

寒冷地河川における 簡易的なアイスジャム計算モデルに関する検討

吉川 泰弘¹・朴 昊澤²・大島 和裕³・横山 洋⁴

¹正会員 博(工学) 北見工業大学助教 (〒 090-8507 北海道北見市公園町 165 番地)

E-mail: yoshi@mail.kitami-it.ac.jp

²非会員 博(農学) 海洋研究開発機構 (〒 237-0061 横須賀市夏島町 2-15)

E-mail: park@jamstec.go.jp

³非会員 博(地球環境科学) 海洋研究開発機構 (〒 237-0061 横須賀市夏島町 2-15)

E-mail: kazuhirou@jamstec.go.jp

⁴正会員 博(工学) 土木研究所 寒地土木研究所 (〒 062-8602 札幌市豊平区平岸 1 条 3 丁目)

E-mail: yokoyama-h22ab@ceri.go.jp

本研究の目的は、地球規模の計算モデルに取り込み可能な計算負荷の小さい簡易的なアイスジャム計算モデルを構築し、実河川で発生したアイスジャム現象の再現を試みることで、本計算モデルの評価と課題を明らかにすることである。本計算モデルは、河川水の流れ、河水の流れ、固定した氷板の形成融解、河川水温の計算式で構成した。河水速度の計算式として、河水流下堆積式を提案した。実河川のアイスジャムの再現結果から、本計算モデルは、簡易な基礎式を基にしているが河水の流下堆積現象を表現可能である。一方で、河水の破壊現象を考慮していないため、河水面積が実際よりも小さく計算される地点においては水位の再現性が低い課題を示した。また、本計算モデルにおける重要なパラメーターを示した。

Key Words: Ice-covered river, Ice jams, Calculation model, Field observation

1. はじめに

寒冷地河川では、解氷した河水が下流へと流れ河道内で閉塞すると、水位の急激な上昇を引き起こすアイスジャムが発生し災害となる。アイスジャムによる災害はアメリカ、カナダ、中国、ロシアなどの気温が零下になる諸外国で起こっており、我が国でも北海道においてアイスジャムによる人的被害¹⁾や水位の急激な上昇²⁾が報告されている。今後、気候変動によってアイスジャム災害の発生頻度と規模がどのように変化するかに関する知見が求められている。

気候変動により寒冷地河川が受ける影響については、積雪が河水厚へ及ぼす影響³⁾や気温が河川水温へ及ぼす影響⁴⁾に関する先行研究がある。一方で、気候変動の影響を評価可能な地球規模の数値計算モデルにおいて、アイスジャム現象を組み込む必要性が指摘⁵⁾されている。アイスジャム現象を再現可能な数値計算モデルとしては、河川内に様々な大きさの氷板が存在する状況下で、これらの氷板が狭窄部で堆積することによるアイスジャム現象を対象とした Dynamic Wave 法に基づく 1 次元混合氷径河水変動計算モデル⁶⁾がある。地球規模の計算モデルに組み込み易くするためには、現象を再現しうる範囲で基礎式を簡易にすることが望ましいが、現在、そのような簡易的なアイスジャム計算モ

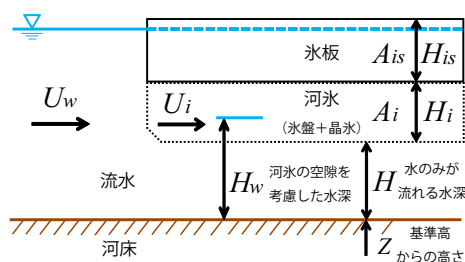


図-1 アイスジャム計算モデルの概念図

デルは構築されていない。

本研究の目的は、地球規模の計算モデルに取り込み可能な計算負荷の小さい簡易的なアイスジャム計算モデルを構築し、現地観測データに基づいて実河川で発生したアイスジャム現象の再現を試みることで、本計算モデルの評価と課題を明らかにすることである。

2. 簡易的なアイスジャム計算モデルの構築

本計算モデルは、河川水の流れ、河水の流れ、固定された氷板の形成融解、河川水温に関する計算式で構成し、計算負荷を小さくして簡易的なモデルにするために、基礎式は簡易な式を用い、断面は矩形断面とした。概念図を図-1に示す。河水は大別すると、硬い氷板（固定されたものは氷板、流下するものは氷盤）と柔らかい晶水、氷板および晶水上に存在する積雪に分けられるが、本計算モデルでは、流下する硬い氷盤と

