

河川津波の増幅に関する数値解析 A numerical study on river-tsunami amplification

鹿児島大学大学院・理工学研究科 小杉 淳悟 (Jungo Kosugi)*

鹿児島大学学術研究院・理工学域 柿沼 太郎 (Taro Kakinuma)*

*Graduate School of Science and Engineering, Kagoshima University

1. 序 論

河川を遡上する河川津波は、一般に、陸上を遡上する津波と比較して、伝播速度が大きく、また、到達距離が長くなりやすい (Tolkova・Tanaka, 2016) . 従って、河川津波は、海岸から遠く離れた内陸部にも、河川堤防を超えて浸水被害をもたらす可能性がある (河川津波対策検討会, 2011) . ところで、波高が比較的大きな津波は、非線形性と分散性の両者が有意となり、波高の増大や波の分裂が顕著になり得る. 首藤 (1984) は、1983 年日本海中部地震津波の観測記録において、浅海域で分裂する津波に着目し、この解析のためには、波の分散性を考慮する必要があると述べた. これ以降、津波の弱非線形性・弱分散性を考慮した支配方程式に基づく研究が行なわれている. 例えば、藤間ら (1984) は、Peregrine (1967) の弱非線形・弱分散モデルを用いて、斜面を含む海底上を進行する孤立波の変形を調べ、分裂を伴う波高の増大が生じることを示した. また、Tsuji ら (1991) は、波の弱非線形性・弱分散性を考慮した 1 次元 KdV-Burgers 方程式を用いて、1983 年日本海中部地震の際に確認された段波状の河川津波の再現を試みた. 更に、Yasuda (2009) は、1 次元 Boussinesq 型弱非線形・弱分散モデルを用いて、2003 年十勝沖地震により発生した河川津波をシミュレートし、波の分裂に伴う水位上昇が、河道の長距離区間にわたって生じた可能性のあることを示した.

こうした知見を踏まえ、本研究では、河川津波の基礎的特性、特に、河川津波の増幅に関して、数値解析に基づき調べた. ただし、実在河川のように地形が複雑であると、現象が複雑になり、河川津波の基礎的特性を理解することが難しくなる. そのため、静水深を海域及び河道内で一様とし、河川を矩形断面の直進河川とした. また、Lee ら (2023) の水理実験におけるように、津波と河川流の相互干渉が生じる可能性があるが、ここでは、河川流がないと仮定する. そして、波の変形において重要となる非線形性及び分散性を考慮可能な 3 次元数値モデルを適用し、河川長を十分長くして、静水深及び入射波波高の幾つかの条件に対する河川津波の数値実験を実施した.

2. 数値解析の手法及び条件

河川幅、入射波波高、静水深や河口形状等が河川津波に与える影響を調べた Kakinuma・Kusuhara (2021) と同様、CADMAS-SURF/3D (有川ら, 2005 ; 沿岸技術研究センター, 2010) を数値モデルとして適用し、3 次元流体運動の数値解析を行なった. 基礎方程式は、連続方程式、Navier-Stokes

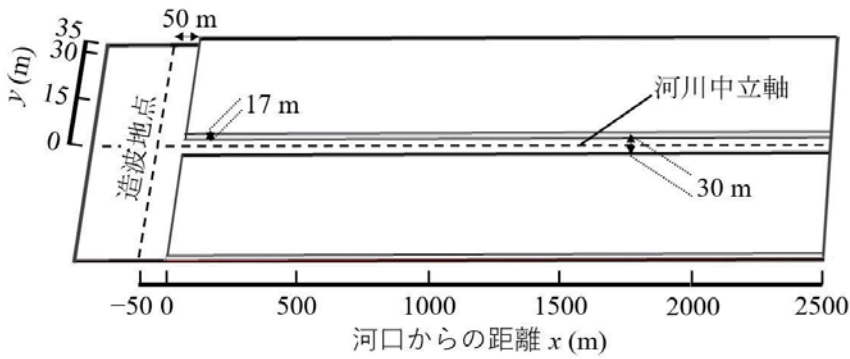


図-1 対象地形（計算対象領域は、河川中立軸を含む x 軸より河川右岸側のみとした。）

表-1 静水深 h_0 、造波波高 H_m 及び両者の比 H_m/h_0

Case	h_0 (m)	H_m (m)	H_m/h_0
1-1	4.0	1.0	0.25
1-2		1.2	0.30
1-3		1.5	0.38
1-4		2.0	0.50
2-1	8.0	1.0	0.13
2-2		2.0	0.20
2-3		3.0	0.38
2-4		3.5	0.44

