

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
Study on Evaporation from Bare Land due to Numerical Simulation

京都大学大学院 葛葉泰久 Y.Kuzuha
京都大学防災研究所 石原安雄 Y.Ishihara
同 上 下島栄一 E.Shimajima

1: はじめに

裸地からの蒸発は、特に半乾燥地帯や乾燥地帯において、地下水賦存量の絶対量を減じ、また地表面付近に塩類の集積を伴うので、質、量の両面から水資源問題に深く係わり、また土地利用問題でも同様な係わりを持っている。

蒸発現象は、土地の地質構造、多孔質媒体である土壌の水理特性、地下水位、地温などの土地条件と、風の速度、温度、湿度や太陽放射などの気象条件によって決定される。蒸発現象が持続するためには、地表ないしは地中の蒸発域へ連続的に水の供給がなされること、さらに蒸発した水蒸気が地表面から外界へ運びさられることが必要である。それぞれのプロセスをコントロールするのが土地条件、気象条件であって、前者は土壌物理学の分野で、後者は気象学の分野で研究がなされてきており、かなり解明されている。

本研究では、裸地からの蒸発を対象とし、蒸発過程の場を大気-土地系としてとらえ、蒸発に関与する大気と地中における諸関係式を連立させて数値計算を行い、その結果と実験結果とを比較した上で、数値計算の結果に基づいて蒸発の仕組みを明らかにすることを目的としている。

2: 基礎式

裸地蒸発に係わる土地の地質構造や気象条件は必ずしも水平方向に一樣とは限らず、また地質構造は同様に鉛直方向にも一樣とは限らない。しかし、ここでは、蒸発の基本的な仕組みの解明と数値計算上の簡略化のために、蒸発現象は水平方向に一樣な気象条件と、一樣な土壌に関する土地条件で生起しているものとし、それに対し、鉛直方向に関して一次元解析ができるものとする。

(1) 土中での基礎式

土中の水分(液水と水蒸気)の連続式は次式で与えられる。

$$\partial \rho_l \theta_l / \partial t + \partial \rho_v (\theta_s - \theta_l) / \partial t = - \partial (J_l + J_v) / \partial z \quad (1)$$

ここに、 ρ_l と ρ_v は液水と水蒸気の密度、 θ_l は液水の体積含水比、 θ_s は飽和体積含水比、 J_l と J_v は液水と水蒸気の質量流束密度、 t は時間、 z は地面を原点に下方を正とする位置座標である。なお、添字 "l" と "v" はそれぞれ液水と水蒸気を意味する。式(1)では、土中での水に関する source、sink はないものとしている。

水分の運動の式は、液水については Darcy 則が、水蒸気については Fick 則が成立するとすれば、それぞれは次式で与えられる¹⁾。

$$J_l = - \rho_l K \{ -1 + \partial \psi / \partial z \} \quad (2) \quad J_v = - D_v h \Delta \partial T / \partial z - D_v e_s \partial h / \partial z \quad (3)$$

ここに、 $K(\theta_l, T)$ は透水係数、 ψ は水圧、 T は Kelvin 温度、 D_v は水蒸気の有効拡散係数、 h は相対湿度、 Δ は温度に対する飽和水蒸気圧(e_s)曲線の勾配である。なお、 $h = \rho_v / \rho_{vs}$ で、 ρ_{vs} は飽和状態での ρ_v で温度の関数である。

土中の液水の不飽和域で、任意の深さでの ψ と h がつぎの Kelvin の式²⁾に従うと考える。

$$h = \exp\{g\psi/RT\} \quad (4)$$

ここに、 g は重力加速度、 R は気体定数である。

一方、土中での熱に関する連続式は次式となる。

$$C \partial T / \partial t = - \partial J_h / \partial z \quad (5)$$

ここに、 C は体積熱容量、 J_H は熱流束密度の項である。

また、熱移動の式については、熱流束密度は伝導と水蒸気移動によるもの(λ, j_v)の和で与えられるとすると、 J_H は次式で表示できる¹⁾⁻³⁾。

$$J_H = -(K_T + \lambda E_n D_v e_h \Delta) \partial T / \partial z - \lambda D_v e_s \partial h / \partial z \quad (6)$$

