

火山灰土の熱伝導特性

相	馬	尅	之*
前	田		隆*
藤	原	幸	彦*
濱	田	浩	正*

Heat Conduction of Volcanic Ash Soils

Katsuyuki SOMA, Takashi MAEDA,

Yukihiko FUJIWARA and Hiromasa HAMADA

Faculty of Agriculture, Hokkaido University

1. はじめに

火山灰土は非常に多孔質な土壤構造を有し、種々の特異な物理性を示す。すなわち自然含水比が高く、現場乾燥密度が小さい。また液性限界や塑性限界などのコンシステンシー限界が非常に高く、それらの乾燥による減少も著しい。このような多孔質で多量の水分を保持する火山灰土は、熱的性質の一つである熱伝導率に関してもまた、非火山灰土に比べて大きく異なる。

土壤の熱伝導率は含水量や乾燥密度などによって変化し、一般に含水量や乾燥密度の増加に伴って大きくなる¹⁾²⁾。多量の水分を保持する火山灰土は水の熱伝導率(約 $0.60\text{W/m}\cdot\text{C}$)の影響を受け、また乾燥密度が小さいために、非火山灰土に比べて熱伝導率は小さい。さらに有機質火山灰土では土壤に含まれる有機物(腐植)の熱伝導率が水よりも小さなことから(約 $0.25\text{W/m}\cdot\text{C}$ ³⁾)、熱伝導率は非火山灰土よりもかなり小さくなる²⁾⁴⁾。

土壤の熱伝導率の含水量、乾燥密度による変化、すなわち熱伝導率の水分・密度依存性に関しては、種々の熱伝導モデルに基づいて多くの研究報告がなされている^{1)5)~7)}。しかしこれまでの熱伝導モデルは、熱伝導率の水分・密度依存性を説明するためのものであり、土壤のタイプによる相違については係数処理で対応している場合がほとんどである。

筆者らは先に²⁾⁴⁾、火山灰土と非火山灰土の熱伝導経路の概念モデルを提起して、両者の熱伝導率の水分・密度依存性の相違について検討した。本報告はこの概念モデルを単純化し、さらに水分・密度依存性を統一的に説

明するために、熱伝導率の飽和度依存性を取上げて火山灰土と非火山灰土の熱伝導率の比較検討を行い、2, 3の知見が得られたので、ここに報告するものである。

2. 方 法

1) 試料

供試土として有機質火山灰土の落部(北海道八雲町)と植苗(苫小牧市植苗)、火山灰質粘性土の茨城(茨城大学農場、立川ルーム)の3種類の火山灰土を用い、また対照試料に沖積土の北大-A, -B(北海道大学農場)、名寄-1(名寄市砺波)と重粘土の名寄-2(同前)の4種類の非火山灰土を使用した。

これら供試土の基本的物理性を Table 1 に示す。

2) 実験方法

供試土の2mmフルイ通過部分を用い、試料円筒に所定の含水比、乾燥密度で静的に締固めて供試体を作製した。供試体の寸法は径5cm、高さ5cmである。また含水量を塑性限界から液性限界の範囲に調整した練返し土を、気泡を追出しながら試料円筒に充填して作製した供試体(飽和状態の練返し土)も使用した。

熱伝導率 λ の測定は双子型サーマルプローブ法⁸⁾によって行い、基準試料には1%寒天ゲル($\lambda=0.60\text{W/m}\cdot\text{C}$, 20C)を用いた。また測定は室温 20C の恒温実験室で行った。

3. 結果および考察

*北海道大学農学部

Table 1 physical properties of soil samples

Soil Sample	Specific Gravity	Natural Water Content(%)	Bulk Density (g/cm ³)	Porosity (%)	Soil Type	Organic Matter Content(%)
Otoshibe (Ot)	2.23	141	0.43	81	OV	29
Uenae (Ue)	2.60	91	0.72	72	OV	11
Ibaraki (Ib)	2.86	107	0.61	79	VH ₂	—
Hokudai A (Ho-A)	2.57	39	1.00	61	OH	11
Hokudai B (Ho-B)	2.70	54	1.00	63	CH	2
Nayoro-1 (Na-1)	2.74	37	1.37	50	CH	—
Nayoro-2 (Na-2)	2.45	74	0.82	67	CH	—

1) 練返し土 (固・液 2 相系) の熱伝導率

塑性体領域 (塑性限界PL~液性限界LL) の飽和状態の練返し土について、含水比および乾燥密度と熱伝導率の関係を Fig. 1 に示す。飽和状態の練返し土の含水比~乾燥密度関係はそれぞれの試料のゼロ空気間隙曲線となるから、含水比が増加 (減少) すると乾燥密度は減少 (増加) する (Fig. 2)。

