

## 報 文

### 土壌水分移動と地中温度分布の関係について (予報)

佐 倉 保 夫

#### I はじめに

地表面付近で生起する土壌水の上下移動は、水資源問題を取り上げるまでもなく水循環過程の中で重要な位置を占めている。降雨後生じる表層から下層への水分移動は地下水の涵養機構として、表層土壌の乾燥による下層から上層への水分移動は蒸発機構として、それぞれ定量的に解明されねばならない問題である。

本報ではとくに、土壌水分の下方への移動とそれにとまなう地中温度分布の変化に焦点をあわせ、土壌中の温度がどの程度水分移動に影響されているかを検討した。

観測データは筑波大学水理実験センター熱収支・水収支部門観測圃場で得られたルーチン観測資料の中の地表面蒸発量、降水量、土壌水分吸引圧、地中温度である。これらの観測値の中には、未だ観測機器設置後数ヶ月しか経過しておらず、検定を終えていない測器もあり、満足できる絶対値を得るわけにはいかない。いずれ精細な議論は十分な検定の後、おこなうことにするが、とりあえず1977年秋における1m深地温の降水・浸透にとまなう急激な温度低下に着目し、若干の解析を試みたので報告する。

#### II 観測項目

##### 1. 測定方法

a. 地表面蒸発量および降水量 観測方法は、

直径2m、深さ2m、のウエイグライシメータと雨量計によっておこなっている。前者はフルスケール250kg、水柱で79.6mm、測定精度500g、水柱にして0.16mmであり、後者は1転倒0.5mm、直径20cmの転倒ます型隔測自記雨量計である。降水に対しては同様な変化をする。なお、ウエイグライシメータの詳細については、古藤田ほか(1978)を参照していただきたい。

b. 土壌水分吸引圧 自記テンションメータ(K. K. 大起理化製)によって土壌水分吸引圧を測定した。地下2・5cmには直径約2.5cm、長さ5.5cmのポラスカップを地表面と平行に、地下10・30・50・100cmには直径約3.5cm、長さ7cmのポラスカップを鉛直に、それぞれポラスカップの中心が測定深度になるよう埋設している。負圧を電圧に変換する自記機構は受圧素子を用いる方法である。0~900cmH<sub>2</sub>O間の吸引圧に対応する各受圧素子の測定値のバラツキは20cmH<sub>2</sub>O以内であった。ポラスカップを含めた検定に当っては、自動圧力調整装置と真空ポンプを用いて、検定用ガラスビンの中の圧力を一定に調整し、その中にポラスカップを挿入しておこなった。この検定のような急激なそして一様な圧力変化に対して、ポラスカップ自体の特性はほとんど無視できる。しかし、乾燥過程ではかなりのバラツキを示した。従って、現状での自記テンションメータの精度はある吸引圧に対して±25cm H<sub>2</sub>O程度である。なお、テンションメータの特質とし

て、湿潤過程には応答速度も早く問題ないが、乾燥過程に対しては、数時間程度の時間遅れがあることを考慮する必要がある。

c. 地中温度 地下2・10・50・100cmで、白金抵抗温度計（0.3級）によって地中温度を測定している。センサーは直径10mm、長さ15cmで、地下1mまで穴を掘り、その側壁に地表面と平行に挿入した後埋め戻してある。

## 2. 観測結果とその考察

1977年9月1日から12月25日までの地中温度（50cm, 100cm）の変化を図1に示す。特に注目したい点は、地下100cmの温度が9月下旬以降に急激な階段状の低下が現われることである。50cmの温度はその後も小さな上昇をくり返しつつ低下するが、100cmでは上昇はみられない。すなわち、こ

