

大気・陸面過程モデルと山腹斜面水文モデルの結合

椎葉充晴*・立川康人・田中賢治*・市川温・金澤端樹*

* 京都大学大学院工学研究科

要 旨

本研究では、鉛直方向の地表面の水・熱収支モデルと山腹斜面水文モデルとを結合して、連続時間で動作する分布型の流域モデルを構成することを目的として、その要素モデルを構成した。

構成された要素モデルは、表土層水分量、地表面含水率、地表面温度、表土層平均温度、植生遮断水分量を状態量として、その時間変化を計算するものである。降雨量、風速、相対湿度、気温、直達日射量、赤外放射量、斜面要素への流入量が入力であり、斜面要素からの流出量が出力である。

鉛直方向の水・熱収支モデルとしては、Noilhan ら (1988) によるモデルが、山腹斜面方向の流れのモデルとしては、椎葉ら (1998) による表面流・中間流モデルが用いられている。

キーワード：水熱収支、流出モデル、分布型モデル、大気・陸面過程

1. 序論

河川流域からの長期の流出現象を考える場合、降雨による流出過程だけでなく、無降雨時の地表面からの蒸発や植生からの蒸発散を考慮することが重要である。実際には、短期の洪水流出を考える場合でも、降雨開始時に流域がどのような土湿状態にあるかを知ることが重要である。

本研究では、最近の大気陸面過程に関する研究の成果を取り入れ、鉛直方向の地表面の水・熱収支モデルと山腹斜面水文モデルとを結合して、連続時間で動作する分布型の流域モデルを構成することを目的として、まず、個別の斜面に対して適用される要素モデルを構成する。

山腹斜面側方向の水の流れについては、椎葉ら (1998) が従来の表面流・中間流モデルに圃場容水量の考え方を導入したモデルを開発し、低水時の流出計算を可能とした。これにより、kinematic waveによる流出計算が、洪水時だけでなく、低水時へも、あるいは、低水時から洪水時へ連続的に接続できるよ

うになっている。

一方、鉛直方向の水熱収支については、Noilhan ら (1988) が地表面層とそれを内包する表土層における水・熱収支を取り扱い、地表面における蒸発と植生による蒸発散の挙動を提示している。鉛直方向の水熱収支のモデルを提示しているのは Noilhan ら (1988) に限らないが、本研究では、山腹斜面側方向の水の流れと結合しやすい形式で表土層のモデルが考えられていることに着目した。

本論文では、これらのモデルを山腹斜面要素の中で組み合わせ、斜面に沿った方向の雨水の流れだけでなく、鉛直方向の水収支・熱収支も考えた流出モデルを構築する。さらに、本モデルに既知の気象データを入力して得られる計算例を示す。

2. 山腹斜面の水・熱収支機構のモデル化

2.1 斜面要素モデルと主なモデル変数

本研究で取り扱う山腹斜面モデルの模式図と主要な変数を、Fig. 1 に示す。

山腹斜面は透水性の高いA層に覆われているものとする。A層の鉛直方向の水分分布の不均一性の影響を考慮するために、A層表面の極く薄い表面層(厚さ d_1 [m]¹)の土湿量を別に考える。A層全体の厚さは、 d_2 [m]とする。この地表面層(植生表面を含む)の温度、体積含水率をそれぞれ、 T_s [K]、 w_g [-]、表土層の平均温度、平均体積含水率はそれぞれ、 T_2 [K]、 w_2 [-]とする。 W_r [m]は、植生の貯留水分量である。 q [m²/sec]は、表土層内の単位幅当りの側方への雨水流量である。

降雨強度 P [m/sec]、風速 V_a [m/sec]、大気相対湿度 H_a [-]、気温 T_a [K]、地表への直達日射量 R_G [W/m²]、大気からの赤外放射量 R_A [W/m²]は、入力として与えられるものとする。

E_r [m/sec]は植生表面からの蒸発量、 E_{tr} [m/sec]は植生からの蒸散量、 E_g [m/sec]は地表面からの蒸発量、 R_r [m/sec]は植生からの流出水分量である。

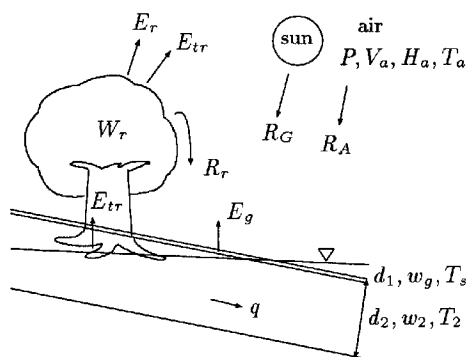


Fig. 1 Schematic diagram of a model slope

2.2 表面流と中間流のモデル

山腹表層に側方向の水の流れが生じるとき、表土層中の流れを中間流、表土層から地表面に現れて流れるものを地表面流と呼ぶ。この側方向への水の流れは、土中の自由水の流れによるものであるが、山腹表土層に流入した水がすぐに自由水となって流れ出すわけではない。含水率が低いうちは雨水は土粒子の周りに吸着され、含水率の増加に伴い雨水は自由水となって流れ出す。このときの含水率 γ_c [-]を圃場容水量と呼ぶ。この圃場容水量を用いると、単位幅当りの鉛直方向の保水量 h [m]と自由水水分量 h_f [m]との関係は $h = h_f + \gamma_c d_2$ と表せる。しかし、実際には含水率が圃場容水量以下の場合でも自由水が発生するため、 $N_f > 1$ なるパラメタを導入し、その関係を

