

河川結氷時における流量推定手法の開発と 本手法の現場への適用

Development of a flow discharge estimation method for frozen rivers and application of this method on a field

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

河川結氷時の流量は、年間の渇水流量（年間を通じて 355 日はこれを下回らない流量）を記録することが多く、年間を通じた水資源計画を策定する際には重要な資料となる。本研究の目的は、河川結氷時の流量推定手法を開発することである。本研究では、天塩川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用いて、河川結氷時における流水面積、径深、流速係数、エネルギー勾配を推定する手法を示した。河川結氷時の流量については、流水面積 A_o 、川幅 B_w 、 C 値を用いて推定する新たな手法を開発した。本手法は現行の観測資料のみで流量を推定することが可能であり、推定した流量の精度は、今回の観測結果から $\pm 20\%$ 誤差内に全 36 データの内、92%が入る精度であることを示した。

≪ キーワード：結氷河川；流量推定手法；現地観測；天塩川；北海道 ≫

Flow discharge at the period of a frozen river is the important data for a long term full-year plan of water resources plan. Detailed field observation was carried out at three sites in the Teshio River in Hokkaido, Japan. The techniques for open water area, hydraulic radius, flow velocity coefficient and presuming energy gradient were shown in the analysis of the observation. Relation between flow velocity coefficient, hydraulic radius and energy gradient was clarified in a frozen river. A new method for estimating flow discharge of a frozen river using C value, river width B_w and discharge area A_o was developed. The cover rate of estimating flow discharge using this method was approximately 92% of 36 data with a margin of error of 20% plus or minus.

≪ **Key Words** : Frozen Rivers ; Discharge Estimation Method ; Field Observation ; Teshio River ; Hokkaido ≫

1 はじめに

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には重要な基礎資料となる。北海道の河川結氷期間は、12月下旬から4月上旬の約100日に相当し、今後、気候変動により冬期の流量が増加減少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る。

開水時においては、水位 H と流量 Q との関係を示す水位流量曲線 ($H-Q$ 曲線) を用いて、測定した連続水位から連続流量を推定する手法が運用されている。結氷時においては、水位は河床高と有効水深に加えて河水の喫水深の影響を受けるため、開水時のような水位と流量との関係は得られず、水位と流量の関係よりも有効水深と流量との関係の方がより合理的であるとの指摘¹⁾がなされている。

上記を踏まえて、現行の河川結氷時の流量推定手法は、結氷時の観測流量を開水時の $H-Q$ 曲線に代入して相当水位 H' を求め、観測時の水位 H と相当水位 H' との差 $\Delta H (= H - H')$ を算出する。そして、測定した連続水位 H から ΔH を差し引くことにより連続的な相当水位 H' を求めて、この相当水位 H' を開水時の $H-Q$ 曲線に代入することにより連続的な河川結氷時の流量を推定している。この手法は、水位の上昇量 ΔH に、河水底面の粗度係数、河水面積、エネルギー勾配の影響を織り込む形となっている。しかし、既往研究において、河水底面の粗度係数および河水面積は経時変化することが観測²⁾³⁾されており、エネルギー勾配は結氷時の流量に影響を与える⁴⁾ことから、 ΔH は結氷状況および水理現象に影響を受けるため一意ではないと考えられる。

この問題に対して平山⁵⁾⁶⁾⁷⁾は、開水時と結氷時の粗度係数およびエネルギー勾配を関数とする K 値を定義して、結氷時の流水面積、径深および K 値を用いて開水時の相当水位 H' を算出し、開水時の $H-Q$ 曲線を用いて河川結氷時の流量を推定する手法を提案している。この手法は、河水底面の粗度係数、河水面積、エネルギー勾配の影響を適切に評価できるため、 $\pm 20\%$ 誤差内に全58データの内、83%が入り、推定流量は観測流量と良く一致している。しかし、この手法は晶氷が滞留する地点においては適用範囲外であり、 K 値は氷板厚と相関が高いことが示されているものの、河水底面の粗度係数の変化が大きい地点においては、 K 値が大きく変動するが、この変動に関する十分な知見が得られていないため、現場への適用には至っていない。

現行の河川結氷時の流量推定手法は、結氷時において $H-Q$ 曲線は成立しないことを前提に、結氷時の水

位 H をその流量に相当する開水時の水位 H' に補正して、開水時の $H-Q$ 曲線から結氷時の流量を推定する手法であるため、推定流量の精度は開水時の $H-Q$ 曲線の精度に影響を受けることになる。

本研究の目的は、新たな河川結氷時の流量推定手法を開発することであり、本報文では、河川結氷時において詳細な現地観測を行い、これらのデータを基にして河川結氷時の流量推定手法を開発し、本手法を現場へ適用した場合の推定精度について報告する。

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月にかけて、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地点で詳細な現地観測を実施した。観測期間中の3地点の結氷状況は、河川水面が全て河水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水を、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。

各地点において水位と流量の観測を行った。水位はデータロガー付絶対圧水位計(Mc-1100、光進電気工業製、測定精度 $\pm 1\text{cm}$)を用いて、10分毎に測定を実施した。流速は河川用電磁流速計(AEM1-D、アレック電子、測定精度 $\pm 0.005\text{m/s}$ 又は測定値の $\pm 2\%$)を用いて、正確な値を得るために流速の測定間隔を水深方向に10cm毎とした。流量はこの流速計を用いて、円山と誉平で各10回、恩根内で20回の観測を行った。恩根内は、例年の観測結果より晶氷の変動が大きいため、詳細な観測が必要であり、他の地点よりも観測回数を多くした。流水、氷板、晶氷の面積の測定については、観測期間中、観測断面の横断方向の水位は一定で水位の上下変動はないと仮定して、量水標の水位を読み取り、ポールおよびL型ポールを用いて水面から河床、晶氷、氷板までの距離を観測穴の四辺において測定し、その平均値を測定値とした。

各地点の上流の流況を把握するために、円山と誉平においては、各観測地点の上流250mにおいて、水位の10分毎の測定と10回の低水流量観測を実施した。恩根内においては、観測地点の上流400mにおいて、水位の10分毎の測定を実施した。なお、上流地点は各現場状況に合わせて選定した。

3 河川結氷時における観測流量

河川結氷時の観測流量と流水面積、径深、流速係数、エネルギー勾配との相関をみるために、本観測データを基にして検討を行った。

3.1 結氷状況および水理現象の経時変化

現地観測から得られた観測流量 $Q[\frac{m^3}{s}]$ 、流水面積 $A_o[m^2]$ 、氷板面積 $A_i[m^2]$ 、晶氷面積 $A_f[m^2]$ および Manning の粗度係数 $n[\frac{s}{m^{1/3}}]$ を図-1 に示す。Manning の粗度係数は、河床底面と河水底面の合成粗度となる値として、観測データを式 (1) に代入して求めた。

