

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

吉川泰弘¹・渡邊康玄²・早川博³・平井康幸⁴

¹正会員 寒地土木研究所研究員 寒地河川チーム (〒062-7602 札幌市豊平区平岸1条3丁目)
E-mail: yoshikawa@ceri.go.jp

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

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

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

結氷河川の解氷現象は、水位の急激な上昇を引き起こすアイスジャムの発生の可能性がある。河川結氷時の河道内工事や流量観測を実施する際には、作業計画および安全面から、解氷現象に関する知見および河道内の氷板厚を計算する技術が求められている。結氷河川における解氷現象を解明するために、氷板厚を連続的に測定し、熱フラックスを用いた氷板厚計算モデルを用いて、放射・対流、積雪、流水の3因子が氷板厚の変動に与える影響を評価した。本計算モデルを基にして、積雪と晶氷の影響を係数 α 、河水の融解の影響を係数 β に織り込み、気温、水温、有効水深から氷板厚を計算する実用的な計算式を開発した。さらに、気温から水温を計算し、有効水深を一定値とすることで、気温データのみから氷板厚を計算可能であることを示した。

Key Words : frozen rivers, breakup, ice sheet, field observation, numerical simulation, Hokkaido

1. はじめに

寒冷地に位置する河川は、冬期間の気温の低下および流速の減少によって河道内に河水が形成され結氷する。春先になると、気温の上昇および流速の増加によって河水は融解および破壊されて下流へと流下し解氷に至る。河水は、水面に存在する硬い氷板、流水内に存在する柔らかい晶氷、氷板の上に堆積する雪に大別でき、河道内に河水が存在する結氷河川において、治水と利水の両面における工学的問題が発生している。

治水面においては、解氷に伴い上流域から流下した河水が蛇行部や狭窄部などの河道の平面形状の変化点、橋脚などの横断構造物の存在のために河道を閉塞させ、冬期間にも関わらず水位の急激な上昇を引き起こすアイスジャムが発生する。アイスジャムによる災害はアメリカ、カナダ、中国、ロシアなどの気温が零下になる諸外国で起こっており、我が国においても人的被害¹⁾や水位の急激な上昇^{2),3),4)}が報告されている。結氷河川の河川管理を行う際には、いつアイスジャムが発生するかを予測することが重要である。アイスジャム発生時期を予測するためには、アイスジャムが発生する前の現象である解氷現象を明らかにする必要がある。Shen⁵⁾は、解氷現象について、流量変化が小さい場合は河水の融解が支配的となる“Thermal Meltout”，流量変化が急激な場合は河水の破壊が支配的となる“Mechanical Break-up”の2つの現象に区分している。既往研究に

おいては、解氷時の水温の観測⁶⁾や解氷の始まりから終わりまでをビデオカメラで観測した事例^{7),8)}があり、北海道北部に位置する天塩川では、河川水温の上昇に伴って“Thermal Meltout”の形態によって解氷することや、解氷時は河水が細分化して流下することなど有益な知見が得られている。しかし、河川の縦断的な解氷現象については、現象が広範囲に渡ることから十分には検討がされていない。また、解氷時の河水厚については、アイスジャムの規模に影響すると考えられるが、観測自体が危険であるため観測事例は少なく、解氷時の河水厚の変動とその要因については十分には解明されていない。

利水面においては、河川結氷時の流量は、年間の渇水流量を記録することが多く、年間を通した水資源計画を策定する際には重要な基礎資料となる。なお、北海道の河川結氷期間は12月下旬から4月上旬の約100日に及ぶ。今後、気候変動により冬期間の流量が増減する場合においても、河川結氷期間の流量を精度よく推定することは河川管理を行う上で重要となっている。この問題に対して既往研究⁹⁾では、河川結氷時の流量を流水面積 A 、水面幅 B 、 C 値から推定する新たな手法を提案している。しかし、この手法は河水の面積を現地観測で得る必要があり、現地観測が困難な河川においては適用できない。このため、より汎用性を高めるために、河水面積を入手可能なデータ、例えば気温から推定する手法が望まれている。

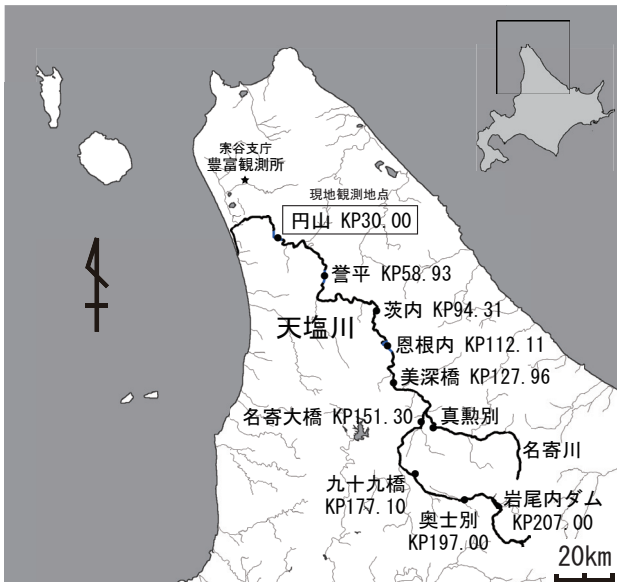


図-1 天塩川における観測地点の位置図

一方で、河川結氷時の流量観測は、人が河水の上に乗る河水に穴を開けて、この穴から流速と水深を観測するため常に危険と隣り合わせである。このため、河水の厚さを事前に推定する技術は、河川結氷時の流量観測の安全性の向上に貢献できる。また、河川結氷時の河道内工事においては、河水の中で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、事前に氷板厚を推定する技術が求められている¹⁰⁾。

氷板厚の変動の要因を明らかにし、その厚さを計算することが可能となれば、アイスジャム発生時期の予測、河川結氷時の流量推定、流量観測の安全性、河川内工事の作業計画に寄与することができ、結氷河川の河川管理を行う上で有益である。さらに、暖冬や厳冬などの気象の変化や、融雪量の増加による水理量の変化による氷板厚への影響を評価可能となり、気候変動が結氷河川へ与える影響を検討することができる。

本研究は、解氷現象を解明するために、現地において解氷時の氷板厚を連続的に測定し、この氷板厚データと縦断的な水位データを用いて検討を行った。氷板厚の変動要因については、“Thermal Meltout”を対象とした熱フラックスを用いた氷板厚計算モデルを構築し、放射・対流、積雪、流水の3因子が氷板厚の変動に与える影響を定量的に評価した。氷板厚の実用的な計算式については、熱フラックスを用いた氷板厚計算モデルを基にして、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氷板厚計算式を開発した。さらに、開発した計算式において、気温から水温を計算する簡易式を用い有効水深は一定値とすることで、気温データのみから氷板厚を計算する手法を試みた。

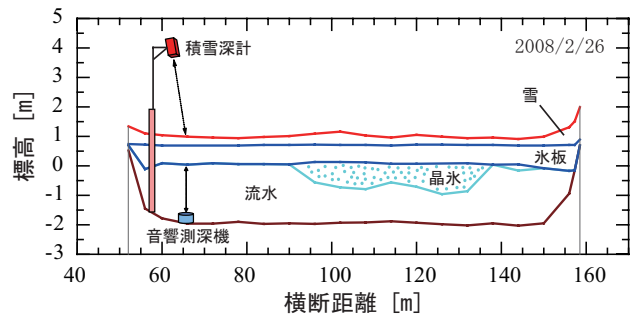


図-2 円山 (KP30.00) における測定機器の設置位置

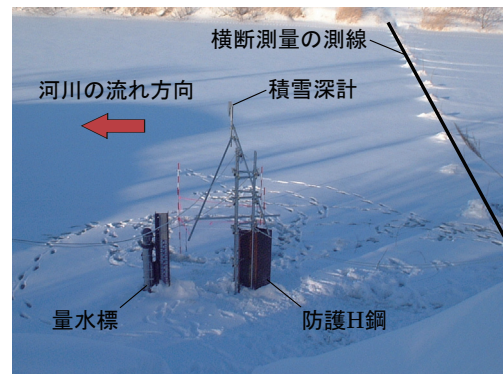


写真-1 円山 (KP30.00) における測定機器の設置状況

2. 氷板厚の連続測定

(1) 観測地点と観測期間

対象河川は北海道北部に位置する天塩川とし、観測地点は図-1に示す円山 (KP30.00) とした。観測期間は河水で覆われている結氷時から解氷後の2008年2月5日13:00から3月25日13:00の49日間とした。KPとはキロポストの略で河口からの距離 km である。

円山より上流250mの地点においては、10分毎に気温((株)MCS, 測定精度 JISA 級 $\pm 0.15^\circ\text{C}$ 以下)と、風向風速((株)MCS, 測定精度 $\pm 3^\circ\text{C}$, $\pm 0.3\text{m/s}$)の測定、計10回の流量観測を実施した。また、国土交通省の水文・水質データベースより水位の時刻データを取得した。

