



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	寒冷地域の河口域における津波災害とその影響評価手法に関する研究
Author(s)	阿部, 孝章
Degree Grantor	北海道大学
Degree Name	博士(工学)
Dissertation Number	乙第6939号
Issue Date	2014-09-25
DOI	https://doi.org/10.14943/doctoral.r6939
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/57244
Type	doctoral thesis
File Information	Takaaki_Abe.pdf



寒冷地域の河口域における津波災害と その影響評価手法に関する研究

STUDY ON TSUNAMI DISASTERS IN COLD-REGION
ESTUARIES AND THEIR IMPACT ESTIMATION METHOD

2014年9月

阿 部 孝 章

ABSTRACT

Only a few studies are conducted on tsunami run-up with ice-covered conditions in cold-region estuaries. Quantitative assessment of the ice floe transport and dynamics on rivers, coasts and lakes and specifications of ice sheet during tsunami events are important considerations in designing river engineering and other public works. Although the need for such targeting is clear enough, the prediction of ice dynamics in river channels, river mouths and coastal areas is hampered by the lack of reliable information on broken ice covers and accompanying tremendous number of ice floe production.

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 intrusions were confirmed to have occurred in many rivers. 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. In order to investigate the characteristics of ice floes in riverine areas, we made concurrent and accurate measurements of ice and a series of field survey in multiple reaches of rivers whose mouths are on the Pacific Coast of Hokkaido island.

In chapter 3, the propagation of the tsunami into rivers in Hokkaido, generated by the 2011 Tohoku Pacific Coast Earthquake, is described using data from water level gauges in rivers. The tsunami first struck the Ohtsu (Tokachi River) and the Tottori (Shin-Kushiro River) gauge stations at the same time around 15:47 (UTC+09:00). The tsunami also intruded other six Class-1 rivers in Hokkaido. Detided water levels, recorded at the stations within these rivers, show the tsunami intruded several times, not once. Then a one-dimensional numerical method is applied to the simulation of the tsunami propagation up Tokachi River and Shin-Kushiro River in order to investigate the spatial waveforms and wave dispersion phenomena. The water levels estimated by the present method agreed well with those observed in both rivers, and significant differences were found in dispersive wave trains at the wave fronts in each river.

The tsunami of 2011 Tohoku Pacific-Coast Earthquake broke river ice and transported thousands of meter-long ice floes in rivers whose mouths are on the Pacific Coast. The objectives of chapter 4 are to investigate sizes and areas of ice floes by using photographs obtained during the field survey conducted after the tsunami and, on that basis, to estimate the masses of floes transported by the tsunami. Sizes and areas of them were measured using an image analysis technique and ice thicknesses are measured on site. In an extreme case, the estimated masses were approximately 1.2 to 20 ton on average and 5.0 to 170 ton as maximums of floes retained near the bridge piers. This work highlights the potential risks of ice floes, which can be hazardous to river structures such as bridge piers.

In chapter 5, the interaction is detailed between the dispersive wave train and ice floe in tsunami-induced wave propagation upstream in rivers. First we conducted hydraulic experiments to investigate the effects of ice floe length and thickness using field observation data obtained when river ice breakup and scattering occurred. We measured transportation velocities of ice floes using an image analysis technique. Second, particle based numerical simulation was conducted, by which we can easily handle with violent free surface motion and ice floe movements. Direct comparisons of experimental photos and their corresponding simulation snapshots are made in terms of the reproduced waveforms and the ice floe displacement. This work clarifies the mechanism of ice floe movements when tsunami

propagation upstream in a river occurs.

In chapter 6, a tsunami absorbing pile for a sluice gate is proposed. In the event of tsunami generated by the 2011 Tohoku Earthquake, videotaped imagery showed the tsunami which propagated into Shin-Kushiro River struck a sluice gate with wave breaking. The main aim of this chapter is to develop a 3D particle based simulation model for analysis of interaction between river-tsunami and river facilities such as sluice gates. The model is applied to the estimation of wave impact on the sluice gate. Two cases of installation of tsunami absorbing piles are considered to confirm their effectiveness for attenuation of wave impact load on river structures.

The results of the above-mentioned studies and findings can be an effective tools for defining design standards for riverine and coastal structures. In addition, numerical models used in this dissertation are applicable to various kinds of engineering problems related to ice-hazards during tsunami run-up.

目次

第1章 序論	1
1.1 本研究の背景	1
1.2 本論文の構成	3
第2章 関連する既往の研究	4
2.1 海岸工学分野における既往の研究	4
2.2 地球物理学分野における既往の研究	5
2.3 河川工学分野における既往の研究	5
2.4 水工学分野における既往の研究	5
2.5 まとめ	6
第3章 2011年東北地方太平洋沖地震津波による寒冷地特有の河川津波現象	9
3.1 2011年東北地方太平洋沖地震津波の北海道内における河川遡上	9
3.1.1 概説	9
3.1.2 河道内水位記録に基づく津波遡上の分析	9
3.1.3 詳細な水位記録及び数値解析に基づく河川津波の検討	15
3.1.4 まとめ	18
3.2 北海道太平洋岸地域における河川津波痕跡調査	19
3.2.1 はじめに	19
3.2.2 現地調査及び分析手法	19
3.2.3 結果及び考察	20
3.2.4 まとめ	33
第4章 津波遡上により破壊された河口域の漂流氷板の実態把握	36
4.1 北海道鵡川において生じた漂流氷板痕跡の寸法計測	36
4.1.1 概説	36
4.1.2 研究手法	36
4.1.3 結果及び考察	39
4.1.4 まとめと今後の課題	44
4.2 寒冷地の半閉鎖性水域における津波振動と結氷破壊特性に関する研究	46
4.2.1 概説	46
4.2.2 手法	46
4.2.3 結果及び考察	48
4.2.4 まとめ	54
4.3 津波発生時の氷板サイズ分布推定手法に関する提案	54
4.3.1 概説	54
4.3.2 統計的な性質の把握について	55
4.3.3 結果及び考察	55
4.3.4 まとめと今後の課題	59

第 5 章	河川津波により輸送される漂流氷板の挙動に関する研究	63
5.1	波状段波による氷板輸送過程の基礎的検討	63
5.1.1	概説	63
5.1.2	氷板を有する津波遡上実験の概要	65
5.1.3	実験結果	66
5.1.4	まとめ	72
5.2	波状段波により輸送される氷板挙動に関する水理実験及び数値解析	72
5.2.1	概説	72
5.2.2	研究手法	72
5.2.3	結果及び考察	75
5.2.4	まとめと今後の課題	81
第 6 章	津波遡上域に設置された河川管理施設への波圧評価・抑制手法に関する研究	85
6.1	概説	85
6.2	数値計算手法の概要	85
6.2.1	計算モデルの概要	85
6.2.2	数値計算の実施概要	86
6.3	数値計算の結果及び考察	86
6.3.1	3次元ダム崩壊流れ問題	86
6.3.2	樋門ゲートへの砕波衝突再現計算	88
6.3.3	河川津波波力減勢工の提案とその効果評価	91
6.4	まとめと今後の課題	93
第 7 章	結論	95
7.1	まとめ	95
7.2	今後の課題と将来の展望	96
	謝辞	97

目 次

1.1	1 級河川の水位記録と潮位記録 (国土交通省北海道開発局・気象庁提供) から算出した津波最大波高の分布	2
3.1	各河川の地図 (a)~(h) では, 下流域とその支川の概況, 水位観測所名及び位置 (▲で表示) と距離標 (KP.) を示した. また北海道の地図 (g) では, 検討対象とした河川流域の概況と, 潮位観測所の位置 (◇で表示) 及び参考値として津波第一波の到達時刻 (3/11) を示した (海洋気象台または北海道開発局所管潮位観測所).	10
3.2	新釧路川本川に設置されている水位観測所 (鳥取, 広里, 岩保木) の 1 分間隔の水位記録から DFT 解析を利用して抽出した津波成分 (3/11 0:00~3/16 0:00).	11
3.3	十勝川本川に設置されている水位観測所の 10 秒間隔水位記録から DFT 解析を利用して抽出した津波成分 (3/11 14:00~3/16 0:00, 時刻は時:分:秒で表示).	12
3.4	石狩川本川・支川に設置されている水位観測所の 10 分間隔の水位記録から DFT 解析を利用して抽出した津波成分 (3/11 0:00~3/16 0:00).	12
3.5	鵒川・沙流川本川水位観測所の 10 分間隔水位記録 (鵒川が上段, 富川が下段, 3/11 0:00~3/16 0:00).	13
3.6	留萌川・天塩川・網走川に設置されている水位観測所の 10 分間隔水位記録から DFT 解析を利用して抽出した津波成分 (3/11 0:00~3/16 0:00).	15
3.7	新釧路川の縦断形状 (KP.7.4 広里地点より下流の平均河床高は 2004 年度測量, KP.7.4 より上流は 2001 年度の横断測量成果に基づき決定した. KP.11.2 より下流は 200 m ピッチデータであるが, KP.12.0 より上流では 1 km ピッチデータを用いた).	16
3.8	十勝川の縦断形状 (2010 年 11 月~12 月実施の測量に基づく).	16
3.9	KP.7.4 広里における津波遡上の再現計算結果, 計算と実測の水位比較.	17
3.10	新釧路川における再現計算結果の空間波形, 鳥取において Max 到達時間帯の水位分布 (Bsq のみ表示)	17
3.11	十勝川における津波遡上の再現計算結果, 計算と実測の水位比較.	18
3.12	十勝川における再現計算結果の空間波形, 大津において Max 到達時間帯の水位分布 (Bsq のみ表示)	18
3.13	旅来付近の横断測量成果. WL_{max} は最高水位, WL_{crit} 超えた水位に関しては, $WL-A$ 式に基づき算定する.	19
3.14	十勝川下流域とその支川の概況, 水位観測所の位置	21
3.15	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, 初期水面形上と最深河床高の関係	23
3.16	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, 初期水面形上と最深河床高の関係	26
3.17	釧路川下流域とその支川の概況, 水位観測所の位置	26
3.18	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, 初期水面形上と最深河床高の関係	28
3.19	鵒川・沙流川下流域の概況, 水位観測所の位置	28

3.20 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	29
3.21 鵠川・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，初期水面形上と最深河床高の関係	34
4.1 鵠川下流域の概況と橋梁の位置	37
4.2 10 m グリッドデータを重ね合わせた河川平面図及び調査写真の図．撮影角度に応じてグリッドを傾斜させている．	37
4.3 河氷変動の 1 次元計算領域 (KP.0.0～12.6)	38
4.4 A-1～C-2 の写真から抽出した痕跡氷板のサイズ；写真内の赤線が氷板の L_{imax} を表し，右段のヒストグラムは各 L_{imax} の頻度を示す．	41
4.5 氷板厚 h_i の河氷変動計算モデルによる推定値及び実測値 (2010 年 12 月 1 日～2011 年 3 月 11 日)	42
4.6 1 次元河氷変動計算モデルにより推定した氷板厚の縦断分布	43
4.7 現地調査時の氷板厚 h_i の計測結果	43
4.8 氷板輪郭を抽出した調査写真及び，輪郭から計測した面積及び推定衝突力のヒストグラム	45
4.9 本節で対象とする厚岸湖の位置図	46
4.10 衛星写真から抽出した漂流氷板の長辺・短辺・輪郭の例（緑：長辺，青：短辺，赤：輪郭）	48
4.11 厚岸町市街地における浸水状況の現地調査結果 ²²⁾ と解析上得られた最大浸水深の分布図	49
4.12 2011 年東北地方太平洋沖地震津波発生時の厚岸湖への津波遡上開始状況及び流速の平面分布	49
4.13 湖岸に付着した結氷の輪郭を抽出した結果	50
4.14 衛星写真より抽出した漂流氷板の分布図	51
4.15 3 月 12 日の衛星写真から得られた累積数分布 $N(d)$ （黒の実線は $d^{-\alpha}$ の分布の場合を示す）	51
4.16 氷板の (a) 長辺 (左)，及び (b) 短辺 (右) の枚数のヒストグラム	52
4.17 本研究で抽出した全氷板における (a) d と d_p の相関及び (b) d_{min} と d_{max} の相関	53
4.18 第 2 波侵入時の空間水位分布の時間的变化	53
4.19 鵠川における調査写真と d_{max} の累積数分布	55
4.20 3 河川における調査写真と d_{max} の累積数分布	57
4.21 厚岸湖の衛星写真と d_{max} の累積数分布	57
4.22 対象地点で冪乗則に従う区間を抽出した結果	58
5.1 実験装置の寸法と波高計の設置位置（側面図）	65
5.2 氷板模型の模式図（横断図）と設置状況の写真	66
5.3 水理実験により得られた時間波形 ($i = 1/250$, $D_M = 0.80$, $D_{up} = 5.0, 17.5$)	67
5.4 波高計測定結果から得られた津波波高と氷板輸送速度の時間変化 ($Q_{in} = 2.5$)	68
5.5 波高計測定結果から得られた津波波高と氷板輸送速度の時間変化 ($Q_{in} = 5.0$)	69
5.6 氷板が持つ速度と氷板存在地点における断面平均流速・水位の時間変化 ($Q_{in} = 5.0$, $D_{up} = 17.5$)	70
5.7 入射波の波高水深比と氷板の最大輸送速度との関係	71
5.8 実験装置の寸法と波高計の設置位置（側面図）	73
5.9 氷板模型の設置状況の写真と位置関係を示す模式図	73
5.10 氷が最も大きい場合の波高計測定結果	75
5.11 Ch.1, Ch.2, Ch.3 の観測波形と，氷板設置位置 $d = 5.0, 10.0, 15.0$ m の時の輸送速度の時系列変化の比較	76
5.12 水理実験における波高計の計測結果と粒子法による波形変化の比較	77

5.13 波状段波による氷板輸送過程の実験 (側方からの動画記録) と数値解析との定性比較 . . .	79
5.14 氷板下を波状段波が通過した際の x 方向流速のコンターと流速ベクトルの様子	80
5.15 氷板輸送速度に関する実験結果と計算結果の比較	80
5.16 勾配モデルの概念図	82
5.17 Laplacian モデルの概念図	82
6.1 3次元ダム崩壊流れ問題の計算領域 (左上には障害物の諸元と圧力計測点を示した) . . .	86
6.2 水理実験 ⁹⁾ と MPS 法による計算結果との流況比較	87
6.3 水理実験による波圧の計測値と MPS 法による計算結果との比較	88
6.4 施工図に基づき作成した A 樋門の計算領域	89
6.5 映像記録に捉えられた河川津波と MPS 法による計算結果との比較	89
6.6 ゲート表面に作用する圧力分布と同時刻のゲート前面の碎波流況	90
6.7 減勢工を設置した計算領域: (a) 減勢工 1 本の場合の初期粒子配置 (左), (b) 減勢工 3 本 の場合の初期粒子配置 (右)	91
6.8 減勢工を設置した場合の段波と減勢工との相互作用状況と, 減勢工無しの場合との比較	92
6.9 ゲート中央部分における減勢工設置状況別の圧力時系列変化	93
6.10 段波衝突を受ける直前の圧力計測点のスナップショット (減勢工無しのケース)	93

写真目次

1.1	浦幌十勝川 KP.3.1 地点浦幌大橋付近の河川結氷状況	2
3.1	鵒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. 無数の滞留氷板 (左, KP.2.6 付近鵒川橋から下流方向を撮影), アイスジャムフロント部の氷板による河 道閉塞状況 (右, 右岸 KP.2.3 付近より撮影).	14
3.2	信頼度の設定方法と判定の例 (左が 3 月調査時, 右が 7 月調査時)	20
3.3	大津水位観測所付近における津波痕跡 (KP.3.20 R)	21
3.4	十勝川 T1 樋門における氷板痕跡 (KP.3.30 R)	22
3.5	十勝川 T2 橋梁より撮影した高水敷の冠水状況 (KP.5.72L)	22
3.6	浦幌十勝川 U1 水門における津波痕跡 (KP.1.10L)	24
3.7	浦幌十勝川 U2 樋門における津波痕跡 (KP.3.11R)	24
3.8	浦幌十勝川 U3 樋門における氷板痕跡 (KP.4.20 L)	25
3.9	新釧路川 K1 樋門 (KP.2.80 R) における浸水痕跡	27
3.10	新釧路川 K2 樋門 (KP.4.50 L) における氷板痕跡	27
3.11	鵒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 KP.2.55 右岸鵒川水位観測所が写っている). 鵒川は概ね KP.1.9~KP.2.5 付 近までの右岸側, KP.2.4~KP.2.7 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.	29
3.12	水位観測所付近の水面付近の状況	30
3.13	鵒川 M1 樋門における氷板痕跡 (KP.0.90 L)	31
3.14	砂州上の無数の氷板痕跡 (KP.2.20 R 付近)	32
3.15	沙流川 S1 樋門における痕跡 (KP.0.40 L)	32
3.16	沙流川 S2 樋門における氷板痕跡 (KP.0.60 R)	33
4.1	氷板痕跡の調査写真の分類; 区間 A (左), 区間 B (中央) 及び区間 C (右)	40
4.2	津波侵入前の厚岸湖の結氷状況 (a) 及び津波侵入後の結氷破壊状況 (b) ((c) 2011 Digital Globe Incorporated)	47
4.3	異なる 2 種類のスケールにおける氷板散乱の状況 (上段は約 1.3 km 四方, 下段は約 250 m 四方領域の抽出)	52
4.4	鵒川における氷板の破断面の例	58
5.1	新釧路川で撮影された河川津波の様子 (KP.5.2 釧路湿原大橋付近, 2011/3/11 16:05 頃)	63
5.2	鵒川河口部高水敷に残された巨大な氷板 (2011 年 3 月 14 日撮影)	64
5.3	実河川橋脚部で滞留する多数の氷板 (2009 年 2 月撮影)	66

表 目 次

3.1	各河川水位観測所の一覧. 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 (Hours:Minutes)	10
3.2	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). KP. に * を付した地点は堤内側の痕跡を示す.	23
3.3	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). KP. に * を付した地点は堤内側の痕跡を示す.	25
3.4	新釧路川の高水敷で見られた津波痕跡の標高	28
3.5	鵒川・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)	31
4.1	鵒川において確認された痕跡の主要な分類	42

第1章 序論

1.1 本研究の背景

我が国は春夏秋冬の四季と自然に恵まれ、梅雨期や秋の台風の時期など、降雨が要因となり発生する土砂災害等の発生頻度が非常に高い。そればかりか、気候変動等の影響のため局地的な豪雨災害等が増加しつつあり、2013年から2014年にかけては洪水災害や土砂災害が多い年となった。一方、日本は環太平洋造山帯に属しており、国土の7割近くが急峻な山地部からなっており、活火山は全国的に分布し、活断層にも取り囲まれている。そのため地震災害の発生も非常に多く、それに伴う津波災害はこれまでも日本国内で数々の被害をもたらしてきた。

そして2011年3月11日午後2時46分頃、宮城県沖を震源とした東北地方太平洋沖地震が発生し、それに伴い、全国的に津波遡上が発生し、尚かつ津波は全国的に河川へ侵入し、遡上した。東北地方沿岸域には10 mを超える津波が来襲し、堤防の縦断的な破壊、樋門構造物周辺の洗掘、水門の破壊等、河川構造物に深刻な被害をもたらした。大船渡市綾里湾においては、観測史上で最大となる40 mを超える遡上高が確認されている¹⁾。

さて、全国的に河川遡上を引き起こした津波であるが北海道沿岸域にも到達し、北海道沿岸域を取り囲むように太平洋側から、オホーツク海側や日本海側にも伝播し河川遡上を引き起こした。図-1.1に示したのは全道沿岸域と河川域への遡上状況である。太平洋岸で1.5 mを超える津波波高を観測しているが、Watanabeら²⁾の指摘の通り、オホーツク海側や日本海側にも津波は伝播しており、かつ河川内では長距離にわたって河川遡上が発生していることが読み取れる。

さて、積雪寒冷地域である北海道では、12月～3月は河川結氷期間であり、1級河川も結氷を生じる。北海道における結氷を生じる代表的な直轄河川の様子を写真-1.1に示した。写真に示されているのは2012年3月の写真であるが、流量の大きい1級河川だけでなく、1級河川に比較して流量が小さく平均河床勾配の大きい2級河川でも、河川結氷が生じることが確認されている。2011年東北地方太平洋沖地震津波発生時も河川遡上を引き起こした津波は結氷河川に遡上し、結氷と相互作用を生じることは想像に難くないであろう。過去、実際に、1952年に発生した十勝沖地震による津波災害では、津波が氷を輸送し、被害を拡大したことが報告されている。しかしながら、河川において津波が河川結氷を破壊し、輸送するような現象は2011年の東北地方太平洋沖地震津波後に初めて認識されたものであり、破壊された氷の諸元や輸送機構にも不明な点が多いため、河川管理者にとって十分な対策を講じるまでには至っていないのが現状である。

海岸工学において着目される津波の河川遡上現象や、氷工学において着目される津波により輸送される氷の現象はこれまで国内外の研究グループらによって取り組まれ、その現象もある程度は解明されそれが実際の河道計画立案に反映される段階までは到達しているものの、結氷河川における津波遡上現象はそれらの丁度中間に位置する現象であることから、これまでほとんど着目されてこなかった。しかし、2011年東北地方太平洋沖地震津波の発生時には、10秒間隔程度の時間解像度の高い水位記録、CCTVカメラによる映像記録、空間解像度の高い衛星情報データが残されており、寒冷地河口域の津波遡上現象の解明に必要な多くの記録が蓄積された。更に、氷の輸送を伴う津波遡上現象等も、近年の計算機機能の向上と計算技術の発展により直接的なシミュレーションも可能となってきた。それらの新しい技術の利点を活かした現象解明と実用的なシミュレーションモデルの開発が現実的となっている。そこで本論文では、2011年東北地方太平洋沖地震津波の際に取得された水位記録や画像・映像記録、現地調

1.1. 本研究の背景

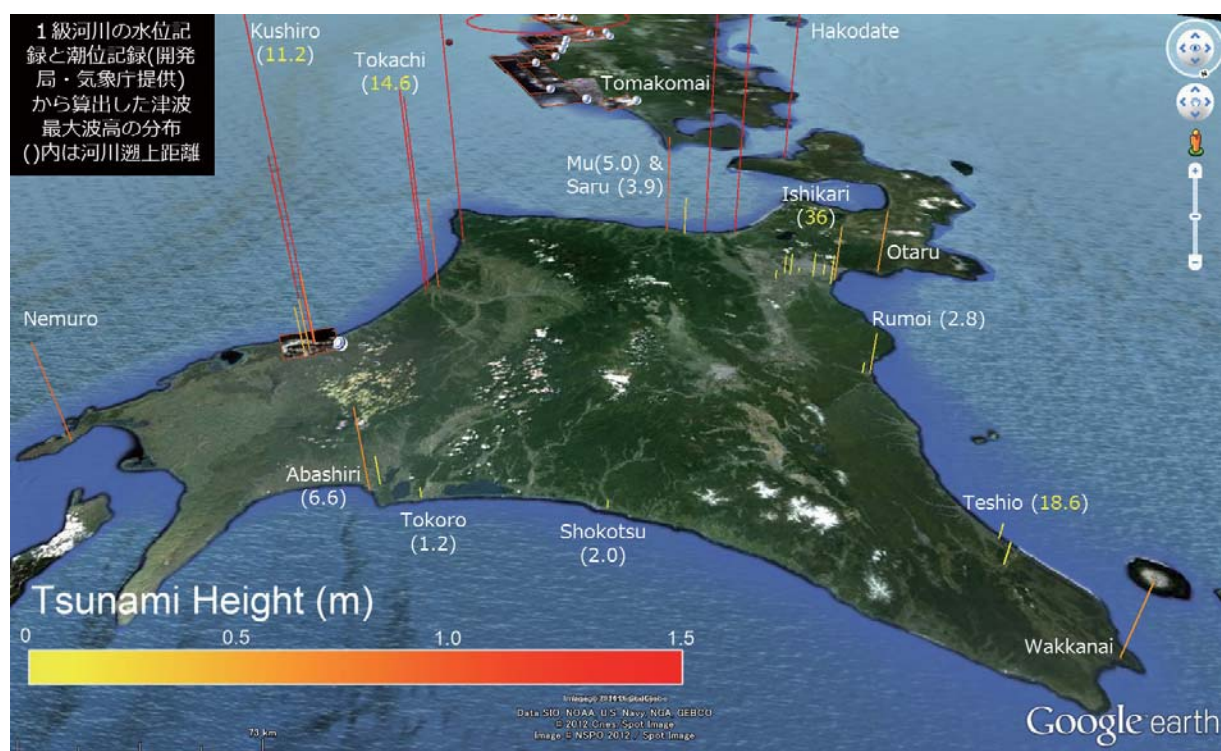


図-1.1: 1 級河川の水位記録と潮位記録 (国土交通省北海道開発局・気象庁提供) から算出した津波最大波高の分布



写真-1.1: 浦幌十勝川 KP.3.1 地点浦幌大橋付近の河川結氷状況

査結果から把握された現象を元に寒冷地特有の河口域の津波現象を解明し、それらより明らかになった氷板等の実態を元に、具体的な対策実施の事前検討手段となるシミュレーションモデルの開発を行った。

1.2 本論文の構成

まず第1章では、2011年東北地方太平洋沖地震津波で明らかになった事象を踏まえ、本論文の研究の位置付けと本論文の構成を示す。

次に第2章では、河川工学・海岸工学・水工学の各観点から、国内外で実施された既往研究のレビューを行うと共にそれらの課題を整理する。その上で本論文内容の位置付けを明確化し、本論文が目指す技術開発の方向性を明らかにする。

第3章では、まず2011年東北地方太平洋沖地震津波により把握された事象の概要を示し、詳細な水位記録の分析結果を示すことで、当該津波の北海道全域にわたる河川津波遡上の実態を明らかにする。次に現地調査により津波痕跡として残された多量の氷板が河道内での滞留、樋門吐き口水路への侵入及び集積、河道内の氷板集積に伴うアイスジャムの発生など、これまで認識されてこなかったが今次津波で明らかとなった諸現象を言及する。

第4章では、第3章で確認された2011年東北地方太平洋沖地震津波によって破壊が生じた太平洋岸に河口を持つ河川結氷に関し、調査写真の画像解析に基づく氷板サイズ、面積の計測を行う。こうした調査データを基に、これまで全く未知であった河川結氷由来の氷板質量を、実測値に基づき推定する。これらの氷板が河川津波の表面流速により輸送され、構造物等へ衝突が発生した場合について、既往の衝突力推定式から評価した衝突力の推定を行う。

第5章では、河道内における波状段波の発達に着目し、河川津波実験水路を用いた、波状段波による河道内氷板の輸送現象に着目した水理実験について述べる。波状段波による輸送の場合、その波形に起因する短時間中の激しい加速及び減速が生じるという運動特性を実験的に示す。その後実験の数値シミュレーションを行い、氷板漂流物の輸送と内部流れ場について数値解析的な検討を実施する。

第6章では、河川構造物に対する津波波力を評価及び抑制する手法を提案する。これまで河川構造物の設計基準には津波は考慮されてこなかったが、2011年東北地方太平洋沖地震津波を踏まえゲートや堰等の設計にも津波波力を反映することとされた。しかしながら河川工学分野では構造物周辺の津波波力を評価する手法や波力を抑制する手段が未確立であるという実務的な問題が存在した。本論文ではそうした問題を解決する一つの手段として、粒子法に基づく数値解析モデルと、それに基づく波力減勢工の提案を行う。本論文ではまず、モデルの妥当性を確認するための試行計算を行い、理論値及び実験値を良好に再現することを確認し、その上で粒子法に基づく3次元実スケールの河川構造物モデルを作成し2011年東北地方太平洋沖地震津波の再現計算を行う。実スケールにおいても流況の再現状況が良好であることを確認した上で波圧推定を実施する。更に、構造物前面に設置することを想定した波力減勢工を提案し、ゲート前面に作用する波圧をどの程度低減可能であるか、その有効性について検討を実施する。

第7章では、本論文で得られた成果をまとめと共に今後の課題と展望を述べ、結論とする。

参考文献

- 1) 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ, URL: <http://www.coastal.jp/ttjt/>, (参照日 2014年8月5日).
- 2) Watanabe, Y., Mitobe, Y., Saruwatari, A., Yamada, T. and Niida, Y., Evolution of the 2011 Tohoku Earthquake tsunami on the Pacific Coast of Hokkaido, Coastal Engineering Journal, Vol.54, No.1, 1250002, 2012.

第2章 関連する既往の研究

本章では、河川を遡上する津波に関する既往研究のレビューを行う。主に、海岸工学系の研究者により実施されたもの、地球物理系の研究者により実施されたもの、河川工学系の研究者により実施されたもの等の観点から行う。更に本論文を特徴付けるのは河川結氷の存在であるが、氷工学系の研究者により実施されたものについてもレビューを行い、本論文の具体的な位置づけを明らかにするとともに、必要な技術開発の方向性を明確にする。なお、本章における分野の分類は、筆頭著者が最も活動頻度の多い学会または講演会に基づいているが、引用した著者の活動分野を限定することを意図したものではない。それは河口域の津波現象は土木工学や自然科学上の様々な現象に関連するためであり、本章は各分野に分類することが目的ではなく各分野ごとの歴史的な変遷を辿ることに主眼を置いていることを予めここに述べておく。

2.1 海岸工学分野における既往の研究

河川を遡上する津波そのものは、海岸工学分野において、早くから危険性が認識され研究対象とされてきた。筆者の把握する限りでは、浜田ら¹⁾による1961年の海岸工学研究発表会論文集に掲載された水路に浸入する津波の数値計算が最も初期のものであり、堀口ら²⁾によりその発展編も報告されている。この当時の主流は理論解析であり、現象を簡素にモデル化した上で行われているものが多い。その後1970年代になると、例えば岩崎ら³⁾によるものなど、波の非線形性に着目した研究が盛んに行われるようになった。波が伝播する中で水深や流速が変化する場合に波高変化が生じる機構に着目した佐藤⁴⁾や、河川遡上の1次元数値計算については特性曲線法を用いた岩崎ら⁵⁾による報告があり、岩崎ら⁶⁾による翌年の報告において、「河川津波」という言葉が初めて海岸工学講演会の講演題目に登場した。逆に言い換えれば、河川津波は30年以上の歴史にわたって研究が行われてきたにも関わらず、2011年東北地方太平洋沖地震による河川域被害や結氷との相互作用現象は予測困難であったことをここで指摘しておく。

その後1980年代の研究について見ると、後藤ら⁷⁾によって差分法及び有限要素法による2次元の河川津波遡上計算が行われた。河川津波特有の上流からの流量もここでは考慮されている。また、1983年の日本海中部地震により発生した日本海沿岸域の河川を遡上する津波について、潮位観測記録や聞き込み調査等が首藤⁸⁾により詳細に報告されている。その後の1990年代にかけては、河川を遡上する津波に特に着目した研究は少ない。2000年代に入り、岩瀬ら⁹⁾による波数分散効果に着目した日本海中部沖地震津波の再現計算の取り組みがなされた後、2003年9月の十勝沖地震津波の発生とその河川遡上¹⁰⁾を受け、再度河道内での津波遡上が検討され始めた。嶋原ら¹¹⁾による平面2次元の詳細な数値モデルの構築などがある。また、この十勝沖地震を契機として、河川工学分野における河川津波遡上の研究が次第に始まるのであるが、それについては後述する。

十勝沖地震発生の翌年である2004年の12月スマトラ島沖地震が発生し、河川遡上や橋梁等河川構造物の重大な被災が発生し¹²⁾、河川津波に関する研究が各機関により実施された。例えば、工藤ら¹³⁾によるFr数の大きい急流河川の特性に着目した河川津波遡上の検討があり、2010年チリ地震津波の国内河川遡上を踏まえた、田中ら¹⁴⁾及び茅根ら¹⁵⁾による河口地形に基づく津波遡上特性の分類がある。2011年東北地方太平洋沖地震津波以後は、江面ら¹⁶⁾による落橋した橋桁に対する津波波圧推定の試みや、この津波で一層データの蓄積がなされたソリトン分裂現象の把握と再現計算モデルの構築の試み¹⁷⁾

がある。近年では国外での取り組みも複数存在し、特に Yeh ら¹⁸⁾ や Tolkova¹⁹⁾ はコロンビア川に対する津波遡上について検討を行っている。

2.2 地球物理学分野における既往の研究

研究対象としての河川を遡上する津波は土木工学の研究者によるものばかりではない。海洋物理学者からの報告としては、下記のものがある。Abe²⁰⁾ は 1983 年日本海中部地震津波の河川遡上に着目し、蛇行や支川の影響が、遡上高の縦断分布に及ぼした影響を検討した。その中で、河床と津波周期の条件によっては、河口よりも上流で最大水位が生じる可能性のあることを指摘した。これは、河道の遡上上限が振動の節となり、河口を振動の腹とした場合、振動の腹は途中領域でも生じ得るためである。これを受け宇野木²¹⁾ は数値実験を実施し、数値解析的にも同様の事象が現れることを確認した。宇野木ら²²⁾ はまた、津波遡上をはじめ設計水位の考え方に関する提言を行っている。なお、宇野木²³⁾ はその著書の中で、我が国で有史以来最初の河川を遡上する津波として、1854 年安政南海地震で発生した津波が大阪湾から木津川・安治川へ侵入し橋梁損失や死者をもたらしたことを指摘している。

2.3 河川工学分野における既往の研究

河川工学分野における河川津波の研究は、海岸工学分野よりやや遅れて立ち上がったものの、大地震そして比較的大きな津波の発生時には度々報告されており、基本的な物理メカニズムに着目した基礎研究もなされている。

北海道奥尻島で多数の犠牲者を出した北海道南西沖地震津波の痕跡調査と河道内の津波遡上再現計算が砂防技術者である宮崎ら²⁴⁾ により実施された。その後十勝沖地震津波を受け、安田ら²⁵⁾ による津波の河川堰の透過挙動に関する数値計算や、詳細な現地調査記録や水位記録の分析結果²⁶⁾ が実施された。また、河川管理の実務者が利用することを念頭に置いた安田²⁷⁾ による数値計算モデルの構築がある。更に、主として Fr 数の大きい場における波状性段波の遡上機構に着目した検討例²⁸⁾ がある。

また、更に実用的な式の提案として、折敷ら²⁹⁾、及び千葉ら³⁰⁾ の検討例があり、より実効的な津波減災方策として、矢野ら³¹⁾ による遊水地の設置に関する検討も見られる。2011 年東北地方太平洋沖地震津波以後の取り組みとしては、田中ら³²⁾ による東北地方における河川堤防越流状況の整理や、牛腸ら³³⁾ による地盤工学的な視点からの考察、福島ら³⁴⁾ による航空測量データの活用による被災状況の整理がある。これらはいずれも 2011 年東北地方太平洋沖地震津波で明らかになった堤防に対する被災に重点を置いたものである。

2.4 氷工学分野における既往の研究

本論文の主対象は河口域の津波現象と河川結氷との相互作用であるため、氷工学的な視点からのレビューを加えることが望ましいだろう。実際には、寒冷地特有の津波現象に関する検討は国内及び海外でも数が少ない。これは、海氷、湖水あるいは河川結氷の存在と、津波が重畳するという発生条件の特殊性に起因しているものと考えられる。しかし氷を伴った津波現象は古くから報告されており、冬期に発生した津波が多数の氷板が堤防を乗り越え家屋に被害を与えた事例³⁵⁾ がある。

氷板の陸上遡上速度や運動エネルギーに着目した佐伯ら³⁶⁾ の実験的検討、高橋ら³⁷⁾ による海水盤の水面カバー率を変化させたその続報がある。また、波またはその他の外力により氷が構造物に衝突する実験及び数値解析的検討を行った木岡ら^{38),39)} によるものがある。

波と河道内の氷に着目した例としては、2011 年東北地方太平洋沖地震津波で明らかになった津波により引き起こされたアイスジャムの再現計算を行った吉川ら⁴⁰⁾ の検討例や、融雪期のアイスダムの決

壊に伴う河道内の波である JAVE (Jam release wave) 発生の危険性が Beltaos⁴¹⁾ によって指摘されている。近年の研究では、Pan ら⁴²⁾ が河川結氷が存在する場合の津波の侵入を、平面 2 次元モデルにより数値解析的に検討している。

2.5 まとめ

以上で見てきたように、現状でも各分野においては知見や手法が確立され、多くの検討が細部までなされている。しかしながら、2011 年東北地方太平洋沖地震津波ではこれまで確認されてこなかった現象が河口域・河川内で多数見られることとなった。そのため本論文ではまず、現象解明として河道に侵入した津波を水位記録・映像記録により明らかにし、既往災害では見られなかった現象を明確化する。

また上記の既往研究では、河道内の氷板輸送に着目したものはほとんど見られなかった。そこで本論文では、津波により破壊された氷板の漂流過程に特に着目して実験及び数値解析的検討を行うこととし、その後、実務を想定した河道内の津波漂流物対策として、構造物防御方法の提案を行うこととする。

参考文献

- 1) 浜田徳一, 堀口孝男, 加藤始, 金子正久, 水路に侵入する津波の計算—高知港の場合—, 海岸工学講演集, 第 8 巻, pp.30-35, 1961.
- 2) 堀口孝男, 高隆二, 湾および河川網に侵入する津波の計算, 海岸工学講演集, 第 12 巻, pp.14-18, 1965.
- 3) 岩崎敏夫, 真野明, 小杉達郎, 孤立性段波のソリトン分裂に関する研究, 海岸工学講演会論文集, 第 22 巻, pp.47-51, 1975.
- 4) 佐藤道郎, 不等流を遡る波の波高変化に関する基礎的研究, 土木学会論文報告集, 第 242 号, pp.15-29, 1975.
- 5) 岩崎敏夫, 阿部至雄, 橋本潔, 津波の河川遡上に関する数値計算の実際, 海岸工学講演会論文集, 第 23 巻, pp. 437-442, 1976.
- 6) 岩崎敏夫, 阿部至雄, 橋本潔, 河川津波の特性に関する研究, 海岸工学講演会論文集, 第 24 巻, pp.74-77, 1977.
- 7) 後藤智明, 首藤伸夫, 河川津波の遡上計算, 海岸工学講演会論文集, 第 28 巻, pp.64-68, 1981.
- 8) 首藤伸夫, 秋田県北部海岸における日本海中部地震津波, 海岸工学講演会論文集, 第 31 巻, pp.247-251, 1984.
- 9) 岩瀬浩之, 藤間功司, 見上敏文, 柴木秀之, 後藤智明, 波数分散効果を考慮した日本海中部地震津波の遡上計算, 海岸工学論文集, 第 49 巻, pp.266-270, 2002.
- 10) 高橋智幸, 今村文彦, 谷岡勇市郎, 西村裕一, 松富英夫, 長谷川洋平, 小林政樹, 上川明保, 七山太, 眞坂精一, 藤間功司, 原田賢治, 越村俊一, 富田孝史, 2003 年十勝沖地震津波に関する現地調査, 海岸工学論文集, 第 51 巻, pp.1356-1360, 2004.
- 11) 嶋原良典, 今村文彦, 非線形分散波理論の津波数値解析への適用性と新しい数値モデルの提案, 海岸工学論文集, 第 51 巻, pp.246-250, 2004.

参考文献

- 12) Tanaka, H., Ishino, K., Nawarathna, B., Nakagawa, H., Yano, S., Yasuda, H., Watanabe, Y. and Hasegawa, K., Field investigation of disasters in Sri Lankan rivers caused by the 2004 Indian Ocean Tsunami. *Journal of Hydrosience and Hydraulic Engineering*, Vol.66, pp.91-112, 2007.
- 13) 工藤健太郎, 玉田崇, 安田浩保, 急流河川を対象とした津波の河川遡上シミュレーション, *応用力学論文集*, Vol.11, pp.577-586, 2008.
- 14) 田中仁, Nguyen Xuan 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.S-1627-S-1632, 2011.
- 15) 茅根康佑, 盧敏, 田中仁, NGUYEN Xuan Tinh, 津波の河川遡上に対する河口地形・潮位変動の影響に関する検討, *土木学会論文集 B2(海岸工学)*, Vol.67(2), pp.I-246-I-250, 2012.
- 16) 江面嘉之, 庄司学, 平木雄, 2011 年東北地方太平洋沖地震津波で落橋した橋桁に対する津波波圧の推定, *土木学会論文集 B2(海岸工学)*, Vol.68(2), pp.I-411-I-415, 2012.
- 17) 村嶋陽一, 越村俊一, 岡秀行, 村田泰洋, 藤間功司, 杉野英治, 岩渕洋子, 非線形分散波理論モデルによる東北地方太平洋沖地震津波のソリトン分裂の再現, *土木学会論文集 B2(海岸工学)*, Vol.68(2), pp.I-206-I-210, 2012.
- 18) Yeh, H., Tolkova, E., Jay, D., Talke, S. and Fritz, H., Tsunami hydrodynamics in the Columbia River, *Journal of Disaster Research*, Vol.7(5), pp.604-608, 2012.
- 19) Tolkova, E., Tide-tsunami interaction in Columbia River, as implied by historical data and numerical simulations, *Pure and Applied Geophysics*, Vol. 170(6), pp. 1115-1126, 2013.
- 20) Abe, K., Tsunami propagation in rivers of the Japanese Islands, *Continental Shelf Research*, Vol.5(6), pp.665-677, 1986.
- 21) 西篠八束, 奥田節夫編, 河川感潮域－その自然と変貌, 名古屋大学出版会, 256 p., 1996.
- 22) 宇野木早苗, 小西達男, 河川感潮域の流動特性に基づく設計水位について, *沿岸海洋研究*, Vol.34(2), pp.161-172, 1996.
- 23) 宇野木早苗, 海の自然と災害, 成山堂書店, 370 p., 2012.
- 24) 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(3), pp.179-189, 1997.
- 25) 安田浩保, 藤間功司, 河川堰を透過する津波の挙動に関する基礎的検討, *地震工学論文集*, 0314, 2003.
- 26) 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, No.768/I I-68, pp.209-218, 2004.
- 27) 安田浩保, 河川を遡上する津波の 1 次元解析手法の提案と実現象への適用, *水工学論文集*, 第 50 巻, 2006.
- 28) 安田浩保, 不等流を遡上する波状性段波の水理実験とその数値計算, *応用力学論文集*, Vol.10, pp.555-562, 2007.
- 29) 折敷秀雄, 千葉周二, 岩瀬浩之, 藤間功司, 松井幸一, 米代川における 1983 年日本海中部地震津波の再現計算と解析上の課題, *海岸工学論文集*, 第 55 巻, pp.241-245, 2008.

