

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

福原輝幸*・佐藤邦明**・今井竜也***

一定な外部気象条件と内部地中条件（地下水位、多孔媒体の透水性・保水性）の下で、定常蒸発フラックス密度を予測するための数学モデルを提案する。温度分布、蒸気圧分布、および蒸発フラックス密度に関する理論値は、実験値と良好に一致し、モデルの妥当性が示された。これより、一定な外部気象条件と内部地中条件における砂層内蒸発・水蒸気移動と熱移動の相互作用がより明確になったと考える。さらに、蒸発過程の水蒸気移動と熱移動の連成パターンが乾燥帯および毛管帯についてそれぞれ示された。

Key Words : drying, evaporation, heat and mass transfer, meteorology, groundwater

1. 緒論

地下水位が高く地表面が十分湿潤していると蒸発は地表面で起こり、それが直接気象（外部）条件（太陽の放射エネルギー・風速・気温・湿度など）に支配されることとは周知の通りである。この場合、裸地での蒸発量は水面蒸発と同じようなアナロジー（熱収支法、空力学的方法、混合法）で定式化が可能である。しかしながら、地下水位が低くなり土中内から蒸発が起こる場合に対して、蒸発速度と外部気象因子との関係を詳しく論じた研究は比較的少ない¹⁾。実際、土中内蒸発速度の正確な測定・評価は難しく、この点は水文学的に重要な基礎的な問題である。これまでの多くは、砂層中の液状水フラックス密度を推定し、これが蒸発フラックス密度に等しいとして、蒸発量は求められてきた²⁾。また、蒸発・乾燥過程の物質移動実験より、溶質（塩分）の濃縮が毛管帶上縁付近で起きることが観察されており^{3)~6)}、蒸発は毛管帶上縁で活発であることが推察される。筆者らは、放射熱に伴う温度勾配下蒸発過程の砂層内蒸気圧は毛管帶上縁で最大になり、地表に向って減少するような分布を呈することから、水蒸気は毛管帶上縁付近から上方移動を始めて、大気へと拡散されることを明らかにした^{7), 8)}。

本研究では、今回新たに行った実験の成果も含めて、砂層内部の水蒸気移動現象に関する考察をさらに深める。加えて、外部気象因子を考慮した砂層内からの定常蒸発モデルを提案し、温度分布、水分分布と蒸発フラックス密度の関係を理論的に明確にすると共に、蒸発過程の水蒸気移動と熱移動の連成パターンを提示する。

2. 理論的考察

ここでの目的は砂層内蒸発と気象条件の関係を理論的に連結させることにあり、主として風のない（自然対流の）場合の定常蒸発過程における熱および水蒸気移動を検討する。

(1) 热エネルギー方程式

通常、砂層中の蒸発・乾燥過程の熱エネルギー方程式を考える上で、液状水と水蒸気による顯熱輸送は無視できる⁷⁾。しかしながら、室内実験における小規模な砂層カラムによる伝熱実験では、断熱に努めても長時間の実験になると、砂層カラム周囲を通しての熱移動はもはや無視できなくなる。従って、本実験における乾燥帯と毛管帯の熱エネルギー方程式は次のように表される。

乾燥帯：

$$(\rho c)_1 \frac{\partial T_1}{\partial t} = \lambda_1 \frac{\partial^2 T_1}{\partial z^2} - h_a (T_1 - T_a) \quad (1)$$

毛管帯：

$$(\rho c)_2 \frac{\partial T_2}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_2 \frac{\partial T_2}{\partial z} \right) - h_a (T_2 - T_a) \quad (2)$$

ここに、 λ ：熱伝導率

T ：砂層温度

T_a ：周辺空気温度

t ：時間

z ：鉛直座標

h_a ：断熱材を通しての砂層カラムの熱損失係数
(= 0.9 [W/m²K])

(ρc) ：体積熱容量

添字 1：乾燥帯、添字 2：毛管帯を表す。温度分布を規定する重要な因子である入と体積含水率 θ の関係は

Fig.1 のようになる⁷⁾。両者の関係は非線形であるから、式 (1) および式 (2) は数値的に（陰的差分法により）解かれる。

* 正会員 工博 福井大学助教授 工学部環境設計工学科
(〒910 福井市文京 3-9-1)

** 正会員 工博 埼玉大学助教授 工学部地盤水理実験施設

*** 正会員 (株) 大栄工機土木部

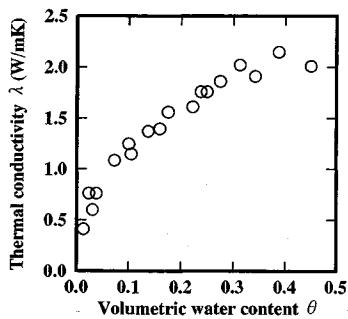


Fig.1 Relationship between thermal conductivity and volumetric water content⁷⁾

乾燥帯と毛管帯の境界（界面）において蒸発が卓越するので^{5),6)}、界面（ $z = -D$ ）での熱エネルギー保存則は次の関係を満たす。

$$\lambda_1 \left(\frac{\partial T_1}{\partial z} \right)_{z=-D} - \lambda_2 \left(\frac{\partial T_2}{\partial z} \right)_{z=-D} = \Delta h_v \cdot M_v \quad \dots \dots \dots (3)$$

ここに、 Δh_v ：蒸発潜熱

M_v ：蒸発フラックス密度

である。式(3)は乾燥帯を通過する熱エネルギー フラックスの一部が界面で蒸発潜熱に費やされ、その残りが毛管帯を通過することを表す。なお、界面は目視観察より判別できる砂層の濃色部（湿潤部）と淡色部（乾燥部）の境界として与えられる。

さらに、界面での温度連続性は次式を満たす。

$$T_1 = T_2 = T_D \quad \dots \dots \dots (4)$$

ここに、 T_D ：界面温度

である。

(2) 砂層表面の熱エネルギー 収支

砂層表面温度を決定するために厚さ Δz_s の表面層（一定温度）を想定し、表面層の熱エネルギー 収支を考える。今の場合、砂層表面からの蒸発はないので、熱エネルギー 収支式は次式で与えられる。

$$R_n - H_s - G = 0 \quad \dots \dots \dots (5)$$

ここに、 R_n ：純放射強度（下向き正）

H_s ：空気流および水蒸気流による顯熱（上向き正）

G ：砂層内への伝達熱エネルギー（下向き正）

である。

純放射強度 R_n は次のように表される。

$$R_n = (1 - al) R_g + \epsilon_e \sigma \tilde{T}_a^4 - \epsilon_s \sigma \tilde{T}_s^4 \quad \dots \dots \dots (6)$$

