ゼータ電位を考慮した開聞岳の自然電位解釈

長谷英彰*・石戸経士**・神田 径*³・森 真陽*^{3, *4}

要 旨

開聞岳において自然電位測定を行った結果、山麓成層火山領域では約 -3mV/m の明瞭な地形効果を表す自然電位プロファイルが得られた。一方、標高 400m から上部の中央火口丘領域では、地形効果が明瞭でない上、中央火口丘領域内に局在している 885 年溶岩との境界付近において、いくつかの局所的な自然電位異常が明らかとなった。これらの自然電位プロファイルの原因を解明するため、電位プロファイルに沿った VLF-MT 観測と採取した岩石のゼータ電位測定を行った。得られた見かけ比抵抗は $100\sim 600\ \Omega\text{m}$ の値を示し、際立った低比抵抗や高比抵抗を示す場所はみあたらなかった。岩石ゼータ電位はすべてのサンプルが負の値を示したが、地層ユニット毎に値が異なっており、山麓成層火山(約 -10mV)、中央火口丘(約 -1mV)、885 年溶岩(約 -20mV)の 3 つに分類できることが明らかとなった。開聞岳では、地層ユニット毎のゼータ電位の違いが自然電位に影響を及ぼしている可能性があるため、地下水流動とゼータ電位測定の結果を用いた自然電位の数値シミュレーションを行った。最初に山麓成層火山と中央火口丘の関係について軸対称モデルの計算を行った結果、ゼータ電位がゼロに近い中央火口丘では、発生する流動電位が小さいため、地形効果も極めて小さくなることが示された。次に中央火口丘と 885 年溶岩の関係について定性的なモデルを用いて計算を行った結果、885 年溶岩の下方周辺では、正の自然電位異常を形成することが示された。以上の結果から、開聞岳の自然電位は、地質ユニット毎に異なるゼータ電位を反映して、(a)標高 400m 以下の山麓成層火山では約 -3mV/m の地形効果、(b)標高 400m を越える中央火口丘ではフラットに近い小さな地形効果、(c)885 年溶岩と中央火口丘の境界付近では局所的な電位異常、から成る分布を形成していることが示唆された。

キーワード：自然電位・ゼータ電位・流動電位・開聞岳・VLF-MT・数値シミュレーション

1. はじめに

これまで多くの活動的火山や地熱地域で自然電位調査が行われ、数百 mV を越える自然電位異常が観測されている。自然電位の主要な発生メカニズムとしては、酸化還元電位(例えば, Sato and Mooney, 1960), 熱電気効果電位(例えば, Corwin and Hoover, 1979), 流動電位(例えば, Ishido and Mizutani, 1981)等がある。その中で、数百 mV を越える電位異常の発生に最も寄与していると考えられているのが流動電位である。流動電位とは、固液界面に発生する電気二重層において液体側の移動可

能な電荷が液体とともに移動することにより発生する電位のことであり、多孔質媒体である岩石中を地下水が流動する場合にも発生する。地下水流動に伴い発生する流動電位は、通常は正の電荷が運ばれるため、火山地形に沿うような地下水流動が存在する場合、一般的に火山の麓付近では正、山頂付近では負の自然電位プロファイルが期待される(例えば, Zlotonicki et al., 1998)。そのため、火山の山頂付近で正の自然電位異常が観測された場合、しばしば地下に熱水上昇流が存在していると解釈される。このように、自然電位観測は地下水の流れを推定するひとつの手法として用いられており、特に熱水系の

2008年1月28日原稿受付; 2008年7月25日受理

* 北海道大学大学院理学研究院附属地震火山研究観測センター

〒060-0810 北海道札幌市北区北 10 条西 8 丁目

** 産業技術総合研究所地圏資源環境研究部門

〒305-8567 茨城県つくば市東 1-1-1 中央第 7

*3 京都大学防災研究所火山活動研究センター

〒890-1419 鹿児島県鹿児島市桜島横山町 1722-19

*4 現:アクサフィナンシャル生命保険株式会社博多支社

〒810-0001 福岡県福岡市中央区天神 1-1-1 アクロス福岡 7F

第 117 回(平成 19 年度秋季)学術講演会にて一部を発表

駆動源となっている浅部熱源の推定や火山活動度を評価する上でも有効な手段のひとつとなっている。

近年では、数値シミュレーションによる定量的な自然電位解釈が行なわれるようになり、具体的な地下の流体流動の位置や方向、流量の推定が行われるようになってきている(例えば, Yasukawa et al., 1993; Ishido and Pritchett, 1999)。また、流動電位の決定要素のひとつであるゼータ電位は、岩石組成の違いによりその符号も含めて値が変化に富んでいることが、最近の岩石実験により明らかとなってきた(Hase et al., 2003)。ゼータ電位測定の結果は、地下水流動の方向や流量が同じであっても、地下水流動域を構成している岩石種等の違いにより、発生する流動電位が異なることを示唆している。従って、複数の地層ユニットで構成されているような火山では、重力ポテンシャルに伴う単純な地下水流動しか存在していなくても、特徴的な自然電位異常が形成される可能性がある。

開聞岳は、九州南部の薩摩半島の最南端に位置している火山である。火山活動は約 4000 年前に始まり、西暦 885 年の最後の噴火までに少なくとも 12 回の主要な噴火があったとされる(藤野・小林, 1997)。現在は、噴気活動などの地熱兆候はみられず、火山活動は休止している。火山体は円錐形に近い形を呈しており、標高は 922m、基底部分の直径は約 4.5km である。噴出物の大半はスコリアで山頂部の中央火口丘と下部の成層火山からなる二重式火山である。885 年の噴火で流出した最も新しい

