

数値シミュレーションによる裸地蒸発に関する研究

——定水位の地下水面がある場合——

葛葉 泰久・石原 安雄・下島 栄一

A Numerical Simulation on the Evaporation in a Bare Land

——in the Case of a Restricted Groundwater Table——

By *Yasuhisa KUZUHA, Yasuo ISHIHARA and Eiichi SHIMOJIMA*

Synopsis

Evaporation in a bare land occurs either under the land condition or under the meteorological one. When we intend to clarify the mechanism of the evaporation, the evaporation field must be recognized as the land-atmosphere continuum in the analysis.

In this paper, to explore the mechanism of such an evaporation, a numerical simulation has been undertaken under the conditions that the land is constituted of a uniform soil and has a restricted water table downwards and that meteorological factors are horizontally uniform. After assuming that the evaporation process can be dealt with unidimensionally with respect to the vertical direction, a set of fundamental equations for water and heat in the land and the atmosphere and the conditional equations related to the movement of water and heat have been simultaneously solved under several boundary conditions. Through the calculation, the effects of the wind speed, the magnitude of particle-size of soil, the depth of water table and the applied short wave radiation on the evaporation have been discussed.

1. はじめに

地面蒸発は水文循環において一つの境界条件となる重要な現象である。また、それは、水資源となる降水を直接地面から大気中へと損失させるという意味で重要な役割をもつのみならず、また特に乾燥・半乾燥地帯では塩類の集積現象と関連して水質問題や土地利用問題でも同様な役割¹⁾を示す。

裸地からの蒸発は、蒸散とは異なり(植生の)生理現象を含まないが、土地の地質構造、多孔質媒体である土壌の水理的・熱的特性、地下水位、地温などの土地条件と、大気での風の速度、温度、湿度や太陽放射(短波材射)などの気象条件とが複雑に相互に作用しあって生起する。従って、蒸散の解析において、Philip²⁾が提示した概念、SPAC (Soil-Plant-Atmosphere Continuum)と同様に、裸地蒸発の現象解析においても、その生起場を大気と土地を一体として捉える必要があることは言及するまでもない。このような観点に立った裸地蒸発に係わる数値計算的な研究は、Sasamori³⁾、Bristow⁴⁾、Camillo & Gyrney et al.⁵⁾、葛葉・石原⁶⁾、Chung & Horton⁷⁾などによりなされている。

本研究は、裸地蒸発の基本的な仕組みを明らかにするために、上記の通り蒸発の場を大気-土地系として捉え、大気と土地での蒸発に関与する諸関係式を簡単な初期・境界条件下でできるだけ厳密に数値シ

ミュレーションを行い、それに対して考察を加えたものである。

2. 裸地蒸発の基礎式

裸地蒸発にかかわる気象条件は必ずしも水平方向に一様とは限らず、また土地条件としての地中の水理的・熱的性質も鉛直方向や水平方向に対して一様であるとは限らない。しかし、本研究では、蒸発の基本的な機構の解明という目的のため、また数値計算の簡略化のため、蒸発は水平方向に一様な気象条件と、水平、鉛直方向とも一様な土壌に関する土地条件で生起しているものとし、その解析は鉛直方向一次元でなされるものとする。

2.1. 土中の基礎式

(1) 水分と熱の基礎式

土中での水分（液水と水蒸気）の連続式は次式のようなになる。

$$\partial(\rho_l \cdot \theta_l) / \partial t + \partial\{\rho_v \cdot (\theta_s - \theta_l)\} / \partial t = -\partial(J_l + J_v) / \partial z \dots\dots\dots (1)$$

ここに、 ρ_l , ρ_v は液水と水蒸気の密度、 θ_s は飽和体積含水率、 θ_l は体積含水率、 J_l , J_v は液水と水蒸気の質量フラックス、 t は時間、 z は地表面を原点に鉛直下向きを正とした位置座標である。上式中の添字“ l ”と“ v ”は、それぞれその変数が液水、水蒸気に関するものであることを意味し、今後ともこの意味で用いる。

液水の運動についてはダルシー則が、水蒸気についてはフィック則⁸⁾が成立すると考えると、液水と水蒸気の質量フラックス、 J_l , J_v はそれぞれつぎのように与えられる。

$$J_l = -\rho_l \cdot K \cdot (-1 + \partial\psi / \partial z) \dots\dots\dots (2)$$

$$J_v = -D_{ve} \cdot h \cdot \Delta \cdot \partial T / \partial z - D_{ve} \cdot e_s \cdot \partial h / \partial z \dots\dots\dots (3)$$

ここに、 K は体積含水率と温度の関数として与えられる透水係数、 ψ は水頭で表される圧力ポテンシャル（マトリック・ポテンシャル）、 T は絶対温度、 D_{ve} は水蒸気の有効拡散係数、 e_s は飽和水蒸気圧で温度の関数、 h は相対湿度、 Δ は温度に対する飽和水蒸気圧曲線の勾配である。なお、式(3)では、気体の状態方程式が用いられている。

土中の不飽和域において、 ψ と h の間には平衡状態で成立するつぎの Kelvin の式が近似的に成立するものとする⁹⁾。

$$h = \rho_v / \rho_{vs} = \exp(g\psi / RT) \dots\dots\dots (4)$$

ここに、 ρ_{vs} は飽和時の ρ_v で温度 T のみの関数、 g は重力加速度、 R は気体定数である。

土中の液水に関しては、土壌水分特性曲線は履歴現象を示さず、 $\psi = \psi(\theta_l, T)$ と表せるものとする。また関数 $\psi(\theta_l, T)$ は表面張力が関与する関数 $\alpha(T)$ と液水の含水率 θ_l による関数 $\beta(\theta_l; T_*)$ の積で表せるものとする⁹⁾。

$$\psi(\theta_l, T) = \alpha(T) \cdot \beta(\theta_l; T_*) \dots\dots\dots (5)$$

ここに、 T_* は基準温度である。なお、土壌の水分変化が、例えば、飽和状態より一方方向の脱水過程を経る場合には、上記の履歴条件の仮定は何ら問題にならないことは言及するまでもない。

熱の連続式は次式で与えられる。

$$C \cdot \partial T / \partial t = -\partial J_h / \partial z \dots\dots\dots (6)$$

ここに、 J_h は熱のフラックス、 C は体積熱容量である。

熱のフラックスは Fourier type の熱伝導と水蒸気の移動 (J_v) に伴う熱移動の和として表せるとし、液水の移動に伴う効果等は上記の項に比べて小さくて無視できるものとする。すなわち、

$$J_h = -(K_T + \lambda \cdot E_n \cdot D_{ve} \cdot h \cdot \Delta) \cdot \partial T / \partial z - \lambda \cdot D_{ve} \cdot e_s \cdot \partial h / \partial z \dots\dots\dots (7)$$

ここで、 K_T は土壌の熱伝導率、 λ は蒸発潜熱、 E_n は enhancement¹⁰⁾ と呼ばれるもので θ_i の関数である (後式 (30) 参照)。式 (7) 第一項の J_v に係わる温度勾配による項は E_n によって補正されている。なお、上式では気体の状態方程式が用いられている。

以上、式 (1) ~ 式 (7) は従属変数を θ_i , J_i , J_v , ϕ , T , h , J_h とする土中での基礎式である。しかし、以下で行う数値計算の安定化のために、式 (1) ~ 式 (5) を直接用いず、以下のように若干変形したものを使用する。

(2) 水分の基礎式の変形

透水係数は土壌構造で決まる関数 K_1 と粒径が関与する温度の関数 K_2 の積で表せる⁹⁾。

$$K = K_1(\phi; T_*) \cdot K_2(T) \dots\dots\dots (8)$$

そこで、上式中の ϕ の関数である K_1 を用いて、次の関数 ϕ を定義する。

$$\phi = \int_{-\infty}^{\phi} K_1(\phi) d\phi \dots\dots\dots (9)$$

以下では、この関数 ϕ を用いて、 ϕ が関与する上記の水分の諸関係式を変形することにする。

まず、水分の連続式 (1) については次の通りである。式 (4) での $\rho_v = h \cdot \rho_{vs}(T)$ の定義式を考慮すると、式 (1) の左辺はつぎのようになる。

$$\rho_i \cdot (1 - h \cdot \rho_{vs}/\rho_l) \cdot \partial\theta_i/\partial t + (\theta_s - \theta_i) \cdot \partial(h \cdot \rho_{vs})/\partial t$$

式 (4) と式 (9) より h は ϕ と T の関数、 ρ_{vs} は T の関数、また式 (5) より θ_i は ϕ と T の関数であるから、 ϕ を用いて $\partial\theta_i/\partial t$ と $\partial(h \cdot \rho_{vs})/\partial t$ はそれぞれ次式で表せる。

$$\partial\theta_i/\partial t = \partial\theta_i/\partial\phi \cdot \partial\phi/\partial t + \partial\theta_i/\partial T \cdot \partial T/\partial t \dots\dots\dots (10)$$

$$\partial(h \cdot \rho_{vs})/\partial t = h \cdot d\rho_{vs}/dT + \rho_{vs} \cdot (\partial h/\partial\phi \cdot \partial\phi/\partial t + \partial h/\partial T \cdot \partial T/\partial t) \dots\dots\dots (11)$$

従って、式 (1) は、式 (10) と式 (11) を用い、次式のように ϕ を用いて表せる。

$$\begin{aligned} & \{\rho_i \cdot (1 - h \cdot \rho_{vs}/\rho_l) \cdot \partial\theta_i/\partial\phi + \rho_{vs} \cdot (\theta_s - \theta_i) \cdot \partial h/\partial\phi\} \cdot \partial\phi/\partial t \\ & + \{\rho_i \cdot (1 - h \cdot \rho_{vs}/\rho_l) \cdot \partial\theta_i/\partial T + (\theta_s - \theta_i) \cdot (h \cdot d\rho_{vs}/dT + \rho_{vs} \cdot \partial h/\partial T)\} \cdot \partial T/\partial t \\ & = -\partial(J_i + J_v)/\partial z \dots\dots\dots (12) \end{aligned}$$

ついで、液水のフラックスの式 (2) についてはつぎの通りである。まず、式 (9) を z で偏微分すると、

$$\partial\phi/\partial z = d\phi/d\phi \cdot \partial\phi/\partial z = K_1(\phi) \cdot \partial\phi/\partial z \dots\dots\dots (13)$$

であるから、式 (8) を考慮すると、次式が成立する。

$$K \cdot \partial\phi/\partial z = K_2(T) \cdot K_1(\phi; T_*) \cdot \partial\phi/\partial z = K_2(T) \cdot \partial\phi/\partial z \dots\dots\dots (14)$$

