

結氷時の尾幌川における河川津波の数値計算

1-dimensional Numerical Simulation of River Tsunami Propagation in the Ice Covered Ohoro River

北見工業大学工学部社会環境工学科

北見工業大学工学部社会環境工学科

独立行政法人 土木研究所寒地土木研究所

○学生員 高橋麻子 (Asako Takahashi)

正会員 渡邊康玄 (Yasuharu Watanabe)

正会員 吉川泰弘 (Yasuhiro Yoshikawa)

1. はじめに

平成 23 年 3 月 11 日の東日本大震災では津波により未曾有の大災害が生じた。海岸のみならず河川を遡上した津波が河川堤防を越えて沿川地域に甚大な被害をもたらした。北海道においても各地で津波による河川遡上が発生したことが確認されている¹⁾。

北海道のような寒冷地の河川は、気温低下などの要因により結氷する。今回のように冬期に河川遡上が発生し漂流氷板が輸送されると、流水や氷板が遡上過程において細かく破壊される。このことにより、樋門や水門など河川管理施設の操作に支障をきたすといった被害や、氷板が遡上の際橋梁などの河川構造物へ衝突することにより、それらの被害のみならず、橋梁を利用している鉄道や自動車への二次的災害が発生する。よって、寒冷地においては災害の危険性が高くなる。

本研究では、こうした背景を踏まえ、実際に河川遡上が確認された北海道東部に位置する尾幌川の河口から KP7.0 までの区間を対象に、1 次元数値計算モデルを用いて津波による河川遡上の再現を行った。再現するにあたり、計算条件として、結氷を考慮した場合と考慮しない場合を想定し、両者の違いを明らかにすることによって、寒冷地における河川遡上の防災対策の基礎資料を作成することを目的とした。

2. 尾幌川の津波による河川遡上状況

(1) 河道条件

図-1 に尾幌川の位置図を示す。図-1 より河口から KP3.0 までは多少の蛇行がみられるが、上流の河道は改修によりほぼ直線的となっている。

対象河川である尾幌川の河道条件は、平成 23 年度尾幌川中小河川改修計画概要図と平成 19 年設計図面を基にし、川幅を低水位幅、河床高を平均河床高として示した(図-2)。河口から KP7.0 までは、平均川幅約 30m、河床勾配は概ね 1/500 ほどである。

河川結氷は川幅水深比に大きく影響を受ける²⁾ことから、検討区間の川幅水深比について図-3 に示す。ここで用いた水深は、便宜上 12 月 1 日 1:00 における水深を不等流計算から求めている。河口から KP1.3 では 20 程度の値を示しているが、KP1.4 付近で 50 から 100 程度の値を、それより上流では値が小さくなるが、KP3.0 から 4.0 では一部 200 を超えるような値を示している。



図-1 尾幌川の位置図 (Google earth に加筆)

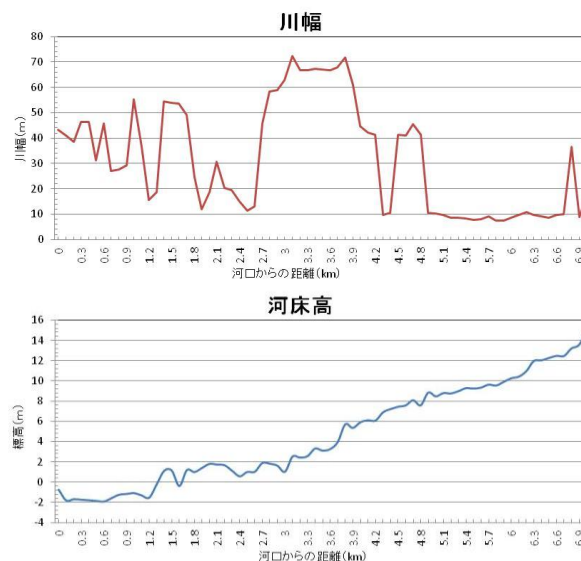


図-2 尾幌川の川幅と河床高

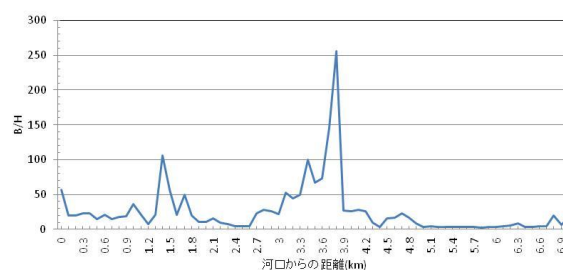


図-3 川幅水深比



図-4 尾幌川の現地調査位置
(電子国土 web システムに加筆)

