

論 説

MT 法と AMT 法の組み合わせによる広域 3 次元比抵抗 モデリングと水理地質構造解明への応用

麻植 久史*・小池 克明**・吉永 徹***・高倉 伸一****

Application of Three-dimensional Resistivity Modeling by A Combination of Magnetotelluric and Audio-Magnetotelluric Methods to Clarify Hydrogeologic Structure Over Wide Area

Hisafumi ASAUE*, Katsuaki KOIKE**, Toru YOSHINAGA*** and Shinichi TAKAKURA****

Abstract : Clarification of groundwater system over wide horizontal and depth ranges is indispensable to the management and maintenance of the amount and quality of groundwater resource. Electromagnetic surveys are suitable to this clarification because of their capability of detecting deep geologic structures. This study proposes a spatial modeling of resistivity by a joint inversion of MT and AMT surveys data and a 3D interpolation method. Kumamoto plain covering 35 km × 32 km, which is well-known as being rich in groundwater resource, is selected as a case study. Resultant 3D resistivity model elucidates that the shallow and deep groundwater flows are similar. In addition, a hydrogeologic model of the study is constructed as the shallow groundwater system including the first and second aquifers (0 to 500 m depth range), the shallow hydrogeologic basement rocks consisting chiefly of pre-Aso volcanic rocks (500 to 1500 m depth range), the deep groundwater system containing a large aquifer composed of the Cretaceous sandstone, Mifune formation (2000 to 3500 m depth range), and the Higo metamorphic rocks forming the deep hydrogeologic basement at the bottom.

Key words : Aquifer, Groundwater, Resistivity, Kumamoto Plain, three-dimensional interpolation

1. はじめに

地下水は水道用, 農業・水産養殖用, 工業用として広く使用されており社会的, 経済的に重要な地下資源の1つである。しかし, 近年における人口の都市集中化, 農業規模の拡大, 産業の発展などにより, 表流水よりも地下水への依存度が世界的に急増し, 過剰揚水による水位低下と水質の悪化が深刻化している地域が多い(佐藤・岩佐, 2002)。揚水は地盤沈下という地盤災害を引き起こし, 地下水資源も減少させる。よって, 量と質の両面での地下水資源の保全は, 安全で持続可能な社会の発展のために, ますます重要な課題となっている。

地下水は, 降雨水や河川水が地下に浸透することで涵養

され, 主に砂や礫の空隙に蓄えられて帯水層を形成する。帯水層は平野, 扇状地, 山地にかけて分布し, 水平方向の規模は, 数km~数百kmに至り, 涵養・流動・流出に関する1つの大規模な系として地下水は存在している(佐藤・岩佐, 2002)。よって, 地下水資源の保全のためには, 地下水流動系の全体像の解明が必要であり, 特に地下水流動系を支配する水理地質構造の把握が重要となる。未固結層が厚い臨海沖積平野では, 未固結層の透水性が高いために帯水層の深度範囲は広い。地表下浅部の水理地質構造はボーリング調査などにより把握できる。しかしながら, 水理地質構造の下底に相当し, 難透水層である水理地質基盤は臨海沖積平野で特に深部に位置し, その分布形態の推定は困

2012 年 7 月 19 日受付 2012 年 8 月 6 日受理

* 熊本大学大学院自然科学研究科 Graduate School of Science and Technology, Kumamoto University, Kurokami 2-39-1, Chuo-ku Kumamoto 860-8555, Japan. E-mail: asaue@kumamoto-u.ac.jp

** 京都大学大学院工学研究科 Graduate School of Engineering, Kyoto University, Katsura C1-2-215, Kyoto 615-8540, Japan. E-mail: koike.katsuaki.5x@kyoto-u.ac.jp

*** 熊本大学工学部技術部 The Technical Division, Faculty of Engineering, Kumamoto University, Kurokami 2-39-1, Chuo-ku Kumamoto 860-8555, Japan. E-mail: toru@tech.eng.kumamoto-u.ac.jp

**** (独) 産業技術総合研究所 Geological Survey of Japan, AIST, Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan. E-mail: takakura-s@aist.go.jp

難である。

このような深部地下構造を探索するのに有効な手段の1つとして可探深度の大きい地磁気-地電流法があげられる。この手法で求められる比抵抗値は、岩石・土壌の間隙率や含水率、粘土含有率、変質状態、間隙水のイオン濃度や温度の変化と密接に関連する物性値である。ゆえに、比抵抗分布の推定は、概略的な地下水流動系の推定に繋がる。地磁気-地電流法には、低周波数帯の測定を行い地下深部の探索を可能とするMT法と、高周波数帯の測定を行い地下浅部の空間分解能が高いAMT法がある。地下水流動系の推定に対して、MT法は浅部に対する分解能が低く、AMT法は探索深度が充分ではない。そこで、MT法とAMT法の測定を同一ヶ所で行い、高周波から低周波にわたる一連のデータの取得により、浅部の分解能を向上させた地下深部比抵抗構造の推定を可能とした。AMT法のデータはMT法2次元解析のスタティックシフト除去に利用されているが(Takasugi *et al.*, 1992)、本研究では、浅部から深部に至る広範囲構造の推定精度向上を目的とした解析を行った。また、本研究のような約千 km²と広範囲にわたる地下構造推定に3次元解析を適用すると、多くの測点は位置が必要であるとともに、計算量が膨大で十分な収束を得ることが困難であるため、解析に1次元インバージョン法と3次元補間法を適用した(Asaue *et al.*, 2006)。この手法は、不規則な測点配置に対しても適用可能であり、短時間で十分な解析結果が得られる。一連の手法により、広範囲の地下構造の大局的な推定を可能にした。この地下構造推定法は、帯水層の位置や形状を明らかにできるため、CO₂や高レベル放射性廃棄物などの地中貯留のための有効性評価にも貢献できる。

本研究では、対象地域として地下水が豊富にあり、生活用水と工業・農業用水のほぼ全てを地下水に依存している熊本平野を選んだ。この地域において、地表から5km程の深度に至る広範囲の比抵抗分布を推定し、水理地質構造の解析を試みた。これによって浅層と深層の地下水流動系分布の把握を目的とする。

