浅い地下水位をもつ地下水と散水浸透水との連結 および蒸発に伴う塩集積

Salt Accumulation Caused by the Linkage of Infiltrated Water and
Shallow Groundwater and by the Evaporation from Soil

何 超¹⁾ 福原輝幸²⁾ 高野保英³⁾
Chao HE Teruyuki FUKUHARA Yasuhide TAKANO

1) 武漢科技大学都市建設学院

College of urban construction engineering, Wuhan University of Science and Technology

2) 福井大学工学部建築建設工学科

Department of architecture and civil engineering, Faculty of engineering, University of Fukui

3) 近畿大学理工学部社会環境工学科

Department of civil and environmental engineering, School of science and engineering, Kinki University

浅い地下水位を有する土壌を対象に散水・蒸発下の塩移動実験を行い、2次的塩害の特性を調べた。その結果、散水浸透水と地下水の連結および、その後の蒸発によって生じる土壌中の熱・液状水・水蒸気移動に伴う塩移動および地表での再集積の挙動が明らかになった。さらに、この水分の連結は、地表塩集積層に含まれる塩の下方移動を助長するものの、その後の蒸発によって最終的には地表で塩再集積することを明確にした。また、本論で提案した飽和・不飽和・乾燥土壌の熱・水分・塩移動解析モデルを用いて行った温度分布・水分分布・塩濃度および含塩率分布の計算結果は、いずれも実験結果を再現できた。しかしながら、塩濃度および含塩率分布の計算では、地表に乾燥層が現れると、乾燥層の底部付近で誤差が生じてくる。この原因は、内部蒸発よりも低含水領域での水分特性曲線と透水係数の精度にあると考察される。

キーワード：2 次的塩害，散水，蒸発，熱・水分・塩移動

In order to better understand the hazard of secondary salinization in soils associated with inappropriate water management, the salt movements during the infiltration and evaporation after watering over the soil surface were investigated using soil columns with a shallow water table. Although the linkage of the infiltrated water and groundwater enhances the leaching of the salt contained in the soil surface layer, but the subsequent upward moisture movement due to the evaporation eventually increases the salt content near the soil surface more than the initial level before the watering.

Furthermore, a heat, moisture and solute transfer model in a saturated, an unsaturated and a dry soil layer was extended to calculate the condensation and crystallization of the salt content as well as the soil temperature, the volumetric water content and the vapor density profiles. The present model could well reproduce the experimental results. However, after the surface dry layer was appeared, the difference between calculated soil moisture content profiles and observed ones became conspicuous near the bottom of dry layer. It is pointed out that the reason may be attributed to the inaccuracy of the soil moisture characteristic curve and of the hydraulic conductivity in the low water content state.

Key words : Secondary salinization, Watering, Evaporation, Heat, Moisture and salt transfer

はじめに

地球規模で拡大している砂漠化に連動するように、毎年約150万 ha の耕作地が塩害により荒廃している(門村, 2001)。将来問題となるであろう人口増加に伴う食料危機に対処する観点からも、塩性化した土

壌を健全な土地へ再生して、栽培土壌を拡大することは今後益々重要となる。そこで、筆者らは今までに地下水位が低く、2 次的塩害で生じた塩集積層土壌を対象として、散水と蒸発の繰り返しに伴う不飽和土壌中の塩移動について、実験および理論的に検討してきた(C. He, *et al.*, 2003)。その結果、塩再集

1) 〒430081 中国湖北省武漢市和平路青山区947号 No. 947, Heping Road, Qingshan District, Wuhan City, Hubei Prov. China

2) 〒910-8507 福井県福井市文京 3-9-1 3-9-1 Bunkyo, Fukui, 910-8507, Japan

3) 〒577-8502 大阪府東大阪市小若江 3-4-1 3-4-1 Kowakae, Higasi-Osaka, Osaka, 577-8502, Japan

(a) Xinjiang province, P. R. China, Apr. 2000.

(b) Jiangsu province, P. R. China, Sep. 2001.

写真 - 1 浅い地下水位をもつ乾燥地土壌における塩害の様子。

Photo 1 Salinization at a soil surface with a shallow groundwater table in arid regions.

積の進行速度および再集積した含塩量は、散水量、散水頻度および初期塩集積層の深さによって異なることを示した。さらに、筆者らが提案した熱・水分・物質移動理論モデルは、実験で得られた塩移動の様子を再現できることが分った。なお、本論文において地下水位が低いとは、地表付近に乾燥層が存在し、通常の散水では浸透水が地下水涵養に寄与しないことを意味する。

周知のように、塩害の発生要因は単純ではない。

写真 - 1(a)で分るように、地域によっては地下水位が浅く、地表水となって現れ、すぐ傍で塩析出が観られる。そこで適切な灌漑および排水を怠ると、耕作地は植物の生育機能を失う。そのため、最終的に耕作地は放棄されることになる。なお、本論文において地下水位が浅い場合とは、地表近傍に地下水面が位置し、自然条件下で地表は湿潤しやすい状態にあることを意味する。**写真 - 1(b)**は塩害を受けている海岸近くの綿花畑であり、ここでは地表付近に海水位が位置する。灌漑水と海水の連結が原因となって、地表付近の含塩率が高くなり、そのために、綿の収穫は、開拓された直後に比べて30～40%減少している。

