

塩集積層を有する土壤中の 散水－蒸発過程における熱・水分・塩移動

Chao HE¹・福原 輝幸²・高野 保英³・南条 雅志⁴・Jingsong YANG⁵

¹学生会員 工修 福井大学大学院 工学研究科博士後期課程 (〒910-8507 福井県福井市文京3丁目9-1)

²正会員 工博 福井大学教授 工学部建築建設工学科 (〒910-8507 福井県福井市文京3丁目9-1)

³正会員 博(工) 近畿大学 理工学部社会環境工学科 (〒577-8502 大阪府東大阪市小若江3-4-1)

⁴学生会員 神戸大学大学院 自然科学研究科建設学専攻 (〒657-8501 神戸市灘区六甲台町1-1)

⁵中国科学院南京土壤研究所 (Nanjing 210008, China)

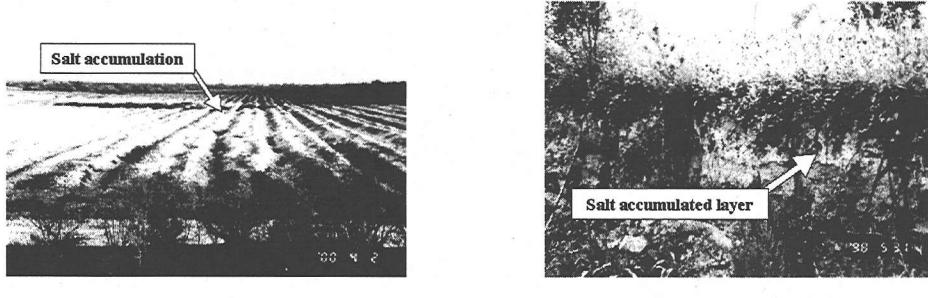
乾燥地土壤において不適切な水管理によって生じる2次の塩害の特性を調べるために、乾燥土壤中に初期塩集積層を設け、散水と蒸発の繰り返しによる塩移動実験を行った。その結果、塩再集積の進行速度および再集積した含塩量は散水量、散水回数および初期塩集積層の深さに影響を受けることが明らかとなった。また、Kelvinの関係式と状態方程式を必要としない熱・液状水・水蒸気移動理論および物質移動理論を用いて、散水－蒸発に伴う塩集積層からの塩の溶脱とその後の再集積に至る計算が可能になった。これは、Funicular状態とPendular状態の水分移動理論を明確に体系づけたことによる。計算された温度分布、体積含水率分布、水蒸気密度分布および含塩率分布は実験結果を良好に再現しており、理論モデルの妥当性が示された。

Key Words :heat and moisture transfer, salt movement, Funicular and Pendular state, secondary salinization

1. はじめに

地球規模で広がりをみせる塩害は、土壤の乾燥化あるいは砂漠化に付随する環境問題であり、毎年150万haの灌漑農地が主として塩害などにより失われていると言われている¹⁾。中でもアジア、特に中国の西部および中部内陸地域の塩害は深刻である²⁾。現在中国政府が実施している西部大開発では、中西部の乾燥および半乾燥地域の数百万haの塩害地を土壤改良する必要があるとされている³⁾。乾燥地開発と水資源の共存は灌漑技術に強く依存し、不適切な水管理を続ければ、写真-1のように地表塩集積あるいは地表面下に塩集積層（中間塩集積層と呼ぶ）が出現し、耕作地の放棄を余儀なくされる。このように人為的な水管理によって励起される塩害を、本論文では2次の塩害と呼ぶ。灌漑条件、気象条件および地盤条件と2次の塩害の関係が明らかにされない限り、その対策は難しい。灌漑水の淡水化、排水施設および土壤の改良などで確実に塩害防止効果を上げようすれば、散水－浸透－蒸発－乾燥が繰り返しこる土壤中の熱・水分・塩移動を明らかにすることが重要となる。

既往の研究では、温度勾配が無視できる条件下での塩水飽和土壤カラムの乾燥に伴う塩移動を対象とした実験的研究が多く、例えば、Fritton et al.⁴⁾および安部^{5), 6)}は、異なる外気温度（蒸発能）や土壤での水分分布および塩濃度分布の違いを比較した。また、移流分散方程式による土壤中の溶質移動解析も古くから行われている。Todd and Kemper⁷⁾は地下水位一定（水分分布一定）という条件下で、蒸発フラックスと土壤表面付近の濃度分布を基に分散係数を求めた。Hassen and Ghaibeh⁸⁾もTodd and Kemper⁷⁾と類似の実験を行い、砂層厚と粘土厚を変えることで生じる蒸発フラックスの違いから、間隙水速度と分散係数の関係を導いた。田中と山本⁹⁾は、Todd and Kemper⁷⁾の方法に従って求めた分散係数と間隙水速度の関係が、破過曲線法で求めたそれと整合性のあることを示した。Nassar and Horton^{10) ~ 13)}はさらに温度勾配という条件を加え、含塩土壤中の水分移動に及ぼす浸透ポンシャルの影響を実験的および解析的に検討し、浸透ポンシャルを考慮した多孔媒体中の水分、熱および塩移動理論モデルを提案した。松川と中野¹⁴⁾は高含水一様水分布の土壤カラム蒸発実験により、析出過程を含む塩



(a) 地表塩集積（中国・新疆, 2000年4月）

(b) 中間塩集積（中国・河南, 1998年5月）

写真-1 乾燥地土壤における2次的塩害の様子

集積現象を調べ、 NaCl 塩の場合、浸透ボテンシャルを水分移動式に含む必要のないことを示した。藤巻ら¹⁵⁾は蒸発過程の NaCl の機械的分散係数が浸潤過程のそれの1/3程度になり、乾燥過程の分散現象についてはさらに検討が必要であることを指摘した。安部¹⁶⁾は Ghuman and Prihar¹⁷⁾ の実験方法を参照して、異なる初期塩濃度を有する低含水土壌に淡水リーチングを行い、排水溶液濃度の時間変化および塩濃度分布の違いを考察した。Kirda et al.¹⁸⁾は表層に塩を散布し、その後の淡水浸透に伴う塩移動について調べた。さらに、Ghuman and Prihar¹⁹⁾は低含水量の土壌表面に塩水を散水した後に淡水散水を行い、リーチングと蒸発に伴う塩移動および塩集積過程を調べた。

このように今までの研究の多くは、塩移動メカニズムの把握を容易にするために、特殊な条件下で起こる塩濃縮や塩集積を調べたものである。それに比して、既に何らかの要因で発生した含塩土壌が、散水—蒸発によってさらに深刻な塩害（2次的塩害）に陥る状態を対象とした研究、特に塩集積層が存在する土壌を対象とした研究は少ない。また、松川と中野¹⁴⁾や藤巻ら¹⁵⁾が指摘したように、低含水状態での水分移動および塩移動にはなお不明な点が残っており、この解明が望まれる。

本研究は2次的塩害の防止の基礎的な知見を得るために、散水に伴う塩集積層からの塩の溶脱と蒸発の繰り返しによって起こる再集積の過程を実験的に調べる。さらに、Kelvinの関係式と状態方程式を必要としない土壌中の熱・水分・物質移動モデルを提案し、実験結果との比較からその妥当性を検討する。

2. 理論モデル

(1) 本モデルの特徴

従来、Philip and De Vries²⁰⁾を始めとする多孔媒体中の熱・水分移動理論のほとんどに、閉鎖空間中の液状水と水蒸気の力学的平衡から導かれた Kelvin の関係式が、大

気と連結した間隙にも適用されていた。しかし、高野ら²¹⁾は土壌空隙内で生じる蒸発量（内部蒸発量）を定式化し、それを熱・液状水および水蒸気保存方程式に組み込んだことによって、Kelvin の関係式を用いることなく、不飽和土壌中の温度、体積含水率、蒸気圧を同時解析することを可能にした。本研究では、高野らのモデル（旧モデル）に改良を加え、物質移動理論を組合せて、不飽和土壌中の塩移動解析を行った。

本モデルの特徴は、(i) 旧モデルでは Funicular 状態（液状水が孤立することなく連続している水分状態）しか考慮しなかったが、本モデルではさらに Pendular 状態（液状水が土粒子と土粒子の間でリング状に付着し、孤立するような水分状態）での水分移動を定式化したこと、(ii) 水蒸気質量保存則を蒸気圧の代わりに水蒸気密度 ρ_v で表現したことより、理想気体の仮定（状態方程式）を必要としないこと、にある。従って、旧モデルの水蒸気質量保存則は従属変数を体積含水率 θ_l 、温度 T および蒸気圧 P_v とする複雑な偏微分方程式であったが、本モデルでは θ_l と水蒸気密度 ρ_v を従属変数とする偏微分方程式となり、解析を容易にした。