ここに、 K_T は熱伝導率、 λ は気化熱、 E_n は enhancement⁴⁾ と呼ばれるもので θ_1 の関数であり、式(3)右辺第一項の温度勾配項は E_n を用いて書き直されている。

土壌水分特性曲線 $\psi = \psi(\theta_1, T)$ を介すると、式(1)~式(6)が土中での基礎式となり、そこでの従属変数は θ_1 (or ψ)、 h 、 T の3個である。ただし、土壌は履歴現象を示さないものとするが、後記の計算では土壌は飽和状態から排水過程を経るという条件を設定するので、ヒステリシス条件は問題にはならない。

以下では、後述の数値計算の準備として、従属変数 ψ をつぎに示す ϕ に変換しておく。すなわち、透水系数は、基準温度を T_* として、 $K = K_1(\psi; T_*) K_2(T)$ のように土壌構造で決まる関数 K_1 と粘性が関与する温度の関数 K_2 の積で表せる⁵⁾ ので、従属変数 ψ の代替えとしてつぎの関数を定義することにする。

$$\phi(\psi; T_*) = \int_{-\infty}^{\psi} K_1(\psi; T_*) d\psi \quad (7)$$

また、以下では、土壌水分特性曲線 $\psi(\theta_1, T)$ は表面張力が関与する関数 $\alpha(T)$ と液水の含水比による関数 $\beta(\theta_1; T_*)$ の積、 $\psi = \alpha(T) \beta(\theta_1; T_*)$ で表せる⁵⁾ ものとする。

(2) 大気中での基礎式

地面からある高さ(z_a)までの領域を対象にし、そこでの気流の速度、湿度と温度の高さに関する分布が対数則に従うとすると、水蒸気質量流束密度(E_v)、顕熱流束密度(J_h)、摩擦速度(u_*)は次式で与えられる⁶⁾。

$$J_h = -\rho c_p \{T_o - T_a\} / r_h \quad (8) \quad E_v = -\{\rho c_p / (\gamma \lambda)\} (e_o - e_a) / r_a \quad (9)$$

$$u_* = \kappa u_a / [\ln\{(z_a - d + z_m) / z_m\} + \psi_m] \quad (10)$$

ここに、 c_p は定圧比熱、 d は zero plane displacement、 κ は Karman 定数、 γ は乾湿計定数、 ρ は大気密度、 e は水蒸気圧、添字 "o" と "a" は $z = 0$ 、 $z = z_a$ での値を示し、また

$$r_h = [\ln\{(z_a - d + z_h) / z_h\} + \psi_h] / \kappa u_* \quad (11) \quad r_a = [\ln\{(z_a - d + z_v) / z_v\} + \psi_v] / \kappa u_* \quad (12)$$

である。 z_h 、 z_m 、 z_v は熱、運動量、水蒸気の粗度パラメータで、これらの間には近似的に $z_h = z_v = 0.2 z_m$ なる関係がある⁶⁾。また ψ_m と ψ_h は風速と温度の分布に現れる大気安定度を示す指標 (z_a / S_p : Obukhov's stability length)に係わるもので、次式で近似できる³⁾。

$$\psi_m = \psi_h = 4.7 S_p \quad (S_p \geq 0); \quad 1/0.6 \cdot \psi_m = \psi_h = -2 \ln \{[1 + (1 - 16 S_p)^{1/2}] / 2\} \quad (S_p < 0) \quad (13)$$

ここに、 $S_p = -z_a \kappa g j_h / (\rho c_p T_a u_*^3)$ (14)

であり、また $\psi_m = \psi_v$ と考える⁶⁾。なお、上記の対数則の条件設定は、対象領域で運動量、水蒸気、顕熱の流束が高さに関して一定であることに対応する。以上の諸式が大気中での基礎式となる。