(2) 尾幌川の現地調査

尾幌川の津波河川遡上の状況は、渡邊らの現地調査により確認されている³⁾。現地調査の記録があるのは、河口から KP3.0 までである。その位置を図-4 に示す。なお、河口から上流に A、B、C、D 地点とする。

A 地点では、写真-1 に示されていたように、津波の影響により削られた波高の高い砂州の左岸側の一部が切れている。

B 地点は河口より 0.572km 上流である。この地点では調査によると津波による河口砂州の浸食に伴う水位の低下により、河川氷に割れた筋が多数生じたと推定されている(写真-2)。氷の上に土砂は存在せず氷が割れていたことから氷の下を津波が遡上した可能性があると記録されている。

ここより少し下流の河口から 0.5 km 地点 (写真-3) では釧路総合振興局によると、破壊された氷板が約 80cm の厚さで集積したことが報告されている。

C 地点は河口から 1.3km ほどの地点であり、支川合流部である。ここには氷に穴が開いており、穴の形状と一致する氷が 1m 程度上流の氷の上に存在していた。氷塊の移動も確認されている地点である。

D 地点は尾幌川に架かる開龍橋下流であり、河口より約 2.3km 上流の地点(写真-4)である。ここでは、津波遡上の痕跡は確認されていない。

以上より、全体的に何らかの痕跡が見られたのは、川幅水深比の値が比較的小さい箇所であった。また、遡上距離に関して、現地調査では遡上の痕跡があることが確認できたのは河口より上流 1.3km の地点であり、実際にどこまで河川遡上が起きたのか正確な距離は、分かっていない。

いずれにせよ、尾幌川の河川遡上の状況をみ限り氷板に多く痕跡がみられるため河川結氷が、津波の遡上に何らかの影響を及ぼしているものと考えられる。次章により数値計算を行い、結氷が津波による河川遡上に与える影響を考察する。



写真-1 尾幌川河口砂州の状況 (A 地点)



写真-2 結氷した河川氷破壊の痕跡 (B 地点)



写真-3 河口より 500m 上流付近 (B 地点やや下流)



写真-4 開龍橋下流 (D 地点)

3. 数値計算

(1) 計算式

本研究における尾幌川の津波遡上の計算は吉川ら⁴⁾の提案している式を基礎式として、連続の式を式(1)、運動方程式は式(2)を用いた。

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

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

$$H_z = Z + h_w + \frac{\rho_i}{\rho_w} h_i \quad (3)$$

$A[\text{m}^2]$: 流積、 $Q[\text{m}^3/\text{s}]$: 流量、 $t[\text{sec}]$: 時間、 $x[\text{m}]$: 距離、 $g[\text{m/s}^2]$: 重力加速度で 9.8、 $n[\text{s/m}^{1/3}]$: マニングの粗度係数、 $R[\text{m}]$: 径深である。 $\bar{Q}$ は Δt 秒後の流量で未知数となる。

$H_z[\text{m}]$: 水位は式(3)より算出した。 $Z[\text{m}]$: 河床高、 $h_w[\text{m}]$: 有効水深、 $h_i[\text{m}]$: 氷板厚、 $\rho_w[\text{kg/m}^3]$: 水の密度は 999.8、 $\rho_i[\text{kg/m}^3]$: 氷の密度は 917.4 を与えた。