(2) 土壌内気—液界面と水分状態

ここでは、土壌間隙中の気—液界面面積 A_l (m^2) と水分量の関係について考察する。図-1(a)のよう、旧モデルでは Funicular 状態の A_l は、体積含水率 θ_l の減少とともに増大することを Pendular 状態まで仮定していた²¹⁾。しかしながら、 $\theta_l = 0$ で $A_l = 0$ となることから、旧モデルはある θ_l を境として、 θ_l の減少とともに A_l が小さくなるようなモデルに改良する必要があった。そこで、この関係を図-1(b)に示すような鉛直 2 次元モデルで検討することにした。同図では隣接する半径 R の 4 個の土粒子間に液状水がリング状に孤立する。リング状の液状水は半径 r の円と土粒子表面の接点で描かれる円弧（ BB' ）と、土粒子同士の接点 B'' で囲まれる $BB'B''$ である。この図では半径 r の円と土粒子が点 a' で接するような水分状

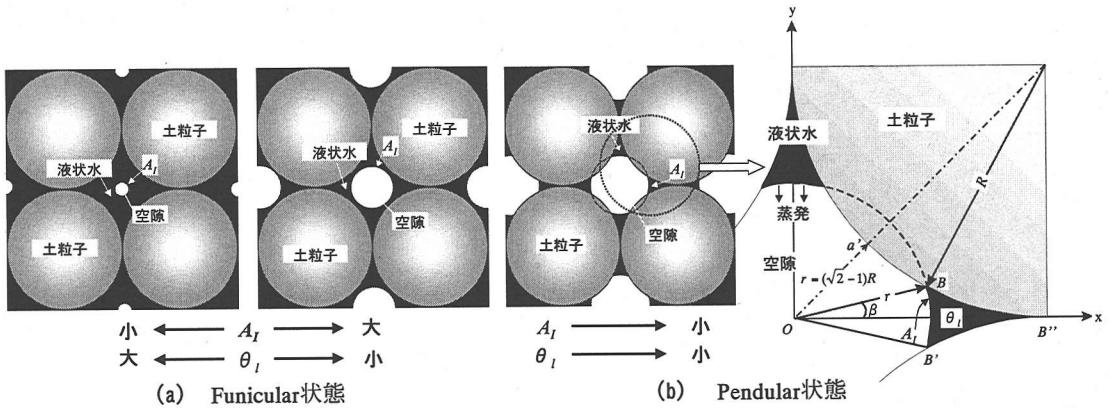


図-1 不飽和状態の含水率と気-液界面面積の関係

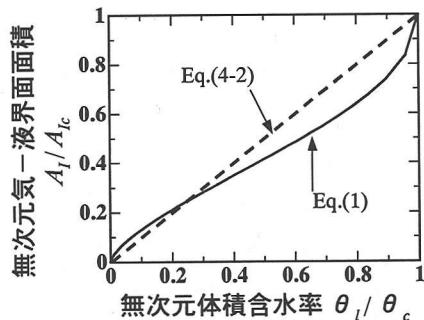


図-2 Pendular 状態における気-液界面面積

態、すなわち \$r = (\sqrt{2} - 1)R\$ のとき、液状水連続の限界 (Pendular と Funicular 状態の境界) となり、\$A_l\$ は最大となる。このときの体積含水率を限界体積含水率 \$\theta_c\$ とする。従って、\$0 \leq \theta_l \leq \theta_c\$ において \$A_l\$ は \$\theta_l\$ とともに減少する。

以上より、図-1(b) に示すコントロールボリューム \$(R \times R)\$ において、Pendular 状態は半径 \$r\$ が \$(\sqrt{2} - 1)R < r < R\$ の範囲において現れる。その際 \$A_l\$ は円弧長 \$(BB')\$ と単位奥行き長さの積で与えられる。すなわち、

$$A_l = 2r\beta \quad (1)$$

である。ここに、\$\beta\$ (rad) は原点 \$O\$ と気-液界面 \$(BB')\$ を挟む角 (\$\angle BOB'\$) の \$1/2\$ であり、以下のようになる。

$$\beta = \sin^{-1}[1 + (r/R)^2 / 2\sqrt{2}(r/R)] - \pi/4 \quad (2)$$

液状水の体積 \$V\$ は図中の \$BB'B''\$ の面積と単位奥行き長さの積に相当する。\$\theta_l\$ は \$V\$ をコントロールボリューム体積 \$(R^2)\$ で除して求められる。すなわち、以下のように

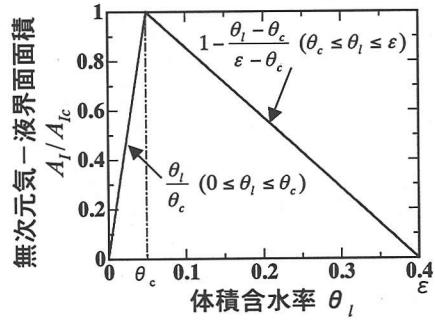


図-3 気-液界面面積と体積含水率の関係

になる。

$$\theta_l = \left[\frac{R^2}{2} - \left\{ \frac{R}{2} \tan^{-1} \left(\frac{R - r \cos \beta}{R - r \sin \beta} \right) + \frac{r^2}{2} \beta + \frac{Rr}{\sqrt{2}} \sin \left(\frac{\pi}{4} - \beta \right) \right\} \right] / R^2 \quad (3)$$

式 (1) および式 (3) に従えば、Pendular 状態の \$A_l\$ は、図-2 に示す実線のように \$\theta_l\$ の減少とともに非線形的に小さくなる。なお、縦軸の \$A_{lc}\$ は \$\theta_l = \theta_c\$ における \$A_l\$ の値を表わす。しかしながら、図-2 はあくまで 2 次元かつ特殊な土粒子の配列における結果であり、\$A_l\$ と \$\theta_l\$ の関係はより複雑な振舞をすることが予想できる。実際に \$A_l\$ と \$\theta_l\$ の関係を正確に求めることは困難であるため、本論文では気-液界面面積 \$A_l\$ と体積含水率 \$\theta_l\$ の関係を図-2 に示す破線の直線で近似する。

以上より、全含水状態 \$(0 \leq \theta_l \leq \epsilon)\$ にわたる \$A_l\$ と \$\theta_l\$ の関係は図-3 のようになる。ただし \$A_l\$ は \$A_{lc}\$ で無次元化される。すなわち、

$$\tilde{A}_I = \frac{A_I}{A_{Ic}} = \begin{cases} 1 - \frac{\theta_I - \theta_c}{\varepsilon - \theta_c} & (\theta_c \leq \theta_I \leq \varepsilon) \\ \frac{\theta_I}{\theta_c} & (0 \leq \theta_I \leq \theta_c) \end{cases} \quad (4-1)$$

である。ただし、 θ_c は定数ではなく、土の種類および締め固めによって変化する。ここでは、二上らの結果²²⁾を参考にして $\theta_c = 0.05$ とする。

(3) 内部蒸発理論

旧モデルでは、単位時間単位体積当たりの内部蒸発量 E_v ($\text{kg}/\text{m}^3\text{s}$) は、湿潤土粒子表面の飽和蒸気圧 P_{vsat} と空隙中の蒸気圧 P_v の差 ΔP_v および蒸発面積（気-液界面面積） A_I に比例すると考えた²¹⁾。しかし本論文では 2. (1) (ii) で述べた理由から、 E_v は蒸気圧差 ΔP_v の代わりに空隙中の水蒸気密度差 $\Delta \rho_v$ ($= \rho_{vsat} - \rho_v$) を用いて表現する。すなわち、

$$E_v = k_G A_I (\rho_{vsat} - \rho_v) \quad (5)$$

ここに、 k_G ：内部蒸発量を規定する比例定数 ($1/\text{m}^2\text{s}$)、 ρ_{vsat} ：土壤温度に対する飽和水蒸気密度 (kg/m^3)、 ρ_v ：土壤空隙水蒸気密度（以下、水蒸気密度と呼称、 kg/m^3 ）である。ここで、式(5)中の A_I を式(4)のように無次元化された \tilde{A}_I に置き換えれば、式(5)は次のようになる。

$$E_v = k_G \tilde{A}_I (\rho_{vsat} - \rho_v) \quad (6)$$

ここに、 k_G を内部蒸発係数 ($1/\text{s}$)と呼ぶ。 k_G は水蒸気移動理論の中で唯一の未知量であり、本実験結果の再現性が最も良好な k_G は 5.5×10^{-4} ($1/\text{s}$)となる。なお、式(6)の適用範囲の下限値、すなわち蒸発が発生しない含水状態を $\theta_I = \theta_0$ （吸着係数、hydroscopic coefficient）とする。さらに、本論文に示す水蒸気密度 ρ_v は、塩溶液が土壤中を移動するときの空隙中の水蒸気密度を意味する。よって含塩土壤中の水蒸気密度 ρ_v は、塩濃度 C (= 溶質質量 / 溶媒体積、 kg/m^3)に影響されることに注意しなければならない。これについては、3. (3) および 4. (2) で詳述する。

