

II-43

GISを用いた流出モデルの開発

運輸省港湾技術研究所	正会員	中山恵介
北海道大学大学院工学研究科	○学生員	伊藤 哲
北海道開発局石狩川開発建設部	正会員	齋藤大作
北海道大学大学院工学研究科	フェロー	藤田睦博

1. はじめに

近年、環境問題への配慮から、流出解析においても水量の推定、予測だけでなく、砂移動の予測、推定、溶解、非溶解を問わない物質の推定、予測が重要視されている。その中でダム等、主に河川上流の山地内に存在する貯水池は、山地河川からの流入により支配されているといえ、貯水池内での水質の変化は、山地河川からの流入による物質の供給が大きな支配要因としてあげられる。そのため、河川上流域に存在する貯水池の水質変化を含めた予測、再現を行うためには、山地河川における流出を、空間的な変化を踏まえて、物理過程を考慮して解析する必要がある。さらに、以上に示した新たな物質の移動を考慮するためには、多くの分野間の知識を融合し解析することが必要である。

水量だけでなく物質の移動を考慮した解析を可能とするためには、これまでに考えられてきた現象をブラックボックス的に考慮したモデルでは、その適応性に限界がある。それは、新たな物質を考慮しなければならないために増加する、意味をもたないパラメータの存在にある。そのため、多くの物質を考慮したモデルの構築のためには、物理的な機構を考慮する必要がある。さらに、物理的に現象を捕らえることで、多くの分野にわたる知識を融合する際に互いの理解を得やすくなる。

これまでの山地河川における流出解析には、貯留関数理論、キネマティックウェーブ理論を用いたものや、河道網を用いたものが存在する。特に、河道網を用いたキネマティックウェーブ理論は、河道の抵抗則により流量と水深の関係を求め、保存系の連続の式を満たしている点、ある程度物理的なモデルであるといえる。しかし、これらは非常に実用的である反面、貯留層を考慮していないため、有効雨量の決定を行わなくてはならない、洪水毎にモデルパラメータを設定し直す必要がある等の問題がある。

一方、貯留関数理論やキネマティックウェーブ理

論より物理過程を考慮していないが、長期にわたり、多くの種類の洪水を含んで予測、再現することが出来るモデルとして、タンクモデルが存在する。しかし、タンクモデルは流出量を再現することは出来るが、そのブラックボックス的な考え方から、多くの未知変数を含んだ水質問題に適用するには、モデルパラメータの決定が非常に困難である。以上の点から、ある程度物理過程を考慮することにより、多くの未知変数に対応出来る、貯留層を考慮することにより、多くの種類の洪水に対応出来るモデルを構築する必要がある。

著者らはこれまで、国土数値情報(GIS)による矩形グリッドを用いた不飽和浸透流を考慮した山地河川における流出解析モデルを構築してきた¹⁾²⁾³⁾⁴⁾⁵⁾。このモデルでは、流域全てを矩形グリッドで覆うことで流域各点における水分移動を計算するため、有効降雨強度を土壌の水分状態、雨量強度から導くことが出来ている。また、浸透層が土中の貯留層の役目も果たしているため長期的な流出への適応性も高く、これまでの計算でもよい再現性を得ている。しかし、このモデルにおける表面流出、河道流出については、山地河川に限ったこともあり、山地河川において適応性の高いHeyの式⁶⁾⁷⁾による伝播速度を用いた表面流出のみを考慮している。これは、浸透以外の流出が表面流により規定されているという仮定を用いているため、流域面積が大きな場所に適用することは、物理機構を考える上でモデルが不合理であることを意味する。

そこで本研究では以上の点を修正するために、流域に主河道を設け、主河道の再現計算には水平せん断に基づいた1次元浅水方程式⁸⁾を用いた。また主河道以外の部分を小流域に分割し、これら小流域においてはこれまでのHeyの式による伝播速度を用いて計算を行った。これによりこれまでのモデルをより厳密なものとし、モデルの適応領域を山地小流域から広げることを試みた。

