

地形の影響を考慮した熱水流動に伴う熱磁気・圧磁気効果モデルの開発

Development of Thermomagnetic and Piezomagnetic Models Associated with Hydrothermal Fluid Circulation in Consideration of Terrain Effects.

大久保綾子*・神田径**・中塚正*・大熊茂雄*

* 産業技術総合研究所 地質情報研究部門 地球物理情報研究グループ

** 京都大学防災研究所附属火山活動研究センター

Ayako OKUBO*, Wataru KANDA**, Tadashi NAKATSUKA* and Shigeo OKUMA*

* Geological Survey of Japan, AIST,

** Sakurajima Volcano Research Center, DPRI, Kyoto Univ.

Abstract

We have developed a postprocessor to calculate the geomagnetic field variations caused by hydrothermal fluid circulation in consideration of terrain undulation. It uses distributions of temperature and pressure inside the volcano, which are results of a numerical simulation for hydrothermal activity after magma intrusion. Two dominant mechanisms of volcanomagnetic effects were considered here: thermomagnetic effect and piezomagnetic effect. We compared both effects and examined the influences of host rock permeability. From these evaluations, we found as follows: (1) host rock permeability strongly affects not only the duration of the anomalous thermomagnetic and piezomagnetic fields but also the amounts of them. (2) The time scale of the magnetic field change of a piezomagnetic effect is shorter than that of thermomagnetic effect.

1. はじめに

火山活動に伴った地磁気の時間変化が多くの活動的火山で観測され、その主な原因として、火山体浅部の高温化や応力集中が挙げられている。一般に、応力変化に起因するピエゾ磁気効果は、温度変化による熱磁気効果よりも小さいとされるが、例えば、マグマ貫入など一時的に増圧が起こった直後は、間隙水圧が非常に高まるため、ピエゾ磁気効果による地表での磁場変動も無視できないと考えられる。また、多くの火山では、熱磁気効果や圧磁気効果の発現には、火山流体あるいは熱水対流系が重要な役割を担っていると考えられている。一方、火山では火山地形が存在するので、地形により熱水流動パターンも変わるため、地上での磁場変化にも影響を及ぼすと考えられる。そこで本研究では、熱水流動に伴う熱磁気・圧磁気の両効果を数値計算から同時に見積もるプログラム(Okubo *et al.* 2006; Okubo *et al.* 2007)を地形の影響を考慮できるように改良した。

2. 地形の影響を考慮した計算方法

2.1 圧磁気効果

熱水流動シミュレータ HYDROTHERM (Hayba and Ingebritsen, 1994) で計算された火山体内部の間隙流体の圧力分布を用いて、ピエゾ磁気効果による地表での磁場変化を求めるポストプロセッサを開発してきた(Okubo *et al.*, 2007)。しかし地形の影響を考慮すると、要素の形状を直方体として取り扱うことができなくなるため、先のポストプロセッサを以下の点において変更することを考えた。

①3次元有効応力平衡方程式における体積力分布の計算方法: 間隙流体の圧力分布から動水勾配 (Hydraulic gradient) を求める際、各要素の節点における圧力水頭 (Hydraulic Head) 値の偏微分計算において、x-y-z 座標上の要素から ξ - η - ζ 無次元座標に変換し、8 節点・6 面体の Iso-Parametric 要素で行なう。

②磁場変化の計算方法: 任意形状要素に対する磁気ポテンシャルを求めるために、Bott (1963) が定式化した、任意形状の磁性体による磁気ポテンシャルの計算式を応用した。具体的には、各要素内のピエゾ磁化変化 ΔJ は一様であるので、Bott (1963) の磁化強度 J を、磁化変化 ΔJ と見立てて各要素のピエゾ磁場変化を求める。最終的に全要素の磁場変化を足し合わせることで、地表での磁場変化とする。

2.2 熱磁気効果

熱水流動シミュレータ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。岩石磁化の温度依存性に関しては、Ishido & Pritchett (2001) や Okubo *et al.*(2006) の先行研究とは別に、安山岩の磁気特性を考慮して、本研究では以下の式を用い、磁化分布 J を求める。

$$\begin{aligned}
 J &= M_0 & (T < T_1) \\
 J &= M_0 \times (-T/1500 + 16/15) & (T_1 < T < T_2) \\
 J &= 0.8M_0 \times (-T/200 + 3) & (T_2 < T < T_3) \\
 J &= 0 & (T > T_3)
 \end{aligned}$$

