

電磁気観測で探る火山浅部の浸透率構造と地下水流動

相澤 広 記*

Groundwater Flow beneath Volcanoes Inferred from
Electric Self-Potential and Magnetotellurics

Koki AIZAWA*

1. はじめに

空隙の多い火山では、天水は地下に容易に浸透し、地下水となり山体内に蓄えられる。火山では深部から上昇してきた揮発性成分も、主成分が水と考えられるため、地下水とみなすことができる。地下水は、噴火タイプや、地震、地殻変動等の発生に関わっている可能性がある (Kagiyama *et al.*, 1999; Hurwitz *et al.*, 2007)。山麓に大きな被害もたらす山体崩壊には、地下水圧や熱水変質体の分布が大きく関係することが示唆されている (Lopez and Williams, 1993; Reid, 2004)。

著者はこれまで電磁気観測による火山地下構造の研究を行ってきた。今回、これまでの研究を評価して頂き(平成21年度日本火山学会研究奨励賞)その内容を紹介する機会を頂いた。本稿では特に電磁気観測から推測される、火山浅部の「浸透率」構造と、それにより規定される地下水流動について述べる。2章で手法、3-5章で研究の紹介を、6章では研究の今後の展望について簡単に述べる。なお、本稿で用いる「水」「温泉水」「熱水」「塩水」「揮発性成分」「流体」といった用語の分別には、明確な基準や強い根拠は無く、その表記はなるべく原著論文に従った。「地下水」はそれら全てを含む、より広義なものとして用いる。

2. 地下水流動推定に用いる電磁気観測

2-1 自然電位

大地には電位差が存在している。その中で、人間活動起源の電位差や、地磁気変動によって誘導される電位差を除いたものを一般的に自然電位 (SP: Self Potential もしくは Spontaneous Potential の略) と呼ぶ。火山では最

大5ボルト程度の電位差が生じており、多孔質岩石中の地下水流動によって生じていると考えられている。なお、熱起電力、化学反応、レナード効果等の自然電位発生メカニズムも提唱されているが、火山において、その寄与が卓越しているという実験的証拠は得られていない。

岩石中を地下水が流動すると電荷が運ばれる(界面動電現象)。これは固液境界面での数ナノメートルスケールの分極による。簡単な説明のため、 $\text{SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ の系で、水和によって固体側に生じたOH基からプロトンの引き抜きにより、 Si-O^- と負に帯電する場合を考える(北原他, 1995; Revil *et al.*, 1999)。この場合、固体側の負の帯電に液体中の H^+ 、 K^+ 、 Na^+ 等の正イオンが引き寄せられ、界面付近に正の電荷が多く存在し電荷のバランスが崩れる領域が形成される (Fig. 1a)。界面付近以外では正-負の電荷量は釣り合っており中性である。ここで、液体中のイオンは熱運動により界面に完全に吸着せず、ぼやけて存在する。したがって、水の流動が生じると、界面付近のイオンは下流に運ばれ電流を生じる。この電流は携帯電流 (convection current) と呼ばれ、電位差に直接寄与する伝導電流 (conduction current) と区別される。なお、界面付近で水が動き出す場所 (slipping plane) の電位を ζ (ゼータ)電位と呼び、室内実験によりその値を推定することが出来る。 ζ 電位は、水流と携帯電流の定量的な関係を結びつける係数であり、岩石だけではなく、溶液の性質にも依存する物理量である。

上の例のように、通常の岩石-水の系では、界面動電現象により正の電荷が下流側に運ばれることが多い。理論から予想されることであるが、運ばれる電荷量は水溶液

* 〒113-0032 東京都文京区弥生 1-1-1
東京大学地震研究所
Earthquake Research Institute, University of Tokyo,
Yayoi 1-1-1, Bunkyo-ku, Tokyo, 113-0032, Japan.

Corresponding author: Koki Aizawa
e-mail: a-zawa@eri.u-tokyo.ac.jp

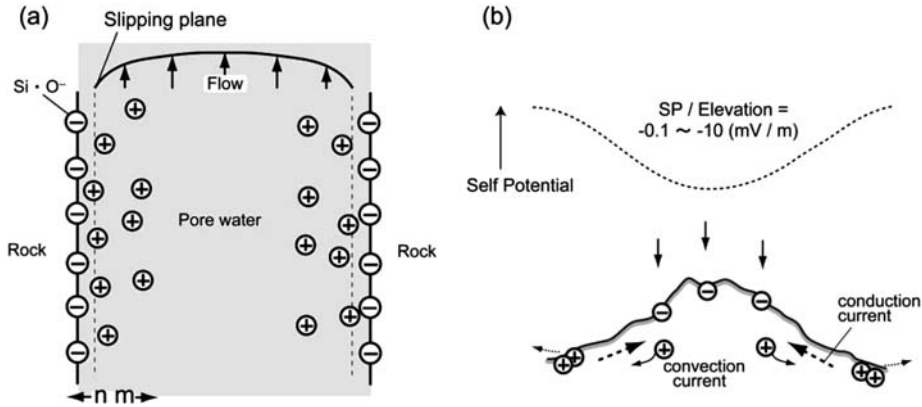


Fig. 1. (a) Microscopic view of convection current generation by electrokinetic phenomenon (b) Schematic illustration of negative correlation between self potential and elevation. In the porous rock, electric charge is conveyed by convection (convection current); however no charge is conveyed outside the porous media. Therefore, the charge accumulation occurs on the recharge and discharge zone. The conduction current (Ohmic current) flows to cancel this charge separation.