2. 対象地域

阿蘇外輪山西麓で涵養された地下水は、菊池台地の地下に存在する地下水盆と、熊本平野のほぼ中央に位置する江津湖方面の2方向に流れることが推定されている(熊本市, 1997)。熊本県東部の阿蘇外輪山西麓台地から熊本県西部の有明海に至る地域では、地下水を蓄える大きな器となる基盤岩の上に、阿蘇山の4回の大噴火に伴う火砕流堆積物が広く分布し(渡辺ほか, 1979; 渡辺, 1984)、多くの水を含んだ火山性台地を形成している。熊本市北東部に位置する菊池台地付近の地下水盆の上部には、地下水を貯留する地下水プール(地下水位勾配が水平に近く、多量の地下水の流動が特に遅い領域)が存在しており、熊本における地下水はここから熊本平野の低地部にかけて流動してい

ると推定される(田中・平山, 1988)。また、江津湖は代表的な湧水池として知られている。すなわち、この地域の地下水は、浸透しやすい地層と地下水が貯留・流動しやすい地質構造、および水田や山地の涵養能力で支えられており、自然と人の調和によって本地域の地下水システムは成り立っている。しかし、近年、土地利用の変化などにより、地下水位の低下や湧水量の減少などの健全な水循環系への障害が生じており、将来の安定的な水利用と水辺環境の悪化が危惧されている。

3. MT法とAMT法の概要

3.1. 測定概要

本研究では、阿蘇外輪山西麓から熊本市東部までを測定対象地域とし、MT法による測点を63測点設定した。そのうちの21測点でAMT法を併用した。測点配置を第1図に示す。AMT法の併用は▲で表された測点である。測点決定の基準として、MT法の測点は、涵養域である阿蘇山から熊本平野に至る範囲で設定し、AMT法を併用した測点は帯水層が存在するとされている菊池台地から、流出域である熊本平野に至る範囲を中心に設定した。

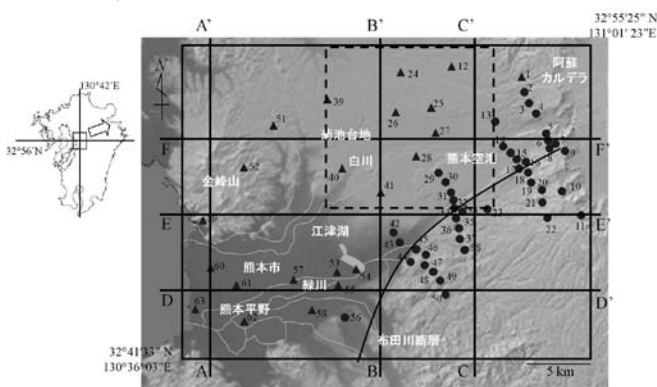
MT法の測定は、Phoenix社製のMTU-5とMTU-2Eを使用し、AMT法の測定にはMTU-5Aを使用した。MT法は0.001～388 Hzまでの低周波を使用し、AMT法は10～6000 Hzまでの高い高周波を使用した。これらは互いに直交する水平電場2成分(E_x , E_y)と水平磁場2成分(H_x , H_y)、および垂直磁場1成分(H_z)の計5成分を測定し、MTU-2Eは水平電場2成分のみを測定する機器である。添字の x , y はそれぞれ南北、東西方向を表す。

これらの成分間には

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \mathbf{Z} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (1)$$

$$\mathbf{Z} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix}$$

という関係が成り立つ。 $\mathbf{Z}$ はインピーダンステンソルである(村上, 1983)。



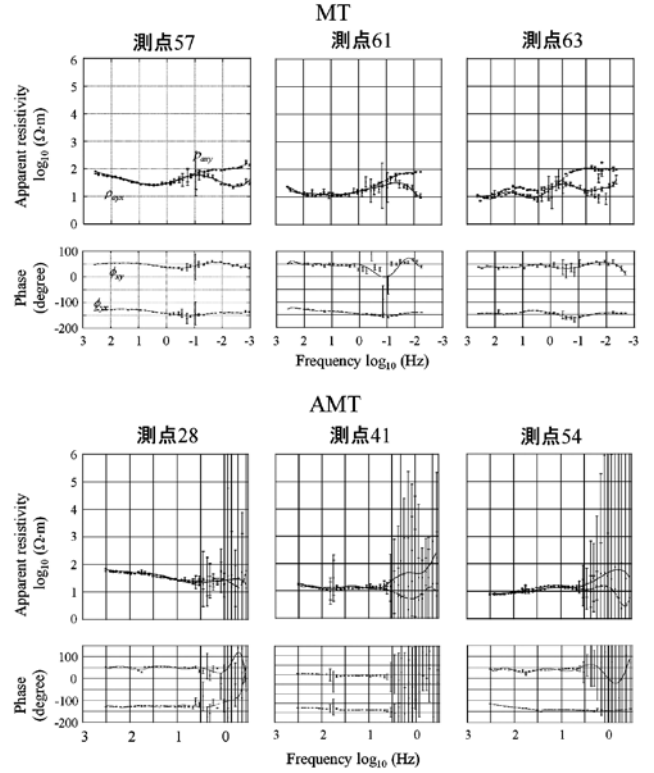
第1図 測定対象地域と側転の配置。▲はMT法とAMT法を併用した測点、●はMT法のための測点を意味する。破線内は第10図に示す水理地質モデルの作成対象を表す。

電場センサには非分極性電極による約 50m のダイポールアンテナ、磁場センサにはインダクションコイルを用いた。測定は比較的ノイズが少ない夜間に行い、GPS で装置を同期させながら 15 時間 (18 時～翌朝 9 時) かけて、各成分の時系列データを取得した。1 測点におけるデータ取得は 3 日間を基本とし、S/N 比の高いデータが得られるまで最長 9 日間継続した。測定データの一次処理には、リモートリファレンス法 (Gamble *et al.*, 1979; 高倉ほか, 1994) を適用した。これは、測点における電場 2 成分、磁場 3 成分の測定に加え、その測点から離れた地点 (リファレンス点) で水平磁場 2 成分を同時に測定し、これら 2 地点での測定データの相互相関をとり、ノイズ成分を除去するという方法である。このリファレンス点は信号成分に相関があり、ローカルなノイズ成分に相関が無くなる距離が必要であるため、遠方に設定される。このリファレンスデータとの組み合わせによって、時系列データから計算される見掛け比抵抗 ρ_a と位相 ϕ の S/N 比が向上するとともに、周波数に対する ρ_a や ϕ の変化が滑らかになることが多くのケーススタディで実証されている。特に 0.1 ~ 1 Hz の周波数帯は、鉄道などによる地域的な人工ノイズの影響を受けやすく、同一の周波数における ρ_a と ϕ の変動幅 (エラーバー) が一般に大きくなる。しかし、リモートリファレンス法の適用により、この周波数帯に対するノイズが除去できる。本研究では、鹿児島県大霧・垂水地域で取得されたリファレンスデータを使用した。

