

陸域水・熱フラックスに対する地表面起伏効果

高棹琢馬*・池淵周一・田中賢治・前田敏彦

*京都大学大学院工学研究科

要 旨

本研究では、地形が土壤水分場とその結果生じる水・熱フラックスに与える影響を、物理ベースの数値土壤モデルを用いて議論する。土壤水分場と地中流を計算するために、鉛直分解能が高い2次元土壤モデルが開発され、数値解法には修正ビカル法を用いている。計算時間を節約するために7層土壤モデルが導入され、SiBと結合して森林地を想定して潜熱・顕熱フラックスの時空間分布を求めた。土壤水分は2つの要因、すなわち水分ストレスと熱容量により、熱収支を制御する。

キーワード： 地形、水・熱フラックス、土壤水分、地中流、数値計算

1. 序 論

現在のGCM¹に組み込まれている陸面過程モデル(例えば、SiB²(Sellers et al.,1986))では、土壤は鉛直1次元で表現されているため、土壤水分の水平移動を扱えず、グリッド領域内部、グリッド間の地形の効果はモデルに反映されていない。各土壤カラムの底からの基底流出項(直接流出項と合わせて各グリッドから出ていく)の計算では地形の効果を取り込まれているものの、グリッドの平均勾配と呼ばれる非常に不明瞭なパラメータにより表現されている。また各グリッドで生成された流出項は、ある流速を仮定して(あるいは瞬時に)海に捨てられている。

このように流出項がこれまで簡単に扱われてきたのは、流出項が気象モデルの陸面境界条件として利用されず、潜熱、顕熱に比べて気候システムへの直接的なインパクトが小さいと考えられてきたためである。地表面への浸透、表面流出の生成、蒸発散(根からの吸水)、地下水帯から土壌層への水の供給など、地表面近くで起こる多くの水文過程と深い関わりを持つ土壤水分場の重要性は広く認識されている。

グリッド領域内に起伏が存在する場合、重力の作

用(位置水頭の差)で土壤水分場に分布が生じ、また地表面が受けとるエネルギー量にも分布が生じるため、その結果として潜熱、顕熱フラックスにも分布が生じることが予想される。ただし、起伏の存在によりフラックスに分布が生じても、グリッド領域の平均値(積分値)が変化しなければ、気象モデルの境界条件としての陸面過程モデルに起伏の効果を取り込む必要はないわけであるが、これまでは十分に検討がなされていない。

本報では、Celia et al.(1990)の修正ビカル反復法による地中水の鉛直・水平移動を扱う2次元地中モデルを開発するとともに、SiBにより植物の生理学的効果をモデルに組み込み、陸面水・熱フラックスと地表面起伏との関係を土壤水分場を通じて議論する。

2. 2次元断面地中モデルの概要

2.1 地中モデルの基礎式

地中流を支配する基礎式はRichards式(連続式とダルシー則から導かれる)であり、本モデルでは流れを鉛直方向と斜面方向に分解する。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x} \left[K_x \frac{\partial \Psi}{\partial x} \right] - \frac{\partial}{\partial z} \left[K_z \left(\frac{\partial \Psi}{\partial z} + 1 \right) \right] \quad (1)$$

¹ General Circulation Model, 大気大循環モデル

² Simple Biosphere model, 生物圏モデル

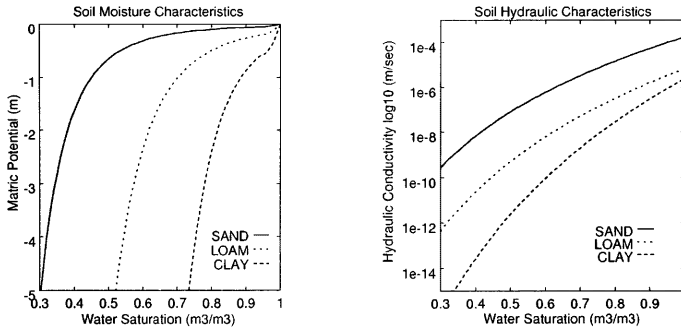


Fig. 1 Soil hydraulic property($\theta \sim \Psi$ relation and $\theta \sim K$ relation)

ただし、

- θ : 体積含水率 (m^3/m^3)
 t : 時間 (s)
 x, z : 斜面方向 (m)、鉛直方向 (m)
 Ψ : マトリックポテンシャル (m)
 K_x, K_z : x, z 方向の透水係数 (ms^{-1})

2.2 土壌水理特性

土壌水理特性は Clapp and Hornberger(1978) によつた。

$$\Psi = \begin{cases} \Psi_s W^{-B} & (0 \leq W \leq W_r) \\ aW^2 + b & (W_r \leq W \leq 1) \end{cases} \quad (2)$$

$$K = K_s \left(\frac{\Psi_s}{\Psi} \right)^{2B+3} \quad (3)$$

ただし、

- W : 飽和度 (θ を空隙率 (θ_s) で割ったもの)
 Ψ_s : 飽和時のマトリックポテンシャル
 K_s : 飽和透水係数
 B : 土壌タイプに依存するパラメーター
 W_r : $W \sim \Psi$ 曲線の変曲点における飽和度

Table 1 soil physical property

type	sand	loam	silt
θ_s	0.40	0.45	0.48
B	4.05	5.39	8.52
$K_s(\text{m/s})$	1.76×10^{-4}	7.0×10^{-6}	2.5×10^{-6}
$\Psi_s(\text{m})$	-0.04	-0.15	-0.36

土壌タイプ毎のパラメーターを Table 1 に示す。 $W \sim \Psi$ 曲線は、 $0 \leq W \leq W_r$ においてはべき関数で表現されるが、 $W_r \leq W \leq 1$ においては 2 次関数で表現し、飽和付近の不連続性を解消する。 a, b は 2

次関数の係数であり、べき関数との接点において微分可能な条件として求められる。

Fig. 1 は 3 種類の土壌 (砂、ローム、粘土) に対する土壌水分特性曲線と透水係数曲線である。透水係数曲線は常用対数表示した。

なお、ヒステリシスは考慮しない。ヒステリシスを考慮する場合、パラメーターの数が増えるため、現段階では実用的ではないと判断した。本研究のように土壌水分特性のプロファイルと水分フラックスとの関係を詳しく見ていくという趣旨では、プロファイルが一つの曲線で表現される方が議論しやすい。

2.3 数値解法

Richards 式を数値的に解く場合、予報変数の性質や貯留項 (式 (1) の左辺) をどのようにして離散化するかについて配慮しなければならない。どの変数について解くかによって、次の 3 種類の数値解法に分けられる。

1. Ψ ベース

$$C(\Psi) \frac{\partial \Psi}{\partial t} = \nabla \cdot K(\Psi) \nabla \Psi + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (4)$$

2. θ ベース

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla \cdot D(\theta) \nabla \theta + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (5)$$

3. Ψ, θ の混合形式

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla \cdot K(\Psi) \nabla \Psi + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (6)$$

ここで、 $C(\Psi) = \frac{d\theta}{d\Psi}$ は比水分容量、 $D(\theta) = \frac{K(\theta)}{C(\theta)}$ は不飽和拡散係数であり、簡単のために鉛直方向についての方程式を示してある。

式 (4) では、貯留項を非線形の $C(\Psi)$ を用いて表現しているため、非線形による誤差が生じるという構造をもつ。

式 (5) は、貯留項の誤差が生じない構造を持つ。しかし、体積含水率について解かれるため、飽和域と

不飽和域の相互作用の表現が困難であり、また飽和域において数値計算が退化する。

本モデルでは、Celia et al.(1990) によって開発された修正 Picard 法を用いて差分化を行なう。修正 Picard 法とは、式(6)の混合形式による方程式を用いるものであり、水収支誤差を抑えるために、比水分容量($\frac{d\theta}{d\Psi}$)の時間ステップ内での非線形な(大きな)変化量を用いずに、収束レベル内での比較的線形的な(小さな)変化量を計算に用いる方法であり、Fig. 2 では、ある時間ステップ内において、ある計算グリッド内の土壌水分量(θ)が繰り返し計算によって収束する様子を描いている。

