九州大学学術情報リポジトリ
Kyushu University Institutional Repository

TOPMODELによる山地小流域における降雨流出のモデリング

岡田，裕子
太陽コンサルタンツ株式会社

平松，和昭
九州大学大学院農学研究院

四ヶ所，四男美
九州大学名誉教授

森，牧人
九州大学大学院農学研究院

https://doi.org/10.15017/4359

出版情報：九州大学大学院農学研究院学芸雑誌. 60 (2), pp.151-163, 2005-10-01. 九州大学大学院農学研究院
バージョン：
権利関係：

九大農学芸誌 (Sci. Bull. Fac. Agr., Kyushu Univ.)
第60巻 第2号 151-163 (2005)

TOPMODELによる山地小流域における降雨流出のモデリング

岡 田 裕 子[1]・平 松 和 昭*
四ヶ所 四男美[2]・森 牧 人
九州大学大学院農学研究院生産環境科学部門地域環境科学講座水環境学研究室

(2005年6月30日受付, 2005年7月26日受理)

Rainfall Runoff Modeling in a Small Mountainous Basin Using TOPMODEL

Yuko OKADA[1], Kazuaki HIRAMATSU*, Shiomi SHIKASHO[2]
and Matito MORI
Laboratory of Drainage and Water Environment, Division of Regional Environment Science,
Department of Bioproduction Environmental Sciences, Faculty of Agriculture,
Kyushu University, Fukuoka 812-8581, Japan

緒 言

降雨流出現象の解析法として，従来から数多くの手法が提案され実用に供されており，事前に十分な降雨データ，流量データさえあれば，量的予測という面からはほぼ満足のいく結果が得られるまでになっている．それらの手法は，分布定数型と集中定数型に大別され，前者は流域の物理的特性を考慮できる点，後者は計算が比較的簡便である点がそれぞれ特長である．

本研究では，分布定数型と集中定数型の特長を併せ持った準分布型モデルであるTOPMODEL (Beven, 2001) を用いて，山地小流域における降雨流出のモデリングを行った．TOPMODELは，流域の地形的特性から地表流の発生を空間的に捉えることができ，対象流域の水文学的特性を考慮したモデルである．近年の情報処理技術の向上によって様々な分野に応用されているGIS (Geographical Information System；地理情報システム) を利用して流出解析が行える点でも注目されている．しかし，TOPMODELによる山地小流域での流出解析では，乾燥期間後の出水が再現されないという問題点も報告されている (田齊ら, 2004)．本研究では，モデルに修正を加えることによって，流量再現精度の改善とこの問題の解決を試みた．

ところで，従来提案されている多くの手法は，決定すべきモデル定数が多いことが欠点であった．このことは特に分布定数型モデルでは大きな問題であり，きわめて複雑な要素から成る山地流域における洪水流出現象で，個々の雨水流を分布定数系として捉え，それを総合化する取扱いは非常に困難であった．しかし，近年では計算機の高性能化に伴って，各種の最適化手法が考案され，分布定数型モデルを用いた解析を可能にしている．なかでも，生物の進化の過程にヒントを得た遺伝的アルゴリズムは，応用範囲が広く，盛んに研究が行われている手法であり，本研究では，この遺伝的アルゴリズムを用いてモデルパラメータの最適値探索を行った．

データと方法

1．解析対象流域

御手洗水試験流域は，福岡市の東方約15kmに位置する九州大学農学部附属福岡演習林内に設置された流域面積0.095km^2，主河道長約265mの山地小流域である．図1に流域の概況を示す．試験流域では，流出現象の主要な発生場となる山腹の斜面長分布はほぼ正規

[1]太陽コンサルタンツ株式会社九州支社
[2]九州大学名誉教授
[1]Kyushu Office, Taiyo Consultants Co. Ltd.
[2]Professor Emeritus, Kyushu University
*Corresponding author (E-mail: hiramatsu@bpes.kyushu-u.ac.jp)

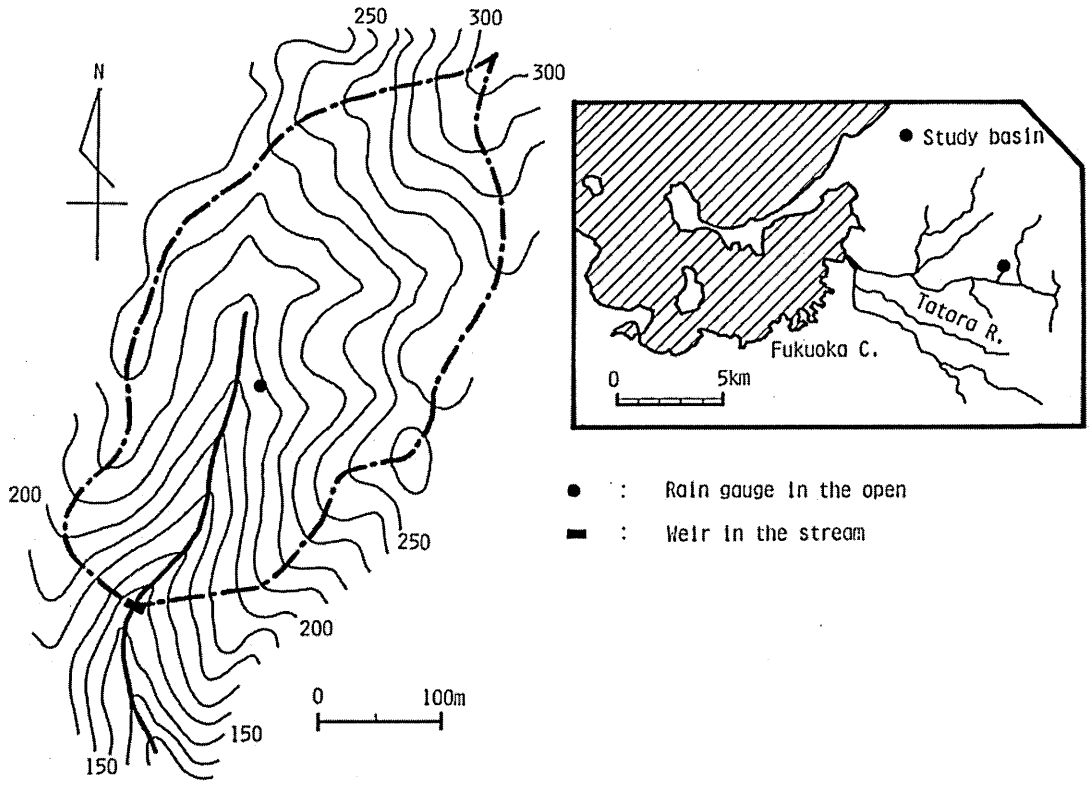

図1 御手洗水試験流域.

分布に従う（田中ら，1982）.

