

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 —

寶 馨・甲山 治・小林健一郎・佐原将史*・倉増銀一*・竹内 出**・角谷 保**

* 京都大学工学研究科

** 株式会社 コルバック

要 旨

近年気候変動への関心が高まり、とりわけ地球温暖化が水循環に与える影響が議論されている。今後は防災計画等への応用が注目されていることから、本研究では温暖化によって影響を受ける積雪・融雪過程のモデル化を行い、50mの空間解像度を持つ分布型流出モデルと結合させて暖地の豪雪地帯である高時川流域に適用した。流域の面積は約100km²で、特徴としては1.5-2度の気温上昇が流出ピークと水資源に重要な影響を与えうる地域である。

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、中小河川流域における洪水災害が頻発しているが要因の一つとして、構造物による治水対策が追いついていないことが挙げられる。しかし、地形的および経済的な面から、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る。そこで治水対策として期待を集めているのが、洪水予測システムであり実用化が急務とされる。なかでも降雪および融雪過程は直接的に温暖化の影響を受けることから、積雪・融雪モデルと流出モデルを結合させる必要性は高い。

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、中でも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211.0km²、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と予想される。

本研究での対象流域である高時川流域においてもこの問題は重要であり、高時川上流の渓流部は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、高時川本川では大きな堤防の決壊被害はおきていないが、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)。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、冬季には平地でも積雪が1mを越す。流域の特徴としては、下流

¹ ※ 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



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)日 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 ^{日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 丹生で破壊
平成10年 9月	台風 7号	159 (2日)	-	-	-	-	4	木之本町 溢水

部の水田地帯では4月の田起しに融雪水を用いること、水田地帯では昔から水争いが絶えないこと、下流域は天井川になっており、豪雨時には洪水危険度が高い。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)、鷲見(気温)、中河内(降水、気温、流量)、および今庄、敦賀、柳ヶ瀬、虎姫、揖斐川の各 AMeDAS 観測点である。解析対象期間は多雪年であった2001-2002シーズンと少雪年であった2002-2003シーズンの11月から翌4月までの各6ヶ月である。

2. 融雪流出における先行研究の紹介

2.1 琵琶湖北部域の積雪・融雪・流出調査と解析

池淵ら(1984)は、琵琶湖に流入する融雪流出量の水資源としての重要性に注目し、その量的把握・予測手法の開発を行うため、琵琶湖北部の大浦川を対象として詳細な気象・水文観測データをもとに積

雪・融雪・流出モデルを展開し、北海道や本州中部とは異なる暖地性の雪の解析を行った。この研究では Temperature Index 法 (Laromie *et al.*, 1972) を琵琶湖流域への適用に際して修正・改良を施したものであり、インプットデータは降水量、気温、日射量のみである。このモデルの特徴は以下の通りである。

- 積雪・融雪を連続的に計算する
- 積雪の冷却・凍結過程をモデル内で計算する
- 積雪内の貯留過程を含む
- 計算過程のなかで、積雪水量、積雪深、積雪密度、雪温、含水量などの積雪の状況を表す諸要素が算出される

モデルで算出した積雪水量、積雪深、積雪密度、雪温は、観測値を用いて検証する。大浦川への適用の際、Degree hour 法を用いた融雪量算定式から、気温と日射量を用いることで、大浦川の他にも高時川に適応させ成果を上げた。

2.2 積雪浸透を考慮した実用的融雪モデルの開発

融雪期の流出量を算定する手法は数多く提案されており、その多くが雪面における融雪量の推定(融雪モデル)と河川流出量の推定(流出モデル)を組み合わせることで流出量を算出している。実際には雪面で融雪した後、融雪水は積雪層内を流下して土壤に到達することから、融雪の発生時刻と土壤に到達する時刻には時間差がある。この時間差に関して小林(1981)は、融雪水の山腹における積雪内の流下時間と、山腹の地中の流下時間がほぼ同じであることを示し、融雪流出過程において積雪層の浸透が重要であることを示唆した。融雪水の積雪浸透に関する研究はこれまでも多数報告されているが、積雪層の浸透を取り入れた融雪流出モデルに関する報告は少ない。白谷ら(2007)は、積雪層の貯留効果を簡単な貯留関数法によってモデル化し、この手法を組み込んだ融雪流出モデルを開発し、積雪寒冷地のダム流域(豊平峡ダムと定山峡ダム)でモデルの再現性を検討した。この融雪流出モデルには、以下の課題が存在する。

