

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

STUDY OF A RIVER ICE JAM IN THE SHOKOTSU RIVER IN FEBRUARY 2010

吉川 泰弘¹・渡邊 康玄²・早川 博³・平井 康幸⁴

Yasuhiro YOSHIKAWA, Yasuharu WATANABE, Hiroshi HAYAKAWA, Yasuyuki HIRAI

¹ 正会員 工修 土木研究所 寒地土木研究所 寒地河川チーム (〒 062-7602 札幌市豊平区平岸 1 条 3 丁目)

² 正会員 博 (工) 北見工業大学教授 社会環境工学科 (〒 090-8507 北海道北見市公園町 165 番地)

³ 正会員 博 (工) 北見工業大学准教授 社会環境工学科 (〒 090-8507 北海道北見市公園町 165 番地)

⁴ 正会員 土木研究所 寒地土木研究所 寒地河川チーム (〒 062-7602 札幌市豊平区平岸 1 条 3 丁目)

This study aimed to clarify the situation of a river ice jam generated on a river located in eastern Hokkaido. We carried out water level observation, video photography and aerial photography, and also visually monitored the river ice area. The results served to elucidate the conditions of the ice jam's generation. First, higher temperatures caused snow to melt, leading to increased discharge and higher water levels. As a result of this water level rise, river ice was lifted and broke up before flowing downstream and stopping at a narrow point in the river. The ice build-up resulted in further narrowing of the discharge area, causing the water level to rise rapidly. The composite n -value seen during the period of the river ice jam was estimated to be in the range from 0.034 to 0.058 based on analysis of observation data. The relationships linking the flow velocity coefficient and the radius and energy gradient in river ice jam conditions was also clarified.

Key Words : River Ice Jam, Observation, Composite n -value, Shokotsu River, Hokkaido

1. はじめに

寒冷地に位置する河川は、冬期の気温の低下によって河道内に河水が形成される。河道内の河水が流量の増加によって破壊され下流へと流下し、下流の蛇行部や橋脚箇所、狭窄部において滞留する場合には、河道は閉塞され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。アイスジャムの対策を講ずるためには、現象を理解した上での検討が必要であり、実現象を理解するためには、現地観測を行うことが望ましい。アイスジャムの現地観測は、滞留している河水がいつ流下するか分からないため、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。近年、Beltaosら¹⁾によって、アイスジャムの縦断方向の厚さを連続的に測定することに成功している事例はあるが、今般現地観測に成功した事例は少ない。

本研究は、2010 年 2 月 26 日に北海道東部に位置する渚滑川で発生したアイスジャムにおいて、縦断的な水位測定、カメラ撮影、河水面積の観測に成功したので、これらの観測データを基に、アイスジャムに関する現象の解明を試みた。



図-1 渚滑川における現地観測 (KP：河口からの距離 km)

2. 現地観測

北海道東部に位置する渚滑川において、河口より 2.0km 地点から 19.8km 地点の区間を対象に、水位測定、カメラ撮影、アイスジャム発生後の河水面積測量を図-1 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 (Mc-1100, 光進電気工業製) により行った。水位計は河床における圧力 $P[\text{N/m}^2]$ を測定し、静水圧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、河水の影響を受けた水位となる²⁾。

また、河口より 2.0km 地点から 24.6km 地点の区間において、河川結氷時の 2010 年 1 月 19 日、2 月 14 日、アイスジャム発生後の 3 月 4 日、その約 2 週間後の 3 月 19 日の計 4 回、上空撮影を実施した。

3. アイスジャムの現象に関する検討

2010年2月に発生したアイスジャムについて、現場では河川管理のためのリアルタイム水位において急激な変動があったことにより、その発生が確認された。時系列でみると、河川結氷期間中の2010年2月26日19時40分に、河口から39km地点で10分間で水位が68cm上昇し、その20分後の20時00分にはさらに24cm上昇した。その20分後の20時20分には水位が121cm急激に低下している。この地点の下流の河口から19.3km地点では、同日21時30分に10分間で水位が73cm上昇し水防団待機水位を超過している。その後の2010年3月1日の河口から約16km地点での現地調査では、河水が河道内に滞留して閉塞していることが確認されている。