ここに、 al ：アルベド

R_g ：放熱ランプの放射強度

σ ：ステファン-ボルツマン定数

ϵ_e ：恒温恒湿室壁面の射出率

ϵ_s ：砂の射出率

\tilde{T}_s ：砂層表面層の絶対温度 ($\tilde{T}_s = T_s + 273.15$)

\tilde{T}_a ：周囲空気の絶対温度

である。なお、 ϵ_e は放射温度計 (CHINO 製、OPTEX 製) から得られる恒温恒湿室の壁面温度が空気温度に等しくなる時の射出率を採用した。各々の射出率に殆ど違ひがないので、その平均値として、 $\epsilon_e = 0.9$ が使用された。なお、 ϵ_s は van Bavel と Hillel の式 ($\epsilon_s = 0.9 + 0.18 \theta$)⁹⁾ より算出された。

空気流および水蒸気流による顯熱 H_s は以下のように表現される。

$$H_s = \alpha_c (T_s - T_a) + c_v M_v (T_s - T_a) \quad \dots \dots \dots (7)$$

ここに、 α_c ：砂層表面と空気の間の熱伝導係数 ($\alpha_c = 2.90 [\text{W}/\text{m}^2\text{K}]$)

c_v ：水蒸気の比熱

を表す。なお α_c は筆者等が実験的に求めた値である。

最後に、砂層内への伝達熱エネルギー G は熱エネルギー保存則より次のように離散化される。

$$G = \lambda \frac{(T_s^{k+1/2} - T_z^{k+1/2})}{\Delta z_s} + (\rho c) (T_s^{k+1} - T_s^k) \frac{\Delta z_s}{\Delta t} \quad \dots \dots \dots (8)$$

ここに、 T_z ：表面下 Δz_s の温度

k ：時間ステップ

Δt ：時間間隔

である。結局、式(6)、(7) および (8) を式(5) に代入することにより、 T_s は計算される。

(3) 蒸発フラックス密度と蒸気圧分布

界面から蒸発した水蒸気が、温度勾配下の乾燥帯空隙中を移動する系を考える。一定な外部気象条件と内部地中条件のように温度や水分が局所的かつ時間的に急変しないような場合には、乾燥帯のどの場所においても空隙中を移動する水蒸気量（水蒸気フラックス密度）は界面での蒸発フラックス密度に等しいと仮定する。

拡散による水蒸気フラックス密度 M'_v は次式で与えられる。

$$M'_v = - \frac{\xi D_{atm}}{R_v T} \frac{\partial P_v}{\partial z} + \frac{\xi D_{atm} P_v}{R_v T^2} \frac{\partial T}{\partial z} \quad \dots \dots \dots (9)$$

ここに、 P_v ：蒸気分圧

R_v ：水蒸気のガス定数

ξ ：見かけの単位蒸発面積と実際のそれとの比

D_{atm} ：砂層空隙（気相）中の水蒸気拡散係数である。なお、式(9) 以降の式中に現れる T の単位は絶対温度である。

また、 D_{atm} は次のように表される。

$$D_{atm} = \epsilon \alpha D_{atm}^* \quad \dots \dots \dots (10)$$

上式中、 ϵ ：空隙率

α ：屈曲度 (= 0.67)

D_{atm}^* ：空気中の水蒸気拡散係数

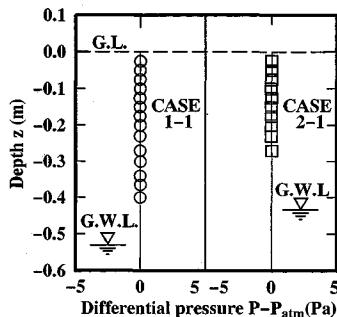


Fig.2 Differential pressure profile

である。

最終的に水蒸気フラックス密度（蒸発フラックス密度に等しい） M_v は移流効果を考慮して

$$M_v = M'_v + \rho_v V \quad \dots \dots \dots (11)$$

となる。ここに、 V ：移流速度、 ρ_v ：水蒸気密度、である。空気のフラックス密度は質量輸送に関与しないと仮定する（すなわち、 $M_a = M'_a + \rho_a V = 0$ 、 M'_a ：空気の拡散によるフラックス密度、 ρ_a ：空気密度）。差圧（全圧 P -大気圧 P_{atm} ）は Fig.2 のように放熱強度や地下水位に関係なく砂層内ではゼロである（すなわち、 $P_{atm} = P = P_a + P_v = \text{const.}$ 、 P_a ：乾燥空気分圧）ことから、移流速度 V が計算されて、結局

$$M_v = -\frac{\xi D_{atm}}{R_v T} \frac{P}{P - P_v} \frac{\partial P_v}{\partial z} \quad \dots \dots \dots (12)$$

となり、温度勾配下の M_v は等温状態で導かれる M_v と同じ表現になる。これについては既に Nakano・Miya-
zaki¹⁰⁾ によって導かれている。6. で説明するが、毛管帶上縁で発生した水蒸気が蒸発フラックス密度に結び付くことから、式 (12) は乾燥帯で適用されなければならない。式 (12) を $z = -D$ から $z = 0$ まで積分すれば、

$$M_v = \frac{\xi D_{atm} P}{R_v \bar{T} D} \ln \left(\frac{P - P_{vs}}{P - P_{vd}} \right) \quad \dots \dots \dots (13)$$

となる。ここに、 P_{vs} ：地表面の蒸気分圧、 P_{vd} ：毛管帶上縁 ($z = -D$) の蒸気分圧、 \bar{T} ：乾燥帯の平均絶対温度、である。

乾燥帯の蒸気圧分布は式 (12) を z で積分し、 $z = 0$ で $P = P_{vs}$ を与えることにより、次のようになる。

$$P_v = P - (P - P_{vs}) \exp \left[\frac{M_v R_v \bar{T}}{\xi D_{atm} P} z \right] \quad \dots \dots \dots (14)$$