(4) 热・水分・物質移動理論

a) 水蒸気移動

土壤空隙中における水蒸気フラックス密度は、次式のように与えられる。

$$m_v = -D_{am} \xi \eta (\varepsilon - \theta_I) \frac{\partial \rho_v}{\partial z} \quad (7)$$

ここに、 m_v ：水蒸気フラックス密度 ($\text{kg}/\text{m}^2\text{s}$)、 D_{am} ：水蒸気拡散係数 (m^2/s)、 ξ ：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 = 2.0²³⁾)、 η ：屈曲度 (= 0.67)、 z ：鉛直座標 (m) である。

水蒸気の質量保存則は、土壤間隙内における相変化（内部蒸発）を考慮すると、次のようになる。

$$\frac{\partial [\rho_v (\varepsilon - \theta_I)]}{\partial t} = -\frac{\partial m_v}{\partial z} + E_v \quad (8)$$

ここに、 t ：時間 (s) である。

式(8)に式(6)および式(7)を代入すると、式(8)は次のようになる。

$$\begin{aligned} & -\rho_v \frac{\partial \theta_I}{\partial t} + (\varepsilon - \theta_I) \frac{\partial \rho_v}{\partial t} \\ &= \frac{\partial}{\partial z} \left[D_{am} \xi \eta (\varepsilon - \theta_I) \frac{\partial \rho_v}{\partial z} \right] \\ &+ k_G \tilde{A}_I (\rho_{vsat} - \rho_v) \end{aligned} \quad (9)$$

2. (1) で述べたが、旧モデルとは異なり、水蒸気の質量保存則を P_v の代わりに水蒸気密度 ρ_v で表現したことによって、状態方程式 ($P_v = \rho_v R_v \tilde{T}$ 、 R_v ：水蒸気の気体定数 (= 461.52 J/kgK)、 \tilde{T} ：絶対温度 (K))、すなわち理想気体の仮定を用いる必要がなくなった。

b) 液状水移動

不飽和土壤中の液状水フラックス密度は次式で表される。

$$m_l = -\rho_l V_l = -\rho_l K \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) = -\rho_l \left(D \frac{\partial \theta_l}{\partial z} + K \right) \quad (\theta_c \leq \theta_l < \varepsilon) \quad (10)$$

ここに、 m_l ：液状水フラックス密度 ($\text{kg}/\text{m}^2\text{s}$)、 ρ_l ：液状水密度 (kg/m^3)、 V_l ：ダルシー流速 (m/s)、 K ：不飽和透水係数 (m/s)、 ψ ：マトリックポテンシャル (m)、 D ：水分拡散係数 (= $K(\partial \psi / \partial \theta_l)$ 、 m^2/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。なお、 $\theta_l < \theta_c$ の Pendular 状態では液状水が土粒子間で孤立するために、 $m_l = 0$ となる。

液状水の質量保存則は内部蒸発を考慮すると、以下のようになる。

$$\frac{\partial (\rho_l \theta_l)}{\partial t} = -\frac{\partial m_l}{\partial z} - E_v \quad (11)$$

式(11)に式(6)および式(10)を代入すると、最終的に液状水の質量保存則は次のようになる。

$$\rho_i \frac{\partial \theta_i}{\partial t} + \theta_i \frac{\partial \rho_i}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\rho_i \left(D \frac{\partial \theta_i}{\partial z} + K \right) \right] - k_G \tilde{A}_i (\rho_{vsat} - \rho_v) \quad (12)$$

c) 热移動

土壤内の热移動は、热伝導の他に液状水や水蒸気移動による顯熱がある。しかし、水蒸気移動による顯熱は十分小さいものであるから無視すると、热フラックス密度 m_h (W/m^2) は、以下に示すようになる。

$$m_h = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z} + (\rho_i c_i) V_i T \quad (13)$$

ここに、 λ ：热伝導率 (W/mK)、 $(\rho_i c_i)$ ：液状水の体積熱容量 ($\text{J/m}^3\text{K}$)、 T ：土壤温度 ($^\circ\text{C}$) である。

砂層カラム内土壤の热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壤と周囲空気との間の熱貫流（热損失）を考慮すると、次のようになる。

$$\frac{\partial(\rho c)T}{\partial t} = -\frac{\partial m_h}{\partial z} - LE_v - h_a(T - T_a) \quad (14)$$

ここに、 (ρc) ：湿潤土壤の体積熱容量 ($\text{J/m}^3\text{K}$)²¹⁾、 L ：蒸発潜熱 (J/kg)、である。右辺の第3項は砂層カラムからの热損失であり、 h_a ：热貫流係数 ($= 45 \text{ W/m}^2\text{K}$)、 T_a ：室内温度 ($^\circ\text{C}$) である。

式 (6) および式 (13) を式 (14) に代入することにより、热エネルギー保存方程式は次のようにになる。

$$T \frac{\partial(\rho c)}{\partial t} + (\rho c) \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\lambda \frac{\partial T}{\partial z} - (\rho_i c_i) V_i T \right] - L k_G \tilde{A}_i (\rho_{vsat} - \rho_v) - h_a(T - T_a) \quad (15)$$

d) 塩移動

土壤中の溶質フラックス密度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。

$$m_c = -\theta_i D_c \frac{\partial C}{\partial z} + \tilde{V}_i \theta_i C \quad (16)$$

$$D_c = D_{cm} + D_{cp} \quad (17)$$

ここに、 m_c ：溶質フラックス密度 ($\text{kg/m}^2\text{s}$)、 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 (m^2/s)

(NaCl の場合、 25°C で $1.52 \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$ ¹⁹⁾)、 D_{cp} ：機械的分散係数 (m^2/s)、 $\tilde{V}_i (= V_i / \theta_i)$ ：間隙流速 (m/s) である。

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。

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial(\theta_i C)}{\partial t} = -\frac{\partial m_c}{\partial z} \quad (18)$$

ここに、 S ：単位体積当たりの塩析出質量 (kg/m^3) である。

式 (16) を式 (18) に代入すると、溶質の質量保存則は次のように分けられる。

(i) 析出がある時 ($S > 0$)

$$\frac{\partial S}{\partial t} + C_{sat} \frac{\partial \theta_i}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\theta_i D_c \frac{\partial C}{\partial z} \right) - \frac{\partial}{\partial z} (\tilde{V}_i \theta_i C) \quad (19)$$

ここに、 C_{sat} ：饱和塩濃度 (kg/m^3) である。

上式では析出状態の含塩層における溶液は、饱和であると仮定される。

(ii) 析出がない時 ($S = 0$)

$$\theta_i \frac{\partial C}{\partial t} + C \frac{\partial \theta_i}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\theta_i D_c \frac{\partial C}{\partial z} \right) - \frac{\partial}{\partial z} (\tilde{V}_i \theta_i C) \quad (20)$$

ただし、式 (19) および式 (20) を解くにあたっては分散係数 D_c と浸透流速の関係の定式化、および析出を判別する土壤中の饱和塩濃度 C_{sat} の値を明らかにする必要がある。これらについては2. (5) c) および4. (1) でそれぞれ詳述する。

(5) パラメーター

不饱和土壤中の水分移動を規定するマトリックポテンシャル ψ および不饱和透水係数 K は、体積含水率 θ_i の非線形関数、すなわち $\psi(\theta_i)$ および $K(\theta_i)$ である。無論、この両パラメーターは Funicular 状態で適用されるものであるから、 $\theta_c \leq \theta_i < \varepsilon$ の範囲で有効である。

a) 水分特性曲線

図-4 は土柱法により得られた水分特性曲線を表わす。参考のために、土中の相対湿度が 100% を下回るような乾燥土壤について、Kelvin の関係式より計算されたデータが△で表示される。同図より、水分特性曲線関数は Van Genuchten²⁴⁾ に従って、以下のように表す。

$$\theta_i = \theta_c + \frac{\varepsilon - \theta_c}{[1 + |\alpha\psi|^n]^m} \quad \theta_i \geq \theta_c \quad (21)$$

