

雨水の鉛直浸透に関する実験的研究

石原安雄, 高木不折, 馬場洋二

EXPERIMENTAL STUDY ON VERTICAL INFILTRATION OF RAIN-WATER

by Dr. Eng. Yasuo ISHIHARA, Fusetsu TAKAGI and Yoji BABA

Synopsis

The infiltration phenomenon is one of the most important processes in hydrologic cycle. In order that rain-water infiltrates into the ground in unsaturated state, it is necessary that a portion of bulk of air in void of soil or sand is compressed or exchanged by the penetrating water, because generally there is a groundwater surface or a rock surface underneath the soil or sand stratum. Therefore, the behaviour of the air, in addition to capillary and gravitational potentials, is to contribute greatly to the infiltration phenomenon. This paper describes such a behaviour of air during the period of rain-water penetration into unsaturated sands and its contribution to the infiltration. It is disclosed, as the results obtained experimentally, that (1) there is a criterion for water ponding on the surface of porous stratum, (2) the exchangeability of air and water changes largely in this criterion, (3) a heavy rainfall over the criterion forces to compress the air in sand void, and (4), in the case of existence of groundwater surface, the air is confined into the regions just under the sand surface and just above the groundwater surface.

1. 緒 言

水文学的水循環において、1つの境界をなす現象に浸透現象があり、R. E. Horton¹⁾がその意義を指摘して以来多くの研究が行なわれている。すなわち、浸透現象は、地上に降った雨水が地表面付近を流れていくゆる直接流出分となるか、あるいは地中に浸透して地下水となるかを決定するので、流出現象を理解するための重要な要素となるわけである。

ところで、浸透水量を求める式として有名な Horton の浸透能方程式は、流出問題に際してかなり広く用いられているが、この式が経験式であるので土質の変化等の環境の差異によつて、浸透現象がどのように変わるかを知ることはできにくい。一方、理論的には、不飽和透水の立場から研究した J. R. Philip²⁾が有名であつて、それと同様な考え方によつてその後多くの研究が行なわれ、その実態がかなり明らかにされている。しかしながら、自然界における浸透現象を考える場合には、浸透層の下部に地下水面あるいは基礎が存在しており、下部を通しては土壌中の空気が逃げられないことを考慮しなければならない。こうした点について以前に指摘したことがあるが³⁾、本文は空気と水との交換の条件、空気が圧縮されるための影響などを実験的に調べた結果の報告である。

さて、浸透現象において空気の存在、すなわち空気が圧縮されることを考慮すると、数学的取り扱いが非常に困難となる。そのためこのような場合の研究が少なく、最近になって実験的な研究が始められたといつて過言ではないだろう。Wilson および Luthin⁴⁾は水平な砂柱の一端を閉塞した場合の実験を行ない、Youngs および Peck⁵⁾は鉛直浸透についてかなり詳細な研究を行なっている。しかし、空気の挙動につい

ては十分に研究されておらず、とくに、空気圧の変動、空気と水との交換性など多くの問題が残されている。

2. 実験装置と実験方法

実験は2種類行なったが、その1つは砂柱へ雨水が浸透するときの空気の挙動を調べるためのもの(実験I)であり、他の1つは下部に地下水面が存在する場合の定常浸透の様子を調べるためのもの(実験II)である。使用した砂の粒度分析結果を Fig. 1 に示したが、物理的性質を一括表示したものが Table 1 である。

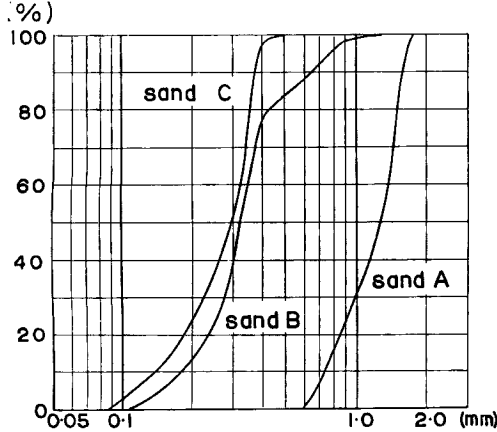


Fig. 1 Accumulation curves of sands.

Table. 1 Physical properties of sands.

kind of sands	diameter in mm		coefficient of permeability in cm/sec(mm/h)
	d_{10}	d_{60}	
A	0.76	1.30	1.01 (36400)
B	0.19	0.35	0.24 (8640)
C	0.14	0.34	0.15 (5400)

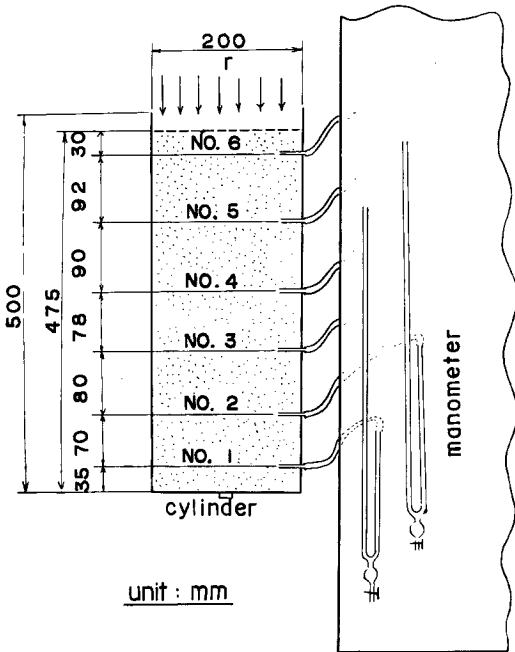


Fig. 2 Experimental apparatus (I).

