



Title	活火山体地表近くの地温分布
Author(s)	江原, 幸雄; EHARA, Sachio
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 30, 15-32
Issue Date	1973-12-17
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.30.15
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14029
Type	departmental bulletin paper
File Information	30_p15-32.pdf



活火山体地表近くの地温分布

江原 幸雄

北海道大学理学部地球物理学教室

(昭和48年5月15日受理)

Distribution of the Near-surface Geothermal Temperature on Active Volcanoes

By Sachio EHARA

Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University

(Received May 15, 1973)

Measurements of the near-surface geothermal temperature (about 70 cm below the earth's surface) were carried out and total heat discharges were estimated on the four active volcanoes (Tokachi, Tarumae, Me'akan and Usu) in Hokkaido, northern Japan. As the result, it is certain that heat discharge from the flank of an active volcano is much smaller than that from the central part (i. e., in the crater), although the flank occupies so wider area than the central part. It was also clarified that the total heat discharge from an active volcano would not give large influence to the general thermal field of the surrounding volcanic region. The distributions of the near-surface geothermal temperature are classified into the following three types if we may relate the distributions of the geothermal temperature to the type of the internal heat source of the active volcanoes:

- (1) Ordinary heat source type: Extremely high geothermal anomalies are located only in the central part of the volcanoes, e. g., Tokachi and Tarumae.
- (2) Isolated heat source type: Geothermal anomalies are separately located on the flank while the extremely high geothermal anomalies are located in the central part, e. g., Me'akan and
- (3) Central heat source type: Geothermal anomalies increase toward the central part, and also extremely high geothermal anomalies are located in the central part, e. g., Usu.

The geothermal anomalies show not only the existence of the stationary heat source below the earth's surface but also the outline of the configuration of the internal heat source in active volcanoes. As an example, some internal thermal states of an active volcano are calculated from the observed geothermal anomalies assuming two dimensional heat conduction.

I. はじめに

筆者は、ここ数年にわたって、北海道における火山地域の全般的な熱的状态を明らかにする目的で地殻熱流量の測定を実施してきた [HORAI (1963), 江原他 (1970), 江原・横山 (1971), EHARA (1971), 江原 (未発表)]. Fig. 1 にその結果を示す. 図中点をうった地域は新第三紀以降の火山噴出物の分布地域を示しているが、これと 2 HFU ($1 \text{ HFU} = 10^{-6} \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{sec}$) 以上の高熱流量地域が極めてよい一致を示していることがわかるであろう. これらの結果から

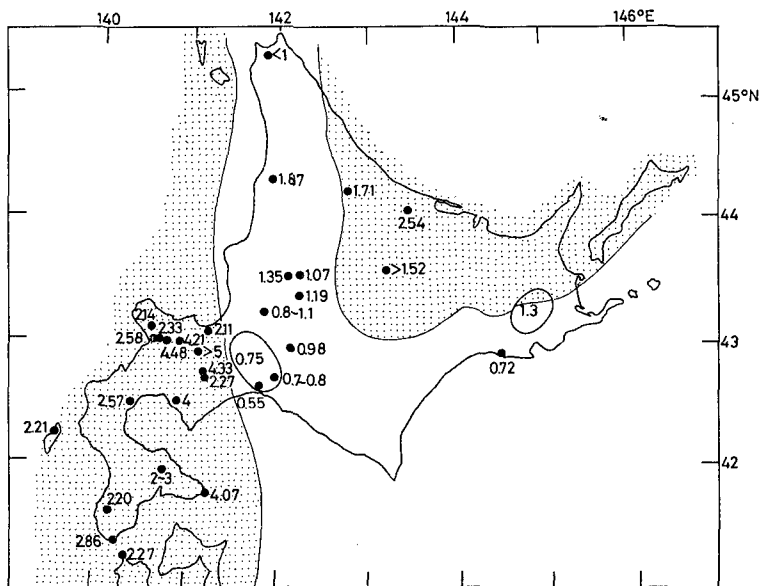


Fig. 1. Distribution of terrestrial heat flow in and around Hokkaido, northern Japan. Unit: $10^{-6} \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{sec}$. Dotted area shows Neogene volcanics.

- 1) 火山地域の地殻熱流量: 2~3 HFU
- 2) 活火山近傍の地殻熱流量: 4~5 HFU (但し, 噴気活動などの局所的な非伝導的影響を受けていないところにおいて)

という大よその熱的な背景を知ることができた. このことは火山地域 (活火山体近傍を含む) が極めて高い地殻熱流量に特徴づけられているのではないことを示している. それではいったい, 個々の火山体表面から放出される熱流量はどの程度のものであり, かつどのようにして放出されているのかということが次に問題となる. すなわち

- 1) 個々の火山体からの熱放出がどの程度の量であり, 面積的にならした場合, 地殻熱流量の大きさに比較してどうか.
- 2) 個々の火山体内部の熱的状态 (温度場及び熱放出の機構等) はどうか.

という2つの問題である. そして, これらを地表近くの地温分布の測定によってどの程度知る

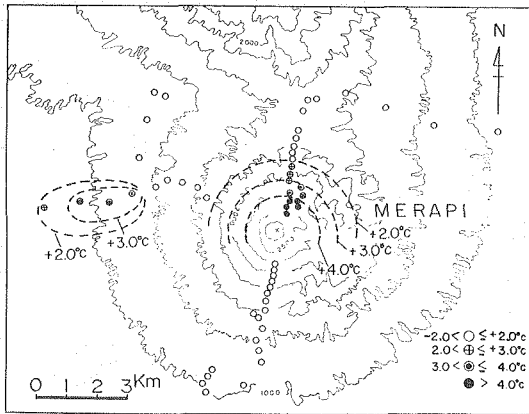


Fig. 2. Anomalous distribution of the geothermal temperature on Merapi, Indonesia after T. MINAKAMI *et al.*

Table 1. List of the four active volcanoes studied in this paper after Y. KATSUI.

