

タール火山研究の新展開

笹井洋一(東海大)・Paul K. B. Alanis (PHIVOLCS)・長尾年恭(東海大)・Jacques Zlotnicki (CNRS, France)・Malcolm J. S. Johnston (USGS, USA)

Development of Recent Study on Taal Volcano

by Yoichi Sasai (Tokai Univ.), Paul K. B. Alanis (PHIVOLCS, Philippines), Toshiyasu Nagao (Tokai Univ.), Jacques Zlotnicki (CNRS, France), Malcolm J. S. Johnston (USGS, USA)

Abstract

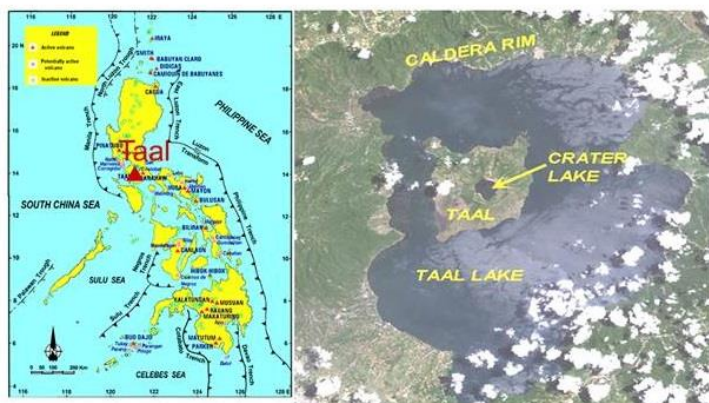
Kumagai presented a new model for the magma plumbing system of Taal Volcano, who proposed the low Q and low resistivity block just beneath the eastern part of the Main Crater of Volcano Island to be an active magma reservoir. He argued that the uppermost part of the magma column supplies volcanic gas and fluids into the Main Crater Lake and the geothermal fields. However, the Kumagai model meets a difficulty because no SO_2 gas is detected in the Main Crater. An alternative idea is that the low Q and low resistivity block is the remnant of the past active hydrothermal reservoir, which now consists of host rocks and veins filled with gypsum. It is not clear, however, if such a rock mass has the low Q property as well. A mechanical model was presented which caused the 2010-2011 seismo-volcanic crisis of Taal Volcano, when the total evacuation of the inhabitants was conducted at the initial stage of the crisis in 2010. The model explains the observed magnetic changes as due to the piezomagnetic effect, in which a large hydrothermal reservoir repeated inflation and deflation. This implies that the hydrothermal reservoir plays the most important role in the activity of Taal Volcano.

1. はじめに

タール火山はフィリピン共和国ルソン島中部にあり、頻繁に噴火を繰り返すことから 1990 年代に IAVCEI によって Decade Volcano に指定された、活動的な火山である。4 万年前に形成された 20 km × 25 km のカルデラ内に、タール湖と呼ばれる淡水をたたえたカルデラ湖がある。最新のカルデラ噴火は約 5000 年前で、Volcano 島と呼ばれる直径 5 km – 8 km の中央火口丘において噴火が繰り返されてきた(第 1 図参照)。歴史時代の噴火はスペイン統治の初期(16 世紀)から 33 回が記録されているが、1977 年を最後にそれ以降 37 年間噴火は起こっていない。しかし最近 37 年の間でも 1990 年代から、地震活動の活発化とそれに伴う隆起や、更には地熱活動の活発化が起こっている(Catane et al., 2005)。1965 年に Volcano 島の西岸で発生したマグマ水蒸気噴火では、ベース・サージ現象(マグマと地下水が接触して爆発が起こり、水平方向に高速の爆風が広がる)が、世界で初めて記録されたことで名高い(Moore et al., 1966)。

IUGG 傘下の 3 協会、IAGA, IASPEI, IAVCEI を横断する Inter-Associations Working Group である EMSEV (ElectroMagnetic Study of Earthquakes and Volcanoes)では、開発途上国における地震・火山の電磁気的研究の普及を目指している。EMSEV は PHIVOLCS(フィリピン火山地震研究所)と 2004 年に共同研究の協定を結び、タール火山を研究の対象に選んだ。我々は 2005 年 1 月から、繰り返しの全磁力測量、自然電位と土壌 CO_2 の測定を開始した。また 2006 年以降は全磁力と SP、地温

などの連続観測も始めた。たまたま 2005 年 1 月末からタール火山では地熱活動が活発化して、それに伴い全磁力と自然電位の明瞭な変化が観測された(Harada et al., 2005; Zlotnicki et al., 2009)。



(a)

(b)

第 1 図. (a) フィリピン群島ルソン島, (b) タール湖と Volcano 島.

