

2019年3月 関西大学審査学位論文

水理実験と数値モデルによる津波堆積物の予測手法の構築

～津波堆積物を用いた波源推定を目指して～

関西大学大学院

社会安全研究科 防災・減災専攻

山本阿子

水理実験と数値モデルによる津波堆積物の予測手法の構築

～津波堆積物を用いた波源推定を目指して～

社会安全研究科 防災・減災専攻 水災害研究室

山本 阿子

1. 研究背景および目的

海岸を震源とする巨大地震は、津波を伴い沿岸域に甚大な被害をもたらす。2011年3月11年に発生した東北地方太平洋沖地震津波では、想定を遥かに超える津波だけでなく、大量の土砂が流出入したことで、被害がより拡大した。沿岸防災を進める上で、被害想定精度向上が求められる。そのためには多くの既往津波の履歴が必要とされるが、古文書や石碑などの歴史的記録では不十分である。そこで、多くの既往津波を記録している津波堆積物に注目が集まり、沿岸域を対象に多くの試料が採取され地質学的な分析が進められている。しかしながら、津波堆積物の形成メカニズムが未解明のため、現状としては発生の有無の判定と、相対的な規模の推定にとどまっている。また、津波の数値シミュレーションが進められているが、津波による土砂移動においては輸送量に課題が残されており、波源推定には至っていない。

本研究では、津波堆積物を用いた波源推定モデルの開発につなげるため、(1) 砂の粒径や外力を変化させた水理実験から津波堆積物形成メカニズムのあきらかにすること、(2) (1)の水理実験データを用いて土砂移動モデルの課題を抽出すること、(3) 津波堆積物を用いた波源推定の可能性を検討することを目的とした。

2. 研究内容および主要な結論

2-1 粒径および外力変化の影響による津波堆積物形成メカニズム解明のための水理実験

津波堆積物の形成メカニズムを明らかにすることを目的に、2次元造波水槽を用いて、粒径や外力を変化させた水理実験を実施した。本実験より、粒径および外力がそれぞれ条件下において、遡上する陸域側の堆積物にどのように影響を及ぼすかが明らかになった。単一砂と混合砂を用いた実験では、単一砂および混合砂の粒径や混合比を変化させても、全体的な堆積砂量はほとんど影響を受けず、波の外力に依存した堆積砂量を示すことが明らかになった。しかし、遡上先端付近においては、粒径による輸送力の違いから堆積砂量の減少する割合や粒径ごとの含有率が変化することが確認できた。混合砂においては、戻り流れを考慮しない場合、汀線付近において混合砂の混合比と各粒径の分布比が一致することが明らかになった。これは、現在の堆積物分析の課題の一つである堆積当時における砂の供給源の初期条件を解明する手がかりとして、非常に重要な結果

である。複数波を発生させることで砂の供給源が変化するため、堆積砂の到達距離と遡上先端付近の堆積砂量の顕著な増加が確認できた。しかし、汀線付近の堆積砂量は粒径に関係なく、同規模・減衰する波ともに最後に到達した波に依存することが確認できた。さらに、今回の実験結果から堆積物の形成において重要な因子として、津波の規模だけでなく周期や構造物も含まれることを示した。

2-2 水理実験データを用いた土砂移動モデルの課題抽出および改良

現在使用されている土砂移動モデルの精度と課題の抽出を目的に、実験データを用いて数値実験を実施した。1999 および 2011 モデルにおける数値実験では、各粒径ごとに流砂の運動方程式の係数を変化させた 2011 モデルの方での再現性が高いことが明らかになった。単一粒径では、中粒径や細粒径においては斜面中腹において高い再現性を示すことが確認できた。しかしながら、粗粒径の移動量においては斜面中腹における再現性が過小評価となり、遡上先端付近における波の到達距離および堆積砂量において過大評価となるなど、土砂移動モデルの再現性には課題が残った。しかし、戻り流れを考慮した場合であれば現行モデルでも高い精度で再現が可能であることが確認できた。本章における検証において、現行モデルは中腹付近を対象とした場合であれば、概ね再現性が確保できることを示した。今後の検討要因として、板倉・岸式による浮遊砂層および掃流砂層境界付近における浮遊砂濃度の導入による課題解決策を提案した。

2-3 津波堆積物より津波外力を推定するモデルの開発のための数値実験

津波堆積物から外力推定するモデル開発のため、模擬地形および模擬津波による堆積物形成の数値実験を実施した。模擬津波に関する検討では、断層の規模だけでなく、断層の位置が津波の波高に影響をおよぼすことが確認できた。堆積物を形成させる領域においては、勾配や構造物の有無などを考慮し設定を行った。その結果、津波の規模により堆積物の増加減少の転換点が異なることを明らかにした。これは戻り流れによっても影響を受けないため、規模の推定には重要な要素である可能性が高いことを示した。また構造物による影響は、構造物に対してある程度の流速および波高がある状態であるかが堆積相に影響を及ぼすことが確認された。今回の数値実験から明らかになった堆積物と津波の規模や勾配などの条件との関係は、今後の現地調査の調査値選定や堆積物の分析においても活用可能であることを示した。

目次

1. 序論.....	1
1.1 研究背景	1
1.2 既往研究	2
1.2.1 現地調査における津波堆積物に関する研究	2
1.2.2 数値解析における津波堆積物に関する研究	6
1.2.3 津波による土砂移動水理実験に関する研究	9
1.2.4 波源推定モデルに関する既往研究	12
1.3 研究の目的.....	16
1.4 研究の流れ.....	16
2. 粒径および外力変化の影響による津波堆積物の形成メカニズム解明のための水理実験.....	18
2.1 緒言.....	18
2.2 津波堆積物形成メカニズムを明らかにするための水理実験	20
2.2.1 水理実験概要	20
2.2.2 移動床実験における砂の粒径と種類	25
2.2.3 波の外力条件の設定	30
2.2.4 斜面上の遮水壁の設置	33
2.3 実験結果および考察.....	34
2.3.1 各種測定器における測定結果	34
2.3.2 外力および波数による水と砂の遡上距離への影響	40
2.3.3 外力および単一砂による堆積砂量への影響	44
2.3.4 外力および混合砂による堆積砂量への影響	50
2.3.5 複数波による堆積砂量への影響.....	62
2.3.6 周期による堆積砂量への影響	66
2.3.7 遮水壁による堆積砂量への影響.....	68
2.4 結言.....	72
3. 水理実験データを用いた土砂移動モデルの課題抽出および改良	74
3.1 緒言.....	74
3.2 津波による土砂移動モデルとは.....	75
3.3 土砂移動モデルによる水理実験データの再現計算結果.....	77

3.3.1	計算条件の設定	77
3.3.2	水位および流速の再現計算	79
3.3.3	数値計算における堆積砂量の分布	82
3.4	現行の土砂移動モデルの課題および再現性	86
3.4.1	土砂移動モデルの課題と特徴	86
3.4.2	土砂移動モデルの課題解決策の提案	86
3.5	結言	89
4.	津波堆積物より津波波源を推定するモデルの開発のための数値実験	90
4.1	緒言	90
4.2	模擬津波および模擬地形における陸域津波堆積物形成の数値実験	92
4.2.1	模擬地形における津波堆積物形成の数値実験概要	92
4.2.2	模擬津波条件の設定	94
4.2.3	大領域および小領域における地形条件の設定と計算条件	108
4.2.4	模擬津波による津波堆積物形成のための数値実験の結果	111
4.3	津波堆積物より波源を推定するための課題と展望	147
4.3.1	津波堆積物より波源を推定する手法の提案	147
4.3.2	波源推定のための課題および展望	149
4.4	結言	150
5.	結論	151
	参考文献	153
	謝辞	156

1. 序論

1.1 研究背景

海溝を震源とする巨大地震は、津波を伴うことで沿岸域に被害をもたらすことが知られており、これらの被害を軽減するために、被害想定をもとに対策が取られてきた。2011年3月11年に発生した東北地方太平洋沖地震津波（以下、東北津波）では、想定を遥かに超える津波が来襲したことにより、被害の拡大を招いた。

被害想定をより高くするためには、多くの既往津波の履歴が必要とされるが、古文書や石碑などの歴史的記録では不十分であることが課題とされている。そこで、多くの既往津波を記録している津波堆積物に注目が集まり、沿岸域を対象に多くの試料が採取され地質学的な分析が進められている。しかしながら、現状としては発生の有無の判定と、相対的な規模の推定にとどまっている。その原因として、津波堆積物の形成メカニズムが未解明であることが挙げられる。

津波堆積物の分析手法として、津波による土砂移動シミュレーションによる津波堆積物の分析が挙げられる。これらは、土砂による港湾機能や発電施設の取水口への影響を評価するために非常に有効である。しかし、局所的な地形条件により土砂の移動量が過小評価となる課題が残されている。また、陸域への土砂移動に関する検証は少なく、堆積物を対象とするためには、現在のモデルの改良が必要である。これらのモデルの改良は、堆積物から定量的な規模の推定を可能とする津波堆積物分析の新たな手段として期待されている。

