

大河川の擬河道網作成における問題点 およびその流出解析への影響

ON THE METHOD OF GENERATING ARTIFICIAL STREAM NETWORKS OF
LARGE RIVER BASINS AND ITS EFFECT ON RUNOFF SIMULATION

敖 天其¹・竹内邦良²・石平 博³

Tianqi AO, Kuniyoshi TAKEUCHI and Hiroshi ISHIDAIRA

¹ 学生員 工修 山梨大学大学院博士後期課程 (〒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 山梨大学工学部土木環境工学科 (〒400-8511 山梨県甲府市武田 4-3-11)

In hydro-environmental simulation, DEM based stream network plays a very important role. The artificial stream network is widely used since it is essential to build a distributed hydrologic model reflecting topographic and other land surface heterogeneity. However, to increase its reliability and accuracy, some problems need to be further elaborated. One of them is the choice of drainage direction assignment rule. Among the various exiting methods, the steepest slope approach and the lowest elevation method were compared in theory and practices. It was found that the different direction assignment rules yield quite different hydrographs and that the rules need a major attention in grid DEM based hydrological study. In addition, practical ways of handling deserts, inland rivers and to enlarge DEM grid size are presented in the case of the Yellow River of China.

Key Words: stream network, drainage direction assignment, inland river, BTOPMC model, Yellow River, Fuji-kawa

1. はじめに

流域地形モデル(擬河道網)は、分布型水環境シミュレーションにおける最も基本的な構成要素である。従って、流域境界や主河道の平面形状など流域場の地形を忠実に反映できるような地形モデルを、選ばなくてはならない。地形モデルについては、グリッド型、三角型(TIN)と等高線型の数値標高地図(DEM)によるものがあり、それぞれ長所、短所を有するが^{1),2),3)}、データの入手と処理が相対的に容易であることから、グリッド型DEMが良く用いられ、これに落水線理論を適用して構築された擬河道網が広く使われている。

その構築方法については、1984年にO'CallaghanとMarkによって提案されて以来、様々な検討がなされてきたが⁴⁾、落水線方向の与え方(最急勾配法と最低標高法、以下Smax法とHmin法)が擬河道網の平面形状や水量、水質シミュレーション結果に対する影響については、まだ明らかにされていない。また、落水線理論においては、流域内に砂漠、湖沼、内陸河川流域及び人工河道などの特殊地帯が含まれている場合、擬河道網に大きなエラーが含まれる可能性がある。さらに、大河川を対象とする

場合には、必要に応じてDEMのグリッドサイズを拡大する場合があるが、細かなグリッドのDEMで表現されていた地形特性を損なわずにグリッドサイズを拡大するためには、拡大手法とスケールで得られたDEMの信頼性に及ぼす影響を検討する必要がある。

そこで本研究では、大河川を対象として、グリッド型DEMと落水線理論に基いた地形モデルの一般的な作成方法と問題点について整理するとともに、黄河流域を例として、大流域における砂漠、内陸河川流域などの特殊地帯の対処法並びに最低値法によるDEMグリッドサイズの拡大スケールの影響について検討する。また、理論分析と長江流域など五つのケース解析により、落水線方向の決め方による落水パターン、擬河道網の特性の違いについても調べる。さらに、筆者らが開発したBTOPMC(Block-wise use of TOPMODEL with Muskingum-Cunge method)分布型流出解析モデル^{5),6),7)}を用いた富士川流域における流出解析により、その流下方向の与え方が流出解析に与える影響について検討する。

2. 大河川地形モデルの基本構築方法と問題点

大流域を対象として、グリッド DEM と落水線理論に基づいた地形モデルの基本構築方法及び、この作成過程の各ステップにおける主な問題点は、次のような四つに纏められる。

