

# 非定常熱源による土壤の熱伝導率測定

和 気 徹・浦 上 晃 一\*

## 目 次

まえがき	4 測 定 例
1 理 論	5 注 意
2 装置および測定方法	あとがき
3 熱伝導率の決定	Abstract

## まえがき

地熱地帯における自然放出熱量には、温泉水の湧出や蒸気の噴出によるものと、大地の熱伝導によるものがある。この両者を合計した自然放出熱量を直接測定するには、有利な条件さえ整えば、降雪利用の方法、地上熱映像測定による方法、赤外線放射計や現場熱量計による方法などがある。しかし、これらの方法が普遍的に適用できるとは限らないので、通常は対流による放熱量と伝導による放熱量とを個々別々に測定して自然放出熱量の算定を行なっている。

大地の熱伝導によって、地表面から大気中に放出されている熱量を算定するには、地温 (1 m 深)、地中温度勾配 (0.75 m) とともに、地層の熱伝導率を測定しなければならない。岩石の熱伝導率は、試料を採集すれば実験室においても測定が可能であるが、土壤の熱伝導率は、空隙率、含水率および土壤構成粒子の状態などを変化させることなく自然状態のまま測定しなければならない。このため、従来は、野外測定に適した Probe method によって測定されている。しかし、従来の方法は、いづれも熱源として一定熱量を供給する発熱体を利用しているため、供給熱量との関連で、地温の高い場所での測定が困難となる場合があり、また定常熱源維持のため定電圧装置などの特別な装置が必要であることなどの不便な点がある。そこで、今回、さらに簡便で現場測定に適するように非定常熱源による測定方法を考えた。

## 1 理 論

均質な無限媒質中に無限長の円柱熱源がある場合、中心から距離  $r$  の媒質中の温度変化  $\theta_2$  は熱伝導方程式:

$$\rho_2 c_2 \frac{\partial \theta_2}{\partial t} = K_2 \frac{\partial^2 \theta_2}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial \theta_2}{\partial r} \quad (1)$$

を満足する。いま、熱源として、時間  $t=0$  において周囲の媒質との温度差が  $\theta_0$  の液体を中空のパイプ中に封入したものを考えると、熱源と周囲媒質との境界では

$$-K_2 \frac{\partial \theta_2}{\partial r} = H (\theta_1 - \theta_2) \quad t \geq 0 \quad (2)$$

$$-K_2 \frac{\partial \theta_2}{\partial r} (2 \pi a) = -\rho_1 c_1 \frac{\partial \theta_1}{\partial t} (\pi a^2) \quad t \geq 0 \quad (3)$$

なる関係が成立する。

ここで

$\rho_1, c_1$ : 液体の密度および比熱

$\rho_2, c_2$ : 媒質の密度および比熱

\* 北海道大学理学部地球物理学教室

$K_2$ : 媒質の熱伝導率

$2a$ : パイプの内径

$\theta_1$ : 液体の温度変化

$H$ : 接触抵抗

である。さらに境界条件として

$$\theta_2 = 0 \quad r \rightarrow \infty \tag{4}$$

を考える。

初期条件:

$$\left. \begin{aligned} \theta_1 &= \theta_0 \\ \theta_2 &= 0 \end{aligned} \right\} t = 0 \tag{5}$$

を考慮して、(1)~(4)を Laplace 変換すると

$$\frac{d^2 \Theta_2}{dr^2} + \frac{1}{r} \frac{d \Theta_2}{dr} = q_2 H_2 \tag{6}$$

$$-K_2 \frac{d \Theta_2}{dr} = H (\Theta_1 - \Theta_2) \tag{7}$$

$$-K_2 \frac{d \Theta_2}{dr} = \frac{\alpha}{2} (\theta_0 - \Theta_1, P) \tag{8}$$

$$\Theta_2 = 0 \quad r \rightarrow \infty \tag{9}$$

となる。ここで

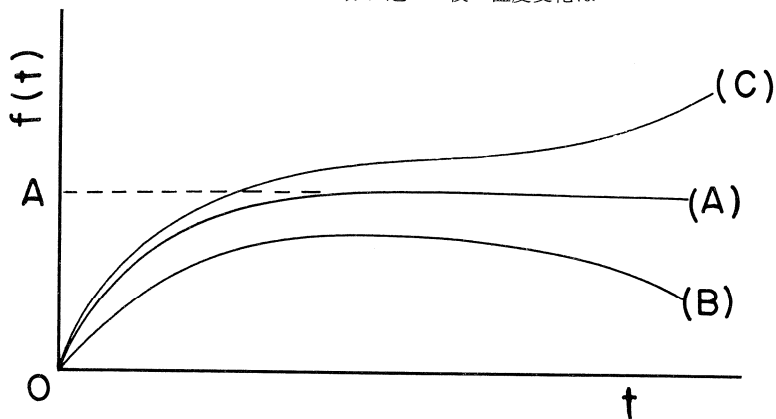
$$\left. \begin{aligned} q_2^2 &= \sqrt{P}/h_2 \\ h_2^2 &= P_2 C_2 / K_2 \\ \alpha &= a P_1 C_1 \end{aligned} \right\} \tag{10}$$

