

浸透過程の地中温度変化から推察される土壤水分移動について

Soil Water Movement Estimated from Soil Temperature Changes during Infiltration

佐 倉 保 夫*

Yasuo SAKURA

I ま え が き

降雨にともなう土壤水分移動は、ときには表層地中温度プロファイルに急激な変化を生じさせる。1977年7月に始まる筑波大学水理実験センター熱収支・水収支観測のデータの中で、このような温度変化が認められたのは、日降水量が数10mm程度あって、しかも地下1mと地表面の温度差が最大となる春と秋の2例であった。

降雨浸透過程の表層土壤における熱的環境あるいは熱伝達機構に関する研究は意外に少ない。わずかに冷・暖かんがいによる地中温度変化を、かんがい期間中は温度差のある土壤へかんがい水が浸入することによる熱的非平衡過程、かんがい終了後は熱伝導のみが支配する過程と現象を分割して計算値と実測値を比較した Wierenga et al. (1970) や、土壤水分移動による熱伝達を移動熱源問題にアナロジーした Fukuoka (1971) らの研究がみられる程度である。しかしそれらはいずれも土壤水分移動の実態へは言及していない。

表層地温が急激に変化した1977年11月の観測結果はすでに報告している(佐倉, 1978)。ここでは前報に1978年5月の同様な結果を付け加えて、表層地中温度プロファイルと地下水位の変化から推察される土壤水分移動の形態について若干の検討を試みたので報告する。

II 観測項目および結果

1) 観測項目

(1) 降水量 1 転倒 0.5mm, 直径 20cm の転倒ます型漏測白記雨量計を使用して、降水量の観測はおこなわれている。

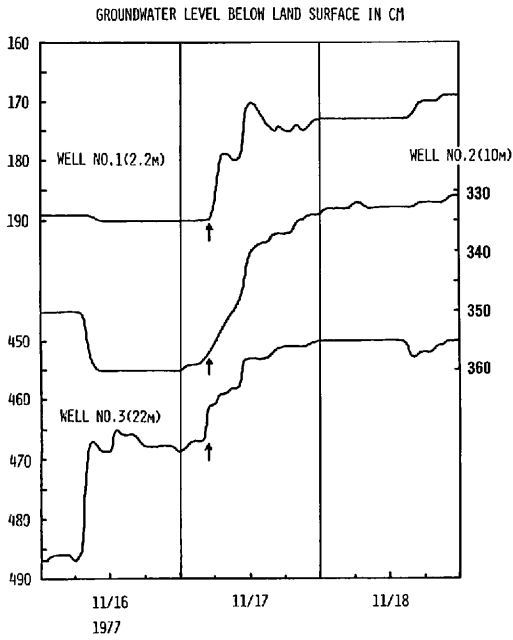
(2) 地下水位 観測場所の地質柱状は、地表面から 0.6m までが盛土(粘土を一部含むロームと表土の混合物)、0.6~1.0m がローム、1~5.2m が粘土、5.2~8m が細砂、8~18.5m がレンズ状の粘土層を含む小礫混り細砂、18.5~22m が細砂混り粘土と以上のような互層から構成されている。地下水位観測井は口径 150mm、長さはそれぞれ No. 1 井; 2.2m (ストレーナーの位置は 0.7~2m)、No. 2 井; 10m (8~9m)、No. 3 井; 22m (14~18m) の 3 本があり、フロート(径 100mm) 型白記水位計が設置されている。

(3) 地中温度 地下 2, 10, 50, 100cm の各深度で、白金抵抗温度計によって地中温度は測定されている。センサーの径は 10mm、長さは 15cm である。