また、氷板厚計算式は、入力値が気温、有効水深およびその固有値の係数 α のみである式(3)を用いた²⁾。

$$h_i = h'_i - \left(\frac{65.2}{10^5} \right) \alpha \frac{T_a}{h'_{is}} \quad (3)$$

$$\alpha = 0.906 - 2.770 \frac{I_b B}{h_w} \quad (4)$$

$h_i[\text{m}]$: 氷板厚、 $h'_i[\text{m}]$: Δt 前の氷板厚、 $T_a[^\circ\text{C}]$: 日平均気温、 I_b [無次元]: 河床勾配である。 α は北海道における河川結氷時の計 249 回の観測データ解析⁵⁾から得られた式(4)を用いて算出した。式(3)は河床勾配、川幅、有効水深と河道特性を踏まえた式である。 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。また、積雪または晶氷が氷板と一体となる場合は大きく、積雪または晶氷の断熱効果がある場合は小さくなる。

(2) 計算条件

津波の河川遡上の計算における対象区間は KP0.0 から KP7.0 の計 7.0km とし、結氷状況を再現するため 2010 年 12 月 1 日 1:00 から 2011 年 4 月 1 日 0:00 までの 121 日間を計算対象とした。川幅、河床高は図-2 に示す通りである。なお、河口砂州が津波によって洗掘されているが、今回の計算では考慮していない。

計算時間間隔 Δt は 1 秒、計算距離間隔 Δx は 100m、河床抵抗としてのマニングの粗度係数は 0.035 とした。上流の境界条件は 10 分毎の観測水位データを H-Q 式に代入し、前後の値より時間的に線形補完することにより 1 分毎の流量を算出して与えた。下流の境界条件は河口で水位観測を行っていないため、河口より 10km ほど離れた厚岸漁港の 1 分間毎の潮位データを与えた。

気温については観測データが無い場合、尾幌川河口より約 7km 離れた知方学(チッボマナイ)のアメダスから得られた 10 分毎の気温データを時間的に線形補完し 1 分間毎にして与えた。比較のため結氷を考慮しない場合の計算については一定値 20°C を与えて計算を行った。