(2) 氷板厚の連続測定方法

円山における氷板厚を非接触で連続的に測定した。氷板厚の測定方法を図-2に示し、設置状況を写真-1に示す。図-2より、雪面の高さと氷板底面の高さを上下に設置した測定機器により1時間毎に測定し、後述する式(22)を用いて積雪深と氷板厚に区分した。雪面の高さは積雪深計 (SDM-301S, 新潟電機, 測定精度3m以下 $\pm 1.5\text{cm}$, 3m以上 $\pm 2.5\text{cm}$)で測定し、氷板底面の高さは音響測深機 (PS-20R型, 200kHz, カイジョー, 測定精度 $\pm (3\text{cm} + \text{深度} \div 1000)$)で測定した。図-2において、積雪深計は左岸から60m、標高4mの位置に設置し、音響測深機は左岸から65mの河底に設置した。

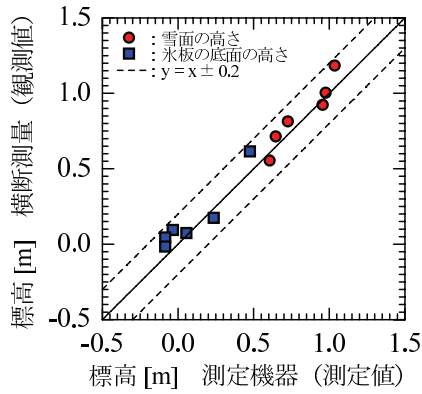


図-3 雪面高と氷板底面高における測定値と観測値

(3) 氷板厚の測定精度

円山において、積雪深計と音響測深機の測定値と直接観測した値を比較するために、写真-1 に示す各測定機器よりも約 5m 上流の横断測量において、雪面高と氷板底面高の直接観測を計 6 回実施した。計 6 回の観測結果より、河水底面の状態はいずれも晶氷ではなく氷板であった。雪面の高さと氷板底面の高さの測定値と観測値を図-3 に示す。図-3 より、その誤差範囲は±20cm 程度であった。誤差要因として、測定地点と観測地点が流下方向に約 5m の離れていること、通常は河床高の測定に用いられる音響測深機が河水底面を測定することができないことが考えられる。

本研究では、音響測深機で雪および氷を測定することが可能かどうかの室内実験を実施した。実験状況を写真-2 に示す。実験方法は、水で満たした直径 0.2m の透明塩ビ製円筒容器の底部に音響測深機を設置して、円筒容器の上部から雪および氷を投入し棒で押し沈めた状態で、音響測深機の測定値および目測による実測値を得た。音響測深機のセンサーから雪氷底面までの距離においては、0.4m から 1.9m まで変化させた。音響測深機の測定値と目測による実測値を図-4 に示す。図-4 より、氷は雪よりも測定値と実測値の相関が高い。一方で、氷および雪の全データでみると、測定値と実測値の相関係数は 0.99 と高い結果であることから、音響測深機は雪および氷の高さを精度良く測定可能であると言える。本実験結果から、音響測深機の測定値は信頼性が高いことが示唆されたため、図-3 の誤差要因は、測定地点と観測地点が流下方向に約 5m の離れているためと推察された。

(4) 氷板厚の経時変化

天塩川の円山において測定した雪面高、氷板底面高、気温および水位を図-5 に示す。横軸は 2008 年 1 月 1 日 0 時を 0 日とした経過日数である。図-5 より、河水の厚さは時間経過とともに変動していることが分かる。解氷時期は、水位と氷板底面高が一致する 81 日目の 3

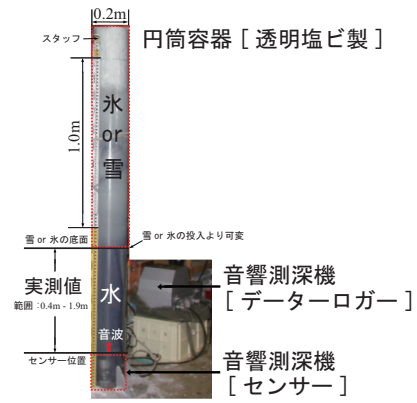


写真-2 音響測深機の雪氷底面測定実験

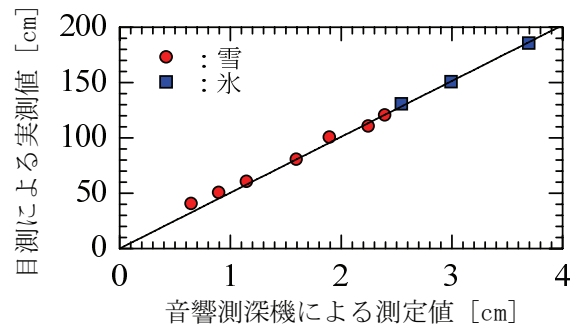


図-4 音響測深機の測定値と目測による実測値

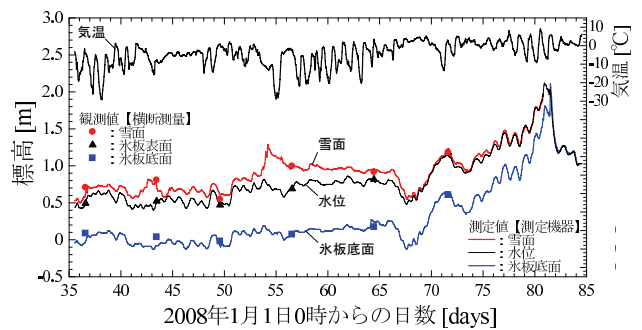


図-5 雪面高、氷板底面高、水位、気温の経時変化

月 22 日 12 時である。

図-5 において、43 日目と 54 日目の雪面高が上昇しており、氷板上の積雪深の増加が考えられる。測定した雪面高と氷底面高の連続データを後述する式 (22) に代入し積雪深を算出した。算出した積雪深、観測した風速、宗谷支庁豊富観測所 (図-1 参照) における 1 日合計降雪深を図-6 に示す。図-6 より、43 日目は前日に 20cm を超える降雪があるため積雪深が増加したと推察できる。なお、44 日目の積雪深の減少は、気温は -5℃ で風速は最大で 5.2m/s であるため、融雪ではなく風によって積雪が吹きあげられ積雪深は減少したと推察できる。54 日目は降雪が少なく風速が観測期間内最大の 9.8m/s を記録していることから、強風により雪が吹き溜まり積雪深が急激に増加したものと推察できる。今回の観測結果より、氷板上の積雪深の増加は降雪のみならず風の影響を強く受けることが示唆された。

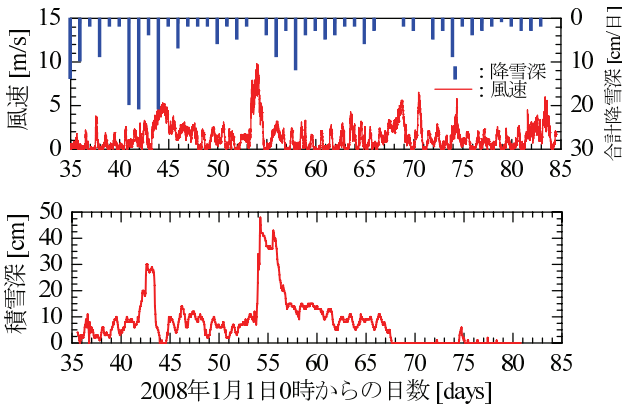


図-6 風速と降雪深、積雪深の測定値

3. 河川の縦断的な解氷現象

(1) 観測地点と観測期間

河川の縦断的な解氷現象を把握するために、図-1に示す天塩川の円山から奥士別までの各地点の水位データ、岩尾内ダムの全放流量データ、円山、誉平、恩根内においては10分毎の水温 (COMPACT-CT, (株) アレック電子, 測定精度±0.05℃) の各データを用いて検討を行った。水位は国土交通省の水文・水質データベースの時刻データを用い、降雪深と降水量データは気象庁のアメダスのデータを用いた。観測期間は2008年3月1日から3月26日の26日間である。各地点における水位、水温、降水量を図-7に示す。図-7において上流は上図に下流は下図に配置した。氷板厚を連続測定した円山は図-7の下図である。

(2) 天塩川の結氷状況

結氷河川における水位の変動について、既往研究¹¹⁾では、結氷すると水位は上昇し解氷すると水位は下降することを現地観測および数値計算により明らかにしている。このため、結氷河川における水位の変動を検討する上で、縦断的な結氷状況を把握しておくことは重要である。北海道開発局では定期的に流量観測を実施しており、合わせて結氷状況を把握している。2008年3月3日から3月6日の期間(図-7の62日目から65日目)における天塩川の縦断的な結氷状況をみると、上流の奥士別、九十九橋、名寄大橋は非結氷で河水は存在しておらず、中流の美深橋は部分的に結氷しており、下流の恩根内、誉平、円山は全面結氷で全川幅で河水が存在している状況であった。

