

## II-82 不飽和砂の重力排水過程に関する考察

名古屋大学工学部 正員 ○原田守博  
 名古屋大学工学部 正員 高木不折  
 J R 東海 正員 関戸淳二

### 1. はじめに

雨水浸透による地下水涵養現象を考えると、降雨が生じる前の土壌含水量、すなわち初期水分分布の評価が重要になる。多くの現地観測によれば、蒸発散の及ばない地表下1m以深の土中では、先行降雨が終了した後、数日を経ると、地下水面近傍を除けば、深さ方向に一定の水分量が残留することが知られている。この水分量は“Field Capacity（圃場容水量）”と呼ばれ、土壌の保水性に依存した一定の物理量と考える場合が多い。しかし、毛管ポテンシャル論の立場からみれば、地下水面からの高さが異なる二地点で同一の平衡水分量が生ずることは、その含水率で透水性がゼロにならない限り理に反することである。そこで、本研究では、砂柱を用いた重力排水実験を通して、Field Capacity のもつ物理的な意味について考察する。

### 2. Field Capacityとは？

Field Capacity に関する数多くの定義は 以下のように大別できる。

- (1) 静的平衡状態（ロージェの定義）<sup>1)</sup>：重力排水後の土中には、  
 図-1のような平衡水分分布が生じ、毛管水帯と懸垂水帯に分けられる。後者では、土壌水分は水理学的に互いに不連続であり、一定含水量になっている。これを Field Capacity とする。
- (2) 擬似平衡状態（Veihmeyerらの定義）<sup>3)</sup>：過剰な水分が排水され、下向きの流動が著しく低下した後の含水量で、透水性の良い均質土壌では2~3日後の状態である。これと類似したものに、土壌物理性測定法委員会<sup>3)</sup>の「24時間排水後の含水量」や「 $pF=1.8$ の含水量」などがあるが、どちらも便宜的定義と言える。
- (3) 動的過渡状態（Hillel, Gardnerら）<sup>4)</sup>：重力排水後の土中水の再分配過程は、時間的に連続なものであって、水分の不連続性による「切断」や静的な平衡分布への到達はあり得ない。この考えによれば、水分分布が一定値に落ち着くことはなく、テンション $\psi$ の値は  $\psi = -z$  に向かって漸近し続けることになる。

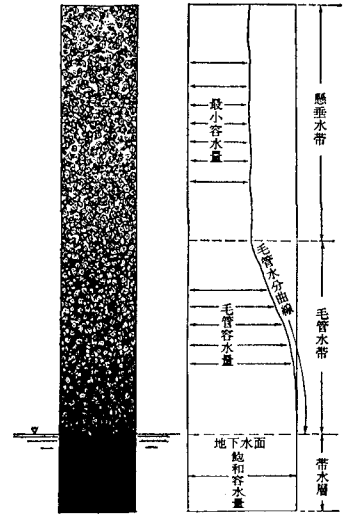


図-1 排水後の水分分布（八幡<sup>2)</sup>）

### 3. 標準砂を用いた重力排水実験

実験Ⅰ（含水率の鉛直分布）：標準砂を水締め充填した鉛直砂柱を作成し、下端に水位を設定して飽和状態からの重力排水実験を行った。砂柱は、内径5cm高さ5cmの円筒カラムを50個連結し、側面の水密性を保つためにビニルチューブで密閉したものを4本使用した。図-2は実験の結果得られた含水率 $\theta$ の鉛直分布である。同図によると、3日後および7日後において、水面から70cm以上の水分量はほぼ一定値に達し、ロージェの呼ぶ“懸垂水帯”の形成が認められる。すなわち、上記の定義(1)の状態に相当する結果が得られた。

実験Ⅱ（テンションの時間的変化）：排水過程における土中の圧力状態を調べるために、砂柱にテンシオメータを埋設した。水面から126cmの位置におけるテンション $\psi$ の時間変化を図-3に示す。 $\psi$ の値は時間とともに減少の仕方が緩やかになっているが、一定値に達することはなく、排水開始後70日を経てもなお下がり続けている。これは、現象が非平衡で、水分の排水は持続していることを示している。しかし、この $\psi$ の低下傾向からは、テンション値は無限時間後でも  $\psi = -z$  ( $= -126\text{cm}$ ) にはなりえないことが指摘される。このように実験Ⅰと実験Ⅱでは、土壌水分の平衡性に関し互いに矛盾する結果となった。そこで、次節では両者の関係を明らかにするために、不飽和浸透理論に基づいて懸垂水帯における水分状態を解析してみよう。