ここで本研究では、 $T_1=100$, $T_2=400$, $T_3=600$ であり、初期磁化強度を $M_0=5 \text{ A/m}$ 、伏角と偏角はともに 0° としている。地表での磁場変化の計算は、Bott (1963)の手法をそのまま適用した。

3. 数値モデル

Fig. 1で示されるように、2次元の軸対称座標を用いた。本研究では、地形起伏の関数 h を $h(x, y) = \exp\{-0.1(x^2 + y^2)\}$ としている。本研究のシミュレーションでは、500m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状態 (Model AとB:10,000 年後, Model CとD:50,000 年後) において、冷却した深成岩にクラックが入りそこから半径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。

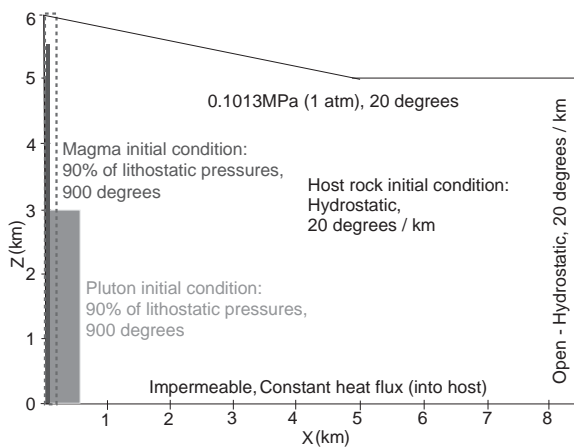


Fig. 1 Configuration of the numerical model showing boundary and initial conditions for hydrothermal fluid circulation. The model consists of axi-symmetric 2-D model. The area shown by a dashed line corresponds to the area shown in Figs.2 and 3.

Table 1 Physical properties used for the numerical modeling. Those values are the same used in Hayba and Ingebritsen (1997). $f(T)$ and $g(T)$ denote that the value is a function of temperature T .

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
Poisson's ratio	0.25	0.25

Table 2. Models parameters used in the case studies.

Model	Host rock permeability (< 360 °C)	Type of magnetic effect
Model A	$10^{-14} m^2$	Piezomagnetic
Model B	$10^{-15} m^2$	Piezomagnetic
Model C	$10^{-14} m^2$	Thermomagnetic
Model D	$10^{-15} m^2$	Thermomagnetic

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)。ただし、間隙率に関しては、緻密な組織の深成岩で5%、母岩・マグマで10%と仮定した。マグマ、母岩、深成岩ともに浸透率の温度依存性に関しては、360 を越えた時点で、 10^{-14} - $10^{-15} m^2$ とし、400 -500 に増加するにつれて、log-linearに $10^{-18} m^2$ に減少し、500 を越えた時点で $10^{-22} m^2$ と仮定した。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、750 以下では $1000 J/(kg K)$ 、750 から 900 までの間は $2000 J/(kg K)$ 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・圧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。各々の効果について、母岩の浸透率の影響を計算した。

Fig. 2 は、Fig.1の点線内のマグマ貫入領域における、*Model A*と*Model B* (Table 2)の熱水流動パターン、圧力分布、温度分布を示す。*Model C*と*Model D*においては同様にFig.3で示す。またFigs. 4-7は、その分布に対応する、山頂を中心として北へ-1.0 kmから +1.0 km、東へ-1.0 kmから+1.0 kmの2km四方の領域における地上での磁場異常分布である。Fig. 4と5で示される磁場変化は圧磁気効果による磁場変化、Fig.6と7は熱磁気効果による磁場変化である。モデルの浸透率は、*Model A* (Figs. 2と4)と*Model C* (Fig. 3と5)に対して、*Model B* (Fig. 2と6)と*Model D* (Fig. 3と7) は1桁小さい値としている(Table 2)。

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内部の上部で表れる。高温・高圧領域はマグマ内部に限られるが、急な温度・圧力勾配がマグマと母岩の間で見られる(Fig.2a と 3a)。貫入16年後 (Fig.2b と 3b)、強い上昇流がマグマの外側で生じる。気相領域もマグマの上部外側へと広がって行き、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外側に徐々に広がり、圧力勾配も緩やかになる。貫入後64年(Fig.2c と 3c)経つと、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。圧力勾配もさらに緩やかになる。一方、マグマ外側および下方へと気相が卓越し、マグマは400 程度まで冷却されている。

