

15.3 結氷時の塩水遡上の現象解明と流量観測手法の開発

研究予算：運営費交付金、北海道開発局受託測試

研究期間：平 18～平 22

担当チーム：寒地河川チーム、寒地技術推進室

研究担当者：吉川泰弘、赤堀良介、佐藤嘉昭、野村栄正

【要旨】

本研究は、結氷時の塩水遡上の現象解明、結氷時の流量観測手法の開発を目的としている。河川感潮区間では、多種多様な生物の生息域となっており、河川環境の中でも特に多様性に富んでいる。塩水遡上の挙動は、微細な場の条件の変化で環境が大きく変化してしまう。このため、従来から河川の塩水遡上について研究が行われ現象の解明が試みられてきている。しかし、寒冷地域特有の現象である結氷時の塩水遡上の挙動については、その観測の困難性からデータが得られておらず不明な点が多い。寒冷地域の河川生態系にとって最も過酷な条件となる結氷時の水理現象を解明することは、積雪寒冷地における下流域の河川環境を考える上で必要不可欠となっている。このような状況の下、塩水流入により塩水層が上昇し漁業被害の危険性が高くなっており塩水遡上抑制対策案が望まれている汽水湖も存在する。河川の流量は流域全体の水資源計画を策定する上で重要な基礎資料である。流量の観測手法を確立するためには、その場所における水理現象を解明する必要がある。結氷時の河川においては、観測の困難さや複雑な流況のために、水理現象が十分に解明されているとは言い難い状況にある。このため結氷時における流量の観測手法は、水理現象を解明した上での手法となっていない。

本研究は、現地観測および水理実験を実施することによって、結氷河川における氷板形成に関する検討、水理現象の把握、結氷時の塩水遡上の現象について明らかにし、河川管理上の課題となっている結氷時の流量観測精度の向上を図る事を目的としている。また、塩水遡上現象を再現できる一般化された簡易な数値計算モデルを開発し、塩水遡上抑制対策案の検討を行う。

キーワード：結氷河川、感潮域、流量観測、北海道、天塩川、常呂川、渚滑川、湧別川

1.はじめに

本研究は、結氷時の塩水遡上の現象解明および結氷時の流量観測手法の開発のために、結氷時の感潮域における流量観測に関する研究、塩水遡上抑制対策に関する研究、氷の形成過程に関する研究として、次の3つの項目に区分して段階的に研究を進めた。

結氷時の感潮域における ADCP を用いた流量観測手法：流量観測手法の開発を念頭に置き、結氷時かつ感潮域における現地観測を行い、水理現象の解明および感潮域の流量観測において、どの程度の測定時間であれば精度が確保されるのか、潮汐により水位が変動する流況の中でいつ観測を行えばよいのかについて、結氷時と開水時の観測結果を基にして検討を行った。

透過性構造物による塩水遡上抑制効果についての研究：塩水遡上を抑制するための構造物として鮭類捕獲施設である「やな」に着目し、「やな」による塩水遡上抑制効果を評価するために「やな」を透過性構造物として扱い水理実験および数値計算モデルを構築し検

討を行った。

渚滑川と湧別川における晶氷の氷化を考慮した氷厚変動計算の一考察：、結氷現象の解明の第一歩として、アイスジャミングが発生する渚滑川と発生しない湧別川を対象として、氷板の形成過程に着目した現地観測を行いその経時変化を明らかにし、氷厚変動計算を実施して氷板の形成過程についての検討を行った。さらに、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開発した。これらの知見を踏まえて、河川結氷時における流量推定手法の開発を目的として、河川結氷時において詳細な現地観測を実施し、これらの観測データを検討資料として、コスト低減の観点から、追加観測なしに現行の観測資料のみを用いる流量推定手法を開発した。本手法の現場への適用を念頭に置き、本手法と従来手法の推定流量の精度比較を行い、本手法の利点と欠点を明確にした。

2.1. 結氷時の感潮域における ADCP を用いた流量観測手法

河川の流量は、流域全体の水資源計画を策定する場合において重要な基礎資料である。流量の観測手法においては、非結氷時かつ非感潮域では既往の研究、実績により水理現象に合う手法が確立されてきている。

しかし、結氷時、感潮域という特殊な状況では、次の理由により流量の観測手法が確立されているとは言えない。結氷時は観測する人間にとって厳しい気象条件であるとともに、河川表面が氷で覆われている事から観測自体も困難さを伴うため、氷板下の流況は不明確な部分が多い。感潮域は塩水遡上現象により複雑な流況(非定常)となるため、新しい機材(例えばADCP)の導入¹⁾が示されているが、流れ場の条件による特性や精度が十分に解明されているとは言えないのが現状である。結氷時、感潮域の流量観測は、問題点は指摘されてはいるものの具体的な手法が提案されていないため、従来の観測手法で原則行われている。

これを改善するために、結氷時かつ非感潮域における流量観測手法については、ADCPを用いて現在の観測精度を低下させる事なくより短時間で経済的な観測方法についての研究が鈴木ら²⁾によりなされている。また、非結氷時かつ感潮域の流量観測手法については、ADCPを河床に設置し単位幅流量と水位変化量から流量を連続的に推算する研究が佐藤・中津川³⁾により行われている。一方、結氷時かつ感潮域においては、氷板による摩擦抵抗の発生、流体水温の変化、流体密度の変化の特徴を持ち複雑な水理現象が生じていると考えられるが、現在、観測事例が少ないため未だにその現象が解明されているとはいえない状況にある。

本研究は、流量観測手法の開発を念頭に置き、結氷時かつ感潮域における現地観測を行い水理現象の解明および流量観測に関する知見を得ることを目指している。

2.2. 現地観測

現地観測は、北海道東部の常呂川(流路延長120km、流域面積1,930km²)において結氷時と非結氷時の2期間、北海道北部の天塩川(流路延長256km、流域面積5,590km²)において結氷時の1期間行った。常呂川では結氷時と非結氷時の比較のために観測を行い、天塩川では蛇行している常呂川との比較のために観測を行った。今回の観測場所と観測時の条件を表-1に示す。

2.2.1 観測期間

常呂川

結氷時、非結氷時においてそれぞれ満月の大潮を挟

表-1 観測場所と観測時の条件

	直線部	蛇行部
非結氷時	—	常呂川
結氷時	天塩川	常呂川

む3周期の観測を行った。1周期は上げ潮時3回、下げ潮時3回の観測で、計18回の観測を実施した。結氷時の観測は2005年2月22日09:00～25日11:50で大潮時の潮位差1.00m、非結氷時は2005年8月18日04:40～8月21日07:30で大潮時の潮位差1.33mである。

天塩川

結氷時の中潮の期間に満潮時、下げ潮時、干潮時、上げ潮時の計4回の観測を行った。期間は2006年2月15日05:25～16:10であり、満潮と干潮の潮位差は0.24mである。

2.2.2 観測場所

一般に行われる塩水遡上の観測は、塩水遡上距離や内部抵抗係数の逆算値⁴⁾を知るために縦断観測の事例が多い。しかし、今回は通常の流量観測を念頭に置いている事および感潮域での詳細な横断観測の事例が少ない事から、横断方向の観測としている。

観測場所は水文資料のある観測所とし、観測場所の概要を表-2に示す。常呂川について、河道平面形状及び河床高を図-1に示す。蛇行部区間は河口から0.6kmの地点から上流1.4kmの区間であり、上流から河口に向かって左岸へと湾曲している。観測地点は、蛇行部の中間と蛇行部の入り口のほぼ中間に位置する。天塩川について、河口から上流1kmの地点から7kmまでの区間が直線部である。観測地点は、その直線部のほぼ中間に位置する。両観測場所を川幅水深比で比較すると、常呂川で20、天塩川で42であり天塩川の方が大きい。

なお、天塩川の観測地点について、直上流には天塩河口大橋があり幅2.6mの橋脚が河川横断距離にして38m、98m、188m、278mの位置に存在している。

感潮区間は、既往調査⁵⁾より河口から上流までの距離において、常呂川で6.9km、天塩川で19.5kmであり河床勾配の緩い天塩川の方が長い事が分かる。

2.2.3 観測項目

常呂川における観測の概念図を図-2に、天塩川における観測の概念図を図-3に示す。横断方向に常呂川では9測線、天塩川では7測線設定して流速、塩分濃度を測定した。結氷時の測定は測線の氷に穴を開けて行った。今回の1回の観測は、左岸から観測を開始し右岸で観測が終了する。

表-2 観測場所の概要

観測場所	河道	KP(km)	河床形状	川幅 ^{※1} (m)	水深 ^{※1} (m)	最深河床高(m)	河床勾配 ^{※2}
常呂川河口観測所	蛇行部	1.1	左岸掘れ	65	3.3	-2.7	1/700
天塩川河口観測所	直線部	5.0	平坦	270	6.4	-6.1	1/2500

※1 結氷時の満潮時における観測値を記載

※2 河口(KP0.0)と観測場所の最深河床高を結ぶ河床勾配

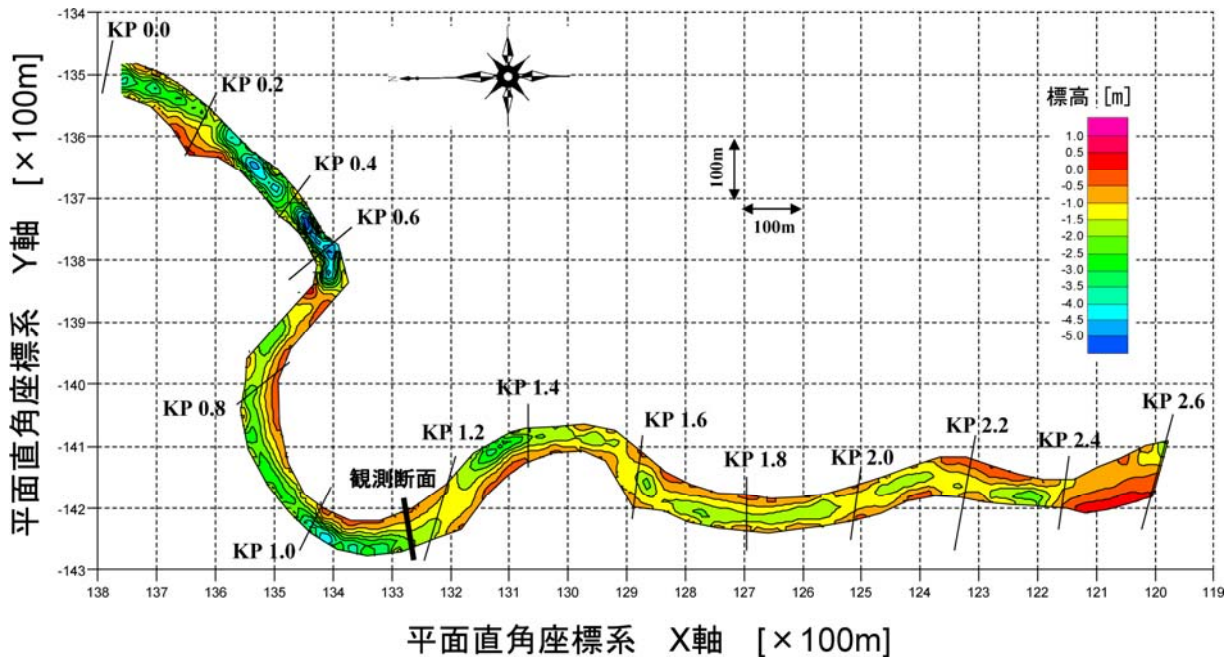


図-1 常呂川下流域における河床高のコンター図(2005年12月測量)

流速測定は ADCP(WorkHorse Sentinel 1200kHz Zed-Hed、RD Instruments、ハイレゾリューションモード)を用いた。層厚は常呂川で10cm、天塩川で25cmとし、1データは常呂川で10ピング、天塩川で20ピングのアンサンブル平均値とした。1データの取得時間は水深にもよるが常呂川で約3秒間、天塩川で約10秒間であり、各測線の測定時間は180秒間行った。塩分濃度はアレックメモリーSTD(ATU100-PK、アレック電子(株))を用い、水位は精密自記水位計(MC-1100WA、光進電気工業(株))を用いた。なお、常呂川における塩分濃度は濤筋のみとしている。結氷時の水位は、氷に穴を開けて測定しているため自由水面の高さである。

ADCPについて

結氷時のADCPの測定は、測線に氷の穴を開けて ADCPを材料で固定し鉛直下方に向けて測定を行った。固定に用いる材料は、ADCPには方位測定のため磁石が内蔵されており、磁気の影響を磁石が受けないために、ゴム、ステンレス、木などの材料を用いた。また、ADCPは流体の温度により音波速度の補正を行っており、その温度範囲は-5~45℃である。今回の観測はそ

の範囲内であった。

ADCPの測定値は、水平面での流速(VH)、VHの方位(β°)、鉛直方向の流速である。 β は北が 0° とし右回りの方位である。水平面での流速(VH)を簡便のため主流方向および横断方向の流速に分離する方法について記述する。主流方向とは河川上流から河口への方向であり、横断方向とは主流方向と直角をなす方向である。その関係を図-4に示す。主流方向の方位: α° を基準方向とした場合の β の方向を γ° とすると、 γ 、 θ (ラジアン表示)は次式で求めた。

$$\begin{aligned}
 \text{i) } \alpha < \beta & \cdots \cdots \gamma = \beta - \alpha \\
 \text{ii) } \alpha > \beta & \cdots \cdots \gamma = 360^\circ + (\beta - \alpha) \\
 \text{iii) } \alpha = \beta & \cdots \cdots \gamma = 0^\circ \\
 & \theta = \gamma\pi/180^\circ
 \end{aligned}$$

主流方向を正とする流速: V_x と横断方向の右を正とする流速: V_y は、 V_H 、 θ を用いて次式で分離し求めた。

$$\begin{aligned}
 \text{a) } 0 \leq \theta < \pi & \quad V_x = V_H \cos(\theta) \\
 & \quad V_y = V_H \sin(\theta) \\
 \text{b) } \pi \leq \theta < 2\pi & \quad V_x = -V_H \cos(\theta - \pi) \\
 & \quad V_y = -V_H \sin(\theta - \pi)
 \end{aligned}$$

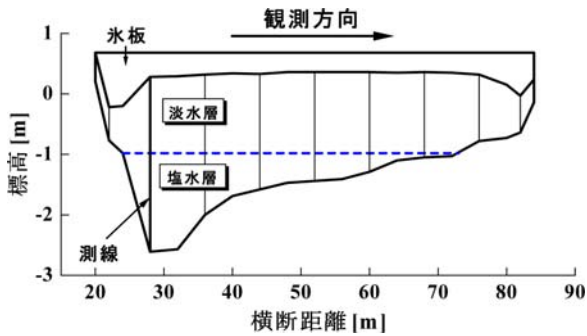


図-2 常呂川観測の概念図

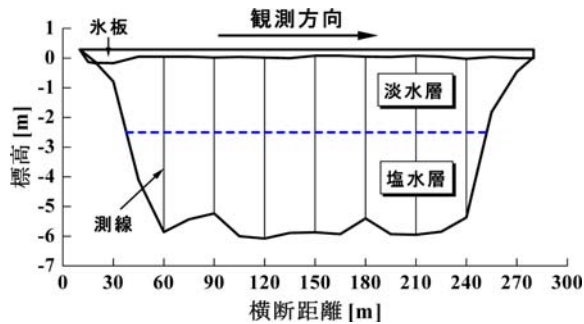


図-3 天塩川観測の概念図

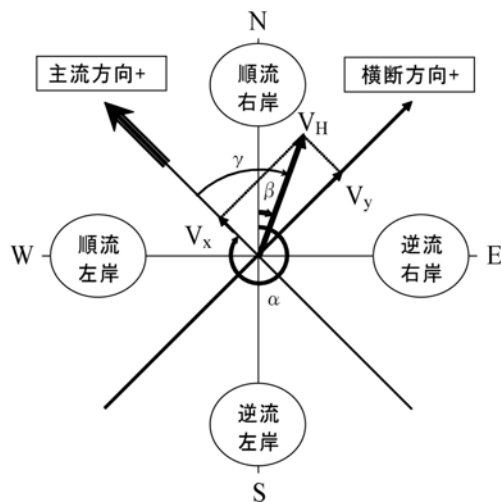


図-4 流速ベクトルと方位の関係

観測場所により主流方向の方位が変化することを考慮して、ここではあえて固定していない。主流方向の方位の決め方は、観測断面に直交する方位とする方法と、横断面内において各測線、各層毎の水平面ベクトル流速を各々XY軸に成分分解し、X軸、Y軸で平均して算出される平均ベクトルの方位を主流方向の方位とする方法が考えられる。

2.3 水理現象と流量観測

ここでは、流量観測を行う上で重要である水位、流速、流況および測定時間についての検討を行う。

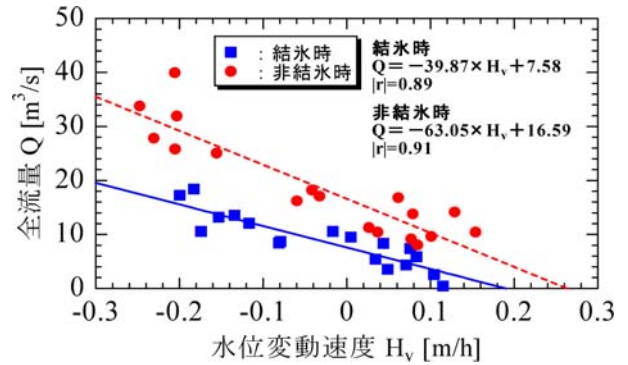


図-5 水位変動速度と全流量の相関図(常呂川)

2.3.1 水位

感潮域の流量を連続的に推定する式として、水位の変動速度を用いる流量推定式³⁾がある。この式は、水位と流量の位相差を考慮し鉛直方向の水位変動速度 m/h から流量を推定する式であり、非結氷時の現象より導かれたものである。ここでは、この式が結氷時において成立するかの検討を行う。用いるデータは、観測回数の多い常呂川のものを用いる事とした。ここでいう水位変動速度 m/h とは、1時間の間に水位が上昇または下降した場合の鉛直方向の移動距離である。この水位変動速度の算出は「ある時刻の水位」から「1時間前の水位」を引く事により求められる。この場合の水位変動速度の時刻は「ある時刻の30分前」とした。

水位変動速度と流量の位相差を相関係数により求める。水位変動速度は、鉛直上方向を正として1時間毎の観測水位データから算出する事とした。ある時刻の流量と1時間前、2時間前、3時間前の水位変動速度との相関係数を算出した。この結果、結氷時、非結氷時ともに1時間前の水位変動速度を用いた場合に相関係数が一番高くなった。このため水位変動速度と流量の位相差は1時間であると分かった。

位相差を考慮した水位変動速度と全流量の相関図を図-5に示す。なお、ここで言う全流量とは順流逆流を勘案した流量であり、河口へ向かう流量から逆流している流量を差し引いた値としている。相関係数の絶対値 $|r|$ について、結氷時は0.89、非結氷時は0.91でありともに高い相関がある。特に結氷時においても高い相関がある事から、更なる観測が必要ではあるが、少なくとも今回の常呂川での観測結果では、結氷時においても流量推定式が成立する可能性があると言える。また、流量推定式は通年で一本とされていたが、今回の観測により流量推定式の係数は結氷時と非結氷時で異なる事が明確となった。

表-3 潮位と水位の相関係数(常呂川)

相関係数	氷時結	非結氷時
全データ	0.95	0.96
上げ潮時	0.98	0.99
下げ潮時	0.98	0.99

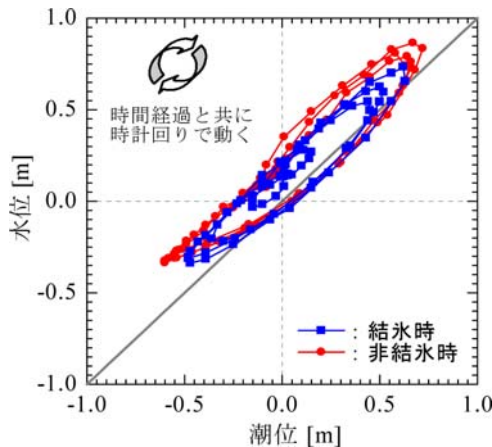


図-6 潮位と水位の相関図(常呂川)

次に、潮位と水位の相関関係を明らかにする。網走観測所の潮位と常呂川の観測断面水位の相関図を図-6に示す。データ間を時系列で線で結んでいる。相関関係は、結氷時と非結氷時で若干の違いがあるが、以下の二価性の関係が読み取れる。

上げ潮時(干潮→満潮)...水位が高くなる

下げ潮時(満潮→干潮)... $Y=X$ の直線に乗る

この二価性の関係を見るために、全データ、上げ潮時のデータ、下げ潮時のデータに区分した相関係数を表-3に示す。結氷時と非結氷時ともに高い相関係数を示し、特に上げ潮および、下げ潮での相関係数が高い事が分かる。今回の観測結果より、結氷時と非結氷時ともに潮位と水位は相関の良い二価性の関係がある事が分かった。この事は、少なくとも流量変化が無視できる場合、潮位により水位の推定が可能である事を示唆するものである。

2.3.2 3次元流速

通常の流量観測の実施および、結氷時の感潮域の水理現象の解明のためには、流況を捉える必要がある。ADCP測定値の水平面内のベクトル流速と鉛直方向のベクトル流速を3次元流速に成分分解し、流況について検討を行う。

直線部の観測断面の流況

直線部に位置する天塩川観測断面において、満潮・下げ潮・干潮・上げ潮に分けた流速を図-7に示す。

観測断面に直交する方位 180° (河口方向)を主流方向として、主流方向の流速をコンターで図示し、横断・鉛直方向流速を各測線を基準としてベクトルで図示している。図には各測線の観測開始時間を記載している。1測線の観測時間は移動を含め約10分間であり、1回の観測時間は7測線あるため約70分間となる。図-7より、横断・鉛直方向流速は主流方向流速に対して小さく、主流方向流速が支配的であると分かる。また、横断距離98m、188m付近のベクトル流速の方向が向き合っている理由は、橋脚の影響を受けたものと推測される。

次に流心の位置に着目する。その位置は満潮から下げ潮では右岸側にあり、干潮から上げ潮では左岸にある。この流心位置の移動の原因を探るために、各測線毎の流速分布を塩分濃度15psuを境界として、淡水と塩水に区分した平均流速を算出した。河口に向かう流れを正とした平均流速を縦軸に、時間を横軸に取り図-9に示す。左岸から右岸への観測方向を念頭に置くと、図-9から平均流速について以下の事が言える。

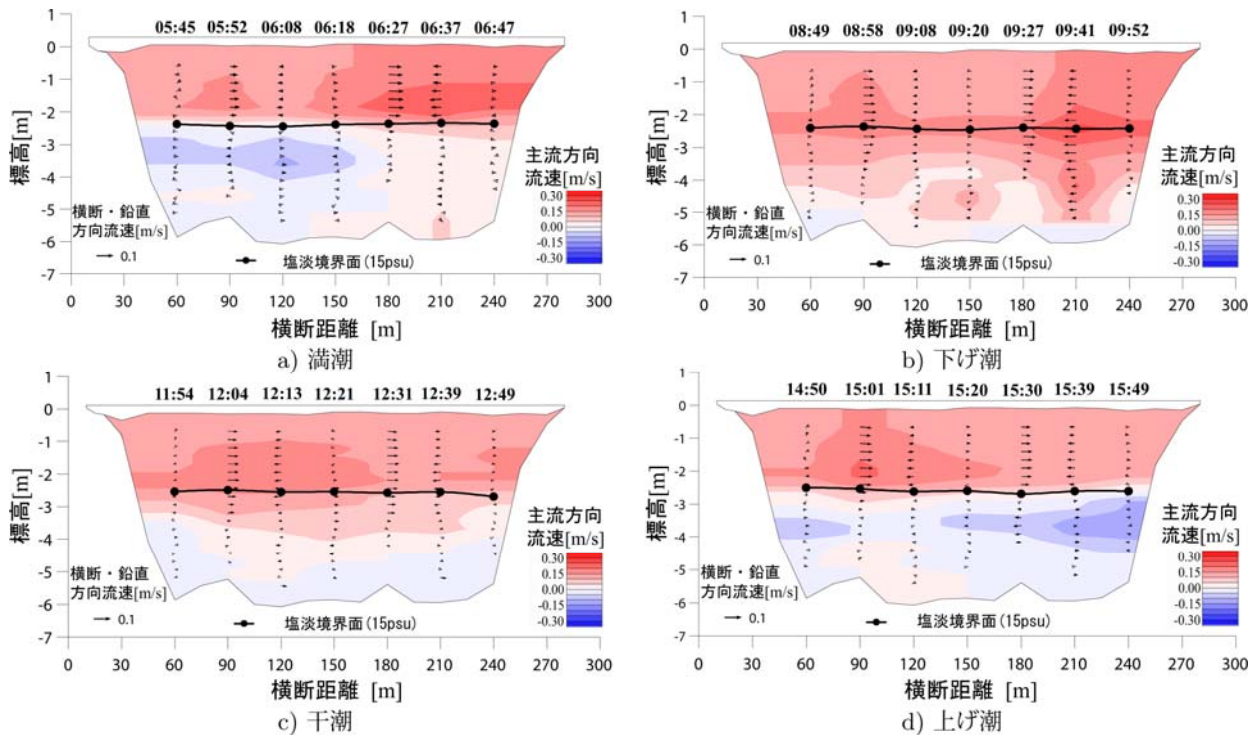
- 1) 満潮から下げ潮の間の時間帯では、水位が下降するにつれて横断面平均流速が速くなるため、横断面内では測定時刻が相対的に遅い右岸へ行くにつれて平均流速が速くなる。
- 2) 干潮から上げ潮の間の時間帯では、水位が上昇するにつれて横断面平均流速が遅くなるため、横断面内では測定時刻が相対的に遅い右岸へ行くにつれて平均流速が遅くなる。

上述により、流心位置の移動は測定時間の違いによる見かけ上の移動であると言える。また、感潮域において、ある瞬間の流量に近づけるためには、1測線の測定時間を精度を落とす事なく短くすれば良い事が分かる。

