

湾湖でのスロッシング現象に関する研究

A Study on Sloshing Phenomena in Bays and Lakes

2018年2月

早稲田大学大学院 創造理工学研究科

建設工学専攻 海岸工学研究

大平 幸一郎

Koichiro OHIRA

目次

目次	i
図目次	iii
表目次	vi
第1章 序論	1
1.1 研究の背景	1
1.2 研究の目的	2
1.3 本論文の構成	2
第2章 既往の研究	4
2.1 地震発生直後に発生した異常な水面変動に関する報告事例	4
2.1.1 海外の事例	4
2.1.2 日本の事例	6
2.2 本現象により推測される被害	14
第3章 発生要因の推定と解析手法の選定	15
3.1 発生要因の推定	15
3.2 異常な水位変動に関する既往研究とその課題	17
3.2.1 湾水振動やセイシュとして扱った研究	17
3.2.2 地震による水平方向の地殻の永久変位による波の励起として扱った研究	19
3.2.3 地震による水平方向の地殻の動的変位による波の励起として扱った研究	19
3.3 解析手法の選定	20
3.3.2 解析手法の選定	22
3.3.2 VOF法の基本概念	24
3.3.3 interDyMFoamの基礎方程式および離散化手法	25
第4章 解析手法の妥当性検証・感度分析	32
4.1 酒井ほか(2007)の水理実験条件	32
4.2 妥当性の検証	34
4.2.1 水面形状の比較	34
4.2.2 水位および動水圧の時系列の比較	34
4.3 底面勾配の感度分析	36
4.3.1 計算条件	36
4.3.2 計算結果	37

第5章 再現計算	40
5.1 地形モデルの作成	40
5.2 解析ケース	41
5.3 西湖	44
5.3.1 現地調査	44
5.3.2 計算条件	44
5.3.3 計算結果	46
5.3.4 (補足) 2011年3月11日から現地調査日までの地震による可能性	47
5.4 河口湖	48
5.4.1 現地調査	48
5.4.2 計算条件	48
5.4.3 計算結果	49
5.5 芦ノ湖	50
5.6 フィヨルド (レイカンゲル)	52
5.6.1 計算条件	53
5.6.2 計算結果	54
第6章 将来予測	55
6.1 東京湾北品川地区	55
6.1.1 計算条件	55
6.1.2 計算結果	57
6.2 スロッシングの抑制方法の検討	58
6.2.1 計算条件	59
6.2.2 計算結果	60
6.2.3 考察	65
第7章 結論	66
参考文献	68
研究業績一覧	72
謝辞	75

図目次

図-1 1	本研究の目的	2
図-2 1	セイシュを発生させた地震の震源の概略位置（世界）	6
図-2 2	アラスカ地震時にアメリカでサイスミック・セイシュが報告された地点	6
図-2 3	セイシュを発生させた地震の震源の概略位置（国内）	7
図-2 4	湖南岸の箱根町の水位計により観測された水位の一例	8
図-2 5	西湖における波の痕跡	9
図-2 6	西湖の水深図	10
図-2 7	湖尻水門付近で観測された水位の観測データ	10
図-2 8	3.11 東北地震直後に撮影された芦ノ湖の様子	10
図-2 9	3.11 東北地震の直後に撮影された大塩湖の様子	11
図-2 10	3.11 東北地震の直後に撮影された池原ダム湖の様子	11
図-2 11	ノルウェーのフィヨルドにおいて異常な水位変動が観測された地点	12
図-2 12	3.11 東北地震時のノルウェー・レイカンゲルでの観測波形	12
図-2 13	1983 年日本海中部地震津波時に深浦検潮所で観測された検潮記録	12
図-2 14	2007 年能登半島沖地震において富山湾で観測された異常な水位変動	13
図-2 15	気象庁の巨大津波観測系で観測された 3.11 東北地震の津波波形	14
図-3 1	スロッシングの様式（小松，2015）	16
図-3 2	湖と湾におけるセイシュの基本振動	17
図-3 3	西湖周辺の地形図と西湖の等水深線図	18
図-3 4	芦ノ湖と本栖湖の地形図と西湖の等水深線図	18
図-3 5	地殻の鉛直変位および水平変位による津波の発生メカニズム	19
図-3 6	既往の研究における波の発生メカニズムの概略図	20
図-3 7	既往の研究における波の発生メカニズムの概略図（大平・柴山，2012）	20
図-3 8	計算フロー	23
図-3 9	解析モデルの計算格子例	25
図-3 10	セル形状の概略図	26
図-4 1	矩形タンクの外見とセンサー位置	33
図-4 2	入力地震動	33
図-4 3	画像計測と解析結果の水面形状のスナップショットの比較	34
図-4 4	水位の時系列波形の比較（水深 1.45 m ケース）	35

図-4 5	水位の時系列波形の比較（水深 0.69 m ケース）	35
図-4 6	動水圧の時系列の比較（水深 1.45 m ケース）	35
図-4 7	動水圧の時系列の比較（水深 0.69 m ケース）	36
図-4 8	斜面水槽の概念図	36
図-4 9	入力波形	37
図-4 10	水平方向の計算結果（左壁から 5 m 地点）	38
図-4 11	鉛直方向の計算結果（左壁から 5 m 地点）	38
図-4 12	水平加振による解析結果の概念図とスナップショット	38
図-4 13	鉛直加振による解析結果の概念図とスナップショット	39
図-5 1	地形モデルの作成手順	40
図-5 2	各解析ケースにおける水平方向の地震波形	43
図-5 3	西湖の現地調査における波の痕跡などの各地点の様子，および位置図	44
図-5 4	西湖の地形モデル	45
図-5 5	水位の時系列波形（A・B・D 地点）	46
図-5 6	水域分布のスナップショット（A・B 地点）	46
図-5 7	西湖の傾斜区分図（標高+20 m まで図示）	46
図-5 8	3.11 東北地震と静岡県東部地震による西湖の各抽出ポイントにおける本現象の 波高の比較	48
図-5 9	抽出ポイント	48
図-5 10	河口湖の地形モデル	49
図-5 11	西湖，河口湖，芦ノ湖における最大波高の頻度に関する比較	50
図-5 12	西湖の傾斜区分図（標高+10 m まで図示）	50
図-5 13	芦ノ湖の地形モデル	51
図-5 14	地形モデル	51
図-5 15	芦ノ湖の斜区分図と湖尻水門付近の水位観測地点	52
図-5 16	レイカンゲルにおいて撮影された本現象の動画	53
図-5 17	地形モデル	53
図-5 18	レイカンゲルの水位時系列	54
図-5 19	レイカンゲルのスナップショット	54
図-6 1	計算対象地域（北品川地区）の空中写真	55
図-6 2	計算対象地域の地形モデル	56
図-6 3	水平方向の入力地震波形（都心南部直下地震（内閣府，2013））	57
図-6 4	解析結果のスナップショット（縦横比：4 倍）	57
図-6 5	解析結果の水位の時系列波形（A・B・C 点）	58

図-6 6	計算対象地域と地形モデルのメッシュ	59
図-6 7	対策工の例	59
図-6 8	護岸付近および運河中央付近のスロッシングによる水位変動.....	61
図-6 9	水位変動の抽出位置	61
図-6 10	スナップショット	62
図-6 11	拡大スナップショット (1/2)	63
図-6 12	拡大スナップショット (2/2)	64

表目次

表-2 1	地震により生じた世界各国のセイシュの事例	5
表-2 2	日本周辺を震源とする地震により観測された異常な水位変動の報告事例.....	7
表-3 1	西湖において推定される本現象の発生要因	15
表-3 2	抽出した解析モデル	21
表-3 3	解析ソルバの概念図	23
表-3 4	解析モデルの選定フローと選定根拠	24
表-4 1	各解析ケースの根拠データ	32
表-4 2	フルード則によるスケール換算	33
表-4 3	解析条件一覧	33
表-4 4	計算条件一覧	37
表-5 1	解析に用いた格子サイズ・格子数	41
表-5 2	対象地形の諸元	41
表-5 3	解析条件一覧	42
表-5 4	各解析ケースの使用データ	42
表-5 5	2011年3月11日～4月25日（現地調査日）までのM6以上の地震.....	47
表-6 1	解析条件一覧	56
表-6 2	各解析ケースの根拠データ	56
表-6 3	施工・管理・スロッシングの低減効果	65
表-7 1	各解析ケースの計算結果	67
表-7 2	各章におけるの計算結果の考察	67

第 1 章 序論

1.1 研究の背景

2011 年 3 月 11 日 14:46 (JST), 三陸沖を震源とする東北地方太平洋沖地震 (Mw 9.0) (以降, 本論では「3.11 東北地震」と呼ぶ) が発生した. その約 2 分後, 震源から約 470 km 離れた富士山麓に位置する山梨県西湖において, 通常の風波とは異なる長周期の津波のような異常な水面変動 (以降, 本論では「本現象」と呼ぶ) の発生が確認された (大平・柴山, 2012; 鈴木, 2012). 西湖は, 水面高度約 900 m, 海岸線からは約 40 km 離れた淡水湖である. 本現象が 3.11 東北地震の震源域から伝播した津波でないことは, 本現象が地震発生直後に発生していること, また西湖が閉鎖水域であることから自明である. なお, 地震による湖底地すべりに起因する津波ではないことも湖底地形調査の結果から確認できる (畠山, 2013).

西湖のほかにも, これまで M 6 クラス以上の大きな地震の発生直後に震源から離れた沿岸部や湾, 湖において, 通常の風波や津波とは異なる水位変動が稀に目撃・報告されている. 以下に 2 つの事例を挙げる.

(a) 能登半島沖地震 (2007) の直後の事例

富山湾において, 能登半島西方沖を波源 (震源) として発生した津波が能登半島を回折して到達するより早い時刻に, 通常の津波伝播では説明のつかない波高数十 cm の異常な水位変動が観測された (井上ほか, 2008).

(b) 3.11 東北地震の直後の事例

日本海溝沿いの青森県関根浜から千葉県銚子にわたる沿岸部の各観測点において, 津波の第一波の到達より早い時刻に両振幅約 1 m の水位変動が観測された (根本ほか, 2015). また, 震源から遠く離れた神奈川県芦ノ湖, 群馬県大塩湖, 奈良県池原ダム湖など, 海とは接続しない閉鎖水域においても, 地震の発生直後に本現象が観測されている (大平・柴山, 2012; 鈴木, 2012). さらに, 震源から遠く離れたノルウェーのフィヨルドにおいても本現象の報告がある (Stein et al., 2013).

3.11 東北地震の津波による甚大な被害を受けて, 沿岸地域の一般防災や港湾部に立地する原子力発電施設などの津波対策の考え方が見直され, 施設の耐津波性能も強化されてきた. しかしながら, 地震直後に発生する本現象に関する知見は少なく, また, 評価手法も確立されていない. さらに, 海から遠いため津波とは無関係と考えられてきた湾奥や内陸の湖, 沿岸部でも防潮堤の内側の堤内地における水域では, 津波対策が行われないケースが多い. 過去の事例では本現象による人的被害は報告されていないものの, 陸上氾濫やそれに伴う

漂流物の衝突、船舶の動揺による係留索の破断・損傷や船舶自体の転覆といった被害のリスクが危惧される。近い将来発生が予測されている首都直下地震や南海トラフの地震など巨大地震の際に、本現象が発生し津波対策が講じられていない地域での被害が心配される。

1.2 研究の目的

本研究では、本現象の定量的な評価手法の選定と被害リスクの把握を目的に、発生要因の推定と既往の関連研究を踏まえて解析モデルを選定し、過去の事例を対象に再現計算を行い、その再現性を確認する。さらに、今後発生するとされる地震を対象に将来予測を行うとともにハード対策による本現象の抑制効果を把握することで、湾や湖におけるスロッシング現象というこれまで注目されてこなかった自然災害によるリスクの認識を普及させ、抑制対策の提案する（図-1 1）。それにより、地震直後に震源から離れた湾や湖などにおいて発生する異常な水面変動とその被害リスクに関する研究の先駆けとなることを目指す。

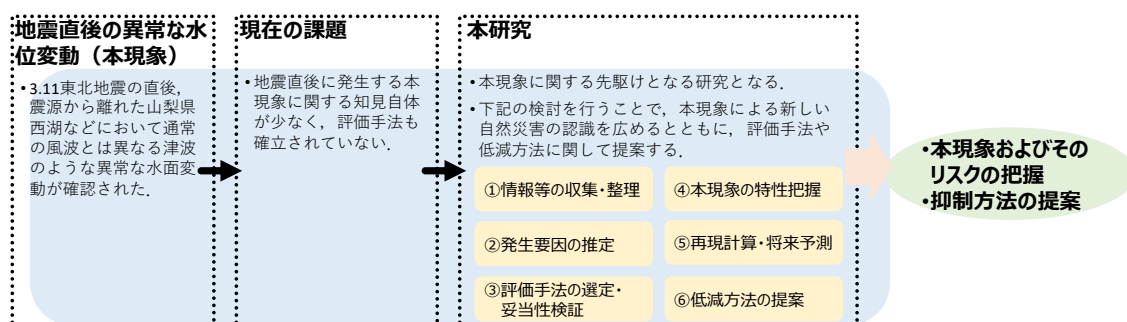


図-1 1 本研究の目的

1.3 本論文の構成

本論文は、7つの章から構成される。各章の概要は以下の通りである。

第1章は、序論であり、研究の背景と目的を述べた。

第2章では、3.11東北地震をはじめ、マグニチュード（以降、「M」と表記する）6以上の比較的大きな地震の直後に発生が報告された異常な水位変動の国内外の報告事例を収集・整理する。

第3章では、本現象の発生要因の推定および本現象を再現する数値解析手法の選定を行う。3.11東北地震時における西湖での本現象を代表例として、地震発生当日の気象記録や自然条件から発生要因の蓋然性を検討して発生要因を推定し、本現象の発生要因を踏まえて実現象を精度よく再現する数値解析手法を選定する。また、選定したモデルの基礎方程式などについても概説する。

第4章では、計算結果と水理模型実験の結果との比較より、第3章で選定した数値解析

手法のモデルの妥当性を検証するとともに、本解析手法を用いて感度分析を行い、本現象が発生し得る条件について考察する。

第5章では、本解析手法による再現性の確認を目的として、これまでに報告されている実例のうち、観測記録や証言などの情報が得られており検証比較が可能な事例を対象に、再現計算を行う。

第6章では、選定した本解析手法を用いて、将来発生が予想されている地震による本現象を予測し、被害リスクを把握するとともに、本現象の対策についても検討する。

第7章は、結論であり、本論文で得られた結論を総括する。

第2章 既往の研究

本章では、3.11 東北地震をはじめ、M6以上の比較的大きな地震の直後に発生が報告された異常な水位変動の国内外の報告事例を収集・整理する。

2.1 地震発生直後に発生した異常な水面変動に関する報告事例

2.1.1 海外の事例

表-2 1 に地震時に湖や湾、貯水池などの水域で本現象と考えられるセイシュの発生が確認された事例、図-2 2 にその地震の震源の概略位置をそれぞれ示す。3.11 東北地震における西湖での異常な水面変動（本現象）と同じ要因であるかどうかについては、正確には別途議論が必要あるため、ここでは類似する例として示す。世界の事例では M 7 クラス以上の巨大地震の発生の際に、地震による本現象（もしくは類似する現象）の発生が確認されている。沿岸部のみならず、3.11 東北地震における西湖などの事例と同様に、震源から離れた内陸部の湖などでも発生したことが報告されている。

津波発生の報告事例に比べて、地震時における本現象と類似する事例の報告数は少なく、観測機器などが用いられて波高や水位時系列が正確に記録された事例は稀有である。また、本現象が観測された事例のうち、波高は最大でも両振幅 1 m 未満である。しかし、観測事例が少ないため、観測されていない地点ではさらに大きな波高が発生していることも考えられ、観測値は実際に発生したすべての現象の真の最大波高とは限らない。これまでに本現象の波高などが観測されてこなかった理由として、発生頻度が少ないことに加え、1964 年アラスカ地震 (Mw 9.2) の超巨大地震が発生した場合でも発生した波の高さは 1 m 未満と波高は小さく、甚大な被害が報告されなかったことより、対策が必要となる災害リスクとして認識されなかったことが考えられる。

古くは 1755 年のリスボン地震 (Mw 8.5-9.0) が発生した際、震源から遠く離れたイギリスおよびノルウェーの内湾や湖においてセイシュが報告されている (鈴木, 2012)。1964 年のアラスカ地震 (Mw 9.2) が発生した際には、図-2 2 に示すように、アメリカの沿岸部や内陸部の湖やダム湖、貯水池などでセイシュが発生したことが報告されており、その波高は大きくとも約 0.4m (両振幅) である (National Research Council (U.S.), 1972)。1955 年のアッサム地震 (Mw 8.6) が発生した際にも、イギリスおよびノルウェーでセイシュが観測されている (鈴木, 2012)。1964 年のアラスカ地震 (Mw 9.2) が発生した際は、北米の約 850 か所およびオーストラリアの 4 か所で、湖や河川の水面変動が観測された。このセイシュについて

は、地震により伝播した周期 5~15 s の表面波に伴い生じたものとされている (Mcgarr and Vorhis, 1965 ; 鈴木, 2012).

最近の事例としては、2004 年のスマトラ島沖地震 (Mw 9.3) 時のインドおよびバンクラディシュ、ネパール、タイ北部の池などでセイシュの発生が確認された事例が挙げられる (ASC, 2008). また、その後の 2005 年のパキスタン地震 (M 7.6) では、インドおよびバングラディシュのダム湖や貯水池セイシュが目撃されており、ある貯水池や運河では約 0.6m の波が目撃されている (ASC, 2008). 2010 年のチリ地震 (Mw 8.8) では、アメリカ・ルイジアナ州のポンチャートレイン湖で約 0.15 m のセイシュが確認され、2010 年のバハカリフォルニア地震 (Mw 7.2) では、民家の水泳プールにおいてセイシュが発生した様子が動画で撮影されている (Wikipedia, 2017 年閲覧). 2017 年メキシコ中部地震 (M 7.1) においても、メキシコシティのソチミルコ運河でセイシュの様な現象が動画で撮影されている (Youtube, 2017 年閲覧).

表-21 地震により生じた世界各国のセイシュの事例

地震	Mw [*]	国	セイシュ発生場所	水位変動	既往文献など
1755 年 リスボン地震	Mw 8.5-9.0	イギリス, ノルウェー	イギリス: 湖, 内湾, 池, ダムの 4 か所, ノルウェー: フィヨルド, 湖の 29 か所	— “異常な波”	鈴木, 2012
1950 年 アッサム地震	Mw8.6	イギリス, ノルウェー	—	—	鈴木, 2012
1964 年 アラスカ地震	Mw9.2	アメリカ, オーストラリア	アメリカ: 沿岸部, 湖, 貯 水池など 850 か所, オース トラリア: 湖, 河川 4 か所	40 cm 以下 (両振幅)	National Research Council(U.S.),197 2
2004 年 スマトラ島沖地震	Mw9.3	インド, タイ, ネパール, バン クラディシュ	池など	—	ASC, 2008
2005 年 パキスタン地震	Mw7.6	インド, バング ラディシュ	ダム湖, 貯水池	0.6 m	ASC, 2008
2010 年 チリ地震	Mw8.8	アメリカ	ルイジアナ州ポンチャー トレイン湖	0.15m	Wikipedia
2010 年 バハカリフォルニ ア地震	Mw7.2	アメリカ	民家の水泳プールなで波 が報告	— (目撃情報)	Wikipedia
2017 年 メキシコ中部地震	Mw7.1	メキシコ	メキシコシティ・ソチミル コの運河	約 0.4 m	YouTube

※Mw: モーメントマグニチュード

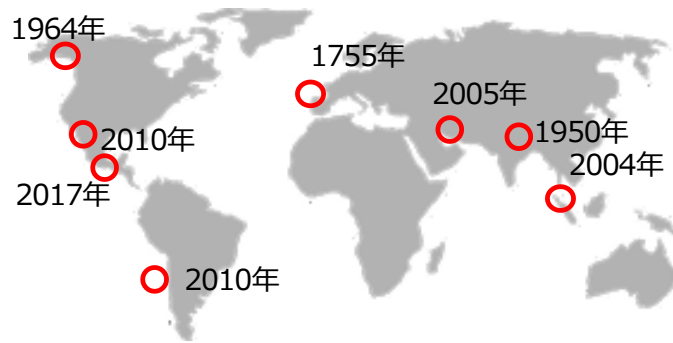


図-2.1 セイシュを発生させた地震の震源の概略位置 (世界)



FIGURE 2 Seismic seiches from the Alaska earthquake, as recorded in conterminous United States.

図-2.2 アラスカ地震時 (1964 年) にアメリカでサイスミック・セイシュが報告された地点 (National Research Council, 1972)

2.1.2 日本の事例

表-2.2 に日本周辺を震源とする地震により観測された異常な水位変動の報告事例、図-2.3 にその地震の震源の概略位置をそれぞれ示す。3.11 東北地震時における西湖での異常な水面変動と同じ要因であるかどうかについては、正確には別途議論が必要あるため、ここでは類似する例として示す。国内の事例は、報告数は少ないものの、M6 クラス以上の巨大地震の発生の際に、地震による本現象（もしくは類似する現象）の発生が確認されている。本現象は沿岸部のみならず、3.11 東北地震における西湖や芦ノ湖の例と同様に、震源から離れた内陸部の湖などでも発生したことが報告されている。ここでは、海域を震源とする地震が津波を生じた際に、津波の第一波よりも先に波が到達する「津波先行波」(大町・井上, 2001) も、本現象と同じ、または類似する要因と考えられることから同表 (表-2.2) に整理した。

表-2.2 日本周辺を震源とする地震により観測された異常な水位変動の報告事例

地震	マグニチュード*	場所	水位変動		参考文献等	再現計算
1930年 北伊豆地震	Mw6.9	(1) 芦ノ湖	9 cm (片振幅)	(a)水面振動	今村・小谷, 1932	×
1983年 日本海中部地震	Mw7.7	(7) 深浦検潮所	44 cm (両振幅)	(b)津波先行波	大町・井上, 2001	/
2005年 宮城県沖の地震	Mw7.1	(8) 久慈湾	5 cm 以下 (片振幅)	(b)津波先行波	永井ほか, 2007	/
2007年 能登半島沖地震	Mw6.7	(9) 富山湾	10 cm 以下 (片振幅)	(b)津波先行波	井上ほか, 2008 等	/
2011年 東北地方太平洋 沖地震	Mw9.0	(10) 日本海溝沿 岸	50 cm 以下 (片振幅)	(b)津波先行波	根本ほか, 2015 等	/
		(2) 西湖	約 0.8 m (遡上高)	(a)水面振動	大平・柴山, 2012 等	○ 実施
		(3) 芦ノ湖	約 20 cm (片振幅)	(a)水面振動	原田ほか, 2014	○ 実施
		(4) 大塩湖	- (目撃情報)	(a)水面振動	動画, YouTube	×
		(5) 池原ダム湖	- (目撃情報)	(a)水面振動	動画, YouTube	×
		(6) フィヨルド	約 1.2 m (両振幅)	(a)水面振動	Stein et al., 2013	○ 実施

※Mw：モーメントマグニチュード



図-2.3 セイシュを発生させた地震の震源の概略位置（国内）

地震時に発生した本現象と類似する事例の報告数は少なく、観測機器などにより正確に波高や水位時系列が得られた例は少ないものの、日本では古くから湖のセイシュについて研究や観測がなされており、古くは1930年の北伊豆地震（Mw 6.9）の際に、神奈川県芦ノ

湖で観測されている。この芦ノ湖の事例では、多くの目撃情報があっただけなく、神奈川県土木部河川課の水位計により本現象による波高および水位の時系列が観測された（今村・今村・小谷, 1932）。しかし、それ以降、2011年の3.11東北地震にまでの間、筆者が調査した限りにおいては本現象の報告は確認されていない。

2011年東北地震では、日本海溝沿いの青森県関根浜から千葉県銚子にわたる沿岸部の各観測点において、津波の第一波の到達より早い時刻に両振幅約1mの水位変動が観測された（根本ほか, 2015）。また、同地震の発生時には、震源から遠く離れた神奈川県芦ノ湖、群馬県大塩湖、奈良県池原ダム湖など、海とは接続しない閉鎖水域においても、地震の発生直後に本現象が観測され（大平・柴山, 2012；鈴木, 2012）、さらに、震源から遠く離れたノルウェーのフィヨルドにおいても本現象の報告がある（Stein et al., 2013）。

津波先行波の例としては、1983年日本海中部地震（Mw 7.7）が発生した際に、青森県の日本海側に位置する深浦検潮所において、津波の第一波の到達も早い時刻に両振幅44cmの津波に先行する波が観測され、大町・井上（2001）はこれを「津波先行波」と新称した。2005年宮城県沖の地震（Mw 7.1）および2007年能登半島沖地震（Mw 6.7）の際にも、波高数cmの津波先行波と考えられる水面変動が観測されている（井上ほか, 2008；永井ほか, 2007）。

(a) 水面振動

(1) 神奈川県芦ノ湖（1930年北伊豆地震）

芦ノ湖では、1930年の芦ノ湖直近を震源とする北伊豆地震（Mw 6.9）の発生直後において「異常な定常振動」が発生したことが報告されている（今村・小平, 1932）。湖の南岸の箱根町などにおいて多くの目撃者がいたことに加えて、神奈川県土木部河川課が設置していた湖南岸の箱根町の水位計により、その水位が記録された（図-24）。この記録によると地震とともに湖が動揺し、その振幅は地震の4時間後に9cm、16時間後に5cm、30時間後に1cmであり、2日程度継続した。今村・小平（1932）は、Nakamura & Honda（1911）が指摘した周期の T_1 および T_2 が卓越しており、特に T_2 の振動が顕著であったことを観測記録より明らかにした。また、鈴木（1936）はセイシュの原因は鉛直変位による鉛直の傾斜によって生じているとし、鈴木（1937）はこのサイスミック・セイシュの周期を Periodgram analysis および Phase diagram の手法により計算した。

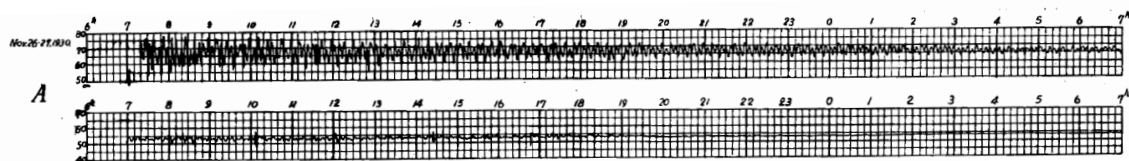


図-24 湖南岸の箱根町の水位計により観測された水位の一例（今村・小平, 1932）

(2) 山梨県西湖

3.11 東北地震の発生から約 2 分後に、山梨県西湖において通常の風波とは異なる長周期の津波のような異常な水面変動（以降、本論では「本現象」と呼ぶ）の発生が確認された（産経新聞，2011；大平・柴山，2012；鈴木，2012）。西湖の東岸では，異常な水面変動の痕跡が認められ（図-25），魚や枯れ木，通常は砂の中に生息する大きな貝が打ち上げられ，それらが帯状に堆積していた（鈴木，2012）。また，本現象について下記を目撃証言が得られている。

(a) 西湖においてボートで釣りをしていた男性からの証言

「突然、目の前の水位が上がり始めた。ザザーという音とともに湖水が（湖岸の）溶岩塊を登った。波というより湖岸の水位が 1 メートルぐらい盛り上がったように見えた。波ならず引くが、このときは水位がゆっくりと上がり、ゆっくりと下がった」（産経新聞，2011）。

(b) 西湖湖畔でレストランを経営する男性からの証言

「何度か津波のような大波が続いた。波はゆっくり来てゆっくり戻った。浜にあったボートが沖に流され、貝や小魚が浜に打ち上げられた。湖畔から沖合 40～50 m の幅で湖水が濁っていた。引き波が浜の砂をさらったようだ」（産経新聞，2011）。

西湖は，水面高度約 900 m，海岸線からは約 40 km 離れた淡水湖である。本現象が 3.11 東北地震の震源域から伝播した津波でないことは，本現象が地震発生直後に発生していること，また西湖が閉鎖水域であることから自明である。なお，地震による湖底地すべりに起因する津波ではないことも国土地理院が実施したマルチビーム音響測深機を用いた湖底地形調査の結果から確認できる（畠山，2013）。畠山（2013）によると，前回（1964 年）と今回（2012 年 11 月，図-26）の湖底調査結果の比較より，1966 年 9 月に発生した「足和田土石流災害」による湖東側の湖底で土砂の堆積は認められるものの，その他に湖底地すべりなど特異な湖底地形は認められていないとされている。



（産経新聞，2011）



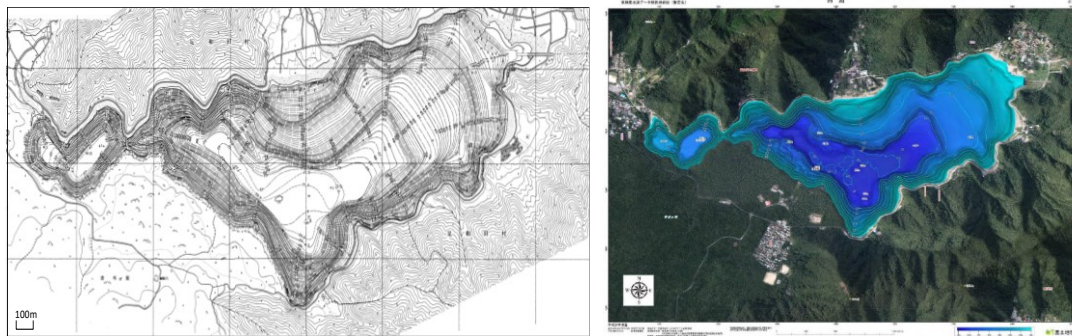
写真-1 岸に打ち上げられたボート



写真-2 西湖東岸の浜に打ち上げられた魚と貝

（鈴木，2012）

図-25 西湖における波の痕跡

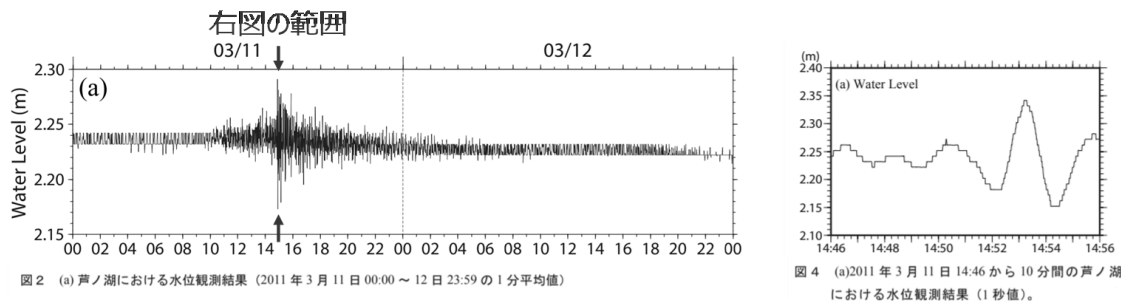


(左図) 前回 (1964 年) の湖底調査による水深図 (若井ほか, 1994)
 (右図) 1/10,000 高精度水深データ陰影段彩図「西湖 (暫定版)」(畠山, 2013)

図-2 6 西湖の水深図

(3) 神奈川県芦ノ湖

芦ノ湖では, 3.11 東北地震の発生直後に, 神奈川県温泉地学研究所が湖尻水門付近に設置した水位計により異常な水位変動 (図-2 7) が捉えられており, 最大で約 0.2 m の振幅を持つ水位変化が観測された. (原田ほか, 2014). 目撃証言も得られており, 芦ノ湖の湖岸には通常とは異なる波が打ち寄せている様子が動画や写真で撮影されている. 場所によっては, 陸上の歩道まで水位が上がった様子が撮影されている (図-2 8).