885 年溶岩は、山頂中央付近から北西、北東、南方向等に分布しており、この時期発生したと思われる火砕流堆積物が南西方向に分布している(川辺・阪口, 2005; Fig. 1)。本研究では、地質ユニットのゼータ電位の違いが自然電位にどのような影響を与えているかを調べるため、火山活動がなく、熱水活動による自然電位効果が期待されない開聞岳において自然電位調査を行った。そして地質ユニットと流動電位や自然電位の関係を明らかにするために、VLF-MT 法による比抵抗測定および採取岩石のゼータ電位測定を行い、その結果を基にした自然電位の数値シミュレーションから開聞岳の自然電位解釈について議論を行う。

2. 開聞岳の自然電位・VLF-MT 観測

自然電位測定は 2000 年 5 月及び 12 月に行った。自然電位の基準点は開聞岳の北西海岸の海水面とし、5 月は登山道路沿いに山頂まで、12 月は途中の標高 140m 付近の登山口から山頂まで、同一の測線で電位測定を行った(Fig. 1)。測定間隔は何れも 50m で、電極は非分極性電極である銅-硫酸銅を用いた。自然電位の測定結果を Fig. 1 ならびに Fig. 2 に示す。5 月と 12 月に測定した自然電位は、標高 600m 以上の領域で両者の間にやや違いがみられるものの、測定時期の違いによる大きな変化は認められなかった。観測された自然電位プロファイルの特徴をみると、標高 0m から 400m までは、標高が上がる

Fig. 1. Location map of Kaimondake volcano (inset) and a topographic map around the volcano with simplified geological features. Dark gray, light gray, and stippling areas show the 885 lava, the central cone, and pyroclastic flow deposit of the volcano after Fujino and Kobayashi (1997). Dots show the measurement points of self-potential and thick contours show the observed self-potential in May 2000.

Fig. 2. Self-potential profiles versus elevation of the measurement point along the survey line shown in Fig. 1. Circles and triangles indicate the observed self-potential on May 9-10 and December 19, 2000, respectively. SA1 to SA4 indicate the observed local self-potential anomalies. C_f and C_t indicate the coefficients of the topographic effect for the foot and top areas of the volcano. Stratovolcano area shown in Fig.1 is hatched in the background of the plot.

Fig. 3. Results of VLF-MT measurement along the same survey line of the self-potential. Circles and triangles indicate apparent resistivities and phase, respectively.

に従って約-3mV/mの割合で電位が下がる傾向を示している。このような標高に対して自然電位が負の線形相関を示すプロファイルは、地形効果と呼ばれている。地形効果は、重力による地形に沿った下向きの地下水流動に伴う流動電位によって形成され则认为られており (Ishido, 1989), 多くの火山では、火山活動中心から離れた均質あるいは成層構造が卓越している地域で観測されている (例えば、霧島(-1.4mV/m), Hashimoto et al., 1994; 伊豆大島(-1.0mV/m), Ishido et al., 1997; 阿蘇山

(-1.0mV/m), Hase et al., 2005)。

一方、標高が400m以上の領域では自然電位の地形効果が明瞭でなくなり、電位の上昇と下降を繰り返すプロファイルを示す。標高450mの電位を基準とすると、標高500m, 600m, 700m, 800m付近ではそれぞれおよそ+200mV(SA1), +250mV(SA2), -150mV(SA3), +350mV(SA4)の局所的な電位異常となっている (Fig.2)。自然電位の主要因である流動電位は、一般的な地殻の岩石—地下水系の場合(ゼータ電位が負)、流れの方向に正の電荷が運ばれるため、流れの上流側で負、下流側で正の電位分布を示す。従って、火山の山頂付近で正の自然電位異常を観測した場合、地下に熱水上昇流が存在すると解釈されることが多い (例えば、Zablocki, 1976; Sasai et al., 1997; Michel and Zlotnicki, 1998; Hase et al., 2005)。

ところがHase et al. (2003)では、阿蘇山山頂部において正のゼータ電位を示す岩石が多数存在することが明らかとなり、これら正のゼータ電位を示す岩石が卓越する領域では発生する流動電位が上流側で正となるため、地形効果によっても山頂付近での正の自然電位異常を説明できることが示唆された。また、Ishido(2004)が行った自然電位の数値シミュレーションは、火山体内部から地表付近まで繋がる低比抵抗体の存在を仮定すれば、標高の高い領域において正の自然電位異常を形成できることを示した。これらの最近の研究結果は、単に正の自然電位異常が観測されただけで地下に上昇流が存在している

と解釈することは危険であり、岩石ゼータ電位や比抵抗の情報を加味した上で自然電位データを解釈することが必要であることを示唆する。

そこで本研究では、VLF-MT 法による比抵抗探査を自然電位測線に沿って行った。測定は 2000 年 9 月に登山道路沿いに約 100m 間隔で行った。測定機材は VL-101(テラテクニカ製)で、宮崎県えびの市の VLF 局からの送信波(22.2kHz)をソースとして用いた。測定結果を Fig. 3 に示す。得られた見かけ比抵抗値は、測定範囲全域でおよそ 100~600 Ωm の値を示しており、今回の測定範囲内では極端な低比抵抗や高比抵抗な場所はみられなかった。位相は標高 300m 以下の領域において 45 度程度であり変化はないが、それ以上の標高の領域では次第に位相が大きくなり、標高 600m より上では 60 度以上の値を示している(Fig. 3)。自然電位のプロファイルと比較すると、地形効果がみられる標高 400m 以下ではおよそ 200~400 Ωm の範囲で値の変化が比較的小さく、位相も 45 度付近を示している。一方、標高 400m を越える領域では、低電位と高比抵抗、高電位と低比抵抗が良く対応しており、位相は 38~70 度と大きく変化している。見かけ比抵抗分布と地質分布の位置関係を対比すると、山麓の成層火山領域では、比抵抗値の変化が小さく位相が 45 度付近であるため、山体の比較的深部まで成層構造が卓越していると推察される。標高が 400m を越える領域では中央火口丘に 885 年溶岩が 3 次的に分布しているが、この 885 年溶岩の領域が局所的な自然電位や比抵抗の変化が大きい領域と対応しており、中央火口丘と 885 年溶岩の地層ユニット間では比抵抗値に差があることが推察される。またこの領域では標高が高くなるに従って、大きな位相が観測されている。3 次的地形変化の大きい山頂部のような場所で MT 法による比抵抗探査を行った場合、標高が高くなるに従って地形の影響を大きく受けるようになり、大きな位相が観測されることが指摘されている(Nam et al., 2007)。そのため、開聞岳の地形を考えると、山頂付近の円錐地形の影響により位相が大きく変化している可能性がある。またこのような場合、山体が均質であれば標高が高くなるに従い、見かけ比抵抗値は実際の値よりも数十パーセント小さくなることも推定されている(Nam et al., 2007)。開聞岳の見かけ比抵抗値は、全体的に標高に対して変化が小さいことから、山頂付近に比抵抗値の大きな地層ユニットが存在していると解釈することができる。以上のことから、885 年溶岩は他の地層ユニットに対して比抵抗値が大きく、観測された見かけ比抵抗値よりも実際の比