Fig. 1. (a) Luzon Island of the Philippine Archipelago, (b) Close-up view of Taal Lake and Volcano Island.

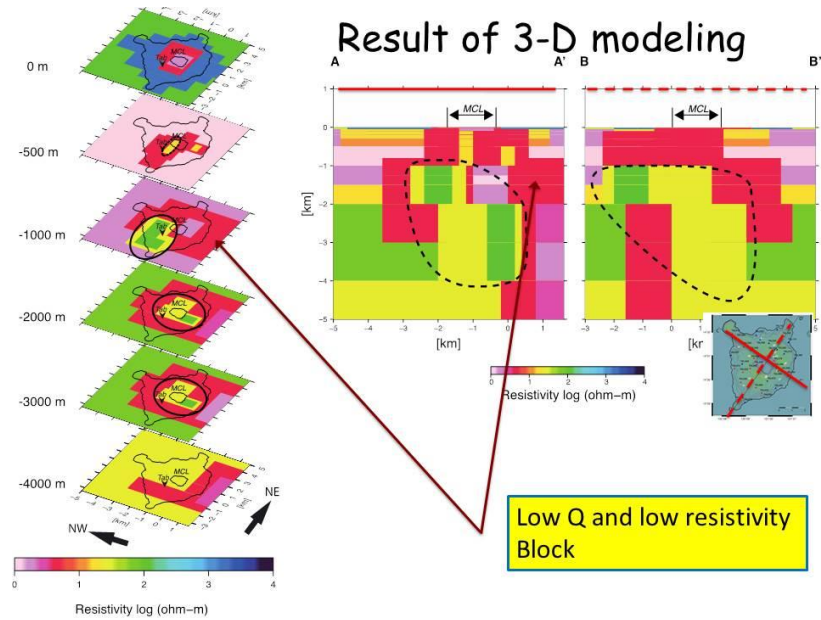
2009 年度から JST-JICA による SATREPS 計画の一環として、「フィリピン地震火山観測強化と防災情報の利活用推進」プロジェクト(研究代表者: 井上公) (http://www.jst.go.jp/global/kadai/h2113_pilipinas.html)が開始され、タール火山においては地震と GPS 観測の他に電磁気観測(担当: 東海大・長尾年恭)を強化することになった。2010 年 3 月と 2011 年 3 月に Volcano 島で MT 法比抵抗探査が行われ、また 2010 年 11 月に島内 1 か所に地磁気 3 成分・全磁力・水平電場 2 成分の連続観測設備、および 2 か所にオーバーハウザー型全磁力計が設置された。比抵抗探査については既に Yamaya et al. (2013)および Alanis et al.(2013)による報告がある。また MEXT-JST が関与するプロジェクトなので、PHIVOLCS の若手研究者である Paul K. B. Alanis が東海大の博士課程に留学し、学位を取得することが出来た。

本稿では比抵抗探査から導かれたタール火山の活動様式モデルと、SATREPS 計画で整備された地震観測網データを用いて Kumagai et al. (2014)が提案したマグマ溜りの存在を紹介する。更に 2010 - 2011 年に起こった地震・火山活動活発化(Volcano 島の全島民が島外避難)に伴った地殻変動および全磁力変化を説明するモデルを述べる。

2. タール火山の比抵抗構造とその解釈

Yamaya et al. (2013)は Volcano 島を北西 - 南東に横切る 4 本の測線について、2 次元の比抵抗断面を求めた。Volcano 島の中央部地下に $100 \Omega \cdot m$ のやや高比抵抗な領域があり、その周囲と上部(厚さ 1km)は数 $\Omega \cdot m$ の低比抵抗層で囲まれている。彼らはこのやや高比抵抗領域は頑丈な岩体の内部に互いに連結したクラックの集合体で、クラックの中には気液二相の流体が詰まっている状態であろうと考えた。このような熱水溜の存在はタール主火口湖の周辺の地熱活動と、湖底から湧き出る熱水の化学分析から要請されているものであった。

