

境界層過程の数値シミュレーション (I)

光田 寧・池淵 周一・山田 道夫・玉川 一郎

NUMERICAL SIMULATION OF BOUNDARY LAYER PROCESSES (I)

By Yasushi MITSUTA, Shuichi IKEBUCHI, Michio YAMADA and Ichiro TAMAGAWA

Synopsis

A numerical model is devised to simulate the boundary layer processes over an arid land, with an attention focused to the water evaporation which mainly occurs not at the ground surface but under the ground. A numerical result shows that the water evaporation takes place not only near the ground surface but also at a deeper region where the diurnal variation is scarcely observed. A dataset is also made for tuning the numerical model from an observational data over a bare land on a summer day. The optimization of the numerical model is left for future work as well as the examination of the parameter sensitivity of the numerical result.

1. はじめに

地面からの水分の蒸発は、水の循環において大きな意義を持つ量であり、潜熱を介して熱の循環にも関係している。通常的环境下では、日本での裸地における水分蒸発量は1日あたり数mmの程度である。このような水分の蒸発の生じる場所は、通常、水の蒸発に必要なエネルギーが最も効率よく供給されるという条件から、主として、太陽放射を直接受ける地表面付近に限られている。一方、熱乾の極限環境である砂漠においては、蒸発量の信頼し得る値はこれまでのところ報告されていない。現在までに知られている値は、水収支法により推定される1日あたり約1mmから蒸発計による1日あたり約10mmまで大きく分散している。砂漠における蒸発過程は、水や水蒸気の透過性の良い砂地で生じる点や地下水位が低い点、また境界層過程の中で日中の強い日射や夜間の大きな放射冷却と相互作用する点などに特色がある。日中には強い日射のために地表面では地中からの水分供給が不足して極度に乾燥する。このため、大きな日射エネルギーにもかかわらず、地表面における水分の蒸発は極くわずかなものとなる。しかし同時に、熱せられた地表面から熱伝導によって地中にエネルギーが輸送され、地中の水分が充分ある領域で蒸発が起こる。ここに生じた水蒸気は透過性の良い砂の層を通過して大気中に放出され砂漠における蒸発となる。従って砂漠における蒸発量即ち潜熱輸送量のほとんどは地中における蒸発に起因していると予想される。このような過程において蒸発量を決定する因子には、日射量や含水率だけでなく、砂地における熱伝導率や水蒸気拡散係数などが含まれる。特に水蒸気の拡散係数は発生した水蒸気の大気への輸送率を左右するため、水分蒸発量を決定する重要な因子であると思われる。最近、石原ら¹⁾は、地表面に近い地中において、水蒸気拡散係数の値が通常予想される値よりも遙かに大きくなることを実験的に見出し、その原因を地中に含まれる空気に対する地上の乱流の影響に求めている。水蒸気拡散係数の値の増大は、上に述べたように、直ちに砂漠地帯における潜熱輸送の間

題と関係すると考えられるため、この結果は非常に興味深い。

現在、日本と中国の間で、京都大学防災研究所と中国科学院蘭州高原大気物理研究所が双方の代表となり、中国河西回廊地帯において半乾燥地域の砂漠化を研究する共同研究計画が進められている^{2),3)}。現地観測及びその解析は1989年から1994年の5年間に涉って実行される予定であるが、我々はこの共同研究計画に関連して砂漠地域に適用可能な境界層過程の数値モデルの作成を企図している。本論文では、その準備段階における、地中の蒸発過程を記述する一次元モデルの試験結果、およびモデルの調整のためのデータセットの作成について報告する。

2. 数値モデル

ここでは砂漠における砂地を想定し、温度・含水率・水蒸気量等が定常的に日変化する場合を考える。簡単のためすべての量は水平方向に一樣であると仮定し、空間座標として地表面を原点とする z 軸(上向き正)を設定する。