抵抗値は大きいことが推察される。

3. 岩石ゼータ電位測定

地質ユニットの違いが自然電位に影響を与える原因として、浸透率やゼータ電位の違いが流動電位カップリング係数を変化させることが挙げられる(例えば, Ishido and Mizutani, 1981; Morgan, 1989; Revil et al., 1999; Hase et al., 2003)。特にゼータ電位は、岩石種の違いにより符号が変わることが知られており(Hase et al., 2003)、自然電位を解釈する際に重要な要素である。

開聞岳の自然電位分布が地質ユニットと相関が良く、地質ユニット毎にゼータ電位が異なっている可能性があるため、本研究では岩石ゼータ電位測定を行った。岩石サンプルは、登山道路沿いに 11 ヶ所から採取した(Fig. 4)。ゼータ電位の測定方法はこれまでにいくつか考案されている。例えば電解溶液中のコロイド粒子に電場を作用させ、コロイド粒子の移動速度を利用する電気泳動法や、試料の入った電解質溶液を流動させ、電位勾配と圧力勾配から求める流動電位法、試料の粒子を超音波で強制的に振動させ、Debye 効果によって得られる電位差を用いる超音波法などがある(例えば, 北原ほか, 1995)。本研究では、実際のフィールドで起こっている過程と調和的な流動電位法を用いて測定を行った。ゼータ電位 $\zeta(\text{V})$ は測定された電位勾配と圧力勾配から次式を用いて求めることができる。

$$C_s = \frac{\Delta V}{\Delta P} = \frac{\varepsilon \zeta}{\sigma_{\text{eff}} \mu} \quad (1)$$

Fig. 4. Location of sampling points of the rocks for zeta potential experiments.

Table 1. Zeta potentials of Kaimondake samples

Sample	Kim01	Kim02	Kim03	Kim04	Kim05	Kim06	Kim07	Kim08	Kim09	Kim10	Kim11
Zeta potential (mV)	-19.7	-18.0	-17.6	-8.4	-20.4	-18.8	-17.6	-1.3	-7.9	-10.7	-11.2

ここで、 ε : 水の誘電率(F/m), σ_{eff} : 水の有効電気伝導度(S/m), μ : 水の粘性率(Pa・s)である。 C_s は流動電位カップリング係数である。測定装置はEKA(Anton Paar社製)を使用した。サンプルは採取したものを粉碎し、直径約0.5mmの粒径にふるい分けたものを使用した。温度は30℃一定で、電解質溶液はゼータ電位測定で標準的に用いられるKCl(10^{-3} mol/l)を使用した。またゼータ電位は、溶液のpHの変化に敏感に反応して値が大きく変化することが知られている(例えば Ishido and Mizutani, 1981; Hase et al., 2003)。しかし1100年噴火していない開聞岳では、地下水のpHに影響を及ぼす火山ガスの混入がほとんどないと考えられるため、本研究ではpH調整を行わず測定したゼータ電位を開聞岳の実際のフィールド環境を反映したデータとして用いた。

測定結果は、すべてのサンプルが負のゼータ電位を示したが、-1.3~-20.4mVとサンプルによって最大で約20mVの差があることが明らかとなった(Table 1)。ゼータ電位が-15mV以下のサンプルはKim01, 02, 03, 05, 06, 07であり、火砕流堆積物に位置するKim07を除いて885年溶岩に位置している。ゼータ電位がゼロに近いKim08($\zeta = -1.3$ mV)は中央火口丘に位置している。また、ゼータ電位が-10mV前後のサンプルはKim04, 09, 10, 11であり、Kim04を除いて山麓成層火山に位置している。

4. 数値シミュレーション

開聞岳の地質分布は、大まかに分類すると3つのユニット(①885年溶岩, ②中央火口丘, ③山麓成層火山)に分けることができるが、それに対応して、測定した岩石ゼータ電位も三つのグループに分類できる(①約-20mV, ②約-1mV, ③約-10mV)。地層ユニットごとにゼータ電位が異なる場合、そのユニットで発生する流動電位のカップリング係数も異なるため、一様な地下水流動しか存在しなくても、発生する流動電位はユニット毎に異なる。そのため、地表で観測される自然電位は地層ユニットの違いの影響を受けることになり、ユニット境界付近では自然電位異常を形成することが考えられる。

複数の地層ユニットのゼータ電位がそれぞれ異なる場合、地表で観測される自然電位プロファイルにどのような影響を及ぼすかについて検証するため、本研究では数値シミュレーションを用いた検討を行なった。シミュレーションコードは、汎用貯留層シミュレータSTARならびにEKPポストプロセッサー(Ishido and Pritchett, 1999)を用いた(計算手法については、當舎ほか(2001)などを参照されたい)。

