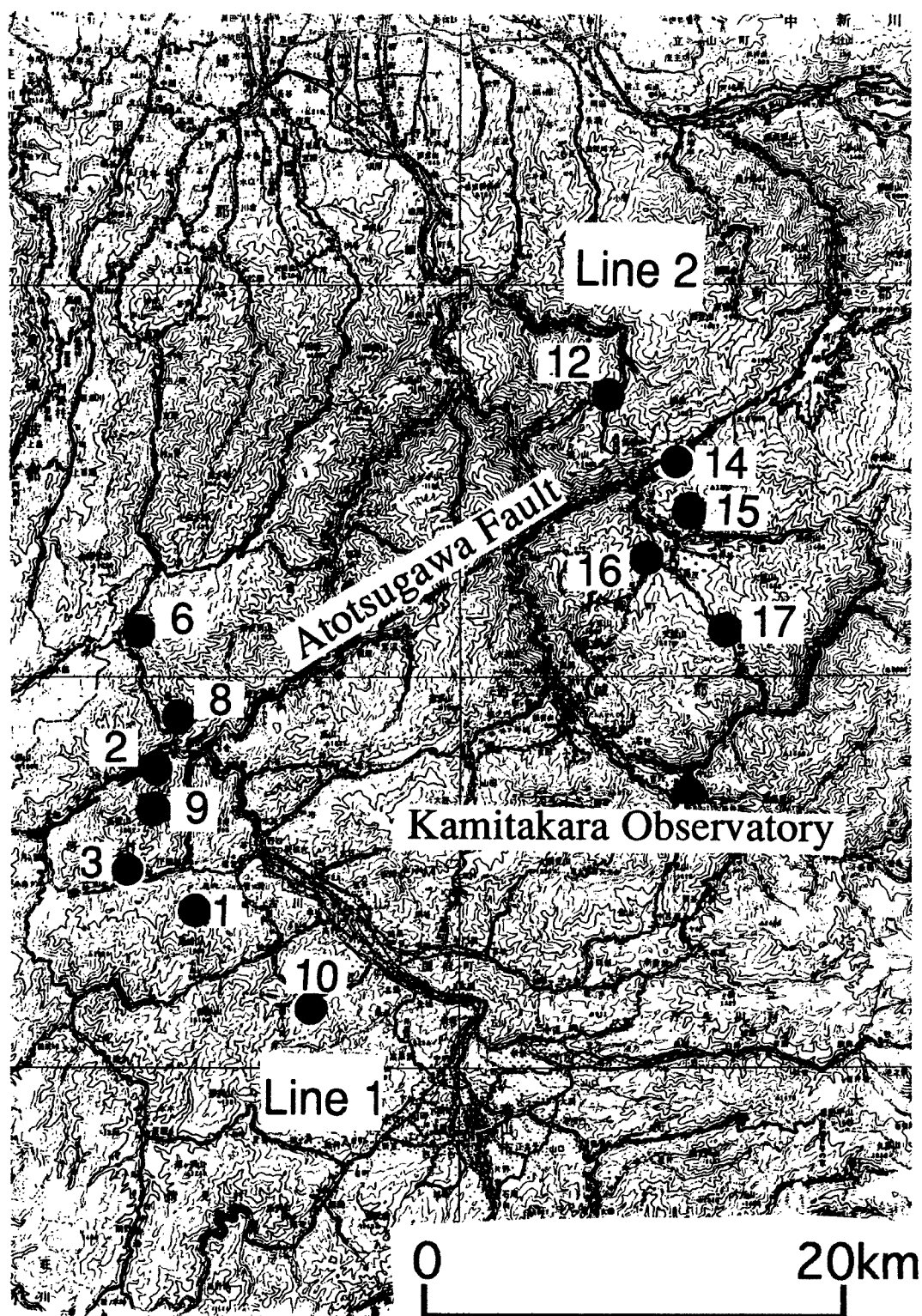


Fig. 3. Locations of sites in this survey (solid circles with site number). These sites stand in Line 1 or Line 2. The arrow means the boundary of seismic activities along the fault. A Triangle express the location of the Kamitakara observatory of D. P. R. I.