Alanis et al. (2013)は Yamaya モデルを基に Fomenko and Mogi (2002)の 3 次元比抵抗計算プログラムを用い、試行錯誤の Forward Modeling によって最終的に第 2 図のような比抵抗構造を求めた。 $100 \Omega \cdot m$ のやや高比抵抗領域は地下 1 - 4 km の深さにあり、第一近似として直径 3km の球状とみなせる。また Alanis (2013)はこの熱水溜の下方にマグマの存在を示す良導体は無いかと検討したが、少なくとも 1 km 以上のサイズの良導体(マグマ?)は存在しないと結論している。



第2図. 3次元比抵抗構造. 矢印で示したブロックが低Qを示す.

Fig. 2. The 3-D resistivity structure. The block indicated by arrows has the low Q property.

3. 極めて特異な1911年噴火

タール火山の主火口で1911年1月30日2hLT頃に大爆発が起こった(Maso, 1911). 3日前から「地鳴り」を伴う強い地震(マニラまで有感)が続発し, 爆風によって当時 Volcano 島に居住していた住民のほとんど(1334人)が死亡した. 従来この噴火はマグマ水蒸気爆発に伴うベースサージ現象とされてきた(Catane et al., 2005). しかし奇妙なことに死者は化学やけどの症状を示し, 高温のベースサージに特有な樹木の焼け焦げも見られなかった(Maso, 1911). また全島を覆っている噴出物は黄色く変質した角礫岩で, 新鮮なマグマはほとんど含まれない. ただし最近の調査でごく少量のマグマ物質が確認された(Ma Bornas, 私信).

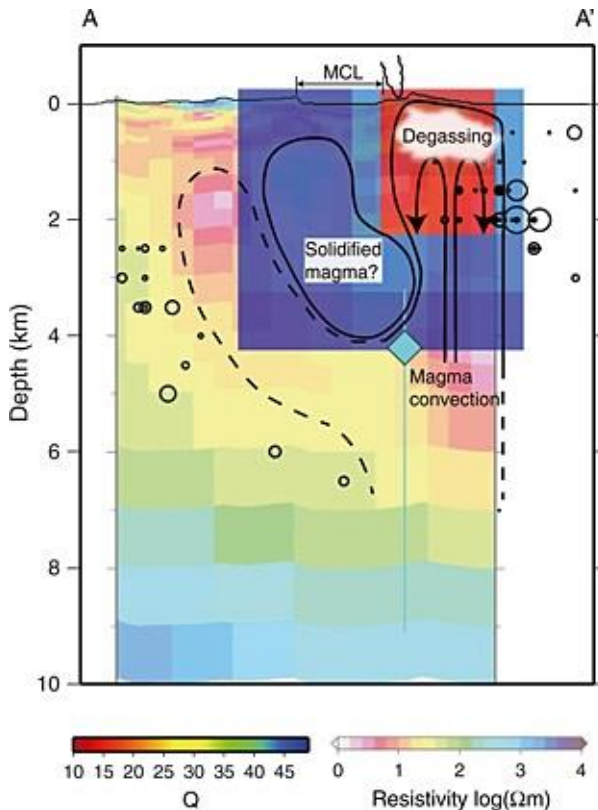
Yamaya et al. (2013) の論文投稿に際して, 査読者からこのタイプの噴火は「マグマ熱水溜噴火」"Magmatic Hydrothermal Eruption"(Browne and Lawless, 2001)と規定すべきである, と指摘された. 通常のマグマ水蒸気噴火(Phreato-Magmatic Eruption)は, 地表近くの帯水層にマグマが貫入して, 地下水が急激に水蒸気に変換されて爆発のエネルギーを得る. 既存の熱水溜にマグマが貫入すると, たとえ少量のマグマでも大規模な爆発を起こすので, 新たなカテゴリーが提案されたようである. 即ち1911年噴火はマグマ熱水溜噴火であって, 熱水溜内部の強酸性の流体が噴出して多数の死者を出し, その堆積物は熱水溜内部の物質と考えられる.