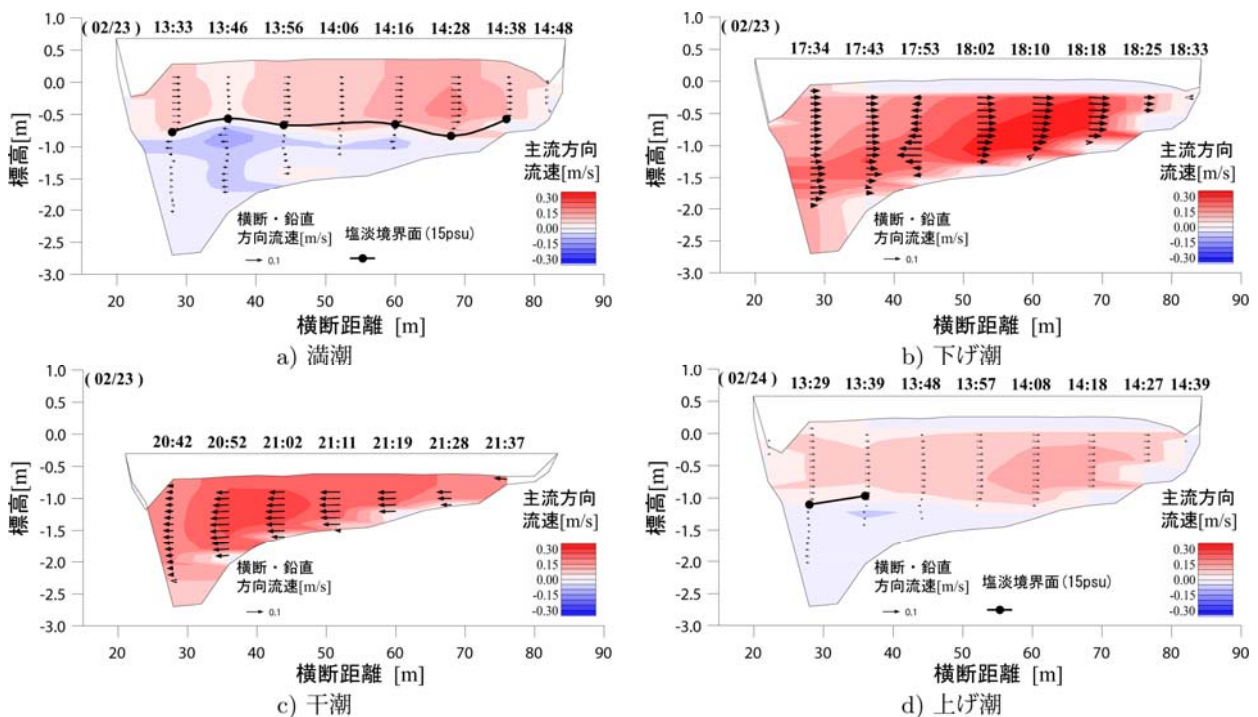
蛇行部の観測断面の流況

結氷時において、蛇行部に位置する常呂川観測断面の流速(主流方向 348°)を図-8に示し、淡水と塩水の平均流速を図-10に示す。図-8の塩淡境界面は、塩分濃度15psuに対するADCPの反射強度を求めて各測線でその反射強度に対する標高を結んだものである。蛇行部である常呂川の流心位置の移動について、直線部である天塩川の結果を踏まえて検討を行う。図-8、10より流心位置について以下の事が言える。

- 1) 満潮の流心位置は右岸側である。流れは鉛直方向に二分されている。上層は矩形断面内の流れ(自由渦型)となり、下層の逆流の流速は左岸側の境界付近で速くなる。
- 2) 下げ潮の流心位置は、右岸から左岸へと遷移する。断面内の流速は、満潮に比べて速くなる。



図一七 結氷時の天塩川の3次元流速



図一八 結氷時の常呂川の3次元流速

- 3) 干潮の流心位置は、滞筋の左岸側である。(強制渦型)
 - 4) 上げ潮の流心位置は、左岸から右岸へと遷移する。断面内の流速は、干潮に比べて遅くなる。
- 上述により、上げ潮と下げ潮において、蛇行部の流心

位置の移動が、天塩川における直線部の流心位置の移動と逆となっている事が分かる。特に上げ潮で顕著に現れている。この事から、蛇行部の流心位置の移動は、測定時間の遅れに起因しているとは言えない。蛇行部の流心位置の移動の原因は、測定時間の遅れによる影

響よりも、蛇行形状による影響の方が強いと推定できる。

2.3.3 流速の測定時間

定常流れにおける流速の測定時間について述べ、次に非定常流れについての検討を行う。非定常流れの検討は蛇行部の影響を無視するために、直線部である天塩川の観測結果を用いている。

定常流れ

現行の流速測定時間は、1点につき20秒以上と明記¹⁾されている。既往研究^{6), 7)}では、先の測定時間に理論的説明を加えている。その理論は、流速の時間的な変動特性により測定精度が規定されるというものである。真の平均流速(U)と観測された平均流速(U_T)の差が誤差であるが、この誤差を標準偏差(U'_T)で表し相対誤差 $\varepsilon (=U'_T/U)$ で検討している。なお、 ε は式(1)で表されている。

$$\varepsilon = \sqrt{2 \frac{T_E}{T} \cdot \frac{v'}{Y}} \quad (1)$$

ここで、 T_E : 流水中の平均的な大きさの渦がある点を通る時間、 T : 測定時間、 u' : 乱れの強さ、 U : 真の平均流速である。

式(1)より、測定時間が長いほど真の平均流速に近づく事が分かる。しかし、あまりに測定時間を長く取るとは実際上困難であるため、測定精度を決めて測定時間が決定される事となる。これは測定時間を長く取れば真の平均流速に近づく事を前提とした定常流れが仮定できる場合のものである。

非定常流れ

非定常性が強い流れである感潮域では、定常流の場合のように測定時間を長く取る事により真の平均流速に近づくとは言えない。結氷時の感潮域における流速の測定時間の検討は、直線部の天塩川において平均流速の挙動、測定時間の差異の2点に着目して行う。

平均流速の挙動 図-9より各観測毎の標準偏差は、水位変動が大きい下げ潮時と上げ潮時で値が大きく、この時間帯で平均流速のばらつきが大きい事が分かる。図-11は1分間の水位の変化量と1分間の平均流速の変化量の相関図である。

図-11より負の相関がある事が分かる。回帰直線式から水位の変化量の絶対値が小さいほど、平均流速の変化量の絶対値は小さくなる事が分かる。平均流速の変化量の絶対値が小さければ、測線間の平均流速の差が小さくなり、ある瞬間の横断面内の平均流速に近づくと言える。この平均流速に近づくためには、1測線の測定時間を短くすれば良い事となる。また、水位変

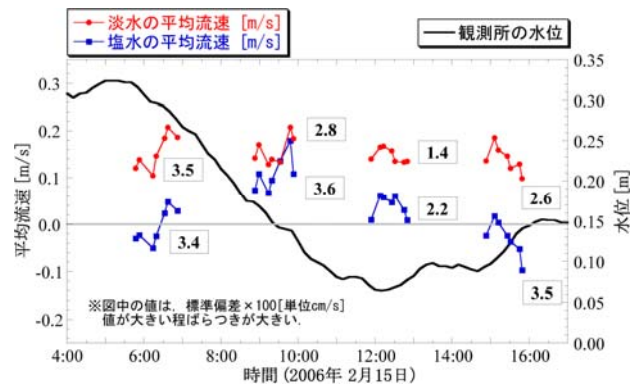


図-9 各測線毎の淡水と塩水の平均流速(天塩川)

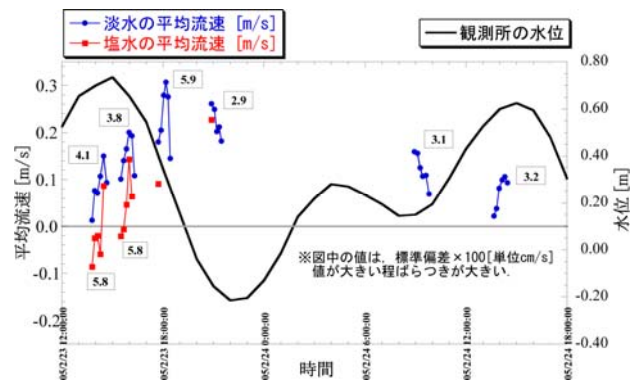


図-10 各測線毎の淡水と塩水の平均流速(常呂川)

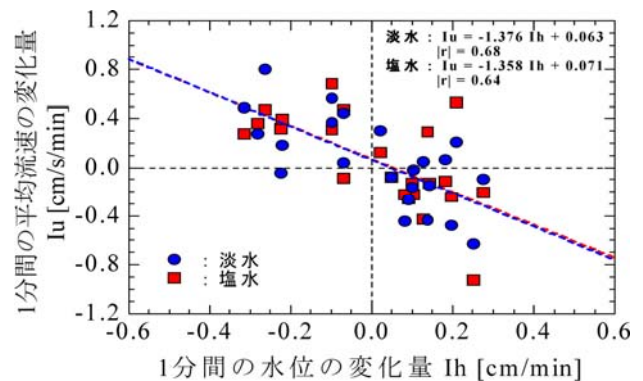


図-11 水位と平均流速の変化量の相関図(天塩川・結氷時)

動が大きい時間帯である下げ潮時と上げ潮時では、特に短く取る必要があると言える。

測定時間による差異 前項の結果より、測定時間を短くすれば良い事が分かった。次に、各測定時間による平均流速の差異に着目して検討を行う事とする。検討には有効水深の2割、5割、8割の位置の測定値を用いた。180秒間の測定値から、10秒、20秒、40秒、60秒、120秒間の移動平均流速(U)を算出した。各々の移動平均流

表-4 各測線における平均流速の標準偏差(天塩川・結氷時)

横断距離 [m]	60	90	120	150	180	210	240
標準偏差 [cm/s]	0.51	0.84	0.44	0.45	0.62	0.53	0.62

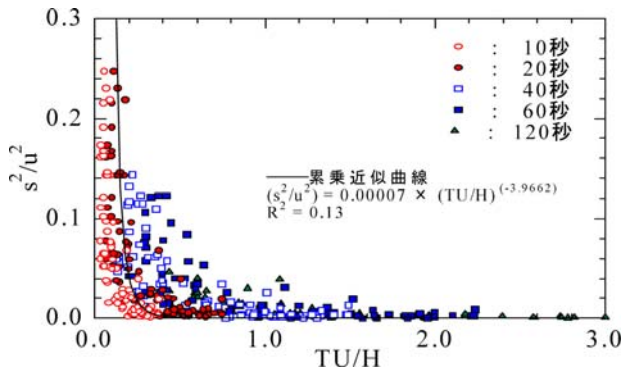


図-12 各測定時間と平均流速の関係図(天塩川・結氷時)

速の分散(s^2)を180秒間の平均流速の2乗(u^2)で割った値を縦軸に、各々の移動平均流速(U)と測定時間(T)および有効水深(H)を用いて無次元化した値を横軸それぞれ取り、図示したものが図-12である。縦軸の値が0に近づくほど180秒間の移動平均流速に近づく。図中の指数関数の近似曲線は、全ての値を対象としている。近似曲線の R^2 は、近似曲線の値が測定値にどれだけ近いことを表す数値である。 R^2 が0に近づくほど、近似曲線の値は測定値から離れる。今回、 R^2 は0.13と小さく測定値のばらつきが大きいことを示している。測定時間が長いほど180秒の移動平均流速に近づくとは言えない。

次に、測定時間の差異による平均流速の違いを見る事とする。各測線において各測定時間の平均流速の標準偏差を算出したものを表-4に示す。どの測線においても、標準偏差の値は小さい事が分かる。測定時間の差異による平均流速の違いは小さく、10秒間の測定値と120秒間の測定値は大きな差異がないと言える。

2.4 まとめ

結氷時かつ感潮域における流量観測手法の開発を念頭に置いた現地観測および解析により、以下の事が明らかとなった。

1) 今回の常呂川における観測結果から、感潮域の非結氷時で成立する流量推定式 $3)$ は、感潮域の結氷時においても成立する可能性があることが分かった。また流量推定式の係数が、結氷時と非結氷時で異なる事が明らかとなった。

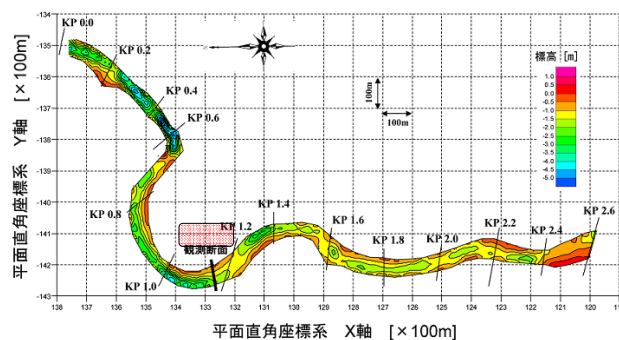
2) 平均流速の挙動および測定時間による差異の検討から、結氷時の感潮域においてADCPの測定時間を長くしても、その観測期間の横断面流量の精度は向上しない。またADCPの測定時間の違いによる平均流速の違いは、小さいという事が分かった。今回の天塩川における検討結果から、非定常流れである結氷時の感潮域においてADCPの測定時間を1測定当たり10秒とすれば、ある瞬間の横断面内の平均流速に近づき、その観測期間の横断面流量の精度が向上する事が分かった。

3.1 結氷河川における実用的な氷板厚計算式の開発

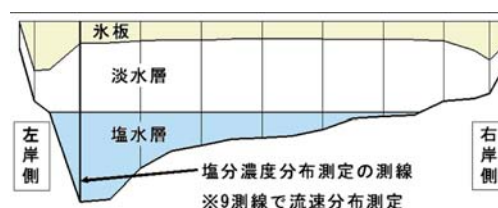
河川流量は、水資源計画を策定する際や合理的な治水計画を立案するための資料となる。近年では、渇水による利水障害の発生や局所的豪雨による洪水の発生が起こっており、また、良好な河川環境の保全および創出が社会的に求められている。このような背景から、以前にも増して、河川の基礎データである流量を把握することは重要となっている。

河川河口域は、感潮デルタによって平野となっており、漁業や貿易等により人口が集中する地域が多い。また、河川内では潮汐の影響により栄養塩類を含んだ海水が河川を遡上して淡水と混じり合うため、豊かな河川環境が形成されている。一方で、感潮域の流量を観測することは、水位が時々刻々と変動しているため非感潮域に比べて困難である。感潮域における流量観測の主な注意点²⁵⁾として、「水位・流速の変動があるから、通常の流量観測よりは手早く行わなければならない」、「満潮・干潮など潮汐をよく考慮して観測計画をたてなければならない」とあるが、具体的手法については、現在、十分には検討されていない。また、冬期間に結氷する河川では、時間短縮のために測定機器を船に乗せて行う曳航観測は、河氷が存在するため不可能であり、結氷河川における感潮域の流量観測は、時間がかかる徒歩観測に限定される。

本研究は、感潮域の流量観測において、どの程度の測定時間であれば精度が確保されるのか、潮汐により水位が変動する流況の中でいつ観測を行えばよいのかについて、結氷時と開水時の観測結果を基にして検討を行った。



図—3.1 常呂川における現地観測場所と河床高コンター

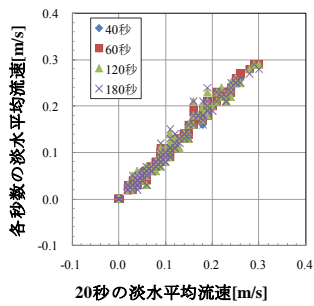


図—3.2 現地観測の概念図（結氷時の横断面図）

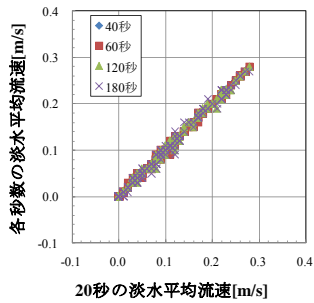
3.2 現地観測

現地観測の場所は、塩水の河川遡上があり、冬期間に完全結氷する場所として、図—3.1に示す北海道東部に位置する常呂川の河口から約1.1kmの観測所とした。結氷時の観測期間は潮位差1.00mの大潮時で2005年2月22日09:00から25日11:50として計18回の観測を実施し、開水時の観測期間は潮位差1.33mの大潮時で2005年8月18日04:40から8月21日07:30として計18回の観測を実施した。

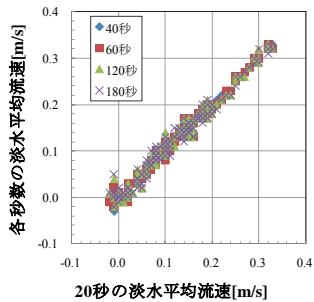
現地観測の概念図を図—3.2に示す。横断面を9測線に分け各測線でADCP (RD Instruments、WorkHorse Sentinel 1200kHz Zed-Hed) および可搬式流速計 (三映測量機器株、三映式 I 型・II 型流速計) で流速を測定した。また、濇筋の1測線において、アレックメモリー STD (アレック電子株、ATU100-PK) を用いて塩分濃度、自記水位計 (光進電気工業株、MC-1100WA) を用いて水位を測定した。



a) 2点法による測定データ



b) 精密法による測定データ



c) ADCPによる測定データ

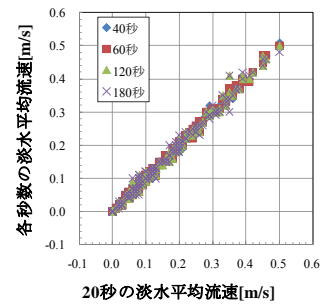
図—3.3 結氷時における測定時間の違いによる淡水平均流速

表—3.1 結氷時の各手法における20秒データとの相関係数

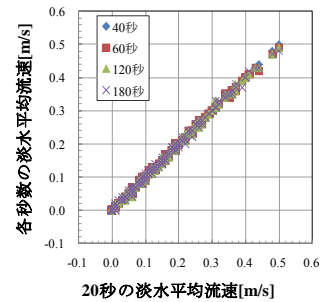
20秒データとの相関係数	40秒	60秒	120秒	180秒
2点法	0.998	0.997	0.992	0.991
精密法	0.999	0.998	0.996	0.995
ADCP	0.997	0.996	0.991	0.989

3.3 感潮域の流量観測手法

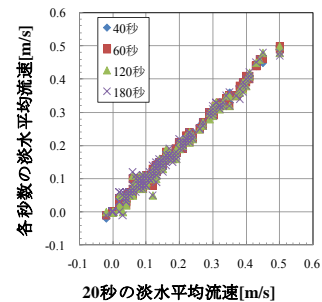
結氷時と開水時における感潮域の流量観測結果を基にして、測定時間および観測時期に関する検討を行った。なお、本検討で対象とした流量は、河川上流からの淡水の流量とした。淡水と塩水は塩分濃度10psuを基準にして区分した。



a) 2点法による測定データ



b) 精密法による測定データ



c) ADCPによる測定データ

図—3.4 開水時における測定時間の違いによる淡水平均流速

表—3.2 開水時の各手法における20秒データとの相関係数

20秒データとの相関係数	40秒	60秒	120秒	180秒
2点法	0.999	0.998	0.997	0.995
精密法	0.999	0.999	0.999	0.998
ADCP	0.998	0.997	0.994	0.991

(1) 測定時間に関する検討

河川感潮域は潮汐の影響により流況が時々刻々と変動するため、流量観測は手早く行う必要がある。

本検討では、流速測定は測定時間は少なくとも20秒以上²⁵⁾としていることから、測定時間を20秒、40秒、60秒、120秒、180秒とした場合の平均流速を検討資料とした。測定手法に関しては、通常の流量観測で実施されている2点法、測定の間隔を密に行う精密法、水面近傍に機器を入れるだけで鉛直流速分布が測定できる

ADCPの3つの手法について検討を行った。

3つの手法において、各測線における20秒の淡水平均流速を横軸に、各測線における各秒数の淡水平均流速を縦軸にとり、結氷時を図—3.3に開水時を図—3.4に示す。

結氷時の図—3.3より、どの手法においても20秒の淡水平均流速と各秒数の淡水平均流速は正の相関がある。表—1に20秒の淡水平均流速と各秒数の淡水平均流速の相関係数を示す。表—1より、20秒の淡水平均流速との相関係数は、測定秒数が長いほど値は小さく、2点法は精密法に比べて値は小さい。相対的にみると、どの手法も20秒の淡水平均流速と各秒数の淡水平均流速の相関係数は0.9以上である。

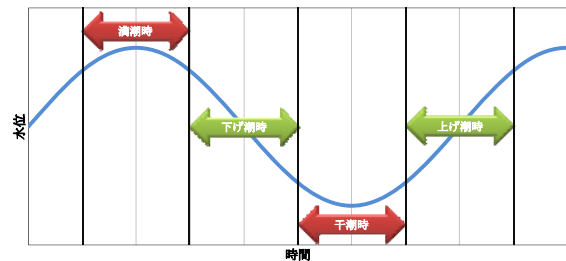
開水時の図—3.4より、どの手法においても20秒の淡水平均流速と各秒数の淡水平均流速は正の相関がある。表—2の20秒の淡水平均流速と各秒数の淡水平均流速の相関係数より、20秒の淡水平均流速との相関係数は、測定秒数が長いほど値は小さく、2点法は精密法に比べて値は小さい。相対的にみると、どの手法も20秒の淡水平均流速と各秒数の淡水平均流速の相関係数は0.9以上である。

表—3.3、3.4から、結氷時と開水時における20秒の淡水平均流速と各秒数の淡水平均流速の相関係数をみると、開水時の方が相関係数が高くなっているが、どの手法も20秒の淡水平均流速と各秒数の淡水平均流速の相関係数は0.9以上で相関が高いことから、今回の結氷時および開水時の現地観測結果から、長い時間測定した淡水平均流速と比べて、測定時間を20秒としてもその測定精度は確保されると推定できる。

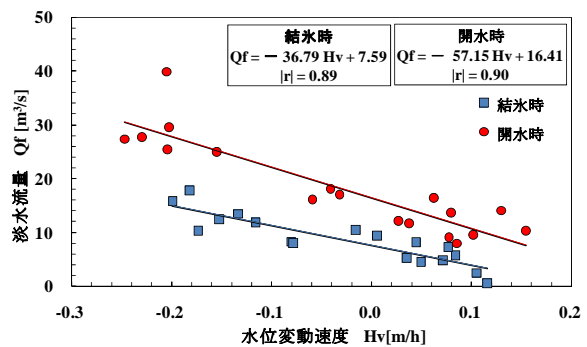
(2) 観測時期に関する検討

流量観測は、原則として月に3回実施されている。感潮域の淡水流量について、上げ潮時は海水が河川を遡上するため、淡水は流れづらくなり上流で一時貯留され淡水流量は小さくなり、下げ潮時は海水が流下するため、上流で一時貯留されていた淡水が一気に流れ淡水流量は大きくなる。このため、月3回の観測を実施する日時は重要な観測条件となり、通年の流量の変化を知る場合においては、その観測期間の平均値を観測することが望ましいと考えられる。なお、本検討で言う上げ潮時、下げ潮時とは図—3.5に示す水位が上昇する時期と下降する時期である。

本検討では、観測期間中の淡水流量を推定し、この期間の平均流量と推定した流量との差を求め、いつ、この差が小さくなるかについての検討を行った。また、



図—3.5 水位変動と用語の概念図



図—3.6 水位変動速度と淡水流量の相関図

2点法および精密法による淡水平均流速とADCPの淡水平均流速との差を求めて、同様に検討を行った。

感潮域の淡水流量を連続的に推定する手法は、観測水位データのみで流量を推定することが出来る手法²⁰⁾を用いた。この手法は、水位と流量の位相差を考慮して、鉛直方向の水位変動速度m/hから流量を推定する手法であり、開水時の現象より導かれたものである。水位変動速度m/hとは、単位時間の間に水位が上昇または下降した場合の鉛直方向の移動距離であり、本検討では鉛直上方向を正とした。淡水流量と1時間前、2時間前、3時間前の水位変動速度との相関係数を算出した結果、結氷時、開水時ともに1時間前の水位変動速度を用いた場合に相関係数が一番高くなったため、本観測所における水位変動速度と淡水流量の位相差は1時間とした。

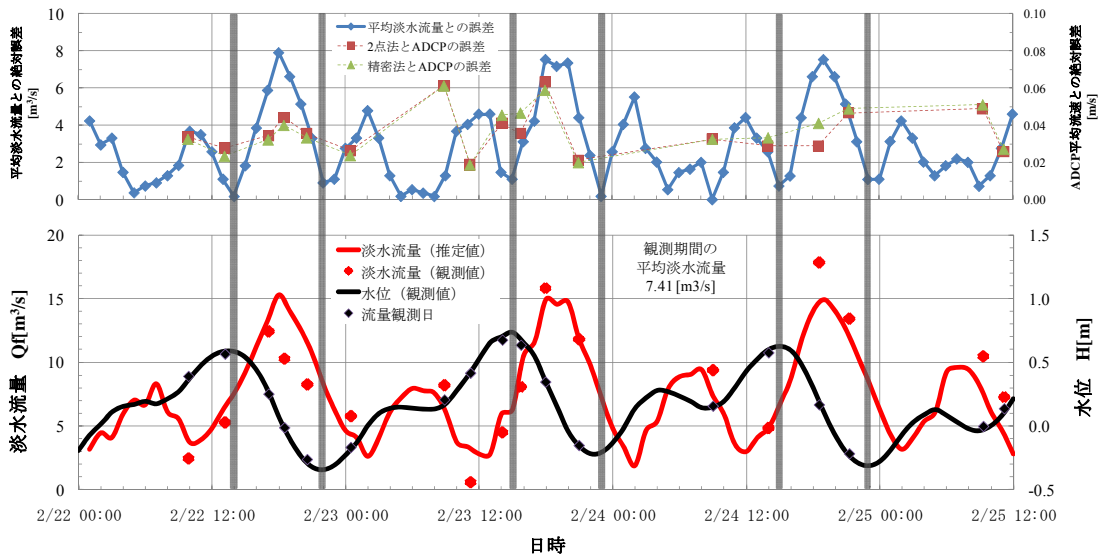
水位変動速度と淡水流量の相関図を図—3.6に示し、結氷時の相関式を式(3-1)に開水時の相関式を式(3-2)に記す。

$$\text{結氷時)} \quad Q_f = -36.79H_v + 7.59 \quad (3-1)$$

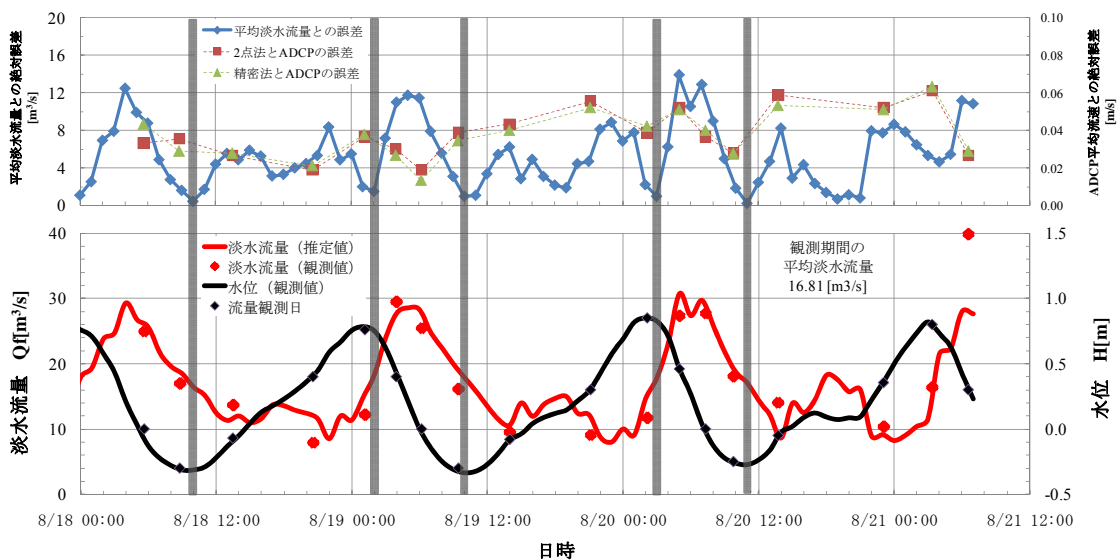
$$\text{開水時)} \quad Q_f = -57.15H_v + 16.41 \quad (3-2)$$