4.1 界面動電現象の方程式

流動電位などの地下の流体流動に伴う界面動電現象

をあらわす方程式は以下の式で示される(Ishido and Mizutani, 1981)。

$$I = -L_{ee} \nabla \phi - L_{ev} \nabla (P + \rho g z) \quad (2)$$

$$J = -L_{ve} \nabla \phi - L_{vv} \nabla (P + \rho g z) \quad (3)$$

ここで I : 電流密度(A/m²), J : 液体の流量密度(m/sec), ϕ : 電位(V), P : 液体圧(Pa), ρ : 流体密度(kg/m³), g : 重力加速度(m/sec²), z : 標高(m)である。また L_{ab} は現象論係数であり、式(2)の右辺第一項はオームの法則、式(3)の右辺第二項はポアラス媒質中の流体のダルシー則に相当する。式(2)の第二項と式(3)の第一項は界面動電効果を表しており、オンサガーの定理により $L_{ev} = L_{ve}$ である。式(2)の右辺第一項は伝導電流(I_{cond}), 第二項は携帯電流(I_{drag})を表しており、式(2)は

$$I = I_{cond} + I_{drag} \quad (4)$$

となる。この式に電荷の保存則が成り立つ場合、伝導電流のソースは以下のように表すことができる。

$$\nabla \cdot I_{cond} = \nabla \cdot (-L_{ee} \nabla \phi) = -\nabla \cdot I_{drag} \quad (5)$$

式(5)は電位についてのポアソン方程式であり、式を解くには I_{drag} の分布を求めなければならない。 I_{drag} を求めるためには、流体流動と電流がカップルした式(2)と(3)より流体圧分布を求めなければならないが、式(3)の右辺第一項は代表的な地質条件では無視できる(Ishido and Mizutani, 1981)。従って、式(3)で右辺第一項を無視したダルシー則を解けばよいことになる。

自然電位シミュレーションの計算手順は、第一段階では汎用貯留層シミュレータSTARを用いて流体流動を計算し、第二段階でEKPポストプロセッサーを用いて電場を計算する。STARで計算された温度、圧力、塩分濃度分布からEKPポストプロセッサーを用いてカップリング係数(L_{ev}), 携帯電流(I_{drag})および電気伝導度分布

Fig. 5. The simulation grid used for numerical simulations with STAR and EKP-postprocessor. Gray color indicates sea area.

Fig. 6. (a) Four calculation models for the self-potential simulation. R_a and R_b show the central cone and stratovolcano areas with different zeta potentials, respectively. cd shows the diameter of the latent volcanic vent within the central cone. (b) Hydraulic condition of the models. The length of the arrows shows relative magnitude of fluid mass flux. Contours show liquid-phase pressure ($\times 10^6\text{ Pa}$). Shaded areas indicate unsaturated zone.

(L_{ee})を求め、式(5)を解いて電位分布を求める。カップリング係数(L_{ev})は、キャピラリーモデルを適用すると以下のように表される。

$$L_{ev} = L_{ve} = -\eta t^{-2} \varepsilon \zeta / \mu \quad (6)$$

ここで、 η : 空隙率、 t : トーチュオシティ(迂回率)である。

4.2 計算 I (中央火口丘と山麓成層火山)

4.2.1 パラメータ設定

開聞岳は、大局的に上部の中央火口丘(R_a)と下部の山麓成層火山(R_b)に分けられる。各地質ユニットのゼータ電位は、岩石ゼータ電位の測定結果から中央火口丘が約 -1mV 、山麓成層火山が約 -10mV であることが明らかとなっている(Table 1)。本研究では、まずこの2つの異なる地質ユニットが自然電位プロファイルに与える影響をシミュレーションした。

計算モデルは軸対称二次元で、STAR ならびに EKP ポストプロセッサどちらもグリット数は 50×28 、グリット間隔は山体中心部から水平距離 2km までは 50m とし、それより外側では順次間隔が広がるように設定して、計算領域は $5000\text{m} \times 5000\text{m}$ とした(Fig.5)。これまで、開聞岳の中央火口丘の形成過程や構造について議論されてきたが(中村, 1967; 中村, 1971; 藤野・小林, 1997; 川辺・阪口, 2005)、山体内部の具体的な形状は明らかとなっていない。そこで本研究では、潜在部分の容積が異なる4つの中央火口丘モデル(A~D, Fig. 6)を用意した。側面・底面の境界条件は、流体圧力が一定ならびに境界方向に直交する電流がゼロの条件とした。開聞岳は、周りの半分以上を海に囲まれているため、モデルに海水の影響も考慮して計算を行なった。海水は 3.5% の塩分濃度であるとし、 NaCl を 0.6 (mol/l) 含む流体とした。浸透率については、 R_a は割れ目をあまり含まない火山岩の値として $1.0 \times 10^{-15}\text{ (m}^2\text{)}$ と仮定した。 R_b は対応する中央火

Fig. 7. Cross-sectional results of the self-potential simulation I. Contours show every 50mV.

口丘に発泡が進んだスコリアが多く存在していたため、 R_a よりも5倍大きい $5.0 \times 10^{-15} \text{ (m}^2\text{)}$ と仮定した。ちなみに R_b の浸透率は、仮に R_a の10倍であったとしても後

に述べる結果と差異はなかった。仮定した浸透率に対応して、降雨起源の天水浸透量は、この地域の平均年間降水量(2600mm)の100分の1の量を適切な流体ソースとした。浸透率でノーマライズした天水浸透量が大きすぎると、地表グリットから天水がオーバーフローしてしまい、逆に小さいと不飽和帯が過度に卓越してしまう。浸透率、天水浸透量のいずれについても実測値がないが、ここで仮定した値の組み合わせで、地下水位は地表下100m程度に保たれる。浸透する天水の化学性状については、海水の100分の1の塩分濃度($\text{NaCl } 6.0 \times 10^{-3} \text{ mol/l}$)を仮定した。この濃度の水に飽和している場合、ゼータ電位は R_a で $\zeta = -1 \text{ mV}$, R_b で $\zeta = -10 \text{ mV}$ となるように EKP ポストプロセッサのパラメータを設定したが、流体の塩分濃度に応じてゼータ電位は Ishido and Mizutani (1981)のモデルに基づいて変化する。電気伝導度も塩分濃度に応じて変化するが、天水で飽和している場合に VLF-MT の見かけ比抵抗値(全体的におよそ $300 \sim 500 \Omega \text{m}$)に合うようキャピラリーモデルのトーチュオシティ(迂回率)を設定した。