ここに、 $\alpha = 0.03$ 、 $n = 4.75$ 、 $m = 1 - 1/n = 0.79$ である。

b) 不饱和透水係数

不饱和透水係数 $K(\theta_i)$ は、これまでに著者らが行った実験より得られたデータも含めて非定常法により求められた。その結果を図-5 に示す。透水係数は饱和から不饱和に移行する ($\theta_i = \varepsilon$ から θ_i が小さくなる) に従って急

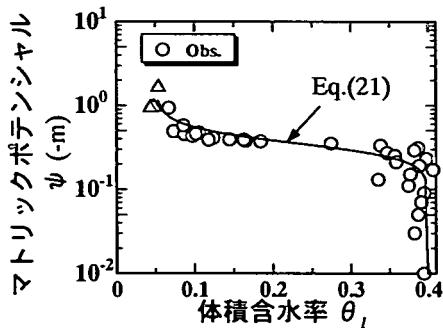


図-4 水分特性曲線

激に減少し、その後 $K(\theta_l)$ の減少は鈍化する。そのため、Brooks and Corey²³ や Van Genuchten²⁴ のように不飽和域全体にわたり、1つの関数で $K(\theta_l)$ を表わすことは不可能である。この $K(\theta_l)$ 関係はコンクリートのそれと酷似することから、柳ら²⁵と同じ表現を用いて、次のように2つに分けられる。

$$K(\theta_l) = K_n \exp\left\{\frac{f(\theta_l - \theta_n)}{\epsilon}\right\} \quad (\theta_n \leq \theta_l \leq \epsilon) \quad (22)$$

$$K(\theta_l) = K_n \left\{\frac{\theta_l - \theta_c}{\theta_n - \theta_c}\right\}^\epsilon \quad (\theta_c \leq \theta_l \leq \theta_n) \quad (23)$$

ここに、 K_n : 折れ曲り点の不飽和透水係数 (m/s), θ_n : 折れ曲り点の体積含水率である。なお、最小2乗法の結果および飽和透水係数が 1.8×10^{-4} m/s であることを考慮して、ここでは $K_n = 5 \times 10^{-7}$ m/s, $\theta_n = 0.32$, $f = 34.62$, $\epsilon = 0.8$ となる。

c) 分散係数

流体力学的分散係数 D_c と分子拡散係数 D_{cm} の比は、間隙流速 \tilde{V}_l に比例することが知られている²⁷。 D_c/D_{cm} は非定常法により式 (20) を解いて求められる²⁸。すなわち、

$$\frac{D_c}{D_{cm}} = 2.14 \times 10^5 Re^{1.28} + 1 \quad (Re > 10^{-6}) \quad (24)$$

ここに、 Re : 粒径レイノルズ数 ($= \tilde{V}_l d / \nu$, d : 平均粒径 (m), ν : 動粘性係数 (m²/s)) である。

(6) 解析フローチャート

本計算の流れを図-6 に示す。まず、水蒸気、液状水および熱移動方程式 (式 (9), 式 (12) および式 (15)) を陰解差分法により連成同時解析し、土壤温度 T 、水蒸気密度 ρ_v および体積含水率 θ_l を求める。その後、塩濃度 C

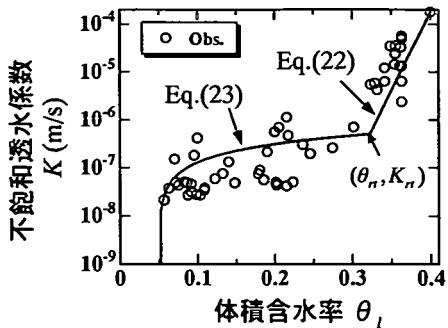


図-5 不飽和透水係数と体積含水率の関係

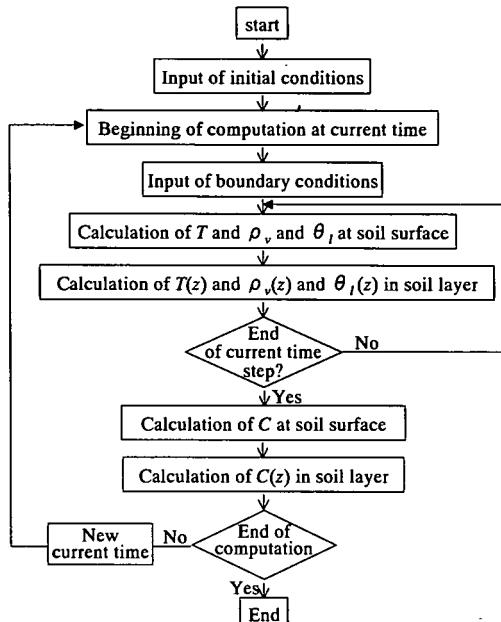


図-6 計算のフローチャート

は溶質の質量保存則 (式 (19) または式 (20)) を陽解差分法で解いて得られる。なお、計算に用いた要素長さ Δz および時間間隔 Δt は、それぞれ 0.01m および 0.1 秒である。

3. 実験概要

(1) 塩移動実験

土壤塩濃度測定方法の決定にあたって、予備実験で 4 極塩分センサーと TDR 水分センサーを用いた多点同時計測法、カラム分割によるサンプリング法 (カラム分割法) およびカラム側面からスポット的に土壤を採取する

方法を比較した。その結果、本実験では低含水状態での水分および塩の質量収支の精度、加えて両分布形状の再現性が最も良いカラム分割法を採用する。実験に用いる砂層カラムの概観を図-7に示す。

実験は恒温恒湿室内（温度： $T_a = 25^{\circ}\text{C}$ 、相対湿度： $RH = 30\%$ ）で、13本の塩ビカラムおよび豊浦標準砂を用いて行った。カラムの直径（内径）は0.075m、高さは0.4mである。12本のカラムは、サンプリングのために地表面から0.06mまでは高さ0.01m、それ以深では高さ0.02mのリングにより構成される。残りの1本のカラムには土壤温・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）の上に固定することにより、土壤温・湿度分布および蒸発量が測定される。土壤温・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、0.12mおよび0.15mである。

実験ケースは表-1に示すように、2つの異なる初期塩集積層状態（地表塩集積層および中間塩集積層）と2種類の散水量を組合せた4種類である。表中に示すように地表塩集積層は地表面下0.05mまでとし、中間塩集積層は地表面下0.03m～0.08mの範囲とする。塩集積層は粉碎したNaCl（純度99.99%）と豊浦標準砂を均一に混合して作られ、含塩率 S_c （= 単位土壤体積中の塩質量/単位体

積乾燥土壤の質量）は0.4%とする。この値は、一般的に植物の生育に障害が現れる限界含塩率である²⁾。なお、全てのカラムはゴム製のハンマーによる打撃によって締め固めを行い、充填密度を 1600kg/m^3 に統一する。

次に実験方法について述べる。砂を充填後、砂層表面から0.3mの高さに設置された赤外線ランプ（850W/m²）を照射し、砂層内に温度勾配を形成する。その後、霧吹きで1回目の淡水散水（1次散水）を行い、散水量の違いに応じて2日または3日間、カラムを赤外線ランプの下に曝露する。これを1次散水期間とする。続いて2次散水および3次散水を1次散水と同じ条件で繰り返す。サンプリングでは各リング中の全土壤を採取し、炉乾燥法により体積含水率を求める。また、これに純水0.3kg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分濃度計（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約±2%以内に収まっており、測定された塩濃度の精度は良いと判断する。散水条件およびサンプリング時間の詳細は表-2に示される。なお、表中のサンプリング時間とは1次散水開始後を時間軸の原点として定義される経過時間である。

(2) 飽和塩濃度実験

塩の析出が始まる濃度を求めるために、砂層土壤中の

表-1 砂層カラムの初期含塩状態および散水条件

実験ケース	初期塩集積層区分	塩集積層位置 (地表面下(m))	散水フラックス 密度(kg/m ² s)	散水時間 (s)	含塩率 (%)	散水量 (kg)
CaseA-50	地表塩集積層	0～0.05	0.063	180	0.4	0.05
CaseA-100				360		0.1
CaseB-50				180		0.05
CaseB-100				360		0.1

$$\text{含塩率} = \frac{\text{塩質量}}{\text{乾燥土壤質量}} \times 100\%$$

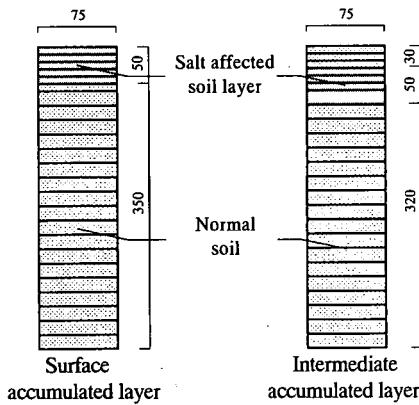


図-7 塩集積砂層カラム (Unit : mm)