流下する晶氷が混在したものを河水とする。

(1) 河川水の流れ

基礎式は、Kinematic Wave 法に基づき連続の式と Manning の平均流速式を用いた。連続の式である式 (1) の右辺は、流下する河水の増減によって、河水の空隙を流れる流水面積の増減を表している。なお、Kinematic Wave 法は、勾配が小さい場合や拡散項が卓越する条件では適用が難しい⁷⁾ という制約がある。

$$\frac{\partial A_w}{\partial t} + \frac{\partial Q_w}{\partial x} = \lambda_i \frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{\partial A_i}{\partial t} \quad (1)$$

$$Q_w = A_w U_w \quad (2)$$

$$U_w = \frac{1}{n} R^{2/3} I^{1/2} \quad (3)$$

$A_w(\text{m}^2)$: 流積であり、水のみが流れる面積と河水の空隙箇所を流れる面積を足した値である。 $A_i(\text{m}^2)$: 河水の断面積であり、氷と空隙を合わせた値である。 $Q_w(\frac{\text{m}^3}{\text{s}})$: 河川流量、 λ_i : 河水の空隙率であり 0.4 を与えた。 $\rho_w(\frac{\text{kg}}{\text{m}^3})$: 水の密度で 1000、 $\rho_i(\frac{\text{kg}}{\text{m}^3})$: 氷の密度で 917、 $t(\text{sec})$: 時間、 $x(\text{m})$: 距離、 $U_w(\frac{\text{m}}{\text{s}})$: 河川縦断方向の流水の速さ、 $n(\frac{\text{s}}{\text{m}^{1/3}})$: Manning の粗度係数、 $R(\text{m})$: 径深は、河水の潤辺を考慮して算出した。

I : 水面勾配は、河水の存在により水位および水面勾配が変化し、流速が変化するとともに河水の速度を変化させるため、本計算モデルにおいて重要な値である。水位は、「河床高+水のみが流れる水深+氷板と氷板下の河水の喫水深」として求めた。具体的には、式 (1) で求めた A_w を川幅 B で割り、河水の空隙を考慮した水深 H_w を求め、河床高 Z として、次式により水位 H_z を算出し、水位差から水面勾配を算出した。

$$H_z = Z + H_w + \frac{\rho_i}{\rho_w} ((1 - \lambda_i) H_i + H_{is}) \quad (4)$$

(2) 河水の流れ

基礎式は、連続の式 (5) と、河水流下堆積式として式 (7) を用いた。式 (7) は、河水を氷の集合体の氷塊と考え、氷塊に作用する力の回転モーメントをゼロと仮定して導いた式である。

$$(1 - \lambda_i) \frac{\partial A_i}{\partial t} + \frac{\partial Q_i}{\partial x} = 0 \quad (5)$$

$$Q_i = A_i U_i \quad (6)$$

$$U_i = U_w - \sqrt{\frac{\frac{B_i}{B_d} (\frac{\rho_w - \rho_i}{\rho_w}) g H_i}{\frac{C_D}{2} (\frac{H_i}{L_i})^2 + C_f (\frac{H_i}{L_i}) + \frac{C_L}{2}}} \quad (7)$$

$Q_i(\frac{\text{m}^3}{\text{s}})$: 流下堆積する河水流量、 $U_i(\frac{\text{m}}{\text{s}})$: 河川縦断方向の河水の速さ、 $B_i(\text{m})$: 氷塊の幅、 $B_d(\text{m})$: 下流の川幅、 $g(\frac{\text{m}}{\text{s}^2})$: 重力加速度で 9.8、 $H_i(\text{m})$: 氷塊の鉛直方向の厚さ、 $L_i(\text{m})$: 氷塊の河川縦断方向の長さ、 C_D : 形状抵抗係数、 C_f : 摩擦抵抗係数、 C_L : 揚力係数である。

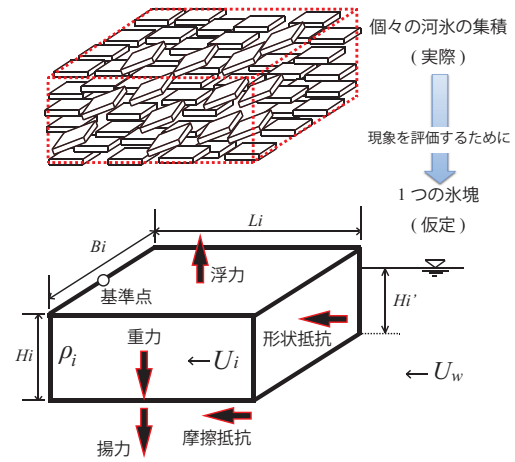


図-2 氷塊に作用する力の概念図

a) 河水流下堆積式の導出

河水流下堆積式である式 (7) の導出過程を記す。実河川で流下する河水は、様々な径の氷が多数存在する。これらの氷を個別に計算する計算手法では、精密な結果が得られる一方で計算負荷が大きくなる。本研究では、以下の仮定を設けた。