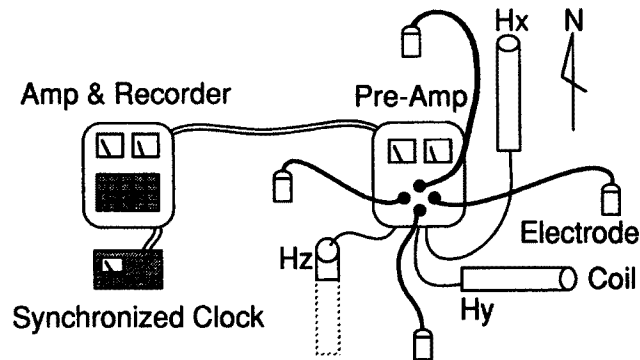


Fig. 4. A schematic diagram of V5 MT system.

3. 結 果

最初に跡津川断層直上付近の観測点である Site 14 で得た見かけ比抵抗曲線および位相曲線を Fig. 5 に示す。Fig. 5 には横軸を周波数に、縦軸を比抵抗値にとり、電場磁場間の相関係数が0.75 以下の低い相関を示す値や他の周波数と比べて値の連続性が著しく悪いものをのぞいて表示している。Fig. 5 の左側（高周波側）ほど地表付近の情報を示し、Fig. 5 の右側（低周波数側）ほど地表から地下深部までの情報を示している。また Fig. 5 では、東西磁場と南北電場から求めた見かけ比抵抗値 (ρ_{xy}) と位相差 (ϕ_{xy}) と、南北磁場と東西電場から求めた見かけ比抵抗値 (ρ_{yx}) と位相差 (ϕ_{yx}) を共に示した。地下の比抵抗構造が水平方向に変化する場合は、 ρ_{xy} 曲線と ρ_{yx} 曲線や ϕ_{xy} 曲線と ϕ_{yx} 曲線の間に違いが生じるが、Fig. 5 ではそれらに大きな違いはないことから、水平方向の比抵抗構造のコントラストはあまり強くないと考えられる。観測時間が十分ではないため、Fig. 5 の見かけ比抵抗値の測定誤差は、0.1Hz より低周波側で十分小さいとはいえない。しかし、Fig. 5 からは、見か

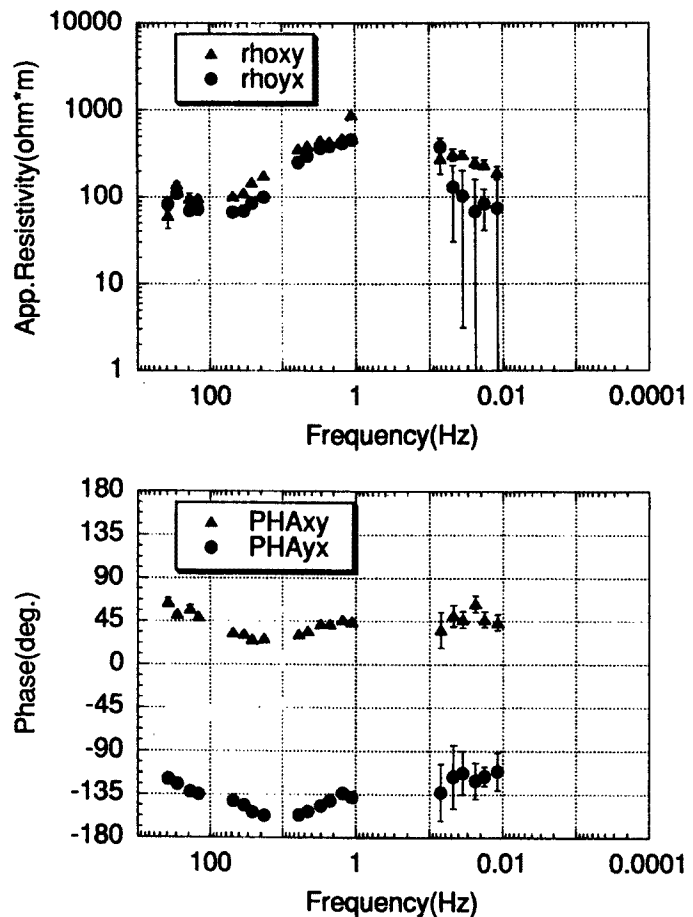


Fig. 5. Apparent resistivity and phase curves at site 14. Solid triangles means ρ_{xy} or ϕ_{xy} , and solid circles means ρ_{yx} or ϕ_{yx} . Bars on marks means ranges of 67% confidence.

