

不飽和砂質土の浸透特性に関する実験的研究

AN EXPERIMENTAL STUDY ON CHARACTERISTICS OF SEEPAGE THROUGH UNSATURATED SANDY SOIL

河野 伊 一 郎*・西 垣 誠**

By Iichiro KŌNO and Makoto NISHIGAKI

1. 序

土中の浸透現象を定量的に評価するために、有限要素法や差分法などを用いた数値解法による浸透解析に関する多くの研究が報告されている^{1)~4)}。特に自由水面を有する浸透解析については、自由水面上の不飽和領域を解析の中に考慮することによって、従来の飽和領域のみを対象とした浸透解法から一歩進んで降雨の浸透やロックフィルダム、アースダムの上流側水位上昇による堤体内の浸透あるいは複雑な層状地盤内の浸透現象などの解析が可能となった^{5)~7)}。また、土や地盤の力学特性は含水状態によって大きく左右されることは周知のとおりで、こうした点からも不飽和浸透解析の重要性が強調されてよい。この飽和領域と不飽和領域を対象とした浸透解析は、3次元の非定常解析へも拡張され実際設計にも利用され得ようになっている^{8),9)}。この飽和-不飽和領域を対象とした浸透解析では、当然のことながら不飽和状態における浸透特性を支配する物理定数が入力データとして必要である。すなわち、Fig. 1 に示す不飽和土の透水係数 (K) と体積含水率 (θ) の関係、ならびに体積含水率 (θ) と圧力水頭 (ψ) の関係 (水分保持曲線) を解析領域の土に対して求め

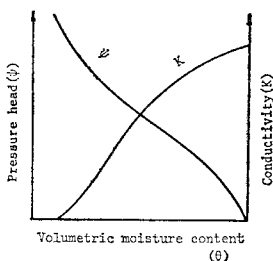


Fig. 1 Unsaturated properties of soil.

ておかなければならない。しかし、従来の多くの浸透流解析は飽和領域を対象としていたため、不飽和領域に対するこれらの物理定数の計測法についてはまだ確固たる手法が確立されていない。また、これらの物理定数

の計測結果の集積もきわめて少ない。したがって、本論文では、不飽和領域内の浸透特性を支配する物理定数を室内実験より求める手法について論じた。特にガンマー線を用いた体積含水率を測定する装置を製作し、これを利用して不飽和状態における浸透特性に関するいくつかの実験を実施して、その結果を示すとともに実験手法の有用性を実証した。

2. 不飽和土の浸透特性の求め方

(1) 不飽和土の浸透特性に関する物理定数

飽和-不飽和領域の浸透を支配する基礎方程式は、連続の式と Darcy の法則を不飽和領域へ拡張することにより次の非線形方程式で表わされる⁹⁾。

$$\text{div } K(\theta) \vec{\nabla}(\psi + z) = (C(\theta) + \alpha S_s) \frac{\partial \psi}{\partial t} \quad \dots (1)$$

ここに $K(\theta)$ は透水係数、 ψ は圧力水頭、 α は不飽和領域においては零、飽和領域においては 1 であり、 S_s は比貯留係数 (単位水頭の変化によって単位体積の土中に貯留あるいは排水される水量)、 z は鉛直座標、 t は時間、 θ は体積含水率 (単位体積中に含まれている土中水の体積割合) である。 $C(\theta)$ は比水分容量 ($=\partial\theta/\partial\psi$) で Fig. 1 に示す圧力水頭と体積含水率の曲線の勾配より求められる。したがって、式 (1) を任意の境界条件のもとで数値解析をするには、次の物理定数が必要である。

- ① 不飽和透水係数 (K) と体積含水率 (θ) の関係。
- ② 比水分容量 ($C(\theta)$) を求めるため、体積含水率 (θ) と圧力水頭 (ψ) の関係 (水分保持曲線)。
- ③ 初期条件として、解析の対象領域内の初期の圧力水頭の分布。

(2) 不飽和土の浸透物理定数の求め方

不飽和土の浸透特性を実験的に求める手法に関する研

* 正会員 工博 岡山大学教授 工学部土木工学科

** 正会員 工博 岡山大学助手 工学部土木工学科

究は土壌物理学の分野でいくつかの報告がなされている。初期のこの種の実験は定常不飽和浸透を1次元鉛直土柱に生じさせて不飽和状態での透水係数を求める手法を用いていた^{10)~13)}。しかし、この定常不飽和浸透実験では浸透が定常に達するまで非常に長時間を要し、飽和度、含水量のコントロールが非常に難しく、また不飽和浸透が定常に達するまでに土柱の内部が浸透によって攪乱されることなどの問題がある。

このような定常不飽和浸透法の難点を解消するために非定常不飽和浸透法が提唱された。この非定常浸透法は流出入計測法 (Outflow-inflow methods) と瞬時水分計測法 (Instantaneous profile methods) に分けられる¹⁴⁾。流出入計測法には土柱に一定の空気圧を導入することによって不飽和浸透を生じさせる手法^{15), 16)} や Boltzmann 変換をして Klute の拡散係数を求める手法がある^{17), 18)}。しかし、この手法はポーラスストーンの影響や重力の影響を無視しているなどいくつかの欠点を有している。一方、瞬時水分計測法は、鉛直1次元の土柱内で、給水湿润あるいは排水の開始後、時々刻々と変化する体積含水率の分布と圧力水頭を計測することにより不飽和土の透水係数、および圧力水頭と体積含水率の関係を求める方法である。この手法はきわめて短時間の実験で不飽和土の浸透特性を求めることが可能である。またポーラスストーンや試料の不均質性の影響が少ないため、より正確な土の浸透特性を得ることができると考えられる^{19)~22)}。

瞬時水分計測法の概略を述べる。Fig. 2 に示す土柱内の1次元鉛直浸透の運動の式、連続の式はそれぞれ次式 (2), (3) で表わせる。

$$v = -K(\theta) \frac{\partial(\psi+z)}{\partial z} \dots\dots\dots (2)$$

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = -\frac{\partial v}{\partial z} \dots\dots\dots (3)$$

ここに、 v は浸透流速、 t は時間、 z はある基準面からの高さである。

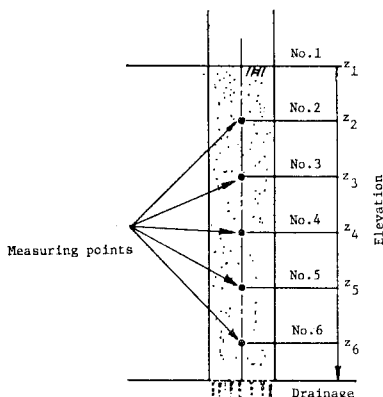


Fig. 2 Schematic picture of vertical drainage.

