

第3章 Dehydration 法における数値モデルの適用可能性の検討

3-1. 背景と目的

これまでのカラム実験による Dehydration 法の研究では、供試土壌として主に豊浦標準砂、捕集シートとして医療用ガーゼを用いながら、Leaching 法との比較や最適除塩用水量やより除塩効果の高い灌漑方法(安部ら, 2000)および除塩用水濃度など(桑島ら, 2001)が検討された。また本研究においても前章では土性が異なる場合の Dehydration 法の除塩効率について検討を行った。しかしいずれの場合も、定性的な考察が中心であり、数値モデルによる解析に関しては、課題として残されてきた。Dehydration 法に対して数値モデルの適用が可能であれば、実際に除塩実験を行わなくても土壌および捕集材特有のパラメータを与えることで、様々な土性および捕集材、さらには異なる気象条件下、灌漑条件下における除塩量の予測が可能となり、より効率的な Dehydration 法の適用条件の検討に向けた応用が期待できる。

通常、土壌面蒸発に伴う土壌中の溶質移動の予測には、Richards 式ならびに移流分散方程式(Convention Dispersion Equation, 以下 CDE と略)が用いられる。そこで本章では、土壌と捕集シート(ここでは医療用ガーゼ)の水分移動特性、溶質移動特性の測定結果を CDE に適用し、さらに一般のモデルでは考慮されていないが Dehydration 法では無視し得ない水蒸気移動や結晶析出を考慮しながら水分溶質移動解析を行うとともに、カラムによる集積・除塩実験を行い、Dehydration 法における数値モデルの適用可能性を検討することを目的とした。

3-2. 基礎式

Dehydration 法において水分溶質移動解析を行うにあたっては、土壌中の水分移動および溶質移動に関わる諸元を定義する必要がある。水分移動および溶質移動を表す基礎式を以下に示す。

3-2-1. 土壌中の水移動

根による吸水のない鉛直 1 次元の土壌中の水移動は、以下の一連の式で表される(藤巻ら, 1997)。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \left(\frac{\partial q_l}{\partial z} + \frac{\partial q_v}{\partial z} \right) \quad (3.1)$$

ここで、 θ : 体積含水率(cm^3/cm^3)、 q_l : 液状水フラックス(cm/s)、 q_v : 水蒸気フラックス(cm/s)、 z : 深さ(cm)である。

液状水フラックスはダルシー式で与えられ、温度勾配が無視できる場合、次式で与えられる(Campbell, 1985; Jury *et al.*, 1991; 中野, 1998 など)。

$$q_l = -K \left(\frac{\partial \psi_m}{\partial z} - 1 \right) \quad (3.2)$$

ここで、 K : 不飽和透水係数(cm/s)、 ψ_m : 圧力水頭(cm)である。

水・溶質移動の解析に広く用いられている HYDRUS(Simunek *et al.*, 1998)や SWAP(van Dam *et al.*, 1997)といった土壌物理シミュレーションモデルでは水蒸気移動は組み込まれていない。そこで本研究では水蒸気移動を考慮して数値解析を行った。土壌中の水蒸気フラックスは熱的水蒸気フラックスと等温水蒸気フラックスの和で求められる(Campbell, 1985)が、温度勾配を無視できる場合は次式で与えられる。

$$q_v = -\alpha \tau \rho_w^{-1} D_{va} \frac{\partial \rho_v}{\partial z} \quad (3.3)$$

ここで、 α : 気相率(cm^3/cm^3)、 τ : 屈曲度、 ρ_w : 土壌の密度(g/cm^3)、 D_{va} : 空気中の水蒸気拡散係数(cm^2/s , 25°C で $0.267\text{cm}^2/\text{s}$)、 ρ_v : 水蒸気密度(g/cm^3)である。屈曲度 τ には広く用いられている 0.66 (Penman, 1940)を用いた。土壌面に敷くガーゼについ

ては、その間隙率が大きい上に間隙径が大きいことから、その内部の D_{va} は数倍から 1 オーダー程度大きくなる可能性があるが、その倍率については今のところ明らかとなっておらず、ここでは仮に D_{va} を 2 倍にした。また、水蒸気密度 ρ_v は飽和水蒸気密度 $\rho_{vsat}(\text{g/cm}^3)$ と平衡相対湿度 h_r の積である。

$$\rho_v = \rho_{vsat} h_r \quad (3.4)$$

飽和水蒸気濃度と絶対温度 T の関係には次式を用いた(Kimball *et al.*, 1976)。

$$\rho_{vsat} = \exp(6 - 4976T^{-1}) \quad (3.5)$$

一方、平衡相対湿度 h_r は水ポテンシャル $\psi_w(\text{cm})$ と温度に依存する。

$$h_r = \exp\left(\frac{\psi_w}{R_v T}\right) \quad (3.6)$$

ここで、 R_v : 水蒸気の気体定数である($R_v=4697\text{cm}^2/\text{K}$)。

水ポテンシャルは、マトリックポテンシャル ψ_m と浸透ポテンシャル $\psi_o(\text{cm})$ の和として定義されている。

$$\psi_w = \psi_m + \psi_o \quad (3.7)$$

浸透ポテンシャルは溶質が一種類の場合、溶質濃度 c と温度の関数として与えられる。

$$\psi_o = \omega v c (\rho_w M_s)^{-1} \chi R T \quad (3.8)$$

ここで、 ω : ジュールから水頭への単位換算子($\omega=10.2\text{cmkg/J}$)、 v : 解離イオン数 (NaCl の場合、 $v=2$)、 c : 溶質濃度 (mg/cm^3)、 M_s : 分子量 (NaCl の場合、 $M_s=58.5\text{g/mol}$)、 χ : 浸透係数、 R : 気体定数 ($R=8.31\text{J}/(\text{mol}\cdot\text{K})$) である。浸透係数 χ は、溶質濃度 c に依存し、NaCl に関する物性表を次式で近似した。

$$\chi = \exp(0.0011c) - 0.14 \quad (3.9)$$

3-2-2. 溶質移動

土壌中の溶質移動の計算には、次の(3.10)式に示される連続の式に(3.11)式の溶質フラックス式を代入して得られる、土粒子と反応しない溶質の鉛直 1 次元の CDE を用いた。

$$\frac{\partial(\theta c)}{\partial t} + \frac{\partial s}{\partial t} = -\frac{\partial q_s}{\partial z} \quad (3.10)$$

$$q_s = -\theta D \frac{\partial c}{\partial z} + q_l c \quad (3.11)$$

ここで、 s : 単位体積あたりの結晶量(mg/cm^3), q_s : 溶質フラックス($\text{mg}/(\text{cm}^2\text{s})$), D : 分散係数(cm^2/s)である。塩集積が進行して飽和溶液濃度に達すると、塩の析出が生じる。非平衡溶出の場合、結晶量の増加速度は次式で与えられる(松川・中野, 1992)。

$$\left. \begin{array}{l} \frac{\partial s}{\partial t} = -\alpha_c \theta (c_{max} - c) \quad s > 0 \cup c > c_{max} \\ \frac{\partial s}{\partial t} = 0 \quad s = 0 \cap c < c_{max} \end{array} \right\} \quad (3.12)$$

ここで、 α_c : 析出および溶解速度定数($1/\text{s}$), c_{max} : 飽和溶液濃度(mg/cm^3)である。なお、常温における NaCl の c_{max} は $310\text{mg}/\text{cm}^3$ である。この結晶析出・溶出過程も、一般に用いられている土壌物理シミュレーションモデルでは考慮されていない。

分散係数 D は、拡散係数 $D_l(\text{cm}^2/\text{s})$ と物理的分散係数 $D_m(\text{cm}^2/\text{s})$ の和で与えられる(Jury *et al.*, 1991)。

$$D = D_l + D_m \quad (3.13)$$

拡散係数は、水中では温度に依存し、土壌中ではさらに屈曲による経路増大を反映する体積含水率の関数となる。

$$D_l = D_{lw} D_r \quad (3.14)$$

ここで、 D_{lw} : 水中の拡散係数(cm^2/s) (NaCl の場合、 25°C で $1.52 \times 10^{-5} \text{cm}^2/\text{s}$), D_r : 相対拡散係数(体積含水率の関数)である。

物理的分散係数は、一般に平均間隙流速 $v(=q/\theta)$ に比例するものとして与えられる。ここで、 λ : 分散長(cm)である。

$$D_m = \lambda |v| \quad (3.15)$$

3-3. 実験方法

3-3-1. 供試土壌および捕集シート

1) 水分移動特性

本研究では供試土として豊浦標準砂とマサ土を用いた。また塩捕集シートとして医療用ガーゼ(株式会社東邦商会製日本薬局方ガーゼ, タイプ I)を使用した。乾燥密度は豊浦標準砂およびマサ土についてはそれぞれ 1.53g/cm^3 , 1.46g/cm^3 , 捕集シートは 0.12g/cm^3 である。供試土の土性を表 3-1に示す。

表 3-1 供試土の土性

土性	豊浦標準砂	マサ土
砂 (%)	100.0	82.6
シルト (%)	0.0	13.4
粘土 (%)	0.0	3.6

各供試土と捕集シートであるガーゼの水分保持曲線および不飽和透水係数を図 3-1に示した。圧力水頭の体積含水率依存性は、吸引法および蒸気圧法により測定し、ガーゼ、マサ土の場合は次式(Fujimaki and Inoue, 2003a)で近似した。

$$\theta = \frac{\theta_{sat} - \zeta}{\left\{1 + (-\alpha\psi_m)^n\right\}^m} + \zeta \left[1 - \left\{\frac{\ln(-\psi + 1)}{\ln(A)}\right\}^2\right] \quad (3.16)$$

