

2011年東北地方太平洋沖地震により発生した津波の 結氷河川における遡上状況及び氷板痕跡調査

Run-up Characteristics and Field Survey on the Tsunami Propagated up Frozen Rivers Caused by 2011 Tohoku-Pacific Coast Earthquake

阿部 孝章* 吉川 泰弘** 矢野 雅昭*** 永多 朋紀**** 稲垣 達弘*****
桃枝 英幸***** 村上 泰啓***** 平井 康幸*****

Takaaki ABE, Yasuhiro YOSHIKAWA, Masaaki YANO, Tomonori NAGATA,
Tatsuhiko INAGAKI, Hideyuki MOMONOE, Yasuhiro MURAKAMI and Yasuyuki HIRAI

宮城県三陸沖を震源とするモーメントマグニチュード9.0の地震が2011年3月11日14:46 (UTC+09:00)に発生した。この地震に伴い発生した大津波は東北地方太平洋岸に押し寄せ、未曾有の大災害をもたらした。更にこの津波は北海道全域の沿岸にも到達し、津波による水位変動は広範囲にわたって長時間にわたり観測された。今回の津波は、北海道においては甚大な被害をもたらすことはなかったものの、複数の河川に遡上し、河口から最大で40km近くも遡上した。更に寒冷地河川特有の現象として、当時河道内に形成されていた河水が破壊され、大量の氷板が津波と共に遡上し、高水敷や樋門付近にまで到達していた。本稿は、この津波の河道への侵入が認められた河川のうち、太平洋岸に河口を持つ十勝川、浦幌十勝川、新釧路川、鶴川、沙流川を対象として、水位記録に基づく分析と、現地調査結果を取りまとめた。これらに関して考察を加えた上で結氷時河川津波が有する危険性を指摘し、今後の防災・減災対策上の課題を整理した。

《キーワード：河川津波；結氷河川；痕跡調査；氷板輸送》

The earthquake of a Moment Magnitude ($M_w =$) 9.0 that centered off the coast of Sanriku on March 11, 2011 at 14:46 (UTC+09:00) generated a series of tsunami waves, which devastated the coastal areas throughout the Pacific Coast of Northern Japan. Shortly after that, a number of tsunami waves triggered by the earthquake were observed on the whole coast line of Hokkaido. The tsunami did not do such serious damage in Hokkaido as they did in the Tohoku area, but an intrusion was confirmed to have occurred nearly 40 kilometers upstream from the river mouth. In addition, the tsunami was also characterized by the breaking of river ice and a tremendous number of ice sheet deposits on the river channels and near sluice ways. This report is to present the run-up characteristics of the tsunami up the rivers in Hokkaido, using data from the water level observations and a series of field survey. The survey was conducted on Tokachi River, Urahoro-Tokachi River, Shin-Kushiro River, Mu River and Saru River, whose mouths are on the Pacific Coast. The authors point out the threat of winter-time tsunami in rivers, and discuss the issues of future disaster prevention and mitigation.

《Key words : Tsunami in rivers; Frozen Rivers; Field Investigation; Ice floe transport》



図－１ 本研究で検討対象とした５河川の位置と、北海道開発局調査^{８)}により確認された遡上距離

１．はじめに

2011年３月11日14:46 (UTC+09:00)、Mw9.0の東北地方太平洋沖地震が三陸沖を震源として発生した。この地震により発生した大津波は東北の太平洋岸に押し寄せ、未曾有の大災害をもたらした。この津波に伴い、岩手県・宮城県の河口付近に設置されていた水位計は損壊した。そのためその規模を時系列的に、定量的に評価することは難しく、現段階では痕跡調査に頼るほか手段がない。北上川では、河口から49km 地点まで津波が到達したことが水位記録から明らかになっており^{１)}、これは河川津波が非常に長区間にわたり伝播しえることを表していると言える。

一方、この地震による津波が到達したのは北海道も例外ではない。著者ら^{２)}の実施した水位記録分析により、北海道の１級河川では、津波侵入は計９河川において確認された。中でも、石狩川支川の幌向(ほろむい)川・豊幌(とよほろ)水位観測所において、波高9 cmの津波侵入に伴う水位変動が観測された。この地点の本川河口部からの距離は約36km であり、道内で観測された中では最大の伝播距離である。他にも天塩川の18.6km (天塩大橋水位観測所)、新釧路川の11.0km (岩保木水位観測所)と、10km 以上の津波侵入が複数河川の水位記録から明らかにされている^{２)}。しかし、現状では、現地状況に基づいた今回の河川津波の考察は充分になされていない。

津波痕跡調査は通常、海岸線に沿って行われる。そのため、田中ら^{３)}、安田ら^{４)}、そして宮崎ら^{５)}によるものがあるが、河道内の津波痕跡調査の報告例は沿岸部の調査報告に比較して非常に少ない。また、積雪や河川結氷などの寒冷地特性を踏まえた河川津波の調査

