

分布型流出モデルを用いた融雪洪水の再現計算

甲山 治*・佐原将史**・寶 馨

* 京都大学東南アジア研究所

** 東海旅客鉄道株式会社

要 旨

本論文では全球的な気温上昇時における洪水及び水資源管理に向けて、積雪・融雪・河川流出の再現計算の実用性に関して議論した。積雪融雪モデルとセル分布型流出モデルを空間解像度 50m で適用し、山岳斜面において積雪が蓄えられるプロセスと、流域面積 100km² の流域で洪水の評価を行った。

キーワード： 積雪・融雪モデル，分布型流出モデル，降雪の補足率

1. 序論

1.1 本研究の背景

近年中小規模の河川流域における洪水災害が頻発しており、それらの流域ではダム建設や護岸工事などのハード面による治水対策が追いついていない。しかし経済および環境保護の視点から大小全ての河川に対して治水対策を施すことは不可能であり、ソフト面からの治水対策としてモデルシミュレーションを用いた洪水予測システムの実用化が期待されている。なかでも降雪および融雪過程は直接的に気温の上昇の影響を受けることから、流出モデルに積雪・融雪過程を結合したシステムを構築する必要性は高い。

1.2 解析対象流域

本研究で取り扱う積雪モデルの適用は琵琶湖流域の中でも、特に年間降水量が多い高時川流域にて行う。高時川の流域面積は 211km²，幹川流路延長 41.4km であり (Fig. 1 参照)，降水量は冬期に多量の雪をもたらす北陸性の気候を示す特徴がある。また、高時川流域は「暖地積雪地帯」などと言われるなど、日本海側気候の積雪域の南端に位置する流域であり、このため地球温暖化に伴う積雪の減少や融雪出水の早期化等、冬季から春季の流量・流況の変化が顕在化しやすい。

高時川流域では、勾配の強い上流から流れだした

急流が木之本町で扇状地になり平野を流れ琵琶湖に注ぐことから、古くから下流部に水害をもたらしてきた。特に下流部は天井川となっており、また堤防直下に人家が存在することから浸水被害に対する地域の不安は大きい。幸いなことに大正 10 年以降、高時川本川では大規模な堤防決壊はおきていないが、堤防に迫る洪水は数年おきにおきている状況である (Table 1)。

本研究では、滋賀県東北部の高時川上流域に位置する菅並流量観測所の集水域 (流域面積 101km²) を対象として、冬季積雪時期の流量解析を行う。対象流域は淀川流域の最北部に位置し、下流部の水田地帯では 4 月の田起しに融雪水を用いることから、昔から水争いが絶えない地域である。特に下流域は天井川となっており、豪雨時には洪水被害を受けやすい。解析に使用したデータとしては流域内の菅並 (降水、気温、流量)、鷺見 (気温、積雪深)、中河内 (降水、気温、流量、積雪新)、虎姫の AMeDAS と彦根気象台のデータである。解析対象期間は多雪年であった 2002-2003 シーズンと少雪年であった 2003-2004 シーズンの 11 月から翌 4 月までの各 6 ヶ月である。

2. 本研究で用いたデータ

2.1 データの概要

Fig. 2 は対象領域である高時川の観測点を表

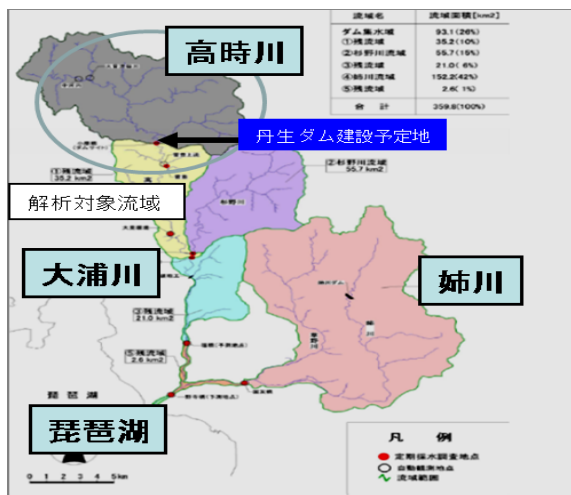


Fig. 1 Takatoki River Basin (see Ministry of Land, Infrastructure and Transport Japan, Biwako Office Of River 2004)

Table 1 Disaster History of Takatoki River (see Incorporated Administrative Agency Japan Water Agency)

生起年月	起因	総雨量 (mm)※1	人的被害(人)		家屋被害(戸)			備考
			死者	負傷者	全半壊	一部破壊	浸水※2	
明治29年 9月	秋雨 前線	751 (8日)	3	8	1,070	2,210	9,063	
大正10年 9月	台風	367 (9日)	5	6	308	504	不明	高月町で 堤防決壊
昭和28年 9月	台風 13号	225 (4日)	0	4	1	不明	515	余呉町で 堤防決壊
昭和34年 9月	伊勢湾 台風	240 (3日)	11	8	62	58	684	
昭和47年 7月	豪雨	480 (9日)	—	—	0	数戸	82	余呉町 菅 並で溢水
昭和50年 8月	台風 6号	356 (3日)	—	—	1	—	39	余呉町 上 丹生で破堤
平成10年 9月	台風 7号	159 (2日)	—	—	—	—	4	木之本町 溢水