Maso(1911)によれば, 1911年噴火に際して Volcano 島全体が2.5ないし3.0m沈降したという(湖岸の植生が水中に没した). Alanis(2013)はこの沈降量から熱水溜(直径3kmの球を仮定)の体積変化を計算して, 収縮した体積が全体の5-6%と推定した. 熱水溜内部の流体が全て消失したとすれば, この値は熱水溜領域の空隙率に相当しており, 高比抵抗領域はつながり合った岩体の亀裂に100Ω·mの流体が詰まっている状態という解釈と調和的である.

4. 熊谷モデルー浅部の活動的マグマ溜り

SATREPS 計画でタール火山の地震計測網が整備され, 新たな震源決定システムが導入された. Kumagai et al. (2014)は震源決定に際して Volcano 島付近直下の震源が決まり難いことから, 島の東

側の地下浅部に地震 S 波を大きく減衰させる領域が存在することを見出した。この S 波減衰域は Yamaya et al. (2013)と Alanis et al. (2013)によって熱水溜とされた領域を取り囲む低比抵抗領域(数 $\Omega\cdot\text{m}$)の一部と一致する。Kumagai et al. (2014)はこの領域が活動的なマグマ溜りではないか、と提起した(第3図)。Yamaya=Alanis モデルで熱水溜とされた高比抵抗領域は固化したマグマであり、深部から上昇してきたマグマはこの固化したマグマに行く手を遮られて周囲に進路を変えらる。以下これを熊谷モデルと呼ぶ。



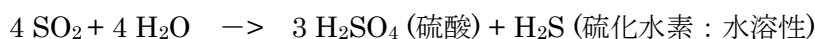
第3図. 熊谷モデルの概念図. MCL の東側浅部に活動的なマグマ溜りが存在。

Fig. 3. The Kumagai model. An active magma column exists just beneath the eastern part of Volcano Island. The solidified magma (?) corresponds to the large hydrothermal reservoir by Yamaya et al. (2013) and Alanis et al. (2013).

熊谷モデルで東部のマグマ溜りが活動的と形容されるのは、少なくとも 20 年以上にわたってそこに存在し続けた可能性を考えているためである。北側斜面に地熱地帯が出現したのが 1990 年代初頭であり、それ以来何度か地震活動・地熱活動の高まりが繰り返されている。このような浅いマグマ溜り(マグマ柱)が長期間存続できるのは、内部で対流が起っていてマグマがかき混ぜられているからである。通常の熱対流によっては長期間のかき混ぜは難しく、

数年で固化してしまう。しかし Kazahaya et al. (1993)によって提案された CO_2 で駆動される対流の仕組み(風早モデル)は、特に噴火後も長く続く SO_2 放出(1986 年伊豆大島噴火, 2000 年三宅島噴火)を説明するものとして受け入れられている。これは数 km より深い地下の圧力の下でも CO_2 は発泡出来て、 CO_2 の泡を大量に含んだ軽いマグマがマグマ柱上部に上昇して、封圧がゼロに近くなると主要な揮発性成分である H_2O とその 10%位の量の SO_2 がマグマから気化して分離し、重くなったマグマは沈んで行くというものである。

このように風早モデルはマグマ柱上端が大気圧に近い「開放火道系」で成り立つ仕組みである。熊谷モデルの難点はタール火山主火口の東側地下にあるマグマ溜りから出てくるはずの SO_2 が実際には全く検出されないことにある。Delmelle et al. (1998)によれば、熱水溜の中では以下のような化学反応が起こる：



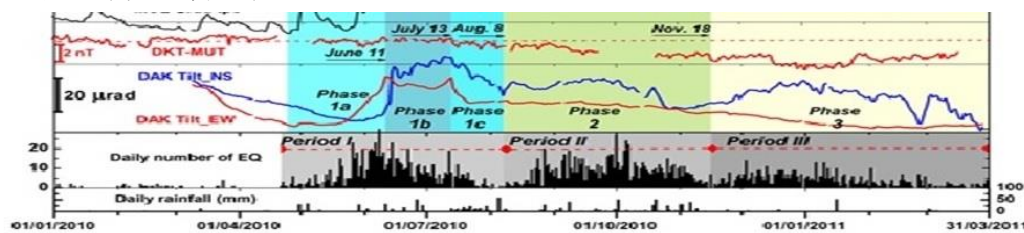
主火口湖(MCL: Main Crater Lake)の水には高濃度の硫酸が含まれ、pH が+3 から+2 に達する。MCL の湖底から CO_2 と共に湧き出る水には火山性流体は 12%しか含まれず、大部分は天水・地下水(71%)と海水(17%)から成る(Delmelle, et al., 1998)。

