

真砂を使った浸透実験の一考察

福 嶋 義 宏・武 居 有 恒

Some Consideration on the Experiments of Infiltration into Weathered Granitic Soil

Yoshihiro FUKUSHIMA and Aritsune TAKEI

要 旨

土壤の流出特性を定める指標として使われる、円筒型浸透計による最終浸透能と鉛直降下浸透における透水係数の関係を実験的に比較検討した。

供試土として、粒径分布の比較的狭い標準砂と滋賀県田上山の裸地斜面のマサを使った。

鉛直降下浸透の実験結果によれば、浸透量の時間的変化は Green-Ampt の式によって与えられる関係をほぼ満足している。この式はその物理的意味が明確でないという欠点はあるが、この実験条件の範囲では、浸透係数 K に対し、不飽和非定常の初期浸潤段階における係数 K_I 、ほぼ定常的な段階に達したときの係数 K_P (最終浸透能に対応する) 及び飽和状態における係数 K_0 (Darcy の透水係数) はそれぞれ異なった値をとる一定値として取扱って考察を進めた。

この結果、標準砂の場合は、 K_I と K_P はほぼ近い値であり、さらに K_P は K_0 と一致した。つぎにマサの場合は、 $K_I \approx K_P$ ではあったが、 K_I は K_0 のほぼ4倍程度であった。また、毛管前進力には初期含水率の影響は、明確にはあらわれなかった。

一方、円筒型浸透計を想定した、水平方向にも土壤水が移動する場合の最終浸透能を K_I と較べると、標準砂の場合4倍程度であり、マサの場合2倍程度であった。結局、マサにおける最終浸透能は K_0 の10倍以内であった。

1. は じ め に

山地における降雨の流出現象では、土壤の物理性が大きく関与している。たとえば、山腹工を施した斜面では、その地表植生の生育が不良である場合においても、人為的に作られた表土層のため、裸地斜面に比してその直接流出量は著しく少ない¹⁾。この土壤の重要性は高²⁾ 嶺によっても指摘され、中間流生起場としての活性層を A 層として、この層内における水の貯留と流動について解析されている。

一方、表土層の流出に対する影響をある程度定量的に表現するために、浸透計を用いて表層土壤下の最終浸透能の測定が行われている。この浸透計は大きく分けて2種類ある。ひとつは平地でよく使われる円筒型浸透計 (Musgrave の浸透環) であり、他のひとつは傾斜地用の矩形枠による浸透計 (山地浸透計) である。この場合ある地点の浸透能は一般に Horton の浸透理論における最終浸透能の値によって代表される。

飽和浸透に対しては、その土壤水の運動において Darcy 則を適用し、不飽和浸透に対しては、

間隙水の拡散を考慮し、含水率および水圧によって生じるポテンシャル勾配に比例する間隙水の流動を考え、その比例定数は Darcy 則と同様に取り扱われる。

この条件から導かれる運動方程式と連続式を解けば、土壌が均質な場合の浸透においては理論的に解が得られ、また土層の物理性によって定められる定数をきめることができる。しかしながら、実際の斜面を構成している土層はきわめて不均質で、大孔隙の影響、深さによる層状構造など、単一の定数では表現しにくい要素が多く、その結果このような理論的取扱の適用にはなお問題が残される。

一方、Horton 則は、一定の条件下では理論式の近似解として説明されるが、一般にはむしろ経験的法則とされるにもかかわらず、実地測定においては広い適用性が認められ、また降下浸透における Green-Ampt の法則も、その物理的意味については不明確であるにもかかわらず、経験的にはかなりの適用性が認められている。かつ、これらの両式は、極めて単純な形で表わされ、実用的な取扱いという見地からは、なお検討の余地が残されている。そこで、筆者は同一材料で鉛直降下浸透と浸透環による浸透実験を行い、その結果をこのような視点から比較考察した。