1.2 既往研究

1.2.1 現地調査における津波堆積物に関する研究

既往津波の履歴の把握は、津波防災・減災分野において非常に重要である。これまで主に歴史的記録による研究と地質学的記録による研究によって進められてきた。しかしながら、古文書や石碑などによる歴史的記録による分析では、記録の経年喪失および情報の正確さの判定が困難である。そこで、より長期的かつ多くの既往津波の履歴を有する津波堆積物を用いた地質学的記録による研究が注目されてきた。これらは分析手法の多様化やコアリング手法の発展により大きな進歩を遂げてきた。津波堆積物による分析は、歴史記録が存在しない地域でも、堆積条件によって採取が可能である。そのため、長期的かつ広範囲においてデータの取得が可能であり、堆積物に含まれる生物遺骸から年代測定を実施することで発生年代の特定および層厚より相対的な規模の推定するためには、有効的な手段である。ここでは、津波堆積物による研究に関する既往研究を紹介する。なお、紹介する研究の論文概要および課題を表 1-1 に示す。

岡村ら（1997, 2000, 2009）や佃ら（1999）は、コアリング技術の向上を図りこれまで陸域の津波堆積物が主流であった中、沿岸湖沼の津波堆積物を採取することを可能とした。陸域の堆積物は気象や生物による化学的かつ人為的な影響などを受けたもの多かったが、湖沼堆積物は比較的保存状態も良いことから、飛躍的に堆積物分析を進め、高知県紮ヶ池および大分県龍神池などの沿岸湖沼を対象とした調査分析より 3000 年間の堆積物から 14 層もの津波堆積物を採取し分析を行っている。これらを用いて津波の規模（断層の破壊領域）にはサイクルがあることを明らかにした。

七山ら（2001）は、北海道における津波堆積物の分析において堆積相や古流向、その堆積過程を特定するために生物化石や粒度組成などから詳細な分析を行った。また数値シミュレーションを参考にどのように津波が来襲し土砂が移動したかを堆積物より明らかにした。しかし、これらは定量的な規模波源の推定などには至っておらず、相対的な規模の推定にとどまっている。

今村ら（2007）は、これまでの歴史文献および津波堆積物の課題を整理し、津波堆積物は数値シミュレーションによる分析を融合させることでより津波の詳細なデータを導けることを示唆した。そして、建物およびインフラ被害に関する水理量である流れや波力など水理実験などによる検証データの収集が必要であ

る課題を提起している。

藤原ら (2009) は、房総半島の堆積物の分析より、分析手法や多様化し詳細なデータを得られる一方、堆積物を分析する上で地震による隆起沈降などの地形変動を踏まえる必要性を提起している。

Abe et al. (2012) は、仙台平野における津波堆積物の現地調査より浸水域と土砂の到達距離の不意一致が見られることなどを報告している。これら東北津波の被害からこれまで不明確であった津波堆積物の形成に関する分析や研究が大きく飛躍した。

一方、藤原ら (2017) は、これまでの津波堆積物分析の堆積物境界の不明瞭による誤った規模推定の可能性があることから、より詳細な検証が必要であることを提起している。

菅原 (2017) は、実際の堆積物調査から浸水域や震源パラメータを分析し、今後のリスク評価に津波堆積物分析をより活かすためには、今後の経年変化や保存ポテンシャルなど、長期的な調査の必要性を示した。

以上より、コアリングや分析手法の発展から東北津波を契機に飛躍的に津波堆積物の研究の進歩みられた。しかし、未だ堆積物の形成に関する詳細なデータから波源推定には至っておらず、津波堆積物の形成や今後の経年変化など多くの課題が残っている。

表 1-1 津波堆積物に関する既往研究の概要および課題

著者 (発行年)	論文概要	課題
岡村ら (1997, 2001)	<ul style="list-style-type: none"> ・高知県糺ヶ池などでの現地調査 ・コアリング試料の採取, および分析津波堆積物 ・年代測定結果より過去一万年間の堆積物 ・層厚や構成から繰り返し周期及び来襲した津波の歴史記録との対比 	<ul style="list-style-type: none"> ・人工改変の有無および堆積環境による影響を考慮した調査地選定 ・対比には多くの試料採取が必要 ・対比による相対的な規模の推定
岡村ら (2009)	<ul style="list-style-type: none"> ・高知県糺ヶ池の試料分析 ・層厚および構成から津波の規模の推定 ・規模と周期は密接の関係 	<ul style="list-style-type: none"> ・歴史記録および試料対比による規模の推定 ・発生確率の提示もより精度を向上させるには多くの調査が必要
佃ら (1999)	<ul style="list-style-type: none"> ・高知県糺ヶ池のコアリング試料分析 ・年代測定より約千年間に6回分の津波堆積物の比較 	<ul style="list-style-type: none"> ・人工改変および地殻変動と堆積速度との関連 ・規模の推定は歴史記録との比較
七山ら (2007)	<ul style="list-style-type: none"> ・北海道春採湖による堆積物採取および分析 ・堆積物より規模や年代測定による周期推定 ・北海道北西部を波源とする津波推定 	<ul style="list-style-type: none"> ・堆積環境による影響を考慮した調査地選定 ・相対的規模の推定
今村ら (2007)	<ul style="list-style-type: none"> ・数値シミュレーションによる1771年の明和津波の再現計算 ・津波地震という現象および津波石の移動について再現 	<ul style="list-style-type: none"> ・モデル自体を改良するための水理データが必要
藤原ら (2009)	<ul style="list-style-type: none"> ・房総半島の露頭の現地調査 ・津波堆積物の調査で過去の地殻変 	<ul style="list-style-type: none"> ・地殻変動による堆積環境の変動を考慮した

	<p>動と津波の痕跡</p> <ul style="list-style-type: none"> ・堆積環境の復元を行った. 	<p>規模の推定が必要</p>
Abe et al. (2012)	<ul style="list-style-type: none"> ・2011年東北津波の現地調査 ・津波の浸水域と堆積物の分布 	<ul style="list-style-type: none"> ・実際の津波堆積物の形成過程の解明が必要
藤原ら (2017)	<ul style="list-style-type: none"> ・これまでの堆積物研究を総括 ・津波堆積物分析の堆積物境界の不明瞭など課題を提起 	<ul style="list-style-type: none"> ・津波堆積物の形成過程が未解明 ・地形条件や堆積環境を踏まえ検討するためにはより多くのデータが必要
菅原ら (2017)	<ul style="list-style-type: none"> ・これまでの堆積物調査の総括および課題提起 ・浸水域や震源パラメータをリスク評価に活かすための課題 ・堆積物の経年変化や保存ポテンシャルなど、長期的な調査の必要性 	<ul style="list-style-type: none"> ・堆積物の形成過程だけでなく、今後の経年変化が未解明 ・多くのデータや分析が必要

1.2.2 数値解析における津波堆積物に関する研究

津波堆積物を研究する上では調査地選定が重要となる。津波堆積物を採取し調査するためには、堆積した堆積物が人工改変や環境的要因による攪乱を受けないで保存されている条件を満たさなければならない。陸域では採取が比較的容易ではあるが、多くの沿岸の平地は生活圏として活用されており人工改変や環境的要因による攪乱による堆積物の喪失が多く見られる。比較的保存が良いとされる湖沼堆積物も、調査地となりうる条件を満たす湖沼の絶対数が少ないことが課題として挙げられる。また、調査地選定において過去の浸水域を古文書などの歴史的記録だけでは不十分である。さらに、沿岸域の津波防災・減災分野においては、津波によって大量の土砂が流入することにより港湾機能への影響や洗掘による堤防など構造物への影響、また大量の海砂による塩害だけでなく、土砂が流入することで、その後の復興の遅れにつながることに懸念されている。そのため、土砂移動の数値シミュレーションによって土砂の移動や地形変化を予測する研究が進められてきた。ここでは、数値解析における津波堆積物に関する既往研究を紹介する。なお、紹介する研究の論文概要および課題を表 1-2 に示す。

高橋ら (1999) は、津波などの非平衡な流れの中で、異なる移動形態を示す掃流砂層と浮遊砂層を分離して扱う土砂移動モデルを提案した。このモデルに必要な掃流砂量式および掃流砂層と浮遊砂層間の交換砂量式は、水理実験を用いて津波を模した段波を発生させ、流速とシールズ数の関係および流速と交換砂量の関係を明らかにすることで求められた。このモデルは、1960年に気仙沼湾に來襲したチリ津波に適用され、これまでのモデルに比べて再現性が向上したことが確認できた。しかし、地形条件によっては土砂の移動量に過小評価となる課題を残している。

高橋ら (2011) は、高橋ら (1999) における土砂移動モデルの流砂の運動方程式の係数に着目し、土砂移動の水理実験を実施している。水理実験では 3 種類の粒径砂を使用し水理データの分析を行っている。実験の結果より、流砂の運動方程式において各粒径ごとに異なる係数を提案し、モデルの向上を行った。しかし、使用された 3 種類以外の粒径の砂による係数の検討や、より実現象に近い混合砂などによる検証は実施されていない。

森下ら (2014) は、1999 モデルの土砂移動への影響が大きいとされる支配的因子の抽出とモデルの改良を行っている。支配的因子として、無次元掃流力、流

砂量式係数, 飽和浮遊砂濃度, 沈降速度, 底面勾配の5つを挙げて改良を行っている. また, 再現性向上の確認のため東北津波のデータを用いて気仙沼湾において適応した. しかし, 改善は見られたものの過小評価となる課題は残っている.

Jaffe, B. et al. (2016) は, これまでのさまざまなシミュレーションの長所や課題をあげた上で, シミュレーションの向上には水理実験などによる定量的なデータの必要性を提起している.