中のイオン濃度が高い場合、pHが低い場合に、相対的に小さくなる (Ishido and Mizutani, 1981; Hase *et al.*, 2003; Aizawa *et al.*, 2008b). 温度が高くなるにつれ運ばれる電荷量は増えるが、その効果は比較的小さい (Morgan *et al.*, 1989; Tosha *et al.*, 2003). これらの結果は、熱水に比べ、天水を多く含む地下水の方が大量の電荷を運べることを示している。水流が岩石の物性境界 (ζ電位, 浸透率, 空隙率) を横切ったり, 地上に湧き出したりする場合, 運ばれる電荷量が変化し, 取り残された電荷により伝導電流ソースが発生する (Sill, 1983). 自然電位はこの電流ソースによって形成・維持される。例えば山地形に於いては, 山側の吸込み口で負の電流ソースが, ふもと側の湧き出口で正の電流ソースがそれぞれ形成され, 山を登るにつれて電位が下がる傾向となる (Fig. 1b). この標高と逆相関の電位分布は火山に限らず傾斜地であれば一般的に観測される。

火山では, 標高と逆相関の電位分布に加え, しばしば火口や噴気帯周辺で正の電位異常が観測される。例えば表面上に地熱活動が見えない富士山でも山頂部は周辺より相対的に電位が高くなっている (Fig. 2) (Aizawa, 2004). これまで, 多くの自然電位研究は, 正の電位異常を直下に熱水上昇が存在する証拠と解釈してきたが (Michel and Zlotnicki, 1998; Aizawa *et al.*, 2005; Revil *et al.*, 2008), 最近になり天水を多く含む地下水の下降流や, 比抵抗構造の効果が電位発生に本質的であると考えられつつある (Ishido, 2004; Aizawa, 2008; Aizawa *et al.*, 2009a).

2-2 比抵抗構造 (MT 観測)

比抵抗は水の存在に敏感な物理量である。特に空隙の多い岩石で構成される火山では, 不飽和帯や冷却した固結マグマ等の水に乏しい領域と, 地下水で満たされている領域が, 明瞭な比抵抗コントラストとして認識される。しかしながら, 火山でしばしば観測される 1~10 ($\Omega\cdot m$) の顕著な低比抵抗領域の解釈は容易ではない。スメクタイトに代表される熱水変質した粘土鉱物 (高倉, 2000) や, メルト (Gaillard and Marziano, 2005) も顕著な低比抵抗を示すためである。火山浅部に見られる粘土鉱物は, その層状構造により比表面積が大きく, 固液界面に形成されるイオン濃度が高い部分 (Fig. 1a) によって効果的に電気を通すことができる (表面伝導)。特にスメクタイトは層間にも水が入るため比表面積が著しく大きく, 顕著な低比抵抗を示す (高倉, 2000)。

比抵抗構造を推定する MT 法は, ソースとして平面波近似ができる自然の電磁場変動を利用するため, 大掛かりな送信機の必要が無く, 火山で機動観測をする上で有利である。MT 法では, 地磁気変動とそれによって誘導される地電位差を地表で観測し, その周波数応答からインバージョン手法によって比抵抗構造を推定する。MT 法の説明と最近の研究動向については上嶋 (2009) によるレビューが分かりやすい。MT 法では観測点近傍のローカルな不均質構造により, 構造を深さ方向に一意に決定できないという問題点 (Static shift) が存在する。Static shift が観測点にランダムに現れる場合, その効果をインバージョンの目的関数に組み込み, 多くの観測点

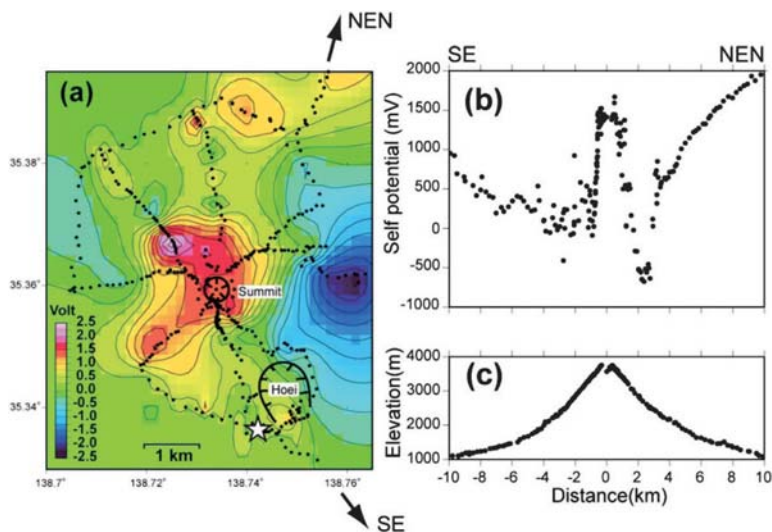


Fig. 2. (a) Self-potential distribution around the summit of Mt. Fuji volcano. Contour interval is 0.25 V. Star shows the reference point (0 V in the map). Thick lines indicate the locations of the summit crater and the Hoesi crater. (b) The self-potential data for the long profile (site locations are shown in Aizawa, 2004). Horizontal axis of the figure is the horizontal distance from the center of the summit crater. (c) Topographic profile for the data shown in Fig. 2b.

