

乾燥砂層中での湛水浸潤と再配分過程における 圧力水頭および含水率の変化

Variations in pressure head and water content during ponding infiltration
and redistribution into dry sand

小野寺 真一

Shinichi ONODERA

I. はじめに

乾燥砂層中では、媒体が均一な条件下にもかかわらず、ぬれ前線が不安定になり不均一な選択流が生じる。この現象は、部分浸透または fingering と呼ばれる。近年、fingering 現象は、微視的には土壌物理学の分野 (Hillel, 1987; Iwata *et al.*, 1995) で、巨視的には水文学の分野 (Germann, 1988; Gee *et al.*, 1991; 小野寺, 1996) で、それぞれ注目され精力的に研究されてきた。前者では、ぬれ前線の不安定についての発生条件や保持機構等が検討され、後者では、乾燥地域の地下水涵養機構や汚染物質の速い輸送機構が検討された。

2つの流体の境界面が速度 V で移動する場合、境界面が不安定になる条件は、次式のように表される (Saffman and Taylor, 1958)。

$$(\rho_1 - \rho_2)g + (\mu_1 - \mu_2)\theta V/k > 0 \quad (1)$$

ここで、 ρ_1 、 ρ_2 は、流体1および2の密度、 g は重力加速度、 μ_1 、 μ_2 は流体1および2の粘性係数、 θ は有効間隙率、 k は透過係数である。(1)式において、浸潤過程にあてはめると流体1および2は空

気と水に置き換えられ、(2)式のように簡単に表される。

$$q < K \quad (2)$$

ここで、 q はフラックス、 K は浸潤部分の透水係数である。乾燥した粗砂、細砂を下層から充填したカラム (田淵, 1968など) や、均一な乾燥した砂層カラムで内部の空気圧が上昇する条件下 (Peck, 1965など)、湛水浸潤後の再配分過程 (Diment and Watson, 1985など)、および散水条件下 (Selker *et al.*, 1992) では、それぞれ(2)式が成り立ち、fingering が実験によって確認された。

ただし、(2)式における透水係数は、議論の余地が残されている。例えば、Baker and Hillel (1990) は、透水係数として経験的に水浸入値に対する不飽和透水係数を与え、その妥当性を指摘した。ただし、乾燥砂層中の水浸入値は、絶乾状態から急激に圧力が変化する領域であり、物理的に明確な定義はなされていなかった。これに対し、出澤・安中 (1996) は、乾燥ガラスビーズを充填したカラムの上面に、サクシオン型の浸透能試験器を接続し、水が浸入し始めるサクシオンを測定した。この結果得られた水

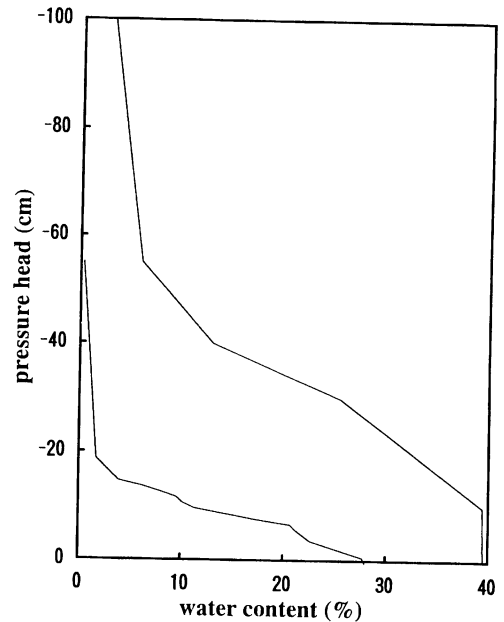
浸入値は、水分特性曲線における吸水過程の主曲線よりも外側にプロット（同一含水率で高い圧力水頭値を示す）され、Baker and Hillel (1990) が指摘した圧力水頭値よりも高い値であることを示した。しかし、実際の浸透場において圧力水頭および含水率がどのように変化するのは明確ではなかった。

