

嶮淵川における背水の影響を考慮した アイスジャムの検討

EXAMINATION OF ICE JAM CONSIDERING THE EFFECT OF BACK WATER IN THE KENUFUCHI RIVER

伊波友生¹・吉川泰弘²・横山洋¹・矢部浩規¹

Yu INAMI, Yasuhiro YOSHIKAWA, Hiroshi YOKOYAMA and Hiroki YABE

¹正会員 国立研究開発法人 土木研究所寒地土木研究所
(〒062-8602 北海道札幌市豊平区平岸1条3丁目1番34号)

²正会員 工博 北見工業大学 (〒090-8507 北海道北見市公園町165番地)

On March 9, 2018, an ice jam occurred on the Kenefuchi River a tributary of Chitose river, due to rainfall and rising temperatures. The Kenefuchi River is narrow and has several bridges, etc., making it more vulnerable to ice jam. These ice jams can cause collision of floating ice and floods. In river management, it is important to understand how the formation of ice jam is controlled by different hydraulic conditions. In this study, we performed numerical calculations on the Kenefuchi River to quantitatively understand how the ice jam formation condition changes with boundary conditions. Considering that the boundary conditions of Kenefuchi river are affected by the water level of the main river, i.e. Chitose River, we focused on the water level at the downstream end of the kenefuchi river. We examined how it affects the formation, melting and flow of river ice.

The numerical calculations suggest that a rise in the water level in the main river increased the range of area in which ice jams occurred. It also increased the time required for resolving the ice jams. Increased water level in the main river affects the backwater in the Kenefuchi River, contributing to an increase in the number of ice jam. Also, a phenomenon was observed in which multiple ice jams united to form one large ice jam. From this, it was found that it is necessary to consider the influence of backwater to correctly determine the location and scale of the ice jam.

Key Words : ice jam, ice-covered river, numerical simulation, back water

1. はじめに

厳寒期において寒冷地河川では多くの河川が結氷し、出水などに伴い河水の流下が生じる。このとき、河水が河川の狭窄部や蛇行部、橋脚や樋門などの河川構造物が設置されている箇所ですまるケースがある。また、河道に形成していた河水同士が出水により組み合うことで詰まることもある。これらの現象は総じてアイスジャムと呼ばれ、北海道の河川でもしばしば発生している。大規模なアイスジャムが生じると、河水や河川水が流下できず、洪水へと至るケースも存在し、冬期における河川管



図-1 嶮淵川的位置 (地理院地図より作成)

理の課題となっている。しかしながら、アイスジャムは観測事例が限られており、実現象が十分に把握されていない。従って、アイスジャムに関する知識や知見は未だ乏しい実情にある。

嶮淵川は石狩川水系千歳川のおよそKP 28.6において合流する支流の1つである（図-1）。平時における水面幅は10 m程度の小さな川である。直轄区間のKP 0.2からKP 7.2において樋門を9つ、橋梁を8つ、水路橋を1つ、排水門を1つと多くの河川構造物を有している。例年、嶮淵川ではアイスジャムは生じていなかったが、2018年3月9日の全道的な降雨と気温上昇により嶮淵川を含む多くの河川でアイスジャム現象が発生した¹⁾。今後の長期的な気候変動の影響を踏まえると、水災害が激甚化・頻発化すると予見され、道内においてもアイスジャムが発生する河川は増加する可能性がある。

伊波ら²⁾は、2018年3月9日の全道的なアイスジャムの発生に際し緊急の現地調査を実施し、河氷サイズ測定やUAVを用いた動画撮影を行うことで各河川のアイスジャム発生後の状況を調査し境界条件となるデータを得た。また、河氷変動計算を用いてアイスジャムを精度よく再現することで、その発生機構について考察している。しかし、検討は現象の再現にとどまっている。

実河川におけるハザードに備えるためには、考えうる事象を予めシミュレーションし備えておくことが有用である。千歳川流域は勾配が緩いため、支川である嶮淵川は千歳川の背水の影響を大きく受ける。したがって、流れだけでなく河氷の挙動も千歳川本川の水位に大きく依存すると考えられるが、詳細な検討はなされていない。そこで嶮淵川が千歳川の背水の影響を受けることに着目し、背水の効果によってアイスジャムの範囲や継続時間がどのように変化するかを数値計算により模擬的に再現し、現地調査結果²⁾と比較、検討した。

