

# 乾燥—不飽和土壌中の熱・液状水 および蒸気状水移動の同時連成解析

高野保英<sup>1</sup>・福原輝幸<sup>2</sup>・佐藤邦明<sup>3</sup>

<sup>1</sup>学生員 工修 福井大学大学院 工学研究科博士後期課程 (〒910-8507 福井県福井市文京三丁目9-1)

<sup>2</sup>正会員 工博 福井大学教授 工学部建築建設工学科 (〒910-8507 福井県福井市文京三丁目9-1)

<sup>3</sup>正会員 工博 埼玉大学教授 工学部地盤水理実験施設 (〒388-8570 埼玉県浦和市下大久保255)

飽和—不飽和—乾燥土壌中の熱、液状水および蒸気状水移動の同時連成解析モデルを提案し、2種類の砂層内蒸発実験との比較からその妥当性を検討する。このモデルでは、従来から不明確であった内部蒸発量の定式化を試み、保存式に導入する。その結果、温度、液状水体積含水率および蒸気圧が同時に計算され、さらに内部蒸発量、相対湿度および蒸発フラックス密度が算定される。

計算結果は室内実験より得られた砂層中の熱および水分変化特性を良好に再現しており、モデルの妥当性が示された。また内部蒸発量を算定することにより、乾燥過程における詳細な砂層内の水分収支を知ることが可能となった。

*Key Words : evaporation, heat and moisture transfer, internal evaporation, coupled numerical computation*

## 1. 緒論

多孔媒体中の熱・水分移動は、土木工学、建築工学、地質学、農学、化学工学、繊維工学、食品工学、エネルギー工学など、広範囲に渡る共通の研究テーマである。これに係わる問題は、一般的には熱、物質および流体の連成輸送機構の解明に帰結する。特に、蒸発のような液状水と蒸気状水の相変化は、多孔媒体の品質に大きな影響を及ぼす場合がある。水文学においても、水収支および蒸発とそれに伴う土壌の乾燥が重要な問題となる。

筆者らは、土壌中の熱・水分移動および蒸発のメカニズムを明らかにするために、室内実験および野外観測を通じて、土壌中の温度、液状水体積含水率および蒸気圧や水蒸気密度の測定あるいは算定を行ってきた<sup>1)~3)</sup>。

同種の研究として、Kobayashi ら<sup>4)</sup>は、乾燥表土層 (Dry Surface Layer, DSL) が形成された砂地面からの蒸発量を、同層内の温度および含水量の鉛直分布から推定する DSL 法を提案し、野外観測データを用いて、蒸発量の評価を行った。また檜山ら<sup>5)</sup>は、湿度センサーを用いて、土壌表面蒸発過程における

DSL 形成の追跡を可能にした。

一方で近年、農学、気象学および水文学などの分野で土壌中の熱・水分移動理論が種々提案されている<sup>6)~10)</sup>。基礎式は、温度および水分勾配型の偏微分方程式で表現されているが、式中の係数の中身は複雑であり、非線形性が強い<sup>11)</sup>。また、解析モデルの多くは Philip と De Vries のモデル<sup>12)</sup> (以下、P-D モデルと呼称) を基にしているが、このモデルには次のような解決すべき点がある。

- (1) P-D モデルでは、空隙内部蒸発量の機構については言及されておらず、ブラックボックスである。
- (2) そのために P-D モデルでは、液状水と蒸気状水の間の力学的平衡は、ケルビン (Kelvin) の関係式に従うとしている。しかしながらこれは、温度が一定な水平水面から蒸発した水蒸気が、飽和蒸気圧から球形水滴表面の蒸気圧に等しくなって凝結する際の、水蒸気および液状水のエネルギー収支から導かれた関係式である。従って、非球形の土粒子、あるいは乾燥が進んで間隙水表面の曲率半径がもはや一定にならない状態では、ケルビンの関係式は成立しない。よって、ケルビンの

表-1 P-Dモデルと提案モデルの比較

	Philip と De Vries のモデル	提案モデル
方程式	<div style="border: 1px dashed black; padding: 5px;">                     &lt;基礎方程式&gt;                      液状水保存方程式                      蒸気状水保存方程式                      熱エネルギー保存方程式                 </div> (3元連立方程式) <最終方程式> 水分保存方程式 熱エネルギー保存方程式 (2元連立方程式)	<基礎方程式> 液状水保存方程式 蒸気状水保存方程式 熱エネルギー保存方程式 <補助方程式> 内部蒸発量算定式 (3元連立方程式)
未知量	$\theta_l, \theta_v, T, E_v$	$\theta_l, P_v, T$
仮定	・理想気体の仮定: $P_v = \rho_v R_v \bar{T}$ ・局所平衡理論 (Kelvin の関係): $RH = \exp\left(\frac{\psi g}{R_v \bar{T}}\right)$	・理想気体の仮定: $P_v = \rho_v R_v \bar{T}$ ・内部蒸発量: $E_v \propto (P_{vsat} - P_v)$ (式(23)参照)
蒸発量の算定	・ $\theta(z)$ の空間積分	・ $\theta_l(z)$ (あるいは $E_v(z)$ ) の空間積分 ・乾燥層における水蒸気拡散方程式

関係式を用いることなく解析する方が、モデルの汎用性および精度が向上する。さらに、本来閉鎖系について成立するケルビンの式が、大気と連結し、蒸気状水移動が支配的な空隙部に対して成立するか否かは、未だ明らかでない。

(3) P-Dモデルは本来、液状水と蒸気状水の移動が同時に生じるような不飽和状態を対象としたものと考えられる。しかしながら、現実に起こり得る乾燥層から不飽和層に渡る熱・水分移動を対象とした場合、どの水分状態でそれを区別するかは明確でない。さらに、乾燥層と不飽和層の界面で生じる卓越した蒸発が、P-Dモデルでは表現されていない(1)にも関連する)。

Kondoら<sup>13),14)</sup>は、後述する内部蒸発量の式(式(24))をP-Dモデルに組み込んだ土壌中の熱、液状水および蒸気状水移動解析モデルを提案した。これにより、ケルビンの関係式を用いることなく、裸地土壌面からの蒸発量、地温、体積含水率および相対湿度の時間変化が計算できるようになった。この点において、モデルの進展が観られるが、残念ながら期待された土壌間隙相対湿度については、実測値との比較が無い。計算値は従来と同様に、温度、体積含水率および蒸発量の比較に留まっており、モデルの妥当性が完全に検証されているとは言い難い。さらに、内部蒸発の機構の考え方についても、検討すべき点があると思われる(次章で詳述)。

このように現時点では、温度、液状水体積含水率および蒸気圧や水蒸気密度を介して、土壌内部での蒸発に伴う乾燥化の過程を明確にするような解析モデルは確立されていない。

そこで本研究では、飽和-不飽和-乾燥土壌中の熱、液状水および蒸気状水移動の同時連成解析モデルを提案し、2種類の砂層内蒸発実験結果<sup>1),15)</sup>との比較から、モデルの妥当性および内部蒸発を伴う熱・水分移動のメカニズムを検討する。

## 2. 理論的考察

### (1) P-Dモデルと提案モデルの比較・検討

ここでは、筆者らが提案する飽和-不飽和-乾燥層中の熱、液状水および蒸気状水移動の同時連成解析モデルの特徴を述べる。

まず、基礎方程式の導入に先立って、従来からしばしば用いられているP-Dモデルと提案モデルの違いを、表-1を用いて説明する。

基礎方程式は液状水、蒸気状水および熱エネルギー保存方程式を用いており、その点について差異はない。この場合3つの式に対して、未知量は液状水体積含水率 $\theta_l$ 、蒸気状水体積含水率 $\theta_v$ 、温度 $T$ および内部蒸発量 $E_v$ の4つとなり、このままでは解が求まらない。

そこでP-Dモデルでは、ケルビンの関係式を用いて、液状水保存方程式と蒸気状水保存方程式の和として水分保存関係を立て、熱エネルギー保存方程式とともに2元連立方程式を解く。これによって、体積含水率 $\theta$ と温度 $T$ が求まる。

それに対して、今回の提案モデルでは蒸気状水保存式を測定不可能な $\theta_v$ から、評価可能な蒸気圧 $P_v$ に表現し直し、P-Dモデルでは未定義である $E_v$ を求める補助方程式(後述の式(23))を導入する。こ

のことに、ケルビンの関係式を用いることなく、液状水、蒸気状水および熱エネルギー保存方程式を3元連立方程式として解くことが可能となり、 $\theta_l$ 、 $P_v$ および $T$ のすべての未知量が同時に計算できる。

## (2) 液状水移動に関する理論

不飽和土壌中における液状水フラックス密度は、ダルシー (Darcy) 則に準じて次式で与えられる。

$$m_l = -\rho_l \left[ \frac{KK_{rl}g}{\nu} \left( \frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \right] \quad (1)$$

ここに、 $m_l$ : 液状水のフラックス密度 ( $\text{kg/m}^2\text{s}$ )、 $\rho_l$ : 液状水密度 ( $\text{kg/m}^3$ )、 $K$ : 飽和透水係数 ( $= 0.109 \times 10^{-4} \text{m/s}$ )、 $K_{rl}$ : 相対透水係数、 $g$ : 重力加速度 ( $= 9.8 \text{m/s}^2$ )、 $\nu$ : 液状水の動粘性係数 ( $\text{m}^2/\text{s}$ )、 $\psi$ : マトリックポテンシャル ( $\text{m}$ )、 $z$ : 鉛直座標 ( $\text{m}$ )、である。

上式中、液状水の密度  $\rho_l$  および動粘性係数  $\nu$  は、ともに温度  $T$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) の関数であり、筆者ら<sup>10)</sup>に従ってそれぞれ以下の式より求める。

$$\rho_l = \rho_l(T) = [1 - \exp(a_1 T^2 + b_1 T + c_1)] \times 10^3 \quad (2)$$

$$\nu = \nu(T) = \frac{1}{\rho_l} \frac{a_2}{b_2 T^2 + c_2 T + 1} \quad (3)$$

ここに、 $a_1 = 0.00121$ 、 $b_1 = -0.00968$ 、 $c_1 = -8.671$ 、 $a_2 = 1.83 \times 10^{-3}$ 、 $b_2 = 1.85 \times 10^{-4}$ 、 $c_2 = 0.036$ 、である。

マトリックポテンシャル  $\psi$  と液状水体積含水率  $\theta_l$  の関係は、筆者らが提案する次の近似式で与えられる。

$$\psi = \psi(\theta_l) = \psi_0 \left[ \tau \left( 1 - 2 \frac{\theta_l}{\theta_0} \right)^{m_1} + \zeta (\theta_0 - \theta_l) + 1 \right] \quad (4)$$

ここに、 $\theta_l$ : 液状水の体積含水率 ( $\text{m}^3/\text{m}^3$ )、である。今回の計算では、 $\psi_0 = -33.08$ 、 $\tau = 200$ 、 $\theta_0 = 0.455$ 、 $m_1 = 19$ 、 $\zeta = 0.93$ 、となる。