熊谷モデルの S 波減衰・低比抵抗ブロックについて、もうひとつの可能性も考えられる。 H_2SO_4 からは CaSO_4 (硬石膏)が生成される。この物質はその水和化合物 $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (石膏)から容易に推察さ

れるように、非常に低比抵抗である。S 波減衰・低比抵抗ブロックとは石膏類の岩脈を含む岩体＝即ち過去の熱水溜の残骸ではなからうか？この場合石膏類の岩脈の体積は5-6%であっても、つながっていれば比抵抗値は低いままである。しかし地震波の減衰は岩石自体の力学的物性であるので、どの程度まで石膏類が含まれれば観測される Q 値を説明できるのか、今の所明らかでない。この大きな謎を解くのが、タール火山研究の新たな目標である。

5. タール火山 2010-2011 年活動

2010年4月19日に Volcano 島に有感地震が発生し、日別地震回数が20台に増えて、7月に警戒レベルが1から2に引き上げられ、Volcano 島の全島民が避難した。この島は国立公園で、本来居住は禁じられている。しかし観光客が多く、セラピアの養殖やキャッサバ栽培で生活が成り立つので、島には少なくとも5000人から8000人くらいの人々が暮らしている、と言われる。PHIVOLCS は地元民に対する防災教育を強化しており、1911年噴火の教訓から人々は有感地震に敏感で、過去にも時折、自発的に全島民避難が行われた。



第4図. 地震回数(最下段)で分けした2010-2011年活動。

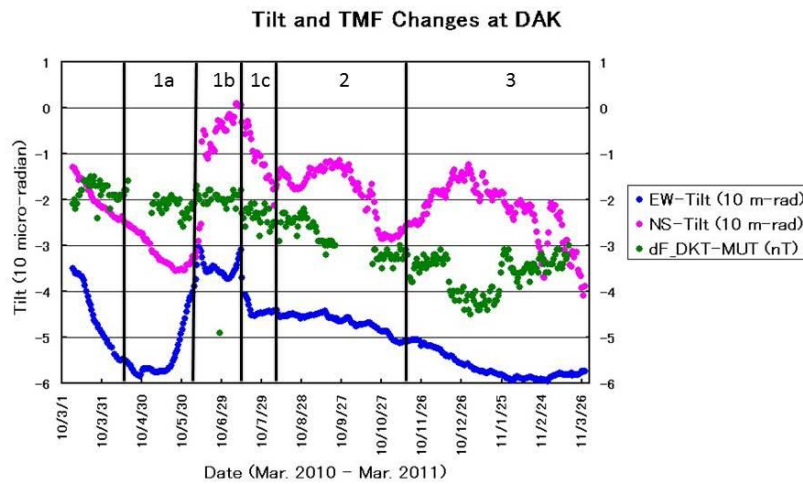
Fig. 4. Three phases of the 2010-2011 seismo-volcanic activity of Taal Volcano (bottom)

第4図に2010年1月から2011年3月までの日別地震回数を示す。地震活動には3回のピークがあり、第1期(4月-8月)、第2期(8月-11月)、第3期(11月-11年3月)に分けられる。更に2011年4月-7月にも地震回数増加で警戒レベル2とされたが、島民は避難しなかった。PHIVOLCSによる警戒は、地震回数と短距離の繰り返し水準(Dry Tilt)を主な基準として、主火山湖の水温やpH値、全磁力変化なども参考にして出される。住民は第1期の途中から島に戻ってしまい、火山口内立ち入り禁止措置だけが続けられた。SATREPS計画の地震計網や磁力計は2011年11月からようやく稼働を始めたので、この活動の診断には役立てられなかった。しかし2010年11月から11年2月(第3期)にかけて、長周期地震(LPイベント)が連続して、新しい長周期地震計に波形がとらえられた。Maeda et al. (2013)は波形解析から、北側斜面中腹の地下数100mに振動源を同定し、割れ目に熱水と蒸気が貫入してこの現象を起こしたと説明している。EMSEVグループは北側斜面のDAKと主火山湖東岸のMCEに全磁力と自然電位および地温計の連続観測を行っていた。またDAK観測点では傾斜計も設置していた。これらの観測は2010年3月から2011年3月まで維持されたが、2011年4月以降は落雷やネズミ等の被害によってデータは失われた。次節に全磁力と傾斜計データに基づいて、我々が2010-11年活動をどのように理解しているかを示す。