以上より津波土砂移動モデルの発展により津波だけでなく土砂を考慮した現象の再現ができるようになった. さまざまな改良や検証によりその適用範囲の拡大や精度も向上してきている. しかし, より実現現象に近づけるため, また陸域の堆積物への適用に繋げるためには, 混合砂や地形的条件など様々な条件において検証が必要であり, そのためには様々な条件による水理実験の実施や, 多くの定量的なデータが必要不可欠である.

表 1-2 数値解析における津波堆積物に関する既往研究の概要および課題

著者 (発行年)	論文概要	課題
高橋ら (1999)	<ul style="list-style-type: none"> ・ 掃流砂層と浮遊砂層を分離して扱う土砂移動モデルを提案 ・ 1960年に気仙沼湾に來襲したチリ津波に適用 	<ul style="list-style-type: none"> ・ 地形的な影響により土砂の移動量が過小評価 ・ 他の粒径および混合砂での検証はせず，単一粒径のみの実施
高橋ら (2011)	<ul style="list-style-type: none"> ・ 水理実験を実施 ・ 高橋ら（1999）の土砂移動モデルの流砂の運動方程式の係数を提案 	<ul style="list-style-type: none"> ・ 使用された3種類以外の粒径の砂による係数の検討や，より実現象に近い混合砂は未検証
森下ら (2014)	<ul style="list-style-type: none"> ・ 1999モデルの土砂移動の支配的因子を抽出とモデルの改良 ・ 東北津波のデータによる再現計算 	<ul style="list-style-type: none"> ・ 改善は見られたが，以前土砂の移動量が過小評価
Jaffe, B. et al. (2016)	<ul style="list-style-type: none"> ・ 現在のシミュレーションの長所や課題の提起 ・ シミュレーションの向上には水理実験などによる定量的なデータの必要性を提起 	<ul style="list-style-type: none"> ・ 水理実験などによる定量的なデータの不足

1.2.3 津波による土砂移動水理実験に関する研究

ここでは、津波による土砂移動水理実験に関する既往研究を紹介する。なお、紹介する研究の論文概要および課題を表 1-3 に示す。

長谷川ら (2001) は水路を用いて、津波堆積物形成の再現を試み、津波遡上に伴う土砂移動および堆積過程の解明を明らかにしようと様々な波の条件による堆積物を形成させる水理実験を行っている。その結果、水理実験においても津波同様のくさび形の特徴的な堆積相を示すことを確認した。

菅原ら (2003) は、津波による一様斜面での土砂と津波石の移動に関する水理実験を実施している。斜面下部に砂床区間を設けた長谷川ら(2001)とは異なり、菅原ら(2003)は、段波の先端部に砂を投下し、浮遊砂状態を作り出し斜面上に堆積する堆積砂の分布を調べている。また、押し波だけでなく引き波による効果についても検討している。結果、津波堆積物の特徴的なくさび形の堆積砂相が確認された。さらに、引き波では、堆積物が斜面下部に集中して堆積することが確認されている。

原田ら (2011) は、水路を用いた一様斜面に津波段波を発生させ土砂を堆積させる水理実験を実施している。この実験では粒径の異なる 3 種類の砂を使用し段波によって斜面上に形成される堆積砂の分布を計測している。また、移動床の初期位置を海域から陸域にかけて異なる配置 3 ケースによる堆積砂の分布の変化についても検討している。これらの実験から粒径により分布の形態が異なることが明らかになった。また移動床の初期位置を陸域側に設置した場合の方が堆積砂量が優位を示すことを明らかにしている。

今井ら (2015) では、湖沼などの沿岸地形における津波の水理特性を調べる固定床実験を実施している。この実験より、津波が湖沼部など特殊な地形に突入する場合、これまでの一様斜面のケースよりも顕著な跳水現象や段波がといった複雑な流況が確認された。この研究により、湖沼などの特殊な地形における津波堆積物形成過程を考察する上で重要な知見を得ることができた。

原田ら (2017) は、2 次元造波水槽において、単一粒径の土砂移動に関する実験を実施している。また、これまでの長谷川ら (2001) および原田ら (2011) は陸域を想定した遡上斜面の勾配を 1/20 していたが、砂の粒径だけでなく遡上斜面の勾配や外力の変化による影響を検討している。これらの実験においても長谷川ら (2001) でも見られた津波堆積物同様のくさび形の堆積物が形成されること、外力や粒径によって異なる堆積相を示すことを明らかにした。しかし、

これらの実験においても混合砂や構造物など実際の津波堆積物の形成に関する重要な要素についての検証は行われていない。

以上より、様々な外力や砂による水理実験が実施され多くの水理データが取得されてきた。しかし、堆積物に影響を及ぼす因子が多いこと、また実現象に近づけるためには単純な条件の実験以外にも複雑な条件についての検討がひつようであり、地形や混合砂などを用いた検証は必要不可欠である。

表 1-3 津波による土砂移動水理実験に関する既往研究の概要および課題

著者 (発行年)	論文概要	課題
長谷川ら (2001)	<ul style="list-style-type: none"> 水理実験によって津波堆積物形成の再現 津波遡上に伴う土砂移動および堆積過程の検討 	<ul style="list-style-type: none"> 他の粒径の砂は未検証
菅原ら (2003)	<ul style="list-style-type: none"> 津波による一様斜面での土砂と津波石の移動に関する水理実験 押し波だけでなく引き波による効果の検討 	<ul style="list-style-type: none"> 混合砂については未検討 自然の押し引きのみで構造物などによる反射波については未検討
原田ら (2011)	<ul style="list-style-type: none"> 一様斜面における津波段波の水理実験 3種類の粒径の砂および砂床区間の位置の影響についても検討 	<ul style="list-style-type: none"> 混合砂については未検討
今井ら (2015)	<ul style="list-style-type: none"> 固定床のみの水理実験 湖沼などの沿岸地形における津波の水理特性の検証 	<ul style="list-style-type: none"> 固定床実験のため、土砂を用いたケースは未検討
原田ら (2017)	<ul style="list-style-type: none"> 2次元造波水槽における水理実験 単一粒径の土砂移動に関する実験 勾配や段波波高による影響の検討 	<ul style="list-style-type: none"> 混合砂や構造物など実際の津波堆積物の形成に関する重要な要素は未検討

1.2.4 波源推定モデルに関する既往研究

過去の津波の規模や津波発生時の即時予測のために、津波波源推定に関する研究が進められている。ここでは、波源推定モデルに関する既往研究を紹介する。なお、紹介する研究の論文概要および課題を表 1-4 に示す。

Satake (1987) は、観測データを用いて津波の断層などのパラメータを推定する津波インバージョンという手法を提案しており、観測データ（波形）と波源との関係を定式化した。この手法では、断層を小さいセグメントに分割した断層モデルを仮定し断層上のすべり分布を推定している。これらの一つひとつの断層あたりのすべり量を変化させることにより変位量を算出し、それらを元データとして数値シミュレーションによって津波波形のデータを取得している。実際の観測データは、シミュレーションによって得られた津波波形の重ね合わせであり、観測データからその重みを抽出する。ここでの重みは波源から測定点までの地殻変動と津波伝播（グリーン関数）は線形であると仮定しており、波源断層のすべり量分布と一致させている。

安田ら (2006) は、GPS 波浪計における津波水位の時系列変動を用いたグリーン関数重ね合わせ法によるリアルタイム津波波源域推定法を提案している。この研究では単純な仮想波源を対象で四国沿岸や大阪湾において津波到達波高において精度の良い結果が得られている。しかし、南海地震のような波源域が広域となる場合は、ある程度長時間の観測データを要することが課題としてあげられた。

Tsushima et al. (2009) は、検潮所や海底圧力計の測定データを用いて逆解析を行い波源推定を実施する tFISH (tsunami Forecasting based on Inversion for initial sea-Surface Height) を提案した。これは沖合の観測点における観測データの初期水位の分布から逆解析を行い波源を推定する。これらは、時系列データを元に更新することが可能であり、予測精度の向上へと繋がった。

高川ら (2012) では、沖合に設置された GPS 波浪計の観測データから波源推定する逆解析手法を発展させた。波源推定に用いいる破壊伝播速度や時間的・空間的平滑化係数などのモデルを規定するハイパーパラメータの検討を行っており、波源の時間発展の考慮や観測データから地盤変動成分を補正が可能となったことから、波源推定の精度の向上に繋がった。

藤ら (2013) では、海洋レーダによる津波の海面変動から得られる卓越周期

と流速場を観測データとしインバージョンを行うことで、沿岸域の津波初期水位推定だけでなく、津波波源推定の向上につながる手法を提案している。

津波波源の推定は、これら測定機器による観測データを用いたものだけでなく、歴史的記録に基づく浸水域や堆積物の分布、被害状況などのデータを使用したものがある。

菅原ら（2011）では、貞観津波を対象に津波像の復元のため歴史的記録や堆積物分布や浸水域などのデータから、数値シミュレーションを用いて波源モデル（断層パラメータ）の推定を行っている。これらより、潮位に対して浸水域の変化は波源域によって大きく影響されることが確認されている。

以上より、観測データを用いた波源推定モデルの発展により、過去の津波波源の復元や即時予測の技術は大きく進展した。しかし、観測データが取得できていない年代また、その観測精度によって過去の波源推定には限界があるため、観測データ以外による波源推定手法は必要不可欠である。