Name USU	Catalogue No. 8,5-3	Latitude 42°32'N	Longitude 140°50'E	Country, region SW Hokkaido, Japan.
Type of volcano Strato volcano with many lava domes, on the southern rim of the Toya caldera.	World Volc. Map Ref. No. XII-169	Height above sea level (m) 725	Height of volc. edifice (m) ca.650	Activity Not infrequent historic eruptions since 1663. Syowa-Shinzan, a new lava dome of dacite, was built in 1943-45. Solfataras and hot springs.
Main rock type Pyroxene-olivine basalt, pyroxene andesite, and dacite.	Remarks			
Name TARUMAI (and ENIWA)	Catalogue No. 8,5-4	Latitude 42°41'N	Longitude 141°23'E	Country, region SW Hokkaido, Japan.
Type of volcano Pyroclastic cone with lava dome(Tarumai) and strato volcano(Eniwa), on the rim of Sikotu(Shikotsu) caldera.	World Volc. Map Ref. No. XII-173	Height above sea level (m) 1024	Height of volc. edifice (m) 400	Activity Tarumai: Frequent explosive activities recorded, 1667-1931 . Extrusion of the present lava dome in 1909. Fumaroles. Eniwa: No eruption recorded. Fumaroles.
Main rock type Pyroxene andesite.	Remarks			
Name TOKATI (TOKACHI)	Catalogue No. 8,5-5	Latitude 43°25'N	Longitude 142°41'E	Country, region Cent. Hokkaido, Japan.
Type of volcano Group of strato volcanoes surmounted with lava flows, lava domes and pyroclastic cones.	World Volc. Map Ref. No. XII-185	Height above sea level (m) 2077	Height of volc. edifice (m) ca.1000	Activity Not infrequent eruptions recorded since 1857. 144 casualties by the 1926 mud flow. Last eruption in 1962. Active solfataras and hot springs.
Main rock type Pyroxene andesite.	Remarks			
Name ME-AKAN	Catalogue No. 8,5-7	Latitude 43°23'N	Longitude 144°01'E	Country, region Eastern Hokkaido, Japan.
Type of volcano Group of strato volcanoes.	World Volc. Map Ref. No. XII-195	Height above sea level (m) 1503	Height of volc. edifice (m) 700	Activity Not infrequent phreatic explosions recorded in recent years. Last explosion in 1966. Active solfataras and hot springs.
Main rock type Pyroxene andesite with or without olivine phenocryst.	Remarks			

ことができるかということである。以下ではこれまでに行なわれた測定結果の報告と概括を主な目的とする。さて、このような目的で個々の火山体全体にわたって、地表近くの地温分布を調べた例は余り見られないが、MINAKAMI *et al.* (1969 *a*) がインドネシアのメラピ火山で行なった測定結果は注目すべき地下の温度異常を示している (Fig. 2)。この火山は世界でも有数の活動的火山の1つであり、熔岩噴出をくりかえし、極めて活発な活動を続けている。日本には活火山が多く、系統的に火山体地表近くの地温分布を測定することは興味あることと考えられる。そこでまず筆者は北海道における代表的な活火山である十勝岳、樽前山、雌阿寒岳及び有珠山においてこの測定を実施した。これらの4火山の特徴を KATSUI (1971) による LIST OF THE WORLD ACTIVE VOLCANOES から Table 1 に掲げる。

II. 地温測定と放熱量の評価

地下1m深度の地温は気温の年変化の影響を受けるが日変化の影響はほとんど受けにくいことが知られている。温泉地域などでは、1m深地温の測定から地下の熱的状态を調べる有効な方法となっている。福富 (1951) によればふつうの土地における1m深地温は測定地点の緯度、高度、測定時期を指定すればその地点の標準温度が定まる。従って (測定温度)-(標準温度)=(温度異常量) として地温の異常をさぐることができる。火山地域の場合にもこれをそのままあてはめることができる。なお福富による標準温度は $\pm 2^{\circ}\text{C}$ の誤差をもつと言われている。従って温度異常量に対しても少なくとも、この程度の誤差は考えなければならない。だが、高度の上昇に伴って気温は減少するがそれに伴って気温と平衡する1m深地温も減少し、もし地下に熱的異常がないのなら、ほぼ直線的に減少することが上記福富の結果は示している。従って火山体に沿って上昇するに従って、或る範囲にわたって一定の割合で地温の減少する傾向を知ることができれば、その結果から標準温度を定めることができ、不確かさを更に少なくすることができる。その様な例は実際十勝岳、樽前山で見られた。なお実際の測定においては、地表下70cmの地温を測定した。測定にあたっては較正したサーミスタ温度計 (精度 $\pm 0.2^{\circ}\text{C}$ 以内) を使用し、同時に地表近くの気温も測定した。また各測定地域において少なくとも1点は70cm地温の連続観測を行なった。日変化はほとんどなく、変化量は $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ 以内である。従って誤差 (異常量の) は多めに見積っても $\pm 1^{\circ}\text{C}$ 以内であり、 1°C 以上の異常は有意なものと考えられる。なお MINAKAMI *et al.* (1969 *a*) はメラピ火山山腹での地中温度の連続観測の結果、地下1mの地中温度の日変化は $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ 以下、降雨の影響はほとんど見られないことを確かめている。

ところで、地表面温度が

$$T = T_0 \sin\left(\frac{2\pi}{\tau} t\right)$$

なる日変化をする場合、地表下 z での地温は

$$T(t, z) = T_0 e^{-\frac{z}{z_0}} \sin\left(\frac{2\pi}{\tau} t - \frac{z}{z_0}\right), \quad z_0 = \sqrt{\kappa\tau/\pi}$$

なる変化をする。地表面の温度変化が 1/10, 1/100, 1/1000 になる深さ z (cm) を地層の熱拡散率 κ (cm²/sec) をパラメーターとして求めてみると次表のようになる。

すなわちふつうの地層に対する $\kappa = 1 \times 10^{-2}$

cm²/sec を選べば $T_z/T_0 = 1/100$ になる深さ

は 78 cm で $T_0 = 20^\circ\text{C}$ としてもこの深さでの

日変化量は 0.2°C であり、上記の連続観測の

結果はうなづける。次に、地表近くの地温測定

で温度異常が観測されるためには、少なく

とも、地下からどの程度の熱流量が必要かを見積ってみよう。地表面の温度が前記と同様の変化をする場合、深さ z における温度勾配の絶対値の変化は

$$|\partial T/\partial z|_z \leq T_0 \cdot \frac{\sqrt{z}}{z_0} e^{-\frac{z}{z_0}}$$

で与えられる。

$T_0 = 20^\circ\text{C}$, $z = 78$ cm において $|\partial T/\partial z|_{78\text{cm}} \leq 8.3 \times 10^{-3} \text{C/cm}$. 従って熱流量は熱伝導率 $k = 2.0 \times 10^{-3} \text{cal/cm} \cdot \text{sec} \cdot ^\circ\text{C}$ とすれば $Q \leq 16.6 \approx 20 \text{HFU}$ となる。従って 20 HFU 以下の熱流量の地域では地表下 78 cm における地温の測定では異常を明確に検出することはむずかしい。

さて、一方地温測定結果からの放熱量の概算と検出限界熱流量について考察してみよう。伝導による放熱量は一般に (異常分だけ考えると)

$$Q = k \sum_i S_i \left\{ \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_i - \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_0 \right\}.$$

更に温泉地域では

$$\left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_i - \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_0 = 10^{-2} \cdot R \cdot (\theta_i - \theta_0)$$

なる関係があることが知られている (福富 (1966)). ただしここで

k : 地層の熱伝導率

S_i : 面積

$\left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_i$: 地下 75 cm における地温勾配

$\left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_0$: 地下 75 cm における標準地温勾配

θ_i : 地下 1 m 深の地温

θ_0 : 地下 1 m 深の標準地温

R : 場所による定数

さて、火山体において、どこでも 1 m 深の孔をあけることが中々むずかしい為、上述のように 70 cm 地温を測定したが、以下では温泉地域における放熱量の評価の方法を参考にしつつ、火山地域において（もちろん一般の地域でも成り立つ）70 cm 地温の測定から放熱量を簡単に見積もる為の関係式及び地温分布異常の検出限界について考察することにする。