2. 基礎式

本計算モデルは、河川水の流れ、氷板の流れ、氷板の形成融解、氷板の破壊、アイスジャム発生条件に関する計算式で構成されている。河氷は大別すると硬い氷板とその下に存在する柔らかい晶氷に分けられるが、本計算モデルでは、固定された硬い氷板と流下する河氷（破壊された氷板を含む）に区分している。なお、気温低下および降雪による晶氷の発生、晶氷の氷化および融解、河道内の橋脚は考慮していない。ここでは主な基礎式を示し、詳細は文献³⁾に譲ることとする。

(1) 流れの計算

河氷を考慮した河川水における連続式は(1)、運動方程式は(2)、河氷における連続式は(3)、運動方程式は(4)を用いた。

$$\frac{\partial A_w}{\partial t} + \frac{\partial Q_w}{\partial x} + \frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{\partial A_{is}}{\partial t} = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial Q_w}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q_w^2}{A_w} \right) + g A_w \frac{\partial}{\partial x} \left(z + h_w + \frac{\rho_i}{\rho_w} (h_{is} + h_{if}) \right) \quad (2)$$

$$+ \frac{g n_b^2 u_w^2 S_w}{R_w^{1/3}} + \frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{g n_i^2 u_i^2 S_i}{R_i^{1/3}} = 0$$

$$\frac{\partial A_{if}}{\partial t} + \frac{\partial Q_{if}}{\partial x} - \frac{\partial A_{is}}{\partial t} = 0 \quad (3)$$

$$\frac{\partial Q_{if}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q_{if}^2}{A_{if}} \right) + g A_{if} \frac{\partial}{\partial x} (z + h_w + h_{is} + h_{if}) - \frac{g n_i^2 u_i^2 S_i}{R_i^{1/3}} = 0 \quad (4)$$

A (m²) : 河川水の流積, 流れている河氷面積および氷板面積, Q (m³/s) : 流量および河氷流量, z (m) : 河床高, h (m) : 厚さ, n (s/m^{1/2}) : Manningの粗度係数, u (m/s) : 河川縦断方向の速さ, S (m) : 潤辺, R (m) : 径深, ρ_w (kg/m³) : 水の密度で999.8を与え, ρ_i (kg/m³) : 氷の密度で917.4を与えた。 t (s) : 時間, x (m) : 距離, g (m/s²) : 重力加速度で9.8である。添え字 w (water) は河川水に関する値, is (ice sheet) は氷板に関する値, if (ice flow) は流れている河氷に関する値であり, i (ice) は河氷に関する値で, $h_i = h_{is} + h_{if}$ とした。

(2) 氷板の形成融解式

氷板の形成融解の計算式は、入力値が気温、水温、有効水深およびその地点固有の係数 α 、 β のみであり、氷板の形成から融解までを計算することが可能である熱フラックス式から導出された吉川ら⁴⁾の式を用いた。

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

$$\alpha = 0.906 - 2.770 \frac{I_b B}{h_w} \quad (6)$$

$$\beta = \frac{u_w}{h_w^{2/3}} \quad (7)$$

h_{is} (m) : 氷板厚, h'_{is} (m) は Δt 前の氷板厚, T_a (°C) : 気温, I_b (無次元) : 河床勾配である。なお, T_a , T_w は1日の平均値である。また, h'_{is} (m)の初期条件は1 mmとした。 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, β 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る。また, α は, 積雪または晶氷が