浅い地下水位をもつ土壌中の塩移動に関する研究は、今まで数多くなされてきた。例えば、安部 (1981, 1982) は、飽和土壌の乾燥過程における塩集積特性と、土性の相異の関係について検討を行った。その結果、粘土含量が多いほど、表層での塩濃度の増加は低下し、塩集積層厚は薄くなることを指摘した。田中と山本 (1987) は、高温乾燥下で含塩地下水を有する土壌中の塩移動を調べ、Todd and Kemper (1972) の方法で求めた分散係数が妥当である

ことを指摘した。Hassen and Ghaibeh (1983) は異なる蒸発能の下で、土壌表面付近の濃度分布を求め、間隙水速度と分散係数の関係を導いた。福原と佐藤 (1994a) は、土壌表面からの蒸発に伴う表層における塩集積過程を解析し、蒸発速度に比例して塩集積の進行が早くなることを示した。そのほか、D. E. Elrick *et al.* (1994), 大塚ら (1997) および藤巻ら (1997) も蒸発過程における土壌中の塩移動を解析し、分散長について検討を行った。

しかし、上述した研究の多くは、蒸発・乾燥過程の塩移動のみに注目した場合が多く、散水からその後の蒸発に伴って発生する塩集積、あるいは2次の塩害に着目した研究は少ない。今後、地下水位や海水位の浅い乾燥地域で塩害を防止するためには、散水浸透水と地下水の連結および、その後の蒸発に伴う土壌中の熱・水分・塩移動を把握することが肝要である。

そのために今回、浅い地下水位をもつ土壌を対象に散水・蒸発下の塩移動実験を行った。さらに、筆者らが開発した不飽和土壌中の熱・水分・物質移動モデル (C. He *et al.*, 2003) を飽和域まで拡張し、飽和・不飽和・乾燥に渡る土壌中の熱・水分・物質移動理論を新たに扱った。

本論文では、理論の有効性や問題点について、実験結果との比較により考察した。

・理論モデル

ここでは飽和・不飽和・乾燥土壌中の熱・水分・物質移動理論を記述すると同時に、理論展開上の問題点についても述べる。

1. 熱・水分・物質移動理論

1) 水蒸気移動

乾燥層と不飽和層の境界(界面)からの蒸発により生じる水蒸気移動のフラックスは、次式のように与えられる。

$$m_v = -D_{atm} \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (1)$$

ここに、 m_v : 水蒸気フラックス($\text{kg/m}^2\text{s}$), D_{atm} : 水蒸気拡散係数(m^2/s), γ : 蒸発面補正係数($=2$, 福原ら, 1994b), α : 屈曲度($=0.67$), θ : 空隙率, I : 体積含水率, v : 土壌間隙水蒸気密度(kg/m^3 , 以下、水蒸気密度と呼称), z : 鉛直座標(m)である。式(1)中の $\left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)$ は含空率を表す。

水蒸気の質量保存則は、土壌間隙内で起こる相変化(内部蒸発)を考慮すると、次のようになる。

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\theta \frac{\partial v}{\partial z} \right) = - \frac{\partial m_v}{\partial z} + E_v \quad (2)$$

ここに、 t : 時間(s), E_v : 単位時間単位体積当たりの内部蒸発量($\text{kg/m}^3\text{s}$)である。なお、 E_v は以下の式で計算される(C. He *et al.*, 2003)。

$$E_v = k_g A \left(v_{sat} - v \right) \quad (3)$$

ここに、 k_g は内部蒸発係数($1/\text{s}$)である。唯一の未知量である k_g は、本実験結果を良好に再現できるような値を選び、 $k_g = 5.5 \times 10^{-4} (1/\text{s})$ となる。

塩水の平衡相対湿度は、同一温度の淡水のそれ(100%)よりも低下することを考慮して、塩性化した土壌水の平衡水蒸気密度 v_{sat} (kg/m^3)は、以下の式で与えられる。

$$v_{sat} = v_{sat0} (1 - \alpha) \quad (4)$$

ここに、 v_{sat0} : 溶媒(淡水)の飽和水蒸気密度(kg/m^3), α : 水蒸気密度降下率, である。 α は塩濃度 C (塩質量/媒の体積 (kg/m^3))の関数として、次のように表される。

$$\alpha = 5.1 \times 10^{-4} C \quad (5)$$

A_f は、気-液界面面積 A_f を Funicular 状態と Pendular 状態の境界(限界体積含水率 c_c)でのそれ、 A_{f0} で無次元化したものであり、以下のように与えられる。

$$A_f = \frac{A_f}{A_{f0}} = \begin{cases} 1 - \frac{I - c_c}{c_c} & (c_c \leq I \leq c) : \text{Funicular} \\ \frac{I}{c} & (0 \leq I \leq c_c) : \text{Pendular} \end{cases} \quad (6)$$

ここに、 c_c は二上ら(1997)が用いた0.05とする。

なお、目視から概ね Funicular 状態は湿潤状態、

および Pendular 状態は乾燥状態に対応するものと考えられる。

式(2)に式(1)および式(3)を代入し、整理すると、式(2)は次のようになる。

$$-v C_\phi \frac{\partial}{\partial t} + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right) \frac{\partial v}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} D_{atm} \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right) + \left[D_{atm} \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right) + k_g A (v_{sat} - v) \right] \quad (7)$$

ここに、 $C_\phi (= \partial v / \partial I)$: 水分容量($1/\text{m}$), ϕ : マトリックポテンシャル(m)である。