また，この流域の植生は，河道に沿った低位部はヒノキ林，中腹から尾根に至る中・高位部ではマツ類を中心とした雑木林で，これらの流域面積に占める割合はそれぞれ35％および65％である.

一方，この流域の基岩の大部分は三郡変成岩を構成する緑泥片岩より成り，基岩の上部に存在する表層土壌は黄褐色森林土壌より成り立っている．深さ50cm付近に存在する土層は深さ10～20cm の土層に比べて飽和透水係数が非常に小さく，不透水層としての役割を果たしているものと推測される．また，地表面から深さ40cm の土層において，多くの木の根やその腐朽による比較的大きな孔が存在している.

2．解析対象データ

観測は1982年から1987年にわたって実施された．林外の降雨量を測定するための雨量計は，図1に示される河道付近の一地点に設置された．流域からの流出量測定については，図1に示される地点に自記水位計を備えたセキが設けられている．セキは低水位から高水位にわたって流出量を精度よく測定するために，直角三角ゼキと四角ゼキを組み合わせた複断面のセキとした．解析には1983年の6月から9月のデータを用いた．これは，この期間は降雨量や蒸発散量の多い夏期にあたり，また1983年は乾燥状態から大規模出水までまで様々な状態でのデータが得られていることからTOPMODEL による解析に適していると考えたためである．4ヶ月連続データとして，6月から9月を連続で用い，1ヶ月データとしては一月ごとのデータを用いた．観測はそれぞれ10分間隔で実施されており，解析にも10分間隔のデータを用いた.

3．流出解析手法

(1) TOPMODEL の概要

流出解析は分布定数型と集中定数型に大別される．前者は流域の物理的特性をある程度考慮できるという特長があり，後者は計算が比較的簡便であるという特長を持つ．本研究では，両者の特長を併せ持った準分布型モデルである TOPMODEL を用いた．TOPMODEL では，地表流出および地下水涵養まで

を含めた土壌部分は面的に分割されたグリッドごとに分布定数型で計算し，植物の根などが存在している表層，および地下水貯留部の水収支は集中定数型で計算する．このモデルの特長は，流域を二次元グリッドで分割し，各グリッドの標高から得られるDEM（Digital Elevation Map）をもとに計算される各グリッドの地形指標（topographic index；地形特性値）から，流域表層土壌の時空間的な乾湿状態を計算し，地表流の発生を空間的に算定できる点にある．

(2) TOPMODELの基礎式

TOPMODELでは地表下における地下水の流れは，次式で表現できるものとしている．

$$q_i = T \tan\beta_i \tag{1}$$

$$T = T_0 \cdot \exp\left(-\frac{S_i}{m}\right) \tag{2}$$

ここで，q_iは等高線単位長あたりの飽和地中流［L^2T^{-1}］，T_0は降下方向の飽和透水量係数［L^2T^{-1}］，$\tan\beta_i$はグリッドiの地表面勾配，S_iはグリッドiの飽和までの貯留不足量［L］，mはモデルパラメータ［L］である．(1) 式は地下水面が地表面と平行であること，(2) 式は透水量係数が貯留不足量と指数関係にあることを仮定している．

また，各時間ステップにおいて擬似的に定常状態が成立すると考えると，地下水の流れは次式のように表せる．

$$q_i = r_i \cdot a_i \tag{3}$$

ここで，a_iは等高線単位長あたりの集水面積［L］，r_iは空間的に均質な涵養速度［LT^{-1}］である．なお，r_iは土壌を通過し地下水帯へ流入する水の速度に相当する．以上の (1)，(3) 式から次式が得られる．

$$S_i = -m \ln \frac{r_i \cdot a_i}{T_o \tan\beta_i} \tag{4}$$

流域の平均貯留不足量$\overline{S_i}$は，流域内の全グリッドの平均をとることで求められる．

$$\overline{S_i} = \frac{1}{A_T}\sum_{i=1}^{A_T}\left(-m \ln \frac{r_i \cdot a_i}{T_0 \tan\beta_i}\right) \tag{5}$$

ここでA_Tは流域内のグリッドの総数である．上式は，$S_i < 0$となる湛水状態でも成立すると仮定されている．

r_iは流域内で空間的に均質（$r_i = r$）であると仮定し，(4)，(5) 式を用いてrを消去すると，次式を得る．次式が成立することがTOPMODELの前提条件である．

$$\overline{S_i} = S_i - m\left(\gamma - \ln \frac{a_i}{T_0 \tan\beta_i}\right) \tag{6}$$

$$\gamma = \frac{1}{A_T}\sum_{i=1}^{A_T} \ln \frac{a_i}{T_0 \tan\beta_i} \tag{7}$$

ここで，$\ln(a_i/(T_0 \cdot \tan\beta_i))$は土壌－地形指標（soil-topographic index）で，γはその流域平均値である．土壌－地形指標が同じ値の地点は水文学的に同質に機能するので，土壌－地形指標は水文学的類似度（hydrological similarity）とも呼ばれる．また，T_0の流域平均値T_eは，

$$\ln T_e = \frac{1}{A_T}\sum_{i=1}^{A_T} \ln T_0 \tag{8}$$

で与えられる．上式を用いると (6) 式は以下のように整理される．

$$\frac{\overline{S_i} - S_i}{m} = \left(\ln \frac{a_i}{\tan\beta} - \lambda\right) - (\ln T_0 - \ln T_e) \tag{9}$$

$$\lambda = \frac{1}{A_T}\sum_{i=1}^{A_T} \ln \frac{a_i}{\tan\beta_i} \tag{10}$$

ここで，$\ln(a_i/\tan\beta_i)$は地形指標（topographic index）と呼ばれ，λはその流域平均値である．上式は，S_iが流域内での地形指標の偏差と透水量係数の偏差で表されることを示している．仮に流域内でT_0は均質であり，地形指標の分布が既知であれば，$\overline{S_i}$の値からi地点におけるS_iの分布が決定される．

(3) TOPMODELの計算手順

TOPMODELは根群域，不飽和域，飽和域の3つの貯留部を想定しており，根群域，飽和域は集中定数型，不飽和域は分布定数型で計算される．図2にモデルの

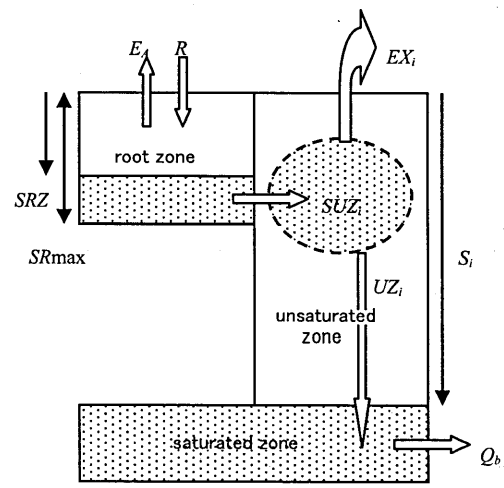

図2　TOPMODELの構造．

構造を示す．本研究では，これを標準型モデルとした．各貯留部での水収支計算は以下のとおりである．

①根群域の水収支

降水量，実蒸発散量の収支は根群域のみで考える．これらによって根群域の貯留不足量 SRZ [L] が次式で求められる．ただし，SRZ は図2で下向きを正とする．

$$SRZ_{t+\Delta t} = SRZ_t + (E_A - R)\Delta t \tag{11}$$

$$E_A = E_T\left(1 - \frac{SRZ_t}{SR\max}\right) \tag{12}$$

ここで，E_A は実蒸発散量 [LT^{-1}]，R は降水量 [LT^{-1}]，Δt は計算時間ステップの間隔 [T]，E_t は蒸発散位 [LT^{-1}]，$SR\max$ は根群域水分利用可能量 [L] である．ただし $SRZ_{t+\Delta t} > SR\max$ のとき，蒸発散は $SRZ_{t+\Delta t} = SR\max$ までとする．