さらに、 $\psi$  は、 $\theta_l$  が与えられれば  $T$  の関数 ( $\psi = \psi(\theta_l, T)$ ) となり、筆者ら<sup>10)</sup>に従って次式で与える。

$$\psi = \psi(\theta_l, T) = \psi(T_0) + \gamma \psi(T - T_0) \Big|_{\theta_l} \quad (5)$$

$$\gamma = \frac{1}{\sigma} \frac{d\sigma}{dT} = -2.09 \times 10^{-3} \quad (1/\text{K})$$

ここに、 $\sigma$ : 液状水の表面張力 ( $\text{J/m}^2$ )、 $T_0$ : 基準温度 ( $^{\circ}\text{C}$ )、である。

相対透水係数  $K_{rl}$  は  $\theta_l$  の関数として、筆者らが提案する次の近似式で与える。

$$K_{rl} = K_{rl}(\theta_l) = \left( \frac{\theta_l - \theta_K}{\varepsilon - \theta_K} \right)^{m_2} \quad (6)$$

ここに、 $\varepsilon$ : 間隙率 ( $= 0.4$ )。今回の計算では、 $m_2 = 5$ 、 $\theta_K = 0.02$ 、となる。

一方、液状水の質量保存式は、土壌空隙内での相変化 (内部蒸発) を考慮して、次式で与えられる。

$$\frac{\partial(\rho_l \theta_l)}{\partial t} = -\frac{\partial m_l}{\partial z} - E_v(\theta_l, P_v) \quad (7)$$

ここに、 $t$ : 時間 ( $\text{s}$ )、 $E_v(\theta_l, P_v)$ : 単位体積当りの内部蒸発量 ( $\text{kg/m}^3\text{s}$ )、 $P_v$ : 蒸気圧 ( $\text{Pa}$ )、である。なお、 $E_v(\theta_l, P_v) (= E_v)$  は  $\theta_l$  と  $P_v$  で規定されるとみなす (5) で詳述)。

式(1)を式(7)に代入することにより、土壌内における液状水の保存方程式は次式で表される。

$$\rho_l \left( \frac{\partial \theta_l}{\partial \psi} \right) \frac{\partial \psi}{\partial t} + \theta_l \frac{\partial \rho_l}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ \frac{\rho_l K K_{rl} g}{\nu} \left( \frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \right] - E_v \quad (8)$$

## (3) 蒸気状水移動に関する理論

P-D モデルの蒸気状水移動に関する基礎方程式では、蒸気状水体積含水率  $\theta_v$  の時間変化量は、温度勾配と液状水体積含水率勾配で表される。しかし、 $\theta_v$  は測定し難い物理量であるために、理論の妥当性の検証が困難である。そこで提案モデルでは、評価可能な蒸気圧  $P_v$  を従属変数として基礎方程式を記述する。

気相率 ( $\varepsilon - \theta_l$ ) の土壌空隙中を移動する水蒸気フラックス密度は、拡散則と状態方程式によって、次式で与えられる。

$$m_v = -D_{am} \xi \eta (\varepsilon - \theta_l) \frac{\partial (P_v / R_v \bar{T})}{\partial z} \quad (9)$$

ここに、 $m_v$ : 水蒸気フラックス密度 ( $\text{kg/m}^2\text{s}$ )、 $D_{am}$ : 水蒸気拡散係数 ( $\text{m}^2/\text{s}$ )、 $\xi$ : 蒸発面補正係数 (見かけの単位蒸発面積と実際のそれとの比)、 $\varepsilon$ : 間隙率、 $\eta$ : 屈曲度 ( $= 0.67$ )、 $R_v$ : 水蒸気気体定数 ( $= 461.52 \text{J/kgK}$ )、 $\bar{T}$ : 絶対温度 ( $= T + 273.15 \text{K}$ )、である。蒸発面補正係数  $\xi$  の値は、筆

者らの実験結果<sup>17)</sup>より2~3となり, Philip と De Vries<sup>12)</sup>が多孔媒体と空隙温度勾配の比を基に導いた水蒸気移動量に関する補正係数 $(dT/dz)_v/dT/dz$  (添え字 $v$ は空隙を意味する)にほぼ等しい。ここでは, 後述する実験の結果から $\xi = 2.0$ を得る。

$D_{aim}$  は温度の関数であり, 次式より求められる<sup>18)</sup>。

$$D_{aim} = D_{aim}(\tilde{T}) = 5.82\tilde{T}^{2.3} \times 10^{-11} \quad (10)$$

また, 蒸気状水の質量保存式は, 液状水のそれと同様に内部蒸発を考慮して次式で与えられる。

$$\frac{\partial [P_v(\varepsilon - \theta_l) / R_v \tilde{T}]}{\partial t} = -\frac{\partial m_v}{\partial z} + E_v \quad (11)$$

式(9)を式(11)に代入することにより, 土壌内における蒸気状水の保存方程式は次式で与えられる。

$$\frac{\partial [P_v(\varepsilon - \theta_l) / R_v \tilde{T}]}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ D_{aim} \xi \eta (\varepsilon - \theta_l) \frac{\partial (P_v / R_v \tilde{T})}{\partial z} \right] + E_v \quad (12)$$

#### (4) 熱移動に関する理論

土壌内の温度分布の計算において, 局所的に土粒子と液状水は熱的に平衡であると仮定する。その際, 熱フラックス密度は, 液状水移動および蒸気状水移動による顕熱と熱伝導を考慮して求められるが, 今回の実験の範囲では, 蒸気状水移動による顕熱量は, 最大でも全熱フラックス密度の0.2%程度であり, 無視できる。従ってここでは, 熱フラックス密度は次式で与えられる。

$$q_h = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z} + (\rho_l c_l) V_l (T - T_0) \quad (13)$$

ここに,  $q_h$ : 熱フラックス密度 ( $W/m^2$ ),  $\lambda$ : 熱伝導率 ( $W/mK$ ),  $c_l$ : 液状水の比熱 ( $J/kgK$ ),  $V_l$ : 液状水流速 ( $m/s$ ), である。

熱伝導率 $\lambda$ は, 温度 $T$ と体積含水率 $\theta_l$ に依存するが, 筆者らが行った予備実験の結果(図-1参照)より, 後述する実験の $T$ の範囲では,  $\lambda$ に及ぼす $T$ の影響は小さいものとして無視する。 $\lambda$ は, 図-1を基に次の近似式で与える。

$$\lambda = \lambda(\theta_l) = a_3 \left( \frac{\theta_l - \theta_c}{\varepsilon - \theta_c} \right)^2 + b_3 \left( \frac{\theta_l - \theta_c}{\varepsilon - \theta_c} \right) + c_3 \quad (14)$$

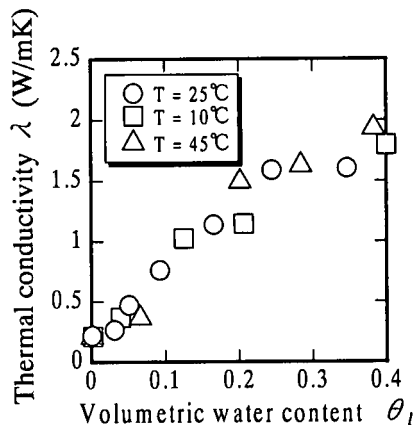


図-1 熱伝導率と体積含水率および温度の関係

ここに,  $a_3 = -2.0896$ ,  $b_3 = 4.0068$ ,  $c_3 = 0.2929$ ,  $\theta_c$ : 液状水移動が生じる体積含水率の下限値(限界体積含水率,  $m^3/m^3$ ), である。

また, 単位体積当りの熱のソースとシンク, および内部蒸発の潜熱効果を考慮した熱エネルギー保存式は, 次式で与えられる。

$$\frac{\partial [(\rho c) T]}{\partial t} = -\frac{\partial q_h}{\partial z} - LE_v + Q_{source} - Q_{sink} \quad (15)$$

ここに,  $(\rho c)$ : 湿潤土壌の体積熱容量 ( $J/m^3K$ ),  $L$ : 蒸発潜熱 ( $J/kg$ ),  $Q_{source}$ : ソースの熱量 ( $W/m^3$ ),  $Q_{sink}$ : シンクの熱量 ( $W/m^3$ ), である。

湿潤土壌の体積熱容量 $(\rho c)$ は, 次のように表される。

$$(\rho c) = \rho_s c_s (1 - \varepsilon) + \rho_l c_l \theta_l + \rho_a c_a (\varepsilon - \theta_l) \quad (16)$$

ここに,  $\rho_s$ : 土粒子の密度 ( $kg/m^3$ ),  $c_s$ : 土粒子の比熱 ( $J/kgK$ ),  $\rho_a$ : 湿潤空気密度 ( $kg/m^3$ ),  $c_a$ : 湿潤空気の比熱 ( $J/kgK$ ), である。

蒸発潜熱 $L$ は, 次式で与えられる<sup>18)</sup>。

$$L = L(T) = L_0 + (c_v - c_l)(T - T_0) \quad (17)$$

ここに,  $L_0$ : 温度 $T_0$ での蒸発潜熱 ( $J/kg$ ),  $c_v$ : 蒸気状水の比熱 ( $J/kgK$ ), である。

また, 比較的小規模のカラム実験では, 実験に用いたカラム周囲を通しての熱貫流を考慮しなければならない<sup>17), 19)</sup>。単位体積当りの熱貫流による熱量 $Q_{sink}$ は, 次式で与えられる。

$$Q_{sink} = h_a (T - T_a) \quad (18)$$

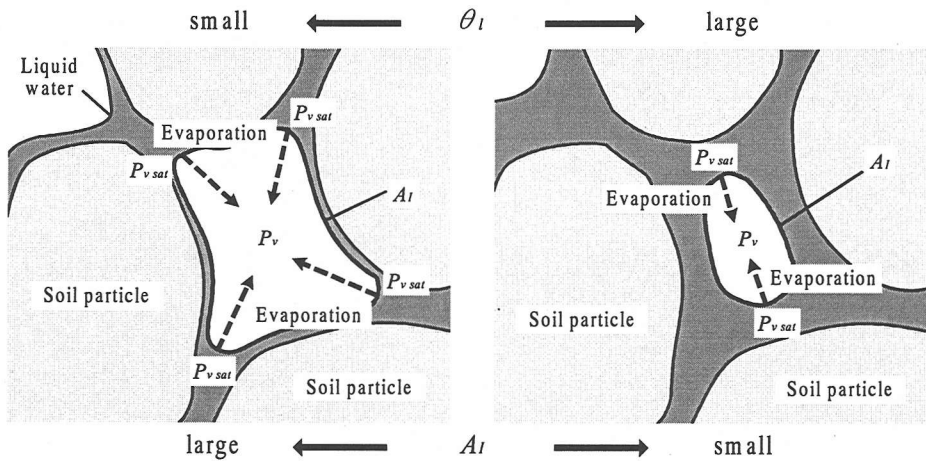


図-2 内部蒸発機構の概念図 (提案モデル)

ここに、 $h_a$  : 断熱材で被覆されたカラムの平均熱貫流係数 ( $=1.76\text{W/m}^2\text{K}$ ),  $T_a$  : 周囲空気温度 ( $^{\circ}\text{C}$ ), である。