2. GISを用いた流出モデルの概要

式(1)に、メッシュサイズが大きくなることで非線形項により生じる質量の非保存を修正した、マス・コンスタントが満たされる水分量に関する不飽和浸透流域における連続の式を示す。

$$\frac{\partial M}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial x_i} \left(k \frac{\partial h}{\partial x_i} \right) - \frac{\partial}{\partial x_i} \left(D \frac{\partial M}{\partial x_i} \right) = \frac{1}{4} \left(\frac{\Delta x_i}{2} \right)^2 \frac{\partial^2 k}{\partial x_i^2} \frac{\partial^2 h}{\partial x_i^2} - \frac{1}{2} k \frac{\partial^2 h}{\partial x_i^2} + \frac{1}{4} \left(\frac{\Delta x_i}{2} \right)^2 \frac{\partial^2 D}{\partial x_i^2} \frac{\partial^2 M}{\partial x_i^2} - \frac{1}{2} D \frac{\partial^2 M}{\partial x_i^2} \quad (1)$$

$$M = \int_{z_i}^{z_i+H} m dz \quad (2)$$

$$k = k_0 \left(\frac{M - M_r}{M_s - M_r} \right)^\beta \quad (3)$$

$$D = k \frac{\partial \varphi}{\partial m} \quad (4)$$

ここで、 M ：浸透層厚で積分された体積含水比、 H ：浸透層厚、 k ：不飽和透水係数、 h ：基準面から浸透層下部までの高さ、 m ：体積含水比、 k_0 ：飽和透水係数、 M_r ：浸透層厚で積分された残留体積含水比、 M_s ：浸透層厚で積分された飽和体積含水比、 D ：水分拡散係数、 φ ：サクション、 z_i ：基準面から不飽和浸透層下面までの高さである。

式(1)を用いて地中の水分量の変化を計算し、以下に示す式(5)で示される、山地河川での抵抗則として適用性の高いHeyの式を用いキネマティックウェーブモデルから導いた水分量の伝播速度を用いて、ある瞬間に湧き出した水分量の求めたい地点までの到達時間を計算する。

$$U_s = \beta (q_s (L - x))^{1/2} \quad (5)$$

$$q_s = \frac{\Delta x \Delta y}{\Delta t} \sum_j q_{i,j} \quad (6)$$

$$\beta = F_{dk}^{1/2} \left(\frac{ag}{3.5d_{84}} \right)^{1/4} \exp \left(-F_{dk} \frac{\kappa}{4\sqrt{I}} \right) \quad (7)$$

ここで、 Δt ：差分計算時間間隔、 q_{ij} ：河道*i*地点に到達するメッシュ点*j*におけるの浸透層から表面への湧き出し量、 A ：河道*i*地点に到達するメッシュ点の総面積、 q_s ：メッシュ間平均湧き出し強度、 a ：11.16、 d_{84} ：河床材料84%代表粒径、 κ ：0.4、 g ：重

力加速度、 I ：河道*i*地点に対する斜面の平均勾配である。

これまでの式(1)-式(7)は既存の研究により得られた結果であり、浸透流と表面流を再現するモデルである⁽¹⁾⁽²⁾⁽³⁾⁽⁵⁾。本論文では、より大きな流域面積をもつ流域を対象としており、そのためには以上の浸透-表面流モデルでは再現できない河道の流れを新たにモデルとして組み込む必要がある。