(1) 必要に応じたDEMグリッドサイズの拡大

大流域の DEM は、データ量が膨大であるため、計算時間を短縮するために、そのグリッドサイズを拡大することが必要となる場合は少なくない。その方法としては、元の DEM における $n \times n$ 個格子点の平均標高値をその中心点の標高として新しい DEM を作る平均値法と、同じく最低標高値を用いて DEM を作成する最低値法などが挙げられる。平均値法においては、地形が平滑化されたため、DEM における地形特性の情報落ちが相対的に大きいと考えられ、これにより擬河道網が途切れてしまう可能性がある。一方、最低値法の場合は、最低標高値は失わず、河道が低い谷底に沿う物理現象をある程度反映できる利点がある。また、筆者らがメコン河を対象として両方法の妥当性を検討した結果⁸⁾においては、最低値法の妥当性が示されたが、この方法を用いてグリッドサイズを任意に拡大できるかどうかは、本研究で検討する。

(2) 窪地処理

窪地は、周囲よりも標高が低く落水方向が与えられない地点と定義され、DEM の作り方などに起因¹⁾し、落水方向の交差、ループ、向かい合わせなどのエラーを起こす。現時点で入手できる DEM に窪地は必ず含まれており、処理しなければならない。これまでに手動法以外に数多くの窪地自動処理法が開発されたが^{4), 9), 10), 11), 12), 13)}、DEM における内陸河川流域など実際の窪地とデータエラーなどによる人工的なものを、自動的に区別できないことが問題点の一つであり、簡便かつ実用方法の検討が必要となる。

筆者らは地形走向を考慮した窪地標高微増自動修正法を提案し、これまでの研究に適用してきた^{5), 6), 7), 8)}。この方法において、窪地の標高微増量 dh は、次式により計算される。

$$dh = h_0 \left[1 - \frac{\alpha \times i + \beta \times j}{N_r + N_c} \right] \dots \dots (1)$$

ここで、 h_0 は基準となる地形修正量(過去の検討より、 $h_0=0.1$ m が最適値)、 N_r と N_c は DEM の総行数と総列数である。 i, j は DEM における窪地格子点の行、列番号で、 dh の値が、標高が低いところの方が小さくなるようにするために、 $(i, j)=(1, 1)$ を、DEM の四隅のうち流域最高標高側に最も近い点に取る必要がある。 α と β は、流域の行(i)、列(j)方向のマクロ的傾斜度を表す係数である。それぞれの値を近似的に 1.0 としても、差し支えないが、行、列方向いずれかのマクロ的な地形傾斜が激しいときには、激しい方の係数を大きくし、平坦な方の係数を小さくする。ただし、 $dh>0$ を保証するために、(1)式により、

$$\alpha(N_r - 1) + \beta(N_c - 1) < N_r + N_c \dots \dots (2a)$$

という条件が必要で、 $N_r=N_c$ の場合は、 $\alpha+\beta<2$ となる。また、 dh を i, j の増加に伴って逓減させるため、 $\alpha>0, \beta>0$ とする。(2a)式により、 $\alpha>0$ を保証するために、(2b)式のような条件が必要となり、 $\beta>0$ を保証するために、(2c)式に示される条件が必要である。

$$\beta < (N_r + N_c) / (N_c - 1) \dots (2b); \alpha < (N_r + N_c) / (N_r - 1) \dots (2c)$$

この方法は、実在の窪地の自動判定はできないが、以下の優れた特徴を持っている。まず、全ての窪地を自動的に除去できること、第二に修正された格子点の dh そして落水勾配は従来の手法とちがひ、地形に応じて空間的に分布していること、第三に平地においては他の処理が不要であり、得られた落水パターンは収束型となり、多くの窪地処理法でみられる平行線型とはならない。また、予め判別できる実窪地の処理法は、本論文で検討する。

