

ブロック型TOPMODEL及びM-C追跡法 による分布型流出解析モデルの検討

STUDY OF DISTRIBUTED RUNOFF SIMULATION MODEL BASED ON BLOCK TYPE TOPMODEL AND MUSKINGUM-CUNGE METHOD

敖 天其¹・石平 博²・竹内 邦良³

Tianqi AO, Hiroshi ISHIDAIRA, Kuniyoshi TAKEUCHI

¹学生員 工修 山梨大学大学院博士課程 (〒400-8511 山梨県甲府市武田4-3-11)

²正会員 工博 山梨大学講師 工学部土木環境工学科 (〒400-8511 山梨県甲府市武田4-3-11)

³正会員 工博 山梨大学教授 工学部土木環境工学科 (〒400-8511 山梨県甲府市武田4-3-11)

The TOPMODEL is a physically based variable contributing area model of basin hydrology. It has two distinct advantages to be applied in developing areas with little hydrological observations. One is that it has both advantages of lumped model and distributed model, i.e., few parameters to be identified and the capability of simulating the impacts of land use changes and water resource system developments. The other is that the soil-topographic index that the model greatly depends on may be easily identified through satellite information. In this paper, a distributed hydrological forecasting model by combining the block-wise application of the TOPMODEL with the Muskingum-Cunge flood routing method is proposed. The model is applied to the daily and hourly runoff simulation for the 3500 km² Fujikawa basin in Japan and to the daily simulation for the 19 000 km² sub-basin of Minjiang catchment in China. The results presented are encouraging to suggest that the proposed model is hopeful to be reasonably applied to large basins with DEM and other GIS oriented data.

Key Words : block type TOPMODEL, Muskingum-Cunge method, stream network, DEM, runoff simulation, Fujikawa basin, Minjiang basin

1. はじめに

分布型流出解析モデルは、気象、水文、地形地質及び土地利用等に関する空間分布情報を取り込むことができることから、流域の水文応答特性の解明と予測、流域規模での水質分析、土砂流出解析、水利利用等幅広い分野での利用が期待されている。TOPMODEL(topography-based variable contributing area hydrological model)は、分布型モデルの一つとして、1979年にK. J. BevenとM. J. Kirkby¹⁾によって開発された物理的基礎と実用上の簡便性を共に持つ流出モデルである。このモデルでは、任意地点での流出は飽和貯留不足分及び土壌-地形指標の流域平均値と、その地点での土壌-地形指標により決まるとされており、その意味において集中型、分布型モデル双方の特性を有するモデルである。また、GISとのリンクが容易であること、パラメータの数が少なく、かつ物理的な意味を持つこと、流域内における寄与域の時空間分布を把握できるなどの特徴を持つ。そのため、このモデルは、開発さ

れて以来様々の修正を加えながら、約20年間にわたって50か国で適用されるに至っており²⁾、様々な地域への適用の可能性を有するモデルといえる。

従来のTOPMODELでは、同じ土壌-地形指標の地点は同じ流出特性を持つという、水文類似性の考え方に基づき、流域を土壌-地形指標によって幾つかの部分流域に分割し、各部分流域毎に流出計算を行うなど、集中型モデルのような計算手法が取られてきた。従ってモデルではパラメータの空間分布を考慮せず、また、河道追跡方法も波速を空間定数パラメータとして与えるなど簡略化した取り扱いになっている。これに加え、TOPMODELの基本原理解、仮定、地形分析における数多くの影響因素等の制限のため、適用できる流域面積、グリッドセルのサイズ等の条件についても明らかにされていない部分が多い。より広い範囲への適用を可能にするためには、これらの問題を解決することが必要である。

そこで本研究では、大中規模流域への適用ならびに大きなグリッドセルサイズでの計算を可能にすることを目

的として、パラメータの空間分布を考慮できるブロック型TOPMODELと河道網を介したMuskingum-Cunge洪水追跡法(M-C法)との組み合わせによる、分布型流出解析モデルを提案する。また、これを用いて、富士川流域及び中国の岷江流域における、洪水流出解析及び年間流出シミュレーションを行い、提案したモデルの妥当性を検証する。

2. モデルの構築

(1) 地形モデル(河道網と土壤—地形指標の空間分布)