- 個々の河水の集合体を 1 つの氷塊として扱う。
- 流下する氷塊に作用する力は、重力、浮力、形状抵抗、摩擦抵抗、揚力とする。
- 流下堆積時の氷塊は、水面または氷板下の流水内に存在し、形状抵抗、摩擦抵抗、揚力の影響により、完全に水没した状態として扱う。
- 川幅縮小部の上流では、下流の縮小した川幅の範囲のみ流水と氷塊が流れ、川幅縮小により発生する死水域では流水と氷塊の速度はゼロとする。
- 氷塊の回転は、流下方向を回転軸とし横断方向に回転、横断方向を回転軸とし鉛直方向に回転、鉛直方向を回転軸とし流下方向に回転が考えられる。本研究は横断方向を回転軸とした現象を扱う。
- 基本的に、水面が結氷している下流地点で氷塊が物理的影響を受けると考えて下流側表面を基準とし、氷塊の鉛直方向の回転運動による氷塊厚の増加減少は連続の式 (5) で表現し、本式の導出では氷塊の下流側表面を基準として氷塊は回転しないと考える。本式は氷塊厚の増減が河水の速さ U_i へ与える影響を表現する。

氷塊が完全に水没していない状態の氷塊に作用する力の概念図を図-2 に示す。図-2 は図-1 の河水のみを抽出した概念図である。揚力は速度の速い方向に作用する。本研究では、氷塊表面は流れなし氷塊底面は流れありと考え、揚力は流れがある氷塊下方向に働く。図中の氷塊の下流側表面の白丸の点を基準とし横断方向に回転軸を考えて回転モーメントの釣り合いを考えると次式となる。次式の左辺において第一項から順に、重力項、浮力項、形状抵抗項、摩擦抵抗項、揚力項となる。

$$\begin{aligned}
& \rho_i g B_i L_i H_i \frac{L_i}{2} - \rho_w g B_i L_i H_i' \frac{L_i}{2} \\
& + \frac{1}{2} \rho_w C_D B_d H_i' (U_w - U_i)^2 (H_i - \frac{H_i'}{2}) \\
& + \frac{1}{2} \rho_w C_f B_d L_i (U_w - U_i)^2 H_i \\
& + \frac{1}{2} \rho_w C_L B_d L_i (U_w - U_i)^2 \frac{L_i}{2} = 0 \quad (8)
\end{aligned}$$

H_i' (m): 氷塊の喫水深, $\Delta\epsilon = (\rho_w - \rho_i)/\rho_w$, 氷塊は水没のため $H_i' \simeq H_i$ とすると, 式 (8) は式 (9) となる.

$$\frac{U_i}{U_w} = \frac{1}{1 + S_{ij}} = \lambda \quad (9)$$

$$S_{ij} = \frac{1}{F_{ri} \sqrt{\frac{B_d}{B_i}} \sqrt{\frac{C_D}{2} \left(\frac{H_i}{L_i}\right)^2 + C_f \left(\frac{h_i}{L_i}\right) + \frac{C_L}{2}}} \quad (10)$$

$$F_{ri} = \frac{U_i}{\sqrt{\Delta\epsilon g H_i}} \quad (11)$$

本研究の河水に関するフルード数 F_{ri} の類似式として, 式 (11) の分子に氷板下の流速を用いた式^{8) 9)} がある.

既往研究における川幅縮小に起因するアイスジャム実験結果¹⁰⁾ と式 (9) の理論値との結果を図-3 に示す. 図-3 より, 平均絶対誤差が0.052と小さく式 (9) の妥当性が確認できる. 式 (8) を展開すると, 式 (7) となる. なお, 式 (7) による河水の速度の計算値と実験値の誤差は, 0~36cm/s の範囲で, 平均絶対誤差は6cm/s であった.

b) 河水流下堆積式の感度分析

式 (7) の河水流下堆積式において, 流速 U_w は式 (3) から算出し氷塊厚 H_i は式 (5) から算出できる. B_d , ρ_w , ρ_i , g , C_D , C_f , C_L は定数で与えることができる. 氷塊の幅 B_i と氷塊の長さ L_i は, 本計算モデルでは求めることができないため, 定数として与える必要がある.