1. 洪水予測への適用や実務面での利便性を重視し、集中定数型の流出モデルを採用しているが、流出モデル定数の同定は試行錯誤によるところが大きく、モデルを他の流域に適用する際の障害となっている
2. 積雪浸透モデルは、融雪水の浸透をモデル化したもので、強い降雨時の浸透は想定されていない

上記の課題に対して、実流域に適用した結果以下の知見を得ることが出来た。

1. 流出モデル定数を数学的最適化手法 (ニュートン法) を用いて、出水規模の大きい 1 事例のみでモデル定数を同定し融雪全期間の流入量を再現したところ、実用上十分な再現精度が得られることがわかった
2. 融雪期に降水イベントが発生する場合、土中への浸透は量的に極めて少なく水路を流下すると考えるのが合理的であり、降雨を直接流出モデルに投入した方が、ダム流入ハイドログラフの再現精度がより向上することが確認された

3. 本研究で用いるモデル

3.1 Temperature Index 法による積雪・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式・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。上記の手法は有効だが多くのデータが必要であるので、本研究ではまずは流出モデルとの結合を目的として、池淵らが用いた Temperature Index 法と白谷らの積雪浸透モデルを用いて積雪・融雪過程を計算した。

(1) 積雪深の計算

積雪は新雪の密度と降水量から算出する (Anderson *et al.*, 1964)。

$$DNS = a + \left(\frac{1.8 \times TNS + 32}{100} \right)^b \quad \dots (1)$$

$$DPNS = \frac{PP}{DNS} \cdot \rho \quad \dots (2)$$

ここに、 $DNS(\text{g}/\text{cm}^3)$: 新雪密度、 $DPNS(\text{mm})$: 新雪深、 a, b : 同定すべきパラメータ、 $TNS(^{\circ}\text{C})$: 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 ($\cong 1\text{g}/\text{cm}^3$)。

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。

$$REDUCT = PP \cdot \frac{DP'}{WEQ'} \cdot \left(\frac{DP'}{10} \right)^{0.35} \cdot 0.3244 \quad \dots (3)$$

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、

$$DP = DP' - REDUCT + DPNS \quad \dots (4)$$

$$WEQ = WEQ' + PP \quad \dots (5)$$

$$DN = \frac{WEQ}{DP} \quad \dots (6)$$

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

(2) 融雪量の計算

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)。

$$ALB = 0.85 \times 0.82^{NTX^{0.46}} \quad (7)$$

$$HTI = BDHF \times \frac{RAD}{359} (1 - ALB) TT \quad (8)$$

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と考えている。式 (8) 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 (8) 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

$$HR = PR \times \frac{TT}{80} \quad \dots (9)$$

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

$$HT = HTI + HR + HG \quad \dots\dots\dots (10)$$

として求めた。

(3) 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。

$$CC = \frac{-0.5}{80} \cdot DP \cdot DN \cdot TP \quad \dots\dots\dots (11)$$

冷却当量: $CC(\text{mm})$, 雪温: $TP(^{\circ}\text{C})$, 積雪深: $DP(\text{mm})$

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 $= 0$) となつ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 $RM(\text{mm})$ は HT/QT で与えられる。

$$QT = 1 + \frac{0.5}{80} \cdot (-TP) \quad TP < 0 \quad \dots (12)$$

$$QT = 1 - \frac{WC}{WEQ} \quad TP = 0 \quad \dots (13)$$

上式中の WC は積雪内含水量 (mm) である。

3.2 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。

$$\begin{aligned} WHC &= 0.025 \cdot DN + 0.03 & DN \leq 0.4 \\ WHC &= 0.111 \cdot DN + 0.121 & 0.4 < DN \leq 0.55 \\ WHC &= 0.2 \cdot DN - 0.04 & 0.55 < DN \end{aligned} \quad (14)$$

