

地盤の熱的問題

3. 土の熱的性質

かす 粕 ぶち 淵 たつ 辰 あき 昭*

3.1 はじめに

物質の熱的性質に関する基本的な物理量は、比熱と熱伝導率の二つであり、他の熱的性質、例えば熱拡散係数（温度伝導度）は、この二つから導くことができる^{注1)}。土は、言うまでもなく固相、液相、気相の3相から構成されている物質である。固相を構成する土粒子の大きさはミクロンオーダーからミリメートルあるいはそれ以上まで分布している。また、固相は化学的・鉱物的性質の異なる粒子の混合体であり、各粒子の熱的性質も不均一である。液相は濃度の薄い水溶液であり、温度により相変化する。気相は飽和水蒸気圧^{注2)}に近い湿った空気である。このように、土の熱的性質は3相の組成と状態（温度、圧力）とにより変化する。

ここでは、土の熱に関する基本的な物理量である比熱と熱伝導率とについて、その特徴や測定法など全般にわたり解説する。また、土に関連した地盤の熱的性質についてもふれることにする。

3.2 比 熱

3.2.1 土の比熱の特徴

比熱には単位質量当たりの熱容量である質量比熱 (kcal/(kg・°C)) と、単位体積当たりの熱容量である容積比熱 (kcal/(m³・°C)) とがあり、ふつう比熱という場合には質量比熱をさす。熱解析を行う場合には容積比熱が必要となる。両者は土の単位体積質量を知ることにより相互に変換できる。土の比熱 c (kcal/(kg・°C)) は次式で示される。

$$c = c_1 p_1 + c_2 p_2 + c_3 p_3 \dots\dots\dots (1)$$

ここで、添字 1, 2, 3 はそれぞれ固相、液相、気相を表し、 c は比熱、 p は土の単位質量 (1 kg) 当たりの各相の質量比である ($p_1 + p_2 + p_3 = 1.0$)。式(1)のうち第3項の $c_3 p_3$ は他に比し著しく小さい (< 0.0003) ので省略できる。溶質の濃度が低い土中水の比熱は水と同じと考えてよい。ただし、凍結した場合の水の比熱は液体のその約 1/2 になることに注意する必要がある。

3.2.2 土粒子の比熱の測定法

土の比熱は上記のように土粒子の比熱が分かれば、式(1)から求めることができる。比熱測定は熱量測定の一種であ

り、物理測定のなかでも最も困難なものの一つである。よく知られている水熱量計で土粒子の比熱を精度 5 % 以内で測定するのは非常に困難である。温度の測定精度や、試料の攪拌、デュアーびん（魔法びん）からの蒸発などによる熱のリーク等、多くの誤差要因が存在するからである。これに対し、双子型恒温壁熱量計⁸⁾を用いる比熱測定法³⁾は精度よく測定できる方法の一つである。図-3.1 に装置の概要を示す。二つのデュアーびんのそれぞれに熱電対、ヒーター、マグネティックスターターをセットした双子型恒温壁熱量計、恒温循環機、ヒーター用の安定化電源、アンプ、レコーダーより構成される。原理的には、表-3.1 のようにデュアーびん的一方を基準側に他方を試料側にとり、基準側には熱容量 C の水を入れ、試料側には熱容量 C の水と未知の熱容量 X の試料とを入れる。二つのデュアーびんに同時に同量の熱量 Q を投下すると、温度上昇はそれぞれ