方程式及び圧力の Poisson 方程式であり、底面及び側面に non-slip 条件を課し、乱流モデルに $k-\varepsilon$ 2 方程式モデルを採用した。

図-1 に、本研究で対象とした地形を示す。海域、河道及び陸地を配置している。海底及び河床とも水平とし、静水深 h_0 は、4 m、または、8 m とした。河川長は、2500 m とし、河川幅は、30 m で一様であるとして、河川断面を長方形の単断面とした。簡単のために、陸上で浸水が生じないように、河床からの陸域の高さを 17 m とし、また、河川流の影響を無視した。数値解析では、図-1 において、線対称性から、河川中立軸を含む x 軸より河川右岸側のみを計算対象領域とした。

河川に入射する津波として、周期 60 s のクノイド波を海岸から 50 m 沖の地点で造波した。造波地点における津波の波高、すなわち、造波波高 H_m は、ケース毎に設定した。静水深 $h_0 = 4.0$ m である Case 1-1～Case 1-4 及び $h_0 = 8.0$ m である Case 2-1～Case 2-4 における H_m をそれぞれ表-1 に示す。また、鉛直方向を表わす z 軸の原点を静水位上に置き、計算格子間隔を $\Delta x = \Delta y = 1.0$ m 及び $\Delta z = 0.4$ m とした。他方、計算時間間隔は、CFL 条件を満足するよう自動的に決定した。

3. 静水深 h_0 が 4.0 m である場合における河川津波の増幅特性

Case 1 における最大水位 $\eta_{\max 1}$ の、各時刻 t (s) における値 $\eta_{\max 1-t}$ の数値解析結果を表-2 に示す。これより、津波のピークが、河川を暫く遡上してから、河川の上流端に近付くまでの、 $70 \text{ s} \leq t \leq 220 \text{ s}$ において、最大水位 $\eta_{\max 1}$ の変化過程に 3 パターンあることが認められる。すなわち、造波波高 H_m

表-2 Case 1 における時刻 $t(\text{s})$ の最大水位 $\eta_{\text{max}l-t}$

Case	$\eta_{\text{max}l-70}$ (m)	$\eta_{\text{max}l-90}$ (m)	$\eta_{\text{max}l-110}$ (m)	$\eta_{\text{max}l-130}$ (m)	$\eta_{\text{max}l-150}$ (m)	$\eta_{\text{max}l-170}$ (m)	$\eta_{\text{max}l-220}$ (m)
1-1	1.25	1.43	1.54	1.63	1.71	1.80	1.85
1-2	1.50	1.72	1.80	1.82	1.83	1.84	1.85
1-3	1.87	2.00	1.88	1.82	1.85	1.83	1.83
1-4	2.28	2.18	2.05	1.84	1.82	1.82	1.82

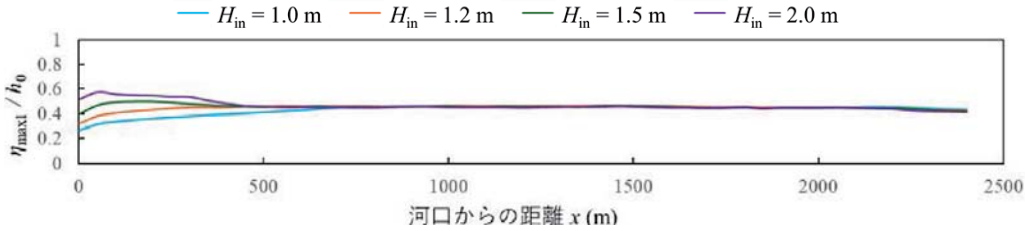


図-2 Case 1-1～Case 1-4 における各地点の最大水位 $\eta_{\text{max}l}$ と静水深 h_0 の比 r_l の分布

が比較的低い Case 1-1 及び Case 1-2 では、 $\eta_{\text{max}l}$ が時間とともに増加する．逆に、 H_{in} が大きな Case 1-4 では、 $\eta_{\text{max}l}$ が時間とともに低減する．一方、Case 1-3 では、 $\eta_{\text{max}l}$ に極大値の現れる時刻が存在する．

