

アメダスデータと数値地理情報を用いた 分布型融雪解析システムの開発

Development of a Distributed Snowmelt Analysis System
Using AMeDAS Data and Digital Geographic Information

陸 旻皎¹・小池俊雄²・早川典生³

By Minjiao LU, Toshio Koike and Norio HAYAKAWA

^{1,2} 正会員 工博 長岡技術科学大学助教授 環境・建設系 (〒 940-21 新潟県長岡市上富岡町 1603-1)

³ 正会員 Ph.D. 長岡技術科学大学教授 環境・建設系 (〒 940-21 新潟県長岡市上富岡町 1603-1)

The objective of this study is to develop an distributed snowmelt analysis system using conventional hydrometeorological data. This system consists of two subsystem: one for runoff generation and the other for channel routing. In this system, watershed is divided into grid blocks connected by a channel network which is derived from altitude data at central points of grid blocks. In runoff generation subsystem, the runoff from each grid block is calculated by using a snowmelt model based on radiation budget, and the XinAnJiang rainfall runoff model. The runoff is then routed to the study points using the kinematic wave model in routing subsystem. Sample calculations with respect to the Uono River basin resulted in a good correspondence between predicted and observed hydrographs due to snowmelt.

Key Words : Distributed hydrological model, snowmelt, snowfall, rainfall, runoff.

1. はじめに

雪を資源として高度利用するとともに、雪災害を最小限にとどめるためには、積雪・融雪情報の管理が重要である。特に近年の水需要の増加に伴い、新たな水資源開発の必要性が生まれてきている。北陸のような豪雪地帯での降雪・積雪・融雪特性を把握し、夏場における融雪水を水資源として有効利用する動きがあるが、山間部での降雪・積雪特性があまり明らかにされていない。著者らは衛星データを用いた融雪流出解析システムを開発してきたが、雪線が流域に出現するまでの積雪期や融雪初期の積雪融雪流出過程の再現が困難であった。本研究では、ルーチン水文気象データによって降雪、融雪、流出過程を表現する分布型融雪解析システムを開発し、信濃川支川魚野川流域を対象流域とし、モデル検証を行なった。

2. 分布型融雪解析システムの概要

本システムは、メッシュ内の水文過程を表すメッシュ水文モデルとメッシュ間の水の流れをモデル化する河道追跡モデルからなる。本システムでは、流域をメッ

シュに分割し、各メッシュに対し、融雪流出モデルを適用し、ルーチン水文気象データからそのメッシュからの流出量を算出し、その流出量はメッシュ標高データから作成した河道網を介し、Kinematic Wave 法により研究対象地点まで追跡計算され、対象地点の洪水波形を得る。

(1) メッシュ水文モデル

メッシュ水文モデルでは、観測地点でのルーチン水文気象データと数値地理情報から各メッシュでの融雪流出計算に必要な水文情報を算出するモデル、融雪量を算定する融雪モデル、流出量を算定する流出モデルから構成されている。

a) メッシュ水文情報の算出

通常、水文気象観測地点は流域内に僅か数カ所しかなく、観測項目も降水量、気温、風速と日照時間等に限られている。後述の融雪流出モデルを用いて、各メッシュでの融雪流出量を算出するには、気温の補正、降水量特に降雪量の補正、そして日射量の推定が必要である。

- 気温の補正： 本システムでは、気温に対して気温減率 $\gamma (= 0.0067^\circ\text{C}/\text{m})$ を用いて、観測地点と計算メッシュの標高差による気温差を補正している。

- 降雪量補正モデル 山間部の積雪状況が正確に把握できていない。その主要な原因として、流域内の降雪特性が明らかでないことがある。本システムでは、雨量計捕捉率の補正に加え、一般にいられている「降雪が標高の増加にしたがって線形的に増加すること」をモデル化し、以下のように、降雪量の補正を行なう。

降水が降雪と判断された時、つまり気温がある値 ($=2^\circ\text{C}$) を下回る時に標高 h のメッシュでの降雪量 $P(h)$ を

$$P(h) = A (1 + B(h - h_0)) P(h_0) \quad (1)$$

で表す。ここで、 h_0 と $P(h_0)$ が降水量観測点の標高と降水量であり、 A と B それぞれ雨量計補正係数と降雪量標高補正係数である。ここで、雨量計補正係数 (A) に関して、 A を定数とする定数モデルと、WMO 固体降水観測の相互比較の結果¹⁾に基づいて

$$A = \exp(0.157 w^{1.28}) \quad (2)$$

とする WMO モデルを実装している。ここで、 w は降水量観測点での風速である。風速が大きくなれば、雨量計の捕捉率が低下し、 A が大きくなることをモデル化している。前報²⁾の結果により、本研究の対象流域魚野川では $A = 1.8$ (定数モデル)、 $B = 0.0007/\text{m}$ (両モデル) となっている。

