

結氷河川における 氷板下の晶氷厚の連続測定と氷板の形成要因

Continuous measurement of frazil thickness under ice sheets in frozen rivers and factors related to ice sheet formation

吉川 泰弘* 渡邊 康玄** 早川 博*** 平井 康幸****
Yasuhiro YOSHIKAWA, Yasuharu WATANABE,
Hiroshi HAYAKAWA, Yasuyuki HIRAI

結氷河川の河水は、硬い氷板と水面および氷板下に存在する柔らかい晶氷に大別される。晶氷は全面結氷の原因となり結氷河川の水利現象に大きな影響を与え、氷板においては、河川結氷時に工事を実施する場合には、この硬い氷板を壊す作業が必要となるため、安全性の確保および作業計画の観点から、氷板に関する知見は重要な基礎資料となる。本研究は、ADCPを河床に設置して晶氷厚の連続測定を実施した。今回の観測地点において、晶氷底面のマンニングの粗度係数の経時変化は、時間経過とともに小さくなることが分かった。氷板厚と晶氷厚の合計厚さについては、測定期間中、一定の厚さを保っていることが明らかとなった。さらに、熱フラックスを用いた氷板厚計算モデルを構築し、氷板の形成要因について検討した。氷板の形成に関して、放射・対流および晶氷の氷化の影響が支配的であり、雪および流水による影響は小さいことを示した。また、晶氷が氷板と一体となる現象について、本モデルを用いて推定することができた。

≪ キーワード：結氷河川；氷板；晶氷；現地観測；数値計算；熱フラックス；天塩川；北海道 ≫

Ice in frozen rivers can be roughly divided into hard ice sheets and soft frazil, frazil slush under ice sheets. It is important to clarify the behavior of frazil, since it causes complete freeze-up and greatly affects hydraulic phenomena. Knowledge of ice sheets also represents an important source of information for ensuring safety and planning work, as it is necessary to break hard ice sheets when implementing projects on frozen rivers. In this study, frazil thickness was measured continuously by installing an ADCP. The study results revealed that, at the observation point, the Manning's coefficient of roughness at the bottom of the frazil decreased with the passage of time, and that a certain total thickness of ice sheets and frazil was maintained during the measurement period. An ice sheet thickness calculation model using heat flux was constructed to examine factors related to ice sheet formation. It was found that the influences of radiation/convection and transition of frazil into ice were predominant, while those of snow and water flow were insignificant. The phenomenon by which frazil unites with ice sheets was also outlined successfully using this model.

≪ **Key Words** : *Frozen Rivers ; Ice Sheet ; Frazil Slush ; Field Observation ; Simulation ; Heat Flux ; Teshio River ; Hokkaido* ≫

1 はじめに

結氷河川の河水を大別すると、硬い氷板 (Ice Sheet) と水面および氷板の下に存在する柔らかい晶氷 (Frazil、Frazil Slush) に分けられる。

柔らかい晶氷 (Frazil、Frazil Slush) について、日最低気温が -6°C 以下になると流水中に発生し¹⁾、発生した晶氷は河川を流下するにつれ互いに固着して水面に出現する。晶氷は、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ったり、氷板下に滞留してアイスダムを形成し流積を狭めるなど水理現象に大きな影響を及ぼすことが知られている。このため、結氷河川において晶氷の挙動を明らかにすることは工学上、重要である。

晶氷は、発生、流下・滞留、氷化と物性が気象条件、水理条件により変化する。発生については、開水面における発生量を $10\text{g}/\text{m}^2/\text{min}$ 程度と現地観測から定量的に明らかにした報告²⁾がある。晶氷の流下・滞留については、Shen³⁾らによって氷板下の晶氷の流下に着目した現地観測および室内実験から、土砂の掃流砂の考えに基づき、晶氷の掃流量と無次元せん断力の関係を明らかにされており、いずれの研究も有益な知見が得られている。しかし、氷板下の晶氷の量自体の変動については、気象と水理量の両者から影響を受けるため、非定常性の強い複雑な流れ場での現象であるとともに測定自体が困難であるため連続測定の研究事例は少ない。また、現地観測結果⁴⁾から、氷板下における晶氷の氷化の可能性が示唆されているが、他の河川においても晶氷の氷化が起き得るのかの検討の余地が残されている。ここで言う、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。

一方、海域、河川感潮域、湖沼、洪水時と非定常性の強い複雑な流れ場において、ADCPを用いて鉛直流速分布を連続的に測定した研究が近年盛んに行われており有用な成果が得られている。結氷河川におけるADCPを用いた研究としては、流量観測精度の検討を目的に、可搬型流速計による流量とADCPによる流量の精度比較を行った報告⁵⁾があり、厳寒の気象条件となる結氷河川において、河水上の観測穴からのADCPによる測定が可能であることを示している。

硬い氷板 (Ice Sheet) について、河川結氷時において河道内で工事を実施する場合には、この硬い氷板を壊す作業が必要となり、氷板を壊す機材の選定やその回数の判断基準、安全性の確保および作業計画の観点から、事前に氷板の厚さを予測する技術が必要⁶⁾となる。氷板厚を予測するための式は、氷板下の流れが無視できる湖を対象としたStefanの式(1)があり、氷板下に流れがある結氷河川においても、定数 α を適切に与え

ることにより精度良く予測することが可能である。

$$h_i = \alpha \sqrt{S} \quad (1)$$

ここで、 $h_i[\text{cm}]$: 氷板厚、 $S[^{\circ}\text{C} \cdot \text{day}]$: 積算寒度、 α : 定数であり、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絶対値である。

定数 α は、式の導出過程から氷および雪の密度、熱伝導率、潜熱、積雪深の関数⁷⁾となるが、これらの値は地点毎に異なるだけでなく測定自体も容易ではないため、定数 α は、過去に行われた氷板厚の観測値を指標として、試行錯誤を行い決定することになる。これにより、結氷河川特有の流水による融解や晶氷の氷化という複雑な現象を定数 α に織り込んだことになるため、氷板厚を精度良く予測することが可能となる。

しかし、一方で、氷板がどのような影響をどの程度受けて形成されたかについては不明瞭となる。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変化などの年変化が顕著に現れる場合には、定数 α も年変化することが想定されるため、氷板の形成要因をすべて織り込んだ定数 α の物理的意味を把握しておくことは重要となる。

本研究は、氷板下に晶氷が存在する場合の水理量の経時変化と晶氷厚の変動を明らかにするために、ADCPを河床に設置して連続測定を実施した。河川結氷時におけるADCPによる測定方法の問題点を明らかにし、晶氷底面のマニングの粗度係数の経時変化を明らかにするとともに、晶氷厚を算出しその変動原因についての考察を行った。次に、氷板の形成要因を明らかにするために、放射・対流、積雪、晶氷、流水の4因子に着目して、晶氷が氷化して氷板の増加に寄与する現象を考慮した熱フラックスを用いた氷板厚計算モデルを構築して、この計算モデルから氷板の形成に与える影響を定量的に評価した。