4.2.2 計算結果と解釈

Fig.7 に A~D のモデルに対して計算された自然電位分布の鉛直断面図を示す。また、Fig.8 には各モデルの自然電位を標高に対してプロットしたものを観測データとともに示す。標高 400m 以下の山麓成層火山領域においては、すべてのモデルにおいて、地形効果が観測値とほぼ一致するようなプロファイルを示している。しかし標高 400m を越える領域になると、地形効果が明瞭でなくなり、標高 700m 付近まではモデル A を除いてほぼ一

Fig. 8. Plots showing the self-potential against the elevation along the survey line as results of the self-potential simulation I. SA1 to SA4 indicate the observed local self-potential anomalies.

Fig. 9. A conceptual calculation model for the central cone and the 885 lava. Zeta potentials of R_α and R_β show -1mV and -20mV , respectively.

定の自然電位を示している。そして標高が 700m を越えると、傾きは小さいがすべてのモデルが再び地形効果の自然電位プロファイルを示す。モデルの地形効果の係数は、何れも標高が $0\sim 400\text{m}$ の区間で約 -3.0mV/m , 700m 以上の区間で約 -0.5mV/m であった。このように地形効果が二段階で現れる原因は、ゼータ電位が $R_b(\zeta = -10\text{mV})$ と $R_a(\zeta = -1\text{mV})$ で異なっている影響であると考えられ、ゼータ電位に比例して地形効果係数の値が変化していることが推察される。

また地形効果が明瞭でない標高 $400\text{m}\sim 700\text{m}$ の区間ではモデルにより変化傾向が異なり、 R_a の潜在部分の容積が大きいモデル($D > C > B > A$)ほど、低標高で自然電位が一定となる。この区間は R_a の潜在部分の形状がモデルにより大きく異なる場所であり、山体内部の R_a と R_b の容積比の違いがこのような自然電位プロファイルの違いを形成していることが推察される。また 700m を越える領域では、それぞれのモデル間における自然電位のオフセットがほぼ一定となる。オフセット値は AB, BC 間で約 200mV , CD 間で約 100mV で、AD 間では約 500mV である。この自然電位のオフセットは、 R_a の潜在部分の容積が大きいほど顕著であるが、その要因はゼータ電位がゼロに近い $R_a(\zeta = -1\text{mV})$ の容積増加と、それに伴うゼータ電位が比較的大きな $R_b(\zeta = -10\text{mV})$ の容積減少によって、山頂部周辺で発生する流動電位が減少傾向になるためと考えられる。

4.3 計算 II (885 年溶岩と中央火口丘)

4.3.1 パラメータ設定

観測された自然電位は、中央火口丘領域で地形効果がみられなくなり、大域的にみれば標高に対する自然電位変化はフラットに近い。しかしこの領域では、標高とは関係ない自然電位異常がみられ、 $-1000\sim -1500(\text{mV})$ の間で変動している(Fig. 2)。本研究では、中央火口丘と 885 年溶岩の位置関係とゼータ電位値の違い(885 年溶岩: 約 -20mV , 中央火口丘: 約 -1mV)に注目し、それらの影響で自然電位の局所的な異常が形成される可能性について、

Fig. 10. A result of the self-potential simulation II for the conceptual model shown in Fig. 9. (a) and (b) show the surface self-potential ($Z=0$) and Y-Z cross-sectional self-potential ($X=0$) of the model, respectively. Contours show every 25mV of the calculated self-potential at the inclined surface of the model. Outline of R_β in Fig. 9 is shown by a thick solid line. The two dashed lines indicate profiles shown in Fig. 11 and Fig. 12. Y_U and Y_D denote the lower and upper edges of R_β , respectively. X_L and X_R denote the endpoints of the profile shown in Fig. 12. The reference point of the self-potential is $[x,y,z] = (-2000, 0, 400)$.

シンプルなモデルを用いて検証を行った。

モデルは中央火口丘と 885 年溶岩の関係性を想定して、 R_α (広域的な媒質: $4000\text{m}[X] \times 4000\text{m}[Y] \times 400\text{m}[Z]$)中の表層の中心に R_β (柱状の媒質: $100\text{m}[X] \times 400\text{m}[Y] \times 100\text{m}[Z]$)を与え、ゼータ電位は天水で満たされている場合、それぞれ -1mV , -20mV になるよう設定した。 R_α の側面・底面の境界条件は、流体圧力が一定ならびに境界方向に直交する電流がゼロの条件で計算を行った。また、中央火口丘周辺の山体傾斜を考慮して、Y 軸方向に 30 度の傾斜を与えた(Fig. 9)。流体ソースは計算 I と同様の条件で、浸透率はどちらも $1.0 \times 10^{-15}(\text{m}^2)$ とした。885 年溶岩が分布する山頂付近の見かけ比抵抗値は、MT の地形効果を考慮すると、実際よりも数十パーセント小さくなっていると推察される。そのため、山頂付近では最大で約

Fig. 11. A self-potential profile on $X = 0$ including Y_U and Y_D in Fig. 10(a). Note that the model is inclined at an angle of 30 degrees along the Y direction and the horizontal axis denotes the vertical height from $Y = 0$. C_m and C_u indicate the topographic effect coefficients of the central and upper part of R_β .