- 日射量算定モデル： 融雪計算において日射量が必要不可欠であるが、日本でも僅かな気象官署でしか観測されておらず、観測密度が極めて不足している。それを補うため、本システムでは、次式に示す陸³⁾の日射量推定モデルにより、アメダスの日照データから時間直達 (I) と散乱日射 (S) を求める。

$$\frac{I}{I_{\max}} = 0.482N_c + (0.011 + 0.21N_c)N_p \quad (3)$$

$$\frac{S}{S_{\max}} = 0.5517 + 0.482N_c - 0.56N_c^2 \quad (4)$$

$$I_{\max} = I_0 \left(\frac{d_0}{d}\right)^2 \exp(-n \tau_0 m)$$

$$S_{\max} = 2.5 \left(\frac{d_0}{d}\right)^2 m^{-1}$$

$$\left(\frac{d}{d_0}\right) = 1.0 + 0.017 * \cos\left(\frac{2\pi}{365}(186 - J)\right)$$

$$\tau_0 = 0.128 - 0.054 \log_{10} m$$

$$m = \frac{1}{\sin \alpha + 0.01500(\alpha + 3.885)^{-1.253}}$$

$$\sin \alpha = \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cos \omega$$

$$\delta = 23.45 \cos\left(\frac{2\pi}{365}(172 - J)\right)$$

ここで、 $I_{\max}$ と $S_{\max}$ はそれぞれ直達および散乱日射の最大値で、 N_c と N_p は計算時とその前の時間の日照時間 (0-1) である。また、 I_0 は太陽定数 ($= 1367\text{W}/\text{m}^2$) で、 d, d_0 は地球太陽間距離とその平均値、 n は空気分子の消散係数、 τ_0 は混濁因子、 m は大気路程、 J は 1 月 1 日からの日数、 δ は赤緯、 ϕ はメッシュの緯度、 ω は計算メッシュの時角である。

b) 融雪モデル

本システムでは太田⁴⁾の融雪モデルと小池ら⁵⁾の融雪モデルを組み合わせたものを採用している。このモデルは、メッシュ標高データとそのデータから計算される斜面特性を地形データとし、降雨、気温、日射量を気象データとして入力し、各メッシュ点での融雪量 (M)

$$M = M_r + M_d + M_p \quad (5)$$

を推定するものである。ここで、 M_r は放射収支による融雪量、 M_d は顕熱による融雪量、 M_p は降雨による融雪量である。

$$M_r = (S_d(1 - \text{ref}) + L_d - L_u)/l_F \quad (6)$$

$$S_d = I * F_{\text{topo}} + S \quad (7)$$

$$L_d = (1 + 0.2(1 - Cc))(0.51 + 0.066\sqrt{e})\sigma T_a^4 \quad (8)$$

$$L_u = \varepsilon\sigma T_s^4 \quad (9)$$

ここで、 S_d, L_d, L_u はそれぞれ下向き短波放射、下向き長波放射、上向き長波放射、 l_F は氷の融解熱、 F_{topo} は地形の影響を考慮に入れた有効受光係数、 Cc は晴天率、 e は水蒸気圧、 T_a は気温、 ref は雪面アルベード、 ε, σ は雪面の射出率と Stefan-Boltzman 定数で、 T_s は雪面温度で太田⁴⁾により、

$$T_s = \min(1.13T_a - 1.67, 0) \quad (10)$$

とした。また、 M_d, M_p に関しては、小池らの融雪モデル⁵⁾により、

$$M_d = 0.102 \max(0, T_a - 273.15) \quad (11)$$

$$M_p = ((T_a - 273.15)P + 24.9(e_{\text{sat}}(T_a) - 6.1)) / (238.8l_F) \quad (12)$$