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

径深 $R[m]$ は流水面積と潤辺から求め、エネルギー勾配 I_e [無次元] は、式 (2) の運動方程式に断面平均流速 $u_m[m/s]$ と水位 $H[m]$ を代入して求めた。

$$I_e = -\frac{d}{dx} \left[\alpha \frac{u_m^2}{2g} + H \right] \quad (2)$$

重力加速度 $g[m/s^2]$ は 9.8、エネルギー係数 α [無次元] は 1.1 とした。なお、恩根内におけるエネルギー勾配 I_e は、上流の断面平均流速 u_m を観測していないため、水面勾配 I_w をエネルギー勾配 I_e と仮定して与えた。

図-1より、氷板面積 A_i は各地点で時間経過に伴い増加しているが、晶氷面積 A_f 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を示した。

3.2 観測流量と各値との相関

各地点において観測した観測流量 Q と流水面積 A_o 、径深 R 、流速係数 φ 、エネルギー勾配 I_e の 4 つの因子との相関係数を表-1 に示す。なお、本研究では Manning の粗度係数の水理学的な意味が明確となるように、式 (3) に示す流速係数 φ [無次元] を用いて検討した。式 (3) の $u_*[m/s]$ は摩擦速度 ($= \sqrt{gRI_e}$) である。

$$\varphi = \frac{u_m}{u_*} = \frac{R^{\frac{1}{6}}}{n\sqrt{g}} \quad (3)$$

表-1より、観測流量 Q に対して、 A_o 、 R は円山で高い相関を示しているが誉平、恩根内では相関が低く、 φ は相対的に各地点とも同程度の相関があり、 I_e は円

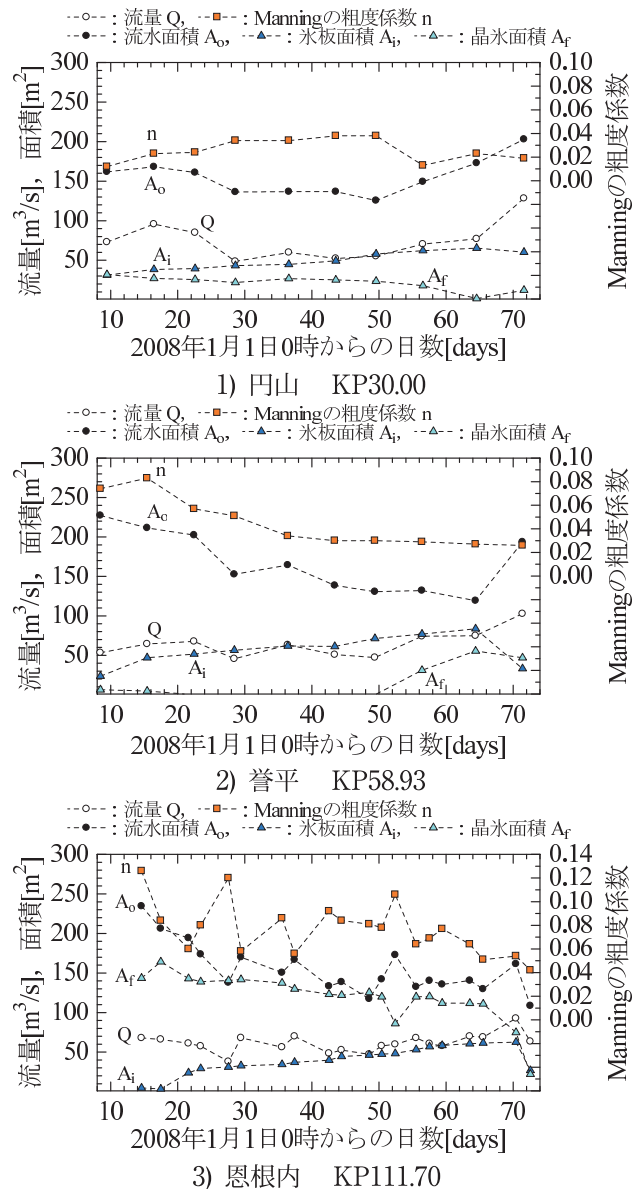


図-1 流量 Q 、流水面積 A_o 、氷板面積 A_i 、晶氷面積 A_f 、Manning の粗度係数 n の経時変化

表-1 観測流量 Q との相関係数 r

相関係数 r	A_o	R	φ	I_e
円山	0.940	0.934	0.401	0.463
誉平	0.154	0.132	0.493	0.151
恩根内	0.302	0.318	0.611	0.436

山と恩根内では誉平に比べて相関がある。既往研究においては、観測流量 Q と有効水深 h_w との関係¹⁾、観測流量 Q とエネルギー勾配 I_e との関係⁴⁾が指摘されているが、今回の詳細な現地観測結果から、これらの関係についてある程度の相関はあるものの、全ての地点において適用可能な関係ではなく、その関係は一義的には決まらなと判断できる。河川結氷時の流量は、結氷状況および水理現象から相互に影響を受けていることが示された。

4 河川結氷時の流量推定手法

現地観測結果から、河川結氷時の観測流量は一義的には決まらないことが示された。このため、本研究では流量推定の基礎式を式(4)として、式(4)における A_o 、 ϕ 、 R 、 I_e の簡便な推定式を立てて、これらの推定式を式(4)に代入し、河川結氷時の流量推定式を導出した。なお、 ϕ は流速係数である。

$$Q = A_o \phi \sqrt{g R I_e} \quad (4)$$

4.1 エネルギー勾配 I_e の推定

流量観測時の流れは等流状態であると仮定すれば、エネルギー勾配 I_e と水面勾配 I_w の関係は式(5)となる。

$$I_e \simeq I_w \quad (5)$$

本観測データから得られた水面勾配 I_w とエネルギー勾配 I_e の関係を図-2に示す。図-2より両者は良く一致しており、このことは、河川結氷時において、水面勾配 I_w を測定すればエネルギー勾配 I_e として近似可能であることを示唆している。なお、 I_w と I_e は、各地点とその上流地点の観測データから算出し、 I_e の算出は式(2)を用いた。

4.2 流水面積 A_o 、径深 R の推定

流水面積 A_o の推定について、まず、開水時の横断測量データを用いて図-3に示した水位 H' と流水面積 A_o の関係式($H-A$ 式)を事前に求めた。式(6)より結氷時の水位 H から喫水 d を差し引いて水位 H' を求め、この H' を $H-A$ 式に代入して A_o を算出した。なお、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)より算出³⁾した。

$$H' = H - d \quad (6)$$

$$d = \frac{\rho_s A_s + \rho_i A_i + \rho_f A_f}{\rho_w B_w} \quad (7)$$

ここで、川幅 B_w [m]、氷板面積 A_i [m²]、 ρ [$\frac{kg}{m^3}$]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³⁾。

