

赤外線放射温度計による火山の地熱地帯の観測(1)*

田中 康裕**・古田 美佐夫**
齊藤 進***・山本 博二***

551. 21

§ 1. まえがき

気象官署では、火山の噴気温度、地熱温度などを観測するのに、これまでは熱電対温度計、サーミスター温度計、棒状温度計などを用いてきた。これらの測器は、感部を噴気孔や地表の土砂に接触させないと温度がわからないので、広大な地熱地帯の形や熱分布の状態を調べるには、その地域をくまなく測りながら歩き回らねばならなかった。この観測は大変な労力を要し、かつ、危険を伴うこともあった。

近年になって、赤外線放射の原理を応用したリモートセンシングによる温度計測の技術が急速に進んできたので、それを火山観測に導入することによって、上記のような地熱地帯の観測方法は、画期的に改良されるものと期待している。

筆者等は、近い将来、気象官署が赤外線を利用した温度計を火山観測に導入することを前提として、1974年11月13~14日、三宅島火山の現地観測の際、赤外線放射温度計を使って、噴気、地熱地帯の観測を試みた。

ここでは、その時の観測方法、観測成果などについて種々検討した結果を述べる。

§ 2. 観測に使用した赤外線放射温度計と検討事項

地上において地熱地帯を観測できる赤外線装置として現在までに開発された計器には、赤外線走査計 (IR Scanner) および赤外線放射温度計 (IR 温度計) がある。両者とも一長一短はあるが、今回の観測に用いたものは後者の型に属するもので、機械名ならびにおもな特性は次のとおりである。

器 械 名 : ミクロン-44赤外線温度計

製 作 所 : 米国の Mikron Instrument Co.

検出器 : サーミスター・ボーロメーターを内装し、
既知の温度と測定対象物との温度差を測る

温度範囲 : 0~100℃

精 度 : ±2℃

分解能 : 0.5℃

波長帯域 : 8~15 μ

視野角 : 1/3度

測定距離 : 0~∞ m

応答速度 : 1秒

電 源 : 2.8V 水銀電池

重 量 : 2.2 kg

なお、このIR温度計は、元来、送電線、環境温度、スイッチギヤー、煙突、船舶の耐熱検査、コンテナの耐熱検査等に使われていたものだが、今回、始めて火山の現地観測に活用してみた。

また、このIR温度計で測った値をチェックするた

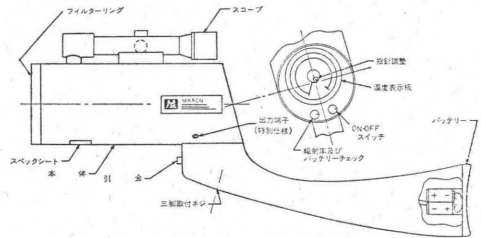


Fig. 1. 赤外線放射温度計の概観



Fig. 2. 赤外線放射温度計による観測情景

* Y. Tanaka, M. Furuta, S. Saito and H. Yamamoto :
Temperature Measurement of the Ground Surface
of Volcano by an Infrared Radiation Thermometer
(Received Dec. 19, 1974)

** 気象研究所地震火山研究部

*** 気象庁地震課

め、従来、火山観測に使用しているサーミスター温度計（精度： $\pm 1^\circ\text{C}$ ）を併用した。

この I R 温度計の概観および観測情景を、それぞれ Figs. 1, 2 に示す。

I R 温度計の最大の利点は、測定対象物体に接触することなく、その温度を遠隔測定できることである。しかし、次のような欠点を持っている。

(1) 測定対象物体の表面が完全黒体でない場合には、真の温度を示さない。

(2) I R 温度計は測定対象物体以外からの放射エネルギーの影響を受けて、真の温度とは異なった温度を示す。たとえば、太陽光は強い熱擾乱源であり、同一物体の温度でも、太陽があたっている時と、そうでない時とは、かなり違った温度を示す。