ここで、 Q_f [m³/s] : 淡水の流量、 H_v [m/h] : 1時間当たりの水位変動速度である。

図—3.6の相関係数の絶対値について、結氷時は0.89、開水時は0.91でありともに高い相関がある。また、流



図—3.7 結氷時における淡水流量の経時変化と平均淡水流量との誤差



図—3.8 開水時における淡水流量の経時変化と平均淡水流量との誤差

量推定式は通年で一本とされていたが、今回の観測により流量推定式の係数は結氷時と開水時で異なる事が明確となり、この要因として、河氷底面粗度の影響や上流の流量の違いが考えられる。

横軸に日時、縦軸に水位を黒、淡水流量を赤、平均淡水流量との絶対誤差を青、ADCPに対する2点法および精密法の絶対誤差をとり、結氷時を図—3.7に開水時を図—3.8に示す。平均淡水流量は、観測期間中の推定した淡水流量の平均値であり、結氷時 $7.41\text{m}^3/\text{s}$ 、開水時 $16.81\text{m}^3/\text{s}$ である。

結氷時の図—3.7および開水時の図—3.8において、水位が上昇すると淡水流量は小さくなり、水位が下降すると淡水流量が大きくなる事が分かる。観測期間中の平均淡水流量に対する推定流量の絶対誤差をみると、結氷時および開水時ともに、図中の灰色で示した満潮時と干潮時において、その誤差は最小となる。また、

ADCPの平均流速に対する2点法と精密法の平均流速の絶対誤差をみると、結氷時および開水時ともに上げ潮と下げ潮において、その誤差は大きくなっている。

今回の観測結果より、結氷時および開水時の感潮域におけるある期間の平均的な淡水流量を観測する場合には、満潮時または干潮時に流量観測を実施することが望ましいことが推定された。

3.4 まとめ

河川結氷時および開水時のどちらの場合においても、2点法、精密法、ADCPによる流速測定の測定時間は、水文観測において示されている最小測定時間の20秒としてもその精度は確保される。感潮域における平均淡水流量を観測する場合には、満潮時または干潮時に流量観測を実施することが望ましい。

4.1. 透過性構造物による塩水遡上抑制効果についての研究

河川感潮域では塩水によって多様な生態系を形成している。北海道東部に位置する網走川もその1つであり、網走川は河口から約7kmの位置に網走湖を有している。網走川と網走湖の周辺概要図を図-13に示す。網走湖は塩水流入⁹⁾のため下層に塩水層、上層に淡水層を持つ汽水湖であり、淡水層は塩水層からの栄養塩の溶解もあいまってシジミ、ワカサギなどの良好な漁場となっている。しかし近年、無酸素状態である塩水層が上昇傾向にあり、青潮などの漁業被害の危険性が高くなっている。このため、網走川では塩水遡上の抑制に対する様々な取り組みが継続的に行われている。

従来までに塩水遡上を抑制する対策として、堰の設置⁹⁾や気泡を河川横断方向に噴射する¹⁰⁾ことにより塩水遡上を抑制する対策法が提案され、これらはいずれも優れた効果を示すとされている。しかし、洪水時の安全性の確保、河川環境への負荷、装置の維持管理の面で懸念が残る。このため、網走川では、鮭類の捕獲を目的として設置されている「やな」を塩水遡上抑制のための透過性構造物と見なす対策が検討されている。この対策法は、従来法とともに有力な対策案と言えよう。

ただし、現時点では「やな」のような透過性構造物による塩水遡上の抑制効果はほとんど知られていない。しかも、透過性構造物が流れにおよぼす抗力は、この抑制効果に対して重要な意味を持つにもかかわらず、透過性構造物の抗力係数 C_D を定量的に示した文献は著者が見る限り存在しない。

そこで、本研究ではこの抑制効果の解明の第一段階として、抗力測定実験より透過性構造物の抗力係数を測定し、塩水遡上実験より構造物が存在する場合の塩水遡上速度を計測して挙動特性について検討を行った。

第二段階として、実河川において透過性構造物が塩水の遡上と流下に対して及ぼす影響を総合的に判断するために、1潮汐の変動を連続的に捉える数値計算を実施して透過率の違いによる影響を調べた。また、時間の経過とともに現れる影響を明らかにするために、小潮、中潮、大潮を含む1ヶ月間の数値計算を実施して検討を行った。なお、検討に先立って数値モデルの構築を行い、実験値と計算値および観測値と計算値の比較から妥当性を確認した。

4.2. 抗力測定実験

網走川の「やな」は、横断面で厚さ3.5mmの鋼板と直径4.0mmの丸い鋼材が互い違いに組み立てられ形状

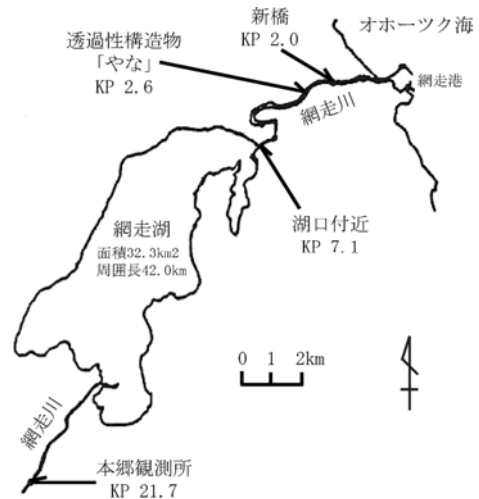


図-13 網走川と網走湖の周辺概要図

が複雑であり、本研究では簡便のため通水孔が正方形である透過性構造物としている。透過率の異なる3つの透過性構造物を用いて、これらの抗力係数を水理実験により測定した。本論文における透過率とは、流水の横断面積に対する構造物の通水孔面積の率(%)である。例えば通水率85%の場合、100%の流水面積に対して15%は構造物で85%は通水孔となる。

(1) 抗力測定実験の手法

実験水路はガラス水路(長さ25m×幅1m×高さ1m)を用い、水路底面に粗度を持たせるため人工芝(TOグリーンP-100、(株)テラモト)を設置した。実験の測定区間は上下流の影響を除くため水路中央を中心に10mとし、水路勾配は1/500として実験を行った。

a) 実験条件

実験の水理条件は、実験のレイノルズ数が現地のレイノルズ数の範囲となるように4ケース設定した。1ケースにつき構造物なし1回、構造物あり3回で計16回の実験を行った。表-5に水理条件と算出した水路の粗度係数を示す。現地のレイノルズ数($Re' = UH/\nu$)は、網走川下流において、水温20°C、水深3m、流速0.01~1.00m/sとすると、 Re' は $3.0 \times 10^4 \sim 299.1 \times 10^4$ の範囲である。表-5より実験のレイノルズ数が現地のレイノルズ数の範囲である事が分かる。表-5の水深は縦断距離で2mピッチの測定値の平均値であり、流量の精度管理は±2%の範囲で行った。実験水路のマニングの粗度係数は平均して0.0194であった。流速の測定機器は電磁流速計(ACM300-A、アレック電子(株))を用いた。流速の測定箇所は水深方向に5点、横断方向に7測線の計35点とし、水深方向は1、3、5、7、9割水深で、横断方向は水路左側より2、8、15、50、85、92、98cmの箇所測定した。

表-5 抗力測定実験の水力条件と水路の粗度係数

	Q [m ³ /s]	H [m]	Re'	N
CASE 1	0.045	0.096	4.5×10 ⁴	0.0193
CASE 2	0.071	0.124	7.1×10 ⁴	0.0202
CASE 3	0.105	0.152	10.4×10 ⁴	0.0200
CASE 4	0.146	0.183	14.6×10 ⁴	0.0181

Q : 流量、H : 水深、Re' : レイノルズ数(=UH/ν)
 N : マニングの粗度係数、U : 流速
 ν : 動粘性係数1.003 × 10⁻⁶[m²/s](水温20 °C)
 現地Re' : 3.0×10⁴~299.1×10⁴

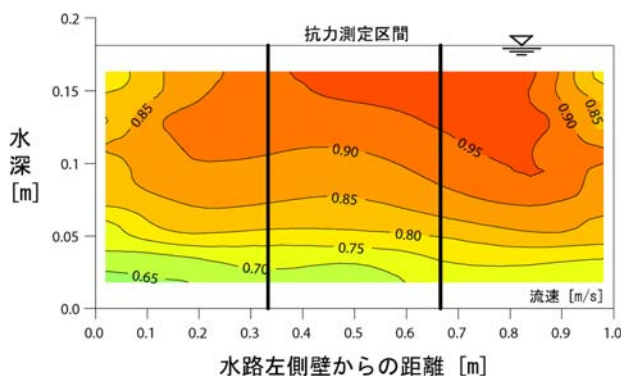


図-14 実験水路内の流速コンター図

b) 透過性構造物

図-14は水力条件CASE4構造物なしの場合の測定区間下流端での流速のコンター図である。この図から流速が側壁の影響を受けることが見て取れる。透過性構造物の抗力測定は、水路側壁の影響を控除するために、透過性構造物を縦方向に3分割して、図-14の水路中央の位置で測定を行った。抗力の測定については、3分力計(LMC-3502-10WP、日章電気(株))を用いて、出力電圧と重量との関係式を事前に導き、出力電圧から流下方向の抗力を算出し測定値とした。

透過性構造物は透過率50%、70%、85%の3つの構造物を用いた。透過性構造物の設置状況を図-15に示し、構造物の拡大写真を写真-1に示す。構造物の材料はアルミニウム棒鋼、直径d=0.004mであり、高さ0.5mの構造物を縦方向に3分割して水路内に設置した。1通水孔の大きさは、透過率50%で1.0cm×1.0cm、透過率70%で2.0cm×2.0cmおよび透過率85%で3.3cm×3.3cmである。なお、網走川の「やな」の透過率は約83%である。

(2) 抗力測定実験の結果

a) 透過性構造物の抗力

複数の円柱で構成されている透過性構造物の抗力D(測定値)と、既往文献¹¹⁾で既知である単数の無限長さ

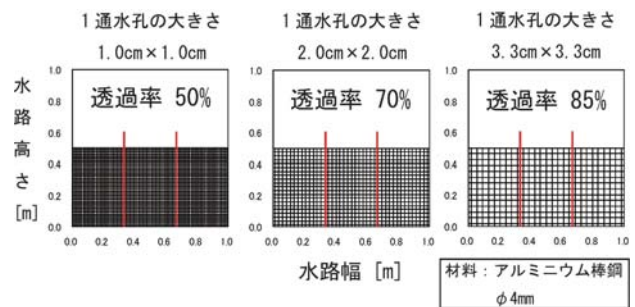


図-15 透過性構造物の設置状況

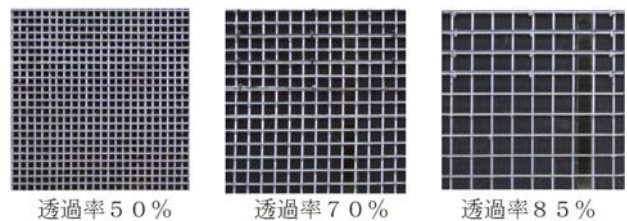


写真-1 透過性構造物の拡大写真

の円柱の抗力係数を用いて算出した抗力D'との比較を行い、透過性構造物が受ける抗力について検討を行う。抗力は次式により求めた。

$$D' = \frac{1}{2} C_D \rho A' U^2 \quad (2)$$

D' [N] : 抗力、C_D : 抗力係数、ρ [kg/m³] : 流体密度、A' [m²] : 構造物の投影面積、U [m/s] : 構造物の直上流の流速である。C_D は一般にレイノルズ数(Re=Ud / ν)と物体の形状により見積もることが出来る。今回の実験のReは300×10³以下であるため、C_D は単数の無限長さの円柱として1.20で固定した¹¹⁾。ρ は水温から算出し、U は透過性構造物から12cm上流の鉛直平均流速とした。

横軸にD'、縦軸に測定値Dとした相関図を図-16に示す。図-16より、透過性構造物の抗力DはD'よりも大きな値となっており、抗力が大きくなる程その差は広がっているのが分かる。水力条件は、抗力が小さい方からCASE1、2、3、4の順番であり流速もこの順で速くなる。流速が速くなるにつれ、複数の円柱の方が単数の円柱の場合に比べてwake(後流)による抗力が大きくなると推測できる。

図-16より、透過率50%は透過率70%、85%に比べて、D'とDの差が大きくなっている事が分かる。この理由として、今回の実験では可視化出来なかったがwakeの一部の現象であるカルマン渦が発生している

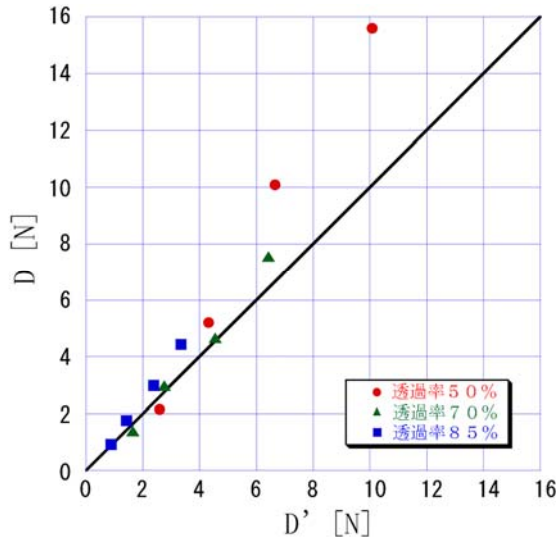


図-16 D' と D の相関図

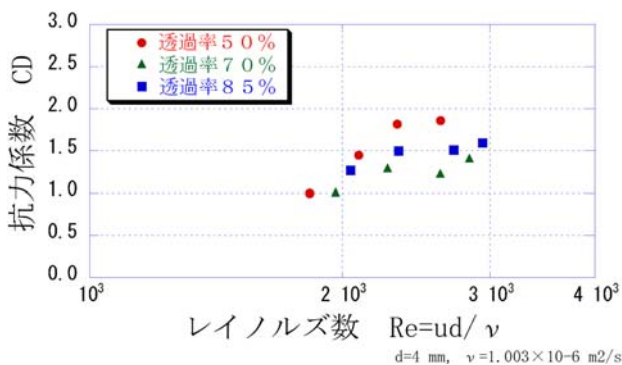


図-17 各透過率の C_D と Re の関係図

と仮定した場合、カルマン渦の発生範囲は円柱の芯を中心として $0.52\text{cm}(=1.3d)$ であり、透過率50%の1通水孔は $1.0\text{cm} \times 1.0\text{cm}$ であるため、カルマン渦が重畳する事による抗力の増大のため、透過率50%の D が大きくなったと推測できる。

いずれにしても今回の実験結果から、既往文献で既知である単数の無限長さの円柱の C_D を用いて抗力を算出する場合、透過性構造物の透過率が小さいほど抗力は小さく算出されると言える。今回の実験結果から、 D と D' の関係を補正係数を用いて式(2)で整理した。式(2)より D は実際の D よりも約85%程度小さく算出されると分かる。

$$D = 1.18 D' \quad (3)$$

b) 各透過率の抗力係数

透過性構造物の透過率の相違による抗力係数 C_D の特性について検討を行う。実験結果を用いて C_D を式

表-6 透過性構造物の損失水頭

透過率	50%	70%	85%
損失水頭	0.025	0.020	0.005
[m]			

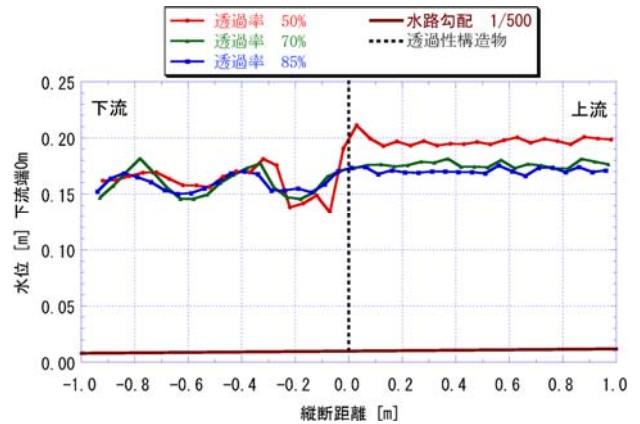


図-18 透過性構造物を設置した時の縦断水位(CASE3)

(3)から求めて、レイノルズ数で整理したものを図-17に示す。 D は測定した値を用いている。図-17より、どの透過率でも C_D は1.0から2.0の範囲内に収まり、オーダーは同程度であると言える。

$$C_D = \frac{2D}{\rho A' U^2} \quad (4)$$

c) 各透過率の流速の減衰率

透過率の違いによる流速の減衰率の相違について検討を行う。構造物の影響を受けない流速 U' はマンシングの平均流速とし、構造物の影響を受けた流速 U は構造物の直上流の測定流速とした。流速の減衰率を $(U' - U)/U' \times 100$ で評価すると、透過率50%で減衰率23%、透過率70%で減衰率10%、透過率85%で減衰率5%であり、透過率50%で流速の減衰率が大きい。この実験において、透過率が小さいほど構造物の直前流速の減衰率が大きくなる事が分かり、流速の減衰率を定量的に見積もる事が出来た。

d) 透過性構造物による縦断水位変化

透過性構造物の透過率の違いによる縦断水位の変化について検討を行う。CASE3において5cmピッチで測定した縦断水位を図-18に示す。図-18より、透過性構造物の上流で水位が上昇しているのが分かる。この理由として、透過率が小さいほど流速の減衰率が大き

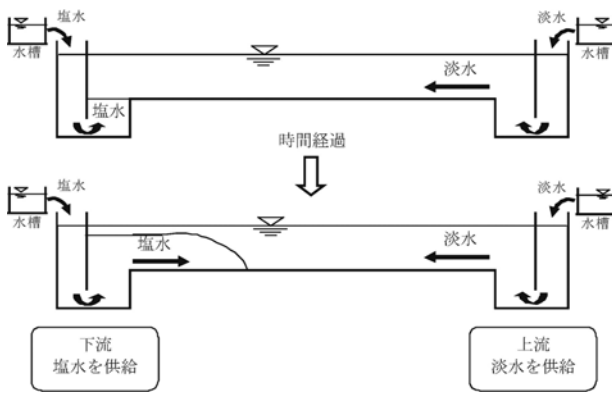


図-19 塩水遡上実験の概念図

きいため、流速が減速し水位が上昇したと推測できる。この水位の上昇は、ベルヌーイの定理から透過性構造物の損失水頭で評価できる。透過性構造物の損失水頭を表-6に示す。表-6より、損失水頭は透過率50%で0.025、透過率85%で0.005である。透過率が小さいほど透過性構造物の損失水頭が大きくなり、透過性構造物の上流水位は上昇すると言える。

4.3. 塩水遡上実験

本実験は、透過性構造物の透過率の違いによる塩水遡上のフロントの進入速度および淡水と塩水の界面の挙動の相違を明らかにする事を目的に行った。

(1) 塩水遡上実験の手法

実験水路はアクリル水路(水路長さ9.2m×幅0.2m×高さ0.6m)を用い、水路縮尺は現地と実験の水深比から1/25であり、水路勾配は現地に合わせて水平とした。実験水路のマニングの粗度係数は、予備実験から0.011である。

塩水遡上実験の手順の概念図を図-19に示す。最初に上流の水槽から淡水のみを供給して、水深を一定とする定常状態とする。次に下流の水槽から塩水を供給する事により、塩水を上流へと遡上させた。塩水の着色料には青色のメチレンブルーを用いた。この着色した塩水を24時間放置した結果、着色料の沈殿はなかったため、今回の実験では着色された範囲を塩水と見なすこととした。なお、実験に用いた透過性構造物については、透過率79%と透過率55%の2種類の市販の構造物を用いた。

a) 実験条件

塩水遡上実験は密度流となるため水理条件の設定においては、いくつかの条件を満たすように行っているため詳細を述べる。

実験の下層(塩水)が受ける重力の大きさと、現地の

表-7 塩水遡上実験の水理条件

上流からの淡水流量 Q_1 [l/s]	0.20
下流からの塩水流量 Q_2 [l/s]	0.37
塩分濃度 C_L [psu]	27.0
淡水の水温 T_1 [°C]	20.0
塩水の水温 T_2 [°C]	20.0
実験前の初期水深 H [cm]	10.2
実験後の水深 H [cm]	10.5

それとを一致させた。その重力の大きさは ϵg であり、 ϵ は以下のように定義される。 $g[m/s^2]$ は重力加速度9.8である。

$$\epsilon = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2} \quad (5)$$

ρ [g/cm³]: 流体密度、添え字1は上層(淡水)、2は下層(塩水)である。 ϵ を一致させる事により、フルード相似則を満たせば同時に内部フルード相似則を満たす事となる。現地の ϵ は0.03584であり、この ϵ の値で実験の密度を管理した。密度 ρ は次式のknudsenの式で与えられるものとし、実験では水温と塩分濃度を管理する事により密度を管理出来るものと判断した。 T [°C]: 水温、 C_L [psu]: 塩分濃度である。

$$\rho = \sigma_t / 1000 + 1$$

$$\sigma_t = \Sigma + (\sigma_0 + 0.1344)[1 - A_t + B_t(\sigma_0 - 0.1324)]$$

$$\Sigma = -[(T - 3.9)^2(T + 283.0)] / [(503.570)^2(T + 67.26)]$$

$$\sigma_0 = -0.069 + 1.4708 C_L - 0.001570 C_L^2 + 0.0000398 C_L^3$$

$$A_t = T(4.7869 - 0.098185 T + 0.0010843 T^2) 10^{-3}$$

$$B_t = T(18.030 - 0.816400 T + 0.0166700 T^2) 10^{-6}$$

水理条件の設定に際し、2層流の内部波の安定、不安定の問題は界面の挙動に影響するため、現地の現象と合わせる必要がある。現地の内部波はクーリガン数で評価すると不安定であるため、実験においても不安定域となる範囲でクーリガン数1.08として設定した。このときのクーリガン数の定義上、下層の流速は0cm/sで上層の流速は6.6cm/sである。この上層の流速を、本研究では上層と下層の相対流速として考えて、上層と下層の流速を決定し流量を設定した。上記手法により設定した塩水遡上実験の水理条件を表-7に示す。なお、表-7の水深は測定値である。

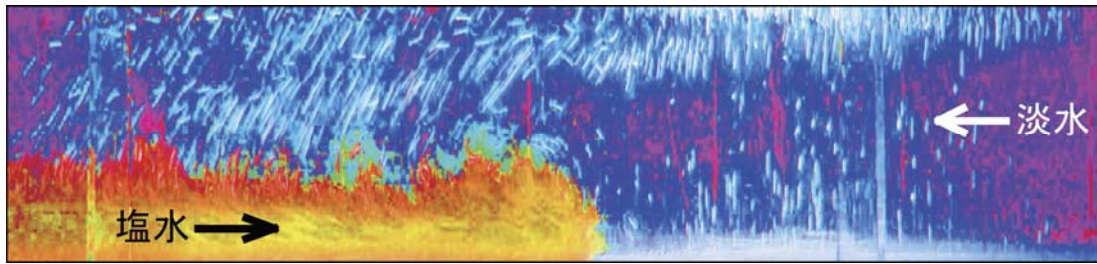


写真-2 画像処理済みの流況写真[透過性構造物なし10秒経過]

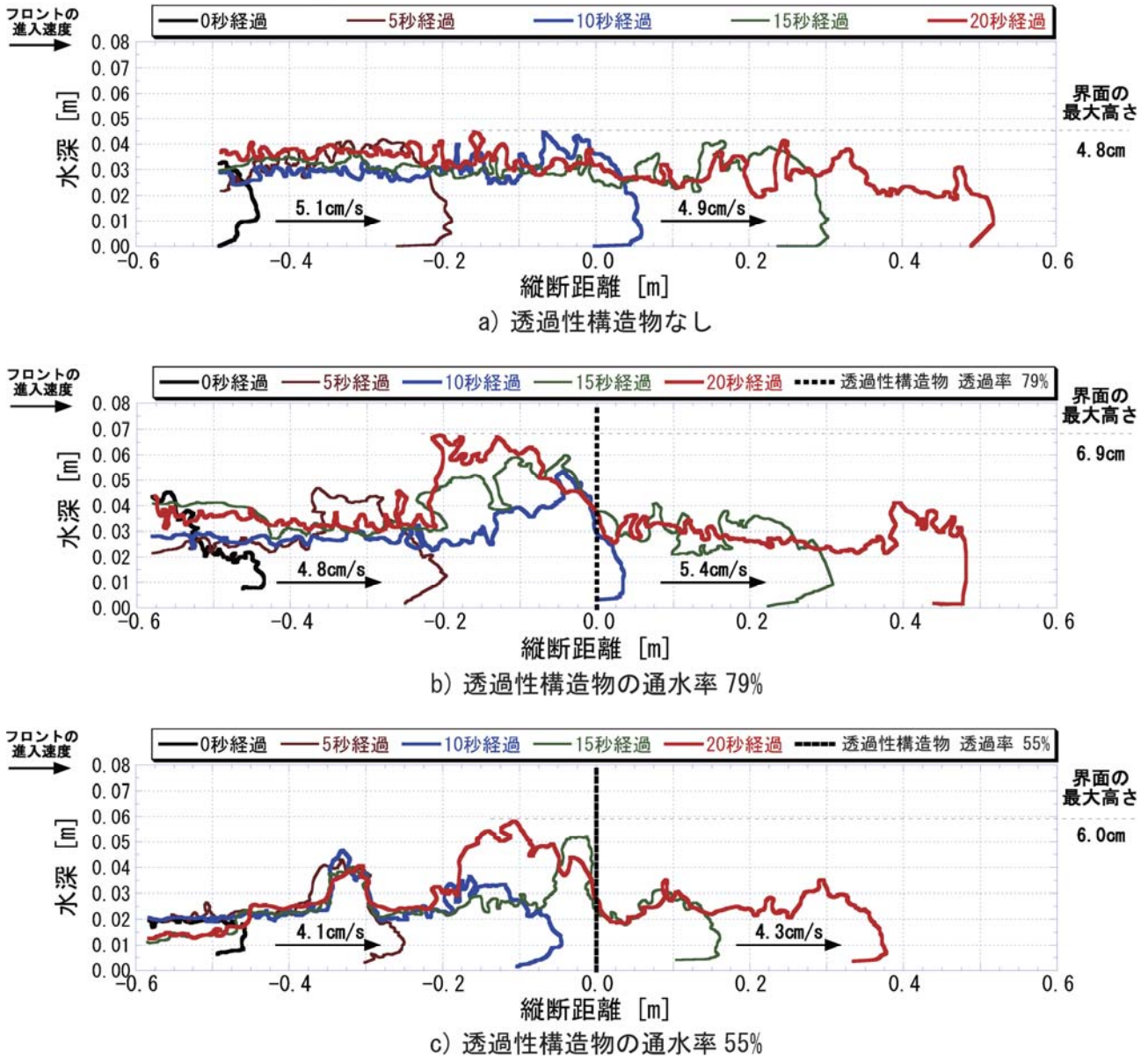


図-20 淡水と塩水の界面の時間的变化

(2) 塩水遡上の実験結果

実験の測定項目は、写真による流況の測定および白色トレーサーによる流速測定である。撮影した写真を淡水と塩水の界面が明瞭となるように画像処理し、そ

の画像から界面の位置と高さを読み取った。撮影間隔は5秒間であり、写真1枚のシャッタースピードは0.5秒である。実験の測定区間については、上下流の影響を除くため水路中央を中心に1mとした。写真-2は画像