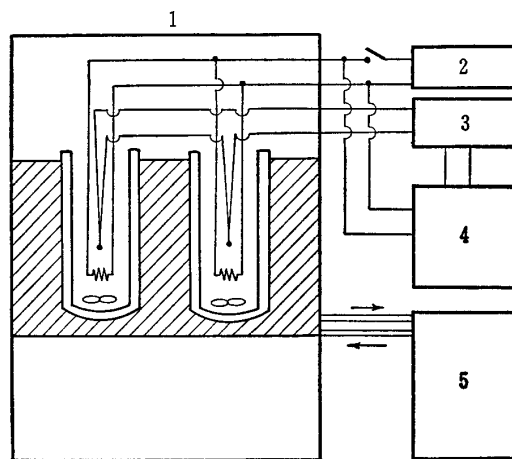


図-3.1 比熱測定装置⁸⁾

(1. 双子型恒温壁熱量計, 2. 直流定電圧電源, 3. アンプ, 4. レコーダー, 5. 恒温循環機)

表-3.1 双子型恒温壁熱量計による比熱測定

	基準側デュアーびん	測定側デュアーびん
熱 容 量	C	$C + X$
投 下 熱 量	Q	Q
温 度 変 化	ΔT_a	ΔT_b

注 1) 熱拡散係数 (m²/s) = 熱伝導率 (kcal/(m・s・°C)) / (容積) 比熱 (kcal/(m³・°C))

注 2) その温度と平衡状態にある物質の気体の蒸気圧。

*農林水産省北海道農業試験場 生産環境部 水田土壌管理研究室

講 座

ΔT_a , ΔT_b となる。投下した熱量が等しいことから次式が成立する。

$$C\Delta T_a = (C+X)\Delta T_b \quad \dots\dots\dots(2)$$

ここで, $\Delta T = \Delta T_a - \Delta T_b$ とおくと,

$$C\Delta T_a = (C+X)(\Delta T_a - \Delta T) \quad \dots\dots\dots(3)$$

これから,

$$X = C\Delta T / (\Delta T_a - \Delta T) \quad \dots\dots\dots(4)$$

ΔT は二つのデュアーびんの温度上昇の差であり,
 $\Delta T_a \gg \Delta T$, となる。

Q , C を一定にすると, ΔT_a は一定になるので, 式(4)は,

$$X \div s\Delta T \quad \dots\dots\dots(5)$$

となり, 最終的に式(5)で熱容量 X が求められる。係数 s は実験的に決定する。この方法は比較法の一つであり, 二つのデュアービンからの熱のリーク, 攪拌熱等を相互に打ち消しあい, 熱容量 X を二つのデュアービンの温度差から直接求めるところに特長があり, 従来の水熱量計の約20倍の精度で測定が可能である。

3.2.3 土の比熱の温度依存性

土の構成成分の一つである水は, 0°C , 1気圧で相変化し, それ以下の温度では固体になる。土の場合は, 純粋の液状水と異なりその一部は凍らずに不凍水として残る。この不凍水は, 系の温度が低下するに従い少なくなることも知られている。液体が相変化して固体になると潜熱の放出を行い, 逆の場合には, 潜熱吸収を行う。この潜熱量は 79.7 kcal/kg もあるため, 相変化する温度領域では見かけの比熱は温度上昇に伴い大きな値を示すことになる⁹⁾。

氷の比熱は表に示すように液状水の約 $1/2$ になる。土の比熱は, 普通, 水の寄与が大きいので, 凍結した土の比熱は凍結しない状態に比べて著しく低下する。

3.2.4 土および地盤の比熱

表-3.2 には各種の土と地盤に関する比熱および熱伝導率を示す。表にも示すように, 土粒子の比熱は 0.2 程度で

表-3.2 土および関連物質の熱的性質

物 質	比 熱 (kcal/(kg $\cdot$ °C))	密 度 (t/m ³)	熱伝導率 (kcal/(m $\cdot$ h $\cdot$ °C))	引用 文献
土粒子	0.18~0.20			1)
砂	約0.19			2)
カオリン	0.20			3)
ベントナイト	0.21			3)
アロフェン	0.23			3)
土壌有機物	0.6			4)
水	1.0	1.0	0.499(7°C) 0.524(27°C)	5)
氷	0.487	0.917	1.80(0°C)	5)
空気	0.24	1.293×10^{-3}	0.021(0°C)	2)
玄武岩	0.20~0.24	2.68	1.0	2), 5)
花崗岩	0.19~0.20	2.67	1.4	5)
石灰岩			1.2	5)
コンクリート				
普通	0.20~0.23	2.2~2.3	1.3	6)
モルタル	0.19~0.21	2.1~2.2	1.2	6)
アスファルト	0.448		1.2	7)
ガラス(ソーダ)			0.47~0.64	2)

