水文・水資源学会誌
J. Japan Soc. Hydrol. & Water Resour.
Vol. 7, No. 4 (1994) PP. 259-267

土壌モデルの地中下端境界条件が 地表面における長時間の熱および水分交換過程に及ぼす影響

—1次元大気境界層-陸面モデルを用いた感度分析—

Influence of Bottom Boundary Conditions of the Model on the Simulated Long Term Energy/Water Exchange at Land Surface

—A Sensitivity Study Using a 1-D Atmosphere-Land Model—

光本茂記* (国立環境研究所)

Shigeki MITSUMOTO *National Institute for Environmental Studies*

江守正多**・阿部寛治** (東京大学教養部)

Seita EMORI • Kanji ABE *College of Arts and Sciences, Univ. of Tokyo*

A one-dimensional atmosphere-land model is developed and the sensitivity of the bottom boundary condition on the long term exchange process of heat and water at the ground surface is investigated as a fundamental study to improve the land surface scheme for climate models. The results suggest that the treatment of the deep water should be more careful than that of the conventional schemes. In order to consider the deep water explicitly, we calculated the equilibrium state of the soil water profile for the extreme case in which the ground water is permeable into sufficiently deep soil layer without runoff. The result is compared with those for the conventional boundary conditions of the gravity drainage and the bucket-type model. It is concluded that the evaporation rate with these boundary conditions are similar when the precipitation is much less or much greater than the saturated equilibrium evaporation rate (the evaporation rate of the equilibrium state with full evaporation efficiency). In the case where the precipitation is as great as the saturated equilibrium evaporation rate, or in the transition from the equilibrium state for heavier precipitation to the lighter one, the evaporation is maintained by the capillary rise of the deep water when the deep water is treated explicitly. If such a phenomenon actually occurs in the real climate change, the boundary condition of the gravity drainage must be reconsidered.

Key Words : land surface scheme, ground water, gravity drainage, bucket model

気候モデルの陸面スキーム改良のための基礎的研究として、鉛直1次元の大気境界層-陸面水収支モデルを開発し、これを用いてモデルの水分に関する地中下端境界条件が比較的時間スケールにおける地表面の熱および水分の交換過程に及ぼす影響を考察した。モデルによる感度分析の結果により、既存の陸面スキームにおける扱いと比較して地中深くの水分の影響をより慎重に扱う必要性が示唆された。地中深くの水分を陽に扱うための一つの極端な場合として、地中の十分深いところまで水分が浸透でき、地下水の流出が無い場合を仮定して平衡状態を計算した。この境界条件を用いた場合の計算結果と、従来よく用いられている重力排水の境界条件、およびバケツモデルタイプの境界条件を用いた場合の結果との比較を行った。降水量が、飽和平衡蒸発量(蒸発効率を1としたときの平衡蒸発量)よりも十分小さい場合および十分大きい場合、どの境界条件を用いてもほぼ同じ蒸発量が得られることが示される。降水量が飽和平衡蒸発量と同程度の場合および降水の多い平衡状態から降水の少ない平衡状態に移移する場合、深い土壌水分を陽に扱った境界条件では地下水の毛管上昇によって蒸発量が維持される。現実の気候変化においてこのような現象が起こるのであれば、重力排水の境界条件では問題がある。

キーワード：陸面スキーム、地下水、重力排水、バケツモデル

*国立環境研究所 〒305 つくば市小野川16-2

National Institute for Environmental Studies, Tsukuba, 305 Japan

**東京大学教養学部 College of Arts and Sciences, University of Tokyo, Tokyo, 153 Japan

I. はじめに

近年、大気大循環モデル (GCM) を用いた数値予報や気候変動研究において、陸面過程の役割が注目され、陸面スキームの開発、改良に関する研究がさかに行われている。GCMにおいて重要となる陸面の役割は、地表面に到達する日射のエネルギーを潜熱、顕熱、長波放射、地中熱伝導に正しく分配すること、言い替えば、大気モデルの陸面境界条件として潜熱、顕熱、放射のフラックスを正しく評価して大気モデルに与えることである。また水循環の立場からは、地表面に到達する降水を蒸発、流出、地中への浸透に正しく分配することといえる。GCMのグリッドスケールは現状では一辺数百km程度であり、それより小さなスケールの熱や水分の水平方向の移動は現在のところ扱われていない。また、GCMによるシミュレーションでは様々な時間スケールの変動が考えられ、例えばあるモデルで日変化の変動がうまく表せても、それより長い時間スケールの季節変化や、さらに長い気候変動スケールの変動をうまく表せるとは限らないという点に注意する必要がある。