3. 計算手順

計算手順は以下の通りである。

- 1) 計算是実験で得られた初期温度から開始される。
- 2) 表面層の熱エネルギー収支式、式 (5) より表面温度 T_s を計算する。
- 3) 砂層中の温度分布 $T(z)$ を式 (1)～(4) より求める。

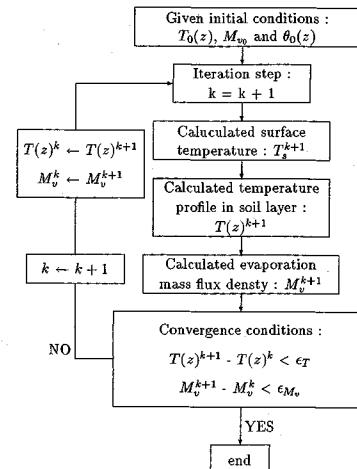


Fig.3 Flow chart for computation

4) その際、蒸発フラックス密度 M_v は式 (13) から求められる。このとき、 D_{atm} は T の値を基に計算される。また、 P_{vd} は実験的に求まる界面の RH と計算より求まる界面の T を基に計算される。一方、 P_{vs} は表面層の RH と T_s を基に決定される。なお、表面層の RH は砂層表面付近の RH で近似される。 ξ は式 (13) 中、唯一の未知数であり、 M_v の実験値に適合する値 ($\xi = 2 \sim 3$) が使用される。

5) T_s 、 $T(z)$ および M_v が互いに収束するまで 2)～4) を繰り返し計算する。

以上より、一定な外部気象条件と内部地中条件（地下水位）が与えられ、局所的に熱的平衡状態にある時の温度分布および蒸発フラックス密度が同時に求められる。この計算過程を流れ図で示したもののが Fig.3 である。

4. 実験方法

砂層内蒸発フラックス密度および水蒸気移動に及ぼす気象条件の影響を調べるために、内部地中条件（地下水位）および外部気象条件（地表面に達する放熱（赤外線）ランプの熱流密度）を変化させ、砂層中の温度、相対湿度および蒸発フラックス密度を測定する。実験には豊浦標準砂を使用し、高さ 0.6 m、縦 0.1 m、横 0.1 m の砂層容器（便宜上砂層カラムと呼ぶ）に充填される。実験装置の概要が Photo.1 に示される。砂層の温度と湿度は直径 12 mm の温・湿度センサー（ヴァイサラ製）により測定（14箇所）され、地下水位を一定にするため砂層カラムは地下水供給カラムと接続する。同写真は放熱ランプによって地表を暖める場合である。一方、地表を冷却させるための実験概要是 Fig.4 のごとくであり、冷熱源は氷水である。氷水を入れた容器表面には凝縮水が付着するので、その滴下防止のために布を張る。この布と砂表面の間隔は約 40 mm とする。本論文では、

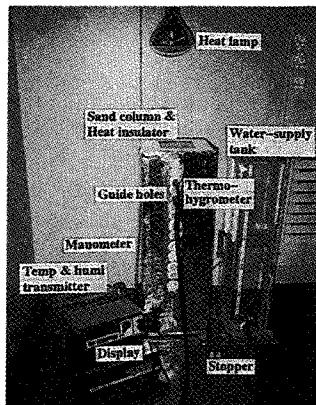


Photo.1 Measurement system of temperature and humidity in soil column

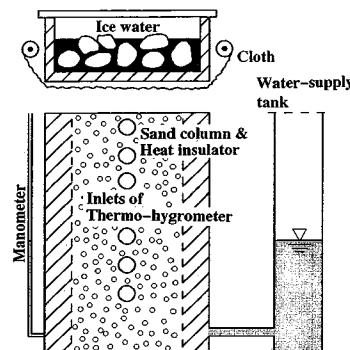


Fig.4 Experimental facility for producing negative temperature gradient

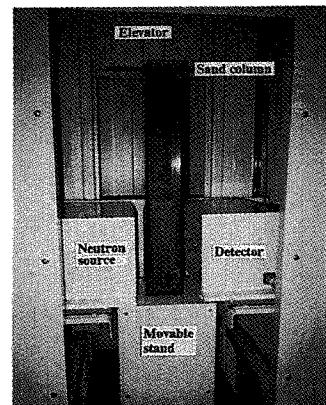


Photo.2 Neutron moisture detector device

Table 1 Experimental conditions

Sand Column	Temperature Gradient		
	$\nabla T > 0$		$\nabla T < 0$
	$L_H = 0.25 \text{ m}$	$L_H = 0.50 \text{ m}$	$\nabla T < 0$
G.W.L = -0.53 m	CASE 1 - 1	CASE 1 - 2	CASE 1 - 3
	CASE 2 - 1	CASE 2 - 2	CASE 2 - 3
G.W.L = -0.43 m			

前者を正の温度勾配 ($\nabla T > 0$, $\nabla \equiv d/dz$) 実験、後者を負の温度勾配 ($\nabla T < 0$) 実験と呼ぶ。なお、断熱材には厚さ 25 mm のガラス繊維ボード（密度 48 kg/m³）が使用され、その表面は銀紙テープが施される。なお、この断熱材で覆われた砂層カラムと周囲空気の間の熱損失係数は別途実験的に求められる。Table 1 は実験条件と実験ケース名を表す。表中の G.W.L. は地下水位、 L_H は砂表面からランプ先端までの高さを意味する。実験は全て恒温恒湿室で行われる。CASE 1-3 および CASE 2-3 は温度 23°C、湿度 50% に、それ以外は温度 23°C、湿度 60% に設定される。地下水位は 2 通りであり、比較的地下水位が低く乾燥帯の厚い CASE 1 のシリーズ、および地下水位が高く地表付近に薄い乾燥帯がある CASE 2 のシリーズである。

実験には 2 つのカラム ($T-RH$ カラム, $\theta-M_v$ カラム) が同時に使用される。前者は温度 T と相対湿度 RH を測定するための砂層カラムであり、Photo.1 で見られるように 14 本の温・湿度センサー用の挿入パイプが付随する。後者は蒸発フラックス密度 M_v と体積含水率 θ のための測定用カラム ($T-RH$ カラムと同じ大きさ) であり、 M_v は電子天秤（最小目盛 0.1 g）により、 θ は Photo.2 に示すような中性子水分計（精器堂製）によりそれぞれ測定される。

