

自然林地における表層不飽和帯水分の挙動に関する研究

Study on the Behavior of Soil Moisture in Natural Forest Basin

東京大学生産技術研究所 正員 虫 明 功 臣

東京大学生産技術研究所 正員 ○岡 泰 道

東京大学生産技術研究所 正員 小 池 雅 洋

1. はじめに

流域内の水循環過程において不飽和帯水分の挙動は重要な役割を果たすが、現状ではそれを定量的に評価する方法が確立されていない。第27回水講¹⁾では、その方法を確立する一貫として八王子市別所に設定した長池試験流域(面積4.4ha)内に埋設してある13深度(5~200cm)のテンシオメータの観測記録を用い、自然林地と都市化域における降雨時の観測成果を示した。この結果、テンシオメータ記録に基づく浅層の不飽和帯水分増加量が一雨雨量と比較的よく対応していることが明らかとなった。本研究では、自然林地表層(5~35cm)のpF-水分曲線にみられるヒステリシスに着目し、以下の点について検討する。

- (1) 前報では降雨時の不飽和帯水分変動量 ΔMs の推定において、ヒステリシスを無視し、脱水・吸水過程のメインループの平均値を用いるという、簡単のための便宜的な方法を採用したが、ここではヒステリシス効果を導入し、不飽和帯水分推定の精度向上を図る。
- (2) 地点データであるテンシオメータ記録による ΔMs の推定値を流域規模に拡張し、また検証する。
- (3) 無降雨時のテンシオメータ記録から、水理ポテンシャルおよび水分量の経日変化の特徴を把握するとともに、日蒸発散量を推定し、その値を検証する。

2. pF-水分曲線におけるヒステリシス効果の導入方法

自然林地表層は非常にポーラスで、間隙に富み、pF-水分曲線には顕著なヒステリシスがみられる。したがってある時点の含水率はそれ以前の水分履歴に依存し、これを無視した場合含水率は過大評価する結果となる。

ヒステリシスの解析方法としては、独立領域理論に基づく Mualem の方法²⁾を採用した。これは脱水・吸水のメインループのみを用いてループ内の走査曲線を求めるものであり、系が脱水・吸水を繰り返した場合の走査曲線は以下ようになる。

- (1) 吸引圧 ψ が乾燥状態 ($\psi_{\min}$) から吸水→脱水→吸水を繰り返し、最後に吸水過程になる場合

$$\theta \left(\begin{matrix} \psi_1 & \dots & \psi \\ \psi_{\min} & \psi_2 & \dots & \psi_N \end{matrix} \right) = \theta_w(\psi) + [\theta_w(\psi_{N-1}) - \theta_w(\psi)] \frac{\theta_d(\psi_N) - \theta_w(\psi_N)}{\theta_u - \theta_w(\psi_N)} + \sum_{j=1}^{(N/2)-1} [\theta_w(\psi_{2j-1}) - \theta_w(\psi_{2j+1})] \frac{\theta_d(\psi_{2j}) - \theta_w(\psi_{2j})}{\theta_u - \theta_w(\psi_{2j})} \quad (1)$$

- (2) 吸引圧 ψ が(1)と同様に次々と変化し、最後に脱水過程になる場合

$$\theta \left(\begin{matrix} \psi_1 & \dots & \psi_N \\ \psi_{\min} & \psi_2 & \dots & \psi \end{matrix} \right) = \theta_w(\psi) + [\theta_w(\psi_N) - \theta_w(\psi)] \frac{\theta_d(\psi) - \theta_w(\psi)}{\theta_u - \theta_w(\psi)} + \sum_{j=1}^{(N-1)/2} [\theta_w(\psi_{2j-1}) - \theta_w(\psi_{2j+1})] \frac{\theta_d(\psi_{2j}) - \theta_w(\psi_{2j})}{\theta_u - \theta_w(\psi_{2j})} \quad (2)$$

ここに θ_u は飽和含水率で、添字 w は吸水、 d は脱水曲線をそれぞれ表す。

Mualem の方法は pF-水分曲線のヒステリシスループが時間的に変化しないという仮定を含んでいる。膨潤・収縮土ではこの仮定が当てはまらないが、今回対象としている関東ロームについてはループの変動が多少あるとしてもそれはサンプリングによる測定誤差の範囲に入っていると考えられるので、考慮しないことにする。