(3) 放射エネルギーは大気中に水蒸気や炭酸ガスなどがあると、それに吸収されて真の温度を示さない。

(4) I R 温度計は、その器械固有の瞬間視野角と測定距離に応じて瞬間測定面積がきまり、その面積内の物体の平均温度を測ることになる。そこで、たとえば、瞬間測定面積内の一部に、高温で小さな噴気孔があるような場合には、その噴気孔温度だけを測ることはできなくて、まわりの温度と平均されたものが測定される。

上述の(1)項に関連した問題をとりあげて、§ 3 で扱うことにする。

(2)項に関連した問題として、いくつかの実験観測値を § 5 に示す。

(3)項に関連した問題は、I R 温度計の波長帯域を水蒸気や炭酸ガスの影響のない、いわゆる“大気の窓領域”の波長帯に合わせることによって、ある程度解決できる。今回使用した I R 温度計の波長帯域は、一応、大気の窓領域が使われている。

(4)項については、測定対象物の大きさ、測定距離、視野角などを考慮しながら、観測目的に合った測り方をすることで、器械の持つ欠点はある程度補われる。

§ 3. 放射率の測定

絶対零度以上のあらゆる物体は、その温度に対応した強さの赤外線を外部のあらゆる角度に放射している。理想的な放射体であるところの黒体 (black body) については、Stefan-Boltzmann の法則に従って、放射エネルギーは次式で与えられる。

$$E_b = \sigma T^4$$

E_b : 黒体の全放射エネルギー (Watt/cm²)

σ : Stefan-Boltzmann 定数

$$= 5.6686 \text{ Watt/cm}^2 \cdot \text{deg}^4$$

T : 絶対温度 °K

しかし、実際には理想的な黒体は存在せず、すべての物体は不完全な放射・吸収を行う灰色体 (gray body) である。灰色体の全放射エネルギーを E_g とすると

$$E_g = \epsilon E_b$$

で表わされる。 ϵ は放射率 (輻射率ともいう) である。

I R 温度計が検知するのは E_g であって、それが ϵ を設定することによって E_b が求められ、さらに温度に換算できる。

あらゆる物体はそれぞれ固有の放射率を持っているので、I R 温度計を使って正確な温度を測るためには、あらかじめ、測定物体の放射率を知っておく必要がある。

三宅島の現地観測の際求めたいくつかの物体の放射率を Tab. 1 に示す。

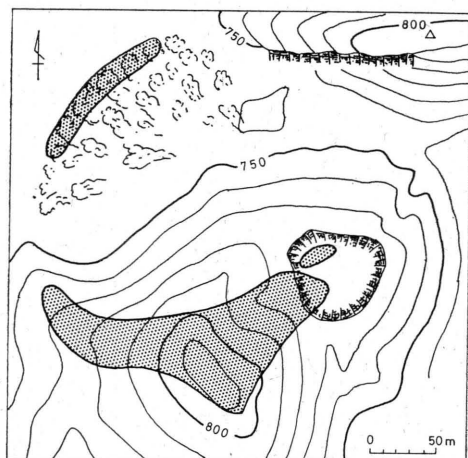
§ 4. 三宅島の地熱地帯

三宅島は過去幾回にもわたって、山頂で噴火をくり返してきた。それゆえ、島内のいたる所に、噴火によってできた溶岩地帯や砂礫地帯が広がっている。また、山ろくには、いくつかの温泉もあるので、こうした地帯は広い意味では、すべて地熱地帯と呼ぶべきだろう。

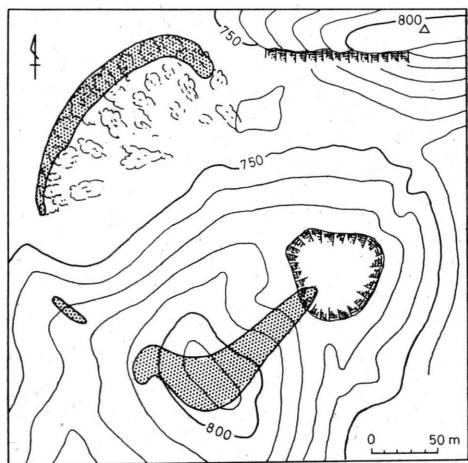
しかし、現在でもかなりの広域にわたって噴気をあげているような地熱地帯は、山頂に残っているだけである。この地熱地帯は、かつては、1940年の噴火によって生じた火口と、その付近の狭い地域に認められていたも