いま、

$$\theta_i - \theta_0 = \alpha(T_i - T_0)$$

を仮定すれば

$$Q = 10^{-2} \cdot R \cdot k \cdot \alpha \sum_i S_i (T_i - T_0),$$

ただし T_i : 地下 70 cm における地温,

T_0 : 地下 70 cm における標準地温

$$\text{さて } \theta_0 = T_0 + 30 \times \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_0, \quad \theta_i = T_i + 30 \times \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_i$$

ここで

$$\left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_i - \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_0 = 10^{-2} \cdot R (\theta_i - \theta_0)$$

を用いて、 α を求めると

$$\alpha = \frac{\theta_i - \theta_0}{T_i - T_0} = \frac{1}{1 - 0.3R} \quad (\div 1.4, R=0.91 \text{ のとき. 理想的な場合は } R=1 \text{ である. このとき, 相似比よりすぐ } \alpha=10/7 \text{ が求められる。})$$

従って

$$Q = 10^{-2} \cdot k \cdot \frac{R}{1 - 0.3R} \cdot \sum_i S_i (T_i - T_0).$$

Q の概算の為に $R=0.91$ (福富 (1962)), $k=2.0 \times 10^{-3} \text{ cal/cm} \cdot \text{sec} \cdot ^\circ\text{C}$ とおいてよいとすれば

$$Q = 2.5 \times 10^{-5} \cdot \sum_i S_i \cdot (\Delta T)_i.$$

[cal/sec] [cm²] [°C]

これにより温度異常分布図より放熱量の評価をすることができる。ここで $\Delta T_i = T_i - T_0 \geq 1^\circ\text{C}$ を有意な異常と考えると、 $Q \geq 25 \text{ HFU}$ 。

従ってふつうの地域の 20 倍程度の異常熱流量がある地域でないと観測にはかからないことになる（≡異常として、はっきり認められない）。

この 25 HFU という値は前に求めた検出限界値とも言うべき 20 HFU という値に近い。すなわち数 10 HFU 以上の異常熱流量が存在する地域でなければ 70 cm 程度の深さでは明瞭な温度異常を検出しにくいということである。

地表面近くの地温分布を論ずる場合、地表面近くの熱収支を厳密に取扱う必要があるが、ここでは、主要な問題は日変化であると考え、その他は特に考慮しなかった。近い将来、赤外線

映像装置による地温探査が広範囲にわたって、行なわれるようになると考えられるが、その場合は地表面温度そのものが問題になり、地表面付近のより詳細な熱収支を考慮する必要があるだろう。

III. 測定結果

以下では4火山における地温測定の結果を順次記す。主として70 cm 深地温について記すが火山によっては別の事項も付記してある。

1) 十勝岳

測定は2測線に沿って行なわれ、その標高は375 m から1,790 m ではぼ新火口(現在活発に噴煙を出している)壁近くまで行なわれた。測定点を Fig. 3 に、測定結果を Fig. 4 に示す。この結果を見ると、地中温度の異常は火口付近以外には余り見られない。この火口付近の地温を除いて標高 H (m) と70 cm 地温 T (°C) との関係を求めてみると

$$T(^{\circ}\text{C}) = 17.9 - 0.0037(^{\circ}\text{C}/\text{m}) \times H(\text{m}) \quad (1)$$

という結果が得られる。福富(1951)により経験的に求められた1 m 深地温の標準値(1,000 m 以上は外挿による)が Fig. 4 に同時に記入されているが、(1) と比較すると、高度に伴う地温の減少の割合はほぼ完全に一致しているが、地温の絶対値は(1)の方が約2°C 高い。この差は深さ70 cm と1 m の違い、或は十勝岳における全般的な温度場の高まりとして見るよりも、福富による標準値が±2°C の誤差をもつことを考慮し、(1)式が十勝岳における標準地温を示しているものと考えた方がよさそう。すなわち著しい温度異常は地表近くの非伝導的影響を直接的に受けていると見られる火口周

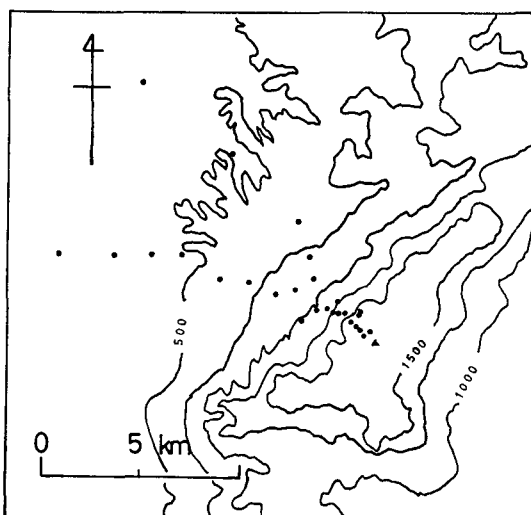


Fig. 3. Measurement sites of geothermal temperature on Tokachi.

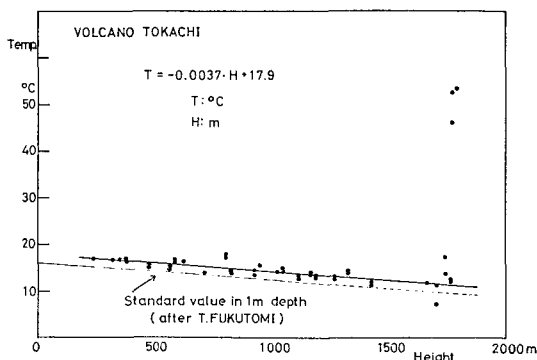


Fig. 4. Geothermal temperature at 70 cm depth vs. altitude of measurement sites on Tokachi.

辺以外には見られないということである。なお、小さい異常として山頂とふもとの白銀温泉とを結ぶ線上に $+1\sim+2^{\circ}\text{C}$ の異常を示す点が数点ある。もう一方の測線上にはこのような異常は見られないことから白金温泉の泉源と何らかの関係があるかも知れないが、これだけの測定では明確ではない。いずれにしてもメラピ火山で見出されたような火山体の構造と明確に結びつくような地温異常は見出されなかった。

