

超音波測定機器を用いた 河川結氷時の河氷底面形状の現地調査

FIELD OBSERVATIONS OF SHAPE PROFILE OF RIVER ICE UNDERSIDE USING ACOUSTIC SONAR IN ICE-COVERED RIVER

橋場雅弘¹・吉川泰弘²

Masahiro HASHIBA, Yasuhiro YOSHIKAWA

¹正会員 福田水文センター (〒001-0024 北海道札幌市北区北24条西15丁目)

²正会員 博(工) 寒地土木研究所 寒地河川チーム (〒062-8602 札幌市豊平区平岸1条3丁目1番34号)

We observed the shape profile of river ice underside using acoustic rotary sonar. Firstly, we drilled small holes on the river ice, and put the rotary sonar into the water. Next, we measured the length of 16 directions from the rotary sonar to river ice. Then, we calculated 0.06×0.06(m)-mesh data from the observed data and transferred to the shape profile of river ice underside. We carried out another observation that is the time series vertical distribution of velocity using ADCP fixed at the river bed, and calculated roughness factor of river ice. Ice thickness estimated by roughness factor tended to decrease with time, it corresponded with the ice thickness observed by rotary sonar. To consider accuracy of our measurement, the observed shape profile of river ice underside compare with the calculated profile by ice thickness formula considering heat balance. The result shows good agreement with each other. It is clear that the shape profile of river ice underside was influenced by air temperature, water temperature, flow velocity and the depth from river ice to river bed.

Key Words : Acoustic Sonar, ADCP, shape profile of river ice underside, roughness factor

1. はじめに

河川の水量は、河川計画、河川管理を行う上で重要な基礎資料である。河川の水量を算出する上で重要な値として、粗度係数が上げられる。河川の粗度係数は、一般に河床材料や河道形状の影響を受けるが、積雪寒冷地の河川では、冬期の気温の低下や降雪によって、河道内に河氷が形成されるため、河氷の影響を考慮する必要がある。既往研究において、河氷の粗度係数は、経時変化することが示されており¹⁾²⁾、流水による融解によって河氷底面が滑らかになることで、河氷の粗度係数が時間経過とともに小さくなることが示されている³⁾。

河氷の粗度係数は、河氷の構成材料や河氷底面形状の影響を受けると考えられる。河氷の構成材料は、積雪、硬い氷板、氷板下に存在する軟らかい晶氷に分けられる。河氷の構成材料の挙動については、超音波機器であるADCPとSWIPを用いた現地観測³⁾⁴⁾によって、降雪や気温低下による晶氷の発生、解氷の過程で上流からの晶氷の流下により浮遊状態の晶氷が集積することなど、河氷構成材料の挙動が明らかになっている。河氷の底面形状については、CAREY⁵⁾が北米ウィスコンシン州のSt. Croix Riverにおいて現地観測を実施している。現地河川において、1.2m×1.5mの河氷を切り出し、切り出した河氷の底面にリップルやデューンのような凹凸が、波長0.65フィート(≒0.2m)、高さ0.07フィート(≒0.02m)

の規模で形成されていることを明らかにしている。この研究成果は、晶氷が存在しない場合の氷板のみの測定結果である。日本の河川は、北米に比べて降雪量が多く気象条件が異なるため、河氷の構成要素に晶氷が占める割合は大きい。このため、日本の河川を対象とした河氷底面形状の現地観測が必要である。しかし、晶氷はやわらかい性状のため、切り出すと破壊されやすく、CAREY⁵⁾の観測手法は容易ではないため、現在のところ、観測事例は少ない。

本研究は、河氷の破壊を最小限に抑えるため、河氷に小規模の観測穴を開けて、超音波測定機器を入れることにより、河氷の面的な底面形状の観測を試みた。さらに、観測した河氷底面形状から相当粗度高を算出し、ADCPによる流速鉛直分布データから算出した相当粗度高との比較を行った。観測で得られた河氷底面形状の形成要因を明らかにするために、氷板厚計算式⁶⁾を用いて検討を行った。

2. 観測方法

現地観測は、北海道北部に位置する天塩川(流路延長256km、流域面積5,590km²)において、Kp111.70に位置する恩根内観測所で実施した。図-1に観測位置を示す。恩根内観測所では、冬期間は全面結氷し、図-2のように、雪(Snow)の下に、硬い氷板(Ice Sheet)が断面全体を覆い、その下に軟らかい晶氷(Frazil)が発生する。恩根内観測所は、天塩川の中でも晶氷が