よって、この関係式を式 (2) に代入すると、液水のフラックスの式は ϕ を用いて次式で与えられることになる。

$$J_l = -\rho_l \cdot \{-K_2(T) \cdot K_1(\phi) + K_2(T) \cdot \partial\phi/\partial z\} \dots\dots\dots (15)$$

以上の変形は、Bristow の研究⁹⁾ を参考にしたものであるが、そこでは著者らと異なり、式 (8) で透水係数は温度に依存しないと $K_2 = 1$ と簡単に考えて、式 (9) と同様な関数を定義し、また土壌水分特性曲線式 (5) では、同様にこれが温度に依存しないと $\alpha(T) = 1$ とし、上記と類似な基礎式の変形がなされている。従って、ここで展開した諸式は Bristow によるものの拡張となっている。

2.2. 土中の諸関係式

(1) 土壌の水利特性に関する諸式

土壌水分特性曲線として、すでに式 (5) の関数形を設定した。 $\beta(\theta_i; T_*)$ の関数形として、Campbell ら¹¹⁾ の結果を用いると、式 (5) は次式のように具体的に表現できる。

$$\phi(\theta_i, T) = \phi_{es}(T_*) \cdot \sigma(T)/\sigma(T_*) \cdot (\theta_s/\theta_i)^b \dots\dots\dots (16)$$

ここに、 σ は表面張力で温度の関数、 ϕ_{es} は基準温度 T_* のもとでの air-entry value (< 0)、 b は正の実験定数である。

透水係数は Campbell¹¹⁾ らに従って次式で与えられるものとする。

$$K(\theta_l, T) = K_s(T_*) \cdot \nu(T_*) / \nu(T) \cdot (\theta_l / \theta_s)^m \quad \dots\dots\dots (17)$$

ここに K_s は飽和透水係数, ν は粘性係数, m は正の定数値である。式 (17) 右式の θ_l に式 (16) の関係を代入すると, 式 (8) と同一形式の関係式が求まる。

$$K(\theta_l, T) = K_s(T_*) \cdot \nu(T_*) / \nu(T) \cdot \{\phi / \phi_{es} \cdot \sigma(T_*) / \sigma(T)\}^{-m/b} \quad \dots\dots\dots (18)$$

従って, 式 (8) 中の関数 K_1 と K_2 は次式でそれぞれ与えられる。

$$K_1(\phi) = (-\phi)^{-m/b} \quad \dots\dots\dots (19)$$

$$K_2(T) = K_s(T_*) \cdot \nu(T_*) / \nu(T) \cdot \{\sigma(T_*) / \sigma(T) / (-\phi_{es})\}^{-m/b} \quad \dots\dots\dots (20)$$

このように求まった式 (19) を式 (9) に代入すると, 数値計算で用いる変数の一つである ϕ は次式で表せることになる。

$$\phi = -1 / (1-n) \cdot (-\phi)^{1-n} \quad \dots\dots\dots (21)$$

ここで, $n = m/b$ である。Campbell¹¹⁾ によれば, b と n の間には $n = 2 + 3/b$ という関係が成立する。

θ_l と ϕ の関係は以下のように求まる。すなわち, $\phi = \phi_e (= \phi_{es} \cdot \sigma(T) / \sigma(T_*))$ に対応する ϕ を ϕ_e とすると, 式 (21) より ϕ_e は次式で表せる。

$$\phi_e = -1 / (1-n) \cdot (-\phi_e)^{1-n} \quad \dots\dots\dots (22)$$

よって, 式 (16), 式 (21), 式 (22) より ϕ と θ_l の関係はつぎのようになる。

$$\phi = \phi_e \cdot (\theta_l / \theta_s)^{-b(1-n)} \quad \dots\dots\dots (23)$$

(2) 水蒸気の有効拡散係数

式 (3) における有効拡散係数 D_{ve} は次式で与えられる。

$$D_{ve} = 0.622 \cdot D_v \cdot \rho_a / P \quad \dots\dots\dots (24)$$

ここに, ρ_a は空気密度, P は大気圧であり, また D_v はつぎのように表すことができる¹²⁾。

$$D_v = D_{va} \cdot \{(F_a - u) / (1 - u)\}^v \quad \dots\dots\dots (25)$$

ここに, D_{va} は静止大気中の水蒸気拡散係数, F_a は土中の間隙のうち空気の占める空隙率 ($= \theta_s - \theta_l$), u と v は経験的に求められる定数である。

(3) 飽和水蒸気圧と温度の関係

式 (3) での e_s と Δ は温度の関数としてそれぞれつぎの諸式で与えられるものとする¹³⁾。

$$e_s = \exp(26.6904 - 6109.74/T - 9.16189 \times 0.001 \times T) \quad \dots\dots\dots (26)$$

$$\Delta = 5307 \times e_s / T^2 \quad \dots\dots\dots (27)$$

(4) 熱伝導率と体積熱容量及び enhancement

式 (7) 中の熱伝導率 K_T は θ_l の関数で表せるが, ここではつぎのような関数形に従うものとする¹⁰⁾。

$$K_T = A^* + B^* \cdot \theta_l - C^* \cdot \exp\{-(D^* \cdot \theta_l)^E\} \quad \dots\dots\dots (28)$$

ここに, A^* , B^* , C^* , D^* , E^* は定数である。

式 (6) 中の体積熱容量 C については, 次式で与えられる。

$$C = \rho_m \cdot C_m \cdot (1 - \theta_s) + \rho_l \cdot C_l \cdot \theta_l \quad \dots\dots\dots (29)$$

ここに, C_m と C_l はそれぞれ土粒子実質部分 (鉱物) と液水の体積比熱, ρ_m は土粒子実質部分の密度である。

式 (7) の E_n については, 次式で与えられる¹⁰⁾。

$$E_n = A' + B' \cdot (\theta_l / \theta_s) - C' \cdot \exp\{-(D' \cdot \theta_l / \theta_s)^E\} \quad \dots\dots\dots (30)$$

ここに, A' , B' , C' , D' , E' は定数である。

2.3. 大気中の基礎式

大気境界層の中でも, 接地層と呼ばれる地表面から高度数十米までの範囲では地面摩擦の影響が大きく, 顕熱や水蒸気のフラックス, 運動量が鉛直方向に近似的に一定と見なすことができる場合がある。この

constant flux layer において、温度、湿度、風速が近似的に高さに関して対数分布に従うと考えると、顕熱フラックス (J_h)、水蒸気質量フラックス (蒸発量 E_v に対応)、摩擦速度 (u_*) はそれぞれつぎのように表すことができる^{4),14)}。

$$J_h = -\rho_a \cdot C_p \cdot (T_0 - T_a) / r_h \dots\dots\dots (31)$$

$$E_v = -\{\rho_a \cdot C_p / (\gamma \cdot \lambda)\} \cdot (e_0 - e_a) / r_a \dots\dots\dots (32)$$

$$u_* = \kappa \cdot u_a / [\ln \{(z_a - d + z_m) / z_m\} + \phi_m] \dots\dots\dots (33)$$

ここで C_p は空気の定圧比熱、 d は zero plane displacement、 κ はカルマン定数、 z_m は運動量に関する粗度パラメータ、 γ は乾湿計定数、 T は温度、 e は水蒸気圧であるが、添字 "a" は境界層のある高さ z_a での値を、添字 "0" は地表面 ($z=0$) での値を表す。また、 r_h 、 r_a はそれぞれ顕熱フラックス、水蒸気フラックスに対する抵抗であり、それぞれは次式で表される。

$$r_h = [\ln \{(z_h - d + z_h) / z_h\} + \phi_h] / \kappa u_* \dots\dots\dots (34)$$

$$r_a = [\ln \{(z_a - d + z_v) / z_v\} + \phi_v] / \kappa u_* \dots\dots\dots (35)$$

ここに、 z_h と z_v はそれぞれ顕熱と水蒸気の移動に関する粗度パラメータである。さらに、 ϕ_m 、 ϕ_h 、 ϕ_v は風速、温度、湿度分布における大気安定度を示す指標 (z_0 / S_p : Obukhov's stability length) に関わるものであり、それらは近似的に以下の諸式で表せる^{4),14)}。ただし、ここでは $\phi_m = \phi_v$ と考える¹⁴⁾。

$$\phi_h = \phi_m = 4.7 \cdot S_p; (S_p \geq 0) \dots\dots\dots (36)$$

$$\phi_h = \phi_m / 0.6 = -2 \cdot \ln \{ [1 + (1 - 16 \cdot S_p)^{0.5}] / 2 \}; (S_p < 0) \dots\dots\dots (37)$$

$$\text{ここに、} S_p = -\kappa \cdot z_a \cdot g \cdot J_h / (\rho \cdot C_p \cdot T_a \cdot u_*^3) \dots\dots\dots (38)$$

以上の諸式が大気における基礎式である。

2.4. 地表面での熱条件

裸地蒸発を考える場合、熱放射として、以下の短波放射と長波放射が関係する。

(1) 短波放射

短波放射は太陽によるものであり、地表面が受ける純短波放射強度 R_{Sn} は次式で表現できる。

$$R_{Sn} = F \cdot (1 - R_s) \cdot \Lambda \dots\dots\dots (39)$$

ここに、 F は地球上端に入射する太陽放射フラックス、 R_s は地表面での短波放射の反射率でそこでの水分量の関数、 Λ は雲量などによる太陽放射の透過率である。 F は太陽定数、緯度、時角、赤緯等が関係するが、時間に関する正弦関数で与えることができる。

(2) 長波放射

長波放射はステファン・ボルツマンの法則によって表せることが知られており、地表面での純長波放射強度 R_{Ln} は次式で与えられる。

$$R_{Ln} = \sigma \cdot T_0^4 \cdot (\epsilon' - \epsilon) \dots\dots\dots (40)$$

ここに、 σ はステファン・ボルツマン定数、 T_0 は地表面温度 (絶対温度)、 ϵ は地表面の射出率 (完全黒体からの補正で 0.90 - 0.98 程度の値)、 ϵ' は大気の射出率で、 $\epsilon' = 0.740 + 0.0049 e_0$ ここに、 e_0 は地表面での e の値である。なお、地表面での長波の反射は実際上零とみなせる。

(3) 地表面での熱フラックス

上記の純短波放射 R_{Sn} と純長波放射 R_{Ln} の和が大気より地表面へと入るので、これらと地表面から大気中への顕熱フラックス ($-J_h$)、潜熱フラックス (λE_v) 及び地中への熱フラックス G を用いると、つぎの連続式が成立する。

$$R_{Sn} + R_{Ln} + J_h - \lambda E = G \dots\dots\dots (41)$$

ここに、 E は蒸発強度であって、 $E = -E_v$ である。

3. 設定条件及び計算法

3.1. 土壌の水理的・熱的諸定数

本研究では、土壌の水理的・熱的性質が詳細に調べられている Bristow⁴⁾ が対象とした土壌を基準の土壌として採用する。これを以下では土壌 S-1 と記す。また、土壌の粒径の大きさが蒸発に及ぼす影響を調べる場合には、土壌の粒径が基準土壌のもの比べ、 $\sqrt{5}$ 倍、 $\sqrt{10}$ 倍、 $\sqrt{20}$ 倍の大きさを幾何学的相似な土壌をも対象とする。これらを、それぞれ土壌 S-2、S-3、S-4 と記す。