気候研究において、長い時間スケールの陸面の水収支をモデル化する上で、陸面スキームの水分に関する地中下端境界条件は重要な要素の一つである。実際には、地中深くには多くの場合地下水が存在していると考えられるが、既存の陸面スキームにおいてはそれよりも浅い部分の土壌のみが陽に扱われている。Dickinson *et al.* (1986) の Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) や Sellers *et al.* (1986) の Simple Biosphere Model (SiB) では、地中下端境界条件として重力項のみによる排水 (重力排水) が仮定されている。この場合、排水された水分はモデルの系外に捨てられてしまい、再び系内に戻ることはない。ECMWF のモデル (Blondin and Böttger, 1987) では、土壌最下層の含水率を気候値を与えて固定している。Ducoudre *et al.* (1993) の Scheme for the Hydrologic Exchanges at the Biosphere-Atmosphere Interface (SECHIBA) では、地中下端をはじめ土壌層間の水分移動は一切扱っていない。短期間の積分においては地中深くの水分の影響は無視できるであろうから、これらの仮定はそれなりにもっともらしいといえる。さらに、地中深くについてはグローバルな観測データが得られないことも、既存のモデルが浅い土壌のみしか扱わないことの大きな理由である。しかし、長期間の積分を

行う気候モデルにおいては境界条件はモデルの結果に重大な影響を及ぼすと考えられ、これを慎重に扱う必要がある。さらに、気候モデルではモデル内の水分量が保存されること、もしくはソースやシンクがあればそれらの意味付けが物理的に明解であることが望ましい。この意味で、既存のモデルで用いられている地中下端境界条件は気候モデル用としては満足できるものとはいえない。

この研究では気候モデル用の陸面スキームの地中下端境界条件を、特に比較的長時間の振舞いについて改良するための基礎的研究として、地中深くの水分を陽に扱った鉛直1次元モデルを開発し、これを重力排水の境界条件、およびバケツモデルタイプの境界条件と比較した。これにより長時間スケールでの地中深くの水分の重要性を検討するとともに、既存の境界条件の意味づけや特徴についての考察を行った。

II. モデル

1. 基本方程式

一般に、土壌中の水分は重力および、土壌組織により働く吸引力 (毛管力, 吸着力) を受けて移動する。ここでは、水平方向の運動は考えているスケール (例えばGCMのグリッドスケール) より十分小さいので無視できるとして鉛直運動のみを考えると、その運動は、 θ を土壌の体積含水率として、以下のRichardsの法則によって表される。

$$F_{\theta} = -K(\theta) \left(\frac{\partial \psi(\theta)}{\partial z} + 1 \right) \quad (1)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial F_{\theta}}{\partial z} \quad (2)$$

ここで、 ψ は吸引力のポテンシャル、 K は透水係数で共に θ の関数である。(1)式が水分フラックス F_{θ} を決定する式 (Darcy's law), (2)式が水分量の連続の式で、(1)式右辺の括弧の中の第一項は吸引力による項、第二項は重力による項である。鉛直座標 z とフラックスの符号は上向きを正にとった。 ψ の θ 依存性、 K の θ 依存性としてはClapp and Hornberger (1978) により提案された以下の経験式を用いる。

$$\psi(\theta) = \psi_s \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^{-b} \quad (3)$$

$$K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^{2b+3} \quad (4)$$

ここで、 θ_s , ψ_s , K_s はそれぞれ飽和時における含水率、吸引力ポテンシャル、透水係数で、 θ_s , ψ_s ,

K_s , b は実験的に決定される定数である。

熱の移動は以下の拡散方程式により表される。

$$F_g = -k \frac{\partial T_g}{\partial z} \quad (5)$$

$$C_s \frac{\partial T_g}{\partial t} = -\frac{\partial F_g}{\partial z} \quad (6)$$

