

結氷河川における 河水形成と河道特性に関する考察

Examine of the Relation between River Ice and River Channel in an Ice Covered River

吉川 泰弘¹, 渡邊 康玄², 早川 博³

Yasuhiro YOSHIKAWA¹, Yasuharu WATANABE², Hiroshi HAYAKAWA³

¹ 独立行政法人 土木研究所 寒地土木研究所

¹Civil Engineering Research Institute for cold region

² 国立大学法人 北見工業大学

²Kitami Institute of Technology

³ 国立大学法人 北見工業大学

³Kitami Institute of Technology

1. はじめに

冬期間の北海道の河川は、気温の低下に伴い河川内に河氷を形成し、河氷は大別すると硬い氷板 (Ice Sheet) と水面および氷板下に存在する柔らかい晶氷 (Frazil, Frazil Slush) に区分される。横断面の一例を図-1 に示す。

河川結氷時における河川内工事や流量観測を実施する際には、安全性の確保および作業計画の観点から、事前に硬い氷板の厚さおよび解氷時期を予測する技術が求められている。吉川ら¹⁾は熱収支を考慮した基礎式を基にして、積雪および晶氷の影響を係数 α 、河氷の融解の影響を係数 β に織り込み、気温、水温、有効水深を独立変数とする実用的な氷板厚計算式を提案しており、氷板の形成から解氷までを精度良く再現可能であることを示している。しかし、既往の流量観測資料がない地点においては係数 α 、 β の設定は困難となるため、河氷形成の指標となる係数 α 、 β と河床勾配、川幅、水深などの基本的な河道特性との関係についての知見は有益となる。

一方、解氷時期においては、水位上昇を伴うアイスジャム²⁾が起きる可能性があり、アイスジャムによる河氷厚の増加についての既往研究³⁾では、河道特性である川幅水深比との関係を明らかにしているが、アイスジャムが起きる前の河道内の河氷の量と河道特性との関係については、十分には検討されていない。

本研究は、まず、北海道における場所の違いによる気象条件の相違について、1961年度から2005年度までの冬期間の気温データを用いて把握し、2005年度の流量観測資料を用いて、河氷面積と平均河床高および川幅水深比、係

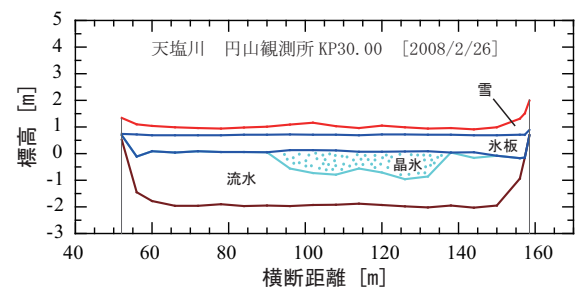


図-1 河川結氷時の横断面図の一例

数 α 、 β と平均河床勾配および川幅水深比について考察し、定性的な知見を得た。

2. 北海道における積算寒度と積算暖度の経年変化

北海道における場所の違いによる気象条件の相違について、気象データが入手可能な1961年度から本研究の検討期間である2005年度までの期間を対象に、北海道内に所在する旭川、網走、釧路、札幌、函館、室蘭、稚内の計7つの気象台の気温データを用いて、各年度の12月1日から3月31日までの積算寒度と積算暖度を算出した。ここで、年度とは例えば1999年度は1999年4月から2000年3月であり、積算寒度とは計算開始日からマイナスの日平均気温を積算した値、積算暖度とは計算開始日からプラスの日平均気温を積算した値である。なお、積算寒度は土壤凍結の深さと関連する気象要素としても用いられている。

各地点における積算寒度の経年変化を図-2に示し、積算暖度の経年変化を図-3に示す。図-2より、1961年度から2005年度内において、1976年度は寒く(マイナスの日