でデータを取得することで影響を小さくすることができる (Ogawa and Uchida, 1996; Sasaki, 2004).

3. 火山体浅部の電磁気的不均質性と地下水流動

Aizawa *et al.* (2009a) は岩手山, 岩木山, 那須山, 日光白根山, 男体山の5活火山を対象に, 深さ1 km程度までの比抵抗構造と自然電位を同一の測線で求め, 両者の関連性を見出した (Fig. 3 and Table 1). 電磁気的に見ると, 火山体は電位異常がほとんど存在せず低比抵抗領域が広がっている斜面 (タイプA) と, 負の電位異常が存在し, その極小付近から山麓側が厚い高比抵抗層となっている斜面 (タイプB) に分けられる. タイプAの斜面にはしばしば地熱地帯や川が分布している.

これらの関連性を説明するため Aizawa *et al.* (2009a) は熱水流動シミュレーションと, その結果を用いた比抵抗, 自然電位の計算を行い, 火山浅部地下水流動の概念モデルを提示した (Fig. 4). 1~10 ($\Omega\cdot\text{m}$) の顕著な低比抵抗には熱水変質した粘土鉱物 (スメクタイト) が大きく寄与していると考え, 特にその「上部」は変質が進み低浸透率な Sealing zone であるとしている. 天水を主成分とする比較的冷たい地下水は Sealing zone の上を, マグマ水の寄与が大きく温められた地下水は Sealing zone の下をそれぞれ流動しており, 亀裂が入るなどして Sealing が弱くなっている場所で噴気帯や温泉が形成される. タ

イプAとタイプBの斜面の違いは熱水変質による Sealing zone が水平方向に発達しているか否かによって説明された. また, スメクタイトが温度200°C以上で存在できないことから (Hyndman *et al.*, 1997; Lee *et al.*, 2010), 低比抵抗領域の下面が温度200°Cの等温面を表していると解釈した.

地熱開発においては粘土鉱物による Sealing は Cap rock と呼ばれ, 低比抵抗 (1~10 $\Omega\cdot\text{m}$), 低浸透率であることが掘削により確かめられている. その厚さは数100 mほどと薄く, その下部の, やや高比抵抗な領域 (10~数10 $\Omega\cdot\text{m}$) で温度200°C以上の熱水流動が卓越していることが多い (内田・村上, 1989; Pellerin, 2002). しかしながら活火山の場合, 顕著な低比抵抗領域 (1~10 $\Omega\cdot\text{m}$) 全てが Sealing zone とすると, Fig. 3に見られる地表の地熱地帯と比抵抗構造の関係を説明できず, 活火山では低比抵抗の部分にも熱水が存在することが示唆される. Fig. 4のように低比抵抗の下限を温度200°Cと解釈すると, 活火山では1 km以深でない200°Cに達しないことになる. 活火山浅部が200°C以下と比較的低温であることは, これまでのボーリング結果とも矛盾せず (Zablocki *et al.*, 1974; Fitterman *et al.*, 1988; Sakuma *et al.*, 2008; Hurwitz *et al.*, 2010), 活火山では200°Cを超えるような高温部分は存在するにしても火道周辺の狭い領域に限られる. この理由は浸透した地下水が効果的に山体を冷

Table 1. Relationship between SP profile, resistivity structure and surface features.

Type of flanks	SP profile	Resistivity structure	Geothermal zone	River	Interpretation (Aizawa et al., 2009a)
Type A	Flat	Shallow extensive conductive zone	Many	Many	Extensive sealing zone
Type B	Negative anomaly	Conductive zone exist on volcano side of SP minimum	Only around summit crater	Few	Sealing zone does not extensively develop