熊本平野のような市街地では人工ノイズの影響が大きくなる傾向にあるため、一般に、品質の良いデータ取得は困難となる。しかし、2003 年 10 月 29 日、10 月 30 日、および 11 月 4 日に極端な宇宙天気現象が発生 (亘・渡辺, 2005) するなど、2003 年 10 月～11 月に MT 法の信号原となる大きな宇宙嵐が発生したため、2003 年 10 月 12 日～12 月 7 日に市街地中心にデータ取得を行った。市街地付近のデータの一例として、測点 57, 61, 63 (MT 法) と 40, 55, 56 (AMT 法) における見掛け比抵抗と位相を第 2 図に示す。MT 法での測点は、人工ノイズ環境の強い市街地付近に存在するにもかかわらず、エラーバーがほとんど無く、連続性も良いデータが得られた。また、AMT 法における測点は、3.16 (0.5: 括弧内の数字は常用対数を表す) Hz 以下の周波数で人工ノイズの影響が大きくなる共通の傾向が見られた。市街地に近いという本地域のノイズ環境を考慮して、3.16 Hz 以下の低周波数帯域のデータは解析の対象から外した。

3.2. 1 次元インバージョン解析と 3 次元補間法

MT 法によるデータの空間的分布は、人工ノイズや地形の影響のため、水平・垂直方向ともに不規則となる。したがって、その 3 次元的な分布を明らかにするには、補間を行う必要がある。2 次元あるいは 3 次元インバージョンでは比抵抗の空間的变化を小さくするような制約条件が用いられる (Uchida and Ogawa, 1993)。これはオーバーフィッ



第 2 図 MT 法と AMT 法による見掛け比抵抗と位相の測定データ (6 つの測点を対象)。カーブはそれぞれ Z_{xy} と Z_{yx} より求められる ρ_{axx} , ρ_{ayx} と ϕ_{xy} , ϕ_{yx} であり、縦軸方向の線分は各周波数でのエラーバーを表す。

ティングを避けるためであり、インバージョンで得られる RMS 残差が同じ程度であれば、比抵抗分布の滑らかなモデルの方が適切といえる。これはランダム変数の概念に基づいた確率的手法よりも、力学的歪エネルギーの最小化問題に基づく補間法が適していることを意味する。そのため、1 次元インバージョン解析により、測点ごとに深度方向の比抵抗分布を推定した後、3 次元補間法を適用して、空間的に滑らかな比抵抗構造を推定した。本手法は、補間法の理論上、詳細な構造を明らかにすることはできないが、広範囲にわたる深部地下構造を明らかにできる。

1 次元インバージョン解析には、水平多層構造を仮定したモデルに焼き鈍し法を適用した。水平多層構造は、大気から N 層の地層に平面波が垂直入射したと考える。地表におけるインピーダンス Z_i は、電場 E と磁場 H の関係より、次の漸化式で計算できる (村上, 1988)。

$$\left. \begin{aligned} Z_i &= I_i \frac{Z_{i+1} + I_i \tanh(u_i h_i)}{I_i + Z_{i+1} \tanh(u_i h_i)} \\ I_{i+1} &= u_i / \sigma_i \\ Z_N &= I_N \\ u_i &= \sqrt{j\omega\mu\sigma_i} \quad (i=1, \dots, N) \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

j は虚数単位、 μ は透磁率、 σ_i と h_i は第 i 層の導電率と厚さを表す。水平多層構造モデルによる見掛け比抵抗 ρ_a は、

次式のように定義される.

$$\rho_a = 0.2 |Z_1|^2 / f \quad (3)$$

MT 測定データによる見掛け比抵抗には, インバリエントモードによる見掛け比抵抗 ρ_{adet} を用いた. 通常, インバージョン解析は比抵抗と位相データにより行われるが, 本研究においては, 解析結果の収束しない測点が存在した. そのため, 解析条件を統一するために見掛け比抵抗データのみをインバージョン解析に使用した. また, 位相が 0° または 180° 付近にあるデータは人工ノイズの影響が大きいと考えられるため, 解析に使用しなかった. 位相が 45° または 135° 付近にあるデータの人工ノイズの影響は小さい.

断層付近の MT データは 2 次元構造を示したが, インバリエントモードを使用することで, この異方性の影響を減少させることができた. インバリエントモードは $\mathbf{Z}$ の回転角に依存せず, 一定の値を示す回転不変量であり, 1 次元解析によく用いられる (Ranganayaki, 1984). ρ_{adet} は次式で定義される (Vozoff *et al.*, 1996).

$$\rho_{\text{adet}} = \frac{1}{5f} \left| \sqrt{Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx}} \right|^2 \quad (4)$$

3 次元比抵抗モデルの作成において, この異方性の影響を減少させることは重要である. すなわち, 不規則に分布する MT データから広範囲の比抵抗分布を推定できる唯一の方法は, インバリエントモードと 1 次元インバージョン解析法であると言える.

インバージョン解析は, 上記で計算された見掛け比抵抗 ρ_a と, 測定による見掛け比抵抗 ρ_{adet} の誤差を最少にするモデルが, 実際の比抵抗構造を反映するとみなす. しかし, 非線形解析であるため, 初期モデルの設定によっては測定値と計算値が, ほぼ同じであっても実際の比抵抗構造とは異なるおそれがある. これを避けるために, インバージョンに焼き鈍し法 (Simulated Annealing) を適用した. なぜならば, 焼き鈍し法は初期モデルの影響を受けないことが知られており, RMS が局所的最小値に陥るのを避けられるためである (Aarts and Korst, 1990). 手法の詳細は Asaue *et al.* (2006) にゆずる.

上記のインバージョン解析は, 深度方向の比抵抗分布を求めるものであるため, 補間法の 1 つである 3 次元最適化原理 (Koike *et al.*, 1998) を用いて, 水平方向の比抵抗分布を推定した. これは, 対象領域に立方体状の格子を設定し, ρ_i から格子点での値 f_{ijk} を推定するもので, 十分な補間精度を有しており, また, 多量のデータの扱いに適しているため, 広範囲の解析を可能とする. この手法は, 比抵抗などの物性や地質のデータに対して有効であることが明らかにされている (Koike *et al.*, 2001, 2002; Koike and Matsuda, 2003).

