

鉛直一次元浸透現象の観測と解析

Observation and Analysis for Vertical One-dimensional Infiltration Phenomenon

電力中央研究所 正 員 下 垣 久

電力中央研究所 磯 部 明 久

電力中央研究所 正 員 白 砂 孝 夫

1. はじめに

流出解析手法の精度向上において、現在重要な課題のひとつは流域斜面に降った雨水の土中における伝播過程を把握することである。これまで土壌水分の消長と流出現象の密接な関連性を指摘して、基礎的考察を行った研究もいくつかある。これらの研究の流れは、ひとつがライシメータなどによる模擬土層での観測を重視した研究成果であり、他方はRichardsらが定式化した毛管ポテンシャル理論を仮定した計算条件のもとで数値解析によって解いて流動形態を議論したものに大別される。それぞれ興味深い結果がえられているが、実用的な流出モデルの構築までに至っていない。この種の研究において未だ十分な進展をみていない理由としては、浸透現象に関するメカニズム、特に不飽和域における流動機構を解明することが困難なこと、また現地における調査あるいは測定が土層の不均質性と相俟って容易に実施することができず、解析に必要な資料の蓄積に欠ける点などを挙げることができる。

したがって筆者らは、斜面域表層部における浸透雨水の流動形態と河川流出の対応関係を把握するための一環として、まず自然降雨条件下の鉛直一次元浸透に問題を限定し、その過程に関する考察を自然状態の堆積層における観測結果を踏まえて行った。本論文では、まずはじめに不飽和浸透流モデルについて触れ、その後観測地点の土壌物性値に関する検討を行って解析のための条件とした。つぎに土壌水分計を用いた観測結果と数値計算による結果の比較に基づいて、不飽和域の浸透機構について論述した。

2. 浸透流の基礎方程式およびその数値計算手法

土壌水に作用する力のうち、不飽和帯における土壌水の流動に主要なものは、毛管力と重力であるとみなして、Richardsが提案した毛管ポテンシャル理論をここでは解析のための基礎式とする。運動方程式は、ダルシー則を拡張した式(2.1)で、また連続式は質量保存則より式(2.2)で示される。

$$\vec{q} = -k(\theta) \cdot \nabla \phi \quad \dots\dots (2.1) \qquad \frac{\partial \theta}{\partial t} = -\nabla \cdot \vec{q} \quad \dots\dots (2.2)$$

ここに、 $\vec{q}$ ：単位面積、単位時間当りの土壌水分移動量 ($\text{cm}^3/\text{sec}/\text{cm}^2$)

ϕ ：水理水頭で、 $\phi = \phi(\text{圧力水頭}) + Z(\text{位置水頭})$ (cm)。

θ ：体積含水率表示の土壌水分量 (cm^3/cm^3)

$k(\theta)$ ：不飽和透水係数 (cm/sec)。

式(2.1)と(2.2)よりRichardsのポテンシャル方程式(2.3)がえられる。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla \cdot [k(\theta) \cdot \nabla (\phi + Z)] \quad \dots\dots (2.3)$$

ところで鉛直一次元の場合には、鉛直座標軸 z 下向きを正とすれば、式(2.3)に対応して式(2.4)、(2.5)がえられる。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} [k(\theta) \cdot (\frac{\partial \phi}{\partial z}) - k(\theta)] \quad \dots\dots (2.4)$$

$$= \frac{\partial}{\partial z} [D(\theta) \cdot (\frac{\partial \theta}{\partial z}) - k(\theta)] \quad \dots\dots (2.5)$$

ここに、 $D(\theta)$ ：土壌水分拡散係数 (cm^2/sec) であり、

$$D(\theta) = k(\theta) / c(\theta) = k(\theta) \cdot (\frac{\partial \phi}{\partial \theta}), \quad c(\theta) = \frac{\partial \theta}{\partial \phi} \text{ (比水分容量)}$$

式(2.5)はkluteの水分拡散方程式といわれるものであるが、飽和状態においては θ がもはや変化しないため、 $\frac{\partial \phi}{\partial \theta} \rightarrow \infty$ となり飽和域の浸透流の支配方程式として用いられなくなる。そこで θ と ϕ の間に一価