図-2 に、Case 1 の各ケースにおける、各地点で現れる最大水位 $\eta_{\text{max}l}$ と静水深 h_0 の比 r_l の分布を示す．入射波波高 H_{in} が比較的低い Case 1-1 及び Case 1-2 では、 $x \leq 2200 \text{ km}$ において、津波が遡上するにつれて r_l が増加し、他方、Case 1-3 及び Case 1-4 では、 r_l に極大値が現れている．ただし、Case 1-4 における H_{in} の極大値の出現地点は、河口に非常に近い．河口付近で最大水位が大きくなる現象は、津波が、河口に進入する際に回折波を伴うことによるものであり、河川に孤立波を入射させた Kakinuma・Kusuhara (2021) においても認められた．また、特筆すべきは、Case 1-1～Case 1-4 のいずれの場合も、津波が十分な距離を遡上すると、 r_l が約 0.46 という等しい値に落ち着くことである．すなわち、河川の上流では、入射波波高に依存しない最大水位が現れている．なお、 $x > 2200 \text{ km}$ では、最大水位が漸減するが、これは、摩擦を考慮しているためであると考えられる．

図-3 に、Case 1 における各時刻の水面形を示す．時刻 $t=70 \text{ s}$ では、入射波波高に依存して、水面形が大きく異なっている．造波波高 H_{in} の大きな Case 1-3 及び Case 1-4 では、第 1 波に前傾化が見られる．これは、ソリトン分裂と、先に述べた回折波の重合に加えて、浅水変形による効果が現れた結果である．波高が大きな津波には、非線形性の影響がより大きく現れ、波の前傾化が生じた．そして、Case 1-3 及び Case 1-4 では、第 2 波となる、分裂によって生じた波が顕著に現れている．

その後、 $t=90 \text{ s}$ では、いずれの場合にも、第 2 波である分裂波が確認されるが、Case 1-3 及び Case 1-4 において、分裂波の波高及び波長が他のケースよりも大きくなっている．従って、分裂波に移行した第 1 波のエネルギーが比較的大きく、このため、第 1 波の波高低減量が他のケースよりも大きい．なお、最大水位の低減には、波が分裂した効果の他に、回折波の重合による波高増大が河川横断方向に均等化された効果 (Kakinuma・Kusuhara, 2021) も寄与した．