式(8)-式(9)に、本研究で用いる河道モデルを示す。式(8)は連続式であり、横流入は式(5)-式(7)で示される伝播速度により各点からの総量として各時間ごとに計算する。式(9)は運動方程式であり、右辺に水平せん断に基づいた乱流の項を含んでいる点の特徴である⁽⁸⁾。これにより、例えば、物質の移流拡散をより精度よく行うことが可能となった。ちなみに、式(9)は樹林の効果を考慮したものとなっているが、本論文では樹林群無しとして計算した。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial Bhu}{\partial x} = \frac{q_i}{B} \quad (8)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} = -g \frac{\partial}{\partial x} (h + z_b) + \nu \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{1}{(1-c)h} \frac{\partial}{\partial x} \left\{ (1-c)h \left(2\nu_t \frac{\partial u}{\partial x} - E \right) \right\} - (\nu + \nu_t) \frac{2u}{\alpha B^2} \quad (9)$$

$$\frac{\nu_t}{(C_s \Delta)^2} = -A + \left\{ A^2 + 2 \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{u}{\alpha B} \right)^2 \right\}^{1/2} \quad (10)$$

$$A = \frac{|u|}{h} \left(\frac{C_s}{C_k} \right)^2 \left(f + \frac{C_D}{2} \frac{B_d}{(1-c)B} \right) \quad (11)$$

$$E = \frac{\nu_t^2}{(C_k \Delta)} \quad (12)$$

$$\frac{u}{\sqrt{ghI}} = \frac{1}{\kappa} \ln \left(\frac{ah}{3.5d_{84}} \right) = \left(\frac{1}{f} \right)^{1/2} \quad (13)$$

ここで、 B ：川幅、 h ：水深、 z_b ：河床高さ、 q_i ：横流入量、 ν ：動粘性係数、 c ：樹林の混入率、 α ：0.5、 C_k ：0.296、 C_s ：0.307、 B_d ：樹林群のメッシュ内における投影面積、 Δ ：代表長さ、 f ：河床摩擦係数である。

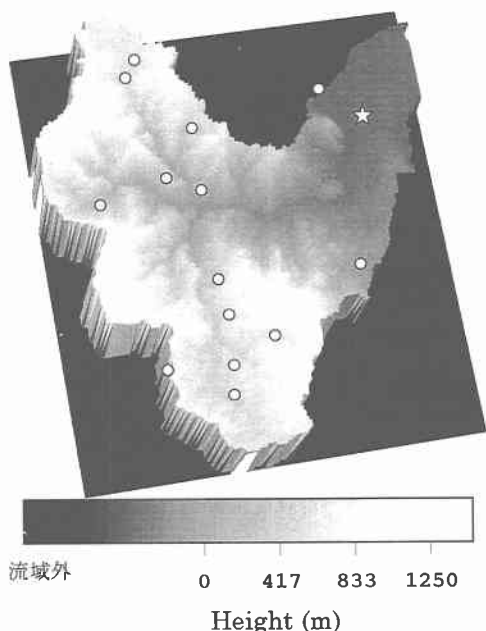


図-1 豊平川流域
(○は雨量観測所，☆は流量観測所を示す)

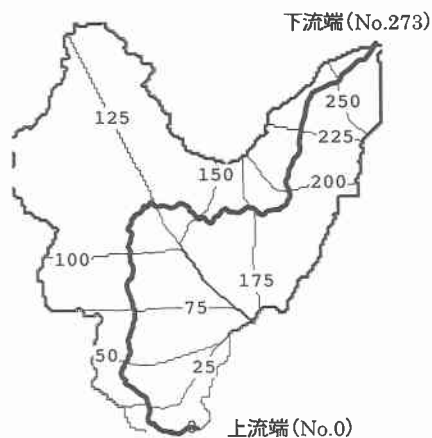


図-2 小流域のコンタ図
(数字は河道番号を表す．河道上の各点には上流端からそれぞれ0, 1, 2...272, 273(下流端)の河道番号が与えられている．)

3. 対象流域データ

本研究では対象流域を、これまでの北海道定山溪ダム流域(札幌市, 流域面積69km²)から同流域を含む豊平川流域(札幌市, 流域面積787km²)に拡大した。数値計算に必要なデータである流域各点の標高データおよび河道データ(主河道の位置および河床高データ)をGISによるデータファイル⁹⁾から抽出した。