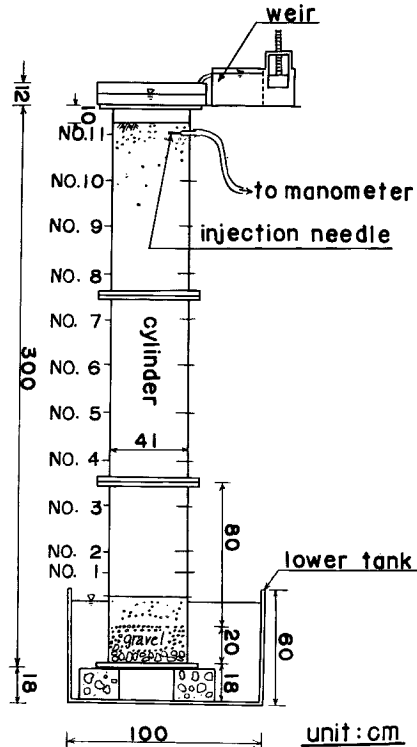


Fig. 3 Experimental apparatus (II).

さて、実験 I に用いた実験装置の概要を示したものが Fig. 2 である。透明プラスチック製の底のある円筒に気乾状態の砂をできるだけ一様に詰め、上部からスプレーノズルを用いて水の供給を行なった。圧力測定は内径 4 mm のパイプの先端を金網で蓋ったものを砂中に設置し、それを U 字管マンメーターに導いて測定した。実験はノズルから水を供給し始めたときを時間原点とし、マンメーターは写真観測により、wetting front の進行および砂上面における湛水 (ponding と呼ぶことにする) 開始は側面よりの観察により、また湛水後の浸透水量は円筒上縁より越流する水量を測定し、供給量との差を計算することによって求めた。なお、この実験で使用した砂は C 砂である。

Fig. 3 は地下水面がある場合の浸透実験を行なった装置を示したものである。すなわち、内径 41cm の鋼管で長さ約 3 m のものを用いた。地下水面があると毛管上昇を伴うので、砂上面をこの毛管水帯よりさらに上部にするために長い円筒を用いたのである。使用砂は Table 1 の A および B 砂であり、砂はいわゆる水締めの方法によってできるだけ一様になるように詰め、図示のように下部が水中に没するように設置したのち、砂層中の水分が移動しなくなったと思われるまで放置し、その後実験を行なった。圧力は注射針の先端を荒い布で巻いたものを用い、マンメーターに連結して測定した。また、底部に小孔をあけた水槽中の水深を一定に保つことによって雨状の水滴として水の供給を行なう方法 (rain) と、ある程度の水量を急激に供給して浸透開始と同時に砂上面が湛水状態となるような供給方法 (flood) とを行なった。

以下これらの実験によって得られた結果を述べ若干の考察を加えてみよう。

3. 砂表面の湛水の発生

降雨強度が弱いときには、雨水は全部浸透し、強いときには砂表面に湛水が現われるといわれている。湛水がどのような条件のとき発生するかは非常にむずかしい問題である。

Fig. 4 (a) および (b) は実験 I の場合の各測点における圧力の変化の様態を示したものである。(a) 図は比較的弱い降雨強度の場合であって、各深さにおいて降雨開始直後から内部空気の圧力は徐々に上昇するが、この場合にはほぼ 1 分間程度たつと、各深さともほぼ一様でかつ一定の圧力を示す。そのような状態が続いて浸透が行なわれるのであるが、wetting front が砂柱の下端に達し、飽和水帯が発生するようになると、下部の測点より順次、静水圧に相当した圧力を示し図上ではほぼ平行な直線となる。したがって、この場合には表面における空気と雨水との交換はかなり円滑に行なわれ、空気圧を無視した雨水の鉛直浸透とほぼ同じ性状を示すように見える。すなわち、内部空気の圧縮を無視した取り扱いによって、その挙動が説明できるものと思われる。

一方、(b) 図はかなり降雨強度が強い場合の結果を示したもので、(a) 図とかなり異なっている。同図にはほぼ同じ雨量強度の 2 つの場合を同時に示してあるが、 $r=1440\text{mm/h}$ の破線で示したものは湛水をしない場合、 $r=1404\text{mm/h}$ の実線で示したものは表面に湛水を起した場合である。これらの図よりつぎのよう

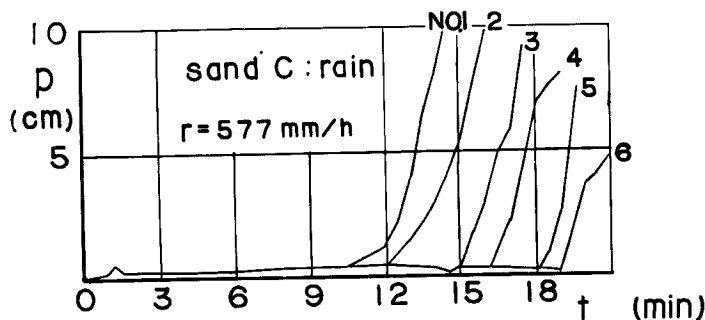


Fig. 4 (a)

なことがいえる。(1)表面湛水を起さない場合には、内部の圧力は各深さともほぼ同様の变化経過を示すが、強い雨のときほど大きくなり、砂柱の下部ほど大きくなる傾向が見出される。(2)同じ程度の降雨強度