参考文献

- 30) 千葉周二, 折敷秀雄, 岩瀬浩之, 藤間功司, 見延 , 河川における津波高の概略値を推定する簡易手法, 河川技術論文集, 第 14 巻, pp. 91-96, 2008.
- 31) 矢野雅昭, 吉川泰弘, 平井康幸, 田中茂信, 遊水地による津波の河川遡上低減効果に関する水理実験, 河川技術論文集, 第 17 巻, pp.371-376, 2011.
- 32) 田中規夫, 八木澤順治, 佐藤誠幸, 細萱陽, 東日本大震災における津波の河川遡上による堤防越流と被害状況の把握, 河川技術論文集, 第 18 巻, pp.357-362, 2012.
- 33) 牛腸宏, 橋本信仁, 椎木貴敏, 宮武晃司, 藤田浩, 菊田勇平, 東日本大震災による河川堤防の被災状況について, 河川技術論文集, 第 18 巻, pp.363-368, 2012.
- 34) 福島雅紀, 佐野岳生, 成田秋義, 服部敦, 航空測量データ等を用いた津波による河川堤防の侵食実態調査, 河川技術論文集, 第 18 巻, pp.369-374, 2012.
- 35) 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.
- 36) 佐伯浩, 高橋良正, 三谷朋行, 津波による海水盤の陸上への遡上機構に関する実験的研究, 海岸工学論文集, 第 41 巻, pp.796-800, 1994.
- 37) 高橋良平, 片山晃, 花田真州, 佐伯浩, 山下俊彦, 氷盤群の津波による陸上への遡上機構に関する実験的研究, 海岸工学論文集, 第 41 巻, pp.1236-1240, 1994.
- 38) 木岡信治, 竹内貴弘, 蟹江俊仁, 海水塊の杭構造物への衝突に関する中規模実験とその数値計算法の基礎的検討, 土木学会論文集 A2(応用力学), Vol.68(2), pp.I.423-I.432, 2012.
- 39) 木岡信治, 竹内貴弘, 蟹江俊仁, 海水の杭構造物への衝突破壊特性に関する実験的及び数値的検討, 土木学会論文集 A2(応用力学), Vol.69(2), pp.I.333-I.340, 2013.
- 40) 吉川泰弘, 阿部孝章, 平井康幸, 河川津波に伴い発生した北海道鵒川のアイスジャム再現計算, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol.68(2), pp.I.416-I.420, 2012.
- 41) Beltaos, S., The role of waves in ice-jam flooding of the Peace-Athabasca Delta, Hydrological Processes, Vol.21(19), pp.2548-2559, 2007.
- 42) Pan, J. and Shen, H. T., Ice effects on tsunami wave propagation, Proceedings of the 22nd IAHR International Symposium on Ice, pp.615-622, 2014.

第3章 2011年東北地方太平洋沖地震津波による寒冷地特有の河川津波現象

3.1 2011年東北地方太平洋沖地震津波の北海道内における河川遡上

3.1.1 概説

2011年3月11日14:46 (UTC+09:00), M_w 9.0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。更に、海岸線からの遡上津波が到達していない範囲でも、河川から遡上した津波が堤防を越え、内水氾濫を引き起こした例も報告されている¹⁾。本地震津波により、岩手県・宮城県の各河川に設置されていた水位計は損壊し、津波による水位変動を定量的に評価することは難しい。

一方、地震による津波が到達したのは北海道も例外ではない。北海道に來襲した津波は東北地方に來襲したものより小規模であり、道内河川に設置された水位計にはほとんど欠測することなく津波による水位変動が記録された。北海道の1級河川を対象に水位記録を分析したところ、河川津波によると考えられる水位変化は、表-3.1、図-3.1に示す計8河川において確認された。

本研究では、詳細な水位記録が入手できた北海道の河川を対象として、今次津波による河川津波の遡上特性・侵入状況を明らかにすることを目的とした。そのため、水位記録に基づく分析を行い、道内の河川で河川津波の遡上状況を整理した。更に、既往の数値計算モデルによる再現計算を10秒ないし1分間隔という詳細な水位記録に基いて実施し、再現性の確認と、その上で河川縦断的な津波波形について検討を行った。

3.1.2 河道内水位記録に基づく津波遡上の分析

本研究ではまず、表-3.1の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。更に、海洋の潮位変動の影響にも着目しつつ、河道内の津波遡上による変動の継続時間にも着目し整理・検討を行った。

3.1.2.1 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(旧)釧路川に分流する。新釧路川からは久著呂川、雪裡川が合流し、河口近くで更に仁々志別川が合流し太平洋に注ぐ(図-3.1(a))。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。

図-3.2に、新釧路川における1分間隔水位記録から離散Fourier変換(DFT)を利用して抽出した津波成分による水位変動量を示した(縦軸のスケールとして1mの長さを図中に示した)。但し、 WL は河川水位、 H は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、 η は津波侵入前水位からの水位変動量を表す(全て単位は[m])。また本稿及び図中で、FW, Maxは、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、 H が最大の波峰をそれぞれ表す(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)。赤線は本地震の発生時刻を表す。グラフ近傍に示した各 f_l 値は、 $\pm f_l[Hz]$ を境界として津波成分・潮位成分を分離したことを示す。但し f_l

表-3.1: 各河川水位観測所の一覧. 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 (Hours:Minutes) .

水位観測所名	設置箇所	伝播時間 (計測間隔 [sec])
鳥取	新釧路川 KP.1.1	01:01 (10)
広里 (ひろさと)	新釧路川 KP.7.4	01:29 (10)
岩保木 (いわぼつき)	新釧路川 KP.11.0	01:53 (10)
大津 (おおつ)	十勝川 KP.3.2	01:01 (10)
旅来 (たびこらい)	十勝川 KP.9.3	01:30 (10)
石狩河口	石狩川 KP.3.0	03:50 (600)
篠路 (しのろ)	石狩川 KP.15.0	06:30 (600)
石狩大橋	石狩川 KP.26.6	04:50 (600)
東光 (とうこう)	千歳川 KP.2.3	05:10 (600)
豊幌 (とよほろ)	幌向川 KP.3.4	10:00 (600)
鵲川 (むかわ)	鵲川 KP.2.6	01:40 (600)
富川 (とみかわ)	沙流川 KP.2.7	01:30 (600)
留萌河口 (るもいー)	留萌川 KP.2.8	06:10 (600)
天塩河口 (てしおー)	天塩川 KP.1.4	04:10 (600)
天塩大橋	天塩川 KP.18.6	03:10 (600)
大曲 (おおまがり)	網走川 KP.6.6	02:50 (600)

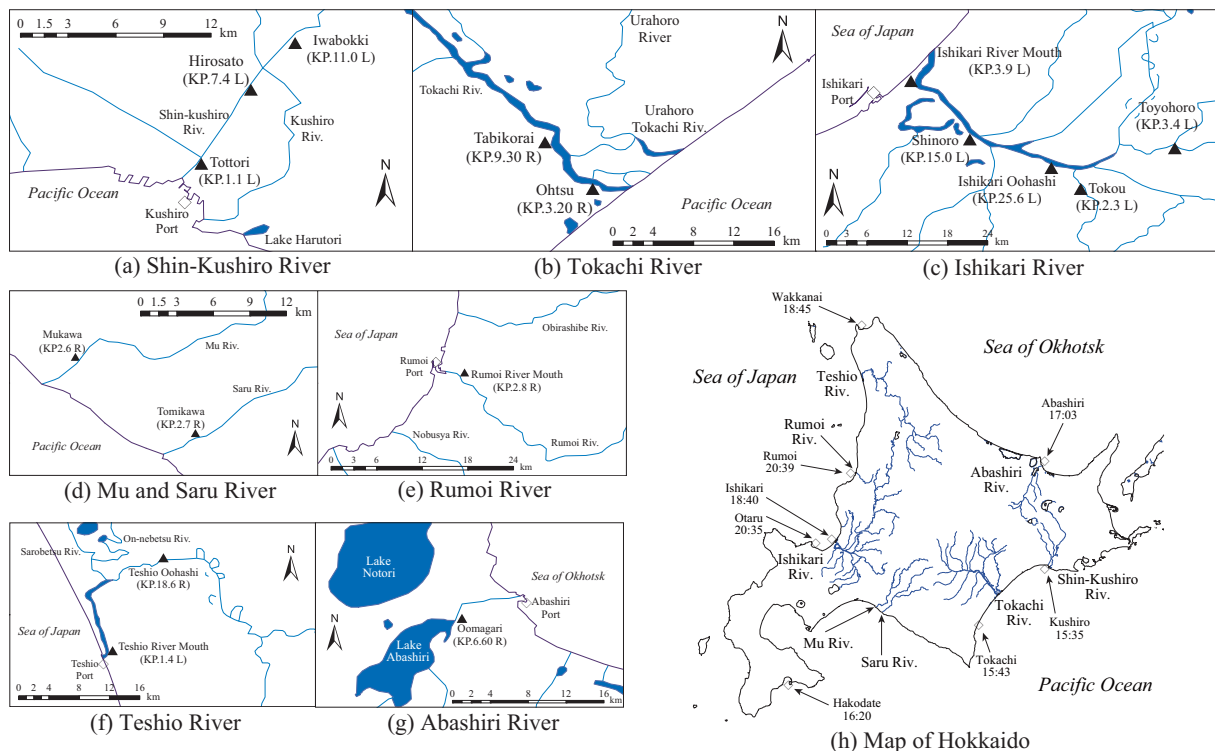


図-3.1: 各河川の地図 (a)~(h) では, 下流域とその支川の概況, 水位観測所名及び位置 (▲で表示) と距離標 (KP.) を示した. また北海道の地図 (g) では, 検討対象とした河川流域の概況と, 潮位観測所の位置 (◇で表示) 及び参考値として津波第一波の到達時刻 (3/11) を示した (海洋気象台または北海道開発局所管潮位観測所) .

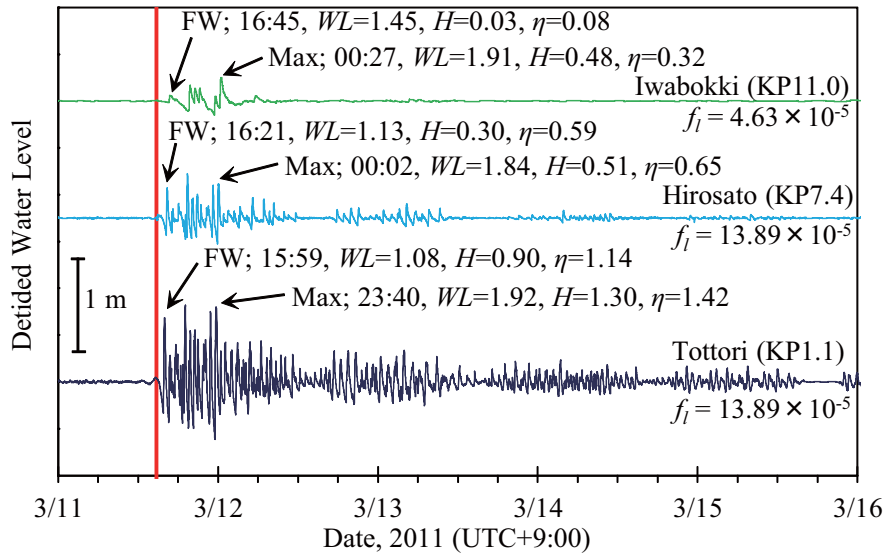


図-3.2: 新釧路川本川に設置されている水位観測所（鳥取，広里，岩保木）の1分間隔の水位記録からDFT解析を利用して抽出した津波成分（3/11 0:00～3/16 0:00）。

は，各成分を分離した際に潮位成分が滑らかに潮位を表せるように試行を繰り返しつつ，決定した。

鳥取では15:59にFWによる極大水位1.08 m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。これは田中ら²⁾の指摘にもあるように，満潮時と干潮時で，河川津波の遡上距離が変化することによって由来すると推察された。本稿では紙面の制約上掲載を割愛するが，満潮・干潮時と河道内の水位変動量大・小の時間帯はそれぞれ一致することが別途確認された。

3.1.2.2 十勝川

十勝川は沖積平野を緩やかに蛇行した後太平洋に注ぐ河川であり（図-3.1(b)），下流部河床勾配は約1/4,500～1/3,000である。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-3.3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。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1.70 m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0.46 m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1.94 m，1.07 mであった。両観測所において，複数回の津波侵入が記録されているが，その周期 T_t 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時前後まで続いた。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，新釧路川の観測所と同様，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。

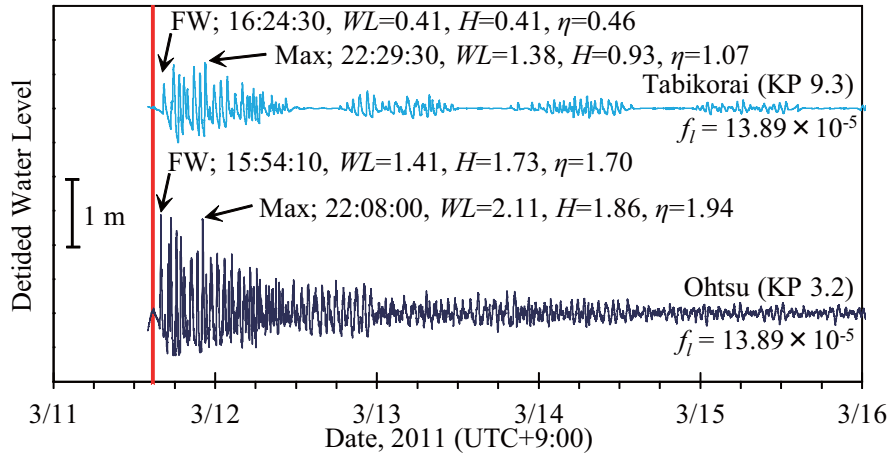


図-3.3: 十勝川本川に設置されている水位観測所の 10 秒間隔水位記録から DFT 解析を利用して抽出した津波成分 (3/11 14:00~3/16 0:00, 時刻は時:分:秒で表示)。

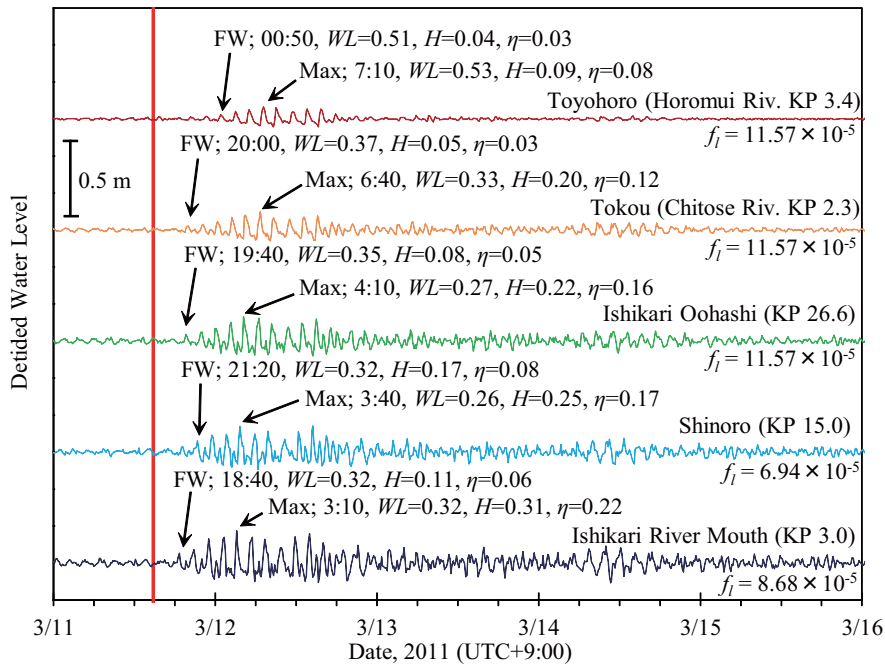


図-3.4: 石狩川本川・支川に設置されている水位観測所の 10 分間隔の水位記録から DFT 解析を利用して抽出した津波成分 (3/11 0:00~3/16 0:00)。

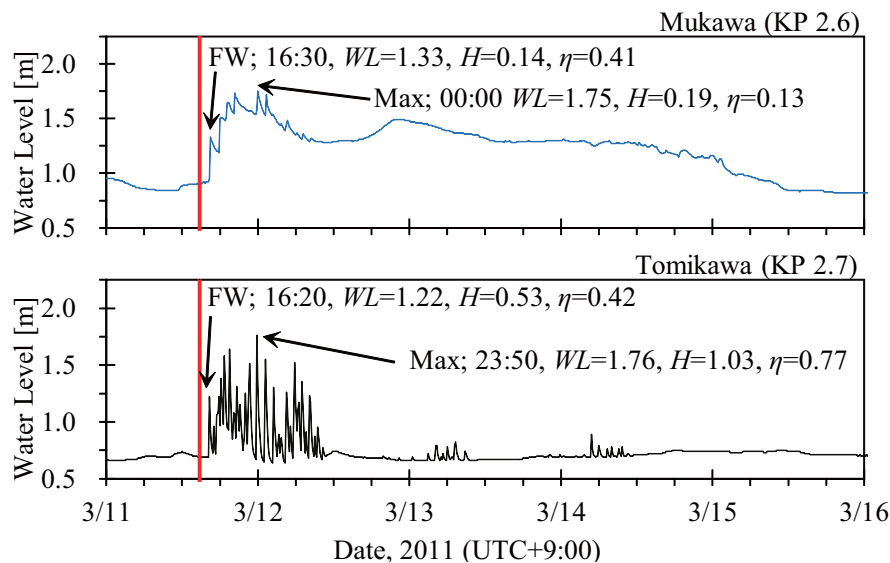


図-3.5: 鵒川・沙流川本川水位観測所の10分間隔水位記録（鵒川が上段，富川が下段，3/11 0:00～3/16 0:00）。

3.1.2.3 石狩川

石狩川は石狩岳に源を発し，石狩平野にて多数の支川を合流させつつ南下し，東から幌向（ほろむい）川，千歳川を合流する江別（えべつ）市付近で流れを大きく北西に変え日本海に注ぐ（図-3.1(c)）。途中，人口約190万人を抱える札幌市内を流下するため，津波遡上の検討を行う上で重要度は非常に高いと言える。

今回の津波で遡上距離が最も長かったと考えられるのは石狩川である。図-3.4では本川・支川それぞれの水位記録から抽出した津波成分を，河口からの距離順に示している。河口から離れるにつれて減衰効果が顕著となっているものの，5地点の抽出成分の波形は周期及び振幅の変化傾向の点で類似している。本川沿いの3地点に関しては，FWは8cm以上の波高を保って遡上しており，12日03:10以降，河口から順にMaxが通過している。また，13日に一度水位変動が減衰するものの，14日の午前から再び水位振動が観測された。東光では12日06:40にMaxによる10cmを超える急激な水位変動が観測され，本川の観測所同様，14日に5cm前後の水位変動が再び観測された。豊幌の水位変動は他地点よりは小さいものの，12日07:10に10cm近い水位変動が記録された。

なお，本川河口部からの距離で東光は約29km，豊幌は約36km地点にある。石狩川のように勾配が小さい流域の河川では，津波による水位変動は非常に長距離にわたり伝播し，支川内にも例外なく侵入したことが以上のデータから明らかとなった。

3.1.2.4 鵒川・沙流川

鵒川は狩振岳（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-3.1(d)）。鵒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。安田ら³⁾は，鵒川や沙流川のような下流部でも Fr 数の比較的大きい河川における津波遡上では，河川津波の内部に不安定構造が発現することを実験的に示し，水位上昇量に関して鋭敏な初期値依存性を有する可能性を指摘した。しかし今回取得した記録では，他の河川と比較して波高が急激もしくは顕著に上昇している様子は確認されなかった。



写真-3.1: 鷗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。無数の滞留氷板（左、KP2.6 付近鷗川橋から下流方向を撮影）、アイスジャムフロント部の氷板による河道閉塞状況（右、右岸 KP2.3 付近より撮影）。

図-3.5 に示したのは鷗川・沙流川における 10 分間隔の水位記録である。水位観測所設置位置はそれぞれ KP.2.6（鷗川）、KP.2.7（富川）と、河口からの距離がほぼ等しく、また下流部での流向も類似している。鷗川・沙流川では、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、鷗川で一度 1.75 m 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 50 cm 程度高い水位が暫く継続し、16 日までにかき、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の解氷に由来する⁴⁾と推測され、本現象は現地踏査による水位観測所付近の状況からも確認された（写真-3.1）。元々全面結氷していたと考えられる鷗川に津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。

筆者ら⁵⁾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。上記のアイスジャム発生の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、河道内でアイスジャムが現実には発生したことは、冬期間の津波防災計画を立案する上で重要な知見と言えよう。

3.1.2.5 その他の北海道内 1 級河川

留萌川（図-3.1(e)）においては KP.0.0～KP.5.0 の下流部は激特事業が実施され全面的に改修が完了している。河道内に樹木は見られず、河川敷幅は狭く高水敷はほとんど無い。河床勾配は 1/5,000～1/2,500 と非常に小さく、感潮区間となっている。河床材料は KP.2.0 まではシルト・細砂が多い。天塩川は天塩岳から北流し、日本海岸砂丘に突き当たり流向を 90 度近く変え海岸沿いに約 10 km 南下し、天塩港から日本海に注ぐ（図-3.1(f)）。下流部においては海岸沿いを流れるため河床はほぼ水平である。網走川は女満別町において網走湖に接続し、更に網走市を 7 km 北流してオホーツク海に注ぐ（図-3.1(g)）。河口から KP.7.2 程度までが感潮区間である。網走漁港のある河口から網走湖までは 1/5,000 程度と河床勾配は小さいが、砂州の発生等は見られず河口閉塞も発生していない。

図-3.6 に上記 3 河川の水位記録から抽出した津波成分を示した。留萌河口では 11 日の 21:00 に FW が通過して以降、14 日の夕方頃まで継続的に 5 cm 前後の水位変動が確認された。上述のようにこの観測所は感潮区間であり、海面の水位変動の影響が鋭敏に現れていると推測される。

同図 2, 3 段目に天塩河口、天塩大橋で記録された津波成分をそれぞれ示した。風波成分等のノイズによる水位変動が存在するため、FW として抽出できたのは天塩河口で 18:50、天塩大橋で 18:00 であった。12 日中の変動成分は 2 地点で同程度であるが、13 日以降は天塩河口の方が水位変動の振幅がやや大きい状態で継続している。少なくとも、天塩川において津波は河口から 18.6 km 地点まで遡上したこ

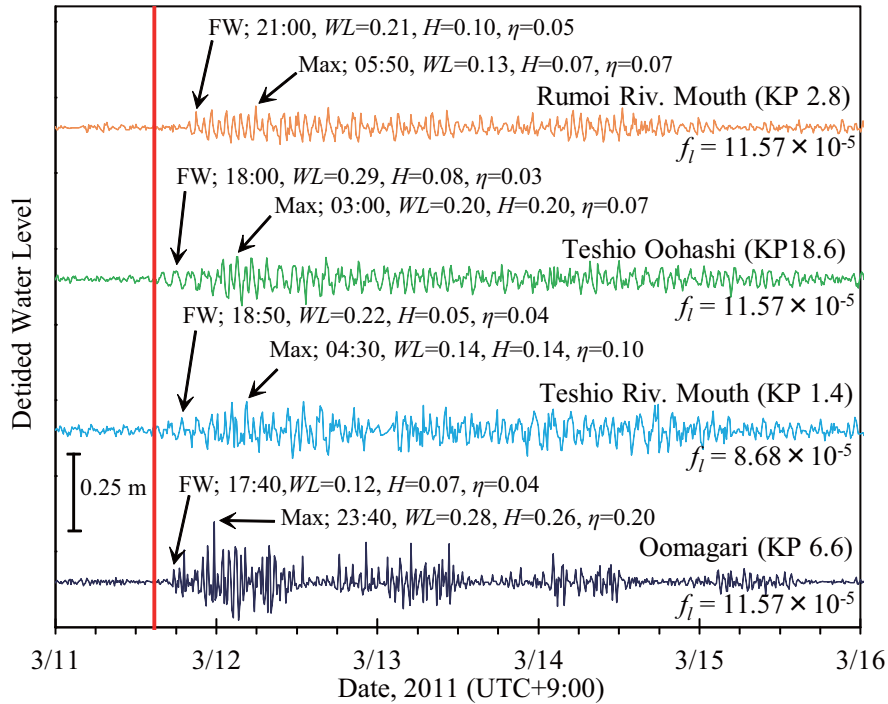


図-3.6: 留萌川・天塩川・網走川に設置されている水位観測所の10分間隔水位記録からDFT解析を利用して抽出した津波成分(3/11 0:00~3/16 0:00)。

とが明らかとなった。

同図4段目は網走川大曲における水位変動の記録である。11日17:40に明瞭なFWの侵入が認められ、同日23:40に $H = 0.26$ のMaxを記録した。大曲についても、水位変動の振幅が大きい時間帯と、振幅が小さい時間帯に分かれ、これが潮汐の影響であることが別途確かめられた。また、津波成分の抽出精度に限界はあるものの、少なくとも15日までは津波によると考えられる水位変動が現れている。

3.1.3 詳細な水位記録及び数値解析に基づく河川津波の検討

本章では、数値解析による水位データと水位観測所の記録とを比較することで精度の検証を行った後、水位観測所地点での水位や空間波形を算出して検討を行った。

3.1.3.1 数値解析モデルと解析条件

本節では、24時間以上にわたって1分間隔の水位記録が入手できた新釧路川、10秒間隔記録が入手できた十勝川を対象に河川津波の1次元再現計算を行う。両河川の再現計算においては、1次元不定流計算モデルを用いた。基礎式は下記に示す連続の式と運動方程式である。

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0 \quad (3.1.1)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q^2}{A} \right) + gA \frac{\partial(z+h)}{\partial x} + \frac{g n^2 u^2 S}{R^{1/3}} = \frac{R^2}{3} \frac{\partial^3 Q}{\partial t \partial x^2} \quad (3.1.2)$$

式(3.1.2)の右辺第一項で非線形分散波理論式を考慮することとしている。この項は、Yasuda⁷⁾により提案されたPeregrineの式⁸⁾を一般河道断面へ拡張したものである。但し、 A :流積[m²]、 Q :流量[m³/s]、

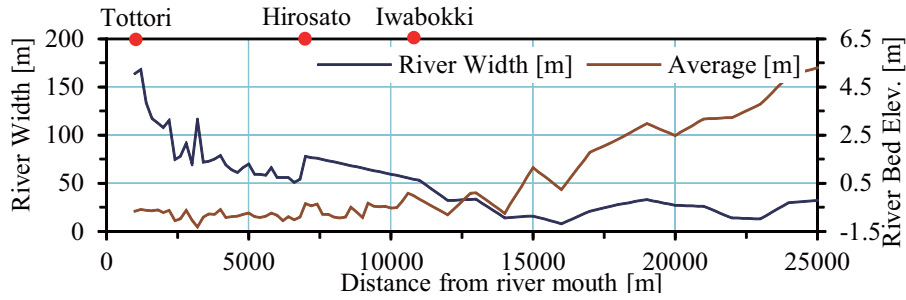


図-3.7: 新釧路川の縦断形状 (KP.7.4 広里地点より下流の平均河床高は 2004 年度測量, KP.7.4 より上流は 2001 年度の横断測量成果に基づき決定した. KP.11.2 より下流は 200 m ピッチデータであるが, KP.12.0 より上流では 1 km ピッチデータを用いた).

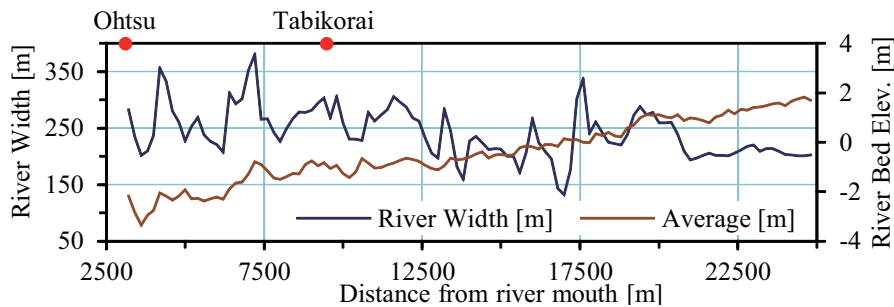


図-3.8: 十勝川の縦断形状 (2010 年 11 月～12 月実施の測量に基づく).

t :時間 [s], x :距離 [m], z :河床高 [m], h :水深 [m], n :マンニングの粗度係数 [$s/m^{1/3}$], u :流速 [m/s], R :径深 [m], S :潤辺である [m].

連続の式は不等流計算においては $Q = \text{const.}$ すなわち $\frac{\partial Q}{\partial x} = 0$ であるが, 不定流計算の場合は水面上昇に伴う水量貯留の項 $\frac{\partial A}{\partial t}$ が加わって式 (3.1.1) のようになる. 運動方程式 (3.1.2) の右辺では, 積分された Peregrine の式⁸⁾ を非線形分散波理論式として適用している. この項を無視した 1 次元の運動方程式では, 浅水域を遡上する津波で発達する波状段波を表現できない. 本再現計算では, 新釧路川で実際に波状段波が観測されたこと⁶⁾, また 2003 年十勝沖地震発生時に十勝川において波状段波が観測されたこと⁷⁾ から, この項を考慮することとした. 3 階微分の分散項を考慮することにより, 実際に本論文でも波状段波が再現されている. 尚, 分散項の係数には一般断面における平均的な水深を意味する R を用いている. 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) に進める差分式で行った. 非線形分散波理論式については, 2 段階混合差分法⁹⁾ を適用し陰的に解いた.

新釧路川における計算対象区間は KP.1.0 から KP.25.0 の 24.0 km とし, 2011 年 3 月 11 日 12 時から 12 日 12 時の計 24 時間を対象とした. 十勝川における計算区間は KP.3.2 から KP.24.8 の 21.6 km とし, 3 月 11 日 14 時から 12 日 12 時の計 22 時間を対象とした. 河道条件は, 川幅を水面幅, 河床高を平均河床高として図-3.7, 3.8 に示す値とした. 全ケースで計算時間間隔 Δt は 0.05 秒, 計算格子間隔 Δx は 1 m とした.

上流の境界条件に関しては次のように決定した. 地震発生時から, 対象流域における降雨が観測されていないことから定常状態を仮定し, 新釧路川については広里, 十勝川については旅来の水位記録が最も適切に再現されるように流量を変化させる不等流計算を行うことにより推定した. その結果, 新釧路川では $34 \text{ m}^3/\text{s}$, 十勝川では $100 \text{ m}^3/\text{s}$ とした時に最も良く観測地点の値と計算水位が一致したのでこれらの値を用いた. 計算上, 下流端の境界条件は新釧路川では 1 分毎の鳥取地点水位, 十勝川では 10

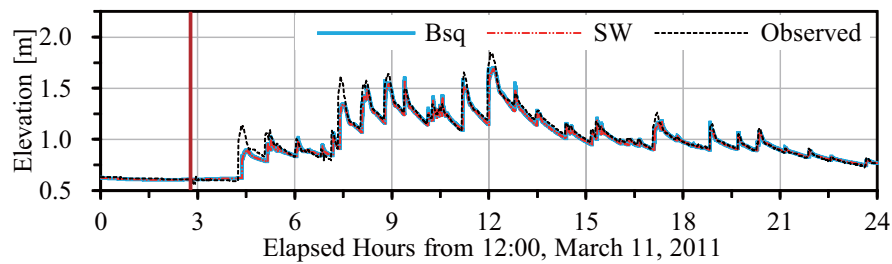


図-3.9: KP.7.4 広里における津波遡上の再現計算結果，計算と実測の水位比較。

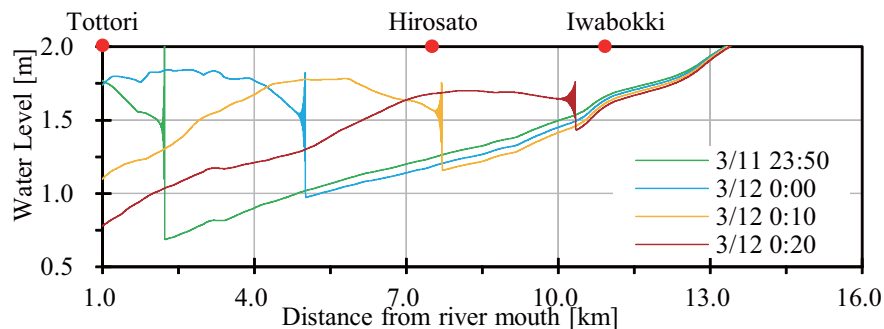


図-3.10: 新釧路川における再現計算結果の空間波形．鳥取において Max 到達時間帯の水位分布（Bsqr のみ表示）

秒毎の大津地点水位を与えた。

3.1.3.2 新釧路川における再現計算結果

新釧路川 KP.7.6 地点に位置する広里観測所において，1 分毎の観測水位と再現計算結果を図-3.9 に示す．但し，図中の Bsqr は Peregrine の式を考慮した場合，SW は Peregrine の式を無視した浅水理論式に基づく計算結果であることを示す．図より，第 1, 6, 12 の波峰水位を過小評価している点以外については水位変動を良好に再現しており，一定の妥当性を有していると考えられる．また本解析においては，Bsqr と SW による顕著な違いは見られなかった．図-3.10 において，Max の先頭部では分散波列が形成され水位が急激に上昇し，ほぼ等速度で遡上していることが分かる．同時に，分散波列は遡上に伴って減衰している様子が確認できる．

3.1.3.3 十勝川における再現計算結果

十勝川 KP.9.3 地点に位置する旅来観測所において，10 秒毎の観測水位と再現計算結果を図-3.11 に示す．図より，新釧路川とは異なり，波峰のフロントにおいて Bsqr は明瞭な分散波列を形成し SW よりも大きな水位となった．しかし，Bsqr, SW 共に波峰・波谷いずれにおいても観測データと比較して水位を過大評価する結果となった．図-3.12 より，十勝川では新釧路川に比して Max の先頭部で分散波列が大きく発達しているが，この時高水敷への乗り上げや碎波を起こしていた可能性が高い．現状で著者らは河道内に発生した分散波列の碎波限界に関し，十分な知見を持ち合わせていない．新釧路川では分散波列の第 1 波峰でわずかな碎波が確認されているが⁶⁾，十勝川で碎波を捉えた映像記録が存在しないことから，その発生有無について判断することは難しい．

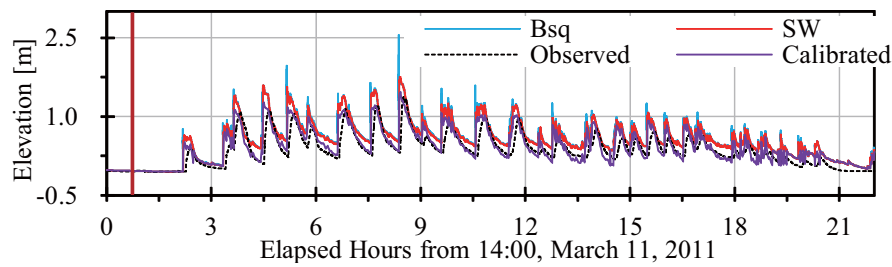


図-3.11: 十勝川における津波遡上の再現計算結果，計算と実測の水位比較。

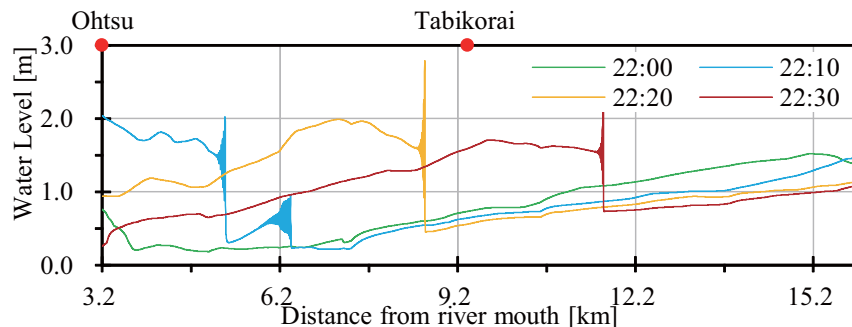


図-3.12: 十勝川における再現計算結果の空間波形，大津において Max 到達時間帯の水位分布（Bsq のみ表示）

3.1.3.4 再現計算水位の断面形状を考慮した補正

計算水位が過大となるもう一つの要因として，現在用いている計算モデルでは，河道形状を平均河床高を河床とし所定の水面幅を持つ矩形水路と見なしていることが考えられる．旅来付近の実際の横断面を図-3.13 に示したが，実河川の河床には凹凸が存在する上， WL_{max} の標高より，少なくとも旅来周辺地点で高水敷上まで到達していた可能性が高い．そこで，予め計算上の流積とその流積に対応する水位の関係を規定する $WL-A$ 式を求めておき，便宜的ではあるが $WL_{crit} = 0.07 \text{ m}$ を設定し，この閾値を超えた水位についてはこの $WL-A$ 式に基づき水位を求めることとした．その結果が図-3.11 における紫のラインであり，波峰，波谷とも水位変動を良好に再現していると言える．但し，遡上津波フロントの波形勾配や，シミュレーション後半での水位の再現性は依然として低く，今後この原因について詳細な検討を加えていく予定である．

3.1.4 まとめ

本節では，北海道内の主要河川である計 8 河川において水位記録から津波成分を抽出し，河道内の津波遡上の分析を行った．更に，津波遡上の継続時間やその水位変動量に関して検討を加えた．また，新釧路川について 1 分間隔，十勝川について 10 秒間隔の水位データを使用した河川津波の 1 次元再現計算を行った．計算領域内に存在する水位観測所の記録と計算水位の比較を行い妥当性を検証した後，その空間波形や分散波列の発達に関する検討を行い，十勝川は釧路川に比較し分散波列が大きく発達するという結果が得られた．

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 470 km 近く離れた三陸沖で発生した地震であり，もし同規模の地震が十勝沖・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，その後多数の河川から遡上することが予想される．近海の地震の場合は，地震での河川堤防の沈下・陥没による弱体化が懸念され，津波遡上により越水破堤が起こり，大規模な内水氾濫が発生する可能性がある．

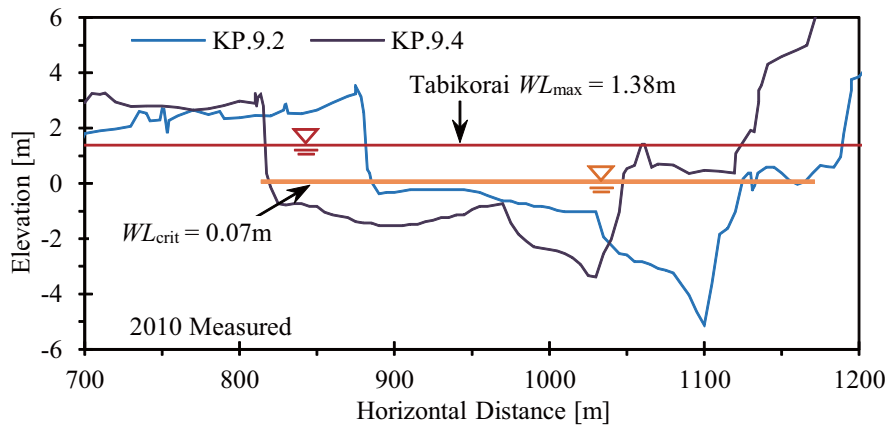


図-3.13: 旅来付近の横断測量成果. WL_{max} は最高水位, WL_{crit} 超えた水位に関しては, $WL-A$ 式に基づき算定する.

河川津波の性質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、河道内の分散波列の発達や碎波形態、高水敷上での挙動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。今後河道内の津波伝播の性質に関して、水理学的な考察に基づいたより一層の理解と、大規模河川津波と河川構造物の相互干渉を考慮した、遡上及び氾濫特性を包括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津波防災と連携し、より効果的で合理的な防災・減災対策立案が可能になると考えられる。

3.2 北海道太平洋岸地域における河川津波痕跡調査

3.2.1 はじめに

前節で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8河川において確認された。しかし、現状では、実現象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。

現地における津波痕跡調査は通常、海岸線に沿って行われるが、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報告は、矢野ら¹²⁾のものがあるものの、現象を解明し得るだけの十分な観測資料は残っていない。そこで本稿では、東北地方太平洋沖地震津波が河川結氷期に発生したことに着目し、河道内の現地調査結果に基づき、河道内を伝播した津波の規模と、津波と河川結氷との相互作用を明らかにすることを目的とした。

本節では、太平洋岸に河口を持つ5河川を対象に、氷板痕跡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、結氷時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。

3.2.2 現地調査及び分析手法

著者らは、津波注意報が解除された後、3月13日～14日にかけて、十勝川（河口から KP.5.60 付近まで）、浦幌十勝川（河口から KP.4.20 付近まで）、新釧路川（河口から KP.5.20 付近まで）、鵠川（河口から KP.3.00 付近まで）、沙流川（河口から KP.4.00 付近まで）において現地痕跡調査を実施した（但し、KP.に続く数値は河口からの距離 [km] を表す）。この調査時、余震が頻発する中で避難経路を確保しつつ、迅速かつ安全に調査を行うため、痕跡写真の撮影のみ実施した。



(a) 信頼度 A の痕跡標高 (新釧路川 KP.5.12L)



(b) 信頼度 B の痕跡標高 (新釧路川 KP.4.13L)



(c) 信頼度 C の痕跡標高 (新釧路川 KP.0.39L)

写真-3.2: 信頼度の設定方法と判定の例 (左が 3 月調査時, 右が 7 月調査時)

津波痕跡の標高を測量することを目的に, 7 月 19 日~21 日の日程で追加調査を行った. 一部の地点では, 治水構造物を通過して堤内地に及ぶ河川津波の影響を検討するため, 堤外と堤内の痕跡水位の比較を行った. 痕跡標高には, 信頼度の高い順に A, B, C を付した. その判断基準は土木学会¹⁴⁾ になった. A は信頼度大を表し, 写真-3.2(a) のように, 痕跡位置が構造物端部など長時間経過した後でも容易に追跡できる痕跡に付した. B は信頼度が中程度のもので, 写真-3.2(b) のように, 植生が存在し境界が不鮮明である等種々の要因があるが, 3 月調査実施者からの聞き込みと, 写真内での周囲状況から信頼ある水位を知ることができるものである. 尚, 本稿で KP. の数値に続く L, R は左岸, 右岸をそれぞれ表す (水位観測点など, 左右岸の区別の無い地点には付していない).