地表熱エネルギー収支の支配因子の 1 つである放熱ランプの熱流密度は全天日射計（英弘精機製）により求められる。アルベドは南中時福井大学屋上にて（周辺に建

物なし）、任意の含水率の標準砂を直径約 2 m の円形状に約 0.01 m の厚さで敷き詰め、地表より約 0.1 m の高さに置いたアルベドメータ（英弘精機製）で計測される。

最後に、実験手順を説明する。先ず最初に地下水位を設定し、地下水位が定常になった後、 $T-RH$ カラムのセンサー挿入用パイプのゴム栓を取り外し、素早く温・湿度センサーを挿入し、初期の温度・湿度分布を測定する。 $\theta-M_v$ カラムについては断熱材を取り外した後、中性子水分計を用いて水分分布を求める (Photo.2 を参照)。この後、同カラムを再び断熱材で覆い、電子天秤により蒸発量を計る。地下水位はこの蒸発量に相当する水量を地下水供給カラムに補給することにより一定に保たれる。これによって等温蒸発 ($\nabla T=0$) での諸データが収集される。次に放熱ランプを点灯し、一定時間ごとに上述した手順を踏み、温度 T 、相対湿度 RH および体積含水率 θ の各分布が定常になった時点で実験を終了する。

5. 計算結果と実験結果の比較・検討

先ず最初に、地表面の熱エネルギー収支の支配要因である放熱ランプの熱流密度 R_g とアルベドについて結果を紹介する。熱流密度 R_g は Fig.5 のようにランプ高さの増大に伴って急減し、ランプ高さ 0.5 m の熱流密度 R_g (215 W/m²) はランプ高さ 0.25 m の熱流密度 R_g (1010 W/m²) の約 1/5 になる。アルベドは体積含水率に依存し、Fig.6 で判るように、乾燥時には 0.45 と大きく、湿润に伴って急激に減少するが、 $\theta \gtrsim 0.25$ で一定値 (0.24) となる。このように、砂のアルベドが乾燥時に僅かな水分吸収によって急激に減少することは Ishiyama et al. の実験結果¹¹⁾と一致する。本来は、放熱ランプに対するアルベドを求めるべきであるが、均一な放射を与えるためには、数多くのランプが必要となり、実験の実施が困難となるため、アルベドは Fig.6 の値を使用

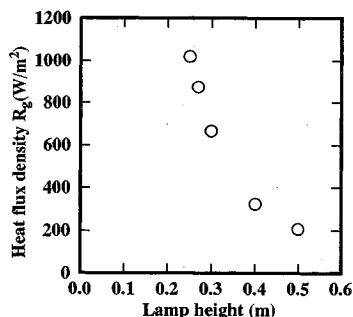


Fig.5 Change of heat flux density as a function of lamp height

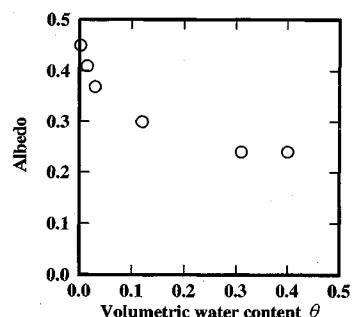
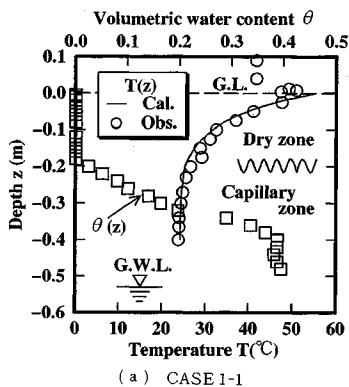
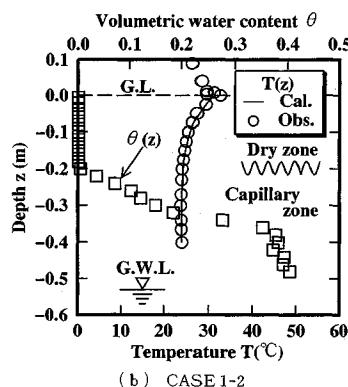


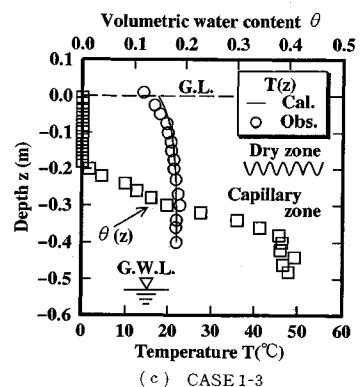
Fig.6 Relationship between albedo and volumetric water content



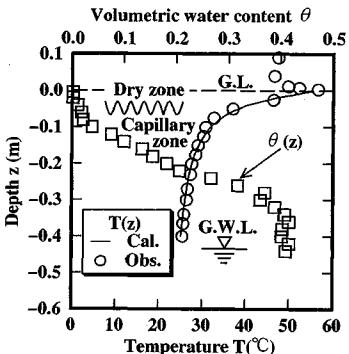
(a) CASE 1-1



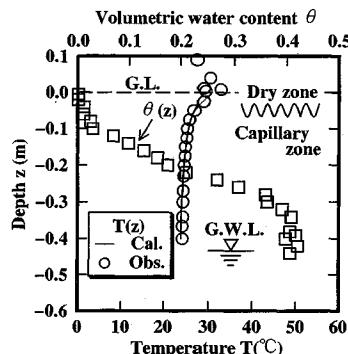
(b) CASE 1-2



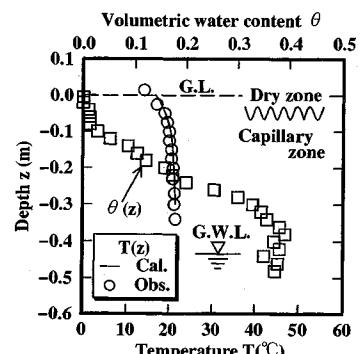
(c) CASE 1-3



(d) CASE 2-1



(e) CASE 2-2



(f) CASE 2-3

Fig.7 Temperature and volumetric water content profiles

する。

Fig.7 は定常状態での温度分布 $T(z)$ やび水分分布 $\theta(z)$ を示す。同一地下水位でも放熱ランプの熱流密度 R_g の大きなケース (CASE 1-1, CASE 2-1) で温度は高く、この傾向は地表に近いほど明瞭となる。また、正および負の温度勾配に関わらず、温度勾配の大きな変化は毛管帶上縁 (界面) で現れる。熱流密度の同じケースについて、地下水位の高さが異なる時の地表付近の温度を比較すると、両者の差は小さい。これより、後述するように同じ熱流密度 R_g でも地下水位の違いから蒸発フラックス密度に明確な差が生じるもの、水蒸気移動に