またヒステリシスループの $\phi_{\max}$ に近い部分で、この方法は実験値とずれる場合があるが、 $d\theta_d(\phi)/d\phi = 0$ (at $\phi = \phi_{\max}$) と仮定すれば解決され、この仮定はほとんどの土に適用できると Mualem は指摘している。実際、関東ロームについても pF 水分曲線³⁾をみる限りでは、この仮定はほぼ満たされていると考えられる。

前節の式①、②において、吸引圧変動の組 ϕ_i ($i=1, 2, \dots, n$) は常に $\phi_{2i} > \phi_{2i+2}$, $\phi_{2i-1} < \phi_{2i+1}$ の条件を満たしていなければならない。したがって現地データの対して①、②式を用いる場合は、乾燥時 ($\phi_{\min}$) を起点として、求めるべき時点の吸引圧 ϕ に至るまでの吸引圧変化を追跡し、上記の条件を満たすように ϕ_i を選ばなければならない。

また $\phi_{\min}$ は、厳密には、吸水曲線と脱水曲線の交わる pF 2.8 をとらなければならないが、観測記録上では pF 2.8 まで乾燥することはまれであるので、pF 2.4 以上を $\phi_{\min}$ の目安として選んだ。降雨中、降雨後の吸引圧変化に対してそれぞれ①、②式を適用することにより、不飽和帯水分変動量が推定できる。

3. 降雨時の表層不飽和帯水分変動量

3.1 テンシオメータ設置地点における表層不飽和帯水分変動量

(a) 室内実験から求めたメインループを用いた場合

吸引圧 pF 0 ~ 2.8 の範囲の実験により求めたメインループ (図 1(a)) に Mualem の方法を適用した結果を図 2(a)(b) に Case T₂ として示す。Case T₁ はヒステリシスを考慮していない推定値である。ヒステリシス効果を導入することにより、不飽和帯水分増加量 ΔM_s の推定値が減少することがわかる。

しかし、自然林地の表層ではかなりの強度の降雨があっても飽和に達することはなく、実際の吸引圧の変動幅は実験範囲よりも小さい。従って pF-水分曲線を現地に適用する際には、pF 値の変動幅に応じた仮想的なメインループを用いる方が合理的と考えられる。

(b) 観測値の既往最大・最小値に基づく走査曲線をメインループとした場合

現地に応じた pF-水分曲線は、吸引圧の既往最大・最小値、

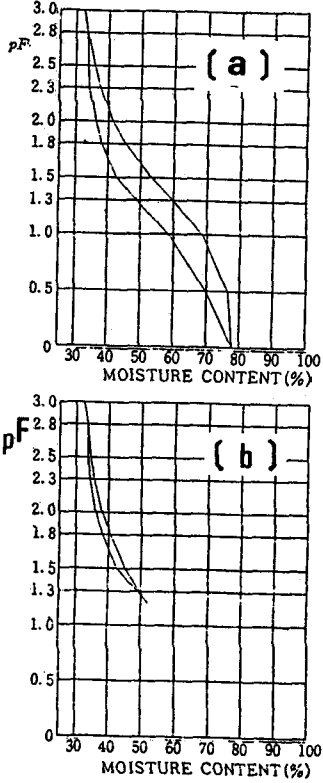


図 1 自然林地表層の pF-水分曲線の例 (深度 5 cm)

(a) 実験で求めたヒステリシスのメインループ
(b) 現地の観測値に応じた仮想的なメインループ

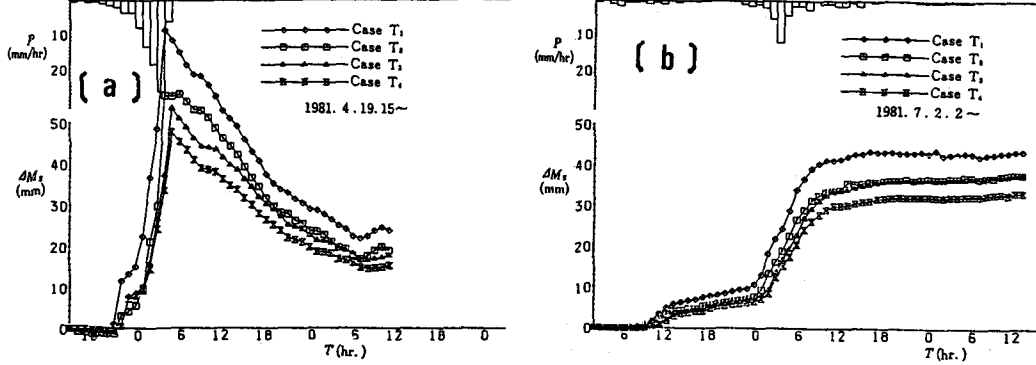


図 2 降雨期間中の不飽和帯水分増加量 (ΔM_s)