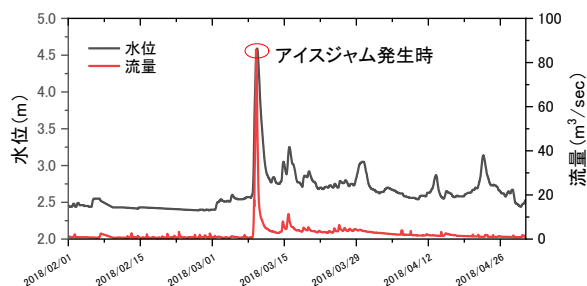


図-2 計算期間における嶮淵川の水位と流量

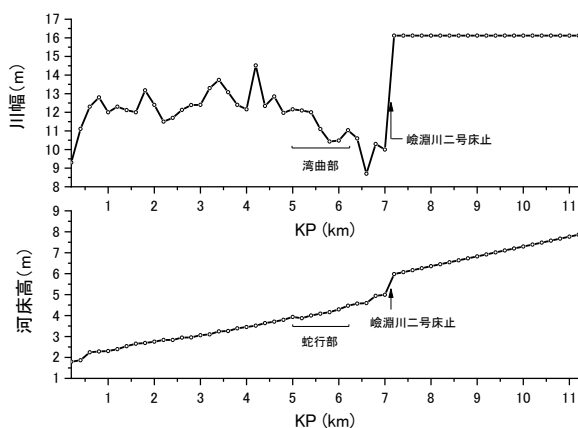


図-3 嶮淵川の平水時における川幅と河床高

氷板と一体となる場合は大きく、積雪または晶氷の断熱効果がある場合は小さくなる。 β は、動水勾配が大きく粗度が小さい場合は大きく、動水勾配が小さく粗度が大きい場合は小さくなる。

3. アイスジャムの再現計算の結果と考察

背水の効果によってアイスジャムの範囲や継続時間がどのように変化するかを把握する目的で、iRIC搭載の1次元不定流ソルバーであるCERIID³⁾を用いて検討を行った。本検討は、2018年3月9日に嶮淵川で生じたアイスジャムを基準のケース (case1) とし、このケースに対して下流端の水位が低いケース (case2)、下流端の水位が高いケース (case3, case4, case5, case6, case7) を数値計算により再現し、アイスジャムの範囲や継続時間を定量的に考察した。なお、実現現象の再現に相当するcase1の計算結果の再現性は既往研究²⁾にて確認している。

(1) 境界条件

本研究において、下流端での境界条件は舞鶴水位・流量観測所における水位を用いた。上流端での境界条件は嶮淵水位・流量観測所における水位をHQ式を用いて流量に換算したものを用いた (図-2)。計算領域はKP 0.2

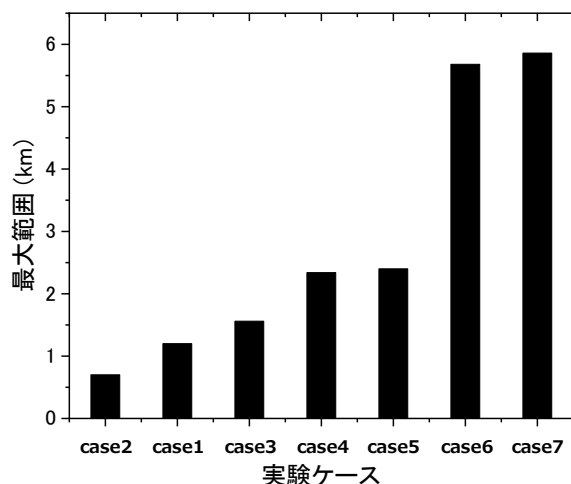


図-4 アイスジャムの最大範囲

からKP 11.2とした (図-3)。このうち直轄区間であるKP 0.2からKP 7.2までの河川横断データは、千歳川河川事務所が2015年11月に計測したデータを用いた。KP 7.2より上流の範囲は、横断データがないこと、現地調査時点でアイスジャムが生じていなかったと判断したこと、河道形状からもアイスジャムが生じにくいと考えられることから、KP 7.2の断面を一樣に与えるとともに、河床勾配はKP 0.2からKP 7.2における平均勾配とした。これにより計算領域の上流端を擬似的に河川の源頭部と見なして、上流端での河氷供給量を $0 \text{ m}^3/\text{s}$ として計算している。下流端での河氷面積は北海道開発局が設置しているCCTV動画より千歳川合流点が生結していないことを確認し、 $h_i = 0 \text{ m}^2$ と設定した。計算期間は結氷が生じていると考えられる2018年2月1日からアイスジャム現象が収束し解氷しつつある2018年4月30日までの3か月間とした。