¹ 変数の後の [] は、その変数の次元を示す。無次元の場合 [-] のように表わす。

$$h = h_f + \gamma_c d_2 \left\{ 1 - \left(\frac{\gamma_c d_2 - h_f}{\gamma_c d_2} \right)^{N_f} \right\}^{1/N_f} \quad (1)$$

と表す(Fig. 2)。ここで γ_e [-]は有効空隙率で、土層の空隙率を n_e [-]とすると、 $\gamma_e = n_e - \gamma_c$ と表される。

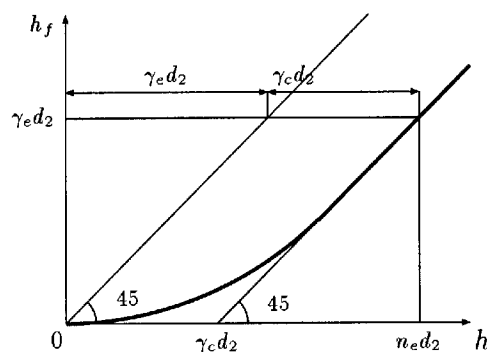


Fig. 2 Relation between h and h_f

この中間流と地表面流の側方向流れの連続式は次のようになる。

$$\frac{\partial}{\partial t}(hw) + \frac{\partial}{\partial x}(qw) = w(P_g - E_g - E_{tr}) \quad (2)$$

ただし、 w [m]は斜面の幅、地表面への流入水量を P_g [m/sec]、地表面からの蒸発量を E_g [m/sec]、表土層からの根による水分の吸い上げ量(植生からの蒸散量)を E_{tr} [m/sec]とする。式(2)で左辺は、中間流と地表面流の単位幅当りの保水量 h と流量 q [m²/sec]の時間的、場所的変化を表しており、右辺は地表面への流入を正とした水収支を表している。本研究では、まだ、表土層から下に抜ける浸透を扱っていない。

椎葉(1983)は、採用した中間流・地表面流が共存する流れの流量・保水量関係式として、

$$q = \begin{cases} ah_v, & h_v \leq d \\ \alpha(h_v - d)^m + ah_v, & h_v > d \end{cases} \quad (3)$$

を導いている。ただし、 $a > 0$ は中間流の流速、 $d \geq 0$ はみかけのA層厚である。 $\alpha \geq 0$ 、 $m \geq 1$ は定数で、 h_v は斜面に垂直な方向の単位幅あたりの水分保留量である。 $h_v > d$ のとき、表面流が発生している。

本研究では、水分保水量 h は鉛直方向に測ることとし、 $h_v = h \cos \theta$ (θ は斜面勾配)とおき、 $a \cos \theta$ 、 $\alpha(\cos \theta)^m$ 、 $d/\cos \theta$ をあらためて、 a 、 α 、 d とおき、圃場容水量を考慮すると、流量 q と保水量 h の関係式、

$$q = \begin{cases} ah_f, & q \leq a\gamma_e d_2 \\ \alpha(h_f - \gamma_e d_2)^m + ah_f, & q > a\gamma_e d_2 \end{cases} \quad (4)$$

が得られる。

Table 1 Coefficients of the thermo-hydric equations of the soil layer

ST	b	$C_{G_{sat}}$	p	a	$C_{2_{ref}}$	$C_{1_{sat}}$
A	4.05	3.222	4	0.387	3.9	0.082
B	4.38	3.057	4	0.404	3.7	0.098
C	4.90	3.057	4	0.219	1.8	0.132
D	5.30	4.418	6	0.105	0.8	0.153
E	5.39	4.111	6	0.148	0.8	0.191
F	7.12	3.670	6	0.135	0.8	0.213
G	7.75	3.593	8	0.127	0.4	0.385
H	8.52	3.995	10	0.084	0.6	0.227
I	10.40	3.729	10	0.075	0.3	0.375
J	11.40	3.600	12	0.083	0.3	0.342

ST: Soil Texture, A: Sand, B: Loamy sand, C: Sandy loam, D: Silty loam, E: Loam, F: Sandy clay loam, G: Silty clay loam, H: Clay loam, I: Sandy clay, J: Clay

