

富士山の地下構造

鍵山恒臣*

Structure of Fuji Volcano

Tsuneomi KAGIYAMA*

The underground structure of Fuji Volcano has been investigated by seismological, electromagnetic and geothermal methods. The depth of the basement is deep in the west of Fuji and is becoming shallow on the east side. This result is reflecting a regional crustal deformation around Fuji Volcano by a motion of Philippine Sea Plate on the north. Seismic tomography finds a low-velocity anomaly at depth of 7-17 km beneath Fuji Volcano, corresponding to the low frequency (LF) earthquake locations. A high conductive (HC) and low velocity (LV) zone was also found beneath LF locations. These results suggest that the magma of Fuji Volcano is supplied from this HC and LV zone. It is also found that water saturated layer is widely distributed in Fuji Volcano about 500 m depth from the surface. High conductive and self potential anomaly indicating hydrothermal circulation was found 500 m beneath the summit crater. This evidence suggests that thermal energy has been supplied continuously from the deeper part.

Key words: Fuji Volcano, Velocity structure, Resistivity structure, Magma&ground water interaction

1. はじめに

2000 年末に富士山で低周波地震が頻発し, 火山活動に対する関心が高まった. 富士山の最近の噴火である宝永噴火の規模と富士山の地理的位置を考えると, 富士山がわが国の第一級のリスクを持つ火山である事は言うまでもない. こうした事態を受けて, 富士山の火山活動の監視体制や防災体制が整備されつつあるが, これまでに対策が講じられてきた火山に比べ, 富士山では, ささまざまな基本的情報が不足していることが明らかになっている. 本稿で扱う地下構造も, その1つである. ここではまず構造に関する情報がなぜ必要とされるかを考え, その後で富士山の構造についてどのような情報が得られつつあるかを示す.

構造調査の目的と意義は, 近年実施されている富士山の調査・研究のきっかけとなった低周波地震の頻発をどう捉えるべきかを考えると明らかになってくる. 一般に, この種の低周波地震の発生メカニズムは明らかではないが, マグマ活動と何らかの関係があると考えられている(鶴川, 2004). この関係を研究する上で, 低周波地震の発生域を正確に知ることは重要であり, そのためには正確な地震波速度構造を知る必要がある. また, 低周波地震の発生域が構造の上でどのような特徴を持つ場であるかも, 低周波地震の発生メカニズムを知る上で重要なヒントを与えてくれる. 低周波地震は, 深さ 15 km 前後で発生しているので, 少なくとも富士山の地下およそ 20 km 程度までの構造を明らかにする必要がある.

また, 富士山は休止期の長い火山である. このような火山が, 次の噴火の準備をどのように進めているかは, 火山学的には解明されていない. 数日をおかずして噴火を繰り返している桜島や 20 年から 30 年おきに噴火を繰り返している伊豆大島では, 数 km の深さにおいて準定常的にマグマが蓄積されており, なんらかの原因で浅所にマグマが移動することによって, ささまざまな前兆現象を発生させ噴火にいたる事が明らかにされている(たとえば, 石原, 1997; 渡辺, 1998). しかし, 数 100 年の休止期において噴火する火山では, マグマが定常的に蓄積されているか, ある時期に集中的に供給されるか, あるいは, すでに存在していたマグマになんらかのトリガーがはたらいて噴火にいたるかさえも明らかではない. 富士山においても, 状況は同じであり, マグマの存在を示唆するような異常な領域が火山の地下に存在するかどうかは重要な情報である.

また, 火山噴火の際に, マグマやマグマから分離してきた高温の火山ガスが地表近くに達すると, ささまざまな異常現象が発生する. その多くは, 火山の地下に広がっている帯水層との相互作用によって引き起こされており, 地下水は, 噴火様式にも影響している(鍵山, 2001). したがって, それぞれの火山で帯水層の分布を知ることは重要である. また, マグマに由来する物質が地下深部から供給されて帯水層のどのあたりに注入されるか, 帯水層内をどのように広がるか, その結果としてどのような熱的活動が現れるかを知ることも重要である. これまでの研究では, 熱的異常の他, それに起因する全磁力異常(鍵山・他, 1997), 火山ガスが地下水に注入されることによる電気伝導度の変化, 熱水対流が励起されることによる自然電位の異常(Hashimoto and Tanaka, 1995)などが有望である.

本稿は, こうした観点にたつて, 最近行われた地震波速度構造探査および電磁気構造調査の結果を過去に行われた

* 〒869-1404 熊本県阿蘇郡南阿蘇村河陽 5280

京都大学理学研究科地球熱学研究施設火山研究センター
Aso Volcanological Laboratory, Graduate School of Science,
Kyoto University, Minami-Aso, Aso, Kumamoto 869-1404,
Japan

重力探査などの結果と比較しつつ、富士山の地下構造から上記課題についてどのような事が明らかにされつつあるかを示す。また、2003年に富士山北東麓において発見された噴気活動に関連して、同地域で行われた熱・電磁気観測の結果についても紹介する。

2. 人工地震探査による結果

人工地震探査は、2003年9月11日に行われ、調査の概要は、及川・他(2004)にまとめられている。Fig.1に示すように西のS1(静岡県静岡市)からS2(静岡県富士宮市), S3(静岡県小山町), S4(山梨県道志村)を経てK1(神奈川県相模湖町)にいたる87kmの測線上の5点

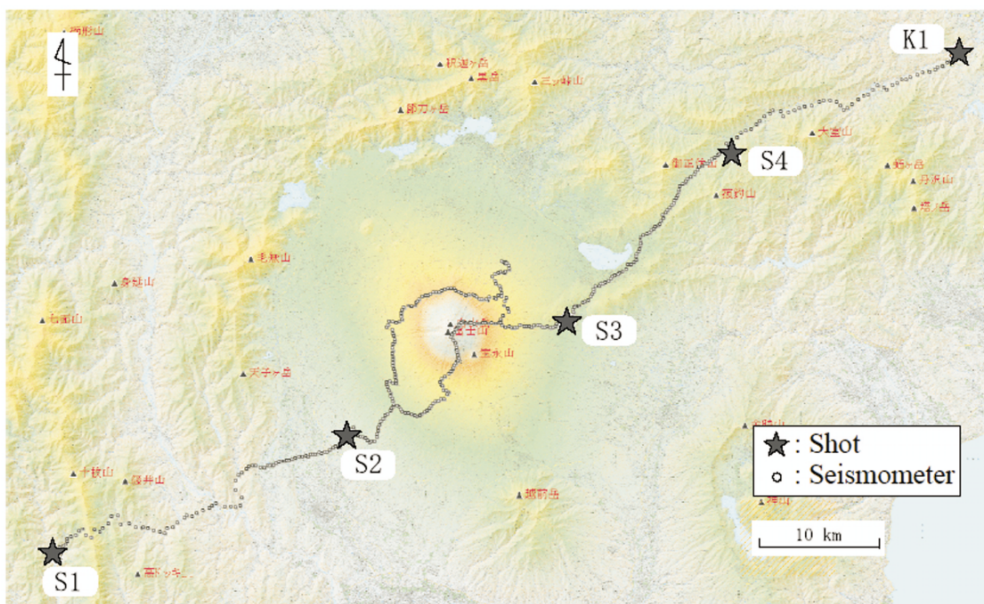


図1 2003年富士山人工地震探査における爆破点および地震観測点の配置。星印は爆破点、白丸は地震観測点である。
Fig.1. Shot points and temporal seismic stations for the 2003 seismic exploration at Fuji volcano. Star marks and open circles indicate shot points and observation points, respectively.

で爆破が行われ、測線上の469点に地震計を設置して振動が観測されている。爆破は、各点の地下80mに500kgの火薬を装填し、9月11日01時02分から5分間隔で順次行われた。観測点間隔は、S2-S4で250m、その他の区間で500mである。振動データは白山工業製のLS8000SHにサンプリング間隔4msで記録されている。また、全ての記録はGPSの刻時信号によって校正されている。Fig.2は、S1における爆破によって起こされた振動の記録を爆破点からの距離を横軸に並べたものである。Fig.2に示すような人工地震による振動波形の初動を各爆破点ごとに読み取った結果、Fig.3に示すような走時データが得られている。この図を見ると、S1の爆破による振動は、爆破点から20km付近までは4km/s程度で伝播し、その後は6km/s程度で伝播している。それに対して、S4やK1の爆破振動は、5km/s程度の高速度で伝播している。このことは、富士山の東側で速度の速い基盤が浅い部分にあるのに対して、富士山の西側では基盤が相対的に深くなっていることを示している。また、S2,S3の爆破の振動は、爆破点付近では2.5km/s程度の遅い速度で伝播しており、富士山の山体では、速度の遅い層が厚くなっていることも予想される。こうした先見情報を基にタイムターン法によって基盤の速度や深さを推定し、その結果を初期モデルとし

て波線追跡法で速度構造を推定した。Fig.4は、その結果である。上述したように富士山の基盤は東側で浅く、西側で深くなっていることがわかる。また、富士山の山体そのものは、速度が遅い噴出物から構成されているが、その下には速度の速い領域が盛り上がっていることもわかる。これらの結果については、5章で議論する。

3. 自然地震探査

人工地震探査は、定められた時刻に定められた地点で振動を起こすため、精度のよい観測が可能であるが、測線長を長くとした富士山の場合でも探査深度は5km程度であり、低周波地震が発生している深度までの構造は得られない。そのため、自然に発生している地震の振動を利用する自然地震探査が行われた。その結果の概要は、中道・他(2004a)に示されているほか、本特集号でも中道(2007)によってその一部が報告されている。本稿では、その報告と重ならない部分について記述する。