とした。ただし、 P が雨量、 $e_{sat}(T_a)$ が気温 T_a 時の飽和水蒸気圧である。

雪面のアルベドは雪面の熱収支そして融雪に大きな影響を及ぼす。それを定量化するために、山崎らの式⁶⁾

$$ref_n = (ref_{n-1} - ref_{min})e^{-\frac{1}{k}} + ref_{min} \quad (13)$$

$$ref_0 = ref_{max}$$

$$ref_{max} = \min(0.88, -0.12(T_a - 273.15) + 0.76)$$

$$ref_{min} = 0.4$$

$$k = \max(4.0, 4.5 - 4.9(T_a - 273.15))$$

を用いる。ここで、 ref_{min} , ref_{max} はそれぞれ積雪の最小、最大アルベド、 k はアルベドの低下の速さを表す時定数である。ただし、上記の式の定数は山崎らが北海道のデータを用いて定めたものである。

雪面熱収支に影響するもう一つの要因として、地形の影響が顕著である。南斜面と北斜面では、放射収支量が 1 ～ 2 割程度異なることが知られている。本研究では、有効受光係数の概念を導入し、斜面の向きと勾配による地形効果を定量的に考慮する。

有効受光係数を定式化するために、本システムでは、Oxyz と Oxyz' 座標系を図- 1 のように取る。座標系 Oxyz において、地球から太陽を指すベクトルが

$$\vec{n}_{es} = (\cos \delta \cos \omega, -\cos \delta \sin \omega, \sin \delta) \quad (14)$$

となる。また、斜面の法線ベクトルは座標系 Oxyz' において、

$$\vec{n}'_{slope} = (\sin \theta \cos \beta, \sin \theta \sin \beta, \cos \theta). \quad (15)$$

となる。両座標系の関係を考慮し、座標系 Oxyz' を y 軸廻り反時計廻りに $(90 - \phi)$ 度回転させ、 $\vec{n}'_{slope}$ を $\vec{n}_{slope}$ に変換することができ、

$$\begin{aligned} \vec{n}_{slope} = & (\sin \theta \cos \beta \sin \phi + \cos \theta \cos \phi, \\ & \sin \theta \sin \beta, \\ & -\sin \theta \cos \beta \cos \phi + \cos \theta \sin \phi) \end{aligned} \quad (16)$$

を得る。 $\vec{n}_{slope}$ と $\vec{n}_{es}$ の内積が受光係数となるが、本システムでは、受光面積が $1/\cos \theta$ となっていることから、有効受光係数を

$$F_{topo}(\phi, \delta, \omega, \theta, \beta) = \vec{n}_e \cdot \vec{n}_{slope} / \cos \theta \quad (17)$$

とし、

$$\begin{aligned} F_{topo}(\phi, \delta, \omega, \theta, \beta) = & (\cos \delta \cos \omega \cos \phi + \sin \phi \sin \delta) \\ & + \tan \theta (\cos \delta \cos \omega \cos \beta \sin \phi \\ & - \cos \delta \sin \omega \sin \beta \\ & - \sin \delta \cos \beta \cos \phi) \end{aligned} \quad (18)$$

を得る。

c) 流出モデル

降雨と融雪量から流出量を計算するモデルとして、本システムでは中国で広く使われている新安江モデル^{7),8)}を用いる。このモデルにより各メッシュでの直接流出成分 (R_s) と基底流出成分 (R_i) を算出する。このモデルでは、図- 2 に示す超蓄流出理論に基づいている。メッシュあるいは流域内各点は最大水分欠損量 (WPM) (以下便宜上貯水能力と呼ぶ) の異なるバケツと見なされ、以下のように満杯になってからのみ流出が発生する。

$$R = \max(P + WP - WPM, 0) \quad (19)$$

$$R_i = \min(P, F_c) \quad (20)$$

$$R_s = R - R_i \quad (21)$$

ここで、 P は雨量あるいは融雪量、 WP はその点での初期土壌水分量、 F_c は最終浸透能で、 R は総流出量である。

さらに、このモデルでは点貯水能力の流域内における分布を以下の式

$$\frac{f}{F} = 1 - (1 - imp)(1 - \frac{WPM}{WMM})^b \quad (22)$$

を用いて表現している。ここで、 $\frac{f}{F}$ は貯水能力が WPM 以下の点の占める割合である。ただし、 imp と WMM は不透水域の面積率と最大点貯水能力で、 b は貯水能力分布状況を表すパラメータである。流域土壌水分量が W の時に、図- 3 に示すように