$SR\max$ は根群域の容量にあたり，根群域内の貯留量がこれを超過した場合，すなわち $SRZ < 0$ となった場合は，$|SRZ_{t+\Delta t}|$ で表される余剰降雨 X_1 を不飽和域に配分し，$SRZ_{t+\Delta t} = 0$ とする．

②飽和域の水収支

飽和域の水分貯留は流域単位の集中量として扱われる．流域からの地下水流出量 Q_b [LT^{-1}] は (1) 式を流域全体に積分することで次式から求められる．

$$Q_b = T_e \exp(-\lambda)\exp\left(-\frac{\overline{S_i}}{m}\right) \tag{13}$$

計算開始時点の流域平均貯留不足量 $\overline{S_i}$ は，上式に初期観測流量 Q_0 を用いることによって，次式で表される．

$$\overline{S_i} = -m \cdot \ln \frac{Q_0}{T_e \exp(-\lambda)} \tag{14}$$

③不飽和域の水収支

不飽和域は根群域と飽和域をつなぐ一時的な水の貯留場となる．図2の S_i は貯留不足量 [L]，UZ_i は飽和域への水分供給量 [LT^{-1}]，SUZ_i はグリッド内の水分量 [L]，i はグリッド番号を表す添え字である．S_i は (9) 式と (14) 式から計算される．S_i が0または負であればそのグリッドは飽和しているとみなされ，根群域からの降雨余剰は復帰地表流 EX_i [LT^{-1}] となって地表面を流下し，流域口に流出する．このとき SUZ_i は，S_i が0または負であれば復帰地表流を考慮し，

$$SUZ_{i,t+\Delta t} = SUZ_{i,t} - UZ_i \cdot \Delta t \tag{15}$$

とし，S_i が正であれば根群域からの降雨余剰の配分を加えて，

$$SUZ_{i,t+\Delta t} = SUZ_{i,t} + X_1 - UZ_i \cdot \Delta t \tag{16}$$

とする．UZ_i については，

$$UZ_i = \frac{SUZ_i}{S_i \cdot t_d} \tag{17}$$

$$UZ_i = K_0 \exp(-f \cdot z_i) \tag{18}$$

の2式が提案されている．ここで，t_d は滞留時間を意味するパラメータ [LT^{-1}]，K_0 は飽和透水係数 [LT^{-1}]，f はスケーリングパラメータ [L^{-1}]，z_i は各グリッドでの地下水面までの深さ [L] である．なお，f, z_i, S_i, m の間には次のような関係がある．

$$\frac{S_i}{m} = f \cdot z_i \tag{19}$$

本研究では，(17) 式を採用した．ただし，$UZ\max$ [LT^{-1}] を定める必要がある．

以上の計算を流域内の全グリッドについて行う．なお，計算時間短縮のため，計算結果が大きく異ならない程度の適当な階級に地形指標を分類し，この階級ごとに求めて計算する方法もある．本研究では，モデルの拡張性を考慮して，各グリッドごとに計算を行った．

④復帰地表流の計算

TOPMODEL における重要なモデルユニットのひとつとして復帰地表流が挙げられる．復帰地表流の追跡計算は次式で行う．

$$t_{\mathrm{lag}} = \sum_{i=1}^{ND} \frac{x_{ik}}{RV \cdot \tan\beta_{ik}} \tag{20}$$

ここで，t_{lag} は地表流が発生したグリッドから流域末端までの洪水到達時間 [T]，x_{ik} は地表流の流下方向に含まれているグリッド i での最大傾斜方向 k への距離 [L]，RV は地表流流速 [LT^{-1}]，$\tan\beta_{ik}$ はグリッド i の最大局所勾配，ND は流域口までの流下グリッド数である．

⑤流域平均貯留不足量の計算

以上のように，時刻 t での根群域，飽和域，不飽和域への計算を行い，飽和域の水収支から時刻 $t+\Delta t$ における流域平均貯留不足量を次式で計算する．

$$\overline{S}_{i,t+\Delta t} = \overline{S}_{i,t} - \frac{1}{A_T}\sum_{i=1}^{A_T} UZ_{i,t} \cdot \Delta t + Q_{b,t} \cdot \Delta t \tag{21}$$

ただし，計算開始時の $\overline{S_i}$ の算定には (14) 式を用いる．なお，計算開始時としては SUZ_i が0とみなせるような低水時を選ぶ必要がある．

以上のような標準型 TOPMODEL で，単純 GA によって最適値探索を行う必要のある未知パラメータは，m, T_0, t_d, $SR\max$, RV, SRZ の初期値 SRZ_0, および $UZ\max$ の7個である．

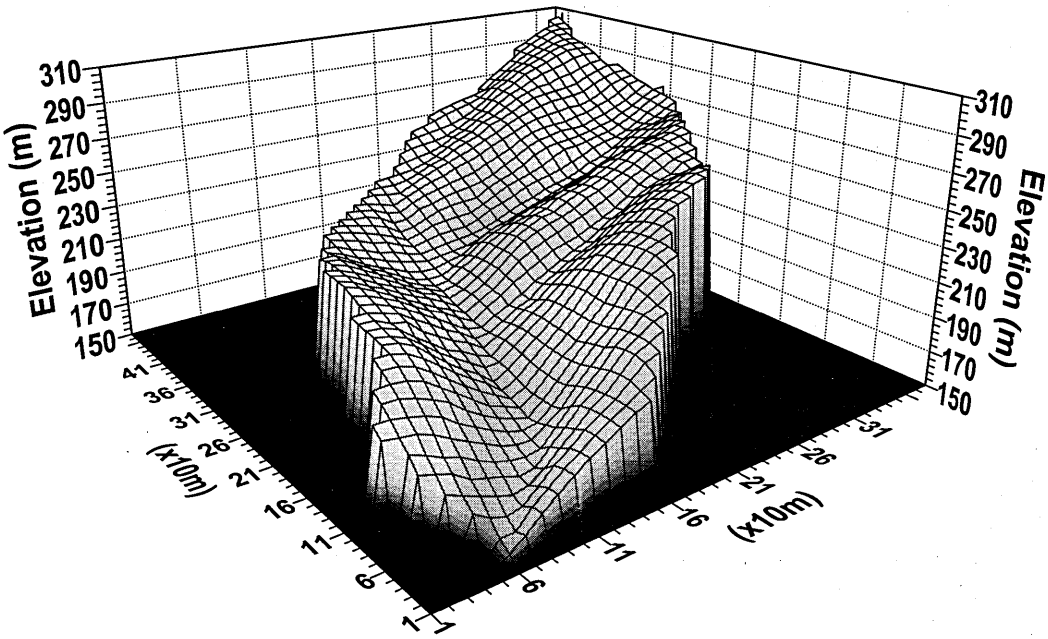

図3　試験流域のDEM.