そして、 $t=130 \text{ s}$ では、Case 1-3 及び Case 1-4 において、分散性の効果により波の前傾化が抑制さ

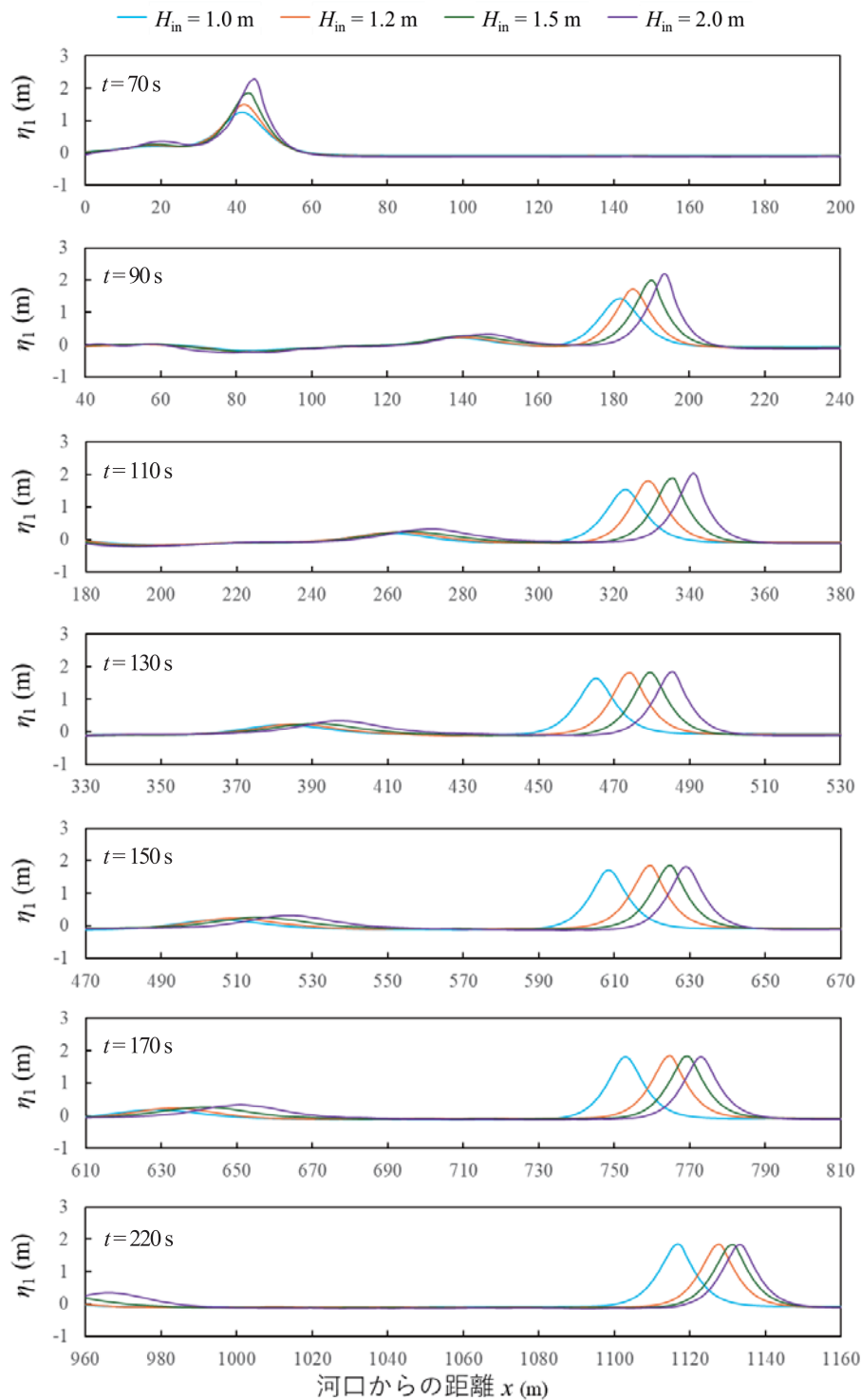


図-3 Case 1-1～Case 1-4 における各時刻の水面形

表-3 Case 1 における $t=220\text{ s}$ で最大水位が現れた地点の位置 x_{peak}

Case	最大水位が現れた地点の x_{peak} の Case 1-4 との差	
	河口からの距離 x_{peak} (m)	Δx_{peak} (m)
1-1	1117	16
1-2	1128	5
1-3	1131	2
1-4	1133	—

表-4 Case 1 における各時間の津波第 1 波のピークの伝播速度 c_{peak} と式(2) による津波の伝播速度 c

Case	70 s $\leq$ t < 90 s		90 s $\leq$ t < 170 s		170 s $\leq$ t < 220 s	
	c_{peak} (m/s)	c (m/s)	c_{peak} (m/s)	c (m/s)	c_{peak} (m/s)	c (m/s)
1-1	7.05	9.41	7.14	10.07	7.28	10.55
1-2	7.15	10.04	7.25	10.49	7.26	10.60
1-3	7.35	10.08	7.24	10.67	7.24	10.56
1-4	7.40	10.50	7.25	10.85	7.20	10.53

れ、前後に対称的な水面形となり、それに伴い最大水位が低減している．これに対して、入射波波高の低い Case 1-1 及び Case 1-2 では、非線形性による浅水変形の効果が分散性に勝り、最大水位が増加した．