表-2 散水期間およびサンプリング時間

CaseA-50 および CaseB-50	1次散水期間	2次散水期間	3次散水期間
	0～48	48～96	96～144
	サンプリング時間		
CaseA-100 および CaseB-100	1	6	10
	48	49	54
	58	96	97
	102	106	144
	1	6	24
	72	73	78
	96	144	145
	120	168	216
	時間単位 : hr		

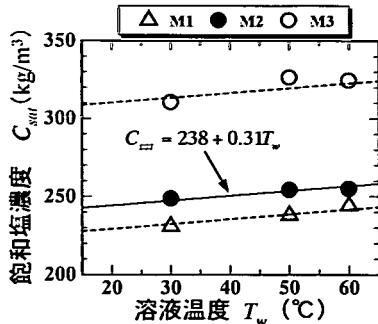


図-8 飽和塩濃度と溶液温度の関係

飽和塩濃度実験を行った。以下に実験の手順を述べる。実験は3種類であり、M1、M2およびM3と呼ぶ。

まずM1について述べる。容量0.5lのガラスピーカーに0.1lの純水および0.05kgの粒状NaClを入れ、過飽和の溶液をつくる。その後、溶液を手動により5分攪拌し、30°C、50°Cおよび60°Cに設定されたインキュベータ内に24時間放置後、溶液濃度を測定する。M2は粒状NaClを粉碎した後、M1と同じ手法をとる。M3はM1と同様な溶液を作り、1時間に亘ってマグネチックスター（IWAKI製）で攪拌し、その後に溶液濃度を測定する方法である。設定温度はM1と同じである。

(3) 水蒸気密度降下実験

ラウールの法則で知られるように、閉空間中の塩水と平衡状態にある水蒸気密度は塩濃度により変化する。いわゆる水蒸気密度降下が起こる。塩濃度に伴う土壤空隙中の水蒸気密度の変化は、水蒸気拡散フラックスおよび内部蒸発フラックスに影響を及ぼす。しかしながら、析出を伴う高濃度ではラウールの法則がもはや扱えないので、水蒸気密度降下を以下の方法により調べた。

実験は恒温室内 ($T_a = 25^\circ\text{C}$) で湿度校正器（VAISALA製）を用いて行われた。湿度校正器は金属製の密封容器であり、中に塩溶液を注入することで、その上層空間に発生する相対湿度が温・湿度センサーによって測定できる。本実験では塩濃度をゼロ（純水）から飽和の間で変化させ、対応する定常時の相対湿度を測定した。なお、本実験に使用された塩および温・湿度センサーは塩移動実験時と同じものである。

4. 実験結果および考察

(1) 飽和塩濃度

飽和塩濃度実験により得られた飽和塩濃度と溶液温度 T_w (°C) の関係を図-8に示す。全結果とも濃度は温度上

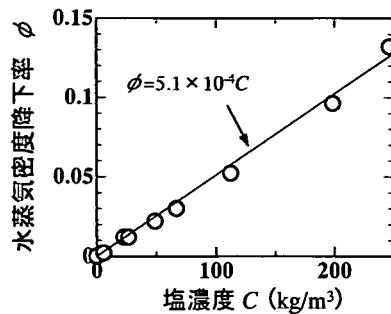


図-9 水蒸気密度降下率と塩濃度の関係

昇につれて増大する。

次に、M1～M3の結果から本実験における砂層空隙中の飽和濃度を決定する。まず、散水速度と平均粒径 d を用いた粒径レイノルズ数は 10^2 のオーダであり、土壌内を通過する塩水の流れにはマグネチックスターによる攪拌のような強い乱れは生じないと想われる所以、M3の可能性はない。また、粉碎塩を本実験で使用した点を考慮すると、M1の結果は好ましくない。

以上より、飽和塩濃度 C_{sat} は M2 の結果を採用する。すなわち、

$$C_{sat} = C_0 + a_c T_w \quad (25)$$

ここに、 $C_0 = 238$ (kg/m³)、 $a_c = 0.31$ である。

(2) 水蒸気密度降下

水蒸気密度降下を考慮した ρ_v は次式で表わされる。

$$\rho_v = \rho_{v0}(1 - \phi) \quad (26)$$

ここに、 ρ_{v0} : 溶媒の水蒸気密度 (kg/m³)、 ϕ : 水蒸気密度降下率である。温度 25°C の下で得られた ϕ と C の関係が図-9に示される。 ϕ は C に比例して以下のように線形增加する。

$$\phi = 5.1 \times 10^{-4} C \quad (27)$$

なお、上式で示す ϕ と C の関係は、本実験の温度範囲において、温度に依存しないと仮定する。

(3) 蒸発量

図-10(a), (b) および(c) は、CaseA-50 と CaseA-100 の蒸発フラックス密度、および CaseA-50 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。両者は外部環境条件、換言すれば外部蒸発能に違いがないため、

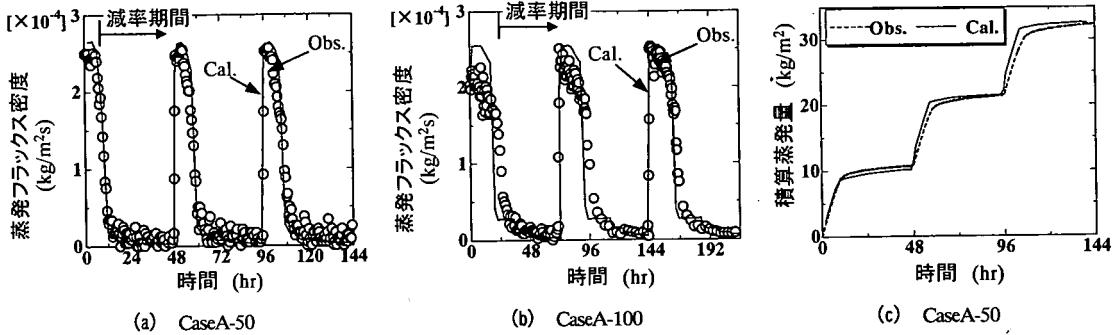


図-10 蒸発フラックス密度および積算蒸発量の経時変化

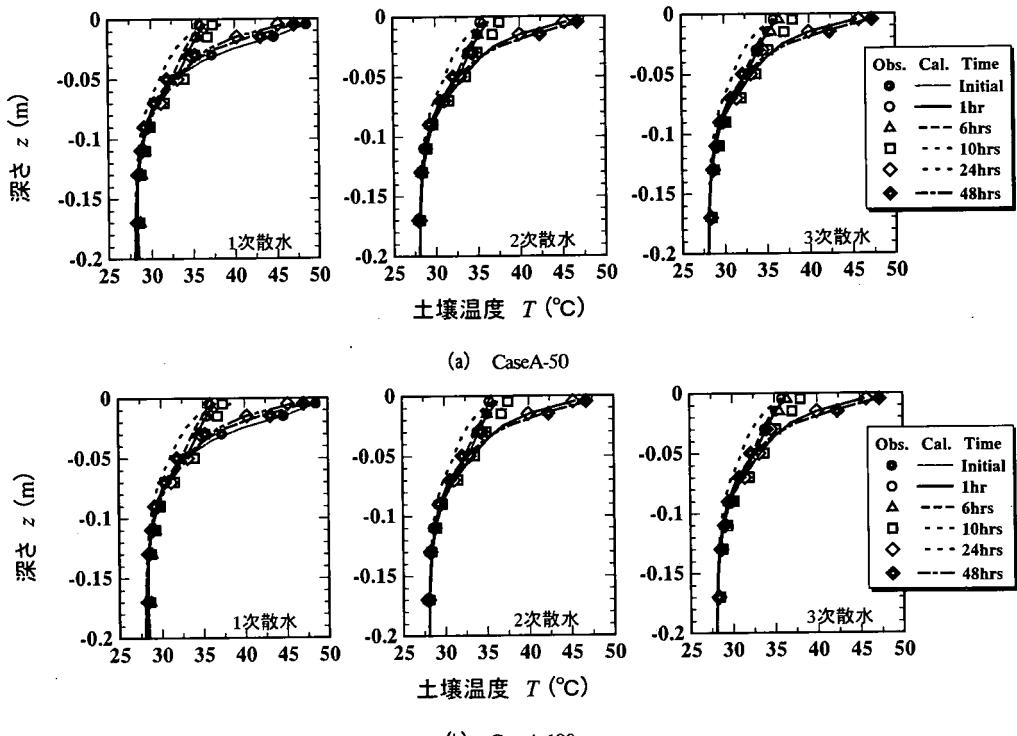


図-11 温度鉛直分布の経時変化

蒸発フラックス密度の最大値、すなわちボテンシャル蒸発フラックス ($2.5 \times 10^4 \text{ kg/m}^2\text{s}$) に差異はない。表面蒸発による潜熱と散水による顯熱によって、4. (4)で後述するように地表面温度が下がるために、厳密な意味での恒率蒸発期間は現れず、時間とともに蒸発フラックスは徐々に減少する。その後、表面蒸発から内部蒸発に移行するために、減率蒸発期間が現れる。減率蒸発期間が始まる時間は CaseA-50 では散水から約 10 時間後、CaseA-100 では約 24 時間後となり、散水量が多いと遅く

