

裸地における土壌水分と蒸発量の 関係についての検討

鈴木 雅一・吉田 裕弘・福嶋 義宏

Experimental Researches on the Relation
between Evaporation from Bare Ground and
Soil Moisture Content

Masakazu SUZUKI, Akihiro YOSHIDA, Yoshihiro FUKUSHIMA

要 旨

土壌水分量の減少にともなって裸地面からの蒸発が抑制される過程について、蒸発環境が一定の恒温恒湿室におけるポット実験で検討を加えた。標準砂と田上山のマサ土を用いたところ、土層厚25cm、水分が十分存在するときの蒸発量約 2 mm/day の条件下で、土壌の平均体積含水率が標準砂12.1%、マサ土17.3%以下で蒸発量の低下が見られた。蒸発量の低下が見られたのは実験開始後、標準砂は26日目、マサ土は38日目であった。蒸発量の低下が生じた後の減少傾向は、はじめが急で次第に緩慢となるが、標準砂の方がマサ土よりも変化が急であった。

一次元不飽和浸透モデルにより土中の水分移動をシミュレートしたところ、臨界含水率以下では含水率の減少に比例して蒸発が抑制されるという蒸発抑制条件を組み込むことにより、土壌内の水分移動と蒸発量の変化傾向を実験結果とほぼ適合させることができた。このシミュレーションから得られた蒸発量の低下がはじまる土壌表層の含水率は、標準砂5.4%、マサ土 17.0%となり、PF表示では標準砂PF2.23、マサ土PF2.47と推定された。

はじめに

山地における地表の植生状態と蒸発散量の関係は森林水文学の大きな課題であり、水収支測定やエネルギー収支の視点から検討が進められてきた。年間の蒸発散量については、植生が繁茂した地表からの蒸発散量が貧弱な植生や裸地面からの蒸発量よりも多くなる傾向が各地の測定結果から示され、この結果は研究者共通の了解事項となっていると思われる。しかし、植生の差異による蒸発散量の増減がどのようなプロセスで生ずるかということについては、植生による降雨遮断作用、表面流出の差異による土壌水分供給量の違い、土壌水分減少にともなう蒸発散抑制の発生状況の差異などがあげられるものの、それぞれの要因の影響度や要因相互の関係は未だ十分に明らかではなく、解明すべき問題といえる。

この問題についての研究の一環として、土壌水分の多少と蒸発散量の関係について検討を行なうこととした。ここで報告するのは、一連の実験の基礎的段階として、裸地面を対象として行な

った室内実験に関するものであり、一定の蒸発環境下で、土壌水分と蒸発量の関係を測定した。裸地面において蒸発に関する土壌水分は、地表面付近の水分量と考えられ、地表面付近の水分状態はより下層からの水分移動と蒸発量の相互関係によって定まる。このため、測定された蒸発量を土壌内部での不飽浸透による水分移動と関連づけて検討することを試みた。

1. 実験方法と材料

実験は空調設備を有する恒温恒湿室内に、土をつめた二種のポリエチレン製ポットを置き、一方は常に飽水状態に保ち、他方は飽水状態から自然乾燥にまかせて、両者の蒸発量を比較するというものである。

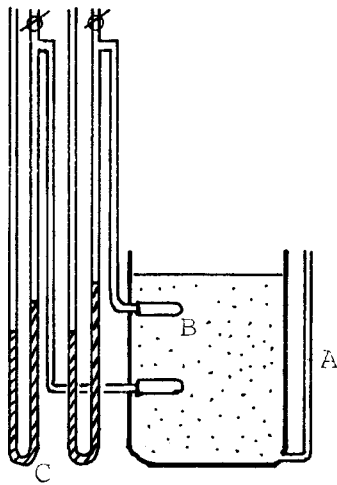


Fig. 1. Experimental apparatus.