土壌 S-1 の水理的性質や熱的性質等を決定する諸定数は以下の通りである。

$\theta_s = 0.4677$, $K_s = 1.18 \times 10^{-4}$ (cm/s), $\phi_{es} = -22.4$ (cm); $b = 4$ (式 (16)); $D_{va} = 2.12 \times 10^{-5}$ (m) (式 (25)); $A^* = 0.58$, $B^* = 1.63$, $C^* = 0.44$, $D^* = 8.54$, $E^* = 5.0$ (式 (28)); $\rho_m (1 - \theta_s) = 1.4$, $C_m = 9 \times 10^5$ (J/m³K), $C_l = 4.18 \times 10^6$ (J/m³K) (式 (29)); $A' = 9.5$, $B' = 3.5$, $C' = 8.5$, $D' = 3.5$, $E' = 4.0$ (式 (30))

また、土壌 S-2 ~ S-4 については、水理特性に関する scaling theory¹⁵⁾ を介すると、飽和透水係数は粒径の 2 乗に、air-entry value は粒径に逆比例して基準土壌のそれぞれと関係づけることができる。また熱的な特性については、これらの土壌が基準土壌と幾何学的相似であることを考慮し、近似的に土壌 S-1 のものと同じであるとする。

3.2. 計算での初期条件と境界条件

本研究では、地中のある深さに固定水位の地下水面が存在する場合を考える。この地下水面を計算においては地中の下端とみなし、そこでの温度は常に一定の 20°C とする。従って、水圧の境界条件は常に零である。また、大気中の計算上端条件として、地表面上 3 m ($z = z_a$) をとり、そこでの温度と相対湿度はそれぞれ常に一定の 20°C ($= T_a$) 及び 25% とする。

初期条件としては、地中での水分分布は飽和状態から排水過程を経た土壌水分特性曲線に従い、また温度分布は一様の 20°C とする。

Table 1. Conditions for the calculation

	wind speed (m/sec)	soil	short wave radiation (w/m ²)	water table (m)
Exp. A(1)	8.0	S-1	0	1.0
Exp. A(2)	6.0	S-1	0	1.0
Exp. A(3)	4.0	S-1	0	1.0
Exp. B(1)	8.0	S-2	0	1.0
Exp. B(2)	8.0	S-3	0	1.0
Exp. B(3)	8.0	S-4	0	1.0
Exp. C(1)	8.0	S-1	0	0.1
Exp. C(2)	8.0	S-1	0	0.3
Exp. C(3)	8.0	S-1	0	0.4
Exp. C(4)	8.0	S-1	0	0.5
Exp. C(5)	8.0	S-1	0	0.6
Exp. C(6)	8.0	S-1	0	0.7
Exp. C(7)	8.0	S-1	0	0.8
Exp. C(8)	8.0	S-1	0	0.9
Exp. D(1)	8.0	S-1	412	1.0
Exp. D(2)	8.0	S-1	206	1.0
Exp. E(1)	8.0	S-1	sine curve (max:412)	1.0
Exp. E(2)	8.0	S-1	sine curve (max:412)	0.3

上記の大気上端での風速条件及び短波放射条件は種々変化させて設定し、Table 1 で示した計 12 通りの計算を行うが、その詳細は以下の通りである。すなわち計算条件は大別すると Exp. A, Exp. B, Exp. C, Exp. D, Exp. E の 5 つの場合に分けられる。Exp. A は大気上端での風速 (u_a) を変えた場合、Exp. B は土壌の粒径の大きさを変えた場合、Exp. C は定水位の地下水面の深さ (Z_w) を変えた場合、Exp. D と Exp. E は特に短波放射を条件として与えるものであって、それぞれ一定強度の場合及び太陽放射のように強度が日周期の変化をする場合である。

なお、地下水面が変水位条件の場合については、参考文献 6) を参照されたい。

3.3. 地表面での条件

乱流境界層での風速、温度、湿度の分布 (式 (31) - 式 (33)) において、 z_m , z_b , z_v は主として地表面の形状によって決まるものとして、風速 u_a の値に無関係に一定値 (1 mm) を考え、また簡単のため、 $d = 0$ とおく。

式 (39) の R_s として、次の関数形を考える⁴⁾。

$$R_s = 0.25 \cdot \exp(-0.32 \cdot \theta_l) \dots\dots\dots (42)$$

3.4. 数値計算の手順

数値計算は、第 2 章で述べた種々の基礎式、諸関係式を、本章第 1 節、第 2 節での条件下で解くことによって行われる。本来ならば、全ての式を連立させて、これらを同時に解くべきであるが、本研究では、Bristow⁴⁾ の方法に従って、計算の簡略化のため、熱に関する式と水分に関する式を別々に差分法を用いて以下の通り解くことにした。ここで、いずれも放物型の偏微分方程式で表される熱に関する式と水分に関する式をそれぞれ時間に関しては前進差分、場所に関しては中心差分で表し、それらの差分式を Newton-Raphson 法を用いて解く。すなわち、ある時間ステップにおいて、まず、熱に関する式に着目し、そこでの係数に含まれる水分量を 1 ステップ前の時間での値で代用して解く。これは、計算の時間間隔を適当に小さくとると、その間での水分分布の変化は小さくなり、この近似が計算上問題にならないであろうという前提に立つものである。ついで、水分に関する式を解くが、式に含まれる温度の関数の係数には既に得られた温度の値を用いるわけである。具体的な計算の手順は以下の通りである (Fig. 1 参照)。

第 1 段階: 土中温度分布の測定

- 1) 地表面での長波放射量 (式 (40)), 短波放射量 (式 (39)) を求める。
- 2) 式 (31), 式 (33), 式 (34), 式 (36), 式 (37), 式 (38) より、地表面から大気への熱フラックス (顕熱移動量) を求める。ただし、これらの式に現れる諸量は互いに依存し合っているため、収束するまで繰り返し計算を行う。
- 3) 上記 1), 2) により求めた地表面での (境界) 条件、土地の (計算) 下端で与えられている境界条件より、熱に関する式 (式 (6), (7) など) を Newton-Raphson 法により解き、土中の温度分布を求める。
- 4) 上記 3) で求めた解が判定条件 (熱収支の誤差が許容範囲に入っていること) を満たしていなければ再び 1) に戻り、判定条件を満たすようになるまで 1) ~ 3) を繰り返す。

第 2 段階: 土中水分分布の決定

- 5) 一つ前のステップの水分分布により、地表面での蒸発量 ($-E_v^0$) を式 (32) より求める。
- 6) 現在の地表面より 5% 低い相対湿度に対する蒸発量 ($-E_v^0$) を求める。
- 7) 地表面での条件として E_v^0 を用いて水分に関する式 (式 (12), 式 (15) など) を Newton-Raphson 法によって解き、水分分布を求める。
- 8) 上記 7) で求めた解が判定条件 (水分収支の誤差が許容範囲に入っていること) を満たしていな

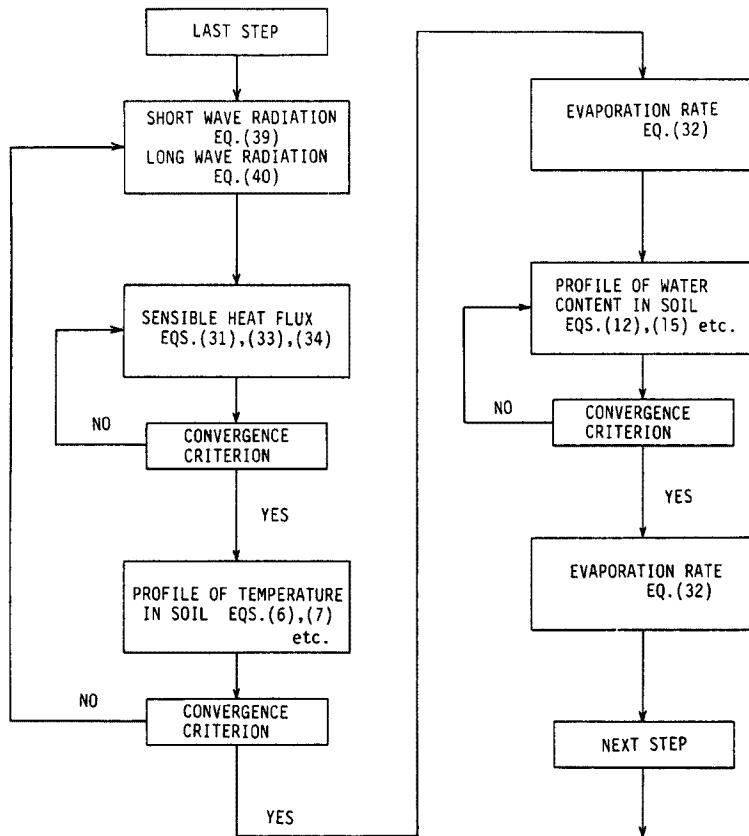


Fig. 1. Simplified flow model of the simulation.