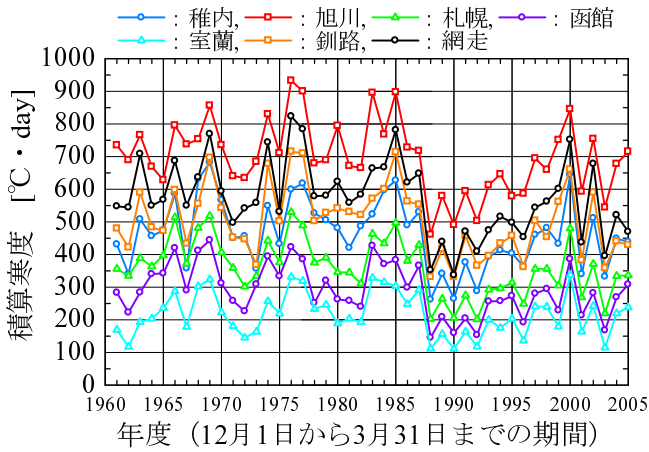


図-2 1961年度から2005年度における各地点の積算寒度

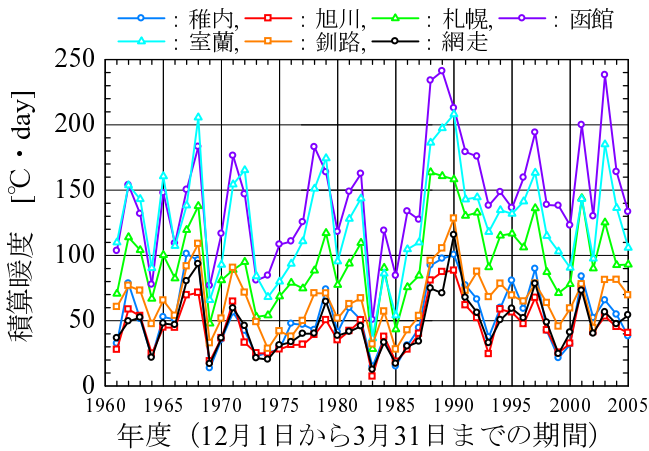


図-3 1961年度から2005年度における各地点の積算暖度

平均気温の積算値が大きい), 1988年度は暖かい(マイナスの日平均気温の積算値が小さい)年度であったことが分かる。また、図-2, 3より、1988年度を变化点として積算寒度、積算暖度の値が大きく変動している。

場所の違いについては、図-2, 3から旭川、網走の順で積算寒度が大きい、積算暖度については同程度である。また、函館、室蘭の順で積算暖度が大きい、積算寒度については函館の方が室蘭よりも大きい。北海道の面的な積算寒度の分布図として、図-4に示す福田ら⁴⁾による1974年11月1日から1975年3月31日までの積算寒度の分布図がある。図-4より、旭川、網走は積算寒度が大きく、函館、室蘭は積算寒度が小さいことが分かる。

3. 検討資料

(1) 検討期間と観測所

本研究の検討期間は2005年12月から2006年3月として、対象とした観測所は、冬期間に河川が結氷し河床勾配の値が既知という条件のもと、北海道の13水系の内、後志利別川を除く12水系における49観測所とし、計249回の結氷時の流量観測データを用いて検討した。なお、観測データは各観測所において最大氷板厚に至るまでのデータを用いた。

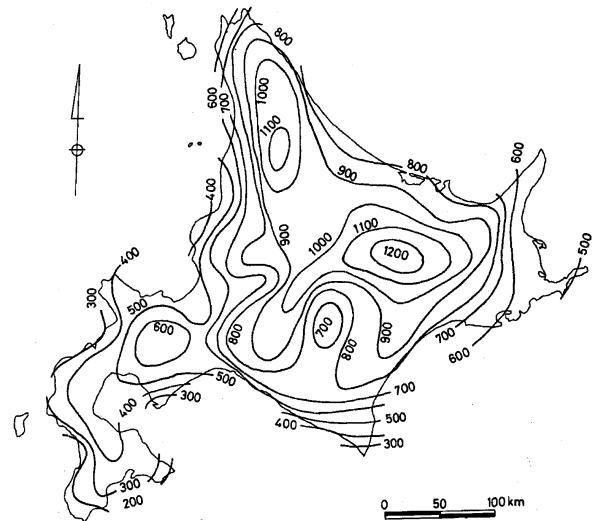


図-4 1974年11月1日より1975年3月31日までの積算寒度(福田ら⁴⁾の既往資料より抜粋)