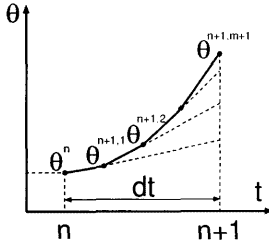


Fig. 2 modified Picard's iteration scheme

時間ステップを n 、最終反復レベルを $m+1$ として $\theta^{n+1,m}$ を $\Psi^{n+1,m}$ の周りで Taylor 展開し、2 次以上の項 $o(\delta^2)$ を無視して、 θ の増分を式(1)の差分式に代入して線形化を行なう。

$$\Delta\theta \simeq \theta^{n+1,m} + (\Psi^{n+1,m+1} - \Psi^{n+1,m}) \left. \frac{d\theta}{d\Psi} \right|^{n+1,m} + o(\delta^2) - \theta^n \quad (7)$$

次に非線形項の $\frac{d\theta}{d\Psi}$ を次のように表現する。

$$\frac{d\theta}{d\Psi} = \begin{cases} \frac{\theta_{i,j}^m - \theta_{i,j}}{\Psi_{i,j}^m - \Psi_{i,j}} & (|\Psi_{i,j}^m - \Psi_{i,j}| \geq \epsilon) \\ \text{式(2)の微分} & (|\Psi_{i,j}^m - \Psi_{i,j}| < \epsilon) \end{cases} \quad (8)$$

修正 Picard 法は、式(4)、(5)の欠点を克服しており、水収支誤差が少なく、数値解の収束がよい。

Richards 式に湧きだし・吸い込み項 (Force) を付加した方程式は、

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \left(\frac{\partial Q_x}{\partial x} + \frac{\partial Q_z}{\partial z} \right) + \frac{Force}{dz} \quad (9)$$

$$= (Q_{x-} - Q_{x+}) + (Q_{z-} - Q_{z+}) + \frac{Force}{dz} \quad (10)$$

ただし、

- Q_{x+} : 側方流出フラックス
- Q_{x-} : 側方流入フラックス
- Q_{z+} : 鉛直流出フラックス
- Q_{z-} : 鉛直流入フラックス

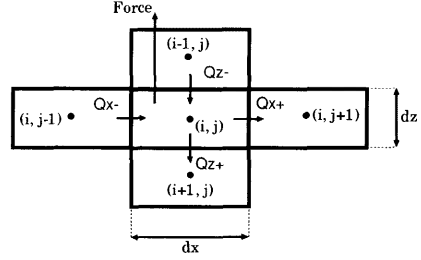


Fig. 3 mass conservation equation

この4つの地中流フラックスはダルシー則で算定され、鉛直方向については陰解法、斜面方向については陽解法を用いることにすると、次式で表される。

$$Q_{x+} = \frac{K_x}{ds_x^2} [(\Psi_{i,j}^{n+1,m+1} - \Psi_{i,j+1}^{n+1,m}) + (z_{i,j} - z_{i,j+1})] \quad (11)$$

$$Q_{x-} = \frac{K_x}{ds_x^2} [(\Psi_{i,j-1}^{n+1,m} - \Psi_{i,j}^{n+1,m+1}) + (z_{i,j-1} - z_{i,j})] \quad (12)$$

$$Q_{z+} = \frac{K_{i+1/2}}{dz_i} \left[\frac{\Psi_{i,j}^{n+1,m+1} - \Psi_{i+1,j}^{n+1,m} + 1}{z_{i,j} - z_{i+1,j}} + 1 \right] \quad (13)$$

$$Q_{z-} = \frac{K_{i-1/2}}{dz_i} \left[\frac{\Psi_{i-1,j}^{n+1,m+1} - \Psi_{i,j}^{n+1,m+1}}{z_{i-1,j} - z_{i,j}} + 1 \right] \quad (14)$$

ただし、 ds は斜面方向の微分を表す。

$$ds_i^2 = (x_{i,j} - x_{i-1,j})^2 + (z_{i,j} - z_{i-1,j})^2 \quad (15)$$

$$ds_i^2 = (x_{i+1,j} - x_{i,j})^2 + (z_{i+1,j} - z_{i,j})^2 \quad (16)$$

結局、支配方程式は次式で表される。

$$\begin{aligned} & \theta_{i,j}^{n+1,m} - \theta_{i,j}^n + (\Psi_{i,j}^{n+1,m+1} - \Psi_{i,j}^{n+1,m}) \left. \frac{d\theta}{d\Psi} \right|_{i,j}^{n+1,m} \\ &= \left[\frac{K_x}{ds_i^2} (\Psi_{i,j-1}^{n+1,m} - \Psi_{i,j}^{n+1,m+1} + z_{i,j-1} - z_{i,j}) \right. \\ & \quad - \frac{K_x}{ds_i^2} (\Psi_{i,j}^{n+1,m+1} - \Psi_{i,j+1}^{n+1,m}) + z_{i,j} - z_{i,j+1}) \\ & \quad - \frac{K_{i+1/2}}{dz_i} \left(\frac{\Psi_{i,j}^{n+1,m+1} - \Psi_{i+1,j}^{n+1,m} + 1}{z_{i,j} - z_{i+1,j}} + 1 \right) \\ & \quad + \frac{K_{i-1/2}}{dz_i} \left(\frac{\Psi_{i-1,j}^{n+1,m+1} - \Psi_{i,j}^{n+1,m+1}}{z_{i-1,j} - z_{i,j}} + 1 \right) \\ & \quad \left. + \frac{Force}{dz_i} \right] \times dt \end{aligned} \quad (17)$$

$$Force = \begin{cases} P_i - E_s & \text{表層 (i=1)} \\ -E_{n,i} & \text{根層} \end{cases} \quad (18)$$

ただし、

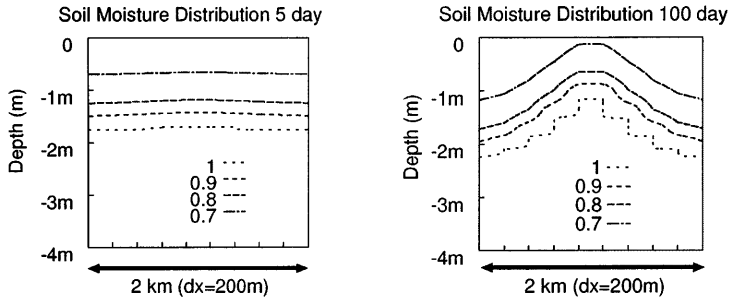


Fig. 4 comparison of soil moisture distribution on 5day and 100day

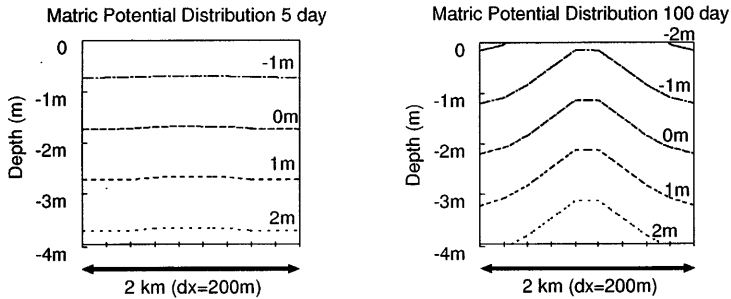


Fig. 5 comparison of matric potential distribution on 5day and 100day

- 添字 i, j : 鉛直、水平空間要素
 添字 n, m : 時間ステップ、収束レベル
 $Force$: 外力項
 E_s : 土壌面からの蒸発強度 (ms^{-1})
 $E_{tr,i}$: 植物の根からの吸水強度 (ms^{-1})
 P_1 : 土壌面への浸透強度 (ms^{-1})

陰解法で求められた解が圧力水頭について収束するまで ($|\Psi^{n+1,m+1} - \Psi^{n+1,m}| \leq \epsilon$) 繰り返し計算を行ない、次の時間ステップに進む。

3. 鉛直2次元土壌モデルによる数値計算

3.1 微細モデル

微細モデルとは、土壌層全体 (4m) を 5cm ずつの薄い層 (鉛直 80 層) に分割して計算を行なうモデルであり、土壌内の各種物理量のプロファイルを詳細に記述し、地中流を現実的に算定できるが、多大な計算時間を要するため、他の陸面過程モデルの土壌パーツとして組み込むことは実用的ではなく、後述する簡略モデル (空間分解能が粗いモデル) の性能を保証するために用いるものである。