関係が維持されるとし、 ϕ だけが独立変数になる式に変えたと式(2.6)が求まる。

$$c(\phi)(\partial \phi / \partial t) = \partial / \partial z \{ k(\phi) \cdot (\partial \phi / \partial z) - k(\phi) \} \dots\dots\dots (2.6)$$

この式は、浸透が進行して飽和状態になると $c(\phi)=0$ となり、飽和域の支配方程式となる。したがって、式(2.6)は飽和・不飽和域に適用できる利点があるので、以下式(2.6)を解析における基礎式とする。

数値計算に当っては差分法を用いた。以下にその定式化および計算手順を示す。

(1) 基礎式の差分近似 土壌層を等分割し、その単位層厚を Δz 、および単位時間を Δt とする。図-2.1に z 軸と t 軸の差分格子網を示す。まず式(2.6)の右辺を差分近似し、これを関数 $L_i(k^n, \phi^n)$ とおくと式(2.7)をうる。

$$L_i(k^n, \phi^n) \simeq 1/\Delta z \cdot \{ (k_{i+1/2}^n/\Delta z)(\phi_{i+1}^n - \phi_i^n) - (k_{i-1/2}^n/\Delta z)(\phi_i^n - \phi_{i-1}^n) \} - 1/\Delta z (k_{i+1/2}^n - k_{i-1/2}^n) \dots\dots\dots (2.7)$$

ここで、 k は節点間の平均をとり、

$$k_{i+1/2} = k(\bar{\phi}_{i+1/2}), \quad k_{i-1/2} = k(\bar{\phi}_{i-1/2})$$

とする。また式(2.6)の左辺を近似すると次式となる。

$$c(\phi)(\partial \phi / \partial t) \simeq c_i^n \cdot (\phi_i^{n+1} - \phi_i^n) / \Delta t \dots\dots\dots (2.8)$$

ここに、 $c_i^n = c(\phi_i^n)$ である。

Crank-Nicholson法を用いて定式化するとつぎのようになる。 図-2.1 z 軸と時間の差分格子網

$$(1/2) \cdot \{ L_i(k^{n+1/2}, \phi^n) + L_i(k^{n+1/2}, \phi^{n+1}) \} = c_i^{n+1/2} \cdot (\phi_i^{n+1} - \phi_i^n) / \Delta t \dots\dots\dots (2.9)$$

また式(2.9)はつぎのように整理することができる。

$$A_i \phi_{i+1}^{n+1} - B_i \phi_i^{n+1} + D_i \phi_{i-1}^{n+1} = -A_i \phi_{i+1}^n + (B_i - 4c_i^{n+1/2}) \phi_i^n - D_i \phi_{i-1}^n + (2\Delta t/\Delta z)(k_{i+1/2}^{n+1/2} - k_{i-1/2}^{n+1/2}) \dots\dots\dots (2.10)$$

ここに、 $A_i = (\Delta t/\Delta z^2)k_{i+1/2}^{n+1/2}$ 、 $D_i = (\Delta t/\Delta z^2)k_{i-1/2}^{n+1/2}$ 、 $B_i = A_i + D_i + 2c_i^{n+1/2}$ 、

(2) 境界条件 地表面の境界条件として、式(2.6)より次式(2.11)がえられる。

$$c(\phi)(\partial \phi / \partial t) = \partial / \partial z \{ k(\phi) \cdot (\partial \phi / \partial z) - k(\phi) + R \} \dots\dots\dots (2.11)$$

上式(2.11)を差分化すれば式(2.12)となる。

$$A'_1 \phi_2^{n+1} - B'_1 \phi_1^{n+1} = -A'_1 \phi_2^n + (A'_1 - 2c_1^{n+1/2}) \phi_1^n - (2\Delta t/\Delta z) \cdot (k_{1+1/2}^{n+1/2} - R) \dots\dots\dots (2.12)$$

