

熱水流動を考慮した火山体磁化構造時間変化モデル

Numerical simulation of volcanomagnetic effects due to hydrothermal activity.

大久保綾子・神田徑・石原和弘（京都大学防災研究所）

Ayako Okubo, Wataru Kanda, and Kazuhiro Ishihara
(Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University.)

Abstract

We have developed a postprocessor to calculate the geomagnetic field variations caused by hydrothermal activities in the volcanic region. It uses distributions of temperature inside the volcano, which are results of a numerical simulation for hydrothermal activity after magma intrusion. The most dominant mechanism of volcanomagnetic effects was considered here: thermomagnetic effect. We examined the influences of host rock permeability and depth of magma intrusion on thermomagnetic effect. Results showed that the shallower depth of intrusion causes larger total intensity anomaly and earlier decline of it and that larger anomalies appear at later times in cases of lower permeability host rocks.

1. はじめに

地表における地磁気連続観測は、火山体浅部の熱的状态を把握するのに有効であり、多くの火山で行われている（例えば、Tanaka, 1993; Del Negro et al., 2000）。火山岩の磁化は強い温度依存性を示すため、地表で観測される地磁気の時間変化から、地下で起こったあるいは進行中の火山活動を把握することがねらいである。

活動的火山では、比抵抗構造や自然電位分布などから、火山体浅部に熱水系が存在することが推定され、地震観測からも、長周期微動の発生に地下流体の関与が示唆されるなど、火山活動に火山流体が重要な役割を果たしていることが明らかとなってきた。従って、火山活動に伴って観測される地表での地磁気変化も熱水の関与を避けて説明することはできない。実際、観測された地磁気変化の解釈では、熱の輸送に地下水が関与していることが多くの火山で推測されている（例えば、Tanaka, 1993）が、定性的な解釈に留まっている。

そこで、本研究では、火山体内部の熱水流動に着目し、地磁気変化を定量的に説明することを目指す。ここでは、熱磁気効果に起因する磁化構造の時間変化モデルに焦点を絞り、温度分布に起因する磁場変化を数値的に見積もることとした。

2. 計算方法

熱水流動シミュレータ HYDROTHERM (Hayba and Ingebritsen, 1994) が出力する温度分布を入力値として用いる。シミュレータが計算するのは多孔質媒質中を流動する間隙流体の温度分布であるが、間隙流体が周囲の多孔質媒質中（岩石）と熱平衡にあると考える事は妥当であり、流体の温度分布を火山体内部の岩石の温度分布として使用する。Ishido and Pritchett (2001)と同様に、岩石磁化の温度依存性の以下の式を用い、磁化分布を求める。

$$J = M_0 \times (1 - 3\eta^2 + 2\eta^3) \quad (1)$$

ここで、 $\eta = (T - T_1)/(T_2 - T_1)$ であり、本研究では、 $M_0 = 5 \text{ A/m}$, $T_1 = 100^\circ\text{C}$, $T_2 = 600^\circ\text{C}$ とした。

また、地表における磁場計算は、地形を考慮するため、円錐台の磁場公式 (Rikitake, 1951)を一般化した笹井(1991)の手法を用いた。なお、伏角は 45° 、偏角は 0° としている。

3. 数値モデル

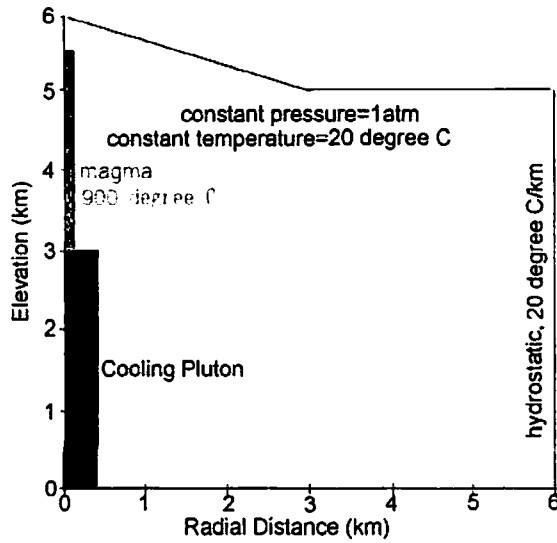


Fig. 1 Geometry and boundary conditions of the model used for all simulation presented in this study. Initial temperature of the shallow magma intrusion is assumed as 900 °C.