(1) 計算条件

まず始めに、微細モデルの基本性能を確認するために、外力なし、浸潤過程、蒸発過程の3つのシミュレーションを行なう。

1. 外力なし (no force) :

地表面からの蒸発、根による水の吸い上げ、降水の浸透など式 (17) 中の外力項 ($Force$) を与えずに、重力排水によって土壌水分場が形成される。

2. 浸潤過程 (wetting process) :

地表面 (第1層) において、外力項として一定の浸透強度 ($P_1 = K_s \times 0.01$) を与える。

3. 蒸発過程 (drying process) :

地表面から根層まで (1~30 層) において、一定の蒸発要求量 ($E_{tr}=50 \text{ W/m}^2$) を与える。外力項は蒸発要求量に土壌水分のストレスを加えた形で計算される。

地形は尾根部 → 谷部 → 尾根部となる地形を三角関数で表現し、土壌パラメーターにはロームの値を使用する。

境界条件として、領域側方 (両端) 境界には周期境界条件を、領域下方境界にはゼロフラックス条件を

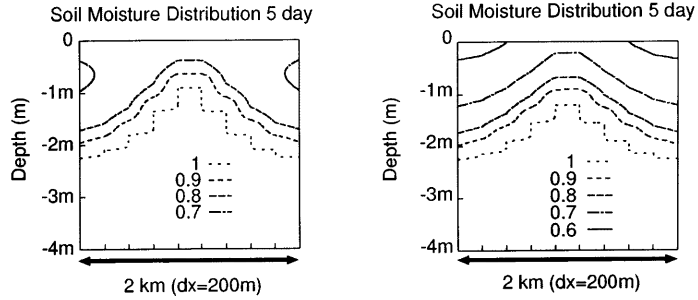


Fig. 6 comparison of soil moisture distribution on 5day between wetting process and drying process

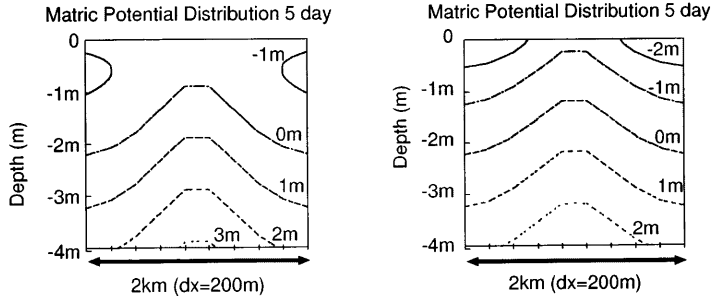


Fig. 7 comparison of matric potential distribution on 5day between wetting process and drying process

適用する。

主な時空間設定は以下の通りである。

- 時間ステップ (Δt)=1 時間
- 鉛直分解能 (Δz)=5cm、鉛直分解数=80、鉛直領域長=4m
- 水平分解能 (Δx)=200m、水平分解数=10、水平領域長=2km
- 尾根部と谷部の標高差=100m
- 計算期間：外力なしで 100 日間、
湿潤過程、蒸発過程で 5 日間

初期条件は、外力なしの場合は地下水面を地表面から -2m にとり、地下水面より上の 2m の土壌は地下水面から表層までの飽和度が 1.0 から 0.6 になるように線形的に与える。すなわち、

$$W_i = \begin{cases} 0.6 + 0.01i & (i \leq 40) \\ 1.0 & (i \geq 40) \end{cases} \quad (19)$$

湿潤過程、蒸発過程の場合は外力なしの最終時間ステップの土壌水分場 (重力で規定される場) を初期条件とする。

各時間ステップの繰り返し計算回数 (収束レベル) は、計算開始直後は数十回を数えたが、その後は数回以内におさまった。

(2) 計算結果

Fig. 4、Fig. 5 は外力なしシミュレーションの 5 日後と 100 日後の様子を比較したものであり、それぞれ、土壌水分量 (飽和度)、マトリックポテンシャルの鉛直断面分布 (等値線図) を示す。縦軸は鉛直方向、横軸は水平方向であり、中央の谷部に水が集積していることがわかる。

Fig. 5 より、マトリックポテンシャルの等値線はほぼ平行で等間隔となっており、深さ方向に非線形なプロファイルを形成するのではなく、直線的なプロファイルを形成していることがわかる (Fig. 13 参照)。

Fig. 6、Fig. 7 は最終時間ステップ (5 日後) における蒸発過程と浸潤過程の様子を比較したものであり、それぞれ、土壌水分量、マトリックポテンシャルの鉛直断面分布を示す。表層から浸潤曲線が形成されていることや、蒸発に伴う水分の減少などがうまく計算されている。

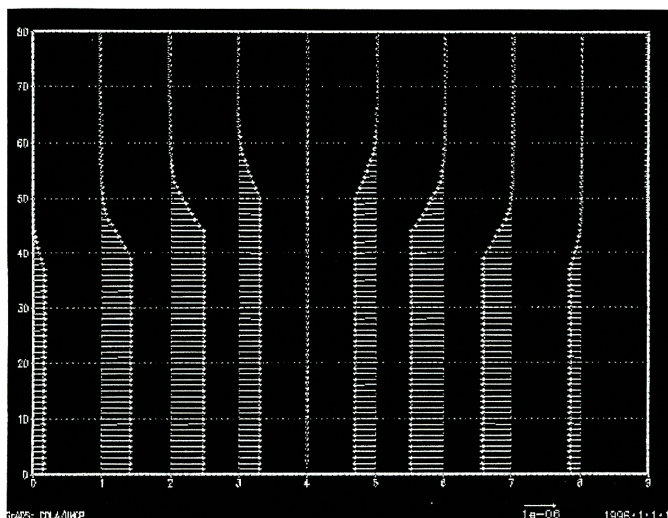


Fig. 8 soil moisture and ground water flow field

Fig. 8 は地中水(土壌水と地下水)の移動の様子をベクトル表示したものである。飽和流すなわち地下水流が地中内で卓越する流れであることがわかる。各グリッドの鉛直カラム内には飽和域から不飽和域にかけて地中流プロファイルが形成されている様子がよくわかる。

3.2 空間分解能の違いが地中流算定におよぼす影響

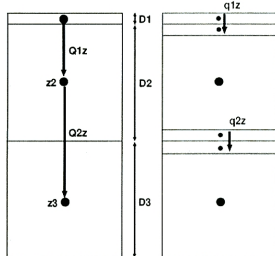


Fig. 9 comparison of vertical moisture flux between coarse model and fine model

前節では微細モデルにより、地中の詳細な物理量プロファイルと流れ場が計算された。

SiB の場合、土壌を表層 2 cm、根層約 1.5 m、最補給層約 0.5 m の 3 層に分けており、土層間の水分の交換は各層の平均土壌水分量 (W) で表現されるマ

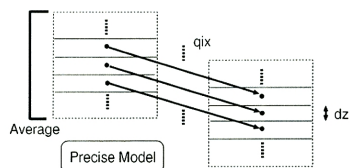
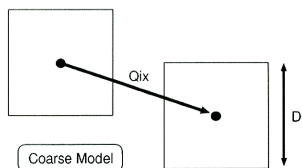


Fig. 10 comparison of down-slope moisture flux between coarse model and fine model

トリックポテンシャル (Ψ) と透水係数 (K) で規定される。

本節では、このような扱いで地中の流れをどの程度表現しうるのであるかを検討するために、また、計算時間が短く、より実用的なモデルを構築するために、SiB のような粗い空間分解能のモデルを想定し、モデルで計算される平均量(微細モデルの土壌水分を平均化)を用いて算定されるフラックスと詳細なプロファイルをもとに算定されるフラックス(微細モデ

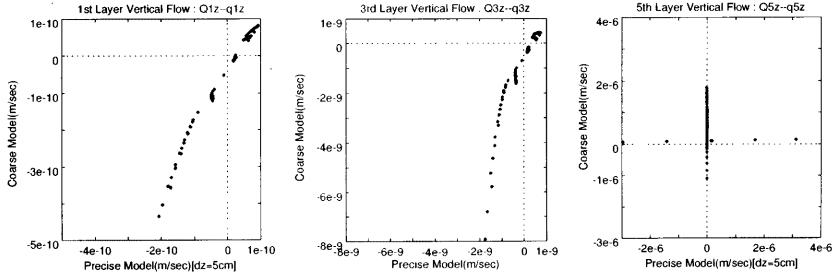


Fig. 11 comparison of vertical soil moisture flux (no force)