よる顯熱の地表温度への影響は無視できると言える。さらに、図中の実線は計算値を表しており、正および負の温度勾配に関係なく計算値と実験値は良好に一致する。

Fig.8 は CASE 1-1 と CASE 2-1 の温度定常に至る過程の実験結果および計算結果を併示したものである。両者は良好に一致しており、計算に使用したアルベドおよび放熱ランプの熱流密度の値は妥当と思われる。温度は実験開始後、急激に上昇し、その後ゆっくりと一定値に近づくことがわかる。

Fig.9 は初期等温時 ($\nabla T=0$) と最終定常時 ($\nabla T>0$, $\nabla T<0$) の相対湿度分布 $RH(z)$ やび蒸気圧分布

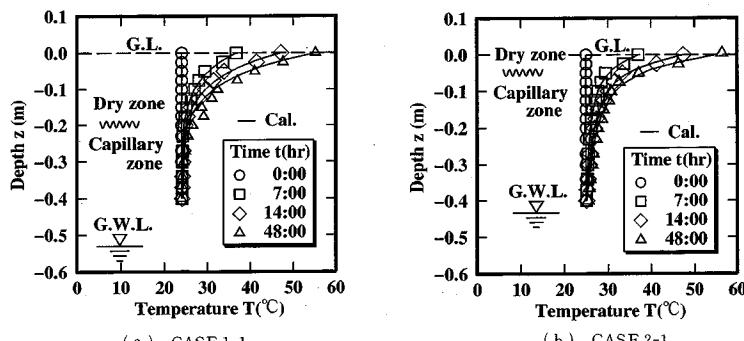


Fig.8 Change of temperature profile with time

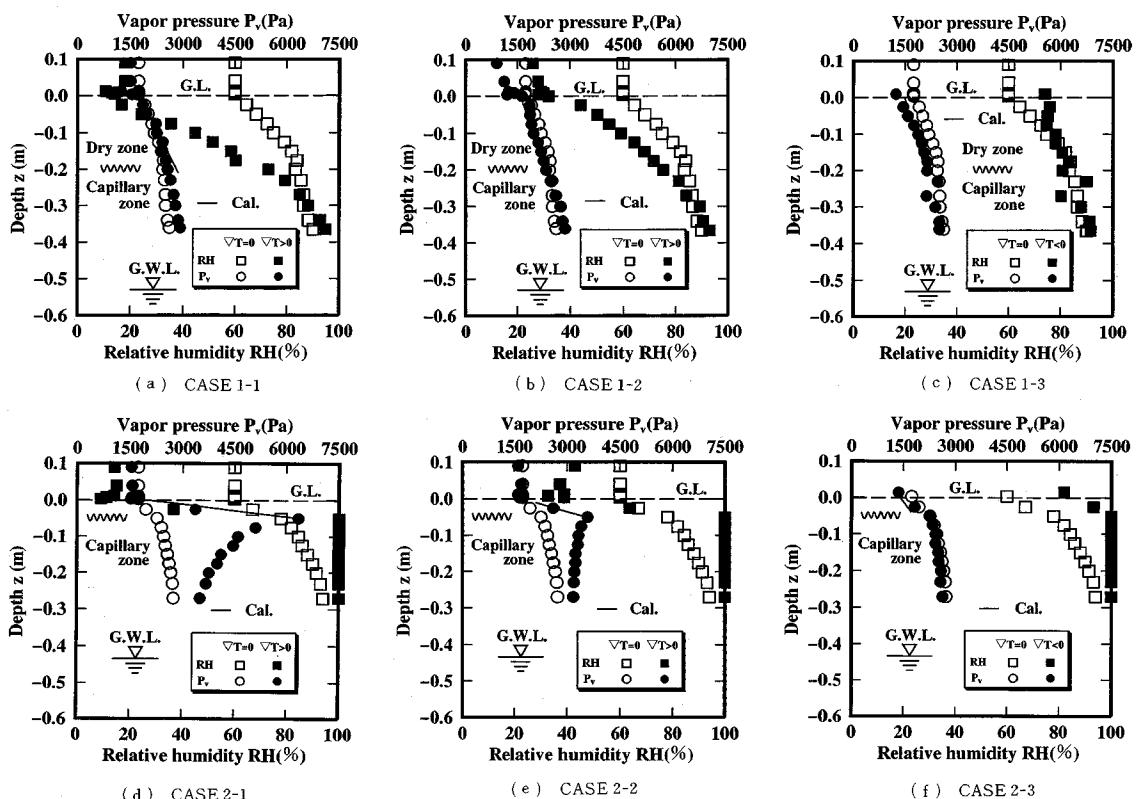


Fig.9 Relationship humidity and vapor pressure profiles

$P_v(z)$ を併示したものである。先ず、定常時の相対湿度 RH に注目する。同一地下水位でも熱流密度 R_g の大きな方で地表付近の RH は小さくなる。負の温度勾配では地表の空気温度が低いために、正のそれに比べて地表付近の RH が大きくなる。 $RH(z)$ の特性は地下水位の違いで比較すると判りやすい。地下水位が高いと RH は毛管帯を通じて 100% であり、毛管帶上縁から減少して地上空気の RH に近づく。しかしながら、地下水位が低いと毛管帯の RH は 100% とならず、地表に向って単調に減少する。従って、定常時の RH は CASE 1 のシリーズでは初期分布に比べて毛管帯から乾燥帯にわた

り全般的に減少するのに対して、CASE 2 のシリーズでは毛管帯では増加、乾燥帯では減少する。この違いの原因については 6. で説明する。負の温度勾配下では、上述したように地上の空気の RH が大きいために、地表付近では初期よりも RH は増大する。特に、この傾向は CASE 2-3 で著しい。