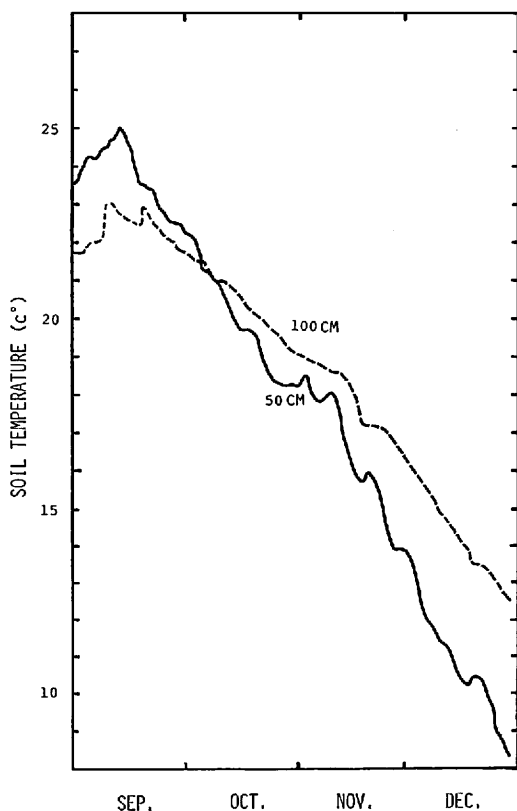


図1 地中温度の時間変化

の急激な温度低下は図2-aに示す11月16日15時に始まり、17日23時に終る58mmの降雨と、それともなって生じた水分移動が100cmの深さまでおよんだ結果であろうと推察される。11月16日から11月20日までの5日間にわたる土壌吸引圧水頭の変化を図2-bに、地中温度を図2-cにそれぞれ示した。図2-bの土壌吸引圧の変化をみると、地下2cmでは、11月16日以前に最大値であったのが、降雨に先だつて約12時間前を境として下降傾向を示し、再び降雨時以降急激に減少する。地下5cmでは、降雨開始後5時間で下降を始め、30cm, 50cm, 100cmでは、12時間を経たにっせいに減少し、土壌吸引圧水頭はほぼ0cmとなった。すなわち、この時点ではすでに地表面近くまで飽和状態に近くなっていることがうかがえる。また、11月18日以降乾燥過程に移行することが図2-bから理解されよう。従って、土壌吸引圧観測データから、地下100cmの温度低下は降雨後の水分移動によることが実証されたことになる。そこでつぎに、水分移動にともなう熱伝達機構を解明するための解析方法を考え、地中温度分布から土壌水分移動量を推定する可能性について議論する。

## III 土壌水分移動にともなう地中温度の解析方法

土壌水分の移動を加味した鉛直一次元（z方向）の熱伝導方程式は次のようにあらわされる。

$$c\rho\frac{\partial T}{\partial t} = K\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - qc_w\rho_w\frac{\partial T}{\partial z} \dots\dots\dots(1)$$

ここで、 $T$ ,  $t$ ,  $K$ ,  $q$  はそれぞれ温度（ $^{\circ}\text{C}$ ）、時間（sec）、熱伝導率（cal/cm/sec/ $^{\circ}\text{C}$ ）、単位面積を単位時間に通過する水量（下方向に正、 $\text{cm}^3/\text{cm}^2/\text{sec}$ ）であり、 $c$ ,  $\rho$  と  $c_w$ ,  $\rho_w$  は土壌と水の比熱（cal/g/ $^{\circ}\text{C}$ ）と密度（g/ $\text{cm}^3$ ）である。

Suzuki (1960) は地中温度分布から、水田の漏水による浸透水量を計算する目的で、地表面温度が  $T = \sin\omega t$  のように周期変動をする場合、(1)式を半無限固体での熱伝導方程式として近似解を得ている。その後 Stallman (1965) が厳密解を