(3) グリッドセルにおける落水線方向の決定、落水勾配と集水面積などの計算

落水線方向の与え方については、単方向¹⁾、多方向¹⁴⁾、実河川データを参考とする^{10), 15)}などの決め方が提案されたが、前述の単方向の S_{max} 法と H_{min} 法がより広く使われている。しかし、この両方法のいずれも近似・仮定を含んでいる。 S_{max} 法は、最急勾配方向に流れるので、直線水路の場合には、これが正しいが、蛇行している場合には、最終帰着点を反映した H_{min} 法の方が正しくなることが多いと考えられる。実用上においては、どちらを使うかは、ユーザによって決められている。また、落水線方向の決め方は、落水方向と勾配の空間分布パターン、各セルの集水面積そして同定されたモデルパラメータと解析結果に影響を及ぼすことが予想されるが、それぞれの方法による影響はまだ明らかにされていない。この影響については、本論文の後半で検討する。

(4) 計算結果の出力と擬河道網精度の評価

必要な河道と流域特性量を出力する前に落水線の繋がりを状況をチェックする必要があるが、重要かつ難しいのは、得られた擬河道網の正しさを評価することである。評価方法と基準については、落水線はベクトルであり、伝統的な統計指標が適用できないため、これまで定量的な評価基準はまだない¹²⁾。Horton/Strahler の位数理論は、実河道網の分布状態を定量的に評価できるが、擬河道網の場合では、各特性量が閾値に左右される¹⁶⁾ため、汎用性のある基準とは言えない。実用上、地図における或は図化された実河道網との視覚上の一致程度により評価する場合が多い¹²⁾。本研究では、擬河道網をデジタルされた実河道網と重ねて比較することにより、構築した流域地形モデルの検証を行う。

3. DEMにおける内陸河川流域など処理およびグリッドサイズの拡大 — 黄河を例として

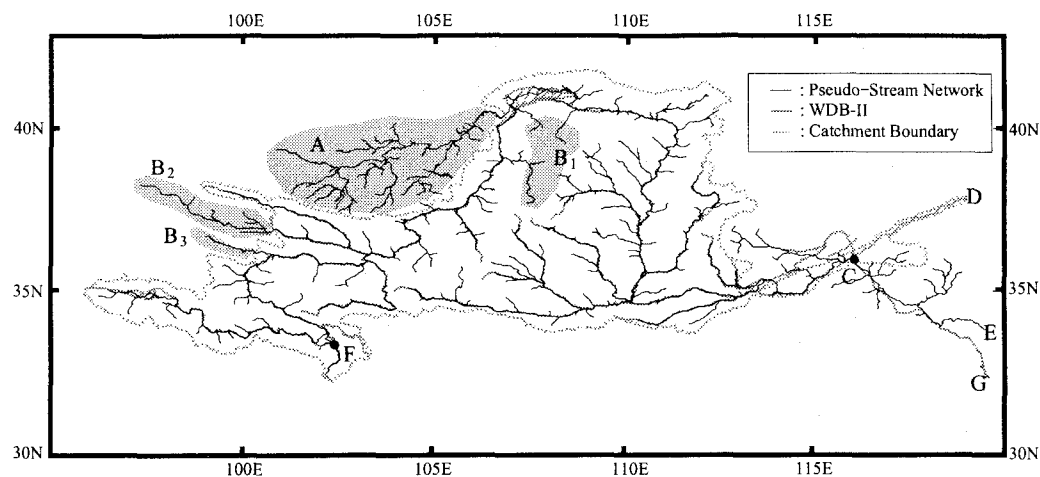


図-1 黄河流域における擬河道網（閾値=120 pixels）、実河道網、砂漠など特別区域の空間位置

中国の黄河流域は、極めて複雑な地形、地質及び水文気候条件をもつ大流域であり、約 80 万 km^2 の集水面積を有する。本節では、大流域の DEM における特殊地帯の簡便対処法及びグリッドサイズの拡大スケールの影響を検討するために、前述した作成方法により、黄河流域の地形モデルを作成する。得られた擬河道網と実河道網 (WDB-II : World Boundary Databank-II) と重ね合わせて比較したものを図-1 に示す。区域 A は、実河川のない砂漠、区域 B1、B2 と B3 は三つの内陸河川流域（湖沼）、区間 CD と CE はそれぞれ河口付近の人工本川と擬河道網本川であり、点 F は本川が急カーブしている点である。この構築過程における以下の問題について検討した。

