



図 5-18 Songji-Ho の位置と掘削場所



図 5-19 Songji-Ho における掘削状況



図 5-20 Songji-Ho における掘削状況



図 5-21 Pomae-Ho の位置と掘削場所



図 5-22 Pomae-Ho における掘削状況 (砂層を含む)

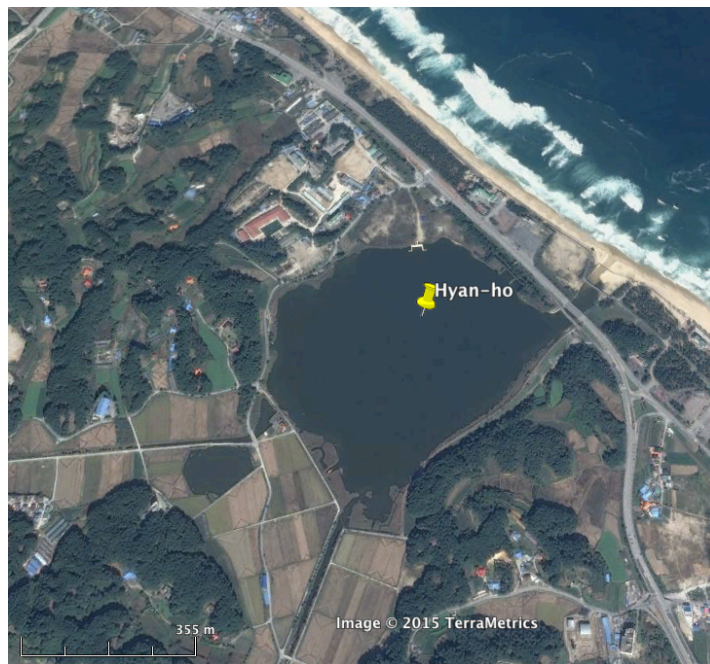


図 5-23 Hyang-Ho の位置



図 5-24 Gangneung 市 (Hyang-Ho 周辺) における 1983 年の地震津波の写真記録



図 5-25 Gorebul Beach の位置

(3) おわりに

韓国東海岸沿岸は比較的平坦な低湿地が広がることから、将来的な掘削はより内陸部で行う必要がある。特に, Pomae-Ho においては腐植質シルトに挟まれて明確な砂層が

観察されたことから、有望なサイトであると考えられる。これらの堆積物調査から、地質学的観点から見た将来的な津波の可能性を評価する必要があると、思われる。また、津波イベントによる堆積であることが明確になった段階で、砂層の厚さから飽和浮遊砂濃度に関する考察を行うことも重要である。さらに、津波イベントであれば、緯度と経度、水深が特定されている位置での堆積層厚は津波による土砂移動を再現するためのモデルおよび解析コードの検証データとして活用できると期待される。

5.7 14C 年代測定

2013 年度に採取した堆積物コアに含まれるイベント堆積物の年代を測定する為、放射性炭素年代測定を（株）地球科学研究所に依頼し、実地した。その結果を表 5-7 に示す。これらの年代分析は未分解の腐食質シルトから抽出した葉片をもちいて行った。ほぼすべての堆積物年代は比較的近年の堆積物であり、今後、コア深部の炭素年代や火山灰等の別の年代指標も加えて、年代を詳細に検討する。

表 5-7 14C 年大測定結果

sxs	sample	conventional radiocarbon age		cal
1	RYB1-1_52-53cm	1440	30	Cal AD 570 to 655 (Cal BP 1380 to 1295)
2	RYB1-1_96-97cm	2020	30	Cal BC 90 to AD 55 (Cal BP 2040 to 1895)
3	RYB1-2_5-6cm	1870	30	Cal AD 70 to 230 (Cal BP 1880 to 1720)
4	RYB1-2_88-89cm	2470	30	Cal BC 770 to 415 (Cal BP 2720 to 2365)
5	RYB3_16-17cm	2070	30	Cal BC 170 to 20 (Cal BP 2120 to 1970) and Cal BC 10 to AD 0 (Cal BP 1960 to 1950)
6	RYB3_86-87cm	2920	30	Cal BC 1215 to 1015 (Cal BP 3165 to 2965)
7	RYBA_10-60_22-23cm	1880	30	Cal AD 65 to 220 (Cal BP 1885 to 1730)
8	RYBA_10-60_43-44cm	1920	30	Cal AD 25 to 130 (Cal BP 1925 to 1820)
9	RYBA_60-110_4.5-5.5cm	1950	30	Cal BC 20 to 10 (Cal BP 1970 to 1960) and Cal AD 0 to 90 (Cal BP 1950 to 1860) and Cal AD 100 to 125 (Cal BP 1850 to 1825)
10	RYBA_60-110_46.5-47.5cm	2270	30	Cal BC 395 to 350 (Cal BP 2345 to 2300) and Cal BC 295 to 230 (Cal BP 2245 to 2180) and Cal BC 220 to 210 (Cal BP 2170 to 2160)
11	KNG6_185-285_6-7cm	130	30	Cal AD 1670 to 1780 (Cal BP 280 to 170) and Cal AD 1800 to Post 1950 (Cal BP 150 to Post 0)
12	KNG6_185-285_94-95cm	1050	30	Cal AD 905 to 920 (Cal BP 1045 to 1030) and Cal AD 965 to 1025 (Cal BP 985 to 925)
13	KNG6_300-400_96-97cm	2060	30	Cal BC 170 to AD 5 (Cal BP 2120 to 1945)
14	RYB1-2_94cm	2170	30	Cal BC 355 to 275 (Cal BP 2305 to 2225) and Cal BC 255 to 165 (Cal BP 2205 to 2115) and Cal BC 125 to 120 (Cal BP 2075 to 2070)
15	RYBA-2_12cm	2160	30	Cal BC 355 to 285 (Cal BP 2305 to 2235) and Cal BC 230 to 155 (Cal BP 2180 to 2105) and Cal BC 135 to 115 (Cal BP 2085 to 2065)
16	SSK-TNG_86-87cm	1520	30	Cal AD 430 to 490 (Cal BP 1520 to 1460) and Cal AD 510 to 515 (Cal BP 1440 to 1435) and Cal AD 530 to 605 (Cal BP 1420 to 1345)

5.8 X線分析装置，CT画像およびマイクロスケール分析の利活用可能性

本調査で採取された陸上および湖沼コアを用いて X 線 CT 分析を Laboratoire multidisciplinaire de tomodensitometrie pour les ressources naturelles et le genie civil に、依頼して実地した。また、マサチューセッツ大学 Ronald B. Gilmore X-Ray Fluorescence Laboratory に ITRAX XRF コアスキャナーを用いた分析を、同大学 Hartshorne Quaternary Sediment Laboratory に、マイクロスケール分析を依頼して実地した（表 5-8，表 5-9，表 5-10）。X 線 CT 分析結果の一部と、その画像をもとに復元された堆積物の密度及び間隙率を図 5-26 に示す。高解像度の CT 画像から、幾層もの明確な砂層が観察され、それぞれの層準で高い密度を示していることが示された。図 5-27 には、ITRAX XRF コアスキャナーを用いた分析結果（それぞれの層準における化学

組成分析)を示す。いくつかの層準でカルシウムや硫黄の検出値が高くなっており、海洋起源の物質が堆積している可能性がある。また、マイクロスケール分析によって(図5-28)それぞれのイベント層における鉱物構成を粒子毎に観察、分析することが可能である。今後、これらの分析結果を用いて、堆積物コアを非破壊のまま、砂層やシルト層といった、密度の高い層準に照準を当て、化学組成による堆積物起源の推定を行う。また、コアの炭素年代や火山灰等の別の年代指標も加えて、イベントの起こった年代を詳細に検討する。

表 5-8 X線 CT 画像分析結果

Core name	Length (m)	Approximate Core Diameter
SNK1_D1_1of2	0.9	3inch
SNK1_D1_2of2	0.9	3inch
RJN2D1_1of2	0.9	2inch
RJN2D1_2of2	0.7	2inch
RJN2D2_1of2	0.9	2inch
RJN2D2_2of2	0.9	2inch
KAW4B_D1_1of2	0.9	2inch
KAW4B_D1_2of2	0.6	2inch
KAW2B_D1_1of2	0.9	2inch
KAW2B_D1_2of2	0.6	2inch
KAW5B_D1_1of2	0.9	2inch
KAW5B_D1_2of2	0.9	2inch

表 5-9 XRF コアスキャナー分析結果

サイト名	コア名	コア長(m)
KAW	KAW2B_D1	1.98
KAW	KAW2B_D1_2	1.98
KAW	KAW3B_D1	1.98
KAW	KAW3B_D1_2	1.98
KAW	KAW3B_D2	1.98
KAW	KAW3B_D2_2	1.98
KAW	KAW3B_D3	1.98
KAW	KAW3B_D3_2	1.98
KAW	KAW4B_D1	1.98
KAW	KAW4B_D1_2	2.2
KAW	KAW4B_D2	1.98
KAW	KAW4B_D2_2	1.98
KAW	KAW4B_D3	1.98
KAW	KAW4B_D3_2	1.98
KAW	KAW5B_D1	1.98
KAW	KAW5B_D1_2	1.98
RJN	RJN4_D3	1.98
RJN	RJN4_D4	1.5
RJN	RJN4_D4	0.5
RJN	RJN4_D5	1.98
RJN	RJN5_D1	1.98
RJN	RJN5_D2	1.98
RYU	RYU4_D1	1.98
RYU	RYU4_D2	1.98
RYU	RYU5_D1	1.98
RYU	RYU5_D2	1.98
RYU	RYU5_D3B	1.98
RYU	RYU5_D4	1.98
RYU	RYU6_D1	1.98
RYU	RYU6_D2	1.98
RYU	RYU7_D1	1.98
RYU	RYU7_D2	1.98
SNK	SNK1_D1	1.98
SNK	SNK1_D2	2.2

表 5-10 マイクロスケール分析結果

サイト名	試料名	SEM分析	EDS分析
AMI	AMI2_D3_1:2_86-87cm (event)	1	1
AMI	AMI2_D3_1:2_3-5cm (background)	1	1
DAJ	DAJ_stream	2	2
DAJ	DAJ_beach	2	2
DAJ	DAJ2D3_2:2_27-29cm	2	2
DAJ	DAJ2D3_2:2_33-34cm	2	2
KAW	KAW_beach	2	2
KAW	KAW_stream	2	2
KAW	KAW2D3_1:2_51-53cm (event)	2	2
KAW	KAW2D3_1:2_54-56cm	1	1
KMG	KMG2_D2_1:2_58-59cm	1	1
KMG	KMG2_D2_1:2_5-6cm	1	1
KMG	KMG_beach	1	1
KMG	KMG_outcrop	1	1
KNG	KNG_outcrop	2	2
KNG	KNG_beach coarse	2	2
KNG	KNG_beach fine	2	2
KNG	KNG_inflow	2	2
KNG	KNG6_22-23cm	2	2
KNG	KNG6_36-37cm	2	2
RYB	RYB3_background	2	2
RYB	RYB3_40cm	2	2
RYB	RYB4_48cm	2	2
RYB	RYB_beach	2	2
RYB	RYB-1-2_93cm (event)	2	2
RYB	RYB-1-2_20cm (background)	2	2
RYU	RYU1_D1_2:2_51-61cm (background)	1	1
RYU	RYU1_D2_1:2_110-115.5cm (event)	1	1
RYU	RYU_outcrop	1	1
RYU	RYU_beach	1	1
Thoku	Tohoku-Yoshihama (volcanic ash?)	1	1

SNK1_D1_2of2_0.6_J70h_3

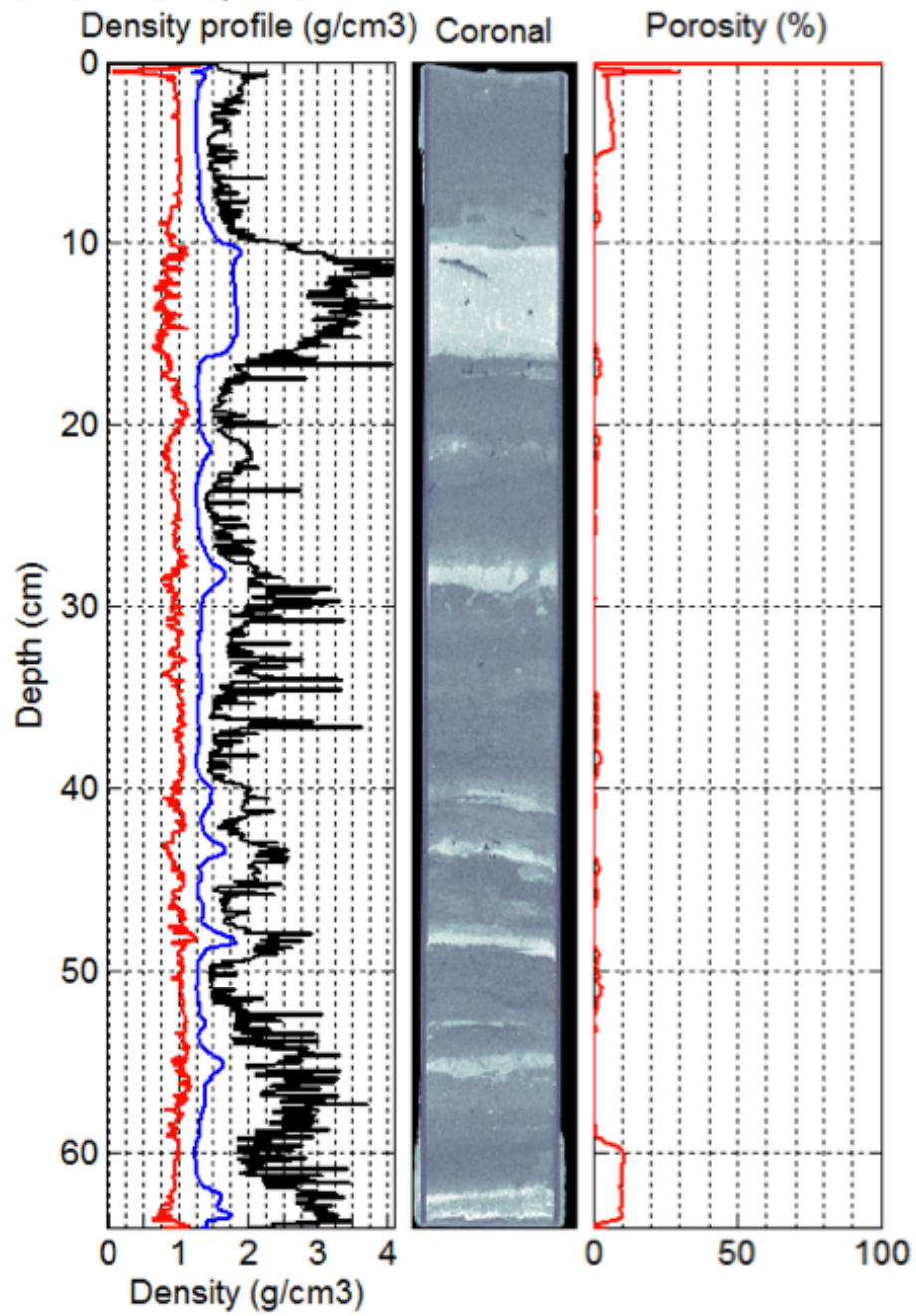


図 5-26 X線 CT 画像と分析結果 (左から, 堆積物密度, CT 画像, 間隙率).