※ 1(総雨量): 明治 29 年 9 月洪水は「木之本観測所」, 平成 10 年は鷺見観測所, 他は「中河内観測所」の地点雨量。() 内は降雨の継続日数
 ※ 2(被害状況): 「滋賀県災害史」, 「滋賀県防災気象要覧」, 「水害統計」等, —: 資料に記載がないため不明。

したものであり, Fig. 3 は流域の標高データである。数少ないデータを高時川全域に適用するために, 降水量(菅並・中河内), 気温(菅並・鷺見)共に, 距離に反比例させて全域に内挿する手法をとっている。また気温に関しては, 気温減率 0.6 m/100 m を用いて空間解像度 50m の毎時メッシュデータを作成した。

2.2 雨雪判別と降雪量補正

一般に, 地上気温が 1.5~2.3 °C を下回ると降水が雨から雪に変わることから, 本研究では 2.1 °C を閾値として雨雪判別に用いた。メッシュデータの各グリッドでの降水量は近隣の雨量計データを使うが,



Fig. 2 Research Target Area in the Takatoki river basin (Japan Water Agency)

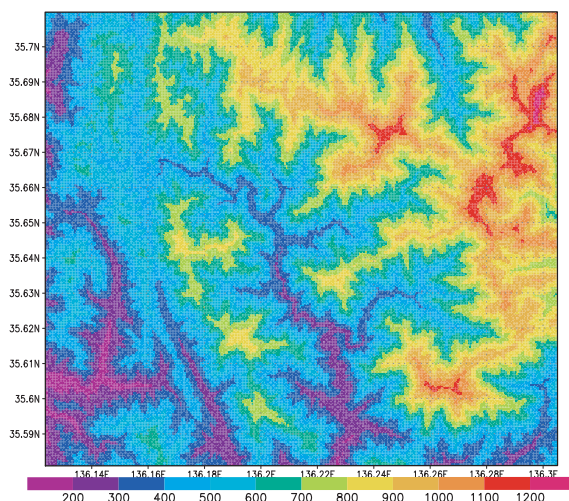


Fig. 3 50m grid elevation data

降雪を含む流域では降水量データに流域面積を乗じても年間流出量に届かない。Fig. 4 は補正せずに降水量をそのまま流出モデルに導入した際のハイドログラフであるが, このモデルは蒸発散を考慮していないのにも関わらず圧倒的に計算流量が少ない。このことから, 降水量補正の必要性が現れる。

この理由として, 雨量計が地形や風などの影響により降雪を全て捕捉していないことと, 雨量計を設置していない高い山地では降雪が多い傾向にあることが推察される。そこで気温により降水が雪と判断された場合には, 雨量計の捕捉率に相当する係数を乗じて割増することで降雪量を補正している。

観測雨量と観測流量を比較したところ, 2002-2003 年シーズンの解析では 2.7 を, 2003-2004 年シーズ

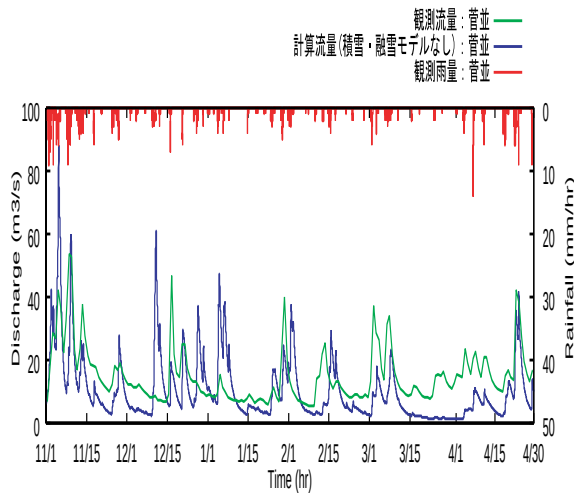


Fig. 4 Hyetograph, Hydrograph and Discharge data from November 2002 to April 2003 without Snow Process Model

ンでは 1.8 を解析に用いたところ、年間の解析流量と観測流量が一致した。本研究では、降雪と判別された場合は 2.0 倍に増加させて流出解析を行った。

3. 本研究で用いる流出モデル

3.1 セル分布型流出モデル

本研究では、融雪洪水の予測を行うため積雪・融雪モデルとセル分布型流出モデルを結合させて、観測流量との比較を行う。

流域にメッシュ(網)をかけ、その網の一つ一つの正方形区間(矩形セル)に降った雨を最急勾配方向に追跡する。一つ一つのセルが山腹斜面、農地、都市域、河川などを含む単位領域を表すもので、各セルにおいて雨水が流下し、その直下のセルに流出する。高時川流域では 50 m メッシュの標高データを用いて $330 \times 287 = 94,710$ 個のセルについて雨水流出、融雪水流出を解析した。式を以下に示す。

- 流域全体を、国土地理院発行の数値地形情報 (DEM) を用いて、正方形セルの集合として表す。
- 上流のセルの雨量は、下流のセル (周囲 8 方向) のうち、最も勾配の大きい 1 つのセルにのみに向かって流れるものとする。(Fig. 5)
- 各セルの雨水流出追跡は、kinematic wave 法を用いる。
- 表層内の地中流を不飽和流れが支配するマトリクス部、および重力水が支配する大空隙部に分け、さらに地表面流と統合して解析する。土層