(4) 地形指標

地形指標の計算には，multi flow directionアルゴリズム（多田ら，2002）を用いた．以下にその概略を述べる．

このアルゴリズムでは，DEMの各正方形グリッドは直行および対角方向に8個の隣接するグリッドを持ち，そのうち当該グリッドiより標高の低い全ての隣接グリッドに水が流下するものと考える．図3に試験流域のDEMを示す．なお，本研究では一辺10mの正方形グリッドを採用し，流域内のグリッド総数は945個となった．

隣接する2つのグリッド間の標高差をΔE，正方形グリッドの辺長をDXとし，グリッドiの流下方向k（$k=1\sim8$）への局所勾配$\tan\beta_{ik}$を次式で与える．

$$\tan\beta_{ik}=\frac{\Delta E}{DX}\ ;\ (\text{直行方向}) \tag{22}$$

$$\tan\beta_{ik}=\frac{\Delta E}{\sqrt{2}\,DX}\ ;\ (\text{対角方向}) \tag{23}$$

流下方向kへの流下成分の集水面積$\Delta A_{i,k}$ [L^2] は，グリッドiにおける全集水面積A_i [L^2] を用いて，次式で定義する．

$$\Delta A_{i,k}=A\cdot\frac{\tan\beta_{ik}L_k}{\sum_j(\tan\beta_{ij}L_j)} \tag{24}$$

ここで，jは流下方向を表す添え字，L_jは流下方向jへの重みである．L_jは流下方向の等高線幅に相当し，次式で定義する．

$$L_j=\frac{DX}{2}\ ;\ (\text{直行方向}) \tag{25}$$

$$L_j=\frac{\sqrt{2}}{4}DX\ ;\ (\text{対角方向}) \tag{26}$$

以上を用いると，当該グリッドiにおける平均勾配$\tan\beta_i$は次式で与えられる．

$$\tan\beta_i=\frac{\sum_j(\tan\beta_{ij}L_j)}{\sum_j L_j} \tag{27}$$

このグリッドiの地表面勾配$\tan\beta_i$から，地形指標は次式で求められる．

$$\ln\left(\frac{a_i}{\tan\beta_i}\right)=\ln\frac{A_i}{\sum_j(\tan\beta_{ij}L_j)} \tag{28}$$

(5) 蒸発散位

本研究では，ペンマン法を用いて（12）式の蒸発散位E_T（mm/d）の計算を行った（丸山・三野，1999；近藤，1999）．

$$E_T=\frac{\Delta}{\Delta+\gamma}R_n^{\bullet}+\frac{\gamma}{\gamma+\Delta}E_a \tag{29}$$

ここで，Δ は温度 T_a に対する飽和水蒸気圧の変化率（hPa/℃），γ は乾湿計定数（hPa/℃），R_n^* は正味放射量（mm/d），E_a は乾燥力（mm/d）である．それぞれの算定式を以下に示す．

$$\Delta = \frac{6.1078(2500-2.4T_a)}{0.4615(273.15+T_a)}\cdot 10^{\frac{7.5T_a}{237.3+T_a}} \ ; \quad (-30℃\sim 100℃) \tag{30}$$

$$\gamma = \frac{C_p\cdot P}{0.622(2.50\times 10^6-2366.8T_a)} \tag{31}$$

$$P = P_0 \exp\left\{-\frac{g}{R_d(273.15+T_a)}\cdot z\right\} \tag{32}$$

$$R_d = 287.0 \tag{33}$$

ここで，T_a は日平均気温（℃），P は平均現地気圧（hPa），P_0 は平均海面気圧（hPa），g は地上の重力加速度（m/s^2），C_p は空気の低圧比熱（J/(kg・K)），R_d は乾燥空気の気体定数（J/(kg・K)），z は標高（m）である．なお，正味放射量は気象官署において測定されていないことから，次の推定式を用いた．

$$R_n^* = 0.035\left\{\left((1-\alpha)0.18+0.55\frac{n}{N}\right)R_A - \sigma T_a^4(0.56-0.08\sqrt{e_a})\left(0.1+0.9\frac{n}{N}\right)\right\} \tag{34}$$

$$R_A = \frac{R_0(\cos\phi\cos\delta\sin\omega_0+\omega_0\sin\phi\sin\delta)}{\pi\{1+0.01676\cdot\cos(0.01721(DOY-186))\}^2} \tag{35}$$

$$\delta = 0.4093\cdot\cos\{0.01689(DOY-173)\} \tag{36}$$

$$\omega_0 = \cos^{-1}(-\tan\phi\tan\delta) \tag{37}$$

$$N = 24\cdot\left(\frac{\omega_0}{\pi}\right) \tag{38}$$

$$R_0 = 1365 \tag{39}$$

ここで，α は森林のアルベド，σ はステファンボルツマン定数（$=5.67\times 10^{-8}$(W/(m^2・K^4))），e_a は日平均水蒸気圧（hPa），R_0 は太陽定数（W/m^2），DOY は元旦からの日数（d），φ は緯度（rad），δ は赤緯（rad），ω_0 は時角（rad），N は可照時間（h），n は日照時間（h）である．

また，乾燥力の計算には次式を用いた．

$$E_a = 0.26(1+0.54u_2)(e_{sa}-e_a) \tag{40}$$

$$e_{sa} = 6.1078\times 10^{\frac{7.5T_a}{237.3+T_a}} \tag{41}$$

$$e_a = \frac{H_a}{100}e_{sa} \tag{42}$$

ここで，u_2 は高度 2 m の平均風速（m/s），e_{sa} は日平均気温に対する飽和水蒸気圧（hPa），H_a は日平均相対湿度（%）である．

なお，上記の計算に必要となる平均海面気圧，日平均気温，日平均相対湿度，高度 2 m の平均風速，可照時間のデータは福岡管区気象台の観測によるものを用いた．

4．モデルの修正

(1) 修正の目的

本研究では，標準型モデルに修正を加え，2 つの修正モデルを作成した．まずひとつは，速い地中流の導入である．流量の低減曲線は，地下水流出のみでは表現できないことが分かっており，最低でも 2 つの成分を想定する必要があると言われている（多田ら，2002）．そこで本研究では地下水流出に加え，速い地中流を想定した．これによって，洪水時の流量再現精度の改善を試みた．これを修正モデル 1 とする．