あり, 常温では水の約 $1/5$ と小さい。土の比熱は, 式(1)にあるように水分によって変化し, 水の寄与が大きいので, 泥炭土のような特殊な土を除き土粒子の比熱を 0.2 としても大きな誤差は生じない。

3.3 土の熱伝導率

3.3.1 土の熱伝導率の特徴

土は, すでに述べたように, 3相から構成され, 固体粒子はその形状や化学的・鉱物的組成も複雑である。このため, 土中を流れる熱は, 微視的には非常に複雑な経路をたどっていると考えられる。土の伝熱機構には, 伝導, 対流, 放射があるが, 大部分の伝熱は伝導で行われている。これは, 土の温度勾配が一般には小さく^{注3)}, $1^\circ\text{C}/1\text{ cm}$ 以下の場合が多く, 対流や放射の行われる場である個々の土粒子とその間隙では温度差はさらに小さくなり, 対流や放射の寄与が少なくなるためである。しかし, 土の熱伝導率として測定される物理量は, 厳密には“見かけの熱伝導率”であり, 伝導のみでなく対流や放射の部分も含まれている。以下に述べる土の熱伝導率は, この“見かけの熱伝導率”をさす。

土の熱伝導率は, 固体・液体・気体の構成比, 土粒子の熱伝導率, 温度等により変化する。土の熱伝導率の測定は短時間でしかも投下熱量の小さい非定常法で行われる。これは, 大きな温度勾配を長時間かける定常法では水の移動が生じて土の組成が変化し, 熱伝導率が正しく測定できないからである。

3.3.2 土の熱伝導率の測定法

土の熱伝導率は, ヒートプローブ(heat-probe)法〔サーマルプローブ(thermal-probe)法とも言う〕で測定される。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差込み, 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。熱伝導率の大きい物質ではプローブから発生する熱がよく伝わるためプローブ自身の温度上昇は小さく, 熱伝導率が小さい物質中では逆になることを応用したものである。プローブの構造を図-3.2に示す。プローブの温度変化は次式で示される¹⁰⁾。

温度上昇 ($t < t_1$) の場合,

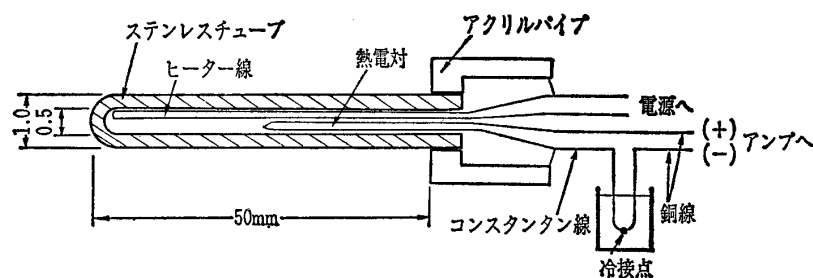
$$T - T_0 = q / (4\pi\lambda) \cdot [d + \ln(t - t_0)] \quad \dots\dots\dots(6a)$$

温度降下 ($t > t_1$) の場合,

$$T - T_0 = q / (4\pi\lambda) \cdot [d + \ln(t - t_0)] - q / (4\pi\lambda) \cdot [d + \ln(t - t_1 + t_0)] \quad \dots\dots\dots(6b)$$

ここで, T は時間 t における プローブ の温度, T_0 はプローブの最初の温度, q はプローブの単位時間・単位長さ当たりの発熱量, λ は試料の熱伝導率, t_1 は発熱時間, d , t_0 は定数である。発熱量が大きいほど, 熱伝導率が小さい