である。

Blackwell の解法にしたがえば、(6)~(9)を満足する  $\Theta_1$  として

$$\begin{aligned} \Theta_1 \sim & -\frac{\alpha a \theta_0 P}{4 K_2} \left[ \frac{1}{P} \ln \left( \frac{\beta p}{\omega} \right) + \frac{a^2}{4 h_2^2} \cdot \{ 2 \ln(\beta p) - \ln^2(\beta p) - 2 \} \right. \\ & \left. + \frac{\alpha a}{4 K_2} \ln^2 \left( \frac{\beta p}{\omega} \right) + O(p) \right] \sim \frac{\alpha a \theta_0}{4 K_2} \ln \left( \frac{\beta p}{\omega} \right) + O(p) \end{aligned} \tag{11}$$

が導びかれる。上式を逆変換すると時間が十分経過した後の温度変化は



第1図 関数  $f(t)$  の時間変化  
Fig. 1 Variation of function  $f(t)$  with time.

$$\theta_1 \sim \frac{\alpha a \theta_0}{4 K_2} \frac{1}{t} = \frac{\rho_1 c_1 a^2 \theta_0}{4 K_2} \frac{1}{t} \quad (12)$$

で表わされる。

関数：

$$f(t) = \theta_1 t \quad (13)$$

を考えると、 $f(t)$  は第1図の(A)のように変化し、(12)式が成立するような時間になると一定値になる。この一定値を  $A$  とすると媒質の熱伝導率は

$$K_2 = \frac{\rho_1 c_1 a^2}{4 A} \theta_0 \quad (14)$$

となる。

## 2 装置および測定方法

測定装置として、第2図に示されるような下端を封じた真鍮製の中空パイプを用いる。この際、地上に露出した部分からの放熱を防ぐため、露出部を断熱材で覆っておく。

測定は、まず測点において0.5 m 深地温を測定する。次に装置を地中(1 m 深)に挿入し、周囲温度と平衡状態に達した後(15~20分)、地温との温度差が10~20°Cの液体(温湯)をパイプの中に入れ、その時間とともにかわる温度変化を深さ50 cmのところに固定した温度計(熱電対)で測定する。

## 3 熱伝導率の決定

温度変化の測定値から、あらかじめ測定をした0.5 m 深地温を差し引いて  $\theta_0$  と  $\theta_1$  を求め、(13)式によって  $f(t)$  を計算し、その変化をプロットする。しかし、測定した0.5 m 深地温がその周囲の0.5 m 深地温の平均値と異なることがあるので、計算された  $f(t)$  が第1図(A)のような変化を示すとはかぎらない。ここで、いま測定した0.5 m 深地温と周囲のその平均値との差を  $\delta\theta$  とすると、

$\theta_0, \theta_1$  は

$$\left. \begin{aligned} \theta_0 &= \bar{\theta}_0 - \delta\theta \\ \theta_1 &= \bar{\theta}_1 - \delta\theta \end{aligned} \right\} \quad (15)$$

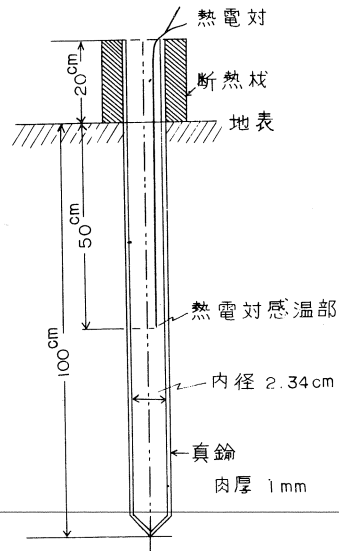
と表わされる。なお、 $\bar{\theta}_0, \bar{\theta}_1$  は  $\delta\theta = 0$  のときの  $\theta_0, \theta_1$  の値である。(15)式を用いると、 $f(t)$  は

$$f(t) = \frac{\bar{\theta}_1 - \delta\theta}{\bar{\theta}_0 - \delta\theta} t \sim \frac{\bar{\theta}_1}{\bar{\theta}_0} t - \left(1 - \frac{\bar{\theta}_1}{\bar{\theta}_0}\right) \frac{\delta\theta}{\bar{\theta}_0} t \quad (16)$$