C は信頼度が比較的小のものの, 「砂浜などで異常に波がはい上がったと思われるもの等」である. 本研究でこれに該当するのは, 写真-3.2(c) に示した沙流川 KP.0.40 L 地点 S1 樋門付近のみであった.

3.2.3 結果及び考察

3.2.3.1 十勝川とその支川

図-3.14 に, 十勝川及び支川浦幌十勝川下流域の概況を示した. 赤の△で水位観測所の位置, 黒の○で発見された津波痕跡の位置を示した. また, 本稿で KP. の数値に続く L, R は左岸, 右岸をそれぞれ表す (水位観測点など, 左右岸の区別の無いものには付していない).



図-3.14: 十勝川下流域とその支川の概況，水位観測所の位置



写真-3.3: 大津水位観測所付近における津波痕跡 (KP.3.20 R)

3.2.3.2 十勝川

写真-3.3 に示したのは、KP.3.20 大津水位観測所付近の旧川跡（本川右岸側）における津波痕跡である。なお、本稿の写真中で白または黒の矢印は河川の流下方向を表す。河川津波はこれらの矢印と逆向きに遡上したものと推定することができる。現地では河川津波により漂流物化したと考えられる、5 m を超える大きさのボートや氷板が打ち上げられているのが確認できた。また、水面近傍の結氷の断面は新しく、津波侵入に伴い水位が上昇して結氷が破壊され、この地点から漂流氷板が発生したと推察された。

写真-3.4 (1) は、KP.3.30 R 地点 T1 樋門で樋門から吐き口方向を撮影したもの、写真-3.4(2) はゲート近傍の様子である。なお、本稿の写真中で黄色の破線は、現地で確認された浸水痕跡を示す。写真-3.4 (1) 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直下部にまで侵入し、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たことから、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 2 m、最上段の氷板の厚さは厚いところで約 80 cm、薄いところで 40 cm 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 20 cm 前後と小さく（写真-3.4(1)）、厚さ 80 cm 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。

写真-3.5 は十勝川 T2 橋梁より上流側を撮影したものである。但し、本稿で写真内に示した色付きの破線は津波による痕跡線を示している。高水敷上の植生部分で標高が低くなっており、そこで広範囲



(1) 吐口水路方向



(2) ゲート周辺

写真-3.4: 十勝川 T1 樋門における氷板痕跡 (KP.3.30 R)



写真-3.5: 十勝川 T2 橋梁より撮影した高水敷の冠水状況 (KP.5.72L)

表-3.2: 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）. KP. に * を付した地点は堤内側の痕跡を示す.

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)

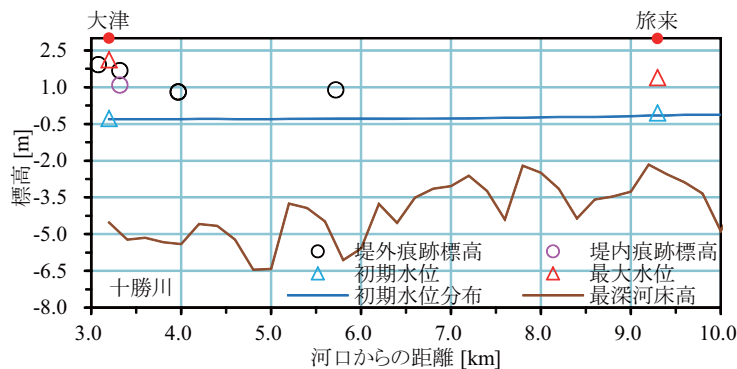


図-3.15: 十勝川における堤外・堤内痕跡標高，水位観測所における初期水位と津波による最高水位，初期水面形上と最深河床高の関係

に冠水した形跡が認められた。また写真右奥にも高水敷上に冠水部分が見られ，少なくとも KP.6.00 付近までは高水敷の冠水が調査写真より確認された。

表-3.2 に河川縦断的に測量した痕跡標高と痕跡物証（信頼度）を示した。図-3.15 には，水位観測所での初期水位と最高水位（△で表示）及び表-3.2 の数値（○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.3.20 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。KP.3.97 より上流の 2 箇所では痕跡標高が 0.8 m～0.9 m 前後であるが，KP.9.30 の旅来水位観測所では 1.38 m を記録している。これらの地点は本川右岸側の旧川沿いに位置しているため，本川河道で生じていた水位変動より減衰していたものと考えられる。

3.2.3.3 浦幌十勝川

写真-3.6 に，浦幌十勝川 KP.1.10 L 付近 U1 水門近傍の津波痕跡の様子を示した。水門出口の水路沿いのフェンスが折れ曲がり，また何らかの衝撃で破壊された安全柵の部品が漂流氷板とともに散乱していることが確認された。また，この近傍で一部に護岸の破損も見られた。この付近の積雪に付着した泥から，図中黄波線の部分まで水位が上昇したと推定され，漂流物の衝突により，これらの破損が生じたと推定された。

写真-3.7 (1) に，浦幌十勝川 U2 樋門（KP.3.10 R 地点）吐き口水路の様子を示した。水路内に氷板が散乱し，本川との合流部で多量の氷板が折り重なるように堆積している。また，河岸沿いに結氷が折られた跡が見られ，津波侵入前はここ付近で河岸に結氷が付着していた可能性が高い。写真-3.7 (2) に示した呑み口水路・堤内水路においても，積雪に泥が付着し明瞭な痕跡となっていた（黄色の破線部）。従ってこの地点では，河川津波の影響は無視できない規模で堤内側にも及んでいたことが推察される。



写真-3.6: 浦幌十勝川 U1 水門における津波痕跡 (KP.1.10L)



(1) 吐口水路と本川の合流部



(2) 堤内地側

写真-3.7: 浦幌十勝川 U2 樋門における津波痕跡 (KP.3.11R)



写真-3.8: 浦幌十勝川 U3 樋門における氷板痕跡 (KP.4.20 L)

表-3.3: 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）。KP. に * を付した地点は堤内側の痕跡を示す。

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)

KP.4.20 L 地点 U3 樋門吐き口水路の様子を写真-3.8 に示した。ゲート付近から本川方向を撮影したものである。樋門の吐き口水路には、大小様々な大きさ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（写真中の黄色の破線部）、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。つまり、高水敷が冠水するまで水位が上昇していなくとも、氷板は河川津波の作用により吐き口水路内に多量に侵入する可能性があることが明らかとなった。

表-3.3 に浦幌十勝川における痕跡標高と痕跡物証、図-3.16 に表-3.2 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、1.16 m から 2.19 m の間に含まれ、十勝太最高水位の 1.87 m 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。

3.2.3.4 新釧路川

釧路川下流域の概況と本調査で確認された縦断的な津波痕跡位置を図-3.17 に示した。写真-3.9 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のである。水路河岸の積雪には津波による痕跡ライン（黄色の破線）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。この時、吐き口水路河床からの高さで 2 m 程度の水位上昇が生じていたことがわかった。

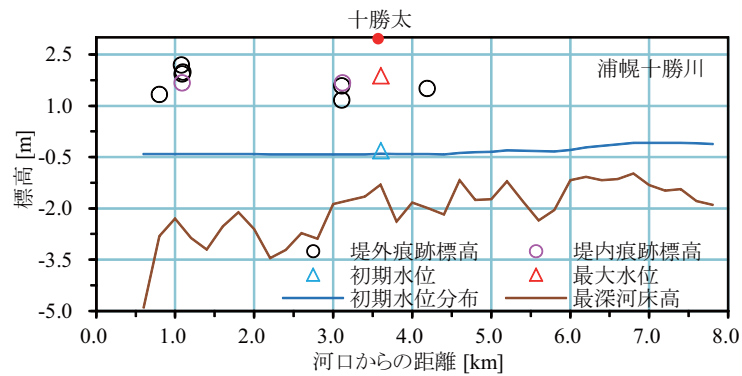


図-3.16: 浦幌十勝川における堤外・堤内痕跡標高，水位観測所における初期水位と津波による最高水位，初期水面形上と最深河床高の関係

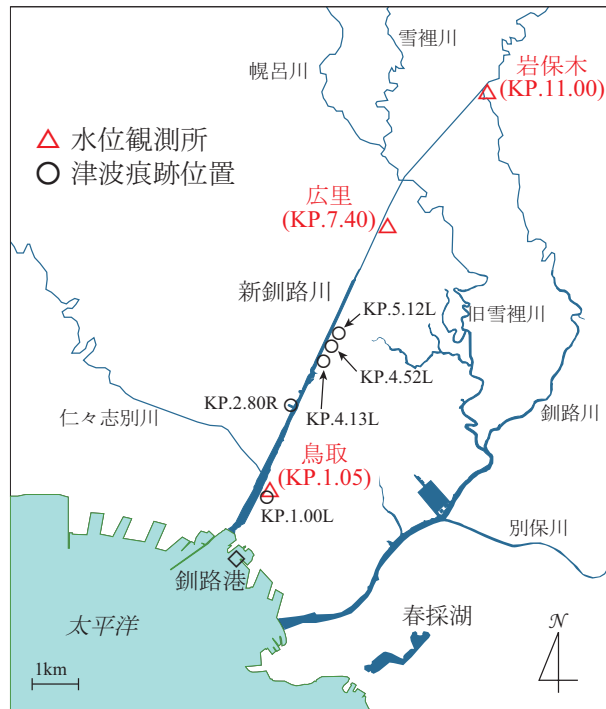


図-3.17: 釧路川下流域とその支川の概況，水位観測所の位置



写真-3.9: 新釧路川 K1 樋門 (KP.2.80 R) における浸水痕跡



写真-3.10: 新釧路川 K2 樋門 (KP.4.50 L) における氷板痕跡

写真-3.10 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。新釧路川で大きさ 5 m 以上の氷板が痕跡として確認されたのはこの地点のみである。袖壁部の氷板（最手前）の横幅は 7.5 m 程度である。吐き口水路と本川の接続部にピアを持つ歩道橋があり、本川から侵入してきた可能性は小さい。この点で、本稿の他の吐き口水路の氷板痕跡と異なっている。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、滞留、あるいは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 18 m、水面幅は約 13 m であった。

表-3.4 に新釧路川における痕跡標高と痕跡物証（信頼度）、図-3.18 には、水位観測所での初期水位と最高水位及び表-3.4 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 1.8 m～1.9 m 前後）で、痕跡標高もややばらつきはあるものの、概ね 1.5 m から 1.8 m 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 K2 樋門付近を除き、主として積雪への浸水痕跡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。

表-3.4: 新釧路川の高水敷で見られた津波痕跡の標高

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)

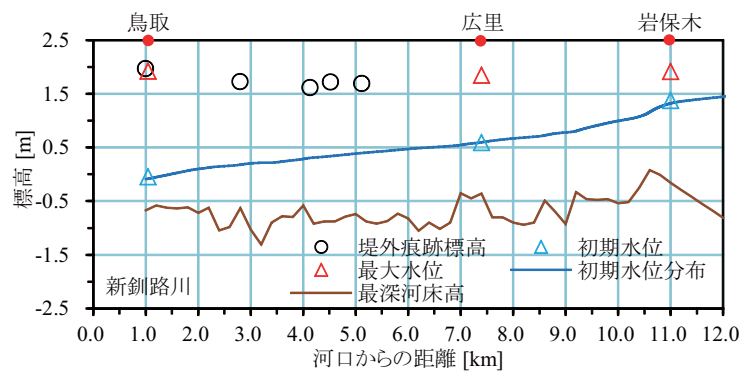


図-3.18: 新釧路川における痕跡標高，水位観測所における初期水位と津波による最高水位，初期水面形上と最深河床高の関係

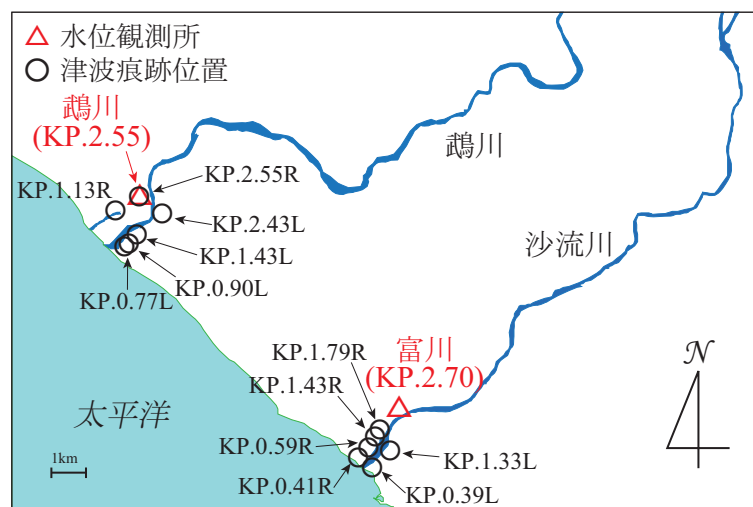


図-3.19: 鵜川・沙流川下流域の概況，水位観測所の位置



写真-3.11: 鵒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 右岸鵒川水位観測所が写っている）。鵒川は概ね KP.1.9～KP2.5 付近までの右岸側，KP.2.4～KP.2.7 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。

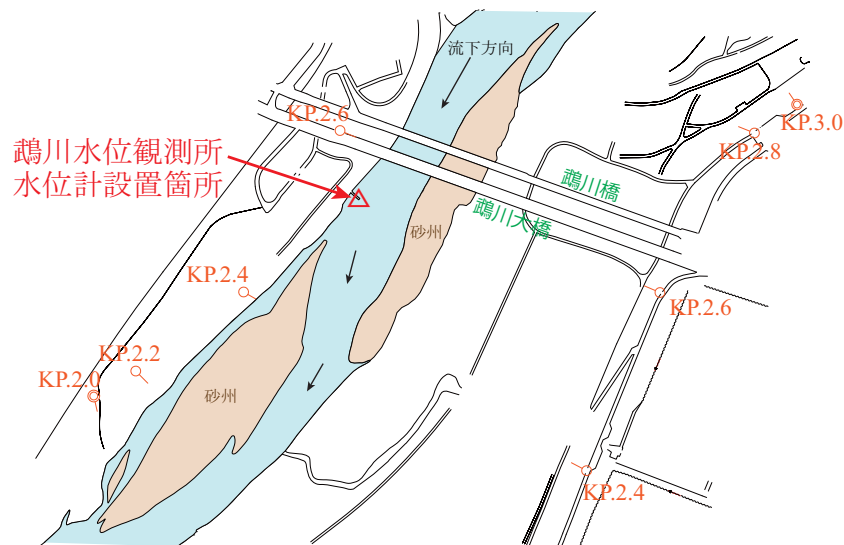


図-3.20: 鵒川水位観測所付近の河川平面図（2008 年測量）と砂州の位置

3.2.3.5 鵒川・沙流川

鵒川・沙流川における縦断的な津波痕跡位置を図-3.19 に示した。鵒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，津波侵入距離も短い。3 月現地調査時の鵒川水位観測所付近の様子を写真-3.11 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 7 m の長さを示している。図-3.20 に示したように鵒川では鵒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.2.4 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。

比較のため，鵒川水位観測所，富川水位観測所付近の現地調査写真を写真-3.12 に示した。写真-3.12(a) のように，鵒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¹⁰⁾。

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鵒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-3.12(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



(a) 鶴川水位観測所付近の河川の状況 (KP.2.55)



(b) 富川水位観測所付近の河川の状況 (KP.2.7)

写真-3.12: 水位観測所付近の水面付近の状況

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.3.0 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。

鶴川河口付近の M1 樋門における氷板痕跡を写真-3.13(1), (2) に示した。吐き口水路内には写真のように多量の氷板が密集して堆積している様子が確認された。氷板集積状況は、写真-6 の浦幌十勝川 U3 樋門の吐き口水路のそれと類似している。写真-3.13(2) 上部中央に、スケールを比較するため調査者の大きさを示したが、氷板の大きさは概ね数十 cm から 3 m 程度までであった。これらの氷板は写真-3.13(1) 左下手前の本川から侵入してきたと考えられ、この付近より下流では本川の結氷が確認されなかったことから、上流より漂流氷板が流されてきた結果、吐き口水路に堆積したと考えられた。氷板が侵入した時間帯などは未だ不明で、氷板侵入のメカニズムについて引き続き検討していくこととしたい。KP.2.20 R 付近から撮影した写真を写真-3.14(1), (2) に示した。鶴川ではこの付近の右岸に砂州が発達しているが、この近辺で砂州上に無数の氷板が堆積していることが確認された。ところが流水部分では、滞留氷板はほとんど確認されなかった。

一方、沙流川では氷板堆積の形態は鶴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-3.15 は沙流川 KP.0.40L 地点 S1 樋門付近の痕跡付着状況である。他地点よりも高い位置に、津波漂流物であったと考えられるゴミが付着していた。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-3.15 は KP.0.60 R 付近 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、引き波の際に堤防近くのみ堆積したものと思われる。スケールを比較するために調査者の大きさを同写真内に示している。氷板の大きさは数十 cm から概ね 6 m 程度のものまで確認された。なお、吐き口水路内には氷板痕跡は見られなかった。表-3.5 に鶴川・沙流川における痕跡標高と痕跡物証（信頼度）、図-3.21 には、水位観測所での初期水位と最高水位及び表-3.5 の数値を比較したものを示した。但し、鶴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-3.21(a) より、鶴川において痕跡標高は鶴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、鶴川水位観測所の最高水位 1.75 m に対し、痕跡標高は KP.0.77L



(1) 本川方向を撮影



(2) ゲート方向を撮影

写真-3.13: 鵒川 M1 樋門における氷板痕跡 (KP.0.90 L)

表-3.5: 鵒川・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) 鵒川		
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	河岸の浸水痕跡 (A)
KP.2.43 L	1.90	河岸・積雪の浸水痕跡 (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	浸水痕跡 (B)
KP.0.59 R	1.49	浸水痕跡 (A)
KP.1.43 R	2.04	積雪の浸水痕跡 (A)
KP.1.79 R	1.69	護岸の浸水痕跡 (A)



(1) 本川方向を撮影



(2) ゲート方向を撮影

写真-3.14: 砂州上の無数の氷板痕跡（KP.2.20 R 付近）



写真-3.15: 沙流川 S1 樋門における痕跡（KP.0.40 L）



写真-3.16: 沙流川 S2 樋門における氷板痕跡 (KP.0.60 R)

を除き、1.6 m～1.9 m となっている。そのため、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-3.21(b) より、沙流川の最下流 KP.0.39L 地点は痕跡標高 4.06 m 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-3.2(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 1.5 m 前後以上の痕跡高であり、富川水位観測所の最大水位 1.76 m と整合していると言える。

著者ら⁵⁾¹¹⁾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。上記の鶴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る。

3.2.4 まとめ

本節では、北海道太平洋岸 1 級河川の 5 河川を対象に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 470 km 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・

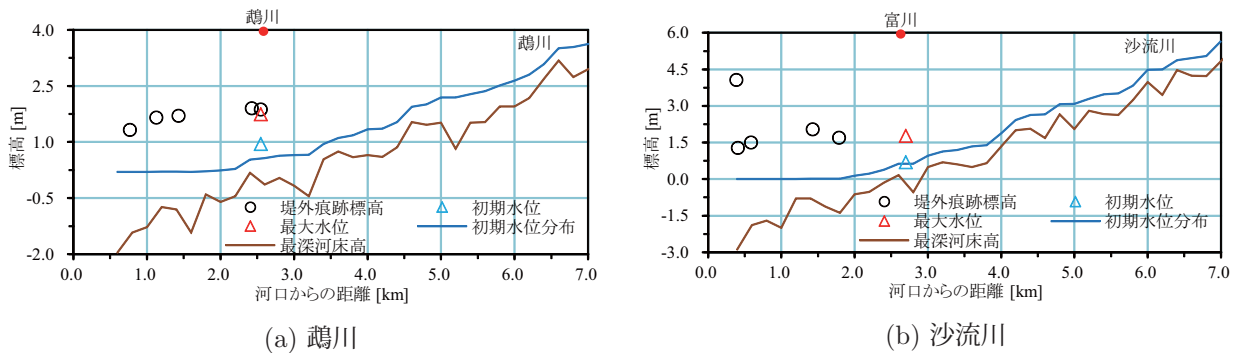


図-3.21: 鵜川・沙流川における堤外痕跡標高，水位観測所における初期水位と津波による最高水位，初期水面形上と最深河床高の関係

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．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¹⁵⁾．

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：本章を取りまとめるにあたり，国土交通省北海道開発局 釧路・帯広・室蘭・稚内・小樽の各開発建設部からは水位・潮位記録などを提供して頂きました．また気象庁からは海洋気象台における潮位観測資料をご提供頂きました．ここに記して感謝の意を表します．

参考文献

- 1) 河川津波対策検討会，河川への遡上津波対策に関する緊急提言，国土交通省報道発表資料，p. 1，2011年8月．
- 2) 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．
- 3) 安田 浩保，大塚 淳一，流れを遡上する波状性長波のカオス的挙動とその流動の内部構造の特性，水工学論文集，第54巻，pp. 1003-1008，2010．
- 4) 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.
- 5) 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．
- 6) 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．

参考文献

- 7) Yasuda, H., One-Dimensional Study on Propagation of Tsunami Wave in River Channels, ASCE Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 136, No. 2, pp. 93-105, 2010.
- 8) D.H. Peregrine, Long waves on a beach, Journal of Fluid Mechanics, Vol. 27, Part 4, pp. 815-827, 1967.
- 9) 後藤 智明, 2段階混合差分法を用いた線形分散波方程式の数値計算における打ち切り誤差, 津波工学研究報告, 第20号, pp.13-22, 2003.
- 10) 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.
- 11) 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.
- 12) 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.
- 13) 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.
- 14) 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.
- 15) 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.

第4章 津波遡上により破壊された河口域の漂流氷板の実態把握

4.1 北海道鵒川において生じた漂流氷板痕跡の寸法計測

4.1.1 概説

2011年3月11日、三陸沖を震源とした東北地方太平洋沖地震が発生した。地震による被害に加え、東北地方で発生した大津波により沿岸域のみならず河川域において破堤、落橋、水門破壊、氾濫等、多様かつ甚大な被害がもたらされた。これまで世界的にも河川津波の危険性は指摘されていたが¹⁾、今次津波を受け、河川施設に関しては津波の流体力を考慮して設計を行うことと政府より提言された²⁾。

一方で、この地震による津波は北海道の複数河川にも侵入が確認された³⁾。12月から4月は北海道における河川結氷期間であり、地震直後に実施した現地調査では、津波により破壊されたと考えられる氷板が漂流物化し、河道内に多数堆積しているのが確認された⁴⁾。この結果は、積雪寒冷地においては河川津波の流体力のみならず、漂流氷板の衝突力を考慮して施設設計を行うことが必要であることを示唆している。

これまで、津波による漂流物の衝突力に関する研究は様々な取り組みが行われている⁵⁾⁶⁾⁷⁾。また、北海道と同様に寒冷地域である北米において、河川結氷が構造物に加える負荷を検討した例⁸⁾はあるが、津波による氷の急激な移動を対象とはしていない。河川結氷の津波による漂流物化と急激な移動を対象とした研究は、著者ら⁹⁾による実験的研究を除きほとんど見られない。更に、実際に発生した河川津波による氷の衝突力を定量的に評価した例は既往研究では見られないのが現状である。

以上のような背景から、本研究では河川津波に伴う漂流氷板による構造物への衝突力評価を行うことを目的とした。そのためにまず、津波来襲後河道内に堆積していた氷板痕跡の写真から画像解析手法により氷板サイズを明らかにした。続いて一次元河氷変動計算モデルと、現地で計測した氷板厚から氷板の質量を推定した。最後に既往研究による衝突力推定式から構造物への衝突力を簡易的に推定した。

4.1.2 研究手法

4.1.2.1 現地調査及び調査写真の画像解析

本研究の調査対象流域は図-4.1に示した北海道の太平洋岸に位置する鵒川下流部である。北海道開発局の調査によって、河川津波は河口からKP.5.0地点まで遡上が確認された。なお、本稿においてKP.の後に続く数値は河口からの距離[km]を表している。著者らは3月11日の地震後、北海道太平洋岸地域で津波注意報が解除された直後、3月13日と14日の二日間にかけて現地調査を実施した。この当時、太平洋沖で余震が頻発していたため、低水路周辺での詳細な調査は危険が伴うと判断された。そこで、避難経路を確保しつつ安全かつ迅速に痕跡状況の概略を把握するため、堤防や高水敷上からの写真撮影を行った。

次に、津波痕跡に関する定量的な評価を実施するため、画像解析手法を次の二段階に分けて適用した。一つは、調査写真から氷板の最大長を計測し、堆積していた氷板サイズの縦断的な傾向を把握することである。もう一つは、漂流氷板の面積を推定するため、痕跡調査写真から氷板の輪郭を抽出したも

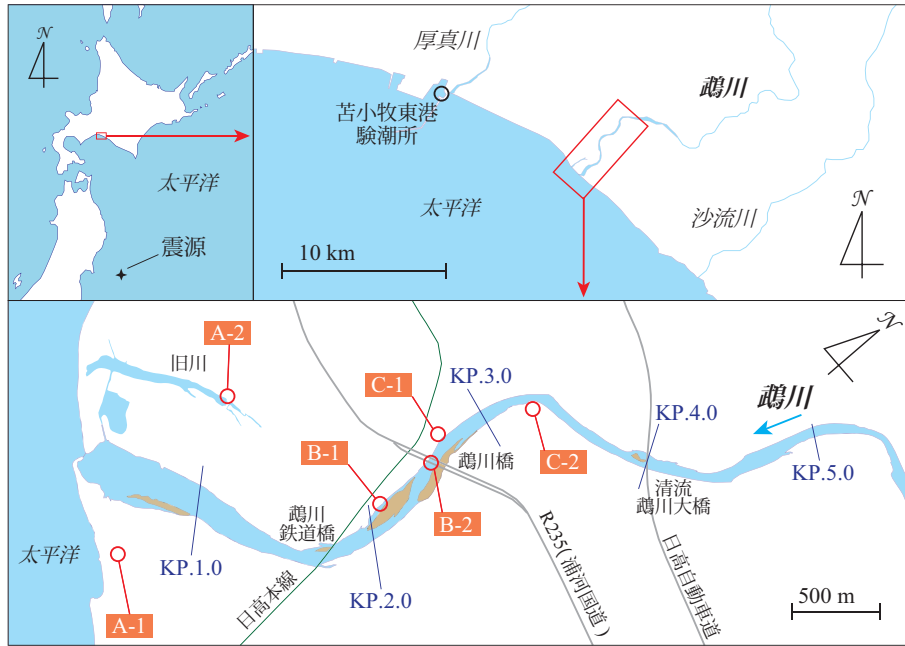


図-4.1: 鵒川下流域の概況と橋梁の位置

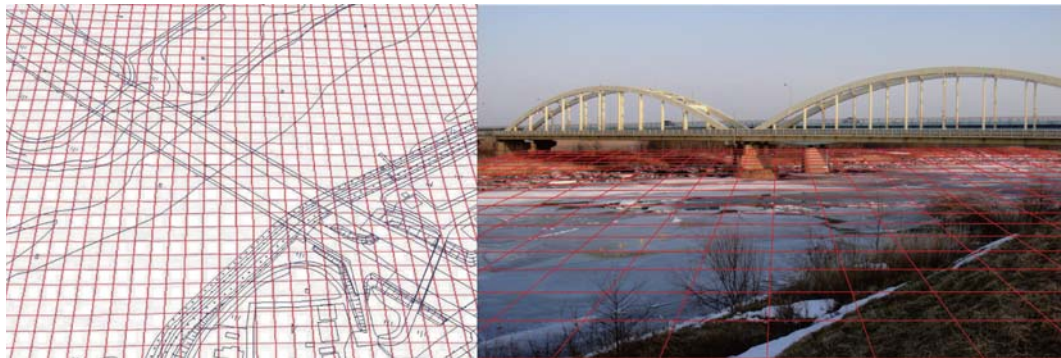


図-4.2: 10 m グリッドデータを重ね合わせた河川平面図及び調査写真の図。撮影角度に応じてグリッドを傾斜させている。

のである。

氷板のサイズについては、以下の方法で計測した。まず図-4.2 左に示したように、河川改修平面図 CAD データ上に、10 m 間隔のグリッドデータを生成する。その上で、撮影した位置や撮影角度を考慮した上で、河道形状や構造物の位置を参考にしつつ、グリッドを傾斜させて調査写真に重ね合わせた（図-4.2 右）。写真上で見た氷板輪郭の最も離れた点同士を結ぶ線長 L_{imax} をサイズとし、グリッドとの相対的な大きさから 1 m 単位で計測した。

次に氷板の面積については、上記と同様の手順でグリッドを写真に重ね合わせ、上面の輪郭が明瞭に抽出できる氷板について抽出を行った。そして上述とは逆の手順で変換を施して氷板輪郭とともにグリッドを平面図上に展開し、平面図上での面積を計測した。

4.1.2.2 河氷変動計算

本研究では構造物への氷板の衝突力の評価を最終的な目的としている。それには氷板質量の情報が必要となり、上記で求めた氷板面積の他に、氷板厚が必要となる。そこで、本研究では吉川ら¹⁰⁾によ

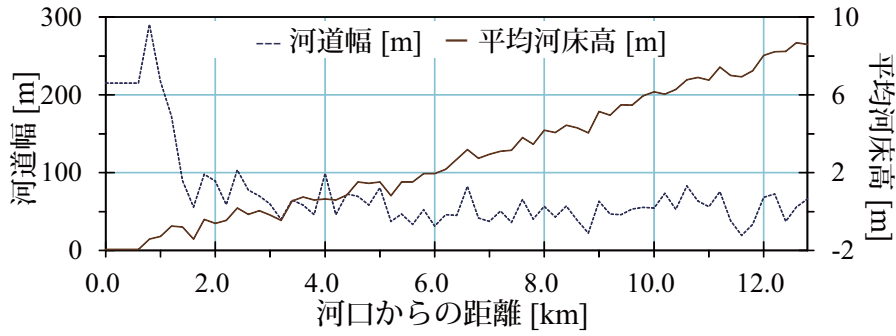


図-4.3: 河水変動の1次元計算領域 (KP.0.0～12.6)

て提案された一次元河水変動計算モデルによる計算を実施し、津波侵入直前の河道内の縦断的な氷板厚を推定した。計算の概略は以下の通りである。

陽的な差分式によって連続式と運動方程式を解き、水位 H_z は次式より算出した。 $H_z = Z + h_w + (\rho_i/\rho_w)h_i$ 。但し、 Z [m] は河床高、 h_w [m] は有効水深、 h_i [m] は氷板厚、 ρ_w [kg/m³] は水の密度で 999.8、 ρ_i は氷の密度で 917.4 を与えた¹⁰⁾。氷板厚 h_i の算定には次式を用いた。

$$h_i = h'_i - \left(\frac{65.2}{10^5}\right) \alpha \frac{T_a}{h'_i} - \left(\frac{45.8}{10^2}\right) \beta^{4/5} T_w h_w^{1/3} \quad (4.1.1)$$

ここで、 h'_i [m] は Δt 秒前の氷板厚、 T_a, T_w [°C] は気温及び水温で、鵒川水位観測所における1時間毎の観測データを与えた。 α, β は地点固有の係数を表す。前者は氷板形成の程度を表し、後者は氷板融解の程度を表す係数である。本研究では一定値の $\alpha = 0.35, \beta = 1.62$ と与えて計算を実施した。

この氷板厚推定式は、氷板の形成と融解を考慮した式となっている。冬期の河川において形成される結氷は、上層から順番に、大気 (air)、積雪層 (snow)、氷板層 (ice)、晶氷層 (frazil ice)、流水 (water) で構成されていると見なす。層厚 h 、密度 ρ 、層間の熱フラックス ϕ [W/m²] を用いて、

$$\rho_s L_s \frac{dh_s}{dt} = \phi_a - \phi_{iu}, \quad \rho_i L_i \frac{dh_i}{dt} = \phi_{iu} - \phi_{id}, \quad \rho_f L_f \frac{dh_f}{dt} = \phi_{id} - \phi_w \quad (4.1.2)$$

これらを辺々加えて整理すると、氷板厚推定式の微分形である次式が得られる。

$$\rho_i L_i \frac{dh_i}{dt} = \phi_a - \rho_s L_s \frac{dh_s}{dt} - \rho_f L_f \frac{dh_f}{dt} - \phi_w \quad (4.1.3)$$

式 (4.1.3) を差分化し、各層境界面における熱的平衡状態を仮定すると、式 (4.1.1) が得られる。 Δt 前の時刻における h'_i から第2項 $\left(\frac{65.2}{10^5}\right) \alpha \frac{T_a}{h'_i}$ 及び第3項 $\left(\frac{45.8}{10^2}\right) \beta^{4/5} T_w h_w^{1/3}$ 分だけ氷厚が減少する。第2項は気温に対する氷板形成の程度を表し、係数 α が大きくなると氷板を厚くする方向に作用する。気温 T_a がほとんどの場合負であるから、項全体としては正となる。第3項は水温と有効水深による氷板の融解の程度を表し、 β が大きくなると氷板を融解させる方向に作用する。

2009年の測量データに基づく計算領域を図-4.3に示した。上流端の境界条件は、冬期間 (主として結氷時) に鵒川 KP.26.0 の栄水位観測所において観測された水位データと流量観測データに基づき水位流量曲線を作成し、1時間毎の流量を与えた。下流端の境界条件は鵒川河口から西に約10 km離れた地点の苫小牧東港における潮位データを標高 [T.P.m] に換算し、1時間ごと与えた。計算時間間隔 Δt は1秒、計算格子間隔 Δx は200 mとして与えた。粗度係数 n は一定値の0.025を与えた。

本モデルによる推定結果は、北海道開発局により冬期間に実施された流量観測時の結氷厚さのデータ、さらに4.1.2.1節の現地調査において各調査地点で無作為に数枚抽出した氷板痕跡について厚さ h_i を計測した結果と比較し、精度の検証を行った。

4.1.2.3 衝突力の評価

池野ら⁶⁾は、次元解析や砕波段波津波・陸上遡上津波による漂流物衝突力に関する実験結果より、津波に伴う漂流物衝突力の支配的なパラメータとして $V_H/g^{0.5}(DL)^{0.25}$ を見出した。但し、 D は漂流物の代表的な高さ、 L は代表長さである。本研究では D に氷板厚 h_i 、 L に氷板の最大長 L_{imax} を選択した。この支配パラメータを基に衝突力 F_H の算定式は以下のように表される。

$$F_H = \frac{5gMC_{MA}V_H^{2.5}}{g^{1.25}(DL)^{0.625}} \simeq \frac{5g\rho_i A_i h_i C_{MA} C_H^{2.5}}{g^{1.25}(h_i L_{imax})^{0.625}} \quad (4.1.4)$$

但し、 M は漂流物の質量、 C_{MA} は質量係数、 V_H は漂流物の衝突直前の移動速度、 C_H は津波の波速、 A_i は画像解析で求めた氷板面積である。

まず支配パラメータ $V_H/g^{0.5}(DL)^{0.25}$ についてであるが、この支配パラメータのうち移動速度 V_H は津波の波速、すなわち津波外力の陰的なパラメータとなっている。更に D 及び L は長さの次元を持ち、質量を表すパラメータであって、これらを用いてフルード数を構成した表式となっている。フルード数と同じ形の本パラメータから、この値が増加すると漂流物の質量に比べて津波外力が増加することを意味している。また、同程度の津波外力であっても、漂流物形状が変化すれば、衝突力が変化することを考慮したパラメータとなっている。

最大衝突力を重量で割った無次元衝突力 F_H/gM とこの支配パラメータとの相関が良いことから、池野らはパラメータの 2.5 乗を冪数に取り、 $F_H/gM = 5C_{MA} \{g^{0.5}(DL)^{0.25}\}^{2.5}$ を提案した。本稿に合わせて整理すれば式 (4.1.4) となる。

池野ら⁶⁾は $C_{MA} = 2.0$ とした場合、漂流物の形状によらず 3 次元衝突時の実験結果との相関が良いとしているため、本研究でもこれに従った。水面上に浮かんだ漂流物の場合、津波のような長周期波による輸送では、 V_H は C_H に近い値となることが既往研究⁶⁾⁷⁾で確認されているため、本研究でも簡単に $V_H \simeq C_H$ とみなした。

F_H の推定については、鵒川 KP.2.6 地点の低水路内に存在する鵒川橋の橋脚に、河川津波により下流側から上流側に向かって氷が衝突することを想定した。上記で求めた氷の質量、式 (4.1.4) により、 F_H を推定した。ここで、波速 C_H については、鵒川における河川津波が長波の波速と津波侵入前の断面平均流速 v との相対速度；

$$C_H = \sqrt{gh} - v \quad (4.1.5)$$

で遡上すると仮定して推定した。 v は H - Q 式から求めた流量を河積で除して求めた。水深 h を第一波による水位変化と鵒川橋地点の平均河床高から算定し、約 3.9 m/s と推定した。なお、本稿では紙面の都合上掲載を割愛するが、式 (4.1.5) で求めた河川津波の波速は、道内の一級河川である十勝川、新釧路川における第一波の波速³⁾を概ね ± 0.5 m/s の精度で評価可能であることを別途確かめている。

4.1.3 結果及び考察

本章では、調査写真から抽出した氷板サイズの計測結果、その河川縦断的な傾向、そして河水変動計算モデルから推定した氷板の質量、衝突力推定式から評価した構造物への衝突力を示す。

4.1.3.1 現地調査及び画像解析結果

本研究で実施した鵒川における津波痕跡状況を写真-4.1 に示した。KP. の数値の後の L,C,R はそれぞれ左岸側、河道内、右岸側を表している。なお、写真に付した A-1 等の番号は撮影位置で、図-4.1 のそれと対応している。最上段の 2 枚の写真は河口からおよそ 1 km までの調査写真である。A-1 は KP.0.4



写真-4.1: 氷板痕跡の調査写真の分類; 区間 A (左), 区間 B (中央) 及び区間 C (右)

地点の左岸側堤防から河口を撮影したものであり、氷板が点々と散乱している様子が確認された。A-2は鵒川河口の右岸側に存在する旧川付近の氷板散乱状況であり、水面近傍に集中的に氷板が散乱していた。

中央段(B-1,2)の2枚は、KP.2.4付近で発生したアイスジャムの概況を示す写真である。B-1はアイスジャムフロント部の写真であり、この地点のみ低水路内に氷板が折り重なるように堆積して河川横断方向に堰を形成していた。B-2はKP.2.6地点の鵒川橋より下流を撮影したものである。鵒川では概ねKP.1.9～KP.2.5の右岸側、KP.2.4～KP.2.7の左岸側に砂州が形成されているが、撮影当時はいずれにおいても無数の氷板が堆積していた。

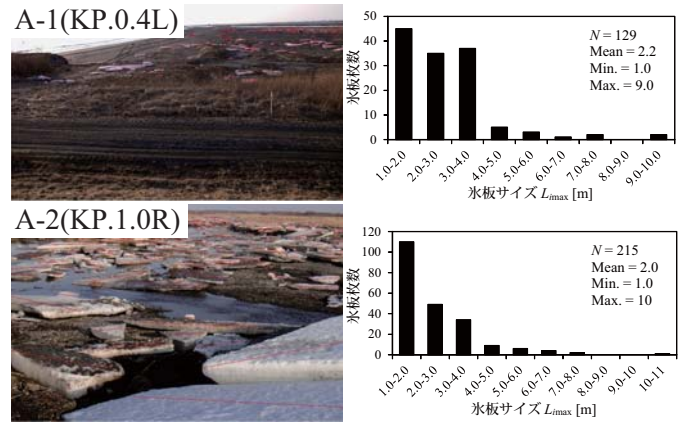
最下段の2枚は、KP.2.6のアイスジャムよりやや上流で、氷板の河道内での滞留が確認された地点の写真である。これらの地点では河川結氷に亀裂が入った状態で氷板が滞留していた。

次に、これらの写真に上記の画像解析手法を適用し抽出した $L_{i\max}$ を図-4.4に示した。同図左の写真は、写真-4.1と同位置で撮影したもので、右は各写真における氷板の $L_{i\max}$ に関するヒストグラムである。但し、ヒストグラム中の N は抽出した氷板数、Mean, Min., Max.はそれぞれ $L_{i\max}$ の平均値、最小値、最大値を表す。図-4.4(a)の河口付近の写真については、 $L_{i\max}$ が1 mから4 mまでのものがほとんどであり、4 mを超えるものの数は少なかった。一方で、下段の旧川付近の堆積氷板については、サイズに関して単調減少の分布となった。

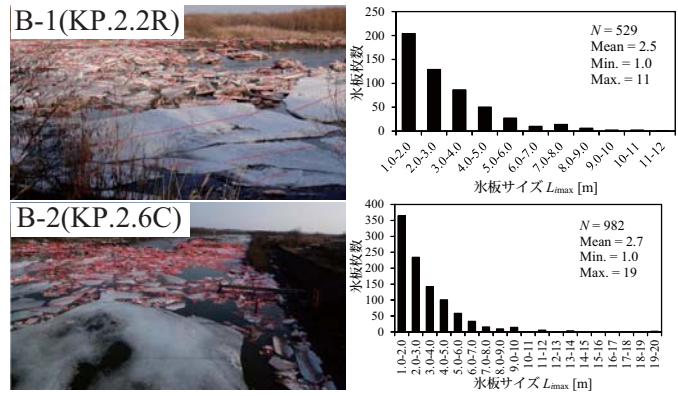
図-4.4(b)のアイスジャム付近の写真については、フロントでは529枚、全景写真では1000枚近い氷板を抽出した。 $L_{i\max}$ の分布から、区間Aの地点に比較すると $L_{i\max}$ の大きい氷板の数が増えており、砂州に堆積していたもので最大11 m、滞留していたもので最大19 mであった。図-4.4(c)について、上段では砂州上の堆積氷板に比較すると、河道内の滞留氷板は $L_{i\max}$ が相対的に大きい。なお、この地点の水面幅は約50 mである。

以上の現地調査結果を踏まえ、鵒川における河川津波痕跡の区間として表-4.1のように分類を行った。3区間のうち、中央のアイスジャム発生点を基点として考えるのがわかりやすい。区間Bについて

