

土壌中の塩の分散係数測定法

長 智男*・田中 明*・小谷佳人**・山本太平**

A New Method of Determining the Dispersion Coefficient of Salt in Soil

Toshio CHO*, Akira TANAKA*, Yoshihito KODANI**
and Tahei YAMAMOTO**

Summary

To determine the dispersion coefficient of salt in soil, improving the measuring apparatus was attempted.

The salt content of supplied water to the soil surface could be rapidly changed by keeping a uniform moisture distribution in the soil column by means of this method. The obtained results showed good agreement with the experimental results of the paper described by Collins (1961).

The effect of air flow in the soil column was discussed based on the theory of a two-phase air-water flow through the soil.

はじめに

熱帯乾燥地における塩の集積、除塩などの問題を取り扱うとき、土壌水に含まれる塩の挙動を説明する必要がある。

一般的には土粒子への塩の吸着および化学反応などの現象が含まれるが、本研究ではこれらの現象が比較的少なく無視しうる砂土の場合を対象にした。不飽和土壌中の水と塩の挙動は次の基本式によって支配される⁷⁾。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} \dots\dots\dots (1)$$

$$\frac{\partial (\theta c)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\theta D_s \frac{\partial c}{\partial z} \right) - \frac{\partial (v c)}{\partial z} \dots\dots\dots (2)$$

ここで θ : 体積含水率, C : 塩の濃度, D : 水分拡散係数, K : 不飽和透水係数, D_s : 塩の分散係数, v : 見かけの浸透速度, z : 鉛直上向き座標, t : 時間である。

本研究ではこれらの基本式が成り立つと仮定し、分散係数を決定した。

分散係数に関する要因には、土壌粒子の粒径分布および形状、流体の粘性、塩を含む溶液の密度および流れの乱れの大きさなどがあり、石油工学分野で多くの研究が行なわれている。しかし実用的に分

* 九州大学農学部灌漑利水工学研究室

** 砂丘利用研究施設水文かんがい部門

* Laboratory of Irrigation Engineering, Faculty of Agriculture, Kyushu University

** Division of Hydrology and Irrigation, Sand Dune Research Institute

散係数を求める方法としては次に記すように実際に土壤中に塩を流して求める方法がよく用いられている⁶⁾。

まず土壤カラムに一定の速度で淡水を流し、定常浸透流を生じさせておき、次に供給水の塩濃度を瞬間的にある濃度まで上昇させる。

このあと土壤カラムからの流出水の濃度変化を測定し、経時変化曲線の解析により分散係数を求めるものである。しかしこの方法においては、土壤カラム中の水分分布を均一に保ちながら、供給水の濃度を急に切り換えることが容易でないという問題がある。本研究では、この操作を容易に行なうことができるように実験装置および方法の改良工夫を行なった。

測定装置および方法

改良試作した分散係数測定装置を図一に示す。この装置では土壤カラムへの供給水の塩濃度を瞬間的に変化させることが可能であり、あとで詳述するように、土壤カラム中に水とともに空気を流して水分分布を一様に保つことができる。

測定方法は次の通りである。

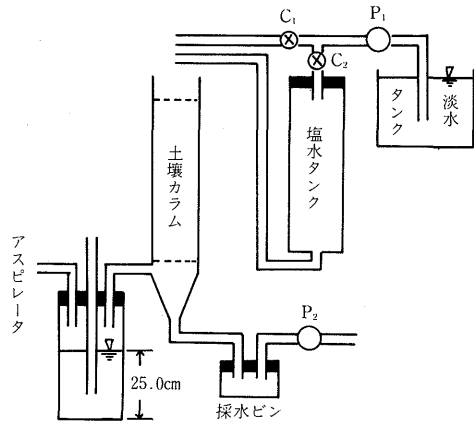
まずコック C₁を開き、C₂を閉じて定流量ポンプ P₁を用いて土壤カラム上端に淡水を供給する。このときアスピレータを用いて下端の空気圧を-25cmに保っておく。土壤カラムの下端には空気も自由に通すことができる真チュウ製のスクリーンを用いているので、土壤カラム中を空気も水とともに流れることができる。下端から流出する水は定流量ポンプ P₂によって吸引され採水ビンに集められる。