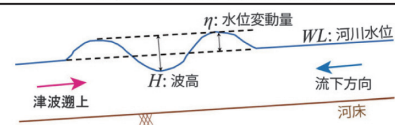
表－１ 各河川水位観測所到達までの伝播時間

水位観測所名	設置箇所	伝播時間(時間:分) (計測間隔[sec])
鳥取(とっとり)	新釧路川 KP.1.05	1:01 (10)
広里(ひろさと)	新釧路川 KP.7.40	1:29 (10)
岩保木(いわぼつき)	新釧路川 KP.11.00	1:53 (10)
大津(おおつ)	十勝川 KP.3.20	1:01 (10)
旅来(たびこらい)	十勝川 KP.9.30	1:30 (10)
十勝太(と勝ちぶと)	浦幌十勝川 KP.3.60	1:15 (10)
鵡川(むかわ)	鵡川 KP.2.55	1:40 (600)
富川(とみかわ)	沙流川 KP.2.70	1:30 (600)

２列目は河川名と設置箇所の KP、３列目は地震発生時刻から第一波による水位変化が現れるまでの時間。

表－２ 本稿で用いた記号とその意味

記号	意味
WL	河川水位
H	着目した時刻における波峰とその後現れる波谷との水位差; 波高
η	津波侵入前水位からの水位変動量
FW	各水位観測所での津波による水位変動に関して１度目の波峰
Max	水位変動に関して、Hが最大の波峰



図－２ 本稿で用いた記号の概念図

報告は、矢野ら^{６)}、高橋ら^{７)}のものがあるものの、現象を解明し得るだけの充分な観測資料は残っていない。そこで本研究では、東北地方太平洋沖地震津波を対象に、水位記録と現地調査結果の両者にに基づき、北海道内での遡上状況を明らかにすることを目的とした。

本論文ではまず、太平洋岸に河口を持つ５河川の水位記録を詳細に示した上で、遡上特性を検討する。同時に氷板輸送に着眼点を置いた痕跡調査結果を示し、寒冷地特有の現象とも言える、河川津波による氷板輸送形態に関する考察について取りまとめた。

２．現地調査及び分析手法

２．１ 水位記録の分析手法

本研究ではまず、図－１、表－１に示した５河川において得られた水位記録から津波成分を抽出し、第１の波峰及び最大波高の波峰について到達時刻、波高、そして水位変動量を求めた。河道内の津波遡上による水位変動の継続時間にも着目し、整理・検討を行った。十勝川・浦幌十勝川では10秒、新釧路川では１分、鵡川・沙流川では10分間隔の水位記録から、離散 Fourier 変換(DFT)を利用して津波成分を抽出し、津波成分による水位変動量を示した。本稿で用いる主要な記号の説明を表－２、図－２に示した。但し、WL、H、 η の単位は全て[m]である。またFW、Maxは、沿岸部で記録される津波本体の第一波、最大波と必ずしも一致しないことに留意されたい。



写真-2 十勝川 T₁ 樋門における氷板痕跡 (KP. 3. 30 R)

表-3 十勝川の高水敷で見られた津波痕跡の標高及び痕跡物証(信頼度)

地点	痕跡標高 [m]	痕跡物証(信頼度)
KP.3.08 R	1.80	積雪の浸水・泥 (A)
KP.3.32 R	1.68	ゲート部で集積した氷板 (A)
KP.3.32* R	1.08	呑み口水路の変色 (B)
KP.3.97 R	0.80	樋門ゲートの浸水 (A)
KP.3.97 R	0.81	樋門ゲートの浸水 (A)
KP.5.72 L	0.88	積雪の浸水 (A)

KP. に * を付した地点は堤内側の痕跡を示す(以下同様)。

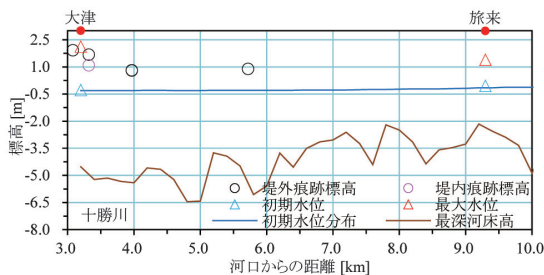


図-5 十勝川における堤外・堤内痕跡標高
水位観測所における初期水位と津波による最高水位、
初期水面形状と最深河床高の関係

3. 1. 1 水位記録に基づく分析(十勝川)

今回検討対象とした河川の中で、最も大きな水位変動を記録したのが十勝川である。図-4に十勝川本川における津波成分の記録(10秒間隔記録から抽出)を示した。但し、灰色の縦線は本地震の発生時刻を表す。大津水位観測所では、地震発生から約1時間8分後、15:54:10にFWが捕捉されており、その水位変化 η は1.70mと北海道内で見られた河川津波では最大の変動を記録している。その約30分後、旅来にFWが来襲したが η は0.46mと、大きく減衰したことがわかる。

Maxについては、大津では22:08:00に、旅来では22:29:30に極大水位を記録し、 η はそれぞれ1.94m、1.07mであった。2観測所において、複数回の津波侵入が記録されているが、その周期 T_1 は30分～1時間程度までばらつきが見られた。また旅来における水位記録の振動は3/12の11:00頃一度消失したが、18:00以