$$a = WMM(1 - (1 - \frac{W}{WMM})^{\frac{1}{1+b}}) \quad (23)$$

以下の貯水能力を持つ点が満杯となる。ただし、 WM が流域平均貯水能力で

$$WM = \frac{WMM(1 - imp)}{1 + b} \quad (24)$$

で表せる。この時に雨量 P の降雨があったら、流出量が

$$\begin{aligned} R &= \int_a^{P+a} \frac{f}{F} dp \\ &= P + W - g(P + a) \end{aligned} \quad (25)$$

$$g(x) = WM(1 - (1 - \min(1, \frac{x}{WMM}))^{1+b}) \quad (26)$$

となる。上記により得られる流出～土壌水分～流出量関係は図- 4 になる。超蓄流出理論に基づいて、

$$R_i = \begin{cases} R & P \leq F_c \\ F_c + W - g(F_c + a) & P > F_c \end{cases} \quad (27)$$

$$R_s = R - R_i \quad (28)$$

直接流出量と基底流出量を得る。

また、新安江モデルでは、土層を上層、下層、深層の 3 層に分割し、各層の貯水能力と土壌水分を

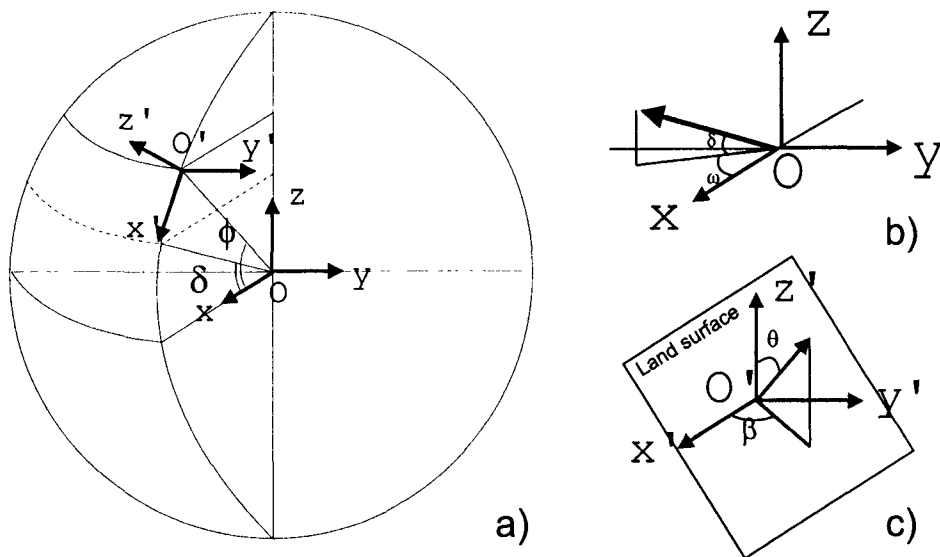


図-1 地形効果を定式化するための座標系. a) 座標系 $Oxyz$ と $O'xyz'$; b) 座標系 $Oxyz$ における地球から太陽を指すベクトル; と c) 座標系 $Oxyz'$ における斜面法線ベクトル。

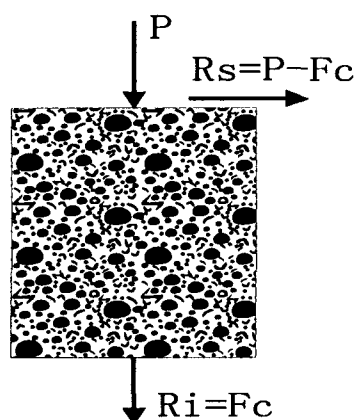


図-2 超蓄流出の概念

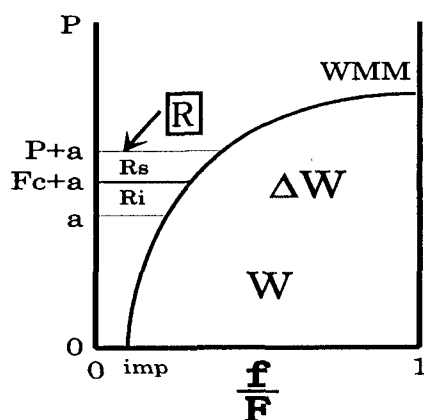


図-3 貯水能力の分布

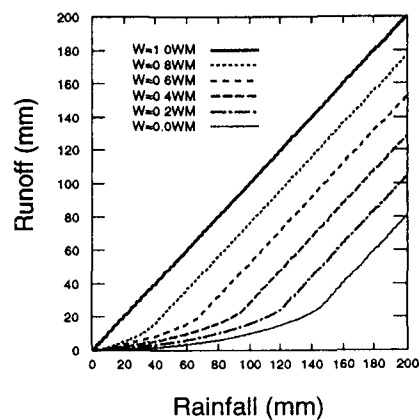


図-4 雨量～土壌水分～流出量関係.