1000 Ω m の見かけ比抵抗値が観測されているものの、実際の比抵抗値はさらに高いと考えられる。本計算モデルでは、地形効果による見掛け比抵抗の減少を最大で 50% と仮定し、 R_β の比抵抗値を 2000 Ω m 以下となるように設定した。また R_α の比抵抗値は、計算 I の中央火口丘の設定値と同じ約 300~500 Ω m になるように設定した。

4. 3. 2 計算結果と解釈

R_β 周辺の地表自然電位の計算結果を Fig. 10 に示す。計算された自然電位は、 R_β の表層全域で Y 軸負の方向に向かって大きくなり、 $Y = -170$ m 付近で最大約 270mV を示している。 R_β の Y 軸負の方向に電位が正になっている要因は、傾斜の存在により流体流動の水平ベクトルがこの方向に向いており、重力ポテンシャルによって地下水が流動し、それに伴って発生する流動電位が自然電位の地形効果を形成しているためであると考えられる。 R_β 表層の内側では、境界付近を除いて自然電位コンターが標高に対して等間隔となっている。さらに自然電位が標高に対して負の線形相関を示しており、典型的な地形効果のプロファイルを示している (Fig. 11)。しかし、 R_β とその周辺を除いた R_α の表層では、電位差がほとんどみられない。このような極端な電位プロファイルのコントラストは、推定される地質ユニットの比抵抗値の違い (R_α : 300~500 Ω m と R_β : 2000 Ω m) だけで再現するのは困難であり、 R_α のゼータ電位がゼロに近い (-1mV) ことにより、発生する流動電位が小さくなった効果が主要因と考えられる。またゼータ電位が比較的大きい R_β では、流体の流動方向に直交する境界領域 (Y_U , Y_D) で大きな電流源が発生すると考えられるため、流体の流動方向にパイポ

Fig. 12. A self-potential profile between X_L and X_R in Fig. 10(a). The profile is located just below the anomalous block of R_β corresponding to the 885 lava flow.

ール型の電位プロファイル (Y_U で負、 Y_D で正の電位異常) が期待される。計算結果をみると、表層では Y_D の正の電位異常が明確であるのに対して、 Y_U の負の電位異常はそれほど明確にあらわれておらず、電位異常の中心は R_β 内部の下部に位置している (Fig. 10(b))。これは、流体流動のベクトルが計算グリッドに平行でなく、流動量が非一様な分布をしていることに起因する。

Fig. 12 は、 R_β の Y 軸マイナス側境界 (Y_D) 付近を X 軸方向に横切るライン (Fig. 10(a) の破線) の自然電位プロファイルを示しているが、 R_β を中心に +120mV 以上の自然電位異常を形成している。フィールドで観測される正の自然電位異常の主原因としては、熱水上昇流の存在 (例えば、Zablocki, 1976; Sasai et al., 1997; Michel and Zlotnicki, 1998; Hase et al., 2005)、構成岩石のゼータ電位が正の場合 (Hase et al., 2003)、山体内部から表層付近まで繋がる低比抵抗体の存在 (Ishido, 2004) 等が考えられてきた。本研究の計算結果は、上記の条件以外にも、ゼータ電位値に大きな差がある地質ユニットが隣接している場合には、その境界近傍において正 (あるいは負) の自然電位異常が存在することを示唆している。

5. 開聞岳の自然電位解釈

観測された自然電位は、標高 400m 以下の領域までは地形効果を示す自然電位プロファイルを示しているものの、標高 400m を越える領域では地形効果が明瞭でない (Fig. 2)。山頂付近で地形効果が不明瞭な自然電位プロファイルが観測された場合、地形効果に加えて上昇流による流動電位効果が存在していると解釈されることがあり、山頂直下に熱水上昇が存在すると推定されることが多い (例えば、Zlotnicki et al., 1998)。このような場合、山頂付近に噴気や高温の火口湖などの地熱兆候が期待され

るが、開聞岳ではそのような地熱兆候は存在しない上、電位異常の存在範囲から深部熱源の影響とも考えにくく、上記の解釈は棄却される。また VLF-MT の比抵抗探査の結果から、山頂部に正の電位異常を形成するような低比抵抗体の存在(例えば, Ishido, 2004)もないため、比抵抗構造のコントラストによる自然電位異常の可能性も低い。本研究では、岩石ゼータ電位実験から、中央火口丘はゼータ電位が -1mV とゼロに近いことが明らかとなり、計算 I では、重力ポテンシャルに伴う地下水流動のみが存在している場合でも、標高 400m を越える領域で地形効果係数が -3.0mV/m から -0.5mV/m と大きく変化することが示された。開聞岳では、ゼータ電位がゼロに近い中央火口丘が山麓成層火山の上部に存在していることにより、標高 400m を越える領域全体で流動電位がほとんど発生しないため、地形効果が小さく標高に対する自然電位変化が不明瞭になっていることが示唆される。

さらに 400m を越える領域では、自然電位は地形効果が不明瞭であることに加えて局所的な自然電位異常が存在している。仮に計算 I の最適モデルが D とすると、自然電位異常はそれぞれ SA1: $+200\text{mV}$ (標高 500m), SA2: $+250\text{mV}$ (標高 600m), SA3: -150mV (標高 700m), SA4: $+350\text{mV}$ (標高 800m)となる(Fig. 8)。この領域には、ゼータ電位が -1mV の中央火口丘にゼータ電位が -20mV の 885 年溶岩が局在している。そのため、ゼータ電位のコントラストが大きい両者の地層ユニット境界では局所的に自然電位異常を形成している可能性がある。この自然電位異常と 885 年溶岩の位置関係をみてみると、SA1:北東溶岩流の東縁, SA2:北東溶岩流の南縁, SA3:南溶岩流の上部, SA4:溶岩頂上部南東縁に対応している。両者の関係について考察した計算 II では、ゼータ電位が -1mV の広域媒体(R_q)の中にゼータ電位が -20mV の局所的媒体(R_p)が存在する場合、 R_p の内部ならびに外側の下方域において正の自然電位異常が形成されることが示された(Fig. 10, Fig. 12)。885 年溶岩の北東溶岩流は中央火口丘の縁付近まで延びており、明瞭な溶岩堤防地形を形成していることから(藤野・小林, 1997)、この付近で溶岩流は厚く堆積していると考えられる。そのため、北東溶岩流の東縁ならびに南東縁に位置している SA1 と SA2 は、溶岩流の境界で効果的に発生する流動電位の影響を受け、正の自然電位異常を形成している可能性がある。自然電位測線が溶岩流内側に位置する標高 800m 以上では、観測された自然電位が標高に対して地形効果と思われる負の相関を示しており、標高が 830m 以上では、その係数が約 -3.4mV/m と山麓に比べてやや大きい。計算 II の結果においても、 R_p 内側表層では地形効果が明瞭に現れており、特に上方の境界付近では、中央付近に比べて係数が大きい(-3.4mV/m , Fig. 11)。山頂部は地下水流動が始まる場所であり、そこを構造境界であると考えれば、Fig. 11 の Y_U 付近に見られる地形効果係数のように、