(2) アイスジャムの最大範囲について

各ケースにおけるアイスジャムの最大範囲を図-4に示す。なお、本解析では試行的に1.0 m以上の氷板厚が連続するものをアイスジャムと定義した。このため、氷板厚が連続する範囲が2つ以上ある場合、より距離が長いほうがアイスジャムの最大範囲となる。図-4より、下流端の水位が上昇するにしたがってアイスジャムの最大範囲が増加していることがわかる。case6, case7においては、後述する本川との合流点付近で発生した別のアイスジャムと合体したため、その分を加算してアイスジャムの規模とした。

アイスジャムの範囲が最大となった時の氷板厚の空間分布を図-5に示す。発生したアイスジャムの上流側端部はいずれのケースもKP 6.44周辺の河道湾曲部であり、アイスジャムは下流側に伸びる形で増加した。これは、KP 1.4からKP 5.2において形成されていた河氷が出水によって詰まり、河氷厚が増加したためと考えられる。

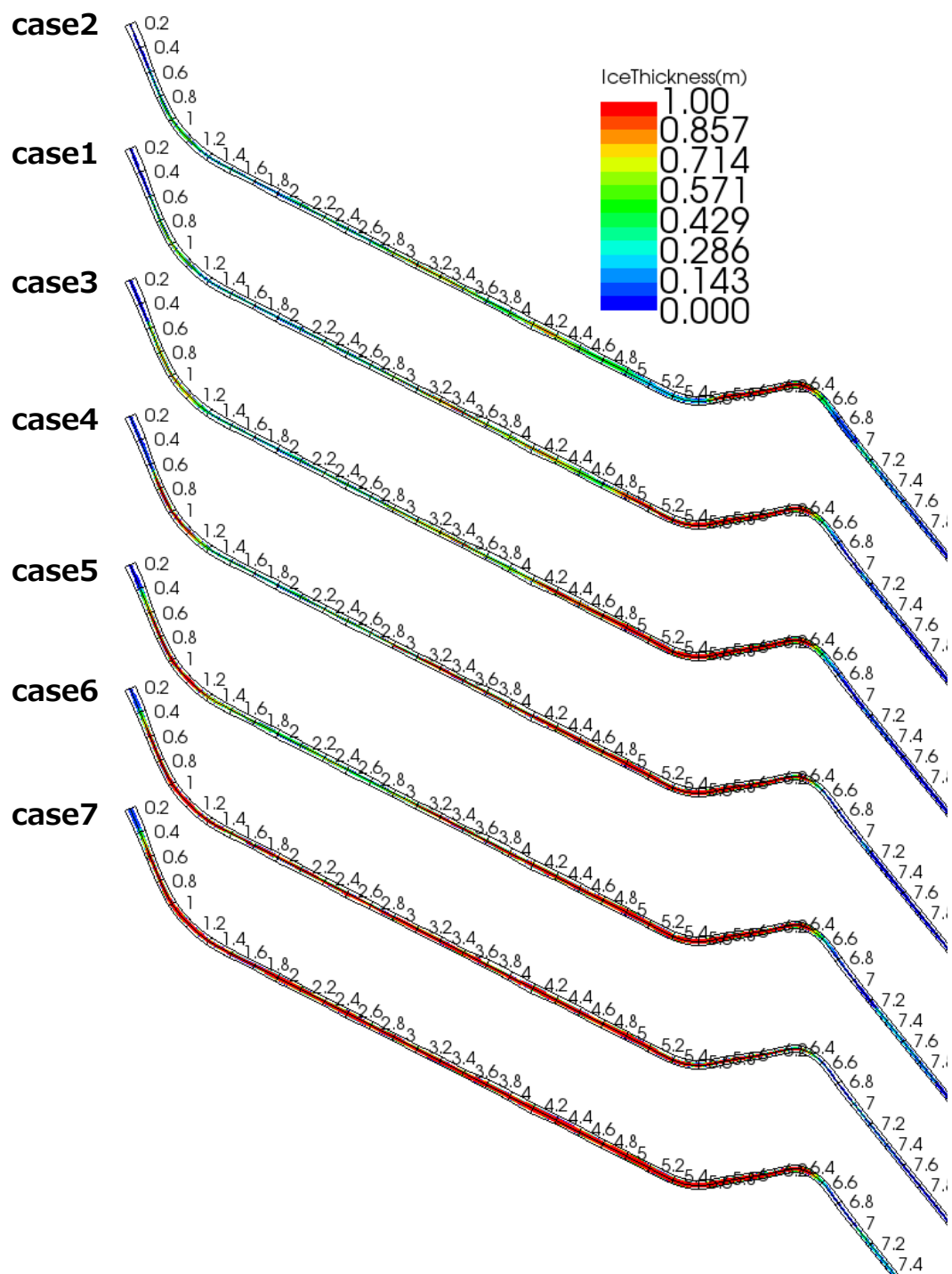


図-5 氷板厚の空間分布

アイスジャムの最大範囲が下流端の水位によって増加・減少する物理的な要因として、河水量と流速が考えられる。各ケースにおける河水量は下流端の水位が上昇するにつれて増加することがわかる（図-6）。図-7に流下方向の流速を示す。いずれの検討ケースでも流れの空間的な傾向は一致しており、KP 6.44周辺の河道湾曲部では逆流が生じていることがわかる。したがって、河氷が流下しにくい状況にあったと考えられる。他方、KP

6.6付近で流下方向に流れが加速しているが、これは川幅が局所的に狭いためである。流下方向の流速はcase1に対して下流の水位が低いcase2は、アイスジャムが生じている範囲（特にKP 0.0～KP 5.26）において流速が大きく、一方でcase1に対して下流の水位が高いcase3, case4, case5, case6, case7では、アイスジャムが生じている範囲（特にKP 0.0～KP 5.26）において流速が小さい。したがって、下流端の水位が上昇したことで流速が低下し、