一方、小野寺 (1996) は、半乾燥地域における野外での水文観測の結果、降雨時地表流が発生し、降雨後砂層中において fingering を確認した。そして、ここでの fingering の発生機構は、湛水浸潤直後の再配分過程に対応することを指摘した。湛水浸潤後の浸潤速度は、浸潤部の上面および下面における圧力水頭値を空気浸入値および水浸入値として、次のように GreenAmpt 式の形で表される (Tamai *et al.*, 1987)。

$$q = K \left\{ 1 - (\psi_w - \psi_a) / L \right\} \quad (3)$$

ここで、 ψ_w 、 ψ_a は水浸入値、および空気浸入値である。 L は浸潤部の長さである。(3)式で $(\psi_w - \psi_a)$ が L より大きい場合（十分にぬれ前線が降下していない場合）には、下向きの動水勾配が形成されない。小野寺 (1996) は、この特性を利用して地下水涵養が生起する降水量として臨界降水量を定義し、現場の観測結果から裏付けた。以上の結果は、土壤の物理性と降水量のデータから広域の地下水涵養量を推定することが可能であることを示唆する。ただし、実際の浸潤過程における水浸入値や空気浸入値は、前述したように物理的には明確に定義されていない。

以上、乾燥地域における地下水涵養量を見積もるといっても、乾燥砂層中での選択的な浸透機構として重要な fingering の発生・保持機構を明らかにするという点でも、湛水浸潤・再配分過程における水浸入値および空気浸入値、それに伴う圧力水頭-含水率関係、圧力水頭-不飽和透水係数関係を明確にすることが重要である。そこで、本論では、湛水浸潤からその後の再配分過程における水浸入値や空気浸入値を実測し、水分特性曲線との比較や浸潤速度との比較から、その物理的な意味について検討を



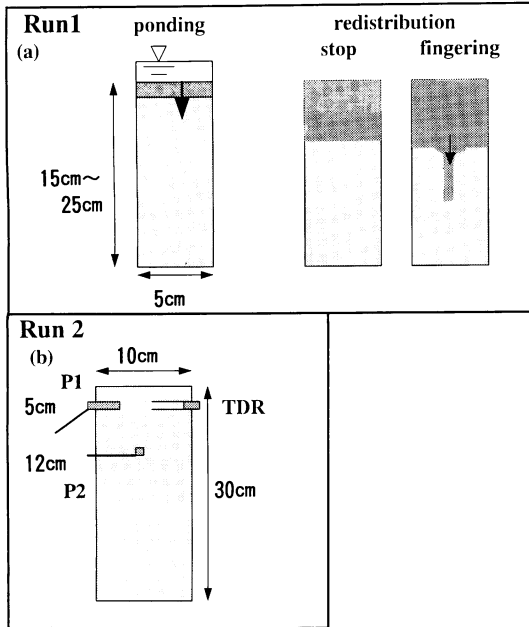
第1図 実験砂の水分特性曲線

試みた。

II. 実験方法

本研究では、乾燥した豊浦標準砂を用いて以下の2種類の実験を行った。(1)様々な給水量に対する浸潤速度の測定およびぬれ前線の移動の観察、(2)湛水浸潤とその後の再配分過程における圧力水頭、含水率の測定である。なお、水締めによって豊浦標準砂を充填したカラムでは、飽和透水係数が $2 \times 10^{-2} \text{ cm/sec.}$ 、間隙率が40%であった。乾燥した砂を充填する場合は、棒でカラム上面を叩きつけ圧縮しながら行ったが、乾燥密度で0.03、間隙率で0.01の違いを生じ、水締めのものに比べ多少透水係数が大きい傾向が予想される。豊浦標準砂の水分特性曲線を第1図に示す。排水過程は、吸引法によって平衡状態の関係を測定した。吸水過程については、長さ30cmの乾燥砂層カラムを使用し、表層にTDRセンサーおよび圧力センサーを設置し、水を20mm/10minでカラム下端から供給しながら非定常法で測定した。

(1) 様々な給水量に対する浸潤速度の測定およびぬれ前線の移動の観察 (Run 1) は、以下の実験



第2図 実験装置の概要, a : Run 1, b : Run 2
 P1 and P2 : porous cup of tensiometers
 TDR : TDR sensor

方法で行った(第2図-a). 径5cm, 長さ20cmの円筒に乾燥砂を充填し, そこに決められた量の水をメスシリンダーから直接速やかに湛水するように加え, その後の浸潤再配分過程を確認した. ただし, 浸潤速度に大きな変動が生じないようにするため, 湛水深は最大で2cmを越

えないようにした. 実験は, 給水量を降水量換算で5mmから60mmまで5mm刻みで計12回行った. そのうち, 10, 20, 30, 40, 50mmの実験では, 給水開始から給水した水が全て浸潤するまでの時間を測定した. また, 給水した水が全て浸潤した後5分で実験を終了とし, ぬれ前線の降下深度および形態を観察した.