(1) アイスジャム発生前後の観測水位

河川管理のための水位計は渚滑川4箇所、立牛川1箇所であるが、本観測では渚滑川10箇所、水位計を設置している。本観測において、河川縦断的に並べた10分毎の観測水位を図-2に示す。図-2より、上流のKP19.8で2月26日21時30分に水位が急激に上昇しており(図中の矢印)、その後、水位は下がっている。この急激な水位上昇の下流への影響について、KP19.0では水位が急激に上昇し、その後、水位は下がっている。KP17.2, KP15.8, KP15.2では、水位は約2.4m, 約3.1m, 約2.9mと急激に上昇し、その後、なだらかに水位が下降している。KP14.5では、水位は約3.2mと急激に上昇するが、その後、直ぐに水位が下降している。これより下流の地点は、水位は上昇するが、上流の地点ほど水位は急激に上昇しない。今回の観測により、アイスジャム発生時の水位は、河川縦断的にその変動が異なることが明らかとなった。

アイスジャム発生要因である2月26日21時30分の水位の急激な上昇について検討を行う。アイスジャム発生前後の気温、積雪深、降水量を図-3に示す。急激な水位上昇があった時期は矢印で示した。図-3の気象庁のアメダスデータである降水量は、ある時間内に降った雨や雪などの量であり、雪などの固形降水の場合は溶かして水にした時の量となるため、降水量が雨か雪かを明らかにする必要がある。本研究では、積雪深が増加している場合は雪とし、2月7日、20日、21日の降水量は雨ではなく雪であると判断した。

図-3の急激な水位上昇が起きる前において、降雨はなく、気温はプラス10℃を超えて積雪深が減少していることから、融雪が促されたと考えられる。このため、急激な水位上昇は、融雪水が河川へと供給され流量が急激に増加したことが原因と推察できる。なお、急激