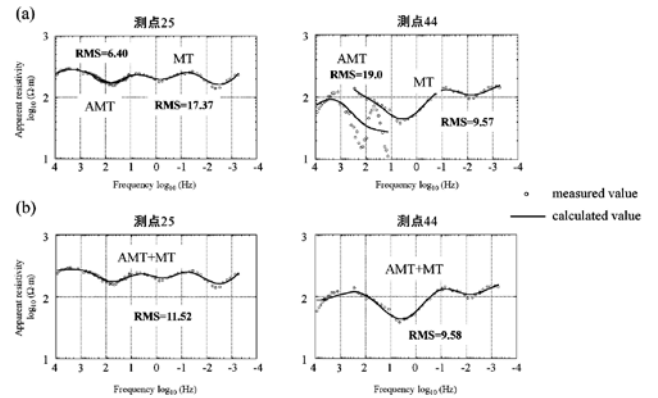
3 次元最適化では関数の滑らかさを表す汎関数 $J(f)$ とペナルティー項 $\phi(f)$ とを組み合わせ, 拡大目的関数 $Q(f; \omega)$ を次のように定義する.

$$\left. \begin{aligned} Q(f; \omega) &= J(f) + \omega \phi(f) \\ J(f) &= m_1 \iiint \left\{ \left(\frac{\partial f}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial z} \right)^2 \right\} dx dy dz \\ &\quad + m_2 \iiint \left\{ \left[\left(\frac{\partial^2 f}{\partial x^2} \right)^2 + \left(\frac{\partial^2 f}{\partial y^2} \right)^2 + \left(\frac{\partial^2 f}{\partial z^2} \right)^2 \right] \right. \\ &\quad \left. + 2 \left[\left(\frac{\partial^2 f}{\partial x \partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial^2 f}{\partial y \partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial^2 f}{\partial z \partial x} \right)^2 \right] \right\} dx dy dz \\ \phi(f) &= \sum_{r=1}^M \{ S(x_r, y_r, z_r) - g_r \}^2 \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

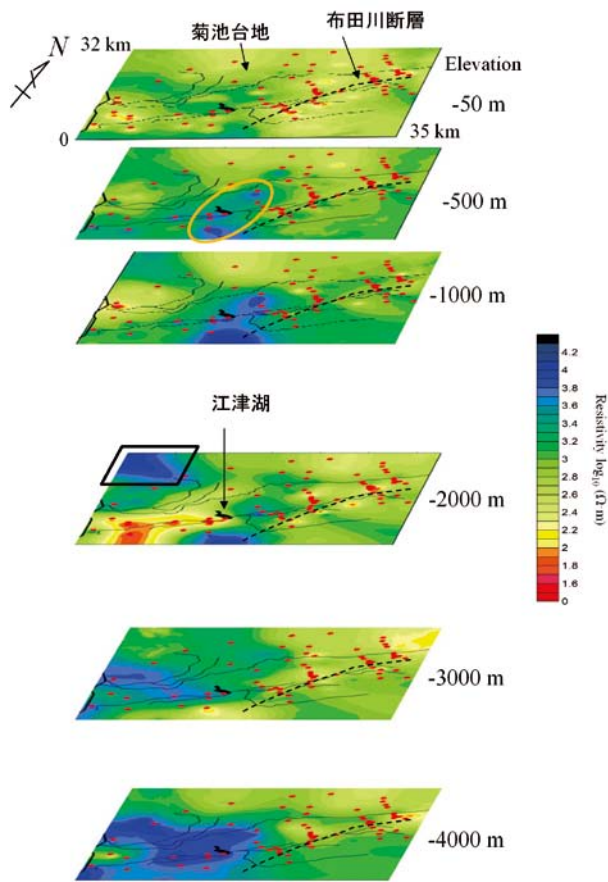
ここで, ω , m_1 , m_2 は正の係数, g_r はサンプルデータ, M はデータ数である. $S(x_r, y_r, z_r)$ は格子データ f_{ijk} から格子内の任意の位置での値を推定するための近似関数であり, サンプルデータから格子点までの 3 軸方向の距離を重みとした線形関数とする. 最適解 f_{ijk} は $Q(f; \omega)$ の最小化, すなわち $\partial Q(f; \omega) / \partial f_{ijk} = 0$ から得られる. 手法の詳細は Koike *et al.* (1998) に記載されている.

4. 広範囲における 3 次元比抵抗構造モデル

測定により得られた見掛け比抵抗から真の比抵抗分布を求めるために, 各測点で水平多層構造を仮定した 1 次元インバージョン解析を行った. この際, MT 法と AMT 法の両方で測定を行った測点では, 両者のデータを使用した. MT 法と AMT 法ではそれぞれ異なる周波数帯域を対象としているため, 両者より求められた比抵抗を使用して 3 次元補間を行うことで, 浅部から深部までの比抵抗の情報を得ることができる. 第 3 図の (a) に MT 法と AMT 法のデータを個別に解析した結果, (b) に両者のデータを統合して解析した結果の一例を示す. MT データは赤, AMT データは青で区別した. 丸は測定値, 線は計算値を示している. 測点 25 のように見掛け比抵抗の連続性が良い場合は, そのまま重ね合わせた. 測点 44 では, AMT データに



第 3 図 測点 25 と 44 (位置は第 1 図参照) における MT 法と AMT 法による見掛け比抵抗の測定値 (○で示す) とインバージョン解析に基づく計算値 (実線) との比較. (a) は MT 法と AMT 法のデータを個別に解析した結果, (b) は両者を統合して解析した結果を表す.