ここで C_s は土壌の熱容量, T_g は土壌温度, F_g は熱フラックス, k は熱伝導率である。 C_s は近似的に土壌粒子の熱容量と土壌水分の熱容量の和で以下の(7)式のように表される。また空気よりも水の方が熱伝導率が多いことから, k も土壌水分量の増加関数になると考えられる。ここでは以下の(8)式のように二次式で近似した。

$$C_s = C_{soil} + \theta C_w \quad (7)$$

$$k = k_{sat} - (k_{sat} - k_{dry}) \left(1 - \frac{\theta}{\theta_s}\right)^2 \quad (8)$$

ここで C_{soil} は土壌粒子の熱容量, C_w は水の熱容量, k_{sat} , k_{dry} はそれぞれ飽和時および乾燥時の熱伝導率で, $k_{sat} > k_{dry}$ である。 C_w は $4.18 \times 10^6 \text{ J}/(\text{m}^3 \cdot \text{K})$ で一定とした。(1), (2)式と同様, z とフラックスは上向き正にとった。

この研究で用いたモデルは, (1), (2)および(5), (6)式を時間, 空間について差分化した多層の土壌モデルを簡単な大気境界層モデル(2層, 地上約1,000mまで)と接続したものである。モデル上端の潜熱, 顕熱に関する境界条件, および地中下端の熱に関する境界条件はゼロフラックスとした。地表面状態は裸地面を仮定している。地表からの乱流フラックスはバルク法 (Louis *et al.*, 1979) により, 境界層内の乱流フラックスはMellor and Yamada (1974)のレベル2クロージャモデルにより評価した。土壌最上層は2cmにとり(後に述べるバケツタイプモデルの場合は除く), 蒸発効率 β (可能蒸発量に対する実蒸発量の比)はKondo *et al.* (1990)に従い以下の式のように土壌抵抗 F を通じて最上層の含水率の関数とした。

$$F(\theta_{(top)}) = F_1 (\theta_{sat(top)} - \theta_{(top)})^{F_2} \quad (9)$$

$$\beta = \frac{1}{1 + C_E u F / D_{atm}}$$

ここで C_E はバルク係数, u は大気最下層の風速, D_{atm} 是水蒸気の分子拡散係数である。

2. 水分に関する地中下端境界条件

以下の4種類の境界条件を用いて, 相互に結果の比較を行った。(それぞれの場合の深さと層数についてまとめたものを図-1に示す。)

図-1 GD, GDF, DZF, BMの4種類の境界条件において扱う土壌深さおよび層数。深さ1mから20mの間の層の厚さは等間隔に1mである。

1) 重力排水の境界条件

(Gravitational Drainage; 以下GDで表す)

重力排水とは, 地中下端フラックスとして, (1)式の右辺括弧内の第二項のみを考慮したもの, すなわち以下の式によって表されるものである。

$$F\theta_{(bottom)} = -K(\theta_{(bottom)}) \quad (10)$$

簡単のために均質な土壌を考えると, 吸引力の項は含水率の勾配があるときは必ず存在する。したがってこの項の省略は, モデルの地中下端境界の下に, 含水率がモデルの最下層と常に等しいような層を仮定している事と等価である。しかし, 平衡状態に近い水分プロファイルでは, 下の層は上の層よりも大きな含水率を持つことが普通である。このとき吸引力による項は重力に反して上向きに水分を保持するセンスで働き, 正味の向下水分フラックス(排水)を抑制する。したがって, この項を省略した重力排水の境界条件は, 多くの場合排水を過大に評価すると考えられる。今回の計算では下端の深さは2mに設定して, 5層の土壌モデルを用いた。

2) 重力排水に1より小さいファクターをかけた境界条件

(Gravitational Drainage with a Factor; 以下GDFで表す)

SiB (Sellers *et al.*, 1986)では, 重力排水の項に斜面の平均勾配に関係する1より小さいファクターをかけている。このファクターは重力排水の過大な見積りがある程度抑制する方向に働く。このファクターの効果を調べるために, GDの重力排水項(10式)