2. 実験の目的

いま、タン水降下実験のように、上方が飽和に近い水分があり、下方は含水量が非常に少ないような不飽和の運動は Green-Ampt の式で次のようにあらわされる。

$$q = K_I \frac{y + h_0 + h_K - h_W}{y} \dots\dots\dots (1)$$

- q : 単位断面の浸透流量 ($\text{cm}^3/\text{sec} \cdot \text{cm}^2$)
- K_I : 浸潤段階の透水係数 (cm/sec)
- y : 土壌表面から浸潤面までの距離 (cm)
- h_0 : タン水深 (cm)
- h_K : 浸潤帯の毛管前進力 (cm)
- h_W : 浸潤面下の空気圧抵抗 (cm)

(1)式が成立する条件は、浸潤帯の幅が浸透降下中に変わらないこと、および、浸潤帯の上部となる伝導帯の土壤水が飽和に近いことなどである。但し、この仮定には理論的にはかなり問題はあるが、鉛直降下浸透実験においては、経験的にこの式が満足されるという報告も少くない。

たとえば、田淵³⁾は、ガラス玉と砂を使った実験で、(1)式は十分成り立ち、伝導帯の飽和度も100%に近く、かつ K_I と浸透面が最下端に達してからの浸透段階の透水係数 K_P および飽和透水係数 K_0 はほぼ一致したと報告している。

筆者も、まず、比較的粒径分布の狭い豊浦の標準砂を用いて田淵と同様の方法で(1)式が成立するかどうかを確かめた。

いま、(5)式を次のように変形する。

$$q \cdot y = K_I \cdot y + K_I(h_0 + h_K - h_W) \dots\dots\dots (2)$$

(2)式において、測定値から $q \cdot y$ と y および h_0 を与えて直線関係が成り立てば、(1)式は成立し、かつ、直線の勾配と縦軸切片から $h_K - h_W$ が導かれる。

つぎに、材料として滋賀県田上山地の裸地斜面の 마사 を用いた場合に、標準砂とどのように異なる結果があらわれるかを調べた。

一方、円筒型浸透計による最終浸透能を求める実験を、同一材料によって行ない、その最終浸透能と K_r , K_F , K_o を比較した。かつ、伝達帯の水分変化を両実験で比較した。

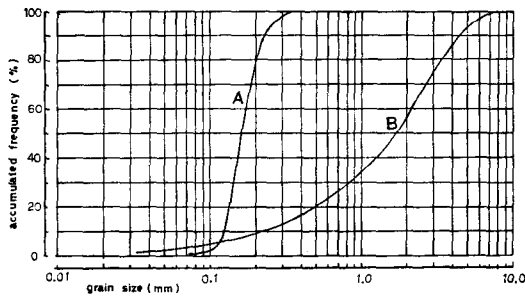
3. 実験の方法

実験に用いた材料の物理的諸元と粒径分布を、表一1、図一1に示す。また、本実験に使った装置を図一2に示す。

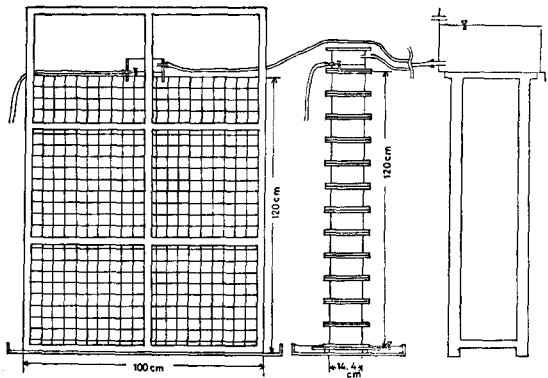
装置Iは鉛直降下浸透用のものである。これは、直径14.4cm、高さ10cmの透明アクリル製の円筒に、できるだけ密度が一定となるように材料を詰め、これを12段に積み重ねて、計120cmの砂柱としたものである。定水位槽からくる水道水は、タン水深2.0~2.5cmになるように排水口を設けた上部円筒に流入してくる。砂柱の下端は内部の空気が逃げられるように解放している。また、円筒の上部表面から20cmごとに計6個の土壌水分計センサーを埋めている。本実験で使った土壌水分計は電気抵抗式のものである。センサーは砂質土に適していた、5cm×3cmのス