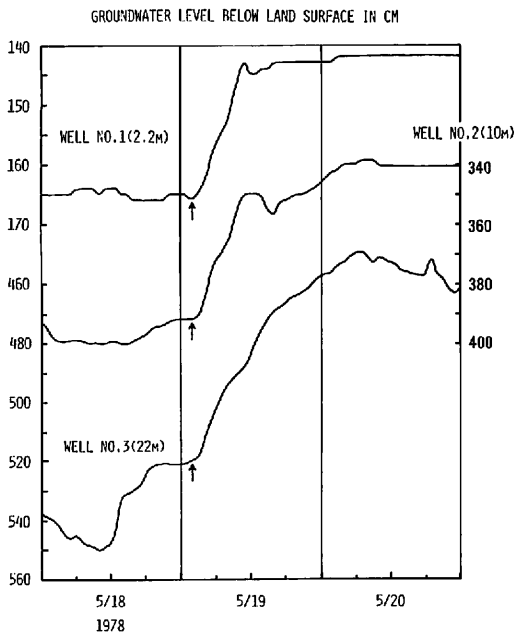
2) 観測結果

1977年11月16日~18日および1978年5月18日~20日の3日間の地下水位、地中温度の変化を第1図、第2図に、降水量の変化を第3図にそれぞれ示す。雨量計の観測によれば、11月16日17時に始まり11月17日21時に終る雨は56mmの降水量をもたらし、また5月18日18時~5月19日10時の降水

*筑波大学水理実験センター

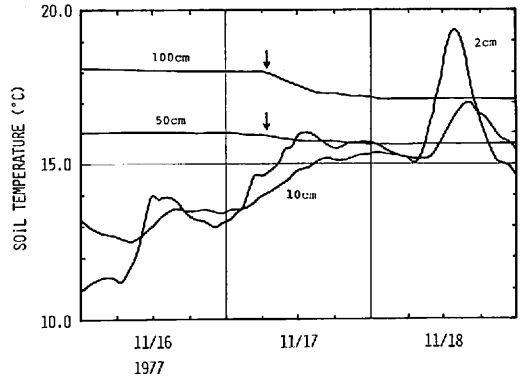


a

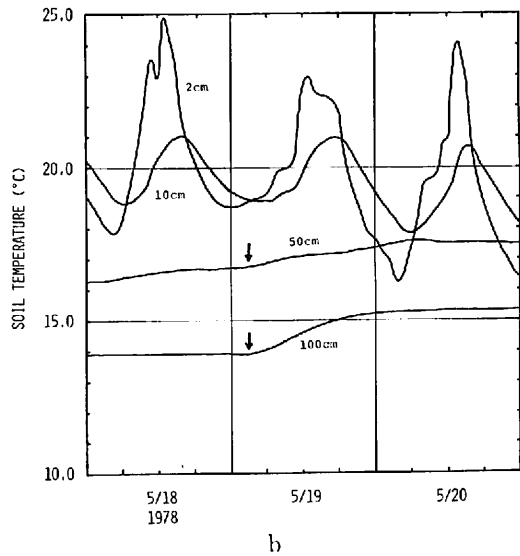


b

第1図 地下水位の変化 a. 1977年11月16日～18日, b. 1978年5月18日～20日



a



b

第2図 地中温度の変化 a. 1977年11月16日～18日, b. 1978年5月18日～20日

量は68mmであった。

11月の地下水位上昇開始時刻は、No. 1井では降雨開始12時間後の11月17日5時、No. 2, 3井ではそれよりやや早くみられるようで、その上昇量はそれぞれ21, 29, 19cmであった。5月の場合は降雨開始後8時間の5月19日2時にはほぼ一斉に地下水位上昇が始まり、上昇量は24, 53, 72cmにも及んだ。

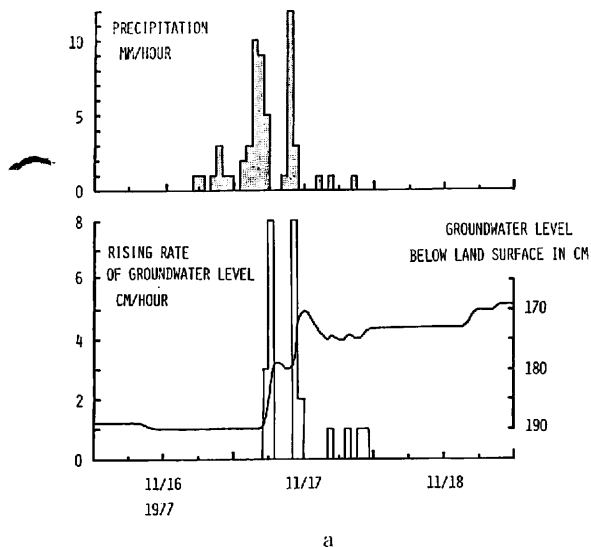
一方、地下100cmの急激な温度変化は、11月17日7時、5月19日3時と地下水位上昇開始に1～