け比抵抗値は周波数 50 Hz 付近まで $100 \Omega\text{m}$ 程度の値を示し、1 Hz 付近までは上昇し、さらに低周波側では減少する傾向を認めることができる。このことから、表層の下に表層より比抵抗の高い第2層があり、その下には比抵抗の低い第3層があるらしいことが分かる。位相曲線からも同じ様な構造が示唆される。表皮深度に基づいて考えると、第2層目の上面は深さ数 km ほど、第3層目の上面の深さはおよそ 10 ~ 30 km ほどであると考えられる。

上述したような見かけ比抵抗曲線の特徴の水平方向の広がりを見るために、Fig. 3 の測線 2 についての見かけ比抵抗疑似断面図を Fig. 6 と Fig. 7 に示す。Fig. 6, Fig. 7 では横軸に観測点を、縦軸に周波数を取り、見かけ比抵抗値が低いほど黒い色で、高いほど白い色で示した。Fig. 5 と同様に、Fig. 6, Fig. 7 共に上側（高周波側）ほど地下浅部、図の下側（低周波側）ほど地表から地下深部までの情報を示している。Fig. 6 ~ 7 中の黒丸は疑似断面を作成したときに使用した見かけ比抵抗値の位置を示す。Fig. 6 と Fig. 7 を見ると、断層直下 (Site 14) では周波数 100 ~ 10 Hz 付近での見かけ比抵抗値が ρ_{xy} と ρ_{yx} の両方とも低い事が特徴的である。また Site 14 に隣接する観測点でも同様に見かけ比抵抗値は 100 ~ 10 Hz 付近で低い値を示し、周波数が低くなるにつれて高くなる傾向が認められる。さらにこれらの 100 ~ 10 Hz 付近の低い見かけ比抵抗値は、跡津川断層直上の Site 14 から離れるに従って、徐々に大きくなる傾向も認められる。これらから、跡津川断層付近の地表から地下数 km 付近に比抵抗値が周辺よりも低い部分があり、この低比抵抗部の影響が他の観測点でも観測されていると考えることができる。

測線 1 に沿う観測点については、特に Site 2 以北では電磁場ノイズが大きく、また観測期間中に信号源となる顕著な磁気擾乱が起きなかったために、信頼すべきデータを得ることができなかった。このためここでは Site 1 と 3 についてのみ見かけ比抵抗曲線を Fig. 8 に示す。Site 1 では 1 Hz 付近に人工ノイズのためと思われる高い見かけ比抵抗値が認められたがそれは示していない。これを見ると、測線 2 とは異なり、高周波側から低周波側に行くに従って、見かけ比抵抗値が減少していく傾向が見られる。この事は表層付近よりも地下深部に比抵抗値の低い層が存在することを示している。表皮深度に基づくと、低比抵抗層の上面は数 km 以深であると考えられる。