式(7)の喫水 d の導出について、河氷は水位の変化により上下変位するため、河氷と河岸は固定条件ではなく自由条件¹⁾となる。 A_i を水位より上の氷板面積 A_{iu} [m²]と水位より下の氷板面積 A_{id} [m²]に区分して考え、河氷は浮力を受けると仮定すると、浮力 $\rho_w g(A_{id} + A_f)$ と浮体の空気中での重量 $\rho_s g A_s + \rho_i g(A_{iu} + A_{id}) + \rho_f g A_f$ は等しい。 $(A_{id} + A_f) = B_w d$ とすると喫水 d は式(7)となる。連続的に喫水 d を得るためには、連続的に河氷面積を得る必要があり、この方法として氷板厚計算式⁸⁾

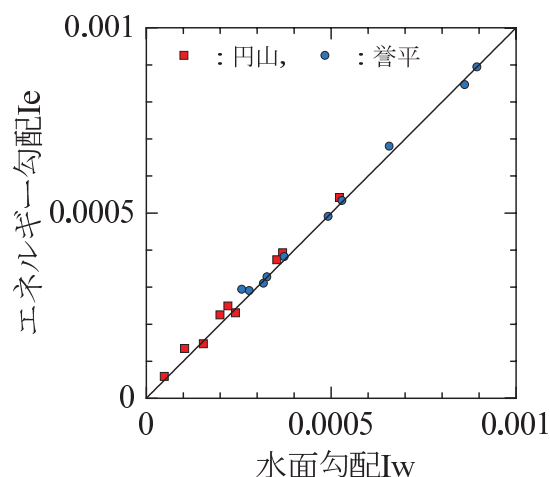


図-2 水面勾配 I_w と水面勾配 I_e

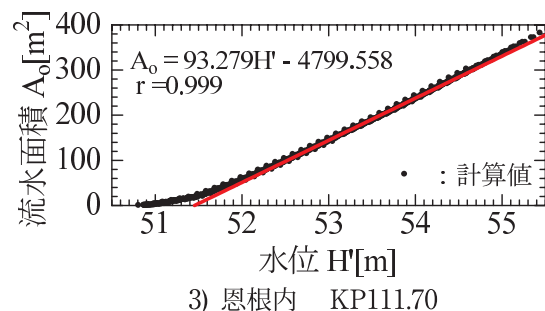
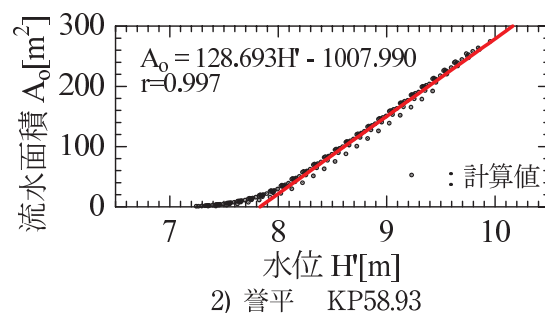
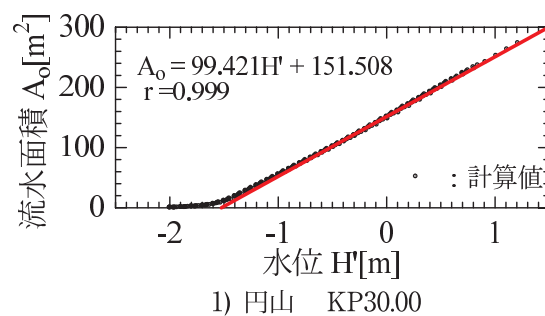


図-3 開水時における水位 H' と流水面積 A_o

を用いる方法がある。しかし、この式は硬い氷板のみを対象としており晶氷は計算できないため、適用にあたっては再度、検討が必要である。一方、河氷面積を定期的に観測している場合においては、河氷面積を線形で補完して与える簡便な方法がある。

径深 R の推定について、河氷潤辺 S_i [m]、河床潤辺 S_b [m]とすると式(8)で表され、 $B_w \gg h_w$ として $S_i \simeq$

$S_b \simeq B_w$ と仮定することにより、径深 R は有効水深 h_w で表される。有効水深 h_w は平均河床高 Z [m] を用いて式 (9) から推定できる。 Z は横断測量結果より、円山で -1.441m、誉平で 7.898m、恩根内で 51.604m を与えた。

$$R = \frac{A_o}{S_i + S_b} \simeq \frac{A_o}{2B_w} = \frac{h_w}{2} \quad (8)$$

$$h_w = H - d - Z \quad (9)$$

A_o と R の観測値と推定値を図-4に示す。図-4より推定値は観測値を良く再現しているのが分かる。

4.3 流速係数 φ の推定

河川結氷時の流速係数 φ に関する基礎的な知見は、現在、十分には得られていないため、本研究では φ の関数である相当粗度 k_s に着目して、その変動要因を検討し、 φ の推定式を提案した。

4.3.1 河川結氷時の相当粗度 k_s

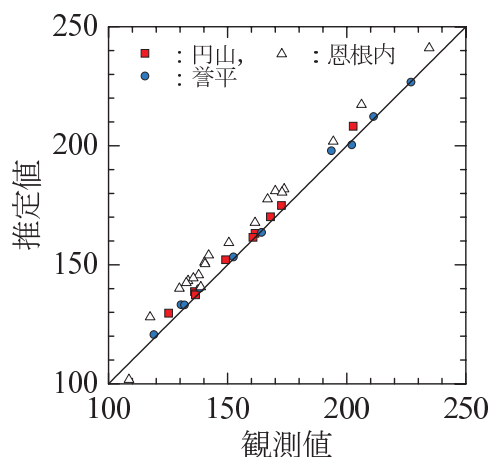
河川結氷時では、流水と河床面、流水と河水面において摩擦抵抗によるエネルギー損失が生じている。このため摩擦抵抗に関しては、河川結氷時の流路は管路流と考えられる。本研究の流速係数 φ の検討に際して、河川結氷時の流路を管路流と仮定して検討を進めた。なお、結氷河川内の圧力は、河岸における河水の割れ目において解放され自由水面を持つため、水理学で定義される管路流とはならない。本研究では摩擦抵抗に関してのみ管路流の考え方を適用した。

管路流におけるエネルギー損失は、式 (10) の Darcy-Weisbach の式で表わされ、式 (10) を流速係数 φ で整理すると式 (11) となる。ここで、 f [無次元] は摩擦抵抗係数、 D は管径で $D=4R$ の関係にある。