P: 時間雨量

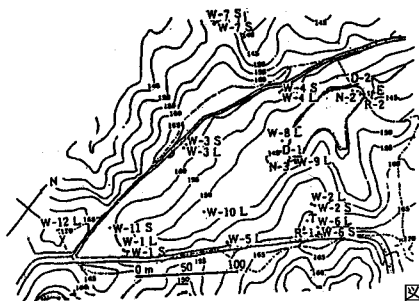


図3 長池試験流域の概要

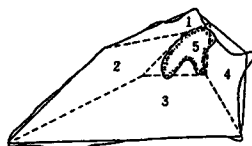


図4 多角形による流域の分割方法

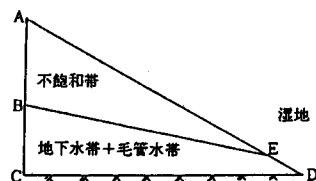


図5 各台形の断面

$pF_{\max}$ と $pF_{\min}$ (それぞれ $\phi_{\min}$, $\phi_{\max}$ に対応) で決定されると仮定する。

実験によるメインループは $pF_{2.8}$ で脱水・吸水の両曲線が等しくなり、 $pF_{\max}$ がほぼ 2.8 であることから、求めるメインループは吸水曲線については前節と同じになる。脱水曲線の出発点としては $pF_{\min}$ (深度 5 cm $\rightarrow pF_{1.22}$, 15 cm $\rightarrow pF_{1.27}$, 25 cm $\rightarrow pF_{1.62}$, 35 cm $\rightarrow pF_{1.38}$) をとり、 $pF_{\min}$ の点から始まる第一次脱水走査曲線をもって現地での脱水曲線とした(図1(b))。このメインループに基づいて計算した結果を図2(a)(b)に Case T_3 として示すが、値としては Case T_2 とあまり変わらないことがわかる。

3.2 流域単位での不飽和帯水分変動量の推定

前節までの結果はテンシオメータ設置地点での鉛直方向の ΔM_s の推定値であったが、これを流域単位に拡張することを試みる。

(a) 推定方法と結果

対象とした長池試験流域の概要を図3に示す。まず流域下流側の飽和域及び湿地(約9%)は ΔM_s に関与しないとして除外する。次に、流域の地表面の傾斜がかなり急になっているため、 ΔM_s に関与する不飽和帯部分が下流側ほど減少するという効果を考慮に入れる。具体的には図4のように流域を多角形に分割する。さらに各台形の断面は図5のように仮定する。即ち、CDは不透水面、BCDEは毛管水帯の影響範囲および地下水帯、ABEは不飽和帯、DEは湿地である。こうして求めた流域単位での ΔM_s の時間的変化が図2(a)(b)の Case T_4 である。ただし、ヒステリシスについては Case T_3 と同様、現地での仮想的なメインループを用いている。