地形は、流域の流出応答特性を決定する主たる影響要因である。DEMと落水線理論に基づく地形解析においては、DEMの分解能、窪地の処理方法、落水線方向の決めかた(最急勾配法、最低標高法)、落水のメッシュ内配分方法(多方向、単方向)等は、擬河道網上の流水方向、勾配等の統計分布、各グリッドセルの集水面積さらに同定されたパラメータ、流出解析結果に影響を及ぼす。DEMの分解能について言えば、粗いグリッドセルの場合は、収束型と発散型斜面の集水状況を精度よく再現できない可能性がある³⁾。特にTOPMODELの場合、飽和状況の判定を通じ、流出計算に直接に影響する各地点での土壤—地形指標値は、擬河道網をもとに求められるものであり、その空間分布は、上述したすべての要因に影響される。従って、流出応答の計算結果(飽和域の時空間分布)、同定したパラメータの値と物理意味等も、それらの要因に影響されることが予想される。

本研究では、以上のような地形解析に影響を及ぼす各要因を、それぞれ分析できるような地形解析プログラムを作成した。窪地の処理については、敖ほか(1998)は流域地形走向を考慮した上で、窪地の全自動処理を行う方法を提案している^{4), 5)}。使用する地形データについては、世界各地において利用可能であることと、大流域を対象とすることを考慮し、GLOBE(Global Land One-km Base Elevation Data)の1kmグリッドセルDEMを用いた。このように、比較的低い空間解像度のDEMを用いた場合には、地形表現の点で問題を生ずることも予想されるが、その影響が流出計算結果にどの程度現れるのかを確認する意味も含め、この地形データを用いることとした。作成した擬河道網の一例を図-1、図-2に示すが、得られた擬河道網と実河道網と重ねて比較した結果、富士川流域の平野地における一つの支川の合流点が少しずれていた他は、両流域ともよく一致していることが確認された。

(2) 流出モデル(ブロック型TOPMODEL) :

図-3は、TOPMODELの基本構造と流出発生機構の概念を表している。この図に示されるように、土壤断面は根層、不飽和層と飽和層に分けられ、流出成分は、表面流出と地下水流出より構成される。また、表面流出は寄与(飽和)域からの飽和超過流出であり、地下水勾配は地形勾配と等しいと仮定している。任意グリッドセルの流