多く集積する箇所となっている。

現地観測は2回実施した。1回目は、2010年12月22日から2011年2月20日までの期間で、左岸からの横断距離85m地点の河床に、ADCPを上向きに設置して河氷下の流向流速を測定した。河氷底面形状の測定は、2011年2月16日に、左岸からの横断距離25mと85mの2地点で実施した。2回目は、2012年2月16日から17日の期間で、恩根内観測所の基準断面と、その5m上流の横断測線上を5m間隔で各19箇所、計38箇所において河氷底面形状の面的な測定を実施した。



図-1 調査箇所

(1) 河氷底面形状測定

a) 観測機器の機能

河氷の底面形状の測定には、図-3の360°回転式の超音波測定機器（881A イメージングソナー MAGENEX社、以下ソナー）を用いた。重量は2kg程度、長さ20cm弱とコンパクトな形状である。ソナーは、RS232Cによるシリアル接続でノートパソコンに接続し、ソナー制御やデータ保存はノートパソコン上で行った。

ソナーは、水中のターゲット状況に合わせて、280kHzから1.1MHzまで5Hz刻みで超音波の周波数を変えることが可能である。河氷底面を測定可能とするためにキャリブレーションを実施した結果、周波数1MHz、測定レンジ3m、Polarモード、ゲイン16dbが最適であった。

b) 測定方法

測定箇所は、1回目は左岸からの横断距離25m、85mの2箇所で、2回目は1横断につき横断測線上に5m間隔で19箇所、縦断方向に5m間隔で2断面実施した。

測定方法は、図-3に示すように、測管の先端にソナーを装着して、河氷に20cm×20cmの穴を開けて、ソナーを装着した測管を入れて測定を実施した。1回目は、25mの箇所で標高52.0mの位置、85mの箇所で標高51.45mの位置で測定した。2回目は、各測線の有効水深に合わせて、本機を固定して測定を実施した。図-3のソナーの先端部に超音波を照射するセンサーが内蔵されており、センサーがソナー内部で360°回転することにより、ソナーから河氷底面までの距離を測定することが可能である。さらに、図-4に示すように、ソナーを装着した測管を、時計回りに22.5°毎に回転させることにより、面的に河氷底面形状を測定することを試みた。2回目は測定時間の短縮のため、図-3に示すセンサーの回転幅を河氷底面に向かって150°とした。なお、測管には水準器を取付けて水平を維持した。測定データは、専用ソフトウェアWin881A ver.2.36 (MAGENEX社)によって取得し、測定データをXYZ化する専用ソフトウェア (Convert_881A_To_XYZ 広和株式会社)を使用して、X (横軸)とY (縦軸)をプロットし、ソナー設置水深から河氷底面までの距離であるZ値を算出した。図-4は、測点 (25m)の平面分布で、(0, 0)点が河氷に穴を開けて機器を投入した点である。1

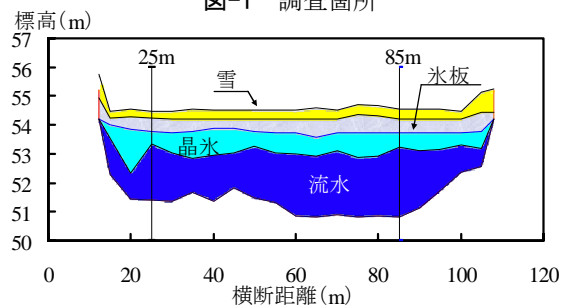


図-2 横断面図 (恩根内観測所)