となって  $\bar{\theta}_1 \leq \bar{\theta}_0$  を考慮すると、 $\delta\theta$  の正負によって第1図(B)または(C)のような変化を示す。この場合には、 $\delta\theta$  を適当に見積り、測定値をそれぞれ  $\theta_0 + \delta\theta, \theta_1 + \delta\theta$  と補正した後、再び  $f(t)$  を計算し、その変化を調べる。 $f(t)$  が第2図(A)のようになるまで何回もこの作業を繰り返し、一定値  $A$  を求めると(14)式によって熱伝導率を決定することができる。

## 4 測定例

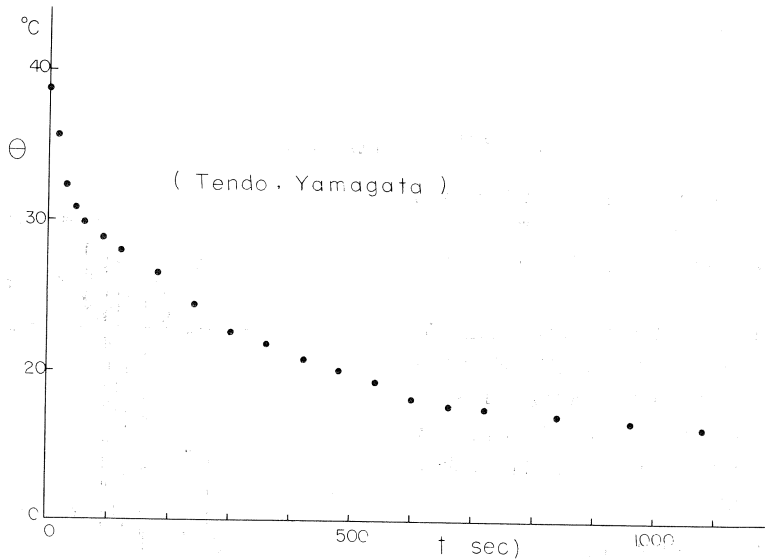
第3図は、山形県天童温泉において測定された熱源の温度変化の記録である。このときの0.5 m 深地温は13.1°Cで、測定装置を地中に挿入し約20分間経過した後、周囲温度と平衡状態に達したことを確か



第2図 測定装置

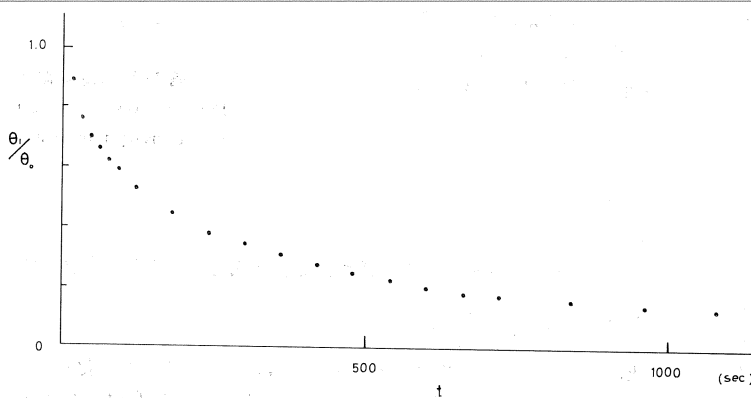
Fig. 2 Apparatus of thermal conductivity measurement.

め、 $38.3^{\circ}\text{C}$  の温湯をパイプの中に入れた。この測定値から、 $\theta_1/\theta_0$  を求めると第4図のようになる。さらに、 $f(t)$  を計算すると第5図●印のようになり、第2図(C)と同じような傾向を示すことがわかる。そこで補正のため  $\delta\theta = -0.043^{\circ}\text{C}$  を加えて、再び  $f(t)$  を計算すると×印のようになる。ここで時間が十分経過した後、一定とみなして  $A = 96$  を求め、 $\rho_1 = 1\text{g/cm}^3$ 、 $c = 1\text{cal/g}^{\circ}\text{C}$  とし、熱源の内径  $a = 1.13\text{ cm}$  を用い、(14)式によって熱伝導率を計算すると  $3.25 \times 10^{-3}\text{ cal/cm sec}^{\circ}\text{C}$  となる。