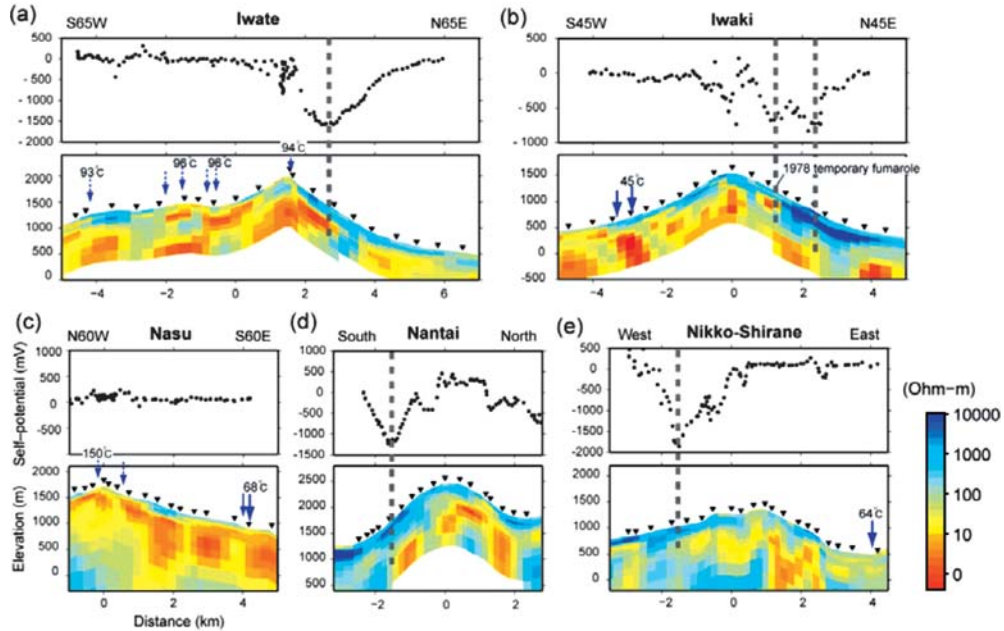


Fig. 3. Resistivity models and corresponding SP profiles for the Iwate, Iwaki, Nasu, Nantai, and Nikko-Shirane volcanoes, respectively (Aizawa *et al.*, 2009a). Inverted triangles indicate MT measurement sites. The horizontal axes are set as the projected distances along the MT survey lines. Surface geothermal activity is shown by blue arrows (solid: hot spring, dashed: fumarole). Pronounced SP minima on the flanks of Type B (Fig. 4) are marked by dashed vertical lines.

やしているためであろう。特に Sealing zone が発達していないタイプ B の斜面では山体を冷やす効果が顕著であると考えられる。

4. 電磁気的不均質構造と山体崩壊

Aizawa *et al.* (2009a) ではタイプ A やタイプ B といった斜面の不均質が過去の山体崩壊に関わっている可能性を指摘している。具体的にはタイプ B の特徴が顕著な場合、山体崩壊によって形成された馬蹄形カルデラを新たに新鮮な溶岩流やスコリア（高比抵抗，高浸透率）が埋め立てた構造であると解釈している。実際，Fig. 3 で顕

著な負の電位異常が観測されている岩手山北東斜面，岩木山北東斜面では，過去に山体崩壊が発生しており（伊藤・土井，2005；橋本他，1979），さらに富士山東斜面の負の電位異常域（Fig. 2）は 2900 年前の山体崩壊推定発生位置に一致している（宮地，1988）。一方，タイプ A では熱水変質が進行しているが，こうした斜面では山体崩壊のリスクが高まり（Lopez and Williams, 1993；Finn *et al.*, 2001），いずれは崩壊し馬蹄形カルデラを形成するかもしれない。山体崩壊後，新しい噴出物がカルデラを埋め立てれば，タイプ A の斜面もタイプ B の斜面に変容し得る。成層火山が山体崩壊と埋め立てを繰り返して成長

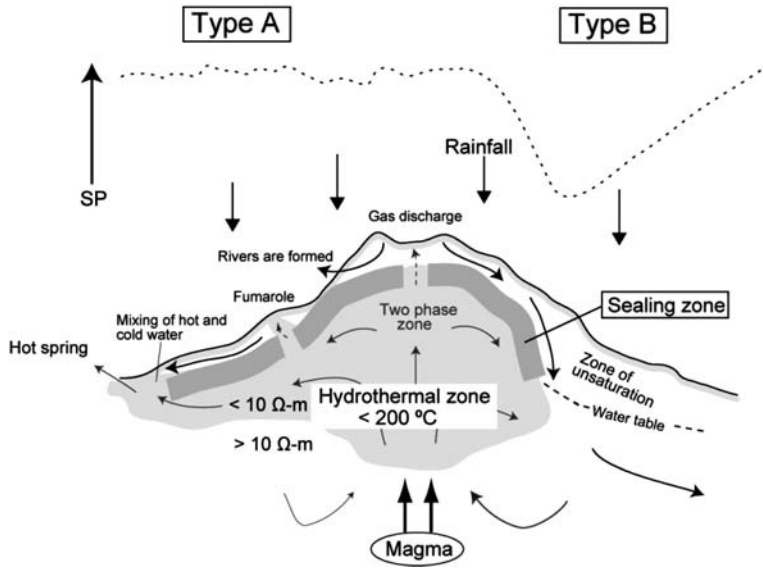


Fig. 4. Schematic model of a groundwater flow within a volcanic edifice. Solid and dashed arrows represent the flow directions of liquid and vapor, respectively. The top of the hydrothermal system is sealed by a low permeability and electrically conductive clay-rich layer, which is shown as thick gray line in the figure. Conductive clay minerals (smectite) exist in the gray zone, whose bottom corresponds to the 200°C isotherm. The hydrothermal zone below 200°C within the volcanic edifice is largely constrained to the volcano side of the SP minimum. The hydrothermal zone is extensive beneath the flat part of the SP profile. The two-phase zone may occur around the active conduit, but is not needed to explain the observations. Note that the deep hydrothermal system, which may exist beneath the volcanic basement, is not determined by Aizawa *et al.* 2009a.

