

雨水浸透による地下水位の変動特性に関する考察

名古屋大学工学部 正員○原田守博, 学生員 星野 淳, 正員 高木不折

1. はじめに

近年, 多くの現地観測により, 不圧地下水位の降雨に対する早い応答現象が報告されている。筆者らも丘陵地において, 地表下5m深の地下水面が降雨後数時間で上昇する状況を観測している。このような早い水位応答の一つの要因として, 不飽和毛管帯における水圧伝播性が指摘されている。本研究では, そうした毛管帯を含む土壤中での水分挙動, さらに降雨に対する水位の早い上昇現象が, 従来からの不飽和浸透モデルでどの程度説明しうるかを検討する目的で, 砂柱を用いた雨水浸透実験を行い, 不飽和浸透理論の適用性について考察を加えたものである。

2. 雨水の鉛直浸透実験

実験に使用した砂柱および降雨発生装置を図-1に示す。砂柱は内径30cm 高さ250cm の鉛直カラムに豊浦標準砂を水締めしたもので, カラム内に飽和地下水面を設定するために, 下端で水タンクと連結されている。砂柱内部には6深度にテンシオメーターが埋設され, 土中の圧力水頭が圧力変換器を経て計測される。また, 砂柱下部には飽和水面の位置を測るための水圧計が取り付けられている。降雨発生装置は, 186本の注射針に所定の湛水深を与えることで時間雨量20~100mm 程度の雨水を供給することができる。今回の実験では, 降雨強度44mm/hr の雨を4時間継続して与え, 砂柱下端を閉じて飽和水面を上昇させる実験を行った。

3. 不飽和浸透理論による解析

毛管ポテンシャルの概念に基づきダルシー則を不飽和流に拡張することにより, Richards方程式が導かれる。さらに現象を鉛直一次元とみなし, 体積含水率 θ と圧力水頭 ψ の間に一価関係を仮定すると, ψ に関する方程式は,

$$C(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial Z} \left\{ K(\theta) \left(\frac{\partial \psi}{\partial Z} + 1 \right) \right\}$$

ここに, $K(\theta)$:不飽和透水係数, $C(\psi)$:比水分容量($=d\theta/d\psi$), Z :上向きを正とする鉛直座標, t :時間座標である。上式を解くには, 土壌物理特性として ψ , θ , K の三者の相互関係を与える必要がある。これらの関係は, 土壌の締め固め度や攪乱度に強く依存し, 試験結果がばらつくことが知られている。しかし今回の場合, 実験土壌として度々用いられる標準砂を採用しているので, 既往の試験結果を参照することによって $\psi \sim \theta$ 並びに $K \sim \theta$ 関係を推測することができる。図-2は以下の解析に用いた土壌物理特性である。図中の破線は, 筆者らが土柱法・加圧板法によって求めた $\psi \sim \theta$ 関係であるが, 封入空気存在と実験値の再現性を考慮して, 解析には幾分か小さな値を用いている。 $K \sim \theta$ 関係については, 次のBrooks・Coreyの式に従った。

$$K/K_s = [(\theta - \theta_r)/(\theta_s - \theta_r)]^6$$

ここに, K_s :飽和透水係数($=1.5 \times 10^{-2}$ cm/sec), θ_s :飽和含水率

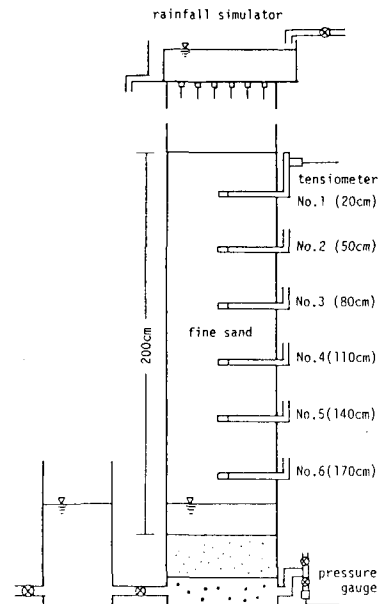


Fig.1 Schematic illustration of experimental apparatus

(=39%), θ_r :最小含水率(=7.5%), β :定数(=3.0)である。これらの数値は、標準砂に対して通常認められている値である。

解析の初期条件は、一般に平衡水分状態として $\psi(Z,0)=-Z$ を与えることが多いが、実際には図-3のように排水後80時間を経ても $\psi=-Z$ とはならない。ここではこの実測値を尊重して、 $Z < 52.5\text{cm}$: $\psi=-Z$, $Z > 52.5\text{cm}$: $\psi=-52.5\text{cm}$ とした。尚、数値解析には、大西・西垣によるFEMプログラムを使用した。