2時間遅れて生じた。すなわちこの地中温度の変化は、地下水の上昇を促す土壌水分の急激な移動にもとづくことを意味している。

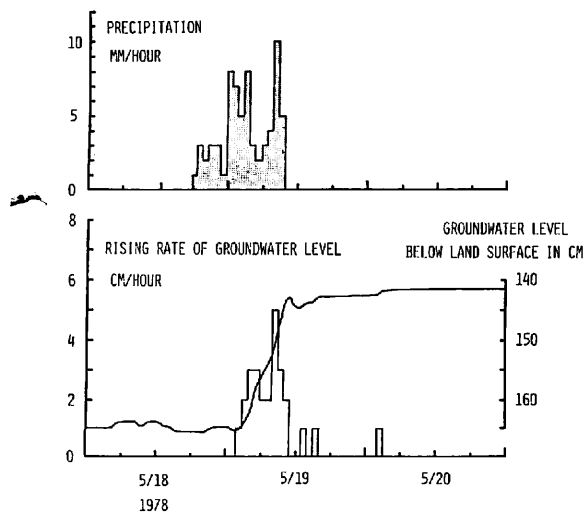
III 観測結果の考察

1) 地下水位

降雨開始後、No. 1井の水位上昇が始まるまで



a



b

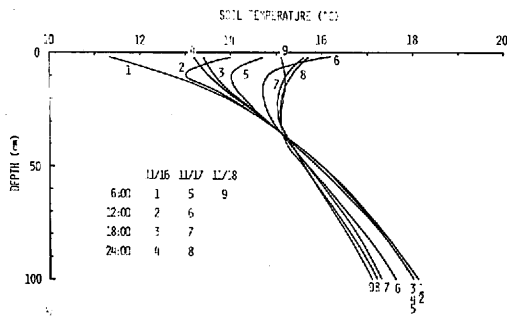
第3図 降水量およびNo. 1井地下水位と地下水位時間上昇率 a. 1977年11月16日～18日, b. 1978年5月18日～20日

の時間は、11月では12時間、5月には8時間であった。そして他の2本の深さが異なる観測井でもほぼ同時刻に上昇を開始することは、第1図から明らかで、降水による表層地下水面上昇が静水圧の変化として伝達されたと考えられる。

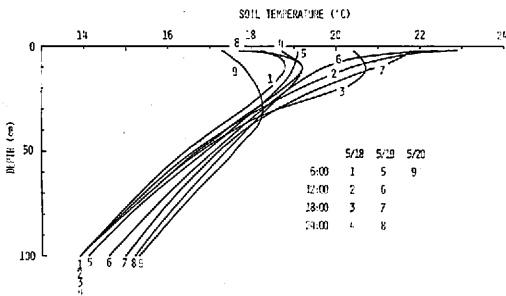
2つの観測期間の間で、No. 2, 3観測井の地下水位変動量に大きな差違がみられたが、これは深い帯水層ほどより時間的、空間的に広範囲にわたる水文環境の影響を受けて、その挙動は複雑であることを示している。一方、No. 1井におけるこれらの期間中の水位変化の直接的要因は降雨である。従って、ここでは垂直浸透流のみが影響を及ぼすNo. 1井に関して地下水位時間上昇率を計算した。降水量の変化とともに第3図に示してある。これらの図から初期に降った10数mm～20数mmの雨が表層土壌の土湿不足を補い、つぎに続く降雨が0～2時間後の地下水位上昇を促していることが理解される。おそらくこの時間遅れは、地表面に降った雨が地下水面から続く毛管水帯の上端に到達するのに要した時間である。そしてこのような早い地下水位の上昇開始は、樫根ら(1979)がローム土槽の浸透実験結果からすでに指摘しているように、毛管水帯と地下水面は水理学的連続性をもっていることから、毛管水帯上端に達した水がほとんど瞬間的に下方へ水圧を伝えるというロージェ(1962)の示した実験事実と一致している。