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。

$$PC = \frac{21}{DP + 0.827} \quad \dots\dots\dots (15)$$

式 (15) 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。

(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. 2 である。

また、式 (1) 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。

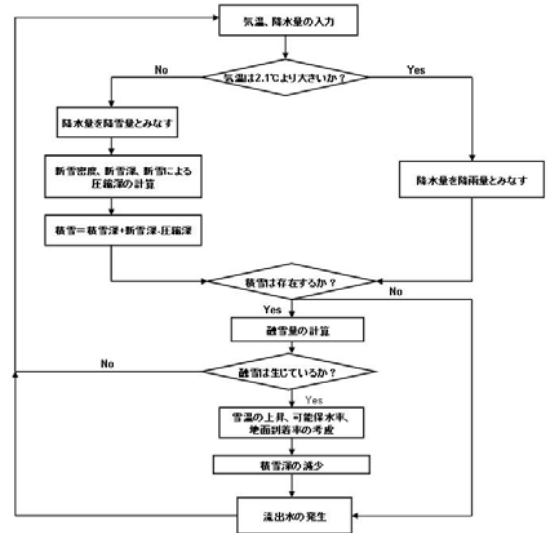


Fig. 2 Flowchart of Precipitation, Snowpacked and Snow Melting

3.3 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

$$s_s = k_s q_s \quad , \quad \frac{ds_s}{dt} = q_{rm} - q_s \quad \dots\dots (16)$$

ただし、

$$k_s = k_{01} H_s + k_{02} \quad \dots\dots\dots (17)$$

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 (16) 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 (17))。式 (17) 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. 3 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。

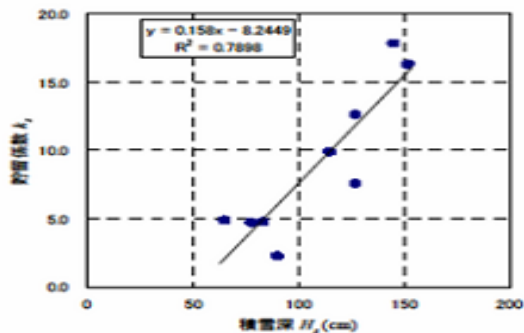


Fig. 3 Relationship between storage coefficient k_0 and Snow Depth (see Nakatsugawa, 2004)

3.4 セル分布型流出モデル

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というモデルである。

- 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. 4)
- 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. 5 に、また流量関係式を式 (18) 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。

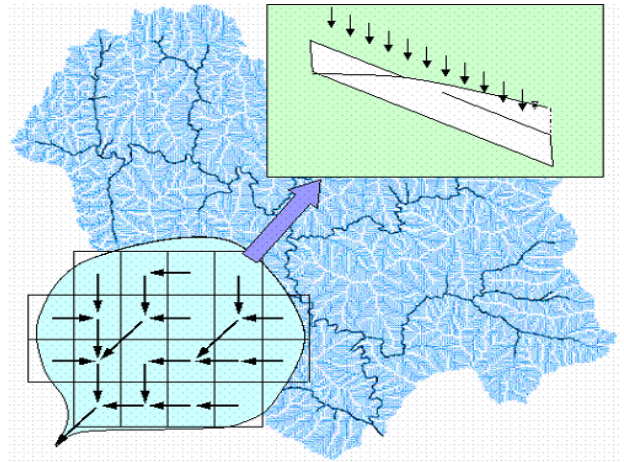


Fig. 4 Schematic image of Cell Distributed Runoff Model

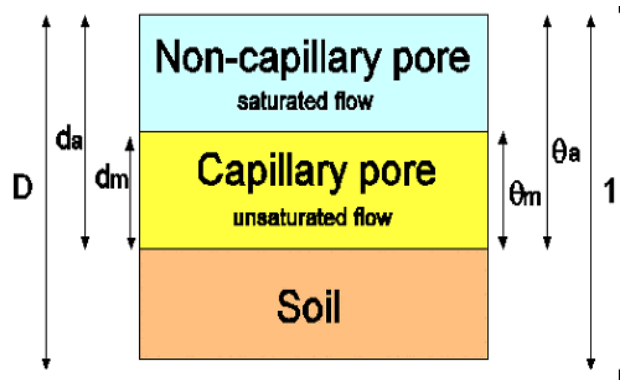


Fig. 5 Surface Soil Layer and Parameters

$$W_{HNS} = \begin{cases} a_c d_m \left(\frac{h}{d_m}\right)^\beta & (0 < h \leq d_m) \\ a_c d_m + a (h - d_m) & (d_m < h \leq d_m) \\ a_c d_m + a (h - d_m) + \alpha (h - d_a)^m & (d_a < h) \end{cases} \quad (18)$$

$$\alpha = i^{1/2}/n \quad \dots\dots\dots (19)$$

$$a_c = k_c i \quad \dots\dots\dots (20)$$

$$a = k_a i \quad \dots\dots\dots (21)$$

ただし、 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, $\beta = k_a/k_c$: 透水係数比である。