(3) 天塩川の河川縦断水位

図-5の67日目からの水位が下降する要因を述べる。図-7の最上流端に位置する岩尾内ダムにおいて、発電施設の修理のため約65日目(3月5日21時)から全放流量がゼロとなった。この影響は55.7km下流の名寄大橋では伝搬速度約1.7m/sで約9時間後に現れ、112.69km

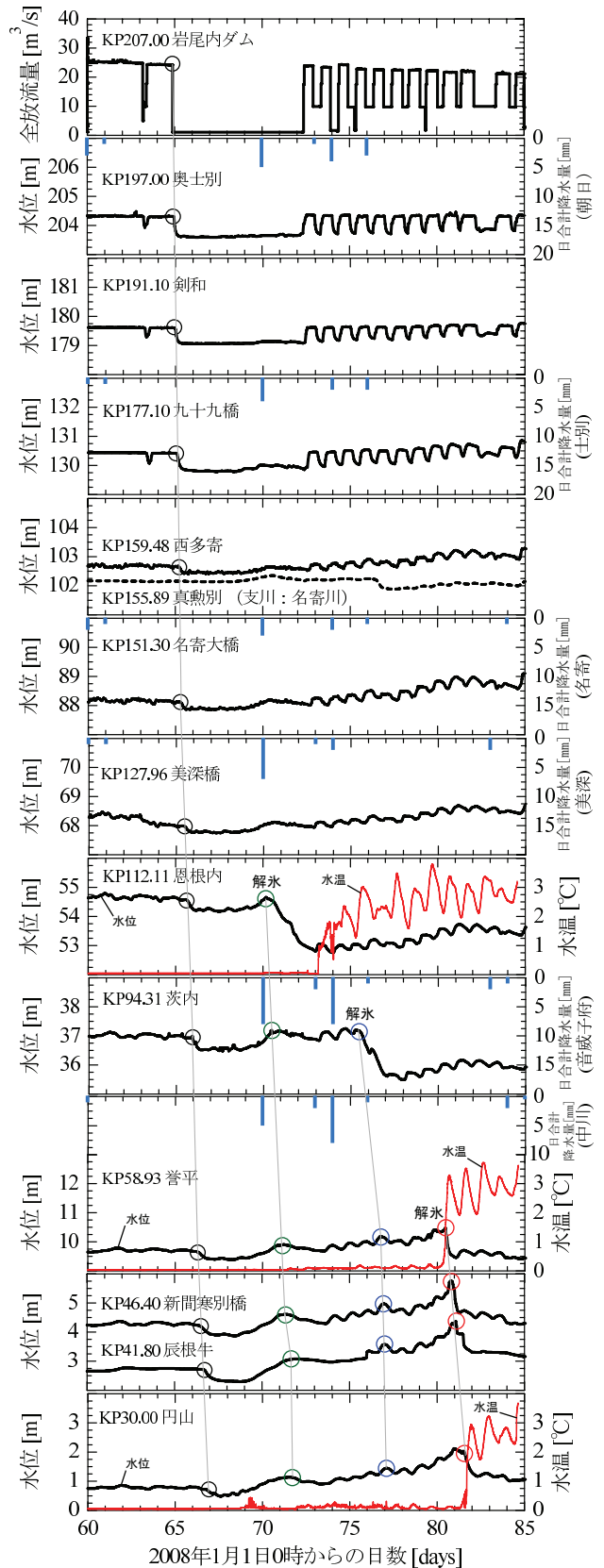


図-7 天塩川の河川縦断水位と水温の経時変化および降水量

下流の茨内では伝搬速度約1.3m/sで約25時間後に現われている。このため図-5の円山の水位が下降した要因は、岩尾内ダムの全放流量がゼロとなったため水位は低下し、この影響は下流の円山へと伝わり約67日目から約74.5日目の期間にその影響が現れたと推察できる。

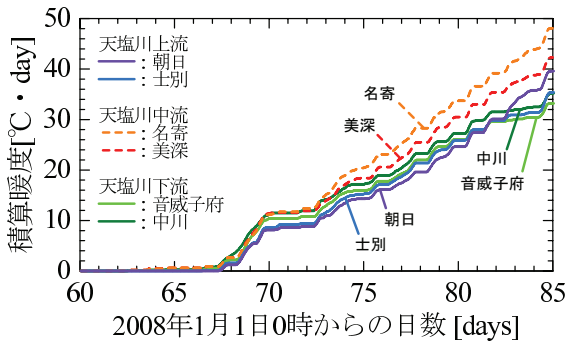
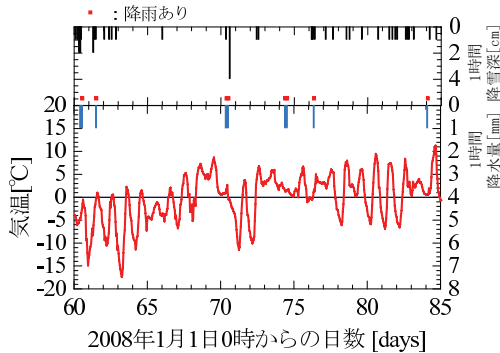
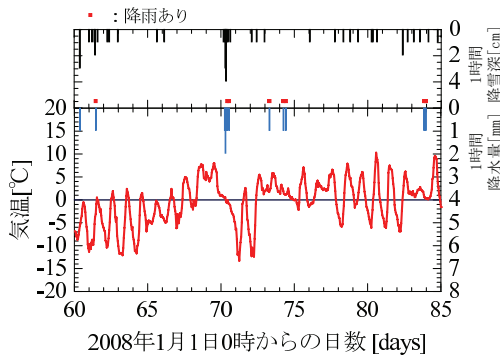


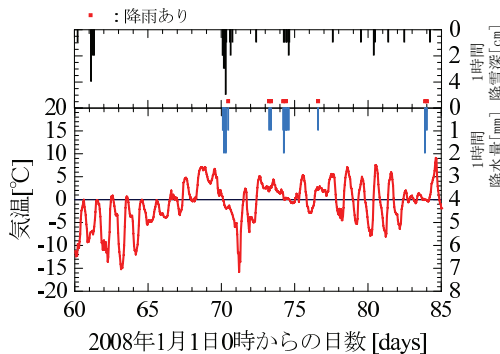
図-8 各地点の積算暖度



a) 名寄地点



b) 美深地点



c) 音威子府地点

図-9 1時間毎の気温、降水量、降雪深の経時変化

図-5の約70日目からの水位が上昇する要因を考察する。各地点の積算暖度を図-8に示す。積算暖度とは計算開始日からプラスの気温を積算した値である。図-8より70日目付近で積算暖度が上昇しており、図-7より70日目に上流の観測所で5mm前後の降水量がある。このことから、約70日目から水位が上昇する要因とし

て、気温の上昇により融雪が促され、また雨が降ることにより流量が増加し水位が上昇したと推察できる。

図-7の気象庁のアメダスデータである降水量は、ある時間内に降った雨や雪などの量であり、雪などの固形降水の場合は溶かして水にした時の量となる。このため、図-7の降水量が雨か雪かを検討する必要がある。降雪深を観測している名寄、美深、音威子府地点において、1時間毎の気温、降水量、降雪深を図-9に示す。本検討では降雪深を F_s 、降水量を F_w として下記の条件より降雨の有無を判断した。

$$[\text{降雨あり}] \quad F_s = 0 \quad \text{and} \quad F_w > 0$$

降雨ありの場合は赤色の四角で図-9に示した。図-9より、70日目は雪ではなく雨が降ったと判断できる。

図-7の70日目に上流で雨が降る一方で、恩根内では水位が急激に下降している。この要因として、融雪および降雨により流量が増加したため河氷は解氷し、恩根内の河氷は流下するため流積は広くなり、流水面積が増加したことにより水位は下降したと考えられる。恩根内の解氷と同様に、約75日目に茨内の解氷、約80日目に誉平の解氷が起きている。

図-7の70日目以降の円山の水位上昇の要因は、上流における融雪および降雨による解氷を発端として、河氷および流水が下流に位置する円山に流下し、河氷の滞留による河積阻害や粗度の上昇、流量の増加により水位が上昇したと考えられる。下流に位置する円山では、水位の上昇に伴い河氷底面の融解が促されて河氷厚が薄くなり、81日目において河氷は解氷したと推察できる。

(4) 解氷時の水位と水温

図-7の恩根内、誉平、円山における水温の経時変化において、水位が急激に下降した時期を解氷とする⁸⁾と、誉平と円山は解氷後すぐに水温が高くなっているのに対して、恩根内は遅れて水温が高くなっている。