ここに、 R : 降雨量 ($\text{cm}^3/\text{sec}/\text{cm}^2$)、 $A'_1 = (\Delta t/\Delta z^2) \cdot k_{1+1/2}^{n+1/2}$ 、 $B'_1 = 2c_1^{n+1/2} + A'_1$

式(2.12)は $\phi_1 < 0$ のときに適用するものとし、 $\phi_1 \geq 0$ のときには地表面が飽和された状態となるので $\phi_1 = 0$ として上端境界条件を与える。つぎに下端 ($n = I$) 条件として、ここでは $\phi_I = \text{const}$ と仮定する。

(3) 初期条件 4.ににおいて詳述する土壌水分測定器による観測値(深さ0.15, 0.4, 0.8 m)をもとにして、観測的事実としてえられた土壌水分の変動が顕著な表層部に直線近似をした体積含水率の分布を与え、それ以下の層については一定値と仮定した(図-4.6参照)。

式(2.10)、(2.12)は係数が未知量であるため直接解を求めることができない。このため計算は逐次代入法を用いて繰返し計算によって求めることにした。

3. 土壌の物理特性

ここでは対象土壌の基本的な物理特性を示して、浸透流の解析に資するものとする。

3.1 比重・空隙率・粒度分布

(1) 成層状況 試坑断面によれば、地表面に浅く有機物層があり、その下部は深さ方向にいくらか暗褐色から黄褐色に漸変しているが、明確な層の変化は見当らない。

(3) 比重・空隙率 地表面からの深さ15, 40, 80 cmにおける試料の比重・空隙率の算定結果は表-3.1に示すとおりである。

表-3.1 土壌の比重・空隙率

depth from surface (cm)	15	40	80
specific gravity	2.49	2.54	2.57
porosity (%)	80.3	82.0	78.3

(3) 粒度分布 図-3.1に粒径加積曲線を示す。深さによる顕著な差はなく、平均粒径は0.06~0.07 mm程

度であった。また三角座標による分類法によれば、この土壌は砂質ロームと判断される。

3.2 土壌水分特性曲線

土壌の含水量とそのときのサクション圧の関係を求めるには、測定範囲に応じて各種の測定法がある。この内、土柱法による測定を行ったが、その理由はつぎの点である。①実験装置が簡単であり、実験手順も容易で実用的である。②土壌と土壌水をほぼ自然の状態に保持できる。③ほ場含水量のサクション圧近くまで測定できる。なお土壌水分特性曲線は、吸水・排水過程でヒステリシス現象を生ずるが、ここでは吸水過程に関する測定結果を示す。

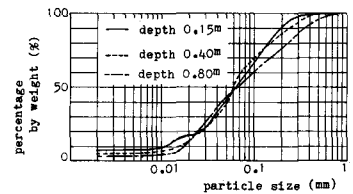


図-3.1 土壌の粒度分布

図-3.2に示す実験装置を用いて20日間吸水を行わせた後、土壌柱を解体して各円筒の土壌水分量を測定した結果、図-3.3に示すようなサクション圧と体積含水率の対応関係をえた。この図から、土柱法による測定範囲の限界はサクション圧約60 cmであると推察され、 $pF=1.8$ となつてほぼほ場含水量相当のサクション圧である。ここで相対体積含水率 $\theta_r(\psi) (= \theta(\psi)/\theta_{sat}, \theta_{sat}: \text{飽和体積含水率})$ を求め、 $(1/\theta_r - 1)$ と ψ の関係を両対数グラフ上にプロットすると直線関係がえられた。これはつぎの経験式で $\theta_r \sim \psi$ 関係が近似できることを示唆するものである。⁴⁾

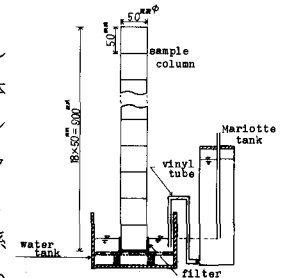


図-3.2 土柱法の実験装置

$$\theta_r = 1 / (1 + A\theta \times \psi^{B\theta}) \quad \dots\dots\dots (3.1)$$