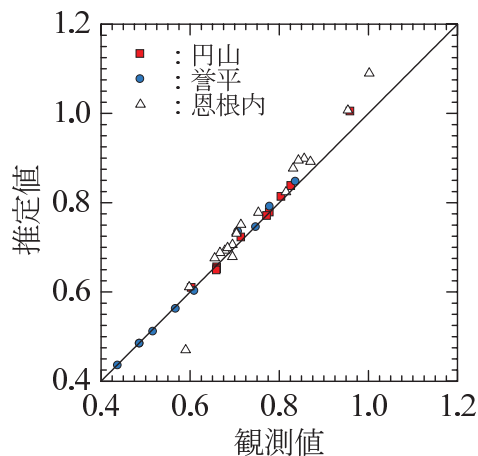
$$I_e = \frac{f}{D} \frac{u_m^2}{2g} \quad (10)$$

$$\varphi = \sqrt{8/f} \quad (11)$$

管路としての河川結氷時の壁面について、滑面か粗面であるかを明らかにするために、本観測データを用いて式 (3) から φ を求め、式 (11) から f を求めて、Moody 図⁹⁾ に、この f と $Re (= Ru_m / \nu)$ をプロットした結果を図-5に示す。なお、動粘性係数 ν [m²/s] は、0℃の時の値 1.785×10^{-6} を与えた。図-5より、40 データ中、2 データが滑管領域であり、残り 38 データは完全粗面領域であった。滑管領域が 2 データあるものの、全 40 データの 95% の観測値が完全粗面領域であることから、管路としての結氷河川の壁面は粗面であると判断した。なお、滑管領域の 2 データは円山の観測値である。これらのデータは、計 10 回の観測の内、1 回目 (1 月 10 日) と 8 回目 (2 月 26 日) であり、エネルギー勾配 I_e は 0.000041 と 0.000057 であったことから f が小さく見積



1) 流水面積 A_o [m²]



2) 径深 R [m]

図-4 A_o と R の観測値と推定値

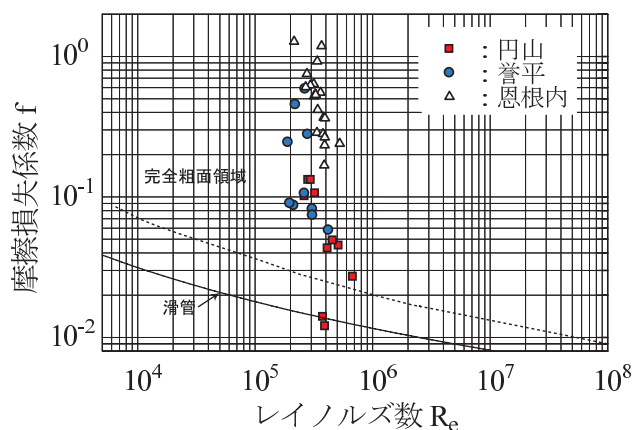


図-5 河川結氷時のレイノルズ数 Re と摩擦損失係数 f

もられたと推察できる。1 月 8 日は新月、2 月 21 日は満月であり潮位の影響が想定されるが、他の観測日においても新月、満月に近い観測日があるため、潮位の影響だけではなく、上流の河水の滞留による流水の堰き止めなどが原因の一つとして考えられるが、現時点では、これ以上のことは不明である。

相当粗度 k_s の経時変化をみるために、壁面が粗面の場合における f と k_s の関係式¹⁰⁾である式(12)から相当粗度 k_s を求めた。

$$\frac{1}{\sqrt{f}} = 2.0 \log_{10} \frac{7.40D}{2k_s} \quad (12)$$

k_s [m] の経時変化を図-6に示す。図-6の k_s の経時変動について、円山では 0.0004 から 0.4111 の範囲で推移しているのに対して、誉平では 0.0874 から 2.5670 の範囲で時間経過に伴い小さくなる。恩根内は 0.5252 から 5.8330 の範囲であり、上下に値を変動させながら時間経過に伴い小さくなる。これらの変動は Manning の粗度係数と同様の変動を示していることが図-1より推察されるため、Manning-Stricklerの式(13)を適用して、 ϕ と $k_s^{1/6}/(n\sqrt{g})$ の関係を図-7に示す。

$$\phi = \frac{k_s^{1/6}}{n\sqrt{g}} \left(\frac{R}{k_s} \right)^{1/6} \quad (13)$$

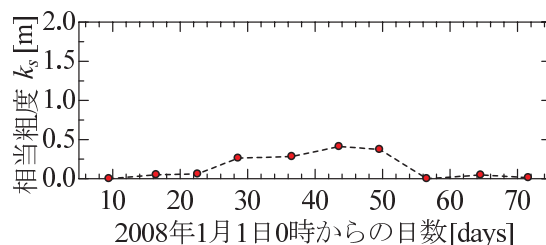
図-7より ϕ は 2 から 25 の範囲で変動している。一般には管路や開水路流れにおける ϕ の値は 8~25 程度であることから、実用上、この間では近似的に $k_s^{1/6}/(n\sqrt{g})=7.66$ が用いられている¹⁰⁾。しかし、今回の現地観測結果より、 ϕ は小さな値となることから、河川結氷時における $k_s^{1/6}/(n\sqrt{g})$ を定数として扱えないことが示唆された。

4.3.2 河川結氷時の流速係数 ϕ

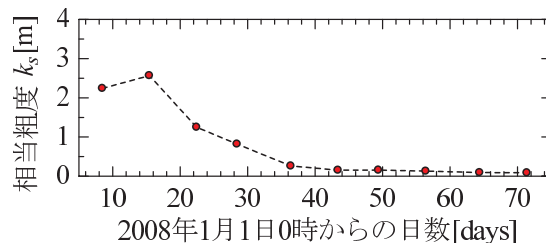
図-6の k_s が時間経過に伴い小さくなる変動要因について、河床と河水の構成材料の変化および河床と河水の底面形状の変化が考えられる。渇水流量を記録することが多い河川結氷時において河床変動は無視できる程度に小さいと仮定すれば、 k_s の変動要因は河水の構成材料および河水の底面形状の変化に起因する。河水の構成材料および河水の底面形状に影響を与える因子として、気温、水温および流速が想定される。特に、河水底面が流水により融解されて滑らかになり、相当粗度 k_s が小さくなることが予想される。