(1) グリッドサイズの拡大スケールの影響

元の DEM は、USGS の GTOPO30 における $30'' \times 30''$ のものであるが、ここで最低値法を用いて、DEM グリッドサイズをそれぞれ、 $120'' \times 120''$ と $180'' \times 180''$ に拡大した。結果として、 $120''$ では良いが、 $180''$ では擬河道網が、点 F、つまり流下方向の急変部で切れてしまい、再現できなかった。この原因は、点 F 付近の地形は非常に複雑であり、拡大スケールが過大であることにより、本来河川に属する低い格子点がなくなって、落水線方向は別のもっと低い格子点に向かったからである。これにより、最低値法では、DEM における地形特性の情報落ちが、スケールの拡大に伴って増えるため、グリッドサイズの拡大には、限界があると言える。また、平均値法でも作ってみたが、結局 $120'' \times 120''$ の場合でも、同じく点 F の問題が出た。これにより、平均値法は不適当であることが再確認された。

(2) 実河川のない砂漠地帯の影響と対処法

図-1 における砂漠区域 A においては、地質と気候条件の影響で、実河川が存在しない。しかし、図-1 の区域 A に示されるように擬河道網が形成され、流域の一部として、本川と繋がっている。これは、地形と落水線理論から当然であるが、砂漠の水文現象をシミュレーションで

きない場合には、実際状況と矛盾させないため、この部分の落水線は除去しても差し支えないと考えられる。今回の検討においては、区域 A における大部分の標高値をゼロにすることにより、この問題を回避した。

(3) 内陸河川流域と内陸湖沼の影響と処理法

黄河流域の DEM においては、図-1 における区域 B1、B2 と B3 のような内陸河川流域と湖沼がある。このような地帯は、擬河道網を作成するとき、対象 DEM における窪地と見なされる。これまでの窪地自動処理方法では、実際の窪地と人工的窪地を区別せずに、標高修正によりこの区域は他の流域の一部となってしまう。区域 B1、B2 と B3 に入っている擬河道網は、この処理法の結果であり、集水面積の計算値を増加させる影響がある。従って、DEM における内陸河川と湖沼を、明らかに実際の窪地と判明できる場合には、砂漠の場合と同様その部分の標高値をゼロとすることにより、計算対象外とする必要がある。

(4) 人工河道に対する考え

図-1 に示すように、本川下流の C 点から河口までの間に、擬河道網の本川流路位置 CE は、黄河旧河道 CG の方向に位置しており、現在の実本川位置 CD とは異なっている。この原因は、地形モデルの作成方法の影響でなく、現在の本川流路 CD は兩岸堤防で形成された人工河道であり、その地形変化は DEM に反映できなかったことにある。このような場合は、実河川データを用いて修正するほかない。

4. 落水線方向の決め方に関する検討

(1) 両方法による落水線方向の違いの影響因子

図-2 における格子点 P の落水線方向は、最急勾配 (Smax) 法あるいは最低標高 (Hmin) 法で決められる。ここで、例として、P の隣接格子点 2, 3, 4 だけを考え、格

子点3の標高値が4個の格子点における最低値とする。しかも、標高値 $h_3 < h_2 < h_p$, $h_3 < h_4 < h_p$ 、この場合、Hmin法での落水方向はP3となるが、Smax法による落水方向も同じく P3 とすれば、次式で表される条件が必要となる。

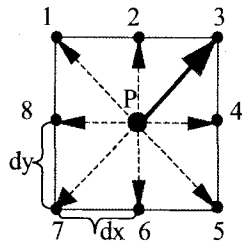


図-2 グリッドDEM 格子点の落水線方向の定義

$$h_3 < \min \left[h_p - (h_p - h_2) \frac{\sqrt{1+\mu^2}}{\mu}, h_p - (h_p - h_4) \sqrt{1+\mu^2} \right] \dots (3)$$