砂地はすべての方向に一樣で、一定の空隙率 θ_s を持つと仮定する。液水の質量流束 Q_L は Darcy 則

$$Q_L = -k(d\phi/dz) \quad (1)$$

に従うとする。ここで、 k は不飽和透水係数、 ϕ は地中水ポテンシャルを表わし、 ϕ はマトリックポテンシャル ϕ_m と重力ポテンシャル $\phi_g = gz$ ($g = 9.8 \text{ m/sec}^2$) の和であるとする。更に、 ϕ_m と k は Compbell(1974)⁴⁾ に従いそれぞれ

$$\phi_m = \phi_e(\theta_L/\theta_s)^{-b} \quad (2)$$

$$k = k_s(\phi_e/\phi)^n \quad (3)$$

と表わされると仮定する。ここで、 ϕ_e は空気浸入ポテンシャル、 θ_L は体積含水率、 k_s は飽和透水係数であり、 b と n は

$$n = 2 + 3/b \quad (4)$$

をみたす定数である。体積含水率 θ_L の従う方程式は、液水の保存則より

$$\partial(\rho_L \theta_L)/\partial t = -\partial Q_L/\partial z - E \quad (5)$$

となる。ここで ρ_L は液水の密度 ($1 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$)、 E は水分蒸発量(後述)を表わす。体積含水率 θ_L の境界条件として、 $z = -2 \text{ m}$ において常に $\theta_L = 0.1$ とおいた。ここに報告する計算例では地表面における含水率が非常に小さくなり、流束 Q_L は地表面において実質的にゼロであった。

地中の水蒸気の移動を記述する方程式は、一般には、水蒸気密度 ρ_v の複雑な非線型方程式となることが予想される。しかしここでは簡単のため、水蒸気の質量流束 Q_v は比湿 q の勾配に比例すると仮定して、

$$Q_v = -c(\theta_s - \theta_L)^{3/2} \partial q / \partial z \quad (6)$$

とおいた。ここで比湿 q は θ_L 、 ρ_v および温度 T から通常の方法で計算される。また因子 $(\theta_s - \theta_L)^{3/2}$ は液水による空隙の空間の減少を考慮するために挿入した。定数 c の値は $c = 3 \times 10^{-8}$ として計算したが、この値は静止気体中での水蒸気拡散係数にほぼ対応する。水蒸気密度 ρ_v の従う方程式は

$$\partial \rho_v / \partial t = -\partial Q_v / \partial z + E \quad (7)$$

となる。石原らの風洞を用いた実験¹⁾によれば、地中における水蒸气流束の大きさは分子拡散から予想される値よりも遙かに大きく、少なくとも地表面付近では乱流拡散など大きな実効係数を与える機構を考える必要がある。将来はこのような機構をとり入れた境界層過程のモデル化が必要と思われるが、ここに報告する計算では通常分子拡散に基づいた流束(6)を仮定した。またここでは相対湿度 h を与える次の関係式^{5),6)}

$$h = \exp[M\phi/RT] \quad (8)$$

は用いなかった (M は水の分子量、 R は気体定数)。水蒸気密度の境界条件として、下方境界 ($z = -2 \text{ m}$) で ρ_v をゼロとおいた。これはあまり現実的でない条件であるが、計算結果をみると下方境界のすぐ上で水蒸気密度が平衡値に達しており、また他の境界条件を用いても数値結果がほとんど変わらないことから、便宜的に設定可能な条件と思われる。地表面においては、先に述べたように液水流束がほとんどゼロとなるので、

水蒸気流束 Q_v が地上の水蒸気輸送量 E_A に等しいと仮定した。

地中の温度 T の従う方程式はエネルギー保存則から通常の手続きで得られ、水と砂粒との間の界面エネルギーなどを無視すれば、

$$C_T \partial T / \partial t = -\partial Q_T / \partial z - L_e E - C_L Q_L \partial T / \partial z \quad (9)$$

$$C_T = C_s \rho_s + C_L \theta_L \rho_L \quad (10)$$

$$Q_T = -\lambda \partial T / \partial z \quad (11)$$

のようになる。ここで L_e は水の気化熱 (2.3×10^6 J/kg), C_L は液水の比熱 (4.2×10^3 J/kg), C_s は砂の比熱, ρ_s は砂の密度である。熱伝導係数 λ については次の表現

$$\lambda = A + B\theta_L - (A - D)\exp[-(C\theta_L)^F] \quad (12)$$

を用いた (A, B, C, D, F は定数) ⁷⁾。温度の境界条件として下方境界において $T = T_0$ (定数) とおいた。また地表面における熱流束を

$$Q_T = \sigma T^4 + 0.1(T - T_0) + L_e E - R \quad (13)$$

の形に仮定し、日射エネルギー流束 R を簡単のため

$$R = \begin{cases} R_0 \sin(\pi t/12) & (6 \text{ a.m.} \leq t \leq 18 \text{ a.m.}) \\ 0 & (\text{他の時刻}) \end{cases} \quad (14)$$

