

天塩川における解氷時の氷板厚に関する研究

A Study of Ice Thickness during Ice Breakup on the Teshio River

吉川 泰弘¹・渡邊 康玄²・早川 博³・平井 康幸⁴

Yasuhiro YOSHIKAWA, Yasuharu WATANABE, Hiroshi HAYAKAWA, Yasuyuki HIRAI

¹ 正会員 工修 独立行政法人 寒地土木研究所 寒地河川チーム (〒 062-7602 札幌市豊平区平岸 1 条 3 丁目)

² 正会員 博 (工) 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 博 (工) 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 独立行政法人 寒地土木研究所 寒地河川チーム (〒 062-7602 札幌市豊平区平岸 1 条 3 丁目)

In this study, continuous non-contact measurement of ice thickness prior to its breakup was conducted to clarify the nature of the breakup process. Based on the measurements obtained, the phenomenon was examined with a focus on vertical variations in the river water level. An ice thickness calculation model using heat flux was also constructed to clarify the variation factors relating to the measured ice thickness. The calculation results revealed that these factors were increased ice thickness due to shortwave radiation, longwave radiation, evapo-condensation flux and conductive heat transfer or due to the transformation of accumulated snow into ice, and decreased ice sheet thickness due to turbulent heat transfer from the water to the ice cover. In addition, a simple, practical ice sheet thickness calculation model with air and water temperature and the water depth from the riverbed to the bottom ice surface as independent variables was developed based on the heat flux model. It was proved possible to calculate ice thickness variations accurately with the developed model by setting the respective coefficients appropriately.

Key Words : Ice Covered River, Ice Breakup, Ice Thickness, Observation, Calculation

1. はじめに

結氷河川の解氷現象は、融雪や降雨により河川流量が増加し、河道内の河水が融解および破壊され下流へと流下する現象であり、流下した河水は蛇行部、狭窄部あるいは橋脚箇所等で滞留し、水位上昇を伴うアイスジャミングを引き起こす¹⁾可能性がある。このため、解氷現象に関する知見は結氷時の河川管理を行う上で有益である。また、アイスジャミングが起きない場合においても、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、事前に解氷時期を予測する技術が求められている。

既往の解氷現象に関する研究は、解氷時の水温の観測²⁾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³⁾があり、北海道の多くの河川は河川水温の上昇に伴って Thermal Breakup の形態によって解氷する事や解氷時は河水が細分化して流下する事など、いずれも有益な知見が得られている。一方で解氷時の氷板厚は解氷現象の規模の大きさに影響すると思われるが、観測自体に危険を伴う事もあり研究事例は少なく、解氷時までの氷板厚の変動およびその要因について十分には解明されていない。

本研究は、解氷現象を解明するために解氷時までの氷板厚を非接触で連続的に測定し、解氷現象について

河川水位の縦断変化に着目した考察を行った。測定した氷板厚の変動要因については、Thermal Breakup 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。さらに、熱フラックスを用いた氷板厚計算モデルを基にして、積雪の影響を係数 α 、河水の融解の影響を係数 β に織り込む事により、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。

2. 現地観測

(1) 観測地点と観測時期

観測地点は図-1 に示す北海道北部に位置する天塩川の円山観測所 (KP30.00) とし、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。

(2) 測定項目

氷板厚を非接触で連続的に測定する方法は、測定時間間隔を 1 時間毎として、積雪深計で河水の上面 (雪面高) を測定し、音響測深機で河水の下面 (氷板底面高) を測定した。測定機器の設置位置を図-2 に示す。積雪深計 (SDM-301S, 新潟電機, 測定精度 3m 以下 $\pm 1.5\text{cm}$ 、