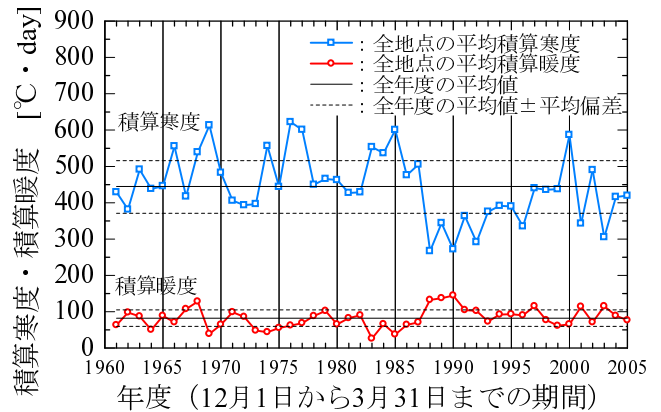


図-5 1961年度から2005年度における積算寒度および積算暖度

(2) 検討期間の気象条件

本研究の検討期間における気象条件について、図-2, 3の気象台毎の積算寒度と積算暖度を年度平均した値を図-5に示す。図-5には、1961年度から2005年度の平均値および平均偏差(各標本値と平均値との差の絶対値の平均)を図示しており、本研究の検討期間は2005年度である。図-5より、2005年度の積算寒度、積算暖度は平均偏差内にあることから、過去45年の気象条件と比べて、平均的な気象条件であったと推定できる。

4. 氷板厚計算式

本検討に用いた氷板厚計算式¹⁾について、その導出過程および適応性を明記し、本検討の観測データを対象として計算値と観測値の比較を行った。

(1) 基礎式

結氷河川における熱収支の概要図を図-6に示す。図-6において、温度 T [], 層厚 h [m], 密度 ρ [$\frac{kg}{m^3}$], 速度 U [$\frac{m}{s}$], 熱フラックス ϕ [$\frac{W}{m^2}$] として、添え字は各層の値であることを示している。

積雪深の増減は、大気および氷板との熱収支を考慮して

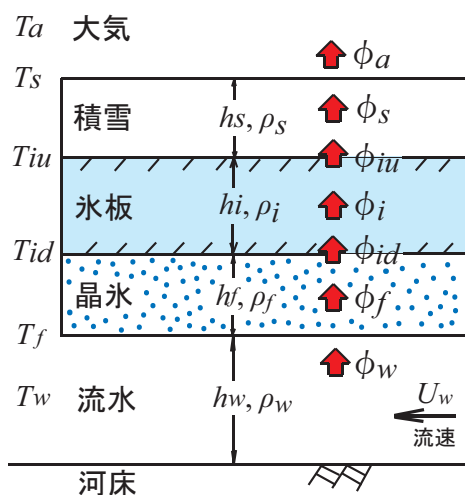


図-6 結氷河川における熱収支の概要図

$$\phi_f = \frac{k_f}{h_f} (T_f - T_{id}) \quad (8)$$

$$\phi_a = \frac{T_f - T_a}{\frac{1}{h_{sa}} + \frac{h_s}{k_s} + \frac{h_i}{k_i} + \frac{h_f}{k_f}} \quad (9)$$

(3) 流水から河氷底面への熱フラックス ϕ_w

ϕ_w は式 (10) で表わされる⁵⁾。 C_{wi} は $1622 \frac{W \cdot S^{0.8}}{m^{2.6}}$ であり、 $U_w [\frac{m}{s}]$ は鉛直平均流速、 $h_w [m]$ は河床から河氷底面までの有効水深である。

$$\phi_w = C_{wi} \frac{U_w^{4/5}}{h_w^{1/5}} \times (T_w - T_f) \quad (10)$$

流水断面が大きい鉄管やコンクリート管などの平均流速の計算には Manning 式が広く用いられている事から、結氷河川において水圧が河氷の割れ目から開放されるため完全な管路とはならないが、水面が河氷によって覆われているため近似的な管路と仮定して Manning 式の適用を試みると式 (11) となる。ここで、係数 β は式 (12) で定義した。なお、結氷河川における径深 R は、近似的に $h_w/2$ となる。式 (10) に式 (11) を代入すると式 (13) となる。 n_c は Manning の粗度係数で河床と河氷の合成粗度であり、 i は動水勾配である。

$$\beta = \frac{U_w}{h_w^{2/3}} \quad (11)$$

$$\beta = \frac{1}{2^{2/3}} \frac{\sqrt{i}}{n_c} \quad (12)$$

$$\phi_w = C_{wi} \beta^{4/5} T_w h_w^{1/3} \quad (13)$$

式 (1) で表した。式 (1) は、熱収支による積雪深の増減のみを考慮しているため、大気からの降雪による積雪深の増加や風による積雪の吹上げ、吹きだまりは考慮していない。氷板厚の増減は、積雪および晶氷との熱収支を考慮して式 (2) で表わした。式 (2) において、積雪と氷板の境界層、氷板と晶氷の境界層および氷板内部では熱フラックスが異なると仮定して、氷板の熱フラックスを積雪と氷板の境界層 ϕ_{iu} 、氷板と晶氷の境界層 ϕ_{id} および氷板内部 ϕ_i に区分して考えた。晶氷厚の増減は、氷板および流水との熱収支を考慮して式 (3) で表わした。式 (3) は、熱収支による晶氷厚の増減のみを考慮しているため、上流からの晶氷の流下による晶氷厚の増加、下流への晶氷の流下による晶氷厚の減少は考慮していない。