なお内部発生熱が無い時, 熱量  $Q_{source}$  はゼロである。

従って, 式(15)に式(13)および式(18)を代入することにより, 土壤内における熱エネルギーの保存方程式が得られる。

$$\frac{\partial[(\rho c)T]}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ \lambda \frac{\partial T}{\partial z} - (\rho_l c_l) V_l (T - T_0) \right] - LE_v - h_a (T - T_a) \quad (19)$$

### (5) 内部蒸発の機構

#### a) 内部蒸発量の算定式

上述した式(8), 式(12)および式(19)の液状水, 蒸気状水および熱エネルギー保存方程式は見かけ上, Kondo らのモデル<sup>13),14)</sup>と類似しているが, 内部蒸発の機構において筆者らが提案するモデルと差異がある。ここではまず, モデルの考え方と算定方法の違いを吟味する。

内部蒸発は土粒子を囲む間隙水の蒸発であり, その機構は土壌表面-大気間の蒸発と類似である。気乾状態を除けば, 土壌表面の水蒸気密度は, 土壌表面温度に対する飽和水蒸気密度に等しい<sup>20)</sup>。これより, 筆者らの提案モデルでは図-2に示すように, 土粒子を囲む間隙水の蒸気圧  $P_{v, sat}$  (土粒子温度での飽和蒸気圧, 以下, 間隙水蒸気圧と呼称) と間隙蒸気圧  $P_v$  との差  $\Delta P_v (= P_{v, sat} - P_v)$  を, 内部蒸発の駆動力 (Driving force) と捉える。

単位体積当りの内部蒸発量  $E_v$  は, 駆動力  $\Delta P_v$  と

蒸発面積 (気液界面の面積  $A_i$ ) に比例するととして, 次式で与えられる。

$$E_v = K_G' A_i (P_{v, sat} - P_v) \quad (\theta_i \geq \theta_c) \quad (20)$$

ここに,  $K_G'$  : 比例定数 ( $\text{s/m}^4$ ),  $A_i$  : 気液界面の面積 ( $\text{m}^2$ ),  $\theta_c$  : 限界体積含水率 ( $\text{m}^3/\text{m}^3$ ), である。

$\theta_c$  は,  $P_v$  が飽和蒸気圧よりも小さくなるときの  $\theta_i$  を意味する。二上ら<sup>20)</sup>による表面層モデルを用いた実験結果によれば, 表面層の  $\theta_i$  が  $\theta_c$  よりも小さくなると, 土壌表面の相対湿度は 100% から急激に低下する。以上の点を考慮して, 内部蒸発においても,  $\theta_c$  以下の乾燥状態では  $E_v$  は十分小さいものとし, 内部蒸発が生じる  $\theta_i$  の下限値は  $\theta_c$  に等しいと仮定する。なお,  $\theta_c$  は二上らの実験<sup>20)</sup>より得られた 0.04 を便宜的に用いる。

次に, 気液界面の面積  $A_i$  の特性について述べる。 $A_i$  は, 図-2に示すように飽和に近いほど小さくなると考えられる。Slichter<sup>21)</sup> は, 図-3に示すような等径球が傾き角  $\beta = 60 \sim 90^{\circ}$  を成して立方配列されている場合の間隙率  $\varepsilon$  を, 次式より求めた。

$$\varepsilon = 1 - \frac{\pi/6}{(1 - \cos \beta) \sqrt{1 + 2 \cos \beta}} \quad (21)$$

式(21)より  $(\varepsilon - \theta_i)$  を求め, これと  $A_i$  との関係を示したものが, 図-4である。 $(\varepsilon - \theta_i)$  および  $A_i$  は, それぞれ  $\varepsilon$  および  $A_0$  (球の表面積) で除すことにより, 無次元化されている。 $A_i$  は,  $(\varepsilon - \theta_i)$  が小さくなるにつれて小さくなる。この関係は, 実際の複雑な土粒子配列に対しても成立すると思われる。

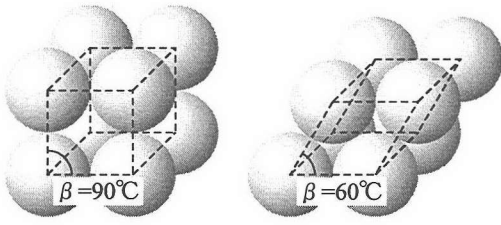


図-3 等径球の立方配列 ( $\beta = 60$  および  $90^\circ$ )

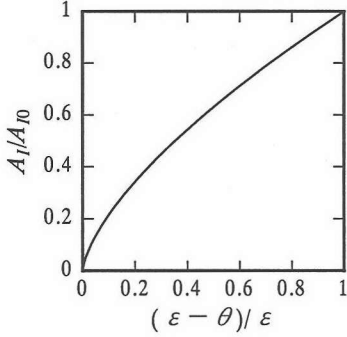


図-4 気液界面の面積と気相率の関係

ここでは、 $A_l$  は  $(\epsilon - \theta_l)$  の  $m$  乗 ( $m > 0$ ) に比例すると仮定する。

$$A_l \propto (\epsilon - \theta_l)^m \quad (22)$$

ここに、 $m$  の値は図-4を参考にして、 $m = 1$  と仮定する。当然ながら、飽和になると相変化が生ずべき空隙が存在しないことになる。

式(22)を式(20)に代入することにより、 $E_v$  は最終的に次式で与えられる。

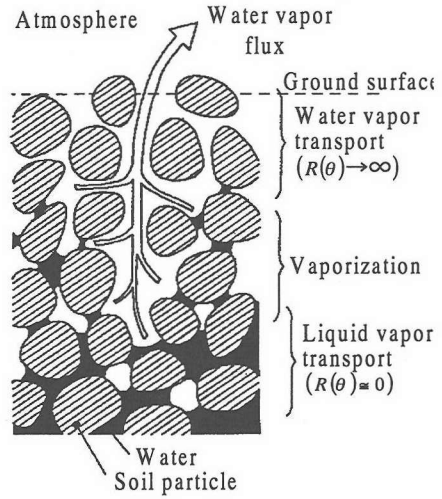
$$E_v = (\epsilon - \theta_l) K_G (P_{v, sat} - P_v) \quad (\theta_l \geq \theta_c) \quad (23)$$

ここに、 $K_G$  : 内部蒸発係数 ( $s/m^2$ ) , である。ただし、 $E_v < 0$  の場合は水蒸気の凝縮を意味する。

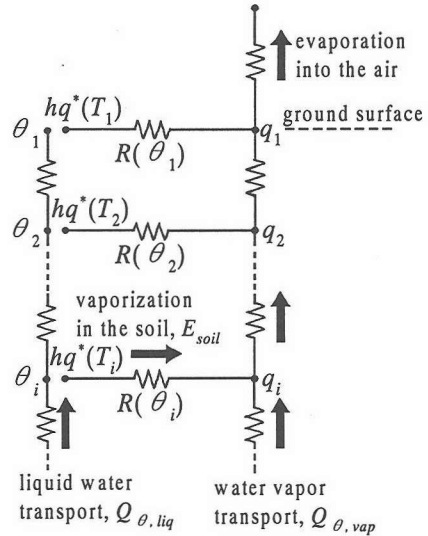
また  $K_G$  は、4. (1) の一定な放射を受ける砂層内蒸発実験より得られた定常時の  $T$ ,  $\theta_l$ ,  $P_v$  および  $M_v$  より逆算された値、 $1 \times 10^{-2} s/m^2$  を用いる。

次に、Kondo らのモデルでは、図-5に示すように、内部蒸発を間隙水の存在する小間隙から大気と連続している大間隙への水蒸気の輸送として捉え、小間隙と大間隙との比湿の差および蒸発-水蒸気移動抵抗  $R(\theta)$  を用いて、内部蒸発量  $E_{soil}$  が計算される。

$$E_{soil} = \rho D_{atm} \frac{hq^*(T) - q}{R(\theta)} \quad (24)$$



a) 乾燥過程における表面層土壌の断面図



b) 液状水および蒸気状水移動の模式図

図-5 内部蒸発機構の概念図 (Kondo らのモデル)<sup>13)</sup>

ここに、 $E_{soil}$  : 内部蒸発量 ( $kg/m^3s$ ) ,  $\rho$  : 湿潤空気の密度 ( $kg/m^3$ ) ,  $h$  : 相対湿度,  $q^*(T)$  : 温度  $T$  での飽和比湿 ( $kg/kg$ ) ,  $q$  : 比湿 ( $kg/kg$ ) ,  $R(\theta)$  : 蒸発-水蒸気移動抵抗 ( $m^2$ ) ,  $\theta$  : 液状水の体積含水率 ( $m^3/m^3$ ) , である。ここで、 $R(\theta)$  は、厚さ 2cm の土壌 (表面層) から求められた分子拡散距離を基にして得られた値であり、 $\theta$  が小さくなるにつれ増大する。

#### b) 両モデルにおける内部蒸発機構の違い

前項を要約して、両モデルの比較を示したものが、表-2である。

表-2 内部蒸発機構に関する Kondo らのモデルと提案モデルの違い

	Kondo らのモデル	提案モデル
内部蒸発量算定式	$E_{soil} = \frac{\rho D_{atm}}{R(\theta)} \left[ (h q^* (T) - q) \right]$ <p style="text-align: center;">移動抵抗 駆動力</p>	$E_v = K_G \left[ (\varepsilon - \theta_l) \right] \left[ (P_{v,sat} - P_v) \right]$ <p style="text-align: center;">蒸発面積 駆動力</p>

内部蒸発機構の相違と問題点

式の表現	$E_{soil}$ は移動抵抗の逆数と駆動力の積	$E_v$ は蒸発面積と駆動力の積
蒸発に果たす体積含水率の役割	体積含水率は移動抵抗の関数	体積含水率は気液界面の面積の関数 (移動抵抗は本来、空気の移動速度、安定性、粗度の関数であるため、体積含水率には依存しない)

体積含水率と内部蒸発量との関係における相違

$R(\theta)$ と $A_l(\theta_l)$	$\theta \rightarrow$ 大 : $R(\theta) \rightarrow$ 小	$\theta_l \rightarrow$ 大 : $A_l(\theta_l) \rightarrow$ 小
内部蒸発量 (同一温度および相対湿度の下で)	$\theta \rightarrow$ 大 : $E_{soil} \rightarrow$ 大	$\theta_l \rightarrow$ 大 : $E_v \rightarrow$ 小

Kondo らのモデルでは、内部蒸発量の算定に蒸発一水蒸気移動抵抗  $R(\theta)$  を導入しているが、移動抵抗の値は本来、気液界面上の風速、空気の安定性、さらに粗度状態に依存するものであり、液状水の体積含水率によって変化するとは考え難い。むしろ、前項で述べたように、体積含水率は  $A_l$  を変化させるパラメータである。また、 $R(\theta)$  および  $A_l$  と体積含水率の関係から、同一温度および相対湿度の下で体積含水率が增大すると、内部蒸発量は、提案モデルでは減少するのに対して、Kondo らのモデルでは増大する。