はじめに流域界非集水界位置ファイルKS-273⁹⁾より豊平川流域の枠線を定め、枠線内各点の x, y 座標を抽出、次に傾斜度高度ファイルKS-124-1⁹⁾から先ほど求めた各点の座標に対応する標高データを抽出した。標高データは250m間隔で与えられている。また河道データは流路位置ファイルKS-272⁹⁾から豊平川主河道の流路コード(No.20)に関する x, y 座標データおよび河床高データを抽出した。河道データはデータ間隔が一定でないため一定間隔250mの274点(68250m)に補正し、河床高は線形近似して与えた。主河道各点には上流端を0として下流端の273まで河道番号が与えられている。

本研究では全流域を主河道各点を下流端とする

274個の小流域に分割し、各小流域では式(5)で示す伝播速度を用いて下流端(各河道点)への流入量を計算し、その値を式(8)-式(9)の横流入量として用いて河道部の計算を行う。主河道のある点に対する小流域は、その河道の点に最も近い流域の点により構成されている。

図-1に豊平川流域を示す。黒い部分は流域外を示し明るい(白い)部分ほど標高が高いことを示す。○は雨量観測所、☆は雁来流量観測所を示す。図-2は274個に分割した小流域のコンタ図を示す。黒の太線は主河道を示し、番号は小流域の番号、すなわち河道番号に対応している。

4. 河床材料分布の推定

本モデルでは、河道の再現が非常に重要になってくるが、その再現性を大きく左右する要因として河床材料の推定が挙げられる。そこで、支配流量を用いた河床材料の推定を行う。まず、支配流量を決定し、その支配流量により決定される流れによる式(14)から得られる河床材料の代表粒径(式(15))を求める。再び、流れを解き抗力を求め、それによる代表粒径を計算し、その結果が収束するまで計算を行う。ここで、摩擦速度を用いた岩垣の式¹⁰⁾による代表粒径の推定を行わず、抗力を用いた理由は、豊平川が札幌市内を流れているにも関わらず急勾配を持つ河川であり、大粒径の岩が存在しているからであ