4. 積雪・融雪モデルの適用

4.1 融雪定数の決定

経験則的な Temperature Index 法では, 融雪定数を用いてキャリブレーションを行う。モデルを流域全体に適用する前に, 誤差が最小値を取るよう融雪定数の決定を行った。まずは降水量と日射量(菅並, 米原, 今津)を用いて, 高時川流域における積雪量を計算し, 計算値と実測値の RMSE (Root Mean Square Error) が最小値を取るよう融雪定数を決定した。

対象流域における積雪深の計算は, 2002年12月~2003年4月15日の136日間に高時川上流に位置する丹生ダム建設予定地点近くの菅並で観測された気温と降水量のデータ (Fig. 6) を用いて行った。この結果融雪定数には $14(\text{mm}/^\circ\text{C} \cdot \text{day})$ を用いることにした。

Table 2 Snow Melting Constant($\text{mm}/^\circ\text{C} \cdot \text{day}$) and RMSE (Suganami・Imazu・Maibara)

Const	13	14	15	16	17	18	19
Suga	15.1	14.1	14.7	15.7	16.7	17.7	18.8
Imazu	19.8	16.1	12.7	9.77	7.72	7.34	8.30
Mai	11.5	11.4	11.6	12.0	12.5	13.1	13.7

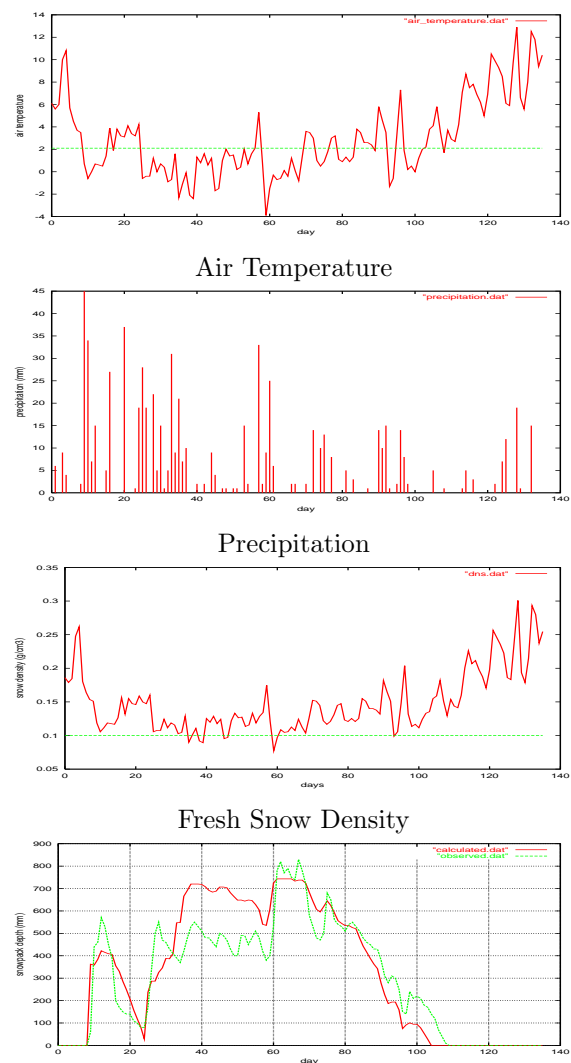
Fig. 6 下図は, 融雪定数 14 の時の積雪深の計算値と実測値の比較である。概ねのところ積雪深の変化を良く再現しているが, 計算開始 30 日を越えたあたりから, 積雪深の計算値が実測値を大きく上回っている。この原因として, 融雪量や新雪密度の過小計算が考えられる (Fig. 1: 新雪密度計算値参照)。この問題については分布計算の段階で詳しく考察した。

融雪定数の妥当性を検証するために他の琵琶湖流域にも $BDHF = 14$ として, 積雪量計算を行った。Fig. 7, Fig. 8 はそれぞれ今津, 米原での計算値と実測値の比較であり, 概ね良い再現性が得られた。米原での再現性は菅並での適用結果よりも良く, 今津では $BDHF = 18$ のとき最適な結果が得られた (Table 2 参照)。

4.2 流域全体への適用

(1) 使用したデータ

Fig. 9 は積雪・融雪モデルを適用した高時川の上流域と, 解析に用いたデータ観測点を示している。



Comparison between calculated and observed snow depth (BDHF=14)

Fig. 6 Snow Depth Simulation in Suganami (2002/12/01~2003/04/15)