れば、判定条件を満たすまで7)を繰り返す。そして地表面での条件 E_0 は、地表面の水分量と E_0' 、 E_0'' により線形近似で求めた値を逐次用いる。

第3段階：蒸発量の決定

9) 第2段階で求めた土中の水分分布を用い、式(32)より蒸発量 $E (=E_0)$ を求める。

以上の3つの段階の操作によって、一つの時間ステップについての計算が完結し、つぎの時間ステップへと進む。以下の計算では、種々の検討の結果、時間のきざみ幅 Δt は10 min.とし、また場所の(深さ)のきざみ幅 Δz については、適宜、地表面近くでは細かく、下方に向かうに従って粗くとした(第4参照)。

4. 計算結果及びその検討

4.1. 風速の影響

Fig. 2は、大気中の風速のみが異なる場合(Exp. A)の蒸発強度の時間変化の様子を示したものである。 $u_a=8$ m/sのExp. A(1)と $u_a=6$ m/sのExp. A(2)については、つぎのような特徴がみられる。すなわち、蒸発強度は計算開始とともに大略10 hまで急激な減少を示すが、その後この減少率が漸次小さくなる。そして再び急減が起こり、その後は漸次定常状態に向かう。他方、低風速($u_a=4$ m/s)のExp. A(3)の場合、計算初期での蒸発強度の急減の様子は同じであるが、二度目の急減が起こらずに直接定常状態へと移行するように見える。以下では、このように2度目の急減が起こるまでを“第一段

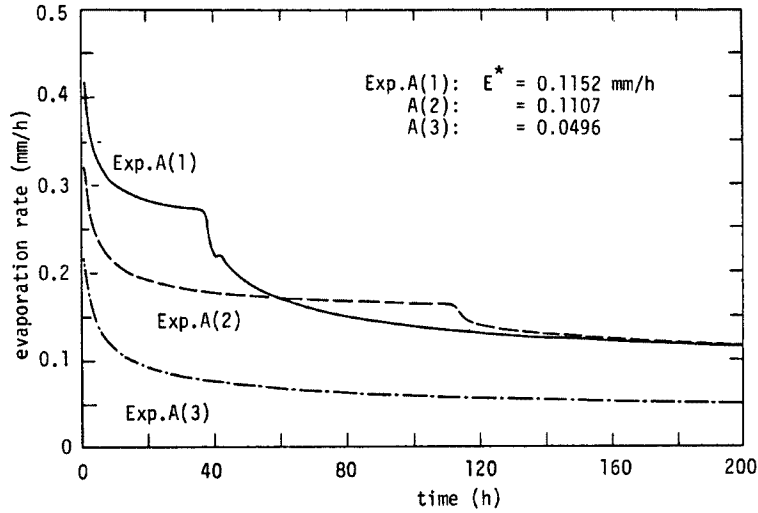


Fig. 2. Changes of the evaporation rate with time in the case of Exp. A.

階”, それ以降を“第二段階”と呼ぶことにする。第一段階の長さ (t_1) は風速が大きいほど短くなっている。また、図中には、十分時間が経って、蒸発強度がほぼ定常となったと考えられる段階での値 (E^*) が示されている。第二段階の存在を示した Exp. A(1) と Exp. A(2) の場合の E^* 値はほぼ同じ程度であるが、風速の小さな Exp. A(3) の場合の値はそれらよりかなり小さくなっている。

Fig. 3 は Exp. A(1) の場合で、地表面及び地表面下 1 mm と 2 mm の位置での含水率の時間変化を示したものである。この図より水分量は予想されるように地表面に近いものほど小さくなっているが、Fig. 2 と対比すると、第一段階から第二段階への移行は地表面含水率の変化と深く関係しているようであり、それまで急減してきた水分量がかなり小さな値まで減少した後、緩やかな減少変化へと移行しはじめる状況に対応していることが分かる。

第一段階から第二段階への移行の物理的な意味を調べるために、土壌 S-1 に対して、式 (4) の関係をグラフに描くと Fig. 4 のようになる。この図で、含水率 (θ_l) が $\theta_{lc} = 0.07 - 0.1$ 程度より大きいとき

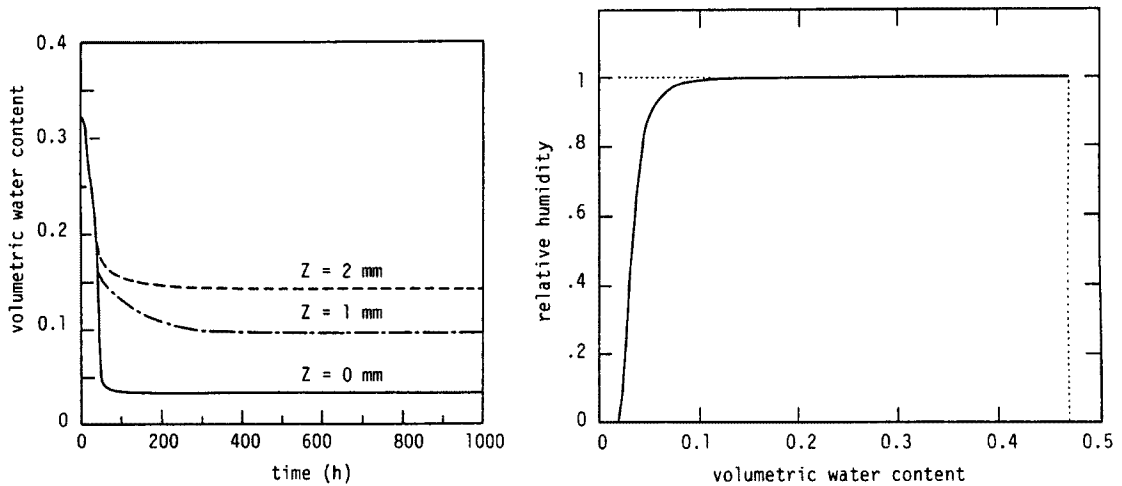


Fig. 3. Changes of the water content near the ground surface with time in the case of Exp. A(1).

Fig. 4. Relation between the relative humidity and the water content for the soil S-1.

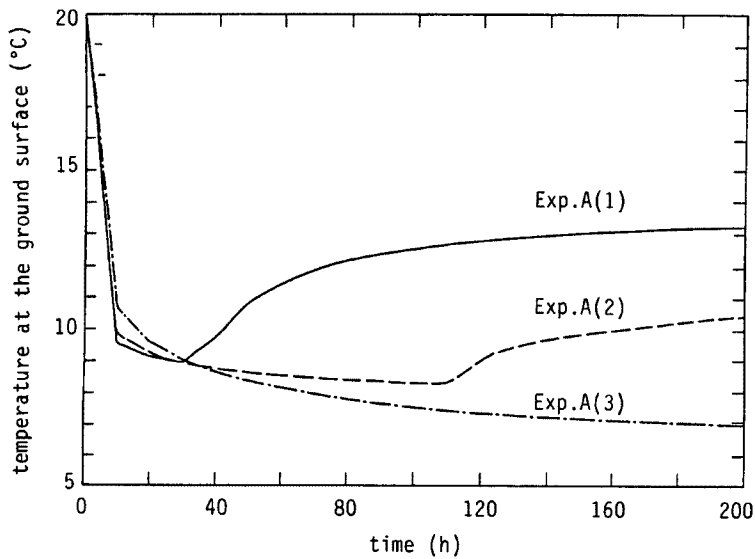


Fig. 5. Changes of the temperature at the ground surface with time in the case of Exp. A.

には、土壌の空隙部の相対湿度はほぼ100%となるが、 θ_l が θ_{lc} より小さくなると湿度は急激に低下している。Fig. 3で地表面付近での水分低下が緩やかな変化へと移行する水分量と θ_{lc} の関係を調べてみると、両者の値はほぼ一致していることが分かった。このような観点からFig. 2のExp. A(3)の場合の土壌水分の変化の様子を調べると、地表面の水分量が θ_{lc} よりかなり大きくなっており、そこでの土壌はかなりの程度湿潤していたことが分かった。結局、この湿潤状態のために、Exp. A(3)の場合、蒸発強度の変化に第二段階に相当する部分が現れなかったと理解できる。

Fig. 5はExps. A(1) - (3)での地表面温度の時間変化を示したものである。この図とFig. 2とを対比すると、第一段階においては地表面温度は低下傾向を示し、第二段階においては上昇傾向を示すことが分かる。また第二段階での地表面温度は風速が大きいほど高くなっている。従って、第二段階を示さなかったExp. A(3)の場合には、地表面での温度は減少過程のみを示して一定値に移行したといえる。以下では、上記のようにほぼ定常になった段階での計算値を“定常解”と呼ぶことにする。

4.2. 土壌の粒径の影響

Fig. 6の実線は土壌の粒径の大きさを種々に変えた場合(Exp. BとExp. A(1))の蒸発強度の時間変化を示したものである。この図よりつぎのことが分かる。すべての場合において、蒸発強度の時間変化は第一段階と第二段階を示し、その第一段階での蒸発強度の時間変化曲線は粒径の大きさに関係なくその形状が同じであり、また第一段階の期間(t_1)は粒径が大きいほど短い。従って、 $t=t_1$ での蒸発強度の値は粒径が大きいほど大きい。ついで、第二段階に移行した蒸発強度の定常解の値 E^* (図中参照)は逆に粒径の小さなものほど大きくなる。

ここで対象とした実験条件は土壌の大きさ以外は全て同じである。第一段階での地表面の湿潤状態の時間変化は粒径の相違に基づく土壌水分特性曲線の形状の相違によって当然違ってくるはずである。しかし前節で明らかになったように、第一段階での地表面の含水率 θ_l は θ_{lc} より大きく、そこでの間隙空気湿度は実質上100%とみなせる。計算上、すべての場合の地表面温度の経時変化は大略同じであること、即ち空気の飽和密度 ρ_{us} が同様に同じとなっていたことが分かっている。上記の通り境界層の計算上端での気象条件はすべての場合に等しいので、結果的に初期での蒸発強度はほぼ同じ値を示したものと理解できる。一方、第二段階では、粒径の大きな土壌ほど地下水面から上部への毛管上昇による水分供給能力が小さく

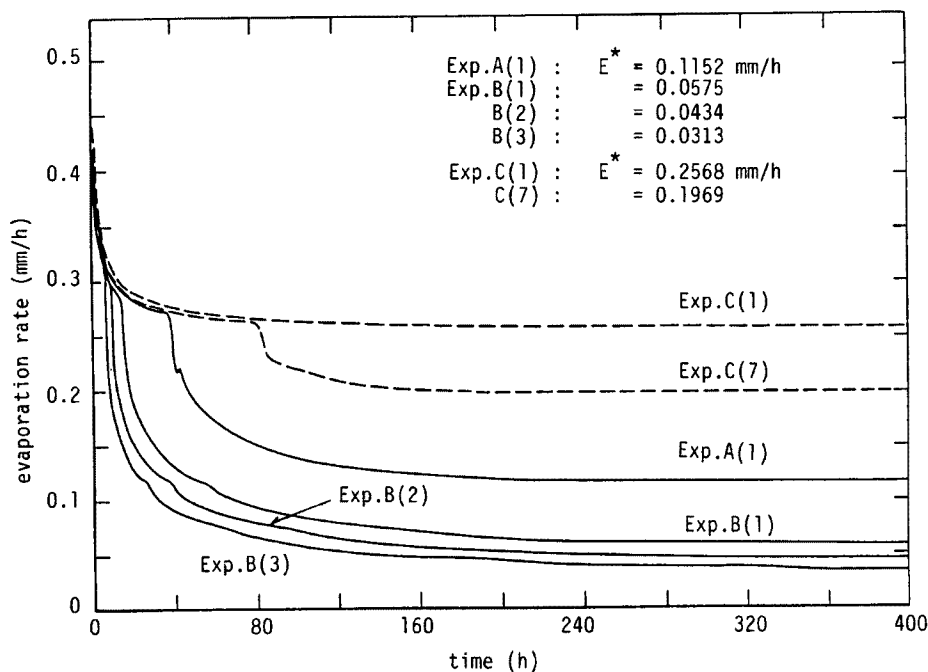


Fig. 6. Same as Fig. 2, but in the cases of Exp. A(1), Exp. B and Exp. C.