ここに $A\theta, B\theta$ は定数。この実験では次式(3.2)がえられ、測定範囲外についても適用するものとした。

$$\theta_r = 1 / (1 + 1.42 \times 10^{-3} \psi^{1.64}) \quad \dots\dots\dots (3.2)$$

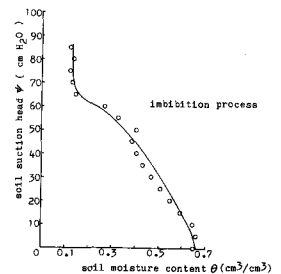


図-3.3 土壌水分特性曲線

ところで、表-3.1においては空隙率が約80%であるのに対して、土柱法に用いた試料については約66%と低い値を示している。原因として考えられるのはつぎの点である。気乾資料を用いて土壌柱を作成するに当って、円筒に充填するときに生ずる土壌のかく乱および充填密度の不均質が生ずる。このため土壌構造変化による物性値への影響が懸念される。事実、4.において詳述するように、解析上矛盾を生じたのでこの結果は今回の解析において採用していない。

3.3 透水係数の測定

土壌の含水量と透水係数の対応関係を把握するために、現場試験と室内実験を実施した。透水係数の測定は現場測定を行うことが望ましいとされているので、飽和透水係数については現場試験より求めたが、不飽和透水係数については実験条件のコントロールが困難なため、室内実験により測定したものである。

(1) 現場透水試験 表層の透水係数を測定するのに簡便な方法として、Dry Auger-hole 法がある。³⁾ この方法は、定水位試験のひとつで地下水面が試掘孔の底より低い場合に有用といわれている。測定の結果、この土壌の飽和透水係数は $ksat = 6 \times 10^{-3} \text{ (cm/sec)}$ であることをえた。

(2) 不飽和透水実験 実験は図-3.4に示すような Richards の加圧型不飽和透水性

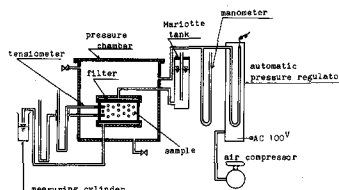


図-3.4 不飽和透水係数測定器

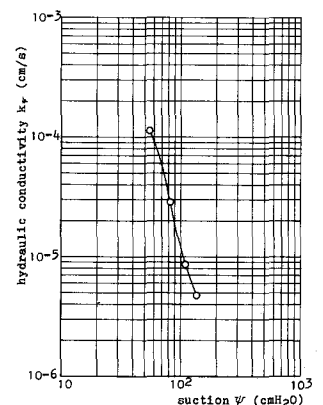


図-3.5 不飽和透水係数の測定結果

測定装置を用いて行った。実験手順を要約すればつぎのとおりである。側面に穴のあいた試料円筒（内径 100 mm，高さ 40 mm）を用いて未かく乱の状態で採土し，これを加圧室に入れる。このとき試料の上下両端に接したフィルターを通して，土壤水を大気圧に接する自由水と連結させておく。こうして加圧室内を任意のサクシオンと等価の加圧状態に設定して，土壤試料を不飽和とする。この状態でマリオットタンクより定水位給水を行い，供給量と流出量が等しく，かつ 2 つのテンシオメータの読みが安定して等しい状態において定常状態とみなす。透水係数値は，式 (2.1) において $\partial\psi/\partial z = 0$ のとき $q_z = K(\theta)$ となるため，定常時の流出量を計測することにより求めることができる。

このようにして求めた不飽和透水係数 k_ψ とサクシオン ψ の関係を図-3.5 に示す。実験の過程において，サクシオンの高い領域では微流量を長時間供給する必要があるため，途中で水中の溶解空気が分離して気泡を発生し，測定値に変動を生ずることがあった。図-3.5 の測定結果は，この実験の中で気泡の発生もなく，比較的信頼性の高いと思われるデータである。

