

岩石・岩盤の伝熱パラメータの測定について

Some measurements of heat conduction parameters with rocks

佐藤 邦明* 佐々木 康夫**

はじめに

地下における伝熱現象は温泉学や地熱などの分野において研究がなされてきたが、それは土木技術者、研究者にとって必ずしもなじみ深いものではなかった。しかし、最近における工学的諸問題の多様化、拡大に伴って、例えば、エネルギー問題に関連して、液化ガス地下備蓄、地熱利用、放射性廃棄物の地下処分、地下帯水層の蓄熱利用など新しい工学的諸問題が提示されつつある。

一般に、地下地盤における熱輸送現象は大別すると、沖積地盤における伝熱と岩盤におけるそれに分けられよう。従来、前者にかかわる粒状多孔媒体における伝熱現象の研究は必ずしも少ないとは言えない。例えば、基礎的かつ総括的なものとして、A.V. Luikov (ルイコフ, 1966)¹⁾, M.A. Combarous & S.A. Bories (コンバルヌス・ボリス, 1975)²⁾らのものが知られ、地盤の伝熱実験に関して、D. Kunii & J.M. Smith (クニイ・スミス, 1971)³⁾, 松本・大久保 (1977)⁴⁾, 佐藤 (1982)⁵⁾らのものがある。更に、横山ら(1974)⁶⁾, 佐藤ら(1982)⁷⁾の帯水層への注水・揚水熱交換に関する研究が見られる。これらいずれの研究も粒状多孔媒体、沖積地盤における伝熱に関するものであって、岩石・岩盤を対象にしたものはほとんどない。

このような背景にあつて、本報告は、岩石・岩盤の伝熱パラメータについて述べ、それらパラメータの中でも特に温度伝導率を放射伝熱形式によって簡便に測定する方法を新しく提案し、具体的に4種類の岩石を用いて決定した。ここで述べた測定法は原理も装置も大変簡単であり、ボーリング孔などを利用して現場にも応用しやすいものであると考えたので、ここに報告する。

1. 岩石・岩盤の伝熱パラメータ

まず、岩石・岩盤の伝熱の特色、伝熱形態について明らかにしておく。

一般に、物質の伝熱は、大別して伝導、対流、ふく射に分けられる。伝導は物質自体を温度が高い方から低い方へ伝わるものであり、気体、液体に温度差があると伝導のほかに対流によっても多くの熱が運ばれる。対流には温度差

を伴った密度変化による自然対流と流体自体の運動による強制対流がある。更に、ふく射は上述2者とは全く違った伝熱形態をとり、熱エネルギーが光と同様に電磁波となって輸送されるものであるから、伝熱速度は光の速度に等しく、極めて速く伝わる。このような伝熱の三つの形態は個々に起こるものでなく、程度の差はあるものの一般には同時に起こるものである。

上述のような伝熱の3態をふまえて、岩盤の場合における伝熱について考えてみることにしよう。通常、岩盤は割れ目(節理)、断層のようなものを含む岩体やその集合体と見ることができ、普通の多孔媒体、地盤と比べるといくつかの特色がある。基本的に岩盤は割れ目状の間隙と岩石固体部分からなっていると考えられるので、図-1に示したような割れ目系をもつ岩盤モデルを導入し、その伝熱様式について考えてみる。この場合、

- (i) 乾燥岩盤
- (ii) (水による)飽和岩盤
- (iii) 浸透流のある岩盤

のいずれかによって、伝熱形態が違ってくることが次に述べることによって分かる。

図-1中、(a)は上述(i), (ii)の場合における熱の伝わり方をまとめて描いたものである。左側に一樣熱源を与えた場合、岩石自身の伝導、岩石と空気あるいは水の間の熱交換、空気あるいは水自体の伝導、更に、割れ目間隙が大きい場合には、伝熱や熱交換に対流とふく射による伝熱が加わることになる。通常はふく射や対流による伝熱は小さいから、岩盤のようなものの伝熱においては岩石中の伝導が支配的になる。

一方、図-1中、(b)は(a)の場合に浸透移流による伝熱が付加されたものとなり、岩石中の伝導と浸透移流によ

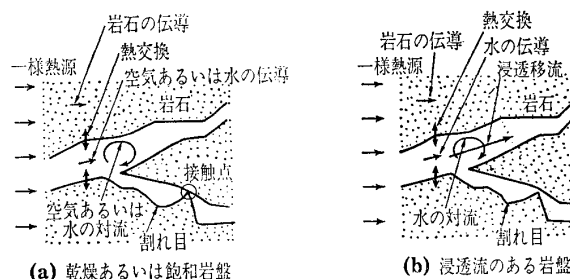


図-1 岩盤の伝熱モデル

*埼玉大学助教授 工学部

**㈱三菱金属中央研究所(埼玉大学研究生)

る伝熱が支配的となる。特に、この場合は、例えば温水が岩石と割れ目中を浸透するわけであるから、岩石自体の伝導速度より、浸透移流による伝熱の方が大きいと、熱は複雑な割れ目系を移流分散しながら岩盤中に拡散伝熱することになる。