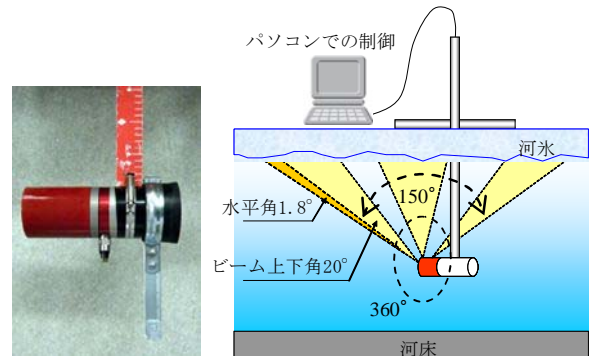


図-3 河氷底面形状測定の概要

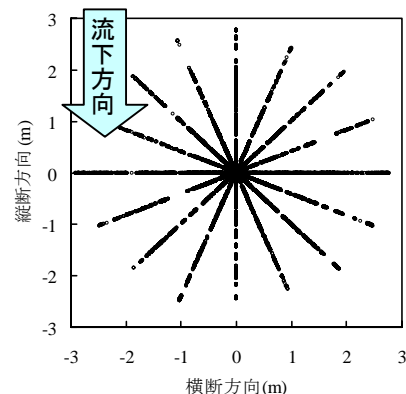


図-4 平面測定ポイント

回目は、Z値の絶対値は水面 (≒河氷上面) をゼロとした場合の水面下の河氷厚に相当し、この測点を基準とし、1測点6m×6mを縦横100分割メッシュ (0.06m×0.06m) とした。2回目は、縦断軸は基準断面をゼロとし、全19測点×2測線=38測点のデータから、横断方向11.5mから108.5mの区間距離97m、縦断方向は基準断面をゼロとして-4mから9mの区間距離13mにおいて1900×200メッシュ (0.05m×0.06m) とし、3次元の河氷底面形状を作成した。

(2) 水位・流速測定

水位測定は1回目(2011年)のみで、水面勾配を求めるために、恩根内観測所とその300m下流の恩根内橋に設置した。水位計は光進電気工業(株)のデータロガー付絶対圧水位計Mc-1100(精度±1.0cm)を用いて、10分インターバルで測定を行った。河氷下の流速測定には、Teledyne RD Instruments社のADCPセンチネル1200kHzを使用し、図-5に示す河床に上向きに設置して、10分インターバル、モード8のハイレゾリューションモード、30ピング/アンサンプル、水深0.1m間隔で測定した。測定誤差は±0.94cm/secとなる。河氷底面高は、ADCPボトムトラッキングを用いて、河床から河氷底面までの距離を測定して求めた。測定はボトムトラッキングモード5で30ピング/アンサンプルで取得し、4つの送受信面で得られた平均値を用いた。ただし、ADCPから発射されたビームは20°の角度で拡がるため、直上の河氷底面はとらえられないことから、ビームが河氷に到達した面の4端の平均値とした。

3. 観測結果

(1) 水位・流速測定結果

1回目の現地観測において、恩根内観測所から15km

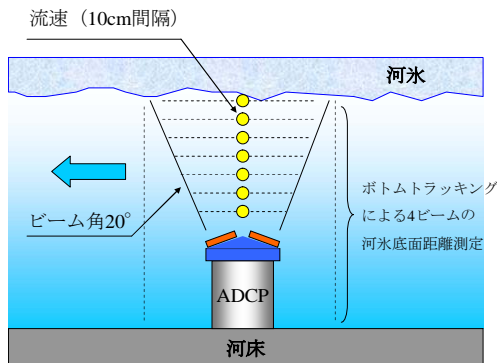


図-5 ADCP観測の概要

上流に位置する美深(気象庁アメダス)の降雪量と気温、恩根内観測所のADCPによる鉛直流速の時系列変化とボトムトラッキングによる河氷底面高と水位の変化を図-6に示す。本論文では、水位から河氷底面高までの厚さを水面下の河氷厚と呼称する。結氷初期の現象として、2011年1月5日5時に-20°C以下の気温となり、同日12時から急激に水位が上昇した。10hr後には1.0m、48hr後には2.0m以上の水位上昇がみられた。これは、-20°C以下の低温下で水表面から凍り始めた晶氷や氷片が上流から流下して集積し、河積が狭められたことによる水位上昇である。結氷直後から水面下の河氷厚は1.2m程度で一定の厚さを維持して推移している。これは、結氷後10日間の気温が-10°C以下で推移したため、滞留した晶氷や氷片が氷化して安定したと推察できる。この間の水位は、上流の岩尾内ダム放流によって規則的に0.1~0.2m程度変動しており、河氷も連動して動いている。流速は、1月後半から2月にかけて河氷底面と河床の中間付近に早い流速帯が断続的に発生している。図-7にADCPにより得られた流速鉛直分布を示す。ADCPは河床付近と河氷付近が超音波の干渉により不感帯になるが、結氷前は水面付近に最大流速 U_{max} が発生し、結氷後は河氷と河床の中間付近に最大流速 U_{max} が発生する管路流に似た流速鉛直分布であった。