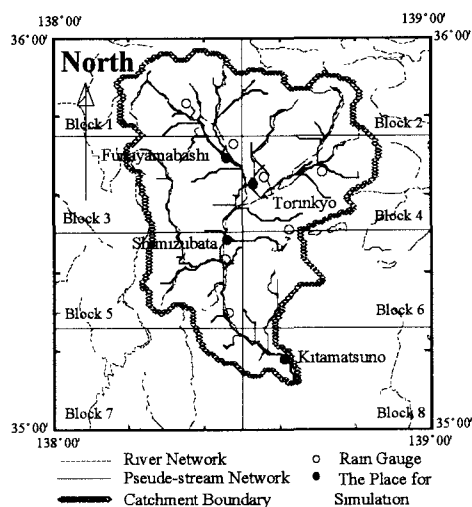


図-1 富士川流域の擬河道網、流域分割及び解析地点

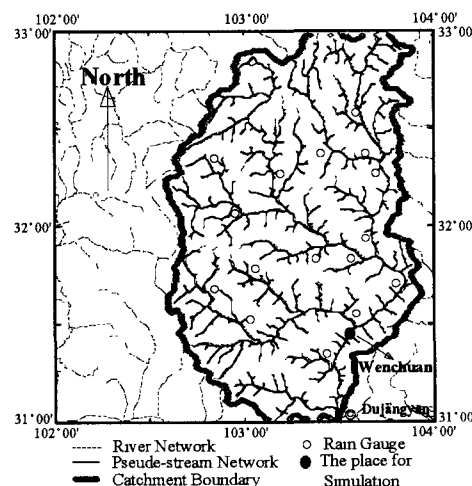


図-2 岷江流域上流における解析地点と河道網

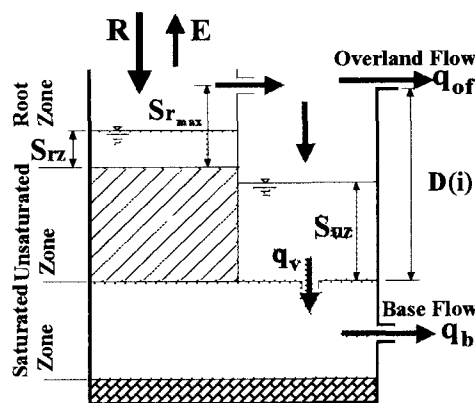


図-3 TOPMODELの構造

出は、全流域平均飽和不足分 $S(t)$ 、流域平均土壤—地形指標 γ 及びそのグリッドセルの土壤—地形指標 $\gamma(i)$ に依存する。この指標は、

$$\gamma(i) = \ln(a_1 / (T_0 \cdot \tan \beta_1)) \quad (1)$$

によって定義され、飽和し易さを表すTOPMODELの主

要なパラメータの一つである。ここで、 i , T_0 (m^2/h), a (m), $\tan \beta$ はそれぞれグリッドセルの番号、土壌飽和透水量係数、グリッドセルの単位等高線当たりの集水面積、及びグリッドセルにおける落水線の勾配である。

次に、大流域の不均一性を考慮するため、流域をいくつかのブロックに分割し、 $\gamma(i)$ の平均値と平均飽和不足分 $S(t)$ の評価領域及びパラメータの適用範囲をブロックスケールにすることにより、TOPMODELの基本式を以下のように拡張する。

(a) ブロック

図-1のように、解析地点とGIS土地利用、地質情報を参考にして、全流域を任意サイズの矩形ブロックで分割する。以下、 k はブロックの番号を示す。

(b) ブロック k の平均飽和不足分 $S(k,t)$

$$S(k,t) = S(k,t-1) + Q_b(k,t-1) - Q_v(k,t-1) \quad (2)$$

ここで、 t は時間ステップで、 $Q_v(k,t)$ と $Q_b(k,t)$ は地下水への補充と地下水の流出総量である。 $t=1$ の時、 $S(k,t)$ は計算せず初期値を与える。

(c) 任意グリッドセル i の飽和不足分 $D(i,t)$

$$D(i,t) = \{S(k,t) + m(k)(\gamma(k) - \gamma(k,i))\}^+ \quad (3)$$

ここで、 m は T_0 の通減率(m)である。 $D(i,t) \leq 0$ の場合、グリッドセル i は飽和域と判断される。この関係式こそ、TOPMODELが分布型と集中型の合成モデルであることを示している。 $\{ \}^+$ は $\{ \}$ 内の値が負の場合は0とする。

(d) 実蒸発散 $E(i,t)$

各グリッドセルからの実蒸発散は、各タイムステップにおける根層貯留 S_{rz} 等に応じて次式

$$E(i,t) = \min [E_p(i,t), S_{rz}(i,t-1) + R(i,t) + S_{uz}(i,t-1)] \quad (4)$$

により計算される。ここで、 E_p は可能蒸発散量であり、これについては季節的な変化を考慮し月毎に定数として与えている。この実蒸発散量は根層貯留 S_{rz} あるいは不飽和層貯留 S_{uz} より差し引かれる。

(e) 各グリッドセルの根層貯留分 $S_{rz}(i,t)$

$$S_{rz}(i,t) = \{S_{rz}(i,t-1) + R(i,t) - E(i,t)\}^+ \quad (5)$$

ここで、 R は降雨量である。

(f) グリッドセルの不飽和層貯留分 $S_{uz}(i,t)$

$$S_{uz}(i,t) = \{S_{uz}(i,t-1) + \{S_{rz}(i,t) - S_{r_{max}}(k,t)\}^+ - q_v(i,t)\}^+ \quad (6)$$

ただし

$$S_{uz}(i,t-1) = \{S_{uz}(i,t-1) - \{E_p(i,t) - S_{rz}(i,t-1) - R(i,t)\}^+\}^+ \quad (7)$$

ここで、 $q_v(i,t)$ は地下水への補充で、次式で計算する：

$$q_v(i,t) = \min \left[k_0(k) e^{-D(i,t)/m(k)} \tan \beta_i, S_{uz}(i,t-1) + \{S_{rz}(i,t) - S_{r_{max}}(k,t)\}^+ \right] \quad (8)$$