に0.1をかけた境界条件を用いた実験をあわせて行った。GDの場合と同様に下端の深さは2m、層数は5層とした。

3) 十分深くに置いたゼロフラックスの境界条件 (Deep Zero Flux; 以下DZFで表す)

排水を大きく見積もる傾向のある重力排水の境界条件と反対の極端として、地中に浸透した水分を全て捨てずに記憶している様な境界条件を考えてみる。具体的には地中を深くとり、下端にゼロフラックスの境界条件を置いて、土壌水分の平衡状態を計算した。これは以下のような仮定の成り立つ場合を想定したことに等価である。

- ① 地中の十分深いところまで水分が浸透できる
- ② 斜面の効果などによる地下水の地表面への流出が無視できる
- ③ 地中深くの水分の状態は平衡状態に到達している

①の仮定は不透水層のような地質構造の不均一性の存在を考えないことを意味する。ただし、地中の非常に深いところではどこかで水分の移動は止められていると考え、これによりモデル土壌中に地下水が形成される。②の仮定によりいわゆる基底流出は考えない。③の仮定は土壌外部からの入力の前年と同じであれば、土壌状態も前年と同じ季節変化をするという意味での平衡である。図-2(a)に、一定の放射と降水を与えて計算した平衡土壌水分のプロファイルを示す。図-2(b)はこれに対応する土壌の吸引力ポテンシャルのプロファイルである。各点において吸引力のポテンシャルは重力のポテンシャルとつりあっている。容易に分かるように、平衡状態を計

図-2 ZDFの境界条件で計算された平衡状態土壌水分の鉛直プロファイル。(a)が体積含水率、(b)が土壌による吸引力のポテンシャルである。8mより深いところで水分が飽和しており、この部分は地下水を表している。

算する上では、地中下端ゼロフラックス面はモデル土壌に形成される平衡状態の地下水面よりも深いところにある限り、どの深さに置いても結果に影響しない。今回の計算では下端の深さを20mに設定して、23層の土壌モデルを用いた。

4) バケツモデルタイプの境界条件 (Bucket Model; 以下BMで表す)

バケツモデル (Manabe, 1969) は、降水と蒸発散による陸面の水収支を計算し、陸面の水分量がある一定の容量を越えたと流出が起こるという最も単純な陸面水循環モデルである。前述のモデルを1層にして、地中下端の境界条件としてゼロフラックスを設定することによって容易にこのタイプのモデルが実現できる。下端の深さは1mに設定した。ただし、バケツモデルはもともと植生による蒸散を暗に前提としているが、ここで用いるものは裸地面モデルとして他の境界条件と比較するので、両者は完全には同一で無いことを注意しておく。また、今回のモデルでは熱移動に関しても1層で扱う点、Kondo *et al.* (1990)の土壌抵抗を1mの平均的含水率に適用する点に問題があるが、これらはバケツモデルの本質的な特徴には影響しないと考える。

3. 外部条件など

モデルの入力は地表面へ入射する短波放射、境界層上端における長波放射、境界層の風速、降水である。このうち短波放射のみに簡単な季節変化および日変化を与えた。地表面へ入射する短波放射 $F_s \downarrow$ の日変化を T を時間 [hour] として

$$F_s \downarrow = F_{s0} \max\{-\cos(2\pi T/24), 0\}$$

とし、さらに F_{s0} を200W/m²から700W/m²までサインカーブで季節変化させた。簡単化のために境界層上端における長波放射、風速、降水は一年を通じて一定値とし、長波放射と風速はそれぞれ下向き300W/m²、3m/sを与えた。また、直接流出は土壌第一層が飽和した時のみに起こるとし、不飽和の直接流出は無視した。このような非常に簡単な条件を与えるのは、この研究の目的が季節変化、あるいはそれより長時間スケールのモデルの基本的な応答を知ることにあるためである。土壌タイプはロームを仮定し、土壌の水文パラメータは(3)、(4)式の θ_s 、 K_s 、 ψ_s 、 b をそれぞれ0.5m³/m³、 7×10^{-6} m/s、-0.5m、5.4、(9)式の F_1 、 F_2 をそれぞれ 2.2×10^2 m、10.0とした。土壌中の熱移動に関するパラメータは、(7)、(8)式の k_{dry} 、 k_{sat} 、 C_{soil} をそれぞれ0.3W/(m·K)、2.2