式 (1)、式 (2)、式 (3) を整理すると、本計算式の基礎式となる式 (4) が導出される。

$$\rho_s L_s \frac{dh_s}{dt} = (\phi_a - \phi_s) + (\phi_s - \phi_{iu}) \quad (1)$$

$$\rho_i L_i \frac{dh_i}{dt} = (\phi_{iu} - \phi_i) + (\phi_i - \phi_{id}) \quad (2)$$

$$\rho_f L_f \frac{dh_f}{dt} = (\phi_{id} - \phi_f) + (\phi_f - \phi_w) \quad (3)$$

$$\rho_i L_i \frac{dh_i}{dt} = \phi_a - \rho_s L_s \frac{dh_s}{dt} - \rho_f L_f \frac{dh_f}{dt} - \phi_w \quad (4)$$

(2) 河氷表面から大気への熱フラックス ϕ_a

各層の熱フラックスは、熱交換係数、熱伝導率、層厚、温度差を変数として近似的に式 (5)、式 (6)、式 (7)、式 (8) で表わされる。ある時間において各層の境界面における変動は平衡状態であると仮定すると、 $\phi_a = \phi_s = \phi_i = \phi_f$ となり ϕ_a は式 (9) で表わされる。

$$\phi_a = h_{sa} (T_s - T_a) \quad (5)$$

$$\phi_s = \frac{k_s}{h_s} (T_{iu} - T_s) \quad (6)$$

$$\phi_i = \frac{k_i}{h_i} (T_{id} - T_{iu}) \quad (7)$$

(4) 氷板厚計算式の導出

基礎式である式 (4) を差分し、式 (9)、式 (13) を代入すると氷板厚の計算式である式 (14) が導かれる。係数 α は式 (15) で定義し、河氷底面温度 T_f は 0 とした。

$$h_i = h'_i - A \frac{T_a}{h'_i} - W T_w h_w^{1/3} \quad (14)$$

$$\begin{cases} A = \left(\frac{k_i \Delta t}{\rho_i L_i} \right) \alpha \\ W = \left(\frac{C_{wi} \Delta t}{\rho_i L_i} \right) \beta^{4/5} \end{cases}$$

$$\begin{cases} \alpha = \alpha' \times \alpha'' \\ \alpha' = 1 - \frac{\rho_s L_s \frac{dh_s}{dt}}{\phi_a} - \frac{\rho_f L_f \frac{dh_f}{dt}}{\phi_a} \\ \alpha'' = \frac{\frac{h'_i}{k_i}}{\frac{1}{h_{sa}} + \frac{h'_s}{k_s} + \frac{h'_i}{k_i} + \frac{h'_f}{k_f}} \end{cases} \quad (15)$$

表-1 氷の物性値一覧

| | h_{sa} | ρ_i | L_i | k_i | Δt |
|----|-----------------|------------------|--------------------------------|---------------|--------------------------|
| | 熱交換係数 | 密度 | 潜熱 | 熱伝導率 | 時間 |
| 単位 | $\frac{W}{m^2}$ | $\frac{kg}{m^3}$ | $\frac{Ws}{kg} = \frac{J}{kg}$ | $\frac{W}{m}$ | s |
| 値 | 25.0 | 917.4 | 3.336×10^5 | 2.31 | $24 \times 60 \times 60$ |

さらに、式(14)に表-1の各値を代入すると、実用的な氷板厚の計算式である式(16)が導出される。

$$h_i = h'_i - \left(\frac{65.2}{10^5}\right) \alpha \frac{T_a}{h'_i} - \left(\frac{45.8}{10^2}\right) \beta^{4/5} T_w h_w^{1/3} \quad (16)$$

式(16)において、例えば1時間毎に氷板厚を計算する場合について、式(16)の T_a, T_w は1日の平均値であるため、1時間毎の T'_a, T'_w を用いる場合には、24で割り単位変換した値 $T'_a/24, T'_w/24$ が入力値となる。