Fig. 1 から飽和状態の練返し土の熱伝導率 λ の水分・密度依存性は以下のようにまとめられる。

- (1) 火山灰土は含水比がPLからLLに増加し、乾燥密度が減少しても λ は変化しない。すなわち火山灰土の λ は水分・密度依存性を示さない。
- (2) 非火山灰土の場合、含水比が増加し、乾燥密度が減少すると λ は小さくなる。すなわち非火山灰土の練返し土の λ は負の水分依存性、あるいは正の密度依存性を示す。

(3) 固・液 2 相系の火山灰土の λ は水の λ に近く、有機質火山灰土の落部の λ は $0.60 \text{ W/m} \cdot ^\circ\text{C}$ で、水とほぼ等しい。一方、非火山灰土はPLからLLに含水比が増加すると、 λ は小さくなるが、PL状態では水の約 2 倍、LL状態でも λ は水よりも大きい。

(4) LL, PLがほぼ同じ茨城 (Ib, 火山灰質粘性土) と名寄-1 (Na-1, 沖積土) の塑性体領域の λ を比較すると、前者は水分・密度依存性を示さず λ は $0.65 \text{ W/m} \cdot ^\circ\text{C}$ であるのに対して、後者は密度依存性を示す。これは火山灰土と非火山灰土で熱伝導機構が異なることを示唆している。

練返し土は固相、液相の 2 相からなる飽和土であるが、ここで練返し土を (微細) 団粒の集合体と仮定し、練返し土の熱伝導機構を熱伝導経路の側面から検討すると、練返し土の熱伝導経路には

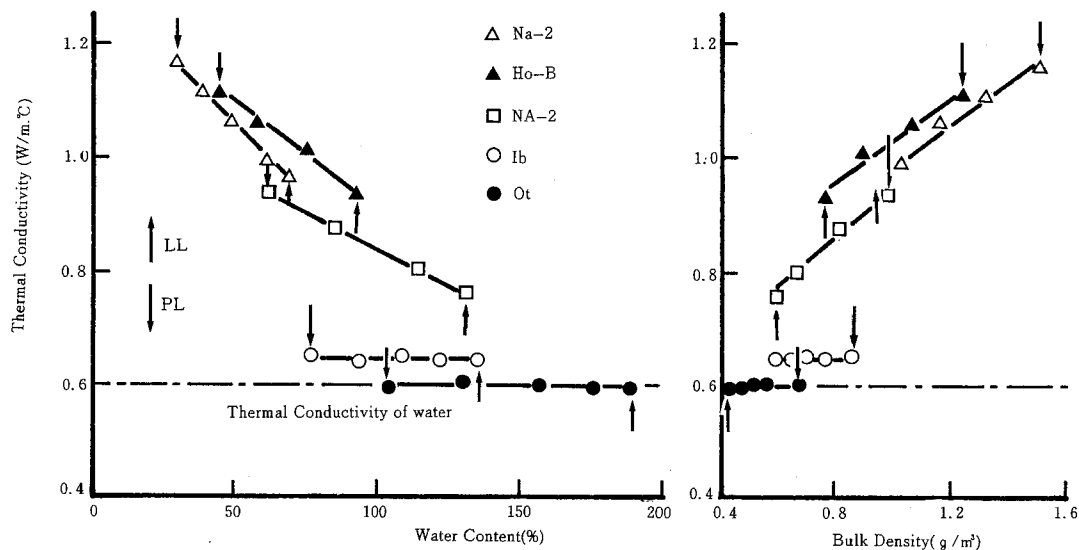


Fig. 1 Relation among water content, bulk density and thermal conductivity of saturated remoulded soil.

- (1) 団粒-団粒経路 (A-A経路)
- (2) 団粒-水分経路 (A-W経路)

の2経路が考えられる。固相は液相よりもλが大きいから、熱伝導経路がA-A経路の場合の方がA-W経路の場合よりも、土壌のλは大きくなる。またA-W経路の場合は、水のλの影響を強く受ける。

Fig. 1 に示した、火山灰土と非火山灰土のλの水分・密度依存性から、火山灰土の熱伝導経路はA-W経路を主体とし、非火山灰土はA-W経路の他にA-A経路も存在することが判る。