Richards の運動方程式²³⁾ (3) を式 (2) に代入すると次式となる。

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(\theta) \frac{\partial(\psi+z)}{\partial z} \right) \dots\dots\dots (4)$$

式 (4) の両辺を z で積分すると、

$$\int \frac{\partial\theta}{\partial t} dz = K(\theta) \left(\frac{\partial\psi}{\partial z} + 1 \right) + C_1 \dots\dots\dots (5)$$

式 (5) において、 C_1 は積分定数である。

ここで、Fig. 2 に示す鉛直1次元排水実験を対象にして述べてみよう。

地表面を $z=0$ 基準面にとると、 $z=0$ では、水の補給がないため $v=0$ である。この境界条件を式 (5) に用いると、

$$\int_0^z \frac{\partial\theta}{\partial t} dz = K(\theta) \left(\frac{\partial\psi}{\partial z} + 1 \right) \dots\dots\dots (6)$$

となり、任意の点の任意時間での不飽和透水係数は次式より求められる。

$$K(\theta) = \frac{\left(\int_0^z \frac{\partial\theta}{\partial t} dz \right)_{z,t}}{\left(\frac{\partial\psi}{\partial z} + 1 \right)_{z,t}} \dots\dots\dots (7)$$

式 (7) の右辺の分子、分母は以下の手法で求められる。

a) 分子の値の求め方

- ① Fig. 2 に示す土柱の各計測点での体積含水率の時間的変化を計測する (Fig. 3)。
- ② 各時間に対する体積含水率と z 座標の関係を Fig. 3 より Fig. 4 に示すように整理する。
- ③ Fig. 4 より任意の点 (たとえば No. 3) を時間 t_1 から t_2 の間に通過する流量は Fig. 4 中の斜線部の面積となる。この面積を A とすると、式 (7) の分子は次式で計算できる。

$$\left[\int_0^{z_3} \frac{\partial\theta}{\partial t} dz \right]_{z_3, \frac{t_1+t_2}{2}} \cong \frac{A}{t_2-t_1} \dots\dots\dots (8)$$

b) 分母の値の求め方

- ① Fig. 2 中の No. 2, No. 3, No. 4 の圧力水頭の継時点変化を排水実験において同時に計測する (Fig. 5)。
- ② 任意時間 $(t_1+t_2)/2$ における No. 3 点における

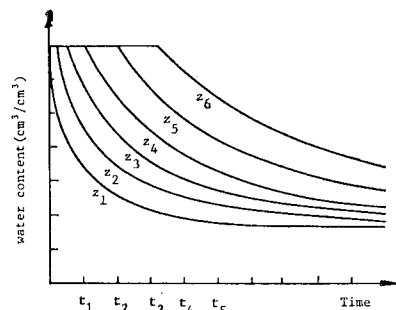


Fig. 3 Variation of volumetric moisture content with time at several column elevation.

動水勾配は No. 2, No. 4 の圧力水頭 (ψ_2, ψ_4) を用いて近似的に次式で求められる。

$$\left[\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right]_{z_1, \frac{t_1+t_2}{2}} = \left(\frac{\psi_2 - \psi_4}{z_2 - z_4} \right)_{\frac{t_1+t_2}{2}} + 1 \dots (9)$$

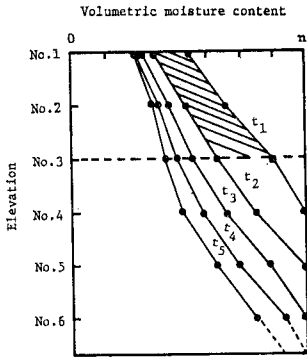


Fig. 4 Distributions of volumetric moisture content with time during drainage.

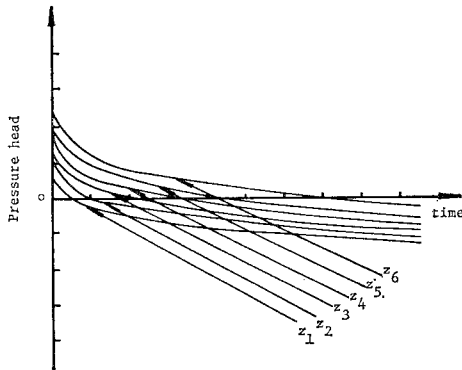


Fig. 5 Variation of pressure head with time at several column elevation.

時間的な変化を計測することより得られる。すなわち、各時間における体積含水率の分布を Fig. 6 に示すよう整理する。この図を用いて、たとえば No. 3 の計測点を t_1 から t_2 に通過した

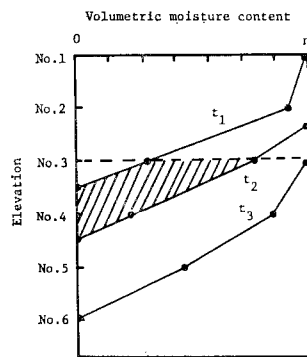


Fig. 6 Distribution of volumetric moisture content with time during infiltration.

式 (8), 式 (9) の値を式 (7) に代入すると不飽和透水係数の値が求められる。なお、不飽和透水係数と体積含水率の関係は、不飽和透水係数を計算した時間および計測点に対応する体積含水率の値を Fig. 3 より求めることによって得られる。

湿潤過程での不飽和透水係数は排水過程と同様に各計測点での体積含水率, 圧力水頭の

以上の方法によると、体積含水率の継時

的变化の計測は土柱の全領域にわたって行う必要があり、圧力水頭の変化は、不飽和土の透水係数を求めようとする点の上下で最低 2 か所での計測が必要であることがわかる。

3. 鉛直 1 次元浸透実験

(1) ガンマー線による土中水分変化の測定

給水あるいは排水によって時々刻々と変化する土柱内の体積含水率の計測手法についてはいくつかの手法が報告されている。最も初期の研究に用いられた手法は採土乾熱法である。この手法は、輪切り状のリング数個を継ぎ合わせて土柱を作成し、任意時間湿潤させた後、その土柱を解体して炉乾燥させて各箇所の体積含水率を計測する方法である^{24)~26)}。この計測法は非常に簡単であるが試料を攪乱するため同一の試料についての体積含水率の時間的な変化の計測は不可能である。したがって、土柱を解体しないで土柱の各箇所の体積含水率を継続して測定する方法として、電気抵抗法²⁷⁾、誘電式土壌水分測定法²⁸⁾のように電気的に計測する方法が考えられている。この手法では、体積含水率の測定範囲が低水分領域に対しては精度よく計測できるが、高含水領域については精度が低いと報告されている²⁸⁾。特に試料や浸透流体に含まれている塩類の影響を受けやすく、誤差が大きくなるという欠点を有している。

中性子あるいはガンマー線などの放射線を土中の含水量の測定に用いる方法がある。特に中性子による土中水分量の測定方法は、計測範囲が全含水量の領域に及び、計測時間も非常に短く(約 1 分間)、土の塩類の影響もほとんど受けなため現場での計測に用いられている^{29)~31)}。しかし中性子の拡散範囲が広いことより計測している点の座標を把握することが困難である。

ガンマー線密度計測器による体積含水率の計測方法は、ガンマー線が物質を透過する難易さが、その物質の密度と強い相関があることを利用する。すなわち、土の間隙を水が排水、湿潤することによる密度変化からガンマー線の通過量を測定し、その値から体積含水率を求める手法である。この手法は中性子水分計に比較して線源の強度が非常に安定しており、鉛などの遮蔽壁で線束を任意の幅に絞ることが容易で、測定点の座標を正確に把握することができる利点がある。したがって、ガンマー線による体積含水率変化の計測に関するいくつかの研究報告がなされている^{19), 21), 32), 33)}。しかし、従来の研究に使用されたガンマー線の線源強度は Table 1 に示すように線源が非常に強いため一般に室内実験でこの種の r 線源を用いることは、特別な遮蔽した保管する部屋が必

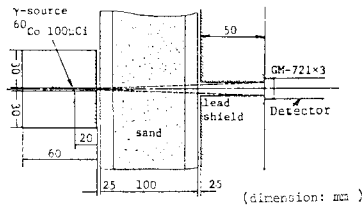


Fig. 7 Schematic position of gamma beam.

