

塩類を加えた非膨潤性粘土中の水蒸気潜熱輸送

坂口 巖*・望月秀俊**・井上光弘**・稲永 忍**

Latent Heat Transfer in a Salt-affected Nonswelling Clay

Iwao SAKAGUCHI*, Hidetoshi MOCHIZUKI**, Mitsuhiro INOUE** and Shinobu INANAGA**

* The United Graduate School of Agricultural Sciences, Iwate University

** Arid Land Research Center, Tottori University, 1390 Hamasaka, Tottori 680-0001, Japan

Abstract

Latent heat transfer (LHT) with phase-change from liquid to gas occurs, when there is a temperature gradient in the porous media. LHT is a characteristic of porous media like soils, but there are few studies on the relationship between LHT and solutes. Although Philip and de Vries model was often used to analyze LHT, solutes have never been taken into consideration in the model. In this study, LHT was analyzed theoretically and experimentally with an assumption that the effects of temperature and salt concentration on thermal conductivity are caused by LHT. Thermal conductivities of Kaolin were measured under several conditions of water content, NaCl concentration and temperature. The LHT component of thermal conductivity was separated from the apparent one according to its temperature dependence, and analyzed by the extended method of Hiraiwa and Kasubuchi to estimate the phenomenological coefficient which contains tortuosity factor.

As a result, the phenomenological coefficient never exceeded unity even at the maximum. The coefficient was expected to show a constant value under the fixed water content. However, it decreased with NaCl concentration. Further research is required on the tortuosity factor and modification of Philip and de Vries model, or introduction of other coefficients into the model to deal with solutes.

Key words : latent heat transfer, salt-affected nonswelling clay, thermal conductivity, water vapor diffusion, phenomenological coefficient

1. はじめに

輸送現象の基本形態は伝導, 拡散, 対流, 放射である。しかし, 熱輸送に物質の相変化を伴う場合, その潜熱を考慮する必要がある。例えば, 液状水を含んだ多孔質体に温度勾配が形成され, 高温部から低温部への水蒸気拡散が起こる場合である。液状水は, 高温部で蒸発潜熱を周囲から奪い, 水蒸気となる。水蒸気は, 低温部で凝縮熱を放出して, 液状水となる。その後, 水ポテンシャルの低い高温部へ液状水が移動する。この熱輸送の媒体となる水の循環は, 土壌についても研究されてきた (Gurr

et al., 1952 ; Jackson *et al.*, 1965)。

土壌中の温度勾配による不飽和水分移動の研究は, 古くからなされている。その中で, 水蒸気移動は単純拡散モデルが基本となってきた。これは, 土壌中の水蒸気フラックスを, 静止している空気中の水蒸気フラックスに無次元係数を乗じて示したモデルである。また, この無次元係数は, 屈曲度係数と気相率との積である (Penman, 1940 ; Rollins *et al.*, 1954)。すなわち, このモデルは, 土壌中の水蒸気移動を, 土壌間隙中の水蒸気拡散と土壌構造に基づく係数の関数として, 示している。Philip and de Vries (1957) は, 土粒子間に保持された液状水 (液

* 岩手大学大学院連合農学研究科

** 鳥取大学乾燥地研究センター 〒680-0001 鳥取市浜坂 1390

キーワード : 水蒸気潜熱輸送, 塩類を加えた非膨潤性粘土, 熱伝導率, 水蒸気拡散, 現象論的係数

島)を挟んで、温度勾配に沿って水蒸気の凝縮と蒸発が連続して起こるとしたモデル (Philip and de Vries モデル)を、提案した。このモデルにおいて、水蒸気移動は水蒸気拡散と液状水移動の和として表現される。なお、ここでの液状水移動とは、液島の両端で瞬時に起こる凝縮と蒸発のことである。このモデルでは、単純拡散モデルの補正係数として、液島における瞬間的な液状水移動を表現する、機構論的係数を導入している。Jury and Letey (1979)は、単純拡散モデルにおける屈曲度係数および気相率と Philip and de Vries モデルの機構論的係数の積を、Cary の実験定数 (Cary, 1965) と結び付けて、現象論的係数として示した (Cass *et al.*, 1984)。

土壌中の温度勾配による水蒸気フラックスは、土壌の熱伝導率を測定することで、間接的に求められる。すなわち、測定された見かけの熱伝導率から、潜熱成分を分離することである。その分離法は、見かけの熱伝導率の温度あるいは圧力依存性に基づいており、各依存性を示す原因が、主に潜熱成分にあることに基づいている (Cass *et al.*, 1984; 望月ら, 1998)。