異なる浸透率に対する圧磁気効果として、*Model A* (Fig.4)と*Model B* (Fig.5)の結果から、大きく2つの特徴がある。1つめは、マグマの貫入直後から浸透率の小さい方が、変化量が明らかに大きな結果を生じている。これはFig.3aとFig.2aの流動速度の比較からもわかるように、浸透率の小さい方が、間隙水圧が高まっていることを示唆している。2つめは異常の最大ピークは、浸透率が小さい方が遅く現われる。

異なる浸透率に対する熱磁気効果として、*Model C* (Fig.6)と*Model D* (Fig.7)の結果では、圧磁気と比べると、変化量に明瞭な差はないが、32年、64年で多少その差が現れる。

また両効果の共通する特徴として、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。

5. まとめ

熱水流動に伴う火山地磁気効果を計算するためのポストプロセッサを、地形を考慮できるよう改良し、数値シミュレーションを行なった。熱磁気・圧磁気効果を同時に見積もった結果、圧磁気効果による磁場変化はタイムスケールが短いのにに対し、熱磁気は変化の最大が遅く現れることが示された。また、熱水流動に最も寄与するパラメタ、浸透率の大きさは、磁場変化量に大きく寄与する事が示された。

参考文献

- Bott M.H.P. 1963, Two methods applicable to computers for evaluating magnetic anomalies due to finite three-dimensional bodies, *Geophysical Prospecting*, 11, 292-299.
- 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.
- Okubo, A., Kanda, W. & Ishihara, K., 2006, Numerical simulation of volcanomagnetic effects due to hydrothermal Activity. *Annals of Disas. Prev. Res. Inst.*, Kyoto Univ., 49(C), 211-218.
- Okubo, A., Kanda, W. & Ishihara, K., 2007, Numerical simulation of volcanomagnetic effects due to hydrothermal Activity (2). *Annals of Disas. Prev. Res. Inst.*, Kyoto Univ., 50(C), 157-164