のモデルを図 Fig. 6 に、また流量関係式を式 (1) に示す。

セルのサイズは、利用できる地形情報、地理情報の空間分解能に応じて決められる。高時川流域では 50m メッシュの標高データを用いて $330 \times 287 = 94710$ 個のセルについて雨水流出、融雪水流出を追跡することができる。

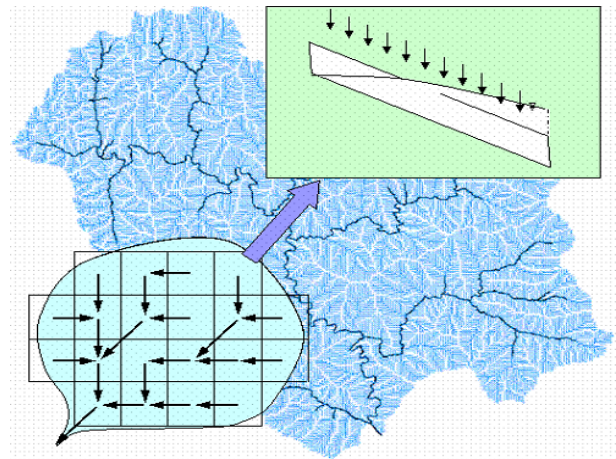


Fig. 5 Schematic image of Cell Distributed Runoff Model

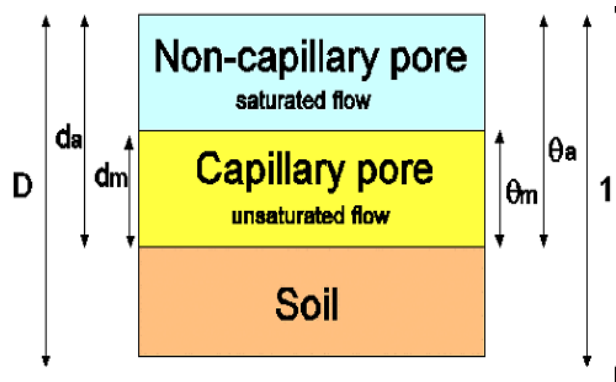


Fig. 6 Surface Soil Layer and Parameters

$$W_{HNS} = \begin{cases} a_c d_m \left(\frac{h}{d_m} \right)^\beta & (0 < h \leq d_m) \\ a_c d_m + a (h - d_m) & (d_m < h \leq d_m) \\ a_c d_m + a (h - d_m) + \alpha (h - d_a)^m & (d_a < h) \end{cases} \quad (1)$$

$$\alpha = i^{1/2} / n \quad (2)$$

$$a_c = k_c i \quad (3)$$

$$a = k_a i \quad (4)$$

D : 全層厚, k_c : マトリクス部の透水係数, k_a : 大空隙部の透水係数, θ_m : マトリクス層に対する空隙率, $d_m = D \cdot \theta_m$, i : 斜面勾配, n : 等価粗度, $\beta = k_a/k_c$: 透水係数比。

積雪融雪・流出結合モデルの概念図を Fig. 7 に示す。

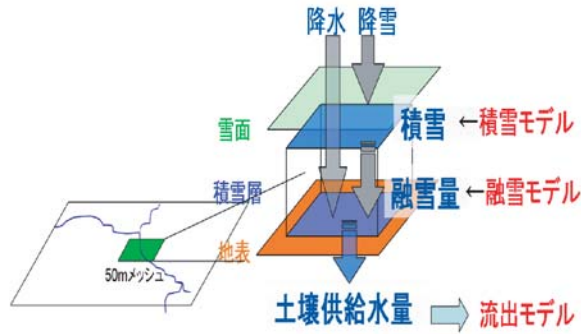


Fig. 7 Schematic image of the Snowfall, Snowmelt and Runoff combined model

3.2 流出パラメータの同定

降雪・融雪期に流出計算を行う前に、流出モデルのパラメータを無降雪期でキャリブレーションを以下の手順で行った。

1. 表面流は発生せず、土壌の流れが主となる $0 \leq h \leq d_c$ と考えられる小出水を対象として土壌水の流れを支配するパラメータ k_a, d_c, β を決定する
2. 次に表面流が発生する $h \geq d_s$ と考えられる大規模な出水に対して、地表面流の発生を規定するパラメータ n, d_s を決定する

d_s, d_c は、土層中の水を大空隙部を流れるものとマトリクス部を流れるものとに分けるためのパラメータ γS , γC であり、基底流量やピーク流量などを大きく左右する。ここで、マトリクス部の水が占める最大の体積含水率を γC , 両者を併せた水が占める最大の体積含水率 (すなわち、空隙率) を γS とする ($\gamma S > \gamma C$)。

Fig. 8 は、その γC , γS を決定するために、降雨期である 2003/06/01~2003/11/30 において流出パラメータを様々に変化しながら概ね適するパラメータを模索した結果を載せており、その際求めた二乗平均平方根誤差 (RMSE) と相関係数を Table 2 に載せた。また併せて、本研究で用いる流出モデルパラメータをまとめて Table 3 に示す。以上の結果から、本研究で用いる流出パラメータは $\gamma C =$

