

草津殺生河原における地熱集中観測

湯原 浩三* 関岡 満** 西村嘉四郎*** 川村 政和*†
佐橋 謙† 江原 幸雄†*

Concentrated Geothermal Observations at Kusatsu Sessyogawara Geothermal Field, Gumma, Japan

Kozo YUHARA, Mitsuru SEKIOKA, Kashiro NISHIMURA, Masayori KAWAMURA,
Ken SAHASHI and Sachio EHARA

Abstract

At the Kusatsu Sessyogawara Geothermal Field several kinds of geothermal measurements were carried out concentratedly on June 3 to 8 and July 14, 1974. The measurements included the airborne infrared line-scanning, the land-based infrared thermal image scanning, the surface temperature survey with infrared radiation thermometer, the shallow ground temperature survey, the measurement of ground-surface thermal conductivity, the geothermal calorimetry in steaming ground, the measurement with heat-flow meter and the micrometeorological observations at the surface layer.

The purpose of the observations is to make clear the relations among the results of these measurements, since almost all of them are imperfect in both principle and operation and include some differences.

In the light of the observations, we have to develop a suitable system for geothermal field measurements by combining some of above methods.

1. 緒 言

地熱地域において、地下熱構造や放熱量を見積るために、諸種の調査測定が系統的に行われるようになってからまだ日が浅い。したがって、これら諸種の測定法の中には原理的にも技術的にも完成されていないものがあり、また、一つの調査目的に対してどのような測定法を組合わせて行うべきかというような点についても未だ定まったものはない。

たとえば、近年地熱測定の新技术として多くの人々の注目を集め、技術的にも進歩の著しいものに赤外線放射温度測定技術がある。これは地表面から放射される赤外線の強度を検知し、それを完全黒体から放射されたものとして温度に変換するものである。したがって、地表面条件や、地表面とセンサの間に介在する大気の状態等によって影響を受ける点も多く、得られた温度情報をただ

ちに地表面温度そのものとみなせない。また、地表面温度を正確に観測することが出来たとしても、地表面温度そのものが太陽との関係や気象条件等によって大きく左右されるから、その観測結果を地下熱構造を反映した情報とみなすためにはデータ処理の段階で十分な注意が必要である。特に上の気象条件の中には、地表面温度に影響を及ぼす機構が未だ十分解明されていないものもあり、これを明らかにしてはじめて赤外線放射測定技術をより有効に利用することができる。

次に地熱地域からの放熱量も最近諸所で測定されるようになってきた。地熱地域からの放熱は、噴気やガスの噴出に伴うもの、温泉の湧出に伴うもの、表面土壌の熱伝導によるもの、温水面からの蒸発によるものがあり、これらの各々についてはそれぞれの測定法が考案され実行されている。しかしそれらはいずれも精度の点で十分でなく、未だ改良の余地を多く残している。特に、噴気や熱伝導による放熱量の測定には問題が多い。すなわち、いくつかの測定法による結果にかなりの差があるが、これは各測定に含まれる誤差によるものか、各測定法が

* 九州大学工学部 ** 防衛大学校
*** 元所員 *† 地殻熱部
† 岡山大学教育学部 †* 北海道大学理学部

原理的にそれぞれ異なった量を測定しているのか必ずしも明らかになっていない点もある。

以上のような地熱測定が包含する諸問題を解決することはもとより簡単ではないが、その目的に一步近づくため、草津殺生河原地熱地域において、各種測定法を同時に適用して比較検討すると共に問題点を掘り下げることがを試みた。

2. 実験地の概要と観測システム

草津殺生河原は群馬県草津町の西北西約 3 km, 草津一須坂有料道路に接した標高約 1,500 m の所にある地熱地域で、長さ約 500 m, 幅約 150 m にわたって変質帯が広がっている。ここは草津白根火山の東斜面にあたり、殺生熔岩流の縁に沿って比高 25 m 内外の細長く突起した中央尾根があり、これはさらに 2-3 段の階段状をなしている。ここには硫気孔、噴気孔が多数存在し、地表の岩石は著しく変質し、植生は全く見られない (第 1 図)。

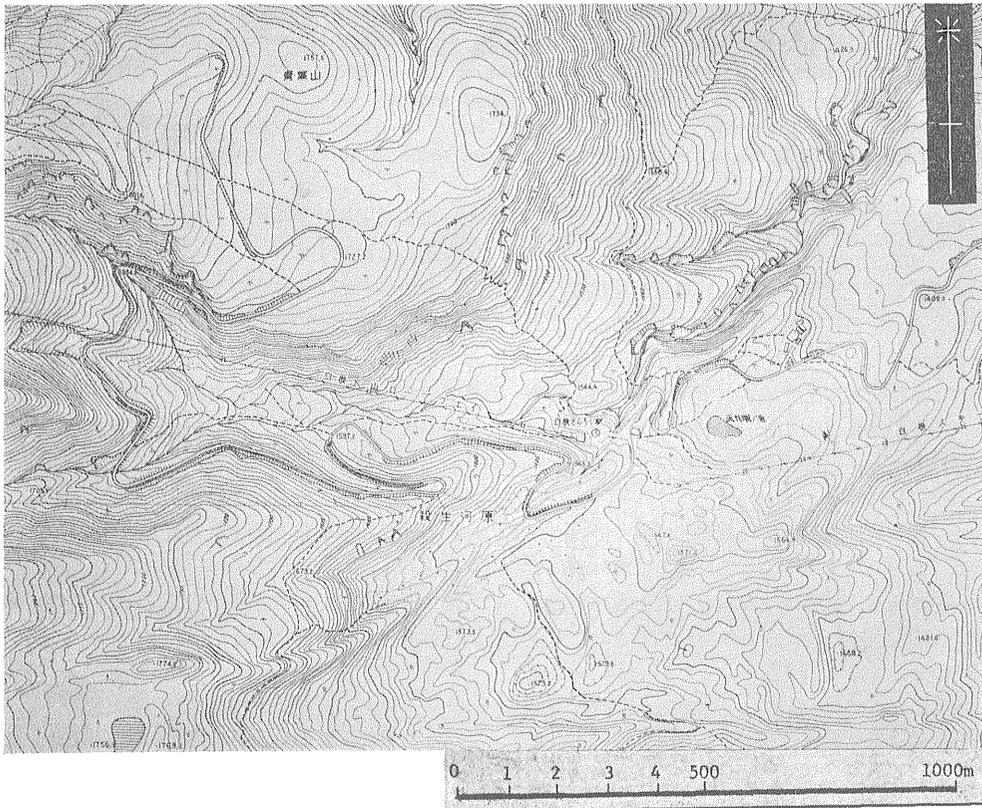
1974 年 6 月 3 日より 8 日までと 7 月 14 日に、この地域を地熱集中観測の実験地として、空中赤外線映像、地

上赤外線映像の撮影を行うと共に、赤外線放射温度計による地表面温度測定、浅層地中温度測定、伝導熱流量測定、噴気放熱量測定、熱流計による熱流量測定を行った。また、地表面温度分布より熱収支法による放熱量の推算を行い、これらの熱流量や放熱量に関する各測定法の結果を相互に比較検討した。また実験地の中の 1 地点で、接地気層中での顕熱輸送量の測定、および熱流計表面と地表面の温度の関係を比較する実験を行った。

これらの諸測定とそれらのデータ処理の流れ、およびそれから得られる諸情報を一括して図示したのが第 2 図である。

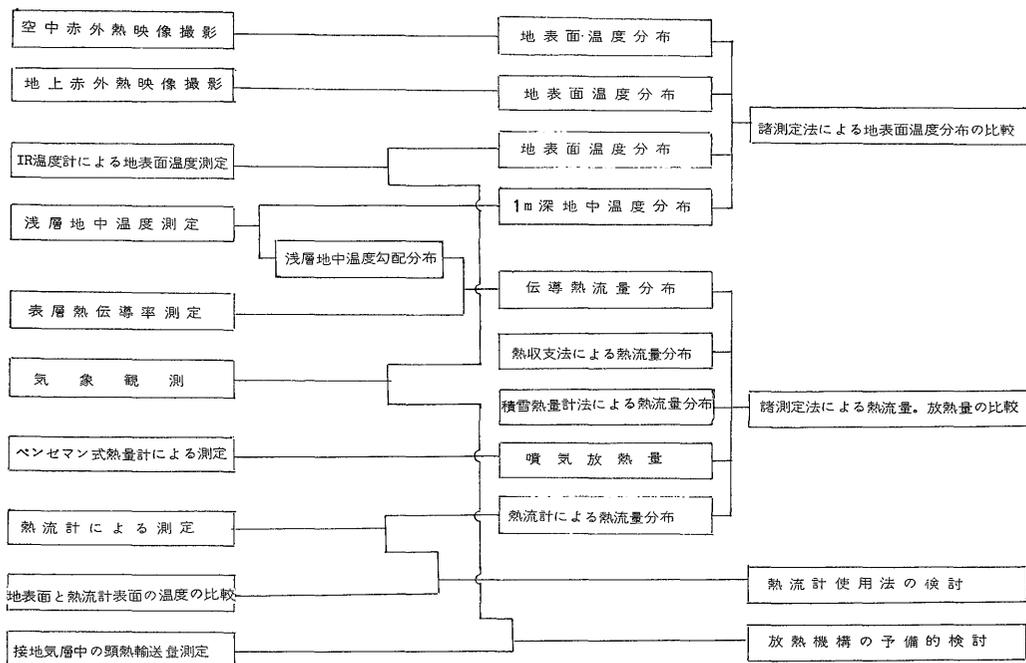
3. 空中赤外線映像

空中赤外線映像の撮影は 1974 年 6 月 8 日に行われた。この撮影は全国地熱基礎調査の草津白根地熱地域の調査の一環として行われたもので、白根山頂の湯釜、殺生河原、草津温泉を含む東西 15 km, 南北 7 km の範囲で行われた。この地域は 1972 年 8 月、1973 年 9 月および今回の 3 回撮影が行われた。それらの撮影要項を第 1 表に



第 1 図 草津殺生河原位置図

草津殺生河原における地熱集中観測 (湯原・関岡・西村・川村・佐橋・江原)