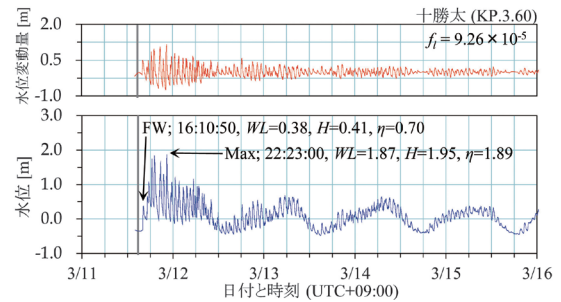


図-6 浦幌十勝川に設置されている水位観測所の10秒間隔水位記録と(下段)とDFT解析を利用して抽出した津波成分(上段、3/11 14時～3/16 0時)

降再び周期1時間程度の水位変動が観測され始め、3/13の11時前後まで継続した。その後また水位変動が消失し、同日の夕方から再び変動が現れた。この変動特性は、田中ら¹⁰⁾の指摘にもあるように、潮位変動の状態によっては津波が旅来まで伝播しないためと考えられた。

3. 1. 2 現地痕跡調査に基づく分析(十勝川)

写真-2に示したのは、KP.3.30 R 地点 T₁ 樋門で樋門から吐き口方向へ撮影したものと、ゲート部の拡大写真(右上)である。写真では、人の大きさに近い氷板が袖壁の入り口に閉塞して残っている。また、それより小さい氷板が樋門ゲートの中にまで侵入し、樋門動作に影響を与えかねない状態で、重なるように堆積していた。ゲート部直下まで氷板が侵入していることから、河川津波の侵入時、ゲート内で吐き口から堤内方向へ流速が発生しており、流水により輸送された氷板がこの地点で捕捉された可能性が大きい。なお、このゲートの横幅は氷板堆積部で約2m、最上段の氷板厚は大きいところで約80cm、小さいところで40cmであった。3月調査時の吐き口水路の水深は深いところでも20cm前後と小さく、厚さ80cmの結氷が生じていたとは考えがたい。そのためこれらの巨大氷板は、本川から侵入してきたと推定できる。

表-3に河川縦断的に測量した痕跡標高と痕跡物証を示した。図-5には、水位観測所での初期水位と最大水位(Δ で表示)及び表-3の数値(\circ で表示)を比較したものを示した。なお、最深河床高及び、不等流計算により求めた初期水面形状も参考値として表示している。

KP.3.2大津水位観測所付近では、痕跡水位と水位計の水位は概ね同水準である。しかし、KP.4.0付近より上流の2箇所では痕跡標高が1.0m前後であり、KP.9.30の旅来水位観測所では1.38mを記録している。痕跡調査は樋門など、堤防内構造物付近で実施しているため、



写真-3 浦幌十勝川 U₁樋門における氷板痕跡 (KP. 4. 20 L)

表-4 浦幌十勝川の高水敷で見られた津波痕跡の標高及び痕跡物証(信頼度)

地点	痕跡標高 [m]	痕跡物証(信頼度)
KP.0.80 L	1.33	量水標に付着した泥 (A)
KP.1.08 L	2.19	護岸破損部 (A)
KP.1.08 L	1.93	フェンス破損部 (A)
KP.1.09* L	1.66	積雪の浸水 (B)
KP.3.11 R	1.16	積雪の浸水 (B)
KP.3.11 R	1.58	積雪の浸水 (A)
KP.3.12* R	1.67	積雪の浸水 (B)
KP.4.19 L	1.50	立木下部の氷板痕跡 (A)

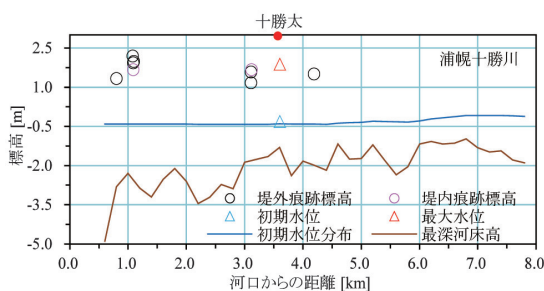


図-7 浦幌十勝川における堤外・堤内痕跡標高
水位観測所における初期水位と津波による最高水位、初期水面形状と最深河床高の関係

吐き口水路へ侵入していく過程で、本川で生じていた水位変動より減衰していた可能性がある。

3. 1. 3 水位記録に基づく分析(浦幌十勝川)

浦幌十勝川は、十勝川に続いて津波による水位変動量が大きかったことが確認された。図-6に浦幌十勝川における津波成分の記録(10秒間隔記録から抽出)を示した。FWは十勝川の犬津に比較し、15分ほど遅れて到達している。しかもその水位変動は犬津で1.7mであったのに対し、十勝太では0.7mである。十勝川よりも波源からの距離が長いことに加え、図-3に示したように河道の線形が大きく異なる。すなわち、十勝川では河口に到達した津波がほとんど曲がることなく到達できるが、浦幌十勝川では2箇所の湾曲部を経て十勝太に到達するためであると考えられる。2河川では流量規模も異なり、3月11日の茂岩水位観測所(十