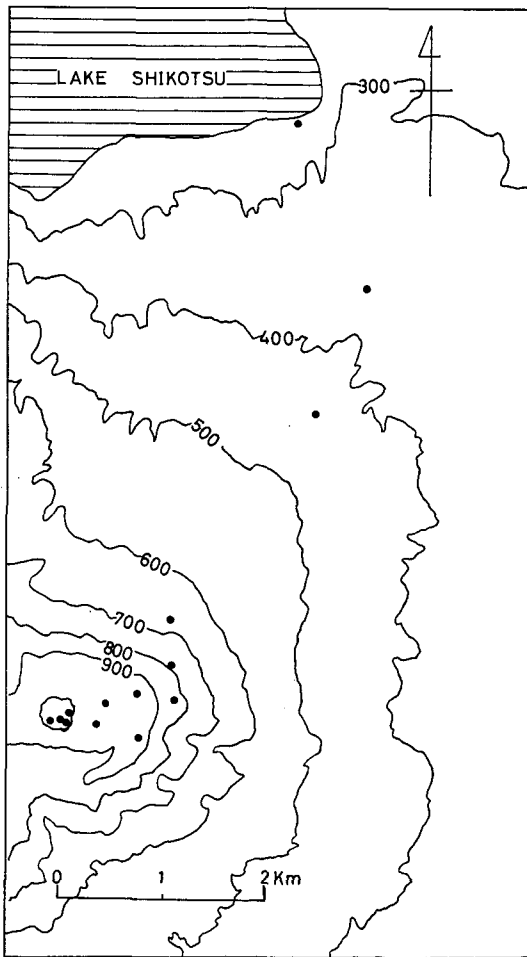


Fig. 5. Measurement sites of geothermal temperature on Tarumae.

においても火山体の中心部——この場合はドームであるが——のみに、地表近くの非伝導的影響(主として噴気活動)を直接的に受けた異常高温部が見出されたが、山腹においては地温異常はほとんど見出されなかった。

3) 雌阿寒岳

この火山はポンマチネシリ、中マチネシリという2つの活発な火口をもっており、とくに中

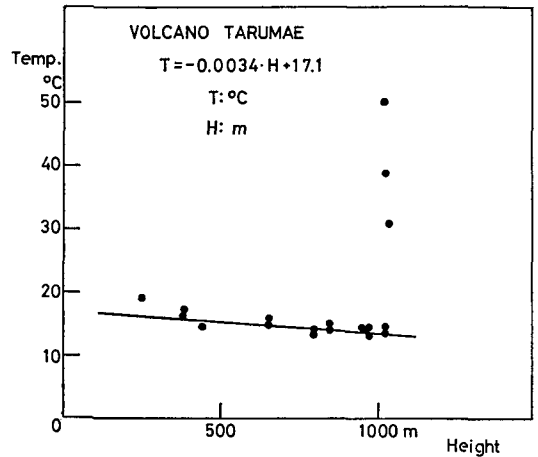


Fig. 6. Geothermal temperature at 70 cm depth vs. altitude of measurement sites on Tarumae.

2) 樽前山

この火山では、それ程測定点は多くはないが、大体の傾向を把握することができる。測定点を Fig. 5 に、測定結果を Fig. 6 に示した。十勝岳の場合と同様に標高 $H(\text{m})$ と地温 $T(^{\circ}\text{C})$ との関係を探ってみると

$$T(^{\circ}\text{C}) = 17.1 - 0.0034(^{\circ}\text{C}/\text{m}) \times H(\text{m}) \quad (2)$$

となり、この場合 (2) は、福富による標準値とほぼ一致していることがわかる。樽前山に

マチネシリでは多くの測定をすることができたので詳細に記す。中マチネシリ火口は噴気活動が非常に活発であり、過去において硫黄の採掘が行なわれていた程、噴気の成分は多量の SO_2 を含み硫黄昇華物が非常に多く見られる。中マチネシリ火口の噴気活動の写真を Fig. 7 に示す。測定地点を Fig. 8 に、そして測定結果を測線ごとに分けて Fig. 9 に示す。以下では地域別に地温分布の特徴を記す。



Fig. 7. Fumarolic activity in Nakamachineshiri crater, Me'akan.

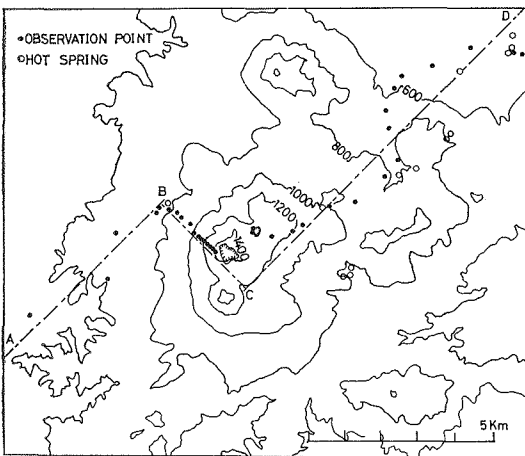


Fig. 8. Measurement sites of geothermal temperature on Me'akan.

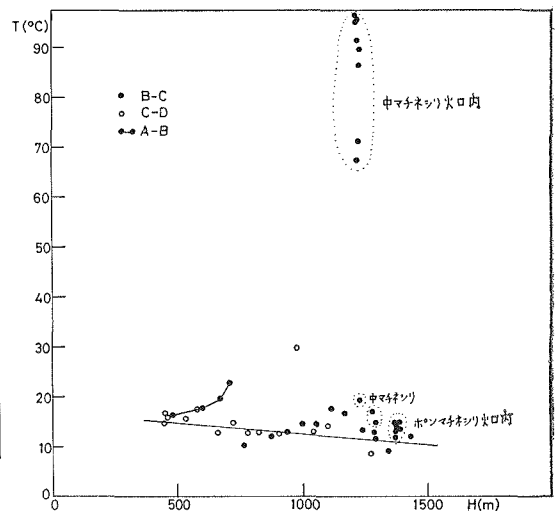


Fig. 9. Geothermal temperature at 70 cm depth vs. altitude of measurement sites on Me'akan.

A) 火山体山腹に沿う地温分布

1) 900~1,300 m (1,100 m 付近を中心とする) における系統的高温度異常が見られる。測線 BC では顕著, CD ではやや不鮮明だが両測線において異常が見られることは, 山体内部の熱的構造を反映しているものと思われる。これによる放熱量を見積もると $\Delta T_i = 2 \sim 3^\circ\text{C}$, $S_i = 4.8 \times 10^{10} \text{ cm}^2$ (異常は環状とした)

以上より

$$Q = (2.4 \sim 3.6) \times 10^5 \quad [\text{cal/sec}].$$

2) オンネトー湖周辺から野中温泉に向っての増加 (測線 AB) の高温度異常は温泉水の挙動と関係している可能性が強い。

B) 中マチネシリ火口内

この火口内ではほとんどの地点で地表下数 10 cm 程度で水の沸点に達している。測定結果を Fig. 10 に示す。各点で同時に 50 cm おける地温勾配を求めたがこれはかなりのバラツキを見せた。一応, 伝導的放熱量を見積もると $\partial T/\partial z = (0.2 \sim 1.2)^\circ\text{C}/\text{cm}$, $S = 1.0 \times 10^8 \text{ cm}^2$, $k = 2 \times 10^{-3} \text{ cal/cm} \cdot \text{sec} \cdot ^\circ\text{C}$ とすると $Q = (0.4 \sim 2.4) \times 10^5 \text{ cal/sec}$.