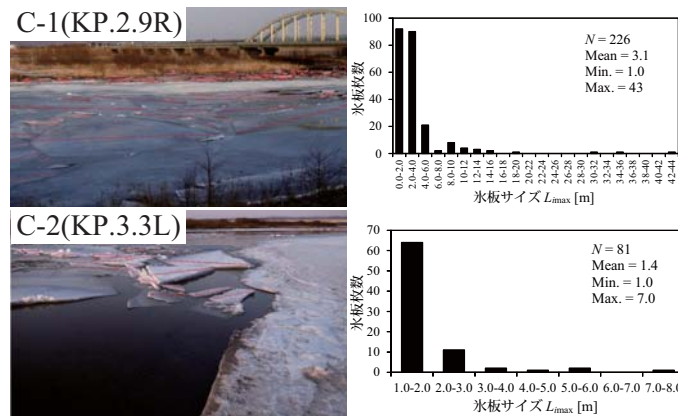
4.1. 北海道鵡川において生じた漂流氷板痕跡の寸法計測



(a) A-1, A-2



(b) B-1, B-2

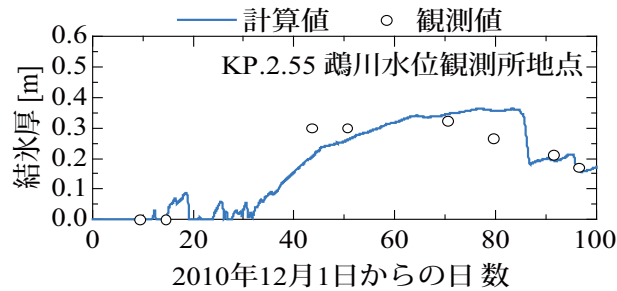


(c) C-1, C-2

図-4.4: A-1～C-2 の写真から抽出した痕跡氷板のサイズ；写真内の赤線が氷板の $L_{\max}$ を表し、右段のヒストグラムは各 $L_{\max}$ の頻度を示す。

表-4.1: 鵒川において確認された痕跡の主要な分類

区間	KP.	特徴
A	KP.0.0 (河口) - KP.2.4	砂州・高水敷上での氷板散乱
B	KP.2.4 - KP.2.6 (鵒川橋)	アイスジャム発生点と直上流
C	KP.2.6 - KP.5.0 (遡上限界)	鵒川橋より上流； 滞留氷板や結氷への亀裂

図-4.5: 氷板厚 h_i の河水変動計算モデルによる推定値及び実測値 (2010年12月1日～2011年3月11日)

まず考察を行うと、鵒川では津波侵入前、遡上区間に結氷が生じていたと考えられる。そこに河川津波が侵入し、結氷を破壊しながら遡上し発生した多量の漂流氷板により狭窄部でアイスジャムが発生したものと推察される。

これに関連し、同じ北海道の1級河川浦幌十勝川において、松川ら¹¹⁾は津波による結氷移動の観測に成功している。彼らによれば、まず河口の結氷が巨大な氷板の形で遡上し、それが橋梁に衝突して小さく破碎されつつ遡上し、小氷板が引き波時に流下したとされている。鵒川でも同様の形態で氷板輸送が生じた可能性があり、鵒川ではKP.2.4付近の狭窄部の存在がアイスジャムの誘因となり得たと考えられる。

輸送された漂流氷板のうち、アイスジャムに捕捉されなかったものについては、引き波によって下流へと流れ、一部が高水敷や河口付近の砂州に堆積したものと考えられる。これが区間Aに見られるような氷板痕跡の由来であると推測できる。漂流物化した氷板は、高水敷等へと散乱していく過程で河岸や植生と、あるいは相互に衝突することで氷板が更に細かく破碎されたと推定される。これは $L_{i\max}$ の平均値が (区間A) < (区間B) であることから類推される。

下流へと流出しなかった氷板は上流側で滞留していたと考えられる。これが区間Cに分類された氷板痕跡である。区間Cの上段については、非常に大きな氷板の滞留が確認されたが、これはアイスジャムの直上流付近までとは異なり、津波による水位変動が生じる機会が少なく、大きくは移動せずに、亀裂が入ったのみの状態で滞留したものと考えられた。アイスジャムによる河道閉塞は水位上昇をもたらしたばかりでなく、河道内に多量の氷板を滞留させる効果があったことも今次津波を特徴付ける重要な現象と言えよう。

図-4.4(c) 下段は上段よりやや上流地点であるが、平均的に小さい漂流氷板が生じている。この付近では河床勾配 i_b が大きくなっており (図-4.3)、流速がやや大きくなると考えられる。そのため他地点に比べて結氷が薄く、その分氷板が割れやすくなったものと推察された。縦断的な結氷厚を含めた考察に関しては次節で更に詳しく検討を行う。

4.1.3.2 痕跡氷板の質量及び衝突力の推定

まず、本研究で実施した河水変動計算に関して、モデルの妥当性を観測データにより検証する。図-4.5に示したのは、KP.2.55の鵒川水位観測所地点において、北海道開発局により実施された現地観測デー

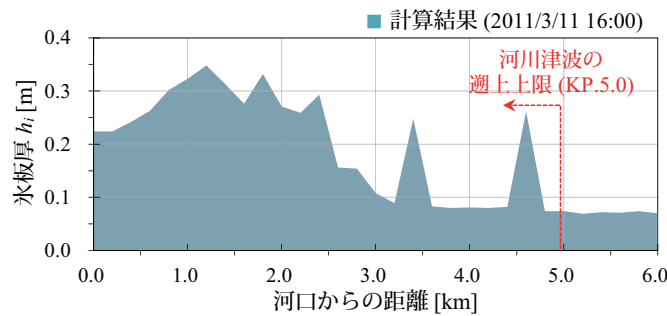
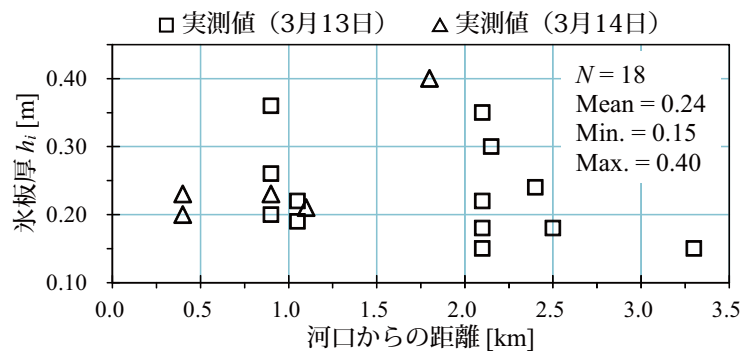


図-4.6: 1次元河水変動計算モデルにより推定した氷板厚の縦断分布

図-4.7: 現地調査時の氷板厚 h_i の計測結果

と計算による氷板厚のデータを比較したものである。

図-4.5 に関して、観測データでは 43、50 日目で結氷が急激に発達しているが、計算ではそれが再現できず、ゆるやかに上昇している。また観測では 79 日目で氷板厚が下がり始めているが、計算ではそれが再現できていない。これは氷の形成・融解に関するパラメータ (α と β) を全期間で固定しているためと考えられ、再現性向上のためには両パラメータの時間変化をも考慮する必要があると考えられる。そのほかの点については、計算による予測値は概ね良好に氷板厚を再現できていると言える。特に 91、96 日目 (3 月 2、7 日) の 2 回の計測について再現性は良好である。

以上で計算モデルがある程度の再現性を有していることが確認されたことから、このモデルを用いて縦断的な分布に関する検討を進める。図-4.6 に示したのは、計算により推定した、鵡川水位観測所で津波が観測される直前 (3/11 16 時) の段階での縦断的な氷板厚の分布である。河口から KP.2.4 までは 0.2 m 以上の厚さであり、KP.1.2 において極大値を持つ。KP.2.6 より上流では氷板厚は小さくなっているが、これはこの地点の上流部が河口部に比して急勾配なため、氷の融解が進行したためと考えられた。KP.3.3 と KP.4.6 で局所的に厚い分布となっているのは、この付近で河床勾配が小さくなっているためである。

次に、現地調査時に高水敷上で観測された氷板痕跡の実際の厚さを図-4.7 に示した。厚さの計測は 13 日と 14 日に行ったが、両日で顕著な相異は見られない。河口から KP.1.05 付近までは、0.36 m (KP.0.90) の 1 枚を除き、概ね 0.20 m から 0.25 m までの厚さがあった。アイスジャム発生点を含む KP.2.0 から上流の区間では、 h_i は 0.15 m から 0.35 m までとばらつきが大きくなった。痕跡氷板の枚数に比して h_i を計測した枚数が少なく断言は難しいが、3 月 11 日の津波発生前、津波侵入区間において h_i は河川縦断的に分布を持っており、津波による破壊と輸送が生じたために、遡上あるいは流下して図-4.7 のような h_i 分布の攪乱が起こったと推定される。

更に、4.1.3.1 節の既に行った考察より、氷板が大きく漂流したと考えられるのは KP.3.0 より下流であったと考えられる。そこで、河口から KP.3.0 までの h_i を単純に平均し、 $h_i = 0.26$ として以下の検討を実施した。図-4.6 の計算結果より、この区間の h_i は 0.11 m から 0.35 m である。図-4.7 から h_i の実測値も類似した範囲にあり、おおよその氷板質量を評価するという目的に照らし合わせれば、まず

まずの精度であると考えられる。

図-4.8 は、鵠川橋とアイスジャム発生点の間の領域で、面積を抽出した氷板とその輪郭、各写真についての面積と漂流衝突力のヒストグラムである。図-4.8(a) は左岸の砂州を含めて撮影した写真である。手前に写っている巨大な浮遊氷板は輪郭の一部が写真外にあるため抽出していない。平均値は 3.7 m^2 であり、最も面積の大きい氷板は約 30 m^2 であった。右列のヒストグラムより、各氷板が構造物に衝突した場合、平均して約 20 kN 、最大で 100 kN ほどの衝突力が発生し得るという結果となった。

図-4.8(b) は 3 月 14 日に鵠川橋から水位観測所近傍を撮影したものである。いずれの写真からも、水位観測所付近に滞留している氷板の面積は 3 月 13 日に撮影した写真のものより大きい。衝突力については、平均して約 $50 \sim 60 \text{ kN}$ 、最大で 300 kN と推定された。

ほぼ同地点における滞留氷板に関して、1 日後に上記のように面積が大きくなったのは、津波侵入によって氷板配置の変化が生じたか、または河川流により上流の滞留氷板が一部、流されてきたためと推定できる。また、3 月 13 日の写真で抽出できなかった手前側の巨大氷板が、水位変化の作用で分解し小さいサイズとなった可能性もある。このように橋脚への衝突力に関して危険側に推定されたのは、アイスジャム上流で大量の氷板滞留が継続したことに由来していると言える。今後の寒冷地域における河川津波対策に関しては、水位上昇以外にもアイスジャムによるこうした副次的な効果を十分に考慮する必要がある。

4.1.4 まとめと今後の課題

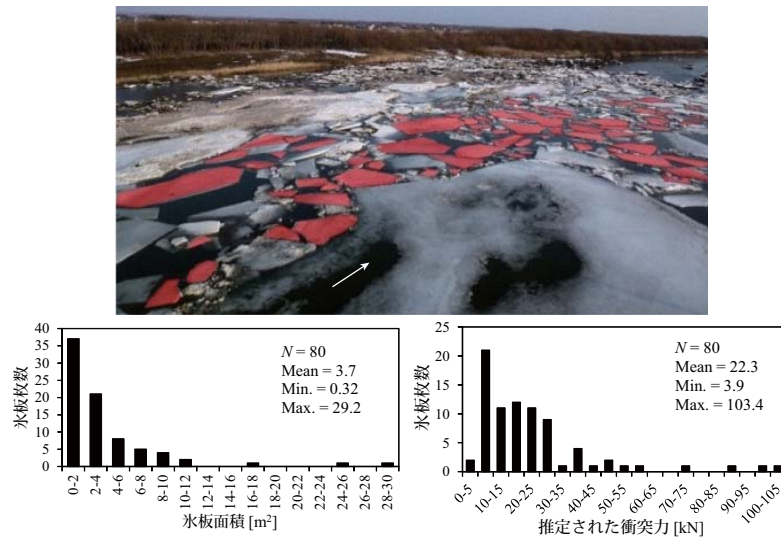
本節では、2011 年東北地方太平洋沖地震津波によって破壊が生じた鵠川の河川結氷に関して、調査写真の画像解析に基づく氷板サイズの計測を行った。更に画像解析と数値計算、調査データを基に津波侵入に伴う氷板の衝突力を推定した。衝突力の推定は橋脚周辺で巨大氷板の滞留が確認された鵠川橋を対象とした。

得られた結果として、河川津波による氷板の衝突力は 3 月 13 日～14 日の調査時で平均して $20 \text{ kN} \sim 55 \text{ kN}$ 、最大で $100 \text{ kN} \sim 300 \text{ kN}$ と推定された。これらは構造物の設計に際して決して無視できない作用力であると言えよう。少なくとも今後は、寒冷地域においては河口付近の国道橋等重要な河川構造物の設計に際しては河川津波による氷板衝突を考慮し、何らかの対策を施すことが望ましいと言える。

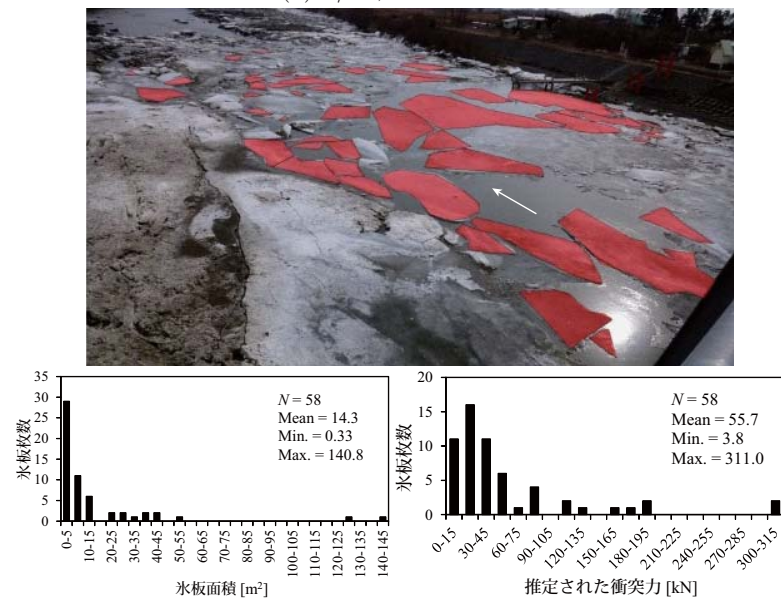
現時点で著者らは、上記で用いた画像解析手法により計測した氷板サイズの誤差を検証するための情報を持ち合わせていない。また、本研究の検討では便宜的に与えた式 (4.1.4) 中の質量係数や漂流物(氷)の材料物性も考慮に入れて検討を行うことが本来望ましい。これらの点について、引き続き検討していくこととしたい。

河川津波と河川結氷の相互作用を考慮した構造物の設計基準を定めるためには、今後も同様の結氷時河川津波が発生した際の現地観測が非常に重要と言える。本研究で提案した一連の簡易推定手法を用いれば、調査写真から氷板の質量を評価し、衝突力の評価を行うことが可能である。

また、本研究で対象としたのは河川津波の遡上方向と氷板の輸送・衝突方向が非常に近い場合である。本稿では触れなかったものの、樋門ゲートへの河川津波の衝突が映像で確認されている⁴⁾。堤防内構造物のように、津波遡上方向とは異なる角度で発生する氷板衝突に関する検討も重要であり、今後水理実験や数値解析手法を併用して検討を進めていく予定である。それらの知見が明らかとなれば、積雪寒冷地域における河川津波特性を考慮した、河川構造物の設計基準の立案へ貢献することが期待される。



(a) 3/13, 16:00 頃撮影



(b) 3/14, 14:15 頃撮影

図-4.8: 氷板輪郭を抽出した調査写真及び、輪郭から計測した面積及び推定衝突力のヒストグラム

4.2 寒冷地の半閉鎖性水域における津波振動と結氷破壊特性に関する研究

4.2.1 概説

2011 年東北地方太平洋沖地震津波は北海道沿岸域にも到達し、沿岸域・河口域において深刻な被害をもたらした。道東に位置する厚岸湖（図-4.9）においては、湖内に侵入した津波の影響で水産業に深刻な被害がもたらされた¹²⁾。厚岸湖は積雪寒冷地域に位置する湖であり、2011 年 3 月の津波発生時は湖岸に結氷が生じていたが、津波侵入に伴い、結氷が顕著に破壊されたことも確認された（写真-4.2）。閉鎖性水域ではその地形形状に応答する共振効果により、波高が増幅する可能性が既往研究で指摘されている。実際に、東北地方太平洋沖地震津波が東京湾に侵入した際、湾入り口と湾奥部で波高が 2 倍程度に増幅されたことが確認されており¹³⁾、安田ら¹⁴⁾によってこの共振効果の検討がなされているところである。

厚岸湖のような積雪寒冷地の半閉鎖性水域では、結氷の破壊と共振による浸水拡大が重畳する可能性がある。過去、実際に 1952 年に発生した十勝沖地震津波の際に厚岸湖に津波が侵入し、結氷が顕著に破壊され、かつ流入河川である尾幌川を 10 km 程度遡上したことが報告されている¹⁵⁾。今後、大規模地震が近海で発生した場合には、湖内部で実施されている水産業ばかりか沿岸の市街地に深刻な被害がもたらされる可能性があるが、このような現象の危険度を評価する手法は存在しないのが現状である。そこで本研究では、手法確立の前段として、厚岸湖を対象とし、厚岸湖内に発生した津波振動特性の把握と、これに伴う結氷破壊特性の把握を目的とした。そのため、平面 2 次元数値解析手法に基づき東北地方太平洋沖地震津波の再現計算を実施し、更に衛星写真に基づき破壊された結氷の諸元を明らかにした。

4.2.2 手法

本研究では、厚岸湖内への津波侵入について再現計算を実施し、その侵入状況を把握した。次に、衛星写真から破壊された氷板の諸元を GIS 解析に基づき明らかにした。その上で、津波侵入による結氷の破壊特性に関する検討を行った。

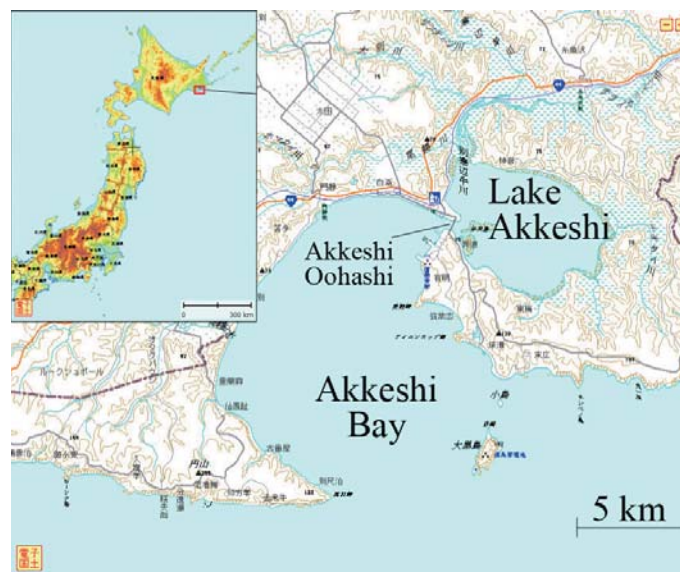
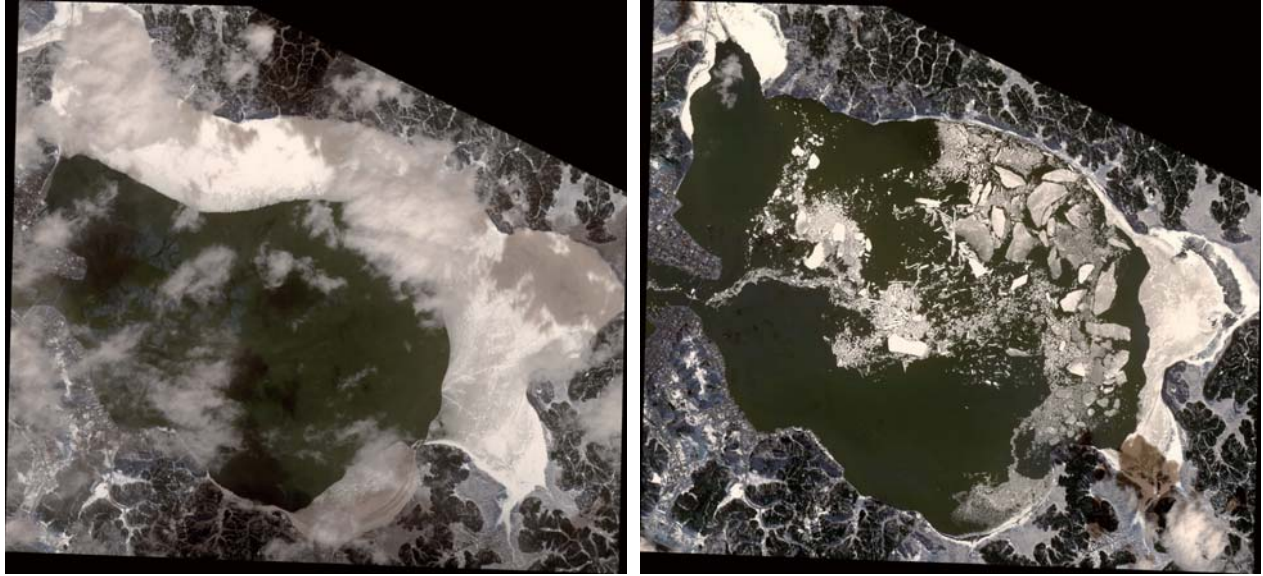


図-4.9: 本節で対象とする厚岸湖の位置図



(a) 2011 年 3 月 9 日, 9:00

(b) 2011 年 3 月 12 日, 9:00

写真-4.2: 津波侵入前の厚岸湖の結氷状況 (a) 及び津波侵入後の結氷破壊状況 (b) ((c) 2011 Digital Globe Incorporated)

4.2.2.1 平面 2 次元計算に基づく津波振動特性の把握

まず、津波侵入の再現計算にあたっては、無償で公開されている平面 2 次元の河川氾濫解析ソフト (iRIC ソフトウェア¹⁶⁾・Nays2D Flood ソルバ) を用い検討を実施した。用いられている基礎方程式は以下の連続式 (4.2.1) 及び運動方程式 (4.2.2), (4.2.3) である。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial(hu)}{\partial x} + \frac{\partial(hv)}{\partial y} = 0 \quad (4.2.1)$$

$$\frac{\partial(hu)}{\partial t} + \frac{\partial(hu^2)}{\partial x} + \frac{\partial(huv)}{\partial y} = -gh \frac{\partial H}{\partial x} - \frac{\tau_x}{\rho} \quad (4.2.2)$$

$$\frac{\partial(hv)}{\partial t} + \frac{\partial(huv)}{\partial x} + \frac{\partial(hv^2)}{\partial y} = -gh \frac{\partial H}{\partial y} - \frac{\tau_y}{\rho} \quad (4.2.3)$$

但し、 $\tau_x = \rho C_f u \sqrt{u^2 + v^2}$, $\tau_y = \rho C_f v \sqrt{u^2 + v^2}$ 。ここで、 h は水深、 t は時間、 u, v はそれぞれ x 方向 y 方向の流速、 g は重力加速度、 H は水位、 τ_x, τ_y はそれぞれ x, y 方向の河床剪断力、 C_f は河床剪断係数、 ρ は水の密度である。本モデルは氾濫水の挙動を 2 次元場の流れとして解くものである。

これらの基礎方程式は Euler 表記の連続式・Navier-Stokes の運動方程式から、水が非圧縮性流体であることを考慮して導出されるものである。この時、解析領域はそれほど大きくないとして Coriolis 力を無視している。水表面で圧力は一定の大気圧に等しいとすると、静水圧分布 $p = \rho g(H - z)$ となる。但し、 H は水位、 z は地盤高である。ある微小領域において、深さ方向に積分すると、流速 u, v に関する基礎式として式 (4.2.1), (4.2.2) 及び (4.2.3) となる。運動方程式について右辺の第 1 項 $-gh \frac{\partial H}{\partial x}$ は圧力項に由来しており、水面勾配によって発生する加速度変化を表す。 τ_x, τ_y は抵抗則として Manning 則を用いた場合の河床剪断応力である。

地形データは国土地理院基盤地図情報 10 m メッシュ標高データ¹⁷⁾、湖底地形については、国土地理院より公開されている等深線図¹⁸⁾ から GIS ソフト上でデータ補間を行い、10 m 間隔で数値標高データ

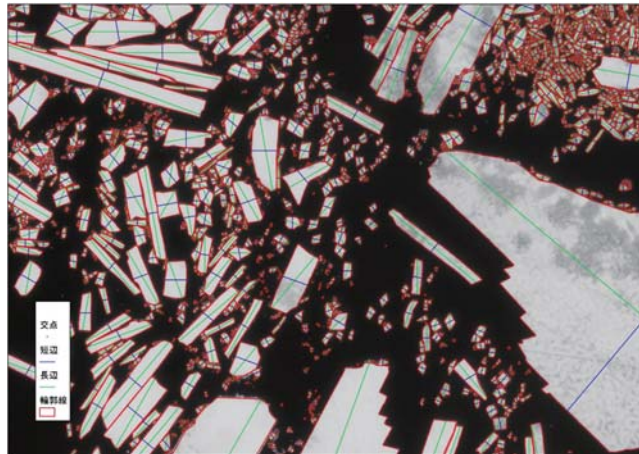


図-4.10: 衛星写真から抽出した漂流氷板の長辺・短辺・輪郭の例（緑：長辺，青：短辺，赤：輪郭）

を作成した．これに基づき，平面 2 次元解析用のメッシュは流下方向，横断方向共に 20 m のサイズでメッシュを作成し標高を付加した．Manning の粗度係数については水域について $0.025 \text{ m}^{-1/3}\text{s}$ を設定した．但し本計算においては結氷の存在は考慮していない．厚岸港における潮位記録を基に東北地方太平洋沖地震津波の再現計算を実施し，痕跡調査に基づく浸水範囲と解析上得られた氾濫範囲を比較し，精度の検証を行った．再現計算においては，2011 年 3 月 11 日昼 12 時を $t = 0 \text{ s}$ とし，この時の厚岸漁港の観測潮位を湖内全体に与え，下流端の境界条件として 1 分間隔で観測された厚岸漁港の潮位記録を与えた．

4.2.2.2 衛星写真に基づく結氷破壊特性の把握

続いて，津波侵入に伴う結氷破壊特性を把握するため，無償の GIS ソフト (Quantum GIS, ver.1.7.4) 上で，図-4.10 のように衛星写真から氷板の輪郭を抽出し，面積，長辺と短辺を計測し，結氷破壊により生じた氷板の諸元を明らかにした．本研究では既往研究¹⁹⁾に倣い氷板サイズ d は面積 S から $d = (4S/\pi)^{1/2}$ と定義し，氷板長さのパラメータとして $d_p = P/\pi$ を定義した (P : Perimeter, 周長)． d/d_p は歪み度合いを表し，仮に $d/d_p = 1$ であれば氷板は円となる．値が 1 から離れるほど歪みが大きいことを表す．更に多数の既往研究において氷板サイズの分布を表す指標として累積数分布 (Cumulative Number Distribution) $N(d)$ が用いられてきた．これは単位面積当たりで，サイズ d 以上の大きさを持つ氷板の枚数を表すものである．本研究ではこれを厚岸湖の面積で除して算出した．多くの既往研究^(例えば20)において， $N(d)$ は $d^{-\alpha}$ に比例することが確かめられている． α は冪乗則のスケールング指数である．Toyota ら²¹⁾によっても，オホーツク氷海域において $2.1 < \alpha < 2.5$ であることが確かめられている．そのため，季節氷海域 (Seasonal Ice Zone, SIZ) においては氷板のサイズは基本的に自己相似形状であることが示唆されている．

4.2.3 結果及び考察

4.2.3.1 厚岸湖内における津波振動特性

まず，津波後の浸水範囲の実績と計算結果の比較によりソルバの閉鎖性水域周辺の浸水解析に対する適用性を確認した．図-4.11 に示したのは本解析で得られた厚岸町における浸水範囲と，痕跡調査に基づく実際の浸水範囲（緑部分）の比較である．両者の範囲は概ね一致しており，本モデルの適用性が確認できたと言える．他にも，佐藤ら²³⁾により同ソルバによって新釧路川における津波遡上時の河道内

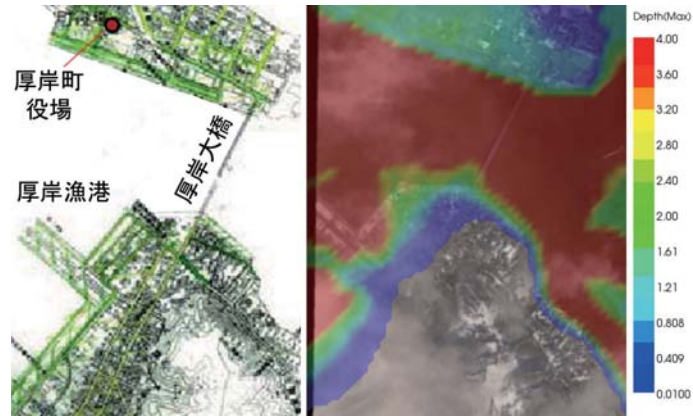


図-4.11: 厚岸町市街地における浸水状況の現地調査結果²²⁾と解析上得られた最大浸水深の分布図

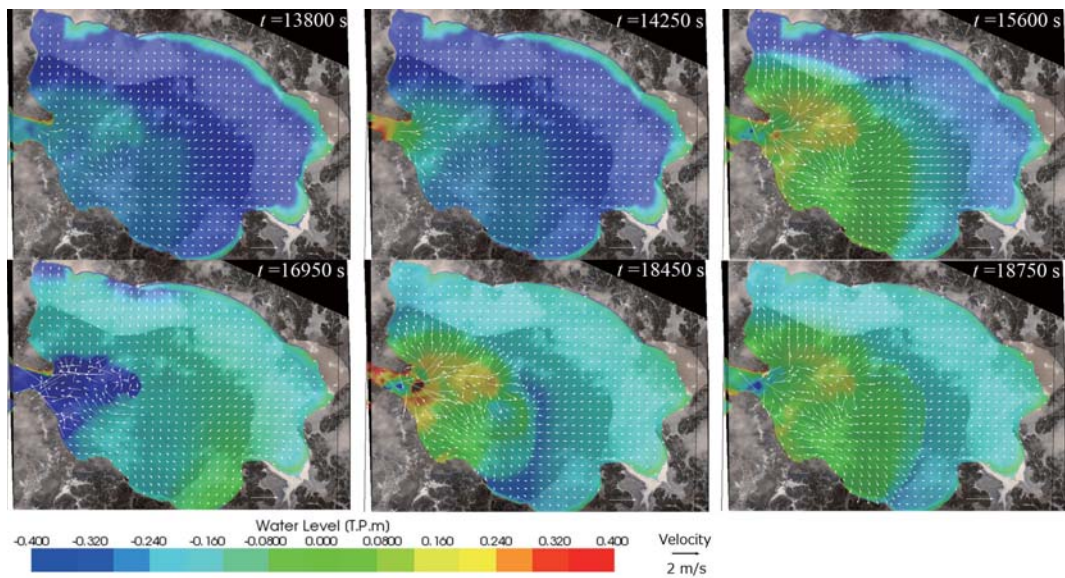


図-4.12: 2011 年東北地方太平洋沖地震津波発生時の厚岸湖への津波遡上開始状況及び流速の平面分布

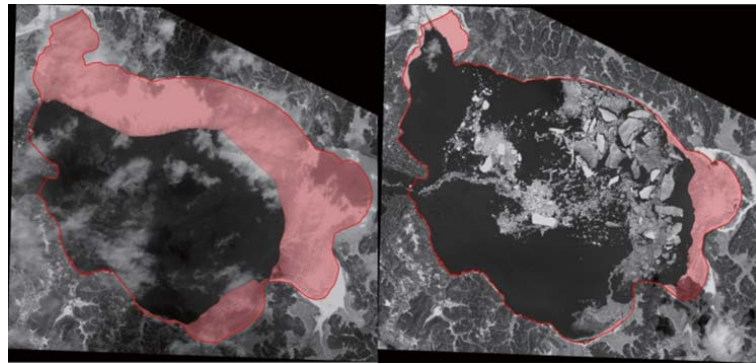


図-4.13: 湖岸に付着した結氷の輪郭を抽出した結果

時系列水位が良好な再現性を有していることが確認されており、堀内ら²⁴⁾によって岩手県釜石における大規模津波来襲時の河川津波遡上と氾濫範囲が良好な再現性を有していることが確認されている。そのため本モデルは厚岸湖へ侵入する津波遡上に適用したとしても一定程度の妥当性を有していると考えられる。以下では、本モデルの再現性が確認できたことから、これに基づき湖内の津波振動特性に関する検討を進める。

図-4.12 に示したのは厚岸湖に津波が侵入した際の平面的な水位分布を示したものである。左上が $t = 13800$ s の津波侵入を受ける直前の水位分布である。上げ潮の時間帯にあたり、厚岸大橋（図-4.11 参照）から湖内の方向にわずかな流速が生じている。上段中央は $t = 14250$ s での水位分布であり、厚岸大橋付近で 2 m/s 程度の流速が発生している。上段右が $t = 15600$ s における水位で、津波が厚岸湖西部に位置するアサリ礁に到達していることを示している。

アサリ礁では一部水深が 5 m を超えているが（厚岸大橋より東側で、かつ水深 5 m 以上の領域を図-4.12 左上にて橙線で囲み示した）、反射が生じ厚岸湾に戻る流れとアサリ礁を乗り越えて湖奥部に遡上する津波とに分かれている。下段左（ $t = 16950$ s）においては、引き波の影響でアサリ礁部分（図中で青い部分）で水位が顕著に低下しており、高流速が発生している。この時湖底で攪乱が生じ、アサリ礁の甚大な被害に繋がったものと推察される。下段中央は $t = 18450$ s であり、押し波（厚岸大橋から湖西部）と、引き波（湖北部・東部）の干渉によりアサリ礁付近で複雑な流れ場が形成され、 4 m/s を超える高流速の発生も確認できた。この第2波は $t = 18750$ s（下段右）で再び湖東部へ遡上する様子が確認できた。

4.2.3.2 厚岸湖における結氷破壊特性

津波により破壊された氷板の発生量を推定するため、3月9日時点で湖岸に付着していた結氷の領域と、3月12日津波侵入後の結氷領域を図-4.13のように抽出した。その結果推定された結氷の面積は、3月9日時点では約 15 km²、3月12日時点ではこれが 3 km² に減少しており、概ね 12 km² の結氷が漂流氷板化したものと推定された。次に、3月12日における漂流氷板の分布を抽出した結果を図-4.14に示した。合計で約 77,000 枚の氷板の輪郭を抽出した。湖の東側には比較的大きな氷板が見られ、湖中央部から湖の出口にかけ小さな氷板が漂流していることが確認できた。この流出経路はアサリ礁の水深大の部分に沿っていることが別途確認されている。このように中央部と奥部に存在する氷板サイズが異なるのは、質量が小さい氷板ほど流れへの追従性が良く度重なる津波侵入に伴い徐々に厚岸湾の方へ輸送されたが、質量の大きな氷板は湖奥部に残ったものと推察された。

厚岸湖で津波により破壊されたと推定される氷板サイズについて、累積数分布 $N(d)$ を示したのが図-4.15である。図より、概ね d が 8 m から 20 m の範囲において、 $N(d)$ は線形の関係があり、氷板サイズの分布はほぼ-3乗の冪乗則に従った分布であると言える。すなわち、この範囲の d に対して氷板

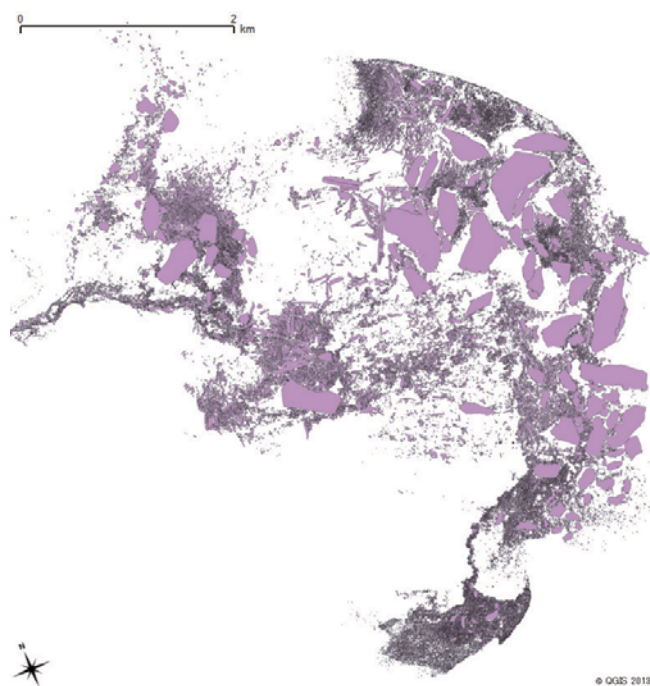


図-4.14: 衛星写真より抽出した漂流氷板の分布図

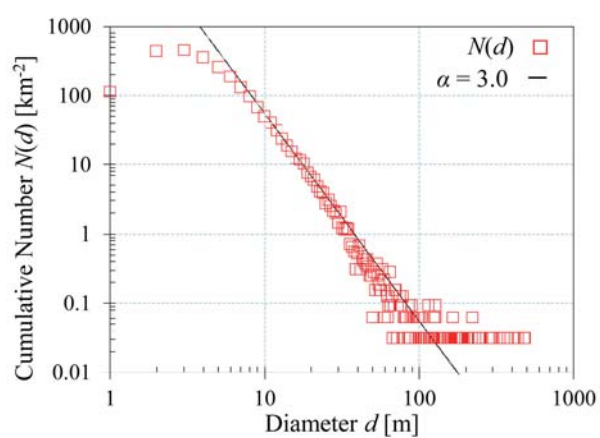
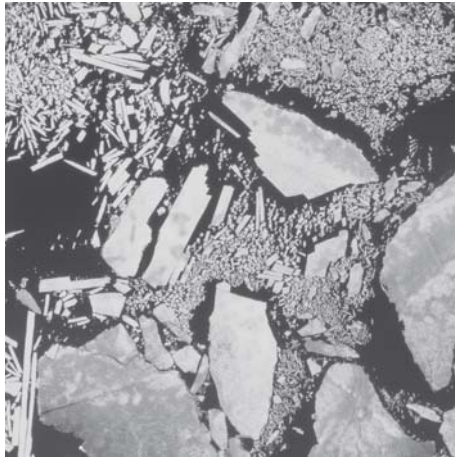
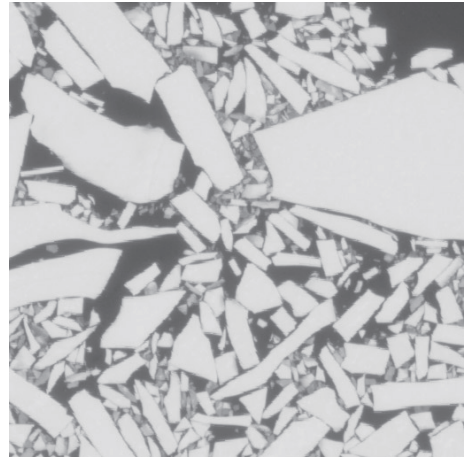


図-4.15: 3月12日の衛星写真から得られた累積数分布 $N(d)$ (黒の実線は $d^{-\alpha}$ の分布の場合を示す)



(a) 1.3 km 四方



(b) 250 m 四方

写真-4.3: 異なる2種類のスケールにおける氷板散乱の状況（上段は約1.3 km 四方，下段は約250 m 四方領域の抽出）

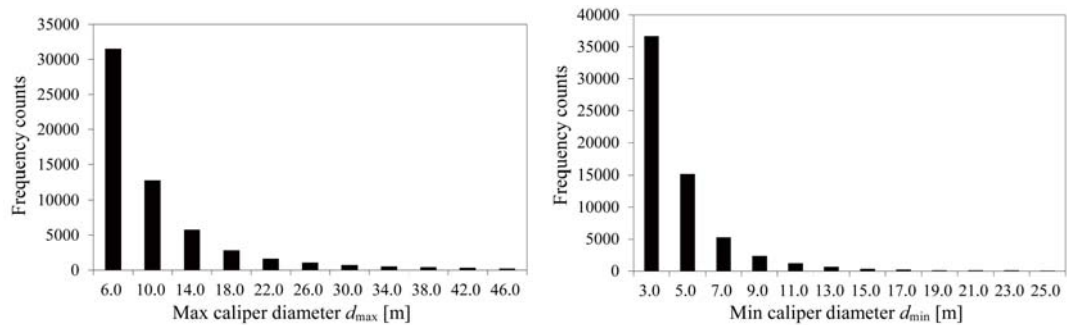


図-4.16: 氷板の (a) 長辺 (左), 及び (b) 短辺 (右) の枚数のヒストグラム

サイズは自己相似であると考えられた。この時の α の値は 3.0 であり Rothrock ら²⁰⁾ により導き出された $1.2 < \alpha < 2.5$ よりも大きな値となった。更に、 d は 30 m より大きな値に対して大きくばらつきを持っていることが読み取れる。厚岸湖は東側で水深が 50 cm から 1 m と非常に小さくほぼ湿原状となっており、ここに到達した津波は大きな河床抵抗によって減衰したため、氷板の破壊には至らなかったと考えられる。相対的に径の大きな氷板が実際に図-4.14 のように湖東側の小水深の領域にのみ滞留していることが確認できる。

写真-4.3 に示したのは、厚岸湖内で 5 倍程度スケールの異なる正方形領域を抽出したものである。上段の大領域においては複数の巨大氷板が見られ、長辺と短辺の歪みが大きい氷板も多数確認できる。図-4.15 中で $d > 30$ m に対し分布のばらつきが見られたのはこれらの影響と考えられた。下段に示したのは、やや小さいスケールで示した領域であるが、歪みの大きい氷板の枚数は上段に比較して減少している。

図-4.16 に示したのは、GIS 解析上で、輪郭より抽出された氷板の長辺 $d_{\max}$ 、短辺 $d_{\min}$ に関して、その頻度数のヒストグラムを示したものである。両者のヒストグラムとも、各サイズが大きくなるほど枚数が指数関数的に減少していることが読み取れた。長辺 10 m 以上の氷板が概ね 4 万枚以上存在するのに対し、短辺が 10 m を超える氷板は 2,000 枚程度しか確認されなかった。

