

浸透と熱伝導挙動の物性の測定方法に関する研究

岡山大学工学部

正会員 西垣 誠

日本国土開発院

正会員 梅田美彦

動力炉・核燃料開発事業団

正会員 見掛慎一郎

日本道路公団

正会員 眞浦義樹

1. はじめに

本研究では、地盤内の間隙水が水から氷へ相変化する場合の土質物性に着目し、温度と不凍水量の関係を熱量計を用いた混合法により求め、この不凍水量から氷-水比を求めることにより、凍土中の間隙水の状態を工学的に評価し、土中の水分量と熱伝導率の関係についてもヒートプローブ法により測定を行ない、地盤の熱伝導特性を評価した。

2. 熱量計を用いた混合法による不凍水量の測定

実験試料として、豊浦標準砂、真砂土、川砂の三種類を用いた。測定の原理は、初期温度既知の水中に水温と温度の異なる凍土を投入した後、熱移動が終了した時の温度を測定し、熱収支を計算することによって、凍土内の不凍水量を知ることができるというものである(Fig. 2.1 参照)。

$$(\text{凍結した試料が得る熱量}) = (\text{熱量計システムが与える熱量}) \quad (2.1)$$

式(2.1)は熱力学上の平衡の式であり、これから式(2.2)が得られる。

$$W_s C_s \Delta T_2 + (W_w - x_u) C_i \Delta T_1 + (W_w - x_u) L + (W_w - x_u) C_w \Delta T_r + x_u C_w \Delta T_2 = (W_w C_w + M) \Delta T_1 \quad (2.2)$$

C_w : 水の比熱=1.00(cal/g·°C), C_i : 氷の比熱=0.502(cal/g·°C), C_s : 土の比熱(cal/g·°C),
 W_s : 土粒子の重さ(gf), W_w : 凍結する前の試料中の水の重さ(gf), W_m : 熱量計中の水の重さ(gf),
 T_i : 試料初期温度(°C), T_m : 熱量計中の水の初期温度(°C), T_r : 最終温度(平衡温度)(°C),
 L : 融解の潜熱=79.7(cal/g·°C), M : 熱量計システムの熱容量(cal/°C), x_u : 不凍結水の重さ(gf),
 $\Delta T_1 = T_m - T_r$ (°C), $\Delta T_2 = T_r - T_i$ (°C), $\Delta T_i = 0.00 - T_i$ (°C), $\Delta T_r = T_r - 0.00$ (°C)

熱容量 M を求める場合、試料に水を用い $W_s = 0.00$ (gf), $x_u = 0.00$ (gf) となり、式(2.2)と 30 回の測定より、熱容量の平均値は 7.914(cal/°C) となった。

求められた熱容量から、土の比熱 C_s を求める場合、試料に乾燥土を用い $W_w = 0.00$ (gf), $x_u = 0.00$ (gf) となり、式(2.2)とそれぞれの試料について 30 回の測定より、豊浦標準砂および川砂の比熱の平均値は 0.197(cal/g·°C) となった。真砂土の比熱は Fig. 2.2 のとおりであり、実験値は図中の曲線に良く近似しているため、漸近線の値を真砂土の比熱の近似値とし 0.168(cal/g·°C) と求めた。

求められた熱容量と土の比熱から、不凍水量と氷-水比を求めた。氷-水比 ϵ を求める式は、式(2.3)のとおりである。

$$\epsilon = \frac{\theta_i \rho_i}{\theta_w \rho_w + \theta_i \rho_i} \quad (2.3)$$

θ_i : 体積含水率 = $\theta_{sat} - \theta_w$, θ_w : 体積含水率, ρ_i : 氷の密度=0.917(gf/cm³), ρ_w : 水の密度=1.00(gf/cm³)

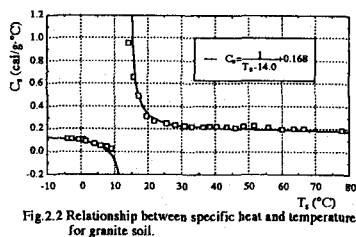
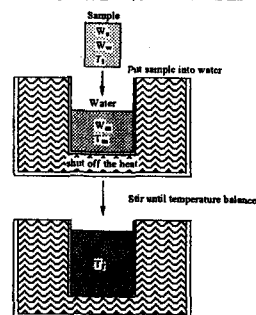


Fig. 2.2 Relationship between specific heat and temperature for granite soil.