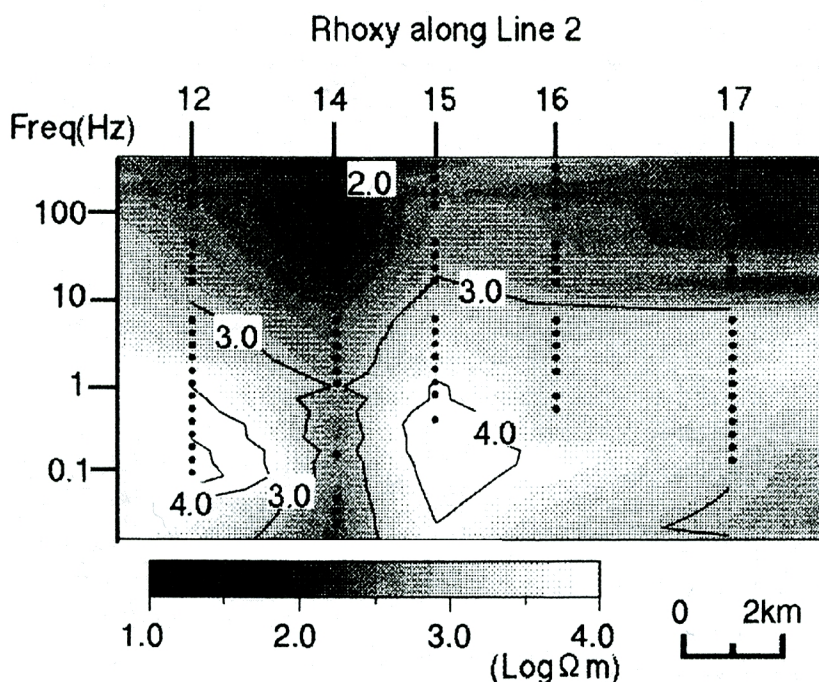


Fig. 6. The pseudo-section for apparent resistivity (ρ_{xy}). Apparent resistivity is expressed with logarithmic value. Locations of sites are also expressed on the top of this figure.

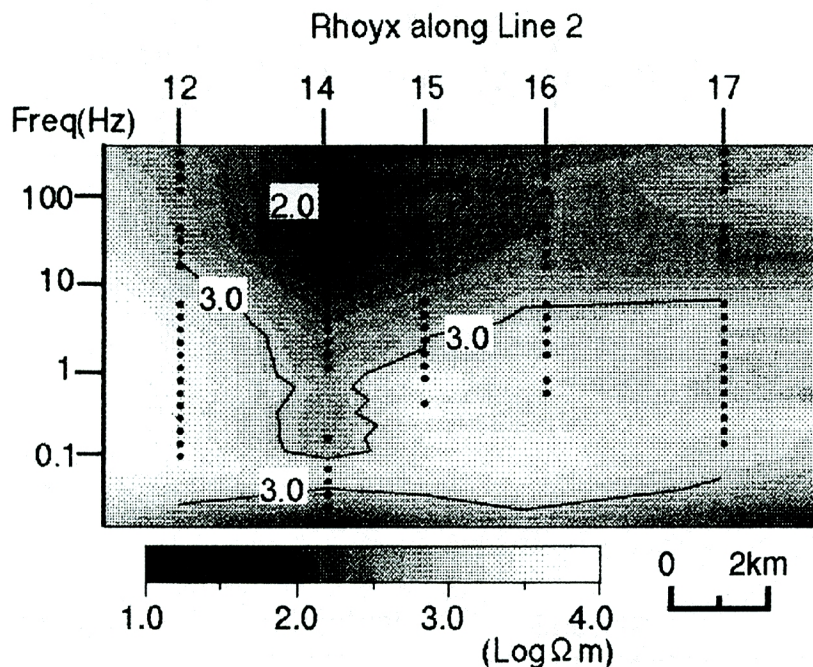


Fig. 7. The pseudo-section for apparent resistivity (ρ_{yx}). Apparent resistivity is expressed with logarithmic value. Locations of sites are also expressed on the top of this figure.

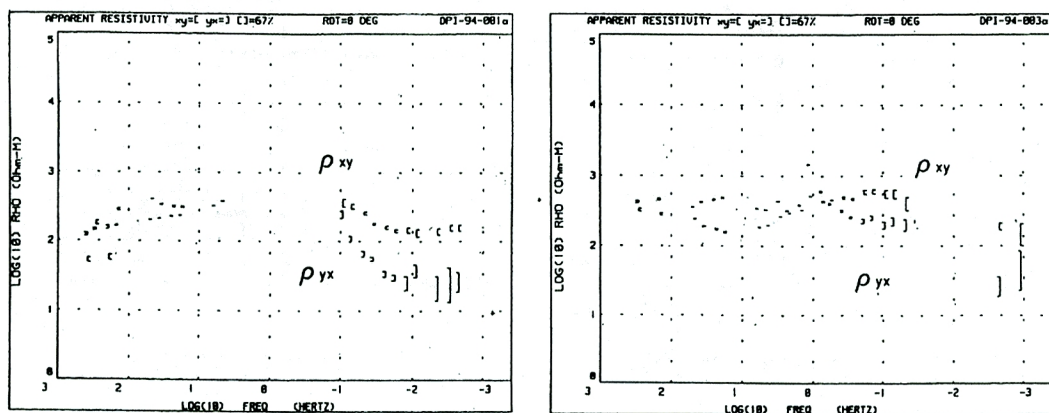


Fig. 8. Apparent resistivity and phase curves at site 1 and site 3. Apparent resistivity and frequency are expressed with logarithmic values. Bars on marks means ranges of 67% confidence.