2) 地中温度

第2図に示した地中温度変化に対応する温度プロフィールが第4図である。図中の数字は凡例に示した日時を意味している。ただし、地下2, 10, 50, 100cmの観測値をスムーズイング・カーブで結んでいることから、地表面温度日較差の影響が及ぶ地下30cm付近の温度は正確とはいえない。いずれの場合も、降雨開始時の地中温度プロフィールは3である。そして9のプロフィール以後少なくとも1日間は地下50～100cmで、温度変化はみられない。またこれらの図でとくに注目したいことは、地下50～100cmの温度プロフィールが時間経過とともにみかけ上ほぼ平行に移動して



a



b

第4図 地中温度プロファイルの時間変化
a. 1977年11月の場合, b 1978年5月の場合

いくという現象である。このことは、すでに実施している降雨実験時の測定点を倍にした地中温度観測結果においても同様な現象を捉えていることから明らかである。

すなわちこの期間のみ土壤水分は直接的に移動したことを示している。

IV 地中温度変化から推察される土壤水分移動の形態

11月, 5月の地下100cmの温度変化はそれぞれ $-0.9, +1.4^{\circ}\text{C}$ であった。このように地中温度を変化させるためには土壤水分がどの程度移動する必要があるのかをつきに検討した。

地下50~100cmを対象領域とすれば、これらの期間中水分量は飽和状態に近く、従って水を含む土壤の体積熱容量; $c\rho$ ($\text{cal}/\text{cm}^3\cdot^{\circ}\text{C}$), 熱伝導率;

K ($\text{cal}/\text{cm}\cdot\text{sec}\cdot^{\circ}\text{C}$) は一定であると考えてよい。つきに第1次近似として土壤と水の温度は平衡であり、土壤水分フラックス; q ($\text{cm}^3/\text{cm}^2\cdot\text{sec}$) は一定だと仮定すると、鉛直一次元 (z 方向) の土壤中の熱輸送に関してつぎの式が導ける。

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

ここで, T ; 温度 ($^{\circ}\text{C}$), t ; 時間 (sec), c_w , ρ_w ; 水の比熱 ($\text{cal}/\text{g}\cdot^{\circ}\text{C}$), 密度 (g/cm^3) である。

初期条件を地下100cmの温度が変化し始める直前の温度プロファイル, 境界条件を地下50cmの温度変化として、それぞれ第4図, 第2図より一次式で近似すれば、

$$\begin{aligned} \text{初期条件;} & t = 0, z > 0 \text{で } T = T_0 + az \dots\dots(2) \\ \text{境界条件;} & z = 0, t > 0 \text{で } T = T_0 + bt \end{aligned}$$

となる。ただし, T_0 は地下50cmの変化前の温度である。

(2)式のもとで(1)式の解は, Carslow and Jaeger (1959) に従ってつぎのように求めることができる。

$$T = T_0 + az - Uat + \frac{1}{2U} (b + Ua)$$

$$\begin{aligned} & \left\{ (Ut - z) \operatorname{erfc} \left(\frac{z - Ut}{2\sqrt{kt}} \right) \right. \\ & \left. + (Ut + z) e^{\frac{U}{k}z} \operatorname{erfc} \left(\frac{z + Ut}{2\sqrt{kt}} \right) \right\} \dots\dots(3) \end{aligned}$$