使用した気温データは鷲見と菅並で観測されたものに標高補正をかけて $50\text{m} \times 50\text{m}$ のグリッドセル毎のデータとした。データ総数は $330 \times 287 = 94710$ 個である。標高補正には気温減率の考え方を用いた。高時川流域では Fig. 10 を元に, 毎時気温データを作成した。

$$T_h = T_0 - \beta \left(h - \frac{h_0}{100} \right) \dots \dots \dots (22)$$

ここに, T_h : 標高 $h(\text{m})$ 地点の気温, T_0 : 標高 $h_0(\text{m})$ 地点の気温, β : 気温減率 ($^\circ\text{C}/100\text{m}$), である。 β の値は時期, 地点により異なるが, ここでは 0.6 を用いた。

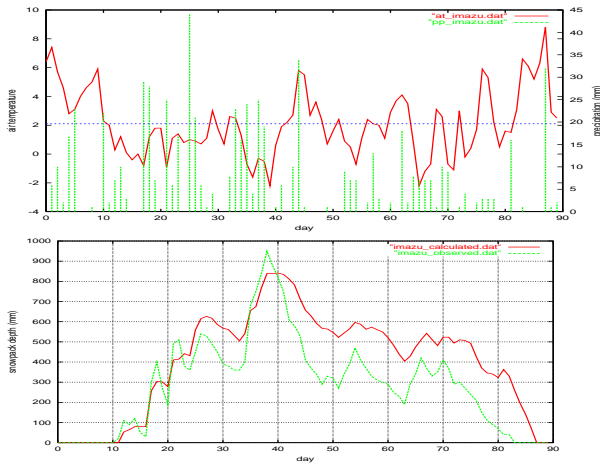


Fig. 7 Comparison between calculated and observed snow depth in Imazu (2005/12/01~2006/02/28)

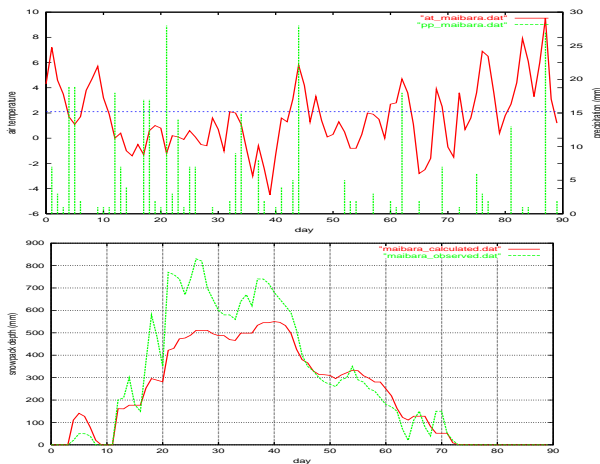


Fig. 8 Comparison between calculated and observed snow depth in Maibara (2005/12/01~2006/02/28)

(2) 適用結果

2002/11/01~2003/04/30 において観測された、気温(菅並、鷺見)、雨量(菅並、中河内)の毎時間データを用いて高時川流域の積雪・融雪を面的に計算した。Fig. 11 には計算で求めた積雪分布の15日間平均値の分布を表しており、標高の高い地点において4月に入っても3m程度の雪が残っていることが分かる。山岳域の積雪深データが無いことから、今後は十分に検証する必要がある。以下に解析から得られた問題点を示す。

- 気温減率；気温減率=0.6として各セルでの気温の計算を行ったところ、山岳域では気温が低くなり、新雪密度も非常に低い値をとる
- 新雪密度；最も密度が低いパウダースノーで



Fig. 9 Upstream of Takatoki River and Hydro-Meteorological Observation (see Incorporated Administrative Agency Japan Water Agency, 2004)

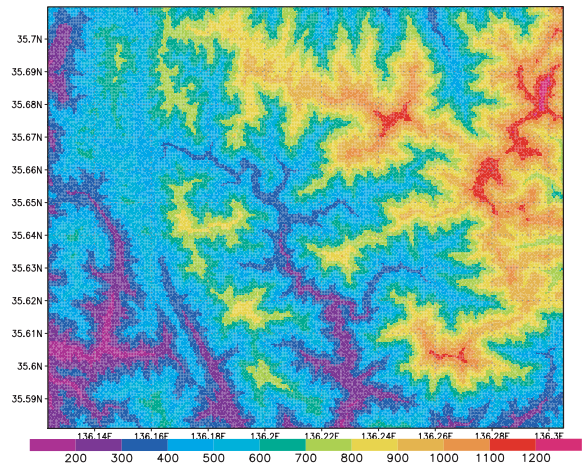


Fig. 10 50m grid cell Altitude Data (m)