していく過程で、電磁気観測はその一時代のスナップショットを捕らえていると考えられる。

5. 電磁氣的不均質構造と火山活動

Fig. 4 に示す斜面タイプに関わらず、地下水に深部マグマから上昇してきた揮発性物質の混入が見られる場合がある。富士山 (Fig. 2)、岩手山 (Fig. 3a) では、顕著な温度異常がない領域でも $^3\text{He}/^4\text{He}$ 同位体比異常が観測され、深部マグマと浅部地下水が揮発性物質の通路で結ばれていることが示唆されている (大和田他, 2006; 相澤他, 2010)。マグマからの揮発性物質放出量が変動すれば比抵抗変動が観測される可能性がある。Aizawa *et al.* (2010) は桜島火山において1年間にわたり MT 連続観測を行い、電場-磁場周波数応答の時間変化を捉え、マグマから脱ガスした揮発性物質が、数 100~1000 (m/day) の速度で移動し、浅部地下水に混入したため比抵抗変動が生じたと解釈した。推定された移動速度は通常の浸透率構造で説明するのは困難で、桜島火山においては Fracture が揮発性物質の通路であると推測した。

比抵抗構造は火山性流体の移動様式を明らかにする上で鍵となり得るかもしれない。Aizawa *et al.* (2009b) は、岩手山でこれまで得られた MT データをコンパイルし、深さ 4 km までの詳細な 2 次元比抵抗構造を求め、火山性流体が地下水に乏しい冷え固まった過去のマグマ貫入域を避けて上昇していることを示唆した (Fig. 5)。同様のモデルは浅間山でも推定されている (Aizawa *et al.*, 2008a)。1998~99 年に岩手山で上昇してきた火山性流体 (マグマか熱水かは必ずしも明らかになっていない) は地表まで到達せず噴火を起こさなかったが、低比抵抗体上部の Sealing zone が火山性流体の上昇をくいとめたためなのかもしれない。

6. 今後の展望

Aizawa *et al.* (2009a) は、活火山浅部 (地表~深さ約 1 km) において粘土鉱物による Sealing zone が形成されることを示唆した。一方、Fournier (1999) は 80 年代初頭からの一連のシリカの水に対する溶解度実験の結果に基づき、マグマ貫入域の上部、温度 400°C 付近の Brittle-

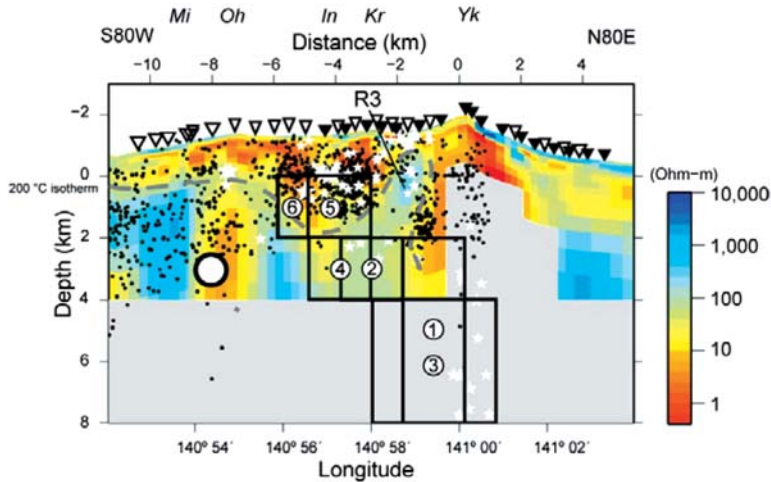


Fig. 5. Resistivity structure of Iwate volcano combined with seismicity and geodetic model (Aizawa *et al.*, 2009b). Black circles and white stars represent volcano-tectonic and low-frequency earthquakes, respectively. Open rectangles show the temporal evolution of the location of dike-shaped pressure source (Sato and Hamaguchi, 2006). The numbers (①~⑥) shown at the center of each rectangle (dike) represent the order of the estimated periods.

Ductile transition zone では、塩水やガスからシリカが析出し Sealing zone が形成されると考えた (Fig. 6). 粘土鉱物による Sealing は 200°C 以下、シリカ Sealing は 400°C 付近と両者の温度は異なるため、形成される深さはそれぞれ異なる。したがって、火山地下には、浅部とやや深部で 2 つの Sealing zone の存在が示唆される。

Fournier (1999) はマグマ貫入やそれに伴うひずみ速度増加があると、一時的にシリカシールに亀裂が入り、内部に蓄えられていた塩水やガスが上昇し、水圧破砕を引き起こすことを示唆した。この考えは火山浅部の群発地震発生や熱水系の変化を説明する有力な仮説の一つである (Ohba *et al.*, 2008)。ここで、より浅部にある粘土鉱物 Sealing は、塩水やガスの上昇を阻みそれを蓄積するよう作用するため、山体内では地下水の圧力がさらに高まるのが予想される。Reid (2004) や Hurwitz *et al.* (2007) は均質な浸透率構造の仮定の下で火山性流体上昇時の地下水圧変動を計算し、山体崩壊の可能性や地下水圧上昇が地殻変動を引き起こす可能性を論じた。今後、電磁気観測等からより現実的な浸透率構造と地下水流動モデルを構築し、それに基づいて山体内の圧力の時間変化をシミュレーションし検討することで火山活動の解釈に役立つことが出来るだろう。