図-8 釧路川下流域とその支川の概況、水位観測所の位置

勝川本川 KP.21.0) 日流量が110m³/s、浦幌十勝川では30m³/s (但し不等流計算に基づく推定値)である。

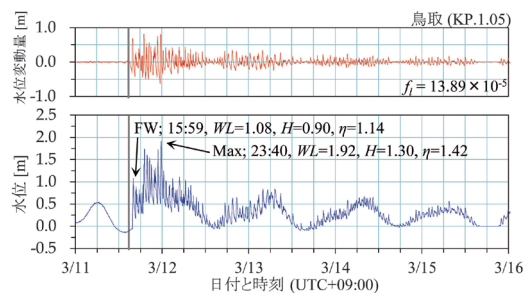
Maxについては、十勝太では22:23:00に記録し、 $\eta=1.89\text{m}$ であった。FWでは十勝太が小さい結果となったが、Maxについては十勝川と浦幌十勝川で同規模の水位変動量であった。

3. 1. 4 現地痕跡調査に基づく分析(浦幌十勝川)

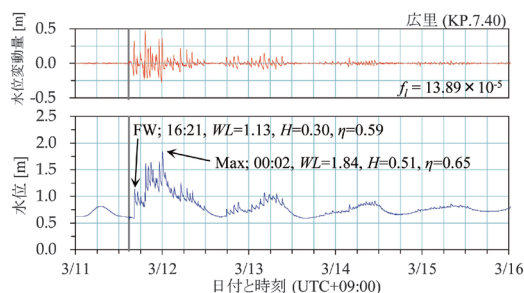
浦幌十勝川において、KP.4.20 L 地点 U₁樋門近傍の様子を写真-3に示した。ゲート付近から本川方向を撮影しており、ゲート付近の氷板集積状況を示したのが右上写真である。樋門の吐き口水路には、大小様々なサイズの氷板が密集した状態で堆積していた。吐き口水路両側の積雪に、津波痕跡の泥が付着しており、津波来襲時は高水敷高さ付近まで水位が上昇し、多量の氷板を堆積させたと推定される。右上に示したのはゲート近傍の拡大写真である。1mを超えるサイズの氷板が密集してきているが、ゲート全面に堆積している氷片は数十cm程度であった。表-4に浦幌十勝川における痕跡標高と痕跡物証、図-7に表-4の数値を比較したものを示した。痕跡標高はややばらつきは存在するが、1.16mから2.19mの間に含まれ、十勝太最高水位の1.87mと同水準と言える。また、堤内痕跡2箇所の測量結果は堤外側に近い値であり、河川津波の影響はこれらの地点では、無視できない規模で堤内地にも及んでいたと推定される。

3. 2 新釧路川

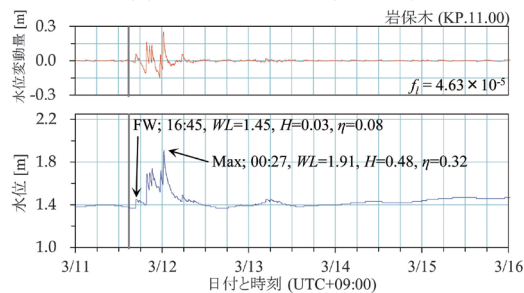
釧路川は湿原地帯を蛇行しながら南下し、岩保木において新釧路川と釧路川に分流する。新釧路川には幌呂川、雪裡川が合流し、河口近くで更に仁々志別川が



(a) 鳥取水位観測所 (KP.1.00)



(b) 広里水位観測所 (KP.7.40)



(c) 岩保木水位観測所 (KP.11.00)

図－9 新釧路川本川に設置されている水位観測所の 1 分間隔水位記録と(下段)と DFT 解析を利用して抽出した津波成分(上段、3/11 14時～3/16 0時)

合流し太平洋に注ぐ(図－8)。河床勾配は、釧路湿原から新釧路川河口部までが1/8,000～1/3,000程度である。

3. 2. 1 水位記録に基づく分析

図－9 に新釧路川本川における水位記録と津波成分(1 分間隔記録から抽出)を示した。鳥取では15:59にFW による極大水位1.08m を記録し、その後FW は広里を16:21に、岩保木を16:45にそれぞれ通過したものと推測される。Max は23:40に鳥取、12日00:02に広里、00:27に岩保木を通過しており、遡上速度はFW とほとんど変化していないと言える。また、鳥取及び広里の水位記録において、津波による変動が大きい時間帯と小さい時間帯が存在することが確認できる。これは十勝川で確認された傾向と同様、満潮時に水位変動が大きく、干潮時に水位変動が小さいためと考えられる。

3. 2. 2 現地痕跡調査に基づく分析

写真－4 (a) 左上に示したのは、新釧路川の KP.2.80 R 地点 K₁樋門からその吐き口水路方向を撮影したも



(a) 新釧路川 K₁樋門 (KP.2.80 R) における浸水痕跡(左上)及び、CCTV カメラに捉えられた、最高水位記録時間帯における K₁樋門ゲートへの河川津波衝突状況(3/12 0時頃)



(b) 新釧路川 K₂樋門 (KP.4.50 L) における浸水・氷板痕跡(左)及び、ゲート近傍の浮遊氷板



(c) 新釧路川 K₃橋ピア付近の浸水痕跡 (KP.5.20 L)