次に、岩盤の伝熱を考える際に重要となる伝熱パラメーターについて簡単に述べておく。

上述したように岩盤の伝熱はその伝熱過程によって、三つの伝熱形態が大変複雑に絡まり合うが、いま一般的な岩石を考えれば、伝熱量 Q は Fourier (フーリエ) の法則から、

$$Q = K \frac{T_1 - T_2}{x} A \cdot t \dots\dots\dots(1)$$

となる。ここで、 K : 熱伝導率、 x : 距離、 T_1, T_2 : 温度、 A : 断面積、 t : 時間である。

言うまでもなく、この熱伝導率 K は岩種によって固有の値を示し実験的に決定している。

更に、Fourier の一次元伝熱方程式は K が一定なら

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} \quad \kappa = \frac{K}{c \cdot \rho} \dots\dots\dots(2)$$

となる。ここで、 c : 比熱、 ρ : 密度、 κ : 温度伝導率(あるいは熱拡散係数)である。

式(2)は円筒座標系で表すと、

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \left(\frac{\partial^2 T}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \cdot \frac{\partial T}{\partial r} \right) \dots\dots\dots(3)$$

となる。ここに、 r : 放射方向座標である。

以上に示した式(1)~(3)から分かるように一般的な岩石の場合の伝熱量は、密度 ρ 、比熱 c 、および熱伝導率 K によって支配されるので、これらが伝熱パラメーターとなる。しかしながら、岩盤の場合には割れ目系があるから、割れ目中の流体を含めて、 ρ, c, K を水、岩石、割れ目を含む岩盤としての値を用いて取り扱う方が実際的である²⁾。

實際上、岩盤中の伝熱問題を解こうとすると、岩種による温度伝導率の違いを知っておかなければならない。この温度伝導率の決定は実験によらざるを得ないわけであるが、室内実験、現地試験のいずれの場合でも、原理的に次の2通りの決定の仕方が考えられる。

(1) 熱伝導率 K 、比熱 c 、密度 ρ の測定値から式(2)で算定

(2) 伝熱方程式の解と温度測定・実測結果から直接決定
いま、これら二つの考え方を簡単に説明すると、(1)は何らかの方法で岩石・岩盤の K, ρ, c を測定しておき、 $\kappa = K/\rho c$ から算出する方法であり、本報で後述するような定常伝熱実験で κ を知ることができるから大変簡便である。一方、(2)は、例えば実験的に再現しやすい境界・初期条件の下で伝熱方程式の解を得ておき、解を求めた際の条件と同じ条件下で実験・試験を行い温度を測定する。そこで、解曲線と測定値が合致するように温度伝導率を直接決定しようとするものである。どちらの方法が良いとは一概にい

えないが、現地岩盤への応用、実用性という観点からすると本報で取り上げた(1)によるものの方が簡便で有効であろう。

2. 実験装置と実験方法

本報では、岩石の熱伝導率を室内実験によって得る方法として最も簡単でしかも現地岩盤の伝熱測定にも応用しやすい方法として、一次元放射伝熱によるものを採用した。図-2は今回採用した放射伝熱の実験条件を示したものである。既に1.で述べたと同様に、(i)乾燥岩石、(ii)飽和岩石、(iii)浸透流のある岩石の場合を実験するわけで、図中(a)に示したように、乾燥と飽和岩石の場合は同じ条件である。試料は長さ l 、半径 R の円柱状で中心に半径 r_0 の小孔をもつ。原理的にはこの中心孔中に一定の熱量を与え、半径 R の試料外壁温度を一定に保ちつつ、中心孔内と試料中の温度の経時変化を所定の位置で測定する。すると図-2(a)の下側に示したように、中心孔内と試料中、試料外周壁の温度は時間とともに変化し、やがて中心孔内の温度、試料中の温度分布は外周壁境界の値とつり合って定常状態に至る。孔内温度 T_0 、外周壁温度 T_R はそれぞれ T_{0c}, T_{Rc} になる。

一方、図-2(b)は浸透流のある岩石の伝熱実験であり、試料外周圧力 P_R を一定に保ち、中心孔内圧力 P_0 を P_R より高くして浸透流を起こさせる。この場合にも温度の経時変化は(b)図の下側に示したように(a)図の場合と同じようになる。