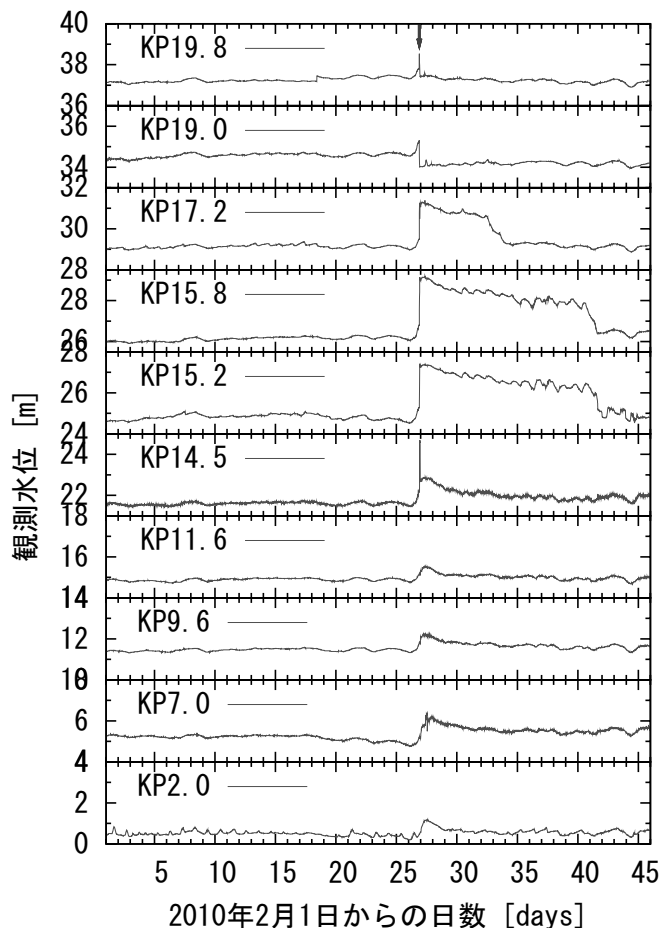


図-2 渚滑川におけるアイスジャム発生前後の観測水位

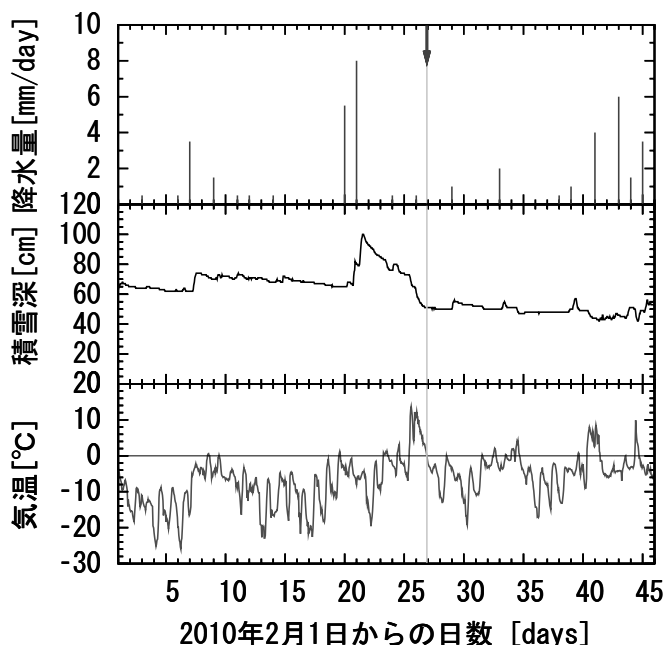


図-3 アイスジャム発生前後の気温、積雪深、降水量(気象庁：滝上地点)

な水位上昇が起きた後について、気温は零下になっていることから、アイスジャムにより滞留した河水は融解しづらい状況下であったと推察できる。

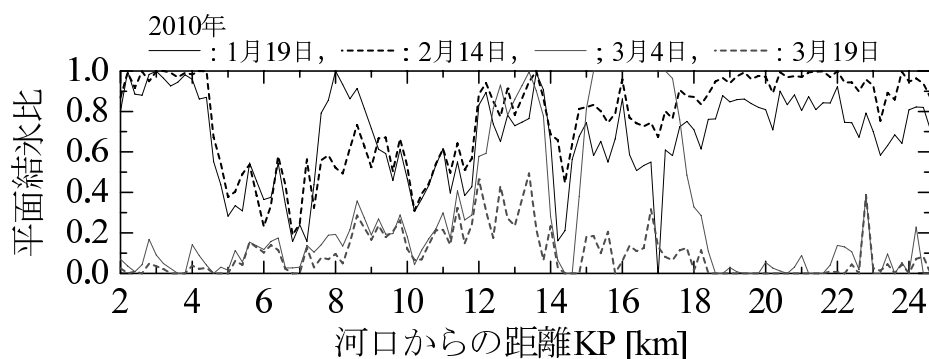


図-4 2010 年渚滑川におけるアイスジャム発生前後の平面結氷比

(2) アイスジャム発生前後の河水の挙動

上空撮影写真を基にして、下記で定義した平面結氷比を算出した。平面結氷比は大きいほど平面に占める結氷の割合が大きくなる値である。

平面結氷比＝結氷平面積÷低水路平面積

本検討では、河川縦断を 200m の区間に区分して解析を行い、結氷平面積は低水路内における白色箇所を結氷と仮定して算出した。横軸に河口からの距離を取り、縦軸に平面結氷比を取り、図-4 に示す。図より、河水形成時の 1 月 19 日、2 月 14 日を河川縦断的に見ると、上流及び下流で平面結氷比が大きく、河口より約 4km から約 12km は平面結氷比が小さい。この期間において、いくつかの地点で水温を測定しているが、河口から 15.2km 地点の観測平均水温は 0.00℃であり、支川合流後の河口から 11.6km 地点の観測平均水温は 1.06℃である。このため、支川から温かい流水が本川に流入し、河口より約 4km から約 12km の本川の河水は融解されたと推察できる。