(b) 水収支解析による推定結果

テンシオメータで得られた ΔM_s の推定値を検証するため、流域単位の水収支解析を行った。水収支式は

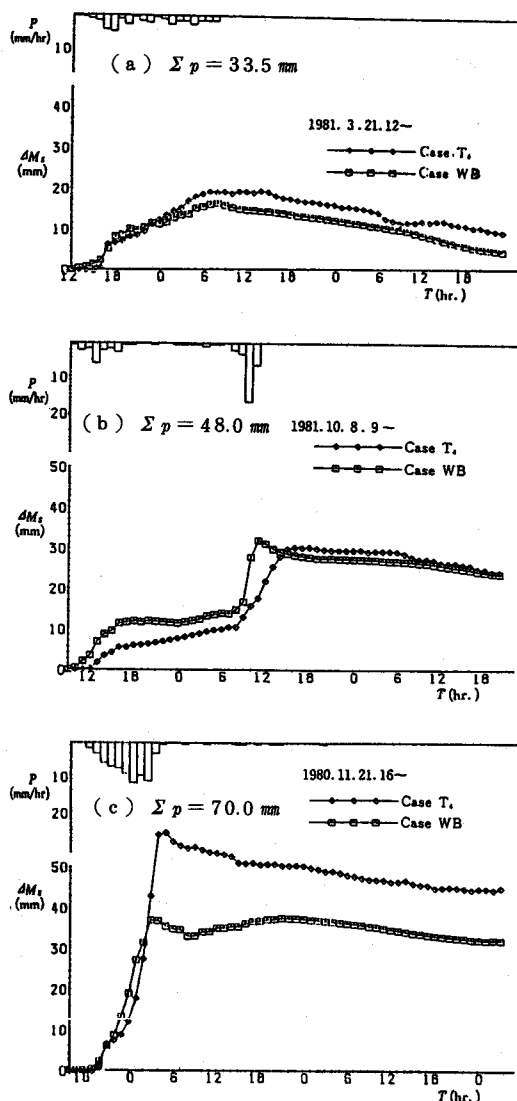


図6 テンシオメータに基づく結果 (Case T_4) と水収支解析結果 (Case WB) の比較

以下のようになる。

$$\Delta Ms = P - (Q + E) - (Ic + \Delta H \cdot Pa) \quad (3)$$

ここに、 P ：雨量、 Q ：流出量、 E ：蒸発散量、 Ic ：樹冠遮断量、 ΔH ：地下水位の変化、 Pa ：地下水位変動部付近の有効空隙率、 $\Delta H \cdot Pa$ ：地下水貯留量の変化。

このうち P 、 Q 、 Ic は流域内の実測値であり、 E はバン蒸発計の蒸発波形をもとに流域内の蒸発計データから推定した。 ΔH は流域内に設置してある尾根部の4観測井(W1-L, W3-L, W4-L, W6-L)と谷地部の2観測井(WH-2, WH-3)のものをを用いた。

(c) テンシオメータ記録に基づく結果と水収支解析結果の比較

テンシオメータ記録に基づく結果(Case T₄)と水収支解析結果(Case WB)を図6(a)(b)(c)に例示する。中小降雨については両者はよく一致していると考えられる(a), (b)。大降雨についてはかなり差がみられる(c)が、これには二つの理由が考えられる。一つは水収支解析上の地下水貯留量の評価の問題、もう一つはテンシオメータ記録の適用上の問題である。即ち、水収支解析上の $\Delta H \cdot Pa$ における ΔH については代表観測井の採り方、あるいは豪雨に伴う地下水位の異常上昇時の扱い方、また Pa に関しては流域内の一地点におけるサンプリング結果を当てはめ、一律4%としたことが妥当かどうかという点に問題が残っている。一方、テンシオメータ記録についてみれば、非常にボーラスで間隙に富む尾根部の観測結果を下流側斜面にまで拡張したことにより、 ΔMs が過大に評価されていないかという問題がある。

4. 降雨後の表層不飽和帯水分の変動

4.1 水理ポテンシャルの経日変化の特徴

深度別の水理ポテンシャル(圧力ポテンシャル+位置ポテンシャル)の経日変化を図7-(a), (b), (c)に示す。(a)は降雨後2日目、(b)は5日目から、(c)は(b)の最終記録取得後に187.0mmの降雨があり、その翌日からの変化を示す。テンシオメータの記録は午前9時の値を読み取った。図中、水理ポテンシャル0から45°の実線は飽和(pF 0)を示し、破線は吸引圧 pF 1.8に当たる。この間にある水理ポテンシャルはいずれも下方に減少を示し、水分は常に下向きに移動していることから、この範囲の水は重力水である。図7-(b), (c)および他のポテンシャル図から判断して、吸引圧 pF 1.9前後が重力水の限界と考えられる。(c)については、(b)図で見るように22日9時にはかなり脱水していたにもかかわらず同日から翌日にかけての187mmの豪雨によって、ほとんどすべての深度が重力水の範囲に入っている。しかし、飽和域の発生は見られない。