一方、豊浦標準砂では次式(Miyamoto *et al.*, 2003)で曲線あてはめを行った。

$$\theta = \frac{s(\theta_{sat} - \theta_r)}{\left\{1 + (-\alpha_1\psi_m)^{n_1}\right\}^{1-\frac{1}{n_1}}} + \frac{(1-s)(\theta_{sat} - \theta_r)}{\left\{1 + (-\alpha_2\psi_m)^{n_2}\right\}^{1-\frac{1}{n_2}}} + \theta_r \quad (3.17)$$

ここで、 θ_{sat} :飽和体積含水率(cm^3/cm^3), A :体積含水率がゼロの時のマトリックポテンシャル (cm), $s, \zeta, \theta_r, \alpha, \alpha_1, \alpha_2, m, n_1, n_2$:実験定数(フィッティングパラメータ)である。それぞれのパラメータ値を表 3-2に示した。ガーゼは網目間の間隙が 0.8mm 程度と大きいため、-20cm 程度のマトリックポテンシャルでも水分が半減している。一方、 -10^4cm 付近における水分は砂よりも大きい。これは糸を構成している繊維間およ

び綿繊維内部の間隙が極めて小さく、保水性が高いためであろう。ガーゼの吸水過程に関しては、吸引法の適用が困難であったため、排水過程における α の 2 倍の値を与えた(Kool and Parker, 1987; Nielsen and Luckner, 1992)。

Dehydration 法の過程において土壌面付近はかなり乾燥するため、不飽和透水係数の測定にあたっては、低圧力水頭領域での測定が可能な非定常蒸発法(マサ土, ガーゼ)(Fujimaki and Inoue, 2003a)ならびにフラックス制御型定常蒸発法(豊浦標準砂)(Fujimaki and Inoue, 2003b)を用いた。また、捕集シートの不飽和透水係数については、定常浸潤法(Steady-state Downward Flow Method; SDFM)でも測定を行い、逆解析の目的関数に加えた。非定常蒸発法における不飽和透水係数 K の体積含水率依存性の逆解析には次式を用いた。

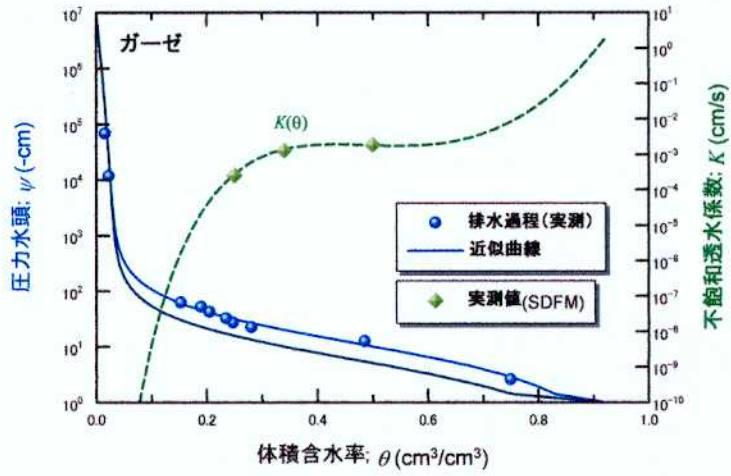
$$K = K_{sat} \left(\frac{\theta}{\theta_{sat}} \right)^\omega, \quad \omega = a_k \theta^2 + b_k \theta + c_k \quad (3.18)$$

一方、豊浦標準砂では(3.19)式で近似した(藤巻ら, 1999)。

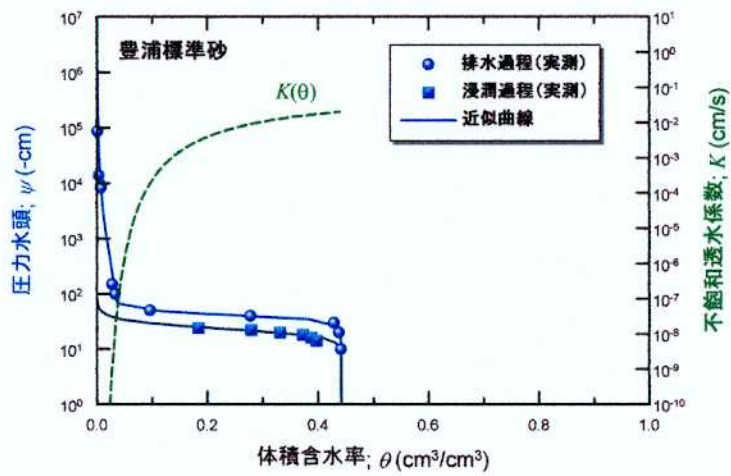
$$K = K_{sat} \exp \left\{ \frac{a_k}{1+b_k} - \frac{a_k}{(\theta/\theta_{sat})+b_k} \right\} \quad (3.19)$$

ここで、 K_{sat} : 飽和透水係数(cm/s), a_k , b_k , c_k : 実験定数である。各パラメータ値を表 3-3 に示した。ガーゼの透水係数が飽和付近で著しく大きくなっているのは、網目間の間隙が 0.8mm 程度と大きいためであろう。

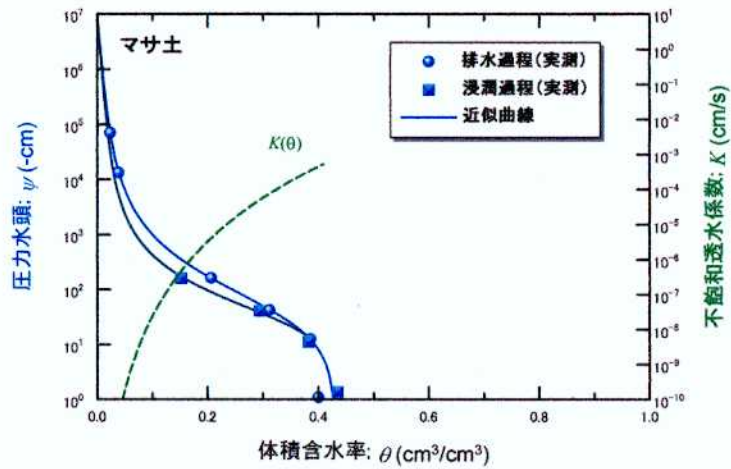
塩濃度の増加に伴い土壌溶液の粘性が増大することから、不飽和透水係数が粘性に比例するものとして補正を行った。



(a) ガーゼ



(b) 豊浦標準砂



(c) マサ土

図 3-1 水分保持曲線と不飽和透水係数曲線

表 3-2 水分保持曲線近似式に関するパラメータ

(a) マサ土およびガーゼ

	マサ土	ガーゼ		
θ_{sat}	0.43	0.92		
E	0.031	0.0379		
A	10^7	10^7		
	排水過程	浸潤過程	排水過程	浸潤過程
A	0.0244	0.0406	0.074	0.148
N	1.087	1.59	1.03	1.03
M	0.47	0.37	1.164	1.164

(b) 豊浦標準砂

θ_{sat}	0.443	
θ_r	0	
	排水過程	浸潤過程
S	0.918	1
α_1	0.02429	0.044
n_1	10.07	6.3
α_2	0.0064	0.0126
n_2	1.4	1.413

表 3-3 不飽和透水係数の近似式に関するパラメータ

	マサ土	ガーゼ	豊浦標準砂
$K_{sat}(cm/h)$	1.92	6192	72
a_k	0	82.8	1.42
b_k	0	-43.9	0.015
c_k	7.1	12.5	-

2) 溶質移動特性

(1) 拡散係数

拡散係数 D_i は, (3.10), (3.11)式および(3.13)~(3.15)式において $v=0$ とした拡散方程式を用い, 非定常法(Kemper, 1986; 中野ら, 1996)により測定した. 内径 2.0cm, 長さ 1cm のカラムで組み立てられた長さ 5cm のカラム 2 本に, 供試土を充填した. 供試土はあらかじめ十分に洗浄し, 任意の濃度の NaCl 溶液と純水をそれぞれのカ

ラムに均一かつ等しい体積含水率になるように与えた後、両カラムを密着させた(図 3-2, 図 3-3)。適当な時間が経過した後にカラムを解体し、炉乾法により水分測定を行った。また塩濃度は、捕集シートについては 1:20, 土壌については 1:2 浸出法により測定した。なお、本研究における溶質濃度測定は特に記述がない限り 1:2 浸出法で行った。拡散係数は、カラム両端でゼロ溶質フラックスの条件で、陽解型差分法による数値解を用い、非線形最小二乗法により決定した。豊浦標準砂についての実測データおよびそれに最も適合する数値解の一例を図 3-4に示した。