Hiraiwa and Kasubuchi (2000)は、土壌の熱伝導率の温度依存性から潜熱成分を分離した。また、熱伝導率の潜熱成分と、空気中における水蒸気フラックスおよび水の蒸発潜熱の積との比を、現象論的係数とした。その際、水蒸気密度は温度のみの関数であると仮定し、温度変化に対する土壌中の相対湿度の変化、すなわちマトリックポテンシャルの変化は扱っていない。なお、土壌中の塩類を一切扱っていないので、浸透ポテンシャルの変化については触れていない。一方、望月ら (1998)は、塩類の添加による豊浦砂の熱伝導率の低下は、圧力依存性から分離した潜熱成分の低下によるものとした。この潜熱成分の低下は、塩類添加による土壌間隙中の水蒸気量の低下によるものであるとしている。但し、塩沢 (1991)は、熱伝導率測定に基づいて推定されるこの水蒸気移動による潜熱輸送は、過大評価されている可能性があることを、指摘している。その根拠として示した仮説は、冒頭の水の循環と同義である。

既往の研究においては、水蒸気潜熱輸送こそが、土壌の熱伝導率に温度および圧力依存性を示させる原因である、と考えられている。しかし、水蒸気潜熱輸送と土壌中の塩類との関係を扱った研究は少ない。また、土壌中の水蒸気潜熱輸送のモデルとして一般に用いられている、Philip and de Vries モデルは、土壌中の塩類を扱っていない。そこで本研究では、土壌の熱伝導率が温度および塩類濃度依存性を示す原因は潜熱成分にあり、その潜熱成分は水の蒸発潜熱と土壌中の水蒸気フラックスとの積で示されると仮定し、多孔質体特有の水蒸気潜熱輸

送について理論と実測に基づいて解析した。その際、Hiraiwa and Kasubuchi (2000)の方法を拡張していい、推定された現象論的係数について検討した。

2. 理 論

多孔質体中の熱フラックスは次式で示される (de Vries, 1958)。

$$J_s = -\lambda_c \nabla T + L J_v + C_p (T - T_0) J_v + C_L (T - T_0) J_l \quad (1)$$

ここで、 J_s は全熱フラックス (W m^{-2})、 λ_c は不飽和と多孔質体の熱伝導率の伝導成分 ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$)、 T は温度 (K)、 L は水の蒸発潜熱 (J kg^{-1})、 J_v は水蒸気フラックス ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)、 C_p は水蒸気定圧比熱 ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$)、 T_0 は基準温度 (K)、 C_L は液状水の比熱 ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$)、 J_l は液状水フラックス ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)である。(1)式の右辺第1項は熱伝導を、第2項は水蒸気潜熱輸送を、第3項は水蒸気顕熱輸送を、第4項は液状水顕熱輸送を示す。一般に水蒸気顕熱輸送は非常に小さいため、第3項は無視できる。また、液状水の移動が無視できるほど小さい場合、第4項は無視できる。ゆえに次式を得る。

$$\begin{aligned} J_s &= -\lambda_c \nabla T + L J_v \\ &= -(\lambda_c + \lambda_v) \nabla T \\ &= -\lambda \nabla T \end{aligned} \quad (2)$$

ここで、 λ_v は熱伝導率の潜熱成分 ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$)、 λ は見かけの熱伝導率 ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$)である。この時、次式を仮定している。

$$-\lambda_v \nabla T = L J_v \quad (3)$$

静止している空気中の水蒸気フラックスは、次式で示される。

$$J_v = -D_a \nabla \rho \quad (4)$$

ここで、 D_a は空気中の水蒸気拡散係数 ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)、 ρ は水蒸気密度 (kg m^{-3})である。(4)式を多孔質体へ適用すると、次式を得る (Penman, 1940; Rollins *et al.*, 1954)。

$$J_v = -\tau a D_a \nabla \rho \quad (5)$$

ここで、 τ は屈曲度係数、 a は気相率 ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)である。マスフローファクター (Philip and de Vries, 1957)は常温では1に近いので無視できる。 ρ は、飽和水蒸気密度 ρ^* (kg m^{-3})と相対湿度 h_r の積で示される ((6)式)。

$$\rho = \rho^* h_r \quad (6)$$

h_r と水ポテンシャル ϕ_w (m)の関係は、次式で示され

る。

$$h_r = \exp\left(\frac{Mg\phi_w}{RT}\right) \quad (7)$$

ここで、 M は水の分子量 ($0.018 \text{ kg mol}^{-1}$)、 g は重力加速度 (9.81 m s^{-2})、 R は気体定数 ($8.31 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$) である。 ϕ_w は、マトリックポテンシャル ϕ_m (m) および浸透ポテンシャル ϕ_o (m) の和として、以下の式で表される。

$$\phi_w = \phi_m + \phi_o \quad (8)$$

(6), (7), (8) 式から次式を得る。

$$\rho = \rho^* \exp\left(\frac{Mg\phi_m}{RT}\right) \exp\left(\frac{Mg\phi_o}{RT}\right) \quad (9)$$