3: 数値計算法と諸関係式

まず、2.で示した基礎式の数値計算上必要な諸関係式を示す。土壌の水理特性や熱特性については、透水系数、土壌水分特性曲線、enhancement、熱伝導率及び比熱をつぎのような関数形であたえる³⁾。

$$K(\psi, T) = K_s(T) \cdot \{\psi_o(T) / \psi\}^n \quad (15) \quad \psi = \psi_o(T) \cdot (\theta_1 / \theta_s)^{-b} \quad (16)$$

$$E_n = A' + B' \cdot (\theta_1 / \theta_s) - (A' - D') \cdot \exp\{-(C' \cdot \theta_1 / \theta_s)^{E'}\} \quad (17)$$

$$K_T = A + B \cdot \theta_1 - (A - D) \cdot \exp\{-(C \cdot \theta_1)\} \quad (18) \quad C = \rho_m C_m (1 - \theta_s) + \rho_l C_l \theta_1 \quad (19)$$

ここに、 K_s は飽和透水系数、 ψ_o は water entry value、 n と b は定数で、経験的に $n = 2 + 3/b$ であり、 A 、 B 、 C 、 D 、 A' 、 B' 、 C' 、 D' 、 E' は定数、 ρ_m は土壌実質部分(鉱物)の密度、 C_m と C_l は鉱物と液水の体積比熱である。ついで、地面の境界条件となる熱放射については、長波放射は Stefan-Boltzman の式を、短波放射は計算条件として与える。

基礎式の解き方は次に示す概略的な flow chart に従う。その際、偏微分方程式は陰様式の差分法で得られる式を Newton-Raphson 法で解く。ただし、下記の記号 "〜" は one-step 前の時間の諸量を、また

$F<\text{式}(\cdot)>$ あるいは $F<W, WW>$ は、それぞれ式 $<\cdot>$ を W と WW を関係式に用いて物理量 F を求めることを意味する。

4: 計算結果及びその検討

ここで対象とする地中は前述のとおり一様で、そこでの土壌は Bristow の研究²⁾を参照して、 $K_s = 1.18 \times 10^{-4}$ cm/sec、 $\psi_s = -22.4$ cm、 $b = 4$ 、 $\theta_s = 0.468$ などの値を示すもので考えることにする。また少し問題がある⁷⁾が、土中の水蒸気輸送は分子拡散的になされているとして、その有効拡散係数 D_v を次の関数形で与える³⁾。

$$D_{ve} = (0.622 \rho / P) D_v \{ (\theta_s - \theta_1 - a') / (1 - a') \}^{b'} \quad (20)$$

ここに、 D_v は静止空気中での水蒸気拡散係数、 P は大気圧、 a' と b' は経験定数である。

計算で設定する初期条件と境界条件は次の通りである。

大気境界層の設定上端 ($z = z_a = -3$ m):

$T = 20^\circ\text{C}$, $h = 65\%$, $u = \text{const.}$

地面への短波放射:

ない場合 (Exp A)、ある場合 (Exp B)

地中の設定下端 ($z = \underline{d} = 3.5$ m or 1 m):

$J_1 = 0$, $J_v = 0$, $T = 20^\circ\text{C}$

地中の初期温度: $T = 20^\circ\text{C}$

地中の初期水分分布: 地下水面は Exp A の場合が 10 cm, Exp B が 50 cm の深さに存在し、その上方の水分状態は(脱水)平衡にあるとする。

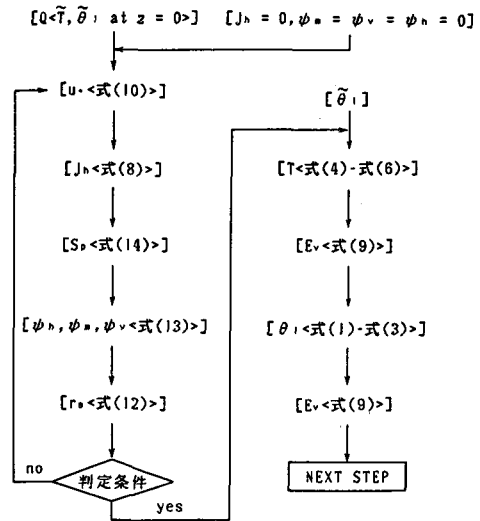
(1) 蒸発強度の時間変化とそれに対する風速の影響

風速(u_a)を種々変えて蒸発強度の時間変化の様子を調べたものが図-1である。ここに、Exp A(1)-(3)はそれぞれ $u_a = 8, 6, 4$ (m/s)の場合で、計算範囲では地中に常に水分の飽和域が存在していた。EXP A(4)は地中に存在する不透水面が $\underline{d} = 1$ mと浅く(A(1)-A(3)では $\underline{d} = 3.5$ m)、途中で地下水面が消失する場合である。