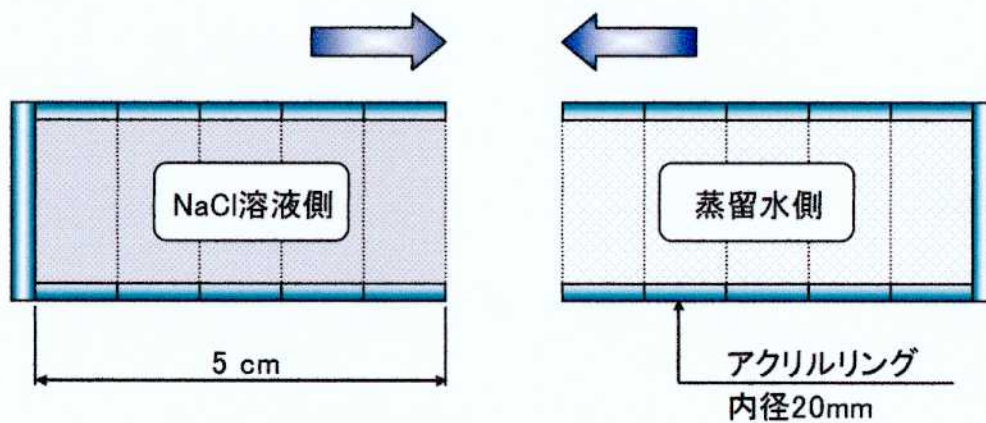


図 3-2 拡散係数測定実験概念図



図 3-3 拡散係数測定実験の様子

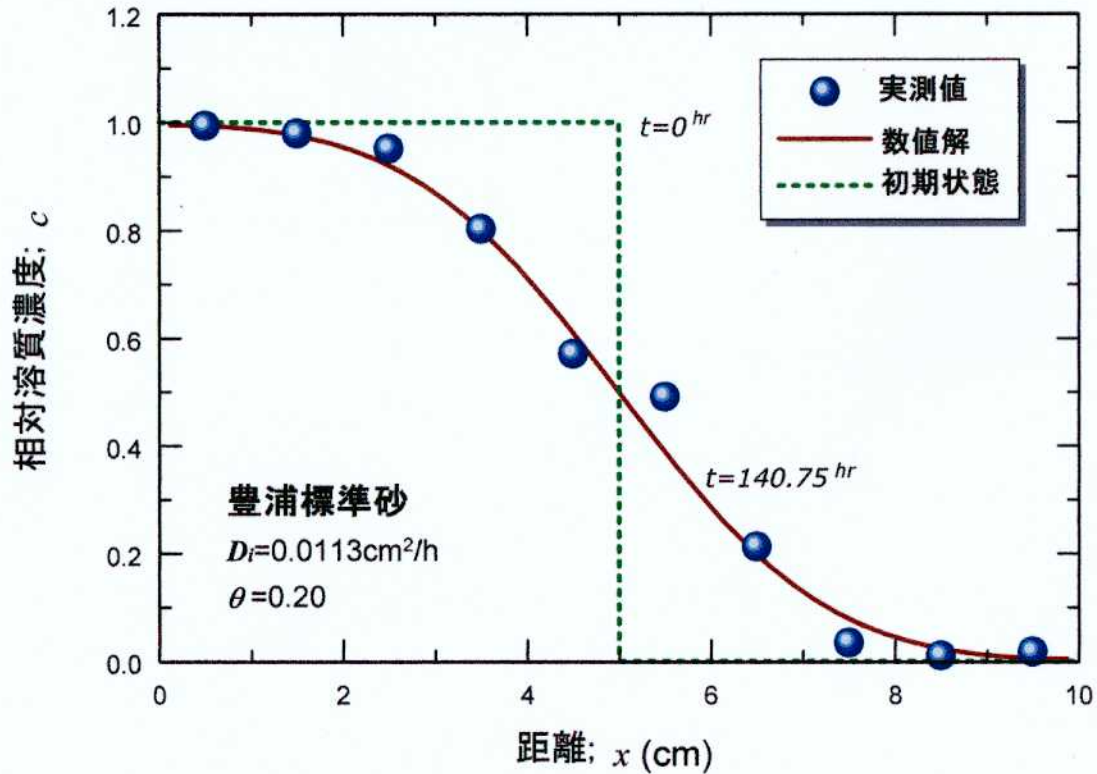


図 3-4 拡散係数測定における相対溶質濃度分布の一例

また図 3-5に豊浦標準砂，マサ土および捕集シートの体積含水率に対する相対拡散係数を示す．測定した相対拡散係数と体積含水率の関係を，次の式で近似した．

$$D_r = a_{dr} \left[1 - \exp\left\{ - (b_{dr} \theta)^{c_{dr}} \right\} \right] + d_{dr} \theta \quad (3.20)$$

ここで， a_{dr} ， b_{dr} ， c_{dr} ， d_{dr} ：実験定数であり，それぞれの値は表 3-4に示した．この式は，熱伝導率の体積含水率依存性に用いられる McInnes の式(1981)を， $\theta=0$ において拡散係数がゼロになることを考慮して修正したものである．

表 3-4 拡散係数の近似式に関するパラメータ

	マサ土	ガーゼ	豊浦標準砂
a_{dr}	0.80	0.14	0.133
b_{dr}	2.63	5.66	7.00
c_{dr}	2.13	10	2.95
d_{dr}	0	0.34	0.32

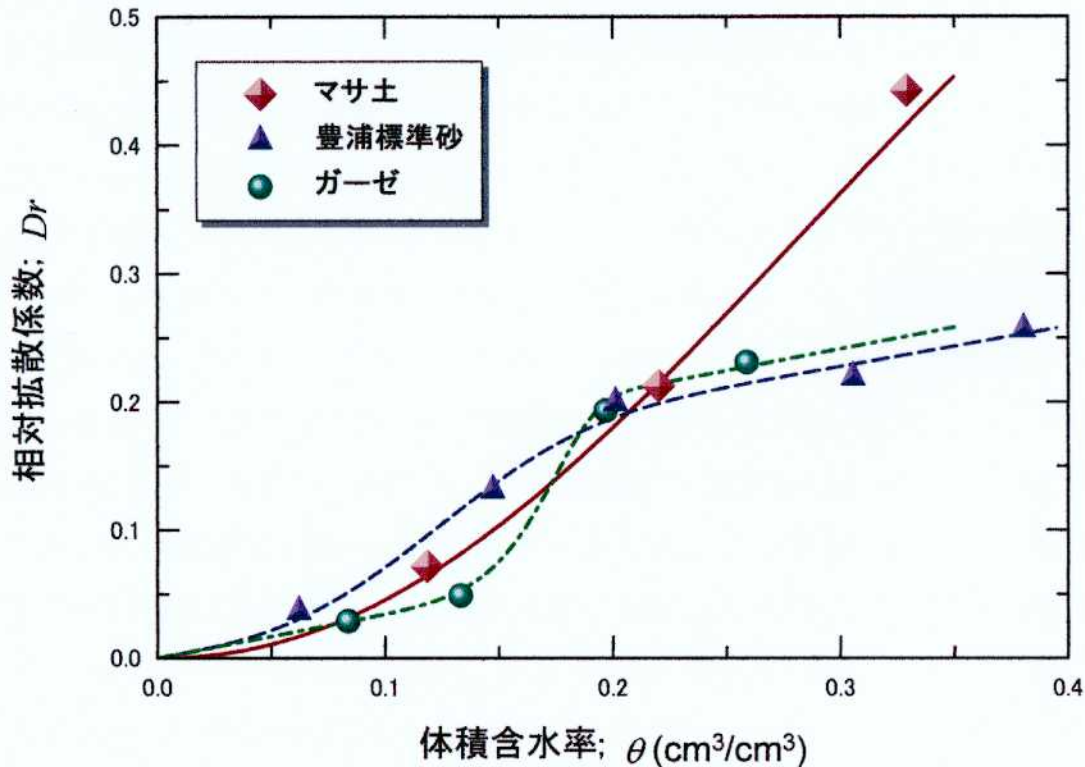


図 3-5 相対拡散係数と体積含水率の関係

(2) 物理的分散係数

水分流れが生じている土中の溶質の広がりには、拡散と物理的分散によって同時に生じるため、物理的分散のみを分離して測定することはできない。そのため、まず(3.11)式の分散係数 D を求め、その時の拡散係数を差し引いて物理的分散係数 D_m を求めた。分散係数 D の測定は、一般に不飽和定常の重力流れのもとで測定した溶質濃度分布若しくは任意の深さにおける経時変化により推定される(van Genuchten and Wierenga, 1986; 中野ら, 1995; Toride *et al.*, 2003)。しかしながら、この方法では、与える水分フラックスが小さい時、測定中の土壌面蒸発量が無視できず、滴下流量と浸入流量、および滴下した塩溶液の濃度と実際に浸入する塩溶液の濃度が一致しなくなる(藤巻ら, 1997)。また、土壌面の溶液フラックスを均一に与えるのも困難である。そこで本研究では、不飽和定常蒸発状態のもとで測定した溶質濃度分布より分散係数 D を推定する方法を新たに考案し、適用した。

実験装置の概要を図 3-6, 実験の様子を図 3-7に示した. 最初に内径 3.75cm, 高さ 5.2cm のカラムに供試土壌を充填した. 純水で飽和した後, カラム下端に一定の圧力水頭 ψ_{bot} を与え, 脱水終了後に蒸発を開始した. 豊浦標準砂, マサ土およびガーゼの ψ_{bot} はそれぞれ, -43cm, -75cm, -30cm とした. これらの値は, 土壌面の相対湿度が確実に 100%に保たれ, かつなるべく少ないカラム平均体積含水率が得られるように決定した値である. 実験は気温 25°C, 湿度 40%で行った. 土壌表面には熱電対を埋設すると同時に, カラム外周に断熱材(発泡スチロール)を巻き, 温度コントローラで土壌面への短波放射フラックスを制御して土壌表面温度を 25°Cに保った. 蒸発を促進するために扇風機を併用した. この時風速は土壌表面から 2cm の高さで 0.7m/s であった. 土壌表面を風がスムーズに流れるように, カラム頂部に白色プラスチック製のドーナツ形円盤を設置した. 土壌表面の蒸発に伴い水分が供給されるように, カラム底部はマリOTT管(A)に接続し, 蒸発開始前と同じ圧力水頭 ψ_{bot} を与えた. 蒸発速度はマリOTT管の目盛りから算出した. 12 時間以上経過後に, 一旦マリOTT管直下の T 字バルブ(1)を閉じて給水を停止し, カラム底部に取り付けられたもうひとつの管(B)から 0.3%NaCl 溶液を流入させ, マリOTT管直下の T 字バルブ(2)から排水することでカラム底部の純水を NaCl 溶液と切り替えた. この間, ψ_{bot} は $\pm 10\text{cm}$ で維持された. 十分に切り替わったことを EC メーターで確認後, マリOTT管内の純水を同じ濃度の NaCl 溶液に変え, 再び蒸発を継続させた. 適当な時間経過後に, カラムを解体して各層の水分と塩濃度を測定した. なお, 捕集シートの実験においては, 間隙径が大きいことによる内部蒸発を防ぐため表層 0.5cm には豊浦標準砂を用いた.