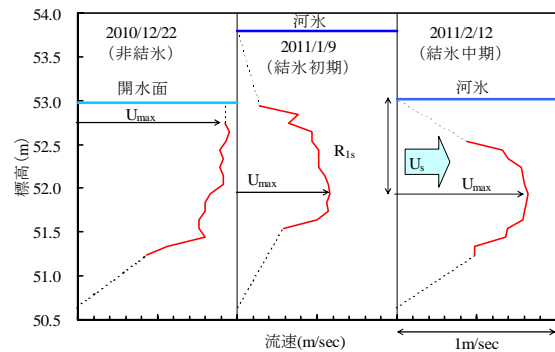


図-7 結氷期の鉛直流速分布

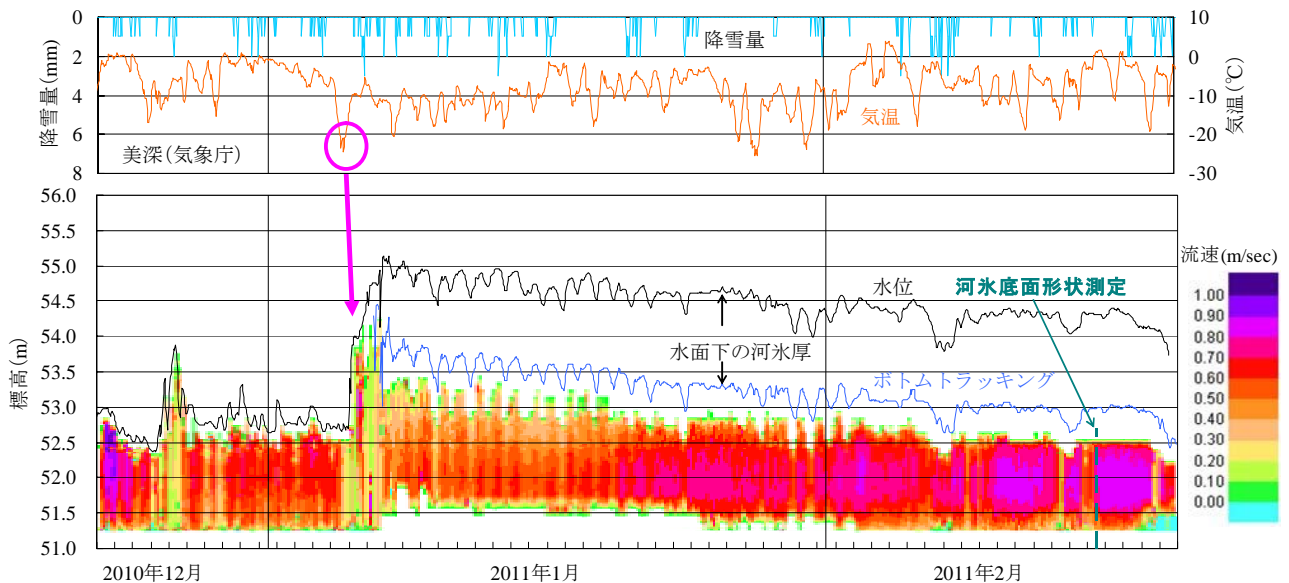


図-6 ADCPによる連続観測

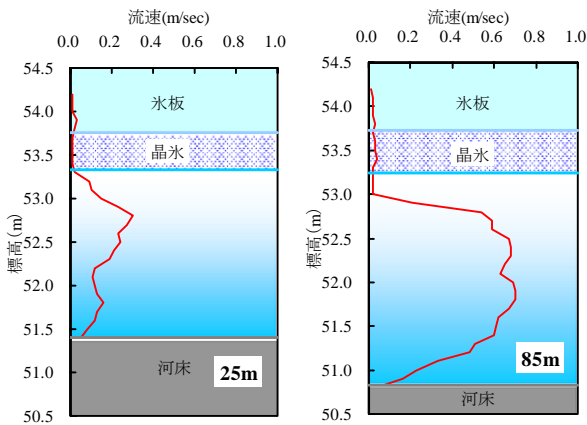


図-8 測定箇所流速分布

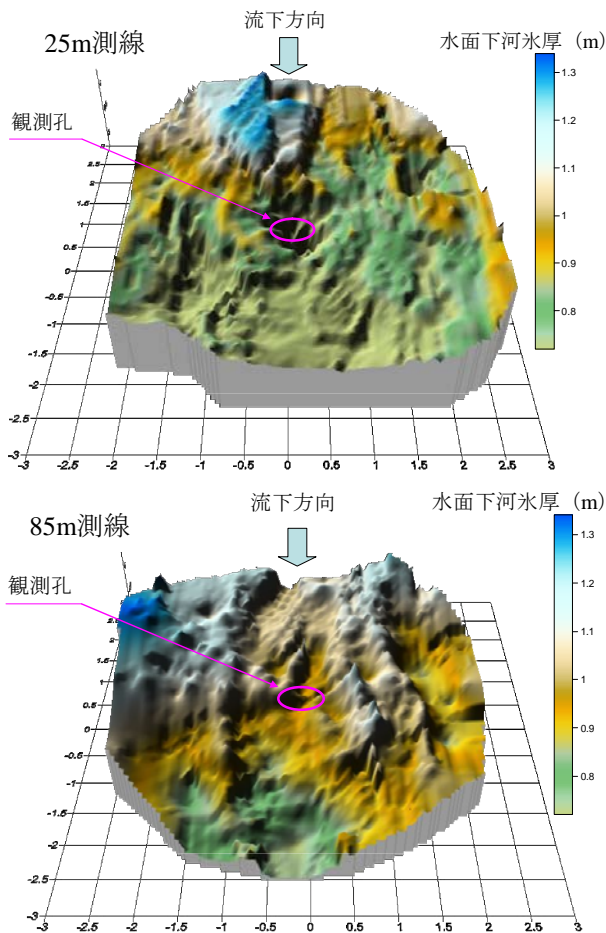


図-9 3次元河氷底面形状 (1回目)

(2) 河氷形状測定結果

1回目の河氷形状の測定日(2011年2月16日)の鉛直平均流速分布を図-8に示す。両日も完全結氷で表面すべてが河氷で覆われた条件である。25m測線では流速が0.3m/sec程度と遅いが、河氷と河床の中間付近に最大流速をもつ流速分布を示す。85m測線は最大流速が0.7m/sec程度で、河氷と河床近傍では大きく流速が減衰しており、河氷の摩擦抵抗が大きいことが示唆される。