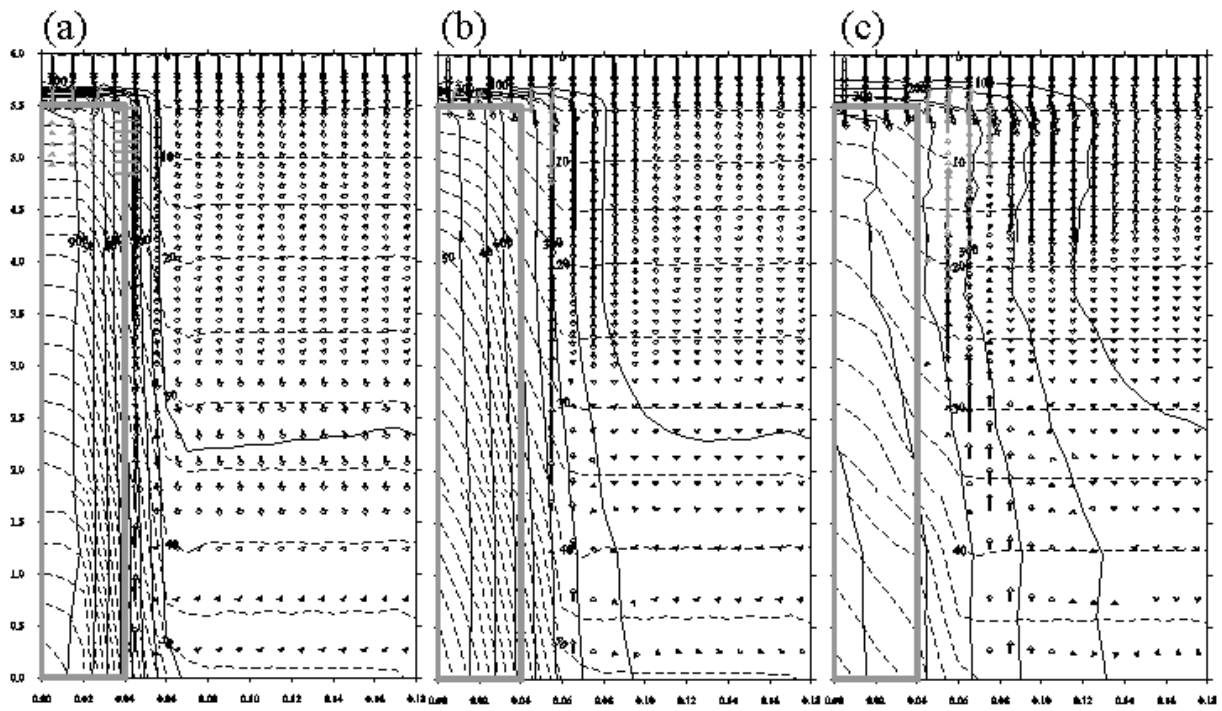


Fig. 2 Simulation results for *Models A* and *C* showing temperature changes (solid contours), pore-fluid pressures (dotted contours) and fluid-flow vectors along the N-S direction at $Y=0\text{ km}$ at 3 elapsed times: (a) 1 year after, (b) 16 years after, (c) 64 years after the magma intrusion. The contour intervals are 100 in temperature and 5.0 MPa in pressure. The area enclosed by a dashed line in Fig. 1 is shown in each panel. Solid arrows represent flow vectors for liquid or supercritical water. Gray arrows show steam velocities.

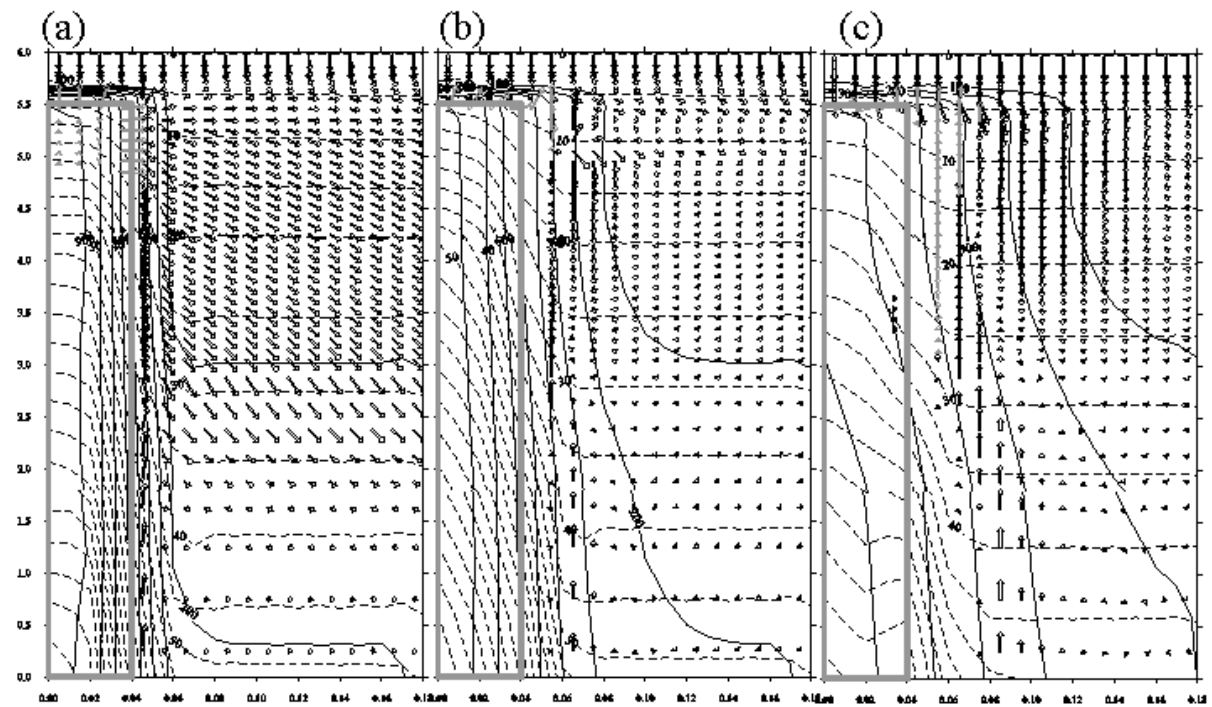


Fig. 3 Simulation results for *Models B* and *D* showing temperature changes (solid contours), pore-fluid pressures (dotted contours) and fluid-flow vectors along the N-S direction at $Y=0\text{ km}$ at 3 elapsed times: (a) 1 year after, (b) 16 years after, (c) 64 years after the magma intrusion. The contour intervals are 100 in temperature and 5.0 MPa in pressure. Solid arrows represent flow vectors for liquid or supercritical water. Gray arrows show steam velocities.