$W/(m \cdot K)$, $1.3 \times 10^6 J/(m^2 \cdot K)$ とした。アルベドは0.2, 粗度長は0.01mとした。適当な初期条件から始めて平衡の季節変化に至るまでモデルの時間で10年から30年を要した。

III. 実験結果と考察

地中の水収支を考慮せずに、常に蒸発効率 β を1とおいて平衡状態を計算した場合、蒸発量は840mm/year程度となる。これは、今回のモデルと外部条件のもとで平衡状態において最大限蒸発することのできる水分量が840mm/year程度であることを意味している。この量を「飽和平衡蒸発量」と呼ぶことにして、これを基準に

実験1 降水量が飽和平衡蒸発量程度である場合

実験2 降水量が飽和平衡蒸発量より十分小さい場合

実験3 降水量が飽和平衡蒸発量より十分大きい場合

実験4 降水量が飽和平衡蒸発量より大きい値から小さい値に減少する場合

の4つの実験をそれぞれの境界条件について行なった。各実験における年間の水収支を表-1にまとめた。以下に各実験ごとの結果と考察を述べる。

表-1 各実験における年間水収支。降水量、蒸発量、流出量の単位はいずれも[mm/year]。流出は不飽和の地表流出(陽に扱っていない)を除くもので、GD, GDFについては重力排出, DZFについては飽和地表流出, BMについては形式的には飽和流出である。DZFの負の流出は地中2m以深からの毛管上昇を意味する。

実験	境界条件	降水量	蒸発量	流出量
1	GD	840	778	62
	GDF	840	818	22
	DZF	840	840	0
	BM	840	840	0
2	GD	630	625	5
	GDF	630	629	1
	DZF	630	630	0
	BM	630	630	0
3	GD	1000	824	176
	GDF	1000	844	156
	DZF	1000	814	186
	BM	1000	853	147
4	GD	630	638	6
	GDF	630	657	1
	DZF	630	852	-137
	BM	630	688	0

1. 降水量が飽和平衡蒸発量程度である場合

降水量が飽和平衡蒸発量程度である場合(840mm/year)の結果を図-3に示す。基本的に、どの場合も

図-3 降水量が飽和平衡蒸発量程度の場合(840mm/year)について各々の境界条件で計算した陸面気象要素の平衡季節変化。(a), (b)は重力排水の条件(GD)。(c), (d)はGDの重力排水項に0.1のファクターをかけた条件(GDF)。(e), (f)は十分に置いたゼロフラックスの条件(DZF)。(g), (h)はバケツモデルタイプの条件(BM)。各々の左側の図に地表面温度(Ts), 地中1.5mの温度(T2), 地表面含水率(ws), 地中1.5mの含水率(w2)を, 右側の図に蒸発量(EVP), 地中2mの上向き水分フラックス(Fw2)を示した。地中2mはGD, GDFの下端の深さである。time=0を7月とした。1日移動平均により日変化は取り除いてある。

降水量とほぼ同じ量の蒸発がおこっており、流出はないか、あっても小さい。GDの場合(図-3(a), (b))においては春に無視できない量の重力排水が生じ、夏の蒸発ピーク時には土壤水分が十分に残っており、蒸発はやや抑制される。これに対してGDF(図-3(c), (d))では重力排水を抑制するファクターが効いており、春の重力排水は30%程度に抑えられて、夏に可能蒸発量にほぼ等しい蒸発がおこる。これによりGDFではGDの場合よりも地表面温度が年平均で約1K小さくなる。DZFの場合(図-3(e), (f))年間を平均しての流出はゼロであるが、深さ2mの水分フラックスが年間を通じて大きく変化している点に注目すべきである。蒸発の少ない冬から春にかけては下向きフラックス(排水)がおこっており、逆に蒸発の多い夏には浅い土壤の含水率が減少して水分が土壤の深くから上向きフラックス(毛管上昇)により補給されている。夏はこの水分の上昇により蒸発量は可能蒸発量にほぼ等しく保たれ、地表面温度はGDより年平均で約1K小さくGDFと同じ程度である。DZFの地下水面の深さは8mであった。BMの場合(図-3(g), (h))も基本的には他の多層モデルの結果とよく類似した季節変化を示し、蒸発は降水量と同じだけおこる。ただし、BMの水分量は1mの深さの土壤の平均値であることに對して、他の3つの境界条件では第一層2cmの含水率の変化に注目しているので、BMは他の3つとは単純には比較できないことを注意しておく。