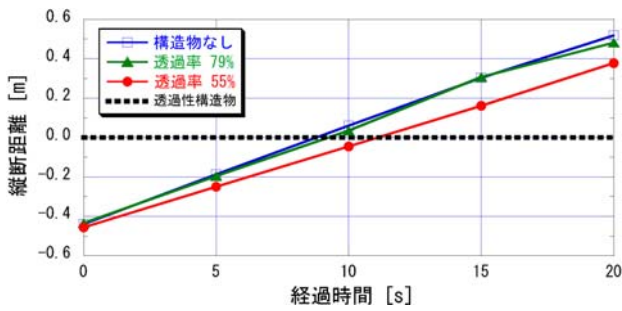


図-21 各透過率の時間毎の塩水のフロント位置

処理後の一例である。写真-2の淡水中の白線はトレーサーであり、このトレーサーが界面に進入すると界面に凹凸が発生するため界面のデータには乱れがある。図-20に5秒毎の界面データの時間的変化を示し、以下に図-20において検討を行う。

a) 塩水のフロント進入速度と界面の最大高さ

5秒毎の界面データを用いて、塩水のフロント進入速度 U_s [cm/s] を算出し図-20に示す。透過性構造物がない場合の U_s は平均して5.0cm/sである。

透過率79%において、透過性構造物手前で U_s は4.8cm/sと構造物がない場合に比べ0.2cm/s遅くなっている。透過性構造物手前の界面は、塩水が構造物に衝突するため構造物がない場合に比べ界面が2.1cm上昇している。界面が上昇することにより塩水のエネルギー水頭が大きくなり、構造物通過後では U_s が5.4cm/sと構造物手前よりも0.6cm/s速くなっているのが分かる。

透過率55%において、透過性構造物手前で U_s は4.1cm/sと構造物がない場合に比べ1.0cm/s遅くなっている。これは、透過率55%の流速の減衰率が透過率79%のそれよりも大きい事によると推定出来る。透過性構造物手前の U_s が、透過率79%に比べて遅いため構造物直前の界面は透過率79%の場合よりも上昇しない。このため構造物通過後の U_s において、透過率55%の場合(4.3cm/s)は塩水水深(界面)が低いため、透過率79%の場合(5.4cm/s)に比べて遅いと推測出来る。

b) 流速の減衰率

透過性構造物による U_s の減衰率について、透過性構造物がない場合を U'_s として、流速の減衰率を $(U'_s - U_s) / U'_s \times 100$ とすると、透過率55%で減衰率20%、透過率79%で減衰率6%であった。抗力測定実験で算出された減衰率は透過率50%で減衰率23%、透過率85%で減衰率5%であり、塩水遡上実験と比べて同程度である事が分かった。

c) 構造物の塩水遡上速度への影響

構造物の透過率の違いによる塩水遡上速度の違い

を明らかにするために、実験の塩水のフロント位置の時間変化を整理した。図-21は縦軸に時間、横軸に塩水のフロント位置をとって図示したものである。塩水遡上速度は、透過率が小さくなるにしたがって遅くなる傾向を示している。この結果から、塩水が遡上する場合すなわち上げ潮時においては、透過率の小さい方が塩水遡上の抑制効果が大いと言える。一方、塩水が順流となる場合すなわち下げ潮時においては、透過率が小さい場合塩水の流下速度が遅くなるため、いったん構造物上流へ塩水が遡上した場合には、塩水遡上抑制には不利となる。このように、塩水遡上対策として櫛状構造物を考える場合には、順流時および遡上時の塩水進行速度をともに考慮し、塩水の遡上と流下を総合的に判断する必要がある。

4.4. 数理モデルの構築

実河川における透過性構造物の塩水遡上への影響を長期的総合的に評価するために、上記の2つの実験から得られた知見を用いて、計算負荷の比較的小さい1次元2層流モデルを基として数理モデルの構築を行った。

まず、上層、下層に関する連続の式は、

$$\frac{\partial h_1}{\partial t} + \frac{1}{B} \frac{\partial Q_1}{\partial x} = 0 \tag{6}$$

$$\frac{\partial h_2}{\partial t} + \frac{1}{B} \frac{\partial Q_2}{\partial x} = 0 \tag{7}$$

である。ただし本研究の数理モデルは密度界面で現象を議論しているため、下層から上層への連行は無視し、これに伴い密度に関する方程式を解いていない。一方、運動の方程式は、

$$\frac{\partial u_1}{\partial t} + u_1 \frac{\partial u_1}{\partial x} + g \left(\frac{\partial h_1}{\partial x} + \frac{\partial h_2}{\partial x} - i_0 \right) + g(i_{f1} + i_{fs} + i_{f1}) = 0 \tag{8}$$

$$\frac{\partial u_2}{\partial t} + u_2 \frac{\partial u_2}{\partial x} + g \left(\frac{\partial(1-\varepsilon)h_1}{\partial x} + \frac{\partial h_2}{\partial x} - i_0 \right) + g(i_{f2} + i_{fs} + i_{f2}) = 0 \tag{9}$$

である。ここで、 h : 水深[m]、 Q : 流量[m³/s]、 B : 川幅[m]、 u : 流速[m/s]、 i_0 : 河床勾配、 i_{f1} 、 i_{f2} : 摩擦勾配、 i_{fs} : 透過性構造物の抵抗項、 i_{f1} : 界面の形状抵抗項、 x : 縦断距離[m]、 t : 時間[s]、添え字1は上層(淡水層)、添え字2は下層(塩水層)を表す。

(1) 摩擦抵抗

界面抵抗係数 f_i は上層のフルード数とレイノルズ数の積より求められる金子の式¹²⁾を、河床粗度に関する抵抗係数に関してはマンギングの粗度係数 n を用いた。

$$f_i = 0.2 \times (Re F_d^2)^{-0.5} \quad (10)$$

$$f_b = \frac{2gn^2}{h_2^{1/3}} \quad (11)$$

ここで、 $Re = \frac{u_1 h_1}{\nu}$ 、 $F_d = \frac{u_1}{\sqrt{\varepsilon gh_1}}$ である。さらに、

摩擦勾配 i_{f1} 、 i_{f2} は、

$$i_{f1} = \frac{f_i}{2gh_1} (u_1 - u_2) |u_1 - u_2| \quad (12)$$

$$i_{f2} = \frac{f_b}{2gh_2} u_2 |u_2| - \frac{f_i}{2gh_2} (1 - \varepsilon) (u_1 - u_2) |u_1 - u_2| \quad (13)$$

として、運動の方程式に導入した。なお、金子の式¹²⁾は実験値および観測値から導出された界面抵抗係数の式であり、この適用範囲は、 $10^2 \leq (Re F_d^2) \leq 6 \times 10^5$ である。このため、本研究の塩水遡上実験に対しては、理論的に導かれた下記のArita-Jirka⁶⁾による式を用いている。 E は連行係数を表す。

$$f_i = \frac{2E}{|u_1 - u_2|}$$

$$E = |u_1 - u_2| \times$$

$$\left[0.038 \left(1 - \frac{R_{i1}}{\sqrt{R_{i1}^2 + R_{i*}^2}} \right) \right] + \frac{2}{R_{el}} \left(\frac{h_1}{\delta_u} \right)$$

$$R_{i1} = \frac{1}{F_{d1}^2}, \quad F_{d1} = \frac{u_1}{\sqrt{\varepsilon gh_1}}$$

$$R_{i*} = 0.25, \quad R_{el} = \frac{u_1 h_1}{\nu}$$

$$R_{el} \leq 500 \text{ (層流)} \quad \dots \dots \left(\frac{h_1}{\delta_u} \right) = 1$$

$$R_{el} \geq 500 \text{ (乱流)} \quad \dots \dots$$

$$\left(\frac{h_1}{\delta_u} \right) = \sqrt{\frac{500}{R_{el}}} + \frac{R_{i*}}{\sqrt{R_{i1}^2 + R_{i*}^2}} \left(1 - \sqrt{\frac{500}{R_{el}}} \right)$$

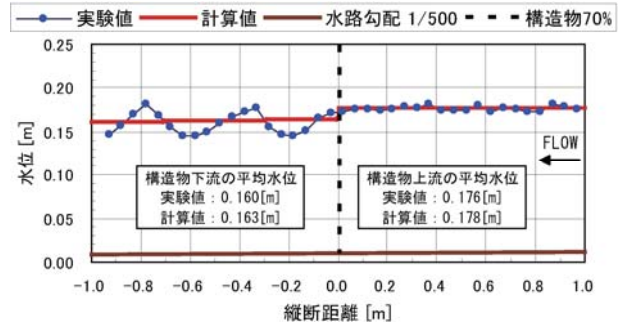


図-22 水位の実験値と計算値(構造物70%、CASE3)

(2) 透過性構造物の抵抗

透過性構造物の透過率の違いによる塩水遡上への影響を評価するために、次式の抵抗項を下層、上層のそれぞれの運動の方程式に加えた。

$$i_{fs} = \alpha \frac{C_D}{2g\Delta x} u |u| \quad (14)$$

$$\alpha = 1 - \frac{\gamma}{100} \quad (15)$$

ここに、 C_D : 構造物の抗力係数、 γ : 構造物の透過率 [%] であり、 C_D は前述の抗力測定実験より平均値 $C_D=1.41$ とした。 $C_D=1.41$ の妥当性を確認するために、**図-18**に示した構造物70%の実験を例にとり、水位の計算値と実験値の比較を**図-22**に示す。**図-22**より、構造物下流における鉛直方向に上下する水面形を計算で再現出来ていない。しかし、縦断的な平均水位で比較すると構造物の上下流ともに良く一致しており、構造物の縦断的な影響について議論している本研究において、 $C_D=1.41$ とした場合の計算結果は妥当であると判断し検討を進めた。

(3) 界面の形状抵抗

一般に、1次元2層流は緩混合型の塩水楔の解析に対して有効とされるものの、強混合型の塩水楔に対しては先端部の界面形状が不連続となるなどの理由から適用事例はほとんど見られない。その理由は先端部における急峻な界面勾配が第一義的な問題となるためである。

これに対して著者らは、1次元2層流の数値モデルに基づきながらも緩混合から強混合までの塩水楔を再現しうる解析法について検討を重ねてきている。強混合型の塩水楔のように先端部における急峻な界面勾配は

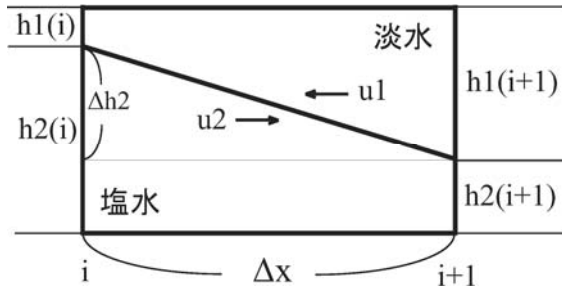


図-23 界面の形状抵抗の概念図

その形状抵抗の導入により解決されるものと考えられ、この界面の形状抵抗は、界面の投影面積の関数となると予見される。この関数形では弱混合の塩水楔のように界面勾配が緩やかな場合はこの形状抵抗は小さくなり、強混合の塩水楔のように界面勾配が急峻となる場合は形状抵抗は大きくなる。

本研究では、この界面の形状抵抗を界面の投影面積と淡水と塩水の相対速度に比例する事を示す次式の形で考慮することにした。界面の形状抵抗の概念図を図-23に示す。 $\frac{\Delta h_2}{\Delta x}$ が界面勾配を表している。

$$i_{f1} = \frac{if_1}{2gh_1} \frac{\Delta h_2}{\Delta x} (u_1 - u_2) |u_1 - u_2| \quad (16)$$

$$i_{f2} = \frac{if_2}{2gh_2} \frac{\Delta h_2}{\Delta x} (u_1 - u_2) |u_1 - u_2| \quad (17)$$

ここに、 if_l は界面の形状抵抗係数である。

界面の形状抵抗を考慮した場合としていない場合の計算した界面の高さと実験値の値を図-24 a')、a)に示す。界面の形状抵抗を導入していない計算では、塩水楔の進入速度は実験値と比べて大幅に速くなるうえ、界面高が過小に評価されることが分かる。一方で、界面の形状抵抗を考慮した場合、図-24 b)、c)に示すように、塩水楔の浸入速度、界面位ともに実験値と計算値は一致していることが見てとれる。界面の形状抵抗係数 if_l は、実験と計算の界面の先端位置においてその誤差が最小となる値 $if_l = 1.06$ を与えている。この値は界面抵抗係数の算出においてArita-Jirkaの式¹³⁾を用いた場合の値であり、金子の式⁹⁾を用いた場合は $if_l = 1.22$ である。

(4) 構造物が存在する塩水遡上計算

透過性構造物の抵抗項および界面の形状抵抗項を考慮した界面の計算値と界面の実験値を図-25に示す。構造物の透過率は79%である。図-25から構造物

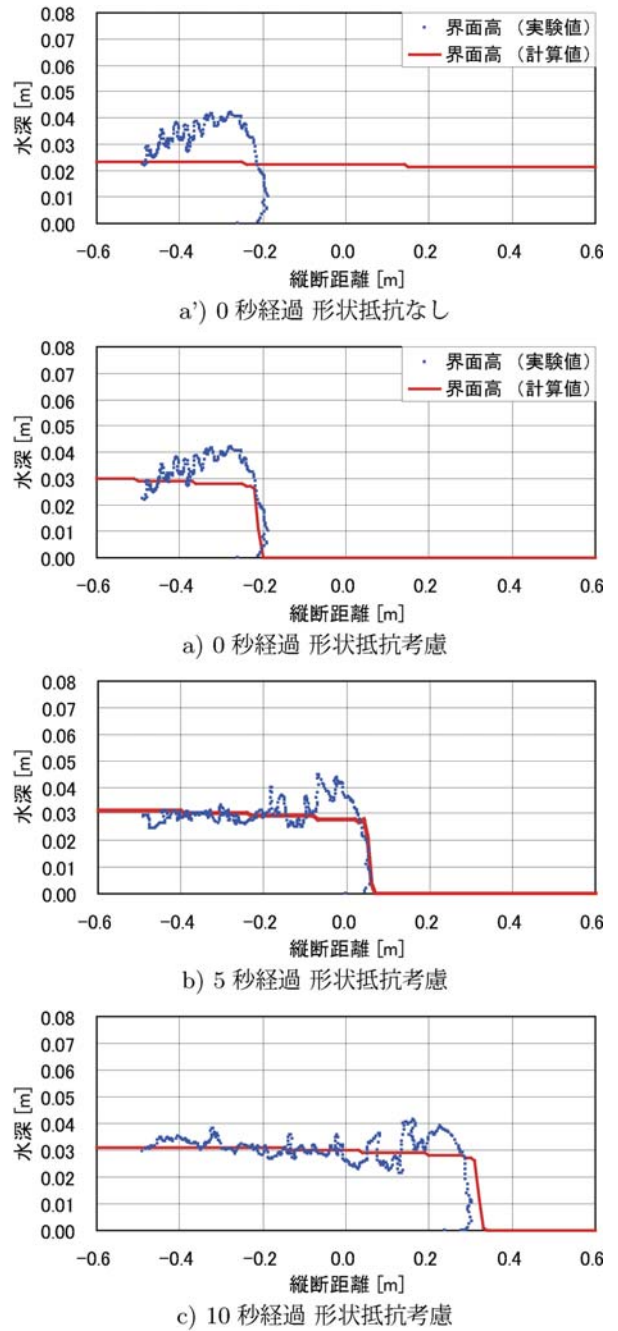
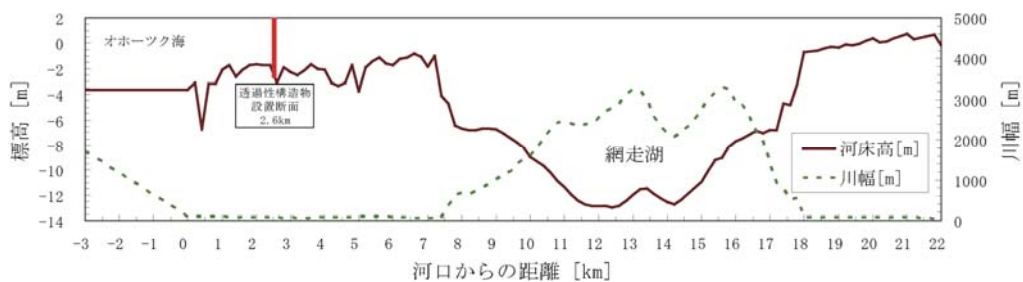
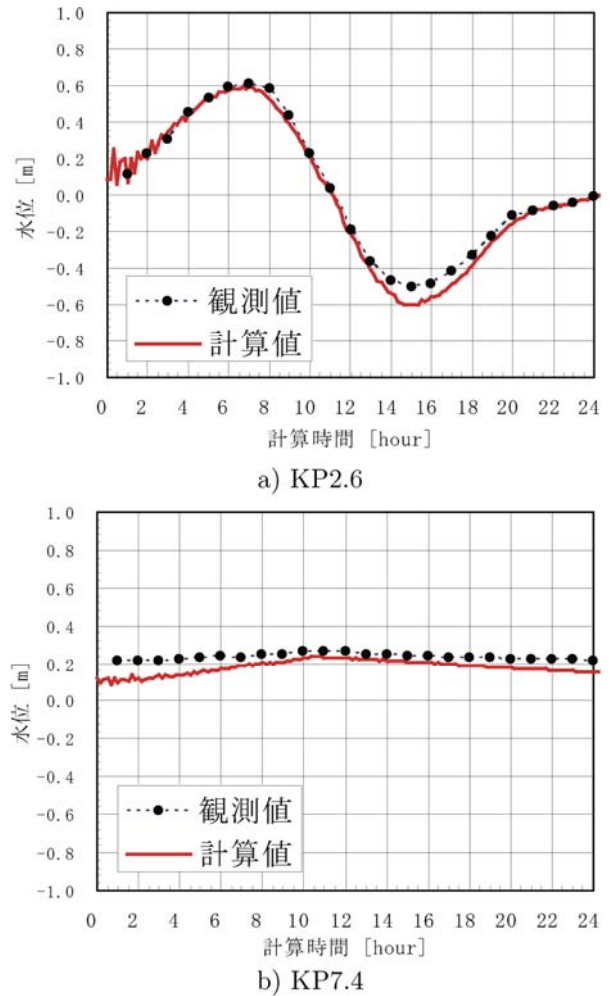
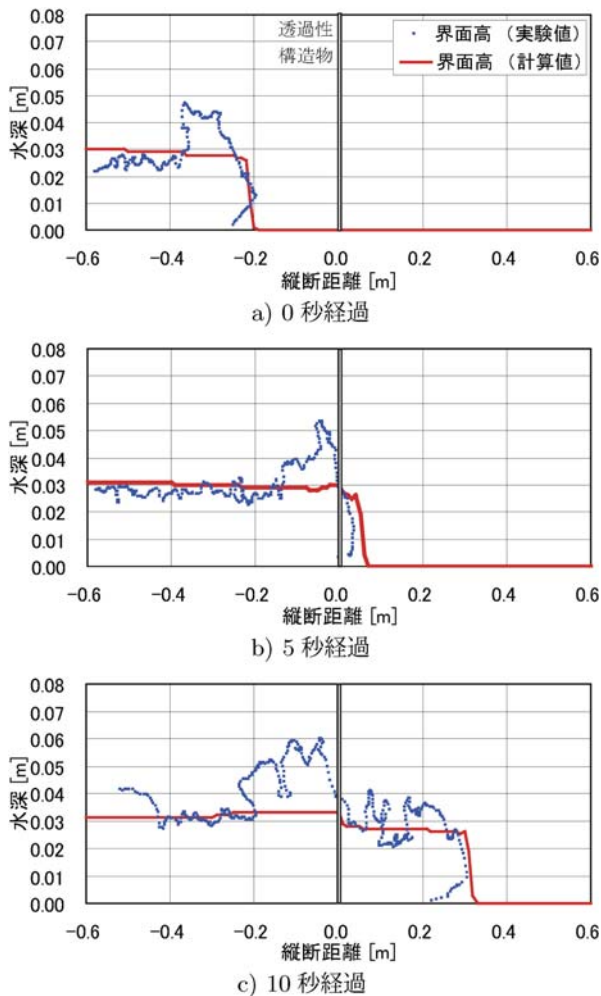


図-24 界面の実験値と計算値(構造物なし)

直上流の界面の高さおよび位置は一致しているが、構造物直下流の界面高の上昇については計算では再現出来ていない。本研究の数値モデルは1次元であり鉛直方向の流速を評価していないため再現出来ていないと推測される。しかし、本研究では、構造物の影響として構造物直上流の塩水遡上量の推定に主眼をおいている。このため、構造物直上流の界面の高さおよび構造物通過後の下層の先端位置は一致していることから、構造物の塩水遡上への影響を議論するうえで、本研究の数値モデルは実験レベルで妥当であると判断した。



4.5. 数値モデルの妥当性の検討

構築した数値モデルの妥当性が実験において確認されたことから、実河川における妥当性について検討を行った。なお、このモデルによる計算値と比較するための観測データは、問題を簡単にするために透過性構造物である「やな」が撤去されている時期のものを用いた。

(1) 計算条件

計算に用いた河道は、平成12年に測量された横断データを基にして平均河床高および川幅を各断面毎に矩形断面

面として扱った。計算区間と河床高および川幅を図-26に示す。計算区間は-3km~22kmの25kmの区間である。計算期間は大潮時で観測期間の2003年1月19日9:00~2003年1月20日9:00の24時間とした。境界条件は、上流端で単位幅流量を下流端で水位を与えた。上流端の境界条件において、淡水の単位幅流量は $q_f=0.6[m^2/s]$ の一定値として与え、塩水の単位幅流量は $q_s=0.0[m^2/s]$ の一定値として与えた。下流端の境界条件

は時刻潮位[m]を与えた。塩水水深は次式⁴⁾で表される

限界内部水深とし、淡水水深は潮位と塩水水深の差より与えた。また、計算上の塩水の存在可能水深を1mmとし、淡水水深の最低水深を1mmと仮定している。

$$h_2 = HZ - h_1 - Z \quad (18)$$

$$h_1 = F_{io}^{2/3} \times (HZ - Z) \quad (19)$$

$$F_{io} = \frac{q_1}{\sqrt{\epsilon g (HZ - Z)^3}} \quad (20)$$

ここで、 h_1 ：下流端の淡水層水深[m]、 h_2 ：下流端の塩水層水深[m]、 HZ ：潮位[m]、 Z ：下流端河床高[m]、 q_1 ：下流端の淡水層単位幅流量[m²/s]である。

なお、網走川の河口から3km海へ伸ばした場所を下流端としたのは、密度流の河口の条件である上層の密度フルード数の2乗が1となる場所をその地点と仮定したためである。

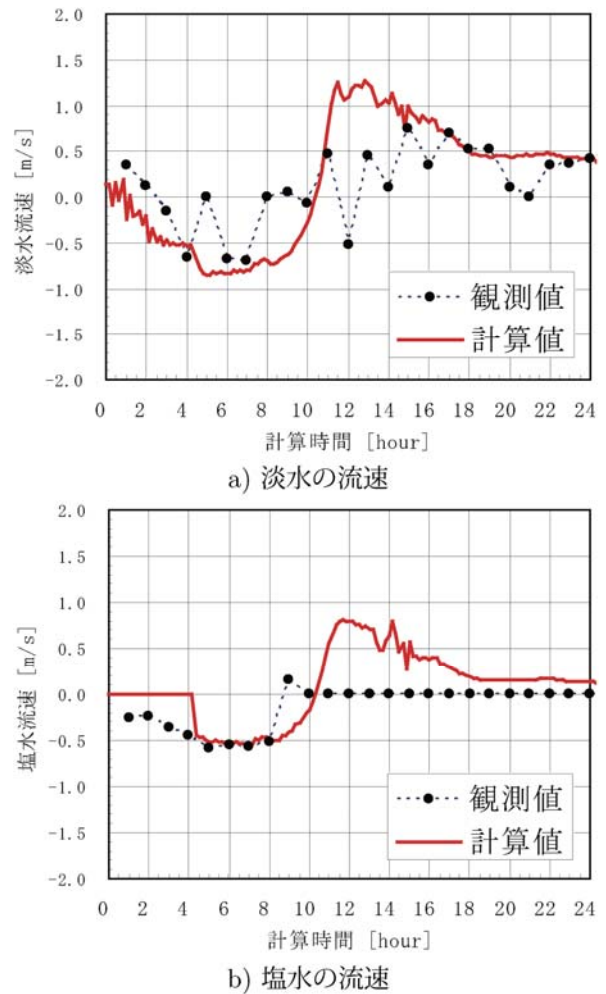
水温は観測データより淡水と塩水ともに0[°C]とし、塩分濃度は淡水0[psu]、塩水25[psu]とした。塩水25[psu]は、海の塩分濃度30[psu]と網走湖の塩水層の塩分濃度20[psu]の平均として決定した。マンシングの粗度係数に関しては、水理量に支配的な影響を与えるためその設定は非常に重要である。水理量の変化に応じたマンシングの粗度係数を岸・黒木¹⁵⁾、¹⁶⁾の方法を用いてエネルギー勾配、水深、粒径により算出し、場所的・時間的に変化させて計算を行った。平均粒径は観測データより24mmを与えた。網走湖内の淡水層と塩水層の界面の標高は実測値より約4mであり4m以下は塩水として初期条件で与えた。計算断面間隔 $\Delta x=20$ [m]、計算時間ステップ Δt はCFL条件を満たすように次式から算出した。

$$\Delta t = \frac{C_r \Delta x}{u_{max} + \sqrt{gh_{max}}} \quad (21)$$

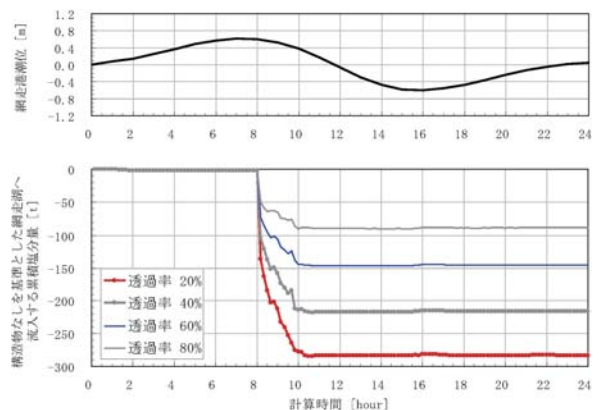
ここで、 u_{max} ：ある時刻の計算区間内における淡水または塩水の最大流速[m/s]、 h_{max} ：ある時刻の計算区間内における淡水または塩水の最大水深[m]、 C_r ：クーラン数で0.07として設定した。