これらより、数値実験開始よりある程度時間が経つと蒸発強度はほぼ一定の値となり、その持続時間は u_a が大きいほど短い。その後、蒸発強度は急減した後緩やかな変化へと移行する。なお、Exp A(3)の場合は、他の例のように急減する部分が認められないが、十分に時間が立つとその程度は大きくないが急減部分が出現することが予想できる。なお、摩擦速度は、A(1)-A(4)の場合、ほぼ 0.4、0.3、0.2、0.4 (m/s)となる。

図-2 は図-1 で最も変化が著しい Exp A(4) について、地表面近傍 $z = 0, 1, 2$ (cm)の深さでの水分量の変化を実線で示したものである。図-1との対比から、 $t = 400 - 500$ hrs での蒸発強度の急減は地表面での水分量が急減してほぼ一定の小さな値($\theta_1 = 0.04-0.05$)となる状況に対応し、また蒸発強度の急減した後のほぼ一定の段階では、地表面での変化と比べるとその割合は小さいが、地表面に近い所から下方に向かって次第に水分量が低下していく様子が分かる。土中での液水輸送能力の低下と地表面より下方に移動した蒸発域(後述(3))からの水蒸気輸送抵抗の増大によって、結果的に蒸発強度は非常に小さくなるのである。また蒸発強度の急減は地表面での含水量低下に伴って湿度がそれまでのほぼ飽和状態より若干小さな値へと減少し、地表面と $z = z_a$ での湿度差の低下により大気中での水蒸気輸送能力が低下することにもよる。

図-3 はExp Aと同様な条件下で行われた砂層を用いた水理実験⁷⁾⁸⁾で得た蒸発強度の時間変化を示す。ここに、K-5砂、K-6砂は比較的一様でそれらの平均砂径はそれぞれ 0.45, 0.22 (mm)程度である。砂層の場合の



変化の様相は、図-1の場合とよく似ている。ただ実験開始直後に土壌層(上記の数値計算)の場合と比べて、蒸発強度がほぼ一定となる段階が長くは現れない。この差異はかなりの程度土壌水分特性曲線の違いに基づき、また蒸発場が砂に近づくにつれてこの期間が短くなるという従来の結果⁹⁾に一致する。

(2) 蒸発と熱源

地表面に短波放射量を与えた場合の蒸発強度の時間変化の様子が図-4に示されている。ここに、Exp B (1)-(3)はそれぞれ短波放射強度(Q')が 9.94, 2.48, 0(mly/sec)で、 $u_a = 8$ (m/s)の場合である。図-1をも参照すると、短波放射が強いほど計算範囲において蒸発強度は大きくなり、その一連の変化は著しいことが分かる。最も Q' が大きな B(1)の場合について、地中の地表付近での水分量の変化の様子が前出 図-2に破線で示されている。この場合の現象は速いが、蒸発強度と水分量の変化の関係は Exp A と同様であることが分かる。

Exp A の場合の蒸発潜熱の熱源は大气からの顕熱と地中での下方からの熱伝導によるものである。A(1)-(3)は A(4)に比べ地温を固定した下端境界面が深いので、地中での温度勾配が小さくなっている。蒸発域(後述(3))での温度にもよるが、A(4)の場合の方が熱伝導が大きくなるので、いわゆる一定率段階(constant-rate stage)⁹⁾に対応する蒸発強度が A(1)-(3)でのものと比べ大きくなっているのである。