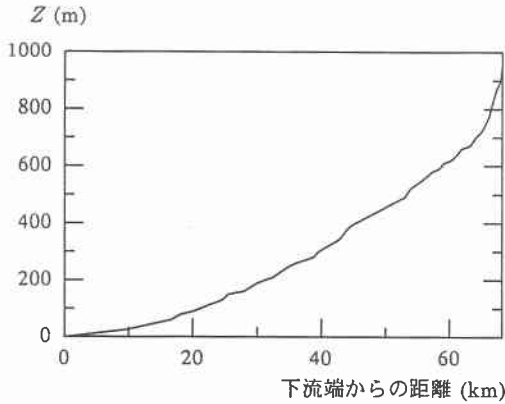


図-3 主河道における流域下流端からの距離と標高

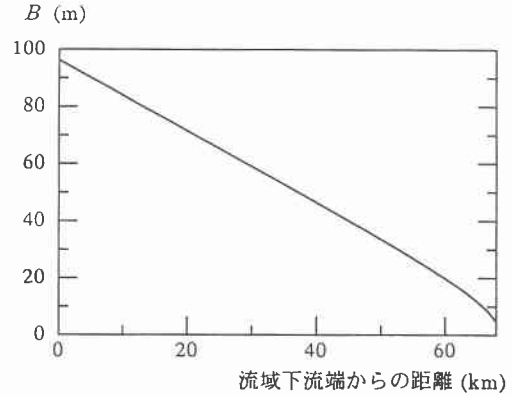


図-4 流路幅の再現計算結果

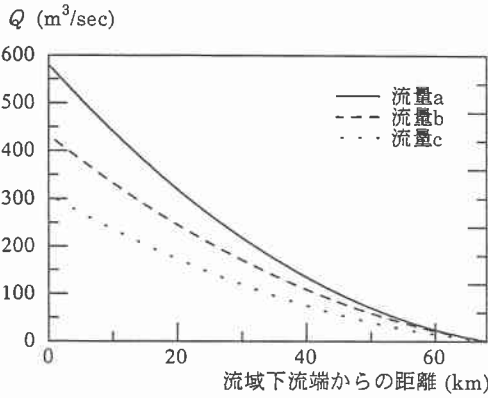


図-5 主河道において与えられた3種類の流量

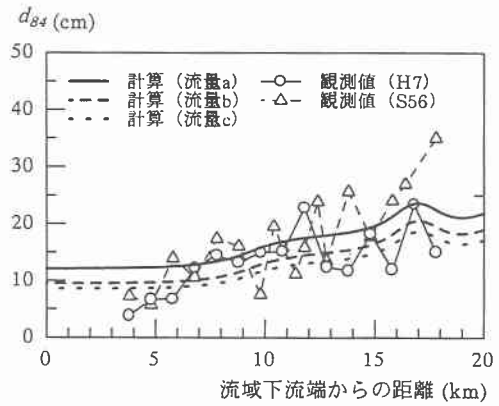


図-6 河床材料の再現計算結果と観測結果の比較

$$\mu(\sigma - \rho) \frac{\pi}{6} d_{84}^3 g = \frac{C_D}{2} \rho \frac{\pi}{4} d_{84}^2 u^2 \quad (14)$$

$$d_{84} = \frac{3}{4} C_D \frac{u^2}{\mu g s} \quad (15)$$

$$s = \frac{\sigma - \rho}{\rho} = 1.65 \quad (16)$$

$$B = 5.0 Q^{0.5} \quad (17)$$

る。

ここで、 σ ：河床材料の密度、 ρ ：水の密度、 C_D ：河床材料に対する抗力係数(0.4)、 μ ：静止摩擦係数(0.4)である。

以上の過程により代表粒径を決定することが出来るが、それを決定する支配流量の推定が重要となってくる。そこで本研究では、対象としている河川のおよそ5年、3年、1年確率に相当する流量a、流量b、流量cを与えて、その計算結果の比較を行うこととし

た。図-3に、豊平川の下流端からの河床高さの変化図を示す。この条件に図-5で示される3種類の流量を与えることにより、その河床材料の推定を行った結果を図-6に示す。ただし、河床材料の計測が行われた流域下流端付近のみを拡大して表示した。結果として、流量を3種類与えて計算したが流域下流部の粒径の分布にはそれほど大きな影響を与えていないことが分かる。再現性に関して、計測結果にかなりばらつきはあるが、良好な再現結果が得られていると思われる。

また、式(17)は安定流路における川幅と流量の関係式¹¹⁾である。この式に流量aを適用した場合の流路幅を図-4に示す。求めた流路幅は石山流量観測所で70.6m、雁来流量観測所で89.8mと実測値とほぼ近い値が得られた。

今後の再現計算では、流量aにより推定されたこれらの河床材料と流路幅の値を用いることとする。

表-1 浸透部の計算条件

k_0	D	m_r	m_s	H	β
0.00001m/s	0.000327m ² /s	0.1	0.337	1.877m	1.2

表-2 表面部の計算条件

v	c	σ	ρ
0.000001m ² /sec	なし	2.65g/cm ³	1.0g/cm ³

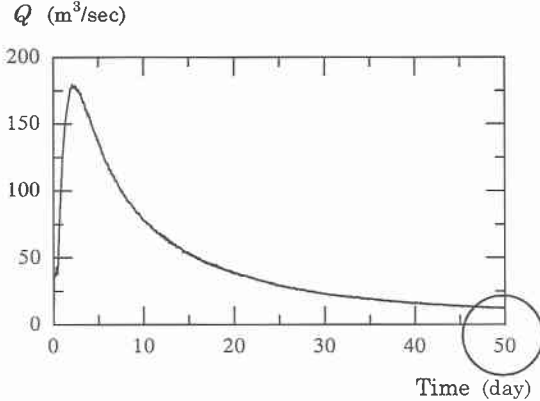


図-7 無降雨条件下における計算流量

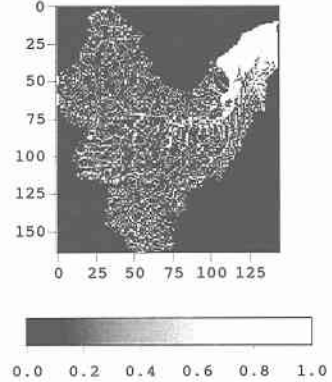


図-8 計算50日後の水分量分布
(白は飽和領域, 黒は水分量0)