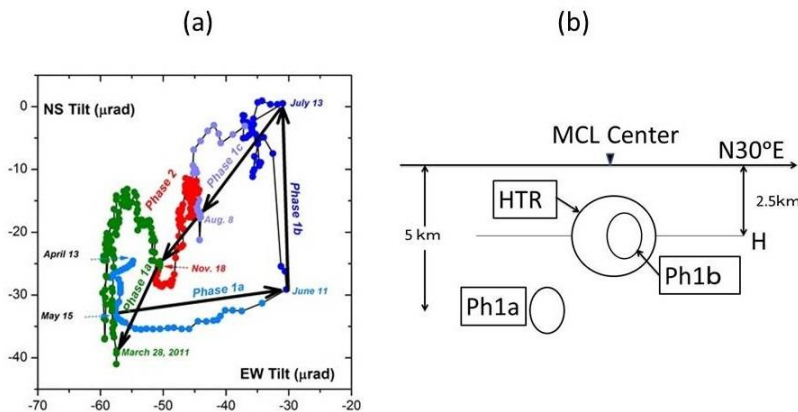
6. 地磁気変化モデル

2010-2011年活動の最中に北側斜面のDAK観測点において、田中式プロトン磁力計と傾斜計が稼働していた。主火山口内の東側MCE点でももう1台の田中式が置かれていたが、残念ながらほとんどの期間に欠測していた。第5図にDAKにおける傾斜の東西と南北成分および全磁力変化を示す。縦線で区切っているのは地震活動に合わせた活動区分で、特に第1期については傾斜の急変に合わせて

第5図. DAK 観測点における傾斜2成分と全磁力変化.
Fig. 5. EW and NS components of tilt and TMF changes at DAK station.



Phase 1a から 1c まで細分してある. 傾斜変化は第 1 期に最も大きく変動しているが, 全磁力の方は Phase 1c になってから 0.5nT 程度減少しているに過ぎず, 第 2 期と第 3 期になって当初のレベルから 2nT も減少し, その後回復に向かっている. 第 3 期の途中から SATREPS による磁力計が動いているが, この回復傾向は 2011 年に入っても続いていた.



第6図. (a) DAK 観測点における傾斜ベクトル図と (b) 主火山湖中央を通り, N30°E 走向の断面に投影した3つの力源の位置.
Fig. 6. (a) The migration of the tilt vector at DAK, and (b) the projection of three pressure sources on a vertical cross section centered at the MCL center, i.e. two spheroids (Ph1a

and Ph1b) and the HTR (sphere).

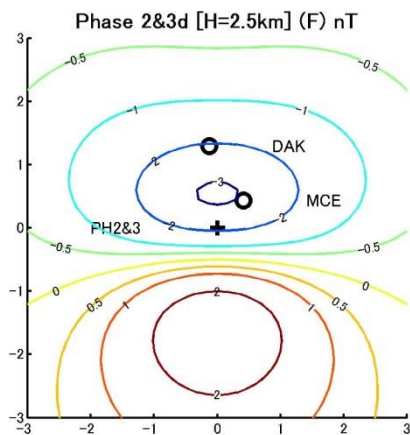
第 6 (a) 図に DAK における傾斜ベクトルの変化と, 6 (b) にそれを説明する力源の配置を示す. Phase 1a は 4 月 19 日から 6 月 1 日までの期間で, 傾斜はほとんど東向きに進行する. これは DAK のほぼ西の深さ 5 km にある力源の膨張に伴うものである. この力源を Ph1a と呼ぶ. 次に 6 月 11 日から 7 月 13 日にかけて北向きに傾くが, これは DAK のほぼ南, MCL の北岸の深さ 2.5 km に生じた力源 Ph1b による. Ph1a と Ph1b は $a = b = 1 \text{ km}$, $c = 0.6 \text{ km}$ のワッフル型回転楕円体で, その長い方の 2 軸が鉛直面内にあつて, c 軸は N30° E 方向を向いている. MCL の中央部を通る N30° E 走向の断面に, Ph1a と Ph1b を投影したものが 6 (b) 図である. Yamaya=Alanis の熱水溜(HTR)は半径 1.5 km の円に相当し, Ph1b の力源はこの HTR の内部に含まれる.