(左図) 2011 年 3 月 11 日 00:00~12 日 23:59 の 1 分平均値,
 (右図) 2011 年 3 月 11 日 14:46 から 10 分間の芦ノ湖における水位観測結果 (1 秒値)

図-2 7 湖尻水門付近で観測された水位の観測データ (原田ほか, 2014 を基に作成)



(左図) 発生した波によって濁った水面 (右図) 歩道まで水が上がった様子

図-2 8 3.11 東北地震直後に撮影された芦ノ湖の様子 (「anclo 日記」, 2017)

(4) 群馬県大塩湖

大塩湖において、3.11 東北地震の発生直後に通常時とは異なる水位変動（図-29）が捉えられており、その様子がインターネットに動画として掲載されている。湖底に堆積していたと考えられる砂や泥が巻き上げられ濁水となり、波が護岸に押し寄せたことが確認できる。



（左図）通常時（2011年3月11日撮影）、（右図）東北地方太平洋沖地震時（2011年3月18日撮影）、

出典：<https://www.youtube.com/watch?v=83pz7Ksb5kM>,（2017年9月閲覧）、

https://www.youtube.com/watch?annotation_id=annotation_585664&feature=iv&src_vid=83pz7Ksb5kM&v=gnSj92aIBYg,（2017年9月閲覧）。

図-29 3.11 東北地震の直後に撮影された大塩湖の様子（YouTube）

(5) 奈良県池原ダム湖

奈良県池原ダム湖においても、東北地方太平洋沖地震の発生直後に異常な水位変動（図-2-10）が捉えられており、その様子がインターネットに動画として掲載されている。



図-2 10 3.11 東北地震の直後に撮影された池原ダム湖の様子（YouTube, 2012年6月閲覧）

(6) ノルウェー・フィヨルド

震源から約 8,300 km 離れたノルウェーのフィヨルド（図-2 11）においても異常な水位変動が観測されている。この地域において、3.11 東北地震時に本現象が確認された。本現象の異常な水位変動が動画で捉えられており、観測された波は最大で波高 1.2 m（両振幅）、周期 64～66 s である（図-2 12；Stein et al., 2013）。

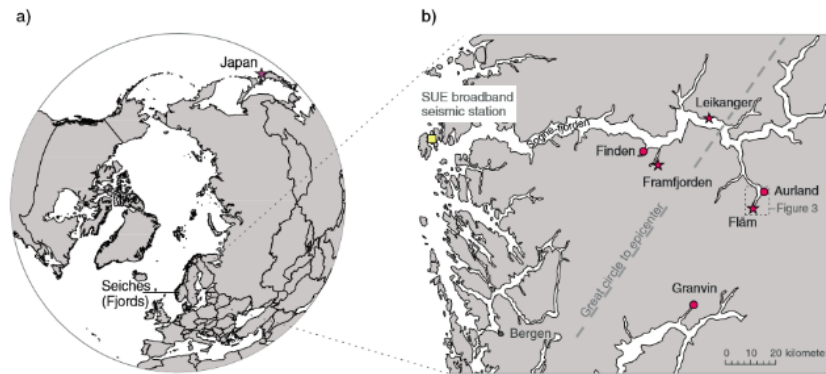


Figure 1. (a) Epicenter of the Tohoku Earthquake (M_w 9.0) in Japan and the oscillating fjords in western Norway. The distance along a great circle between these locations is about 8300 km. (b) Locations of reported seiches on 11 March 2011 in fjords in western Norway. Red stars indicate film clip recordings of the waves, red circles eyewitness accounts. The nearest seismic broadband station is SUE at the mouth of Sognefjorden.

図-2 11 ノルウェーのフィヨルドにおいて異常な水位変動が観測された地点 (Stein et al.,2013)

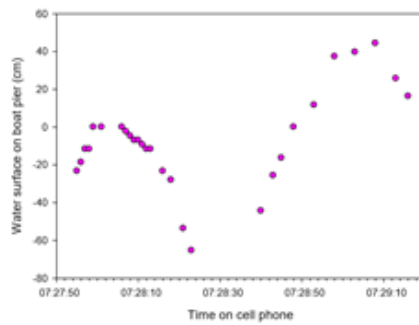


Figure S15: Fluctuations of the sea surface at Leikanger from analyzing the film clip IMG_0088. One dot represents one measurement of the water surface relative to a boat pier ladder. NB the time on this figure is in Norwegian standard time, which is UTC + 1 hour.

図-2 12 3.11 東北地震時のノルウェー・レイカンゲルでの観測波形 (Stein et al.,2013)

(b) 津波先行波

(7) 深浦検潮所

1983年日本海中部地震 (M_w 7.7) の発生時刻とほぼ同じ時刻に両振幅 44 cm の短周期の海面変動が、青森県の深浦検潮所の検潮記録でみられた (図-2 13)。この約 7 分後に津波第一波が到来し、その後も長い周期の津波波形が記録されている (大町・井上, 2001)。

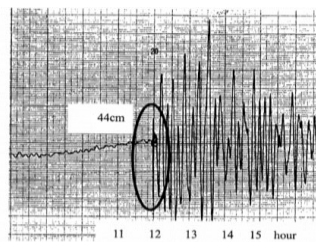


図-1 1983年日本海中部地震津波時に深浦検潮所でとらえた検潮記録。

図-2 13 1983年日本海中部地震津波時に深浦検潮所で観測された検潮記録 (大町・井上, 2001)

(8) 岩手県久慈

岩手県久慈において、2005年8月16日に発生した宮城県沖の地震 (Mw 7.1) において、津波の来襲よりも早い時刻に水位変動が観測されている (永井ほか, 2007)。

(9) 富山湾

富山湾において、能登半島西方沖を波源 (震源) として発生した津波が能登半島を回折して到達するより早い時刻に、通常の津波伝播では説明のつかない波高数十 cm の異常な水位変動が観測された (図-2 14 ; 井上ほか, 2008)。

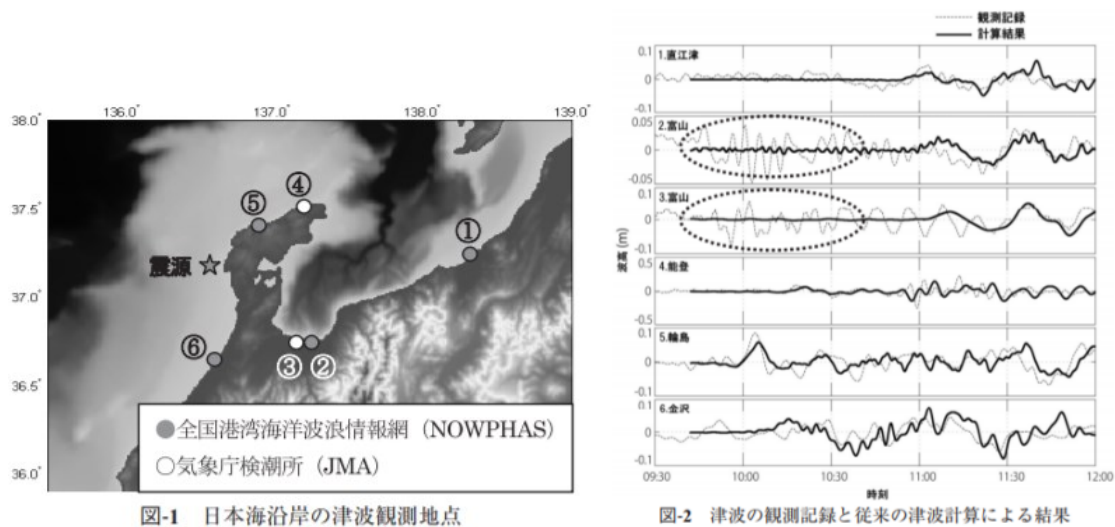


図-2 14 2007年能登半島沖地震において富山湾で観測された異常な水位変動 (井上ほか, 2008)

(10) 日本海溝沿岸部 (青森県関根浜から千葉県銚子)

日本海溝に面した沿岸部において、3.11 東北地震の発生直後から津波の第一波の到達までに異常な水位変動が気象庁の観測計により捉えられている (気象庁, 2012)。なお、この気象庁の巨大津波観測計は水深 10m 未満で水圧を直接観測しているため、従来の検潮所の検潮井戸の構造に起因する数秒～数十秒の短周期成分が除外された水位波形を観測する「水理フィルター」が生じることはない (佐竹, 1991 ; 佐竹ほか, 2010)。その観測された津波波形を図-2 15 に示す。岩手の宮古や大船渡、鮎川では津波の最大波高約 10 cm の第一波を観測し、その後計測機器が破損して記録が途絶えている。ここで、地震発生時刻 (14 時 46 分) から津波の第一波が到達するまでの約 20 分間に観測された周期数分の水位変動に注目すると、地震発生直後の水位変動の振幅が比較的大きい宮古、大船渡、鮎川、相馬では、片振幅数 cm から 50 cm 以下の波が地震発生直後から津波の第一波まで継続して観測されている。また、水位変動の周期は観測地点ごとに異なっており、大船渡では約 4 分、鮎川では約 6 分である (根本ほか, 2015)。

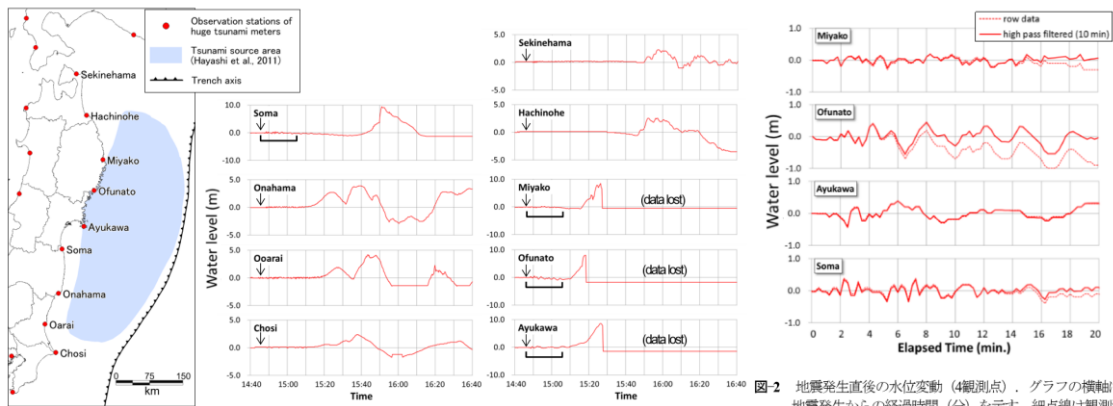


図-1 気象庁の巨大津波観測計で観測された2011年東北地方太平洋沖地震の津波波形。グラフ中の矢印は地震発生時間（2011/3/11 14:46）、黒太線の範囲は本研究で対象とする地震発生直後の水位変動である。

図-2 地震発生直後の水位変動（4観測点）。グラフの横軸は地震発生からの経過時間（分）を示す。細点線は観測波形、太線は周期10分のハイパスフィルターをかけた波形を示す。

図-2 15 気象庁の巨大津波観測系で観測された 3.11 東北地震の津波波形（根本ほか，2015）

2.2 本現象により推測される被害

3.11 東北地震の津波による甚大な被害を受けて、沿岸地域の一般防災や港湾部に立地する原子力発電施設などの津波対策の考え方が見直され、施設の耐津波性能も強化されてきた。しかしながら、地震直後に発生する本現象に関する知見は少なく、認知度も低い。また、評価手法も確立されていない。さらに、海から遠いため津波とは無関係と考えられてきた湾奥や内陸の湖、沿岸部でも防潮堤の内側の堤内地における水域では、津波対策が行われないケースが多い。過去の事例では本現象による人的被害は報告されていないものの、陸上氾濫やそれに伴う漂流物の衝突、船舶の動揺による係留索の破断・損傷や船舶自体の転覆といった被害が危惧される。

第3章 発生要因の推定と解析手法の選定

本章では、本現象の発生要因の推定および本現象を計算する数値解析手法の選定を行う。

3.11 東北地震時における西湖での本現象を代表例として、地震発生当日の気象記録や自然条件から発生要因の蓋然性を検討して発生要因を推定し、本現象の発生要因を踏まえて実現象を精度よく再現する数値解析手法を選定する。また、選定したモデルの基礎方程式についても概説する。

3.1 発生要因の推定

表-3 1 に西湖における本現象の発生要因の候補を示す。地震発生からの本現象の発生時刻の早さ、当日の気象記録や自然条件などから蓋然性を検討した。その結果、3.11 東北地震の断層運動による地盤変動のうち動的変位、つまり地震動によるスロッシング現象によるものである可能性が残った。スロッシング現象とは、通常、容器やタンク内の水が外部からの振動（強制振動）により揺動する現象であるが、湖や湾などの実地形において地震による加振により地盤が振動し、それに励起されて波が発生するスロッシング現象が起きたものと推定した。

表-3 1 西湖において推定される本現象の発生要因

波の要因		要因に対する評価	蓋然性
3.11 東北地震の断層運動による地盤変動	湖底の永久変位（津波）	<ul style="list-style-type: none"> 震源からの津波の伝播時間、閉鎖水域であることから考えられない 西湖全体が一律に約 1 cm の沈降域のため、湖内で津波は発生しない 	×
	動的変位（スロッシング）	<ul style="list-style-type: none"> スロッシングのような現象が湖で発生した可能性は否めない 	○
気象条件	風、微気圧変動、潮汐	<ul style="list-style-type: none"> 本現象当日の気象記録によると、それらを示唆する特異な気象条件ではなかった。また、潮汐は 1cm 以下である 	×
地形条件	湖底地すべり、湖底火山、湖底活断層、山体崩壊	<ul style="list-style-type: none"> 1964 年・2012 年のマルチビーム音響測深機等による湖底地形調査、地質分布や地形判読からはそれらを示唆するデータは認められない 	×
その他	大型船舶、巨大生物など	<ul style="list-style-type: none"> 当日に大型船舶が運航した記録はなく、巨大生物の確認情報もない 	×

ここで、スロッシング (sloshing) について、既往文献に基づき概説する。スロッシングとは、自由表面を持った液体の振動のことをいう(図-3 1)。貯槽施設やタンクなどでは、地震動による加振により液体が強制振動を受け、地震動の振動数成分においてスロッシングの固有振動数付近が卓越している場合には共振が発生し、波高が増幅されて、液体がタンクの外へ溢れ出ることがある(小松, 2015; 太田・座間, 2005)。タンクが加振されると、その中の液体は運動し、液面が大きく揺れる。その中でも、水平方向のスロッシング(横スロッシング)は、地震時にビルの振動などの影響を与えるため、地震工学分野では重要視されている。タンクが縦方向に加振される場合、軸対象な波形のスロッシング(軸対称スロッシング)も生じる。また、自由表面が細かい波形になる場合は、タンク自身が弾性変形している場合が多く、水の入ったバケツを蹴ったときに見られるパターンである。この様な弾性体の振動をバルジング (Bulging) と呼ばれる。スロッシングの減衰は小さいため、スロッシングが発生した場合は長時間にわたって液面振動が継続される。また、固有振動数に近い振動数で加振されれば、共振して大きな変形となるケースもある(小松, 2015)。

また、固有振動数 f は、水深が極端に浅くなれば、タンクの直径 $D=2a$ (矩形タンクであれば1辺の長さ) で概ね決まり、円筒タンクでの横スロッシングの1次固有振動数 f_{11} は、重力加速度を $g=9.8$ (m/s²) とし、半径 a の単位に m (メートル) を採用すると式(3.1)になる。ここに a は半径、 ω は角速度である(小松, 2015)。

$$f_{11} = \frac{\omega_{11}}{2\pi} = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{1.841g}{a}} = \frac{0.676}{\sqrt{a}} \approx \frac{1}{\sqrt{D}} \quad (3.1)$$



図 1.1 横スロッシング

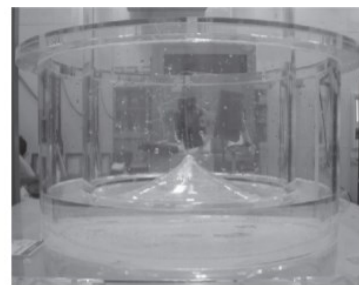


図 1.2 軸対称スロッシング

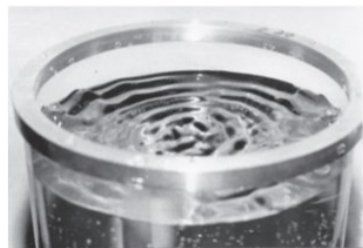


図 1.3 バルジング (同心円波形)



図 1.4 バルジング (ランダムな波形)

図-3 1 スロッシングの様式 (小松, 2015)

3.2 異常な水位変動に関する既往研究とその課題

湾や湖において発生する水位変動や、地震直後に発生した異常な水位変動に関する既往の研究における解析手法とその課題を以下に挙げる。

3.2.1 湾水振動やセイシュとして扱った研究

湾や湖における水位変動については、湾水振動やセイシュ（副振動）として取り扱われることが多い。スイスのレマン（ジュネーブ湖）湖での現象を対象とした Forel(1869)の研究をはじめとして今日まで研究されており、湖などの水位はその形状や水深などにより規定される固有周期を持ち、その周期によって振動するとされている。Forel(1869)は、風や気圧変動によって水面に発生する定常波を見出し、それをセイシュ（Seiche）と命名した。その後、セイシュは内湾や湖などの閉鎖水域で発生する定常波として国際的に知られ、世界各地で研究されてきた（例えば、Mcgarr & Vorhis, 1965 など）。

日本においてもセイシュの研究は古くからなされており、古いものでは Burton(1891)や中村・吉田（1901）が挙げられる。Burton(1891)は、芦ノ湖において沿岸部の小石が定期的に濡れたり乾いたりするのを観察することで水位変動を読み取り、周期 55 s のセイシュがあることを見出した。また、中村・吉田（1901）では、芦ノ湖および琵琶湖において水位観測を行い、定常振動の周期を見出し、いくつかの固有周期を算出した。また、酒井ほか（1975）は傾斜した海底を有する湾における湾水振動について理論的に論じている。

セイシュの卓越周期を T_n 、湾や湖の長さを l 、平均水深を h 、重力加速度を g とすると、卓越周期は次式のように求められる（図-3.2）。

・ 閉鎖水域

$$T_n = \frac{2l}{\sqrt{gh}} \tag{3.2}$$

・ 開口部のある水域

$$T_n = \frac{4l}{(2n-1)\sqrt{gh}} \tag{3.3}$$

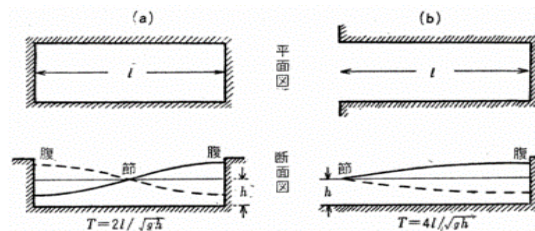


図-3.2 湖と湾におけるセイシュの基本振動（宇野木，1959）

しかしながら、湾水振動やセイシュとして扱った研究では、その水面変動を固有振動モードと発生した波の周期の決定に限られ、波の発生や発達、減衰の機構については説明しきれないとされており（宇野木，1959），水位の時系列波形などを定量的に算出することは難しい。

また、鈴木（2012）は、3.11 東北地震時の西湖での本現象について、西湖を長辺：東北東－西南西方向，短辺：北北東－南南東の矩形形状（図-33 の破線の範囲）と見なし、その際の固有振動周期が観測された地震波の長周期成分の中に含まれることから、本現象の原因をサイスミック・セイシュによるものとしている。しかしながら、西湖の湖岸の形状や水深を考慮せずに西湖の形状を矩形形状と見なす仮定が、西湖を再現する上で妥当なものであるか、より慎重な議論が求められる。さらに、3.11 東北地震時に西湖の周辺の神奈川県芦ノ湖で異常な水位変動が観測されたのに対し、山梨県本栖湖で観測されなかった理由に関して、芦ノ湖では水深 40 m 以深，本栖湖では水深 110 m 以深の、それぞれ図-34 の緑色で示す深い部分の形状が、芦ノ湖は西湖と同様に北北東－南南西および東北東－西南西方向の水域が広く分布しているのに対して、本栖湖は複雑な形状をしているためとしている。しかしながら、仮に湖の形状を矩形形状として単純化できたとしても、湖の形状およびその向きが類似するという理由のみで、サイスミック・セイシュの有無を判断することの妥当性について、議論の余地があると考えられる。

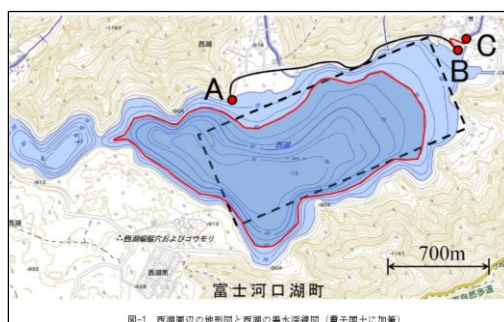


図-33 西湖周辺の地形図と西湖の等水深線図（鈴木，2012）

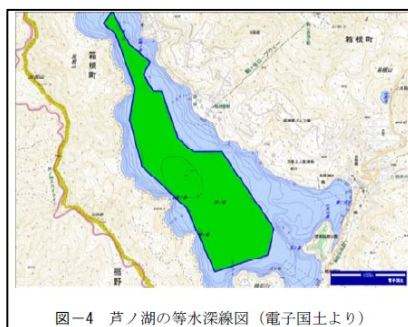


図-4 芦ノ湖の等水深線図（電子国土より）

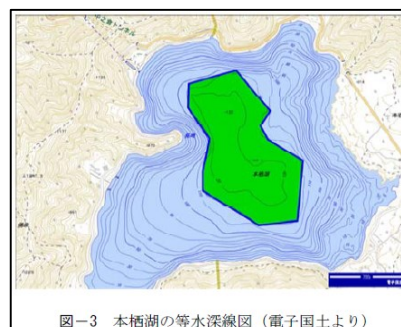


図-3 本栖湖の等水深線図（電子国土より）

図-34 芦ノ湖と本栖湖の地形図と西湖の等水深線図（鈴木，2012）

3.2.2 地震による水平方向の地殻の永久変位による波の励起として扱った研究

井上ほか (2008) および根本ほか (2015) は、2007年能登半島地震時の富山湾、3.11東北地震時の日本海溝に面した沿岸部をそれぞれ対象にして、地震による海底地盤の水平方向の永久変位に注目し、水平変位を等価な海面変動に置き換える Tanioka & Satake (1996) の手法 (式(3.4)) を用いて初期水位を与えて伝播解析を行った。その結果、津波の到達より早い時刻に生じる水位変動は再現できたものの、その時系列波形や波高については観測記録を再現する結果は得られなかった。ここで、 u_h は水平変位による海面変動、 H は水深、 u_x 、 u_y は海底地盤の東西方向の水平変位と南北方向の水平変位である。

$$u_h = u_x \frac{\partial H}{\partial x} + u_y \frac{\partial H}{\partial y} \quad (3.4)$$

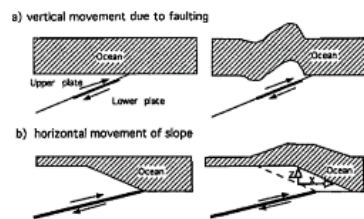


Figure 1. A schematic illustration of tsunami initial conditions for underthrust type earthquakes. The left side shows the ocean bottom before faulting and the right side shows the ocean bottom after faulting. Vertical displacement due to faulting is shown in (a). Horizontal movement of slope is shown in (b). Thick lines represent the regions where faulting occurs. Solid arrows show the fault motion. Open arrows show the vertical (z) and horizontal (x) motion of water due to the horizontal movement of slope.