2.3 土壌水分量収支のモデル

地表面層 (厚さ d_1 [m]) では大気と直接水分量のやりとりが行われ、且つ、地中との水分のやりとりも行われる。また、表土層 (厚さ d_2 [m]) は大気との水分のやりとりの他に、植生が根から水分量を吸い上げることも考慮する。したがって、水収支は地表面層の体積含水率 w_g [-] と不飽和表土層の平均体積含水率 w_2 [-]、重力と毛管力のつりあった平衡状態での表面平均含水率 w_{geq} [-] によって次のように表わされる (Noilhan ら, 1988)。

$$\frac{\partial w_g}{\partial t} = \frac{C_1}{d_1} (P_g - E_g) - \frac{C_2}{\tau} (w_g - w_{geq}) \quad (5)$$

$$\frac{\partial w_2}{\partial t} = \frac{C_1}{d_2} (P_g - E_g - E_{tr}) \quad (6)$$

ここで式 (5) 右辺第 1 項の E_g [m/sec] は地表面での蒸発量であり w_g の外力項を形成している。右辺第 2 項は復元項となっている。また、式 (6) の E_{tr} [m/sec] は根からの吸い上げ水分量 (気孔からの蒸散量) である。

w_{geq} は w_2 と飽和含水率 w_{sat} [-] により、

$$w_{geq} = w_2 - a_p w_{sat} \left(\frac{w_2}{w_{sat}} \right)^p \left\{ 1 - \left(\frac{w_2}{w_{sat}} \right)^{8p} \right\} \quad (7)$$

と表されるとする。これは Clapp and Hornberger によってシミュレーションの結果得られた w_{geq} と w_2 の関係式である (Noilhan ら, 1988)。ここで a_p 、 p は土質によって変わるパラメタである。Noilhan ら (1988) は、Table 1 のような値を与えている。

式 (5) に現れる係数 C_1 [-]、 C_2 [-] は、

$$C_1 = C_{1_{sat}} \left(\frac{w_{sat}}{w_g} \right)^{b/2+1} \quad (8)$$

$$C_2 = C_{2_{ref}} \left(\frac{w_2}{w_{sat} - w_2 + \eta w_{sat}} \right) \quad (9)$$

と、表される。 C_1 は、土壌水分特性が均一であるとし、地表面の水分フラックスが \sin 関数で表せると仮定して得られたものである。 C_2 は、シミュレーションから得られたものである (Noilhan ら, 1988)。ここで、 $C_{1_{sat}}$ [-]、 $C_{2_{ref}}$ [-] は土質によって変わるパラメタ、 η は微小な値である。

2.4 地表面熱収支のモデル

地表面層の温度を T_s [K]、表土層の平均温度を T_2 [K]、1 日の周期を τ [sec] とすると、Bhumralkar (1975) によって提案された強制復元法による地表面熱収支は、

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = C_T G - \frac{2\pi}{\tau} (T_s - T_2) \quad (10)$$

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = \frac{1}{\tau} (T_s - T_2) \quad (11)$$

である。

式 (10) の G [W/m²] は、地表面及び植生表面における熱貯留率で、表面におけるフラックスの総和 (流入を + としている) により次のように表される。

$$G = R_n - H - lE \quad (12)$$

ここで、 R_n [W/m²] は純放射量 (太陽の放射エネルギーの内、地表面で吸収される分) で、 H [W/m²] は大気からの顕熱フラックス、 l [J/m³] は蒸発潜熱、 E [m/sec] は蒸発量で、その積 lE [W/m²] が潜熱フラックスを表す。これらのフラックスの計算式は 2.5 で説明する。

また、係数 C_T [K m/J] は、植生の割合によって変わるもので、

$$C_T = 1 / \left(\frac{1 - \text{veg}}{C_G} + \frac{\text{veg}}{C_V} \right) \quad (13)$$

$$C_V = 10^{-3} [K m^2 J^{-1}], \quad (14)$$

$$C_G = C_{G_{sat}} \left(\frac{w_{sat}}{w_2} \right)^{b/2 \log 10}$$

のように表される (Noilhan ら, 1988)。ここで、veg [-] は植生面積率、 w_{sat} [-] は飽和含水率、 w_2 [-] は不飽和層の平均含水率、 b 、 $C_{G_{sat}}$ は土質によって変わるパラメタである。

式 (10) の右辺第 1 項は熱フラックスによる T_s の外力項で、第 2 項は T_2 による復元項となっている。

2.5 植生による遮断モデル

降雨があった場合、その一部は植生によって遮断され、植生上に残る雨水も存在する。植生上に残る雨水の量 W_r を植生の貯留水分量 [m] と呼び、その変化は次のように表される。

$$\frac{\partial W_r}{\partial t} = \text{veg} P - E_r - R_r \quad (15)$$

ここで、 P [m/sec] は降雨量、 E_r [m/sec] は植生表面からの蒸発量、 R_r [m/sec] は植生からの流出水分量である。この植生からの流出は、貯留水分量 W_r が最大貯留水分量 W_{rmax} [m] を超えた時に起こる。Noilhan ら (1988) と同様に、 $W_{rmax} = 0.2 \text{ veg LAI}$ [mm] とした。ただし、 LAI [-] (葉面積指数) は単位面積当りの葉面積の総和である。

