

坑井データによる地下温度構造の推定

梅田 浩司 小松 亮 中司 昇

東濃地科学センター

資料番号：2-4

Geothermal Structure Based on Temperature Logging Data of Boreholes in Japan

Koji UMEDA Ryo KOMATSU Noboru NAKATSUKA
Tono Geoscience Center

東濃地科学センターでは、地質環境の長期的な安定性を評価するため、火成活動や地殻変動が地質環境に及ぼす影響についての調査、研究を実施している。本研究では、火山及びその周辺地域における地下の温度構造を解明することを目的として、日本全国を対象に坑井温度データの収集を行うとともに、これらのデータを用いて地下数kmまでの温度構造を推定する試みを行った。それらによると、局所的な高温異常域は、第四紀火山の分布とほぼ一致するが、富士、岩木、鳥海等の大型の成層火山周辺の地温勾配は比較的低いこと、地温勾配が $10^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ を越える地域の地下5km付近には、熱源（マグマ溜まり、高温岩体）の存在する可能性があること等が明らかになった。

We research the effects of magmatism and crustal movement on long-term stability of geological environment. The purpose of this study is to understand local thermal anomalies and geothermal structure around volcanoes. Geothermal gradients were obtained from temperature logging data of boreholes in Japan. Geothermal structure up to several kilometers underground was estimated based on the mesh data set of geothermal gradients. As a result, local thermal anomalies are in concordant with distribution of Quaternary volcanoes, however, the geothermal gradient around Fuji, Iwaki, Chokai etc., which are large stratovolcanoes, is relatively low. Furthermore, in the areas where the geothermal gradient is more than $10^{\circ}\text{C}/100\text{m}$, magma chamber may exist at the depth of 5 km.

キーワード

火成活動、坑井温度データ、地温勾配、地下温度構造、熱源

Magmatism, Temperature Logging Data, Geothermal Gradient, Geothermal Structure, Heat Source

1. はじめに

火成活動とは、地下深部で発生したマグマの地表への噴出、地殻内への貫入及びそれらに伴う諸作用として定義される¹⁾。火山及びその周辺地域では、地下に存在する熱源（マグマ溜まり、高温岩体）から放出される熱によって、その地域の地質環境には熱的な影響の及ぶことが想定される。

火成活動が地質環境に及ぼす熱的影響を定量的に把握するためには、熱源の大きさや深度及びその周辺の温度構造を理解する必要がある。また、地質環境の長期的な安定性の評価を行うためには、現在の温度構造が今後どの程度の範囲まで及ぶのか、あるいはどの程度の期間まで継続するかを類推することが重要である。

実測された温度データをもとに、日本列島の大局的な温度構造を明らかにしたものとしては、地殻熱流量図²⁾や地温勾配図^{3),4)}がある。また、地殻熱流量の水平分布から地下の温度構造を求める試みも行われている^{5),6)}。しかしながら、これらは十分なデータに基づくものとは言い難く、火山帯の高温異常域と前弧側（火山フロントより海溝側）の低温域を示すような概括的なものであった。そのため、火山やその周辺地域の局所的な熱異常を十分に表現するまでに至っていない。

近年、温泉開発等によって、非地熱地帯においても多数の深層ボーリングが掘削され、地下の温度データが蓄積されてきた。これらのデータを解析することにより、局所的な熱異常の分布や火山

及びその周辺地域における地下の温度構造を明らかにすることができる。

本研究では、全国で掘削されている地熱坑井及び温泉井で測定された温度データから各坑井毎の地温勾配値を計算したうえで、内挿処理による地温勾配分布図を作成し、局所的な熱異常の抽出を行った。また、発熱と熱伝導を考慮した定常次元モデルによって、火山及びその周辺地域における地下温度構造を推定した。さらに、熱源にマグマの供給を考慮した非定常次元モデルによって、熱源周辺の温度構造の時間変化について検討を行った。なお、本研究の一部（坑井温度データ収集、地温勾配分布図の作成）は、通産省工業技術院地質調査所との共同研究である。これらについては、別途、地質調査所特殊地質図として取りまとめられている⁷⁾。

