乾燥地における水・熱収支の数値計算的研究

岐阜大学大学院 工学研究科土木工学専攻 水環境工学講座 大気陸面水環境研究室

上田 剛

平成14年2月6日

目 次

1	序論	ì	1	
2	数値モデルの構成			
	2.1	基礎方程式	2	
	2.2	道····································	5	
	2.3	雨の温度	6	
3	数値	実験結果と観測結果との比較	8	
	3.1	実験目的....................................	8	
		3.1.1 実験方法	8	
		3.1.2 観測地点の自然環境	9	
	3.2	実験結果及び考察・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	10	
		3.2.1 含水量に関する検討	10	
		3.2.2 地表面蒸発量に関する検討	12	
		3.2.3 塩分移動に関する検討	13	
		3.2.4 地中温度に関する検討	15	
	3.3	数値実験結果と観測結果との比較のまとめ	18	
4	より	正確な地中温度再現	19	
	4.1		19	
	4.2	射出率による効果	20	
	1.2	421 军騎条件	20	
		12.1 久東京市 1.1.1 1.1.1 1.1.1 1.1.1 1.2.1 文東京市 1.1.1 1.1.1 1.1.1 1.2.1 文東京市 1.1.1 1.1.1	20	
	13		20 93	
	4.0		20 93	
			20 93	
	4.4		20 96	
	4.4		20 26	
		4.4.1 天歌ホ什・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	20 96	
	4 5		20 20	
	4.0		20 20	
		4.0.1 夫駅示計	28 20	
	1.0	4.0.2 夫駅紀末	28	
	4.0		30 20	
		4.0.1 美験余件	30	
		4.0.2 実験結果	30	
	4.7		33	
		4.7.1 実験条件	33	
		4.7.2 実験結果	33	
		4.7.3 観測結果と計算結果における蒸発量の比較	34	
	4.8	より正確な地中温度再現のまとめ	40	

5	1年	を通したシミュレーション	41	
	5.1	研究目的....................................	41	
	5.2	実験結果及び考察....................................	41	
		5.2.1 1 年を通した含水量変化	41	
		5.2.2 1 年を通した塩分濃度変化	44	
	5.3	1年を通した観測地シミュレーションのまとめ	48	
6	数値	らしていた。 「日本の日本の日本の日本の日本の日本の日本の日本の日本の日本の日本の日本の日本の日	49	
	6.1	研究目的....................................	49	
	6.2	実験結果及び考察....................................	49	
		6.2.1 地中温度に関する考察	49	
		6.2.2 含水量に関する考察	51	
		6.2.3 塩分濃度に関する考察	53	
	6.3	数値モデルによる長期計算のまとめ...........................	55	
7	結論		56	
謝辞				
参考文献				

1 序論

乾燥地・半乾燥地では、降水が頻度・量とも少ないため、地面付近の土壌は十分な湿潤状態には なっておらず、地下水面も地表面より非常に深い場所に位置している。このような条件下の土地で は、通常、蒸発は地表面ではなく地中で発生しており、その蒸発によって土壌内部で塩類集積が引 き起こされるなど、農業生産などの土地利用に非常に深刻な問題を与えている。

陸地の約3割が乾燥地で、地球上の陸地の代表的な土地の一つとなっており、そのメカニズムを 理解し、そこでの水・熱環境を評価・予測することは乾燥土壌の土地利用、更には砂漠化問題に対 する対策においても非常に重要とされているのである。

また、乾燥地・半乾燥地は、主に砂・水の単純な土壌形態となっており、そのような土地では、 発生した降水の多くががそのまま蒸発によって大気中に還元する単純な過程であるため、より詳し い水収支・熱収支を研究する上でも非常に有効とされている。

そのような中、1989 年から 1993 年の期間、中国科学院蘭州高原大気物理研究所 (現寒区旱区環 境与工程研究所)と京都大学防災研究所を中心に中華人民共和国甘粛省の張液、臨澤付近で気象学・ 水文学プロジェクト「黒河流域での地空相互作用に関する日中共同観測 (HEIFE)」が行われた。こ の地域は、年降水量がおおよそ 100mm-200mm 程度である乾燥・半乾燥地に属しており、大循環 モデル (GCM) の1 グリッドスケールである 100km 四方程度での地表面及び水文過程における蒸 発・降水・熱輸送といった問題に対して役立つ総合的なデータセットを作成することを目標とした。

HEIFE の研究結果は、多くの雑誌や論文に発表されているが、まとまった物としては、プロジェクト最終年度の1993年11月に開催された International Symposium on HEIFE による Proceedings [1]の他、日本気象学会気象研究ノートの「乾燥地の自然環境」[2]、日本気象学会英文論文誌 Journal of Meteorological Society of Japan の特集号 [3]、過去の様々な雑誌に掲載された HEIFE 関係の研究を総括した論文集 Research Papers on HEIFE River Field Experiment(HEIFE) [4] などがあり、多くの研究論文が掲載されている。

また、HEIFE 観測地点での砂丘砂を用いた室内実験及びその数値シミュレーションにより、地 表面付近での蒸発-塩類集積の問題等の検討もなされた(下島 1999 [5])。上田(2000) [6] では、室内 実験数値モデルを改良することにより、HEIFE 砂漠観測地点におけるシミュレーションが行われ たが、地中温度が観測結果と一致しない等の問題が発生し、正確な再現とまではいかなかった。

そこで、本研究では、上田 (2000) [6] で使用された液体水・水蒸気・熱・塩分を含んだ1次元高 解像度数値モデルを改良し、HEIFE での観測データをもとに、1年を通じた乾燥土壌のより正確 な再現を行う。具体的には、観測地と同様に、地表面下 5m 付近に地下水面が存在する土壌モデル を作成し、1年を通じた日射・風速・降雨等の境界条件を与えることにより、土壌内の物質や温度 が同時刻の観測場所を再現しているか、観測では評価することの困難な塩分や液水はどのような挙 動を示すか等の考察を行った。つまり、本研究は乾燥土壌のメカニズムの解明及び観測では困難と される物質の移動の評価という点において非常に有益であると考えられる。

また、本論文の構成は、以下のように示している。

- 1**章 序論**
- 2章 数値モデルの構成
- 3章 数値実験結果と観測結果との比較
- 4章 より正確な地中温度再現
- 5章 1年を通したシミュレーション
- 6章 数値モデルによる長期計算
- 7章 結論

2 数値モデルの構成

2.1 基礎方程式

使用する方程式系は、下島 (1999) [5] にある室内シミュレーション数値モデルと同じく、Philip and de Vries(1957) [7] と同様なものを用い、単位体積の土壌に含まれる液体水 $\theta_m(kg/m^3)$ 、温度 $T_s(K)$ 、固体状態の土壌塩分量 $S_s(kg/m^3)$ 、溶質量 $S_l(kg/m^3)$ 、水蒸気密度 $\rho_v(kg/m^3)$ について保 存式を以下のように作成した。

$$\frac{\partial \theta_m}{\partial t} = -\frac{\partial F_m}{\partial z} - E \tag{1}$$

$$\frac{\partial \left\{ \frac{(\sigma_{sat,m} - \sigma_m)}{\rho_w} \right\} \rho_v}{\partial t} = -\frac{\partial F_v}{\partial z} + E$$
(2)

$$\frac{\partial (C_s \theta_{soil} + C_w \theta_m) T}{\partial t} = -\frac{\partial F_h}{\partial z} - LE \tag{3}$$

$$\frac{\partial S_s}{\partial t} = -D_{is} \tag{4}$$

$$\frac{\partial S_l}{\partial t} = -\frac{\partial F_s}{\partial z} + D_{is} \tag{5}$$

ここで、それぞれの鉛直フラックスは、液水フラックス $F_m(kg/s m^2)$ 、水蒸気フラックス $F_v(kg/s m^2)$ 、熱フラックス $F_b(J/s m^2)$ 、溶質フラックス $F_s(kg/s m^2)$ であり、L は水の潜熱 2.5 × 10⁶(J/kg)、 E は土壌単位体積あたりの蒸発量 (kg/m^3) 、 D_{is} は単位体積あたりの溶出量 $(kg/s m^3)$ である。これらを、以下のように表わす。

$$F_m = -k\left(\frac{\partial\Psi_m}{\partial z} - g\right) \tag{6}$$

$$F_v = -\nu_v \tau \frac{(\theta_{sat,m} - \theta_m)}{\rho_w} \frac{\partial \rho_v}{\partial z}$$
(7)

$$F_h = -\lambda \frac{\partial T_s}{\partial z} + C_w F_m T \tag{8}$$

$$F_s = -D\frac{\partial C_{sol}}{\partial z} + F_m C_{sol} \tag{9}$$

$$\rho_v = \rho_{v,sat}(T) \exp\left(\frac{\Psi}{R_w T}\right) \tag{10}$$

ここで、 $\theta_{sat,m}$:飽和含水量 (kg/m^3) =空隙率×水の密度= 0.32×1000

 $\rho_w:$ 水の密度 $(kg/m^3)=1000$ $C_s \theta_{soil}:$ 乾燥土壌の熱容量 (J/K)=砂の比熱×砂の密度=756 × 1600 $C_w:$ 水の比熱 (J/kg K)=4200 k:不飽和透水係数 $(kg s/m^3)$ $\Psi_m:$ 液水のマトリックポテンシャル (J/kg) g:重力加速度 $(kg/s^2)=9.8$ $\nu_v:$ 水蒸気の拡散係数 $(m^2/s)=2.12 \times 10^{-5}$ $\tau:$ Tortosity(屈曲率)=0.66 $\lambda:$ 熱伝導率 (J/s m K) D:溶質の拡散係数 (m^2/s) $C_{sol}:$ 土中水の塩分濃度 $C_{sol} = S_l/\theta_m$ $\rho_{v,sat}$:飽和水蒸気密度 (kg/m³)

 Ψ_{os} :液水の浸透ポテンシャル (J/kg)

 Ψ :液水のポテンシャル $(J/kg)\Psi = \Psi_m + \Psi_{os}$

式 (6) の液水フラックス $F_m(kg/s m^2)$ はダルシーの法則より、

$$F_w = -k \frac{\partial (\Psi_m + \Psi_g)}{\partial z} \tag{11}$$

と表され、重力ポテンシャル勾配 $\partial \Psi_g / \partial z = g$ として式 (6) のように表される。ただし、浸透ポテンシャルは土壌が溶質を拘束していないとほとんど関与しないためここでは無視している。不飽和 透水係数は、観測地 (HEIFE 砂漠観測地点 北緯 40°23 東経 100°10 付近) での砂丘砂 (平均 粒径:0.22mm) を使用した砂の吸水実験結果 (下島 1999 [5]) に基づき、

$$k = 10^{-22.36} \theta_m^{7.187} \tag{12}$$

と表されている。マトリックポテンシャル Ψ_m は、同実験での排水実験結果を使って、そのままス プライン関数で内挿している (図 1)。

式 (7) の水蒸気フラックス $F_v(
m kg/s~m^2)$ は、フィックの法則より説明できる。

$$F_v = -\nu_v \frac{\partial \rho_v}{\partial z} \tag{13}$$

本計算では水蒸気フラックスは、式 (10) から水蒸気密度を求め屈曲率 τ を考慮し式 (7) のように 表した。式 (10) での溶質の浸透ポテンシャル Ψ_{os} は、van't Hoff の法則より浸透圧を求めてそれ を土壌 1kg あたりのポテンシャルに換算した。

$$\Psi_{os} = -\frac{IRTC_{sol}}{M} \tag{14}$$

ここで、Iはイオン数、Rは理想気体の気体定数 8.3(J/mol K)、Mは溶質 1 モルあたりの質量 (kg/mol) である。また、式 (10) の飽和水蒸気密度 $\rho_{v,sat}$ は、T で求まる関数として与え、 R_w (J/kg K) は水蒸気の気体定数で、理想気体の気体定数 R を水蒸気 1 モルあたりの質量 M_w (kg/mol) で割ることで、水蒸気 1kg 当たりの値として変換した。

式 (8) の熱フラックス $F_h(J/s m^2)$ は、フーリエの法則による温度との関係式、

$$F_h = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \tag{15}$$

に、液水の移動による熱移動を考慮して表される。また、熱伝導率は、Kawanishi and Kawano(1993) [8] の観測値に合わせ、McInnes(1981) [9] の式の定数を変えて、

$$\lambda = 0.8 + 0.00135\theta_m - 0.5\exp(-(0.028\theta_m)^4)$$
(16)