蒸発に係わる種々の熱量の関係は次の通りである。Exp A の場合、大気中から地表面への純熱供給量(顕熱と純長波放射の和)は、例えば A(4)での $t = 100$ hrs では蒸発に使われる熱量の 90% に対応する。しかし、時間が経つと、例えば $t = 4000$ hrs では、地面からの長波放射量が相対的に大きくなって、上記の純熱供給量は負値をとるようになる。これらのことより、実験初期での大きな蒸発強度の出現によって地面温度が低下した段階では、蒸発熱の主たる供給源は上空からの顕熱となり、一方時間経過とともに地温が高くなった段階での主たる蒸発熱源は地中になっているといえる。他方 Exp B の場合、大気中の短波放射を除く熱の移動は地表から上方に向かっていた。例えば B(1)では、実験の全期間を通じて反射分を除いた短波放射量の 90% 程度が蒸発熱に相当し、その残部の大半は上空に向かう顕熱と長波放射となるのである。また地中での熱移動は、実験初期では量自体は非常に小さいが下方に向かっている。しかし実験終了時近く($t = 80$ hrs)になると、比較的浅い地中($z = 6$ cm 程度まで)での熱移動は上方に向かっている。

(3) 蒸発域

Exp A(4)について、地中の各点での水蒸気流束を蒸発強度(E_v)で割り基準化したものの分布の時間変化を示したものが図-5である。数値計算では地表面より深さ 4 cm までの格子間隔は 1 cm としており、また同流束は格子間の中点で評価されている。蒸発は時間の比較的早い段階($t = 500$ hrs 程度まで)では地表面で主として生起しているが、時間と共に蒸発域は下方へと移動し、その領域は拡大されていく様子がわかる。蒸発が主として地面で生起している段階では、地面の水分量が急減した後ほぼ一定の蒸発強度となるまでの状況に対応し、また蒸発域が下方へと移行していく段階では、地面が十分に乾き、それより下方の部分でもかなりの程度乾いた状態になっている。

5: おわりに

以上、裸地蒸発の基本的な仕組みを明らかにするために詳細な物理モデルに基づき数値計算し、その結果について検討をくわえた。しかし、ここで行った計算例は必ずしも多くはないので、今後は種々の土地条件や気象条件の下で数値計算を行い裸地からの蒸発過程の解明に一層の努力するつもりである。

参考文献

1) D.A. de Vries: "Simultaneous transfer of heat and moisture in porous media", Trans. Amer. Geophys. Union, 39, 1958, 2) J.R. Philip & D.A. de Vries: "Moisture movement in porous materials under temperature gradients", Trans. Amer. Geophys. Union, 38, 1957, 3) K.L. Bristow: "Simulation of heat and moisture transfer through a surface residue-soil system", A dissertation submitted in partial fulfillment of the requirements for Ph.D., Washington State Univ., 1983, 4) 例えば,

A.Cass,G.S.Campbell et al.:"Enhancement of thermal water vapour diffusion in soil", J. Soil Sci. Soc. Amer., 43, 1979, 5)例えば, P.C.D.Milly:"Moisture and heat transport in hysteretic, inhomogeneous porous media", Water Resou. Res., 3, 1982, 6)例えば, W.Brutsaert:"Evaporation into the atmosphere", Reidel Pub. Comp., 1982, 7)美濃部,石原,下島:"地面蒸発に関する実験的研究",第42回年講, 1987, 8)下島,石原,葛葉:"砂地からの蒸発に関する実験的研究",第40回年講, 1985, 9)例えば, D.Hillel:"Applications of soil physics", Academic Press, 1980

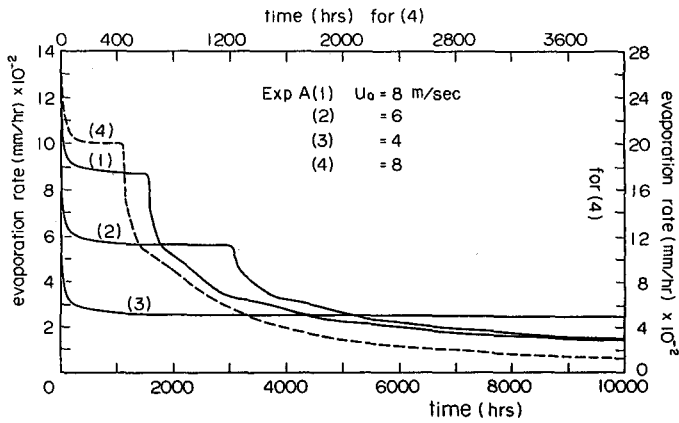


図 - 1 蒸発強度の時間変化 (Exp A の場合)