0.07(g/cm³)程度の値を示すが、標高が高い領域ではそれを下回る新雪密度が算出された。琵琶湖北部流域は豪雪地帯だが日本海も近く、比較的湿った雪が降る傾向にあることから、新雪密度に下限値 ($DNS_{min} = 0.1$)を設定し再度計算を行った

新雪密度に制限を加えることにより、新雪による積雪の増加を抑制することが出来た。Fig. 12はこの対策を取り入れ、改良したモデルによる分布計算である。今後はゾンデ観測データや衛星データを用いた面的な解析を行うことで、問題点を解決したい。

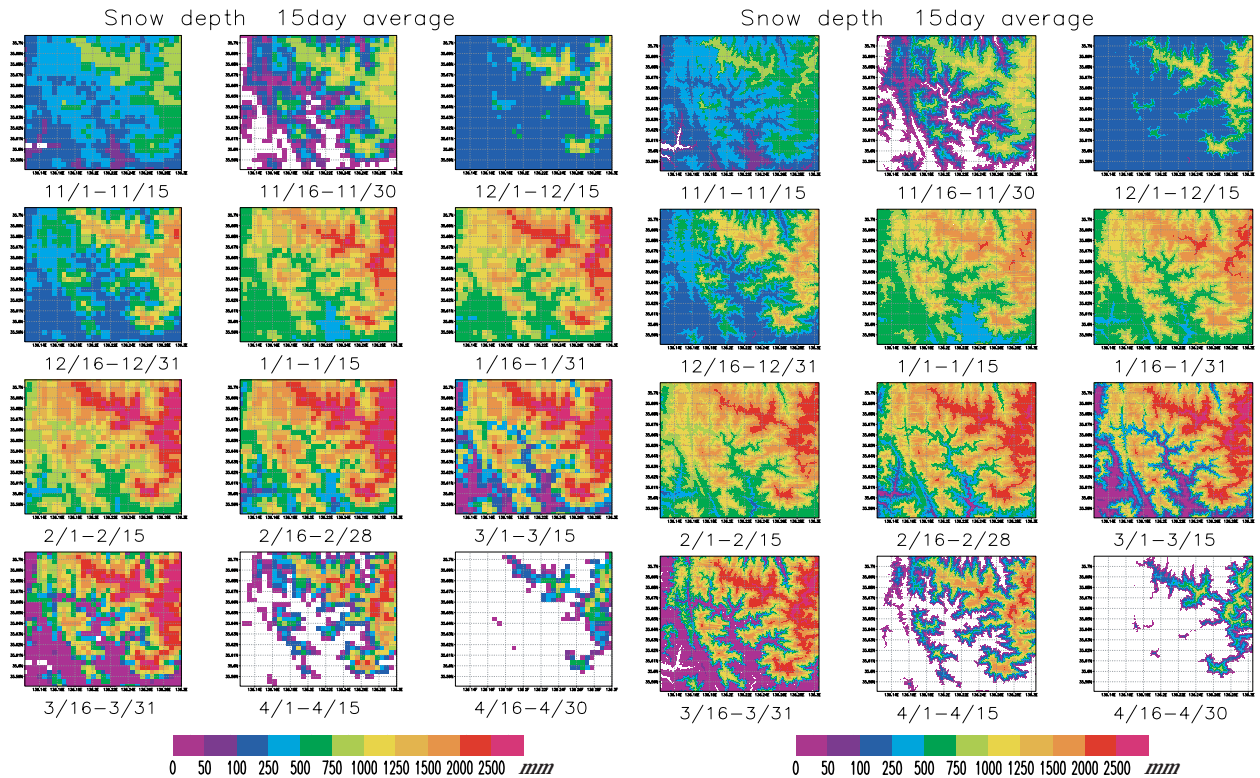


Fig. 11 Snow Depth Distributed Map (15 days averaged, calculated) :2002/11/01~2003/04/30

Fig. 12 Modified Snow Depth Distributed Map (15 days averaged, calculated) :2002/11/01~2003/04/30