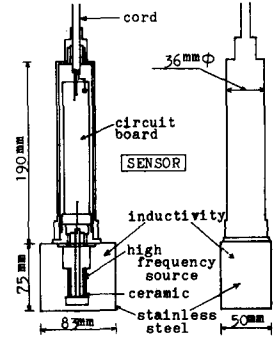


図-4.1 誘電式土壤水分計センサー部

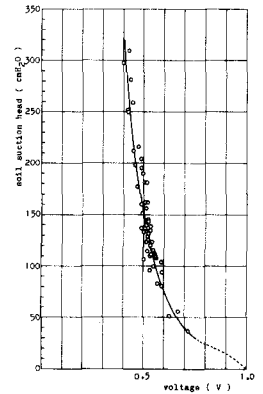


図-4.2 水分計指示値とサクシオン圧の関係

4. 林地における土壤水分観測とその解析

当研究所の構内林地の平坦部に誘電式土壤水分測定器を埋設し，自然状態の土壤層における含水量の変化を連続観測した。この水分計の値は電圧で表示されるため，含水量に変換する方法として，つぎのような実測調査および実験を行った。①水分計のセンサー近傍にテンシオメータを埋設し，含水量変化に応じた土壤水分のサクシオンを測定して両者の対応関係を求める。②土壤含水量とサクシオンの関係を実験的に求める (3.2)。③これら両者の関係から，水分計指示値と含水量のキャリブレーション曲線を作成する。このようにして間接的に土壤水分の変動を求めることにした。

ここでは，観測の方法およびその観測結果と不飽和浸透モデルによるシミュレーション結果の比較検討を行い，それをふまえて雨水浸透過程に関する考察を行う。

4.1 測定装置および測定方法

(1) 誘電式土壤水分計 土壤水分の測定には誘電式の外に，熱伝導法，電気伝導法，中性子法などがあるが，ここでは①応答が速く，②耐久性にすぐれ，③測定範囲の広い点に着目して，誘電式測定法を採用した。

この方法は，土壤固相の誘電率と水の誘電率が著しく異なり（土壤：2～3.5，水：80.1），土壤の含水量が増加するに伴ってその総合誘電率が増す事実を応用したものであり，誘電率と含水率の関係につぎの近似式を仮定する。⁵⁾

$$\epsilon - \epsilon_0 = K \cdot M \quad \dots\dots\dots (4.1)$$

ここに， ϵ ：含水率 M における誘電率， ϵ_0 ：土壤固相の誘電率， K ：土壤試料によって定まる定数。誘電式土壤水分計の構造および諸元を図-4.1 に示す。このセンサー部を地中の所定の深さに埋設するに当って，感応部に 250 cm^3 の土壤を充填して調整を行う必要がある。ここでは気乾状態を下限に，飽和状態を上限に設定した。

(2) テンシオメータ テンシオメータは，先端に多孔質磁管を取り付けた中空の管で，これを圧力計に気密に連結し，内部に脱気水を満して磁管を通じて土壤水と水連結させて，平衡状態のときの水圧を測定する装置である。このテンシオメータの磁管を水分計センサー埋設地

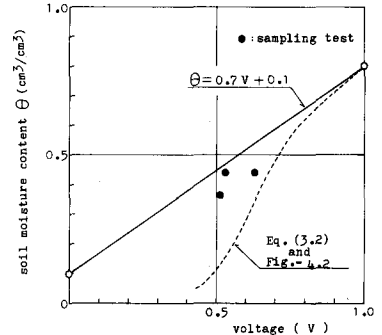


図-4.3 土壤水分量と水分計指示値の関係

点近傍の15, 40, 80 cmの深さに埋設し、水分計指示値とその時のサクシ ョン圧の対応関係が読みとれるようにした。

4.2 土壌水分と水分計指示値の関係

観測の結果、図- 4. 2 に示すような水分指示値(V)とサクシ ョン圧の関係がえられた。これらの状態が吸水・排水過程のいずれか判然としていないこと、および飽和に近い領域ではテンシオメータの応答性の限界によってデータがばらつくので、推定によって求めたものである(図- 4. 2 破線部)。これをもとに前記の手順に従って $\theta \sim V$ 関係を求めると、図- 4. 3の破線のようになった。この結果は、明らかに水分計指示値の調整において設定した $V = 0$ のとき $\theta = 0.1 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ (気乾時の含水量)の条件を満たしていない。このため土柱法によって求めた土壌水分特性曲線(式(3. 2))は、構造変化による影響が顕著にあらわれ、その物理特性が自然状態から大きく変化したものと推定されたので、以下の解析のための基礎データとして用いるには不適と判断した。