2) 火山灰土と非火山灰土の熱伝導経路の比較

Fig. 3 は Fig. 1 の結果を踏まえ、さらに火山灰土と非火山灰土の乾燥密度、保水性を考慮して、両者の練返し土の熱伝導経路を模式化したものである。

すなわち、火山灰土は一般に乾燥密度(団粒の密度)が低く、団粒内外の間隙に多量の水分を保持しているた

めに、団粒の直接接触はほとんどない。そのため火山灰土の熱伝導経路は前述の如くA-W経路を主体とし、λは団粒自体のλで決まる。一方、乾燥密度(団粒の密度)が相対的に高い非火山灰土は団粒内外の間隙、水分保持量が少なく、団粒の直接接触が多い。それゆえ、非火山灰土の熱伝導経路はA-W, A-A経路の2経路から成り、λはこれらの両経路の比率と団粒自体のλにより決まることになる。

団粒を土粒子の集合体と考えると、団粒自体のλは団粒内部における土粒子-土粒子、土粒子-水分の熱伝導経路の比率と土粒子のλで決まる。粘土・腐植複合体として存在する腐植の含有量が非常に多い有機質土を除けば、粘性土を構成する土粒子のλは一般に水よりも大きい。また団粒内部の熱伝導経路の比率は団粒の密度と関係し、定性的には乾燥密度が高い土壌は、相対的に土粒子-土粒子経路が多くなるため、団粒のλは大きい。一方、火山灰土のように乾燥密度が低い土壌では、土粒子-水分経路が多くなり、団粒のλは水のλの影響を受けて小さくなる。従って火山灰土と非火山灰土ではA-W経路によるλが異なり、前者の方がλは小さい。そこで Fig. 3 では火山灰土のA-W経路をA*-W経路と表示して、非火山灰土のA-W経路と区別した。

A-A経路によるλを(λ)_A、A-W経路によるλを(λ)_Wとし、練返し土のλは両者の相加平均で求めると仮定すると、

$$\lambda = c(\lambda)_A + (1-c)(\lambda)_W \dots (1)$$

c; A-A経路の比率

となる。火山灰土の場合、熱伝導経路はA-W経路を主体とするから、λは

$$\lambda = (\lambda)_W \dots (2)$$

となる。

LL状態の練返し土では、個々の団粒は水分を介在し

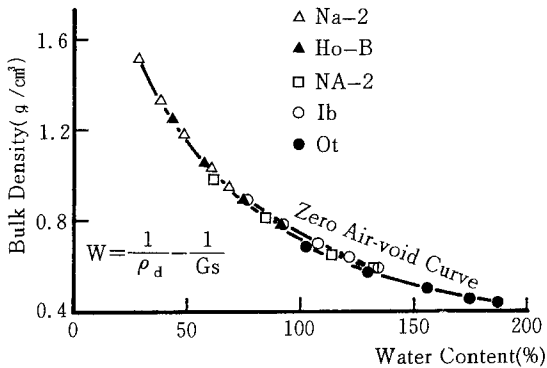


Fig. 2 Zeo air-void curves of remoulded soil in a plastic state.

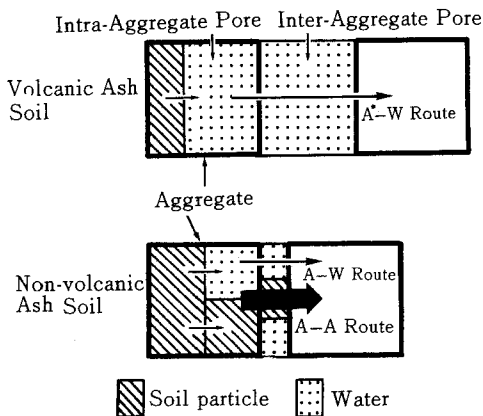


Fig. 3 The model for heat conduction route of volcanic ash soil compared with non-volcanic ash soil.

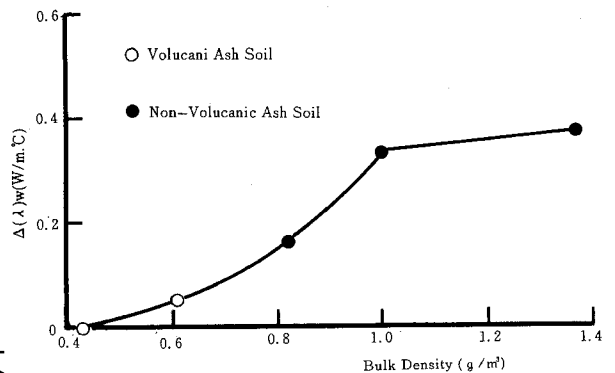


Fig. 4 Relation between bulk density and $\Delta(\lambda)W$.

