

乾燥土壌への散水に伴う浸潤の不安定化に関する研究

長 裕幸¹・井上光弘²

Surface water flux dependent stability of flow in initially dry soil

Hiroyuki CHO¹ and Mitsuhiro INOUE²

Abstract: In initially dry coarse soil, it is noted that a uniform and nonponding surface water flux causes an unstable wetting front when the flux rate (q_0) is less than the saturated hydraulic conductivity (K_s). To investigate the relationship between q_0 and the pressure gradient with time ($\partial h/\partial t$) in the wetting layer under the condition of unstable water flow, we carried out one-dimensional infiltration experiments by applying non-ponding water fluxes to the surface of soil packed homogeneously in an acrylic tube. We filled the tube with four different soils; sand, volcanic clay soil, loam and silt and installed microtensiometers to measure pressures in these materials. The results showed that (1) negative pressure head gradients with space ($\partial h/\partial z$) and time ($\partial h/\partial t$) appeared clearly only for sand and Eq. (1) derived by Cho et al. (2005) agreed well to the pressure measurement with time, (2) the $\partial h/\partial t$ was provided as a quadric function of q_0 shown as Eq. (4) and fitted well the experimental data for sand. From this equation, it was found that the smaller q_0 becomes, the closer $\partial h/\partial t$ approaches 0 and the flow becomes more stable. This trend could explain the experimental results of Yao and Hendrickx (1996).

Key Words: unstable flow, wetting front instability, non-ponding infiltration, induction zone, dynamic water entry suction

1. はじめに

強度に乾燥した砂質土壌に対し、継続的な水分供給を行うと、浸潤前線が不安定化しやすく、フィンガー流などの選択流を引き起こす可能性が高くなることが指摘されている (Yao and Hendrickx, 1996). このような選択流の発生は、灌漑計画を組み立てる上での障害になるばかりでなく、肥料や汚染物質等の溶液成分を土壌に吸着させることなく速い速度で地下水面にまで輸送し、地下水汚染を発生させる原因の一つとなっている。

このような乾燥した土壌表面における継続的な水分供給に伴う浸潤前線の不安定化は、過去多くの実験で確認されているように、浸潤前線が降下する際に前線で生じ

る水侵入圧の特徴に依存する所が大きい (Annaka and Hanayama, 2005; Geiger and Durnford, 2000). 近年、解析的に、Richards 式に対し、浸潤前線の前後における圧力分布を任意に与えることにより、実験で得られるような圧力及び水分分布の再現を試みる研究が行われているが、従来の水分特性曲線の関数形で表現される静的な水分と圧力の関係を用いた Richards 式では、浸潤は常に安定化することが証明されている (van Duijn et al., 2004; Nieber et al., 2005; DiCarlo et al., 2008). つまり、Shiozawa and Fujimaki (2004) や Annaka and Hanayama (2005) が提唱しているように、水侵入圧に達した後の浸潤前線の降下は、粒子レベルにおける個々の浸潤ジャンプで構成されていると考えられ、その解析的な表現は、現象が動的であるが故に非常に難しいと思われる。数値的には、過去、水侵入圧を前線の先端に与えたり、それと同等の水分特性曲線を作成することにより、1 次元的には実測値の水分・圧力分布の再現に成功してきた (Shiozawa and Fujimaki, 2004), 2 次元的にも、フィンガー流の発生を実現させている (Nieber, 1996). それらの研究の過程で明らかになってきたことは、(1) 初期水分量が残留水分量 (residual water content) 以下において、浸潤の不安定化が顕著になる傾向にある (Nieber et al., 2005). (2) 水侵入圧は、地表面における給水フラックスの大きさによって変化する傾向にある。(3) 給水フラックスが大きいと浸潤前線は安定化する傾向にある、等々である。Geiger and Durnford (2000) に代表されるような、近年行われている 1 次元での実験は、浸潤期間中に 2 次元あるいは 3 次元的なフィンガー流が発生しないように、発生しうるフィンガーの径よりも小さな管径の装置を用いて行われており、地表面で与えた定常浸潤フラックスを境界条件として、浸潤前線先端での水侵入圧を維持しながら装置下端まで浸潤を継続させることができる。その際、水分量の鉛直分布の時間的変化は Shiozawa and Fujimaki (2004) や DiCarlo (2004) で与えられているように、浸潤前線直上部では飽和に近い水分量を保ち、それが、上部に向かってしばらく伸びた後、地表面で供給される飽和透水係数よりも小さなフラックスに対応した不飽和の水分量に変化する。浸潤前線が降下しても、浸潤前線後背部の飽和に近い水分量から不飽和の水分量に至るまでの水分分布は同じ形状を保ち、浸潤前線と共に降下する。

¹Faculty of Agriculture, Saga University, 1 Honjo-machi, Saga 840-8502, Japan. Corresponding author: 長裕幸, 佐賀大学農学部

²Arid Land Research Center, Tottori University, 1390 Hamasaka, Tottori 680-0001, Japan

2008 年 11 月 25 日受稿 2009 年 1 月 21 日受理
土壌の物理性 111 号, 53-60 (2009)

地表面における浸潤フラックスが定常であるにもかかわらず、浸潤前線から地表面に向けて水分量が単調に増加せず、浸潤前線の後背部でいったん飽和に近づいた後、水分量が減少し、その分布が維持される現象は、近年、解析の対象となってきた。これは、上部の境界条件である定常浸潤フラックスに対し、動的な水侵入圧を有する浸潤前線の上部に過剰に水分が保たれた状態とも見ることができ、DiCarlo (2004) は、水分の overshoot という表現を用いている。