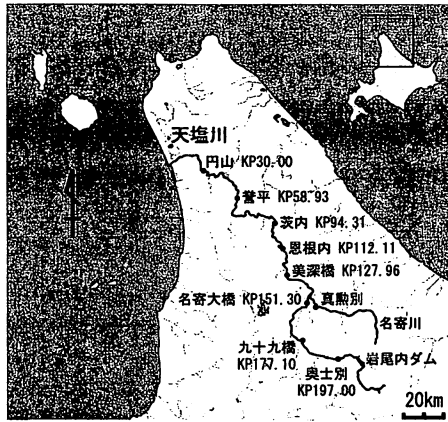


図-1 天塩川における観測地点(円山)の位置図

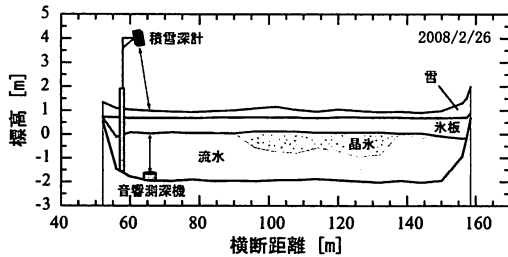


図-2 円山観測所における測定機器設置位置と横断測量結果

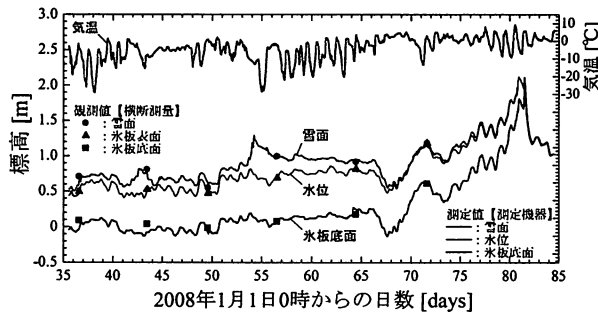


図-3 雪面高、氷板底面高および水位、気温の経時変化

3m以上±2.5cm)は、左岸から60m、標高4mの位置に設置し、音響測深機(PS-20R型、200kHz、カイジョー、測定精度±(3cm+深度÷1000))は、左岸から65mの河底に設置した。また、雪面高と氷板底面高を直接観測する横断測量を約1週間毎に計10回実施した。計10回の横断測量の結果より、音響測深機で測定した河水の状態は、いずれも晶氷ではなく氷板であった。

観測地点より250m上流の地点においては、計10回の流量観測、10分毎に気温、風速および水温の測定を実施した。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。

(3) 測定結果

測定した雪面高と氷板底面高、水位と気温を図-3に示す。横軸は2008年1月1日0時を0日とした経過日数としている。積雪深計と音響測深機による測定値と横断測量の観測値との誤差範囲は±20cm程度であった。図-3より、河水の厚さは時間経過とともに変動し、水