図-3, 4はその実験装置であって、(a)乾燥あるいは飽和岩石の場合、(b)浸透流のある場合とに分けて示してある。まず、図-3中、装置は次の各部からなる。①電気抵抗器(0~130ボルト)、②電流計(最小目盛0.05アンペア)、③電圧計(最小目盛1.00ボルト)、④棒状ヒーター(長さ220mm、発熱部長さ180mm、径13mm、図-3の右側に示した)、⑤岩石試料(高さ0.18m、直径0.28m、試料形

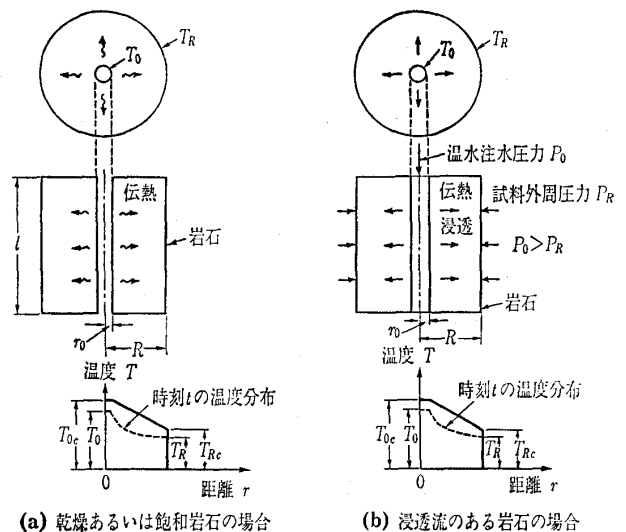


図-2 放射伝熱の実験条件

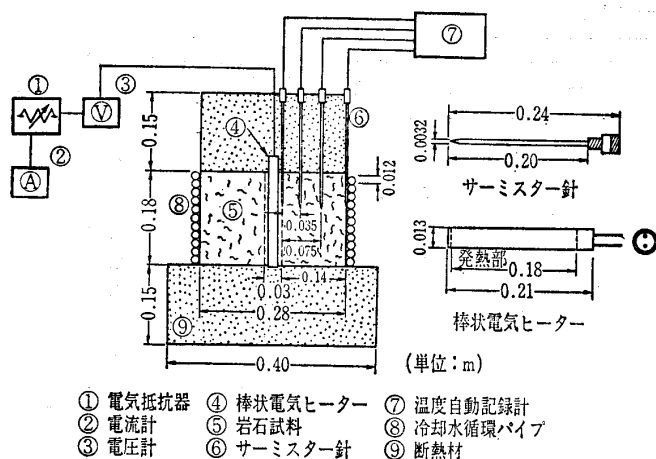


図-3 乾燥および飽和岩石の伝熱実験装置

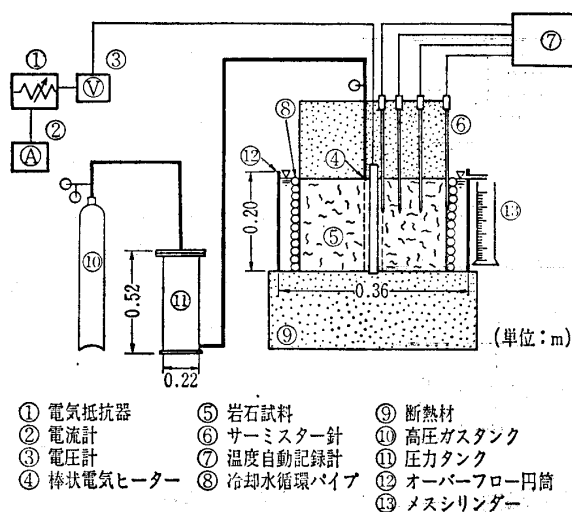


図-4 浸透流のある岩石の伝熱実験装置

状は製作の都合上断面が八角形の柱状とした), ⑥サーミスター針 (長さ 240 mm, 径 3.2 mm, 図-3 の右側に示した), ⑦温度自動記録装置 (タカラ K 700), ⑧冷却水循環パイプ (径 12 mm のビニール製パイプ), ⑨断熱材 (発泡スチロール) である。

実験としては, 岩石試料中心にせん孔した直径 0.03m の孔中にある棒状電気ヒーターより一定熱量を与え, 岩石試料外周壁境界を冷却水循環パイプによって一定温度にしておき, 試料の中心孔壁, 外周壁, および試料中の温度の経時変化を計る。