これらの 1 次元的な浸潤の不安定性に関する研究にたいし、従来、2 次元あるいは 3 次元的な実験において、浸潤の不安定性は浸潤前線の不安定化と同義であった。つまり、不安定な流れとは、水平方向に一樣な浸潤前線を持つ流れではなく、フィンガー流に代表されるような凹凸の発達した流れを意味し、解析的には、Philip (1975) が示したように、境界面に与えられた擾乱が流れと共に発達する流れであり、その境界条件として圧力の逆勾配（流れ方向に向かって圧力が高くなっている）が必要条件であった。このような条件を満たす環境として、均一な供試材で、空気の逃げ場のない領域における上方からの一樣な浸潤（筑紫, 1981）、あるいは浸潤後の水分の再分配時（Wang et al., 2003; Jury et al., 2003）等が考えられ、多くの研究がなされてきた。これに対し、Hillel は、重力流れにおいて、地表からの供給水量が少なく、浸潤フラックスが飽和透水係数よりも小さいと、浸潤は不安定化しフィンガー流の発達要因となることを示した（Hillel, 1987; Hillel and Baker, 1988）。実験としては、従来から用いられてきた 2 成層（上層が細土、下層が粗土）湛水降下浸潤による、2 次元あるいは 3 次元の実験が多く行われ、飽和透水係数よりも小さな定常浸潤フラックスの供給を上層の細土により実現させた（Baker and Hillel, 1990; Cho and de Rooij, 1999; de Rooij and Cho, 1999; de Rooij et al., 2001; Cho and de Rooij, 2002）。

Cho et al. (2005) は、単層土に関し、地表面において、飽和透水係数よりも小さな定常フラックスを供給する条件下で 2 次元的な実験を行い、フィンガー流が発生するまでの浸潤領域内の圧力の時間的変化を明らかにし、浸潤の不安定性と浸潤前線の不安定化について物理的な考察を行った。初期、非常に乾燥している土壤中水侵入圧の効果が卓越するケースで、浸潤フラックスが飽和透水係数よりも小さい場合、すなわち地表面での給水フラックスが制限されている条件下では、圧力勾配は負になり、浸潤前線に生じた擾乱が発達する条件を満足する。また、水侵入圧の効果により、浸潤前線後背部に存在する高い飽和度の水分は、水平方向に生じるわずかな圧力勾配でもその大きな透水係数により移動するため、擾乱部に流れ込み、最終的にフィンガー流が形成される。つまり、浸潤の不安定性は、結果的に浸潤前線の不安定化をもたらすことになる。また、Cho et al. (2005) は、フィンガー流が形成されるまで地表面から発達する浸潤層内部の圧力分布の時間的な変化について、Green-Ampt 的な水分分布を仮定し、浸潤前線における水侵入圧、地表面

における給水フラックスを境界条件として与え、解析的に解を与えた。この結果は、Geiger and Durnford (2000) の実験結果とうまく適合しているばかりでなく、Annaka and Hanayama (2007) が示しているように、フィンガー流内部の圧力分布にも適用できた。

初期、強度に乾燥した粗粒土における、給水フラックスの大きさと浸潤前線の安定化との関係については、フィンガー流に関して実験的な検証が成されており、 $q_0 < K_s$; q_0 は地表面の給水フラックス、 K_s は飽和透水係数、の条件下において、 q_0 が増加すると発生するフィンガーの数が増加し、最終的にはフィンガー同士の融合により安定した浸潤前線が出現することが示された。また、粗粒土の粒径が小さくなるほど発生するフィンガーの径は大きくなった（長, 1995; 1996）。

しかし、給水フラックスの減少と浸潤前線の安定化に関する実証的な研究は数が少なく、Yao and Hedrickx (1996) に代表される。彼らは、直径 30 cm と 1 m の塩ビ管に詰められた砂について、地表に散水を行い、給水フラックスが減少するにつれ、フィンガーの発生が止まり、浸潤前線が安定化していくことを示した。

従来、浸潤前線の安定化に関する実験的な検証は、初期水分量の値の違いについて多く成されてきたし、解析的な検証もこれらの実験結果を証明することを目的としてきた。従って、給水フラックスの大きさと浸潤前線の安定化に関する理論的な説明は、まだ十分に成されているとは言えない。

本論文では、未だ明確には説明されていない「給水フラックスの減少により浸潤前線が安定化する傾向」に関して焦点を当て、Cho et al. (2005) で得られた解を用いて、実験的に検証し、明らかにすることを試みた。

2. 理論

Cho et al. (2005) は、初期、乾燥した土壌において、非湛水条件下で土壌表面に給水を行なう場合、フィンガー流が発生するまでの間、地表面から下方に発達していく湿潤層（遷移領域 (induction zone)) に関する浸潤現象の解析を試みた。ここでは、浸潤前線で明確な水侵入圧が存在する、Green-Ampt 型の浸潤を仮定し、浸潤前線から地表面までの湿潤層について、ダルシー則と質量保存則より、層内の圧力分布を導き以下の式で与えた。

$$h(z,t) = \frac{q_0}{\theta_{we} - \theta_{ini}} \left(\frac{q_0}{K_{we}} - 1 \right) t + \left(1 - \frac{q_0}{K_{we}} \right) z + h_{we} \quad (1)$$

ここで、 h は浸潤前線上部の湿潤層内の圧力、 z は地表面からの深さで下向きに正、 q_0 は土壌表面に与えられた水分フラックス、 θ_{we} は浸潤前線における水分量、 θ_{ini} は土壌内の初期水分量、 K_{we} は浸潤前線における透水係数である。 h_{we} は水侵入圧で、水分が容易に土壌間隙に侵入できる圧力であるが、静的と動的な場合では大きさが異なることが示されており、ここで扱う h_{we} は動的な値である。(1) 式から分かるように不安定な流れの条件下、 $q_0 < K_{we}$ では、湿潤層内のどの点においても、湿潤層の