一方, この火口内には温水池があるが, 表面からの蒸発と放射による放熱量を求めると (湯原・瀬野 (1969)).

$$Q = Q_{\text{eva.}} + Q_{\text{rad.}} \quad [\text{cal/sec}]$$

$$= 6.7 \times 10^{-10} T^3 (^\circ\text{C}) \times l + 1.4 \times 10^{-12} \cdot T^4 (^\circ\text{K}),$$

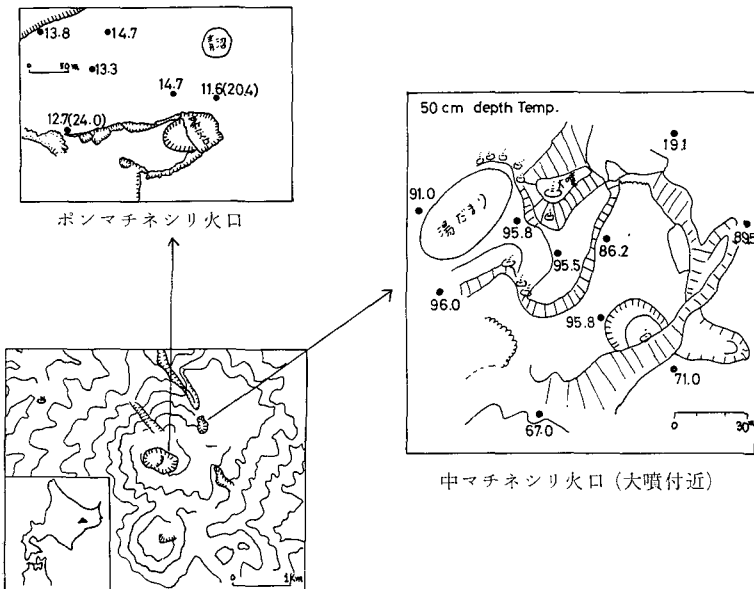


Fig. 10. Near-surface geothermal temperature in Nakamachineshiri crater (measured at 50 cm depth) and in Pommachineshiri crater (measured at 70 cm depth), Me'akan.

ただし T : 水面の温度,
 l : 水の気化熱

温水の平均温度 $T=47^{\circ}\text{C}$, $S=1.8 \times 10^7 \text{ cm}^2$ をつかって

$$Q = 1.0 \times 10^6 \text{ cal/sec.}$$

なお、この火口内における噴気による放熱量を清野 (1959) の測定をもとにして、福富 (1967) が見積っているが $Q=1.2 \times 10^8 \text{ cal/sec}$ と極めて大きな値となっている。福富によればこの値は過大に評価されている可能性がある。

C) ポンマチネシリ火口内

この火口内においてもわずかな量であるが高温度異常を示している。Fig. 10 には 1955年の噴気活動 (水蒸気爆発と見られる) 直後の測定 (SAKUMA and MURASE (1957)) も示されているが当時に比して (図中かっこ内に示してある) 10°C 程度下降している。

雌阿寒岳における各種の形態による放熱量をまとめると Table 2 の如くである。

このように、雌阿寒岳における特徴的な地温分布は、山腹における凸状の高温度異常、そしてこれは当然なことであるが火口内とくに、中マチネシリ火口内における高温度異常である。

4) 有珠山 (含四十三山, 昭和新山)

測定地点を Fig. 11 に示す。有珠山地域、四十三山地域及び昭和新山地域の 3 地域に分けられる。有珠山を親火山とし、四十三山 (明治 43 年に形成) 及び昭和新山 (昭和 20 年に形成) は寄生火山である。前者はクリプトドームの存在が推定されており、また後者はドームが地上に出現し、現在でも最高温部では 600°C を越える部分が存在している。測定結果を Fig. 12 に示した。測定は 7 月末及び 8 月末に行なわれた。福富による標準温度が 7, 8, 9 月について示してあるが、それから推定した測定時の標準温度が図中破線で 7.5 と記されている。温度異常が少ないか或はほとんどない地点においては、

Table 2. Total heat discharge from Me'akan.

	Q (cal/sec)	Formula
Conduction (crater)	$0.2 \sim 2.4 \times 10^5$	$Q_1 = k \sum_{\xi} S_{\xi} \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_{\xi}$
Hot water surface (crater)	1.0×10^6	$Q_2 = Q_{\text{eva.}} + Q_{\text{rad.}}$ $= 4 \times 10^{-4} \cdot T^3 \cdot l + \sigma (T + 273)^4$
Conduction (flank)	$2.4 \sim 3.6 \times 10^6$	$Q_3 = 2.5 \times 10^{-5} \cdot \sum_{\xi} S_{\xi} (T_{OB} - T_{ST})_{\xi}$
Total heat discharge	$\sim 5 \times 10^6$	$Q = Q_1 + Q_2 + Q_3$
Fumaroles	(1.2×10^8)	after Seino and Fukutomi

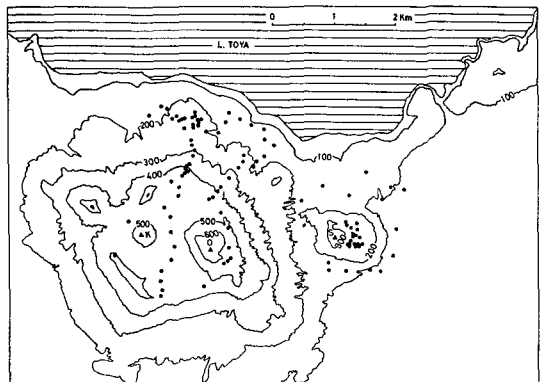


Fig. 11. Measurement sites of geothermal temperature on Usu. S: Showashinzan, O: O-usu, K: Ko-usu.

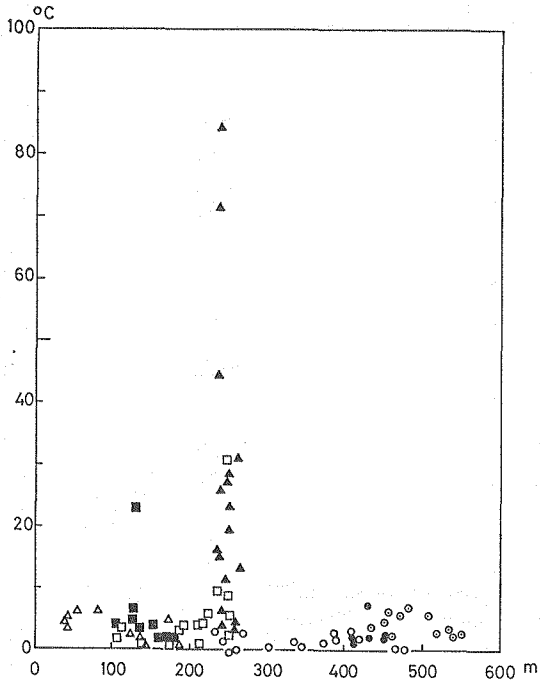


Fig. 12. Geothermal temperature at 70 cm depth vs. altitude of measurement sites on Usu. Showashinzan: roof mountain ▲, surroundings △, Usu-san: crater ●, somma ⊙, flank ○, Yosomiyama □, Toyakohan ■.