なお、式(7)は Funicular 状態および Pendular 状態の両者に対して適用される。

2) 液状水移動

土壌中の液状水フラックスは次式で表される。

$$m_l = -v_l V_l = -I K \left(\frac{\partial \phi}{\partial z} + 1 \right) \quad (8)$$

ここに、 m_l : 液状水フラックス($\text{kg/m}^2\text{s}$), I : 水の密度(kg/m^3), v_l : ダルシー流速(m/s), K : 不飽和透水係数(m/s)である。ここでは、浸透ポテンシャルによる液状水移動は無視する。

内部蒸発を考慮した液状水の質量保存則は、Funicular 状態と Pendular 状態に対して、それぞれ以下のようになる。

$$\text{Funicular : } I C_\phi \frac{\partial}{\partial t} = - \frac{\partial m_l}{\partial z} - E_v \quad (9)$$

$$\text{Pendular : } I C_\phi \frac{\partial}{\partial t} = - E_v \quad (10)$$

ただし、熱対流による水分移動および I の時間変化は無視する。

I だけでなく、温度 T によっても変化する。温度 T での I は、基準温度 T_0 での水分特性曲線 (I, T_0) を基に、以下のように線形近似される(高野ら, 1999)。

$$I = (I, T) = (I, T_0) + (I, T_0) \{ T - T_0 \} \\ = [1 + (T - T_0)] (I, T_0) \quad (11)$$

Philip and De Vries (1957)によると、 I は

$$I = \frac{1}{d} \frac{d}{dT} - 2.09 \times 10^{-3} (1/\text{K}) \quad (12)$$

となる。ここに、 d : 液状水の表面張力(J/m^2)である。

当然ながら、水分容量 C_ϕ も温度により変化する。任意の温度 T と I に対する C_ϕ は、式(11)で微分することにより、以下のように求まる。

$$C_q(z, T) = \frac{1}{\frac{\partial C_q}{\partial T}} = \frac{1}{[1 + (T - T_0)]} C_{q0} \quad (13)$$

ここに、 C_{q0} は T_0 での C_q (すなわち、 $C_q(z, T_0)$) である。

式(9)および式(10)に式(3)、式(8)および式(13)を代入すると、最終的に液状水の質量保存則は、Funicular 状態および Pendular 状態に対してそれぞれ次のようになる。

Funicular :

$$\frac{\partial}{\partial t} \left[\frac{1}{[1 + (T - T_0)]} C_{q0} \right] = \frac{\partial}{\partial z} \left[K \left(\frac{\partial}{\partial z} + 1 \right) \right] - k_G A (\theta_{sat} - \theta_v) \quad (14)$$

Pendular :

$$\frac{\partial}{\partial t} \left[\frac{1}{[1 + (T - T_0)]} C_{q0} \right] = -k_G A (\theta_{sat} - \theta_v) \quad (15)$$

3) 熱移動

土壤中の熱移動は、熱伝導の他に液状水や水蒸気移動による顕熱がある。しかし、水蒸気移動による顕熱は十分小さいので無視する。基準温度を 0 ($= 273.15\text{K}$) とする時の熱フラックスは、以下のようになる。

$$m_h = - \frac{\partial T}{\partial z} + (\rho_l V_l T) \quad (16)$$

ここに、 m_h : 熱フラックス (W/m^2)、 ρ_l : 湿潤土壌の熱伝導率 (W/mK)、 c_l : 水の比熱 (kJ/kgK) である。と l の関係は高野ら (1999) に従う。

砂層カラム土壌の熱エネルギー保存則は、内部蒸発による潜熱および砂層カラム内土壌と周囲空気との間の熱貫流を考慮し、次のようになる。

$$\frac{\partial}{\partial t} (\rho_l c_l T) = - \frac{\partial m_h}{\partial z} - LE_v - h_a (T - T_a) \quad (17)$$

$$(\rho_l c_l) = \rho_l c_l + \rho_s c_s (1 - \theta) \quad (18)$$

ここに、 $(\rho_l c_l)$: 空気を無視した湿潤土壌の体積熱容量 ($\text{kJ/m}^3\text{K}$)、 L : 蒸発潜熱 (kJ/kg) である。式(17)の右辺第3項は、砂層カラムからの熱損失であり、 h_a : 砂層カラム単位高さ当たりの熱貫流率 ($= 45 \text{ W/m}^3\text{K}$)、 T_a : 室内温度 ($^{\circ}\text{C}$)、 ρ_s : 砂粒子密度 (kg/m^3)、 c_s : 砂粒子の比熱 (kJ/kgK) である。

式(3)、式(16)および式(18)を式(17)に代入し、整理すると、熱エネルギー保存方程式は次のようになる。

$$\frac{\partial}{\partial t} (\rho_l c_l T) = \frac{\partial}{\partial z} \left[\frac{\partial T}{\partial z} - (\rho_l V_l T) \right] - Lk_G A (\theta_{sat} - \theta_v) - h_a (T - T_a) \quad (19)$$