このように、Kondo らのモデルの内部蒸発機構には蒸発面積が含まれておらず、内部蒸発量への体積含水率の関与に関しても、両モデルの間には大きな差異がある。

以上を総合して、内部蒸発量は駆動力と気液界面面積に比例するという筆者らの考え方は、移動抵抗という概念を用いる Kondo らのモデルに比べて、合理的で理解し易いものと考えられる。

c) 提案モデルの問題点

上述した提案モデルの内部蒸発量の算定に関する問題点として、次の2点が挙げられ、今後の検討課題となる。

- (1) 豊浦標準砂の詰め方が異なる場合、あるいはそれ以外の土壌では、 $K_G$  の値が異なる可能性がある。
- (2) 限界体積含水率  $\theta_c$  の与え方について、さらに検討が必要である。

(6) 境界条件

a) 界面における液状水、蒸気状水および熱収支

図-6に、界面における液状水、蒸気状水および熱の保存則の概念図が示される。それぞれの保存則は、 $z = -d$  に位置する厚さ  $\Delta z_d$  の界面層 (Interface layer) を想定し、次のように離散化できる。

液状水：

$$\frac{(\rho_{ld} \theta_{ld})^{k+1} - (\rho_{ld} \theta_{ld})^k}{\Delta t} = \frac{m_{l2}^{k+1/2}}{\Delta z_d} - E_{vd}^{k+1/2} \quad (25)$$

蒸気状水：

$$\begin{aligned} & \frac{[P_{vd}(\varepsilon - \theta_{ld}) / R_v \tilde{T}_d]^{k+1} - [P_{vd}(\varepsilon - \theta_{ld}) / R_v \tilde{T}_d]^k}{\Delta t} \\ & = \frac{(m_{v2} - m_{v1})^{k+1/2}}{\Delta z_d} + E_{vd}^{k+1/2} \end{aligned} \quad (26)$$

熱：

$$\begin{aligned} & \frac{[(\rho c)_d T_d]^{k+1} - [(\rho c)_d T_d]^k}{\Delta t} \\ & = \frac{(q_{h2} - q_{h1})^{k+1/2}}{\Delta z_d} - L_d^{k+1/2} E_{vd}^{k+1/2} \end{aligned} \quad (27)$$

ここに、 $k$ ：時間ステップ、 $m_{l2}$ ：界面層の下面を横切る液状水フラックス密度 (鉛直上向き正,  $\text{kg/m}^2\text{s}$ )、 $\Delta t$ ：時間間隔 (s)、 $m_{v2}$ ：界面層の下面を横切る水蒸気フラックス密度 (上向き正,  $\text{kg/m}^2\text{s}$ )、 $m_{v1}$ ：界面層の上面を横切る水蒸気フラックス密度 (上向き正,  $\text{kg/m}^2\text{s}$ )、 $q_{h2}$ ：界面層の下面を横切る熱フラックス密度 (上向き正,  $\text{W/m}^2$ )、

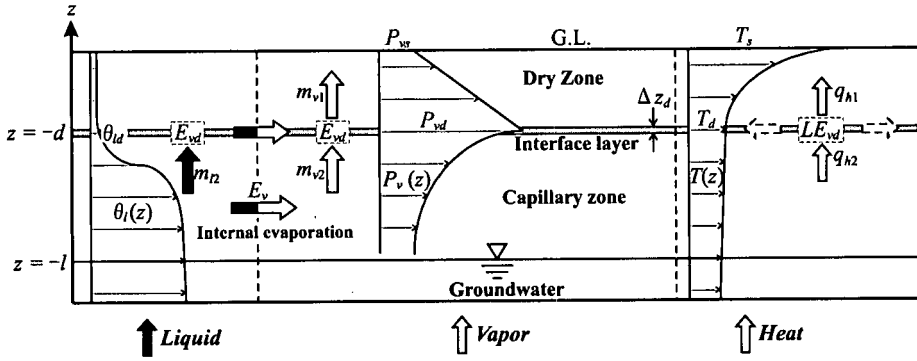


図-6 界面における液状水、蒸気状水および熱収支の概念図

$q_{h1}$ : 界面層の上面を横切る熱フラックス密度 (上向き正,  $W/m^2$ ), であり, 添字  $d$ : 界面層を意味する.

なお本計算では,  $k+1/2$  ステップの物理量の値は,  $k$  ステップと  $k+1$  ステップの平均値とする. 例えば,

$$m_{i2}^{k+1/2} = (m_{i2}^{k+1} + m_{i2}^k) / 2 \quad (28)$$

#### b) 土壌表面における熱および蒸気状水収支

図-7に, 乾燥層が存在する場合の土壌表面近傍における熱および蒸気状水の保存則の概念図が示される. 今の場合, 表面からの蒸発は無いので, 熱エネルギー保存則は  $z = 0$  に位置する厚さ  $\Delta z_s$  の表面層 (Surface layer) を想定し, 次の式で与えられる.

$$(\rho C) \frac{\partial T_s}{\partial t} \Delta z_s = R_n - H + G_s \quad (29)$$

ここに,  $R_n$ : 純放射強度 (下向き正,  $W/m^2$ ),  $H$ : 空気流による顕熱 (上向き正,  $W/m^2$ ),  $G_s$ : 表面層下面を横切る熱伝導エネルギー (上向き正,  $W/m^2$ ), であり, 添字  $s$ : 表面層を意味する.

純放射強度  $R_n$  は, 次のように表される.

$$R_n = (1 - a_l) R_g + \varepsilon_e \sigma \tilde{T}_a^4 - \varepsilon_{soil} \sigma \tilde{T}_s^4 \quad (30)$$

ここに,  $a_l$ : アルベド,  $R_g$ : 短波放射強度 ( $W/m^2$ ),  $\varepsilon_e$ : 実験室壁面の射出率 (= 0.98),  $\sigma$ : ステファン-ボルツマン定数 (=  $5.67 \times 10^{-8} W/m^2 K^4$ ),  $\tilde{T}_a$ : 周囲空気の絶対温度 (K),  $\varepsilon_{soil}$ : 土壌の射出率,  $\tilde{T}_s$ : 表面層の絶対温度 (K), である.

空気流による顕熱  $H$  は, 以下のように表現される.

$$H = \alpha_c (T_s - T_a) \quad (31)$$

ここに,  $\alpha_c$ : 砂層表面と空気との熱伝達係数

( $W/m^2 K$ ), である. 今の場合, 土壌表面上では風速が無いので,  $\alpha_c$  の値は二上ら<sup>20), 22)</sup>の実験を考慮して, 大気と表面の温度差に依存するとし, 大気安定時および不安定時について, それぞれ別々に用いられる.

大気安定時:  $\alpha_c = 6$

$$(-8^\circ C \leq T_s - T_a \leq -1^\circ C) \quad (32)$$

大気不安定時:  $\alpha_c = 5.7 \times (T_s - T_a)^{1.07}$

$$(0^\circ C < T_s - T_a \leq 20^\circ C) \quad (33)$$

なお,  $-1^\circ C < T_s - T_a \leq 0^\circ C$  の  $\alpha_c$  の値は, 実験的に求めることが困難であったため, ここでは式(32)を適用した.

また, 表面層に対する蒸気状水の保存則は, 界面層と同様に次の式で与えられる.

$$\begin{aligned} & \frac{[P_{vs} (\varepsilon - \theta_{ls}) / R_v \tilde{T}_s]^{k+1} - [P_{vs} (\varepsilon - \theta_{ls}) / R_v \tilde{T}_s]^k}{\Delta t} \\ & = \frac{(m_{vs-1} - m_{vs})^{k+1/2}}{\Delta z_s} \end{aligned} \quad (34)$$

ここに,  $m_{vs-1}$ : 表面層の下面を横切る水蒸気フラックス密度 (上向き正,  $kg/m^2 s$ ),  $m_{vs}$ : 表面層の上面を横切り大気へ向かう水蒸気フラックス密度 (上向き正,  $kg/m^2 s$ ), である.

表面層から大気へ向かう水蒸気フラックス密度の計算には, 拡散則である境膜説<sup>23)</sup> (Film theory) を適用する. これに従って,  $m_{vs}$  は次式より求められる.

$$m_{vs} = -D_{atm} \frac{(P_{va} / R_v \tilde{T}_a - P_{vs} / R_v \tilde{T}_s)}{\delta} \quad (35)$$



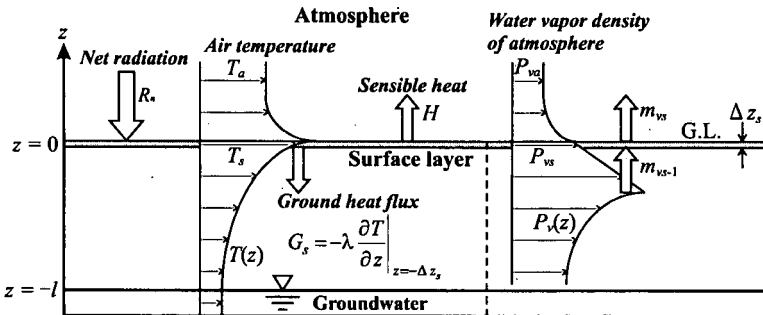


図-7 土壤表面近傍における熱および蒸気状水収支の概念図

ここに、 $P_w$  : 周囲空気の蒸気圧 (Pa) ,  $\delta$  : 境膜厚さ, である.  $\delta$  は, 4. (1) の一定な放射を受ける砂層内蒸発実験より得られた定常時の  $T_s$ ,  $T_a$ ,  $P_w$ ,  $P_{ws}$  および  $M_v$  より逆算された値, 0.019m を用いる.

### (7) 毛管層における蒸気状水収支と蒸発量の算定

図-8は, 毛管層を対象とした蒸気状水収支の概念を示したものである.

単位時間  $\Delta t = 1$  に亘る土壤の液状水損失量  $\Delta W$  ( $\text{kg/m}^2\text{s}$ ) は, 毛管層全域で発生した内部蒸発量の総和に等しく, これが蒸発フラックス密度  $M_v$  ( $\text{kg/m}^2\text{s}$ ) と定義される.

$$\Delta W = -\int_{-l}^{-d} E_v dz \quad (36)$$

次に, 蒸気状水保存式 (11) を用いて, 毛管層における蒸気状水収支を考える. この場合, 後述する計算結果から, 式 (11) 左辺の時間項は右辺の各項に比べて十分小さく, 無視することができる. そこで, 式 (11) 右辺を毛管層に渡って積分し, 式 (36) に代入すると以下の関係を得る.

$$\begin{aligned} \Delta W &= -\int_{-l}^{-d} E_v dz = -\int_{-l}^{-d} \frac{\partial m_v}{\partial z} dz = -[m_v]_{-l}^{-d} \\ &= -[m_v(-d) - m_v(-l)] \end{aligned} \quad (37)$$

ここに,  $l$ : 地下水面の深度 (m) , である.