第2図 地熱集中観測ブロックダイアグラム

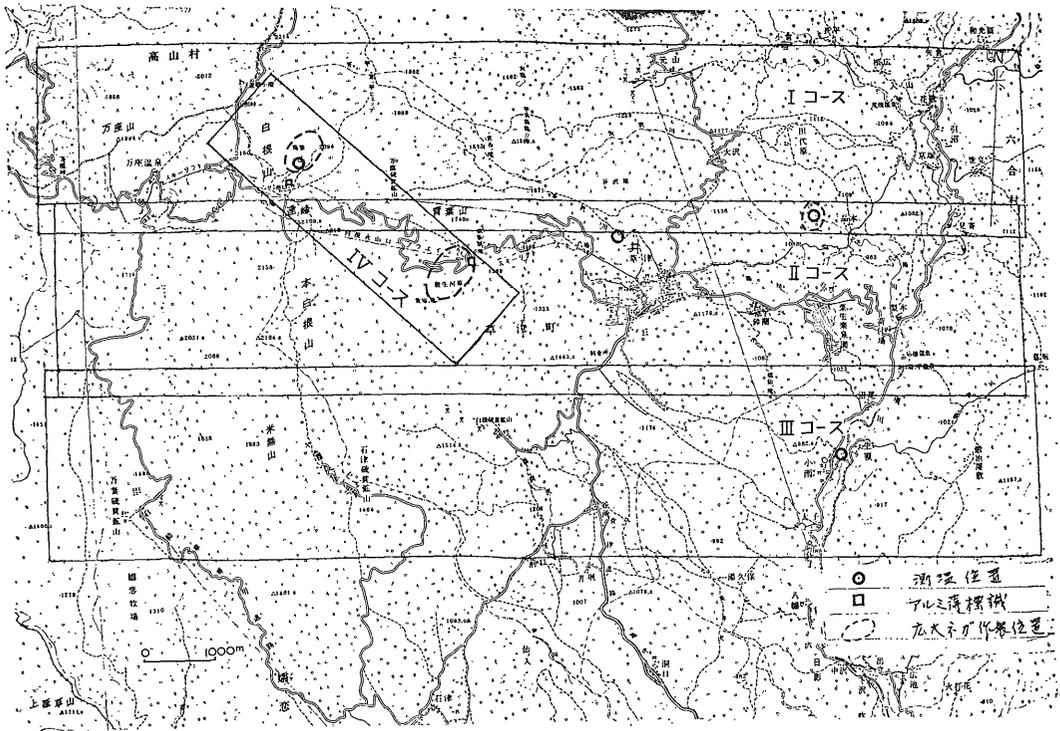
第1表 空中赤外線映像撮影要項

撮像年月日	1972年8月19日	1973年9月16日	1974年6月8日
撮像時間	午前5時30分	午前5時-6時20分	午前3時50分-4時53分
気象条件	晴 (SSE の風, 風力 4, 気温 22.9°C) 草津観測所午前9時測定	風速 6.8m 地上気温 9.5°C	風向W, 雲量 10/10 雲高 6,000m 気温 10°C 機外温度 2°C
航空機	セスナ 206	セスナ 206	セスナ 207
対地高度	1,600-2,500m	1,000-1,800m	1,200-2,000m
撮像装置	JIRCO	JIRCO	JIRCO
検知器	InSb 波長 4.7-5.1 μm	InSb 波長 4.7-5.1 μm	HgCdTe 波長 8-14 μm
温度解像度	25°C において 0.2°C	25°C において 0.2°C	25°C において 0.2°C
瞬間視野	5 m rad	5 m rad	2 m rad
総合視野	80°	80°	80°
走査回数	18/sec	18/sec	72/sec
その他	磁気テープ記録	磁気テープ記録	磁気テープ記録

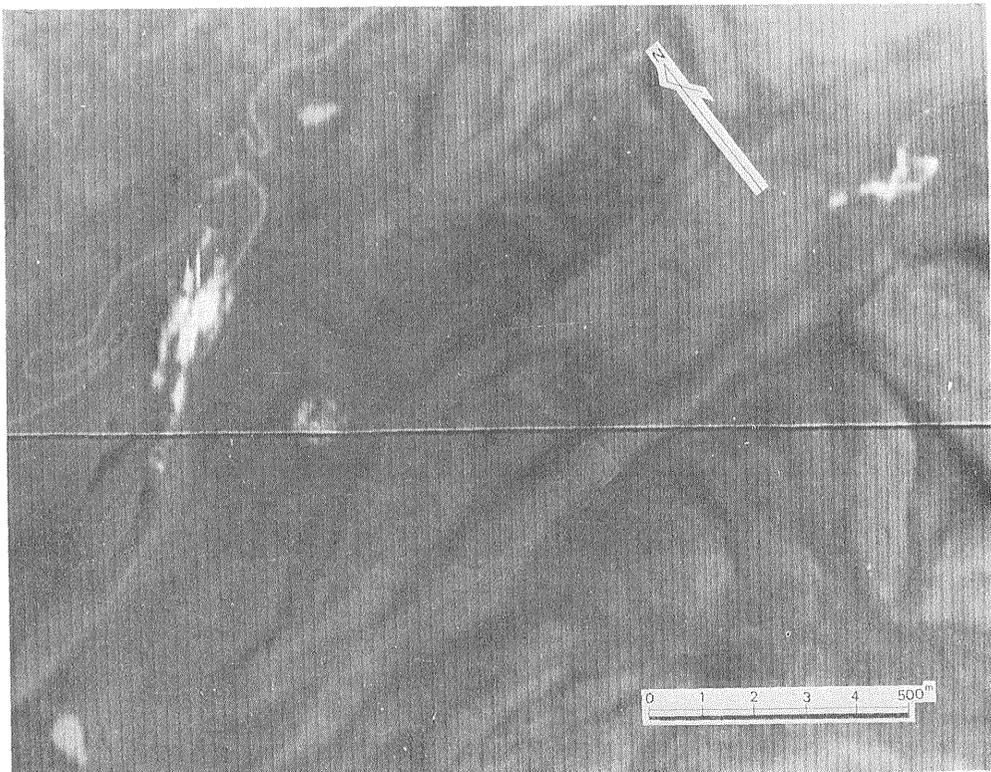
示す。今回の撮影コースを第3図に示す。その中で殺生河原にもっとも関係の深い第IVコースの対地高度は1,300mであった。殺生河原を含む空中赤外線映像を第4図に示す。

前2回の撮影においては、第1表に示す通り瞬間視野

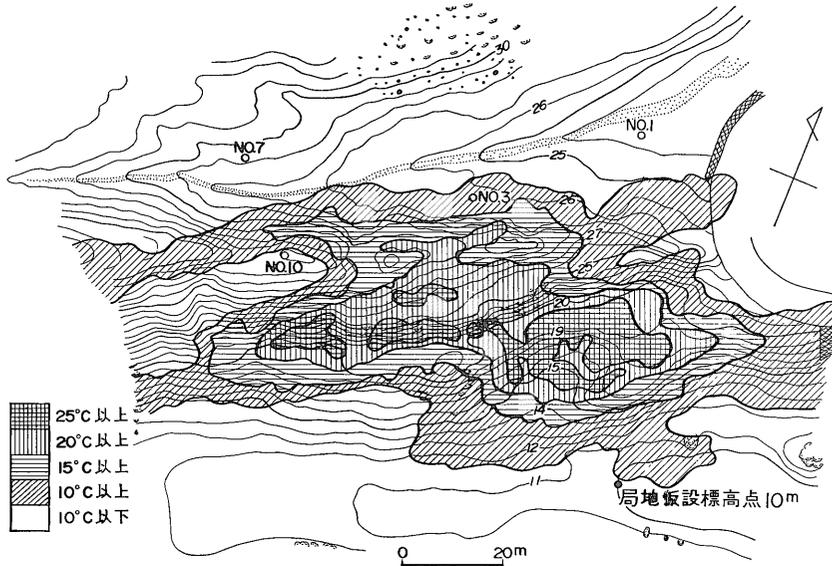
が5m radで高度1,000mから撮影したので、地表での瞬間測定面積は半径5mの円であった。今回は瞬間視野が2m radであったので、高度1,200-2,000mでも半径2.4-4mの円となり解像力は向上した。このことは肉眼判定でも確認されたが、実際問題としては、写真処理上



第 3 図 空中赤外線映像撮影コース



第 4 図 殺生河原付近の空中赤外線映像



第5図 空中赤外線映像より描いた相対的地表面温度分布
地形図の等高線間隔 1m 局地板設原点。

の問題等もあって、瞬間視野が小さくなくても、解像力が2:5の比でよくなるというわけではない。

第4図の左端近くには殺生河原の熱異常範囲が鮮明にあらわれている。図の左下に薄白く見られる「ものぐの池」では、空中撮像時に同時に直接水面温度を測定し13.5°Cという値を得ている。この水面の映像濃度を基準として殺生河原の明暗濃度差を5段階に区分し、磁気テープから直接画像をつくり方位と縦横の縮尺を補正して地形図にプロットしたものが第5図である。今回は地表における温度の直接測定点が1点しかなかったため、空中赤外線映像から正確な温度分布を描くことはできなかった。したがって第5図は大略の温度分布をあらわしているにすぎない。しかし後述する諸測定と対比することによって、空中赤外線映像から温度分布を求めようとする際に必要な諸因子をひき出すことができるであろう。

4. 地上赤外線映像

1974年7月14日にキャノン・サーモカメラ CT-4Bによって地上赤外線映像が撮映された(伊知地・河野, 1974)。使用機器の性能を第2表に示す。撮像は殺生河原の中央尾根を北側から見下すような状態と南側から見上げるような状態と2通り行われた。結果は前者を第6図に後者を第7図に示す。

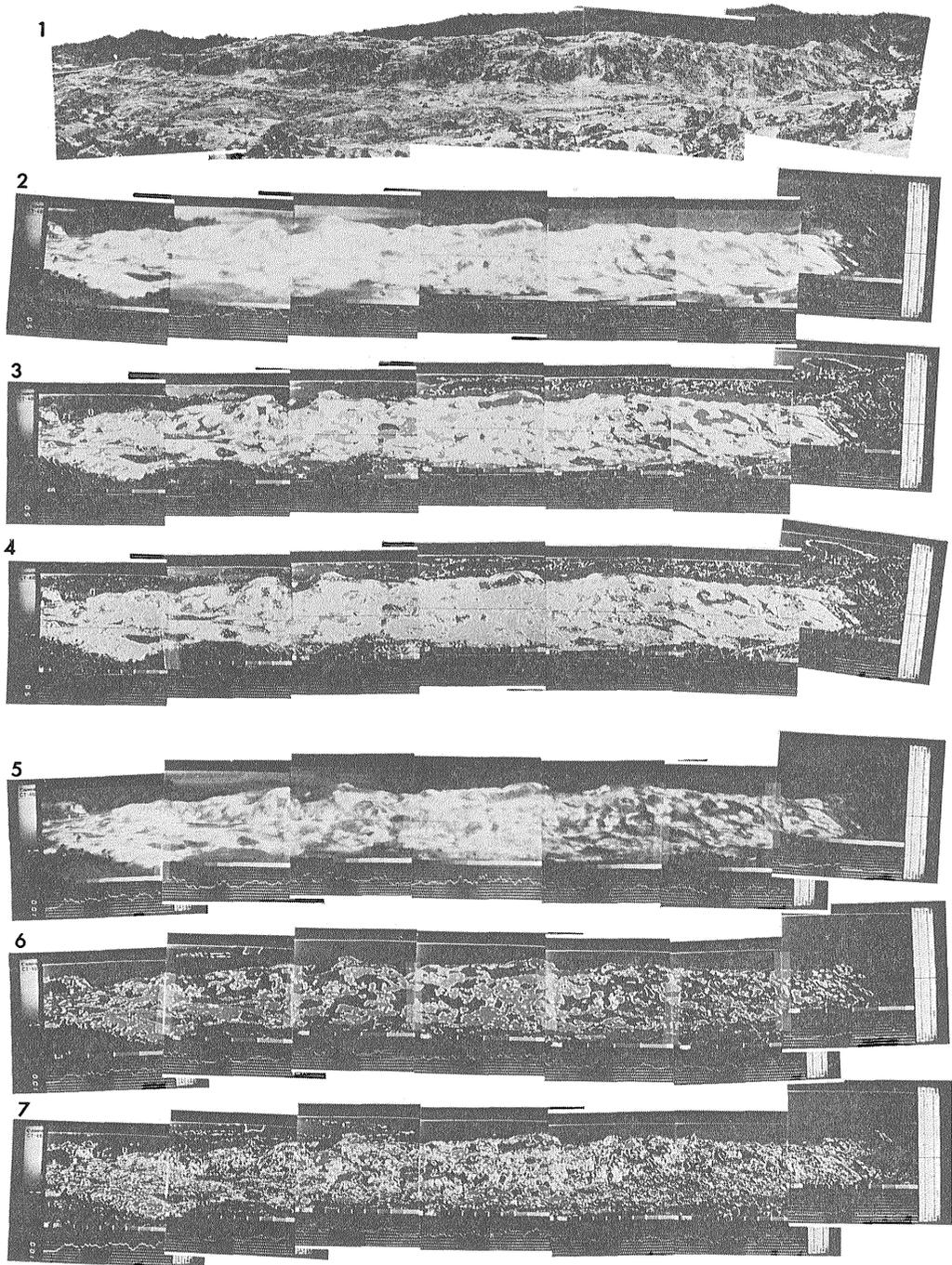
第6-(1)図は殺生河原の中央尾根を北側から見た普通

写真、第6-(2)図は8.5-38.5°Cの温度幅の普通熱映像図、第6-(3)図はその5段階等濃度線熱映像図、第6-(4)図は10段階等濃度線熱映像図、第6-(5)図は8.5-68.5°Cの温度幅の普通熱映像図、第6-(6)図はその5段階等濃度熱映像図、第6-(7)図は10段階等濃度熱映像図である。これらの図、特に第6-(6)図から中央尾根の北面の高温部は32.5-44.5°Cの範囲が多いことがわかる。