図-35 地殻の鉛直変位および水平変位による津波の発生メカニズム (Tanioka & Satake, 1996)

3.2.3 地震による水平方向の地殻の動的変位による波の励起として扱った研究

長尾ほか (2010) などは、地震動の動的水平変位によるものとして扱い、地盤の振動速度を水の流体速度として入力することで波の再現を行っている。長尾ほか (2010) は、2007年能登半島地震直後の富山湾における本現象を対象に、海底地盤の法線方向速度を海底地盤付近の流体速度として入力し、波の励起を再現した。これにより出現時間や周期特性を一定程度説明できるとした。また、Ohira & Shibayama (2011) および大平・柴山 (2012) は、3.11東北地震直後の西湖における本現象を対象に、沿岸部の護岸の鉛直壁や急斜面部の振動を造波作用として捉え、地震の動的水平速度を沿岸部の流体速度として入力することで波の励起を再現した。非線形長波理論による平面二次元の伝播解析の結果、波高や周期について目撃情報と整合的な結果が得られた。しかしながら、図-36 に示すように、波の発生メカニズムのモデル化において、地震動による海(湖)底地盤や護岸の振動速度を、それらに接する水塊メッシュの流速として置き換える方法は、実現象をよく再現しているか議論が残った。

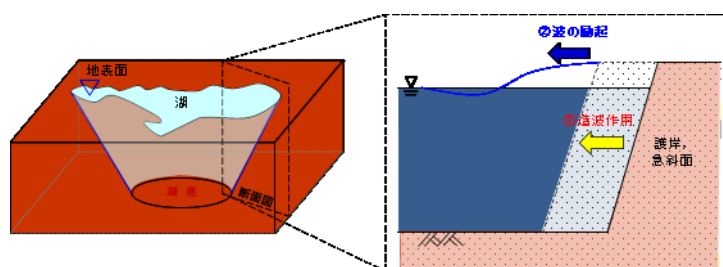


図-36 既往の研究における波の発生メカニズムの概略図

特に Ohira & Shibayama (2011)および大平・柴山 (2012) では、図-37 に示す通り、水際メッシュのみに地震動を入力しており、水際の垂直護岸のみに造波機能を持たせたモデルを提案している。しかし、実現象としては、水際線のみならず傾斜勾配を持つ湖（海）底においても湖（海）底が水塊を押し出し、流速や波を発生させることが考えられる。湖（海）底の斜面において、水塊を押し出して流速を発生させる現象を再現するためには、深さ方向の流速を再現することが解析上必要になる。そのため、Ohira & Shibayama (2011)および大平・柴山 (2012) の解析手法のように、深さ方向を一定の速度として扱う平面二次元解析ではなく、深さ方向を考慮して計算可能な三次元解析を適用する必要がある。

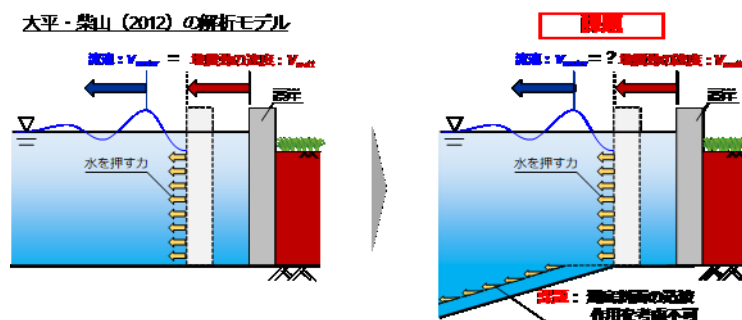


図-37 既往の研究における波の発生メカニズムの概略図（大平・柴山，2012 を基に作成）

3.3 解析手法の選定

3.3.1 解析モデルの抽出

既往の研究とその課題、および本現象を大規模な地形でのスロッシング現象と扱うことを踏まえ、実現象に即した正確な計算を行うために下記 2 つの観点で解析モデルを選定した。その際、海岸工学で用いられる波の伝播解析、宇宙工学や機械工学で用いられるスロッシング解析で用いられる解析手法を参考にして解析モデルを抽出した（表-3 2）。

- ① 大規模地形で波の伝播解析が可能か。
- ② スロッシング解析が可能か。（深さ方向の流速を考慮できるか。）

表-32 抽出した解析モデル

	手 法	解析モデルの例	①大規模地形で波の 伝播解析可能か？	②スロッシング解析 が可能か？
A. 波の伝播解析 (海岸工学)	一次元解析	・固有振動モード	×	×
	平面二次元解析	・浅水波理論	○	×
	三次元解析	・VOF法	○	? 前例がない
B. スロッシング解析 (機械工学, 宇宙工学)	一次元解析	・メカニカルモデル	×	×
	断面二次元解析	・VOF法	△	○
	三次元解析	・VOF法 ・粒子法	? 前例がない	○
<選定したモデル>				
湾湖のスロッシング 解析	三次元解析	・VOF法	○	○

○

表中の「A. 波の伝播解析 (海岸工学)」で抽出した解析モデルについての詳細な解説は、多くの既往研究があるためそれらを参照されたい (例えば土木学会海岸工学委員会, 2012).

「B. スロッシング解析 (機械工学, 宇宙工学)」について概要や特徴などを下記に簡潔にまとめる.

(a) 一次元解析手法 (メカニカルモデル)

小松 (2015) は, 振動系として等価なばね—質点モデル (メカニカルモデル) に置き換え, 振動応答と制御系との干渉問題として扱っている. 固定マス m_0 をタンクに固定しているとみなせる液体の質量, スロッシュマス m_l を 1 次の横スロッシングに対応する液体の動的可動質量 (スロッシュマスが振動を受けた時, タンクと一緒に動かない液体質量と考えることもできる), x_l をスロッシュマスの変位 (タンク壁に対する相対変位) とする. また, 固有振動数は次式で表される.

$$\omega^2 = \xi_i \frac{g}{a} \tanh \frac{\xi_i h}{a} \quad (\xi_1 = 1.8412, \xi_2 = 5.3314, \xi_3 = 8.5363) \quad (3.5)$$

ここで, ω は角速度, ξ は係数を表す.

スロッシュマスの変位 x_l と自由振動変位の最大値 η_{max} との関係は次式のように表すことができる.

$$\eta_{max} = \frac{\omega_{11}^2}{g} \frac{2a}{\xi_{11}^2 - 1} \hat{x}_1 = \frac{2\xi_{11}^2}{\xi_{11}^2 - 1} \tanh \frac{\xi_{11} h}{a} \hat{x}_1 \quad (3.6)$$

しかしながら, 一次元の解析手法であるため, 計算対象は円柱や長方体などの基本的な形

状に限られ、波の発生や発達、減衰の機構を再現することはできない。

(b) 断面二次元解析手法

スロッシングの断面二次元解析手法として SLOSH-2D (酒井ほか, 2007) がある。この手法は、VOF 法を用いた自由液面を考慮できる二次元断面直交格子差分法による非圧縮性流体の乱流数値解析コードであり、 $k-\epsilon$ 乱流モデルによる乱流粘性を扱い、SIMPLE 法による質量保存の厳密に行うことで、非線形のスロッシング解析を可能としている。酒井ほか (2007) は、2003 年十勝沖地震 (M8.0) における石油タンクのスロッシング現象を解明するために、矩形水槽での振動台実験を行い、解析手法との比較検証を行っている。その結果、解析値が実験値を再現する非常に良好な結果が得られている。しかしながら、断面二次元の解析手法は、単一断面の解析に限られ、南北、東西の 2 方向の平面的な波の広がり再現することはできない。

(c) 3次元解析手法

近年のコンピュータの計算性能の高速化と高精度な計算手法の進展により、水理模型実験に取って代わる手法として、数値計算により複雑な流運場を解析する数値流体力学 (CFD: Computational Fluid Dynamics) の重要性が増している。最近では、流体力学の支配方程式を直接計算することにより、非線形かつ非定常な物理現象をより精密に解明する取り組みが実施されている (小松, 2015)。代表的な三次元流体解析コードには、VOF (Volume of Fluid) 法を用いた、OpenFOAM があるが、これを用いてスロッシングを計算した例は少ない (例えば、中部電力, 2014)。また、地震動の入力方法は水塊に加速度を直接与える方法であるため、実現現象を厳密に再現しているか議論が残る。

また、粒子法によるスロッシング解析も行われている (小野ほか, 2007; 井島ほか, 2012; 鶴田ほか, 2016)。ただし、計算負荷が大きいため、計算機の性能を考慮すると大きくてもタンク程度の規模を対象とした計算に限られることが多い。

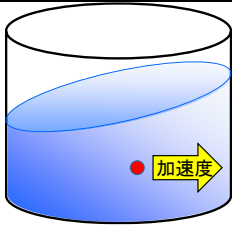
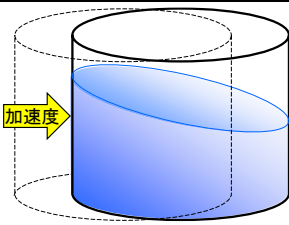
3.3.2 解析手法の選定

推定した発生要因および既往の解析手法の課題を踏まえて、地震に伴う地盤の振動により、湾内や湖内の水が揺動するという実現現象に近い波の発生メカニズムを再現できること、また、波の発生後の水の複雑な挙動を再現できることという観点から、三次元スロッシング解析を選定した。これは、これまで LNG タンクや水槽などの設備を対象に適用されてきた手法であるが、本研究では湾や湖、運河などの大規模地形に拡張して使用することとする。具体的には、三次元でモデル化した地形に地震の動的変位を与え、それに伴う水の挙動を分析する。

解析ツールとして OpenFOAM (Ver.2.3.0) を適用する。OpenFOAM は、オープンソースの

数値流体の解析ツールであり、VOF法を用いた気液二相の流体解析が可能である。OpenFOAMは、高度な設計水準が求められる原子力の技術規定の中で、スロッシング解析における精度の高い手法であり、複雑な形状や流体の非線形現象を考慮する場合に有効であるとされている（中部電力，2014）。また，本研究ではOpenFOAMが有する解析ソルバのうち，interDyMfoamソルバ（以降，本論では「本解析手法」と呼ぶ）を採用した。これは，等温・不混和・非圧縮の二相流を対象に解析を行うinterFoamソルバに，動的メッシュ機能が備えられたソルバである。非圧縮性流体の連続式およびナビエ・ストークス方程式を基礎方程式として，有限体積法によって離散化して計算する。これにより，表-33の概念図に示すように，これまでは水塊に地震動の加速度などを直接与えていたものが，地盤の揺れにより受動的に水が揺動する現象を再現できる。特定地点における結果の抽出には，動的メッシュの動きに追従してデータを抽出する自作のプログラムを用いている。使用する計算機には，今後実務においても使用できる解析とするため，高性能計算機ではなく一般向けのPC（CPU:Core-i7 K7700）を用いた。図-38に計算フローを示す。なお，乱流モデルは使用せず，境界条件として壁面および海（湖）底にはno-slip条件を適用した。参考として，表-34に解析モデルの選定フローと選定根拠を示す。

表-33 解析ソルバの概念図

ソルバ	interFoam	interDyMfoam
モデル概略図		
解説	・水塊に地震動の加速度を与える	・容器に地震動の加速度を与えることで水塊を揺する。 ・移動メッシュで容器の一部を動かす手法と容器全体を揺する手法の2種類が考えられるが、実現象に後者を選択する

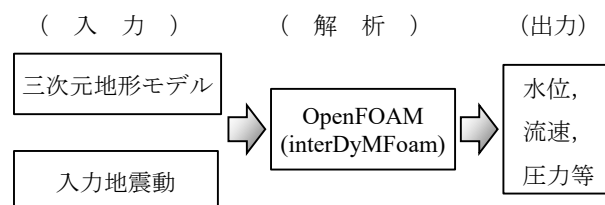
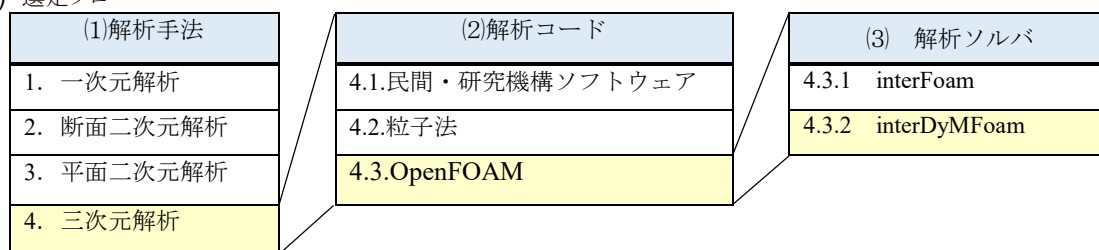


図-38 計算フロー

表-3.4 解析モデルの選定フローと選定根拠

(a) 選定フロー



(b) 選定根拠

(1)解析手法	選定根拠
1.一次元解析 (固有振動モード)	●波の発生・減衰機構，地形等を考慮できない。
2.断面二次元解析	●代表断面でしか解けないため，地形による波の反射を再現できない。
3.平面二次元解析	●深さ方向を考慮できないため，斜面での波の発生機構を再現できない。
4.三次元解析	○地形による波の反射，深さ方向を考慮でき実現象に近い。

(2)解析コード	選定根拠
4.1.民間・研究機構ソフトウェア (FLOW-3D, SLOSH-3D など)	●市販ソフトやインハウスソフトは，解析コードを改良できない。また，技術料が高い。
4.2.粒子法	●粒径一定で，詳細検討部のみを細かくできないため計算負荷が大きい。
4.3.OpenFOAM	○ オープンソース。VOF 法を用いており，複雑な境界面の変形を再現可能。また，解析コードを改良できる。

(3)解析ソルバ	選定根拠
4.3.1 interFoam	●地震動の加速度＝水塊の加速度を前提として扱ってしまう。 ●水塊全体に地震動の加速度を与えるため，水塊が壁等に押された時の跳ね上がり等の現象を無視してしまう。
4.3.2 interDyMFoam	○容器に押されて水塊が動く（＝容器に地震動の加速度を与える）ため，実現象と波の発生メカニズムに近い。水塊が壁等に押された時の跳ね上がり等の現象を考慮できる。

3.3.2 VOF 法の基本概念

ここでは，既往文献に基づいて VOF 法の基本概念について概説する．液体中に存在するある物理量 F (VOF 関数) を時間的に追跡する．つまり F を Lagrange 的に捉えるための式は一般に次式で表される．

$$\frac{DF}{Dt} = \frac{\partial F}{\partial t} + u \frac{\partial F}{\partial x} + \omega \frac{\partial F}{\partial z} = 0 \tag{3.7}$$

物理量 F を、 $F=0$ 、 1 をそれぞれ気体、流体を表すと仮定すると、式(3.7)の F は一見流体の体積率を表しているように考えられる。しかし、式(3.7)が意味することは、 $F=0$ あるいは $F=1$ という物理量が x 、 y 、 z 方向の流速 u 、 v 、 w で輸送されることのみを示す。 F は必ずしも 0 や 1 である必要はなく、気体と流体を区別する指標となる。つまり、式(3.7)は流体粒子の挙動を表すものの、自由表面上の点を直接計算するものではなく、 $F=0$ と $F=1$ の間に自由表面の存在を把握するのみであり、式(3.7)による F は流体の体積率と見なすため、非圧縮性流体に対する連続式を用いて式(3.7)を保存形表示すると次式になる。

$$\frac{\partial F}{\partial t} + \frac{\partial(uF)}{\partial x} + \frac{\partial(\omega F)}{\partial z} = 0 \tag{3.8}$$

以上のことから、式(3.8)は流体領域だけでなく解析領域全域に用いることができる。つまり F の値により、 $F=0$ のとき気体セル、 $F=1$ のとき流体セル、 $0 < F < 1$ のとき表面セルとして表現することが可能になり、図-3 9 に示すように、VOF 法によって自由表面形状をモデル化することができる。なお、表面セルを F の値のみで $0 < F < 1$ と定義すると、液面境界の判定に不都合が生じるため、表面セルは F 値のみで判断せず、必ず気体セルに隣接するという条件を設定している。(土木学会海岸工学委員会, 2012)

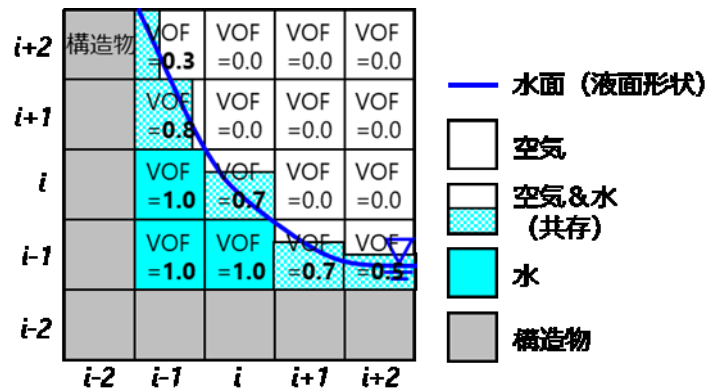


図-3 9 解析モデルの計算格子例

3.3.3 interDyMFoam の基礎方程式および離散化手法

等温・不混和・非圧縮の二相流ソルバの interDyMFoam の基礎方程式は、下記に示す連続式と非圧縮性流体の Navier-Stokes 方程式である。

(a) 連続式

連続式（質量保存の式）は、次式で表される。

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho u) = 0 \quad (3.9)$$

ここで、 u は速度、 ρ は密度、 ∇ は三次元領域におけるベクトル演算子である。定常状態では時間微分項が省かれる。非圧縮性流体を扱うため、次式になる。

$$\nabla \cdot U = 0 \quad (3.10)$$

ここで、 U は流速ベクトルである。

(b) 運動方程式（ナビエ・ストークス方程式）

$$\frac{\partial \rho U}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho U U) = -\nabla \cdot p^* + \nabla \cdot \tau + \rho g + f_s \quad (3.11)$$

ここで、 p^* は疑似動圧、 τ は粘性応力テンソル、 g は重力加速度ベクトル、 f_s は表面張力に相当する体積力である。

(c) 有限体積法による離散化

OpenFOAM では、偏微分方程式の離散化手法として主に有限体積法が用いられている。有限体積法は、コントロールボリューム法ともよばれ、連続体の偏微分方程式を離散化して解く手法の一つである。連続体をコントロールボリュームあるいはセルともよばれる多面体で分割し、方程式をセルの体積積分の形で表す（図-3 10）。

離散点をセルの中心に置き、セル内部の値をセル中心の値で代表させる。 P は注目セルの中心の点、 N は隣接セルの中心の点、 f は注目セルと隣接セルが共有する面の中心の点である。これらの点における値をそれぞれ P 、 N 、 f の添え字で表す。例えば、それぞれの点の位置を x_p 、 x_N 、 x_f のように表す。

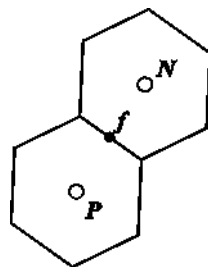


図-3 10 セル形状の概略図

たとえば、次のようなスカラー輸送方程式を考える。

$$\frac{\partial \rho \phi}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \phi u) = \nabla \cdot (k \nabla \phi) + S \quad (3.12)$$

ここで、 u は流速ベクトル、 ρ は密度、 k は拡散係数、 S はソース項である。これを有限体

積法で離散化する。まず、方程式をセルにおいて積分すると、

$$\int \frac{\partial \rho \varphi}{\partial t} dV + \int \nabla \cdot (\rho \varphi u) dV = \int \nabla \cdot (k \nabla \varphi) dV + \int S dV \quad (3.13)$$

となり、次式のように表される。

$$\frac{\partial \rho \varphi}{\partial t} V_p + \int \nabla \cdot (\rho \varphi u) dV = \int \nabla \cdot (k \nabla \varphi) dV + S V_p \quad (3.14)$$

ここで、 V_p は注目セルの体積である。時間微分は差分法で離散化することとし、次に空間微分の離散化について導出する。発散はガウスの発散定理により次のように表される。

$$\int \nabla \cdot (\varphi u) dV = \int (\varphi u) \cdot n dS = \sum \varphi_f u_f \cdot S_f \quad (3.15)$$

ここで、 n は領域表面の法線ベクトルを表す。 S_f はセルを構成するそれぞれの面について垂直でそれぞれの面積を大きさとして持つベクトル（面積ベクトル）である。

∇ （ナブラ）についても同様に、次式で表される。

$$\int \nabla \cdot (k \nabla \varphi) dV = \int (k \nabla \varphi) \cdot n dS = \sum k_f (\nabla \varphi_f) \cdot S_f \quad (3.16)$$

勾配についても同様に、次式で表す。

$$\int \nabla \varphi dV = \int \varphi n dS = \sum \varphi_f S_f \quad (3.17)$$

次に、 φ_f および $(\nabla \varphi)_f$ の面中心の値を表す。離散化スキームを用いて φ_f は次式で表される。

$$\varphi_f = \omega \varphi_p + (1 - \omega) \varphi_N \quad (3.18)$$

ここで、 ω は重みで線形補間を考えた場合、 ω は N_f 間の距離と $P-N$ 間の距離の比で表される。

$$\omega = \frac{|x_f - x_N|}{|x_f - x_p|} \quad (3.19)$$

線形補間は中心差分法に当たり、対流項で扱うには問題があるため、対流項には次の風上差分スキームなどを用いる。

$$\varphi_f = \begin{pmatrix} \varphi_P & (u_f \cdot S_f \geq 0) \\ \varphi_N & (u_f \cdot S_f < 0) \end{pmatrix} \quad (3.20)$$

面中心の勾配 $(\nabla \varphi)_f$ については、 $(\nabla \varphi)_f \cdot S_f$ の形で面の法線方向の勾配として離散化

する.

$$(\nabla\varphi_f) \cdot S_f = \frac{|\varphi_N - \varphi_P|}{|x_N - x_P|} |S_f| \quad (3.21)$$

以上の方法で方程式(3.12)を離散化すると, 一般に次の様な形で表される.

$$A_p \varphi_f + \sum A_N \varphi_N = b \quad (3.22)$$

ここで A_p および A_N は代数方程式の係数行列に相当するものであり, b は代数方程式の右辺に相当するものである. これを全セルで合成すると, 偏微分方程式に対応した代数方程式となる (春日, 2015).

(d) 圧力方程式

運動方程式を半離散化すると, 次式のように表される.

$$A_p u_p + \sum A_N \varphi_N = -\nabla p \quad (3.23)$$

ここで A は係数で, 添え字の p は注目セルを, N は注目セルの隣接セルを表す. OpenFOAM では, 右辺を除いて,

$$A_p u_p + \sum A_N \varphi_N = 0 \quad (3.24)$$

となるため, 次式のように表される.

$$A_u = H \quad (3.25)$$

これより運動方程式は次式のように表される.

$$A_u = H - \nabla p \quad (3.26)$$

また, 速度は次式のように表される.

$$u = \frac{H}{A} - \frac{1}{A} \nabla p \quad (3.27)$$

これを連続式(3.9)に代入すると,

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot \left(\frac{\rho}{A} H - \frac{\rho}{A} \nabla p \right) = 0 \quad (3.28)$$

となる. したがって,

$$\nabla \cdot \left(\frac{\rho}{A} \nabla p \right) = \frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot \left(\frac{\rho}{A} H \right) \quad (3.29)$$

と表される.

定常の場合は右辺の時間微分が省かれる. 非圧縮性流体の場合は次のようになる.

$$\nabla \cdot \left(\frac{1}{A} \nabla p \right) = \nabla \cdot \left(\frac{H}{A} \right) \quad (3.30)$$

上記の圧力方程式を解いて求めた圧力から, 式(3.27)により新しい速度が求められる. なお, 流速と圧力は PISO (Pressure Implicit with Splitting of Operators) 法で解かれ, OpenFOAM の形式では, 次の手順で計算される.

- (1) 運動方程式 (式(3.26)) を解き, 速度を求める.
- (2) 圧力方程式 (式(3.29)あるいは式(3.30)) を解き, 圧力を求める.
- (3) 式(3.27)により速度を更新する.
- (4) 上記の圧力の計算および速度の更新を指定回数だけ繰り返す (通常は2回)

以上の手順を必要な時間ステップ分だけ繰り返される (春日, 2015).

(e) 基本的境界条件

基本的な境界条件は値指定条件 (ディリクレ条件) と勾配指定条件 (ノイマン条件) である. OpenFOAM では, それぞれ `fixedValue` と `fixedGradient` が対応する. 勾配指定条件はゼロ勾配条件としてよく用いられ, OpenFOAM では `zeroGradient` として別途用意されている.

OpenFOAM では, 境界において値 X_b とその勾配 ∇X_b を次のような形で想定している.

$$\begin{aligned} X_b &= a_1 X_p - a_2 \\ \nabla X_b &= b_1 X_p - b_2 \end{aligned} \quad (3.31)$$

ここで X_p はセル中心の値である.