粘土鉱物 Sealing やシリカ Sealing は、火山や地熱地帯だけでなく、内陸地震の発生にも重要な役割を果たしている可能性がある。Becken *et al.* (2008) は San-Andreas

断層ボーリングサイト付近で稠密 MT 探査を行い、断層浅部 (~5 km) に 1~10 (Ω -m) の顕著な低比抵抗体を見出した。さらにボーリング坑内で観測された $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比鉛直分布と比抵抗構造を比較し、断層低比抵抗体中を流体が上昇していること、流体は低比抵抗体「上部」で低浸透率な領域に阻まれ側方に移動することを示唆した。Aizawa *et al.* (2009a) と同様に低浸透率の原因は粘土鉱物であると推測している。

Fournier (1999) によって示唆された温度 400°C、Brittle-Ductile transition zone 付近のシリカ Sealing は、内陸地震発生帯の深部に存在しているかもしれない。これまで数多く行われてきた MT 調査により、内陸地震発生帯の中-下部地殻には、低比抵抗体がスポット状に存在し、その上部で地震が発生するというイメージが形成されつつある (Ogawa *et al.*, 2001; Wannamaker *et al.*, 2009)。低比抵抗体がメルトであるという積極的な証拠は報告されておらず、ほとんどの場合、低比抵抗体は深部から上昇してきた「水」の溜まりと解釈される。ここで、水は密度が軽いため、メルトのように周辺と密度のつり合いによって停留することができない (Etheridge *et al.*, 1983; Jones, 1987)。もしスポット状の低比抵抗体が「水」の溜まりを表しているならば、シリカ Sealing によって水がため込まれている可能性がある。内陸地震発生には水が大きく関わっていることが示唆されており (Sibson, 1992; 笠原他, 2003)、内陸地震発生帯でもシールに一時

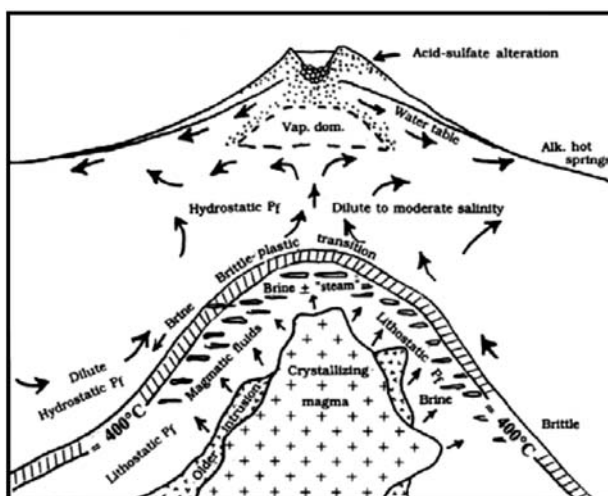


Fig. 6. Schematic model of groundwater flow (Fournier, 1999). Self sealing by silica precipitation occur at about 370 to 400°C, which correspond to the brittle-ductile transition zone. Note that the sealing zone by clay minerals (Aizawa *et al.*, 2009) occur at shallower level.

的に亀裂が生じれば、水が上昇し地震を発生させると考えられる。著者は今後、活火山、内陸地震発生帯とも2つの **Sealing zone** とそれに規定される地下水流動をターゲットに探査を行うことが重要と考える。この際、自然電位は深い場所に存在が示唆されるシリカシール周辺の地下水流動に感度がほとんど無いと考えられ、新たに同位体比や化学分析の情報を比抵抗構造と組み合わせることが有効と思える。火山では内陸地震発生帯に比べ、群発地震が頻繁に起こり、稠密多項目観測網が整備されているという、研究に有利な条件が揃っている。今後、火山地下水研究から得られた知見を内陸地震発生帯に応用していくことができるかもしれない。

謝 辞

本稿は平成21年度日本火山学会研究奨励賞の受賞を機に執筆の機会を頂いたものであります。研究を継続していく際に、数えきれないほど多くの方々のお世話になりました。その中で特に大志万直人教授、小川康雄教授、上嶋誠准教授の3方は、著者に自由な研究の場を与えて下り、さらに研究活動を強力に支援して頂きました。記して感謝いたします。投稿前の原稿は、上嶋誠博士に目を通して頂きました。また、2名の編集委員（渡辺了博士、橋本武志博士）からのコメントは、本稿の改善に役立ちました。受賞対象研究の遂行において科学研究費補助金（特別研究員奨励費）の援助を頂きました。記して感謝いたします。