0.2", $\gamma S = 0.1$ " とした。

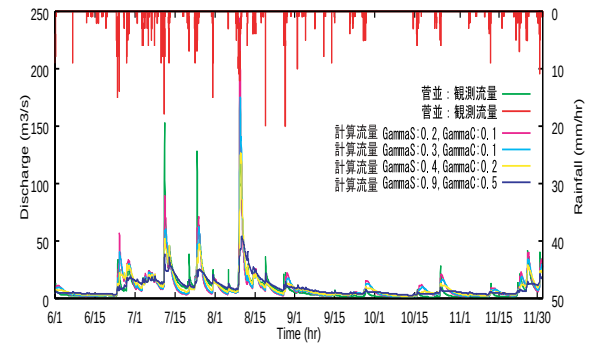


Fig. 8 Calibration of the Runoff parameters during no snow season (1 June 2003 - 30 Nov 2003)

Table 2 RMSE and correlation coefficient

$(\gamma C, \gamma S)$	(0.2,0.1)	(0.3,0.1)	(0.4,0.2)	(0.9,0.5)
RMSE	5.54	6.33	7.00	10.20
相関係数	0.932	0.907	0.895	0.781

Table 3 Calibrated runoff parameters during no snow season (1 June 2003 - 30 Nov 2003)

n ($m^{-1/3}$)	k_a (m/s)	γS (m)	γC (m)	β
0.3	0.01	0.2	0.1	4.0

4. 本研究で用いた積雪・融雪モデル

池淵らのモデルは琵琶湖流域の融雪出水に対して再現性が高かったが、観測データから得られた経験則的なモデルであり、熱収支や植生の影響、融雪水の積雪浸透による時間遅れ等が考慮されていない。

木戸ら (2005) の研究では、モデルの融雪過程を熱収支項として放射収支・バルク法による顕熱・潜熱輸送量の式に置き換えることにより、いろいろな気象条件をより直接的に融雪分析に反映した。白谷ら (2007) の研究では、融雪モデルに近藤・山崎らの熱収支法 (Kondo and Yamazaki, 1990; 山崎, 1993) を基本とし、さらに植生の影響を考慮することで融雪を算出している。

4.1 積雪深の計算

雨と雪の判別は 2.1°C を基準に行い、気温から新雪密度と算出する。さらに上部の新雪による積雪の圧縮深も 1 時間ごとに計算している (池淵ら参照。また流域内の二地点における解析期間の降水量総計

が観測流量の半分程度であったことから、観測地点で 2.1 °C 以下の場合には実際には 2 倍の降雪があったとすることで、降雪時の雨量計の捕捉率を改善した。積雪は新雪の密度と降水量から算出する (Anderson *et al.*, 1964)。

$$DNS = a + \left(\frac{1.8 \times TNS + 32}{100} \right)^b \quad \dots (5)$$

$$DPNS = \frac{PP}{DNS} \cdot \rho \quad \dots (6)$$

ここに、 $DNS(\text{g}/\text{cm}^3)$: 新雪密度、 $DPNS(\text{mm})$: 新雪深、 a, b : 同定するパラメータ、 $TNS(^{\circ}\text{C})$: 新雪温度 (気温に等しいとみなした)、 $PP(\text{mm})$: 降水量、 ρ : 水の密度 ($\div 1\text{g}/\text{cm}^3$)。

また、新雪による積雪の圧縮深 $REDUCT(\text{mm})$ も考慮し、以下の式で与える。

$$REDUCT = PP \cdot \frac{DP'}{WEQ'} \cdot \left(\frac{DP'}{10} \right)^{0.35} \cdot 0.3244 \quad \dots (7)$$

DP' : 新雪が積もる前の積雪深 (mm)、 WEQ' : 新雪が積もる前の積雪水量 (mm)。

したがって、新雪が積もった後の諸量は、

$$DP = DP' - REDUCT + DPNS \quad \dots (8)$$

$$WEQ = WEQ' + PP \quad \dots (9)$$

$$DN = \frac{WEQ}{DP} \quad \dots (10)$$

DP : 積雪深 (mm)、 WEQ : 積雪水量 (mm)、 DN : 積雪密度 (g/cm^3)。

4.2 融雪量の計算 (Temperature Index 法)

本研究では 2 種類の融雪モデルとして簡便な Degree Hour 法とその改良版である Temperature Index 法、そして葉面積指数、日照・可照時間、風速等のデータから熱収支法 (Kondo *et al.* 参照) を用いた。なお Degree Hour 法と Temperature Index 法適用時は、鷺見と中河内で観測された積雪深データを用いてキャリブレーションを行った。融雪量は気温と日射量を用いて、次式で計算する (Laromie *et al.*, 1972)。

$$ALB = 0.85 \times 0.82^{NTX^{0.46}} \quad \dots (11)$$

$$HTI = BDHF \times \frac{RAD}{359} (1 - ALB) TT \quad (12)$$

ここに、 HTI : 融雪量 (mm)、 $BDHF$: 融雪定数 ($\text{mm}/^{\circ}\text{C} \cdot \text{hr}$)、 RAD : 日射量 (ly/day)、 ALB : アルベド、 NTX : 新雪が降った日からの日数、 TT : 気温 ($^{\circ}\text{C}$)。