て接触していると考えられるので、熱伝導経路は火山灰土、非火山灰土ともにA-W経路のみであり (c=0)。従って

$$\lambda = (\lambda)_w = (\text{LL状態の}\lambda) \dots \dots \dots (2)$$

となる。

Fig. 1を見ると、 $(\lambda)_w$ は試料によって異なるが、これはA-W経路における団粒自体の λ の相違に起因し、 $(\lambda)_w$ と水の λ (0.60W/m・℃)の差 $\Delta(\lambda)_w$ を団粒の λ の指標とみなすことができる。火山灰土は非火山灰土に比べて $\Delta(\lambda)_w$ が非常に小さく、 $(\lambda)_w$ は水の λ とほぼ等しい。

団粒の λ は土壌の乾燥密度に関連することを先に述べたが、Fig. 2の試料について、団粒の λ の指標となる $\Delta(\lambda)_w$ と現場乾燥密度の関係を示すFig. 4のようになる。

Fig. 4から、乾燥密度が0.4~1.0g/cm³の範囲では、乾燥密度の増加に伴い $\Delta(\lambda)_w$ すなわち団粒の λ も大きくなるが、乾燥密度が1.0g/cm³以上では団粒の λ の増加の程度は小さいことが判る。

Fig. 5はPL状態の λ とLL状態の λ を対比させたものであるが、LL状態の λ が増加するとPL状態の λ は直線的に大きくなり、火山灰土では

$$(\text{PL状態の}\lambda) = (\text{LL状態の}\lambda)$$

非火山灰土では

$$(\text{PL状態の}\lambda) = (\text{LL状態の}\lambda) + 0.78(\text{W/m}\cdot\text{℃})$$

の関係が得られる。

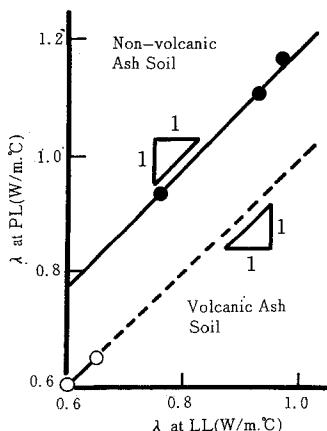


Fig. 5 Comparison of thermal conductivity at LL and PL state.

3) 3相系土壌の熱伝導率の水分・密度依存性

土壌は一般に固相、液相、気相の3相から構成されるが、土壌の熱伝導の側面では3相のうち気相は熱伝導率 λ が極めて小さいため (0.024W/m・℃⁹⁾、土壌の熱伝導の主体は固相と液相の2相であり、気相は逆に熱伝導を妨げる断熱体として取扱われることになる。従って、3相系土壌を練返し土の場合と同様に団粒の集合体と仮定して、熱伝導を熱伝導経路の面から検討するときにも、前項のFig. 3の熱伝導経路のモデルを適用できる。3相系土壌の場合、Fig. 3のモデルにおける水分の一部が空気で置換されるため、空気の断熱効果の影響が現れる。

Fig. 6は自然含水比状態の試料を用いて、最粗充填状態から最密充填状態における乾燥密度と λ の関係を示したものである。

Fig. 6から、3相系土壌の λ の密度依存性は以下のようによまとめられる。

- (1) 3相系土壌の λ は乾燥密度 ρ_d の増加に伴って直線的に大きくなる。
- (2) 最密充填状態 (飽和状態) の近傍では $\Delta\lambda/\Delta\rho_d$ が減少する。
- (3) 非火山灰土の名寄-2 (Na-2, 重粘土)を除けば、火山灰土と非火山灰土の $\Delta\lambda/\Delta\rho_d$ はほぼ同じであるが、最粗、最密充填状態における λ は火山灰土の方が非火山灰土よりも小さい。
- (4) 火山灰土の λ は最密充填状態において、ほぼ水の λ に等しい。

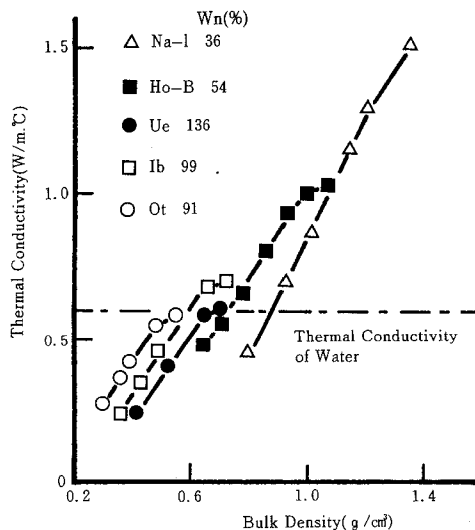


Fig. 6 Relation between bulk density and thermal conductivity.