値指定条件の場合, 指定された値を \hat{X}_b とすると,

$$\begin{aligned} X_b &= \hat{X}_b \\ \nabla X_b &= \frac{\hat{X}_b - X_p}{d} \end{aligned} \quad (3.32)$$

ここで, d はセル中心から境界までの距離である. 各係数は,

$$\begin{aligned} a_1 &= 0, \quad a_2 = \hat{X}_b \\ b_1 &= -\frac{1}{d}, \quad b_2 = \frac{\hat{X}_b}{d} \end{aligned} \quad (3.33)$$

勾配指定条件の場合, 指定された勾配を $\overline{\nabla X_b}$ とすると,

$$\begin{aligned} X_b &= X_p + \overline{\nabla X_b} d \\ \nabla X_b &= \overline{\nabla X_b} \end{aligned} \quad (3.34)$$

各係数は、次のようになる。

$$\begin{aligned} a_1 &= 1, \quad a_2 = \overline{\nabla X_b} d \\ b_1 &= 0, \quad b_2 = \overline{\nabla X_b} \end{aligned} \quad (3.35)$$

ゼロ勾配条件の場合、

$$\begin{aligned} X_b &= X_p \\ \nabla X_b &= 0 \end{aligned} \quad (3.36)$$

となり、各係数は下記となる。

$$\begin{aligned} a_1 &= 1, \quad a_2 = 0 \\ b_1 &= 0, \quad b_2 = 0 \end{aligned} \quad (3.37)$$

OpenFOAM には、値指定条件と勾配指定条件の混合条件が用意されている(mixedFvPatch)。 X_b は次式で表される。

$$X_b = \omega \hat{X}_b + (1 - \omega)(X_p + \overline{\nabla X_b} d) \quad (3.38)$$

ここで、 ω は値指定条件か勾配指定条件かを定める重みである。 $\omega=1$ であれば値指定条件となり、 $\omega=0$ であれば勾配指定条件となる (春日, 2015)。

(h) 壁の条件

壁の条件には、固着(non-slip)条件とスリップ(slip)条件がある。前者は壁面で流速を 0 (m/s) とするものであり、壁として通常この条件が使われる。壁で流体がすべり流速が 0 (m/s) にならない場合は、後者の条件を用いる。圧力についてはゼロ勾配条件とする。温度についてはいくつかの条件がある。固着条件では、流速は値指定条件で 0 (m/s) とする。壁が動いている場合は壁の速度を指定する。スリップ(slip)条件では、壁方向の速度勾配を 0 (m/s) とする。OpenFOAM では slip という条件を用いる。これは対称条件と同じものである。対称条件では壁の速度 u_b を壁近傍セル速度 u_p から次のように求められる。

$$u_b = u_p - (u_p \cdot n)n \quad (3.39)$$

OpenFOAM では、次式を用いて計算される。

$$u_b = \frac{1}{2} \{u_p + (1 - 2nn) \cdot u_p\} \quad (3.40)$$

圧力については、速度から圧力勾配を求める方法も用いられる。式(3.27)から、壁の圧力勾配 ∇p_b は次式で表される。

$$\nabla p = H - A_u \quad (3.41)$$

OpenFOAM では `fixedFluxPressure` がこの条件に当たり、次式のように計算される。

$$\nabla p = \frac{\frac{H}{A} - \varphi}{SD_p} \quad (3.42)$$

ここで $D_p=1/A$ という変数が要求されており、この条件が使えるのは D_p が定義されたソルバに限られる (春日, 2015)。

なお、本研究では水路の途中までを計算対象領域に設定する際など、一部のケースで吸収境界を設定している。吸収境界の設定には、`interDyMFoam` を基に境界条件が改良された `ihDyMFoam` (Higuera et al., 2013 ; IHcantabria, 2014) ソルバを用いる。このソルバは、`Active boundary` によるデジタルフィルターが備えられており、入射波と逆向きの流速を与えることで反射波の発生を抑制している。逆向きの流速は次の式(3.43)で求められる。ここで、 U_c : 補正流速, η_R : 反射波高, g : 重力加速度, h : 水深である。

$$U_c = -\sqrt{\frac{g}{h}} \eta_R \quad (3.43)$$

(f) 気液界面の追跡方法

気液界面の追跡には、Ruche(2002)と Waller(2002)によって改良された VOF 法を用いている。その移流方程式は次式で表される。

$$\frac{\partial \alpha}{\partial t} + \nabla \cdot U\alpha + \nabla \cdot U_c\alpha(1 - \alpha) = 0 \quad (3.44)$$

ここで、 α は流体の体積率を表す VOF 値 ($0 \leq \alpha \leq 1$)、 U は気液相の平均流速である。 U_c は気相と液相の相対流速であり、次式で定義される。

$$|U_c| = \min[c_\alpha |U|, \max(|U|)] \quad (3.45)$$

ここで c_α は、VOF 値の拡散を抑制するための変数である (川崎ほか, 2013)。

第4章 解析手法の妥当性検証・感度分析

本章では、水理模型実験結果との比較から第3章で選定した数値解析手法のモデルの妥当性を検証するとともに、本解析手法を用いて感度分析を行い、本現象の傾向を把握する。そのため、まず、本解析手法の妥当性の検証のため、酒井ほか(2007)による矩形タンクのスロッシングの実験結果と解析結果との比較検証を行う。次に、選定した数値解析手法を用いて底面勾配の感度分析を行い、本現象の発生条件や波高が大きくなる条件について考察する。表-4.1に本章で計算する解析ケースの根拠データを示す。

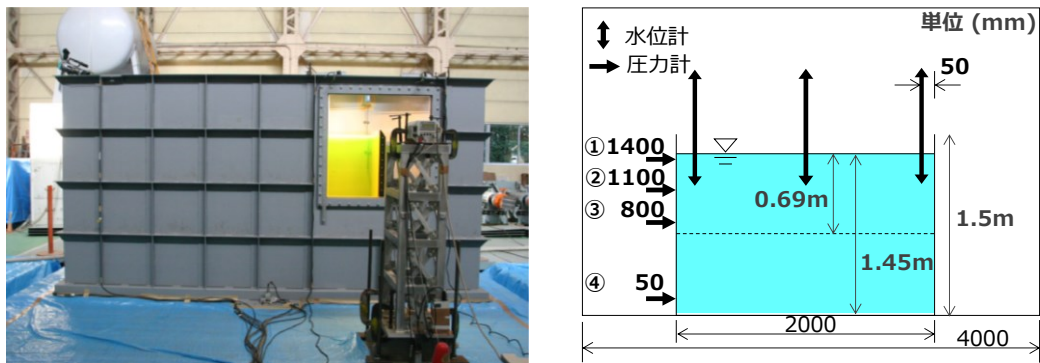
表-4.1 各解析ケースの根拠データ

章	対象	地形モデル	入力地震動	検証用データなど
4.2. 解析手法の 妥当性検証	矩形タンク	筆者作成 ①水深 1.45 m ケース ②水深 0.69 m ケース	2003 年十勝沖地震観測波形<苫小牧>(防災科研 KiK-net ¹⁴⁾) ※時間軸の調整有	酒井ほか(2007)による実験結果による①画像計測, ②水位・動水圧の時系列波形
4.3. 斜面勾配の 感度分析	斜面水槽	筆者作成 ・水深 0.28 m 一定	正弦波 (T=5 s, H=10 cm) ①鉛直のみ, ②垂直のみ	Iwasaki(1982)の実験結果

4.1 酒井ほか(2007)の水理実験条件

図-4.1に示すように、水槽(2 m×1.5 m×0.5 m)に水を満たした状態で1方向に加振し、これにより生じた波の水面形状、水位および動水圧の時系列を計測した。タンクの水深は1.45 m, 0.69 mの2ケースについて試験を行った。なお、図-4.2に示した地震波は2003年十勝沖地震のk-net 苫小牧での観測記録のNS方向一方向を用いた。スロッシングの非線形挙動の特徴がでるよう、大きな波高応答が得られるように速度応答スペクトルのピーク周期 T_0 が、水槽のスロッシング周期 T_s と一致するように時間軸を調整して入力した。実験相似則はフルード則の適用により、入力地震動の加速度の振幅は元の波形と等倍となり、時間軸の変化により式(4.1)が成立する。このフルード則によるスケール変換値は、表-4.2の通りであり、実機のタンクとしては、8 mと9.2mに相当する(酒井, 2007)、解析条件一覧を表-4.3に示す。

$$\frac{T_s}{T_0} = \sqrt{\frac{L_m}{L_0}} \quad (4.1)$$



(a) 矩形タンクの外見 (酒井ほか, 2007)

(b) センサー位置

図-4 1 矩形タンクの外見とセンサー位置

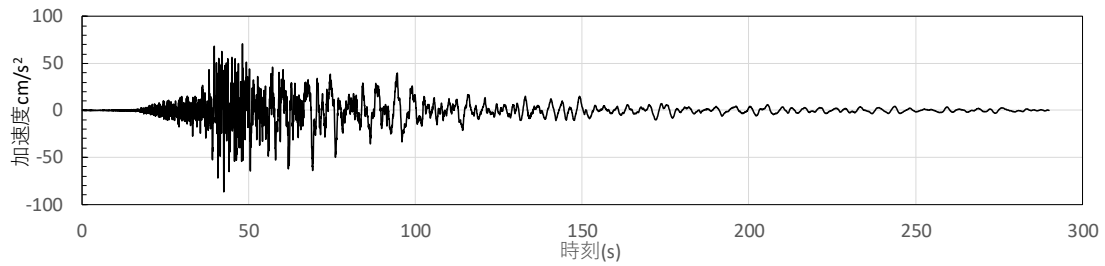


図-4 2 入力地震動 (2003 年十勝沖地震 k-net 苫小牧波, NS 波)

表-4 2 フルード則によるスケール換算 (酒井ほか, 2007)

水深	実験水槽幅 L_m	時間縮尺 T_m/T_0	スケール換算値 L_0
1.45 m	2.0 m	0.45	9.2 m
0.69 m	2.0 m	0.5	8.0 m

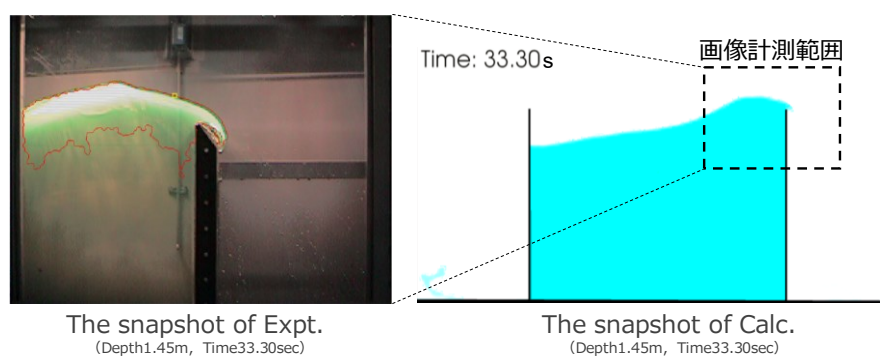
表-4 3 解析条件一覧

計算時間間隔		可変
動粘性係数	水	$1.00 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$
	空気	$1.48 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$
密度	水	$1,000 \text{ kg/m}^3$
	空気	1 kg/m^3
層流・乱流モデル		層流モデル
境界条件	上端	開放条件
	底面	no-slip 条件

4.2 妥当性の検証

4.2.1 水面形状の比較

水深 1.45 m のケースの時刻 33.3 s における水面形状について、画像計測結果と解析結果との比較を図-4 3 に示す。解析上の水面付近における計算メッシュは 10 mm としているため、細かな水面形状に違いがあるものの、解析結果は水面形状をよく再現している。波高計による計測は測定点が限られるため、液面形状の変動の激しいスロッシング応答を捉えることは一般的には難しいとされている。しかし、画像計測を用いることで面的に形状を評価することができ、溢水を伴う非線形性の強い現象を把握するために有効である（酒井ほか，2007）。



(a) 画像計測（酒井ほか，2007） (b) 解析結果

図-4 3 画像計測と解析結果の水面形状のスナップショットの比較（水深 1.45 m，時間 33.3 s）

4.2.2 水位および動水圧の時系列の比較

スロッシングによる水位および動水圧（ここでは、全水圧から初期水圧を差し引いた水圧変動を指す）の時系列波形について、解析と実験結果の比較を図-4 4，図-4 5 に示す。解析結果は、実験結果に比べて数 mm 程度のわずかな差異はあるものの、水位変動、動水圧変動ともに概ね一致しており、実現象をよく再現できることを確認した。なお、時間経過とともに動水圧が小さくなる傾向にあるのは、溢水により全水圧が小さくなったためである。

20～50 秒間は、スロッシングにより溢水が生じるような非線形性の大きい挙動であるが、実験結果と解析結果は概ね一致しており、本解析手法の非線形スロッシング応答の評価精度が確認できた。

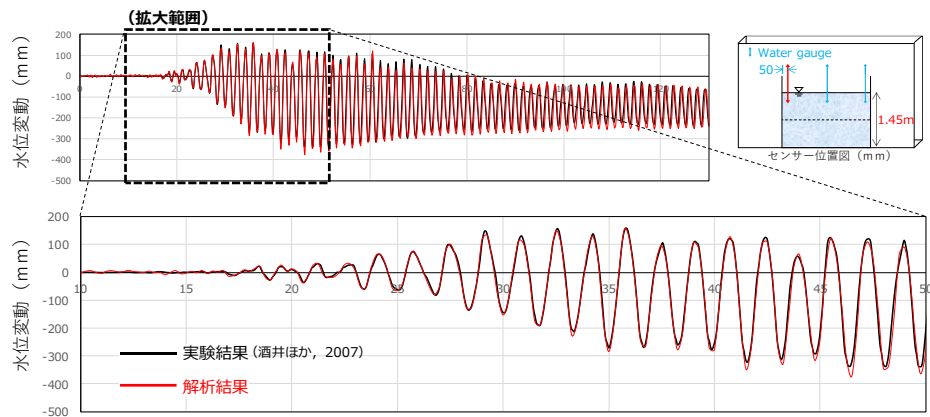


図-4 4 水位の時系列波形の比較 (水深 1.45 m ケース)

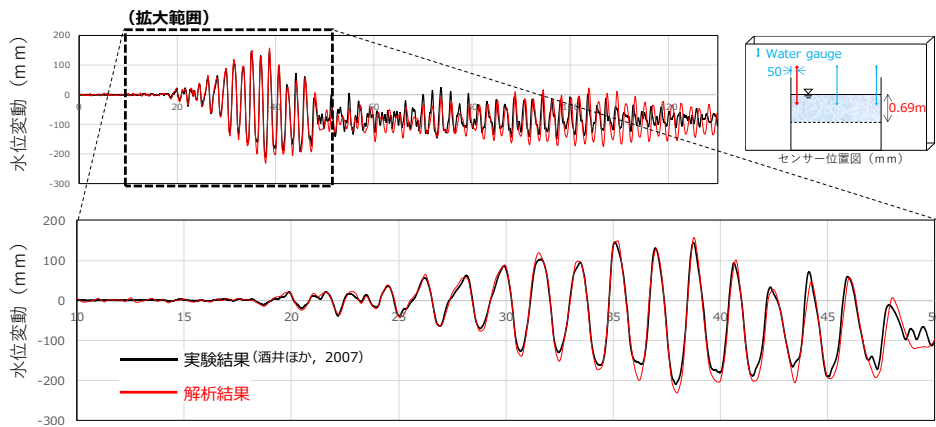


図-4 5 水位の時系列波形の比較 (水深 0.69 m ケース)

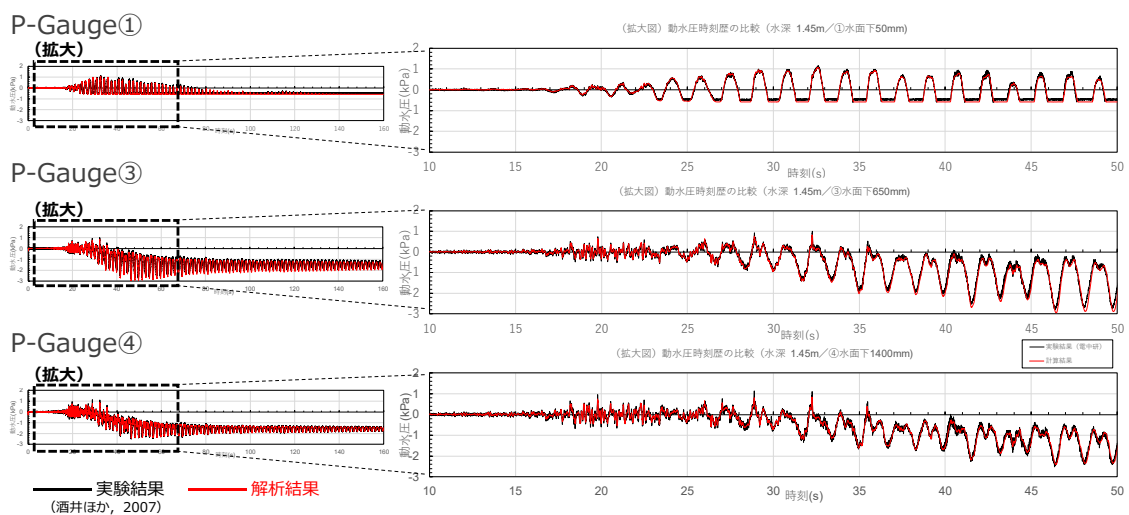


図-4 6 動水圧の時系列の比較 (水深 1.45 m ケース)

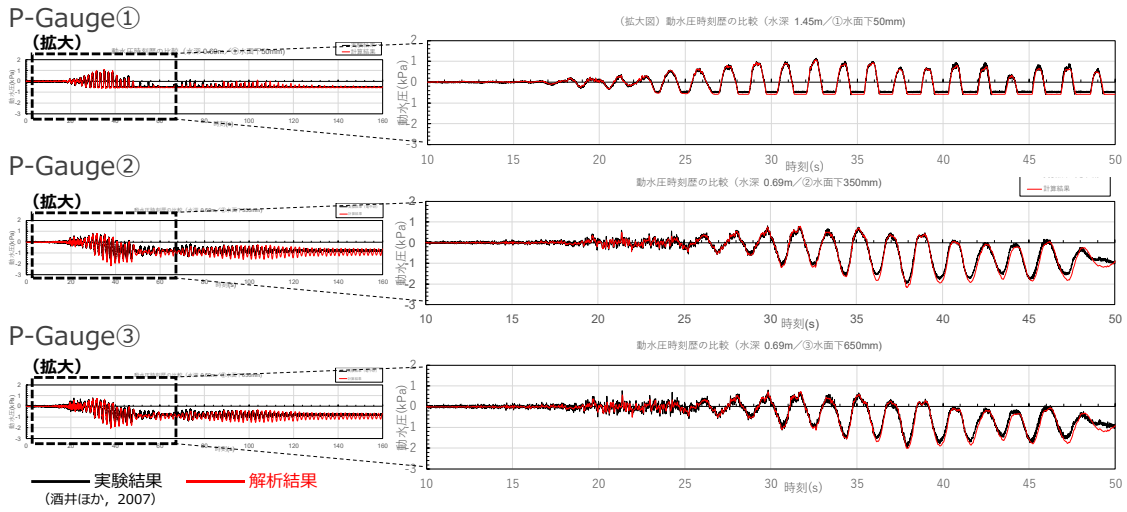


図-4.7 動水圧の時系列の比較 (水深 0.69 m ケース)

4.3 底面勾配の感度分析

4.3.1 計算条件

実地形においてスロッシングにより波が発生する条件を把握するため、図-4.8 に示す斜面水槽において、左の側面の斜面勾配を 5 度以下の間隔で変化させ、斜面勾配と生成される波高との関係を分析した。加振波は周期 5.0 s、片振幅 0.10 m の正弦波であり、水平方向のみと鉛直方向のみの 2 ケースである。計算条件一覧を表-4.4 に示す。吸収境界の設定には、interDyMFoam を基に境界条件が改良された ihDyMFoam (Higuera et al., 2013 ; IHcantabria, 2014) ソルバを用いる。このソルバは、Active boundary によるデジタルフィルターが備えられており、入射波と逆向きの流速を与えることで反射波の発生を抑制している。逆向きの流速は次の式(4.2)で求められる。ここで、 U_c : 補正流速、 η_R : 反射波高、 g : 重力加速度、 h : 水深である。

$$U_c = -\sqrt{\frac{g}{h}}\eta_R \tag{4.2}$$

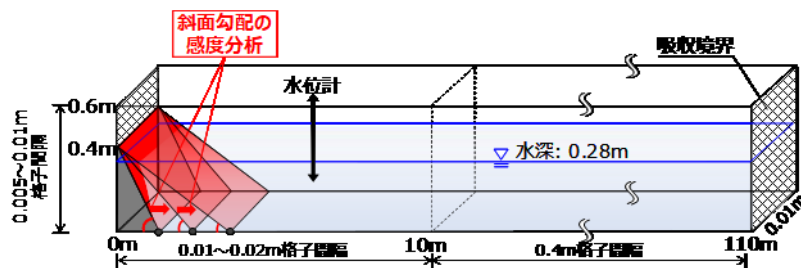


図-4.8 斜面水槽の概念図

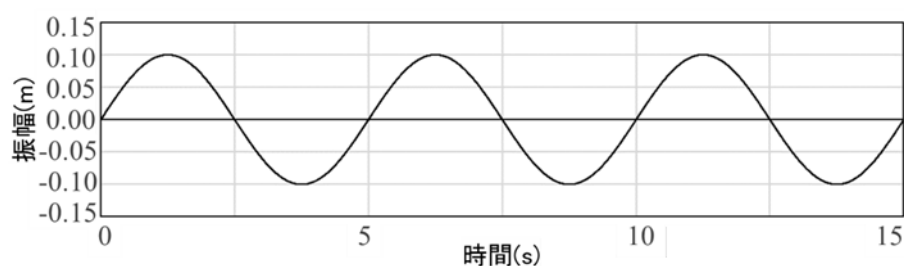


図-4 9 入力波形

表-4 4 計算条件一覧

計算時間間隔		可変
動粘性係数	水	$1.00 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$
	空気	$1.48 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$
密度	水	$1,000 \text{ kg}/\text{m}^3$
	空気	$1 \text{ kg}/\text{m}^3$
層流・乱流モデル		層流モデル
境界条件	上端	開放条件
	底面	no-slip 条件
	壁面	吸収条件 (ihDyMFOAM)

4.3.2 計算結果

水平方向および鉛直方向のそれぞれの振動を与えた場合の左壁から 5 m 地点の水位の時系列波形を図-4 10, 図-4 11 に, 解析結果とその概念図のスナップショットを図-4 12, 図-4 13 にそれぞれ示す. なお, 30° から 90° のケースは概ね同様の計算結果であるため, 10° 間隔の結果を表示している. 水平方向の振動は, 斜面勾配が小さくなるほど発生する波の大きさは小さくなり, 傾斜 20° 前後を境に有意に小さくなる. この結果は, Iwasaki (1982) の実験で示された, 斜面勾配が $1/3$ (=約 18°) より大きい場合, 斜面の水平振動により発生した波は, 鉛直壁 (傾斜 90° の斜面) の水平な動きによるものと同様の傾向であるという実験結果と整合する.

一方, 鉛直方向の振動は, 波高 0.01 cm 程度の不規則な波が認められるものの, 斜面勾配によらずほとんど波を発生しない. このことは, 鉛直成分の地震動は水位変動に及ぼす影響が小さいことを示唆している. したがって, スロッシングによる波の発生には地震動の水平成分が重要であり, 勾配が 20° 以上の斜面において, 発生する波の大きさが大きくなることから, 波を大きくする条件は「大きな勾配を持つ斜面が広く分布すること」と考えられる. なお, 水平成分と鉛直方向の 2 つを考慮した場合と, 水平成分のみの場合では, 計算結果に有意な差がないことを確認している.

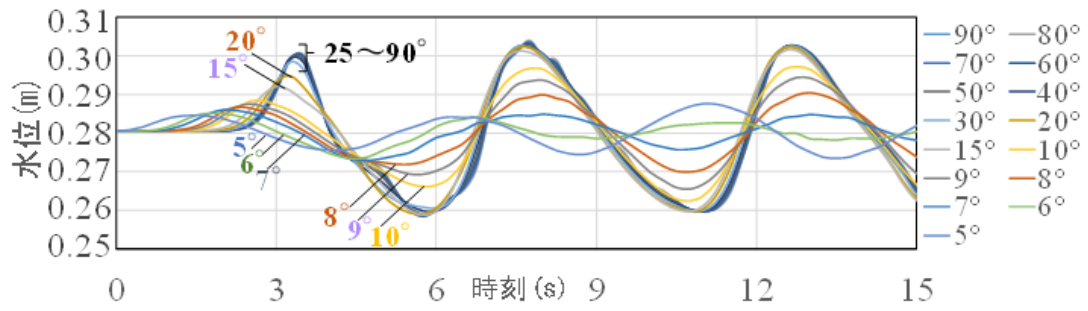


図-4 10 水平方向の計算結果 (左壁から 5 m 地点)

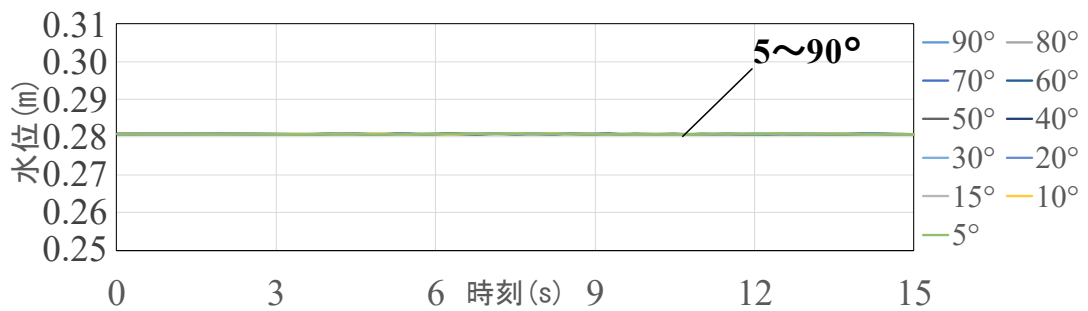
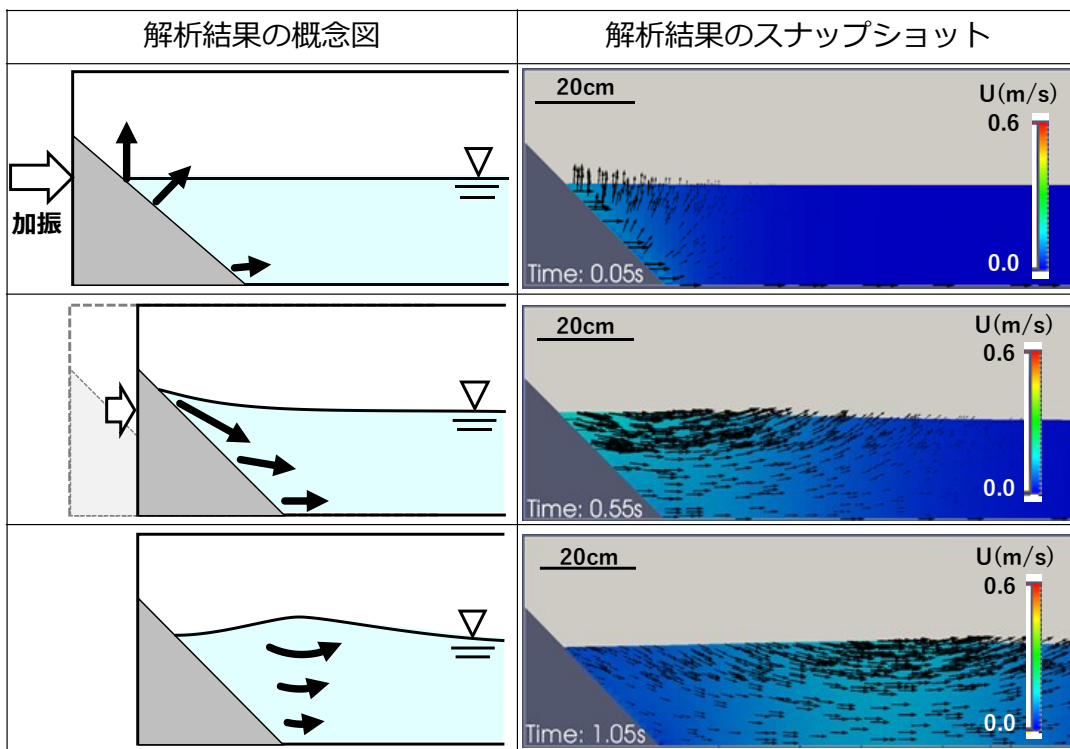
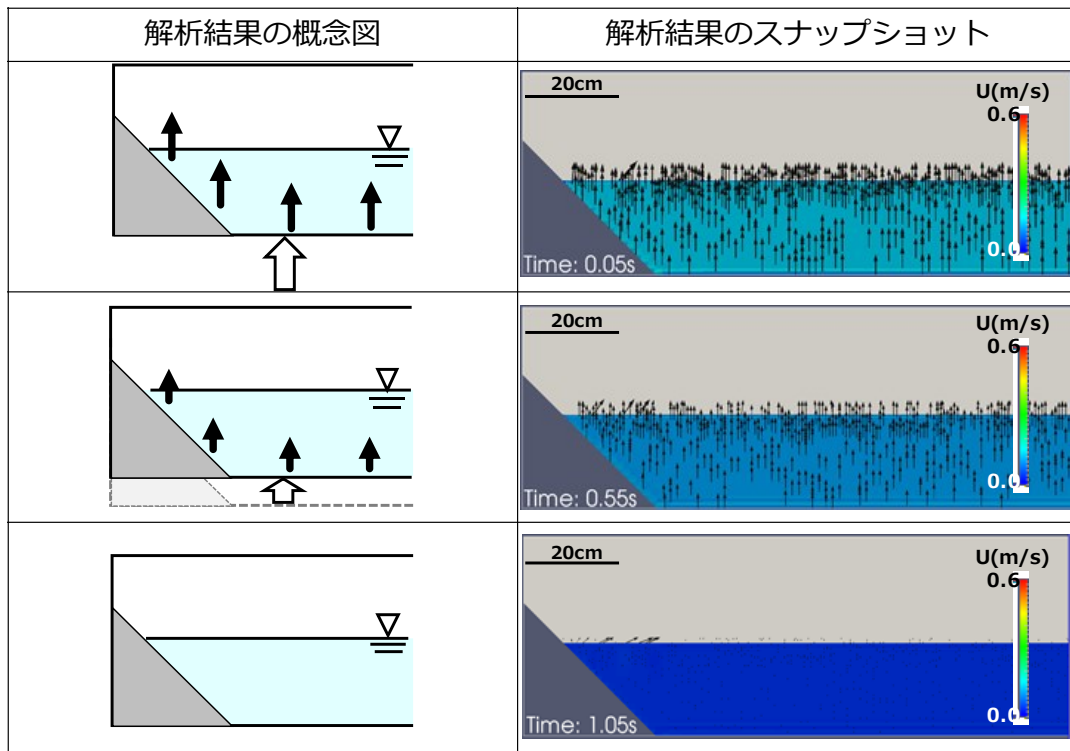