(2) 湛水浸潤とその後の再配分過程における圧力水頭および含水率の測定(Run 2)は, 以下の実験方法で行った(第2図-b). カラムは, 径10cm, 長さ30cmの塩ビパイプに乾燥した標準砂を充填したものを使用した. カラムには, 上端から5cmの場所に幅2cm, 長さ5cmのTDRセンサーを横方向に設置し, ケーブルテスターに接続して含水率を測定した. また, 上端から5cmと12cmの場所には, 径8mm, 長さ2cmのポラスカップを横方向に設置し, それぞれ圧力センサーに接続し圧力水頭を測定した. ポラスカップの設置時には, カップ内から圧力センサーまで水で満たした状態にして, 設置後ある程度圧力水頭が落ち着いた段階で実験を開始した. ここでは, 20分程度で実験を開始したため, 初期の圧力水頭値は厳密には平衡には達していなかったものと考えられる. 実験中の各測定は, 30秒間隔で行った. 給水は, 湛水深が2cmの状態

第1表 Run 1の実験結果

| | P* ¹ | t* ² | L* ³ | shape* ⁴ |
|---------|-----------------|-----------------|-----------------|---------------------|
| Run1-1 | 5mm | | 1.5cm | flat |
| Run1-2 | 10mm | 5 | 3.0cm | flat |
| Run1-3 | 15mm | | 4.0cm | flat |
| Run1-4 | 20mm | 15.5 | 5.7cm | flat |
| Run1-5 | 25mm | | 6.7cm | flat |
| Run1-6 | 30mm | 30 | 8.0cm | flat |
| Run1-7 | 35mm | | 9.5cm | flat |
| Run1-8 | 40mm | 47 | 11.0cm | flat |
| Run1-9 | 45mm | | 14.0cm | finger |
| Run1-10 | 50mm | 67 | 16.5cm | finger |
| Run1-11 | 60mm | | 20.0cm | finger |

*1 : rainfall (mm), *2 : ponding time (sec.), *3 : depth of wetting front (cm)