と表してある。

式 (9) の溶質フラックスは $F_s(kg/s m^2)$ は、フィックの拡散式より、

$$f_s = -D \frac{\partial C_{sol}}{\partial z} \tag{17}$$

と表され、液水の移動による溶質移動を考慮して (9) 式のように表わす。また、溶質の拡散係数は、水 流による効果と分子拡散とを合わせて、Bresler(1973) [10] 及び Papendick and Cambell(1980) [11] の式より以下のように記述する。

$$D = D_m \frac{\kappa |F_m|}{\theta_m} \tag{18}$$

$$D_m = D_o \tau \theta_m \tag{19}$$

ここで、 D_o は水中イオンの拡散係数 (m^2/s) 、 κ は土壌によって決まる定数で、水流による拡散を 表すが、今回は水流が小さいのでこの効果はほとんど無いと考えられ 0 としている。

式 (4) \cdot (5) 中の土壌塩分の溶解を表す D_{is} は、以下のように表される。

$$D_{is} = \frac{\theta_m}{\tau_{dis}} (C_{sol,sat} - C_{sol}) \tag{20}$$

 $C_{sol,sat}$ は、土中水の飽和塩分濃度であり、本計算では、土壌塩分の代表として、塩化ナトリウムの値を使用している。また、溶解の時定数パラメータ τ_{dis} は、土壌塩分を水中で溶出させた時の値を参照し、飽和含水量時に時定数1日になるように値を設定した。

上記の方程式を差分化し、数値モデルを作成した。ただし、層は表層を 1cm とし、1 層ごとに 0.1cm 増加させ、地下 4.806m の 90 層としてある。

また、実際の計算において、飽和や乾燥時の例外的取り扱いを以下のように処理した。

- 飽和水分量に達したらそれ以上含水量は増えない。
- 含水量が0であれば、それに平衡する水蒸気量も0とする。
- 含水量が0であれば、塩分移動や溶質量は0とする。
- 溶出は固体塩分が無くなれば停止する。

図 1: マトリックポテンシャル $\Psi_m(\theta_m)(J/kg)$

2.2 境界条件

観測地では、地下 4.5-5.0m に地下水があるということが判っている (Mitsuta et. al. 1995 [12])。 そこで、底面では常に含水量は飽和状態、塩分濃度は 0.0058(kg/kg) とし、熱・水蒸気の移動は 無いものとした。

表層では放射を含めた熱収支を解き、大気との熱・水蒸気の交換は最上層の温度・水蒸気量を 使ってバルク的に与えた。ここで、蒸発及び凝結は通常の土壌モデルとは違い、乾燥地を対象とす るため土壌内部で起こるものとした。

$$F_v = C_E \rho U(q_s - q_a) \tag{21}$$

$$F_h = c_p C_H \rho U(T_s - T_a) + \epsilon \sigma T_s^4 - Q_{sd} - Q_{ld} + \alpha Q_{sd} + (1 - \epsilon) Q_{ld}$$
(22)

 ρ :大気中の空気密度 $(kg/m^3)\rho = \rho_{va} + \rho_a$

U:観測地点の風速 (m/s)

q:水蒸気濃度

 c_p :定圧比熱 1005(J/K kg)

 σ :ステファン-ボルツマン定数 5.670 × 10^{-8} (J/s m² K⁴)

 α :アルベド

 Q_{sd} :日射 (J/s m²)

- *Q_{ld}*:下向き赤外放射フラックス (J/s m²)
- ここで、添字_{s,a}は、それぞれ、最上層土壌あるいは大気の値を表している。

大気中の空気密度において、水蒸気密度 $\rho_{va}(kg/m^3)$ は、乾燥空気密度 $\rho_a(kg/m^3)$ より十分小さいのでこの場合考慮しない。乾燥空気密度は状態方程式より、

$$\rho_a = \frac{M_a P}{RT_a} \tag{23}$$

と表される。 M_a は空気 1 モルあたりの質量 (kg/mol)、Pは大気圧 (Pa) である。また、射出率 ϵ は Garratt(1994) [13] より湿潤状態を水の値 0.95、乾燥状態を乾砂の値 0.90 とし、地表面の含水量によって以下のように表した。

$$\epsilon = 0.05 \frac{\theta_m}{\theta_{sat,m}} + 0.90 \tag{24}$$

アルベド *α* は、太陽高度・地表面含水量の乾湿に対応させ1日平均で観測結果にあわせて以下 のように表した (図 2・図 3)。

$$n = 90 - \phi - \delta \tag{25}$$

$$\alpha = 0.29 + 0.03 \cos\left(\frac{2\pi(n-27.0)}{94.0}\right) - 0.06 \frac{\theta_m}{\theta_{sat,m}}$$
(26)

ここで、n は南中高度 (°) を表しており、観測地の緯度 $\phi(40^{\circ}23')$ 、太陽の赤緯 $\delta(^{\circ})$ より算出される。また、雪及び霜によると考えられるアルベドの増加はここでは考慮していない。図 2・図 3 が示すように、観測地の太陽高度及び含水量の関数として見ることができる。

運動量・蒸発量・顕熱に対するバルク輸送係数 C_M, C_H, C_E は、観測高度 z(m) によって決まる 無次元数で、モニン-オブコフの安定度スケール $L_o(m)$ と無次元抵抗 $\gamma_M, \gamma_H, \gamma_E$ から以下のように 表される (近藤 1994 [14])。

$$L_o = \frac{u_*^2}{K(g/T)T_*}$$
(27)

1) 不安定の条件 $(\zeta < 0)$

$$\gamma_M = \frac{1}{K} \left(\ln \frac{z}{z_o} + \ln \frac{(x_o^2 + 1)(x_o + 1)^2}{(x^2 + 1)(x + 1)} + 2(\operatorname{arc} \tan x - \operatorname{arc} \tan x_o) \right)$$
(28)

$$\gamma_H = \frac{1}{K} \left(\ln \frac{z}{z_T} + 2\ln \frac{y_T + 1}{y + 1} \right)$$
(29)

$$\gamma_E = \frac{1}{K} \left(\ln \frac{z}{z_q} + 2\ln \frac{y_q + 1}{y + 1} \right) \tag{30}$$

2) 安定の条件 $(\zeta > 0)$

$$\gamma_M = \frac{1}{K} \left(\ln \frac{z}{z_o} + \frac{7}{3} \ln \frac{1 + 3\zeta + 10\zeta^3}{1 + 3\zeta_o + 10\zeta_o^3} \right)$$
(31)

$$\gamma_H = \frac{1}{K} \left(\ln \frac{z}{z_o} + 400 \ln \frac{1 + 7/400\zeta + 0.005\zeta^2}{1 + 7/400\zeta_T + 0.005\zeta_T^2} \right)$$
(32)

$$\gamma_E = \frac{1}{K} \left(\ln \frac{z}{z_o} + 400 \ln \frac{1 + 7/400\zeta + 0.005\zeta^2}{1 + 7/400\zeta_q + 0.005\zeta_q^2} \right)$$
(33)

ただし、*K* = 0.4

$$\begin{aligned} x &= (1 - 16\zeta)^{1/4} \\ x_o &= (1 - 16\zeta_o)^{1/4} \\ y &= (1 - 16\zeta)^{1/2} \\ y_o &= (1 - 16\zeta_o)^{1/2}, y_T = (1 - 16\zeta_T)^{1/2}, y_q = (1 - 16\zeta_q)^{1/2} \\ \zeta &= z/L_o \\ \zeta_o &= z_o/L_o, \zeta_T = z_T/L_o, \zeta_q = z_q/L_o \\ z_o &= 0.013, z_T = 0.00021, z_q = 0.00021 \end{aligned}$$

$$C_M = 1/\gamma_M^2 \tag{34}$$

$$C_H = 1/(\gamma_H \gamma_H) \tag{35}$$

$$C_E = 1/(\gamma_M \gamma_E) \tag{36}$$

ここで、 $z_{o,T,q}$ はそれぞれ風・温度・比湿に対する粗度 (m) であり、地面の粗さを示すスケールである。本研究では Tamagawa(1996) [15] より上記のように設定した。また、摩擦速度 $u_*(m/s)$ と 摩擦温度 T_* (K) のバルク式との関係は、モニン-オブコフの相似則から、

$$\frac{\tau}{\rho} = u_*^2 = C_M U^2 \tag{37}$$

$$\frac{F_h}{c_p\rho} = -u_*T_* = C_H(T_s - T_a)U \tag{38}$$

$$\frac{F_v}{\rho} = -u_* q_* = C_E (q_s - q_a) U$$
(39)

と表される。ここで、 τ はレイノルズ応力 (Pa)、 q_* は摩擦比湿 (kg/kg) である。 また、表層での水の移動は、降水をフラックスで与え、塩分の移動は無いものとした。

2.3 雨の温度

本研究で用いた数値モデルでは、砂層の熱容量が含水量によって変化する。従って、降水があった時に降水の温度が与えられなければこの系はエネルギー的に閉じないので、通常のシミュレーションとは違い降水の温度が必要である。

雨は落下する際、蒸発するために温度が低下する。そこで、この時の雨の温度を T_w (K)とし、雨粒の蒸発の潜熱と周囲の空気からの顕熱が釣り合った状態の湿球温度と同様であると考え、以下のように表した (小倉 1984 [16])。

$$T_w = T_a - \frac{M_w L(e_s - e)}{M_a c_p P} \tag{40}$$

ここで、 e_s は温度 T_w での飽和水蒸気圧 (Pa)、e は水蒸気の分圧 (Pa) である。水蒸気の分圧は状態方程式より、

$$e = \frac{R\rho_{va}T_a}{M_w} \tag{41}$$

と表される。



図 2: 観測結果 (observation) と式 (25)(calculation) における 1 日平均アルベドと南中高度の関係。 太陽高度との関係が見られる。



図 3: 観測結果 (observation) と式 (25)(calculation) における 1 日平均アルベドの時系列。降雨時 (=地表面含水量増加時) にはアルベドは減少している。

3 数値実験結果と観測結果との比較

3.1 実験目的

3.1.1 実験方法

HEIFE によって観測されたデータをもとに、1年間を通じた数値シミュレーションを行った。そこで、ここでは、その結果と現地での観測によって得られた結果とを比較し、本数値モデルでどこまで現実を再現することができるかを考察する。

観測データは、HEIFE 砂漠観測地点(北緯 40°23 東経 100°10)の 1991 年 1 月 14 日 00 時 00 分から 1992 年 1 月 13 日 00 時 00 分までの 1 年間の雨量 (kg/s m²)・気温 (°C)・相対湿度 (%)・風速 (m/s)・日射 (W/m²)、下向き赤外放射フラックス (W/m²) であり (付録参照)、これら の気象変化をそれぞれ上記の単位で上部の境界条件として与え、1 年間のシミュレーションを行った。そのイメージ図は図 4 に示す。

1年間のシミュレーションをするにあたって、初期条件は計算開始時刻の観測地での値にしなけ ればならない。しかし、その値を正確に与えるのは不可能である。そこで、まずは、含水量が底で 飽和状態 (320.0kg/m³) で重力とマトリックポテンシャルが釣り合った状態、土壌塩分濃度を一律 の 0.0058(kg/kg)、地温を計算開始時刻の気温と同じ 263.15K として 1 年間計算させ、その最終値 を 1 年間のシミュレーション開始時の初期値とする。その初期値が妥当であるかの簡単な見積りと して、ある深さの地中温度 T(K)、境界条件 $T_o(K)$ 、その深さまでの代表的熱容量 C(J/K)・熱伝 導 $\kappa(J/K s)$ で 1 次応答の式を立て時定数を換算したところ、時定数は 400 日程度となった。これ は、1 年間計算させるだけでは温度は定常な状態とはなっていないことを意味する。しかし、最初 の 1 年の計算をするにあたっての地温の初期値は気温と同じ 263.15K と、ある程度想定し得る範 囲としていることから、ここでは 50 日程度の差であれば定常な状態として考えることとした。こ の初期値の設定方法の有効性については、6 章で考察する。