Table 1 Summary of gamma attenuation method.

| Reference | Gamma ray source |
|--------------------------------------|-----------------------------------|
| Gurr, C.G. ³²⁾ | 25 millicuries Cs ¹³⁷ |
| Ferguson, H. et al. ³⁴⁾ | 20 millicuries Cs ¹³⁷ |
| Davidson, J.M. et al. ³³⁾ | 200 millicuries Cs ¹³⁷ |
| Topp, G.C. et al. ³⁵⁾ | 200 millicuries Cs ¹³⁷ |
| Topp, G.C. et al. ³⁶⁾ | 100 millicuries Cs ¹³⁷ |
| Yen, W.W.G. et al. ³⁷⁾ | 200 millicuries Cs ¹³⁷ |
| Topp, G.C. ¹⁹⁾ | 200 millicuries Cs ¹³⁷ |
| Vachaud, G. et al. ²¹⁾ | 100 millicuries Am ²⁴¹ |
| Saksena, R.S. et al. ³⁸⁾ | 100 millicuries Cs ¹³⁷ |

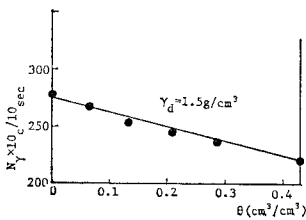


Fig. 8 Calibration curve for sand.

土柱内の湿潤，排水による体積含水率の変化を計測する方法を用いた。Fig. 7 に装置の詳細図を示す。また Fig. 8 に本実験で用いた土柱 ($r_d=1.5\text{g/cm}^3$) に対しての GM 管によって測定した 10 秒間の透過 r 線数と体積含水率の関係を示す。この予備試験結果より，非常に弱い r 線の線源を用いても十分に体積含水率の変化の測定が可能であることがわかる。

(2) 負の圧力水頭の測定

不飽和土の水を保持（あるいは吸収）する力であるサククション（負の圧力水頭）を計測する方法として従来より遠心法，サクシヨンプレート法，サクシヨン膜法，テンシ

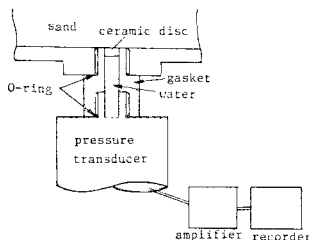


Fig. 9 Pressure transducer assembly details.

要であり，その取扱も容易でない。本研究では，この点を改良して従来用いられている r 線の線源強度の約 1000 分の 1 という非常に弱い線源 (^{60}Co , 100 μCi) を用いて安全に

メータ法^{33), 40)}等がある。しかしこれらの手法は平衡状態での負の圧力水頭の測定に適しており，時々刻々と変化する圧力水頭の測定には不適当である。したがって本実験で

は Fig. 9 に示すように圧力変換器（測定範囲 $-0.1 \sim +0.1\text{ kg/cm}^2$ ）を試料に直接設置して圧力水頭の時間的な変化の測定を行った。使用する圧力変換器の測定範囲の選択は絶乾状態の土柱（豊浦標準砂， $r_d=1.5\text{ g/cm}^3$ ）での毛管上昇が約 30 cm であることから判断して決定した。また，土柱内の間隙水圧と間隙空気圧との分離をするため Fig. 9 に示すように圧力変換器の先端に薄い素焼板（セラミックデスク，直径 1.24 cm，厚さ 0.3 cm）を取り付けている。素焼板を飽和にした状態での透過空気圧（Air-Entry value）は 2 kg/cm^2 である。透過空気圧が素焼板の粒径に依存するという報告があるが⁴¹⁾，素焼板の製造方法によっても透過空気圧は異なる。透過空気圧の値は土柱の最大サクシヨンより大きい値を用いる必要がある。なお，本実験では粒径 3μ の素焼板を用いた。圧力変換器の先端に素焼板を設置したことによる圧力水頭測定時間遅れを計算すると^{41), 42)}，0.35 秒であった。したがって，本実験で用いた試料の圧力水頭の計測には十分な透過空気圧と計測鋭敏性を有していると考えられる。Fig. 10 に圧力変換器（5 個）と r 線密度検層器の設置状況を示す。

(3) 実験装置と方法

本実験では試料として豊浦標準砂（比重 2.65）を Fig. 10 に示すように幅 10 cm，深さ 7 cm，長さ 60 cm，の亚克力製角柱に乾燥密度を 1.5 g/cm^3 に均質になるように充填したものを用いた。試料の上下には多孔板とステンレス網を設置している。土柱内の各計測個所の体積含水率の継続的な変化を計測するために r 線密度検層器の間を土柱が上下に移動できるようにした。

実験は以下に示す 5 種類の一連の実験について行った。

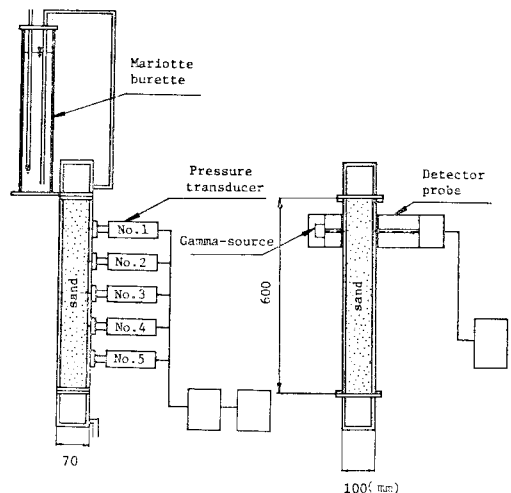


Fig. 10 Schematic representation of the experimental apparatus.

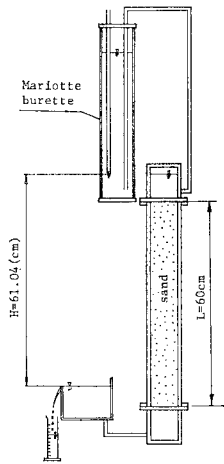


Fig. 11 Setup for constant-head permeability test.

後、試料を飽和にして Fig. 11 に示す方法で定水位透水試験を行い、飽和状態の試料の透水係数 (K_s) を求めた。

③ 排水実験：定水位透水試験終了後、上部からの給水を停止して鉛直1次元の排水実験を行い、湿潤実験と同様に圧力水頭、体積含水率の時間的変化を測定した。

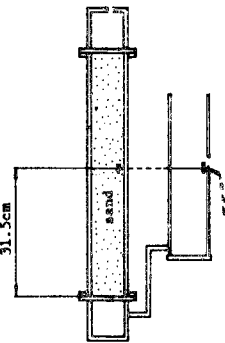


Fig. 12 Setup for water applied test from the base.