次に、蒸気圧 P_v に着目する。初期等温時の蒸気圧分布 $P_v(z)$ は全体的に緩やかな負の勾配を持つような分布である。他方、正の温度勾配下の定常時の $P_v(z)$ は地下水位の違いによって分布形が大きく異なる。地下水位が低いと毛管帯から地表に向って P_v は単調減少する

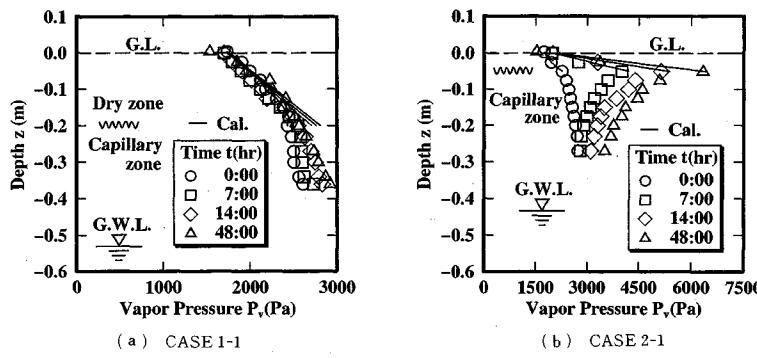


Fig.10 Change of vapor pressure profile with time

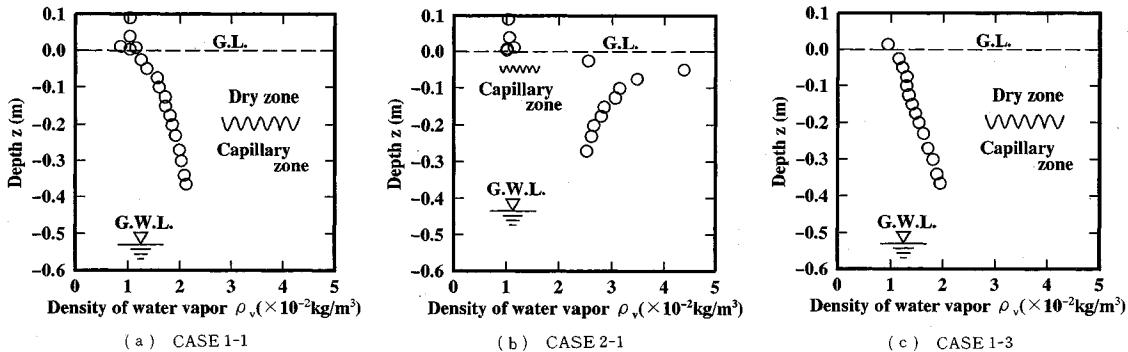


Fig.11 Profile of water vapor density

のに対して、地下水位が高いと P_v は毛管帶上縁で最大となるような分布に変化する。従って、初期と最終定常時の $P_v(z)$ の隔たりは CASE 1 よりも CASE 2 のシリーズで大きい。これより CASE 1 の場合、水蒸気は不飽和全域にわたり上方へ移動する。一方、CASE 2 では水蒸気は乾燥帶では上方へ、毛管帶では下方へ移動し、乾燥帶を移動する水蒸気の源が毛管帶上縁であることが知れる。また、乾燥帶にわたる蒸気圧勾配の絶対値は熱流密度 R_g の大きな方で大きくなる。これは、表層付近の蒸気圧は熱流密度 R_g に殆ど依存しないが、砂層温度は R_g が大きいと高くなり、それが毛管帶上縁の蒸気圧の上昇をもたらし、蒸気圧勾配の絶対値が大きくなるためと考えられる。一方、負の温度勾配下では蒸気圧は毛管帶から乾燥帶にわたり減少するが、蒸気圧勾配 ∇P_v は正の温度勾配下の ∇P_v と同様に毛管帶上縁で変化する。特に、この傾向は地下水位が高いときに明確になる。なお、図中には式(14)から計算された乾燥帶の蒸気圧分布が実線で示される。計算値および実験値とも良い対応を示しており、蒸気圧分布は乾燥帶では線形に近いことが判る。

Fig.10 は CASE 1-1 と CASE 2-1 の定常に至る蒸気圧の変化過程を示したものである。毛管帶上縁での相対湿度 RH は定常時の値が使用されているために、特に

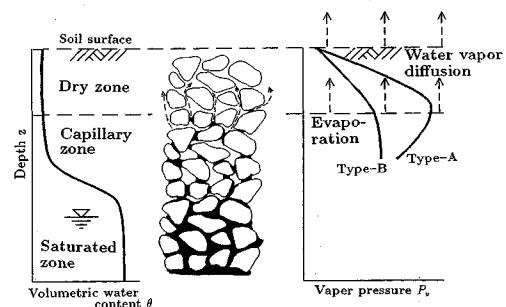
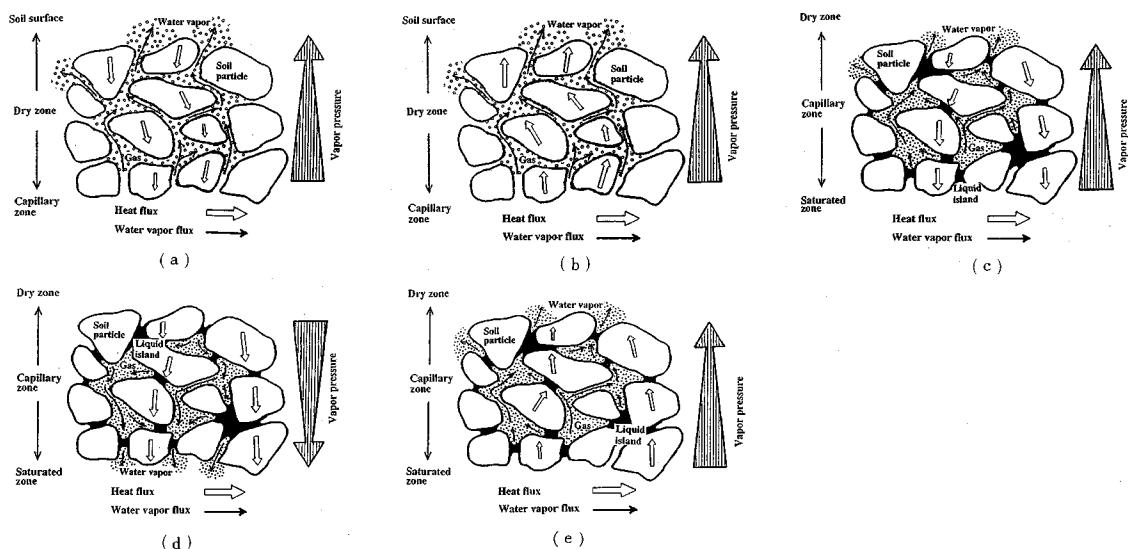
CASE 1-1 では乾燥帶下部で計算値の方が実験値よりも大きくなるが、両者の対応は概ね良い。