4) 塩移動

土壌中の溶質 (NaCl) フラックスは、移流および分散によるフラックスの和として、次のようになる。

$$m_c = - \rho_l D_c \frac{\partial C}{\partial z} + \tilde{V}_l C \quad (20)$$

$$D_c = D_{cm} + D_{cp} \quad (21)$$

ここに、 m_c : 塩フラックス ($\text{kg/m}^2\text{s}$)、 D_c : 流体力学的分散係数 (m^2/s)、 D_{cm} : 水中の分子拡散係数 ($= 1.52 \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$)、 D_{cp} : 機械的分散係数 (m^2/s)、 $\tilde{V}_l$ ($= V_l / \rho_l$) : 間隙流速 (m/s)、である。なお、Toride, N. *et al.* (2003) は拡散係数が体積含水率に依存することを示しているが、土壌の種類や体積含水率の適用範囲が異なることから、ここでは D_{cm} を一定とみなし、体積含水率の影響は無視するものとする。

蒸発に伴う塩の析出および散水による溶解を考慮すると、塩の質量保存式は次のようになる。

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial t} (\rho_l C) = - \frac{\partial m_c}{\partial z} \quad (22)$$

ここに、 S : 単位体積当たりの析出塩質量 (kg/m^3) である。

式(20)を式(22)に代入し、析出の有無を考慮すると塩の質量保存則は次のようになる。

(i) 析出がある時 ($S > 0$)

$$\frac{\partial S}{\partial t} + C_{sat} \frac{\partial}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\rho_l D_c \frac{\partial C}{\partial z} \right) - \frac{\partial}{\partial z} (\tilde{V}_l C) \quad (23)$$

ここに C_{sat} : 飽和塩濃度 ($= 0.25 \text{ kg/m}^3$, C. He *et al.*, 2003) である。

上式では析出状態の含塩層における溶液は、飽和であると仮定している。

(ii) 析出がない時 ($S = 0$)

$$\rho_l \frac{\partial C}{\partial t} + C \frac{\partial}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\rho_l D_c \frac{\partial C}{\partial z} \right) - \frac{\partial}{\partial z} (\tilde{V}_l C) \quad (24)$$

5) 初期および境界条件

本計算では、散水直前の温度、体積含水率、水蒸気密度および塩濃度の実測を初期値として与えた。なお、地表面の値は地表面下 0.005m で代表させる。

図-1 は、地表面および乾燥層と湿潤層の境界 (界面) での熱・液状水・水蒸気および物質 (塩) のフラックスを記す。地表面における熱・水分および塩のフラックスは、Funicular 状態 (土壌湿潤状態) と Pendular 状態 (土壌乾燥状態) で異なる。湿潤状態の地表面土壌を横切る各フラックスは、図-1 の式(25)~式(28)で与える。

地表面が乾燥状態になると、形成された乾燥層とその下の湿潤層の境界 ($z = -d$ に位置する界面) で

図 - 1 土壌境界条件における熱、水分および塩のフラックス。
Fig. 1 Heat, moisture and solute fluxes for soil boundary conditions.

新たな境界条件が付加される。この時、地表面および界面における熱・液状水・水蒸気および塩のフラックスは、図 - 1 中に示す式(25)～式(28)および式(33)～式(36)で、それぞれ与えられる。

なお、上式中の記号は次の意味を持つ。：土壌表面の蒸発面積や水蒸気移動抵抗に関する係数、 m ：水蒸気移動係数 (m/s)、 β ：表層土壌の相対湿度 (= RH)、 ρ_{vs} ：地表面の水蒸気密度 (kg/m³)、 ρ_{va} ：大気の水蒸気密度 (kg/m³)、 αl ：アルベド、 R_g ：短波放射強度 (W/m²)、 ε_{soil} ：土壌の放射率、 σ ：ステファン - ボルツマン定数 (= 5.67×10^{-8} W/m² K⁴)、 d_c ：熱伝達係数 (= 6W/m² K、二上ら, 1997)、 T_s ：表面層の絶対温度 (K)、 θ_{id} ：界面の体積含水率、である。ただし、Funicular 状態においては、 $\beta = 1$ である。 m は実験で得られた ρ_{vs} および ρ_{va} を式(26)に代入して逆算された値、 5.5×10^{-3} m/sを用いる。

また、底部境界 ($z = -l$) を横切る熱・液状水・水蒸気および塩のフラックスはゼロとなる。

上述した初期および境界フラックスを熱・水分および物質移動方程式に代入することで、境界要素土壌の温度、体積含水率、水蒸気密度および塩濃度が計算される。

2. 理論上の問題点

乾燥および不飽和土壌を対象とした筆者ら (C. He et al., 2003) のモデルでは、Pendular 状態の水分変化を解くことに問題は生じなかった。すなわち、

Klute の式を用いると、Pendular 状態の基礎方程式は式(37)で表わされ、乾燥過程の水分変化 (θ_l の減少) は容易に解ける。

$$\text{Pendular : } \theta_l \frac{\partial \theta_l}{\partial t} = -E_v \quad (37)$$

しかしながら今回のように、地下水位が地表付近に存在し、時間的に変化する場合には、飽和 - 不飽和域間の水分移動を考慮しなければならない。この場合、基礎方程式は Richards の式が扱いやすい。Richards の式を Pendular 状態にまで拡張したものが、既に記述した式(10)である。

式(10)は一見、問題なく解けそうに思われるが、Pendular 状態の C_θ の値については、Phillip and De Vries (1957) や De Vries (1958) を初めとして、それほど詳細に議論されておらず、信頼できるデータは少ない。これは、不飽和水分移動解析の中で問題として残る点である。