① 湿潤実験：降雨などの浸透を想定して、土柱（初期体積含水率、 $0.01 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ ）の上部に一定水位 ($H_0=8.5 \text{ cm}$) を与え、浸潤前線の降下状況、マリョットサイホンでの給水量、土柱内の5点での圧力水頭の変化、体積含水率の変化を計測した。なお土柱の底部は大気圧の状態に開放してある。

② 定水位透水試験：実験①において浸潤前線が土柱の底部に達した

④ 再湿潤実験：排水実験終了後、試料内に上部より再び給水して湿潤実験を行った。

⑤ 底部よりの湿潤実験：①～④の実験終了後、新しく試料を充填して Fig. 12 に示すように下部より一定水位 ($H_0=31.5 \text{ cm}$) で給水を行い、土柱内の圧力水頭、体積含水率、浸潤前線の上昇の変化をそれぞれ実験①と同様に測定した。

4. 鉛直1次元浸透実験結果とその考察

(1) 不飽和土の透水係数と体積含水率の関係

不飽和土の透水係数に関する土の状態を表わす物理量として圧力水頭と体積含水率があるが、体積含水率に対する不飽和土の透水係数の関係は、圧力水頭に対する関係より、湿潤と排水の過程によって生じるヒステリシスの影響を受けにくい^{21), 39)}。したがって、本研究での不

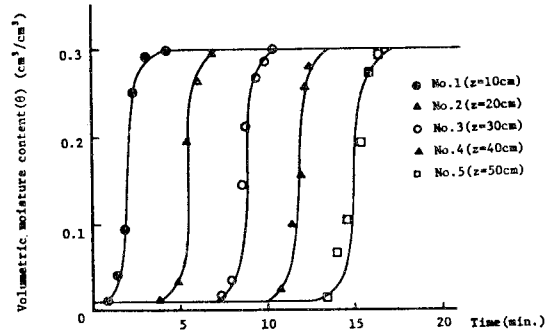


Fig. 13 Change of volumetric moisture content with time during infiltration (Test-1).

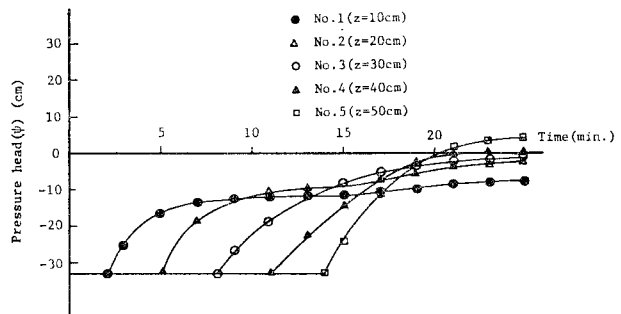


Fig. 14 Change of pressure head with time during infiltration (Test-1).

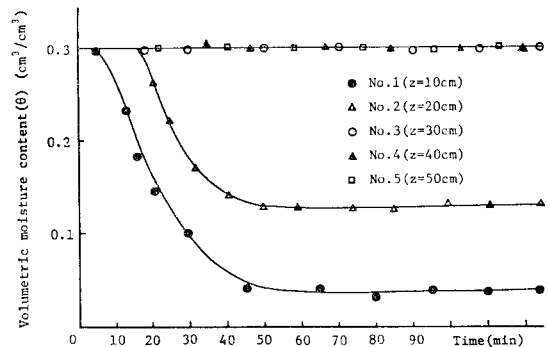


Fig. 15 Change of volumetric moisture content with time during drainage (Test-3).

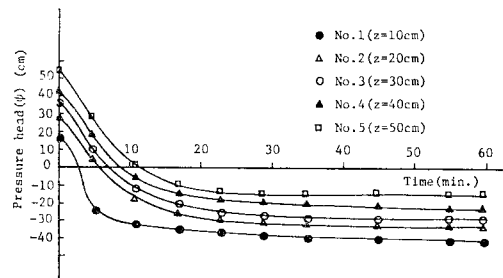


Fig. 16 Change of pressure head with time during drainage (Test-3).

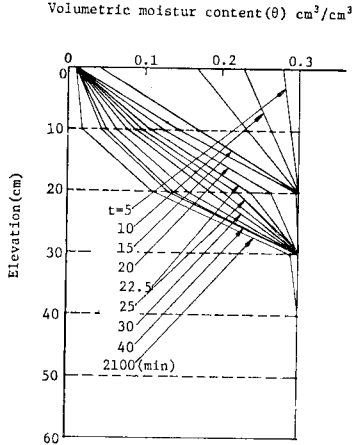


Fig. 17 Distribution of volumetric moisture content during drainage (Test-3).

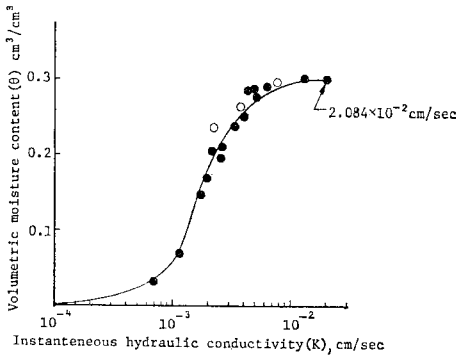


Fig. 18 Relation of hydraulic conductivity and volumetric moisture content.

飽和土の透水係数を体積含水率の関係としておもに排水過程より求めた。

Fig. 13~16 に湿潤実験と排水実験により得られた土柱の各計測点（5点）での体積含水率、および圧力水頭の時間的な変化の測定結果を示す。Fig. 17 は各時間における土柱内の体積含水率の分布を Fig. 15 より求めた結果を示したものである。これの結果を 2. (2) に述べた方法を用いて不飽和土の透水係数を求めた結果を Fig. 18 に示す。なお、Fig. 18 中の飽和状態の透水係数は実験 ② の定水位透水試験より求めた値である。また図中の○印は Fig. 13, 14 に示す湿潤実験の圧力水頭と体積含水率の時間的な変化の測定結果をもとにして求めた透水係数の値である。しかし、湿潤実験では、体積含水率が湿潤前線の付近で急変するため全含水比の領域の不飽和土の透水係数を求めることは困難であった。

従来より Fig. 18 に示すような不飽和土の透水係数と体積含水率、あるいは圧力水頭の関係を任意の関数で近似しようとする研究がある^{43)~52)}。これらの提案式の

Table 2 Empirical equations for the relation of hydraulic conductivity of unsaturated soil to volumetric-moisture content.

| Empirical equation | Reference |
|--|--|
| $K = \alpha \cdot \theta^m$ | Yahata, T. ⁴⁹⁾ |
| $K = K_0 \left[\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right]^3$ | Irmay, S. ⁵⁰⁾ |
| $K = K_0 \left[\frac{S_w - S_r}{1 - S_r} \right]^m$ | Brooks, R.H. & A.T. Corey ⁵¹⁾ |
| $K = K_0 (S_r)^m$ | Wang, F.C. ⁵²⁾ |