式 (2) 右辺に現れる林内降雨量 P_g [m/sec] は、

$$P_g = (1 - \text{veg})P + R_r \quad (16)$$

で与えられる。

2.6 地表面および植生表面における熱流動のモデル

(1) 純放射量 R_n

純放射量 R_n [W/m²] は次のように表される (Noilhan ら、1988):

$$R_n = R_G(1 - \alpha) + \epsilon(R_A - \sigma T_s^4) \quad (17)$$

ここで、 α [-] はアルベドで、土壌や植生によって変わるパラメタである。例えば、近藤 (1994) に各種の地表面に対するアルベドの値が記載されている。 ϵ [-] は射出率で、金属光沢面以外のほとんどの面で 0.9 ~ 1.0 である (塚本、1982)。また、 σ はボルツマン定数 ($= 5.670 \times 10^{-8}$ [W/m²/K⁴]) である。

式 (17) 右辺第 1 項は、地表への直達日射量 R_G [W/m²] のうち、地表面に吸収される分を表しており、第 2 項は、大気から地表面への赤外放射量 R_A [W/m²] と地表面から大気への赤外放射量 σT_s^4 との差を表している。

地表への直達日射量 R_G は次のように表される (近藤、1994)。

$$\frac{R_G}{R_0} = \begin{cases} a_c + b_c \frac{N + \Delta N}{N_0}, & 0 < \frac{N}{N_0} \leq 1 \\ c_c, & \frac{N}{N_0} = 0 \end{cases} \quad (18)$$

$$N_0 = \frac{2H_r}{0.2618} \quad (19)$$

$$\sin(H_r/2) = \left(\frac{A}{\cos \phi \cos \lambda} \right)^{1/2} \quad (20)$$

$$A = \sin \left(\frac{\pi}{4} + \frac{\phi - \lambda + \gamma}{2} \right) \times \sin \left(\frac{\pi}{4} - \frac{\phi - \lambda - \gamma}{2} \right) \quad (21)$$

ただし、 N [sec] は日照時間、 H_r [rad] は地平屈折度 γ ($= 0.01$ [rad]) を考慮した日の出から南中までの時角、 N_0 [sec] は可照時間、 ϕ [rad] は緯度、 λ [rad] は太陽の赤緯、 a_c 、 b_c 、 c_c 、 ΔN は日照計の種類によって異なる係数である (近藤、1994)。また、 R_0 は大気上端の直達日射量で、次のようにして計算できる。

$$R_0 = I_{00} \left(\frac{d_0}{d} \right)^2 \cos \theta \quad (22)$$

$$\cos \theta = \sin \phi \sin \lambda + \cos \phi \cos \lambda \cos h_r \quad (23)$$

$$\left(\frac{d_0}{d} \right)^2 = 1.00011 + 0.034221 \cos \psi + 0.00128 \sin \psi + 0.000719 \cos 2\psi + 0.000077 \sin 2\psi \quad (24)$$

$$\begin{aligned} \lambda &= \sin^{-1}(0.398 \sin a_2) \\ a_2 &= 4.871 + \psi + 0.033 \sin \psi \\ \psi &= (2\pi/365) i \\ i &\simeq 30.36(M - 1) + \text{DAY} \end{aligned} \quad (25)$$

ここで、 θ [rad] は天頂角、 h_r [rad] は太陽の南中からの時角、 d [m] と d_0 [m] は太陽、地球間の距離とその平均値、 I_{00} は太陽定数 ($= 1365$ [W/m²])、 ψ [rad] は 1 年の i 番目の日を表すパラメタで M は月、 DAY は日である。日没から日の出までの間は $R_G = 0$ とする。

大気からの赤外放射量 R_A [W/m²] は次のように表される (近藤、1994)。

$$R_A = \sigma T_a^4 \left\{ 1 - \left(1 - \frac{R_{Af}}{\sigma T_a^4} \right) C \right\} \quad (26)$$

$$R_{Af} = (0.74 + 0.19x + 0.07x^2) \sigma T_a^4 \quad (27)$$

$$x = \log w_{\text{TOP}}$$

$$\log w_{\text{TOP}} = 0.0315 T_{\text{DEW}} - 0.1836 \quad (28)$$

$$T_{\text{DEW}} = \frac{237.3 \log(e_a/6.11)}{7.5 - \log(e_a/6.11)} \quad (29)$$

ただし、 R_{Af} [W/m²] は快晴日の赤外放射量、 w_{TOP} [cm] は有効水蒸気量の全量、 T_{DEW} [K] は露点温度、 e_a [hPa] は大気の水蒸気圧である。また、 C [-] を日射率 N/N_0 [-] の関数として

$$C = \begin{cases} 0.826 \left(\frac{N}{N_0} \right)^3 - 1.234 \left(\frac{N}{N_0} \right)^2 + 1.135 \frac{N}{N_0} + 0.298, & 0 < \frac{N}{N_0} \leq 1 \\ 0.2235, & \frac{N}{N_0} = 0 \end{cases} \quad (30)$$