とおいた。ここで σ は Stephan-Boltzmann 定数 (5.67×10^{-8} W/m²k⁴), $R_0 = 500$ W/m² である。また水分の蒸発率 E は便宜的に

$$E = E_0 \theta_L (q_s(T) - q) \quad (15)$$

とおいた。 $q_s(T)$ は温度 T における飽和比湿, E_0 は定数である。また地表面における水蒸気輸送量 E_A として次の形を仮定した。

$$E_A = E_0 (q_A - q), \quad (q_A = 0.1 q_s(T_s)) \quad (16)$$

2. 数値結果

方程式(1)~(16)を適当に与えられた初期条件から出発し、解がほぼ24時間の周期を持つようになるまで、差分法を用いて数値的に時間発展させた。砂地に関する諸定数は、Campbell (1985) ⁷⁾ 等を参照して、 $\theta_s = 0.5$, $\varphi_e = -5$ J/kg, $k_s = 2 \times 10^{-3}$ kg·sec/m³, $b = 1$, $C_s = 4.2 \times 10^3$ J/kg, $\rho_s = 1.5 \times 10^3$ kg/m³, $A = 0.8$, $B = 1.4$, $C = 27$, $D = 0.3$, $F = 4$, $E_0 = 1 \times 10^{-2}$, $T_0 = 288^\circ\text{K}$ と選んだ。**Fig. 1** はこのようにして得られた 0, 6, 12, 16 時における体積含水率の分布を示す。地下約 1 m のところに水分量の急激な変化が見られる点、および 1 日を通じて分布にほとんど変化が見られない点が特徴的である。同じ時刻における水蒸気密度の分布を **Fig. 2** に示

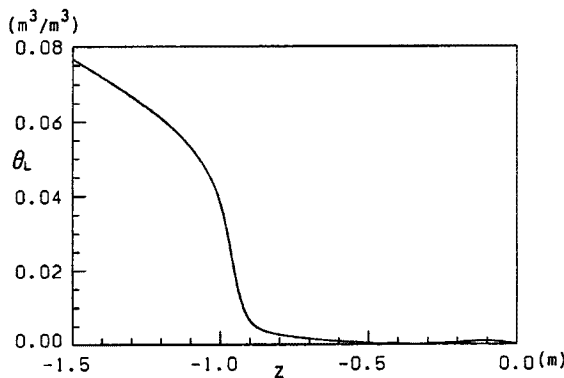


Fig. 1. Volumetric water content at $t = 0, 6, 12, 18$ (hour). The curves almost coincide with each other.

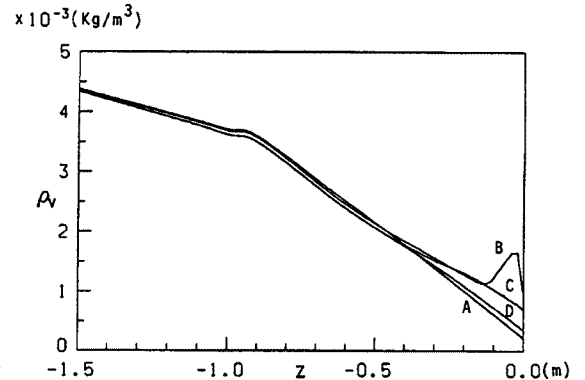


Fig. 2. Water vapour density at $t = (A) 6, (B) 12, (C) 18, (D) 0$ (hour).

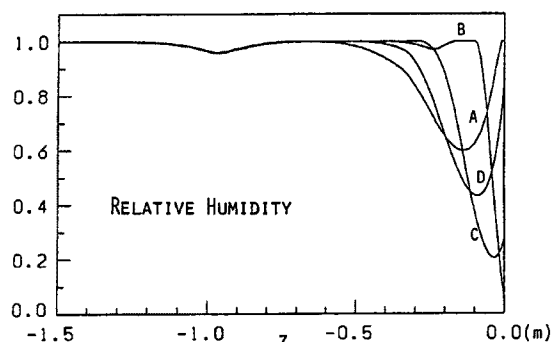


Fig. 3. Relative humidity at t=(A)6, (B)12, (C)18, (D)0 (hour).