恩根内で水温上昇が遅れた要因として、図-9b)に示す恩根内上流の美深での気温と、図-9c)に示す恩根内下流の音威子府の気温をみると、解氷前の気温は両者ともにプラスになっているが、解氷後の気温は両者ともにマイナスとなっている。解氷後の恩根内の気温もマイナスであると仮定すると、大気と水面での熱交換が小さいため水温が上昇しなかったと推察できる。

一方、誉平においては解氷直後の3月21日11時(80日目)から水温が3.29℃まで上昇する3月21日16時(80日目)までの平均気温は7.3℃であり気温はプラスであった。円山においては、解氷直後の3月21日23時(80日目)から水温が2.95℃まで上昇する3月22日23時(81日目)までの平均気温は-0.3℃であり、日中の平均気温をみると4.6℃であり気温はプラスであっ

た。恩根内で水温上昇が遅れた要因の特定には、恩根内における気温測定や結氷状況に応じた熱交換を考慮した更なる検討が必要となるが、要因の一つとして解氷後の気温が低いことが上げられる。

円山の水温変化は、解氷時の3月22日12時(81日目)の水温は0.37℃であったが、その11時間後の3月22日23時には2.95℃まで上昇し、11時間で約2.58℃の水温上昇が観測された。恩根内と誉平においても、解氷後の水温上昇が観測されており、この要因として、解氷により氷板が流下するため大気と水面で熱交換が直接行われ、気温は水温よりも高いため、河川水は暖められて水温が高くなったと推察できる。なお、秋から冬にかけて気温が低下する時期においては、まだ河川水面に河水が存在しておらず、気温は水温よりも低いため、河川水は冷やされて水温が低くなると推察できる。

4. 熱フラックスを用いた氷板厚計算モデル

解氷時における河川縦断水位と水温の経時変化、下流1地点の氷板厚の経時変化を観測し、解氷現象は河川縦断方向に広がりをもって面的に現れることが明らかとなった。解氷現象の発端においては、図-7より最初に恩根内で解氷が起きており、他の地点は解氷していないことから、解氷現象の発端は点的に現れると考えられる。アイスジャム発生時期の予測をする際には解氷現象の発端を捉える必要がある。また、河川結氷時の流量推定や流量観測の安全性、河川内工事の作業計画に関しては、その地点の点的な氷板厚の知見を得る必要がある。

本章では、図-5で連続測定した点的な氷板厚の変動要因について検討を行った。具体的には、短波放射と長波放射による放射、潜熱と顕熱による対流、積雪の氷化および断熱効果、流水による氷板底面の融解を考慮した氷板厚計算モデルを構築して、氷板厚の変動に与える影響を定量的に評価した。

(1) 計算モデルの基礎式の導出

図-10に結氷河川における熱収支の概要図を示す。 T [℃]:温度, h [m]:厚さ, ρ [$\frac{kg}{m^3}$]:密度, U [$\frac{m}{s}$]:速度, ϕ [$\frac{W}{m^2}$]: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。本計算モデルの基礎式は、既往研究^{(12),(13)}を参考にして下記のように仮定した。

積雪深の増減は、大気と雪、雪と氷板の境界での熱収支を考慮した式(1)とした。式(1)は熱収支による積雪深の増減のみを考慮しているため、降雪による積雪深の増加は考慮できない。このため降雪がある場合は熱収支による積雪深の増減はないと仮定し、計算の上では $\frac{dh_s}{dt}=0$ とした。なお、降雪または風によって積雪

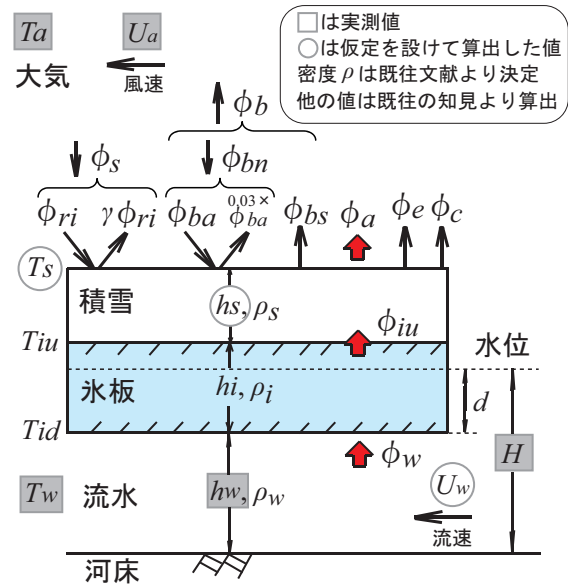


図-10 結氷河川における熱収支の概要図

表-1 雪と氷の物性値一覧

	単位	s:雪	i:氷
ρ :密度	$\frac{kg}{m^3}$	100.0	917.4
L :潜熱	$\frac{J}{kg} \times 10^5$	3.336	3.336
k :熱伝導率	$\frac{W}{m \cdot ^\circ C}$	0.076	2.31

深が増減した場合には、雪面の温度に影響を与えるため、本モデルでは後述する式(15)で考慮した。積雪深の値は後述する式(22)を用いて算出し測定値を与えた。式(22)で用いる雪の密度は、新雪が根雪となることによる積雪の圧密は無視し一定値を与えた。

本モデルは降雪がない状況の中で、積雪深が増加する場合には、大気の水蒸気が雪に昇華したと想定し、積雪深が減少する場合には、積雪が氷板に氷化したと想定している。一方で、現地観測により風の影響による積雪深の増減が観測されているが、本モデルでは簡便のため、風による積雪深の増減を無視して検討を行っている。このため、本モデルは以下の誤差を含む。1)降雪がなく風があり積雪を吹きだめて積雪深を増加させる場合は、本モデル上、水蒸気が雪に昇華したことになり断熱効果により氷板は減少する。2)降雪がなく風があり積雪を吹あげて積雪深を減少させる場合は、本モデル上、積雪が氷化したことになり氷板は増加する。

氷板厚の増減は、雪と氷板、氷板と流水の境界での熱収支を考慮した式(2)とした。式(1)、式(2)から氷板厚 h_i で整理すると式(3)が導かれる。

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

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

$$h_i = h'_i + \frac{\Delta t}{\rho_i L_i} \left(\phi_a - \rho_s L_s \frac{dh_s}{dt} - \phi_w \right) \quad (3)$$

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. 本研究で用いた雪と氷の物性値を表-1 に示す. 密度 ρ_s は現地において風が強く積雪は根雪とならないことが観測データから推察されたため新雪の値¹⁴⁾とし, 密度 ρ_i は -10 °C の場合の値¹⁴⁾とした.

(2) 雪面から大気への熱フラックス ϕ_a

ϕ_a 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 (4) で表わされる.

$$\phi_a = -\phi_s + \phi_b + \phi_e + \phi_c \quad (4)$$

ϕ の単位は $\frac{\text{cal}}{\text{cm}^2\text{day}}$ であり, $\frac{\text{W}}{\text{m}^2}$ への単位変換は, $1 \frac{\text{cal}}{\text{cm}^2\text{day}} = 0.4844965 \frac{\text{W}}{\text{m}^2}$ となる.

a) 短波放射量 ϕ_s

ϕ_s は式 (5) で表わされる.

$$\phi_s = \phi_{ri} - \gamma_s \phi_{ri} \quad (5)$$

雪面の反射率 (アルベード) γ_s γ_s は式 (6) の近藤の式¹⁵⁾を用いた. γ'_s は Δt 前の値である.

$$\gamma_s = (\gamma'_s - \gamma_{\min}) \times \exp\left(-\frac{1}{k}\right) + \gamma_{\min} \quad (6)$$

降雪がない場合

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

降雪がある場合

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

大気短波放射量 ϕ_{ri} ϕ_{ri} は Shen & Chiang¹²⁾による式 (7) を用いた.

$$\phi_{ri} = (x - y(NS - 50))(1 - 0.0065C^2) \quad (7)$$

NS :緯度は観測地点の緯度 $44^\circ 55'$ を与えた. C [雲量 (0-10)]:は, 気象庁より得られる宗谷支庁豊富観測所の 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. なお, 日照時間は $0.12 \frac{\text{kWh}}{\text{m}^2}$ 以上の直達日射量が地表を照射した時間で, 12 時の日照時間の値は 11 時から 12 時の間に観測された日照時間の値となる. x および y は月毎の値¹²⁾が得られているが, 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.