実験手順は次のようである。まず, 岩石試料を作り, 試料の中心から $r_1=0.015$ m, $r_2=0.035\sim 0.045$ m, $r_3=0.075\sim 0.0775$ m, $r_4=0.137\sim 0.140$ m (外周壁上) に直径 4 mm, 深さ 70 mm のサーミスター針挿入孔をせん孔し, 冷却水循環パイプを岩石試料周囲に取り付ける。次に, 岩石試料の中心孔に棒状電気ヒーター, 所定の温度測定箇所にサーミスター針をそれぞれ挿入固定して, 試料上下面に断熱材を密着させる。そこで, サーミスター針と温度記録計, 電気抵抗器, 電流計, 電圧計を結線した後, 電気抵抗器により所定の熱量を棒状電気ヒーターから岩石中に与

えると同時に温度自動記録装置を作動させ, 岩石試料の温度の経時変化が計測・記録される。

一方, 図-4 に示した各部の名称①~⑨までは図-3 の実験装置と同じであるから, ⑩~⑬を説明すると, ⑩高压ガスタンク ($p_{max}=150$ kgf/cm²), ⑪圧力タンク (高さ 0.52m, 直径 0.22m の円筒形でゴムバルーンが挿入してある), ⑫オーバーフロー円筒 (長さ 0.20m, 直径 0.36m), ⑬メスシリンダーである。

実験としては, 図-3 に示した乾燥および飽和岩石の伝熱実験のときの試料中心孔からヒーターによる加熱に加え, この中心孔に水圧を加え, 浸透流を起こさせつつ試料中の温度の経時変化を計測する。

実験手順は次のようである。岩石試料を作り, サーミスター針の取付けから試料中心孔に棒状電気ヒーターを挿入するまでの手順は上述した図-3 の場合と同じである。次に, 試料を断熱材にのせ⑫オーバーフロー円筒をセットし, 断熱材に接着剤を用い接着する。試料中心孔に挿入した棒状電気ヒーターは圧力タンクにつながるパイプと連結できるような短管の付いたワッシャーで固定し, 更に接着剤によって密封する。しかる後に, オーバーフロー円筒に蒸留水を徐々に入れ, 岩石試料を飽和させる。そこで, 電気抵抗器により所定の熱量を棒状電気ヒーターから試料に与え温度自動記録装置を作動させて実験を開始する (浸透流はあらかじめ起こさせておき定常状態にしておく)。