そこで式(4. 1)の関係をここに仮定し、つぎの実測条件のもとに $\theta \sim V$ 関係を求めたものが同じ図- 4. 3の実線である。

気乾状態： $V = 0, \theta = 0.1 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ 飽和状態： $V = 1, \theta = 0.8 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$
 ちなみに測定箇所から少し離れた場所でのサンプリングによる含水量の測定結果は、 $\theta \sim V$ 関係の線形性を満たしていないが、全範囲にわたる比較により求めることができなかったので、ここでは図- 4. 3の実線の関係を近似的に用いることにした。

以上のことにより、水分計指示値を媒介にしてサクシ ョンと体積含水率の対応関係を求めたものが図- 4. 4である。なお測定範囲外については、3. 2で示した方法に従って式(3. 1)の形で表現した。同様に透水係数についても次式で近似し、さらに $\theta \sim \phi$ 関係を媒介にして相対係数 K_r と θ の関係を求めた結果が図- 4. 4の実線(A)である。

$$K_r = 1 / (1 + 5.2 \times 10^{-5} \phi^{346}) \quad \cdots \cdots (4.2)$$

4.3 解析結果およびその考察

降雨時における土壌水分の変化について、土壌水分計を用いた観測結果と浸透モデルによる数値解析結果の対比により、浸透現象の特徴およびモデル適用の妥当性について以下に述べる。観測結果例として4つのケースを参考データとして図- 4. 5(1)~(4)に載せる。これら全体の特徴として、①深さ15 cmにおける土壌水分は降雨に対する応答がよく、変化が著しいが、②40, 80 cmにおいてはほとんど水分量に変化がみられず、増加は緩慢である。また、強度の高い降雨が初期にあった場合、含水量はいったん低下してから増加しはじめる。

数値計算に当っては、物性値として図- 4. 4に示す関係を用い、初期条件として図- 4. 6の2ケースを仮定した。また境界条件の雨量として、観測地点に設置した雨量計の記録より時間雨量を用いた。なお数値計算における分割層厚、単位時間はそれぞれ、 $\Delta z = 2 \text{ cm}$, $\Delta t = 60 \text{ sec}$ であり、土壌層の下端を2 mとした。