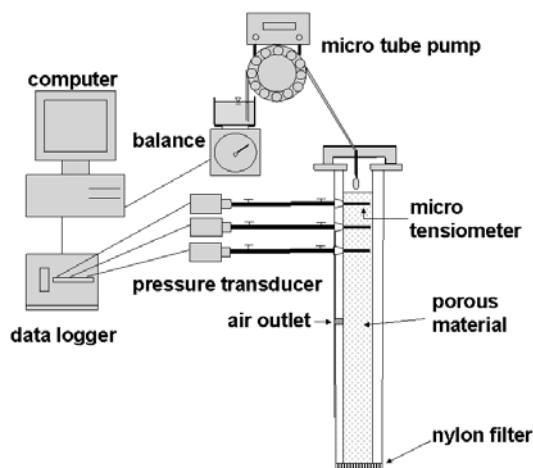


Fig. 1 1次元散水浸潤実験装置の概要.
Experimental set-up.

厚さが大きくなると共に、圧力は時間的に減少する。ま

た z の値が大きくなり、深くなるにつれて圧力は増加する。後者は、Philip (1975) が著した不安定性の条件を表している。また、前者の結果は、新しい見解であったが、2次元モデル実験で実証された。また前述したように、Annaka and Hanayama (2007) によって行われた実験の中でも成立していることが示された。一般に、(1)式が成立する条件は、 $q_0 < K_{we}$ の条件下では、 $h_0(t) (= h(0,t))$ が h_a (空気侵入圧) に到達するまでの範囲に限定される。しかし、2次元以上の現象であれば、 $h_0(t)$ が h_a に到達する程度まで湿潤層が発達する以前に、フィンガー流が発生し、湿潤層内ではフィンガー流に向かう水平方向の流れが卓越し始め、湿潤層の発達が止まる。従って、(1)式は成立しなくなる。また、安定した流れ、 $q_0 > K_{we}$ の場合、 $h_0(t)$ は増加し、0 に近づく。

(1) 式より湿潤層内における圧力勾配は、次式で与えられる。

$$\frac{\partial h}{\partial z} = \left(1 - \frac{q_0}{K_{we}}\right) \quad (2)$$

浸潤前線が不安定化する必要条件として、逆圧力勾配(地表面に向かって圧力が減少)の出現、つまり、(2)式より $q_0 < K_{we}$ が与えられる。この条件は、(1)式より得られる次式において、圧力の時間的な減少を伴い、圧力の時間変化は湿潤層内のどの点においても一定であることが分かる。

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{q_0}{\theta_{we} - \theta_{ini}} \left(\frac{q_0}{K_{we}} - 1\right) < 0 \quad (3)$$

これは、浸潤前線の不安定化の必要条件として、従来から示されている空間的な逆圧力勾配の値と同時に、時間的な圧力の減少も満足する必要があることを意味しており、圧力の時間勾配の大きさが浸潤前線の不安定化の指標となり得ることを示す。

そこで、本研究では、(3)式において、時間勾配に対し q_0 が2次の関係になっていることに着目し、次式で

表す。

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{(\theta_{we} - \theta_{ini}) K_{we}} \left(q_0 - \frac{1}{2} K_{we}\right)^2 - \frac{1}{4} \frac{K_{we}}{(\theta_{we} - \theta_{ini})} \quad (4)$$

(4) 式より、圧力の時間勾配が最大値を示すのは、 q_0 の大きさが K_{we} の半分の大きさになるときであり、その値より q_0 が大きくても小さくても時間勾配の値は減少し、0 に近づく。空間的な逆圧力勾配の成立条件は、(2)式より $0 < q_0 < K_{we}$ であり、従来、 $q_0 = 0$ に近づくにつれ、逆圧力勾配は大きくなるため、不安定性は増加すると考えられていた。しかし、動水勾配が小さくなり、相対的に重力の影響が小さくなることによって流れが安定化することが考えられる。この影響は(2)式だけでは表すことができない。つまり、(4)式で表される時間勾配の大きさは、流れの不安定性をより正確に表すことができると言える。これは、浸潤前線が不安定化する必要条件である、(2)式から得られる逆圧力勾配の成立条件、 $0 < q_0 < K_{we}$ において、(4)式で与えられる時間的な圧力勾配の値は、 $q_0 < K_{we}$ ばかりでなく $q_0 = 0$ に近づくにつれても0に近づくため、浸潤前線は安定化していくということである。そこで、本研究では、初期乾燥している土壌に対し、地表面に与えるフラックスの値を変化させたときに、(1)式が成立するのか、その場合、異なるフラックスの値に対し(4)式も成立するのか、について検証を行う目的で、4種類の供試土について散水実験を行い、湿潤層内部の圧力の時間的な変化を測定した。

3. 実験装置および実験方法

実験装置の概要を Fig. 1 に示す。まず、供試土壌を直径 2 cm、長さ 30 cm、厚さ 1 mm のアクリル製パイプに各土壌に対し一定の乾燥密度でできるだけ均一になるように詰め固定した。

