

寒地河川における河水変動が河川水位へ与える影響

Influence of a River Ice Fluctuation given to Water Level in a cold district river

寒地土木研究所 ○正会員 吉川 泰弘 (Yasuhiro Yoshikawa)
 北見工業大学 正会員 渡邊 康玄 (Yasuharu Watanabe)
 北見工業大学 正会員 早川 博 (Hiroshi Hayakawa)
 寒地土木研究所 正会員 平井 康幸 (Yasuyuki Hirai)

1. はじめに

河川水位は治水、利水、環境を考える上で重要な指標であり、結氷していない場合の河川水位は、河道形状、流量、河床粗度、エネルギー勾配の影響を受け、主に洪水時、融雪出水時、渇水時において水位は変化する。これに対して、寒冷地における河川は冬期の気温低下により河道内に河水が形成されるため、結氷している場合の河川水位は、上述の影響因子に加えて河水粗度と河水量の影響を受け、その水位変化は、河水が蛇行部、狭窄部あるいは橋脚箇所を滞留し河積を狭めることによる水位上昇と、滞留していた河水が下流へと下流し河積を広げることによる水位低下があり、水位上昇は結氷開始時と解氷時に起こり、水位低下は解氷時に起こる。

我が国における解氷時の水位上昇の一例として、1995年3月18日に渚滑川のKP16.6からKP20.2の3.6kmの区間において、上流から下流してきた河水が滞留および閉塞したため、KP19.3の上渚滑水位観測所において、3月にも関わらず計画高水位の直近14cmまで水位が上昇したことが報告されている。但し、バックホウで河水を早急に除去したため、この水位上昇による内水氾濫等の被害は免れている。解氷時の水位低下については、出合ら¹⁾により2009年3月25日に天塩川のKP59.6の誉大橋において、解氷の始まりから終りまでの目視観察に成功し、河水の流下時と観測水位の低下時が一致することを示している。結氷開始時の水位上昇については、研究事例が少なく、十分には現象が解明されていない。

一方、寒冷地の河川管理を行う場合には、例えば、河川管理のためのリアルタイム水位において急激な水位上昇が確認されたとしても、凍結道路の走行、除雪作業、交通機関の遅延により、早急に現場へ入り、状況を確認して対応することは夏期に比べて困難である。このことから、寒地河川において河水変動と水位変化との関係を明らかにすることは、河川管理を行う上においても有益な知見となる。

本研究は、寒地河川における河水変動が河川水位へ与える影響を、河川縦断的に明らかにするために、現地観測を実施するとともに、河水変動が流水へ与える影響をモデル化した1次元河水変動計算モデルを構築し、水位および結氷状況の計算値と観測値との比較から現象の解明を試みた。



図-1 観測地点の位置図

2. 現地観測

対象河川は北海道北部に位置する天塩川とし、観測区間は河水形成が河川縦断方向に進行する区間として、図-1に示すKP94.2からKP108.0の13.8km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。観測期間は開水時から結氷時を経て解氷時までの2008年12月25日0:00から2009年3月20日0:00の85日間とした。観測項目は図-1に示す6地点において、水位 (Mc-1100, 光進電気工業製, 測定精度 $\pm 1\text{cm}$)、水温 (COMPACT-CT, (株)アレック電子, 測定精度 ± 0.05)、気温 ((株)MCS, 測定精度 JISA 級 ± 0.15 以下) を10分毎に観測し、KP94.2においては流量観測、河水厚の観測を実施した。

さらに、河川縦断方向への河水形成を把握するために、2009年において河水形成時の1月30日、2月11日、2月24日と解氷後の3月17日の計4回の上空撮影を実施した。撮影結果を図-2に示す。図-2より、結氷の先端を追うと、1月30日において河水の上流端は約KP99である。その後、時間の経過とともに、2月11日は約KP104で2月24日は約KP106であり、3月17日は解氷後のため河道内に河水は存在していない。2月11日においてKP98.6からKP99.8、KP100.5からKP103.2の区間、および2月24日においてKP98.6からKP99.6、KP100.8からKP103.2の区間で、澇筋と推定される一部の箇所が開水面が確認できるが、相対的にみると河水は下流から上流へと形成していることが分かる。観測区間下流のKP91付近は音威子府の蛇行部であり、流速が遅く河水形成がされやすいと仮定すると、この地点を結氷の起点として河水が上流へと形成されたと推察できる。