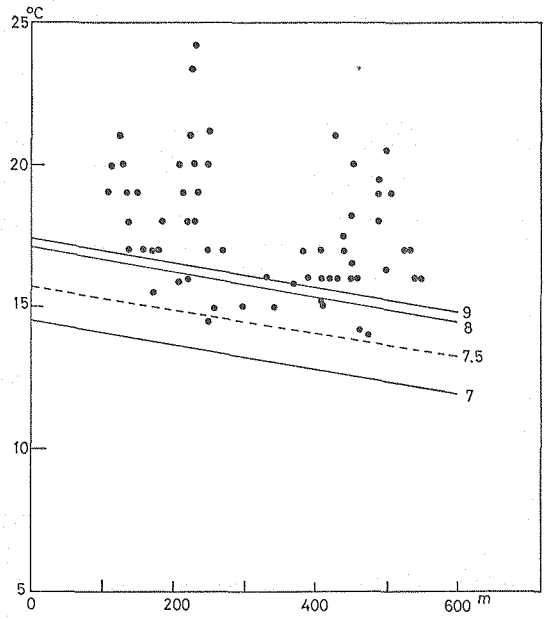


Fig. 13. Observed and standard geothermal temperature curves on Usu.

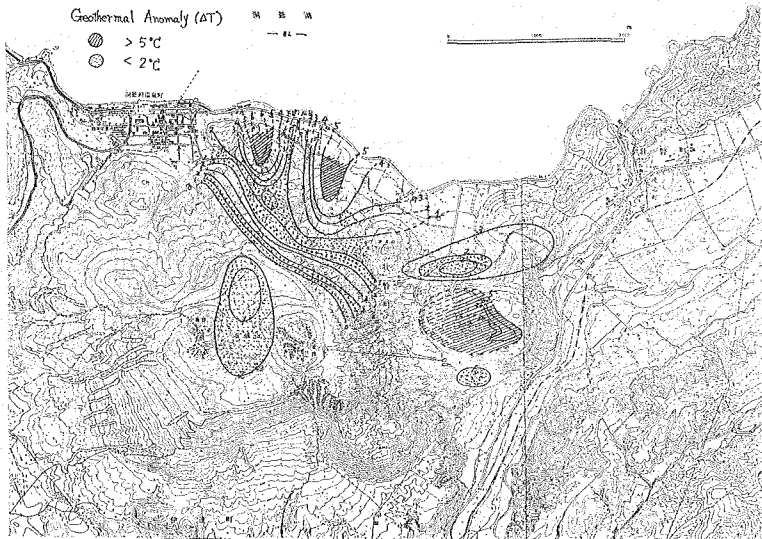


Fig. 14. The distribution of geothermal temperature anomaly on Usu.

地下1 m と 70 cm とにおける地温はほとんど等しいはずである。従って温度異常のない地点に関しては福富による1 m 深の標準温度をそのまま70 cm 地温に適用してよいものと思われる。実際、有珠山における測定結果の下限は測定時点における1 m 深地温の標準直線にのっている。温度異常を高度に対して示したものが Fig. 13 である。また水平分布図を Fig. 14 に示した。これによると最も高い温度異常が見られるのは昭和新山屋根山（今回はドーム部では測定を行なわなかったが、参考に昭和新山全体の1 m 深地温分布、中井(1966)を Fig. 15 に示す）、次に四十三山周辺域、そして有珠外輪山である。昭和新山を除いた地域で温度異常と地形を同時に示した図を Fig. 16 に示す。有珠外輪山、火口原では地形的特徴と温度異常の分布形状が極めてよく一致している。また四十三山周辺部の高温異常が特徴的に示されている。これはおそらく、四十三山形成活動に伴って地下に出現した潜在円頂丘の存在を示すものではないだろうか。ただこの地域では現在、当時の活動の際にできた断層面上に55°Cの弱い噴気と当時形成された45個の craterlet のうち2番目に大きい火口（直径120 m）の火口壁の一部に74°Cの弱い噴気が見られる他に地表では地熱兆候は見られない。実は、この地域は地温測定と同時に地磁気 Z-成分の測定を行なった。双方を組み合わせるとこの地域の構造がより明確になり、地温異常の原因をよりくわしく知ることができるが、それらについては別に報告する予定である。

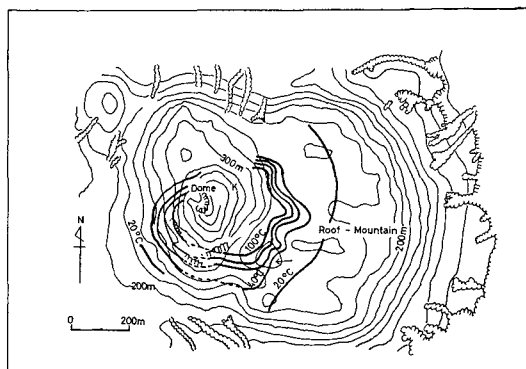


Fig. 15. The distribution of 1 m depth temperature on Showa-shinzan.

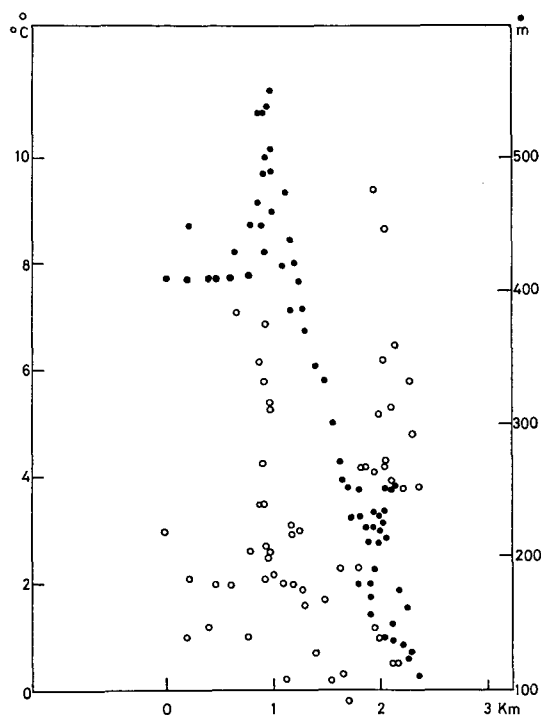


Fig. 16. The geothermal temperature anomaly and the topography on Usu. ○ geothermal temperature, ● topography.