図-9に1回目の現地観測で得られた左岸からの横断距離25mと85mの河氷底面の形状を示す。流速の遅い25m測線では、河氷底面の凹凸は少なく、比較的平坦で、河氷形状に規則性はみられなかった。流速の早い85m測線では、流下軸方向に沿った縦列の溝が横断方向2m程度で明瞭に形成されており、25m測線より凹凸の変化が大きい傾向がみられた。

2回目(2012年2月)の現地観測で得られた3次元河氷底面形状と各測線での2割・5割・8割の平均流速を図-10に、横断方向でスライスした形状を図-11に示す。河氷が厚く有効水深の少ない50mから70m付近は、流速が0.10~0.37m/secと小さく、河氷底面はなだらかな形状を示している。流速が0.75m/secの左岸30m付近と流速が0.90m/secの右岸80m付近は河氷底面に細かな凹凸がみられた。晶氷で構成される河氷底面は流速が速いほど、流れによる流下および滞留が繰り返され、複雑な形状になることが推察できる。

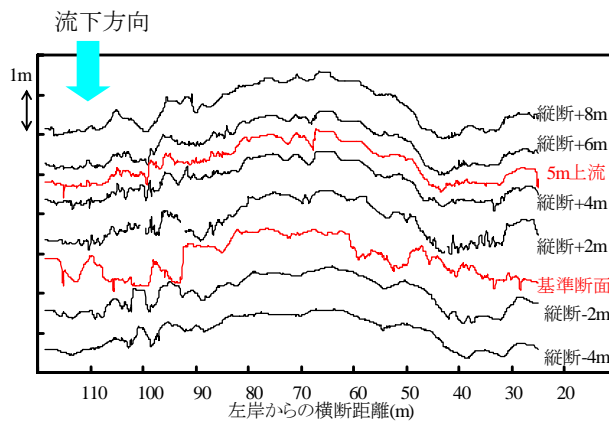


図-11 横断スライス形状 (2回目)

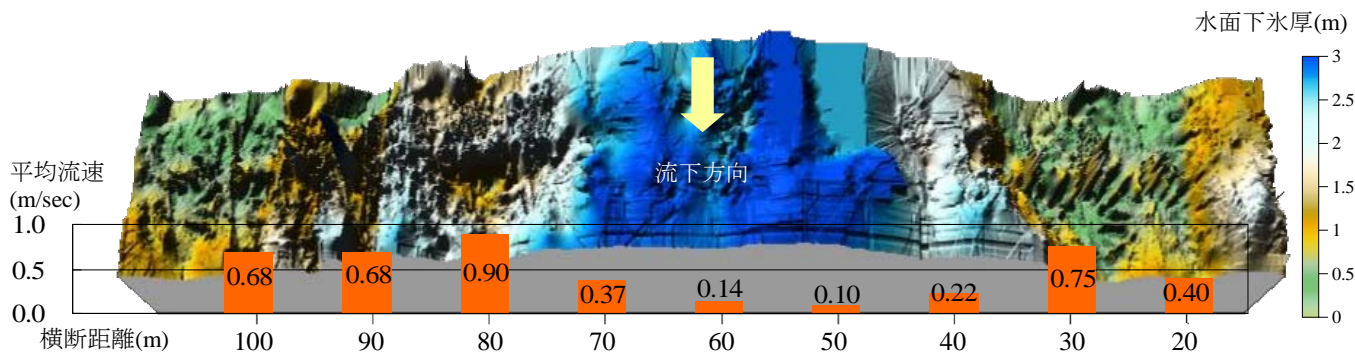


図-10 3次元河氷底面形状 (2回目)