ここでは、Pendular 状態の水分特性曲線は Kelvin の関係式を用いて、便宜的に与えることにする。ただし、本来閉鎖系での土壌液状水と水蒸気の熱力学的平衡に対して成立する Kelvin の関係式を、大気と連結した空隙 (開放系) に適用したため、式(38)を式(10)に組み込む時点で、体積含水率に誤差が生じる可能性がある。

$$= \frac{R_v \bar{T}}{g} \ln \left(\frac{RH}{100} \right) \quad (38)$$

ここに、 R_v ：水蒸気気体定数 (= 461.52 J/kgK)、 $\bar{T}$ ：絶対温度 (K)、 RH ：相対湿度 (%) である。の具体

的な求め方は 4.1)で説明する。

3. 解析フロー

本計算の流れを図-2に示す。まず、水蒸気、液状水および熱移動方程式(式(7)、式(14)、式(15)および式(19))を陰解差分法により連成同時解析し、土壌温度 T 、水蒸気密度 ρ_v およびマトリックポテンシャルを求める。

熱・水分移動を解いた後、塩濃度 C は溶質の質量保存則(式(23)または式(24))を陽解差分法で解いて求められる。なお、計算に用いた要素長 Δz は、 0.01m で述べるように厚さ 0.01m のサンプリング結果(θ_l と C)と計算結果が比較できるように 0.01m を選んだ。また、時間間隔 Δt は 0.05秒 である。

4. パラメータ

1) 水分特性曲線

土柱法によって求めた Funicular 状態の θ_l と ψ の関係および、上述した Kelvin の関係式で求めた Pendular 状態のそれを図-3に示す。

Kelvin の関係式が必要となる T と RH は、内径および高さが 0.1m のアクリルカラムに、予め用意した一定含水状態(気乾状態範囲内)の豊浦標準砂を均一に充填、密封し、温・湿度センサーにより得られた平衡状態の土壌温度および相対湿度を採用する。 θ_l は炉乾燥法で求め、式(38)の Kelvin の関係式を用

図-2 計算のフローチャート。

Fig. 2 Flow chart of calculation.

図-3 水分特性曲線。

Fig. 3 Soil moisture characteristic curve.

いて θ_l と ψ の関係を得る。

ここでは、Van Genuchten (1980)に従って、 θ_l と ψ の関係を以下のように近似した。

$$\psi = \frac{1}{0.035} \left[\left(\frac{\theta_l - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^5 - 1 \right]^{1/8} \quad (39)$$

ここに、 θ_r : 吸着係数 (= 0.01) である。

2) 不飽和透水係数

不飽和透水係数 K と θ_l の関係は、筆者らが行った実験より非定常法で求められた(河野ら, 1981)。その結果を図-4に示す。図-4から、Brooks et al. (1964)や Van Genuchten (1980)のような1つの関数では表現し難く、次式の適合性が良い(C. He et al., 2003)。

図-4 不飽和透水係数と体積含水率の関係。

Fig. 4 Relationship between unsaturated hydraulic conductivity and volumetric water content.

$$K(l) = K_{rt} \exp\left\{\frac{K(l - r_t)}{r_t}\right\} \quad (r_t \leq l \leq \infty) \quad (40)$$

$$K(l) = K_{rt} \left\{ \frac{l - c}{r_t - c} \right\}^f \quad (c \leq l \leq r_t) \quad (41)$$

ここに、 K_{rt} ：折れ曲り点の不飽和透水係数(m/s)，
 r_t ：折れ曲り点の体積含水率である．なお，今回の計算では， $K_{rt} = 4 \times 10^{-3}$ m/s， $r_t = 0.32$ ， $f = 7.8$ ， $e = 4$ である．

3) 分散係数

流体力学的分散係数 D_c は，粒径レイノルズ数 Re の関数として以下のように与えられる(沈ら，1999)．すなわち，

$$D_c = 3.25 \times 10^{-4} Re^{1.28} + D_{cm} \quad (Re \geq 1 \times 10^{-6}) \quad (42)$$

ここに， $Re = \tilde{V}_l d / \nu$ ， d ：平均粒径(= 2×10^{-4} m)，
 ν ：動粘性係数(m^2/s)である．

・実験概要

本実験では含塩量の測定方法として，水分および塩の質量収支の精度，加えて含水率および含塩率分布の再現性が良い，カラム分割法を採用する．実験に用いた砂層カラムの概観を図 - 5 に示す．

実験は恒温恒湿室内で，7本の塩ビカラムおよび

豊浦標準砂を用いて行われた．カラムの内径は0.075m，高さは0.4mである．6本のカラムは，サンプリングのために高さ0.02mのリングで作られる．残りの1本のカラムには土壌温・湿度センサー(VAISALA製)を10本挿入し，0.1g読みの重量計(A&D製)の上に固定する．土壌温度・湿度分布および蒸発量は，30分間隔でコンピュータにより自動的に計測される．土壌温・湿度センサーの位置は，それぞれ地表面下0.01m，0.02m，0.03m，0.04m，0.05m，0.06m，0.07m，0.1m，0.15m，0.2m，0.25mおよび0.35mである．

実験は表 - 1 に示すように，Case A および Case B の2種類である．Case A は含塩地下水があり，砂層中に塩集積層を含まないのに対して，Case B は淡水地下水で，地表面下0.02mまでの範囲に塩集積層(地表塩集積層)が存在する．含塩地下水はNaCl(純度99.99%)と純水を混合し，濃度は5 kg/m³である．塩集積層は粉碎したNaClと豊浦標準砂を均一に混合して作られ，含塩率 S_c (= 単位土壌体積中の塩質量 / 単位体積乾燥土壌の質量 $\times 100$) は0.4%とする．この濃度および含塩率の値は，一般的に植物の生育に障害が現れるとされる限界値である(王ら，1993)．

次に実験方法について述べる．全てのカラムには豊浦標準砂を充填密度が1680kg/m³になるように均一に充填する．Case A の場合は5 kg/m³塩溶液を，Case B の場合は純水を，カラム底部よりそれぞれ自然吸水させる．浸潤前線が地表面下約0.02mの

図 - 5 実験概念図．

Fig. 5 Schematic view of experiment.