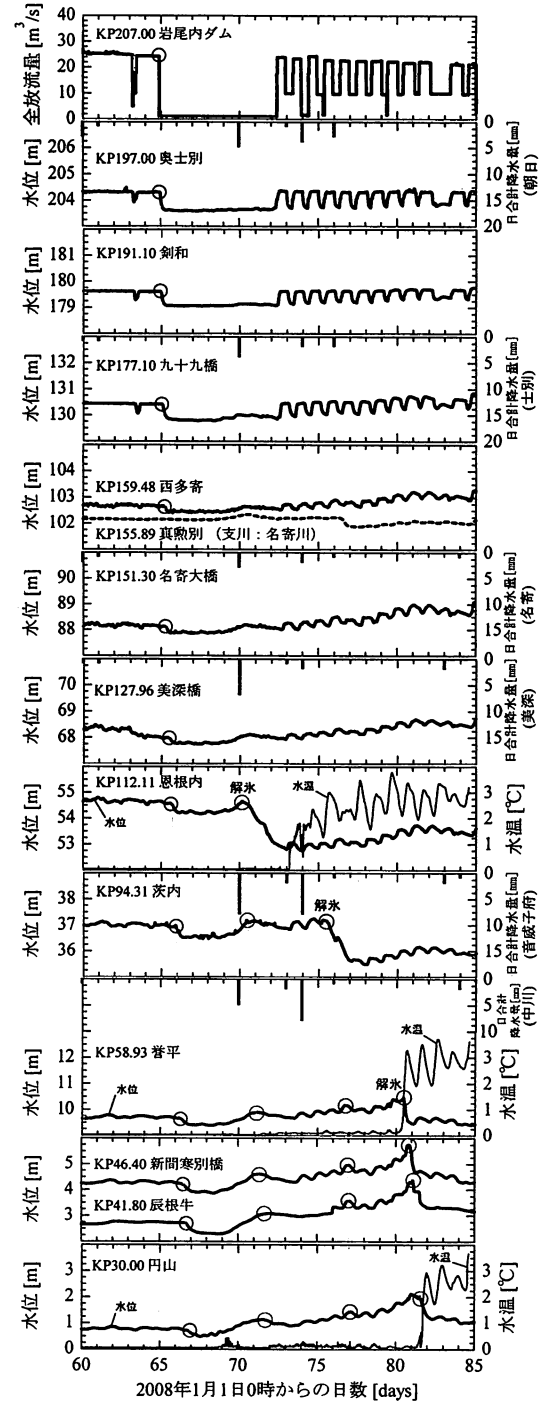


図-4 天塩川の河川縦断水位と水温の経時変化および降水量と氷板底面高が一致する81日目の3月22日12時で解氷している。

(4) 天塩川における解氷現象

測定結果を基に解氷現象の考察を行う。解氷現象の縦断的な変化を把握するために、天塩川における縦断的に分布する異なる地点での水位を図-4に示す。今回の観測地点は図-4に示した各観測地点のうち最下流端に位置する円山(KP30.00)である。図-4には本研究において測定した水温とアメダスデータの一日の合計降水量も合わせてプロットした。

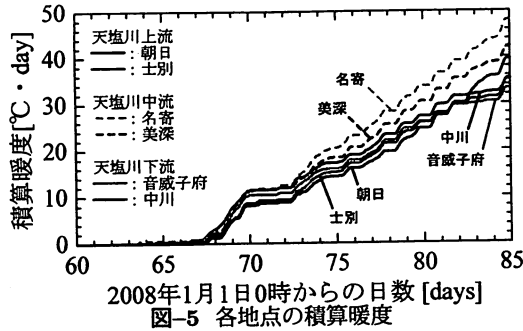


図-3 における 67 日目からの水位の下降については、図-4 で示した観測所のうち最も上流に位置する岩尾内ダムにおいて発電施設の修理のため約 65 日目 (3 月 5 日 21 時) から全放流量がゼロとなったためである。この影響は 55.7km 下流の名寄大橋では伝搬速度約 1.7m/s で約 9 時間後に現れ、112.69km 下流の茨内では伝搬速度約 1.3m/s で約 25 時間後に現われている。今回の観測地点 (円山) において、全放流量がゼロとなる影響は、約 67 日目から約 74.5 日目の期間に影響を与えていると推察される。

図-3 における観測地点 (円山) での約 70 日目からの水位の上昇について考察する。各地点の積算暖度を図-5 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-5 より 70 日目付近で積算暖度が上昇しており、図-4 より 70 日目に上流において降雨がある。気温上昇により降雪が降雨となったと推察できる。雨が降る一方で、図-4 の恩根内において 70 日目に水位の急激な下降が観測されている。降雨により流量が増加したため河氷が融解および破壊され解氷し、河氷が下流へと流下した事により、流積が広くなり水位が下降したと考えられる。また、恩根内の解氷と同様に、図-4 より約 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。これらの上流における降雨による解氷を発端として、河氷および流水が下流へと流下し、下流に位置する観測地点 (円山) において、河氷の流下による河積阻害および流量の増加により、水位が上昇したと考えられる。観測地点 (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、河氷は強度が弱まり破壊されるため、81 日目において解氷したと推察できる。

3. 熱フラックスを用いた氷板厚計算モデル

図-3 の氷板厚の変動要因について、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-6 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, $\rho[\frac{\text{kg}}{\text{m}^3}]$: 密度, $U[\frac{\text{m}}{\text{s}}]$: 速度, $\phi[\frac{\text{W}}{\text{m}^2}]$:

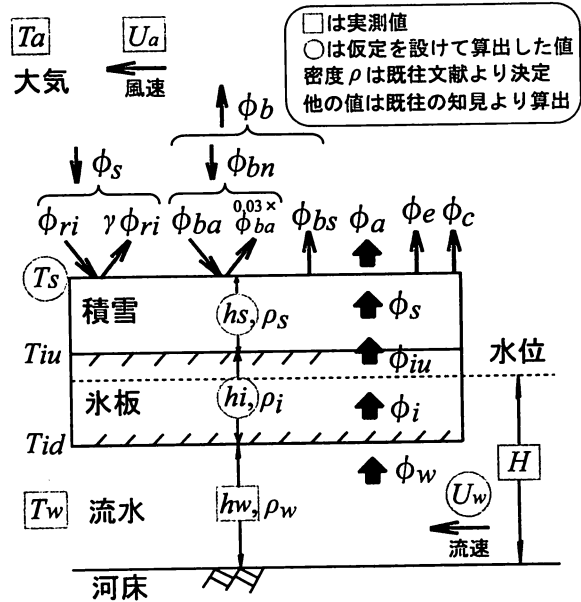


図-6 結氷河川における熱収支の概要図

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^{4),5)}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、大気からの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には、熱収支による積雪深の増加はないと仮定し、計算の上では $\frac{dh_s}{dt} = 0$ とした。また、風による積雪の吹あげ、吹きだまり、新雪が根雪となる圧密は考慮していない。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。雪と氷板の境界と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雪と氷板の境界層 ϕ_{iu} と氷板内部 ϕ_i に区分して考えた。式 (1)、式 (2) から氷板厚 h_i で整理すると式 (3) が導かれる。

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

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

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

ここで、 $h_i[\text{m}]$: 氷板厚, $h'_i[\text{m}]$: Δt 前の氷板厚, $\Delta t[\text{s}]$: 計算時間間隔で 600 秒とした。本研究で用いた河氷の物性値を表-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事が観測データから推察されたため新雪の値⁶⁾とし、密度 ρ_i は -10 $^\circ\text{C}$ の場合の値⁶⁾とした。氷の熱伝導率 k_i は -10 $^\circ\text{C}$ の値⁶⁾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⁶⁾、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。

表-1 河水の物性値一覧

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

(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 (4) で表わされる。

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

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

a) 短波放射量 ϕ_s

短波放射量は式 (5) で表わされる。

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

雪面の反射率 γ 積雪の反射率 (アルベード) は、気温を独立変数とする近藤の式⁷⁾である式 (6) を用いた。 γ' は Δt 前の値である。

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

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

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、Shen⁴⁾の式である式 (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⁴⁾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

長波放射量は、式 (8) で表わされる。

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

雪面逆長波放射量 ϕ_{bs} 雪面逆長波放射量は、Stefan-Boltzman の式 (9) を用いた。 Stefan-Boltzman 定数 σ $\frac{\text{cal}}{\text{cm}^2 \cdot \text{day} \cdot \text{K}^4}$ 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) で表わされ、これらの式より式 (13) が導かれる。

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

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

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

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

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、 $\phi_a = \phi_s = \phi_i$ 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) に代入して、雪面温度の算出式である式 (16) を導出した。 h_{sa} は雪面の熱交換係数で $25 \frac{\text{W}}{\text{m}^2 \cdot ^\circ\text{C}}$ を与えた。

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

雪面長波放射量 ϕ_{ba} 雪面長波放射量は、式 (17) で表わされ、 ϕ_{ba} の算出は Bolz の式 (18) を用いた。

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

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

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

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 [$^\circ\text{C}$] を用いて Tetens⁷⁾の式 (19) 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