もうひとつの修正は，根群域の分布定数化である．上述のように，根群域に集中定数型を用いることは，計算を簡便にするための TOPMODEL の特長のひとつではある．しかしながら，根群域としての機能を持つ表層土壌厚はグリッドごとに異っており，このような表層土壌厚の違いによる各グリッドでの水分動態の違いを，流域を代表するパラメータで表現できているのかという点では疑問が残る．また標準型モデルでは，流域が乾燥状態にある時に少量の降雨があった場合，流量が再現されないという問題もみられた（田齊ら，2004）．本研究では，この修正によって表層土壌厚がモデルに与える影響を考察するとともに，標準型モデルに見られる問題の解決を目指す．これを修正モデル 2 とする．

(2) 修正モデルの概要

①修正モデル 1

修正モデル 1 では，速い地中流を発生させるために新たに不飽和域上層に貯留部を追加し，不飽和域を二つに分割した．図 4 にモデルの構造を示す．不飽和域上層からは復帰地漂流と速い地中流が発生するものとし，根群域，飽和域の水収支計算，地下水流出の算定は標準型モデルと同様に行う．

速い地中流は，流量の低減曲線で，時刻 t が $1/Q(t)$ と直線関係にある低流量部を除いた低減流量時系列

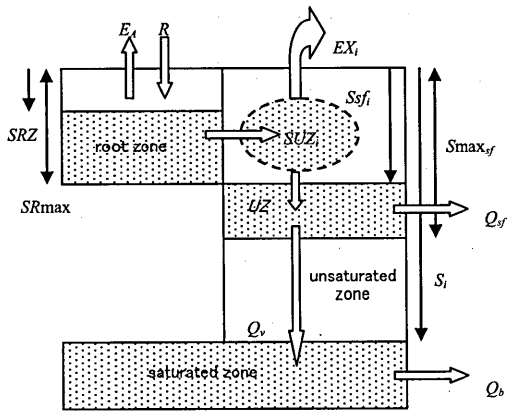

図 4　修正モデル 1 の構造.

$Q'(t)$ に相当し，t に対して $\ln(Q'(t))$ と良好な直線関係を示す（多田ら，2002）．このとき，速い地中流 Q_{sf} は次式で定義できる．

$$Q_{sf,\ t+\Delta t} = Q_{0sf}\left(1-\frac{\overline{S}_{sfi,t+\Delta t}}{\mathrm{Smax_{sf}}}\right) \tag{43}$$

ここで，$\overline{S}_{sf,i}$ は不飽和域上層の貯留不足量［L］，$Smax_{sf}$ はその最大値［L］，Q_{0sf} は不飽和域上層が飽和されたときの速い地中流の流量［LT^{-1}］である．

初期観測流量 Q_0 に占める地下水成分の構成比 RT の導入によって，計算開始時の Q_{sf} は，

$$Q_{sf} = Q_0(1-RT) \tag{44}$$

と表せるので，計算開始時の $\overline{S}_{sf,i}$ は，上式と（43）式から次式によって求める．

$$\overline{S}_{sfi,t} = \left\{1-\frac{Q_0(1-RT)}{Q_{0sf}}\right\}Smax_{sf} \tag{45}$$

不飽和域上層の各グリッドの貯留不足量 S_{sfi} は，次式で計算される．

$$S_{sfi,t} = Smax_{sf}-\frac{\ln(a_i/\tan\beta_i)}{\lambda}\left(Smax_{sf}-\overline{S}_{sfi,t}\right) \tag{46}$$

S_{sfi} が 0 または負であれば，そのグリッドは飽和しているとみなされ，復帰地表流を考慮して，

$$SUZ_{i,t+\Delta t} = SUZ_{i,t}-UZ_i\cdot\Delta t \tag{15再}$$

とし，S_{sfi} が正であれば根群域からの降雨余剰の配分を加えて，

$$SUZ_{i,t+\Delta t} = SUZ_{i,t}+X_1-UZ_i\cdot\Delta t \tag{16再}$$

とする．

不飽和域下層への供給 UZ_i については，（17）式で S_i を S_{sfi} に置き換えることによって次式で求められ，

$$UZ_i = \frac{SUZ_i}{S_{sfi}\cdot t_d} \tag{47}$$

飽和域への供給 Q_v［LT^{-1}］は次式により算定する．

$$Q_{v,t} = \frac{1}{A_T}\sum_{i=1}^{A_T}\min[C(Smax_{sf}-S_{sfi,t}),\ S_{i,t}] \tag{48}$$

ここで，C は輸送係数［T^{-1}］．なお，$S_{i,t}$ には単位時間を含むものとする．このとき不飽和域上層の貯留不足量は，

$$\overline{S}_{sfi,t+\Delta t} = \overline{S}_{sfi,t}+\left(Q_{v,t}+Q_{sf,t}-\frac{1}{A_T}\sum_{i=1}^{A_T}UZ_{i,t}\right)\Delta t \tag{49}$$

となり，（43）式より，速い地中流が計算される．流域からの流出量は，地下水流出に速い地中流と復帰地表流を加えたものである．なお，修正モデル 1 では，標準型モデルの 7 個の未知パラメータに加え，Q_{0sf}，$Smax_{sf}$，RT，C の 4 個を加えた合計11個のパラメータの最適値探索を行う．

②修正モデル 2

修正モデル 2 では根群域の分布定数化を行うため，根群域のパラメータを各グリッドごとに決定する必要がある．さらに，表層土壌厚を考慮したパラメータとするため，表層土壌厚の分布傾向を知る必要がある．図 5 は，横軸に無次元化した河道からの距離をとり，縦軸に表層土壌厚の対数変換値をとって流域内の観測値をプロットしたものである（平松ら，1986）．図から，河道に近いほど表層土壌厚が大きくなる傾向にあることが分かる．一方，各グリッドの地形指標の分布は図 6 のようになっている．この図から，河道に近いグリッドほど地形指標が大きい傾向にあり，表層土壌厚と地形指標は同じような分布傾向にあることが分かる．このことに注目し，本研究では表層土壌厚の違いを考慮するために地形指標を用いた．SR max を地形指標に比例するものとし，RZ を定数として次式で計算する．