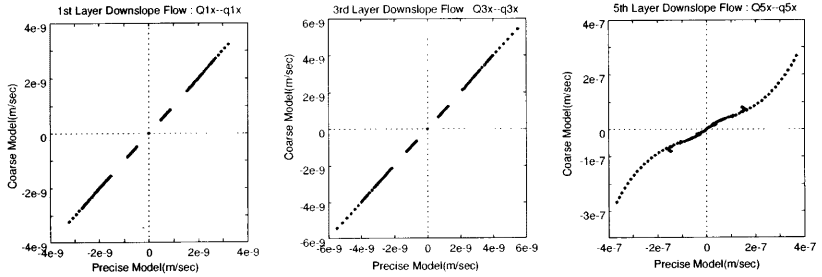


Fig. 12 comparison of down-slope soil moisture flux (no force)

ルのフラックス) との比較を行なう。

SiB の土層分割は各層に物理的な意味を持たせたもの、すなわち、

1. 表層：外部大気との相互作用
2. 根層：植物との相互作用
3. 再補給層：上部土壌層への水分供給

であり、土壌内のプロファイルを考慮したものではない。

このような粗い分解能の場合、土壌水分の変化が緩慢な無降雨時には、土壌水分の鉛直プロファイルを近似的に表現することができても、表層付近のプロファイルが急激に変化する降雨時には、第2層の応答が遅すぎるために鉛直流を適切に表現できない。

したがって、本研究では、SiB に比べてやや詳細なモデルとして7層の簡略モデルを提案する。各層厚 D_i ($i=1\sim 7$) は表層から下層に向かって、

$$D_i = 5\text{cm}, 10\text{cm}, 20\text{cm}, 40\text{cm}, 80\text{cm}, 160\text{cm}, 85\text{cm}$$

とする(全層で4mとするため最下層は85cmである)。

(1) 鉛直流の評価方法

簡略モデルにおける鉛直地中流フラックス Q_{iz} ($i=1\sim 6$) は、次式で算定される。

$$Q_{iz} = K_{i,i+1} \left(1 + \frac{2}{D_i + D_{i+1}} (\Psi_i - \Psi_{i+1}) \right) \quad (20)$$

ただし、

Ψ_i : 第1層のマトリックスポテンシャル

$K_{i,i+1}$: 第1層と第*i*+1層間の平均透水係数

なお、平均透水係数は幾何平均、すなわち、

$$K_{i,i+1} = \sqrt{K_i K_{i+1}} \quad (21)$$

とする。

Q_{iz} に対応する微細モデルにおける地中流フラックスを q_{iz} とす。Fig. 9は Q_{iz} (簡略モデル) と q_{iz} (微細モデル) が、どの2点間のポテンシャルを用いて計算されるかを示している。例えば、 Q_{2z} は第2層の平均土壌水分量から算定されるポテンシャル (Ψ_2)、第3層の平均土壌水分量から算定されるポテンシャル (Ψ_3)、第2、3層間の平均透水係数 (K_{23}) を用いて計算される。

一方、 q_{2z} は簡略モデルの第2層と第3層との相互作用面に相当する深さ ($z_{23} = D_1 + D_2$) における地中流フラックスである。

(2) 斜面流の評価方法

簡略モデルによる斜面方向の地中流フラックス Q_{ix} ($i=1\sim 7$) は、次式で算定される。

$$Q_{ix} = K_{ix} \left(\sin \alpha_r - \frac{\cos \alpha_r}{\Delta x} (\Psi_i - \Psi_{i+1}) \right) \quad (22)$$

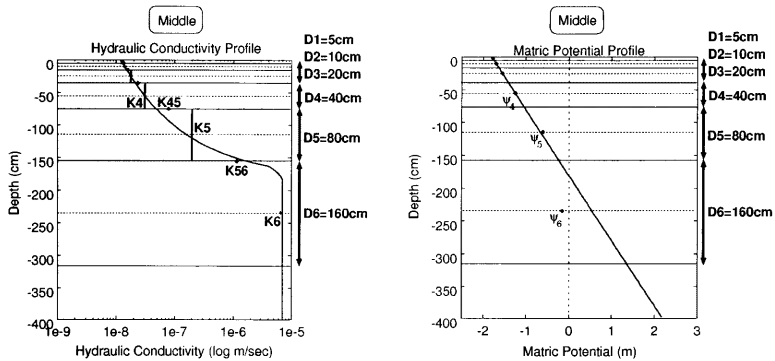


Fig. 13 vertical profile of hydraulic conductivity and matric potential at mid-slope

ただし、

K_{ix} : 第*i*層の水平グリッド間の平均透水係数

Δx : 水平グリッド間隔

α_r : 水平グリッド間の勾配

簡略モデルと微細モデルとの違いをFig. 10に示す(d_z は微細モデルにおける鉛直分解能)。

Q_{ix} は第*i*層の平均土壌水分から算定されるポテンシャル(Ψ_i)、隣接するグリッドの平均土壌水分から算定されるポテンシャル(Ψ_{ir})、隣接グリッド間の平均透水係数(K_{ix})を用いて計算される。 Q_{ix} に対応する微細モデルにおける地中流フラックスを q_{ir} と表すと、 q_{ix} は*D_i*内に含まれるすべての斜面流を平均したものである。

Table 2 contents of figure related to comparison between precise and coarse model

no force		
$Q_{1z} - q_{1z}$	$Q_{3z} - q_{3z}$	$Q_{5z} - q_{5z}$ Fig. 11
$Q_{1x} - q_{1x}$	$Q_{3x} - q_{3x}$	$Q_{5x} - q_{5x}$ Fig. 12
wetting process		
$Q_{1z} - q_{1z}$	$Q_{3z} - q_{3z}$	$Q_{5z} - q_{5z}$ Fig. 15
$Q_{1x} - q_{1x}$	$Q_{3x} - q_{3x}$	$Q_{5x} - q_{5x}$ Fig. 16
drying process		
$Q_{1z} - q_{1z}$	$Q_{3z} - q_{3z}$	$Q_{5z} - q_{5z}$ Fig. 17
$Q_{1x} - q_{1x}$	$Q_{3x} - q_{3x}$	$Q_{5x} - q_{5x}$ Fig. 18

以下に、外力なし、浸潤過程、蒸発過程の3種類の異なる過程における簡略モデルと微細モデルの比較結果を示し、考察を述べる。

いずれの図も縦軸は簡略モデル、横軸は微細モデルによる地中流フラックスの算定値をプロットした

ものであり、鉛直流は下向きを正とする。水平グリッド数10に対して、20セットの時間データがあるので、全部で200個の点がプロットされている。

比較する地中流と図の対応をTable 2にまとめる。

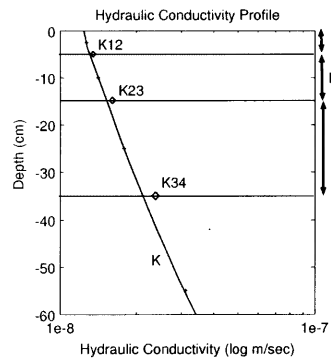


Fig. 14 vertical profile of hydraulic conductivity near surface

(3) 外力なし

斜面流(down-slope flow)については簡略モデルと微細モデルで良い相関を示す(Fig. 12参照)が、鉛直流(vertical flow)については簡略モデルのほうが大きく算定される傾向にある(Fig. 11参照)。また第5層の鉛直流の場合は微細モデルにおいて例外的に大きく算定される場合があるが、これは q_{5z} の位置にちょうど地下水面が位置する時である。

このように簡略モデルにおいて鉛直流が大きめに算定される理由を調べるために、最終時間ステップの

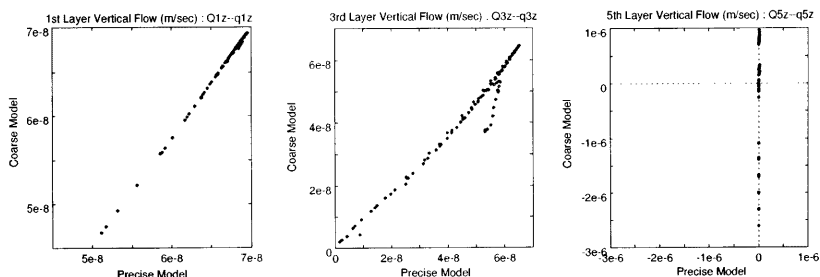


Fig. 15 comparison of vertical soil moisture flux (wetting process)