富士山で実施した自然地震探査は、深さ20kmまでの構造を分解能5kmで明らかにすることを目標としている。そのために、Fig.5に示すように、大学や関係機関の既設138点の観測点ではカバーできない地域に28点の臨時観測点を設け、166点の観測網としている。自然地震は

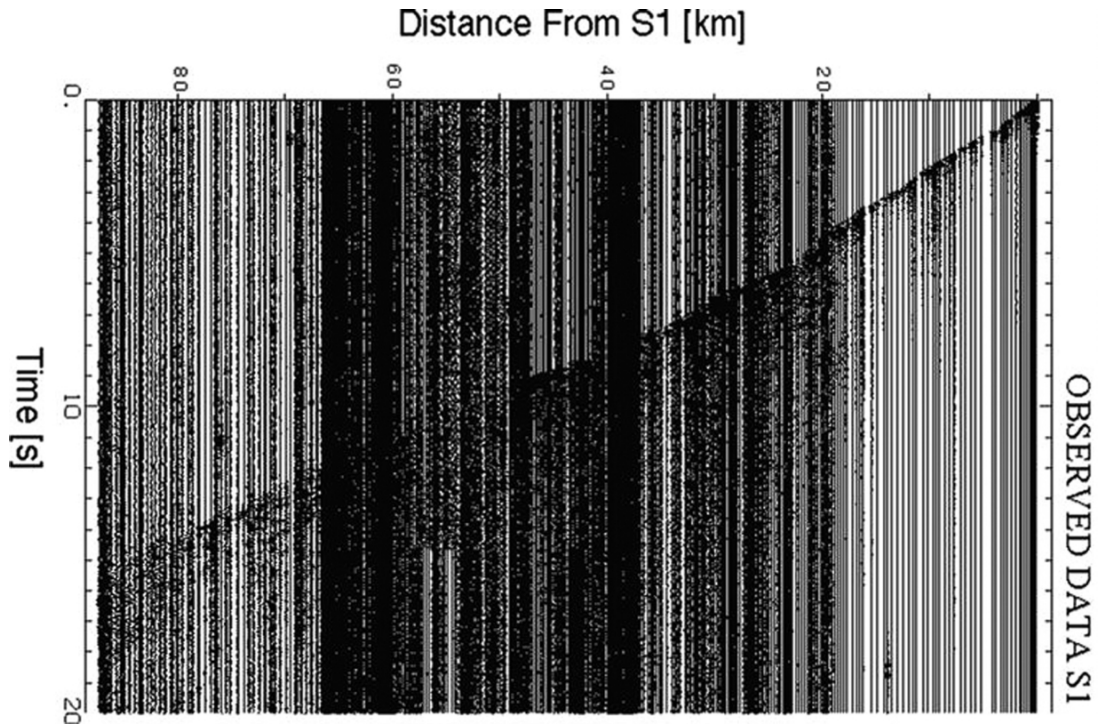


図 2 S1 爆破による波形記録.
Fig.2. Record sections of seismograms for shot S1.

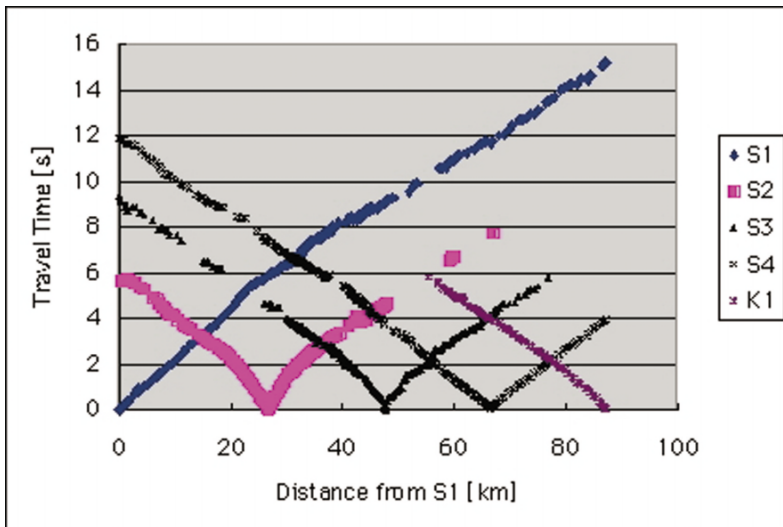


図 3 全ての爆破に対する走時. 縦軸は走時, 横軸は爆破点 S1 からの距離.
Fig.3. Travel time curves for all shots. The vertical axis indicates travel time and horizontal axis indicates a distance from S1.

解析に都合のいい場所で発生するわけではないので, 観測は3年程度の長期に行う必要がある. Fig.6は, 長期に観測データを収集するために設置した観測点の一例で, 新たに導入された衛星テレメータによってデータを搬送している.

中道 (2007) は, 2002年10月から2004年9月までに発生した観測網内の深さ50 kmまでの地震のP波およびS波の走時から, 3次元速度構造を求めている. それによると, 深さ5 km以浅では, 富士山の火口直下で速度の速い層が盛り上がっており, 人工地震探査と同じ結果が得られ

ている. また, 深い部分に目を移すと, 低周波地震が多発している領域は周辺に比べて低速度の領域 (5.3-6.0 km/s) となっている. この結果については, 5章で議論する.

4. 熱・電磁気観測

比抵抗は, 地殻岩石中の間隙流体の存在量やその連結の程度に敏感な物理量と考えられ, 地震波速度や密度などの物理量の情報とは独立に, またはこれらの物理量と相補的に, 火山活動についての知見をもたらすことが期待される. 比抵抗構造調査の手法にはいくつかあるが, 富士山におい

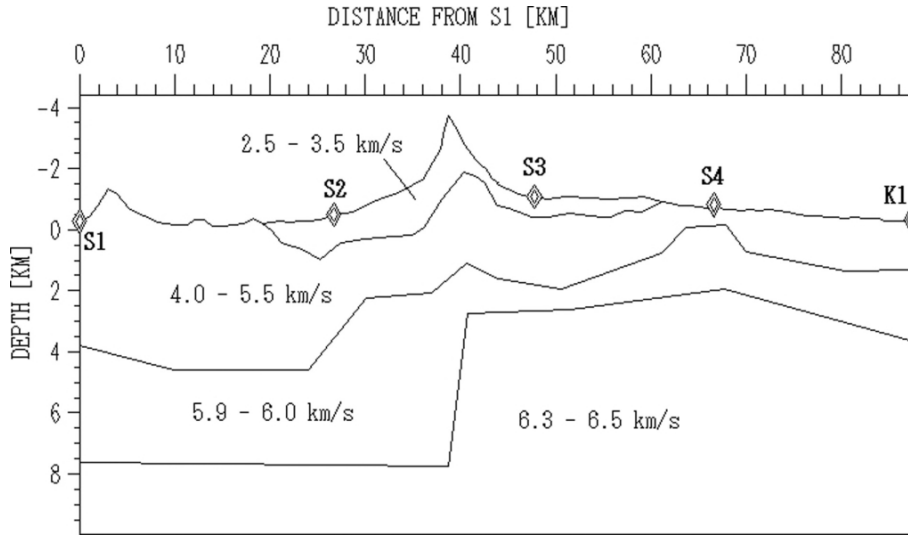


図 4 2003 年富士山人工地震探査によって明らかにされた 2 次元速度構造. 縦軸は、海水準からの深さ、横軸は爆破点 S 1 からの距離.

Fig.4. 2-dimensional velocity structure revealed by the 2003 seismic exploration at Fuji volcano. The vertical axis denotes depth below sea level and the horizontal axis are a distance from S 1.

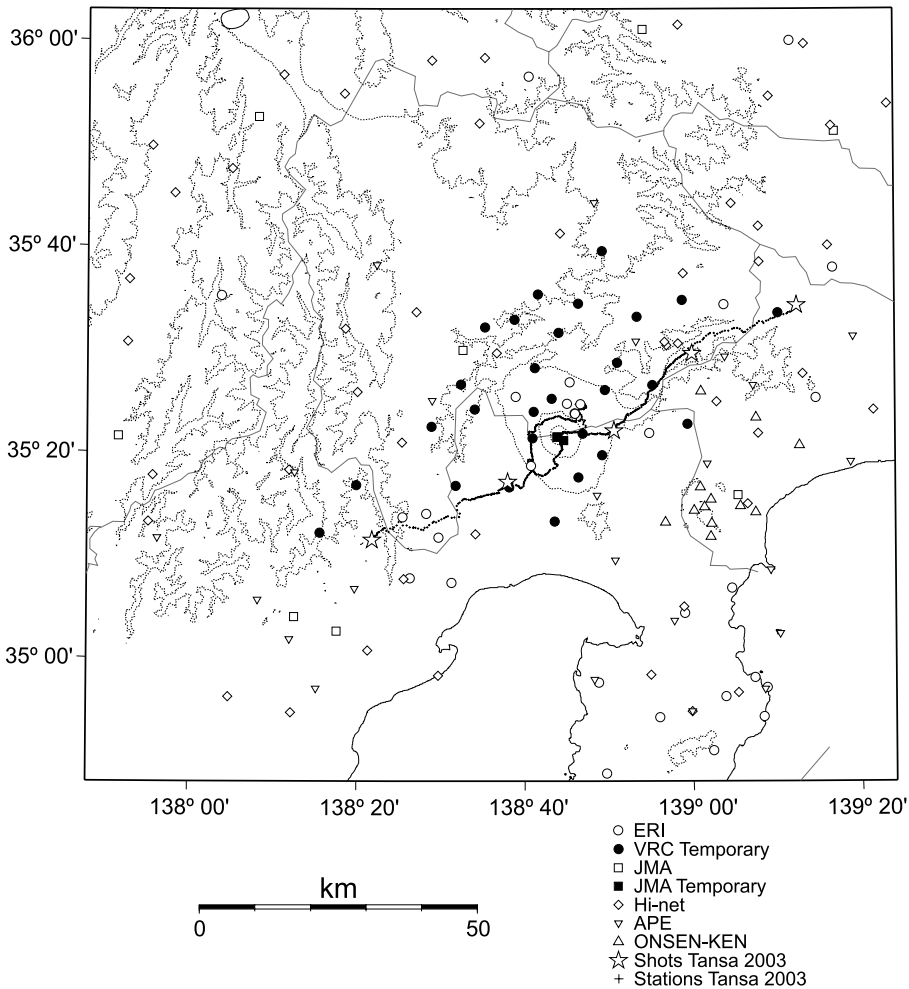


図 5 富士山の自然地震探査観測網.
Fig.5. Observation network for seismic exploration using natural earthquakes.