- A: piezometer
- B: porous cap
- C: manometer

ポットは図1のように直径21cm、高さ27cmのもので、土壌水分状態を把握するためピエゾメーター、テンションメーターが取付けられている。テンションメーターは直径1.5cm、長さ8cmの素焼きカップを用いたもので、土の表面より5cm、15cm深につけ、マンメーターに連結した。(飽水状態に保つポットはピエゾメーターのみとした。)

Table 1. Dry density and porosity of each material.

	Sand-A		Sand-B	
	S	D	S	D
dry density (g/cm)	1.48	1.30	1.46	1.53
porosity (%)	43.9	50.8	44.5	42.3

Sand-A: Toyoura standard sand, Sand-B: weathered granitic soil, S: saturated colum, D: drying colum.

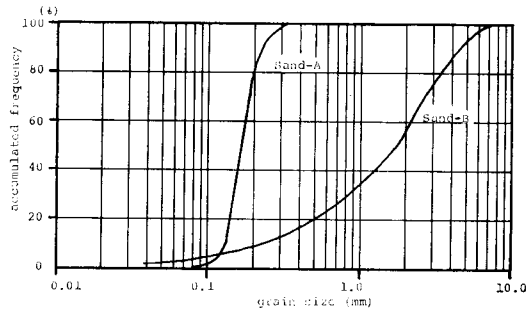


Fig. 2. particle-size distributions
A. Toyoura standard sand
B. Weathered granitic soil

ポットは2個ずつ2組用意し、一方に田上山のマサ土、もう一方に豊浦標準砂を25cm厚に詰めた。両試料の粒径分布を図2に示す。詰め方は、全体が均一になるようにポットに水を入れ、その中に試料を静かに落とすようにした。これを排水後しばらく放置し、その後3回飽水、排水、放置をくり返し土壌の安定化をはかった。実験終了後に求めたポット内土壌の密度は表1のようであった。

ポットは実験開始時に表面直下に水面が生ずるようにし、飽水状態を保つものはそのま

ま、自然乾燥させるものは底部より排水した。蒸発量はポット重量を数日毎に測定することによって求め、飽水状態を保つポットには減少分だけ水分を補給した。

ポットは恒温恒湿室（3.3×7.2m）の一隅に置かれた。この室は気温 23 ± 2 ℃、湿度 33 ± 4 %に保たれた。日射は全く遮られ、ポット内の地温もほぼ均一な条件下である。

2. 測定結果

標準砂とマサ土の飽水状態のポットの蒸発量（ E_p ）と自然乾燥させたポットの蒸発量（ E_a ）の測定結果を図3に示す。それぞれの土の蒸発比（ E_a/E_p ）の変化は図6（B）に示した。

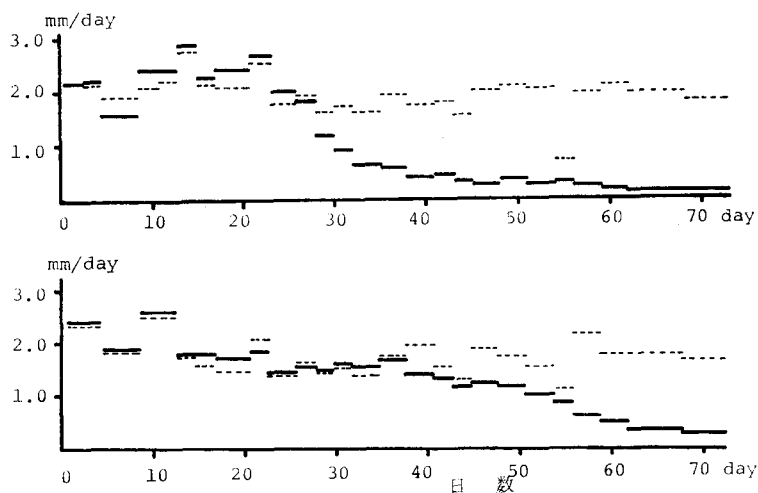


Fig. 3. Variations of Evaporation rate
 upper: Toyoura standard sand, lower: Weathered granitic soil —: drying column,: saturated column.