本研究では、以下の仮定を設けて検討を行った。河水の構成材料の変化は考慮せずに、河水の底面形状の変化のみに着目した。河水の底面形状の変化の評価については、河水の底面形状に影響を及ぼす流水近傍の河水厚 h_{id} [m] を仮想して、この h_{id} の時間変化 (dh_{id}/dt) により評価した。観測期間中の気温はマイナスを多く記録し河水底面を融解する主要因とはならず、河水の底面形状の変化は融解が主要因と考え、この融解を流水から河水底面への熱フラックスで表し、熱フラックスによる河水の底面形状の変化を式(14)で表現した。河水の底面形状の時間的な変化の概念図を図-8に示す。

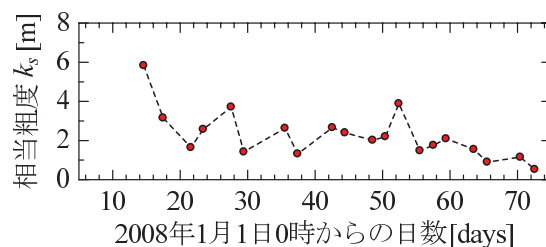
$$\rho_i L_i \frac{dh_{id}}{dt} = -\phi_w \quad (14)$$



1) 円山 KP30.00



2) 誉平 KP58.93



3) 恩根内 KP111.70

図-6 k_s の経時変化

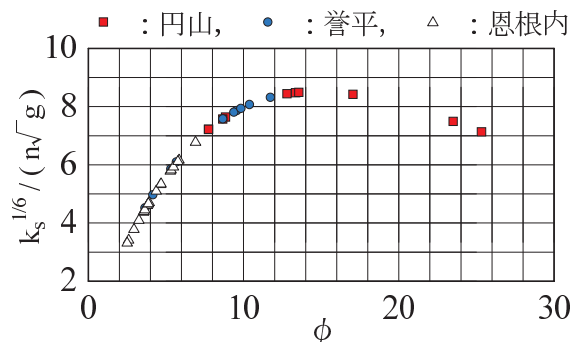


図-7 河川結氷時の ϕ と $k_s^{1/6}/(n\sqrt{g})$

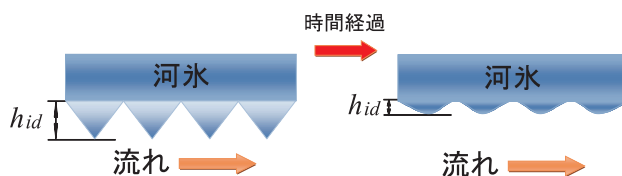


図-8 河水の底面形状の時間変化の概念図

$$\phi_w = C_{wi} \frac{u_m^{0.8}}{h_w^{0.2}} (T_w - T_{id}) \quad (15)$$

L_i [$\frac{J}{kg}$] は水の潜熱、 h_{id} [m] は流水近傍の河水厚であり、流水から河水底面への熱フラックス ϕ_w [$\frac{W}{m^2}$] は式(15)となる¹¹⁾。 C_{wi} は $1622 \frac{W \cdot s^{0.8}}{^\circ C \cdot m^{2.6}}$ であり、 T_w [$^\circ C$] は水温、 T_{id} [$^\circ C$] は河水底面の温度であり $0^\circ C$ とした。

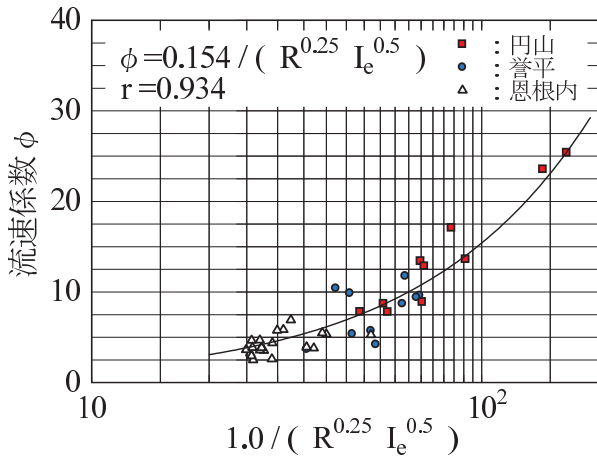


図-9 河川結氷時の $1.0 / (R^{0.25} I_e^{0.5})$ と ϕ

式(14)に式(15)を代入し、式(17)で $C_o [m^{\frac{1}{4}}]$ を定義して、流速係数 ϕ で整理すると式(16)が導かれる。本観測データを用いて $1.0 / (R^{0.25} I_e^{0.5})$ と ϕ の関係を図-9に示す。図-9より dh_{id}/dt および T_w を定数としたことによる誤差が含まれるが、全データの相関係数は0.934であり高い相関を示している。

$$\phi = \frac{C_o}{R^{0.25} I_e^{0.5}} \quad (16)$$

$$C_o = \left(-\frac{dh_{id}}{dt} \frac{\rho_i L_i 2^{\frac{1}{5}}}{C_{wi} T_w g^{\frac{2}{5}}} \right)^{\frac{5}{4}} \quad (17)$$

4.4 河川結氷時の流量推定式

河川結氷時の流量推定式は、エネルギー勾配の推定式(5)、径深の推定式(8)、流速係数 ϕ の推定式(16)を流量算出の基礎式である式(4)に代入すると式(18)が導かれる。なお、 $C [m^{\frac{3}{4}}]$ は式(19)で定義した。 C 値の物理的意味は、河水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。また、 C 値は式(20)の関係がある。

$$Q = C B_w^{-\frac{1}{4}} A_o^{\frac{5}{4}} \quad (18)$$

$$C = \left(-\frac{dh_{id}}{dt} \frac{\rho_i L_i}{C_{wi} T_w} \right)^{\frac{5}{4}} \quad (19)$$

$$C = C_o \left(2^{-\frac{1}{4}} g^{\frac{1}{2}} \right) = \phi u_* h_w^{-\frac{1}{4}} \quad (20)$$

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-10に示す。図-10より、本推定式は河水量が増加すると流積 A_o が小さくなり、河水底面が粗いと C 値は小さくなるため、流量 Q は減少する式である。

C 値を無次元化してその経時変化をみた。例えば $C = \tilde{C} \tilde{C}$ として、 \tilde{C} を規格化定数、 \tilde{C} を無次元量として、式(18)を無次元化すると式(21)となる。さらに、