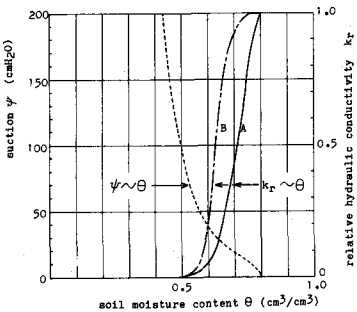


図- 4. 4 不飽和土壌の物理特性

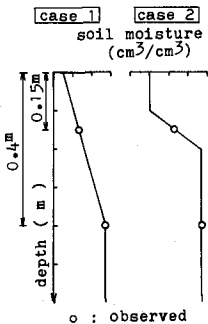


図- 4. 6 数値計算の初期条件

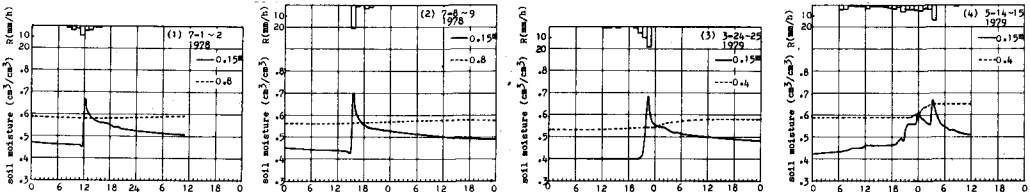


図- 4. 5 降雨時の土壌水分変動の観測例

解析の一例として、ここでは昭和54年5月8日の降雨を対象にした。はじめ図-4.6のケース1の初期条件で計算したところ、計算結果は15cmの深さの土壌水分量の変化を全く説明することができなかった。ところが初期条件をケース2のように、水分量が一定になる深さを地表面下20cmまで引き上げたところ、水分量の増減を示しはじめた。しかし、図-4.4の $K_r-\theta$ 関係(A)では、降雨量と顕著な応答を示す15cmの深さの水分量変動を十分シミュレートできなかった。このため、 $K_r-\theta$ 関係を(B)のように $\theta=0.6$ 前後で急激な透水係数の変化をもつようにしたところ、図-4.7に示すような結果をえた。精度の面においては満足できるものではないが、全体的な傾向としては実測値を説明しうると思われる。なお、初期条件による影響が計算結果の前半部に著しくあらわれており、初期値の設定に関して課題が残った。

土壌含水量が20cm以下で一定値となるように設定した場合に、地表面と20cmの間における土壌水分の著しい変動を説明できるという結果は、かつてDreibelbisが観測事実として7インチ(約18cm)以下はほとんど水分量の変動がみられず、地表面から約7インチの間が水分量の激しい層(活性層)であると指摘したことと一致している。ところで20cm以下の θ 値は、降雨による影響を受けない状態では多くの場合ほぼ $\theta=0.55\sim0.6$ であった(深さ40cmの観測による)。これは図-4.4よりほぼ $\psi=40\sim60$ cmに相当し、ほ場容量(pF値1.5~1.8)に一致している。また、この値は物性値より推定すると、透水係数が急激に増加するわずかな手前である。これらのことを総合して考えると、活性層以下のゾーンでは通常降下浸透があまりないが、わずかな水分量の増加で著しく透水性が向上する少し前の含水状態(ほ場容量)と推定される。この物理特性のために、岡・角屋がライシメータを用いた実験から指摘しているように、このゾーンは水分貯留の形を経ずに下方へ雨水を伝播しているものと考えられる。さらに、今回の例では図-4.8に示すように表層の水分貯留の様子はあまり明らかでないが、降雨量の大きい場合にはもっと土壌水分の増加が生じており、高棹がA層理論の中で述べている中間流の発生場に関係している可能性が想定される。一方、図-4.8によれば、最大降雨時の21~22時の含水量は約 $\theta=0.57$ であり、 $k=4.2\times10^{-4}$ cm/sと推定される。このときの降雨量17mm/hrは 4.7×10^{-4} cm/sでほぼ等しくなっている。このことは、深さ15cmの観測値が降雨との対応が良い理由としてあげられるであろう。

今回の解析上、浸透モデルを適用した結果は定量的に十分な精度で観測値を説明できなかったが、モデル自体のもつ原因を除いてつぎのものが考えられる。①水分量の初期分布の与え方に適切さを欠いた。②降雨として時間雨量を用いたため、実測値に比較して平滑化された傾向にある。③実験から求めた物性値は、かく乱を受けてかなり異なったものとなっている。④粒度試験などから均質土壌として扱ったが、特に表層部の付近の土壌にはその物理特性を検討した上で解析資料とする必要があった。