なるので、地表面近傍の土壌は早くまた著しく乾燥させられ、その結果、 E^* 値は大きな粒径のものほど小さくなったと考えることができる。

4.3. 地下水面の深さの影響

Fig. 7は、Exp. Cの場合（土壌 S-1）で、地下水面の地表面からの深さ W_i が蒸発に与える影響を、蒸発強度、地表面温度、地表面含水率の定常解即ち、 E^* 、 T_0^* 、 θ_{10}^* について調べたものである。なお、蒸発強度の E^* 値への移行の様子は前出 Fig. 6 中の破線で示されている。Fig. 7 より以下のことが分かる。 E^* と T_0^* の W_i に対する関係は $W_i =$ 約 70 cm を境にして異なっている。すなわち、 $W_i \leq$ 約 70 cm では、 E^* と T_0^* は W_i の値に係わらずほぼ一定値を示すが、 $W_i >$ 約 70 cm では、 E^* と T_0^* は W_i 値の増加とともにそれぞれ減少及び増大する。ところが、 θ_{10}^* の W_i に対する変化の様子は、 W_i の大略 60 cm までは緩やかに減少し、約 60 cm ~ 約 80 cm 間で急減し、それ以降ではほぼ一定となる。上記の W_i が 70 cm となる付近での特徴的な θ_{10}^* の値は θ_{lc} ($= 0.1 - 0.07$) であろう。従って、地表面の水分が $\theta_{10}^* > \theta_{lc}$ となる条件を満たす範囲では、蒸発強度 E^* は地下水位に係わりなく一定値となるが、 $\theta_{10}^* < \theta_{lc}$ の範囲では地下水位の低下とともに蒸発強度は減少するといえる。このほぼ一定の蒸発強度はその環境条件で決まるいわゆる potential evaporation に相当し、また限界的な地下水位は土壌の種類によって一意的に決まると考えられる。 $\theta_{10}^* = \theta_{lc}$ を境とした定常蒸発強度の（地下水位に対する）変化の様相は、非定常状態ではあるが、前述した第一段階から第二段階への移行時の状況に対応している。

4.4. 短波放射の影響

(1) 一定強度の場合

短波放射が蒸発に与える影響を調べるため、その強度を常に一定とした条件下の Exp. D(1)、Exp. D(2)、Exp. A(1) の場合における蒸発強度の時間変化を調べたものが Fig. 8 である。なお、各々の場合の放射強度は Table 1 に示されている。この図より、以下のことが分かる。すなわち、いずれの場合においても第一段階と第二段階が存在しているが、その移行は放射強度が大きいほど早い。とくに第一段

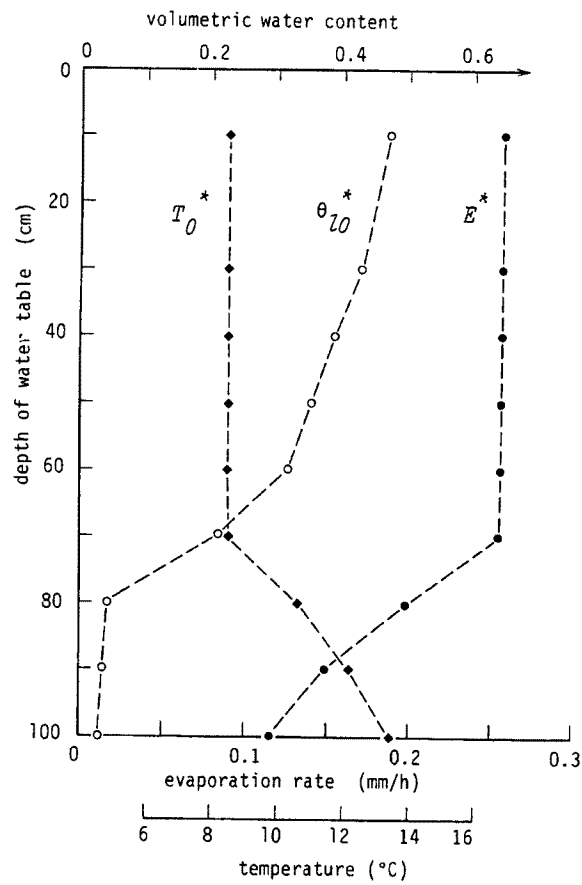


Fig. 7. Steady solutions of the evaporation rate, and the temperature and the water content at the ground surface for several depths of water table.

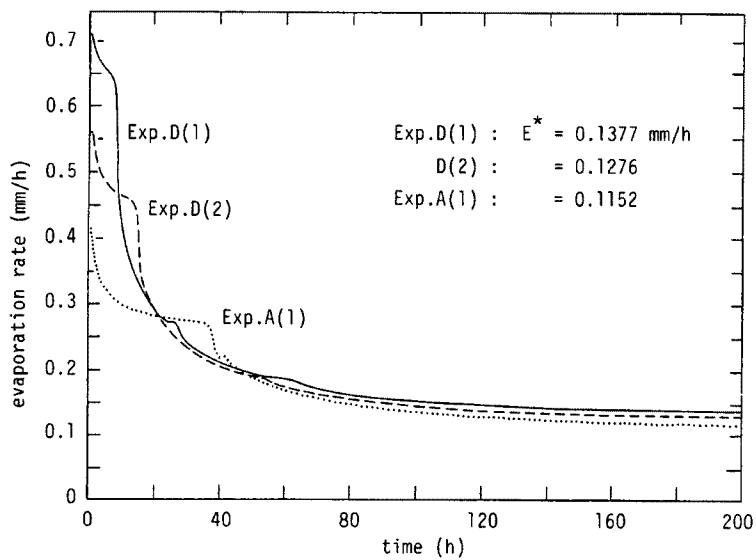


Fig. 8. Same as Fig. 2, but in the cases of Exp.D and Exp.A(1).

階終了時の蒸発強度は短波放射強度が大きいものほど大きく、またその時間 (t_1) は短波放射強度が大きいものほど短い。第二段階での E^* の値も同様に、放射強度が大きいほど大きい (図参照)。

さて、計算初期においては、地表面での相対湿度はいずれの場合にもほぼ 100% となっており、またそこでの温度は短波放射が強いほど高くなっていた。そのため地表面での飽和水蒸気圧は高くなり、また境界層の計算上端での気象条件はいずれの場合にも同じであるので、これらの条件で決まる第一段階での蒸発強度は、短波放射が強いほど大きな値を示したと考えることができる。このことは、短波放射強度が大きいほど、蒸発を生起させるためのエネルギーが地表面より多く与えられ、そこでの湿潤状態 ($\theta_1 > \theta_{lc}$) と関係して、高い蒸発強度が維持されたとみなせる。ついで、ほぼ定常状態に達した段階では前述の通り短波放射強度が大きなものほど蒸発強度 (E^*) は大きくなっているが、地表面含水率は逆に小さい値を示していた。例えば Exp. D(1) と Exp. A(1) の場合、それぞれ $z=0$ で、 $\theta_1 = 0.0269$ 及び $\theta_1 = 0.0332$ である (後述第 5 節 (2) 参照)。

この水分量と蒸発強度の大きさの関係は第 2 節の土壤の粒径に関するものと逆になっている。しかし、ここでは、計算上 θ_{*0} が小さいほど E^* が大きくなっていることを考慮すると、結果的にいえば、地表面がより乾燥した分、水分分布の勾配が大きくなって、地下水面から上部への水供給フラックスが大きくなったものと理解できる。

(2) 周期的日変化する場合

Exp. E(1), Exp. E(2) で与えた短波放射条件は、時刻 6:00 直前から 18:00 直後の間で放射があり、

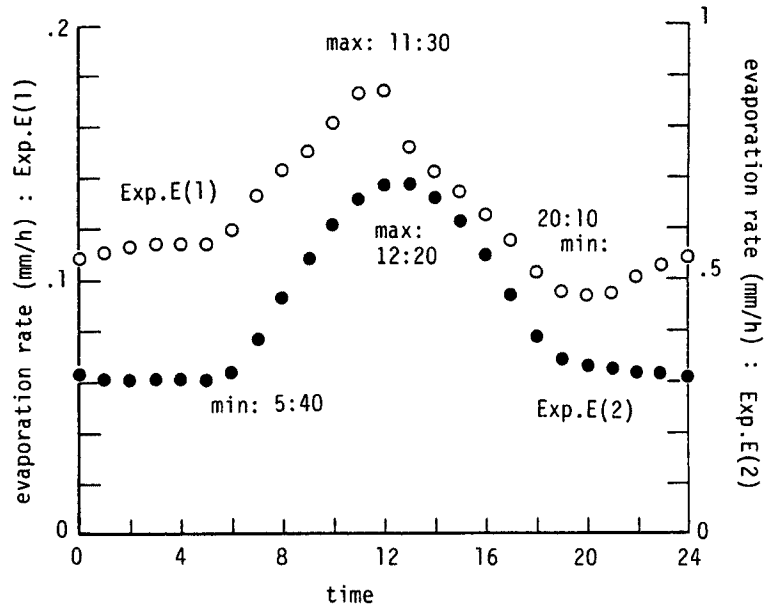


Fig. 9. Daily periodic solutions of the evaporation rate in the case of Exp. E.

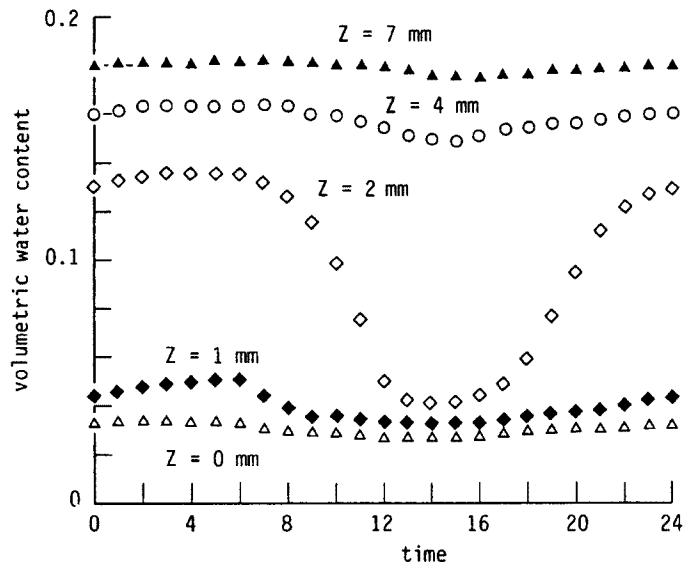


Fig. 10. Daily periodic solutions of the water content under the ground in the case of Exp. E(1).