図 4: 本数値実験のイメージ図。上部境界で観測データを与え、土壌内のシミュレーションを行う。

3.1.2 観測地点の自然環境

HEIFE の観測が行われたのは、中国甘粛省の Wuwei(武威)、Zhangye(張液) 及び Jiuquan(酒泉) の3県にまたがる北緯37°15 から42°42 、東経92°21 から104°05 までの地域で約10⁵km² の面積をもっている。この地域は北流する黄河の西側にあり、Qilian 山脈と Longshon(老肴) 山脈 の間の細長い乾燥高原であることから Hexi Corridor(河西回廊) 地域とも呼ばれている。

この部分は図5に示すような位置にあり、中国のTibet 高原の北側の沿って東に進むシルクロードが南に転向し中原に入る入口部分があり、万里の長城西端の部分にあたる。河西回廊の中央部では、Zhangyeが早くから開けたオアシスの町である。標高1300mないし2000mの高原にある。4000m以上の高さを示すQilian山脈の高所には氷河が存在し、そこから流れ出した水が集まってHeihe(黒)河となり、これらのオアシスを作りながら北西流し、最後にはMongolia(蒙古)に連なる砂漠の終端湖(居延澤)に流れ込んでいた。終端湖は現在では無くなっているとのことである。

黒河流域は 130,000km² の面積をもち、そのうち 60% ぐらいが平地である。平地のほぼ半分はゴ ビ砂漠 (岩石が主な砂漠) または高塩分地で利用不能であり、人工及び自然のオアシスは僅かに過 ぎない。この流域の中流部で今回の実験が行われたのである。

この地域の年雨量は 200mm 以下で、乾燥気候帯に属しているが、山岳地の気候と極端な乾燥気 候の中間地にあたる。冬には気温は-30°C にまで下がり、偏西風が Tibet 高原の北側に沿ってこの 地域の北側に吹くので、この地域はその風下渦の中に入る。夏には気温は 40°C にまで達し、モン スーンの影響下に入り、降雨も見られる。

図 5: HEIFE 観測地点 (Mitsuta 1996 [17])

3.2 実験結果及び考察

3.2.1 含水量に関する検討

図6は、計算開始から146日目(6月9日)・154日目(6月17日)に発生した総雨量15mmの降 水による含水量の影響を時系列として表したものである。ここで、図の右に書かれている線の数字 は地表面からの深さを表している。

降水の影響を受けていない計算開始 140 日目 (6 月 3 日) 付近の土壌の状態は、含水量が最も多い 20cm 地点でも 40kg/m³(含水比 2.5%、飽和度 12.5%) と非常に乾いた状態で、上方へいくに従っ てより乾燥した砂となっている。

図6をみると、土中5cmの地点では、146日目・154日目それぞれで、降雨が発生するとほぼ同時に含水量が増加し、下層に行くに従って時間差で影響を受け、20cmの地点ではほとんど含水量に変化が無いことがわかる。これは、表層で増加した液水が徐々に下方へ浸透される一方で、蒸発により消費されていく過程が計算され、この時の降水は15cm付近までしか影響を及ぼさなかった結果と言える。

また、図7は、同時刻での含水量の観測結果を時系列で表したものである。ここで、図の右に書 かれている線の数字は地表面からの深さを表している。

観測当時、含水量の連続測定は不可能であったため、観測された含水量には定量的な扱いは不可能であり、定性的にしか比較することはできないが、10cm 地点では降雨時に含水量が増大し、20cm の地点では殆んど変化が見られないという点、特に、10cm 地点で、降雨が発生した 146 日目と 154 日目付近で急激に含水量が増加し、20cm の地点で、殆んど変化が無い中で、155 日付近まで含水量が減少傾向であることに関しては、図6の計算結果とほぼ一致している。つまり、これは本数値計算によって、観測地での水の流れが再現された結果といえる。

以上見てきたように、定性的ではあるが土壌水の時間変化について現実を再現していることが確認できた。



図 6: 計算結果による 5cm、10cm、15cm、20cm での含水量変化時系列



図 7: 観測結果における 10cm、20cm での含水量変化時系列

3.2.2 地表面蒸発量に関する検討

図8は、計算結果の10日平均での地表面蒸発量と降水量を時系列で表したものである。ここで、 実線は蒸発量、点線は降雨量である。

現地でのこの年の総降水量は約79mmと非常に少なく、図8が示すように、そのほとんどが夏期 に発生しており、それに対応して夏期の蒸発量も増大していることがわかる。これは、降水によっ て地中での水分量が増加し、それに伴って地表面での蒸発量が増加した結果であると言える。

図 9 は Mitsuta et. al.(1995) [12] による観測地の 10 日平均での蒸発量と降水量を時系列で表したものである。ここで、実線は蒸発量、点線は降水量である。

図をみると、150日付近(6月付近)での蒸発量は1.5mm/dayと非常に大きい値を示しているが、 90日(4月)、150日、220日(8月)付近での降水による蒸発量の増加のレスポンスについては図8 とほぼ同様の形をとっている。つまり、これは降水による含水量の増加に伴う蒸発量増加が数値実 験ででほぼ再現されたと言える。

定量的に比較する、計算結果は年蒸発量約81mmと発生した降水がそのまま蒸発したのに対し、 観測結果は年蒸発量約98mmと計算結果よりも17mm程度多い結果となったが、このことについ ては4章で言及する。



図 8: 計算結果の10日平均での蒸発量と降水量の時系列(実線が蒸発量、点線が降水量)



図 9: Mitsuta et. al.(1995) [12] による観測結果の 10 日平均での蒸発量と降水量の時系列 (実線が 蒸発量、点線が降水量)

3.2.3 塩分移動に関する検討

図 10-12 は、3.2.1 同様、計算開始から 146 日目 (6 月 9 日)・154 日目 (6 月 17 日) に発生した総 雨量 15mmの降水による影響を時系列として表したものである。ここで、図の右に書かれている 線の数字は地表面からの深さを表している。

図10をみると、降水が発生した時間帯に、0.5cm では塩分量は減少し、5cm の地点では増加し ていることがわかる。これは、地表面での塩分が降水による液水の移動により下方へと移動したた めである。しかし、その直後、0.5cm では急激な塩分増加が起こり、逆に5cm の地点では塩分量 が減少している。図11を見ると、0.5cm の地点では降水による含水量の増加によりこの層での間 隙への蒸発量は増加しているが、それに比べて5cm の地点ではほとんど変化を見ることができな い。また、図12が示す通り、表層と5cm の地点の間では、降水時は下方への塩分移動が見られる が、その直後、上方への塩分移動へと反転している。つまり、降水によって塩分は下方へと移動す るが、その直後の含水量増加に伴う地表面付近での蒸発量の増加により、逆に塩分は上方へと移動 するのである。

ただし、式(1)-(10)で表される本数値モデルでは、塩分は液水・熱を拘束する効果はなく、式(10)の水蒸気濃度での浸透ポテンシャルを含んでいるものの、図13で表す塩分を含んだ場合(Evap-sol)と含まない場合(Evap-nosol)の地表面蒸発量を比較しても、殆んど一致し変化は無い。つまり、塩分の効果は他の効果に影響を及ぼすことはなく独立して考えることができるのである。そこで、塩分に関する評価は5章・6章で重点的に考察を行う。



図 10: 計算結果による 0.5cm、5cm での塩分量変化の時系列



図 11: 計算結果による 0.5cm、5cm での地中間隙への蒸発量変化の時系列



図 12: 計算結果による 1cm、2cm での塩分フラックス変化の時系列



図 13: 塩分を含んだ場合 (Evap-sol) と塩分を含まない場合 (Evap-nosol) の計算結果による 10 日 平均での蒸発量の時系列。殆んど違いは見られない。

3.2.4 地中温度に関する検討

図 14 は、地表面から 5cm での日平均地中温度を1年間の時系列で表したものである。ここで、 実線は観測結果、点線は計算結果を表したものである。

図を見ると、観測結果よりも計算結果の方が低い値をとっている。観測結果は年平均285.4K、計算結果は年平均282.3Kであり、常に約3度計算結果の方が低いバイアス誤差が生じた。これは、式(24)の射出率や式(27)-(39)でのバルク係数が実際の観測地での値と適していない等、さまざまな要因が考えられる。このことについては、次章で考察する。

しかし、日単位での変動はほぼ正確に再現されており、上部境界での気象の変化が下方への伝導 を通して計算された結果といえる。

図 15 と図 16 は、夏期と冬期の地表面から 5cm の地中温度変化を時系列で表したものである。 ここで、実線は観測結果、点線は計算結果を表したものである。

図 15 の夏期の温度変化を見ると、上記の通り、全体的に観測結果より計算結果の方が温度は低くなっているが、時間経過に伴う温度変化及び日較差はほぼ同じであることがわかる。

図 16 の冬期の温度変化を見ると、時間経過に伴う温度変化は観測結果と計算結果とはほぼ同じ であるが、日較差は観測結果は5度前後に対し、計算結果は15度以上とはるかに大きい。この時 期、夜間は気温が氷点下にまで達している(付録参照)。この様な気象条件下では、観測地での土壌 水は固体となっている。しかし、この数値モデル中では、温度が氷点下になっても液体として計算 している。つまり、この期間での観測結果との誤差は、水の凝結・融解及び熱フラックスの変化を 考慮しなかったために起こった結果と考えられる。

そこで、ここでは、水分の凍結・融解に伴う潜熱の発生があるため、その分土壌の熱容量が増大 するとみなし、見掛けの熱容量を考慮し式 (3) を以下のように変形した。

1) 271.15K*≤*T*≤*273.15Kの時

$$\theta_m' = \frac{T\theta_m - (273.15 - \Delta T_g)\theta_m}{\Delta T_g}$$
(42)

$$\theta_i = \frac{-T\theta_m + 273.15\theta_m}{\Delta T_q} \tag{43}$$

$$\frac{\partial \left(C_s \theta_{soil} + C_w \theta'_m + C_i \theta_i + \frac{L_I \theta_m}{\Delta T_g} \right) T}{\partial t} = -\frac{\partial F_h}{\partial z} - LE$$
(44)

2) T<271.15K の時

$$\frac{\partial (C_s \theta_{soil} + C_i \theta_m) T}{\partial t} = -\frac{\partial F_h}{\partial z} - LE \tag{45}$$

ここで、 θ'_m 、 θ_i (kg/m³) は凍結・融解時の液体水と氷 ($\theta_m = \theta'_m + \theta_i$)、 C_i は氷の比熱 2100(J/kg K)、 L_I は凍結潜熱 3.34 × 10⁵(J/kg)、 ΔT_g は凍結・融解の起こる温度幅で、ここでは凍結・融解 は 0°C~-2°C で起こると仮定し $\Delta T_g=2$ とした。

図 17 は観測結果 (observation)、凍結・融解を考慮していない場合の計算結果 (calculation)、凍 結・融解を考慮した場合の計算結果 (Freeze-calculation) における地表面から 5cm の地中温度変化 を時系列で表したものである。

図を見ると、凍結・融解を考慮した場合の計算結果の方が凍結・融解を考慮していない場合の計 算結果よりも温度変化の日較差は2度ほど減少している。これは、凍結・融解時に熱容量を増大さ せることにより、凍結時の温度の減少及び融解時の温度の上昇が抑制された結果である。しかし、 観測結果と比較すると、日較差は依然、計算結果の方が大きい。 ここでは、凍結・融解の考慮は式 (42)-(45) の土壌の熱容量を増大させるという効果のみで、式 (6) でのマトリックポテンシャル Ψ_m や不飽和透水係数 k、式 (8) での熱伝導率 λ 等、他の効果に ついては液体水のままで計算している。そのため、図 17 の結果は改善の余地がある。ただし、凍 結・融解を考慮することで日較差が減少するという結果から、傾向は合っていると考えられる。 以上見てきたように、地中温度に関しては、観測結果と計算結果とでは約 3 度のバイアス誤差が 生じ、冬期には、観測結果より計算結果の方が日較差が大きくなるという問題点が示された。



図 14: 日平均での地中 5cm の温度変化時系列 (実線が観測結果、点線が計算結果)



図 15: 夏期の地中 5cm の温度変化時系列 (実線が観測結果、点線が計算結果)



図 16: 冬期の地中 5cm の温度変化時系列 (実線が観測結果、点線が計算結果)



図 17: 冬期の地中 5cm の温度変化時系列 ("observation"が観測結果、"calculation"が凍結・融解 を考慮しない場合の計算結果、"Freeze-calculation"が凍結・融解を考慮した場合の計算結果)