表一1 材料の物理的諸元

材 料	平均粒径 (mm)	d_{10} (mm)	d_{60} (mm)	均等係数	比 重	透 水 係 数 (cm/sec)	乾 燥 密 度 (g/cm ³)
A	0.19	0.12	0.17	1.39	2.65	$1.53 \sim 1.57 \times 10^{-2}$ (3回)	1.58~1.61
B	1.23	0.24	2.18	9.28	2.64	$1.54 \sim 2.05 \times 10^{-3}$ (3回)	1.51~1.59



図一1 両材料の粒径分布 (A: 標準砂, B: 田上山のマサ)



図一2 実験装置 (左側: 装置II, 中央: 装置I, 右側: 定水位水槽)

テンレス極板を1.7cmの距離だけ離し、その内部に材料を詰めただけの簡単なものである。記録は1点30秒ずつの時間々隔で順次日記々録された。水分-電気抵抗の換算は、材料A, Bについて、それぞれおこなっている。

一方、装置IIは幅100cm、奥行50cm、高さ150cmの鉄製箱の前面に、格子状の目盛を描いた透明アクリル板をはめ込んだものである。この装置についても、砂の密度を均質に保つための作業が容易であるように、鉄製箱の裏側は5段の板を順次、落とし込められるようにしている。この箱についても材料を120cmの高さにまで詰めた。詰め方は、何段にも分けて、締め固めはコンクリート用のパイプレーターを使っておこなった。この装置についても、何点かの土壌水分計感体を埋めている (埋めた位置は実験ごとに変えている)。

この上部に、装置Iで使ったと同じ、

タン水用円筒を縦に半分にしたものを、切り口が前面のアクリル板に密着するようにセットした。この装置も、下方は開いている。

装置Ⅰを使った実験は、浸潤面が下降する浸潤段階から、最下端に達して後の浸透段階まで続け、排水量がほぼ一定となる時点で、実験を終えるようにした。一方、装置Ⅱは、浸潤面が左右、下側に達するか、または排水量がほぼ一定に達する時点で終わった。材料の初期含水比は、当初の設定では、0、5、10%としていた。なお、浸潤面の観測が目視困難な場合は、過マンガン酸カリをタン水面に投入して見易くしている。さらに、装置Ⅱの実験は、一定時間ごとに前面側から写真を取り、浸潤面を各時刻ごとに把握できるようにした。

4. 結果の考察

〔1〕装置Ⅰを使ったタン水降下実験の結果

(2)式は、標準砂でもマサでも成立しえると判断できた。その一例を図-3に示す。図-3の実験番号は表-2の実験番号に対応する。

つぎにこのように整理した結果を表-2に示す。まず、材料Aすなわち標準砂についてみる。Aの実験は初期含水率をほぼ気乾状態にしたのが2回、13%程度にしたのが3回である。乾燥密度はほぼ1.5になるように詰めている。この場合の K_I は $1.6\sim 1.8\times 10^{-2}$ cm/secであり、 K_P が少し落ちる傾向が認められる。また K_P は K_0 にも等しくなる。 h_K-h_W の値は一定の傾向を示さない。空気圧抵抗 h_W はわずかながらも、あらわれているようである。 h_W に比して h_K の影響が大きいと考えても、初期含水率の差は、 h_K-h_W に明確にあらわれていない。これは、既にHansenも指摘しているように、ある程度の初期含水量が存在する方が、かえって透水性が大きくなるという傾向があらわれているのであろう。

一方、材料Bであるマサについてみると、初期含水率10%程度が2回と

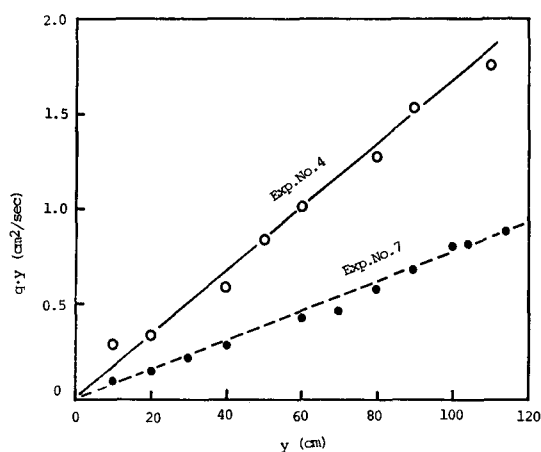


図-3 (2)式の適合性を調べる y と qy の関係

表-2 実験結果一覧表 (装置Ⅰの場合)