分散係数はこの実験条件に対する CDE の数値解の逆解析により決定した. 水分に関しては, 定常であるため採土時の実測分布を代入した. 図 3-8に溶液の切り替え後 6 時間経過時の, ガーゼにおける測定濃度とそれに最も適合する数値解の一例を示す. 縦軸を深さ(cm), 横軸を供給濃度 C_i に対する相対濃度(C/C_i)とした. 逆解析により得られたマサ土, ガーゼ, 豊浦標準砂の分散長 $\lambda(\text{cm})$ は, それぞれ, 0.16, 0.04 および 0.19 であった.

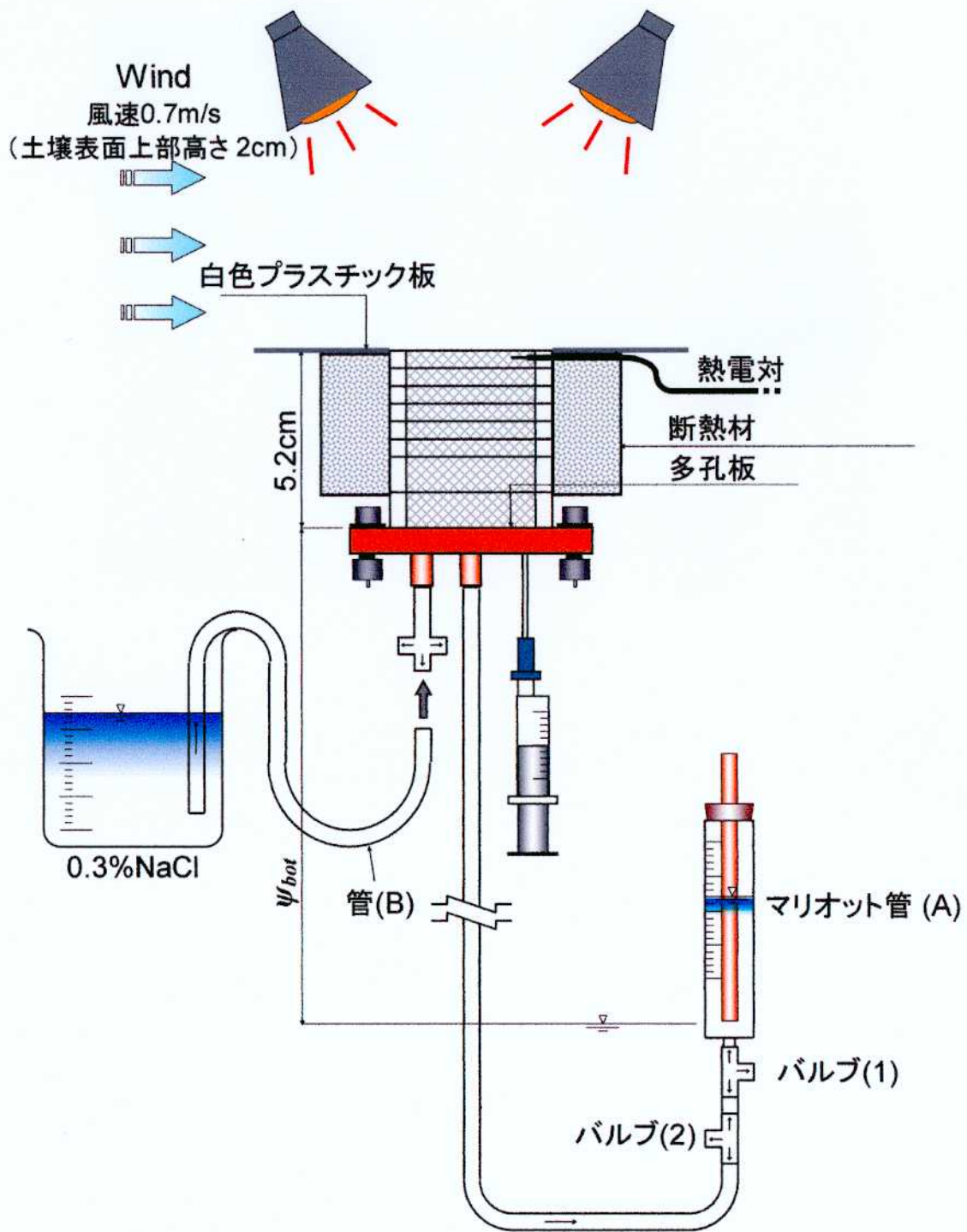


図 3-6 定常蒸発状態での分散係数測定実験概略図



図 3-7 分散係数測定実験の様子

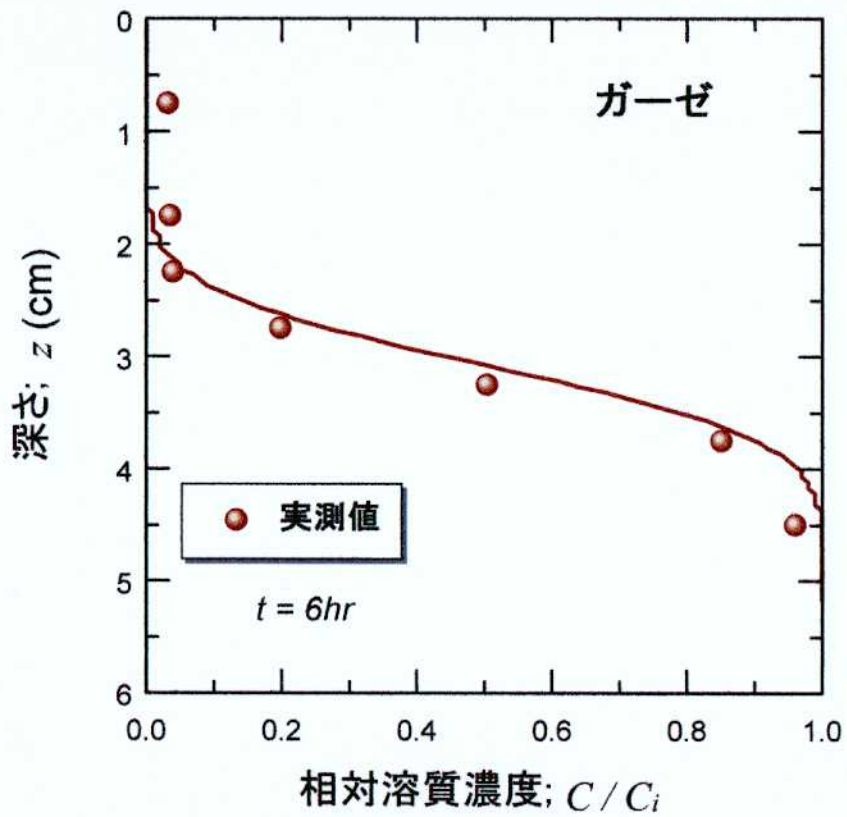


図 3-8 分散係数測定における相対溶質濃度分布の一例

3-3-2. 塩類集積・除塩実験

本実験では、「土壤中塩類の集積～除塩用水の浸潤～土壤中塩類のシートへの捕集」までの一連の塩類挙動に対して数値解析を試みるという目的から、最初に塩類を集積させ、その後に除塩実験を行う方法を採用した。

1) 塩類集積過程

まず内径 3.75cm、高さ 10cm のカラムに、十分に洗浄した豊浦標準砂およびマサ土を前述の乾燥密度でできるだけ均一に充填した。0.3%NaCl 溶液の入った容器に浸してカラム底部に設けられた小孔から毛管飽和させた後、容器から取り出し、土壌表面からの蒸発が起こらないように努めながら排水を十分に行った。カラムの深さ 5cm まで厚さ 2cm の発泡スチロールを巻いて断熱した。また前述の分散係数測定実験と同様、カラム頂部にプラスチック製白色のドーナツ形円盤を設置した。なおカラムは各供試土に対して 4 本ずつ作成し、その内の 1 本には深さ 0.25cm に熱電対を埋設した(図 3-9)。

飽和排水後に蒸発実験を開始した。以後、蒸発開始時刻を $t=0$ とする。蒸発実験は恒温室内で行い、気温 25°C、湿度 40%、風速を土壌表面から高さ 2cm で 1.4m/s で期間中概ね一定に保った。恒温室内の位置により風速および短波放射フラックスが若干のばらつきを持つため、カラムは重量測定の際に順次位置を変えて環境条件の均一化を図った(図 3-10)。蒸発速度は、電子天秤を用いて 6 時間毎の重量差から測定した。72 時間経過後、熱電対が設置されていないカラムのうち 1 本を解体し、水分と塩濃度の分布を測定した。