次に、氷板形状に関するより定量的な検討を実施した。図-4.17 (a) には d と d_p の相関を示した。図より、僅かに外れ値は見られるものの線形に近い関係が確認でき、 d/d_p の比は 5% 有意水準で 1.378 ± 0.002 であった。この値は、Toyota ら²¹⁾ による衛星画像に基づく計測値: 1.29, Rothrock ら²⁰⁾ の理

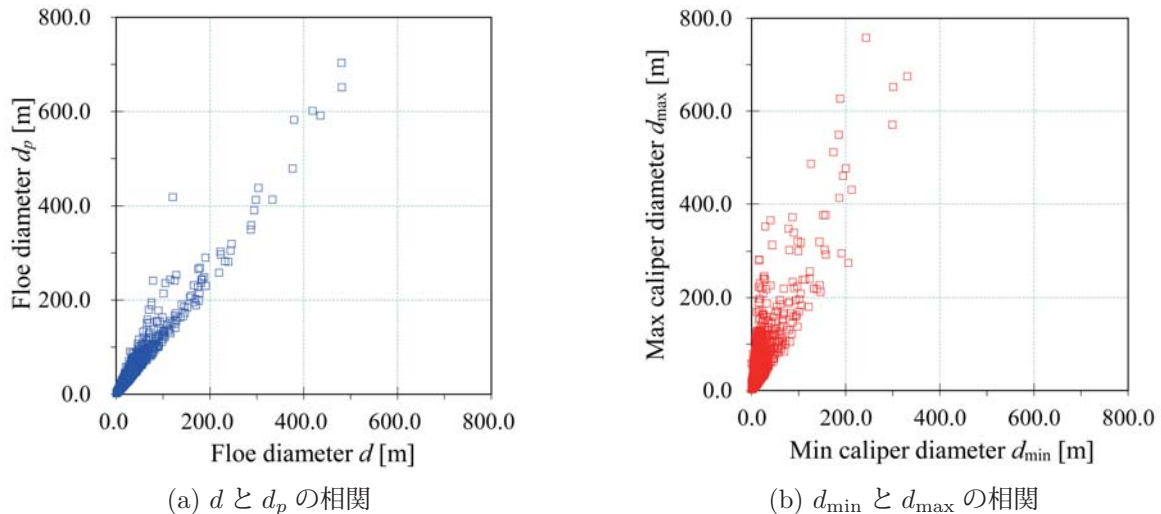


図-4.17: 本研究で抽出した全氷板における (a) d と d_p の相関及び (b) $d_{\min}$ と $d_{\max}$ の相関

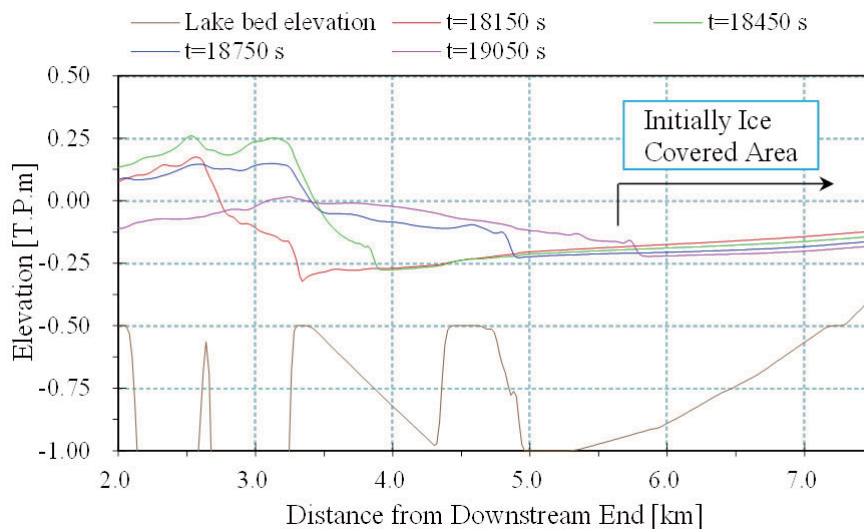


図-4.18: 第2波侵入時の空間水位分布の時間的变化

論解析による推定値: 1.11 よりも 7~24% 程大きいこととなる。より端的に、長辺短辺比を取ったのが 図-4.17(b) であり、値は 5% 有意水準で 2.38 ± 0.01 であった。Hudson²⁵⁾ は多年度に渡る海水観測からその比: 1.2~2.2 を得ており、Toyota ら¹⁹⁾ もこの範囲に含まれる 1.78 という値を得ているが、本研究で得られた値はこれを超えるものである。例えば Rothrock ら²⁰⁾ などの既往研究により指摘されているのは、氷板の融解、氷板同士の衝突による破壊、海面の揺動による曲げ破壊などの物理的機構であるが、それらとは著しく異なる破壊形態が生じたことが考えられる。

図-4.18 に示したのは、計算領域の中央部（図-4.12 中に測線 AA' で示しており、A が下流、A' が上流側である）において縦断的な湖底高と時系列的な水位分布を示したものである。図より、第2波の侵入時に波高 10 cm 程度の段波が湖内へ遡上したことが計算上推定された。厚岸湾に到達した津波が厚岸海峡を通過し、水深の非常に小さい厚岸湖に侵入した際、波形勾配の前傾化が生じ、このような段波となったと推定される。すなわち津波は局所的に大きな水面勾配を持ちつつ結氷域に侵入したと推定され、氷の曲げ破壊が生じやすく、また、図-4.12 のように激しい水面攪乱が生じていたため海域に比較しても氷板の相互作用の頻度は大きく、結果として海域とは異なる d の分布や歪み度合いが得られたものと推察された。

4.2.4 まとめ

本節では、東北地方太平洋沖地震津波時厚岸湖において発生した結氷の破壊特性を解明することを目的とし、平面 2 次元数値解析により津波振動の検討を実施し、結氷破壊に寄与する外力の推定を行った。更に、GIS 解析に基づき、衛星写真により破壊された結氷の諸元を定量的に明らかにした。以下に得られた知見を示す。

既往の平面 2 次元の汎用解析ソフトにより、厚岸湖周辺での津波遡上の再現計算を実施し、津波振動の検討を行った。厚岸湖内に津波が侵入すると、アサリ礁を境界として反射する津波と、波形勾配の急峻化を伴いつつ奥部へ遡上する津波に分かれることが推定された。

厚岸湖で発生した津波侵入に伴う結氷の破壊は、氷海域で発生する氷板とは異なる諸元となることが、実現象に基づく計測結果により明らかになった。厚岸湖においては、氷板の大きさによっては氷海域と同様に自己相似のサイズの分布を持つことが確認されたが、相対的に大きな氷板に関してはその傾向が確認されなかった。また、津波外力による破壊の場合は、より長辺短辺比の大きな歪んだ形状の氷板が発生することが明らかとなった。

今後は両者の結果を結びつけるモデル、すなわち、津波遡上と氷板の破壊を連成して解析可能な数値モデルを開発することで、半閉鎖性水域周辺における結氷時の津波外力評価手法の構築に寄与することが期待される。

4.3 津波発生時の氷板サイズ分布推定手法に関する提案

4.3.1 概説

前節までで、河口域の津波発生後に痕跡として生じた氷板のサイズは、一定の法則に従って分布することが推察された。海洋域において、気象や漂流の結果発生する氷板群のサイズについては、いくつかの既往研究が存在する。著者らの知る限り、破壊された海水のサイズについて初期に体系的な考察を加えたのは Rothrock ら²⁰⁾ である。Lense³⁴⁾ は南極海の一部であるウェッデル海の氷、Toyota ら¹⁹⁾ はオホーツクの海水、国松ら²⁷⁾ はオホーツク海域でも特に沿岸域の海水に着目した検討を実施した。これらの検討ではいずれも、氷のサイズ分布が簡単な冪乗則に従うことを示している。

一般的に様々な長さのスケールにおいて、物質（巨大なものでは天体の破壊による小惑星の生成、小さいものでは石膏塊・ジャガイモ・ガラス棒を落下させた時生じる小片等）に依存せず、「破壊」という作用により現れた小片のサイズは冪乗則に従うということが、統計物理・物性論的に知られている²⁹⁾。こうした破壊後の小片（Fracture）に見られるサイズの法則性は、フラクタルと総称されている。上記の文献の中には、氷もフラクタルの性質に従う物質の一つであるという文脈として議論を進めたものがある。こうした知見を津波漂流物としての氷に当てはめることはできないだろうか。現状では、河口域の津波時における氷の破壊サイズは実測値が少なくほとんど明らかになっていない。また、河川における氷板サイズ分布はジャミング等の現象を考慮する上で重要なパラメータであることが指摘されているが³²⁾、現地におけるサイズ分布に関する知見は十分に得られていない。このため、系統立ったデータの取得が不可欠であると考えられる。

そこで本節では、寒冷地河口域の津波発生時における氷板サイズ分布を明らかにすることを目的とした。現地観測により得られた氷板サイズ分布について、フラクタルという幾何学的な概念を用いて、氷板サイズ分布の法則性を見出すことを試みた。現地観測データとしては前節までに得られた画像解析結果を用いた。

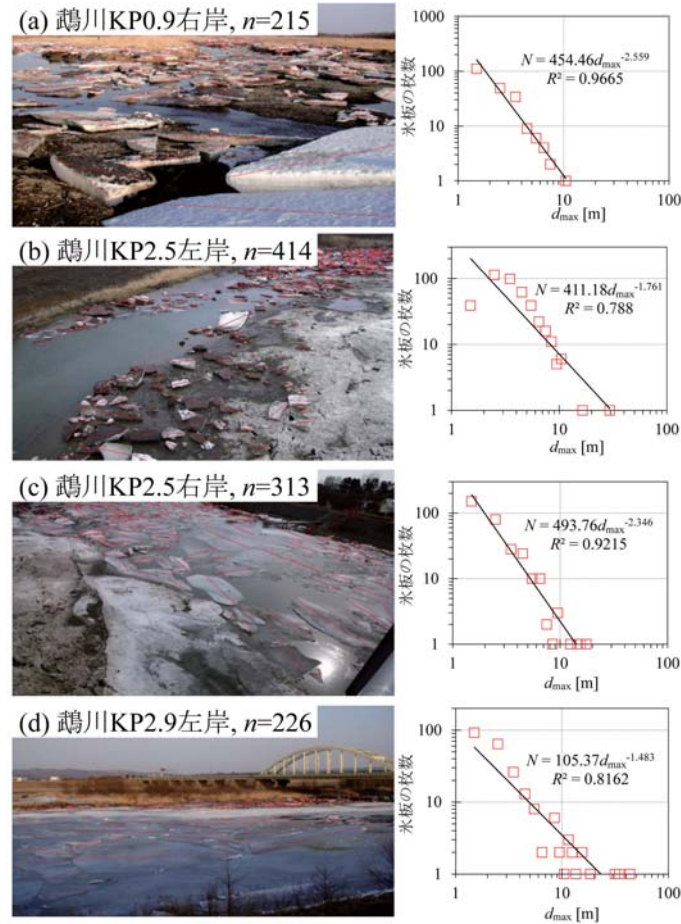


図-4.19: 鵜川における調査写真と $d_{\max}$ の累積数分布

4.3.2 統計的な性質の把握について

前項で述べたように、何らかの破壊の作用により発生する氷のサイズ分布は、単純な関数、特に冪乗則に従って表されることが想定された。これは世界中の様々な地域の海水について確かめられてきたことである。本論文においては、津波遡上による破壊後の氷を対象とするが、同じように氷板サイズの分布が冪乗則に従って表されると仮定した。その場合、対象範囲においてある長さ d に対しサイズが d 以上の氷板枚数 $N(d)$ は、スケーリング指数 α と係数 c を用いて次のように d の指数関数で表される。 $N(d) = c \times d^{-\alpha}$ 。本稿ではこの考え方を援用し、前節の画像解析で得られたサイズ $d_{\max}$ と枚数 $N(d_{\max})$ の関係について検討を行った。なお、既に前節までに氷板枚数の分布がサイズの増大に伴って概ね単調減少となることを示した。本節では、これらの現地データに基づく氷板サイズ分布の統計的な性質を明らかにするために、冪乗則という統一的な法則により、氷板サイズ分布を推定することが可能かについて検討を行った。なお、データの分析に際しては最小二乗法を用い、相関係数を主な指標とした。

4.3.3 結果及び考察

4.3.3.1 画像解析の計測結果

図-4.19 は、鵜川における氷板痕跡について、左側が長辺を抽出した調査写真、氷板のサイズとその区分の枚数の関係を右段のグラフに示したものである。KP（キロポスト）は河口からの距離 [km]、 n は抽出枚数を表す。(a) は河口右岸の旧川付近の堆積氷板群であり、旧川の水際付近に堆積しているも

のが多かった。(b)はKP2.6付近の鵜川大橋から下流方向左岸を撮影した写真である。水面の滞留氷板は少なく、薄く積雪がある砂州上に堆積しているものと、写真の右上部分で集中的に堆積している氷板群が確認できた。(c)は同じく鵜川大橋から下流方向右岸側に向いて撮影したもので、多数の滞留氷板が見られる。この下流KP2.4付近でアイスジャムが発生していることが吉川ら³¹⁾により指摘されているが、その効果で流れが緩やかになり滞留が発生したものと考えられている。(d)は鵜川大橋を上流右岸側から撮影したものであり、低水路内に巨大な氷板の滞留があり、奥の砂州上では多数の氷板堆積が生じている。

さて、この図-4.19で $d_{\max}$ の分布を見ると共通してほぼ単調減少傾向が見られるばかりか、いずれのグラフについても、冪乗則で示される線分上に近い範囲で $N(d)$ のプロットが存在している。このことから、鵜川においては場所や氷板の滞留あるいは堆積によらず、4調査地点の氷板痕跡は概ね冪乗則に従っている。ところが(d)のように低水路内に存在し、漂流していない氷板についてはその分布から外れる傾向にあった。スケーリング指数 α についてみると、(a)、(c)は2.3-2.6で近い値であり、小氷板が多数見られる(b)では1.8、巨大な滞留氷板が存在する(d)では1.5とやや小さな指数となっている。

次に、図-4.20には鵜川を除く3河川における氷板痕跡のサイズについて整理した結果を示す。(a)、(b)は沙流川の痕跡であり(a)は河川樋門の前面に集積した氷板、(b)は左岸砂州上にまばらに堆積した氷板である。右段のグラフからも、若干のばらつきは持ちながらも冪乗則の分布から著しく外れてはいない。十勝川の現地で堆積氷板が確認できたのは(c)地点のみであり、グラフ縦軸から1枚ずつしか存在しない $d_{\max}$ も見られるがプロット群は冪乗則の分布から大きく外れてはいない。浦幌十勝川の痕跡(d),(e)は左岸側高水敷上で見られたもので、冪乗則に非常に近い分布を呈していた。指数については、(d)で3.0を超える大きな値となっている以外は2.0-2.7となった。

図-4.21は厚岸湖の滞留氷板について衛星写真から氷の長辺 $d_{\max}$ を抽出したものであり、写真の上下方向が南北方向に対応する。東側に1辺数百mの比較的巨大な氷板がまばらに滞留しその空隙部分に多数の小氷板が滞留し開水面も見えている。前節の津波再現計算では東側の平均水深は50cmで西(厚岸湾)側の水深より小さく、津波が遡上しづらいために結果として巨大氷板が残されたと推定を行った。下段グラフから枚数の分布は独特な形状を呈している。概ね数十mまでのオーダーの氷板は両対数軸上で放物線に類似した形状、50mを超えるとまばらな分布であった。概ね8m程度から30m程度までは一直線上にプロットが並び、それより $d_{\max}$ の小さい区間では冪乗則で示される直線より枚数は少なく、それより大きい区間では冪乗則から左右にばらつきを持つ分布となった。ただ全体の傾向としては $\alpha = 2.5$ 程度で分布を説明することができそうである。

以上に示した5地点において α は概ね1.5-3.4の範囲に含まれており、高い相関係数が確認できることから、津波により破壊される河口域の氷板も、極地圏の海水等と同様に、冪乗則によってそのサイズの分布を推定可能であることが示唆される。但し海水よりも指数は大きくなる可能性があることに留意すべきであろう。

4.3.3.2 各分布に関する考察

図-4.22は、 $d_{\max}$ の累積数分布を(a)本稿の検討で用いた全ての河川氷板について、(b)厚岸湖の滞留氷板について示したものである。2つのグラフに分けたのは、計測手法と写真解像度が大きく違うため、特に(a)は斜め写真から1m単位で読み取った氷板サイズであるため、(b)より大きな計測誤差が含まれる可能性がある。黒実線は、グレーのプロットで示した $N(d)$ がばらつく範囲を除外し、冪乗則に従っている部分を抽出して描いたものである。この図を見ると対象の4河川においてスケーリング指数は2.8程度、厚岸湖においても、その区間では指数2.8程度であることが読み取れる。共通点としては、この津波発生時の北海道太平洋岸の河口域の結氷であること、来襲日時(3月11日夕方以降)等であるが、指数が近い値となるのは興味深い結果である。

前節より、河口域の津波により破壊された氷板サイズ分布は概ね単調減少となり、地点や気象条件に

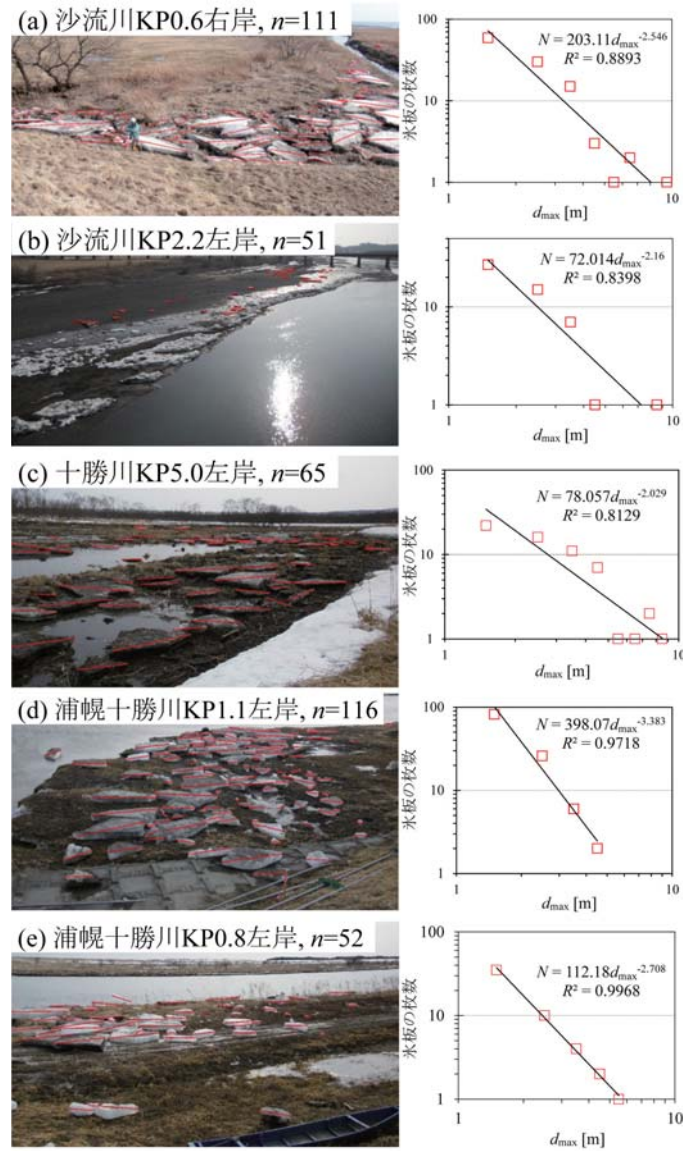


図-4.20: 3 河川における調査写真と $d_{\max}$ の累積数分布

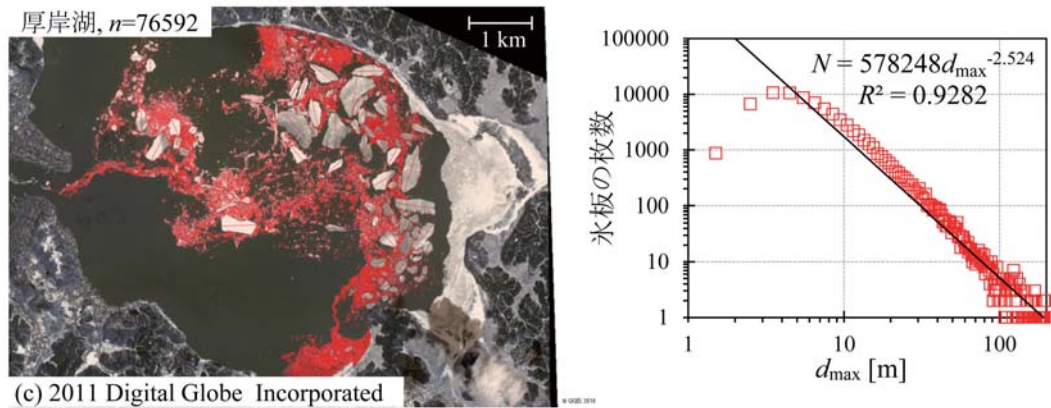


図-4.21: 厚岸湖の衛星写真と $d_{\max}$ の累積数分布

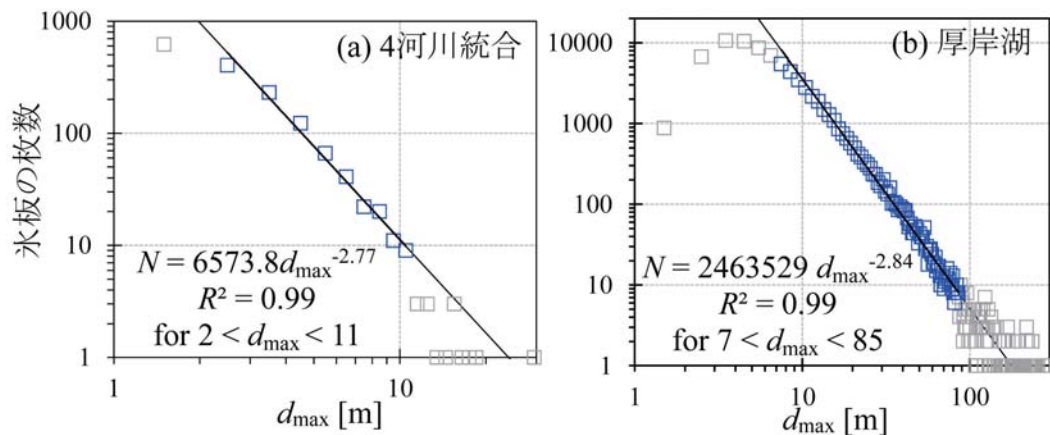


図-4.22: 対象地点で冪乗則に従う区間を抽出した結果

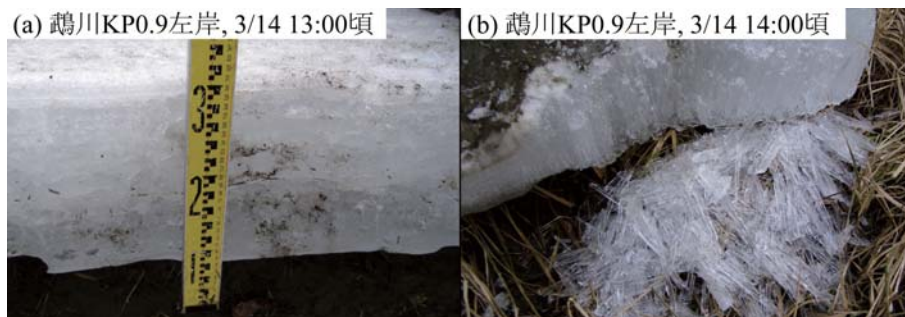


写真-4.4: 鵺川における氷板の破断面の例

影響を受けずに、概ね冪乗則に従い分布していることが分かった。また、河道・湖床の形状により津波遡上時の流況は異なっていたと考えられるが、氷板サイズ分布が冪乗則に従う理由については、現時点では明らかになっていない。オホーツクの海水域で計測範囲や位置を変化させてもほぼ同じ指数の冪乗則の分布に従うことは、Toyotaら¹⁹⁾、Toyotaら²¹⁾によっても確かめられている。しかし、衛星画像自体が入手困難であることから複数地点を対象とした検討例が少ない。そのため、今後は異なる海域、河川域での更なる事例の蓄積が望まれる。

ここで、写真-4.4は鵺川で見られた氷板痕跡の破断面の例で、(a)は断面に複数の層状構造が見られ、鉛直方向に不均質な構造を呈していた。また(b)のように脆い柱状の結晶構造からなる氷板も多数確認された。このように同じ河川の近い調査地点であっても結氷は空間的に不均質な性質を持つことが多く、これは生成過程の違いに起因している。氷の不均質構造に起因して、1軸圧縮強度等の物性値は変化するという報告(原ら³⁰⁾；竹内ら²⁸⁾)も存在する。しかし、氷のサイズ分布というマクロな指標で見た場合には、図-4.19より単純な関数で、鵺川の氷の傾向がある程度説明されている。但し注意すべきことの1点目として、鵺川の図-4.19(d)のように、図-4.19(a)-(c)に比較して著しい破壊が生じていない氷板や、厚岸湖東部のように巨大な氷板が存在するために $d_{\max}$ 大の区間で冪乗則からの乖離が発生する点である。前報で新釧路川においても、分布に従わない事例を示しており、これは河川樋門の吐口(水路)に滞留する氷板痕跡であった(阿部ら、2012内の図-3)。そして2点目には、写真の解像度と同程度かそれより小さい氷板については抽出できる枚数が減少し、冪乗則の直線より下回るようである(端的なのが図-4.19(b)、図-4.21、及び、他の氷板サイズ分布の検討事例：Lensu³⁴⁾、Herman³³⁾等)。

検討対象の一つである浦幌十勝川において、津波遡上と流下に伴い巨大氷板がKP3.0付近浦幌大橋

の橋脚に衝突し、破壊され時間的に小さくなっていったという観測報告が松川ら¹¹⁾によってなされている。この橋脚は低水路幅約 90 m のほぼ中央に位置している。他の 3 河川でも遡上区間に橋脚が存在するが厚岸湖ではそのような人工構造物は存在しない点が対照的であり、それにも関わらず α が近い値となった。以上から、遡上後に残された痕跡から得られる一つの類推ではあるものの、一定時間の漂流中に破壊が生じた結果が冪乗則の分布であり、冪乗則に従っているサイズの範囲において、氷板の破壊は共通のシナリオが進行していた可能性がある。

4.3.3.3 氷板サイズ分布の推定について

以上の結果では、サンプル数 50-60 程度でも概ね冪乗則に近い分布が限られた区間において得られている。この知見を実現現象に適用する場合には、複数箇所では氷板長を計測してスケーリング指数 α を求めれば、他の地点に存在する氷板サイズ分布もその冪乗則から推定できる可能性がある。例えば、漂流物衝突力の推定に際しては、重要なパラメータとして物体の代表長を取ることが多い（例えば池野ら²⁶⁾）。代表長として $d_{\max}$ を取るとした場合、群体としての漂流氷板群のサイズ分布を冪乗則として推定し、衝突力推定式に代入することが一つの方法として考えられる。但し痕跡氷板の漂流過程によっては、図-4.19 (d) のように 100 以上のサンプルを取ってもばらつく場合があることに留意することが必須であると思われる。

4.3.3.4 氷板枚数の絶対値と推定式の係数 c について

これまでの議論ではサイズ分布の傾向は推定できるが、氷板漂流物の量は推定できない。フラクタルの概念は自己相似形状のみを規定するものであり、絶対値は規定しないからである。 c は枚数の絶対値を決定する無次元量で、サイズ分布を把握しようとする対象域の面積によって変化するパラメータである。厚岸湖の面積は約 30 km²、他の河川調査写真の計測範囲は高々 0.03 km² 程度（最も広域を抽出した図-4.20 (b) 沙流川左岸砂州）であり、厚岸湖全体の図-4.21 に比較すると c は小さい値となる（図-4.19, 4.20）。

Rothrock ら²⁰⁾ を初めとして過去の海水にまつわる検討では衛星・航空写真から任意に抽出した矩形等で領域を絞り、単位面積あたりの枚数として標準化することが可能であった。本稿では低水路に滞留あるいは高水敷等に堆積した氷板であるため c は様々な値となり、破壊進行中は時間的に変化しうる。しかし、領域の取り方で決まる c はフラクタルの性質を表す指数 α には関係しないことを鑑みた上で設定することが望ましい。例えば、対象とした鵠川と浦幌十勝川では毎冬河口まで結氷で覆われることから、氷板発生量の初期値としては、津波遡上が予測される区間の結氷表面積を取るのが適当と思われる。津波発生後に全面結氷状態から氷板が生じると考えれば、初期の氷の最大長は低水路幅や湖面幅、橋脚間隔等を取る。本稿の事例に追従するとすれば破壊が進行するにつれ、サイズ分布は冪乗則に近づくであろう。

4.3.4 まとめと今後の課題

本稿で対象とした調査地点の氷板痕跡については、サイズが小さいほど枚数が多いという明瞭な傾向が存在した。統計解析により、傾向から逸れる氷板が存在はするものの、 $N(d) = c \times d^{-\alpha}$ という関係式によって河川や場所によらず多くの津波由来氷板サイズの分布を推定できる可能性が示された。今回の検討範囲では、 $\alpha = 1.5 \sim 3.3$ という範囲であった。特に、冪乗則に従う区間においては一定に近い $\alpha = 2.8$ の分布に従い、これは海水の既往研究よりやや大きい値であった。また、その区間を挟むように、それより小さい d では冪乗則で予測される枚数より小さく、大きい d では冪乗則からばらつき、そのような傾向は既往の海水の計測結果と共通した傾向であった。

参考文献

河口域の氷板漂流物の制御や津波を考慮した場合の河川構造物設計においては、氷板の大きさが重要な要素となるが、氷板漂流物の調査を行う場合、少ない枚数だけを調査すればおおよそ全体の傾向を把握することも可能と考えられる。但し、明確な傾向が一部に見出されたとは言え、あくまで解氷期の北海道沿岸域における事例の一つであるから、今後同様の事象が発生した場合には事例の蓄積が重要と考えられる。また、津波による漂流時に進行する氷板の破壊機構に関する検討が行われれば、氷板諸元に関する理解は更に進むことを指摘しておく。本節の成果は、ほとんど未知であった河口域の氷板という津波漂流物の諸元に関する明確な傾向を見出したものであり、漂流物諸元を踏まえた津波防災の立案に資することが期待される。

謝辞: 本章における研究の遂行にあたり、国土交通省北海道開発局室蘭開発建設部には水文・水質・河道諸元データ等を提供頂きました。国土交通省北海道開発局釧路開発建設部釧路港湾事務所には、厚岸漁港における潮位観測記録を提供頂きました。また、現地調査にご協力頂いた関係各位に謝意を表します。ここに記して感謝の意を表します。

参考文献

- 1) Yasuda, H., Watanabe, Y., Mitamura, H., Hasegawa, K. and Nawarathna, B.: Report on Asian tsunami ascending the river, and its associated bank erosion and bridge failure in Sri Lanka, Proceedings of the 4th IAHR Symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics, IAHR, pp. 1231-1236, 2005.
- 2) 河川津波対策検討会: 河川への遡上津波対策に関する緊急提言, 国土交通省報道発表資料, p. 1, 2011年8月.
- 3) 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, 土木学会論文集 B1(水工学), Vol.68, No.4, pp. I_1525-I_1530, 2012.
- 4) 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: 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, 寒地土木研究所月報, 第705号, pp. 20-30, 2012.
- 5) 松富英夫: 流木衝突力の実用的な評価式と変化特性, 土木学会論文集, No.621/II-47, pp. 111-127, 1999.
- 6) 池野正明, 田中寛好: 段波津波による漂流物の衝突力に関する実験的研究, 電力中央研究所報告, U03052, 2004.
- 7) 水谷法美, 高木裕介, 白石和睦, 宮島正悟, 富田孝史: エプロン上のコンテナに作用する津波力と漂流衝突力に関する研究, 海岸工学論文集, 第52巻, pp. 741-745, 2005.
- 8) Johnston, E., Timco, W. and Frederking, R.: An overview of ice load measurements on bridge piers, Proceedings of the 10th Committee on River Ice Processes, pp. 290-302, 1999.
- 9) 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.
- 10) 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. 247-252, 2010.

参考文献

- 11) 松川優一, 荒繁彦, 加藤三明, 油川曜佑, 渡邊幸一, 長岡宏樹, 山口甲: 2011 年東北地方太平洋沖地震に伴い発生した北海道十勝川河川津波の観測, 土木学会論文集 B1(水工学), Vol.68, No.4, pp. I.1513-I.1518, 2012.
- 12) 朝倉邦友, 寺田卓史, 東日本大震災における厚岸漁港の被害と今後の漁港防災対策について, 北海道開発技術研究発表会, 2013.
- 13) 佐々木淳, 伊藤一教, 鈴木崇之, Retno Utami Agung Wiyono, 織田幸伸, 高山百合子, 羽角華奈子, 古田敦史, 高木泰士, 2011 年東北津波の東京湾内での伝播特性と被害状況, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol.68(2), pp.I.261-I.265, 2012.
- 14) 安田浩保, 星野剛, 水口大輔, 山田正, 東京湾奥部における長波の振動特性, 津波工学研究報告, 第 29 号, pp.83-91, 2012.
- 15) 厚岸町史編さん委員会, 厚岸町史, p.790, 1975.
- 16) 河川シミュレーションソフト iRIC, URL: <http://i-ric.org/ja/> (参照日 2014 年 8 月 5 日).
- 17) 国土地理院, 基盤地図情報サイト, URL: <http://www.gsi.go.jp/kiban/> (参照日 2013 年 4 月 4 日).
- 18) 国土地理院, 1:10,000 湖沼図厚岸湖 1 号, 2 号, 湖沼湿原調査, 2002.
- 19) Toyota, T., S. Takatsuji and M. Nakayama, Characteristics of sea ice floe size distribution in the seasonal ice zone, Geophysical Research Letters, Vol. 33, L02616, 4 p., 2006.
- 20) Rothrock, D. A. and Thorndike, A. S., Measuring the sea ice floe size distribution, Journal of Geophysical Research, 89 (C4), pp. 6477-6486, 1984.
- 21) Toyota, T. and Enomoto, H., Analysis of sea ice floes in the Sea of Okhotsk using ADEOS/ANVIR images, Proceedings of the 16th International Symposium on Ice, pp. 211-217, 2002.
- 22) 北海道立総合研究機構, 平成 23 年東北地方太平洋沖地震被害調査報告, p.3, 2011.
- 23) 佐藤好茂, 阿部孝章, 吉川泰弘, 柿沼孝治, 伊藤丹, 遊水地による河川津波の減災対策に関する一提案, 河川技術論文集, 第 19 巻, 2013.
- 24) 堀内孝輔, 木村一郎, 山口里実, 岩崎理樹, 清水康行, 簡易モデルによる津波遡上計算法の検証とその活用方法の提案, 土木学会北海道支部年次技術研究発表会概要集, 第 68 巻, 2012.
- 25) Hudson, R. D., Multiyear sea ice floe distribution in the Canadian Arctic Ocean, Journal of Geophysical Research, 92(C13), pp.14663-14669, 1987.
- 26) 池野正明・木原直人・高島大輔 (2013): 津波漂流物の簡易移動判定と実用的な衝突力推定法, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol.69(2), pp.I.861-I.865, 2013.
- 27) 国松靖・秋原真哉・榎国夫・高木雄一郎・原文宏・佐伯浩 (1992): 氷盤の大きさに関する研究, 第 8 回寒地技術シンポジウム講演論文集, pp.417-422, 1992.
- 28) 竹内貴弘・木岡信治・成田恭一 (2013): 圧縮破壊下における海水のフラクタル特性に関する室内試験, 土木学会論文集 B3(海洋開発), Vol.69(2), pp.I.1192-I.1197, 2013.
- 29) 早川美德 (1996): 衝撃破壊の統計則, 科学, 岩波書店, Vol.66(12), pp.845-852, 1996.

参考文献

- 30) 原文宏・国松靖・大久保周一郎・佐伯浩・岡本智 (1993): 天塩川の氷の強度に関する実験的研究, 第9回寒地技術シンポジウム講演論文集, pp.660-664, 1993.
- 31) 吉川泰弘・阿部孝章・平井康幸 (2012): 河川津波に伴い発生した北海道鵒川のアイスジャム再現計算, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol. 68 (2), pp.I.416-I.420, 2012.
- 32) 吉川泰弘・阿部孝章・渡邊康玄・伊藤丹 (2014): 1次元混合氷径河水変動計算モデルの開発とアイスジャムの再現計算, 土木学会論文集 B1(水工学), Vol.70 (4), pp.I.679-I.684, 2014.
- 33) Herman, A. (2010): Sea-ice floe-size distribution in the context of spontaneous scaling emergence in stochastic systems, PHYSICAL REVIEW E 81, 066123, 2010.
- 34) Lensu, M. (1990): The fractality of sea ice cover, Proceedings of the 10th International Symposium on Ice, Vol.1, pp.300-313, 1990.
- 35) Watanabe, Y., Y. Mitobe, A. Saruwatari, T. Yamada and Y. Niida, Evolution of the 2011 Tohoku Earthquake tsunami on the Pacific coast of Hokkaido, Coastal Engineering Journal, Vol.54, 1250002, 17 p., 2012.