No.	材 料	初期容積含水率 (%)	乾燥密度 (g/cm³)	間 隙 率 (%)	K_I (cm/sec)	K_P (cm/sec)	h_K-h_W (cm)
1	A	0.03	1.42	46.5	1.8×10^{-2}	1.5×10^{-2}	16
2	A	0.14	1.52	42.8	1.8×10^{-2}	1.4×10^{-2}	9
3	A	14.0	1.50	43.6	1.8×10^{-2}	1.7×10^{-2}	12
4	A	12.2	1.53	42.1	1.6×10^{-2}	1.5×10^{-2}	-1
5	A	13.4	1.48	44.2	1.8×10^{-2}	1.4×10^{-2}	17
6	B	8.5	1.57	40.8	8.5×10^{-3}	6.9×10^{-3}	0
7	B	9.4	1.59	40.0	7.8×10^{-3}	7.8×10^{-3}	-2
8	B	17.4	1.64	37.8	8.1×10^{-3}	6.7×10^{-3}	14

20%弱が1回である。 K_r は $7.8\sim 8.5\times 10^{-3}$ cm/secと安定している。また K_p もAの場合と同様、少し下がるが、ほぼ K_r と近い値である。ただ、この K_r と K_0 をくらべると、 K_r が K_0 の4倍程度となっている。これはマサのような細粒部を含む土壌では、砂の場合と異り、毛管負圧による拡散の影響が大きいことを示すものであるが、その機構についてはなお検討の余地が少くない。

〔2〕装置Ⅱを使った最終浸透能の結果

この場合の結果を表-3に示す。一方、No.1の実験の、浸潤面の時間変化を図-4に、No.3の際の時間変化を図-5にしめす。

表-3 実験結果一覧表(装置Ⅱの場合)

No.	材 料	初期容積含水率 (%)	乾燥密度 (g/cm ³)	間 隙 率 (%)	最終浸透能 (cm/sec)
1	A	0.1	1.52	42.8	6.0×10^{-2}
2	A	0.05	1.52	42.8	7.1×10^{-2}
3	B	14.0	1.48	46.0	1.3×10^{-2}