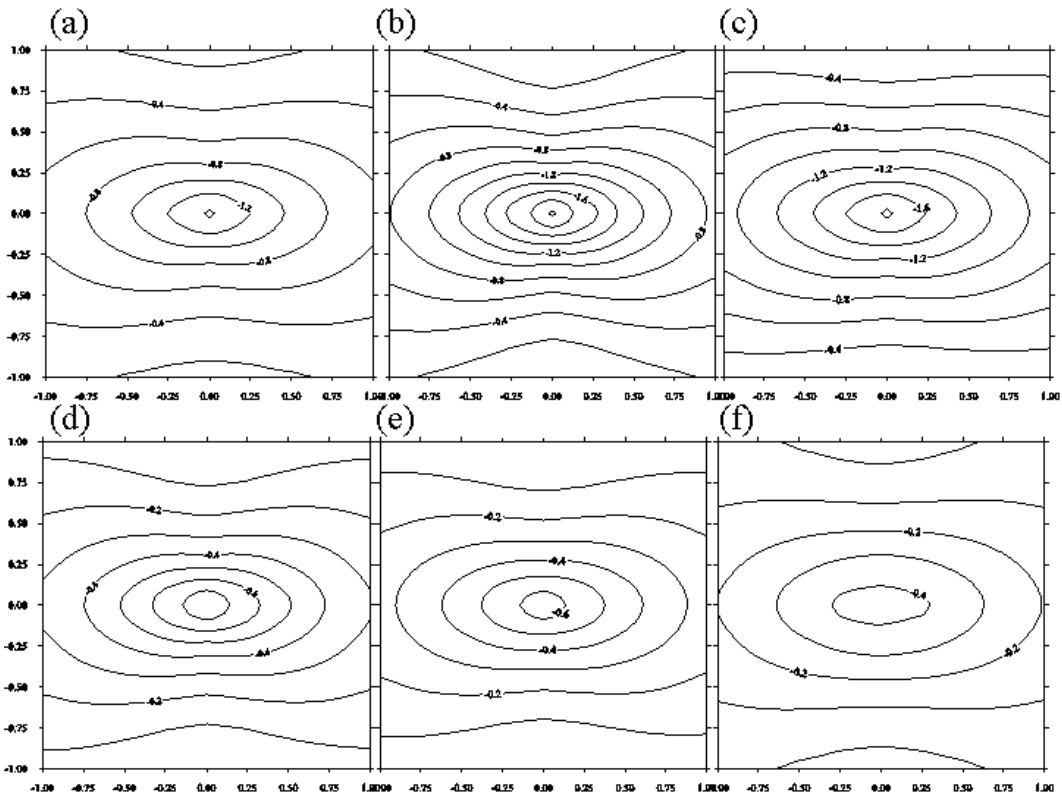


Fig. 4 The estimated changes in piezomagnetic field intensity at the ground surface caused by hydrothermal pressurization for *Model A*: (a) 1 yr, (b) 2 yr, (c) 4 yr, (d) 16 yr, (e) 32 yr and (f) 64 yr. Area shows -1.0 to +1.0 km in East direction and -1.0 to +1.0 km in North direction. Contour intervals are 0.2 nT.