第7-(1)図は中央尾根を南から見た普通写真、第7-(2)図は8.5-38.5°Cの温度幅の普通熱映像図、第7-

第2表 キャノンサーモカメラ CT-4B の性能

測定温度範囲	-20-1,850°C
検出温度差	0.1°C (30°Cにて) 2°C (500°Cにて)
視野角	30°(H)×18°(V)
瞬時視野	約1m rad.
焦点合わせ	12cm-∞
走査時間	1秒, 5秒切換え
走査線数	300本(5秒間)
画素数	1,200,000(5秒間)
表示画像	白黒熱像図 5段, 10段等濃度線熱像図 等温帯熱像図 温度波形図
消費電力	AC 100V 130W, 50/10Hz

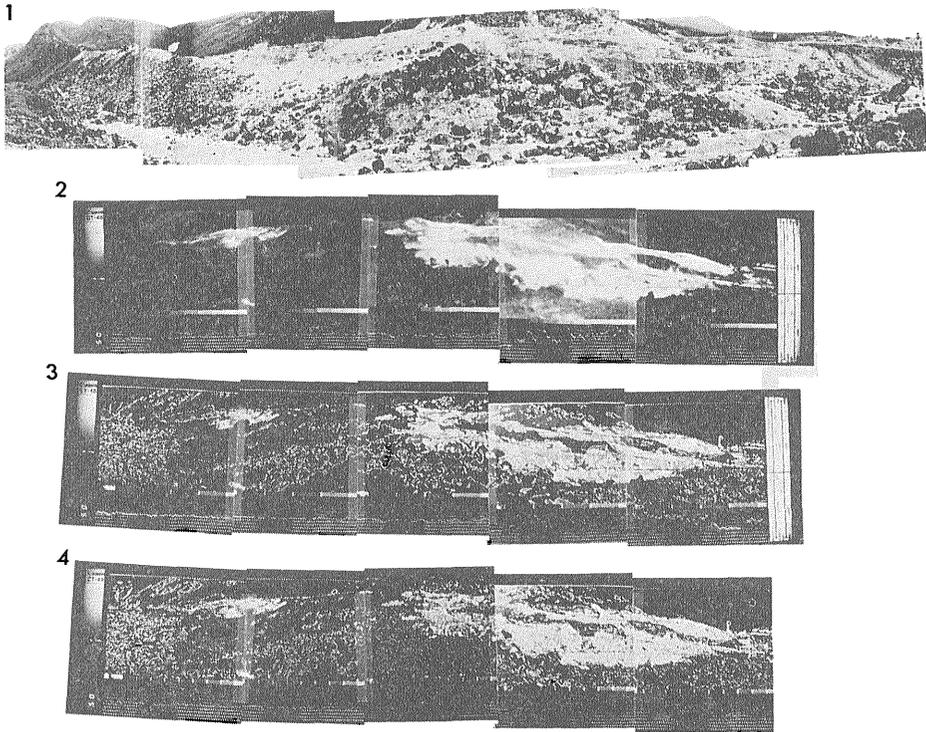


第 6 図 中央尾根北側から撮影した地上赤外線映像

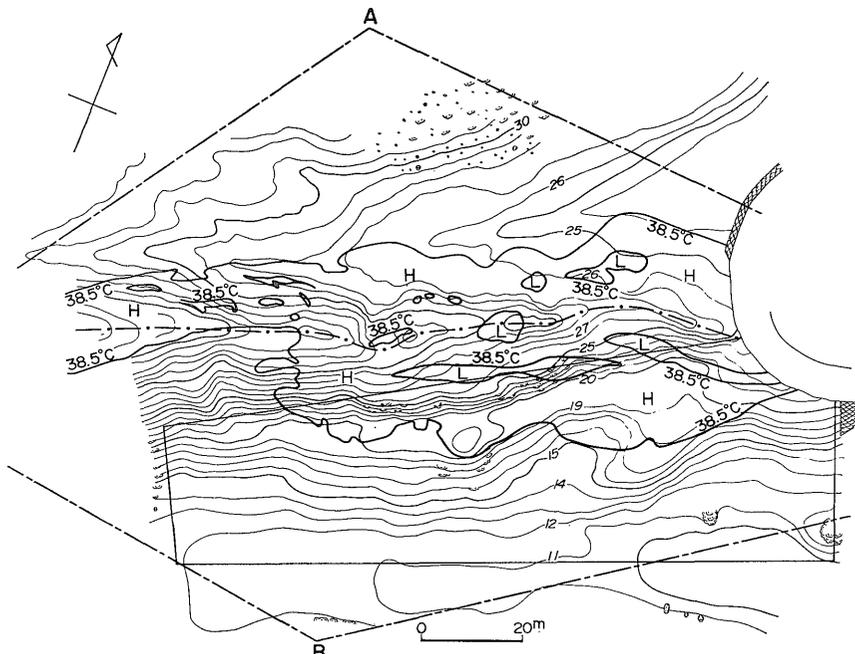
(3) 図はその 5 段階等濃度熱映像図, 第 7-(4) 図は 10 段階等濃度熱映像図である。

以上の各種の熱映像図をもとにして, 38.5°C 以上の範囲を地図上に描いたものが第 8 図である。これを第 5

図と比較すると, 大体の傾向は一致しているものの細かい点になるとかなりの違いが認められる。この様な違いは主として両者の撮像方法が原理的に異なることによると思われる。すなわち, 空中赤外では垂直上方から撮影でき



第7図 中央尾根南側から撮影した地上赤外線映像



A, Bはサーモカメラの位置。一点破線内の領域は撮影範囲で第6図, 第7図に対応する。南側の実直線に囲まれた領域は長谷(1971)の調査範囲。

第8図 地上赤外線映像より描いた地表面温度分布。38.5°C以上の範囲を示す。

る長所がある反面、対地高度が大きいので比較的大きな面積の平均温度を測定する。また飛行の不規則性や地形の影響による画像の歪みが残ることもある。一方地上赤外では、撮影距離が短いため標的の面積は小さくなり精度はあがるが、側方より撮影するため、同一画面内でも上下で精度が異なる。また撮像装置を一点において諸方向を撮影するため、方向によって距離が異なり、やはり精度が異なってくる。

今回赤外映像の撮影を行った地域は長谷 (1971) によって 10 cm 深の地中温度分布と積雪熱量計法による放熱量分布が測定されたことがある。この測定範囲も第 8 図に示した。地上赤外の 38.5°C の等温線の位置は長谷の描いた 10 cm 深地温の 50°C のものとよく似ている。

5. 赤外線放射温度計で測定した地表面温度分布

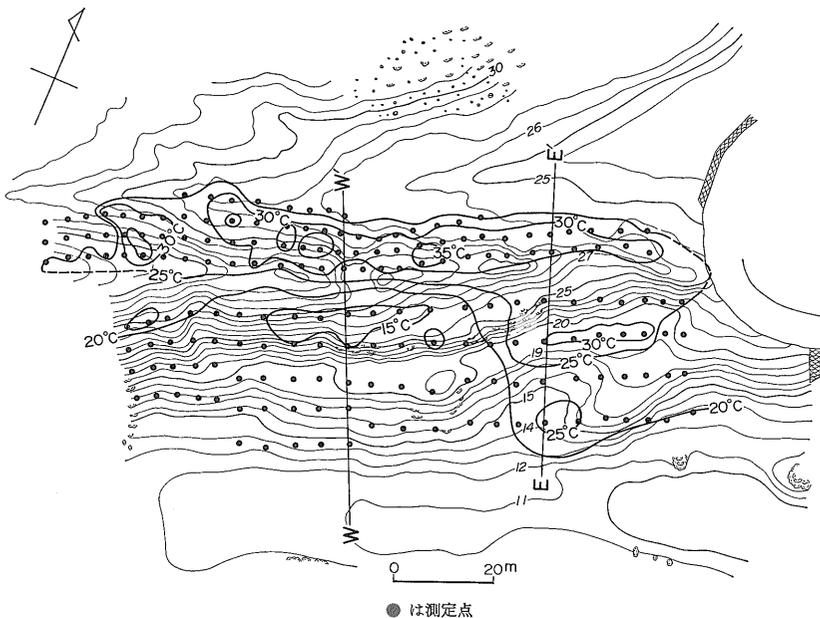
6 月 6 日および 7 日に赤外線放射温度計 (千野製作所製 Pyro Scope-L, 検出器: サーマスタボロメータ, 検出波長域: 2-22 μm , 視野角: 約 11.3°, 総合測定精度 $\pm 1\%$) を用いて、殺生河原地熱地帯の地表面温度を 3 つの小区域に分けて測定した。使用した赤外線放射温度計の検出波長域 (短波長側は日射の影響が入り、長波長側は経路中に介在する水蒸気、炭酸ガスによる吸収・放射が影響する) や視野角 (分解能が余りよくない) に若干問題があるが、この地域の全体的な表面熱構造をとらえることができた。測定中、日射の影響で $\pm 1^\circ\text{C}$ の変動が

示された。また測定が 2 日にわたり、気象状態も変わっていると考えられたために数点で再測定を行ったが、いずれも 1°C 程度の差であったので、特別な補正は施さなかった。従って $\pm 1^\circ\text{C}$ 程度の精度内ではすべての測定がほぼ同一環境で行われたと考えることができる。なお、ここでは地表物質の放射率はすべて 1 として計算した。

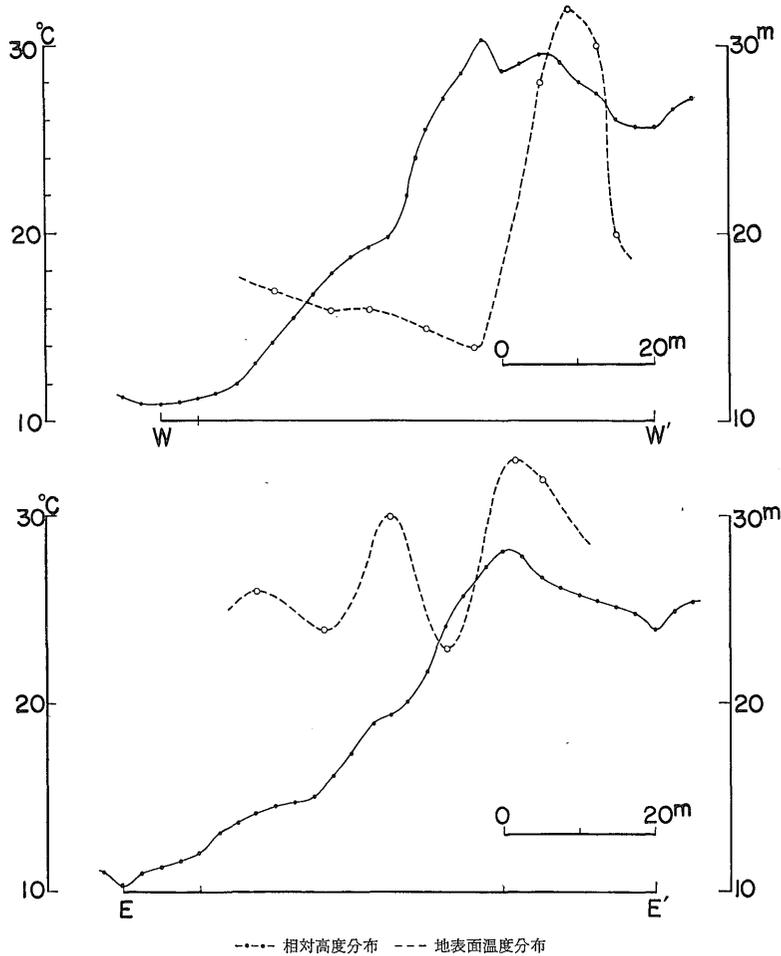
測定地点、測定温度およびなめらかに結んだ等温線を第 9 図に示す。図中北斜面は 6 月 6 日 9 時より 10 時 48 分の間に、南斜面の東半分は 6 日 11 時 15 分より 11 時 50 分の間に、南斜面の西半分は 7 日 8 時 23 分より 9 時 30 分の間に測定したものである。この図を見ると全体として地形と同様の方向の帯状の温度分布を示しているが、北斜面と南斜面とでは著しく非対称で北斜面の方が高温である。また、南側斜面では中間にほとんど温度異常がみられない地域がある。第 10 図は第 9 図中の W-W', E-E' に沿った地形断面及び地表面温度断面である。これらの図からも地温異常の中心が尾根の最高部よりも北側の斜面にあることがよくわかる。