Tab. 1. 放射率 (波長 8~15 μ において)

物 質 名	放 射 率
溶岩流 (玄武岩・黒色)	0.98
溶岩 (玄武岩・赤褐色)	0.96
火山砂 (黒色)	0.98
木の葉 (しまあじさい・緑色)	0.92
[以下参考 Chemical Rubber Publishing Co. による]	
完全黒体	1
コンクリート	0.94
石 (プレート)	0.92
砂利 (グラベル)	0.28~0.44
赤レンガ (光沢なし)	0.93
水	0.95~0.96
氷	0.98
霜	0.98
木材	0.78
人間の皮膚	0.99



NOV. 27. 1963



NOV. 14. 1974

Fig. 3. 三宅島山頂の噴気地帯
1963年11月と1974年11月の比較

のだが、1963年になって、急に、広い地域に噴気が広がり、現在でも噴気活動を続けているのである。

気象庁地震課・三宅島測候所(1964)および田中(1971)によれば、1963年11月における噴気地帯の広がり状態は Fig. 3 のとおりである。しかし、筆者等が観測した1974年11月の状態は、それよりかなり狭くなっていた。その状態も Fig. 3 に記入してある。いずれも目視観測によって噴気が見える範囲を地図上に表わしたものである。

三宅島の噴気地帯は、1940年の噴火によってできた中央火口丘の山肌にあるが、噴気があがっている場所は2つの地帯に大別される。すなわち、中央火口丘の北西山ろくのもの、山頂から中腹にかけて広がるものとする。前者を第1、後者を第2噴気地帯と呼んでいるが、

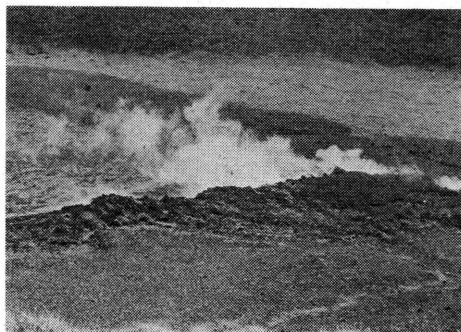


Fig. 4. 三宅島山頂の噴気
(第1噴気地帯をB点から望む)

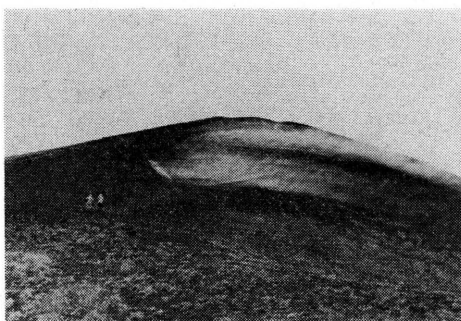


Fig. 5. 三宅島山頂の噴気
(第2噴気地帯をD点から望む)

その命名は1963年になされたものである。第1、第2噴気地帯をつなぐと、その形は大体円形になるが、その位置は1940年噴火以前に存在していた古い火口縁と一致する。

今回の現地観測の際(1974年11月14日)に撮影した第1、第2噴気地帯の写真を Figs. 4, 5 に示す。

なお、1974年11月13日には、三宅島の北東山腹に広がる1962年の噴火地帯を I R 温度計により測定したが、地熱の高い所は存在しなかった。

§ 5. 三宅島山頂の地熱地帯の温度観測

三宅島山頂の第1、第2噴気地帯を対象として地熱を調べた。すなわち、Fig. 6 に示したA、B、C、D点に I R 温度計を置き、同図の扇形地域の地表面温度を観測した。