表 - 1 砂層カラム初期状態および実験条件．

Table 1 Experimental conditions.

Item	Unit	Case	
		CaseA	CaseB
Duration	hr	240	
Air relative humidity	%	40	
Air temperature	℃	22	20
Soil porosity	—	0.4	
Dry bulk density	kg/m ³	1.68×10^3	
Ground water level	m	-0.3	
Watering temperature	℃	22	20
Watering period	min	6	
Watering quantity	kg	0.085	
Watering flux density	kg/m ² s	0.523	
Lamp height	m	0.3	
Thickness of salt affected layer	m	—	0.02
Initial concentration	kg/m ³	0.5	0

位置になる時点で給水を停止する。砂層表面から 0.3 m の高さに設置された赤外線ランプ ($850\text{W}/\text{m}^2$) を照射し、砂層内に温度勾配を形成する。その後、各カラム上方より霧吹きで散水 (純水) を行う。散水終了後、カラムを赤外線ランプの下に240時間に亘って曝露する。サンプリングは散水直前、散水後 1 時間、24 時間、48 時間、96 時間および240時間の時点で砂層カラムを分解し、各リング中の全土壌を採取し、炉乾燥法により体積含水率を求める。また、これに純水 0.3 kg を加えて攪拌し24時間放置した後、電量滴定法を利用した塩濃度計 (朝日ライフサイエンス製) を用いて塩濃度を求める。カラム全体の塩の質量誤差は $\pm 2\%$ 以内にある。

・実験結果および考察

1. 熱・水分移動

1) 蒸発量

図 - 6 は、Case A および Case B の積算蒸発量の経時変化の実測値および計算値をそれぞれ示す。

Case A および Case B とも蒸発量は同じ変化を呈しており、積算蒸発量の増加は散水後約36時間までの間で顕著であり、ほぼ線形的である。その後、積算蒸発量の時間的増加率は小さくなり、減率期間に移行する。なお、両者の差異は表 - 1 に示すように、気温の違いに起因する。

2) 体積含水率分布

Case A と Case B の間で体積含水率 θ_v の鉛直分布の経時変化に違いは殆んどないので、Case A の結果のみを図 - 7 に示す。

散水 1 時間後、地表面から 0.12 m 下方までの θ_v

図 - 6 積算蒸発量の経時変化。

Fig. 6 Time variations of cumulative evaporation.

図 - 7 体積含水率鉛直分布の経時変化。

Fig. 7 Time variation of volumetric water content profile.

が増加する。その後、蒸発によって θ_v は地表から減少し、24時間で散水前 (初期) の水分分布に近づく。さらに、時間の経過とともに、 θ_v の痩せ細りが徐々に土壌の深部へ向かって拡大していく。実験終了時 (散水後240時間) では、地表面付近の土壌は気乾状態 (Pendular 状態) となる。

3) 温度分布

図 - 8 は、Case A の土壌温度分布の経時変化を示す。Case A と Case B はほぼ同じ分布形状になるため、ここでも図 - 7 に対応して、Case A の結果のみを示す。

図 - 8 に従えば、散水 1 時間後の地表面下 0.01 m の土壌温度は、散水の顕熱によって散水前の39

図 - 8 土壌温度鉛直分布の経時変化。

Fig. 8 Time variation of soil temperature profile.

上昇が抑制されるために、24時間後でも地表面の土壌温度は殆んど変化しない。その後、蒸発フラックスの減少とともに、地表面付近の土壌温度は上昇し、実験終了時では散水前と同じになる。

4) 水蒸気密度分布

図-9は、Case Aの水蒸気密度分布の経時変化を示す。Case Bの結果はCase Aとほぼ違いがないため、ここでは省略する。水蒸気密度 ρ_v の実験値は、各深さの温度および相対湿度から求められる。地表面下0.15m以深の鉛直勾配 $d\rho_v/dz$ は小さいので、 ρ_v が大きく変化する地表面から0.15m下方までの範囲を、図-9の縦軸に選ぶ。

散水前の ρ_v は、地表面に向かって単調増加するような分布形状であり、最大値は地表面に現れる。散水の影響で土壌温度が低下したために、散水1時間後、地表面下約0.1mまでの ρ_v は減少する。その後、地表面付近の土壌温度の上昇に伴っては徐々に増大し、散水後96時間までは地表に向かって増大するような分布となる。しかしながら、散水後240時間では地表が乾燥し、 ρ_v が減少するために、 ρ_v の最大値は地表面下0.02mの深さに現れる。筆者ら(高野ら, 1998)の乾燥層厚の判断方法に従えば、このときの乾燥層厚は約0.02mであり、図-7に示した散水240時間後の水分分布からも容認される。

2. 塩移動

本論文では初期土壌含塩分布の違いに起因する散水-蒸発下の土壌中の塩移動特性について論じる。

(a) CaseA

図-9 水蒸気密度鉛直分布の経時変化。

Fig. 9 Time variation of water vapor density profile.