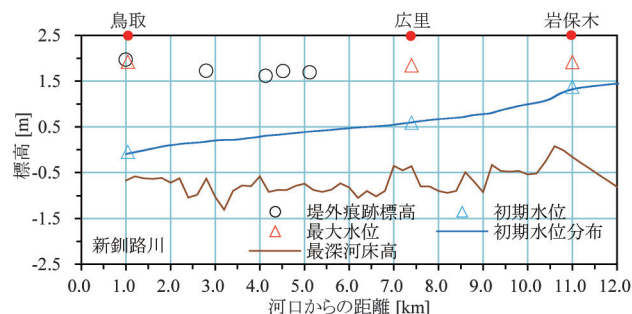
写真－4 新釧路川における現地踏査で確認された津波痕跡

のである。水路河岸の積雪には津波による痕跡ラインが見られた。痕跡ラインは積雪の変色と微量の泥の付着により判断を行った。この吐き口水路に関して、樋門ゲート上部に設置された CCTV カメラから撮影された、ゲートへの河川津波の衝突映像を同写真(a)に示した。碎波を伴いつつ段波状になりながら侵入した河川津波がゲートに激しく衝突し、その後も水位は上昇し続けた。写真左上の痕跡ラインはこの時に形成されたものと推定される。尚、掲載は省略するが、波状段波は複数回に渡ってゲート部に衝突していたことが同じ動画記録から明らかになっている¹¹⁾。これは新釧路川を遡上した河川津波が分散波列を形成しており、複数の波峰が吐き口水路に侵入したためと推察される。

写真－4 (b) 左に示したのは、KP.4.50 L 地点 K₂樋門吐き口水路を樋門付近から撮影した写真である。新釧路川でサイズ 5 m 以上の氷板が痕跡として発見さ

表－５ 新釧路川の高水敷で見られた津波痕跡の標高及び痕跡物証(信頼度)

地点	痕跡標高 [m]	痕跡物証(信頼度)
KP.1.00 L	1.97	積雪の浸水(B)
KP.2.80 R	1.73	積雪の浸水(B)
KP.4.13 R	1.62	倒伏した植生群(B)
KP.4.52 L	1.72	積雪に付着した泥(A)
KP.5.12 L	1.69	積雪の浸水(A)



図－10 新釧路川における痕跡標高

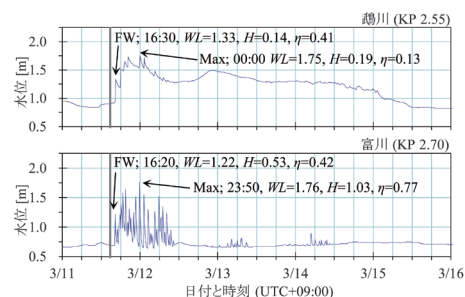
水位観測所における初期水位と津波による最高水位、初期水面形状と最深河床高の関係



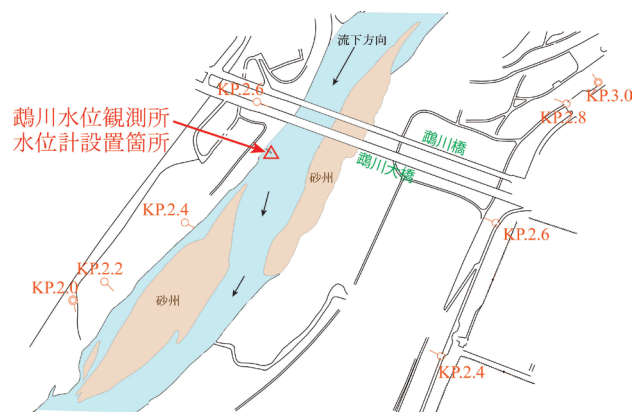
図－11 鵠川・沙流川下流域の概況、水位観測所の位置

れたのはこの地点のみである。吐き口水路と本川の接続部にピアのある歩道橋があり、本川から侵入した可能性は小さい。元々吐き口水路に形成されていた結氷が河川津波の侵入で破壊され、法肩部に沿って斜めに堆積している様子が確認された。この吐き口水路の天端間の幅は約18m、水面幅は約13mであった。同写真右にゲート部付近の滞留氷板の様子を示した。河川津波の侵入に由来すると考えられる結氷破壊の痕跡が認められた。写真－4(c)には KP.5.20 L 付近 K_3 橋ピア部の積雪の浸水痕跡を示した。少なくともこの地点までは、河川津波が高水敷上まで到達したことを示している。

表－５に新釧路川における痕跡標高と痕跡物証(信頼度)、図－10には、水位観測所での初期水位と最大水位及び表－５の数値を比較したものを示した。新釧路川では、水位観測所の最大水位は3地点でほぼ同水準(概ね1.8m～1.9m前後)で、痕跡標高もややばらつきはあるものの、概ね1.5mから1.8mの間であった。十勝川では多数の氷板が確認されたが、新釧路川では



図－12 鵠川・沙流川本川に設置されている水位観測所の10分間隔水位記録(3/11 0時～3/16 0時)



図－13 鵠川水位観測所付近の河川平面図(2008年測量)と砂州の位置

主として積雪への浸水や泥の付着が確認された。これは、津波侵入前の結氷量の違い、すなわち水理・気象条件の違いによるものと推定された。

3. 3 鵠川・沙流川

鵠川は狩振岳(標高1,323m)に源を発し、むかわ町にて太平洋に注ぎ、沙流川は日高地方の最西端を流れ、南西に向かって太平洋に注ぐ河川である(図－11)。鵠川下流部は河床勾配が約1/1,000、沙流川下流部では1/700程度であり、両者は1級河川の中でも比較的急勾配と言える。