なる。なお、CaseB-50 および CaseB-100 に関しては、CaseA-50 および CaseA-100 の蒸発特性とほぼ同じであるため、ここでは省略する。実線で示す計算値は蒸発フラックス密度の遞減を説明しているが、離散化された計算であるから、地表から乾燥 ($\theta_t < \theta_c$) と判断された要素が増える毎に、蒸発フラックス密度はステップ状に減少する。ただし、図-10(c)の積算蒸発量の経時変化から分るように、蒸発フラックス密度のステップ変化は認識できない程度に小さい。

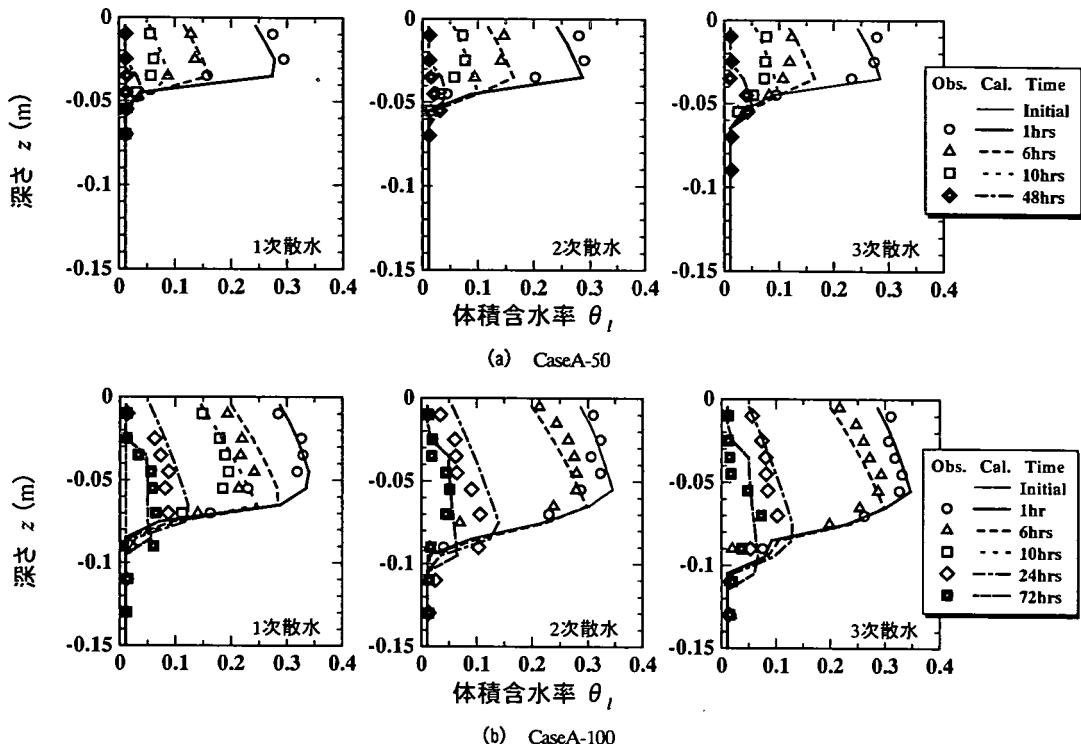


図-12 体積含水率鉛直分布の経時変化

(4) 温度分布

土壤温度分布についても散水量の違いだけが温度に影響するので、CaseA-50 および CaseA-100 の結果のみを図-11(a)および(b)に示す。両ケースの初期温度分布はほぼ同じである。図-11(a)に従えば、CaseA-50 では散水直後の表層(深さ 0.01m)土壤温度は、散水の顯熱によって散水前の 47°C から 35°C まで急激に低下する。その後、蒸発潜熱によって 10 時間後でも表層温度は約 1°C しか上昇しない。表層土壤が乾燥し蒸発潜熱が作用しなくなると、表層温度は上昇し、48 時間後の温度分布は散水前のそれに回復する。一方、CaseA-100 では散水量が CaseA-50 と比べて多いため、表面蒸発期間が長くなり、蒸発潜熱による温度上昇の抑制は散水から 24 時間後でも認められる。その後、土壤表面乾燥の進行に伴って、表層温度が上昇し、72 時間後の温度分布は散水前と同じになる。すべての時間において、計算値は実験値とほぼ一致する。

(5) 水分分布

図-12(a)および(b)は、CaseA-50 および CaseA-100 の各散水期間における体積含水率 θ_v の経時変化の実測値および計算値をそれぞれ示す。CaseB-50 および CaseB-100 の結果は CaseA-50 および CaseA-100 とほぼ同じであることから、ここでは省略する。なお、全ケース

とも初期土壤は気乾状態 ($\theta_v = 0.01$) であり、この値を吸着係数 θ_0 と見なす。図-12(a)より、CaseA-50 では 1 次散水直後、地表面下 0.05m までの θ_v が急激に増加し、湿潤前線は深さ 0.06m に留まる。その後、蒸発によって θ_v は減少し、48 時間後には散水前の水分分布に近づく。なお、地表面下 0.04m から 0.06m の範囲には水分が残存する。

次に、2 次および 3 次散水後の θ_v の変化に注目する。2 次散水の湿潤前線は 1 次散水よりも深くなるが、 θ_v の分布形に大きな違いは生じない。ただし、1 回目の散水—蒸発によって表層付近の土壤が若干締め固められたために、2 次および 3 次散水の 1 時間後では、地表面から 0.03m までの水分勾配は負から正に変わるように観られる。この原因としては、表層付近の土壤の $K(\theta_v)$ と $\psi(\theta_v)$ が変化したこと、および浸透した液状水が 1 次散水で残存した水分と連結して、下方移動が促進されたことが挙げられる。また、このために 1 次散水よりは 2 次散水の方で湿潤前線が下方に移ったと推察される。

一方、図-12(b)の CaseA-100 では散水量が多いために湿潤前線は 0.09m 付近まで達する。その後、乾燥に伴って θ_v は表層から減少し、72 時間後では地表面下 0.03m までが乾燥層であると認識できる。2 次および 3 次散水後では、湿潤前線は 0.1m～0.11m の深さに達するが、表層

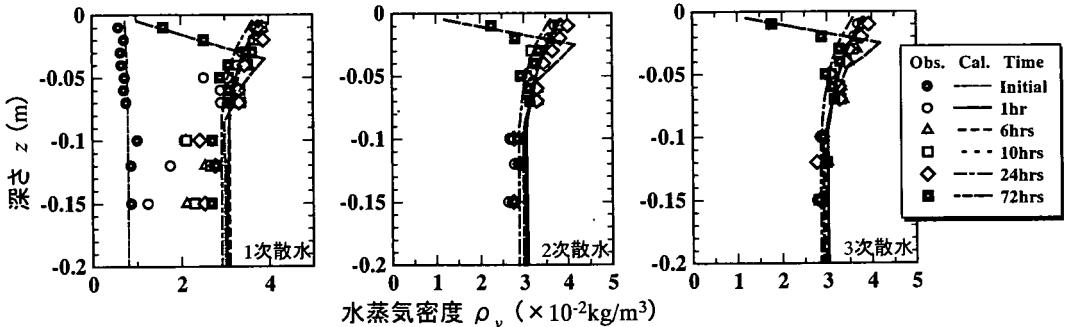


図-13 CaseA-100 における水蒸気密度鉛直分布の経時変化

表-3 含塩率分布の主要数値

項目	CaseA-50			CaseA-100			CaseB-50			CaseB-100		
	1 st	2 nd	3 rd	1 st	2 nd	3 rd	1 st	2 nd	3 rd	1 st	2 nd	3 rd
散水期間	1 st	2 nd	3 rd	1 st	2 nd	3 rd	1 st	2 nd	3 rd	1 st	2 nd	3 rd
散水1時間後最大含塩率深さ(m)	0.035	0.035	0.035	0.07	0.07	0.07	0.055	0.055	0.055	0.07	0.07	0.07
散水1時間後最大含塩率(%)	0.96	0.77	0.86	0.59	0.58	0.55	0.42	0.43	0.4	0.62	0.51	0.48
散水期間終了時の表層含塩率(%)	0.47	0.56	0.63	0.41	0.63	0.55	0.017	0.082	0.13	0.22	0.37	0.47