2. 地温勾配

2.1 坑井データの収集と分布図の作成

坑井温度データは、地熱坑井データベース (SIGMA)⁹⁾ として取りまとめられている。前出した地温勾配図は、これらのデータをもとに作成されたものである。したがって、今回はそれ以降に新たに掘削された坑井を中心に温度情報に関するデータの収集を行った。収集したデータは、緯度、経度、標高、掘削深度、温度検層プロファイル、坑底温度、スタンディングタイム等である。また、今回収集したデータの他、SIGMAと北海道の坑井温度データ⁹⁾さらに地殻熱流量データ¹⁰⁾を併せて、総計1943点のデータを取りまとめた⁷⁾。

一般に地温勾配 ($^{\circ}\text{C}/100\text{m}$) は、深度対温度のデータ (温度プロファイル) に基づいて算定される。特に、直線的な温度プロファイル (伝導タイプ) は、その値が明確に求めることができる。しかし、ここではできる限り多くの坑井データを生かす意味で、温度プロファイルが厳密には直線的でない場合も含めて、坑底温度 (あるいは最高温度) と基準温度との差から地温勾配を算定した。基準温度については、各坑井の最寄りの気象官署における平年気温¹¹⁾を採用した。また、浅い坑井では温度測定誤差が地温勾配に大きく影響すること、空隙率や浸透率が深部に比べて大きいため、地下の熱水流動の影響が大きくなること等の理由から、300m以浅のデータは削除した。

分布図は、各坑井の地温勾配値から以下の内挿処理によって2,000m間隔の格子データを作成し、4グリッド分割法で描画した。

1) 補完する格子点の周辺50km以内にある実測

点を4象限に分割したのち、各象限内で補完する格子点に最も近い実測点を選び、これらの値から (実測点と格子点の距離) の逆数の重みをつけて平均値を計算し、これを格子点上の仮の地温勾配値とする。

2) 仮の地温勾配が与えられた格子点を中心とし、格子点から最も近い実測点を半径とする円を描き、円の中心以外の円内の格子点すべての仮の地温勾配値から (格子点間の距離) の逆数の3乗の重みをつけて平均値を計算し、これを円の中心である格子点上の地温勾配値とする。

これは一種の平滑化の空間フィルタであり、これによって熱水対流の影響を強く受け、地温勾配値にかなりの誤差が含まれている場合でも、平滑化することにより熱水対流による影響は緩和されると考えられる。

以上のようにして作成した地温勾配分布図を図1に示す。

2.2 地温勾配分布の概要

図1によると、広域的な地温勾配値 (バックグラウンド) は、関東以西で $2^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ であるのに対して中部、北陸以北、東北や北海道では $3 \sim 5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ とやや高いことがわかる。また、地温勾配値が $10^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ を越える高い地温勾配を示す地域は、北海道東部 (知床、阿寒)、北海道中央部

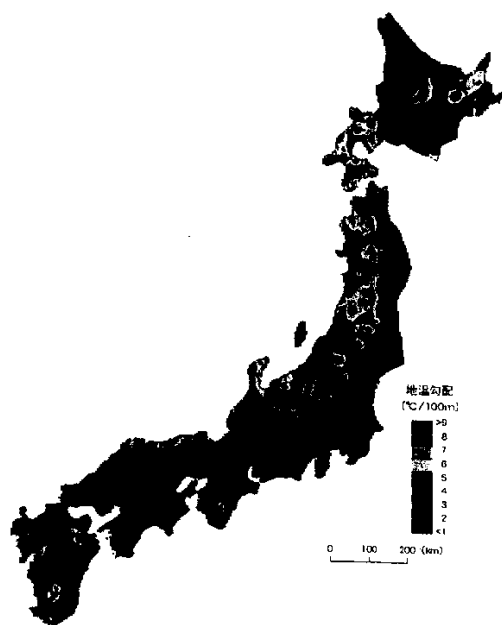


図1 日本列島における地温勾配分布

(大雪、十勝)、北海道南西部(定山溪、ニセコ、支笏、洞爺、渡島半島)、東北脊梁山地(下北、八甲田、仙岩、栗駒、蔵王、吾妻、会津、肘折、那須、塩原、草津白根)、飛騨山脈周辺、伊豆半島東部、紀伊半島南部、山陰中部、九州中央部(別府、島原)及び九州南部(霧島、指宿)にそれぞれ分布している。これらは、第四紀火山の分布とはほぼ一致するが、富士、岩木、鳥海等の大型の成層火山は、活火山であるにもかかわらず、火山周辺に高い地温勾配が認められない。このように、現在の高温異常域は第四紀の火成活動に関連していると考えられるが、すべての第四紀火山及びその周辺地域が高温異常域となるわけではない。