排水流量が一定になった後、コック C₁を閉じ、C₂を開けると淡水は塩水タンクの上部から流入し、塩水をタンクから押し出す。

この操作によって供給水の塩濃度を瞬間的に変化させることが可能となる。

供試土壤は鳥取砂丘砂で平均粒径(α_p)は0.019cm、充てん後の仮比重は1.41であった。

塩としては塩化ナトリウム(拡散係数 D₀=2.5×10⁻⁵ cm²/sec)を用い、採水後、硝酸銀滴定法によって濃度を測定した。またイオン吸着が生じない非電解質物質としてショ糖(D₀=4.5×10⁻⁷cm²/sec)を用いた。



図一 分散係数測定装置

この場合の濃度は採水後、屈折計を使用して測定した。実験中の見かけの浸透速度は0.001~0.05cm/secの範囲であった。

結 果

分散係数の計算法には濃度変化曲線の1点における曲線の勾配から求める方法と曲線全体の傾向から求める方法とがある。両者を比較した結果、大きな差は見られなかった⁸⁾。したがってここでは前者の方法が後者に比べて簡単であるので前者の方法を用いた。この方法によれば、分散係数は次式によって求められる³⁾。

$$D_s = \frac{v^* L}{4 \pi s^2} \dots\dots\dots(3)$$

ここで

$$s = \frac{d \left(\frac{c - c_i}{c_0 - c_i} \right)}{dp} \Big|_{p=1}$$

$$p = \frac{v^* t}{L}$$

v* : 真の浸透速度, L : 土壤カラムの長さ, C_i : 土壤カラム中の初期の塩濃度, C₀ : 供給水(塩水)の塩濃度。

流出水の塩濃度変化の測定例(塩化ナトリウムの場合)を図一に示す。この変化曲線は breakthrough curve とよばれている⁴⁾。

得られた分散係数と真の速度の関係を図-3に示す。この図において直線で示す関係は Collins²⁾によるものである。

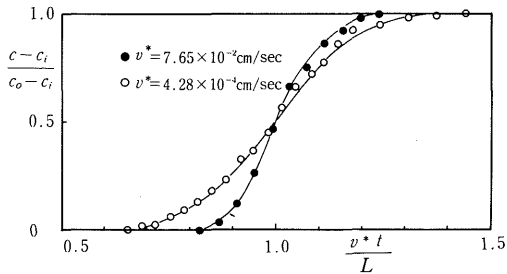


図-2 流出水の塩濃度の経時変化測定例

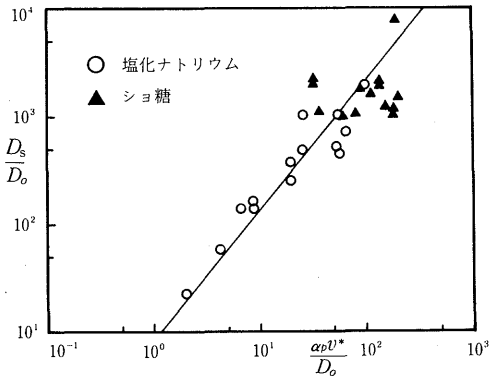


図-3 分散係数測定結果

考 察

図-3の直線は飽和流についてのデータではあるが、不飽和流についても同様の傾向を示すものと考えられる。塩化ナトリウムを用いた場合の値はこの直線で示す関係に近く、得られた結果は良好である。一方ショ糖を用いた場合の値は、塩化ナトリウムを用いた場合の濃度(3%)に比べて高濃度(30%)で使用したため、溶液と淡水との比重の差が大きく、重力の影響を受けて良い結果が得られなかったものと考えられる。しかしショ糖は非電解質であるために吸着量が小さく、電解質溶液を使用した結果と比較することによって吸着現象の解明に利用することができると思われる。

本研究で改良試作した分散係数測定装置の特徴は供給水の塩濃度を容易に急変させることができることのほか、空気を土壌カラム中に流したことである。

分散係数を求めるために使用した(3)式を誘導する過程において、土壌カラム内で水分量が一定であるという条件が必要である。このために従来から、空気を通さないように空気浸入圧(bubbling pressure)が高いフィルターを使用してこの条件を満たす工夫が行われてきた。本研究では、この方法に対して、空気を流して水分量を一定にしようとしたもので、その理論的根拠は次の通りである。