2. 降水量が飽和平衡蒸発量より十分小さい場合

降水量が飽和平衡蒸発量より十分小さい場合(630 mm/year)の結果を図-4に示す。この実験ではどの境界条件の場合もほぼ同様の結果が得られた。どの場合においても年間の蒸発量はほぼ降水量の630 mm/yearと同じであり、流出はほとんど生じていない。GD(図-4(a), (b)), GDF(図-4(c), (d))の結果において、地中の含水率があまり大きくならないため、重力排水(2mの深さの下向きフラックス)は一年を通じて無視できる程度の量である。一方、DZFの場合(図-4(e), (f))は、地下水面が19mと深く、2mの深さの土壤水分は平衡状態にあり、かつ含水率が小さいため透水係数が小さいので、やはり2mの深さでの水分フラックスはほとんど生じない。よってGD, GDFとDZFは結果的にどの場合も深さ2mの付近でゼロフラックスの境界条件を与えられていることとほぼ等価になり、これらの結果がほぼ一致す

るのは必然的である。BMの場合(図-4(g), (h))が似た結果となるのも、やはり地中深くとの水分の交換がこの実験では重要でないからといえる。

3. 降水量が飽和平衡蒸発量より十分大きい場合

降水量が飽和平衡蒸発量より十分大きい場合(1,000 mm/year)の結果を図-5に示す。この実験の場合、GD(図-5(a), (b))とGDF(図-5(c), (d))の結果はよく類似しているが、これらとDZFの結果(図-5(e), (f))の間には明らかな違いがみられる。GD, GDFでは、蒸発の少ない冬から少し遅れて大量の重力排水が発生している。DZFの場合では冬か

境界条件: GD 降水: 630 mm/year

境界条件: GDF 降水: 630 mm/year

境界条件: DZF 降水: 630 mm/year

境界条件: BM 降水: 630 mm/year

図-4 図-3と同様で降水量が飽和平衡蒸発量より小さい場合(630 mm/year)。

ら春にかけて土壌第一層が飽和するが、*GD*、*GDF*の場合は重力排水にともなってこの時期の含水率は飽和の半分程度にとどまっている。*DZF*の地下水面の深さは0~1mの間を変化した。現実の地下水は斜面の効果などにより地表面へ流出してゆく(基底流出)ので、*DZF*では明らかに地下水面が浅く見積もられている。しかし、地中のどこかに地下水面が存在して、それよりも浅い土壌の水が地下水面に支えられる形で平衡に近い分布をしているかぎり、II.2.1)で述べたように*GD*は排水を過大に見積もっていることになる。したがって現実の含水率および流出のおこり方は両者の中間的になると考えら

れる。ここで、この大きな含水率の違いにもかかわらず、蒸発量および地表面温度については*GD*、*GDF*と*DZF*の間でほとんど違いがみられない点に注意すべきである。これは土壌第一層の含水率と蒸発効率 β の関係が、ある程度以上含水率が大きければ β がほとんど1になるような形をしており、実際の境界条件の場合も年間を通じて β はほとんど1に保たれているからである。すなわち、*GD*、*GDF*と*DZF*では流出が地中への排水か地表への飽和流出かの違いこそあれ、蒸発が飽和平衡蒸発量の程度(840mm/year)で、残り(160mm/year程度)が流出する点は同じであり、年間を通じた水収支としてはほぼ同じ結果を与えるといえる。

また、重力排水が無視できないにもかかわらず、*GD*と*GDF*の違いがほとんどみられないことは注目すべき点である。*GDF*の場合、*GD*に比べて含水率が全体に5%程度大きくなっているが、それ以外はほとんど同じ結果であり、特に重力排水量もほとんど同じである。これは、前述の(4)、(10)式から分かるように重力排水は含水率の非常に敏感な関数となっており、モデル最下層の含水率の微小な増加でファクターがキャンセルされるためである。