参考文献

- Aizawa, K. (2004) A large self-potential anomaly and its changes on the quiet Mt. Fuji, Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, doi: L0561210.1029/2004gl019462.
- Aizawa, K., *et al.* (2005) Hydrothermal system beneath Mt. Fuji volcano inferred from magnetotellurics and electric self-potential. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **235**, 343–355, doi: 10.1016/j.epsl.2005.03.023.
- Aizawa, K. (2008) Classification of self-potential anomalies on volcanoes and possible interpretations for their subsurface structure. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **175**, 253–268, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2008.03.011.
- Aizawa, K., Ogawa, Y., Hashimoto, T., Koyama, T., Kanda, W., Yamaya, Y., Mishina, M. and Kagiya, T. (2008a) Shallow resistivity structure of Asama Volcano and its implications for magma ascent process in the 2004 eruption. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **173**, 165–177, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2008.01.016.
- Aizawa, K., Uyeshima, M. and Nogami, K. (2008b) Zeta potential estimation of volcanic rocks on 11 island arc-type volcanoes in Japan: Implication for the generation of local self-potential anomalies. *J. Geophys. Res.*, **113**, doi: B0220110.1029/2007jb005058.
- Aizawa, K., Ogawa, Y. and Ishido, T. (2009a) Groundwater flow and hydrothermal systems within volcanic edifices: Delineation by electric self-potential and magnetotellurics. *J. Geophys. Res.*, **114**, doi: B0120810.1029/2008jb005910.
- Aizawa, K., Ogawa, Y., Mishina, M., Takahashi, K., Nagaoka, S., Takagi, N., Sakanaka, S. and Miura, T. (2009b) Structural controls on the 1998 volcanic unrest

- at Iwate volcano: Relationship between a shallow, electrically resistive body and the possible ascent route of magmatic fluid. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **187**, 131–139, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2009.08.009.
- Aizawa, K., Kanda, W., Ogawa, Y., Iguchi, M., Yokoo, A., Yakiwara, H. and Sugano, T. (2010) Temporal Changes in Electrical Resistivity at Sakurajima Volcano from Continuous Magnetotelluric Observations. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2010.11.003. (in press).
- Becken, M., Ritter, O., Park, S.K., Bedrosian, P.A., Weckmann, U. and Weber, M. (2008) A deep crustal fluid channel into the San Andreas Fault System near Parkfield, California. *Geophys. J. Int.*, **173**, 718–732, doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03754.x.
- Etheridge, M.A., Wall, V.J. and Vernon, R.H. (1983) The role of the fluid phase during regional metamorphism and deformation. *Journal of Metamorphic Geology*, **1**, 205–226.
- Finn, C.A., Sisson, T.W. and Deszcz-Pan, M. (2001) Aerogeophysical measurements of collapse-prone hydrothermally altered zones at Mount Rainier volcano. *Nature*, **409**, 600–603.
- Fitterman, D.V., Stanley, W.D. and Bisdorf, R.J. (1988) Electrical structure of Newberry volcano, Oregon. *J. Geophys. Res.*, **93**, 10119–10134.
- Fournier, R.O. (1999) Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment. *Economic Geology*, **94**, 1193–1211.
- Gaillard, F. and Marziano, G.I. (2005) Electrical conductivity of magma in the course of crystallization controlled by their residual liquid composition. *J. Geophys. Res.*, **110**, doi: 10.1029/2004jb003282.
- Hase, H., Ishido, T., Takakura, S., Hashimoto, T., Sato, K. and Tanaka, Y. (2003) Zeta potential measurement of volcanic rocks from Aso caldera. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 2210, doi: 10.1029/2003GL018694.
- Hurwitz, S., Christiansen, L.B. and Hsieh, P.A. (2007) Hydrothermal fluid flow and deformation in large calderas: Inferences from numerical simulations. *J. Geophys. Res.*, **112**, doi: B02206.10.1029/2006jb004689.
- Hurwitz, S., Farrar, C.D. and Williams, C.F., (2010) The thermal regime in the resurgent dome of Long Valley Caldera, California: Inferences from precision temperature logs in deep wells, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2010.08.023. (in press).
- Hyndman, R.D., Yamano, M. and Oleskevich, D.A. (1997) The seismogenic zone of subduction thrust faults. *Isl. Arc.*, **6**, 244–260.
- Ishido, T. and Mizutani, H. (1981) Experimental and theoretical basis of electrokinetic phenomena in rock-water systems and its applications to geophysics. *J. Geophys. Res.*, **86**, 1763–1775.
- Ishido, T. (2004) Electrokinetic mechanism for the “W”-shaped self-potential profile on volcanoes. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, doi: L15616.10.1029/2004gl020409.
- Jones, A.G. (1987) MT and reflection - an essential combination. *Geophys. J. Int.*, **89**, 7–17.
- Kagiwara, T., Utada, H. and Yamamoto, T. (1999) Magma ascent beneath Unzen Volcano, SW Japan, deduced from the electrical resistivity structure. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **89**, 35–42.
- Lee, J.O., Kang, I.M. and Cho, W.J. (2010) Smectite alteration and its influence on the barrier properties of smectite clay for a repository. *Applied Clay Science*, **47**, 99–104, doi: 10.1016/j.clay.2008.10.007.
- Lopez, D.L. and Williams, S.N. (1993) Catastrophic volcanic collapse - relation to hydrothermal processes. *Science*, **260**, 1794–1796.
- Michel, S. and Zlotnicki, J. (1998) Self-potential and magnetic surveying of La Fournaise volcano (Reunion Island): Correlations with faulting, fluid circulation, and eruption. *J. Geophys. Res.*, **103**, 17845–17857.
- Morgan, F.D., Williams, E.R. and Madden, T.R. (1989) Streaming potential properties of Westerly granite with applications. *J. Geophys. Res.*, **94**, 12449–12461.
- Ogawa, Y. and Uchida, T. (1996) A two-dimensional magnetotelluric inversion assuming Gaussian static shift. *Geophys. J. Int.*, **126**, 69–76.
- Ogawa, Y., et al. (2001) Magnetotelluric imaging of fluids in intraplate earthquake zones, NE Japan back arc. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3741–3744.
- Ohba, T., Hirabayashi, J. and Nogami, K. (2008) Temporal changes in the chemistry of lake water within Yugama Crater, Kusatsu-Shirane Volcano, Japan: Implications for the evolution of the magmatic hydrothermal system. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **178**, 131–144, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2008.06.015.
- Pellerin, L. (2002) Applications of electrical and electromagnetic methods for environmental and geotechnical investigations. *Surveys in Geophysics*, **23**, 101–132.
- Reid, M.E. (2004) Massive collapse of volcano edifices triggered by hydrothermal pressurization. *Geology*, **32**, 373–376, doi: 10.1130/g02300.1.
- Revil, A., Pezard, P.A. and Glover, P.W.J. (1999) Streaming potential in porous media 1. Theory of the zeta potential, *J. Geophys. Res.*, **104**, 20021–20031.
- Revil, A., et al. (2008) Inner structure of La Fossa di Vulcano (Vulcano Island, southern Tyrrhenian Sea, Italy) revealed by high-resolution electric resistivity tomography coupled with self-potential, temperature, and CO₂ diffuse degassing measurements. *J. Geophys. Res.*, **113**, doi: B07207.10.1029/2007jb005394.
- Sakuma, S., Kagiwara, T., Nakada, S., Uto, K. and Shimizu, H. (2008) Drilling and logging results of USDP-4 - Penetration into the volcanic conduit of Unzen Volcano, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **175**, 1–12, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2008.03.039.
- Sasaki, Y. (2004) Three-dimensional inversion of static-shifted magnetotelluric data. *Earth Planets Space*, **56**, 239–248.
- Sato, M. and Hamaguchi, H. (2006) Weak long-lived ground deformation related to Iwate volcanism revealed