本検討の計算方法は、 h'_i [m]の初期条件は1cmとして与え、それ以降は計算される1時間前の氷板厚を与えた。係数 α は、観測氷板厚 h_{io} [m]、計算氷板厚 h_i [m]、データ数 N として、式(17)で示すMSE(Mean squared error)を用いて決定した。 α を0.001から3.000の範囲で0.001毎にMSEを算出し、MSEが最小となる値を係数 α とした。本検討結果のMSEは全て0.01以下であった。また、本検討における氷板厚は、横断測量における氷板面積を川幅で割った横断面平均氷板厚である。

$$MSE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (h_{io} - h_i)^2 \quad (17)$$

係数 β は流量観測資料を用いて式(11)から求めた。有効水深 h_w は、流水面積 A_o [m²]、水面幅 B [m]として、 $h_w = A_o/B$ より求めた。

(5) 氷板厚計算式の適応性

氷板厚計算式の適応性について、解氷時までの氷板厚を非接触で連続的に測定した値⁶⁾と氷板厚計算式の計算値を図-7に示す。図-7より、計算値は氷板厚の変動を精度よく再現している。この事は、複雑な熱フラックスの計算をせずとも、係数 α, β を適切に設定し、気温、水温、有効水深が既知であれば、氷板厚の変動を再現可能であることを示唆している。

(6) 氷板厚の計算値と観測値

本検討の観測データを対象として、氷板厚における式(16)の計算値と観測値を図-8に示す。図-8より、249データの内の86%が±10cmの誤差内に入る結果であり、計算値は観測値を精度よく再現している。このことは、係数 α を適切に設定したことを示している。なお、計算を行うに当たり、本検討では精度の高い水温データを得ることができなかったため、式(16)において $T_w=0$ として計算している。

(7) 係数 α と氷板厚の関係

従来より氷板厚の計算に用いられているStefan式と本検討で用いている氷板厚計算式の関係を確認した。Stefan

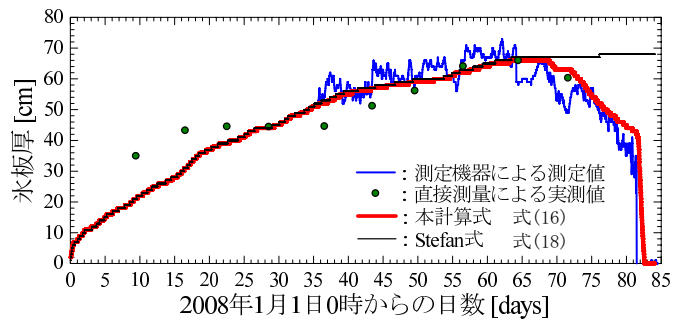


図-7 氷板厚の測定値と計算値

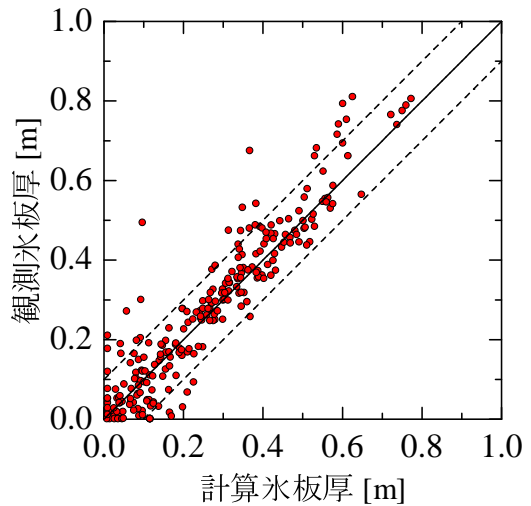


図-8 氷板厚の計算値と観測値

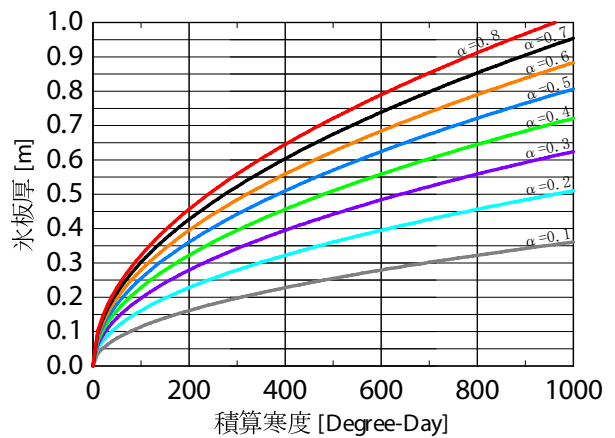


図-9 氷板厚計算式の係数 α と氷板厚

式は、式(4)における ϕ_w を0として、変数分離および積分する事により、式(18)の形で導かれる。

$$\hat{h}_i = \hat{\alpha} \sqrt{S} \quad (18)$$

$$\hat{\alpha} = \sqrt{\alpha \times \frac{2k_i \Delta t}{\rho_i L_i}} = \sqrt{0.0013 \times \alpha} \quad (19)$$