2 現地観測

2.1 観測地点と観測日時

晶氷の変動を測定するためには、晶氷が流下および滞留するような晶氷の変動の大きい地点が好ましい。北海道内の結氷時の定期流量観測データに基づき、図-1に示す一級河川天塩川における恩根内観測所 (KP111.7) を観測地点に選定した。この地点は、蛇行部手前であるため流下する晶氷がこの地点に滞留することが想定される。観測期間は2008年1月から3月であり、完全結氷期間である1月15日14:30から3月6日12:40の52日間において解析を行った。



図-1 観測地点の位置図

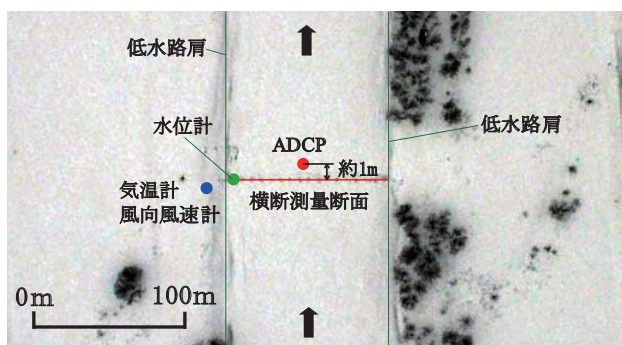


写真-1 横断測量断面と機器設置位置

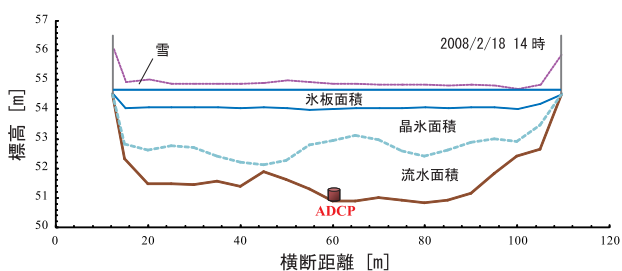


図-2 横断測量結果の一例



写真-2 ADCP の設置状況写真

2.2 観測項目

気温(気温計、(株)MCS) および水位(Mc-1100、光進電気工業製)を10分毎に測定し、河床、晶氷、氷板、積雪深の横断測量を18回実施した。横断測量断面と機器設置位置を写真-1に示し、横断測量結果の一例を図-2に示す。なお、横断測量の晶氷の測定は極めて困難かつ熟練を要し、氷板に30cm×30cmの穴を開けて、L型定規を沈め手触により晶氷の高さの測定を行った。

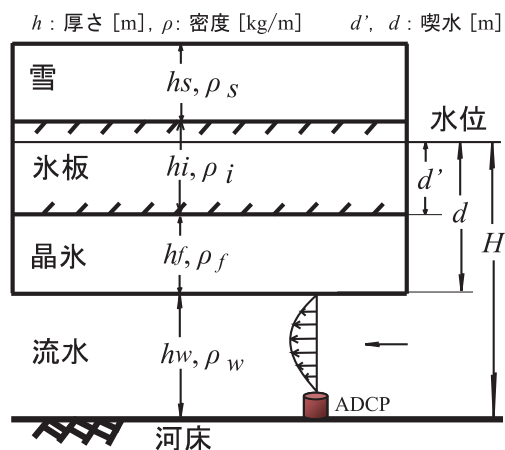


図-3 結氷河川における鉛直方向の概略図

ADCP(WorkHorse Sentinel 1200kHz Zed-Hed、RD Instruments、ハイレゾリューションモード)は、図-2の横断距離60mの位置に写真-2のように設置した。但し、ADCPの設置位置は、観測氷穴と重なることを避けるために約1m下流の地点の河床に設置した。ここで、ADCP(Acoustic Doppler Current Profilers)とは、ドップラー効果を利用した多層流向流速計で、異なる方向に向けた4つのトランスデューサーを持ち、4本のビームで流速を計測する。トランスデューサーが4つあることにより、3次元の流速が計測できると同時に、計測データの信頼性の評価や計測データの欠落の防止が可能となっている。トランスデューサーから発信された音波パルスが、水中の散乱体(プランクトン、ちりなどの浮遊懸濁物)で反射してトランスデューサーに戻る時のエコーの周波数に変化(ドップラーシフト)が生じる。ドップラーシフトは流速と比例関係にあるため、これから流速を計測することが可能となる。

上流での設置はADCPの測定可能水深が確保出来ないため不可能であった。設置箇所の河床高は50.84mであり、ADCPセンサー位置は河床から40cmである。

河床に設置したADCPにより流速鉛直分布とボトムトラッキングの値を測定し、10分毎に1分間の測定を行い、1ピング/秒で60データを取得して、この平均値を1データとした。カタログ上の測定精度は0.67cm/secである。ボトムトラッキングの値は、水との密度差が大きい材料(河床、河水等)に音波が当たると強い反射を示し、この境界を値として出力する。このため、晶氷濃度が小さく水との境界が明確にならない場合、安定した値が得られない可能性がある。しかし、安定した値が得られれば、水と晶氷の境界は、晶氷濃度が一定以上となり明確な密度差が形成されていることを示す。ボトムトラッキングの精度については、ADCPによる河床高の測深値とスタッフによる河床高の計測値の精度比較⁸⁾が為されており、ADCPの測深値はスタッフの計測値を概ねトレースしており、ADCPの測

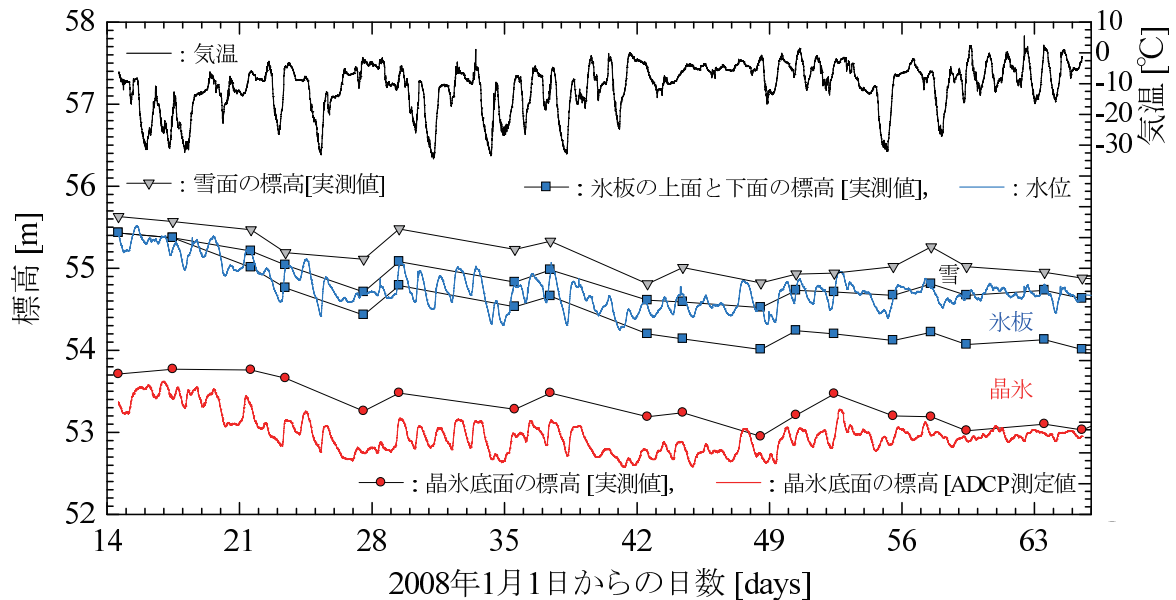


図-4 気温、水位、雪、氷板、晶氷、ADCP の測定値

定誤差は大きくて10～20cmとの結果が得られている。なお、本研究におけるボトムトラッキングの値は、河床ではなく河氷底面をトラッキングした値となる。

本研究の河床に設置した水位計は、河床における圧力 P [N/m^2] を測定している。測定される圧力 P は、雪、氷板、晶氷、流水による各圧力の合計であるため、静水圧と仮定すると、図-3 の記号を用いて式(2)で表わされる。