表 1-4 波源推定モデルに関する既往研究の概要と課題

著者 (発行年)	論文概要	課題
Satake (1987)	<ul style="list-style-type: none"> ・ 水位観測データを用いて津波の断層などのパラメータを推定 ・ 津波インバージョンという手法を提案 	<ul style="list-style-type: none"> ・ 観測データのため、観測記録のない過去の津波には適用不可
安田ら (2006)	<ul style="list-style-type: none"> ・ GPS 波浪計における津波水位の時系列変動を使用 ・ グリーン関数重ね合わせ法によるリアルタイム津波波源域推定法を提案 	<ul style="list-style-type: none"> ・ 観測データのため、観測記録のない過去の津波には適用不可 ・ 断層によっては長時間の観測データを要する
Tsushima et al. (2009)	<ul style="list-style-type: none"> ・ 検潮所や海底圧力計の測定データを用いて逆解析 ・ 波源推定を実施する tFISH(tsunami Forecasting based on Inversion for initial sea-Surface Height)を提案 	<ul style="list-style-type: none"> ・ 観測データのため、観測記録のない過去の津波には適用不可
高川ら (2012)	<ul style="list-style-type: none"> ・ 沖合に設置された GPS 波浪計の観測データ ・ 波源推定する逆解析手法を発展 ・ 波源の時間発展の考慮や観測データから地盤変動成分を補正が可能 	<ul style="list-style-type: none"> ・ 観測データのため、観測記録のない過去の津波には適用不可
藤ら (2013)	<ul style="list-style-type: none"> ・ 海洋レーダーによる津波の海面変動による卓越周期と流速場を観測データ ・ インバージョンによる沿岸域の津波初期水位推定 ・ 津波波源推定手法の提案した。 	<ul style="list-style-type: none"> ・ 観測データのため、過去の津波には適用不可

菅原ら (2011)	<ul style="list-style-type: none"> ・ 貞観津波を対象 ・ 歴史的記録や堆積物分布や浸水域などのデータ ・ 数値シミュレーションを用いて波源モデル（断層パラメータ）の推定 	<ul style="list-style-type: none"> ・ 堆積物の堆積環境や形成過程および経年変化が未解明 ・ 実際の津波と数値計算内での底面摩擦の取り扱いについて検討が必要
---------------	---	---

1.3 研究の目的

本研究における目的は以下の3点である。

- (1) 砂の粒径や外力を変化させた水理実験から津波堆積物形成メカニズムを明らかにする。
- (2) (1) の水理実験データを用いて土砂移動モデルの課題を抽出する。
- (3) 津波堆積物を用いた津波波源推定の可能性を検討する。

1.4 研究の流れ

本研究の構成および流れを図 1-1 に示す。

第1章では、研究背景、本研究の目的、本研究の流れを示した。

第2章では、粒径および外力変化の影響による津波堆積物形成メカニズムを解明するために水理実験を実施した。実験条件では砂の粒径や混合比、波の波高や波数、周期、構造物を模した遮水壁の設置の有無などを設定した。固定床実験における水理データの結果および移動床実験の各条件における堆積砂の分布から、粒径や外力による堆積砂への影響を検討した。

第3章では、第2章における水理実験データを用いて、現行の土砂移動モデルによる再現計算を実施した。また、計算条件は実験の粒径条件に適応するパラメータを設定し検討した。計算結果と実験結果の対比から、現行モデルの再現性の確認と課題の抽出を実施した。

第4章では、津波堆積物から津波外力を推定するモデルの開発のため、模擬津波と模擬地形における陸域津波堆積物のための数値実験を実施する。そのために、模擬津波による陸域への津波堆積物形成のパラメータの設定をした。また、逆解析より堆積物から波源推定を推定し、再現性およびモデルの課題抽出を実施した。

第5章では、本研究における結論を示す。

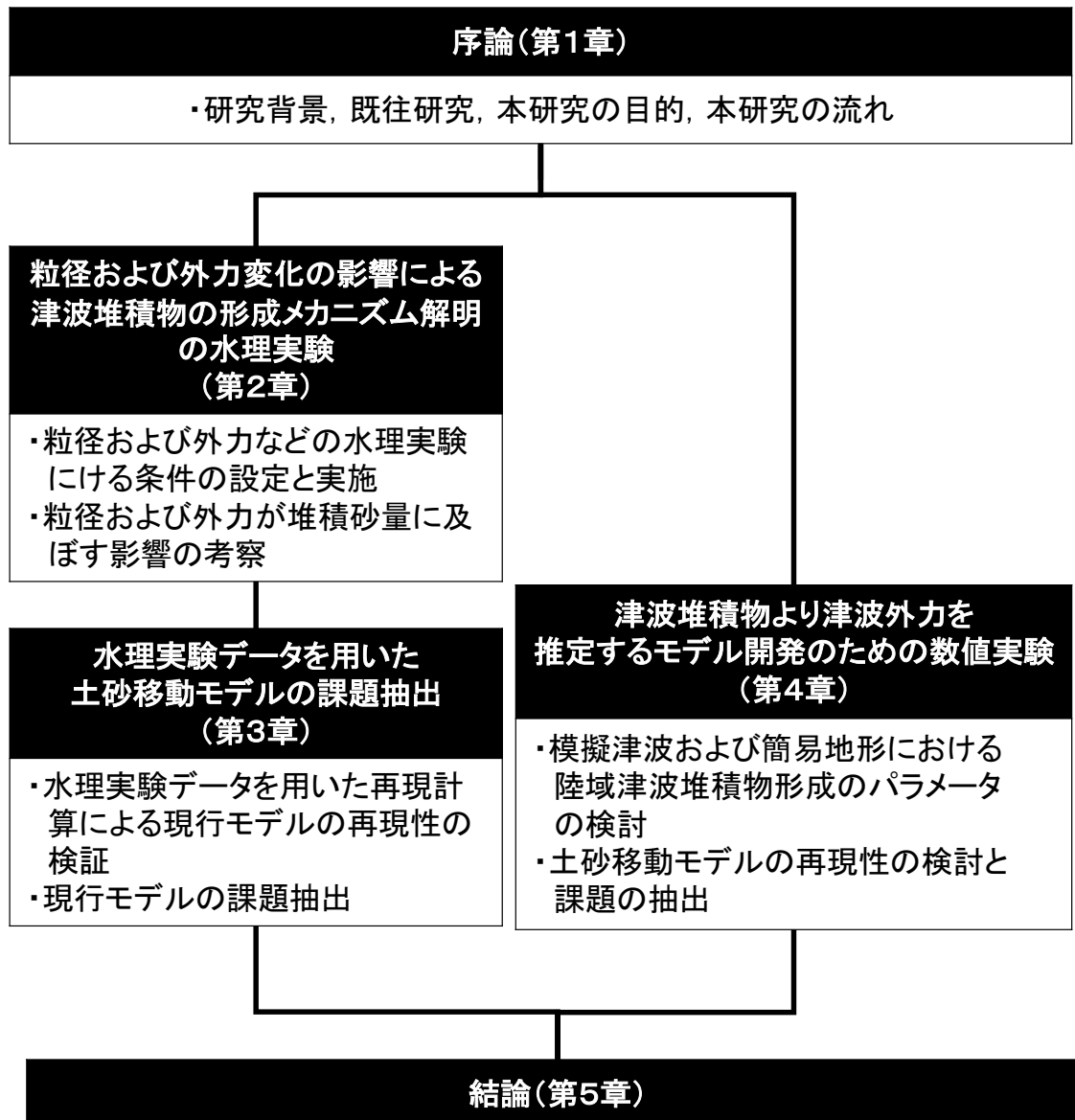


図 1-1 本研究の構成および流れ

2. 粒径および外力変化の影響による津波堆積物の形成メカニズム解明のための水理実験

2.1 緒言

東北津波では、想定を遥かに超える津波の来襲により、沿岸域は甚大な被害を受けた。これらの要因として、予想されていたよりも遥かに大きく海底の断層が破壊されたことが挙げられる。これまでの津波防災において、過去の被害記録から波源の検討がされてきたが、定量的なデータに基づいたものは少なく、数千年サイクルで発生する巨大地震に伴う津波を検討するには不十分である。今後、沿岸防災のためにも、被害想定にはより高い精度が求められている。

津波堆積物は、長期的かつ多くの津波の履歴を記録しているだけでなく、多くの既往津波に関するデータを含んでいるとされ、組成や粒度分析およびナノプランクトンや植物遺骸などの分析が進められてきている。これらの研究では、堆積物と歴史記録を比較することで来襲した規模と相違ないか判断されることが多い。しかしながら、防災・減災の分野において必要とされるのは、津波堆積物から津波の波高などの外力だけでなく波源の情報であり、相対的な規模の推定にとどまる現在の津波堆積物分析では課題が残る。その原因として、津波堆積物の形成メカニズムが未解明であることが挙げられる。

これまで長谷川ら（2001）や原田ら（2011, 2017）など津波による土砂移動実験が実施されてきている。津波を模した段波により陸域側の土砂の分布から遡上先端付近でくさび形の特徴的な堆積相を示すことが確認されている。この堆積砂相は現地調査でも確認できている。原田ら（2011）では、粒径の異なる単一粒径砂を用いた場合、粒径によって先端におけるくさび形の堆積相の形成する角度や分布に違いがあることも明らかになってきている。しかしながら、陸域の堆積分布に影響を及ぼす因子は、粒径だけではない。段波そのものの外力変化や陸側の環境（斜面勾配や構造物）などが様々である。原田ら（2011）では、移動床区間を海岸から陸域へと異なる3地点において実施、また原田ら（2017）では遡上斜面の勾配や波の外力を変えるだけで遡上域の堆積分布が異なることが確認できている。このことから、堆積物の形成メカニズムを明らかにするためには、様々な条件における定量的な基礎データが必要不可欠である。また、実現象に近づけるためには単純な条件設定におけるデータだけでなく、複雑な条件における検証も必要となる。これまでの既往研究では単一粒径砂における検