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 (20)、式 (21) を用いた。

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

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

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

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

積雪深は、測定した雪面高から氷板底面高までの厚さ $h_{si}(=h_s+h_i)$ と水位と氷板底面高から算出した喫水 d を用いて式 (22) から算出した。 ρ_w は水の密度で $999.84 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$ を与えた。

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

(4) 流水から氷板底面への熱フラックス ϕ_w

流水から氷板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^{5),8)}から算出した。

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

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

ここで、 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。 U_w は、観測地点から 250m 上流で実施した計 10 回の流量観測結果より、有効水深 h_w と鉛直平均流速 U_w の関係式を導き、この式より U_w を算出した。図-7 に h_w と U_w を示す。関係式については、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⁹⁾ 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 式の適用を試みた。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。

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

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

ここで、 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事が観測結果から予見¹⁰⁾ されている。本研究の検討期間は解氷時期に近い事、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事から、本研究の観測条件において n_c の変化量は小さいと仮定して、図-7 より、 $\beta=0.2381 \frac{\text{m}^{1/3}}{\text{s}}$ として一定値を与えた。

(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。

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

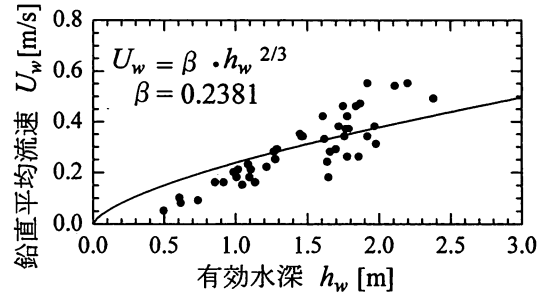


図-7 有効水深と鉛直平均流速の相関図

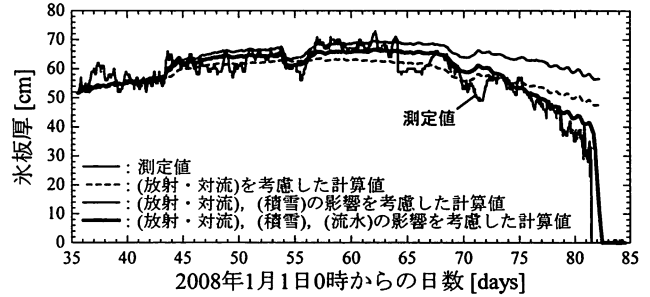


図-8 氷板厚の測定値と計算値 (熱フラックスを用いた氷板厚計算モデル)

図-8 に氷板厚の測定値と計算値を示す。(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おり、これは積雪の氷化に起因する。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。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事が明らかとなった。

4. 実用的な氷板厚計算モデル

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可能である事を示した。この計算モデルを基にして、簡便かつ実用性を重視した氷板厚計算モデルの開発を行った。

(1) 実用的な計算モデルの導出

基礎式は、式 (3) を基にして α' を式 (27) で定義すると式 (28) となる。 α' [無次元] は、積雪が氷板と一体となる場合に値は大きくなる。

$$\alpha' = 1 - \frac{\rho_s L_s \frac{dh_s}{dt}}{\phi_a} \quad (27)$$

$$h_i = h'_i + \alpha' \phi_a \frac{\Delta t}{\rho_i L_i} - \phi_w \frac{\Delta t}{\rho_i L_i} \quad (28)$$

ϕ_a は α'' を式 (29) で定義して、式 (14)、式 (15) に代入して $T_{id}=0$ と仮定すると式 (30) となる。 α'' [無次元] は、積雪の断熱効果がある場合に値は小さくなる。

$$\alpha'' = \frac{\frac{h'_i}{k_i}}{\frac{1}{h_{sa}} + \frac{h'_s}{k_s} + \frac{h'_i}{k_i}} \quad (29)$$

$$\phi_a = -\alpha'' \frac{k_i}{h'_i} T_a \quad (30)$$

ϕ_w は式 (23), 式 (24), 式 (25) を用いて整理すると式 (31) で表わされる。

$$\phi_w = C_{wi} \beta^{4/5} T_w h_w^{1/3} \quad (31)$$

式 (28) に式 (30), 式 (31) を代入すると, 氷板厚の計算式である式 (32) が導かれる。

$$h_i = h'_i - A \frac{T_a}{h'_i} - W T_w h_w^{1/3} \quad (32)$$

$$\left\{ \begin{array}{l} A = \left(\frac{k_i \Delta t}{\rho_i L_i} \right) \alpha, \quad \alpha = \alpha' \alpha'' \\ W = \left(\frac{C_{wi} \Delta t}{\rho_i L_i} \right) \beta^{4/5} \end{array} \right. \quad (33)$$