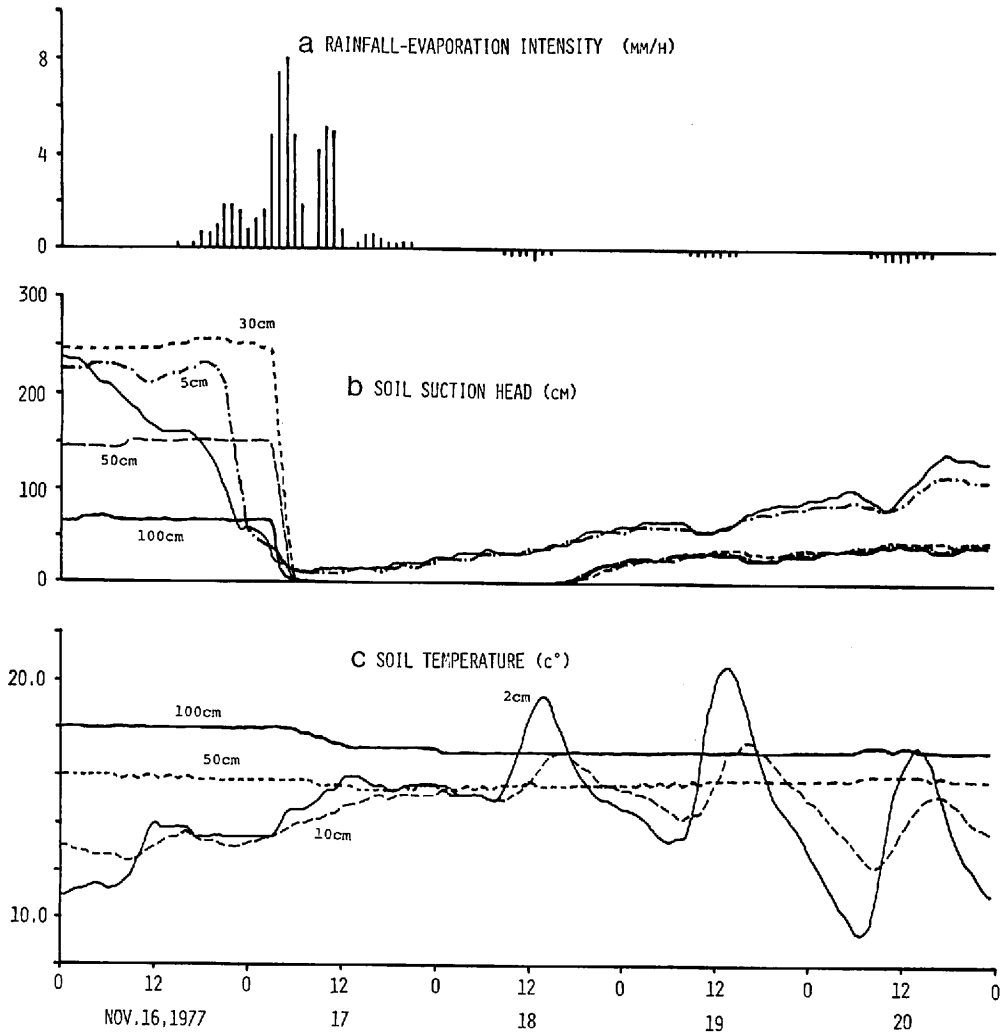


図2 a. 降雨強度, b. 土壌吸引圧水頭, c. 地中温度の11月16日~20日間の時間変化

導いて、温度分布から推定できる浸透水の移動速度限界についての検討を行なっている。しかし、いずれも解析解を用いる都合上、飽和状態の議論であること、および地表面温度が単純な周期変動で現わされていることから降雨後の水分移動解析に適用するわけにはいかない。そこで、 $c$ ,  $\rho$ ,  $K$  を体積含水率表示の水分量  $\theta$  の関数と仮定し、地表面温度は観測値であり、地下ある深さでは温度一定であるという条件のもとで数値解析を試みることにした。その際、時間間隔を粗くとっ

てもさしつかえなく、しかも移流項の差分化に伴う誤差が少なく、解の安定性を確保する目的で、Predictor-Corrector法 (Remson et al, 1971; Tagamets and Sternberg, 1974) を使用した。この方法は差分式の陰解法によって  $j + \frac{1}{2}$  時間ステップの値を予知し、その値を用いた Crank-Nicholson 法で  $j+1$  時間ステップの値を計算する技法で、Douglas and Jones によって1963年に提示された。なお、 $j$  は時間間隔、 $i$  は距離間隔を示す。(1)式の Predictor スキームは、左辺に

$j + \frac{1}{2}$  ステップの未知項として整理すると (2) 式となる。

$$\begin{aligned} & -\frac{D}{(\Delta z)^2} T_{i-1,j+\frac{1}{2}} - \left( \frac{2D}{(\Delta z)^2} + \frac{2}{\Delta t} \right) T_{i,j+\frac{1}{2}} \\ & + \frac{D}{(\Delta z)^2} T_{i+1,j+\frac{1}{2}} = \frac{V}{2\Delta z} T_{i+1,j} \\ & - \frac{V}{2\Delta z} T_{i-1,j} - \frac{2}{\Delta t} T_{i,j} \dots\dots\dots(2) \end{aligned}$$

ここで、 $D=K/c\rho$ 、 $V=\frac{qCw\theta_w}{c\rho}$  である。

つぎに、同様に Corrector スキームは次式であらわされる。

$$\begin{aligned} & \frac{D}{2(\Delta z)^2} T_{i-1,j+1} - \left( \frac{1}{\Delta t} + \frac{D}{(\Delta z)^2} \right) T_{i,j+1} \\ & + \frac{D}{2(\Delta z)^2} T_{i+1,j+1} = -\frac{D}{2(\Delta z)^2} T_{i-1,j} \\ & + \left( \frac{D}{(\Delta z)^2} - \frac{1}{\Delta t} \right) T_{i,j} - \frac{D}{2(\Delta z)^2} T_{i+1,j} \\ & - \frac{V}{2\Delta z} T_{i-1,j+\frac{1}{2}} + \frac{V}{2\Delta z} T_{i+1,j+\frac{1}{2}} \dots\dots\dots(3) \end{aligned}$$