乾燥地では、蒸発によって土壌が乾燥し、塩が析出することが多い。その際、で述べたような植物の生育障害の観点から、塩濃度よりも、土壌中の含塩率が重要になる。よって以下では、塩濃度および含塩率分布を示す。

1) 塩濃度分布

図-10は、Case AおよびCase Bの塩濃度鉛直分布の経時変化を示す。

Case A (図-10(a))では散水-蒸発に伴って、地表面付近の塩濃度は初期の0から時間とともに増加するが、地表面下0.03m以深の塩濃度は殆んど変化

(b) CaseB

図-10 塩濃度鉛直分布の経時変化。

Fig. 10 Time variation of salt concentration profile.

しない．塩濃度の変化は常に表層0.02mの範囲に集中することが分る．

Case B (図-10(b))では、塩集積層が気乾状態であるため、土壌の初期塩濃度は飽和濃度 250kg/m^3 とする．散水によって集積層の塩は洗脱され、下方へ移動する．そのために、塩集積層底部(地表面下0.02m)からその下方0.07m付近までの塩濃度は上昇し、特に塩集積層下方0.03mでの塩濃度は、0から 11kg/m^3 に増加し、最大となる．その後、この範囲の塩濃度は減少し、塩濃縮はCase Aと同じように表層0.02mの範囲に限られる．

2) 含塩率分布

図-11は、Case A および Case B の含塩率鉛直分布の経時変化を示す．

図-11(a)のCase Aの場合、散水1時間後、洗脱によって地表面下約0.03mまでの含塩率が減少する．洗脱された塩は、それより以深の範囲に配分される．この配分に伴う含塩率の増大は地表面下0.09m付近に限られ、微小であることから、洗脱された塩の質量は小さいことが知れる．しかしながらその後、この付近の含塩率は蒸発に伴う液状水の上向き移動によって、減少する．含塩率の減少は時間とともに下方へ進行し、最終的に地表面下0.27mまでに達する．他方、地表面下0.01mの含塩率は、実験終了時には約0.5%までに増大する．

図-11(b)のCase Bでは、洗脱された集積層の塩は、散水1時間後で地表面下0.1mまでに達する．この時、最大含塩率は地表面下0.05mに現れ、0.22%になる．その後、地表面下0.03mから0.1m

までの塩はCase Aと同様に、蒸発に伴う液状水の上向き移動によって地表に向かう．こうして実験終了時の含塩率は、地表面下0.03m以深でほぼ0になるのに対して、地表面下0.01mでは0.35%まで増大する．

従って本実験条件では、含塩地下水と散水による地表からの浸透水の連結および蒸発は、地下水中の塩を地表に運び、塩集積を引き起こす．また、既に地表塩集積層が存在する場合も、浸透水と淡水地下水の連結および蒸発は、地表付近の塩移動に大きな影響を及ぼし、地表での塩集積を励起・助長する可能性がある．

・実験結果と計算結果の比較および考察

蒸発量および温度分布の経時変化については、Case A および Case B とも実験期間に亘り、計算値は実験値と良好に一致する．蒸発量に關与する水蒸気密度分布の計算結果も、実験結果を概ね再現しており、特に、地表に乾燥層が現れると、最大水蒸気密度の位置は、乾燥層底部に一致することが再確認できた．

水分分布の計算結果は、散水後の再配分および乾燥過程を再現する．しかしながら、散水直後および実験終了時の地表付近では、計算結果と実験結果に違いがある．特に、低含水状態での体積含水率の僅かな違いは、以下に述べるように塩濃度の計算精度に敏感に關与する．

塩濃度および含塩率に関してはCase A および Case B とも、表層0.01mでの γ が0.05以上のFu-

図-11 含塩率鉛直分布の経時変化．

Fig. 11 Time variation of salt mass content profile.

nicular 状態における計算結果(散水後96時間まで)は、概ね実験結果を再現しており、本解析モデルによる塩移動解析は可能である。ただし、散水240時間後、地表に乾燥層が現れると、乾燥層底部付近(地表面下0.03m)で、解析値の方が実験値を上回る。この差異は、低含水状態の水分移動および塩移動計算に含まれる誤差に起因する。前者に関しては低含水状態における透水係数と水分特性曲線および、内部蒸発量が原因として考えられる。積算蒸発量および水蒸気密度分布については計算結果と実験結果は良好に一致することから、誤差の主たる原因は、内部蒸発量よりも低含水領域での水分特性曲線と透水係数にあると推察される。

また、後者の差異に対しては分散係数が考えられるが、低含水状態での水分分布が精度良く計算されない限り、分散係数(式(42))に関する詳細な議論は、ここでは難しい。塩集積を扱った既往の研究(例えば、松川と中野, 1992。D. E. Elrick *et al.*, 1994。藤巻ら, 1997)でも、水分分布の精度についての議論はなされておらず、低含水状態における分散係数は今後の検討項目になると思われる。