第4図 インバージョン解析と3次元最適化原理によって得られた3次元比抵抗モデルの水平断面図。同一標高(−50 m, −500 m, −1000 m, −2000 m, −3000 m, および−4000 m)における比抵抗分布を表す。楕円は姫浦層群, 四角は筑後変成岩のC層群の分布域に対応する。

おける低周波数帯である 100Hz 以下では, データの信頼性が極端に低くなった。AMT 法データが悪い原因として, 電線が動物に切られるなどのトラブルのため, 十分な日数のデータが取得できなかったことがあげられる。しかし, MT 法では, この周波数帯は高周波数帯であり, データの信頼性は高い。そこで, この周波数帯では, MT 法による比抵抗を使用した。精度を検証するために, RMS を求めた。

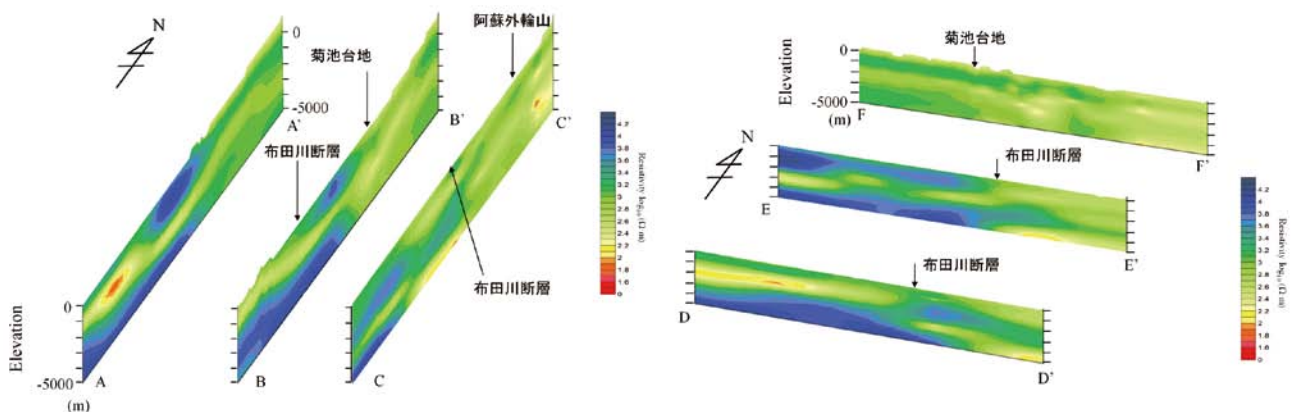
RMS は以下の式で求めている。

$$\text{RMS} = \frac{1}{n} \sum \sqrt{\left(\frac{\rho_{\text{adet}} - \rho_m}{\rho_{\text{adet}}} \right)^2} \quad (6)$$

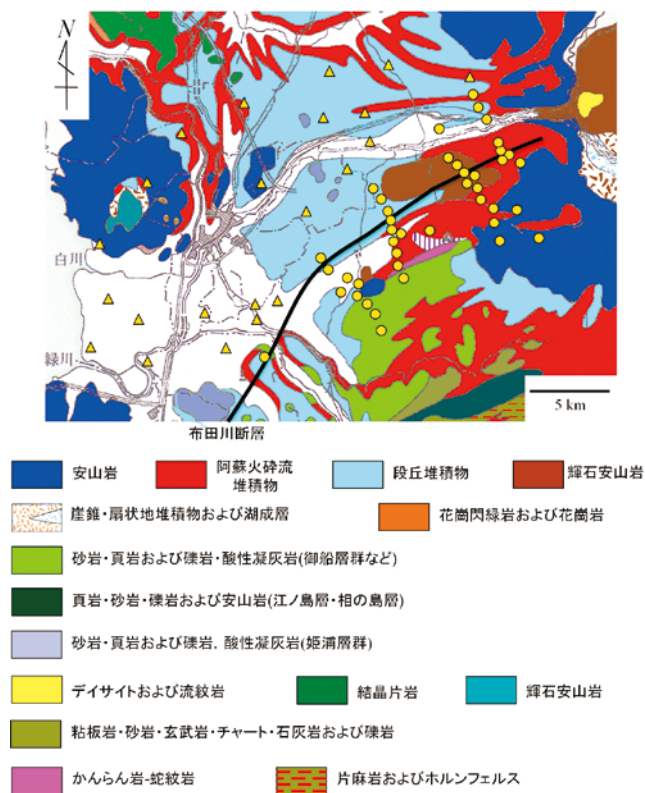
ここで, n はデータ数, ρ_m は計算値, ρ_{adet} は測定値である。両者とも RMS の良くない方を修正するような結果が表れた。RMS の値は, 各測点における比抵抗平均値の 10 % 程度以下と比較的低く, 妥当な比抵抗構造モデルが得られたといえる。また, 測定値と計算値のフィッティングも良いことがわかる。

上記で求められた測点を用いて3次元補間を行った結果を, 第4図と第5図に示す。格子点は, 東西・南北方向に 250m, 深度方向に 100m の間隔で, 81 (東西方向 20km) × 85 (南北方向 21km) × 61 (深度方向 6km) と設定した。第4図は標高−50m, −500m, −1000m, −2000m, −3000m, −4000m の水平断面図を深度方向順に表示しており, 第5図は, 対象領域の南北方向に3本, 東西方向に3本の垂直断面図の位置関係が分かるように表示した。プロット点は測点を表す。水平断面図(第4図)においては, 標高−2000~−3000m の布田川断層に沿った比較的低い比抵抗帯の連続性が特徴的である。標高−500~−2000m までの水平断面には, 東西 4km × 南北 6km の範囲で 800~1300 Ω·m の高比抵抗帯が顕著に見られる。標高−2000m では, 熊本平野付近で 100 Ω·m 以下の特に低い比抵抗帯が現れている。標高−3000m 以深になると上記の高比抵抗帯が不明瞭になり, 北東から南西に向かって東側の低比抵抗帯と, 西側の高比抵抗帯の境界が明瞭に現れる。布田川断層の下部では, 標高−2000m において, 北東-南西方向に連続する低比抵抗帯が現れた。これは, 布田川断層の破砕帯に起因すると考えられる。

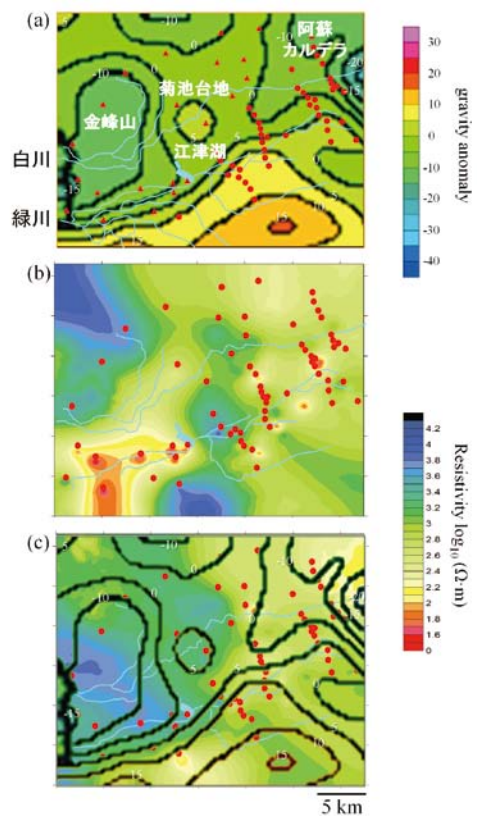
垂直断面図である第5図からは, 北側において中程度の値を示す比抵抗帯の深部に至る連続性が確認できる。また, 南西側の標高−1000~−2000m に極めて低い低比抵抗帯が現れている。布田川断層を横切る中央の断面では, 251 (2.4) ~ 1585 (3.2) Ω·m 程度の比抵抗帯が西側に沈み込む比抵抗分布構造を示した。東西と南北断面の共通点として, 南