土壌中の水と空気の流れに対して immiscible flow の理論⁵⁾を適用すると次の基本式が得られる。

$$v_w = -k_w \left(\frac{dh_w}{dz} + 1 \right) \dots\dots\dots (4)$$

$$v_a = -k_a \left(\frac{dh_a}{dz} \right) \dots\dots\dots (5)$$

ここで v_w : 水の浸透速度, k_w : 水の浸透係数, h_w : 水の圧力水頭, v_a : 空気の浸透速度, k_a : 空気の浸透係数, h_a : 空気の圧力水頭, z : 鉛直上向き座標である。

鳥取砂丘砂の水分特性曲線および不飽和透水係数のデータに基づいて、 k_w , k_a と飽和度 s_w の関係および毛管圧 $h_c (=h_a - h_w)$ と s_w の関係を次の式および図-4に示す関係で表わした。

$$k_w = 1.1 \times 10^{-2} \times \left(\frac{s_w - 0.11}{0.76} \right)^{2.5} \quad (\text{cm/sec})$$

$$k_a = 6.9 \times 10^{-4} \times \left(\frac{0.87 - s_w}{0.76} \right)^{2.5} \quad (\text{cm/sec})$$

(4), (5)式を変形し積分すると飽和度分布を求める次式が得られる。

$$z = \int_{s_w|_{z=0}}^{s_w} \frac{\frac{dh_c}{ds_w}}{\frac{v_w - v_a}{k_w} + 1} ds_w \dots\dots\dots (6)$$

流出端 $z = 0$ では飽和度は飽和のときの値(0.87)になる¹⁾。この現象を end effect とよぶことにする。ここで v_w, v_a の値は与えられたものとしているのに対し、本研究の実験条件では、土壌カラムの上端および下端の空気圧がおのおの 0 cm および -25 cm で

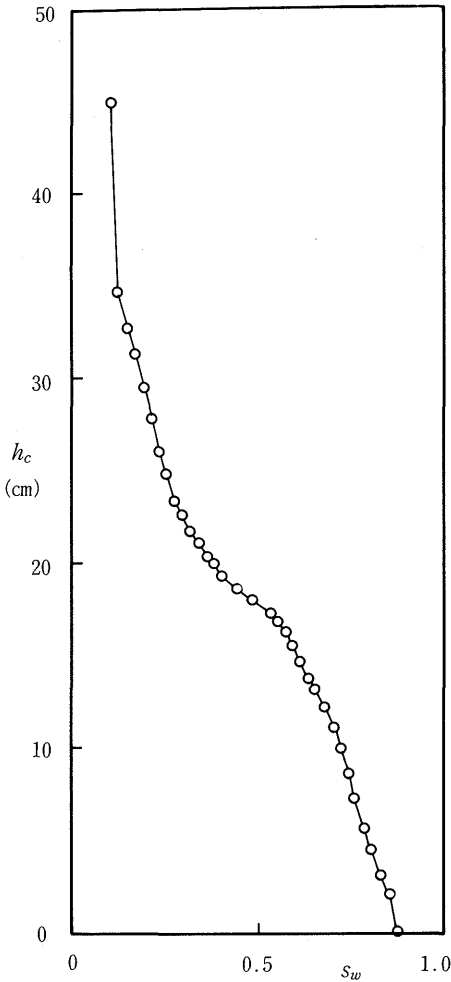


図-4 毛管圧と飽和度の関係 (鳥取砂丘砂)

あることが既知である。したがって v_a の値を求めるために、まず与えられた v_w の値に対して v_a の値を仮定し、(6)式から飽和度分布を求め、次にこの分布と(5)式を用いて下端の空気圧 h_{a0} を求める。

$$-h_{a0} = \int_0^L -\frac{v_a}{k_a} dz \quad \dots\dots\dots (7)$$

ここでは近似的に飽和度は土壌カラム内で一定とし、以下で求められる値すなわち $s_{w\infty}$ とした。得られた h_{a0} の値が -25.0cm でなければ再び v_a の値を仮定して h_{a0} を求める。

これをくりかえすことによって与えられた v_w に

対する v_a の値が最終的に求められる。この結果 $v_w = -0.002, -0.007, -0.02\text{cm/sec}$ に対して v_a の値はおのおの $-1.7 \times 10^{-4}, -4.5 \times 10^{-5}, -2.0 \times 10^{-8}\text{cm/sec}$ であった。

また(6)式の積分において、 Z の値が大きくなると s_w の値は被積分函数の分母を0にするような s_w の値すなわち $s_{w\infty}$ に近づく。