Nassar and Horton (1997) と同様に、 ρ を T , ϕ_m , ϕ_o の関数とする。(5) 式を (3) 式に代入し、機構論的係数 η (5) 式における水蒸気フラックスへの補正係数; Philip and de Vries, 1957) と現象論的係数 $\beta = \eta\tau\alpha$ (Jury and Letey, 1979) を導入して、展開すると以下の式が得られる。

$$\begin{aligned} \lambda_v &= \eta\tau\alpha LD_a \left(\frac{\partial \rho}{\partial T} + \frac{\partial \rho}{\partial \phi_m} \frac{\partial \phi_m}{\partial T} + \frac{\partial \rho}{\partial \phi_o} \frac{\partial \phi_o}{\partial T} \right) \\ &= \beta LD_a \left(\frac{\partial \rho}{\partial T} + \frac{\partial \rho}{\partial \phi_m} \frac{\partial \phi_m}{\partial T} + \frac{\partial \rho}{\partial \phi_o} \frac{\partial \phi_o}{\partial T} \right) \end{aligned} \quad (10)$$

(9), (10) 式から次式を得る。

$$\begin{aligned} \lambda_v &= \beta LD_a \exp\left(\frac{Mg\phi_w}{RT}\right) \left[\frac{d\rho^*}{dT} \right. \\ &\quad \left. + \frac{\rho^* Mg}{RT^2} \left\{ \left(\frac{\partial \phi_m}{\partial T} + \frac{\partial \phi_o}{\partial T} \right) T - \phi_w \right\} \right. \\ &\quad \left. + \frac{\rho^* Mg}{RT} \left(\frac{\partial \phi_m}{\partial T} + \frac{\partial \phi_o}{\partial T} \right) \right] \end{aligned} \quad (11)$$

(11) 式は、 λ_v の理論式とみなすことができる。

3. 試料と実験方法

3.1 試料

本研究では、温度勾配下の水蒸気移動による熱輸送に注目するため、熱伝導率の伝導成分 λ_c の小さい試料が適切である。また、土壌間隙が小さい程、低含水量域においても水分の保持能力が高く、測定対象領域が広がり、試料として好ましかったため、粘土を選択した。粘土には膨潤性と非膨潤性があるが、前者は水分不飽和状態で一定の乾燥密度の設定が非常に困難であり、さらに塩類添加によって凝集が起こることが考えられるため、本研究の試料としては相応しくない。以上を踏まえて、均質かつ

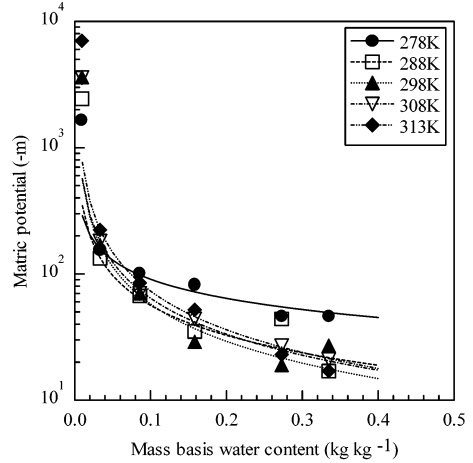


図-1 カオリンの土壌水分特性曲線

Fig. 1 Soil water retention curve of Kaolin for each temperature fitted with Eq. (12).