*4 : shape of wetting front

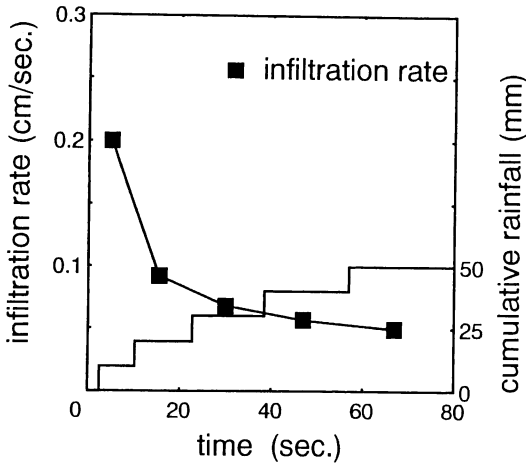
2分間（総量約80mm）行った。

Ⅲ. 結果

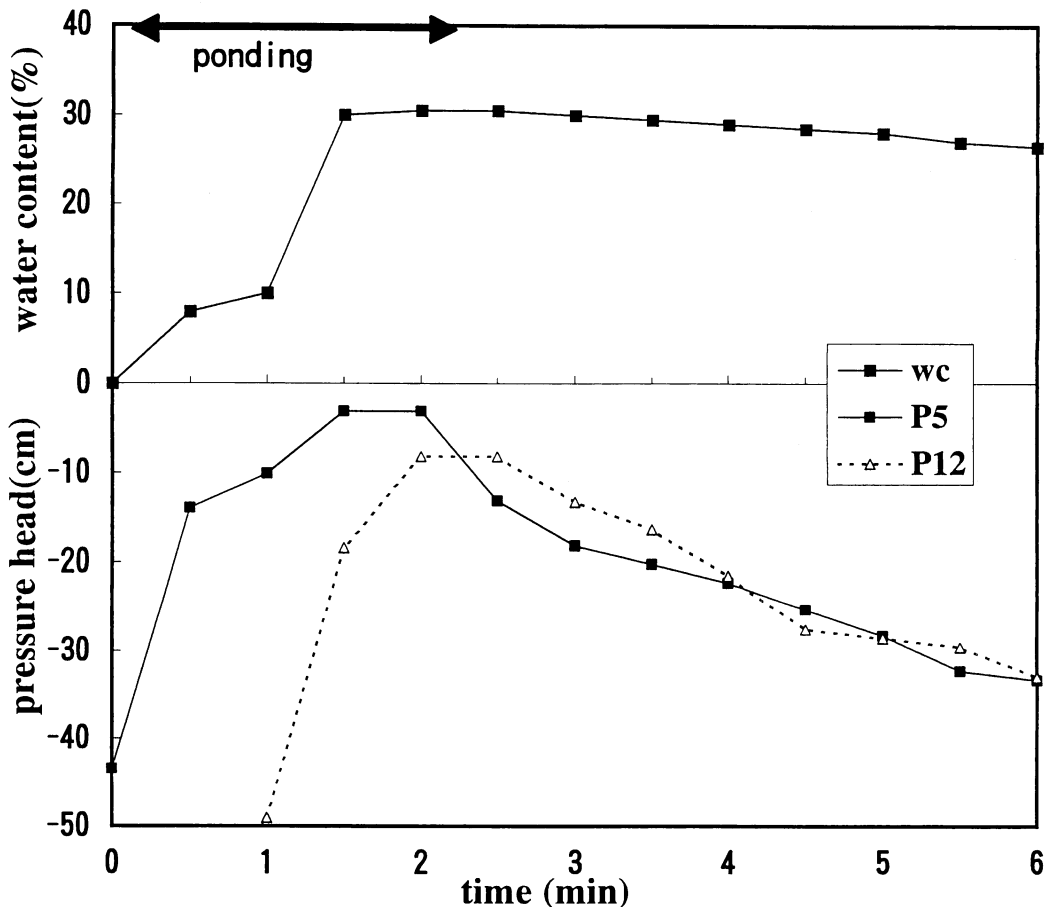
1) Run 1

第1表に、Run 1の実験結果を示す。表では、実験での給水量（降水量換算）と湛水時間、給水が全て浸潤してから5分後のぬれ前線の到達深度、ぬれ前線の形態、および浸潤部の平均含水率を示す。ぬれ前線の観察時には、ぬれ前線の降下はほぼ停止していたものと考えられる。実験の結果、40mmの降水量を境にして、ぬれ前線が一般的な形態から選択的な形態に変化が見られた。

第3図に、給水時間と給水量（降水量）および浸潤速度の関係を示す。ここで、各浸潤速度 (q_i) は、各実験で測定された全ての水が浸潤するまでの時間 (t_i) をもとに、各実験の給水量の増分 (ΔQ) とそ



第3図 浸潤速度および積算給水量の変化 (Run 1)



第4図 深度5cmと12cmにおける圧力水頭および深度5cmにおける含水率の変化 (Run 2)

の時間差 (Δt) から次式のように見積もった。

$$q_i = \Delta Q / \Delta t = (Q_i - Q_{i-1}) / (t_i - t_{i-1}) \quad (4)$$

初期には、土壌が乾燥しているため、表層での圧力水頭勾配が大きく、高い浸潤速度を示した。その後、圧力水頭勾配の消失に伴い重力水頭勾配 (1) で降下浸透するため、一定の値に近づくとという一般的な傾向を示した (Iwata *et al.*, 1995)。