3.3 数値実験結果と観測結果との比較のまとめ

本章では、HEIFE データをもとに数値実験を行い、観測結果と比較して計算結果がどこまで現 実を再現しているかの考察を行った。

- 含水量に関する検討については、液水に伴う含水量の変化が定性的に再現することができた。
- 地表面蒸発量に関する検討については、降雨発生時の蒸発量の増加を Mitsuta et. al.(1995) [12]
 による観測結果との比較で再現することができた。
- 塩分については、降雨により土壌塩分は下方へと移動するが、そのあとの表層付近での蒸発 量の増加により再び上方へと移動する過程が見られた。
- 地中温度に関する検討については、計算結果の方が観測結果より温度が低くなるバイアス誤差が生じる結果となった。また、冬期の地中温度の日較差が計算結果では非常に大きくなった。この原因は、モデル中で土壌水の凍結・融解の不考慮と考えられる。

4 より正確な地中温度再現

4.1 研究目的

前章では、計算された地中温度が観測結果より1年を通じて約3度低くなるバイアス誤差が生じた。そこで本章では、その要因をさまざまな角度から検討し、物理過程に基づく地中温度の正確な 再現を目指すことで正しい現象の理解を図る。

図 18、図 19 は Mitsuta et. al.(1995) [12] による観測に基づく評価結果と前章での計算結果による 10 日平均での熱フラックスを時系列で表したものである。ここで、図の右に書かれている線の 文字は、それぞれのフラックスを表している。

両者を比較して分かる通り、正味放射フラックス *Qn*、顕熱フラックス *H* は計算結果の方が観 測結果よりも低い値をとっている。地中温度と熱フラックスは式 (22) より相互作用の関係があり、 物理的に地中温度を再現すると同時に熱フラックスも再現されなければならない。そこで、ここで は、熱フラックスも評価対象として用いる。



図 18: Mitsuta et. al.(1995) [12] による観測に基づく評価結果の 10 日平均での熱フラックス時系 列 (線は"Qn"が正味放射フラックス、"H"が顕熱フラックス、"LE"が潜熱フラックス、"G"が地 中熱流量)



図 19: 計算結果による 10 日平均での熱フラックス時系列 (線は"*Qn*"が正味放射フラックス、"*H*" が顕熱フラックス、"*LE*" が潜熱フラックス、"*G*" が地中熱流量)

4.2 射出率による効果

4.2.1 実験条件

前章の数値実験では、式 (22) における日射 Q_{sd} ・下向きの赤外放射 Q_{ld} を観測値、アルベド α を観測値に基づく関数として与えた。故に、ここでは、観測に基づいて与えられていない射出率 ϵ の効果について検討する。

前章の数値実験では、 ϵ は湿潤状態を 0.95、乾燥状態を 0.90 とし、地表面の含水量によって線形的に変化させるように式 (24) で表した。ここでは、試行錯誤の結果、地中 5cm での温度が観測結果に比較的一致するように乾燥状態の値を 0.70 と極端に減少させ以下のように表す。

$$\epsilon = 0.25 \frac{\theta_m}{\theta_{sat,m}} + 0.70 \tag{46}$$

これにより、地表面からの赤外放出を抑制することで温度上昇を意図した。

ただし、それ以外の境界条件や初期値は前章の数値実験と同じである。

4.2.2 実験結果

図 20 は、地表面から 5cm での日平均地中温度を1年間の時系列で表したものである。ここで、 実線は観測結果、点線は射出率を0.70 とした場合の計算結果を表している。

図 14 と図 20 を比較して分かるように、前章での数値実験よりも地中温度は上昇している。本数 値実験の年平均温度は年平均 284.3K であり、前章の数値実験よりも約 2 度上昇し、観測結果との バイアス誤差も約 1 度にとどまっている。

図 21 は射出率を 0.70 とした場合の計算結果における 10 日平均での熱フラックスを時系列で表 したものである。ここで、図の右に書かれている線の文字は、それぞれのフラックスを表している。

図 19 と図 21 を比較すると、正味放射フラックス Qn 及び顕熱フラックス H は前章の数値実験 よりも全体で約 $20W/m^2$ ほど増加し、Qn に関しては図 18 の観測結果の値とほぼ同等の値を示し ている。

また、図 22 は、観測結果 (observation)、前章での射出率を 0.90 とした場合の計算結果 (e-0.90)、本節での射出率を 0.70 とした場合の計算結果 (e-0.70) における 10 日平均での赤外放射の熱収支を 下向きを正として時系列で表したものであるが、前章の数値実験の場合よりも本数値実験の方が全 体的に赤外放射の流入量は増加し、観測結果の値に近付いていることが分かる。これは、射出率を 減少させたことにより、上向きの地面赤外放射が抑制された結果であり、それによって図 21 で示 された正味放射フラックス Qn の増加として表現されたのである。つまり、乾燥状態の射出率 ϵ を 0.90 から 0.70 にすることにより、地面赤外放射の減少、正味放射フラックスの増加という過程を 経て地中温度の上昇につながったのである。

図 23 は夏期における BOWEN 比 (H/LE) を時系列で表したものある。ここで、図の右に書かれている線の文字は、観測結果 (observation)、前章での射出率を 0.90 とした場合の計算結果 (e-0.90)、本節での射出率を 0.70 とした場合の計算結果 (e-0.70) を表している。

図を見ると、前章での数値実験の方が本数値実験の場合よりも現実に近い値を示しており、特に、計算開始から 170 日目の観測結果と本数値実験の結果とでは大きな隔たりが見られる。これは、増加した正味放射フラックス *Qn* が地温上昇を通して潜熱フラックス *LE* よりも顕熱フラックス *H* に大きな影響を及ぼした結果と言える。

BOWEN 比とは顕熱フラックス H の潜熱フラックス LE に対する比で、その場所の気候や土壌 性質を決定する重要なパラメータである。つまり、図 23 の結果は、射出率を 0.70 と減少させるこ とで温度は上昇するものの熱フラックスに関しては現実が再現されてないということを意味している。

また、観測地の土壌形態は砂であり、射出率 ϵ が 0.70 というのは砂の値よりも、むしろコンク リートの値に等しいということからも本節での数値実験に用いた射出率の値は適当であるとは言い 難い (Oke 1978 [19])。

以上見てきたように、前章での数値実験より地中温度は観測値に近付くものの、BOWEN 比や 射出率 *ϵ* の値そのものから見て、受け入れられない値を設定せざるを得なかった。



図 20: 日平均での地中 5cm の温度変化時系列 (実線が観測結果、点線が射出率を 0.70 とした場合 の計算結果)



図 21: 射出率を 0.70 とした場合の計算結果による 10 日平均での熱フラックス時系列 (線は"*Qn*" が正味放射フラックス、"*H*"が顕熱フラックス、"*LE*"が潜熱フラックス、"*G*"が地中熱流量)



図 22: 10 日平均での下向きを正とした赤外収支時系列 (線は"observation"が観測結果、"e-0.90" が前章での乾燥状態の射出率が 0.90 の場合の計算結果、"e-0.70"が本節での乾燥状態の射出率が 0.70 の場合の計算結果)



図 23: 夏期における BOWEN 比時系列 (線は"observation"が観測結果、"e-0.90"が前章での乾燥 状態の射出率が 0.90 の場合の計算結果、"e-0.70"が乾燥状態の射出率が 0.70 の場合の計算結果)

4.3 バルク輸送係数による効果

4.3.1 実験条件

前章の数値実験では、式 (22) におけるバルク輸送係数 C_H は近藤 (1994) [14] による式 (26)-(38) を用い算出した。これは、一般には Businger-Dyer 型モデルと言われ、過去の観測から求められた 経験式である (Businger et al.1971 [20]、Dyer 1974 [21])。しかし、大気成層が非常に不安定にな る場合 ($z/L_o = \zeta \ll 0$)、この Businger-Dyer 型による C_H は現実より大きな値となる問題点が以 前より指摘されており、実際、観測地では非常に不安定になる場合が確認されている (Tamagawa 1996 [15])。そこで、ここでは、 C_H の効果について検討する。

 C_H は、上記の通り、観測から求められた経験式で算出され、Businger-Dyer 型の他にも Pruitt et al.(1973) [22]、Kader and Yaglom(1990) [23] など様々な経験式が存在する。本節では、安定の 場合は前章と同様、不安定の場合は、過去の非常に不安定な場合におけるデータに基づいて考慮さ れた Brutsaert(1999) [24] の無次元抵抗式を用い以下のように表し、Businger-Dyer 型のバルク輸 送係数と Brutsaert 型モデルのバルク輸送係数の違いを図 24 で示す。

 $-0.0059 \ge \zeta \ge -15.025$ の場合

$$\gamma_M(\zeta) = \frac{1}{K} \left(\ln \frac{z}{z_o} - 1.47 \ln \left(\frac{0.28 + (-\zeta)^{0.75}}{0.28 + (0.0059 - \zeta_o)^{0.75}} \right) - 1.29 [(-\zeta)^{1/3} - (0.0059 - \zeta_o)^{1/3}] \right)$$
(47)

 $\zeta < -15.025$ の場合

$$\gamma_M(\zeta) = \gamma_M(-15.025) \tag{48}$$

$$\gamma_H(\zeta) = \frac{1}{K} \left(\ln \frac{z}{z_T} - [(1-d)/n] \ln[(c+(-\zeta)^n)/c] \right)$$
(49)

ただし、*c* = 0.33

$$d = 0.0057$$

n = 0.78

つまり、本節では、バルク輸送係数を観測地の条件に適応すると考えられる Brustaert 型バルク 輸送係数とすることで物理的に正しいとされる過程から地中温度の再現を意図するのである。

ここで、それ以外の境界条件や初期値は前章の数値実験と同じである。

4.3.2 実験結果

図 25 は、地表面から 5cm での日平均地中温度を1年間の時系列で表したものである。ここで、 実線は観測結果、点線はバルク輸送係数を Brutsaert 型にした場合の計算結果を表している。

図 14 と図 25 を比較すると、前章での数値実験より地中温度の上昇が確認できる。図 25 で示される本数値実験の計算結果は年平均 283.4K であり、前章の数値実験よりも地中温度は約1度上昇し、観測結果とのバイアス誤差も約2度と減少している。

ただし、図 26 はバルク輸送係数を Brutsaert 型にした場合の計算結果における 10 日平均での 熱フラックスを時系列で表したものであるが、図 19 と比較して分かる通り、正味放射フラックス *Qn*・顕熱フラックス *H* ともに、本節での計算結果のほうが前章での計算結果よりも低い値を示し ている。特に、計算開始 150 日前後のピーク時点では 10W/m² ほど減少しており、その結果、図 18 で示される観測結果とは更なる開きが生じた。つまり、バルク輸送係数 *C_H* を Businger-Dyer 型から Brutsaert 型にすることによりその抑制が顕熱フラックス *H* の減少をもたらし地中温度上 昇に繋がったものの、その温度上昇が地面赤外放射の増加をもたらし正味放射フラックス*Qn*の減 少に繋がった結果であるといえる。

4.2.1 でも記述したように、大気成層が非常に不安定になる場合には Businger-Dyer 型バルク輸送係数は適しておらず、その場合に適応するよう考慮された Brutsaert 型バルク輸送係数の方が物 理的に現実をより正確に再現するはずである。しかし、図 26 で示された結果はそれとは矛盾する。 このことについては、4.7 節で言及するが、ここでは地中温度及びその地表面熱収支を同時に再現 することはできなかった。



図 24: Businger-Dyer 型モデル (Businger-Dyer) と Brutsaert 型モデル (Brutsaert) における z/L_o とバルク輸送係数 C_H (高度 2m) の関係 ($z_o = 1.3 \times 10^{-2}$ の場合)



図 25: 日平均での地中 5cm の温度変化時系列 (実線が観測結果、点線がバルク輸送係数を Brutsaert 型にした場合の計算結果)



図 26: バルク輸送係数を Brutsaert 型にした場合の計算結果による 10 日平均での熱フラックス時 系列 (線は"*Qn*"が正味放射フラックス、"*H*"が顕熱フラックス、"*LE*"が潜熱フラックス、"*G*"が 地中熱流量)

4.4 粗度による効果

4.4.1 実験条件

風は、地表面の細かな凹凸の度合によって大きく変わる。風速の高度分布の変化の割合は地表面 に近い所では急激であり、高さとともに次第に小さくなっていく。この変化の度合は地表面の凹凸 に依存しており、そのことを粗度という。