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

b) 長波放射量 ϕ_b

ϕ_b は式 (8) で表わされる.

$$\phi_b = \phi_{bs} - \phi_{bn} \quad (8)$$

雪面からの長波放射量 ϕ_{bs} ϕ_{bs} は Stefan-Boltzman の式 (9) を用いた. Stefan-Boltzman 定数 $\sigma \frac{\text{cal}}{\text{cm}^2\text{dayK}^4}$ は 1.171×10^{-7} を与えた.

$$\phi_{bs} = 0.97\sigma T_{sk}^4 \quad (9)$$

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

雪面温度 T_s 各層内部の熱移動量は, 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 (10), 式 (11), 式 (12) となり, 整理すると式 (13) となる.

$$\phi_a = h_{sa}(T_s - T_a) \quad (10)$$

$$\phi_{snow} = \frac{k_s}{h_s}(T_{iu} - T_s) \quad (11)$$

$$\phi_{ice} = \frac{k_i}{h_i}(T_{id} - T_{iu}) \quad (12)$$

$$T_{id} - T_a = \frac{1}{h_{sa}}\phi_a + \frac{h_s}{k_s}\phi_{snow} + \frac{h_i}{k_i}\phi_{ice} \quad (13)$$

氷の熱伝導率 k_i は -10 °C の値¹⁴⁾であり, 雪の熱伝導率 k_s については, $\rho_s = 80 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$ の場合 $k_s = 0.05 \frac{\text{W}}{\text{m}^\circ\text{C}}$, $\rho_s = 500 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$ の場合 $k_s = 0.6 \frac{\text{W}}{\text{m}^\circ\text{C}}$ であり¹⁴⁾, この値を参考として雪の密度 ρ_s から線形で比例配分して算出した.

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, $\phi_a = \phi_{snow} = \phi_{ice}$ となり, 式 (13) は式 (14) で表わされる.

$$\phi_a = \frac{T_{id} - T_a}{K} \quad (14)$$

$$K = \frac{1}{h_{sa}} + \frac{h_s}{k_s} + \frac{h_i}{k_i} \quad (15)$$

式 (14) を式 (10) に代入し雪面温度算出式の式 (16) を導出した. h_{sa} は雪面の熱交換係数で $25 \frac{\text{W}}{\text{m}^2\text{C}}$ を与えた.

$$T_s = T_a + \frac{T_{id} - T_a}{K \cdot h_{sa}} \quad (16)$$

大気から雪面に与えられる長波放射量 ϕ_{bn} ϕ_{bn} は式 (17) で表わされ, ϕ_{ba} は Bolz の式 (18) を用いた¹²⁾.

$$\phi_{bn} = \phi_{ba} - 0.03\phi_{ba} \quad (17)$$

$$\phi_{ba} = (0.55 + 0.052\sqrt{e_a})(1 + 0.0017C^2)\sigma T_{ak}^4 \quad (18)$$

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

e_a [hPa] は気温の飽和水蒸気圧である. 飽和水蒸気圧は, 対象とする温度 T [°C] を用いて, 式 (19) の Tetens の式¹⁵⁾から求められる. e_a は式 (19) より算出した.

$$e = 6.1078 \times 10^{(9.5T)/(265.3+T)} \quad (19)$$

c) 潜熱フラックス ϕ_e と顕熱フラックス ϕ_c

ϕ_e と ϕ_c は気温と風速を変数とする Rimsha-Donchenko の式 (20) と式 (21) を用いた¹²⁾.

$$\phi_e = (1.56K_n + 6.08U_a)(e_s - e_a) \quad (20)$$

$$\phi_c = (K_n + 3.9U_a)(T_s - T_a) \quad (21)$$

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

U_a [$\frac{\text{m}}{\text{s}}$]:風速, e_s [hPa]:雪面の飽和水蒸気圧であり, e_s は式 (19) から算出した.

(3) 積雪深の算出方法

河水は浮力および弾性的な要素をもって上下変位する¹⁶⁾ことから、本研究では積雪深を以下のように算出した。図-10において単位幅で考えると、喫水深 d を用いて浮力は $(\rho_w g d)$ となり、浮体の空気中での重量は $(\rho_s g h_s + \rho_i g h_i)$ であり両者は等しい。測定した雪面高から氷板底面高までの厚さ $h_{si}(=h_s+h_i)$ とすると、 h_i は $(h_{si}-h_s)$ と表わされる。これらの式を積雪深 h_s で整理すると式 (22) が導かれる。

$$h_s = \frac{d\rho_w - h_{si}\rho_i}{\rho_s - \rho_i} \quad (22)$$

喫水深 d は水位 H と氷板底面高を用いて算出し、 ρ_w は水の密度で $999.84 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$ を与えた。

(4) 流水から氷板底面への熱フラックス ϕ_w

ϕ_w は水深と流速を独立変数とする次式^{13),17)}から算出した。

$$\phi_w = h_{wi}(T_w - T_{id}) \quad (23)$$

$$h_{wi} = C_{wi} \frac{U_w^{0.8}}{h_w^{0.2}} \quad (24)$$

C_{wi} は $1622 \frac{\text{W} \cdot \text{s}^{0.8}}{\text{C} \cdot \text{m}^{2.6}}$ であり、 T_{id} は氷板底面の温度であり 0°C とした。 $U_w[\frac{\text{m}}{\text{s}}]$:流速は鉛直平均流速として与え、 $h_w[\text{m}]$:河床から氷板底面までの有効水深である。本検討で対象としている円山観測所において、 h_w は観測しているが U_w は観測していない。このため流速を観測している円山から 250m 上流地点の観測値を用いて、 h_w と U_w の関係式を導き、この式に円山の h_w を代入して U_w を算出した。

関係式は、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¹⁸⁾ことから、水圧が河水の割れ目から開放されるため完全な管路ではないが、水面が河水によって覆われているため近似的な管路と仮定し Manning 式を適用した。有効水深 h_w と鉛直平均流速 U_w の関係式は式 (25) で表わされる。

$$U_w = \beta \cdot h_w^{2/3} \quad (25)$$

図-11 に h_w と U_w を示す。図-11 の観測値を基に、式 (25) の関数形を与えて最小二乗法により β を算出し、 $0.2381 \frac{\text{m}^{1/3}}{\text{s}}$ の値を得た。

ここで、式 (25) の β は式 (26) で表わされる。

$$\beta = \frac{1}{22^{2/3}} \frac{\sqrt{i}}{n_c} \quad (26)$$

n_c はマンニングの粗度係数で河床と河水の合成粗度であり、 i は動水勾配である。なお、結氷時の n_c は河水底面の形状変化に伴って経時変化する。河水底面が晶氷の場合、解氷時期に近づくにつれて時間経過とともに平滑化するため、河水底面の形状変化は小さくなるこ

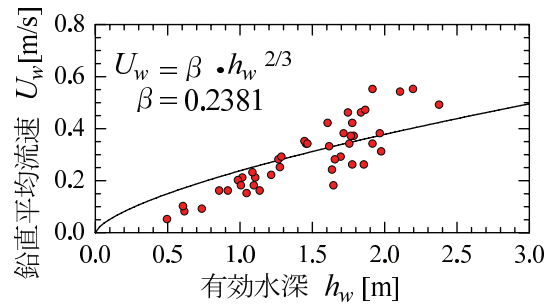


図-11 有効水深と鉛直平均流速

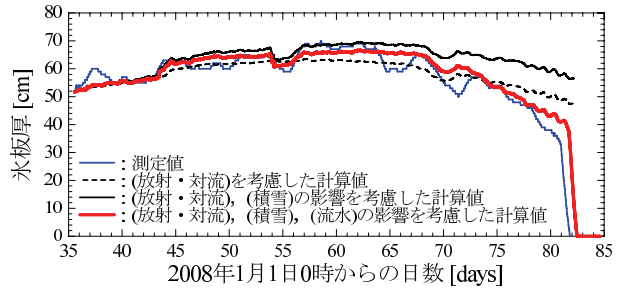


図-12 氷板厚の測定値と計算値(熱フラックスを用いた氷板厚計算モデル)

とが観測結果から予見¹⁹⁾されている。本研究の検討期間は解氷時期に近いこと、河床底面は晶氷よりも形状変化が小さいと考えられる氷板であることから、本観測条件において n_c の変化量は小さいと仮定し、本検討では β は一定値としている。

現地観測結果から水温は解氷に伴い変化することが示された。上流で解氷が起こり大気と水面との熱交換によって水温は変化し、解氷に伴い変化した水温は下流の円山における観測水温に現れると考えられる。本モデルにおけるこの水温変化の扱いについては、式 (23) の水温 T_w に円山の観測値を与えることにより上流の解氷に伴う水温変化を考慮することとした。

(5) 氷板厚の変動要因

氷板厚の変動要因について、式 (3) より下記の3因子に成分分解して検討を行う。左から(放射・対流)、(積雪)、(流水)の影響因子であり、これらの値が氷板厚に与える影響を定量的に評価した。

$$\left(\phi_a \frac{\Delta t}{\rho_i L_i}\right), \quad \left(-\rho_s L_s \frac{dh_s}{dt} \frac{\Delta t}{\rho_i L_i}\right), \quad \left(-\phi_w \frac{\Delta t}{\rho_i L_i}\right)$$