WUM, WLM, WDM と WU, WL, WD とし、降雨による土壌水分の補給と蒸発散の土壌水分の消耗を計算している。降雨による補給は上層から深層へ順次貯水能力を満たしていくが、蒸発散は以下の3層モデルで、上層から深層へ順次蒸発散していく。

$$EU = E_p \quad (29)$$

$$EL = E_p * \max(c, \frac{WL}{WLM}) \quad (30)$$

$$ED = E_p * c \quad (31)$$

ここで、 E_p が蒸発散能で、本研究では Priesley-Taylor の式により純放射量から推定している。また、 c はモデルパラメータで、 EU, EL と ED はそれぞれ上層、下層、深層からの蒸発散量である。ただし、 $WUM + WLM + WDM = WM$ 、 $WU + WL + WD = W$ である。

(2) 河道追跡モデル

本システムでは、陸ら^{9),10)}の河道追跡スキームを採用し、メッシュからの流出量を、メッシュ標高データから作成した河道網を介し、以下の仮定のもとで、Kinematic Wave 法により研究対象地点まで追跡計算する。

1. 流れ方向は河道網で定められた最急勾配方向であり、メッシュ点間は広幅矩形断面の仮想流路で結ばれている。
2. 流路への入力メッシュ点のみで考え、そのメッシュでの流出量と上流からの流入からなる。
3. 仮想流路での伝播は Kinematic Wave で、抵抗則に Manning 則を用いる。