$$P = \rho_s g h_s + \rho_i g h_i + \rho_f g h_f + \rho_w g h_w \quad (2)$$

一方、浮力 ($B = \rho_w g d$) と浮体の空気中での重量 ($W = \rho_s g h_s + \rho_i g h_i + \rho_f g h_f$) は等しいため、喫水 d で整理すると式(3)となる。また、喫水 d は $d = H - h_w$ であり、式(3)に代入すると式(4)となる。よって式(2)と式(4)から水深 H で整理すると式(5)が導かれる。

$$d = \frac{\rho_s}{\rho_w} h_s + \frac{\rho_i}{\rho_w} h_i + \frac{\rho_f}{\rho_w} h_f \quad (3)$$

$$\rho_w H = \rho_s h_s + \rho_i h_i + \rho_f h_f + \rho_w h_w \quad (4)$$

$$H = \frac{P}{\rho_w g} \quad (5)$$

水位計は圧力 P を測定し、 ρ_w は機器の設定により $1,000 \text{ kg/m}^3$ で与えられ、重力加速度 g は 9.8 m/s^2 であるため、式(5)より水深 H を算出できる。よって、水位は水深 H と大気圧および河床高から算出可能である。

3 観測結果

図-4に気温、水位、雪、氷板、晶氷、ADCPによるトラッキングの値の測定値を示す。気温および水位が日変動しており、その1時間の変動は大きく、気温で $7.1^\circ\text{C}/\text{時間}$ から $-5.7^\circ\text{C}/\text{時間}$ 、水位で $14.7 \text{ cm}/\text{時間}$ から $-9 \text{ cm}/\text{時間}$ であった。晶氷底面については、ADCPによる測定値は手触による実測値よりも低く一致していない。

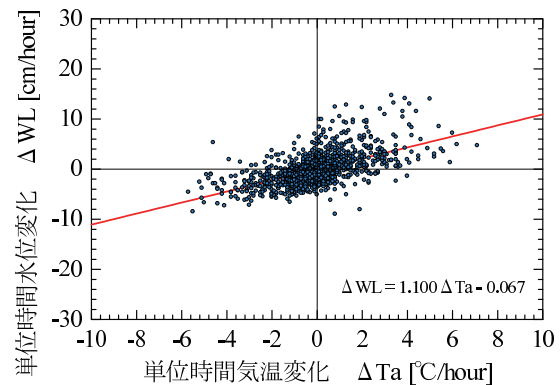


図-5 気温と水位の単位時間変動の相関図

3.1 水位変動要因

上流において気温が低下すると晶氷が発生し、発生した晶氷が滞留すると流積が狭められるため流れが阻害される。このため、その下流では流量が小さくなり水位の低下を引き起こす。また、上流において気温が上昇すると滞留していた晶氷が溶けて流下するため、その下流では水位の上昇を引き起こすことが考えられる。気温と水位の単位時間変動を図-5に示す。変動の小さい領域にデータが多くあるため相関係数は0.58にとどまるものの、気温が低下すると水位が低下し、気温が上昇すると水位が上昇する現象が本図から読み取ることができる。

観測地点から約22km上流の支川ペンケニウプ川において、山崎ら⁹⁾による既往の研究がある。結氷時における流量の日変動が観測されており、気温が低下する夜間に、晶氷の滞留やアンカーアイス(底氷堰)の形成により流れが阻害され、日中にはこれらが溶けることを明らかにされている。一方、図-1より観測地点から約2km上流においてオテレコッペ川が天塩川に合流しており、ペンケニウプ川と同様の現象が起っていると仮定すれば、今回の観測地点の水位は、上流に位置

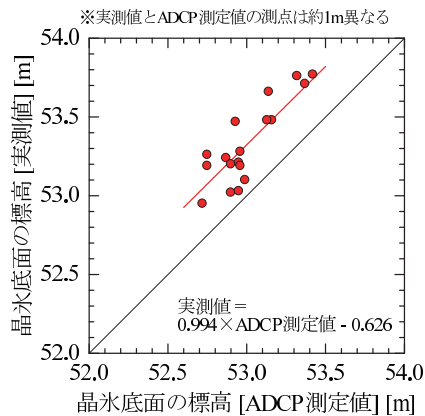


図-6 実測値と ADCP の値の晶氷底面の標高の比較



写真-3 河氷厚の測定に用いる L 型ロッド
(写真提供：福田水文センター)

する支川の晶氷の発生、滞留、流下による影響を受けていると推察できる。

図-5 の気温と水位の関係について、KP207 に位置する岩尾内ダムからの放流量や支川からの本川への流入の影響があるため、原因の特定にはさらなる調査・検討が必要であるが、気温が変化することにより、上流において晶氷が発生、滞留、流下し、下流の水位に影響を与えている可能性が原因の一つとして推察された。

3.2 晶氷底面の測定

晶氷底面の ADCP の測定値と手触による実測値を図-6 に示す。ADCP の測定値と実測値に約 60cm のずれがあり一致していない。この原因として、測定方法が違うという点と測定位置が約 1m 離れている点の 2 つが考えられる。実測値の測定は、写真-3 に示した L 型ロッドを氷穴に入れて、晶氷底面を手触により判断して測定する。このため、晶氷濃度が小さい場合は感知できず正確には測定出来ない。一方、ADCP の測定値は明確な密度差が形成されている境界の値であるが、どの濃度を測定しているか明確になっていない。このように測定方法の違いは、実際には同じ晶氷の厚さであるにも関わらず測定値の違いをもたらす原因の一つであると考えられる。また、手触による実測値は、30cm × 30cm の氷穴の四辺において晶氷底面を測定しその平均としている。同一の氷穴において 30cm しか離れていないにも関わらず、晶氷底面の値の差が約 10cm になる

ことがあり、晶氷は例え 30cm であっても変動が大きいことが確認されている。このため、ADCP の測定位置と手触による測定位置で約 1m 離れているため、晶氷の厚さが異なると考えられる。

このように、測定値の違いの原因が、測定方法の違いによるものなのか、位置によるものなのかを明確にできないが、ここでは、ADCP の値が安定して得られており明確な境界を測定しているものと考えられるため、ADCP の値を晶氷底面と仮定して検討を進める。