散水はマイクロチューブポンプ (BVK MS/CA8-6, ISMATEC 社製) を使用して、供試土壌の飽和透水係数を考慮して、 $q_0 = 1.05 \times 10^{-2} \text{ cm s}^{-1} \sim 1.59 \times 10^{-5} \text{ cm s}^{-1}$ の範囲内で土壌表面に供給した。圧力は、地表から 1 cm、3 cm、5 cm の深さに設置した、直径 1 mm、長さ 1 cm のマイクロテンシオメータ (Cho and de Rooij, 2002 に詳細を記載) を通して圧力トランスデューサ (HTV-0P5N, Hi-Techs 社製) によって測定し、データロガー (CR23X, キャンベル社製) に記録した。供試土壌として鳥取砂丘砂 (Sand)、九州大学付属久住高原農場で採取したクロボク土 (Andisol)、佐賀県背振山地で採取されたマサ土 (Loam)、中国黄土高原で採取した黄土 (Silt) を用いた。乾燥密度は、各供試土に対し、 1.56 g cm^{-3} (Sand)、 0.80 g cm^{-3} (Andisol)、 1.45 g cm^{-3} (Loam)、 1.42 g cm^{-3} (Silt) とした。

散水実験前に、各供試土に対し、飽和透水係数及び飽和体積水分量の測定を行った (中野ら, 1995)。各供試土に対する実験条件を Table 1 に示す。

Table 1 散水実験における各実験の実験条件.
Properties of soils tested in the infiltration experiments and water fluxes supplied by the micro tube pump.

Run	Soil	q_0 (cm s ⁻¹)	K_s (cm s ⁻¹)	θ_s	q_0/K_s
1	Sand	2.27×10^{-3}	2.28×10^{-2}	0.40	0.100
2	Sand	4.59×10^{-3}	2.28×10^{-2}	0.40	0.201
3	Sand	6.96×10^{-3}	2.28×10^{-2}	0.40	0.305
4	Sand	9.08×10^{-3}	2.28×10^{-2}	0.40	0.398
5	Sand	1.05×10^{-2}	2.28×10^{-2}	0.40	0.461
6	Sand	1.23×10^{-2}	2.28×10^{-2}	0.40	0.539
7	Sand	1.56×10^{-2}	2.28×10^{-2}	0.40	0.684
8	Sand	1.87×10^{-2}	2.28×10^{-2}	0.40	0.820
9	Sand	2.06×10^{-2}	2.28×10^{-2}	0.40	0.904
10	Sand	2.23×10^{-2}	2.28×10^{-2}	0.40	0.978
11	Andisol	1.59×10^{-5}	2.64×10^{-3}	0.71	0.006
12	Andisol	8.53×10^{-5}	2.64×10^{-3}	0.71	0.032
13	Andisol	5.57×10^{-4}	2.64×10^{-3}	0.71	0.211
14	Loam	1.59×10^{-5}	4.48×10^{-4}	0.42	0.035
15	Loam	2.59×10^{-5}	4.48×10^{-4}	0.42	0.058
16	Loam	8.53×10^{-5}	4.48×10^{-4}	0.42	0.190
17	Loam	1.49×10^{-4}	4.48×10^{-4}	0.42	0.333
18	Silt	2.59×10^{-5}	2.10×10^{-4}	0.45	0.123
19	Silt	7.25×10^{-5}	2.10×10^{-4}	0.45	0.345
20	Silt	8.53×10^{-5}	2.10×10^{-4}	0.45	0.406
21	Silt	1.49×10^{-4}	2.10×10^{-4}	0.45	0.710

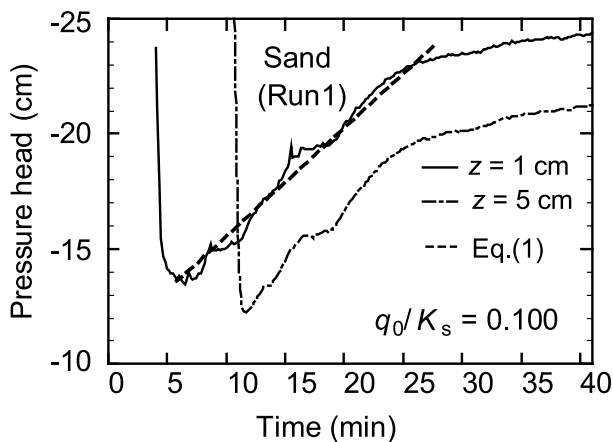


Fig. 2 Run1 (Sand) における圧力の時間的変化の実測値と、(1)式による圧力の計算結果 ($z = 1$ cm, $t = 5.8$ min において $h_{we} = -13.65$ cm を使用)。

Pressure head measurement with time by two sensors in the soil layer for Tottori Dune Sand (Run1) and pressure head trends calculated using the Eq. (1).

4. 結果および考察

Fig. 2~6 に、砂に関して供給フラックスの大きさを変えて行った 10 種類の実験の内、5 つのケースについて、地表面からの深さ $z = 1$ cm と 5 cm における圧力の時間的な変化の測定結果を示す。10 種類の実験では、Fig. 6 に示す、供給フラックスが最も大きなケース Run10 をのぞいて、明瞭な負の圧力勾配が観測された。Run10 では、観測初期において、 $z = 1$ cm で負の圧力勾配が現れたが、空間的な逆圧力勾配には至らず、安定化した流れ

に近いといえる。時間的に負の圧力勾配が観測された測定について、(1)式において各実測値における圧力の最大値を h_{we} とし、 $K_{we} = K_s$, $\theta_{we} = \theta_s$, $\theta_{ini} = 0$ とおいて、得られた計算値を同じ図に示す。図からわかるように、(1)式において q_0 の値が異なっても直線部については非常によく合っていることが理解できる。この実験で用いた鳥取砂丘砂は、Geiger and Durnford (2000) が行った実験と違い、2 mm でふるった以外は採土したものを風乾し、そのまま用いており、自然の状態に近いのではないかと考える。従って、実際の現場では、非常に乾燥した条件下において、散水後このような圧力変化が生じているといえる。