4. 実験結果と解析解の比較

図-4は 前述の実験条件下で測定された土中の圧力水頭並びに飽和水面の時間的変化である。6箇所のテンシオメーターのうち No. 1~4のものは、上方からの降雨浸透に伴い、50分程の遅れ時間差をもって順次反応している。しかし No. 5と6は、降雨開始後 4.2時間にほぼ同時に低下を始め、それと同じ時刻に地下水面の上昇が始まっている。これは、No. 5, 6が水面上の毛管水帯に位置するために浸透水による水圧伝播現象が現れたものと考えられる。一方、図-5は 実験と同じ降雨に対して求められた不飽和浸透モデルの数値解である。図から分かるように、圧力水頭の変化は実験値に比べはるかに緩やかである。これはむしろ、テンシオメーターが水分変化に対し遅れて反応するためと思われる。また、同図における No. 5地点の圧力水頭は、図-4のようにNo. 6と同時に反応していない。これは、 $\psi \sim \theta$ 関係を図-2のように与えたことに起因しているが、No. 1~4の圧力低下幅や水位の上昇過程はよく再現されている。

5. おわりに

実験条件に対応した数値解析を行う過程で、土壌物理特性の設定が解析結果に鋭敏に影響することを経験した。 $\psi \sim \theta$ および $K \sim \theta$ 関係の僅かの差異によって解が大きく変わり得る。したがって、こうしたモデルを実現象に適用する際には、パラメータの客観的評価が極めて重要であるといえよう。

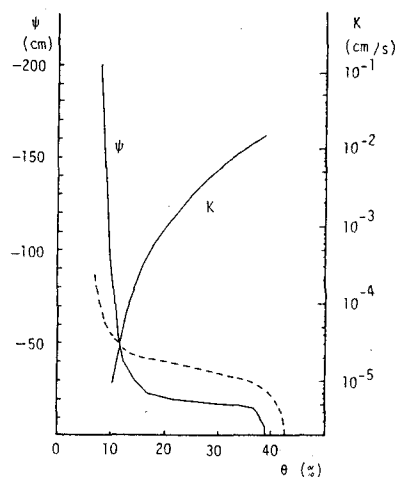


Fig.2 Relationships between tension (ψ), moisture content(θ), and hydraulic conductivity(K)

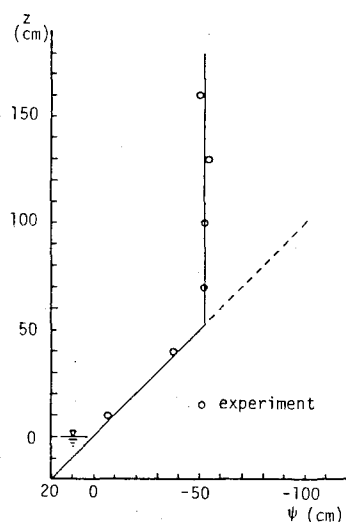


Fig.3 Initial condition for numerical analysis

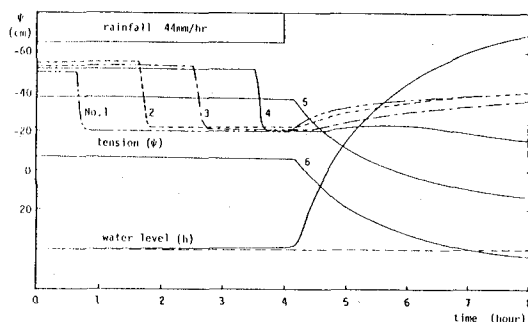


Fig.4 Measured data

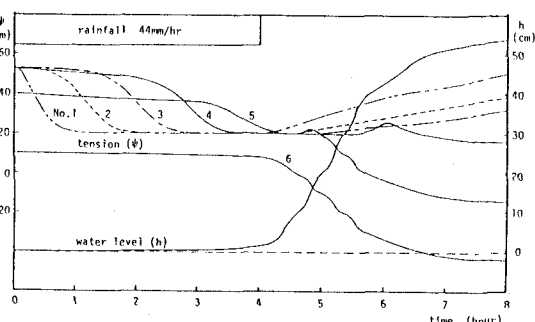


Fig.5 computed data