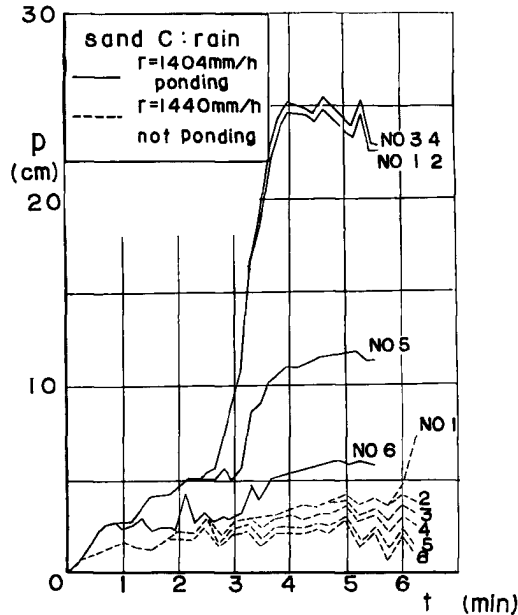


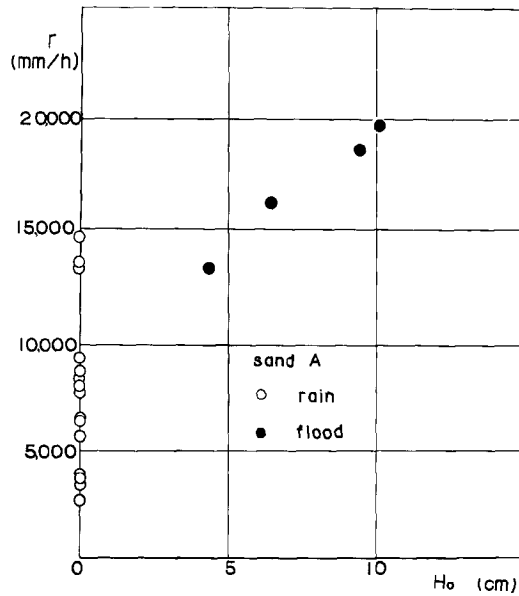
Fig. 4 (b) The pore-air pressure in bounded sand column after experiment. I

($r=1400\text{mm/h}$)に対しても、砂表面に湛水を生じたり、あるいは生じない場合が観測されたが、その限界はC砂の場合ほぼ 1400mm/h と考えてよい。すなわち、(3)砂表面に湛水を生ずる場合には当然それ以後の浸透水量は減少するが、内部圧力は非常に複雑に変化し、とくに湛水しはじめるときに下部の圧力が急激に上昇することが観測された。こうした事実は当然とはいえ非常に興味ある結果である。

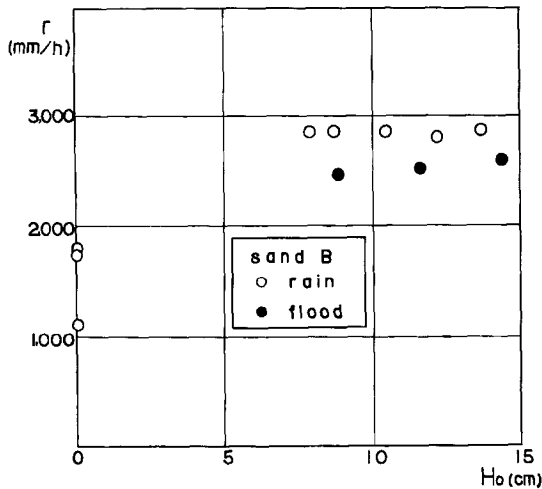
降雨強度が弱いとき、wetting frontの進行の様子は、横断面方向に一様ではなく、fingeringと同様な様相を示すが、降雨量が増すとほぼ一様な進行を示すようになる。しかし、降雨量が大きく、内部空気の圧力がある程度上昇して、後述のFig. 8の $r=1404\text{mm/h}$ に対するcurveのようにwetting frontの進行速度がおそくなったような場合には、一部分のみが急に早い進行を示すようになり、それ以後のwetting frontは一様ではなくなる。これは内部の空気の圧力が大きくなるため、雨水はより抵抗の少ない経路を通して浸透していく傾向が強くなるためと考えられる。

さて、降雨強度が大きくなると浸透の途中でなぜ湛水を起すかということは非常にむずかしい問題である。Fig. 5(a)および(b)は実験IIの場合に、rain および flood のおのおのに対して砂表面に湛水を生じたかどうかを図示したものである。(a)図はA砂の場合であって、実験の範囲ではrainに対しては湛水を生じなかつたが、floodの状態では湛水が起っている。しかも供給水量が多いほど湛水深が大きくなっている。(b)図はB砂に対するものでrain および flood の両方とも湛水が起っている。しかしながら同一の供給水量に対しては、floodの場合が湛水し易いことを示している。

これらの結果から湛水の発生は水の供給方法によって異なるが、一般にrainの場合がfloodの場合より湛水しにくいといえる。さらに、rainの場合に砂表面に湛水を生ずる可能性のある降雨強度をFig. 5より推定すると、A砂の場合は不明であるがB砂に対しては約 2700mm/h である。Table 1よりB砂およびC砂の飽和透水係数がそれぞれ 8640mm/h および 5400mm/h であり、湛水発生の限界の降雨強度が約 2700mm



(a) Sand A.



(b) Sand B.