討が多いことから、混合砂における検討も実際の堆積物との対比を行う上では重要である。

そこで、本章では 2 次元造波水槽を用いて砂の粒径および波の外力を変化させた水理実験を実施し、津波堆積物の形成メカニズムを明らかにする。また、混合砂、波数・周期や構造物による影響についても検討し、その結果を示す。

2.2 津波堆積物形成メカニズムを明らかにするための水理実験

2.2.1 水理実験概要

水理実験は、各外力条件での流況を調べるための固定床実験と堆積砂を調べるための移動床実験で構成されている。移動床実験において、実際の津波との相類似は、土砂移動量についてはシールズ数、砂の移動形態（掃流砂・浮遊砂）については砂の沈降速度と流速の鉛直方向成分の比を一致させている。高橋ら（1991）では、宮城県気仙沼湾での1960年チリ津波によるシールズ数が局所的には40を超えていることを明らかにしている。本研究で使用する最も粗粒径の砂におけるシールズ数は4.0となっている。

実験装置は、上流側に容量3 m³の貯水タンクを設置した、幅0.5m、全長24mの水路からなる2次元造波水槽を使用した（図2-1）。水路は上流側から水平部、河床部、斜面部（1/40勾配）で構成され、水平部の初期水深は、0.1mとし、貯水タンクのゲート急開により津波を模した段波を発生させた。斜面部には不透水性加工を施し、表面にサンドペーパー（三共理科株式会社、#80）を敷いて粗度を付けた。なお、固定床実験では砂床部に斜面部と同質の加工を施した1/20勾配の板をはめ込んで設置した。

段波によって斜面上に運ばれる堆積砂の捕捉には、長谷川ら（2001）および原田ら（2011, 2017）でも使用されているサンドキャッチャーを採用した（図2-2）。サンドキャッチャーとは、木枠（あるいはステンレス枠）をステンレスの板で等間隔（0.2m×0.2m）に区切ったものである。図2-1で示すように水路上方より斜面上に投下することによって、堆積物の流出入を防ぎ、かつ等間隔等面積の堆積物を捕捉可能とする器具である。捕捉のタイミングは、波が遡上先端に到達した時点と戻り流れが引ききった直後の2種類を設定した。投下位置は斜面中央線に沿って汀線から遡上先端までとした。0.04m²ごとに採取した堆積物は、乾燥重量の測定を行った。混合砂においては3つの粒径（ $d \geq 0.425\text{mm}$, $0.212\text{mm} < d < 0.425\text{mm}$, $d \leq 0.212\text{mm}$ ）において乾燥後ふるい分け試験を実施した。

水位および流速の測定には超音波波高計（OMRON社製）および電磁流速計（KENEK社製）とプロペラ流速計（中村製作所製）を使用した。固定床実験では流速を把握するため、詳細に水位と流速の測定を実施した。電磁流速計はゲートから1.0mと5.0m（砂床部中央）の2点、プロペラ流速計は汀線および汀線か

ら 20m 地点まで 8 点にて測定を行っている。ただし、後述する斜面中腹に遮水壁を設置した場合のみ、予備実験の結果堆積砂量が著しく変化する地点を抽出し、設置場所の選定を行った。超音波高計は各流速計の全測定点で測定を行っている。各測定機器は水路中央線に沿って測定を行った。プロペラ流速計は斜面における底面流速を測定するために、底面から 1.0cm 上方に設置した。移動床実験では、ゲートから 1.0m と砂床部中央および汀線において水位と流速の測定を行い、濁度計を汀線付近の斜面上（ゲートから 6.0, 6.2, 7.0, 7.8m）に設置した。図 2-3(a)に固定床実験における、それぞれの条件の水位および流速計の設置箇所、図 2-3(b)に移動床実験における濁度計の設置箇所を示す。なお、移動床実験でも固定床同様ゲートから 1.0m 地点と砂床部中央、汀線で水位および流速を測定している。

全ケース 3 回ずつ実施して再現性の確認を行った。また、汀線からの遡上距離の測定と土砂の挙動を確認するため、図 2-4 で示す砂床部側方斜面側方と斜面上端の 3 地点よりビデオ撮影を行った。

