

陸面過程モデルのための2次元地中モデルの開発

Two Dimensional Soil Model for Land Surface Processes

田中 賢治*, 前田 敏彦**, 高埴 琢馬***, 池淵 周一****

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

In this study we investigate a performance of three layer soil model which is used in SiB model through comparison with the precise vertical resolution soil model. The governing equations of precise model are based on Richards' equation, and modified Picard iteration scheme is used in the numerical calculation.

Assuming the vertical profile of soil moisture within soil layer and adding the ground water level in prognostic variables, we propose a two dimensional soil model for use in the land surface process models which can treat the effect of topography on soil moisture field and resultant latent heat flux.

Keywords : topography, soil moisture field, ground water flow, latent heat flux

1. 序論

現在の GCM に組み込まれている陸面過程モデル (SiB など) では、土壌は鉛直 1 次元で表現されているため、土壌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。各土壌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壌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) で土壌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

* 正会員 工修 京都大学助手 工学研究科 土木システム工学専攻
(〒606-01 京都市左京区吉田本町)

** 学生会員 京都大学大学院工学研究科 修士課程

*** 正会員 工博 京都大学教授 工学研究科 土木システム工学専攻

**** 正会員 工博 京都大学教授 防災研究所 水資源研究センター
(〒611 京都府宇治市五ヶ庄)

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、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。

本研究では、Celia et al.(1990) [3] の修正ピカール反復法による鉛直 1 次元微細モデルを用いて、SiB モデルに組み込まれている 3 層土壌モデルが土壌水分の鉛直移動を適切に表現しているか検討を加え、さらに地下水面を状態変数に加え、地中水の鉛直・水平移動を扱う 2 次元地中モデルの開発を行なう。

2. 地中モデルの概要

2.1 基礎式

地中モデルで対象としているのは、地表面から難浸透性の岩盤までのいわゆる土壌層とよばれる領域である。本モデルで扱う水文素過程としては降雨の浸透、地表面流出、飽和・不飽和地中流、地下水流、土壌からの蒸発、植物の蒸散に伴う根からの水分の吸い上げなどである。

土壌中の水分移動を記述する支配方程式は水の連続式とダルシー則から導かれるリチャーズ式を鉛直方向と斜面方向に分解したものである。

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

ただし、 θ : 体積含水率、 t : 時間(s)、 x : 斜面方向(m)、 z : 鉛直方向(m)、 K_x, K_z : x, z 方向の透水係数(ms^{-1})、 Ψ : 圧力水頭(m)である。

土壌の保水特性と透水特性($\theta - \Psi$ 関係 $K - \Psi$ 関係)には従来から広く用いられている van Genuchten(1980) [2] のモデルを適用する。ただし、 $S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$: 有効飽和度、 θ_s : 飽和体積含水率、 θ_r : 残留体積含水率、 $m = 1 - 1/n$ 、 K_s : 飽和透水係数、 α, n : 土壌特性パラメーターである。

$$S_e = \begin{cases} \frac{1}{(1 + |\alpha \Psi|^n)^m} & \Psi < 0 \\ 1 & \Psi \geq 0 \end{cases} \quad (2) \quad K = K_s S_e^{1/2} [1 - (1 - S_e^{1/n})^m]^2 \quad (3)$$

2.2 微細モデルの差分解析法

微細モデルとは、土壌層全体を数 cm ずつの薄い層で分割し、土壌内の水分プロファイルを詳細に記述できるモデルであり、一方簡略モデルは、土壌層全体を物理的意味をもついくつかの層に分割し、それぞれの層内での土壌水分プロファイル形状を仮定して(微細モデルの結果を反映)土壌水分移動を記述するモデルである。

地中モデルの数値解法については現在も様々な研究がなされているが、本研究では、比較的作成が容易である差分法を用いて数値計算を行なった。支配方程式を数値的に解く場合、式(1)の左辺を $\frac{\partial \theta}{\partial t} = C' \frac{\partial \Psi}{\partial t}$ として、圧力水頭について解かれることが多いが($C' = d\theta/d\Psi$: 比水分容量)、 C' が高度の非線形性を持つため、質量保存性を十分に満足させることは困難である。

Celia et al.(1990) [3] は非定常不飽和流の数値解法として、修正ピカール反復法が有効であることを示した。

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)の差分式に代入するのが修正ピカール法である。

$$\Delta \theta \simeq \theta^{n+1,m} + \frac{d\theta}{d\Psi} \Big|^{n+1,m} \times (\Psi^{n+1,m+1} - \Psi^{n+1,m}) + o(\delta^2) - \theta^n \quad (4)$$