次に四十三山周辺地域（明治43年の活動地域）からの伝導的放熱量は 1.3×10^8 cal/min, 一

方, 明治 43 年の活動に伴なって生成されたとされる洞爺湖温泉からの放熱量は福富他 (1957) により

$$Q_T = Q_C + Q_M$$

$$= 0.11 \times 10^8 + 1.05 \times 10^8 \text{ cal/min,}$$

Q_C : 伝導的放熱量,

Q_M : 温泉水による放熱量

福富他 (1957) によればこの地域では $Q_C/Q_T = 0.09$ で他の地域に比べて著しく小さな値と述べられているが温泉の原因を高温の貫入マグマだとし, この地域の放熱量という観点からすれば今回の測定を含めて考えてもよいかも知れない. その場合 $Q_C/Q_T = 0.57$ となり比較的大きな値となる. 一方昭和和新山地域からの伝導的放熱量の下限を測定した範囲で見積もると 1.1×10^8 cal/min 程度となる.

IV. 考察及び結論

以上において北海道における 4 つの活火山の地表近くの地温分布の測定結果を記した. ここでは結果の特徴及びいくつかの問題点について記す.

まず火山体地表においては, 熱の放出は山腹では多くの場合重要ではなく, 火山体中心部で極めて集中的効果的に行なわれているものと見られることである. これは地温分布測定の結果と, 火山体中心部における噴気孔からの放熱量の測定結果を照らし合わせるとよく理解される. 昭和和新山, 樽前山, 雌阿寒岳について比較してみると (単位: cal/sec)

	山腹から	中心部から (福富 (1966) から)
昭和 新 山	$>2 \times 10^6$	$>7 \times 10^6$
樽 前 山	small	3×10^6
雌 阿 寒 岳	$(2 \sim 4) \times 10^6$	1.2×10^8 (?)

となり, 中心部放熱量の重要性及びそれを主としてなる噴気活動の重要性を知ることが出来る. ただ火山地域の噴気孔からの放熱量の測定はそう簡単ではなく, 測定値の誤差は大きいものと考えられる. 測定方法の改善, 測定数の増大が望まれる. それによって火山地域からの熱放出における噴気活動の寄与の評価も定まるであろう.

ここで活火山体からの熱放出量を面積的に平均化した値を地殻熱流量と比較してみよう. Fig. 17 には火山体からの熱放出を面積的に平均化し, 0.2 HFU, 2.0 HFU にとったとき, それに相当する面積を示している. 雌阿寒岳の場合は, 極めて大きい, これは, 福富 (1967) も指摘しているように, 過大に放熱量が見積られている可能性があるのも特別な意味をもたすことはできない. 図からわかるように, 活火山体からの放出熱量は火山地域全体の熱分布に大きな影響をもっているとは言えないようである. むしろ, 各火山体からの熱放出, とくに火山体中心部における噴気孔からの熱放出は, その火山自体 (すなわち熱源自体) の冷却の程度を表

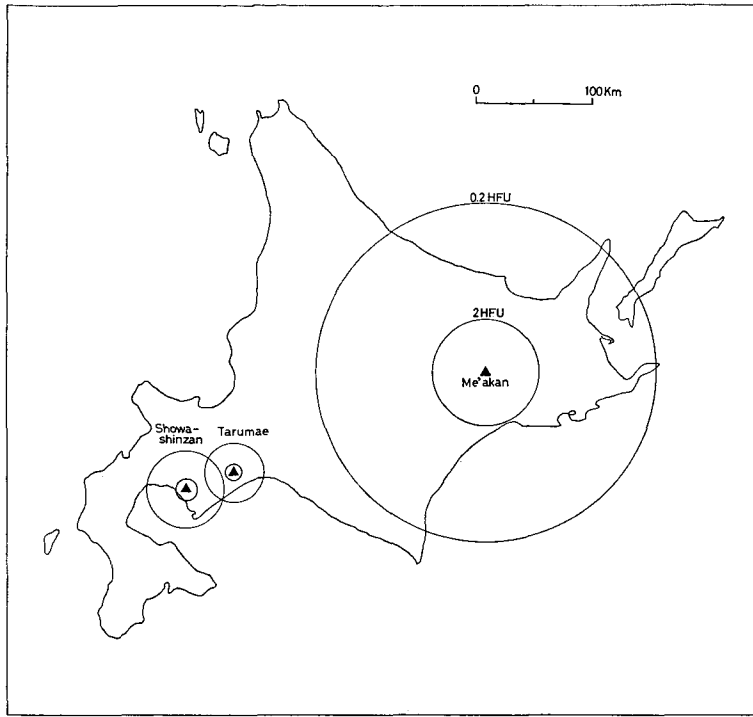


Fig. 17. Two circles at each volcano show the equivalent areas which are responsible for the total heat discharge from the volcano with the average heat flows, 2 HFU and 0.2 HFU.

わしているものと理解してよいだろう。

さて、地表近くの地温分布測定の結果、活火山体からの放熱量の火山地域の全体的熱分布に対する寄与は大きくないが、火山体内部の熱的構造を知る1つの手段として有効なものと考えられる。これまでの測定結果からすると、地温分布の型は、内部の熱源の形に対応しているとして、次のような3種類に分類される。

- ① **普通熱源型** (山腹では異常は見られないが中心部で非伝導的影響を直接反映した高温異常をもつ場合。後者はすべての火山に共通)
例. 十勝岳, 樽前山, アレナル火山 (MINAKAMI *et al.* (1969 b)).
- ② **孤立熱源型** (山腹で孤立的な高温異常をもつ場合)
例. 雌阿寒岳.
- ③ **中心部熱源型** (山体中心部にいくに従って高温異常が増加する場合)
例. 有珠山, メラピ火山.

これらは内部の熱源の形、或いは活動様式を反映しているものと見られる。適当な熱源を想定することによって①、②、③を説明することができるが、ここでは典型的な地温異常を示して