火山周辺の高温異常域の広がりを把握するために、大雪、八甲田、吾妻、焼岳、霧島の各火山の周辺に位置する坑井の地温勾配値と噴出中心から坑井までの距離の相関を図2に示す。これらの火山では噴出中心から離れるにしたがって、地温勾配は低下し、おおむね噴出中心から10~20km程度でその地域のバックグラウンド程度の地温勾配値になるが、距離に対する地温勾配の低下率は火山によって厳密には異なる。

日本の温泉の放熱量と第四紀火山の分布との関係については、60℃以上の温泉からの放熱量の79%、90℃以上の温泉からの放熱量の91%が第四紀火山の周囲1,000km²以内程度(噴火中心から半径20km以内程度の範囲)に存在する温泉から放出されることが示されている¹²⁾。また、Smith & Shaw Diagramを適用して行われた国内の研究結果を取りまとめた結果^{13),14)}によると、第四紀火成活動の熱的影響の及ぶ空間的な範囲は、第四紀火山岩の分布地域及びその周囲5kmと考えられている¹⁵⁾。これらの結果は、火山周辺の高温異常域

(バックグラウンドを越える地温勾配の範囲)と極めて整合的である。

3. 地下温度構造

3.1 熱伝導率と発熱量を考慮した一次元定常モデル

2.1で収集した温度データの多くは、地下2~3kmまでの坑井で取得されたものである。したがって、地下数km以深の地下の温度構造については、これらのデータに基づき推定を行う必要がある。

坑井で測定された地温勾配値をもとに、熱伝導率と発熱量を考慮した一次元定常モデルによって上部地殻の温度構造を推定する試みが行われている¹⁶⁾。このモデルによると地殻の発熱量、熱伝導率を一定としたとき、深度Zの温度Tは、

$$T = T_0 + \frac{q_s}{k_u} z - \frac{A_u}{2k_u} z^2$$

となる。ただし、

T_0 : 基準深度の温度 (℃)

q_s : 地殻熱流量 (W/m²)

k_u : 熱伝導率 (W/m/K)

A_u : 地殻の発熱量 (W/m³)

z : 深度 (m)

である。今回、このモデルを用いて標高0km~5km(地下0km~5kmではない)の温度構造の推定を行った。基準深度は標高0kmとし、ここでの実測値を基準温度とした。また、地殻の熱伝導率 k_u 及び発熱量 A_u は、それぞれ2.26 (W/m/K)⁴⁾、1.5 (μ W/m³)¹⁶⁾とした。なお、地下温度構造図の作成にあたっては、2.2の地温勾配値(q_s/k_u)の格子データを用いた。

3.2 火山及びその周辺地域における地下温度構造

3.1によって推定した阿寒、大雪、ニセコ、八甲田、岩手、栗駒、吾妻、九重、阿蘇、霧島の各火山及びその周辺地域における地下の温度構造断面を図3~5に示す。これらによると、局所的な高温異常域が認められる地域の地下では、高い温度を示す領域が浅部まで広がっており、標高-4~-5kmでは温度が500℃以上になる。特に、岩手、栗駒の西部や霧島の東部では、標高-2~-3kmですでに500℃に達しており、その範囲も水平方向で数km~十数kmまで及んでいる。これに対