図-4 11 鉛直方向の計算結果 (左壁から 5 m 地点)



(底面勾配 45° の例, 矢印は流れの方向を示す)

図-4 12 水平加振による解析結果の概念図とスナップショット



(底面勾配 45°の例)

図-4 13 鉛直加振による解析結果の概念図とスナップショット

第5章 再現計算

本章では、本解析手法による再現性の確認を目的として、これまでに報告されてきた事例のうち、観測記録や証言などが得られており検証比較が可能な事例を対象に再現計算を行う。

5.1 地形モデルの作成

一般に、海域における津波の伝播計算をする際の地形データは、公開または販売されているデジタル海底地形データの数値地図（例えば、日本水路協会、GEBCO など）を用いる。しかしながら、湖や運河の数値地図は公開されていない場合や整備されていない場合が多い。そのため、一般に入手可能な水深情報は、最も有効なものの水深図（国土地理院電子国土web, Norgeskart など）となる。

本研究において検討対象とした地域も水深の数値地図が整備されていないため、下記の方法で紙ベースの水深図などから三次元の地形データを独自に作成した。②の工程で手作業による修正が生じるため正確性はやや落ちるものの、この方法は汎用性が高く、数値地図が整備されていない水域に対しても地形データを作成することが可能になる。

・地形データの作成手順（図-5 1）

- 1) 紙ベースの水深図を参考にペイントソフトで等深線をラスタデータ化 (①→②)
- 2) 1)で作成したデータをCAD 3Dに読み込み、三次元サーフェスデータを作成 (②→③)
- 3) 2)で作成したデータを用いて OpenFOAM で三次元の地形メッシュを生成 (③→④)

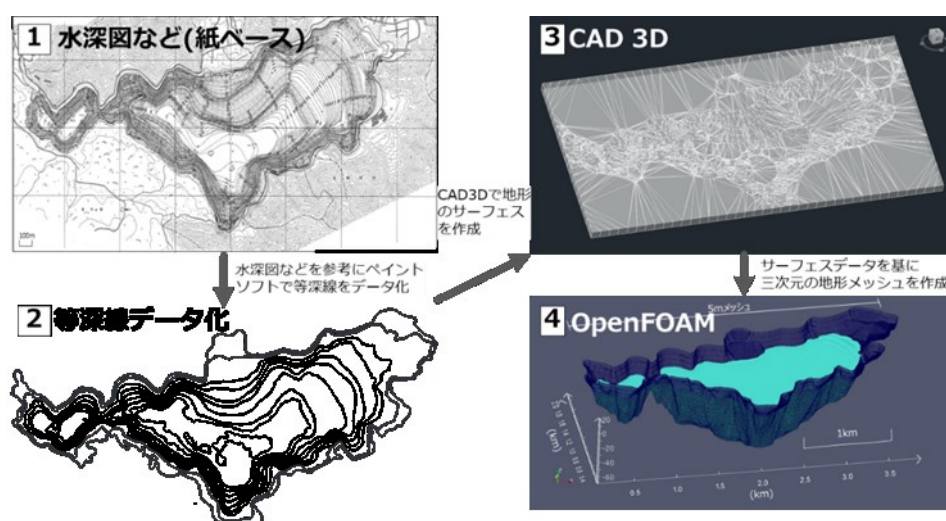


図-5 1 地形モデルの作成手順

5.2 解析ケース

本解析手法による再現性の確認を目的として、これまでに報告されている実例のうち、観測記録や証言などの情報が得られており検証比較が可能な事例を対象に、再現計算を行った。ただし、5.4の河口湖のケースについては、隣接する5.3の西湖のケースとは対照的に、本現象の目撃情報がないことから、計算により本現象が再現されないことを確認する目的で実施した。

解析に用いた格子サイズを表-5.1に、対象地形の諸元を表-5.2に、解析条件を表-5.3にそれぞれ示す。また、各ケースの地形モデル、入力地震動、検証用データを表-5.4に、図-5.2に各解析ケースにおける水平方向の地震波形をそれぞれ示す。

表-5.1 解析に用いた格子サイズ・格子数

	格子サイズ(m)			格子数(個)
	水平方向		鉛直方向	
	NS 方向	EW 方向		
矩形タンク	0.01~0.025	—	0.01~0.02	約 2 万
斜面水槽	0.01~0.4	—	0.01~0.02	約 7 万
西 湖	2.5~5	2.5~5	2.5~5	約 146 万
河口湖	6.25	6.25	2.5	約 108 万
芦ノ湖	10	10	0.5~2	約 107 万
フィヨルド	0.125~8	—	0.0625~8.032	約 15 万
京浜運河	0.44	0.44	0.05	約 152 万
〃 (2D)	0.01~0.02	—	0.02~0.04	約 35 万

表-5.2 対象地形の諸元

	面積	周囲長	最大水深	震源距離
西 湖	2.1 km ²	9.9 km	71.7 m	約 470 km
河口湖	5.5 km ²	19.1 km	14.6 m	約 470 km
芦ノ湖	7.0 km ²	21.1 km	43.5 m	約 470 km
フィヨルド	—	4.4 km	約 1000 m	約 8300 km
京浜運河	0.0034 km ²	0.36 km	3.1 m 一定	約 3.8 km
〃 (2D)	—	0.06 km	3.1 m 一定	約 3.8 km

表-5 3 解析条件一覧

計算時間間隔		可変
動粘性係数	水	$1.00 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$
	空気	$1.48 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$
密度	水	$1,000 \text{ kg/m}^3$
	空気	1 kg/m^3
層流・乱流モデル		層流モデル
境界条件	上端	開放条件
	底面	no-slip 条件

表-5 4 各ケースの地形モデル，入力地震動，検証用データ

章	対 象	地形モデル	入力地震動	検証用データなど
3. 解析手法の 妥当性検証	矩形タンク	筆者作成 ①水深 1.45 m ケース ②水深 0.69 m ケース	2003 年十勝沖地震観測 波形<苫小牧> (防災科研 KiK-net) ※時間軸の調整 有	酒井ほか(2007)による実 験結果による①画像計 測，②水位・動水圧の時 系列波形
4. 斜面勾配の 感度分析	斜面水槽	筆者作成 ・水深 0.28 m 一定	正弦波 (T=5 s, H=10 cm) ①鉛直のみ，②垂直のみ	Iwasaki(1982)の実験結果
5. 再現計算	(1) 西湖	湖底地形図 (国土地理 院) を基に作成	3.11 観測波形<本栖> (防災科研 KiK-net)	現地調査による波の痕 跡高，聞き取り情報
	(2) 河口湖	湖底地形図 (国土地理 院) を基に作成	3.11 観測波形<本栖> (防災科研 KiK-net)	(目撃情報がないこと)
	(3) 芦ノ湖	湖底地形図 (国土地理 院) を基に作成	3.11 観測波形<御殿場> (防災科研 KiK-net)	原田ほか(2014)による観 測水位
	(4) フィヨ ルド	Norgeskart の地形図を基 に作成	3.11 観測波形<Norway・ SUE> (Broadband seismic station)	Stein et al.(2013)による観 測水位

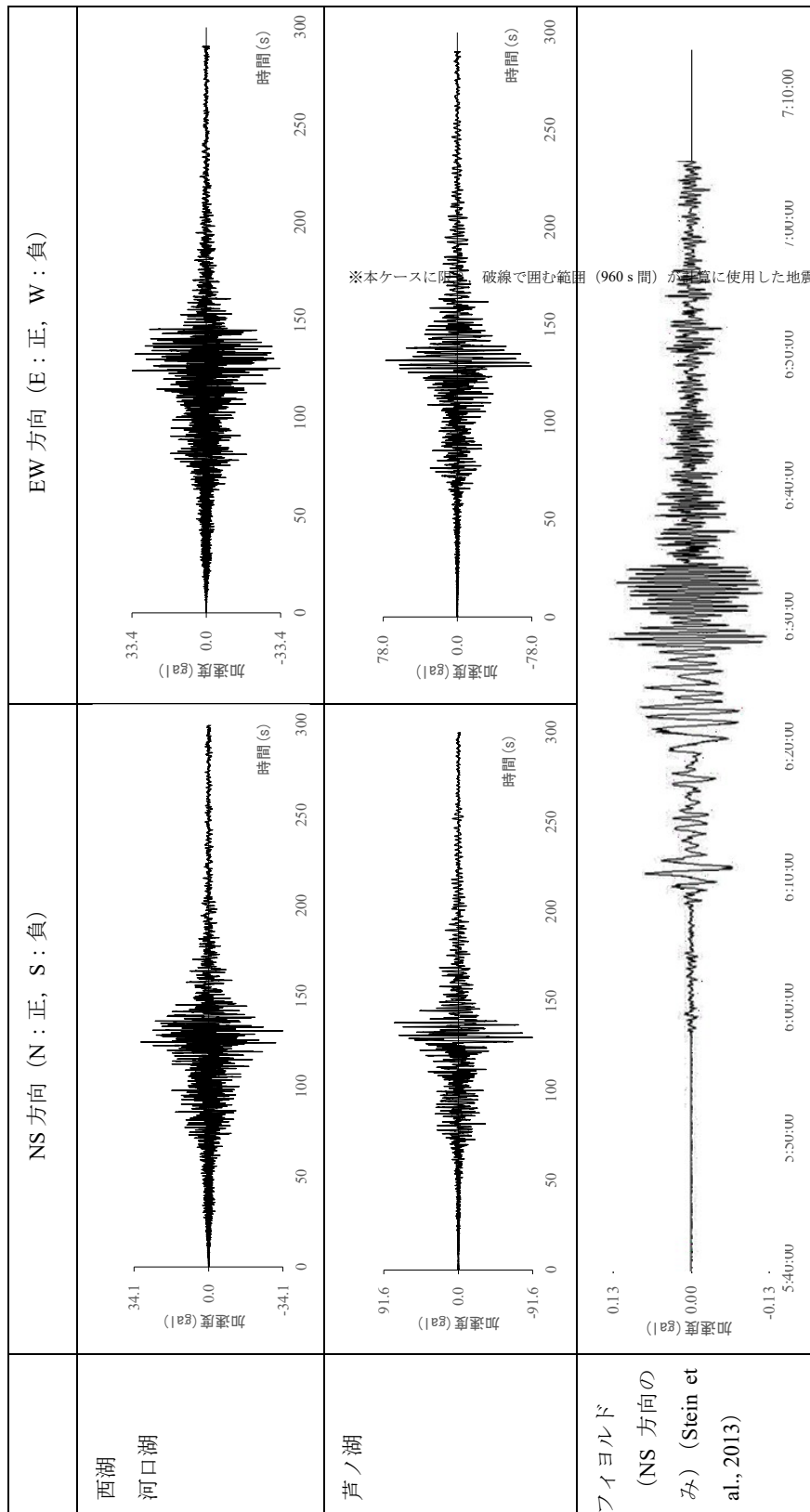
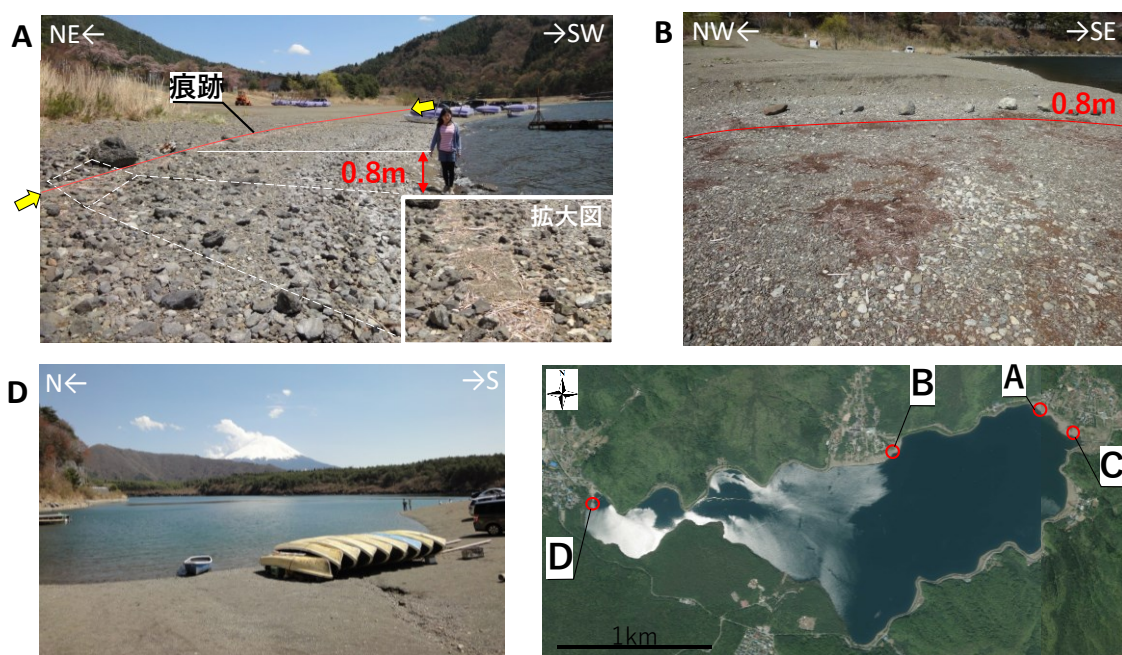


図-52 各解析ケースにおける水平方向の地震波形

5.3 西湖

5.3.1 現地調査

3.11 東北地震から1ヶ月半後の2011年4月25日に現地調査を実施した。その結果、**図-5 3**に示す湖畔のA・B地点では遡上高約0.8 mの波の痕跡を確認した。特に、A地点では**図-5 3**の赤線で示すように、遡上した波により流された枝木が線状に残されていることを確認した。この痕跡を確認した地点は、3.11 東北地震発生直後に近隣住民の方が波の痕跡を確認した場と概ね同位置である（鈴木，2012）。（ただし、筆者が確認した痕跡が、2011年3月15日に発生した静岡県東部地震（ M_j 6.4）によるものである可能性は厳密には否定しきれない）。また、C地点では3.11 東北地震直後にボートが打ち上げられたことが報告されている（鈴木，2012）。さらに、近隣住民へのインタビューから波高1 m程度の「湖の水面がゆっくり上下する」ような波が地震直後に発生した旨の証言が得られた（大平・柴山，2012）。



（写真A・B・D：2011年4月筆者撮影，西湖の空中写真：2015年5月撮影，国土地理院）

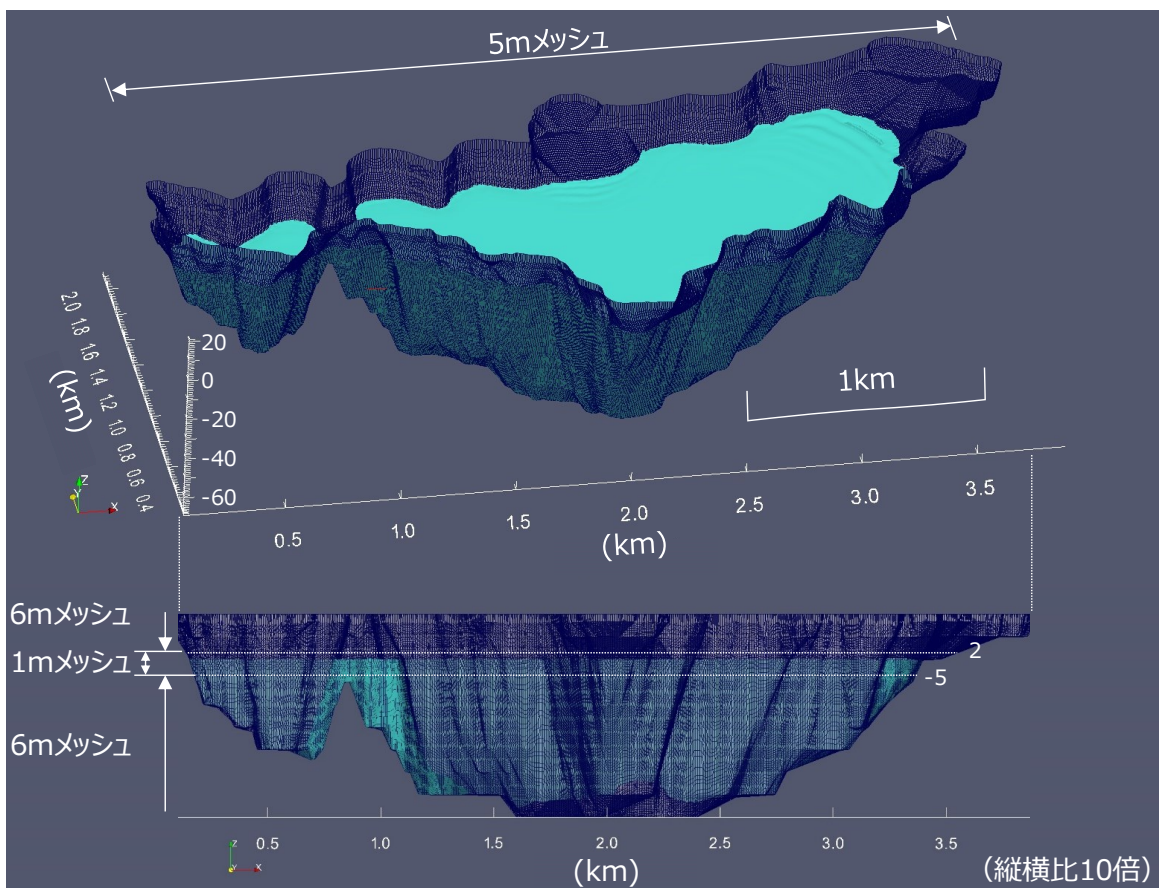
図-5 3 西湖の現地調査における波の痕跡などの各地点の様子，および位置図

5.3.2 計算条件

図-5 4に西湖の地形モデルを示す。波高1 m程度の水面変動をとらえるために水面付近のメッシュの格子間隔を小さくしている。加振波はKiK-net（防災科学研究所）の本栖（YMN）観測所における3.11 東北地震の観測波形である（**図-5 2**）。観測記録は0.01 s間隔で格納されているため、計算においても0.01 s間隔の地震波形を入力波として取り込んだ。



(a) 西湖の衛星写真 (出典 : Google)



(b) 西湖の地形モデル

図-5.4 西湖の地形モデル

5.3.3 計算結果

図-55 に A・B 地点付近の水位の時系列波形を示す. 片振幅約 0.4 m の波が発生しており, 最高到達点 (遡上高) は, 両地点とも約 0.7 m であった. 痕跡として確認した遡上高 0.8 m の現地調査結果と概ね一致している. さらに, 現地調査において A 地点で確認した遡上端の波の痕跡は, 図-56 の水域分布スナップショットに示すように, 本解析手法によりよく再現されている. 周期に関しては, 複数の波が重畳しており, A・B 地点付近の波の周期は大

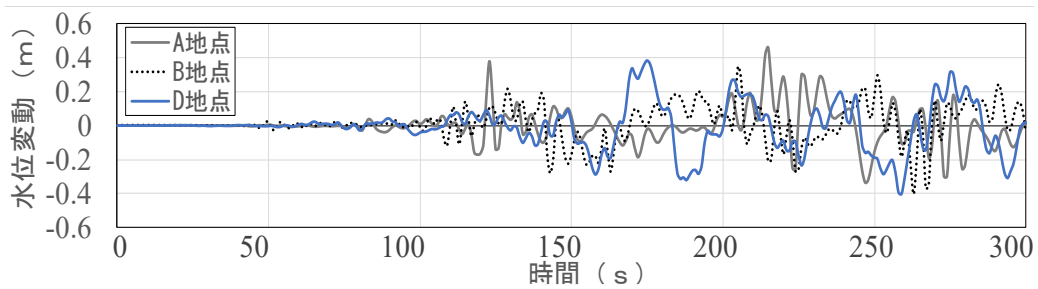


図-55 水位の時系列波形 (A・B・D 地点)

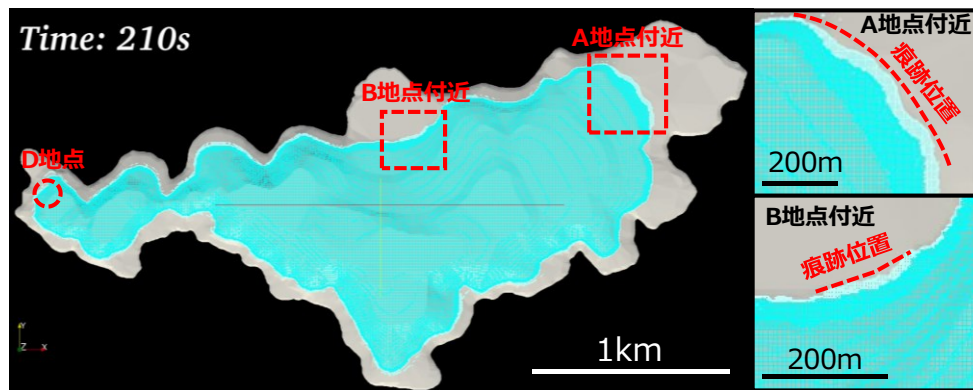


図-56 水域分布のスナップショット (A・B 地点)

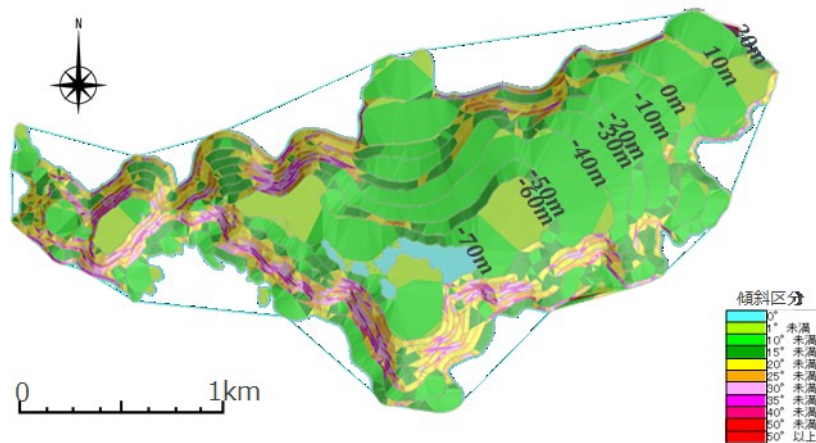


図-57 西湖の傾斜区分図 (標高+20 m まで図示)

きくとも 10~20s 程度であり、「湖面がゆっくり上下する」という目撃情報の条件を満たす。なお、西湖の西側の水域に位置する D 地点では、波高 0.4 m, 周期約 50 s と比較的長周期の波が再現された。これは東側の水域に比べ面積が小さいことから、波の重なりの影響が小さいこと、また、図-57 の西湖湖底の傾斜区分図に示すように、西側の水域は東側の水域に比べ、大きな勾配を持つ斜面が平均的に分布していることが要因として考えられる。

5.3.4 (補足) 2011 年 3 月 11 日から現地調査日までの地震による可能性

3.11 東北地震から現地調査を実施した 2011 年 4 月 25 日までの期間に、西湖付近で感知できるような強い揺れを発生させた地震として、2011 年 3 月 15 日に発生した静岡県東部地震 (M6.4) が挙げられる (表-55)。この地震が発生した際、西湖の周辺では 200 gal 程度の強い揺れが感知されている。この静岡県東部地震を入力地震動として計算した結果、当該地震により 3.11 東北地震による波と同等程度の高さの波が発生する結果が得られた (図-58, 図-59)。そのため、筆者らが 2011 年 4 月 25 日に現地調査において確認した波の痕跡が、当該地震によるものである可能性も否定しきれないが、下記の理由より 3.11 東北地震によるものである可能性が高いと考えられる。

- a) 鈴木 (2012) では、3.11 東北地震発生直後に近隣住民の方が撮影した波の痕跡後の写真を記載されており、それらとほぼ同位置で同様の波の痕跡を確認していること。
- b) 3.11 東北地震以外での波の発生および波の痕跡に係る証言が得られていないこと。(ただし、静岡県東部地震の発生時刻は 22 時過ぎであり暗い時間帯であるため、目撃証言が得られにくい状況であったとも考えられる。)

また、西湖の西側の水域では、3.11 東北地震による本現象と比較して波高が大きくなっている地点がある。これは、西側の水域は、20° 以上の勾配を持つ湖底が周りを取り囲むように分布していること、また、東側の水域に比べ面積も小さいため多重反射による波の重畳により、波高が大きくなったことが考えられる。

表-55 2011 年 3 月 11 日~4 月 25 日 (現地調査日) までの M6 以上の地震 (Kik-net より)

地震名称	発生時間	マグニチュード	震央距離	西湖における最大加速度		
				(1)NS	(2)EW	(3)UD
3.11 東北地震	3/11,14 時 46 分	M9.0	479km	34gal	33gal	24gal
長野県北部地震	3/12,3 時 59 分	M6.7	168km	2gal	3gal	1gal
静岡県東部地震	3/15,22 時 31 分	M6.4	20km	161gal	237gal	133gal
茨城県北部地震	3/19,18 時 56 分	M6.1	229km	1gal	2gal	1gal
秋田県沖の地震	3/12,4 時 47 分	M6.4	—	未感知	未感知	未感知
福島県浜通りの地震	3/23,7 時 12 分	M6.0	—	未感知	未感知	未感知