注 3) 温度勾配は土の表面近くで, $1^\circ\text{C}/1\text{ cm}$ 以下であり, 深くなると, $0.02^\circ\text{C}/\text{m}$ 程度となる。

図-3.2 ヒートプローブの構造¹³⁾

ほど、温度変化が大きいことを示している。

このヒートプローブを二つ並べて比較して用いる双子型ヒートプローブ法は、基準試料と測定試料とを同時に同じ規格のプローブで測定し両者の温度変化の比から熱伝導率を求める方法である。二つのプローブの温度変化の比は次式で求められる¹¹⁾。

$$\frac{T_a - T_0}{T_b - T_0} = \frac{q/(4\pi\lambda_a) \cdot [d + \ln(t - t_0)]}{q/(4\pi\lambda_b) \cdot [d + \ln(t - t_0)]} = \frac{\lambda_b}{\lambda_a} \dots\dots(7)$$

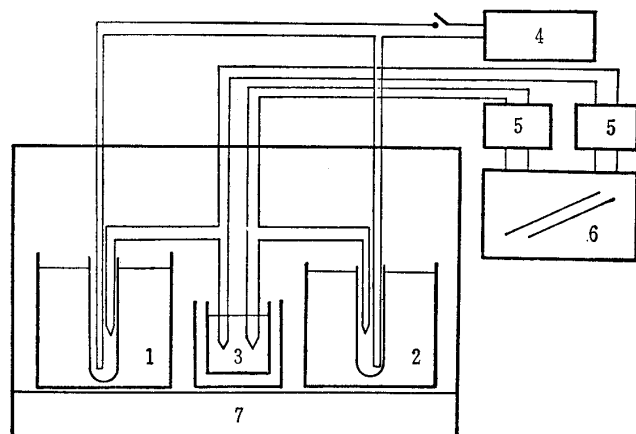
ここで、添字 a , b は各々基準試料および測定試料を示す。ここでは、温度上昇時 ($t < t_1$) の場合を示したが、温度降下の場合もまったく同じになる。測定機器の概要を図-3.3に示す¹²⁾。

得られた温度変化の比と基準試料の熱伝導率の値とを用いて、次式により、測定試料の熱伝導率が求められる。

$$\lambda_b = \lambda_a \cdot (T_a - T_0) / (T_b - T_0) \dots\dots\dots(8)$$

プローブを単独で用いる方法は式(6)に見られるように時間の対数項が入ること、プローブのリード線からの熱のリークやプローブ自身の熱容量などの補正が必要である。これに対し比較法では、対数項が消去され、リード線による熱のリークなども相殺されるため測定精度が向上し、 $\pm 1 \sim 2\%$ 以内の精度が確保できる。また、操作が簡便となり、測定時間も短縮できる等の有利な点が多い。

この方法は屋外で用いることも可能であり、現場で容易に熱伝導率を測定することができる。また、土の熱伝導率

図-3.3 双子型ヒートプローブ法による測定装置の概要¹²⁾

(1. 測定試料, 2. 基準試料, 3. 冷接点, 4. 直流可変電圧電源, 5. 直流アンペア, 6. X-Yレコーダー, 7. 恒温槽)

が次項で述べるように水分とよく対応するので、水分計としても利用することができる。

3.3.3 土の熱伝導機構

熱伝導から見た土の特徴は、①3相から構成されていること、②構成する土粒子の形状および熱的性質が不均一であることの2点である。この複雑さのために土の熱伝導機構を表現するモデルも半定量ないし実験式のレベルにある。ここでは、これまで得られている