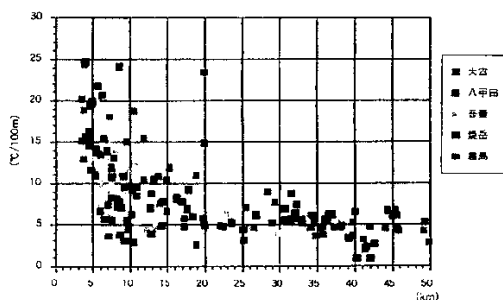


図2 主な第四紀火山周辺の坑井データから計算された地温勾配値とその坑井から火山までの距離の関係

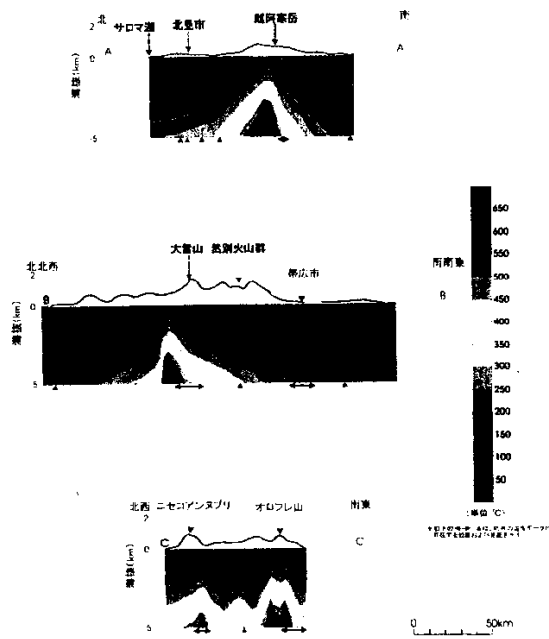


図3 地下温度構造断面図(北海道)
(A-A': 阿寒、B-B': 大雪、C-C': ニセコ～倶多楽)

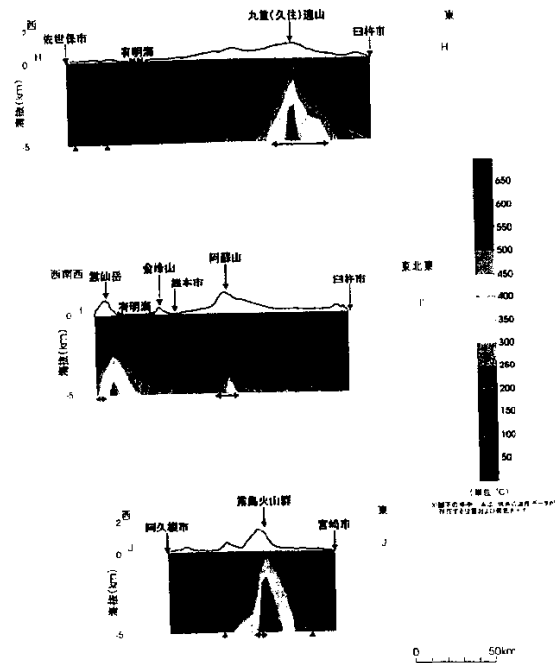


図5 地下温度構造断面図(九州)
(H-H': 九重、I-I': 雲仙～阿蘇、J-J': 霧島)

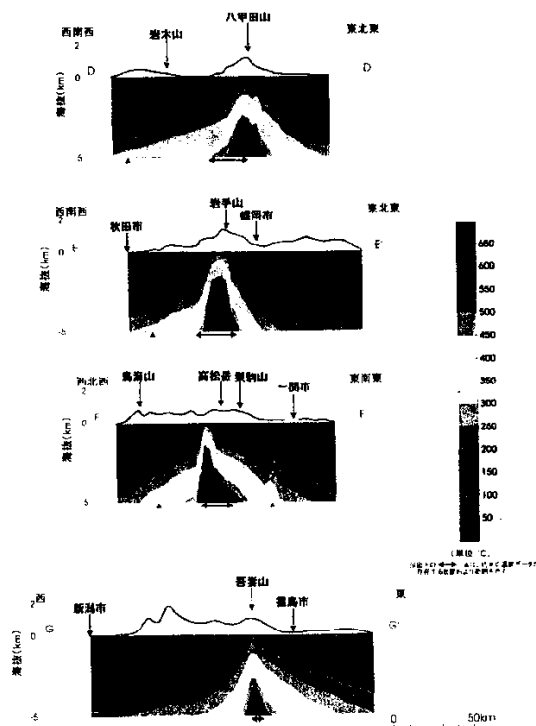


図4 地下温度構造断面図(東北)
(D-D': 岩木～八甲田、E-E': 岩手、
F-F': 鳥海～栗駒、G-G': 吾妻)

して、岩木や鳥海等火山周辺に高温異常域が認められない地域では、標高5 kmでも300～400℃程度である。また、高温異常域以外(バックグラウンド程度の地温勾配を示す地域)では、標高1～2 kmであっても100℃を越えることはない。