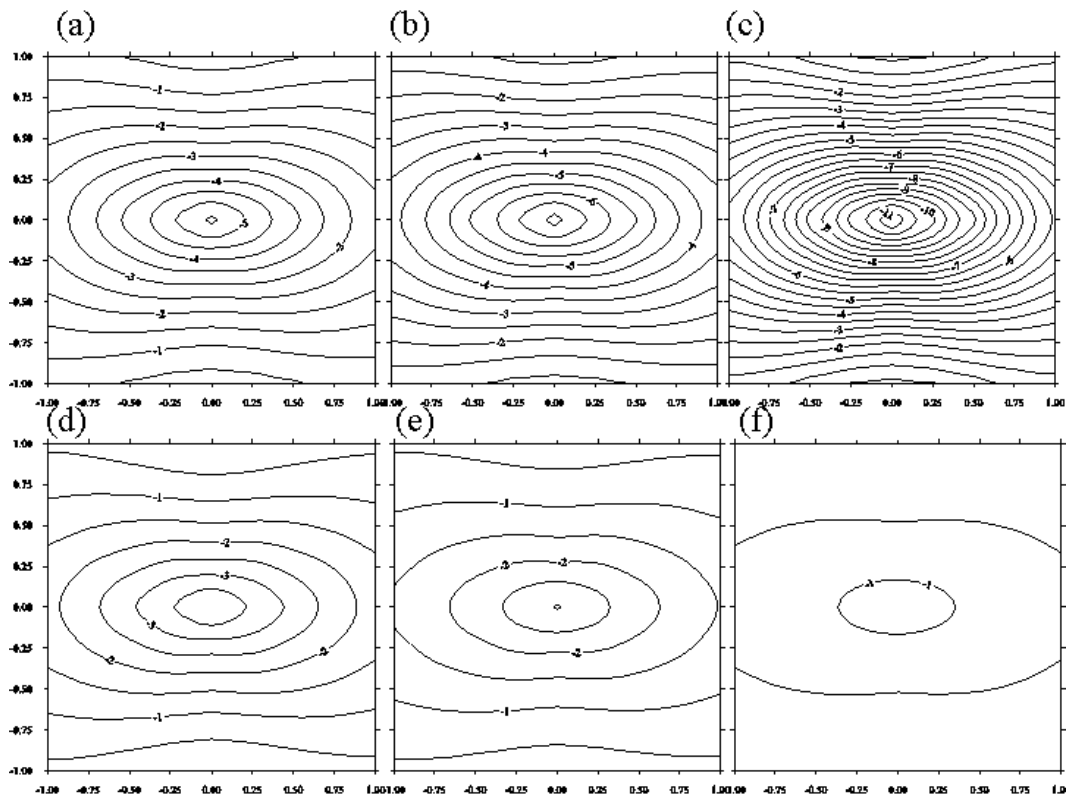


Fig. 5 The estimated changes in piezomagnetic field intensity at the ground surface caused by hydrothermal pressurization for *Model B*: (a) 1 yr, (b) 2 yr, (c) 4 yr, (d) 16 yr, (e) 32 yr and (f) 64 yr. Contour intervals are 0.5 nT