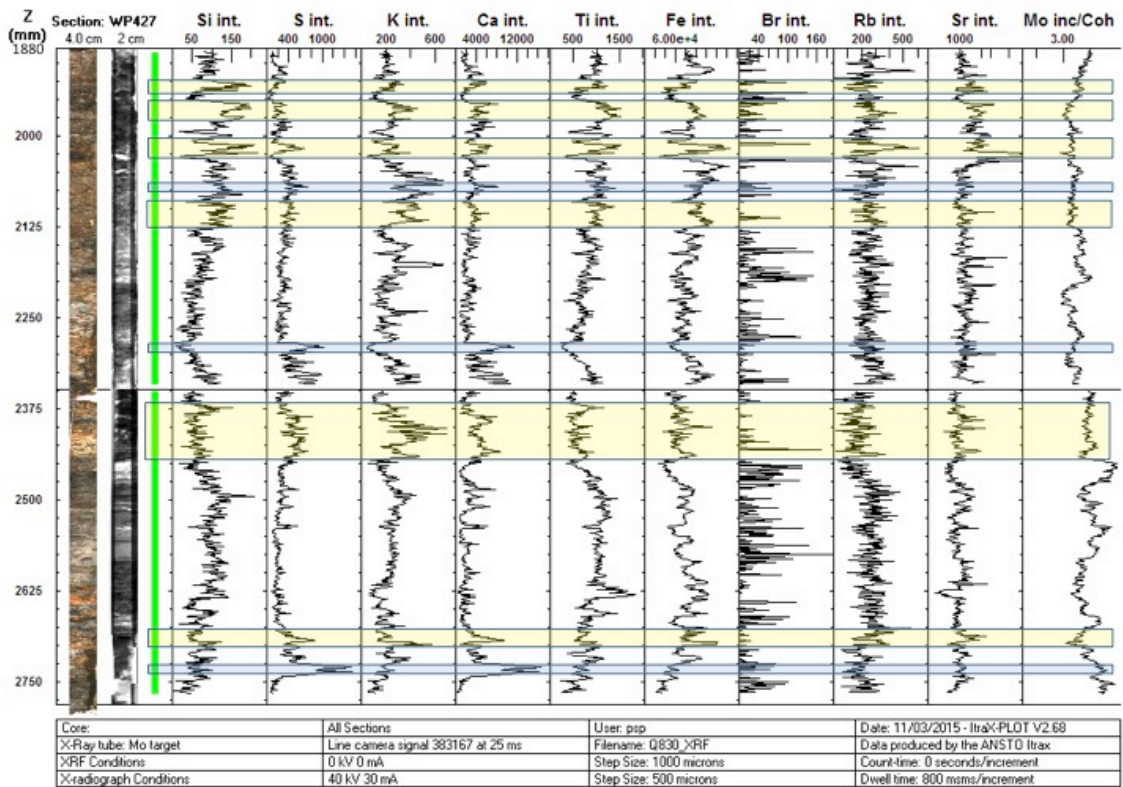


図 5-27 XRF コアスキャナー分析結果.

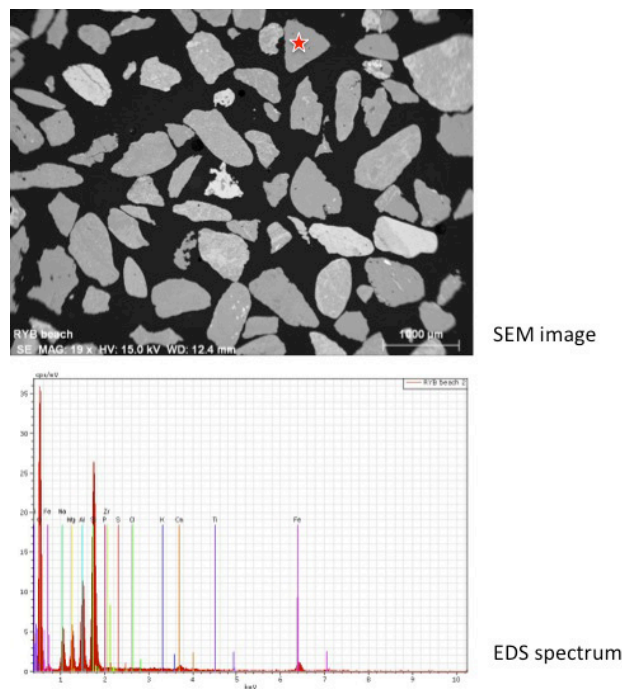


図 5-28 マイクروسケール分析結果. (上) SEM 画像と (下) 星印で示した鉱物の化学組成を示した, EDS 分析結果を示す.

参考文献

- Baranes, H., Woodruff, J., Wallace, D., Kanamaru, K., and Cook, T., 2014a. A 1000-year sedimentary reconstruction of extreme coastal flooding for the Bungo Channel of Japan, Asia Oceania Geological Society, Sapporo, Japan
- Baranes, H., Woodruff, J., Wallace, D., Kanamaru, K., and Cook, T., 2014b. Sedimentological signatures of large scale inundation events: records of the 1707 AD Hiei tsunami from the Bungo Channel, Japan, GSA Annual Meeting, Vancouver, BC, Canada.
- Okamura, M., H. Matsuoka, N. Chida, and K. Shimazaki (2004), Recurrence intervals of super Nankai earthquakes, paper presented at Fall Meeting, Seismol. Soc. Jpn., Fukuoka, Japan.
- Furumura, T., Imai, K., and Maeda, T., A revised tsunami source model for the 1707 Hiei earthquake and simulation of tsunami inundation of Ryujin Lake, Kyushu, Japan, *J. Geophys. Res.*, **116**, B02308, doi: 10.1029/2010JB007918.
- 内海村史編纂委員会 (2004). 新訂内海村史 愛媛県南宇和郡内海村

6. 斜面遡上水理実験の概要

6.1 はじめに

津波遡上により形成される津波堆積物は、陸上での津波流速、津波波形、土砂粒径、地形条件などの影響による浸食、移動、堆積の過程の結果として形成される。本検討では、津波堆積物の形成過程を水理実験により再現し、堆積物形成過程における津波の水位や流速といった水理条件や土砂条件、地形条件について、津波堆積物実験水路を用いた計測により定量的に把握する事を目的として検討を進めている。本報告では、本実験に向けて実験水路により発生する段波状津波の計測、せん断力計（microPro/miniLDV）による底面付近の流れの計測を行った結果を報告する。さらに、本実験の実施に向けて作成した斜面模型と斜面上に堆積する砂の実験状況についても報告をする。

6.2 水理実験

(1) 実験水路の概要

水理実験に用いた津波堆積物実験水路の概要を図 6-1 に示す。水路長 25.0m、水路幅 0.5m、高さ 0.5m の矩形断面を持ち、上流水槽に水を貯留し急開ゲートを開く事で実験水路に津波を燃した段波状の流れを生じさせる事ができる。急開ゲートは、ゲート上昇高と速度を、最大 400mm を 0.5sec で急開をコントロールする事ができる。津波堆積物の形成過程の再現実験では、実験水路に地形の模型を設置し、ゲート急開の段波状の津波が遡上した際の状況を計測する事になる。

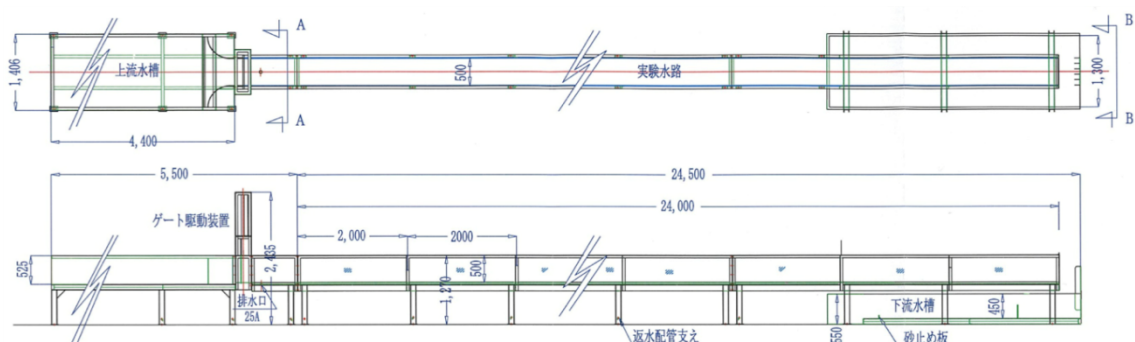


図 6-1 津波堆積物実験水路概要

(2) 実験水路で発生する段波状津波の計測

実験水路で発生する段波状の津波の特徴を把握するために、水路部に地形模型を設置しない場合において水位と流速の計測を行った。水位計測には超音波式変位計を用い、

流速計測にはプロペラ式流速計を底面から 5mm の高さに設置して計測した。計測条件は、水路には水を溜めず、上流水槽に水深 0.2m の水を貯留し、急開ゲートにより段波状の津波を発生させ、急開ゲートより 1.0m 離れた地点で水位と流速の時系列変化を計測している (図 6-2)。計測結果の一例を図 6-3 に示す。計測データより、最大水位は 11.5cm となり、最大流速は 135.9cm/sec に達している。ゲート急開による段波状の津波が到達すると急激に水位が上昇するとともに、流速も急激に早くなっている。流速のピークは、水位のピークよりも若干早く記録されている。ピークを越えた後の水位と流速は波打ちながら徐々に低下していき、水深 4cm 程度の時に流速はほぼ 0 となる。流れが継続する時間は 40sec 程度の時間であり、既往の実験 (長谷川ら, 2001; 菅原ら, 2003; 原田ら, 2011) で行われている流れの継続時間よりも長時間の流れで津波堆積物の再現実験を行う事ができる。

次に、実験水路の各位置における段波の特徴を把握するため、急開ゲートから $x=1.0, 5.0, 10.0, 15.0, 20.0, 24.0$ m の水路部における水位と流速の計測を行った。水位、流速の計測結果の時系列データを図 6-4, 6-5 に示す。上流水槽では水深 0.4m の水を貯留し、急開ゲートを 0.4m 引き上げて段波状の津波を発生させている。

図 6-4 の水位計測結果より、 $x=1.0$ m の地点では、急開ゲートに近い位置であるため、最大で 18.4cm の急激な水位上昇が見られ、その後の水位変動は安定しておらず、急激な水位の上下動が見られる。一方で、 $x=5.0$ m 以降の地点では、比較的安定した形状の水位変動となっているが、最大水位の値は、ゲートから離れるに従い徐々に小さくなっており、最大水位後の水位変動の勾配は緩やかに推移していることがわかる。その後、水路下端から水塊が流出し続け、上流水槽の水位が低下するとともに、各計測点での水位も緩やかに低下して行く状況となっている。

図 6-5 の流速計測結果より、段波前面で急激な流速の上昇が見られ、最大で 200cm/sec を超える流れが生じている事がわかる。段波状の津波が遡上した場合には、段波前面の早い流速で土砂が流されることが予想される。最大流速を過ぎた後は、各計測地点において流速は低下していき、 $x=1.0$ m の地点ではゲート急開後 69 秒後に、 $x=5.0$ m の地点では 74 秒後に流速がほぼ 0 となり、以降は流れが無くなってしまう。この時の水位 (水深) は 4cm 程度であり、流速が無く水がたまった状態になり、津波により移動した土砂があった場合、堆積して行くと考えられる。また、他の計測点では、同時刻では流速は遅くなっているものの 0 とはなっておらず、水路下流端からの流出により流速が低下していく途中であると考えられる。このような場所に津波により移動した土砂がある場合は、粒径の大きなものから徐々に堆積していくものと考えられる。

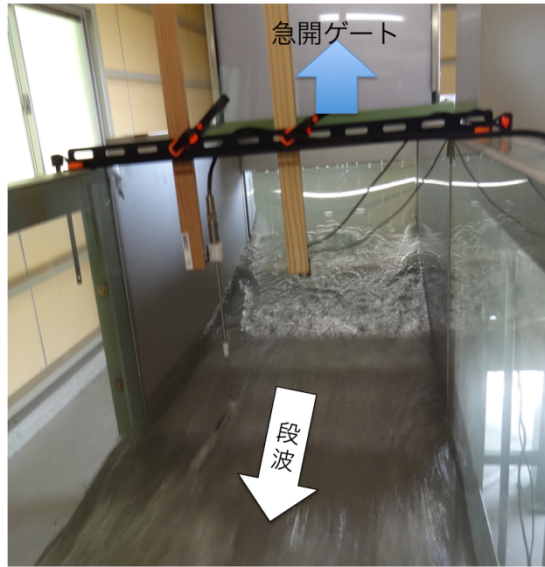


図 6-2 急開ゲートから水路へ流入する段波の状況

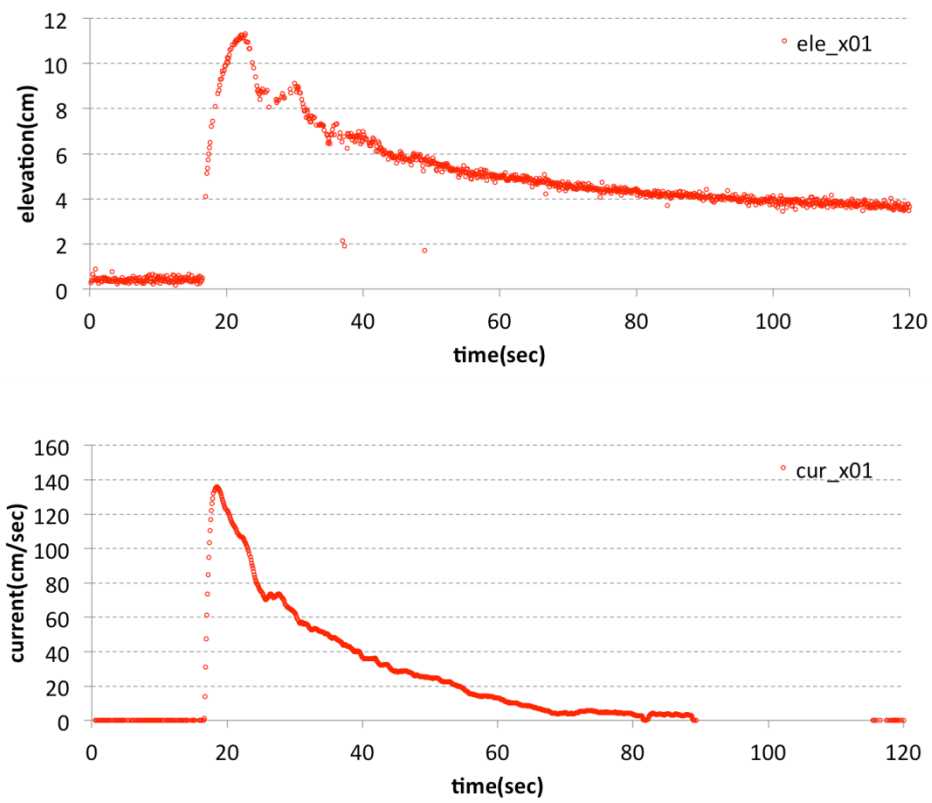


図 6-3 ゲートより 1.0m 地点での水位と流速の計測例
(上：水位，下：流速，上流水槽の水深 0.2m)