Table 1 Rock Properties. Details of $f(T)$ and $g(T)$ are described in the text.

Property	Pluton	Host rock
Permeability m^2	$f(T)$	$f(T)$
Porosity %	5	10
Heat capacity $J/(kg K)$	$g(T)$	$g(T)$
Thermal conductivity $W/(m K)$	2	2
Rock density kg/m^3	2500	2500

Table 2 Four models used in the case studies for thermomagnetic effect caused by hydrothermal activity.

Model	host rock permeability (< 360 °C)	Top depth of the intruded magma
Model A	$10^{-13} m^2$	500 m (a.s.l.)
Model B	$10^{-13} m^2$	0 m (a.s.l.)
Model C	$10^{-12} m^2$	500 m (a.s.l.)
Model D	$10^{-14} m^2$	500 m (a.s.l.)

Fig. 1で示されるように、2次元の軸対称座標を用いた。シミュレーションは、400mの半径をもつ900℃の深成岩体が深さ3 kmまで貫入し、完全に定常状態になった30,000 年後において、冷却した深成岩の直上から半径40mのマグマが貫入した場合を考える。火山岩の特性および初期条件や境界条件はHayba and Ingebritsen (1997)と同様である。

岩石の特性において、浸透率と熱容量は温度依存性をもつが、間隙率、密度、熱伝導率は全てのシミュレーションにおいて一定とした (Table.1) 。浸透率の温度依存性に関しては、500℃を超えた時点で、マグマと母岩ともに $10^{-22} m^2$ で、500℃-400℃に減少するにつれて、log-linearに $10^{-19} m^2$ (マグマ) と $10^{-17} m^2$ (母岩) に増加し、360℃を越えた時点で、 10^{-12} - $10^{-14} m^2$ (母岩) と $10^{-18} m^2$ (マグマ) と仮定した(c.f. Manning and Ingebritsen, 1999). 冷却した深成岩体は、低い浸透率 ($10^{-18} m^2$) をもつ。熱容量の温度依存性に関しては、900℃ から 750℃までの間は2000 $J/(kg K)$, 750℃以下では1000 $J/(kg K)$ とした。また、底面の境界条件として、地下深部から供給される熱流量を、母岩内では80 mW/m^2 , 深成岩内では120 mW/m^2 とした。

4. シミュレーションによるケーススタディ

マグマ貫入イベントにより熱水系が擾乱を受けた後の、熱磁気効果に起因する地表での地磁気変化を数値的に評価した。ここでは、マグマの貫入の深さおよび母岩の浸透率の影響について、何通りかの計算をした。

Fig. 2 は、Model A (Table 2)の熱水流動パターンと温度分布を示す。Fig. 3は、その分布に対応する地上での磁場異常分布である。貫入直後、マグマの外側での流動パターンは貫入によって分布は変わらないが、気相状態が貫入マグマの上部で表れる。高温領域はマグマの内部に限られるが、急な温度勾配がマグマと母岩の間で見られる。従って、Fig.3a は、貫入した高温マグマによって引き起こされる磁場異常分布を表している。