第5章 河川津波により輸送される漂流氷板の挙動に関する研究

前章までにおいて、冬期の河口域における津波現象の中でも漂流物発生メカニズムや漂流氷板群の諸元に焦点を当てた検討を行ってきた。本章では、漂流物が河道内でどのように輸送されるかに着目し、水理実験及び数値解析的なアプローチを用いて各種検討を行うこととする。

5.1 波状段波による氷板輸送過程の基礎的検討

5.1.1 概説

河川のような水深の浅い領域を遡上する津波の先頭部分では、局所的な水位上昇を伴う波状段波が形成される。近年の研究²⁾では、入射時の波高に比較して静水中でも1.4倍程度、流れのある場では2.0倍から最大で2.5倍程度³⁾という大幅な水位上昇が生じることが明らかにされている。更に、この2004年のインド洋津波では沿岸部の建物や船舶、木材、車輛等が漂流物として巻き込まれ、それらが構造物の破壊・粉碎を伴って新たな漂流物を巻き込み被害を一層拡大している⁴⁾。もし北海道周辺において大規模地震が冬期間に発生した場合には、結氷状態の河川への津波侵入・遡上が考えられ、津波による浮遊氷板の輸送が起こり河川構造物が被災する可能性がある。

写真-5.1は新釧路川で動画記録に捉えられた波状段波の様子である¹⁷⁾。3/11 16時過ぎの河川津波第1波では、先頭の第1波峰が碎波状となっているが、第2波峰以降は分散波列が継続している。同地点で深夜に捉えられた波状段波では、写真-5.1のような第1波峰の碎波は見られず、第1波よりも長時間、2分程度波状段波が継続した。その直前に最大波が釧路港で観測されていることから、規模の大きな津波により波状段波が新釧路川を遡上する過程で充分発達したものと推定される。また同日夕方に十勝川でも波状段波が観測され、松川ら¹⁸⁾により報告されている。

写真-5.2に示したのは2011年東北地方太平洋沖地震による津波が輸送したと考えられる、鵲川（北海道太平洋岸）KP.0.8付近左岸における氷板痕跡である。この氷板は中央部に亀裂が入っていたものの、長辺は約7 m、短辺が3 m、厚さは25 cm程度であり、比重を0.9とすれば重量は約4.7トンと見



写真-5.1: 新釧路川で撮影された河川津波の様子（KP.5.2 釧路湿原大橋付近，2011/3/11 16:05 頃）



写真-5.2: 鵠川河口部高水敷に残された巨大な氷板 (2011 年 3 月 14 日撮影)

積もられる。この津波による鵠川水位観測所 (KP.2.55 地点) の水位変化は最大で 80 cm 程度であったと報告⁵⁾されているが、写真のような巨大氷板が河口部から津波遡上範囲において散見され、もし近海で大地震が生じた場合には更に大きなエネルギーを持って遡上することが想定される。過去、実際に釧路市の春採川において、1952 年十勝沖地震に伴う津波が結氷した春採川の河水を破壊しながら遡上したため、多数の氷板が堤防を乗り越え家屋に被害を与えた事例⁶⁾も存在する。

河川を遡上した津波により漂流氷板が輸送されると、具体的には次のような被災シナリオが想定される。1 つは、氷板が遡上過程において細かく破壊され、樋門や水門のゲートを閉塞してその動作に支障を与えるようなケースであり、二つ目には遡上した氷板が橋梁等の河川横断構造物へ衝突することで、橋脚の損傷、支承のずれを引き起こし、橋梁利用者である鉄道や自動車への二次的被害をもたらすケースである。河道内の係留船舶や木材置き場の丸太については、係留強化の徹底や規制を行うソフト的な防災対策の推進が可能である。ところが氷板は河道内に毎年形成され、しかも気象条件によって氷板厚や形成箇所・形成延長も常に変化する自然現象であり、また構造物への衝突時には脆性的破壊を伴うなど他の漂流物とは異なる特徴を持ち、それらを考慮した寒冷地域特有の防災対策が求められている。

以上のような背景に鑑み、河道内の氷板輸送による津波防災対策を講じる上では、津波による氷板遡上の距離や速度を見積もるための評価方法が必要となる。しかし津波の河川遡上に伴う漂流物輸送の研究例が非常に少なく、被災記録の蓄積も充分ではないことから、河川構造物の安全度を明確な根拠に基づき評価することができないのが現状である。

沿岸部においては、津波による漂流物輸送の研究がこれまで数多く行われてきている。池野ら⁷⁾池野 2004 は陸域に遡上した津波が漂流物を輸送し、構造物に与える津波波力、様々な形状の漂流物の運動と衝突力との関係を整理した。水谷ら⁹⁾はエプロン上のコンテナを、池谷ら¹⁰⁾は停泊中の船舶を津波漂流物として想定し、漂流物の衝突力評価方法を提案した。また、津波による海氷板輸送に関する研究も多くはないものの、数例¹¹⁾¹²⁾見られる。ところが以上の研究は、単一漂流物の挙動に焦点を絞ったものであるか⁸⁾、波状性段波のような分散波列の影響を考慮に入れていない¹²⁾といった理由で、その知見を氷板の河川遡上現象に直ちに適用するのは困難である。

前節で述べたように、河道内の津波防災計画を講じる上で、河川構造物の被災区間の指標となる氷板の遡上距離、津波波力増大の原因となる氷板の遡上速度を考慮した、実用に供しうる危険区間推定手法の確立が求められている。

これを念頭に置き本研究では、河道内の氷板を対象として、既往研究では十分に踏み込まれていない、波状性津波による氷板輸送特性の解明を目的とした水理実験を行った。実験においては、薄い氷板が河川水面上に存在する場合を想定し、河道内を遡上する津波と氷板の相互作用、また氷板初期存在位置の水深と津波波高が氷板輸送過程に与える影響に関する知見の蓄積を目的とした。

5.1.2 氷板を有する津波遡上実験の概要

5.1.2.1 実験水路の概要

水理実験では、全長 34 m、水路幅 0.5 m の矩形断面を有する図-5.1 に示す水路を用いた。図中で水路床の鋼製架台には人工芝が貼り付けられている。下流端から 6 m の区間は造波板の河道範囲であるため固定勾配区間であり、そこから 28 m の区間は水路勾配を変化させることが可能である。水路上流端には給水機構、下流端水平床部分には排水機構を備え、不等流場を形成することが可能である。但し、上流端直下には給水による流水の攪乱を防止する目的の緩衝材を配置した。水位変化の計測を行うため、縦断方向の $x = 5.0, 10.0, 15.0, 17.5, 20.0$ m 地点に容量式波高計（ケネック製）を設置した。本稿ではそれぞれによる計測を Ch.1～5 と統一して表記することとする。

さらに実験水路の上方には 2 台のデジタルカメラを設置し、津波による氷板輸送過程の動画撮影を行った。水路上部には下流端（ $x = 0.0$ m）を基準とした標定点を 0.5 m から 1 m 間隔で撮影範囲内に設置しており、映像から津波や氷板の位置関係を読み取ることが可能となった。

5.1.2.2 実験条件

実験施設の制約上、河道内の津波遡上を無歪み模型で再現することは困難が伴う。そこで歪み模型の考え方を適用し、Froude 数に関する相似則を満たすように全ての実験条件において、河床勾配 $i = 1/250$ 、造波板前の水深 $D_M = 0.80$ m とした。流入流量は、便宜的ではあるが $Q_{in} = 2.5, 5.0, 7.5$ [L/s] と設定した。これは水路内で現象を確認する区間を 25 m とすれば、河川縦断方向に約 5 km、河口付近水深を約 4 m としたことに相当する。また流量に関しては現地での約 $80 \sim 110$ m³/s に相当し、これは北海道内の 1 級河川十勝川の 2 月～3 月（河川結氷期～解氷期）の流量観測記録に基づいて設定している。

5.1.2.3 氷板模型

河道内に存在する氷板は、完全結氷している状態が破壊されて生じたり、河川の両岸に細長く付着していたり、橋脚などによってある場所で滞留していたりといった様々なケースが考えられる。本実験では簡単のため、津波入射によって容易に輸送され、河岸との相互作用がほぼ無視できると考えられる滞留氷板の輸送を実験の対象とした。具体的には写真-5.3 のようにある地点で滞留し、互いに密集している氷板群が津波によって遡上開始するような現象である。これを再現するために氷板模型としてポリプロピレン製の板を使用した。サイズは縦横 30 mm × 30 mm、厚さ 5 mm ± 0.5 mm、比重は 0.9 程度である。

流入流量が存在する実験条件では、写真のような多数の氷板の位置を固定して再現することは困難が伴うため、氷板の枚数を 4 枚とした。河床部に突っ張り棒を設置し、1 つの氷板につき 2 本ずつ、固

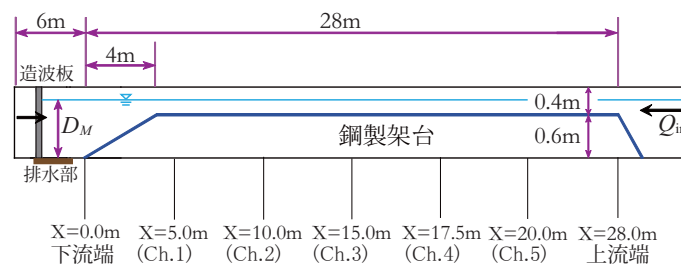


図-5.1: 実験装置の寸法と波高計の設置位置（側面図）



写真-5.3: 実河川橋脚部で滞留する多数の氷板 (2009 年 2 月撮影)

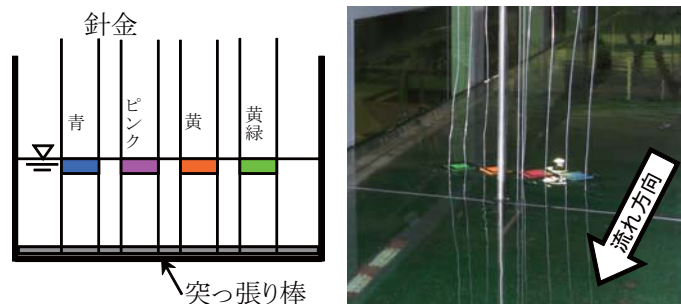


図-5.2: 氷板模型の模式図（横断図）と設置状況の写真

定用の針金を突っ張り棒に巻き付け鉛直上方に張ることで縦断方向の氷板位置を固定した。こうすることで最も上流側にある滞留氷板を模擬することを目的としている。しかし、河床部の突っ張り棒や針金の存在が流れに及ぼす影響の評価までは難しく、津波の伝播への影響を最小限に抑えつつ、氷板を水路内に固定する設置方法については今後も検討を加えていく予定である。なお、後述する PTV 画像解析は色調の違いによりトレーサー粒子を抽出する。4 枚の模型の運動を別個に抽出することを意図し、本研究では左岸側から青、ピンク、黄、黄緑の順に着色した。

以上の条件設定の上で、水路の $x = 5.0$ m 付近から 20.0 m までの区間において、これらの氷板群の初期設置位置（以後 D_{up} と表記する）を波高計位置に合わせて変化させる実験を行った。

5.1.3 実験結果

5.1.3.1 波高計の測定結果

まず、氷板の存在が津波の挙動に与える影響についての検討を行う。前報¹³⁾において、著者らは、清水中に多数の氷板が存在する実験を行い、多数の氷板が存在しても、津波の変形過程や伝播速度に与える影響は小さいことを示した。氷板設置位置が波高計の直上流であるうちの 2 ケース ($D_{up} = 5.0$; 分散波列形成前, $D_{up} = 17.5$; 流量の存在するケースで先頭波峰が碎波する直前) について、波高計で計測された時間波形を給水量の異なる 3 ケースについて図-5.3 (a)~(c) に示した。二つの図において $t = 0.0$ sec は造波板が稼働を開始した時刻であり、 $t = 25.0$ sec 以降は最上流側の Ch.5 が水路上流端からの反射波の影響を受け始めるため図中には示していない。

まず、造波板によって上に凸の半周期の孤立波（津波）を発生させると、どの流量ケースにおいても津波は水路を遡上する過程で同様の変形を起こした。加えて、氷板が下流 $D_{up} = 5.0$ の位置にある場合と、 $D_{up} = 17.5$ の場合とで遡上に伴う変形過程にあまり変化は見られなかった。

波の変形過程について見てみると、始め波峰の前後でほぼ対称だった波形は、伝播していく過程で先

頭部分が段波のような形状となる。Ch.3 ($x = 15.0$) では、いずれのケースでも先頭部分で分散波列が生じ、3ないし4個の波峰が生じている。Ch.4 地点までは第1波峰が成長し続け、 $Q_{in} = 7.5$ のケースでは、はじめ 6.4 cm だった最大波高が 11 cm 程度まで上昇した。これは、静水中の実験における最大波高 $9 \text{ cm}^{13)}$ (約 40% の水位上昇) を超えて、70% も最大水位が上昇していることとなる。流れ場における遡上津波の波高上昇率に関する検討はまだ端緒に付いたばかり¹⁴⁾ であり、今後もその流体力学的な特性の把握に関する研究が望まれる。

Ch.5 においては、いずれの場合もピーク水位は第2から第3波峰へと移行していることが確認された。これは急峻に成長した分散波の先頭波峰が自重を支えきれずに崩れる砕波現象のためであり、ビデオ映像から、砕波後の波頭部分は小さな凹凸を持つ様子が確認された。総じて、本実験で用いたサイズの薄い氷板が存在しても、また氷板が水路縦断方向のどの位置に存在していても、津波の時間波形が受ける影響は非常に小さいと考えられる。言い換えると、氷板群の存在が津波の波高や波峰の移動速度に与える影響もまた小さいことがわかる。

5.1.3.2 PTV 解析による氷板輸送速度の検討

氷板の輸送速度 $U_i \text{ m/sec}$ は、前述のように氷板の移動を2台のカメラにて撮影・収録した後に連続画像をPTV解析することで求めた。画像解析にはDipp-Flow version 2.00 (株式会社ディテクト) を用いており、同ソフトウェア上でレンズ歪み補正、及び時空間補正を行った。本実験では、津波により4枚の模型が同時に輸送されるが、トレーサー粒子として抽出可能であったものの速度を時系列でプロットした。ほとんどのケースでは氷板は遡上津波の水面上を滑るように輸送されたが、先頭波峰の砕波を

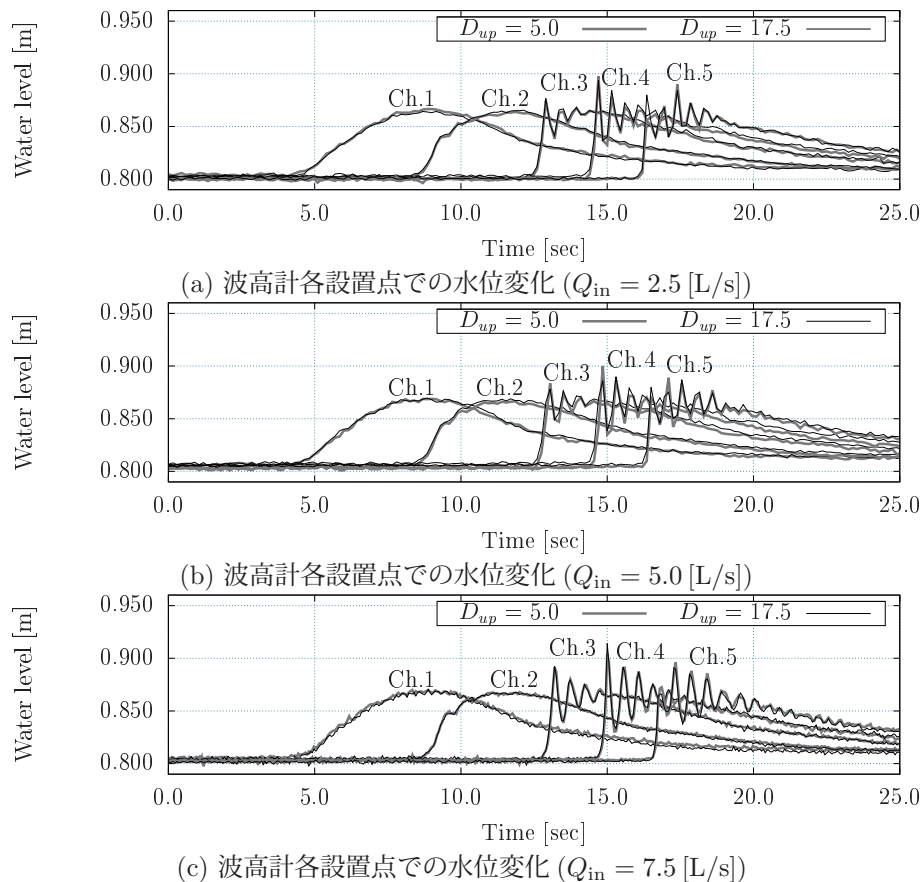


図-5.3: 水理実験により得られた時間波形 ($i = 1/250$, $D_M = 0.80$, $D_{up} = 5.0, 17.5$)

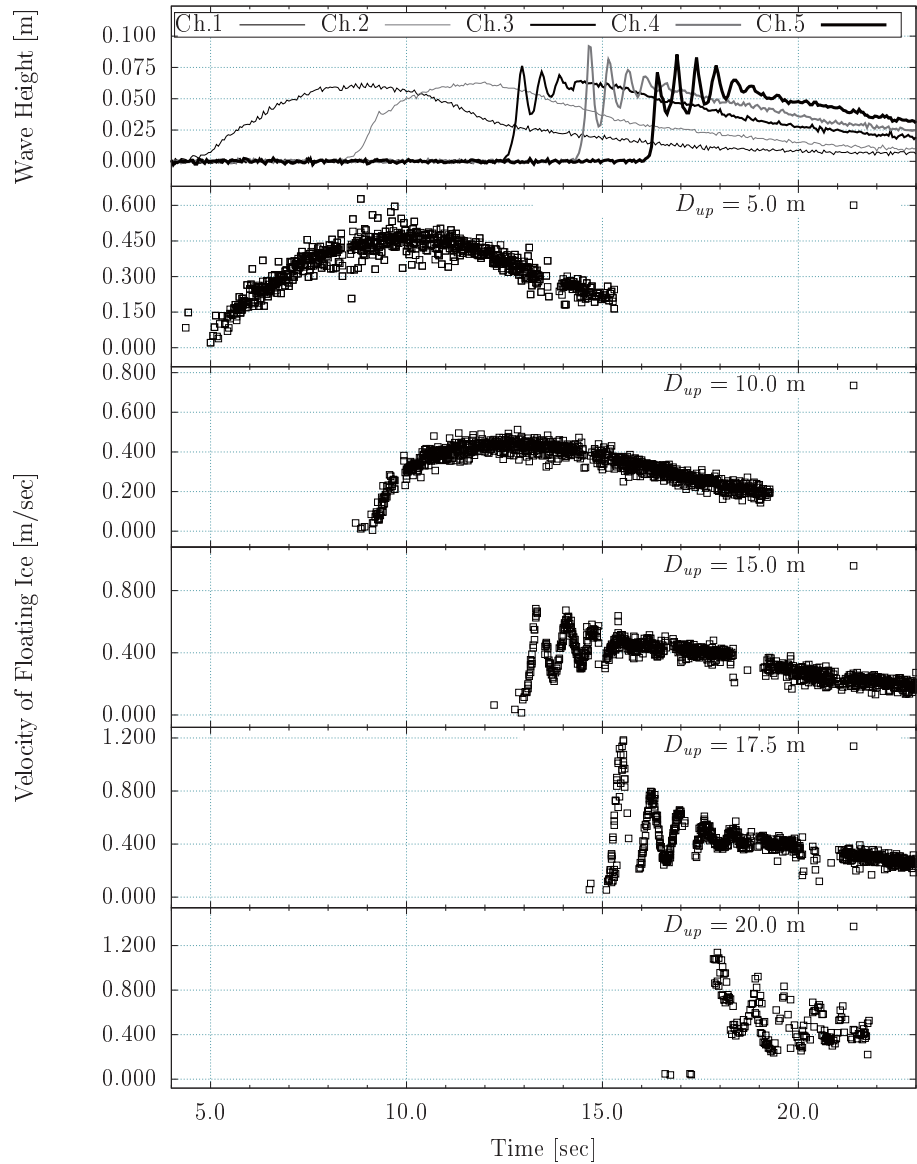


図-5.4: 波高計測定結果から得られた津波波高と氷板輸送速度の時間変化 ($Q_{in} = 2.5$)

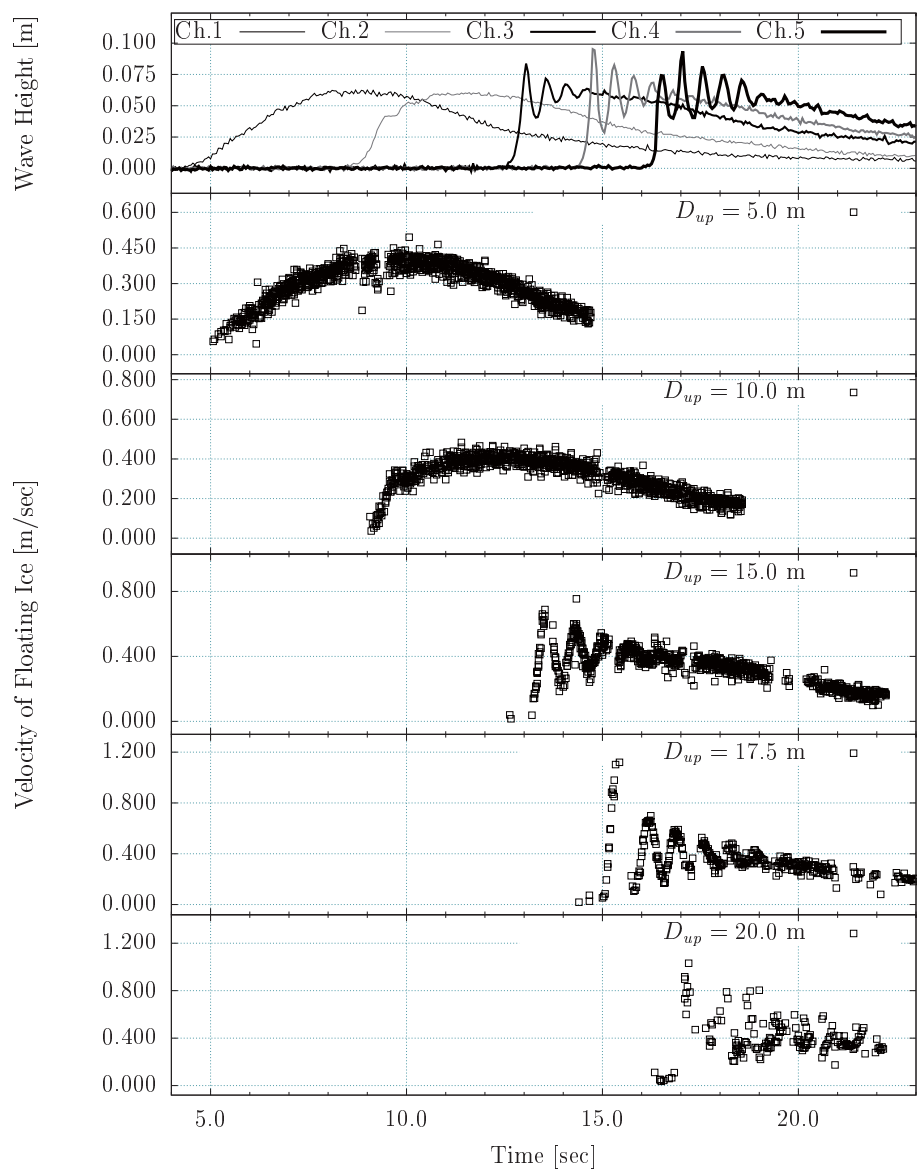


図-5.5: 波高計測定結果から得られた津波波高と氷板輸送速度の時間変化 ($Q_{in} = 5.0$)

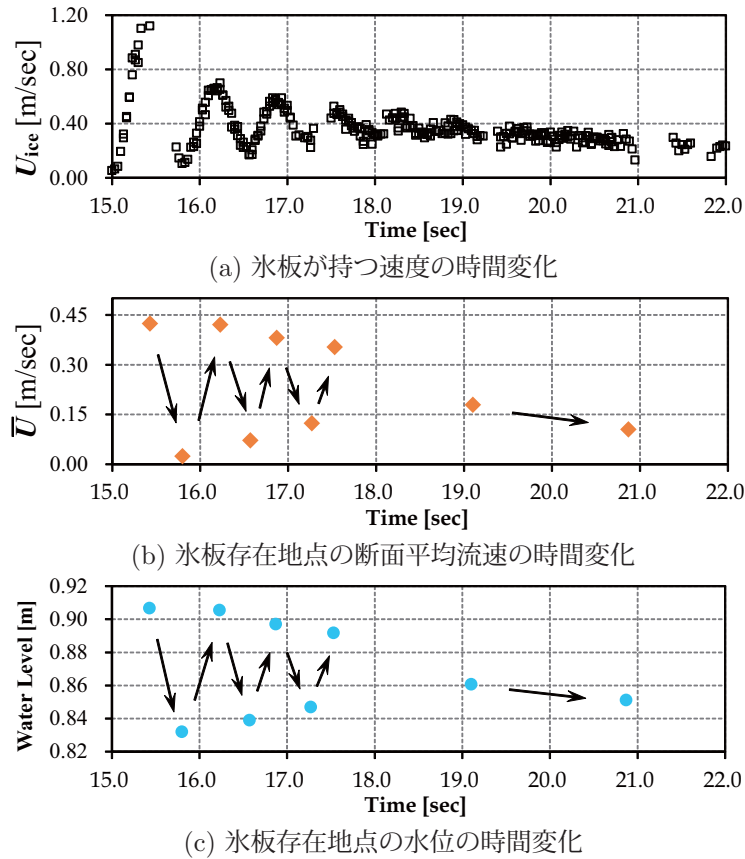


図-5.6: 氷板が持つ速度と氷板存在地点における断面平均流速・水位の時間変化 ($Q_{in} = 5.0$, $D_{up} = 17.5$)

伴うような形態の氷板輸送では、氷板が水面下に潜るケースがあり、トレーサーとして抽出できないことがあった。

図-5.4, 5.5 に、給水量が $Q_{in} = 2.5, 5.0$ に対する、氷板が持つ速度の縦断方向成分の時系列変化を示した。速度は、水路の下流から上流に向かう方向を正とした。比較のために各ケースの波高変化を最上段に示しているが、2～6 段目に示した D_{up} の氷板速度の波形は、最上段のような形状の波の入射により生じたとみなすことができる。

図-5.4 において、 $D_{up} = 5.0$ のケースでは、入射波の波形が一山であるため、氷板輸送速度の波形も一山となっている。 $D_{up} = 10.0$ のケースでは、入射波の先頭部で水面勾配がやや急になっており、輸送速度の波形もそれに追従するように反応している。先頭部が分散波列を生じ始めた $D_{up} = 15.0$ では、輸送速度の波形においても波列が形成されており、 $D_{up} = 10.0$ の場合に最大でも 0.5 m/s 程度だった輸送速度は、0.7 m/s 程度まで急激に増加している。その後 $D_{up} = 17.5$ までは分散波列の成長が続いており、輸送速度も追従して波形が急峻化しており、最大で 1.2 m/s と、分散波列形成前の $D_{up} = 5.0$ の場合の氷板輸送速度に比較しても 2 倍以上の速度となっている。碎波後の入射では、水面の攪乱と氷板模型の潜り込みが生じ、PTV 解析のトレーサー粒子の抽出が困難になったため、プロット数は減少している。

図-5.5 には、 $Q_{in} = 5.0$ の場合の時間波形（最上段）と氷板輸送速度の波形を示した。このケースにおいても氷板設置位置の違いによる氷板輸送速度の波形変化と津波の変形過程は非常に近い形状となることが確認された。また本稿では、紙面の制約上記載を省略するが、 $Q_{in} = 7.5$ の際にも同様の傾向が確認されている。

次に、水路内を遡上する分散波列の形状と氷板輸送過程との関係をより詳細に検討するため、1 次元不定流計算¹⁵⁾ による水理実験のシミュレーションを行った。一例として、 $Q_{in} = 5.0$, $D_{up} = 17.5$ の

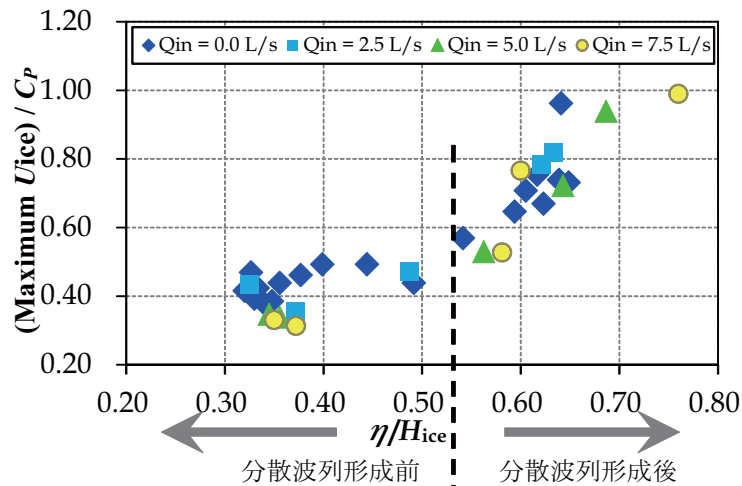


図-5.7: 入射波の波高水深比と氷板の最大輸送速度との関係

ケースにおいて、氷板の持つ輸送速度 U_{ice} の時間変化を図-5.6 (a) に、計算により求めた氷板存在地点の断面平均流速 $\bar{U}$ 、同地点の水位をそれぞれ図-5.6 (b), (c) に示した。画像解析により求められる氷板存在地点は離散値であるが、その中で分散波列の波峰部分に相当する4点、波谷の3点、分散波列による短周期の水位変化が消失して以降の2点を抽出してプロットした。図-5.6 (a)~(c) の比較から、波峰が氷板の下を通過するのとはほぼ同時刻に U_{ice} は最大となり、氷板が波谷に落ち込んだ時に U_{ice} , $\bar{U}$ とも極小値を取っている。更に、第2の波峰が氷板存在地点を通過した際に再び U_{ice} は極大値を取っていることがわかる。そして分散波列の振幅の影響が消失する概ね $t = 19.0$ sec 以降は、 U_{ice} は単調に減少している。

以上から、氷板は津波の先頭波峰、もしくは分散波列の第2波峰以降の急峻な水面勾配によって加速し、分散波列の波谷に入り急激に減速する。輸送過程の初期においてはこのように間欠的な加速と減速を繰り返し、氷板を輸送している津波本体から分散波列による水位変化が消失して以後は、表面流速のみによって輸送されると推測される。

5.1.3.3 波高水深比と最大氷板輸送速度に関する検討

本項では、波高の上昇により氷板がどの程度の速度で遡上するかを見積もるために、入射波の波高水深比と氷板の最大輸送速度と津波伝播速度の比との関係を今回の実験、及び前報¹³⁾ において行われた流量 $Q_{in} = 0.0$ に対する実験結果も併せて検討を行った。津波の規模を表す指標としては、津波の波高 η を氷板初期地点の水深 H_{ice} で除したものを選択した。前報で実施した $Q_{in} = 0$ の実験に関して、波高計設置位置は本研究と同様であるため、波高計間に設置した氷板については入射波高の評価ができない。そこで、波高計がない地点の津波波高は前節と同様の数値シミュレーションにより算出した。但し、流量の無い条件については氷板を多数用いているため、輸送特性は本来であれば異なることが予想されるが、同じ滞留氷板と見なせば、最上流側に配置されていた氷板の挙動は本研究の氷板挙動に近いと考えられる。

$Q_{in} = 0$ については D_{up} を 1 m 間隔とし、流量有りのケースについては D_{up} は波高計設置点である。PTV 解析によって得られた最大氷板輸送速度を第一波峰の伝播速度 C_p で除したものをこれらの実験に対してプロットすると、図-5.7 のようになった。 U_{ice} の各ケースにおける最大値は、 η/H_{ice} に対して単調に増加することがわかった。更に、概ね $\eta/H_{ice} < 0.55$ の領域では増加が緩やかであるが、それ以上の領域では U_{ice} の最大値は急激に増加した。ここに示した傾向は流量によらず該当するため、氷板輸送速度は波高水深比に強く影響を受けると言える。

また、分散波列形成後の入射のうち、(U_{ice} の最大値/ C_P) が1に近づくと頭打ちになるのは、津波本体の伝播速度が氷板輸送速度の上限となっているからと推察される。

5.1.4 まとめ

本節では、津波が波状段波を形成しながら河川を遡上し、その過程で氷板を輸送する際の特性についての検討を行うことを目的に、滞留氷板に見立てた氷板模型を水面に設置した津波遡上実験を行い、波高計による波高分析及び撮影動画を用いた画像解析を行った。得られた知見をまとめると以下のようになる。

- 薄く面積の小さい氷板が水面上に存在している場合は、氷板が津波の進行速度に与える影響が小さいこと、そしてそのような条件の下では、氷板の輸送速度は時系列的に津波波形と近い形で変動することが明らかになった。
- 冬期の結氷河川への波状性津波の遡上について、上流からの流量によって最大波高は1.7倍程度まで上昇することがあり、それに氷板輸送が重畳する場合は氷板遡上速度も急激に増加することが明らかとなった。そのため津波による漂流氷板の構造物等への影響を評価する際には、津波の波数分散効果を考慮する必要があることが示された。
- 波高水深比の大きい条件では、氷板輸送速度は津波本体の伝播速度と同程度まで加速されることが示された。

5.2 波状段波により輸送される氷板挙動に関する水理実験及び数値解析

5.2.1 概説

前節で実施された実験的検討により、氷の輸送速度の時系列変化と、波高計に捉えられた波形が酷似していることが指摘された。上記のように波状段波が発達した上で河道内の氷板輸送が生じた場合、氷板が急激に加速されることが明らかとなった。ところが、上記の研究は単一形状の氷板模型を用いたものであり、氷の長さや氷の厚さによりこの傾向がどのように変化するかは検討されていない。

そこで本節では、氷の形状に関する諸元がそのような氷板輸送過程に及ぼす影響を明らかにすることと、波状段波と氷板の相互作用を解明することを目的とした。そのため、氷板の形状に関する諸元を変化させた水理実験を実施した。更に、粒子法を用い、氷の存在を考慮した鉛直2次元の河川津波の数値解析を実施し、波状段波の内部流れ場と氷板輸送との関係性に焦点を当て、議論を展開することとした。

5.2.2 研究手法

5.2.2.1 水理実験の概要と設定した条件

水理実験には寒地土木研究所が所有する河川津波実験水路(図-5.8)を用いた。この水路は下流端に造波板と、水流発生のためのポンプを備えており、不等流場を遡上する河川津波を模擬することが可能である。縦断的な波形変化を計測するため容量式波高計(ケネック製)を用い、これらは図に示した縦断位置5箇所を実験水路の右岸側側壁から5 cmの位置に設置し、氷板の遡上を妨げないようにした。本稿ではそれぞれによる計測をCh.1~Ch.5と統一して表記することとする。

大河川でありながら河川結氷を生じやすい北海道の1級河川、十勝川の河道条件を参考に実験条件を設定した。模型縮尺は1/30とし、Froudeの相似則を満たすように全ての実験条件において河床勾配

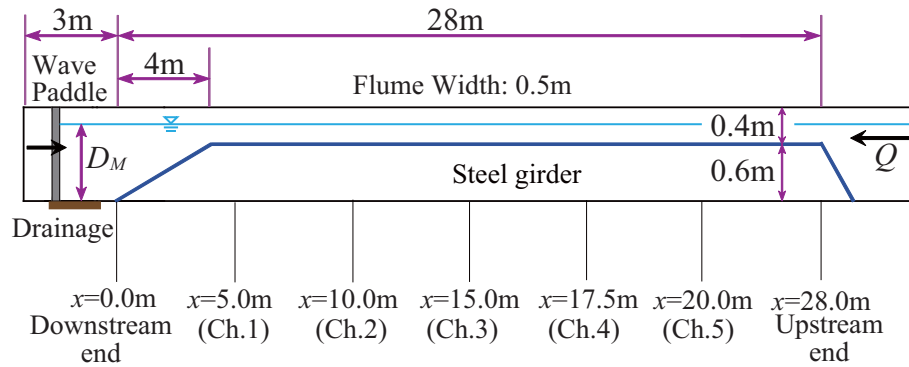


図-5.8: 実験装置の寸法と波高計の設置位置 (側面図)

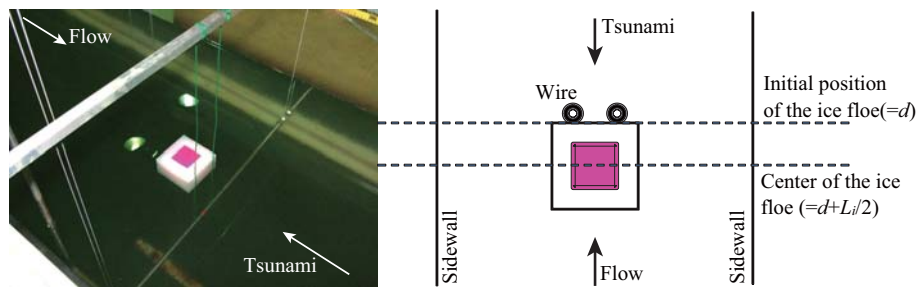


図-5.9: 氷板模型の設置状況の写真と位置関係を示す模式図

$i = 1/250$, 造波板前の水深 $D_M = 0.80$ m とした. 流入流量は 5.0, 2.5 L/s と設定した. また, 比較のため流入が無い場合の実験も実施した. 氷模型は正方形であり, 長さ L_i そして厚さ h_i については, 実際に 2011 年東北地方太平洋沖地震の津波遡上の際に十勝川において発生した漂流氷板の寸法計測結果²⁰⁾ を参考に, $L_i = 6, 9, 12$ cm, $h_i = 1, 2, 4$ cm のそれぞれ 3 通りを設定した.

なお, 東北地方太平洋沖地震の津波では, 寒冷地河川特有の現象として, 全面結氷の下を津波が伝播することで川幅を覆うほどの巨大氷板が輸送された事例¹⁸⁾ や, 結氷下を津波が伝播した事例²¹⁾ も見られたが, 本研究では, 破壊を経て漂流氷板となったものが波状段波に輸送される現象を対象とした.

流れがある場合にも氷板が流下しないように, 氷板は, 図-5.9 のように下流側に針金を立てて設置固定し, 津波遡上への影響を最小限に抑えつつ, 氷板が上流方向のみに輸送される挙動を検討の対象とした. 水路を遡上しながら縦断的に変化する波形と, 氷板漂流形態の違いを検討するため, 氷板の設置位置 d を 5.0, 10.0, 15.0 m の 3 通りに設定した.

実験水路の上方にデジタルカメラを設置し, 氷板輸送過程の動画撮影を行った. 撮影画素数を 1920×1080 pixel, フレームレートを 30FPS とし, 撮影範囲は氷板の移動開始から終了までを記録可能なように 5 m 程度とした. 水路側壁には下流端 ($x = 0$ m) を基準とした標定点を設置しており, 映像から津波や氷板の位置関係を読み取れるようにした. 氷板の輸送速度 $U_i = (U_{ix}, U_{iy})$ はデジタルカメラにより撮影・収録した連続画像を PTV 解析することで求めた. 画像解析には Dipp-Flow Ver. 2.00 を用い, 同ソフトウェア上でレンズ歪み補正, 及び時空間補正を行った. 一般に画像解析に用いられる撮影時間間隔 Δt_{ptv} の算定式²²⁾: $\Delta t_{ptv} = \alpha \Delta X_m / U$ (但し α : 撮像面と物理平面の変換係数 [m/pixel], ΔX_m : PTV で追跡する氷板模型の平均移動量 [pixel/frame], U : 対象とする氷板模型の平均移動速度 [m/s]) に, $L_i = 6$ cm, $h_i = 1$ cm のケースにおける各値: $\alpha = 0.0025$, $\Delta X_m = 3.6$, $U = 0.27$ を代入すると $\Delta t_{ptv} = 0.03$ s = 33.3FPS となることから, 本実験におけるフレームレート等の設定は妥当なものと考えられる.

5.2.2.2 数値解析

波状段波と漂流氷板の相互作用を直接的に解析するため、激しい自由水面の変動と漂流物の輸送を同時にかつ簡易に解析可能な数値解析手法である粒子法を用いた。基本的な計算手法は Koshizuka ら²³⁾により提案された粒子法の一つである MPS 法を採用した。

基礎式は連続式と Navier-Stokes 方程式：

$$\frac{D\mathbf{u}}{Dt} = -\frac{1}{\rho}\nabla p + \nu\nabla^2\mathbf{u} + \mathbf{K} \quad (5.2.1)$$

($\mathbf{u}$:流速ベクトル, ρ :流体密度, p :圧力, ν :動粘性係数, $\mathbf{K}$:外力項) である。勾配を変化させた可傾斜台上の津波実験水路を模擬するため、外力項のうち、重力項 $\mathbf{g}$ は河床勾配 i に応じ傾斜させて各計算点粒子に与えた。

MPS 法において不等流場を遡上する津波の波形変化と漂流物輸送を再現するためには、正確な界面の追跡が肝要と考えられた。そこで本研究では標準型 MPS 法に比して大幅に圧力攪乱を低減可能な高精度 MPS 法を用いることとした。MPS 法の圧力解法の精度向上に関する取り組みは、これまで国内でも複数の研究グループ：入部ら²⁴⁾、Kondo ら²⁵⁾、Khayyer ら²⁶⁾、によって多数提案されているが、本研究ではこのうち最も実装が容易な CMPS(Corrected-MPS) 法²⁷⁾を用いた。具体的には、以下のよう

$$\langle \nabla p \rangle_i = \frac{D_s}{n_0} \sum_{j \neq i} \frac{p_j - \hat{p}_i}{|\mathbf{r}_{ij}|^2} \mathbf{r}_{ij} w(|\mathbf{r}_{ij}|) \quad (5.2.2)$$

(但し, $\hat{p}_i = \min_{j \in J} (p_i, p_j)$, $J = \{j : w(\mathbf{r}_{ij}) \neq 0\}$) を、次のように anti-symmetric (逆向き等大) な

$$\langle \nabla p \rangle_i = \frac{D_s}{n_0} \sum_{j \neq i} \frac{(p_i + p_j) - (\hat{p}_i + \hat{p}_j)}{|\mathbf{r}_{ij}|^2} \mathbf{r}_{ij} w(|\mathbf{r}_{ij}|) \quad (5.2.3)$$

なる表式に置換したものである。但し, p_i : 粒子 i の圧力, D_s :次元数, n_0 : 基準粒子数密度, $\mathbf{r}_{ij}$: 粒子 j の粒子 i に対する相対位置ベクトル, w : 重み関数であり、括弧 $\langle \cdot \rangle_i$ は MPS 法の粒子間相互作用モデルで離散化することを示している。

MPS 法を始めとした粒子法の枠組みにおいて、ベクトル量の離散化を行う際に、着目粒子 i とその近傍粒子 j の間で (逆向き等大) な関係が満足されないと、離散化を施した際に別途付加的な運動量が発生し、運動量が厳密には保存されなくなってしまう。粒子 i, j 間の圧力勾配の評価に、粒子 i, j の中点に仮想的圧力定義点を設けて、この点を媒介とした局所圧力勾配評価を行うことにより、標準 MPS 法の圧力勾配モデル (式 (5.2.2)) を変形し式 (5.2.3) を式 (5.2.2) に代わる圧力勾配評価式として用いることにより、この評価時に運動量保存性が満足されるようになる。

氷板輸送は、PMS(Passively Moving Solid) モデル²⁸⁾を用いることで再現し、氷を表す剛体粒子は実験で用いたポリプロピレン板に合わせ比重 0.92 とした。計算機の制約上、計算領域に配置した粒子径は、最も薄い $h_i = 1$ cm の氷板を解像可能な最大値とし、 $d_0 = 1$ cm とした。この時図-5.8 を再現した領域全体の粒子数は、約 70,000 個である。相互作用計算を行うための影響範囲は Khayyer ら²⁷⁾による影響半径 r_e の推奨値 $r_e = 2.4d_0$ を用いた。粒子法における計算負荷軽減のため、Boussinesq 方程式系モデルとの連成による造波境界が後藤ら²⁹⁾により提案されているが、この手法では河川流とその下流端での流出の再現に困難が伴う。本研究ではより実態の水路に即した形で、下流端の造波板を模擬するため強制変位を与えることができる剛体粒子を設置して、実験水路に併設された造波機と同じ時間間隔で同変位を与えることで造波を行うという手法を取った。計算領域は図-5.8 の水路のうち下流端から $X = 20.0$ 地点までを再現し、流入境界から実験の流入流量に応じた個数と速度で計算粒子を流入させた。

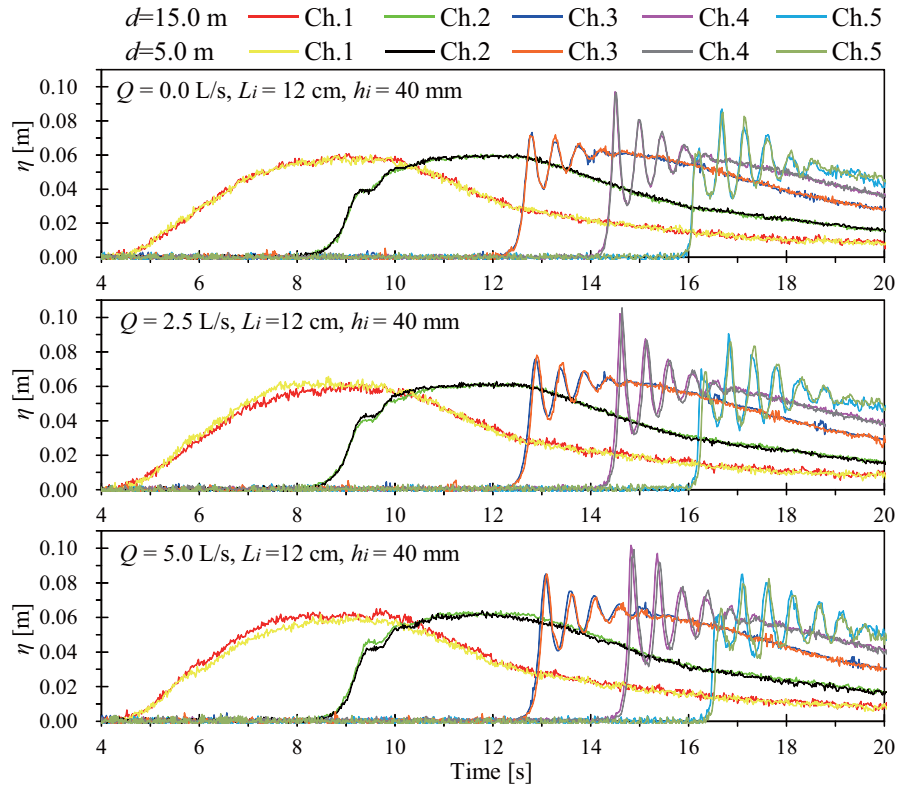


図-5.10: 氷が最も大きい場合の波高計測定結果

実験水路河床には人工芝が貼られている．これを模擬するため Khayyer ら³⁰⁾により MPS 法に導入された anti-symmetric な底面摩擦牽引力： $\mathbf{F}_{ij}^D = -\gamma w(|\mathbf{r}_{ij}|)(\hat{\mathbf{r}}_{ij} \cdot \mathbf{u}_{ij})\hat{\mathbf{r}}_{ij}$ を用いた (但し $\hat{\mathbf{r}}_{ij} = \mathbf{r}_{ij}/r_{ij}$)．摩擦係数は比較的大きな値 ($\gamma = 1.5$) を用いたが，これは造波前の状態で縦断水位分布が実験とほぼ一致するように設定したものである．これは散逸粒子動力学法 (Dissipative Particle Dynamics) において考案された表式³¹⁾を壁粒子との摩擦を算定する手法に応用した Visser ら³²⁾の取り組みを参考に Khayyer ら³⁰⁾によって MPS 法の枠組みに取り入れられたものである．この項の考慮によって発生する粒子間相互作用ベクトルは並行かつ逆向き等大であることが特徴である．以上の計算モデルにおいて，造波時の波高計設置点における水位を算定した．

MPS 法を始めとした粒子法における水位あるいは水深の判定は，その Lagrange 的な計算過程の性質のため実施例が少ない．現状では，水位判定に関して手続きまで示されたものは後藤ら²⁹⁾によるものの等非常に少ない．本研究では波状段波の形成過程を詳細に検討するため，可能な限り計算粒子の運動に即した水位判定を行う必要がある．そこで，初期状態 ($t = 0$ s) において， $r_e = 2.4d_0$ の条件下で 1 つの水表面粒子が有する近傍粒子数 12 を基準として，水位計設置点の前後 r_e の領域で，近傍粒子数が 12 となる粒子の y 座標を平均化した値を水位とみなした．

5.2.3 結果及び考察

5.2.3.1 水理実験結果

a) 氷板の存在と津波の変形過程の関係

まず，漂流氷板の存在による河川津波の波形変化の有無を調べた．本研究で氷板の長さおよび厚さを最大長とした， $L_i = 12$ cm， $h_i = 4$ cm のケースで，これを下流側 ($d = 5.0$) に設置した場合と上流側 ($d = 15.0$) に設置した場合の波高計による計測結果を図-5.10 に示した．全ケースにおいて，下流側

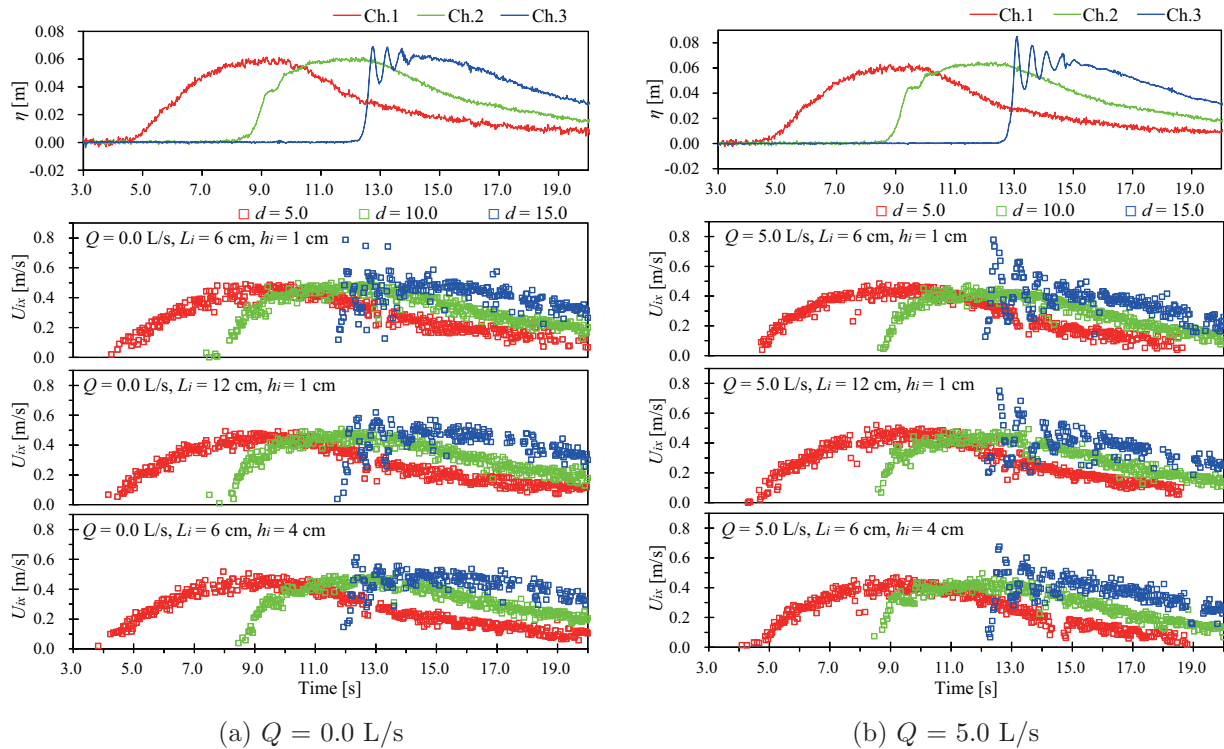


図-5.11: Ch.1, Ch.2, Ch.3 の観測波形と、氷板設置位置 $d = 5.0, 10.0, 15.0$ m の時の輸送速度の時系列変化の比較

の Ch.1 から Ch.5 へ向かって、河川津波は 1 山型の津波波形から、次第に前傾化しフロントで分散波を生じ始め (Ch.2), Ch.3 から Ch.4 にかけては分散波列を形成した. Ch.5 ではフロント部の第 1 波峰が砕波によって形が崩れ、第 2 波峰で最大水位となっている.