3.3 水理量の経時変化

KP207 に位置する岩尾内ダムからの観測期間中の全放流量を図-7 に示し、晶氷底面から河床までの平均流速を図-8 に示す。図-8 の ADCP の生データは、ばらつきが大きいため 1 時間の加重平均データも併せて示す。加重平均の方法は、その時間の 1 データおよび 10 分、20 分、30 分前後の 6 データの計 7 データを用いて、その時間の 1 データを重み 4、10 分前後の 2 データを重み 3、20 分前後の 2 データを重み 2、30 分前後の 2 データを重み 1 として重み付けを行い加重平均を算出した。図-8 より、平均流速は約 20cm/s ~ 60cm/s の範囲で変動しており、図-7 よりダムからの放流量の影響もあるが、氷板下に晶氷が存在する場合の水理現象は非定常性が強いと言える。図-9 に河床底面から晶氷底面までの水深におけるフルード数を示す。図-9 より、今回の観測地点におけるフルード数は、0.04 から 0.12 の範囲で変動しており時間経過とともに増加している。フルード数を平均すると 0.09 であった。

次に晶氷底面の状態を表す粗度について考えると、結氷初期においては、晶氷が互いに固着して間もなく凹凸が大きいため、粗度が大きくなることが予見される。晶氷底面から鉛直最大流速となる地点までの範囲を上層として、上層の測定データを用いて晶氷底面のマンニングの粗度係数を算出した。具体的⁷⁾には、Larsen の式 (6) より相当粗度を求め Manning-Strickler の式 (8) より算出した。

$$k_i = 30 Y_i e^{-a_i} \quad (6)$$

$$a_i = \frac{U_{max}}{U_{max} - U_i} \quad (7)$$

$$n_i = C k_i^{1/6} \quad (8)$$

ここに k_i : 晶氷底面の相当粗度、 Y_i [m] : 上層の厚さ、 U_{max} [m/s] : 鉛直最大流速、 U_i [m/s] : 上層の平均流速、 n_i : 晶氷底面のマンニングの粗度係数、 C : 係数で 0.0316 を与えた⁷⁾。

晶氷底面のマンニングの粗度係数 n_i の経時変化を図-10 に示す。大きな傾向としては、測定開始の結氷初期で 0.04 付近と n_i が大きく、時間経過とともに減少し 0.03 付近に至る。

St. Lawrence River において、河床と河水の合成粗度の現地観測¹⁰⁾が実施されており、開水時に約 0.025 であった粗度が、結氷初期になると約 0.045 まで急激に大きくなり、その後、時間経過とともに約 0.020 まで小さくなることが報告されている。この経時変化の原因として、河床粗度の変化が小さいと考えると、河氷底面粗度の変化が予測される。このことから、今回の観測において、晶氷底面のマンニングの粗度係数の経時変化の原因は、結氷初期は晶氷の凹凸が大きいため n_i が大きくなり、時間経過とともに晶氷底面は平滑化するため小さくなったと推察できる。しかし、原因の特定に至るためには、現在の測定技術では困難な晶氷の形状、密度、濃度の連続的な測定を実施する必要がある。

4 晶氷厚の連続測定

4.1 晶氷厚の算出方法とその経時変化

晶氷厚 h_f の算出方法について、図-3 における氷板の喫水 d' は $d' = d - h_f$ であり、式 (3) を用いて喫水 d' で整理すると式 (9) が得られる。

$$d' = \frac{\rho_s}{\rho_w} h_s + \frac{\rho_i}{\rho_w} h_i + \left(\frac{\rho_f}{\rho_w} - 1 \right) h_f \quad (9)$$

一方、 $d' = H - h_f - h_w$ であり、式 (9) を用いて晶氷厚 h_f で整理すると式 (10) が導かれる。

$$h_f = \frac{1}{\rho_f} \left\{ \rho_w H - \rho_w h_w - \rho_s h_s - \rho_i h_i \right\} \quad (10)$$

$\rho_w [\text{kg/m}^3]$: 水の密度で 0 °C の場合の値 999.84 を与え¹¹⁾、 $\rho_s [\text{kg/m}^3]$: 雪の密度で新雪としまり雪の中間の値¹¹⁾である 200.00 を与えた、 $\rho_i [\text{kg/m}^3]$: 氷板の密度で -10 °C の場合の値¹¹⁾である 917.40 を与えた。 $H [\text{m}]$: 全水深は水位のデータより算出し、 $h_w [\text{m}]$: 流水の厚さは ADCP のトラッキング値を与え、 $h_s [\text{m}]$: 積雪深、 $h_i [\text{m}]$: 氷板厚は、実測値を線形補完して連続データとして与えた。 $\rho_f [\text{kg/m}^3]$: 晶氷層内の水を含む密度で空隙率 λ を 0.4 として³⁾、式 (36) から算出して値 950.38 を得た。

$$\rho_f = \lambda \rho_w + (1 - \lambda) \rho_i \quad (11)$$

氷板厚と算出した晶氷厚の経時変化を図-11 に示す。図-11 より、時間経過とともに氷板厚は増加し晶氷厚は減少する。晶氷厚の平均減少勾配は 1.47cm/day である。一方で、氷板上面から晶氷底面までの厚さ (氷板厚 + 晶氷厚) は、ほぼ一定の値を保っている。

図-11 の晶氷厚の減少の原因について考察する。図-5 より気温と水位の関係の原因として晶氷の発生、滞留、流下が考えられたことから、水位と晶氷厚の単位時間変動の関係を図-12 に示す。図-12 より、変動の小さい領域にデータが多くあるため相関係数は 0.57 にと