4. 観測データの検証

(1) 河水の相当粗度高

1回目の現地観測におけるADCPを設置した85m測線を対象として、流水近傍の相当粗度高 k_s の算出を試みた。

河川結氷時では、Manningの粗度係数 n_0 は、河床底面と河氷底面の合成粗度となり、式(1)で示される。

$$n_0 = \frac{A_0 R^{\frac{2}{3}} I_e^{\frac{1}{2}}}{Q} \quad (1)$$

A_0 [m²] : 流水断面積, R [m] : 径深, I_e [無次元] : エネルギー勾配. 流速係数 ϕ [無次元] は式(2)で表される。

$$\phi = \frac{u_m}{u_*} = \frac{u}{\sqrt{g R I_e}} = \frac{1}{n_0 \sqrt{g}} R^{\frac{1}{6}} \quad (2)$$

u_m [m/sec] : 平均流速, u_* [m/sec] : 摩擦速度. 平均流速 u_m は、ADCPによる鉛直平均流速を用い、エネルギー勾配 I_e は自記水位計による恩根内観測所と下流の恩根内橋(距離300mの直線区間)の水面勾配を用いた。

河川結氷時は、流水と河床面および流水と河氷面に摩擦抵抗によるエネルギー損失が生じていることから、管路流と仮定して検討できる。管路流のエネルギー損失は、Darcy-Weisbachの式(3)で表される。式(3)を流速係数 ϕ で整理すると式(4)となる。ここで f [無次元] は摩擦抵抗係数, D は管路と想定した場合の管径で $D=4R$ となる。

$$I_e = \frac{f u_m^2}{D 2g} \quad (3)$$

$$\phi = \frac{u_m}{u_*} = \sqrt{8/f} \quad (4)$$

河川結氷時の相当粗度高 k_s は、 f と D の関係式(5)で求められる。湯水流量を記録することの多い河川結氷時は、河床変動が無視できる程度に小さいと仮定すると、 k_s は河水の相当粗度高となる。

$$\frac{1}{\sqrt{f}} = 2.0 \log_{10} \frac{7.40D}{2k_s} \quad (5)$$

図-12に相当粗度高 k_s の時系列変化を示す。相当粗度高 k_s は、結氷直後に0.5~0.8mと一時的に高くなるが、時間の経過とともに低下し、2月には0.2m程度を示した。図-13に85m測線の河氷底面の縦横断形状を示す。図中の赤点で示した凹凸の高さと幅を図-14にまとめた。横断・縦断ともに0.4~1.4m間隔に1個程度の凹凸があり、高さは大小含めて0.04m~0.18mであった。河氷底面の測定日における図-12の相当粗度高 k_s は0.15mであり、両者は概ね一致した。