ここで、 $S_{r_{max}}$ は遮断、蒸発散、野外容水量等の降雨損失を反映する根層貯留最大値(m)で、 K_0 は飽和浸透係数(m/h)である。

(g) グリッドセルの表面流出 $q_{of}(i,t)$

$$q_{of}(i,t) = \{S_{uz}(i,t) - D(i,t)\}^+ \quad (9)$$

(h) グリッドセルの地下水流出 $q_b(i,t)$

$$q_b(i,t) = T_0 e^{-D(i,t)/m(k)} \tan \beta_i \quad (10)$$

(3) 河道水追跡モデル：Muskingum-Cunge(M-C)法

M-C追跡法はdiffusion analog洪水追跡モデルであり、背水を反映できないが、ある時空間スケールで洪水の伝播特性は水理学的に表現可能である⁶⁾。追跡に際しては、擬河道の断面を矩形断面として、その幅 $B(i)$ を、グリッドセルの集水面積 $A_i(km^2)$ の関数として、

$$B(i) = \alpha A_i^c \quad (11)$$

で与える⁷⁾。本研究では、係数 $\alpha=10$ 、 $c=0.5$ とした。また、等価粗度係数 n は、擬河道網の勾配に応じて、各グリッドセル毎に次式で与える。

$$n(k,i) = n_0(k)(\tan \beta_i / \tan \beta_0)^{1/3} \quad (12)$$

ここで、 $n_0(k)$ はブロック k の平均等価粗度係数で、 $\tan \beta_0$ は出口の河川勾配或いはブロック k の平均勾配とした。

3. モデルの富士川流域への適用

モデルの適用性、特に汎用性を検証するためには、気象、水文などの流域特性が異なる流域への適用が必要であることから、本研究では、日本の富士川流域(面積約3500 km^2 、本川128 km)と中国の岷江流域という条件の異なる二つの流域を対象流域とした。両者ともに山地流域であるが、流域の気象、水文、地形条件などは大きく異なる。

まず、本節では、富士川流域における適用結果について述べる。本研究においては図-1に示したように、全流域を8ブロックに分けた。ケース毎に同時的に流出解析地点は、上流の船山橋、中流の桃林橋、清水端及び下流の北松野の4箇所とした。

(1) シミュレーションケース及び使用データ

モデルパラメータの同定ケースとして、1990-1991年の2年分の連続年間流出と91年9月の洪水流出の計算を行った。また、このパラメータを用いて、1992-1994年の3年分流出及び93年9月の洪水の計算を行い、これを検証ケースとした。1990-1994の5年間の年平均降雨量1550 mm を基準に比較すれば、同定ケースの90、91年は相対的な平水年と豊水年であり、検証ケースの92-94年においては、92と94年特に92年は渇水年である。降雨データは全てAMeDAS 7地点(南部など)の時間降雨量で、実測流量データは、それぞれ日平均と時間単位実測値である。計算の時間ステップは全て1時間である。前述の1 km グリッドセルによる擬河道網を用いた。

(2) パラメータの同定

同定方法は、パラメータの感度分析をした上で、同定期間の3ケース4箇所共にNash効率(式(13))が高まることを判断基準として、各ブロックの四つのパラメータ(T_0 , m , $S_{r_{max}}$, n_0 , $K_0=T_0$)を同定した。表-1に示すように同定したパラメータは洪水と年間流出共に同一である。