経日変化に着目すると各深度とも徐々に水理ポテンシャルが減少し脱水が進んでいる。その変化を深度別に見ると120cm以深では

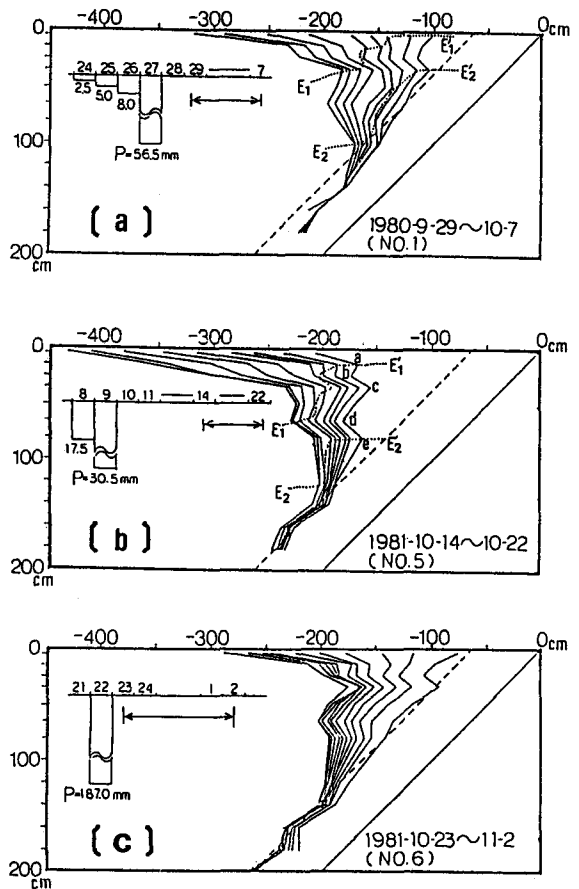


図7 水理ポテンシャル・プロファイル

変化が小さく常に下向きのフラックスであるのに対して、5～35 cmでは変化が大きく降雨後早い時点で下向きのフラックスが上向きのフラックスに変わっている。50～100 cmでは水理ポテンシャルは両者の中間的变化を示し、フラックスは上層のポテンシャルの減少に対応して次第に上向きに変化するという特徴がみられる。浅層が上向きフラックスになるのは、地表面からの蒸発散によって不飽和帯水分が減少するためであり、減少した水分が下層から供給されて、蒸発散の影響が時間の経過とともに下方に進んでいる。

4.2 水分量の経日変化の特徴

観測によって得られる圧力ポテンシャル値は pF-水分曲線によって体積含水率に換算できる。深度50 cm以深の pF-水分曲線ではヒステリシスの影響が少ないが、深度5～35 cmでは影響が大きい。ここでは前節の Case T₃と同様、観測値の既往最大・最小値に基づく走査曲線をメインループとし、Muallemの方法(②式)を用いて、ヒステリシス効果を考慮に入れた。不飽和帯水分の日変化量(ΔMs)は次式で表わされる。

$$\Delta Ms = \sum a_i (\theta_{i,t} - \theta_{i,t-1}) \tag{4}$$

$\theta_{i,t}$: t日における深度i地点の体積含水率

a_i : 深度iのテンシオメータの代表土柱

同一深度の含水率変化は一解析期間でポテンシャル変化の大きい浅層でも3～4%程度である。不飽和帯水分の日変化量は計算する深度によって異なるが0.2～14.8 mmである。

日変化量は蒸発散と浸透によるものであり、両者を分離するには水理ポテンシャル・プロファイルから判断しなければならない。

4.3 日蒸発散量の推定

(a) 水理ポテンシャル・プロファイルの修正

図7-(a),(b),(c)を詳細にみると深度25, 35, 80 cmの一部に水理ポテンシャル勾配が<型になっている箇所一例えば図7-(b)のb層, d層一が見られる。この図から判断するとb, d層にそれぞれ上下層からの水分が集中していることになる。それにもかかわらずb, d層は脱水しているという矛盾が生じる。これは観測誤差によるものと考えられるが、本稿ではb, dの観測値を無視して図8-(b)のaceのように修正を試みた。なお、現在のところb, dの値だけを単純に無視することにも問題が残るので、比較のため観測記録を忠実に解釈して上向きフラックスと下向きフラックスの境界を見つけ、上向きフラックス部分のΔMsも計算した。図7-(a),(b)に示すE₁-E'₁, E₂-E'₂が修正前の蒸発散に關与する深度、図8-(a),(b)のE₃-E'₃が修正後の蒸発散に關与する深度を示す。