式 (7) の特性を調べるために, $U_w=2.0$ m/s, $H_i=0.3$ m, $C_D=0.4$, $C_f=1.0$, $C_L=0.4$ の定数を与え, $L_i=0.04 \sim 200$ m の範囲において, $B_i/B_d=1, 2, 3$ の3パターンの氷塊の速度 U_i の挙動を図-4 に示し, $B_i/B_d=0 \sim 4$ の範囲において, $L_i=1, 5, 50$ の3パターンの氷塊の速度 U_i の挙動を図-5 に示す.

図-4 より, B_i/B_d が大きくなるほど氷塊の速度 U_i は遅くなる. L_i は大きくなるほど氷塊の速度 U_i は遅くなり, 減少勾配はゼロに近づく. 図-5 より, L_i が大きくなるほど氷塊の速度 U_i は遅くなる. B_i/B_d が大きくなるほど氷塊の速度 U_i は遅くなる. なお, $L_i=100$ m の計算を実施したところ $L_i=50$ m の曲線にほぼ重なる結果が得られている.

次に, $B_i/B_d=1$, $L_i=1$ として, $C_D=0.4$, $C_f=1.0$, $C_L=0.4$ を基に, C_D , C_f , C_L をそれぞれ 0.02~2.00 までの範囲の氷塊の速度 U_i の挙動を図-6 に示す. 図-6

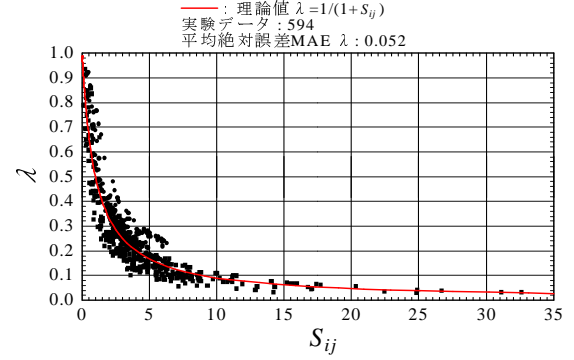


図-3 河水速度の減衰割合 λ とアイスジャムスケール S_{ij}

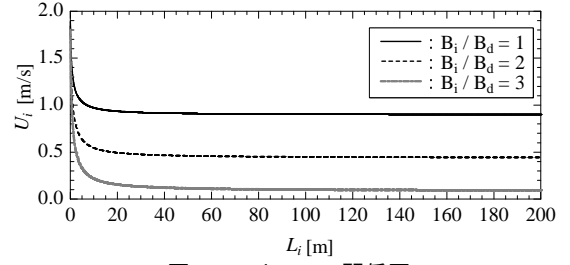


図-4 L_i と U_i の関係図

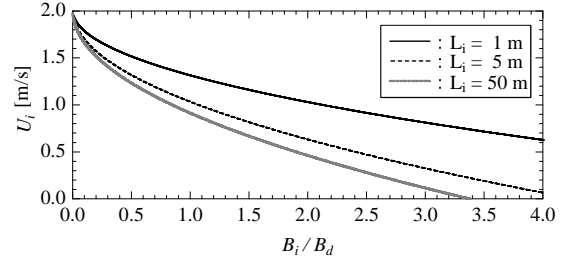


図-5 B_i/B_d と U_i の関係図

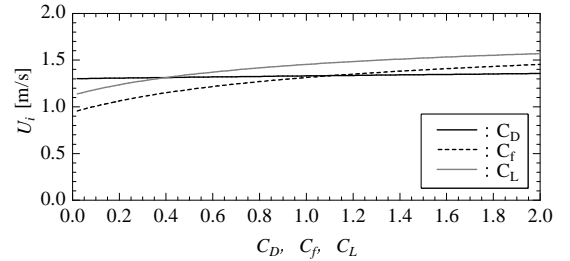


図-6 C_D , C_f , C_L と U_i の関係図

より, 各係数が大きくなるほど氷塊の速度 U_i は速くなる. 増加勾配は, C_f と C_L に比べて C_D が小さい.

感度分析結果から, B_d を定数と考えれば, L_i と B_i が大きくなるほど U_i は遅くなり, C_D , C_f , C_L が大きくなるほど U_i は速くなることが分かった. 本検討のアイスジャム再現計算では, 試行錯誤を行い, L_i と B_i は, その断面の川幅 B の 1/10 として与えた. 各係数は感度分析および既往研究¹⁰⁾ で用いられている値を与えた.