中で、不飽和土の透水係数と圧力水頭の関係にはすでに述べたようにヒステリシスが存在するため、Table 2 には不飽和土の透水係数 (K) と体積含水率 (θ) の関係についての代表的な提案式を示した。Table 2 において各式のパラメーターは試料内を流れる流体の種類、あるいは土の種類、締固め度合、さらに初期体積含水率などによって支配される値である。なお、不飽和浸透を数値解析で行う場合には不飽和土の透水係数と体積含水率の関係曲線を実験より求め、関係曲線を数個の直線群で近似して用いるため、Table 2 に示すような近似関数は必要でない。しかし、不飽和土の透水係数をなんらかの他の手法で得られた値を用いて近似的な値を推定できればきわめて便利である。Table 2 の各提案式を吟味する前に、体積含水率の変化領域について考えると、体積含水率は純粋には定義上、零から間隙率 (n) までの間を変化できるが、浸透の対象となる変化領域は次式の領域であると考えられる。

$$\theta_r \leq \theta \leq \theta_e \dots\dots\dots(10)$$

ここで、最小含水量 (θ_r) は土の吸着水のように浸透によって移動し得ない体積含水率の値であり、θ_e は有効体積含水率で間隙率からエントラプト・エアなどによる空気の占める割合を除いた値である⁵³⁾。本実験での自然状態（脱気しない状態）で湿潤した試料の有効体積含水率 (θ_e) は 0.30 であった。r_d=1.5 g/cm³ に充填した標準砂では n=0.43 であり、約 0.13 の空隙率が飽和に近い状態でも存在することになる。一方、不飽和土の透水係数 (K) を飽和土の透水係数 (K₀) で割った値を比透水係数 (K_r=K/K₀) で定義すると、K_r の変化領域は次式となる。

$$0 \leq K_r \leq 1 \dots\dots\dots(11)$$

したがって、比透水係数 (K_r) と体積含水率 (θ) との間には、少なくとも以下の条件が満足されねばならない。

$$\left. \begin{array}{l} \theta = \theta_r \text{ において: } K_r = 0 \\ \theta = \theta_e \text{ において: } K_r = 1 \end{array} \right\} \dots\dots\dots(12)$$

式 (12) の条件より Table 2 の各式を吟味すると、

- ① 八幡の式：この提案式は最小含水量を考慮していないためこの式に式 (12) の関係を直接用いること

はできない。したがって以下のように変形する。

$$K = K_0 a (\theta - \theta_r)^m \dots\dots\dots (13)$$

式 (13) において、 a の値を式 (12) の関係より求めると K は次式になる。

$$K = K_0 \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_e - \theta_r} \right)^m \dots\dots\dots (14)$$

② Brooks & Corey の式: Table 2 の提案式中の S_w は飽和度 ($S_r \leq S_w \leq 1$) であり、 S_r は残留飽和度で θ_r と同じような水分量を示す値である。したがって、飽和度 (S_w) と体積含水率の関係より次式を得る。

$$K = K_0 \left(\frac{\theta - \theta_r}{n - \theta_r} \right)^m \dots\dots\dots (15)$$

すなわち、八幡の式と Brooks & Corey の式は同じ式であることがわかる。また、式 (14), (15) において $m = 3$ とすると、これらの式は Irmay の提案式となる。すなわち、Brooks & Corey の式と Irmay の式より、一般化した式として式 (14) の表示が可能である。

式 (14) において、 θ_r の値は鉛直 1 次元排水実験を十分長い時間 (3~4 日) 行った結果の試料の体積含水率を測定することより得られる。一方、 m の値については、一般に不飽和土の透水係数は排水が少し起こると数オーダー低い値となる。 m の値は排水した割合に対する不飽和土の透水係数の低下率を示している。すなわち、 m の値が異なることによって不飽和土の透水係数は数オーダー異なる。Brooks らは m の値が粒度分布に依存するものと考えているが、式 (15) が本来、物理的意味をもたない経験式であるため、 m の値自身にも物理的な意味はないと考えられる。今後、不飽和土の透水係数が実験より多く求められることによって、わが国の土に対しても経験式が提案されるであろう。ちなみに、本実験で得た Fig. 18 について、 $\theta_r = 0.05$, $\theta_e = 0.30$ として両対数紙上に K と $(\theta - \theta_r)/(\theta_e - \theta_r)$ の値をプロットして最もよく一致する直線の勾配を求めると、 $m = 3.2$ となった。

(2) 圧力水頭と体積含水率の関係

湿潤過程と排水過程における体積含水率、圧力水頭の時間的な変化の測定結果である Fig. 13~16 を用いて、各計測点での各時間における体積含水率と圧力水頭の値を対応させることによって Fig. 19 に示す圧力水頭と体積含水率の関係を得ることができる。なお、図中の走査曲線は、実験 ④ の排水過程の途中から再び湿潤した結果より得られる曲線である。Fig. 19 より湿潤過程と排水過程の間にヒステリシスが生じることがわかる。このヒステリシス現象の定性的な説明はされているが⁵⁴⁾、まだ定量的な評価はされていない。また図中の ψ_{cc} は

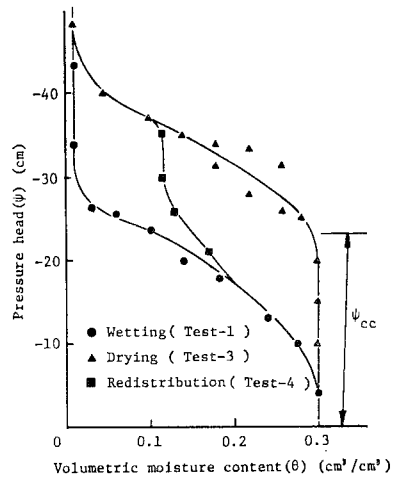


Fig. 19 Relationships between volumetric moisture content and pressure head.

限界毛管水頭 (Critical capillary head) である。この限界毛管水頭とは、土中内の圧力水頭の値が限界毛管水頭以下になると排水を開始することを示す。この値は土が水を保持する力であり、透水係数の値と同様に土の粒径分布や締め固まりの状態に依存する。本実験での ψ_{cc} の値は約 25 cm であり、Fig. 15 の No. 3, No. 4, No. 5 の計測点での排水が生じなかった原因はこの力によるものと考えられる。

体積含水率と圧力水頭の関係についても Table 3 に示すような経験式が提唱されているが、ヒステリシスが存在するため、1つの提案式で湿潤と排水の両実験曲線に一致させるにはきわめて困難である。後述 (4. (4) 節) するが、水分保持曲線のヒステリシス主ループは比較的簡単な実験で求められるため、ここでは、経験式の提示だけにとどめ、本実験で得た Fig. 19 の結果と経験式との対比は行わなかった。

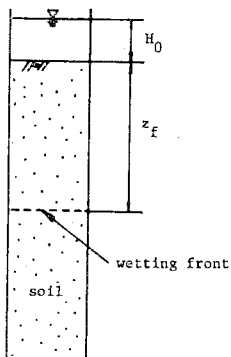
(3) Green & Ampt モデルの検証

従来より Fig. 20 に示すように上端に一定水位 (H_0) を与えた鉛直 1 次元浸透の運動方程式として式 (16) に示す Green & Ampt モデルが一般によく用いられている⁵⁷⁾。

Table 3 Empirical equations for the relation of pressure head to volumetric moisture content.

| Empirical equation | Reference |
|---|-------------------------------|
| $\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \exp[a(\psi - b)]$ | Kroszynski, U. ⁵⁵⁾ |
| $\theta = a \left[\frac{\cosh[(\psi/b)^m + c] - d}{\cosh[(\psi/b)^m + c] + d} \right]$ | King, L.G. ⁵⁶⁾ |
| $\theta = a + b \log_e(\psi - c)$ | Rogowski, A.S. ⁵⁶⁾ |

$$v = K_s \frac{H_0 - H_c + Z_f}{Z_f} \dots\dots\dots(16)$$



式 (16) において、 v は土の浸潤前線における流速、 K_s は飽和状態における透水係数、 Z_f は地表面から浸潤前線までの距離、 H_c は浸潤前線におけるサクシヨンの値である。このモデルは次の2つの仮定に立脚している。