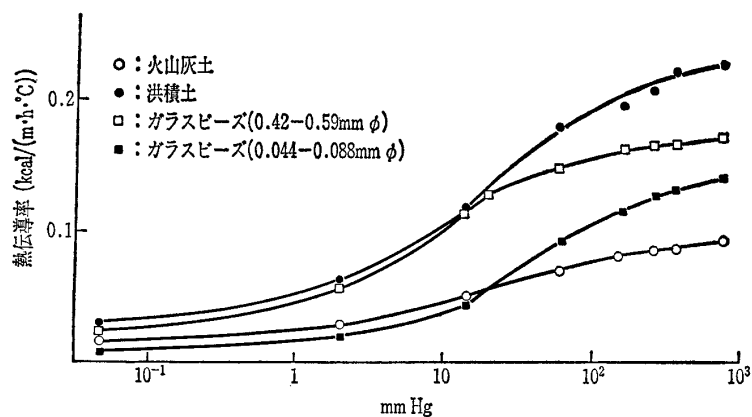
結果から、土の熱伝導機構について概説する。

自然状態では、大気は1気圧であるが、これが低くなったら土の伝熱特性はどのように変化するだろうか。図-3.4は乾燥状態のガラスビーズと土の減圧下の熱伝導率を示す¹³⁾。いずれも、気圧の低下に従って熱伝導率も低下する。 10^{-1} mmHg (1万分の1気圧) では、ほとんど熱を伝えなくなる。このことは、ガラスビーズも土も固体だけが熱を伝えるのではなく、それを構成する粒子の一つひとつの間にある空気が伝熱の橋渡しをしていることが分かる。土も粒子がくっついてるように見えて、実はガラスビーズと同じようにばらばらの粉状体である。空気の熱伝導率は表-3.2にもあるようにガラスの約30分の1という小さな値である。図-3.4からもう一つ重要なことが指摘できる。気体の熱伝導率は、圧力に依存しないことが知られている。これは気圧が低くなるとそれに比例して一定体積中の気体分子の数が減るが、逆に平均自由行程すなわち、気体粒子の飛距離が長くなり、結果として熱伝導量は変化しないからである。変化しない最低の圧力は気体分子の重さにより異なるが、空気では数 mmHg までは変化しない。ところが、図-3.4では圧力が低下するとともに系の熱伝導率は小さくなっていく。これは、気体分子の平均自由行程よりも粒子間距離が短いことを意味する。すなわち、気圧の低下に伴う平均自由行程の増大が伝熱量の増加に寄与できず気体の熱伝導率が圧力の低下に伴い小さくなる。この結果、系の熱伝導率も圧力の低下とともに小さくなるのである。 0°C , 1気圧での空気の平均自由行程は約 10^{-5} cm であるから、固体粒子間の距離も、この程度か、これ以下ということになる。つまり、ごく小さな間隙をもった固体の間を空気が熱の橋渡し役となっていることになる。

図-3.4では、水のない乾燥状態における伝熱特性を示したが、空気と水とを入れ替えるとどうなるであろうか。表-3.3には同じ試料を水で飽和させたときの熱伝導率を示す。図-3.4と比較して、けた違いにその値が大きくなるのが分かる。また、空気の時には目立たなかった固体の違いが、水の場合には大きく表れてくる。これは、水の熱伝導率が常温で約 $0.5 \text{ kcal}/(\text{m} \cdot \text{h} \cdot ^\circ\text{C})$ であり、空気の約25倍もの大きさをもっているからである。