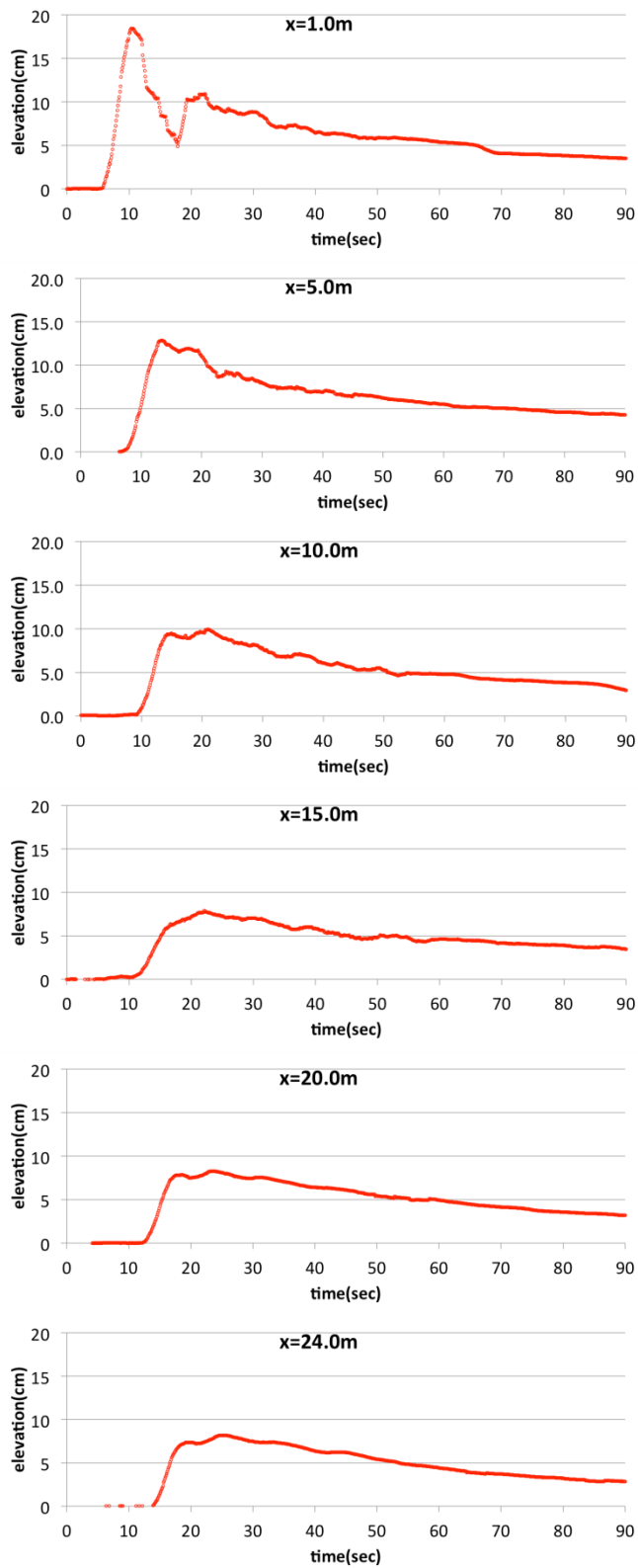


図 6-4 水位の計測結果

(ゲートより, $x=1.0, 5.0, 10.0, 15.0, 20.0, 24.0$ m の各点の水位)

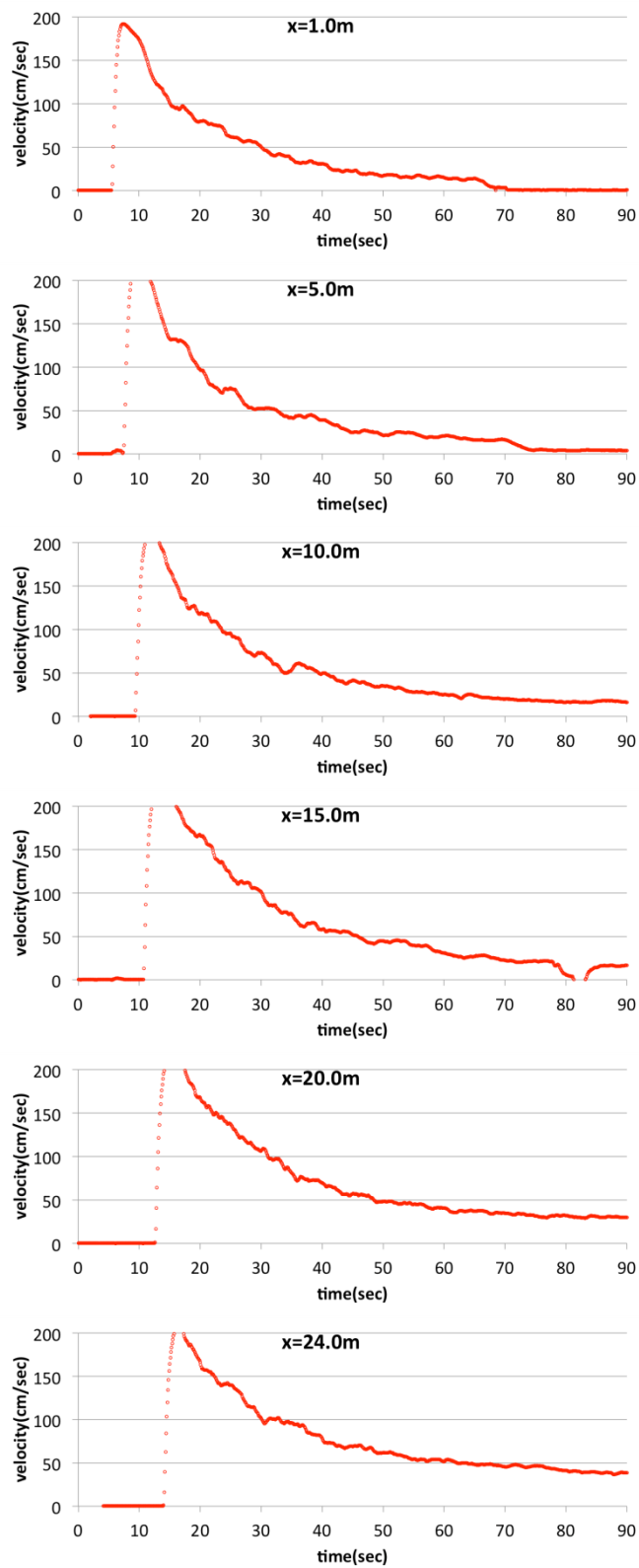


図 6-5 流速の計測結果

(ゲートより, $x=1.0, 5.0, 10.0, 15.0, 20.0, 24.0$ m の各点の流速)

(3) microPro/miniLDV (せん断力計) による底面近傍の計測

津波来襲時には、津波による底面近傍の流れにより土砂が移動または堆積する事になる。底面近傍の流れの状況を詳しく計測するため、microPro/miniLDV (Measurement Science Enterprise 製, せん断力計) を水路底面に設置して計測を行った。microPro/miniLDV (せん断力計) は、小型の LDV (Leaser Doppler) であり、2点からレーザーを照射し、レーザーが交差する焦点位置での浮遊粒子の移動速度を計測することができる。さらに、レーザーの焦点位置を操作する事ができ、計測高さを指定すれば異なる高さの速度を詳細に計測する事ができる。また、自動でレーザー焦点位置を移動させて高さ方向の流速プロファイルを計測する機能を有しており、計測結果を壁面近傍の速度プロファイルのモデル式に適応する事で、底面せん断力を算出する機能も有している。図 6-6 に microPro のプローブ部分の外観と、底面に設置された状態でレーザー光を照射した時の計測点の状況を示す。プローブ部は、40×60×150mm 程度の小型サイズであり、計測箇所直径 16mm 程度のレーザー照射窓を設ける事で底面近傍の流速を計測する事が可能である。

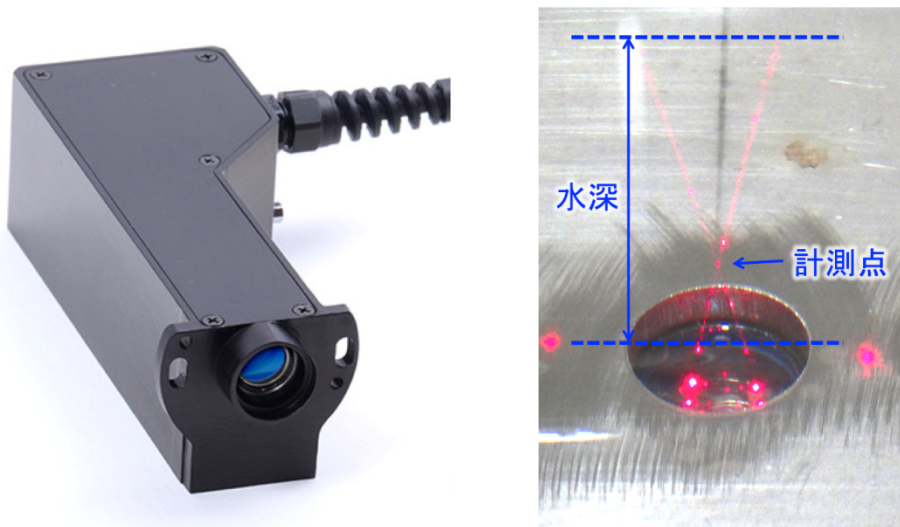


図 6-6 せん断力計の外観および計測時の状況

(左： microPro プローブ外観，右：底面近傍における流速計測状況)

図 6-7 から図 6-14 に microPro/miniLDV (せん断力計) で高さ方向に固定した 1 点を計測した流速を示す。上流水槽に水深 37.0cm の水を貯留し、急開ゲートを 4.0cm 引き上げスルーゲートから跳水が一定時間発生し、跳水部分がゲートから 4.0m 地点まで到達した後、上流水槽の水位低下とともに跳水部がゲートに向かって消滅する状況で計測を行っている。スルーゲート下部から勢い良く流れ出る射流の流れを急開ゲートより 2.5m

の底面に計測窓を設けて底面近傍の流速を計測している。なお, microPro (せん断力計) の計測プローブの計測面に近い計測点から図を示しており, z は LDV プローブからのレーザー焦点距離を意味している。今回の実験では, プローブの先に厚さ 5.5mm のアタッチメントを取り付け, 厚さ 4mm の水路底面に固定をしたため, プローブからの距離が 9.5mm が底面での計測結果となり, z の値が大きくなると底面から遠ざかる位置となる。

図中の赤い点は計測された生データを示しており, 青い点は前後 1 秒間を移動平均した値を示している。計測された流速データは, ばらつきがある事が分かる。移動平均をとった値を見ると, 跳水が通過する際には最大で 1.5m/sec の流速が発生しており, 跳水が通過した後は, 射流の流れが緩やかに遅くなっていき, 1.0m/sec 程度の流速となった時に跳水部が下流側からゲートに向かって通過し, 流速は急激に低下する事がわかる。この時間的な変化はいずれの計測位置においても同様の傾向が見られる。なお, $z=9.7, 9.9, 10.1, 10.9$ m の計測データは射流部の計測途中で欠損していた。これは, 計測プログラムの設定が適切でなかったためと思われるので本実験に向けて対応する必要がある。また, 跳水部が通過する前の段階においても, 0.5m/sec 程度の緩やかな流速が確認されるが, 跳水部に先行する流れにより生じているものと考えられる。

今回の計測結果によると, いずれも射流部において, 流速値がばらついており, 移動平均を取る事で傾向を把握する事ができる。しかし, これらの計測流速データに基づいて, 底面せん断力を評価する際には, データのばらつきへの注意が必要である。