$$SRmax = RZ\cdot\ln\left(\frac{a_i}{\tan\beta_i}\right) \tag{50}$$

一方，SRZ の初期値 SRZ_0 は SRmax に占める構成比を RZ_0 として，次式により算定することとした．

$$SRZ_0 = RZ_0\cdot SRmax \tag{51}$$

修正モデル 2 では標準型モデルの 7 個の未知パラメータのうち，SRmax と SRZ_0 に替わって RZ と RZ_0 の最適値探索を行う必要がある．

(3) 未知パラメータのコーディング

遺伝的アルゴリズムを用いて最適値探索を行う必要

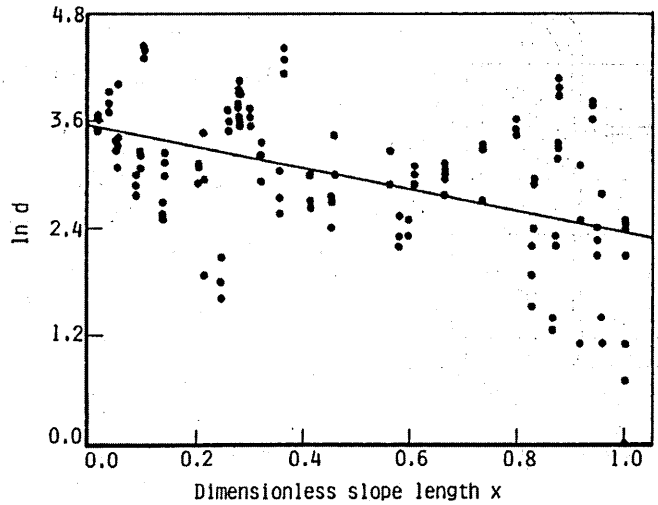

図5　表層土壌厚（縦軸，対数変換値）と斜面長（横軸）の関係（平松ら，1986）.

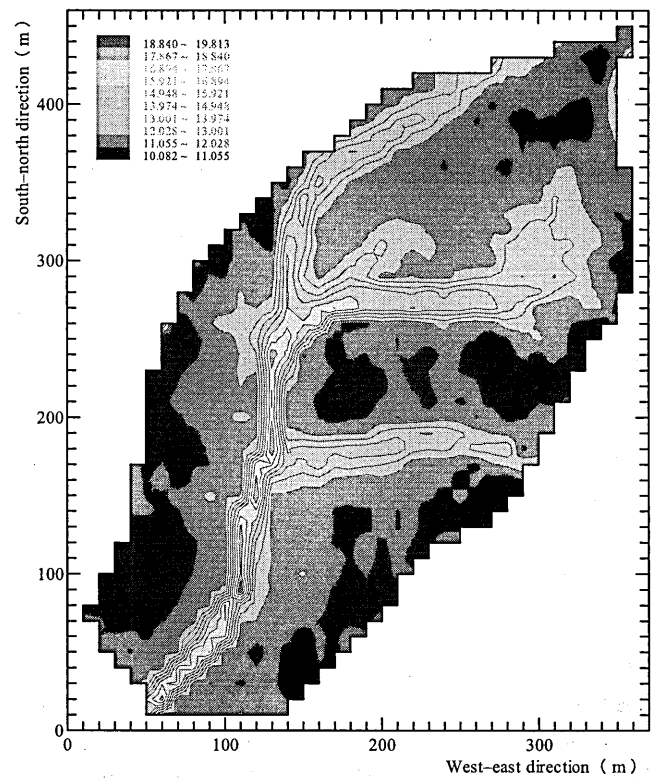

図6　地形指標の分布.

があるのは，標準型モデル，修正モデル 2 では 7 個，修正モデル 1 では11個のパラメータである．遺伝的アルゴリズムとしては最も基本的な単純 GA を用いた．遺伝子型を表す記号列にはビット列を用い，遺伝的操作としては，適応度比例戦略，エリート保存戦略，一様交叉，突然変異を用いた．ここで，交叉率は0.5，突

然変異率は0.05とし，最適化計算終了までの世代交代数は100とした．

まず初期生物集団gを50個体発生させる．遺伝子ビット長は標準型モデルと修正モデル2では56ビット，修正モデル2では88ビットとした．1つの個体の遺伝子を8ビットごとに区切り，それぞれ1つのパラメータを表すものとして，1つの遺伝子配列でそのモデルに必要なすべてのパラメータの算定を行うように設定した．kを個体番号，iをビット番号として，例えば標準型モデルではmは$i=1\sim8$，T_0は$i=9\sim16$，t_dは$i=17\sim24$，$SR\max$は$i=25\sim32$，RVは$i=33\sim40$，SRZ_0は$i=41\sim48$，$UZ\max_i$は$i=49\sim56$に対応させており，初期生物集団中のある個体kの遺伝子を$g_{i,k}$と表すと，mの算定式は以下のようになる．

$$m_k = m_{\min} + \frac{m_{\max} - m_{\min}}{2^8 - 1} \sum_{i=1}^{8} 2^{i-1} \cdot g_{i,k} \qquad (52)$$

ここで，添え字min，maxはパラメータ値の上限と下限で，想定されるパラメータ値の範囲からあらかじめ与える必要がある．本研究では，解析中の試行錯誤によってそれぞれのパラメータ値が取りうる範囲を表1のように決定し，この範囲内での最適化を行った．各個体が最適値問題の解にどの程度適応しているかを表す適応度は，流出解析の場合では実測流量と計算流量を用いて，両者の誤差の逆数に設定するのが一般的である．本研究では，χ^2誤差が高水部から低水部までの適合性を平均的に反映できる誤差であることを考慮して，単純GAで求めたパラメータを用いて標準型モデル，修正モデル1，修正モデル2それぞれによって求めた計算流量と実測流量のχ^2誤差の逆数を適応度として採用した．

解析結果と考察

図7に，4ヶ月連続データでの最適化による各モデルの計算流量およびモデル内の水分動態を示す．修正モデル1では低水域では流量再現精度の改善が見られなかったが，出水時のピーク流量付近では改善が見られた．一方，修正モデル2では全体的な流量再現精度は低下しているが，乾燥期間後の出水でわずかではあるが他のモデルでは再現されなかった流量の増加が見られた．しかしながら，流域が乾燥状態にあるときの降雨が再現されないという問題は，どちらの修正モデルでも解決には至らなかった．また，修正モデル2の計算結果から，表層土壌厚の違いを考慮したパラメータによって大きな改善を得ることはできなかったが，表層土壌厚の違いを考慮するために地形指標を用いることは，有効であったと考えられる．

それぞれのモデルでのSRZと流域内でのS_iの最小値および最大値の動態をプロットすると，標準型モデルと修正モデル1はよく似た波形を描いた．しかし，S_iについては修正モデル1の値は標準型モデルの約半分になっていた．特にS_iの最小値は，図7に示したように修正モデル1では常に0以下になっているのに対し，標準型モデルでは0以下の値と0以上の値が存在している．これは，修正モデル1では，計算上，不飽和域内に飽和したグリッドが常に存在していることを意味し，一方，標準型モデルでは飽和しているグリッドが存在しない場合もあることを意味している．このことは，復帰地表流の発生に関係していると考えられる．