第5図 3次元比抵抗分布モデルの東西と南北方向に沿う垂直断面図。第1図中に断面の位置を示す。



第6図 対象領域での表層地質図と測点との重ね合わせ。今井ほか(1980)の一部を抜粋した。



第7図 対象領域における残差重力と比抵抗分布との関係。(a) 残差重力分布(地震調査委員会(2002)を加筆した図)、(b) 標高2000 mにおける比抵抗分布、および(c) 標高3000 mにおける比抵抗分布に残差重力の等値線を重ね合わせた図を表す。

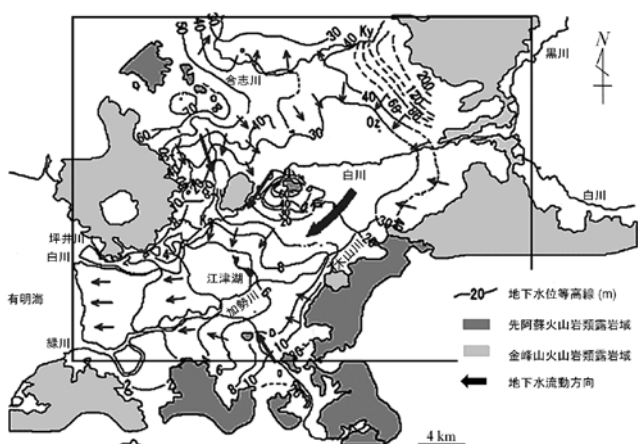
西側の標高2000～4000mに低比抵抗帯が存在し、その上部に中程度の比抵抗帯が重なるように分布している。この布田川断層を横切る位置では、深度方向に中程度の比抵抗帯、やや低い比抵抗帯、高比抵抗帯のような3層の比抵抗帯が確認できる。対象範囲の北東部である阿蘇外輪山西側付近では、深部に低比抵抗帯が確認でき、対象範囲の中央部付近にある菊池台地の地表から標高2000mにかけて、盆状のやや低い比抵抗帯が見られる。西側においては、低比抵抗層と高比抵抗層の間に明瞭な違いが見られる。

5. 考察

比抵抗構造モデルの水平断面図(第4図)における菊池台地の標高500～2000m、東西4km×南北6kmの範囲にある800(2.9)～1300(3.1) $\Omega \cdot m$ の比抵抗帯は、この地域における地帯構造である三郡帯の三郡変成岩の分布に対応し、これは下位から下部層、中部層、および上部層と分類され、それぞれ層厚約600m、1200m、および1200mと見積もられている。これらの層は、主に片岩で構成されており、水理地質基盤岩類に対応すると推定できる(日本の地質「九州地方」編集委員会, 1992; 松本, 1939)。標高2000mの南西部の沿岸部に存在する低比抵抗帯は、東西方向に幅広く存在しており、肥後帯の分布に対応し

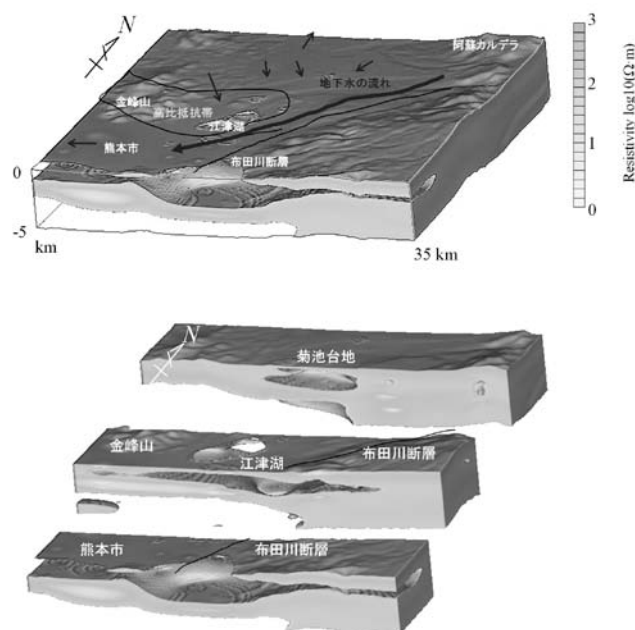
ている。この深度においては、下位から4層に区分され、2500m程の総層厚をもつ姫浦層群上部亜層群に対応する。この層は、泥質岩層も含むが、主に細粒～粗粒砂岩から成る厚い層から成るため、帯水層と見なせる。その下部には、5000(3.7) $\Omega \cdot m$ 以上の高比抵抗帯が存在する。これは、塩基性岩類や石灰岩を含む高温低圧型の肥後変成岩などで構成される難透水性の地下水盆地であると推定できる。東西方向中部において、標高1500～4000mの位置に158(2.2) $\Omega \cdot m$ 程度のやや低い比抵抗帯が存在している。この低比抵抗層は水理地質基盤岩類と、その下の高比抵抗帯に挟まれており、西側に存在する同程度の比抵抗帯と水平方向に連続している。また、この地下水流動系に対応する比抵抗帯が北側にも連続していることより、広域の深部地下水流動系が存在していることが示唆される。表層付近の比抵抗分布と地質を比較するために、対象領域の地質図(松本, 1939)を第5図に示す。標高500m水平断面図の中央部に存在する2ヶ所の高比抵抗帯(第5図の橙線内)は、第6図の中央部に白川をまたいで存在する姫浦層群の分布と調和しているため、帯水層の存在が考えられる。

第7図に対象領域における残差重力分布(今井ほか, 1980)を示す。残差重力とは、基盤より深いスラブ、コンラッド面・モホ面の起伏による重力の影響を、ブーゲー異常よ



第8図 第1と第2帯水層における地下水位の等値線、および地下水の流動方向と相対的な流動量（ベクトルの長さに比例する）。熊本市（1997）への加筆・改編による。四角は本研究の解析対象領域を表す。