参考のため, 写真-1 には図-4 に示した浸透流のある岩石の伝熱実験装置の全景を示し, 写真-2 には岩石試料を示した。

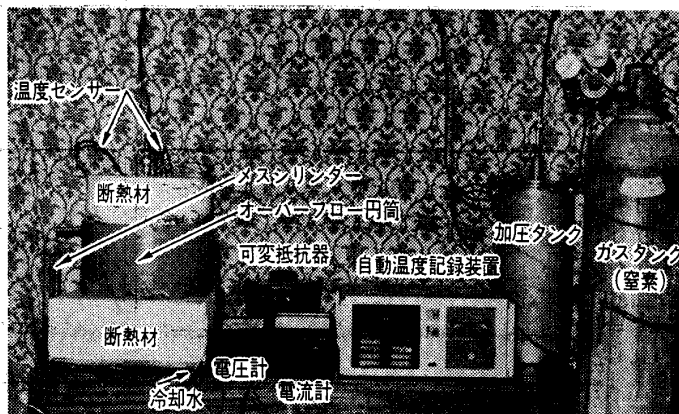


写真-1 浸透流のある場合の伝熱実験装置の全景

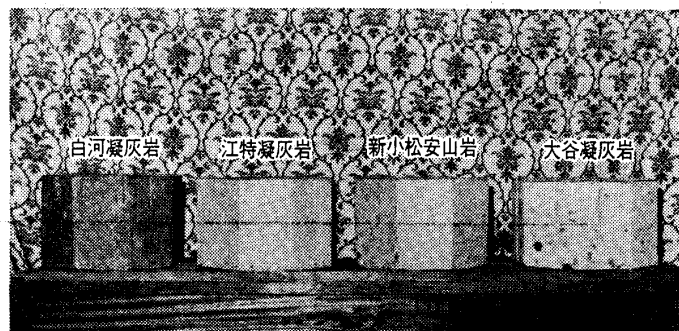
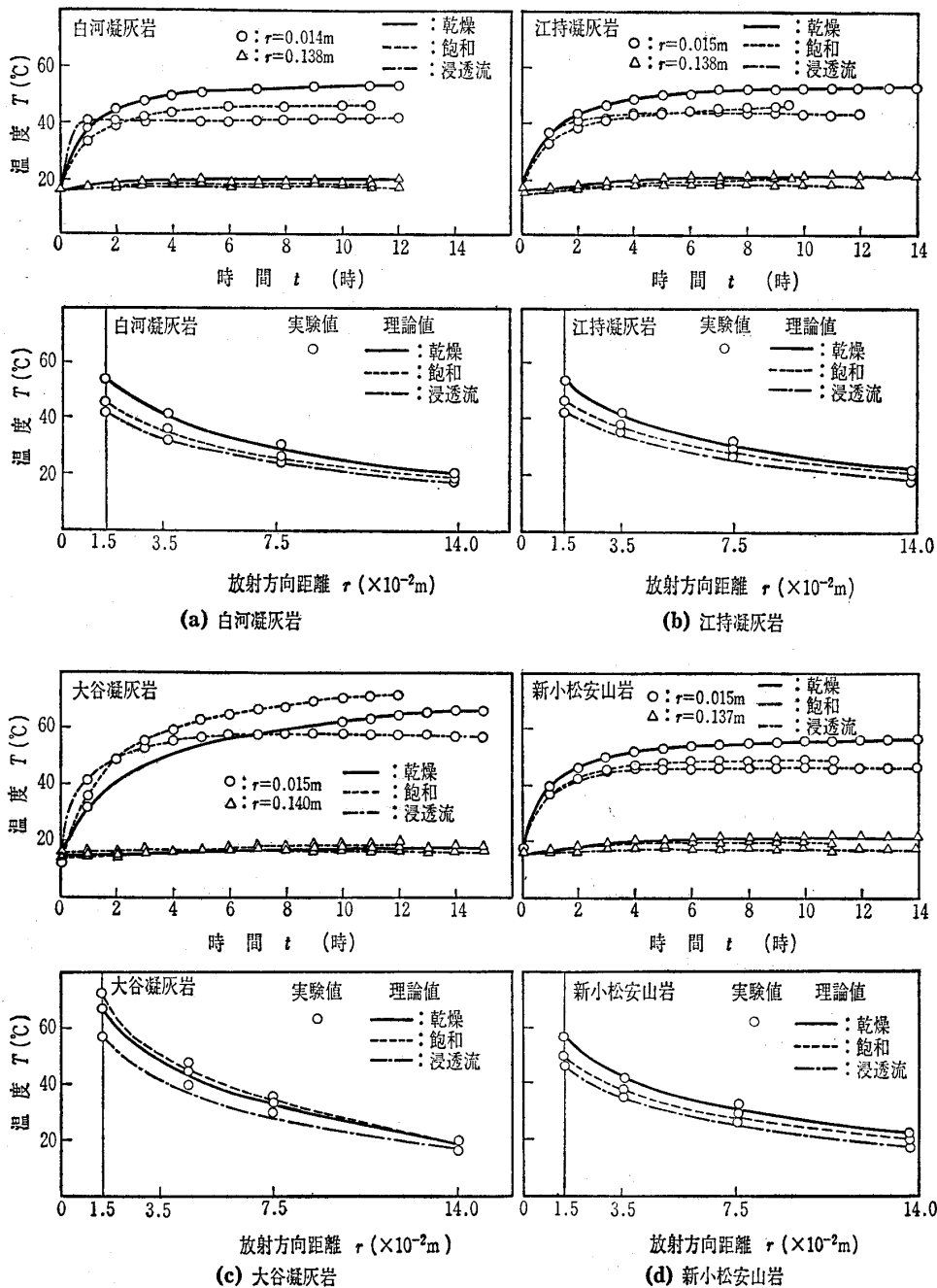


写真-2 岩石試料

表一 実験ケースと結果

試料名	試験条件	密度 (kg/m ³)	空隙率 (%)	比熱 (kcal/kg·°C)	透水係数 (m/s)	熱伝導率 (kcal/m·h·°C)	温度伝導率 (m ² /h)	
							本実験結果	文献(10)による
白河凝灰岩	乾燥	2.11×10 ³	19.7	0.194(0.812)	1.15×10 ⁻⁹	1.192(1.386)	2.91×10 ⁻³	2.50×10 ⁻³
	湿潤	2.31	19.7	0.220(0.921)		1.498(1.742)	2.95	2.90
	移流	2.31	19.7	0.220(0.921)		1.700(1.977)	3.35	2.05
江持凝灰岩	乾燥	2.20	14.6	0.195(0.816)	8.12×10 ⁻¹⁰	1.354(1.575)	3.16	1.48
	湿潤	2.34	14.6	0.212(0.887)		1.627(1.892)	3.28	2.00
	移流	2.34	14.6	0.212(0.887)		1.628(1.893)	3.28	2.00
大谷凝灰岩	乾燥	1.34	42.7	0.299(1.252)	4.17×10 ⁻¹¹	0.688(0.800)	1.72	1.20
	湿潤	1.77	42.7	0.372(1.557)		0.869(1.011)	1.32	2.00
	移流	1.77	42.7	0.372(1.557)		1.072(1.247)	1.63	—
新小松安山岩	乾燥	2.37	9.60	0.186(0.779)	1.98×10 ⁻⁹	1.205(1.401)	2.73	2.10
	湿潤	2.46	9.60	0.206(0.862)		1.408(1.638)	2.78	2.60
	移流	2.46	9.60	0.206(0.862)		1.418(1.649)	2.80	2.85

