

焼岳火山とその山麓地熱地帯における自然放射能と地下熱構造解析の基礎研究

入山 淳*

Radioactivity and Geothermal Structure of the Yakedake Volcano, Gifu-Nagano, Japan

Jun Iriyama*

(Received May 30, 1992)

For the Gamada River geothermal zone, Yakedake volcano, the mean thermal gradient is $0.487^{\circ}\text{C}/\text{m}$ at depths between 29 and 103 m within the CU-1 (Chubu Univ.-1) well in the Karukaya hot spring area. The measured thermal conductivity is $3.38\text{W}/\text{m}\cdot^{\circ}\text{C}$ in this stratum. The corresponding surface heat flow by vertical conduction is $1.65\text{W}/\text{m}^2$ in the CU-1 well. The heat flow in the Esakake valley area of about 800m southeast of the Ipposui hot springs is $0.246\text{W}/\text{m}^2$ in the S2-hole.

The concentrations of U, Th and K are obtained by a neutron activation method for rock samples from the foot and the summit dome of Yakedake. The concentrations of ^{238}U , ^{232}Th and ^{40}K for the andesite sample (YAK-1) from the Yakedake summit dome are 2.09×10^{-6} , 9.30×10^{-6} and 2.34×10^{-7} [g/g], respectively.

1. はじめに

自然放射能と地下熱構造の具体的研究調査地域としては、筆者が研究を進めてきている焼岳火山とその山麓の地熱地帯を選び、採取した岩石の室内実験、野外観測およびヒート・フローや自然放射能による発熱を考えた地下温度などの熱構造解析を行った。これらは以下の§2～5で詳細を報告する。

調査研究地域は日本アルプス南部の起伏のはげしい山岳地形のところである。焼岳火山は溶岩ドームを持つ活火山で乗鞍火山帯に属している。そのドームは第四紀の安山岩質溶岩からなっている。また、焼岳は山頂域に噴気活動がある硫黄岳という寄生火山を持っている。火山地形から推論すると、噴火活動は約100,000年以来とぎ

れなく起こっているようにみえる。研究地域の地形などは、Fig.1に示してある。焼岳の噴気活動は山頂ドーム域のみで見られる。熱水活動は焼岳の西側山麓と中の湯などの溪谷沿いで活発である。その状況や筆者が推定した大規模な天水浸透区域も同図に図示してまとめている(Iriyama, 1981)。

焼岳火山の地熱活動地域を大別すると山頂部のものと山麓の川沿いのものとに分類できる。筆者は前者には山の名を、後者には川の名を付して分類している(入山, 1983)。今回は、その内の蒲田川(新穂高, 中尾温泉など)と高原川(平湯, 一宝水温泉など)地熱地帯について述べる。Figs.2 & 3にそれぞれの地熱地帯の地形と観測地点を図示してまとめている。

*自然系—地球科学 (Department of Natural Sciences - Earth Sciences)