5. 無降雨条件下における数値計算

洪水再現計算の初期条件を与えるために、無降雨条件下における計算を行った。表-1、表-2に浸透部および表面部の計算条件を示す。初期水分量は全流域を飽和とし、全時間降雨量0で50日間の計算を行った。図-7にこの計算で得られた雁来流量観測所における流量を示す。時間の経過とともに流量が指数関数的に減少していく様子がわかる。これは時間とともに飽和領域が減少し、主河道への横流入量が減少していくからである。

雁来流量観測所における平水時の流量はおよそ10m³/sec前後と予想され、ほぼ計算50日後の流量に等しい。そこで再現計算における水分量分布の初期条件は、本計算の50日後のものを用いることとする。図-8に計算50日後の水分量分布のコンタ図を示す。この図から主河道付近および下流部に白で示す飽和領域が集中し、水分がたまっていく様子がわかる。

6. 再現計算

本研究では1998年9月9日から10月23日までの45日間について再現計算を行った。降雨量は図-1中の○で示す、豊平川流域内の14箇所の雨量観測所の1時間ごとのデータを用いた。各メッシュの降雨量 $R_{i,j}$ は式(18)に示すように雨量観測所までの距離に反比

$$R_{i,j} = \frac{\sum_n r_n / d_{n,(i,j)}}{\sum_n 1/d_{n,(i,j)}} \quad (18)$$

例させて与えている。

ここで、 r_n ：雨量観測所 n の降雨量、 $d_{n,(i,j)}$ ：メッシュ (i,j) から雨量観測所 n までの距離である。

図-9に計算結果のヒドログラフを示す。流量ピーク時間が雁来地点の観測値とほぼ一致し、比較的良好な再現性が得られた。このことから、本研究で構築した河道流を含むモデルが、対象流域の物理現象を良好に再現していると考えられる。しかし局所的に、188時間後の最大ピーク流量が観測値705m³/secと比べ計算値は439m³/secとかなり小さくなってしまった。この原因として雨量データに多少の欠損が見られたこと、14箇所の雨量観測所では流域全地点の降雨量を表すことが難しいことなどが考えられる。また、500時間から800時間後における平水時の再現性もあまり良好ではなかった。これは浸透層厚や透水係数といった浸透部のパラメーターの影響が考えられ、より厳密な推定が必要だと考えられる。

しかしながら本研究の結果、モデルの適用領域をこれまでの山地小流域から都市部におよんだ中流域に広げることができた。透水係数、含水比等の物理的意味を持つパラメーターの推定、観測を行うことで他の様々な流域への適用も可能である。