5. ま と め

本研究においてえた知見はつぎのとおりである。

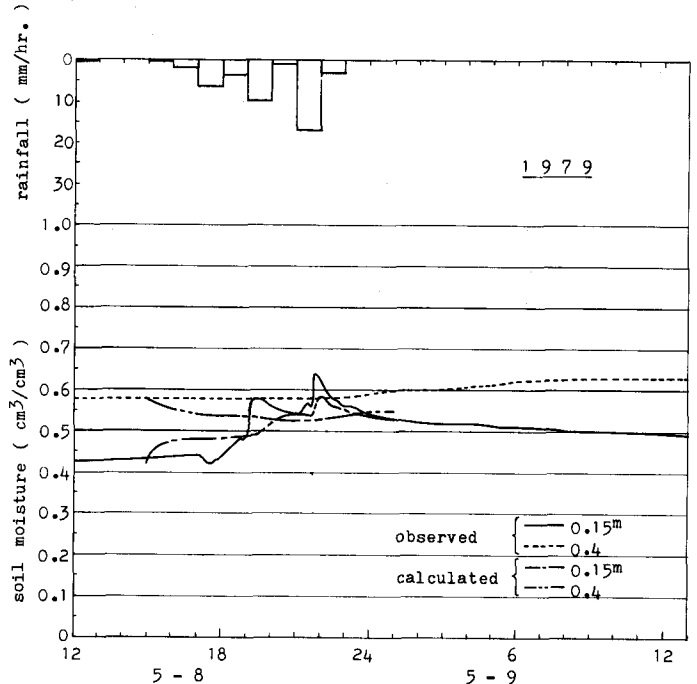


図-4.7 土壌水分変動の観測値と計算値の比較

(1)誘電式土壌水分計を用いた観測結果および飽和浸透モデルによる数値解析の結果より、降雨時において含水量の変化が顕著な土壌層は、今回対象とした林内地の自然推積層においてたかだか地表面より20cm程度に限られており、それ以下の層の変化はほとんどなく、Dreibelbisの観測値とほぼ一致した。

(2)Richards式は浸透現象の近似的な表現にすぎないが、土壌水分の変化についてその傾向を説明する場合には有用性が認められた。特に、活性層を想定した場合に、数値計算上深さ15cmにおける水分量変動の観測事実を説明できる目処をえた。

(3)土壌物性値を今回は十分な精度で求められなかったため、結果として数値解析による土壌水分変動の推定では精度において満足ゆく成果がえられなかった。特に、ローム質の場合には土壌構造変化による影響が著しいため、土壌水分特性曲線などの測定には、その方法を含めて十分な配慮を必要とする。

今後つぎの点に検討を加える予定である。

- (1)土壌の物性値に関する詳細な検討および斜面域における二次元的な浸透機構への拡張を行う。
- (2)強度の高い降雨が初期にあった場合、含水量はいったん低下してから増加しはじめることが観測結果からえられている。この現象は間隙空気圧の変化による影響に起因していると考えられるが、この点については気液二相流について新たな展開が必要である。
- (3)不飽和浸透現象に関する有用なモデル化をもとに、流出解析上の保留特性の把握にその成果を適用する。

謝 辞

本研究の遂行に当って、計算プログラムの作製、数値計算では(株)開発計算センター 村田 満氏に多大なる御協力をいただいた。ここに記して感謝の意を表したい。

参考文献

- 1) 八幡敏雄；土壌の物理，東京大学出版会，pp.99-101，1975.
- 2) 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No.264，pp.88-96，1977.
- 3) 土壌物理性測定法委員会編；土壌物理性測定法，養賢堂，昭和47年.
- 4) Keith Beven；Hillslope Hydrographs by the Finite Element Method, Earth Surface Processes Vol. 2, pp.13-28, 1977.
- 5) 細山田健三；誘電式土壌水分測定器の検討，土壌物理研究No.3，pp.41-43，1966.
- 6) F.R. Dreibelbis；Some Aspects of Watershed Hydrology as Determined from Soil Moisture Data, Jour. of Geophysical Research 67-9, pp.3425-3435, 1962.
- 7) 岡・角屋；裸地斜面域における雨水の浸入と地下水流出(2)，京都大学防災研究所年報17-B，pp.523-533，昭和49年.
- 8) 金丸・高棹；水文学，朝倉書店，pp.113-115.昭和50年.
- 9) 妹尾 学；土壌水エネルギー指数pFによる土壌構造の考察，農業土木学会論文集14，pp.11-15,1965.

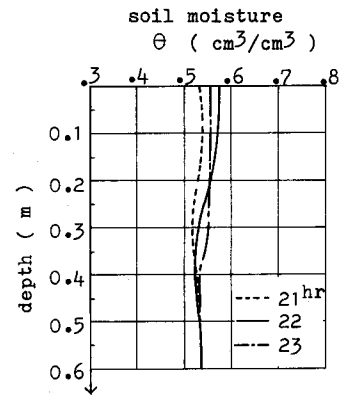


図 - 4.8 土壌水分の分布(計算値)