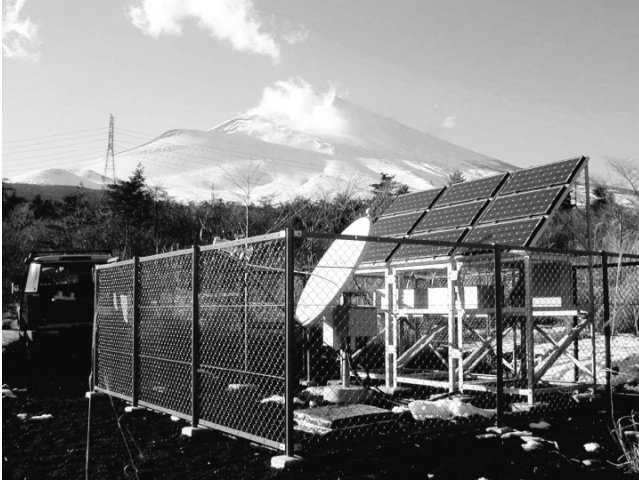


図 6 衛星テレメータを使用した臨時地震観測点。

Fig. 6. Temporal seismic observation point using satellite telemeter system.

ては MT 法が使用された。MT 法は、磁場の変動に励起される電場の変動を調べることで地下の比抵抗構造を求めめる手法で、磁場 3 成分、電場 2 成分の変動を記録し、それぞれの周波数における電場と磁場の比、位相のずれを求めた後、構造をインバージョンで決定する。また、自然電位は、さまざまな原因で生じているが、火山地域においては、地下で流体が移動する際の界面動電現象によって発生している電位差を観測する場合が多い。地下水が山頂側から麓に流動している場合には山頂側が相対的に負の電位を持つ。また、熱水の上昇域では熱水が気化することで置き去りにされた電荷が電流源となるため (Ishido and Pritchett, 1999)、数 $10 \sim 2,000$ mV 程度の正の電位が観測される。本章では、上記の方法のほか、地中温度測定も加えて、富士山の山体における地下水や熱水の分布に関連した構造と富士山の地下数 10 km までの深部構造について、研究結果を紹介する。

4-1 富士山浅部における熱・電磁気観測

富士山の地熱活動は、その存在があまり知られていないが、山頂の火口縁に微弱な噴気活動が存在した事は、古くから知られている。登山のガイドブックなどの他、日本活火山総覧 (気象庁, 1984) にも、「山頂火口縁や山腹に微弱な噴気・地熱地帯がある。」と記されている。この噴気活動は、1982 年の気象庁の機動観測により、噴気活動が停止していることが確認されている (気象庁観測部, 1983)。

一方、富士山の最後の活動火口である宝永火口については、1986 年および 1993 年に地中温度および比抵抗調査が行われている (鍵山・他, 1994)。Fig. 7 は、富士山の南西山麓の登山道沿いに測定された比抵抗構造である (鍵山・他, 2004)。それによると、いずれの地点でも表層は高比抵抗であるが、深さ 500 m 付近において $50 \sim 60 \Omega \cdot \text{m}$ の低比抵抗層が見られる。この結果は、表層は空隙の多いスコリアなどに覆われているため高比抵抗であるが、深さ 500 m 付近には地下水を多く含む層 (帯水層) が存在することを示している。特に、宝永火口近傍では $10 \Omega \cdot \text{m}$ 以下の低比抵抗となっており、熱水の層あるいは熱水による熱変質を受けた層が存在することを示している。

以上の結果だけからでは、宝永火口の浅部に熱水活動が現存するかどうかは判別できない。過去の熱水活動によって熱変質を受けていても低比抵抗域は存在しうるからである。しかし、同時に行われた地中温度調査は、地表付近にまで達する熱的活動が存在することを否定している。Fig. 8 は、南西山麓の標高約 500 m から宝永火口 (標高 2,500 m) までの登山道沿いに、海拔高度 100~200 m おきに 70 cm 深地中温度を測定したものである。一般に、地熱活動がまったく知られていない山において地中温度を測定すると、地中温度は海拔高度とともに 4 ないし $5^\circ\text{C}/\text{km}$ で低下することが知られている (福富, 1951)。また、この測定では $2 \sim 3^\circ\text{C}$ 程度の温度異常を検出することが可能で、その異常はおよそ $1 \text{ W}/\text{m}^2$ 以上の熱流量に相当する (江原, 1973)。富士山において測定されたデータを検討すると、地中温度は、 $4.0^\circ\text{C}/\text{km}$ の割合で直線的に低下しており、かつ、大部分の測定点は、 1°C の誤差の範囲内に収まっている。この事は、調査を行った宝永火口を含む富士山の南西山腹では、基準とした山麓と比較して $1 \text{ W}/\text{m}^2$ を越えるような熱異常は存在しないことを意味している。例外的に登山道沿いの標高 2,180 m の地点において、わずかな温度異常が検知されているが、1 点のみの異常であり、局所的なものと考えられる。

一方、同時に測定された VLF-MT による表層の比抵抗測定では、南西山麓から宝永火口にかけて標高が高くなるにつれて、比抵抗が高くなる傾向がある。Fig. 9 に示すように、標高およそ 1,200 m 以下では数 $100 \Omega \cdot \text{m}$ の比抵抗であるのに対して、それより高い標高では大部分の点が $1 \text{ k}\Omega \cdot \text{m}$ 以上である。これは、標高の高いところでは高比抵抗の火山噴出物が厚く堆積し、帯水層が深くなっているのに対して、標高の低いところでは、帯水層が浅くなり、表層も腐植土に覆われているためと思われる。なお、海拔 1,660 m の地点で、 $200 \Omega \cdot \text{m}$ の低い比抵抗値が測定されているが、この測定点は、かつての道路が路線改良で駐車場になったところであり、有意な数値ではないと考えられる。楕円で囲んだ宝永火口近傍の点に注目すると、全般的に $1 \text{ k}\Omega \cdot \text{m}$ 程度の比抵抗を示しているが、いくつかの点の比

抵抗は低くなっている。しかし、これらの点の大部分は、第1火口の西側火口縁に位置しており、VLFの電波の到来方向とほぼ直交する火口壁付近で測定を行ったために見かけ上低い値が得られたものである。それらの点を除くと、特に宝永の火口列に対応するような比抵抗の異常は認められない。1点のみであるが、第1火口内の碎屑丘上におい

て有意に低い比抵抗が測定された。この碎屑丘は、宝永の噴火において最後まで活動していた部分であり(小山, 私信), 碎屑物は、高温酸化のため赤茶けた色を呈している。以上の結果は、主として宝永火口を対象とした調査の結果であった。富士山全体、特に山頂火口周辺の比抵抗構造と熱水活動については、相澤・他(2004), Aizawa(2004)

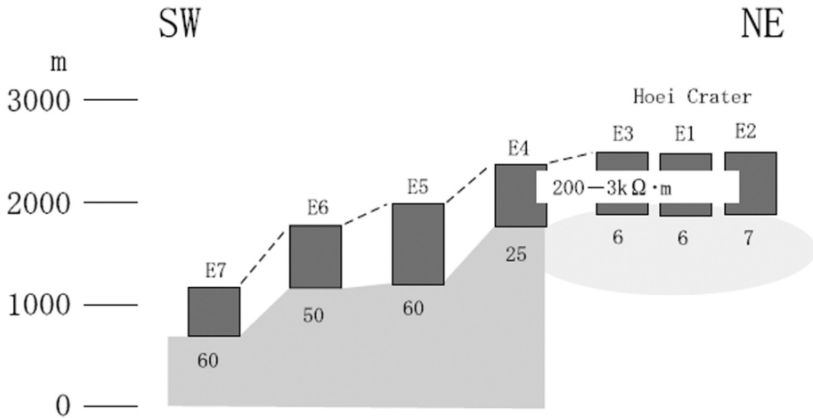


図7 宝永火口および富士山南西山麓周辺の浅部比抵抗構造。
Fig.7. Resistivity structure of the shallower part around Hiei Crater and the southwestern flank of Fuji Volcano.