安価な非膨潤性粘土カオリナイトを工業生産した、カオリンを試料とした。

Fig. 1 に、カオリンの土壌水分特性曲線を示した。測定は、恒温器内に設置した鏡面露天式水ポテンシャル測定装置 WP4 (Decagon 社製) を用いて、各温度について行った。図中の近似曲線には、Campbell (1974) の式の体積含水率 θ を含水比 ω (kg kg^{-1}) に置き換えた、次式を用いた。

$$\phi_m = \phi_a \left(\frac{\omega}{\omega_{sat}} \right)^{-b} \quad (12)$$

ここで、 ϕ_a は空気侵入ポテンシャル (m)、 ω_{sat} は飽和含水比 (kg kg^{-1}) である。なお、 b および ϕ_a を、フィッティングパラメータとした。

塩類には、取り扱いが容易な NaCl を用いた。また、NaCl 水溶液の熱伝導率は、濃度の上昇に伴い低下することが、既往の研究 (Abdullaev *et al.*, 1998 ; Magomedov, 1998) で示されている。

3.2 実験方法

土壌の熱伝導率は、Decagon 社製熱物性測定器 KD2 を用いて、非定常法のなかのヒートプローブ法 (望月ら, 2003 b) で測定した。測定中のプローブの温度変化は、概ね 1°C 以下であり、最大でも 2°C 前後であった。Shiozawa and Campbell (1990) は、測定時の温度変化が 2°C を超えないよう指摘しており、KD2 による測定結果に問題はないと考えられる。サンプラーには、アクリル製円筒カラム (内径 46 mm , 高さ 65 mm) を用い、恒温器内に設置したデシケータ内部に静置した。測定は 3 回

表-1 実験条件

Table 1 Experimental condition

ω (kg kg ⁻¹)	.01, .05, .10, .20, .30, .40
C (mol kg ⁻¹)	0.0, 0.1, 0.5, 1.0, 2.0, 3.0, 4.0
T (K)	278, 288, 298, 308, 313

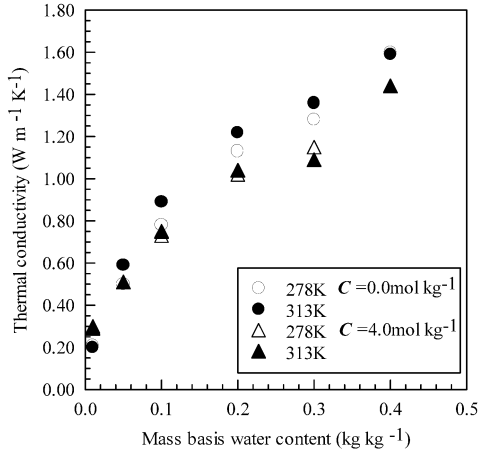


図-2 カオリンの見かけの熱伝導率の水分依存性
Fig. 2 Thermal conductivity of Kaolin with mass basis water content.

行い、その平均値を測定値とした。

3.3 実験条件

あらかじめ、 ω および NaCl 濃度 C (mol kg⁻¹) を調整した試料を、乾燥密度 1.20 Mg m⁻³ でサンプラーに充填した。その他の実験条件は Table 1 に示した。

4. 結果と考察

4.1 カオリンの熱伝導率の水分および温度依存性

Fig. 2 に、カオリンの λ の水分依存性を示した。NaCl 濃度によらず λ は水分量の増加に伴って上昇し、 λ の水分依存性の傾向は NaCl 添加の影響を受けなかった。同じカオリンを用いた望月ら (2003a) に比べて、本研究の測定値は、小さな値を示した。これは本研究で設定した乾燥密度が低いためであると考えられる。同一水分量の試料では高温ほど λ は大きいが、その上昇幅は中程度の水分量で大きく、低・高水分量では小さかった。これは、NaCl を含まない場合について、Hiraiwa and Kasubuchi (2000) の傾向と同様であった。また、水分を含んだ多孔質体における熱伝導率の温度変化の傾向 (甲藤, 1983) と一致した。

4.2 NaCl 濃度依存性

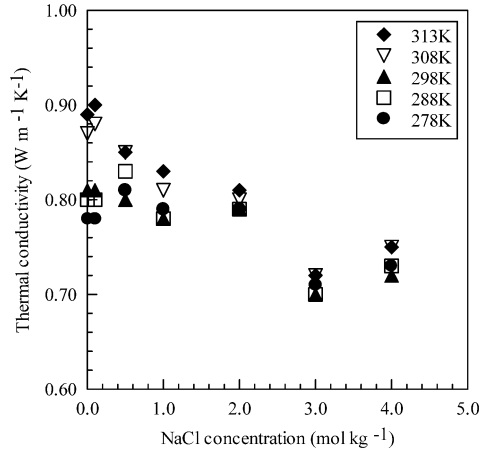


図-3 カオリンの見かけの熱伝導率の NaCl 濃度依存性 ($\omega=0.10$ kg kg⁻¹)
Fig. 3 Thermal conductivity of Kaolin for each temperature with NaCl concentration at $\omega=0.10$ kg kg⁻¹.