E_p の平均値は、標準砂 1.94mm/day, マサ土 1.62mm/dayであった。 E_p の値は実験初期に多少のばらつきが見られるが、ほぼ一定で同一の蒸発環境が保たれたと判断した。

マサ土より標準砂の蒸発量が多いことと、実験初期に飽水状態より自然乾燥状態のポットの蒸

発量が多いという傾向がある。これらのことは、十分なメカニズムは不明であるが、既往の測定結果と同様の結果であるといえる。

蒸発比（ E_a/E_p ）の変化は、標準砂では実験開始後26日目、マサ土では38日目より低下が見られ、土壌の乾燥にともなう蒸発の抑制が生じている。蒸発の低下が生じた後の減り方はマサ土はゆるやか

Table. 2. Volumetric moisture content and saturation ratio averaged over the column at the initial and the beginning time of evaporation constriction.

	Soil-A		Soil-B	
	VWR(%)	SR(%)	VWC (%)	SR(%)
porosity	50.8		42.3	
t_I	42.4	83.5	35.7	84.4
t_B	17.3	34.1	12.1	28.6

VWC: volumetric moisture content, SR: saturation ratio,
 t_I : the initial day, t_B : the beginning day of evaporation constriction (the 26th day for Soil-A and the 38th day for Soil-B).

で、標準砂は急と両者に差異が見られる。抑制開始後、蒸発比が0.5に低下するまで、標準砂では5日間であったのに対し、マサ土は約15日要した。

表2に、実験開始時と蒸発比の低下が生じた日のポット全体の含水率と飽和度を示した。抑制が生じたとき、ポット内の土壌の平均体積含水率は、標準砂12.1%、マサ土17.3%であり、土壌全体としては相当水分を保持している状態で蒸発が減少している。

3. 一次元不飽和浸透モデルを用いた蒸発抑制のシミュレーション

土壌水分と蒸発量の関係を求める上で、対象となるのは表面付近の土壌水分である。実験で表面の含水率を測定するのは困難であるため、ポット内の水分移動について不飽和浸透モデルを用いたシミュレーションを行ない表面付近の土層の水分状態と蒸発量の関係について検討した。

1) 基礎式と差分化

不飽和領域に拡張された Darcy 則を Richards にしたがって表すと

$$C(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left\{ K(\psi) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \right\} \quad \dots\dots\dots(1)$$

ここで、 ψ は飽和領域では圧力水頭 ($\psi \geq C$)、不飽和領域では土壌水分吸引水頭 ($\psi < 0$)、 $C(\psi)$ は圧力水頭増分に対する土壌水分量変化の割合で、 $C(\psi) = d\theta/d\psi$ 。ここに θ は体積含水率である。また、 $K(\psi)$ は透水係数、 z は上向き正の縦座標、 t は時間である。

(1) 式を差分化して数値計算するにあたり、Freeze¹⁾ の手法を準用した岡²⁾の方法と同様の差分化を行なった。深さ方向の区間長 ΔZ を一定として、

$$C(\psi_i^{t-\Delta t/2}) \left(\frac{\psi_i^t - \psi_i^{t-\Delta t}}{\Delta t} \right) = \frac{1}{\Delta z} \left\{ K(\psi_{i+\Delta z/2}^{t-\Delta t/2}) \left(\frac{\psi_{i+1}^t + \psi_{i+1}^{t-\Delta t} - \psi_i^t - \psi_i^{t-\Delta t}}{2\Delta z} + 1 \right) \right. \\ \left. - K(\psi_{i-\Delta z/2}^{t-\Delta t/2}) \left(\frac{\psi_i^t + \psi_i^{t-\Delta t} - \psi_{i-1}^t - \psi_{i-1}^{t-\Delta t}}{2\Delta z} + 1 \right) \right\} \quad \dots\dots\dots(2)$$