6. 浅層地中温度および伝導熱流量

6 月 4 日の 11-17 時に第 11 図に示されている 15 点において、0.5m および 1.0m 深地中温度を棒状長尺温度計を用いて測定し、その結果を第 3 表に示した。測点 No. 13 で行った連続測定の結果、連続的な日変化が見



第 9 図 赤外線放射温度計により測定した地表面温度分布



----- 相対高度分布 --- 地表面温度分布

第 10 図 草津殺生河原の地形と表面温度との対応

られなかったので、測定値に対する日変化補正は行われていない。

1.0m 深地中温度の分布は第 12 図に 20°C ごとおよび 90°C の等温線によって与えられているが、測定の数が充分多くないので、詳細な分布を見ることは困難である。

以前に長谷 (1971) はこの対象地域の南斜面における 10 cm 深地中温度分布を測定した。彼が得た分布の特徴は、80°C 以上の高温域が対象地域である南斜面の上部東半分を占めていることであり、これは第 12 図の 90°C 以上の高温域に対応している。後述されるが、この部分では対流放熱量が卓越している。

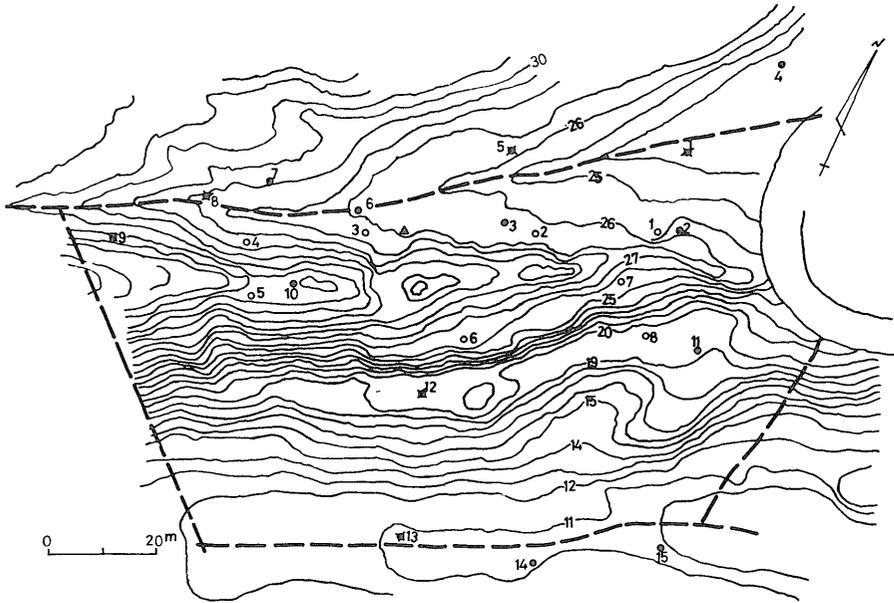
15 個の測点における 1 m 深地温 ($t_{1.0}$) を横軸に、1 m 深と 0.5 m 深地温 ($t_{0.5}$) の差 $\Delta T = (t_{1.0} - t_{0.5})$ を縦軸にとって両者の関係を示すと第 13 図のようになる。Nos.

2, 3, 4, 6, 7, 10 および 11 の各測点においては $t_{1.0}$ の値はほぼ一定で (93-97°C), ΔT は 0 に近い。これはこれらの測点で対流性の熱輸送が卓越しているためである。No. 1 は、 $t_{1.0}$ の値が 48.1°C であるが、上記の各点と同様対流性熱輸送が優勢な場所といえる。これら以外の測点に対しては最小 2 乗法を適用することにより、

$$\Delta T = 0.365 t_{1.0} - 4.65 \quad (1)$$

の関係が得られる。この線形関係は、これまでの測定例 (例えば湯原・大久保・竹内, 1969) から見て、 $t_{1.0} = 90^\circ\text{C}$ まで成立するとして直線で補外し、さらに、 $t_{1.0} = 93-97^\circ\text{C}$ の 7 個の測点群とは点線で仮定的に結んだ。

一方、表層熱伝導率は非定常熱伝導棒の方法 (梶原, 1960) を用いて Nos. 1, 5, 8, 9, 12, 13 の 6 点で測定を行った。測点 No. 1 以外の熱伝導率 K の値はほぼ一定であるので、これらの平均値として、 $0.404 \times 10^{-3} \text{ cal/}$



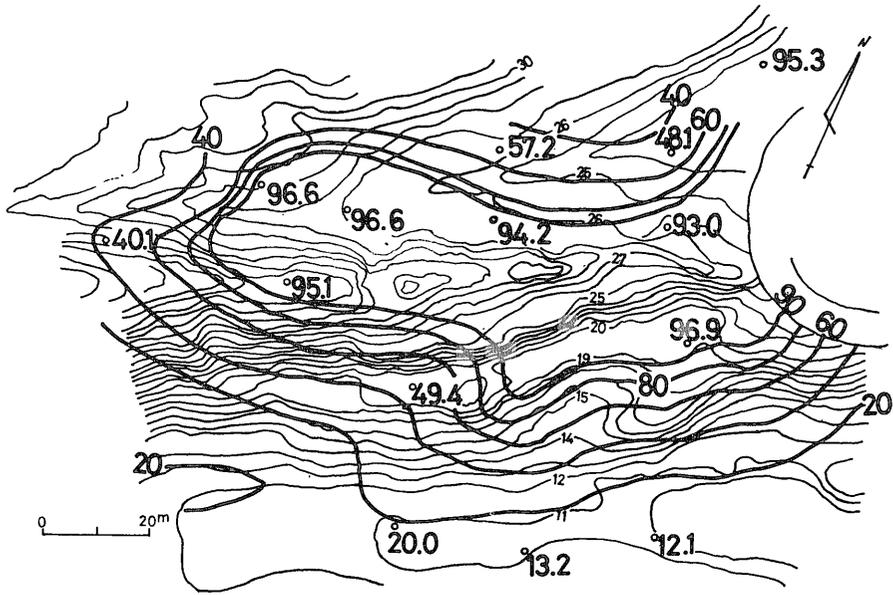
● 地温測定点, ✕ 地温および表層熱伝導率測定点, ○ 噴気放熱量測定点, ▲ 顕熱輸送観測および熱流計表面温度測定位置. 細実線は等高線 (GS-0 を 10 m とした相対値, 単位 m). 測点番号は第 3 表, 第 6 表参照.

第 11 図
測定点配置図

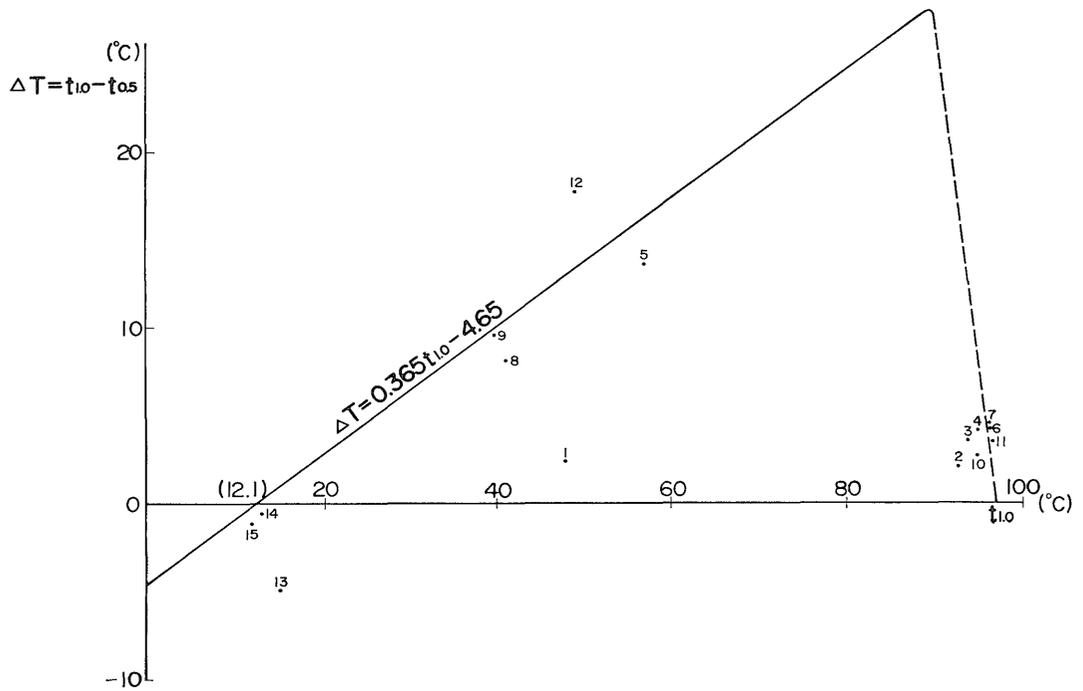
第 3 表 地中温度, 温度勾配, 熱伝導率, 伝導熱流量

測点	$t_{1.0}$ °C	$t_{0.5}$ °C	$t_{1.0}-t_{0.5}$ °C	$\left(\frac{\partial T}{\partial Z}\right)_i$ °C/cm	$\left(\frac{\partial T}{\partial Z}\right)_i - \left(\frac{\partial T}{\partial Z}\right)_0^*$ °C/cm	K cal/cm·sec·°C	q_i $\times 10^{-6}$ cal/cm ² ·sec
1	48.1	45.7	2.4	0.048	0.053	1.029×10^{-8}	21.3
2	93.0	90.9	2.1	0.042	0.047		18.9
3	94.2	90.6	3.6	0.072	0.077		30.9
4	95.3	91.1	4.2	0.084	0.089		35.7
5	57.2	43.5	13.7	0.274	0.279	0.460×10^{-8}	111.9
6	96.6	92.3	4.3	0.086	0.091		36.5
7	96.6	92.1	4.5	0.090	0.095		38.1
8	41.1	32.9	8.2	0.164	0.169	0.369×10^{-8}	67.8
9	40.1	30.4	9.7	0.194	0.199	0.369×10^{-8}	79.8
10	95.1	92.4	2.7	0.054	0.059		23.7
11	96.9	93.4	3.5	0.070	0.075		30.1
12	49.4	31.5	17.9	0.358	0.363	0.430×10^{-8}	145.6
13	20.0	15.1	4.9	0.098	0.103	0.391×10^{-8}	41.3
14	13.2	13.8	-0.6	-0.012	-0.007		-2.81
15	12.1	13.3	-1.2	-0.024	-0.019		-7.62
平均						0.404×10^{-8}	

* $\left(\frac{\partial T}{\partial Z}\right)_0$ の値については本文を参照



第 12 図 1m 深地温分布図 (単位 °C)
細実線は等高線 (第 11 図と同じ)



小数字は測定位置 (第 11 図参照)