表-1 ブロック毎の地被、地質情報と
同定されたパラメータ

	モデルパラメータ		土地被覆状態		表層地質	
Block 1	To	6.0	田畑	16.7%	未固結堆積物	9.3%
	m	0.0385	果樹園	5.5%	固結堆積物	12.9%
	S _{max}	0.005	森林	71.8%	火山性岩石	64.2%
	n ₀	0.085	都市	4.5%	深成岩類	11.5%
Block 2	To	22.0	田畑	0.8%	未固結堆積物	2.6%
	m	0.0385	果樹園	1.9%	固結堆積物	4.6%
	S _{max}	0.005	森林	96.5%	火山性岩石	30.7%
	n ₀	0.088	都市	0.5%	深成岩類	59.0%
Block 3	To	20.0	田畑	4.9%	未固結堆積物	16.4%
	m	0.0385	果樹園	9.9%	固結堆積物	40.1%
	S _{max}	0.005	森林	78.5%	火山性岩石	34.3%
	n ₀	0.035	都市	4.2%	深成岩類	6.3%
Block 4	To	22.0	田畑	8.7%	未固結堆積物	35.9%
	m	0.0385	果樹園	20.5%	固結堆積物	6.2%
	S _{max}	0.005	森林	57.1%	火山性岩石	29.1%
	n ₀	0.088	都市	10.6%	深成岩類	26.0%
Block 5	To	20.0	田畑	3.5%	未固結堆積物	3.0%
	m	0.0385	果樹園	1.9%	固結堆積物	67.1%
	S _{max}	0.005	森林	89.0%	火山性岩石	26.9%
	n ₀	0.095	都市	1.5%	深成岩類	1.0%
Block 6	To	20.0	田畑	7.6%	未固結堆積物	5.7%
	m	0.0385	果樹園	0.4%	固結堆積物	31.3%
	S _{max}	0.005	森林	87.3%	火山性岩石	58.4%
	n ₀	0.035	都市	2.0%	深成岩類	4.5%
Block 7	To	20.0	田畑	3.1%	未固結堆積物	0.0%
	m	0.0385	果樹園	1.6%	固結堆積物	72.9%
	S _{max}	0.005	森林	92.1%	火山性岩石	27.1%
	n ₀	0.035	都市	0.8%	深成岩類	0.0%
Block 8	To	20.0	田畑	13.2%	未固結堆積物	27.9%
	m	0.0385	果樹園	4.6%	固結堆積物	49.5%
	S _{max}	0.005	森林	65.2%	火山性岩石	22.5%
	n ₀	0.035	都市	8.2%	深成岩類	0.0%

(3) 解析結果及び考察

表-2は、全シミュレーションケースについての精度評価の結果を表している。ここでは、精度評価の指標として、計算と実測の総流出量の比(TVsm/TVob)及び以下のNash効率を用いた。

$$e = \left[1 - \frac{\sum_{t=1}^N (Q_{sm}(t) - Q_{ob}(t))^2}{\sum_{t=1}^N (Q_{ob}(t) - \bar{Q}_{ob})^2} \right] \times 100\% \quad (13)$$

ここで、t は時間ステップで、Nは時間ステップの総数であり、Q_{ob}(t)とQ_{sm}(t)はそれぞれ流量の実測値と計算値で、上に横棒の付いたQ_{ob}は実測値の時間平均値である。

表-2 四個所での同定と検証ケースの解析結果評価指標

	Place (Up to Down) Events	Funayamabashi		Torinkyo		Shimizubata		Kitamatsuno	
		Nash	TVsm*	Nash	TVsm	Nash	TVsm	Nash	TVsm
		Effici.(%)	TVob	Effici.(%)	TVob	Effici.(%)	TVob	Effici.(%)	TVob
Calibration	1991.9 Flood	80.72	1.04	93.40	1.01	97.11	1.03	91.39	0.91
	1990 (Dry)	-58.71	0.96	75.41	1.04	68.26	0.88	75.97	1.40
	1991 (Wet)	76.25	1.21	93.27	0.94	88.41	0.97	93.51	1.35
Validation	1993.9 Flood	75.22	0.86	81.01	1.21	96.91	0.98	94.02	1.17
	1992 (Dry)	56.26	1.17	35.55	0.94	-58.14	0.70	-106.80	2.19
	1993 (Wet)	48.61	1.21	91.41	1.00	90.77	0.91	85.85	1.40
	1994 (Dry)	75.35	0.94	70.78	1.05	78.75	0.81	67.33	2.01

* TVsm: Total Volume of Simulation TVob: Total Volume of Observation

また、これに加え、図-4、5 に示されるような計算、実測流量のハイドログラフの比較による適合度のチェックも行った。以上のような精度評価を行った結果、検討された多数のケースにおいて、流出量をよく再現できることが分かったが、以下の問題点も明らかとなった。

第一は、同定期間の選定に関する問題である。具体的には、表-2に示すように、今回の同定期間は比較的雨が多く湿潤な状態であったが、そのパラメータをそのまま乾燥期間(例えば1992年など)に適用した場合に、精度が低くなる傾向が確認された。同様の問題はQuinn et al.(1993)によっても報告されており³⁾、これに関する原因と対策についての検討が必要である。