この値は与えられた v_w と v_a の値に対して図-5に示すように求めることができる。

(6)式の積分結果を図-6に示しているが、比較的小さな Z の値のときに s_w の値は $s_{w\infty}$ に近づいている。このことは下端付近を除く土壌カラムの大部分で水分分布が一定になっていることを示すものである。

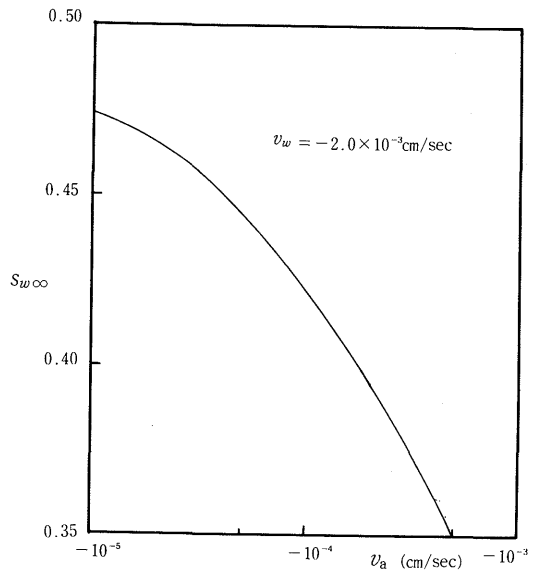


図-5 $(\frac{v_w}{k_w} - \frac{v_a}{k_a} + 1)$ が0になるときの s_w の値 ($s_{w\infty}$)

v_w が小さいときは、空気を流さない場合に比べて、空気を流した場合の水分分布がより均一になる。しかし v_w が大きいときは、もともと空気を流さなくとも水分の変化が少なく均一に近いので、空気を流すことによって水分分布を均一にすることの効果はあまり得られない。

一般的に空気の流量を大きく、すなわち下端の空気圧をより高い負圧にすれば、下端の end effect の影響範囲は狭くなり、空気を流すことの効果はより顕著になるものと考えられる。

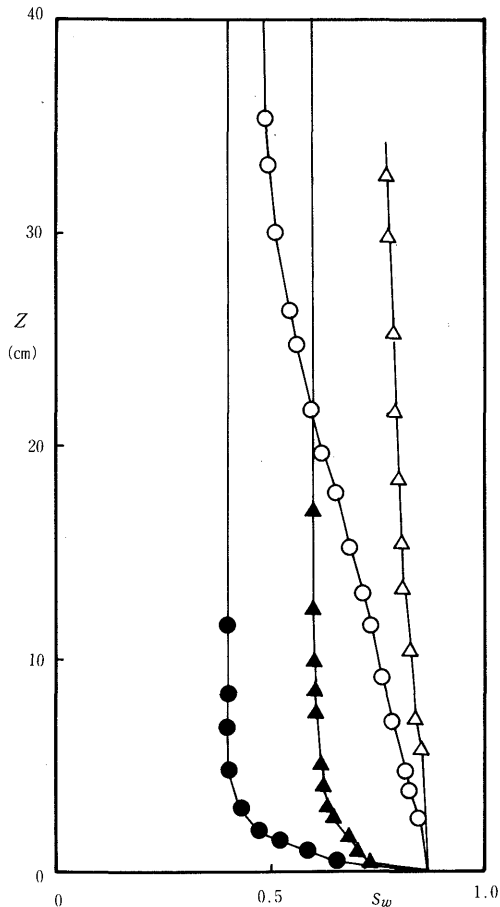


図-6 飽和度分布の計算値
 (○ $v_w = -2.0 \times 10^{-3}$ cm/sec, $v_a = 0$, ● $v_w = -2.0 \times 10^{-3}$ cm/sec, $v_a = -1.7 \times 10^{-4}$ cm/sec, △ $v_w = -7.0 \times 10^{-3}$ cm/sec, $v_a = 0$, ▲ $v_w = -7.0 \times 10^{-3}$ cm/sec, $v_a = -4.5 \times 10^{-5}$ cm/sec)

本研究で得られた分散係数を用いれば、塩の移動を解析することができる。次に簡単な解析例を示す。鳥取砂丘砂の水分特性曲線および不飽和透水係数のデータを用い、(1), (2)式を数値積分することによって砂土中の塩分分布の時間的变化を求める。初期条件として、水分移動は0、塩濃度は0(単位は任意)とし、地表下25cm ($z = 0$) に地下水面があるものと仮定する。かんがいは強度72mm/dayとし、かんがい水の塩濃度はかんがい開始後10分間は1で、その後は0とした。これは最初の10分間、肥料をかんがい水に混入した場合にも相当する。このときの塩の移動の様子を図-7に示す。