4. 1次元モデリング

以上に述べた大まかな比抵抗構造の特徴を、より定量的に議論するために、測線2に沿う5つの観測点と Site 1 及び 3 の、各々の観測点で得た結果を用いて地下比抵抗構造のモデル化を行った。今回の観測では良質なデータを得た観測点数が少ないために、ここでは1次元モデル（深さ方向にしか比抵抗構造が変化しないモデル）を作成した。

まず測線2について、各観測点毎に1次元モデルを作成し、それらを跡津川断層からの距離に従って並

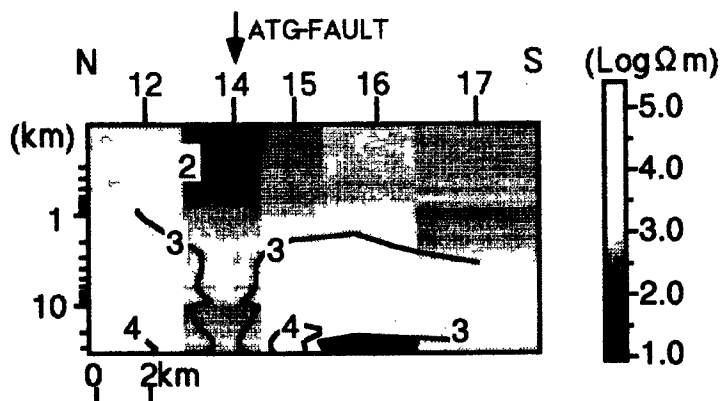


Fig. 9. The pseudo-transection resulting from 1-dimensional Bostick inversion. The resistivity is expressed with logarithmic value. Locations of sites and the Atotsugawa fault are also expressed on the top of this figure.

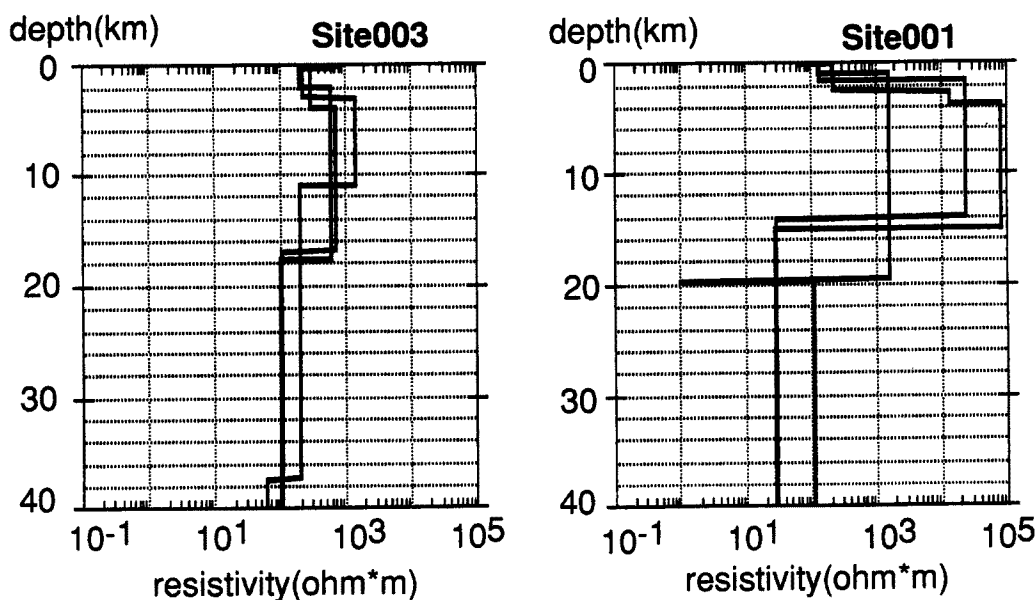


Fig. 10. Optimal 1-dimensional models resulting from 1-D Least Square inversion. Take care that each model at each site has a different initial model.