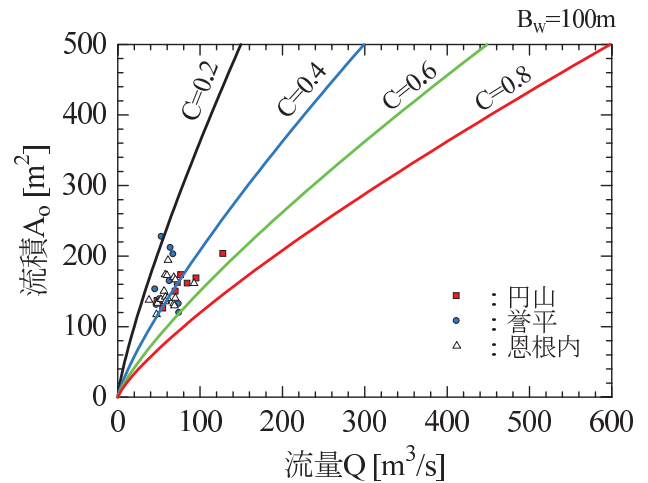


図-10 流量推定式の C 値の変化に対する流量 Q と流積 A_o

表-2 河川結氷時の流量推定式における規格化定数

\tilde{Q}	\tilde{A}_o	\tilde{B}_w	\tilde{C}	\tilde{u}_m	\tilde{h}_w
1	10	10	0.1	0.1	1

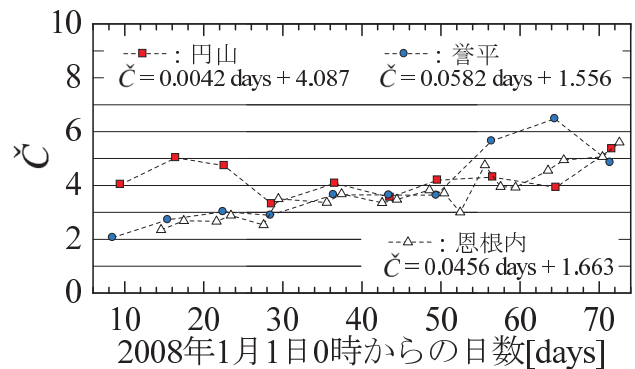


図-11 \tilde{C} [無次元] の経時変化と推定式 (本観測データ)

$(\tilde{C} \tilde{A}_o^{\frac{5}{4}}) / (\tilde{Q} \tilde{B}_w^{\frac{1}{4}}) = 1$ として正規化すると、式(22)が得られる。

$$\tilde{Q} = \left[\frac{\tilde{C} \tilde{A}_o^{\frac{5}{4}}}{\tilde{Q} \tilde{B}_w^{\frac{1}{4}}} \right] \times \tilde{C} \tilde{B}_w^{-\frac{1}{4}} \tilde{A}_o^{\frac{5}{4}} \quad (21)$$

$$\tilde{C} = \tilde{u}_m \tilde{h}_w^{-\frac{1}{4}} \quad (22)$$

各値の規格化定数は、 $\tilde{Q}=1$ として式(22)を満足するように、表-2に示す各値を設定した。式(18)は、式(21)および表-2から式(23)で表わされる。

$$Q = \tilde{C} \left(\frac{B_w}{\tilde{B}_w} \right)^{-\frac{1}{4}} \left(\frac{A_o}{\tilde{A}_o} \right)^{\frac{5}{4}} \quad (23)$$

\tilde{C} は流速係数 ϕ および相当粗度 k_s の関数のため経時変化する。今回の観測データを式(18)に代入して C 値を求め、 \tilde{C} により無次元化して得られた \tilde{C} の経時変化を図-11に示す。図-11から各観測所により \tilde{C} の経時変化が異なるが、相対的にみると \tilde{C} は時間の経過とともに増加しており、粗度が減少していることが分かる。

5 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を現場へ適用することを念頭に、(1) ΔH を用いる手法、(2) K 値を用いる手法、(3) C 値を用いる手法の3つの手法において、現行の観測データのみ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精度比較を行った。なお、本研究で開発した手法は(3) C 値を用いる手法である。

流量推定に必要な入力データは、月3回、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、晶氷面積、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。

5.1 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。

5.1.1 ΔH を用いる手法

- 開水時の $H-Q$ 曲線を導出する。
- 結氷時の観測流量 Q を $H-Q$ 曲線に代入して相当水位 H' を求める。
- 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。
- 結氷時の連続水位 H から ΔH を差し引いた値を $H-Q$ 曲線に代入して、結氷時の流量 Q を推定する。

5.1.2 K 値を用いる手法

平山⁵⁾⁶⁾⁷⁾ 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(24)および式(25)が与えられる。

$$Q_w = \frac{A_w}{n_0} R_w^{2/3} I_w^{1/2} \quad (24)$$

$$Q_s = \frac{A_s}{n_1} R_s^{2/3} I_s^{1/2} \quad (25)$$

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(26)が導かれる。なお、 K 値は式(27)で定義される。

$$A_s R_s^{2/3} = \frac{1}{K} A_w R_w^{2/3} \quad (26)$$

$$K = \frac{n_0}{n_1} \sqrt{\frac{I_s}{I_w}} \quad (27)$$

式(26)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 $H-Q$ 曲線に代入して流量を推定する

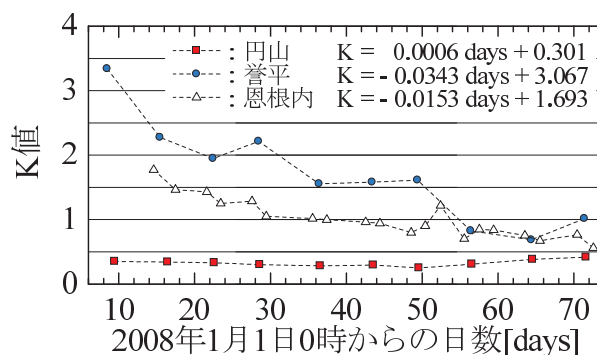


図-12 K 値の経時変化と推定式（本観測データ）

ことができる。なお、原論文⁵⁾⁶⁾⁷⁾では、式(26)の右辺の値を連続的に求める方法、左辺の値から相当水位を求める方法は明記されていないため、これらの方法については、本研究の独自の方法とした。以下に流量を推定する手順を記す。

- 開水時の $H-Q$ 曲線、開水時の $H-A$ 式、開水時の $H-A_s R_s^{2/3}$ 式を導出する。
- 結氷時の定期観測データから $A_w R_w^{2/3}$ を得る。径深は式(8)から求める。
- 結氷時の観測流量 Q を $H-Q$ 曲線に代入して相当水位 H' を求め、 $H-A_s R_s^{2/3}$ 式に相当水位 H' を代入して $A_s R_s^{2/3}$ を求める。
- 式(26)から K 値、式(7)から喫水 d を求め、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。
- 結氷時の連続水位 H から喫水 d を差し引いた値を $H-A$ 式に代入して A_w を求め、径深は式(8)に A_w 、 B_w を代入して求める。これらの値から $A_w R_w^{2/3}$ を求める。
- 式(26)に $A_w R_w^{2/3}$ 、 K 値を代入して $A_s R_s^{2/3}$ を求める。
- $H-A_s R_s^{2/3}$ 式に $A_s R_s^{2/3}$ を代入して相当水位 H' を求め、 $H-Q$ 曲線に相当水位 H' を代入して、結氷時の流量 Q を推定する。

