

毛管水帯中の水分挙動と地下水流出 に関する実験

Experiments on Soil Water Behaviors in the Capillary Water Zone and Groundwater Discharge

開発 一郎*・森 仁司**・渡辺 恒博***

Ichirou KAIHOTSU, Hitoshi MORI,
Tsunehiro WATANABE

I はじめに

地滑りや河川洪水予測の立場から、不飽和帯の水分移動の機構を調べることは重要である。しかし不飽和水分移動は複雑な現象を呈するため未解決な問題が少なくなく、とくに毛管水帯（毛管帯）中の水分移動については不可解ことが多い。

近年、環境同位体を用いるトレーサー実験の結果、降雨に対する地下水位の早い上昇や河川への地下水流出の早い応答現象が観測された（Fritz, *et al.*, 1976）。この現象を支配するのは土壌水の移動機構に負うところが多く、パイプ流を別とすれば、ロージェ（1963）の指摘した毛管水帯の影響が主な原因と考えられる。

開発（1979）は、大型砂箱実験より定常降雨中に伝達帯が毛管水縁（飽和毛管水帯）上端に到達すると、定常流出が始まることを確認した。また開発・佐倉（1981）は関東ロームと砂を用いた野外ライシメータ観測の結果、降雨に対する地下水位の早い応答は、地下水面上に形成された毛管水帯が重要な役割を果たしていることを示唆し、O' Brien（1982）および Gillham（1984）は、ぬれ前線が飽和毛管水帯の上端に到達した時流出が開始される、いわゆる

capillary fringe effect を示した。しかし、Kaihotsu and Tanaka（1982）は関東ローム層での野外観測から雨水が不飽和毛管水帯に到達した時に毛管水帯中の圧力平衡のくずれから早い地下水涵養が生じることを報告し、さらに佐倉・谷口（1983）はコラム実験により、ぬれ前線が不飽和毛管水帯の上端、即ち毛管上昇の上限の位置に到達すると、毛管水帯内における毛管力と重力の圧力平衡の崩壊によって毛管水帯内で土壌水の一斉移動が始まり、流出が開始すると論じた。また榎根ほか（1980）は、このような早い流出は新たに侵入した水（event water）が毛管水帯中の古い水（pre-event water）を押し出す、いわゆるピストン流によるものであると述べている。しかし飽和毛管水帯中の pre-event water の挙動について現象としてはかなり確かめられているが、不飽和毛管水帯中の event water と pre-event water の挙動及び地下水流出の関連については、まだ十分な検討がなされていない。

そこで本研究では、コラムによる浸透実験を行ない、不飽和毛管水帯中の水分移動を水分量と圧力水頭の物理量から検討し、その機構の解明を試みた。

* 豊橋技術科学大学建設工学系 ** 西松建設 *** 愛知県豊橋土木事務所

II コラム実験

1. 試料の物理特性

水分移動現象を単純化するため、粒径 0.1 mm のほぼ一様なガラスビーズを用いた。試料の物理特性として、飽和透水係数、真比重、間隙率の値を第 1 表にそれぞれ示す。これらは JIS 規格に基づく各試験により算出した。試料のコラムへの充填は、封入空気が残らずかつ均一に詰まるように、脱気水を張ったコラムに試料を沈澱させる方式で行なった。充填後自然排水させ、そのまま 6 日間放置した。次の実験を行う場合は、前回の実験終了後 6 日間自然排水させてから行った。これにより実験開始前には排水はほとんど終了しており、コラム内は平衡水分状態であったと考えられる。

第 1 表 試料の物理特性

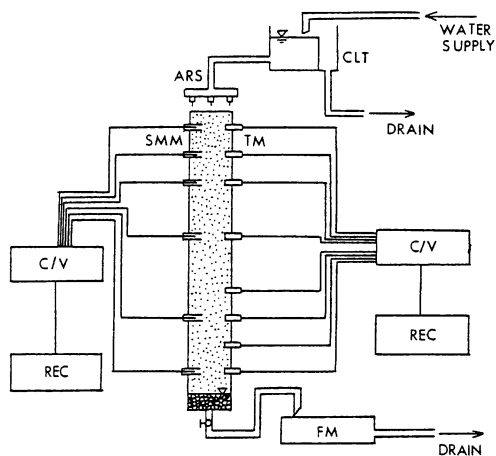
試 料	飽和透水係数 (cm/s)	仮比重 (g/cm ³)	間隙率 (%)
ガラス球	6.34×10^{-3}	2.46	38.2