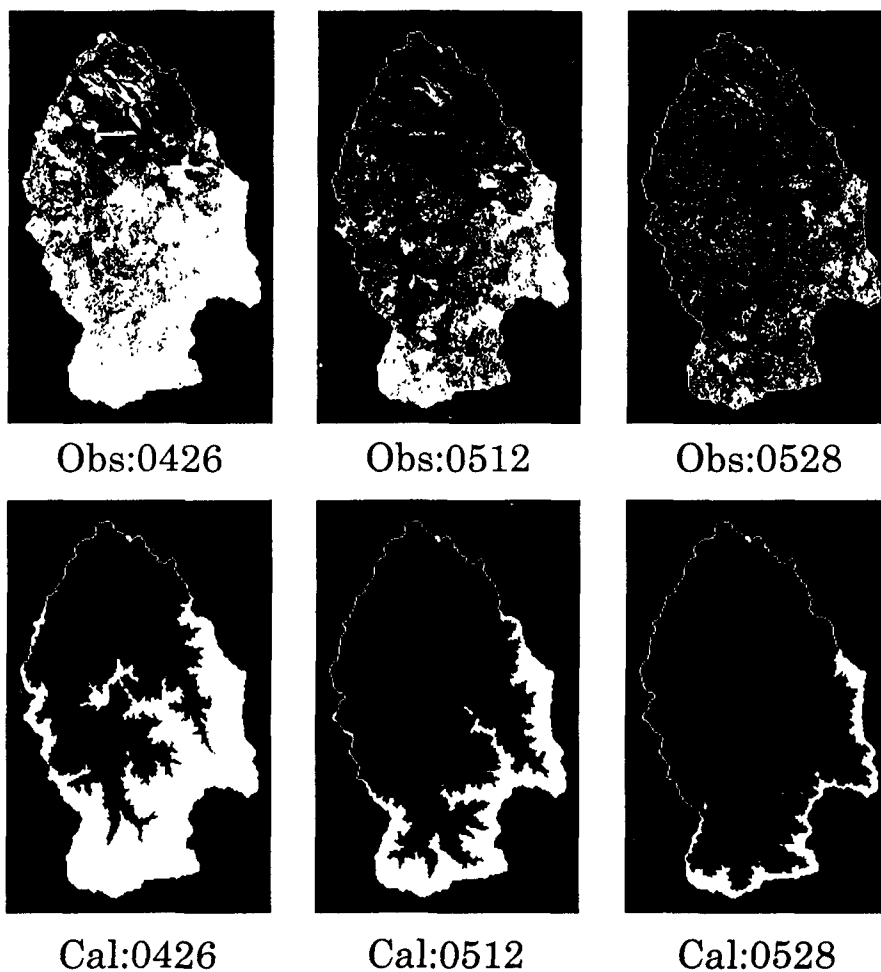


図-5 魚野川流域における4月26日、5月12日と5月28日の積雪状況、上段:LANDSAT TMによる実測値、下段:シミュレーションによる計算値

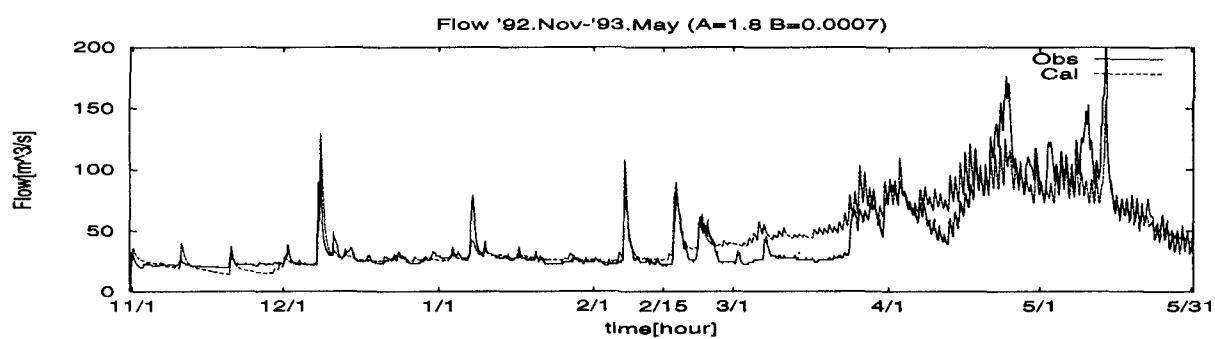


図-6 11月1日から時間ハイドログラフ

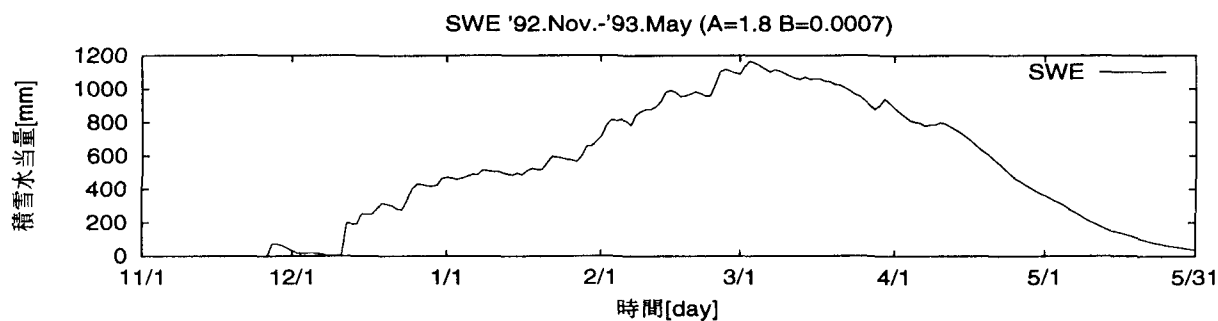


図-7 11月1日からの日積雪水当量の経過曲線

仮想流路での洪水波伝播に関し、次式が成り立つ。

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0 \quad (32)$$

$$V = \frac{h^{2/3} I^{1/2}}{N} \quad (33)$$

$$Q = B h V \quad (34)$$

ここで、 B , h , A はそれぞれ流路幅、水深と通水面積で、 N , I はそれぞれ等価粗度、流路勾配で、 V , Q 流速、流量である。この方程式により、

$$\frac{dQ}{dt} = 0 \quad (35)$$

$$\frac{dx}{dt} = \frac{5}{3} \frac{I^{0.3} Q^{0.4}}{N^{0.6} B^{0.4}} \quad (36)$$

が得られる。メッシュ点間の伝達時間は上流端の流量を用いて計算でき、従って下流端への到達時間も簡単に求められる。各流路の下流端で時間配分をおこなって、下流流路への流入量時系列となる。