Fig. 5 The relation between quantity of supplied water, r , and depth of ponded water on sand surface, H_0 , after experiment. II

r , 1400mm/hであることを考慮すると、飽和透水係数の $\frac{1}{10} \sim \frac{1}{10}$ の降雨強度のとき湛水が発生すると考えてよいようである。こうした関係は流出問題における表面流の発生条件に密接な関係をもつものであり、さらに詳細な検討が必要である。

4. 空気閉塞の機構

前節では砂表面に湛水を生じないときは、内部空気の圧力は余り上昇しないが、湛水を生ずると急上昇すると述べたが、ここではこの問題をもう少し詳細に検討しよう。Fig. 4 (b)において $r = 1404\text{mm/h}$ の湛水を生じた場合の圧力の測定結果をみると、湛水が発生する時刻約3分までに、内部空気の圧力がかなり上昇

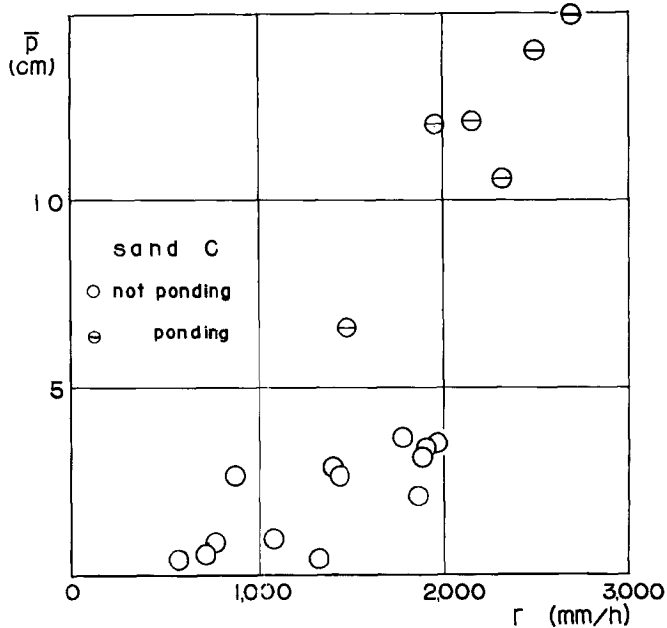


Fig. 6 The relation between intensity of rainfall, r , and average initial air-pressure, \bar{p} , after experiment I.

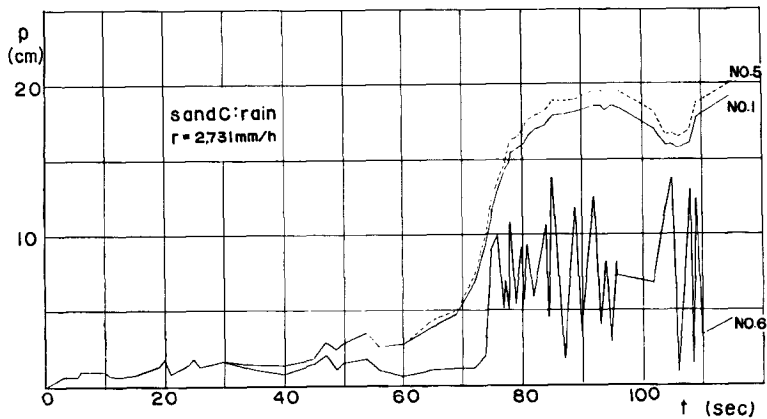


Fig. 7 The pore-air pressure in sand column during initial period of time after experiment I.

しており、しかもかなり変動していることがうかがえる。そこで、こうした部分を腰掛部と呼ぶこととすると、この腰掛部の平均的な圧力（厳密な意味ではないがその存在は後述の Fig. 7 から明らかであろう）と降雨強度との関係調べたものが Fig. 6 である。図からわかるように、後に湛水を生ずるような場合には、降雨開始直後から内部の空気が圧縮され圧力上昇をきたしているわけである。また、湛水を生ずる場合の平均圧力は降雨強度の増大とともに大きくなっており、Peck⁶⁾ が示しているような一定値とはならなかった。こうしたときの圧力変動をさらに詳細に示した図が Fig. 7 である。

この図はかなり強い降雨の場合ではあるが、湛水を生ずる場合には他の実験でもこれとほぼ同じような変化を示した、この場合にははじめの1分間ほどの間は、圧力がそんなに上昇しないが、1分を過ぎる頃より

急に圧力上昇が起る。しかも砂上面にもっとも近いNo. 6の測点の圧力は異常な変動を示すが、他のものはそんなには変動しない。この変動の周期は図からわかるように2~3秒であって、さらにこの変動に伴って砂表面から空気が泡状となって大気中に逃げるのが観察された。すなわち、この圧力変動は空気と水との交換を示すものと考えられる。

つぎに、空気が閉塞される機構を考えるために、内部空気の圧力が上昇したときに表面付近の含水量がどのようにになっているかを検討してみよう。砂表面を原点にとり、鉛直下向きにz軸をとり、不飽和拡散係数をD、不飽和透水係数をk、圧力をp、含水量をθとすると、Darcy則の意味での平均浸透速度Vは次式で表わされる。

$$V = D \left(-\frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + k \left(1 - \frac{\partial p}{\partial z} \right) \dots\dots\dots (1)$$

いま、砂表面のごく近傍のz₁と、それより僅か下方の点z₂を考え、内部空気が圧縮されているとすると、Fig. 7からもわかるように内部はほぼ一定の圧力であるが、砂表面近くでは砂面で大気圧と接しなければならないので、次第に小さくなっているはずである。したがって、

$$\left(\frac{\partial p}{\partial z} \right)_1 > \left(\frac{\partial p}{\partial z} \right)_2 \dots\dots\dots (2)$$

よって、

$$\left(1 - \frac{\partial p}{\partial z} \right)_1 < \left(1 - \frac{\partial p}{\partial z} \right)_2 \dots\dots\dots (3)$$

一方、降雨開始後ある時間がたち、圧力がほぼ一定の状態に保たれるようになると、表面付近の浸透状況は平均的にみてほぼ定常に近くなると考えてよいだろう。すなわち、

$$V = \text{const.} = r \dots\dots\dots (4)$$

したがって、(3)、(4)式の関係を(1)式に用いると、つぎの条件式がえられる。

$$\left\{ D \left(-\frac{\partial \theta}{\partial z} \right) \right\}_1 > \left\{ D \left(-\frac{\partial \theta}{\partial z} \right) \right\}_2 \dots\dots\dots (5)$$