通常の土は3相から構成されているので、上記の二つの極端な状態(2相状態)の中間にある。二つの状態を体積

講座

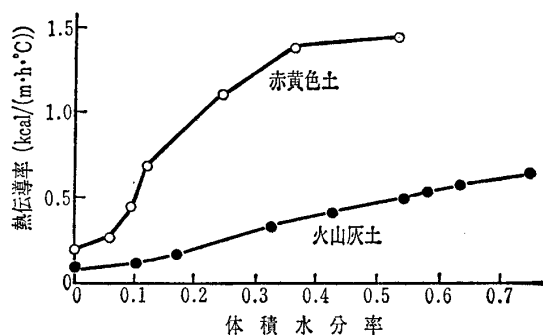
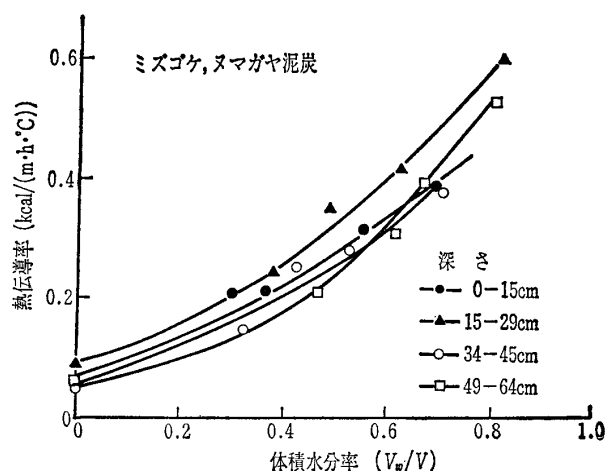

図—3.4 気圧と熱伝導率との関係¹³⁾

表—3.3 水分飽和状態の熱伝導率¹⁴⁾

	熱伝導率 (kcal/(m·h·°C))	固 相 率 (V_s/V)
火 山 灰 土	0.61	0.354
洪 積 土	1.25	0.468
ガラスビーズ	0.65	0.634

水分率 (V_w/V) によって表示すると図—3.5, 3.6 のように、水分が増加するに従い熱伝導率も増加する。この関係を表すいくつかのモデルや表現式が提案されている^{4), 13), 16)~23)}。

熱伝導率は温度に依存することが知られている。特に、水が相変化することによる影響が大きい。0℃以下になる


図—3.5 熱伝導率と体積水分率(V_w/V)との関係¹³⁾

図—3.6 泥炭土の熱伝導率¹⁵⁾

と土は凍結し始める。凍結する過程で熱伝導率を測定すると、見かけの熱伝導率は著しく大きくなる。これは比熱の項で述べた水の潜熱吸収によるためである^{9), 24)}。

水の熱伝導率は凍結すると液体の約3倍になる。このため凍結した土の熱伝導率もかなり大きくなると考えられる。ところが、水の熱伝導率の増加が土の熱伝導率の極端な増加に結びついていない^{24)~26)}。これは、水の凍結による氷の生成がそれまでであった固体と液状水の熱的結合を破るためと考えられる。

常温においても、土の熱伝導率の温度依存性は通常の固体の温度依存性に比べて大きい¹³⁾。これは、中に含まれる飽和に近い水蒸気存在によるためである。

このように多くの要因によって形成される土の熱伝導率は、微視的には非常に複雑な様相を示している。この複雑な熱の流れが平均化され、マクロな熱の流れをかたち作っている。この平均化された熱の流れを土の熱伝導率として定義していることができる。

3.3.4 土および地盤に関する熱伝導率

表—3.2 には土および地盤に関する熱伝導率を示した。これらにあるように、実際の場合ではかなり変化するので、一応の目安とし、実際には現場での測定が必要である。最近における計測技術の進歩により、携帯型の熱伝導率測定装置も開発されており、これを利用することにより容易に現場で測定することができる。

3.4 おわりに

土の物理的性質の一つである熱的性質については、工学的にはあまり注目されてこなかった分野である。最近になり、土の熱管理を伴う作業の増大とともに、土の熱的性質が注目されてきている。また、ここでもふれたように、土の熱的性質には、土の状態や性質に関する多くの情報を含んでいる。これらの点からさらに多くの方の関心が深まることを期待したい。