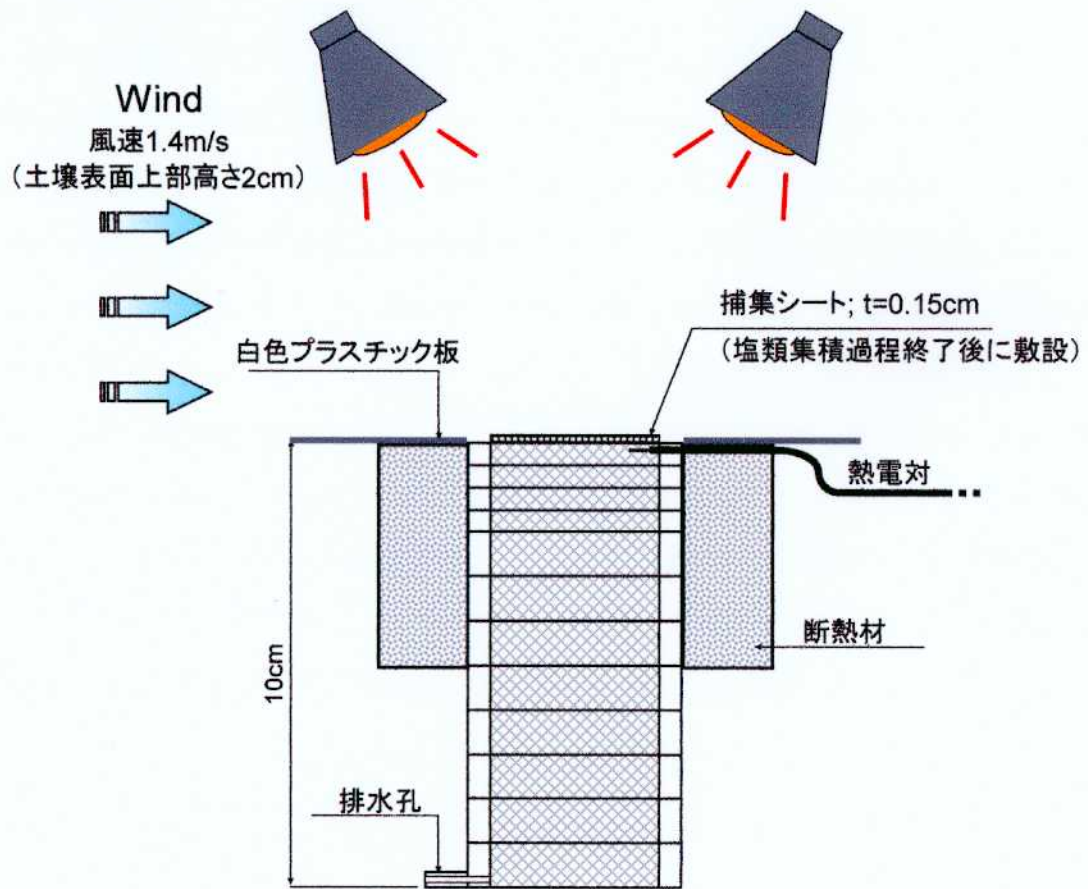


図 3-9 塩類集積および除塩実験概略図

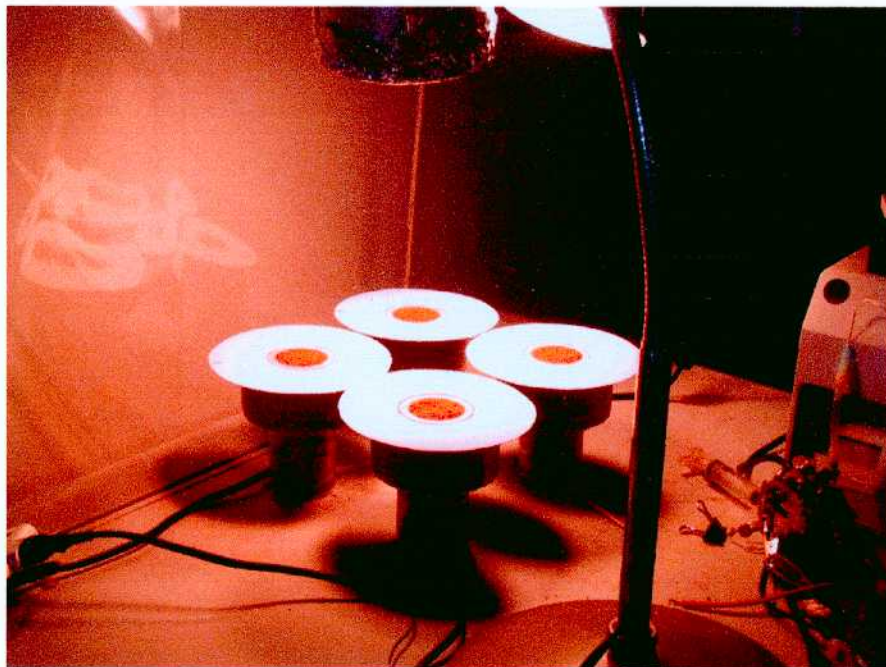


図 3-10 塩類集積・除塩実験の様子

2) 除塩過程

残り 3 本のカラムの土壌表面に、カラム内径と同じ寸法の捕集シートを敷設した。捕集シートの枚数については、これまでの Dehydration 法に関する研究(安部ら, 2000; 桑島ら, 2001 など)の方法を踏襲し, 5 枚重ねとした。捕集シートの上から 0.05%NaCl 溶液を霧吹きによって灌水した。灌水作業中はすべてのカラムに均等に灌水されるように努めた。この時, 灌水強度は豊浦標準砂の場合が 4.9×10^{-3} mm/s, マサ土が 4.3×10^{-3} mm/s であった。灌水に要した時間はともに約 2 分間であった。灌水終了後, 塩類集積過程と同じ環境条件下で蒸発実験を行った。実験は塩水集積過程と同様の手法で行った。カラムの解体は, 2 本については灌水終了後から 6 時間後と 12 時間後に行い, 3 本目については豊浦標準砂の場合は 18 時間後, マサ土では 24 時間後に解体した。解体後, 各試料の水分と塩濃度を測定した。なお, 捕集シートの塩濃度は, 炉乾燥後に 50cc の純水を加えて測定した。

3-4. 数値計算

前述の塩類集積・除塩実験における水と溶質の同時移動現象について、以下のよう
に初期および境界条件を与え、数値計算を行った。地温を均一かつほぼ一定に保
つたため、熱移動の解析は不要である。

3-4-1. 初期条件

初期条件は、水分および塩濃度均一とした。

$$\theta(z, 0) = \theta_{mi} \quad (3.21)$$

$$c(z, 0) = 3 \quad (3.22)$$

ここで、 θ_{mi} :各カラムの初期カラム平均体積含水率である。

3-4-2. 下部境界条件

下部境界条件は、すべてのフラックスをゼロに固定した。

$$\psi_m(10, t) = 0 \quad (3.23)$$

$$q_v(10, t) = 0 \quad (3.24)$$

$$q_s(10, t) = 0 \quad (3.25)$$

3-4-3. 上部境界条件

1) 塩類集積過程および除塩過程の灌水後

塩類集積過程および除塩過程の灌水後の水移動に関する上部境界条件は、液状
水フラックスをゼロとし、水蒸気フラックスにはバルク輸送式による大気境界条件を与
えた。

$$q_t(0, t) = 0 \quad (3.26)$$

$$q_v(0, t) = -\frac{E}{\rho_w} = -\left(\frac{\rho_{vs}^* h_{rs} - \rho_{va}^* h_{ra}}{r_a + r_{sc}}\right) \quad (3.27)$$

ここで, E : 蒸発速度($\text{g}/(\text{cm}^2\text{s})$), ρ^*_{vs} : 土壌面における飽和水蒸気濃度(g/cm^3), h_{rs} : 土壌面における相対湿度, ρ^*_{va} : 基準高度における飽和水蒸気濃度(g/cm^3), h_{ra} : 基準高度における相対湿度, r_a : 空気力学的抵抗(s/cm), r_{sc} : 塩クラストによる水蒸気通過抵抗(s/cm)である. r_a はマサ土が $0.54\text{s}/\text{cm}$, 豊浦標準砂が $0.52\text{s}/\text{cm}$ であった.

上部境界の溶質フラックスはゼロである.

$$q_s(0, t) = 0 \quad (3.28)$$

2) 除塩過程の灌水中

灌水中の上部境界条件は, 液状水フラックスが灌水強度, 水蒸気フラックスをゼロとし, 溶質フラックスは液状水フラックスに灌漑水の塩濃度を乗じた値である.

$$q_v(0, t) = 0 \quad t_{irrstart} < t < t_{irrstop} \quad (3.29)$$

$$q_l(0, t) = q_{irr} \quad t_{irrstart} < t < t_{irrstop} \quad (3.30)$$

$$q_s(0, t) = q_{irr} c_{irr} \quad t_{irrstart} < t < t_{irrstop} \quad (3.31)$$

ここで, $t_{irrstart}$: 灌漑開始時刻, $t_{irrstop}$: 灌漑終了時刻, q_{irr} : 灌漑強度, c_{irr} : 灌漑水の塩濃度である.

3-4-4. 数値計算法

水移動の基礎式を修正 Picard 式陰解型差分法(Celia *et al.*, 1990)により数値計算した. 水蒸気に関しては各時間増分内では定常流と仮定し, 時間増分ごとにフラックスを求め, (3.1)式の右辺第 2 項に代入した. 時間増分 Δt は, 各離散時間での反復回数が 5 回程度になるように, また, 前の離散時間における各要素の圧力水頭の自然対数値との差が 0.1 以下になるように自動設定した. 空間増分 Δz は, 捕集シート (5 枚重ね)の厚さが 0.15cm と薄いことから, 捕集シート内部での水分溶質移動も解析できるように 0.075cm で一定とした.

除塩過程ではヒステリシスも考慮する必要があるが, 走査曲線の推定には広く用いられている Scott(1983)のモデルを用いた. このモデルは実測による排水および吸水主曲線を幾何学的に縮尺し, 走査曲線としてあてはめるものである.