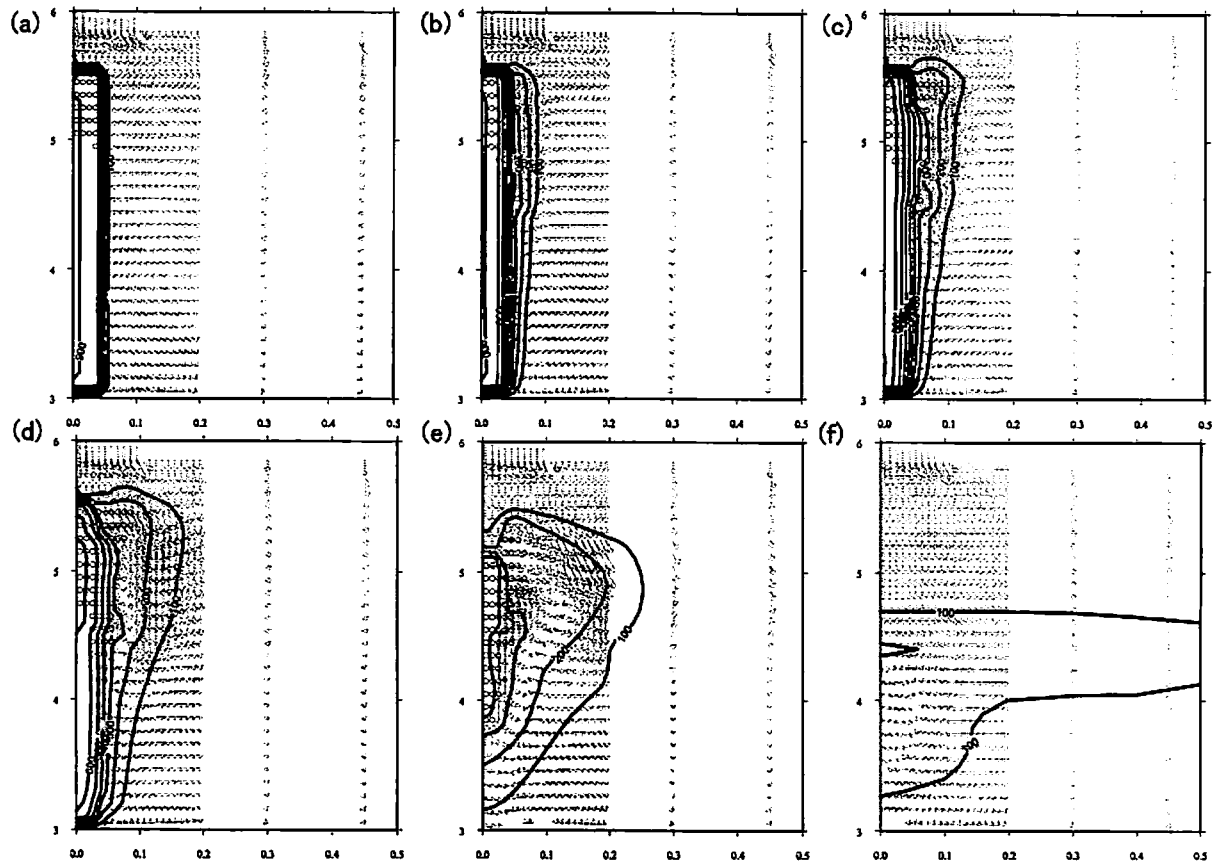


Fig. 2 Simulation results for *Model A* showing temperature contours and fluid-flow vectors at selected times after a fresh magma intrusion: (a) 1 yr, (b) 8 yr, (c) 16 yr, (d) 32 yr, (e) 64 yr and (f) 128 yr. Arrows represent flow vectors for liquid and supercritical water. Circles show that the fluid is vapor (steam).