と表す。

式 (18) ~ 式 (30) は元は、地表への直達日射量および大気からの赤外放射量の日平均値を求める式であったが、各変数を瞬間値と置くことにより、 R_G 、 R_A も瞬間値として表現できると考えた。

(2) 顕熱フラックス H

顕熱 H [W/m²] は次のように表される (Noilhan ら、1988)。

$$H = \rho_a c_p C_H V_a (T_s - T_a) \quad (31)$$

ρ_a [kg/m³] は空気の密度、 c_p [J/kg/K] は定圧比熱、 C_H [-] はバルク輸送係数、 V_a [m] は風速、 T_a [K] は大気の温度である。

(3) 潜熱フラックス lE

潜熱 lE [W/m^2] は地表面での蒸発量 E_g [m/sec] と植生表面からの蒸発散量 E_v [m/sec] の和に蒸発潜熱 l [J/m^3] をかけたものである。

T_s での飽和比湿を $q_{sat}(T_s)$ [-]、大気比湿を q_a [-] とすると E_g は、

$$E_g = (1 - \text{veg})\rho_a C_H V_a (h_u q_{sat}(T_s) - q_a) / \rho_w \quad (32)$$

と表せる。ここで地表面の相対湿度 h_u [-] は圃場容水量 γ_c [-] を用いて、

$$h_u = \begin{cases} \frac{1}{2} \left\{ 1 - \cos\left(\frac{w_g}{\gamma_c} \pi\right) \right\}, & w_g \leq \gamma_c \\ 1, & w_g > \gamma_c \end{cases} \quad (33)$$

となる。

大気比湿 q_a [-] は大気圧 p_a [hPa] と大気の水蒸気圧 e_a [hPa] を用いて次のように表される。

$$q_a = \frac{0.662e_a}{p_a - 0.378e_a} \quad (34)$$

$$e_a = e_{sat} H_a \quad (35)$$

$$e_{sat}(T_s) = 6.107 * 10^{7.5(T_s - 273.15)/(T_s - 35.55)} \quad (36)$$

ここで、 H_a [-] は大気相対湿度、 $e_{sat}(T_s)$ [hPa] は T_s での飽和水蒸気圧である⁵。

T_s での飽和比湿 $q_{sat}(T_s)$ [-] は、 $e_{sat}(T_s)$ [hPa] を用いて、

$$q_{sat} = \frac{0.662e_{sat}}{p_a - 0.378e_{sat}} \quad (37)$$

として求められる。また、植生表面からの蒸発散量 E_v は気孔からの蒸散量 E_{tr} [m/sec] と葉面での蒸発量 E_r [m/sec] の和で表される。植生の湿潤面積率 δ [-] を用いると、 E_{tr} と E_r はそれぞれ、

$$E_{tr} = \text{veg} \rho_a \frac{1 - \delta}{R_a + R_s} (q_{sat}(T_s) - q_a) / \rho_w \quad (38)$$

$$E_r = \text{veg} \rho_a \frac{\delta}{R_a} (q_{sat}(T_s) - q_a) / \rho_w \quad (39)$$

$$\delta = \left(\frac{W_r}{W_{rmax}} \right)^{2/3}$$

で計算する。ただし、空気力学的抵抗を $R_a = 1/(C_H V_a)$ [sec/m] とし、気孔抵抗を

$$R_s = \frac{R_{smin}}{\text{LAI}} F_1 F_2^{-1} F_3^{-1} F_4^{-4} \quad (40)$$

とした。ここで、 F_1 、 F_2 、 F_3 、 F_4 はそれぞれ、太陽放射、土壌水分量、大気の水蒸気圧、大気温度によるところのもので、

$$F_1 = \frac{1 + f}{f + R_{smin}/R_{smax}}; f = 0.55 \frac{R_G}{R_{GL}} \frac{2}{\text{LAI}} \quad (41)$$

⁵ ティーテンスの近似式を用いた。

$$F_2 = \begin{cases} 1, & w_2 > \gamma_c \\ \frac{w_2 - w_{wilt}}{\gamma_c - w_{wilt}}, & w_{wilt} \leq w_2 \leq \gamma_c \\ 0, & w_2 < w_{wilt} \end{cases} \quad (42)$$

$$F_3 = 1 - g(e_{sat}(T_s) - e_a) \quad (43)$$

$$F_4 = 1.0 - 0.0016(298.0 - T_a)^2 \quad (44)$$

と表せる。ここで、 R_{GL} [W/m^2] は R_G の基準値、 w_{wilt} [-] はしおれ点、 g [hPa^{-1}] は植生の種類によるパラメタ、 T_a は大気温度である。

2.7 モデルの統合

表面流・中間流モデル以外の各機構はそれぞれ独立したものではなく、互いに共通な変数をもっており、これらが鉛直方向の水収支を支配する。これらの各機構と山腹斜面に沿う方向の流れを支配する表面流・中間流モデルとの結合を考える。そのために、表面流・中間流モデルから表土層の平均含水率を導出し、それを表土層の平均含水率 w_2 として用いるというかたちでモデルの結合をはかる。