*BM*の場合(図-5(e)、(h))は*DZF*と同様に重力排水を陽に行わないので、結果は*DZF*の場合と類似して見える。しかしバケツタイプの場合、含水率そのものよりも含水率と深さをかけ合わせた量(バケツに貯えられた水分量)に意味があり、またバケツがあふれる状況は表面流出のみでなく地下への排水も表していると考えられるので、*BM*の結果は*GD*、*GDF*と矛盾するものではない。

4. 降水量が飽和平衡蒸発量より大きい値から小さい値に減少する場合

最後に、降水量が多い場合(1,000mm/year; 実験3と同じ)の平衡状態(7月)を初期条件にして、降水量を630mm/year(実験2と同じ)に減少させる実験を行なった。この結果を図-6に示す。図には降水を減少させてから2年目の結果を示した。この実験の結果は、実験3の平衡状態から実験2の平衡状態への遷移的な振舞いを表している。あるいは、季節変化よりも充分長い時間スケールの変化が急激に起こった場合と考えることもできる。

*GD*の場合(図-6(a)、(b))、土壌第1層の含水率、蒸発量共に急激に減少し、降水量を減少させて2年目で実験2の平衡にほとんど到達した。*GDF*の場合

図-5 図-3と同様で降水量が飽和平衡蒸発量より大きい場合(1000mm/year)。

図一六 図一三と同様で降水量が飽和平衡蒸発量より大きい値から小さい値に減少した場合 (1000mm/year→630mm/year). 降水を減少させてから2年目の結果を示した。

(図一六(c), (d)) もGDとほぼ同様である。これに対してDZFの場合(図一六(e), (f)), 土壌第1層の含水率は減少するが, 1年目の終わり頃から2mの深さにおいて上向きの水分フラックス(毛管上昇)が起こり, 2年目を見るかぎりでは蒸発量, 地表面温度は降水量が多い場合(実験2)と同じ程度に保たれている。2年目の終わりまでにDZFの地下水面は4mまで下降した。このまま計算を続けると20年程度で実験1の平衡にほぼ到達した。BMの場合(図一五(g),

(h)) は, GDおよびGDFの結果と類似して2年で実験2の平衡にほとんど到達している。

この実験でのGDおよびGDFとBMの結果の類似は, 以下のように蒸発可能水分容量を考えることにより説明できる。BMの蒸発可能水分容量(いわゆるバケツ深さ)は飽和含水率0.5, 扱っている土壌の深さが1mより, $1\text{ [m]} \times 0.5 = 50\text{ [cm]}$ である。GDでこれに相当する量を考えれば, 図一五(a), (b)より重力排水が無視できなくなる含水率は0.25程度, 扱っている土壌の厚さが2mより, $2\text{ [m]} \times 0.25 = 50\text{ [cm]}$ であるから, 今回の計算ではGDとBMの蒸発可能水分容量はほぼ一致している。GDFの蒸発可能水分容量はGDのものよりやや大きい, やはりBMとほぼ同じといえる。また, 同じ視点からDZFの結果を, 非常に蒸発可能水分容量の大きな土壌の振舞いと解釈することもできる。図には示さないが, 今回のバケツタイプモデルでバケツ深さを3m(扱う土壌の深さを6m)にしたものが, 長い時間スケールでDZFと類似の振舞いをした。しかし, 当然ながらこのような深いバケツモデルでは, 日変化や季節変化といった短い時間スケールの変動はうまく表せない。

VI. まとめ

鉛直1次元の土壌モデルを用いて, モデルの水分に関する地中下端境界条件が地表面における長時間スケールの熱および水分交換過程に及ぼす影響の感度分析を行った。

降水量が, $\beta = 1$ とおいたときの平衡状態の蒸発量(飽和平衡蒸発量)と同じ程度の場合, 夏の乾燥と冬の湿潤の対比が顕著になり, 地中下端境界条件の扱いによって年間の蒸発量に違いが見られる。GDでは冬から春に排水がおこった分だけ夏の蒸発が抑制される。重力排水項に0.1をかけたGDFでは, 排水は30%程度に小さくなった。DZFでは冬に排水がおこるが, 夏には毛管上昇により水分が補給され, 夏の蒸発は抑制されない。