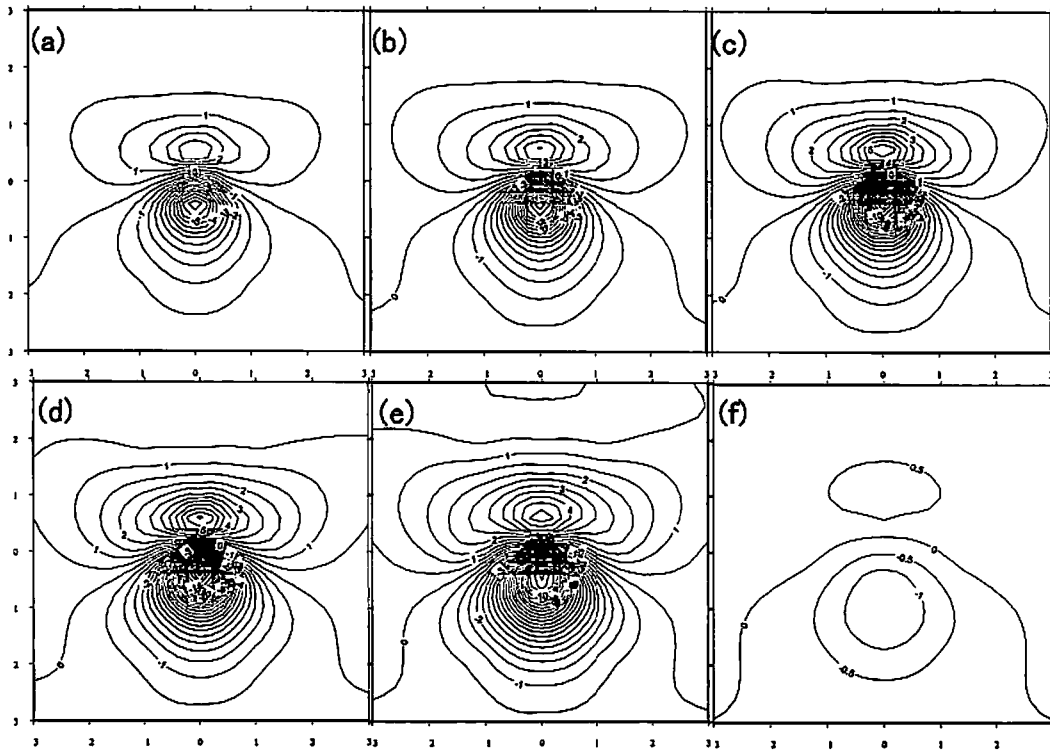


Fig. 3 Corresponding anomaly map of the calculated changes in total intensity caused by the fresh magma intrusion shown in Fig. 2: (a) 1yr, (b) 8 yr, (c) 16yr, (d) 32 yr, (e) 64 yr and (f) 128 yr after the intrusion. Area shows -3.0 to +3.0 km

in East direction and -3.0 to +3.0 km in North direction. Contour intervals are 0.5 nT.

貫入後8年から16年の間 (Fig.2b と 2c), 強い上昇流がマグマの外側の深い部分で生じる. 気相領域もマグマの外側および下方へと広がって行き, 2相領域を生じている. すなわち, 熱水循環が始まりつつある. 高温領域はマグマの上部で徐々に水平に伸びている. 磁気異常のパターンは前のステップとほとんど変わらないが, 大きな変化量が得られている (Fig.3bと3c). 貫入後32年 (Fig.2d)経つと, よく発達した熱水循環が見られる. しかしながら, 流体流動によって熱が輸送されるので, マグマの温度は600-700°Cまで減少し, 貫入マグマの底部まで気相領域が到達する. 磁場の最も大きな異常はこのtime step (Fig.3d)で観測される. Fig.2eでは, 熱水循環は水平に広がり, 高温領域も対応する領域に広がっている. 一方, マグマ内では気相が卓越し, 400°Cまで冷却されている. このtime stepでの磁気異常 (Fig.3e)は, Fig.3dとほぼ同様のパターンを示すが大きさは小さい. 貫入後128年で, マグマの熱はほぼ消費され, 流動パターンも定常状態に近くなる (Fig.2f). 磁気異常もほぼ消失している (Fig.3f).

4.1 マグマ貫入の深さの影響

Fig. 4は, マグマ貫入の深さの違いに対する, 磁場変化の南北プロファイルを示す. ここでは, 母岩の浸透率は同じである (Table 2). Fig. 4(b)と比べて, Fig. 4(a)は異常領域は小さいが, 全ての時間で大きな磁場異常を示す. さらに, 異常のピークは, *Model A* の場合 (Fig.3も参照), 貫入後32年で最大になるが, *Model B* では64年で最大ピークを迎える. より浅い深さの貫入の方が, より大きな磁場変化を引き起こし, より早く異常が解消されることが示唆される. Fig.2で示されるように, 時間とともに熱水循環は貫入マグマの上部近くで発展し, 水平方向に伸びる. マグマ貫入がより浅いモデルでは, より大きな熱水循環に発展するためだと考えられる. 流動する流体の量が多ければ, それだけ多くの熱が輸送されるため, 熱水系はより早く減衰するものと思われる.