塩は下方に移動するに従って分散し、地表下20cmにおけるピーク濃度は供給水の0.1倍程度にまで低下する。すなわち土壌表面で高濃度であっても、流下するに従って分散し濃度は低下することを示す。実際には、これらの塩は作物の吸水および土壌面蒸発にともなって、濃縮されるが、この現象の解析は今後の課題である。

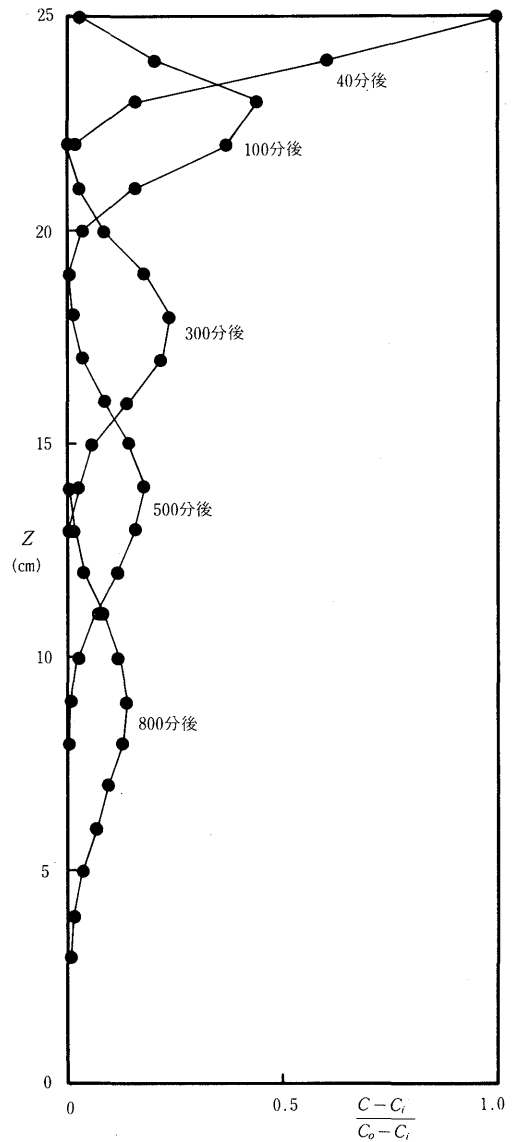


図-7 塩分分布計算結果

あ と が き

分散係数を測定する際、水分分布を均一に保ちながら供給水の塩濃度を瞬間的に変化させることは容易ではないが、本研究では土壌カラム中に空気を流すことによってこの問題を解決した。得られた分散係数の値は良好であったが、今後、他の測定法による値と比較する必要があると考える。

また本研究では比較的速い水の浸透速度を考えたが、自然の蒸発条件下ではさらに遅い速度で水は移動し、分散現象に対する拡散現象の役割が大きくなっていく。このような範囲における分散係数の測定も重要であると思われる。

本研究は鳥取大学農学部附属砂丘利用研究施設における共同利用施設に関する共同研究によるものである。関係者の御協力に謝意を表す。

引 用 文 献

1. COLLINS, R. E. 1961. Flow of fluids through porous materials. Reinhold Publishing Co.: 140 - 141.
2. *ibid.*:209.
3. KIRKHAM, D., and W. L. POWERS. 1972. Advanced soil physics. John Wiley & Sons, Inc.:413 - 418
4. *ibid.*:381.
5. MOREL-SEYTOUX, H. J. 1973. Two - phase flows in porous media. *In* "Advances in hydroscience Vol. 9" (V. Te Chow, ed.). Academic Press : 140.
6. NIELSEN, D. R. and J. W. BIGGAR. 1961. Miscible displacement in Soils : I. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 25 : 1 - 5.
7. SELIM, H. M., R. S. MANSSELL and Atef Elzeftawy. 1976. Distribution of 2,4 - D and water in soil during infiltration and redistribution. Soil Sci. 121 : 176 - 183.
8. 米崎文雄. 1980. 土壌中の塩分集積に関する基礎研究. 九州大学農学部農業工学科卒業論文 : 21-23.