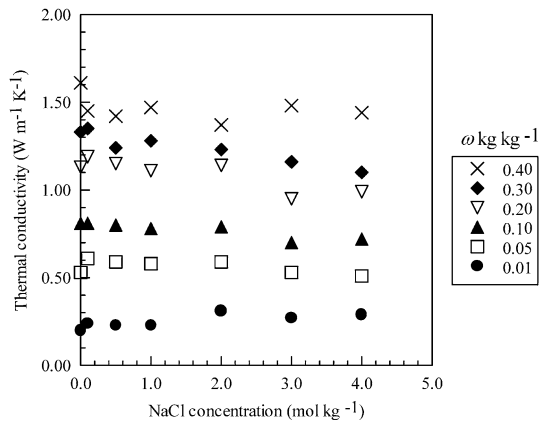


図-4 カオリンの見かけの熱伝導率の NaCl 濃度依存性 ($T=298$ K)
Fig. 4 Thermal conductivity of Kaolin for each mass basis water content with NaCl concentration at $T=298$ K.

Fig. 3 に、 $\omega=0.10$ kg kg⁻¹ における λ の NaCl 濃度依存性を、温度ごとに示した。全ての温度で、 λ は NaCl 濃度の上昇に伴い低下し、高温ほどその傾きは大きくなった。 $C=2.0$ mol kg⁻¹ までを比較すると、望月ら (2003a) と同様の傾向が得られた。

Fig. 4 に、298K における λ の NaCl 濃度依存性を、含水比ごとに示した。 $\omega=0.05-0.30$ kg kg⁻¹ では、NaCl

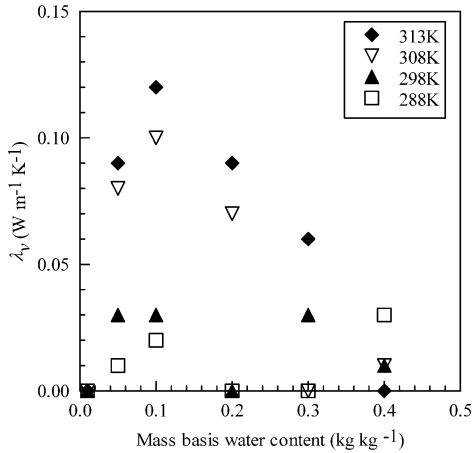


図-5 カオリンの潜熱成分の水分依存性 ($C=0.0 \text{ mol kg}^{-1}$)

Fig. 5 λ_v of Kaolin without NaCl for each temperature with mass basis water content.

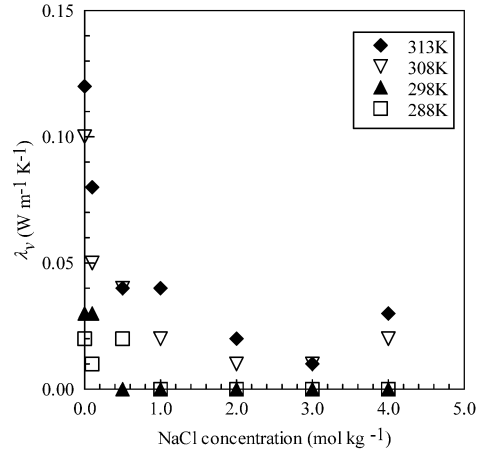


図-6 カオリンの潜熱成分の NaCl 濃度依存性 ($\omega=0.10 \text{ kg kg}^{-1}$)

Fig. 6 λ_v of Kaolin for each temperature with NaCl concentration at $\omega=0.10 \text{ kg kg}^{-1}$.

濃度の上昇に伴い、 λ は低下した。Figs. 2, 4 に示した λ の温度および NaCl 濃度依存性の傾向が、水分量によって異なることから、水分量に応じた熱輸送形態の差異が示唆された。すなわち、 $\omega=0.05-0.30 \text{ kg kg}^{-1}$ では、伝導に加えて水蒸気潜熱輸送が起きていると考えられる。

4.3 熱伝導率の潜熱成分の水分および NaCl 濃度依存性

Hiraiwa and Kasubuchi (2000) の方法に従って、 λ から λ_v を分離した。273 K 近傍の λ を基準値として、それより高温の λ と基準値との差を、各温度の λ_v とした。本研究では、278 K で測定された λ を基準値とした。これは、温度変化に対する λ_c の変化は、 λ_v の変化に比べて小さいことと、低温での λ_v は、無視しうるほどに小さいことに、基づいている。また、de Vries モデルに基づいたシミュレーションを行った Tarnawski *et al.* (2000) も、同様の方法で λ から λ_v を分離している。算出された λ_v を、Fig. 5 に示した。 λ_v は、ある水分域に最大値を持つ山型を示し、高温ほどその最大値が大きくなった。これは、Hiraiwa and Kasubuchi (2000) および Tarnawski *et al.* (2000) の傾向と、一致した。