ここで,  $m_v(-d)$  は式 (26) 中の界面層上面 ( $z = -d$ ) を横切る水蒸気フラックス密度  $m_{v1}$  である. また地下水面 ( $z = -l$ ) を横切る水蒸気フラックス密度  $m_v(-l)$  はゼロであるため, 式 (37) は次のようになる.

$$\Delta W = -m_{v1} \quad (38)$$

すなわち, 土壤の液状水損失量は界面層上面を横切

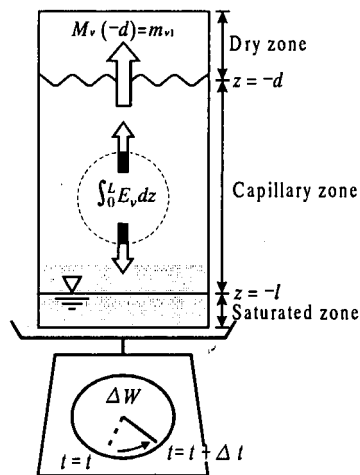


図-8 毛管層における蒸気状水収支の概念図

って乾燥層に向かう水蒸気量に等しい. 従って, 蒸発フラックス密度  $M_v$  は, フィック (Fick) の拡散則に従って界面における蒸気圧勾配に比例するものとして, 次式より計算される.

$$M_v = -D_{atm} \xi \eta (\varepsilon - \theta_l) \left. \frac{\partial (P_v / R_v \bar{T})}{\partial z} \right|_{z=-d} \quad (39)$$

## 3. 有限差分法解析

### (1) 液状水保存方程式

図-9に示すような地下の鉛直要素  $i$  の液状水質量収支を考えるため, 液状水保存方程式 (8) に式 (23) を代入し,  $z$  について積分すると次のようになる.

$$\begin{aligned} \int \left[ \rho_l \left( \frac{\partial \theta_l}{\partial \psi} \right) \frac{\partial \psi}{\partial t} + \theta_l \frac{\partial \rho_l}{\partial t} \right] dz &= \left[ \frac{\rho_l K K_{rl} g}{v} \left( \frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \right] \\ &- \int [(\varepsilon - \theta_l) K_G (P_{v sat} - P_v)] dz \end{aligned} \quad (40)$$

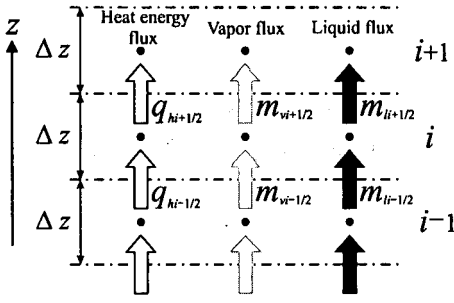


図-9 計算要素およびフラックスの概念図

要素  $i$  の液状水質量の時間変化率  $I_l$  は、次式で与えられる。

$$I_l = \left[ \rho_{li}^{k+1/2} \left( \frac{\partial \theta_l}{\partial \psi} \right)_i^{k+1/2} (\psi_i^{k+1} - \psi_i^k) + \theta_{li}^{k+1/2} (\rho_{li}^{k+1} - \rho_{li}^k) \right] \frac{\Delta z}{\Delta t} \quad (41)$$

ここに、 $\Delta z$ : 要素の厚さ (m), である。

式(40)の右辺第1項に関して、要素  $i-1$  から  $i$  に流入する液状水フラックス密度  $m_{li-1/2}$  および要素  $i$  から  $i+1$  に流出する液状水フラックス密度  $m_{li+1/2}$  は、それぞれ次式で与えられる。

$$m_{li-1/2} = -Kg \rho_{li-1/2}^{k+1/2} \left( \frac{K_{rl}}{v} \right)_{i-1/2}^{k+1/2} \left[ \frac{(\psi_i^{k+1/2} - \psi_{i-1}^{k+1/2})}{\Delta z} + 1 \right] \quad (42)$$

$$m_{li+1/2} = -Kg \rho_{li+1/2}^{k+1/2} \left( \frac{K_{rl}}{v} \right)_{i+1/2}^{k+1/2} \left[ \frac{(\psi_{i+1}^{k+1/2} - \psi_i^{k+1/2})}{\Delta z} + 1 \right] \quad (43)$$

ここで、要素  $i-1/2$  の物理量の値は要素  $i$  と要素  $i-1$  の平均値を、要素  $i+1/2$  の物理量の値は要素  $i$  と要素  $i+1$  の平均値をそれぞれ与える。例えば、 $\rho_l$  については以下ようになる。

$$\rho_{li-1/2} = \frac{(\rho_{li} + \rho_{li-1})}{2}, \quad \rho_{li+1/2} = \frac{(\rho_{li} + \rho_{li+1})}{2} \quad (44)$$

要素  $i$  で発生する内部蒸発量  $Q_{ev}$  は、式(40)の右辺第2項を基に次式で与えられる。

$$Q_{ev} = (\varepsilon - \theta_{li}^{k+1/2}) K_G (P_{vsat} - P_v)^{k+1/2} \Delta z \quad (45)$$

式(41)～(43)および式(45)を式(40)に代入し、 $k$  ステップの  $\psi$ ,  $\psi^k$  を右辺、 $(k+1)$  ステップの  $\psi$ ,

$\psi^{k+1}$  を左辺に移し整理すると、最終的に以下の離散化式を得る。

$$\begin{aligned} & -U_{i-1/2}^{k+1/2} \psi_{i-1}^{k+1} + (1 + U_{i-1/2}^{k+1/2} + U_{i+1/2}^{k+1/2}) \psi_i^{k+1} - U_{i+1/2}^{k+1/2} \psi_{i+1}^{k+1} \\ & = U_{i-1/2}^{k+1/2} \psi_{i-1}^k + (1 - U_{i-1/2}^{k+1/2} - U_{i+1/2}^{k+1/2}) \psi_i^k + U_{i+1/2}^{k+1/2} \psi_{i+1}^k \\ & \quad - (2U_{i-1/2}^{k+1/2} - 2U_{i+1/2}^{k+1/2}) \Delta z \\ & \quad - \frac{\theta_{li}^{k+1/2}}{\rho_{li}^{k+1/2}} \left( \frac{\partial \psi}{\partial \theta_l} \right)_i^{k+1/2} (\rho_{li}^{k+1} - \rho_{li}^k) \\ & \quad - \frac{1}{\rho_{li}^{k+1/2}} \left( \frac{\partial \psi}{\partial \theta_l} \right)_i^{k+1/2} (\varepsilon - \theta_{li}^{k+1/2}) K_G (P_{vsat} - P_v)^{k+1/2} \Delta t \end{aligned} \quad (46)$$

ここに、

$$U_{i+1/2}^{k+1/2} = \frac{r_i^{k+1/2} \rho_{li+1/2}^{k+1/2}}{2\Delta z} \left( \frac{K_{rl}}{v} \right)_{i+1/2}^{k+1/2} \quad (47)$$

$$U_{i-1/2}^{k+1/2} = \frac{r_i^{k+1/2} \rho_{li-1/2}^{k+1/2}}{2\Delta z} \left( \frac{K_{rl}}{v} \right)_{i-1/2}^{k+1/2} \quad (48)$$

であり、上式中の  $r_i^{k+1/2}$  は、以下ようになる。

$$r_i^{k+1/2} = \frac{Kg \Delta t}{\Delta z} \frac{1}{\rho_{li}^{k+1/2}} \left( \frac{\partial \psi}{\partial \theta_l} \right)_i^{k+1/2} \quad (49)$$

## (2) 蒸気状水保存方程式

図-9に示すような要素  $i$  の蒸気状水質量収支を考えるため、蒸気状水保存方程式(12)に式(23)を代入し、 $z$  について積分すると次のようになる。

$$\begin{aligned} & \int \left[ \frac{\partial (P_v (\varepsilon - \theta_l) / R_v \tilde{T})}{\partial t} \right] dz \\ & = \left[ D_{am} \xi \eta (\varepsilon - \theta_l) \frac{\partial (P_v / R_v \tilde{T})}{\partial z} \right] \\ & + \int \left[ (\varepsilon - \theta_l) K_G (P_{vsat} - P_v) \right] dz \end{aligned} \quad (50)$$

要素  $i$  の蒸気状水質量の時間変化率  $I_v$  は、次式で与えられる。

$$I_v = \left[ P_{vi}^{k+1} (\varepsilon - \theta_{li}^{k+1}) / R_v \tilde{T}_i^{k+1} - P_{vi}^k (\varepsilon - \theta_{li}^k) / R_v \tilde{T}_i^k \right] \frac{\Delta z}{\Delta t} \quad (51)$$

次に、式(50)の右辺第1項に関して、要素  $i-1$  から  $i$  に流入する水蒸気フラックス密度  $m_{vi-1/2}$  および要素  $i$  から  $i+1$  に流出する水蒸気フラックス密度

$m_{vi+1/2}$  は、それぞれ次式で与えられる。

$$m_{vi-1/2} = -\xi \eta D_{atm\ i-1/2}^{k+1/2} (\varepsilon - \theta_{li-1/2}^{k+1/2}) \left[ \frac{(P_{vi}^{k+1/2} / R_v \tilde{T}_i^{k+1/2}) - (P_{vi-1}^{k+1/2} / R_v \tilde{T}_{i-1}^{k+1/2})}{\Delta z} \right] \quad (52)$$

$$m_{vi+1/2} = -\xi \eta D_{atm\ i+1/2}^{k+1/2} (\varepsilon - \theta_{li+1/2}^{k+1/2}) \left[ \frac{(P_{vi+1}^{k+1/2} / R_v \tilde{T}_{i+1}^{k+1/2}) - (P_{vi}^{k+1/2} / R_v \tilde{T}_i^{k+1/2})}{\Delta z} \right] \quad (53)$$

式(45)および式(51)～(53)を式(50)に代入し、 $k$ ステップの  $P_v$ 、 $P_v^k$ を右辺、 $(k+1)$ ステップの  $P_v$ 、 $P_v^{k+1}$ を左辺に移項し整理すると、最終的に以下の離散化式を得る。

$$\begin{aligned} & -\frac{S_{i-1/2}}{\tilde{T}_{i-1}^{k+1/2}} P_{vi-1}^{k+1} + \left[ \frac{(\varepsilon - \theta_{li}^{k+1})}{R_v \tilde{T}_i^{k+1}} + \frac{S_{i-1/2} + S_{i+1/2}}{\tilde{T}_i^{k+1/2}} \right. \\ & \left. + N_i^{k+1/2} \right] P_{vi}^{k+1} - \frac{S_{i+1/2}}{\tilde{T}_{i+1}^{k+1/2}} P_{vi+1}^{k+1} = \frac{S_{i-1/2}}{\tilde{T}_{i-1}^{k+1/2}} P_{vi-1}^k + \left[ \frac{(\varepsilon - \theta_{li}^{k+1})}{R_v \tilde{T}_i^{k+1}} \right. \\ & \left. - \frac{S_{i-1/2} + S_{i+1/2}}{\tilde{T}_i^{k+1/2}} - N_i^{k+1/2} \right] P_{vi}^k + \frac{S_{i+1/2}}{\tilde{T}_{i+1}^{k+1/2}} P_{vi+1}^k \\ & \quad + 2N_i^{k+1/2} P_{v\ sat\ i}^{k+1/2} \end{aligned} \quad (54)$$

ここに、

$$S_{i+1/2} = \frac{D_{atm\ i+1/2}^{k+1/2} \xi \eta}{R_v} \frac{\Delta t}{2(\Delta z)^2} (\varepsilon - \theta_{li+1/2}^{k+1/2}) \quad (55)$$

$$S_{i-1/2} = \frac{D_{atm\ i-1/2}^{k+1/2} \xi \eta}{R_v} \frac{\Delta t}{2(\Delta z)^2} (\varepsilon - \theta_{li-1/2}^{k+1/2}) \quad (56)$$

$$N_i^{k+1/2} = \frac{\Delta t}{2} (\varepsilon - \theta_{li}^{k+1/2}) K_G \quad (57)$$