ここで ψ_i^t は t 時における i 地点の値、 Δt は時間増分、 $t-\Delta t/2$ は t 時と $t-\Delta t$ の中間値、 $\psi_{i+\Delta z/2}^{t-\Delta t/2}$ は、(3)、(4)式を用いて求める。

$$\psi_i^{t-\Delta t/2} = \frac{1}{2} (\psi_i^t + \psi_i^{t-\Delta t}) \quad \dots\dots\dots(3)$$

$$\psi_{i+\Delta z/2}^{t-\Delta t/2} = \frac{1}{4} (\psi_i^t + \psi_{i+1}^t + \psi_i^{t-\Delta t} + \psi_{i+1}^{t-\Delta t}) \quad \dots\dots\dots(4)$$

(2) 式を未知量 ψ_{i+1}^t 、 ψ_i^t 、 ψ_{i-1}^t について整理すると、

$$A\psi_{i+1}^t + B\psi_i^t + C\psi_{i-1}^t = D \quad \dots\dots\dots(5)$$

という形になる。A、B、C、Dは(2)式の既知量によって得られる値であり、(5)式は土層内の各区間で成立するから、連立方程式を解くことにより各 ψ^t の値が得られる。ただし、 ψ の値で $K(\psi)$ 、 $C(\psi)$ は変化するから得られた ψ^t を用いて再度 $K(\psi)$ 、 $C(\psi)$ を求め(5)式を解くことを所定の精度に収束するまでくり返す。

境界条件は、底面での流量を q_L 、表面では q_u とするとき、(2)式右辺の中括弧の中を、底部では第二項を q_L 、表面では第一項を q_u とおいて与える。今回の計算では、 $q_L=0$ 、 $q_u=-E$ (E :蒸発量)であり、 E は後に示す分法で与える。計算中に連続条件が満たされているか否かは、

$$L = \sum_{i=1}^I \{ \theta_i^t \Delta t - \theta_i^{t-\Delta t} \} \Delta z / \Delta t - E \quad \dots\dots\dots(6)$$

によって確認しうる。Lは数値計算上の誤差から生ずるが、今回の計算では L/E が0.01 以下と

なっている。

2) 土壌水分特性

土壌水分吸収水頭 ψ と含水率 θ およびCの関係は、Klute³⁾によって示された経験式を用いた。

$$\theta = \theta_o \frac{\cosh\left(\frac{\psi}{\psi_o}\right)^\alpha - \frac{\theta_o - \theta_r}{\theta_o + \theta_r}}{\cosh\left(\frac{\psi}{\psi_o}\right)^\alpha + \frac{\theta_o - \theta_r}{\theta_o + \theta_r}} \dots\dots\dots(7)$$

$$C = \frac{d\theta}{d\psi} = \frac{1}{\psi_o} \left(\frac{\psi}{\psi_o}\right)^{\alpha-1} \frac{\theta_o - \theta_r}{\theta_o + \theta_r} \cdot \frac{2\alpha\theta_o \sinh\left(\frac{\psi}{\psi_o}\right)^\alpha}{\left\{\cosh\left(\frac{\psi}{\psi_o}\right)^\alpha + \frac{\theta_o - \theta_r}{\theta_o + \theta_r}\right\}^2} \dots\dots\dots(8)$$

ここに、 θ_o は有効間隙率、 θ_r は $\psi = \infty$ となる含水率、 α 、 ψ_o は土壌特性のパラメーター。気乾状態の含水率を0.05と想定し、これを θ_r とし、実測値と適合のよいように α 、 ψ_o を定めると、標準砂では $\alpha = -1.42$ 、 $\psi_o = -54.85$ 、マサ土では $\alpha = -0.399$ 、 $\psi_o = -264.2$ となった。 θ と ψ 、Cと ψ の関係は図4(A, B)のようになる。

飽和透水係数は、定水位透水試験より、標準砂 3.0×10^{-2} cm/sec、マサ土 3.0×10^{-3} cm/secと得られた。

不飽和状態の透水係数は測定されていないため、岡⁴⁾、服部⁵⁾の報告を参考にし、含水率によって指数的に減少すると仮定し、(9)式を用いることとした。

$$K(\theta) = 10^{\frac{\theta - \theta_o n}{\theta_r - \theta_o n}} k_{sat} \dots\dots\dots(9)$$