1st : 1 次散水, 2nd : 2 次散水, 3rd : 3 次散水

付近を除くと分布形状の違いは殆どない。なお、両ケースとも 2 次散水と 3 次散水の間で水分分布に差異は殆ど見られない。

次に計算結果と実験結果を比較する。CaseA-50 および CaseA-100 とともに、両結果は概ね一致している。ただし、厳密に言えば計算結果は 2 次、3 次散水よりも 1 次散水の方で実験値の再現性が良い。この原因も散水-蒸発に伴って表層付近の土壤の透水・保水特性が変化したためと思われる。

(6) 水蒸気密度分布

水蒸気移動モデルの妥当性を検証するために、CaseA-100 における水蒸気の実験値と計算値の比較を行う。図-13 は各散水後における水蒸気密度鉛直分布の経時変化を示しており、実験値は得られた温度および相対湿度から求められる。1 次散水前の土壤は乾燥しているため、水蒸気密度勾配は小さい。1 次散水 1 時間後、地表面下約 0.07m までは散水の影響を受けて水蒸気密度が急激に増大し、水蒸気密度分布は地表から下方に向かって単調減少するような形状となる。このような分布が現れる場合、表面蒸発が生じている²⁹⁾。24 時間後、蒸発-乾燥の進行に伴って地表面下 0.01m の水蒸気密度が減少し、土壤中に最大値が現れるようになる。水蒸気密度 ρ_v の最大値の位置は 72 時間後に地表面下 0.03m に下がる。このとき、図-12(b) の水分分布から判断される

乾燥層厚も約 0.03m であり、著者らが従来から指摘しているように ρ_v の最大となる位置は、乾燥前線の深さと一致する²⁹⁾。2 次および 3 次散水後の水蒸気密度分布の時間変化に差異はなく、計算結果は概ね実験値を再現していると思われる。ただし、1 次散水後の地表面下 0.05m 以深の水蒸気密度は計算値の方が実験値より大きく、初期下向きの水蒸気拡散は計算値の方で過大評価されている。この点についてはさらに検討の余地がある。

(7) 含塩率分布

図-14 は、本実験で得られた各ケースにおける含塩率分布の経時変化の実測値および計算値を示す。塩集積の解析では、乾燥によって濃度は飽和に達する場合が多いので、2 次的塩害の進行は塩の絶対量を表わす含塩率 S_c の方が、濃度よりも正確に表現でき、かつ 3. (1) で述べたように植物生育指標の点からも合理的である。ここでは、含塩率分布を表現する上で、重要な変量を表-3 のように選び、それらの値も同表に示す。選ばれた変量は散水直後として、散水 1 時間後の最大含塩率深さと最大含塩率、および各散水期間終了時の表層含塩率（最上部のリング内の平均含塩率）である。

a) 散水量の影響

ここでは、同じ塩集積層深さで散水量の違いによる塩移動の相違を検討する。

まず、地表塩集積層の CaseA-50 と CaseA-100 を比較

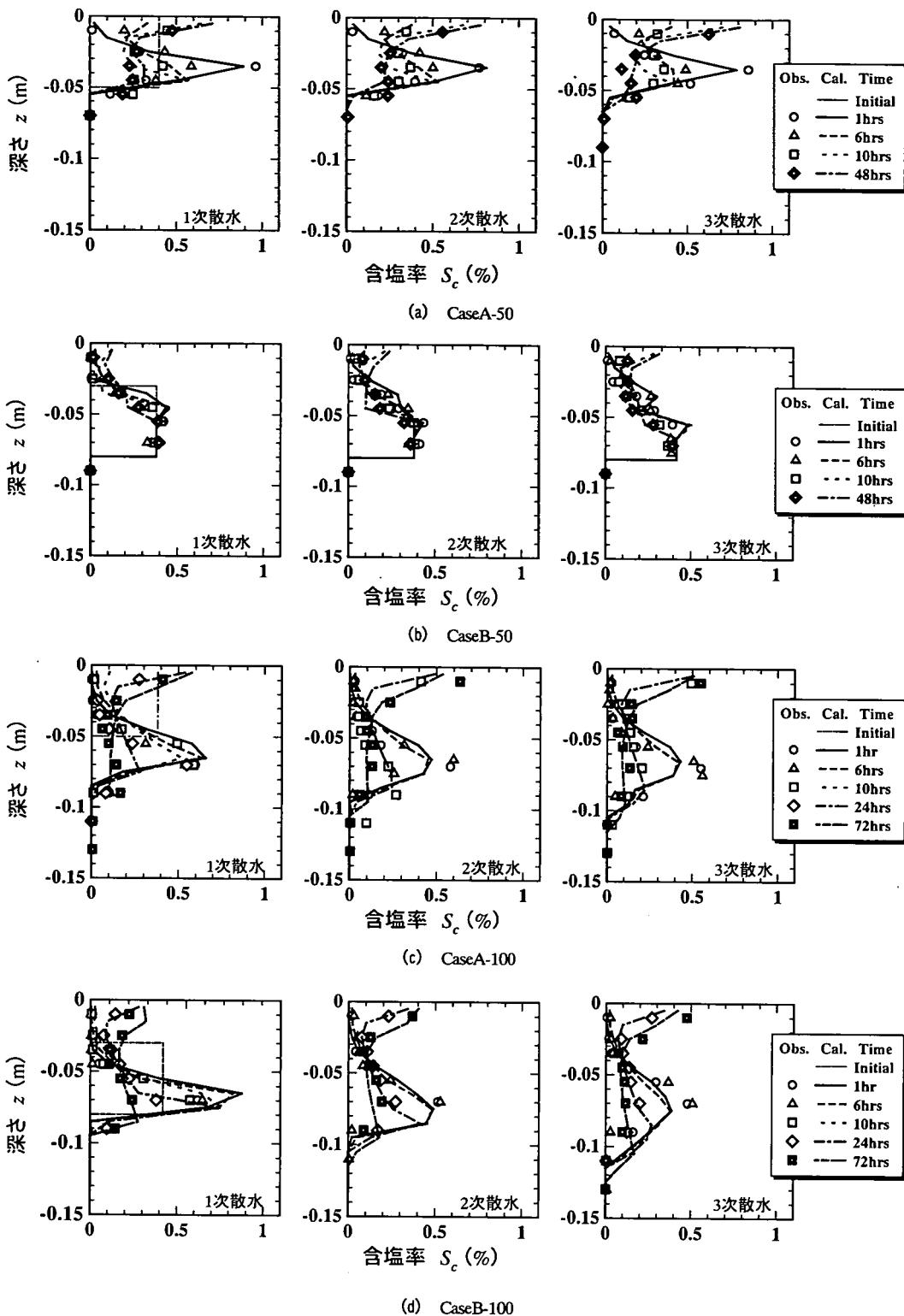


図-14 含塩率鉛直分布の経時変化

する。地表付近の洗脱は散水量が少ない CaseA-50 よりも散水量が多い CaseA-100 の方が明瞭であり、最大含塩率の発生位置は CaseA-50 よりも CaseA-100 で深くなる。同時に、含塩率の変化は CaseA-100 の方が CaseA-50 より広範囲に分散するため、CaseA-100 の最大含塩率は CaseA-50 のそれより小さい。洗脱後、蒸発に伴う地表付近の含塩率の上昇は、CaseA-50 では散水 6 時間後に既に認められるが、CaseA-100 では 10 時間から 24 時間の間に現れており、散水量の小さい CaseA-50 で早まる。このことは計算結果からも裏付けられる。

次に、中間塩集積層の CaseB-50 と CaseB-100 を比較する。CaseB-50 では初期塩集積層上部のみが洗脱され、最大含塩率は初期塩集積層内に生じる。しかし、この値は初期含塩率よりもわずかに高い程度である。CaseB-100 では CaseB-50 よりも塩の洗脱量が増えるために、1 次散水後では最大含塩率が大きい。また、CaseB-100 では散水回数が増えるに従って、初期塩集積層よりも下方への塩移動が生じて、含塩域は広がる。1 次散水後、CaseB-50 では地表付近の含塩率上昇は殆ど見られない。しかしながら、2 次、3 次散水となるにつれ、表層含塩率は徐々に上昇する。一方、CaseB-100 では 1 次散水終了時点まで既に表層含塩率は上昇し、2 次、3 次散水となるに従ってさらに増大する。