CDE の数値計算は陰解型差分法を用いて行った. 液状水フラックスおよび体積含水率にはひとつ前の離散時間における土壌水分移動の計算値を用いた.

差分法や有限要素法では、移流項の離散化に起因する数値的分散が発生し、分散の過大評価をもたらす。そこで Bresler の方法(1973)により計算上、実際に濃度勾配に乗ずる分散係数を補正した(添え字は必要なもの以外は省略)。

$$D_n = \frac{v\Delta z}{2} - \frac{v^2\Delta t}{8\theta}(\theta_j - \theta_{j-1}) \quad (3.32)$$

$$D_c = D - D_n \quad (3.33)$$

ここで、 D_c :補正分散係数(cm^2/s), D_n :数値的分散係数(cm^2/s), j :離散時間番号である。この方法は、分散現象の一部を、離散化された移流項によって生じる数値的分散で計算し、残りを補正分散係数で計算するというものである。時間増分 Δt , 空間増分 Δz とともに液状水の数値解析と同じとした。この時、ガーゼに関して D_c が負の値となる場合があるが、その場合のみ D_c をゼロとした。

3-5. 結果および考察

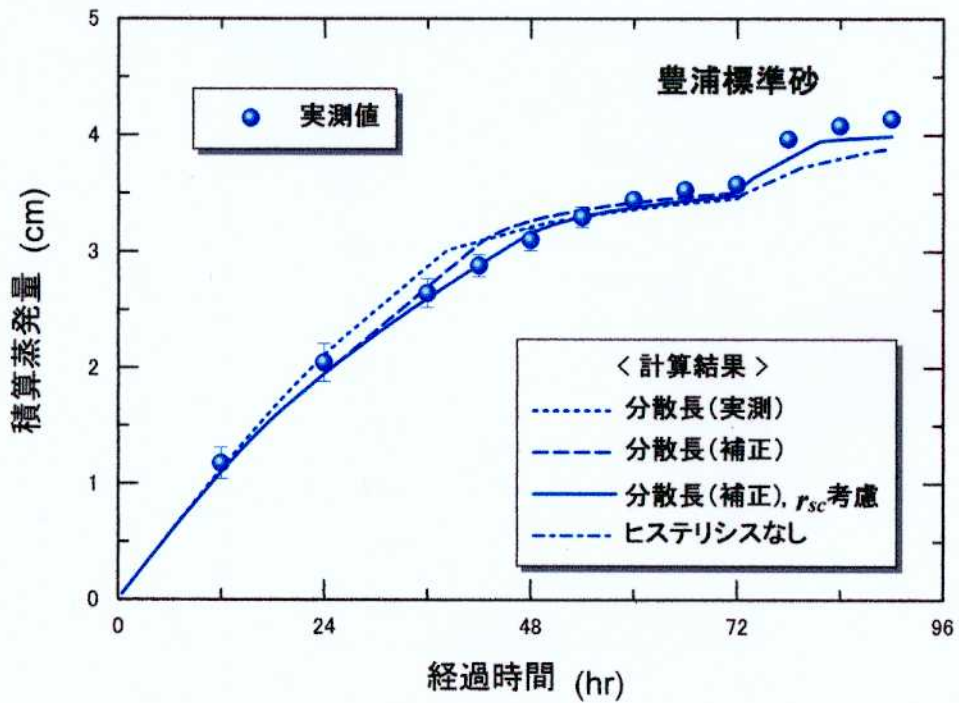
各供試土における積算蒸発量の経時変化を図 3-11に示した。また、塩類集積過程終了時および除塩過程終了時のカラム各層の体積含水率分布と塩濃度分布をそれぞれ図 3-12, 図 3-13に示した。

3-5-1. 塩類集積過程

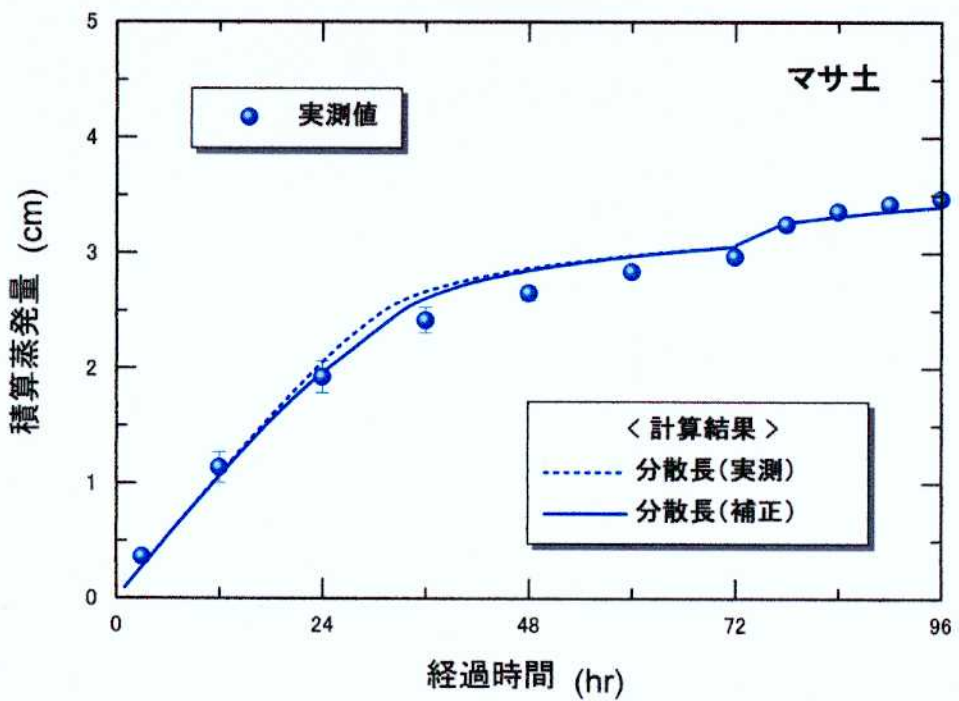
塩類集積過程における積算蒸発量は、24 時間付近から勾配の減少が始まっており、蒸発速度が低下したことを示しているが、この時点では土壌面にまだ十分な水分があったと考えられるため、初期の減少は主に塩集積に伴う浸透ポテンシャルの低下をもたらす土壌面の相対湿度の低下が原因と思われる。塩濃度が飽和に達すると浸透ポテンシャルはそれ以上低下しないため、後半のさらなる減少は、主に水分拡散係数の低下に伴い土壌面が乾燥し、マトリックポテンシャルが著しく低下したためと考えられる。

分散係数の実測値に基づく積算蒸発量の数値計算結果(実測分散長)を見ると、実測値に比べ過大評価する傾向にあった。この点については後述する。CDE による数値解析結果を見ると、豊浦標準砂では実測値と数値解に比較的良好な一致が見られたが、マサ土では解析結果が実測値をやや下回る結果となった。

ここで、塩類集積過程終了後の単位体積あたりの塩分量を見てみると(図 3-13)、実験結果では両供試土ともに表層 0.5cm に高い割合で塩類が集積しているのが分かる。この時、土壌全体に対する表層 0.5cm に占める塩分の割合は豊浦標準砂では 88%、マサ土では 81%であった。塩類集積過程終了時の土壌表面の状態は、両供試土ともにやや硬化した状態であることが確認された。また豊浦標準砂では、白色の結晶塩がはっきりと現れ、塩クラストの形成が観察されたが、マサ土では白色の結晶塩は観察されなかった。これは、マサ土の場合は土壌面析出が生じる以前に土壌面が乾燥してしまい、仮に析出があったとしても内部で進行したためと考えられる。