前述したように、火山及びその周辺地域の地下には、マグマ溜まりや高温岩体等の熱源が存在すると考えられている。高温・高圧実験によれば、上部地殻を構成すると考えられる花崗岩のソリダス(岩石が溶融を開始する時の温度)は、深度10 kmでは600～700℃程度である¹⁷⁾。したがって、高温異常域の地下5 kmには、マグマ溜まりが存在している可能性がある。また、高温異常域が認められない火山の地下のマグマ溜まりは、さらに深いところに存在していると考えられる。マグマ溜まりの存在の有無や大きさ、深度等は、地震波速度構造探査¹⁸⁾や電磁気構造探査¹⁹⁾等によっても推定できる。これらによると、火山の地下には複数のマグマ溜まりが異なる深度に存在し、それが複雑な配管系によってつながっているらしい²⁰⁾。これらのマグマ溜まりの大きさや深度は、火山によって異なるが、浅いところでは、地下5 km以下に存在することが指摘されている。したがって、

ここで推定した熱源は、火山の地下の最も浅いところに存在しているマグマ溜まりをとらえている可能性がある。

4. 地下温度構造を支配する要因

4.1 マグマの噴出率

火山周辺の地下温度構造を支配する要因として、①地下深部からのマグマの供給量、②熱源の大きさ、③熱源の深度、④広域的な地温勾配、⑤母岩の熱伝導率等考えられる。①について、現在、直接得られる情報は存在しない。そのため、ここでは地表からのマグマの噴出率を地下深部からのマグマの供給率と同じと仮定する。火山周辺の地温勾配や地下の温度構造によると、霧島や岩手等の火山周辺には明瞭な高温域が存在するが、岩木や鳥海等の火山周辺では、高温域が認められない。これらの火山の体積を活動期間で除したものを噴出率とすると、各火山の噴出率 ($\text{km}^3/\text{千年}$) は、霧島で0.16 ($\text{km}^3/\text{千年}$)、岩手で0.15 ($\text{km}^3/\text{千年}$)、岩木で0.14 ($\text{km}^3/\text{千年}$)、鳥海で0.17 ($\text{km}^3/\text{千年}$) となり²¹⁾、火山毎に大きな違いはない。

また、④、⑤については、島弧スケール(数百 km 程度)には違いが認められるものの、ここで取り扱うような数十 km 程度の範囲での不均質性は小さいものと考えられる。以上のことから火山周辺の地下温度構造の特徴、すなわち火成活動が及ぼす熱的影響の範囲は、主に地下の熱源の存在の有無や大きさ、深度の違いによるものと考えられる。また、これらの熱源の寿命とそれに伴う地下の温度構造の変化についても明らかにしていく必要がある。

4.2 熱源の大きさ・深度

今回、さらに二次元非定常熱解析によって、熱源の大きさ、深度の違いが、熱源の寿命及びその周辺の温度構造の時間変化に及ぼす影響について検討した。

熱源のモデルは、マグマの供給を考慮した二次元軸対象モデルを用いた²²⁾。この系は、円筒形のマグマ溜まりとそれを貫く火道によって構成される(図6)。マグマ溜まりは、内部が均温であるとし、一定の割合でマグマが供給され、そこで熱平衡に達した後、同じ割合でマグマ溜まりから排出される。マグマは最初 ($t=0$) に貫入させた後、深部からのマグマが火道中を短時間に輸送され、その間の母岩への熱の逃げは無視する。以上のような条件下で、マグマ溜まりへのマグマの供給率を変化させて地下の温度構造の経時変化を計

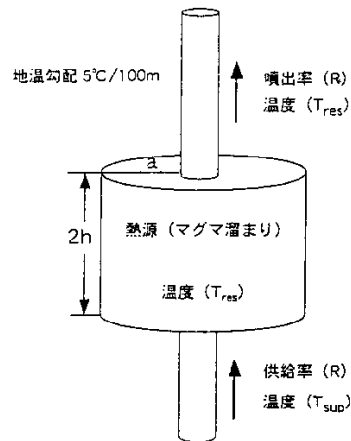


図6 熱源(マグマ溜まり)のモデル

算した。温度 T については熱伝導方程式、

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \left[\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r \frac{\partial T}{\partial r} \right) + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right]$$

で与えられ、これらを有限差分法で解いた。

ただし、

t : 時間 (s)