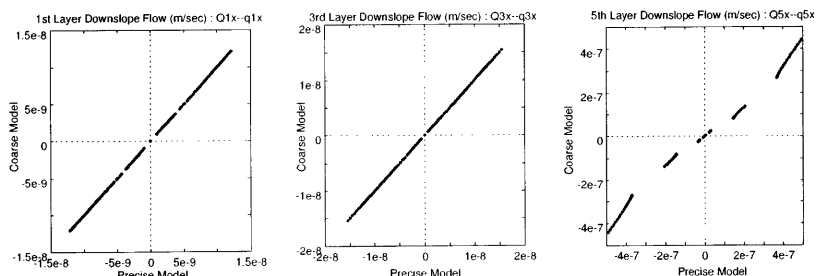


Fig. 16 comparison of down-slope soil moisture flux (wetting process)

データから、斜面中腹における透水係数とマトリックスポテンシャルの鉛直プロファイルを Fig. 13 に示す。図中の $K_{4.5}$ は K_4 と K_5 の幾何平均を示しており、 K_4 、 ψ_4 はそれぞれ第 4 層内の平均土壌水分量をもとに算定された透水係数、圧力ポテンシャルであり、 $K_{5.6}$ 、 K_5 、 ψ_5 などについても同様である。

また、表層付近の透水係数プロファイルを詳しく示したのが Fig. 14 である。図中の $K_{1.2}$ 、 $K_{2.3}$ 、 $K_{3.4}$ は簡略モデルで算定される際の平均透水係数を表す。

このように、簡略モデルのフラックス算定に用いられる物理量が図中にプロットされているわけであるが、これらの点がプロファイル曲線からずれるを生じている時は、簡略モデルと微細モデルにおいて算定される地中流に誤差が生まれることになる。

微細モデルで計算された ψ の鉛直分布は、深さ方向に対してほぼ線形になっており、不飽和域においては、簡略モデルの ψ は、おおむねこの直線上に載っている。一方、 K の鉛直分布は非常に非線形であり、常用対数表示されたグラフで下に凸となっているため、幾何平均で中央に算定される簡略モデルの K は常に大きめの値をとる。なお、算術平均を用いると、点がさらに右側にずれることになる（誤差が大き

なる）。

これらの図からわかるように、平均透水係数は微細モデルによるプロファイルの曲線上には載らずに常に右側に（大きめに）ずれており、簡略モデルでは鉛直流が大きめに算定されてしまう。この誤差は鉛直分解能が小さいほど改善されるが、計算時間と目的とする精度に依存してグリッド間隔を設定することになる。

層内に地下水面 (ψ がゼロの値をとる深さであり、Fig. 13 では第 6 層の上部にあたる) が存在する場合を考える。層内の大部分が飽和している場合には ψ の平均値は正になるが、簡略モデルでは少しでも不飽和の部分が存在すると、層平均土壌水分量是不飽和 ($\theta < 1$) となり、必然的に ψ が負の値をとることになる。したがって、Fig. 11 に見られるように、地下水面が存在する層では鉛直流を正確に算定できない。

この問題を解決するためには、簡略モデルにおいて地下水面の位置を診断的に求めて (ψ のプロファイルが直線的であると仮定して)、地下水面が存在する層を 2 つに分けて、不飽和域と飽和域のそれぞれについてフラックスを算定することなどが考えられる。

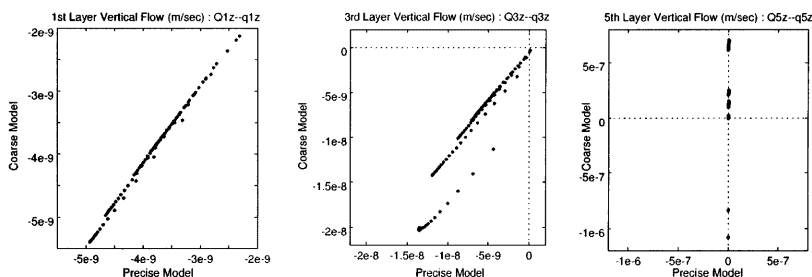


Fig. 17 comparison of vertical soil moisture flux (drying process)

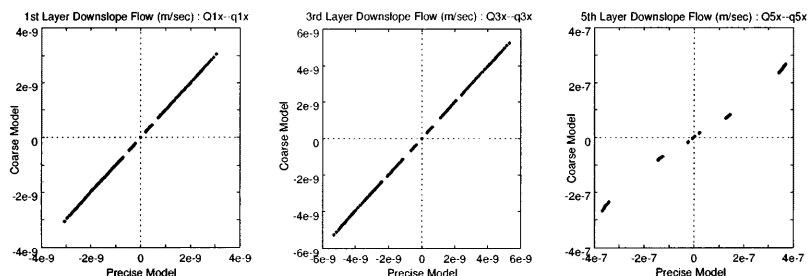


Fig. 18 comparison of down-slope soil moisture flux (drying process)

(4) 浸潤過程 (wetting process)

一定の浸透強度を表層に与えて行なう浸潤過程の計算結果を用いて簡略モデルと微細モデルの地中流を比較した。浸潤過程では、表層付近において鉛直流は精度良く算定されており、地下水面付近の鉛直流を除いて、ほぼ1対1の相関を示す(Fig. 15、Fig. 16参照)。

(5) 蒸発過程 (drying process)

地中内の植物の根領域からの水の吸い上げがある場合の蒸発過程についても地中流の比較を行なった。結果は浸潤過程と同様であり、表層付近において鉛直流は精度良く算定されることがわかる (Fig. 17、Fig. 18参照)。

このように外力が働く条件のもとでは、7層構造の簡略モデルで表層付近の水分フラックスは、斜面方向、鉛直方向のいずれも精度良く算定できることがわかる。ただし、地下水面付近においては鉛直フラックスをうまく算定できないが、その理由は上で述べた通りである。

(6) 水平空間分解能についての検討

これまで、側方流については全て微細モデルと簡略モデルでよい相関が見られたが、水平分解能は微

細モデルと簡略モデルで同じであった。したがって、上で見られた相関の良さは、鉛直分解能が斜面流に及ぼす影響が小さいことを示すものである。

ここで、上の計算で用いた水平格子間隔が十分に小さい(水平の離散化の影響が小さい)ものであるかどうかを調べるために、領域長を一定に保ち、分割数(Grid number)とグリッド長(Δx)を変えた場合のシミュレーションを行なう。

主な設定条件は以下の通りである。

- 時間ステップ (Δt) = 1 時間
- 鉛直分解能 (Δz) = 5 cm、鉛直分解数 = 80、鉛直領域長 = 4 m
- 水平領域長 = 2 km。
- 土壌水分量は尾根部で 0.5、谷部で 1.0 として線形的に与えた。
- 尾根部と谷部の標高差 = 100 m
- 計算期間: 5 日間

Fig. 19は、最終時間ステップ(5日後)における側方流(鉛直80層の平均値)の水平空間分布を示したものであり、右向きを正として示している。5分割の場合(図中の実線)を除き、グラフはほぼ重なっており、このような三角関数の地形では、10以上の分

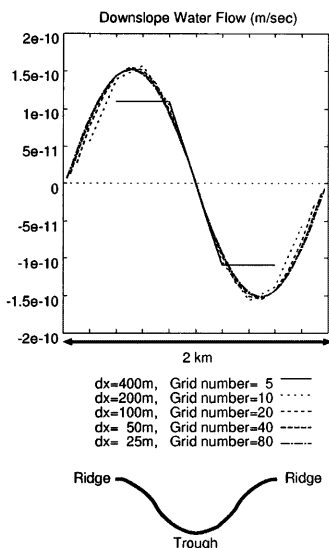


Fig. 19 comparison of down-slope flow changing the size of horizontal resolution

割数で表現する限り、それ以上分割数を増やしても計算結果はほとんど変わらないことがわかる。

ここで重要なことは、地形の形状を充分近似できるような分割数を選ぶということであり、三角関数でなくもっと複雑な地形の場合には、さらに分割数を増す(Δx を小さくする)が必要であり、逆に、同じ形状で地形のスケールが大きくなる場合には分割数を変える必要はないので、 Δx を大きくとることができる。