### (3) 熱エネルギー保存方程式

図-9に示すような要素  $i$  の熱エネルギー収支を考えるため、熱エネルギー保存方程式(19)に式(23)を代入し、 $z$ について積分すると次のようになる。

$$\int \left[ \frac{\partial[(\rho c)T]}{\partial t} \right] dz = \left[ \lambda \frac{\partial T}{\partial z} - (\rho_i c_i) V_i (T - T_0) \right] - \int [L(\varepsilon - \theta_i) K_G (P_{v\ sat} - P_v)] dz - \int [h_a (T - T_a)] dz \quad (58)$$

要素  $i$  の熱エネルギー時間変化率  $I_i$  は、次式で与えられる。

$$I_i = \left[ (\rho c)_i^{k+1} T_i^{k+1} - (\rho c)_i^k T_i^k \right] \frac{\Delta z}{\Delta t} \quad (59)$$

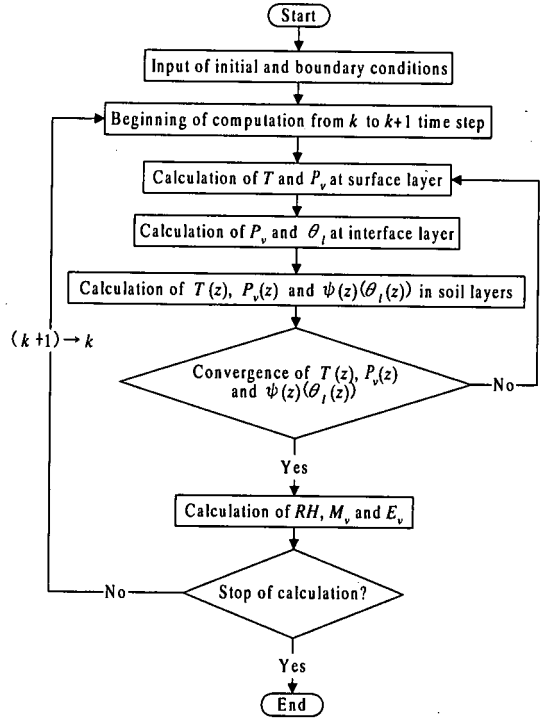


図-10 解析のフローチャート

次に、式(58)の右辺第1項に関して、要素  $i-1$  から  $i$  に流入する熱フラックス密度  $q_{hi-1/2}$  および要素  $i$  から  $i+1$  に流出する熱フラックス密度  $q_{hi+1/2}$  は、それぞれ次式で与えられる。

$$q_{hi-1/2} = -\lambda_{i-1/2}^{k+1/2} \left[ \frac{(T_i^{k+1/2} - T_{i-1}^{k+1/2})}{\Delta z} \right] + (\rho_i c_i) V_{i-1/2}^{k+1/2} (T_{i-1}^{k+1/2} - T_0) \quad (60)$$

$$q_{hi+1/2} = -\lambda_{i+1/2}^{k+1/2} \left[ \frac{(T_{i+1}^{k+1/2} - T_i^{k+1/2})}{\Delta z} \right] + (\rho_i c_i) V_{i+1/2}^{k+1/2} (T_{i+1}^{k+1/2} - T_0) \quad (61)$$

要素  $i$  で発生する内部蒸発による潜熱  $Q_L$  は、式(58)の右辺第2項に基づいて次式で与えられる。

$$Q_L = L_i^{k+1/2} (\varepsilon - \theta_{li}^{k+1/2}) K_G (P_{v\ sat} - P_v)_i^{k+1/2} \Delta z \quad (62)$$

要素  $i$  で発生する熱貫流量  $Q_h$  は、式(58)の右辺第3項を基に次式で与えられる。

$$Q_h = h_a (T_i^{k+1/2} - T_a^{k+1/2}) \Delta z \quad (63)$$

式(59)～式(63)を式(58)に代入し、 $k$ ステップの

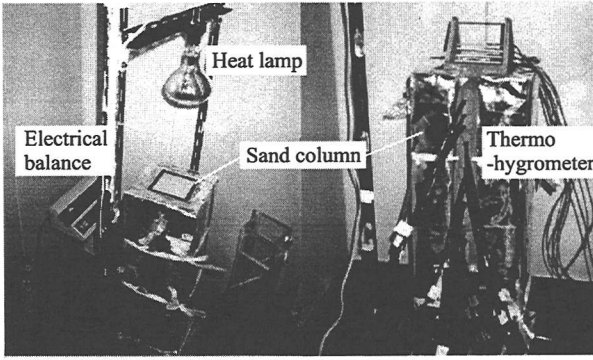


写真-1 一定な放射を受ける砂層内蒸発実験

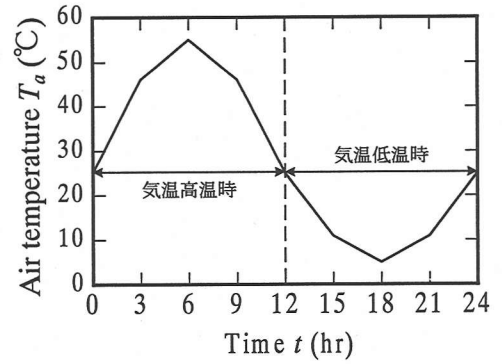


図-11 1サイクルの気温変化

$T$ ,  $T^k$  を右辺,  $(k+1)$  ステップの  $T$ ,  $T^{k+1}$  を左辺に移項し整理すると, 以下の離散化式を得る.

$$\begin{aligned}
 & -J_{i-1/2,1}^{k+1/2} T_i^{k+1} + \left[ (\rho c)_i^{k+1} + J_{i-1/2,2}^{k+1/2} + J_{i+1/2,1}^{k+1/2} + \frac{h_a \Delta t}{2} \right] T_i^{k+1} \\
 & -J_{i+1/2,2}^{k+1/2} T_{i+1}^{k+1} = J_{i-1/2,1}^{k+1/2} T_{i+1}^k + \left[ (\rho c)_i^k - J_{i-1/2,2}^{k+1/2} - J_{i+1/2,1}^{k+1/2} \right. \\
 & \left. - \frac{h_a \Delta t}{2} \right] T_i^k + J_{i+1/2,2}^{k+1/2} T_{i+1}^k - (\rho_l c_l) (V_{li+1/2}^{k+1/2} - V_{li-1/2}^{k+1/2}) T_0 \\
 & + h_a \Delta t T_a^{k+1/2} - \Delta t L_i^{k+1/2} (\varepsilon - \theta_{li}^{k+1/2}) K_G (P_{vsat} - P_v)_i^{k+1/2} \quad (64)
 \end{aligned}$$

ここに,

$$J_{i+1/2,1}^{k+1/2} = \frac{\Delta t}{2(\Delta z)^2} \left[ \lambda_{i+1/2}^{k+1/2} + \frac{1}{2} (\rho_l c_l) V_{li+1/2}^{k+1/2} \Delta z \right] \quad (65)$$

$$J_{i-1/2,1}^{k+1/2} = \frac{\Delta t}{2(\Delta z)^2} \left[ \lambda_{i-1/2}^{k+1/2} + \frac{1}{2} (\rho_l c_l) V_{li-1/2}^{k+1/2} \Delta z \right] \quad (66)$$

$$J_{i+1/2,2}^{k+1/2} = \frac{\Delta t}{2(\Delta z)^2} \left[ \lambda_{i+1/2}^{k+1/2} - \frac{1}{2} (\rho_l c_l) V_{li+1/2}^{k+1/2} \Delta z \right] \quad (67)$$

$$J_{i-1/2,2}^{k+1/2} = \frac{\Delta t}{2(\Delta z)^2} \left[ \lambda_{i-1/2}^{k+1/2} - \frac{1}{2} (\rho_l c_l) V_{li-1/2}^{k+1/2} \Delta z \right] \quad (68)$$

最後に, 本計算のフローチャートを図-10に示す. 初期条件として, 実験開始時の  $\psi$ ,  $P_v$  および  $T$  が与えられる. 各時間ステップ毎に要素を代表する  $\psi$ ,  $P_v$  および  $T$  が許容値以下に収束するまで, 有限差分法 (陰解法) により計算が繰り返し行われる. その後, 得られた  $P_v$  を用いて, 理想気体の状態方程式より相対湿度  $RH$  が, 式(39)より  $M_v$  が, 式(23)より  $E_v$  がそれぞれ求められる. なお, 時間間隔は  $\Delta t = 10$  sec, 要素厚さは  $\Delta z = 1$  cm である.

#### 4. 実験概要

##### (1) 一定の放射を受ける砂層内蒸発実験

豊浦標準砂を充填した縦 0.1m, 横 0.1m, 高さ 0.6m のボックス状アクリル製砂層カラムに, 地表面下 0.4m ( $z = -0.4$ m) で一定の地下水位を設定する. 目視観測および液状水体積含水率分布より得られた界面の位置は,  $z = -0.08$ m である. なお, カラム底面および側面には断熱材が施される.

このカラムを気温  $T_a = 25^\circ\text{C}$ , 相対湿度  $RH_a = 50\%$  の恒温恒湿室内に設置し, カラム上方より赤外線ランプを照射し, 砂層内に正の温度勾配を形成させる. 照射開始から96時間に亘って, 砂層内の温度および相対湿度鉛直分布の経時変化が温・湿度センサー (VISALA 製) により測定され, Geraminegad と Saxena<sup>24)</sup>が提案した以下の式より蒸気圧が計算される.

$$P_v = \frac{RH}{100} \exp \left( 19.819 - \frac{4975.9}{\tilde{T}} \right) \times 10^{-3} R_v \tilde{T} \quad (69)$$

蒸発フラックス密度は, 砂層の重量減少量の時間的な変化から算定される. さらに, 砂層内の体積含水率の鉛直分布は, 実験開始前および終了後に中性子水分計 (精器堂製) により測定される. 写真-1に, 実験の様子を示す.

なお, 実験の詳細については参考文献15)を参照されたい.

##### (2) 日周期気温変化を伴う砂層内蒸発実験

上述した砂層カラムに,  $z = -0.55$ m で一定の地下水位を設定する. 目視観測および液状水体積含水率分布より得られた界面の位置は,  $z = -0.2$ m である.