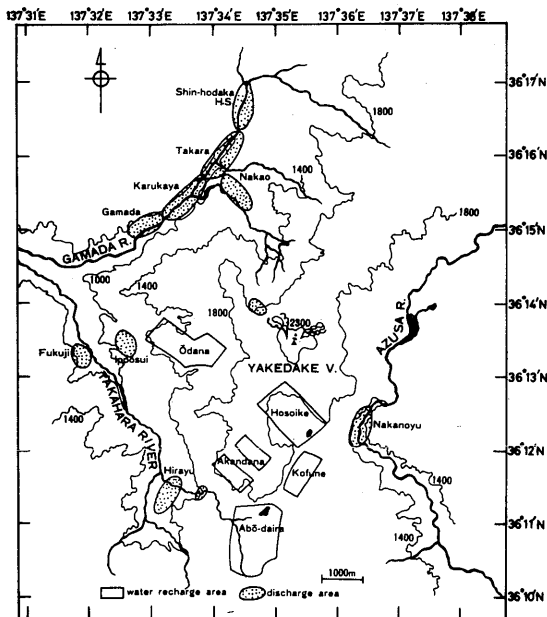


Fig. 1 焼岳火山の地熱地帯と天水浸透区域の位置 (Iriyama, 1981)。数字は標高 (m) を示す。

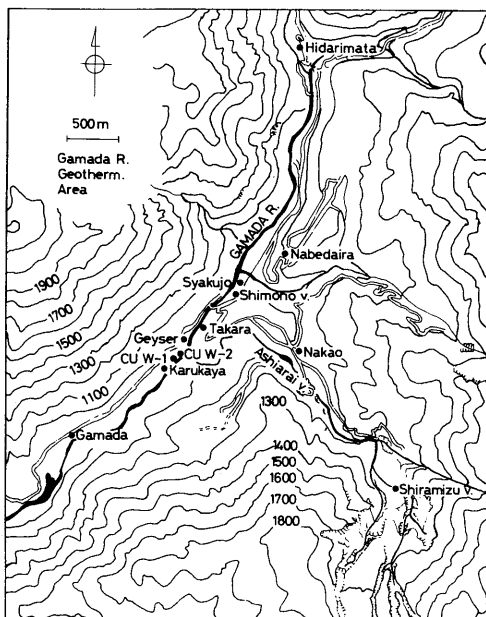


Fig. 2 蒲田川地熱地帯の地形図と観測地点。

2. 熱伝導度

焼岳火山の岩石と同地域でのボーリング井の掘削時に得られたコア・サンプルの熱伝導度を測定した。測定は、岩石試料を加熱し、その温度場が定常状態になるまでには、熱はゆっくり移動するから、かなりの時間がかかるのでそれを改善するために、transientの状態での熱伝導度

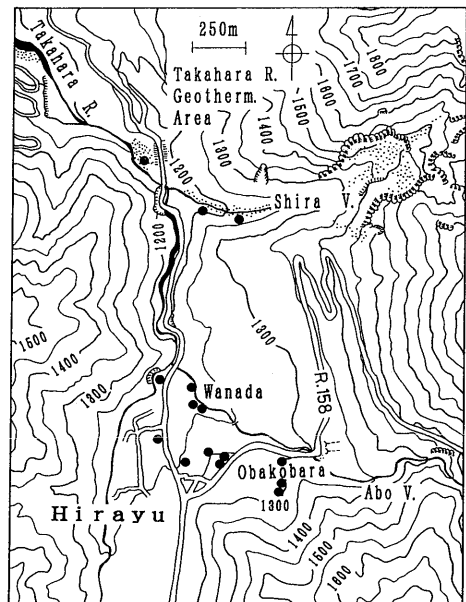


Fig. 3 高原川地熱地帯の地形図と観測地点。

を測定できるよう回路に工夫してある迅速熱伝導度測定装置 (昭和電工製) で行った。同一のサンプルに数回の測定を行い、その値の算術平均したものを測定値とした。測定に用いたサンプルの岩石名、産地とその熱伝導度は地熱地帯別に分類し、Table 1 にまとめている。

3. 地表面熱流量 (ヒート・フロー)

地下の温度場 (T) を規定する最も適切な物理量はヒート・フローである。地下Z方向のヒート・フロー (HF) はその温度勾配 ($\delta T / \delta Z$) と構成岩石の熱伝導度 (K) の積；

$$HF = (\delta T / \delta Z) \times K \quad (1)$$

で表せる。式(1)中の熱伝導度はすでに§2で考察したので、本節ではボーリング井内部の地下温度の測定値から各地熱地帯別のヒート・フローを計算する。

蒲田川地熱地帯のカルカヤ温泉区にある中部大学1号井 (CU-1) の掘削時の地温分布はFig. 4に図示してまとめている (Iriyama, 1981)。同図から明らかに、深度29~103mの温度差は36degであるから、温度勾配は0.487 [°C/m] となる。また、この深度間の構成岩石の平均熱伝導度は3.38 [W/m°C] である (Table 1)。したがって、CU-1井のヒート・フローは1.65 [W/m²] と計算できる。