べた図を Fig. 9 に示す。モデル化に用いた手法は Bostick inversion である⁸⁾。Bostick inversion では ρ_{xy} と ρ_{yx} の相乗平均と、 ϕ_{xy} と $180 + \phi_{yx}$ の相加平均を用いた。これを見ると、跡津川断層直上の Site 14 では地表付近から少なくとも深さ 1 km までは、その周辺よりも比抵抗値が 1 桁ほど低い部分が存在している事が認められる。また、この測線全体でも深さ 1 km より浅い部分では数百 Ωm を示し、それより深い部分では 1,000 Ωm 以上の高い比抵抗値を示すことが分かる。地下 10 km 以深で Site 14 直下の比抵抗値はその周辺部より低いように見えるが、Fig. 9 は Bostick inversion を用いた 1 次元解析の結果に基づいているため、この深さではそのような分解能はないと思われる。

次に Site 1 及び 3 について、1 次元比抵抗構造インバージョンを行った。ここでは層の数を指定し、見かけ比抵抗値と位相差を最もよく説明するモデルを最小自乗法的に求めるインバージョン法をもちいた。

インバージョンには ρ_{xy} と ρ_{yx} の相乗平均と、 ϕ_{xy} と $180 + \phi_{yx}$ の相加平均を用いた。初期モデルは $100 \Omega\text{m}$ 一様と $1,000 \Omega\text{m}$ 一様の 2 種類とし、さらに 3 層、4 層、5 層モデルを仮定して、最適解を求めた。Fig. 10 に、これらの異なる初期モデルから導かれた各々の最適解を重ねて表示した。Site 1, 3 の最適解には共通して、深さ 10 数 km ~ 20 km にかけて比抵抗値がその上の層よりも低くなる傾向が認められる。

5. 考 察

本研究で明らかになった跡津川断層周辺の地下比抵抗構造の大まかな特徴は次のようである。

- (1) 測線 2 では跡津川断層の近傍の地表から、少なくとも地下 1 km にかけて比抵抗の低い部分が存在する。
 - (2) 測線 1 では跡津川断層より南側の地下 10 ~ 20 km より下に、比抵抗の低い層が存在する。
- これらについて考察する。

まず跡津川断層直上の Site 14 の地表付近では、何故その周りよりも比抵抗が低いのだろうか。本研究の測線 2 の約 10 km 西方では以前に VLF-MT 探査が行われている²⁾。その結果からも、地表付近（地下数十 m 以浅）では、跡津川断層の近傍に幅約 600 m に渡り周辺部よりも低比抵抗値を示す地域がある事が分かっている。Handa & Sumitomo (1985)⁹⁾ に代表されるように、活断層の付近では周辺より比抵抗値の低い部分があり、その原因は断層の付近では断層運動に関連して破碎された岩石が存在し、この岩石が周辺の破碎されていない岩石より水を含む為であると考えられている。本研究で分かった跡津川断層に沿う、少なくとも深さ 1 km までは広がる低比抵抗部は、同じく断層運動によって破碎された岩石が水を多く含むためであると考えられる。Site 14 付近では跡津川断層沿いの震源の密度が低くなっている事から考えると、跡津川断層の Site 14 付近では地震が起きにくくなる程まで岩石の破碎度が進み、空隙に水が入ることにより比抵抗値の低下が起こっていると推測できるかもしれない。

他方、間隙水以外の要因で、断層に沿う低比抵抗部を説明することも可能である。例えば、断層付近に、伝導性の岩石が存在している可能性はある。しかし、この地域の地質分布は測線 2 に沿って非常に複雑であるが、それに関わらず、測線 2 上の Site 15, 16 および 17 で観測された見かけ比抵抗値等には大きな差異はない。この事から、この地域の比抵抗値の変化は岩石や鉱物の違いによって左右されているのではなく、それ以外の物によって支配されていると考えられる。また、断層近傍の地下 1 km より浅い部分はその周辺より高温のために低比抵抗になっている可能性はある。この地域の地表付近まで、そのような局地的な温度異常が存在するかどうかは不明であるが、Site 14 付近で地表付近に温泉は湧出していないので、少なくとも地表付近では岩石中に含まれた水の影響のために低比抵抗部は形成されていると考える方が妥当であろう。