表土層の平均含水率 w_2 は、

$$w_2 = \begin{cases} n_e, & h \geq n_e \\ h/d_2, & h < n_e \end{cases} \quad (45)$$

として求められる。このため、式(6)は用いない。

2.8 モデルの入出力と状態量

以上のようにして統合された各機構に現れる状態量とモデルへの入力量、パラメタは以下のようである。

状態量: 表土層水分量 h (あるいは、表土層側方流量 q)、地表面含水率 w_g 、表面温度 T_s 、表土層平均温度 T_2 、植生遮断水分量 W_r

入力量: 降雨量 P 、風速 V_a 、相対湿度 H_a 、気温 T_a 、直達日射量 R_G 、赤外放射量 R_A 、上流端流入量

パラメタ: 流量式のパラメタ a 、 α 、 m 、地表面層厚さ d_1 、表土層厚さ d_2

保水量式のパラメタ N_f 、土により変わるパラメタ C_{Gsat} 、 b 、 a_p 、 p 、 C_{1sat} 、 C_{2ref} 、斜面幅 w 、圃場容水量 γ_c 、日周期 τ 、植生面積率 veg 、飽和含水率 w_{sat} 、水の密度 ρ_w 、微小値 η 、葉面積指数 LAI 、アルベド α 、射出率 ϵ 、ボルツマン定数 σ 、空気の密度 ρ_a 、定圧比熱 c_p 、バルク輸送係数 C_H 、蒸発潜熱 l 、気孔抵抗の最大値 R_{smax} 、気孔抵抗の最小値 R_{smin} 、直達日射量の最小値 R_{GL} 、しおれ点 w_{wilt} 、植生により変わるパラメタ g

3. モデルの数値解法

本モデルは、まず、流域斜面を複数個数の斜面要素に分割することを前提にし、分割された個々の斜

面要素に適用されるように構成されている。斜面要素の水平斜面長 L を等間隔に N 個のグリッドに分けて、時間間隔 Δt ごとに各格子点の状態量の変動を計算する。以下、 $\Delta x = L/N$, $x_i = i\Delta x$ とおく。上流端の格子点は、上流からの流入量を与えるためのみ設定し、上流端を除く N 個の格子点の状態量の時間的変化を計算する。

3.1 予測子-修正子法による常微分方程式の解法

本研究では、時間積分法として、予測子-修正子法を用いることにした。予測子としては、2次精度の Adams-Bashforth 法を用い、修正子としては、2次精度の Adams-Moulton 法を用いた。ただし、導関数が時間のみの関数とそうでない関数との和に書ける場合には、それを利用する以下のような形に書き直した公式を用いた。

与えられた常微分方程式を

$$dy/dt = f(y, t) + g(t) \quad (46)$$

とする。2次精度の Adams-Bashforth 法は、この場合、

$$y_{k+1}^* = y_k + \frac{\Delta t}{2}(3f_k - f_{k-1}) + \int_{t_k}^{t_{k+1}} g(t)dt \quad (47)$$

という予測式を与える。ただし、 $y_k = y(t_k)$, $f_k = f(y_k, t_k)$, $\Delta t = t_k - t_{k-1}$ と置いた。 y_{k+1}^* は、 y_{k+1} の予測値である。

2次精度の Adams-Moulton 法により、得られた予測値 y_{k+1}^* を用いて、

$$y_{k+1} = y_k + \frac{\Delta t}{2}(f_k + f_{k+1}^*) + \int_{t_k}^{t_{k+1}} g(t)dt \quad (48)$$

として、 y_{k+1} を再計算する。ただし、 $f_{k+1}^* = f(y_{k+1}^*, t_{k+1})$ と置いた。

3.2 山腹斜面側方流れの解法

地表面含水率 w_g 、表面温度 T_s 、表土層平均温度 T_2 、植生遮断水分量 W_r の変化を記述する式は、当該地点の値のみに依存し、本質的には、常微分方程式であると考えてよいので、前項で述べた方法で積分できる。しかし、山腹に沿う雨水の流れを記述する式は、空間座標による偏微分を含んだ方程式である。そこで、つぎのような方法をとることにした。簡単のため、式 (2) 右辺を F と書き、空間微分について上流側差分をとり、式 (2) を

$$\frac{\partial h_i}{\partial t} = \frac{F}{w(x_i)} - \frac{[wq]_{x_i} - [wq]_{x_{i-1}}}{w(x_i)\Delta x} \quad (49)$$

と近似する。ただし、位置 x_i での表土層水分量 h を h_i と書いた。最上流端の q は、境界条件として既知なので、上流から下流方向に逐次計算していくことにすれば、 x_{i-1} での q の値は既知と考えてよい。し