κ : 母岩の熱拡散率 (m^2/s)

r : 水平方向の距離 (m)

z : 鉛直方向の距離 (m)

である。

マグマ溜まりの温度 T_{res} については、エネルギー保存式、を解いた。

$$\rho_1 c_1^* V \frac{dT_{\text{res}}}{dt} = -\rho_2 c_2 \kappa \oint_S \text{grad } T \cdot dS + R \rho_1 c_1 T_{\text{sup}} - R \rho_1 c_1 T_{\text{res}}$$

ただし、

ρ_1 : マグマの密度 (g/cm^3)

ρ_2 : 母岩の密度 (g/cm^3)

c_1 : マグマの比熱 ($\text{cal}/\text{g}^\circ\text{C}$)

c_2 : 母岩の比熱 ($\text{cal}/\text{g}^\circ\text{C}$)

V : マグマ溜まりの体積

T_{sup} : 供給されるマグマの温度

R : 地下深部からのマグマ供給率

である。右辺 1 項の S はマグマ溜りの表面を意味する(表面積分)。また、 c_1^* は、結晶化潜熱の効果を含んだマグマの比熱で、

$$c'_1 = c_1 \left[1 + \frac{L}{c_1(T_L - T_s)} \right]$$

で与えられる。

ただし、

L : 結晶化潜熱 (cal/g)

T_L : リキダス温度 (岩石の溶融が完結する時の温度)

T_s : ソリダス温度

である。境界条件は上部、下部、側方で温度一定とした。なお、地温勾配は $5^\circ\text{C}/100\text{m}$ 、 T_L は $1,000^\circ\text{C}$ 、 T_s は 700°C 、 T_{sup} は $1\text{ km}^3/\text{千年}$ とした。また、その他のパラメータは東宮 (1995)²²⁾ に準じた。なお、マグマ溜まりの温度がソリダス以下になった場合、火道の閉塞により深部からのマグマの供給を停止することとする。

図7は半径1 km、高さ2 kmのマグマ溜まりを深度5 kmに設定した場合の5万年後、10万年後、30万年後の地下の温度構造である。いずれの場合もマグマ溜まりの温度は、ソリダス以上であり、マグマ溜まりは数十万年間にわたって熱的に維持される。マグマ溜まり周辺の温度は、溜まりの近傍から徐々に広がっていき、30万年後になると地

下の温度構造は、ほぼ定常状態に達する。また、地下1 ~ 2 km付近の温度構造は、マグマ溜まりが生成されてから10万年後まで変化が認められない。したがって、深度5 kmに数 km^3 の大きさのマグマ溜まりが存在する場合、火山周辺に顕著な熱的影響を及ぼすには、10万年程度の時間スケールが必要である。

図8は半径4 km、高さ4 kmのマグマ溜まりを深度5 kmに設定した場合の5万年後、10万年後、30万年後の地下の温度構造である。5万年後のマグマ溜まりの温度は、 700°C 以上でソリダスより高いが、10万年後にはソリダス以下となっており、マグマ溜まりは既に固結している。マグマ溜まりが固結した10万年以降も、熱の影響はさらに側方に広がっていくが、30万年以降になると冷却に転じる。このモデルによると、マグマ溜まりが大きくなるほど、表面積に比例して熱の拡散も大きくなり、熱的な寿命が短くなることを示している。このほかのマグマ溜まりの大きさを変化させた解析によると、深度5 kmに存在するマグマ溜まりが数十年以上、熱的に維持されるためには、マグマ溜まりの大きさが数 km^3 以下でなければならない。岩手、栗駒の西部や霧島の東部等の地域には、高温異常域の範囲からみて、数十 km^3 以上の