開聞岳の山頂付近では大きな係数を示す地形効果が現れる可能性がある。以上の考察から、SA4 は、地形効果を形成する 885 年溶岩と、地形効果が明瞭でない中央火口丘が隣接していた効果による電位異常であると推察される。

SA3 は、計算 I の D プロファイルを基準とした場合、約 -150mV の負の電位となっている。しかし、計算 II の結果をみると、 R_p の領域では上方の境界付近を除いて正の自然電位を示しており(Fig. 10)、中央火口丘を基準として考えた場合、 -150mV の自然電位異常の存在は考え難い。つまり、計算 I のモデル D は開聞岳のモデルとしては適さないことが示唆される。またモデル A や B は、山頂の電位が観測データと大きく食い違っており、これらのモデルも同様に適しないと推察される。計算 I で設定した 4 つのモデルの中では、C が最も適当であると考えられる。

モデル C を基準プロファイルとすると、SA3 は基準プロファイルとほぼ一致することになり、885 年に流出した溶岩のうち南溶岩流の直上に位置しているにもかかわらず、中央火口丘の影響のみで説明可能になる。藤野・小林(1997)ならびに川辺・阪口(2005)は標高 870m 以上の山体内部で 885 年溶岩はドームを形成しており、山体中心部には溶岩で満たされた火道も存在していると推察している。すなわち、山頂付近では 885 年溶岩が厚く堆積していると考えられるが、標高 870m より下の山体では表層溶岩流しか存在していないと考えられ、中央火口丘の傾斜が大きい SA3 付近では溶岩流が薄い可能性もある。このことから、SA3 は、自然電位プロファイルに南溶岩流の影響をほとんど受けていないと考えることができるが、現在のところはっきりと断定することはできない。この問題を解決するには、地層ユニットの 3 次元分布を考慮したさらに定量的な考察が必要である。

6. まとめ

本研究は、地質ユニットのゼータ電位の違いが自然電位にどのように影響を与えているかについて考察したものである。これまで、観測された自然電位異常の解釈では、流体の流動方向のみに注目しているものが多く、比抵抗・ゼータ電位・地質分布など、流体の流動する媒質の情報を的確に把握した上で行われている例はほとんどなかった。そのため、定性的な議論しかされていないことが多く、場合によっては誤った解釈を行ってしまう危険性もあった。本研究では、開聞岳で自然電位観測を行うとともに、VLF-MT 観測ならびに岩石ゼータ電位実験を行い、その結果を用いた数値シミュレーションから、流体が流れる媒質の影響を詳しく考慮して自然電位の解釈を行った。

開聞岳の自然電位は、標高 400m 以下では地形効果が

明瞭であるが、それより上部では不明瞭となり、局所的にいくつかの自然電位異常が存在するプロファイルを示した。見かけ比抵抗値はおおよそ $100\sim 600\Omega\text{m}$ を示し、自然電位異常を形成するような極端な低比抵抗や高比抵抗を示す場所はみられなかった。一方、採取した岩石のゼータ電位は、地層ユニット毎に値が異なっており、山麓成層火山(約-10mV)、中央火口丘(約-1mV)、885 年溶岩(約-20mV)の3つに分類できることが明らかとなった。これらの測定結果を用いた自然電位の数値シミュレーションでは、地質ユニットのゼータ電位の違いが流動電位に影響を与えた結果、山麓成層火山では約-3mV/m の地形効果、中央火口丘では地形効果の不明瞭、885 年溶岩と中央火口丘の境界付近では、局所的な自然電位異常を形成していることが示唆された。以上の結果から、地層ユニットのゼータ電位は自然電位解釈において非常に重要であることが示唆され、流体が流れる媒質の情報を自然電位の解釈に考慮する必要性が明らかとなった。

謝 辞

北海道大学地震火山研究観測センターの山谷祐介氏、ならびに2名の匿名査読者から、原稿を改善する多数の有益な助言を頂きました。ここに記して厚く感謝申し上げます。また本稿をまとめる機会を与えてくださった海洋研究開発機構の後藤忠徳氏に感謝申し上げます。