ここで、 K_{sat} は飽和透水係数、 n は飽和透水係数に対する気乾状態の透水係数の桁数の低下で計算ではトライアルで定められる。今回の計算では、標準砂 $n = 5.5$ 、マサ土 $n = 6$ を用いた。これらの数値を用いたときの、 K と ψ の関係を図4(C)に示した。

3) 蒸発抑制条件の導入

表層の土壌水分の蒸発比の関係は、図5のような関係を想定し、臨

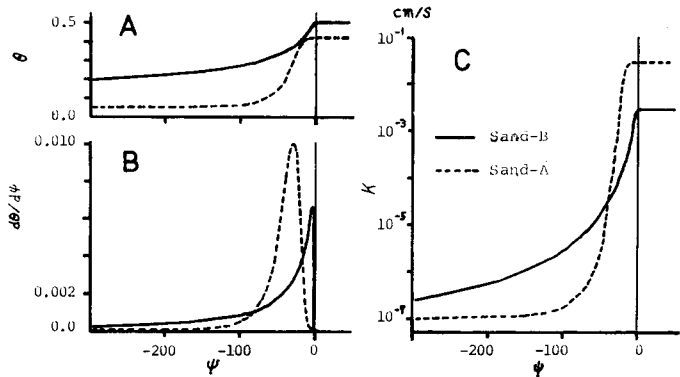


Fig. 4. Relationships of the moisture content θ , the specific moisture capacity $d\theta/d\psi$ and the hydraulic conductivity K to the pressure head ψ .

A : $\theta \sim \psi$, B : $d\theta/d\psi \sim \psi$, C : $K(\psi) \sim \psi$

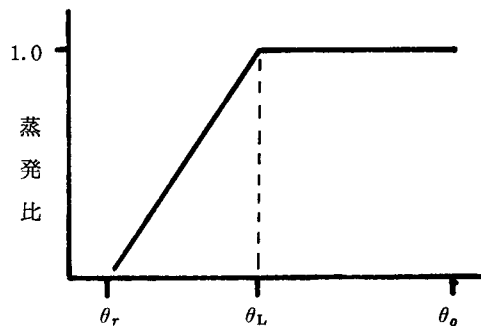


Fig. 5. Relation of evaporation ratio and soil moisture content at the soil surface in calculative model.

界水分量 θ_L 以下では有効水分量 ($\theta - \theta_r$) と比例するとして与えた。臨界点 θ_L は、計算中に土層の総水分量が実験で抑制が生じたときの値と等しくなったときの表層含水量とする。蒸発低下が生ずる前の蒸発量は実験で得られたそれぞれの土の平均値を用いた。

4) 初期条件とシミュレーション手順

計算における土壌水分の初期条件は、土壌層全てにわたって全水頭 ($H = \psi + Z$) が一定となるように各層で ψ を与える。最下層の ψ は、標準砂では -2.7cm 、マサ土では -4.2cm を与えた。実験との対比からすれば、最下層の初期値は $\psi = 0$ であるが、ここでは水収支を重視し土壌水分の総量が実験の初期値と等しくなるように定めた。この差は、実験開始時に飽水させた際に空気が一部封入されていたことにより生じたと考えられる。

計算は $\Delta z = 1.25$, $\Delta t = 14400\text{sec}$ で 25cm の土柱について行なった。

シミュレーション手順は、先ず蒸発抑制条件を与えずに、(8)式の n を変えて計算し、蒸発抑制が生ずるまでの ψ の実測値の変化と計算を対比する。相似した変化が得られた後に、蒸発抑制条件を入れて、蒸発量の変化を求めるといものである。