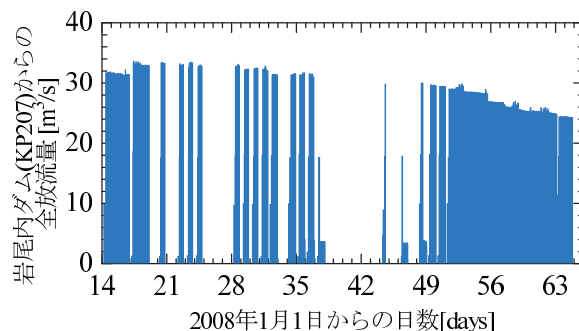


図-7 ダムの全放流量の経時変化

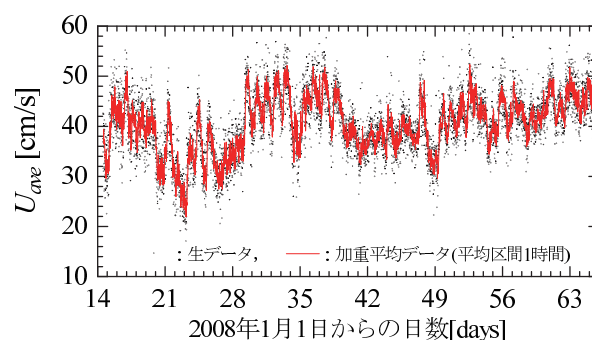


図-8 晶氷下の平均流速の経時変化

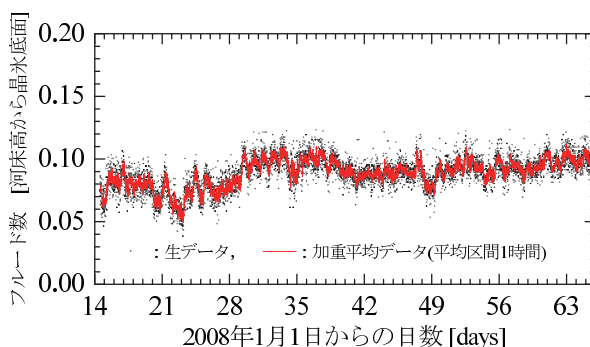


図-9 フルード数の経時変化

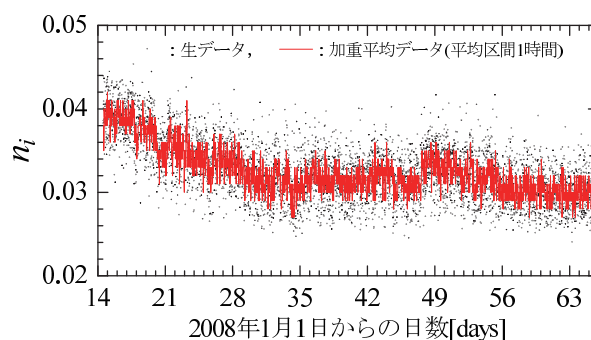


図-10 晶氷底面のマンニングの粗度係数の経時変化

どまるものの、水位が上昇すると晶氷厚が増加し、水位が下降すると晶氷厚が減少する現象が読み取ることができる。

既往の研究³⁾では、晶氷の増減の原因として無次元せん断力が上げられている。今回の観測地点における晶氷の減少の原因が無次元せん断力と仮定すると、上流の流量が増加した場合、水位は上昇し流速が速くなるため無次元せん断力が大きくなり晶氷が減少し、上流

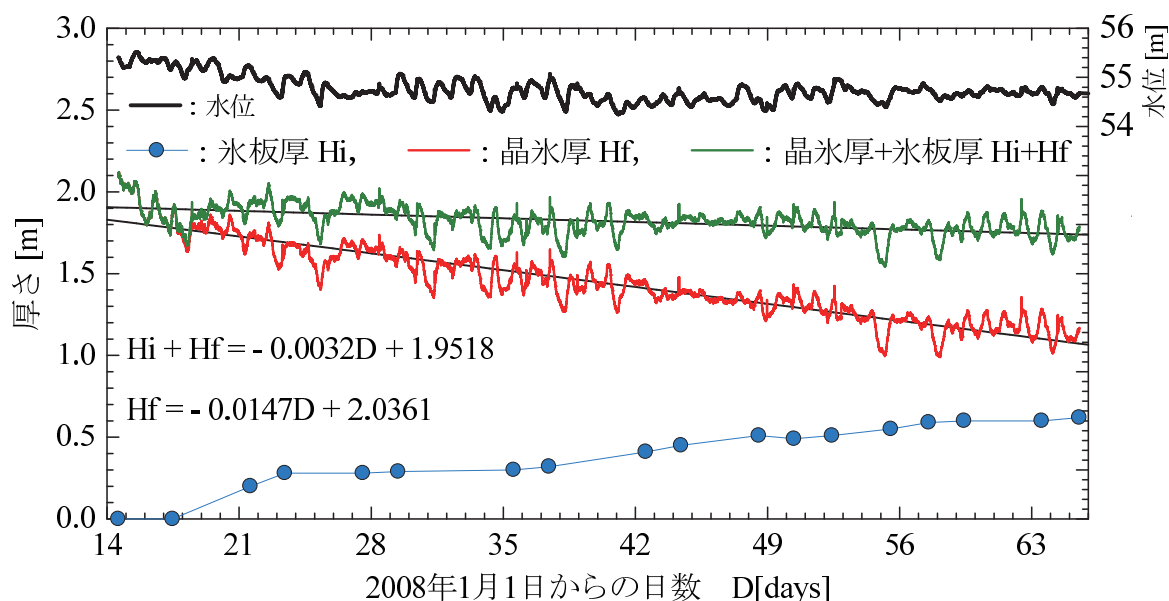


図-11 氷板厚と晶氷厚の経時変化

の流量が減少した場合、水位は下降し流速が遅くなるため無次元せん断力が小さくなり晶氷が増加、滞留するものと考えられる。しかし、今回の観測地点においては、図-12 より水位上昇 \Rightarrow 晶氷厚増加、水位下降 \Rightarrow 晶氷厚減少と逆の現象が起きている。

図-11 の水位と晶氷底面の経時変化をみると、遅れがなくほぼ同位相で変化していることから、水位が上昇する場合は、氷板も上昇し晶氷にかかる圧力が小さくなるため晶氷厚は見かけ上厚くなり、水位が下降する場合は、氷板も下降し晶氷にかかる圧力が大きくなるため晶氷厚は見かけ上薄くなることが考えられる。しかし、この現象を裏付けるためには、現在の測定技術では困難である現地における晶氷の濃度の連続測定と、ADCP のトラッキング値がどの晶氷濃度を測定しているかの検証を実施する必要があるため、今回は原因の特定には至らないが、一方で、この仮説を否定する証拠は現在のところ見当たらない。

いずれにしても、図-11 の晶氷厚が 1.47cm/day で減少する原因は、従来より言われている無次元せん断力である可能性は低く、他の原因があると考えられる。晶氷厚の減少の原因として、北海道内の渚滑川と湧別川を対象とした現地観測、数値計算から氷板の形成に晶氷の氷化が寄与する可能性が示されている⁴⁾ことから、河川の違いによる晶氷の氷化の過程の相違が考えられるが、図-11 の結果を踏まえて、晶氷厚の減少の原因は晶氷の氷化であることが予見される。このため、熱フラックスを用いた氷板厚計算モデルを構築して、計算値と観測値の比較から晶氷の氷化の可能性についての検討を行うこととした。

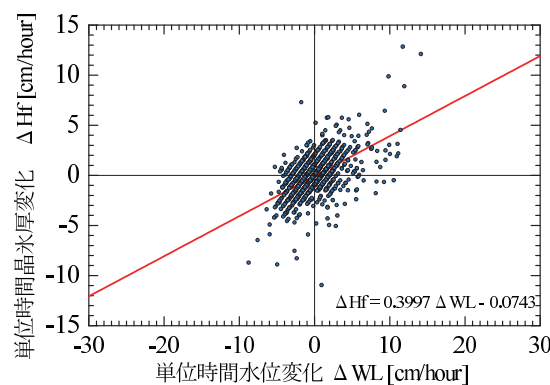


図-12 水位と晶氷厚の単位時間変動の相関図

5 氷板厚計算モデルの構築

本研究における氷板の形成要因として、短波放射と長波放射による放射、潜熱と顕熱による対流、積雪深の断熱効果、晶氷の氷化、流水による融解を考慮し、氷板の形成要因を成分分解して検討を行った。