L_i と B_i については, 今後, 理論的な決定方法を明らかにする必要がある. 渚滑川アイスジャムの既往研究¹¹⁾ において, アイスジャム発生区域の平均水面幅は 40.8m, アイスジャム発生後の河道に堆積していた河水の最大のサイズは 4m であり, その比は約 1/10 となっており, 本研究で試行錯誤した値 1/10 と一致している.

L_i と B_i を決定する要因の一つとして、河道内で破壊され分断されて決定される河氷サイズが考えられる。

(3) 氷板の形成融解

氷板の形成融解の計算は、熱収支式から導出した次式¹²⁾を用いた。

$$H_{is} = H'_{is} - \left(\frac{65.2}{10^5}\right) \alpha \frac{T_a}{H'_{is}} - \left(\frac{45.8}{10^2}\right) \beta^{4/5} T_w H^{1/3} \quad (12)$$

$H_{is}(m)$: 氷板厚, $H'_{is}(m)$ は Δt 前の氷板厚, $H(m)$: 水のみが流れる水深である。 $T_a(^{\circ}C)$: 気温 (1日の平均値), $T_w(^{\circ}C)$: 水温 (1日の平均値) であり, 例えば $\Delta t=1$ 時間の場合は 24 で割り単位変換した値 $T_a/24$, $T_w/24$ が入力値となる。 $H'_i(m)$ の初期条件は, 既往研究¹²⁾ で妥当性が確認されている 1mm を与えた。 α は気温に対する氷板形成の程度を表し, 大きくなると氷板を増加させる。単位は無次元であり, 係数 α は河道特性との相関式¹²⁾ より与えた。 $\beta(\frac{m^{1/3}}{s})$ は水温と有効水深に対する氷板融解の程度を表し, 大きくなると氷板を融解させる係数であり, 係数 β は, $\beta = \frac{U_w}{H^{2/3}}$ として与えた。なお, 流下堆積する河氷が存在する場合には, 式 (12) の右辺第三項の融解項を用いて融解をさせた。

(4) 河川水温

基礎式は, 計算結果の妥当性が確認されている既往研究¹³⁾ の式を基に拡散項を無視した次式を用いた。地球規模の計算モデルにおいて拡散項を無視した式の妥当性は確認⁴⁾ されている。

$$\rho_w C_p \frac{\partial (A_w T_w)}{\partial t} + \rho_w C_p \frac{\partial (Q_w T_w)}{\partial x} = -(1-N) B \phi_{wa} - N B \phi_w \quad (13)$$

$$\phi_{wa} = h_{wa} (\hat{T}_w - T_a) \quad (14)$$

$$\phi_w = C_{wi} \frac{U_w^{0.8}}{H^{0.2}} (\hat{T}_w - T_f) \quad (15)$$

$C_p(\frac{kJ}{kg \cdot ^{\circ}C})$: 水の比熱で 4.2 を与えた。 N : 横断結氷比で水面幅に対する河氷幅の割合であり, 既往研究と同様の式¹³⁾ で値を得た。 $\phi_{wa}(\frac{W}{m^2})$: 大気と河川水との間における熱フラックス, $h_{wa}(\frac{W}{m^2 \cdot ^{\circ}C})$: 水面の熱交換係数で 20 を, $C_{wi}(\frac{W \cdot s^{0.8}}{C \cdot m^{2.6}})$ は 1622 を, $T_f(^{\circ}C)$: 河氷底面の温度であり 0 を与えた。 $\hat{T}_w(^{\circ}C)$: Δt 後の水温で未知数として扱った。

3. アイスジャムの再現計算

本計算モデルを実河川に適用し, アイスジャム現象の再現を試みた。実河川におけるアイスジャムの現地観測は, 堆積している河氷がいつ流下するか分からな

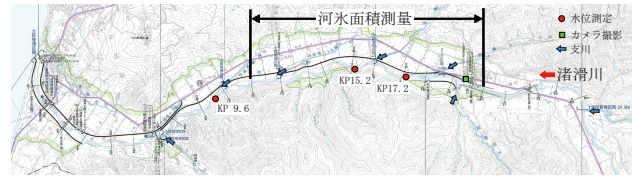


図-7 渚滑川現地観測の位置図 (KP: 河口からの距離 km)