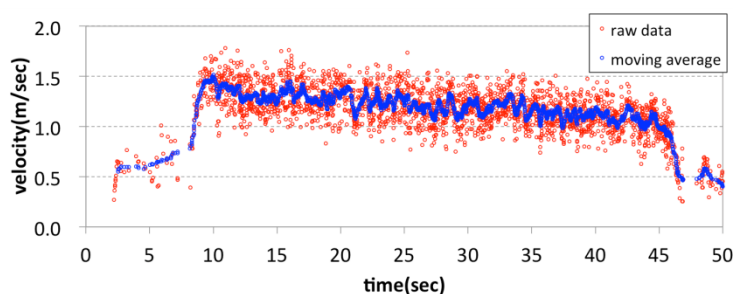


図 6-7 $z=9.5$ mm における計測流速

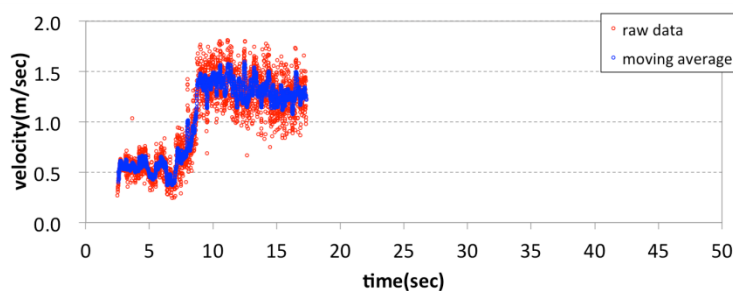


図 6-8 $z=9.7$ mm における計測流速

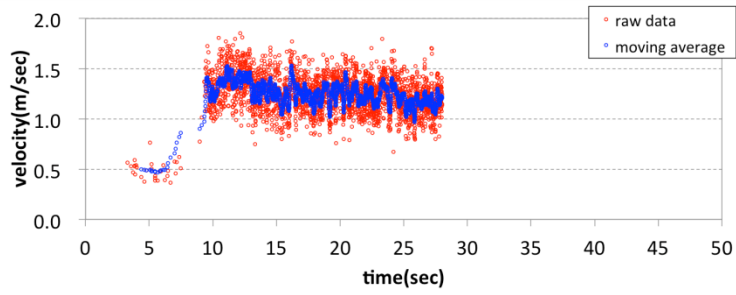


図 6-9 $z=9.9\text{mm}$ における計測流速

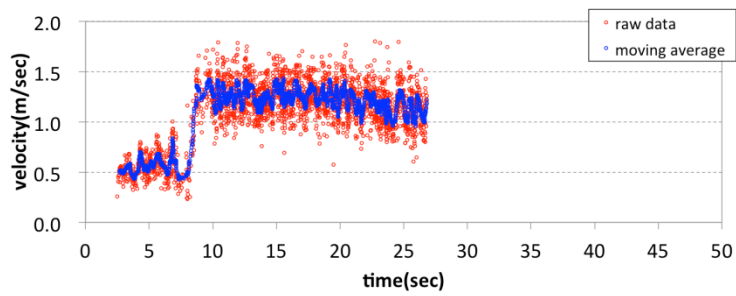


図 6-10 $z=10.1\text{mm}$ における計測流速

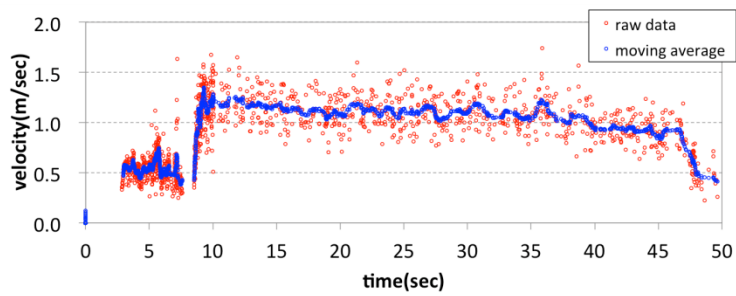


図 6-11 $z=10.3\text{mm}$ における計測流速

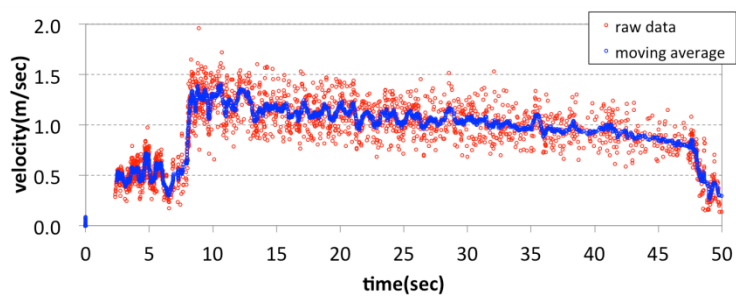


図 6-12 $z=10.5\text{mm}$ における計測流速

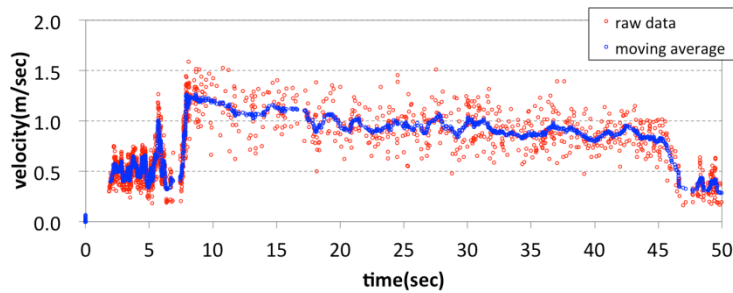


図 6-13 $z=10.7\text{mm}$ における計測流速

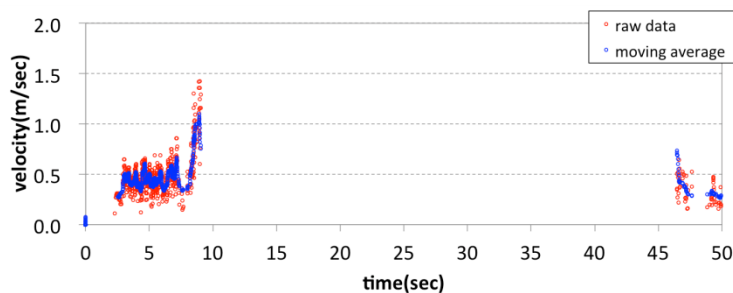


図 6-14 $z=10.9\text{mm}$ における計測流速

今回の計測では、底面からの距離を固定して計測を行った。準定常的な状態が継続する跳水の射流部を対象に計測を行ったが、流速値は高さ方向にきれいな分布を見る事ができなかった。今回の実験条件が射流部の非常に乱れた速い流れの条件であることにも影響を受けていると考えられる。また、実験条件が非定常であり、流れの状況が時間とともに進展して行くため、短い時間での計測が十分でない可能性がある。今後の検討の中では、定常的な流れを対象にして、底面せん断力を計測するとともに津波堆積物の生成過程を計測することが今回のせん断力計に適している計測方法であると考えられる。

6.3 斜面模型の概要

(1) 斜面模型の諸元

津波の陸上遡上に伴う、津波堆積物の形成過程の再現実験のために、水路内に斜面模型を作製し設置した。図 6-15 に斜面模型の概略を示す。実験水路内に、勾配 1/20 の長さ 2.0m の移動床・固定床斜面を設置し、これに続く様に勾配 1/90 の緩やかな斜面を 16.0m 設置した。なお、斜面模型と急開ゲートの間には、水深 10.0cm の静水部を設けることで、安定した段波を発生させるようにした。せん断力計の設置箇所として、斜面の底面にせん断力計が設置できる空間を確保してあり、計測しない場所は計測窓を閉じる事ができる様になっている。斜面の表面は、津波により移動する土砂と同様の摩擦抵抗になる様に、砂を貼付けた。この斜面模型を用いて、斜面に形成される津波堆積物の

計測を今後実施して行く．移動床実験では，津波とともに斜面に移動する土砂量を空間を区切って計測しその分布を評価する．

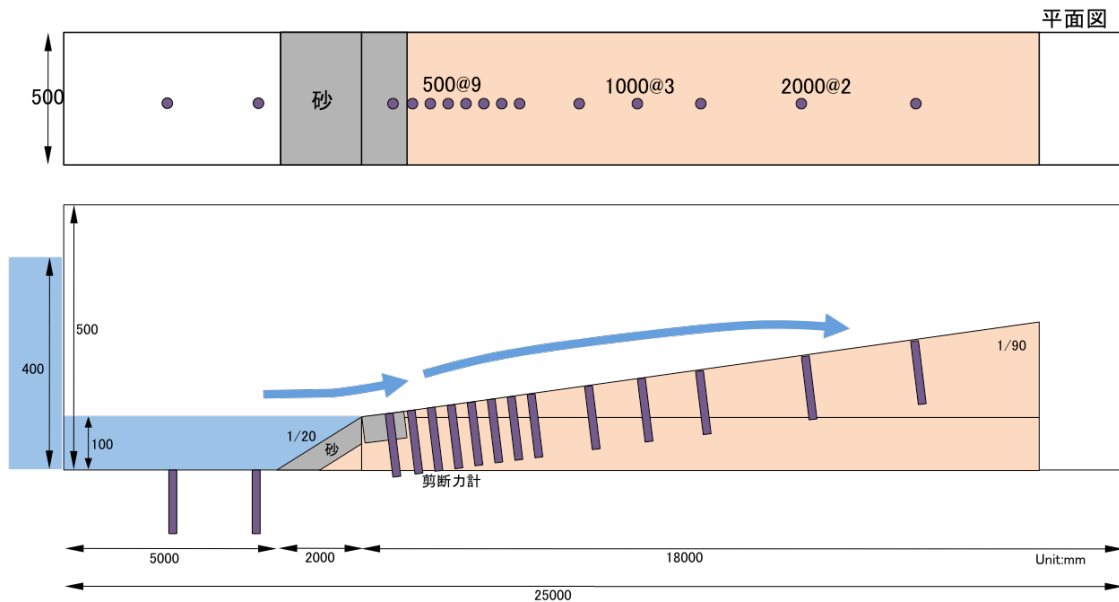


図 6-15 斜面模型の概要

(2) 津波の斜面遡上による津波堆積物形成に関する水理実験

津波を模したゲート急開による段波が，斜面模型を遡上する際にどのように土砂移動を起こすのかについて，斜面模型下流部に移動床土砂を設置して水理実験を行った．移動床は，6号珪砂（粒径 $106\sim 250\ \mu\text{m}$ ）を用い，急開ゲートから5～6mの区間の斜面上に砂を厚さ1cmで設置した．移動床実験の概要と移動床区間の初期設置状況を図6-16，17に示す．ゲート急開する事で発生した津波は移動床区間を通過する際に強い流速を持った流れとなり，移動床として設置した砂を斜面上へ移動させている（図6-18, 19, 20）．

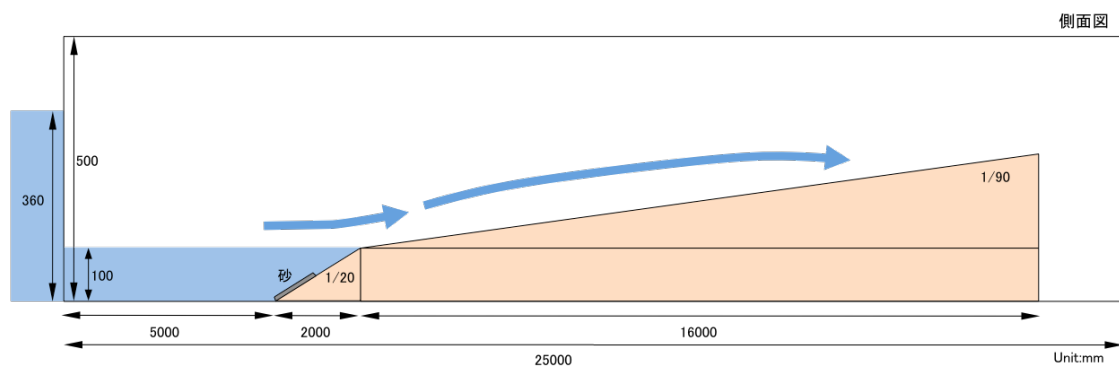


図 6-16 移動床実験の概要



図 6-17 移動床区間の初期設置状況



図 6-18 移動床区間を通過する津波



図 6-19 津波の流れによる砂の移動状況



図 6-20 斜面上へ運ばれた砂

移動砂の堆積状況を確認するため、急開ゲートからの距離位置が写真中央になる様に斜面直上から撮影した写真を示す（図 6-21）。今回の実験条件にもある様に、斜面上の移動床を急開ゲートから 5～6m の区間に設置してある。最も急開ゲートに近い $X=5\text{m}$ の地点では、移動床区間の一部が大きく移動しており、底面まで見えている。 $X=6\text{m}$ の地点では、多くの砂が斜面に移動している状況がわかる。斜面の上方に向かうに従い、斜面上に残された砂はまばらになることがわかる。これは、初期の移動床区間から距離が離れて行く事と、斜面を遡上する津波が徐々に流速を低下して遡上していることに影響を受けた結果と考えられる。今回の実験条件においては、 $X=16\text{m}$ の地点でわずかに砂が堆積していることが確認できたが、それ以上急開ゲートから離れた地点では砂の堆積が確認する事ができなかった。今回の実験において、斜面上を遡上した津波は、 $X=21.6\text{m}$ の地点まで遡上しており、遡上限界の地点では砂の堆積は見られず、水のみが到達した（図 6-22）。なお、斜面区間を超えて水路外に流出することは無かった。斜面長に対して、波長は十分に長い状況であり、強い戻り流れも発生していない状況である。

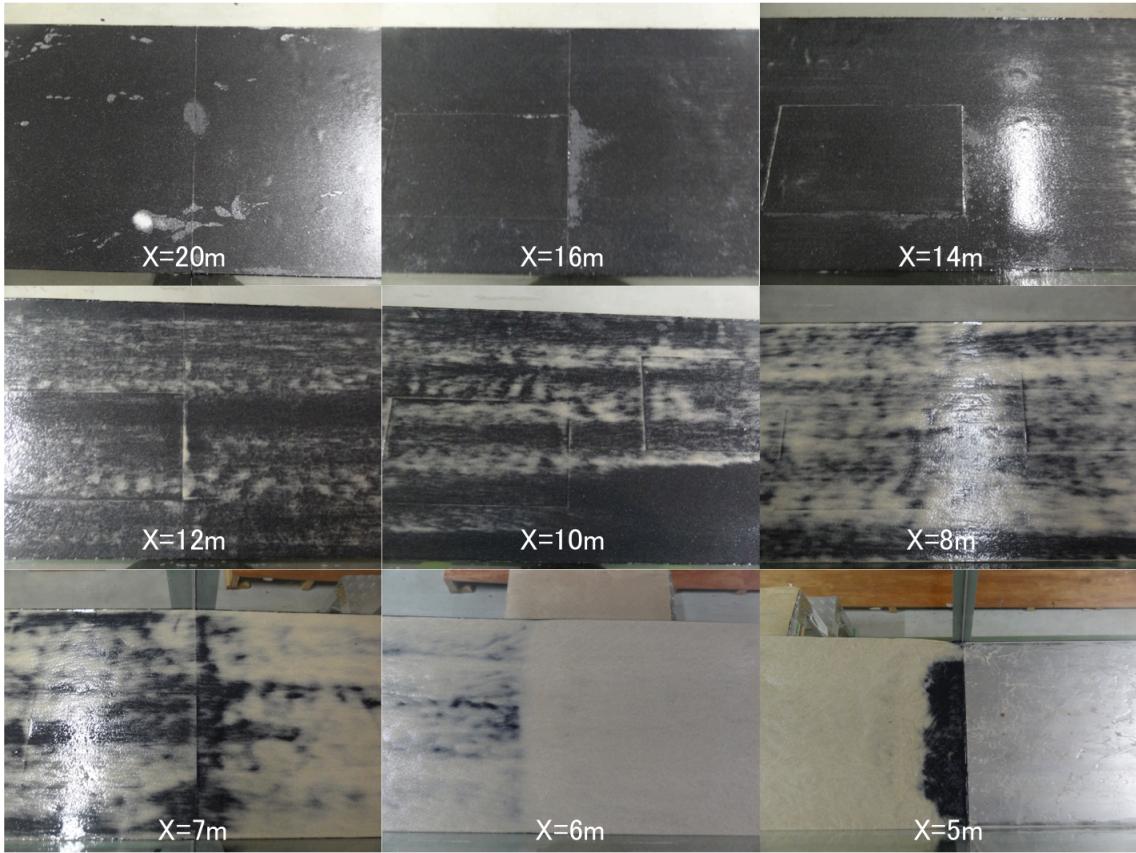


図 6-21 斜面上の各地点に堆積した砂の状況

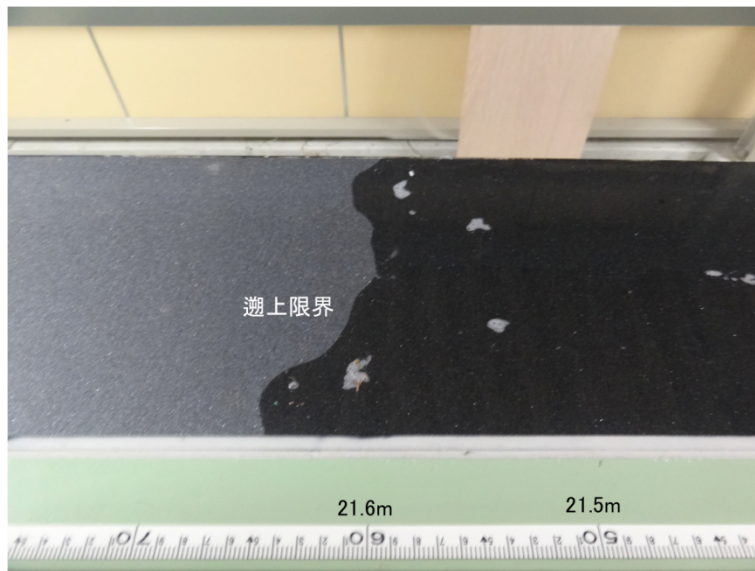


図 6-22 遡上限界地点の状況

6.4 おわりに

津波堆積物実験水路で発生させる津波の諸元について計測するとともに、せん断力計 (microPto/miniLDV) による底面近傍の流れの詳細な計測を行った。既往の実験では検討されていない長周期の流れが生成されることが示され、この条件に基づいて津波堆積物の形成過程の実験を実施して行くことができる。また、本実験の実施に向けて斜面模型を製作し、その概要と斜面上へ堆積する砂の実験状況を報告した。今後の津波と津波堆積物の計測を進めて行く。

参考文献

- 長谷川史郎, 高橋智幸, 上畑義行, 津波遡上に伴う陸域での堆積物形成に関する水理実験, 海岸工学論文集, 土木学会, 第 48 巻, pp. 311-315, 2001.
- 菅原正宏, 大窪慈生, 菅原大助, 箕浦幸治, 今村文彦, 津波により一様斜面上を移動する土砂および津波石に関する水理実験, 海岸工学論文集, 土木学会, 第 50 巻, pp. 266-270, 2003.
- 原田賢治, 今井健太郎, Tran The Anh, 藤木悦史, 津波斜面遡上による陸域での堆積砂形成に関する水理実験, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), vol. 67, No. 2, I_251-I_255, 2011.