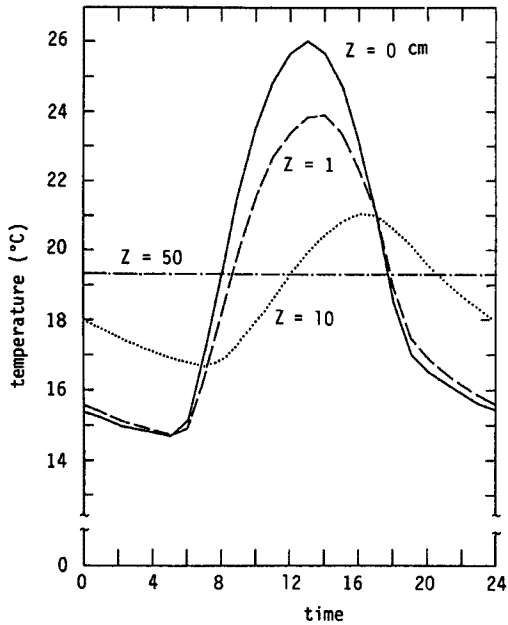


Fig. 11. Daily periodic solutions of the temperature under the ground in the case of Exp. E(1).

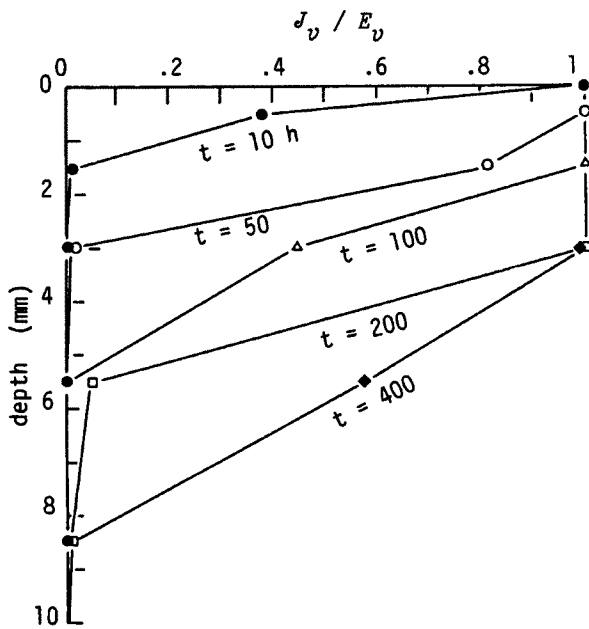


Fig. 12. Changes of the normalized water vapour flux with depth in the case of Exp. B(3).

また深い位置ほどフェーズのずれが大きい。温度分布については、Exp. E(1) の場合と異なり、地表面での温度は大気の上端でのもの ($z_a = 3 \text{ m}$ で 20° C) より小さな値となり (大気は常に安定であることに対応: 式 (36) 参照), また深い位置の温度ほどだいたい高くなる傾向にあった。温度の振幅の大きさは、例えば $z = 0 \text{ cm}$, $z = 1 \text{ cm}$, $z = 10 \text{ cm}$ でそれぞれ 6.7° C , 6.2° C , 3.0° C となっており、Exp. E(1)

その最大値は 12:00 で現れるような正弦関数によって日周期の変化をするものである。いずれの場合にも、ある程度時間が経過した後での計算値はほぼ一定形状の日周期の解を示すようになった。このような状況下での Exp. E(1) の蒸発強度、含水率、地温の周期解を示すと、それぞれは Fig. 9 ~ Fig. 11 のようである。これらの図より以下のことが分かる。蒸発強度 (図中の白丸) は、11:30 頃に最大値を示し、20:10 頃に最小値をとる。含水率の時間変化については、地表面と地表面下 1 mm の間は常に十分に乾燥した状態 ($\theta_i < \theta_k$) にあり、地表面下 4 mm より深い部分は常に湿潤の状態 ($\theta_i > \theta_k$) となっている。そして、これらの間の地表面下 2 mm の付近では、朝から昼にかけて湿潤状態から乾燥状態へと移行し、また昼から夜になるに連れて湿潤状態へと移行している。また、地温の時間変化を見ると、地表面近くにおいては日の出前の 5:00 頃に最小値を示し、13:00 頃に最大値を示している。地表面下 10 cm の位置では少しフェーズが遅れて、7:00 頃に最小値、16:00 頃に最大値を示している。またか

なり深部の 50 cm のところでは (地下水面の深さ 100 cm で、そこでの温度は一定の 20° C)、実際上温度変化がみられない。以上のことより、これら温度の周期解の振幅の程度は各深さでの水分量とも関係するが、その大きさは地表面近くなるほど大きくなっていることが分かる。

地下水面の深さが 30 cm と浅い場合の Exp. E(2) についての周期解の様子は以下のものであった。蒸発強度 (Fig. 9 の黒丸) は、12:20 に最大値を、5:40 に最小値を示すが、地下水面が深い Exp. E(1) の場合の値と比べかなり大きい。また、地温の変化については、Exp. E(1) と同様、地表面に近いほど振幅が大きく、

の場合のそれぞれ 11.3°C , 8.9°C , 4.3°C と比べて小さい。以上の様相は以下のように考えることができる。Exp. E(2) の場合, Exp. E(1) の場合と異なり地下水水面が浅いため, 土壌は地表面においても常に湿潤状態になっている。この水分条件が蒸発を実質上地表面で生起 (次節参照) させたことによると理解できる。

4.5. 蒸発域

(1) 短波放射がない場合

Fig. 12 は, Exp. B(3) の場合を対象にして, 計算の格子点間の水蒸気フラックス (上方を正とする) を蒸発強度で除し基準化した値 J_v/E_v の深さ方向の変化の様子を, 種々の時間に対して調べたものである。なお, 地表面近傍の格子点の深さは, 0 mm, 1 mm, 2 mm, 4 mm, 7 mm である。この図より, 蒸発は計算初期では地表面あるいはそれ近くで生起しているが, 時間経過とともに, その生起場は下方に移動していくことが分かる。以下では, 土壌中の水蒸気フラックスが 1 mm 当り蒸発強度の 5% 以上増加する領域を“蒸発域”と定義する。この領域での水分移動は実質上液相と気相の両形態でなされ, それぞれの質量フラックスの大きさは $(1 - J_v/E_v)$ と J_v/E_v にほぼ比例するとみなせる。

Fig. 12 の場合について蒸発域の範囲と移動の様子を調べると Fig. 13 の矢印で示した通りとなる。図中の実線は地中の最低温度を示す深さの経時曲線を表すが, この深さは蒸発域の下端と一致することが分かる。このことは, 最低温度点は蒸発域を示す一つの指標となることを意味する。最低温

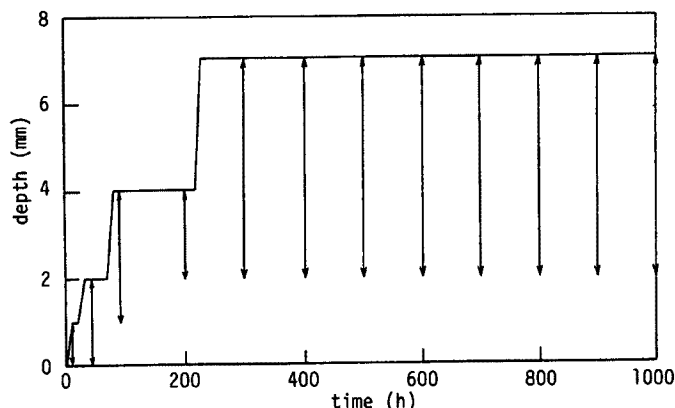


Fig. 13. Changes of the location showing a minimum temperature under the ground and the evaporating region in the case of Exp. B(3).

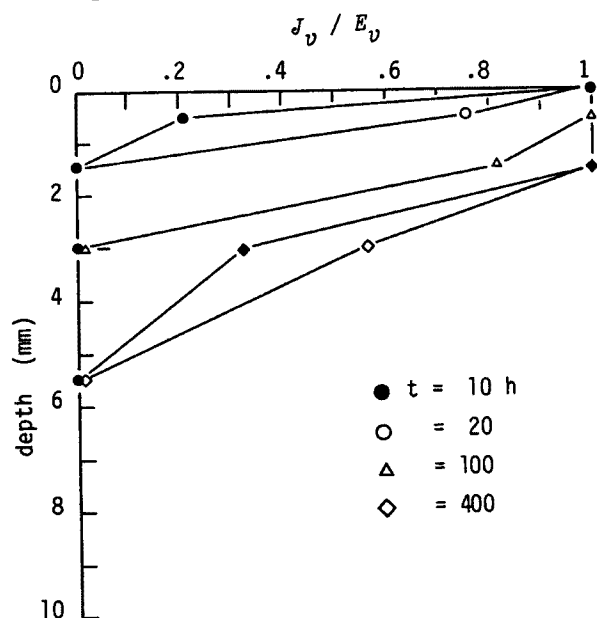


Fig. 14. Same as Fig. 12, but in the case of Exp. D(1).

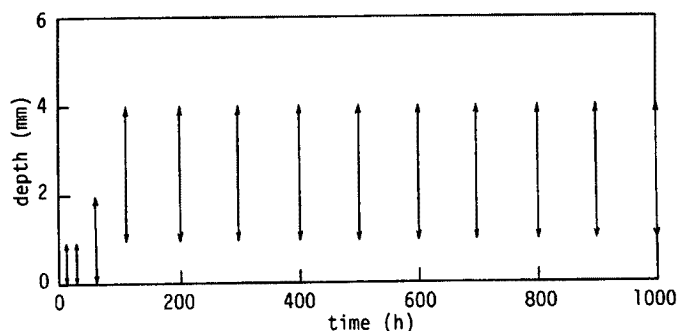


Fig. 15. Same as Fig. 13, but in the case of Exp. D(1).