更に、 $t=220\text{ s}$ では、これら 4 ケースの第 1 波の水面形に、殆ど違いが見られなくなっている．

表-3 に、 $t=220\text{ s}$ において最大水位が現れた地点の位置を示す．

静水深を h_0 、津波高さを η_{max} 、重力加速度を g とすると、線形浅水波の伝播速度 c_0 は、式(1) で表わされ、また、浅海域に伝播した非線形性を有する波の伝播速度 c は、式(2)で近似される (Lamb, 1895) ．

$$c_0 = \sqrt{gh_0} \tag{1}$$

$$c = c_0 [1 + 3\eta_{\text{max}}/(2h_0)] \tag{2}$$

造波開始後の時間 70 s～90 s、90 s～170 s 及び 170 s～220 s において、各ケースの水面形の解析結果から得られる津波第 1 波のピークの伝播速度 c_{peak} と、式(2) による津波の伝播速度 c を表-4 に示す．ここで、式(2)における η_{max} は、上記の各時間における最大水位の平均値から算出した．また、式(1) による線形浅水波の伝播速度 c_0 は、すべてのケースで 6.26 m/s である．なお、表-2 より、70 s～90 s は、いずれの場合も津波が河川に入射後に増幅する時間、90 s～170 s は、Case 1-1 及び Case 1-2 で津波が増幅し、Case 1-3 及び Case 1-4 で津波が減衰する時間、そして、170 s～220 s は、Case 1-1 及び Case 1-2 で津波が増幅し、Case 1-3 及び Case 1-4 で最大水位が変化しない時間である．

表-4 より、時間 70 s～90 s において、津波のピークの伝播速度 c_{peak} 及び式(2) による津波の伝播速度 c は、入射波波高が大きく、表-2 に示す最大水位 η_{max} が高いほど大きい．ところが、 c_{peak} は、90 s～170 s において、Case 1-3 及び Case 1-4 で低減し、Case 1-2、Case 1-3 及び Case 1-4 でほぼ等しくなっている．これは、Case 1-3 及び Case 1-4 で、最大水位が低減したことと、水面形の前傾化が弱まり、

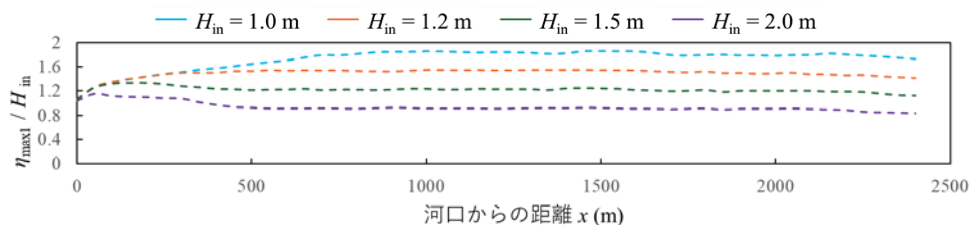


図-4 Case 1-1～Case 1-4における各地点の最大水位 $\eta_{\max 1}$ と造波波高 H_{in} の比 R_1 の分布

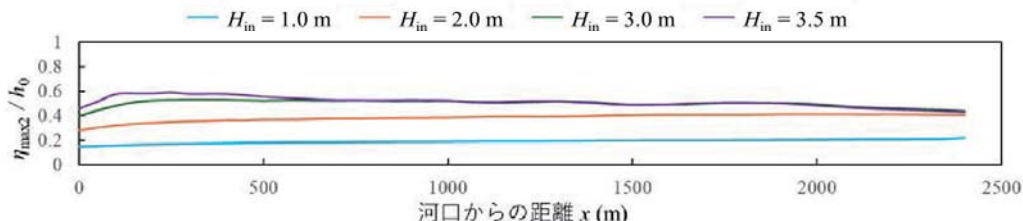


図-5 Case 2-1～Case 2-4における各地点の最大水位 $\eta_{\max 2}$ と静水深 h_0 の比 r_2 の分布

津波のピークの、対応する津波における相対位置が、後ろにシフトしたことによる。

また、いずれのケースにおいても、津波のピークの伝播速度 c_{peak} は、線形浅水波の伝播速度 c_0 より大きく、式(2)に基づく伝播速度 c より遅い。これは、ここで対象とした津波は、非線形性を有するが、図-2が示すように、最大水位・静水深比 r_1 が 0.58 未満であり、この程度の r_1 に対しては、式(2)が過大評価となることを意味する。従って、Case 1 では、河川津波の非線形性がそれほど大きくなかったため、河川の上流では、非線形効果が分散性によって抑制され、前傾化していた津波のピークが後方にシフトし、最大水位の増幅が収まった。