(2) 実河川における観測値と計算値の比較

河口から湖口までの区間で下流側(KP2.0付近)と上流側(KP7.0付近)において、水位と淡水流速および塩



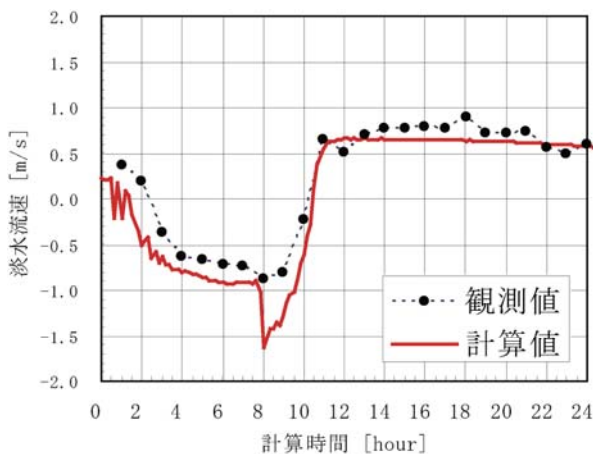
図一28 淡水流速と塩水流速の観測値と計算値(KP2.0)



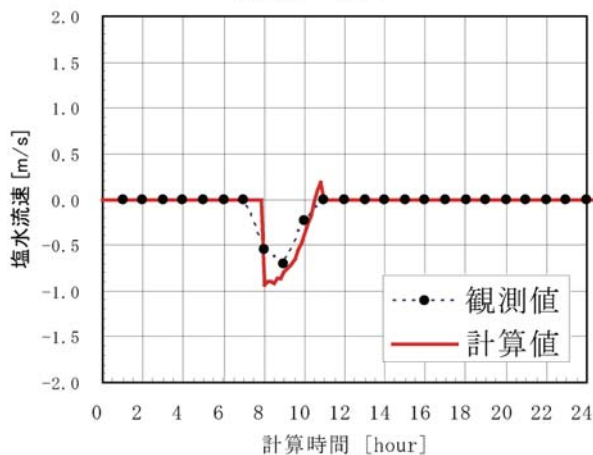
図一29 大潮1潮汐の透過性構造物の塩水抑制効果 (2003年1月19日9:00～2003年1月20日8:00)

水流速の観測値と計算値との比較を行い、実河川において構築した数理モデルの妥当性について検討した。

下流側および上流側において水位の観測値と計算値を図一27に示す。同図より下流側および上流側ともに一致していることが分かる。次に、観測データを



a) 淡水の流速



b) 塩水の流速

図-30 淡水流速と塩水流速の観測値と計算値(KP7.1)

25[psu]を界面として淡水と塩水を区分けして、それぞれの平均流速を求めた。下流側の淡水流速と塩水流速の観測値と計算値を図-28に示す。図-28の淡水流速と塩水流速は、正が順流で負が逆流を表している。淡水流速においては、順流時に計算流速が観測流速に比べて速くなっている。しかし、逆流時を含めた全体的な傾向は捉えていると言える。塩水流速においては、逆流時には一致しているが、順流時には観測値が0.0m/sに対して計算値が0.5m/s程度と速くなっており一致していない。この間の観測データでは19psuの流体が順流方向に流れており、この流体は希釈されていると推測される。つまり、順流時には塩水は淡水に希釈されながら流下しているため、淡水と塩水の混合を無視した本モデルでは評価出来なかったものと考えられる。

網走湖に流入する塩水量を評価する上流側において、淡水流速と塩水流速の観測値と計算値を図-30に示す。淡水流速の逆流時で一致していない箇所がある。

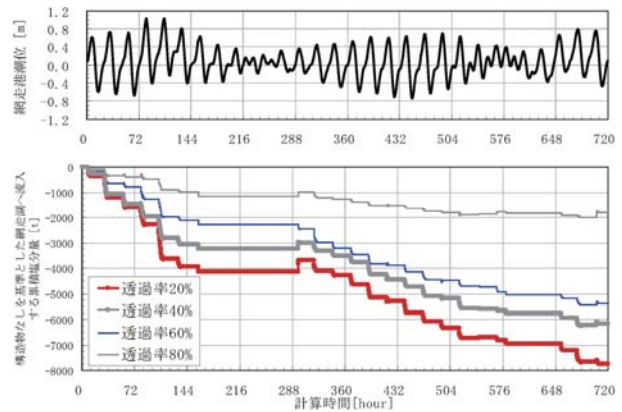


図-31 1ヶ月間の透過性構造物の塩水抑制効果 (2003年1月1日6:00~2003年1月31日5:00)

この断面はKP7.1であり図-26より網走湖へ流入する前の隆起した箇所である。このため水位差がつきやすいこの断面では水面勾配が大きくなるため、流速が速くなったと推測される。しかし、塩水流速は一致しているため、本検討は網走湖への流入塩水量に着目していることから、そのまま検討を進めることにした。

4.6. 潮汐規模および透過率の相違による塩水遡上抑制効果

(1) 1潮汐における構造物の塩水遡上抑制効果

本章では本研究で構築した数値モデルを用いて、上げ潮時と下げ潮時を含む大潮1潮汐24時間の数値計算を構造物の透過率を変えて実施した。透過率100%の場合の計算結果を上げ潮、満潮、下げ潮、干潮に分けて図-32に示す。青色は上流から下流へ向かう流速であり赤色はその逆方向の流速である。青線は水面を表し緑破線は界面(淡水と塩水の境界)を表している。図-32より、塩水は上げ潮から満潮にかけて網走川を遡上し網走湖に流入しており、下げ潮から干潮にかけて海へとフラッシュされる現象が計算結果より分かる。

網走湖に流入する塩分量の計算結果を図-29に示す。横軸に計算時間をとり縦軸に潮位と構造物が無い場合を基準とした網走湖へ流入する計算累積塩分量を図示しており、累積塩分量は流量と Δt 、塩分濃度から求めている。縦軸の累積塩分量は(各構造物の流入塩分量)-(構造物がない時の流入塩分量)として算出しており、塩水抑制効果があるほど負の方向(図では下方向)へ向かう。

図-29より、網走湖に塩水が流入する時間帯は、潮位ピーク時(8時間後)から下げ潮時(10時間後)の2時間であった。この塩水流入時における塩水遡上抑制効果は、構造物の目が細かいほどその効果は大きい。一方、

15.3 結氷時の塩水遡上の現象解明と流量観測手法の開発

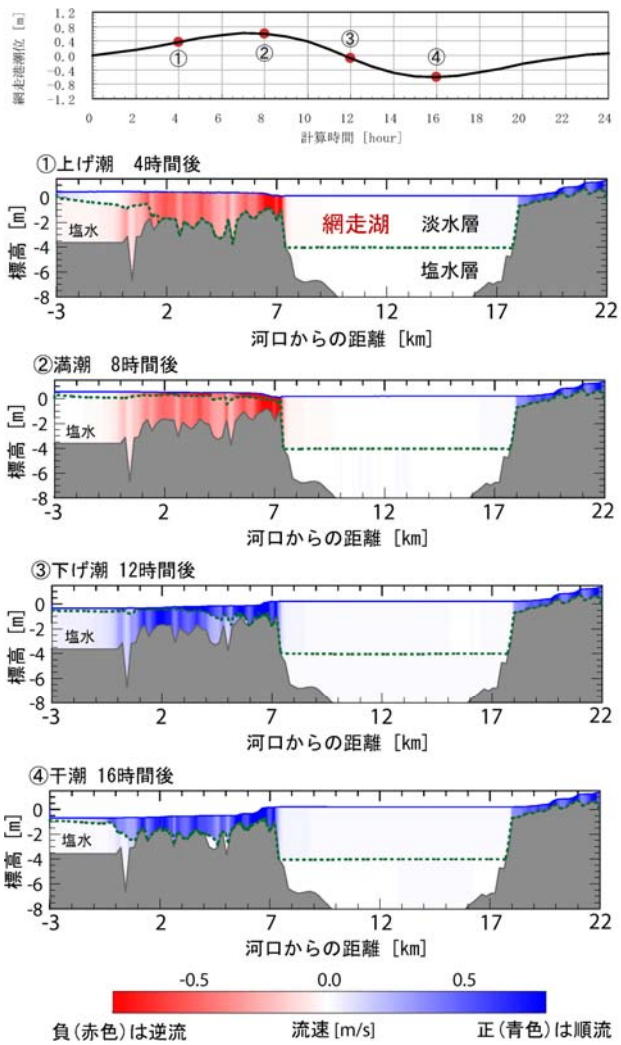


図-32 大潮1潮汐の計算結果

(2003年1月19日9:00～2003年1月20日8:00)、構造物がない場合

下げ潮時における塩水遡上抑制効果は、当初、構造物の目が細かい事により塩水のフラッシュ効果が弱くなるため塩水遡上抑制には不利となる事が推定された。しかし、今回の大潮1潮汐の計算においては、構造物の目が細かい事による塩水遡上抑制効果の減衰はみられなかった。

構造物の塩水遡上抑制効果について、構造物がない場合の網走湖に流入する累積塩分量を100%とした場合、各構造物がある場合の網走湖に流入する累積塩分量は、97.3% (透過率20%)、98.0% (透過率40%)、98.6% (透過率60%)、99.2% (透過率80%) であった。大潮1潮汐の期間における今回の数値計算結果から、構造物の目が細かいほど塩水遡上抑制効果がある事が分かり、その程度を定量的に評価する事が出来た。

(2) 1ヶ月間における構造物の塩水遡上抑制効果

前項で大潮1潮汐における構造物の塩水遡上への影響が明らかとなったが、小潮や中潮ではその影響が異なる事が考えられる。この事を明らかにするために、小潮、中潮、大潮を含む1ヶ月の計算を実施した。

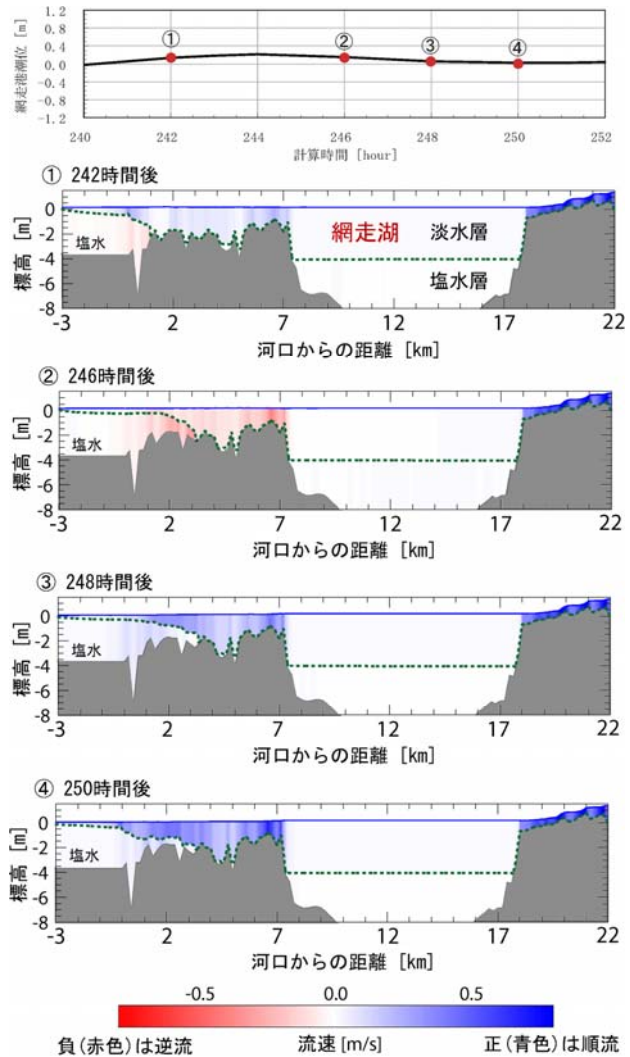


図-33 1ヶ月間計算の小潮時の計算結果、構造物がない場合

横軸に計算時間をとり縦軸に潮位と網走湖に流入する計算累積塩分量を図-31に示す。図-31の潮位差に着目すると、潮位差が大きいほど塩水遡上抑制効果が大きく、潮位差が小さいほど塩水遡上抑制効果が小さい。特に、潮位差が最小となる小潮時にはどの構造物の場合にも塩水遡上抑制効果はない。構造物がない場合の小潮時の計算結果を図-33に示す。図-33より塩水は網走湖に流入しておらず、このため小潮時には構造物による塩水遡上抑制効果がないと言える。一方、0時間から192時間の短い期間でみると、小潮から大潮にかけて(0h～108h)効果が大きく、大潮から小潮にかけて(108h～192h)効果が小さいと計算結果から分かる。

構造物の塩水遡上抑制効果について、構造物がない場合の流入する累積塩分量を100%とした場合、各構造物がある場合の流入する累積塩分量は、98.0% (透過率20%)、98.4% (透過率40%)、98.6% (透過率60%)、99.5% (透過率80%) であった。1ヶ月の期間における今回の数値計算結果から、構造物の目が細かいほど塩水遡上抑制効果がある事が分かり、その程度を定量的に評価する事が出来

た。

4.7. まとめ

本研究により以下の事が明らかとなった。

- 1) 抗力測定実験より、透過性構造物の抗力係数を定量的に算出した。透過性構造物の抗力は、単数の円柱の抗力と比べて1.18倍であった。
- 2) 塩水遡上実験より、上げ潮時においては、透過率の小さい方が大きい場合に比べて塩水遡上の抑制効果が大きいと言える。
- 3) 2つの実験より、透過性構造物の透過率の違いにより流速の減衰率が異なり、淡水と塩水のどちらの場合も流速の減衰率は同程度である。
- 4) 弱混合および緩混合の現象に対して、従来から用いられている1次元2層流モデルに界面の形状抵抗を考慮した塩水楔の数値モデルを構築した。このモデルによる解析結果は、強混合型の塩水楔を形成する網走川においてさえ水位および流速が観測値と一致することが確認された。界面の形状抵抗の導入により、1次元2層流モデルによっても強混合型の塩水楔の挙動を実用上十分な精度で評価しうる可能性がある事が示唆された。
- 5) 透過性構造物の塩水遡上抑制効果を把握する事を目的とした1ヶ月間の連続的な数値計算の結果から、小潮から大潮にかけては効果が大きく、大潮から小潮にかけては効果が小さいと分かった。

現地の透過性構造物の透過率を選定する際には、透過性構造物の通過を許容する魚類の大きさや、塩水遡上対策の対策期間と塩水抑制量の検討を行う必要がある。これに対して、本研究で示した塩水挙動の解析法は、一部簡便化が施された1次元計算であるものの、現地における塩水流速を十分な精度で再現可能であり、透過性構造物の透過率を選定する際の検討に資すると言える。

5.1 渚滑川と湧別川における晶氷の氷化を考慮した氷厚変動計算の一考察

冬期間の北海道の多くの河川は気温の低下とともに結氷し、その一部の河川では結氷に伴う工学的な問題が生じている。山下ら¹⁷⁾により整理された北海道内の河川結氷図が示すとおり道東と道北の河川は結氷しやすく、道東ではアイスジャミングによる水位上昇、道北では晶氷による取水障害の問題が発生しており、これらの解決策の確立が望まれている。

アイスジャミングの一例としては、1995年3月18日に渚滑川のKP16.6からKP20.2の3.6kmの区間において、上流から流下してきた氷が滞留および閉塞したため、KP19.3の上渚滑水位観測所において、3月にも関わらず計画高水位の直近14cmまで水位が上昇した事が報告されている。但し、バックホウで氷を早急に除去したためこの水位上昇による内水氾濫等の被害は免れている。このアイスジャミングの発生原因についてShen¹⁸⁾らは、暖かい降雨を伴う暖気により上流の融雪を促したため水位が上昇し、水位上昇によって氷板は破壊されながら下流へと流れ、河床勾配が緩やかで川幅の狭い蛇行部のKP16.6の箇所滞溜および閉塞したと推定している。

前出の渚滑川から約30km南下した位置に湧別川が流れている。図-34より渚滑川の平均河床勾配は1/410で、湧別川は1/290であり湧別川の方が急勾配である。湧別川において1995年3月の同期間でアイスジャミングは発生していない。この期間で湧別川の方が降雨量は少ないため、融雪が促されなかったと推定できる。しかし、現在までに湧別川でアイスジャミングの発生が報告されていない事から、常に湧別川の方が渚滑川よりも降雨量が少ないとは考えにくいと、気象条件の違いの他にアイスジャミングの要因となる氷板の形成過程の違いが予想される。

氷板の形成過程については積算寒度を独立変数とする氷厚変動計算があり、氷板の形成に気温が支配的な影響を与えるダムや湖沼を対象としており再現性が確認されているが、晶氷が多く流下する急流河川を対象とした適用事例は少ない。本研究の現地観測より氷板の形成に晶氷の氷化による氷板の増加が示唆されたことから、従来より用いられている積算寒度を用いた氷厚変動計算において、「晶氷の氷化」を考慮していない事に起因すると推察できる。なお、「晶氷の氷化」とは氷板底面に滞留した晶氷が氷板と一体となる現象としている。

本研究では氷板の形成過程に着目した現地観測を

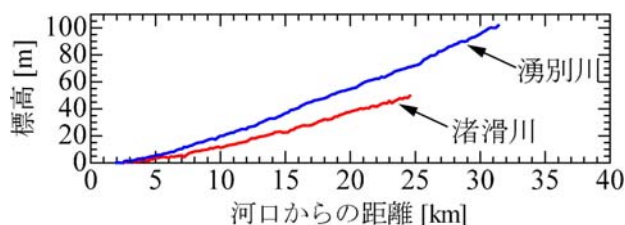


図-34 渚滑川と湧別川の平均河床高(2000年測量)

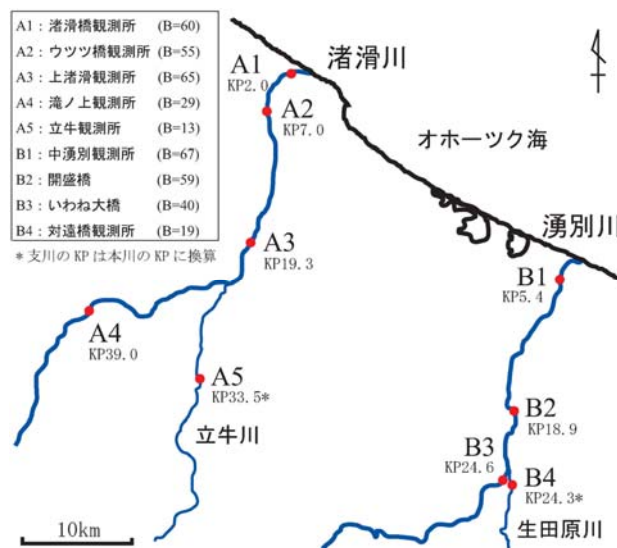


図-35 渚滑川と湧別川の観測地点

実施し、氷板と晶氷の経時変化を明らかにした。さらに積算寒度を用いた氷厚変動計算を基に、「晶氷の氷化」を考慮した氷厚変動計算手法を構築して氷板の形成過程についての検討を行った。

ここで年度とは例えば2000年度は2000年4月から2001年3月であり、KPとはキロポストの略で河口からの上流を正とした距離(km)である。積算寒度とは日平均気温のマイナス気温だけを積算した絶対値であり、氷の結晶の大きさが $10^{-5} \sim 10^{-2}m$ のものを晶氷(Frazil)として分類している。

5.2 現地観測

5.2.1 観測の地点と日時

北海道の道東に位置する渚滑川と湧別川において図-35の地点で現地観測を行った。各地点の平均水面幅B[m]を明記し、簡便のため観測地点に記号を割り振っている。地点数は渚滑川5地点、湧別川4地点の計9地点である。なお、湧別川の上流約KP35には、瀬戸瀬ダム(湧別川ダム発電所)を有している。観測期間は2007年1月から3月であり、各地点の平均観測時間は、A1: 9:00、A2: 10:00、A3: 11:00、A4: 14:00、A5: 15:00、B1: 14:00、B2: 11:00、B3: 10:00、B4: 9:00である。結氷時の流量は晶氷の増減により日変動²⁰⁾する事を考えると、

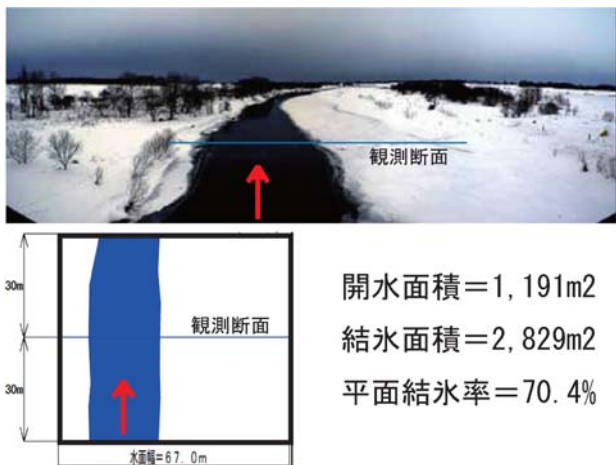


図-36 平面結氷率の算出の一例(2007/2/27、中湧別観測所)

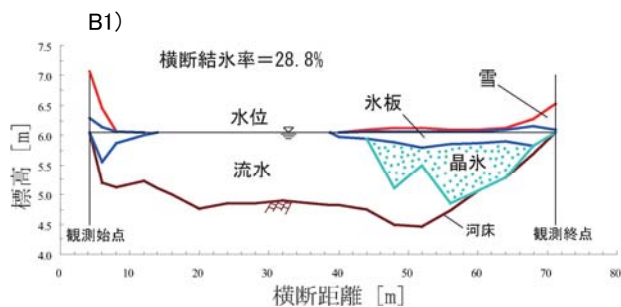


図-37 横断測量の一例(2007/2/27、中湧別観測所B1)

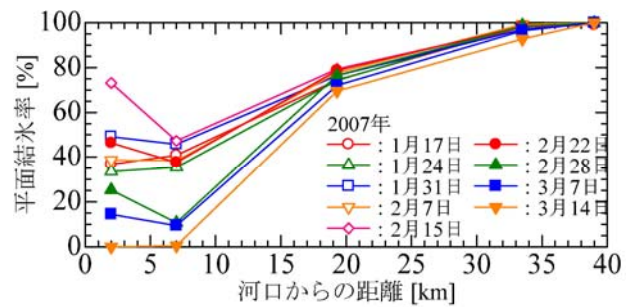
今回の観測時間は日中であり一日の内で流量が増加する期間であると推察できる。

なお、日本における既往の結氷河川の研究は、横断方向の氷の形成や流量観測の精度向上を目的とした定点観測が多い。今回の現地観測は河川縦断方向に観測地点を設けており上下流一貫した観測であるため、今後の結氷河川の研究および検討資料に資すると考えられる。

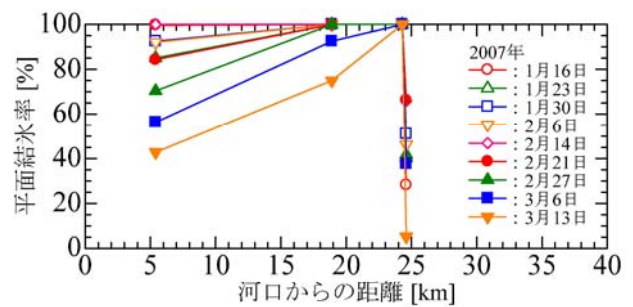
5.2.2 観測項目

各地点において河床、晶氷、氷板、雪の高さの横断測量および橋からの写真撮影、横断面内の1測線において約1週間毎に鉛直流速と鉛直水温の観測(計81回)を実施した。横断面の1測線の選定については、非結氷時の流量観測結果を基にして横断面の流量と最も相関がよい鉛直平均流速をもつ測線とした。また、各地点に自記水位計を設置し10分毎の水位を計測した。晶氷の測定については、極めて困難かつ熟練を要し、観測する氷穴にL型定規を沈め手触により晶氷の厚さを測定した。

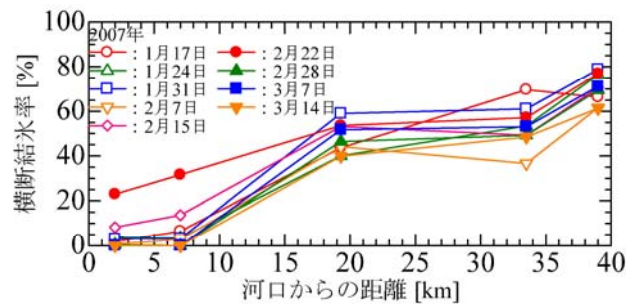
これらの観測結果を平面結氷率、横断結氷率、氷板面積、晶氷面積で整理し検討を行った。以下に算出方法を記す。



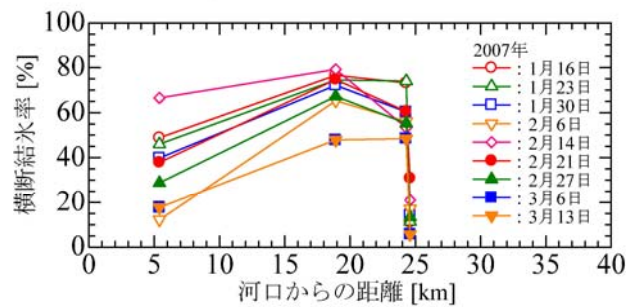
a) 渚滑川の平面結氷率



b) 湧別川の平面結氷率



c) 渚滑川の横断結氷率

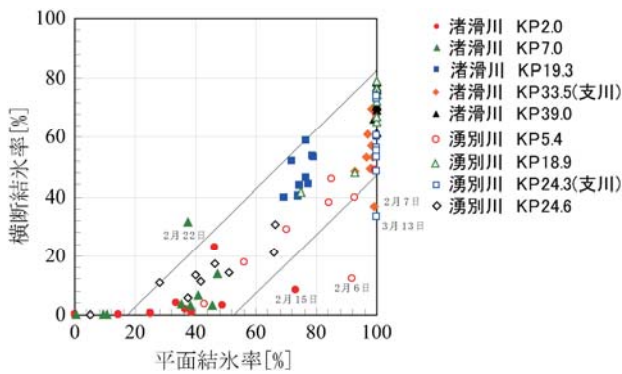


d) 湧別川の横断結氷率

図-38 河川縦断方向の結氷率

1)平面結氷率とは、撮影写真を垂直補正し解析範囲(水面幅×60m)にて水面と氷面または雪面の面積を求め、 $(氷面または雪面の面積) \div (解析範囲面積) \times 100\%$ として求めた。平面結氷率の算出の一例を図-36に示す。

2)横断結氷率とは、 $(水位より下の氷板と晶氷の面積) \div (水位と河床高で囲まれる面積) \times 100\%$ として求めた。横断測量の一例を図-37に示す。



図一39 平面結氷率と横断結氷率との相関図

3)氷板面積とは氷の上面と下面で囲まれる横断面における面積であり、晶氷面積とは晶氷の上面と下面で囲まれる横断面における面積、つまり氷板下に滞留する晶氷の面積である。