Phase 1c は二つの力源 Ph1a と Ph1b による膨張過程が収縮する時期であるが, HTR 内部に発生し

た力源 Ph1b が消失すると同時に、その原因となった物質＝火山性流体が HTR 全体に拡散し、HTR が膨張したに違いない。この場合より大きな球状である HTR の膨張は DAK の傾斜を弱めることになる。Phase 1c で全磁力が-0.5 nT の変化を示すのは、HTR の膨張で引き起こされたと考えられる。更に第 2 期、第 3 期には数 nT 以上の変化があって、これは HTR の膨張収縮が繰り返されたと考えられる。第 5 図によると、この時期に東西の傾斜はなだらかな回復を示して、Ph1a の力源が単調に収縮したことを示すのに対し、南北成分は大きな増減を繰り返し、HTR の中心からほぼ真北に位置する DAK で、この成分だけが変化した理由を説明できる。

地磁気変化の定量的説明を試みる。HTR の膨張を考えるので、熱水拡散に伴う熱消磁も考えられる。しかしタール火山付近の伏角は 14° で、もし熱消磁を想定するなら、その真上では磁力線が北向きとなって全磁力は増加する。全磁力変化は力学的変形と見事に対応しているので、その原因としてピエゾ磁気効果がもっともらしい。我々のモデルでは地殻の平均的剛性率として、 10^3 MPa を仮定している。これは地表に近い力学的変形を伴う火山現象に採用される値で、通常地殻の値とされる 3×10^4 MPa より一桁小さい。しかし Hamano (1983)によれば、磁気応力係数は空隙の多い岩石については頑丈な岩石のそれに比べて一桁大きくなる。実際にダム地磁気効果の野外観測によって、この効果は確かめられている。我々は磁気応力係数として通常より一桁大きい 2 MPa^{-1} を仮定し、これによってピエゾ磁場の値は通常剛性率および磁気応力係数を仮定した場合と変わらなくなる。

平均磁化は地表の全磁力測量結果を良く説明する値として、 5 A/m を採用する(Harada et al., 2005)。キュリー点深度(H)が最も不明なファクターである。タール火山は Macolod 回廊と呼ばれる北東-南西走向の地溝帯に位置し、タール湖の東方では地熱開発も盛んに行われている。我々は H が 5 km, 10 km 等の大きい値を与えてモデル計算を試みた上で、H として 2-3 km が適切であると結論づけた。ここでは H として 2.5 km を採用する。



第 7 図. 第 2 および第 3 期の HTR 膨張に伴うピエゾ磁気による全磁力変化(単位 nT).

Fig. 7. The computed TMF changes caused by inflation of HTR during the Phase 2 and 3.

Unit in nT.

力学的モデルとして我々は Davis (1986)による楕円体力源の公式を用いた。我々はまだこれに対応するピエゾ磁気変化の公式を得ていないので、

Ph1a と Ph1b という楕円体力源の代わりに、等価な体積の球を力源とする茂木モデルによる磁場(Sasai, 1991)を計算した。Phase 1c と Phase 2 もしくは 3 は HTR を力源と考えるので、同じく Sasai (1991)の公式を適用する。第 7 図は代表的な計算例として、第 2 期もしくは第 3 期に相当する HTR が膨張した時期における全磁力変化の分布図を示す。観測された通りに、DAK において-2 nT の変化が期待される。なお MCE については欠測中であったが、前後のデータから同程度の全磁力減少が期待される。それ以外の時期についても、観測された全磁力変化をほぼ説明できることが分かった。ここで強調したいのは、力学的変形モデルは地磁気変化を考慮して決められたものではなく、Ph1a は繰り返し水準と DAK の傾斜変化から、そして Ph1b の位置は Ph1a を通り $N120^\circ E$ 方向に延びる構造