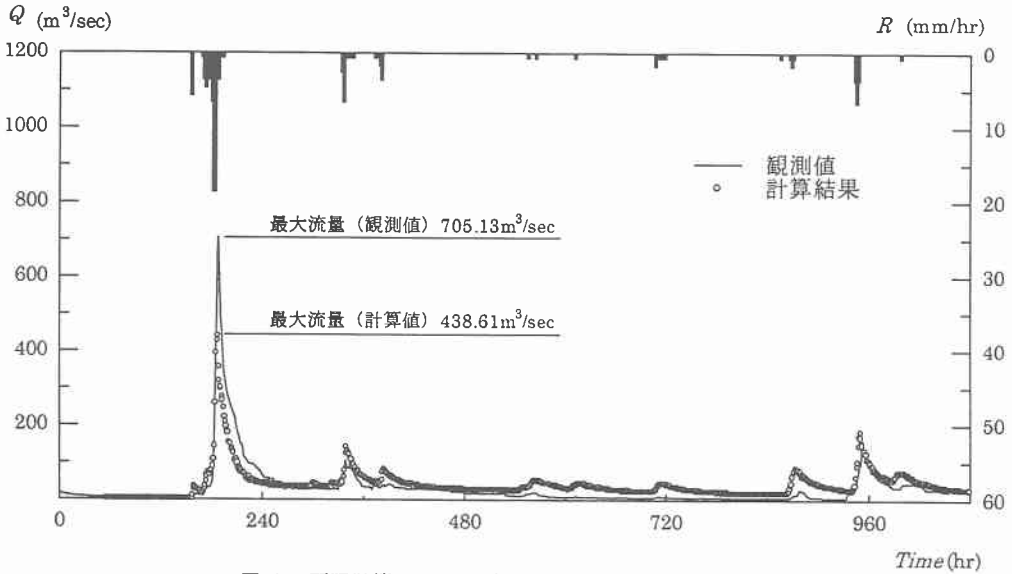


図-9 再現計算ハイドログラフ (1998年9月~10月)

7. まとめ

- (1) 河道部の流れに1次元浅水流方程式を導入することで河道流の計算をこれまでより厳密に行うことができるようになった。
- (2) 対象流域をこれまでの山地小流域から豊平川流域に拡大した。地形データをGISから抽出し流域各点、主河道を250m間隔で構築した。
- (3) 全流域を主河道各点に対応する274の小流域に分割した。これにより河道への横流入量を小流域ごと別々に計算することができる。
- (4) 豊平川の主河道の河床粒径を繰り返し計算により理論的に導き出した。計算から得られた河床粒径は流域下流部で観測値とほぼ一致した。計算より算出した川幅も実際のものに近い値を得た。
- (5) 数値計算において長期間にもかかわらず比較的良好な再現結果が得られた。これにより都市部へ広がる中流域への適用が可能となった。

参考文献

1) Satoshi, I., Keisuke Nakayama, Mutsuhiro Fujita : Run-off analysis in a mountainous region using an infiltration flow equation : WATER 99 JOINT CONGRESS Hand book and Proceedings VOLUME 1, pp.107-pp.112, 1999.

2) 中山恵介, 伊藤哲, 藤田睦博 : 矩形グリッド用いた山地流出解析, 第43巻水工学論文集, pp.31-36, 1999.

3) 中山恵介, 伊藤哲, 藤田睦博 : 山地河川における融雪流出解析, 土木学会北海道支部論文報告集第55号(B), pp.64-69, 1999.

4) 中山恵介, 伊藤哲 : 全流域を矩形グリッドで覆いSGS効果を考慮した浸透流方程式を用いた流出予測, 第42巻水工学論文集, pp.1141-1146, 1998.

5) 中山恵介, 伊藤哲, 長谷川和義, 藤田睦博 : 全流域を矩形グリッドで覆った浸透流出解析法に関する研究, 水文・水資源学会1997年研究発表会要旨集, pp.23-24, 1997.

6) 長谷川和義 : 山地河川の形態と流れ, 水工学シリーズ88-A-8, 1988.

7) Colin R. Thorne, Aff. M. ASCE, and Lyle W. Zevenbergen : Estimation Mean Velocity in Mountain Rivers, Journal of Hydraulic Engineering, Vol.111, No.4, pp.612-624, 1984.

8) 中山恵介, 堀川康志, 浜口憲一郎 : 樹林群を考慮した浅水流モデル, 第44巻水工学論文集, 1999年投稿中.

9) 国土庁・調整局, 建設省国土地理院編 : 国土数値情報, pp.9-16, 62-65, 87, 88, 1987.

10) 椿東一郎著 : 水理学Ⅱ, 森北出版, pp.216-219, 1974.

11) 土木学会編 : 水理公式集昭和60年版, pp.258-259, 1985.

12) 北海道開発協会監修 : 昭和56年洪水報告書(資料編), pp.216-221, 1982.