3. 1次元河水変動計算モデルの構築

今回の観測区間における河水形成は、上空撮影結果より、下流のある地点を起点として上流方向へと形成

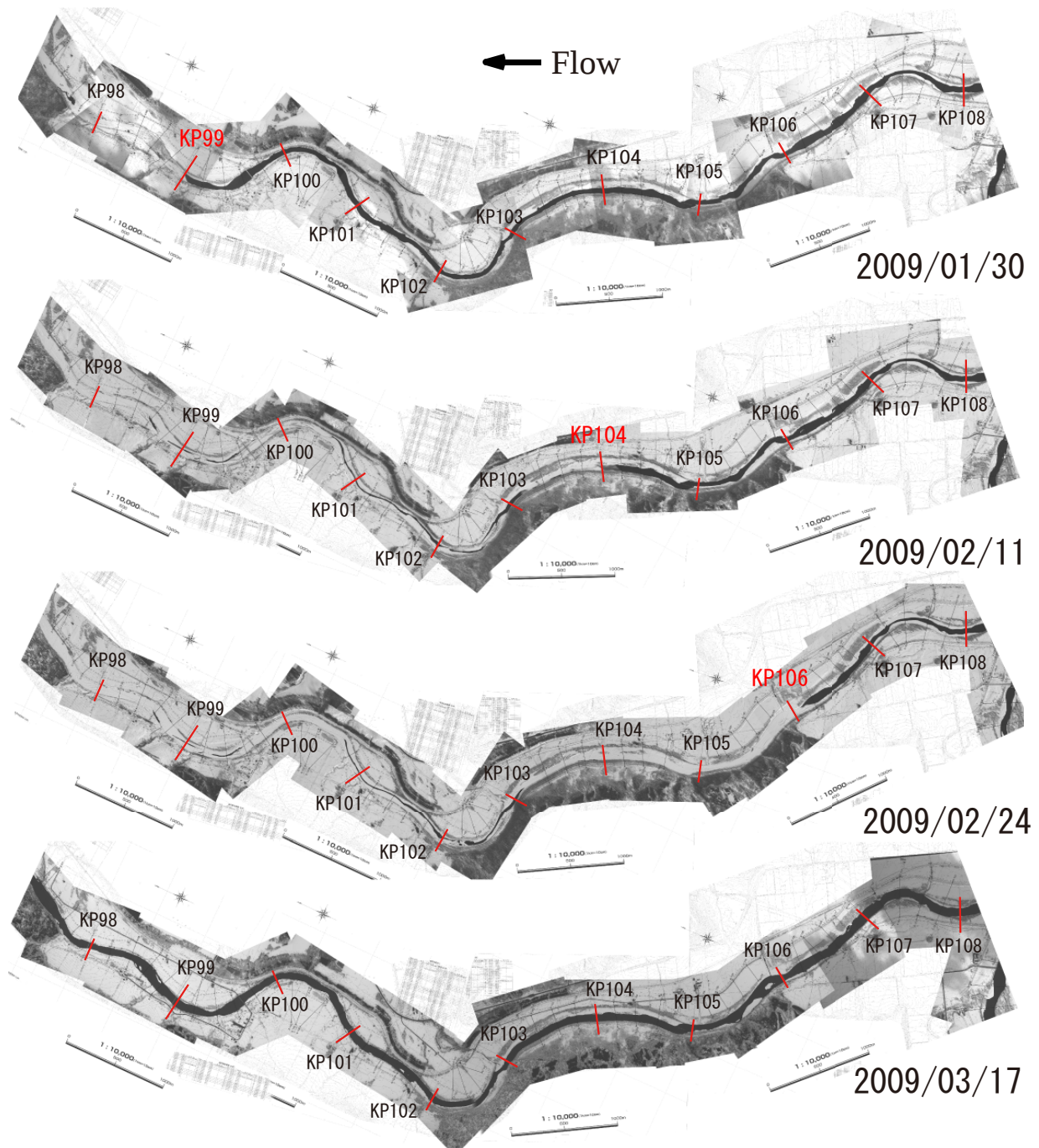


図-2 天塩川における KP98 から KP108 までの上空撮影写真

することが示された．河川縦断方向の河氷形成と融解が河川水位へ与える影響を明らかにするために，1次元河氷変動計算モデルを構築した．計算方法は，連続の式，運動の方程式，結氷時の合成粗度算出式²⁾から流れの計算を行い，氷板厚は気温による形成と融解および流水による融解を考慮した氷板厚計算式³⁾から求め，計算された氷板厚から氷板変動に伴う流積と流量への影響をモデル化して計算を行った．なお，河氷は大別すると硬い氷板とその下に存在する柔らかい晶氷に分けられるが，本モデルでは簡便のため氷板のみを対象としている．