(2)、(3)式はそれぞれ  $T_{i,j+\frac{1}{2}}$ 、 $T_{i,j+1}$  を未知数とする連立方程式であり、各式には互いに相隣りあった未知数が3個あられ、両端では後述する境界条件を挿入することにより2個あられる特異な形になっている。これらは Gauss の消去法を適用すると、少ない計算量で解が求められることがわかっている。なお、計算に使用した時間間隔は 600sec、距離間隔は 5 cm で、計算領域は地表面下 2 m までとした。次に、計算に使用したそれぞれの値について述べる。

a. 土壌水分移動量 地表面での土壌水分移動量は観測圃場において、この程度の降水時に表面流出は生起しないと仮定し、ウエイングラインメータで測定した降雨および蒸発強度を用いた。一方、不飽和状態での鉛直一次元の水分移動量は、不飽和領域に拡張された Darcy 則として次式で現わされる。

$$q = -k(\theta) \frac{\partial \Psi}{\partial z} + k(\theta) \dots\dots\dots(4)$$

ここで、 $\Psi$  は土壌吸引圧水頭 (cmH<sub>2</sub>O)、 $k$  は不飽和透水係数 (cm/sec) である。(4)式の計算には次の値を使用した。 $\Psi$  は1時間ごとの値を用

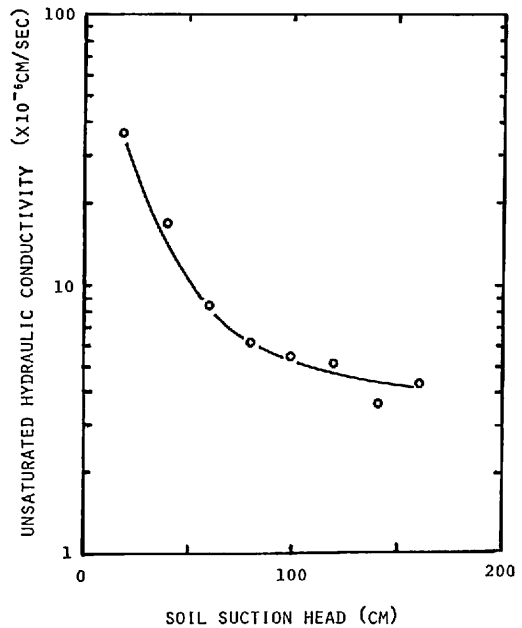


図3 土壌吸引圧水頭と不飽和透水係数の関係 (山本, 1978: による)