次に、結氷下では粗度は河氷と河床の合成値であるが、河氷底面の粗度 n_s の時系列変化を、Manning式を用いて式(6)に示す。

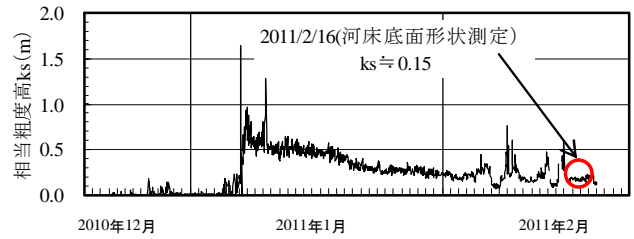


図-12 河川結氷時の相当粗度高の時系列変化

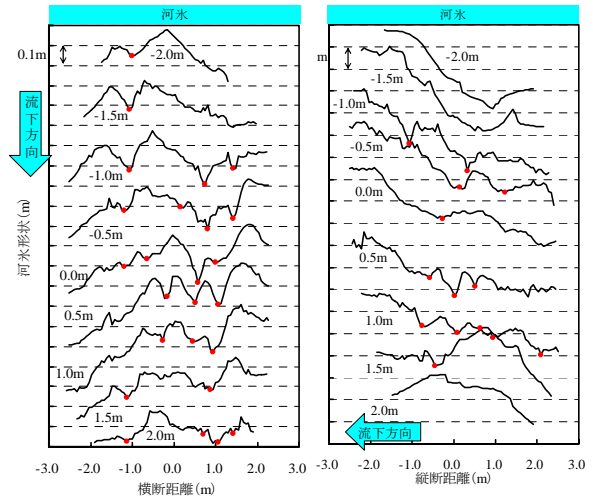


図-13 河氷底面縦横断

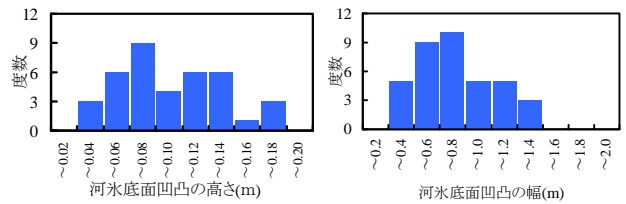


図-14 河氷底面凹凸の高さと幅

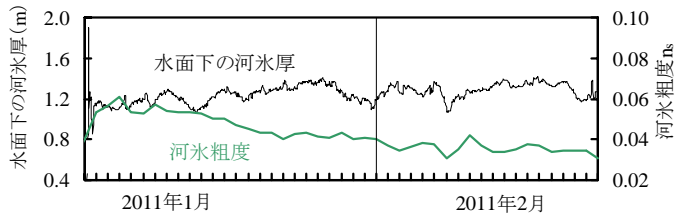


図-15 河氷粗度と水面下の河氷厚の時系列変化

$$n_s = n_0 \frac{u_0}{u_s} \left(\frac{R_{1s}}{R} \right)^{\frac{2}{3}} \quad (6)$$

n_0 [無次元] : 合成粗度 (ADCPによる鉛直平均流速と自記水位計による恩根内観測所と下流の恩根内橋の水面勾配から算出), u_0 [m/sec] : ADCPの鉛直平均流速, u_s [m/sec] : 河氷底面から最大流速地点 (U_{max}) までの平均流速, R_{1s} [m] : 河氷底面から最大流速地点 (U_{max}) の径深 (=距離), R [m] : 径深 (=河氷底面から河床までの距離)

図-15に水位と河氷底面高の差で算出した水面下の河氷厚と河氷粗度の時系列変化を示す。水面下の河氷厚は結氷直後から1.2m程度で変化は少なく、比較的安定して推移している。これに対し、河氷粗度

は結氷直後に高いが、時間の経過とともに低下傾向がみられた。Andrewら⁷⁾のICETHKモデルでは、河氷粗度と水面下の河氷厚は相関関係にあるとしているが、今回は明瞭な関係はみられなかった。水面下の河氷厚が変化せずに河氷粗度が時間経過とともに低下する要因は、河氷底面がやわらかい晶氷で構成されることから、流水によって河氷底面形状が容易に変化しやすく、流水や河氷下に潜り込んだ氷片の滑走によって、河氷底面が研磨、融解されることに起因していると推察できる。結氷下の粗度係数には、河氷底面形状が重要な因子になることが考えられる。

(2) 河氷底面形状の形成要因

2回目の現地観測で得られた横断方向の河氷底面形状の形成要因を検討するために、氷板厚計算式⁶⁾を用いて、横断測点毎の氷板厚を計算し、観測で得られた河氷底面形状との比較を行った。氷板厚計算式は、熱フラックスを用いた氷板厚計算モデルを基に、積雪と晶氷の影響を係数 α 、河氷の融解の影響を係数 β とし、気温、水温、有効水深から氷板厚 h_i を計算するもので、式(7)で示される。

$$h_i = h_i' - \left(\frac{65.2}{10^5} \right) \alpha \frac{T_a}{h_i} - \left(\frac{45.8}{10^2} \right) \beta^{4/5} T_w h_w^{1/3} \quad (7)$$

h_i' : i日の水面下の河氷厚 [m], α : [無次元], T_a : 気温 [°C], β : [無次元] ($=U_w/h_w^{2/3}$), U_w : 平均流速[m], T_w : 水温 [°C], h_w : 有効水深 [m] ($=$ 日水位 H −河床標高 Z − $0.92h_i$)