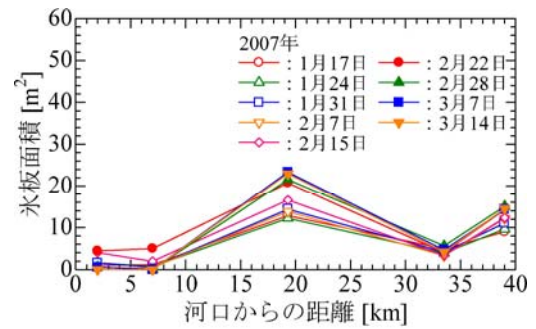
5.3 平面結氷率と横断結氷率

渚滑川と湧別川の結氷の違いについて平面結氷率と横断結氷率から明らかにし、平面結氷率と横断結氷率の相関関係について検討を行った。

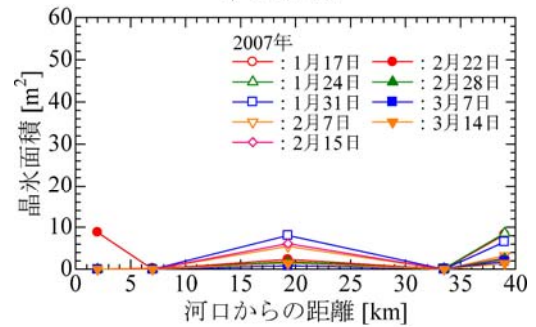
5.3.1 渚滑川と湧別川の結氷率の相違

平面結氷率を図一38 a),b)に、横断結氷率を図一38 c),d)に示す。図一38 a),b)より、下流側では、湧別川の方が渚滑川よりも平面結氷率が大きい（雪、氷板に覆われている面積が大きい）。しかし、約KP20より上流では、渚滑川は上流ほど平面結氷率が大きくなるのに対して、湧別川では上流のKP25付近において平面結氷率が小さくなっている。図一38 c),d)の横断結氷率についても、平面結氷率と同様の結果である。湧別川の上流KP25付近で結氷率が小さいという事は、アイスジャムの要因である氷が上流に存在していない事を示している。結氷率が小さい原因として、上流の約KP35に存在する瀬戸瀬ダムにより流下する晶氷が捕捉され、KP25付近まで晶氷が流下しないため氷が形成しにくい。この原因として、湧別川の上流KP25付近は市街地であるため、融雪剤を含んだ雪が湧別川へ排雪されるため結氷しづらい、ダムの貯留水または市街地からの排水などの温かい水の流入により結氷しづらい等が推察できる。しかし原因の特定については、さらなる検討が必要である。

いずれにしても、今回の観測結果より、河川毎に結氷率が異なり、標高の高い上流ほど結氷率が高いとは言えない。このため、結氷状況を把握するためには、各地点の水量や気象条件、周辺状況を考慮する必要がある事が示唆された。

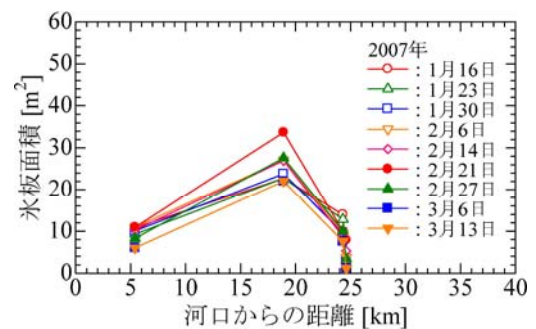


a) 氷板面積

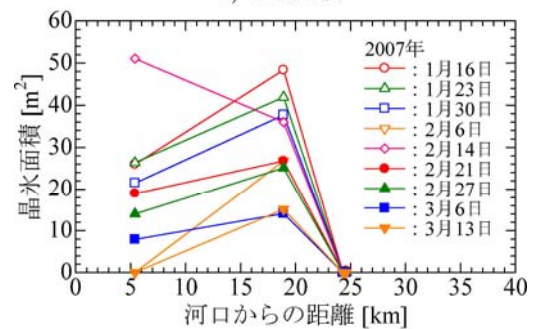


b) 晶氷面積

図一40 渚滑川の氷板面積と晶氷面積



a) 氷板面積



b) 晶氷面積

図一41 湧別川の氷板面積と晶氷面積

5.3.2 平面結氷率と横断結氷率の相関関係

平面結氷率と横断結氷率の相関図を図一39に示す。

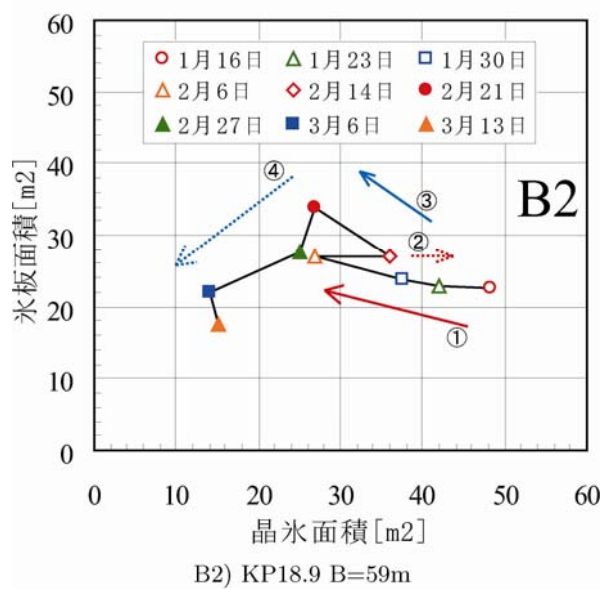
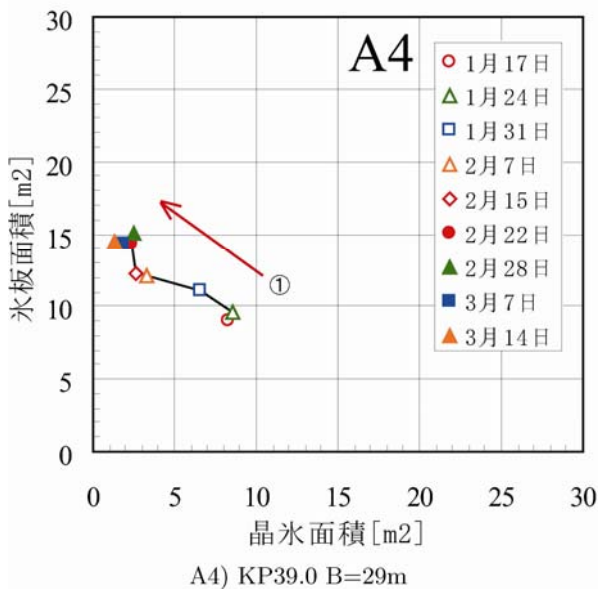
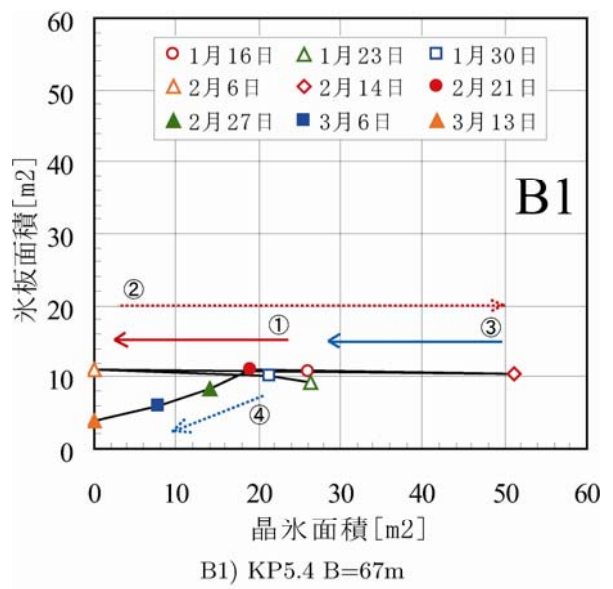
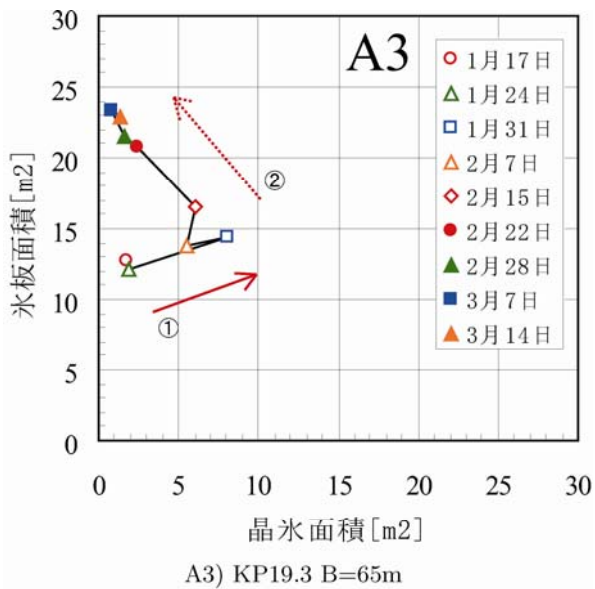


図-42 渚滑川における氷板と晶氷の経時変化

図-43 湧別川における氷板と晶氷の経時変化

横断面内の氷の面積を表す横断結氷率は、平面結氷率よりも小さく、**図-39**からその差は17%から53%程度である。

つまり、平面結氷率が100%の場合において、横断結氷率は47%~83%であり、水が流れている横断面積は17%~53%と言える。この知見は、目視で確認可能な平面結氷率から横断結氷率をある程度推定可能であることを示唆している。また参考のため、平面結氷率が100%の場合のフルード数は0.07~0.21の範囲であり、

全データのフルード数は0.01から0.42の範囲であった。実線で挟んだ範囲外のデータは、横断結氷率がゼロの6データと観測日時を明記した5データの計11データある。横断結氷率ゼロのデータは、横断面には氷が存在していないが水面幅×60mの範囲に氷が存在する

データである。観測日時を明記したデータの内、3データは下流域のデータで、2データは川幅の狭い支川のデータである。これらのデータは、連続的には出現しておらず、横断面の晶氷が流下するなど一時的現象であると推察できる。また、これらのデータは全データの14%と少ない。このため、横断結氷率は目視で確認可能な平面結氷率よりも17%から53%程度小さいという知見は、大局的に結氷河川を理解する上で有用な知見と考えられる。

5.4 氷板と晶氷の経時変化

5.4.1 氷板と晶氷の観測結果

横軸に河口からの距離、縦軸に氷板面積および晶氷面積として同日の観測値を実線で結び渚滑川を**図-40 a),b)**に、湧別川を**図-41 a),b)**に示す。両河川ともに上流の方が下流よりも氷板面積および晶氷面積が大きいとは言えない。また、観測区間の中流域の約KP20で最大値と

なるが、この地点は上流に比べて川幅が広く、上流からの流量が一定だとすると流速が遅くなるため、晶氷が滞留しやすく氷板が形成しやすい地点であると推察できる。一方、湧別川は渚滑川よりも氷板および晶氷を多く有している河川と観測結果から分かる。

5.4.2 氷板と晶氷の経時変化の観測結果

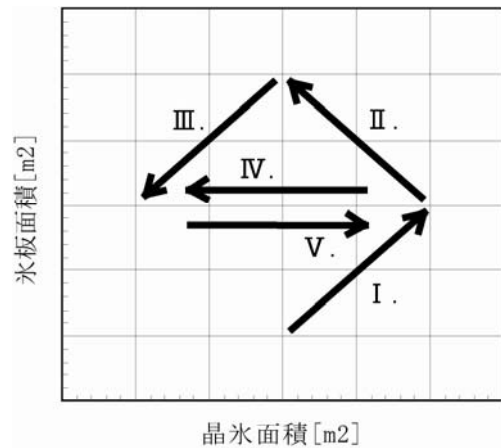
氷板面積と晶氷面積の経時変化について、渚滑川を図-42 A3),A4)、湧別川を図-43 B1),B2)に示す。図中には、経時変化をみるために観測値を実線で結び時間経過を矢印で表した。渚滑橋観測所(A1)、ウツツ観測所(A2)、立牛観測所(A5)と、いわね大橋(B3)、対遠橋大橋(B4)においては、観測した晶氷面積が極めて小さいため図化していない。

渚滑川の図-42 A3)のKP19.3において、晶氷は結氷初期は少なく1月31日にかけて増加しその後時間経過とともに減少しており、氷板は時間経過とともに増加している。渚滑川の図-42 A4)のKP39.0において、晶氷は結氷初期は多く存在しその後時間経過とともに減少しており、氷板は時間経過とともに増加している。

湧別川の図-43 B1)のKP5.4において、晶氷の増減がA3、A4、B2に比べて大きくなっており、氷板は2月21日までは増減が小さくその後時間経過とともに減少している。湧別川の図-43 B2)のKP18.9において、晶氷は結氷初期は多く存在しその後時間経過とともに一時増加はあるものの相対的には減少しており、氷板は2月21日にかけて増加しその後時間経過とともに減少している。

湧別川の上流B2で晶氷が減少すれば下流B1でも減少し、上流B2で晶氷が増加すれば下流B1でも増加しており、B1とB2の晶氷の増減は同一の挙動を示している。この観測結果から、湧別川の観測距離13.5km(KP18.9-KP5.4)においては上下流一貫した晶氷の増減が確認されたが、渚滑川の観測距離19.7km(KP39.0-KP19.3)においては、上下流一貫した晶氷の増減は確認されなかった。観測距離の違いがあるため一概には言えないが、今回の観測結果から湧別川の方が渚滑川よりも晶氷の流下の頻度が多いと推定出来る。

晶氷は、水面に氷板が無い開水時において、日最低気温が -6°C 以下になると流水中に晶氷が発生²¹⁾する。発生した晶氷は流下するにつれ互いに固着して水面に出現し、河川勾配急変部において滞留および氷化して全面結氷の原因となる。



- I. 氷板・晶氷ともに増加
- II. 氷板は増加し、晶氷は減少
- III. 氷板・晶氷ともに減少
- IV. 氷板は変化なし、晶氷は減少
- V. 氷板は変化なし、晶氷は増加

図-44 氷板と晶氷の経時変化の分類図

一方、氷板が水面を覆い全面結氷となると晶氷は発生しない。渚滑川と湧別川は、気温が同程度である事から晶氷の発生量は同じであると考え、河川勾配の緩い渚滑川は、発生した晶氷が滞留し氷板が形成されるためこれ以上晶氷は発生せず、河川勾配の急な湧別川は、発生した晶氷が流下するため氷板が形成しづらく開水面は維持され晶氷が発生する条件を保つため、湧別川の晶氷の量と流下は渚滑川に比べて多く流下しやすいと推察できる。

5.4.3 氷板と晶氷の経時変化の分類

観測結果より氷板と晶氷は経時変化しており、これらの経時変化を5つに分類した。但し、これらの経時変化は1週間毎の観測結果から導かれたものであり日変化、時間変化は考慮できていない。分類した経時変化を図-44に示し、想定している各経時変化の期間および晶氷の挙動について以下に記す。

- I.) 結氷初期で氷板および晶氷が増加する期間。晶氷の増加はその地点での発生によるものと上流からの流下によるものが推察される。
- II.) 氷板が増加し晶氷が減少している期間。晶氷の減少は晶氷の氷化によるものと下流への流出によるものが推察される。
- III.) 結氷終期で氷板および晶氷が減少する期間。気温の上昇に伴う融解によるものと水位上昇に伴う氷の破壊によるものが推察される。

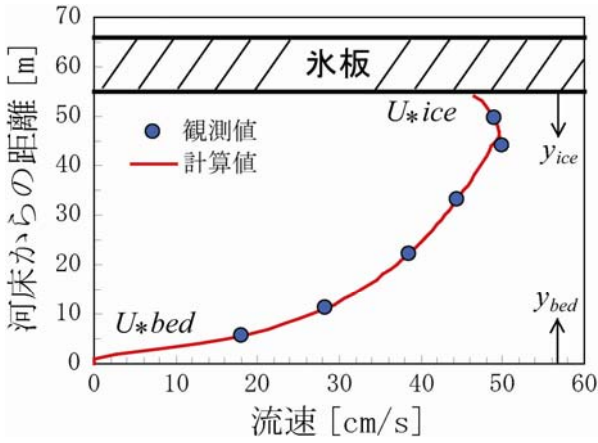


図-45 鉛直流速分布の一例(2007/1/13、いわね大橋B3)

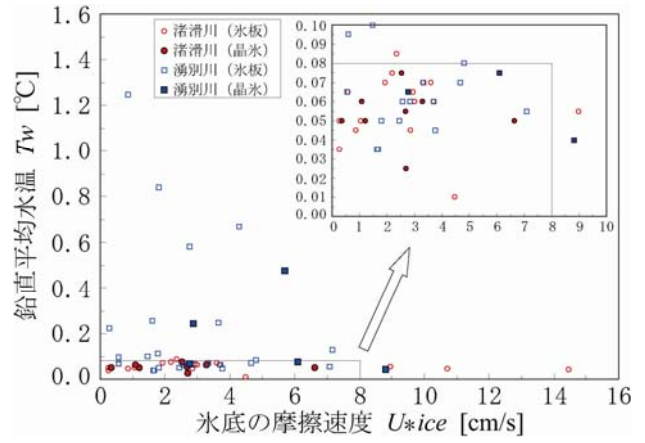


図-46 渚滑川と湧別川における晶氷の氷化の判定図

IV) 氷板は変化せず晶氷が減少する期間。晶氷の減少は下流への流出によるものと推察される。

V) 氷板は変化せず晶氷が増加する期間。晶氷の増加はその地点での発生によるものと上流からの流下によるものが推察される。

今回の現地観測結果から氷板と晶氷の経時変化を分類する事により、十分に解明されていない氷板と晶氷の挙動を把握する事が出来た。特に、アイスジャミングの原因となる氷板の形成に晶氷の氷化が寄与する可能性が示唆された。

5.5 氷厚変動計算手法の構築

氷板の形成過程の解明を目的に、本検討では既往の積算寒度を用いた氷厚変動計算手法を基にして晶氷の氷化を考慮した氷厚変動計算手法を構築した。なお、本検討では積雪の融解による氷厚の増加は考慮していない。

5.5.1 積算寒度を用いた氷厚変動計算

積算寒度を用いた氷厚変動計算は、氷板の融解を考慮したShen²²⁾の式(22)を用いた。この計算手法は、St. Lawrence Riverを対象に9年間の実測値を用いて計算値の妥当性を確認している。但し、この計算手法は、晶氷の氷化による氷厚の増加は考慮していない。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絶対値である。本検討の日平均気温は、10分毎の測定値より算出した。

$$h_i = \sqrt{h_{i0}^2 + \alpha S - \beta t^\theta} \quad (22)$$

$$\begin{cases} \alpha = \alpha_0 & \text{when } T_a^{(2)} \geq T_B \\ \alpha = \alpha_0 + (T_a^{(2)} - T_B)m & \text{when } T_a^{(2)} < T_B \end{cases}$$

ここに h_i [cm]: 氷厚、 h_{i0} [cm]: 初期の氷厚、 α [cm²/(°C ·

day)]: 定数であり、 S [°C · day]: 計算開始からの積算寒度、 β [cm · day^{- θ)] : 定数で0.254とした。 t [days]: 計算開始からの日数、 θ [無次元]: 定数で1.0とした。}

α_0 [cm²/(°C · day)]: 定数で1.434とした。 $T_a^{(2)}$ [°C]: 1日前と2日前のマイナスの日平均気温を平均した絶対値、 T_B [°C]: 氷板の融解の基準となる気温で0.56とした。 m [無次元]: 氷板の融解時の α の減少勾配であり-0.72とした。氷板の融解条件は、 $T_a^{(2)}$ が0.56°C未満となり暖かい気象条件となると氷板は融解する。

各定数については、氷板の形成過程の違いを比較するために、St. Lawrence Riverの値を用いた。これらの定数を用いたSt. Lawrence Riverの氷厚の計算値の誤差は、9年間の解析期間において最大で約11cm程度である²²⁾。

5.5.2 晶氷の氷化を考慮した氷厚変動計算

晶氷の挙動は、物理的観点でみると流下するか滞留するかの違いがあり、滞留時では物質的観点から晶氷の融解、維持、氷化が考えられる。本検討では晶氷の滞留による氷化を水量から判定し、晶氷の氷化による氷厚の増加を考慮した氷厚変動計算を構築した。

晶氷の流下および滞留

晶氷の流下および滞留の判定基準として、氷底の摩擦速度とした。氷底の摩擦速度は、観測した流速を結氷下の鉛直流速分布²³⁾を表す式(23)に代入して算出した。

$$U_{ice} = 2.5U_{*ice} \ln \frac{30y_{ice}}{k_{sice}} \quad (23)$$

ここに、 U_{ice} [m/s]: 鉛直平均流速、 U_{*ice} [m/s]: 摩擦速度、 y_{ice} [m]: 氷底から河床方向への距離、 k_{sice} : 相当粗度である。Karman定数は0.4としている。添え字のiceは鉛直流速分布の最大流速から氷底までの領域を表している。流速の観測値と計算値の一例を図-45に示す。

図-45より各水深毎の流速の観測値と計算値が良く一致しているのが分かる。

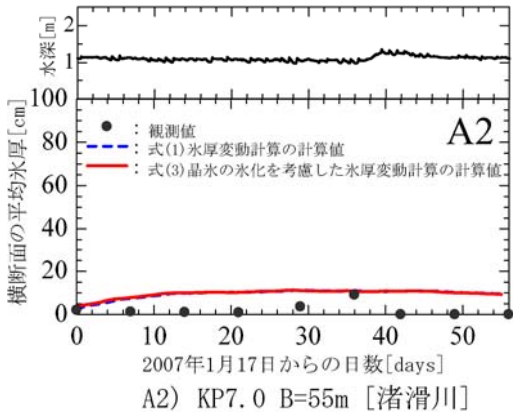
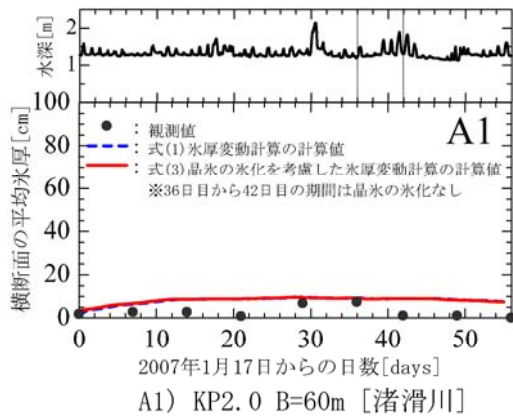


図-47 渚滑川における氷厚の観測値と計算値

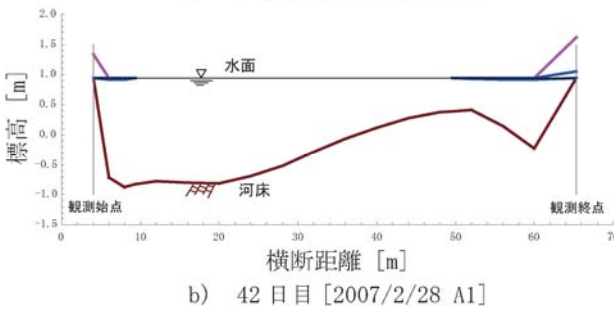
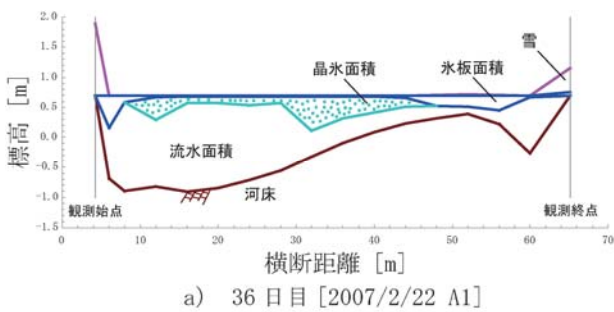


図-48 横断測量図A1渚滑橋観測所

晶氷の氷化

晶氷の維持および氷化の判定基準として、鉛直平均水温といた。観測した鉛直水温水温がある閾値を超えて低くなると氷化するものとした。

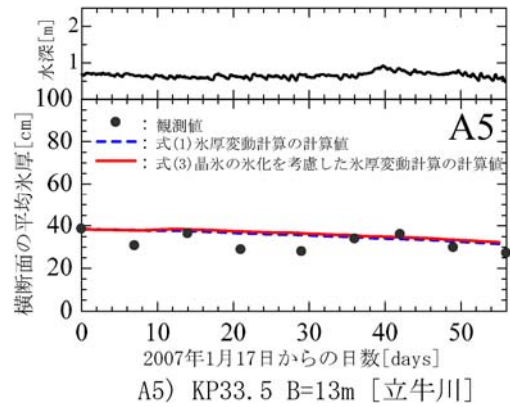
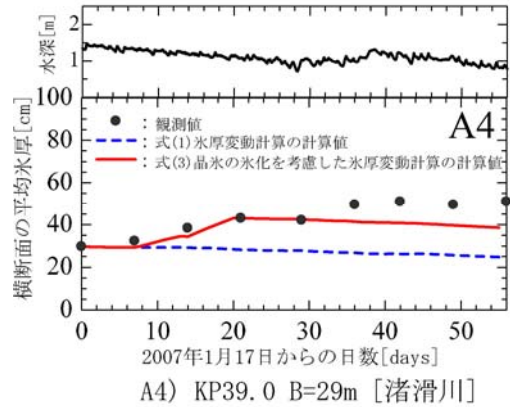
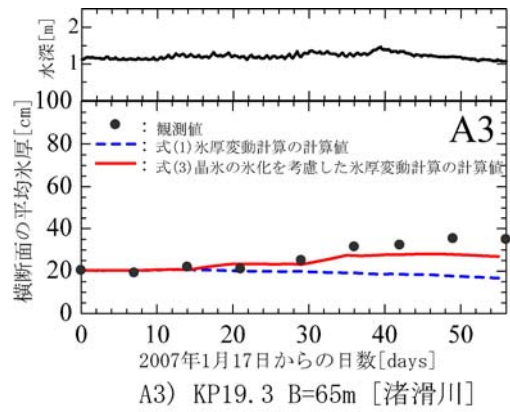


図-49 渚滑川における氷厚の観測値と計算値

横軸に摩擦速度、縦軸に水温を取り晶氷の氷化の判定図を図-46に示す。本検討では観測と観測を挟む期間の晶氷の氷化を議論しているため、図-46の値は各観測間の平均値をプロットしている。また、氷底が氷板の場合を中途りで氷底が晶氷の場合を中途で表している。

晶氷が氷化するかどうか判定する期間は晶氷が減少する期間とし、図-44のII、III、IVの期間とした。晶氷が増加する期間I、VIは、晶氷は氷化しないと仮定している。この理由として、期間IIにおいて晶氷の氷化があると仮定すると、氷板の増加は気温によるものと晶氷の氷化によるものが考えられ、観測される晶氷の増加量はその地点での発生量と上流から流下した量を足した量から氷化した量を引いた量と推察できる。しかし今回の観測手法では、定量的に晶氷の発生量、上流から流下した量、氷化した量を分類する事は困難である。また、期間VIにおい

ても晶氷の増加量を分類する事は困難であるため、本検討では、期間I、Vは晶氷は氷化しないと仮定して検討を進めている。

図-46において、摩擦速度 U_{*ice} が8[cm/s]以下および水温 T_w が0.08[°C]以下となる点線で囲われた領域の観測期間について晶氷が氷化すると判定した。これらの閾値については、観測および実験を重ねデータの蓄積を行い晶氷の大きさ毎に決定する必要があるが、現時点では観測データが少なく十分な解析が行えないため、本検討では観測値と計算値が一致するような閾値を試行錯誤を行い決定した。