式(4)は、水収支誤差を抑えるために、比水分容量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、収束ステップ内での比較的線形的な(小さな)変化量を計算に用いるということを意味している(図-1 参照)。微細モデルでは支配方程式を次式のように差分展開し陰解法で数値解を求める。

$$\begin{aligned}
\theta_{i,j}^{n+1,m} &= \theta_{i,j}^n + \frac{d\theta}{d\Psi} \Big|_{i,j}^{n+1,m} \times (\Psi_{i,j}^{n+1,m+1} - \Psi_{i,j}^{n+1,m}) \\
&= \left\{ -K_r(\Psi_{i,j}^{n+1,m+1} - \Psi_{i+1,j}^{n+1,m+1}) + K_r(z_{i,j} - z_{i+1,j}) \right\} \frac{1}{ds_r^2} \\
&\quad - \left\{ -K_l(\Psi_{i-1,j}^{n+1,m+1} - \Psi_{i,j}^{n+1,m+1}) + K_l(z_{i-1,j} - z_{i,j}) \right\} \frac{1}{ds_l^2} \\
&\quad + \left\{ -K_{i-1/2} \frac{\Psi_{i,j}^{n+1,m+1} - \Psi_{i,j-1}^{n+1,m+1}}{dz_j(z_{i,j-1} - z_{i,j})} + \frac{K_{j-1/2}}{dz_j} \right\} + \frac{Force}{dz_j} \\
&\quad - \left\{ -K_{j+1/2} \frac{\Psi_{i,j+1}^{n+1,m+1} - \Psi_{i,j}^{n+1,m+1}}{dz_j(z_{i,j} - z_{i,j+1})} + \frac{K_{j+1/2}}{dz_j} \right\} \times dt \quad (5)
\end{aligned}$$

$$Force = \begin{cases} P_1 - E_s & \text{表層 (j=1)} \\ -E_{tr,j} & \text{根層} \end{cases} \quad (6)$$

ただし、下付の添字 i, j は空間要素、上付の添字 n, m は時間・収束レベルを表す。また **Force** は外力項であり、 E_s : 土壌面からの蒸発強度 (ms^{-1})、 E_{tr} : 蒸散に伴う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}) である。

2.3 簡略モデルの定式化

簡略モデルでの土壌層の分割は SiB [1] を参考に設定した。SiB では土壌を 3 層に分け、植生タイプ別に上から第 1 層 (表層) を数 cm、第 2 層 (根層) を数 10 cm、第 3 層 (再補給層) を 1 m 程度としている。それぞれ外部大気との相互作用、植物との相互作用、上部土壌層への水分の供給という別々の物理的意味を持つ。SiB は鉛直 1 次元のカラムモデルであるが、対象としているグリッド領域の平均勾配 (θ) に比例させて、基底流出項として最下層からカラムの外に排水している。モデルの中ではこの基底流出項と地表面流出項の合計が水平方向に輸送されるという扱いになっているが、輸送経路については全く考慮されておらず (直接海に捨てられている)、 θ というパラメータも実際の地形データから計算されずに、適当な基底流出を生成するように設定されている。

土壌内の水平方向の水分移動の大部分は飽和地中流によるものである。微細モデルでは、土壌層を薄く分割しているため、飽和地中流に寄与している層 (飽和域) を判別できるが、鉛直分解能が粗い簡略モデルでは、状態変数として 3 つの土壌水分を持つだけでは飽和域を特定できない (土層が完全に飽和しなければ飽和地中流とならない)。土壌物性の非線形性を考えると鉛直分解能の粗さが地中の水分フラックスに与える影響が大きいことが予想される。そこで本研究では、新たに地下水位を状態変数に加え、地下水流としての水分の水平輸送を表現した。なお、標高差に伴う地下水位の変動幅を考慮して、第 3 層の下にさらに厚い第 4 層を設けた。