度を示すところには、その直上と直下より温度勾配の存在によって熱輸送がなされ、この熱量の一部は気化熱、残りは前述の第二段階で認められたように、土壌の温度上昇に寄与するのである。

つぎに蒸発強度の時間変化と蒸発域の発達に対応は以下の通りである (Fig. 6, Fig. 13 参照)。いずれの場合においても、計算開始時での蒸発域は地表面に一致していたが、蒸発強度の第一段階から第二段階への移行に対応して、蒸発域は下方へと伸び始める (上端はまだ地表面に一致している)。この移行は地表面の水分状態が $\theta_l > \theta_c$ より $\theta_l < \theta_c$ に変化することに対応するが、この水分の低下によってそこでの透水係数も非常に小さくなる。従って、気化されうる液水がそれまでのように下方より地表面へと輸送されることが容易でなくなり、蒸発が地表面直下の領域でも生起するようになってきていると理解できる。このような現象を考慮すると、第一段階はいわゆる“weather controlled stage¹⁶⁾”に対応すると考えてよいが、通常言われている様相¹⁶⁾と違って、この段階での蒸発強度は一定ではなく、従って、potential evaporation rate が一定であるとみなすことには問題が残る。即ち、少なくとも第一段階での蒸発は、一定の気象条件が与えられても、蒸発の生起によって地表面温度が変化するので、この変化が再びそこの現象に影響を及ぼすからである。

(2) 短波放射がある場合

a) 強度が一定の場合:

Fig. 14, Fig. 15 は、それぞれ Fig. 12, Fig. 13 と同様の図で、ただし一定強度の短波放射が存在する Exp. D(1) を対象としたものである。これらの図等より、以下のことが分かる。この場合についても、蒸発強度の第一段階から第二段階への移行 (Fig. 8 参照) と対応して蒸発域が地表面から下方へと伸び、またその後蒸発域が下方へ移動していく。しかし、最低温度を示す深さは、短波放射がない場合のように蒸発域内に位置せず、ずっと下方となった。すなわち、短波放射のある場合には最低温度を示す位置を蒸発域を示す指標とみなす

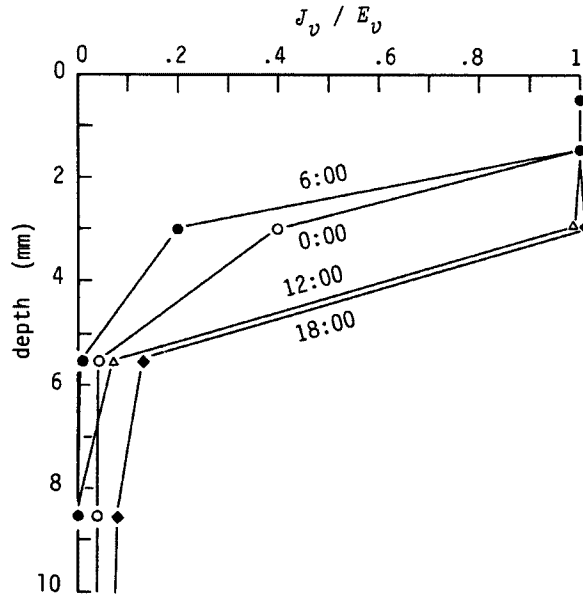


Fig. 16. Same as Fig. 12, but in the case of Exp. E(1).

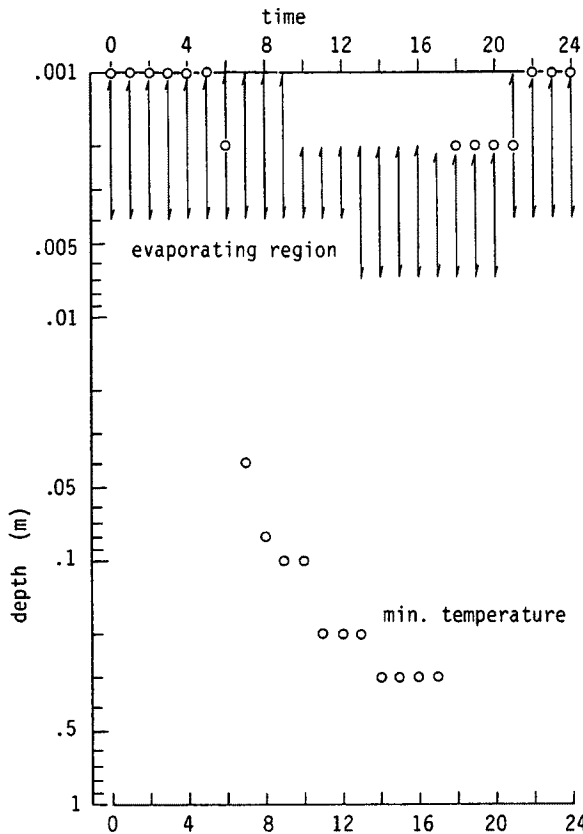


Fig. 17. Same as Fig. 13, but in the case of Exp. E(1).

ことができない。また、蒸発域の様子は、地下水位条件が同じ Exp. B(3) の場合 (Fig. 14) と比べると、ここでの蒸発域はかなり浅いところに存在する。

さて、以上の特性はつぎのように考えられる。まず、蒸発域と最低温度の深さとの関係は短波放射の存在によって、地表面の温度がかなり高い温度となるために起こる。ついで、蒸発域については、土壤の粒径の大きさによって液水を下方から上方へと輸送する能力がかなり違ってくることによる。なぜならば、ここで対象とした土壤は S-1 で、Fig. 12, Fig. 13 での土壤 S-4 と比し粒径は $1/\sqrt{20}$ 倍小さく、そのため土壤 S-1 の毛管力は土壤 S-4 に比べ毛管力は大きくなり、従って、地下水位は同じであるので、蒸発はより地表面近くで生起するのである。なお、このことは、砂層を対象とした短波放射がない本計算と類似な条件下の実験において、地下水面の深さが高々数十 cm でも、蒸発面 (最低温度の深さ) は数 cm まで降下するという事実からも解釈できる¹⁶⁾。ところで、短波放射の条件のみ異なる Exp. A(1) と Exp. D(1) の場合の地表面付近での定常水分分布は、それぞれ深さ $z=0$ で $\theta_l=0.0332, 0.0269$; $z=1$ mm で $0.0968, 0.0311$; $z=2$ mm で $0.143, 0.0373$; $z=4$ mm で $0.166, 0.139$; $z=7$ mm で $0.184, 0.172$; $z=10$ mm で $0.194, 0.187$ となることが分かっており、短波放射は地表面付近の水分量をより低下させる。この結果は、短波放射の存在は、単に風のみが条件となる場合に比べ、地表面近くの水分量は小さくするという実験的事実¹⁷⁾と一致するが、ここで問題としている蒸発域の深さの状況は、結果的にいって、短波放射より土壤の粒径の大きさによる影響の方が大きかったことになる。

b) 強度が周期的に変化する場合:

短波放射を日周期で与えた Exp. E(1) についての Fig. 14, Fig. 15 と同様の図が Fig. 16, Fig. 17 であり、いずれのものも、解がほぼ一定形状の周期的な日変化を示した段階でのものである。これらの図より以下のことが分かる。蒸発域は、日の出後、短波放射強度が大きくなるにつれて下方へと移動し、そして日の入り後より日の出にかけて、上方へと移動してもとの状態にもどる。時刻 18:00 に地表面下 2 mm ~ 3 mm で (Fig. 16)、それより下方で一旦蒸発した水蒸気が凝結している。また、日の入り後から深夜にかけて、他の時刻と比べ、より深い所でも蒸発が生起し、また蒸発が生起している範囲が広いようである。さらに、最低温度を示す位置と蒸発域の関係は、日射があると最低温度点は蒸発域の指標とはならないが、日没後の短波放射がない時間帯では、最低温度点は蒸発域の指標となり、この深さは蒸発域の上端にほぼ一致する。

以上述べた蒸発域や Figs. 10-11 で述べた地中温度や水分量の周期的解 (地上 3 m で常に 20°C の条件下) の特性は、野村・井上¹⁸⁾が行った現地実験、すなわち鳥取砂丘内の実験圃場での砂層で散水した以降の乾砂層の厚さ、地温、水分量について観測結果と定性的に一致している。ただ、蒸発域の発達には土壤を対象にした本計算のほうが野村らの結果より 1 order ほど小さかったが、これは、前述した粒径の大きさに基づく毛管力の相違、すなわち、土壤水分特性曲線の形状の相違によるものである。

さて、Exp. E の計算の場合、短波放射が周期的に日変化するため、地中のある範囲の土壤水分量は減少と増大の変化を繰り返していた。これは、土壤において、脱水過程と吸水過程の繰り返しに伴って現実には履歴現象が生起することを示唆する。計算では脱水過程のみを前提条件としていたために、そこでは履歴の影響が考慮されていない。しかし、程度は小さいが、ほぼ規則的な脱水と吸水の過程の繰り返し (ほぼ一定形状の周期解の存在) を示す段階においては、そこで本来適用されるべき土壤水分特性曲線のある一つの曲線で近似することが可能となろう。本計算でこの曲線を採用した土壤水分特性曲線とみなしてやると、前述したいわば定常解の特性は特に問題とはならないであろう。

4.6. 地表面での熱収支と蒸発の熱源

Fig. 18 (a), (b) は、それぞれ前節で述べた Exp. B(3) と Exp. D(1) の場合で、計算値がほぼ定常になった段階での地表面における種々の熱フラックスの関係 (式 (41)) を示したものである。ここに、LWR は L_{Ln} , SWR は R_{Sn} , SH は J_h , LH は λE に対応するが、種々のフラックスは潜熱フラックスを

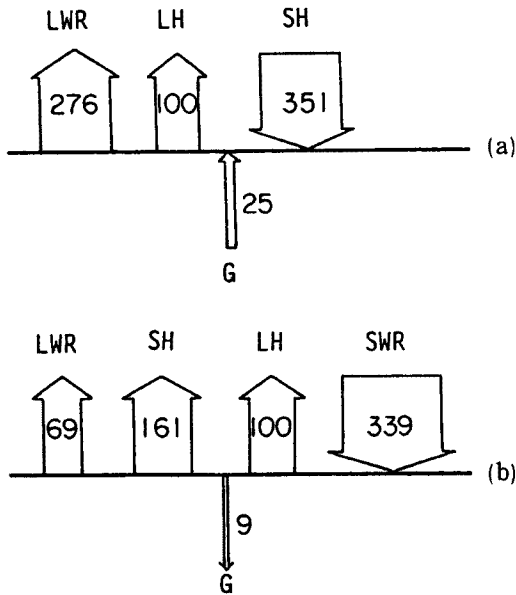


Fig. 18. Schematic representation of the energy balance at the ground surface. (a) in the case of Exp. B(3). (b) in the case of Exp. D(1).