次にその観測結果について述べる。

5.1 A点からの観測 (Fig. 7)

観測日時：1974年11月14日10時30分～11時00分

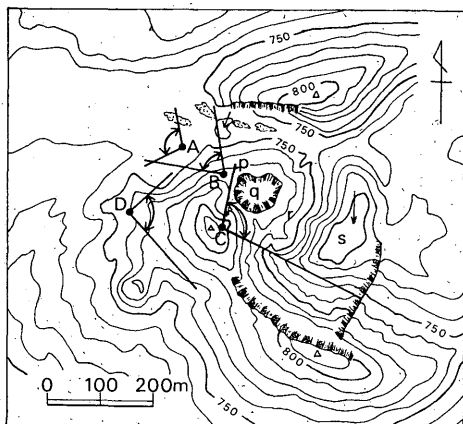


Fig. 6. 地熱観測地点 (A, B, C, D) および観測範囲

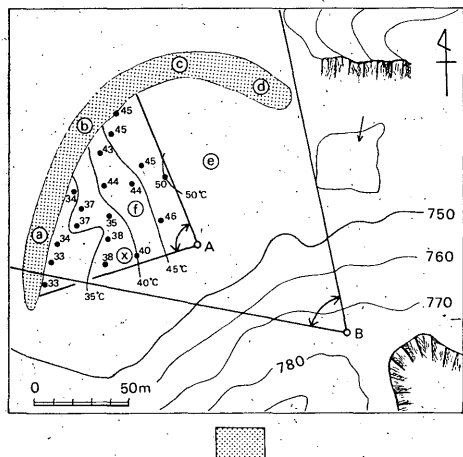


Fig. 7. 三宅島山頂第1噴気地帯付近の地表面温度分布 (A, B点からの観測)

天 気: 晴

風 速: 5m/sec 程度

ここでの観測は太陽の直射光が溶岩にあたっている状態で行った。A点と観測対象点との位置は平坦な地形上にある。地表面温度分布は Fig. 7 のとおりである。

I R温度計が測った観測値を、真の値と比較するため、Fig. 7の中ので×地域 (I R温度計は38℃を示す)においてサーミスター温度計を用いて測温した。結果は次のとおりである。

気温 : 16℃
 地表面温度 : 20℃
 地表面下1cmの温度 : 40℃
 地表面下約5cmの温度 : 46℃
 地表面下約10cmの温度 : 52℃

これによると、I R温度計は真の地表面温度より18℃も高い。この大きな違いを生じた原因として、次の3つのことが考えられる。

第1の原因は、太陽光の影響で地面の放射エネルギーが増え、そのため、I R温度計の指針が高くあがりすぎためである。

第2の原因は、冷たい風がサーミスター温度計の感部にあたって、同温度計の指針が低く出してしまうためである。

第3の原因は、I R温度計は地表面のある面積内の平均温度を示すのに対して、サーミスター温度計は1点の温度しか示さないためである。

一方、地表面下1cmの温度は、サーミスター温度計で40℃ (精度: $\pm 1^\circ\text{C}$) と測られているので、これはI R温度計で測った地表面温度の38℃ (精度: $\pm 2^\circ\text{C}$) とほぼ一致する。地表面においては、風や太陽光がサーミスター温度計の感部に直接あたるので、その影響を考慮すると、地表面下1cm程度の所の温度の方が、地表面温度を代表しているのかもしれない。

また、A点付近は草地であることから、余り高温地域とは思われないが、I R温度計で測ると40℃以上の値を示した。これは明らかに矛盾しており、日射の影響だと考えられる。

いずれにしても、Fig. 7に示したA点からの観測値の多くは、真の温度を示していない。しかし、温度が高い所と低い所との区別、並びに、ごく大ざつばな温度分布の傾向は表わしていると思う。