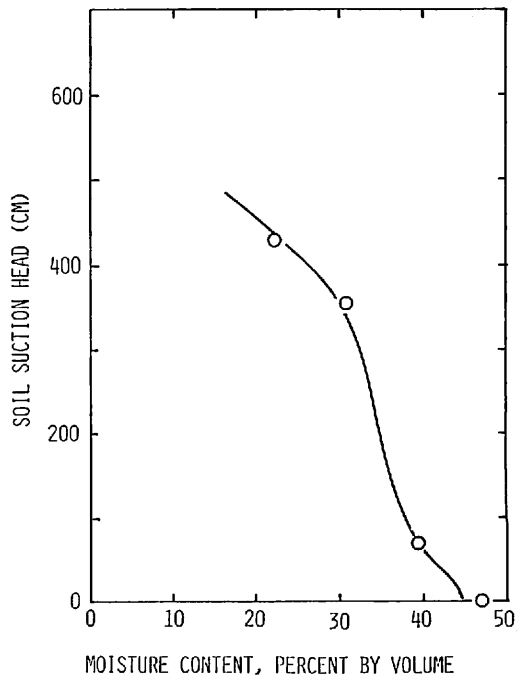


図4 土壌吸引圧水頭と水分量 (体積含水率) の関係

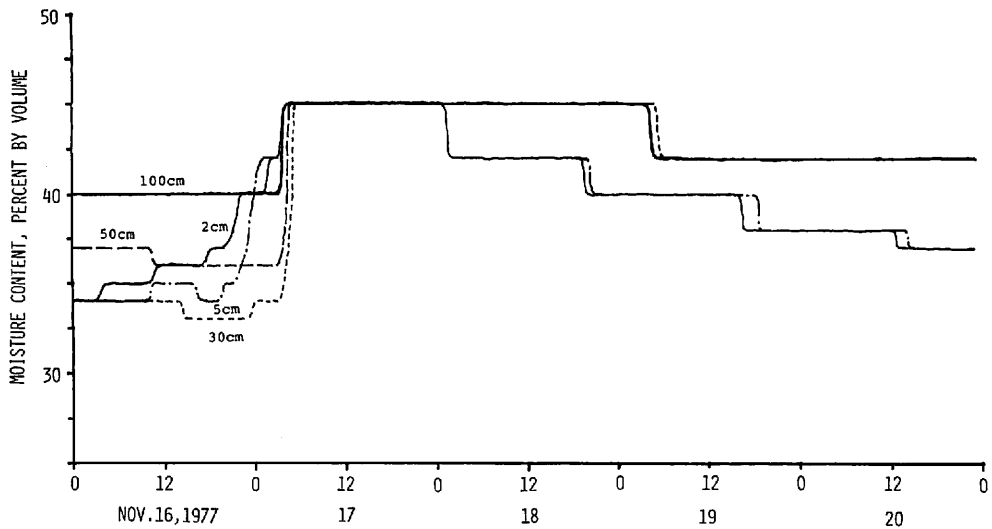


図5 土壌水分量の時間変化

いる都合上、自記テンションメータの応答速度を考慮して、その時刻と先行する2時間の3時間移動平均値とした。従って、地表面における土壌水分移動量についても同様に扱った(図2-a, b)。 $k(\theta)$  は自記テンションメータ埋設場所近くの地下60cmのローム層から採取された土を山本(1978)がRichards型不飽和透水係数測定装置を使用して、測定した値(図3)である。 $\Psi$ と $\theta$ の関係は、実験室内である4点の水分量を保つように作成した採取土壌中に、テンションメータを挿入して平衡状態に達した後、テンションメータから土壌吸引圧水頭を、乾燥重量測定から水分量を決定して求めた。それらの関係は図4のようである。計算に使用した水分量は土壌吸引圧水頭測定値から、図4の関係をもとにして決めたものである。これによると、水分量の時間変化は図5のようにならわされる。なお、格子間隔を5cmとしたため測定点でない位置においては、測定位置間で土壌水分吸引圧水頭が直線で近似されるとき、地下水面の現われる深さで0cm、それ以深では深さにとまなう正圧を受けると仮定した。

b. 土壌の体積熱容量 観測場所付近の土壌の固相分布および地層を図6に示す。この地点は、地表面から60cmが盛土(粘土を一部含むローム

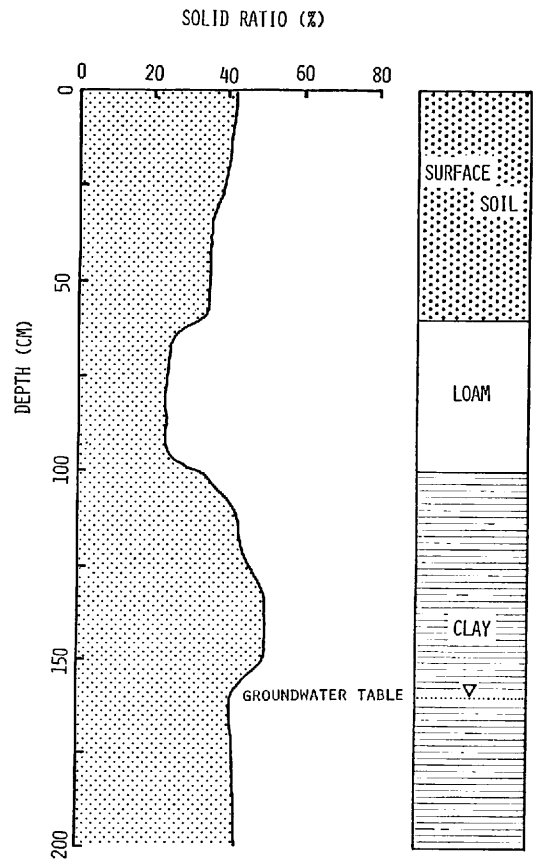


図6 観測地点の表層柱状と固相率分布図

と表土の混合物), 60cm から100cm までがローム層, 100cm 以深は4, 5 m の厚い粘土層となっている。そして, 地下水面は観測期間中, 地下約160cm にあった。土壌の体積熱容量  $c \cdot \rho$  は図6の固相率と先に決定した体積含水率表示の水分量との関係が(5)式であるとして求めた。

$$c \cdot \rho = 0.5 \times (\text{固相率}) + 1.0 \times (\text{水分率}) \dots (5)$$

c. 土壌の熱伝導率 熱伝導率測定には, 迅速熱伝導率計(昭和電工製—D1)を用いておこなった。この方法は, 熱線法の原理にもとづき, ヒーター線と熱電対が組み込まれたプローブを用いて測定するものである。測定時間が短かいこと, 定常法におけるような温度差をつけることなく, かつ含水状態のサンプルにも適用できるという点で土壌試料の測定には最適といえる。ここでは, 観測地点付近より表層土壌を採取し, 各種の水分状態を作り, これにプローブを接触させて熱伝導率を, 土壌を乾燥させて水分量をそれぞれ測定した。熱伝導率と水分量の関係を図7に示す。

d. 初期値および境界条件 計算の開始時刻は昭和52年11月16日0時, 終了時刻は11月20日23時とした。従って, 11月16日0時の地中温度分布が初期値である。測定値が得られない深度で