このカラムを, 温度および相対湿度が制御可能な人工気象室内に設置し, 気温を1サイクル24時間の

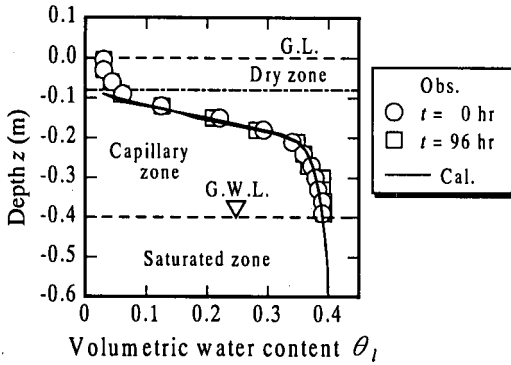


図-12 体積含水率分布の経時変化

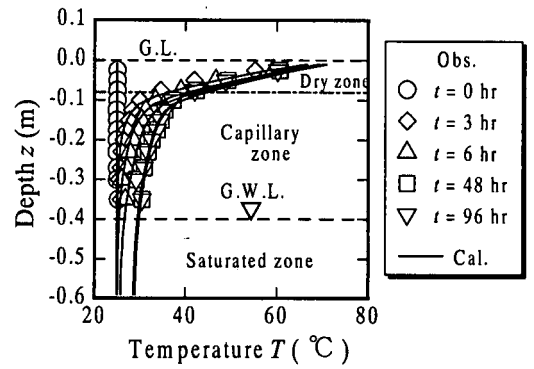


図-13 温度分布の経時変化

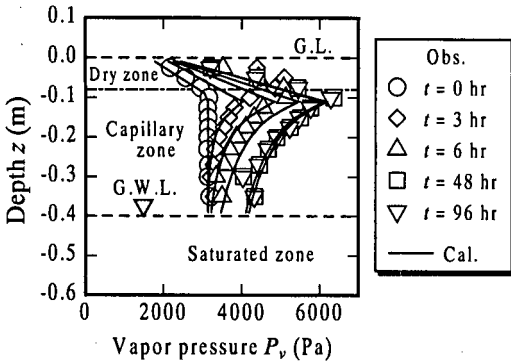


図-14 蒸気圧分布の経時変化

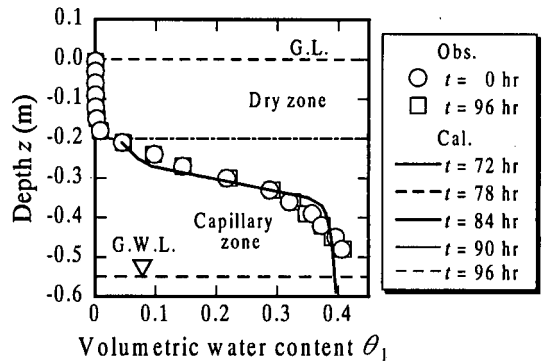


図-15 体積含水率分布の経時変化

疑似正弦曲線に従って5~55℃の範囲で変化させる。図-11に、1サイクルの $T_e$ の経時変化を示す。なお、サイクル前半の12時間と後半の12時間を、それぞれ気温高温時、気温低温時と呼ぶ。

実験は4サイクルに亘って行われ、測定項目および方法は(1)と同様である。詳細については参考文献1)を参照されたい。

## 5. 実験値と理論値との比較

### (1) 一定な放射を受ける砂層内蒸発実験との比較<sup>15)</sup>

図-12は、実験開始時および終了時における体積含水率 $\theta_v$ の鉛直分布 $\theta_v(z)$ を、実験値および計算値についてそれぞれ併示したものである。地下水位が実験期間中一定であるため、実験値および計算値とも $\theta_v(z)$ の変化はほとんど観られない。

図-13は、終了時までの温度 $T$ の鉛直分布 $T(z)$ の経時変化を、実験値および計算値についてそれぞれ併示したものである。実験開始後、砂層内に正の温度勾配が形成され、 $T$ は $t = 48$ hr以降、全層に渡ってほぼ定常となる。また、界面を境としてその上下で勾配の値は大きく異なる。計算値はこのような温度特性を良好に再現している。

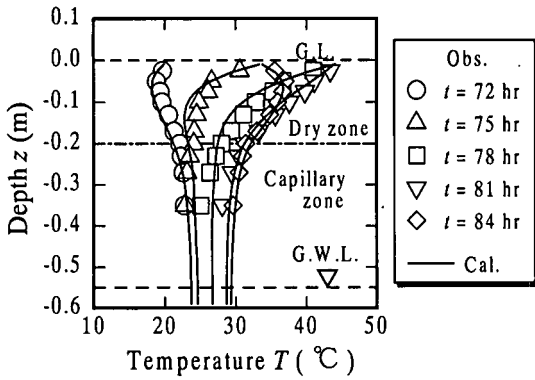
図-14は、実験終了時までの蒸気圧 $P_v$ の鉛直分布 $P_v(z)$ の経時変化を、実験値および計算値についてそれぞれ併示したものである。実験開始後、 $P_v$ は全層に渡って増加し、界面で最大値を持つような分布が形成される。また $t = 48$ hr以降、 $P_v(z)$ はほとんど変化しない。すべての時間において、計算値は実験値と良好に一致している。

なお、定常状態での蒸発フラックス密度 $M_v$ は実験値 $1.16 \times 10^{-5} \text{ kg/m}^2\text{s}$ 、計算値 $1.18 \times 10^{-5} \text{ kg/m}^2\text{s}$ であった。

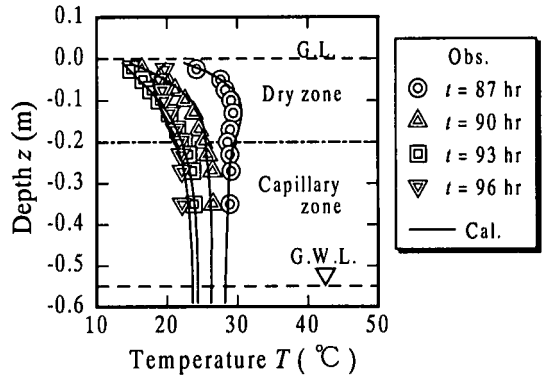
### (2) 日周期気温変化を伴う砂層内蒸発実験との比較

ここでは第4サイクル( $t = 72 \sim 96$ hr)を中心に、実験結果および計算結果を紹介する。

図-15に、実験開始時および終了時の体積含水率鉛直分布 $\theta_v(z)$ を示す。同図には、6時間毎の計算結果も併示される。蒸発量と同量の液状水を常に供給しているため、実験値および計算値とも $\theta_v(z)$ はほとんど変化しない。計算値を詳細に調べると、毛管層上部( $z = -0.2 \sim -0.3$ m)の $\theta_v$ は日周期的に変化し、その較差は界面で最も大きい。しかしながらオーダーは $10^{-4}$ 程度であり、無視できるほど小さい。ただし、界面がより地表面に近い場合には、温度および

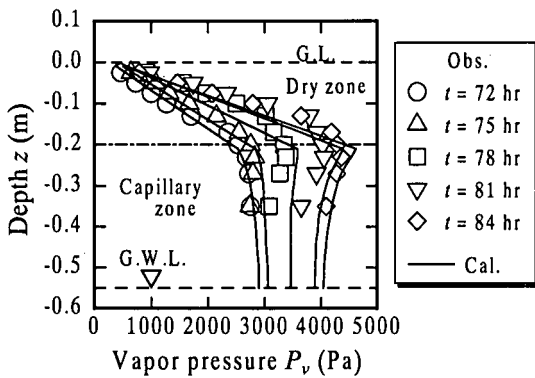


(a)  $t = 72 \sim 84$ hr

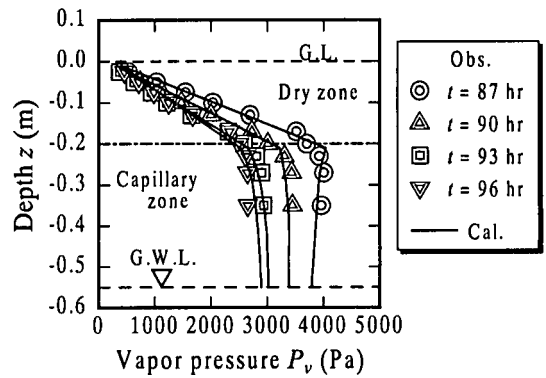


(b)  $t = 87 \sim 96$ hr

図-16 温度分布の経時変化 (第4サイクル)



(a)  $t = 72 \sim 84$ hr



(b)  $t = 87 \sim 96$ hr

図-17 蒸気圧分布の経時変化 (第4サイクル)

蒸気圧とも大きく変化するため、毛管層上部における  $\theta_i$  の変化も、上述のオーダーよりも大きくなるのが予想される。

図-16は、温度鉛直分布  $T(z)$  の経時変化の実験結果と計算結果を併示したものである ((a)  $t = 72 \sim 84$ hr, (b)  $t = 87 \sim 96$ hr). 各分布は3時間毎に抽出される (次の蒸気圧についても同じ).  $T$  は、 $t = 72 \sim 81$ hr には気温の上昇とともに上方より順に上昇し、 $t = 84 \sim 93$ hr には気温の低下とともに低下する。また、気温が周期的に変化していることから、砂層内部での熱移動に時間遅れ (Time lag) が生じ、乾燥層内で変曲点を有する分布も形成される。計算結果は、このような変化過程を良好に再現している。

図-17は、蒸気圧鉛直分布  $P_v(z)$  の経時変化を、実験結果および計算結果について併示したものである ((a)  $t = 72 \sim 84$ hr, (b)  $t = 87 \sim 96$ hr).  $P_v(z)$  は、 $t = 75 \sim 84$ hr の気温高温時には界面で  $P_v$  が最大となるような形状になるのに対して、気温低温時にはそのような形状にはならず、全層に渡って負の蒸気圧勾配が形成される。計算値もまたこの特性を示して

おり、時間的にも一致している。さらに実験値および計算値とも、乾燥層の蒸気圧勾配は常に負であり、その絶対値は気温低温時よりも気温高温時の方で大きくなる。

図-18は、相対湿度  $RH$  の鉛直分布  $RH(z)$  の経時変化を、実験結果および計算結果について6時間毎に示したものである。毛管層の  $RH(z)$  はほぼ 100% で定常である。一方、乾燥層の  $RH(z)$  は地表に向かって単調に減少するような分布となり、その値は高温時よりも低温時で相対的に高くなるような日周期変化をとる。計算値もまた同様な変化特性を示す。

図-19に、計算より得られた毛管層における内部蒸発量  $E_v$  の鉛直分布  $E_v(z)$  の経時変化を、6時間毎に示す。 $E_v$  の絶対値は、界面 ( $z = -0.2$ m 付近) で最も大きく、下方へ向かうに従って小さくなる。また気温下降の過程にある  $t = 84$ hr (一点鎖線) では、毛管層上部 ( $z = -0.24 \sim -0.38$ m) で  $E_v$  が負の値になり、凝縮が生じている。これについては、以下のように考える。

図-17(a)から、 $t = 84$ hr における毛管層の  $P_v(z)$

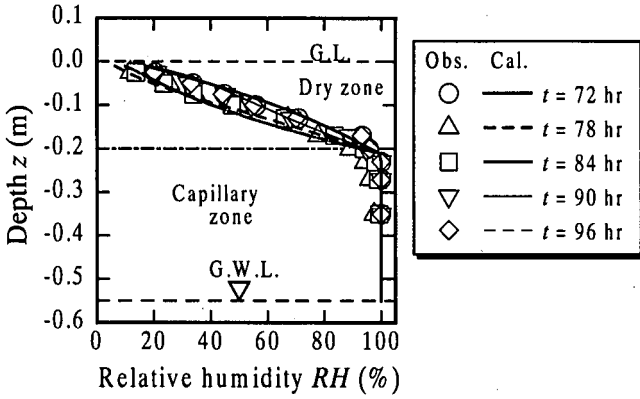


図-18 相対湿度分布の経時変化 (第4サイクル)