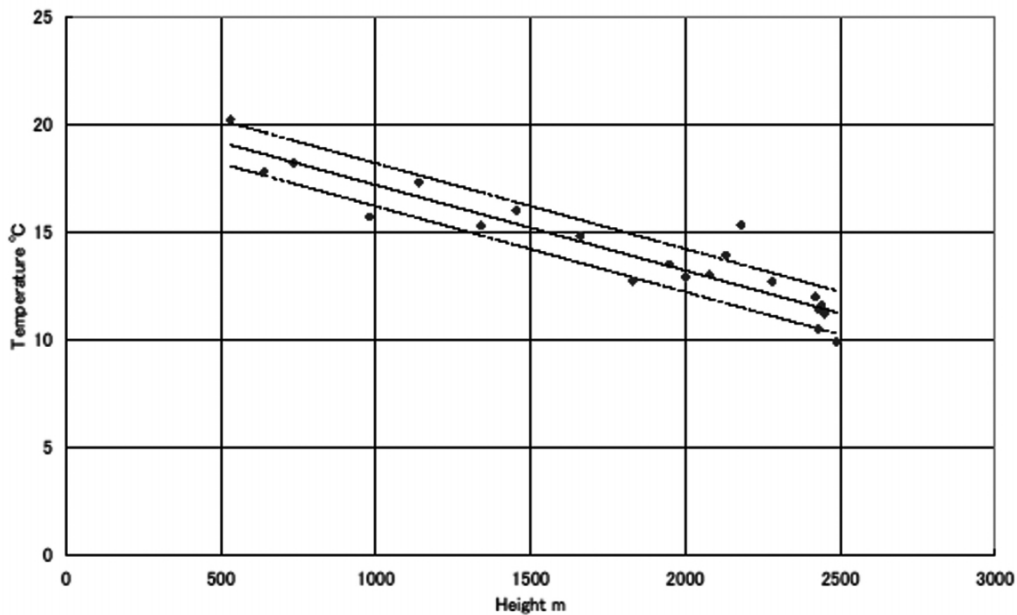


図8 宝永火口および富士山南西山麓周辺における70cm深地中温度と海拔高度との関係。中央の線は、最小2乗法による。上方および下方の線は、誤差の範囲を示す。
Fig.8. Relation between ground temperature at 70 cm depth and elevation around Hiei Crater and the southwestern flank of Fuji Volcano. Middle line is determined by the least-squares method and the other two lines show the range of the error.

が2001年および2002年に自然電位調査を行っている。その結果はFig. 10に示すように、山頂部周辺の直径3 km程度の領域が周辺域に比べ1,500 mV程度電位が高くなっている。この正の自然電位異常は、三宅島などでも観測されており (Sasai *et al.*, 1997), 富士山内部でも熱水対流が起きている可能性を示唆している。

一方、MT観測は、2002年9月に10日間にわたり実施された。観測は、富士山山頂を北東-南西方向に横切る11測点、20 kmの測線で、300から0.0005 Hzの帯域で実施された。比抵抗構造の推定においては、北海道北地域で同時期に観測された地磁気データを参照して磁場-電場の周波数応答を求め、Ogawa and Uchida (1996) の2次元イン

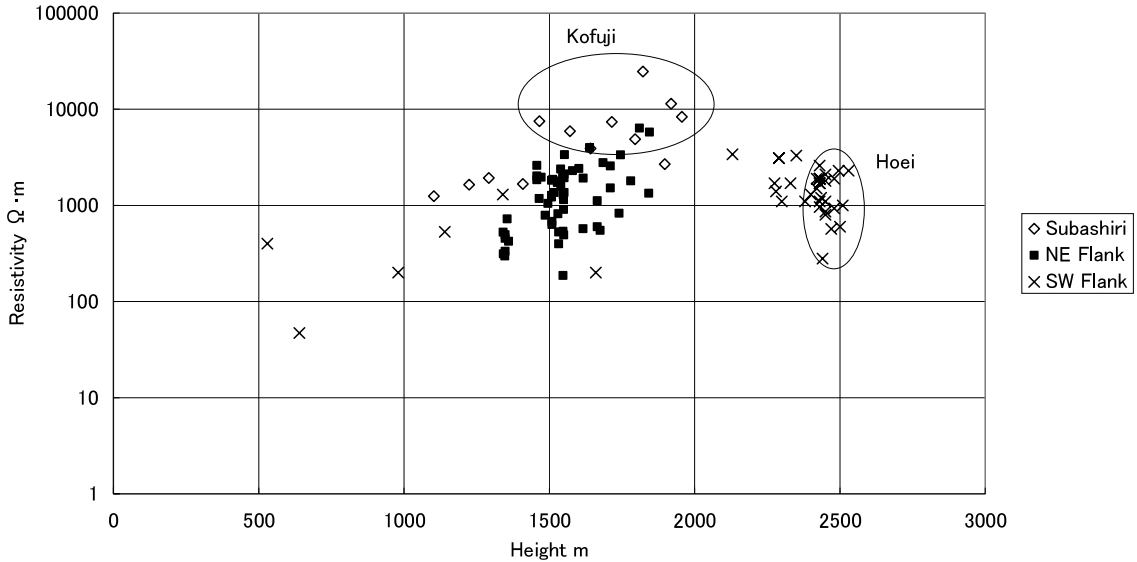


図9 富士山におけるVLF-MTによる比抵抗と海拔高度との関係。
Fig. 9. Relation between apparent resistivity by VLF-MT and elevation in Fuji Volcano.

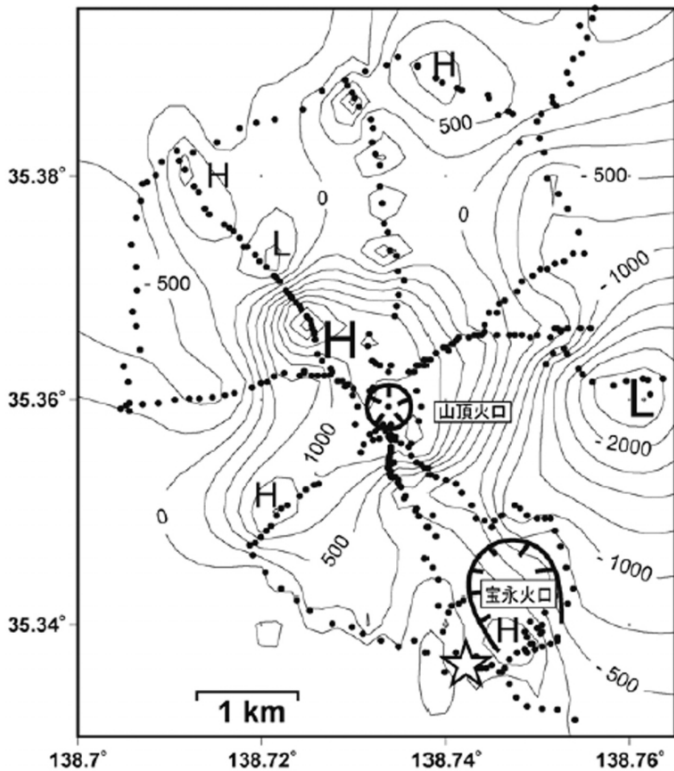


図10 富士山山頂周辺における自然電位分布。線の間隔は0.25 V。星印は、観測の基準点、太線は、山頂および宝永の火口を示す。
Fig. 10. Self-potential distribution around the summit of Fuji Volcano. Contour interval is 0.25 V. Star shows the reference point. Thick lines indicate the locations of the summit crater and the Hoei crater.

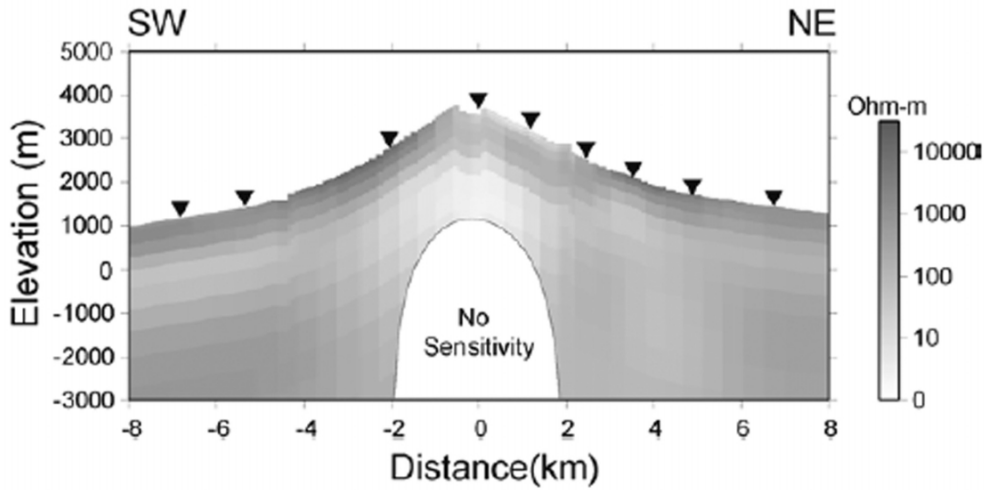


図 11 MT 観測によって推定された富士山の比抵抗構造. 三角印は観測点.
 Fig. 11. Resistivity structure of Fuji Volcano estimated by MT data. Triangles indicate the measurement sites.