図-12 に氷板厚の測定値と計算値を示す。なお、図-12 の測定値は1日の移動平均で示している。(放射・対流)と(放射・対流),(積雪)を比較すると、計算開始から64日目の期間において、(積雪)の影響を考慮した計算値の方が測定値に一致している。これは積雪の氷化に起因すると考えられる。一方で、64日目以降の期間では、(積雪)の影響を考慮した計算値の方が過大評価となっている。次に、(放射・対流),(積雪)と(放射・対流),(積雪),(流水)を比較すると、64日目から解氷まで

の期間において、(流水)の影響を考慮した計算値の方が測定値に一致しており、これは流水による氷板底面の融解に起因すると考えられる。熱フラックスを用いた氷板厚計算結果より、氷板厚の変動要因は、放射・対流による氷板厚の増加、積雪の氷化による氷板厚の増加、流水による氷板底面の融解による氷板厚の減少であることが明らかとなった。

5. 実用的な氷板厚計算式の開発

熱フラックスを用いた氷板厚計算モデルは精度よく測定値を再現できた。一方で、この計算モデルに必要な入力値は、気温、水温、流速、有効水深、風速、緯度、雲量、密度、潜熱、熱伝導率、熱交換係数など多岐に渡る。本章では、これらの入力値を減らし実用的な氷板厚計算式の開発を試みた。具体的には氷板の形成に関する係数 α 、河水の融解に関する係数 β を導入し、気温、水温、有効水深を入力値とする実用的な氷板厚計算式である。さらに、開発した計算式の入力値を気温のみとすることができれば、より簡便な式となり汎用性が高くなる。このため、気温から水温を計算し有効水深は一定値とすることで、気温データのみから氷板厚を計算する手法を試みた。

実際の結氷河川内の氷は、熱フラックスを用いた氷板厚計算モデルで考慮した積雪および氷板に加えて、氷板の下に存在する柔らかい晶氷が存在する。この晶氷は時間の経過とともに氷板と一体となり氷化することが現地観測結果¹⁹⁾から示唆されている。このため、より汎用性を高めるために積雪、氷板に加えて晶氷を考慮して計算式の開発を試みた。

(1) 基礎式の導出

結氷河川における熱収支の概要図を図-13に示す。図-13において、温度 $T[^\circ\text{C}]$ 、層厚 $h[\text{m}]$ 、密度 $\rho[\frac{\text{kg}}{\text{m}^3}]$ 、速度 $U[\frac{\text{m}}{\text{s}}]$ 、熱フラックス $\phi[\frac{\text{W}}{\text{m}^2}]$ として、添え字は各層の値であることを示している。

積雪深の増減は大気および氷板との熱収支を考慮して式(27)で表した。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(28)で表わした。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(29)で表わした。式(27)、式(28)、式(29)を整理すると、本計算式の基礎式となる式(30)が導出される。

$$\rho_s L_s \frac{dh_s}{dt} = \phi_a - \phi_{iu} \quad (27)$$

$$\rho_i L_i \frac{dh_i}{dt} = \phi_{iu} - \phi_{id} \quad (28)$$

$$\rho_f L_f \frac{dh_f}{dt} = \phi_{id} - \phi_w \quad (29)$$

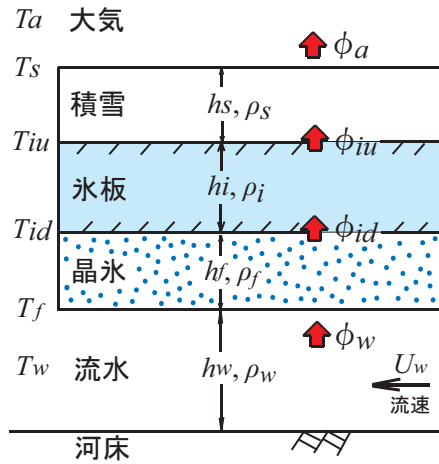


図-13 結氷河川における熱収支の概要図(晶氷を考慮)

表-2 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	$\frac{\text{W}}{\text{m}^2\text{C}}$	$\frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$	$\frac{\text{Ws}}{\text{kg}} = \frac{\text{J}}{\text{kg}}$	$\frac{\text{W}}{\text{m}\text{C}}$	s
値	25.0	917.4	3.336×10^5	2.31	86400

$$\rho_i L_i \frac{dh_i}{dt} = \phi_a - \rho_s L_s \frac{dh_s}{dt} - \rho_f L_f \frac{dh_f}{dt} - \phi_w \quad (30)$$

(2) 河水表面から大気への熱フラックス ϕ_a

各層内部の熱フラックスは、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(31)、式(32)、式(33)、式(34)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、 $\phi_a = \phi_{snow} = \phi_{ice} = \phi_{frazil}$ となり ϕ_a は式(35)で表わされる。

$$\phi_a = h_{sa} (T_s - T_a) \quad (31)$$

$$\phi_{snow} = \frac{k_s}{h_s} (T_{iu} - T_s) \quad (32)$$

$$\phi_{ice} = \frac{k_i}{h_i} (T_{id} - T_{iu}) \quad (33)$$

$$\phi_{frazil} = \frac{k_f}{h_f} (T_f - T_{id}) \quad (34)$$

$$\phi_a = \frac{T_f - T_a}{\frac{1}{h_{sa}} + \frac{h_s}{k_s} + \frac{h_i}{k_i} + \frac{h_f}{k_f}} \quad (35)$$

(3) 流水から河氷底面への熱フラックス ϕ_w

ϕ_w は式(23)に式(24)、式(25)を代入すると、式(36)で表される。

$$\phi_w = C_{wi} \beta^{4/5} T_w h_w^{1/3} \quad (36)$$

(4) 実用的な氷板厚計算式の導出

基礎式である式 (30) を差分化し, 式 (35), 式 (36) を代入すると氷板厚の計算式である式 (37) が導かれる. 係数 α は式 (38) で定義し, 河水底面温度 T_f は 0°C とした.

$$h_i = h'_i - A \frac{T_a}{h'_i} - W T_w h_w^{1/3} \quad (37)$$

$$\begin{cases} A = \left(\frac{k_i \Delta t}{\rho_i L_i} \right) \alpha \\ W = \left(\frac{C_{wi} \Delta t}{\rho_i L_i} \right) \beta^{4/5} \end{cases} \quad (38)$$

$$\begin{cases} \alpha = \alpha' \times \alpha'' \\ \alpha' = 1 - \frac{\rho_s L_s \frac{dh_s}{dt}}{\phi_a} - \frac{\rho_f L_f \frac{dh_f}{dt}}{\phi_a} \\ \alpha'' = \frac{\frac{h'_i}{k_i}}{\frac{1}{h_{sa}} + \frac{h'_s}{k_s} + \frac{h'_i}{k_i} + \frac{h'_f}{k_f}} \\ \beta = \frac{U_w}{h_w^{2/3}} \end{cases}$$

さらに, 式 (37) に表-2 の各値を代入すると, 実用的な氷板厚の計算式である式 (39) が導出される.

$$h_i = h'_i - \left(\frac{65.2}{10^5} \right) \alpha \frac{T_a}{h'_i} - \left(\frac{45.8}{10^2} \right) \beta^{4/5} T_w h_w^{1/3} \quad (39)$$

式 (39) 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 (39) の T_a , T_w は 1 日の平均値となるため, 1 時間毎 (60 × 60 秒毎) の T_a , T_w を用いる場合には, $T_a \times \frac{60 \times 60}{24 \times 60 \times 60}$, $T_w \times \frac{60 \times 60}{24 \times 60 \times 60}$ が入力値となる. 氷板厚 h'_i [m] の初期条件は 1mm とし与え, 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 (25) から決定し, 気温 T_a [°C], 水温 T_w [°C], 有効水深 h_w [m] は観測値を与えることにより, 氷板厚 h_i [m] を 1 時間毎に計算することができる. 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, 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 [$\frac{\text{m}^{3/5}}{\text{s}}$]=0.2381 を与えた. なお, α' [無次元] は, 積雪および晶氷が氷板と一体となる場合に値は大きくなり, α'' [無次元] は, 積雪深および晶氷厚が大きく断熱効果がある場合に値は小さくなる.

有効水深 h_w は, 水位 H [m], 河床高 Z [m] を用いて式 (40) 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 (41) となる.

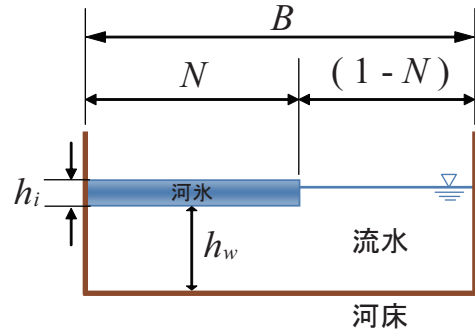


図-14 河川結氷時の横断面結氷比の概念図

$$h_w = H - Z - \left(\frac{\rho_s}{\rho_w} h_s + \frac{\rho_i}{\rho_w} h_i + \frac{\rho_f}{\rho_w} h_f \right) \quad (40)$$

$$h_w \approx H - Z - 0.92 h_i \quad (41)$$

(5) 気温データのみを用いた氷板厚計算式

本研究の氷板厚計算式の式 (39) の入力値は, 気温, 水温, 有効水深の 3 つであり, 入力値を減らすことが出来ればより簡便な式となり汎用性が高くなる. ここでは, 気温から水温を簡便に推定する計算式を導出し, さらに有効水深を一定値として与え, 入力値を気温データのみとする簡易的な氷板厚計算式の提案を試みた.