晶氷が氷化すると判定された観測期間において、下記の式(24)より晶氷の氷化による氷厚の増加量を評価した。

$$h_{if} = h_i + h_f \quad (24)$$

$$h_f = h_{f(1)} + \left| \frac{(A_f^{i+1} - A_f^j)/B}{D^{j+1} - D^j} \right| \quad (25)$$

ここに、 h_{if} [m]：晶氷の氷化を考慮した氷厚、 h_i [m]：積算寒度を用いた氷厚、 h_f [m]：晶氷の氷化による氷厚、 $h_{f(1)}$ [m]：計算開始日から1日前までの晶氷の氷化による氷厚の積算値、 A_f^j [m²]：晶氷面積(観測値)、 B [m]：川幅、 D [days]：計算開始からの日数である。上付きのjについて、今回の観測は1地点で9回実施しており最初の観測を1回目とした場合の観測番号である。計算時間間隔は1日である。

5.5.3 氷厚の観測値と計算値の比較

氷厚の観測値、積算寒度を用いた氷厚変動計算の計算値、晶氷の氷化を考慮した氷厚変動計算の計算値および自記水位計から河床高を引いた水深について、渚滑川は図-49に湧別川は図-50に示す。

渚滑川の晶氷が極めて少ない図-49 A1)において、36日目から42日目の期間で晶氷が氷化するという判定結果であり、計算値は観測値と一致しない結果であった。図-48 a)は36日目の結氷状況であり、晶氷が薄い氷板下に存在しているが、42日目の図-48 b)では、氷板および晶氷が存在していない。一方、図-49 A1)より、この期間の水深は急激な上昇があった事が分かる。晶氷の氷化の判定図に用いた値は、各観測間の平均値でありこの期間に水理量の変化があったとしても判定図に反映する事は出来ない。

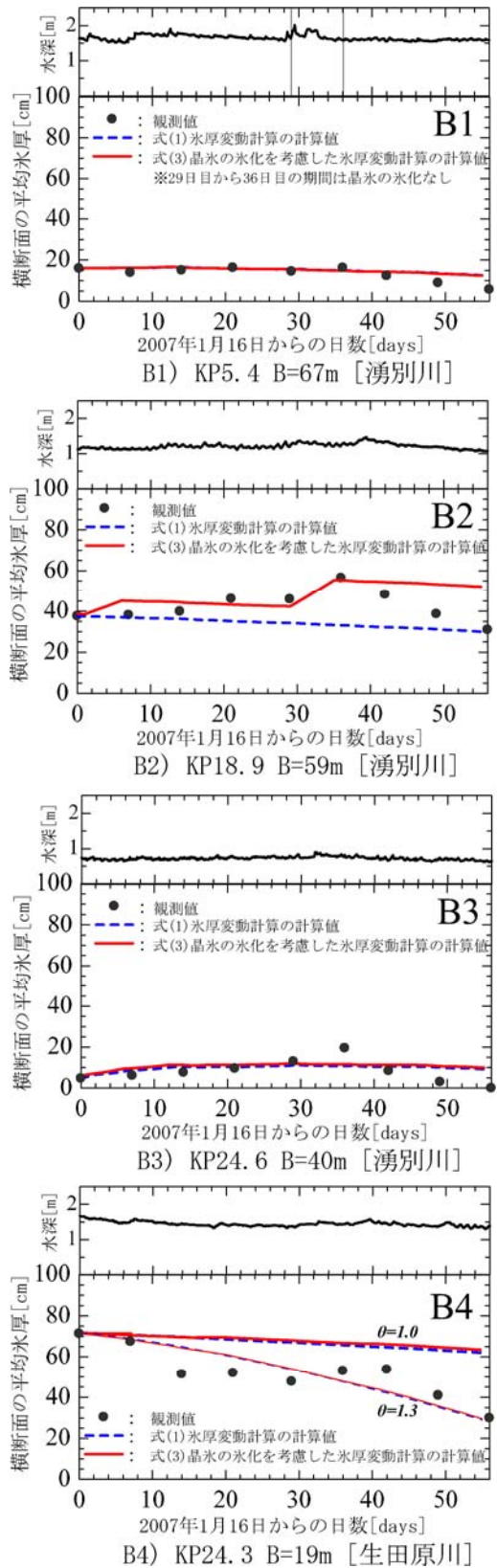


図-50 湧別川における氷厚の観測値と計算値

36日目から42日目の期間において、急激な水深上昇のため氷底の摩擦速度は大きくなり図-46の晶氷の氷化の領域外になると推定できるため、この期間については晶氷は流下し氷化は起こらないと判断した。

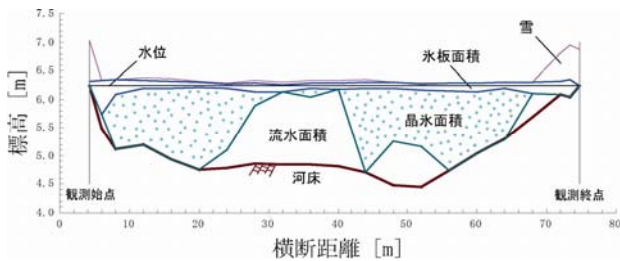


図-51 横断測量図B1中湧別観測所29日目[2007/2/14]

この判断のもとに計算を行うと、どちらの計算値も観測値と良く一致した。

渚滑川の晶氷が極めて少ない(図-49 A2)において、晶氷の氷化は起こらず、どちらの計算値も観測値と良く一致する結果であった。

渚滑川の(図-49 A3),A4)において、晶氷の氷化を考慮した氷厚変動計算の方が積算寒度を用いた氷厚変動計算よりも観測値と良く一致している。

渚滑川の晶氷が極めて少ない(図-49 A5)において、どちらの計算値も観測値と良く一致する結果であった。

湧別川の(図-50 B1)において、29日目から36日目の期間で晶氷が氷化するという判定結果であり、晶氷の氷化を考慮した計算値は観測値と一致しない結果であった。この期間の水深をみると急激な上昇があった事が観測値から分かる。晶氷の氷化の判定図に用いた値は、各観測間の平均値でありこの期間に水理量の変化があったとしても判定図に反映する事は出来ない。(図-51)は29日目の結氷状況であり、氷板面積および晶氷面積が大きく流水面積が小さい。このような流水面積が小さい状況下において、急激な水深上昇が起きると小さい流水面積に水が集中して摩擦速度は大きくなり(図-46)の晶氷の氷化の領域外になると推定できるため、この期間については晶氷は流下し氷化は起こらないと判断した。この判断のもとに計算を行うとB1においてどちらの計算値も観測値と良く一致した。

湧別川の(図-50 B2)においては、晶氷の氷化を考慮した方が考慮しない場合と比べて観測値と良く一致している。しかし、氷厚ピーク後の氷厚の減少を計算値で再現出来ていない。氷厚の減少の理由が氷板の急激な融解または破壊とすると、本モデルではこれらを考慮していないため再現出来なかったと言える。

湧別川の晶氷が極めて少ない(図-50 B3)においては、どちらの計算値も観測値と良く一致する結果であった。

湧別川の晶氷が極めて少ない(図-50 B4)においては、観測期間中、氷板の観測値は減少傾向にあり、どちらの計算値も観測値と一致していない。氷厚変動計算に用いている式(22)の θ は現地に応じて変化する経験的な定数であり、St. Lawrence Riverにおける定数を準用しているが、実験的に θ を1.3として再計算を実施した。(図-50 B4)より、 $\theta=1.3$ としたどちらの計算値も観測値と良く一致した。このことより、B4は他の地点と比べて氷板の減少

15.3 結氷時の塩水遡上の現象解明と流量観測手法の開発過程が異なると推定できる。異なる原因の一つとして、他の地点と比べて氷板上の積雪が多い事から、気温低下に伴う氷板形成が積雪による断熱効果のため抑制されたと推察できる。

渚滑川と湧別川の氷板の形成過程について、St. Lawrence Riverで妥当性が確認されている積算寒度を用いた氷厚変動計算よりも、晶氷の氷化を考慮した氷厚変動計算の方が観測値と良く一致しているため、St. Lawrence Riverの氷板の形成過程において晶氷の氷化の影響が小さい事が推察される一方、渚滑川と湧別川においては晶氷の氷化は氷板の形成過程に無視し得ない規模の影響を与えている事が示唆された。渚滑川と湧別川の晶氷の氷化の起こりやすさについては、(図-46)の晶氷が氷化する領域の観測期間は、渚滑川で20期間、湧別川で7期間であり、渚滑川の方が晶氷の滞留しやすく晶氷の氷化が起きやすいと今回の検討結果から推定できる。

5.6 まとめ

渚滑川と湧別川の現地観測結果から、氷板と晶氷の経時変化を5つに分類してその挙動を把握した。また、河川管理上問題となるアイスジャミングの原因である氷板の形成過程において、渚滑川と湧別川の様な晶氷が流下する河川では、「晶氷の氷化」が氷板の増加に寄与する可能性が、氷底の摩擦速度と水温を判定基準とした氷板厚変動計算により示唆された。また、この新しく構築した「晶氷の氷化」を考慮した氷板厚変動計算モデルは、従来の積算寒度を用いた計算よりも氷板厚をより良く再現する事を示した。

渚滑川と湧別川の氷板の増加要因である「晶氷の氷化」の違いについては、アイスジャミングが発生する河川勾配の緩い渚滑川は、湧別川に比べて氷底の摩擦速度が小さいため晶氷が滞留しやすく、水温が低いため「晶氷の氷化」が起きやすい事が今回の検討結果より推定された。

晶氷の挙動については、河川勾配の緩い渚滑川は、発生した晶氷が滞留し氷板が形成されるため、開水面が氷板で覆われこれ以上晶氷は発生せず、河川勾配の急な湧別川は、発生した晶氷が流下するため氷板が形成されず、開水面は維持され晶氷が発生する条件となる。このため、湧別川の晶氷の量と流下は、渚滑川に比べて多く流下しやすいと今回の観測結果より推察された。

6.1 結氷河川における実用的な氷板厚計算式の開発

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、事前に氷板厚および解氷時期を予測する技術が求められている。また、今後、暖冬や厳冬などの気象変化や融雪量の増加による水理量の変化などの年変化が顕著に現れる場合において、氷板厚の変動要因を把握しておく事は、結氷時の河川管理を行う上で有益な知見となる。

本研究は、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 、河水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開発した。なお、本計算式の適応性を確認する指標として、解氷時までの氷板厚を非接触で連続的に測定した測定値²⁴⁾を用いた。

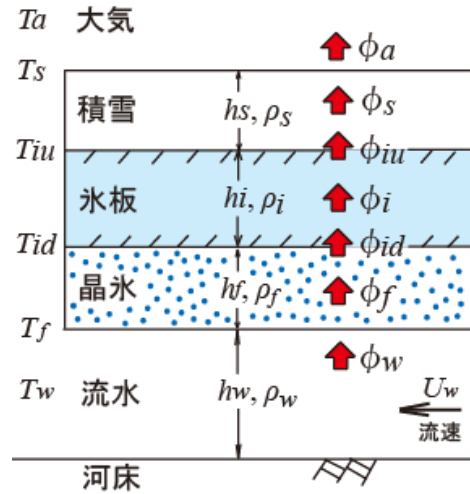


図-52 結氷河川における熱収支の概念図

6.2 氷板厚計算式の開発

(1) 基礎式の導出

結氷河川における熱収支の概要図を図-52に示す。図-52において、温度 $T[^\circ\text{C}]$ 、層厚 $h[\text{m}]$ 、密度 $\rho [\text{kg/m}^3]$ 、速度 $U[\text{m/s}]$ 、熱フラックス $\phi [\text{W/m}^2]$ として、添え字は各層の値である事を示している。

積雪深の増減は、大気および氷板との熱収支を考慮して式(26)で表した。式(26)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あげ、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(27)で表わした。式(27)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(28)で表わした。式(28)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(26)、式(27)、式(28)を整理すると、本計算式の基礎式となる式(29)が導出される。

$$\rho_s L_s \frac{dh_s}{dt} = (\phi_a - \phi_s) + (\phi_s - \phi_{iu}) \tag{26}$$

$$\rho_i L_i \frac{dh_i}{dt} = (\phi_{iu} - \phi_i) + (\phi_i - \phi_{id}) \tag{27}$$

$$\rho_f L_f \frac{dh_f}{dt} = (\phi_{id} - \phi_f) + (\phi_f - \phi_w) \tag{28}$$

$$\rho_i L_i \frac{dh_i}{dt} = \phi_a - \rho_s L_s \frac{dh_s}{dt} - \rho_f L_f \frac{dh_f}{dt} - \phi_w \tag{29}$$

(2) 河水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(30)、式(31)、式(32)、式(33)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(34)で表わされる。

$$\phi_a = h_{sa} (T_s - T_a) \tag{30}$$

$$\phi_s = \frac{k_s}{h_s} (T_{iu} - T_s) \tag{31}$$

$$\phi_i = \frac{k_i}{h_i} (T_{id} - T_{iu}) \tag{32}$$

$$\phi_f = \frac{k_f}{h_f} (T_f - T_{id}) \tag{33}$$

$$\phi_a = \frac{T_f - T_a}{\frac{1}{h_{sa}} + \frac{h_s}{k_s} + \frac{h_i}{k_i} + \frac{h_f}{k_f}} \tag{34}$$

(3) 流水から河氷底面への熱フラックス ϕ_w

ϕ_w は式(35)で表わされる²⁵⁾。 C_{wi} は $1622\text{W} \cdot \text{S}^{0.8} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{m}^{-2.6}$ であり、 U_w [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。

$$\phi_w = C_{wi} \frac{U_w^{4/5}}{h_w^{1/5}} \times (T_w - T_f) \quad (35)$$

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ことから、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(36)となる。式(35)に式(36)を代入すると式(37)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。

$$U_w = \beta h_w^{2/3}, \quad \beta = \frac{1}{2^{2/3}} \frac{\sqrt{i}}{n_c} \quad (36)$$

$$\phi_w = C_{wi} \beta^{4/5} T_w h_w^{1/3} \quad (37)$$

(4) 実用的な氷板厚計算式の算出

基礎式である式(29)を差分し、式(34)、式(37)を代入すると氷板厚の計算式である式(38)が導かれる。係数 α は式(39)で定義し、河氷底面温度 T_b は 0°C とした。

$$h_i = h'_i - A \frac{T_a}{h'_i} - W T_w h_w^{1/3} \quad (38)$$

$$A = \left(\frac{k_i \Delta t}{\rho_i L_i} \right) \alpha, \quad W = \left(\frac{C_{wi} \Delta t}{\rho_i L_i} \right) \beta^{4/5} \quad (39)$$

$$\alpha = \alpha' \times \alpha''$$

$$\alpha' = 1 - \frac{\rho_s L_s \frac{dh_s}{dt}}{\phi_a} - \frac{\rho_f L_f \frac{dh_f}{dt}}{\phi_a}$$

$$\alpha'' = \frac{\frac{h'_i}{k_i}}{\frac{1}{h_{sa}} + \frac{h'_s}{k_s} + \frac{h'_i}{k_i} + \frac{h'_f}{k_f}}$$

表-8 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	$\frac{\text{W}}{\text{m}^2 \cdot ^\circ\text{C}}$	$\frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$	$\frac{\text{Ws}}{\text{kg}} = \frac{\text{J}}{\text{kg}}$	$\frac{\text{W}}{\text{m} \cdot ^\circ\text{C}}$	s
値	25.0	917.4	3.336×10^5	2.31	$24 \times 60 \times 60$

さらに、式(38)に表-8の各値を代入すると、実用的な氷板厚の計算式である式(40)が導出される。

$$h_i = h'_i - \left(\frac{65.2}{10^5} \right) \alpha \frac{T_a}{h'_i} - \left(\frac{45.8}{10^2} \right) \beta^{4/5} T_w h_w^{1/3} \quad (40)$$

式(40)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説明する。式(40)の T_a 、 T_w は1日の平均値となるため、1時間毎の T_a 、 T_w を用いる場合には、 $T_a/24$ 、 $T_w/24$ が入力値となる。 h'_i [m]の初期条件は1mm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る。係数 α について観測データが無い場合は、過去の氷板厚の観測値を指標として試行錯誤を行い決定する。係数 β は過去の流量観測データ等を用いて式(36)から決定する。

これにより、気温 T_a [$^\circ\text{C}$]、水温 T_w [$^\circ\text{C}$]、有効水深 h_w [m]は観測値を与える事により、氷板厚 h_i [m]を1時間毎に計算する事ができる。本研究の係数 α は試行錯誤の結果から α [無次元]=0.6として、係数 β は事前に実施した結氷時の流量観測データから β [$\text{m}^{1/3} \cdot \text{s}^{-1}$]=0.2381を与えた。

有効水深 h_w は、水位 H [m]、河床高 Z [m]を用いて式(41)で表わされる。なお、 h_s および h_f が h_i に比べて小さいと仮定すると、近似的に式(42)となる。

$$h_w = H - Z - \left(\frac{\rho_s}{\rho_w} h_s + \frac{\rho_i}{\rho_w} h_i + \frac{\rho_f}{\rho_w} h_f \right) \quad (41)$$

$$h_w \simeq H - Z - 0.9h'_i \quad (42)$$

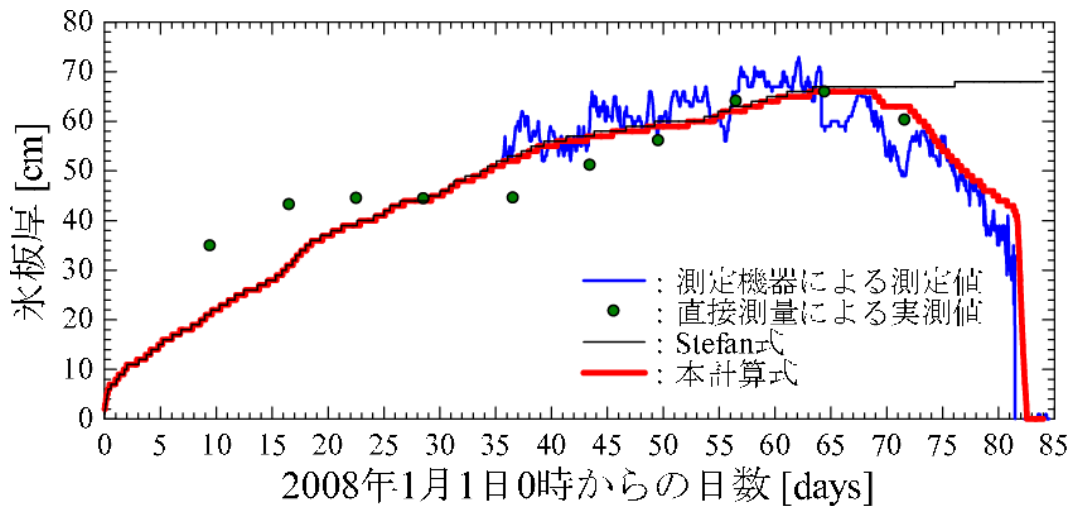


図-53 氷板厚の測定値と計算値

6.3 実用的な氷板厚計算式の適応性

氷板厚の測定値および実測値と計算値を図-53に示す。図-53より、本計算式の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 、係数 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事を示唆している。

しかし、解氷時期については、計算値の方が測定値よりも遅れており危険側の計算結果となっている。本計算式は、河水自体の流下を考慮していないため時間遅れが現われたと推察され、その遅れ時間は約19時間程度である。

従来より氷板厚の計算に用いられているStefan式と本計算式の関係について考察する。Stefan式は、式(29)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(43)の形で導かれる。

$$\hat{h}_i = \hat{\alpha} \sqrt{S} \quad (43)$$

$$\hat{\alpha} = \sqrt{\alpha \times \frac{2k_i \Delta t}{\rho_i L_i}}, \quad \alpha = \frac{\hat{\alpha}^2}{0.0013} \quad (44)$$

\hat{h}_i [m]は氷板厚、 S [$^{\circ}\text{C} \cdot \text{day}$]は積算寒度である。積算寒度とは計算開始日からマイナスの気温を積算した値である。Stefan式の $\hat{\alpha}$ と本計算式の α は、式(44)の関係にあり、表-8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-53に示した。

図-53より、氷板の形成に関しては、Stefan式の計算値と本計算式の計算値は、ほぼ同値で測定値と一致しており、解氷までの氷板の融解については、本計算式の方が精度良く測定値を再現している。

6.4 まとめ

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開発し、本計算式は、降雪による積雪の増加、風による積雪の増減、流水による晶氷の増減の現象が卓越する地点においては係数 α を一定値として扱えない事や、河水底面の形状変化が大きい場合には係数 β を一定値として扱えない事などの適応条件があるものの、本研究に用いた測定値との比較から係数 α 、係数 β を適切に設定する事により、氷板の形成から解氷までを精度良く再現可能である事を示した。

7.1 河川結氷時における新たな流量推定手法の開発

寒冷地の河川は、冬期間の気温の低下によって結氷する。この結氷期間は、北海道では12月下旬から4月上旬の約100日である。河川結氷時の流量は、年間を通じた水資源計画における正常流量（流水の正常な機能を維持するために必要な流量）を決定するための重要な基礎資料となる。また、今後、気候変動により冬期間の流量が増減する場合には、今よりも増して河川結氷時の流量を精度よく推定することが望まれている。

しかし、河川結氷時は図-7.1に示すように河氷の影響によって開水時で得られる水位と流量の関係（ HQ 式）は成り立たず、一方で、河氷が流水へ与える影響については十分には解明されていない。このため、河川結氷時の流量を連続的に推定する手法は、河氷が流水へ与える影響を考慮していない従来の手法はあるものの推定精度が低く、現在、現場への適用には至っていない。

本研究は、河川結氷時における流量推定手法の開発を目的として、河川結氷時において詳細な現地観測を実施し、これらの観測データを検討資料として、コスト低減の観点から、追加観測なしに現行の観測資料のみを用いる流量推定手法を開発した。さらに、本手法の現場への適用を念頭に置き、本手法と従来手法の推定流量の精度比較を行い、本手法の利点と欠点を明確にした。

7.2 現地観測

北海道北部に位置する天塩川（流路延長256km、流域面積5,590km²）を対象に、観測期間を2008年1月から3月として、円山（まるやま）観測所 KP30.00、天塩川の基準地点である誉平（ぼんぴら）観測所 KP58.93、恩根内（おんねない）観測所 KP111.70の3地点で水位と流量の現地観測を実施した。観測期間中の3地点の結氷状況は、河川水面が全て河氷で覆われる完全結氷であった。なお、恩根内は、円山および誉平に比べて晶氷が多く滞留する地点である。本研究では、結氷河川における河氷を、硬い氷板（Ice Sheet）と水面および氷板下に存在する軟らかい晶氷（Frazil, Frazil Slush）に大別して検討しており、KPとはキロポストの略で河口からの距離 km である。なお、晶氷とはシャーベット状の氷であり、現場においてモロミと呼称されている。

現地観測から得られた観測流量 Q [m³/s]、流水面積 A_o [m²]、氷板面積 A_i [m²]、晶氷面積 A_r [m²] および Manning の粗度係数 n [s/m^{1/3}] を図-7.2に示す。図-7.2より、氷板面積 A_i は各地点で時間経過に伴い増加し

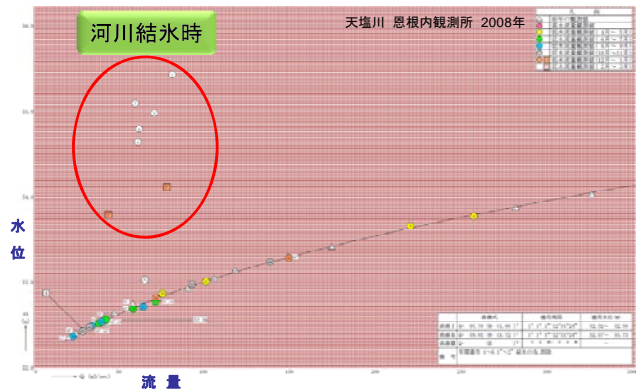


図-7.1 寒冷地河川における水位と流量の関係
(提供：北海道開発局)

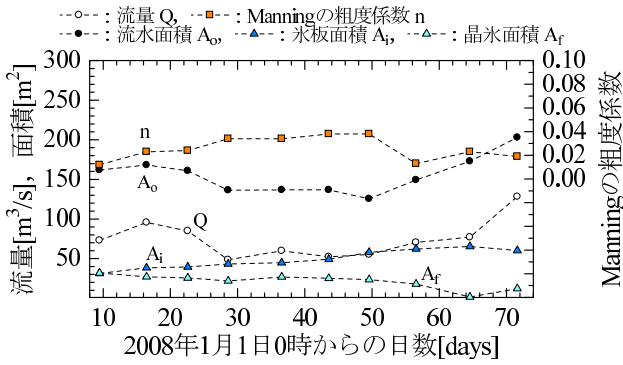
ているが、晶氷面積 A_r は地点により時間的な変動が異なる。Manningの粗度係数について、円山では0.012から0.038の範囲で推移しているのに対して、誉平では0.026から0.083の範囲で時間経過に伴い小さくなっている。恩根内は0.126から0.042の範囲であり、その変動は誉平同様に時間経過に伴い小さくなっているが、誉平に比べて上下に値が変動している。今回の詳細な現地観測結果から、地点によって結氷状況および水理現象が異なることが分かる。

7.3 河川結氷時の流量推定式の開発

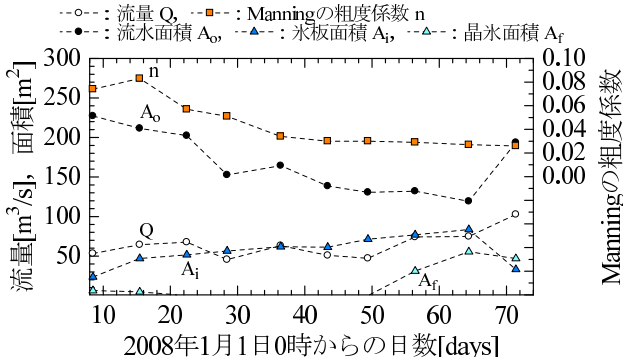
現地観測結果より、河川結氷時の流量は複合的な影響を受けて一義的に決まらないことを受けて、これらの影響を過不足なく考慮した河川結氷時の流量推定式を開発した。この式を式(7.1)に示す。この式の導出過程については既往研究²⁾を参照して頂き、本論文では本推定式の具体的な意味について述べる。

$$Q = C B_w^{-1/4} A_o^{3/4} \quad (7.1)$$

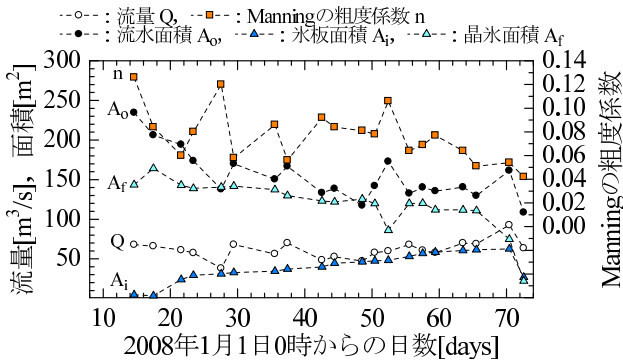
流量 Q [m³/s]、 C [m^{3/4}/s]、川幅 B_w [m]、流水面積 A_o [m²] である。本推定式の C 値の変化に対する流量 Q と流積 A_o の応答を図-7.3に示す。図-7.3より、本推定式は河氷量が増加すると流積 A_o が小さくなり、河氷底面が粗いと C 値は小さくなり、流量 Q は減少する式である。河川結氷時の横断概念図を図-7.4に示す。図中において、積雪面積 A_s [m²]、水位 H [m]、喫水 d [m] である。