アイスジャムが発生した 2 月 26 日以後の 3 月 4 日の平面結氷比を見ると、河口から約 18km 地点より上流の平面結氷比は小さくなっている。平面結氷比が小さくなる原因として、この期間の河口から 22.4km 地点の観測平均水温は 0.20℃と水温は低いことから、河水の融解は考えにくい。

カメラ撮影 (KP19.3) によるアイスジャム発生前と後の河道内の状況を図-5, 6 に示す。図-5 より、河水で覆われて真っ白であった河水上面を上流からの流水が流れ、河水上面が流水で浸されている状況が分かる。図-6 より、上流からの流水の増加によって、河水上面を流水が流れており、その後、河水自体が流水により持ち上げられて、河岸へと乗り上がっている状況が⑥の画像で確認できる。なお、⑥21 時 26 分 39 秒の次に撮影された 10 秒後の画像では、河水が流下している状況であった。⑦21 時 27 分 13 秒では、量水標付近で、河水が割れて流れている様子が分かる。その後、河水の流下はカメラ撮影画像から 22 時 20 分頃まで続いたと推察された。

図-4 において、河口から約 18km 地点より上流の平面結氷比が小さくなっている原因として、カメラ撮影の結果から、河水が下流へと流下したためと推定できる。また、河口から約 16km の地点においては、3 月 4 日は 2 月 14 日より平面結氷比が大きくなっていることから、上流から流下した河水がこの地点で滞留したことが推察できる。

3 月 19 日には、河川縦断的に平面結氷比が小さくなっており、河水が流下および融解されたと推察できる。

(3) アイスジャム発生箇所

アイスジャム発生後の河水測量は、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、200 毎) で実施した。一例を図-7 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、堆積している河水の変化点、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。測量した河水は、堆積している河水のみである。本検討のアイスジャム発生時の河水面積 A_{ob} は、堆積している左岸と右岸の河水を基にして、左右岸を直線で結び、囲われた面積を推定河水面積とし、この推定河水面積と測量河水面積を足した値を A_{ob} とした。なお、アイスジャム発生後から測量日までの期間において、滞留した河水が全て流下した場合は、測量河水面積はゼロとなるため、推定河水面積は、この誤差を含むこととなる。アイスジャム発生前の河水面積については、1 次元河水変動計算から得た³⁾。

アイスジャム発生箇所と河道特性について検討を行う。横軸にアイスジャム発生区間の縦断距離を取り、縦軸に河水面積、川幅、河床勾配を取ったものを図-8 に示す。川幅と河床勾配は、横断測量データと河川結氷前の流量 $14.16\text{m}^3/\text{s}$ を用いて、一般断面不等流計算を行い、計算された水面幅を川幅とし、計算された流積と水面幅から平均水深を算出して、水位から平均水深を引くことにより河床高を求めて 200m 区間の河床勾配を算出した。