第 13 図 1m 深地温 (横座標) と 0.75m 深地温勾配との関係

第 4 表 伝導放熱量

等温線間隔	$\left[\left(\frac{\partial T}{\partial Z} \right)_i - \left(\frac{\partial T}{\partial Z} \right)_0 \right], (^{\circ}\text{C}/\text{cm})$	q (cal/cm ² ·sec)	A (cm ²)	Aq (cal/sec)
12.1 - 20	0.0286	12×10^{-6}	12.0×10^6	0.1×10^8
20 - 40	0.1306	53×10^{-6}	13.9×10^6	0.7×10^8
40 - 60	0.2766	112×10^{-6}	11.6×10^6	1.3×10^8
60 - 80	0.4226	171×10^{-6}	10.3×10^6	1.8×10^8
80 - 90	0.5321	215×10^{-6}	6.6×10^6	1.4×10^8
90 <	0.1666	67×10^{-6}	26.6×10^6	1.8×10^8
計			81.1×10^6	7.1×10^8
加重平均		88×10^{-6}		

cm·sec·deg を採用する。この値は他の地熱地域における表層熱伝導率、例えば、箱根大涌谷の $0.33-1.7 \times 10^{-8}$ cal/cm·sec·deg (湯原・大久保・竹内, 1969) と類似の値である。

伝導熱流量を求める前に、地中温度の年変化によってこの時期には地表面から下方に向う熱流があるので、この値を求めて ΔT の補正をする必要がある。測点 No. 15 は ΔT の値が負であり、 $t_{1.0}$ の値も最低であるので、この点を地熱地域の特殊熱源による上向きの熱の流れのない所と仮定した。

この測点の $t_{1.0} = 12.1^{\circ}\text{C}$ をこの意味における基準温度とすると、(1) 式から $\Delta T = -0.23^{\circ}\text{C}$ であり、1.0-0.5 m 間では基準地温勾配 $\left(\frac{\partial T}{\partial Z} \right)_0 = -0.0046^{\circ}\text{C}/\text{cm}$ となる。この値を各測点の $\left(\frac{\partial T}{\partial Z} \right)_i$ から引いた値 $\left(\frac{\partial T}{\partial Z} \right)_i - \left(\frac{\partial T}{\partial Z} \right)_0$ が補正された地温勾配となる。(2) 式に示すように、この値に K を乗ずることによって伝導熱流量 q の値が得られる。

$$q_i = K \left\{ \left(\frac{\partial T}{\partial Z} \right)_i + 0.0046 \right\} \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{sec} \quad (2)$$

計算結果を第 3 表に示す。

補正された地温勾配は $t_{1.0}$ の値と第 13 図に示されたような関係をもつので、伝導熱流量 q は $t_{1.0}$ の関数となる。

第 13 図の関係から、第 4 表の各等温線間隔に対して ΔT , q の平均値を対応させる。

q の値に各等温線間隔の面積 A を乗ずることによって第 12 図に示される対象範囲からの放熱量を第 4 表のように求めることができ、この値は 7.1×10^8 cal/sec で

あった。対象範囲の面積は $81.1 \times 10^6 \text{ cm}^2$ であるので、単位面積当りでは $88 \mu\text{cal/cm}^2 \cdot \text{sec}$ である。

7. ベンゼマン式地熱熱量計による放熱量測定

ベンゼマン式地熱熱量計測定は 6 月 6 日 14-17 時に行われた。殺生河原の調査対象地域内に噴気孔は全部で 130 箇所あった。これらの点の大部分は第 12 図の 90°C 以上の範囲内にある。噴気孔を規模によって大きい方から順に A, B および C の 3 階級に目視で分類した。A, B および C の個数は第 5 表に示されている。A と B から各 1 箇所、C から 6 箇所の計 8 箇所を代表点として選び (第 11 図参照)、ベンゼマン式地熱熱量計を用いて放出される水蒸気の質量と熱量を測定した。この結果は第 6 表に見られるが、A, B および C の放熱量はそれぞれ 7,190 cal/sec, 1,420 cal/sec および 344 cal/sec であるので、これらを第 5 表に示したように 10,000, 2,000 および 500 cal/sec と見なすことにする。これらの値に各階級の個数を乗じて合計すると全噴気地点からの蒸気による放熱量の概値を得ることができ、その値は 1.5×10^5 cal/sec (0°C 基準) となった。

第 5 表 ベンゼマン式地熱熱量計測定結果

階級	平均放熱量 (cal/sec)	噴気地個数	全放熱量 (cal/sec)
A	10,000	5	50,000
B	2,000	24	48,000
C	500	101	50,500
合計		130	1.5×10^5

第6表 ペンゼマン式地熱熱量計測定値・計算値

測点 No.	乾球温度		湿球温度		風 量		水蒸気 質 量 g/sec	放熱量 cal/sec	階級	平 均 値		
	出	入	出	入	出	入				階級	水蒸気 質 量 g/sec	放熱量 cal/sec
	°C	°C	°C	°C	m/30 sec	m/30 sec	g/sec	cal/sec	階級	水蒸気 質 量 g/sec	放熱量 cal/sec	
1	44.0	16.1	40.5	15.3	46	38	0.531	410	C	A	10.8	7,190
2	28.1	15.0	27.5	14.0	51	50	0.217	174	C	B	2.08	1,420
3	30.5	14.5	30.0	13.0	76	47	0.516	417	C	C	0.434	344
4	61.5	16.9	61.5	15.0	53	48	2.08	1,420	B			
5	40.0	13.0	40.0	12.6	55	52	0.649	489	C			
6	86.2	11.5	84.5	10.1	110	36	10.8	7,190	A			
7	39.5	11.6	34.5	10.1	52	52	0.409	337	C			
8	30.0	12.5	27.5	10.0	52	42	0.279	234	C			

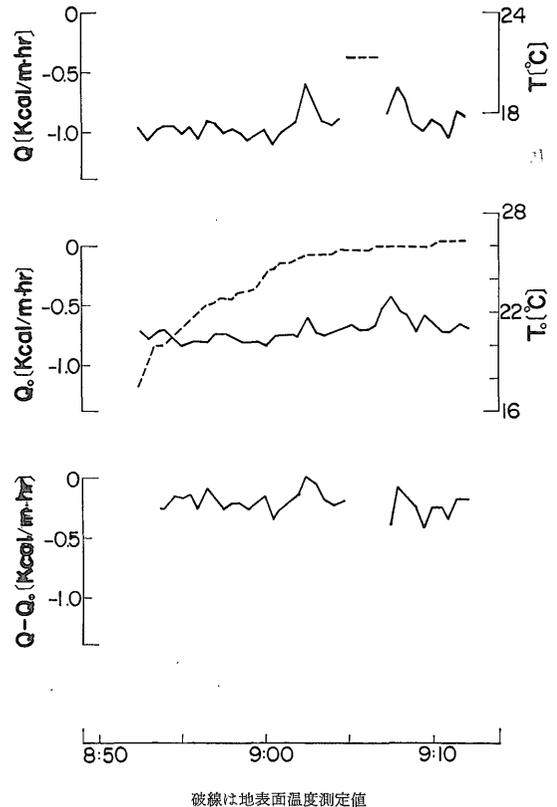
8. 熱流計による熱流量測定

6月7日に対象地域内で熱流計による地表面熱流量の測定を行った(岡部・福永・松本・鮑田, 1974). 地熱地域の地表面付近における熱流量は, (1) 地熱熱源による上向きの熱流と; (2) 太陽放射に起因して方向と大きさが日変化および年変化する熱流, (3) 主として風の影響で地表面温度が小さく変化し, それに伴って, 方向と大きさを微細に変化する熱流から成立っている. (2)(3)の影響を除去することによって, 目的とする地熱熱源からの上向き熱流量を求めることができる. そのためには, 地熱地域付近で, 地熱熱流量がなく, そして日射, 風速などの気象環境が地熱地域と同じ条件の地点(これを基準点と名付ける)を選び, ここにおける熱流量を, 地熱地域内の各測定点における値からベクトルの的に差し引けばよい.

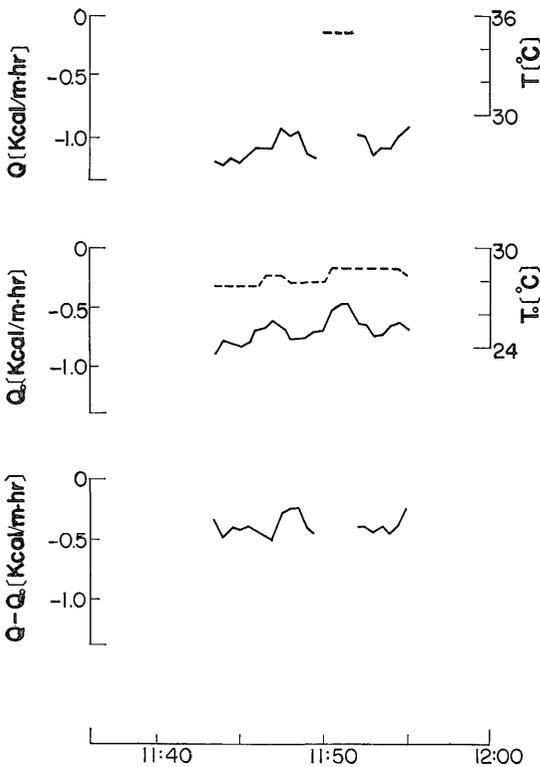
この目的のために2つの熱流計を地表面上に設置して測定を行った. 5節で述べた地温測定点の一部である測点 Nos. 1, 2, 3, 5, 8, 9, 12, 13 の計8点で測定を行った. これらの位置は第11図に示されている.

No. 13を基準点としてここに昭和電工製 HFM-EG型の熱流計センサを設置し, この地点の熱流量 Q_0 を連続的に記録した. 一方, 測点 No. 1-No. 13では同社製 HFM-EL2型のセンサを用いて, 各測点で15-20分間にわたり熱流量 Q を記録した. 第14図(a)-(c)にはこれら各測定点のうち代表的な No. 1, No. 12, No. 13における Q の変化とその時間に対する Q_0 の変化, および $Q-Q_0$ の変化が示されている. また, 同図には各測点における地表面温度の測定値も示されている. 基準点に

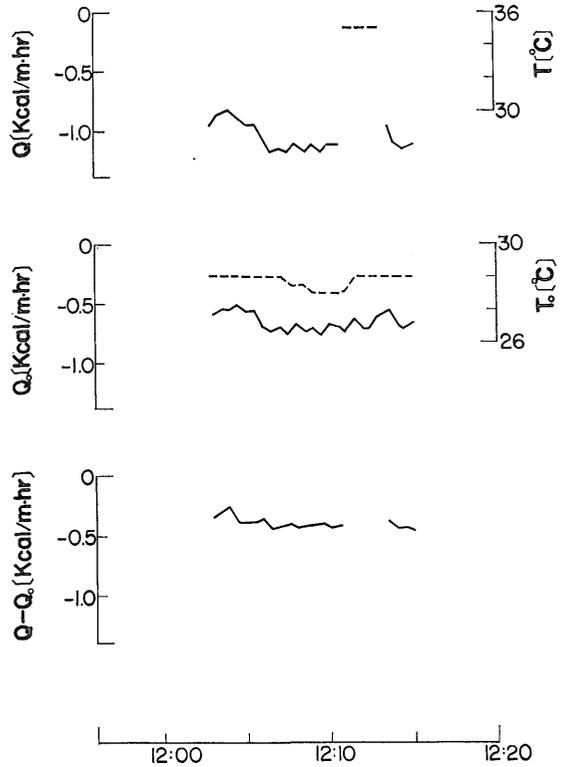
は2点式レコーダを設置したので地表面温度と熱流量を同時に記録できたが, 一般測点では, レコーダが1点式



第14図(a) 測点1における熱流計測定値 Q , 基準点(測点13)における測定値 Q_0 および $Q-Q_0$ (測点位置は第11図参照).