5) 計算結果と検討

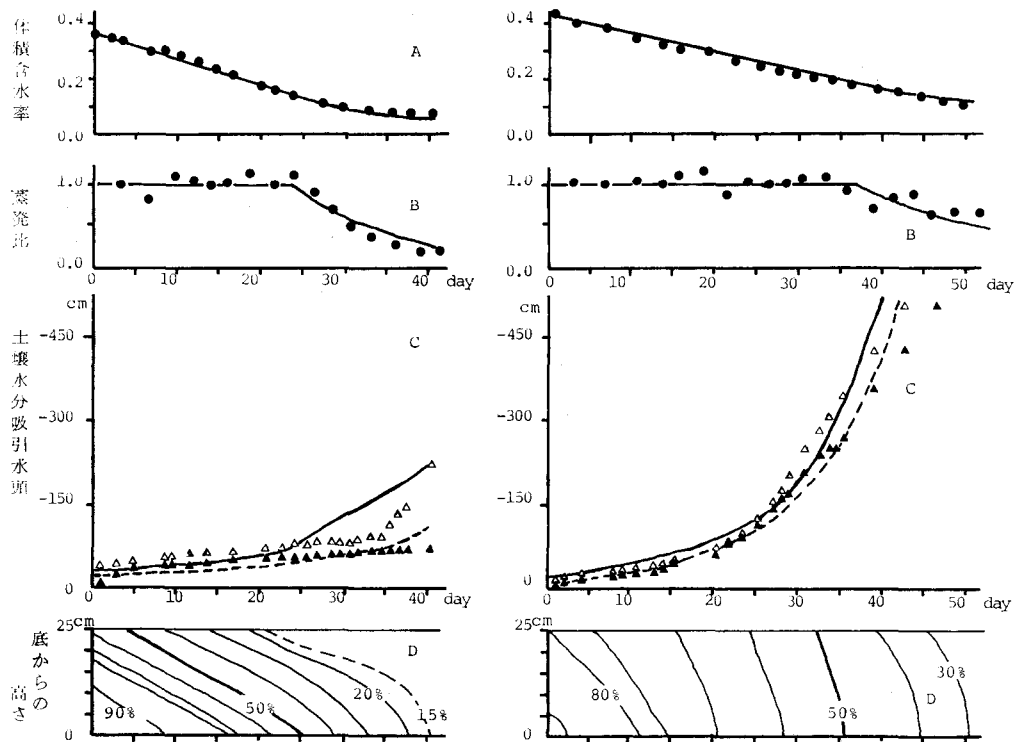


Fig. 6. Comparison between simulated and measured results.

left-Toyouura staudard sand, right-weathered granitic soil.

A: Variation of volumetric water content averaged over the column, (●: measured, —: calculated)

B: Variation of evaporation ratio. (●: measured, —: calculated)

C: Variations of soil water suction. (△-5 cm depth, ▲-15cm depth measured, —-5 cm depth, - - -15cm depth calculated)

D: Calculated isoplath of saturation ratio.

図4に示した土壌水分特性を用いた計算結果を図6に示した。図6(A)は土柱の平均含水率の変化で、実測値と計算値の水収支の対応を示し、図6(B)は図5の抑制条件による蒸発比の変化と実測の蒸発比の変化を対比したものである。この計算で与えた蒸発抑制が生ずる表層の臨界含水率は、標準砂0.054、マサ土0.170である。図6(C)は表面から5cmと15cmの ψ の値の変化である。蒸発比と ψ の経時変化は、標準砂とマサ土で互に異なるが、計算値はそれぞれ比較的良好に対応する結果となっている。図6(D)には、この計算により得た深さ毎の土壌水分の経時変化を飽和度で表示して示した。標準砂では深さ方向に含水率が大きく変わり、マサ土では変化が小さい様子が示されている。この差は図4における土壌水分特性の差異がもたらしたものと考えられる。