本観測データから求めた K 値の経時変化を図-12に示す。図-12より、円山の K 値の経時変化は他の地点に比べて小さく、誉平と恩根内の K 値は時間の経過とともに小さくなっている。この要因について検討した。

結氷時の値として式(28)で K_w を定義し、開水時の値として式(29)で K_s を定義すると、 K 値は $K = K_s / K_w$ で表わされる。 K_w および K_s の値は、大きいほど流水は流れやすくなる値である。

$$K_w = \frac{\sqrt{I_w}}{n_0} \quad (28)$$

$$K_s = \frac{\sqrt{I_s}}{n_1} \quad (29)$$

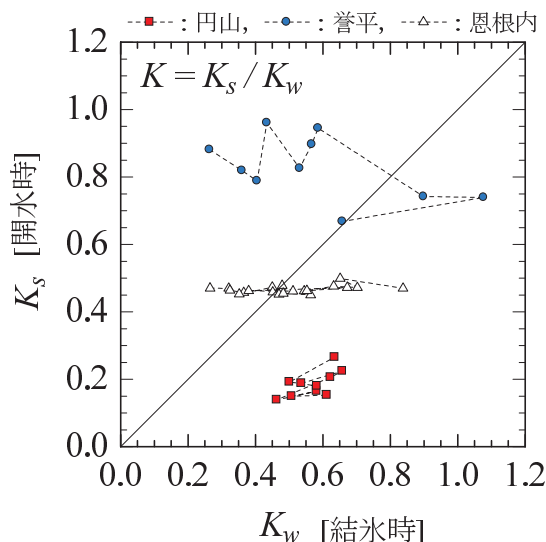


図-13 K_w [結氷時] と K_s [開水時] との関係

本観測データを式 (28) に代入して K_w を求め、 K 値と K_w から逆算して求めた K_s を図-13に示す。図-13より、円山において、 K_w は K_s よりも大きいため K 値は小さい値となり、 K_w および K_s の変動は小さいため K 値の経時変化は小さいと分かる。菅平と恩根内において、結氷初期の K_w は K_s よりも小さいため K 値は大きくなり、 K_s の変動に対して K_w の変動は大きく K_w は時間の経過とともに大きくなるため K 値は時間の経過とともに小さくなると分かる。

5.1.3 C 値を用いる手法 (本手法)

- 開水時の $H-A$ 式を導出する。
- 結氷時の定期観測データを用いて、式 (7) から喫水 d 、式 (18) から C 値を求め、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 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。
- 結氷時の連続水位 H から喫水 d を差し引いた値を $H-A$ 式に代入して A_o を求めて、式 (18) に C 、 B_w 、 A_o を代入して結氷時の流量 Q を推定する。

本観測データを用いて上述の手順で C 値を求め、この C 値と式 (28) の K_w との関係を図-14に示す。図-14より C 値と K_w の相関は高い。 K_w が既知であれば C 値を推定することが可能であることが本観測データから示唆された。

5.2 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-15, 16, 17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-15, 16, 17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

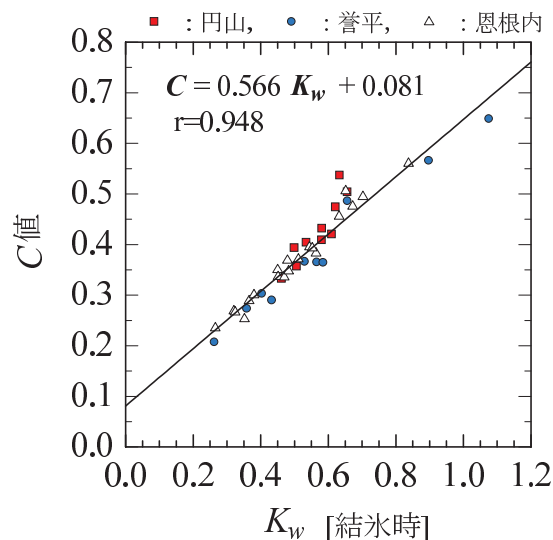


図-14 C 値と K_w [結氷時] との関係

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-18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-15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 (26) 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。

5.2.1 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-19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-19の $\pm 5\%$ 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。 $\pm 10\%$ 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。 $\pm 20\%$ 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。