7. 沿岸湖沼に突入する津波の水理特性に関する基礎実験

7.1 はじめに

沿岸湖沼においては、比較的保存状態の良い津波堆積物が採取されることが多い。例えば、大分県米水津湾に位置する龍神池においては、過去8回の南海トラフ巨大地震による津波堆積物が同定されている（岡村ら、2012）。津波の再来間隔やその規模と、沿岸湖沼、およびそこに存在する津波堆積物の様相を結びつけることができれば、津波被害リスク評価の向上が期待できる。

長谷川ら（2001）や原田ら（2011）は、津波堆積物の形成過程や分布傾向に関しての定量的な評価を行うことを目的に水理実験を実施している。これらの水理実験は、津波の斜面遡上に伴う陸域での堆積物形成に関して、波の種類や砂の粒径に着目して行われたものであり、沿岸湖沼のような地形での堆積物形成に関しては議論されていない。また、沿岸湖沼に突入する津波の水理特性に関する先行研究は皆無であり、不明な点が多い。

本章では、沿岸湖沼の地形学的条件、湖底の浸食・堆積状況、津波堆積物の層厚などと津波外力の関係を明らかにすることを目指し、水理実験を実施する。これにより、沿岸湖沼に突入する津波の基礎的な水理特性について定量的に把握することを目的とする。

7.2 水理実験

(1) 実験装置の概要

本実験は全長17m、高さ0.5m、幅0.3mの両面ガラス張り鋼製矩形断面一次元水路を用いて行った。この水路の概略を図7-1に示す。水路上流端から3mの位置に開閉可能なゲートが設置されており、ゲートを急開することで津波氾濫流を発生させた。ゲートから下流4mの位置から1/30の斜面、浜堤を円弧地形で模した。また浜堤背後には全長5mの湖沼が設置してある。水路下流端には斜面直後に設置したのと同様の円弧地形を設置した。これは大分県米水津の龍神池の周辺地形を参考に、一様斜面、浜堤とその背後に続く沿岸湖沼を模した理想地形であり、模型縮尺は1/100とした。水路下流端には開閉可能なゲートが設置されており、ゲートを開けることで津波が自由に越流することができる場合（沿岸平野部に湖沼がある場合）を再現し、ゲートを閉めることで津波が完全反射する場合（湖沼陸側が崖地形となっている場合）を再現した。また水路底床条件は、豊浦標準砂を貼り付けることで人工粗度を設けた固定床とした。図中のHuは貯留水深であり、この水位を変化させることで津波の外力を変化させた。Dpは湖沼の初期水深である。

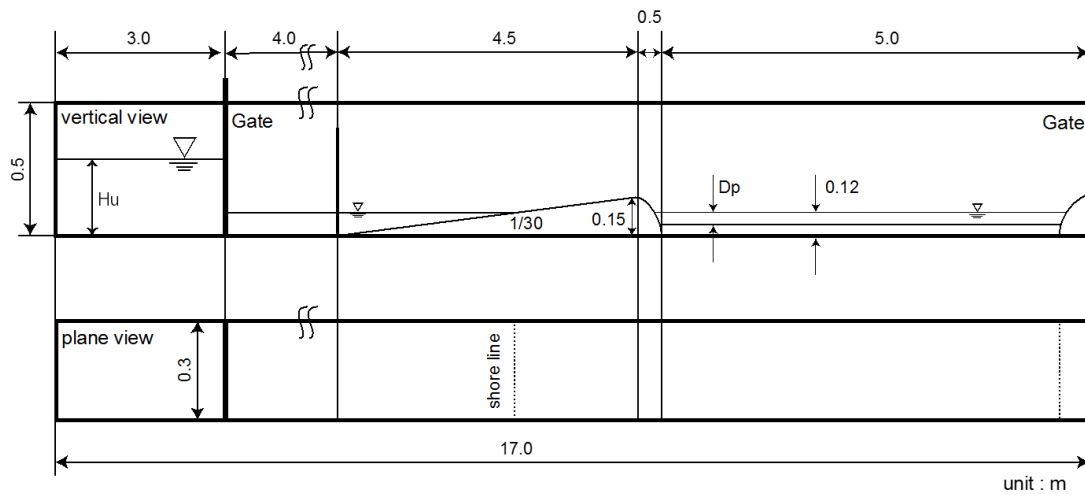


図 7-1 実験水路の概略

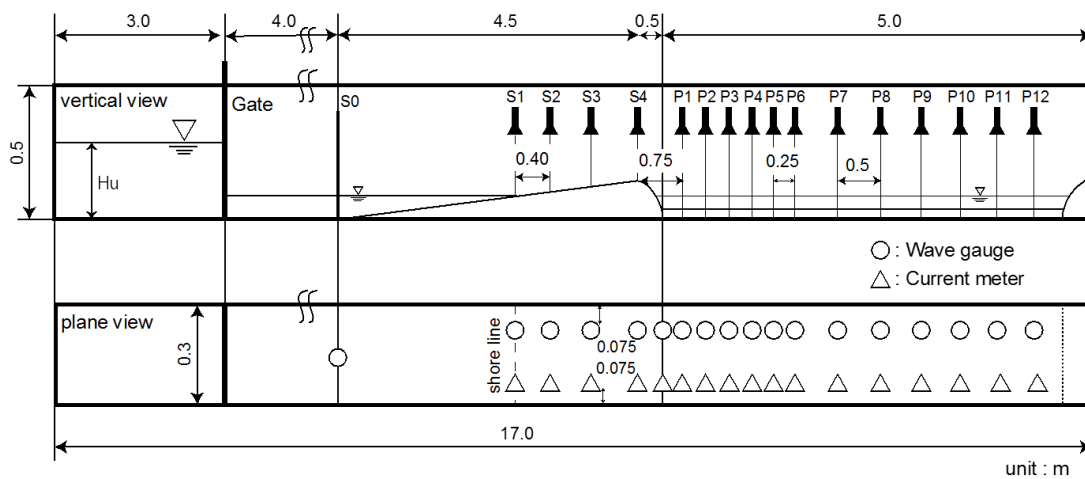


図 7-2 計測機器の設置位置

表 7-1 実験条件

貯留水深 H_u [m]	0.30, 0.35, 0.40
ゲート下流から斜面までの静水深 h_0 [m]	0.12
湖沼内初期水深 D_p [m]	0.025, 0.05, 0.10
下流端条件	越流 (ゲート開)
	完全反射 (ゲート閉)
床条件	固定床

(2) 計測項目と方法

本実験では水位および流速を計測した。図 7-2 に計測機器の設置位置、およびその定義を示す。S0 は斜面法先位置であり、S1 から S4 は汀線から浜堤頂上までの計測位置を 0.40 m 間隔で設置した。P1 から P12 は湖沼内の計測位置を示しており、浜堤背後 (P1 から P6) は計測機器を 0.25 m 間隔で設置し、P7 から P12 は 0.5 m 間隔で設置した。

水位の計測に関しては、S0 は容量式波高計 (KENEK 社製) を用い、S1 から S4、および P1 から P12 は超音波波高計 (OMRON 社製) を用いて行った。

流速の計測に関しては、S1 から S4、および P1 から P12 においてプロペラ式流速計 (中村製作所製) を用いて行った。流速計については、プロペラの中心が低床から 5 mm となるように設置した。

水位、流速の各データは電圧値で返されるため、デスクトップ PC の AD ボードに入力し、50 Hz サンプリングで計測を行った。

(3) 実験条件

本実験条件を表 7-1 に示す。ゲート下流から斜面までの静水深 h_0 は 0.12 m とし、湖沼水面位置は静水位面に合わせた。外力としては、貯留水深 H_u を、静水位から 0.30, 0.35, 0.40 m の 3 パターンに変化させた。湖沼の初期水深 D_p については、底面の高さを変えることで、0.025, 0.05, 0.10 m の 3 パターンに変化させた。これは現地スケールで 2~10 m 程度の湖沼水深に対応しており、大分県の龍神池や蟹ヶ池など実在する沿岸湖沼の水深を参考とした。下流端条件は越流と完全反射の 2 パターンで行った。

また表に示す貯留水深で津波氾濫流を起こした場合、入射段波の周期はおおよそ 26~30 s となり、現地スケールでは 4~5 min 程度の周期となる。

(4) 計測結果の扱い

本実験では、試行毎に計測開始時刻と氾濫流発生時刻が異なるが、各条件、あるいは各観測点で水位および流速について比較検討を行うためには、位相を合わせる必要がある。そこで、段波が斜面法先を通過した時刻を 1.0 s として同期を取った。また、計測結果は全て 3 回の平均値を使用している。図 7-3、および 7-4 に本実験の水位および流速の再現性を示す。図から、おおむね良好な再現性を有していることがわかる。

各条件別、各計測点別による比較検討を行うため、入射段波の水位および流速の最大値を抽出することによって考察を行った。

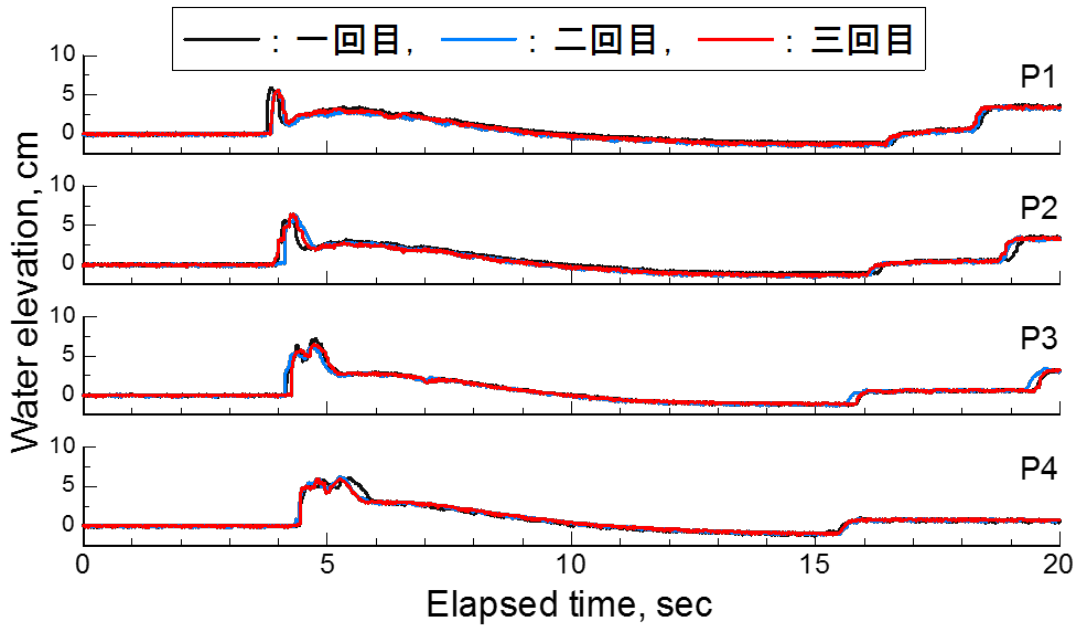


図 7-3 水位の再現性の確認 ($H_u=0.30$ m, $D_p=0.025$ m, 下流端越流)

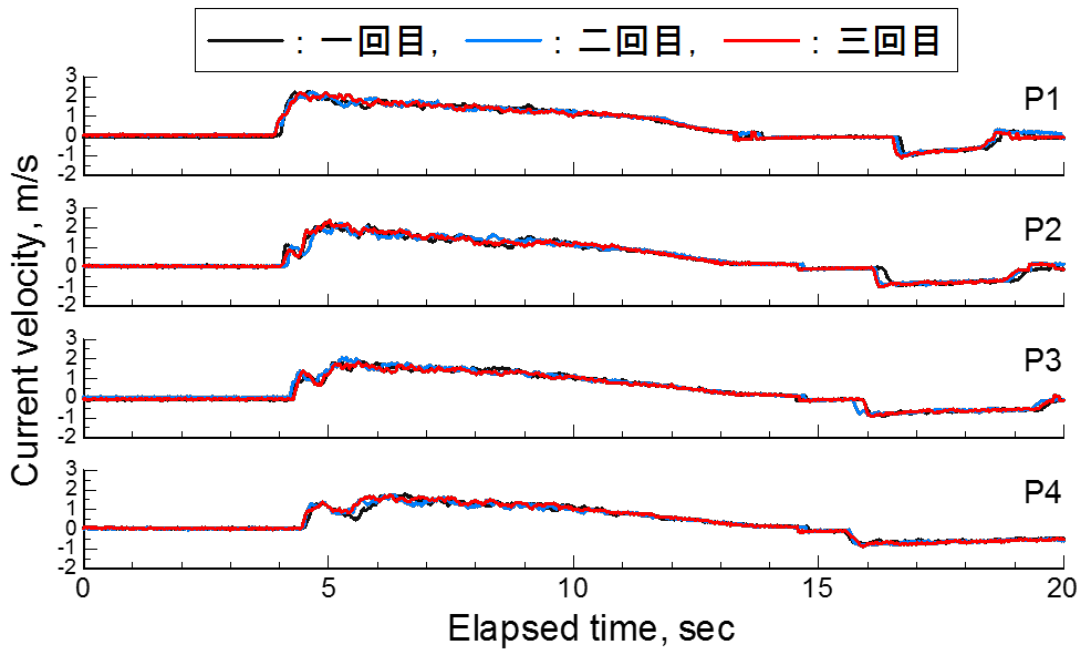


図 7-4 流速の再現性の確認 ($H_u=0.30$ m, $D_p=0.025$ m, 下流端越流)