(a) 浸潤前線より上部は均質で飽和で一定の透水係数である。

(b) 飽和領域内での動水勾配は式 (16) に示す

ように浸潤前線内で直線に分布する。

仮定 (a) については、湿潤実験より得られた浸潤前線の進行と時間の関係を Fig. 21 に実線で示す。図中の破線は同じ実験で土柱の体積含水率の経時的な変化を示した Fig. 13 より、体積含水率が飽和（ただし $\theta = 0.30$ ）になったときの点と時間の関係を示したものである。これらの2本の曲線を比較すると、体積含水率が飽和になるのは、浸潤前線より少し遅れるが、鉛直に一定水位を与えて、浸透させた場合、その浸潤前線より上部はほぼ飽和状態になることがわかる。

仮定 (b) の検証として、鉛直浸透における圧力水頭と時間の関係を計測した結果である Fig. 14 を用いて、各時間での全水頭 ($h = \psi + Z_f - z$) と鉛直座標との関係を Fig. 22 に示すように求めた。この結果、浸潤前線内部においては、全水頭はほぼ直線分布することがわかる。これらの1試料についてのきわめて少ない実験データをもとにした検証であるが、本実験に使用した気乾状態の試料については鉛直浸透の運動方程式として Green & Ampt モデルが用いられることになる。

ここで、Green & Ampt モデルを用いて土柱供試体

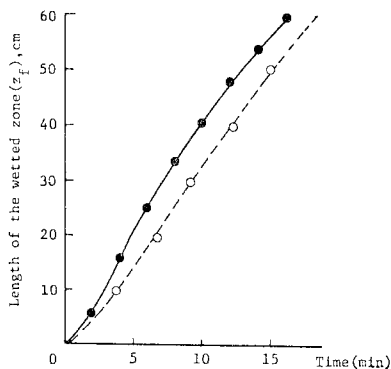


Fig. 21 Advancing of wetting front with time.

の有効間隙率および透水係数を求める。

a) 有効間隙率 (β)

有効間隙率 (β) は、次式で定義される値である。

$$\beta = \theta_e - \theta_i \dots(17)$$

ここで、 θ_i は初期体積含水率、 θ_e は浸潤による有効体積含水率である。有効間隙率を用いると、給水量 (Q) と浸潤領域の長さ (Z_f) は次の関係がある。

$$Q = A\beta Z_f \dots(18)$$

ここに、 A は土柱の断面積である。式 (18) より有効間隙率は次式で求められる。

$$\beta = \frac{Q}{AZ_f} \dots\dots\dots(19)$$

Fig. 23 に実験 ① より得た鉛直1次元浸透実験での給水量の経時的変化を示す。この図と Fig. 21 を用いて有効間隙率を求めた結果、0.32 となった。この値は、 r 線により計測した体積含水率の値とほぼ同じ値である。

b) 透水係数 (K_s)

透水係数の値は Green & Ampt モデルより、次式より求められる。

$$K_s = \frac{1}{A} \left(\frac{dQ}{dt} \right) \left(\frac{Z_f}{H_0 - H_c + Z_f} \right) \dots\dots\dots(20)$$

したがって、浸潤領域、給水量の時間的な変化を表わす Fig. 21 と Fig. 23 と $H_0 = 8.5$ cm、 $H_c = 33$ cm (Fig. 14 の初期値) の値を用いて透水係数を求めた結果 $K_s = 1.90 \times 10^{-2}$ cm/s であった。この値も、実験 ② の定水位透水試験結果で得られた値とほぼ同じ値であった。

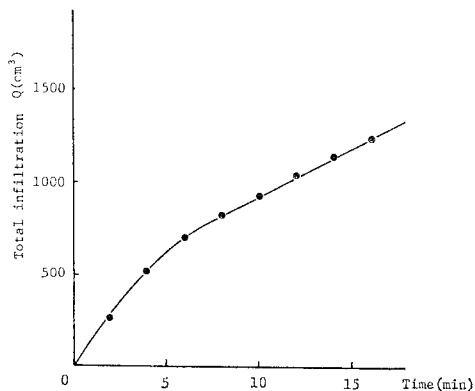


Fig. 23 Infiltration Q plotted as a function of time.

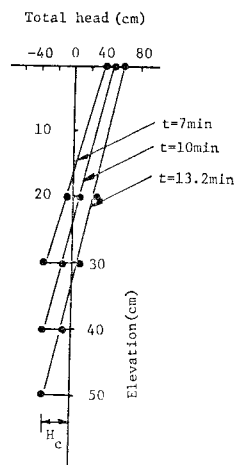


Fig. 22 Distribution of total head with time.

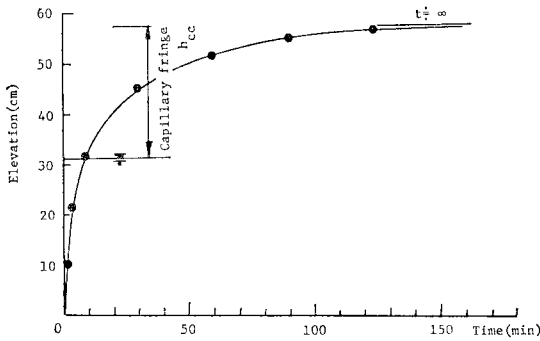


Fig. 24 Advances of capillary zone.

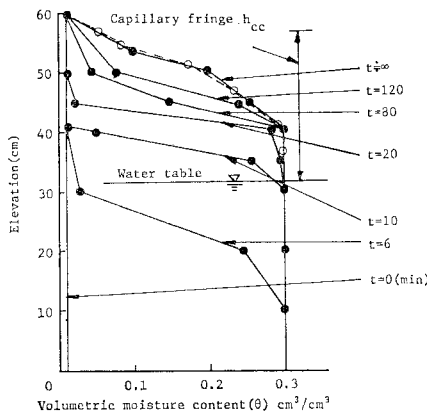


Fig. 25 Distribution of volumetric moisture content with time during infiltration from bottom (Test-5).