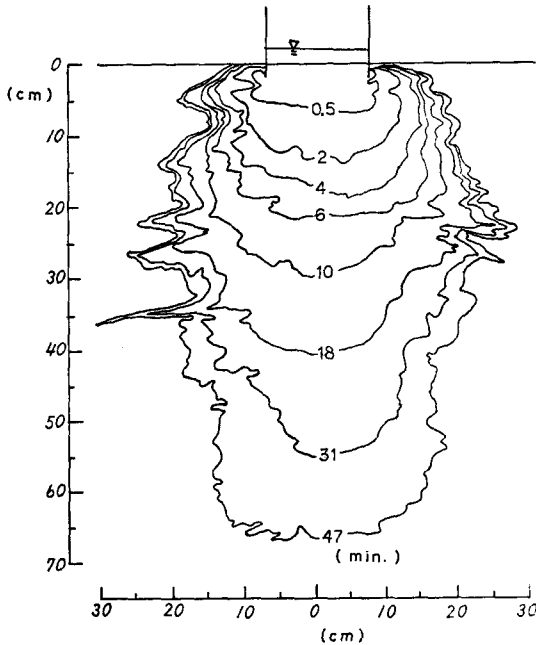


図-4 実験No.1における浸潤面の経時変化

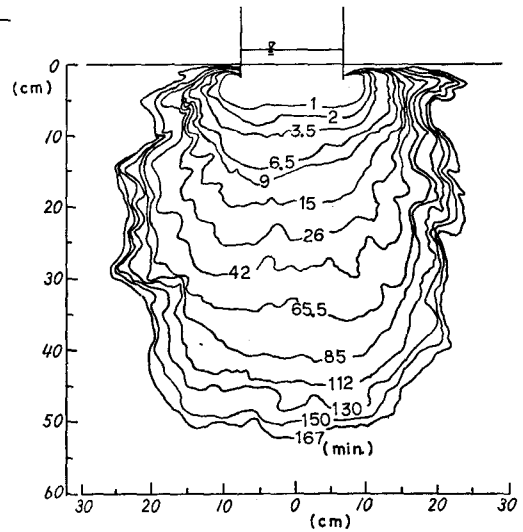


図5 実験No.3における浸潤面の経時変化

No.1の実験は47分間、No.3の実験は167分間の変化である。両実験とも、水平方向の土壌水の動きは、ほぼ左右対称形である。また、締固めた際に、それが層化したためか、すき間を通って進む傾向がみられる。特に、No.1の標準砂の場合に目立つ。標準砂を使った実験では、図-4で示したNo.1の初期含水率とNo.2のそれもほぼ0%である。しかし、マサの場合、すなわちNo.3実験では14%であった。3例とも、実験開始後45分程度で浸透量は一定の傾向があらわれている。その時点の浸透能は標準砂で $6.0\sim 7.1\times 10^{-2}$ cm/sec、マサでは 1.3×10^{-2} cm/secであった。

〔3〕含水量の変化（水分計の変化より）

i) 装置 I, 材料 A

浸潤帯の幅はほぼ一定で、伝達帯も、飽和であり、かつその後もずっと飽和状態がほぼ続いた。浸潤理論がよく合っている。

ii) 装置 I, 材料 B

浸潤帯が下方の位置になるほど、わずかではあるが幅が広くなるようである。そして浸潤帯が通過した後に、ほぼ飽和状態になるようだが、次に上部の位置から順に、今度は含水率の低下が、緩慢ではあるが発生している。この低下は飽和度 73% にもなる例がでていいる。電気抵抗から求めた含水量の値は、飽和度が大きくなるとその精度に疑問があるが、この傾向は実験直後に試料採取で直接測った含水量からも、飽和度 61% であったことより、ほぼ正しい結果を示していると思われる。かつ、Hansen も、伝達帯の飽和度が 80% 程度であることを指摘している。細粒部を含む材料では大孔隙を通じて行なわれる拡散と、小孔隙中への拡散はその機構が多少異なると考えられるので、このような飽和度の低い浸透層が発達してゆくのではないかと考えられる。

iii) 装置 II, 材料 A

含水量の変化をみると、飽和に近い状態の流れがほとんどみられない。そして最終的には飽和度 45~60% ぐらいに近づく。そしてこれも I-B の場合と同様に、飽和に近い値は浸潤面が過ぎてからすぐにあらわれ、比較的早くまた不飽和の状態に移行する。これは伝達帯における土壌水が均質ではなく、伝達帯の最下部（すなわち浸潤帯との境界）に水がたまって次のステップに移ることを意味する。

iv) 装置 II, 材料 B

同一実験における各位置の水分変化は、つぎの 3 つのパターンに分かれる。まず、上記の例のように、一気に飽和に近い状態にまで上昇するものと、すぐに飽和に達せず、ある水分量がしばらく安定して続き、その後飽和に達するものと、ある水分量まで増大するが、それ以上には増えないものである。この中間段階の含水率は容積で 21~24%、飽和度は 45~53% である。装置 II の中央縦線の上から下方に向うに従って、最初のパターンから第 2 のパターンに移る。また中心線から 15cm 外側の位置ではすべて最後のパターンをとった。

以上をまとめればつぎのようになる。装置 II の場合は、伝達帯の水分は一樣ではない、不飽和の状態である。これは鉛直降下浸透の際の不飽和状態よりも、飽和度はさらに低く 50% 程度である。