Fig. 6 に、 $C=0.0 \text{ mol kg}^{-1}$ において λ_v が最大値を示した、 $\omega=0.10 \text{ kg kg}^{-1}$ の λ_v の NaCl 濃度依存性を示した。 λ_v も、 λ 同様の NaCl 濃度依存性を示し、 λ_v についても、望月ら (2003a) と同様の傾向が得られた。

4.4 現象論的係数の推定

まず、水分量の変化について、(11)式を検討した。(11)式

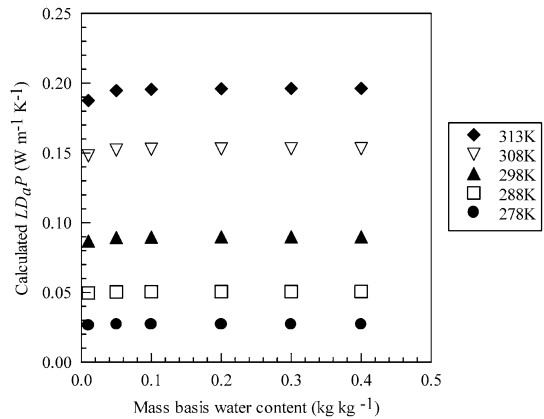


図-7 カオリンの LD_dP 計算値の水分依存性 ($C=0.0 \text{ mol kg}^{-1}$)

Fig. 7 Calculated LD_dP of Kaolin without NaCl for each temperature with mass basis water content.

の β を除く右辺 LD_dP (P は、(11)式右辺の \exp 以降の項を示す) の、 $C=0.0 \text{ mol kg}^{-1}$ における計算値を示したが、Fig. 7 である。ここで、 ρ^* の温度に対する変化率は、Campbell (1985) より求めた。 ϕ_m には、(12)式による近似値を用いた。(11)式の β を除く右辺の計算上、 ϕ_m の温度に対する変化率は、表面張力の温度依存性で近似した。また、 ϕ_0 を算出する際の浸透係数は、Lang (1967) より求めた。Fig. 7 に示した LD_dP は、全ての温度で水分量に

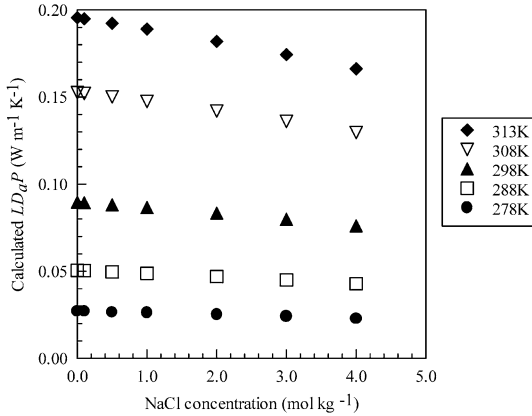


図-8 カオリンの LD_{aP} 計算値の NaCl 濃度依存性 ($\omega=0.10 \text{ kg kg}^{-1}$)

Fig. 8 Calculated LD_{aP} of Kaolin for each temperature with NaCl concentration at $\omega=0.10 \text{ kg kg}^{-1}$.

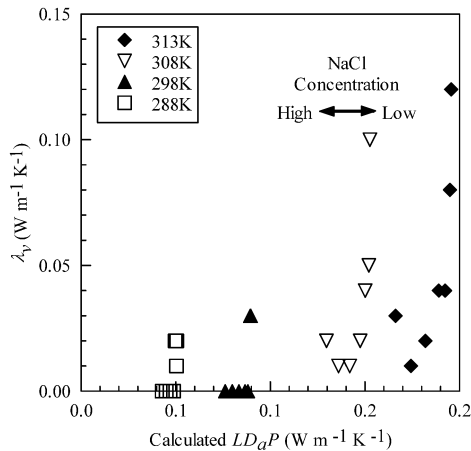


図-9 カオリンの潜熱成分と LD_{aP} 計算値の関係 ($\omega=0.10 \text{ kg kg}^{-1}$)

Fig. 9 Relationship between λ_v and calculated LD_{aP} of Kaolin at $\omega=0.10 \text{ kg kg}^{-1}$.