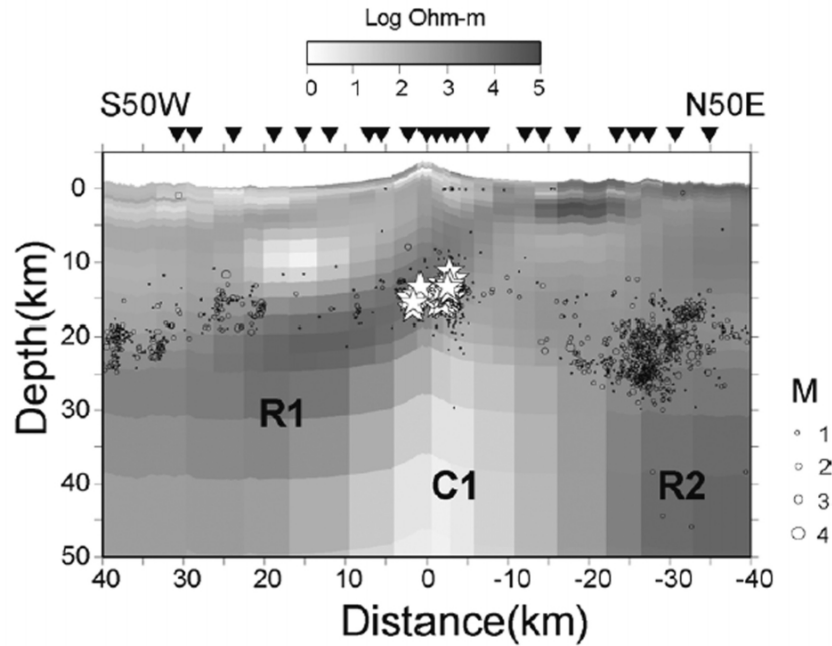


図 12 富士山の 2 次元比抵抗構造. 構造の特徴的方向は, N 40 W と仮定している. 三角印は観測点. 1998 年から 2002 年までの 5 年間の震源を同時に示す. 白丸は, 鶴岡 (1997) による構造的な地震, 星印は, 中道・他 (2004 b) による低周波地震を示す.
 Fig. 12. Resistivity model obtained by 2-D inversion modeling of MT data. 2-D regional strike direction (parallel to the structure) is assumed to be N 40 W. Inverted triangles indicate the measurement sites. Seismicity for 5 years (1998-2002) in a swath of 20 km wide is also plotted. Earthquake magnitude is shown on right. Open circles indicate tectonic earthquakes (Tsuruoka, 1997). Stars show locations of 76 low-frequency earthquakes which were recorded with good signal to noise ratios (Nakamichi *et al.*, 2004 b).

バージョンコードが適用されている. 解析は北西-南東方向を富士山浅部の 2 次元走向とし, Groom and Bailey (1989) の手法を用いて局所的 3 次元性の影響を取り除いた後の TM モードのデータが使用されている. 富士山の浅部の構造は, Fig. 11 に示すような結果が得られている (相澤・他, 2004). 基本的な特徴として, 地表に高比抵抗の表層が

あり, その数 100 m 下に, 低比抵抗層, その下に高比抵抗層という三層構造を示している. この結果は, 富士山の南西山麓から宝永火口にかけて得られている構造 (Fig. 7) とほぼ一致している. また, これまでに調査された霧島火山 (鍵山・他, 1997) などとも同じ特徴を持っている. 第 2 層は, 多くの火山で, 水を多く含む層や変質を受けた層

からなる帯水層と考えられているが、この測定における第2層の比抵抗は、富士山の山麓で湧く湧水の比抵抗値(山本, 1992)とほぼ一致している。また、山頂では、深さ約1 kmに10 Ωm 以下の顕著な良導体が存在している。岩石の比透磁率によって、その深さが変わる可能性はあるが、この良導体が自然電位の正の異常の直下に存在しており、熱水の上昇域にあたりと考えられる。

4-2 富士山周辺の深部比抵抗構造

富士山周辺の深部構造を求める観測は、2003年5月に前述のMT観測を補充し測線長を70 kmに拡大して行われている。この観測地域は、中央線、東海道線、富士急行、身延線、御殿場線などに取り囲まれており、直流電車からの漏れ電流ノイズの影響を強く受ける。これを克服するため1観測点で平均10日程度の観測を行い、得られたデータをスタックすることでS/N比を上げるように努めている。また、解析には北海道北部と国土地理院江刺観測所で取得された磁場データを参照データとし、ノイズの除去に配慮がなされている。

解析の結果、Fig. 12に示すような結果が得られた(相澤・他, 2004; Aizawa *et al.*, 2004)。図は、富士山を南東側(S40E)から見た断面となっている。1998年から2002年の5年間の構造性地震の震源分布(鶴岡, 1997)と、S/Nのよいデータから決定された深部低周波地震の震源分布(中道・他, 2004b)も同時に示している。深さ数kmの浅い部分に注目すると、測線北東部は高比抵抗であるのに対して、南西部は低比抵抗となっており、人工地震探査の結果と共通した特徴を示している。また、深さ15 kmより深部において、2つの高比抵抗体(R1, R2)と、それに挟まれるように良導体(C1)が存在していることもわかる。

5. 考察

上記に示した研究結果に基づき、富士山の構造と地下水の分布についてどのような知見が得られたかを考察する。

5-1 富士山およびその周辺の構造と火山活動

本稿の第1の視点であった富士山の地下20 km程度までの構造に関して、富士山の地下数kmまでの比較的浅部の構造と富士山およびその周辺地域の深さ20 km程度までの深部構造とに分けて考えよう。

地下数kmまでの浅部の構造からは、富士山が均質な基盤の上に形成されたのではなく、東西に非対称な基盤の上に形成されていることを示している。人工地震探査の結果(Fig. 4)は、富士山の東側の基盤は西に比べてより浅く、より高速度の層が広がっていることを示している。この結果は、比抵抗構造探査からも類似の傾向が表れており、Fig. 12では、富士山の北東側の浅部は高比抵抗であるのに対して、南西側は相対的に低比抵抗となっている。これは富士山の東側で緻密で高速度、高比抵抗の基盤が浅い部分に存在するのに対して、西側では基盤が深くなり、表層を低速度で水を多く含む堆積物が覆っているためと解釈できる。この特徴は、重力の研究結果とも整合的である。駒澤(2000, 2003)によれば、Fig. 13に示すように、富士山

の西側に低重力異常が見られ、低密度の堆積物が存在する事を示している。また、丹沢山地から富士山まで高重力異常が東西に続いており、密度の大きな領域が地下浅部に存在することを意味している。丹沢山地には、第三紀基盤の石英閃緑岩-花崗岩の露出が見られるので、同様の基盤が富士山東部の浅所に続いていると推定される。花崗岩体は一般に高比抵抗であるので、富士山の東側が高比抵抗であることとも整合的である。

以上の特徴は、局所的な地質の特徴によるものではなく、より広域のテクトニクスを反映したものと考えられる。富士山は、フィリピン海プレートが伊豆半島を衝突させながらユーラシアプレートに沈み込んでいる先に位置している(例えば、中村, 1989)。また、松田(1971)は、Fig. 14に示すように、富士山が丹沢山地と同じ隆起体の上にあり、その隆起体がプレートの沈み込み・伊豆半島の衝突によって形作られていることを指摘している。本研究で明らかになった構造は、こうした地殻形成過程を反映したものと考えられる。

また、富士山山体下の高速度域の盛り上がりは、霧島火山(筒井・他, 1996)や岩手火山(Tanaka *et al.*, 2002)でも報告されており、過去のマグマの貫入を表している可能性がある。この領域は、富士山山頂下では海拔高度にして2,000 m程度にまで及ぶので、小御岳火山や古富士火山などの活動に対応した構造とも考えられる。

一方、深さ20 km程度までの深部構造に関しては、中道(2007)が示す自然地震探査の結果によれば、山頂直下の深さ7 kmから17 kmにおいて、P波速度が5.3~6 km/sの低速度領域となっており、深部低周波地震の震源域と一致している。また、この下の深さ20~30 kmにおいてP波速度が6 km/s未満の低速度域が存在することも指摘されている。こうした低速度域と過去に噴火した火口列などの関連に興味を持たれるが、現段階での解析結果には、まだ解決すべき課題が残されており、その課題を解決した後には結論を出すべきと考えている。こうした地震波速度構造の暫定的結果に対して、比抵抗構造では、Fig. 12に示すように、深さ15 km以深においてR1およびR2で示す高比抵抗域とその間にC1で示す低比抵抗域が認められる。過去の沈み込み帯での比抵抗構造の研究(Wannamaker *et al.*, 1989; Satoh *et al.*, 2001)では、沈み込むプレートは高比抵抗であることが示されている。また、高比抵抗域の上面で構造性地震が起きていることから、R1, R2はそれぞれ沈み込むフィリピン海プレートに対応していると考えられる。R1の上面には地震を伴う部分と、そうでない部分があるが、その境界の上部には顕著な良導体が存在している。この領域は、富士川断層の直下にあたる。一方、良導体(C1)は、富士山の下に位置しており、地震波の低速度域と対応している。また、その上部には深部低周波地震の発生域(中道・他, 2004b)がある。こうした結果から、C1は富士山のマグマ溜りあるいはマグマの供給路を表していると推定される。深部低周波地震の発生原因はまだ十分に明らかにされていないが、深部からマグマが上

昇する事によって、深部低周波地震が発生していると推測される。GPSによる地殻変動観測によれば(村上,2004),富士山周辺地域のプレートは、沈み込むフィリピン海プレートとのカップリングがほとんどないことが明らかとなっており、この領域の地下の温度が高くなっているか、プレートが裂けていることを示唆している。本研究の結果は、この結果と調和的である。これらの研究の結果明らかになった構造からは、低周波地震の発生域がマグマ溜りあるいはマグマの供給経路と思われる低比抵抗域の上に存在し、低速度域に対応している。Nakajima and Hasegawa (2003)は、東北地方の鬼首カルデラにおいて、深部の低速度域の上部に低周波地震の発生域が位置している結果を得ている。富士山における結果は、これまで地震波速度構造だけから推定されてきたマグマの供給経路と低周波地震との関係について、比抵抗構造の観測からもその関係を明らかにしたものと言える。

一方、マグマの蓄積領域や浅部の地震発生域との関連については、現段階では明らかになっていない。マグマの蓄積領域は、地殻変動の研究では有意な変動は検知されていないため(村上,2004),対応を検討するに至っていない。また、浅部の地震活動との比較については、速度構造解析に使用するデータの蓄積が十分ではないので(藤原・他,2004),データの蓄積を待つ必要がある。