高原川地熱地帯の一宝水温泉区から南東に少し離れた山岳地内の、標高1,112mのS2孔 (餌掛谷地域) のヒー

Table 1 焼岳火山とその山麓地熱地帯の代表的岩石の熱伝導度の測定値

地域と岩石番号	岩石名	深度 [m]	熱伝導度 [$\text{W}/\text{m}^{\circ}\text{C}$]
焼岳山頂			
YAK-1	安山岩	~0	0.973
YF4-1	"	"	1.23
YA81-2	"	"	1.60
蒲田川・カルカヤ			
CU1-40	チャート	40.6	3.54
CU1-85	流紋岩質凝灰岩	85.0	3.21
高原川・ 平湯・おばこ原			
HIR-OB	粘板岩	~0	3.19

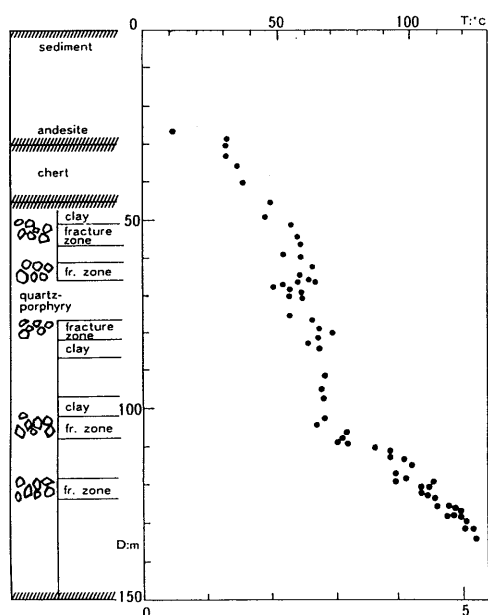


Fig. 4 カルカヤ温泉区のCU-1 (中部大学1号) 井の掘削時の垂直地温分布図。

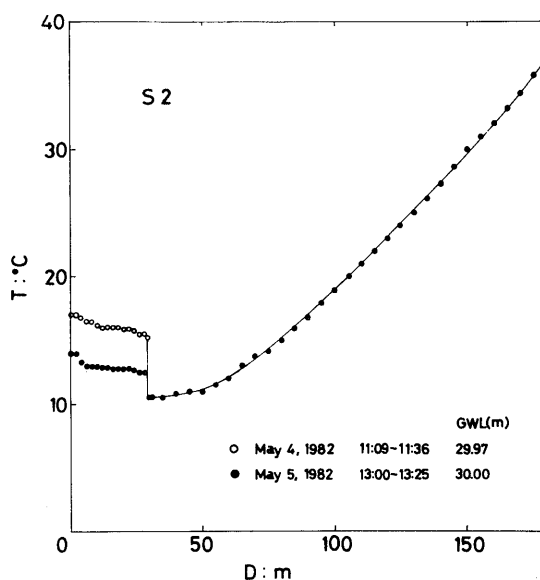


Fig. 5 一宝水温泉区の南東・約800mの餌掛谷地域のS2孔内の垂直地温分布図。

ト・フローを算定する。S2孔内の垂直地温分布は、Fig. 5に図示してまとめている(入山, 1983)。本孔内の岩石は、安山岩、粘板岩、砂岩からなるが、これらの熱伝導度は幾世橋他(1983)が測定している。幾世橋他の値から深度50~180mの平均熱伝導度を算定すると1.16 [$\text{W}/\text{m}^{\circ}\text{C}$]となる。Fig. 5から明らかに、深度は50~180mの温度差は27.5degであるから、温度勾配は0.212 [$^{\circ}\text{C}/\text{m}$]となる。したがって、S2孔のヒート・フローは0.246 [W/m^2]と計算できる。