その粗度は、接地境界層内で成立する風速の対数分布がU = 0となる地表面からの高さと定義 され、地表面の粗さを示す長さスケールで、通常、粗度が大きい地表面の上ほど乱流が強く、熱や 水蒸気の輸送が盛んに行われる。

前章の数値実験では、風による粗度 z_o は Tamagawa(1996) [15] より観測結果をもとに算出され た値 1.3×10^{-2} m を用いたが、通常、平らな裸地での z_o のオーダは $10^{-4} \sim 10^{-3}$ m である。これ は、実際の観測地では常に平らな砂地とはなっておらず、風紋や砂丘の凹凸による影響を受けたも のと考えられる。つまり、この様な条件の場合、地表面の状態は時間ごとに変化し、粗度もそれに 対応し変化する。そこで、本節では、地表面の状態を常に平らな砂地と考え z_o の値を 5.0×10^{-3} m とし数値実験を行った (近藤 2000 [25])。

それ以外の境界条件や初期値は前章の数値実験と同じである。

4.4.2 実験結果

図 27 は、地表面から 5cm での日平均地中温度を 1 年間の時系列で表したものである。ここで、 実線は観測結果、点線は $z_o = 5.0 \times 10^{-3}$ m とした場合の計算結果を表している。

図 27 で示された本数値実験での地中 5cm の年平均温度は 282.9K で、図 14 における前章の数 値実験の結果と比べると若干ではあるが約 0.5 度の温度上昇が確認された。

また、図 28 は $z_o = 5.0 \times 10^{-3}$ m とした場合の計算結果における 10 日平均での熱フラックスを 時系列で表したものであるが、図 19 による前章での計算結果と比較すると、正味放射フラックス Qn・顕熱フラックス H ともに、本数値実験の計算結果のほうが前章での計算結果よりも低い値を 示している。特に、計算開始 150 日前後のピーク時点では 5W/m² ほど減少しており、図 18 で示 される観測結果とは更なる開きが生じた。

温度は上昇するものの熱フラックスは逆に減少するという現象は、4.2節でのバルク輸送係数による効果を検討した場合と傾向は同じである。図 29 は $z_o = 1.3 \times 10^{-2}m$ の場合 ($z_o = 0.013$)と $z_o = 5.0 \times 10^{-3}m$ の場合 ($z_o = 0.005$)における z/L_o とバルク輸送係数 C_H の関係を表したもので あるが、両者を比較すると、 $z_o = 5.0 \times 10^{-3}m$ の場合のバルク輸送係数の方が $z_o = 1.3 \times 10^{-2}m$ の場合のバルク輸送係数よりも低い値を示している。つまり、粗度 z_o を前章での数値実験の値 $1.3 \times 10^{-2}m$ から $5.0 \times 10^{-3}m$ に減少させることで、顕熱フラックス Hの減少により温度上昇と つながったものの、その温度上昇が正味放射フラックス Qnの減少という現象となり、4.2節での バルク輸送係数による効果を検討した場合と似通った結果となったのである。

以上見てきたように、本節での数値実験では正確な地中温度及び熱収支を同時に再現することは できなかった。



図 27: 日平均での地中 5cm の温度変化時系列 (実線が観測結果、点線が $z_o = 5.0 \times 10^{-3}$ m とした 場合の計算結果)



図 28: $z_o = 5.0 \times 10^{-3}$ m とした場合の計算結果による 10 日平均での熱フラックス時系列 (線は"Qn" が正味放射フラックス、"H"が顕熱フラックス、"LE"が潜熱フラックス、"G"が地中熱流量)



図 29: $z_o = 1.3 \times 10^{-2}$ m の場合 ($z_o = 0.013$) と $z_o = 5.0 \times 10^{-3}$ m の場合 ($z_o = 0.005$) における z/L_o とバルク輸送係数 C_H (高度 2m) の関係

4.5 地殻熱流量による効果

4.5.1 実験条件

前章の数値実験では、表層では観測された日射等より熱収支を解いたものの、底面においては熱 の移動は無いものとした。しかし、実際は、ごく僅かではあるが地球内部から地表に向かって流れ る熱量、いわゆる地殻熱流量が存在する。そこで、ここでは、その地殻熱流量が地中温度に与える 影響を検討する。

地殻熱流量は場所によって異なり、現地での地殻熱流量は観測されていないため、本数値実験では、 世界的に見た地殻熱流量の平均値 6.3×10⁻²W/m² を底面の熱移動として与えた (吉井 1979 [26])。 また、地殻熱流量が短時間で定常状態となるよう、初期値設定のための最初の1年の計算では、表 層 263.15K、低層を 263.55K と 0.4°C の勾配を与え、その間を線形で結んだ値を地温の初期値と した。それ以外の境界条件や初期値は前章の数値実験と同じである。

4.5.2 実験結果

図 30 は、地表面から 5cm での日平均地中温度を1年間の時系列で表したものである。ここで、 実線は観測結果、点線は地殻熱流量を考慮した場合の計算結果を表している。

図 30 で示された本数値実験の地中温度の年平均は 282.3K であり、前章の計算結果である図 14 と比較しても変化は見られない。

また、図 31 は地殻熱流量を考慮した場合の計算結果による 10 日平均での熱フラックス時系列で あるが、土中温度と同様、前章での数値実験結果である図 19 と比較しても殆んど変化はない。つ まり、これは、地殻熱流量は表層から供給される熱量に比べ遥かに小さいため、数値計算上では地 殻熱流量は温度には殆んど影響を及ぼさなかった結果といえる。

以上見てきたように、地殻熱流量を考慮してもしなくても、その結果に影響は見られなかった。



図 30: 日平均での地中 5cm の温度変化時系列 (実線が観測結果、点線が地殻熱流量を考慮した場合の計算結果)



図 31: 地殻熱流量を考慮した場合の計算結果による 10 日平均での熱フラックス時系列 (線は"Qn" が正味放射フラックス、"H"が顕熱フラックス、"LE"が潜熱フラックス、"G"が地中熱流量)

4.6 斜面による効果

4.6.1 実験条件

本研究での目的は1次元数値モデルによる現実の再現であるため、観測地を水平一様と仮定し、 全てにおいて地形の影響による移流の効果は無いものとした。しかし、実際の観測場所は砂丘で あり、ある程度の斜面が存在する。そこで、ここでは、実際の斜面が土中温度に与える影響を検討 する。

図 32 は観測場所における地形図である。実際に放射計が設置された場所は図 32 の"Sonic"と記された地点であり、その場所は勾配 $\tan \theta = 0.1$ 程度の斜面となった砂丘の上に位置している。このような場所では、放射の当たる面は斜面の分だけ大きくなると想定される。そこで、本節での数値実験では放射の当たる面が大きい分、式 (22) で表される上部境界条件での日射 Q_{sd} 、大気からの下向き赤外放射 Q_{ld} 、地面からの上向き赤外放射 $\epsilon \sigma T_s^4$ を前章の数値実験よりそれぞれ 10%増加させることで斜面を考慮したと仮定する。

また、それ以外の境界条件や初期値は前章の数値実験と同じである。

4.6.2 実験結果

図 33 は地表面から 5cm での日平均地中温度を1年間の時系列で表したものである。ここで、実 線は観測結果、点線は斜面を考慮した場合の計算結果を表している。

図 33 で示された本数値実験の地中温度の年平均は 282.2K であり、前章の計算結果である図 14 と比較してもと殆んど変化はない。

図 34 は、観測結果 (observation)、前章での斜面を考慮していない数値実験結果 (NoSlope)、斜面を考慮した数値実験結果 (Slope) における地表面から 5cm での地中温度変化を時系列で表したものである。

図を見ると、昼間に関しては前章の数値実験の方が温度は上昇しているものの、夜間に関しては本数値実験の方が温度が低くなるという逆転現象が起こっている。つまり、日射 Q_{sd} 、大気からの下向き赤外放射 Q_{ld} 、地面からの上向き赤外放射 $\epsilon\sigma T_s^4$ を10%増加させることで、 Q_{sd} 、 Q_{ld} の値が大きい昼間に関しては温度は上昇するものの、それらが小さい夜間に関しては、 $\epsilon\sigma T_s^4$ の影響を大きく受けるために温度が減少するのである。よって、この現象により前章の斜面を考慮した場合の計算結果と本節での斜面を考慮した場合の計算結果の地中温度における1日平均に変化がなかったのである。

以上見てきたように、斜面による効果を検討したものの、正確な温度を再現することはできな かった。

図 32: 観測地における地形図。放射計観測地点 (Sonic) では $\tan \theta = 0.1$ 程度の勾配が見られる。



図 33: 日平均での地中 5cm の温度変化時系列 (実線が観測結果、点線が斜面を考慮した場合の計 算結果)



図 34: 観測結果、斜面を考慮しなかった場合の計算結果、斜面を考慮した場合の計算結果における地中 5cm での温度変化時系列 ("observation"が観測結果、"NoSlope"が前章での斜面を考慮しなかった場合の計算結果、"Slope"が斜面を考慮した場合の計算結果)

4.7 観測誤差による効果

4.7.1 実験条件

本章では、モデル中で考え得る様々な効果を検討することにより、地中温度と地表面熱収支の再 現を目指したが、いずれも決定的な結果には至らなかった。そこで、観測データの精度について検 討する。

本数値実験では、3.1.1 で記述した通り、HEIFE によって観測された雨量 (kg/s m²)・気温 (°C)・ 相対湿度 (%)・風速 (m/s)・可視放射フラックス (W/m²)、赤外放射フラックス (W/m²) を上部境 界条件として与えている。しかし、その観測の結果は、ある程度の誤差が生じていると考えられ、 特に、放射計に関しては最良の時でも 5-10%の誤差が生じるといわれている (鈴木 1996 [27])。そ こで、観測計が実際よりも過少評価されている観測誤差が生じていると仮定し、放射計観測誤差を 想定し得る範囲で試行錯誤した結果、式 (22) で表される上部境界条件での日射 Q_{sd} 、大気からの 下向き赤外放射 Q_{ld} を前章の数値実験より 7.5%増加させると、地中 5cm での温度が比較的一致す る。本節ではその結果を用いて考察を行う。

また、図 18 に示した Mitsuta et. al. 1995 [12] では、観測に基づき熱フラックスを以下のよう に算出している。

$$Qn = Q_{sd} + Q_{ld} - Q_{su} - Q_{lu} \tag{50}$$

$$H = c_p C_H \rho U_{20} (T_s - T_{20}) \tag{51}$$

$$G = \int_{-\infty}^{0} (C_{soil} + C_{wate}W) \frac{dT(z)}{dt} dz$$
(52)

$$LE = Qn - H - G \tag{53}$$

ここで、 Q_{su} :上向き可視放射フラックス $(J/s m^2)$

 Q_{lu} :上向き赤外放射フラックス $(\mathrm{J/s}\ \mathrm{m}^2)$

U₂₀:高度 20m での風速 (m/s)

T₂₀:高度 20m での気温 (K)

C_{soil}:砂の単位体積比熱 (J/K m³)

C_{wate}:水の単位体積比熱 (J/K m³)

W:体積含水率 (m³/m³)

よって、放射計により直接測定された *Q_{sd}*, *Q_{ld}*, *Q_{su}*, *Q_{lu}* を用いて算出される正味放射フラック ス *Qn*、及びその *Qn* を用いて算出される潜熱フラックス *LE* は直接の比較対象として除外する。 上記以外の境界条件や初期値は前章の数値実験と同じである。

4.7.2 実験結果

図 35 は地表面から 5cm での日平均地中温度を1年間の時系列で表したものである。ここで、実 線は観測結果、点線は放射計観測誤差として想定可能な分を増やした場合の計算結果を表している。

図をみると、本数値実験による計算結果の年平均温度は 284.5K であり、図 14 で示される前章 での計算結果よりも約 2 度上昇し、観測結果とのバイアス誤差も約 1 度と減少している。これは、 日射 *Q_{sd}、*大気からの下向き *Q_{ld}*を増加させることで温度上昇に繋がった結果といえる。

図 36 は 10 日平均での顕熱フラックス H と地中熱流量 G を時系列で表したものである。ここで、 図の右に書かれた線の文字は、観測に基づき評価された結果と本数値実験の計算結果におけるそれ ぞれのフラックスの種類を表している。 図をみると、地中熱流量 G に関しては観測結果と計算結果とはほぼ一致するが、顕熱フラックス H に関しては観測結果に比べて計算結果の方が全体的に 10-20W/m² ほど大きい値をとっている。