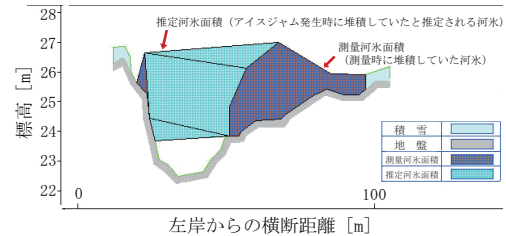


図-8 アイスジャム発生後の河氷面積横断面図の一例 (KP15.2), 2010 年 3 月 28 日~3 月 31 日¹⁴⁾

いため, 観測自体が非常に危険であり, また, どの場所でアイスジャムが発生するかを事前に予測することは困難であるが, 2010 年 2 月 26 日に渚滑川で発生したアイスジャムの縦断的な水位測定, カメラ撮影, 河氷面積の観測¹⁴⁾ に成功しているため, これらの観測データを基にアイスジャム現象の再現を試みた。

(1) 現地観測

北海道東部に位置する渚滑川において, 水位測定, カメラ撮影, アイスジャム発生後の河氷面積測定を図-7 に示す箇所で実施した。

水位測定は, 河床に設置した水位計で河床における圧力 $P[N/m^2]$ を測定し, 静水压を仮定することにより, P から水位を算出する。このため, 測定される水位は, 河氷の影響を受けた水位となる¹⁵⁾。

河口から 19.3km の位置でカメラ撮影を実施しており, アイスジャムの発端となる解氷現象を捉えた。上流からの流水の増加によって河氷上面を流水が流れ, その後, 河氷自体が流水により持ち上げられて河岸へと乗り上がり, その 10 秒後に, 解氷が開始されて約 1 時間の間, 河氷の流下が確認された。

アイスジャム発生後の河氷測量は, 2010 年 3 月 28 日から 3 月 31 日の期間において, KP11 から KP20 の区間 (46 断面, 200m 毎) で実施した。一例を図-8 に示す。測量方法は, GPS およびトータルステーションを用いて, 堆積している河氷の変化点, 積雪の変化点を測量し, その他は河川深淺測量に準じて実施した。測量した河氷は, 堆積している河氷のみである。本検討のアイスジャム発生時の河氷面積は, 堆積している左岸と右岸の河氷を基にして, 左右岸を直線で結び, 囲われた面積を推定河氷面積とし, この推定河氷面積と測量河氷面積を足した値とした。

(2) 計算条件

計算区間は河口より 2km 地点から 24.6km 地点の 22.6km の区間とし、期間は 2009 年 12 月 1 日 13:00 から 2010 年 3 月 21 日 13:00 の 110 日間とした。断面間隔は $\Delta x=200\text{m}$ 、時間間隔 Δt は、CFL 条件に基づきクラン数 0.1 として逐次求めた。

河道条件は河床高と川幅を与えた。2007 年 11 月の測量データを用いて不等流計算を行い、川幅と流積を求め、この流積を川幅で割った平均水深と水位から平均河床高を算出した。流量は渇水流量を与えた。初期条件として、不等流計算により算出した水深を与えた。

境界条件として、上流端で流量と河氷厚を与え、下流端で水位を与えた。流量と水位は観測値を与えた。河氷厚は、解氷時のカメラ撮影の結果から得られた上流からの河氷の流下期間において、アイスジャム発生後の河氷厚の現地観測¹⁴⁾の平均的な値である 30cm を与えた。水温は、上流端および支川流入後の観測データを与えた。気温は、河口から 19.8km 地点の観測データを与えた。

(3) 河氷面積と水位

図-7 に示す河氷面積測量区間における河氷面積の観測値と計算値を図-9 に示す。なお、図中には河氷の流れを無視した計算結果も示した。

図-9 より、河氷の流れを考慮した計算結果は、無視した計算結果よりも河氷面積が大きく観測値に近い。河氷の流れの計算を考慮することにより河氷面積の再現性が高くなることが分かる。河氷の流れを考慮した河氷面積の計算値は観測値よりも小さく、計算値と観測値の平均絶対誤差は 73m^3 であった。特に、上流よりも河氷面積が大きい下流において、観測値と計算値の誤差が大きい。現地観測結果¹⁴⁾から、KP12.2 と KP14.2 は、上下流と比べて相対的に川幅が狭いため、アイスジャム発生箇所の起点となり、これより上流に河氷が堆積していた。下流の河氷面積の計算値が観測値よりも小さい要因として、上流から供給される河氷量が少ないことが考えられる。

水位の観測値と計算値において、アイスジャム発生区間の上流地点 (KP17.2) を図-10 に示し、アイスジャム発生区間の下流地点 (KP15.2) を図-11 に示し、アイスジャムが発生していない地点 (KP9.6) を図-12 に示す。図中には計算値と観測値の平均絶対誤差を示した。アイスジャム発生箇所の起点に近い KP15.2 では、KP9.6 と KP17.2 に比べて平均絶対誤差が大きい。