焼岳山頂溶岩ドーム部は安山岩質溶岩からなっている。噴火活動は休止しているが、噴気活動は依然として活発である。山頂部のヒート・フローを算定するのに必要な熱伝導度は、山頂で採取した安山岩の実測値1.27 [$\text{W}/$

m°C] (Table 1)を使う。しかし、山頂部の地温勾配を決めるには試錐データがないので難しい点がある。だが、安房トンネルの施工のための試錐孔の温度データ(湯原・入山, 1986)や山麓の蒲田川、高原川地熱地帯(特に新穂高、平湯温泉)のボーリング井のデータはいずれも極めて高い地温勾配を示している。その一部は本節で取り上げたが、0.6~0.8 [$^{\circ}\text{C}/\text{m}$]のところもある。山頂ドームはそれより地温が高く、諸所から硫黄や水蒸気を噴気しているので(Iriyama, 1991)、地温勾配は、その約2倍の1.5 [$^{\circ}\text{C}/\text{m}$]と仮定してよいと考える。したがって、山頂ドーム域のヒート・フローは1.91 [W/m^2]と算定できる。

4. 自然放射能

地下の温度場を地表で分かる諸量から推定するには、地表熱流量（ヒート・フロー）、熱伝導度や熱源になる岩石中の自然放射能などの物理量を知る必要がある。しかし、岩石中の放射性元素の量は極めて微量で、発熱量に関係するそれらからの放射能も極めて微弱なので精密な測定が要求される。しかも、筆者の研究室には測定装置一式がないので、岩石中のU、Th、Kの濃度(g/g)の測定は(財)日本分析センターに依頼した。同センターから提出された測定データはTable 2にまとめてある。測定は中性子を試料に放射し、核種を活性化して定量分析を行う中性子放射化分析で行われた。具体的には焼岳山頂から採取した安山岩試料(YAK-1)のKの含有量は

2.0×10 [mg/g], Th=9.3 [μ g/g], U=2.1 [μ g/g]である。しかし、岩石中に含まれるU、Th、Kのすべてが放射性熱源になる訳ではない。Kについてはその同位元素の内のK-40、ThについてはTh-232、UについてはU-235とU-238が熱源になるにすぎない。したがって、Kについては自然界のK-40/Kの存在比を同センターのKの測定値に掛けて熱源の絶対量を計算しなければならない。ThとUについても同様である。自然界での存在比はK-40/K=0.0117%, Th-232/Th=100%, U-235/U=0.7205%, U-238/U=99.2741%である。このようにして筆者が算出した岩石中のK-40、Th-232、U-238、U-235の含有量はTable 3にまとめてある。

Table 2 焼岳火山とその山麓地熱地帯の代表的岩石のU、ThとKの含有量の分析結果（分析：日本分析センター）

岩石名	資料番号	K [mg/g]	Th [μ g/g]	U [μ g/g]
安山岩	YAK-1	2.0×10	9.3	2.1
チャート	CU1-40	2.3×10	1.71×10	4.7
流紋岩質凝灰岩	CU1-105	2.7×10	1.61×10	5.0
粘板岩	HIR-OB	2.4×10	1.31×10	3.0
粘板岩	S5-71	2.9×10	2.4	1.9

Table 3 焼岳火山とその山麓地熱地帯の代表的岩石の ^{235}U 、 ^{238}U 、 ^{232}Th と ^{40}K の含有量

岩石名	試料番号	^{40}K [g/g]	^{232}Th [g/g]	^{235}U [g/g]	^{238}U [g/g]
安山岩	YAK-1	2.340×10^{-7}	9.3×10^{-6}	15.13×10^{-9}	2.085×10^{-6}
チャート	CU1-40	2.691×10^{-7}	1.71×10^{-5}	33.86×10^{-9}	4.666×10^{-6}
流紋岩質凝灰岩	CU1-105	3.159×10^{-7}	1.61×10^{-5}	36.02×10^{-9}	4.964×10^{-6}
粘板岩	HIR-OB	2.808×10^{-7}	1.31×10^{-5}	21.62×10^{-9}	2.978×10^{-6}
粘板岩	S5-71	3.393×10^{-7}	2.4×10^{-6}	13.69×10^{-9}	1.886×10^{-6}