異なるフラックスに対し、(1)式が成立すれば、当然、(4)式も成立することが予想できる。そこで、Fig. 2~6 において (1) 式の計算を行った方法で、砂に関して異な

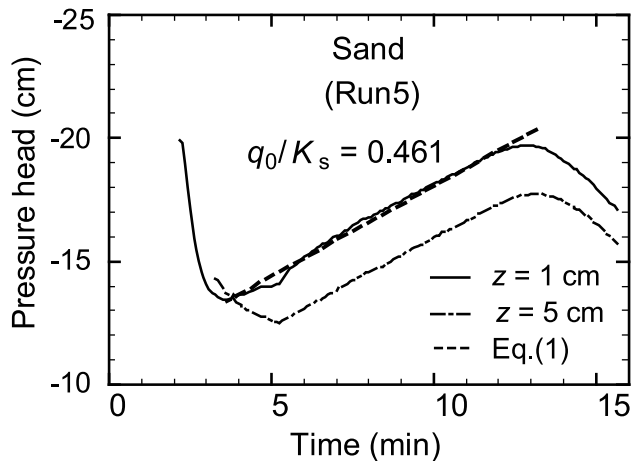


Fig. 3 Run5 (Sand) における圧力の時間的変化の実測値と、(1)式による圧力の計算結果 ($z = 1$ cm, $t = 3.5$ min において $h_{we} = -13.45$ cm を使用)。

Pressure head measurement with time by two sensors in the soil layer for Tottori Dune Sand (Run5) and pressure head trends calculated using the Eq. (1).

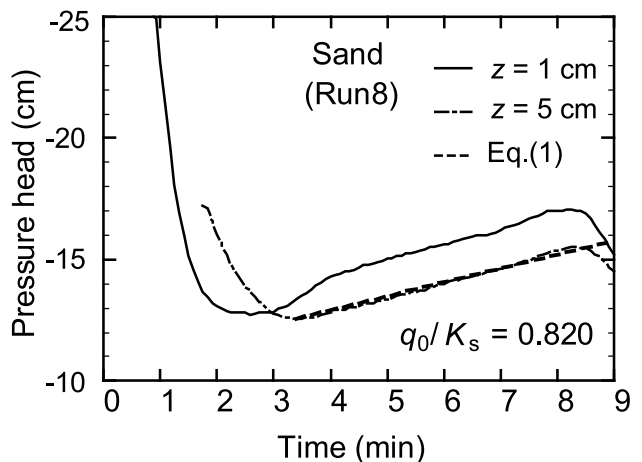


Fig. 4 Run 8 (Sand) における圧力の時間的変化の実測値と、(1)式による圧力の計算結果 ($z = 5$ cm, $t = 3.5$ min において $h_{we} = -12.55$ cm を使用)。

Pressure head measurement with time by two sensors in the soil layer for Tottori Dune Sand (Run8) and pressure head trends calculated using the Eq.(1).

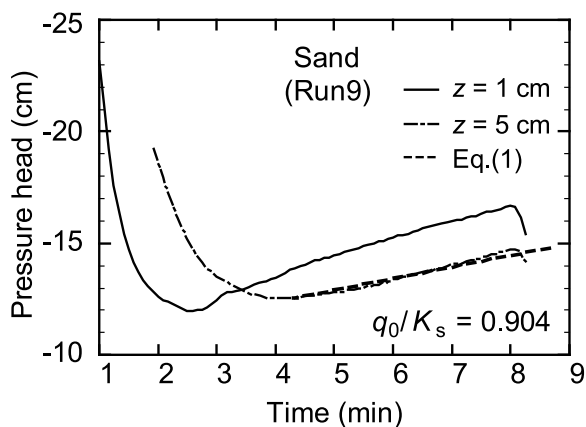


Fig. 5 Run 9 (Sand) における圧力の時間的変化の実測値と、(1) 式による圧力の計算結果 ($z = 5 \text{ cm}$, $t = 4 \text{ min}$ において $h_{we} = -12.50 \text{ cm}$ を使用)。
Pressure head measurement with time by two sensors in the soil layer for Tottori Dune Sand (Run9) and suction head trends calculated using the Eq.(1).

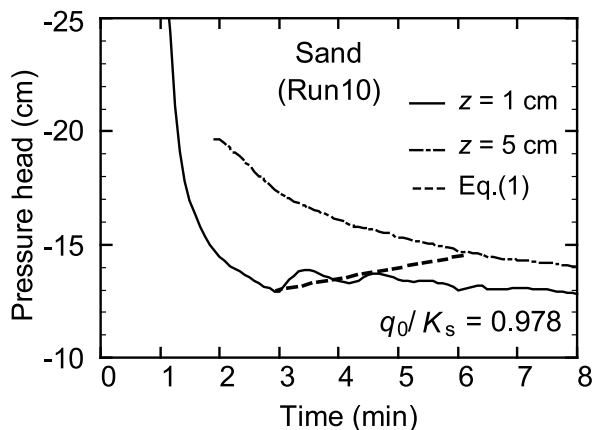


Fig. 6 Run 10 (Sand) における圧力の時間的変化の実測値と、(1) 式による圧力の計算結果 ($z = 1 \text{ cm}$, $t = 2.9 \text{ min}$ において $h_{we} = -12.95 \text{ cm}$ を使用)。
Pressure head measurement with time by two sensors in the soil layer for Tottori Dune Sand (Run10) and suction head trends calculated using the Eq.(1).