たがって、式 (49) は、 h_i に関する常微分方程式とみなすことができ、前項で述べた解法が適用できる。

4. 数値計算例

島根県高津川流域で収集された1995年3月22日から29日までの7日間の気象データを用いて、本研究で作成した数値計算モデルで、山腹斜面の各状態量の変動を計算した。入力データの一部である降雨強度、気温、直達日射を Fig. 3、Fig. 4、Fig. 5 に示す。

w_g が小さいとき、式 (8) で C_1 を計算すると、微分方程式 (5) は不安定になるので、 w_g がしおれ点以下になったときは、しおれ点での C_1 の値を用いるようにした。

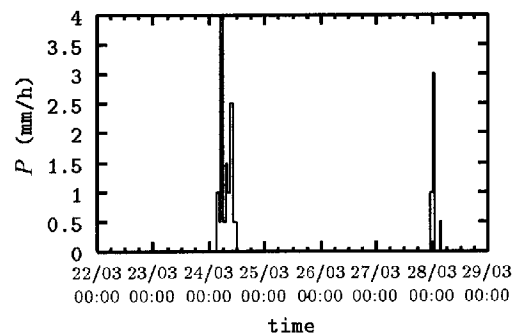


Fig. 3 Precipitation data

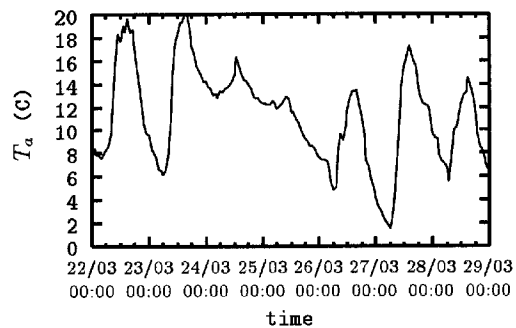


Fig. 4 Air temperature

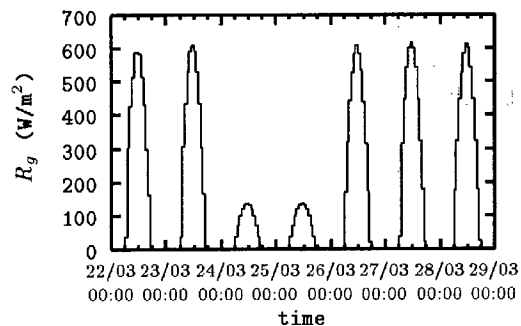


Fig. 5 Solar radiation

植生の貯留水分量、地表面層の含水率には上限があるので、それらの計算値が上限値を越える場合には、上限値に置き換えるようにする必要があった。また、地表面層の温度、地表面層の含水率は急激に変化することがあるので、修正子式(48)を反復して適用した。その他の状態量については、修正子の適用は一度だけとした。

計算結果の一部を Fig. 6 から Fig. 9 に示す。

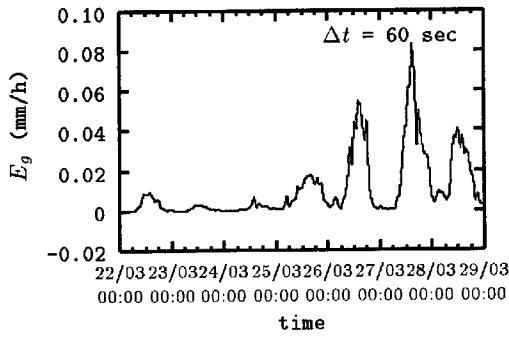


Fig. 6 Evaporation rate at the slope center

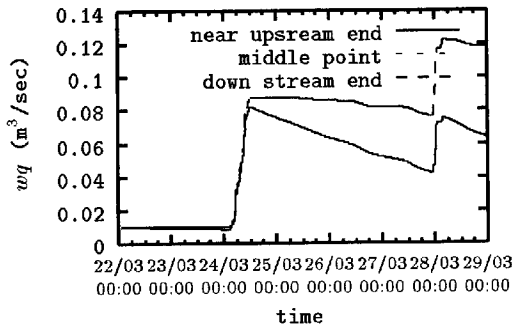


Fig. 7 Slope runoff

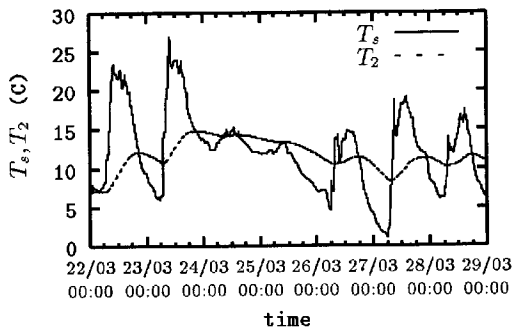


Fig. 8 Soil temperature

Fig. 6 は蒸発強度を示している。Fig. 7 は、表土層側方流量を示している。中流部と下流端とは、ほとんど変りがない計算結果となっているが、いつでもそうなるかは、もう少し長期の計算をして確認する必要がある。Fig. 8 は、地表面温度 T_s と表土層平均温度 T_2 の変化を示している。地表面温度は、太陽からの直達放射に追従して急激に変動している