また 359 という値は彦根の 4 月の平均日射量で、琵琶湖流域の積雪は 4 月までであると考え、4 月の融雪係数に対する比率を求める意味で用いている。式 (12) 中の $BDHF \times \frac{RAD}{359} \times (1 - ALB)$ がいわゆる Degree hour 法という融雪係数に相当するものであるが、積雪期、融雪期を通して一定ではなく、日射量とアルベドによって変化させており、冬、春といった季節の違いや天候の違いを融雪量に反映させている。また、式 (12) そのものは結果的に融雪量が日射量と気温の相乗効果で促進されると考えており、暖地性積雪の融雪の早さを反映している。なお、降雨による融雪も考慮しており、降雨による融雪量を $HR(\text{mm})$ 、降雨量を $PR(\text{mm})$ 、氷の融解潜熱を $80(\text{cal}/\text{g})$ 、として

$$HR = PR \times \frac{TT}{80} \quad \dots (13)$$

で与え、地面融雪量 $HG(\text{mm})$ を一定値 $HG = 0.02$ (mm/hr) で与えて、総融雪量 $HT(\text{mm})$ を

$$HT = HTI + HR + HG \quad \dots (14)$$

として求めた。

4.3 融雪量の計算 (熱収支法)

日射量や風速等の観測データが入手可能な地域では、物理的な融雪量を計算するモデルが適用可能である。熱収支を考慮し融雪過程をモデル化したものに、近藤・山崎らが提案した熱収支法を用いる方法がある。基礎式は、積雪全体の熱収支式と雪面の熱収支式の 2 本であり、それぞれ次のように与えられる。

積雪全体の熱収支式：

$$\frac{1}{2} c_s \rho_s \{ Z (T_0 - T_s) - Z_n (T_0 - T_{sn}) \} + W_0 \rho_s l_f (Z - Z_n) + M_0 \Delta t = G \Delta t \quad \dots (15)$$

雪面の熱収支式：

$$\epsilon\{f_v L \downarrow + (1 - f_v) \sigma T_v^4 - \sigma T_{sn}^4\} - H - lE + \lambda_s \frac{T_0 - T_{sn}}{Z_n} = 0 \dots\dots\dots (16)$$

ここで、 C_s ：積雪の比熱 (J/kg/K), ρ_s ：積雪の密度 (kg/m^3), l_f ：雪の融解潜熱 (J/kg), T_0 :0 (°C), T_s ：雪温 (°C), T_{sn} ：時間 Δt 秒後の雪温 (°C), W_0 ：最大含水率 (=0.1), Z ：凍結深 (m), ϵ ：射出率 (=0.97), λ_s ：積雪の熱伝導率 (=0.42 W/m/K), σ ：Stefan-Boltzmann 定数 ($W/m^2/K^4$), Δt ：時間間隔 (=3,600), f_v ：植被層の透過率, G ：積雪が受けるエネルギー (W/m^2), H ：顕熱 (W/m^2), lE ：潜熱 (W/m^2), $L \downarrow$ ：下向き長波放射量 (W/m^2), M_0 ：融雪熱 (W/m^2), Z_n ：時間 Δt 後の凍結深 (m), T_v ：植被層の温度 (°C).

式 (15) は、時間が Δt だけ経過する間に、雪面温度が T_s から T_{sn} に、また凍結深が Z から Z_{sn} に変化した場合の積雪全体の熱収支を記述しており、式の各項は次に示す熱量を表している。

- (a) 第1項は、積雪の温度上昇(下降)に使う熱量
 - (b) 左辺第2項は、積雪内部にとどまる含水を解かす(凍結させる)のに消費する熱量
 - (c) 左辺第3項は、最大含水率を超え、積雪から流出する水を作り出す熱量
 - (d) 右辺は、積雪が雪面をとおして受け取る熱量
- 一方、式 (16) は、厚さ無限小の雪面の熱収支を表している。

- 顕熱量 (H) 及び潜熱量 (lE)
- 植被層の透過率 (f_v)
- 下向き長波放射 ($L \downarrow$)
- 積雪が受けるエネルギー (G)

上記のデータはそれぞれ別計算によって与えられ、Kondo and Yamazaki(1990), 臼谷ら (2007) の式を参考にして用いた。

4.4 積雪水量の減少

本モデルでは、積雪の冷たさを示す指標として、冷却当量 (Cold Content) という値を用いた。

$$CC = \frac{-0.5}{80} \cdot DP \cdot DN \cdot TP \dots\dots\dots (17)$$

冷却当量:CC(mm), 雪温:TP(°C), 積雪深:DP(mm)

CC が正 (雪温 < 0) の場合、総融雪量の一部または全部が CC を 0 とするまで費やされ、CC が 0 (雪温=0) となってはじめて実際の融雪が生じ、積雪水量が減少するものとした。また、 HT を融雪量に変換するとき、積雪量の含水量により積雪の比熱と氷