第 14 図 (b) 測点 12 における熱流計測定値 Q 。
 その他は第 14 図 (a) と同じ。



第 14 図 (c) 測点 13 における熱流計測定値 Q 。
 その他は第 14 図 (a) と同じ。

であるため地表面温度は 2-3 分の間しか記録できなかった。

$Q - Q_0$ の 30 秒ごとの値の平均値を求めると、第 7 表のようになる。基準点である No. 13 (第 14 図 (c)) においては、同一場所の同時の測定であるにもかかわらず、2 つのセンサによる測定値 Q と Q_0 は同じでない。

第 7 表 熱流計測定値 $Q - Q_0$

測 定 点	$Q - Q_0$ ($\mu\text{cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{sec}$)
No. 1	-2,100
No. 2	9,400
No. 3	22,700
No. 5	-4,400
No. 8	-5,100
No. 9	-4,100
No. 12	-3,800
No. 13	-4,000

HFM-EG と HFM-EL 2 を設置した場所は非常に近接しており、真の熱流値はほとんど差がない筈である。したがって差の生じる理由は、HFM-EL 2 の方が、HFM-EG に比べて表面の放射率の値が大きいため No. 13 における $Q - Q_0$ の値は、センサの熱的特性の差による誤差とみなすことができる。

したがって真の地熱熱流量を求めるためには上記の測定値に対して、この誤差を補正する必要がある。ここでは No. 13 において HFM-EG と HFM-EL 2 を設置した場所での地熱の差はないものとし、HFM-EG の値を基準としたとき、No. 13 において得られた誤差は他の測定値にも全く同様に含まれると考えることにする。このようにして上記の測定値を補正すると表面熱流量 Q_B を第 8 表に示したように推測できる。

第 8 表では測点 Nos. 5, 8, 9 における放熱量が負値を示している。これに対しては基準点とした測点 No. 13 付近は岩石であり、表面が砂状土壌である上記の各測点とは地表面条件が異なっていること、さらには、No. 13 は南斜面にあるが Nos. 5, 8, 9 が北斜面にあり環境気象条件が必ずしも同一ではないことなどが原因の一つと

第8表 熱流計による地表面熱流量: Q_B

測定点	Q_B (μ cal/cm ² ·sec)
No. 1	1,900
No. 2	13,400
No. 3	26,700
No. 5	- 400
No. 8	-1,100
No. 9	- 100
No. 12	200
No. 13	0

して考えられる。したがって、今後の問題として、適切な基準点の選定をすることが必要である。

9. 熱収支法による放熱量の推測

6月6日午前と7日午前に測定された赤外線放射温度計による地表面温度分布(4節参照)に、熱収支法(SEKIOKA and YUHARA, 1974)を適用して、殺生河原地熱地域の中央尾根からの放熱量を求めた。地表面温度分布は3箇所の小区域に分けて求められたので、北斜面をA、南斜面東半分をB、同西半分をC地区と名付け別別に放熱量を計算した。

ここで用いた赤外線放射温度計は4節でも述べられているように、波長範囲と視野角から考えて野外の観測には余り適しているとはいえないが、ここでは介在する大気中の水蒸気、炭酸ガスおよび硫化水素などによる吸収および日射の影響は無視して考えることにする。

熱収支法によると、2点間の熱流量の差は(2)式で与えられる。

$$\Delta G = e(1 - 0.09m)(0.52 + 0.065\sqrt{e_w})\sigma\Delta T_0^4 + \rho_a C_p D(1+r)\Delta\theta_0 \quad (3)$$

ここに、 e は土壤放射率、 m は雲量、 e_w は水蒸気圧、 T_0 と θ_0 はそれぞれ $^{\circ}K$ および $^{\circ}C$ で表した地面温度、 ρ_a は空気密度、 D は外部拡散係数、 $1/r$ はBowen比、 σ はStefan-Boltzmann定数で 1.36×10^{-12} cal/cm²·deg⁴·sec、そして C_p は空気の定圧比熱で 0.239 cal/cm²·gm·degである。A、BおよびCの各小地区における測定の際に、必要な気象観測などを行い(3)式内のパラメータの値を求めた。

e の値は対象範囲内の代表的な地面状態である硫黄まじりの砂、熔岩および変質帯上の3箇所における値を平均して、0.98を用いた。他のパラメータは、A地区に

対しては、 $m=9$ 、 $e_w=14.56$ mb、 $\rho_a=0.979 \times 10^{-3}$ gm/cm³、 $D=1.03$ 、 $r=1.62$ であり、これらの値を(3)式に代入すると、

$$\Delta G = 0.98(1 - 0.09 \times 9)(0.52 + 0.065\sqrt{14.56}) \times 1.36 \times 10^{-12} \Delta T_0^4 + 0.979 \times 10^{-3} \times 0.239 \times 1.03 \times 2.62 \Delta\theta_0$$

$$\Delta T_0^4 \approx 8.14 \times 10^7 \Delta\theta_0 \text{ であるから}$$

$$\Delta G = 661 \Delta\theta_0 \text{ (}\mu \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{sec, HFU)} \quad (4)$$

B地区に対しては、 $m=9$ 、 $e_w=14.51$ mb、 $\rho_a=0.979 \times 10^{-3}$ gm/cm³、 $D=1.23$ 、 $r=1.76$ であり、これらの値を(3)式に代入すると、

$$\Delta G = 0.98(1 - 0.09 \times 9)(0.52 + 0.065\sqrt{14.51}) \times 1.36 \times 10^{-12} \Delta T_0^4 + 0.979 \times 10^{-3} \times 0.239 \times 1.23 \times 2.76 \Delta\theta_0$$

$$\approx 810 \Delta\theta_0 \text{ (HFU)} \quad (5)$$

C地区に対しては、 $m=3$ 、 $e_w=8.41$ mb、 $\rho_a=1000 \times 10^{-3}$ gm/cm³、 $D=1.03$ 、 $r=2.60$ であり、これらの値を(3)式に代入すると、

$$\Delta G = 0.98(1 - 0.09 \times 3)(0.52 + 0.065\sqrt{8.41}) \times 1.36 \times 10^{-12} \Delta T_0^4 + 1000 \times 10^{-3} \times 0.239 \times 1.03 \times 3.60 \Delta\theta_0$$

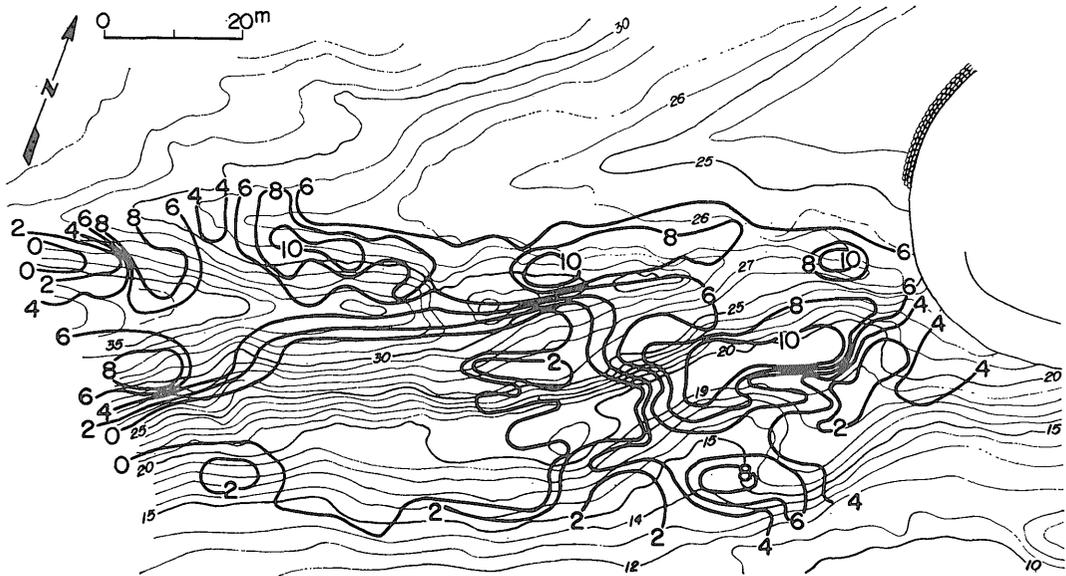
$$\approx 942 \Delta\theta_0 \text{ (HFU)} \quad (6)$$

熱流量が0である点を基準とすると、(4)、(5)、(6)式から放熱量の絶対値を求めることができる。熱収支法を用いた多くの場合と同じように、最低地表面温度出現域内に基準点をとった。このとき、4節で述べられた $\pm 1^{\circ}C$ の測定誤差を考慮した。このようにし得られた等熱流量線は第15図に示されている。

熱流量分布を求める基礎となった赤外線放射温度計による地表面温度測定値は、使用した温度計の視野角が 11.3° であり、温度計設置点から対象域までの距離が30-50mであるので、ここで得られた熱流量の値は直径6-10mの円内の平均値と考えられる。

第15図は、(3)式から考えて第9図に示された等温線分布と本質的には同じパターンであるが、実際には(4)、(5)、(6)式から求めた各小区域ごとの ΔG 分布の合成図であり、さらに、等温線分布は平滑化してあるので、両者の間には多少の差異がある。

第15図から、熱流量は北向き斜面に沿っては大きく、ほとんど 6×10^8 HFU以上であり、東から西へ3個の 10×10^8 HFUを示す極大値が見られる。南向き斜面における熱流量は一般に小さく、 $8-10 \times 10^8$ HFUの高熱流量の範囲は東半分と西端の小範囲に現れているにすぎなく、西半分の大部分において熱流量は非常に小さいことがわかる。長谷(1971)は降雪熱量計による方法を用いて1970年11月30日と12月2日にこの尾根の南斜面からの対流および伝導による放熱量分布を第16図のように求めている。この図から、南斜面の東半分では



第 15 図 熱収支法による等放熱量線 (単位 10^8 HFU). 細実線は等高線 (第 11 図参照)

頂上から $1,320$ HFU の高放熱量域が延びていて、一方、西半分は全体に低放熱量域になっている。

第 15 図の南向き斜面上の 10×10^8 HFU 域と第 16 図の $1,320$ HFU 域は大体一致しているが、放熱量の絶対値では前者は後者の数倍になっている。この相違については次のように考えられる。この両方法ともに経済的で迅速に広範囲の地熱地域からの放熱量を求めることができる利点をもつ反面、結果にはかなりの誤差が含まれることも止むを得ないことであり、箱根・大涌谷における両方法の測定結果 (SEKIOKA and YUHARA, 1974) にも同様な傾向が見られる。また、放熱量が非常に大きい所では初めから雪が積らないために、その場所では降雪熱量計の方法では放熱量を求めることができないという欠点がある (関岡・湯原, 1970) ので、この場合 $1,320$ HFU 以上の値をもつ等放熱量線が描かれていないことも両者の値の不一致の一因となっている。

また、第 15 図と第 16 図の両方とも西半分が低熱流量域であることは共通しているが、西端の熱流量極大域は第 15 図には現れていない。この西端付近では、他の熱伝導棒、ベンゼマン式地熱熱量計および熱流計による測定が行われていないので、この相違については何ともいえない。

最後に、第 15 図で、隣接する 2 本の等熱流量線間の面積に、その両側の熱流量値の平均値を乗じ、これを北斜面と南斜面に分けて積算すると、この中央尾根からの

第 9 表 熱収支法による表面放熱量

	面積 cm^2	放熱量 cal/sec
北側斜面	2.7×10^7	1.5×10^5
南側斜面	5.4×10^7	2.0×10^5
合計	8.1×10^7	3.5×10^5
平均	$4.3 \times 10^{-8} \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{sec}$	

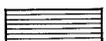
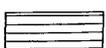
伝導と対流による放熱量の値は第 9 表に示されるように全域では $3.5 \times 10^5 \text{ cal/sec}$ となり、単位面積当りでは $4.3 \times 10^{-8} \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{sec}$ となる。