一方、Dの値はθの大きいところではθの増加とともに増加するという関係にある。そこで(5)式において、θ₁とθ₂は上部から雨水が浸透してくるのであるから、θ₁=θ₂またはθ₁>θ₂のいずれかでなければならない。

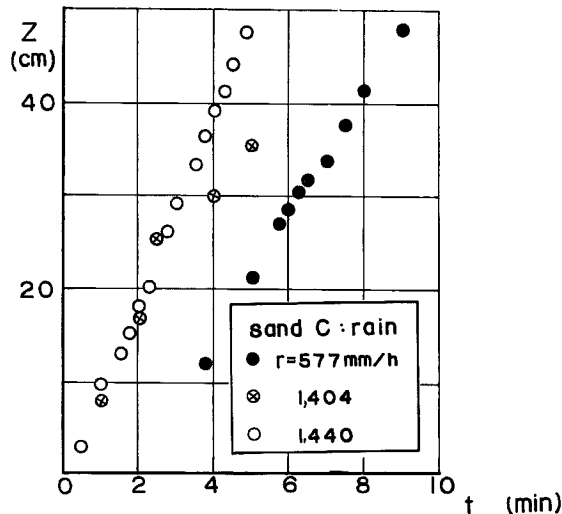


Fig. 8 The relation between progressed distance, z, of wetting front and time elapsed, t, after experiment I.

$\theta_1 = \theta_2$ の場合には(5)式が等号となり(2)式の仮定と矛盾する。 $\theta_1 > \theta_2$ の場合には、 $D_1 > D_2$ となり、また、 $(\partial\theta/\partial z)_1 = (\partial\theta/\partial z)_2$ と仮定しても一般性を失わず、しかも $\partial\theta/\partial z$ の値は負であるから、結局(5)式の条件を満足することとなる。

すなわち、内部圧力が上昇し始めると砂表面付近の含水量は下方のそれよりも大きくなるわけで、ますます空気が逃げにくくなる。このようにして、空気が逃げにくくなれば、内部の空気はさらに圧縮されるわけで、これらの条件がたがいに作用し合って、やがて湛水を生じ、内部の空気が閉塞圧縮されるものと考えられる。

5. Wetting front の進行速度

乾燥砂中を雨水が浸透していく場合に、wetting front の進行状況が指標の1つとしてよく用いられる。そこで、実験Ⅰの場合に測定されたものを、Fig. 4 と同じ場合に対して示したものが Fig. 8 である。

図示されているものが少ないのではあるが、他の場合の結果をも勘案してつぎのような事実が明らかである。(1) wetting front の進行速度は降雨強度が大きいほど大となる。(2) 降雨強度が大であって湛水する場合には、湛水開始まではかなり早い進行速度を示すが、湛水を始めると急に遅くなる。

6. 不飽和透水時の砂柱内のポテンシャル

最後に、浸透現象を理論的に取り扱う場合にもっとも重要な意義をもつ砂中のポテンシャルの分布について述べよう。このようなポテンシャルの測定は非常にむずかしく、今日のところ信頼できる測定方法はないように思われる。したがって上述したような時々刻々状態が変化する場合のポテンシャルの測定はきわめて困難である。そこで、実験Ⅱにおいて浸透状況がほぼ定常状態となつたと考えられる時刻において、前述したような注射針をピックアップとして圧力を測定した。測定された圧力をもって毛管ポテンシャルと圧力ポテンシャルの和と考えたのである。

一般に、不飽和透水時の平均浸透速度 V は(1)式で表わされるが、これを毛管ポテンシャルを ϕ として書きかえると次式となる。

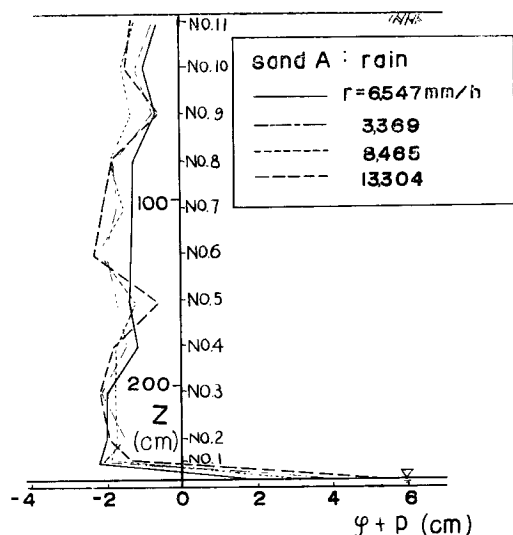


Fig. 9 (a)

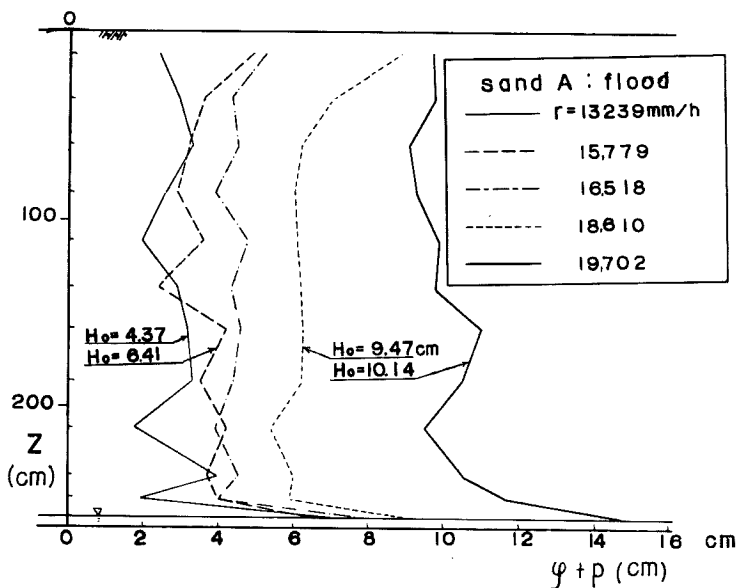


Fig. 9 (b)