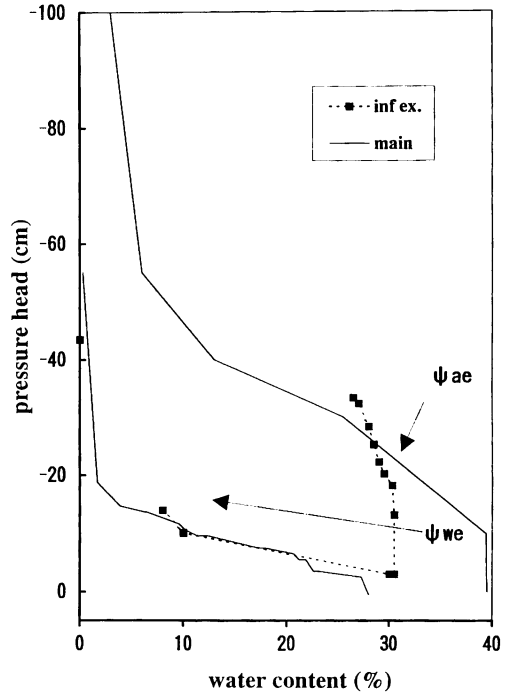
2) Run 2

第4図に、カラム上端から5cmと12cmの深度での圧力水頭および5cmの深度での含水率の変化を示す。ポラスカップを設置してから平衡に達する前に実験を始めている影響で、実験前の圧力水頭値は高い値を示した。そのため、この値については本論中で議論することは避ける。深度5cmの含水率および圧力水頭は、実験開始から30秒ですぐに値が上昇した。さらに、実験開始から1分30秒で一定の値になった。給水の終了にともない、圧力水頭は大きく低下したが、含水率の低下幅は大きくなかった。深度12cmの圧力水頭は1分遅れて上昇し、最大値は深度5cmの最大値までは達しなかった。圧力水頭の低下傾向はほぼ同一の変化を示した。

IV. 考 察

1) 含水率-圧力水頭関係

Run 2の深度5cmで測定された含水率と圧力水頭値の変化をもとに、含水率-圧力水頭関係を第5図に示す。図中の実線は、豊浦標準砂における水分特性曲線の主曲線であり、点線は、実験から得られた含水率-圧力水頭関係である。図から、実際の浸潤過程で、圧力水頭が-14cmのときに含水率の上昇が確認された。ただし、30秒間隔の測定のため、その間に変化していた可能性もある。出澤・安中 (1996) によれば、乾燥砂層中での浸潤時の水浸入値は、物理的には含水率が上昇する点であると定義し、いわゆる毛管上昇高で定義される (Hillel and Baker, 1988) 水浸入値とは異なることを指摘している。ここで、Run 2の結果をもとに豊浦標準砂の



第5図 深度5cmで測定された含水率-圧力水頭変化 (Run 2)

水浸入値を推定すると、-14cmとなる。

一方、排水過程では、-18cmまで圧力水頭が低下して初めて含水率の低下が認められた。以上から、空気浸入値は-18cmと推定される。これは、平衡法で得られた値 (-10cm) よりも小さな値となった。さらに実験の排水曲線は、平衡法で求められた水分特性曲線 (排水過程の主曲線) の外側にプロットされた。これらは、非定常法で排水曲線を測定した従来の研究 (Smiles *et al.*, 1971) で指摘されているように、物理的には、間隙中での水の移動が粘性の影響により圧力の伝達に対して遅れることによるものと考えられる。

2) 透水係数

第3図で見積もった浸潤速度は、GreenAmpt式における浸潤部の上面の圧力水頭値を湛水深 (h_0) とすると、(3)式は次式のようにになる。

$$q = K \{ (h_0 + L - \psi_w) / L \} \quad (5)$$

第2表 浸潤速度から算出された不飽和透水係数および水浸入値

| | P* ¹ | q* ² | K* ³ | ψ_w * ⁴ |
|---------|-----------------|-----------------|----------------------|-------------------------|
| Run1-2 | 20 | 0.200 | 3.6×10^{-2} | -6 |
| Run1-4 | 40 | 0.092 | 2.5×10^{-2} | -10 |
| Run1-6 | 60 | 0.068 | 2.7×10^{-2} | -9 |
| Run1-8 | 80 | 0.057 | 2.7×10^{-2} | -9 |
| Run1-10 | 100 | 0.050 | | |

*1 ; rainfall (mm), *2 ; infiltration rate (cm/sec.)

*3 ; unsaturated hydraulic conductivity (cm/sec.)