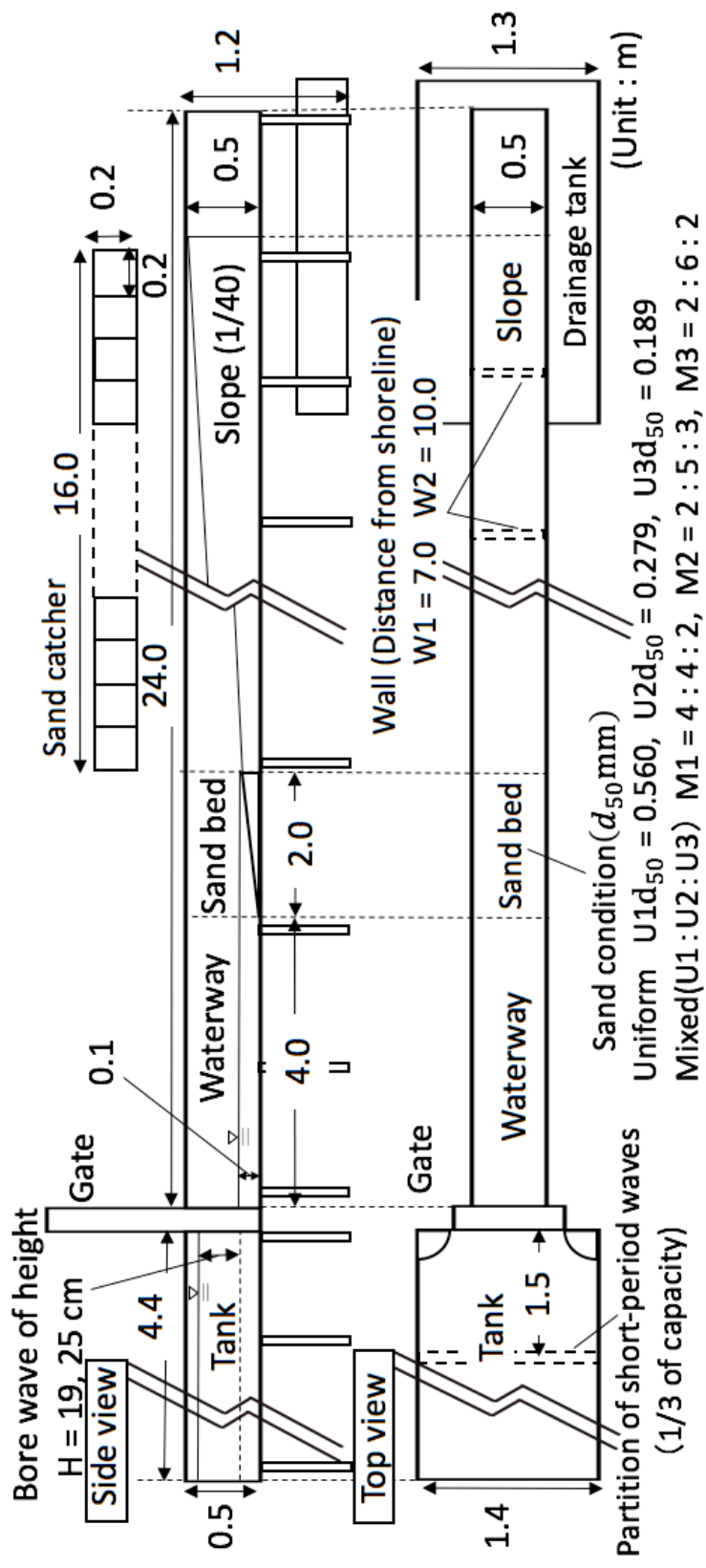


图 2-1 実験装置概要

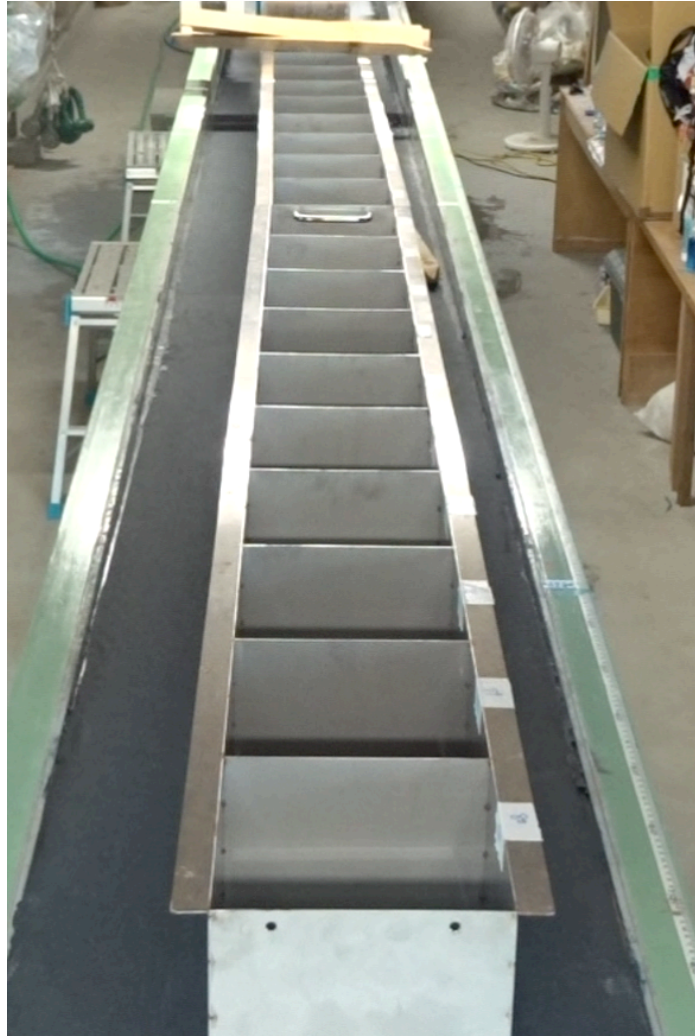
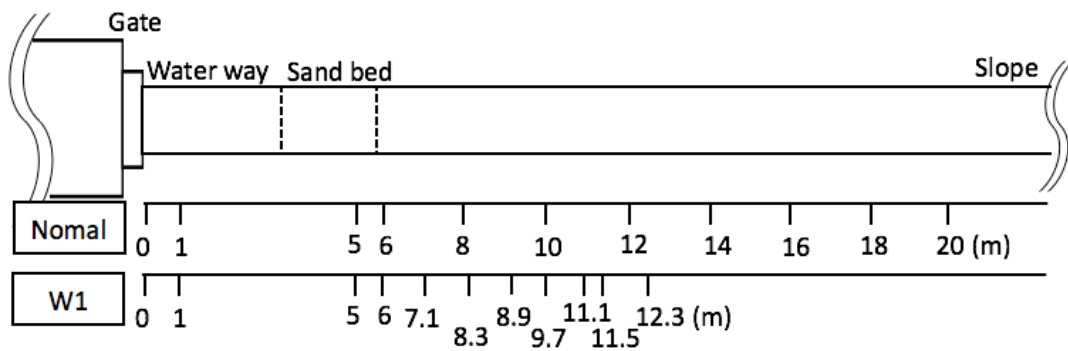
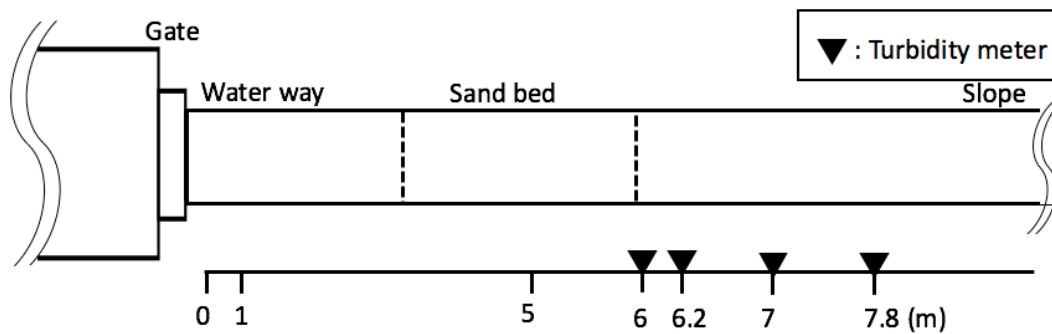


図 2-2 サンドキャッチャー



(a) 水位および流速計の設置箇所



(b) 濁度計設置箇所

図 2-3 各測定器設置箇所

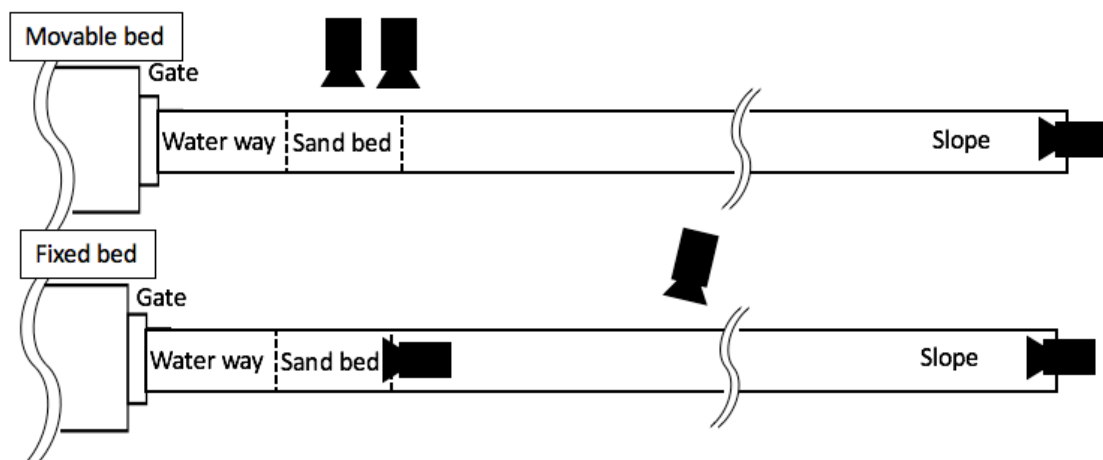


図 2-4 ビデオカメラ設置箇所

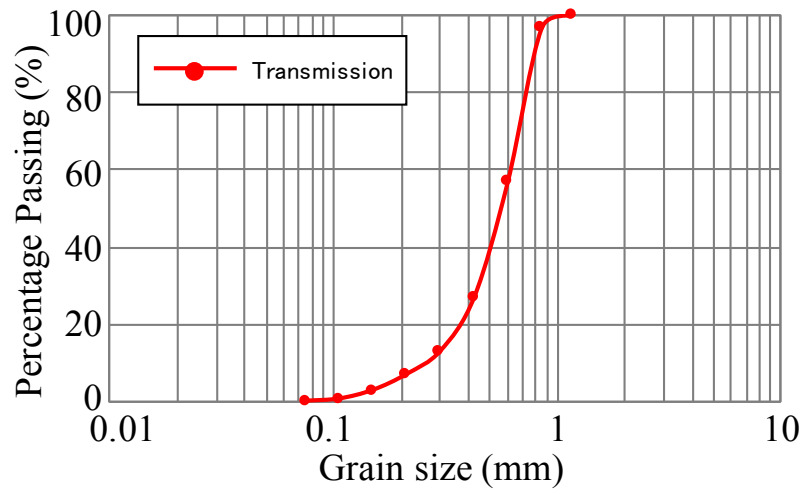
2.2.2 移動床実験における砂の粒径と種類

原田ら(2017)では、単一粒径における外力と堆積砂量の間係を検討している。各粒径における特性を把握するためには単一粒径における検討は重要であるが、実際の海底や浜堤を形成する砂質は様々な粒径が混ざりあった混合砂で形成されている。そこで本研究では、原田ら(2017)で検討された単一粒径に加えて、より実現象に近い混合砂においても検討を行った。

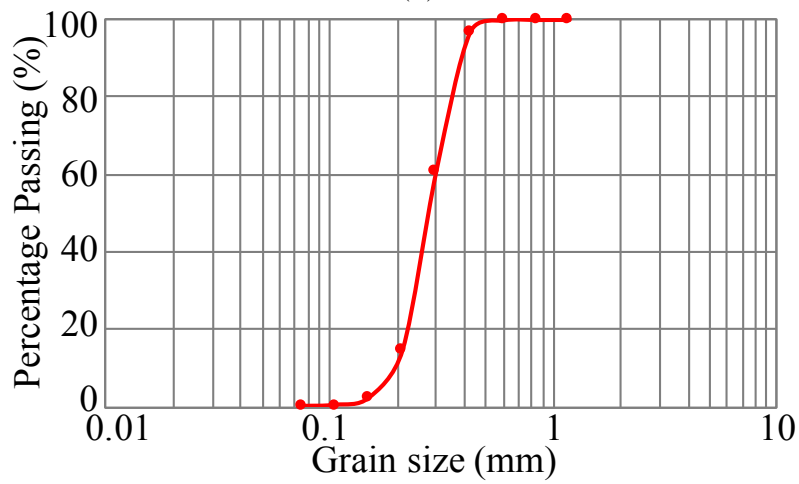
砂床部に設置する砂は、3種類の単一砂(Uniform sand)と混合比を変えた3種類の混合砂(Mixed sand)を使用した。単一砂には丸藤商店7号珪砂、トーヨーマテラン6号珪砂、丸藤商店5号珪砂を採用した。それぞれの砂は、ふるい分けを実施した結果を用いて作成した粒度加積曲線を図2-5(a)~(c)に示す。これらの結果より、中央粒径(d_{50} ; mm)が大きいものから順に U1(0.560mm), U2(0.279mm), U3(0.189mm)とした。混合砂の混合比(U1:U2:U3)は、それぞれ M1(4:4:2), M2(2:5:6), M3(2:6:2)の比率で混合した作成した。これらの混合砂をふるい分け試験を実施した結果を、図2-6(a)~(c)の粒度加積曲線で示す。