流量 $Q = 0.0$ L/s のケースでは、氷板を上下流に設置した場合に水位変動量は両者でほぼ一致しており、遡上速度もほとんど変化がない. 一方で、流れがある場合では、 $Q = 2.5, 5.0$ L/s のケース共に、下流側に氷板を設置したケースにおいてわずかに遡上速度が遅くなっているが、波形の変形過程という観点では顕著な変化はない. 本稿では紙面の都合上掲載を割愛するが、 L_i, h_i が本ケースより小さい場合でも、このような傾向となることが確認されたことを付記しておく.

以上より、本研究で対象とした漂流氷板の存在は、伝播速度をやや小さくする可能性はあるものの、波状段波の変形過程そのものに及ぼす影響は小さいことが示唆された. 言い換えれば、単一漂流氷板の輸送に対しては、波状段波の発生有無を考慮する必要があるということである. 本研究で設定した氷板の長さ L_i ・厚さ h_i は、2011 年東北地方太平洋沖地震津波の際に痕跡として残された氷板の実測値を参考に設定されたものであることを特記しておく.

b) 画像解析結果

前報¹⁹⁾では単一形状氷板について画像解析を実施し、それを入射波形と比較して形状が類似していることを明らかにした. 本稿でも同様の検討を実施した. 画像解析により求められた時系列の氷板輸送速度を、波高計設置点で計測された時系列の水位変動 η と比較して示したのが図-5.11 である.

同図 (a) に示したのは流量が無い静水中の氷板輸送過程を示したものである. Ch.1 地点での 1 山型の津波入射があった場合、輸送速度の時系列変化も 1 山型で変動しており、Ch.2 地点で、フロントでわずかに波形が階段状になっているが、それに応じて氷板輸送速度の時系列変動も階段状になっていることが見て取れる.

Ch.3 地点では、 $Q = 0.0$ L/s のケースで波状段波が発達し、少なくとも第 3 波峰までを明瞭に確認できる. そのような波形の入射に伴って、 $L_i = 6$ cm, $h_i = 1$ cm のケースでは氷板輸送速度の鋭敏な反

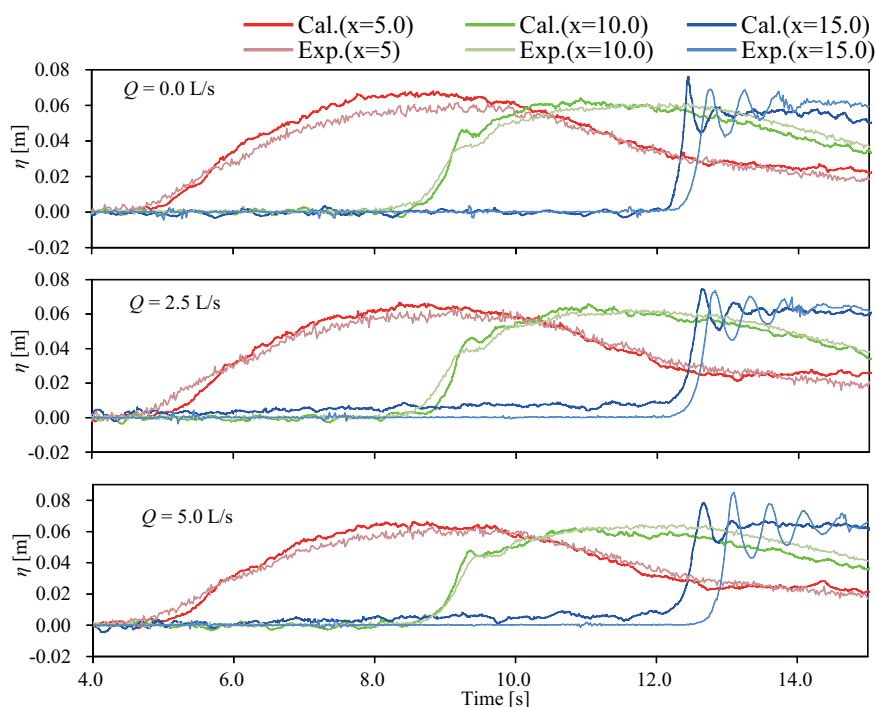


図-5.12: 水理実験における波高計の計測結果と粒子法による波形変化の比較

応が見られ、波状段波の作用で氷板が急激に加速したものと考えられる。氷の諸元に関して、 $L_i = 12$ cm 及び $h_i = 4$ cm と大きくしたケースでは、Ch.1($d = 5.0$)、Ch.2($d = 10.0$) 地点からの氷板輸送では1山型の速度変動が確認できるが、Ch.3 地点ではそれぞれ基準となる $L_i = 6$ cm、 $h_i = 1$ cm の場合より、入射波形に対する氷板輸送速度の応答がやや鈍くなっている。

流量が存在する場合、図-5.11(b) に示したように、Ch.3 における観測波高は波状段波の発達が促進され、静水中に比しても 1 cm ほど高くなっている。それに応じて、PTV 解析結果を示した下3段のケースでも輸送速度の波形が鋭敏になっている。従って、河川流の作用によって波状段波の発達が促進される場合、それに伴う氷板輸送の加速も大きくなる作用があるものと推察される。

また、下2段の比較から、氷板輸送速度の最大値は、氷の厚いケース ($L_i = 6$ cm、 $h_i = 4$ cm) よりも氷の長いケース ($L_i = 12$ cm、 $h_i = 1$ cm) の方が大きく、同時に波状段波の波形に追従している部分の振幅も大きくなっている。

5.2.3.2 数値解析結果

a) 粒子法による波形変化の再現性

ここではまず、粒子法による不等流場を遡上する津波の再現性について検討を行うため、水路内に氷を設置しないケースの実験のシミュレーションを実施した。図-5.12 に示したのは、本研究で用いた計算手法による、Ch.1～3 地点における波形変化である。 $Q = 0.0, 2.5, 5.0$ L/s のいずれにおいても、Ch.1 及び Ch.2 地点では水位変動の傾向は良好に再現されている。Ch.2 地点においてはフロントから分散波のでき始めが見られるが、粒子法による解析結果にも同様の波形が現れている。

しかしながら、波状段波が明瞭となる Ch.3 では、いずれの流量ケースに対しても計算値は波速を過大に評価していることがわかる。また、分散波列の形状について見ても実験では3から4波峰確認できるのに対し、粒子法においては明瞭に形成されていると確認できるのは2波峰のみで、実験で観測された波状段波の正確な再現はできていない。波速が過大となる要因として考えられるのは、数値解析を鉛

直 2 次元空間で行っており、アクリル製の水路側壁の摩擦抵抗を考慮していないことが挙げられる。また、底面摩擦を考慮する対象となっているのが水路床上の計算粒子から r_e の流体粒子に限られているため、ごく薄い層にしかその効果が現れていない可能性もある。すなわち、遡上に伴い波状段波が発達し波高が上昇する(水深が大きくなる)につれ、相対的に底面摩擦の影響は小さくなると考えられる。初期水位分布を実験値に一致させてから津波を遡上させているものの、現状ではこのように底面近傍において流速分布を十分に再現し得ていないこと考慮に入れた上で、以下の考察を行っていく必要がある。今後は摩擦係数等のパラメータの決定方法なども含め、より議論を深めていく必要があると考えられる。

入部ら³³⁾によっても、斜面上への波の遡上に対する適用性は検証されているが、MPS 法により波状段波の形成を示した研究例はこれまで見られない。本研究の数値実験により、不等流場を遡上する波状段波の解析に対してもある程度の有効性が示されたと言える。

b) 氷板輸送過程の再現性

次に、設置位置 $d = 15.0$ として実際に氷板を浮かべた水理実験の数値シミュレーションを実施し、実験において側方から撮影した動画のスナップショットと、計算結果における水面形状と剛体モデルにより再現された氷板の位置の比較を行った(図-5.13)。図左が水理実験における時系列のスナップショット、右側が対応する計算結果である。左列の写真では、右から水路の流れ、左から波状段波の遡上があり氷板輸送が開始する。時々刻々の氷板位置を”Ice Floe”と矢印で、(1st), (2nd) 等はそれぞれ波状段波の第 1, 2 波峰目を表している。

氷板は波状段波のフロント第 1 波峰のみによって輸送されるのではなく、水面付近を滑るように第 1 波峰に乗り上げ、第 1 と第 2 波峰の間の波谷に落ち込み、次いで第 2 波峰に乗り上げるといったように、波峰への乗り上げと波谷への落ち込みを繰り返して輸送される様子が確認された。これは本研究で実施した実験では氷板形状によらず、共通して確認された現象である。

粒子法による解析結果を同図右側に示しているが、用いた剛体モデルにより、氷板の第 1 波峰への乗り上げ、続く波谷への落ち込み、第 2 波峰への乗り上げが概ね良好に再現されていることがわかる。前節でも指摘したように計算では第 3 波峰が明瞭な形状で得られていないが、波状段波フロント直近である第 1, 2 波峰においては計算で良好な結果が得られたと言える。

図-5.14 は粒子法の解析結果における氷板輸送過程と流体粒子の 2 次元流れ場の様子を x 方向流速 u のコンターと共に示したものである。流速ベクトルも同図に示した。波状段波の第 1 波峰の直下では、波峰を中心として反時計回りの流速場が発生している。フロントの前面に氷板が差し掛かった時、この流速の作用を受けて氷板は加速する。氷板が第 1 波峰の裏側の波谷に落ち込んだ時、漂流氷板は減速するが、第 2 波峰内部の流速大の領域に再度乗り上げ、加速する様子が確認された。以上から、粒子法による波状段波と氷板の直接シミュレーションの結果、波峰に乗り上げる際に加速される様子、波谷に落ち込んで減速する様子が再現されたと言える。

次に、氷板の漂流挙動に関して数値解析と実験結果との比較を行う。前述の通り、本計算モデルでは波状段波の遡上速度を過大評価してしまっているため、氷板が浮遊し始めてからの経過時間を軸に比較を行った。図-5.15 に示したのは、氷板浮遊時間と、実験で計測された氷板輸送速度 U_{ix} 、そして数値解析で得られた、剛体としての氷板全体の並進速度ベクトル $\mathbf{T} = (T_x, T_y)$ である。 $L_i = 6$ cm, $h_i = 1$ cm を最上段に、2 段目に $L_i = 12$ cm, 3 段目に $h_i = 4$ cm のケースを示した。図-5.12 内の $Q = 5.0$ L/s のケースで得られた波形が入射したことに伴い、 T_x は始めに大きく上昇し、減少と増加を交互に繰り返して、徐々に小さくなっていく。 T_y は 0 m/s を中心として増加と減少を繰り返していく様子も確認できた。また、実験から得られた U_{ix} については、 T_{ix} と絶対値こそ異なるものの、速度波形の波峰と波谷の時間帯はほぼ一致している。

既に 3.(1) 5.2.3.1 項において指摘したように、 $L_i = 12$ cm のケースの方が $h_i = 4$ cm のケースに比して波形への追従性が良いのであるが、粒子法による解析結果も、わずかにではあるが $L_i = 12$ cm のケース速度波形の振幅が大きいという結果となり、簡易な弱連成の剛体モデルを用いたにも関わらず、粒子法におけるこの種の激しい界面変動による漂流物輸送への適用性の一端が示されたものと考えられる。

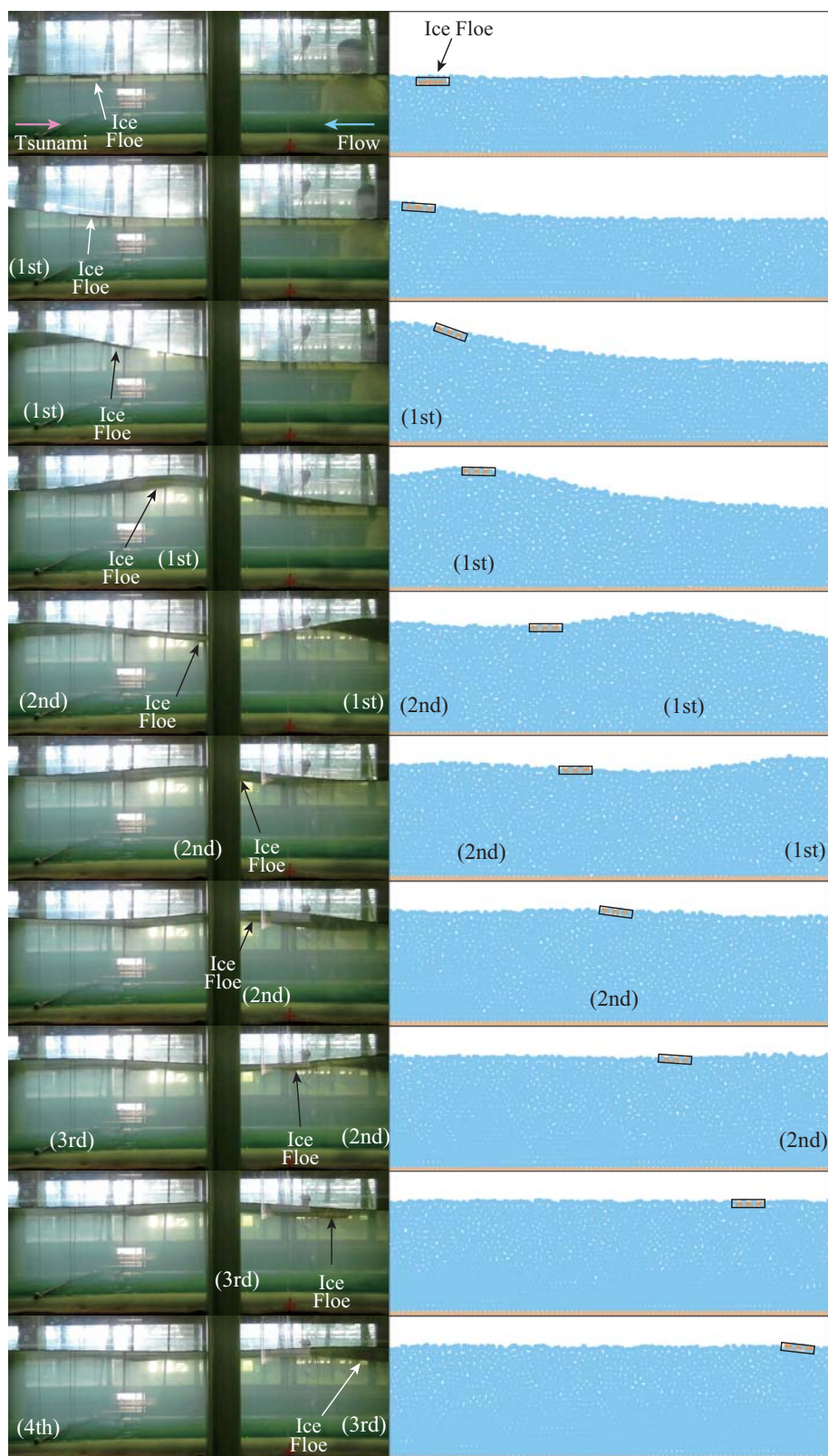


図-5.13: 波状段波による氷板輸送過程の実験 (側方からの動画記録) と数値解析との定性比較

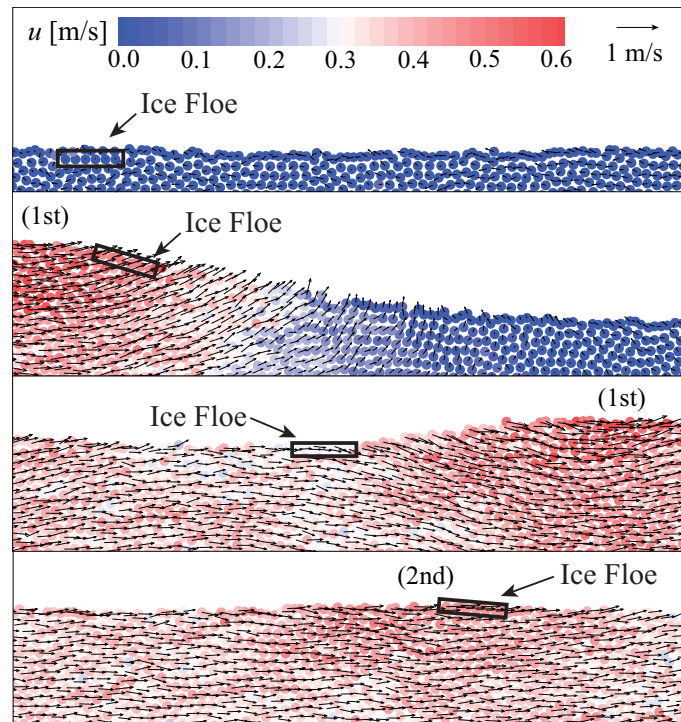


図-5.14: 氷板下を波状段波が通過した際の x 方向流速のコンターと流速ベクトルの様子

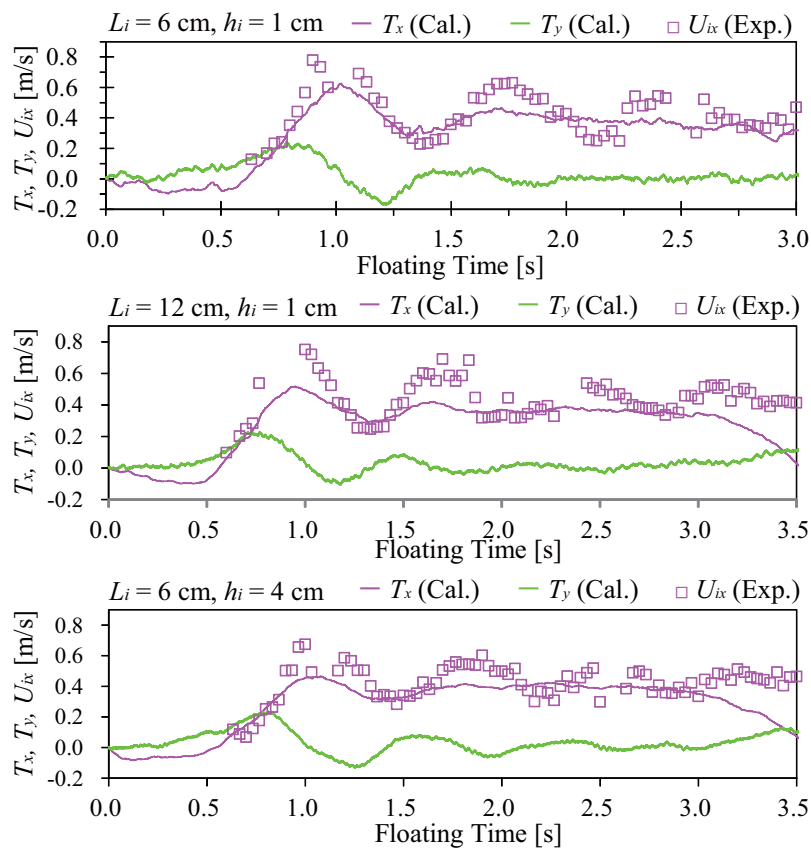


図-5.15: 氷板輸送速度に関する実験結果と計算結果の比較

より精緻な再現計算の実施のためには、粒子法の計算スキームそのものの高精度化に加え、氷と水の界面における相互作用力のモデル化が必須であるものと考えられる。

5.2.4 まとめと今後の課題

本章では、寒冷地域においていわゆる L1 クラス津波の河川遡上で発生し得る、波状段波による漂流氷板輸送に焦点をあてた基礎研究を行った。得られた知見を以下に示す。

1. 実測された河川津波による漂流氷板の諸元を元に氷模型の諸元を設定した水理実験を実施した。実河川において発生し得る漂流氷板の存在は、河川津波そのものの波形変形にはほとんど影響を及ぼさないこと、また、サイズが小さく厚い氷板よりも、サイズが大きく薄い氷板の方が波状段波の影響を受け大きく加速し得ることが示唆された。
2. 粒子法による水理実験の再現計算を実施した。波状段波の形成と同時に、波状段波による氷板漂流物の輸送過程を概ね良好に再現可能であることが示された。
3. 粒子法による解析結果から、漂流氷板を輸送する波状段波の内部構造と漂流氷板の輸送過程に関する詳細な検討を実施し、実験から示唆された漂流氷板の輸送メカニズムに関する数値的な論拠を得た。

本研究では、寒冷地河川で毎年形成され、ソフト的対策が困難な河川結氷から生ずる漂流氷板を対象としたが、本研究で得られた知見は、漂流木や船舶など河川津波で発生し得る他の漂流物へも適用可能と考えられる。粒子法は計算スキームの性質上、計算領域に例えば橋梁を模した構造物等を配置したとしても安定的に解析可能であることが既に示されている³⁴⁾。

今後は、本研究で構築した漂流氷板を含めた河川津波の数値実験水路を用いた多様な解析を実施し、実用的な河川津波における漂流物輸送の数値シミュレータとして取りまとめを行っていく予定である。

付録：

ここでは、本章で現れた MPS 法独自の粒子間相互作用モデルについて述べる。標準的な MPS 法では空間勾配を評価するモデルとラプラシアンを評価するモデルの2種類を用いる。まず、圧力勾配は粒子 i, j がそれぞれ持つ圧力 p_i, p_j の間に定義される。まず粒子 i, j 間の距離と、差 $p_j - p_i$ によって圧力勾配を求める。これに相対位置ベクトル方向の単位ベクトルを乗じた、勾配方向のベクトルが空間的な圧力勾配となる。

$$\frac{p_j - p_i}{|\mathbf{r}_j - \mathbf{r}_i|} \frac{\mathbf{r}_j - \mathbf{r}_i}{|\mathbf{r}_j - \mathbf{r}_i|} \quad (5.2.4)$$

更に MPS 法では、これに重み関数を乗じて

$$\frac{p_j - p_i}{|\mathbf{r}_j - \mathbf{r}_i|^2} (\mathbf{r}_j - \mathbf{r}_i) w(|\mathbf{r}_j - \mathbf{r}_i|) \quad (5.2.5)$$

とし、これを影響円内の近傍粒子全てについて和を取ることで、重み付けを施した上での平均圧力勾配を求めている。勾配モデルの概念図を図-5.16 に示す。図中の円盤が影響円を表しており、その半径は r_e である。

MPS 法において、Laplacian モデルは速度の粘性散逸を表現するのに用いられている。Laplacian モデルによる分配の前後で、変数値の和は一定である。このモデルを速度 $\mathbf{u}$ に適用すると、粘性項の次のような表式が得られる。

$$\nu \langle \nabla^2 \mathbf{u} \rangle_i = \frac{2\nu D_0}{n_0 \lambda} \sum_{j \neq i} (\mathbf{u}_j - \mathbf{u}_i) w(|\mathbf{r}_{ij}|) \quad (5.2.6)$$

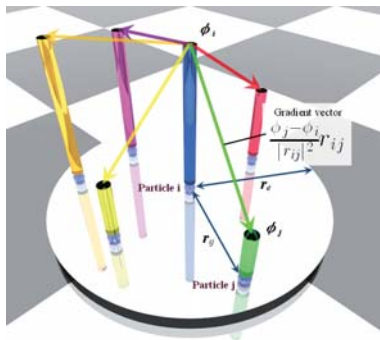


図-5.16: 勾配モデルの概念図

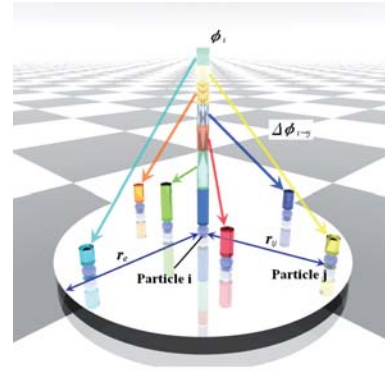


図-5.17: Laplacian モデルの概念図

但し、 ν は動粘性係数である。

Laplacian モデルの概念図を図-5.17 に示した。円盤の中心に着目する粒子 i が乗っていて、時刻 t において速度に関する変数値 $f_i(t)$ を保持しているとする。粒子 i 上の円柱の高さが $f_i(t)$ の大きさを表している。時間間隔 Δt の一回のタイムステップ内で、中央の円柱を色分けに従って近傍の粒子に分配する。すなわち、粒子 i の近傍粒子の個数を N ，粒子 i から粒子 j に受け渡された変数値を $\Delta f_{i \rightarrow j}$ のように表せば、

$$f_i(t) = f_i(t + \Delta t) + \Delta f_{i \rightarrow 1} + \cdots + \Delta f_{i \rightarrow i-1} + \Delta f_{i \rightarrow i+1} + \cdots + \Delta f_{i \rightarrow N} \quad (5.2.7)$$

が成立している。ある粒子 i に着目すれば、ある時刻で 1 点に与えられた速度が、時々刻々動粘性係数 ν で規定される分配率に応じて、周囲の粒子に拡散していく物理過程がモデル化されている。

謝辞：本章を取りまとめるにあたり、国土交通省北海道開発局釧路開発建設部からは貴重な映像記録を提供して頂きました。ここに記して謝意を表します。

参考文献

- 1) 内閣府中央防災会議 日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会: 日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会報告, pp. 6-16, 2006.
- 2) Hiroyasu Yasuda: One-Dimensional Study on Propagation of Tsunami Wave in River Channels, Journal of Hydraulic Engineering, Vol.136, No.2, pp. 93-105, 2010.
- 3) 中村祐介, 安田浩保, 清水康行: 流れの遡上に伴う波高減衰に着目した波状性段波の実験的研究, 地震工学論文集, pp. 890-894, 2007.
- 4) 藤井直樹, 今村文彦: 津波に伴う屋外タンクと漂流物による被害に関する実用的評価手法の提案, 自然災害科学, Vol 28, pp. 371-386, 2010.
- 5) 北海道開発局河川管理課: 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, 報道提供資料, 2011.
- 6) 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.
- 7) 池野正明, 田中寛好: 陸上遡上津波と漂流物の衝突力に関する実験的研究, 海岸工学論文集, 第 50 巻, pp. 721-725, 2003.

参考文献

- 8) 池野正明, 田中寛好: 段波津波による漂流物の衝突力に関する実験的研究, 電力中央研究所報告, U03052, 2004.
- 9) 水谷法美, 高木祐介, 白石和睦, 宮島正悟, 富田孝史: エプロン上のコンテナに作用する津波力と漂流衝突力に関する研究, 海岸工学論文集, 第 52 巻, pp. 741-745, 2005.
- 10) 池谷毅, 稲垣聡, 朝倉良介, 福山貴子, 藤井直樹, 大森政則, 武田智吉, 柳沢賢: 津波による漂流物の衝突力の実験と評価方法の提案, 海岸工学論文集, 第 53 巻, pp. 276-280, 2006.
- 11) 佐伯浩, 高橋良正, 三谷朋行: 津波による海氷盤の陸上への遡上機構に関する実験的研究, 海岸工学論文集, 第 41 巻, pp. 796-800, 1994.
- 12) 森昌也, 木岡信治, 阿部島直哉: 津波来襲時の海水の漂流挙動に関する基礎的研究, 土木学会北海道支部論文報告集, 第 65 号, 2009.
- 13) 阿部孝章, 吉川泰弘, 平井康幸: 津波遡上に伴う氷板の輸送過程に関する水理実験, 土木学会北海道支部論文報告集, 第 65 号, 2011.
- 14) 安田浩保, 大塚淳一: 流れを遡上する波状性長波のカオスの挙動とその流動の内部構造の特性, 水工学論文集, 第 54 巻, 2010.
- 15) 安田浩保: 不等流を遡上する波状性段波に関する水理実験とその数値計算, 寒地土木研究所月報 第 658 号, pp. 29-36, 2008.
- 16) 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, 土木学会論文集 B1(水工学), Vol.68(4), pp. I.1525 - I.1530, 2012.
- 17) 阿部孝章, 吉川泰弘, 平井康幸: 東北地方太平洋沖地震発生時の水位・潮位記録に基づく河川津波の考察, 土木学会北海道支部論文報告集, 第 67 号, 2012.
- 18) 松川優一, 荒繁彦, 加藤三明, 油川曜佑, 渡邊幸一, 長岡宏樹, 山口甲: 2011 年東北地方太平洋沖地震に伴い発生した北海道十勝川河川津波の観測, 土木学会論文集 B1(水工学), Vol.68(4), pp. I.1513-I.1518, 2012.
- 19) 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.
- 20) 阿部孝章, 吉川泰弘, 平井康幸: 北海道太平洋岸地域で発生した河川津波に伴う漂流氷板の寸法計測, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol.68(2), pp. I.1436-I.1440, 2012.
- 21) 渡邊康玄, 西田正実, 木村祐輔, 小松佑輔: 釧路管内 2 級河川津波遡上調査, URL: <http://rde.nhdr.niigata-u.ac.jp/jsce/> (参照日 2012/9/30).
- 22) 可視化情報学会: PIV ハンドブック, 森北出版株式会社, p. 77, 2002.
- 23) Koshizuka, S. and Oka, Y.: Moving particle semi-implicit method for fragmentation of incompressible fluid, Nuclear Science and Engineering, Vol.123, pp. 421-434, 1996.
- 24) 入部綱清, 仲座栄三: MPS 法における勾配計算の高精度化とその応用, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol.66, No.1, pp. 46-50, 2010.
- 25) Kondo, M. and Koshizuka, S.: Improvement of stability in moving particle semi-implicit method, International Journal of Numerical Methods in Fluids, Vol.81 No.12, pp.1514-1528, 2010.

- 26) Khayyer, A. and Gotoh, H.: Enhancement of stability and accuracy of the moving particle semi-implicit method, *Journal of Computational Physics*, Vol.230, No.8, pp. 3093-3118, 2011.
- 27) Khayyer, A. and Gotoh, H.: Modified moving particle semi-implicit methods for the prediction of 2D wave impact pressure, *Coastal Engineering*, Vol.56, No.4, pp.419-440, 2009.
- 28) Gotoh, H. and Sakai, T.: Key issues in the particle method for computation of wave breaking, *Coastal Engineering*, Vol.53, pp.171-179, 2006.
- 29) 後藤仁志, 五十里洋行, 酒井哲郎, 奥田一弘: 粒子法と Boussinesq モデルのハイブリッド化に関する基礎的研究, *水工学論文集*, 第 50 巻, pp.1453-1458, 2006.
- 30) Khayyer, A. and Gotoh, H.: On particle-based simulation of a dam break over a wet bed, *Journal of Hydraulic Research*, Vol.48, No.2, pp.238-249, 2010.
- 31) Hoogerbrugge P.J. and Koelman, J.M.V.A.: Simulating microscopic hydrodynamic phenomena with dissipative particle dynamics, *Europhysics Letters*, 19 (3), pp.155-160, 1992.
- 32) Visser, D.C., Hoefsloot, H.C.J., Iedema, P.D.: Comprehensive boundary method for solid walls in dissipative particle dynamics. *J. Comput. Phys.* 205(2), 626-639, 2005.
- 33) 入部綱清, 渡邊忠尚, 仲座栄三: Rahman MD. Mostafizur, 粒子法による波の遡上計算, , *土木学会論文集 B1(水工学)*, Vol.68(4), pp.I-1549-I-1554.
- 34) 後藤仁志, 酒井哲郎, 林稔, 安藤怜: 構造物下面への接岸浮遊物の潜込過程の Lagrange 型シミュレーション, *海岸工学論文集*, 第 48 巻, pp.816-820, 2001.

第6章 津波遡上域に設置された河川管理施設への波圧評価・抑制手法に関する研究

6.1 概説

沿岸域のみならず河川域においても多様かつ甚大な被害がもたらされた2011年東北地方太平洋沖地震を受け、河川域での津波災害対策技術の開発が様々な分野から取り組まれてきている。

河川域の津波災害は、ちょうど河川工学と海岸工学の境界領域にあり、両者の視点から現象解明及び対策技術開発のアプローチが試みられている。近年、海岸工学分野においては、例えば村嶋ら³⁾による実務への適用を念頭に置いた高精度数値解析手法の開発などがあり、河川工学分野においては、安田ら⁴⁾による河川流の影響が強い場に適用可能な1次元数値解析モデルの開発や、吉川ら⁵⁾による河川結氷の影響を考慮した数値解析モデルの開発などがある。

さて、北海道の1級河川である新釧路川において、津波遡上時に吐口水路から津波が侵入し、樋門ゲートに激しく衝突する映像が捉えられた。東北地方において水門・樋門など河川構造物に顕著な被災が生じたことを鑑みれば、こうした構造物近傍の津波現象は重要度の高い検討項目であり、河川管理の実務上もその外力評価と、それを低減する手法の開発が望まれている。

しかし、堤内構造物などの河川構造物は複雑形状であることが多く、津波波力評価のためには必然的に3次元的な流れ場の評価が必要となり、浅水方程式に基づく多くの河川水理計算モデルの適用範囲外である。近年、砕波現象や水面の大変形を安定的に解析可能な粒子法という計算手法が注目を浴び、海岸工学分野で流れ解析等に積極的に活用されている。例えば構造物周辺の局所流れ解析⁶⁾や、漂流物を伴った水理解析⁷⁾等に用いられているが、河川域での適用事例はほとんどないのが現状である。本章では、局所水理解析に高い適用性を有する粒子法を解析手法として導入し、その河川構造物周辺での適用性を検討すること、及び樋門ゲート前面に設置するタイプの津波減勢工の提案とその効果の評価を目的とした。

6.2 数値計算手法の概要

6.2.1 計算モデルの概要

本章においても、基本的な計算手法としてKoshizukaら⁸⁾により提案された粒子法の一つであるMPS法を採用した。MPS法は他の粒子法に比較し、土木工学分野において水理解析に適用された実績が多いためである。基礎式は次に示す連続式と運動方程式で、

$$\frac{D\rho}{Dt} = 0, \quad \frac{D\mathbf{u}}{Dt} = -\frac{1}{\rho}\nabla p + \nu\nabla^2\mathbf{u} + \mathbf{g}. \quad (6.2.1)$$

但し、 ρ : 流体密度 [kg/m³], $\mathbf{u}$: 流速ベクトル [m/s], p : 圧力 [N/m²], ν : 動粘性係数 [m²/s], $\mathbf{g}$: 重力加速度 [m/s²] である。標準の3次元MPS法においては、基礎式において微分演算子を含む圧力項・粘性項がそれぞれ次のように離散化される。

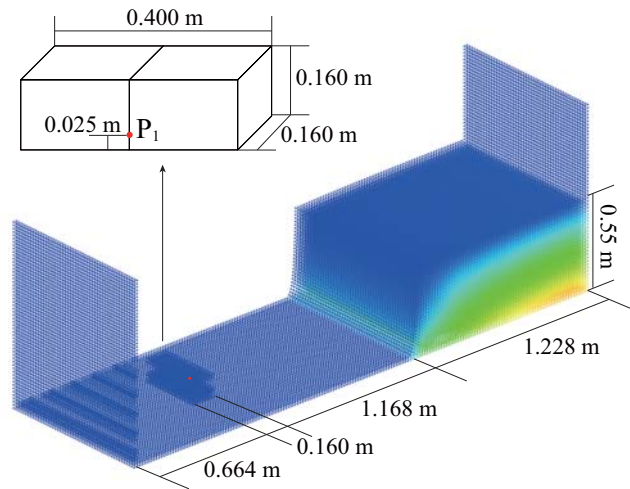


図-6.1: 3次元ダム崩壊流れ問題の計算領域 (左上には障害物の諸元と圧力計測点を示した)

$$\langle \nabla p \rangle_i = \frac{D_s}{n_0} \sum_{j \neq i} \frac{p_j - \hat{p}_i}{|\mathbf{r}_{ij}|^2} \mathbf{r}_{ij} w(|\mathbf{r}_{ij}|) \quad (6.2.2)$$

$$\langle \nabla^2 \mathbf{u} \rangle_i = \frac{2D_s}{n_0 \lambda} \sum_{j \neq i} (\mathbf{u}_j - \mathbf{u}_i) w(|\mathbf{r}_{ij}|) \quad (6.2.3)$$

但し p_i : 粒子 i の圧力, $\hat{p}_i = \min_{j \in J} (p_i, p_j)$, $J = \{j : w \neq 0\}$, D_s : 空間次元数, n_0 : 基準粒子数密度, $\mathbf{r}_{ij}$: 粒子 j の粒子 i に対する相対位置ベクトル, w : 重み関数, λ は MPS 法のモデル定数

$$\lambda = \Sigma_{j \neq i} (w(|\mathbf{r}_{ij}|) |\mathbf{r}_{ij}|^2) / \Sigma_{j \neq i} |\mathbf{r}_{ij}|^2 \quad (6.2.4)$$

であり, 括弧 $\langle \cdot \rangle_i$ は MPS 法の粒子間相互作用モデルで離散化することを示している。

6.2.2 数値計算の実施概要

本章では, まず本研究で用いる 3次元コードの妥当性を検証するために障害物に衝突するダム崩壊流れの 3次元計算を実施した. ダム崩壊流れにおいては比較対象とする Kleefsman による実験の圧力計測結果⁹⁾と比較し, 精度検証を行った. 次に, 実際に河川津波の衝突が確認された新釧路川 A 樋門の形状データを元に 3次元の解析領域を作成し, 河川津波に見立てた造波を起こした. これにより津波がどのようにゲートに衝突するのかと, 減勢工有り及び無しの場合について数値解析上推定された波圧の特性について検討を実施した.