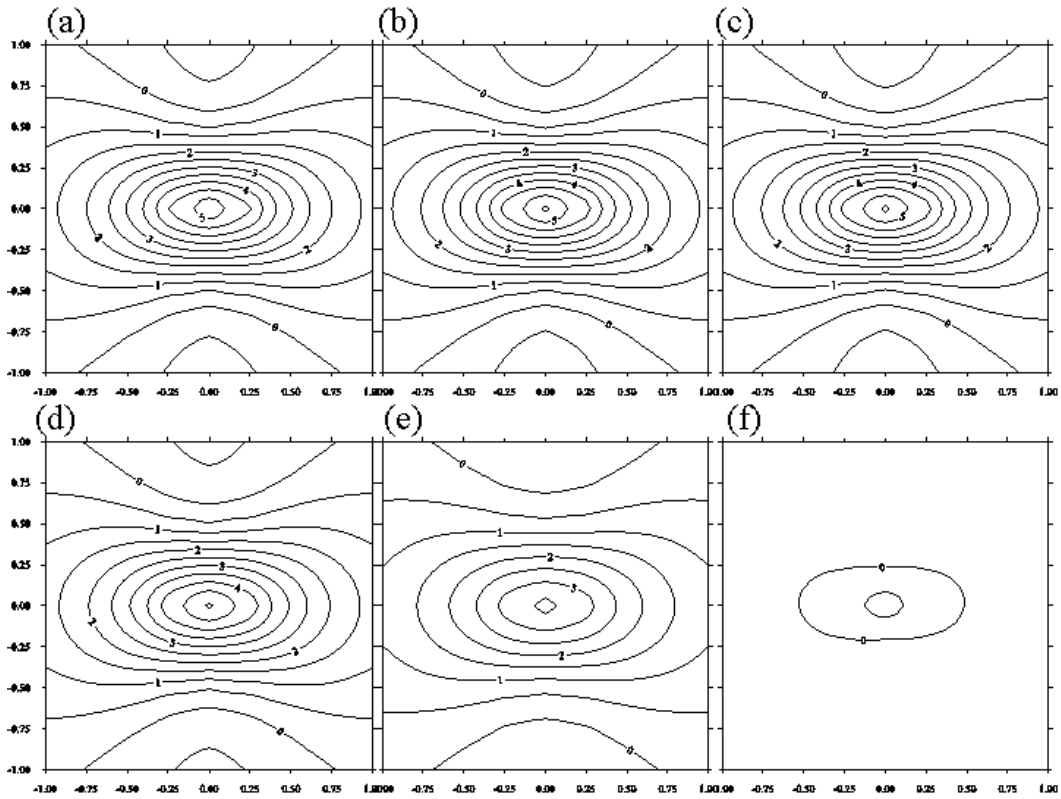


Fig. 6 The estimated changes in thermomagnetic field intensity at the ground surface for *Model C*: (a) 1 yr, (b) 2 yr, (c) 4 yr, (d) 16 yr, (e) 32 yr and (f) 64 yr. Contour intervals are 0.5 nT.

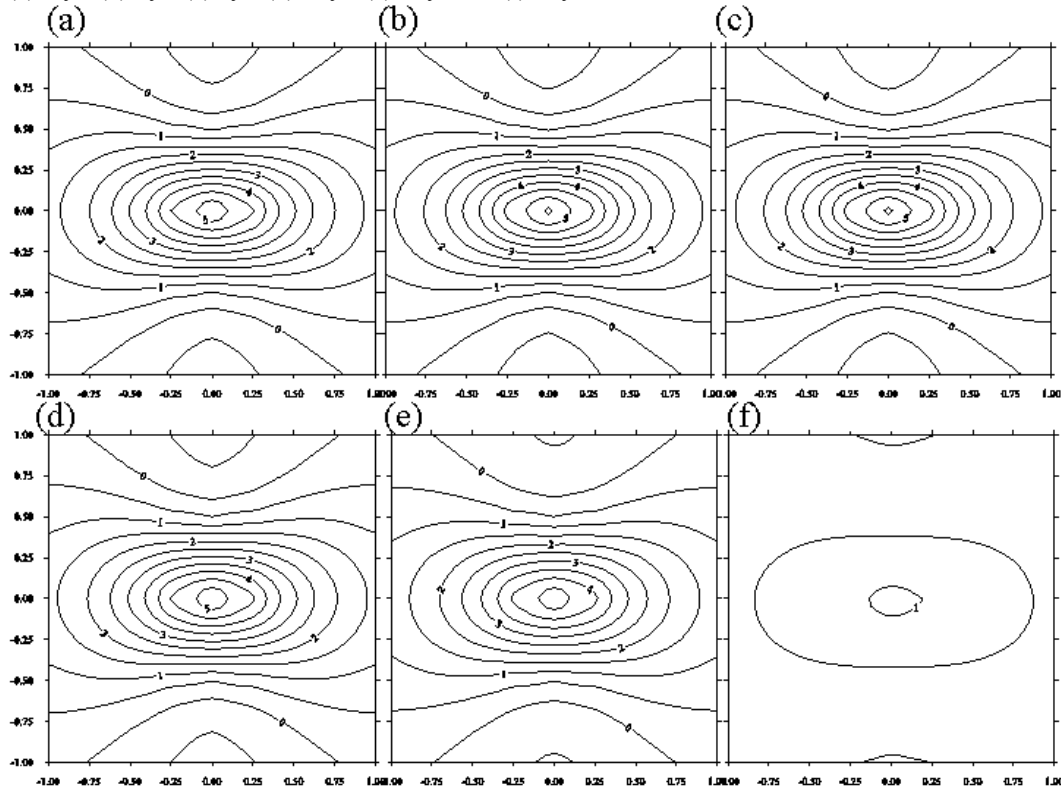


Fig. 7 The estimated changes in thermomagnetic field intensity at the ground surface for *Model D*: (a) 1 yr, (b) 2 yr, (c) 4 yr, (d) 16 yr, (e) 32 yr and (f) 64 yr. Contour intervals are 0.5 nT.