\hat{h}_i [m]は氷板厚、 S [°C·day]は積算寒度である。Stefan式の $\hat{\alpha}$ と氷板厚計算式の α は、式(19)の関係にあり、表-1の各値を代入した式も合わせて示す。 $\alpha=0.6$ の時の $\hat{\alpha}$ は0.028であり、この時のStefan式の計算値も図-7に示した。氷板の形成に関しては、Stefan式と氷板厚計算式の計算値は、ほぼ同値で測定値と一致しているのが分かる。なお、Stefan式と氷板厚計算式との大きな違いは、氷板厚計

算式は気温がプラスになる場合の氷板厚の融解を考慮している点である。

本検討で用いている氷板厚計算式の係数 α の変動により、氷板厚にどの程度の影響を与えるかをみるために、式(18)、(19)を用いて感度分析を行った。この結果を図-9に示す。図-9より、積算寒度 400 day において、 α が0.1から0.2へ増加すると氷板厚は9.4cm増加するのに対して、 α が0.7から0.8へ増加すると氷板厚は4.2cmの増加となり、 α が0.1から0.2へ増加する場合よりも0.7から0.8へ増加する場合の方が氷板厚の増加率は小さい。つまり、 α が大きい程、積算寒度に対する応答が鈍くなる。積算寒度 800 day において、 α が0.1から0.2へ増加すると氷板厚は13.4cm増加し、 α が0.7から0.8へ増加すると氷板厚は5.9cmの増加となり、積算寒度 400 day の場合に対して、積算寒度 800 day の氷板厚の増加率は大きい。

5. 河氷形成と河道特性

(1) 平均河床高 I_b 、川幅水深比 B/h_w と河氷面積 A_{if}

平均河床高 I_b および川幅水深比 B/h_w と氷板面積と晶氷面積を足した河氷面積 A_{if} との関係を図-10、11に示す。 A_{if} は観測期間中の最大値、 I_b は各観測所を挟む平均河床勾配とし、 B/h_w は観測期間中の平均値とした。なお、図-11における水系毎の凡例は、本論文における以後の図の凡例となる。

図-10より、各地点の晶氷の有無、積雪量の違い、水温の違いなどの影響により値にばらつきがあるものの、各地点の値を相対的にみると、平均河床勾配 I_b が緩やかな地点では河氷面積が大きくなり、平均河床勾配 I_b が急な地点では河氷面積が小さくなるのが定性的に推定できる。

図-11より、最小二乗法で求めた線形の近似式から、 B/h_w が小さい地点は河氷面積が小さく、 B/h_w が大きい地点は河氷面積が大きいことが推定できる。しかし、 B/h_w が小さく河氷面積が大きい地点があることから、今回の観測データからは、 B/h_w と河氷面積における一般性を持つ相関関係があるとは言えない。

(2) 係数 α 、 β と平均河床勾配 I_b

係数 α は、積雪・晶氷が氷板と一体となる場合は大きくなり、積雪・晶氷の断熱効果がある場合は小さくなる。係数 β は、導水勾配が大きく粗度が小さい場合は大きくなり、導水勾配が小さく粗度が大きい場合は小さくなる。式(16)より、言い換えると、係数 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、係数 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。

係数 α 、 β と平均河床勾配 I_b の関係を図-12、13に示す。図-12より、 α と I_b の相関係数は0.05であり、今回の観測データからは明確な相関はみられない。図-13より、 β は河氷粗度の変化による値のばらつきがあるものの、各