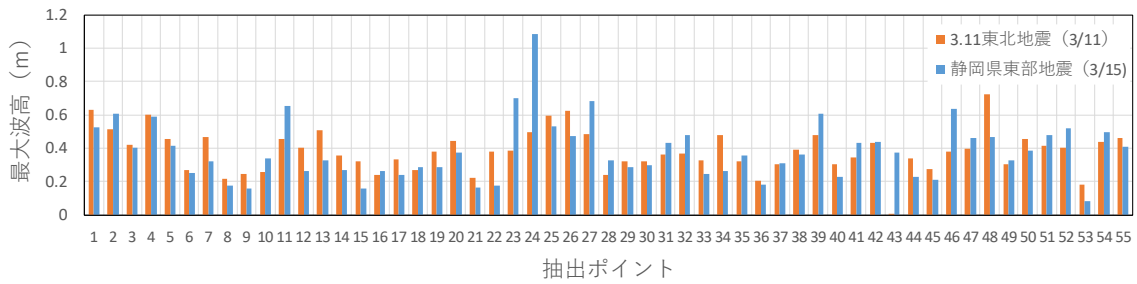


図-58 3.11 東北地震と静岡県東部地震による西湖の各抽出ポイントにおける本現象の波高の比較

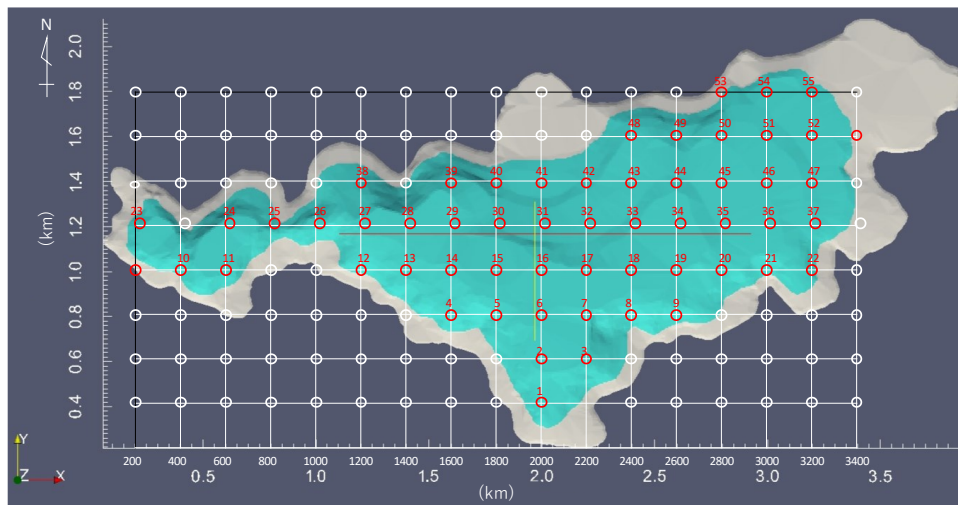


図-59 抽出ポイント

5.4 河口湖

5.4.1 現地調査

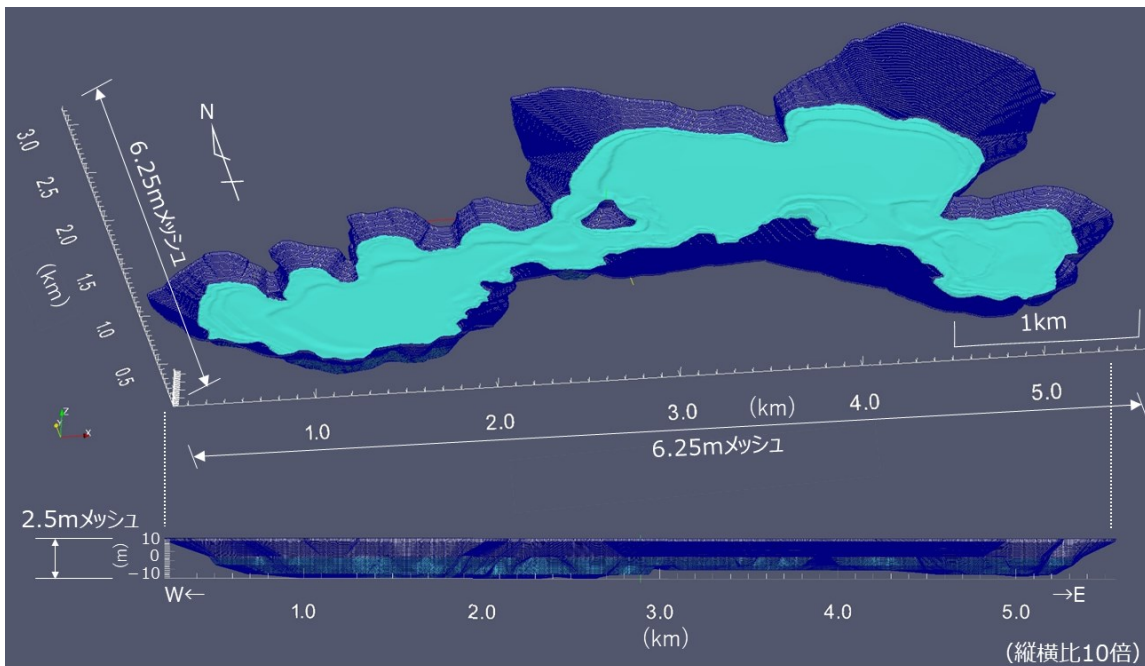
山梨県河口湖において、5.3の西湖の現地調査と同日に調査を実施したものの、波の痕跡は確認されなかった。また、河口湖は西湖と比べ観光資源が充実しており人目が多いと考えられるが、目撃情報は得られなかった。

5.4.2 計算条件

図-510に河口湖の地形モデルを示す。西湖と河口湖は、最短で1.5 km程度の距離しか離れていない近接する位置関係であるため、加振波は、西湖のケースと同様にKiK-net（防災科学研究所）の本栖観測所における3.11東北地震の観測波形を用いている（図-52）。ただし、西湖は青木ヶ原溶岩等が分布するなどの地質構造に違いがあるため、地盤応答に多少の違いはあると考えられる。



(a) 河口湖の衛星写真 (出典：Google)



(b) 河口湖の地形モデル

図-5 10 河口湖の地形モデル

5.4.3 計算結果

図-5 11 には、西湖および河口湖（西湖：60 点，河口湖：120 点）で抽出した水位の時系列波形の最大波高とその頻度を示す。西湖の各抽出地点での平均最大波高は 0.38 m であるのに対し，河口湖においては 0.06 m と小さく，波の痕跡や目撃情報がなかったことと矛盾しない。この理由は，4.の感度分析の結果である波を大きくする条件「大きな勾配の斜面が広く分布すること」が影響しているためと考えられる。図-5 7，図-5 12 に西湖および河口

湖の湖底の傾斜区分図を示す。西湖は最大水深が約 72 m であり，湖底に 20° 以上の大きな勾配を持つ斜面が広く分布していることが確認できる。一方，河口湖は最大水深が約 15 m であり，斜面勾配 20° 未満の緩やかな湖底勾配が大部分を占めている。

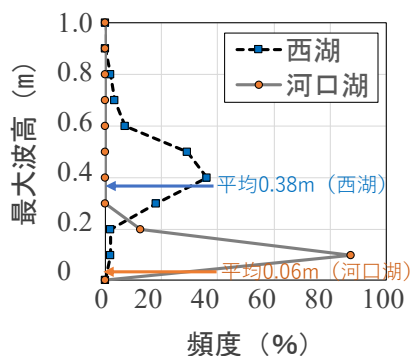


図-5 11 西湖，河口湖，芦ノ湖における最大波高の頻度に関する比較

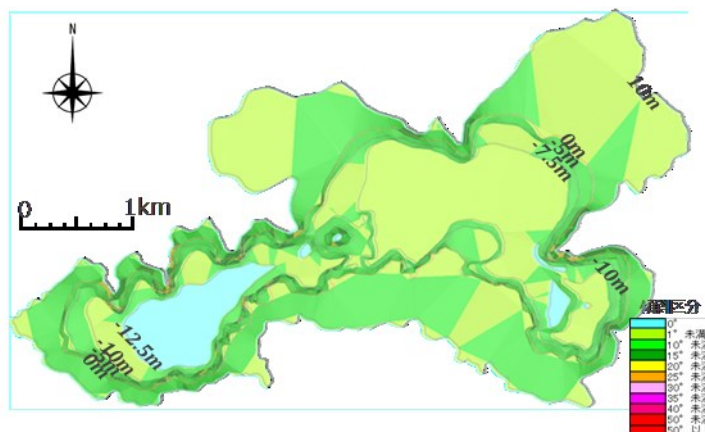
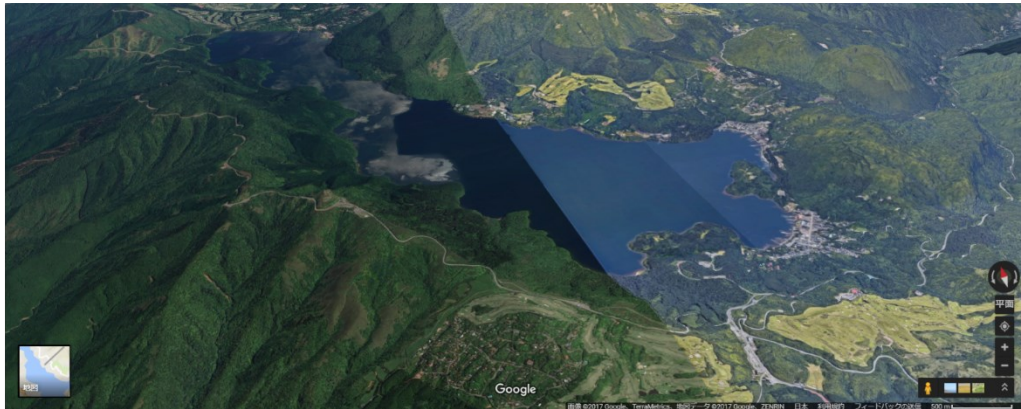


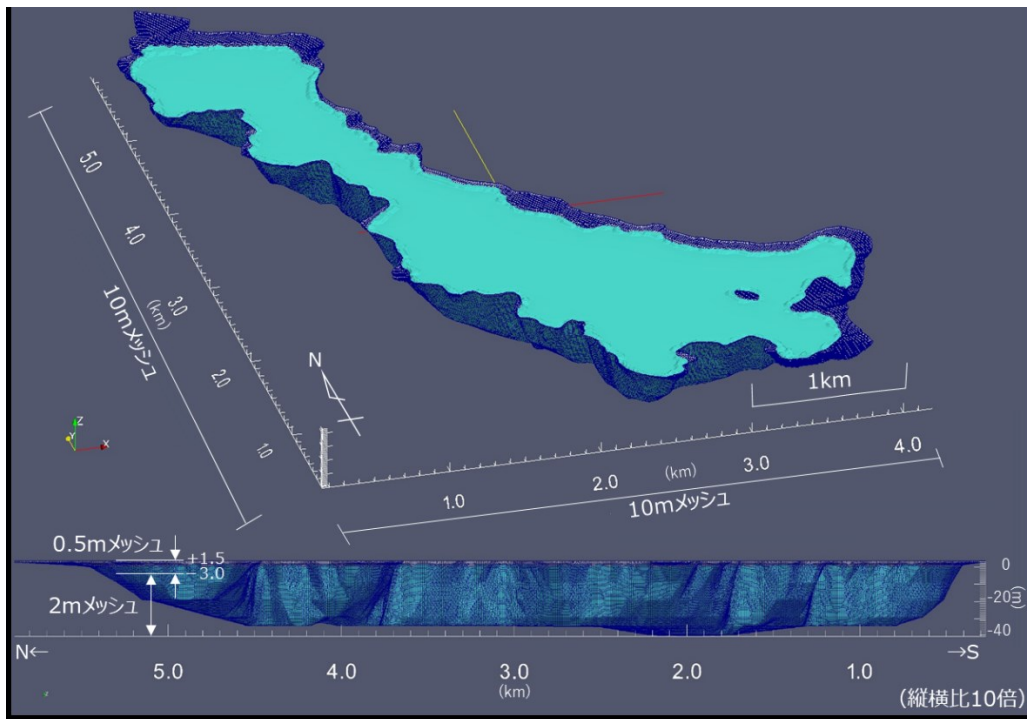
図-5 12 西湖の傾斜区分図（標高+10 m まで図示）

5.5 芦ノ湖

図-5 13 に芦ノ湖の地形モデルを示す。芦ノ湖の北方に位置する湖尻水門における観測値（原田ほか, 2014）と計算結果の比較を図-5 14 に示す。発生した波に時間差はあるものの，波高と周期は概ね一致することが確認できる。観測値と計算結果の差については，地震動の観測地点である御殿場観測所から，芦ノ湖まで約 11 km 離れているため時間差や地質構造や地盤特性の差異に起因した地震応答の違い，モデル化におけるメッシュの粗さなどが考えられる。芦ノ湖の傾斜区分図を図-5 15 に示す。湖底地形は，最大水深約 41 m であり湖岸付近の斜面勾配が大きく，そのすぐ沖側からは概ね水平な湖底となっている。そのため，湖岸付近で波を発生しやすい地形と考えられる。



(a) 芦ノ湖の衛星写真 (出典：Google)



(b) 芦ノ湖の地形モデル

図-5 13 芦ノ湖の地形モデル

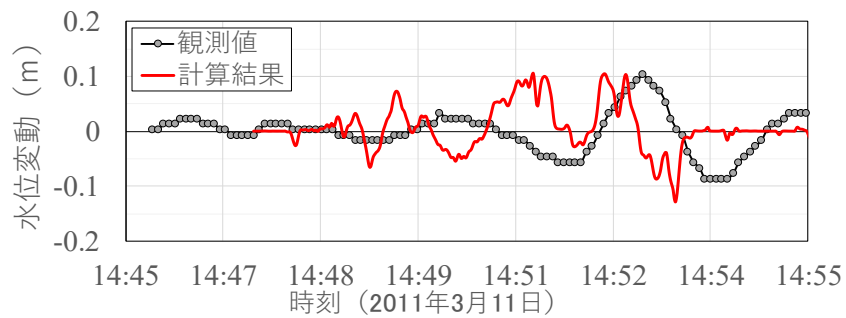


図-5 14 芦ノ湖の湖尻水門付近における観測値と計算結果

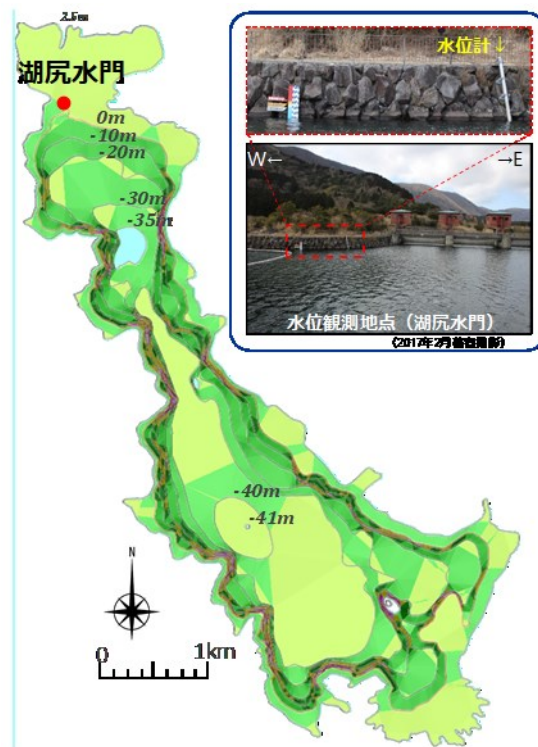


図-5 15 芦ノ湖の斜区分図と湖尻水門付近の水位観測地点（標高+2.5 m まで図示；筆者撮影）

5.6 フィヨルド（レイカンゲル）

震源から約 8300 km 離れたノルウェーのレイカンゲル (Leikanger) は、ノルウェー最大のフィヨルド、ソグネ・フィヨルドの沿岸に位置しており、図-5 16 の傾斜区分図で示すように、その周辺の海底地形は深さ 1000 m 以上、傾斜 30° 以上の急斜面が広く分布する地形となっている。この地域において、3.11 東北地震時に本現象が確認された(Stein et al., 2013)。図-5 17 に示すように、本現象の異常な水位変動が動画で捉えられており、船棧橋のステップにおける水面変化を読み取ることで、水位変動の時系列波形が観測値として記録されており、観測された波は波高 1.2 m（両振幅）、周期 64~66 s である(Stein et al., 2013)。

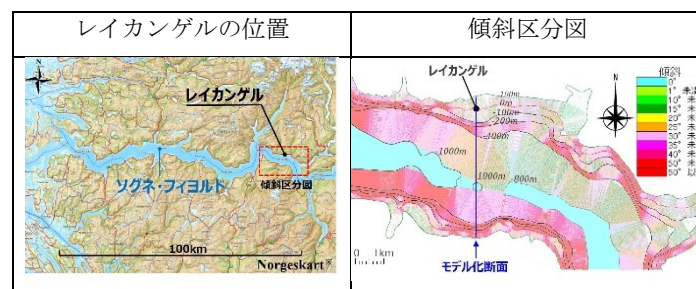


図-5 16 レイカンゲルの傾斜区分図（左図：Norgeskart を基に作成）

5.6.1 計算条件

レイカンゲル周辺のフィヨルドの海域は、東西方向に長い形状を呈しているため、ここでは、計算負荷の低減のため東西方向の振動は考慮せず、南北方向の揺れに着目し、断面二次元での解析を行った。地形モデルとモデルの格子サイズを図-5 18 に示す。



図-5 17 レイカンゲルにおいて撮影された本現象の動画 (Stein et al., 2013) を基に作成

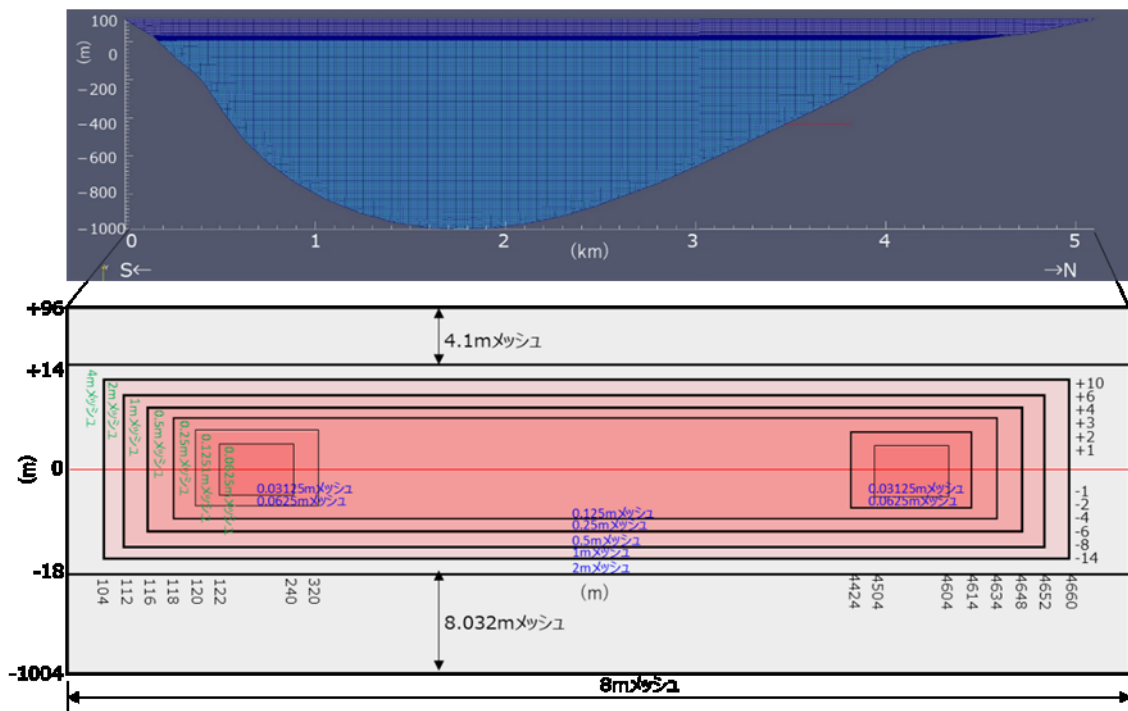


図-5 18 地形モデルとモデルの格子サイズ

5.6.2 計算結果

動画の撮影地点における水位の時系列波形について、観測値と計算結果の比較を図-5 19 に示す。なお、観測値は、Stein et al.(2013)の図からの読み取り値である。計算の結果、波高約 1.2 m (両振幅)、周期約 1~2 分の波が再現され、波高と周期に関しては観測値と概ね整合的な結果が得られた。また、図-5 20 の解析結果のスナップショットに示すように、押し波および引き波時の水面形状には切り立った波形や大きな碎波が認められず、長周期のゆっくりとした水位変動が確認できる。なお、観測値と計算結果には位相差がみられるが、これは計算上の入力地震動として、現地より約 110 km 離れた観測地点における観測波形を用いていることによるものと考えられる。

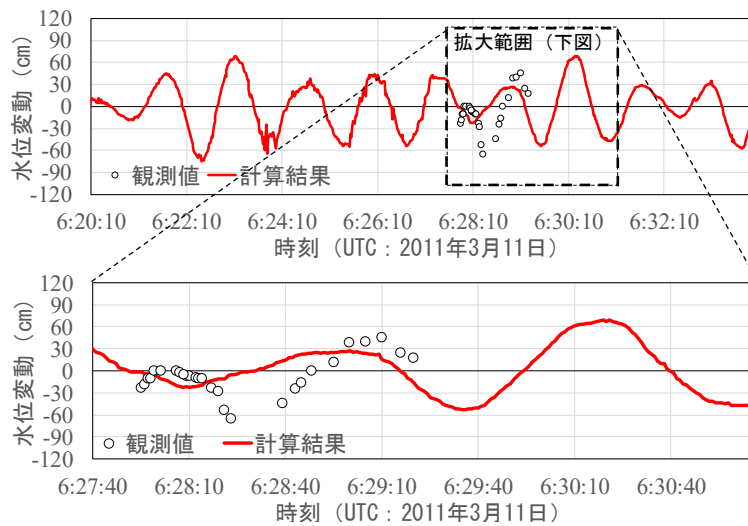


図-5 19 レイカンゲルの水位時系列

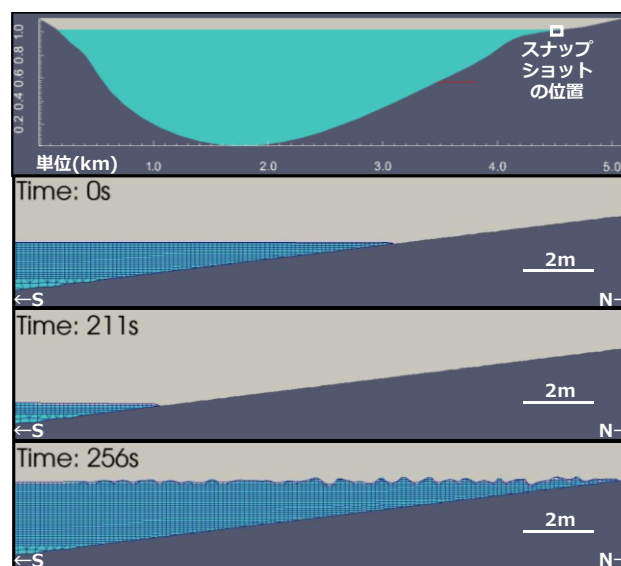


図-5 20 レイカンゲルのスナップショット

第6章 将来予測

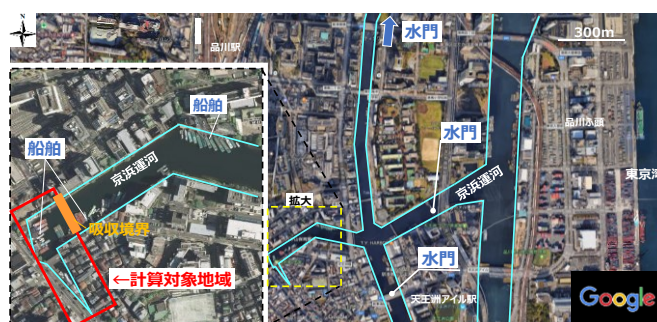
本章では、選定した本解析手法を用いて、将来発生が予想されている地震による本現象を予測し、被害リスクを把握するとともに、本現象の対策についても検討する。ここでは、東京湾の湾奥に位置する北品川地区の京浜運河を対象に検討を行う。

6.1 東京湾北品川地区

6.1.1 計算条件

北品川地区は、東京湾の北西部の沿岸部に位置しており、埋め立て地や埠頭が多く見られ、それらを境する京浜運河が市街地や住宅地の内陸部まで入り込んでいる（図-6 1）。津波・高潮対策として、外海から北品川地区までの運河には防潮堤や水門が設けられており、北品川地区はその内側の堤内地となっている。そのため、外海と比較して通常時の運河内の波は穏やかであり、図-6 1 に示すように屋台船などの船舶の停留地となっている場所が多い。しかしながら、堤内地は津波・高潮に対するハード対策があまりなされておらず、津波や高潮の発生時には水門ゲートが閉め切られ運河が閉鎖水域になることで、本現象により生じる波が複雑に反射し、運河内に留まることが予想される。

検討対象とした地震は、内閣府中央防災会議の首都直下地震対策検討ワーキンググループ（2013）において報告された都心南部直下地震（Mw 7.3）である。入力地震動として、同機関が公開している北品川地区における工学的基盤（ $V_s = 350 \sim 700$ m/s 相当層）における加速度波形データを使用した（図-6 3）。また、潮位は保守的な評価をするため、東京湾の朔望平均満潮位ケース（T.P.+0.9 m）の条件下で計算を行った。この時の水面からの護岸の天端高（T.P.+1.9 m）の標高差は1.0 mであるため、これ以上の高さの波が発生した場合には、陸上氾濫の危険性がある。



(国土地理院；電子国土 web を基に作成，<https://maps.gsi.go.jp>)

図-6 1 計算対象地域（北品川地区）の空中写真

図-6 2 に計算対象領域の地形モデルを示す。対象領域の平面形状は空中写真（電子国土web）に基づき作成した。メッシュサイズは、水平方向に0.44mメッシュ、鉛直方向に0.05mメッシュである。水深は内閣府提供の地形データを基に設定し、東京湾の朔望平均満潮位（+0.9m）を考慮して水深3.1m（＝平均潮位における水深2.2m＋東京湾の朔望平均満潮位+0.9m）とした。黄色で示す水路の延長部に吸収境界の設定するため、第4章と同様に、ihDyMfoam (IHcantabria, 2014 ; Higuera et al., 2013) を用いた。表-6 1 に解析条件一覧を示す。

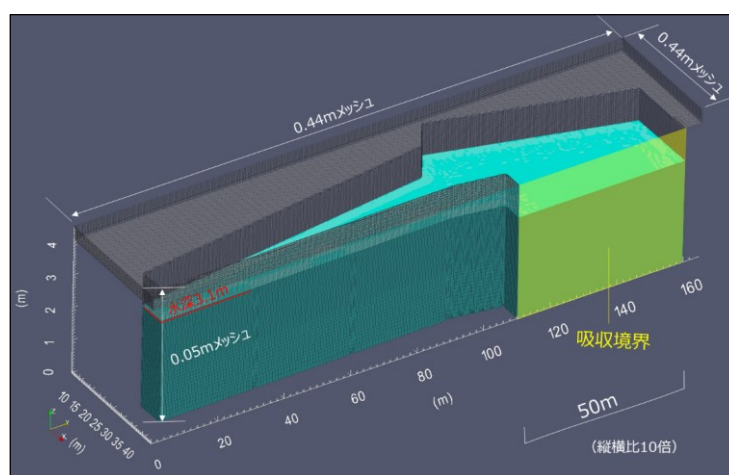


図-6 2 計算対象地域の地形モデル

表-6 1 解析条件一覧

計算時間間隔		可変
動粘性係数	水	$1.00 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$
	空気	$1.48 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$
密度	水	$1,000 \text{ kg/m}^3$
	空気	1 kg/m^3
層流・乱流モデル		層流モデル
境界条件	上端	開放条件
	底面	no-slip 条件
	壁面	吸収条件 (ihDyMFOAM)

表-6 2 各解析ケースの根拠データ

対象地域	地形モデル	入力地震動
東京湾北品川の 京浜運河	内閣府の地形データを基に作成。水深3.1m（平均潮位2.2m＋東京湾の朔望平均満潮位0.9m）	都心南部直下地震による工学的基盤の強振動波形（内閣府中央防災会議，2013）

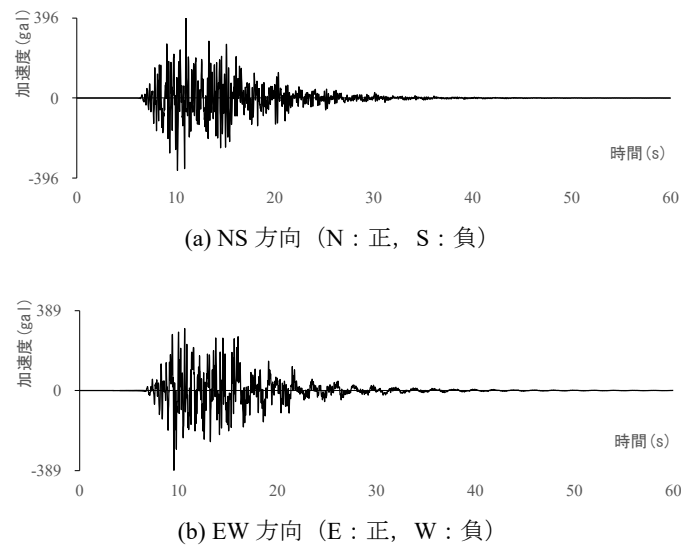


図-6 3 水平方向の入力地震波形 (都心南部直下地震 (内閣府, 2013))

6.1.2 計算結果

図-6 4, 図-6 5 に解析結果のスナップショットと A~C 点における水位の時系列波形を示す. A 点は運河の幅が徐々に小さくなった運河の最奥地点であるが, 運河の幅が広い B 点, C 点に比べて波高が高い傾向にある. これは, 運河内の水が NE-SW 方向の地震動により運河両側の護岸に連続的に揺動され, 増幅される現象が一時的に起こったためと考えられる.