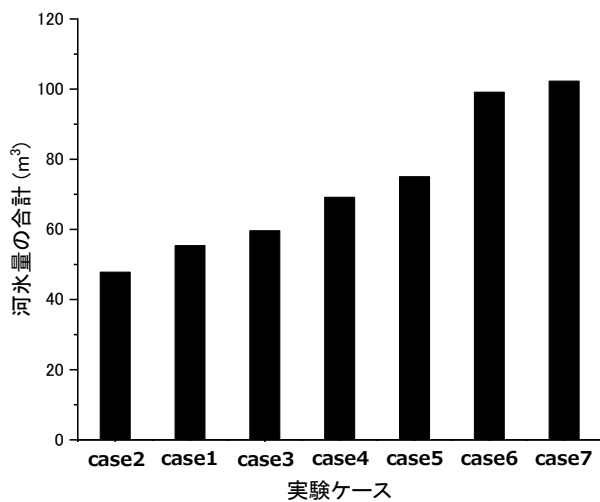


図-6 河水量の合計

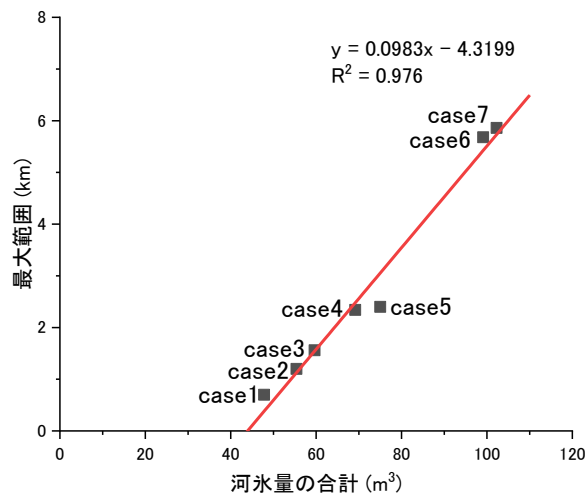


図-8 河水量の合計とアイスジャムの最大範囲の関係

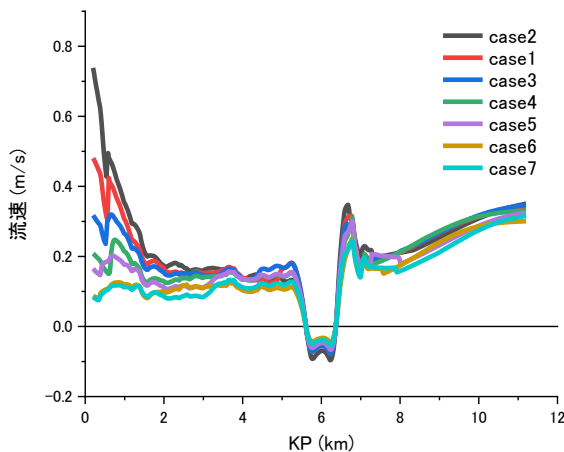


図-7 流下方向の流速

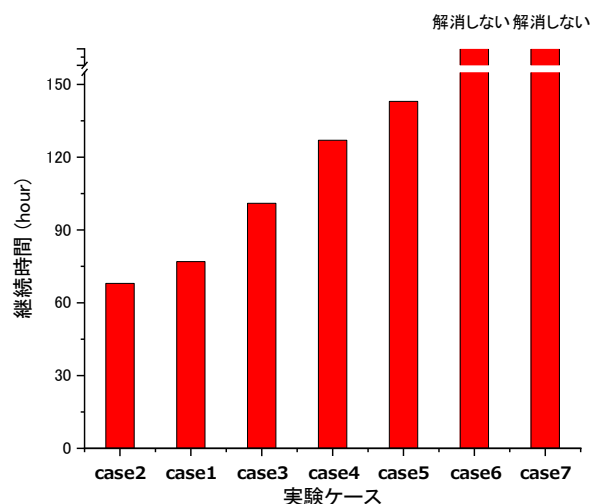


図-9 アイスジャムの継続時間

それに伴い河水量が増加したことによってアイスジャムの最大範囲が増加したと考えられる。

アイスジャムに寄与している河水量の合計とアイスジャムの最大範囲の関係を図-8に示す。河水量の合計とアイスジャムの最大範囲は相関関係を1次関数で示すことができ、河水量の合計が増加すると、アイスジャムの最大範囲が増加する。また相関係数が極めて高いことがわかる ($R=0.976$)。

(3) 本川との合流点付近で発生したアイスジャム

いずれのケースにおいても、主要なアイスジャムはKP 6.44周辺の河道湾曲部を起点に生じている。しかし、下流の水位が高いcase3, case4, case5, case6, case7においては本川との合流点付近であるKP 1.0周辺の河道湾曲部においても氷板厚が増加しアイスジャムが発生している様子が見受けられた (図-5)。

本川との合流点付近であるKP 1.0の湾曲部でのアイスジャム発生状況を整理する。既往の現地観測結果²⁾から、