10. 熱流量・放熱量に関する諸測定値の比較

第 6-9 節において非定常熱伝導棒による現場熱伝導率測定と $1.0-0.5 \text{ m}$ 間地中温度勾配測定を組み合わせた方法 (熱伝導棒の方法)、ベンゼマン地熱熱量計、熱収支法および熱流計を適用して殺生河原中央尾根からの放熱量を求めた。

第 10 表に熱流計以外の 3 つの方法によって求めた調査対象域からの全放熱量を示した。伝導による熱流量は対流放熱量より 2 桁小さい。このことは伝導と対流の両方の熱輸送を推測する熱収支法の値は、対流放熱量のみによって定まると考えてよいことを示している。熱収支法による値とベンゼマン地熱熱量計による測定値との不



-  とくに強い地熱異常地(噴気を伴う)
-  噴気位置
-  $1,320 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{sec}^{-1}$ 以上 (11月30日測定)
-  $x \sim 1,320 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{sec}^{-1}$ 未満 (11月30日測定の補助線によって求められた区域で, $800 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{sec}^{-1} < x < 1,320 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{sec}^{-1}$)
-  $800 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{sec}^{-1}$ 以上 $1,320 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{sec}^{-1}$ 未満 (12月2日測定)
-  $y \sim 800 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{sec}^{-1}$ 未満 (12月2日測定の補助線によって求められた区域で, $y < 800 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{sec}^{-1}$)

-  B-1 B-1 試錐孔 (1955年掘とく)
-  X — a — b — Y 地下温度測定点 (第2表参照)

※ 地形図の等高線は幹点 GS-0 を基準 (10.0 m) として決めた相対的なものである

第 16 図 降雪熱量計による表面放熱量分布 (長谷, 1971 による)

第 10 表 熱輸送形態と全放熱量

方 法	熱輸送形態	全放熱量 (cal/sec)
{ 地中温度勾配測定 熱 伝 導 棒	伝 導	7.1×10^5
ベンゼマン 地 熱 熱 量 計	対 流	1.5×10^5
熱 収 支 法	対流+伝導	3.5×10^5

一致は、後者が 130 箇所の孔からの放熱量であるのに対し、前者はそれ以外からの対流放熱量を含んだものであることによる。しかし、一般に熱収支法による値と降雪熱量計による値が数倍の差異をもっていることからわかるように、熱収支法による値もかなりの誤差を含んでいる。またベンゼマン地熱熱量計による方法も概値を与えるものでしかない点を考えると、熱収支法による値とベンゼマン地熱熱量計による値は大体一致していると見てよく、 $1.5-3.5 \times 10^5$ cal/sec が対象域からの対流放熱量であると結論できる。

第 10 表より、伝導放熱量に対するベンゼマン地熱熱量計による噴気孔および噴気地からの対流放熱量の比は 1:20 である。BENSEMAN (1959) はニュー・ジーランドの Orakei Korako, Wairakei および Waiotapu の 3 地熱地域における観測の結果、上記 2 種類の放熱量の比としてそれぞれ 1:22, 1:4, 1:5 を得ている。殺生河原の値は Orakei Korako のものに近いことがわかる。

また、前述のようにこの地域からの放熱量値 $1.5-3.5 \times 10^5$ cal/sec は大体 1.2×10^7 cal/min. であり、熱階級 (FUKUTOMI, 1961) によって分類すると II に対応する。

熱流計による測定値については、第 8, 12 節にも述べられているように、今回行った方法が必ずしも熱流計にとって最善のものではなかったとも考えられ、さらに、適切な使用法を探索する必要があると考えられる。

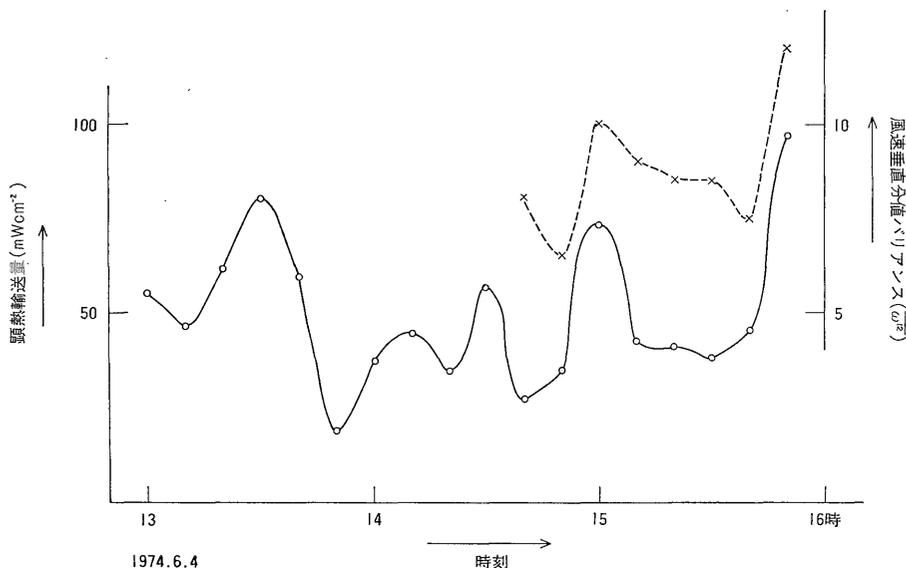
11. 実験地における接地気層中の顕熱輸送量

実験地では、各所に噴気孔があり、高温の気体が噴出し、また他の節で述べられているように、一般に地表面温度も他の地域と比べて高温である。

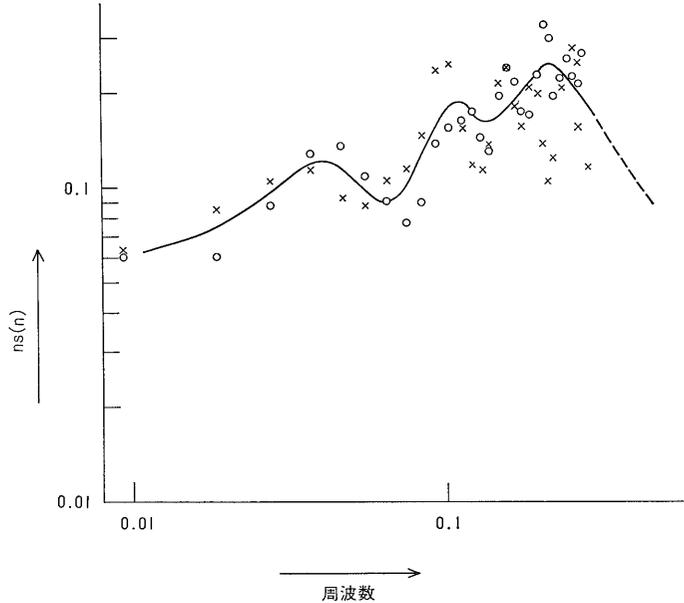
このような地域では、空気中の顕熱輸送量も、普通の所と比べて大きいことが予想されるが、実測された例は、ほとんどない。そこで、今回の実験の一環として、このような地域での顕熱輸送量の実測を試みた。測定した場所は第 11 図中▲印で示す。ここは地熱地帯の中で谷底状になった所のほぼ平坦な場所である。

ここに地上 2.8 m の高度に一次元の超音波風速温度計を設置して、風速の垂直分値と、温度変動を測定し、それを磁気テープで記録した。記録されたものを後日プレイバックし、flux meter によりアナログ的に顕熱輸送量を求めた。すなわち、flux meter からの出力をペンレコーダーに記録し、それを 1 分毎に読み取って 10 分間平均値として輸送量を求めた。

このような方法で求めた顕熱輸送量の 10 分間平均値の時間的推移を第 17 図に実線で示す。



第 17 図 顕熱輸送量 (実線) と風速垂直分値のバリエーション (破線)



横軸：周波数，縦軸：全バリエンスで正規化したスペクトル密度（6月4日 10時10分-10時23分）

第 18 図 気温（O 印）と風速垂直分値（x 印）とのスペクトル分布

地熱地帯の特殊性，すなわち地表温度が高いこと，高温の噴気があることなどからも輸送量が大きいであろうということは，容易に推測されるが，この図に示されるように，その値は普通の場合，たとえば広い平坦な裸地や草地で得られる値（例えば佐橋，1973）とくらべて 10 倍以上も大きい。

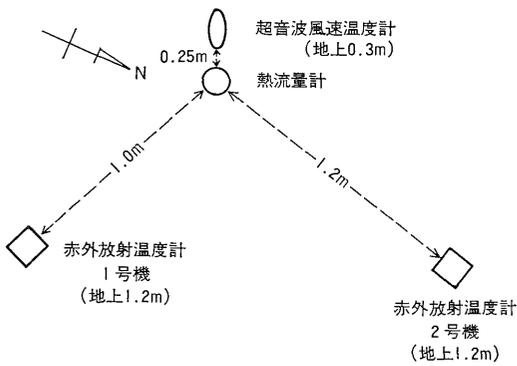
さらに同図には点線で，アナログ的に求めた風速垂直分値の 2 乗平均の値 $\overline{w^2}$ が示されているが，輸送量の時間的変動は， $\overline{w^2}$ に伴っていることがわかる。このような $\overline{w^2}$ の intermittency が，地熱地帯の特徴なのか，山間部の地表の凹凸の多いためなのかは，現時点では判断出来ないが，おそらく，その両方が原因となっているのであろう。この問題をさらに詳しく考察するために，風速垂直分値と，気温変動のスペクトルを Tuckey の方法で計算すると，第 18 図のようになった。この図で横軸は周波数，縦軸はそれぞれの全バリエンスで正規化したスペクトル密度を示している。また O 印は気温変動，x 印は風速分値についての値をそれぞれ示しているが，これら両者の分布が類似しているのがわかる（図中の実線は O 印，x 印を同時にもっとも良く通るような線を示している）。自由対流が卓越しているような場で，気温変動についてのスペクトルのピークが長周波数側に出現することは，今までにも多く報告されているが，風速の垂直分値のスペクトルにおいても今の場合のように風速分値の長周波成分が気温変動のそれと一致した例はあまりな

いようである。従って，このようなスペクトル分布は，われわれが対象とした実験地のようなところでの特徴かも知れない。

12. 地表面温度と熱流計表面温度との関係

熱流計を野外で用いて地表面熱流量を測定するとき，地表面と熱流計表面との放射率の差異のため，両者の温度が異なることがあるものと考えられる。この場合は当然，熱流計によって測定した熱流量は真の地表面熱流量ではない。この点について，第 8 節では簡単な補正によって処理したが，ここでは，地表面温度と熱流計表面温度との関係を実験的に調べた。

測定した場所は，第 11 図に Δ で示してあり，測器の配置の詳細は第 19 図に示す。すなわち，熱流計を設置した場所から水平に 100 cm 離れた場所の 1.2 m 高度に赤外線放射温度計の 1 号機を置いて熱流計の表面（地表面に接する面の裏になる）がターゲットとなるようにし，2 号機を同じく熱流計から水平に 120 cm 離れた場所の 1.2 m 高度に置いて，熱流計から 10 cm 程度離れた地表面がターゲットとなるように設置した。これら 2 台の赤外線放射温度計の出力は磁気テープ上にアナログ的に連続的に記録するようにした。さらに参考資料とするため，熱流計から 20 cm 離れたところで，地上 30 cm の高さに超音波風速温度計を，そのスパンが水平になるように設置し，その出力も上記の磁気テープ上に同時に