図-8 より、アイスジャム発生後の河水面積は縦断的

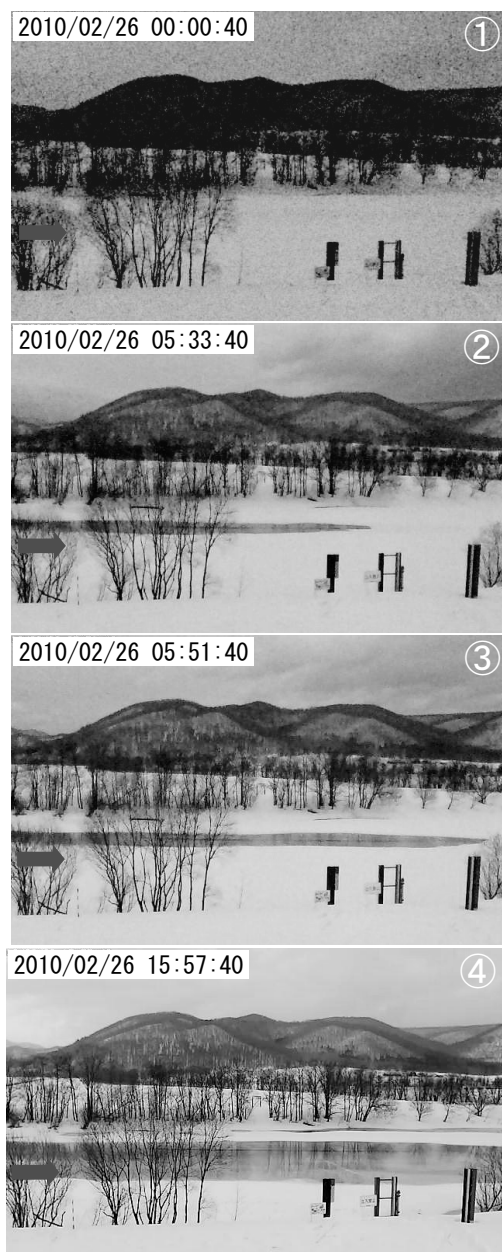


図-5 アイスジャム発生前の河道内の状況

に異なっている。アイスジャムは河水がある箇所滞留し、この箇所を起点として上流へと河水の滞留が進行⁴⁾することから、アイスジャム発生箇所より下流では河水は滞留しないと考えられる。本検討では、アイスジャム発生箇所の起点としてKP12.2とKP14.2を抽出した。KP12.2とKP14.2の川幅は上下流と比べて相対的に狭く、河床勾配はKP12.2は急勾配でKP14.2は緩勾配である。アイスジャム発生箇所と河道特性の関係を明らかにするために、河水面積と川幅、河水面積と河床勾配の相関関係について検討したが、有意な相関はみられなかった。このため、アイスジャム発生箇所を推定するためには、これらの河道特性に加えて、河水がゆっくりと滞留する場合と急激に滞留する場合で現象が異なると考えられることから、河川を流下する河水の量と水の量との関係を今後、検討する必要がある。



図-6 アイスジャム発生時の河道内の状況

(4) アイスジャムによる河水面積の増加量と水位上昇

図-9は、上流から流れてくる河水が、ある地点で滞留および閉塞し、水の流れる面積が小さくなり、この地点より上流の水位が上昇する現象を表わしている。

河水がどの程度滞留すると、水位がどの程度上昇するのかについて検討を行う。アイスジャムによる河水面積の増加量 ΔA は、アイスジャム発生後の現地観測から得られた推定河水面積 A_{ob} とアイスジャム発生前(2月26日1時)の1次元河水変動計算から得られた数値計算データ³⁾である計算河水面積 A_{cal} から、 $\Delta A = A_{ob} - A_{cal}$ として求めた。水位上昇量 ΔH は、アイスジャム発生を挟む2月26日1時から2月27日24時の観測水位において、最大値 H_{max} と最小値 H_{min} から $\Delta H = H_{max} - H_{min}$ として求めた。 ΔA と ΔH を図-10に示す。現地観測データが少ないため、一概に判断できないが、河水面