〔4〕最終浸透能と K_r , K_o の比較

標準砂の場合は、伝達帯に水分量の差があらわれていたけれども、最終浸透能は飽和透水係数 K_o の 4 倍程度の値となった。

また、マサでは、最終浸透能は浸潤段階の透水係数 K_r のほぼ 2 倍程度であり、 K_o の 10 倍であった。さらに、鉛直降下浸透の結果からみても、最終浸透能には、初期含水率の差が、あまり明確にはあらわれないと推定される。

引用文献

- 1) 福嶋義宏：田上山地の裸地斜面と植被地斜面の雨水流出解析，日本林学会大会講演集（投稿中），88，1977
- 2) 高樟琢馬：出水現象の生起場とその変化過程，京大防災研究所年報，6，p. 166-p. 180，1963
- 3) 田淵俊雄：浸潤とそれに続く浸透（I），農業土木研究別冊，1，p. 13-19，1960
- 4) Hansen, V. E.: Infiltration and soil water movement during irrigation, Soil Sci., 79, p. 93-105, 1955

Résumé

The relations between the infiltration capacity measured by Musgrave-type infiltrometer and the hydraulic conductivity of vertical infiltration into uniform soil column were clarified experimentally by means of two kinds of apparatus.

Firstly, the infiltration of water into vertical soil columns were examined. The columns had 14.4cm in diameter, and 120cm in height, and the materials were packed uniformly in transparent cylinder under dry or slightly damp conditions.

The top of soil column was maintained on overflow stage with constant water depth throughout the experiment. In the infiltration stage (from the beginning to the time when the wetting front reaches down to the bottom of soil column), the rate of water entry and the depth of wetting zone were measured.

From these data, the rate of water entry (q) was plotted as a linear function of the depth of infiltration zone (y). Therefore, the infiltration law of Green and Ampt is passably applicable for these experimental conditions. Then the rate of water entry (q) is given as following equation.

$$q = K_r \frac{y + h_o + h_h - h_w}{y} \quad (\text{cm}^3/\text{sec} \cdot \text{cm}^2)$$

where, h_o : initial potential of water at the entrance of soil (cm)
 h_h : capillary or moisture potential at the front of wetting zone (cm)
 h_w : loss of pressure potential in wetting zone (cm)
 K_r : hydraulic conductivity of infiltration stage (cm/sec)

The experimental result shows that the values of h_o , h_h , h_w and K_r are maintained as constant values throughout the infiltration stage.

In the percolation stage (after the time when the wetting zone reached to the bottom of soil column, and the flow of water percolating into soil becomes to almost steady), the rate of water flow was measured. Then the hydraulic conductivity of percolation stage (K_p) was decided.

Secondarily, the model test corresponded with the infiltration from Musgrave-type infiltrometer was executed, in the box of 120cm in height, 120cm in and 60cm in length. The front surface of the box is made by transparent plate, and the model is constituted as the symmetric dispersion of wetting zone is cutted halfly at the vertical section, and then, the variation of wetting zone is visible at the front surface of box.

The value of infiltration capacity (f) was given as the rate of water entry, when the rate has become constant.

The materials used were Toyoura standard sand (A) and the weathered granitic soil at Tanakamiyama, Otsu City (B).

The results are as follows.

1. In the first experiments using material [A], $[K_r]$ nearly equals $[K_p]$ and $[K_o]$. The values are $1.5 - 1.8 \times 10^{-2}$ cm/sec.
2. In the first experiments using material [B], $[K_r]$ nearly equals $[K_p]$, but is about four times of $[K_o]$.
3. In second experiments, the values of $[f]$ using material [A] are $7.1 - 8.0 \times 10^{-2}$ cm/sec. The values are about four times of $[K_r]$ and the value of $[f]$ is 1.2×10^{-2} cm/sec, and is a twice of $[K_r]$ at the same material. The values of $[f]$ are from a twice to three times of $[K_r]$.
4. The infiltration capacity measured by Musgrave-type infiltrometer is passably applicable for the approximate value of hydraulic conductivity of vertical infiltration in practical problems.
5. The difference of initial water content doesn't bring apparent effect to the capillary potential.