第19図 熱流量計などの設置位置

記録した。

磁気テープ上の赤外線放射温度計の記録を読取るには、A-D変換器を通じて15秒毎にデジタル電圧に変換し、赤外線放射温度計の検定曲線を適用して電圧値を温

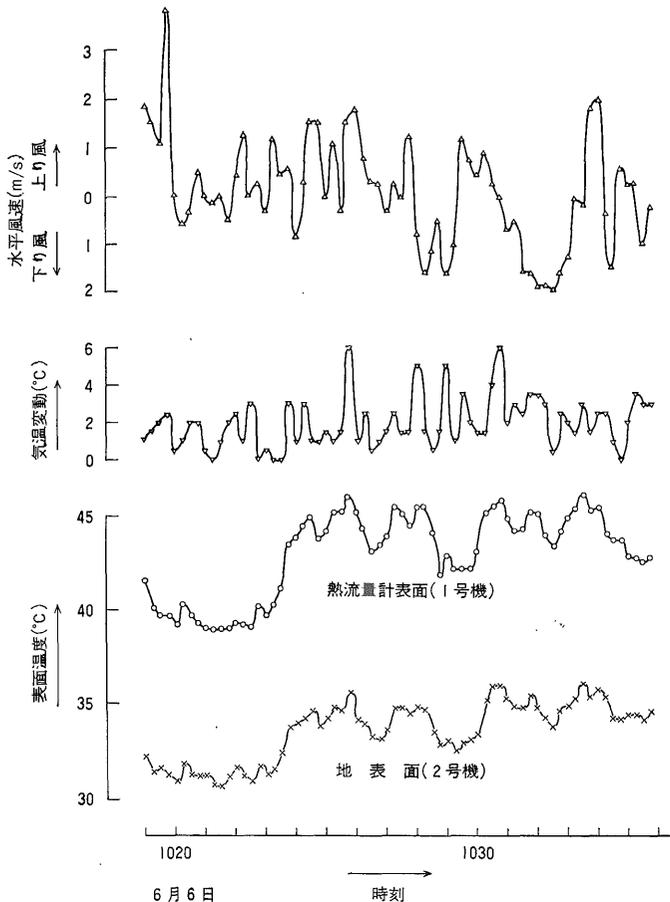
度に直した。この時、1号機、2号機それぞれの赤外線放射温度計の検定曲線を25°Cから30°Cの間で次のような2次式で近似した。

$$1号機 \quad \theta = 24.99 + 1.067 \times 10^{-2} V - 5.987 \times 10^{-7} V^2$$

$$2号機 \quad \theta = 25.04 + 1.382 \times 10^{-2} V - 5.597 \times 10^{-7} V^2$$

ここで V は赤外線放射温度計からの電圧出力 (mV), θ は V に対応する温度 (°C) である。

得られた結果を第20図に示す。この実験では地表面温度よりも熱流量計表面温度の方が約10°Cも高温であることが注目される。これについては、まず使用した2つの赤外線放射温度計の視野角が0.5°と2.0°と違っていることによる影響を考慮することが必要である。この赤外線放射温度計による地表面温度と熱流量計表面温度との比較は6月6日に実施したが、その前日、6月5日に1号機および2号機の両方の赤外線放射温度計で地表の同一地点をターゲットとする測定が行われている。この時も、赤外線放射温度計からの出力は磁気テープ上に



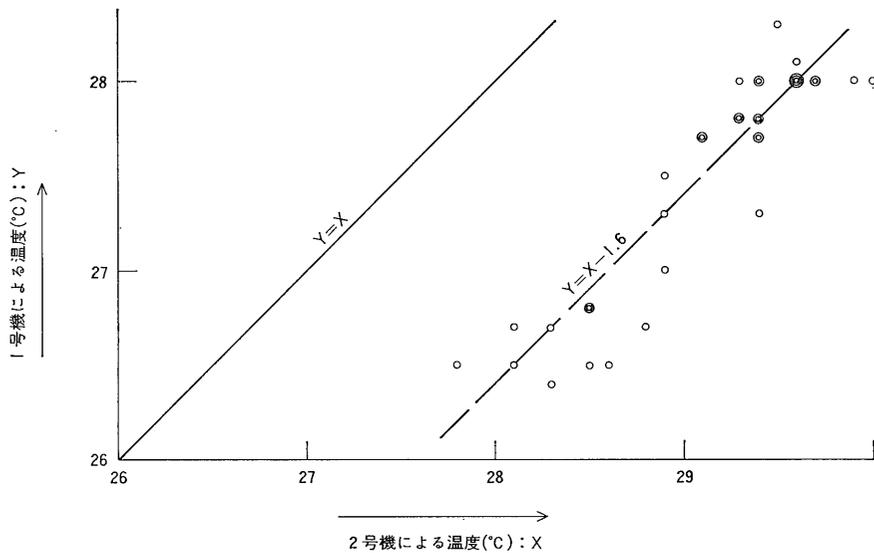
第20図 地表面温度、熱流量計表面温度などの時間変化 (6月6日10時19分-10時36分)

記録されているので、これをプレイバックして両者が同一温度を示しているかどうかを検討してみた。第 21 図にその結果を示す。図に示されるように同じターゲットを測定しても 2 号機の方が 1 号機よりも 1.6°C 程度高温を示す傾向のあることがわかる。従って、1 号機の方を基準とすれば、6 日の実験では、地表面の方を 2 号機を使用して測定しているので、第 20 図の×印の方の曲線は、さらに下に、つまり低温の側に 1.6°C だけ移動することになり、熱流量計の表面温度と地表面温度との差は、ますますひろがってくる。つまり 2 台の赤外線放射温度計の視野角の差によって、第 20 図を説明することは出来ない。

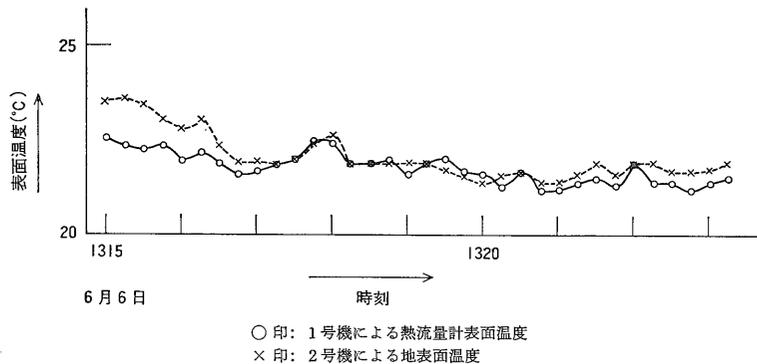
次に、6 月 6 日の午後にも第 19 図と同じ配列で実験が行われているので、その時の結果を第 22 図に示す。この例では、第 20 図と事情がだいぶ違ってきて熱流量

計の表面温度の方が地表面温度よりも低くなっている部分もあるが、第 21 図の結果を考慮すると、両者同温度か、または、やはり熱流量計表面の方が高温ということになる。

第 20 図や第 22 図の結果は、次のようにも説明出来る。すなわち、熱流量計表面 (上面) は太陽放射を地表面よりも良く吸収して地表より高温になり、その度合いは、太陽放射の強さと、熱流量計を冷却させる働きをするであろう風速に依存するということになる。このことを確認するためには、まず第 20 図の場合は太陽放射が第 22 図の場合に比べて大きいことがわかれば良いが、この実験中、残念ながらその測定は行われなかった。また第 20 図に示した風速の水平分値の測定値と、熱流量計表面温度との間に、ある種の相関、すなわち、下り風の時に熱流量計の表面温度が低下するという相関が見ら



第 21 図 2 台の赤外線温度計の比較 (6 月 4 日 16 時 23 分-16 時 13 分)



第 22 図 地表面温度、熱流量計表面温度の時間変化 (6 月 6 日 13 時 15 分-13 時 23 分)

れなくはない。

いずれにしても、熱流量計表面温度の方が、地表面温度よりも高温で、場合によってその差が非常に大きいということは、この熱流量計を野外でこのような使用方法をすることについての限界を示すものとも考えられる。しかし勿論この結論を急ぐことは危険であり、現時点では、対比のための資料を出すだけに止めたい。

第 11, 12 節の実験のために岡山大学農学生物研究所微細気象部門より測器の貸与を受けた。記して謝意を表したい。また、第 10, 11 節の数値計算は岡山大学計算機センターの NEAC-2200 および岡山大学教育学部計算室 NEAC-2203 によった。

13. 結 語

草津殺生河原調査地域の地表面温度分布を航空機搭載赤外線走査計、地上赤外線走査サーモカメラ、赤外線放射温度計の 3 つの測器で測定して地表面温度分布を求めた。これらの測器はいずれも赤外線放射強度を利用する点では共通しているが、前 2 者による方法は異なった走査の方法によって得た熱映像をもとにしており、最後の方法は各測点の温度から描いたものである。これらの地表面温度分布を比較すると相対的形状は比較的良好に似ているが、絶対値や細部にはかなりの差異があることがわかる。この差異は各測定法上の原理的違いに起因する点が多いと思われるが、各方法とも長所と短所を含み、現在のところいずれの方法によって描かれた表面温度分布が真のものを示しているかを判断することはできない。

次に放熱量は、表層の熱伝導率と地中温度勾配を組み合わせた方法、ベンゼマン地熱熱量計による方法、赤外線放射温度計の方法によって得た地表面温度分布に熱収支法を適用する方法、熱流計による方法の 4 つの方法によって求められた。熱流計以外の 3 つの方法によって調査地からの全放熱量を求めてみると伝導による熱流量は地熱熱量計による対流的な放熱量より 2 桁小さい。したがって、熱収支法は伝導的なものと対流的なもの両方を含んでいるが、その値はほとんど対流放熱量のみによって定まり、対象域からの対流放熱量すなわち全放熱量の値は $1.5-3.5 \times 10^6$ cal/sec であった。熱流計による測定はその結果からみて、今回採用した測定の方法が必ずしも最善ではないと思われたので、より適切な使用方法を考案する必要がある。

実験地においては接地気層中の微細気象観測も行われた。その結果、この実験地では顕熱輸送量が普通の場所とくらべて 10 倍以上も大きいことが明らかにされた。

また風速垂直成分のスペクトルにおいてその長周波成分が気温変動のそれと一致した。これらのことは草津殺生河原以外の地熱地帯でも共通する特殊性と思われる。

以上、草津殺生河原地熱地域での地熱集中観測の結果、地熱測定が包含する諸問題を解決するまでには至らなかったが、今後の研究上有用ないくつかの知見が得られた。

本調査研究の実施にあたり、現地において、群馬県企業局金沢辰巳・鈴木武次氏ほか 3 名の方々の御協力を賜り、厚く感謝の意を表する。

参 考 文 献

- BENSEMAN, R. F. (1959) Estimating the total heat output of natural thermal regions. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 64, p. 1058-1062.
- FUKUTOMI, T. (1961) Rate of discharge of heat energy from the principal hot spring localities in Hokkaido. *Jour. Faculty Science, Hokkaido Univ.*, s. VII, vol. 1, p. 315-330.
- 長谷紘和 (1971) 群馬県殺生河原南側斜面における放熱量と地質との関連。地質調査所月報, vol. 22, p. 461-471.
- 伊地知峻六・河野一男 (1974) サーモカメラによる地熱の観測。地熱, vol. 11, no. 4, p. 3-9.
- 梶原昌弘 (1960) 表土 1 m の平均熱伝導率測定。北大地球物理学研究報告, vol. 7, p. 31-36.
- 岡部久夫・福永 浩・松本三郎・鮑田 昇 (1974) HFM 熱流計による地熱測定のフィールドテスト(草津殺生河原)。昭和電工中央研究所試験研究報告書。
- 佐橋 謙 (1973) 簡易測定装置によって測定された顕熱輸送量の解析。1973 年度春季大会講演予稿集, 日本気象学会, p. 13.
- 関岡 満・湯原浩三 (1970) 積雪を利用して測定した箱根大涌谷の熱流量。地熱, vol. 25, p. 22-27.
- SEKIOKA, M. and K. YUHARA (1974) Heat flux estimation in geothermal areas based on the heat balance of the ground surface. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 79, p. 2053-2058.
- 湯原浩三・大久保太治・竹内三郎 (1969) 箱根大涌谷・早雲山地熱地域からの放熱量。地質調査所月報, vol. 20, p. 83-100.

(受付: 1976 年 7 月 7 日; 受理: 1976 年 10 月 14 日)