Fig.11 は CASE 1-1, CASE 2-1 および CASE 1-3 の水蒸気密度分布 $\rho_v(z)$ を示す。CASE 1-1 および CASE 1-3 では、 ρ_v は砂層内にわたり $1 \times 10^{-2} \sim 2 \times 10^{-2}$ (Kg/m^3) の範囲で変化する。蒸発フラックス密度の大きな CASE 2-1 では、 ρ_v は界面付近で 4.5×10^{-2} (Kg/m^3) となり、比較的大きな値をとる。 $\rho_v(z)$ は Fig.9 中の同じケースの蒸気圧分布 $P_v(z)$ と相似な分布形を呈するので、上述した $P_v(z)$ に関する議論は $\rho_v(z)$ にもそのまま適用できる。

最後に、蒸発フラックス密度と蒸気圧勾配の関係について考察する。そのために、式(12)の中身についてもう少し検討を加える。今、温度勾配が大きな CASE 1-1 および CASE 2-1 について式(12)の $\partial P_v / \partial z$ の前にくる $\{(\xi D_{air}) / (R_g T)\} (P / (P - P_v))$ の値を毛管帶上縁と地表付近で比べてみる。その結果、毛管帶上縁での値を地表付近のそれで除した値は CASE 1-1 で 1.10, CASE 2-1 で 1.03 となり、ほぼ 1 に等しい。すなわち、 M_v は乾燥帶の蒸気圧勾配の絶対値で規定されると考えてよい。このことと、Fig.9 および Fig.10 で示した乾燥帶の $P_v(z)$ の線形性より、乾燥帶での水蒸気フラックス密度は深さ z にはほとんど関係なく一定であることが

Table 2 Comparison of observed values with calculated values of evaporation mass flux density

CASE	$M_v (\times 10^{-6} \text{ kg/m}^2\text{s})$	
	Obs.	Cal.
1-1	1.46	1.11
1-2	1.10	0.98
1-3	0.59	0.68
2-1	8.17	8.65
2-2	3.29	3.12
2-3	1.46	1.32

**Fig.12** Schematic relationship between moisture content and vapor pressure profiles**Fig.13** Typical patterns of heat and moisture transfer through sand layer

知れる。Table 2 は蒸発フラックス密度 M_v に関する計算値と実験値の比較を示したものである。実験値について観ると、同じ地下水位であっても熱流密度の大きい方が M_v は大きくなる。この傾向は地下水位が高い方で明瞭になる。また同じ熱流密度であれば地下水位が高いほど M_v は大きくなる。この結果は上で考察したように、 M_v は乾燥帯の蒸気圧勾配の絶対値に依存しているためである。次に計算値に注目すると、3. で述べたように見かけの単位蒸発面積と実際の蒸発面積との比、 ξ を 2~3 の範囲で選べば、計算値は実験値に一致する。この ξ のばらつきは砂の詰め方、および波状的な界面形状のために乾燥帯厚さの決定に含まれる誤差によって生じたものと考えられる。なお、この ξ の値は Philip と De Vries¹²⁾ 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の値とほぼ等しい。

6. 砂層中の熱および水蒸気移動に関する考察

今までに得られた成果を基に、蒸発過程の水蒸気移動と熱移動の連成パターンを乾燥帯および毛管帯について

提示する。

水分分布と蒸気圧の関係が模式的に Fig.12 に示される。水分分布で注目したいところは毛管帶上縁である。毛管帶上縁の体積含水率 θ を水分保水曲線との対応で観れば、毛管帶上縁は圃場容量に近い水分状態にある。

蒸気圧分布は大きく 2 つに分類される。一つは毛管帶上縁で蒸気圧が最大となり、そこを境として上下方向に沿って減少するような分布 (Type-A)，もう一つは毛管帶から乾燥帯に向って蒸気圧が減少していくような分布 (Type-B) である。この 2 つの分布形は大きく異なるが、両方に共通して言えることは、いずれも毛管帶上縁で蒸気圧勾配が変化することである。Type-A からは、毛管帶上縁より蒸発した水蒸気が大気に向う（この水蒸気フラックス密度は蒸発フラックス密度に等しい）ことが容易に判る。一方、Type-B では不飽和全域で水蒸気が上方へ移動しているために、毛管帶上縁で発生する水蒸気量（蒸発フラックス密度）と乾燥帯を移動する水蒸気量（水蒸気フラックス密度）が等しいことが説明しにくい。しかしながら、蒸発の機構を次のように考えれば、

蒸発フラックス密度の算定式、式(13)の妥当性と毛管帶上縁での蒸気圧あるいは水蒸気密度の折れ曲がりが説明できる。毛管帶では、PhilipとDe Vries¹²⁾が論じているように水蒸気は主として蒸発・凝縮を繰り返しながら上方へ移動し、蒸発・凝縮もせず毛管帶空隙中を移動する水蒸気(蒸発フラックスに結び付く水蒸気)の量は少ないと考える。すなわち蒸発フラックスは、地表に最も近い気-液界面である毛管帶上縁で起こる液状水から水蒸気への相変化(蒸発)による水蒸気量で近似可能になる。このような毛管帶と界面における蒸発の違いが、毛管帶と乾燥帶の蒸気圧勾配の違いとなって現れるものと考えられる。また、Table 1, Fig.9 および Table 2 から判るように Type-B の蒸発フラックス密度 M_v は Type-A の M_v の約 1/6 ~ 1/3 と小さい。すなわち、Type-A では空隙中の水蒸気量が少ないので加えて、毛管帶上縁から下方へ向かう水蒸気移動があるために、毛管帶の RH は Type-B に比べて 100% になりやすいと考えられる。