3. 3. 1 水位記録に基づく分析

図－12に示したのは鵠川・沙流川における10分間隔の水位記録である。2河川では、ほぼ同じ時刻にFWによる水位変動を記録している。ところが水位変動の過程は両者で大きく異なり、鵠川で一度1.75mまで上昇した水位は緩やかに減少し12日の正午頃に極小値を記録し、再び上昇を始め、12日の22時頃に第二のピークが現れた。その時点から初期水位より50cm程度高い水位が暫く継続し、16日までにかけ、ゆっくりと水位が低下している。このような水位変化はアイスジャム¹²⁾の解氷時の水位挙動に類似している。次節で詳述する現地調査結果もアイスジャムの発生を示唆するも



写真-5 鵠川において津波遡上に誘発されたと考えられるアイスジャムの概況

3/13 16時頃撮影、写真右に KP2.55 鵠川水位観測所が写っている。鵠川は概ね KP.1.90 ~ KP.2.50 付近までの右岸側、KP.2.40 ~ KP.2.70 付近までの左岸側にそれぞれ砂州が発達しているが、撮影当時はいずれも無数の氷板が堆積していた。



写真-6 アイスジャムの先頭部 (KP. 2.30 R 付近より撮影)



(a) 鵠川水位観測所付近の河川の状況 (KP.2.55 R)



(b) 富川水位観測所付近の河川の状況 (KP.2.70 R)

写真-7 水位観測所付近の水面付近の状況

のであった。一方で、河床勾配、流心方向、気象条件等で類似した沙流川・富川水位観測所の記録は、複数回の津波侵入後も、初期水位に近い水位に戻っている。

3. 3. 2 現地調査結果に基づく分析

3月現地調査時の鵠川水位観測所付近の様子を写真-5に示した。同写真で水位観測所管理橋上に、スケール比較用の7mの長さを示している。図-13に示したように鵠川では鵠川橋付近から下流にかけ、左右岸にそれぞれ砂州が発達している。そのため KP.2.40 付近で水面幅が狭くなり、かつ流心が曲がるように流れている。水面幅の狭くなった部分を右岸側から撮影



写真-8 鵠川 M1 樋門における氷板痕跡 (KP. 0.90 L)

したものを写真-6に示した。多数の氷板が折り重なるように堆積して堰のようになり、そこから下流では氷板堆積物が少ないことがわかる(写真-5, 6)。

比較のため、鵠川水位観測所、富川水位観測所付近の現地調査写真を写真-7に示した。写真-7(a)のように、鵠川水位観測所周辺には高密度に氷板が集積している様子が確認された。一度上昇した水位が長時間継続し、緩やかに解消される傾向が記録されたことから、アイスジャムが発生した可能性が高いと言える¹³⁾。

このアイスジャムは、次のような過程で発生したと考えられた。元々水面をカバーするように結氷していた鵠川に津波第一波が来襲し結氷が破壊され、無数の浮遊氷板が発生し、引き波によって水深の浅い、あるいは川幅の狭い地点に堆積し、上流側の水位を上昇させたものと推測される。

写真-7(b)のように沙流川では、津波侵入時にアイスジャムが起きるほどの結氷が存在していなかったことがわかる。現地調査では、沙流川における低水路内の結氷は KP.3.00 前後より上流でしか確認されていない。また沙流川調査範囲においては、アイスジャムの誘因となるような流心の湾曲も認められなかった。



写真－9 沙流川 S₂樋門(KP. 0. 60 R)付近の水板痕跡

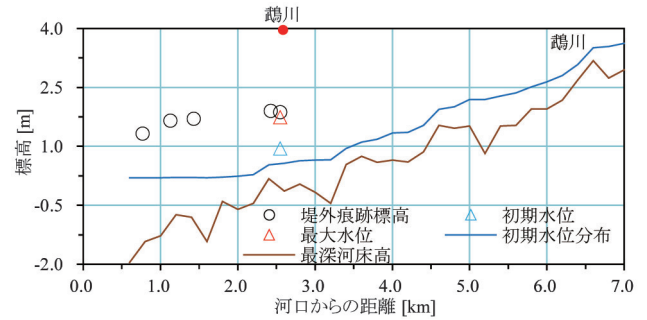
表－6 鵜川・沙流川の高水敷で見られた津波痕跡の標高及び痕跡物証(信頼度)

(a) 鵜川		
地点	痕跡標高 [m]	痕跡物証(信頼度)
KP.0.77 L	1.32	堆積氷板 (A)
KP.1.13 R	1.65	堆積氷板 (A)
KP.1.43 L	1.70	河岸の浸水 (A)
KP.2.43 L	1.90	河岸・積雪の浸水 (A)
KP.2.55 R	1.87	低水護岸上の堆積氷板 (A)
(b) 沙流川		
地点	痕跡標高 [m]	痕跡物証(信頼度)
KP.0.39 L	4.06	堤防の法面のゴミ (C)
KP.0.41 R	1.28	高水敷の浸水 (B)
KP.0.59 R	1.49	高水敷の浸水 (B)
KP.1.43 R	2.04	積雪の浸水 (A)
KP.1.79 R	1.69	低水護岸の浸水 (A)