5.2 B点からの観測 (Fig. 7)

観測日時: 1974年11月14日11時40分~11時45分

天 気: 曇ときどき晴

風 速: 5m/sec 程度

ここでは高所に観測定点を置いて、低所の地熱・噴気地帯を見下ろして観測した。

このころ、天気は悪化してきて、太陽が雲から出たり入ったり、また、時には雲を通して薄陽が射した。

Fig. 7の中に示した a, b, c, d, e, f 点の温度をB点から隔測したが、Tab. 2に示したように、測定のために、大きな温度変動をしていた。すなわち、同一地点で最大10℃にも及ぶ温度の差がある。これは、真の値に対して、余りにも大きな誤差である。つまり、このような天候の時にはI R温度計は使えないのである。

なお、a~dは噴気温度、e~fは地表面温度である。

5.3 C点からの観測 (Fig. 6)

観測日時: 1974年11月14日11時50分~55分

Tab. 2. B点における観測

温度観測点	温 度		
	第1回	第2回	第3回
a	30℃	40℃	31℃
b	30	36	30
c	34	38	32
d	32	33	28
e	34	30	30
f	37	28	32

天 気：曇

風 速：5~10 m/sec 程度

ここでは、近寄りがたい地形の火口底や火口壁の温度

を100~200 m 離れて測った。Fig. 6 に示した p, q, r, s 地域の温度は Tab. 3 のとおりである。

5.4 D点からの観測 (Fig. 8)

観測日時：1974年11月14日13時30分~14時00分

天 気：曇

風 速：5 m/sec 程度

ここでは、山の中腹から、噴気地熱地帯を見上げて観測した。このころは、厚い雲が空一面をおおい、太陽光の直射は全くなかった。

Fig. 8 は、IR温度計によって測温した値に基づき、スケッチした山肌等に等温線を入れたものである。

この温度分布図の中の、k, l, m, n にあたる所をサーミスター温度計を用いて測温した値を比較して Tab. 4 に示す。両者はよく一致しているとはいえないが、温度