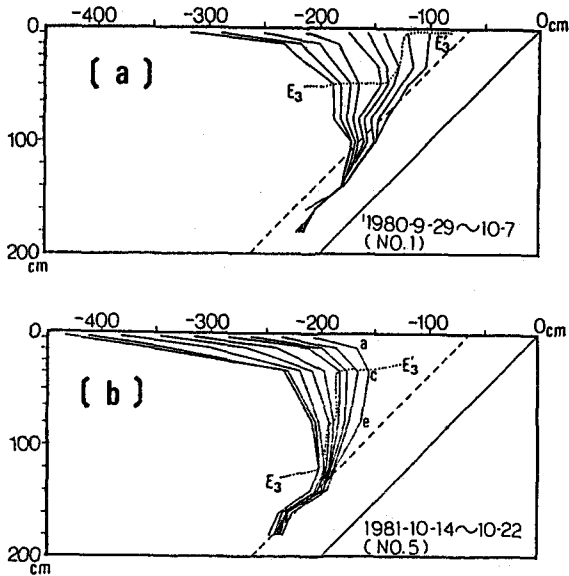


図8 修正後の水理ポテンシャル・プロファイル

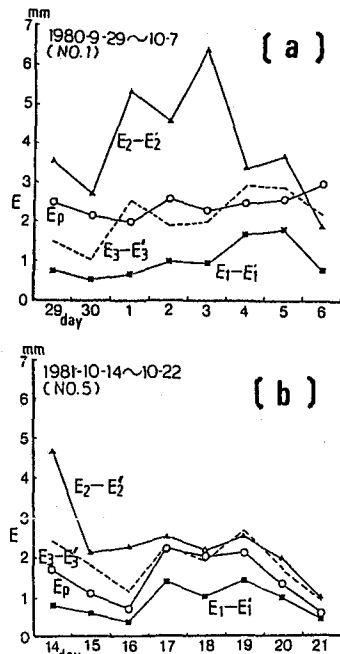


図9 推定日蒸発散量とパン蒸発量の比較

(b) 推定日蒸発散量とパン蒸発量の比較

水理ポテンシャル・プロファイルの修正前と後の上向きフラックス部の日変化量(ΔMs)は、日蒸発散量に等しいと考え前述の方法によって推定した。これらの推定値とパン蒸発量に0.7を掛けた値(E_p)を比較したのが図9-(a),(b)である。水面から蒸発しているパン蒸発量と地表面からの蒸発散量とでは直接比較することはできないが、上向きフラックス部を大きくとった $E_2-E'_2$ と小さくとった $E_1-E'_1$ の間に E_p があり、修正後の $E_3-E'_3$ はパン蒸発量の値に近づく傾向を示している。

5. まとめと今後の課題

本研究で得られた結果は以下の通りである。

- (1) 自然林地表層(3.5 cm以浅)のテンシオメータ記録に対し、独立領域理論に基づくMuallemの方法を用いて、 pF -水分曲線のヒステリシスを考慮に入れた。
- (2) pF -水分曲線のメインループとして、実験に基づく曲線と、現地での観測値の既往最大・最小値に基づく走査曲線の二つを用いて比較した。体積含水率には差がみられたが、含水率の変動量にはそれほど差はなかった。しかし考え方においては後者の方が合理的と考えられる。
- (3) 降雨時の不飽和帯水分変動量 ΔMs に關与する土層の層厚を考慮することにより、地点データであるテンシオメータ記録を流域単位に拡張した。
- (4) テンシオメータ記録に基づく降雨時の流域単位の ΔMs の推定値を検証するため、本流域の観測記録を用いて水収支解析を行い、比較した結果、中小降雨については両者はよく一致していた。豪雨については両者に著しい差がみられたが、これは水収支解析における地下水位変動量の推定、代表観測井の採り方、あるいはテンシオメータ記録の流域単位への拡張方法等に問題が残されているためと考えられる。
- (5) テンシオメータ記録から得られた圧力ポテンシャル値を用いて、蒸発散および浸透に伴う降雨後の水理ポテンシャル、不飽和帯水分の経日変化を追跡した。
- (6) 水理ポテンシャル・プロファイルには局部的に観測誤差による乱れがみられたが、これを修正することによって日蒸発散量の妥当な値を算出することができた。

本研究により、テンシオメータ記録が不飽和帯水分の挙動を把握する上でかなり有用であることが明らかになった。今後は同じ記録を用い、不飽和透水係数について議論を進め、数値解析も試みる予定である。

謝 辞

多摩ニュータウンでの観測・調査に当っては、日本住宅・都市整備公団南多摩開発局の各位に多大な協力を戴いている。また、パン蒸発量の資料は東京農工大波丘地利用実験実習施設から提供して戴いた。なお、本研究は文部省科学研究費(自然災害特別研究(I)、代表者早稲田大学吉川秀夫教授)の援助を受けている。記して謝意を表します。

参考文献

- 1) 虫明・岡・小池：降雨時の表層不飽和帯水分の自然林地と都市化域における挙動の相違，第27回水理講演会論文集，pp.43~48，1983. 2.
- 2) Muallem, Y: A Conceptual Model of Hysteresis, Water Resources Research, Vol.10, No.3, pp.514~520, 1974
- 3) 1)と同じ。