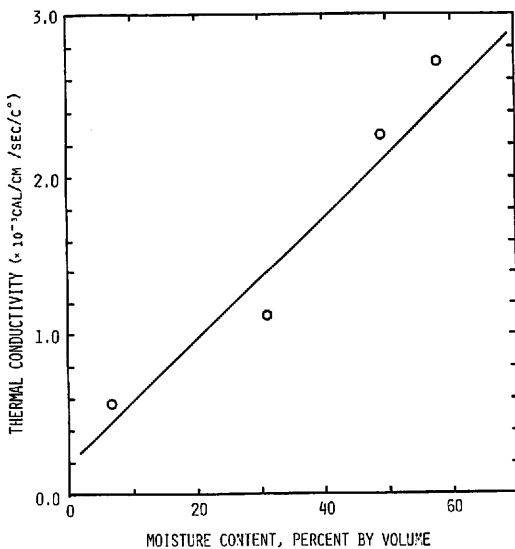


図7 土壌水分量と熱伝導率の関係

は, 土壌吸引圧水頭と同様に, 測定深度間で温度測定値を直線近似して求めている。また, 地下200cm では, 地中温度分布から外挿して20°Cとした。

一方, 境界条件としては, 地表面温度変化が地下2cm の温度測定値であり, 地下200cm では計算期間を通じて温度変化がなく, 20°Cで一定とした。なお, 計算上の時間間隔は600秒としているが, 境界値およびその他の変数は1時間ごとに与えている。これは解の安定性を考慮したつもりであったが, 計算の結果, 時間間隔を1時間としても計算値にほとんど変化のないことがわかった。

#### IV 地中温度に影響を及ぼす土壌水分移動の評価

a. 土壌水分移動を考慮しない場合 これは(1)式の右辺で,  $q = 0$ としたことに相当する。計算結果を図8-aに示す。この場合においても, 各深度で測定した土壌吸引圧をもとに, 前章で述べた方法に従って, 土壌水分量, 熱伝導率を変数として与えている。すなわち, 降雨によって生じる土壌水の下方移動を, 直接運動としてとらえず, その効果を土壌の体積熱容量, 熱伝導率の変化として, 従来の熱伝導方程式でとらえたことになる。その結果, 温度変化の傾向は観測値(図2-c)と最もよく一致する。しかし, 観測値でみられる降雨後12時間(11月17日6時)における地下100cm の急激な温度低下は再現できない。また, 計算期間を通じて温度低下幅も小さい。なお, 地下50cm, 100cm の計算開始直後に生じる温度上昇は, おそらく設定した初期値あるいは下端境界値に問題があったものと考えられる。

b. 土壌吸引圧水頭測定値にもとづく土壌水分移動を考慮した場合 土壌水分移動量を(4)式から算定し, (1)式を(2), (3)式の Predictor-Corrector法に従って計算した結果を図8-bに示す。この時の土壌水分移動量は, 地表面, 地下5cm, 10cm, 30cm, 50cm, 100cm ではそれぞれ図8-cのように変化したことになる。まず, 降雨に先だつ11月