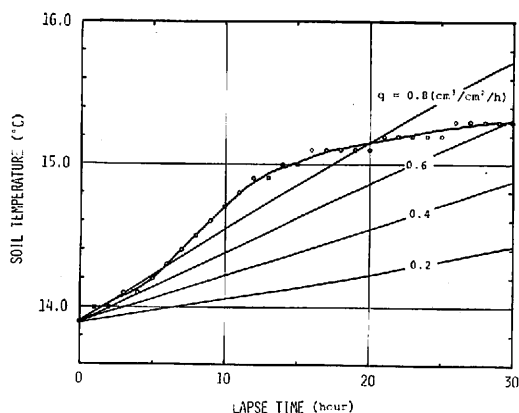
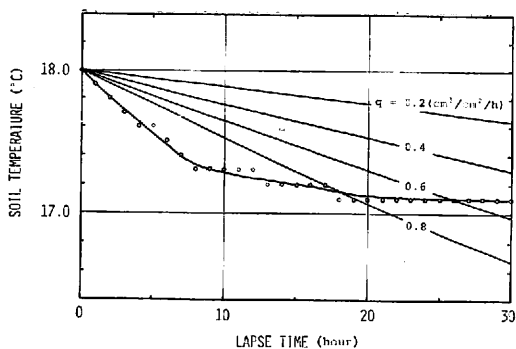
ここで, $U = \frac{q c_w \rho_w}{c\rho}$, $k = \frac{K}{c\rho}$ である。

計算では, $c_w \rho_w$, $c\rho$ をそれぞれ1, $0.7 \text{ cal}/\text{cm}^3\cdot^{\circ}\text{C}$, K を $3 \times 10^{-3} \text{ cal}/\text{cm}\cdot\text{sec}\cdot^{\circ}\text{C}$ とした。

また, 1977年11月の場合には, T_0 は 15.9°C , a は $0.042^{\circ}\text{C}/\text{cm}$, b は $4.63 \times 10^{-7}^{\circ}\text{C}/\text{sec}$ を, 1978年5月では, それぞれ 16.7°C , $-0.056^{\circ}\text{C}/\text{cm}$, $7.17 \times 10^{-6}^{\circ}\text{C}/\text{sec}$ なる値を用いた。

(3)式に従って, q の値をパラメータとして数値計算した結果を第5図に示す。なお図中の q は $\text{cm}^3/\text{cm}^2\cdot\text{h}$ の単位であらわして、降水量 (mm/h) と比較しやすくしてある。

降雨強度の最大値が11月, 5月でそれぞれ12,



第5図 地下100cmの温度変化—観測値と計算値の比較— (図中の○印は観測値)
 a. 1977年11月の場合, b. 1978年5月の場合

10mm/hであることから、地下50~10mmで予想される土壤水分フラックスはそれらと比較してかなり小さな値であろうと考えていた。ところが第5図により、この温度変化を説明するためには降水量と同程度(1~1.2cm³/cm²・h)の土壤水分フラックスが必要となることが判明した。なお、地下100cmの温度変化には、降雨の時間変化に対応する土壤水分移動の非定常現象が含まれるので、土壤水分フラックスを一定とした計算値の曲線と一致しないのは当然である。

(1)式を導入する過程で1次近似として、土壌と水の温度は等しいと仮定したが、土壤水分移動は

比較的速く、温度変化も大きいことから、地熱現象に関して Combarrous and Bories (1975) に指摘されているように、土壌と水の間で熱の交換があるとするのが厳密には正しい。しかし、土-水相互間の熱伝達係数の算定が困難であるため、このような解析への適用は今後の問題である。

一方、Andersen and Sevel (1974) は、デンマークの氷河堆積物中で6年間にわたる中性子水分計および環境トリチウムをトレーサーとして用いた土壤水分移動測定に関する結果をつぎのように報告している。水分プロファイルの時間変化にみられる過剰水分帯の移動速度は3~3.5m/月であり、しかも過剰水分帯が地下21mにある地下水面を通過する時、地下水かん養量(地下水面を通過する水分フラックス)は増加して、地下水面は上昇する。しかし彼らはトリチウム濃度プロファイルをトリチウム収支で説明する立場上、分散を考慮した displacement flow model を考えて、上述の速度よりもはるかに遅い0.4m/月なる移動速度を計算値と実測値の比較から決定して、前者をみかけの速度、後者を真の速度と呼んだ。