(1) 流れの基礎式

連続の式は式(1)を，運動の方程式は式(2)を用いた．計算方法は，従属変数を空間的に千鳥状(staggered)に

配置し，時間的に蛙飛び(leap-frog)に進める陽的な差分式で行った．

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q^2}{A} \right) + gA \frac{\partial H_z}{\partial x} + \frac{gn^2|Q|}{AR^{4/3}} \left(\frac{Q + \bar{Q}}{2} \right) = 0 \quad (2)$$

A は流積 [m^3] であり水が流れる面積である． Q は流量 [m^3/s]， t は時間 [sec]， x は距離 [m] である． H_z は水位であり， Z を河床高 [m]， h_w を有効水深 [m]， h_i を氷板厚 [m]，水の密度を $\rho_w [\frac{\text{kg}}{\text{m}^3}]$ として 999.8 を，氷の密度を $\rho_i [\frac{\text{kg}}{\text{m}^3}]$ として 917.4 を与え，水位 H_z は， $H_z = Z + h_w + \frac{\rho_i}{\rho_w} h_i$ として計算した． g は重力加速度 [m/s^2] で 9.8， n は Manning の粗度係数で，開水時

は河床粗度を与え、結氷時には河床と河氷の合成粗度係数²⁾を与えた。 R は径深で、開水時は h_w を与え、結氷時は $h_w/2$ を与えた。 $\bar{Q}$ は Δt 後の流量で未知数となる。

(2) 氷板厚計算式

河川結氷時の氷板厚を高い精度で計算するためには、熱収支を考慮⁵⁾する必要がある。しかし、熱収支の計算を実施するためには多くの観測値が必要であるため、本研究では、入力値が気温、水温、有効水深およびその地点に依存する値の係数 α 、 β のみであり、氷板の形成から融解までを計算することが可能である吉川ら³⁾の式(3)を用いた。

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

T_a は気温[°C]、 T_w は水温[°C]である。係数 α は、KP94.2における氷板厚の観測値と計算値が一致するように試行錯誤の上、0.7を与えた。 β については、式(4)より算出した。 U_w は断面平均流速[m/s]である。

$$\beta = \frac{U_w}{h_w^{2/3}} \quad (4)$$

式(3)において、例えば1時間毎に氷板厚を計算する場合は、式(3)の T_a 、 T_w は1日の平均値であるため、1時間毎の T_a 、 T_w を用いる場合には、24で割り単位変換した値 $T_a/24$ 、 $T_w/24$ が入力値となる。なお、 $\bar{h}_i$ [m]の初期条件は1mmとして与え、それ以降は計算される氷板厚を与えた。氷板厚の計算値と観測値を図-3に示す。図-3より、最大で約20cm程度の誤差はあるものの定性的には氷板形成を良く再現している。

a) 河氷変動が流水へ与える影響

河氷の変動が流水へ与える影響として、河氷底面による粗度の増加、河氷の形成と融解による流積と流量の増減が考えられる。

河川結氷時の粗度係数について、既往研究⁴⁾では、Manningの粗度係数を時間の関数として推定しているが、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、流速係数 ϕ [無次元]を用いて表される式(5)から算出し、 ϕ の計算には吉川ら²⁾の式(6)を用いた。なお、本計算においては、フルード数が0.4以下かつ氷板厚が40cm以上を結氷条件として与え、 $\phi > 3.0$ の条件を加えている。

$$n = \frac{R^{1/6}}{\phi \sqrt{g}} \quad (5)$$

$$\phi = \frac{C_o}{R^{0.25} I_e^{0.5}} \quad (6)$$

I_e はエネルギー勾配、 C_o [m^{1/4}]は河氷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おり、本研究においては、既往の観測値²⁾を参考として式(7)より与えた。式(7)の $days$ は結氷後からの日数である。