カメラで確認されたアイスジャム現象は 2010 年 2 月 26 日である。図-10 より、アイスジャム発生時の水位上昇を計算値で再現していることが分かる。一方で、河氷面積の観測値と計算値の誤差が大きいアイスジャム

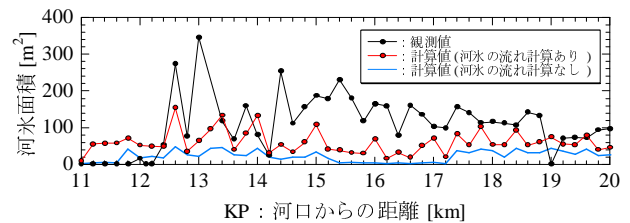


図-9 アイスジャム発生区間の河氷面積の観測値と計算値

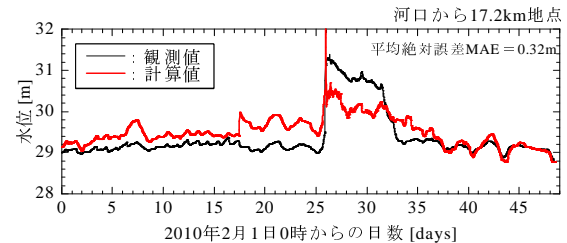


図-10 水位の観測値と計算値 (KP17.2)

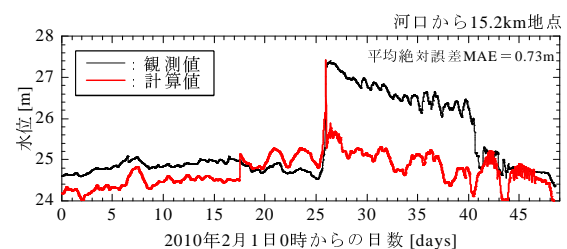


図-11 水位の観測値と計算値 (KP15.2)

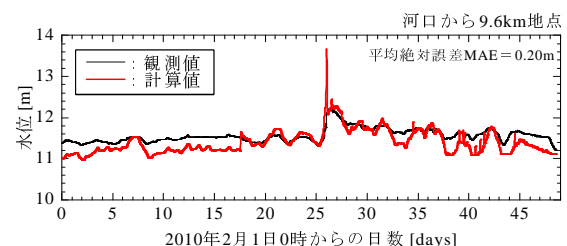


図-12 水位の観測値と計算値 (KP9.6)

発生区間の下流地点 (KP15.2) の水位を図-11 よりみると、アイスジャム発生時の高い水位が継続される現象を計算値で再現できていない。アイスジャム非発生地点 (KP9.6) においては、水位変動を計算値で再現できている。

(4) 本計算モデルの評価と課題

本計算モデルは、簡易な基礎式を基にしているが河氷の流下堆積現象を表現可能である。河氷面積が実際よりも小さく計算される地点においては水位の再現性が低い。河氷面積が小さく計算される原因として、上流からの河氷の流下によって、下流の河氷が破壊及び流下し、さらに下流へと多くの河氷が流下する現象があるが、本計算モデルは河氷の破壊を考慮していないことが考えられる。破壊を考慮した計算モデルを用いた場合の計算精度について、アイスジャム発生日の 2010 年 2 月 26 日より前の計算値の誤差は本計算と同等となり、それ以降は誤差が小さくなると考えられる。図-10,11,12

より, KP17.2, KP15.2, KP9.6 の順に水位の平均絶対誤差は, 26 日以前は 0.36m, 0.38m, 0.20m であり, 26 日以後は 0.28m, 1.14m, 0.20m である. 特に, KP15.2 の 26 日以後の誤差が大きく, 破壊を考慮することにより, 流下する河水量が増加し, 水位が上昇され精度が向上すると考えられる. 本計算モデルは上流からの河水量が既知の現象については適用できる可能性がある.

本計算モデルの重要なパラメーターとしては, 氷塊の長さ L_i と氷塊の幅 B_i , 形状抵抗係数 C_D , 摩擦抵抗係数 C_f , 揚力係数 C_L が上げられる. 本検討では, 試行錯誤を行い, その断面の川幅 B の 1/10 として与え, 各係数は既往研究¹⁰⁾ の値を与えたが, 今後, 物理現象に基づく設定方法が必要である.