注) 比熱, 熱伝導率のカッコ内の値はSI単位の値で, その単位は J/kg·K, w/m·K である。



図一五 各岩石の境界 (孔壁 $r=0.015$ m と外周壁 $r=0.140$ m) の温度の経時変化

実験に使用した岩石は比較的多孔質な福島県産の白河, 江持凝灰岩, 神奈川県産の新小松安山岩, および栃木県産の大谷凝灰岩である。それぞれの岩石の物性は表一にまとめて示しており, 密度および空隙率の値は建設省土木試験基準(案)⁹⁾により求めた。また, 比熱 c の値は, 容積 0.0025 m³ (縦 0.16 m, 横 0.20 m, 厚さ 0.08 m) の断熱材でできた箱に 0.0015 m³ の蒸留水を入れ, 蒸留水の中に 100°C の $0.5\sim 0.6$ kg の岩石を入れて約 0.5 時間程度放置した後, 水の温度を計り, 次式から求めたものである (佐藤, 1982)⁹⁾。

$$c = \frac{m_w(T_2 - T_1)}{m_s(T_0 - T_2)} \dots(4)$$

ここに, m_w, m_s : 各々水, 岩石の質量, T_0 : 岩石の初期温度, T_1, T_2 : 各々水の初期, 終期の温度である。

3. 実験結果と温度伝導率の値

表一に示した4種の岩石それぞれについて, 乾燥, 飽和, 浸透のある場合の合計12ケースが実験された。まず, 各岩石の境界 (試料中心孔壁 $r_1=0.015$ m, 外周壁 $r_2=0.137\sim 0.14$ m) での温度の経時変化が図一五(a)~(d)に示してある。図中,

縦軸に温度 $T(^{\circ}\text{C})$ 、横軸に経時時間 $t(\text{h})$ をとり、 r_1, r_2 での温度の経時変化を乾燥、飽和、浸透流のある場合に分けて示してある。4種の岩石のいずれの場合にも温度の経時変化は中心孔壁、外周壁とも時間の経過とともに増加し、やがて一定値(定常値)になっている。つまり、中心孔内では熱量が一定に保ってあるから、時間とともに孔内温度は上昇し、やがて供給熱量は試料外周へ放散される熱量とつり合って定常状態になるわけである。次に、乾燥、飽和、浸透流のある場合の3者を比較すると、新小松安山岩の場合を除いて、いずれも浸透流のある場合の方が伝熱速度が最も大きいことは興味深い。その理由として、岩石自体の伝熱速度より浸透流による強制対流が大きいことが考えられる。

図-5の下側に示した図は縦軸に温度 $T(^{\circ}\text{C})$ 、横軸に試料中心からの距離 $r(\times 10^{-2}\text{m})$ をとり、乾燥、飽和、および浸透流のある場合の各々の定常状態における温度分布を示したものである。乾燥の場合が最も温度勾配が半径方向に急であり、浸透流のあるそれは温度勾配が緩やかであることが注目される。この定常状態の温度分布から岩石の伝熱が含水程度と浸透流の有無によって変わることが明確に示されたものと思う。

図-6には白河凝灰岩の場合の一例であるが、乾燥、飽和および浸透流のある場合の試料各点における温度の経時変化を示した。これらの温度の経時変化からも、浸透流のある場合の伝熱では流れによって伝熱が促進され、温度の経時変化の立上りが早いという特徴のあることが分かる。いずれの試料の経時変化も浸透流のある場合は6時間程度でほぼ定常状態に達している。

次に、図-5に示した各岩石の温度の経時変化に注目し

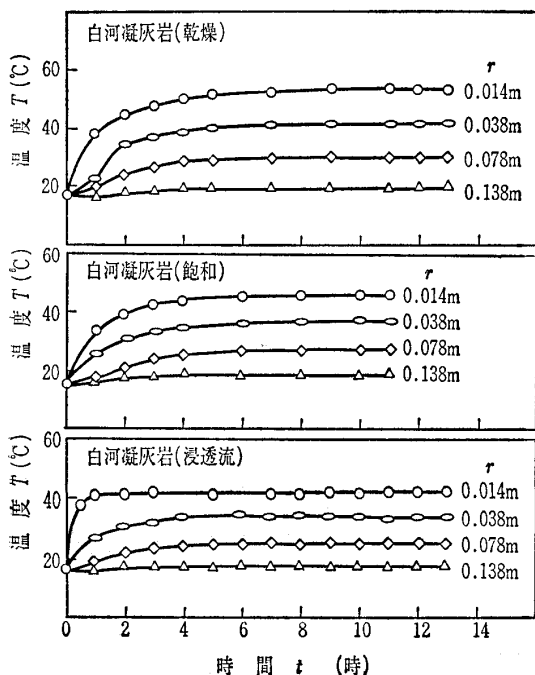


図-6 乾燥、飽和および浸透流のある場合の各点における温度の経時変化(白河凝灰岩の場合)