る q_0 における 10 種類の実験値に対し、直線部の $\partial h/\partial z$ の値をもとめ、 q_0 に対しプロットし、Fig. 7 に示す。図中の実線は、 $K_{we} = K_s = 0.0228 \text{ cm s}^{-1}$, $\theta_{we} = \theta_s = 0.4$, $\theta_{ini} = 0$ として計算した (4) 式の値である。 $\theta_s = 0.4$ は静的な飽和実験でもとめた値であるので、実際は多少小さいことが推測される。そこで、同図には、 $\theta_s = 0.35$, 0.30 の場合の計算値をプロットした。実測値は、ばらついてはいるが $\theta_s = 0.40 \sim 0.35$ の範囲ではほぼ計算値と適合していることがわかる。従って、供給フラックスの値を減少させていった場合、圧力の時間勾配は小さくなり、最終的に 0 に近づき、流れは安定化していくものと考えられる。これは、Yao and Hedrickx (1996) が砂について行った実験において、給水フラックスの減少に伴い、フィンガーの発生がなくなり、一様な浸潤断面が現れたとする結果と同じであり、浸潤前線の安定化に対する一

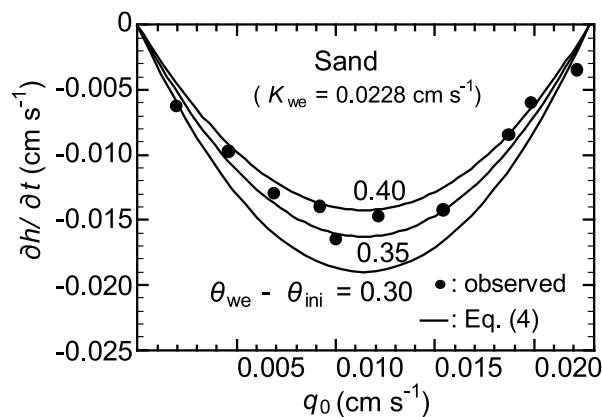


Fig. 7 Sand 10 回の実験で得られた各 q_0 に対する圧力の時間勾配の値と、(4) 式において $K_{we} = K_s$ と近似した場合の計算値との比較。

The comparison between calculated pressure gradient vs. q_0 by the Eq. (4) using a fixed K_{we} for sand and observed (●) from the Run 1 to 10.

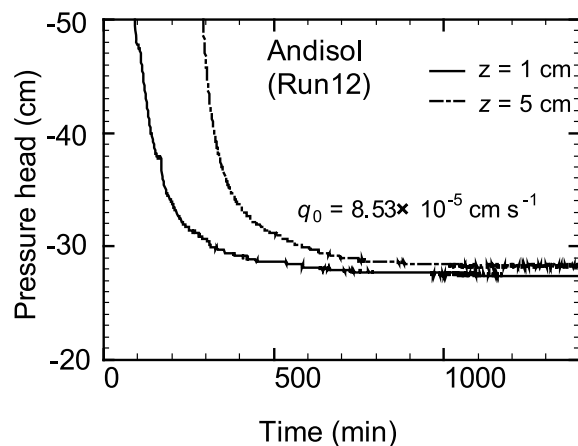


Fig. 8 Run 12 (Andisol) における圧力の時間変化の実測値。Pressure head measurement with time by two sensors in the soil layer for the Andisol (Run12).

つの理論的な説明として考えることができる。

次に、砂以外の土について、このような現象が起こり得るのかという点について、クロボク土 (Andisol), マサ土 (Loam), 黄土 (Silt) を用いて行った、同様の実験の結果について、結果の一例を Fig. 8 ~ 10 に示す。これより、クロボク土については、圧力が増加し、時間的な圧力の差が 0 という状態は続いたが、負になることはなく、空間的にも逆転は生じなかった。また、マサ土については、空間的には、わずかながら圧力の逆勾配が生じた。しかし、時間的には、差が 0 になるところまでは観測されたが、負になるという結果は得られなかった。黄土に至っては、圧力は時間的に単調増加し、安定した流れと言えた。

基本的に、(1) 式が成立する前提としては、浸潤過程が

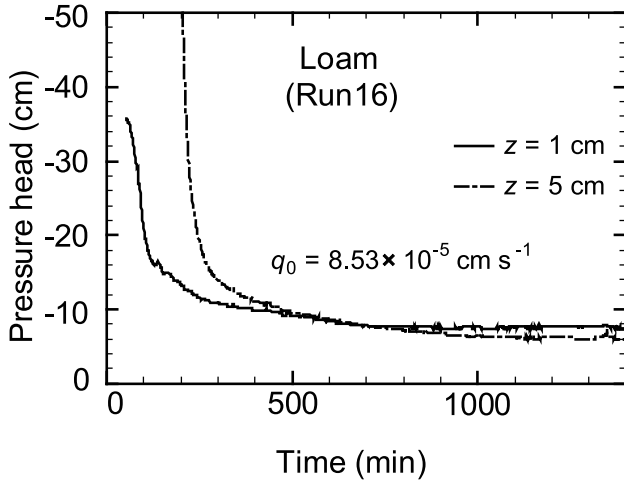


Fig. 9 Run16 (Loam) における圧力の時間的変化の実測値。
Pressure head measurement with time by two sensors in the soil layer for the Loam (Run16).