図-4 に、Case 1 における、各地点で現れる最大水位 $\eta_{\max 1}$ と、造波波高 H_{in} の比 R_1 の分布を示す。津波が河川を暫く遡上した後の $x \geq 300$ m では、 R_1 の値がケース毎に異なっている。すなわち、津波が河口から離れると、河川津波の増幅率が入射波波高に依存し、入射波波高が低いほど、河川津波の増幅率が大きくなっている。これは、前述したように、入射波波高が低いと、分裂波へのエネルギーの移行があまり生じることなく、津波の河川遡上に伴う浅水変形によって最大水位が大きくなるためである。このことは、波の入射波波高が低いからと言って、河川津波を侮るべきでないことを示唆している。

4. 静水深 h_0 が 8.0 m である場合における河川津波の増幅特性

次に、静水深が Case 1 の 2 倍である Case 2 を対象とする。Case 2 における、各地点で現れる最大水位 $\eta_{\max 2}$ と静水深 h_0 の比 r_2 の分布を図-5 に、また、各時刻の水面形を図-6 に示す。このうち、図-5 より、Case 2-1 及び Case 2-2 では、ともに最大水位に極大値が現れず、津波が河川を遡上するに従って最大水位が増加している。他方、Case 2-3 及び Case 2-4 では、最大水位に極大値が現れ、Case 1 と同様、入射波波高が大きいほど、最大水位の極大値が現れる地点が河口に近い。そして、最大