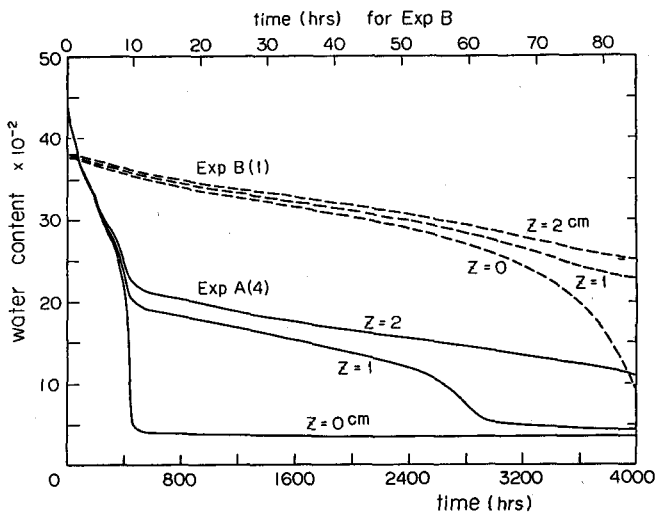


図 - 2 地表面付近の水分量の時間変化

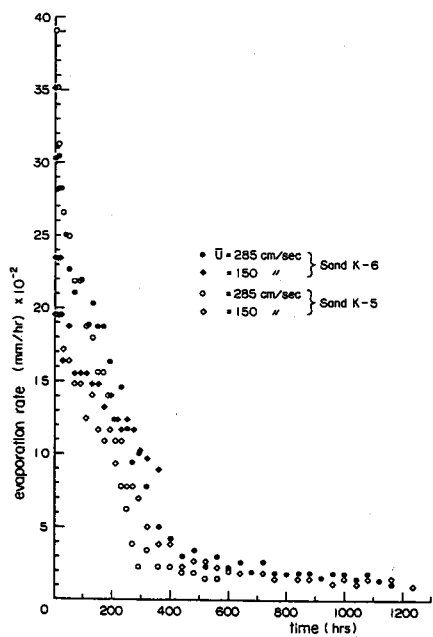


図-3 図-1と同様
ただし 水理実験の場合

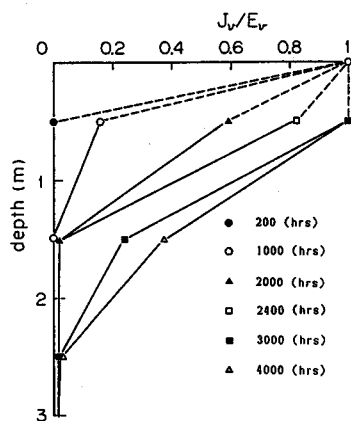


図-5 地中での水蒸気流束分布

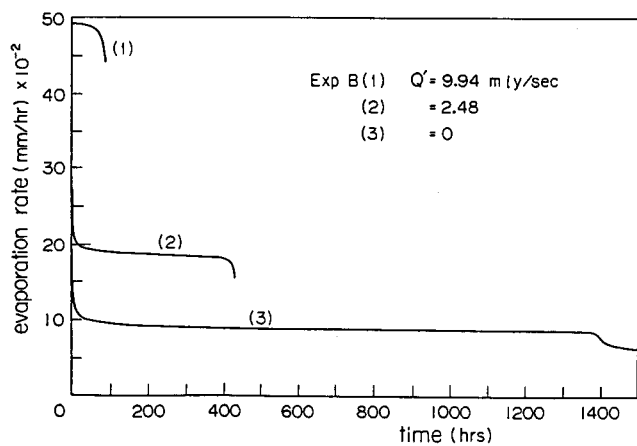


図-4 図-1と同様 ただし Exp B の場合