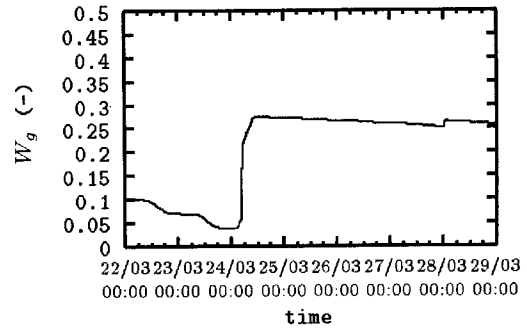


Fig. 9 Surface wetness

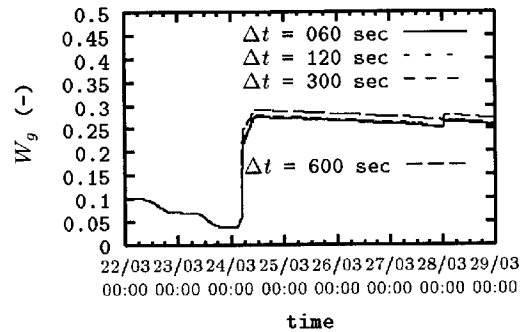


Fig. 10 Surface wetness for various time steps

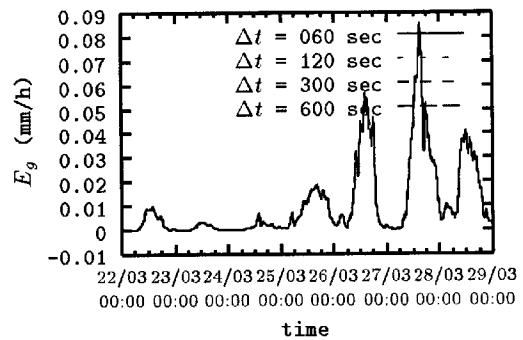


Fig. 11 Evaporation rate for various time steps

のに対し、表土層平均温度 T_2 は、ゆっくりと変動している。Fig. 9 は、地表面含水率の変化を示している。最初、非常に乾燥している状態から計算を開始したので、降雨があったときに含水率が急激に変化している。

以上のグラフは、時間ステップ1分で計算した結果を示したものである。時間ステップを10分まで増しても、さほど計算結果は変わらない。時間ステップを大きくしたときの変化が比較的大きい地表面含水率の場合を、Fig. 10 に示す。しかし、フラックスへの影響はさほど小さくなくて、Fig. 11 に示すように、地表面からの蒸発強度の計算結果にはほとんど差はない。

5. 結論

本研究では、Noilhanら(1988)による鉛直方向の水・熱収支モデルと、椎葉ら(1998)による山腹斜面方向の流れのモデルを結合して、山腹斜面に対応する連続時間で動作する水・熱収支モデルを構成した。

計算モデルを用いた試算では、時間ステップとしては、1分から10分程度を採用すればよいようである。

流域全体に適用するには、複数個数の山腹斜面の結合に対応して斜面要素モデルを結合する作業と、河道網系のモデルと結合する作業が必要である。

参考文献

椎葉充晴・立川康人・市川温・堀智晴・田中賢治(1998):
圃場容水量・パイプ流を考慮した斜面流出計算モデルの開発京大防災年報, 第41号, B-2, pp. 229-235.

Noilhan, J. and S. Planton (1988): A Simple Parameterization of Land Surface Process for Meteorological Models, *Monthly Weather Review*, Vol. 117, pp. 536-549.

Bhumralkar, C. M. (1975): Nutural experiments on the computation of ground surface temperature in an atmospheric general circulation model, *J. Appl. Meteor.*, Vol. 14, pp. 1246-1258.

近藤純正編著(1994): 水環境の気象学, 朝倉書店, pp. 348.

椎葉充晴(1983): 流出系のモデル化と予測に関する基礎的研究, 京都大学学位論文.

塚本良則(1982): 森林水文学, 文永堂出版, pp. 319.

Development of a Combined Model of a Land Surface Process Model and a Hill Slope hydrological Model

Michiharu SHIIBA*, Yasuto TACHIKAWA, Kenji TANAKA*,
Yutaka ICHIKAWA and Mizuki KANAZAWA*

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

To build a continuous, distributed runoff model which combines a water and thermal energy budget model in the vertical direction and a hydrological slope runoff model, an element model for a slope unit is constructed.

The state variables of the element model are storage in the foliage, water content and temperature in the thin ground surface soil layer, water storage and mean temperature in the soil layer. Dynamic changes of those state variables are calculated by its computer model. The inputs are rainfall intensity, the wind velocity, the relative air moisture, the air temperature, the solar radiation, the atmospheric infrared radiation, and inflow from the upstream slope units. The output is runoff from the slope unit.

The vertical water and thermal energy budget model by J. Noilhan et. al and surface-subsurface runoff model by Shiiba et. al are used to build the element model.

Keywords: water and heat badget, runoff model, distributed model, soil-atmosphere-vegetation interaction