2. 実験装置と測定方法

実験装置の概略を第 1 図に示す。この装置は降雨装置、圧力水頭測定装置、水分量測定装置、流出量測定装置、コラム本体から構成されている。コラムの大きさはコラムが 15 W×12 L×110 Hcm で厚さ 15 mm の透明アクリル板を加工して作製した。

直径 0.5 mm の注射針 49 本を組合わせて人工降雨装置を作製し、注射針へは、一定水位に保った高水槽から輸液セットを経由して、サイフォンの原理で脱気水を降雨として供給した。したがって、降雨強度の設定は、高水槽の水位を調節することによって可能である。実験開始前に試料の表面に蓋をして、試料内に水が落下しないのを確認した上で設定降雨強度を作り、実験開始直前にその蓋を取り外して散水した。降雨終了後、確認のため終了時の降雨強度を測定した。その結果、降雨開始前と終了後の誤差は、降雨開始前の降雨強度の約 5% であった。

圧力水頭の測定には、外径 1.8 cm、長さ 5 cm のセラミック製ポラスカップと水マノメータからな



ARS: ARTIFICIAL RAINFALL SIMULATOR
 CLT: CONSTANT LEVEL TANK
 SMM: SOIL MOISTURE METER
 TM: TENSIO METER
 C/V: C/V TRANS DUCER
 REC: RECORDER
 FM: FLOW METER

第 1 図 実験装置

る自記式テンシオメータ（開発ほか、1987）を使用した。ポラスカップの挿入位置は地表面下 5 cm、15 cm、25 cm、45 cm、65 cm、75 cm、85 cm、95 cm の 8 ケ所である。

水分量の測定には、大起理化学工業（株）製の誘電式土壌水分測定器（DIK-E-6 型）を用いた。この測定器は土壌水分量の測定範囲が低水分領域にある時は感度が良いが、高水分領域では悪いことが報告されている（中川ほか、1984）。本実験においても、水分量が 0~19% 位まではかなりの精度で測定できるが、それ以上になると定量的には信用できないことが確認された。測定器センサーの挿入位置は地表面から 5 cm、15 cm、25 cm、75 cm、95 cm の 6 ケ所とした。

コラム底部は、試料が流出しないように粒径 5 mm のガラスビーズを 10 cm の高さに詰め、その上にステンレス製の金網で仕切った。地下水面を設定するために、第 1 図のようにコラム底部の排水口をパイプで接続し、地下水面を設定する位置までパイプ頂部を上げた。コラム内の地下水面は、100

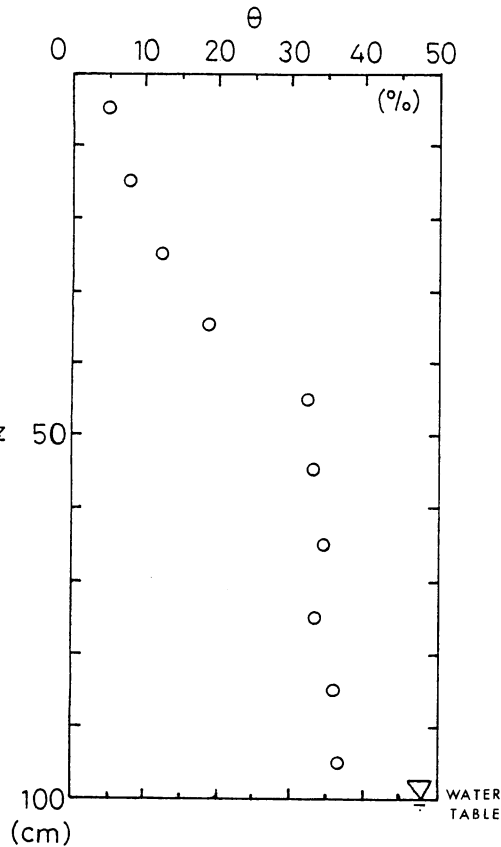
cmの深さに設定した。流出量はパイプから流出してくる水を、1転倒3ccの転倒ます型流量計により計測した。