なお、上流の水位データ、知方学の気象データについては何箇所か欠測期間があったが、同様に欠測期間の前後の値を時間的に線形補完して与えた。

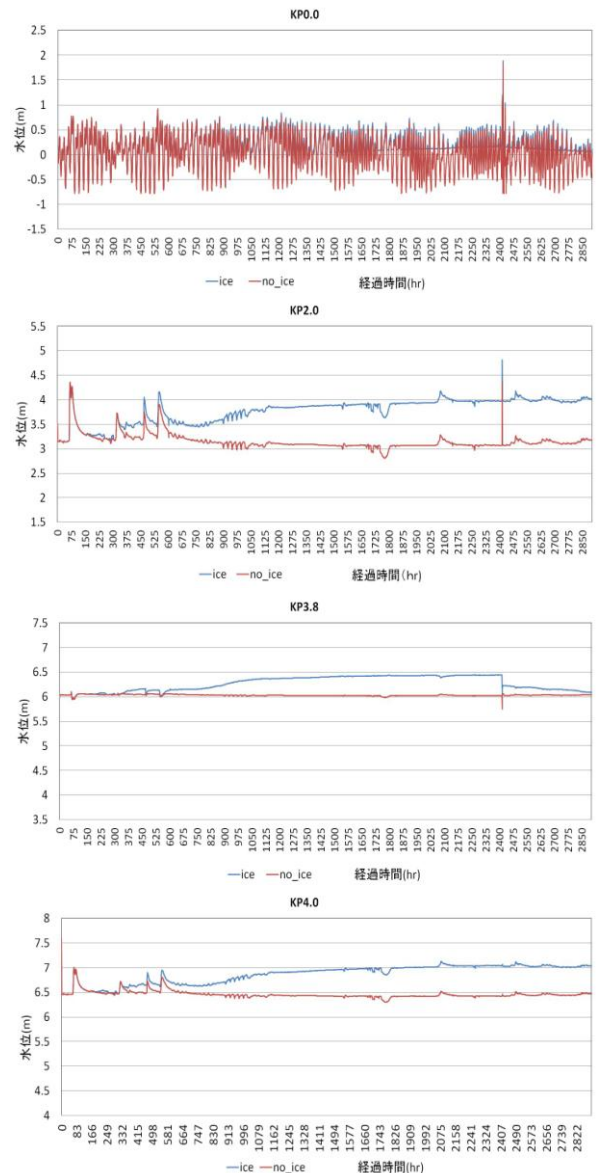


図-5 2010/12/1 から 2011/4/1 における水位変化

(3) 計算結果

i) 水位変化

図-5 は 2010 年 12 月 1 日 1:00 から 2011 年 4 月 1 日 0:00 までの KP0.0、KP2.0、KP3.8、KP4.0 の 1 時間毎の水位変化である。図中の青線が結氷を考慮した場合、赤線が結氷を考慮しない場合の水位を示している。すべての地点において、結氷ありの方が、結氷なしに比べて水位が高いことが分かる。また、経過時間 2413hr から 2437hr の大きな水位変化は津波遡上のあった 2011 年 3 月 11 日 14:00 から 3 月 12 日 14:00 までの変化である。図-6 はその期間を抽出したものである。KP0.0 は潮位による周期的な変動の他、3 月 11 日に津波による不規則な変動がみられる。一方 KP2.0、KP3.8 は 11 日の 17:00 頃のみ大きな変化が見てとれる。KP2.0 の同時刻付近の水位は上昇しており、KP3.8 の水位は一時的に低下している。水位が低下する変化は KP3.8 についてのみである。この地点は、計算区間において川幅水深比が大きい値を示していることから川幅水深比と水位には関係があることが推察される。

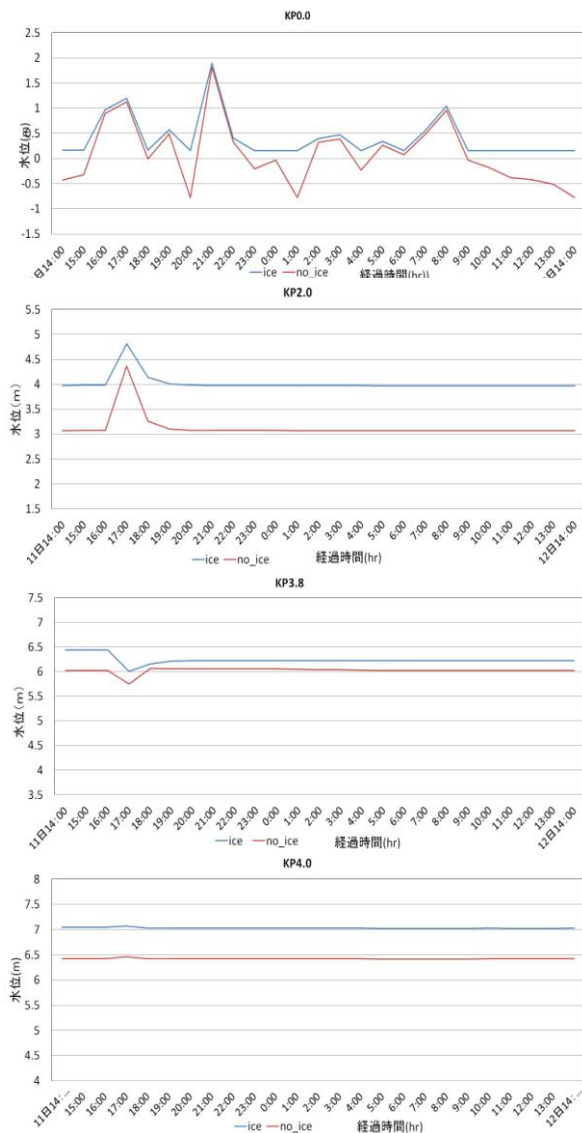


図-6 3/11 14:00 から 3/12 14:00 における水位変化

計算した断面すべてを見てみると、遡上の影響が見られるのは KP4.0 までであり、その地点より上流は津波遡上による水位変化は見られなかった。

ii) 流速変化

図-7 は年 12 月 1 日 1:00 から 2011 年 4 月 1 日 0:00 まで 1 時間毎の流速のグラフである。KP0.0 は流速の値が大きく変動しているため、直上流の KP0.1 の断面で比較を行った。水位とは反対に流速は結氷ありの方が遅く、結氷なしの方が速くなっている。また、流速が急激に減少している地点が何ヶ所も見られたが、これは図-3 の川幅水深比が大きくなる直下流つまり KP1.3、KP3.7 で津波遡上時に流速が大きく減少することが分かった。