ここでの数値実験では、バルク輸送係数 C_H は Businger-Dyer 型モデルを用いている。そこで、 次に 4.2 節で検討した C_H が非常に不安定な場合に適応するよう考慮された Brutsaert 型バルク輸 送係数を用いて数値実験を行った。観測地では、Brutsaert 型バルク輸送係数の方が良い結果を与 えると考えられる。その結果が図 37・図 38 である。

図 37 は地中 5cm での日平均地中温度を1年間の時系列として表したものである。ここで、実線 は観測結果、点線は放射計観測誤差として想定可能な分を増やした Brutsaert 型バルク輸送係数の 計算結果を表している。

図 37 で示される計算結果の年平均温度は 285.7K となり、図 35 の Businger-Dyer 型バルク輸送 係数の計算結果と比べて土中温度は約1度上昇し、観測結果とほぼ一致した。

図 38 は観測に基づき評価された結果と Brutsaert 型バルク輸送係数の計算結果における顕熱フ ラックス H と地中熱流量 G を時系列で表したものであるが、図 36 と比較しても H は Businger-Dyer 型バルク輸送係数の計算結果に比べ抑制され、観測結果ともほぼ一致する結果となった。

4.2 節でも言及したように、観測地のように大気の成層状態が非常に不安定になる場所では、 Businger-Dyer型のバルク係数輸送は実際より過大に評価する傾向があり、このような条件下では Brutsaert型バルク輸送係数の方が適している。このことに関しては、上述した結果と論理的に一 致する。つまり、放射計観測誤差を想定し得る範囲で増加させることで、土中温度だけでなく、4.2 節では再現することのできなかった Brutsaert型バルク輸送係数による顕熱フラックスも観測と一 致する結果となるのである。

次に修正後の放射量について観測と計算結果を比較する。

図 39 は、Mitsuta et. al. 1995 [12] の結果から正味放射フラックスを 7.5%増加させることで新たに算出した観測結果 (Qn-obs) と、放射計観測誤差として想定可能な分を増やした Brutsaert 型 バルク輸送係数の計算結果における正味放射フラックス (Qn-cal) を 10 日平均の時系列で表したものであるが、両者を比較すると、依然、計算結果の方が観測結果よりも 10-20W/m² 低い値を示している。本数値モデルでは、式 (22) で表される熱収支の境界条件として日射 Q_{sd} ・下向き赤外放射 Q_{ld} を観測値、アルベド α を観測値に基づく関数として与えているめ、その原因は、計算から $\epsilon \sigma T_s^4 + (1 - \epsilon)Q_{ld}$ として得られる上向きの赤外放射の差であると考えられる。

図 40 は 10 日平均での上向き赤外放射を時系列で表したものである。ここで、実線が観測結果、 点線が Brutsaert 型バルク輸送係数の計算結果を表している。

両者を比較すると、観測結果は約 343W/m²、計算結果は約 380W/m² で、観測結果が約 10%過 少評価しているとすれば理解できる。これは、放射計の観測誤差の 5-10%の許容範囲内として考え ることができる。また、観測では同じ放射計で上向き・下向きを観測しており、両者の誤差の傾向 が同じと考えられる点からも受け入れやすい結果である。

以上見てきたように、Brutsaert型バルク輸送係数を用いた本数値モデルは観測誤差の範囲で観 測値を再現していると言える。また、放射計は 5-10%の過少評価であったと考えられる。

4.7.3 観測結果と計算結果における蒸発量の比較

3.2.2 でも言及した通り、3 章での数値実験結果と観測結果の1 年間の地表面蒸発量の総和は、観 測結果が約 98mm、計算結果が約 81mm と、計算結果の方が現実よりも約 17mm 程度少ない結果 となった。ただし、この場合の観測結果による蒸発量は、式 (53)の潜熱フラックス *LE* より算出 された値である。よって、Mitsuta et. al.(1995) [12] の地表面蒸発量の観測結果と本節での計算結 果とは定量的に比較することはできない。そこで、ここでは、前節の結果より、正味放射フラック ス *Qn* を 7.5%増加させることで、式 (53) より新たに地表面蒸発量の観測結果を算出し、本節での 計算結果による地表面蒸発量と比較したものが図 41 と図 42 である。

図 41 は、本数値実験の計算結果における 10 日平均での地表面蒸発量と降水量を時系列で表したものである。ここで、実線は蒸発量、点線は降水量を表している。

図 41 での地表面蒸発量の総和は約 82mm で、図 8 で示される前章の計算結果と比較しても殆ん ど変化はない。つまり、放射計観測誤差として想定可能な分を増やしたことで地中の温度上昇へと 繋がったものの、その温度上昇は地表面蒸発量に殆んど影響を及ぼさなかった結果といえる。

図 42 は、式 (53) より新たに算出された観測結果の 10 日平均での地表面蒸発量と降水量を時系 列で表したものである。ここで、実線は蒸発量、点線は降水量を表している。

図 42 での地表面蒸発量は、式 (53) より正味放射フラックス *Qn* を増加させたため、Mitsuta et. al. 1995 [12] の観測結果 (図 9) と比較すると全体的に増加し、総蒸発量でも 145mm となり、図 9 よりも 40mm 以上増加している。その結果、図 41 の計算結果とではさらなる開きが生じた。

年総雨量は 79mm/day で、図 41 の計算結果では、降水量と蒸発量は殆んど同じ値である。しか し、図 42 の観測結果では、降水量よりもはるかに多い蒸発が発生していることになる。ただし、 4.7.2 の結果での温度及び潜熱 *LE* を除く熱フラックスが一致する結果が得られたことからも、図 41 で示す計算結果はモデル枠内で整合性のあるものと考えられる。

観測結果の方が計算結果よりも蒸発量が多くなる原因として、(1)観測誤差により降水が過少に 測定された(2)観則当時、測定することのできなかった少量の降水が発生していた(3)観測結果で は移流の効果による周辺地域からの蒸発の影響が見られた(4)大きいスケールで見た場合、図43 で示すように、観測場所はQilian山脈とLongshon山脈にはさまれ、周囲より低い場所に位置し ているため、Qilian山脈とLongshon山脈で発生した降水が土壌内の移流を通して観測地点に集ま り影響を及ぼしたなど、様々な要因が考えられる。実際、Qilian山脈やLongshou山脈付近では観 測場所よりも多い降水が発生している(Itano 1997 [28])。その影響を考慮するには、広域を対象と した2次元・3次元モデルが必要となり、本数値実験で用いる1次元モデルでは考察範囲を越えて いる。



図 35: 日平均での地中 5cm の温度変化時系列 (実線が観測結果、点線が放射計観測誤差として想 定可能な分を増やした場合の計算結果)



図 36: 10 日平均での熱フラックス時系列 (線は"H-obs"が観測に基づき評価された顕熱フラックス、"H-cal"が放射計観測誤差として想定可能な分を増やした場合の計算結果による顕熱フラックス、"G-obs"が観測基づき評価された地中熱流量、"G-cal"が放射計観測誤差として想定可能な分を増やした場合の計算結果による地中熱流量)



図 37: 日平均での地中 5cm の温度変化時系列 (実線が観測結果、点線が放射計観測誤差として想 定可能な分を増やした Brutsaert 型バルク輸送係数による計算結果)



図 38: 10 日平均での熱フラックス時系列 (線は"H-obs"が観測に基づき評価された顕熱フラック ス、"H-cal"が放射計観測誤差として想定可能な分を増やした Brutsaert 型バルク輸送係数の計算 結果による顕熱フラックス、"G-obs"が観測に基づき評価された地中熱流量、"G-cal"が放射計観 測誤差として想定可能な分を増やした Brutsaert 型バルク輸送係数の計算結果による地中熱流量)



図 39: 10 日平均での正味放射フラックス時系列 (実線が Mitsuta et. al. 1995 [12] の結果に 7.5%増 加させることで新たに算出した観測結果、点線が放射計観測誤差として想定可能な分を増やした Brutsaert 型バルク輸送係数の計算結果)



図 40: 10 日平均での上向き赤外放射フラックス (実線が観測結果、点線が放射計観測誤差として想 定可能な分を増やした Brutsaert 型バルク輸送係数の計算結果)



図 41: 放射計観測誤差として想定可能な分を増やした Brutsaert 型バルク輸送係数の計算結果にお ける 10 日平均での蒸発量と降水量の時系列(実線が蒸発量、点線が降水量)



図 42: 式 (53) より新たに算出された観測結果における 10 日平均での蒸発量と降水量の時系列 (実 線が蒸発量、点線が降水量)

図 43: HEIFE 観測地点 (Itano 1997 [28])。砂漠観測地点 (LinZe 付近) は Qilian 山脈と Longshou 山脈にはさまれた場所に位置している。

4.8 より正確な地中温度再現のまとめ

本章では、前章で正確に現実を再現することができなかった地中温度について様々な検討を行った。

- 射出率に関する検討では、射出率を減少させることによって地面からの赤外放出を抑制し現 実の温度再現を目指した。しかし、温度は上昇するもののBOWEN比が一致せず、また、減 少させた射出率の値も現実の砂の値とは言い難い。
- バルク輸送係数による検討では、バルク輸送係数を Businger-Dyer 型から非常に不安定な場合に適応するとされる Brutsaert 型にすることで現実の温度再現を目指した。これは理論的に合うはずであるが、温度は上昇するものの、熱収支は一層観測から離れた。また、粗度による効果もこれとほぼ同じ結果となった。
- 地殻熱流量及び斜面による効果については、殆んど土中温度に影響を与えることはなかった。
- 様々なモデルによる検討を行った結果、最終的に放射計による観測誤差の可能性にたどりつ き、想定し得る観測誤差の範囲で境界条件を変更したところ、Brutsaert型バルク輸送係数 による数値実験で温度及びその陸面過程を再現できたことからも、前章でバイアス誤差が生 じた原因は放射計の過少評価と考えられる。ただし、地表面蒸発量は、計算結果の方が放射 計観測誤差を考慮した場合の観測結果より非常に小さくなる結果となったが、1次元を対象 とした数値モデルの範囲では説明がつかない。

5 1年を通したシミュレーション

5.1 研究目的

3章の計算結果と観測結果との比較では、土壌の液水の移動、地表面蒸発量に関しては定性的では あるが現実を再現することができ、そこで再現されなかった地中温度に関しては、4章でBrutsaert 型バルク輸送係数を用いた場合、観測誤差の範囲内で観測と一致した。つまり、本数値モデルで は非常に正確な乾燥土壌の再現を行うことができると言える。そこで、本章では、4章でのシミュ レーション結果を用い、観測では評価することが困難とされる乾燥土壌の含水量や塩分濃度の変化 を考察することで、それらが1年を通してどのような挙動を示し変化していくかの理解に努める。

5.2 実験結果及び考察

5.2.1 1年を通した含水量変化

図 44 は計算開始 (1 月 14 日) から 100 日目 (4 月 24 日) までの計算結果における含水量を鉛直分 布で表したものである。ここで、図の右上に書かれている数字は計算開始からの日数、"Balance" は重力とマトリックポテンシャルが釣りあった状態の含水量を表している。

この期間は冬から春にかけての時期であり、非常に降水量が少ない時期である。図を見ると、土 中 1m 付近では蒸発による影響を受けずに重力とマトリックポテンシャルが釣りあった状態だが、 地表面に近付くにしたがって蒸発によって水分が失われた特徴的な乾燥層が広がっている。これ は、マトリックポテンシャルが低水分量になると急減することと対応しており、この乾燥層の発達 は乾燥層下面の蒸発によって生じた水蒸気が、そのまま表面で輸送され、大気中へ放出しているこ とを示している。

その乾燥層は時間が経過するに従って徐々に発達し、計算開始73日目・74日目(3月28日・3 月29日)には総雨量2.2mmの降水が発生しているため、計算開始75日目(3月30日)の結果では 地表面付近では含水量が下方より大きい値をとっているが、計算開始100日目の結果ではその影響 はなくなり、計算開始時の結果と同じように地表面付近に近いほど含水量が少ない乾燥層領域が広 がっている。

図 45 は計算開始 250 日目 (9 月 21 日) から 350 日目 (12 月 30 日) までの計算結果における含 水量を鉛直分布で表したものである。ここで、図の右上に書かれている数字は計算開始からの日 数、"Balance"は重力とマトリックポテンシャルが釣りあった状態の含水量を表している。