KP 1.0の湾曲部ではアイスジャムは発生しなかった。case1, case2においてアイスジャムは発生しなかったため、現地観測²⁾時と近い状況にあったと考えられる。case3においては出水前に氷板厚がやや上昇するが、出水に伴い河水は流下した。出水に伴い上流から供給された河水が詰まり再度アイスジャムが形成されるが、すぐさま解消した。case4, case5, case6, case7においては出水の前から氷板厚が上昇しアイスジャムが生じた。このアイスジャムは出水で一度は解消されるが、上流から供給された河水が詰まり再度アイスジャムが形成されると計算期間内では解消しなかった。CCTVカメラの動画や河川管理者の巡視によれば、KP 1.0周辺でのアイスジャムは報告されていないため、下流の水位上昇に伴って新たに発生するアイスジャムであると考えられる。

一般的にアイスジャムは出水がトリガーとなり発生する現象である¹⁾。したがって、アイスジャムの発生は上流側の境界条件に依存するといえる。しかし、本検討の

ように水位がせき上げられたことで流速が低下し、それに伴い河氷が形成されることでアイスジャムに至るといった下流側の境界条件に依存するパターンが示唆された。

以上から、下流端の水位が上昇することで新たなアイスジャムが発生しうることが分かった。これに似た事例として浦幌川で生じたアイスジャムを挙げることができる¹⁾。浦幌川では、本川の浦幌十勝川の水位が上昇し、支川の浦幌川も背水の影響を受けて水位が上昇した。水位の上昇につれて浦幌十勝川と浦幌川の両河川から河氷が供給され、合流部でアイスジャムが生じた。このような事例を考えるうえで、下流端での水位上昇とそれに伴う河氷の形成に着目することは重要であるといえる。