4.2 母岩の浸透率の影響

Fig. 5で示される磁場変化は, 山頂に対して, 南の観測点 (中心から500 m 南) と北の観測点 (500 m 北) の2点における, 異なる浸透率に対する熱磁気効果をまとめている. ここでのモデルの浸透率は, *Model A* に対して, *Model C* は1桁大きく, *Model D* は1桁小さくなっている. マグマの貫入の深さは, 全てのモデルで同じである (Table 2).

Fig.5の結果に対して, 2つの特徴を述べる. まず, 母岩の浸透率が大きいほど, 磁場変化の継続時間がより短くなる. これは, 浸透率が高いほど熱輸送は移流支配型となるためである. 大量の流体が急速にマグマからの熱を輸送するため, 熱水循環を長く維持できないことを示唆する. 次に, 貫入直後の異常は3つのモデルともほとんど同じであるが, 浸透率の低いモデルでは, より大きな磁場変化が現れる. 初期の磁場変化は, 3つのモデルとも高温マグマの直接の影響によって引き起こされる. しかし, 低い母岩の浸透率モデル (*Model A* と *Model D*) は, 徐々に北側では増加し, 南側では減少する. これは, 高温領域 (消磁領域) が広がっているのに対応し, 熱水循環により磁場変化が生じていることを表す (Fig.2も参照). 移流による熱輸送の効果は, 低い浸透率モデルに対しては小さくなるので, 貫入マグマの冷却には時間がかかる. 結果として, 熱水循環は長時間維持される.

5. まとめ

マグマ貫入後の熱水流動のシミュレーションを行い, 熱水系の消長によって地表での地磁気がどのように変化するかを数値的に評価した. シミュレーションで得られる温度分布から火山体内部の磁化分布を見積もって, 地表での地磁気変化を計算するポストプロセッサを開発し, マグマの貫入の深さおよび浸透率が地磁気変化に与える影響を調べた. その結果, より浅くマグマが貫入する方が, 地磁気変化が大きく, 地磁気変化が観測される時間が短いこと, また, 浸透率が小さい方が, 地磁気変化が大きく, 地磁気変化が観測される時間が長いことがわかった.

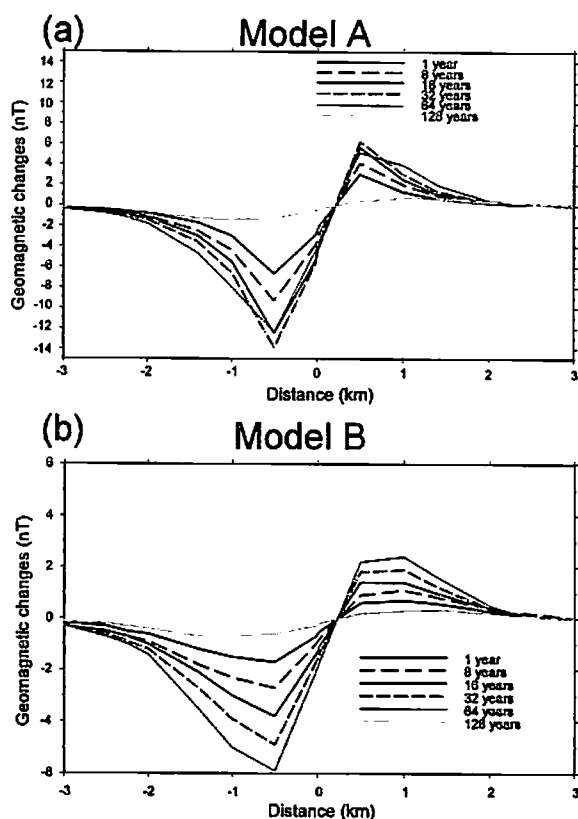


Fig. 4 North-South profiles of anomalous total intensity for different depths of the magma intrusion: (a) *Model A* (500 m a.s.l.) and (b) *Model B* (0 m a.s.l.). Six profiles at different time steps after the intrusion (2^0 yr, 2^3 yr, 2^4 yr, 2^5 yr, 2^6 yr, and 2^7 yr) are shown in each figure.