Fig. 6 は自然含水比状態の土壌のλの密度依存性であるが、自然含水比状態では団粒内部はほぼ飽和状態であると考えられる。従って、 ρ_d の増加は団粒間隙の減少と団粒間隙中の空気排除につながり、団粒間に新たにA-A, A-Wの熱伝導経路が形成されて土壌のλが大きくなる。火山灰土は団粒間隙が多く、また水分保持量も多いために、 ρ_d の増加によって形成される熱伝導経路はA*-W経路である。一方、非火山灰土は団粒間隙が少ないために、 ρ_d の増加によってA-WとA-Aの両熱伝導経路が形成され、λが大きくなる。

最粗充填状態におけるλは、団粒間隙に存在する空気断熱効果の影響を受けるために、A-W経路を主体とする火山灰土のλは0.2~0.3W/m・℃、A-A, A-W経路を有する非火山灰土のλは0.4~0.5W/m・℃で後者の方がやや大きい、ともに水のλよりは小さい。また最密充填状態では、火山灰土のλは水とほぼ同じ値であるのに対し、非火山灰土のλは1.0~1.5W/m・℃で火山灰土の約2倍にもなる。

種々の含水比の試料を現場乾燥密度で締固めた供試体の初期含水比 w_i とλの関係を Fig. 7 に示す。

Fig. 7 から3相系土壌のλの水分依存性には3段階が存在することが判る。すなわち、

- (1) 低含水比領域では w_i の増加に伴うλの増加の程度は比較的小さい(第1段階)。
- (2) 飽和状態近傍の高含水比領域においても w_i の増加に伴うλの増加の程度が小さくなり(第3段階)、とくに火山灰土の場合、λの増加はほ

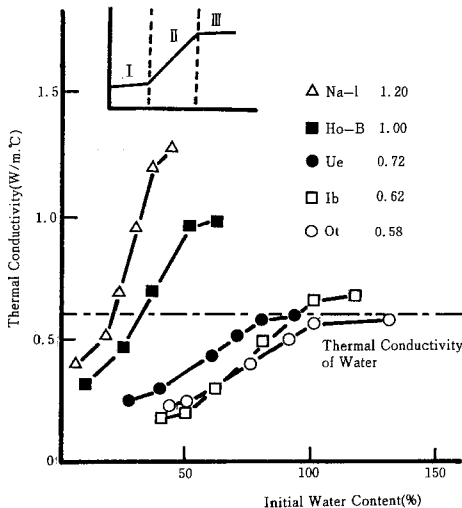


Fig. 7 Relation between Initial water content and thermal conductivity.

とんど見られない。

(3) 第1段階と第3段階の中間の含水比領域では、 w_i の増加に伴ってλが直線的に増加し、第1, 第3段階に比べてλの増加が顕著である(第2段階)。

(4) 第2段階における、 w_i の増加に対するλの増加の程度($\Delta\lambda/\Delta w_i$)を火山灰土と非火山灰土とで比較すると、前者の方が $\Delta\lambda/\Delta w_i$ は小さい。

Fig. 7 は乾燥密度が一定であるから(現場乾燥密度)、 w_i によって団粒自体の密度に差はあるものの(乾燥収縮, 吸水膨脹に起因する)、団粒の集合状態はそれぞれの供試体で一様であり、土壌の熱伝導経路のA-A経路の割合は一定していると考えられる。従ってλの水分依存性は、 w_i の増加によって土壌中に熱伝導経路のA-W経路がどの程度形成されるかに支配される。

第1段階では、団粒内外に多量の空気存在し、空気断熱効果の影響を受けるために($\Delta\lambda/\Delta w_i$)が小さい。これはこの段階の w_i の増加が、団粒自体のλに関連する団粒内部の熱伝導経路(土粒子-水分経路)の形成に費やされ、団粒間のA-W経路の形成にまでは至らないためである。

第2段階では、団粒内間隙の飽和度がかなり高くなっており、 w_i の増加がA-W経路の形成に結びつくようになるため、 w_i の増加に伴ってλが直線的に大きくなる。火山灰土は団粒内外に多量の間隙を有し、A-W経路を形成するのに極めて多量の水分を必要とするから、間隙量の少ない非火山灰土よりもλの水分依存性が小さくなる。この段階におけるλの水分依存性の大きさを、Fig.