$$C_o = 0.154 + 0.005 days \quad (7)$$

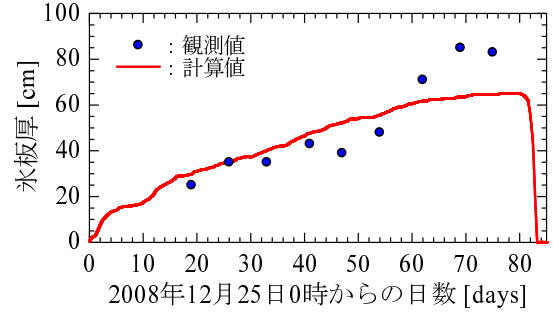


図-3 氷板厚の計算値と観測値 (KP94.2)

河氷が形成されると流積は狭められ、河氷が形成される分の流量が減少し、河氷が融解されると流積は広くなり、河氷が融解される分の流量が増加することが考えられる。本研究では、これらの影響を浮力と質量保存を考慮して、次式によりモデル化し計算を行った。 Δh_i は Δt の時間間隔の間に変動した氷板厚[m]であり、 B は川幅[m]である。なお、添え字'は河氷変動の影響を受けた値であることを示す。

$$\begin{cases} A' = A - \frac{\rho_i}{\rho_w} \Delta h_i B & (8) \end{cases}$$

$$\begin{cases} h' = \frac{A'}{B} & (9) \end{cases}$$

$$\begin{cases} H'_z = Z + h' + \frac{\rho_i}{\rho_w} h_i & (10) \end{cases}$$

$$\begin{cases} R' = \frac{h'}{2} & (11) \end{cases}$$

$$\begin{cases} Q' = Q - \frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{dh_i}{dt} B \Delta x & (12) \end{cases}$$

4. 本計算モデルの計算値と観測値

(1) 計算条件

河床高と川幅は、1996年、1997年、2003年の200m毎の横断測量データと、KP94.2における2008年12月23日の観測流量93.565m³/sを用いて、不等流計算を行い、流積と水面幅から平均水深を算出して、水位から平均水深を引くことにより河床高を求め、川幅は水面幅とした。河床のManningの粗度係数は、開水時に観測した水位と計算値が一致するように、河床勾配を参考⁶⁾にして試行錯誤を行い決定した。上流端の流量は連続的に観測を行っていない。この地点は冬期間、結氷しないことから、河床変動はなく河床粗度、エネルギー勾配は一定と仮定して、Manning式からHQ式を求め、この式により観測水位から流量を算出し境界条件として与えた。下流端の水位は10分毎の観測水位を境界条件として与えた。気温はKP94.2で観測した値を計算区間で同一として与えた。水温は各地点で観測した値を河川縦断方向に線形補完して各断面の値とした。なお、水温は0.06以下の場合は0として計算を行った。計算における区間はKP94.2からKP108.0の13.8km、期間は2008年12月25日0:00から2009年3月20日0:00の85日間とし、断面間隔は200mの河道データを線形補完して $\Delta x=100$ m、時間間隔は $\Delta t=0.5$ 秒とした。