ただし、 $\mu=dy/dx$ で、dy と dx はグリッドサイズであり、経緯度によって異なる。 h_n ($n=2, 3, 4, p$)は格子点 n の標高値である。この例により、両方法による格子点の落水線方向の違いは、DEM グリッドセルの縦横サイズの比 (μ)と地形の起伏状況に影響されることが分かる。

(2) 両方法による擬河道網特性量と落水線方向の空間分布パターンの比較

ここで、Smax 法と Hmin 法をそれぞれ用いて、メコン河、富士川（日本）、長江、黄河、岷江上流部（中国）など五つの流域の擬河道網を構築し、両方法で算出した各流域の集水面積、本川長さ及び流域平均勾配などの流域特性量の比を表-1 に示す。使ったデータは、USGS の GTOPO30 と NOAA の GLOBE (version 0.5)からの 30"x30"DEM であるが、処理時間を短縮するためにメコン、長江、黄河の DEM グリッドサイズを最低値法で、それぞれ 180"x180"、300"x300" と 120"x120"に拡大した。表-1においては、流域面積、本川流路長がそれぞれほぼ同じであるが、Smax 法による勾配が大きくなっている。これにより、流域を定性的に評価する場合は、流域規模、地形の複雑度及び DEM のグリッドサイズを問わず、いずれの方法による結果も大きな差は見られないが、分布型モデルを用いて定量解析を行う場合には、それらの流域特性量、特に勾配は、モデルのパラメータの値及び解析結果に少なからぬ影響を及ぼすと予想される。

次に、岷江と富士川流域を例として、Smax 法と Hmin 法による流域における落水線方向の空間分布パターンを図-3 と図-4 に示す。図における落水線方向の定義は図-2 に示されている。

これらの図から見ると、Smax 法を使った場合、横縦方向（2,4,6,8）の落水線が増え、Hmin の場合は、対角線方向（1,3,5,7）の落水線が多くなるという傾向がみられる。その原因は、Smax 法の場合、対象格子点の隣接

格子点の標高値が同じである場合には、横縦方向が、隣接格子点までの距離が短いため、最急勾配に、したがってまた落水方向になるからである。一方、Hmin 法の場合は、グリッドセルを一つの平坦斜面とすれば、対角線隣接格子点までの距離が長いため、最低標高値そして落水方向は対角格子点に向かうことになる。以上より、流域における落水方向そして、勾配、集水面積等の空間分布状態は、落水線方向の決め方に大きく影響されることがわかる。

表-1 最急勾配法と最低標高法による流域特性値の比較

	流域規模 (公表値)		計算結果の比 (最急勾配法 / 最低標高法)		
	面積 (万 km ²)	本川 長さ (km)	流域面積の比	本川 長さの比	平均勾配の比
富士川	0.35	125	0.995	1.002	1.091
岷江	2.05	350	1.003	1.008	1.078
メコン	79.55	4 620	0.998	1.007	1.106
黄河	75.24	5 460	0.999	0.998	1.041
長江	180.85	6 300	0.998	1.008	1.106