水平部および砂床部には初期水位0.1mで完全水没させた状態であり、砂は水中落下方式により挿入した。

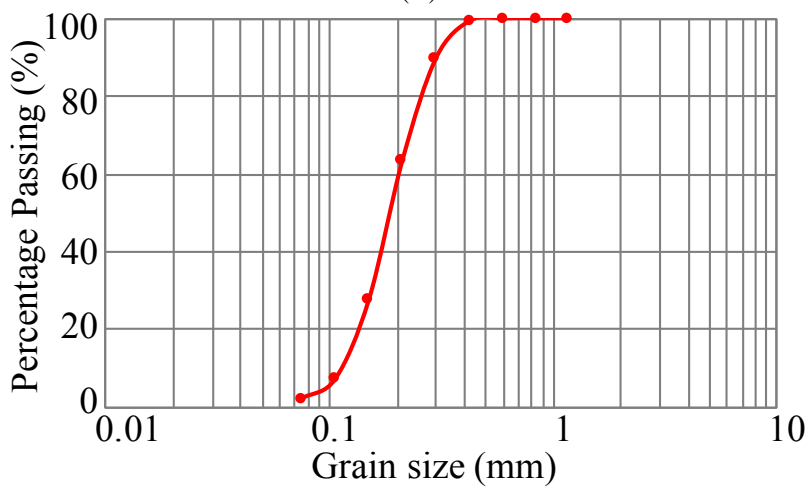
なお、砂の条件と以下の外力条件における実施ケースは表2-1(a)~(c)に示す。(a)は固定床実験における実施ケース、(b)および(c)は移動床実験における実施ケースを示す。



(a) U1

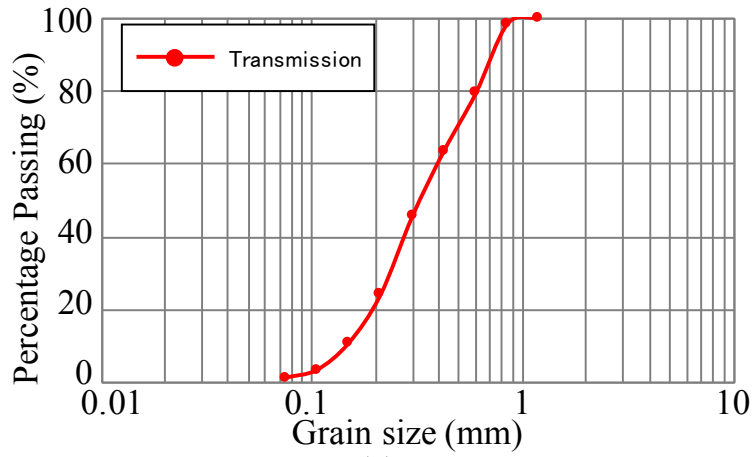


(b) U2

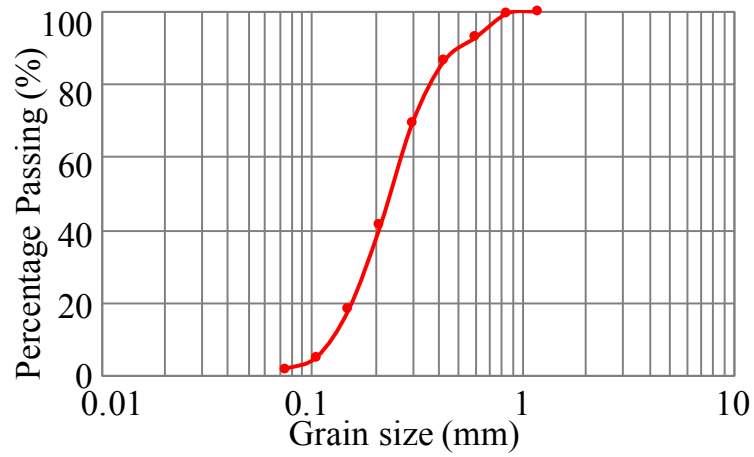


(c) U3

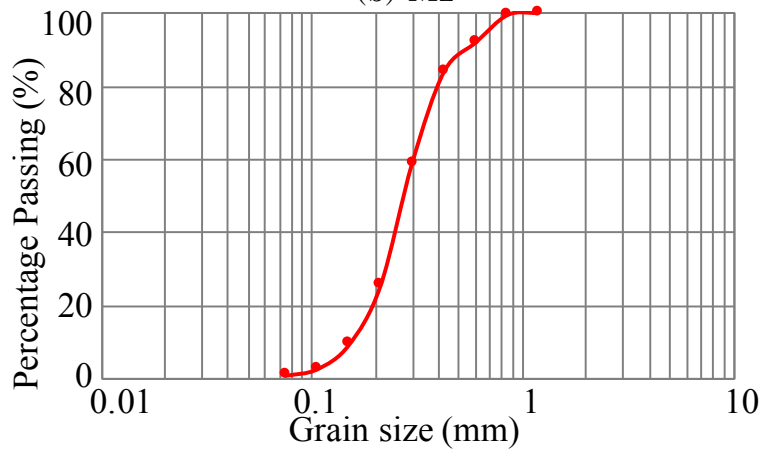
図 2-5 各粒径砂の粒度加積曲線



(a) M1



(b) M2



(c) M3

図 2-6 各混合砂の粒度加積曲線

表 2-1 実験ケースおよび条件

(a) 固定床実験

Slope	H(cm)	Return flow	Reflection wall	Wave period
1/40	19	-	-	Short
	25		-	Long
		○	Half of slope (W1)	
			Near the top of slope (W2)	
	-	Short		

(b) 移動床実験(段波波高 19cm)

Slope	H(cm)	Grain size (d50:mm) (U1:U2 : U3)		Number of wave	Type of wave	Return flow	Reflecti on wall	Wave period
1/40	19	U1	0.560	1	-	-	-	Long
		U2	0.279					
		U3	0.189					
		M1	4 : 4 : 2					
		M2	2 : 5 : 3					
		M3	2 : 6 : 2					

(c) 移動床実験(段波波高 25cm)

Slope	H (H:cm)	Grain size (d50:mm) (U1:U2:U3)		Number of wave	Type of wave	Return flow	Reflection wall	Wave period
1/40	25	U1	0.560	1	—	—	—	Long
		U2	0.279					
		U3	0.189					
		M1	4 : 4 : 2					
		M2	2 : 5 : 3					
		M3	2 : 6 : 2					
		U1	0.560	2	Same			
		U2	0.279					
		U3	0.189					
		M1	4 : 4 : 2					
		M2	2 : 5 : 3					
		M3	2 : 6 : 2					
		U1	0.560	3				
		U3	0.189					
		U1	0.560	2	Decrease			
		U3	0.189					
		U1	0.560	1	—	O	Harf of slope (W1)	
		U2	0.279					
		U3	0.189					
		M1	4 : 4 : 2					
		M2	2 : 5 : 3					
		M3	2 : 6 : 2					
		U1	0.560	2	Same			
		U2	0.279					
U3	0.189							
M1	4 : 4 : 2							
M2	2 : 5 : 3							
M3	2 : 6 : 2							
U1	0.560	1	—	Near the top of slope (W2)				
U2	0.279							
U3	0.189							
M1	4 : 4 : 2	2	Same					
M2	2 : 5 : 3							
M3	2 : 6 : 2							
U1	0.560	3		—	Short			
U3	0.189							

2.2.3 波の外力条件の設定

段波波高 $H(\text{cm})$ は、予備実験により 1/40 勾配の斜面を越流しない高さを検討し設定した。また、波の大きさによる影響を検討するため水路の初期水深 0.1 m から貯水タンク内の水位差で 25 cm と 19 cm の 2 種類を実施した。

これまでの既往研究では、単一波による検討が主流となっているが、東北津波でも観測されたように、実際の津波は複数回押し引きを繰り返し沿岸域に來襲することが確認されている。そのため、段波は単一波だけでなく複数波（2 波、3 波）の条件においても実施した。なお、複数波の場合は、それぞれの波の規模が同規模あるいは減衰していく条件の 2 種類を設定した。

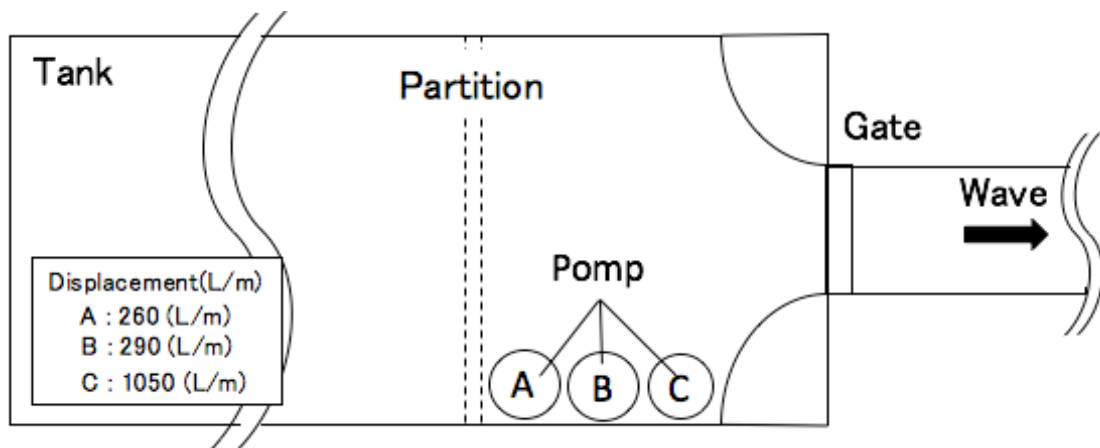
また、今井ら(2015)による東北津波における現地調査と数値解析から実際の津波の押し引きの波により土砂が堆積だけでなく大きく洗掘され土砂が持ち去られる地域があることが明らかになっている。本研究では、地形や津波の押し引きにより堆積物にどのような影響が出るのか検討するため、斜面を遡上した波による戻りが流れの有無の 2 種類を実施した。条件として、完全浸透および低平地氾濫を想定した戻り流れなしの条件と押し引きの波の影響を考慮した戻り流れありの条件（短周期・遮水壁のケースのみ）を設定した。