4. まとめ

本研究は, 地球規模の計算モデルに取り込み可能な計算負荷の小さい簡易的なアイスジャム計算モデルを構築し, 実河川で発生したアイスジャム現象の再現を試みた. 本計算モデルは, 簡易な基礎式を基にしているが河氷の流下堆積現象を表現可能である. 河氷面積が実際よりも小さく計算される地点においては水位の再現性が低い. 河氷面積が小さく計算される原因として河氷の破壊を考慮していないことが考えられる. 本計算モデルにおける重要なパラメーターとして, L_i , B_i , C_D , C_f , C_L を示した.

本研究では, 河氷の集合体を 1 つの氷塊として扱うことにより基礎式の簡易化を図っている. 言い換えれば, 対象物を河氷だけに限定しておらず, 河川水面を漂流する物体を計算対象として捉えれば, 本計算モデルを他の河川内の漂流物に適用できる可能性がある.

謝辞: 本研究は JSPS 科研費 17H01870 の助成を受けたものです. 記して謝意を表します.

参考文献

- 1) 原文宏 ほか: アイスジャム発生による流量の急変, 第 10 回寒地技術シンポジウム, pp.462–470, 1994.
- 2) Shen, H.T., Liu, L.: Shokotsu River ice jam formation, *Cold Regions Science and Technology* 37, pp.35–49, 2003.
- 3) Hotaek Park et al.: Quantification of Warming Climate-Induced Changes in Terrestrial Arctic River Ice Thickness and Phenology, *Journal of Climate*, Vol.29, No.5, pp.1733–1754, 2016.
- 4) Hotaek Park et al.: Warming Water in Arctic Terrestrial Rivers under Climate Change, *Journal of Hydrometeorology*, Vol.18, No.7, pp.1983–1995, 2017.
- 5) 徳田大輔 ほか: 河氷を考慮した全球河川水温モデルの開発, 水文・水資源学会 2017 年度研究発表会, pp.32–33, 2017.
- 6) 吉川泰弘 ほか: 1 次元混合氷径河氷変動計算モデルの開発とアイスジャムの再現計算, 土木学会論文集 B1 (水工学), Vol.70, No.4, pp.I.679–I.684, 2014.
- 7) 呉修一, 山田正: 既往概念流出モデルの理論的導出, 水文・水資源学会誌, Vol.22, No.5, pp.386–400, 2009.
- 8) Ashton, G. D.: Froude criterion for ice-block stability, *Journal of Glaciology*, 13(68), pp.307–313, 1974.
- 9) Karen, E. Dow, P. Steffler and F. Hicks: Investigation of Ice Block Stability - Numerical Modeling Issues, CGU HS Committee on River Ice Processes and the Environment, 13th Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers, 2005.
- 10) Yasuhiro Yoshikawa et al.: Study on the Ice-jam Occurrence based on Hydraulic Experimentation, *Proceedings of The 23rd IAHR International Symposium on Ice*, ISSN: 2414-6331, 2016.
- 11) 吉川泰弘 ほか: 結氷河川における河道形状を考慮したアイスジャム発生条件に関する研究, 土木学会, 河川技術論文集, 第 20 巻, pp.241–246, 2014.
- 12) 吉川泰弘 ほか: 結氷河川における解氷現象と実用的な氷板厚計算式の開発, 土木学会論文集 B1 (水工学), Vol.68, No.1, pp.21–34, 2012.
- 13) 吉川泰弘 ほか: 河川結氷時の 1 次元水温計算に関する一考察, 土木学会, 年次学術講演会講演概要集, 第 65 回, 2010.
- 14) 吉川泰弘 ほか: 2010 年 2 月に渚滑川で発生したアイスジャムに関する研究, 河川技術論文集, 第 17 巻, pp.353–358, 2011.
- 15) 吉川泰弘 ほか: 氷板下における晶氷厚の連続測定, 水工学論文集, 第 53 巻, pp.1027–1032, 2009.

(2017. 9. 29 受付)

EXAMINATION OF SIMPLE ICE JAMS CALCULATION MODEL

Yasuhiro YOSHIKAWA, Hotaek PARK, Kazuhiro OSHIMA
and Hiroshi YOKOYAMA

This study aims to evaluate and to clarify a subject in a developed ice jams calculation model on ice-covered rivers. Calculation load of this model was made small for global scale calculation models. This model was evaluated by reproducibility of ice jams phenomenon in the Shokotsu river. Composition of this model is river water flow, river ice flow and ice jams, ice sheets formation and melt, water temperature. This calculation model can express river ice flow and river ice deposition. On the other hand, the reproducibility of a water level is low on site where river ice area is calculated smaller than the actual condition. As this reason, this model is not considering the river ice break-up phenomenon.