(4) 平衡状態における圧力水頭と体積含水率の分布

2.(1) で述べたように、不飽和浸透解析を行うためには、解析の対象となる領域内での初期の圧力水頭分布が必要である。したがって、実験 ⑤ より自由水面上の圧力水頭と体積含水率の分布を求めた。

Fig. 24 に土柱の下部より湿潤を行ったことによる浸潤前線の上昇の時間的变化を示す。また、Fig. 25 に浸潤前線の上昇による土柱内の体積含水率の増加を示す。実験 ⑤ においては下部に一定水位 ($H_0=31.5$ cm) を与えているため、浸潤前線の進行は約 48 時間でほぼ平衡状態になり、毛管上昇高は 27 cm であった。この平衡状態での圧力水頭の分布を Fig. 26 に示す。Fig. 26 より平衡状態における毛管水帯の圧力水頭の分布は自由水面下の静水圧分布と同じ直線上に分布していることがわかる。すなわち、毛管水帯での全水頭 (h) の分布は、自由水面を基準にすると、次式で表わされる。

$$h = z + \psi = 0 \dots\dots\dots(21)$$

式 (21) の圧力水頭の分布より、Fig. 19 の湿潤過程での水分保持曲線を用いて土柱の各点の体積含水率の値

を求めた結果を Fig. 25 に ○ 印で示した。

この結果、水分保持曲線より求めた体積含水率の分布は、 r 線により計測した体積含水率の分布とよく一致していることがわかる。すなわち、逆に考えると湿潤過程での水分保持曲線は、下部からの湿潤実験を行い平衡状態まで放置した後、土柱の各点の体積含水率の分布を測定し、それぞれの計測点での圧力水頭の分布を式 (21) より推定すれば求められる。なお、平衡状態での体積含水率の分布については、採土乾熱法²⁴⁾などの比較的簡単な計測法によっても求められる。

一方、排水過程での水分保持曲線についても、下部から湿潤をさせ十分飽和にした状態で排水を行った後の体積含水率の分布を求め、式 (21) と対応させると、簡単な手法で排水過程での水分保持曲線が推定できると考えられる⁵⁸⁾。

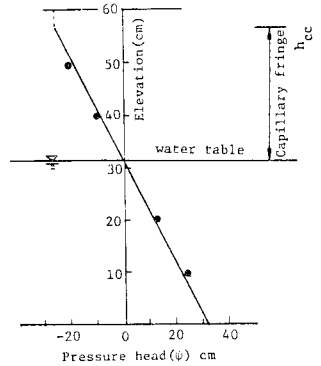


Fig. 26 Pressure head distribution in capillary fringe at equilibrium condition.

5. 結 論

本文では、飽和-不飽和領域を対象とした浸透解析に必要な不飽和土の透水係数と体積含水率の関係、および水分保持曲線を室内実験で求める手法について論じた。本研究の特色および得られた結果を要約すると、以下のようになる。

(1) 従来の不飽和土の浸透特性を求める実験手法を検討して、短時間で不飽和土の透水係数と体積含水率の関係、および水分保持曲線を求める手法である瞬時水分計測法の利点とその概要について述べた。

(2) 不飽和土の浸透特性を明らかにするための土中の体積含水率変化を継続的に測定する電気的手法、中性子あるいは r 線による方法を比較検討して、 r 線による計測方法が室内実験には最も適当であることを述べた。したがって、本実験では、 r 線を用いた装置を製作し、管理や取扱いが容易である 100μ Ci (コバルト 60) の線源を体積含水率の測定に採用した。この線源強度は従来用いられている線源の約 1000 分の 1 の強度であるが、このような低キューリーの線源でも十分に体積含水率の変化の計測が可能であることを明らかにした。

(3) 土中の圧力水頭の測定に対しては、圧力変換器

の端部にセラミックデスク (3μ) を設置して、負から正の範囲までの圧力水頭の計測を可能にした。

(4) これらの体積含水率、圧力水頭の計測法を用いて、鉛直1次元湿潤、排水実験を行い標準砂 ($r_d=1.5\text{ g/cm}^3$) の試料について不飽和透水係数、水分保持曲線を求めた。特に不飽和透水係数と体積含水率の関係については、従来より提案されている経験式の吟味を行い、それらには共通した関連があることを明らかにした。

(5) 鉛直1次元浸透の運動方程式として従来より用いられている Green & Ampt モデルの妥当性を実験的に検証した。その結果、本実験で用いた気乾状態 ($\theta=0.01\text{ cm}^3/\text{cm}^3$) の標準砂試料では Green & Ampt モデルが十分に成立することがわかった。

(6) 不飽和浸透解析においてしばしば初期条件として必要となる平衡状態での圧力水頭分布を求めるため、土柱の下部より一定水位による湿潤実験を実施して、自由水面より上部の毛管水帯の平衡状態での体積含水率および圧力水頭の分布を計測した。その結果、毛管水帯における圧力水頭の分布は、自由水面下の圧力水頭の分布 (静水圧分布) とほぼ同じ勾配で減少していくことがわかった。

(7) また、平衡状態の圧力水頭の分布より、湿潤過程での水分保持曲線を使って、毛管水帯の体積含水率の分布を逆に求めた結果と γ 線による実測結果とを比較すると非常によく一致した。したがって、湿潤過程の水分保持曲線は、下部より試料に湿潤させて、平衡状態の体積含水率と圧力水頭を従来のテンションメーターを用いる方法と採土乾熱法などの簡単な手法でも十分計測が可能であることを明らかにした。

本研究は1試料についてのみの実験結果を示したものであるが、今後、各種の試料についても、本文で示した手法で不飽和の浸透特性が求められると考えられる。

参 考 文 献

- 1) Zienkiewicz, O.C. and Y.K. Cheung : Finite element in the solution of field problems, The Engineer, pp. 501~510, 1965.
- 2) Taylor, R.L. and C.B. Brown : Darcy flow solutions with a free surface, Proc. ASCE, Vol. 93 (HY 2), pp. 25~33, 1967.
- 3) Neuman, S.P. and P.A. Witherspoon : Analysis of Nonsteady flow with a free surface using the finite element method, Water Res. Res., Vol. 7(3), pp. 611~623, 1971.
- 4) 河野伊一郎 : Finite element analysis of nonsteady seepage problem, 土質工学会論文報告集 Vol. 14(4), pp. 75~85, 1974.
- 5) Neuman, S.P. : Saturated-Unsaturated seepage by finite elements, Proc. ASCE, Vol. 99 (HY 12), pp. 2233~2250, 1973.
- 6) 赤井・大西・西垣 : 有限要素法による飽和-不飽和浸透流の解析, 土木学会論文報告集, 第 264 号, pp. 87~96, 1977.
- 7) 駒田広也 : 飽和-不飽和土中の非定常浸透流解析, 電力中央研究所報告, No. 377015, 1978.
- 8) 駒田広也・大町達夫 : フィルダムの三次元浸透流解析, 大ダム, 第 86 号, pp. 1~15, 1978.
- 9) Akai, K., Y. Ohnishi and M. Nishigaki : Finite element analysis of three-dimensional flows in saturated-unsaturated soils, Proc. 3th. International conference on numerical methods in geomechanics, Aachen, pp. 227~239, 1979.
- 10) Nielsen, D.R. and R.E. Phillips : Small fritted glass bead for determination of moisture retention, Soil Sci. Soc. Amer. Proc., Vol. 22, pp. 574~574, 1968.
- 11) Elrik, D.E. and D.H. Bowman : Improved apparatus for soil moisture flow measurements, Soil Sci. Soc. Amer. Proc., Vol. 28, pp. 450~453, 1964.
- 12) Smiles, D.E. and G.D. Towner : The steady-state measurement of the relation between hydraulic conductivity and moisture content in soils, Water Res. Res., Vol. 4, pp. 1029~1030, 1968.
- 13) 岡 太郎・角屋 睦 : 裸地斜面域における雨水の浸入と地下水流 (1), 京都大学防災研究所年報, 第 17 号, B, pp. 1~12, 1974.
- 14) Klute, A. : The determination of the hydraulic conductivity and diffusivity of unsaturated soils, Soil Sci., Vol. 113 (4), pp. 264~276, 1972.
- 15) Gardner, W.R. : Calculation of capillary conductivity from pressure plate outflow data, Soil Sci. Soc. Amer. Proc., Vol. 20, pp. 317~320, 1956.
- 16) Topp, G.C. : Soil-water hysteresis measured in a sandy loam and compared with the hysteretic domain model, Soil Sci. Soc. Amer. Proc., Vol. 33., pp. 645~651, 1969.
- 17) Klute, A. : A numerical method for solving the flow equation for water in unsaturated materials, Soil Sci., Vol. 73, pp. 105~106, 1952.
- 18) Bruce, R.R. and A. Klute : Measurement of soil moisture diffusivity from tension plate outflow data, Soil Sci. Soc. Amer. Proc., Vol. 27, pp. 18~21, 1963.
- 19) Watson, K.K. : An instantaneous profile method for determining the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials, Water Res. Res., Vol. 2, pp. 709~715, 1966.
- 20) Weeks, L.V. and S.J. Richards, : Soil water properties computed from transient flow data, Soil Sci. Soc. Amer. Proc., Vol. 31, pp. 721~725, 1967.
- 21) Vachaud, G. and J.L. Thony : Hysteresis during infiltration and redistribution in a soil column at different initial water contents, Water Res. Res., Vol. 7, pp. 111~127, 1971.
- 22) Rogers, J.S. and A. Klute : The hydraulic conductivity water content relationship during non-steady flow through a sand column, Soil Sci. Soc. Amer. Proc., Vol. 35, pp. 695~700, 1971.
- 23) Recharads, L.A. : Capillary conduction of liquids through porous mediums, Physics, Vol. 1, pp. 318~333, 1931.
- 24) Luthin, J.N. and R.D. Miller : Pressure distribution in soil columns during into the atmosphere, Soil Sci. Soc. Amer. Proc., Vol. 17, pp. 329~333, 1953.
- 25) Bruce, R.R. and A. Klute : The measurement of soil moisture diffusivity, Soil Sci. Soc. Amer. Proc., Vol. 20, pp. 458~462, 1956.
- 26) Nielsen, D.R., J.W. Biggar, and J.M. Davidson :