計算期間は、現地状況から2012年1月8日を結氷開始日と仮定し、初期氷厚0.01mを与え、横断底面形状を観測した2011年2月17日までとした。

α は試行錯誤によって水面下の河氷厚と整合する値であった15とし、 β は2012年2月16日と17日の観測時の各測点流速を計算期間中、一定として与えた。

気温 (T_a) は気象庁アメダス美深観測所の日平均気温を与えた。有効水深 (h_w) は恩根内の日水位から河床標高を引き、さらに水面下の河氷厚 (h_i) を差し引いて算出した。水温 (T_w) は、結氷開始からの実測水温がないため、試行錯誤によって期間中0.2°Cを与えた。図-16に、氷厚計算式で算出された氷厚と、観測で得られた河氷底面形状を示す。上図が基準断面、下図が基準断面より5m上流の横断面である。なお、観測時の平均流速を併記した。計算値と観測値は左右岸の端部で誤差が生じるが、誤差比率(5m上流:0.16, 基準断面:0.21)と概ね河氷底面形状を再現している。また、図-16の平均流速と氷厚をみると、流速の早い部分は氷厚が薄く、流速が遅い部分は氷厚が厚いことが分かる。このことは、河氷底面形状を形成する要因として、式(7)から、気温、流速、水温、水深であることを示唆している。

5. まとめ

360°回転式の超音波機器によって、面的な河氷底

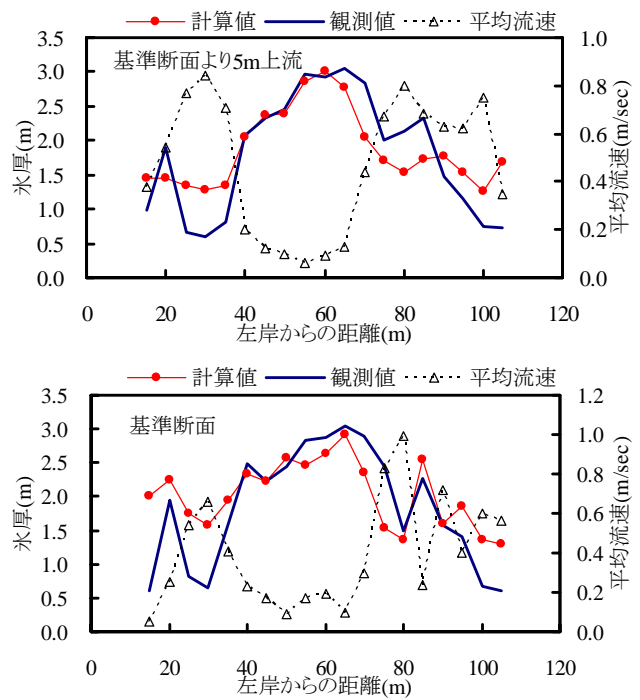


図-16 河氷底面形状の計算と実測

面形状を測定することを可能とした。晶氷で構成される河氷底面形状は、流速が早いほど凹凸が多く、横断・縦断ともに0.4~1.4m間隔に1個程度で高さは0.04m~0.18mであった。流下軸方向には明瞭な縦列の溝がみられた。結氷時の相当粗度高は、時間経過とともに低下する傾向がみられ、観測値と概ね一致した。河氷底面形状の形成は、観測値と計算値との比較から、気温、流速、水温、水深が上げられた。今後は、河氷底面形状の凹凸を解析し、水理条件との関係を把握することと、河氷底面形状の経時変化を観測することによって、河氷粗度の低下との関連性を把握することが課題となる。

参考文献

- 1) 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, pp1027-1032, 2009.
- 2) Hung Tao Shen, and Poojitha D.Yapa: FLOW RESISTANCE OF RIVER ICE COVER, Journal of Hydraulic Engineering, vol.112, No.2, pp142-156, 1986.
- 3) 橋場雅弘・吉川泰弘・渡邊康玄: 結氷河川におけるSWIPを用いた河氷の晶氷厚の測定, 土木学会, 河川技術論文集, 第16巻, pp271-276, 2010.
- 4) 橋場雅弘・吉川泰弘: 天塩川における河川解氷時の河氷の挙動に関する現地観測, 土木学会, 河川技術論文集, 第17巻, pp365-370, 2011.
- 5) K.L.CAREY: Observed configuration and computed roughness of the underside of river ice, St. Croix River, Wisconsin, US Geological Survey Professional Paper, 1966.
- 6) 吉川泰弘・渡邊康玄・早川博・平井康幸: 結氷河川における解氷現象と実用的な氷板厚計算式の開発, 土木学会論文集B1(水工学), Vol.68, No.1, 21-34, 2012.
- 7) Andrew M.Tuthill・James L.Wuebben・John J.Gagnon, ICETHK User's Manual version 1, Cold Regions Research & Engineering Laboratory, US Army Corps of Engineers, Special Report 98-11, 1998.