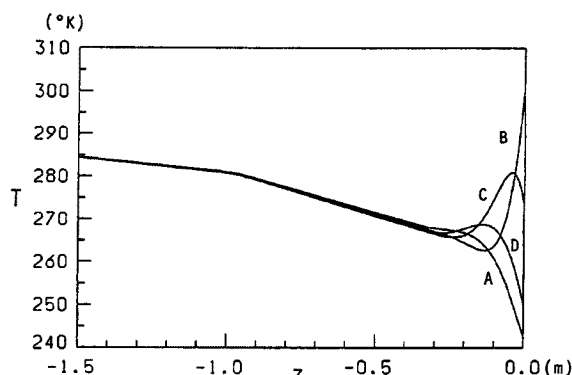


Fig. 4. Soil temperature at t=(A)6, (B)12, (C)18, (D)0 (hour).

す。水蒸気密度の分布の傾きが地下約1mのところで変化しているが、これは体積含水率に急激な変化が見られる深さとほぼ一致している。この深さは同時に水分蒸発が生じる深さでもあり、発生した水蒸気は地表面へ輸送されていることが確かめられる。全体として、地表面に近いほど水蒸気密度が減少する傾向が見られるが、12時には地表面近くに小さな極大が見られる。

地表面付近の日変化は相対湿度に大きく現われる (Fig. 3)。地表面付近では、相対湿度は、日中10%程度にまで下がるが、温度の下降と共に上昇し朝6時にはほぼ飽和に達している。一方深さ50cm以上の領域は常時飽和状態にあるが、地下約1mの水分蒸発域ではわずかに相対湿度の減少が見られる。Fig. 4は温度分布を示す。温度の日変化は地下約30cmまでの領域に限られているが、これは図3に見られる相対湿度の日変化域よりも狭い領域である。なお、本計算コードでは水分の凍結は考慮していないにもかかわらず地表面温度の最低が0°C以下になるのは諸定数の値が適当でないためであるが、ここでは定性的な振舞いに注目し広い範囲でのパラメーターの値の検討は行なわなかった。

以上の数値例によれば、砂漠を想定した乾燥土壌においては、水分の蒸発は主に日変化の及ばない地中深くで生じていることが示唆される。しかし、本モデルが含む多くのパラメーターの選び方と水分蒸発形態の関連は明らかでなく、今後の問題として残されている。

4. データセットの作成

これまで述べてきた数値モデルの調整に用いるデータセットの作成を試みた。この数値モデルは本来乾燥土壌への適用を意図したものであるが、原理的にはより湿潤な土壌への適用も可能である。ここでは、我々が現在利用できるなるべく精密なデータとして、京都大学防災研究所地空相互作用観測露場における一つの観測例を用いてデータセットを作成した。現段階ではこのデータセットを用いたモデルの調整までは至っていないが、今後、数値モデルの改良に用いたいと考えている。

我々が必要とする観測データは、第一に地表面と大気間のエネルギー交換に関する量、即ち正味放射量、大気中の顕熱輸送量及び潜熱輸送量であり、第二にこれと同時に観測された大気と土壌に関する温度等の状態量である。ここでは1988年8月29日の観測例⁹⁾をもとにデータセットを作成した。

放射に関して実際に測定された量は、地表面に入射する短波放射量 $S \downarrow$ 、その反射量 $S \uparrow$ (Fig. 5)、及び正味放射量 R である。長波放射について、大気放射量 $L \downarrow$ 及び地表面放射量 $L \uparrow$ が測定されていないが、これを地上1.5mにおける気温 T_A (°K)、地表面温度 T_s (°K)、水蒸気圧 e_A (mb)、及び雲量 (cloud cover) n から

$$L \downarrow = \sigma T_A^4 (0.61 + 0.05 \sqrt{e_A}) (1 + \alpha n^2) \quad (17)$$