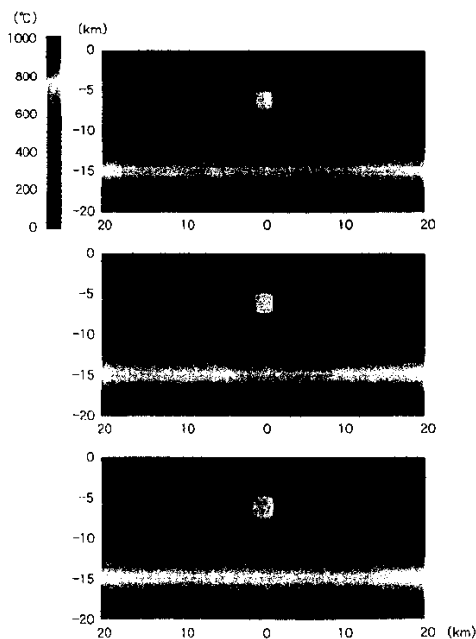


図7 半径1 km、高さ2 kmのマグマ溜まりを深度5 kmに設定した場合の5万年後、10万年後、30万年後の地下20 kmまでの温度構造

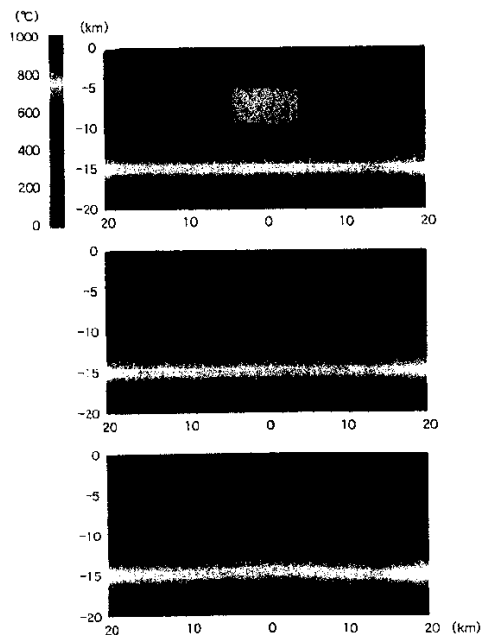


図8 半径4 km、高さ4 kmのマグマ溜まりを深度5 kmに設定した場合の5万年後、10万年後、30万年後の地下20 kmまでの温度構造

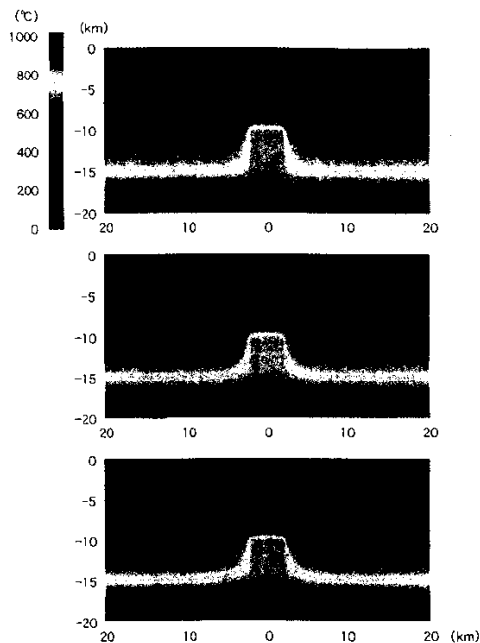


図9 半径2 km、高さ4 kmのマグマ溜まりを深度10 kmに設定した場合の5万年後、10万年後、30万年後の地下20 kmまでの温度構造

マグマ溜まりが存在している可能性があるが、今後、大量のマグマが地下深部から供給されない限り、数万年程度で固結し、熱的影響も数十万年以上は継続しないと考えられる。

図9は半径2 km、高さ4 kmのマグマ溜まりを深度10 kmに設定した場合の5万年後、10万年後、30万年後の地下の温度構造である。いずれの場合もマグマ溜まりの温度はソリダス以上であり、深度が深くなれば、数十 km^3 以上のマグマ溜まりでも熱的に維持することができる。30万年後以降、地下の温度構造は、ほぼ定常状態となるが、この場合には、地下1～2 km付近の温度構造に変化が認められない。このことは、地下10 km以深に存在する熱源による影響は、地表付近まで及ばないことを示唆している。そのため、岩木や鳥海等火山周辺に高温異常域が認められないような火山では、最も浅いところに存在するマグマ溜まりでも地下10 km以深であり、これによる熱的な影響は地下1～2 km程度では非常に小さいものと考えられる。