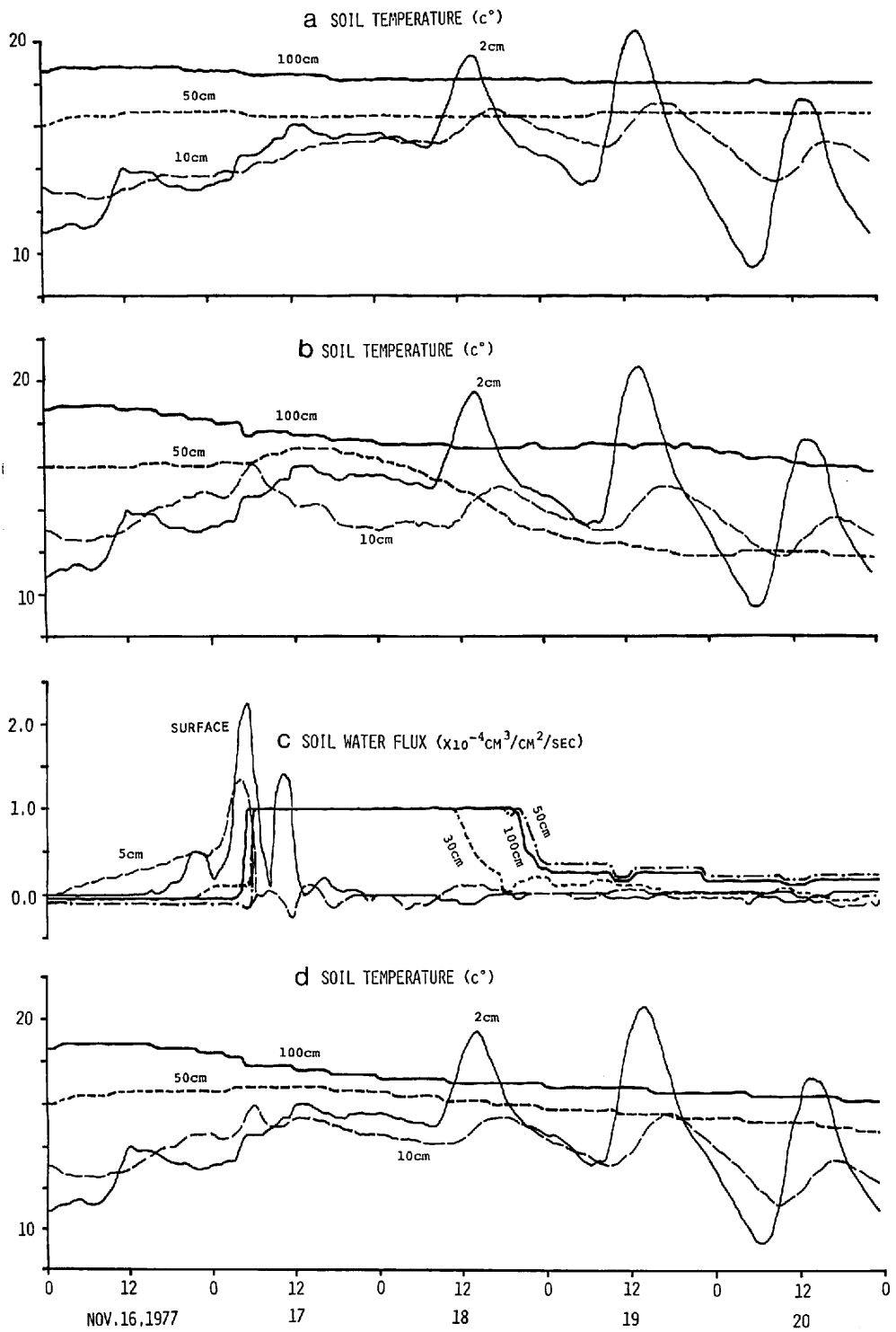


図8 計算結果

(a. b. d. はそれぞれ本文 a. b. c. の場合の地中温度, c. は土壌水分移動量)

16日2時頃地下2cmで土壤吸引圧水頭が低下したこととともなって、地下5cmを通過する土壤水分移動が始まり、最初の降雨のピークと対応した変化を示すが、次につづく降雨には追従せず、上昇移動に転じている。一方、この一連の降雨によって、地下30cm、50cm、100cmでは、11月17日4時頃ほとんど同時に水分移動が始まり、11月18日12時に30cmで、同20時には50cm、100cmでそれぞれ移動量の減衰していく様子が見える。図8-cからもわかるように、降雨浸透水の再配分過程に関して水収支は成立しない。そして、とくに地下5cmから30cmの間で、降雨期間中にもみかけ上、上下方向へ発散するように土壤水分が移動する矛盾が生じる。これらの要因が、地下5cm、30cmの温度計算値(図8-b)を観測値と大きくかけ離れたものにしたのではないかと考えられる。なお、地下100cmでは、水分移動を考慮した結果、土壤吸引圧水頭が急激に減少する時刻に対応して、11月17日5時に温度低下が生じている。

c. 11月17日7時以降、土壤吸引圧水頭が全層で0cm(一定)とした場合 図3および(4)式の関係からあきらかなように、11月17日7時以後土壤水分移動量は  $10^{-4}\text{cm}^3/\text{cm}^2/\text{sec}$  となる。この場合の地中温度の変化は図8-dで示される。bの計算でみられた地表面—地下30cm間の水分移動の不連続による効果は出現しないが、水分移動量を過大に評価したことを反映して、地表面の温度変化が地下10cmの変化に、地下50、100cmには温度低下として、過剰に熱伝達されたことを示している。