の比熱の比を考え、Thermal quality $QT(\%)$ も用いている。すなわち、融雪量、厳密には昇温熱水高換算値 $RM(mm)$ は HT/QT で与えられる。

$$QT = 1 + \frac{0.5}{80} \cdot (-TP) \quad TP < 0 \dots\dots (18)$$

$$QT = 1 - \frac{WC}{WEQ} \quad TP = 0 \dots\dots\dots (19)$$

上式中の WC は積雪内含水量 (mm) である。

4.5 可能保水量

積雪内を融雪水が重力水として降下するプロセスは雪層中に存在する氷板、氷板中の水みちなどを考えると非常に複雑になるので、ここではそのプロセスを雨水が土壌層を落下する際の限界値、いわゆる毛管飽和含水量と類似していると考え、重力水として降下する限界値を積雪の可能保水率 WHC と定義し、雪密度の関数として次式のように与えた。

$$\begin{aligned} WHC &= 0.025 \cdot DN + 0.03 & DN \leq 0.4 \\ WHC &= 0.111 \cdot DN + 0.121 & 0.4 < DN \leq 0.55 \\ WHC &= 0.2 \cdot DN - 0.04 & 0.55 < DN \end{aligned} \quad (20)$$

したがって、融雪水のうち可能保水率を超過した分が重力水として流下可能な水量となる。さらに、単位時間内の融雪重力水の地面到着率、流出率 PC を積雪深 DP の関数として次式で与えた。

$$PC = \frac{21}{DP + 0.827} \dots\dots\dots (21)$$

式 (21) で表された流出率で積雪中の重力水は地表に到達し、残りは含水量に置き換えられて、次の単位時間へ進む。

4.6 積雪浸透モデル

積雪層内の浸透を考慮するために、中津川らが提案する 1 価線形貯留関数法 (中津川ら, 2004) を用いた積雪浸透モデルを用いた。このモデルは積雪内の水の流れにダルシー則を適用して導出されたもので、基礎式は次のように与えられる

$$s_s = k_s q_s, \quad \frac{ds_s}{dt} = q_{rm} - q_s \dots\dots\dots (22)$$

ただし、

$$k_s = k_{01} H_s + k_{02} \dots\dots\dots (23)$$

ここで、 s_s :積雪貯留量 (mm), k_s :積雪の貯留係数, q_{rm} :雪面に与えられる水量 (mm/h), k_{01}, k_{02} :係数, H_s :積雪深 (cm)。

式 (22) において、積雪の貯留効果は貯留係数 k_s によって表現される。この k_s は、本来雪質 (積雪密度や氷粒径など) に依存して変化すると考えられるが、実用性を考慮して積雪深 H_s でパラメタライズし、積雪深に比例して積雪貯留量が増大するようにしている (式 (23))。式 (23) の係数 k_{01} と k_{02} は、融雪観測の結果より顕著な融雪事例の k_s とそのときの積雪深との相関関係 (Fig. 9 参照) から $k_{01}=0.16\text{h/cm}$, $k_{02}=8.24\text{h}$ が報告されている。

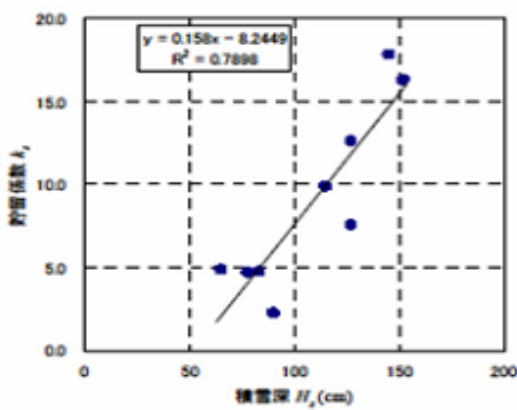


Fig. 9 Relationship between storage coefficient k_0 and Snow Depth (see Nakatsugawa, 2004)

4.7 日射量と太陽高度

日射量の時間データを扱うため、各グリッド毎から4方向に隣接しているグリッドとの標高の高低差を求め、日陰となる時間帯を考慮に入れた。これにより日射を用いる Temperature Index 法と熱収支法において、より現実に近い気象条件を再現することができる。

5. 積雪融雪過程の流出モデルへの導入

5.1 計算手順

降水量に関しては、気温が降水形態判定温度 2.1°C より大きければ全て降雨量、それ以下なら降雪量として新雪密度、新雪深、新雪による積雪の圧縮深、積雪深を求める。積雪深が0以下であれば積雪は存在しないとして次の計算へ、積雪深が0より大きければ融雪量を求める。融雪量に補正 (冷却当量, 可能保水率, 流出率等の考慮) をかけて融雪水量を算出する。以上の手順を図にしたものが Fig. 10 で