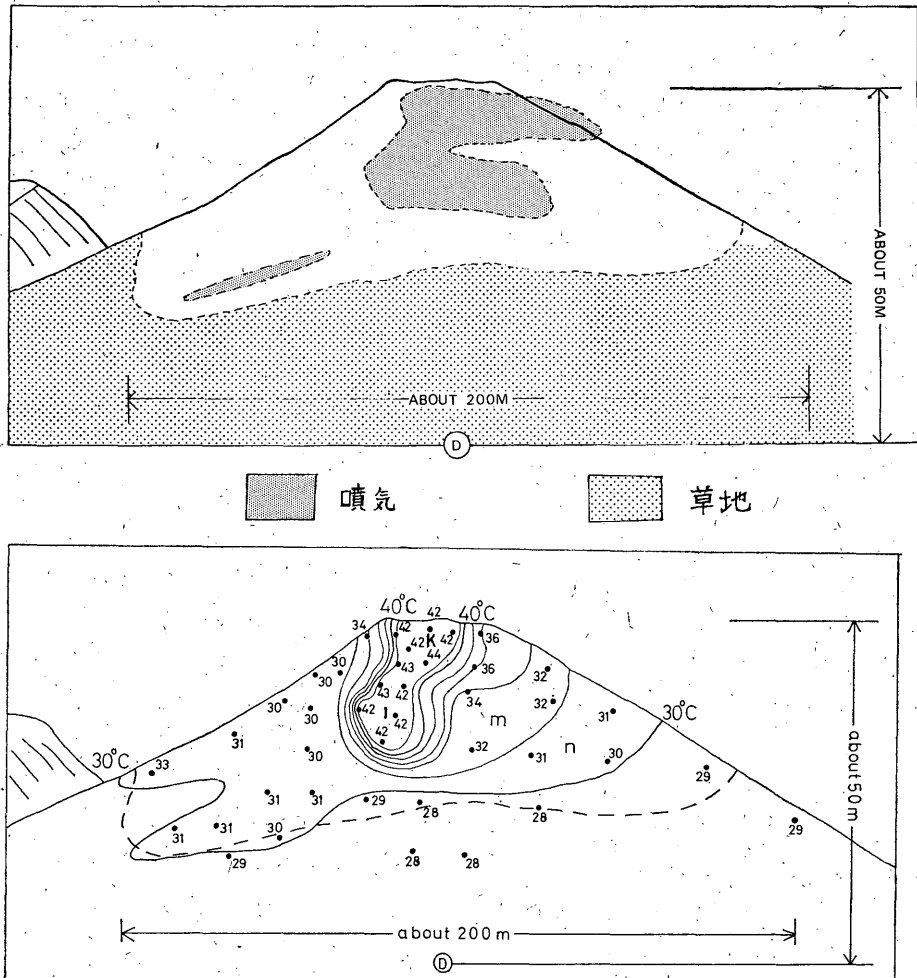


Fig. 8. 三宅島山頂第2噴気地帯付近の地表面温度分布。(D点からの観測)

Tab. 3. C点における観測

温 度 観 測 点	温 度
p (1940年噴火口の西側火口壁)	54~58℃
q (1940年噴火口底)	38~40
r (1940年噴火の南東側火口縁)	38
s (古い火口底)	32

Tab. 4. D点における観測

温度観測点	サーミスター温度計		I R温度計
	地 表 面	地表面下 5 cm	
k	48℃	76	44℃
l	42	70	42
m	約30	52	32
n	約20	24	30

分布の傾向は似ている。

Fig. 8 から次のことがいえる。

地熱の高い所は、噴気をあげている所だけではなく、その外側のかなり広い地域にわたって広がっている。草は、地表面温度が約30℃以下の所に生えているが、それ以上の高温の山肌には一草も見あたらなかった。

§ 6. むすび

I R温度計を使って三宅島の噴気・地熱地帯の温度を観測し、観測方法に関して次の結論を得た。

(1) I R温度計を使って火山地帯の温度を観測する際には、溶岩の放射率を無視することができない。三宅島の溶岩について測った放射率は 0.96~0.98 程である (§ 3)。

(2) I R温度計は太陽光の影響を大きく受ける。日射のある地表面温度は実際よりも高い温度に現われているようである (§ 5.1)。

(3) 太陽が雲に入ったり出たりしているような天候の時には I R温度計の指針は不安定な温度を示す。したが

って、このような天候の時は使用できない (§ 5.1)。

(4) 日射が全くない曇天時の地表面温度は真の値に近いようである (§ 5.3, § 5.4)。

(5) 赤外線による地熱地帯の温度測定は、日射の影響のない夜間に実施するのが望ましいが、火山における現地観測を夜間行なうのは危険を伴うのでさけるべきである。

(6) 雨天は水蒸気による放射エネルギーの吸収が多いので、観測はできない。

(7) 従来、気象官署が行ってきた火山の地熱地帯での温度観測は、サーミスター温度計などによって“地表面または地中における1点での温度”を測るものであった。そして、長期にわたって、同じ場所で、同じ方法で温度を測り、その資料を比較することによって温度の変化と火山活動との関係を見出そうとするのが主目的であった。

I R温度計で観測できるのは“地表面のある面積内の平均温度”である。したがって、I R温度計は、地熱地帯の形、広さ、地表面温度分布等を監視するのに適している。

いずれの温度計も、その器械の持つ特徴を十分認識して使いわけるべきである。

(8) I R温度計は地熱地帯の地表面温度分布を能率的に求めるのに適した器械である。今回の三宅島山頂の地熱地帯の観測で I R温度計を作用させた時間は、せいぜい1時間程度であるが、実に、15万平方mにも及ぶ広い地域の観測ができた。

終りに、I R温度計を貸与していただいたサザーランド・カンパニーにお礼申し上げる。

参 考 文 献

- Chemical Rubber Publishing Co. (1973) : Handbook of Chemistry and Physics. Cleveland, Ohio.
 気象庁地震課・三宅島測候所 (1965) : 昭和37年 (1962年) の三宅島噴火後の異常現象について、験震時報, 29, 145—151.
 田中康裕 (1974) : 三宅島調査報告, 気象庁技術報告, 75, 110—117.