5-2 富士山における地下水・熱水

本稿の第2の視点である浅部の地下水の分布と地熱活動

の状況に関しては、以下のようなことが考えられる。地下水の分布は、Fig.7およびFig.11に示すように、地下数100 mにおいて地下水の存在を示唆する低比抵抗層が広く分布していることが明らかとなった(相澤・他,2004; 鍵山・他,2004)。また、山頂火口および宝永火口付近では低比抵抗層の比抵抗が特に低くなっていることが明らかとなった。この結果は、マグマ、熱水、過去の地熱活動による変質などの原因が考えられるが、Fig.8に示すような地中温度調査によって宝永火口付近では、 1 W/m^2 を超える熱異常はないことが明らかとなっている。仮に地下500 mの深さにマグマが存在しているとする、その温度勾配は 1°C/m 以上となり、熱流量が 1 W/m^2 を越えていないことと矛盾する。浅部の地震活動や地殻変動がほとんど起きていないことも合わせて考えると、地下500 mに高温のマグマが存在しているとは考えられない。一方、山頂火口においては、近年噴気が消滅しているが明治時代には水の沸点にあたる 80°C 程度の噴気が存在していたこと(諏訪,1992), Fig.12に示すような正の自然電位異常が存在することから、熱水の上昇域にあたると思われる。山頂の地下1 kmに存在する良導体と自然電位異常の結果を満足するような自然電位の電流源の位置や強さをグリッドサーチで求めた結果、1,000 アンペアという大きな値をもつ電流源が、良導体の上面付近に決定された。宝永火口周辺では正の自然電位異常が存在しないので、 100°C 程度の熱水が山頂方向から流動してきたか、熱変質を受けた領域が存在

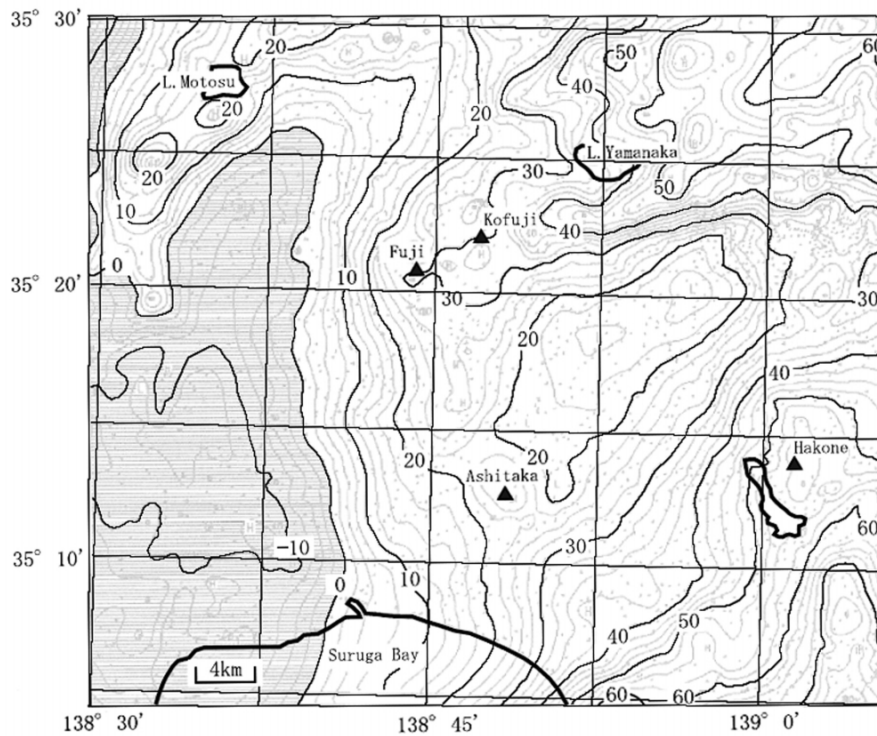


図13 富士山周辺のブーゲー異常図(駒澤,2000). 密度は 2.3 g/cm^3 を仮定. 単位は mGal.
 Fig.13. Bouguer gravity anomaly around Fuji Volcano by Komazawa (2000). Density is assumed to be 2.3 g/cm^3 . Unit in mGal.

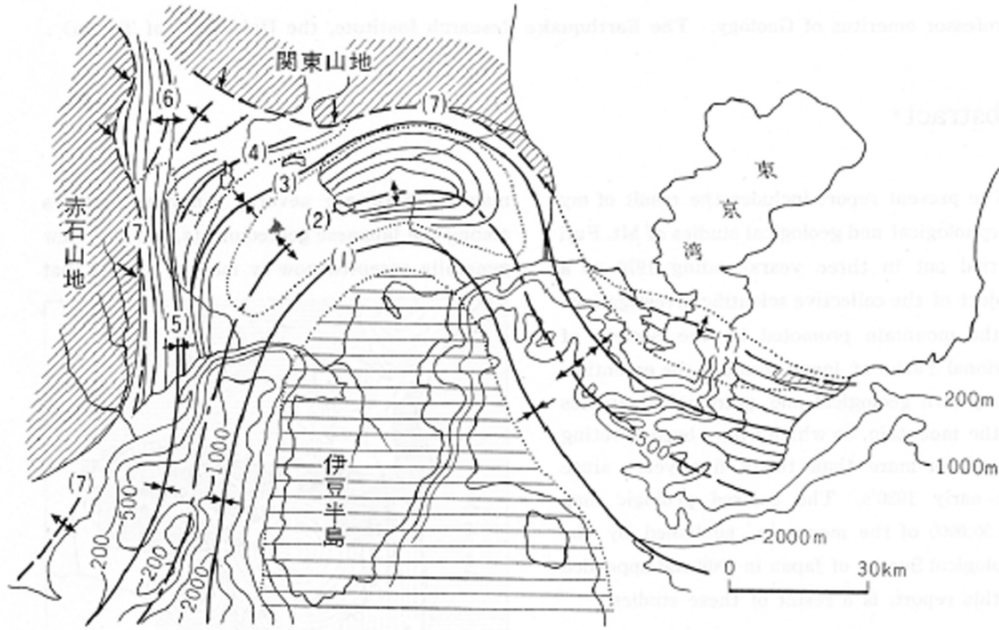


図14 南部フォッサマグマの隆起帯と沈降帯 (松田,1971).

Fig.14. Map showing the belts of emergence and submergence in the southern Fossa Magna by Matsuda (1971).

していると考えられる。こうした結果から、富士山では、熱エネルギーが地下深部からわずかではあるが供給され続けていると考えられる。

また、富士山周辺においてマグマと地下水が出会う機構が形成されていることは、富士山の噴火に関して、以下に示す2つの重要な推定が導かれる。第1に、将来富士山の火山活動が活発化した際、マグマの上昇速度が緩やかであるならば、鍵山(2001)が示すように、マグマと地下水の相互作用に起因するさまざまな異常現象(たとえば、火山性微動や地熱異常、火山ガス異常、電磁気異常など)が検知されるであろう。第2に、仮に富士山において山体崩壊などの現象が発生するとすれば、地下水層は崩壊の滑り面としての機能を果たすと考えられる。たとえば、鹿児島県の諏訪之瀬島火山では、山頂において過去に山体崩壊が発生しているが、崩壊によって生じた馬蹄形カルデラの床面の標高は、周辺の火山体における帯水層の高さとほぼ一致している(鍵山・他,1993)。帯水層が崩壊の滑り面になる場合、滑る山体の厚さは、富士山では500m程度と考えられる。滑る山体の幅と長さを厚さと同じ程度のスケールと仮定すると、崩落する山体の体積は1辺が500mの立方体、 0.1 km^3 程度と計算される。また、滑る山体の厚さと幅は同じとして、長さを山頂から山麓側4kmまでの山体と仮定すると、崩落する体積は、 1 km^3 となる。この量は、過去に発生した御殿場岩屑流の体積にほぼ一致する量である(宮地・他,2004)。こうしたことから、帯水層の深さの分布をより正確に把握しておく事は重要と考えられる。

6. 富士山北東山麓の噴気活動

2003年9月に富士山北東麓の山中林道において噴気活動が発見された(気象庁,2004)。富士山において噴気活動が見られる事は稀であるため、富士山の火山活動との関連を検討するため各種の調査が実施された。この噴気活動に関連した浅部の地震活動の活発化や山体膨張を示す地盤変動などは起きていない事が明らかにされ(気象庁,2004)、また、その後の調査で、道路工事に伴う間伐材の不法投棄によって、地中で温度上昇がおきた可能性が高いことが明らかにされたが(気象庁,2003)、熱・電磁気観測の立場から、噴気活動に関連した異常現象が起きていないかが調査されたので(鍵山・他,2004)その内容を紹介する。

仮にこの噴気活動が深部のマグマ溜りから熱エネルギーが供給されたものであれば、その経路において、低比抵抗領域が形成されていることが期待される。こうしたことから、Fig.15に示すように、北東山麓においてVLF、ELF-MT調査および自然電位調査、東側山麓の須走口県道においてVLF-MTによる比抵抗調査を実施した。VLF-MTによる比抵抗値を区分してFig.15にプロットすると、須走口県道付近の点では比抵抗が高く、北東山麓の点では比抵抗が低くなる傾向がある。このことは、一見すると、北東山麓の表層が熱変質を受けているため須走口県道付近よりも比抵抗が低くなっているように思われる。しかし、Fig.9に、南西山麓から宝永火口にかけての測定結果も合わせて、標高と比抵抗との関係をプロットすると、いずれの領域の測定結果も、標高の高い地点ほど比抵抗が高くなる傾向を示しているが、須走口県道沿いの点における比抵抗は、他の登山道沿いの比抵抗に比べて相対的に高く、北東山麓の山中林道周辺の比抵抗は、南西山麓の比抵抗とほぼ同じ