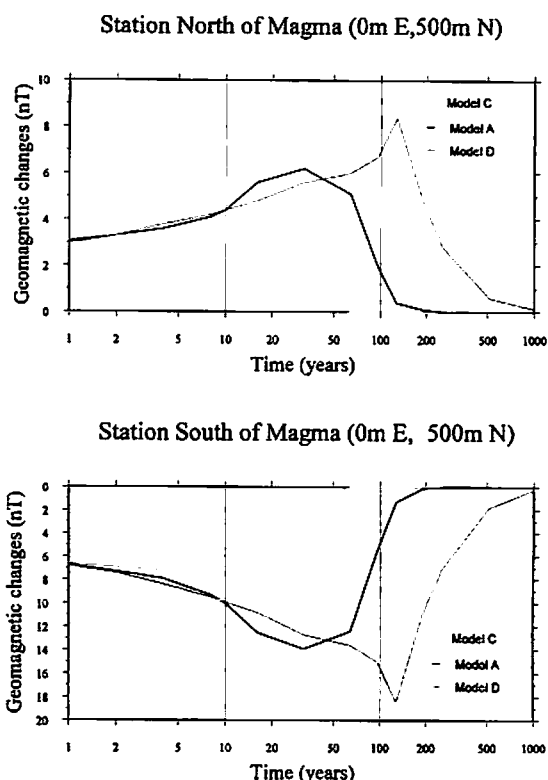


Fig. 5 Histories of anomalous total geomagnetic intensity caused by a fresh magma intrusion into various permeabilities of host rocks: *Model C* (10^{-12} m^2), *Model A* (10^{-13} m^2), and *Model D* (10^{-14} m^2).

謝辞

本研究では、東京都総合防災部の笹井洋一博士および産業技術総合研究所の石戸経士博士には有益な御助言を頂きました。ここに感謝の意を表します。

参考文献

- Del Negro, C. and Ferrucci, F. (2000): Volcanomagnetic effects at Vulcano Island (Aeolian archipelago, Italy), *Geophys. J. Int.*, Vol. 140, pp. 83-94.
- Hanson, R. B. and Barton, M. D. (1989): Thermal development of low-pressure metamorphic belts: Results from two-dimensional numerical models, *J. Geophys. Res.*, Vol. 94, 10363-10377.
- Hayba, D. O. and Ingebritsen, S. E. (1994): The computer model HYDROTHERM, a three-dimensional finite-difference model to simulate ground-water flow and heat transport in the temperature range of 0 to 1,200 °C, U. S. Geol. Surv. Water Resour. Invest. Rep., No. 94-4045, 85 pp.
- Hayba, D. O. and Ingebritsen, S. E. (1997) Multiphase groundwater flow near cooling plutons, *J. Geophys. Res.*, Vol. 102, pp. 12235-12252.
- Ishido T. and Pritchett J. W. (2001): Prediction of magnetic field changes induced by geothermal fluid production and reinjection, *GRC Transactions*, Vol. 25, pp. 645-649.
- Manning, C. E. and Ingebritsen, S. E. (1999): Permeability of the continental crust: Implications of geothermal data and metamorphic systems, *Rev. Geophys.*, Vol. 37, pp. 127-150.
- Rikitake, T. (1951): The distribution of magnetic dip in Ooshima (Oo-sima) Island and its change that accompanied the eruption of Volcano Mihara, 1950, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, Vol. 29, pp. 161-181.
- 笹井洋一(1991): 軸対称なポテンシャル問題を解くためのリプシッツ・ハンケル積分, CA研究会論文集, pp. 110-121.
- Tanaka, Y. (1993) Eruption mechanism as inferred from geomagnetic changes with special attention to the 1989-1990 activity of Aso volcano, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 56, pp. 319-33