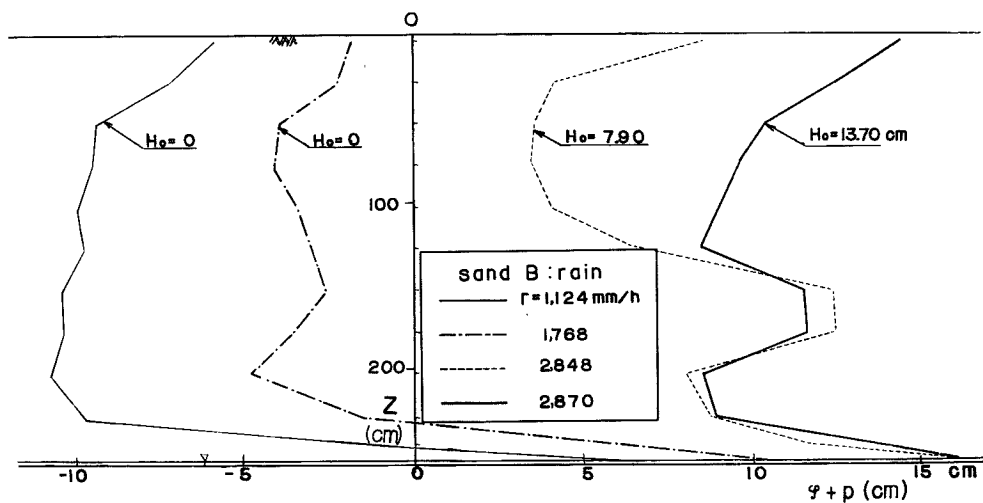


Fig. 9 (c)

$$V = -k \frac{d\Phi}{dz}, \text{ ここに } \Phi = \varphi + p - z \text{ (6)}$$

Φ は総ポテンシャルであり、 p は圧力ポテンシャル、 z は重力ポテンシャル、 k は不飽和透水係数である。上述した測定値は、(6)式中の $(\varphi + p)$ を表わすこととなる。

測定結果を図示した1例が Fig. 9 であるが、(a)図は A 砂で rain、(b)図は A 砂で flood、(c)図は B 砂で rain (点線と太い実線は ponding の場合)、(d)図は B 砂で flood の場合である。また、Fig. 10 は Fig. 9 の結果を用いて(6)式より計算して総ポテンシャルのこう配の値を示したもので、(a)、(b)、(c) (d)の各図は Fig. 9 の同記号のそれぞれに対応している。

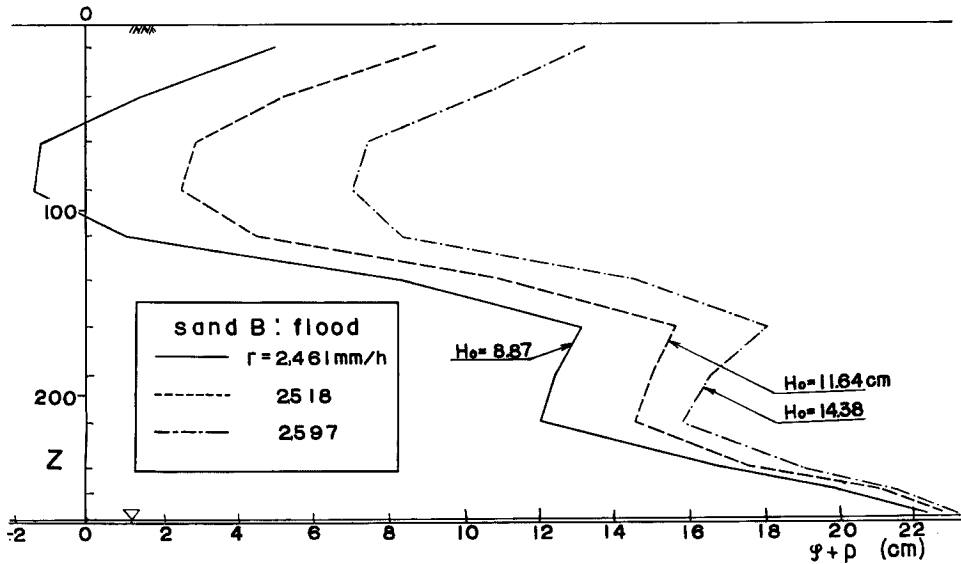


Fig. 9 (d) The distribution of capillary and pressure potentials, after experiment. II

(1)ポテンシャルの分布について

Fig. 9は重力ポテンシャルを除外した他のすべてのポテンシャルの分布を示している。全体の図をみて気付くことは、地下水面付近で異常に大きい値を示していることである。これは Fig. 2 の実験装置よりわかるように、円筒内の砂が地下水面下にも充填されているために、この部分の砂中を水が流れるのに必要な圧力を示すものである。

つぎに、(a)図の場合には $\phi+p$ すなわち、総ポテンシャルと重力ポテンシャルの和はほとんどの領域で負であり、かつ下方にいくにつれて若干減少する傾向がみられる。(b)図は flood の場合であるが、砂上