降水量が飽和平衡蒸発量よりも十分小さい場合, 境界条件にかかわらず降水量のほぼ全てが蒸発する。この場合, 平衡状態における土壌最下層の含水率が小さく保たれ, GD, GDFで重力排水は無視できる程度に小さくなる。それよりも深い層を陽に扱ったDZFでも, 深い層との水分のやりとりが無視できる程度であるため, ほとんどGD, GDFと同じ結果を与える。

逆に降水量が飽和平衡蒸発量よりも十分大きい場合、境界条件にかかわらず蒸発は飽和平衡蒸発量程度であり、残りは何らかの形で流出する。*GD*, *GDF*で平衡状態における土壌最下層の含水率は大きくなり、多量の重力排水がおこる。これに対して*DZF*では冬から春に土壌水分が飽和し、地表への飽和流出がおこる。また、この場合、*GDF*で重力排水項にかけた0.1のファクターは含水率の増加にともなう重力排水の増加でキャンセルされ、排水の量は抑制されない。

最後の実験に示唆されるように、外部条件の変化によって平衡状態が別の平衡へ遷移するとき、境界条件および扱う土壌の深さにより遷移の時間スケールが大きく異なる。特に、この実験の*GDF*の様に地中深くの水分の毛管上昇が蒸発量の維持に重要な役割をはたす場合が現実にかかるならば、モデル地中下端の水分フラックスが決して上向きになり得ない*GD*は致命的であり、気候変動の影響を評価するモデルには*GD*および浅い*BM*は適当とはいえないことになる。

*DZF*では地下水の流出を考慮していない点が当然問題であるが、一般に*DZF*のように深い土壌を陽に扱う場合、モデルを走らせて平衡状態を得るために長い時間がかかる点は問題であり、実用上は何らかの工夫が必要である。

最後に*BM*について、今回の比較においては、土壌の浅い層のみを陽に扱っているという点で*BM*は本質的に*GD*に近い。特に*GD*では最下層の含水率がある値を越えると急激に排水が無視できない量になることから、モデル土壌に貯えられる水分量(蒸発可能水分容量)が計算できるが、長い時間スケールにおける*GD*の振舞いは、この水分容量と等しい'パケツ深さ'を持つ*BM*とよく類似することが確かめられた。

謝辞

この研究を進めるにあたり地球環境研究総合推進費の援助を受けた。また国立環境研究所の沼口敦博士には有益な助言を頂いた。ここに記して深く感謝を申し上げる。

参考文献

- Blondin, C. and H. Böttger (1987) The surface and sub-surface parametrization scheme in the ECMWF forecasting system: Revision and operational assessment of weather elements. ECMWF, Res. Dept. Tech. Memo., No. 135, 20pp+33 Figs.
- Clapp, R.B. and G.M. Hornberger (1978) Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water. Resour. Res.*, **14**, 601-604.
- Dickinson, R.E., A. Henderson-Sellers, P.J. Kennedy, and M.F. Wilson (1986) Biosphere/Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model. Technical Note, NCAR/TN-275+STR, National Center for Atmospheric Research, 69pp.
- Ducoudre, N.I., K. Laval and A. Perrier (1993) SECHIBA, a new set of parameterizations of the hydrologic exchange at the land-atmosphere interface within the LMD atmospheric general circulation model. *J. Climate*, **6**, 248-273.
- Kondo, J., N. Saigusa and T. Sato (1990) A parameterization of evaporation from bare soil surfaces. *J. Appl. Meteor.*, **29**, 383-387.
- Louis, J., M. Tiedtle, J.-F. Geleyn (1982) A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Bound. Layer Meteor.*, **17**, 187-202.
- Manabe, S. (1969) Climate and the ocean circulation, I. The atmospheric circulation and hydrology of the earth's surface. *Mon. Weath. Rev.*, **97**, 739-774.
- Mellor, G.L. and T. Yamada (1974) A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1791-1806.
- Sellers, P.J., Y. Mintz, Y.C. Sud and A. Dalcher (1986) A Simple Biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 505-531.

(1993年12月9日受付, 1994年2月25日受理)

Blondin, C. and H. Böttger (1987) The surface