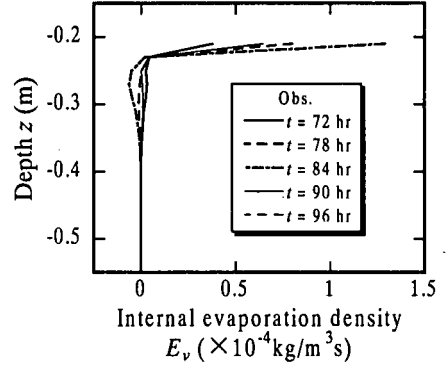


図-19 内部蒸発量分布の経時変化 (第4サイクル)

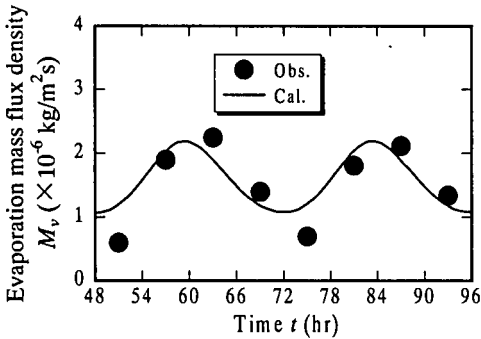


図-20 蒸発フラックス密度の経時変化 (第3~4サイクル)

の勾配は正であり、毛管層では水蒸気の下方向移動が生じていることが判る。また、同時間において毛管層における  $T(z)$  は、下方に向かうに従って  $T$  が低下するような分布になる (図-16(a)参照)。従って毛管層上部では、相対的に高温の砂層から低温の砂層へ向かう水蒸気の下方向移動が生じて、空隙での水蒸気の過飽和状態を生み出す。その結果、水蒸気の凝縮が生じると推察される。

次に、上述した  $\theta_i$  の日周期変化に及ぼす内部蒸発 (式(7)の右辺第2項) からの寄与を調べた。その結果  $E_v$  の影響は、界面付近では液状水移動 (式(7)の右辺第1項) と同程度で無視できないが、それ以下では無視できる。

また同様に蒸気状水について調べると、 $P_v$  の時間的変化に及ぼす内部蒸発 (式(11)の右辺第2項) からの寄与は、毛管層全域で蒸気状水移動 (式(11)の右辺第1項) からの寄与とほぼ等しい。さらに式(11)中の各項の大きさを比較すると、 $P_v$  の時間変化量 (左辺) は右辺第1項および第2項の1%程度のオーダーとなり、十分小さい。

図-20は、蒸発フラックス密度  $M_v$  の時系列の実

験結果および計算結果を、第3~第4サイクルについて示す。実験結果より、 $M_v$  は気温高温時に増加し、気温低温時に減少することが判る。計算結果は、この変化特性を良好に再現していると思われる。

なお、ここでの内部蒸発係数  $K_G$  は、(1)の計算で用いた値 ( $1 \times 10^{-3} \text{ s/m}^2$ ) と同じである。

## 6. 結論

蒸発・乾燥を伴う多孔媒体中の熱・水分移動現象の解明において、温度、液状水のみならず、蒸気状水も有益な情報を与える。

この点を踏まえ、飽和-不飽和-乾燥多孔媒体中の熱、液状水および蒸気状水移動の同時連成解析モデルを提案し、砂層内蒸発実験結果との比較から、その妥当性を検討した。

今回の提案モデルでは、従来から用いられてきた Philip と De Vries モデルでは不明確とされてきた内部蒸発を、多孔媒体粒子表面と空隙の蒸気圧の差により生じる相変化とし、その定式化を試みた。これにより、砂層内の温度、液状水体積含水率および蒸気圧が同時に計算することができた。また、内部蒸発量を求めることにより、砂層内部の水分収支をより詳細に把握することが可能となった。

以下に、筆者らの実験に対して本解析より得られた結果を列挙する。

- (1) 提案モデルにより初めて、砂層内の温度、液状水体積含水率分布および蒸発フラックス密度に加えて、蒸気圧鉛直分布の計算結果と実験結果の比較ができるようになり、総ての計算値と実験値は良好に一致する。
- (2) (1)の結果より、内部蒸発量は駆動力と気液界面面積に比例するという考え方の妥当性が検証できた。

(3) 内部蒸発量鉛直分布から、砂層が日周期的な気温変化を受ける場合、必ずしも毛管層全域で常に蒸発が生じるのではなく、水蒸気凝縮が生じる領域も存在することが示された。

(4) 日周期的な地温変化過程に伴う液状水体的含水率の変化に対しては、界面付近を除いて、内部蒸発の影響は無視できる。

本研究により、多孔媒体中の熱、液状水および蒸気状水の同時連成解析モデルが、基本的に確立された。今後は、さらに土壌中の内部蒸発係数の特性に関する検討を加え、野外観測結果への適用を試みる。

#### 参考文献

- 1) 福原輝幸, 高野保英, 佐藤邦明: 日周期的な気温変化に伴う砂層カラムからの蒸発特性, 水工学論文集, 第38巻, pp.119 - 124, 1994.
- 2) 高野保英, 福原輝幸, 黒川和男: 中東の乾燥地土壌中の熱・水分移動特性と蒸発・乾燥過程—アラブ首長国連邦における気象観測および土壌熱・水分計測—, 水工学論文集, 第41巻, pp.221-226, 1997.
- 3) 高野保英, 福原輝幸: アラブ首長国連邦における現地気象・水文観測—土壌湿度法による灌水後の土壌の蒸発・乾燥過程の評価—, 水工学論文集, 第42巻, pp.91 - 96, 1998.
- 4) Kobayashi, T. and Nagai, H.: Measuring the evaporation from a sand surface at the HEIFE desert station by the dry surface layer (DSL) method, J. Met. Soc. Jpn., Vol.73, No.5, pp.937 - 945, 1995.
- 5) 檜山哲哉, 嶋田純, 古藤田一雄: 静電容量式高分子膜湿度センサーによる乾燥表層の形成機構の評価, 筑波大学水理実験センター報告, No.17, pp.109 - 118, 1993.
- 6) 諸泉利嗣, 佐藤裕一, 佐藤幸一: 表層不飽和帯における熱・水分同時移動に関する数値解析, 平成9年度農業土木学会大会講演会講演要旨集, pp.242 - 243, 1997.
- 7) 熊谷朝臣, 鈴木雅一, 太田猛彦: 半乾燥地におけるマルチ工法が熱・水環境に与える影響—数値シミュレーションを用いた検討—, 日本緑化工学会誌, 第23巻, 第1号, pp.4 - 19, 1997.
- 8) Yakirevich, A., Berliner, P. and Sorek, S.: A model for numerical simulating of evaporation from bare saline soil, Water Resources Research, Vol.33, No.5, pp.1021-1033, 1997.
- 9) Cahill, A. T. and Parlange, M. B.: On water vapor transport in field soils, Water Resources Research, Vol.34, No.4, pp. 731-739, 1998.
- 10) Schelde, K., Thomsen, A., Heidmann, T. and Schjonning, P.: Diurnal fluctuations of water and heat flows in a bare soil, Water Resources Research, Vol.34, No.11, pp.2919-

2929, 1998.

- 11) 福原輝幸, ジョージ・F・ピンダー, 佐藤邦明: 表面乾燥過程における飽和—不飽和多孔媒体中の熱・水分完全連成移行解析へのアプローチ, 土木学会論文集, No.423/II - 14, pp.111 - 120, 1990.
- 12) Philip, J. R. and De Vries, D. A.: Moisture movement in porous materials under temperature gradients, Trans. Amer. Geophys. Union, Vol.38, pp.222 - 232, 1957.
- 13) Kondo, J. and Saigusa, N.: Modelling the evaporation from bare soil with a formula for vaporization in the soil pores, J. Met. Soc. Jpn., pp.413 - 421, 1994.
- 14) 近藤純正編著: 水環境の気象学—地表面の水収支・熱収支—, 朝倉書店, 1994.
- 15) 高野保英, 福原輝幸, 佐藤邦明: 砂層間隙内における相変化を考慮した砂層中の熱・液状水・蒸気状水連成移動解析, 土木学会第52回年次学術講演会講演概要集, II - 170, pp.340 - 341, 1997.
- 16) 佐藤邦明, 福原輝幸, 宗像雅広, Bories, S: 蒸発による円柱カラム不飽和帯の溶質移行と蓄積に関する基礎的研究, 土木学会論文集, No.424/III - 14, pp.135 - 144, 1990.
- 17) 福原輝幸・佐藤邦明・今井竜也: 一定な気象条件下での砂層内蒸発・水蒸気移動と熱移動の相互作用, 土木学会論文集, No.503/II - 29, pp.29 - 38, 1994.
- 18) De Vries, D. A.: Simultaneous transfer of heat and moisture in porous media, Trans. Amer. Geophys. Union, Vol.39, No.5, pp.909 - 916, 1958.
- 19) 堀野治彦, 諸泉利嗣, 丸山利輔: 飽和土壌層内における熱移動特性の実験的考察, 地下水学会誌, 第33巻, 第4号, pp.227 - 238, 1991.
- 20) 二上章司, 高野保英, 福原輝幸, 佐藤邦明: 表面層モデルによる砂層表面と大気との間の熱・水分移動特性— $\alpha$ - $\beta$ 法による砂層表面厚の検討—, 水工学論文集, 第41巻, pp.31 - 36, 1997.
- 21) Slichter, C. S.: Theoretical investigation of the motion of ground waters, The 19th Ann. Rep. U.S. Geophys. Survey., pp.304 - 319, 1899.
- 22) 二上章司, 福原輝幸: 非定常蒸発下における砂層表面と大気間の熱・水分移動特性—大気安定時の熱・水蒸気移動係数—, 土木学会第52回年次学術講演会講演概要集, II - 171, pp.342 - 343, 1997.
- 23) 浅野康一: 物質移動論, 共立出版, 1976.
- 24) Geraminegad, M. A. and Saxena, S.K.: A solution of coupled heat-moisture transfer in saturated-unsaturated media, Proc. 5<sup>th</sup> International Conference on Numerical Method, Nagoya, pp.567 - 574, 1985.

(1998. 11. 13 受付)



# SIMULTANEOUSLY COUPLED ANALYSIS OF HEAT, LIQUID WATER AND WATER VAPOR MOVEMENT IN DRY-UNSATURATED SOIL LAYER

Yasuhide TAKANO, Teruyuki FUKUHARA and Kuniaki SATO

A mathematical model was developed in order to analyze heat, liquid water and water vapor movement in a soil column associated with evaporation from soil pores at the interface between the dry and capillary layers. In the proposed model, the evaporation is taken as the vapor pressure difference between the soil pore space and that at the surface of the water films surrounding to soil particles. As a consequence, the energy equation and mass balance equations for liquid and for water vapor can be solved simultaneously. The proposed model was able to reproduce well diurnally varying temperature, volumetric water content and vapor pressure profile, obtained in a laboratory.