て、熱伝導率 K を求めてみる。放射方向定常状態にある場合、岩石試料内の温度分布は図-2を参照して式(3)の定常解から

$$T = T_{0c} - \frac{\log_e(r/r_0)}{\log_e(R/r_0)} (T_{0c} - T_R) \dots\dots\dots(5)$$

となる。ここに、 T : 任意の位置の温度、 T_{0c} : 中心孔壁の温度、 T_R : 試料外周壁での温度、 r : 中心から任意の距離、 R : 試料半径、 r_0 : 中心孔半径である。

また、放射方向伝熱量 Q は

$$Q = 2\pi K \frac{(T_{0c} - T_R)}{\log_e(R/r_0)} \dots\dots\dots(6)$$

とかける。ここに、 K : 熱伝導率である。

図-5の温度の経時変化が定常状態に至る10~14時間後の T_{0c} と T_R の値は実験から決まり、伝熱量 Q は棒状電気ヒーターに与えられる電流(A)と電位(V)から電気量 ($W = A \times V$, $1W = 1$ ジュール/s, $1\text{cal} = 4.186$ ジュール) を求めることにより与えられるから、熱伝導率 K を式(6)から算定することができる。このようにして求めた熱伝導率の値と、この熱伝導率と密度、比熱の値を用いて温度伝導率を算定したものを表-1に併せて示す。また、式(5)の境界温度 T_{0c} , T_R を与えて、定常状態における温度分布を描いたものが図-5の下側の図であり、理論と実験は良く一致していると考えてよかろう。更に、本実験から求めた温度伝導率の値は大谷凝灰岩が $1.32 \sim 1.72 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{h}$ と小さい値を示すが、ほかは $2.73 \sim 3.35 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{h}$ とあまり大差がないことが分かる。表-1には参考のため直接温度測定結果から求めた値を示した。これらの結果は佐藤・佐々木(1983)¹⁰⁾によるものであり、今回の実験のような放射方向伝熱ではなく、非定常一様伝熱によって得られたものである。今回得られた値はこれらより多少大きいようであるが、ほぼ一致していると見てよかろう。

次に、本報で述べた放射伝熱実験を応用し現地のボーリング孔(注水や揚水を行わず浸透流を起こさせない場合)で熱伝導率を決定しようとする際に、どのように考えればよいかを述べる。ボーリング孔にケーシングを施さないいわゆる素掘りの状態で(孔内に水がある場合は完全防水型のものを使用する)、本実験で用いたような棒状電気ヒーター(測定区間の上下部へ熱が逸散しないような断熱用パッカーの付いたもの)を測定位置まで挿入し、固定する。計測は地山の初期温度 T_0 、棒状電気ヒーターによる加熱後十分時間が経過し定常状態に達したときの熱量 Q と孔壁温度 T_{0c} の三つについて行う。また、室内実験で得られた放射方向温度分布(図-5)から分かるように、電気ヒーター発熱部長さ $l = 0.18 \text{ m}$ では試料外周壁 ($r = 0.14 \text{ m}$) の温度 T_R がほぼ初期温度 T_0 になることから、試料半径 $R \approx l$, $T_R \approx T_0$ とし、式(6)により熱伝導率 K を算定することができる。白河凝灰岩(図-5(a)の場合)の測定値を例にとれば、実測では $R = 0.138 \text{ m}$, $r_0 = 0.015 \text{ m}$, $T_{0c} = 54.0^{\circ}\text{C}$,

$T_R=19.8^\circ\text{C}$, $Q=115.38\text{ kcal/h}\cdot\text{m}$ であるから式(6)より、この場合の K の値を K_e とすると、 $K_e=1.192\text{ kcal/m}\cdot\text{h}\cdot^\circ\text{C}$ となる。一方、 $R=l=0.18\text{ m}$, $r_0=0.015\text{ m}$, $T_R=T_0$ (測定位置の初期温度) $=17.4^\circ\text{C}$, $T_{0c}=54.0^\circ\text{C}$, $Q=115.38\text{ kcal/h}\cdot\text{m}$ の場合、そのときの K の値を K_a とすると、 $K_a=1.246\text{ kcal/m}\cdot\text{h}\cdot^\circ\text{C}$ となる。よって、 $K_a/K_e=1.045$ となり、近似値の差異は比較的小さい。