これらの計算結果から推察される土壤水分移動の実態をまとめてみると、次のようになる。

11月16日15時に始まる降雨によって生じた水分の浸透移動が、11月17日4時には地下100cmにまで到達する。この時、ほぼ地表面近くまで飽和状態となる。その後、11月17日21時の降雨終了ともなって、下方移動は浅層から順次減衰を始め、18日に地表面近くでは、圃場容水量の状態に達し、以後蒸発による上方移動へ転じる。そして、現実

の水分移動量は計算値より1オーダー程度小さな値であることが予想される。すなわち、土壤吸引圧測定地点での不飽和透水係数の値は山本(1978)によって得られた値より小さく、飽和状態で、 $10^{-5}\text{cm}/\text{sec}$ 程度の値ではないかと考えられる。

## V 今後の課題

中央粒径0.3mmの中砂を充填した直径1m、深さ1.5mの浸透型ライシメータと圃場表層土を不攪乱状態で充填した同型のライシメータがウェイングライシメータに隣接する場所に設置され、1977年11月より流出量の測定を始めている。後者は流量計の故障により測定不能であったが、11月16日～25日間の前者の観測値は図9のようであった。11月16日の降雨にともなう流出は、17日20時に始まり、18日5時に最大流量  $2.7 \times 10^{-5}\text{cm}^3/\text{cm}^2/\text{sec}$  に達する。以後急激に減少するが11月25日になってもなお  $3 \times 10^{-6}\text{cm}^3/\text{cm}^2/\text{sec}$  程度で流出は続くという結果が得られている。

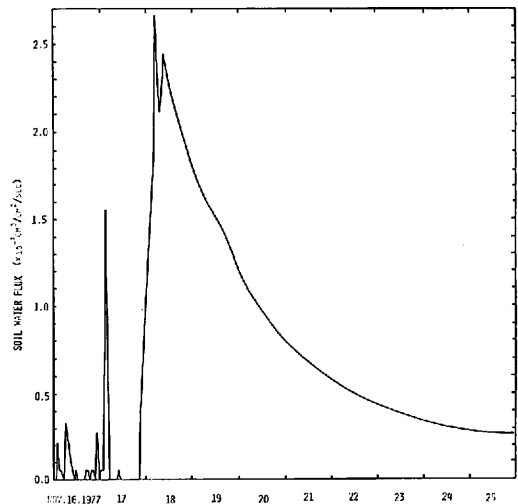


図9 浸透型ライシメータによる浸透流出量の時間変化

土壤水分移動量は吸引圧水頭測定値から求める方法によったが、今後、浸透型ライシメータによる測定値と比較検討する必要がある。一方では、浸透型ライシメータから得られる各種の降雨に対応する地下水流パターンを整理することに



より、浸透過程を数学モデルで表現できれば、地中温度分布観測値から土壌水分浸透量の定量化を進めることも可能となる。

勿論、土壌吸引圧水頭・水分量・不飽和透水係数、これら相互間の関係を精度よくくり返し測定すること、自記テンションメータの測定精度を向上させることが、今後の重要課題となることは自明である。

終りに、本研究を進めるにあたり、有益な助言を下された当センターの古藤田一雄助教授。また、不飽和透水係数の測定値を心よくお貸しいただいた筑波大学自然科学類学生・山本真司氏、種々議論していただいた同大学・大学院生・開発一郎氏に感謝の意を表します。

なお、本研究の計算は筑波大学計算センターのTosbac-5600を利用しておこなった。

## 文 献

- 古藤田一雄・佐倉保夫・林陽生・甲斐憲次 (1978) : 筑波大学水理実験センターにおける熱収支・水収支観測システムとデータ集録・処理装置について。筑波大学水理実験センター報告, 2.
- 山本真司 (1978) : 不飽和透水係数の測定に関する実験的研究。筑波大学自然科学類卒業論文。
- Remson, I., Hornberger, G. M. and Molz, F. J. (1971) : Numerical Methods in Subsurface Hydrology. Interscience, New York.
- Stallman, R. W. (1965) : Steady one-dimensional fluid flow in a semi-infinite porous medium with sinusoidal surface temperature. J. Geophys. Res., 70, 2821-2829
- Suzuki, Seitaro (1960) : Percolation measurements based on heat flow through soil with special reference to paddy fields. J. Geophys. Res., 65, 2883-2885.
- Tagaments, T. and Sternberg, Y. M. (1974) : A predictor-corrector method for solving the convection-dispersion equation for adsorption in porous media. Water Resour. Res., 10, 1003-1011.