4. おわりに

数値計算結果から、尾幌川の津波による河川遡上は結氷ありなしで遡上距離は変わらないが、結氷ありは水位が高く流速が遅い。

本研究において、数値計算により河水の下を津波が遡上することを再現し、KP4.0 まで遡上する結果を得た。

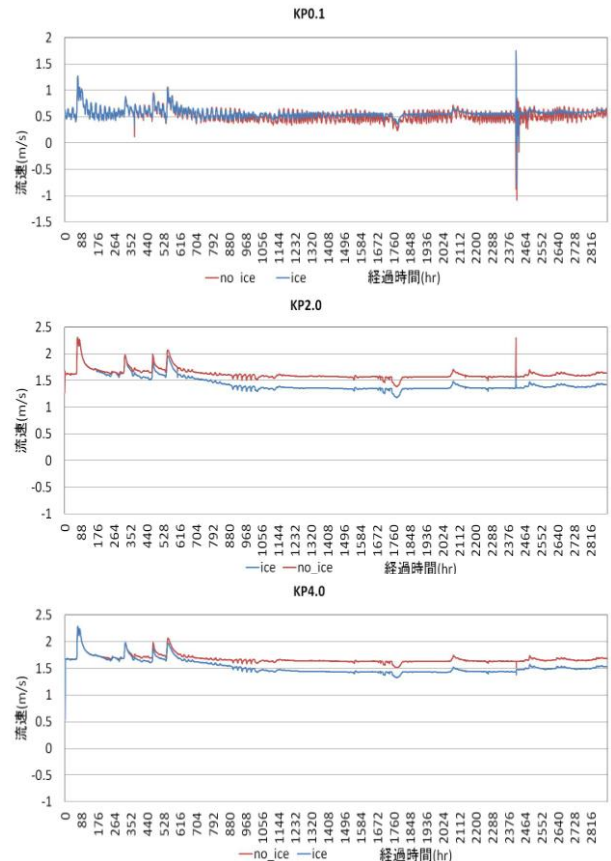


図-7 2010/12/1 から 2011/4/1 における流速変化

一方で、本計算モデルでは氷板の破壊・融解、河岸の固定、津波による鉛直方向の力を考慮していないため、実際の津波による河川遡上と差が生じるものと考えられる。そのため、更なる数値計算モデルの開発を行う必要がある。

謝辞 本研究を実施するにあたり、北海道釧路総合振興局、北海道開発局には貴重な情報を提供して頂きました。記して謝意を表します。

参考文献

- 1) 渡邊康玄, 川村里実: 北海道津波河川遡上調査, 東北地方太平洋沖地震津波・北海道津波合同調査報告会, 2011.
- 2) 吉川泰弘, 渡邊康玄, 平井康幸: 河川結氷時の河水形成と河道特性および水理量との関係について, 第 53 回北海道開発技術研究発表会, 2010.
- 3) 渡邊康玄, 西田正実, 木村祐輔, 小松佑輔: 釧路管内 2 級河川遡上調査, 2011.
- 4) 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, 河川技術論文集, 第 16 巻, pp.247-pp252, 2010.
- 5) 吉川泰弘, 渡邊康玄, 早川博: 結氷河川における河水形成と河道特性の関係に関する考察, 寒地技術シンポジウム, 第 25 回, pp.190-195, 2009.
- 6) 気象庁, 気象統計情報, 釧路地方, 知方学.
- 7) 阿部孝章, 吉川泰弘, 平井康幸: 津波の遡上に伴う河道内氷板の輸送過程に関する水理実験, 寒地土木研究所月報, 第 695 号, pp.2-11, 2011.