また，修正モデル2では計算開始直後の出水が再現されていない．このことについて根群域の水分動態から考察すると，計算開始直後のSRZが他のモデルに比べて非常に大きくなる傾向が見られる．このことから，根群域が飽和せず，根群域からの降雨余剰が不飽和域に配分されないことによって，流量の増加に関係するようなS_iの変化が起こらなかったものと考えられる．

図8は，修正モデル1における，1983年7月の1ヶ月データによる最適化の計算結果を示している．同計算では，速い地中流がピーク流量とほぼ同時に発生しており，復帰地表流は発生していなかった．この速い地中流によって，出水ピーク時付近の流量Qの再現精度が改善されたものと考えられる．図9は，標準型モデルと修正モデル1で，1ヶ月データによる最適化の計算結果を，4ヶ月間連続して表示したものである．修正モデル1では，4ヶ月連続データによる最適化の結果と同様に，乾燥期間が続くと計算流量が低下するが，洪水時には流量再現精度の改善が見られた．また，月単位の計算では各出水イベントの特徴がよりモデルに反映されるため，4ヶ月連続データによる最適化では再現されなかった出水が再現されている．

今回の解析では，乾燥期間後の流量が再現されないという問題の解決には至らなかったが，修正モデル1および2では，それぞれ洪水時と低水部で流量再現精度の改善が見られたため，今後は2つの修正を組み込むことによって，モデルの改善が期待される．また本研究では，4ヶ月連続データによる最適化と1ヶ月データによる最適化で，両者のパラメータ値を比較すると，いくつかのパラメータで月ごとにばらつきがあった．遺伝的アルゴリズムによるパラメータの最適化では，

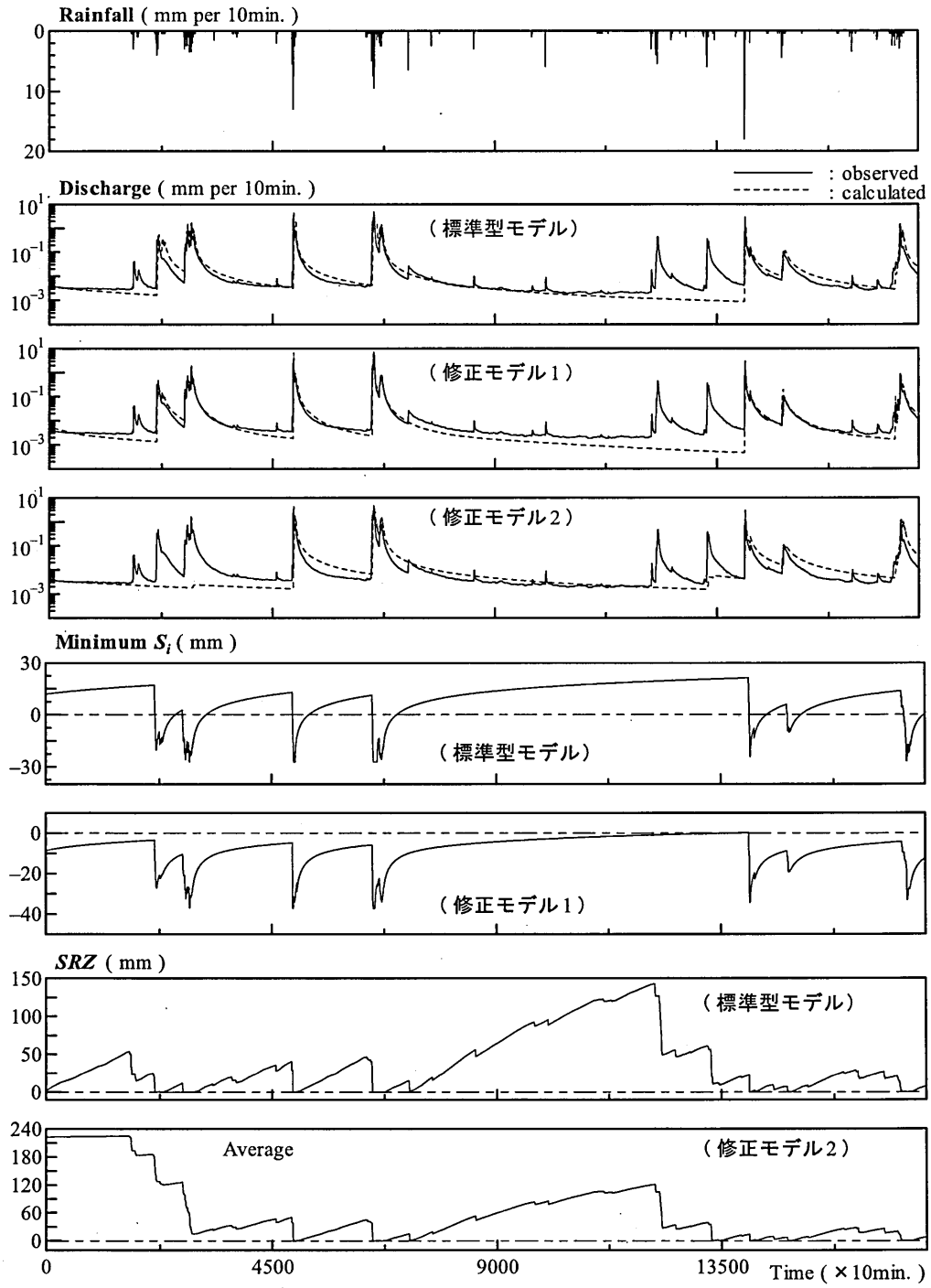

図7 4ヶ月連続データによる最適化での計算結果.

表1 パラメータ値の範囲（mm-10min.単位）

パラメータ		標準型モデル		修正モデル1		修正モデル2	
		Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.
m		1.0	20.0	1.0	10.0	20.0	1.0
T_0	($\times 10^5$)	1.0	100.0	0.01	3.0	1.0	100.0
t_d	($/10^3$)	0.6	12.0	1.0	1000.0	0.6	12.0
SRmax		10.0	400.0	10.0	400.0	—	—
RV	($\times 10^6$)	0.16	3.3	0.001	4.0	0.16	3.3
SRZ_0		0.1	1.0	0.1	4.0	—	—
UZmax		0.1	10.0	1.0	40.0	0.1	10.0
$S\mathrm{max}_{sf}$		—	—	10.0	500.0	—	—
Q_{0sf}		—	—	0.1	5.0	—	—
C		—	—	0.1	10.0	—	—
RT		—	—	0.5	1.0	—	—
RZ		—	—	—	—	1.0	20.0
RZ_0		—	—	—	—	0.0	1.0

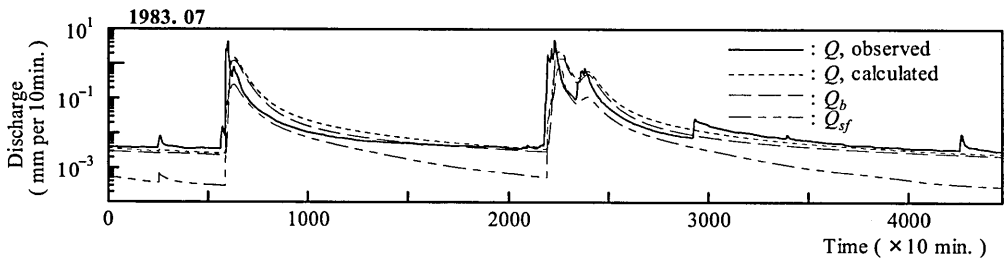

図8 速い地中流の発生.