以上、微細モデルと簡略モデルを比較することにより、外力なし、湿潤、蒸発の3つの異なる過程に対して、地中流の挙動を調べた。また、微細モデルで得られた数値解から、地形の起伏が存在する場合における土壌水分の水平分布をもたらす主たる要因は飽和流(地下水流)であることが示された。

4. 7層簡略地中モデル

4.1 モデルの概要

前章で用いた微細モデルは高分解能であるが、計算機に多大な負担をかけ、実用的ではないため、分解能を粗くしたモデルを開発しなければならない。また前章では、降雨、蒸発いずれの場合にも、7層構造の簡略モデルで表層付近の鉛直流と全層にわたる斜面流を適切に算定できることが示された。

微細モデルで適用された修正 Picard 反復法と陰解

法は、時間ステップを比較的大きくとすることができ、しかも水収支誤差が小さいという利点を持つ。本章では、これらの数値解法を簡略モデルに適用し、鉛直分解能を粗くした7層の地中モデルによる数値計算を行なう。

基礎式、土壌水理特性は微細モデルと同じであり、鉛直分解能 Δz_i ($i=1\sim 7$)は、表層から

$\Delta z_i = 5\text{cm}, 10\text{cm}, 20\text{cm}, 40\text{cm}, 80\text{cm}, 160\text{cm}, 85\text{cm}$ とする(全層で4mとするため最下層は85cmである)。

この地中モデルを陸面過程モデルへ導入することを想定し、降雨と蒸発散を与える実験を行なう。

4.2 浸潤過程

観測されたアメダスの降雨量を外力として与えて、湿潤過程(降雨時)および重力排水過程(無降雨時)におけるモデルの実行性を見る。計算期間は10日間、時間ステップは1時間である。

Fig. 20~Fig. 22はそれぞれ尾根部、斜面中腹部、谷部における第1層と第4層の土壌水分の降雨に対する応答を時間推移で示したものである。第1層の層厚は5cm、第4層の層厚は40cm(深さは35cm~75cm)である。

降雨に対する土壌水分量の応答はよく表現されていると判断される。

4.3 蒸発過程

大気側からの境界条件として日周変動する蒸発散量を与えて、乾燥過程におけるモデルの実行性を見る。

蒸発散量は日中の 400W/m^2 をピークとする三角関数で表現し、植物の根は第3層まで(すなわち35cmまで)伸びていると設定した。計算期間は10日間、時間ステップは1時間である。

Fig. 23~Fig. 25はそれぞれ尾根部、斜面中腹部、谷部における各層の土壌水分の応答を時間推移で示したものである。

根層である第1層から第3層までは日周変動を繰り返しながら徐々に乾燥化が進行している。また第3層へ水分を供給している第4層もわずかながら日周変動を確認できる。

尾根部と谷部とを比較してみると、尾根部において急速に水が排水され、谷部では湿ったままの状態を保っている。したがって、尾根部においては、比較的乾燥している第4層からの給水は少なく、昼間の蒸散活動で失われた根層の水分が夜間にほとんど回復していないのに対して、谷部では、昼間の蒸散活動で失われた根層の水分の大部分は、水分量が豊富な第4層からの給水により、夜間に回復している。

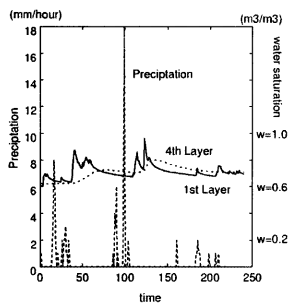


Fig. 20 response of soil moisture wetness to the precipitation at the ridge

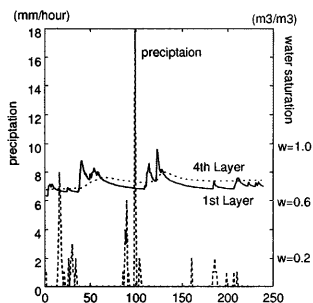


Fig. 21 response of soil moisture wetness to the precipitation at the middle slope

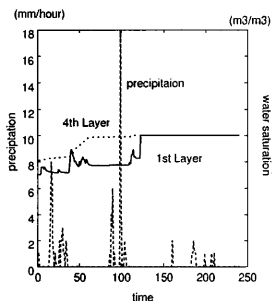


Fig. 22 response of soil moisture wetness to the precipitation at the trough

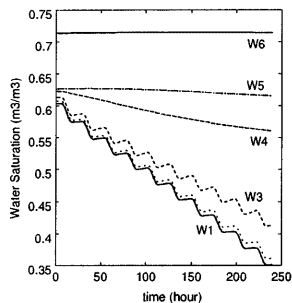


Fig. 23 response of soil moisture wetness in the drying process at the ridge

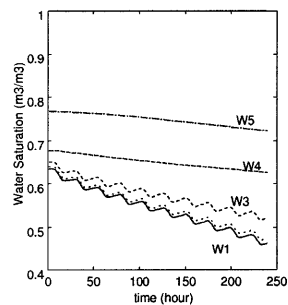


Fig. 24 response of soil moisture wetness in the drying process at the middle slope

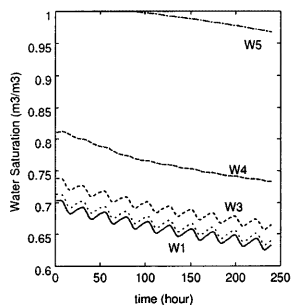


Fig. 25 response of soil moisture wetness in the drying process at the trough

5. SiB と 7 層簡略地中モデルとの結合

気象データを用いて蒸発散フラックスをより現実的に算定するために、7 層簡略地中モデルを陸面水文過程モデル SiB と結合する。

5.1 SiB の概要

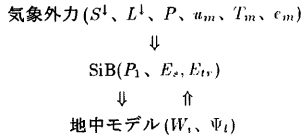
SiB は Sellers et al.(1986) により開発された GCM の格子サイズの陸面水文過程モデルであり、植物の生理的・物理的機能の本質を損なわず、簡潔に表現

しており、以下の過程で構成される。

- 葉の気孔の開閉による蒸散の制御
- 根からの土壌水の吸収
- 葉による降水の捕足 (降水遮断) と大気への直接蒸発 (遮断損失)
- 土壌水の移動と流出生成
- 直接光および散乱光の可視、近赤外領域における反射、透過、吸収

SiB では、日射 (S^l)、大気放射 (L^l)、降雨 (P)、風速 (u_m)、気温 (T_m)、水蒸気圧 (c_m) を境界条件として、潜熱 (LE)、顕熱 (H)、運動量 (τ) の各フラックスが計算される。

SiB と地中モデルの変数の受け渡しを以下に示す。



ただし、

- P_i : 浸透強度 (ms^{-1})
 E_s : 土壌面からの蒸発強度 (ms^{-1})
 E_{tr} : 植物の根による吸水強度 (ms^{-1})
 W_i : 土壌水分量
 Ψ_i : 葉の水分ポテンシャル (m)

蒸散に伴う植物の根からの吸水強度 ($E_{tr,i}$) は次式で表される (佐藤, 1989)。

$$E_{tr,i} = \frac{D_i}{z_d} \left(\frac{\Psi_i - \Psi_t - z_T}{\overline{r_{plant}} + \overline{r_{soil}}} \right) \quad (23)$$

ただし、

- D_i : i 層の厚さ (m)
 z_d : 根の深さ (m)
 Ψ_i : i 層のマトリックポテンシャル (m)
 z_T : 蒸散源の高さ (m)
 $\overline{r_{plant}}$: 植物の導管の抵抗 (sec)
 $\overline{r_{soil}}$: 土壌と根の間の抵抗 (sec)

SiB では、植生タイプ毎にパラメーターが用意されており、本研究で用いたパラメーターの中で、特に土壌モデルに関連するものを Table 3 に示す。

Table 3 vegetation parameter

z_d	R	D_d	V_r	$\overline{r_{plant}}$
1.5	4×10^{10}	3.6×10^3	1.38×10^{-3}	2.50×10^8