このシミュレーションから、表層の臨界含水率は標準砂0.054、マサ土0.170と推定することができよう。これをPF値で示すと、標準砂PF2.23 ($\psi=170$) マサ土PF2.47 ($\psi=-295$)となる。ただし、この値は地表下0.625cmに相当する深さの計算値であり、更に地表付近ではこれより大きい値とする必要もあろう。鈴木⁶⁾は黒色火山灰土で、この値をPF2.7と報告し、毛管水移動の限界と関連づけた考察を加えており、服部⁷⁾の検討にもこの点について言及が見られる。マサ土と標準砂の地表面付近の含水率勾配を考えると、地表面直下でのPF表示の臨界値は両者とも更に接近し、鈴木⁶⁾の報告する値にも近づくように思われる。しかし、今回の検討では蒸発抑制の条件を図5のような経験則できているため抑制が生ずる機構について更にたちいった考察はできず、土壌によって臨界PFが異なる可能性も否定できない。

図6(B)において、蒸発比の変化が抑制開始後が急で次第に緩慢になり、標準砂の変化がマサ土の変化よりも急であるという実測された傾向に、計算結果が対応していることは、図5に示す蒸発抑制条件が蒸発抑制モデルとして有効なことを示していると思われる。

表層の含水率は、下層からの水分供給と蒸発量の相互関係で決まるから、土層の深さや飽水状態のポットの蒸発量が変わった場合、蒸発比の経時変化は当然変わることになる。これについてはここで示したシミュレーションで推定することが可能であろう。野外での測定をふまえて、この点についての検討をすることを次の課題としたい。

実験を行なった恒温恒湿室の利用にあたっては、森林生態学研究室の方々には種々の便宜をはかっていただいた。また、武居有恒教授、小橋澄治助教授には大くの助言をいただいた。深く感謝します。なお計算の一部は京都大学大型計算機センターを利用した。

引用文献

- 1) Freeze, R. A. : Three-dimensional transient saturated-unsaturated flow in a ground water basin, *Water Resour. Res.* **7**, 347-363, 1971
- 2) 岡太郎：裸地斜面域における土壌水の流動解析, 京大防災研年報 **21-B2**, 251-261, 1978
- 3) Klute, A: Soil water profile development under a periodic boundary condition, *Soil. Sci.* **117**, 265-271, 1974
- 4) 岡太郎・角屋睦：裸地斜面域における雨水の浸入と地下水流出(1) 一傾斜ライシメータと土壌特性—京大防災研年報, **17-B**, 511-522, 1974
- 5) 服部重昭：流出過程における不飽和水分流動の研究(II) 不飽和透水係数の推定, *日林誌*, **60**, 290~297, 1978
- 6) 鈴木義則：畑土壌水分に関する研究, *九州農試報*, **16**, 383-591, 1973
- 7) 服部重昭：流出過程における不飽和水分流動の研究(III) 数値計算による土壌水分プロファイルの推定, *日林誌*, **62**, 82-88, 1980

Résumé

The relation between the amount of evaporation from bare ground and its soil moisture content has been investigated experimentally.

The materials used were the Toyoura standard and (Soil-A) and the weathered granitic soil (Soil-B). The soil columns had 21cm in diameter, 27cm in height and the materials were packed 25cm in depth uniformly. The columns were settled in air conditioning room having a constant temperature and relative humidity. The evaporation rate under non-stressed condition in this room was about 2mm/day all the time. The evaporation rate from columns and the mean soil moisture content were measured by weighing and the soil moisture suction was measured by tensiometer attached to the column.

The decrease of the evaporation began on the 26th day using Soil-A and on the 38th day using Soil-B and the mean volumetric moisture contents at the beginning time of evaporation decreasing were 12.1% and 17.3%, respectively.

The water movement in the soil columns has been simulated by the one dimensional model of the saturated-unsaturated flow solved by a finite difference method under the condition that the evaporation from surface has been expressed as a function of the volumetric moisture content in the surface layer. The calculated trends of the soil moisture suction and the evaporation rate using the soil water characteristics of both materials have agreed with the measured results adequately. In this simulation, the soil moisture content in the surface layer at the beginning time of evaporation constriction has been estimated 5.4% (PF2.23) for Soil-A and 17.0% (PF2.47) for Soil-B.