$$L \uparrow = \epsilon \sigma T_s^4 \quad (18)$$

として ($\alpha=0.1$, $\epsilon=0.95$) ⁹⁾ 見積ったものが Fig. 6 である。これを用いて正味放射量 R を

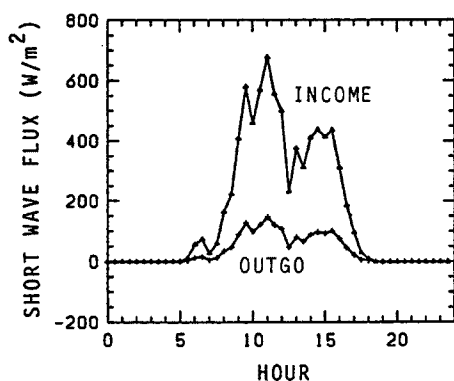


Fig. 5. Incoming and outgoing short wave radiation.

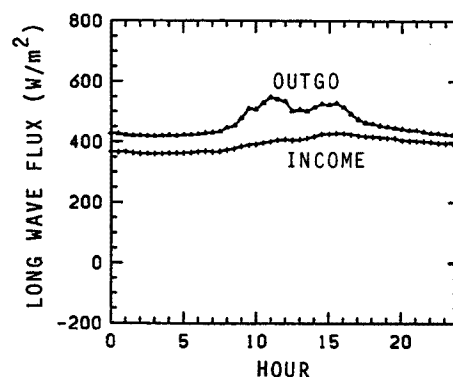


Fig. 6. Incoming and outgoing long wave radiation estimated by equations (17) and (18).

$$R = S \downarrow + L \downarrow - S \uparrow - L \uparrow \quad (19)$$

のように見積り実測値と比較したものが Fig. 7 である。実測値との一致は良く、(17)(18)式による長波放射量の見積りは妥当なものと考えられる。

潜熱輸送量 LE_A 及び顕熱輸送量 H は昼間の 8 つの時刻において渦相関法を用いて 44 分平均の値が測定されている。ここでは全時刻における LE_A と H の値を得るため

$$LE_A = C_{LE} u_A (e_s - e_A) \quad (20)$$

$$H = C_H u_A (T_s - T_A) \quad (21)$$

の形を仮定し (u_A は地上 1.5 m の平均風速, e_s は地上 5 cm における水蒸気圧), 観測値との二乗誤差が最小となるようにバルク係数 C_{LE} と C_H を決定した (Figs. 8, 9)。

以上得られた量を用いて, 地表面における地中への熱流束 Q は

$$Q = R - LE_A - H$$

のように求められる。この値を地下 10 cm 及び 30 cm に設置した熱流板によって測定された熱流束と共に Fig. 10 に示した。雲による日射量の一時的な低下の影響が地下 10 cm 程度の所まで及んでいることが分かる。この時の地表面及び地中の温度変化 (Fig. 11) は, 温度の日変化の巾が地表面で 20°C 程度であることを示しているが, これは数値計算の値 (50°C, 図 4) よりもかなり小さい。

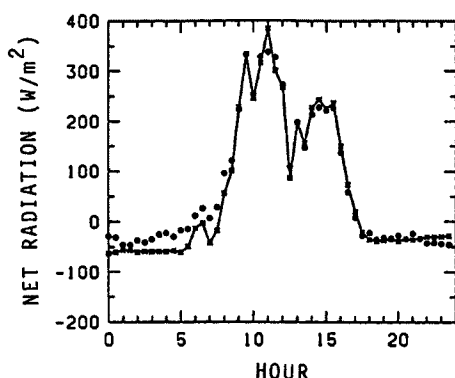


Fig. 7. Comparison of estimated values of net radiation with the observed values (circle).

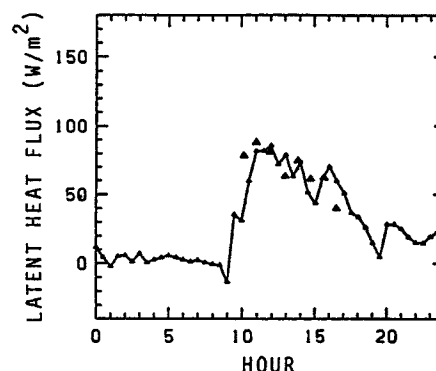


Fig. 8. Latent heat flux. Large triangles show the observed values by correlation method.