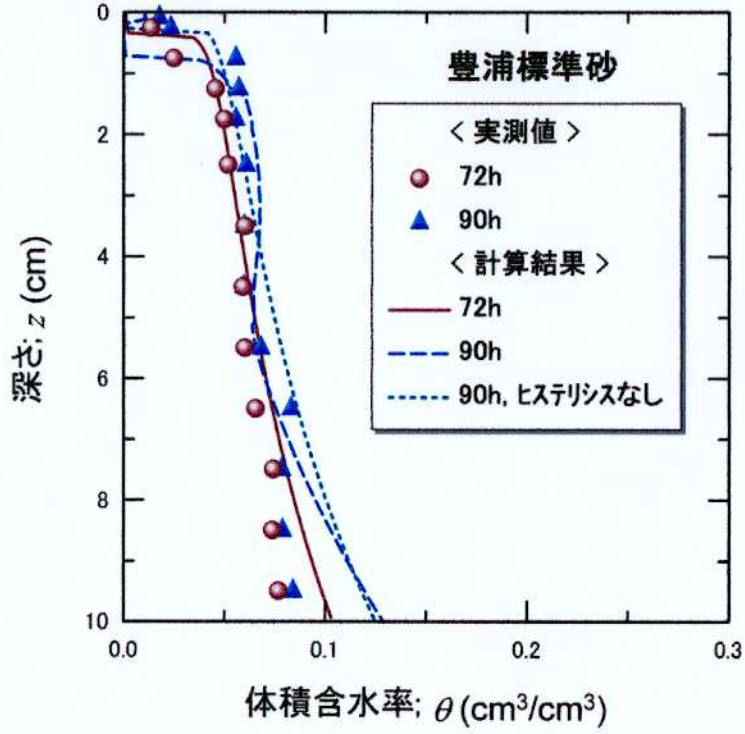


(a) 豊浦標準砂

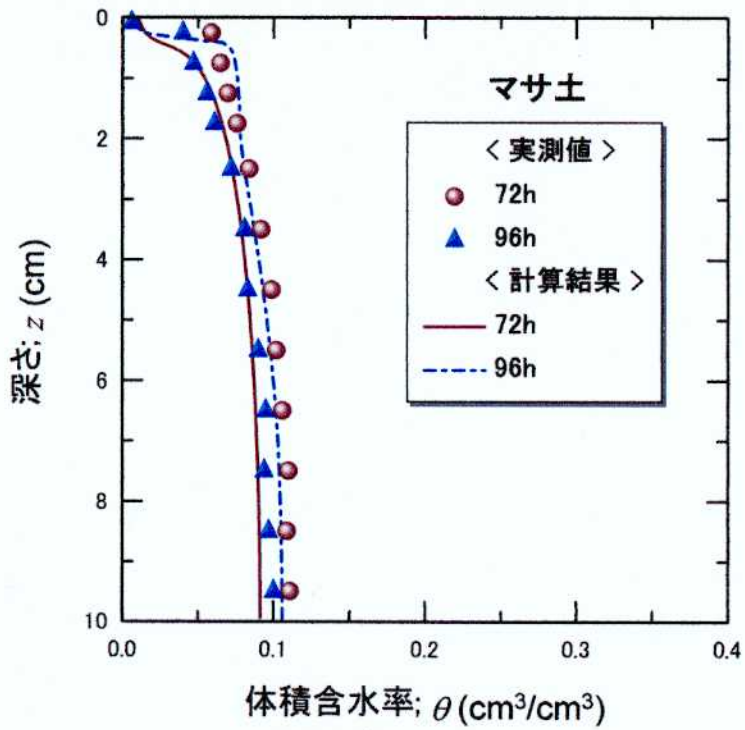


(b) マサ土

図 3-11 積算蒸発量の実測値と計算結果との比較

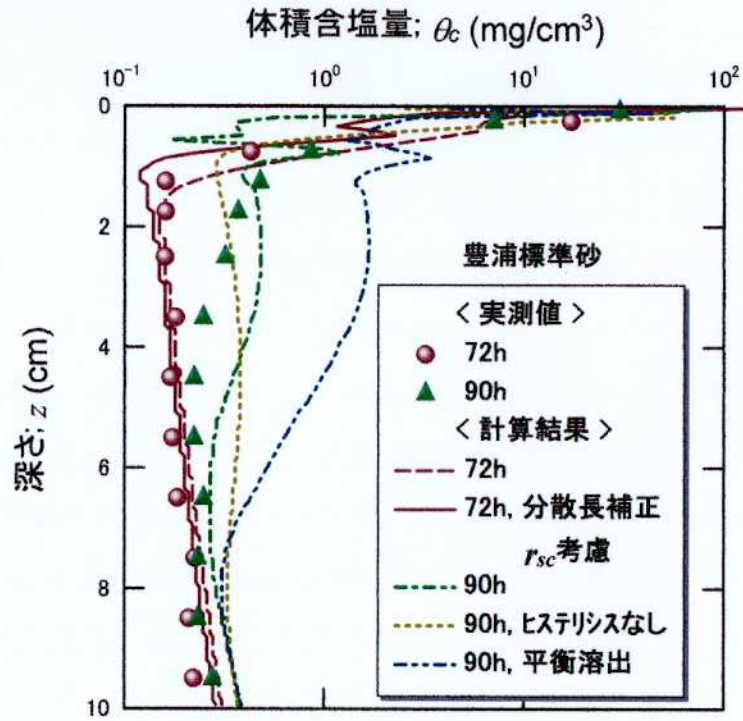


(a) 豊浦標準砂

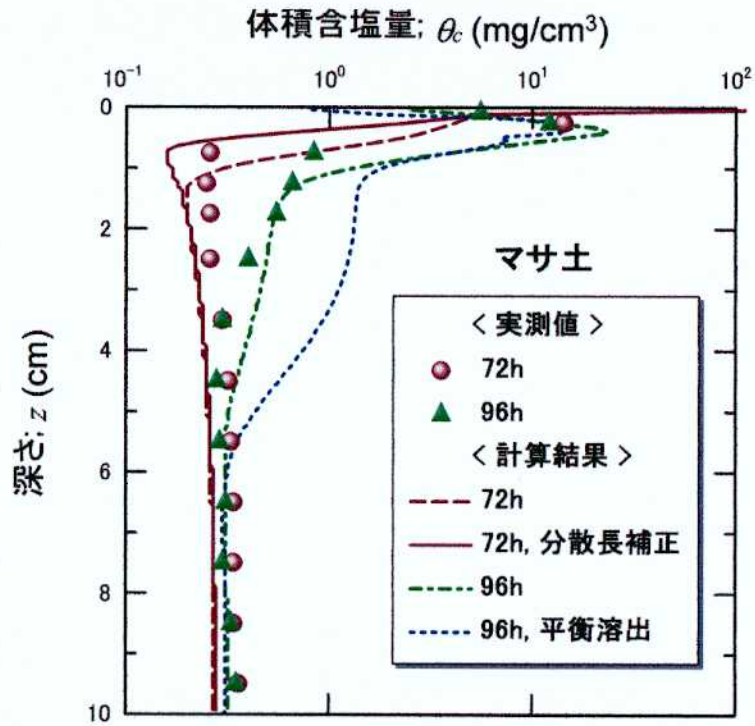


(b) マサ土

図 3-12 塩類集積および除塩過程における経過時間別の体積含水率分布



(a) 豊浦標準砂



(b) マサ土

図 3-13 塩類集積および除塩過程における経過時間別の体積含塩量分布

分散長に補正を加えない状態で行った CDE による解析結果(実測分散長)では、両供試土で若干異なる傾向が見られた。まず、豊浦標準砂では実測値と計算値で概ね一致したといえる。しかしながら、表層 2.0cm 内においては溶質の下方移動を過大に評価した。他方マサ土では下端から表層 1.0cm までは塩分量を過小評価する結果となったが、それより上層では豊浦標準砂と同様に、塩分量を過大評価する傾向が見られた。これらは以下の理由によると考えられる。

まず各供試土の表層部(0.5-1.0cm)で塩分量が過大評価されたのは、CDE が、物理的分散を、拡散と同様にフラックスを濃度勾配に乗じて解析するため、下方への溶質移動を過大評価したためと考えられる。下方への拡散移動を過大評価すれば、最表層(0-0.5cm 程度)の濃度が過小評価され、その分それより下部の表層(0.5-1.5cm 程度)の濃度が過大評価される。拡散と物理的分散の重要な違いは、前者は能動的な移動現象で、移流がなくとも生じ、また移流方向の反対すなわち上流(本実験の場合鉛直下向き)に向かって移動できるのに対し、後者は受動的な移動現象で、移流がある場合にのみ起こり、その際上流に向かう移動は生じない、という点にある。物理的分散項による、水分流れと逆方向の溶質移動の過大評価は既に報告されている(Toride *et al.*, 1993; 藤巻ら, 1997)。

またマサ土では、積算蒸発量が実測値に比べ過大評価されている。このため体積含水率が実測値より小さく見積もられている。その結果、表層部を除く各層での計算による単位体積あたりの塩分量も実測値を下回ったと考えられる。なお、塩濃度で比較した場合は、下端から表層 1.0cm まで初期濃度と同じでほぼ一致している。

ここで、土壌表層部における下方への溶質移動の過大評価を回避するため、分散長の補正を行い、実測値との比較を試みた。実際、蒸発に伴う溶質移動に関する従来の研究では、独立して測定された分散係数ではなく、蒸発実験における測定値と適合するように与えている場合が多い(Hassan, 1977; 藤巻ら, 1997 など)。ここでは仮に、深さ 2cm から土壌表面に向かって、分散長が 1 倍から 1/3 倍に直線的に減少するように与えた。また、蒸発速度低下の一因として土壌表面に形成される塩クラストが考えられるが、(3.27)式における塩クラスト抵抗については、土壌表面に塩クラストが観察された豊浦標準砂においてのみ考慮した。塩クラスト量自体の測定は困難なため、深さ 0.25cm より上部の溶質量 $\Gamma(\text{mg}/\text{cm}^2)$ の関数として次式で与えた(藤巻ら; 1999)。

$$r_{sc} = a \ln(\Gamma) + b \quad (3.34)$$

ここで、 a, b : 実験定数であり、それぞれ 0.39, -0.67 を用いた。

分散長を 1/3 に減少させた場合のみと、分散長を 1/3 にするとともに塩クラスト抵抗を考慮した場合について解析を行った。図 3-11 および図 3-13 においては前者の場合を破線、後者を実線で表した。この解析結果をみると、まず豊浦標準砂では積算蒸発量変化が改善され、実測値に近づいた(図 3-11(a)実線)。ここでは、塩クラスト抵抗を考慮した場合($r_{sc} > 0$)としない場合($r_{sc} = 0$)のそれぞれで分散長を減少させて計算を行ったが、塩クラスト抵抗を考慮した方がより実測値に近い値を示した。塩分量については塩クラストを考慮して分散長を 1/3 に減少させた計算結果を示したが(図 3-13 (a)実線)、表層 2cm 内において実測値にかなり近づき、下方への溶質移動の過大評価が克服されたと見ることができる。マサ土では積算蒸発量は若干修正されたにとどまり、塩分量も全体的に実測値よりも小さい傾向に変化は見られなかったが、豊浦標準砂と同様、表層部においては計算結果に改善が見られた。なお両供試土ともに体積含水率については分散長に影響されないため変化はなかった。

以上のように塩類集積過程では、分散長を補正することで計算値を実測値に近づけることができたが、まだ数値モデルが十分であるとはいえず、特にマサ土では実測値と計算値の差が相対的に大きい。この原因については次の除塩過程で考察する。