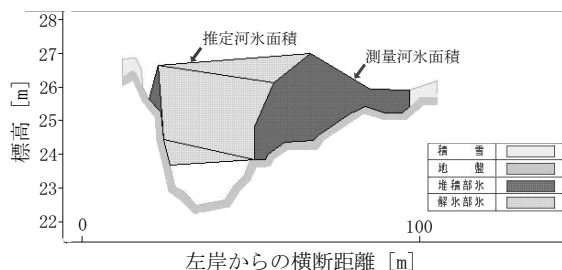


図-7 アイスジャム発生後の河水面積測量の一例 (KP15.2), 2010年3月28日～3月31日

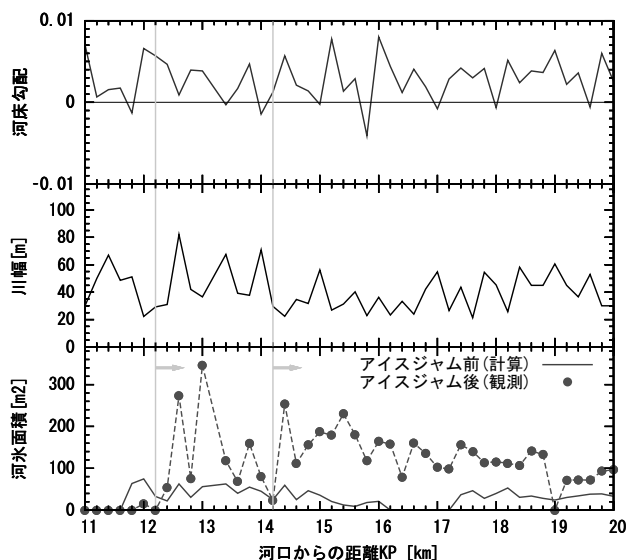


図-8 アイスジャム発生区間の河水面積, 川幅, 河床勾配

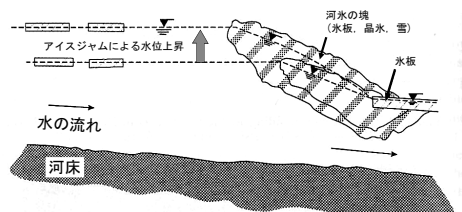


図-9 アイスジャムの概念図

積が約 50m^2 増加すると水位が約 1m 上昇し, 河水面積が約 150m^2 増加すると水位が約 3m 上昇している. 河水面積が増加すると水位が上昇する現象について, 今回の現地観測データにより定量的に示した.

(5) アイスジャム発生後の河水の大きさ

アイスジャムの発端となる解氷現象について, 解氷の始まりから終わりまでをビデオカメラで観測した事例^{5),6)}があり, 解氷時は河水が細分化して下流へと流下することが示されている. 細分化した河水の大きさは, アイスジャム現象を明らかにする上で重要な知見であるが, 現在, 観測事例は少ない.