- Experimental consideration of diffusion analysis in unsaturated flow problems, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, Vol. 26, pp. 107~111, 1962.
- 27) 梅田能宏：土壤水分の測定法について，農業土木学会誌，Vol. 37 (8)，pp. 550~551, 1969.
- 28) 宇野尚雄：土中の非定常浸透と地下水位変動に関する研究，京都大学学位論文，pp. 48~53, 1970.
- 29) Van Bavel, C.H.M., G.B. Stirk and K.J. Brust : Hydraulic properties of a clay loam soil and the field measurement of water uptaken by roots, I. Interpretation of water content and pressure profiles, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, Vol. 32, pp. 310~317, 1968.
- 30) Davidson, J.M., et al. : Field measurement and use of soil-water properties, *Water Res. Res.*, Vol. 5, pp. 1312~1321, 1969.
- 31) Hillel, D., V.D. Krentons and Y. Stylianou : Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ, *Soil Sci.*, Vol. 114 (5), pp. 395~400, 1972.
- 32) Gurr, C.G. : Use of gammer-rays in measuring water content and permeability in unsaturated columns of soil, *Soil Sci.*, Vol. 94, pp. 224~229, 1962.
- 33) Davidson, J.M., D.R. Nielsen and J.E. Biggar : Gamma-radiation attenuation for measuring and transient water flow in porous media, *J. Geophys. Res.*, Vol. 68 (16), pp. 4777~4783, 1963.
- 34) Ferguson, A.H. and E.E. Gardner : Water content measurement in soil columns by gamma-ray adsorption, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, Vol. 26, pp. 11~14, 1962.
- 35) Topp, G.C. and E.E. Miller : Hysteretic moisture characteristics and hydraulic conductivities for glass beads media, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, Vol. 31, pp. 156~162, 1966.
- 36) Topp, G.C., A. Klute and D.B. Peters : Comparison of water content-pressure head data obtained by equilibrium, steady-state, and unsteady-state methods, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, Vol. 31, pp. 312~314, 1967.
- 37) Yen, W.W.G. and J.B. Franzini : Moisture movement in a horizontal soil column under the influence of an applied pressure, *J. Geophys. Res.*, Vol. 73 (16), pp. 5151~5157, 1968.
- 38) Saksena, R.S., S. Chandra and B.P. Singh : A gamma transmission method for the determination of moisture content in soils, *J. Hydrol.*, Vol. 23, pp. 341~352, 1974.
- 39) 八幡敏雄：土壤の物理，東京大学出版会，pp. 59~62, 1975.
- 40) 久保田・河野・宇野：透水設計へのアプローチ，鹿島出版会，pp. 85~86, 1976.
- 41) Watson, K.K. : Some operating characteristics of a rapid response tensiometer system, *Water Res. Res.* Vol. 1 (4), pp. 577~586, 1965.
- 42) Klute, A. and W.R. Gardner : Tensiometer response time, *Soil Sci.*, Vol. 93, pp. 204~207, 1962.
- 43) Gardner, W.R. : Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table, *Soil Sci.*, Vol. 85, pp. 228~232, 1958.
- 44) Schleusener, R.A. and A.T. Corey : The role of hysteresis in reducing evaporation from soils in contact with a water table, *J. Geophys. Res.*, Vol. 64, pp. 469~475, 1959.
- 45) Scott, V.H. and A.T. Corey : Pressure distribution during steady flow in unsaturated sands, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, pp. 270~274, 1961.
- 46) King, L.G. : Description of soil characteristics for partially saturated flow, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, pp. 359~362, 1965.
- 47) Gardner, W.R. : Solutions of the flow equation for the drying of soils and other porous media, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, Vol. 23, pp. 183~187, 1959.
- 48) Philip, J.R. : Steady infiltration from buried point sources and spherical cavities, *Water Res. Res.*, Vol. 4, pp. 1039~1047, 1968.
- 49) 文献 39) の pp. 106~108.
- 50) Irmay, S. : On the hydraulic conductivity of unsaturated soils, *Trans. Amer. Geophys. Union*, Vol. 35 (3), pp. 463~467, 1954.
- 51) Brooks, R.H. and A.T. Corey : Properties of porous media affecting fluid flow, *ASCE, IR (92)*, pp. 61~88, 1966.
- 52) Wang, F.C., N.A. Hassan and J.B. Franzini : A method of analyzing unsteady flow in soils, *J. Geophys. Res.*, Vol. 69 (12), pp. 2569~2577, 1964.
- 53) 文献 28) の pp. 16~17.
- 54) Bear, J. : *Dynamics of Fluids in Porous Media*, Elsevier, pp. 447~448, 1972.
- 55) Kroszynski, U. : Flow in a vertical porous column drained at its bottom at constant flux, *J. Hydro.*, Vol. 24, pp. 135~153, 1975.
- 56) Rogowski, A.S. : Watershed physics; model of the soil moisture characteristic, *Water Res. Res.*, Vol. 7 (6), pp. 1575~1582, 1971.
- 57) Childs, E.C. : *An Introduction to the Physical Basis of Soil Water Phenomena*, John Wiley, New York, pp. 275~277, 1969.
- 58) 宇野・奥村・林：不飽和土中の非定常浸透特性について，第3回土質工学研究発表会講演集，pp. 245~250, 1968. (1979.12.31・受付)