領域を占めていることがわかる。南西山麓では熱的な異常がないことが明らかにされているので、北東山麓の表層が広域に変質を受けているとは考えにくく、むしろ、東側山麓の表層の比抵抗が高いと考えるべきである。その意味については、後で考察する。

Fig. 16 は、北東山麓において噴気活動が確認された領域周辺の比抵抗を林道に沿って (Fig. 15 の線 A-A') プロットした図である。多くの測点で 800 から 3 kΩ・m 程度の比抵抗を示すが、噴気の近傍では局所的に低くなっており、最も活発な噴気孔の傍では最低 187 Ω・m を示した。噴気孔のごく近傍では噴気が結露しており、少なくとも表層においては地層中に含まれる水分は多いために比抵抗が低くなっていると考えられる。しかし、同時に得られた位相を見ると、比抵抗の低い地点では 30 度から 45 度程度を示しており、数 10 m より深い部分ではより高比抵抗であることがわかる。ELF 帯のデータも合わせて求めた比抵抗構

造では、厚さ数 100 m で数 kΩ・m の高比抵抗の表層の下に、低比抵抗層が見出されている。この構造の特徴は、南西山麓と同じであるが、比抵抗の値そのものは 300 Ω・m 程度と、南西山麓よりも 1 桁高い。このことは、地下数 100 m に及ぶような熱水活動による比抵抗の低下は起きていないことを示している。また、同時に行った噴気近傍の自然電位調査では、噴気から 30 m ないし 50 m の範囲で正電位異常を示すものの、それより広い範囲では特段の電位異常は検知されなかった。このことは、地下数 100 m におよぶような大きさの熱水対流は生じておらず、水蒸気の沸騰が起きている深さは、深くても数 10 m 程度とごく浅いことを示している。これらの結果から、北東山麓の噴気活動が地下深部からの大規模な熱の供給によるものではないと考えられる。

一方、東側山麓の表層は、北東山麓や南西山麓に比べて高比抵抗である。また、北東山麓の地下 500 m 程度の深

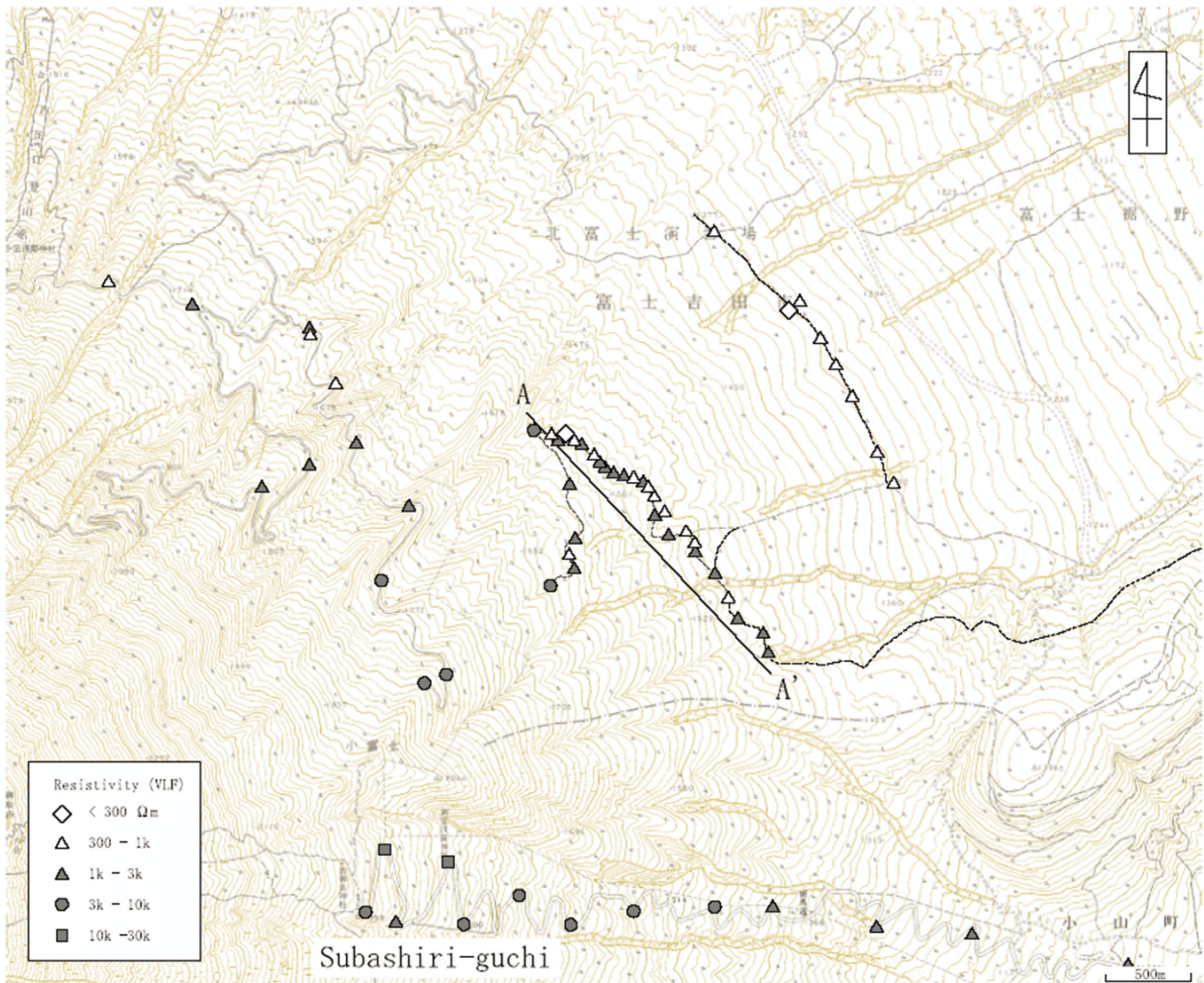


図 15 富士山北東山麓における電磁気観測点。VLF-MT による比抵抗値によってマークを分けている。A-A'は、噴気地帯を横切る測線を示す。

Fig.15. Location of the measuring points of electromagnetic observations in the northeastern foot of Fuji Volcano. Apparent resistivity by VLF-MT is classified by marks. A-A' indicates survey line crossing the fumarolic zone.

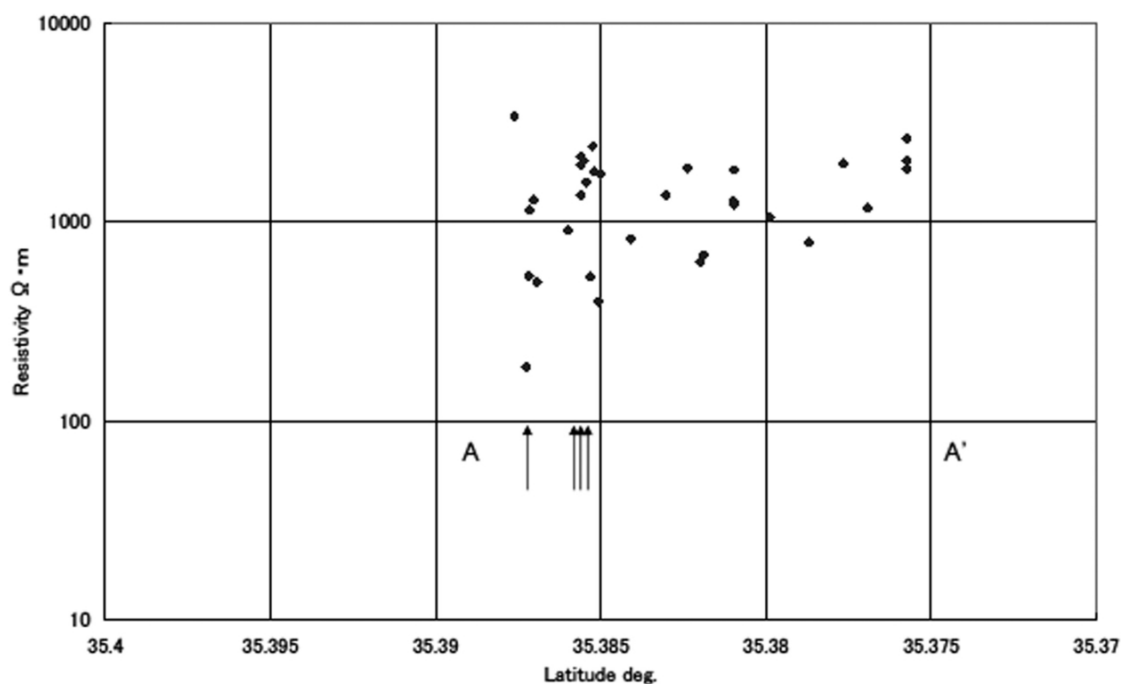


図 16 図 15 に示す A-A'に沿う見掛け比抵抗のプロファイル。矢印は、噴気を示す。
Fig. 16. Apparent resistivity profile along the survey line A-A' in the Figure 15. Arrows indicate fumaroles.