さらに, 式 (32) に各定数を代入すると式 (35) となり, 式 (35) は簡便かつ実用的な氷板厚計算式となる。

$$h_i = h'_i - \left(\frac{65.2}{10^5} \right) \alpha \frac{T_a}{h'_i} - \left(\frac{45.8}{10^2} \right) \beta^{4/5} T_w h_w^{1/3} \quad (35)$$

式 (35) 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 (35) 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。 h'_i [m] は計算される 1 時間前の氷板厚を与え, 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 は結氷時の流量観測データから β [$\frac{m^{1/3}}{s}$] = 0.2381 を与えた。

(2) 氷板厚の測定値と計算値の比較

氷板厚の測定値と計算値を図-9 に示す。また, 従来より氷板厚の計算に用いられている Stefan 式 ($\hat{h}_i = \hat{\alpha} \sqrt{S}$) による計算値も合わせて示した。 $\hat{h}_i$ [cm] は氷板厚, S [°C・day] は積算寒度であり, $\hat{\alpha}$ は 1.0 を与えた。

図-9 より, 本計算モデル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, 氷板厚の変動を計算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。本計算モデルは, 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考えられ, その遅れ時間は約 19 時間程度である。

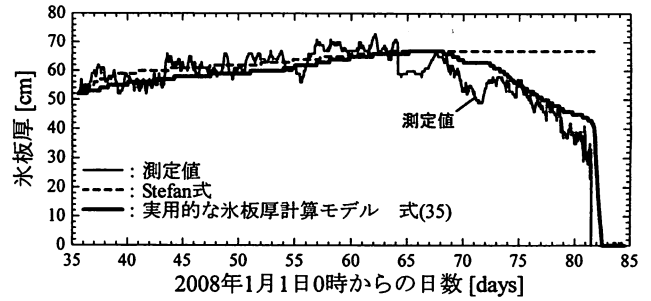


図-9 氷板厚の測定値と計算値 (実用的な氷板厚計算モデル)

5. まとめ

解氷時までの氷板厚を非接触で連続的に測定し, 熱フラックスを用いた氷板厚計算モデルを用いて, 氷板厚の変動要因の解明を試みた。計算結果より, 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, 係数 α , 係数 β を適切に設定する事により, 精度よく氷板厚の変動を計算可能である事を示した。

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, (株) 福田水文センターより観測の御協力を頂きました。記して謝意を表します。

参考文献

- 1) 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.
- 2) 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.
- 3) 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.
- 4) H.T.Shen, M.ASCE and Li-Ann Chiang: SIMULATION OF GROWTH AND DECAY OF RIVER ICE COVER, Journal of Hydraulic Engineering, Vol.110, No.7, July, pp958-971, 1984
- 5) 平山健一: 結氷河川の氷理, 土木学会氷理委員会, 第 22 回水工学に関する夏期研修会講義集, A-1, 1986.
- 6) 雪と氷の事典, 日本雪氷学会, 朝倉書店, pp.91, pp103-105, pp.241, 2002.
- 7) 近藤純正: 水環境の気象学, 朝倉書店, pp.26, pp252-253, 1994.
- 8) George D. Ashton, Ed.: River Lake Ice Engineering, Water Resources Publications, pp.233-236, pp.289, 1986.
- 9) 大西外明: 水理学 1, 森北出版株式会社, pp.145, 1981.
- 10) 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.

(2009. 4. 9 受付)