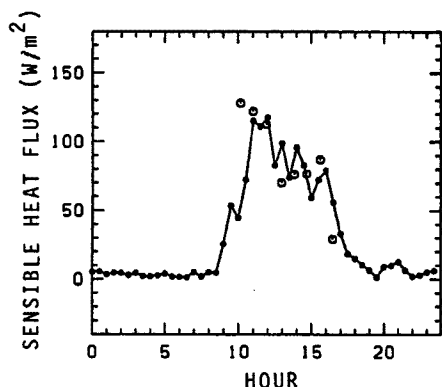


Fig. 9. Sensible heat flux. Large circles show the observed values by correlation method.

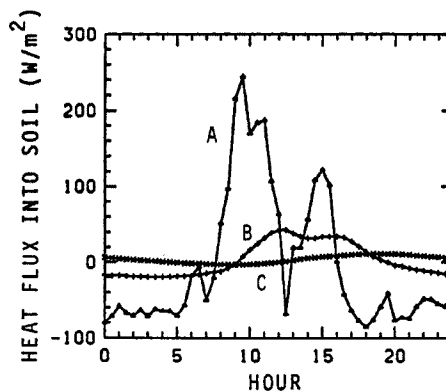


Fig. 10. Estimated heat flux into soil at (A) the ground surface, $z=$ (B) -0.1 m and (C) -0.3 m.

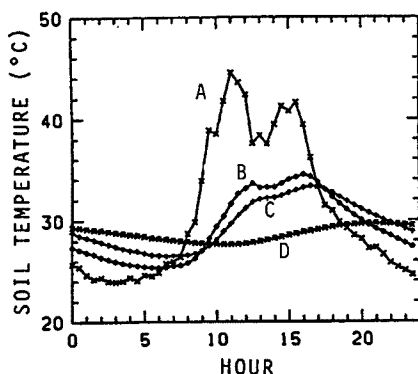


Fig. 11. Soil temperature at (A) the ground surface, $z=$ (B) -0.05 m, (C) -0.1 m and (D) -0.3 m.

5. まとめ

砂漠のような乾燥土壌における地空相互作用の数値モデルを得るための準備として、垂直一次元のモデルを試行した。このモデルは、温度、液水、水蒸気の各々に対する拡散方程式および各流束に関する構成方程式から成っている。数値計算の結果は、水分が主として日変化の及ばない深い地中でほぼ一定の蒸発率で生じていること、および地表面付近では温度の日変化に伴い相対湿度の非常に激しい日変化が存在することを示している。このモデルの調整に用いるために、観測露場におけるデータを用いてデータセットを作成した。数値結果のパラメータ依存性や適正パラメータ値の選択は今後の問題である。

本研究において文献等に関し御教示を頂いた京都大学防災研究所下島栄一氏に謝意を表します。

参 考 文 献

- 1) Ishihara, Y., E. Shimojima and Y. Minobe: Water Vapour Transfer in Evaporation from a Bare Land, Proc. 6th Congress of APD-IAHR, July 1988.
- 2) 光田寧: 大気-地表相互作用に関する日中共同研究(HEIFE), 天気, 第35巻第8号, 1988, pp. 501-505.
- 3) HEIFE Report No. 1: The First Study Conference on Sino-Japanese Cooperational Program on the Atmosphere-Land Surface Processes Experiment, 1988.
- 4) Campbell, G. S.: A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data, Soil Sci., Vol. 117, 1974, pp. 311-314.
- 5) Philip, J. R. and D. D. de Vries: Moisture in Porous Materials under Temperature Gradient, Trans. Amer. Geophys. Union. Vol. 38, 1957, pp. 222-232.
- 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蒸発に関する研究, 京都大学防災研究所年報, 第31号 B-2, 1988, pp. 255-274.

- 7) Campbell, G. S.: Soil Physics with Basic, Elsevier Science Publishers, 1985. (邦訳 パソコンで学ぶ土の物理学, 鹿島出版会, 1987).
- 8) 玉川一郎・光田寧：接地境界面における地面水分量と蒸発の関係について, 京都大学防災研究所年報, 第32号 B-1, 1989.
- 9) Oke, T. R.: Boundary Layer Climates, Methuen 1978. (邦訳 境界層の気候, 朝倉書店, 1981).