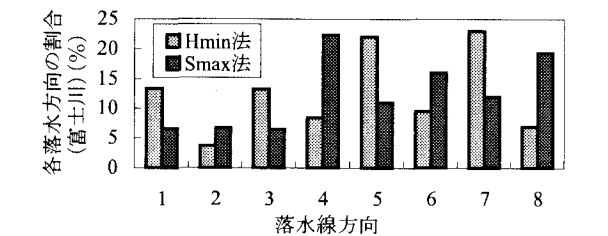


図-3 富士川流域における落水線方向の空間分布

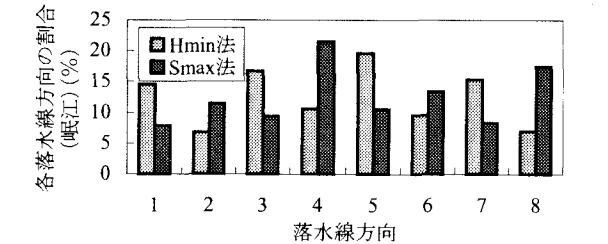


図-4 岷江流域における落水線方向の空間分布

(3) 落水線方向の決め方の流出解析に対する影響

前述したように、流域における格子点の落水方向、勾配、そして流路の長さと集水面積が、落水線の与え方に影響される。ここでは、その影響程度を定量的に評価するために、Smax 法と Hmin 法で構築された富士川流域の地形モデルをそれぞれ用いて、BTOPMC モデルによりこの流域における 1993 年 9 月洪水と 1993-1994 連続二年間の流出解析を行う。解析地点は図-5 に示された 4 箇所、モデルパラメータは、数値的検討 ⁶⁾により同定されたものである。異なる地形モデルによる代表的な解析結果

の一部分は、表-2 と図-6 に示す。表-2 における T はピーク時刻で、 Q_b は地下水流出の割合であり、e と r はそれぞれ解析結果の評価指標 Nash 効率と総流出量の比^{5),6)}である。得られた解析結果により、以下のことが分かる：

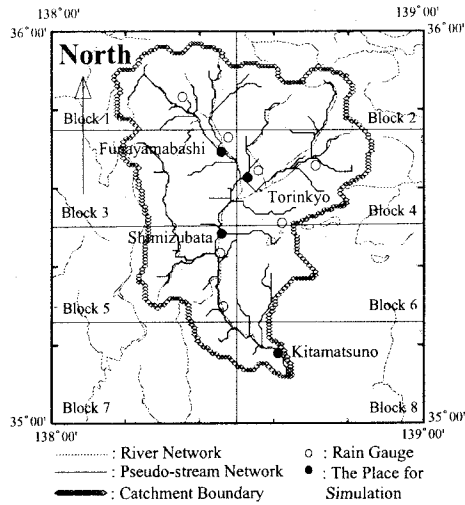


図-5 富士川流域の擬河道網と解析地点

表-2 流出解析結果の比較

		1993 年 9 月洪水		1993-94 二年間	
		Smax 法	Hmin 法	Smax 法	Hmin 法
船山橋	T	40	41	638	638
	e (%)	54.0	75.2	65.6	61.5
	R	1.02	0.86	1.10	1.10
	Q_b (%)	66.9	69.0	85.6	85.0
桃林橋	T	45	45	252	252
	e (%)	83.8	85.0	88.2	88.9
	r	1.15	1.09	1.02	1.02
	Q_b (%)	75.0	72.2	84.2	83.2
清水端	T	45	46	638	638
	e (%)	87.0	95.4	87.4	86.7
	r	1.12	0.92	0.95	0.87
	Q_b (%)	66.4	65.4	82.1	80.9
北松野	T	45	46	638	638
	e (%)	92.3	94.8	76.0	77.7
	r	1.21	1.13	1.56	1.59
	Q_b (%)	67.5	64.2	82.1	81.0

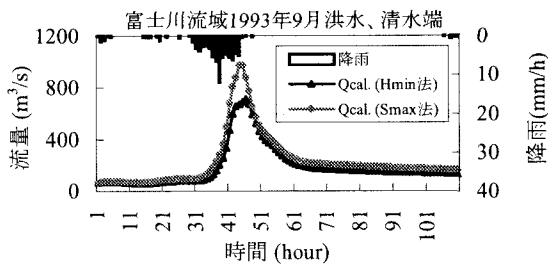


図-6 落水線方向の決め方の流出解析に対する影響

1)ピーク時刻、流量値への影響の程度は、洪水と年間流出によって異なる。洪水の場合は、Smax 法によるピーク時刻が、4 箇所のうち 3 箇所とも Hmin 法より 1 時間早い。ピーク値も Hmin 法より大きい (図-6)。年間の場