3 つの土壌水分と地下水位に対する支配方程式を離散化して表現したものを表-1 に、2 次元地中モデルの概念図を図-2 に示す。

ただし、 $W_i (= \theta_i / \theta_s)$: 土壌水分量 (飽和度)、 GW : 地下水面高度 (m)、 D_i : 土壌 3 層の厚さ (m)、 θ_s : 気層率 ($= \theta_s - \theta$)、 z_b : 岩盤の標高 (m)、 z_3 : 第 3 層の中心の標高 (m)、 P_1 : 土壌面への浸透強度 (ms^{-1})、 E_{tr} : 蒸散に伴う植物の根からの吸水強度 (ms^{-1})、 E_s : 土壌表面からの蒸発強度 (ms^{-1})、 Q_{ij} : 第 i 層から第 j 層への鉛直地中流 (ms^{-1})、 Q_{ir}, Q_{il} : 第 i 層の水平地中流 (ms^{-1})、 Q_3 : 第 3 層から地下水層への重力排水 (ms^{-1})、 Q_{br}, Q_{bl} : 水平方向の地下水流 (ms^{-1})、 K : 透水係数 (ms^{-1})、 α : 地形勾配、 α_b : 地下水面勾配である。

ここで、式 (10) 中の θ_a は、土壌空隙中の気層部分を満たしながら地下水位が上昇することを考慮したものである。

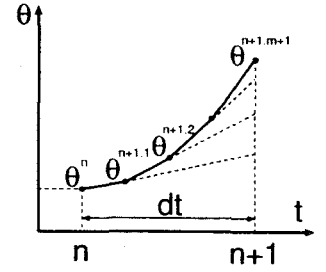


図-1 : 修正ピカル反復法

表-1：2次元地中モデルの支配方程式

$$\begin{aligned} \frac{\Delta W_1}{dt} &= \frac{1}{\theta_s D_1} (P_1 - Q_{12} - E_s) + \frac{1}{\theta_s dx} (Q_{1r} - Q_{1l}) & (7) \\ \frac{\Delta W_2}{dt} &= \frac{1}{\theta_s D_2} (Q_{12} - Q_{23} - E_{tr}) + \frac{1}{\theta_s dx} (Q_{2r} - Q_{2l}) & (8) \\ \frac{\Delta W_3}{dt} &= \frac{1}{\theta_s D_3} (Q_{23} - Q_3) + \frac{1}{\theta_s dx} (Q_{3r} - Q_{3l}) & (9) \\ \frac{\Delta GW}{dt} &= \frac{1}{\theta_a} (Q_3) + \frac{GW - z_b}{\theta_a dx} (Q_{br} - Q_{bl}) & (10) \\ Q_{ij} &= K_{ij} \left(1 + \frac{2}{D_i + D_j} (\Psi_i - \Psi_j) \right) & (11) \\ Q_3 &= K_3 \left(1 + \frac{\Psi_3}{z_3 - GW} \right) & (12) \\ Q_{ir} &= K_r \left(\sin \alpha_r - \frac{\cos \alpha_r}{dx} (\Psi_{ir} - \Psi_i) \right) & (13) \\ Q_{il} &= K_l \left(\sin \alpha_l - \frac{\cos \alpha_l}{dx} (\Psi_i - \Psi_{il}) \right) & (14) \\ Q_{br} &= K_s \frac{\cos \alpha_{br}}{dx} (GW_r - GW) & (15) \\ Q_{bl} &= K_s \frac{\cos \alpha_{bl}}{dx} (GW - GW_l) & (16) \end{aligned}$$

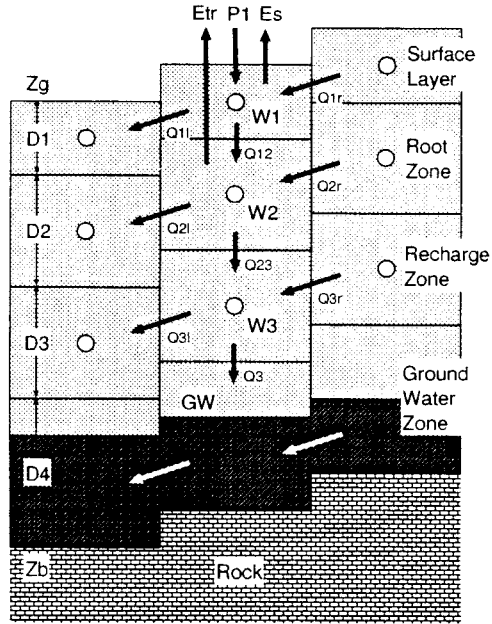


図-2：2次元地中モデルの概念図

2.4 簡略モデルの数値解法上の問題点

地下水面が比較深い位置（第4層内）にある場合は、前節で示した支配方程式が成立するが、多量の雨が供給されたり、地形（重力）の効果で谷部に水が集積する場合などには、地下水面は上部3層の中を地表まで上昇して復帰流を生成することもあり得る。このように、地下水面が第3層の底を越える場合、上部3層内に存在している水分の一部は土壌水分として定義されていると同時に地下水としても定義されるため、支配方程式を修正しなければ質量保存則は成立しない。