アイスジャム発生時にどの程度の大きさの河水が流下していたかを明らかにするために, アイスジャム発生後の2010年3月4日に, 上渚滑 (KP19.3), 滝ノ上

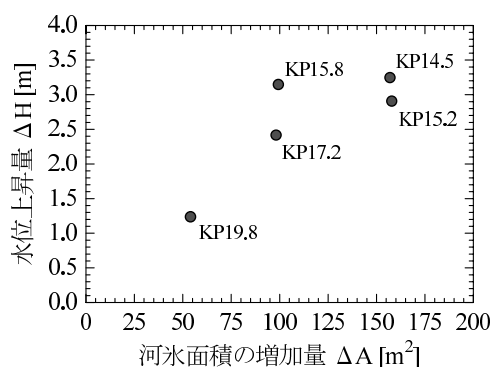


図-10 アイスジャム発生前後における河水面積の増加量と水位上昇量

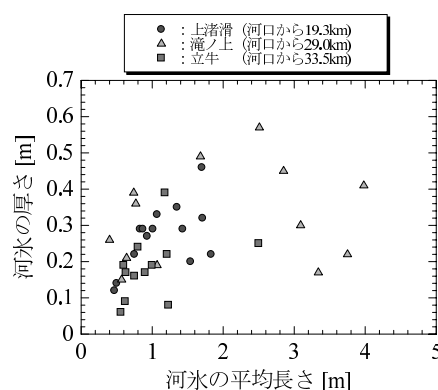


図-11 河氷の平均長さとはり

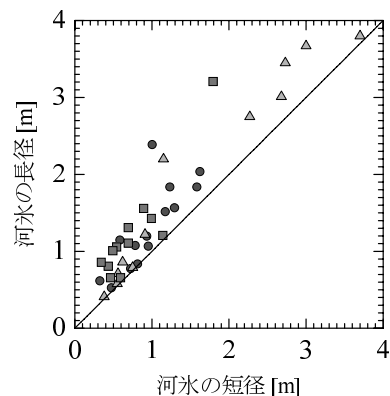


図-12 河氷の短径と長径

(KP29.0), 立牛 (支川, 本川の KP 換算で KP33.5) の3地点において, 河道内に堆積している河水を対象に, 短径, 長径, 厚さの現地観測を計39回実施した. なお, 観測データが広範囲となるように大小の河水を選定し観測した.

図-11に河氷の平均長さとはりを示す. 図より, アイスジャム発生後の河道内に堆積している河氷の平均長さは $0.40\text{m} \sim 3.98\text{m}$, 河氷の厚さは $0.06\text{m} \sim 0.57\text{m}$ の範囲であった. 図-12に河氷の短径と長径を示す. 観測データから線形近似式を求めると, 相関係数 0.90 で, 切片は 0.28 , 傾きは 1.09 であった. アイスジャム発生後の河氷に関する現地観測により, その大きさおよび形について定量的な知見を得た.

表-1 アイスジャム発生時の合成粗度係数と水理量 (SI 単位)

KP[km]	H:水位 ¹	I_w :水面勾配 ²	h_w :有効水深 ³	q :単位幅流量 ⁴	u_w :流速 ⁵	n_o :合成粗度係数
14.5	24.70	0.003886	0.9	0.598	0.644	0.058
15.2	27.42	0.002967	0.9	0.690	0.766	0.042
15.8	29.20	0.001564	1.0	0.627	0.627	0.040
17.2	31.39	0.002178	0.8	0.602	0.753	0.034

¹ 現地観測データ (アイスジャム発生時のピーク水位)

² 現地観測データ (この地点と上流の水位測定地点間での水面勾配)

³ 現地観測データ (アイスジャム発生後の推定河氷底面高から平均河床高を引いた有効水深)

⁴ 数値計算データ (1次元河氷変動計算によるアイスジャム発生前の単位幅流量)

⁵ q/h_w として算出した断面平均流速

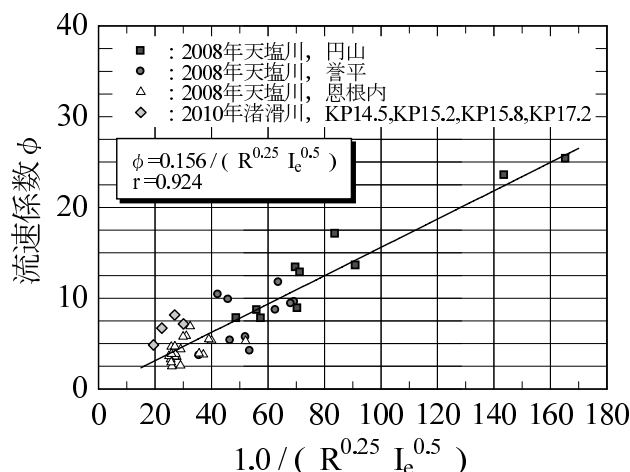
(6) アイスジャム発生時の合成粗度係数 n_o

アイスジャム発生時の河氷と河床の合成粗度係数 n_o を算出した。現地観測データおよび1次元河氷変動計算から得られた数値計算データ³⁾を Manning 式に代入して合成粗度係数 n_o を算出した。用いたデータおよび合成粗度係数を表-1に示す。なお、結氷河川の径深は有効水深を2で割った値となる⁷⁾。表-1の KP14.5 から KP17.2 までの合成粗度係数 n_o をみると、上流に向かうほど n_o が小さくなっている。言い換えると、アイスジャム発生箇所のはじめの起点は KP14.2 であるため、 n_o はアイスジャム発生箇所のはじめの起点に近づくほど大きくなる。