合は、各ピークの値は、多少の差があるが、どの方法によるピークが高いかについては、一定の傾向が見られない。

2)流出総量については、表-2 に示されるように、Smax 法によるものが Hmin 法より大きくなる傾向が見られる。特に洪水の場合は、最大 1.22 倍の違いもある。図-6 にもこの傾向がはっきりと見える。

3)流出成分も落水線の決め方に影響されており、洪水と年間流出ともに Smax 法による地下水流出の割合が Hmin 法より高い。

4)モデルパラメータの値にも影響を及ぼす。今回の流出解析におけるモデルパラメータは、Hmin 法による地形モデルで同定されたものであるが、Smax 法による地形モデルの場合も同じである。しかし、得られた Nash 効率が違う。これは、モデルパラメータの値は落水線方向の決め方に依存性があることを示唆している。

これらの影響の原因については、以下のような二つの要因が挙げられる：

第一に、BTOPMC モデルにおける地形-土壌指標そして解析結果は、落水線方向の決め方に影響されている。具体的には、その地形-土壌指標 γ は、 $\ln(a/(T_0 \tan \beta))$ と定義され、a はグリッドセルにおける単位幅当たり等高線の集水面積で、 T_0 は定数である土壌飽和透水量係数であり、 $\tan \beta$ は落水線の勾配である。この定義から見ると、グリッドセルの集水面積と落水線の勾配は、各グリッドセルの γ 値とその平均値に直接に影響している。地形-土壌指標は、BTOPMC の流出発生の支配要因であり、各グリッドセルにおける流出量そして流出成分に直接、大きな影響を与える。従って、落水線方向の決め方は、集水面積と落水勾配に影響することにより、流出総量のみならず流出成分にも影響を及ぼす。今回のシミュレーションに使った 8 ブロック (図-5) における平均勾配及び地形-土壌指標の平均値は、表-3 に示す通りである。

表-3 各ブロックにおける平均勾配と地形-土壌指標の平均値の比較

	平均勾配		平均地形-土壌指標	
	Smax 法	Hmin 法	Smax 法	Hmin 法
Block 1	0.1460	0.1352	8.6182	8.7653
Block 2	0.2002	0.1862	6.5093	6.6643
Block 3	0.2396	0.2191	7.3999	7.5309
Block 4	0.1303	0.1212	8.2968	8.4375
Block 5	0.2553	0.2328	7.4197	7.6031
Block 6	0.1548	0.1398	7.5905	7.7851
Block 7	0.2178	0.1951	6.9819	7.1355
Block 8	0.0827	0.0682	9.6779	9.9458
全流域	0.1851	0.01698	7.8118	7.9832

第二に、洪水波の伝播速度と到達時間は、落水線の決め方に影響されている。これは、BTOPMCにおける河道水追跡モデルは水理学ベースのある分布型のMuskingum-Cungeモデルであり、各グリッドセルの勾配は直接に利用されているためである。

5. 結論

(1) 黄河流域の擬河道網を作成することにより、大流域のDEMにおける特殊地帯の影響と簡便な対処法について検討し、それらの区域を、必要に応じて、予め標高値をゼロとすることにより対象流域から除外する方法を示した。また、最低値法は、グリッドサイズを拡大する方法として適当であるが、拡大のスケールには、限りがあることが明らかになった。なお、人工河道が再現できないことに注意する必要があることも示した。

(2) 理論分析、長江流域など五つのケース解析と富士川流域の流出解析により、落水線方向の決め方の流域特性量と流出解析に対する影響を明らかにした。

(a) 一般に、最急勾配法と最低標高法による落水線方向の相異の程度は、DEMグリッドセルの縦横サイズの比と地形起伏状態に支配されるが、得られた落水線方向の空間分布パターンはかなり違う。

(b) 両方法による擬河道網の境界、本川と支川の位置関係には、視覚上、違いはあまりないが、得られた集水面積、本川の長さ特に平均勾配には、ある程度の差がある。

(c) 流出解析に対する影響については、洪水への影響が年間の場合より大きい。最急勾配法を用いた場合は、ピーク時刻は早くなり、流出総量も多くなる傾向がある。また、地下水流出の割合もやや高くなる。これにより、モデルパラメータは、落水線方向の決め方にも影響を受けることが明らかになった。