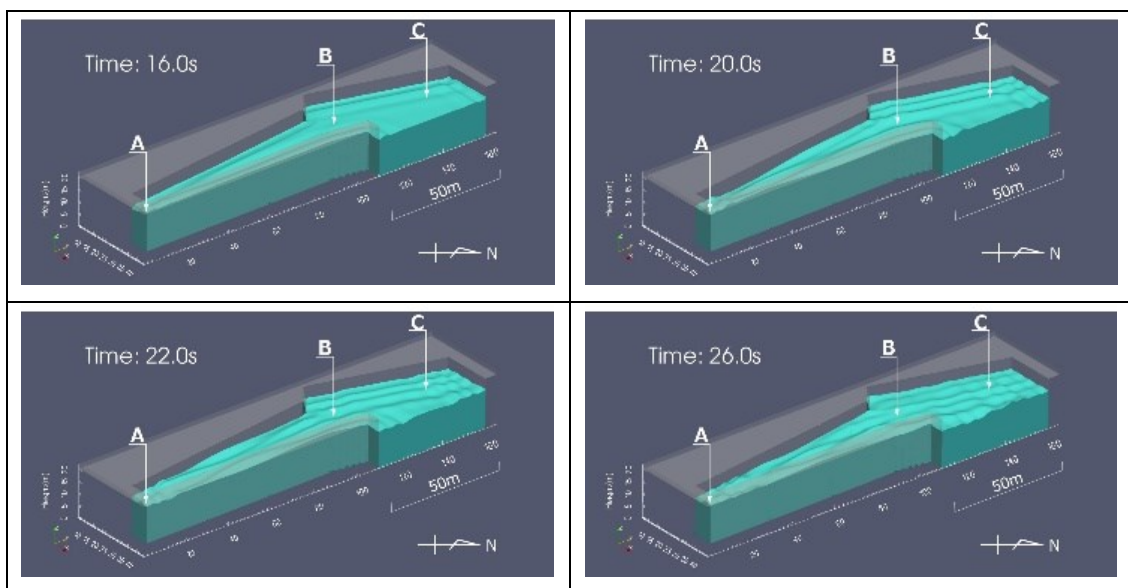


図-6 4 解析結果のスナップショット (縦横比 : 4 倍)

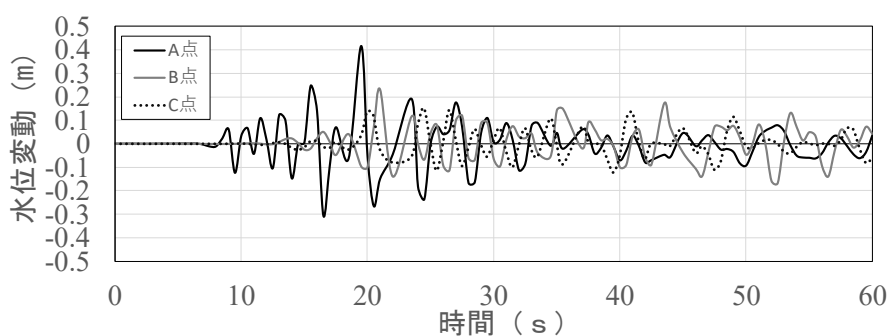


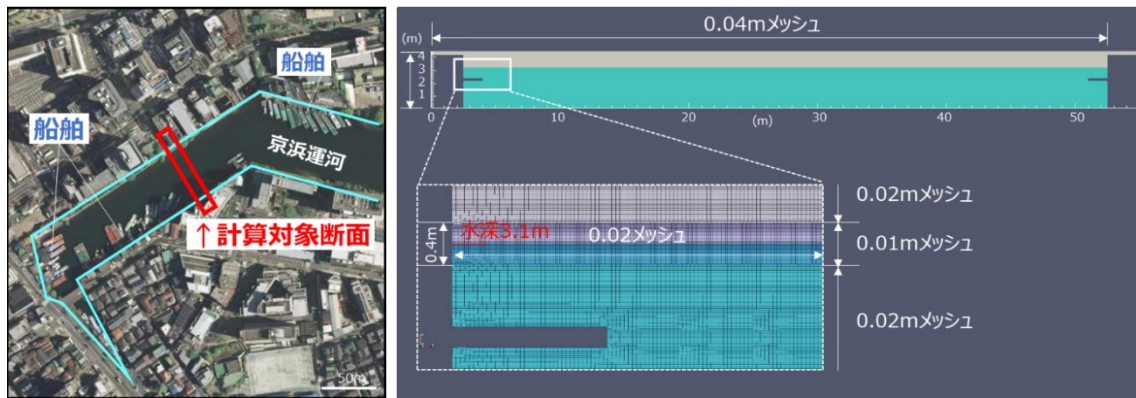
図-6.5 解析結果の水位の時系列波形 (A・B・C点)

また、発生した波の高さは、最大でも 0.5 m 程度であり、船舶が転覆するリスクはあるものの、初期水面から護岸の天端高までの高さ (1.0 m) を越えないため、陸上氾濫は生じないと考えられる。しかしながら、運河の各地点における固有振動数に一致する波形で、さらに大きな地震動が発生すれば共振に伴う波の増幅により、さらに大きな波が発生する可能性がある。

6.2 スロッシングの抑制方法の検討

次に、スロッシング現象に備えるために、6.1 と同じ東京湾北品川地区の京浜運河を対象にスロッシング現象に対する抑制方法について検討する (図-6.6)。通常、LNG タンクなどの横スロッシングの場合、デバイスによる減衰対策が施される。リングバッフル (Ring baffle) や水平バッフル、鉛直バッフルが代表的なものであるが、自由表面にかぶせる浮き屋根や膜材、浮かせ缶 (Floating can) も使われる。また、回転スロッシング (Rotary sloshing, Swirl) の防止には、十字型バッフルが用いられる。また、海岸工学においては、波を減衰させるため消波ブロックを設置することが多い。そのため、ここでは例として、下記の3つの対策 (図-6.7) について、その抑制効果を把握する。

- (1) 消波ブロック
- (2) 水平バッフル
- (3) 鉛直バッフル



(a) 計算対象地域 (北品川地区)

(b) 地形モデルのメッシュ

図-6 6 計算対象地域と地形モデルのメッシュ

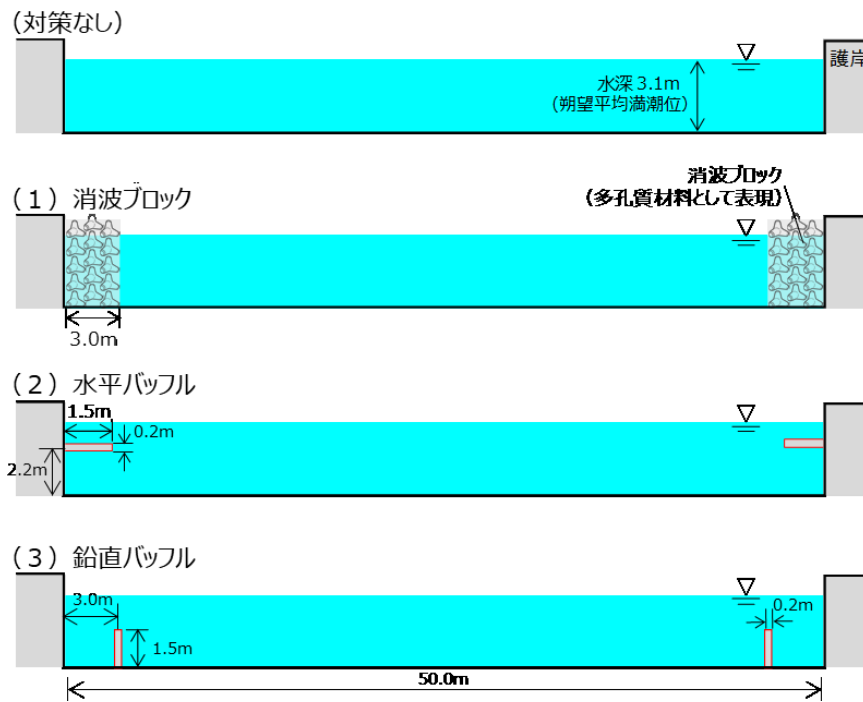


図-6 7 対策工の例

6.2.1 計算条件

計算条件は、6.1の計算と同じであるが抑制効果を確認することを目的とするため、断面二次元計算を行うこととし、一方向におけるスロッシング現象を確認する。解析上、消波ブロックを再現するために、消波ブロックを多孔質材料として扱うこととする。そのパラメータについては、平均直径 0.0159m の捨て石の間隙率 0.49 を用いる (IHcantabria, 2014)。消波ブロックの設置の間隙率や、バッフル形状や設置位置など、対策方法は多種多様であるが、ここでは比較を行うために、3つの対策工が同規模程度となるように設置したケースを設定した。

小松 (2015) では、タンクを対象としたバップル等のデバイスによる減衰効果については、パラメータが多いため、理論計算はあまり信頼できず、自分で試験してデータをとることが確実としているものの、近年の CFD (Computer Fluid Dynamics, 計算流体力学) の発展により可能になっている。特に、永年の課題であった人工粘性の影響については、一方向に対して粗くても 60 個以上の計算セルに分割すれば、その影響を抑えて正しく計算することができる (Yang et al., 2012; 小松, 2015)。本計算対象地域における地形モデルのメッシュサイズの作成にあたっては、Yang et al. (2012) が示唆する計算セルの分割数を参考とした。

6.2.2 計算結果

図-6 8 に護岸付近および運河中央付近のスロッシングによる水位変動の計算結果、図-6 9 に水位変動の抽出位置をそれぞれ示す。図-6 10 に計算結果のスナップショットを表す (色調は流速を表す)。(1) 消波ブロックと (2) 水平バップルのケースでは、対策を実施しない場合と比較して、運河内の水の流速が明瞭に小さくなっていることが確認できる。波高についても、(1) 消波ブロックと (2) 水平バップルのケースにおいて、波高が小さくなっていることがわかる。このことから、(1) 消波ブロックと (2) 水平バップルを設置することは、スロッシングの抑制効果があるということが示唆される。

とくに (1) 消波ブロックのケースでは、地震による強制震度時に、他の対策工比べて、護岸の造波機能による水塊の加速が小さい。これは、強制振動により流速を持った消波ブロックの間の水塊が、消波ブロックに頻繁に衝突・拡散することにより、流速の減衰が生じていることが原因と考えられる。これにより運河内に生じる波高も、護岸付近、中央付近ともに 3 つの対策の中で最も小さくなっている。通常、消波ブロックの効果は、打ち寄せた波を減衰させる効果が知られているが、スロッシング現象において護岸から発生する波の場合には、波を発生させないという波の発生を抑制する効果も有していると考えられる。つまり、水理実験の造波装置で例えた場合、吸収材を付けた造波板で造波するようなメカニズムとなっていると考えられる。加えて、運河内に伝播した流速は、護岸付近の消波ブロックによる波の減衰効果により、後続波の波高が短時間に顕著に小さくなっていく様子が認められる (図-6 11)。

(2) 水平バップルのケースでは、対策を実施しないケースに比べ、運河内の流速を鉛直方向に拡散されていることが確認できる。バップルが設置されることでその近傍で渦が発生し、流速が拡散されるため、対策がない場合に比べて液面に影響を与えていないことが確認できる (図-6 12)。

(3) 鉛直バップルのケースでは、護岸からバップルの範囲において、対策を施さない場合よりも、流速が大きくなっている時間帯が確認できる (例えば、20 s 後など)。また、運

河内の波高についても、対策なしのケースに比べて、スロッシングの抑制効果は小さく、後続波において波高が大きくなっている部分が認められる。鉛直バツフルが設置されることで、水平バツフルと同様にその近傍で渦が発生し、流速を拡散する効果があるものの、地震動による強制振動によりバツフルが造波機能としても役割を果たし、水塊に流速を与えることが原因と考えられる。

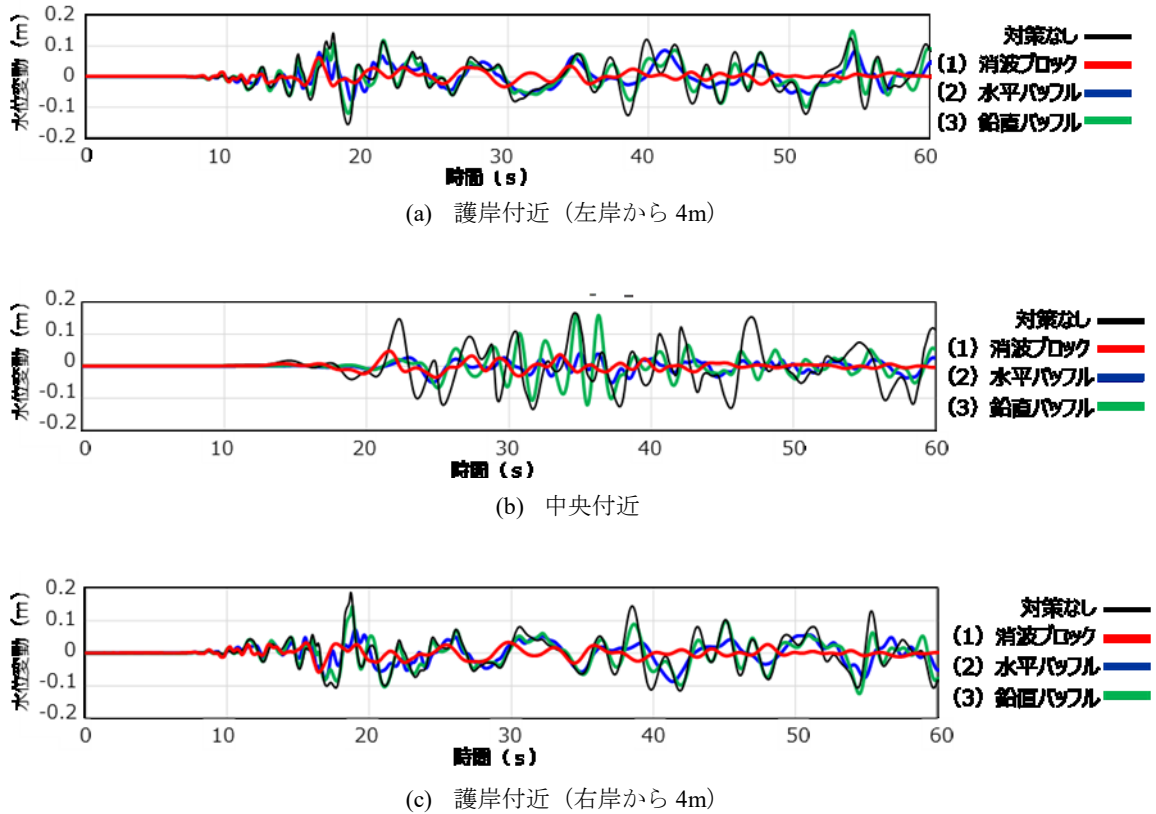


図-6 8 護岸付近および運河中央付近のスロッシングによる水位変動

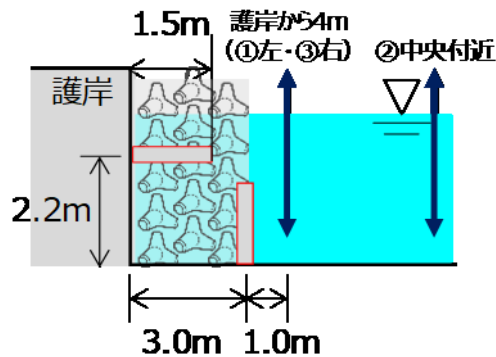


図-6 9 水位変動の抽出位置

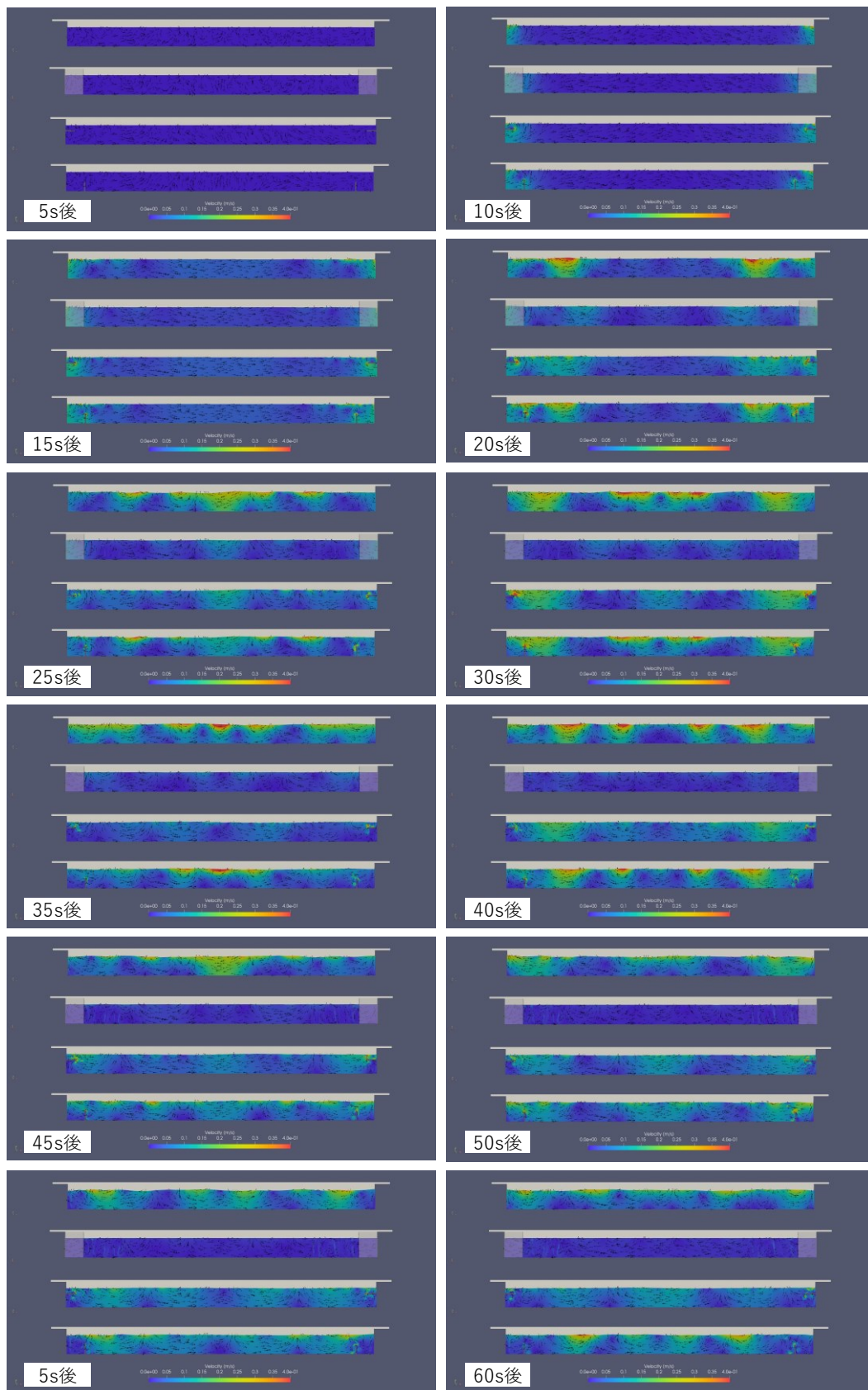
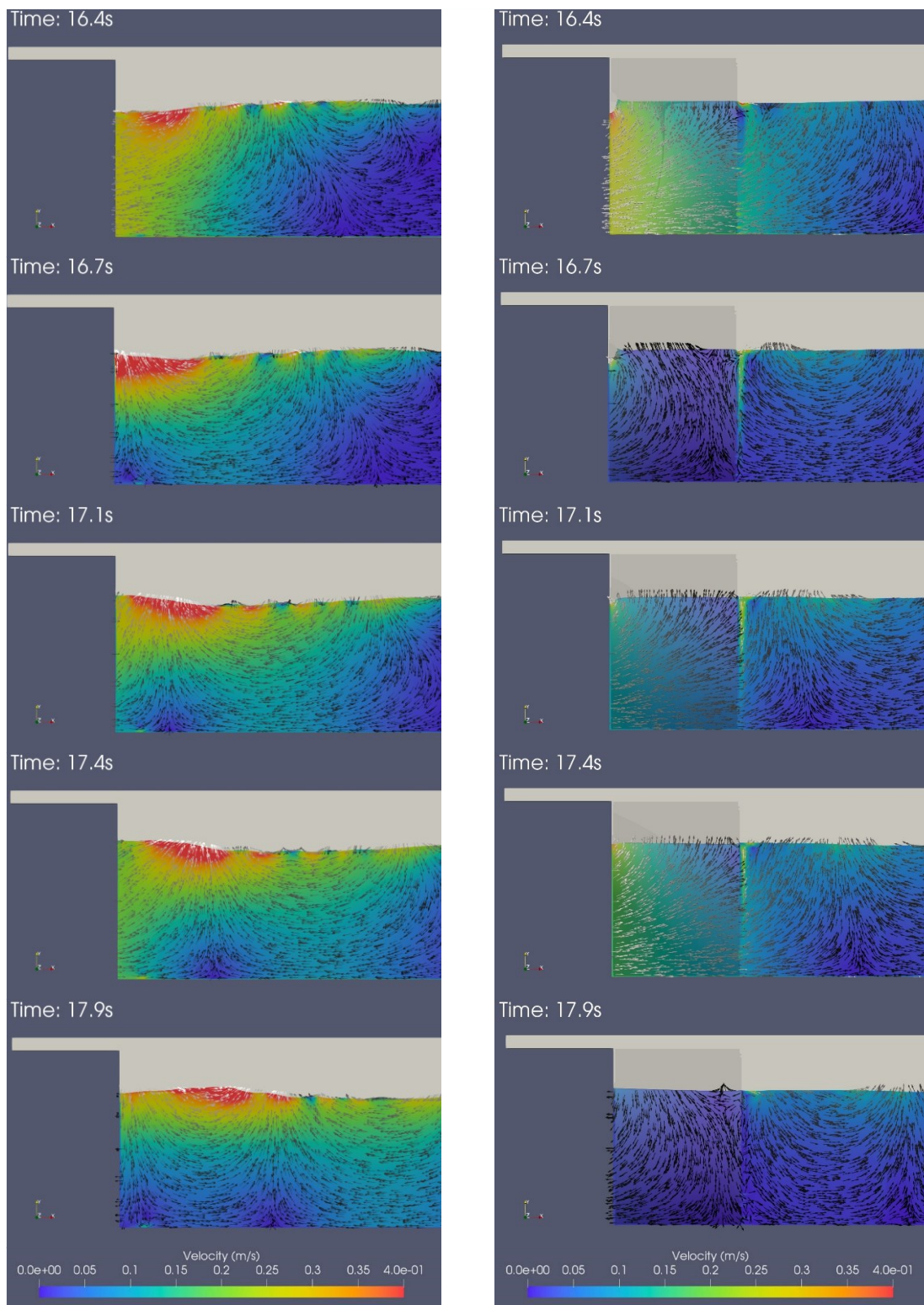
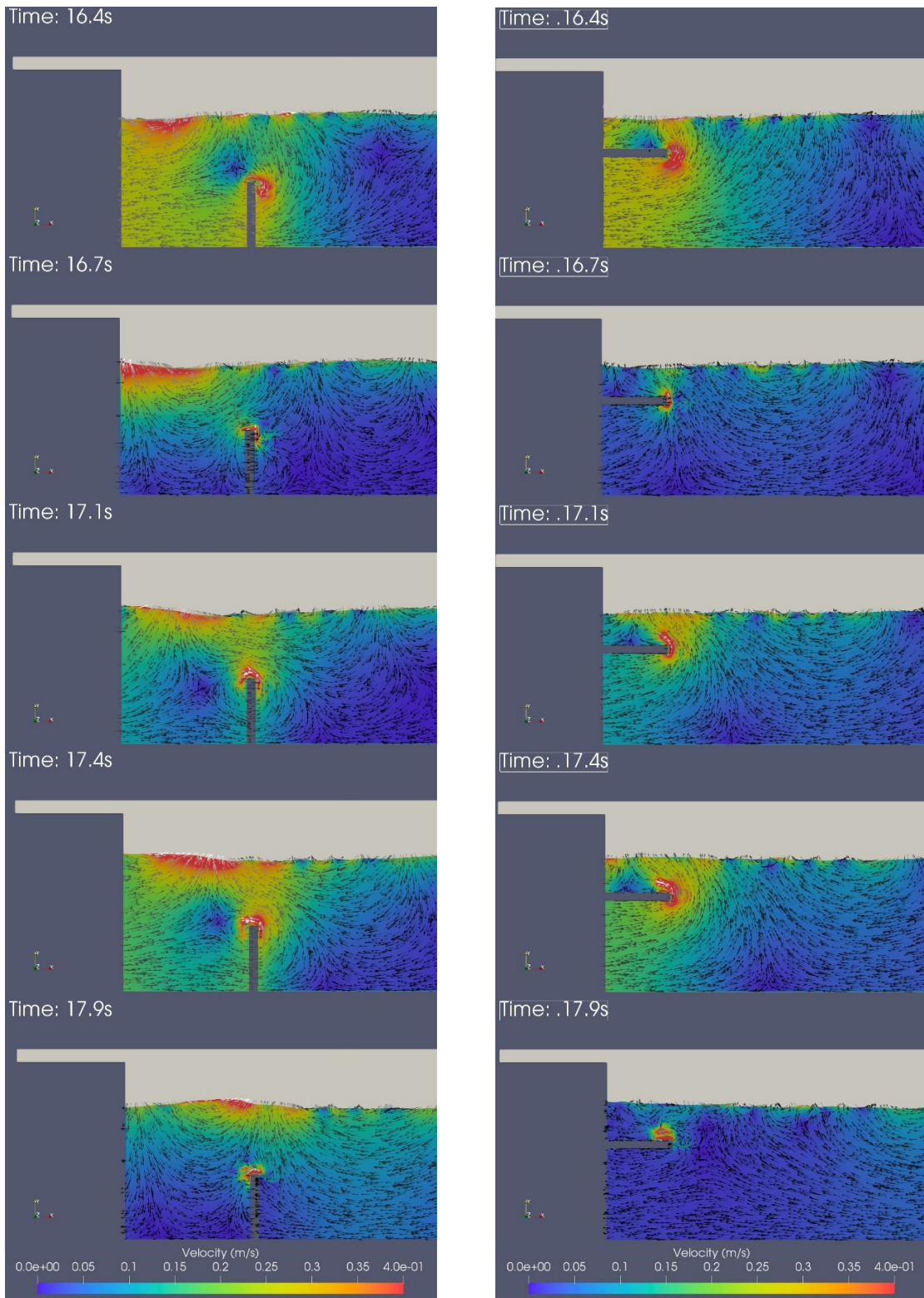


図-6 10 スナップショット（色は流速，矢印は流れの向きを表す）



(対策なし) (1) 消波ブロック
 図-6 11 拡大スナップショット (1/2) (色は流速, 矢印は流れの向きを表す)



(2) 鉛直バブル

(3) 水平バブル

図-6 12 拡大スナップショット (2/2) (色は流速, 矢印は流れの向きを表す)

6.2.3 考察

以上のことから、スロッシングにより生じる運河内の流速および波高の観点から、(1) 消波ブロック、(2) 水平バツフルは抑制効果が期待できる。また、実務においては、案件ごとに詳細な検討が必要となるが、設計・施工、管理・運用を考慮すると、施工の容易さなどのから(1) 消波ブロックが最適策と考えられる(表-63)。