線がある(過去の地震活動からの情報)と推測して決めたことである。

7. 今後の課題

(1) 熊谷モデルの S 波減衰・低比抵抗ブロックの実体が何であるか、いまだ不明である。地震学的、電磁気学的手法で決定された物性量からはマグマと考えるのが最も素直な解釈であるが、タール火山の実態と合わないのである。また 2010–2011 年活動にこのマグマ溜りはほとんど寄与していない。我々としては Volcano 島の外の小島やタール湖の外側で MT 観測を行い、低比抵抗ブロックの広がり を確定すると共に、より深部を含めてタール火山のマグマ供給系を解明したい。

(2) 2010–2011 年活動では、地下 5km で突然のマグマ貫入(?)があった後で、HTR に熱水が供給されて HTR が膨張したと考えられる。石戸(2002)によれば、非凝縮性の CO₂ ガスを含む流体では、200° C で 1–3MPa の圧力(Phase 1c や 2 と 3 で仮定した値である)において、気液二相状態になる。つまり CO₂ を十分含む熱水が HTR に供給されると、突然流体の圧力が増加する訳で、Phase 1c から 2 および 3 で起きた事態を良く説明する。MCL の湖面では年 1 回程度小型ボートで湖面上の CO₂ 放出量が測定されているが、2010 年 9 月と 2011 年 3 月に放出量が異常に増えた、と報告されている(Arpa et al., 2013)。タールの熱水溜における CO₂ の役割を更に調べる必要がある。

謝辞

熊谷博之名古屋大学教授には熊谷モデルについてご教示頂いた上に、様々な議論をして頂いた。深く感謝いたします。また本稿はこれまでタール火山観測を共に行ってきた山谷祐介(産総研)、竹内昭洋(東大地震研)、茂木透(北大)、橋本武志(北大)の皆さんとの共著とすべき内容であるが、不十分な議論しか行っていないので、さしあたって合意できるメンバーだけの連名としたこととお断りします。

引用文献

Alanis, P. K. B., 2013, *Ph. D. Thesis*, School of Earth & Env. Sci., Tokai University, 130 pp.

Alanis, P. K. B. et al., 2013, *Proc. Jpn. Acad.*, **89**, Ser. B, 383-389.

Arpa, M. C., et al., *Bull. Volcanol.*, **75**:747 DOI 10.1007/s00445-013-0747-9.

Browne P. R. L., J. V. Lawless, 2001, *Earth-Science Reviews*, **52**, 299-331.

Catane, S. G., et al., 2005, *CNEAS Monograph Series 18*, Tohoku University Press, pp. 54-64.

Davis, P. M., 1986, *J. Geophys. Res.*, **91**, B7, 7429-7438.

Delmelle, P., M. et al. 1998, *Bull. Volcanol.*, **59**, 562-576.

Fomenko E. Y., T. Mogi, 2002, *Earth Planets Space*, **54**, 499-509.

Hamano, Y., 1983, *J. Geomag. Geoelectr.*, **35**, 155-172.

Harada, M., et al., 2005, *Proc. Jpn. Acad.*, **81**, Ser B, 261-266.

Kazahaya, K., et al., 1993, *Geochemical Journal*, **27**, 261-270.

Kumagai, H. et al, 2014, *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 19, 6681-6688.

石戸経士, 2002, 地熱貯留層工学, 日本地熱調査会, 176pp.

Maeda, Y., et al., *J. Geophys. Res., Solid Earth*, **118**, 2832-2846.

Maso, M. S., 1911, *Department of the Interior Weather Bureau*, 1-25.

Moore, J. G., et al., 1966, *Science*, **151**, 955-960.

Sasai, Y., 1991, *J. Geomag. Geoelectr.*, **43**, 21-64.

Yamaya, et al., 2013, *Bull. Volcanol.*, **75**:729. DOI:10.1007/s00445-013-0729-y.

Zlotnicki, J., et al., 2009, , *Bull. Volcanol.*, **71**, 29-47.