河道網における追跡計算は、単純な繰返しではなく、上流河道の計算をしてからその下流河道の計算をしなければならない。河道網の論理構造を考慮する必要がある。本システムでは、陸ら¹⁰⁾ が提案した最適追跡順番により指定された各河道の入力バッファと出力バッファを用いて、上記の追跡計算の入力および出力流量時系列のバッファリングを以下のように行う。

1. 入力バッファから上流側の単位河道からの流量時系列を得、そのバッファをクリアする。
2. 上流から流入する流量時系列にそのメッシュの流出量を加算し、単位河道への入力流量時系列を得る。
3. 前記の河道追跡計算を行う。
4. 得られた下流端での流量時系列を出力バッファに加算する。

ここで、バッファは流量時系列を記憶する一次元配列である。

3. システムの応用例

本研究では、上記のシステムを信濃川支川魚野川六日町流域に適用した。当流域は、標高が 160m-2000m までで、流域面積が 355km² である。冬期の降雪が多い豪雪地帯に位置している。本研究の対象期間は 1992 年 11 月から 1993 年 5 月までで、一つの降雪・積雪・融雪シーズンである。本研究で用いたデータは、同時期の AMeDAS 地点湯沢の降水量、気温、風向、日照データである。モデルを構築する際の地理情報として 100 m メッシュの流域標高データと河道の位置データを用いた。これらのデータにより流域内各メッシュで

の気温、日射等融雪計算に必要な気象要素が算出される。また、検証データとして、同時期の魚野川六日町の時間流量と 1993 年 4 月 26 日、5 月 12 日と 5 月 28 日に取得した LANDSAT TM 画像から得られた積雪面積情報を用いた。

定数モデルを組み込んだ本システムを上記の流域に適用した結果を図-5、図-6、図-7 に示す。図-5 が魚野川流域における 4 月 26 日、5 月 12 日と 5 月 28 日の積雪状況の実測値と計算値、図-6 が 11 月 1 日からの毎時の実測流量と計算流量の比較で実測流量と積雪分布を概ね再現している。図-7 は雪氷水資源管理を行なう上で最も重要な流域平均積雪水当量の変化を日単位で示しており、妥当な値である。

4. 結論

アメダスデータと数値地理情報を用いた総合的分布型融雪解析システムが開発された。それを魚野川六日町流域に適用した結果、流域内の数少ない気象データを用いて、降雪・積雪・融雪現象を広域的にとらえることができ、流量だけでなく、積雪面積をも再現できることが明らかにされた。

謝辞

本研究で使用したデータは建設省北陸地方建設局信濃川工事事務所より提供され、(株)パスコからは種々の協力を得た。ここに記して深謝を申し上げる。

参考文献

- 1) Yang, D, Goodison, B. E., Metcalfe, J. R., Golubev, V. S., Bates, R, Pangburn, T. and Hanson, C. L.: Accuracy of NWS 8" standard non-recording precipitation gauge: result of WMO intercomparison, Proceedings of Ninth Conference on Applied Climatology, p.29, 1995.
- 2) 陸 旻皎・早川典生・吉岡喜弘: 衛星積雪面積情報と分布型融雪流出モデルを用いた広域降雪特性抽出の試み、土木学会水工学論文集, Vol.41, pp. 239-244, 1997.
- 3) 陸 旻皎・早川典生・小池俊雄: AMeDAS データによる実時間日射量算定について、土木学会第 49 回学術講演会予稿集, p.246, 1994.
- 4) 太田岳史: 森林内外における積雪面上の純放射量の推定と表層融雪量、水文・水資源学会誌, Vol. 5, No. 4, pp. 19-26, 1992.
- 5) 小池俊雄・高橋裕・吉野昭一: 積雪面積情報による流域積雪水量の推定、土木学会論文集, 357/II-4, p.159, 1985.
- 6) 山崎 剛・田口文明・近藤純正: 積雪のある森林小流域における熱収支の評価、天気、41, pp.71-77, 1994.
- 7) 趙人俊: 流域水文シミュレーション (中国語), 1984.
- 8) Zhao R.-J.: The Xinanjiang model applied in China, J. Hydrol., 135:371-381, 1992.
- 9) 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、土木学会論文集, 第 411 号/II-12, pp. 135-142, 1989.
- 10) 陸 旻皎・早川典生・小池俊雄: 河道網構造に基づく最適追跡順番の決定法、土木学会論文集, Vol.473/II-24, pp.1-6, 1993.

(1997. 9. 30 受付)