参 考 文 献

- Corwin, R. F., and Hoover, D. B. (1979) : The self-potential method in geothermal exploration, *Geophysics*, **44**, 226-245.
- 藤野直樹・小林哲夫 (1997) : 開聞岳火山の噴火史, 火山, **42**, 195-211.
- Hase, H., Ishido, T., Takakura, S., Hashimoto, T., Sato, K., and Tanaka, Y. (2003) : ζ potential measurement of volcanic rocks from Aso caldera, *Geophys. Res. Lett.*, **30**, No. 23, 2210, doi:10.1029/2003GL018694.
- Hase, H., Hashimoto, T., Sakanaka, S., Kanda, W., and Tanaka, Y. (2005) : Hydrothermal system beneath Aso volcano as inferred from self-potential mapping and resistivity structure, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **143**, 259-277.
- Hashimoto, T., Kagiya, T., and Masutani, F. (1994) : Self-potential measurements on Sinmoe-dake, Kirishima Volcano Group, *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, **69**, 177-188.
- 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** (B3), 1763-1775.
- Ishido, T. (1989) : Self-potential generation by subsurface water flow through electrokinetic coupling, in *Detection of Subsurface Flow Phenomena, Lecture Notes in Earth Sciences*, **27**, edited by G. -P. Merkle et al., 121-131.
- Ishido, T., Kikuchi, T., Matsushima, N., Yano, Y., Nakao, S., Sugihara, M., Tosha, T., Takakura, S., and Ogawa, Y. (1997) : Repeated self-potential profiling of Izu-Oshima volcano, Japan, *J. Geomag. Geoelectr.*, **49**, 1267-1278.
- Ishido, T., and Pritchett, P. W. (1999) : Numerical simulation of electrokinetic potentials associated with subsurface fluid flow, *J. Geophys. Res.*, **104**(B7), 15,247-15,259.
- Ishido, T. (2004) : Electrokinetic mechanism for the “W”-shaped self-potential profile on volcanoes, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L15616, doi: 10.1029/2004GL020409.
- 川辺禎久・阪口圭一 (2005) : 開聞岳地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の1 地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 茨城.
- 北原文雄・古澤邦夫・尾崎正孝・大島広行 (1995) : ゼータ電位, サイエンティスト社, 東京.
- 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** (B8), 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**, 12,449-12,461.
- 中村真人 (1967) : 開聞岳の火山噴出物と火山活動史 —とくに噴出物の量と時代関係について—, 火山, **12**, 119-131.
- 中村真人 (1971) : 開聞岳火山の岩石学的研究, 地質学雑誌, **77**, 359-364.
- Nam, M. J., Kim, H. J., Song, Y., Lee, T. J., Son, J.-S. and Suh, J. H. (2007) : 3D magnetotelluric modeling including surface topography, *Geophys. Prospec.*, **55**, 277-287.
- Revil, A., and Pezard, P. A. (1999) : Streaming potential in porous media, 1. Theory of the zeta potential, *J. Geophys. Res.*, **104**, 20,021-20,031.
- Sasai, Y., Zlotnicki, J., Nishida, Y., Yvetot, P., Morat, P., Murakami, H., Tanaka, Y., Ishikawa, Y., Koyama, S., Sekiguchi, W. (1997) : Electromagnetic monitoring of Miyake-jima volcano, Izu-Bonin arc, Japan : a preliminary report, *J. Geomag. Geoelectr.*, **49**, 1293-1316.
- Sato, M., and Mooney, H. M. (1960) : The electrochemical mechanism of sulfide self-potentials, *Geophysics*, **25**, 226-249.
- 當倉利之・石戸経士・中西繁隆・横井浩一 (2001) : 地熱地域における貯留層診断技術—熱水シミュレーションと組み合わせた解析方法, 物理探査, **54**, 433-454.

- Yasukawa, K., Bodvarsson, G. S., and Vilt, M., J. (1993) : A coupled self-potential and mass-heat flow code for geothermal applications, in *Geotherm. Resour. Coun. Trans.*, **17**, 203-207.
- Zlotonicki, J., Boudon, G., Void, J. P., Delarue, J. F. Mille, A., and Bruere, F. (1998) : Hydrothermal circulation beneath Mout Pelee inferred by self-potential surveying: Structural and tectonic implications, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **84**, 73-91.
- Zablocki, C. J. (1976) : Mapping thermal anomalies on an active volcano by the self-potential method, Kilauea, Hawaii, *Proc. 2nd U. N. Symp. On the Development and Use of Geothermal Resources*, **2**, 1299-1309.

Interpretation of self-potential on Kaimondake volcano in consideration of zeta potential variation of the volcanic rocks

Hideaki Hase*, Tsuneo Ishido**, Wataru Kanda*³ and Shinyou Mori*^{3,4}

ABSTRACT

Kaimondake volcano is located at the southern tip of the Satsuma peninsula in Kyushu, Japan. We conducted self-potential (SP) surveys on the volcano along the traverse to the summit from the northwestern coast and obtained a characteristic SP profile. A topographic effect of -3 mV/m was clearly indicated on the stratovolcano area below 400m above sea level (ASL), while the effect was unclear on the central cone of the volcano occupied above 400m ASL. Several local SP anomalies were observed around the boundary between the central cone and the 885 lava flow. In order to clarify the origin of the SP profile, we implemented VLF-MT measurements and zeta potential experiment of the sampled volcanic rocks. Although apparent resistivities of the volcano showed a small variation of 100 to 600 Ω m along the SP survey line, zeta potentials of the rock samples were measured to be -1.3 to -20.4 mV, which can be categorized into three groups corresponding to the geological units (stratovolcano area, $\sim$ 10mV; the central cone area, $\sim$ 1mV; 885 lava, $\sim$ 20mV). We conducted numerical simulations of groundwater flow and SP of the electrokinetic origin within the volcano based on the results of VLF-MT survey and zeta potential experiment. The simulation results indicated (a) topographic effect (-3mV/m) on the stratovolcano area below 400m ASL and (b) unclear topographic effect on the central cone above 400m ASL. Additional simulation of the SP caused by an anomalous zeta potential distribution qualitatively explained (c) local anomalies around the boundary between the central cone and the 885 lava. These results suggest that the SP profile on Kaimondake volcano is mainly controlled by the zeta potential distribution reflecting the distribution of three geological units of the volcano.

Keywords: self-potential, zeta potential, electrokinetic potential, Kaimondake, VLF-MT, numerical simulation

Manuscript received January 28, 2008; Accepted July 25, 2008.

* Institute of Seismology and Volcanology, Graduate School of Science, Hokkaido University
West8, North10, Sapporo 060-0810, Japan.

** Institute for Geo-Resources and Environment, AIST
1-1-1, Higashi, Tsukuba 305-8567, Japan

© 2008 SEGJ

*3 Sakurajima Volcano Research Center, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

1722-19, Sakurajima-Yokoyama, Kagoshima 891-1419, Japan

*4 Now at AXA Financial Life Insurance Co. Ltd. (Hakata office)
1-1-1, Tenjin, CHU-o, Fukuoka 810-0001, Japan

A part of this paper was presented at the 117th SEGJ fall conference, 2007.