5. おわりに

本研究で得られた結果は、以下のようにまとめられる。

- 1) 主な高温異常域は、第四紀火山の分布とほぼ一致するが、すべての第四紀火山及びその周辺に高温異常域が存在するとは限らない。
- 2) 地温勾配が $10^\circ\text{C}/100\text{m}$ 以上を示す地域の地下5 km付近には、熱源（マグマ溜まり、高温岩体）が存在する可能性がある。
- 3) 二次元非定常熱解析によると、地下5 kmに熱源を想定した場合、熱的影響が地下1～2 km付近に及ぶまでには10万年程度の時間を要する。
- 4) 地下10 kmに熱源を想定した場合、熱的影響は地下1～2 km付近にまでは及ばない。
- 5) 地下深部からのマグマの供給を一定と仮定した場合、マグマ溜まりの寿命は、その大きさと深度に依存する。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、地質調査所の笹田政克、矢野雄策、大久保泰邦、田中明子、高橋正明、松林 修、丸茂克美、九州大学大学院工学研究科の江原幸雄、東京大学地震研究所の山野 誠、北海道立地下資源調査所の松波武雄の諸氏には、多数の貴重な御教示を賜った。以上の方々に深く感謝申し上げる。

参考文献

- 1) 端山好和：火成活動、新版地学事典、地学団体研究会編、平凡社、p.240、(1996)。
- 2) 松林 修、大久保泰邦 他：日本及び隣接地域熱流量・キュリー点深度図、日本地質アトラス（第2版）、地質調査所、(1992)。
- 3) 大久保泰邦：日本列島の温度勾配図、日本地熱学会誌、No.15、p.1、(1993)。
- 4) 矢野雄策、大久保泰邦 他：坑井データに基づく日本列島の温度勾配分布図、物理探査学会第91回学術講演会論文集、p.153、(1994)。
- 5) Li, X., Furukawa, Y., et al.: Heat flow in Central Japan and its relations to geological and geophysical features, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, No.64, p.1, (1989)。
- 6) Bodri, B., Iizuka, S., et al.: Relations between deep temperatures and other geophysical characteristics in Central Honshu, Japan, *Tectonophysics*, No.194, p.325, (1991)。
- 7) 矢野雄策、田中明子 他：日本列島地温勾配図、地質調査所、(1999)。
- 8) 矢野雄策、村岡洋文：坑井データベースシステム、地質調査所報告、No.265、p.69、(1986)。
- 9) 北海道立地下資源調査所：60万分の1北海道地温勾配図および説明書、北海道立地下資源調査所、(1995)。
- 10) 山野誠、木下正高 他：日本列島周辺海域の地殻熱流量分布、地質ニュース、No.517、p.12、(1997)。
- 11) 国立天文台編：理科年表（1997）。
- 12) 角 清愛：日本の温泉放熱量分布と第四紀火山分布との関係ー日本における温泉放熱量分布と地質構造区との関係、第3報、No.31、p.255、(1980)。
- 13) 山口 靖、金原啓司 他：300万分の1日本地熱資源図、日本地質アトラス（第2版）、朝倉書店、(1992)。

- 14) 高橋正明, 山口 靖 他: 50万分の1新潟地熱資源図及び同説明書. 地質調査所, (1993).
- 15) 高橋正明: 深部熱水系にはどんな水があるのか? - 熱水系の熱的・化学的分類について, 水文科学会誌, No. 27, p. 95, (1997).
- 16) 大久保泰邦, 秋田藤夫 他: 地温勾配図作成と地下温度構造を求める試み - 北海道の例 -, 日本地熱学会誌, No. 20, p. 15, (1998).
- 17) Robertson, J. K. and Wyllie, P. J.: Rock-water system, with special reference to the water-deficient region, *Am. Jour. Sci.*, No. 271, p. 252, (1971).
- 18) 長谷川 昭, 松本 聡: 地震波から推定した日光白根火山群の深部構造, 火山, No. 42, p. S147, (1997).
- 19) 鎌山恒臣: 火山体構造探査と噴火予知, 火山, No. 42, p. 115, (1997).
- 20) 高橋正樹: 日本列島島弧火山における地殻内浅部マグマ供給システムの構造, 火山, No. 42, p. 175, (1997).
- 21) 第四紀火山カタログワーキンググループ編: 日本の第四紀火山カタログ (CD-ROM版) および同解説書, (1999).
- 22) 東宮昭彦: マグマ供給系が内陸地震分布に与える熱的影響 - E 光白根火山への応用, 月刊地球, No. 17, p. 107, (1995).