り取り除いたものであり、基盤より浅部の重力異常を表す。これと標高 -2000m と -3000m の水平断面図と比較すると、中央付近で 5.0mGal 程度の残差重力が確認でき、これは周囲の残差重力値（ -5.0mGal ）と違い正の値を示す。この分布は標高 -2000m の比抵抗断面中央部にある高比抵抗帯に対応している。そのため、この異常帯は、帯水層下部にある難透水層に起因すると考えられる。また、南部に存在する高重力帯、東部と西部に存在する低重力帯の境界部と、標高 -3000m の水平断面図の比抵抗分布の傾向がよく対応している。そのため、本研究より推定された比抵抗



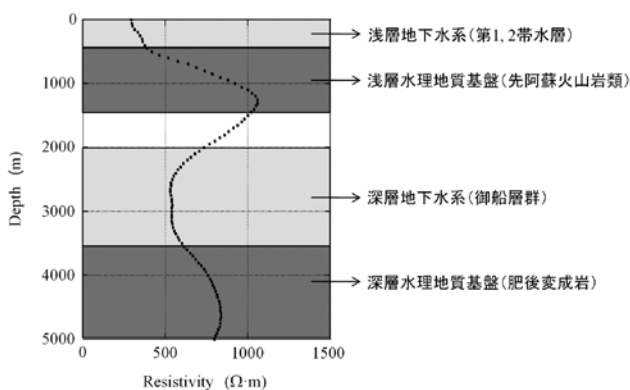
第9図 $1000\Omega\cdot\text{m}$ 以上となる比抵抗帯の分布形態（色が付いていない領域）とそれ以下の比抵抗値の分布、矢印は第1と第2帯水層における地下水の流動方向（第8図参照）を表す。

抗構造は、実際の地下構造を反映しているとみなせる。

これらの結果と熊本市（1997）による第1、第2帯水層における地下水位断面図（第8図）を比較するため、対象地域における $1000\Omega\cdot\text{m}$ 以上の比抵抗等数値面図を作成し、第9図に示す。この図における対象範囲内の透明部分は $1000\Omega\cdot\text{m}$ 未満の比抵抗帯を示す。これより、熊本市で推定された地下水流動形態において最も流動が大きい部分が、江津湖表層付近の高比抵抗帯境界と、山地と平地の境界部にある布田川断層に挟まれるように存在するやや高い比抵抗帯と調和的な対応を示す。これより、阿蘇山で涵養された地下水が菊池台地に流れ込み、そこから熊本市方向に流出する流出形態が、比抵抗分布より推定された本モデルからも推測できる。よって、浅層と深層に低比抵抗帯が、高比抵抗層を挟むように存在していることより、第1、および第2深層地下水流動系の存在が推定できる。

対象地域における浅部地下水流動系の分布は、阿蘇山西麓から熊本平野に至るとされており、これは肥後帯の西方における分布と同様の傾向を示す。肥後帯は、近畿地方の和泉山塊より瀬戸内海を経て中部九州を横断する極めて細長い構造を持ち、堆積物が著しく厚くなる。そのため、本研究における対象地域では、深層地下水流動系に肥後帯が厚く堆積し、深層と類似した流動形態をもつ浅層地下水流動系が構成されたと考えられる。

深部と浅部の流動形態が類似するため、地下水プールの存在する菊池台地近辺における深部水理地質構造も深層地下水流動系に対して、浅部と同様に重要な役割を果たすと考えられる。そこで、この地域における比抵抗分布の平均値より、帯水層の存在する地域の水理地質モデル構造を第10図のように推定した。すなわち、標高 $0\sim 300\text{m}$ 付近に浅層地下水流動系（第1・2帯水層）、標高 $300\sim 600\text{m}$ 付近に浅層水理地質基盤（先阿蘇火山岩類）、標高 $600\sim 1200\text{m}$ 付近に第1深層地下水流動系、標高 $-1200\sim -2500\text{m}$ 付近に第1深層水理地質基盤（御船層群、変成岩）、標高 $-2500\sim -3600\text{m}$ 付近に第2深層地下水流動系、



第10図 菊池台地周辺の地下水プールにおける深度方向の比抵抗変化と水理地質モデル。比抵抗は第1図に示す範囲における同一深度での平均値であり、括弧内は帯水層や水理地質基盤を構成すると考えられる地質名を表す。

標高－3600m以深に第2深層水理地質基盤のモデルが推定できた。新潟堆積盆地域においても、音波検層により2000m以深で間隙水圧の異常高圧傾向が認められるなど、この深度における地下水の存在が確認されている(宮川ほか, 2007)。

MT法とAMT法データの統合による広域的な3次元比抵抗構造モデルは、周辺地質、地下水流動方向、および残差重力分布と同様の傾向を示すため、精度の高い水理地質構造モデルであるといえる。これより、このモデル作成手法は、浅部から深部にいたる地下水流動形態や、帯水層、および難透水層の分布推定が必要となる分野で貢献できる。

6. まとめ

本研究では、熊本平野の詳細な水理地質構造を推定するために、MT法とAMT法データを統合して広域的な3次元比抵抗構造モデルを作成した。これより、帯水層と難透水層の位置関係の把握が可能となり、浅部および深部の地下水流動系推定が可能となった。この手法により得られた成果を以下に要約する。

- 1) 低周波域の見掛け比抵抗を推定できるMT法と、高周波域の見掛け比抵抗を推定できるAMT法を統合し、浅部における推定精度を向上させた1次元インバージョン法による比抵抗分布を測点ごとに推定し、この結果に3次元最適化原理によるスプライン型補間を適用することで、浅部から深部に至る広域的な3次元比抵抗構造モデルを作成した。
- 2) 上記の手法により、阿蘇山西側から熊本平野に至る3次元比抵抗構造モデルを作成した。これより、中古生層の御船層群および変成岩類からなる水理地質基盤岩類の存在と凝灰質泥岩や粗粒碎屑物からなる帯水層の存在が、それぞれ標高－500～－2000m、東西4km×南北6kmと、標高－1500～－3000mの南西部に推定できた。
- 3) 3次元比抵抗構造モデルと残差重力分布、および表層地下水流動を比較すると、前者では、中央付近の異常帯と周囲の重力異常境界が標高－2000mと－3000mの比抵抗分布と調和的な対応を示した。また、後者では、流動経路と表層の比抵抗分布が調和的であった。
- 4) 代表的な帯水層が存在する菊池台地付近の比抵抗構造モデルと熊本地域地下水総合調査報告書による地下水位断面図を比較すると、地下水プールが存在する菊池台地付近において、標高0～－300mに浅層地下水流動系(第1・2帯水層)、標高－3000～－600mに浅層水理地質基盤、標高－6000～－1200mに第1深層地下水流動系、標高－12000～－2500mに第1深層水理地質基盤、標高－2500～－3600mに第2深層地下水流動系、標高－3600m～に第2深層水理地質基盤のモデルが推定できた。