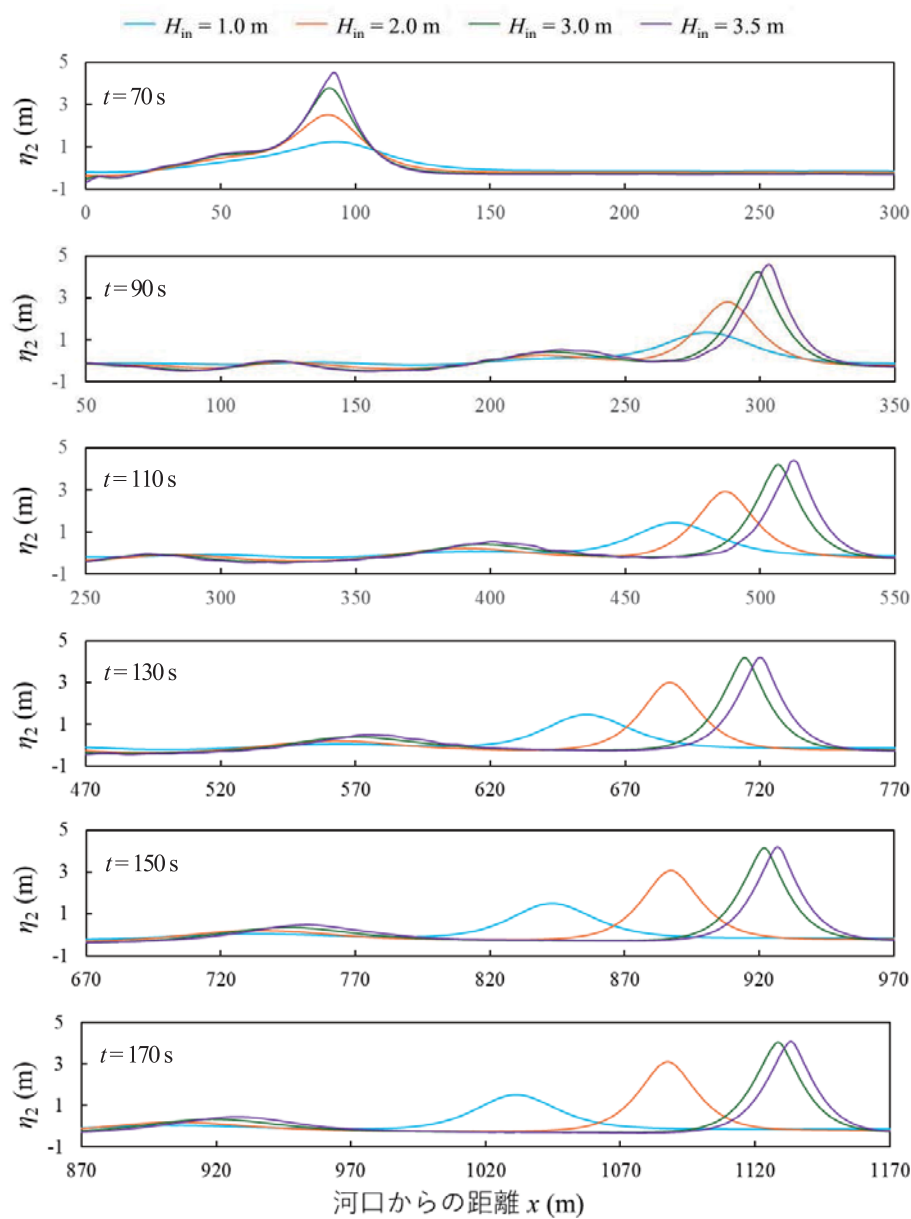


図-6 Case 2-1～Case 2-4 における各時刻の水面形

水位の極大値が現れた後、津波が河川を遡上するに伴い最大水位が低下し、 $x \geq 700 \text{ km}$ では、Case 2-3 及び Case 2-4 の最大水位がほぼ等しくなっている。更に、上流端付近では、Case 2-3 及び Case 2-4 の最大水位が Case 2-2 の最大水位に近付いている。

また、図-6 より、Case 2-3 及び Case 2-4 の第 1 波は、 $x \geq 700 \text{ km}$ で、前後に対称な、ほぼ同一の波形を有している。ただし、この状態に至る過程を見ると、 $t = 70 \text{ s}$ で、Case 2-4 の水面形に顕著な前

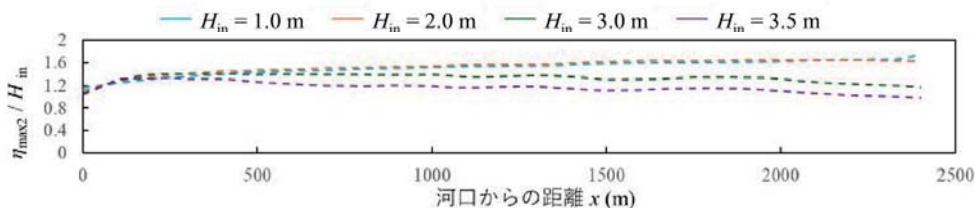


図-7 Case 2-1～Case 2-4における各地点の最大水位 $\eta_{\max 2}$ と造波波高 H_{in} の比 R_2 の分布

傾化が見られ、その後、 $t = 90$ s で、既にこの前傾化が抑制されている。このように、Case 2 では、入射波波高・静水深比が Case 1 ほど大きくないため、津波の非線形性が分散性と比較して相対的に弱く、Case 2-2、Case 2-3 及び Case 2-4 において、Case 1 で r_1 が漸近した約 0.46 よりも低い約 0.40 に r_2 が落ち着いていた。ただし、河道を更に延長した数値解析に基づく検討が必要であろう。一方、入射波波高が最も低い Case 2-1 では、非線形性が非常に弱く、図-6 に示すように、浅水変形が殆ど見られず、波形が比較的安定している。しかしながら、図-5 によると、津波が河川を遡上するに従って最大水位が漸増しており、より上流域で最大水位が大きくなると、津波の非線形性の影響が増加する可能性がある。

図-7 に、Case 2 における、各地点で現れる最大水位 $\eta_{\max 2}$ と、造波波高 H_{in} の比 R_2 の分布を示す。Case 2-1 と Case 2-2 の R_2 がほぼ等しく、 $x = 2400$ km で $R_2 \approx 1.65$ である。これより、入射波波高が低い場合、河川津波の増幅率が入射波波高に殆ど依存しないことがわかる。他方、Case 2-3 及び Case 2-4 の R_2 は、入射波波高に依存し、入射波波高が低い方が河川津波の増幅率が大きくなっている。これは、Case 1 と同様であり、図-6 が示すように、入射波波高が低いと、分裂波へのエネルギーの移行が生じにくいためであると考えられる。以上のように、河川津波の増幅率は、入射波波高が低い場合、相対的に高くなると言える。