さでの比抵抗は、南西山麓よりも高比抵抗である。一般に、表層が水分を多く含む地域では植生が多く、比抵抗も低くなるのに対して、水分の少ないスコリア質の地域では裸地になり、比抵抗も高くなることが期待される。しかし、宝永火口周辺は裸地であるにもかかわらず、植生に覆われた須走口県道沿いの比抵抗よりも低くなっており、必ずしも対応はよくない。これらの点は、人工地震探査や長周期 MT 探査、重力探査、地質構造調査の結果を見ると、富士山の東側に見られる高速度、高比抵抗の基盤が延びている地域に対応している。また、Fig. 9 に楕円で示す特に比抵抗の高い点は、古富士や小御岳などの古い火山体が浅く分布している地域に対応しているように見える。大熊・他 (2004) は、富士山において空中磁気探査を行い、富士山の東側山腹において、強磁化地域が分布する事を見出している。この地域は、高比抵抗、高重力の分布とほぼ一致している。以上のことから、VLF-MT で見出された高比抵抗域は、古い山体や基盤構造の違いを反映したものと考えられる。

7. まとめ

富士山の地下構造を地震波および電磁波によって調査した。その結果、以下のようなことが明らかとなった。富士山の基盤は、東側で浅く西側で深くなっている。これは、富士山が形成されている場が、フィリピン海プレートの北上による変形を受けていることを反映している。富士山の地下 30 km 付近には高電気伝導度領域が存在し、その上に低周波地震の発生領域が位置している。低周波地震の発生領域は、地震波の低速度域でもある。このことは、富士

山のマグマがこの領域の下部から供給されていることを示唆している。富士山の地下約 500 m には地下水を多く含む層が広がっており、山頂火口の地下 500 m 付近には熱水の上昇を示唆する結果が得られた。この結果は、微弱ではあるが地下深部から熱エネルギーが供給されていることを示している。

富士山の北東山麓において噴気活動が見られたが、この噴気は廃棄物の投棄によるものと推定されている。この地域の地下にマグマからの火山ガスや熱を輸送する熱水系は生じていないことが明らかにされた。

引用文献

- Aizawa K (2004) A large self-potential anomaly and its changes on the quiet Mt. Fuji, Japan. *Geophys.Res.Lett.*, **31**, No.5, L05612; doi : 10.1029/2004 GL 019462.
- Aizawa, K., R. Yoshimura, and N. Oshiman (2004) Splitting of the Philippin Sea Plate and a magma chamber beneath Mt. Fuji. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, No.9, L 09603.
- 相澤広記・富士山比抵抗研究グループ (2004) 富士山での電磁気観測. 月刊地球, 号外 **48**, 27-34.
- 江原幸雄 (1973) 活火山体地表近くの地温分布. 北大地球物理学研究報告, **30**, 15-32.
- 藤原健治・高木朗充・山本哲也・福井敬一・坂井孝行 (2004) 富士山の浅部地震活動. 月刊地球, 号外 **48**, 62-66.
- 福富孝治 (1951) 1 m 深の地中温度分布より温泉探査の可能性について (第 1 報). 北大地球物理学研究報告, **1**, 21-34.
- Groom, R.W. and R.C. Bailey (1989) Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three dimensional galvanic distortions. *J. Geophys. Res.*, **94**, 1913-

- 1925.
- Hashimoto, T. and Tanaka, Y. (1995) A large self-potential anomaly on Unzen Volcano, Shimabara Peninsula, Kyushu Island, Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **22**: 191-194.
- Ishido, T. and J. W. Pritchett (1999) Numerical simulation of electrokinetic potentials associated with subsurface fluid flow. *J. Geophys. Res.*, **104**, 15247-15259.
- 石原和弘 (1997) 火山観測による噴火の仕組みの理解. 火山2集, **42**, 445-458.
- 鍵山恒臣 (2001) 噴火予知における地下水の重要性. 月刊地球, **23**, 11, 801-805.
- 鍵山恒臣・増谷文雄・井口正人 (1993) 諏訪之瀬島火山の ELF, VLF-MT 測定. 「第 2 回諏訪之瀬島火山の集中総合観測報告書」, 55-66.
- 鍵山恒臣・小山 茂・長田 昇 (1994) 富士火山宝永火口周辺の熱・電磁気調査. 地球惑星科学関連学会 1994 年合同大会予稿集, 375-375.
- 鍵山恒臣・歌田久司・三ヶ田均・筒井智樹・増谷文雄 (1997) 霧島火山群の構造とマグマ供給系. 火山, **42**, S 157-S 165.
- 鍵山恒臣・小河 勉・長田 昇・小山悦郎・小山 茂 (2004) 富士山山麓における熱・電磁気観測. 月刊地球, 号外 **48**, 35-41.
- 気象庁観測部 (1983) 火山機動観測実施報告, 19 号.
- 気象庁 (1984) 活火山総覧, 256. p.
- 気象庁 (2003) 地震火山月報 (防災編) 平成 15 年 9 月, 31-32.
- 気象庁 (2004) 火山活動解説資料 (平成 16 年 3 月)
- 駒澤正夫 (2000) 富士山の重力異常と山体の密度構造推定. 月刊地球, **22**, 539-543.
- 駒澤正夫 (2003) 重力測定による富士山の重量と内部構造. 地質ニュース, **590**, 44-48.
- 松田時彦 (1971) 富士山の基盤と周辺山地の地質. 津屋弘達編「富士山の地形・地質, 富士山総合学術調査報告書」, 富士急行株式会社, 128-131.
- 宮地直道・富樫茂子・千葉達郎 (2004) 富士火山東斜面で 2900 年前に発生した山体崩壊. 火山, **49**, 237-248.
- 村上 亮 (2004) GPS 連続観測による富士山周辺の地殻変動一測地学的手法による富士山のマグマ蓄積過程の解明の試み一. 月刊地球, 号外 **48**, 48-55.
- Nakajima, J. and Hasegawa, A. (2003) Tomographic imaging of seismic velocity structure in and around the Onikobe volcanic area, northeastern Japan: implications for fluid distribution. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **127**, 1-18.
- 中道治久 (2007) 富士山と南部フォッサマグナの地震活動と速度構造. 「富士火山」(荒牧重雄・藤井敏嗣・中田節也・宮地直道編), 山梨県環境科学研究所, 151-159
- 中道治久・渡辺秀文・大湊隆雄・富士山稠密地震観測グループ (2004 a) 富士山稠密地震観測による地震波速度構造探査. 月刊地球, 号外 **48**, 17-22.
- 中道治久・鶴川元雄・酒井真一 (2004 b) 富士山の深部低周波地震の精密震源決定. 月刊地球, 号外 **48**, 72-75.
- 中村一明 (1989) 火山とプレートテクトニクス, 東京出版会, 323 p.
- Ogawa, Y. and Uchida, T. (1996) A two-dimensional magnetotelluric inversion assuming Gaussian static shift, *Geophys. J. Int.*, **126**, 69-76.
- 及川 純・鍵山恒臣・田中 聡・宮町宏樹・筒井智樹・池田 靖・湯山弘明・松尾のり道・西村裕一・山本圭吾・渡辺俊樹・大島弘光・山崎文人 (2004) 人工地震を用いた富士山における構造探査. 月刊地球, 号外 **48**, 23-26.
- 大熊茂雄・中塚 正・中野 俊・佐藤秀幸 (2004) 富士火山地域における高分解能空中磁気探査. 物理探査学会学術講演会講演論文集, **110**, 336-339.
- Sasai, Y., Zlotnicki, J., Nishida, Y., Yvetot, P., Morat, P., Murakami, H., Tanaka, Y., Ishikawa, Y., Koyama, S. and Sekiguchi, W. (1997) Electromagnetic monitoring of Miyake-jima Volcano, Izu-Bonin Arc, Japan. *J. Geomag. Geoelectr.*, **49**, 1293-1316.
- Satoh H., Nishida, Y., Ogawa, Y., Takada, M. and Uyeshima, M. (2001) Crust and upper mantle resistivity structure in the southwestern end of the Kuril Arc as revealed by the joint analysis of conventional MT and network MT data. *Earth Planets and Space*, **53**, 829-842.
- 諏訪 彰 (1992) 富士山—その自然のすべて—, 同文書院, pp. 14-33.
- Tanaka, S., Hamaguchi, H., Nishimura, T., Yamawaki, T., Uyeki, S., Nakamichi, H., Tsutsui, T., Miyamachi, H., Matsuwo, N., Oikawa, J., Ohminato, T., Miyaoka, K., Onizawa, S., Mori, T. and Aizawa, K. (2002) Three-dimensional P-wave velocity structure of Iwate volcano, Japan from active seismic survey. *Geophysical Research Letters*, **29**, 10, 1-59.
- 鶴岡 弘 (1997) WWW を用いた地震活動解析システムの開発. 地球惑星科学関連学会 1997 年合同大会予稿集, B 22-P 09, p 77.
- 筒井智樹・鍵山恒臣・他 67 名 (1996) 人工地震探査による霧島火山群の地震波速度構造—はざとり法による解析—. 火山, **41**, 227-241.
- 鶴川元雄 (2004) 富士山の低周波地震. 月刊地球, 号外 **48**, 67-71.
- Wannamaker, P. E., Booker, J. R., Filloux, J. H., Jones, A. G., Jiracek, G. R., Chave, A. D., Tarits, P., Waff, H. S., Egbert, G. D., Young, C. T., Stodt, J. A., Martinez, G. M., Law, L. K., Yukutake, T., Segawa, J., White, A. and Green, A. W. (1989) Magnetotelluric observations across the Juan de Fuca subduction system in the EMSLAB project. *J. Geophys. Res.*, **94**, 14111-14125.
- 渡辺秀文 (1998) 伊豆大島火山 1986 年噴火の前兆過程とマグマ供給システム. 火山2集, **43**, 271-282.
- 山本莊毅 (1992) 富士山—その自然のすべて—. 諏訪彰編, 同文書院, 198-217.