5.1 氷板厚計算の基礎式の導出

図-13 に結氷河川における熱収支の概要図を示す。 $T[^\circ\text{C}]$: 温度、 $h[\text{m}]$: 厚さ、 $\rho[\text{kg/m}^3]$: 密度、 $U[\text{m/s}]$: 速度、 $\phi[\text{W/m}^2]$: 熱フラックスであり、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、式 (12) において大気と雪、雪と氷板の境界での熱収支を考慮した。なお、降雪による積雪深の増加については、 $dh_s/dt \geq 0$ かつ降雪がある場合は、熱収支による積雪深の増加は無いと仮定して、式 (12) の dh_s/dt を 0 とした。また、積雪の風による吹あげ、吹きだまり、圧密は考慮していない。

氷板厚の増減は、式 (13) において雪と氷板、氷板と晶氷の境界での熱収支を考慮した。氷板の上面と下面

表-1 氷の物性値一覧

	単位	s : 雪	i : 氷	f : 晶氷
ρ : 密度	$[\frac{kg}{m^3}]$	200.0	917.4	550.4
L : 潜熱	$[\frac{J}{kg}] \times 10^5$	3.336	3.336	3.336
k : 熱伝導率	$[\frac{W}{m \cdot ^\circ C}]$	0.26	2.31	0.72

合 $0.05W/m/^\circ C$ 、 $500kg/m^3$ の場合 $0.6W/m/^\circ C$ であり¹³⁾、この値を参考として密度から線形で比例配分して算出した。

5.2 雪面から大気への熱フラックス ϕ_a

雪面から大気への熱フラックスは、短波放射量、長波放射量、潜熱フラックス、顕熱フラックスの熱収支を考慮した式 (16) で表わされる。

$$\phi_a = -\phi_s + \phi_b + \phi_e + \phi_c \quad (16)$$

ここで、 ϕ の単位は $[\frac{cal}{cm^2 \cdot day}]$ であり、 $[\frac{W}{m^2}]$ への単位変換は、 $1[\frac{cal}{cm^2 \cdot day}] = 0.4844965[\frac{W}{m^2}]$ となる。

5.2.1 短波放射量 ϕ_s

短波放射量は、式 (17) で表わされる。

$$\phi_s = \phi_{ri} - \gamma \phi_{ri} \quad (17)$$

雪面の反射率 γ 積雪の反射率 (アルベド) は経時変化するため熱収支に大きな影響を与える。算出には 気温を独立変数とする次式の近藤の式¹⁴⁾を用いた。

$$\gamma = (\gamma' - \gamma_{min}) \times \exp\left(-\frac{1}{k}\right) + \gamma_{min} \quad (18)$$

$$\begin{cases} \gamma_{min} = 0.4 \\ k = -4.9T_a + 4.5 & \text{when } T_a \leq 0.1 \\ k = 4.0 & \text{when } T_a > 0.1 \end{cases}$$

降雪がある場合

$$\begin{cases} \gamma = \gamma_{max} \\ \gamma_{max} = -0.12T_a + 0.76 & \text{when } T_a \geq -1.0 \\ \gamma_{max} = 0.88 & \text{when } T_a < -1.0 \end{cases}$$

大気短波放射量 ϕ_{ri} 大気短波放射量は、次式の Shen¹²⁾ の式を用いた。

$$\phi_{ri} = (a - b(NS - 50))(1 - 0.0065C^2) \quad (19)$$

NS : 緯度は観測地点の緯度 $44^\circ 35'$ を与えた。 C [雲量 (0-10)]: は、気象庁より得られる美深観測所の 1 時間毎の日照時間データを用いて、日照時間 0 時間を雲量 10、日照時間 1 時間を雲量 0 として算出した。 a および b は月毎の値が得られている¹²⁾ が、日時毎の値を得るために、月毎の値を参考にして日数を独立変数とする次式を導出した。 D は 12 月 1 日からの日数である。

$$\begin{cases} a = 76.18 \times \exp(0.015D) \\ b = -0.001D^2 + 0.160D + 5.786 \end{cases}$$

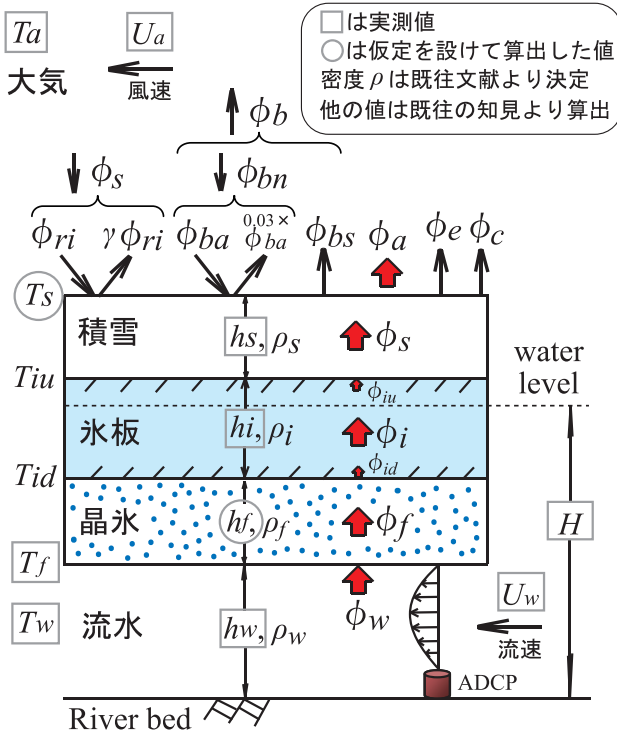


図-13 結氷河川における熱収支の概要図

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 ϕ_i を氷板上表面 ϕ_{iu} と氷板下面 ϕ_{id} に分けて考えた。

晶氷厚の増減は、式 (14) において氷板と晶氷、晶氷と流水の境界での熱収支を考慮した。晶氷の上流からの流下・滞留および晶氷の下流への流下は、観測結果の解析により、晶氷底面の摩擦速度と晶氷厚の増減の相関がないことを受けて、本研究では考慮していない。

式 (12)、(13)、(14) を用いて、氷板厚で整理すると式 (15) が導かれる。

$$\rho_s L_s \frac{dh_s}{dt} = (\phi_a - \phi_s) + (\phi_s - \phi_{iu}) \quad (12)$$

$$\rho_i L_i \frac{dh_i}{dt} = (\phi_{iu} - \phi_i) + (\phi_i - \phi_{id}) \quad (13)$$

$$\rho_f L_f \frac{dh_f}{dt} = (\phi_{id} - \phi_f) + (\phi_f - \phi_w) \quad (14)$$

$$h_i = h'_i + \frac{\Delta t}{\rho_i L_i} \left(\phi_a - \rho_s L_s \frac{dh_s}{dt} - \rho_f L_f \frac{dh_f}{dt} - \phi_w \right) \quad (15)$$