謝 辞

鹿児島県大霧・垂水地域におけるMT法リファレンスデータをご提供いただいた日鉄鉱コンサルタント(株)、および卒業研究としてMT探査に尽力いただいた田中宣行氏、久松啓介氏、徳永知大氏、清田康友氏に深甚の謝意を表します。

文 献

- Aarts, E. H. L. and Korst, J. H. M. (1990) *Simulated Annealing and Boltzmann Machines*. John Wiley & Sons, New York, 267p.
- Asaue, H., Koike, K., Yoshinaga, T. and Takakura, S. (2006) Magnetotelluric resistivity modeling for 3D characterizing the geothermal reservoir in the western side of Mt. Aso, SW Japan. *Journal of Applied Geophysics*, vol.58, no.4, pp.296-312.
- Gamble, T. D., Goubau, W. M. and Clarke, J. (1979) Magnetotelluric with a remote magnetic reference. *Geophysics*, vol.44, no.1, pp.53-68.
- 今井 功・寺岡易司・小野晃司・松井和典・奥村公男 (1980) 1:500,000 地質図「鹿児島」。工業技術院地質調査所。
- 地震調査委員会 (2002) 布田川・日奈久断層帯の評価。地震調査研究推進本部, http://www.jishin.go.jp/main/chousa/02may_futagawa/index.htm (参照: 2012年6月1日)
- Koike, K., Sakamoto, H. and Ohmi, M. (2001) Detection and hydrologic modeling of aquifers in unconsolidated alluvial plains through combination of borehole data sets: A case study of the Arao area, southwest Japan. *Engineering Geology*, vol.62, no.4, pp.301-317.
- Koike, K., Matsuda, S., Suzuki, T. and Ohmi, M. (2002) Neural network-based estimation of principal metal contents in the Hokuroku district, northern Japan, for exploring Kuroko-type deposits. *Natural Resources Research*, vol.11, no.2, pp.135-156.
- Koike, K. and Matsuda, S. (2003) Characterizing content distributions of impurities in a limestone mine using a feed forward neural network. *Natural Resources Research*, vol.12, no.3, pp.209-223.
- Koike, K., Yoshiro, S., Eduardo, V. and Kenji, F. (1998) Three-dimensional interpolation and lithofacies analysis of granular composition data for earthquake-engineering characterization of shallow soil. *Mathematical Geology*, vol.30, no.6, pp.733-759.
- 熊本市 (1997) 熊本地域地下水総合調査報告書, 90p., pp.21-31.
- 松本達郎 (1939) 熊本県御船地方の地質学的研究 (特に白亜系を中心として)。地質雑誌, vol.46, pp.1-12.
- 宮川公雄・横井 悟・水落幸弘・朝川 誠 (2007) 新潟堆積盆地域における異常降圧分布と長期地下水流動への影響。地球惑星科学関連学会 2007 年合同大会予行集, Y239-P007, CD-ROM.
- 村上 裕 (1983) マグネトテリリック法の基礎概念。物理探査, vol.36, pp.382-391.
- 村上 裕 (1988) 第6章 電磁探査 2. 基礎事項。物理探査ハンドブック 手法編, pp.303-312.
- 日本の地質「九州地方」編集委員会 (1992) 日本の地質 9 九州地方。共立出版, 371p.
- Ranganayaki, R. P. (1984) An interpretive analysis of magnetotelluric data. *Geophysics*, vol.49, pp.1730-1748.
- 佐藤邦明・岩佐義朗編著 (2002) 地下水理学。丸善出版, 250p.
- 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ストモトリファレンス法によるその除去。物理探査, vol.47, pp.24-35.
- Takasugi, S., Kawakami, N. and Muramatsu, S. (1992) Reduction of the static effect in magnetotellurics using audiofrequency MT data. 物理探査, vol.45, no.2, pp.116-128.
- 田中伸広・平山利明 (1988) 阿蘇西麓地下水盆。アーバンクボタ, no.27, pp.46-51.

- Uchida, T. and Ogawa, Y. (1993) Development of FORTRAN code for two-dimensional magnetotelluric inversion with smoothness constraint. *Open-file Report*, Geol. Surv. Japan, no.205, 115p.
- Vozoff, K., ed. (1986): *Magnetotelluric Method*. Geophysics reprint series 5, SEG, Tulsa, 760p.
- 渡辺一徳・初倉克幹・鶴田孝三 (1979) 阿蘇カルデラ西麓の活断層群と側火口の位置. 第四紀研究, vol.18, no.2, pp.89-101.
- 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, vol.33, pp.35-47.
- 亘 慎一・渡辺 堯 (2005) 2003 年から 2005 年にかけて発生した極端な宇宙天気現象. 地球惑星科学関連学会 2005 年合同大会予行集. E014-P006, CD-ROM.

要 旨

MT 法と AMT 法の組み合わせによる広域 3 次元比抵抗モデリングと水理地質構造解明への応用

麻植 久史・小池 克明・吉永 徹・高倉 伸一

地下水流動系は水平・垂直方向に広い範囲にわたるが、この解明は地下水資源の量と質に関する保全に不可欠である。これには深部地質構造の推定を可能とする電磁探査法の適用が有効である。本研究では、この推定精度の向上を目的とし、電磁波の周波数帯が異なる MT 法と AMT 法を組み合わせ、比抵抗分布の 3 次元モデリング法を検討した。これを地下水資源が豊富な熊本平野を研究対象に適用したところ、比抵抗分布より浅部と深部の地下水流動系は類似していることが明らかになった。また、対象領域は第 1・2 帯水層を含む深度 0～500m 間の浅層地下水流動系、深度 500～1500m 間で先阿蘇火山岩類を主とする浅層水理地質基盤、深度 2000～3500m 間で御船層群を主とする深層帯水層、およびそれ以深で肥後変成岩を主とする深層水理地質基盤から構成されることが推定できた。

キーワード：帯水層，地下水，比抵抗，熊本平野，3 次元補間