実験は室内で行なったが、温度変化の影響を確認するため、実験室内の温度を自記温度湿度計(佐藤計量器)により連続的に測定した。その結果、実験室内の温度差は降雨中で $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ 、計測中で $\pm 1^{\circ}\text{C}$ であり、ほぼ定温状態に保たれていた。

III 結果と考察

1. 飽和毛管水帯の決定

第2図は、実験終了後の平衡水分分布を表している。コラム本体からの排水(地下水流出)が完全になくなってから、図中の白丸の深度で試料を採取して水分量を求めた。



第2図 平衡水分分布 (θ : 体積含水率, z : 深度)

この図から、地下水面から深度45cmまで明らかに飽和毛管水帯が、深度45cmより上は不飽和毛管水帯と見なせる。この飽和毛管水帯の存在は降雨開始前の目視でも確認されるだけでなく、水分計の測定値からも判断できた。しかし、先行降雨の条件によって、飽和毛管水帯の高さは深度45cmを境に若干変わると予想される。事実、EXP2の後のEXP3の場合、約2~3cmEXP2よりもその高さは低かった(EXP2の前の実験では70mm/h \times 2hの降雨があった)。いずれにしても、飽和毛管水帯の高さを地下水面から約55cmとして良いと思われる。

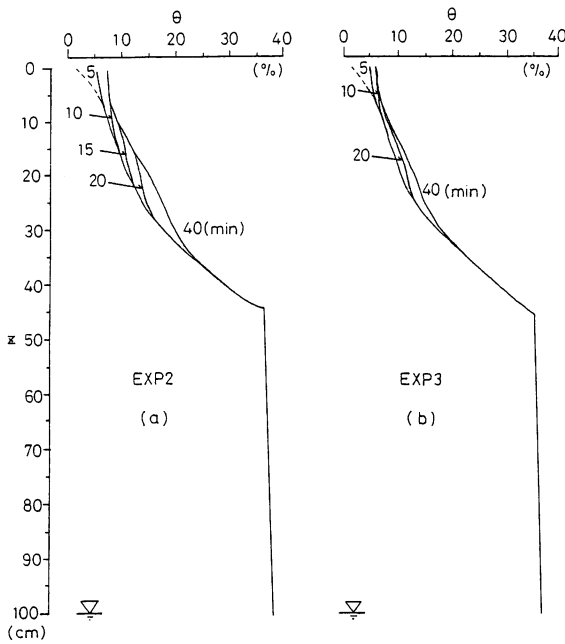
不飽和毛管水帯では深度45cmから地表面に向かって少しずつ水分量が減少していき、深度5cmより上ではほとんどゼロ近くの値を示した(深度25cmで約2%)。このような浅い領域では、地表蒸発の影響を受けるためおそらく最小容水量以下の水分となっているので、地下水面からの毛管上昇水は存在しないと考えられる。

2. 不飽和毛管水帯中の水分挙動

水分計の測定結果を第3図に示す。この図はEXP2と3の結果を示しているが、明らかにEXP2の方の水分移動が速いことが分かる。これは雨量強度の違いから起こる当然の結果である。水分プロファイル変化の特徴としては、地表付近を除いて、浸潤前線より上の部分の変化幅が小さくてほぼ一定であることが挙げられる。この部分は伝達帯(開発, 1979)に相当する。また、浸潤前線の動きは深度15cm位までは十分追えるが、水分計の測定精度およびセンサーの埋設深度と数の問題から、EXP2では約18分後、EXP3では約20分後以降は正確な位置を捉えられなかった。これらの経過時間には、すでに浸潤前線は飽和毛管水帯上端に達していたと考えられる。