5. 分布型流出モデルの適用

5.1 セル分布型流出モデルに融雪過程を導入する際の問題点

積雪深の実測値がある地点では、融雪定数の決定、そして積雪・融雪の計算値の評価が容易に行えるので流出モデル導入に対しての問題点は少ない。しかし、積雪深の実測値を推定するしかない領域では、計算結果の妥当性が Temperature Index 法では評価出来ない。このように、Temperature Index 法や Degree Day 法などの対象流域に対する経験則から導かれるモデルはパラメータの評価が出来ない地点において、流出モデルへの導入に課題が見られる。また、融雪水が積雪を浸透する際に時間遅れが生じることが指摘されているが、流出率と時間ステップの概念だけではこれを表現出来ないことも課題のひとつである。

流出モデルの問題点としては、どの流出モデルでもパラメータの同定、そして同定したパラメータの汎用性が挙げられる。セル分布型流出モデルを用いた山腹斜面流出の研究には、「降雨流出に及ぼす山腹斜面の影響—いわゆる「緑のダム」の洪水調節効果の流域水文学的検討—」(寶ら, 2004) があるが、こ

の研究でもパラメータの同定は試行錯誤的な同定法であり、融雪モデルを組み込むことでパラメータ同定が更に複雑化する。

本研究では融雪モデルの再現性および適応性を確認したいことから、融雪を含まない出水事例(寶ら, 2004)で同定されたパラメータ(Fig. 13 参照)をそのまま用いることで、積雪・融雪期の流出特性の再現を試みた。

5.2 解析結果

分布型流出モデルに融雪モデルで算出した融雪量と、雨雪判別で降雨と判別された雨量を与えて六ヶ月間(2002/11/01~2003/04/30)の流出計算を行った。Fig. 14 は流出モデルに与えた、15日間平均、単位 mm/day の浸透量(融雪量+降雨量)の分布を示している。現在の設定では、積雪時の下面からの融雪量 2mm/day、降雨と判定されたときは積雪内浸透過程を経ずに、直接土壌浸透に回している。

Fig. 15 は観測流量(青線)と再現ハイドログラフ(融雪モデルあり:赤線、なし:緑線)の比較を示している。観測降水量を雨として流出モデルに適用した解析では、10回ほどの出水イベントのう

ち気温の高かった3回ほどは精度良く再現したが、融雪を伴うイベントの再現性は低かった。しかも前半は積雪を考慮していないため流出量を過大評価、後半は過小評価していた。

そこで融雪モデルを適用した適応した結果、観測された流出量は雨を直接与えた結果と融雪モデルの結果の中間的な結果であり、特に出水イベントの再現性は低下した。上記の結果から、現在は降雨と判別されたときに直接土壌に浸透させているが、モデル内の計算としては表面流出に回す方が適切と推測される。実際は積雪の表層および内部の斜面方向の流れを、モデルに表現する必要があるといえる。また春の雪解け時期まで流量の過小評価が続くことから、メッシュデータ作成時の気温減率および雨・雪判定式を見直す必要があると思われる。

最後に、2つの解析結果と観測流量の比較においてもっとも重大な問題としては、総流量は観測値が2.345億m³あるのに対して、解析値が1.274億m³(約54%)程度しかないということである。モデルの再現性を議論するためには、まずは雨量計の降雪補足率を考慮する必要があるといえる。

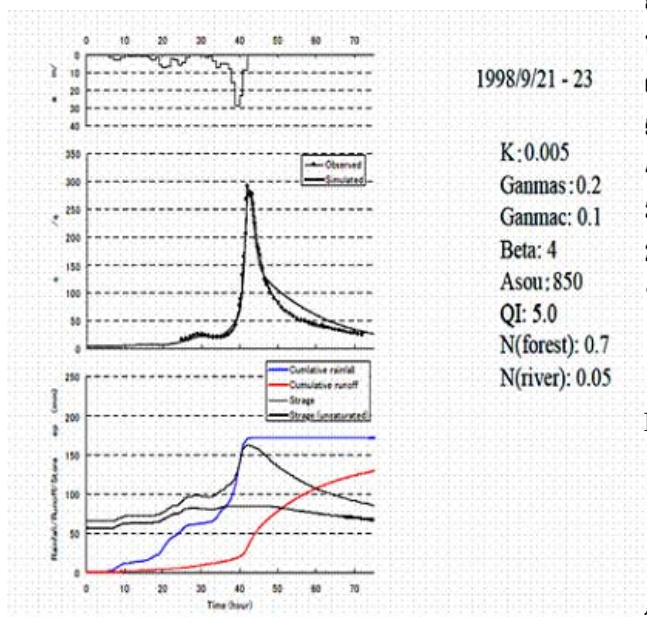


Fig. 13 Calculated Hydro Graph using Identified Parameters (1998/9/21-23) (寶ら, 2004)