7.3 実験の評価指標

(1) フルード数

フルード数 Fr は、流体の運動を特性付ける無次元数であるだけでなく、実験の結果と実世界の現象を結びつける重要な指標であり、以下の式で表される。

$$Fr = \frac{v}{\sqrt{gh}} \quad (7.1)$$

ここで、 v は流速(m/s)、 h は水深(m)、 g は重力加速度(=9.8 m/s²)である。本実験で得られた水位、流速を用いて、湖沼内各計測点でのフルード数を計算した。ただし、本実験で計測した流速は平均流速ではなく底面近傍の流速であることに注意されたい。故に、湖沼水深が大きくなるほど、計測した流速と平均流速の差は大きくなると考えられる。各条件での比較を行うために計算するものであり、計算値はあくまで参考値として示す。

(2) シールズ数

シールズ数（無次元掃流力） τ_* は、土砂の輸送されやすさを示す無次元数である。沿岸湖沼内の湖底の浸食・堆積、すなわち湖沼内の土砂移動の解明が本研究の目指すところの一つであるため、得られたデータからシールズ数を計算して評価することは非常に重要である。以下にシールズ数の計算式を示す。

$$\tau_* = \frac{u_*^2}{sgd} \quad (7.2)$$

ここで、 u_* は摩擦速度(m/s)、 s は砂の比重、 g は重力加速度(=9.8 m/s²)、 d は砂の粒径(m)である。

本実験で得られた流速を用いて、湖沼内各計測点でのシールズ数を計算した。このとき、摩擦速度は以下に示す Prandtl-Karman の対数分布則により求めた。

$$\frac{u(z)}{u_*} = \frac{1}{\kappa} \ln \frac{z}{z_0} \quad (7.3)$$

ここで、 $u(z)$ は底面からの高さ z の点における流速、 κ は Karman 定数(=0.4)、 z_0 は $u(z)=0$ となる高さである。シールズ数を計算する際、 $s=2.63$ （豊浦硅石鉱業株式会社 HP）、 $d=0.000234$ m（細野ら，2009）、また豊浦標準砂 1 粒分の高さにおいて流速がゼロになると仮定し、 $z_0=0.000234$ m と設定した。さらに流速は底面から 5 mm の位置で計測したため、 $z=0.005$ m、 $u(z)$ は計測した流速である。このシールズ数の計算は、条件別の相対的な評価が目的であるため、フルード数と同様に、計算値はあくまで参考値として示す。

(3) 相似則について

実験で得られた結果は最終的に実現象へフィードバックして評価する必要がある。この際、実験結果と実現象を結びつける無次元数が必要となる。本実験では粘性の影響が少なく、重力が現象に支配的であるため、考慮すべき無次元数は、フルード数である。実験におけるフルード数を Fr_m 、実スケールにおけるフルード数を Fr_p と定義すると、 $Fr_m = Fr_p$ を満たす必要がある。この点を考慮すると、水位、流速、周期はそれぞれ以下のように考えればよいこととなる。下添え字として、 p : 実スケール、 m : 実験、 λ : 縮尺とする。また前述したように、本実験の水路は長さ 1/100 スケールであるから、 $\lambda_L = 1/100$ である。

ただし、土砂移動現象については、フルードの相似則では不十分である。

a) 水位

水位は長さスケールで表現されるので、水深を h とすると、

$$\frac{h_m}{h_p} = \lambda_L = \frac{1}{100} \quad (7.4)$$

つまり実験で得られた水位を縮尺率として 100 倍した値が、実世界での水位（水深）に対応する。

b) 流速

流速を U とすると、

$$Fr_m = \frac{U_m}{\sqrt{gh_m}} = \frac{U_p}{\sqrt{gh_p}} = Fr_p \quad (7.5)$$

(7.4)式、および(7.5)式より、

$$\frac{U_m}{U_p} = \sqrt{\frac{h_m}{h_p}} = \sqrt{\lambda_L} = \frac{1}{10} \quad (7.6)$$

したがって、実験で得られた流速を 10 倍した値が、実世界での流速に対応する。

c) 周期

周期を T とすると、(7.6)式より、

$$\frac{T_m}{T_p} = \left(\frac{L_m}{U_m}\right) / \left(\frac{L_p}{U_p}\right) = \left(\frac{U_p}{U_m}\right) * \left(\frac{L_m}{L_p}\right) = \left(\frac{U_p}{U_m}\right) * \lambda_L = \frac{1}{10} \quad (7.7)$$

したがって、実験における周期を 10 倍した値が、実現象での周期に対応する。

7.4 実験結果

(1) 流況

氾濫流が沿岸湖沼に突入する際の流況に着目した議論を行う。図 7-5 に浜堤背後から湖沼に突入する際の氾濫の様子を示す。実験条件は、 $H_u=0.4$ m, $D_p=0.05$ m, 下流端越流である。

浜堤を越えた津波は湖沼に突入するとともに跳水を発生させながら湖沼を伝播していく。跳水発生位置の下流側では段波が再び生じ、下流側に向かって伝播していることがわかる。その後、湖沼内に移動跳水が生じ、跳水区間が下流側に移動していく。そして跳水発生後には、浜堤背後において流れの速い射流状態となっていることがわかる。

図 7-6 に湖沼内における氾濫流況を示す。湖沼に突入した津波は、上流側では跳水を発生させ、下流側では段波の形態となって湖沼内を伝播していることがわかる。また下流端に到達した段波は、湖沼外へ越流してだけでなく、一部は浜堤により反射し上流側へ伝播していく。そして反射波が移動跳水区間に到達することで、跳水が消失することがわかる。

図 7-7 に水位の経時変化の例を示す。計測点は P2, 実験条件は、 $H_u=0.30$ m, $D_p=0.025$ m, 下流端越流の場合である。図に示すように、①～④の 4 つのフェーズに分類して考察する。前述した湖沼内の津波の流況と対応付けると、水位が急激に上がる段階（フェーズ①）では入射段波の到達を示しており、その後に水位変動が落ち着く区間（フェーズ②）は跳水高を示している。実際は移動跳水が発生するため、図のように水位は低下する（フェーズ③）。この段階では水位が急激に低下し、静水位以下となる。この段階では射流状態である。水位が低下している途中で再び水位が上昇している（フェーズ④）が、これは下流端から反射された段波によるものである。なお、湖沼内全域における流況変化は各フェーズでの継続時間の差はあるものの、おおむね上記で説明が可能である。

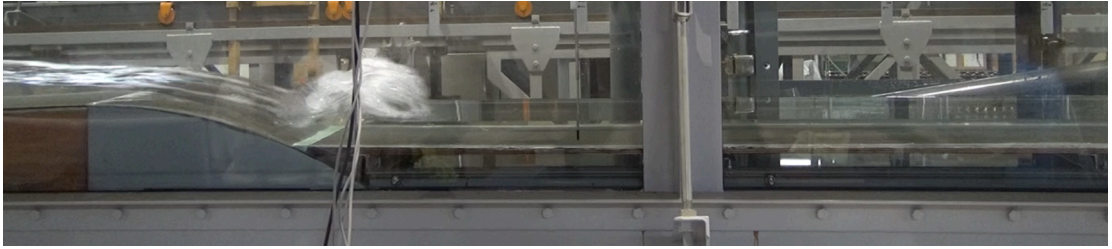
以上のように、湖沼内の氾濫流は、移動跳水や段波といった非常に複雑な流況を示すことがわかる。

図 7-8 に下流端条件が異なる場合の水位および流速の経時変化例を示す。図は P4 における計測値である。下流端条件に関わらず、湖沼に突入してから反射波が到達するまでは、同様の流況となることがわかる。下流端が反射条件の場合、反射波の影響により流向が急変していることがわかる。このタイミングは津波周期と湖沼を含む地形条件によって変化すると考えられるが、急激な流向変化により、土砂輸送のための駆動力が失われることが考えられる。これらは、沿岸湖沼背後が急峻な地形の場合では、津波堆積物が形成されやすいことを示唆する。

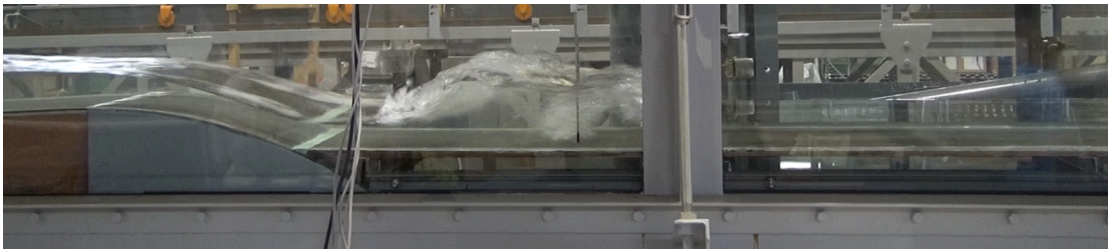
(2) 水位

本実験で計測した本実験条件すべての水位波形については、付録として図-付 2-1～図-付 2-36 に示してある。詳細については付録を参照されたい。

図-付 2-1～図-付 2-18 に斜面上における各計測点での水位の経時変化を示す。図-付 2-1～図-付 2-6 は $D_p=0.025$ m, 図-付 2-7～図-付 2-12 は $D_p=0.05$ m, 図-付 2-13～図-付 2-18 は $D_p=0.10$ m に対応しており, それぞれ津波外力 3 パターン, 下流端条件 2 パターンの計 6 パターンを示している。各図の波形に着目すると, S0 や S1 においては, 氾濫初期の区間で波面が切り立った段波で伝播しているが, S2～S4 ではその勾配は緩やかとなっており, 斜面上で砕波していることがわかる。



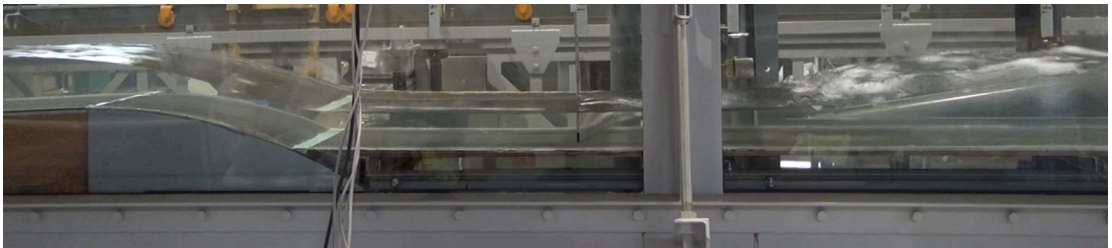
(a) 湖沼内に突入直後の様子



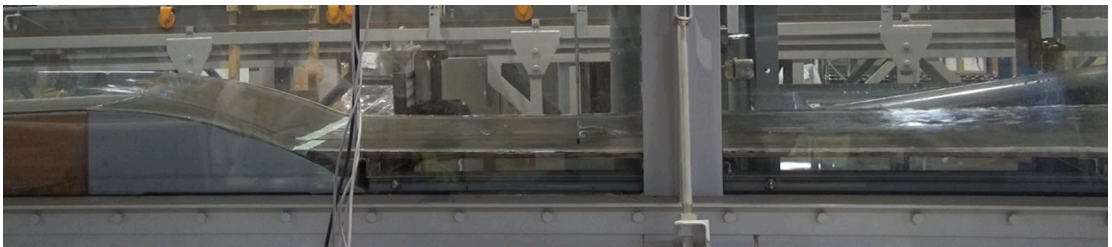
(b) 跳水が発生している様子



(c) 上流側で移動跳水，下流側では段波となり伝播している様子



(d) 移動跳水となり下流側に移動している様子

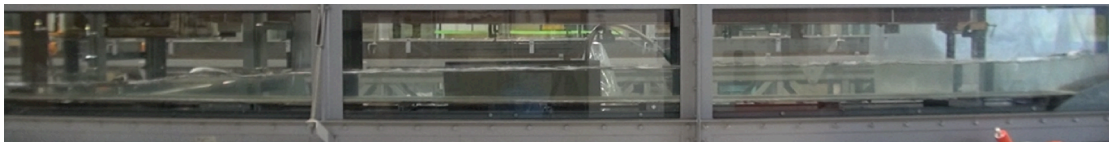


(e) 射流状態となっている様子

図 7-5 浜堤から湖沼へ突入する際の氾濫流況



(a) 湖沼内の移動跳水と伝播する段波の様子



(b) 湖沼内の移動跳水が下流側へ移動している様子



(c) 湖沼内の移動跳水と湖沼下流で反射して上流に伝播する段波の様子

図 7-6 湖沼内における氾濫流況

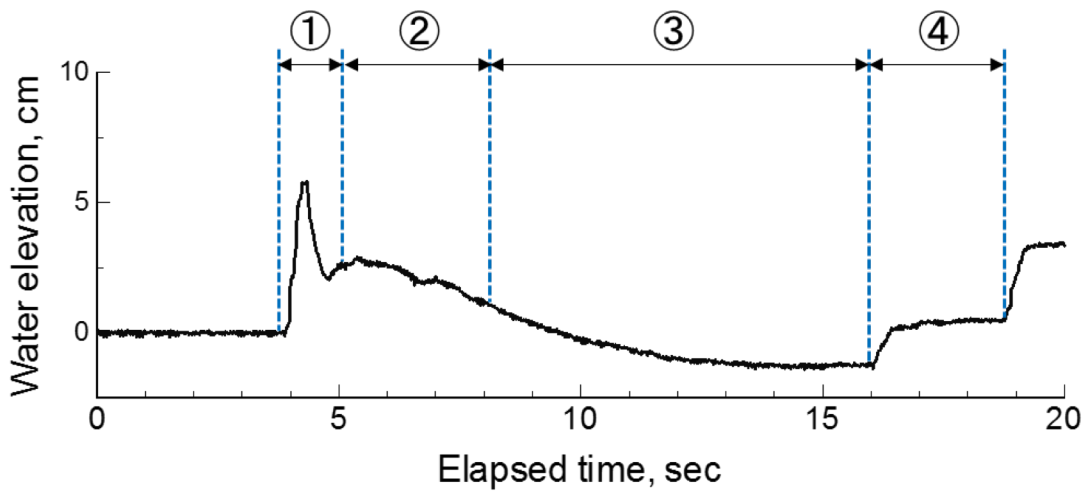


図 7-7 水位の経時変化例（計測点 P2, $H_u=0.30$ m, $D_p=0.025$ m, 下流端越流）

図-付 2-19～図-付 2-36 に湖沼内における各計測点での水位の経時変化を示す。図-付 2-19～図-付 2-24 は $D_p=0.025$ m, 図-付 2-25～図 a7-30 は $D_p=0.05$ m, 図-付 2-31～図-付 2-36 は $D_p=0.10$ m に対応しており, それぞれ津波外力 3 パターン, 下流端条件 2 パターンの計 6 パターンを示している。また, ここでは静水位を基準としている。