3-5-2. 除塩過程

前述したように、塩類集積過程では実測値と計算値に差が生じる原因として①大きな濃度勾配が生じる土壌表層での下方への拡散移動の過大評価、②塩クラスト形成による水蒸気の通過抵抗の増大を挙げ、それらを考慮した解析を行った。除塩過程における解析ではさらに③集積塩類の溶出および④水分保持曲線のヒステリシスを考慮する必要がある。溶解速度定数 α_c が未知である現状では、土壌中および土壌面で結晶化(析出)した塩類は、水分の移動に伴い瞬時に溶解し、飽和溶液濃度に達すると仮定して行うのが最も直接的な手法であるが、ここでは溶解するまでにある程度時間を要すると考え、実測値に比較的一致するように(3.12)式の析出および溶解速度定数 α_c を 0.0021(1/s)として計算を行った。

除塩過程は、除塩用水が浸潤する過程と蒸発による排水過程(および下方での再

分配)により構成される。従って、塩類の挙動には④のヒステリシスの影響が予想される。そこで、まずヒステリシスの影響が大きい豊浦標準砂について、ヒステリシスの影響を考慮せずに解析を行ったところ、積算蒸発量では過小評価する結果となった。体積含水率は実測値よりも過大に評価され、カラム各層の塩分量も下方に再分配される結果を示した。この時、分散長の減少と塩クラストは、塩類集積過程での解析同様に考慮している。従ってこれらの誤差は以下の理由によるものと考えられる。

ヒステリシスを考慮しない場合、すなわち図 3-1において吸水主曲線を使用せず、排水主曲線のみで計算を行う場合、同じ体積含水率ではマトリックポテンシャルはより低い値になる。土壌面付近では飽和近くまで水分が増加するため、考慮した場合と比べてもマトリックポテンシャルに大きな違いはないが、下層のマトリックポテンシャルは考慮した場合に比べかなり低くなり、より下方に水分が浸潤し、その分土壌面付近の水分が減少したと考えられる。その結果、積算蒸発量が小さく見積もられ、実測よりも下方に塩分がとどまる結果になったのであろう。

ヒステリシスを考慮した場合の計算結果は実測値により近い結果となり、水分溶質移動をある程度推定し得るレベルであることが分かった。それでも豊浦標準砂、マサ土ともに実測値を十分に再現できているとはなおいけない。これはひとつには計算に用いられたヒステリシスモデルに起因すると考えられる。Kool and Parker(1987)は8種類の土壌で Scott によるヒステリシスモデルが妥当であるとしているが、供試土壌の走査曲線を適格に表現できている保証はない。ヒステリシスのモデルについては今後の検討課題としたい。

また、平衡溶出として計算する場合、溶質移動の基礎式は(3.10)式および(3.12)式の代わりに(3.35)式、(3.36)式のように表わされる。

$$\frac{\partial(\theta c)}{\partial t} = -\frac{\partial q_s}{\partial z} \quad s = 0 \cap c < c_{max} \quad (3.35)$$

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial s}{\partial t} &= -\frac{\partial}{\partial z} q_s - c_{max} \frac{\partial \theta}{\partial t} \\ \frac{\partial c}{\partial t} &= 0 \end{aligned} \right\} s > 0 \cup c = c_{max} \quad (3.36)$$

平衡溶出として計算した場合は、図 3-13に示されるように、ヒステリシスを考慮してもなお下方への溶質移動がより大きく見積もられている。このことから、実際に除塩用水を灌水した時点では、土壌表面に集積した塩類は、直ちには溶解しておらず、十

数分程度の時間をかけて溶解・移動したと推察できる。溶解速度定数は土壤ならびに溶質によって異なると考えられるが、今後の研究課題としたい。

その他の実測値との不一致の原因としては、塩類の土壤内部での析出による水分保持特性および不飽和透水係数や気相率の変化が考えられる。図 3-12に見られるように、土壤表面付近における実測値の体積含水率は計算値よりも大きい傾向にある。これは土壤間隙に塩類が結晶化し、間隙率が小さくなったことによって土壤の保水能が大きくなった結果であると考えられる。同時に透水係数も小さくなると考えられるが、それが積算蒸発量で計算結果が過大に評価された原因であると推察できる。特にマサ土では、塩クラストが観察されなかったことから塩クラスト抵抗を考慮しておらず、また塩類の内部析出による土壤特性の変化を特に考慮していないことが、計算値と実測値で異なる結果を生んだ原因のひとつと考えられる。塩類の内部析出による土壤特性の変化は、塩クラスト抵抗で行ったように「抵抗」として考慮すべきではなく、内部析出時の物理特性を水分保持曲線および不飽和透水係数や気相率として別途計算し、その析出過程に応じて与えることが望ましい。これに関しても、今後の課題としたい。

3-5-3. 塩捕集量

実際にシートに捕集された塩分量と、計算によって得られた塩捕集量を表 3-5に示した。除塩率 D_s は(2.3)式により求めた。

実測値と計算値の比較から、Dehydration の適用環境が異なる場合でも塩捕集量の推定がある程度可能な精度であることが分かった。比較結果を供試土別に見ると、計算上の塩捕集量は、実測値と比べて豊浦標準砂の場合は過大に、マサ土の場合は過小に評価する結果となっているが、今回設定したモデルにおいて生じたこれら実測値と計算値の差異は、これまでにも考察してきたとおり、非平衡溶出、ヒステリシスモデルや塩類の内部析出など様々な原因が積み重なった結果である。

また、今回使用した 2 種類の異なる供試土(豊浦標準砂とマサ土)の捕集量に違いが生じた原因は次のように考えられる。除塩用水灌水後の除塩過程では、深さ 0.5cm において、豊浦標準砂では圧力水頭-40cm 程度で推移しており、従って捕集シートも 10%程度の体積含水率を維持することができるため、捕集シートへの土壤溶

液の移動が可能な状態にある。それに対し、マサ土では土壤水分の拡散に伴い圧力水頭も急減する。その結果、直上にある捕集シートに含まれる溶液もマサ土に吸収されることになり、捕集シートの乾燥がより早く進み、捕集シートへの溶液移動が困難となる。粘土等の細かな土粒子を多く含む土壤に対して、Dehydration 法の捕集効率を上げるためには、捕集シートの改良が必要である。

表 3-5 塩捕集量の実測値と計算結果

	実測値		計算結果	
	塩捕集量 (mg/cm ²)	除塩率; D_s (%)	塩捕集量 (平衡溶出) (mg/cm ²)	塩捕集量 (非平衡溶出) (mg/cm ²)
豊浦標準砂	6.1	47.9	9.5	3.6
マサ土	0.8	7.7	0.6	0.2

3-6. まとめ

本章では、Dehydration 法に対して、土壤面付近における溶質移動予測に対する移流分散方程式(CDE)の適用可能性を検証した。

最初に行った水分移動特性、溶質移動物性値の測定では、供試土だけでなく、捕集シートについても同様の測定を行った。すなわち、本章では捕集シートにも多孔質体内の水分・溶質移動の理論が適用できるものと考えた。2つの過程に分けて行った Dehydration 法による除塩実験では、最初に塩類を集積させる実験(塩類集積過程)を行い、続いて除塩用水を灌水し、蒸発によって塩類をシートに捕集させる実験(除塩過程)を行った。数値解析においては、水蒸気移動を含む Richards 式および結晶析出過程を含む CDE を組み合わせた、水と溶質の同時移動解析を行い、実測値との比較検討を行った。その結果、通常用いられているモデルでは、Dehydration 法の水分溶質移動解析を行うには十分でないが、水蒸気移動、結晶析出過程、塩クラスト抵抗および非平衡溶出を考慮することで、適用可能となることが分かった。

各過程について見ると、まず塩類集積過程では、蒸発速度の低下は解析し得るものであったが、既存のモデルで一般的に考慮されている水ポテンシャル低下を組み入れた解析結果は、実測値を過大評価する結果となった。同時にカラムの塩分量分布についても実測値との差異が生じ、特に土壤表層において下方への溶質移動を過大評価した。これらの原因として塩クラストによる水蒸気通過抵抗、下方への拡散移動の過大評価が挙げられ、これらを補正した解析を行った。その結果、積算蒸発量、塩分量分布ともに実測値と解析結果に比較的良好な一致を見ることができた。

また、浸潤と蒸発の両過程を含む除塩過程においても計算結果と実測値との比較から、土性が異なる場合でも除塩量の推定には適用可能であることが分かった。一方、計算結果と実測値の間に生じた若干の差異の原因としてヒステリシスの影響と集積塩類の非平衡溶出が確認され、ヒステリシスモデルの精度が不十分な可能性があることと集積塩類の土壤内部析出による影響が示唆された。

以上のように、Dehydration 法における数値モデルを用いた水と溶質の移動予測では、土性の相異によって生じる傾向を推定するには十分な精度を有していることが分かった。しかし本章の検討内容からも分かるとおり、Dehydration 法は一見すると単純な方法のようではあるが、実際のプロセスで生じる水分・溶質の同時移動現象はかな

り複雑であるといえる。現段階では、実測値と解析結果が高い精度で一致するには至っておらず、Dehydration 法のより正確な予測には検討すべき課題が残されている。これら課題のさらなる研究によって、より高い精度の数値モデルが期待できる。また捕集シートは、より保水能の高い土壌にも適用できるように、素材の選定および改良が必要であろう。

本章ではその目的から均質土壌、一定気象条件など、一定の実験条件下で実験が行われた。しかし実際の現場では一般により複雑な条件下にあり、実験室内のような状況はむしろ考えにくい。今後は、これら複雑な条件にも柔軟に対応できるよう幅広い研究が望まれる。