Table 2 $\Delta\lambda/\Delta w_i$ of II-stage in w_i vs. λ relation

Soil Sample	$\Delta\lambda/\Delta w_i$
Non-volcanic Ash Soil	
Na-1	2.15
Ho-B	1.80
Non-volcanic Ash Soil	
Tb	0.96
Ot	0.64
Ue	0.70

7の $w_i \sim \lambda$ 関係の勾配 ($\Delta \lambda / \Delta w_i$) を指標に用いて示すと Table 2 のようになる。すなわち火山灰土の ($\Delta \lambda / \Delta w_i$) は非火山灰土の1/2以下であり、 λ の水分依存性が極めて小さい。

第3段階では、団粒間隙も飽和状態に近づき、 w_i の増加に伴うA-W経路の形成の程度が減少するために λ の増加の程度も小さくなる。火山灰土、非火山灰土の λ は飽和状態で最大となり、前者はほぼ水の λ と同じであるが、後者は水の約2倍にもなる。このことから、火山灰土の熱伝導経路はA*-W経路を主体とし、非火山灰土の熱伝導経路にはA-W経路に加えてA-A経路もあることが確認できる。

4) 3相系土壌の熱伝導率の飽和度依存性

前項で述べた3相系土壌の熱伝導率 λ の水分・密度依存性は、基本的には含水量、乾燥密度などの変化に伴う土壌中の熱伝導経路の変化に支配される。すなわち含水量や乾燥密度の変化によるA-A, A(A*)-W経路の形成状況、もしくは空気によるこれら両熱伝導経路の遮断状況が土壌の λ を決定する。

そこで含水比一定のもとでの乾燥密度による λ の変化、乾燥密度一定のもとでの含水比による λ の変化を、ともに飽和度 S_r を共通の尺度として、3相系土壌の λ の水分・密度依存性を検討する。

Fig. 8 は火山灰土のOt, Ibと非火山灰土のNa-2 について、 λ の水分・密度依存性 (Fig. 6, 7 参照) を S_r と λ の関係で表示したものである。

Fig. 8 から土壌の λ の S_r による変化 (飽和度依存性) は次のようにまとめられる。

- (1) 自然含水比状態の土壌の最粗充填状態の S_r は

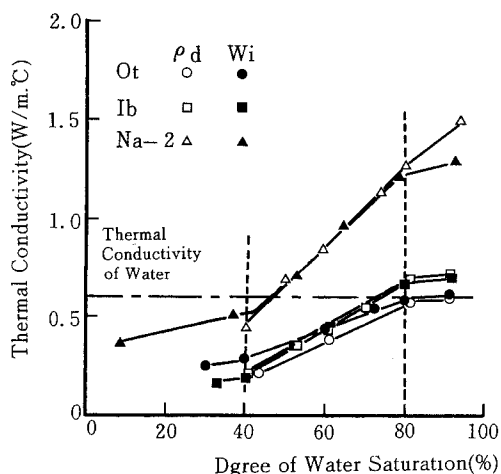


Fig. 8 Relation between degree of water saturation and thermal conductivity.

40%, 最密充填状態の S_r は90~95%になる。 λ の密度依存性を飽和度依存性に置換えると、 S_r の増加に伴い λ は大きくなるが、飽和度依存性はほぼ $S_r 80\%$ で変曲点を有し、 $S_r 80\%$ 以上では $S_r 40 \sim 80\%$ の領域よりも飽和度依存性が小さく、この傾向は火山灰土で顕著である。

- (2) 現場乾燥密度状態の土壌の λ の水分依存性を飽和度依存性に置換えると、 $S_r 40\%$, 80% において飽和度依存性は変曲点を有し、 $S_r < 40\%$, $S_r > 80\%$ では飽和度依存性が小さい。一方、 $S_r 40 \sim 80\%$ の領域では S_r の増加に伴って λ は直線的に大きくなり、 λ の飽和度依存性が著しい。

- (3) λ の密度依存性、水分依存性を飽和度依存性に置換えると、 $S_r > 40\%$ の領域では両者はほぼ同じ飽和度依存性を示す。なお非火山灰土のNa-2の場合には、 $S_r > 80\%$ の領域において密度依存性の方が水分依存性よりも大きくなるが、これは供試体の乾燥密度が著しく異なるためである。

λ の水分・密度依存性を飽和度依存性から見ると、 $S_r 40\%$, 80% において、 λ の飽和度依存性が変化し、飽和度依存性が大きくなるのは $S_r 40 \sim 80\%$ の領域である。この領域における飽和度依存性 ($\Delta \lambda / \Delta S_r$) を比較すると、 $Na-2 > Ib > Ot$ の順に小さくなり、火山灰土の飽和度依存性は非火山灰土の約1/2である。また火山灰土において、有機質火山灰土は火山灰質粘性土よりも飽和度依存性が小さい。火山灰土は団粒内外に多量の間隙を有するため、同じ飽和度でも非火山灰土より空気量が

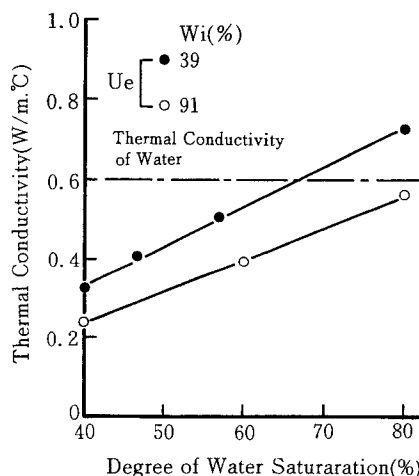


Fig. 9 Changes of S_r vs. λ relation with initial water content of soil samples.