3. 水分移動に伴う地下水流出

雨水侵入に伴って不飽和毛管水帯中の水分移動が増加し、それにつれて地下水流出が始まった。第4図はこの様子を圧力水頭と地下水流出量の時間変化で表したものである。なお、圧力水頭はテンシオメータの測定結果であるが、時間おくれを考慮して

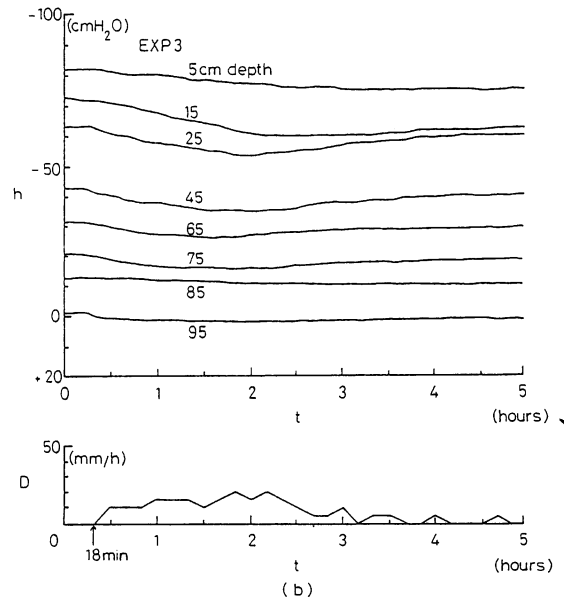
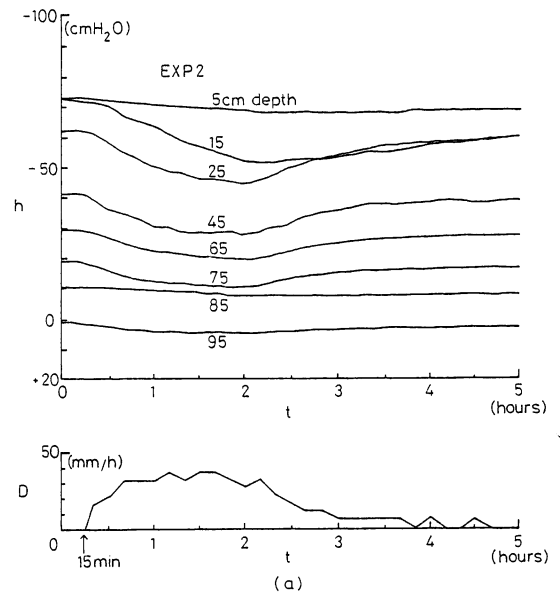


第3図 水分プロファイルの時間変化, (a) EXP 2 (40 mm/h×2 h), (b) EXP 3 (20 mm/h×2 h)

いない。

第4図の(a)と(b)の圧力水頭の図においてまず一般的に、降雨開始と共に各深度の圧力水頭が次第に正の方向へ変化していることがわかる。つまり、下方への水分移動が認められる事になる。また、ここで注意しなければならないのは、深度5 cmと85 cmの圧力水頭の応答が他に比べて非常に悪いことである。この原因としては、深度5 cm付近では降雨装置からの雨水の供給形態が悪い(注射針の間隔が粗い)ため雨水があまり拡散しきらずに下方に移動することや水分量が極端に少ないためポーラスカップの水と雨水が繋がらないこと等が挙げられる。しかし、深度85 cmに関しては、Haines jump (Dullien, 1979を見られたい)の影響もあるとおもわれるが、今のところ十分な理由が見つかっていない(テンジオメータ自身には問題がなかった)。

次に第4図(a)について詳しくみると、降雨開始後約13分までは深度15 cmの圧力水頭のみが変化し、13分後から深度25 cm以下(85 cmを除く)