この期間は秋から冬にかけての時期であり、それ以前の夏に総雨量で 60mm 以上の降水が発生 しており、特に、計算開始 200 日付近 (8 月付近) から 250 日付近までの集中した期間に約 40mm の降水が発生している。図を見ると、計算開始 250 日目の結果では、その影響を受け地中 15cm 付 近の乾燥層が含水量の極大によって分断されており、また、30cm ではその影響を受けない極小値 をとる鉛直分布となっている。つまり、これは、夏期の多量の降水により、3.2.1 で示した上方から の下方にかけての液水が浸透する過程を経て、土中 15cm 付近に多量の液水が溜った結果である。 ただし、それ以降は、極大値地点での蒸発による含水量の減少及び極小値地点での液水の浸透によ る含水量の増加により極値の差は時間経過にともない減少し、325 日目 (12 月 5 日) の結果では図 44 と同じように地表面付近に近いほど含水量が少ない乾燥層領域が広がっている。ただし、その 影響が完全に消失するのは冬期の 325 日目の結果であることから、夏期の降水の影響は非常に長 時間乾燥層に影響を及ぼすと言える。また、降水の影響を受けない 40cm より下方では、時間経過 にともなう変動は少なく、ゆっくりと乾燥化している。 そうした1年間の含水量の変化を図46に示す。図46は計算結果による含水量の時間と深度の 関係を断面図として表したものである。ここで、左上に書かれた数字は含水量(kg/m³)を表して いる。

図を見ると、計算開始時は含水量 20kg/m³、30kg/m³、40kg/m³、60kg/m³を示す線はそれぞ れ土中 5cm、10cm、17cm、50cm に位置しており、地表面に近いほど含水量が少ない鉛直分布と なっていることを示している。また、その線は時間経過にともない徐々に下方へと移動していく。 つまり、土壌内部の蒸発で乾燥層が発達する過程が計算された結果である。しかし、その計算開 始 100 日目付近から夏期にかけての降水により含水量 20kg/m³の線は上方に移動しており、特 に、200-250 日にかけては 30kg/m³、40kg/m³の線も上方へと移動し、含水量 60-100kg/m³の線 が 20-40kg/m³の線よりも下方で位置している。これが図 45 で示した含水量分布に極値が発生す る期間である。しかし、それ以後、降水量が少ない期間になるため、計算開始同様の分布となる。 また、計算開始時 50cm に位置する 60kg/m³の線は、降水の影響を受けることなく1年を通して 下方へと移動していく。これは、降水の影響を受けない地点では、1年を通して土壌内部の蒸発に より乾燥層が発達していることを意味している。

以上のことにより、観測地では、夏期の降水による液水の増加やその浸透により各深度での含水 量は増減が著しく、その影響は非常に長期に渡り残るものの、冬期の降水の少ない期間での蒸発で その影響は消失する。また、降水の影響を受けない深い位置では、土中内部の蒸発により1年を通 して乾燥層が発達するということが言える。



図 44: 計算結果による含水量鉛直分布(計算開始時から100日目)



図 45: 計算結果による含水量鉛直分布(計算開始 250 日目から 350 日目)



図 46: 計算結果による土壌含水量の時間-深度断面図。左の線の数字は含水量 (kg/m³) を表している。

5.2.2 1年を通した塩分濃度変化

3.2.3 では、降水によって塩分は下方へと運ばれるが、その後の地表面付近の蒸発の増大によって塩分は逆に上方へと輸送される過程が示された。そこで、ここでは、その過程により塩分濃度は 地中でどのように変化するかを考察する。

図 47 は、上記の降雨の影響を表した計算開始 100 日目 (4 月 24 日) から 200 日 (8 月 2 日) のシ ミュレーション結果の塩分濃度鉛直分布である。ここで、図の右に書かれている数字は計算開始か らの日数を表している。

図が示す通り、3.2.3の過程を経て、地表面では降水による含水量の増加及び塩分量の減少により濃度は減少しており、地中のある地点で極大値を示すような鉛直分布となっている。また、降水による影響で、計算開始100日目では地表面から5cm地点に極大値は位置しているが、156日目には10cm地点に下降し、その後の蒸発によりさらに極大値が発達していく。

そうした1年間の塩分濃度の極値の変化を図48に示す。図48は計算結果による塩分濃度の時間 と深度の関係を断面図として表したものである。ここで、左上に書かれた数字は塩分濃度(kg/kg) を表している。

図を見ると、計算開始直後、地表面付近で 0.06-0.08kg/kg の線により楕円状の高濃度領域が発 生する。これが塩分濃度で極値を示す位置であり、これは、初期値を決定する最初の1年間の計算 により既に極値を示す地点に塩分が集積しているためであるが、ただし、その場所は非常に地表面 に近い場所で生起している。しかし、計算開始から 100 日経過した付近からの降水の影響を受け、 極値は徐々に深い位置に移動し、計算開始 200 日付近では 10cm 付近にまで極値が移動している。 これが、図 47 で示した地表面より下方で塩分濃度の極大値が発生する期間である。ただし、計算 開始 200 日以降の多量の降水により、計算開始 250 日付近では塩分濃度の分布はキャンセルされる が、その後の蒸発により再び地表面付近で塩分濃度が上昇していく。つまり、本数値実験では、観 測場所での塩分濃度は、冬期では地表面付近で最も高濃度となるが、夏期では降水の影響により地 表面から 5-10m 付近で最も高濃度を示す極大値が発生し、その後の蒸発により再び冬にかけて地 表面に高濃度領域が発生するということがいえる。

ただし、図 49、図 50 は、計算結果における 4 月 7 日 (April)・6 月 29 日 (June)・9 月 21 日 (September) での塩分濃度・含水量鉛直分布であるが、図 49 を見ると、9 月 21 日の結果は、地表 面付近の極大値とは別に、図 48 では示されていない 20cm の場所で極大値をとるような鉛直分布 となっている。これは、図 50 が示すように、降水による影響を受け、含水量が増加している地点 と、塩分濃度で極大値を示している地点とはほぼ同じである。図 51 は計算結果による塩分量の時 間と深度の関係を断面図として表したものであるが、図 48 で塩分濃度がキャンセルされた計算開 始 250 日付近で、0.4-0.8kg/m³の線が下方へ移動し、その上の 5-10cm の地点で 0.2kg/m³の線が 発生している。これは、降水により、上方から下方へ液水と同時に多量の塩分が輸送されたことを 示しており、その結果、図 49、図 50 で示すような含水量が増加している地点で塩分濃度が極大値 を示す鉛直分布となったのである。

図 52 は、Kawanishi and Kawano(1993) [8] による砂漠観測地点の砂丘上での土壌水分量と塩分 濃度の測定結果鉛直分布である。図が示す通り、含水量が多い層では塩分濃度も高くなっている。

現実の鉛直分布は長時間の積分結果であり、モデルに関してはわずか1年の計算結果であるため、数値及び極大値を示す位置は観測値とは異なっている。このことについては、第6章での長期 計算により極大値の発達やその示す位置についての考察を行うが、、含水量が増加している層で塩 分濃度が極大値を示すという点に関しては図49、図50でほぼ再現された結果といえる。

以上のことにより、観測地では、地表面付近の塩分濃度の極値は1年を通して上下に変化し、そ

れとは別に降水による液水の浸透で地表面より非常に深い位置でも高塩分濃度を示す極大値が発生 するということが言える。



図 47: 計算結果による塩分濃度鉛直分布(計算開始 100 日から 200 日)



図 48: 計算結果による塩分濃度の時間-深度断面図。左の線の数字は塩分濃度 (kg/kg) を表している。

m



図 49: 計算結果による 4 月 7 日 (April)、6 月 29(June)、9 月 21 日 (September) の塩分濃度鉛直 分布



図 50: 計算結果による 4月7日 (April)、6月 29(June)、9月 21日 (September) の含水量鉛直分布



図 51: 計算結果による塩分量の時間-深度断面図。左の線の数字は塩分量 (kg/m³) を表している。

図 52: Kawanishi and Kawano(1993) [8] による砂漠観測地点の砂丘上での土壌水分量と塩分濃度の測定結果鉛直分布

5.3 1年を通した観測地シミュレーションのまとめ

本章では、3章での放射計観測誤差を考慮したシミュレーション結果を用い、乾燥土壌における 1年間の含水量の変化や観測では評価することの困難な塩分濃度の変化を考察した。

- •1年間を通した土壌含水量の変化では、計算結果により、夏期の降水による液水の増加やその浸透により地表面付近では含水量の増減が著しく、その影響を受けた地点は冬の降水のない期間、長時間に渡る蒸発で消失し、降水の影響を受けない深い位置では、土中内部の蒸発により1年を通して乾燥層が発達する結果となった。
- •1年を通した塩分濃度変化では、冬期の地表面付近での塩分濃度が夏期の降水の影響により 地表面から 5-10cm 付近で最も高濃度を示す極大値が発生し、その後の蒸発により再び冬に かけて地表面付近で高濃度領域が発生するということが確認できた。また、地表面付近とは 別に、地表面より非常に深い位置でも高塩分濃度を示す極大値が発生し、そのことについて は Kawanishi and Kawano(1993) [8] により示された塩分濃度プロファイルと定性的に一致 することが確認できた。

6 数値モデルによる長期計算

6.1 研究目的

3-5章における観測結果の再現実験の結果は、含水量を底で飽和状態(320.0kg/m³)で重力とマトリックポテンシャルが釣りあった状態、土壌塩分濃度を一律の0.0058(kg/kg)、地温を計算開始時刻の気温と同じ263.15Kとして1年間計算させ、その最終値を初期値として1年間計算させた結果である。つまり、初期値設定のための計算を含めても合計で2年間の計算しか行っていないことになる。しかし、実際の観測地は長年に渡る積分結果であり、5.2.2での塩分濃度のように、短期の計算では現実に起こる現象をごく僅かしか再現することのできない事象も存在する。

そこで、本章では、3-5 章で用いた HEIFE 砂漠観測地点の 1991 年 1 月 14 日 00 時 00 分から 1992 年 1 月 13 日 00 時 00 分まで 1 年間の観測データを繰り返し 10 年分計算させることで、さら に大きい時間のスケールで乾燥土壌の地温・含水量・塩分量がどのように変化するかの理解に努 める。

ここで、計算するにあたっての初期値は含水量を底で飽和状態 (320.0kg/m³) で重力とマトリッ クポテンシャルが釣りあった状態、土壌塩分濃度を一律の 0.0058(kg/kg)、土中温度を計算開始時 刻の気温と同じ 263.15K とした。

6.2 実験結果及び考察

6.2.1 地中温度に関する考察

図 53・図 54 は、計算開始から 2 年目と 10 年目の地中 5cm における日平均地中温度変化を 1 年間の時系列で表したものである。ここで、実線は観測結果、点線は計算結果を表している。

計算開始2年目の年平均温度は285.7K、計算開始10年目の年平均温度は285.9K であり、両者 を比較しても殆んど変化はなく、観測結果とも一致している。

計算開始2年目と10年目の地温に変化がなく、3.2.2及び4.7.3でも示したように、本数値実験では地表面蒸発量の殆んどは発生した降水によるものなので、熱的にも殆んど影響が無いことから、地温は計算開始2年でほぼ定常状態の結果であると言える。

3-5 章では、土中温度は気温と同じ 263.15K で与え、1 年間計算した最終値を初期値とし計算した結果である。この初期値は 3.1.1 で時定数を根拠としたものであるが、計算開始 2 年の結果で地中温度がほぼ定常になっているということからも、この初期値決定方法は妥当と言うことができる。

以上見てきたように、計算開始2年目と10年目の土中温度に変化はなく、そのことから3-5章 での1年間のシミュレーションによる初期値の有効性を確認することができた。



図 53: 計算開始2年目の地中5cmにおける日平均での温度変化時系列(実線が観測結果、点線が計算結果)



図 54: 計算開始 10 年目の地中 5cm における日平均での温度変化時系列 (実線が観測結果、点線が 計算結果)

6.2.2 含水量に関する考察

図 55 は計算結果による計算開始から2年ごとの含水量の鉛直分布である。ここで、右上に書か れた文字は計算開始からの経過年数を表している。

図を見ると、地表面付近では殆んど含水量は変化していないが、年数が経過するとともに、土中のより深い場所で乾燥層が発達しているのが分かる。特に、計算経過10年の結果では、地中2.5mという非常に深い場所から乾燥層が発達している。これは、5.2.1で示したように、降水の影響を受けない深い位置での土壌内部の蒸発により1年を通して乾燥層が発達した結果といえる。