ここで、 h_i [m]: 氷板厚、 h'_i [m]: Δt 前の氷板厚、 Δt [s]: 計算時間間隔で 600 秒とした。本研究で用いた氷の物性値を表-1 に示す。密度 ρ_s は、新雪としまり雪の中間の値¹³⁾ とし、密度 ρ_i は、 $-10^\circ C$ の場合の値¹³⁾ とした。密度 ρ_f は、晶氷層内の水を除く晶氷のみの密度で、晶氷の空隙率 λ を 0.4 とした³⁾、 $\rho_f = (1 - \lambda) \times \rho_i$ から算出した。熱伝導率 k_i は $-10^\circ C$ の値¹³⁾ であり、熱伝導率 k_s 、 k_f については、雪の熱伝導率は $80kg/m^3$ の場

5.2.2 長波放射量 ϕ_b

長波放射量は、式 (20) で表わされる。

$$\phi_b = \phi_{bs} - \phi_{bn} \quad (20)$$

雪面逆長波放射量 ϕ_{bs} 雪面逆長波放射量は、Stefan-Boltzman の次式を用いた。Stefan-Boltzman 定数 $\sigma [\frac{cal}{cm^2 day K^4}]$ は 1.171×10^{-7} を与えた。

$$\phi_{bs} = 0.97 \sigma T_{sk}^4 \quad (21)$$

$$T_{sk} = T_s + 273.15$$

雪面温度 T_s 各層の熱移動量は、近似的に熱交換係数、熱伝導率、厚さ、温度差を変数とした式 (22)、(23)、(24)、(25) となり、これらの式より式 (26) が導かれる。

$$\phi_a = h_{sa} (T_s - T_a) \quad (22)$$

$$\phi_s = \frac{k_s}{h_s} (T_{iu} - T_s) \quad (23)$$

$$\phi_i = \frac{k_i}{h_i} (T_{id} - T_{iu}) \quad (24)$$

$$\phi_f = \frac{k_f}{h_f} (T_f - T_{id}) \quad (25)$$

$$T_f - T_a = \frac{1}{h_{sa}} \phi_a + \frac{h_s}{k_s} \phi_s + \frac{h_i}{k_i} \phi_i + \frac{h_f}{k_f} \phi_f \quad (26)$$

ここで、ある時間において各層の境界面での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、式 (26) は次式で表わされる。

$$\phi_a = \frac{T_f - T_a}{\beta} \quad (27)$$

$$\beta = \frac{1}{h_{sa}} + \frac{h_s}{k_s} + \frac{h_i}{k_i} + \frac{h_f}{k_f} \quad (28)$$

式 (27) を式 (22) に代入して、雪面温度の算出式である式 (29) を導出した。

$$T_s = T_a + \frac{T_f - T_a}{\beta \times h_{sa}} \quad (29)$$

雪面長波放射量 ϕ_{ba} 雪面長波放射量は、式 (30) で表わされ、 ϕ_{ba} の算出は Bolz の式 (31) を用いた。

$$\phi_{bn} = \phi_{ba} - 0.03 \phi_{ba} \quad (30)$$

$$\phi_{ba} = (0.55 + 0.052 \sqrt{e_a})(1 + 0.0017 C^2) \sigma T_{ak}^4 \quad (31)$$

$$T_{ak} = T_a + 273.15$$

ここで、 e_a [hPa]: 気温の飽和水蒸気圧は、 T [°C]: 対象とする温度として、式 (32) の Tetens¹⁴⁾ の式から算出した。

$$e = 6.1078 \times 10^{(aT)/(b+T)} \quad (32)$$

$$a = 9.5, \quad b = 265.3$$

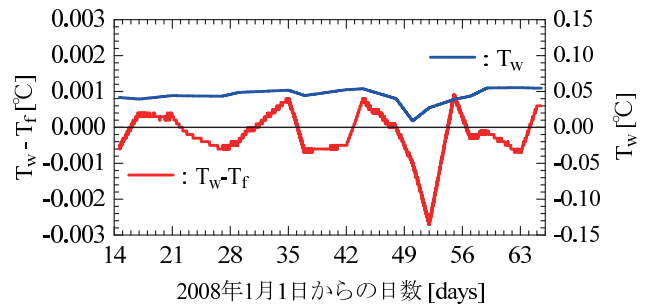


図-14 水温 T_w と晶氷底面の温度 T_f の差と水温の観測値

5.2.3 潜熱フラックス ϕ_e と顕熱フラックス ϕ_c

潜熱フラックスと顕熱フラックスは、気温と風速を変数とする Rimsha-Donchenko の式 (33)、(34) を用いた。

$$\phi_e = (1.56 K_n + 6.08 U_a)(e_s - e_a) \quad (33)$$

$$\phi_c = (K_n + 3.9 U_a)(T_s - T_a) \quad (34)$$

$$K_n = 8.0 + 0.35(T_s - T_a)$$

U_a [m/s]: 風速、 e_s [hPa]: 雪面の飽和水蒸気圧であり、式 (32) の Tetens¹⁴⁾ の式から算出した。

5.3 積雪深と晶氷厚の時間変化量

積雪深は、現地で実測した値を線形補完して単位時間の変化量を算出し、晶氷厚は式 (35) から算出した。ここで、 ρ'_f [kg/m³]: 晶氷層内の水を含む密度で式 (36) から求めると 950.38 が得られた。図-11 に得られた値を示す。図-11 より、晶氷厚は 1.47cm/day で減少しているため、この値を単位時間の変化量とした。

$$h_f = \frac{1}{\rho'_f} \left\{ \rho_w H - \rho_w h_w - \rho_s h_s - \rho_i h_i \right\} \quad (35)$$

$$\rho'_f = \lambda \rho_w + (1 - \lambda) \rho_i \quad (36)$$

5.4 流水から晶氷底面への熱フラックス ϕ_w

流水から晶氷底面への熱フラックスは、水深と流速を独立変数とする次式⁷⁾から算出した。

$$\phi_w = h_{wf} (T_w - T_f) \quad (37)$$

$$h_{wf} = C_{wi} \frac{U_w^{0.8}}{h_w^{0.2}} \quad (38)$$

ここで、 C_{wi} は $1622 [\frac{W}{\text{°C} \cdot m^{2.6}}]$ であり、 U_w [m/s]: 流速は鉛直平均流速として与えた。図-8、図-14 に計算に用いた値を示す。

6 氷板厚の実測値と計算値の比較

氷板の形成要因について、式 (15) より次頁の 4 因子に成分分解した。左から、(放射・対流)、(積雪)、(晶氷)、(流水) の影響因子である。これらの値が氷板の形