5. 結 論

単断面の河川を対象として、海域から河川に入射して河川を遡上する津波の3次元数値解析を行ない、河川津波の増幅に関する基礎的特性を調べた。対象とした条件に対して、静水深が浅い場合、津波の入射波波高が高いと、津波が河川に入射した後、回折波の重合により、最大水位の極大値が現れ、その後、津波が河川を遡上するにつれて最大水位が低減した。一方、津波の入射波波高が低いと、回折波の影響が減少し、非線形性も比較的弱いいため、最大水位の極大値が現れることなく、津波の河川遡上に伴い最大水位が増加した。また、河川津波の水面形は、入射波波高に依存し、入射波波高が大きいほど、分裂波の波高及び波長が大きくなった。しかしながら、津波が十分な距離の河川区間を遡上した後の最大水位は、入射波波高に依存しなくなった。これは、ソリトン分裂を経て、非線形性と分散性がつり合った状態に遷移し、安定した津波が形成されたためである。従って、入射波波高が低くても、河川津波に注意する必要がある。

他方、静水深が深い場合、上記の場合と同様に、津波の入射波波高が高いと、津波が河川に入

射した後、最大水位の極大値が現れ、その後、津波が河川を遡上するにつれて最大水位が低減した。また、津波の入射波波高が低いと、最大水位の極大値が現れず、津波が河川を遡上するにつれて最大水位が増加した。しかしながら、上流域の最大水位・造波波高比は、静水深が浅い場合、入射波波高に依存したが、他方、静水深が深い場合、入射波波高が低いと、入射波波高に殆ど依存しなかった。

河川津波の増幅率は、入射波波高が低い場合、相対的に高くなる。従って、沖で分裂した後に河川に入射した津波のように、津波高さがあまり大きくない津波であっても、河川津波に十分警戒しておく必要がある。今後、河川津波の陸上遡上を対象とした小杉・柿沼（2025）のように河川流も考慮し、様々な条件に対して、河川津波の非線形性と分散性の関係を考察したい。

謝辞: JSPS 科研費 24K07685 及び京都大学数理解析研究所共同利用・共同研究拠点事業の助成を受けた。

参考文献

- 有川太郎・山田文則・秋山 実: 3次元数値波動水槽における津波波力に関する適用性の検討, 海岸工学論文集, 第52巻, pp. 46–50, 2005.
- 沿岸技術研究センター: CADMAS-SURF/3D 数値波動水槽の研究・開発, 沿岸技術ライブラリー, No. 39, 235p., 2010.
- 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, 9p., 2011.
- 小杉淳悟・柿沼太郎: 河川流を考慮した河川津波の数値解析, 土木学会論文集, 81巻, 17号, 25-17015, 2025.
- 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.
- 藤間功司・後藤智明・首藤伸夫: 非線形分散波理論の数値的な検討, 海岸工学講演会論文集, 第31巻, pp. 93–97, 1984.
- Kakinuma, T. and Kusuvara, Y.: A 3D numerical study on tsunamis ascending a river, Coastal Engineering Journal, Vol. 64(2), pp. 272–284, 2021.
- Lamb, H.: Hydrodynamics, Cambridge University Press, pp. 297–301, 1895.
- Lee, W.-D., Mizutani, N. and Kim, T.: Experimental analysis of Tsunami-Current interaction in river channel, Estuarine, Coastal and Shelf Science, Vol. 291, 108434, 2023.
- Peregrine, D. H.: Long waves on a beach, Journal of Fluid Mechanics, Vol. 27(4), pp. 815–827, 1967.
- Tolkova, E. and Tanaka, H.: Tsunami bores in Kitakami River, Pure and Applied Geophysics, Vol. 173, pp. 4039–4054, 2016.
- Tsuji, Y., Yanuma, T., Murata, I. and Fujiwara, C.: Tsunami ascending in rivers as an undular bore, Natural Hazards, Vol. 4, pp. 257–266, 1991.
- Yasuda, H.: One-dimensional study on propagation of tsunami wave in river channels, Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 136(2), pp. 93–105, 2009.