例えば地下水面が第3層内に存在する場合（図-3 参照）、第3層から地下水面への重力排水項（ Q_3 ）は、第3層内部での水分移動となる（第3層の土壌水分量の増減には寄与しない）ため、式（9）からは削られるとともに、地下水面との相互作用は第2層が担当することになる（式（8）中の Q_{23} を Q_2 に、式（10）中の Q_3 を Q_2 に置き換える）。

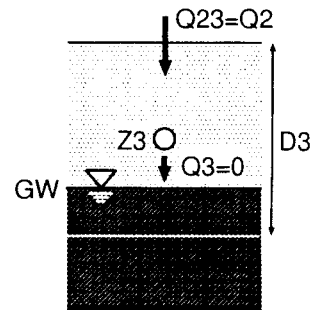


図-3：水面が上昇した場合

3. 地中モデルによる数値計算

3.1 計算条件

本研究では以下のような条件を設定して数値計算を行なった。

● 鉛直 1 次元実験（地形は水平）

簡略モデルの鉛直地中流のモデル化（SiB の土壌モデル）が適切か（離散化による問題点）を調べることを目的としており、外力として最下層からの排水量（ Q_{out} ）を与える排水実験（ $Q_{out}=0.5 \times K_s$ ）、浸透強度（ P_1 ）だけを与える給水実験（ $P_1 = K_s$ ）を行なった。微細モデルの結果から、地下水面の位置と土壌層内の土壌水分プロファイルの関係をモデル化する。

● 2 次元実験 (地形は正弦波形)

2 次元地中モデルの中で水分の水平移動が適切に評価されているかを調べることを目的として、外力として蒸発散と降水は与えずに重力 (位置水頭差) を駆動力として、正弦波形地形の振幅 (標高差) を変える勾配実験 ($Zg_{max} - Zg_{min} = 100, 200, 500, 1000 \text{ m}, \lambda = 2 \text{ km}$)、波長 (谷の幅) を変えるスケール実験 ($Zg_{max} - Zg_{min} = 500 \text{ m}, \lambda = 2.5, 10, 50 \text{ km}$) を行なった。ただし、 λ は波長である。

なお、これらの実験は van Genuchten(1980) [2] の土壌物理パラメータを用いて 3 種類の土壌に対してそれぞれを行なわれた。

3.2 鉛直流の評価

図-4 はそれぞれ砂質土 (Sand)、ローム (Loam)、粘土 (Clay) に対する排水実験の結果であり、土壌水分鉛直プロファイルの経時変化を示している。なお初期条件がそれぞれ異なるのは、重力による水分の再配分が十分に進んだ状態を初期条件としているためである。

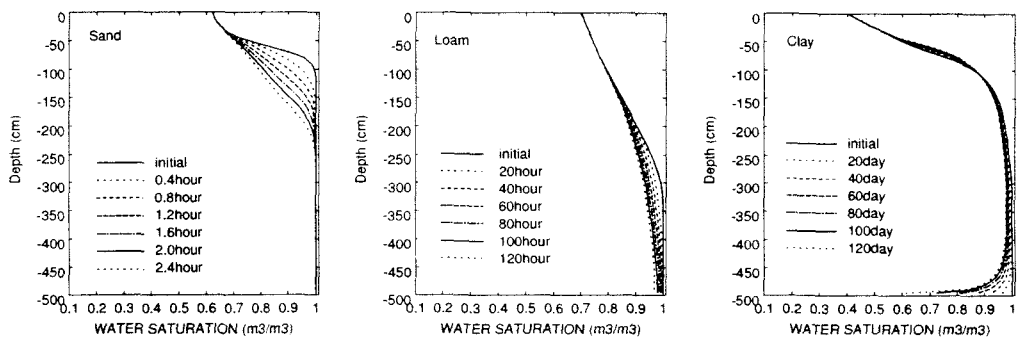


図-4：地下水面下降時の土壌水分プロファイルの経時変化 ($Q_{out} = 0.5 K_s$)