・まとめ

本研究では、散水浸透水と地下水の連結およびその後の蒸発によって生じる2次的塩害の特性を調べるために、地下水位が浅い土壌を対象とした散水-蒸発下の塩移動実験を行った。理論的には、内部蒸発を考慮したRichardsの式で水分移動をモデル化し、飽和-不飽和-乾燥域に渡る土壌中の熱・水分・物質移動理論の有効性や問題を実験結果との比較により考察した。

今回の実験に関して、以下の結論を得た。

- 1) 含塩地下水と淡水散水による地表からの浸透水の連結および蒸発は、地下水中の塩を地表に輸送し、塩集積を引き起こす。
- 2) 地表塩集積層が存在する場合、浸透水と淡水地下水の連結および蒸発は、地表での塩再集積を励起する可能性を示唆した。
- 3) 本論で提案した飽和-不飽和-乾燥土壌中の熱・水分・物質移動解析モデルを用いて行った土壌温度、水蒸気密度、体積含水率、塩濃度および含塩率分布の計算は、いずれも実験結果を再現できた。
- 4) しかしながら、塩濃度分布および含塩率分布の計算では、地表に乾燥層が現れると、乾燥層底部

付近で誤差が生じやすくなる。

- 5) 4)の誤差の主たる原因は、低含水領域での水分特性曲線および透水係数の精度にある。

今後、低含水状態における式(10)の適用、水分特性曲線の精度および分散係数に関する更なる検討が必要である。

参考文献

- 安部政雄(1981): 土性の相異と塩類集積特性との関係 - 塩類集積機構とその対策に関する土壌物理学的研究 I) -, 農業土木学会論文集, **94**, pp. 32-40.
- 安部政雄(1982): 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壌物理学的研究 II) -, 農業土木学会論文集, **106**, pp. 61-71.
- Brooks, R. H. and Corey, A. T. (1964): Hydraulic properties of porous media, *Hydrology Paper No. 3*, Civil Engineering Dep., Colorado State Univ., Fort Collins, Colo.
- C. He・福原輝幸・高野保英(2003): 塩集積層を有する土壌中の散水-蒸発過程における熱・水分・塩移動, 土木学会論文集, **747**(II-65), pp. 15-28.
- 沈 飛・福原輝幸・高野保英(1999): 非定常法による塩分不飽和分散係数の算出, 土木学会第54回次学術講演会講演概要集, II - 362, pp. 726-727.
- D. E. Elrick, Andre Mermound and Thierry Monnier (1994): An analysis of solute accumulation during steady-state evaporation in an initially contaminated soil, *J. Hydrol.*, **155**, pp. 27-38.
- De Vries, D. A. (1958): Simultaneous transfer of heat and moisture movement in porous materials, *Trans. Amer. Geophys. Union*, **39**, pp. 909-916.
- 藤巻晴行・取出伸夫・山本太平・井上光弘(1997): 浅い地下水面を持つ砂丘砂カラムからの土壌面蒸発に伴う溶質移動, 農業土木学会論文集, **190**, pp. 77-86.
- 福原輝幸・佐藤邦明(1994a): 砂層表面蒸発に伴う塩類集積に関する基礎的研究, 水工学論文集, **38**, pp. 241-246.
- 福原輝幸・佐藤邦明・今井竜也(1994b): 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, **503**/II-29, pp. 29-38.
- 二上章司・高野保英・福原輝幸・佐藤邦明(1997): 表面モデルによる砂層表面と大気間の熱・水分移

- 動特性 - - 法による砂層表面厚の検討 - , 水工学論文集, **41**, pp. 37-42 .
- Hassen, F. A. and Ghaibeh, A. Sh.(1983): Evaporation and salt movement in soils in the presence of water table, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **41**, pp. 17-21.
- 門村 浩ら(2001): Data book of desertification / land degradation , 国立環境研究所地球環境研究センター , pp. 11 .
- 河野伊一郎・西垣 誠(1981): 不飽和砂質土壌土の浸透特性に関する実験的研究 , 土木学会論文報告集, **307**, pp. 59-69 .
- 王 遵亲ら(1993): 中国塩漬土 , 科学出版社 .
- 大塚義之・井伊博行・榊原 晋(1997): カラム実験での塩分集積過程の解析 , 沙漠研究 , 6 - 2 , pp. 115-120 .
- Philip, J. R. and De Vries, D. A. (1957): Moisture movement in porous materials under temperature gradients, *Trans. Amer. Geophys. Union*, **38**, pp. 222-232.
- 高野保英・福原輝幸(1998): アラブ首長国連邦における現地気象・水文観測 - 土壌温湿度法による灌水後の土壌蒸発・乾燥過程の評価 - , 水工学論文集, **42**, pp. 91-96 .
- 高野保英・福原輝幸・佐藤邦明(1999): 乾燥 - 不飽和土壌中の熱・液状水および水蒸気移動の同時連成解析 , 土木学会論文集, **63**(II - 49), pp. 13-29 .
- 田中 明・山本太平(1987): 地下水位一定の土壌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, **129**, pp. 25-31 .
- Todd, R. M. and Kemper, W. D.(1972): Salt dispersion coefficients near an evaporating surface, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, Vol. **36**, pp. 539-543.
- Nobuo Toride, Mitsuhiro Inoue and Feike J. Leij (2003): Hydrodynamic dispersion in an unsaturated dune sand, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **67**, pp. 703-712.
- Van Genuchten, M. Th. (1980): A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **44**, pp. 892-898.
- (受付 : 2003年11月 7 日 , 受理 : 2004年 8 月18日)