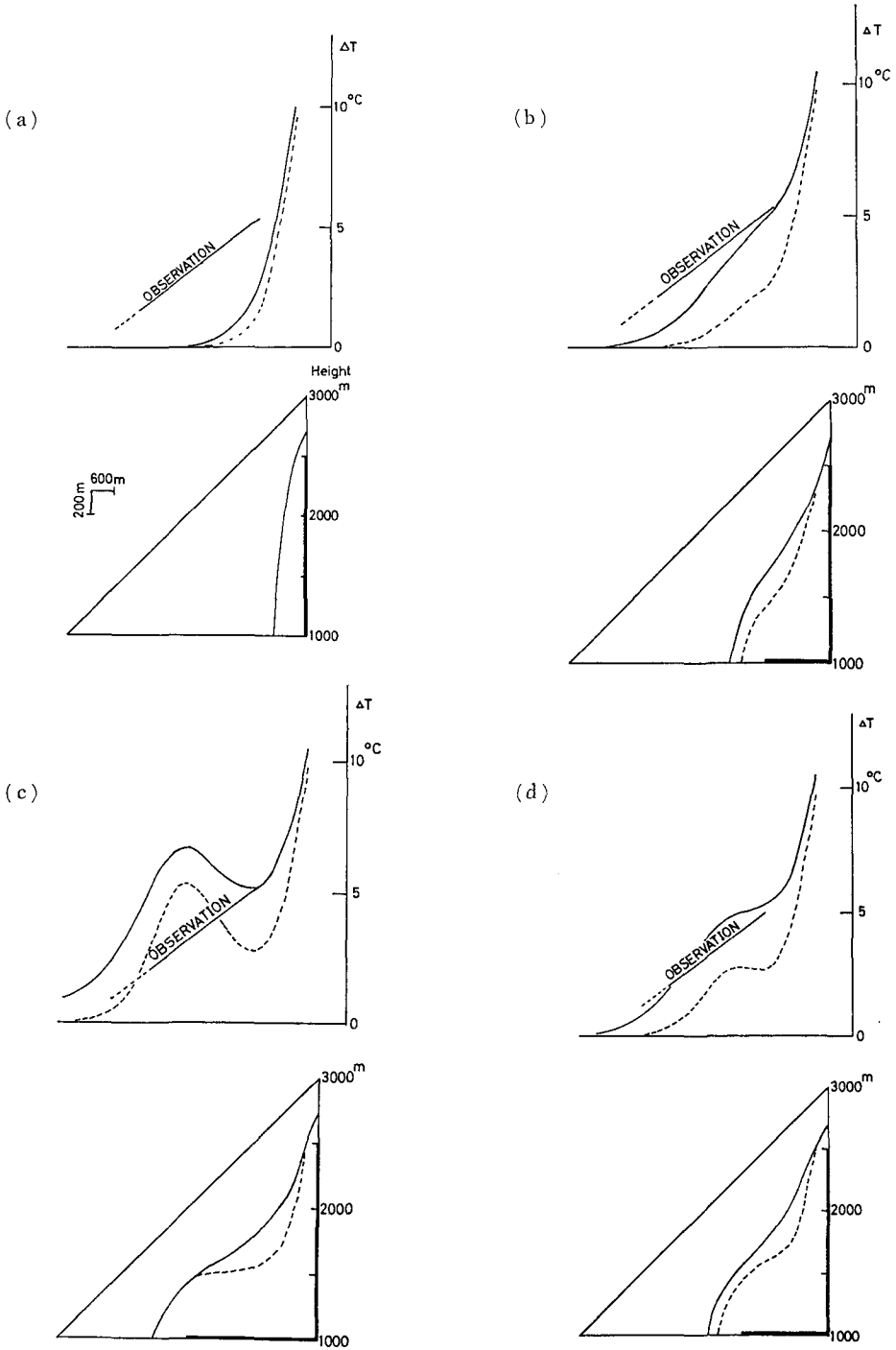


Fig. 18. Observed and calculated geothermal temperature anomalies and the internal temperature distribution. Upper: The solid and broken lines show the calculated near-surface geothermal temperature anomalies 2,500 and 1,000 years respectively after heat sources settled. Lower: The solid and broken lines show the isotherms (near Curie Point) 2,500 and 1,000 years respectively after heat sources settled. Thick solid lines show the configurations of the line sources.

いるメラピ火山の例について、熱伝導による地温異常として簡単に取扱ってみる。山体を2次元で表わし、熱源 (1,000°C) は線状で与え、地表ではニュートン冷却で冷却されるとした。熱源は定常的に与え、かつ数千年以内で地表での異常が観測値に近いものを選ぶことにした (KATSUI (1971) によるリストによればメラピ火山は1006年以来ほぼ連続的に活動しているとされている)。熱伝導率としては、物質輸送による効果を含めるため、 $K=6 \times 10^{-2} \text{ cal/cm} \cdot \text{sec} \cdot ^\circ\text{C}$ という大きな値を選んだ。また熱伝達係数 $H=0.0015 \text{ cm}^{-1}$ とした。いくつかの熱源の形について、数値計算した結果を Fig. 18 の (a), (b), (c), (d) に示す。このうち比較的観測結果に合うモデルは (b), (d) である。定性的な議論の域を出ないが、地表近くの地温分布の異常から、地下での定常的熱源の存在及び大よその熱源の形を知ることができる。

さて、以上で述べたような極く浅い地温分布は地表近くの水の運動に規制されている面が多分にあると思われる。水の運動の実体はよくわからないが、浅い地温分布から内部熱源を推定する場合、重要な問題となってくる。

また、このような浅い地温測定からでは、数10 HFU 以上の伝導的放熱量がなければ地温の異常は検出しにくい。すなわち数 HFU~数10 HFU の熱流量の地域は調べることはできない。これは活火山体周辺地域から火山体山腹にかけての地域に相当するものであるが、ここでの温度場の高まりを調べるには更に深い孔での測定が必要である。

この報告をまとめるに当たって御指導いただいた当教室の横山 泉教授、そして一連の野外観測において、種々の援助をされた、当教室第二講座の諸氏に対して、深く感謝致します。なお計算は北海道大学大型計算機センター FACOM 230-60 によった。

文 献

- EHARA, S., 1971. Terrestrial heat flow in Hokkaido, Japan—Preliminary Report—, Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII, 3, 443-460.
- 江原幸雄・横山 泉, 1971. 北海道における地殻熱流量の測定 (その2), 北大地球物理学研究報告, 26, 67-84.
- 江原幸雄・西田直樹・横山 泉, 1970. 北海道における地殻熱流量の測定 (その1), 北大地球物理学研究報告, 24, 125-139.
- 福富孝治, 1951. 1 m 深の地中温度より温泉探査の可能性に就いて (第1報). 北大地球物理学研究報告, 1, 1-14.
- 福富孝治, 1962. 1 m 深地温についての2, 3の問題. 北大地球物理学研究報告, 9, 45-53.
- 福富孝治, 1966. 北海道の温泉について. 火山, 第2集, 11, 127-144.
- 福富孝治, 1967. 北海道地熱地帯の熱量とその探査上の諸問題. 地熱, 13, 16-24.
- 福富孝治・藤木忠美・須川 明, 1957. 洞爺湖温泉付近の1 m 深地温調査. 北海道温泉調査報告, 4, 1-10.
- HORAI, K., 1963. Studies of the thermal state of the earth, The 12th paper, Terrestrial heat flow measurements in Hokkaido District, Japan. Bull. Earthq. Res. Inst., 41, 167-184.
- KATSUI, Y. (ed.), 1971. List of the world active volcanoes. Special issue of the bulletin of volcanic eruptions.
- MINAKAMI, T., T. MIYAZAKI and I. SURJO, 1969 a. Volcanological survey of Indonesian volcanoes. Part 1. Topographical change in the area near the summit crater of Mt. Merapi and its geothermal survey. Bull. Earthq. Res. Inst., 47, 951-967.

- MINAKAMI, T., S. UTIBORI and S. HIRAGA, 1969*b*. The 1968 eruption of Volcano Arenal, Costa Rica. Bull. Earthq. Res. Inst., 47, 783-802.
- 中井新二, 1966. 未印刷.
- SAKUMA, S. and T. MURASE, 1957. Recent activity of Volcano Me'akandake. Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII, 1, 21-36.
- 清野政明, 1959. 噴気現象の考察(その1). 火山, 第2集, 3, 128-135.
- 湯原浩三・瀬野錦蔵, 1969. 温泉学(地人書館), 140.