100として換算されている。短波放射がない Exp. B(3) の場合、顕熱フラックスが下向きに大きな値を示し、この熱が上向きの長波放射と潜熱フラックスに変換されていることが分かる。この場合の顕熱フラックスの方向は蒸発によって地表面温度が境界層の計算上端での温度より小さくなることによって決まる。なお、地表面直下の熱フラックス (G) の方向も同様に決ってくる。これらのことにより、蒸発の主たる熱源は顕熱であり、顕熱量の約28%が蒸発熱に変換されたとみなせる。一方、短波放射がある Exp. D(1) については、地表面で短波放射量が他の熱諸量に転換されている。従って、蒸発の熱源は短波放射とみなせ、短波放射量の約29%が蒸発熱になったと考えられる。なお、顕熱フラックスが上向きの方向をとるのは、短波放射の存在によって地表面温度がかなり上昇するためである。

短波放射が日変化する Exp. E(1) 場合の Fig. 18 に対応する結果が Fig. 19 に示されており、時刻0時、6時、12時、18時についてのみ図示されている。また各時刻の諸熱量の数値は時刻12:00の潜熱を100として変換されている。図より以下のことが分かる。短波放射のない夜間(0:00)においては、地表面温度の低下によって大気中から下方への顕熱フラックスがみられ、そこでの諸熱量の関係は Fig. 18 (a) と類似である。大きな短波放射が存在する昼間(12:00)では、上記の Fig. 18 (b) と同様な諸熱量の関係が成立している。また日の出直後(6:00)と日の入り直前(18:00)での様子は、短波放射があるが、Fig. 18 (a) でのものと類似である。現象は非定常であるが、このような熱収支の関係から、夜間と昼間での蒸発の熱源はそれぞれ顕熱及び短波放射であるとみなせる。そしてそれらの熱量の約85%と約31%に相当する熱がそれぞれ蒸発熱として使用されている。日の出直後では、顕熱が主たる蒸発の熱

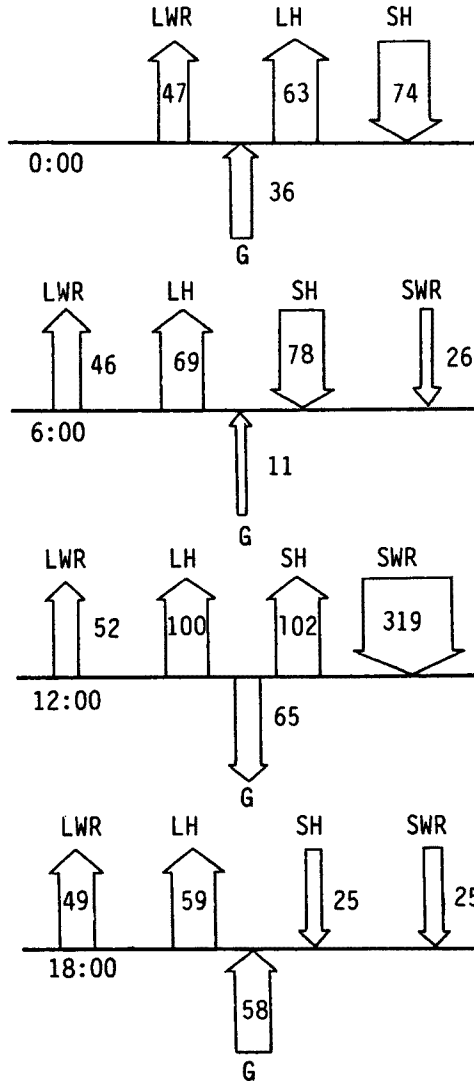


Fig. 19. Same as Fig. 18, but in the case of Exp. E(1).

源となり、その熱量の約88%に相当するものが気化熱として用いられており、また日の入り直前での蒸発の熱源は地表面直下の熱流束、短波放射、顕熱フラックスであって、それぞれは同程度の大きさで関与するとみなせる。

5. おわりに

以上、裸地蒸発の場を土地・大気系とみなし、そこでの蒸発に関与する水分と熱の諸関係式を簡単な初期条件とさまざまな境界条件下で鉛直一次元で数値的に解き、それに対して検討・考察を加えた。そこでは、土地は土壤で構成され、一様であるとし、地下には常に固定された地下水面が存在している場合を特に対象とした。境界条件として、大気では、常に一定の気象状態（風速、温度、湿度、短波放射）と特に短波放射のみ周期的に日変化する場合を、地中では、一定温度の地下水面（一定深さ）を考えた。初期条件は、大気・土地で温度は一定、また地中の水分分布は脱水平衡とした。本研究で得られた結果を要約すると以下の通りである。

1) 計算初期の土壤はかなり湿潤の状態にあるとしたが、蒸発強度の時間変化の様子は二つの段階（第一、第二段階）に区分できる。第一段階とは、地表面での水分量 (θ_0) がある値（土壤 S-1 で $\theta_c = 0.07 - 0.1$ ）になるまでの期間を意味し、第二段階とは、 $\theta_0 < \theta_c$ となっている期間であるが、第二段階は地下水面の深さによっては必ずしも現れるとは限らない。ここに、 θ_c は、Kelvin の式により、土壤の空隙の湿度が θ_l の減少とともに急激に不飽和となる体積含水率である。第一段階での蒸発はいわゆる weather controlled stage に対応するが、気象条件が一定に固定されても、地表面温度の変化によって、蒸発強度は必ずしも一定値とはならない。第二段階の蒸発強度は急激な減少を経て一定値 E^* にむかう。

2) 第二段階での E^* の値は、土壤の粒径が大きいほど、地下水面が深いほど、また短波放射が弱いほど、小さくなるが、風速の大きさにはさほど大きな影響を受けない。

3) 第一段階から第二段階への移行は、一旦低下した地中の温度が回復の方向を示しはじめる状況に対応する。また、第一段階での蒸発は地表面で生起するが、この移行に伴って、蒸発域は下方に拡大される状況にも対応する。この蒸発域は時間経過とともに、下方に移動していく。

4) 短波放射がない場合には、地中の最低温度の位置は蒸発域の下端にほぼ一致する。従って、最低温度を示す深さは蒸発域を示す指標となる。一方、短波放射がある場合には、地中の最低温度点は蒸発域とは一致しない。なお、短波放射が日周期の変化をする場合、夜間においては、最低温度点は蒸発域の上端にほぼ一致するので、蒸発域の指標となる。

5) 短波放射が日周期的に与えられた場合、時間とともにほぼ一定形状の周期解が得られるが、この段階での蒸発域、地中の温度と含水量の日変化の様子は現地観測でのものと定性的に一致する。

6) 短波放射がない場合と一定強度の短波放射がある場合のほぼ定常状態になった段階での蒸発の熱源は、それぞれ大気からの顕熱及び短波放射となる。短波放射を日周期で変化させた場合の蒸発の熱源は、昼間と夜間では、それぞれ短波放射及び顕熱となり、また特に日の出直後と日の出直前では、それぞれ大気からの顕熱及び長波放射以外の諸熱量であると言える。

本研究においては、裸地蒸発の基本的な仕組みを明らかにするために、できるだけ簡単な初期・境界条件や地質状態を対象にして数値シミュレーションを行ったが、今後は直接 field を対象としたような条件下での数値計算的研究に取り組むつもりである。

本文中でも述べた通り本数値計算で差分スキーム等、かなりの部分で Bristow の研究を参考にしたが、それを快諾頂いた Keith Bristow 博士 (Div. of Soils, C. S. I. R. O., Australia)、またその研究を紹介頂いた Alan Curtis 博士 (元 Div. of Water Resources, C. S. I. R. O.) に感謝の意を表します。なお、本数値計算は京都大学大型計算機センターの FACOM-M 382 をもちいたことを付記する。

参考文献

- 1) 例えば, Sadler, B. S. and W. E. Cox: Water Resources Management: the socio-political context, Nature and Resources, Vol. XXII, No. 3, UNESCO, 1986, pp. 12-19.
- 2) 例えば, Hillel, D.: Applications of Soil Physics, Academic Press, 1980, pp. 149-150.
- 3) Sasamori, T.: A Numerical Study of Atmospheric and Soil Boundary Layers, J. Atmospheric Science, Vol. 27, 1970, pp. 1122-1137.
- 4) Bristow, K. L.: Simulation of Heat and Moisture Transfer through a Surface Residue-Soil System, A dissertation submitted in partial fulfillment of the requirements for the degree of Ph. D., Washington Univ., 1983.
- 5) Camillo, P. J., Gurney, R. J. and R. H. Schmutge: A Soil and Atmosphere Boundary Layer Model for Evapotranspiration and Soil Moisture Studies, Water Resou. Res., Vol. 19, 1983, pp. 371-380.
- 6) 葛葉泰久・石原安雄・下島栄一: 数値シミュレーションによる裸地からの蒸発に関する研究, 第32回水理講演会論文集, 1987, pp. 137-142.
- 7) Chung, Sang-OK and R. Horton: Soil Heat and Water Flow with a Partial Surface Mulch, Water Resou. Res. Vol. 23, 1987, pp. 2175-2186.
- 8) Philip, J. R. and D. D. de Vries: Moisture Movement in Porous Materials under Temperature Gradient, Trans. Amer. Geophys. Union, Vol. 38, 1957, pp. 222-232.
- 9) 例えば, Milly, P. C. D.: Moisture and Heat Transport in Hysteretic, Inhomogeneous Porous Media, Water Resou. Res., Vol. 18, 1982, pp. 489-498.
- 10) 例えば, Cass, A., Campbell, G. S. and T. L. Jones: Enhancement of Thermal Water Vapour Diffusion in Soil, Soil Sci. Soc. Amer. Proc., Vol. 48, 1984, pp. 25-32.
- 11) Campbell, G. S.: A Simple Method for Determining Unsaturated Conductivity from Moisture Retention Data, Soil Sci., Vol. 117, 1974, pp. 311-314.
- 12) Troeh, F. R., Jabro, J. D. and D. Kirkham: Gaseous Diffusion Equations for Porous Materials, Geoderma, Vol. 27, 1982, pp. 239-253.
- 13) Fuchs, M., Campbell, G. S. and R. I. Papendick: An Analysis of Sensible and Latent Heat Flow in a Partially Frozen Unsaturated Soil, Soil Sci. Soc. Amer. Proc., Vol. 42, 1978, pp. 379-385.
- 14) 例えば, Brutsaert, W.: Evaporation into the Atmosphere, Reidel Pub. Comp., 1982.
- 15) 例えば, Miller, E. E.: Similitude and Scaling of Soil-water Phenomena, in Applications of Soil Physics, ed. by D. Hillel, Academic Press, pp. 300-318, 1980.
- 16) 原田大・石原安雄・下島栄一: 一定深さの地下水面をもつ砂層からの蒸発実験, 土木学会第43回年次学術講演会講演集, 1988.
- 17) Hanks, R. J., H. R. Gardner and M. L. Fairbourn: Evaporation of Water from Soil as Influenced by Drying with Wind or Radiation, Soil Sci. Amer. Proc., Vol. 31, 1967, pp. 593-603.
- 18) 野村安治・井上光弘: 散水後の乾砂層の発達とその特性, 鳥取大学砂丘研報, 18, 1979, pp. 27-33.