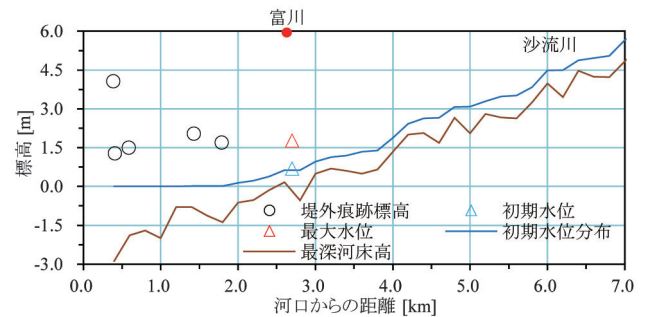
鵜川河口付近の M₁樋門における氷板痕跡を写真－8に示した。アイスジャム発生地点より下流では、低水路内に顕著な氷板堆積物は存在しなかったものの、吐き口水路や高水敷には写真のように多量の氷板痕跡が発見された。津波侵入後、アイスジャムによって堰き止められなかった氷板は引き波と共にそのまま下流へと輸送され、吐き口水路などにも侵入したものと推測された。

一方、沙流川では氷板堆積の形態は鵜川とは大きく異なり、低水路にはほとんど見られなかった。写真－9は河口付近右岸 S₂樋門から吐き口水路方向を撮影したものである。氷板は吐き口水路を遡上して、引き波の際に樋門近くのみには堆積したものと思われる。なお、吐き口水路内には氷板痕跡は見られなかった。

表－6に鵜川・沙流川における痕跡標高と痕跡物証、図－14には、水位観測所での初期水位と最大水位及び表－6の数値を比較したものを示した。但し、鵜川は津波侵入前に多量の結氷を生じていたと考えられるため、不等流計算による初期水位の再現性は低い。図－14 (a)より、鵜川において痕跡標高は鵜川水位観測所の最高水位とほぼ同水準であることがわかる。すなわち、鵜川水位観測所の最大水位1.75mに対し、痕跡標高は KP.0.77L を除き、1.6m ～ 1.9m となっている。そ



(a) 鵜川



(b) 沙流川

図－14 鵜川・沙流川における堤外痕跡標高

水位観測所における初期水位と津波による最高水位、初期水面形状と最深河床高の関係

のため、この地点より上流まで河川津波が侵入し、結氷の破壊が生じた可能性が高い。

また、図－14 (b)より、沙流川の最下流 KP.0.39L 地点は痕跡標高4.06m と非常に高くなっている。この付近は海岸線に近く、遡上津波が顕著に這い上がった結果、この地点のみ痕跡が高い位置に付着したと推定される(写真－1(c))。この地点には本稿で唯一信頼度 C を付した。それより上流の4箇所では、概ね標高 1.5m 前後以上の痕跡高であり、富川水位観測所の最大水位1.76m と整合していると言える。

著者ら^{14) 15)}は、冬期間に津波が北海道の河川を遡上した場合に、結氷が破壊され、かつ津波先頭部での急峻な水面勾配が氷板を大きく加速する現象の危険性を実験的に示している。上記の鵜川におけるアイスジャム発生直前には津波による氷板輸送が生じていたと考えられ、氷板輸送のみならず、アイスジャムが現実には発生したことは、冬期間の河川津波防災計画を立案する上で非常に重要な知見と言えよう。

4. まとめ

本稿では、一級河川の5河川を対象に、地震発生前からの詳細な水位記録を分析し、津波成分を抽出して各河川への津波遡上の継続時間や、河川津波による水



写真-10 津波遡上による浸水氾濫と氷板散乱が重畳した例

1952年十勝沖地震発生時の春採川（菅野順一氏撮影）

位変動の規模を示した。

また、それらの河川において現地痕跡調査を実施した。地震発生時、これらの河川は結氷を生じており、3月調査ではいずれの河川においても津波により破壊された結氷が氷板の形態で輸送され、高水敷上や樋門吐き口水路、樋門ゲート近傍に密集して堆積している様子が確認された。これらの結果を踏まえ、河川構造物の設計に際しては、河川津波の作用とともに、寒冷地域では河道内を輸送される氷板の衝突による外力をも考慮する必要性が明らかになったと言える。

鶴川においては、既往研究では知られていない、河川津波によるアイスジャムの発生が認められた。しかし現時点では、発生要因を十分に説明し得るだけの情報は乏しい。河川津波に対する結氷のカバー、氷板の閉塞に対する河道形状の寄与度など、今後の検討に期待したい。

更に、追加調査として7月に痕跡標高の測量を実施した。痕跡測量には信頼度を付し、対象の5河川において河道内を伝播した津波の規模を縦断的に明らかにした。今後、各河川において津波対策施設計画を立案する場合には数値計算手法の活用が想定される。本研究の成果は河川津波の再現計算や計算精度の検証にあたり非常に重要な資料となる。