パラメータが正しい値に最適化されたことを確かめるすべがなく，計算結果からも最適化に問題がある可能性が否定できないため，最適化手法についても今後検討する必要がある.

要　　約

流出解析には様々な手法が提案されているが，本研究では近年注目されているTOPMODELを用いて，山地小流域における降雨流出のモデリングを行なった. TOPMODELは集中定数型と分布定数型の特長を併せ持った準分布型モデルで，地表流出および地下水涵養までを含めた土壌部分は面的に分割されたグリッドごとに分布定数型で計算し，表層および地下水貯留部の水収支は集中定数型で計算する. このモデルの特長は，流域を二次元グリッドで分割し，各グリッドの標高から得られるDEMをもとに計算される各グリッドの地形指標から，流域表層土壌の時空間的な乾湿状態を計算し，地表流の発生を空間的に算定できる点にある. また，GISを用いた流出解析が行なえる点でも注目されているモデルである.

本研究では，TOPMODELに修正を加えて修正モデル1および2を作成し，各モデルの計算結果を比較した. 修正モデル1では速い地中流を導入し，流量の低減曲線が地下水流出だけでは表現されないといわれている洪水時の流量再現精度の改善を試みた. 一方，修正モデル2では，各グリッドの表層土壌厚の違いを

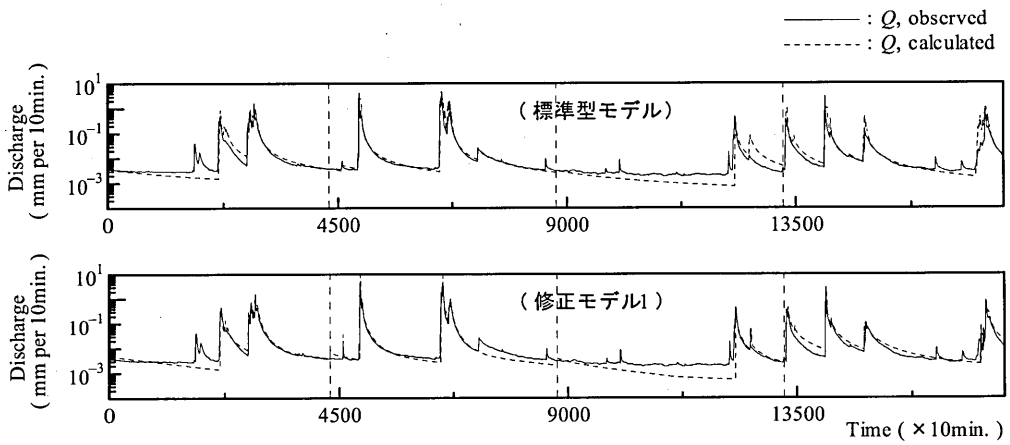

図9 1ヶ月データでの最適化による計算結果.

考慮するため，表層部を分布型で計算した．このとき，表層土壌厚を考慮するためのパラメータは地形指標を用いて定義した．未知パラメータは単純GAによる最適値探索を行なった．

本研究の計算結果から，修正モデル1では，ピーク流量発生とほぼ同時に速い地中流が発生しており，速い地中流の導入によって，洪水時の流量再現精度の向上が見られた．しかし，低水部では改善は見られず，速い地中流の導入は洪水時の解析には有効であるといえる．修正モデル2では表層の分布定数化によって，低水部でわずかではあるが流量再現精度が改善した．この修正による大きな改善は得られなかったが，表層土壌厚の違いを考慮するための指標として，地形指標を用いることは有効であると考えられる．修正モデル1および2では，それぞれ洪水時と低水部で流量再現精度の改善が見られたため，今後は2つの修正を組み込むことによって，モデルの改善が期待される．

文　　献

Beven, K.J. 2001 *Rainfall-Runoff Modeling The Primer*. John Wiley & Sons, West Sussex, pp.179-216

平松和昭・田中宏平・四ヶ所四男美・森　健　1986 山腹斜面特性量の確率統計的特性．九州大学農学部学芸雑誌，**41**（1・2）：35-45

近藤純正　1999 水環境の気象学—地表面の水収支・熱収支—．朝倉書店，東京，26-27頁

丸山利輔・三野徹　1999 地域環境水文学．朝倉書店，東京，32-37頁

多田明夫・浪平　篤・田中丸治哉・畑　武志　2002 山林小流域の長短期流出解析へのTOPMODELの適用—長短期流出両用モデルとの比較—．水文・水資源学会誌，**15**（4）：339-412

田中宏平・四ヶ所四男美・瀬口昌洋　1982 山地小流域の土壌水分と流出特性．京都大学防災研究所年報，**25**（B−2）：195-204

田齊秀章・平松和昭・森　牧人・四ヶ所四男美　2004 TOPMODELによる山地小流域の長短期流出解析．九州大学大学院農学研究院学芸雑誌，**59**（2）：173-183

Summary

TOPMODEL is a storage-type semi-distributed-parameter model with advantages existing in each of the distributed-parameter and lumped-parameter models. It can consider the physical characteristics in the rainfall-runoff process in mountainous basins to some extent and has lately attracted considerable attention in the research field of rainfall-runoff analysis. In the TOPMODEL, water balances in groundwater storage and root zone are calculated by a simple lumped-parameter model. A basin area is horizontally divided into small square grids and phenomena in surface soil layers, such as surface runoff and groundwater recharge, are expressed by distributed-parameter models on each square grid. The time-varying runoff-contributing area during flood events can also be calculated in the distributed-parameter models by judging the generation of surface runoff from the soil moisture deficit in each square grid.

In this paper, we made some modifications in the TOPMODEL and tried to improve the prediction accuracy of river discharge. First, in the modified-model 1, we introduced fast runoff component in the runoff-contributing area. Using this model, we tried to improve the prediction accuracy during flood events that can not be expressed only by groundwater storage. Next, in the modified-model 2, water balance in root zone was calculated by a distributed-parameter model to consider the special variation of thickness of surface soil layers on each square grid. Unknown parameters in each model were optimally searched by a simple generation algorithm with the fitness function defined by a 2 error between observed and calculated river discharges.

For the results, in the modified-model 1, fast runoff occurred at the same time as peak discharge and it improved the prediction accuracy during flood events. In the modified-model 2, the prediction accuracy during low-discharge term was fairly improved.