結氷河川の河川水温の計算式は, 吉川ら²⁰⁾が提案した基礎式を基に移流, 拡散, 流水から河水底面への熱フラックスの項を無視した式 (42) を用いた.

$$\frac{\partial (A \rho_w C_p T_w)}{\partial t} + (1 - N) B h_{wa} (T_w - T_a) = 0 \quad (42)$$

T_w [°C]: 水温, A [m²]: 流積 (水が流れる面積 $\approx B h_w$), ρ_w [$\frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$]: 水の密度で 999.84 を与え, C_p [$\frac{\text{J}}{\text{kg} \cdot ^\circ\text{C}}$]: 水の比熱で 4200 を与えた. t [s]: 時間で本研究では水温を 10 分毎に観測しているため 600 秒を与えた. B [m]: 川幅, h_{wa} [$\frac{\text{W}}{\text{m}^2 \cdot ^\circ\text{C}}$]: 水面の熱交換係数で 20 を与えた. N [無次元]: 横断結氷比で概念を図-14 に示す. N は川幅 B に対する結氷幅の割合であり $0 \leq N \leq 1$ である. 既往の現地観測結果²¹⁾より, 河水厚と横断方向の結氷長さは相関があることが示唆されている. 本検討では, 試行錯誤を行い横断面の平均氷板厚 h_i が 0.7m (= $h_{i\text{max}}$) の場合は全面結氷と仮定して $N=1$ とし, 横断結氷比は $N = h_i / h_{i\text{max}}$ とし算出した.

式 (42) を差分化して水温 T_w で整理すると, 式 (43) が導かれる. 式 (43) においてマイナスの水温となった場合は計算上ゼロとした. なお, 開水時の水温は, 式 (44) の N をゼロとして, 気温から簡易に計算できる.

$$T_w = \frac{T_a}{1 + \gamma} + \frac{\gamma T'_w}{1 + \gamma} \quad (43)$$

$$\gamma = \frac{h_w \rho_w C_p}{(1 - N) h_{wa} \Delta t} \quad (44)$$

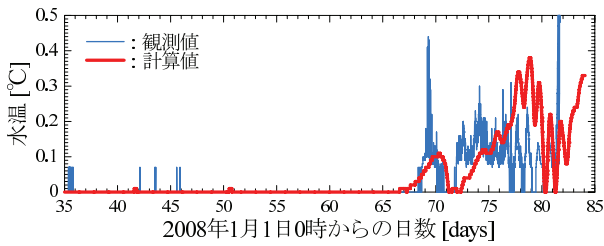


図-15 水温の観測値と計算値 (円山観測所)

T_w [°C]: Δt 前の水温, 有効水深 h_w [m] は, 2008 年 1 月 1 日 0 時から 3 月 25 日 13 時までの円山の平均値 2.24m を一定値として与えた.

図-15 に円山における水温の観測値と計算値を示す. 水温は 0.01 °C のオーダーで変化しており, 計算値は観測値の上昇時期および水温変化を再現している. 一方で, 解氷後である 81 日目以降において, 観測値と計算値は一致していない. これは上流で暖められた流水が下流へと流下し下流の水温を上昇させる現象について, 本研究の簡易水温計算式では考慮していないためである.

6. 実用的な氷板厚計算式の適用性

(1) 氷板厚の測定値と計算値の比較

氷板厚の測定値, 実測値と計算値を図-16 に示す. 図-16 には計算値として, 第 5 章で検討した本計算式 (入力値が気温, 水温, 有効水深) と本計算式 (入力値が気温のみ), 第 4 章で検討した (放射・対流), (積雪), (流水) の影響を考慮した計算モデル, 既往の氷板厚の計算式である Stefan 式による値を示している.

本計算式 (入力値が気温, 水温, 有効水深) の計算値は測定値の変動を精度よく再現している. このことは, 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ことを示唆している. 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.

本計算式 (入力値が気温のみ) の計算値は解氷時期を再現できていないが, 氷板厚の形成から解氷までの変動はよく再現している. なお, 横断結氷比 N を計算する時の h_{imax} の与え方で計算結果が変わり, 与え方 ($h_{imax}=0.75$) によっては解氷時期に一致する. h_{imax} の与え方については更に検討を要するが, 物理的な意味が明確である本計算式により, 気温のみで氷板厚の形成から融解までを再現できる可能性が示唆されたことは有益である.

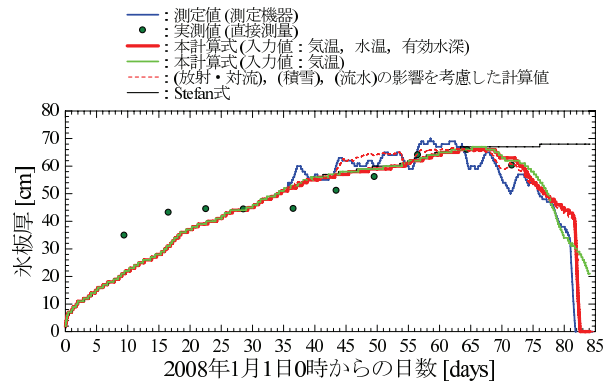


図-16 氷板厚の測定値と計算値 (円山観測所)

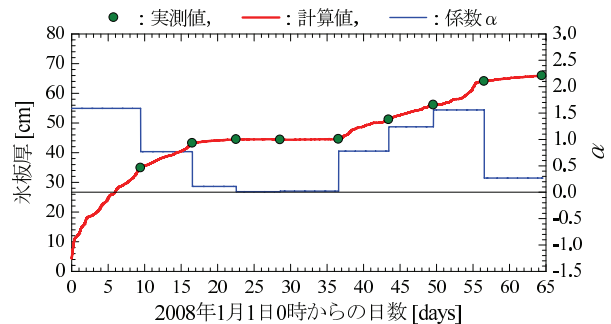


図-17 氷板厚の観測値と計算値および係数 α (天塩川, 円山)

第 4 章で検討した (放射・対流), (積雪), (流水) の影響を考慮した計算モデルによる計算値と, 第 5 章で検討した本計算式 (入力値が気温, 水温, 有効水深) の計算値をみると, 43 日目から 54 日目の氷板厚の変動において, 本計算式 (入力値が気温, 水温, 有効水深) は再現できていない. 一方, この期間以外は同じ計算結果であった. 計算値に相違が現れる原因として係数 α を一定値で与えていることが考えられる. 氷板厚の実測値を用いて係数 α の変動を明らかにした. 図-17 は, 実測値に一致するように係数 α を算出した結果を示している. 図-17 より係数 α は一定値ではなく変動している. このため, (放射・対流), (積雪), (流水) の影響を考慮した計算モデルによる計算値と本計算式 (入力値が気温, 水温, 有効水深) の計算値の相違は, 係数 α を変動させているか一定値で与えているかの相違と考えられる.

Stefan 式と本計算式の関係について考察する. Stefan 式は, 式 (30) における ϕ_w をゼロとして, 変数分離および積分することにより, 式 (45) の形で導かれる.

$$\hat{h}_i = \hat{\alpha} \sqrt{S} \quad (45)$$

$$\hat{\alpha} = \sqrt{\alpha \times \frac{2k_i \Delta t}{\rho_i L_i}}, \quad \alpha = \frac{\hat{\alpha}^2}{0.0013} \quad (46)$$

表-3 係数 α : 各 F における相関係数, a , b (データ数: 49)

F	I_b	I_w	B/h_w	$I_b B/h_w$	$I_w B/h_w$	F_r
相関係数	0.05	0.08	0.71	0.19	0.01	0.23
a	-1162.791	-1162.791	-0.029	-2.770	-91.743	-6.993
b	3.488	1.988	3.768	0.906	18.200	1.713

表-4 係数 β : 各 F における相関係数, a , b (データ数: 49)

F	I_b	I_w	B/h_w	$I_b B/h_w$	$I_w B/h_w$	F_r
相関係数	0.31	0.56	0.34	0.46	0.64	0.99
a	480.769	438.593	0.016	2.445	2.700	4.237
b	-0.538	0.154	-1.100	0.083	0.306	-0.097

\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 (46) の関係にあり, 表-2 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 である. 図-16 の Stefan 式と本計算式の計算値をみると, 氷板の形成期間における計算値は, ほぼ同値で測定値と一致している. 氷板の融解から解氷までの期間における計算値は, Stefan 式は式の形から分かるように融解を考慮できないため測定値を再現できていない. 一方で, 本計算式は氷板の融解を考慮しているため精度良く測定値を再現している.