参 考 文 献

- 1) Kasubuchi, T.: The effect of soil moisture on thermal properties in some typical Japanese upland soils, Soil Sci. Plant Nut., 21, pp.107~112, 1975.
- 2) 理科年表, 丸善, p.475, 1988.
- 3) Kasubuchi, T.: The twin isothermal calorimeter method for the determination of specific heat of soil, Soil Sci. Plant Nut., 21, pp.73~77, 1975.
- 4) de Vries, D.A.: Thermal properties of soil, Physics of plant environment, W.R. Van Wijk (ed.), North-Holland, Amsterdam, pp.210~235, 1963.
- 5) 化学便覧 (基礎編), 丸善, pp.II-75, 1984.
- 6) 建築学大系編集委員会: 建築材料科学 (建築学大系13), 彰国社, p.126, 1974.
- 7) 柳沢栄司: 青森県の道路における凍結深について, 土の凍結に関するシンポジウム発表論文集, 土質工学会, pp.81~87, 1986.
- 8) 萩原清市: 熱量測定の原理および装置とその応用, 粉体と工業, 5, pp.1~13, 1973.

- 9) Kay, B.D., Fukuda, M., Izuta, H. and Sheppard, M. I.: The importance of water migration in the measurement of the thermal conductivity of unsaturated frozen soils, *Cold Regions Science and Technology*, 5, pp.95~106, 1981.
- 10) Carslow, H.S. and Jaeger, J.C.: *Conduction of heat in solid*, 2nd ed. Oxford at Clarendon Press, pp.261~262, 1949.
- 11) Grassman, P. and Straumann, W.: Ein Instationnäres Verfahren zur Messung der Wärmeleitfähigkeit von Flüssigkeiten und Gasen, *Int. J. Heat and Mass Transfer*, 1, pp.50~54, 1960.
- 12) Kasubuchi, T.: Twin transient-state cylindrical probe method for the determination of thermal conductivity of soil, *Soil Sci.*, 124, pp.255~258, 1977.
- 13) 粕淵辰昭: 土壌の熱伝導に関する研究, 農業技術研究所報告, B 33, pp.1~52, 1982.
- 14) Kasubuchi, T.: Heat conduction model of saturated soil and estimation of thermal conductivity of soil solid phase, *Soil Sci.*, 138, pp.240~247, 1984.
- 15) 土谷富士夫・近藤錬三: 泥炭土の理化学性と熱伝導率, 土の熱的性質に関するシンポジウム報告論文集, 土質工学会, pp.1~6, 1986.
- 16) 矢木 栄・国井大蔵: 充填層の有効熱伝導度に関する研究, 化学工学, 18, pp.576~585, 1954.
- 17) 木村 充: 湿った充填層の有効熱伝導度, 化学工学, 21, pp.472~480, 1957.
- 18) Woodside, W. and Messmer, J.H.: Thermal conductivity of porous media I, Unconsolidated sands, *J. Appl. Phys.*, 32, pp.1688~1699, 1961.
- 19) McGaw, R.: Heat conduction in saturated granular materials, Highway Research Board Special Report, 103, pp.114~131, 1969.
- 20) 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, pp.53~60, 1977.
- 21) 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, 農業土木学会論文集, 103, pp.13~20, 1983.
- 22) 石田智之・三野 徹・丸山利輔: 低含水領域における土壌の熱伝導, 農業土木学会論文集, 103, pp.28~34, 1983.
- 23) 石田智之・三野 徹・丸山利輔: 高含水領域における土壌の熱伝導, 農業土木学会論文集, 110, 67~74, 1984.
- 24) 相馬尅之・前田 隆・藤原幸彦・浜田浩正: 凍結, 融解過程の土の熱伝導率, 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, pp.19~22, 1986.
- 25) 姚 義久・柳沢栄司: 土の伝熱特性, 土の凍結に関するシンポジウム発表会, 土質工学会, pp.75~80, 1986.
- 26) Fukuda, M.: Experimental studies of coupled heat and moisture transfer in solids during freezing, Contributions from the Institute of Low Temperature Science (Hokkaido University), A31, pp.35~91, 1982.