砂質土は保水性が低く、地下水面から少し上の部分で土壌水分が急激に低下しているのに対し、ロームは保水性が高く土壌内のプロファイル変化は滑らかである。また、砂質土では最下層 (地表面から 5m) からの排水の影響が数時間の間に地表面まで達している。一方粘土では排水を始めて 120 日後になっても、最下層の排水の影響は地表面にはほとんど見られず、下層付近の水分だけが排水されていること、すなわち鉛直方向の水分の交換がほとんど行なわれていないことを示しており、重力排水として最下層から水を抜くことで下層部に不飽和帯が形成されるという非現実的な状態になっている。これは最下層からしか排水を行なわなかったことが原因であるが、実際には飽和帯全体から排水 (斜面方向) が起こるため、このように下層部だけが乾燥することとは起こらない。したがって、基底流出を表現するにはカラムの底から抜くという鉛直 1 次元的な扱いでは不十分であり、斜面方向の水の流れを記述する必要があると言える。

図-5 はそれぞれ砂質土 (Sand)、ローム (Loam)、粘土 (Clay) に対する給水実験の結果である。透水係数と同じ大きさの降雨を与えているため、浸潤前線 (飽和帯) が形成され、時間の経過とともに下がり地下水面につながる様子が再現されている。

ここで飽和帯を下げる駆動力としては、まず重力を考える必要があるが、飽和帯直下の比較的乾燥している土層の存在も忘れてはならない。給水実験の初期条件も重力排水が十分に進んだ状態 (すなわち土壌のサクションが重力と釣り合っている状態) としているため、この比較的乾燥した部分と飽和帯との圧力水頭の差は、まさに重力に匹敵する大きさを持つことになる。ところが、3 層モデルのように土壌を粗く表現している場合には、その土層の平均水分量に相当するサクションしかかからないため、浸潤前線の降下を適切に表現できないことがわかる。

日本のように降水量が比較的多い地域では、本研究で行なったような“十分に重力排水が進んだ状態”が実現することはほとんどない(排水し終える前に次の雨が来る)ため、飽和帯直下の乾燥した部分の存在はほとんど気にする必要がないが、乾季があり土壌が極度に乾燥する場合や、土壌の保水能力が低く(砂など)重力排水がすみやかに行なわれるような条件では、土層内のプロファイルを考慮していない3層モデルでは問題があると言える。

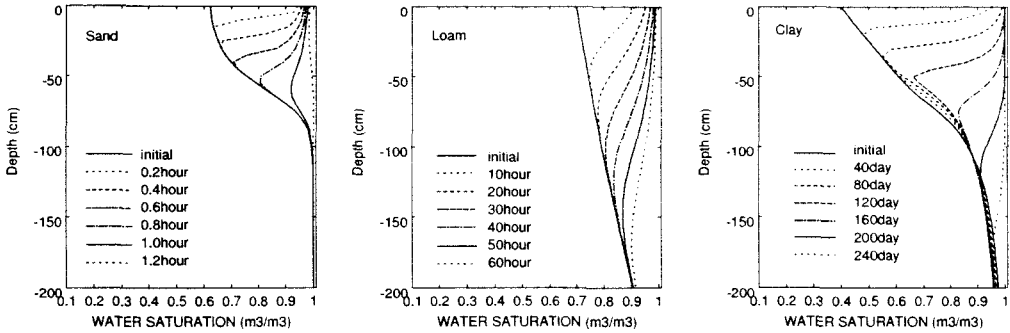


図-5：降雨時の土壌水分プロファイルの経時変化($P_1 = K_s$)

2次元実験の結果に関しては紙面の都合上省略するが、水平方向のグリッド間隔に対する効果は小さく、地形形状を十分な精度で表現できる程度に分解すれば(例えば正弦波形状では10分割程度)、それ以上小さなグリッドに分解する必要はないという結果を得ている。

4. 結論

以上本研究では、土壌水分の水平移動を表現するために、地下水位を状態変数に加えた2次元地中モデルの開発を行なった。本モデルは地形が土壌水分や植生を介して熱フラックスに及ぼす影響を調べることを前提として開発されているため、土壌の分割はSiBの3層モデルが基本となっているが、微細モデルを用いた数値実験から、3層モデルの分解能では表現できない土層内の水分プロファイルの重要性を指摘した。今後は本モデルを陸面過程モデル(SiB)に組み込み、地形・土壌・植生間の相互作用を検討していく。

参考文献

- [1] Sellers, P.J., Y. Mintz, Y. c. Sud and A. Dalcher, A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models, *J. Atmos. Sci.*, 43, 505-531, 1986.
- [2] van Genuchten, M.Th., A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44, 892-898, 1980.
- [3] Celia, M.A., Bouloutas, E.T. and Zarba, R.L., A general mass-conservative numerical solution for the unsaturated flow equation, *Water Resour. Res.*, 26(7), 1483-1496, 1990.