第4図 圧力水頭 h と地下水流出量 D の時間変化, t : 時間

の圧力水頭がほとんど同時に変わり始めた。これらは約1時間後から降雨終了までの間はほぼ定常となり、降雨終了後は同様な時間変化で減少していくのが分かる。しかしこの時、深度15 cmの変化が他

のに比べて緩慢であるが、これはヒステリシス効果のためと考えられる。EXP 3についてもEXP 2と同様のことがいえる。第4図(b)において、深度15 cmの圧力水頭が降雨開始と共に変わり始め、地下水流出が18分後から始まり、この1-2分前から深度25 cm以下の圧力水頭が変化を開始し、降雨終了後やはりヒステリシスの影響が出ている。さらに両方の実験についていえることは、量的にはあまり多くないが、地下水流出開始後も水分増加が見られることである(第3図)。

これらの事実により、地表面付近では主に拡散的な水分移動が生じ、地下水流出と共に若干拡散を伴うピストン流的な水分移動が起こっていると考えられる。従って、地下水流出開始からある時間までの流出水は、event water(降雨水)ではなくてpre-event water(降雨開始前からコラム中にあった水)であると判断される。すなわち、地表面から侵入してきたevent waterが最小容水量以下の部分を満たした上で懸垂水帯中を拡散しながら降下し(最小容水量を超えた重力水となっている)毛管水帯の上限に到達すると毛管水帯中の重力水と連続して水理学的平衡を崩して地下水流出を促すことになる。

IV おわりに

雨水侵入に伴う毛管水帯中の水分移動と地下水流出の関係について実験を行った。その結果、懸垂水帯中では雨水の拡散的な水分移動が見られ、さらに下方への水分移動に続いて拡散的な水分移動を残しながらも早い地下水流出を促すピストン的な水分移動が生じていることが示された。結局、毛管水帯の高さが地下水流出の開始を早めるといえる。

本研究では以上の様な結論を得たが、量的な検討については十分とはいえない。今後の課題としての。

文 献

開発一郎(1979):定常降雨中および降雨後の不飽和砂

層中の鉛直水分移動. 日本地下水学会会誌, 21, 111-126.

開発一郎, 佐倉保夫(1981):野外土槽中の不飽和土の水分特性. 筑波大学水理実験センター報告, 5, 19-23.

開発一郎, 佐倉保夫, 谷口真人, 渡辺恒博, 四倉信弘(1987):浸透実験のための自記テンシオメータの開発. 第31回水理講演会論文集, 767-770.

榎根 勇, 田中 正, 嶋田 純(1980):環境トリチウムで追跡した関東ローム槽中の土壌水の移動. 地理学評論, 53, 225-237.

佐倉保夫, 開発一郎(1981):野外実験土槽における観測結果(1980年4月~7月)一降雨浸透時の砂槽地中熱環境変化一. 筑波大学水理実験センター報告, 5, 11-18.

佐倉保夫, 谷口真人(1983):土壌水の移動特性に関するコラムを用いた降雨浸透実験. 地理学評論, 56, 81-93.

中川慎治, 向井雅之, 古藤田一雄(1984):誘電式水分計のキャリブレーション. 筑波大学水理実験センター報告, 8, 75-82.

ロージェ, A. A.(1963):『土壌と水』(山崎不二夫監訳). 東京大学出版会, 東京, 138 p.

Dullien, F. A. L.(1979):*Porous media*. Academic Press, New York, 249p.

Fritz, P., Cherry, J. A., Weyer, K. U., Sklash, M.(1976):Storm runoff analyses using environmental isotopes and major ions. In: Interpretation of environmental isotope and hydrochemical data in groundwater hydrology. IAEA, Vienna, 111-130.

Gillham W.(1984):The capillary fringe and its effect on watertable response. *Journal of Hydrology*, 67, 307-324.

Kaihotsu, I. and Tanaka, T.(1982):Mechanism of vertical water movement in Kanto Loam during and after rainfall. *IAHS Pub.*, 136, 169-177.

O'Brien, A. L.(1982):Rapid water table rise, *Water Resources Bulletin*. 18, 713-715.