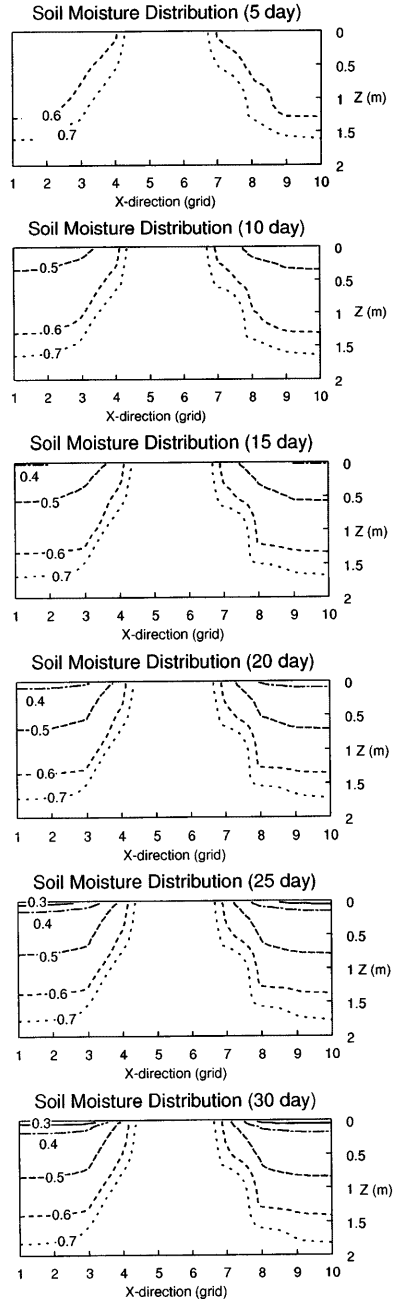


Fig. 26 distribution of soil moisture

葉の水分ポテンシャル Ψ_l は次式で表される。

$$\Psi_l = \Psi_R - z_T - E_{tr} (\overline{r_{plant}} + \overline{r_{soil}}) \quad (24)$$

Ψ_R は植物の根領域を代表するマトリックポテンシャルであり、各土層の水分ポテンシャルを地表面から根の深さ z_d まで加重平均したものである。

$$\Psi_R = \frac{1}{z_d} \sum_i \Psi_i D_i \quad (25)$$

土壌と根の間の抵抗 $\overline{r_{soil}}$ は Federer(1979) にしたがって、

$$\overline{r_{soil}} = \frac{R}{D_d} + \frac{\alpha_f}{K_R} \quad (26)$$

$$\alpha = \frac{1}{8\pi D_d} \left[V_r - 3 - 2 \ln \left(\frac{V_r}{1 - V_r} \right) \right] \quad (27)$$

ただし、

- R : 単位長さ当たりの根の抵抗 (s/m)
- D_d : 根密度 (m/m³)
- V_r : 単位体積当たりの根の密度 (m³/m³)
- K_R : 根が張る土壌層の透水係数 (m/s)

5.2 計算条件

地中モデルにとっては、降雨の浸透(P_i)による入力と蒸発散(E_s, E_{tr})による出力が境界条件となる。計算対象領域は前章と同様に水平領域長2kmの三角関数の地形であり、領域側方には周期境界条件を、領域下端にはゼロフラックス条件を適用する。

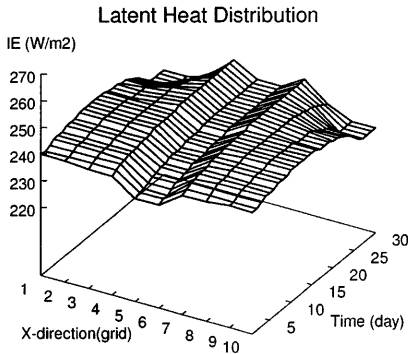


Fig. 27 time and spatial distribution of latent heat flux

起伏を持つ地形に一樣な土壌水分場を初期条件として与えるのは適切ではないと考え、先ほどの微細モデルの外力なしの計算の最終時間ステップの土壌水分場(各層厚分平均する)を初期条件とする。

Sensible Heat Distribution

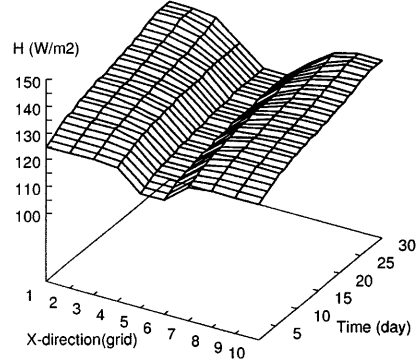


Fig. 28 time and spatial distribution of sensible heat flux

Net Radiation Distribution

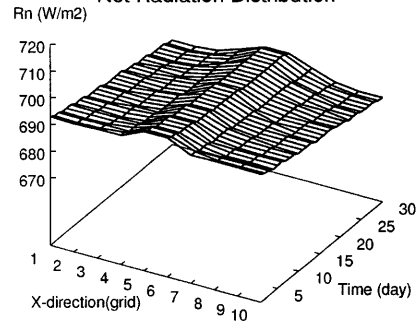


Fig. 29 time and spatial distribution of net radiation flux

本研究では、地形の影響のみを調べることを目的としているため、全てのグリッドに対し同一のパラメーター(カバー率75%の森林地を想定)を与える。

使用する気象データは1996年7月30日に滋賀県高月町で観測されたものである。この日はほぼ快晴であり、日射量のピーク値は900(W/m²)程度であり、気温は32℃以上に達した。この毎時データを繰り返し与え、30日間のシミュレーションを行なった。

Fig. 26は土壌水分場の5日ずつの経時変化を鉛直2次元断面図で示したものである。時間の経過とともに表層付近の土壌水分が減少していき、等値線

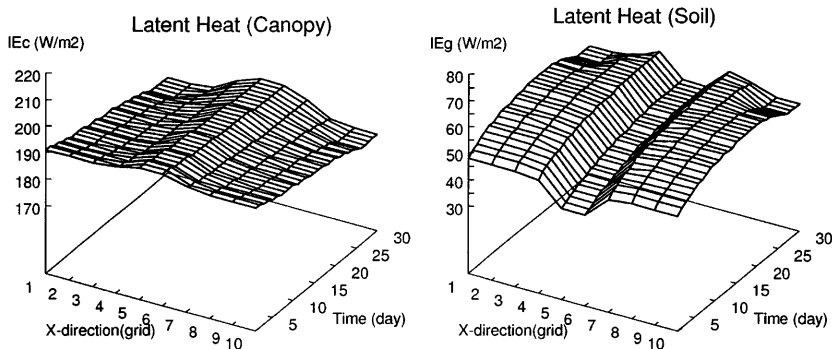


Fig. 30 time and spatial distribution of latent heat flux from canopy and soil

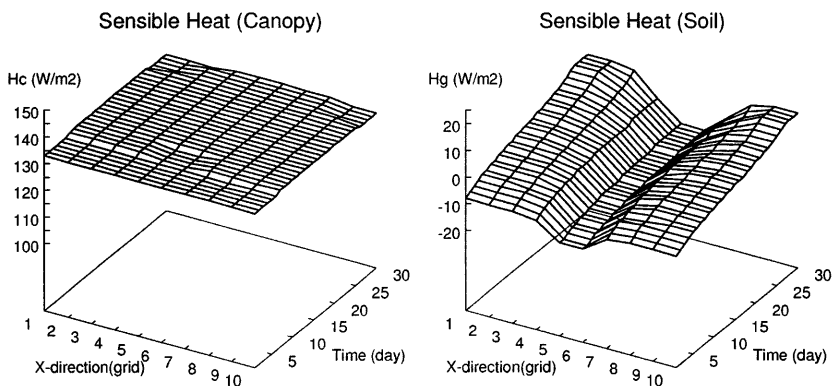


Fig. 31 time and spatial distribution of sensible heat flux from canopy and soil

が徐々に下がっていく様子がわかる。谷部では常に0.7以上の値を保っているが、尾根部から中腹部にかけては表層付近で0.3以下にまで下がっている。

このような土壌水分場のもとフラックスがどのように時空間的に変化していくかを示したのが、Fig. 27～Fig. 29であり、いずれもx方向は水平グリッド、y方向は日数を表し、それぞれ、潜熱、顕熱、純放射に関するものである。