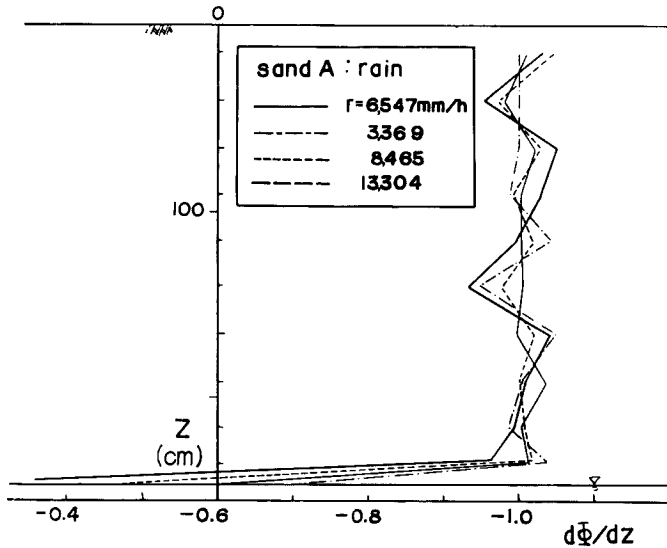


Fig. 10 (a)

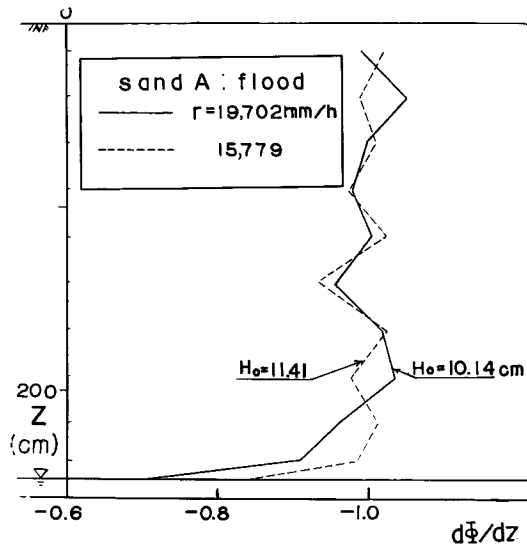


Fig. 10 (b)

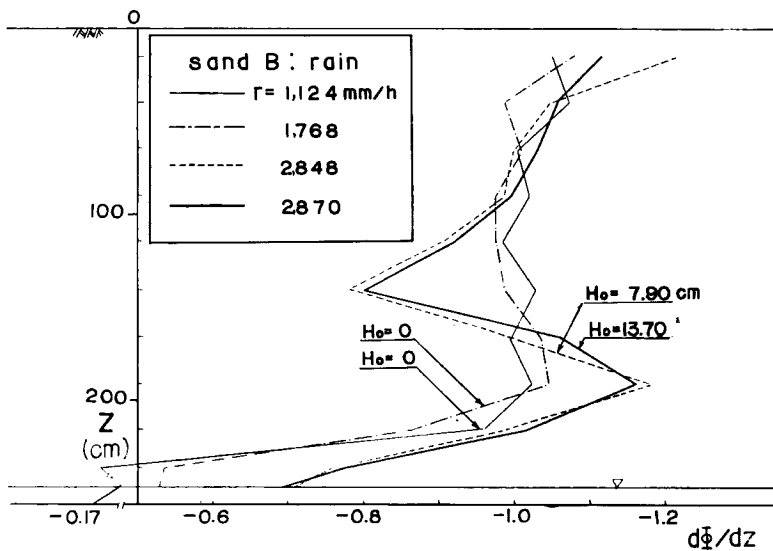


Fig. 10 (c)

面の湛水深に相当するだけ(a)図の結果を右方にずらせたような傾向を示している。このことは、A砂のように透水性のよい砂では、砂中内部の空気はかなり容易に移動できて、砂中内の圧力が常にほぼ一様に保たれることを示すものであろう。したがって、内部のポテンシャルを決定する要素は砂柱の上下端における境界条件だけであるといえよう。

これに反してB砂の場合にはかなり複雑に変化する。(c)図の rain の場合で湛水を伴わない場合はかなりの大きさの負の値を示すが、 z 方向には余り変化しない。しかし、湛水を生ずる場合には表面下60~80 cmおよび地下水面上40~60cmの領域でかなり小さい値を示している。こうした傾向は(d)図の flood の場

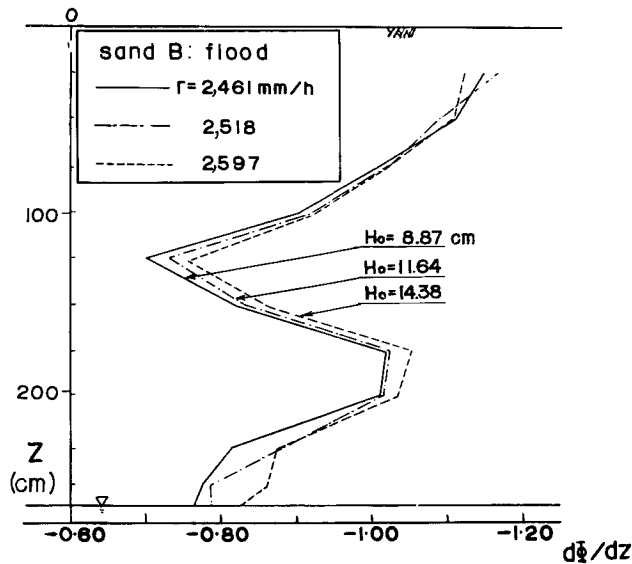


Fig. 10 The distribution of gradient of total potential, after experiment II.