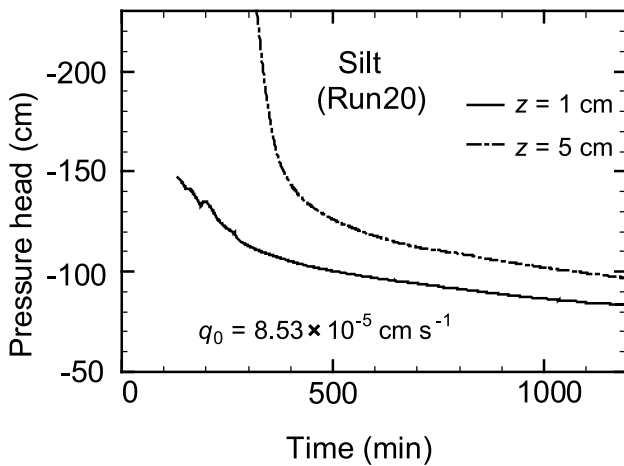


Fig. 10 Run20 (Silt) における圧力の時間的変化の実測値。
Pressure head measurement with time by two sensors in the soil layer for the Silt (Run20).

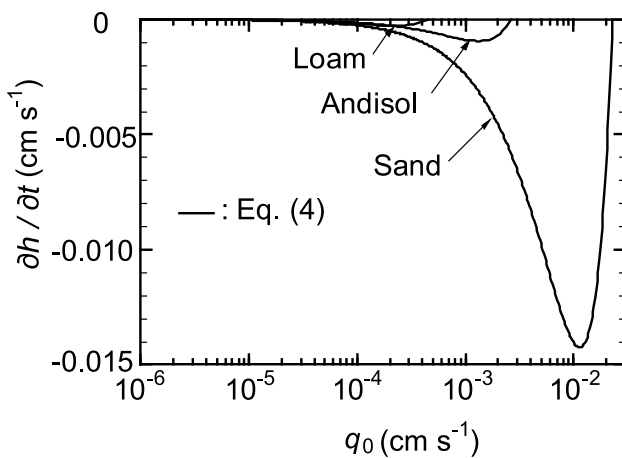


Fig. 11 Sand, Andisol および Loam について、 $K_{we} = K_s$, $\theta_{we} = \theta_s$, $\theta_{ini} = 0$ とおいて (4) 式で計算した圧力の時間勾配と q_0 との関係。

Estimated relationships between pressure gradients and q_0 values calculated by the Eq.(4) for three different soils.

Green-Ampt 型であることが必要となる。この浸潤型が成立する厳密な条件は、動的水侵入圧の値が解析的に与えられていない現時点では不明確であるが、経験的には、明瞭な浸潤前線を有している場合であるといえる。砂質土に関しては、従来、この浸潤型の適用が可能な土壌であるとされるが、他の土壌であっても、初期乾燥した条件下における散水浸潤では、明確な浸潤前線の確認は可能であり、(1) 式が成立する可能性はあるといえる。そこで、マサ土とクロボク土に関し鳥取砂丘砂同様に、実験で得られた、 K_s , θ_s を用いて (4) 式の値を計算し、Fig. 11 にプロットした。時間勾配の最大値は、(4) 式において $q_0 = K_{we}/2$ で発生し、 q_0 がその値より大きくても小さくても、その値は小さくなり、流れは安定化していくと考えられる。つまり、各土壌において不安定化のリスクが最も大きい散水フラックスは、近似的にその土壌の飽和透水係数の半分であるということになるが、Fig. 11 の計算結果からも分かるように、現実的な散水条件や、ピーク時の時間的な圧力勾配の大きさ等を考慮すると、砂質土以外での観測は難しいことが推測される。実際に、継続的な $10^{-3} \sim 10^{-4} \text{ cm s}^{-1}$ のフラックスが供給される条件としては、湛水成層（上層が細、下層が粗）条件下での下層における浸潤が考えられるが、これについては、過去、多くの実験的な研究が行われてきた。成層条件下では、2 成層の境界面が (1) 式における $z = 0 \text{ cm}$ に相当し、もし、上下層の境界面から下層へ一定の浸潤フラックス q_0 が与えられるならば、下層に発達する遷移領域内の圧力は (1) 式で表すことが可能であると思われる。しかし、境界面 ($z = 0$) における圧力の変動は、当然、上層内部におけるフラックスの値に影響を与えるため、現象は複雑になると考えられる。従って、この問題に関しては今後の検討課題の一つであると考えられる。

5. まとめ

初期、乾燥している土壌への散水灌漑について、Yao and Hedrickx (1996) に代表される研究によって明らかにされた、地表面に供給される水分フラックスが減少していく場合にも、浸潤前線は安定化していくという現象について、遷移領域内における圧力の時間勾配の観点から実験および考察を行った。Cho et al. (2005) が提示した (1) 式は、鳥取砂丘砂を用いた 1 次元の散水浸潤実験において、 q_0 が異なる各条件下で実測値とよく適合することが明らかになった。また、圧力の時間勾配の大きさは、(4) 式で示した q_0 の 2 次式で表現できることが示され、実験的にその傾向を明らかにすることができた。この結果、 q_0 が小さくなる場合も、圧力の時間勾配は 0 に近づき、流れは安定化していくことを説明することができた。

Yao and Hedrickx (1996) が行ったような、直径が数 10 cm にも及ぶフィンガー流を発生させることのできる大規模な散水実験の実施は難しく、浸潤前線の不安定化お

よびフィンガー流の発生に対する(4)式の直接的な検証はできなかったが、一つの解析的な考察を提示することはできたと考ええる。

謝辞

本研究は、科学研究費補助金基盤研究(C)「不安定な浸潤とフィンガー流の発生に関する総合的な理論の構築に関する研究」(代表 長 裕幸)および平成20年度鳥取大学乾燥地研究センター共同利用研究の研究成果の一部である。