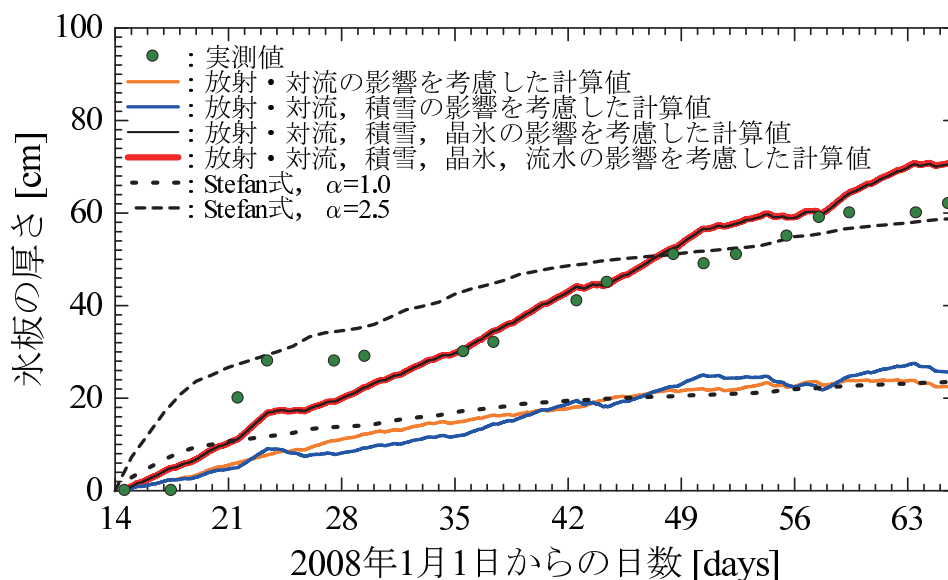


図-15 氷板厚の実測値と計算値

成に与える影響を定量的に評価した。

$$(\phi_a \frac{\Delta t}{\rho_i L_i}), (-\rho_s L_s \frac{dh_s}{dt} \frac{\Delta t}{\rho_i L_i}), (-\rho_f L_f \frac{dh_f}{dt} \frac{\Delta t}{\rho_i L_i}), (-\phi_w \frac{\Delta t}{\rho_i L_i})$$

図-15 に氷板厚の実測値と計算値を示す。また、参考に Stefan 式による計算値も併せて示した。

放射・対流による氷板厚の計算値と Stefan 式 ($\alpha=1.0$) の計算値は良く一致している。このことは、複雑な放射・対流の計算をせずとも、放射・対流が氷板の形成要因に支配的である場所であれば、Stefan 式は精度良く氷板厚を算出できることを示唆している。

積雪による影響については、約 24 日目から 42 日目の断熱効果や約 42 日目からの雪の氷化の現象が推察できるが、その影響は全体の氷板厚に対して小さい。一方、晶氷の氷化による氷板厚の増加は大きく、全体の氷板厚の半分以上を占めている。

流水による影響については、今回の対象とした期間では、ほとんど氷板の形成に影響を与えていない。図-14 より水温差が小さく、式 (37) より流水による融解が促されなかったと推定できる。

全ての影響を考慮した氷板厚の計算値と Stefan 式 ($\alpha=2.5$) の比較では、計算開始では Stefan 式の方が、氷板厚を大きく計算しており一致していないが、実測値との比較では、全ての影響を考慮した氷板厚の計算値では最大誤差約 12cm で、Stefan 式の計算値では最大誤差約 18cm であり、両者ともに許容範囲内で再現可能であると言える。

7 まとめ

水温 0℃という厳しい条件となる河川結氷時において、ADCP を河床に設置して連続的に測定することが

可能であることを示した。氷板下に晶氷が存在する流れ場での ADCP の測定方法は、ADCP のトラッキング値がどの晶氷濃度を測定しているかの検証、および実河川での晶氷濃度の測定の必要性が示された。今回の観測地点である天塩川の恩根内においては、晶氷底面のマニングの粗度係数の経時変化は、ADCP の測定データより、結氷初期は 0.04 付近と大きく、時間経過とともに 0.03 付近に至ることが明らかとなった。また、時間経過とともに氷板厚は増加して、晶氷厚は減少する一方で、氷板厚と晶氷厚の合計厚さは、測定期間中、ほぼ一定の値を保っていることが明らかとなった。

氷板の形成要因として放射・対流、積雪、晶氷、流水の 4 因子に着目して、熱フラックスを用いた氷板厚計算モデルを構築し、氷板形成に与える影響を定量的に評価した。今回の観測地点での氷板の形成要因は、放射・対流および晶氷の氷化の影響が支配的であり、雪および流水による影響は小さいことが氷板厚計算モデルにより明らかとなった。特に、今まで十分には解明されていなかった晶氷が氷板と一体となる現象について、本モデルを用いて推定することができた。また、従来の Stefan 式は、氷板の形成に対して放射・対流が支配的である場所であれば、精度良く氷板厚を算出できることを示した。

河川結氷時に工事を実施する場合や定期流量観測を実施する場合には、安全性の確保および作業計画の観点から、氷板に関する知見が望まれている。本研究において、ADCP による晶氷厚の連続測定結果および、熱収支を考慮した氷板厚計算モデルの計算結果から、氷板の形成過程についての基礎的な知見を得ることができた。これらの知見は、今後、結氷河川の現象を解明する上でも基礎資料となる。

謝辞 本研究を行うにあたり、北海道開発局旭川開発建設部には資料の提供等の御尽力を頂いた。記して謝意を表する。

参考文献

- 1) 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
- 2) 宇佐美宣拓，吉田剛，山下俊彦：寒冷地河川で発生する晶氷に関する現地観測，水工学論文集，第 52 巻，pp.499-504, 2008
- 3) H.T.Shen, De Sheng Wang: UNDER COVER TRANSPORT AND ACCUMULATION OF FRAZIL GRANULES, Journal of Hydraulic Engineering, Vol.121, No.2, February, pp184-195, 1995.
- 4) 吉川泰弘，渡邊康玄：晶氷の氷化を考慮した氷厚変動計算手法の一考察，河川技術論文集，Vol.14, pp.133-138 2008
- 5) 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
- 6) 河川結氷対策指針，通年施工推進協議会，pp.4-5, 1999.
- 7) George D. Ashton, Ed.: River Lake Ice Engineering, Water Resources Publications, pp.233-236 pp.289, pp.308-310, 1986.
- 8) 二瓶泰雄，色川有，井出恭平，高村智之：超音波ドップラー流速分布計を用いた河川流量計測法に関する検討，土木学会論文集 B, Vol.64, No.2, pp.99-114 2008.4
- 9) 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.
- 10) Hung Tao Shen, Poojitha D. Yapa: Flow Resistance of River Ice Cover, Journal of Hydraulic Engineering, Vol.112, No.2, pp.142-156, February 1986.
- 11) 日本雪氷学会：雪と氷の辞典，朝倉書店，pp.91, pp.241, 2005
- 12) H.T.Shen, POOJITHA D. YAPA : A unified degree-day method for river ice cover thickness simulation Can. J. Eng. 12. pp.54-62, 1985.
- 13) 雪と氷の事典，(社)日本雪氷学会 [監修]，朝倉書店，pp.91, pp103-105 pp.241, 2002.
- 14) 近藤純正：水環境の気象学，朝倉書店，pp.26, pp252-253 1994.



吉川 泰弘*

Yasuhiro YOSHIKAWA



渡邊 康玄**

Yasuharu WATANABE



早川 博***

Hiroshi HAYAKAWA



平井 康幸****

Yasuyuki HIRAI

寒地土木研究所
寒地水圏研究グループ
寒地河川チーム
研究員

北見工業大学
工学部
社会環境工学科
教授
博士（工学）

北見工業大学
工学部
社会環境工学科
准教授
博士（工学）

寒地土木研究所
寒地水圏研究グループ
寒地河川チーム
上席研究員