アイスジャムが発生していない河川結氷時の現地観測から得られた流速係数 ϕ 、径深 R 、エネルギー勾配 I_e の関係⁷⁾において、今回の現地観測データから得られたアイスジャム発生時の水理量データを図-13にプロットした。なお、エネルギー勾配は水面勾配としている。図-13より、アイスジャム発生時においても、 ϕ と $1.0 / (R^{0.25} I_e^{0.5})$ の関係があることが分かる。このことは、現地観測が困難なアイスジャム発生時において、径深 R およびエネルギー勾配 I_e 、または有効水深 h_w および水面勾配 I_w を観測することが出来れば、図-13を用いて流速係数 ϕ が推定可能であることを示唆している。

4. まとめ

2010年2月26日に渚滑川で発生したアイスジャムは、気温の上昇により融雪が促されて河川水位が急激に上昇することにより、河氷自体が鉛直上方向に持ち上げられる。このため、河氷は解氷し下流へと流下する。流下した河氷が川幅の狭い地点で滞留し流水面積を狭めたため、河川水位が急激に上昇したと推測された。アイスジャム発生時の合成粗度係数は、今回の検討から0.034から0.058の範囲と見積もられた。アイスジャムが発生していない河川結氷時の現地観測から得られた ϕ と $1.0 / (R^{0.25} I_e^{0.5})$ の関係において、アイスジャ

図-13 結氷河川における ϕ と $1.0 / (R^{0.25} I_e^{0.5})$

ム発生時においても、関係があることが示唆された。

謝辞：本研究は、北海道開発局 網走開発建設部より資料提供のご協力、(株) 福田水文センターより現地観測のご尽力を頂きました。記して謝意を表します。

参考文献

- 1) Beltaos, S., Burrell, B. C.: Ice-jam model testing: Matapedia River case studies, 1994 and 1995, Cold Regions Science and Technology 60, pp.29-39, 2010.
- 2) 吉川 泰弘, 渡邊 康玄, 早川 博, 清治 真人: 氷板下における晶氷厚の連続測定, 土木学会, 水工学論文集, 第53巻, pp.1027-1032, 2009.
- 3) 吉川 泰弘, 渡邊 康玄, 早川 博, 平井 康幸: 河川解氷時の河氷の破壊と流下に関する研究, 土木学会, 水工学論文集, 第55巻, pp.S1075-S1080, 2011.
- 4) 吉川 泰弘, 渡邊 康玄, 早川 博, 平井 康幸: 寒地河川における河氷変動と水位変化に関する研究, 土木学会, 河川技術論文集, 第16巻, pp.247-252, 2010.
- 5) 原文宏, 高橋良正, 佐伯浩, 山口甲: 天塩川の"Break-up"現象の現地観測, 第10回寒地技術シンポジウム, pp.456-461, 1994.
- 6) 出合寿勇, 吉川泰弘, 尾形寿: 天塩川における解氷現象の現地観測—2009年の解氷時における河氷の挙動および気象・水理—, 寒地土木研究所月報, No.684, pp.20-25, 2010.
- 7) 吉川 泰弘, 渡邊 康玄, 早川 博, 平井 康幸: 河川結氷時の観測流量影響要因と新たな流量推定手法, 土木学会, 水工学論文集, 第54巻, pp.1075-1080, 2010.

(2011. 5. 19 受付)