また、地中 30cm の地点では、年数が経過するとともに、そこから下方では急激に乾燥する極値 が顕著となっている。

図 56・図 57 は、計算開始から 2 年目と 10 年目の 9 月 21 日から 12 月 30 日までの含水量の鉛直 分布である。ここで、右上の線の文字は結果の月日を表している。

図56の計算開始2年目の結果では、5.2.1 で示した通り、9月21日の結果では地中15cmと30cm で夏期の降雨の影響を受けた極大値とそれを受けない極小値とが存在するが、その較差は12月5 日の結果では殆んど消失しているのに対し、図57での計算開始10年目の結果では、乾燥層が非 常に発達しているため、その影響は12月30日の結果まで残っている。それにより、図55の地中 30cmの地点で年数が経過するとともに極値が顕著となったのである。つまり、乾湿に関して相対 的に両者を比較すると、図56の計算開始2年目の結果の方が含水量の多い結果となっているのだ が、降水が与えた土壌への影響という観点から見ると、図57の計算開始から10年目の結果の方が 大きいということが言える。

実際には、観測地では 100-200mm の降水が発生しているのに対し、本数値実験は、79mm と非 常に降水量の少ない 1991 年 1 月から 1992 年 1 月までの 1 年間の観測データをもとにした 10 年間 の繰り返し計算の結果であり、また、4.6.1 及び 4.7.3 で述べた地形的・地理的要因による移流の効 果を考慮していないために、実際の観測地で毎年乾燥層が発達していくということは言いがたい。 しかし、図 55-図 57 の結果から、乾燥層が発達している年ほど、地中内では乾燥層に長時間に渡っ て降水の影響が残ると考えられる。



図 55: 計算結果による計算開始から2年ごとの含水量鉛直分布(線は計算開始からの経過年数)



図 56: 計算結果による計算開始2年目の9月21日から12月30日までの含水量鉛直分布



図 57: 計算結果による計算開始2年目の9月21日から12月30日までの含水量鉛直分布

6.2.3 塩分濃度に関する考察

5.2.2 では、降水による液水の輸送を受け、地表面より 20cm 下方で塩分濃度が極値を示すこと が確認された。そこで、ここではその極値が長期計算によってどのように変化していくかを考察 する。

図 58 計算結果による計算開始2年ごとの塩分濃度の鉛直分布である。ここで、右上の線の文字 は計算開始からの経過年数を表している。

図を見ると、地表面付近での塩分濃度は殆んど変化が無いのに対し、5.2.2 で示した 20cm の地 点での極値は、年数が経過するとともに徐々に発達し、その傾向も顕著になっていく。また、図 59 は、図 58 での極値付近の拡大図であるが、極値が発生する場所も、年数経過とともに下方から発 生するようになり、極大値を示す位置も徐々に下方へと移動している。

図 60・図 61 は計算開始 2 年目と 10 年目の塩分フラックスの変化を時系列で表したものである。 ここで、右上の線の数字は地表面からの深さを表している。

両者を比較すると、計算開始2年目の結果では、夏期の降水の影響を受け下方への塩分の輸送が 起こっているのは地中28cmの地点までであるのに対し、計算開始10年目の結果では地中33cm の地点まで下方への輸送が行われている。図58の計算経過2年と10年の結果を見ても、そのす ぐ下の30cm・35cmの地点から極値は生起している。つまり、計算が長時間繰り返されることで、 より下方へ、より多くの塩分が輸送され、極値は発達したのである。

ただし、本数値実験での長期計算は観測データ1年をもとにした10年間の繰り返し計算の結果 であり、図60・図61を比較しても図61での計算開始10年目の結果の方が定常状態に近付いてい る結果を示していることから、更に長時間の計算を行った場合、極値の発達は地表面付近と同様、 ある程度で停止すると考えられる。しかし、計算が長時間繰り返されることで極値が発達しつつ 徐々に下方へ移動していくという結果から、多くの異なる年の観測データを用い、長時間計算させ ることによって、図52で示される Kawanishi and Kawano(1993) [8] の観測結果のような非常に 深い場所で極値が発生するような鉛直分布に近付いていくということが言える。



図 58: 計算結果による計算開始2年ごとの塩分濃度鉛直分布(線は計算開始からの経過年数)



図 59: 図 58 での極値付近の拡大図(線は計算開始からの経過年数)



図 60: 計算開始2年目の塩分フラックス変化の時系列



図 61: 計算開始 10 年目の塩分フラックス変化の時系列

6.3 数値モデルによる長期計算のまとめ

本章では、1991 年 1 月 14 日 00 時 00 分から 1992 年 1 月 13 日 00 時 00 分までの 1 年間のデー タを 10 年分計算させることで、長い時間スケールでの地中内の変化を考察した。

- 地中温度に関しては、計算開始2年目と10年目の地中温度を比較したが、殆んど変化は無く定常状態に達している。また、そのことから、3-5章での数値実験による初期値設定の妥当性を示すことができた。
- 含水量に関しては、年数が経過するごとに乾燥層が発達する結果となり、また、その乾燥層 が発達するに伴い、地中内では乾燥層に長時間降水の影響が残る結果となった。
- 塩分濃度に関しては、5.2.2 で示された地中 20cm 付近での塩分濃度の極値の発達及びその極値 が年数が経過するごとに下方で生起するということが確認でき、Kawanishi and Kawano(1993) [8] の観測結果に近付く鉛直分布となることが確認できた。

ただし、本数値実験は1年のデータの繰り返し計算の結果であるため、その結果が観測地で実際 に起こる現象を正しく再現しているかは疑問の残る所であるが、長時間計算させることで観測地で 実際に起こり得る傾向は捉えることができる。

7 結論

本研究では、液体水・水蒸気・熱・塩分を含んだ1次元高解像度数値モデルを作成し、HEIFE による観測データを用いてシミュレーションを行うことで現実の再現を目指すとともに、観測では 評価することの困難な土壌内の物質の変化等の考察を行った。

- 当初の数値実験と観測結果との比較では、含水量・蒸発量は定性的に現実を再現していることを観測結果との比較により確認できたが、地中温度に関しては計算結果の方が観測結果よりも約3度低いバイアス誤差が生じる結果となった。
- 地中温度を物理的要因を捉えることで再現するために、様々な角度から検討した結果、観測 地のように大気成層が非常に不安定な場合に適応するとされる Brustaert(1999) [24] による バルク輸送係数を用いることと、放射計の観測誤差と考えられる範囲内で値を修正すること により再現することができた。また、放射計は 5-10%過少評価していると推測される。
- ・地中温度が再現された結果を用い、1年を通した含水量及び塩分濃度の変化を見たところ、 含水量に関しては夏期の降水による含水量の増加及び冬期の蒸発という1年間の含水量変化 が表された。また、塩分濃度に関しては、地表面付近の塩分濃度の極値を示す場所が1年を 通して変化する過程が表され、それとは別に、液水の浸透で地中20cm付近にも極値を示す 鉛直分布となり、Kawanishi and Kawano(1993) [8] による観測結果を定性的に再現すること ができた。
- •1年間の観測データを用い10年分計算させる長期計算により、地中温度は計算開始2年で ほぼ定常な状態となっていることから、1年間の計算を行う上での初期値設定方法の妥当性 が確認できた。含水量に関しては、年数が経過するごとに乾燥層が発達し、その影響を受け 夏期の降雨が長時間土壌に影響を及ぼすことが示された。塩分濃度に関しては、地中20cm 付近に発生する極値が、年数が経過するごとに徐々に発達し下方へと移動することが確認さ れた。

本数値モデルには凍結・融解や移流の効果を考慮していない等の問題も残されているが、上記の 結果から非常に正確な観測地の再現が行われたと言える。

謝辞

本研究を遂行するにあたり、御多忙であるにもかかわらず、終始適切な御指導、御援助を頂きま した岐阜大学大学院工学研究科助教授の玉川一郎先生には心から感謝の意を表します。ありがとう ございました。

参考文献

- [1] Y. Mitsuta(ed): Proceedings of International Symposium on HEIFE, Kyoto, 1993.
- [2] 光田寧 (編): 乾燥地の自然環境、気象研究ノート第 184 号 (1994)、日本気象学会.
- [3] Special Edition on HEIFE: Jornal of the Meteorological Society of Japan(1995).
- [4] T. Hayashi(ed): Research Papers on HEIFE River Field Experiment(HEIFE), 2001.
- [5] 下島栄一 (1999): 乾燥・半乾燥地での地面蒸発と塩類集積の相互作用に関する研究、科学研 究費補助金 (基板研究 C2) 研究成果報告書
- [6] 上田剛 (2000): 乾燥地における塩分集積と蒸発の相互作用の数値計算的研究、平成 11 年度 岐阜大学工学部土木工学科卒業論文
- [7] J. R. Philip and D. A. de Vries(1957): Moisture movement in porous materials under temperature gradients. *Trans. Amer. Geophys.* Union 38, pp.222-228.
- [8] H. Kawanishi and T. Kawano(1993): Moisture and Solute Condensations Desert Sand, Proc. of Intern'l Symp. on HEIFE area, pp.142-149.
- [9] K. J. McInnes(1981): Thermal conductivities of soil from drylandwheat regions of Eastern Washinton. M. S. Thesis Washinton State University, Pullman.
- [10] E. Bresler(1973): Simultaneous transport of solutes and water unsaturated flow conditions, Water Resour., 9, pp.975-986.
- [11] R. I. Papendick and G. S. Cambell(1980): Theory and Measurement of Water Water Potential. In relations in microbiology. AM. Soc. of Agron. Spec. Publicatin 9, pp.1-22.
- [12] Y. Mitsuta, I. Tamagawa, K. Sahashi, and J. Wang(1995): Estimation of Annual Evapolation from the Linze Desert During HEIFE, Jornal of the Meteorological Society of Japan, 73-5, pp.967-974.
- [13] J. R. Garratt: The atmospheric boundary layer, CAMBRIDGE ATMOSPHERIC AND SPACE SCIENCE SERIES, pp.292
- [14] 近藤純正 (1994): 水環境の気象学、東京大学出版会、pp.93-127.
- [15] I. Tamagawa(1996): Turblent characteristics and bulk transfer coefficient over the desert in the HEIFE area, *Bound.-Lay. Meteorol.*, 77, 1-20.
- [16] 小倉義光 (1984): 一般気象学、朝倉書店、pp.59-64.

- [17] Y. Mitsuta(2000): J.Natural Disaster Science, Vol22, No.1, pp.45-51.
- [18] E. Shimojima(1993): Behavious of water near ground surface in the HEIFE desert station, Proceedings of International Symposium on HEIFE, pp.155.
- [19] T. R. Oke: BOUNDARY LAYER CLIMATES, Routledge is an International Thomson Publishing Company, pp.281.
- [20] Businger, J. A., J. C. Wyngaard, Y.Izumi and E. F. Bradley(1971): Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer, J. Atmos. Sci., 28, pp.181-189.
- [21] Dyer, A. J. (1974): A review of flux-profile relationships, Bound-Layer Meteor., 7, pp.363-372.
- [22] Pruitt, W. O., D. L. Morgan and F. J. Lourence(1973):Momentum and masstransfer in the surface boundary layer, *Quart. J. Roj. Meteor. Soc.*, 99, pp.370-386.
- [23] Kader, B. A. and A. M. Yaglom(1990): Mean fields and fluctuation momentum in unstably startifield turbulent boundary layers, J. Fluid. Mech., 212, pp.637-662.
- [24] W.Brustaert(1999): ASPECTS OF BULK ATMOSPHERIC BOUNBARY LAYER SIMI-LARITY UNDER FREE-CONVECTIVE CONDITIONS, *Reviews of Geophysics*, pp.439-451.
- [25] 近藤純正: 地表面に近い大気の科学、東京大学出版会、pp.143.
- [26] 吉井敏克: 日本の地殻構造、東京大学出版会、pp.110-113.
- [27] 鈴木宣直: 気象測器-地上気象観測篇、気象研究ノート第185号 (1996)、日本気象学会、pp.105-118.
- [28] T.Itano(1997): Synopitic Disturbance and Rainfall over the Arid Area in the Northwestern Caina, Jornal of the Meteorological Society of Japan, Vol.76, No.2, pp.325-333.