前述したように, 各図から, 氾濫初期の段階では, 段波の形態を示しながら湖沼に突入してくることがわかる。その段波は, 外力が小さくなるほど, 湖沼の水深が大きくな

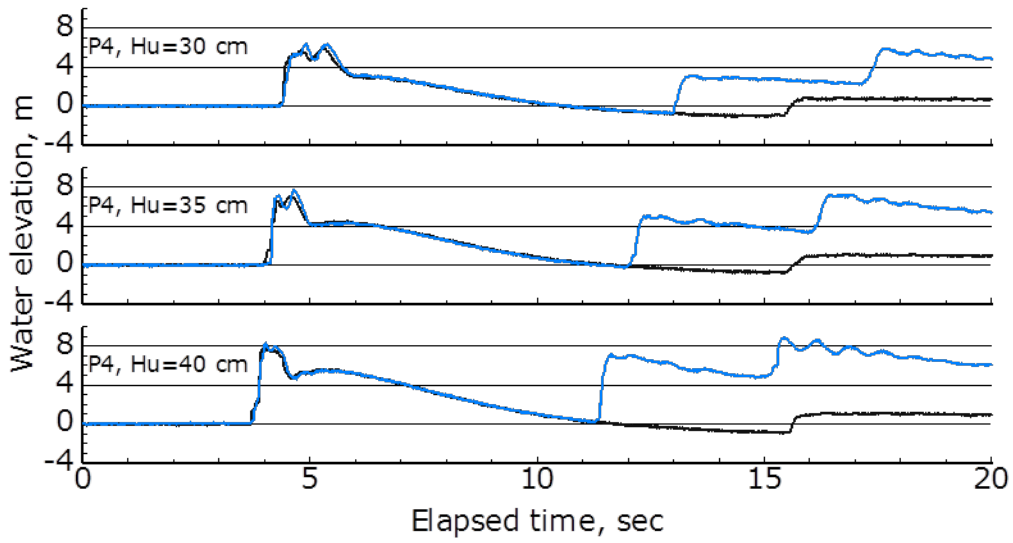
るほど、さらに下流側ほど継続時間が長くなることがわかる。

跳水発生後の水位変化に着目すると、浜堤背後では段波突入後に水位が低下していることがわかる。Dp=0.025 m, Dp=0.05 m のときは、外力によらず水位の低下量および低下が生じる範囲は一定である。一方で、Dp=0.10 m のときは、外力が大きくなるほど水位はより大きく低下し、水位が低下する範囲も広がっていることがわかる。これらより、湖沼内に突入する津波の水理特性が、津波外力および湖沼水深のみならず、浜堤規模によってもコントロールされ得るといえる。これは浜堤頂部において限界流が生じ、それに伴って浜堤背後で射流状態となることによるものと考えられる。

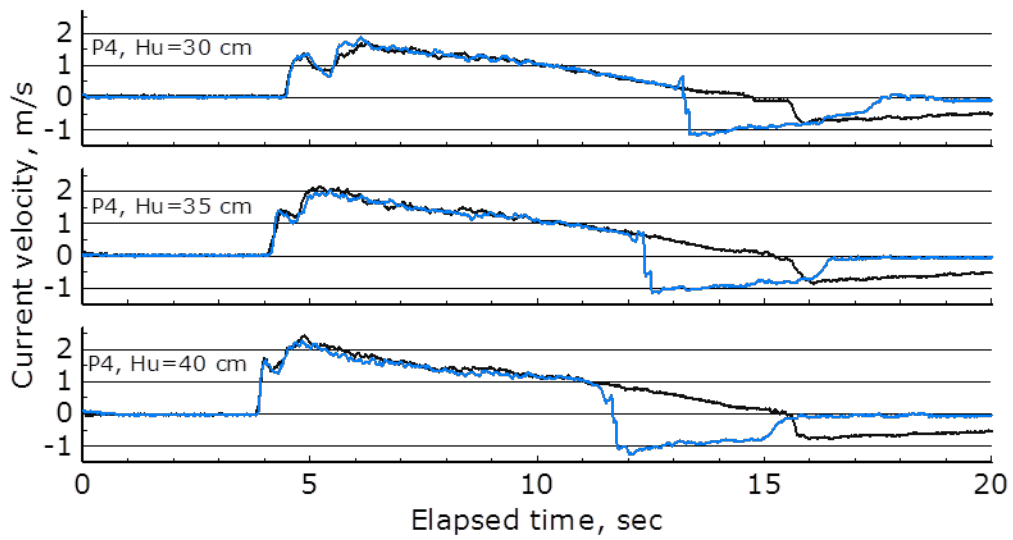
浜堤背後の計測点 (P1~P6) における水位の波形をみると、湖沼下流端からの反射段波が水位低下時に到達しており、さらに下流端で完全反射した段波の方が到達時間は早く、その分水位の最終低下量は小さくなることがわかる。水位の低下と反射段波の到達時間の関係は、氾濫流の流下方向の湖沼長さや津波の周期と関係していると考えられる。本実験では湖沼長さを一定としているため、今後の検討課題の一つである。

斜面上の各点で計測された、各条件での入射段波の最大水位を抽出したものを図 7-9 に示す。湖沼内の初期水深の変化や、下流端条件の変化は斜面上の入射段波に影響を及ぼさないため、Dp=0.05 m, 下流端越流での計測結果を代表させた。図より、津波外力が大きくなるほど各点での水位は大きくなること、また斜面を遡上するほど入射段波の水位は減少していることがわかる。

次に、湖沼内の各点で計測された各条件での入射段波の最大水位を図 7-10 に示す。このとき、下流端条件は越流である。図より、津波外力が大きくなるほど、湖沼内の初期水深が大きくなるほど、湖沼内での入射段波の水位も大きくなることがわかる。



(a) 水位



(b) 流速

図 7-8 下流端条件が異なる場合の水位および流速の経時変化例. 図中の黒実線は下流側越流条件, 青実線は反射条件での計測値を示す.

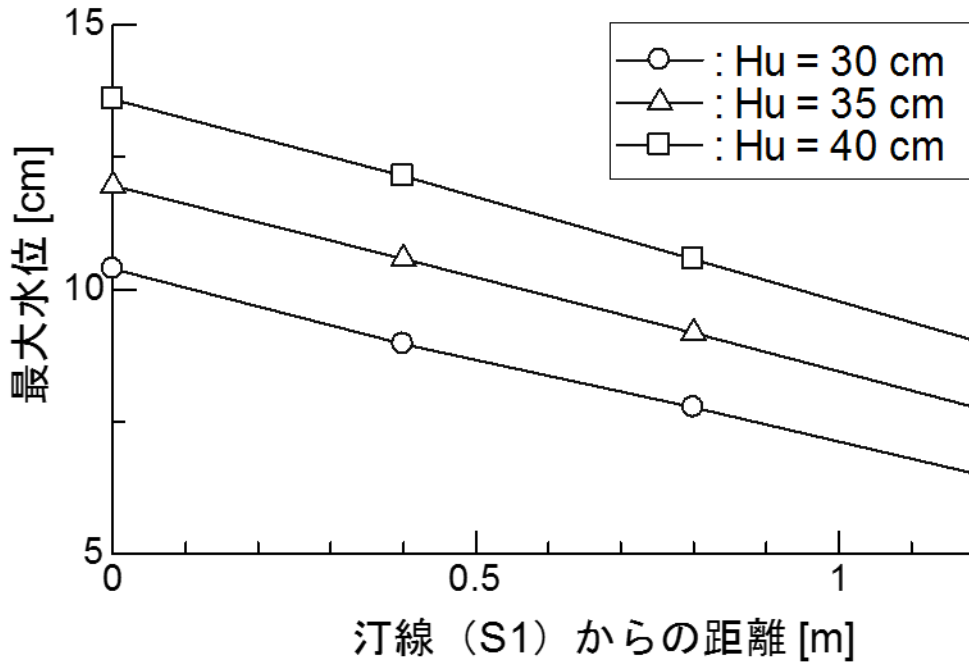


図 7-9 斜面上各点における入射段波の最大水位 ($D_p=0.05$ m, 下流端越流の場合)

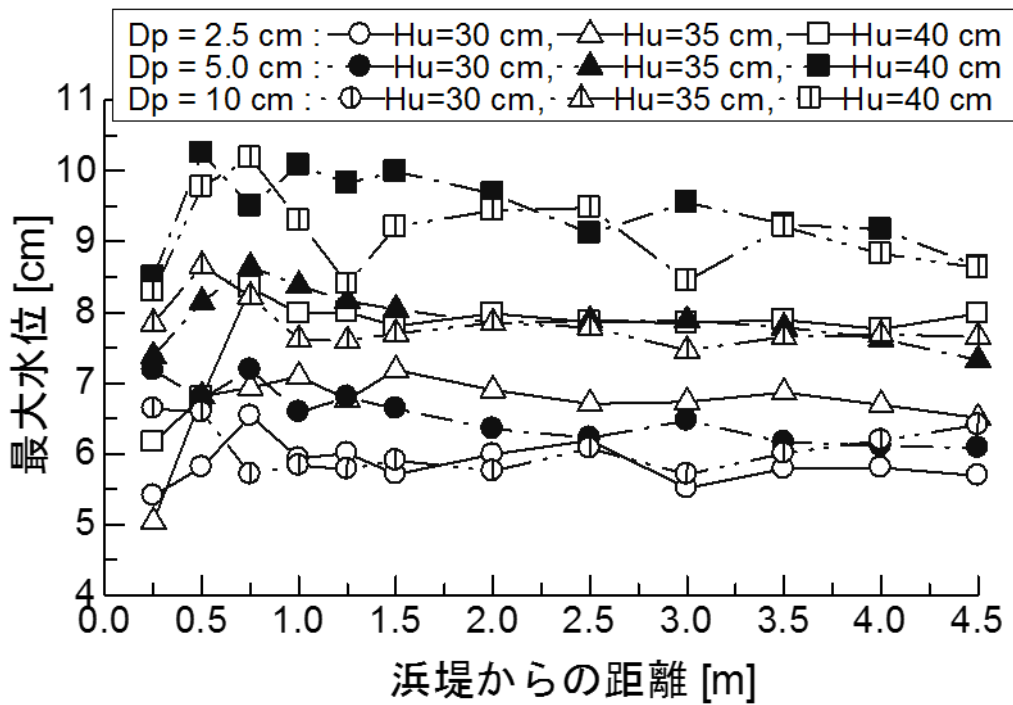


図 7-10 湖沼内各点における入射段波の最大水位 (下流端越流の場合)

(3) 流速

図-付 2-37～図-付 2-54 に斜面上における各計測点での流速の経時変化を示す(図中の流速は、入射段波の氾濫方向を正としている)。図-付 2-37～図-付 2-42 は $D_p=0.025$ m, 図-付 2-43～図-付 2-48 は $D_p=0.05$ m, 図-付 2-49～図-付 2-54 は $D_p=0.10$ m に対応しており,それぞれ津波外力3パターン,下流端条件2パターンの計6パターンを示している。また,図-付 2-55～図-付 2-72 に湖沼内の各計測点における流速の経時変化を示す。図-付 2-55～図-付 2-60 は $D_p=0.025$ m, 図-付 2-61～図-付 2-67 は $D_p=0.05$ m, 図-付 2-68～図-付 2-72 は $D_p=0.10$ m に対応しており,それぞれ津波外力3パターン,下流端条件2パターンの計6パターンを示している。湖沼内では,上流部(P1, P2),中流部(P3～P6),下流部(P7～P12)の各所で波形に違いが見られる。特に中流部では,流速が一旦低下した後,さらに流速が大きくなっていることがわかる。これは段波によるものと考えられるが,湖沼の水深が小さくなるほどこの傾向が顕著に現れているのがわかる。また下流端からの反射波を見ると,下流側より上流側の流速の方が大きくなっている。一方反射波の水位は下流側ほど大きくなっている。これらより,下流端で反射される際に,波が大きく持ち上がり,その後伝播するという挙動を示すことがわかる。

斜面上の各点で計測された,各条件での入射段波の最大流速を図 7-11 に示す。このとき, $D_p=0.05$ m,下流端越流での計測結果を代表させた。図より,津波外力が大きくなるほど各点で計測される流速も大きくなることがわかる。また斜面を遡上するほど流速は大きくなるが,浜堤頂部に達すると流速は小さくなっていることがわかる。

次に,湖沼内の各点で計測された,各条件での入射段波の最大流速を図 7-12 に示す。このとき,下流端条件は越流である。図より,津波外力が大きくなるほど各点で計測される流速も大きくなることがわかる。また湖沼の初期水深別に見ると,浜堤背後では湖沼の水深に因らず流速は同程度であるが,下流側では,湖沼の初期水深が大きくなるにつれて流速は大きく減衰することがわかる。

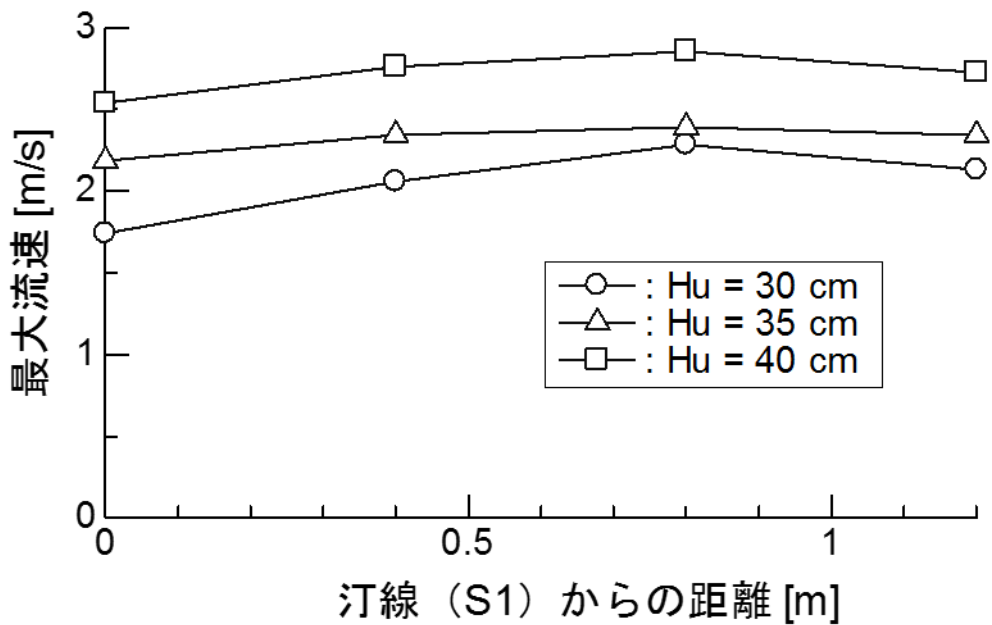


図 7-11 斜面上各点における入射段波の最大流速 ($D_p=0.05$ m, 下流端越流)