第二は、流域の分割及びDEMの分解能に関する問題である。今回は、流域を8つの矩形ブロックに分割したが、どの程度のブロックのサイズで分割するのが合理的であるのかは十分に検討されていない。また、流域の面積が小さくなると、1 km分解能のDEMでは流域における飽和域の時空間変動を適切に評価できない可能性もある。例えば、今回の計算で、最上流の船山橋における精度が相対的に低くなった原因の一つとして、流域面積と比較してブロックサイズ及びグリッドセルのサイズが大きすぎ、その中で不均一性や寄与域の評価を十分に考慮できなかったことも考えられる。今後は地被、地質などの分布状態に即したブロック分割方法、DEM分解能の影響等についてもより詳細に検討する必要がある。

第三は、モデルにダムや取排水など、人為的水操作、水利用の影響を反映させる必要がある。今回のシミュレーションでは、最下流の北松野地点での流量を過大評価する傾向が見られたが、その原因は、北松野上流での取水により、実測の流量が自然流量よりも少なくなっていたためと考えられる。

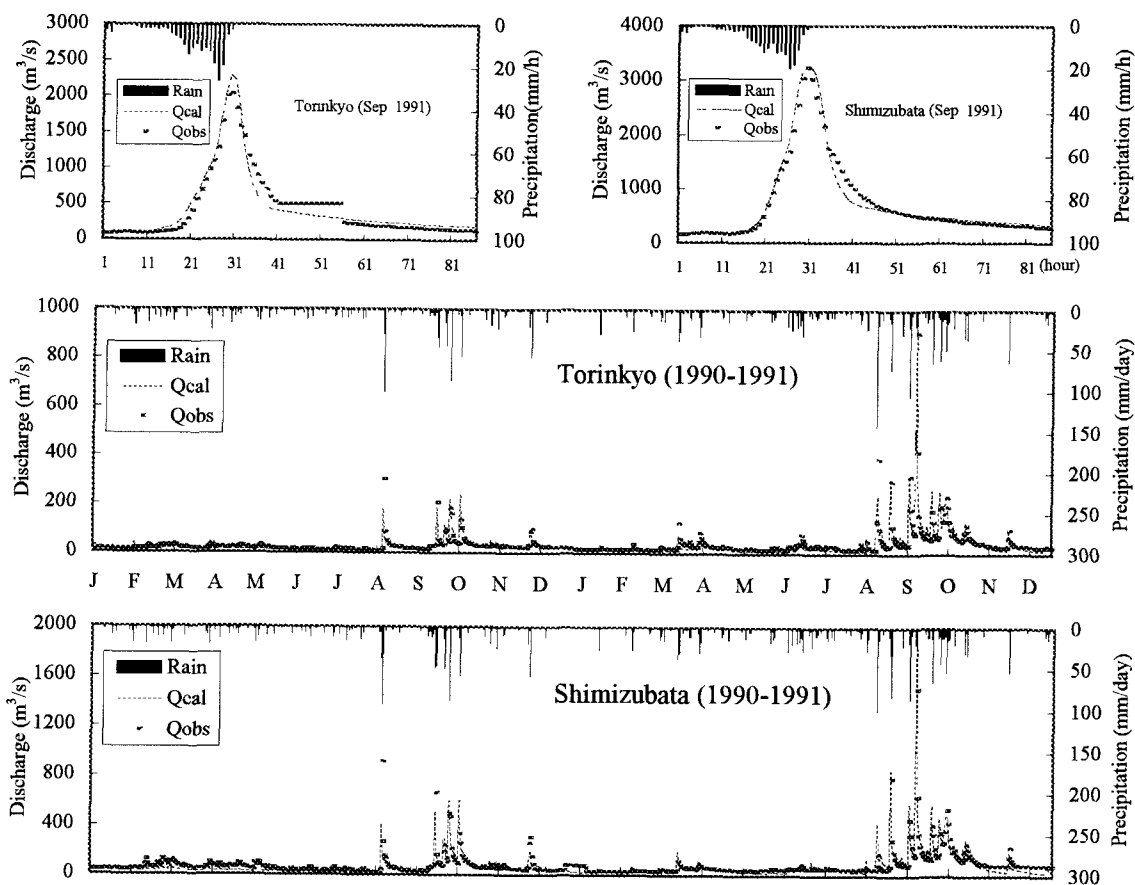


図-4 同定ケース：富士川流域における2個所での洪水及び年間流出解析の結果

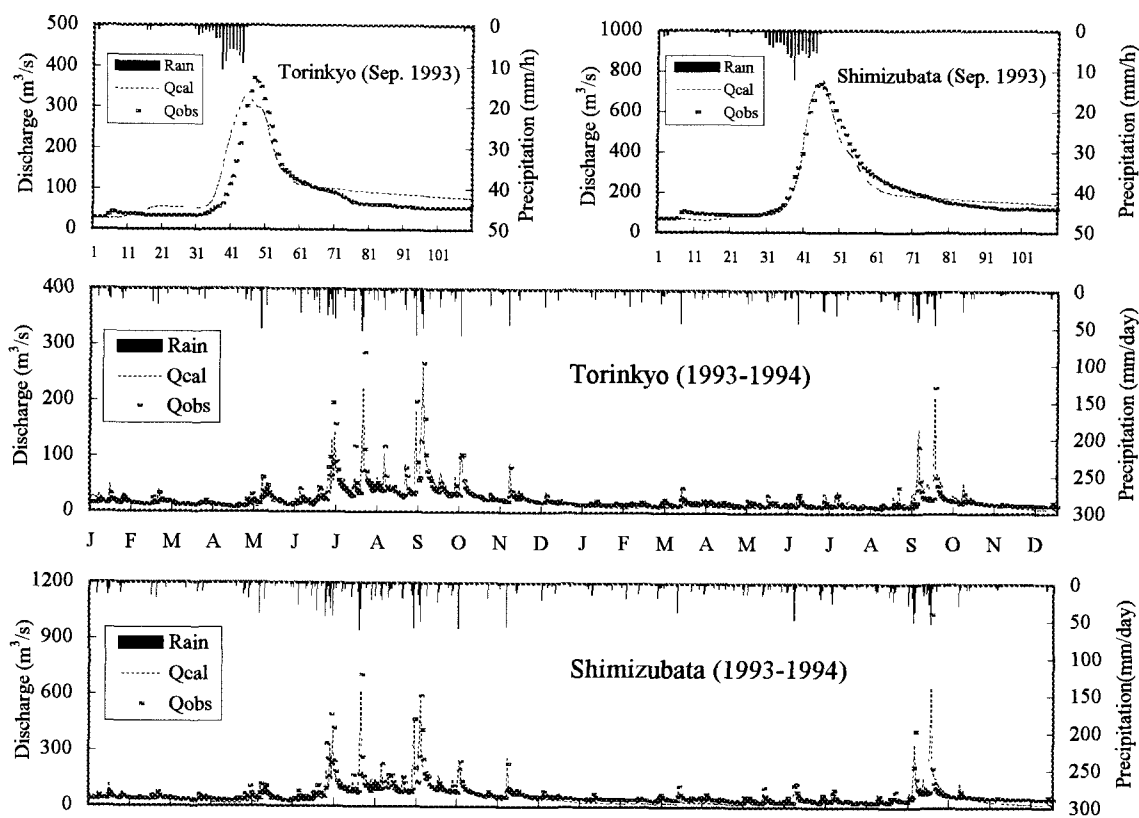


図-5 検証ケース：富士川流域における2個所での洪水及び年間流出解析の結果

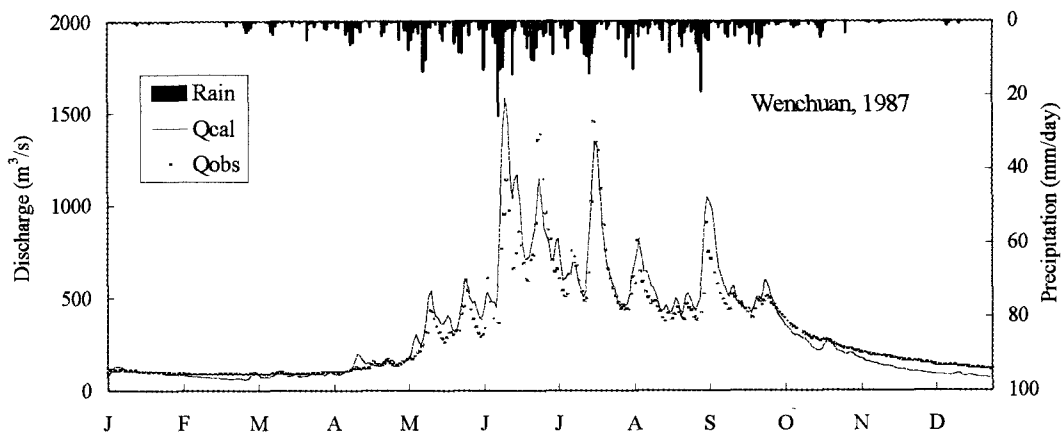


図-6 岷江流域 Wenchuan地点でのハイドログラフ (1987年)