相対的に多くなり、従って空気の断熱効果の影響を強く受けて飽和度依存性が小さくなる。

$S_r < 40\%$ の領域では空気の断熱効果の影響を受けるため、また $S_r 80\%$ 以上の領域では新たな熱伝導経路の形成が減少するために λ の飽和度依存性は小さくなる。 $S_r \geq 80\%$ では、火山灰土の λ は水の λ とほぼ等しく、 S_r が増加しても λ はほとんど変化しない。

3相系土壌においても、熱伝導経路の主体はA-A, A(A*)-W経路であることは先に述べた。そこで3相系土壌の λ も、飽和状態の練返し土の場合と同様に、両経路による λ の相加平均で求まると仮定し、さらに $S_r \geq 80\%$ の土壌の熱伝導率は飽和土の熱伝導率にほぼ等しいと仮定すると、 $S_r 80\%$ における λ は(1)式で求められる。(1)式における、 c , $(1-c)$ を3相系土壌のA-A, A-W両熱伝導経路の比率の最大値とし、 $S_r 40\sim 80\%$ における両経路の形成割合をそれぞれ x , $y\%$ とすると、 $S_r 40\sim 80\%$ の領域の λ は

$$\lambda = (cx/100)(\lambda)_A + \{(1-c)y/100\}(\lambda)_W \quad \dots \dots (3)$$

となる。

火山灰土はA-W経路を主体とするから、 $c=0$ であり、

$$\lambda = (y/100)(\lambda)_W \quad \dots \dots (4)$$

となる。一方、Fig. 8の飽和度依存性から、

$$\lambda = (\lambda)_W - (\Delta\lambda/\Delta S_r)(80 - S_r) \quad \dots \dots (5)$$

の関係が得られる。(4), (5)式を用いて、有機質火山灰土のOtと火山灰質粘土土のIbについて y と S_r の関係を求めると、

$$y = 1.69 \cdot S_r - 36$$

Ibの場合は

$$y = 1.71 \cdot S_r - 37$$

となり、両者の $y \sim S_r$ 関係はほぼ等しい。これから火山灰土の $y \sim S_r$ 関係を

$$y = 1.7 \cdot S_r - 37 \quad \dots \dots (6)$$

と定めると、飽和度が決まればA-W経路の形成割合が定まり、(4)式から容易に火山灰土の λ を求めることができる。とくに現場乾燥密度状態の有機質火山灰土の場合、 $S_r \geq 80\%$ では $(\lambda)_W = 0.60 \text{ W/m} \cdot \text{C}$ であるから、

$$\lambda = \{(1.7 \times S_r - 37) / 100\} \times 0.60 \\ = 6 (1.7 \times S_r - 37) \times 10 \quad (\text{W/m} \cdot \text{C})$$

となる。しかし団粒が乾燥収縮や圧縮を受けると、団粒自体の λ が大きくなり、 $(\lambda)_W$ が増加するので S_r が同一でも、土壌の λ は大きくなる。有機質火山灰土の植苗

Ueについて、 w_i が異なる場合の λ の密度依存性を飽和度依存性で示すと、Fig. 9のようになる。

すなわち、 w_i が低くなると同じ S_r では乾燥密度が大きくなり、火山灰土のA*-W経路による $(\lambda)_W$ が増加するために $S_r \sim \lambda$ 関係は λ が大の側に移行する。

4. ま と め

火山灰土の熱伝導特性を、非火山灰土と対比しながら、熱伝導経路の面から検討してきた。本研究では、土壌の熱伝導を担う主体は固相と液相であり、また土壌は団粒の集合体であると考え、土壌における熱伝導経路は団粒-団粒(A-A)経路と団粒-水分(A-W)経路の2経路から構成されると仮定した。土壌空気は断熱効果を有するので、熱伝導経路からは除外した。得られた結果を要約すると以下ようになる。

1) 飽和状態の練返し土の熱伝導率 λ の水分・密度依存性を検討すると、火山灰土の λ は水分・密度依存性を示さず、一定の値を示す。一方、非火山灰土の λ は密度依存性を示す。