それぞれの試料の温度と氷-水比の関係を変動が顕著な部分の温度の領域で表わすと Fig. 2.3 のようになる。これから温度と氷-水比の間に次の関係を仮定した。式(2.4)において、 a は定数であり試料によって特定の値をとる。豊浦標準砂では約 $a=200(1/^\circ\text{C})$ 、真砂土では約 $a=20(1/^\circ\text{C})$ 、川砂では約 $a=40(1/^\circ\text{C})$ と求められた。比表面積の大きな細粒土程、 $0(^\circ\text{C})$ 以下でも不凍水量がかなり多く存在し、氷-水比も小さくなっている。

$$\varepsilon = \frac{1}{aT_i - 1} + 1 \quad (2.4)$$

3. ヒートプローブ法による熱伝導率の測定

測定の原理は、金属製の針状円筒中にヒーターと測温体とを埋め込んだプローブを試料中に挿入し、一定時間発熱させたときのプローブ自身の温度上昇または発熱停止後の温度降下の変化から熱伝導率を求める方法である (Fig. 3.1 参照)。それぞれの試料の体積含水率および温度と熱伝導率の関係を Fig. 3.2 に示す。絶乾状態においては、いずれの試料においても熱伝導率はほとんど変化しないのに対し、飽和状態に近くなるにつれて、熱伝導率は未凍土から凍土に変わると大きくなった。豊浦標準砂では 0°C 付近で大きくなったのに対して、真砂土および川砂では -2°C 付近で大きくなった。これは真砂土および川砂の不凍水量が、豊浦標準砂に対して多いことによると考えられる。

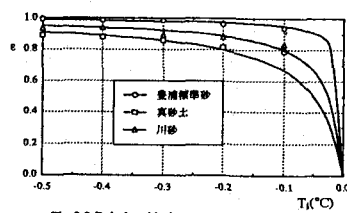


Fig. 2.3 Relationship between ε and temperature.

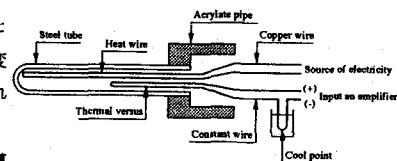


Fig. 3.1 Structure of heat probe.

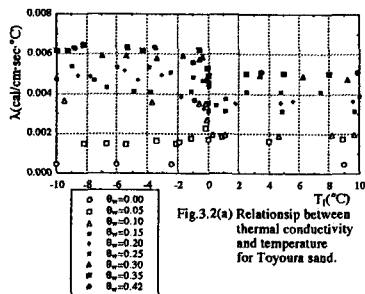


Fig. 3.2(a) Relationship between thermal conductivity and temperature for Toyoura sand.

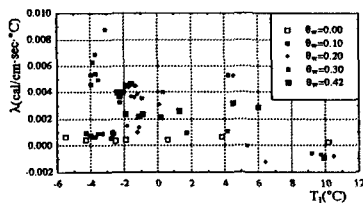


Fig. 3.2(b) Relationship between thermal conductivity and temperature for granite soil.

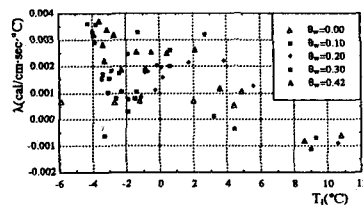


Fig. 3.2(c) Relationship between thermal conductivity and temperature for river sand.

4. おわりに

低温下地盤内の間隙水には $0(^\circ\text{C})$ 以下においても不凍水が存在し、土質によりその分量には差異があり、そのために含水量と熱伝導率の関係より不凍水量が多く存在する土質程、熱伝導率の値が増大するのが遅くなることがわかった。また、比表面積の大きい細粒土程、不凍水量が多く存在することがわかった。