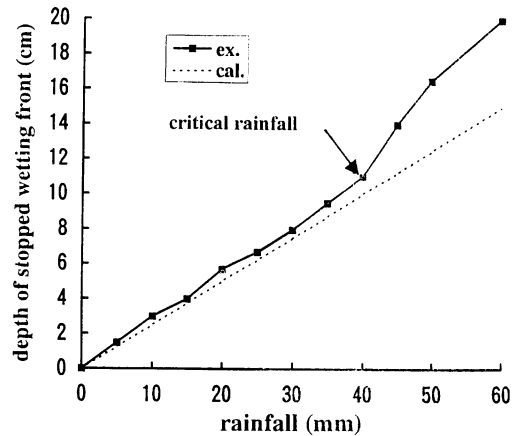
*4 ; water entry pressure head value (cm)

前述した空気浸入値をおよび各実験の浸潤速度およびぬれ前線の深度を(5)式に代入して、それぞれ連立方程式を解くと、不飽和透水係数と水浸入値が算出できる。ここでは、各実験で得られた浸潤速度に対して、(5)式中の湛水深としては1cmを与え、ぬれ前線の深度は前後2回の実験の平均値を与えた。算出結果を、第2表に示す。その結果、水浸入値はほぼ-9cmであることが示された。これは、第5図から推定された値に比べると、やや高い値を示した。

一方、不飽和透水係数は、 $2 \sim 4 \times 10^{-2}$ cm/sec.であった。ここでは、水締め法によるカラムで測定した飽和透水係数より大きい値となっている。これは、乾燥カラムでは、水締め法による充填に比べ、間隙率が大きくなり飽和透水係数も大きかったことによるものと推定される。

3) 浸潤時の含水率および水浸入値

第6図に、降水量と各実験終了後におけるぬれ前線の深度との関係を示す。図中の実線が実験結果、点線が浸潤部の平均含水率を飽和の40%としたときに見積もられるぬれ前線の深度である。降水量が40mm以下では、ぬれ前線の形態は一様で、浸潤部の平均的な含水率を40%として見積もった線のやや上にプロットされた。つまり、湛水していた水が全て浸潤した直後に、浸潤部の含水率が飽和に近い状態でそのまま停止したものと考えられる。これは、ぬれ前線の深度が地表からさほど降下していないため、(3)式で動水勾配が負になる条件で説明される。一方、40mm以上では、選択的な浸透(第1表)により、



第6図 降水量とぬれ前線の到達深度の関係

ぬれ前線の到達深度は加速的に深くなった。以上から、ほぼ40mmがこの砂における臨界降水量であると考えられる。

また、浸潤時の平均含水率は、Run1で測定したぬれ前線の深度まで含水率が一様であると仮定すると、それぞれ第1表のように36%前後と見積もられる。このように、実際には完全に飽和するわけではなく、Lenhard *et al.* (1991) が指摘しているように、封入空気を取り込んだ含水率となっている。

小野寺(1996)は、地下水涵養が生起する臨界降水量(P_c)を(3)式から次式のように定義した。

$$P_c = (\psi_w - \psi_a) \theta_s \quad (6)$$

ここで、 θ_s は浸潤部の平均含水率である。小野寺(1996)は、各イベント降水量に対してこの値の余剰分を地下水涵養量と見積もりトレーサー法で求めた値と一致したことを示し、この式の妥当性を経験的にも指摘した。以下、(6)式をもとに豊浦標準砂における各物理パラメータを検討する。

まず、第5図から空気浸入値は-18cm、水浸入値は-14cmである。この場合、(6)式から、 θ_s は66%と見積もられる。一方で、第3図の40mm以下の領域で浸潤部の平均含水率を見積もると36%であったことから、計算結果は実験結果と一致していない。Run2における圧力水頭の測定に関して、水浸入値付近の値は、テンシオメーターの圧力平衡が不完全

であった可能性があり、空気浸入値に比べ問題があると考えられる。そこで、(6)式に比較的問題のない空気浸入値と平均含水率を代入すると、水浸入値は-7 cmと見積もられる。これは、前述した連立方程式の解とほぼ一致した。つまり、水浸入値を含む浸潤過程の圧力水頭の測定に関しては、今後実験方法を改良していく必要がある。

V. まとめ

本論では、乾燥地域における地下水涵養機構として重要な選択的な浸透機構 (fingering) を解明し、そこでの地下水涵養量を推定するために、乾燥砂層中の土壌物理特性を実験によって明らかにした。結果は、以下の通りである。