これより、本実験条件では地表塩集積層の場合は散水量の少ない方が、また中間塩集積層の場合は散水量の多い方が、2 次的塩害の進行は早くなる。

b) 塩集積層深さの影響

以下では、同じ散水量で塩集積層深さの違いが塩移動に及ぼす影響を考察する。

初めに CaseA-50 と CaseB-50 を比較すると、地表塩集積層 CaseA-50 の方が多くの塩が洗脱され、下方で貯留されるために、最大含塩率は中間塩集積層 CaseB-50 のそれよりも大きくなる。浸透の範囲が地表面下 0.06m までに限られることから、CaseB-50 では初期塩集積層下部の含塩率は変化しない。蒸発-乾燥に伴う表層含塩率の増加および散水-蒸発の繰り返しに伴う下層からの塩上昇は、CaseB-50 よりも CaseA-50 で明確である。

続いて CaseA-100 と CaseB-100 の比較を行う。1 次散水直後、最大含塩率が現れる深さは両ケースで同じであるが、CaseB-100 の塩集積層が CaseA-100 より下方に位置するため、浸透の影響を受けにくいので、塩の分散範囲は狭い。その後、蒸発に伴う表層での塩再集積は CaseA-100 の方が明瞭となる。しかしながら、2 次、3 次散水となるにつれて、両ケースの含塩率分布の違いは希薄となる。

従って本実験条件の場合、散水量が少ないと中間塩集積層よりも地表塩集積層の方で散水後の再集積は早くなるが、散水量が多いと 2 次的塩害に及ぼす初期塩集積層

深さの影響は小さくなる。

なおすべてのケースについて、計算結果は概ね実験結果を良好に再現しており、本解析モデルによる塩移動予測は可能である。

5. おわりに

本研究は 2 次的塩害に及ぼす塩集積層深さと散水量の影響を調べるために、乾燥土壌中に初期塩集積層を設け、散水と蒸発の繰り返しによる塩移動実験を行った。理論的には、Kelvin の関係式および理想気体の仮定を必要としない熱・液状水・水蒸気移動理論を Funicular から Pendular 状態まで拡張し、さらに物質移動理論を用いて析出を伴う塩移動を解析した。

その結果、本研究に関して次の結論が得られた。

- (1) 散水により溶出した塩の蒸発に伴う表層での再集積は、中間塩集積層よりも地表塩集積層の方が明確となる。この傾向は散水量が少ないと顕著に現れるが、散水量および散水回数が増えると、不明瞭になる。
- (2) 表層では散水量の少ない方が、中間塩集積層では散水量多いほうが、塩再集積の進行は早くなる。
- (3) 本論文で提案した解析モデルによる土壤温度、体積含水率、水蒸気密度および含塩率の計算結果は、いずれも実験結果を良好に再現しており、Funicular 状態から Pendular 状態に至る熱・水分移動解析、および析出を伴う含塩率分布の予測が可能となった。

参考文献

- 1) 門村 浩 : *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, 2001.
- 2) 王 ソン親ら : 中国塩漬土, 科学出版社, 1993.
- 3) Yang, J. : Integrated management for sustainable use of salt affected soils in China: Extent, causes and management, *Proceedings of the 2nd international workshop on integrated soil management of salt affected soils*, Manila, Philippines, pp.61-73, 1999.
- 4) Fritton, D. D., Kirkham, D. and Shaw, R. H. : Soil water and chloride redistribution under various evaporation potentials, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, Vol.31, pp.599-603, 1967.
- 5) 安部政雄 : 饱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, No. 106, pp.61-71, 1982.
- 6) 安部政雄 : 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壤物理学的研究(I)－, 農業土木学会論文集, No.94, pp.32-40, 1981.
- 7) Todd, R. M. and Kemper, W. D. : Salt dispersion coefficients near an evaporating surface, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, Vol.36, pp.

539-543, 1972.

- 8) Hassen, F. A. and Ghalibeh, A. Sh. : Evaporation and salt movement in soils in the presence of water table, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, Vol.41, pp.17-21, 1983.
- 9) 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, No.129, pp. 25-31, 1987.
- 10) Nassar, I. N. and Horton, R. : Water transport in unsaturated nonisothermal salty soil: I. Experimental results, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, Vol.53, pp.1323-1329, 1989.
- 11) Nassar, I. N. and Horton, R. : Water transport in unsaturated nonisothermal salty soil: II. Theoretical development, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, Vol.53, pp.1330-1337, 1989.
- 12) Nassar, I. N. and Horton, R. : Simultaneous transfer of heat, water, and solute in porous media: I. Theoretical development, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, Vol.56, pp.1350-1356, 1992.
- 13) Nassar, I. N. and Horton, R. : Simultaneous transfer of heat, water, and solute in porous media: II. Experimental and analysis, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, Vol.56, pp.1357-1365, 1992.
- 14) 松川 進, 中野政詩 : 結晶析出過程を含む土中の塩類集積, 農業土木学会論文集, No.161, pp.1-9, 1992.
- 15) 藤巻晴行, 取出伸夫, 山本太平, 井上光弘 : 浅い地下水面を持つ砂丘砂カラムからの土壤面蒸発に伴う溶質移動, 農業土木学会論文集, No.190, pp.77-86, 1997.
- 16) 安部政雄 : 土性, 饱和溶液濃度および乾燥レベルが異なる土壤のリーチング特性—塩類集積機構とその対策に関する土壤物理学的研究(III)—, 農業土木学会論文集, No.114, pp. 49-59, 1984.
- 17) Ghuman, B. S. and Prihar, S. S. : Chloride displacement by water in homogeneous columns of three soils, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, Vol. 44, pp.17-21, 1980.
- 18) Kirda, C., Nielsen, D. R. and Biggar, J. W. : Simultaneous transport of chloride and water during infiltration, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, Vol.37, pp.339-345, 1973.
- 19) Ghuman, B. S. and Prihar, S. S. : Solute dispersion in sandy soil as affected by wetness, infiltration, and evaporation regimes, *Soil Sci. Sci.*, Vol.136, pp.33-41, 1983.
- 20) 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.
- 21) 高野保英, 福原輝幸, 佐藤邦明 : 乾燥-不飽和土壤中の熱・液状水および蒸気状水移動の同時連成解析, 土木学会論文集, No. 635/II-49, pp. 13-29, 1999.
- 22) 二上章司, 高野保英, 福原輝幸, 佐藤邦明 : 表面モデルによる砂層表面と大気間の熱・水分移動特性- α - β 法による砂層表面厚の検討-, 水工学論文集, 第 41 卷, pp.37-42, 1997.
- 23) 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.
- 24) Van Genuchten, M. Th. : A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, Vol. 44, pp.892-898, 1980.
- 25) Brooks, R. H. and Corey, A. T. : Hydraulic properties of porous media, *Hydrology Paper No. 3*, Civil Engineering Dep., Colorado State Univ., Fort Collins, Colo., 1964.
- 26) 柳 博文, 福原輝幸, 松岡 茂 : 不飽和コンクリートの吸水過程に及ぼす水セメント比の影響, 土木学会論文集, No. 683/V-52, pp.65-73, 2001.
- 27) 中野政詩 : 土の物質移動学, 東京大学出版会, 1998.
- 28) 沈 飛, 福原輝幸, 高野保英 : 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, 1999.
- 29) 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-土壤温湿度法による灌水後の土壤蒸発・乾燥過程の評価-, 水工学論文集, 第 42 卷, pp.91-96, 1998.

(2003. 1. 14 受付)

HEAT, MOISTURE AND SALT MOVEMENT IN A SOIL CONTAINING A SALT ACCUMULATED LAYER DUE TO WATERING AND EVAPORATION

Chao HE, Teruyuki FUKUHARA, Yasuhide TAKANO, Masashi NANJO and Jingsong YANG

Heat, liquid water, vapor movement theory, not including Kelvin's relation and equation of state, was proposed and was combined with a solute transfer model to assess the secondary salinization, i.e. the re-accumulation of salt near the soil surface following the elution from an initial salt accumulated layer after precipitation. The proposed model was, therefore, extended to analyze the moisture movement from funicular to pendular moisture state. The computation could reproduce vertical profiles of temperature, volumetric water content, vapor density and salt concentration in a soil column including a salt accumulated layer after watering the soil surface. It was confirmed that the secondary salinization is sensitively affected by the watering rate, watering times and the depth of the initial salt accumulated layer.