本地震は道内で震源から最も近い沙流川河口付近でさえ470km 近く離れた三陸沖で発生した地震である。3月は北海道では河川解氷期と言えるが、もし同規模の地震が1,2月の厳冬期に、近海の十勝沖・釧路沖で発生した場合には、今回の検討規模を遙かに上回る津波が来襲し、氷板を伴う大規模な内水氾濫が発生する可能性すらある。写真-10に示したように、過去、実際に釧路市の春採川付近で氷板散乱を伴う浸水被害が確認されている¹⁶⁾。

河川津波のメカニズムを理解するための研究は、以前から多くの試みがあるものの、寒冷地域における河

川結氷との相互作用等は、未だ十分に解明されているとは言い難い。そればかりか、今次津波のように、大規模津波侵入時の詳細な挙動や氾濫特性に関しては不明な点が数多く残されていると言える。今後、大規模河川津波の遡上・氾濫機構や、河川結氷との相互作用に関して、より一層の議論が望まれる。また、寒冷地における大規模河川津波の遡上特性・氾濫特性を統一的に予測可能な手法の開発が期待される。これにより、河川周辺の地域では沿岸部の防災対策と連携し、より効果的な防災・減災対策立案が可能になると考えられる。

謝辞：本論文を取りまとめるにあたり、国土交通省北海道開発局帯広・釧路・室蘭の各開発建設部からは水位・潮位記録、CCTV カメラによる映像記録等を、災害直後の繁忙期であったにも関わらず提供して頂きました。ここに記して感謝の意を表します。

参考文献

- 1) 国土交通省東北地方整備局北上川等堤防復旧技術検討会：北上川等堤防復旧に関する中間報告書（案），報道発表資料，p.11，2011年5月．
- 2) 阿部孝章，吉川泰弘，安田浩保，平井康幸：2011年東北地方太平洋沖地震に伴い発生した津波の北海道内における河川遡上，水工学論文集（投稿中）．
- 3) 田中仁，中川一，石野和男，矢野真一郎，Banda ra Nawarathna，安田浩保，渡邊康玄，長谷川和義：スマトラ沖地震津波によるスリランカでの被害に関する現地調査－河川被害を中心として－，水工学論文集，第50巻，pp. 577-582，2006．
- 4) 安田浩保，渡邊康玄，藤間功司：2003年9月の十勝沖地震に伴い発生した津波の河川遡上，土木学会論文集，No.768/II-68，pp. 209-218，2004．
- 5) 宮崎知与，史亜傑：1993年北海道南西沖地震津波の河川遡上痕跡調査とその水位再現検討，自然災害科学，Vol.16，pp. 179-189，1997．
- 6) 矢野雅昭，吉川泰弘，石谷隆始，高橋一浩：2010年2月28日に発生したチリ沖地震津波の結氷河川における河川遡上に関する現地観測，寒地土木研究所月報，第693号，pp. 14-26，2011．
- 7) 高橋麻子，渡邊康玄，吉川泰弘：結氷時の尾幌川における河川津波の数値計算，土木学会北海道支部論文報告集，第68号，2012．
- 8) 北海道開発局：平成23年東北地方太平洋沖地震に

より、津波が河川を遡上した痕跡について、報道発表資料, p.2, 2011年3月.

- 9) 土木学会原子力土木委員会津波評価部会：原子力発電所の津波評価技術付属編-1, p. 15, 2002.
- 10) 田中仁, Nguyen Xhuan Tinh, 盧敏, Nguyen Xuan Dao：2010年チリ地震津波の東北地方河川への遡上－河口地形と遡上特性との関連－, 水工学論文集, 第55巻, pp.1627-1632, 2011.
- 11) 国土交通省北海道開発局釧路開発建設部：今次津波に伴い発生した新釧路川の津波遡上について, 私信, 2011.
- 12) Jasek, M.: Ice jam release surges, ice runs, and breaking fronts: field measurements, physical descriptions, and research needs, Canadian

Journal of Civil Engineering, Vol. 30, pp. 113-127, 2003.

- 13) 毎日新聞：震災時河口に「氷ダム」(～「アイスジャム」被害拡大も～), 2011年11月30日付朝刊, p. 28, 2011.
- 14) 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.
- 15) 阿部孝章, 吉川泰弘, 安田浩保, 平井康幸：波状性津波による河道内の氷板輸送に関する研究, 河川技術論文集, 第17巻, pp. 359-364, 2011.
- 16) 北海道大学十勝沖地震調査委員会：十勝沖地震調査報告1952年3月4日, 1954.



阿部 孝章*
Takaaki ABE

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



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
博士(工学)



矢野 雅昭***
Masaaki YANO

寒地土木研究所
寒地水圏研究グループ
水環境保全チーム
研究員



永多 朋紀****
Tomonori NAGATA

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



稲垣 達弘*****
Tatsuhiko INAGAKI

寒地土木研究所
寒地技術推進室
道東支所
研究員



桃枝 英幸*****
Hideyuki MOMONOE

寒地土木研究所
寒地技術推進室
道央支所
研究員



村上 泰啓*****
Yasuhiro MURAKAMI

寒地土木研究所
寒地水圏研究グループ
寒地河川チーム
主任研究員
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
技術士(建設)