6.3 数値計算の結果及び考察

6.3.1 3次元ダム崩壊流れ問題

本章では, Khayyer ら¹⁰⁾と同様に, オランダ海洋研究所 (MARitime Research Institute Netherlands, MARIN) で実施されたダム崩壊流れの水理実験のシミュレーションを実施した. 実験や格子法による本問題のシミュレーションの詳細については Kleefsman の報告⁹⁾を参照されたい.

図-6.1 に示したのは, ダム崩壊流れ問題の計算領域である. 実際には側壁も存在するが, 可視性の

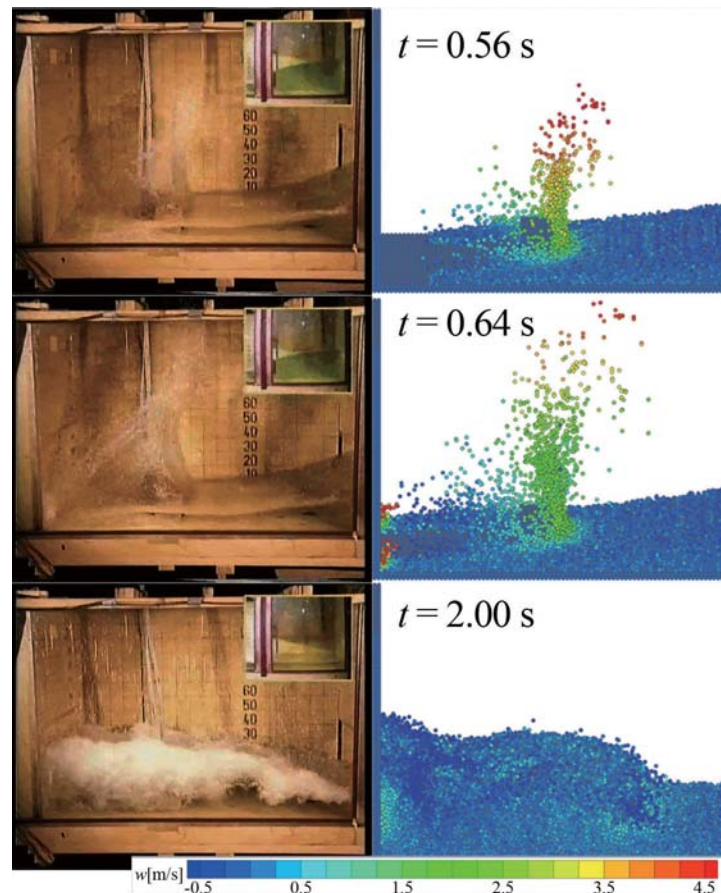


図-6.2: 水理実験⁹⁾とMPS法による計算結果との流況比較

ため表示していない。実験ではゲートの開放後水が流動を開始し、水路中央に位置する障害物に衝突して更に反対側の壁に衝突して戻り流れが発生する。計算上は $t = 0$ sにおいて水粒子の拘束を解くことで同様の流れを再現する。図-6.1内の圧力計測点は始めダムがある側に設置されている。計算粒子径は $d_0 = 2$ cm, 計算時間間隔 $\Delta t = 0.001$ sで、領域内の粒子数は約22万個である。

図-6.2に流れの様子の時系列変化を、対応する水理実験結果⁹⁾と比較しつつ示した。カラーコンターは鉛直方向流速を示す。ダム崩壊後、進行波は障害物に衝突し、流れは障害物に衝突して激しく上方に巻き上がる部分と、障害物側方の流路を通過する部分に分かれた($t = 0.56$ s)。巻き上がった流体と後続流が反対側の水槽壁に衝突($t = 0.64$ s)した後、空気を巻き込みながら戻り流れとなって再び結合する様子が再現された($t = 2.00$ s)。但し、実験では多量の気泡を含んでいる様子が確認できるが、本項の計算においては解像度面の制約により単一気泡スケールの界面変動までは再現されていない。しかしながら、解析結果における概略的な傾向はKleefsmanによる報告⁹⁾と概ね一致したと言える。

図-6.3に圧力の測定点 P_1 位置(図-6.1)における実測値と計算値の比較を示した。別府ら¹¹⁾はMPS法における圧力波形の高周波振動を除去するために、計算時間間隔 Δt の10倍程度の時間で圧力を平滑化を行うことで実験から得られた最大荷重を評価可能であることを示した。これに従い、計算結果においては前後0.01 s間の平均値を圧力値と見なすこととした。図-6.3より、流体が障害物に衝突直後の圧力値に関して、絶対値及びその発現時刻を良好に再現していることが確認できる。ところが計算結果においてはピーク圧力を記録した後、2.0 s頃まで $1000 \sim 3000$ N/m²程度の圧力振動が確認された。しかしピーク圧力や、概略的な変動傾向はある程度再現されたと言える。若干の圧力振動が発現するこのような問題は、今後本コードに対する高精度MPS法スキーム¹⁰⁾の適用や、計算領域の高解像度化によって解決される可能性がある。また、初期粒子の間隔、時間刻み等の制約もあるため、それら

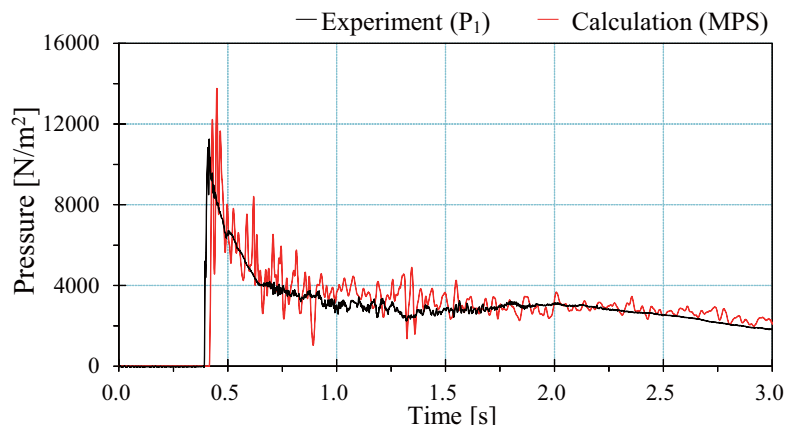


図-6.3: 水理実験による波圧の計測値と MPS 法による計算結果との比較

が解析結果に与える影響を今後十分検討する必要がある。

6.3.2 樋門ゲートへの碎波衝突再現計算

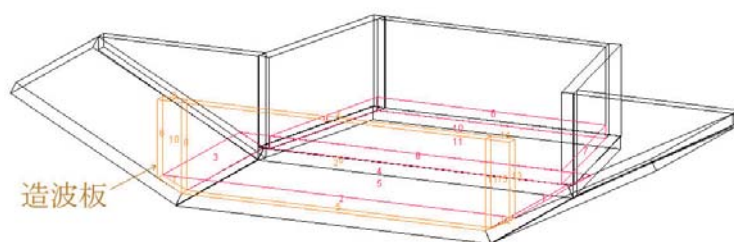
以上で、本節で使用しているコードが 3 次元領域の激しい流れ場の解析、及び構造物への圧力推定に一定程度の信頼性を有していることが確認できた。本項ではその次段階として、実際に観測された樋門ゲート近傍の津波作用計算に適用することとする。

図-6.4 には、施工時図面より作成した樋門ゲート周辺の 3 次元形状 (a)、図面から作成した初期粒子配置 (b) を示した。図-6.4 (b) の中で青で着色したのが水を表す粒子であり、計算開始時静水であるとした。吐口の最手前部分には造波版を設置し (図-6.4 (a))、これに波速を与えることで波を発生させ、ゲートに衝突させることとした。ゲート前面には格子状の凹凸が存在するが、本節の検討では解像度の制約から再現が難しかったので、ゲートは平板であるものとして以下の解析を実施した。ここでは解像度の制約から計算粒子計は $d_0 = 0.1 \text{ m}$ とした。総粒子数は約 16 万個である。

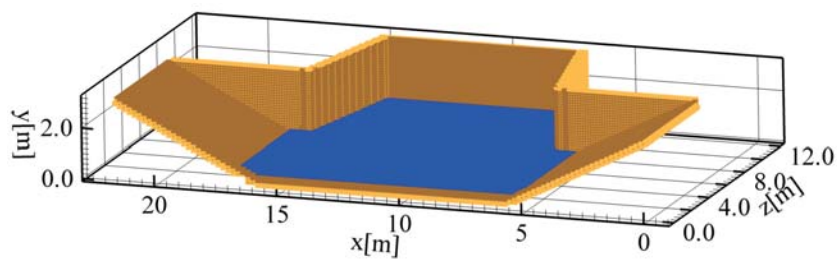
さて、新釧路川 A 樋門吐口において捉えられた河川津波は、釧路港潮位観測所において観測された最大波が新釧路川に侵入し、本樋門吐口に到達したものと推定されている。映像記録は残されているものの、現地条件の手がかりとなる情報はほとんど残っておらず、解析の初期条件は仮定を含めつつ設定しなければならない。以下では本計算に用いた仮定について述べる。

まず、A 樋門吐口水路地点において、河川津波の映像が捉えられる直前の水位は、既往の津波再現計算結果を元に設定した。この再現計算は、この樋門を挟む 2 水位観測所の時系列水位を良好に再現していることが既に示されている¹⁾ので、本節でもこの値を用いた。その水位から樋門ゲート全面部分の初期水深を求めた結果約 0.4 m であったので、初期粒子配置においても同水深を与えることとした。なお、津波衝突前は遠隔操作により樋門ゲートは閉められていたので、堤内側からの流入は考慮していない。次に映像記録内の量水標から碎波の波高を 0.5 m 程度、波速を 2 m/s 程度と推定し、これとほぼ同条件となるように吐口の造波板を稼動させた。造波板の稼動開始時刻を $t = 0 \text{ s}$ とした。

図-6.5 に映像記録と解析結果のスナップショットを比較したものを示した。カラーコンターは吐口水路方向の流速を表している。図より、碎波段波状となりゲートに接近する河川津波と、ゲートへ衝突後運動エネルギーが鉛直上向き速度に変換され飛沫を上げながら激しく巻き上がる様子が比較的良好に再現された。3 段目の図でフロント粒子の色が青くなっていることから、ゲートへの衝突後反射して鉛直上向き流速に変換されたことが示唆される。実際の映像では、ゲートに対して何波もの段波が来襲したことが分かっている。また、碎波する条件での計算であるため、津波フロントの周辺で飛沫となっている水粒子が計算結果の中に数多く見受けられた。また、粒子の速度分布についても、図-6.2 に比較してもばらつきが多くなっている。これは、初期水深として存在していた水と段波の相互作用により飛沫



(a) 施工時の図面より作成した3次元形状



(b) 解析のための初期粒子配置 (造波板非表示)

図-6.4: 施工図に基づき作成したA樋門の計算領域

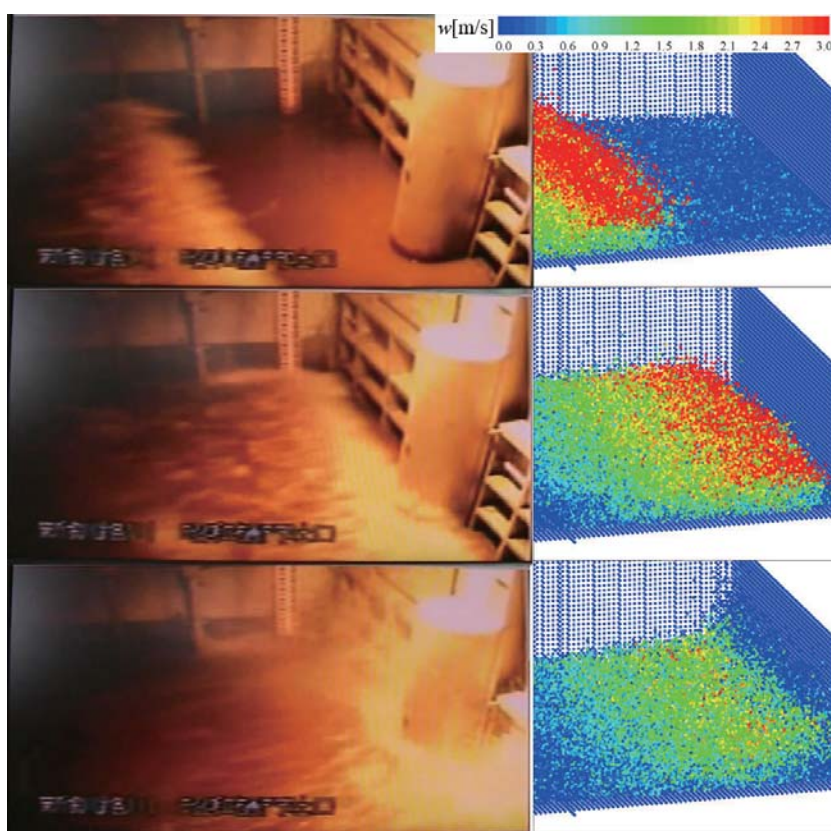


図-6.5: 映像記録に捉えられた河川津波とMPS法による計算結果との比較

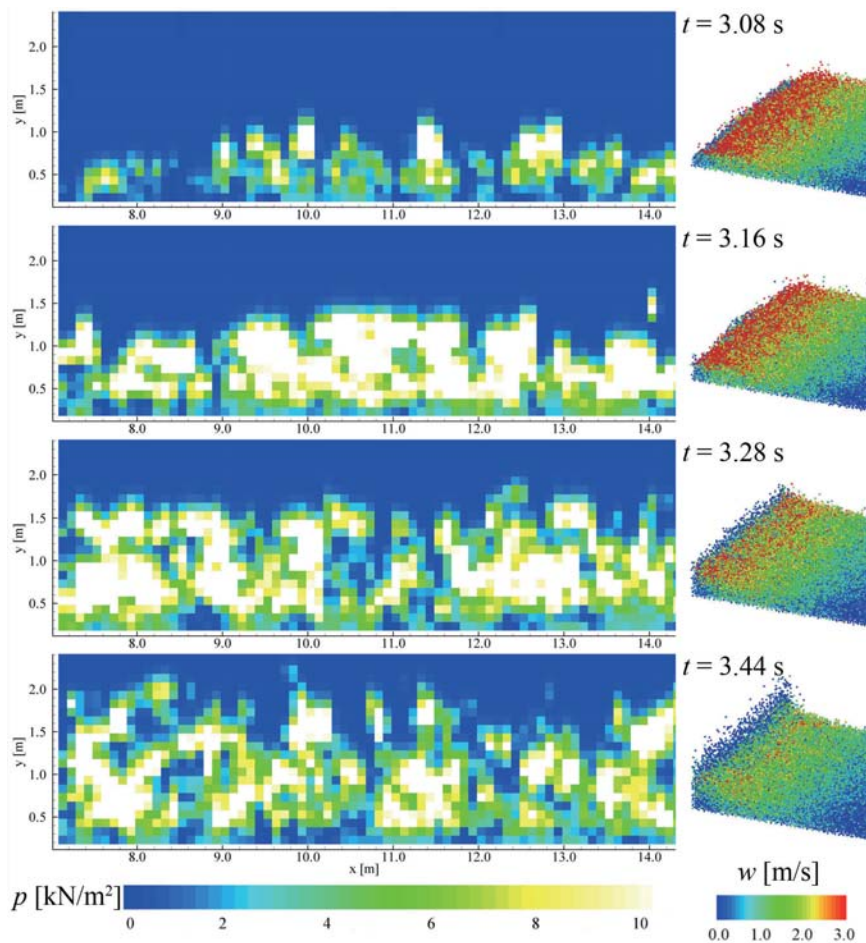


図-6.6: ゲート表面に作用する圧力分布と同時刻のゲート前面の砕波流況

を含む複雑な流れ場となったために、精度低下が起こったものと推察される。

図-6.6 に示したのは、樋門の解析対象領域からゲート表面部分の計算粒子のみ抽出し、2次元的に圧力値をプロットしたものである。ここでも(1)節の解析と同様に前後0.01 s間の平均を圧力値とみなした。右側には対応するゲート前面への砕波衝突状況を示した。

砕波進行と共に飛沫の接触によって 10 kN/m^2 を超える圧力極大値が生じ始め ($t = 3.08 \text{ s}$)、 $t = 3.16 \text{ s}$ において最大圧力を記録した。また、このときゲート前面で最も広範に圧力上昇が確認された。その後の $t = 3.28 \sim 3.44 \text{ s}$ にかけて、ゲート前面の流れ場は水平方向から鉛直上方を向くようになり、ゲート前面の圧力分布もまばらにかつ面積が拡大していることがわかる。

図-6.6 のように波圧分布がまばらとなるのは、ゲート前面の粒子について十分な近傍粒子数が得られず計算精度が低下したこと、あるいは単一粒子の飛散と衝突により振動型の衝撃波圧が発生したことが原因として考えられる。このような現象は他の粒子法である SPH 法においても確認されており、今後粒子法系の計算手法を実務上の検討に活用する場合には充分考慮する必要があると考えられる。一方で、図-6.5 左上の写真に示すように実現象として砕波フロント形状は凹凸を伴っており、衝撃砕波圧が時系列的にまばらに作用したことも考えられる。また、映像に捉えられたような段波現象は小さな気泡封入を伴い、かつ乱流場の現象である。従って適切な二相流モデルや乱流モデルの導入が将来的な発展に向けて必須となるものと考えられる。

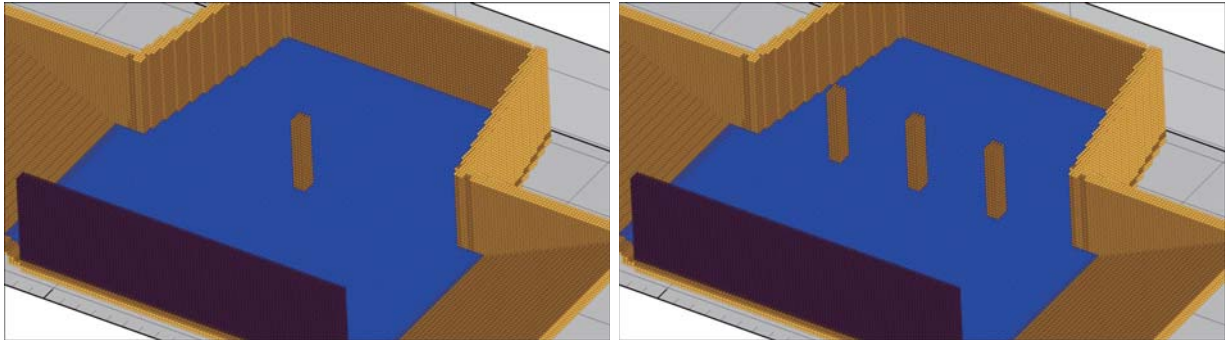


図-6.7: 減勢工を設置した計算領域：(a) 減勢工 1 本の場合の初期粒子配置 (左)，(b) 減勢工 3 本の場合の初期粒子配置 (右)

6.3.3 河川津波波力減勢工の提案とその効果評価

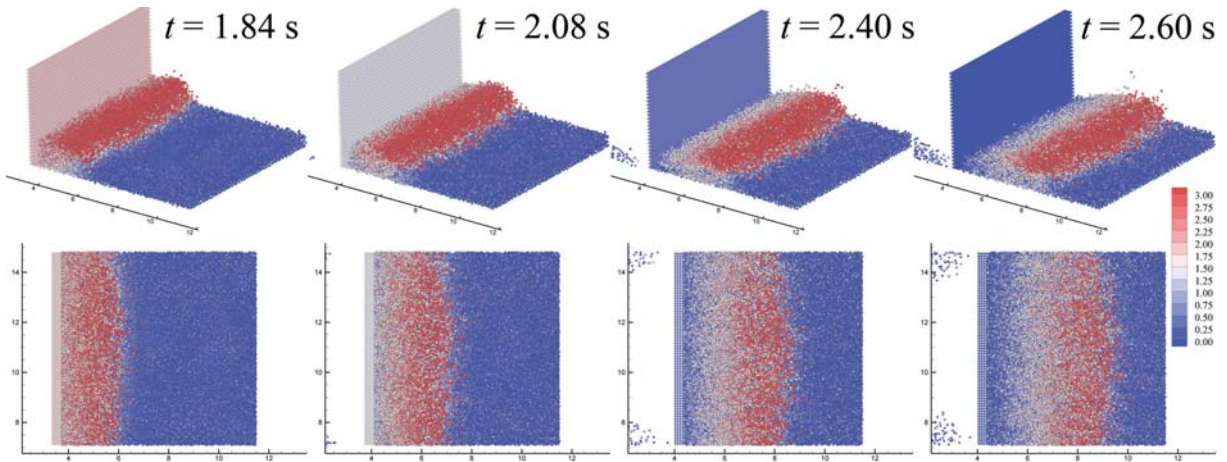
以上で本モデルによる波圧評価や構造物周辺解析に対する適用性が確認できたことから、波力減勢工の具体的な提案に移る。樋門ゲートのような河川管理施設に対する河川津波波力の減勢工を設置するにあたっては、津波波力そのものの他にも河道内の漂流物やゴミ、更に新釧路川のような積雪寒冷地河川においては河道内の漂流氷板など、様々な要素を考慮して設計を行わなければならない。このような検討の第一段階として、本章では漂流氷板の存在を考慮することとした。

東北地方太平洋沖地震津波の発生後、A 樋門と位置こそ異なるものの、新釧路川の樋門吐口で実際に観測された漂流氷板の諸元は、平均 4.4 m、最大で 9.0 m であったことが著者らにより確認されている²⁾。また、等間隔の格子状構造物による石礫の捕捉に関する研究は砂防工学の分野で 1990 年代に行われており、概ね礫径の 2 倍程度の格子間隔であれば、礫と礫のアーチングが生じ、礫の捕捉が生じるとされている¹²⁾。この考え方を援用すれば、平均の大きさ程度の氷板を捕捉し、ゲートへの衝突を防止するためには約 9 m の設置間隔であればよいこととなる。しかし、実際には津波により輸送される河道内氷板のサイズは分布を持っている²⁾。そこで、ゲートの袖壁と合わせて、減勢工間間隔を約 5 m とした場合と約 2.5 m で設置した場合について、津波波力低減効果の検討を行った。この減勢工は、氷板のゲートへの物理的衝突を防ぎつつ、同時に河川津波波力の低減効果を意図して設置するものであることを強調しておく。

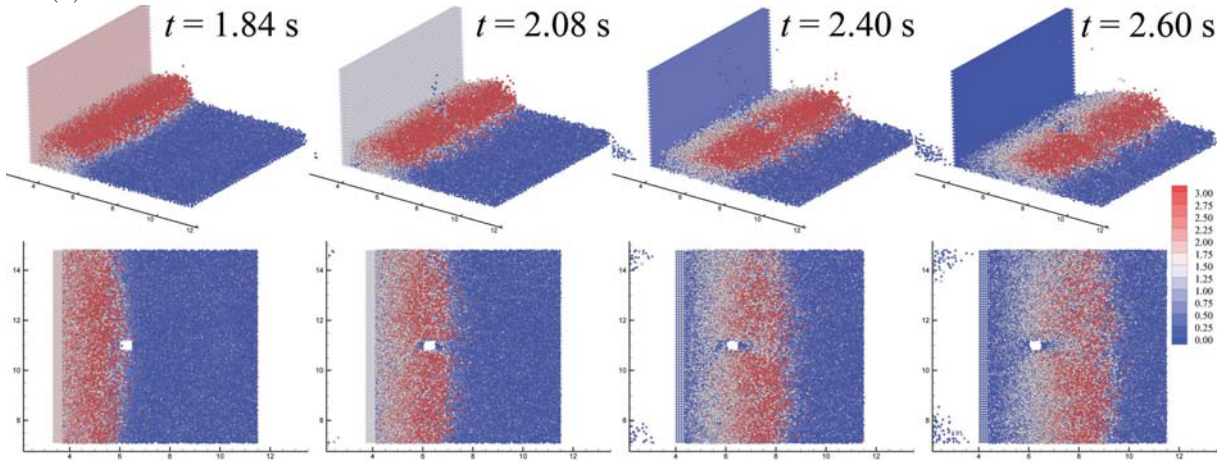
図-6.7 に示したのは減勢工を設置した場合の初期粒子配置である。1 本設置のケース (a) では袖壁間の中央部にあり空隙は幅 5 m、3 本設置のケース (b) ではゲート表面に対して並行に、杭の中心間隔が 2.5 m 間隔となるように配置した。図-6.8 に示したのは、段波がゲート部に侵入する際の粒子の空間分布を示したもので、コンターはゲート方向流速 [m/s] を示した。図-6.8(a) が減勢工無しのケース、(b)、(c) はそれぞれ減勢工を 1 本、3 本設置したケースで、上段が俯瞰図、下段が平面図である。なお、解析領域境界となる壁面粒子及び減勢工に相当する粒子は結果の中に表示していない。

図-6.8(a) より減勢工を設置しないケースにおいて、段波は水しぶきをあげながら侵入するが下段よりフロントの平面形状はゲートに接近するにつれて円弧状となっていることが確認できた。(b) の減勢工 1 本のケースでは、Kleefsman による実験結果 (図-6.2) のように障害物に衝突した水粒子は上方へ跳ね上がり、それ以外の進行波は側方を通過した。フロント平面形状については、(a) の場合と大きな変化は確認できなかった。

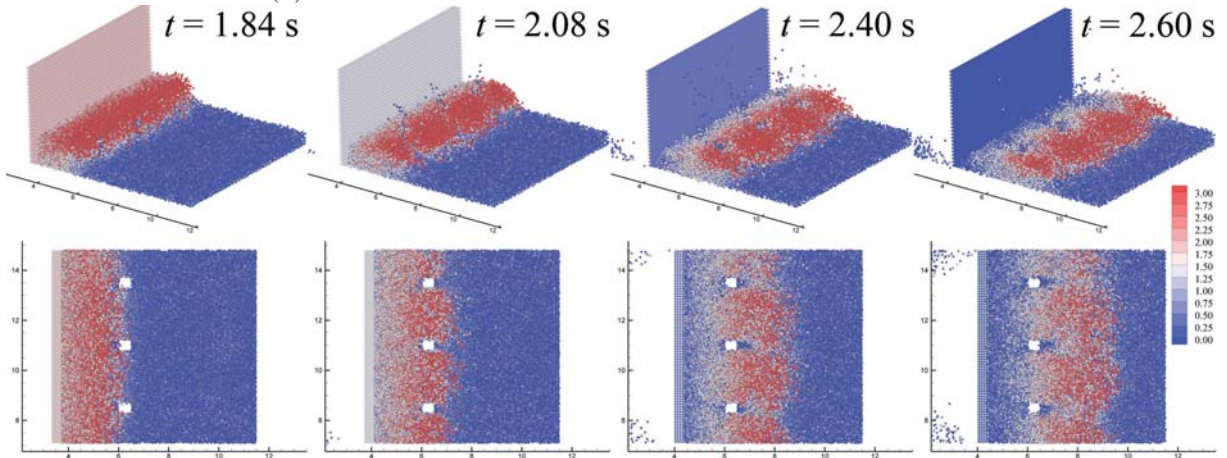
図-6.8(c) 上段より、3 本設置のケースでは段波の進行が杭で阻害され、3 箇所で上方への跳ね上がりが確認された。また、(c) 下段より、フロント平面形状は凹凸を伴いつつゲートに接近したことが確認された。図-6.9(a)、(b) に示したのは、ゲート表面に設置した圧力計測点 A、B (図-6.10) で計測された圧力の時系列変化である。ここで、ゲート前面のある計算点を選び圧力値を示したのは、本章で用いているコード (MPS-SW-MAIN) が、振動を伴いつつもピーク波圧の発現と波圧変動傾向を概ね再



(a) 減勢工無しの場合の段波のゲート部への侵入状況（上下段は同時刻のスナップショットである）



(b) 減勢工 1 本設置の場合の段波と減勢工との相互作用状況



(c) 減勢工 3 本設置の場合の段波と減勢工との相互作用状況

図-6.8: 減勢工を設置した場合の段波と減勢工との相互作用状況と、減勢工無しの場合との比較

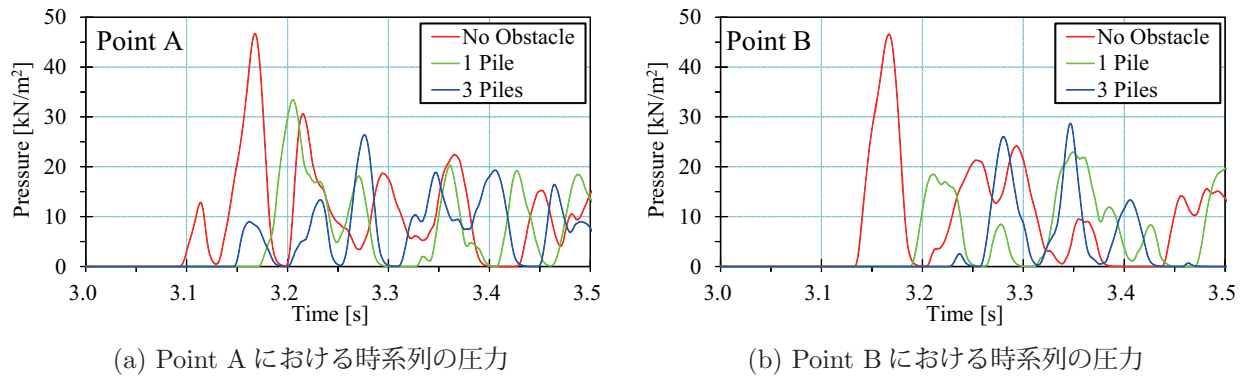


図-6.9: ゲート中央部分における減勢工設置状況別の圧力時系列変化

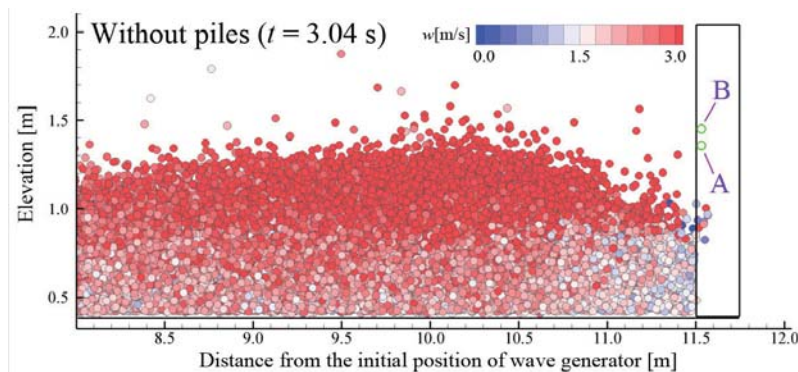


図-6.10: 段波衝突を受ける直前の圧力計測点のスナップショット（減勢工無しのケース）

現可能であることが既往研究¹³⁾や前々節で既に示されているためである。(a)より、減勢工無しの場合には最大で 45 kN/m^2 程度の圧力がゲート中央部に発生する結果となったが、減勢工1本設置時には 33 kN/m^2 、減勢工3本では 26 kN/m^2 まで抑制されたことが分かる。また、最大圧力の発現時刻もやや遅くなっている。なお、 45 kN/m^2 という数値は水深約 4.6 m で生じる最大の静水圧に相当する圧力である。図-6.9(b)では、減勢工無しの場合で(a)と同程度の最大圧力、減勢工1本設置の場合の方が3本設置の場合より最大圧力が小さい結果となった。但し、いずれにおいても減勢工無しの場合に比較して約40～50%の最大圧力の抑制に成功したことがわかった。

6.4 まとめと今後の課題

本章では、河川技術における新たな試みとして、粒子法の河川域における適用性検証を行うと共に、樋門ゲート近傍設置型の減勢工を提案し、その適切な配置方法について検討を実施した。本章では波力と氷板寸法のみを検討の対象としたが、今後は水理実験等との比較を通じて精度向上を行うと共に、氷が構造物に衝突した場合の脆性破壊やそれに伴う衝撃力、そして出水時発生する漂流ゴミや減勢工の堰上げ効果等、実用化に必要な各種検討を進めていく予定である。

謝辞：北海道開発局釧路開発建設部には津波映像と樋門形状に関する資料を、粒子法コードユーザグループには計算用コード MPS-SW-MAIN をご提供頂きました。ここに記して感謝の意を表します。

参考文献

- 1) 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, 土木学会論文集 B1(水工学), Vol.68(4), pp. I.1525-I.1530, 2012.
- 2) 阿部孝章, 吉川泰弘, 平井康幸, 北海道太平洋岸地域で発生した河川津波に伴う漂流氷板の寸法計測, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol.68(2), pp.I.1436-I.1440, 2012.
- 3) 村嶋陽一, 越村俊一, 岡秀行, 村田泰洋, 今村文彦: 非線形分散波理論に基づく実用的な津波の河川遡上モデルの開発, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol.66 (1), pp.201-205, 2010.
- 4) 安田浩保: 不等流を遡上する波状性段波の水理実験とその数値計算, 応用力学論文集, Vol.10, pp.555-562, 2007.
- 5) 吉川泰弘, 阿部孝章, 平井康幸: 河川津波に伴い発生した北海道鵡川のアイスジャム再現計算, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol.68 (2), pp.I.416-I.420, 2012.
- 6) 渡邊忠尚, 入部綱清, 仲座栄三, Rahman MD. Mostafizur: 複雑な 3 次元海岸構造物周りの水理現象の MPS 法による解析, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol.67 (2), pp.I.721-I.725, 2011.
- 7) 五十里洋行, 後藤仁志, 津波氾濫による桁橋被災過程の数値シミュレーション, 海岸工学論文集, 第 54 巻, pp.211-215, 2007.
- 8) Koshizuka, S. & Oka, Y.: Moving particle semi-implicit method for fragmentation of incompressible fluid, Nuclear Science and Engineering, Vol.123, pp. 421-434, 1996.
- 9) Kleefsman, K.M.T.: Water impact loading on offshore structures, a numerical study, Ph.D. Thesis, University of Groningen, The Netherlands, p.149, 2005.
- 10) Khayyer, A. & Gotoh, H.: A 3D higher order Laplacian model for enhancement and stabilization of pressure calculation in 3D MPS-based simulations, Applied Ocean Research, Vol.37, pp.120-126, 2012.
- 11) 別府万寿博, 井上隆太, 石川信隆, 長谷川祐治, 水山高久: 修正 MPS 法による土石流段波モデルのシミュレーション解析, 砂防学会誌, Vol.63 (6), pp. 32-42, 2011.
- 12) 高橋保, 中川一, 里深好文, 王浩民: 格子型砂防ダムの閉塞モデル, 京都大学防災研究所年報, 第 43 号 (B-2), pp.287-294, 2000.
- 13) Shibata, K. & Koshizuka, S.: Numerical analysis of shipping water impact on a deck using a particle method, Ocean Engineering, Vol. 34 (3-4), pp. 585-593, 2007.

第7章 結論

本論文の目的は、2011 年東北地方太平洋沖地震津波後に初めて認識された、河川津波及び河口域の津波により引き起こされた寒冷地特有の諸現象に対し、現地調査・水位記録等の分析・数値シミュレーションを通して現象を解明を行い、その影響評価手法の提案とその有効性を検討することであった。

本論文では、まず氷板群による樋門水路の閉塞や河道内の水深の浅い部分で堆積が生じたアイスジャムなど、これまで全く認識されてこなかった諸現象についてまとめており、冬期間の河川津波の遡上時に発生する現象を、今後ある程度推定するきっかけとなるものである。

ここで、諸外国や日本国内において、寒冷地における河川結氷や海氷に関する研究は数多くなされてきている。解氷時の氷の流下や氷の破壊について、一部は既往研究と共通したメカニズムが働いており、それらの知見を活用することは有用と思われる。しかし、今回の津波で初めて明らかになった現象や氷の実態が確認されたのも事実であり、特にそのような部分について検討を深めたことは工学上有意義であると考えられる。以下では、本研究で得た主要な成果を要約し、本論文の結論とする。

7.1 まとめ

第1章は序論であり、2011 年東北地方太平洋沖地震津波の現象を踏まえつつ、本研究で明らかにされた諸現象とその影響評価手法について概説した上で、論文全体の構成について示した。

第2章では、河川工学・海岸工学・地球物理学・氷工学の各分野の観点から、国内外で実施された既往研究のレビューを行うと共にそれらの課題を整理した。

第3章では、まず 2011 年東北地方太平洋沖地震津波により把握された事象の概要を示し、詳細な水位記録の分析結果を示すことで、当該津波の北海道全域にわたる河川津波遡上の実態を明らかにした。特に太平洋岸では7日間以上にもわたり河川津波の遡上が発生していたことが分かり、一度発生した津波により、河川は長期間にわたって津波遡上の影響を受けることが分かった。次に現地調査により津波痕跡として残された多量の氷板が河道内での滞留、樋門吐き口水路への侵入及び集積、河道内の氷板集積に伴うアイスジャムの発生など多岐にわたる現象を引き起こしたことが示された。更に動画記録の分析結果から、水位記録に表れずとも河道内で波状段波が発達しうることが示された。また、詳細な水位記録を用いた河川津波の数値シミュレーションを実施し、精緻な再現計算のためには 10 秒間隔水位記録を用いることが有効であることが示された。

東北地方では、津波の規模が大きいために河口域の水位計等は破壊されてしまい、現地調査によって辛うじて実態把握が可能であるのみである。しかし、本論文で収集された、北海道沿岸域における精緻なデータは非常に貴重なものであり、将来的に津波来襲が想定される河川において参考とすべきものと考えられる。上記のような知見を踏まえると、長期間にわたり継続する津波遡上や、遡上フロント部分の局所的な波状段波の発達、河川管理上、今後留意すべき事項であり、遡上時の危機管理体制への反映などが考えられる。

第4章では、**第3章**で確認された 2011 年東北地方太平洋沖地震津波によって破壊が生じた太平洋岸に河口を持つ河川結氷に関し、調査写真の画像解析に基づく氷板サイズ、面積の計測を行った。サイズ計測結果から、津波遡上による破壊・輸送後であっても、冪乗則に基づき氷板のサイズを推定できることが示された。更に調査データを基に、これまで全く未知であった河川結氷由来の氷板質量を、実測値に基づき推定することに成功した。その上で、これらが河川津波の表面流速により輸送され、仮に構造

物等へ衝突が発生した場合について、津波漂流物の衝突力推定式から評価した衝突力を示した。その結果、鵠川河道内における氷板の衝突力は3月13日～14日の調査時で平均して20 kN～55 kN、最大で100 kN～300 kNと推定された。これらが河川津波の表面流速により輸送され、仮に構造物等へ衝突が発生した場合、それは構造物の設計に際して決して無視できない作用力であると考えられる。今後は、寒冷地域においては河口付近の国道橋・鉄道橋等重要な構造物の設計に際しては河川津波による氷板衝突を考慮し、衝撃を弱める緩衝材等の対策を早急に施すことが望ましいと言える。

第5章では、第3章で明らかにされた河道内の波状段波の発達に着目し、河川津波実験水路を用いた、波状段波による河道内氷板の輸送現象に着目した水理実験について述べた。氷板挙動の追跡には画像解析手法が用いられ、波状段波による輸送の場合、その波形に起因する短時間中の激しい加速及び減速が生じるという運動特性が実験的に示された。更に、河川津波実験水路における氷板輸送実験の粒子法に基づく数値シミュレーションが実施した。ここでは、波状段波のような激しい水面変動と漂流氷板輸送を再現するために高精度粒子法の枠組みを活用し、波状段波による水位変動傾向が概ね再現可能であることが示された後、氷板の漂流過程や漂流速度について水理実験と良好な対応が確認された。また、波状段波に特有の流れ場の特性と漂流物との相互作用に関する新たな数値情報の提示に成功した。更に、水理実験で確認された漂流物のサイズが波状段波波形への追従性に及ぼす影響についても、実験結果に対応する数値予測結果を得ることに成功した。

本論文では、主に寒冷地河川で毎年形成されてソフト的対策が困難な河川結氷から生ずる漂流氷板を対象としている。しかし本研究で得られた知見は、漂流木や船舶など河川津波で発生し得る他の漂流物へも適用可能と考えられる。粒子法は計算スキームの性質上、計算領域に例えば橋梁を模した構造物等を配置したとしても安定的に解析可能であることが既に示されている。今後は、本研究で構築した漂流氷板を含めた河川津波の数値実験水路を用いた多様な解析を実施し、実用的な河川津波における漂流物輸送の数値シミュレータとして提案していくことが期待される。

第6章では、河川構造物に対する津波波力を評価及び抑制する手法について述べた。まず、3次元粒子法により静水槽の問題とダム崩壊流れと衝撃圧の問題に関する試行計算を行い、理論値及び実験値を良好に再現することを確認した。その上で粒子法に基づく3次元実スケールの河川構造物モデルを作成し2011年東北地方太平洋沖地震津波の再現計算を行い、実スケールにおいても流況の再現状況が良好であることを確認し波圧推定を行った。更に、構造物前面に設置することを想定した波力減勢工を提案し、津波波力を抑制する効果に関する基礎的な検討が実施され、ゲート前面に作用する波圧を一定程度低減可能であるという予測結果が得られた。

7.2 今後の課題と将来の展望

これまでほとんど未解明であった、寒冷地域の河口域で津波が発生した場合にどのような現象が発生するかが本論文によって明らかにされ、更にその影響を評価するための各種の数値モデルの構築が行われた。本論文では、津波遡上の再現計算においては既往の浅水流方程式に基づく数値解析手法を用い、水理実験における氷板挙動の再現や複雑な流れ場のシミュレーションには粒子法に基づく解析手法を導入した。本論文で用いられた各種の数値解析手法は、河川域における津波現象に関するより詳細な検討や情報を得るための有効なツールとなることが期待される。今後、具体的な河川管理施策立案や基準作成においてこれらの活用が行われれば、従来よりも高精度に実務者が河川津波対策を遂行できるようになることが期待される。具体的な河川管理施策においてこれらの活用を促進するためには汎用化の試みが重要になってくると思われる。

謝辞

本論文を取りまとめるにあたり，温かいご指導を賜りました北海道大学大学院工学研究院教授 清水 康行 先生に心より謝意を表します．また，折にふれ大所高所からご指導頂きました北海道大学大学院工学研究院教授 泉典洋 先生，波の理論や数値解析手法まで本論文の細部にわたり，非常に細やかなご指導を頂きました北海道大学大学院工学研究院准教授 渡部靖憲 先生に深謝致します．