- by Bayesian decomposition of strain, tilt and positioning data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **155**, 244–262, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2006.03.031.
- Sibson, R.H. (1992) Implications of fault-valve behavior for rupture nucleation and recurrence. *Tectonophysics*, **211**, 283–293.
- Sill, W.R. (1983) Self-potential modeling from primary flows. *Geophysics*, **48**, 76–86.
- Tosha, T., Matsushima, N. and Ishido, T. (2003) Zeta potential measured for an intact granite sample at temperatures to 200 degrees C. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, doi: 129510.1029/2002gl016608.
- Wannamaker, P.E., Caldwell, T.G., Jiracek, G.R., Maris, V., Hill, G.J., Ogawa, Y., Bibby, H.M., Bennie, S.L. and Heise, W. (2009) Fluid and deformation regime of an advancing subduction system at Marlborough, New Zealand. *Nature*, **460**, 733–U790, doi: 10.1038/nature08204.
- Zablocki, C.J., Tilling, R.I., Peterson, D.W. and Christiansen, R.L. (1974) A deep research drill hole at the summit of an active volcano, Kilauea, Hawaii., *Geophys. Res. Lett.*, **1**, 323–326.
- 相澤広記, 神田 径, 小川康雄, 石戸経士, 長谷英彰, 比抵抗構造調査から推測される火山地下の側方脱ガス, 日本地球惑星科学連合 2010 年大会, 幕張, 2010. 5
- 伊藤順一, 土井宣夫 (2005) 岩手火山地質図 火山地質図, 産総研地質調査総合センター.
- 上嶋 誠 (2009) MT 法による電気伝導度構造の現状, 地震, **61**, S225–S238.
- 内田利弘, 村上 裕 (1989) 地熱レーザーバと比抵抗構造, 物理探査, **42**, 438–468.
- 大和田道子, 風早康平, 伊藤順一, 高橋正明, 森川徳敏, 高橋 浩, 稲村明彦, 仲間純子, 半田宙子, 安原正也, 塚本 斉, 岩手山周辺地域における地下水流動系へのマグマ性揮発性物質の散逸, 日本火山学会秋季講演予稿集, 2006.
- 地震発生と水 地球と水のダイナミクス, 東京大学出版会
- 笠原順三・鳥海光弘・河村雄行 編, 2003, 412 頁.
- ゼータ電位—微粒子界面の物理化学, サイエンティスト社, 北原文雄・古澤邦夫・尾崎正孝・大島広行 著, 1995, 183 頁.
- 高倉伸一 (2006) 粘土鉱物を含む試料の比抵抗と物理・化学・力学的特性との関係, 物理探査, **53**, 415–426.
- 橋本尚幸, 磯山 功, 窪木時雨郎, 奥海 靖, 大沢 穰 (1979) 岩木火山の北半分の地形学的考察, 地調月報, **30**, 369–377.
- 宮地直道 (1988) 新富士火山の活動史, 地質学雑誌, **94**, 433–452.