4. 不飽和浸透理論から見た Field Capacity

重力排水がある程度進み, 含水率が深さ方向にほぼ一定化した状況を考える. 鉛直一次元の Richards 方程式を地表から懸垂水帯中の深さLの地点まで積分する. 懸垂水帯では近似的に  $d(\partial\theta/\partial t)/dz \approx 0$ ,  $\partial\psi/\partial z \approx 0$  とみなすことができ,<sup>5)</sup>

$$L \frac{\partial \theta}{\partial t} = -K \Big|_{z=L} \quad (1)$$

いま, Brooks & Corey式:  $K = K_s \{(\theta - \theta_r)/(\theta_s - \theta_r)\}^m$  を用い,  $L \cdot \partial\theta/\partial\psi \approx A (=const.)$  とおくと,

$$\theta(t) = \left[ \frac{A}{K_s} \left| \frac{\partial\psi}{\partial t} \right| \right]^{1/m} (\theta_s - \theta_r) + \theta_r \quad (2)$$

図-3より  $|\partial\psi/\partial t|$  を読み取り, (2)式を計算する. 式中のパラメータは, 標準砂の場合,  $K_s = 2 \times 10^{-2} \text{cm/sec}$ ,  $m = 3.0$ , 水分特性曲線より 飽和容水量  $\theta_s = 0.39$ , 残留容水量  $\theta_r = 0.045$  である. さらにAが未知量として残るが, ここでは6通りの値を仮定した. 図-4の曲線群はこうして求められた  $\theta$  の時間的変化である. これによれば,  $\theta$  の減少は徐々に緩慢になり, 含水率の測定精度(例えば 0.5%)を考慮すれば, 排水開始後数日以降では  $\theta$  分布は見かけ上一定と考えられ, 実用上 Field Capacity

を定義することが可能であるといえる. また このことは, 従来 Field Capacity の時間的目標として用いられてきた24時間という尺度が, 少なくとも標準砂には当てはまらないことをも示唆している.

5. まとめ

標準砂による重力排水実験の結果, 水分分布が一定化するのを見かけ上のもので, 土中のテンションは減少し続け, 静的な平衡状態は現れないことが明らかとなった. すなわち, 懸垂水帯においても水理学的連続性が存在し, 排水は持続する. しかし, 含水率の測定精度を考慮すれば, 実用的な意味で Field Capacity を定義することができることが指摘された. このように Field Capacity は物理的根拠をもたない仮想量であり, 土壤水の区分や有効空隙率の評価を行なう際に一定の物理量として扱うことには問題があるといえる.

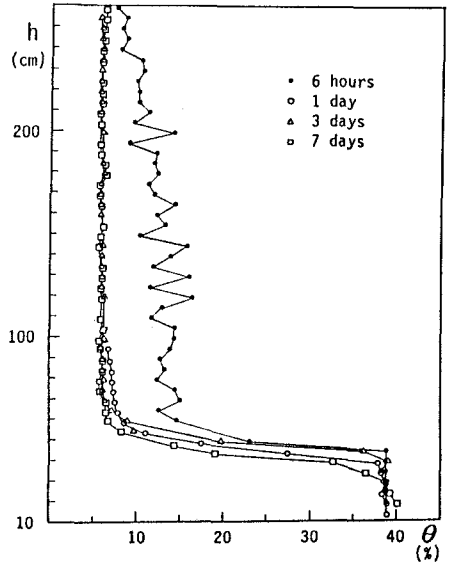


図-2 含水率の鉛直分布

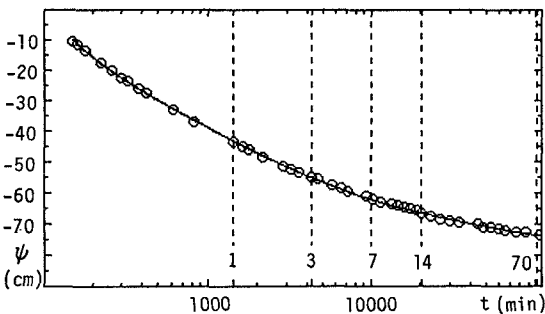


図-3 水面上高さ126cmにおけるテンション変化

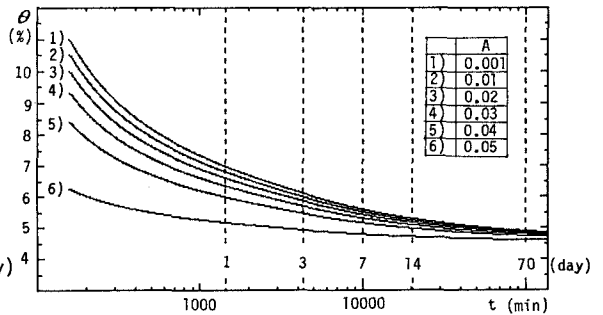


図-4 含水率の時間変化の理論解

参考文献

1) ローゼ: 土壌と水, 東大出版会, 1963. 4) Hillel, D: "Soil and Water", Academic Press, 1971.  
 2) 八幡敏雄: 土壌の物理, 東大出版会, 1975. 5) Gardner, W.R. et al.: Water Resour. Res. 6(3), 1970.  
 3) 土壌物理性測定法委員会: 土壌物理性測定法, 養賢堂, 1976.