表-63 施工・管理・スロッシングの低減効果

対 策	(参考) 設計・施工	(参考) 管理・運用	スロッシングの抑制効果
(1) 消波ブロック	○ 形状や配置が多種多様, 仮締切工を伴わない	○ 仮締切工を伴わない	○ 波の発生を抑制 波高・流速の低減 波高の減衰効果
(2) 水平バツフル	△ 耐震性・耐久性の確保が 困難, 仮締切工を伴う	× 飛沫帯付近のためアルカ リ骨材反応・塩害が起き やすい, 航路を狭める. 船 舶から見にくい	△ 波の発生を抑制 波高・流速の低減
(3) 鉛直バツフル	△ 耐震性・耐久性の確保が 困難, 仮締切工を伴う	△ 航路を狭める, 船舶から 見にくい	× 抑制効果は期待できな い(波を大きくする場合 もある)

第7章 結論

本研究は、3.11 東北地震の直後に震源から遠く離れた山梨県西湖において目撃された通常とは異なる周期の長い異常な水位変動に着目した。本現象の定量的な評価手法の選定と被害リスクの把握を目的に、発生要因の推定と既往の関連知見を踏まえて、動的メッシュを用いた三次元スロッシング解析を適用した。本解析手法の妥当性を検証した上で、過去の4つの事例について再現計算を行い、将来の地震に対する影響評価を行うとともに、本現象の抑制対策についても検討した。

本研究で選定した三次元スロッシング解析モデルを実地形に応用した手法により、過去に報告されている実現象を概ね再現していることが確認できた。これにより、本現象は湾湖におけるスロッシング現象で説明ができると考えられる。スロッシング現象は、地震動が伝播する水域であればどこでも発生し得ると考えられ、勾配が 20° より大きな斜面を広く持つ地形において、大きな波が発生しやすい傾向にあることを確認した。ただし、地形勾配だけでなく、地形の水深や固有振動数なども波の大きさに関係している可能性が考えられるため、今後の研究課題として考察を深めていく必要がある。

表-71 に各解析ケースの計算結果、表-72 に各章における計算結果の考察をまとめる。本研究で対象にしたケースでは、大きくとも波高 1 m 程度の波の発生に留まり、津波のような甚大な人的被害のリスクは小さいと考えられる。しかしながら、陸上への波の遡上やそれに伴う漂流物の発生、船舶の転覆や係留索の破断・損傷といった被害は十分に予想できる。また、本研究では本現象による波が発生した後、共振による顕著な波の増幅は認められなかったものの、地震波や発生した波の波形と地形や運河の固有振動数とが一致する場合には、共振により波が増幅されて大きな被害に繋がり得ると考えられる。また、本現象の抑制対策について代表的な対策を選定し検討を行った結果、抑制効果を期待できるハード対策として、消波ブロックや水平バツフルの設置が挙げられることを確認した。ただし、詳細な様式や形状、配置については多種多様であるため、ケースごとに最適策を検討する必要がある。

これまで津波とは無関係と考えられてきた内陸部の湖や湾奥、防潮堤や水門の内側の堤内地における運河では、津波などに対する水害対策がなされていない水域が多い。そこで本研究では、それらの水域におけるスロッシング現象のリスクを定量的に明示した。今後、これらの地域の防災能力の向上のため、防潮堤や水門を設計する際には、上記のようなスロッシングの抑制対策のほかに、本現象の影響を含めて余裕を持った天端高を設定することや船舶の係留の徹底化や漂流物対策など、本現象への対策を講じることが必要である。また、これらの水域周辺の利用者のために地震による異常な水位変動に対する注意喚起や避難計

画などのソフト対策も重要である。

表-7 1 各解析ケースの計算結果

解析ケース	地震動の 最大加速度 (水平方向)	計算結果 最大波高	予想される被害	
			陸上氾濫 ／漂流物	船の転覆
西 湖	34 gal	約 0.7 m	○	○
河口湖	34 gal	約 0.2 m	○	○
芦ノ湖	92 gal	約 0.8 m	○	○
フィヨルド	0.13 gal	約 0.6 m	○	○
京浜運河	396 gal	約 0.5 m	×	○

(○：可能性あり， ×：小さい)

表-7 2 各章におけるの計算結果の考察

章	対 象	考 察
3. 解析手法の 妥当性検証	矩形タンク	<ul style="list-style-type: none"> 本解析手法は、矩形タンクのスロッシング現象を精度よく再現した。
4. 斜面勾配の 感度分析	斜面水槽	<ul style="list-style-type: none"> 鉛直成分の地震動は水位変動への影響が小さく、波の発生には水平成分が重要である。 斜面勾配が 20° 以上の場合に、発生する波の波高が大きくなることから、波を大きくする条件は、「大きな勾配の斜面が広く分布すること」と考えられる。
5.再現計算	(1) 西湖	<ul style="list-style-type: none"> 発生した波について、痕跡高および目撃情報の条件を満たす結果が得られた。
	(2) 河口湖	<ul style="list-style-type: none"> 最大でも波高約 0.2 m の波が再現され、痕跡および目撃情報がないことと矛盾しない。
	(3) 芦ノ湖	<ul style="list-style-type: none"> 観測値と計算結果は概ね一致した。
	(4) フィヨルド	<ul style="list-style-type: none"> 観測値と計算結果は概ね一致した。
6.将来予測	東京湾北品川の 京浜運河	<ul style="list-style-type: none"> 今後発生が予想されている都心南部直下地震 (Mw 7.3) を対象に計算した結果、大きくとも 0.5 m 程度の波の発生に留まるため、陸上氾濫のリスクは小さいと考えられる。 ただし、入力される地震動が変わった場合、地震波形と地形の固有振動数との一致により、共振に伴う増幅により、さらに大きな波が発生する可能性がある。 抑制効果を期待できるハード対策として、消波ブロックや水平バップルの設置が挙げられることを確認した。
		<ul style="list-style-type: none"> 選定した三次元スロッシング解析手法により過去の事例を再現した。 本現象は湖のスロッシング現象で説明できる。 感度分析の結果である「波を大きくする条件は大きな勾配の斜面が広く分布すること」を確認した。

参考文献

- an clo 日記 (2017) : 3.11 東北地方太平洋沖地震直後の芦ノ湖。押し寄せる波。(改題)
<http://blog.livedoor.jp/an clo/archives/2748764.html>, (2017年8月16日閲覧).
- 井鳥聖也・入部綱清・仲座栄三・Rahman MD. Mostafizur (2012) : 粒子法による矩形タンク
および円筒形タンクに おける 3次元スロッシング計算, 土木学会論文集 B1(水工学),
Vol.68, N0.4, pp.I_1213-I_1218.
- 井上修作・大町達夫・高橋茜 (2008) : 実測データを用いた 2007年能登半島地震による津波
の解析, 海岸工学論文集, Vol.55, pp.341-345.
- 今村明恒・小平孝雄 (1932) : 地動に因りて誘起せられたる蘆の湖のセイシュに就て, 地震,
第1輯, 4巻, 2号, pp.57-70.
- 宇野木早苗 (1959) : 港湾のセイシュと長周期波について, 海岸工学講演集, Vol.6, pp.1-11.
- 大平幸一郎・柴山知也 (2012) : 長周期地震動による震源遠隔地での波の発生, 土木学会論
文集 B3 (海洋開発), Vol.68, No.2, pp.I_55-I_59.
- 大町達夫・井上修作 (2001) : 津波に先行する海面変動の特性に関する解析的研究, 第26回
地震工学研究発表会講演論文集, pp.153-156.
- 太田外氣晴・座間信作 (2015) : 巨大地震と大規模構造物, 共立出版, 2005.
- 小野祐輔・岩本哲也・Charles Scawthorn (2007) : SPH シミュレーションに基づく液体貯蔵タ
ンク側壁に作用するスロッシング荷重の評価, 土木学会地震工学論文集, Vol.29, pp.420-
425.
- 春日悠 (2015) : OpenFOAM ノート (2015年10月17日),
(www.geocities.jp/penguinitis2002/study/note/OpenFOAM.pdf, 2017年8月閲覧)
- 川崎浩司・松浦翔・坂谷太基・本橋英樹・菅付紘一・野中 哲也 : 小白浜漁港防潮堤の津波
被災メカニズムに関する3次元流体—構造解析, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol.69,
No. 2, pp. I_891-I_895.
- 気象庁 (2012) : 平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震調査報告, 気象庁技術報告, 第
133号, p.479.
- 小松敬治 (2015) : スロッシング—液面揺動とタンクの振動—, 森北出版, 2015.
- 酒井哲郎 (1975) : 傾斜した海底を有する湾における長波の湾水振動, 海岸工学講演会論文
集, 第22巻, pp.279-284.
- 酒井理哉・東貞成・佐藤清隆・田中伸和 (2007) : 溢流を伴う矩形水槽の非線形スロッシ
ング評価, 構造工学論文集A, Vol. 53A, pp. 597-604.

- 佐竹健治・行谷佑一・藤井雄士郎・岡田正実・阿部邦昭・今井健太郎・上野俊洋・山口和典・三和功喜・山本浩之 (2010) : 駿河湾沿岸の検潮井戸特性調査と 2009 年駿河湾地震津波波形の補正, 地震研究所彙報, 第 85 卷, pp.1-14.
- 佐竹健治 (1991) : 最近の津波研究, 地震第 2 輯, 第 44 卷特集号, pp.99-112.
- 産経新聞 (2011) : 2011 年 4 月 19 日(火)7 時 57 分配信,
(<http://headlines.yahoo.co.jp/hl?a=20110419-00000112-san-soci>, 2011 年 4 月).
- 鈴木猛康 (2012) : 2011 年報告地方太平洋沖地震で発生した西湖のサイスミック・セイシュ, 土木学会論文集 A1 (構造・地震工学), Vol.68, No.4, pp.152-160.
- 鈴木武夫 (1936) : 昭和 5 年 11 月 26 日北伊豆地震に伴へる蘆ノ湖の静振, 地震 1, Vol.8, pp.331-346.
- 鈴木武夫 (1937) : 昭和 5 年北伊豆地震に伴ひたる蘆ノ湖静振の解析 (1), 地震 1, Vol.9, pp.205-215.
- 中部電力株式会社 (2014) : 内部溢水の影響評価について, 原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合配布資料, 第 175 回, 資料 2, 2014.
- 鶴田修己, 後藤仁志, 鈴木高二朗, Abbas KHAYYER, 下迫健一郎, 五十里洋行 (2016) : 高精度自由表面境界モデルを用いた粒子法のスロッシング現象への適用, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol. 72, No., pp. I_49-I_54.
- 土木学会海岸工学委員会 (2012) : 数値波動水槽—砕波波浪計算の深化と耐波設計の革新を目指して—, 公益社団法人土木学会.
- 長尾亮太・井上修作・大町達夫 (2010) : 地震に伴う海底地盤の動的変位を考慮した津波解析. 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol.66, No.1, pp.301-305.
- 内閣府中央防災会議 (2013) : 防災対策推進検討会議首都直下地震対策検討ワーキンググループ最終報告.
- 永井紀彦・野津厚・李在炯・久高将信・安立重昭・大町達夫 (2007) : 沿岸波浪計による津波来襲前の水圧変動観測, 土木学会論文集 B, Vol.63, No.4, pp.368-373.
- 根本信・鬼頭直・長田正樹・平田賢治 (2015) : 2011 年東北地方太平洋沖地震における水平方向の地殻変動による津波の励起, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol.71, No.2, pp.157-162.
- 畠山真介 (2013) : 高精度湖底地形調査について, 国土地理院時報, No.124, pp.35-46.
- 原田昌武・板寺一洋・行竹洋平 (2014) : 2011 年東北地方太平洋沖地震によって励起された芦ノ湖のセイシュ (静振), 神奈川県温泉地学研究所報告, Vol.46, pp.9-16.
- 防災科学研究所 HP : 強震観測網(K-NET, KiK-net),
(<http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/>, 2017 年 4 月閲覧)
- 若井強・島田信也・菅原貢・廣瀬勝・赤桐毅一・瀬倉差市 (1994) : 湖沼・湿原調査につい

て, 地図, Vol.32.

- The Amateur Seismic Centre (ASC)(2008): "M9.1 Sumatra-Andaman Earthquake & Tsunami", <http://asc-india.org/lib/20041226-sumatra.htm>, (2017年8月16日閲覧).
- The Amateur Seismic Centre (ASC)(2008): "M7.6 Kashmir-Kohistan Earthquake", <http://asc-india.org/lib/20051008-kashkoh.htm>, (2017年8月16日閲覧).
- Burton W.K. (1891): "Transaction of the seismological society of Japan", Vol. XVI, p. 49.
- Committee on the Alaska earthquake of the division of earth sciences national research council(1972): "The Great Alaska Earthquake of 1964, Oceanography and engineering", National Academy of Science Washington, D.C..
- Forel, F.-A.(1869): "Introduction à l'étude de la faune profonde du Lac Léman", Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles, No.10.
- Higuera P., Lara J. and Losada I.(2013): "Realistic wave generation and active absorption for Navier-Stokes models: Application to OpenFOAM", Coastal Engineering, Vol.71 pp.102-118.
- Iwasaki, S.(1982): "Experimental study of a tsunami generated by a horizontal motion of a sloping bottom", Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo, pp.239-262.
- IHCantabria(2014): "IHFOAM Training Course", IH Edition, October.
- McGarr, A. and Vorhis, R. C.(1965): "Seismic Seiches", U. S. Geological Survey Professional Paper, 544-E, pp. 196-236.
- 中村清二 and 吉田吉(1901): "湖水ノ定常振動ニ就テ(On the "Seiches" of Lakes Biwa and Hakone)", Tokyo Sugaku-Butsurigakkwai Hokoku, Vol.1, pp.F115-F123.
- Nakamura, S. and K. Honda (1911): "Seiches in some lakes of Japan", J. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo, Vol.28, pp.1-95.
- Norgeskar HP : "Map", <https://www.norgeskart.no>, (2016年4月閲覧).
- Ohira, K. and Shibayama, T.(2011): "Wave behavior in Tokyo Bay caused by a tsunami or long-period ground motions", Proc. of the 6th International Conference on Coastal Structures, pp.1313-1324.
- OpenFOAM Foundation: "OpenFOAM User Guide", <http://www.opnefoam.org/docs/>, (2016年4月閲覧).
- Rusche, H.(2002): "Computational fluid dynamics of dispersed two-phase flows at high phase fractions", PhD thesis, Imperial College of Science, Technology and Medicine, pp.152-154.
- Suzuki T.(2012) : "Seismic seiche occurred at lake Saiko Due to the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake", 15 ECEE Lisboa2012.
- Stein B., Bjørn G., and Mathilde B.(2013): "Norwegian seiches from the giant 2011 Tohoku earthquake", Geophysical Research Letters, Vol. 40, pp.3374-3378.
- Tanioka, Y. and Satake, K.(1996): "Tsunami generation by horizontal displacement of ocean bottom", Geophysical Research Letters, Vol. 23, No. 8, pp. 861-864.
- Yang H. Q, Purandare R, Peugeot J, West J (2012): "Prediction of Liquid SLOSH Damping Using a High

Resolution CFD Tools”, 48th AIAA/ASME/SAE/ASEE joint Propulsion Conference & Exhibit. AIAA:2012-4294.

YouTube : ”7.1 earthquake footage from tourist attraction Xochimilco in Mexico City.” ,
<https://www.youtube.com/watch?v=w9kvCyRfnZk>, (2017年9月26日閲覧).

Weller, H. G.(2002): "Derivation, Modelling and solution of the conditionally averaged tow-phase flow equations", Technica Repoert TR/HGW/02, Nable Ltd., 29p.

Wikipedia : "Seiche", <https://en.wikipedia.org/wiki/Seiche>, (2017年8月16日閲覧).

研究業績一覧

(a) 論文

1. 大平幸一郎・高畠知行・三上貴仁・柴山知也 (2017) : 湾湖でのスロッシング現象と影響評価, 土木学会論文集 B3 (海洋開発), Vol.73, No.1 (通常号), p.56-66.
2. 上原洋史・田中良仁・大平幸一郎 (2017) : 遠州灘における VHF 帯海洋レーダを用いた海流観測, 電力土木, 2017 年 01 月号, p.117-121.
3. 森勇人・上原洋史・大平幸一郎 (2015) : 浜岡原子力発電所の津波早期検知・予測の取り組み, 電力土木, 2015 年 01 月号, p.69-73.
4. Tasnim, K. M., Shibayama, T., Esteban, M., Takagi, H., Ohira, K. & Nakamura, R. (2015) : Field observation and numerical simulation of past and future storm surges in the Bay of Bengal: case study of cyclone Nargis, Journal of the International Society for the Prevention and Mitigation of Natural Hazards, Vol. 75, Issue.2, pp. 1619-1647.
5. Mikami, T., Shibayama, T., Esteban, M., Ohira, K., Sasaki, J, Suzuki, T. Achiari, H., Widodo, T. (2014) : Tsunami vulnerability evaluation in the Mentawai islands based on the field survey of the 2010 tsunami, Journal of the International Society for the Prevention and Mitigation of Natural Hazards, Vol.71, Issue.1, pp.851-870.
6. Esteban, M., Jayaratne, R., Mikami, T., Morikubo, I., Shibayama, T., Thao, N.D., Ohira, K., Ohtani, A., Mizuno, Y., Kinoshita, M & Matsuba, S. (2014) : Stability of Breakwater Armour Units against Tsunami Attack, Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering, Vol.140. Issue.2, pp.188-198.
7. Tasnim, K. M., Ohira, K. & Shibayama, T. (2013) : Numerical Simulation of Tropical Cyclone Nargis By Using OSIS Model: Hing Casting of Historical Cyclone as well as Prediction of Future, Proceedings of International Sessions in Conference of Coastal Engineering, JSCE, Vol.4, pp.11-15.
8. Shibayama, T., Esteban, M., Nistor, I., Takagi, H., Thao, N. D., Matsumaru, R., Mikami, T., Aranguiz, R., Jayaratne, R. & Ohira, K. (2013) : Classification of Tsunami and Evacuation Areas, Journal of the International Society for the Prevention and Mitigation of Natural Hazards, Vol.67, Issue.2, pp.365-386.
9. 大平幸一郎・柴山知也・Miguel Esteban (2012) : 気候変動の影響を受けた台風による波浪・高潮被害の変化予測—気象・波浪・高潮・潮汐統合モデルの開発と長期予測—, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol. 68, No. 2, pp. I_55-I_59.
10. Tasnim, K. M., Ohira, K. & Shibayama, T. (2012) : Numerical Simulation of Cyclone SIDR

- Using a WRF-SWAN-Surge-Tide Coupled Model , Proceedings of International Sessions in Conference of Coastal Engineering, JSCE, , Vol.3, pp.1-5.
11. Esteban, M., Rafael A. M., Morikubo, I., Mikami, T., Thao, N. D., Ohira, K. & Shibayama, T. (2013) : Rebuilding Composite Breakwaters Following the 2011 Tohoku Tsunami: Lessons Learnt and Does It Make Sense to Reinforce? Proceedings of International Sessions in Conference of Coastal Engineering, JSCE, Vol.3, pp.81-85.
 12. 大平幸一郎・柴山知也 (2012) : 長周期地震動による震源遠隔地での波の発生, 土木学会論文集 B3 (海洋開発), Vol.68, No.2, pp.I_55-I_59.
 13. 三上貴仁・柴山知也・武若聡・Miguel Esteban・大平幸一郎・Rafael Aranguiz・Mauricio Villagran・Alvaro Ayala (2011) : 2010 年チリ沖地震津波災害の現地調査, 土木学会論文集 B3 (海洋開発), Vol.67, No.2, pp.I_529-I_534.
 14. 柴山知也・大平幸一郎 (2010) : 首都直下地震による東京湾内津波の挙動と災害危険度の評価, 海洋開発論文集, Vol.26, pp.219-223.

(b) 講演

1. 大平幸一郎 (2015) : 海岸工学と電力土木, 2015 年度早稲田大学技術士稲門会講演会, 早稲田大学西早稲田キャンパス.
2. 森勇人・大平幸一郎 (2014) : 浜岡原子力発電所の津波対策に係る津波波力に関する実験的研究, 中部電力株式会社平成 26 年度技術開発賞選考発表会, 中部電力株式会社本店.
3. Tasnim, K. M., Ohira, K., Shibayama, T., Esteban, M. (2014) : Numerical Simulation of cyclonic storm surges over the Bay of Bengal using a meteorology-wave-surge-tide coupled model, 34rd International Conference on Coastal Engineering (ICCE), South Korea.
4. Shibayama, T., Ohira, K. & Takabatake, T. (2013) : Present and future tsunami and storm surge protections in Tokyo and Sagami bays, Proceedings of the 7th International Conference on Asian and Pacific Coasts (APAC), Bali, Indonesia.
5. 中村亮太・大平幸一郎・柴山知也・大山剛弘 (2013) : 気象-高潮-波浪-潮汐統合モデルを用いた地球温暖化後の東京湾と駿河湾の高潮の評価, 平成 25 年度日本沿岸域学会, 大阪市立大学.
6. 大平幸一郎 (2013) : 水圧鉄管等の肉厚測定値のばらつきに関する一考察, 中部電力株式会社岐阜支店工務部門業務研究発表会.
7. 大平幸一郎 (2013) : 水圧鉄管等の肉厚測定値のばらつきに関する一考察, 中部電力株式会社土木建築部門保守技術発表会.
8. Ohira, K., Shibayama, T., Esteban, M., Mikami, T., Takabatake, T. & Kokado, M. (2012), Comprehensive numerical simulation of waves caused by typhoon using a meteorology-wave-storm surge-tide coupled model, 33rd International Conference on Coastal Engineering (ICCE),

Santander, Spain.

9. Esteban, M., Rafael A. M., Morikubo, I., Mikami, T., Thao, N. D., Ohira, K., Ohtani, A. & Shibayama, T. (2012) : Stability of rubble mound breakwaters against solitary waves, Proceedings of 33rd Conference on Coastal Engineering (ICCE), Santander, Spain.
10. Ohira, K. & Shibayama, T. (2011) : Wave behavior in Tokyo Bay caused by a tsunami or long-period ground motions, 6th International Conference on Coastal Structures, Yokohama, Japan.
11. 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ (2011) : 2011年東北地方太平洋沖地震津波に関する合同現地調査の報告, 東北地方太平洋沖地震津波に関する合同調査報告会, 関西大学.

(d) その他

【技術報告】

1. 大平幸一郎 (2017) : 浜岡原子発電所敷地周辺の津波堆積物調査, 中部電力株式会社技術開発ニュース, No.157, pp.29-30.
2. 土木学会原子力土木委員会津波小委員会 (2016) : 原子力発電所の津波評価技術 2016, 公益社団法人土木学会, (津波評価小委員会構成員の一員として).
3. 大平幸一郎 (2010) : 現場レポートーチリ地震津波の現地調査を終えてー, 早稲田ウィークリー, 1217号, (2010年5月27日号掲載).

謝辞

本論文を執筆するにあたり、主査として熱心にご指導ご鞭撻を賜りました早稲田大学教授・柴山知也先生に深く感謝の意を表します。2009年4月に早稲田大学柴山研究室の第1期生として所属し、学部4年、修士課程と先生から研究指導を賜りました。大学院卒業後、実務の世界にいた筆者が、働きながら博士課程の学生として研究を行う社会人ドクターの学生として大学へ戻ることを快諾していただきました。先生が存在がなければ、海岸工学に興味を持つことや津波に係る実務に携わることはなく、本論文を書き上げることもありませんでした。先生の物事の本質を捉えて的確にアドバイスする洞察力と新たな道を切り拓く行動力は、筆者が見習うべき点です。今後、研鑽を積んで少しでも先生に近づきたいと思えます。

早稲田大学教授・関根正人先生ならびに早稲田大学教授・榊原豊先生には、本論文の副査として貴重なお時間をいただきました。2006年4月に筆者が早稲田大学に入学して以来、先生方には授業や実験でご指導を賜りました。筆者が社会人ドクターとして大学に戻ることを快諾いただきました。筆者が博士課程在学中もご多用中にも関わらず、休日に個別に時間を取っていただき、本論文に係る研究のご指導や励ましを賜りました。先生方の温かいご指導あったからこそ、モチベーションを保って研究に取り組み続けることができました。ここに深く感謝致します。

本論文は、筆者が中部電力株式会社原子力土建部調査計画グループに在籍中に執筆しました。社会人ドクターとして働きながら博士課程で研究することを快諾していただいた同グループ活断層チームの秦弘和課長ならびに久松弘二課長に深く感謝致します。また、本論文の執筆中には同グループ津波チームの天野智之課長ならびに森勇人副長に多くのお心遣いや励ましのお言葉をいただきました。謹んで感謝の意を表します。そして、博士課程での研究を応援していただいたその他の多くの方々にも、この場を借りて厚く御礼を申し上げます。

本論の第4章で用いた水理模型実験の実験データは、一般財団法人電力中央研究所主任研究員・酒井理哉氏からご提供賜りました。酒井氏は筆者と同じ大学の先輩であり、同じ電力業界で働く先輩ということもあり、実験データ提供の依頼に快諾していただくとともに、本研究に関してもご指導いただきました。ここに、謹んで感謝の意を表します。

柴山研究室同期の高島知行氏には、本論文でのコア技術となる解析モデルの OpenFOAM や解析ソルバの ihDyMFOam などについてゼロからご指導いただきました。さらには、学術論文の執筆の際にも数多くのご助言を賜りました。高島氏はご自身の研究で忙しいときでも、筆者が相談した時には、迅速で的確なアドバイスをしていただきました。高島氏の存在が無ければ、本論文を書き上げることは絶対にできませんでした。ましてや2年間という短期間で博士課程を終えることなど到底できませんでした。また、私が博士課程への入学を決意したきっかけも、高島氏が2015年11月14日の筆者の結婚パーティにおいて「一緒に博士にいこう」と声をかけてくれたことでした。高島氏からすれば、何気ない一言だったかもしれませんが、博士への入学を決めきれなかった私の背中を大きく押してくれました。高島氏からのご厚意はいくらお礼を申し上げても足りないほどです。筆者と同じ2016年4月に博士課程に入学し、一年半という前代未聞の早さで博士論文を書き上げ卒業した高島氏は、私がこれまでに会ってきた若手技術者の中で最も優秀であり、また、柴山研の同期として誇りに思います。多くの刺激をいただきました。謹んで深甚の謝意と敬意を表します。

東京都市大学准教授・三上貴仁先生には、本論文を執筆するにあたり多くのご助言をいただきました。筆者が研究に行き詰ったときに三上先生の研究室に伺うと、忙しいときにもかかわらず、ご自身の作業の手を止め熱心に相談に乗っていただきました。先生からの本質を突いたご指導はいつも研究の壁を打ち破る助けとなりました。また、20代で准教授に就任された才能高き三上先生を柴山研究室の同期として心から誇りに思います。この場を借りて感謝の意を表します。

柴山研究室の皆様にも、たくさんの支援を賜り、本論文の質を飛躍的に向上させることができました。ここに改めて謝意を表します。特に、豊橋技術科学大学助教・中村亮太先生には、柴山研究室のスーパーコンピュータの使い方など多くのご支援をいただきました。また、研究以外でも食事に誘っていただき多くの励ましをいただきました。ここに記して、感謝の意を表します。

この博士課程の2年間というものは本当に体力的・精神的にも大変でした。仕事では社運を賭けた大変困難なプロジェクトに抜擢され、大きなプレッシャーを背負い、年間労働時間も部署内でトップとなりながら働いた時期でした。そのような中、なんとか本論文を書きあげることができました。会社の仕事と大学の研究との“2足の草鞋を履いた”生活をなんとかやり繰りしてこられたのは、温かく見守ってくれた両親と、心の支えになってくれた妻・優美のおかげです。心から感謝致します。