ある。

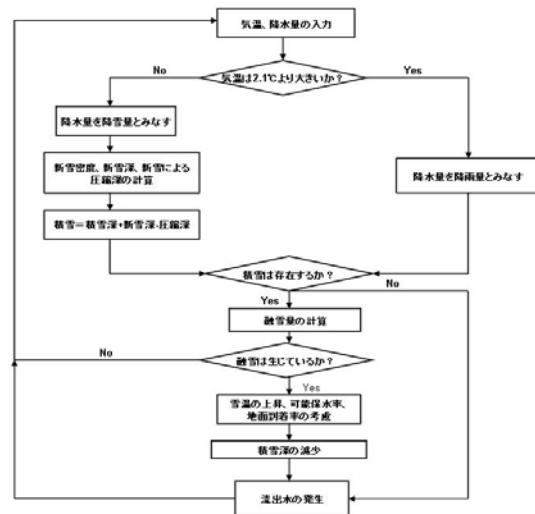


Fig. 10 Flowchart of Precipitation, Snowpacked and Snow Melting

また、式 (5) のパラメータ a, b は積雪深のピークおよび積雪深の増加量に着目して $a = 0.03, b = 2.2$ としている。融雪定数は対象地域の積雪を実際に計算し、誤差が最小となるように決める。流出モデルの土層厚 ds, dc を表すパラメータを、無積雪期である 2002 年 6 月-11 月の半年間で決定した。

5.2 解析結果

最初に中河内と鷺見の積雪深データを用いて、融雪係数を 0.25 に決定し、2002-2003 シーズンの 11 月から翌 4 月まで流量の再現計算を行った。Fig. 12 にハイドログラフの結果 (2002-2003 年) と、解析流量と観測流量の誤差 (2002-2003 年, 2003-2004 年) を示しており、それぞれの結果を比較することができる。

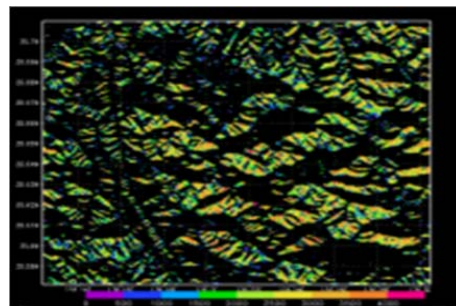
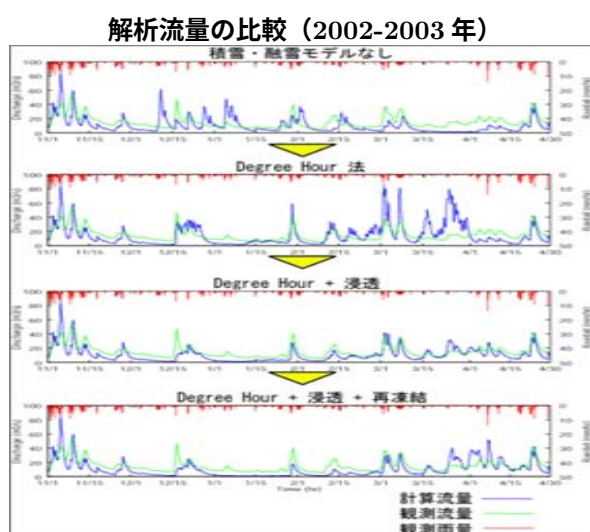


Fig. 11 Shortwave Radiation at noon on 22 Dec 2002

雪モデル無しの流出解析では 2 月から 3 月にかけての融雪期における計算流量が過小となり、Degree Hour 法を導入すると融雪時期の過大となり、解析

期間全体の RMSE は悪化した。そこで融雪係数を変えずに融雪時に時間遅れの効果がある積雪内浸透モデルを入ると、中河内と鷺見の結果はほぼ一緒であったが、流量全体の RMSE は向上した。しかし気温が 0 度を下回った時に再凍結を行うモデルを適用すると積雪深の再現結果は向上したものの、融雪期の流量の再現性が低下し、融雪係数を 0.35 に増加させても Degree Hour 法と積雪内浸透モデルを合わせたモデルよりも再現性が悪かった。これは中河内と鷺見は川沿いの標高が低い地点に位置していることから、流域の多くを占める山岳域での再現性を向上させるには、傾斜や深い積雪における様々な物理過程を考慮する必要がある。



各モデルの推定精度 (積雪深, 流量)

使用モデル	イベント	融雪係数	RMSE		
			積雪深	中河内	流量
モデルなし	02~03				10.71
	03~04				19.87
DH ※	02~03	0.25	9.14	8.95	12.54
	03~04	0.32	14.7	26.1	8.3
DH+Inf	02~03	0.25	9.15	8.99	7.82
	03~04	0.32	16.72	18.94	8.1
DH+Inf+RC	02~03	0.35	8.96	8.85	9.09
	03~04	0.39	18.2	21.6	11.3
TIM+Dem	02~03	0.27	8.75	8.82	7.35
	03~04	0.34	11.8	24.7	7.69

※ DH : Degree Hour法
Inf : 融雪浸透モデル
RC : 積雪の冷却・再凍結
TIM : Temperature Index法
Dem : 地形データの利用

Fig. 12 Comparison among 4 hydrographs (without snowmodel, degree hour method, DH + Infiltration process, DH + if + Refreeze process)

さらには Degree Hour 法を元に、気温だけでなく日射量を併用するように改良した Temperature Index 法に、浸透モデルと再凍結過程を適用したところ、融雪係数が 0.27 のときに積雪深と流量とも