また、Aneblom and Persson (1978) もスウェーデンのエスカーにおいて同様な調査をおこなって、真の土壤水分移動速度は0.5m/月以下、みかけの速度は1.5~2.5m/月であるという結果をえている。そして帯水層の水収支を研究する上では、前述の過剰水分帯が地下水面に到達するとき地下水かん養があることから、みかけの速度の重要性を、一方、地表面の汚染物質が地中へ浸入するような場合には、いわゆる真の速度が重要な意味をもつことを指摘している。

このように不飽和層の土壤水分移動に関する興味深い観測例を紹介したが、その中でいうみかけの土壤水分移動が、本研究のような地下水面が地下1.5m前後と浅い場合には、地下水位を急上昇させ、地中温度を大きく変化させた水分移動と一致するのではないかと考えられる。

V ま と め

本研究結果から推察される土壤水分移動の形態

はつぎのように示せる。

1977年11月16日~17日, 1978年5月18日~19日の降水量はそれぞれ56, 68mmであった。そのうちの10数mm, 20数mmが表層土壌の土湿不足の解消に費やされ, その後に続く降水が毛管水帯上端に浸透到達して, 水理学的に連続である地下水面の上昇を促した。すなわち約40mmの降水として浸入した土壌水分が毛管水帯上端から順次押し込まれた結果, 浅層地下水面をおよそ20cm上昇させた。

地中温度変化から土壌水分移動を検出できる可能性は, 地下50~100cmの温度差が2°C以上ある本研究のような場合を除いて, 温度測定の精度にかかわっているといえる。

降雨浸透過程における土壌中の熱輸送機構を議論するとき, 前報では土壌水分の移動形態は毛管ポテンシャルによる不飽和運動理論に従うという立場をとった。しかしながら地中温度変化が大きくかつプロファイルが時間経過とともにほぼ平行に変化する観測事実を, その理論から導くことは難しく, むしろ Andersen and Sevel (1974), Aneblom and Persson (1978) らがいうみかけの土壌水分移動すなわち地下水かん養に寄与する直接的な水の動きだとすれば説明できることがわかった。

この水分移動形態を直接観測して実証することおよび土壌中の水分移動にかかわる熱輸送機構の定量的解明が今後の課題である。

本研究を進めるにあたり, 有益な助言を下された筑波大学地球科学系の榎根勇・古藤田一雄両助教授, また種々議論していただいた同大学院生, 開発一郎氏に感謝いたします。

文 献

- 榎根勇・田中正 (1979) : 重水を追跡子とした土壌水の移動に関する研究. 昭和53年度文部省科学研究費試験研究(2)報告書.
- 佐倉保夫 (1978) : 土壌水分移動と地中温度分布について (予報). 筑波大学水理実験センター報告, 2, 37-45.
- A. A. ローゼ (1963) : 『土壌と水』. (山崎不二夫監訳). 東京大学出版会, 138P.
- Andersen, L. J. and Sevel, T. (1974) : Six year's environmental tritium profiles in the unsaturated and saturated zones, Grønhoj, Denmark. *Proceedings of Symposium on Isotope Techniques in Groundwater Hydrology*, IAEA-SM-182/1, 3-20.
- Aneblom, T. and Persson, G. (1978) : Studies of the variations in water content in the unsaturated zone of an esker. *Proceedings of Nordic Hydrological Conference and Second Nordic IHP Meeting*, 121-129.
- Carslow, H. S. and Jaeger, J. C. (1959) : *Conduction of Heat in Solids*. 2d ed., Oxford Univ. Clarendon Press, London, 510p.
- Combarous, M. A. and Bories, R. A. (1975) : Hydrothermal convection in saturated porous media. Ven Te Chow ed., *Advances in Hydroscience*, 10, Academic Press, New York, 231-307.
- Fukuoka, Y. (1971) : Soil temperature variation influenced by precipitation and its mechanism (1). *Science Report of the Faculty of Education, Fukushima Univ.*, 21, 32-46.
- Wierenga, P. J., Hagan, R. M. and Nielsen, D. R. (1970) : Soil temperature profiles during infiltration and redistribution of cool and warm irrigation water. *Water Resour. Res.*, 6, 230-238.