1) 円山 KP30.00



2) 誉平 KP58.93



3) 恩根内 KP111.70

図-7.2 流量、流水面積、氷板面積、晶水面積、Manningの粗度係数の経時変化

(1) C 値

C値の物理的意味は、河氷底面が流水により融解されて、滑らかになることによる粗度の減少の程度を表している。なお、本推定式は、河床の変動は無視し河床の粗度は一定と考えて、その影響はC値に織り込まれていると仮定している。C値は、小さいほど河氷の影響によって流れづらく流量は小さくなる。

(2) 川幅 B_w

本推定式の川幅 B_w は、定期流量観測で得られる流量測定図における区間距離の合計であり、横断面内において河川水が存在する左岸側の測線から右岸側の測線までの距離である。

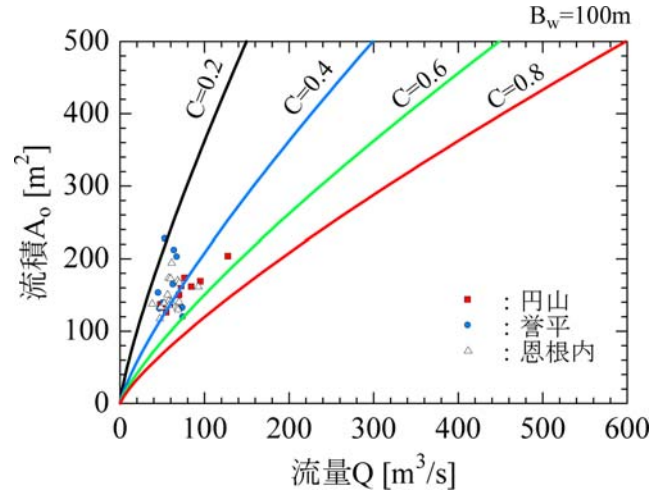


図-7.3 流量推定式のC 値の変化に対する流量 Q と流積 A_0

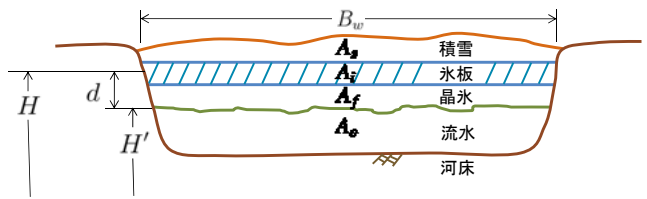


図-7.4 河川結氷時の横断概要図

(3) 流水面積 A_0

本推定式の流水面積 A_0 は、流量測定図における区分断面の合計であり、河川水が流れる面積である。なお、晶水面積 A_r [m²] は、流量測定図のモロミ面積の合計であり、氷板面積 A_i [m²] は、流量測定図の水面上氷面積と水面下氷面積の合計であり、積雪面積 A_s [m²] は、流量測定図の雪面積の合計である。

7.4 河川結氷時の流量推定手法の精度比較

河川結氷時の流量推定手法の現場への適用を念頭に、従来手法の ΔH を用いる手法、従来手法のK値を用いる手法²⁾、本手法のC値を用いる手法の3つの手法において、現行の観測資料のみのデータを用いて流量を推定し、真値を本研究で得られた観測流量として、各手法における推定流量と観測流量の精度比較を行った。

流量推定に必要な入力データは、月3回の間隔で定期的実施されている流量観測から得られる流量、積雪面積、氷板面積、晶水面積、川幅、水位とし、連続的な水位データは、国土交通省の水文水質データベースから得られる1時間毎のデータとした。

(1) 流量推定手法の手順

各手法における流量推定手法の実際の手順を記述する。

a) ΔH を用いる手法

- 1) 開水時の HQ 式を導出する。
- 2) 結氷時の観測流量 Q を開水時の HQ 式に代入して相当水位 H' を求める。
- 3) 結氷時の観測水位 H と相当水位 H' との差 $\Delta H (=H-H')$ を求め、観測を実施していない日の ΔH は、その日を挟む観測日の値を用いて線形補完により求める。
- 4) 結氷時の連続水位 H から ΔH を差し引いた値 H' を HQ 式に代入して、結氷時の流量 Q を推定する。

b) K 値を用いる手法

平山²⁸⁾による K 値を用いる手法について解説する。結氷時（添字 w ）と開水時（添字 s ）において、Manning 式を適用すると、式(7.2)および式(7.3)が与えられる。

$$Q_w = \frac{A_w}{n_0} R_w^{2/3} I_w^{1/2} \quad (7.2)$$

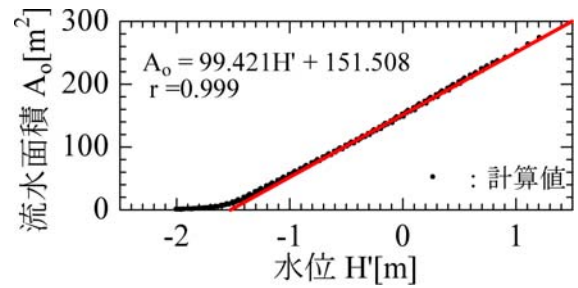
$$Q_s = \frac{A_s}{n_1} R_s^{2/3} I_s^{1/2} \quad (7.3)$$

n_0 、 n_1 、 I_w 、 I_s は一定値、 $Q_w = Q_s$ と両者の流量が等しいと仮定すると、式(7.4)が導かれる。

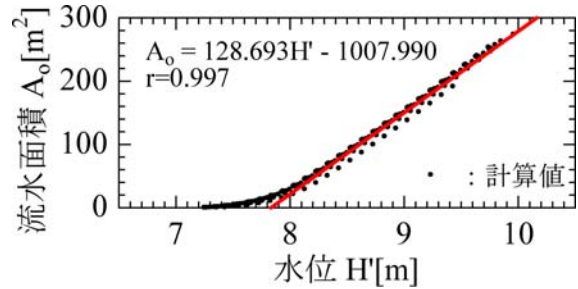
$$A_s R_s^{2/3} = \frac{1}{K} A_w R_w^{2/3} \quad (7.4)$$

式(7.4)の右辺の値が連続的に与えられれば、得られる左辺の値から相当水位 H' を算出し、この相当水位 H' を開水時の HQ 式に代入して流量を推定することができる。

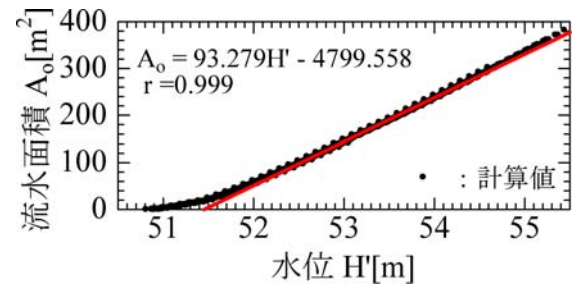
- 1) 開水時の HQ 式、開水時の HA 式、開水時の $H \cdot A_s R_s^{2/3}$ 式を導出する。
- 2) 結氷時の定期観測データから $A_w R_w^{2/3}$ を得る。
- 3) 結氷時の観測流量 Q を HQ 式に代入して相当水位 H' を求め、 $H \cdot A_s R_s^{2/3}$ 式に相当水位 H' を代入して $A_s R_s^{2/3}$ を求める。
- 4) 式(7.4)から K 値を得て、喫水 d と川幅 B_w は観測データから得る。観測を実施していない日の K 、 d 、 B_w は、その日を挟む観測日の値を用いて線形補完により求める。
- 5) 結氷時の連続水位 H から喫水 d を差し引いた



1) 円山 KP30.00



2) 誉平 KP58.93



3) 恩根内 KP111.70

図-7.5 開水時における水位 H' と流水面積 A_o

値 H' を HA 式に代入して A_w を求め、径深は A_w 、 B_w から求める。これらの値から $A_w R_w^{2/3}$ を求める。

- 6) 式(7.4)に $A_w R_w^{2/3}$ と K 値を代入して $A_s R_s^{2/3}$ を求める。
- 7) $H \cdot A_s R_s^{2/3}$ 式に $A_s R_s^{2/3}$ を代入して相当水位 H' を求め、 HQ 式に相当水位 H' を代入して、結氷時の流量 Q を推定する。

c) C 値を用いる手法（本手法）

- 1) 開水時の HA 式（水位 H と流積 A の関係式）を横断測量データから導出する。
- 2) 結氷時の定期観測データから、喫水 d 、 C 値、川幅 B_w を得る。観測を実施していない日の d 、 C 、 B_w は、その日を挟む観測日の値を用いて線形補完により求める。
- 3) 結氷時の連続水位 H から喫水 d を差し引いた値 H' を HA 式に代入して A_o を求めて、式(1)に C 、 B_w 、 A_o を代入して結氷時の流量 Q を推定する。

・HA 式と喫水 d の導出について

HA 式の導出は、開水時の横断測量データを用いて、図-7.5に示す水位 H' と流水面積 A_o の関係式(7.5)を導く。河川結氷時の水位 H を式(7.6)に代入して、相当水位 H' を求め、この H' を HA 式に代入し A_o を算出する。なお、河川結氷時の水位 H' は河氷底面の横断面平均標高となり、喫水 d は式(7.7)より算出²⁹⁾した。

$$A_o = f(H') \tag{7.5}$$

$$H' = H - d \tag{7.6}$$

$$d = \frac{\rho_s A_s + \rho_i A_i + \rho_f A_f}{\rho_w B_w} \tag{7.7}$$

ここで、 ρ [kg/m³]は密度であり、水の密度 $\rho_w=1000$ 、00、雪の密度 $\rho_s=100$ 、00、氷の密度 $\rho_i=917$ 、40、晶氷の密度 $\rho_f=950$ 、38とした²⁹⁾。

・C 値の算出について

定期観測データの流量 Q 、川幅 B_w 、流水面積 A_o を式(7.8)に代入して C 値を算出する。

$$C = \frac{Q}{B_w^{-1/2} A_o^{3/2}} \tag{7.8}$$

(2) 推定流量と観測流量

各地点において、各手法の推定流量、推定に用いた各値、観測流量を図-7.6、7.7、7.8に示す。推定に用いた観測データの観測日は、図中の四角黒塗りで示した。図-7.6、7.7、7.8より、観測期間中の B_w の経時変化は小さく、 d 、 ΔH 、 C 、 K の経時変化は各地点毎に異なる。また、3手法の推定流量は、観測流量の経時変化を定性的に良く再現していることが分かる。なお、流量の日変動は上流の岩尾内ダムの放流量の影響であり、図-7.8に岩尾内ダムの放流量の経時変化を示す。

ΔH を用いる手法の推定流量は、水位と ΔH から算出されるため、水位変動が直接的に流量変動となるため、他の手法と比べて、推定流量の変動が大きいと考えられる。また、図-7.6の K 値を用いる手法の推定流量は、 K 値が1よりも小さく変化が小さいため、式(7.4)より結氷時の流水面積変動が直接的に流量変動となり、 C 値を用いる手法と比べて、推定流量の変動が大きいと考えられる。

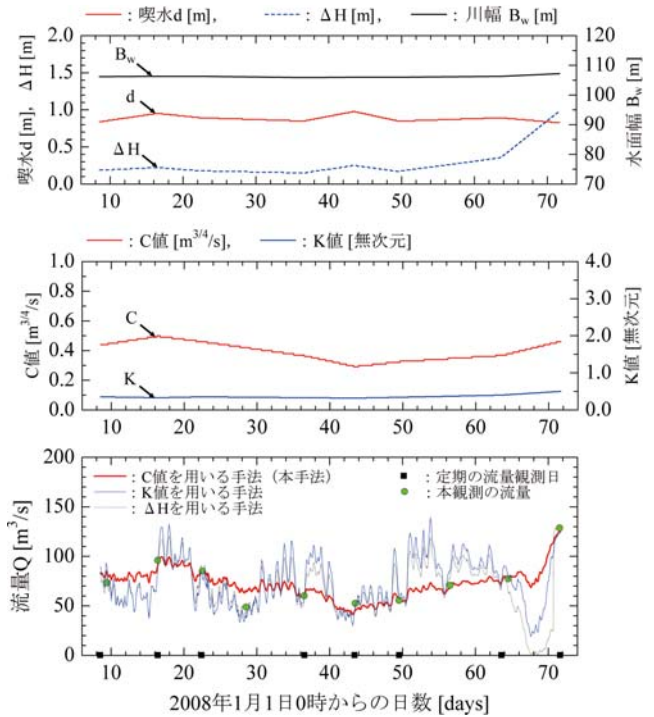


図-7.6 円山 (KP30.00) における本手法と従来手法の推定流量と観測流量

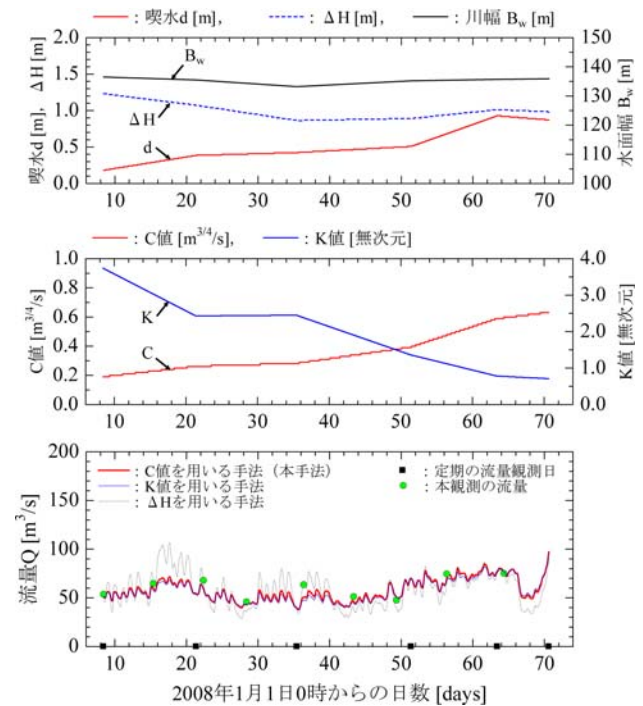


図-7.7 誉平 (KP58.93) における本手法と従来手法の推定流量と観測流量

(3) 誤差ヒストグラム

推定流量の観測流量に対する誤差ヒストグラムを図-7.10に示す。誤差評価に用いた観測データは、本研究で得られた観測流量の全40データの内、定期的な流量観測で河川が結氷している期間内として36データとした。

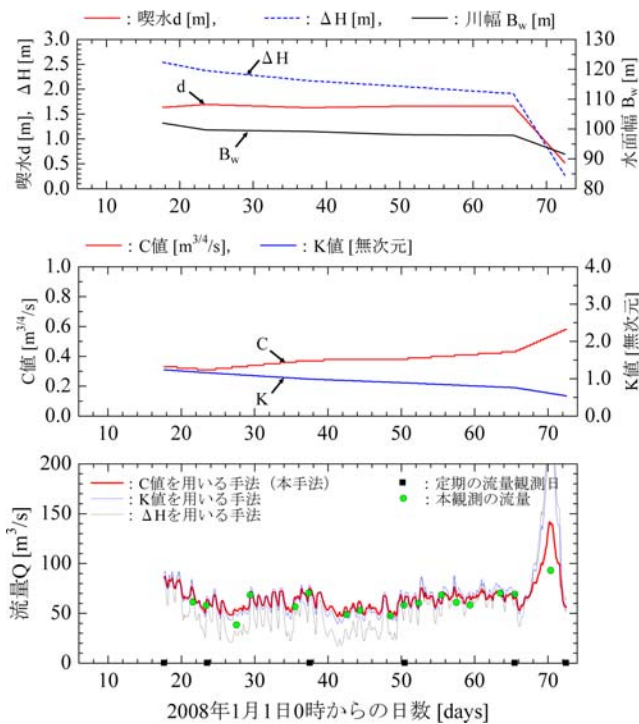


図-7.8 恩根内 (KP111.70) における
本手法と従来手法の推定流量と観測流量

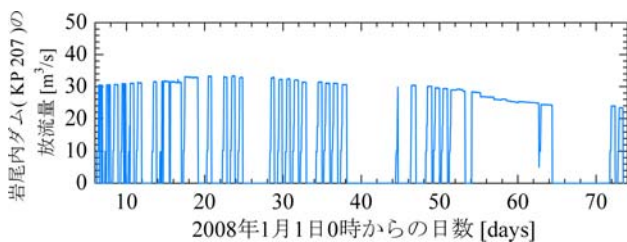


図-7.9 岩尾内ダムの放流量の経時変化

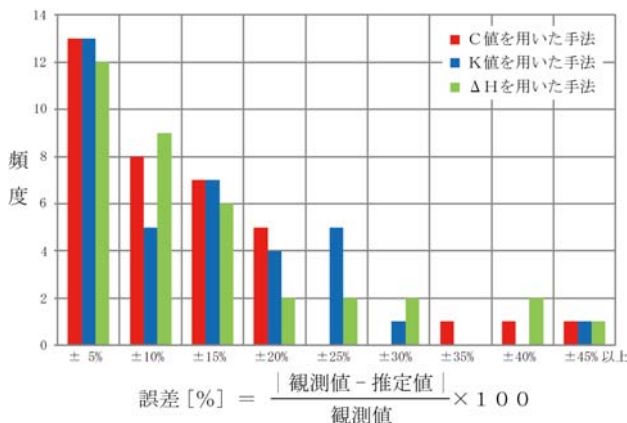


図-7.10 推定流量の誤差ヒストグラム (全36データ)

図-7.10の±5%の誤差内でみると、 ΔH を用いる手法 (ΔH 法) は全36データの内33%の12データが入り、 K 値を用いる手法 (K 値法) は全36データの内36%の13データが入り、 C 値を用いる手法 (C 値法) は全36デ

15.3 結氷時の塩水遡上の現象解明と流量観測手法の開発
ータの内36%の13データが入り、どの手法も同程度の精度で流量を推定している。

図-7.10の±10%の誤差内でみると、 ΔH 法は全36データの内58%の21データが入り、 K 値法は全36データの内50%の18データが入り、 C 値法は全36データの内58%の21データが入る。 ΔH 法と C 値法は、 K 値法と比べて推定精度が高い。

図-7.10±20%の誤差内でみると、 ΔH 法は全36データの内81%の29データが入り、 K 値法は全36データの内81%の29データが入り、 C 値法は全36データの内92%の33データが入る。 C 値法は他の手法と比べて推定精度が高い。

本研究の新たな流量推定手法 (C 値法) は、上記の精度で観測流量を推定することが可能であり、今回の検討においては、本手法であるは従来手法よりも推定精度が高い。本研究の流量推定式の精度は、測定した連続水位データ、式(7)の喫水 d の推定式、 HA 式の精度に影響を受ける。また、 d 、 C 、 B_w の値を線形補完して与える期間において、河氷量の変化、河氷の構成材料の変化、晶氷の滞留および掃流、水温変化が起こる場合には、推定流量はその影響を受ける。

(4) 本手法の利点と欠点

本手法の利点として、例えば、 K 値は開水時の粗度係数、エネルギー勾配の関数であり、結氷以外の影響を受けるため、その変動要因を特定するのが困難であるが、本手法は結氷時のみの観測データを用いており、流量の推定手法が明確となっているため、推定流量と観測流量が一致しない場合においては、その原因についての考察が可能であることである。

本手法の欠点としては、河床変動を考慮していないため、その影響を見積れないこと、喫水 d を式(7.7)を用いて算出する際の積雪密度、氷板密度、晶氷密度は、本研究では定数として与えているが、地点および時間によって、その値が異なることが予見されるため、各値の与え方については検討が必要であることである。

本研究は、河川結氷時を対象としているため、開水時から結氷時の初期結氷期間 (Freeze-up period)、結氷時から解氷時の解氷期間 (Break-up period)の流量を推定するためには、さらに検討を要する。この課題の解決のためには、新たな現地観測および観測データの解析を行う必要がある。また、本検討は、1河川、1シーズンを対象としているため、本手法の汎用性、有効性、適用条件を明らかにするためには、本手法を広く他の現場へ適用し検討を重ねる必要がある。

7.5 まとめ

本研究の成果として、河川結氷時の流量を流水面積 A_w 、水面幅 B_w 、 C 値から連続的に推定する新たな手法を開発した。この手法は、開水時の HQ 式に依らず晶氷（モロミ）が滞留している地点においても適用可能であり、現行の観測資料のみで流量を推定することが可能である。今回の検討において、本手法は従来従来手法に比べて推定精度が高く、 $\pm 20\%$ 誤差内に全36データの内、92%が入ることを示した。

本研究は河川結氷時のみを対象としているものの、渇水等による被害のない持続的発展が可能な水活用社会の実現に向けた社会的ニーズに応えた技術であり、コスト低減を考慮して現行の観測資料のみで流慮を推定することが可能であり、かつ従来手法と比べて推定精度が高いため、今後の汎用性が期待される。

8 結論

本研究は、結氷時の塩水遡上の現象解明および結氷時の流量観測手法の開発のために、結氷時の感潮域における流量観測に関する研究、塩水遡上抑制対策に関する研究、氷の形成過程に関する研究の3項目に区分して段階的に研究を進め、得られた主な知見は以下の3点である。

- 1) 結氷時の感潮域においてADCPの測定時間を長くしても、その観測期間の横断面流量の精度は向上しない。非定常流れである結氷時の感潮域においてADCPの測定時間を1測定当り10秒とすれば、ある瞬間の横断面内の平均流速に近づき、その観測期間の横断面流量の精度が向上する事が分かった。感潮域における平均淡水流量を観測する場合には、満潮時または干潮時に流量観測を実施することが望ましい。
- 2) 従来から用いられている1次元2層流モデルに界面の形状抵抗を考慮した数値計算モデルを構築した。このモデルによる計算結果は、強混合型の塩水楔を形成する網走川においてさえ水位および流速が観測値と一致することが確認された。透過性構造物の塩水遡上抑制効果について、1ヶ月間の数値計算の結果から、小潮から大潮にかけては効果が大きく、大潮から小潮にかけては効果が小さいと分かった。本研究で構築した数値計算モデルは、一部簡便化が施された1次元計算であるものの、現地における塩水流速を十分な精度で再現可能であり、透過性構造物の透過率を選定する際の検討に資すると言える。
- 3) 結氷時の現地観測結果から、氷板と晶氷の経時変化を5つに分類してその挙動を把握した。また、河川管理上問題となるアイスジャミングの原因である氷板の形成過程において、晶氷が流下する河川では”晶氷の氷化”が氷板の増加に寄与する可能性が、氷底の摩擦速度と水温を判定基準とした氷板厚変動計算により示唆された。さらに、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開発し、測定値との比較から係数 α 、係数 β を適切に設定する事により、氷板の形成から解氷までを精度良く再現可能である事を示した。河川結氷時の流量を流水面積、水面幅、 C 値から連続的に推定する新たな手法を開発した。

参考文献

- 1) 国土交通省河川局(独)土木研究所：平成14年度版水文観測、(社)全日本建設技術協会、pp122、pp204-208、2002.
- 2) 鈴木優一、石田享平、渡邊康玄、桑村貴志：結氷河川での河川流量観測手法の検討、北海道開発土木研究所月報、No.609、2月号、2004.
- 3) 佐藤嘉昭、中津川誠：超音波式流速計による感潮域の流出量の推定、北海道開発局技術研究、第48回、2005.
- 4) 須賀堯三：感潮河川における塩水くさびの水理に関する基礎的研究、土木研究所資料第1537号、pp.37-45、1979.
- 5) 山本晃一、高橋晃、深谷渉：感潮河川の塩水遡上実態と混合特性、土木研究所資料第3171号、pp.8、27-29、52、1993.
- 6) 浅野富夫：流量観測における観測時間と精度との関係、土木技術資料第22巻11号、pp15-20、1980.
- 7) 浅野富夫：流量観測における観測時間と精度との関係(その2)、土木技術資料第23巻9号、pp21-26、1981.
- 8) 池永均、大東淳一、三沢大輔、内島邦秀、檜山和男、山田正：網走川における塩水遡上特性と塩水楔の形態変化に関する研究、水工学論文集、第42巻、pp775-780、1998
- 9) 有田正光、古谷智史：塩水遡上防止法に関する研究、水工学論文集、第40巻、pp511-516、1996
- 10) 小松利光、孫双科、安達貴浩、川上義幸、米須清彦：感潮河川における塩水遡上の人工的制御法についての研究、水工学論文集、第40巻、pp517-524、1996
- 11) 椿東一郎：水理学2、森北出版株式会社、pp.52、1996.
- 12) 金子安雄：2層流境界面抵抗係数の一例、第13回海岸工学講演会講演集、pp263-267、1966.
- 13) Arita,M.andJirka,GH.: Two-layermodelofsalinewedge.1,2,J.hydr.Engrg,Proc.ASCE,Vol.113,No.10,p1229-1263,1987
- 14) 椿東一郎：水理学2、森北出版株式会社、pp.201-203、1996.
- 15) 河村三郎、土砂水理学I、森北出版株式会社、pp.227-231、1982.
- 16) 吉川泰弘、渡邊康玄：物質輸送に与える大規模洪水の影響、北海道開発土木研究所月報、9月号、pp2-17、2005.
- 17) 山下彰司、小林正隆、宮昭彦、平山健一：北海道における河川の結氷特性と結氷下の水理特性について、北海道開発局開発土木研究所報文、pp.59-74、1993.
- 18) 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.
- 19) 吉川泰弘、渡邊康玄：渚滑川と湧別川における氷板と晶氷の現地観測、土木学会北海道支部論文報告集、第64号、2008.
- 20) 山崎誠、小山俊、長谷川和義、平山健一：寒地河川における冬期渇水後期の流量変動予測、土木学会論文集No.565/2-39、pp.11-20、1997.
- 21) 平山健一：河川の結氷過程とそのモデル化、第29回水理講演会論文集、pp.179-184、1985.

- 22)H.T.Shen,POOJITHAD.YAPA :
Auni.edegree-daymethodforrivericecoverthicknesssimulati
onCan.J.Eng.12.54-62,1985.
- 23)George.D.Ashton,Ed.:RiverLakeIceEngineering,WaterReso
urcesPublications,pp308,1986.
- 24)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14巻, 2009.
- 25)George.D.Ashton,Ed.:RiverLakeIceEngineering,WaterReso
urcesPublications, pp.289,1986.
- 25)水文観測-平成 14 年度版-, 国土交通省河川局監修,土
木研究所編著,全日本建設技術協会発行, pp.122, 205,
2002.
- 15.3 結氷時の塩水遡上の現象解明と流量観測手法の開発
- 26)佐藤嘉昭,山下彰司,中津川誠:超音波式流速計を用い
た感潮域の流量推定手法, 北海道開発土木研究所月
報,№632, pp.2-11, 2006.
- 27) 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.
- 28) 平山健一:結氷した河川の流れと流量測定(その2),
北海道広域利水調査会, 利水評論, 第 27 号, pp.27-55,
1983.
- 29) 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.