5. 地下熱構造

火山およびその周辺の熱構造の解析には、地下にあるマグマのサイズやその温度分布が必要である。しかしこれらのデータは世界のどこの火山でも今のところよく分かっていない。そこでマグマなど火山性熱源によって規定される地下温度場をよく反映している地表熱流量（ヒート・フロー）から熱構造を解析することにする。

一般的な定常温度場の方程式は、Kを熱伝導度、Aを放射性発熱、Tを温度、 x_i を座標系とすると、

$$\frac{\partial}{\partial x_i} \left(K \frac{\partial T}{\partial x_i} \right) = -A(x_i) \quad (2)$$

と表せる。ここでは3次元的にデータがあるわけでないから、深さZ方向にのみ物理量が変化するとする。この場合の式(2)の解は、 T_0 を地表温度、 Q_0 を地表熱流量とすると、

$$T(Z) = T_0 + Q_0 Z / K - A_1 Z^2 / (2 K_1) \quad (3)$$

と表せる。また、 $Z=\alpha$ が物質境界面であって、 $Z=\alpha$ 以深では $K(Z)=K_2$ 、 $A(Z)=A_2$ になるならば、その解は(地下が2層構造になっている場合の解)、

$$T(Z)=T(\alpha) + (1/K_2)(Q_0-A_1\alpha)(Z-\alpha) - (A_2/2K_1)(Z-\alpha)^2 \quad (4)$$

と表せる。

次の問題は§4で求めた岩石中の放射性U, Th, Kの濃度からその発熱量を求めることである。そのためには、Table3の各種の岩石試料中のU-238の濃度〔g/g〕にその岩石の密度〔g/m³〕を乗じたものに、U-238の1g当りの発熱量〔W/g〕を更に乗算して、1m³当りの発熱量A〔W/m³〕を算定しなければならない。K-40やTh-232についても同様である。計算すると、おばこ原のHIR-OB(粘板岩)の発熱量Aは1.68〔μW/m³〕、カルカヤのCU1-105(流紋岩質凝灰岩)のAは2.38〔μW/m³〕、焼岳山頂のYAK-1(安山岩)のAは1.18〔μW/m³〕となる。S2孔のコア試料は入手できなかったが、この地域の

地層は安山岩、粘板岩、砂岩からなり、主として粘板岩であるので(幾世橋他, 1983), S2孔の地下温度場の計算に使う岩石の発熱量に関しては、ここでは簡単のため、平湯・おばこ原の粘板岩(HIR-OB)のAの値を採用することにする。以上のデータと式(3)とから深度300mと500mの地温を計算すると、蒲田川地熱地帯のカルカヤ(CU-1)では、それぞれ、160°C、250°Cとなる。同様な計算を行うと、一宝水・餌掛谷のS2孔では、それぞれ、70°C、120°Cとなる。焼岳山頂ドーム域では、それぞれ、450°C、750°Cと算定できる。

参 考 文 献

- Iriyama J.(1981) J. Volcanol. Geotherm. Res., 10: 299-308.
 入山 淳 (1983) I. F. Report(石田財団刊), No.10: 196-202.
 Iriyama J.(1991) Geotherm. Resources Council Trans., 15: 19-26.
 幾世橋広・京 宗輔・石浜 渉・田中正三 (1983) 日本地熱学会誌, 5: 305-320.
 湯原浩三・入山 淳 (1986) 火山, 31: 241-252.