今後の課題として、DEMにおける実窪地の自動判断方法および、落水線方向の与え方がモデルパラメータに対する影響を検討する必要がある。

謝辞：富士川における洪水の流量と降雨データについては、建設省甲府工事事務所より、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) O'Callaghan, J. F. and Mark, D. M.: The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Computer Vision, Graphics and Image Processing*, 28, 323-344, 1984.
- 2) 立川 康人, 椎葉 充晴, 高棹 琢馬: 三角要素網による流域地形の数値表現に関する研究。土木学会論文集、第 558 号/II-38, pp. 45-60, 1997.
- 3) Moore, I. D., Grayson, R. B., and Ladson, A. R.: Digital terrain

modeling: A review of hydrological, geomorphological, and biological applications, *Terrain Analysis and Distributed Modeling in Hydrology* (ed. K. J. Beven and I. D. Moore), John Wiley & Sons, pp. 7-34, 1992.

- 4) Tribe, A.: Automated recognition of valley lines and drainage networks from grid digital elevation models: a review and a new method, *J. of Hydrology*, 139, 263-293, 1992.
- 5) Takeuchi, K., Ao, T. Q. and Ishidaira, H.: For hydro-environmental simulation of a large ungauged basin — introduction of block-wise use of TOPMODEL and Muskingum-Cunge method, *Hydrological Sciences Journal*, 44 (4), pp. 633-646, 1999.
- 6) 敖 天其, 石平 博, 竹内 邦良: ブロック型 TOPMODEL 及び M-C 法による分布型流出解析モデルの検討。水工学論文集第 43 巻, pp. 7-12, 1999 年 2 月。
- 7) 敖 天其, 竹内 邦良, 石平 博: Muskingum-Cunge 法を分布型モデルへ適用する場合の問題点と対処法。水工学論文集第 44 巻, pp. 139-144, 2000 年 2 月。
- 8) 敖 天其, 竹内 邦良, 石平 博: 分布型モデル BTOPMC を用いたメコン河全流域の流出解析。水文・水資源学会 2000 年研究発表会要旨集, pp. 92-93.
- 9) Jenson, S. K. and Domingue, J. O.: Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis, *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, Vol. 54, No. 11, 1593-1600, 1988.
- 10) Martz, L. W. and Garbrecht, J.: An outlet breaching algorithm for the treatment of closed depressions in a raster DEM, *Computers & geosciences*, Vol. 25 (7), 835-844, 1999.
- 11) 栗木 美宜, 竹内 邦良, 石平 博: 実河道データを用いた擬河道網の自動作成法に関する研究。水文・水資源学会 1999 年研究発表会要旨集, pp. 188-189.
- 12) Chorowicz, J., Ichoku, C., Riazanoff, S., Kim, Y. J., and Cervelle, B.: A combined algorithm for automated drainage network extraction, *Water Resources Research*, Vol. 28, No. 5, 1293-1302, 1992.
- 13) 中山 大地: 数値標高データを用いた流路の抽出および地形学的应用。東京都立大学博士学位論文、1997 年 11 月。
- 14) Costa-Cabral, M. C. and Burges, S. J.: Digital elevation model networks (DEMON): a model of flow over hillslopes for computation of contributing and dispersal areas, *Water Resources Research*, Vol. 30, No. 6, 1681-1692, 1994.
- 15) 越智 士郎, 柴崎 亮介: DEM (GTOPO30) を用いた落水線作成アルゴリズムの開発。写真と測量リモートセンシング、Vol. 38, No. 3, pp. 61-68, 1999.
- 16) Tarboton, D. G., Bras, R. L., and Rodriguez-Iturbe I.: On the extraction of channel networks from digital elevation data, *Hydrological Processes*, Vol. 5, 81-100, 1991.

(2000. 10. 2 受付)