4. 中国岷江流域への適用

本節では、より大流域でかつ入力情報の時空間分布が粗であるケースとして中国岷江流域への適用結果を示す。岷江流域は長江上流の支流であり、中国の西南地方にある。その流域面積は130 000 km²であるが、本文では図-2に示したように、流域上流部都江堰付近までのサブ流域だけを対象流域とした(面積約19 000 km²で、出口はWenchuan地点である)。解析ケースは1987年の年間流出で、使用したデータは、16個所の実測日降雨量と出口の実測日平均流量データである。全流域を1ブロックとして、1 kmグリッドセルの地形モデルを使った。同定したパラメータは、 $T_0=16(\text{m}^2/\text{h})$ 、 $S_{r,\text{max}}=0.001(\text{m})$ 、 $m=0.018(\text{m})$ である。但し、検証ケースはない。結果としては、88%のNash効率、1.06の総流出量比が得られ、図-6に示したハイドログラフのように、計算値は実測流量をよく再現しているといえる。

5. 結論

(1)ブロック型TOPMODELとMuskingum-Cunge追跡法により、大中流域での多地点同時シミュレーションが可能な分布型流出解析モデルの開発を行った。
(2)構築したモデルを富士川流域と岷江流域へ適用し、洪水、年間流出共によく再現できることを示した。
(3)しかしながら、本モデルは発展途中であり、さらに以下の諸点の検討が必要である。

- モデルの仮定、構造、河道網の自動決定方法、河道追跡方法等の改善。
- 構築したモデルを元に、流域の分割とモデルパラメータを、地上調査ないし衛星による地被、地質情報から、物理的に決める方法の検討。
- 人工改変のある流域での流出をシミュレーションできるようにする。
- 土砂の流動、水質を合わせた総合的流域水環境シミュレーションが出来るモデルへの拡張。

謝辞：富士川における流量データについては、建設省甲府工事事務所より、岷江流域の水文資料に関しては、中国四川連合大学の趙文謙教授よりご提供いただきました。ここに記して深甚なる謝意を表します。

参考文献

- 1) Beven, K. J. and Kirkby, M. J.: A physically based, variable contributing area model of hydrology. Hydrological Science-Bulletin, Vol. 24, No. 1, pp. 43-69, 1979.
- 2) Beven, K. J.: TOPMODEL: A Critique, Hydrological Processes, Vol. 11, pp.1069-1085, 1997.
- 3) 高埜 琢馬, 椎葉 充晴, 市川 温: 分布型流出モデルのスケールアップ。水工学論文集, 第38巻, pp. 809-812, 1994
- 4) Takeuchi, K., Ao Tianqi and Ishidaira, H.: Modified TOPMODEL application to large basins in Southeast Asia. Preliminary results, Proc. First Asian Pacific Workshop on Data Archive and Science methods for Comparative Hydrology and Water Resources, Kuala Lumpur, Malaysia, 20-21 March, 1998 (in press).
- 5) 敖 天其, 竹内 邦良, 石平 博: 大流域に適用可能な修正TOPモデルの開発。土木学会第53回年次学術講演会, pp. 60-61, 1998.
- 6) Jones, S. B.: Choice of Space and Time Steps in the Muskingum-Cunge Flood Routing Method, Proc. Inst. Civ. Eng., part 2, No. 71, pp. 759-772, 1981.
- 7) 陸 旻皎, 小池 俊雄, 早川 典生: 分布型水文情報に対応する流出モデルの開発。博士学位論文, pp. 34-35, 1989.
- 8) Quinn, P. F. and Beven, K. J.: Spatial and Temporal Prediction of Soil Moisture Dynamics, runoff, Variable Source Areas and Evapotranspiration for PLYNLIMON, MID-WALES, Hydrological Processes, Vol. 7, pp. 425-448, 1993.

(1998. 9. 30受付)