よらずほぼ一定値を示したが、 λ_v (Fig. 5) は、水分量によって大きな変化を示した。この違いは β で表され、土壌中の水蒸気潜熱輸送は、土壌構造に基づく要因の影響を受けると考えられる。

次に、NaCl 濃度の変化について、(11)式を検討した。 $\omega=0.10 \text{ kg kg}^{-1}$ における LD_{aP} は、NaCl 濃度の上昇に対して直線的な低下を示し、高温ほどその傾きは大きくなった (Fig. 8)。 $\omega=0.10 \text{ kg kg}^{-1}$ における、 λ_v と LD_{aP} の関係を、Fig. 9 に示した。ここで、各温度のプロット

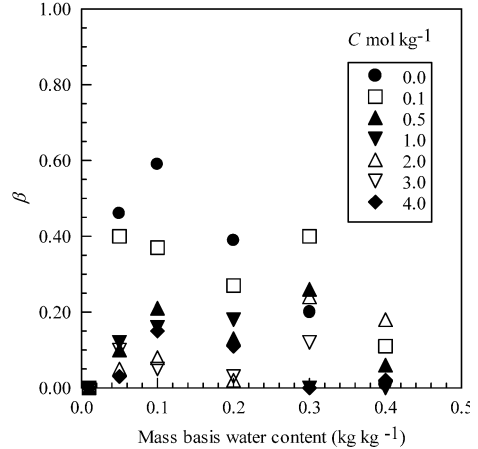


図-10 カオリンの現象論的係数の水分依存性

Fig. 10 β of Kaolin for each NaCl concentration with mass basis water content.

の最大値を直線近似したときの傾きが、 $C=0.0 \text{ mol kg}^{-1}$ の β となる。その際、Hiraiwa and Kasubuchi (2000) と同様に、 β は、温度に対して一定とした。 λ_v の NaCl 濃度依存性のため、高濃度ほど直線近似の精度は低下したと考えられるが、 β は、同一の水分量において $C=0.0 \text{ mol kg}^{-1}$ で最大値をとり、NaCl 濃度の上昇に伴い低下する、NaCl 濃度依存性を示した。 $\beta=\eta\tau a$ から、 β の NaCl 濃度依存性は、 η の NaCl 濃度依存性であると考えられる。しかし、Philip and de Vries モデルは塩類を含まない状態に限定されるため、塩類を考慮に入れたモデルの修正、またはこのモデルへ塩類の影響を扱う係数を新たに加える必要があると考えられる。

全ての NaCl 濃度における β と水分量の関係を、Fig. 10 に示した。水分量の変化に対する、 β および λ_v (Fig. 5) の変化は、同様の傾向を示し、土壌中の水蒸気潜熱輸送が、 β によって特徴付けられることが確認された。既往の研究において、 β の最大値は、1 よりも大きくなる。しかし、本研究では β の最大値は、1 よりも小さくなった。これは、 λ_v (Fig. 5) が LD_{aP} (Fig. 7) を、常に下回ったためである。この原因として、本研究では粘土を用いていることが考えられる。既往の研究で用いられている土壌の粒径よりも、粘土の粒径ははるかに小さく、この差は屈曲度係数 τ に反映すると考えられる。土壌中および大気中のガス拡散係数の比である、相対ガス拡散係数と気相率 a により、 τ は示される。しかし、土壌科学において一般に用いられている $\tau=0.66$ では、 a 以外の要因 (土性、乾燥密度、試料の攪乱・不攪乱、ガス種など) の影響が十分に考慮されていない。そのため、土壌

中の水蒸気潜熱輸送のメカニズムについて、機構論的係数 η へ言及するためには、試料の土性および実験条件に対応した τ を用いる必要がある、と考えられる。

5. おわりに

土壌の熱伝導率が温度および塩類濃度依存性を示す原因は、潜熱成分にあると仮定し、カオリンの熱伝導率の温度依存性から分離した潜熱成分と、空気中の水蒸気フラックスに基づいた水蒸気潜熱輸送を、理論と実測の両方に基づいて解析した。その際、Hiraiwa and Kasubuchi (2000)の方法を拡張して用いた。

その結果、既往の研究とは異なり、本研究の現象論的係数は、最大でも1を超えず、一定の水分量において、NaCl濃度の上昇に伴い、低下した。そのため、試料の土性および実験条件に対応した屈曲度係数を用いる必要があること、塩類を考慮に入れた Philip and de Vries モデルの修正または、このモデルへ塩類の影響を扱う係数を新たに加える必要があること、が明らかとなった。