合にはさらに顕著であって、飽和透水ではみることのできない著しい特徴といえよう。

(2) ポテンシャルこう配について

Fig. 10 (a), (b) は地下水面付近を除くとほぼ -1 の重力ポテンシャルに近い値を示している。このことは、定常状態であることを考慮すると、砂中の含水量は z 方向にはほぼ一様に分布しており、そのときの飽和度(含水量)で決定される不飽和透水係数とほぼ等しい浸透速度で浸透現象が持続されていることを示すものである。これに反して B 砂の (c), (d) 図ではかなり異っている。rain で洪水を生じない場合には、砂表面直下で $d\Phi/dz$ の絶対値が下部より大きくなっている。したがってこの付近の透水係数が小さくならねばならない。透水係数が小さいということは雨水が流下するときの抵抗が大きいということであつて、この付近にかなり多くの空気が残留し上方からの水圧と釣合っていることを意味すると考えられる。

つぎに、表面に洪水のある場合の代表として (d) 図について考えよう。ポテンシャルこう配は砂表面下約 70cm までは -1 より大きくなっているが、約 120cm のところで $-0.7 \sim -0.75$ となる。しかし、地下水面上約 80cm の付近でふたたび -1 を越すが、それより下方ではふたたび -0.8 程度となっている。こう配が -1 を越すところでは透水性の悪い層が形成されているはずで、そのような層は砂面下 20~60cm と地下水面上 60~80cm の位置である。

なぜこのように透水性の悪い層が 2 つ生ずるかは、各断面での含水量や圧力の大きさを直接測定することが困難なために明確にはわからない。しかし、つぎのように考えると矛盾なく説明することができる。すなわち、雨水の浸透につれて空気と水とが交換し、空気は軽いため上部に移動する。しかし砂表面付近は 4 節で考察したようになんか飽和度が高くなっているのだから、上部へ移動してきた空気は容易に大気まで逃げることができない。したがって、飽和度の高い層の下部にたまり、それが結局透水性の悪い層の原因となる。一方、空気は必ずしも上部へ向って移動するものばかりではなく浸透によって下部に押し流されるものもあるはずである。このようにして下方に持込まれた空気は、地下水面の存在のために形成されている毛管水帯に邪魔されて、それより下方へ移動できなくなりそこにたまるわけである。したがって、毛管水帯の上部付近にこのような透水性の悪い層が形成されると考えられる。

7. 結 論

以上2種類の実験によって、雨水浸透における空気挙動とその役割について得られた結果を述べた。はじめにも述べたように、水の水文学的循環を考える場合に、この雨水浸透は流出の境界をあたえる重要な要素である。すなわち、浸透性土壌の下部には基岩があったり地下水面があって、空気と雨水との交換が必ずしも容易でないところに問題があるのである。できるだけ自然状態に近い境界の下で行なった本研究によってえられた成果を要約すると、

(1) 降雨時に地表面に湛水を生ずるには、ある一定限界以上の降雨強度で、ある程度持続する必要がある。その限界は本研究の範囲では、飽和透水係数の $\frac{1}{10} \sim \frac{1}{100}$ であった。

(2) この限界降雨以下の場合には、雨水はすべて浸透することはいうまでもないが、表面付近を除くとほぼ一様な包気帯が形成される。

(3) 限界以上の降雨の場合には、砂中の空気は強制的に圧縮され、かなりの量が砂表面を通して大気中に逃げるが、一部は表面下にとどまって非常に透水性の悪い層を形成する。

(4) 雨水とともに下方に移動した空気は、地下水面上の毛管水帯に妨げられて、その上部に透水性の悪い層を形成する。

(5) 内部の空気が圧縮されるような場合には表面付近では圧力こう配が大となり、しかも含水量も増大して、湛水の主要原因となる。

(6) 上面を通しての空気と雨水の交換は浸透初期においてはとくに活発であって、その都度起る内部空気圧の変動は周期2~3秒の程度である。

本研究の課題の特色は気相、液相、固相の3相が共存しており、しかも気相は圧縮されるだけでなく、他の系に移行することがあることであつて、非常に複雑な系である。こうした課題は、近年になつて世界的にかなり注目されており、今後とも測定技術の開発とともに、さらに実験的研究を重ね理論的研究をも行なつて、雨水浸透の実態を究明していきたいと考えている次第である。

参 考 文 献

- 1) Horton, R.E. : The Role of Infiltration in the Hydrologic Cycle, Trans. AGU. Vol. 14, 1933. pp. 446-460.
- 2) Philip, J.R. : The Theory of Infiltration, Soil Science, (1) Vol. 83, 1957, pp. 345-357. (2) Vol. 83, 1957, pp. 435-448. (3) Vol. 84, 1957, pp. 163-178. (4) Vol. 84, 1957, pp. 257-264, (5) Vol. 84, 1957, pp. 329-339. (6) Vol. 85, 1957, pp. 278-286. (7) Vol. 85, 1957, pp. 333-337.
- 3) 石原藤次郎, 石原安雄: 出水解析に関する最近の進歩, 京大防災研年報5B, 昭37.3. pp.1-26.
- 4) Wilson, L.G. and Luthin, J.N. : Effect of Air Ahead of the Wetting Front on Infiltration, Soil Science, Vol. 96, 1963, pp 136-143.
- 5) Youngs, E.G. and Peck, A.J. : Moisture Profile Development and Air Compression during Water Uptake by Bounded Porous Bodies. Soil Science, (1) Vol. 98, 1965, pp. 290-294. (2) Vol. 99, 1965, pp.327-334. (3) Vol.100, 1965, pp.44-51.
- 6) 前出5), 2).