このようにして、ボーリング孔内の深度に応じて簡単に熱伝導率が決まるから、あらかじめボーリングコアを採取しておき、その岩石の比熱 c , 密度 ρ を計っておけば温度伝導率 κ は式(2)から $\kappa=K/c\rho$ より求まる。

なお、参考のため、伝熱にかかわる無次元量のオーダーについて考えて見る。まず、プラントル数 $Pr=\nu/\kappa$ (ν : 水の動粘性係数, 両境界温度の平均温度における値とする) は飽和岩石の場合、白河凝灰岩 0.869, 江持凝灰岩 0.859, 大谷凝灰岩 1.57, 新小松安山岩 0.994 である。次に、ペクレ数 $Pe=vd/\kappa$ (v : 真の流速であって $(r_0+R)/2$ における浸透流速, d : 単位岩石の空隙相当管の直径) は同様に白河凝灰岩 2.08×10^{-3} , 江持凝灰岩 1.78×10^{-3} , 大谷凝灰岩 5.68×10^{-5} , 新小松安山岩 1.58×10^{-3} となる。

むすび

本報では岩石、岩盤を対象に伝熱形態およびそのパラメーターについて述べ、伝熱パラメーター、特に温度伝導率(熱拡散係数)を新しく提案された装置によって測定・決定した。使用された装置は一次元放射伝熱によるものであり、原理的に大変簡単であって、熱伝導率を現地ボーリング孔内で測定しようとする場合も応用し得よう。

今回実験に使用した岩石は、いずれも比較的多孔質な白河・江持・大谷凝灰岩と新小松安山岩である。実測された

熱伝導率 $K=0.688\sim 1.700\text{ kcal/m}\cdot\text{h}\cdot^\circ\text{C}$ の範囲にあり、温度伝導率 $\kappa=1.32\sim 3.35\times 10^{-3}\text{ m}^2/\text{h}$ の範囲にあった。また、これらの測定値は別の非定常一様伝熱実験による結果と比較したが、いずれも妥当な値であることが確認された。

なお、本実験を進めるに当たって埼玉大学客員教授林泰造先生から有益な示唆を賜った。ここに心よりお礼申し上げる次第である。

参考文献

- 1) Luikov, V.: Heat and Mass Transfer in Capillary-Porous Bodies, Translated by P.W.B. Harrison and Translation edited by W.M. Pun, Pergamon Press, pp. 5~519, 1966.
- 2) Combarous, M.A. & S.A. Bories: Hydrothermal convection in saturated porous media, Advanced in Hydroscience, edited by Ven te Chow, Academic Press, Vol. 10, pp. 232~307, 1975.
- 3) Kunii, D. & J.M. Smith: Thermal conductivities of porous rocks filled with stagnant fluid, J. Soci. Petro. Eng., pp. 37~42, March, 1961.
- 4) 松本順一郎・大久保俊治: 土の伝熱特性に関する実験的研究, 土木学会論文報告集, 257号, pp. 53~60, 1977.
- 5) 佐藤邦明: 飽和多孔体および温水浸透流における温度伝導率の実験的決定, 土木学会論文報告集, 320号, pp. 57~65, 1982.
- 6) 横山孝男・梅宮弘通・安彦宏人: 人工涵養による帯水層の蓄熱利用, 日本地下水学会誌, Vol. 17, No. 2, pp. 55~67, 1975.
- 7) 佐藤邦明・遠近潮見: 井注水による地下水涵養に伴う帯水層の伝熱, 第2回水資源に関するシンポジウム前刷集, pp. 405~410, 1982.
- 8) 建設省, 土木試験基準(案)上, pp. 98~100, 1970.
- 9) 佐藤邦明: 多孔媒体中の熱輸送に関する実験的研究, 土木学会第26回水理講演会論文集, pp. 595~600, 1982.
- 10) 佐藤邦明・佐々木康夫: 岩盤熱水浸透流における温度伝導率の実験的研究, 土木学会第27回水理講演会論文集, pp. 253~258, 1983.

(原稿受理 1983.5.23)

学会発行図書案内

土質基礎工学ライブラリー第24巻

土 質 地 震 工 学

A 5 判 366 ページ 送料 350 円
定価 5,000 円 会員特価 3,900 円

発行: 土 質 工 学 会

東京都千代田区神田淡路町2-23(菅山ビル4階)
〒101 電話 03-251-7661(代)