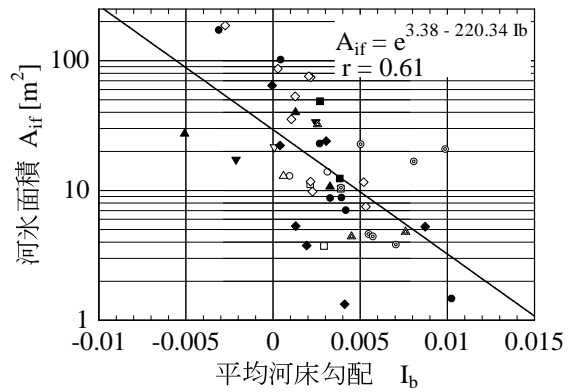


図-10 平均河床高 I_b と河氷面積 A_{if}

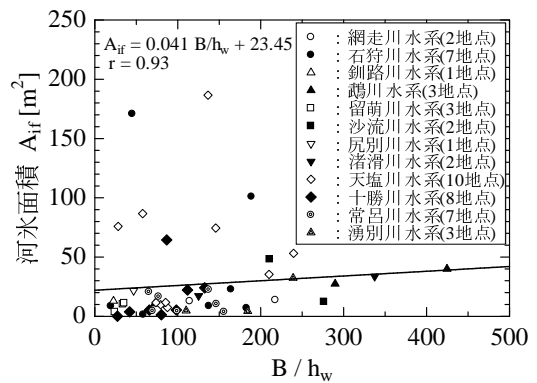


図-11 川幅水深比 B/h_w と河氷面積 A_{if}

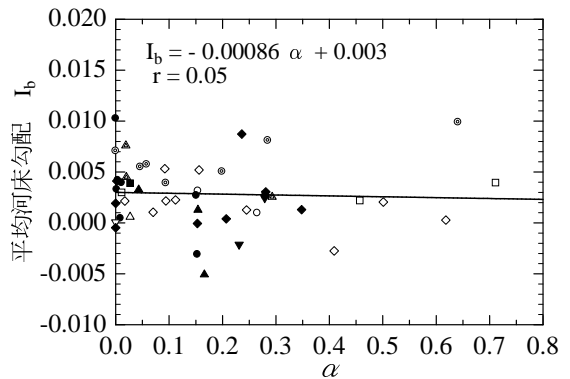


図-12 係数 α と平均河床勾配

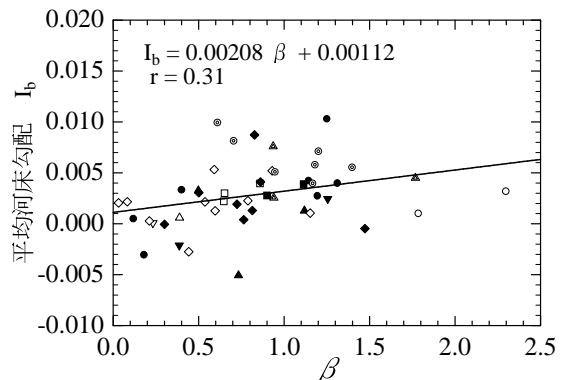


図-13 係数 β と平均河床勾配

地点の値を相対的にみると、平均河床勾配 I_b が緩やかな地点は β は小さいため氷板は融解されにくく、急な地点は β は大きいため氷板は融解されやすいと定性的に推察できる。