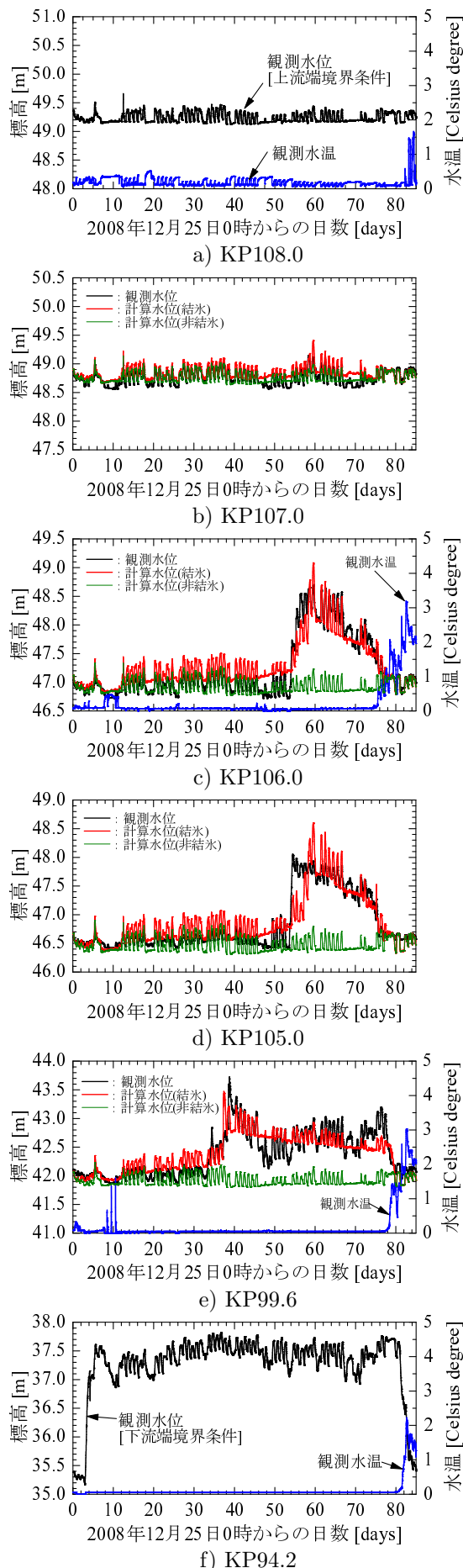
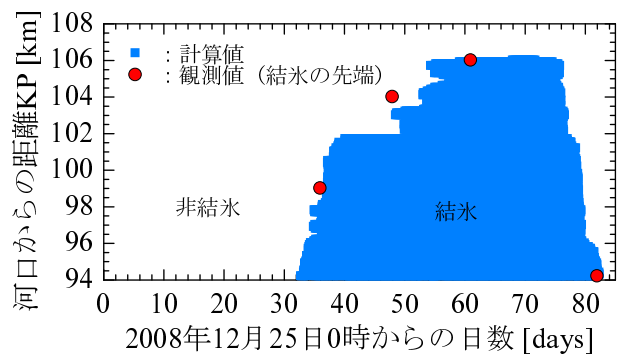


図-4 河川水位の計算値と観測値，河川水温の観測値



(2) 水位および結氷状況の計算値と観測値

水位の計算値と観測値および観測水温を図-4に示す。図-4には結氷しない場合の計算値も合わせて示している。図-4より，計算値は観測値の経時的な上昇および降下を各地点で良く再現している。なお，水位の微小振幅は上流に位置する岩尾内ダムの放流量の影響である。

次に，横軸を日数，縦軸を河口からの距離として，結氷状況の計算値と上空撮影による結氷の先端の観測値を図-5に示す。図-5より，48日目（2月11日）において，多少の時間遅れがあるものの，相対的にみると計算値は観測値の時間と場所を良く再現している。このことは，本計算モデルの妥当性を確認すると同時に，河水は下流から上流へと形成され，河水が形成されると河川水位が上昇し，河水が融解されると河川水位は降下するという定性的な知見を示している。

5. まとめ

本研究により以下の知見が得られた。上空撮影結果より，今回の観測区間における河水は下流のある地点を起点として上流方向へと形成される。流れと氷板を同時に計算することが可能な1次元河水変動計算モデルを構築し，本計算モデルの水位と結氷状況の計算値は観測値と良く一致することから，河水が形成されると河川水位が上昇し，河水が融解されると河川水位は降下することを明らかにした。

謝辞：本研究は北海道開発局より資料提供のご協力，(株)福田水文センターより現地観測のご尽力を頂きました。記して謝意を表します。

参考文献

- 1) 出合寿勇，吉川泰弘，尾形寿：天塩川における解氷現象に関する現地観測，第25回寒地技術シンポジウム，pp.184-189，2009。
- 2) 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，2010。（投稿中）
- 3) 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，2009。
- 4) A. M. Wasantha Lal, Hung Tao Shen: MATHEMATICAL MODEL FOR RIVER ICE PROCESSES, Journal of Hydraulic Engineering, Vol.117, No.7, pp.851-867, 1991。
- 5) 吉川泰弘，渡邊康玄，平井康幸：結氷河川における氷板の形成要因に関する一考察，土木学会北海道支部，年次技術研究発表会論文報告集，第65号，2009。
- 6) 河村三郎，土砂水理学I，森北出版株式会社，pp.212, 1982。