6. 結語

本研究では暖地積雪地帯である滋賀県北部の高時川流域に簡易的な積雪・融雪モデルと積雪層内浸透モデル、分布型流出モデルを適用することで、面的な評価を行った。解析の結果、山岳域では4月の融

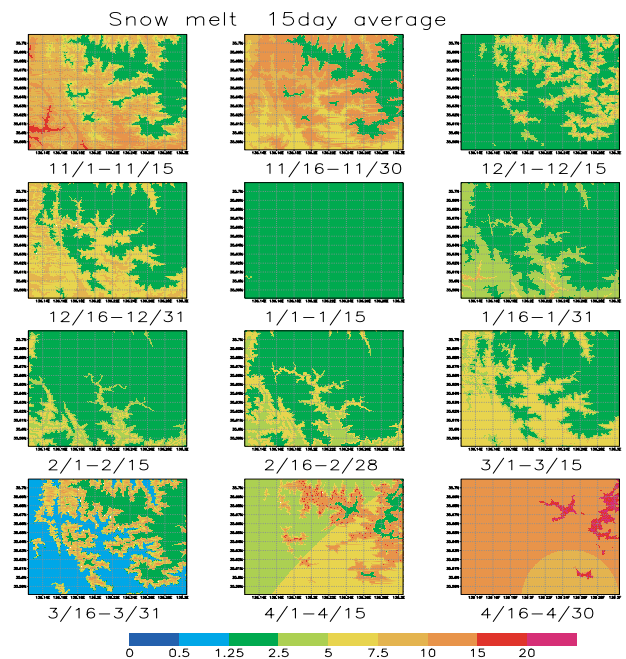


Fig. 14 Amount of Snow Melt Applied to Runoff Model (Snow Melt and Precipitation) 15 days averaged, mm/day

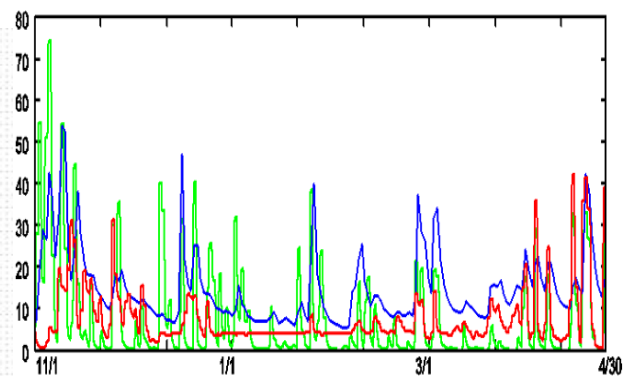


Fig. 15 Comparison between Observed Discharge (Blue line) and Calculated Hydro Graph (applied snow model: Red and no snow model: Green) (2002/11/01~2003/04/30)

雪期まで多くの積雪が見られたが、融雪時期は気温に大きく依存していた。今後はより精度の高い温暖化評価に向けて、適用事例を増やすと共に、モデル精度を向上させていきたい。

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) : 琵琶湖北部域の積雪・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) : 琵琶湖北部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.
- 白谷友秀・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・立川康人・児島利治・可児良昭・池淵周一 (2004) : 降雨流出に及ぼす山腹斜面の影響—いわゆる「緑のダム」の洪水調節効果の流域水文学的検討—, 京都大学防災研究所年報, 第 47 号 B, pp.171-182.
- 立川康人・佐山敬洋・可児良昭・寶馨・松浦秀起・山崎智也 (2006) : 広域分布型洪水流出モデルを用いた実時間流出予測システムの開発と淀川流域への適用, 京都大学防災研究所年報, 第 49 号 B, pp.13-26.
- 佐原将史 (2007) : 広域分布型流出予測システムによる中小河川の洪水予測に関する研究, 京都大学工学部地球工学科卒業論文.

Snowmelt Runoff Analysis by a Distributed Hydrological Model - Towards Global Warming Impact Assessment -

Kaoru TAKARA, Osamu KOZAN, Ken ' ichiro KOBAYASHI, Masashi SAHARA*, Gin ' ichi KURAMASU*, Izuru TAKEUCHI** and Tamotsu KADOYA**

Department of Urban and Environmental Engineering, Kyoto University

** Inc. CORVAC

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. 1.5-2 deg C temperature warming has considerable impact on the peak flow and water storage in this basin.

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