- 1) 浸潤過程とその後の再配分過程での圧力水頭-含水率関係は、非定常な現象であり、平衡法で測定した水分特性曲線とは異なった。つまり、吸水過程では、水浸入値がより高い傾向を、排水過程では、空気浸入値がより低い傾向を示し、ヒステリシスはより大きくなった。
- 2) 浸潤過程で降水量が40mm以下の場合、ぬれ前線は、浸潤部の平均含水率が36%で停止した。一方、それ以上の場合には、ぬれ前線の形態が選択的になり、より下方へ浸透した。以上から、豊浦標準砂における臨界降水量は、40 mmと定義された。浸潤速度から推定された不飽和透水係数は、 $2 \sim 4 \times 10^{-2} \text{ cm/sec.}$ 、水浸入値は-9 cmであった。また、臨界降水量から推定された水浸入値は-7 cmであり、実際の実験で実測した値 (-14cm) に比べ高い値を示した。

今後、測定方法を改良して、より実験精度を上げた計測を行い、非定常の水浸入値や透水性の測定、およびfinger中の含水率の変化などを検討していく必要がある。

謝辞：本実験で含水率の計測に使用したTDR土壌水分計は、農林水産省森林総合研究所のものを使用した。その際、便宜をはかっていた森林総合研究所森林環境部立地環境科土壌物理研究室の加

藤正樹室長および小林政広氏には、記して感謝いたします。

文献

- 出澤重祥・安中武幸 (1996) : ガラスビーズ充填層への水浸入過程と水浸入圧-浸潤前線不安定化によるfinger成長とその維持メカニズム (II) - 農業土木学会論文集, **186**, 893-898.
- 小野寺真一 (1996) : 熱帯半乾燥地域における集中的な地下水涵養機構. *ハイドロロジー*, **26**, 87-98.
- 田淵俊雄 (1968) : 土壌水運動理論の諸系列 (4) - その内容と評価-IV. Darcyに始まる不飽和流の研究, *土壌の物理性*, **19**, 28-36.
- Baker, R. S. and Hillel, D. (1990) : Laboratory tests of fingering during infiltration into layered soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **54**, 20-30.
- Diment, G. A. and Watson, K. K. (1985) : Stability analysis of water movement in unsaturated porous materials : 3. Experimental studies. *Water Resour. Res.*, **21**, 979-984.
- Gee, G. W., Kincaid, C. T., Lenhard, R. J. and Simmons, C. S. (1991) : Recent studies of flow and transport in the vadose zone. *Reviews of geophysics, supplement*, 227-239.
- Germann, P. F. (1988) : Approaches to rapid and far-reaching hydrologic processes in the vadose zone. *J. Contam. Hydrol.*, **3**, 115-127.
- Hillel, D. (1987) : Unstable flow in layered soils : a review. *Hydrol. Process.*, **1**, 143-147.
- Hillel, D. and Baker, R. S. (1988) : A descriptive theory of fingering during infiltration into layered soils. *Soil Sci.*, **146**, 51-56
- Iwata, S., Tabuchi, T. and Warkentin, B. P. (1995) : *Soil-water interactions : mechanisms and applications*. Marcel Dekker, New York, 440p.
- Lenhard, R. J., Parker, J. C., Kaluarachchi, J. J. (1991) : Comparing simulated and experimental hysteretic two-phase transient fluid

- flow phenomena. *Water Resour. Res.*, **27**, 2113-2124.
- Onodera, S. (1993) : Estimation of rapid recharge mechanism in the semi-arid upland, Tanzania, using soil water ^{18}O and Cl^- . IAHS Publication, 151-160.
- Peck, A. J. (1965) : Moisture profile development and air compression during water uptake by bounded porous bodies 3. vertical columns. *Soil Sci.*, **100**, 44-51.
- Saffman, P. G. and Taylor, S. G. (1958): The penetration of a fluid into a porous medium or Hele-Shaw cell containing a more viscous liquid. *Proc. Roy. Soc. London*, **A245**, 312-331.
- Selker, J. S., Steenhuis, T. S. and Parlange, J. Y. (1992): Wetting front instability in homogeneous sandy soils under continuous infiltration. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, **56**, 1346-1350.
- Smiles, D. E., Vachrud, G. and Vauclin, M. (1971) : A test of the uniqueness of the soil moisture characteristic during transient, nonhysteretic flow of water in a rigid soil. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **35**, 534-539.
- Tamai, N., Asaeda, T. and Jeevaraj, C. G. (1987): Fingering in two-dimensional, homogeneous, unsaturated porous media. *Soil Sci.*, **144**, 107-112.