本研究は非定常温度勾配下であり、かつ Philip and de Vries モデルを踏襲しているため、高温部への液状水の移動については言及できない。この液状水移動を踏まえた水蒸気潜熱輸送についての研究は、定常温度勾配下でなされるべきであり、今後の課題である。

謝 辞

本研究の一部は、科学研究費(課題番号13460104)および21世紀COEプログラム:乾燥地科学プログラム(稲永忍拠点リーダー)の支援を受けた。記して謝意を表する。

引用文献

Abdullaev, K.M., El'darov, V.S. and Mustafaev, A.M. (1998): Thermal conductivity of aqueous solutions of NaCl-CaCl₂ system. *High Temperature*, **36**: 375-378.

Campbell, G.S. (1974): A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. *Soil Sci.*, **117**: 311-314.

Campbell, G.S. (1985): *Soil Physics with BASIC*, Elsevier, Amsterdam.

Cary, J.W. (1965): Water flux in moist soil: Thermal versus suction gradient. *Soil Science.*, **100**: 168-175.

Cass, A., Campbell, G.S. and Jones, T.L. (1984): Enhancement of thermal water vapor diffusion in soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **48**: 25-32.

De Vries, D.A. (1958): Simultaneous transfer of heat and moisture in porous media. *Trans. Amer. Geophys. Union.*, **39** (5): 909-916.

Gurr, C.G., Marshall, T.J. and Hutton, J.T. (1952): Movement of water in soil due to a temperature gradient. *Soil Sci.*, **74**: 335-345.

Jackson, R.D., Rose, D.A. and Penman, H.L. (1965): Circulation of water in soil under a temperature gradient. *Nature.*, **16**: 314-316.

Jury, W.A. and Letey, J., Jr. (1979): Water vapor movement in soil: reconciliation of theory and experiment. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **43** (5): 823-827.

Hiraiwa, Y. and Kasubuchi, T. (2000): Temperature dependence of thermal conductivity of soil over a wide range of temperature (5-75°C). *European Journal of Soil Sci.*, **51**: 211-218.

甲藤好郎 (1983): 伝熱概論. 養賢堂, 東京.

Lang, A.R.G. (1967): Osmotic coefficients and water potentials of sodium solutions from 0 to 40°C. *Aust. J. Chem.*, **20**: 2017-2023.

Magomedov, U.B. (1998): Thermal conductivity of binary and multicomponent aqueous solutions of inorganic substances. *High Temperature*, **36**: 44-50.

望月秀俊・宮崎 毅・中野政詩 (1998): 豊浦砂の熱伝導率の塩類依存性. *農土論集*, **198**: 41-46.

望月秀俊・溝口 勝・宮崎 毅 (2003a): 膨潤性および非膨潤性粘土の熱伝導率の水分・NaCl濃度依存性. *農土論集*, **225**: 55-61.

望月秀俊・坂口 巖・井上光弘 (2003b): 土壌の熱伝導率測定法の比較. *土壌の物理性*, **93**: 47-50.

Nassar, I.N. and Horton, R. (1997): Heat, water, and solute transfer in unsaturated porous media. I-Theory development and transport coefficient evaluation. *Trans. in Porous Media.*, **27**: 17-38.

Penman, H.L. (1940): Gas and vapor movements in the soil. I-The diffusion of vapors through porous solids. *J. Agric. Sci.*, **30**: 437-462.

Philip, J.R. and de Vries, D.A. (1957): Moisture movement in porous materials under temperature gradients. *Trans. Am. Geophys. Union.*, **38** (2): 222-232.

Rollins, R.L., Spangler, M.G. and Kirkham, D. (1954): Movement of soil moisture under a thermal gradient. *Highway Research Board Proceedings Annual Meeting.*, **33**: 492-508.

- 塩沢 昌 (1991) : 米国での水と熱の移動の研究. 土壌物理研究会集会報告集, 1-15.
- Shiozawa, S. and Campbell, G.S. (1990) : Soil thermal conductivity, *Remote Sensing Reviews*, **5** (1) : 301-310.
- Tarnawski, V.R., Gori, F., Wagner, B. and Buchan, G.

- D. (2000) : Modelling approaches to predicting thermal conductivity of soils at high temperatures, *Int. J. Energy Res.*, **24** : 403-423.

受稿年月日 : 2004年 3月 5日
受理年月日 : 2004年 5月 17日