(2) α , β の検討

本計算式は, 氷板厚の測定値と計算値の比較から, 係数 α , 係数 β を適切に設定すれば氷板厚を計算できることが示された. ここでは, 係数 α , 係数 β において, 河床勾配, 川幅, 水深などの基本的な河道特性および水量との関係について検討を行った.

検討期間は 2005 年 12 月から 2006 年 3 月とし, 対象とした観測所は, 冬期間に河川が結氷し河床勾配が既知という条件のもと, 北海道の 13 水系の内, 後志利別川を除く 12 水系における 49 観測所とした. 観測データは各観測所において最大氷板厚に至るまでの計 249 データを検討資料とした.

係数 α と係数 β の算出方法について, 係数 α は, 0.001 から 3.000 の範囲で 0.001 毎に観測値に対する計算値の誤差を算出し, この誤差が最小となる値を係数 α とした. 氷板厚の観測値は, 横断測量における氷板断面積を川幅で割った横断面平均氷板厚とした. 係数 β は, 流量観測資料を用いて式 (25) から求めた. 有効水深 h_w は, $h_w = A/B$ (流水面積 A [m^2], 水面幅 B [m]) から算出した. 算出した係数 α と係数 β に対して, 平均河床勾配 I_b , 平均水面勾配 I_w , 川幅水深比 B/h_w , Froude 数

F_r などの各値 (F と総称) との関係式を本検討では式 (47) および式 (48) の線形式で与えた.

$$\alpha = a F + b \tag{47}$$

$$\beta = a F + b \tag{48}$$

F は, 平均河床勾配 I_b , 平均水面勾配 I_w , 川幅水深比 B/h_w , Froude 数 F_r の各値が入る. a , b は係数である. 係数 α および係数 β において, 各 F に対する相関係数, a , b の解析結果を表-3, 表-4 に示す. 本検討により, 係数 α は, B/h_w , F_r , $I_b B/h_w$, 係数 β は, F_r , $I_w B/h_w$, I_w の順で相関が高いことが分かった.

なお, 係数 α は気温に対する氷板形成の程度を表し, 大きくなると氷板を増加させる係数である. 係数 α の物理的意味は, 積雪および晶氷が氷板と一体となる場合は大きくなり, 積雪および晶氷の断熱効果がある場合は小さくなる. 係数 β は水温と有効水深に対する氷板融解の程度を表し, 大きくなると氷板を融解させる係数である. 係数 β の物理的意味は, 動水勾配が大きく粗度が小さい場合は大きくなり, 動水勾配が小さく粗度が大きい場合は小さくなる.

7. まとめ

結氷河川における解氷現象を解明するために, 北海道北部に位置する天塩川において, 雪面高と氷底面高を積雪深計と音響測深機を用いて非接触で連続的に測定する方法を示した. 室内実験結果より, 音響測深機で雪および氷の高さを測定可能であることを示し, 氷の方が雪よりも精度良く再現できること示した.

天塩川の円山観測所での解氷現象は, 気温上昇による融雪と降雨により上流の流量が増加し, 上流で解氷が起きたため河水および流水が下流へと流下して, 下

流に位置する円山において流量が増加し、流速が速くなるため氷底面の融解が促されて氷板厚が薄くなり、水位の上昇とともに解氷へと向かうことが現地観測および数値計算から推定された。

解氷後の水温に関しては、氷板が流下するため大気と水面で熱交換が行われるため、河川水が暖められ水温が高くなることが推察された。氷板上の積雪深の変動要因については、増加に関しては降雪のみならず風の影響が無視できないことが示唆された。

測定した氷板厚の変動要因について、熱フラックスを用いた氷板厚計算モデルを用いて解析を試みた。今回の現地観測結果を用いた解析では、放射・対流による氷板厚の増加、積雪の氷化による氷板厚の増加、流水による氷板底面の融解による氷板厚の減少が氷板厚の変動要因であり、その影響を定量的に評価した。

熱フラックスを用いた氷板厚計算モデルを基にして、気温、水温、有効水深を独立変数とする簡便かつ実用的な氷板厚計算モデルを開発した。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ことや、河氷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ことなどの適用条件があるものの、本研究に用いた測定値との比較から係数 α 、係数 β を適切に設定することにより、氷板の形成から解氷までを精度良く再現可能であることを示した。

開発した氷板厚計算式において、気温から水温を推定する簡易式を用い有効水深は一定値とすることで、気温データのみから氷板厚を計算する手法を提案し、計算値は測定値の変動を再現可能であることを示した。

謝辞： 本研究を実施するにあたり、北海道開発局には観測資料の提供等の御尽力を頂きました。記して謝意を表します。

参考文献

- 1) 原文宏, 佐伯浩, 今泉彰, 大久保周一朗: アイスジャム発生による流量の急変, 第 10 回寒地技術シンポジウム, pp.462-470, 1994.
- 2) Shen, H.T., Liu, L.: Shokotsu River ice jam formation, *Cold Regions Science and Technology*, Vol.37, pp.35-49, 2003.
- 3) Shen, H.T., 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.
- 4) 吉川泰弘, 渡邊康玄, 早川博, 平井康幸: 2010 年 2 月に渚滑川で発生したアイスジャムに関する研究, 土木学会, 河川技術論文集, 第 17 巻, pp.353-358, 2011.
- 5) Shen, H.T.: Mathematical modeling of river ice processes, *Cold Regions Science and Technology*, Vol.62, pp.3-13, 2010.
- 6) 山崎誠, 笠井秀男, 杉田誠, 平山健一: 河川結氷の解氷と水温の関係について, 第 16 回寒地技術シンポジウム, pp.518-524, 2000.
- 7) 原文宏, 高橋良正, 佐伯浩, 山口甲: 天塩川の “Break-up” 現象の現地観測, 第 10 回寒地技術シンポジウム, pp.456-461, 1994.
- 8) 出合寿勇, 吉川泰弘, 尾形寿: 天塩川における解氷現象の現地観測—2009 年の解氷時における河水の挙動および気象・水理一, 寒地土木研究所月報, No.684, pp.20-25, 2010.
- 9) 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.
- 10) 河川結氷対策指針, 通年施工推進協議会, pp.4-5, 1999.
- 11) 吉川泰弘, 渡邊康玄, 早川博, 平井康幸: 寒地河川における河水変動と水位変化に関する研究, 土木学会, 河川技術論文集, 第 16 巻, pp.247-252, 2010.
- 12) Shen, H.T. and Chiang, L.-A.: Simulation of growth and decay of river ice cover, *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol.110, No.7, pp.958-971, 1984.
- 13) 平山健一: 結氷河川の水理, 土木学会水理委員会, 第 22 回水工学に関する夏期研修会講義集, A-1, 1986.
- 14) 雪と氷の事典, 日本雪氷学会, 朝倉書店, pp.91, pp.103-105, pp.241, 2002.
- 15) 近藤純正: 水環境の気象学, 朝倉書店, pp.26, pp.252-253, 1994.
- 16) 鎌田新悦: 河川の結氷とこれに伴う水理に関する研究, 土木試験所報告, 第 38 号, 1965.
- 17) Ashton, G.D., Ed.: *River Lake Ice Engineering*, Water Resources Publications, pp.233-236, pp.289, 1986.
- 18) 大西外明: 水理学 1, 森北出版, pp.145, 1981.
- 19) 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.
- 20) 吉川泰弘, 渡邊康玄, 早川博, 平井康幸: 河川結氷時の 1 次元水温計算に関する一考察, 土木学会, 年次学術講演会講演概要集, 第 65 回, pp.409-410, 2010.
- 21) 吉川泰弘, 渡邊康玄: 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, 寒地土木研究所月報, No.668, pp.20-30, 2009.

(2011. 4. 18 受付)

THE PHENOMENON OF BREAKUP IN A FROZEN RIVER AND
DEVELOPMENT OF A PRACTICAL FORMULA FOR ICE SHEET
THICKNESS CALCULATION

Yasuhiro YOSHIKAWA, Yasuharu WATANABE, Hiroshi HAYAKAWA and Yasuyuki HIRAI

Technologies to estimate the timing of breakup and ice sheet thickness in advance help with ensuring safety and developing work plans for construction work in rivers and flow observation in wintry conditions. In this study, non-contact measurement of ice sheet thickness was conducted until the thawing season to clarify the breakup phenomenon. To determine the factors affecting measured ice sheet thickness, the influences of three factors on thickness variations were evaluated quantitatively. In addition, a practical equation for ice sheet calculation using the air temperature, water temperature and effective water depth as independent variables was developed by Coefficient α and β based on an ice sheet thickness calculation model using heat flux.