本研究の新たな流量推定手法は、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

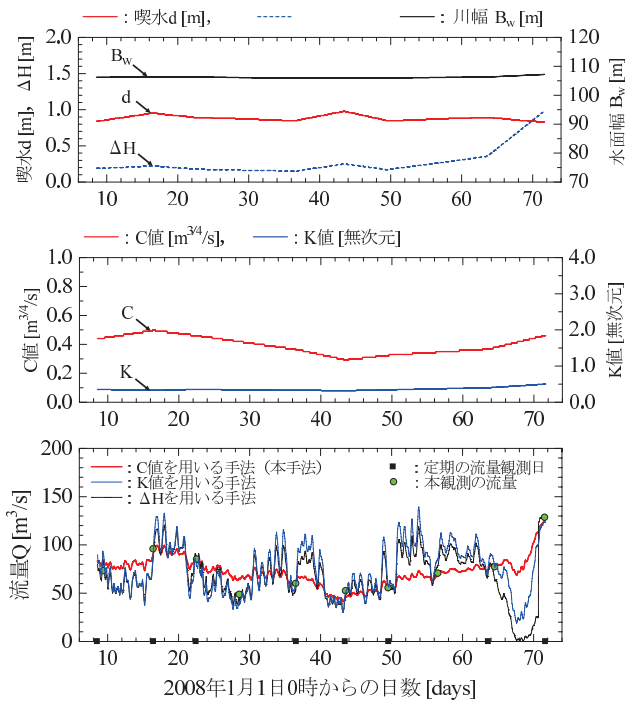


図-15 円山 (KP30.00) における
本手法と従来手法の推定流量と観測流量

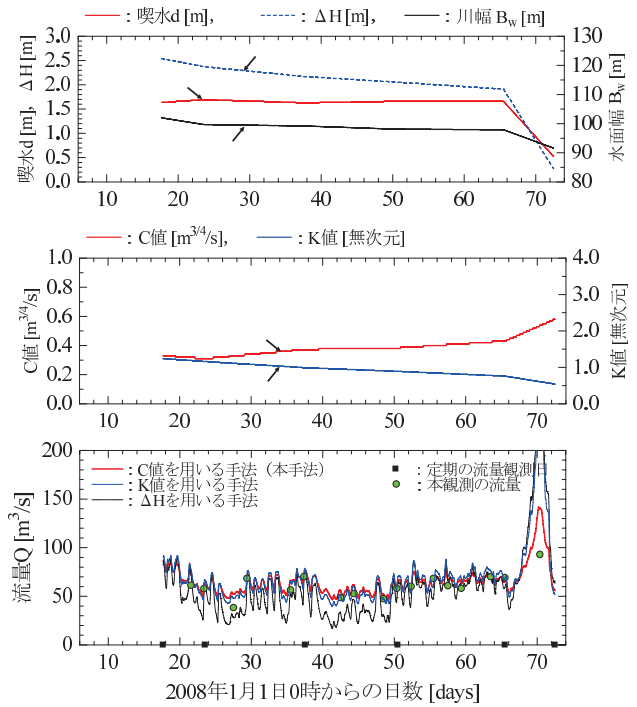


図-17 恩根内 (KP111.70) における
本手法と従来手法の推定流量と観測流量

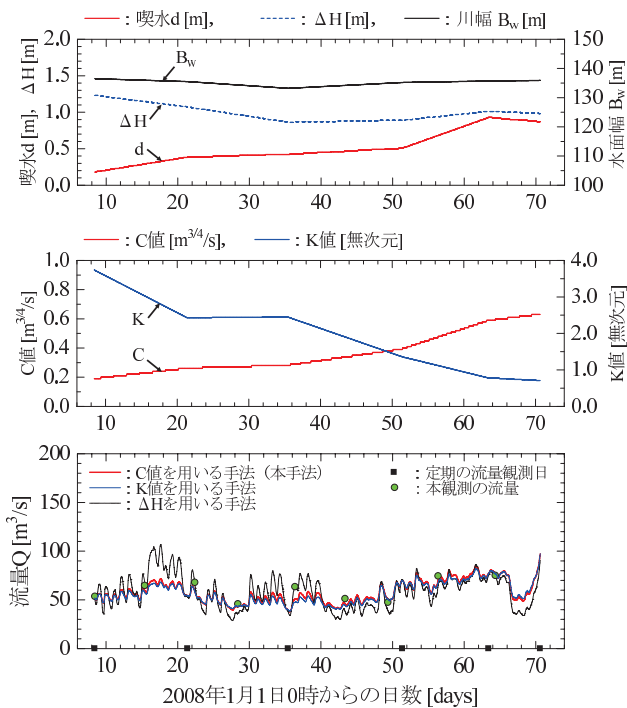


図-16 菅平 (KP58.93) における
本手法と従来手法の推定流量と観測流量

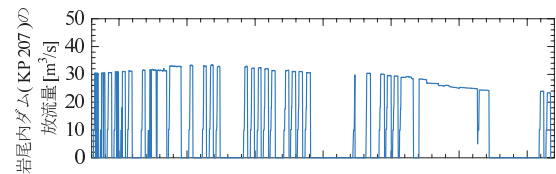


図-18 岩尾内ダムの放流量の経時変化

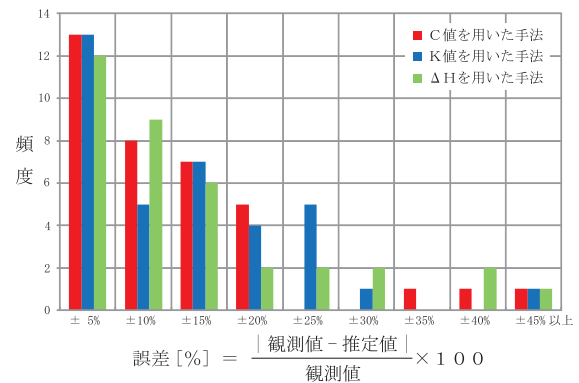


図-19 推定流量の誤差ヒストグラム (全 36 データ)

ては、本手法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)の噴水 d の推定式、 $H-A$ 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、河水量の変化、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。

5.2.2 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) 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。しかし、本手法は河川結氷時のみを対象としているものの、新たな追加の観測を必要とせずに既往の観測資料のみで、流量の推定精度を従来手法よりも高める手法である。

6 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_o 、川幅 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 $H-Q$ 曲線に依らず晶氷 (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。

今回の観測結果より河川結氷時の相当粗度 k_s は時間経過に伴い小さくなる。この要因として、河水底面が流水により融解されて、滑らかになることに起因すると推測された。河川結氷時の流路を管路流と仮定した場合の壁面は粗面であるが、Manning-Stricklerの式の $k_s^{1/6}/(n\sqrt{g})$ は定数として扱えないことを示した。河川結氷時における流速係数 ϕ を径深 R とエネルギー勾配 I_e から推定する式を提案した。

本研究は、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データのみで流量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、今後の活用が期待される。

謝辞：本研究は、北海道開発局より観測資料のご提供を頂きました。米国 Clarkson 大学の Hung Tao Shen 教授、岩手大学の堺茂樹教授には貴重なご意見を頂きました。記して謝意を表します。

参考文献

- 1) 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，pp.10-16，pp.51-56，1965.
- 2) Hung Tao Shen, and Poojitha D. Yapa : FLOW RESISTANCE OF RIVER ICE COVER, Journal of Hydraulic Engineering Vol.112, No.2, pp.142-156, 1986.
- 3) 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.
- 4) 山下彰司：冬期の流量推定精度向上に関する一考察，開発土木研究所月報，No.536，1998.
- 5) Hirayama K : Characteristics of Ice covered Streams in connection with Water Discharge Measurements IAHR Ice Symposium, Vol.2, Lulea, Sweden, 1978.
- 6) 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.
- 7) 冬期流量測定に関する調査解析，北海道開発局網走開発建設部，pp.62-77，1979.
- 8) 吉川泰弘，渡邊康玄，早川博，平井康幸：結氷河川における実用的な氷板厚計算式の開発，土木学会，年次学術講演会講演概要集，第 64 回，pp.127-128，2009.
- 9) Moody, F.F. : Friction Factors for Pipe Flow, Trans. ASME, Vol.66, pp.671, 1944.
- 10) 椿東一郎：水理学 1，森北出版，pp.90, 109，1988.
- 11) George D. Ashton, Ed.: River Lake Ice Engineering, Water Resources Publications, pp.233-236，pp.289，1986.



吉川 泰弘*
Yasuhiro YOSHIKAWA

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



渡邊 康玄**
Yasuhiro WATANABE

北見工業大学
工学部社会環境工学科
教授
博士(工学)



早川 博***
Hiroshi HAYAKAWA

北見工業大学
工学部社会環境工学科
准教授
博士(工学)



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
上席研究員