最後に、砂層空隙中の熱・水蒸気移動のパターンが Fig.13 に模式的に表現される。(a), (b) は乾燥帶、(c)~(e) は毛管帶を表す。(a), (c), (d) は正の温度勾配(熱エネルギーの下方移動)時、(b), (e) は負の温度勾配(熱エネルギーの上方移動)時に相当する。乾燥帶では水蒸気は常に上方へ移動するが、熱エネルギーは温度勾配に規定されて、(a) では下方に、(b) では上方にそれぞれ向う。乾燥帶に比べると毛管帶の水蒸気移動は単純ではなく、地下水位が低く蒸発フラックス密度が小さいとき、水蒸気は(c) のように上方に、地下水位が高く蒸発フラックス密度が大きいとき、水蒸気は(d) のように下方に向う。(e) では水蒸気は常に上方へ移動する。

以上より、外部気象条件と内部地中条件によって熱および水蒸気は相互に影響を及ぼしながら、不飽和砂層中を上方および下方に移動する。

7. 結 論

外部気象条件と内部地中条件(地下水位)の情報を基に定常蒸発量を予測する数学モデルを提案し、温度、蒸気圧分布、水蒸気密度分布および蒸発フラックス密度に関する実験結果との対応で理論の妥当性を検討した。以下に、得られた結果を列挙する。

(1) 一定な地下水位および気象条件が与えられたときの熱および水分移動の相互作用に基づく、水分分布、温度分布、蒸気圧分布、水蒸気密度分布および砂層内蒸発フラックス密度の関係が明らかになった。

(2) 砂層内蒸発において、蒸発フラックス密度は乾燥帶における蒸気圧あるいは水蒸気密度勾配に規定される。蒸気圧分布と水蒸気密度分布は相似である。

(3) 地下水位が高い場合、放射エネルギーの増大に伴って砂層温度が上昇し、毛管帶上縁の蒸気圧が増大するため、乾燥帶の蒸気圧勾配の絶対値が増大し、蒸発フラックス密度が大きくなる。

(4) 正の温度勾配下の蒸気圧分布は 2 つのパターンをとる。1 つは毛管帶上縁で蒸気圧が最大となり、地表および地下水位に向って減少するような分布である。もう 1 つは、毛管帶から地表に向かって蒸気圧が減少するような分布である。この分布の違いは本実験に関する限り地下水位に依存し、地下水位が高く蒸発フラックス密度が大きい場合には前者の分布に、地下水位が低く蒸発フラックス密度が小さい場合には後者の分布になりやすい。

(5) 負の温度勾配下では、地下水位に関係なく毛管帶から乾燥帶にわたり蒸気圧が減少するような分布のみ現れ、その勾配は毛管帶上縁で変化する。

(6) 本モデルにより計算された温度分布、蒸気圧分布および蒸発フラックス密度は全ての実験ケースについて実験結果と良好に一致する。

(7) 不飽和砂層中の熱・水蒸気移動の典型的な連成パターンは Fig.13 のように乾燥帶では 2 つ、毛管帶では 3 つに分類できる。

なお、定常蒸発過程にみられる砂層内の水蒸気移動および蒸気圧分布構造に関する特性が、日周期的な気温変化による非定常蒸発過程にそのまま適用できるかどうかは今後の課題となる。

参 考 文 献

- 1) 例えば、Gardner, W.R. and Hillel, D.I.: The relation of external evaporative conditions to the drying of soils, Journal of Geophysical Research, Vol.67, No.11, pp.4319 ~4325, 1962.
- 2) 例えば、Hillel, D.: Introduction to soil physics, Academic Press, pp.275~281, 1982.
- 3) 安部征雄: 飽和供試体の乾燥過程における塩類集積形態-塩類集積機構とその対策に関する土壤物理学的研究(II), 農業土木学会論文集, Vol. 106, pp. 61~71, 1983.
- 4) 田中明・山本太平: 地下水位一定の土壤カラムからの蒸発に伴う水と塩の動態, 農業土木学会論文集, Vol. 129, pp. 25~31, 1987.
- 5) 高野新吾: 蒸発に伴う浅層地下水中の物質の移動と蓄積に関する実験的研究, 福井大学卒業論文, 1989.
- 6) Sato, K., Fukuhara, T. and Bories, S.: Dynamic analysis of heat, mass and solute transfer due to evaporation from a bare soil, Proc. of Heat Transfer 1990, Jerusalem, Israel, 1990.
- 7) Fukuhara, T., Sato, K. and Bories, S.: Simple analysis for development of dry zone and evaporation in sand, Proc. of 5 th Environmental Hydraulics, Hong Kong, pp.1323~1328, 1991.
- 8) 福原輝幸・佐藤邦明・馬場富夫: 砂層カラム内の水蒸気

- と蒸発メカニズム、水工学論文集、第36巻、pp.453～458、
1992.
- 9) van Bavel, C.H.M. and Hillel D. : Calculating potential
and actual evaporation from a bare soil surface by
simulation of concurrent flow of water and heat, Agr. Eng.
Vol.43, pp.453～476, 1976.
- 10) Nakano, M. and Miyazaki, T. : The diffusion and
nonequilibrium thermodynamic equations of water vapor
in soils under temperature gradients, Soil Science,
Vol.128, No.3, pp.184～188, 1979.
- 11) Ishiyama, T., Sugiyama, S., Tsuyoshi, K., Liu, P.J. and
Lu, G.F. : Variation of sand reflectance with moisture con-
tent, 砂漠研究, Vol.2, pp.39～43, 1992.
- 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.
(1993.11.16 受付)

INTERACTION BETWEEN EVAPORATION, MOVEMENT OF WATER VAPOR AND HEAT TRANSFER IN SAND LAYER UNDER CONSTANT METEOROLOGICAL CONDITIONS

Teruyuki FUKUHARA, Tatsuya IMAI and Kuniaki SATO

The objective of this work is to evaluate a mathematical model of heat and mass transfer through a sand layer under constant meteorological conditions. The mathematical models of evaporation in sand under the temperature gradient are compared with experimental results of temperature profile, vapor pressure profile and evaporation flux density. The computed results agree with the experimental results for all tests.

It is found that if arbitrary meteorological conditions and moisture content profile are given, the only set of evaporation flux density and temperature profile can be decided in the thermodynamically equilibrium condition.