2) 塑性限界~液性限界の塑性体領域における火山灰土の λ が $0.60 \sim 0.65 (\text{W/m} \cdot \text{C})$ でほぼ水の λ と同じであるところから、火山灰土の熱伝導経路はA*-W経路を主体とする。これに対して、密度依存性を示す非火山灰土の熱伝導経路はA-W経路の他にA-A経路もある。また火山灰土と非火山灰土の団粒自体の λ は異なり、前者の方が小さい。

3) 固相、液相、気相の3相から成る土壌の λ の密度依存性を自然含水比状態の試料について検討すると、 λ の密度依存性は飽和度 $S_r \geq 40\%$ で現れ、 S_r の増加に伴い λ は大きくなるが、 $S_r > 80\%$ では λ の密度依存性が小さくなる。また $S_r 40\sim 80\%$ における火山灰土と非火山灰土の密度依存性には差異がない。

4) 現場乾燥密度状態の試料の λ の水分依存性は $S_r 40, 80\%$ で変化し、 $S_r < 40, S_r > 80\%$ では水分依存性は小さく、 $S_r 40\sim 80\%$ において水分依存性が大きい。しかも火山灰土は非火山灰土よりも水分依存性が小さい。

5) 上述の水分・密度依存性を飽和度依存性としてみると、 $S_r 40\sim 80\%$ では両者は同一の飽和度依存性を示す。 $S_r < 40\%$ では空気の断熱効果により、また $S_r > 80\%$ では新たな熱伝導経路の形成が減少するために、 λ の飽和度依存性が小さくなる。

6) 火山灰土の λ は $S_r > 80\%$ ではほぼ水と等しく、これから3相系土壌の場合にも火山灰土の熱伝導経路はA-W経路を主体とすることが判る。

7) 火山灰土のA*-W経路の λ を $(\lambda)_w$ とすると、飽和状態の練返し土では

$$\lambda = (\lambda)_w$$

また3相系土壌では

$$\lambda = \{(1.7 \times S_r - 37)/100\} (\lambda)_w$$

から求められる。

引用文献

- 1) 粕淵辰昭：土壤の熱伝導率におよぼす水分の影響，土肥誌，43，437~441 (1972)
- 2) 前田隆，相馬尅之，池端克則：主として保水性よりみたクロボク土（有機質火山灰土）の熱的性質，農土論集，103，13~20 (1983)
- 3) De Vries, D. A. and Peck, A. J.: On the cylindrical probe method of measuring thermal conductivity with special references to soil, J. Aust. Phys. Soc., 11, 255~271(1958)
- 4) 前田隆，相馬尅之，藤原幸彦，浜田浩正：土の熱伝導率の水分，密度依存性，土の熱的性質に関するシンポジウム発表論文集（土質工学会有機質土の熱的性質研究委員会），13~18 (1986)
- 5) De Vries, D. A.: Thermal Properties of Soils, Physics of Plant Environment (Wijk, W. R. edit.). North-Holland pub. Co. pp.210~235(1963)
- 6) 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，土木論集，257，53~60 (1977)
- 7) 三野徹，石田智之，丸山利輔：三相系土壌の熱伝導モデルと熱伝導率の計算による推定，農土論集，103，35~43 (1983)
- 8) Kasubuchi, T.: Twin transient-state cylindrical-probe method for the determination of the thermal conductivity of soil, Soil Sci. 124, 255~258(1977)
- 9) 東京天文台編：理科年表，丸善，p. 482 (1983) (1987. 1. 14受理)

Summary

The authors studied the heat conduction of volcanic ash soils in comparison with non-volcanic ash soils (Table 1). The results obtained are summarized as follows:

(1) The thermal conductivity of saturated volcanic ash soils was neither dependent on water content from plastic limit to liquid limit nor on dry bulk density, while that of non-volcanic ash soils was (Fig. 1).

(2) It was considered that heat conduction was performed through two conduction routes: (Aggregate)-(Aggregate) route and (Aggregate)-(Water) route (Fig. 3), the former found in volcanic ash soils and both in non-volcanic ash soils.

(3) Although thermal conductivity was dependent on water content and bulk density of some soil samples (Figs. 6 and 7), these changes could be described by the degree of water saturation.

(4) It appeared that thermal conductivity increased linearly with increasing degrees of water saturation of the soil samples in the range 40% to 80% degree of water saturation, however, the dependence of thermal conductivity to degree of water saturation was small, especially for volcanic ash soils (Fig. 8).

(5) The thermal conductivity of volcanic ash soils with over 80% water saturation was nearly equal to that of water.

(6) With the thermal conductivity of saturated volcanic ash soils as λ_s , the thermal conductivity (λ) in the range of 40% to 80% degree of water saturation can be estimated from the equation,

$$\lambda = [(1.7 \times S_r - 37)/100] \lambda_s,$$

where S_r is the degree of water saturation.