引用文献

- Annaka, T. and S. Hanayama (2005): Dynamic water-entry pressure for initially dry glass beads and sea sand. *Vadose Zone Journal*, 4: 127–133.
- Annaka, T. and S. Hanayama (2007): Pressure head profile within growing fingers in initially dry glass beads. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 71: 901–908.
- Baker, R.S. and D. Hillel (1990): Laboratory tests of a theory of fingering during infiltration into layered soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 54: 20–30.
- 筑紫二郎 (1981): 成層土壌における不飽和浸透流に関する研究。鳥取大学農学部研究報告, 33 別冊: 1–38.
- 長 裕幸 (1995): フィンガリング流の3次元的な形態について—2成層湛水条件下で発生するフィンガリングに関する研究(I)—。農土論集, 179: 11–20.
- 長 裕幸 (1996): 下層条件の違いがフィンガーに及ぼす影響について—2成層湛水条件下で発生するフィンガリングに関する研究(II)—。農土論集, 181: 1–10.
- Cho, H. and G.H. de Rooij (1999): Fingering flow: the role of the induction zone below the soil surface and the capillary fringe. In: M.Th. van Genuchten et al. (ed.) *Characterization and measurement of the hydraulic properties of unsaturated porous media. Part 1. Proc. Int. Workshop, Riverside, California, 22-24 Oct. 1997. Univ. of California, Riverside, U.S.A.*, 423–432.
- Cho, H. and G.H. de Rooij (2002): Pressure head distribution during unstable flow in relation to the formation and dissipation of fingers. *Hydrology and Earth System Sciences*, 6: 763–771.
- Cho, H., G.H. de Rooij and M. Inoue (2005): The pressure head regime in the induction zone during unstable nonponding infiltration: theory and experiments. *Vadose Zone Journal*, 4: 908–914.
- de Rooij, G.H. and H. Cho (1999): Modelling solute leaching during fingering flow by integrating and expanding various theoretical and empirical concepts. *Hydrological Sciences Journal*, 44: 447–465.
- de Rooij, G.H., H. Cho, M. Inoue, and N. Toride (2001): Finger formation and its relation to lateral flow in the induction zone. In: A. Shirmohammadi (ed.) *Preferential flow. Water movement and chemical transport in the environment. Proc. Int. Symp., 2nd, Honolulu, Hawaii, 3-5 Jan. 2001. American Society of Agricultural Engineers, St. Joseph, Michigan*, 173–176.
- DiCarlo, D.A., R. Juanes, T. LaForce and T. P. Witelski (2008): Nonmonotonic traveling wave solutions of infiltration into porous media. *Water Resour. Res.*, Vol. 44, W02406, doi: 10.1029/2007WR005975.
- DiCarlo, D.A. (2004): Experimental measurements of saturation overshoot on infiltration, *Water Resour. Res.*, Vol 40, W04215, doi: 10.1029/2003WR002670.
- Geiger, S.T. and D.S. Durnford (2000): Infiltration in homogeneous sands and a mechanistic model of unstable flow. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 64: 460–469.
- Hillel, D. (1987): Unstable flow in layered soils: a review. *Hydrological Processes*, 1: 143–147.
- Hillel, D. and R.S. Baker (1988): A descriptive theory of fingering during infiltration into layered soils. *Soil Sci.*, 146: 51–56.
- Jury, W.A., Z. Wang and A. Tuli (2003): A conceptual model of unstable flow in unsaturated soil during redistribution. Available at www.vadosezonejournal.org. *Vadose Zone J.*, 2: 61–67.
- 中野政詩, 宮崎 毅, 塩沢 昌, 西村 拓 (1995): 土壌物理環境測定法. 東京大学出版会, 25–102.
- Nieber, J.L. (1996): Modeling finger development and persistence in initially dry porous media. *Geoderma*, 70: 209–229.
- Nieber, J.L., R.Z. Dautov, A.G. Egorov and A.Y. Sheshukov (2005): Dynamic capillary pressure mechanism for instability in gravity-driven flows; review and extension to very dry conditions, *Transp. Porous Med.*, 58: 147–172.
- Philip, J.R. (1975): Stability analysis of infiltration. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 39: 1042–1049.
- Shiozawa, S. and H. Fujimaki (2004): Unexpected water content profiles under flux-limited one-dimensional downward infiltration in initially dry granular media. *Water Resour. Res.*, 40, W07404, doi: 10.1029/2003WR002197.
- Wang, Z., A. Tuli and W.A. Jury (2003): Unstable flow during redistribution in homogeneous flow. Available at www.vadosezonejournal.org. *Vadose Zone J.*, 2: 52–60.
- VanDuijn, C.J., G.J.M. Pieters and P.A.C. Raats (2004): Steady flows in unsaturated soils are stable. *Transp. Porous Med.*, 57: 215–244.
- Yao, T. and J. M. H. Hendrickx (1996): Stability of wetting fronts in dry homogeneous soils under low infiltration rates. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 60: 20–28.

要 旨

初期、強度に乾燥した粗粒土壌に対し、地表面への継続的な水分供給を行うと、供給フラックスの値が土壌の飽和透水係数より小さな条件下において、流れは不安定化し、フィンガー流などの選択流を引き起こす可能性が報告されている。本研究では、4種類の土壌に対し、流れが不安定化する条件下で1次元の散水実験を行い、圧力の時間的な変化を測定した。その結果、時間的、空間的に負の圧力勾配を明確に観測できたのは、鳥取砂丘砂だけであった。その圧力の時間的な変化は、測定圧力の最大値を動的水侵入圧として、(1)式でうまく表現することができた。また、圧力の時間勾配は(4)式で与えられ、供給フラックスの2次関数で表されたが、砂の実測値はこの式にほぼ適合しており、フラックスが小さくなるにつれ、流れが安定化していくことが分かった。

キーワード：不安定な流れ，浸潤前線の不安定性，散水浸潤，遷移領域，動的水侵入圧