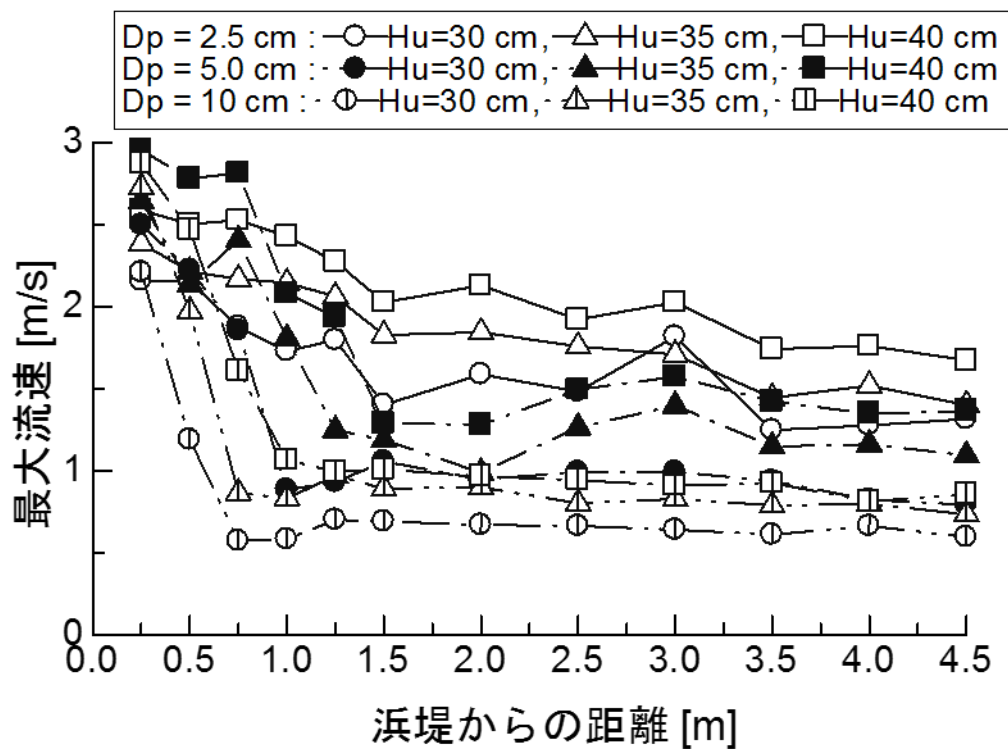


図 7-12 湖沼内各点における入射段波の最大流速 (下流端越流)

(4) フルード数

本実験で得られた水位および流速を用いて、湖沼内各計測点でのフルード数を計算した。そこから入射段波の最大フルード数を図 7-13 に示す。

図より、津波外力の変化による大きな違いは見られないが、一方で、湖沼の初期水深が大きくなるほどフルード数は小さくなり、大きな違いが現れる。このことから、湖沼内の津波の運動を特性付ける様々な要因のうち、比較的湖沼の初期水深が支配的であると考えられる。

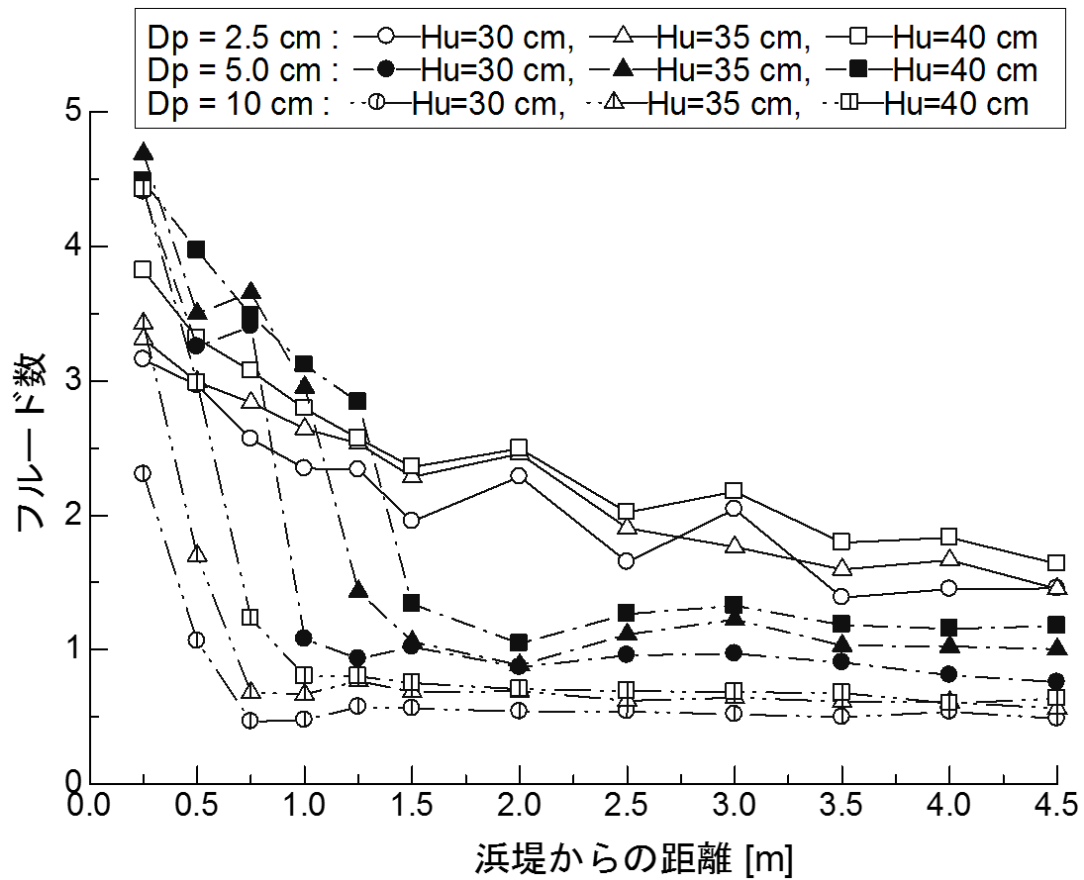


図 7-13 湖沼内各点における入射段波の最大フルード数（下流端越流）

(5) シールズ数

湖沼内の各計測点における，入射段波の最大シールズ数を図 7-14 に示す．図より，津波外力が大きくなるほど大きなシールズ数を示すことがわかる．また，浜堤背後においては外力や湖沼水深に因らず大きなシールズ数を示すが，浜堤から離れるにしたがってシールズ数は減衰し，さらに湖沼水深が大きいほどよりシールズ数が大きく減衰することがわかる．これらを土砂移動に関連付けると，大きなシールズ数を示す浜堤背後では湖底が大きく浸食され，シールズ数が減衰する地点に，浜堤背後で浸食された砂が堆積するのではないかと考えられる．さらに各条件で相対的にみると，津波外力が大きくなるほど浜堤背後の浸食量は大きくなること，また湖沼水深が小さくなるほどより広範囲に堆積すること等が考察される．

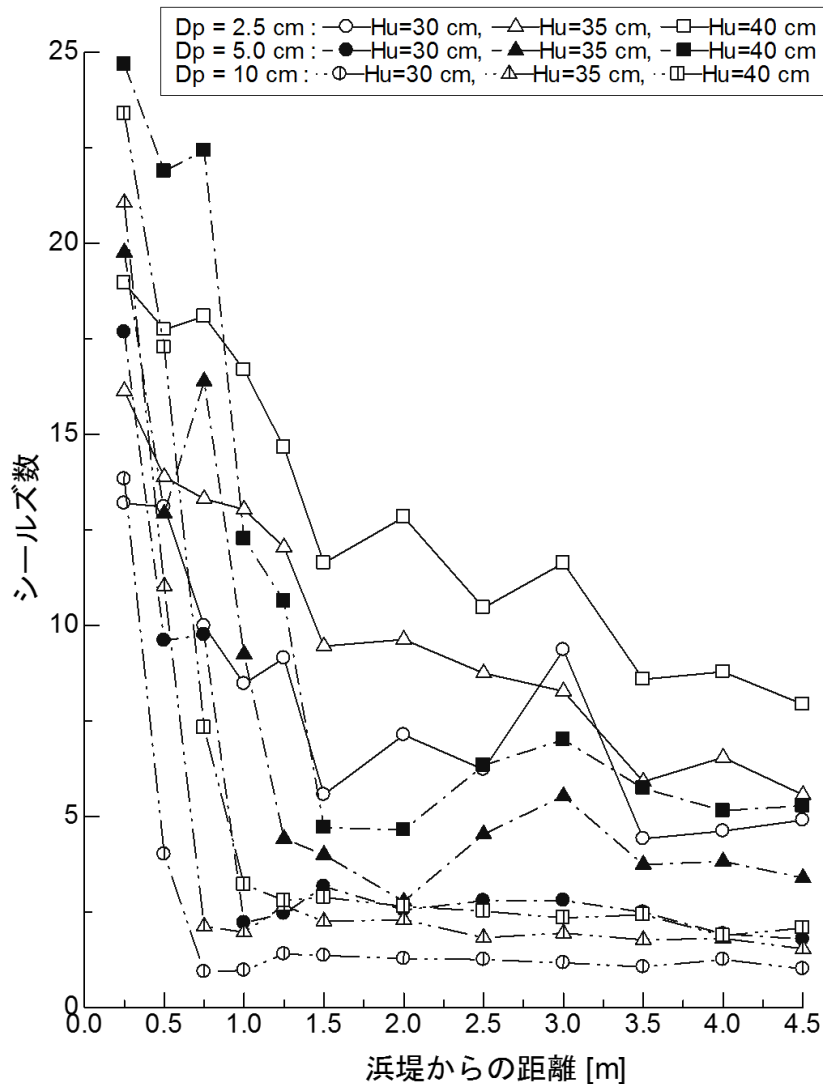


図 7-14 湖沼内各観測点における入射段波の最大シールズ数（下流端越流）

7.5 まとめ

本研究では、沿岸湖沼に突入する津波の水理特性に関して定量的に把握することを目的に、固定床での水理実験を実施した。津波外力と湖沼の初期水深を変え、各条件で津波の水位および流速を計測することで、その特性を検討した。以下に水理実験より得られた知見を示す。

- 1) 沿岸湖沼に突入する津波は、移動跳水や段波といった複雑な流況を示し、津波外力や湖沼の初期水深が変わることでその形態も変化する。また、浜堤規模や湖沼規模など地形学的条件によっても、沿岸湖沼内の津波の水理特性がコントロールされ得る。
- 2) 津波外力が大きくなると、湖沼内の水位、流速も大きくなる。また湖沼の初期水深が大きくなると、湖沼内の水位も大きくなる。
- 3) 浜堤背後の流速は湖沼の初期水深に因らず同程度であるが、下流側においては湖沼の初期水深が大きくなるほど流速がより大きく減衰する。
- 4) 湖沼の初期水深が変化することにより、湖沼内のフルード数の違いが顕著に現れる。これより、湖沼の初期水深が、沿岸湖沼内の津波の特性に支配的であると考えられる。
- 5) 浜堤背後では非常に大きなシールズ数を示し、浜堤から離れるにつれて減衰する。津波外力が大きくなるほど各点のシールズ数も大きくなり、また湖沼の初期水深が大きくなるほど、下流側ではより大きく減衰する。

7.6 今後の課題

本実験では、津波外力および湖沼の初期水深に関しては複数の条件で水理実験を行ったが、浜堤や沿岸湖沼の地形は一定であった。しかし沿岸湖沼内の津波の水理特性は、浜堤の規模や湖沼の長さといった地形条件によってもコントロールされると考えられる。地形学的条件を含めた上で、湖沼内の津波の流況の支配因子について検討することが重要である。

参考文献

- 1) 総務省消防庁, 平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震 (東日本大震災) について (第 150 報), <http://www.fdma.go.jp/bn/higaihou/pdf/jishin/150.pdf> (参照 2015-1-22)
- 2) 岡村眞, 松岡裕美: 津波堆積物からわかる南海地震の繰り返し, 科学, vol.82, No.2, pp.182-191, 2012

- 3) 岡村眞，松岡裕美：津波堆積物からわかる巨大南海地震の歴史，
<http://www.jamstec.go.jp/donet/rendou/report/predict02.html> (参照 2015-1-30)
- 4) 長谷川史朗，高橋智幸，上畑善行：津波遡上に伴う陸域での堆積物形成に関する水理実験，海岸工学論文集，第 48 巻，pp.311-315，2001
- 5) 原田賢治，今井健太郎，Tran The Anh，藤木悦史：津波斜面遡上による陸域での堆積砂形成に関する水理実験，土木学会論文集 B2，vol.67，No.2，pp.251-255，2011
- 6) 首藤伸夫，今村文彦，越村俊一，佐竹健治，松富英夫：津波の事典（縮刷版），朝倉出版，pp.47-55，2011
- 7) 内閣府中央防災会議，東北地方太平洋沖地震を教訓とした地震・津波対策に関する専門調査会報告，http://www.bousai.go.jp/kaigirep/chuobou/28/pdf/28_shiryu1-2.pdf (参照 2015-1-26)
- 8) 箕浦幸治，中谷周，佐藤裕：湖沼底質堆積物中に記録された地震津波の痕跡——青森県市浦村十三付近の湖沼系の例，地震，第 40 巻，pp.183-196，1987
- 9) 澤井祐紀：地層中に存在する古津波堆積物の調査，地質学雑誌，第 118 巻，第 9 号，pp.535-558，2012
- 10) 澤井祐紀，宍倉正展，岡村行信，高田圭太，松浦旅人，Than Tin Aung，小松原純子，藤井雄士郎，藤原治，佐竹健治，鎌滝孝信，佐藤伸枝：ハンディジオスライサーを用いた宮城県仙台平野（仙台市・名取市・岩沼市・亶理町・山元町）における古津波痕跡調査，活断層・古地震研究報告，No.7，pp.47-80，2007
- 11) 松富英夫，穂積拓哉，今井健太郎：砂嘴植生域を越える津波の基礎水理，海岸工学論文集，第 48 巻，pp.316-320，2001
- 12) 豊浦珪石鉱業株式会社ホームページ，<http://toyourakeiseki.com/index.html>
- 13) 細野康代，古嶺充俊：豊浦砂の粒度分布，土木学会第 64 回年次学術講演会，2009
- 14) 真野明，田中仁，風間聡，梅田信：水理学入門，共立出版，2010