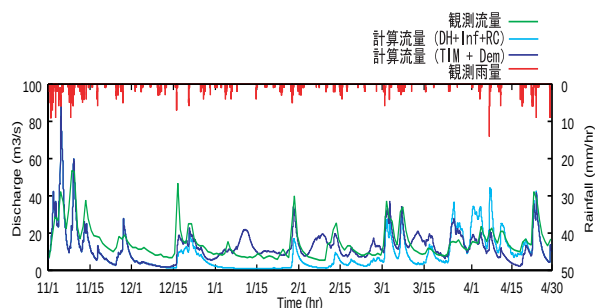


Fig. 13 Comparison between hydrographs of the Degree Hour and the Temperature Index Method (both of them involve Infiltration and Refreeze processes) during '02-'03 snow season at Sunganami

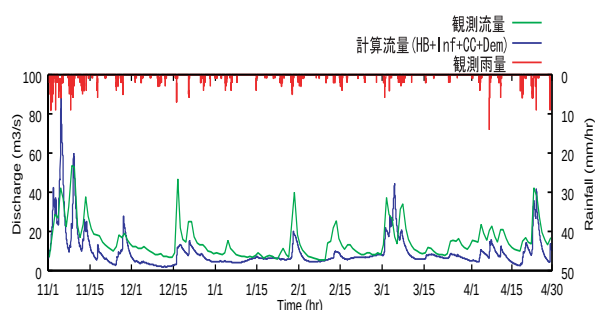


Fig. 14 Comparison between hydrograph of the Heat Budget method and Discharge data during '02-'03 snow season at Suganami

に最も再現結果が良かった。Fig. 13 に、Degree Hour 法と Temperature Index 法の流量結果の比較を示す。

一方 Fig. 14 には、熱収支法モデルを適用したモデルを示している。キャリブレーションを行っていないため、解析期間通した流量の推定精度は Temperature Index 法よりも悪化するが、出水イベント時期の再現性が高かった。

6. 結語

融雪量が気温で決定される Degree Hour 法では、融雪パラメータを決定した観測地点での再現性は高かったが、観測データのない山岳域における再現性は低かった。特に再凍結サブモデルを導入した時に、流出の時間遅れの効果が過剰であった。気温と日射量を用いた Temperature Index 法では、地形データと合わせることで山岳域および基底流量の再現性が向上した。最後に熱収支法では放射収支と潜熱・顕熱を考慮することで、キャリブレーション無しで

十分な再現性が得られた。ただし解析に必要な水蒸気圧や風速データは観測地点が限られていることから、貧観測領域への適応が今後の課題である。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、独立行政法人水資源機構 丹生ダム建設所調査設計課 駒田達広氏に様々な観測データを提供して頂きました。紙面を借りまして深く感謝いたします。

参考文献

池淵周一・宮井宏・友村光秀 (1984) : 琵琶湖北地域の積雪・融雪・流出調査とその解析, 京都大学防災研究所年報, 第 27 号 B-2, pp.197-220.
池淵周一・竹林征三・友村光秀 (1986) : 琵琶湖北地域及び全流域の積雪・融雪・流出モデル解析, 京都大学防災研究所年報, 第 29 号 B-2, pp.173-192.
臼谷友秀・星清・中津川誠 (2007) : 積雪浸透を考慮した実用的融雪流出モデルの開発, 水文・水資源学会誌, 第 20 巻, 第 2 号, pp.93-105.
木戸研太郎・柳生光彦・友村 光秀 (2004) : 分布型積雪・融雪・流出モデルの高時川流域への適用, 水文水資源学会 2004 年研究発表会要旨集.

Kondo and Yamazaki(1990) : A prediction model for snowmelt , snow surface temperature and freezing depth using a heat balance method, J. Appl. Meteor., Vol.29, pp.375-384.

山崎剛 (1993) : 融雪水の積雪内浸透, 低温科学 物理篇, 23, pp.1-16.

Anderson *et al.*(1964) : The Synthesis of Continuous Snowmelt Runoff Hydrographs on a Digital Computer, Technical Report No. 36, Dept. of Civil Eng., Stanford Univ..

Laromie *et al.*(1972) : Simulation of the Continuous Snowmelt Process, M.I.T. Report, No. 143, pp.51-83.

中津川誠・工藤啓介・星 清 (2004) : 積雪貯留を考慮した汎用的な融雪流出解析, 水工学論文集, 第 48 巻, pp.37-42.

寶馨, 甲山治, 小林健一郎, 佐原将史, 倉増銀一, 竹内出, 角谷保 (2008) : 分布型モデルによる融雪流出解析について ― 地球温暖化影響評価を目指して ―, 京都大学防災研究所年報, 第 51B, pp.1-10.

Snowmelt Runoff Simulation using a Distributed Hydrological Model

Osamu KOZAN*, Masashi SAHARA** and Kaoru TAKARA

Center for Southeast Asian Studies, Kyoto University

** Central Japan Railway Company

Synopsis

This paper describes the practicability of snow accumulation, melting and runoff process simulation against floods and for water management under the global warming condition. Snow models and grid-cell based distributed rainfall-runoff model with 50-m spatial resolution are used for evaluating storage process of the snow pack on mountain slopes as well as flood runoff from a river basin with a catchment area of 100km².

Keywords : snowfall and snowmelting model, distributed rainfall-runoff model, capture percentage of snowfall