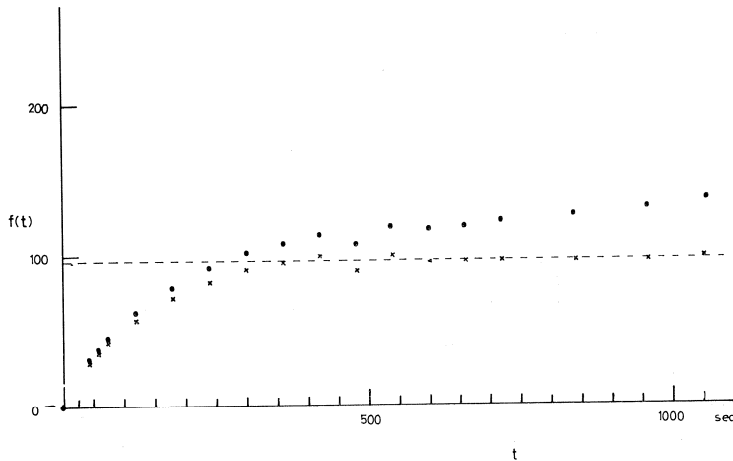
第3図 測定例 (山形県天童温泉)

Fig. 3 An example of measurement at Tendō, Yamagata.



第4図  $\theta_1/\theta_0$  の時間変化

Fig. 4 Calculation value of  $\theta_1/\theta_0$ .

第5図  $f(t)$  の計算例Fig. 5 An example of calculated  $f(t)$ .

## 5 注 意

測点における 0.5 m 深地温の平均値を測定によって求めることが困難なので、この方法では、熱伝導率を決定する際、試行錯誤的に  $f(t)$  を修正して、 $A$  を求める方法を用いている。このため、測定誤差が補正值  $\delta\theta$  の中に集積されている。また、 $f(t)$  を何回か修正しても第2図(A)のような変化を示さない場合があり、筆者等もこのような経験をしたことがある。これは熱源が有限長であること、および地表面の影響が現われているためと考えられる。

## あ と が き

従来の方法にくらべて、より簡便で現場測定に適するように非定常熱源を用いる方法を考えた。熱源として、周囲の地層と温度差のある液体を用いているので、沸点の高い液体を使えば地温の高い場所でも測定が容易であり、雪および氷など発熱体熱源（定常熱源）では測定できないような媒質の熱伝導率についても測定が可能である。

## 参 考 文 献

- 1) Blackwell; J. H. (1954): A Transient-Flow Method for Determination of Thermal constants of Insulating Materials in Bulk, Part 1—Theory, Jour. Appl. Phys., Vol. 25, No. 2, P. 137~144
- 2) 齋藤 武・岡垣 理 (1956): 不定常熱流による熱伝導率の迅速測定について, 北大工学部研究報告, 第 14 号
- 3) 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, 第 7 号

## Thermal conductivity measurements of soil with non-steady heat source

Tōru Wake and Kōichi Urakami

### Abstract

In the geothermal field, for calculation of the amount of heat flow through the soil layer by conduction, it is important to measure its thermal conductivity without disturbing the natural soil conditions. So-called "Probe method" has been recently developed to obtain thermal conductivity of granular media such as soils.

This time, the authors employed non-steady heat source instead of steady one. Thus they prepared a cylindrical heat source consists of brass tube filled with liquid, of which the difference of temperature from surrounding medium being  $\theta_0$  °C. After the lapse of considerable time, heat source temperature is expressed.

$$\theta_1 = \frac{\rho_1 c_1 a^2}{4 K_2} \cdot \frac{\theta_0}{t} \quad (1)$$

$c_1$  : Specific heat of liquid

$\rho_1$  : Density of liquid

$K_2$  : Thermal conductivity of the medium

$a$  : Radius of tube

$\theta_1$  : Temperature of liquid

The following function is considered.

$$f(t) = \theta_1 t \quad (2)$$

A constant value (A) can be obtained when  $f(t)$  becomes as in Fig.1 (A). From these theoretical considerations, it follows that the thermal conductivity of the medium is calculated from the equation,

$$K_2 = \frac{\rho_1 c_1 a^2}{4 A} \quad (3)$$

(Notice)

The calculated  $f(t)$  does not always change as given in Fig.1 (A). Assuming the temperature difference between the experimental value and the mean temperature at 0.5 meter depth is  $d\theta$ , the experimental value is expressed by  $\bar{\theta}_0 - d\theta$  and  $\bar{\theta}_1 - d\theta$ .

And them,

$$f(t) = \frac{\bar{\theta}_1 - d\theta}{\bar{\theta}_0 - d\theta} t \simeq \frac{\bar{\theta}_1}{\bar{\theta}_0} t - \left(1 - \frac{\bar{\theta}_1}{\bar{\theta}_0}\right) \frac{d\theta}{\bar{\theta}_0} t$$

This would result in either as Fig.1 (B) or as Fig.1 (C) due to the fact whether  $d\theta$  is positive or negative. The correction must be made repeatedly by the method of trial and error, until  $f(t)$  shows a similar tendency such as shown in Fig.1 (A).