(4) アイスジャムの継続時間について

各ケースにおけるアイスジャムの継続時間を図-9に示す。下流端の水位が上昇するにしたがってアイスジャムの継続時間が増加していることがわかる。なお、case6、case7はアイスジャムが解消しなかった。

アイスジャムの継続時間が下流端の水位によって増加・減少する物理的な要因の1つとして、流速が挙げられる。なぜなら、アイスジャムは河氷が流れ去ることで解消するためである。各ケースにおける流下方向の流速は図-7に示したとおりである。case1に対して下流の水位が低いcase2は、アイスジャムが生じている範囲（特にKP 0.0～KP 5.26）において流速が大きいため、継続時間が短くなったと考えられる。一方で、case1に対して下流の水位が高いcase3、case4、case5、case6、case7では、アイスジャムが生じている範囲（特にKP 0.0～KP 5.26）において流速が小さいため、継続時間が長くなったと考えられる。

(5) 今後の課題

今後の課題として、アイスジャムの発生・解消メカニズムの解明が挙げられる。本研究においては、試行的に1.0 m以上の氷板厚が連続するものをアイスジャムと定義したが、実現象を踏まえると、河氷が発達し、それに伴い河氷同士が組み合うことでアイスジャムとなるため、氷板厚のみで定義できるものではない。また、アイスジャムの解消は、気温の上昇や河氷同士の衝突によって生じるほか、河氷の破壊が誘因となってアイスジャムが解消するケースも考えられ、その実態は複合的である。加えて、河川構造物の有無によっても、アイスジャムが解消するプロセスは異なると考えられるが、本計算においては考慮されていない。現地観測や水理実験を通じて、基礎的な知見を積み上げる予定である。

嶮淵川を対象に河氷変動計算モデルを用いて河氷の形成からアイスジャムの発生そして解消までを考察した。また背水の影響がアイスジャムに与える影響を河氷変動計算モデルにおいて再現し検討した。以下に主要な結論を示す。

- ・ 河氷変動計算により、河氷の形成からアイスジャムの発生、そして解氷までを時空間に再現した。
- ・ 本川の水位が上昇することでアイスジャムが生じる範囲が増加した。併せて、アイスジャムが解消されるまでの継続時間も増加した。水位が上昇し、流速が低下したことで河氷の形成量が増加したこと、加えて、河氷が滞留し、流下しにくいことが原因と考えられる。
- ・ 嶮淵川においては、背水の影響を受け水位が上昇することで、アイスジャム発生箇所数が増加した。また、複数のアイスジャムが合体し、1つの大きなアイスジャムが形成される現象が見られた。このことから、アイスジャムが生じる地点や規模を把握するには、背水の影響を考慮する必要があることが分かった。
- ・ 本川の水位が低い時は、河道内での河氷の形成量が相対的に少ない。したがって、出水による上流からの河氷の供給に起因してアイスジャムが生じる。一方で、本川の水位が高い場合、河道内の河氷の形成量が相対的に多いため、下流での河氷量の増加に起因してアイスジャムが生じる。

謝辞：本研究は、北海道河川財団の研究助成、JSPS科研費JP18K04361、JP17H01870の助成を受けたものである。ここに記して謝意を表する。

参考文献

- 1) 横山洋，吉川泰弘，伊波友生，前田俊一，矢部浩規：2018年3月北海道アイスジャム洪水による被害の現象解明と今後の課題，土木学会論文集B1（水工学），Vol74，No5，I_1039-I_1044，2018。
- 2) 伊波友生，横山洋，吉川泰弘，矢部浩規，前田俊一，鳥谷部寿人：嶮淵川におけるアイスジャムと河道狭窄の影響に関して，河川技術論文集，第25巻，2019。
- 3) CERIID solver manual [<http://i-ric.org/ja/download/get/mTmjY5>]（最終確認日：2019年3月14日）
- 4) 吉川泰弘，渡邊康玄，早川博，平井康幸：結氷河川における実用的な氷板厚計算式の開発，土木学会，年次学術講演会講演概要集，第64回，2009。

(2020. 4. 2受付)

4. 結論