まず時間的な変化について考察する。図に示したのは毎日の正午の値であり、気象外力として毎日同じものを与えているので、場の条件が変化しなければ常に(時間方向に)均一な分布となるはずである。ところが図からは、時間とともに潜熱が減少してい

ること、顕熱が上昇すること、純放射が減少することなどが読みとれる。

これは次のように解釈できる。すなわち、土壌水分の減少が蒸発散を減少させ、それに伴いボーエン比も増加する(顕熱が増す)。またボーエン比が増加したことと、土壌の乾燥化に伴う地表面の熱容量の減少の相乗効果で、地表面温度が上昇する。その結果、地表からの長波放射の射出が増加することにより、純放射が減少する。

次に空間的な分布に着目する。尾根部から谷部に向かうほど土壌水分は増加する。しかし、谷部に向かって潜熱が一様に増加せず、むしろ谷部で一番小さな値となっていることは、Fig. 27からだけでは判

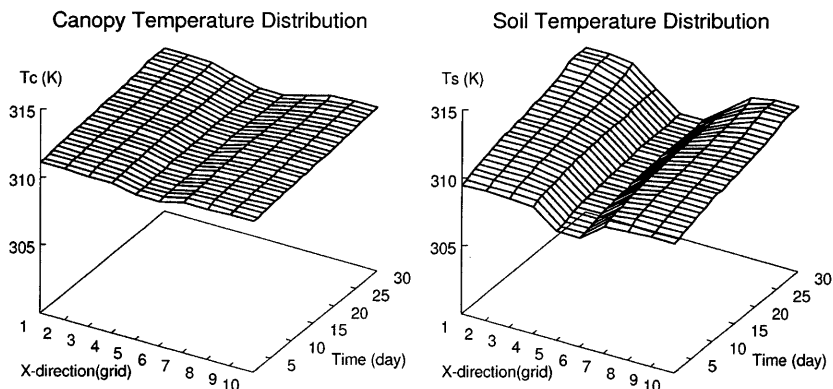


Fig. 32 time and spatial distribution of canopy temperature and soil surface temperature

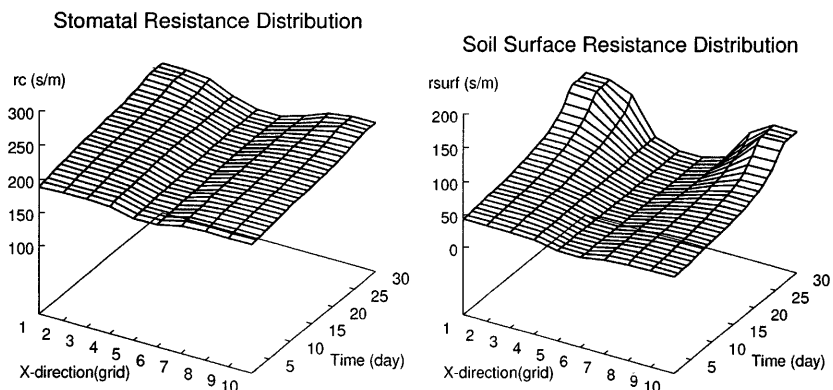


Fig. 33 time and spatial distribution of canopy stomatal resistance and soil surface resistance

断できない。

そこで、潜熱と顕熱の値をキャノピーからのものと地面からのものに分けたものを Fig. 30、Fig. 31 に示す。また、キャノピー (T_c) と地表面の温度 (T_s) を Fig. 32 に、キャノピーの気孔抵抗 (r_c) と土壌の表面抵抗 (r_{surf}) を Fig. 33 にそれぞれ示す。

Fig. 30 より、キャノピーに関しては、土壌水分の多い谷部ほど、潜熱フラックスが大きくなっていることがわかる。これに対して、顕熱はほとんど変化なくほぼ一様である (Fig. 31 参照)。

一方土壌に関しては、谷部において土壌水分が大きくなっているものの、潜熱フラックスが小さい (Fig. 30 参照)。潜熱が小さいにも関わらず、谷部で顕熱も

小さくなっている (Fig. 31 参照) のは、上で述べたように土壌の熱容量が大きいためである。したがって、谷部では地表面の温度上昇が抑えられ (その結果表層の水蒸気圧も減少する)、潜熱も顕熱もともに減少したと考えられる。

この場合、谷部において土壌水分が豊富であることは、蒸発ストレスを減少させる (蒸発強度を増す) 効果としてよりも、表面温度を下げる (蒸発能を下げる) 効果として強く現れ、結果として谷部の蒸発量が尾根部よりも小さくなってしまったのである。さらに乾燥化が進み、尾根部において蒸発ストレスが極めて大きくなる場合には、尾根部よりも谷部で蒸発量が大きくなることが予想される。

キャノピーの温度は谷部においてわずかに低くなっているが(Fig. 32参照)、これは顕熱の大きさにまで影響を与えない程度の差である(Fig. 31参照)。また谷部でキャノピー温度が低くなるのは、地表面温度が低く(Fig. 32参照)、長波放射のバランスが低めにシフトするためである。

シミュレーション期間後半(25日以降)には、尾根部の土壌表面抵抗が大きくなり(Fig. 33)、尾根部と谷部で土壌からの蒸発強度はほぼ等しくなり、温度低下の効果と水分ストレスの効果が同程度に作用していることがわかる。

以上、土壌水分の分布と熱フラックスの関係をキャノピーと土壌にわけて見てきた。地表面起伏に伴う土壌水分量の分布の効果は、水分ストレスの分布として作用するだけでなく、土壌の熱容量の大きさの分布としても作用して、地表面温度にも大きく影響を及ぼすことになるため、その結果フラックスがどのような分布になるかは、非常に複雑である。

6. 結論

本研究の内容を以下にまとめる。

1. 土壌水分場、土壌内の水移動を詳細に扱う鉛直2次元断面の微細土壌モデルを開発した。数値解法には修正Picard反復法を用い、マトリックポテンシャルについて差分展開し、陰解法により解いた。
2. 地中内で卓越する地中流は地下水流であり、土壌水分場に分布を生じさせる主たる要因となる。
3. 微細モデルとの比較から、表層付近の鉛直流と、斜面流を精度良く算定できる7層構造の簡略地中モデルを開発した。

4. 簡略地中モデルを陸面水文過程モデルSiBと結合させ、潜熱・顕熱フラックスの時空間分布を求めた。
5. 地表面起伏に依存した土壌水分場が形成されるが、土壌水分の分布の効果は水分ストレスとしての効果と地表面温度(熱容量)としての効果を持ったため、結果として生じるフラックスの分布は極めて複雑なものとなる。

参考文献

- 佐藤信夫(1989): 第1章 生物圏と大気圏の相互作用, 数値予報課報告別冊, 第35号, 気象庁数値予報課
- 田中賢治・池淵周一(1994): 都市域・水体をも考慮した蒸発散モデルの構築とその琵琶湖流域への適用, 京都大学防災研究所年報, 第37号B-2, pp.299-313
- Celia, M.A., Bouloutas, E.T. and Zarba, R.L. (1990): A general mass-conservative numerical solution for the unsaturated flow equation, *Water Resour. Res.*, Vol.26, No.7, pp.1483-1496
- Clapp, R.B., and Hornberger, G.M. (1978): Empirical equations for some soil hydraulic properties, *Water Resour. Res.*, Vol.14, pp.601-604
- Federer, C. A. (1979): A soil-plant-atmosphere model for transpiration and availability of soil water, *Water Resour. Res.*, Vol.15, No.3, pp.555-562
- 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, pp.505-531

Topographic Effects on Land-surface Water/Heat Fluxes

Takuma TAKASAO*, Shuichi IKEBUCHI, Kenji TANAKA*, and Toshihiko MAEDA

*Faculty of Engineering, Kyoto University

Synopsis

In this study, the effect of topography on soil moisture field and resultant heat/water fluxes is discussed with physically-based numerical soil models. Two-dimensional soil models based on Richards' equation with fine vertical resolution have been developed to calculate the soil moisture field and sub-surface water flow. Modified Picard iteration method is used for the numerical scheme. Seven-layer soil model is introduced from the computational view of point. The model is coupled with SiB to calculate the temporal and spatial distribution of sensible and latent heat fluxes. Soil moisture field can control the heat budget by two factors - water stress and heat capacity.

Keywords: topography, water/heat fluxes, soil moisture, subsurface flow, numerical simulation