次に測線 1 の跡津川断層より南側に存在する低比抵抗層の原因について考える。Fig. 2 の震源分布図を見ても分かるように、跡津川断層で起きている地震の下限は約 15 km である。この地震の下限は断層の東端もしくは西端に行くほど浅くなる傾向がある事も認められる。跡津川断層の東端と西端にはそれぞれ立山や白山といった火山が存在することから、地震の下限 (brittle-ductile transition depth) は温度によって制約されているといわれている¹⁰⁾。跡津川断層の南側に存在する低比抵抗層の上面の深さは約 10 ~ 20 km であり、地震の下限とだいたい一致するので、この低比抵抗層は地下の温度分布に関係していると考えられる。

6. ま と め

地震発生域での岩石の含水率、温度などの情報を得るために、跡津川断層周辺で MT 探査を行った。跡津川断層周辺の大まかな比抵抗構造を知るために、MT 探査によって得た見かけ比抵抗値などに基づいて、1次元比抵抗構造モデルを作成した。これらの1次元モデルから以下のようなことが分かった。

- (1) 跡津川断層の地震活動があまり盛んでない地域では、断層に沿って低比抵抗域が存在する。この低比抵抗域は地表から深さ1 km までは少なくとも存在する。これは、この地域の岩石中の含水率が高いため（もしくはこの地域の温度が高いため）であると考えられる。
- (2) 跡津川断層の南側には地下10～20 km よりも深いところに低比抵抗層が存在する。おそらくこれは地下の温度や brittle-ductile transition depth に関係があると思われる。

本稿では非常に概略的な比抵抗構造について述べたが、今後はノイズの再補正等を行い、震源分布、地震波速度構造など他の物理量との比較が行えるよう、定量的かつ信頼度の高い地下の電気伝導度構造のモデル作成を行う予定である。また本年度、さらに観測点を増やし（特に測線1の跡津川断層の北方で）、より空間分解能を向上させる予定である。と同時に、断層に沿った地下浅部の比抵抗構造を明らかにするため、断層に沿って AMT 探査（高周波 MT 探査）を行う予定である。これらの探査に基づけば、本研究で明らかになった測線2の断層に沿う低比抵抗部や、測線1南方の深さ10数 km に存在する低比抵抗層が断層に沿ってどの様に連続しているのか、今後明らかになるであろう。

参 考 文 献

- 1) 東郷正美・岡田篤正：断層変位地形から見た跡津川断層，月間地球，48，1983，pp. 359－366.
- 2) Ohshiman, N., Y. Honkura, K. Kuge and H. Sakai : Electric and Magnetic Anomalies at the Atotsugawa Fault and Their Implications for Fault Activity, J. Geomag. Geoelectr., 39, 1987, pp. 143－158.
- 3) 大久保義弘・古瀬慶博・河野芳輝：跡津川断層周辺の重力異常と地殻構造，月間地球，49，1983，pp. 425－430.
- 4) Negishi, H. : Three-dimensional Velocity Structure in the Crust beneath the Inner Zone of Southwestern Japan, Master Thesis of Kyoto Univ., 1994.
- 5) Vozoff, K. : The Magnetotelluric Method in the Exploration of Sedimentary Basins, Geophysics, 37, 1972, pp. 98－141.
- 6) Strack, K. - M., T. H. Hanstein and H. N. Eilenz : LOTEM Data Processing for Areas with High Cultural Noise Levels, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 53, 1989, pp. 261－269.
- 7) Gamble, T. D., W. M. Goubau and J. Clarke : Magnetotellurics with a Remote Reference, Geophysics, 44, 1979, pp. 53－68.
- 8) 村上 裕：ボスティックインバージョン，物理探査，40，1987，pp. 282－291.
- 9) Handa, S. and N. Sumitomo : The Geoelectric Structure of the Yamasaki and Hanaori Faults, southwest Japan, J. Geomag. Geoelectr., 37, 1985, pp. 93－106.
- 10) Mikumo, T., H. Wada and M. Koizumi : Seismotectonics of the Hida Region, Central Honshu, Japan., Tectonophysics, 147, 1988, pp. 95－119.