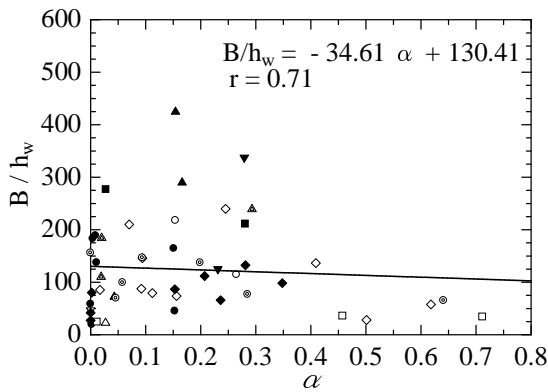


図-14 係数 α と川幅水深比 B/h_w

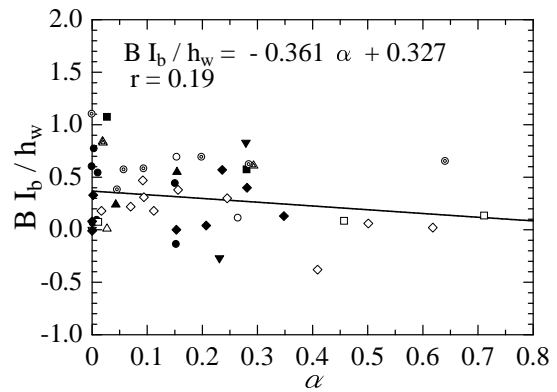


図-16 係数 α と $B I_b / h_w$

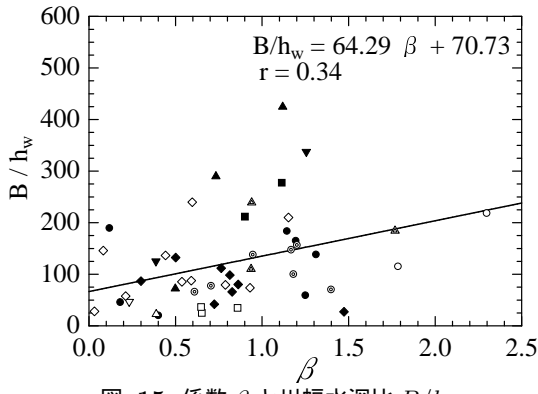


図-15 係数 β と川幅水深比 B/h_w

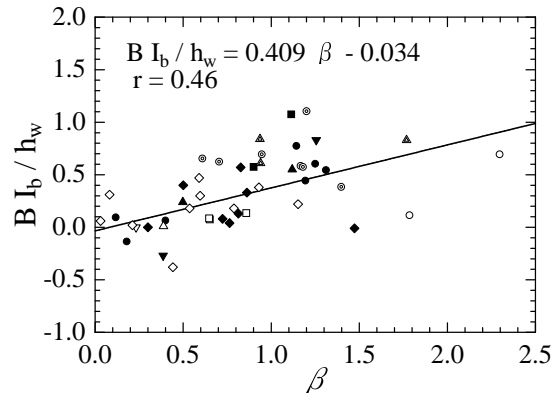


図-17 係数 β と $B I_b / h_w$

(3) 係数 α , β と川幅水深比 B/h_w

係数 α , β と B/h_w の関係を図-14, 15 に示す. 図-14, 15 より, 各地点の晶氷の有無, 積雪量の違い, 水温の違いなどの影響により係数 α , β と B/h_w の値にばらつきがあるものの, 各地点の値を相対的にみると, B/h_w が小さい地点は α は大きく β は小さいため氷板が形成されやすく, B/h_w が大きい地点は α は小さく β は大きいいため氷板が形成されにくいと定性的に推察できる.

次に, 河道特性の無次元量を $B I_b / h_w$ として, 係数 α , β との関係を図-16, 17 に示す. 図-16, 17 より, 平均河床勾配が緩やかで有効水深に対して川幅が狭い地点は, α は大きく β は小さいため氷板が形成されやすく, 平均河床勾配が急で有効水深に対して川幅が広い地点は, α は小さく β は大きいため氷板が形成されやすいと定性的に推察できる. 河床勾配が緩く川幅が狭い地点で氷板が形成されやすい要因の一つとして, 上流から流下してくる河水がこの地点で流下せずに滞留し氷化するため, 氷板の形成に寄与することが考えられる.

6. まとめ

本研究により以下の定性的な知見が得られた. 結氷河川内の河水面積は, 平均河床勾配が緩やかな地点では河水面積は大きく, 平均河床勾配が急な地点では河水面積は小さい. 河道特性と気温, 水温, 有効水深に対する氷板形成の程度 (係数 α , β) の関係については, 平均河床勾配が緩やかで有効水深に対して川幅が狭い地点は, 氷板は融解されにくく氷板は形成されやすい. 平均河床勾配が急で有効水

深に対して川幅が広い地点は, 氷板は融解されやすく氷板は形成されにくい. 河床勾配が緩く川幅が狭い地点において氷板が形成されやすい要因の一つとして, 上流から流下してくる河水が滞留し氷化するため, 氷板の形成に寄与することが推察された.

本研究で得られた知見は, 例えば河床勾配が緩やかな地点が上流にある河川において, 解氷が上流から始まると, 多量の河水が上流から下流へと流下するため, 下流において河床勾配が緩く川幅の狭い地点がある場合には, この地点で流下した河水が滞留し流積を狭め, アイスジャムが発生するという現象が推察できる.

謝辞 本研究を実施するにあたり, 北海道開発局には貴重な観測資料を提供して頂きました. 記して謝意を表します.

参考文献

- 1) 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.
- 2) H.T.Shen, 山崎誠, 星清, 渡邊康玄, 平山健一: 渚滑川のアイスジャミングの検討, 第 15 回寒地技術シンポジウム, pp.370-375, 1999.
- 3) Beltaos.S: RIVER ICE JAMS, Water Resources Publications LLC, pp130-132, 1995.
- 4) 福田 正己, 武田 一夫: 北海道における昭和 49 ~ 50 年冬期の積算寒度値の分布, 低温科学, 物理篇, No.33, 資料集, pp85-91, 1976.
- 5) George D. Ashton, Ed.: River Lake Ice Engineering, Water Resources Publications, pp.289, 1986.
- 6) 吉川 泰弘, 渡邊 康玄, 早川 博, 平井 康幸: 天塩川における解氷時の氷板厚に関する研究, 土木学会, 河川技術論文集, 第 15 巻, pp.315-320, 2009.