さらに、津波は波浪に比べると遥かに長周期の波であることから被害が拡大することで知られている。周期は断層の変位によって大きく影響されることから、波高が同じでも僅かな周期の違いで堆積砂が影響を受けるかの検討が必要である。本研究では実験用水槽の貯水タンクの長さを最大に使用したケースと貯水タンクを 1/3 に仕切った短周期波についても検討した。設置位置は、図 2-1 に示す。

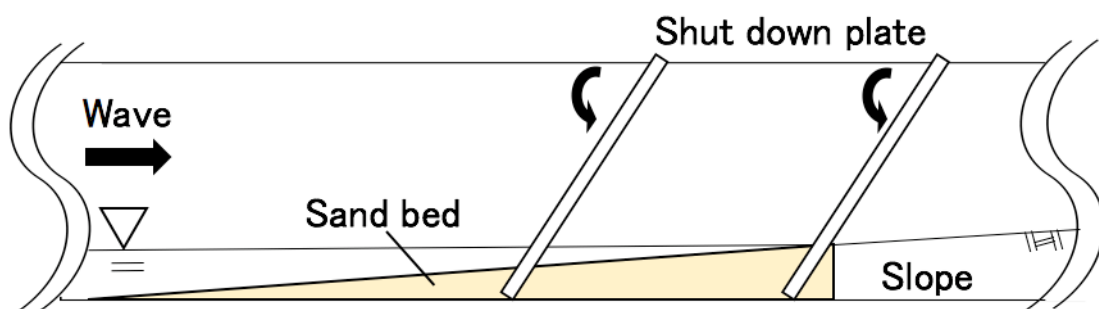
戻り流れありの条件（短周期・遮水壁のケースのみ）では、斜面上の波が完全に引ききった後にサンドキャッチャーを投下し、堆積砂の堆積状況を調べる必要がある。予備実験の結果、本研究で使用した実験用水槽では段波発生後、上流の貯水タンク側より第 2 波が生成されることが確認できた。第 2 波は、しばらくは斜面からの戻り流れの勢いで水平部から砂床部において跳水状態で停滞するが、戻り流れの勢いが弱まると斜面上を遡上し、前波で斜面上に形成された堆積物を乱す要因となる。そのため、第 2 波の生成を抑制するために段波発生後、貯水タンク側の水位上昇の発生を防ぐ必要がある。図 2-7(a)で示すように、段波発生後貯水タンク側に排水ポンプを挿入して排水を行うことで、第 2 波による水路上における跳水の軽減と到達を遅らせた。また、図 2-7(b)で示すように、

砂床区間および汀線の 2 箇所において止水板を使用し，第 2 波の斜面上への再遡上を防止した．

なお，複数波実施する際は，第 2 波の斜面上への再遡上を防止後，再度貯水タンクから汀線までの状況を初期状態に戻し実施した．



(a) 排水ポンプ設置箇所



(b) 止水板設置箇所

図 2-7 第 2 波対策器具設置箇所

2.2.4 斜面上の遮水壁の設置

実際の津波の遡上は、地形や構造物の影響を大きく受ける。高井ら(2013)でも東北津波の現地調査において、地形による流況への影響が砂の堆積量(砂層厚)が増加した可能性について指摘している。特に沿岸域は、平坦な地形だけでなく、崖や盛土および堤防など標高が急変し津波の遡上を妨げる構造物や地形が多く存在している。

本研究では、障害物のない自由な遡上だけでなく、地形や建造物により遡上が制限をうける場合の堆積砂を調べるため、斜面上に遮水壁を設置する条件を設定した。その際、障害物の位置と遡上波の関係が堆積砂に与える影響と、図2-1で示したように遮水壁の設置位置における違いを検討するために、斜面中腹(以下、グラフおよび表にて(W1))と遡上先端付近(以下、グラフおよび表にて(W2))に設置した。なお、遮水壁は遡上してくる段波が越流しない高さで設定されており、遮水壁において完全に反射されるように設置した。

2.3 実験結果および考察

2.3.1 各種測定器における測定結果

(1) 固定床における水位および流速の測定結果

図 2-8(a)(b)に段波波高 25cm および 19cm における水位・流速の時系列を示す。ゲート付近から訂正付近において、段波到達時に急激な水位と流速の増大が見られるが、遡上域においては比較的緩やかな変化になっていた。段波波高が 19cm の場合は水位・流速の変化は、段波波高が 25cm の場合と比べ小さくなるが、25cm の場合と同様の変動が見られた。遡上波が遡上先端付近に到着する頃には、斜面中腹から汀線付近では流速が負の値になっていることから斜面上では戻り流れが発生していると考えられる。特に汀線付近における戻り流による流速は、第 2 波が到達するまでの間、大きな負の値を示している。また、ゲート付近の水位が段波第 1 波目の発生後、急激に下がり、激しい乱れが発生していることが確認できた。28 秒過ぎから再び水位が急上昇し、流速が正になっていることから、この時点で第 2 波が発生していることが確認できた。

図 2-9 に短周期における水位・流速の時系列を示す。段波の発生後の水位と流速の急激な変動が見られるが、その後急速に低下することが確認できた。また、戻り流れが発生し始めてもゲート付近の水位の顕著な上昇が見られないことから、短周期波のケースでは第 2 波の形成が確認できなかった。これは、初期状態で貯水タンクの容量が $1/3$ となっているため、排水の効果により第 2 波が生成されるほどの水位差が発生しなかったためと考えられる。なお、貯水タンクの容量を $1/3$ に制限しない場合（長周期）と制限した場合（短周期）における周期 $T(s)$ の違いは、水位および流速の結果より、前者は 44(s)、後者は 22(s) となった。

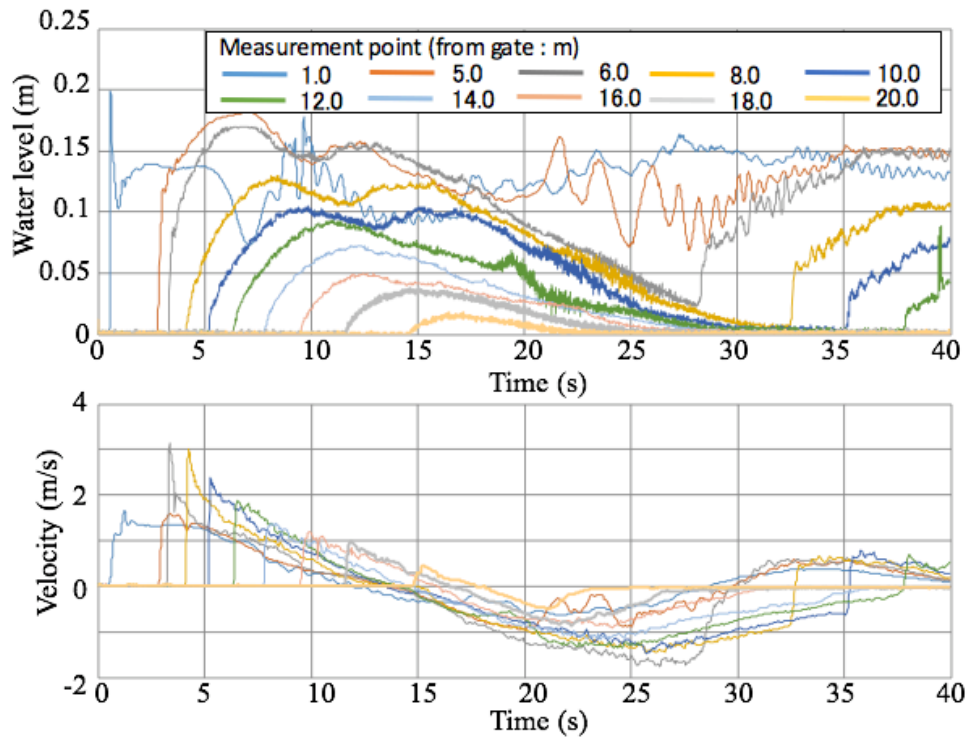
図 2-10(a)(b)に遮水壁を設置した場合における水位・流速の時系列を示す。(a)は斜面中腹に遮水壁を設置した場合(W1)、(b)は遡上先端付近に遮水壁を設置した場合(W2)である。(a)では、遮水壁による反射波が到達するため、第 1 波の到達時よりも急激な水位と流速の変動が見られた。また、ゲート付近では第 2 波 3 波となる波が形成されるが、砂床部および汀線において止水板によって波を止めているため、汀線付近に第 2 波 3 波の影響がなくなっている。(b)では、第 1 波の到達時の急激な水位と流速の変動が確認できた。遡上先端付近の遮水壁による反射波の影響も確認できるが、(a)に比べると非常に小さい変動となっ

た。これは、遮水壁に波が到達時における水位および流速が(a)に比べ、低下した状態で反射したため卓越した反射波が発生しなかったと考えられる。そのため、(a)と比べて、遡上先端付近以外の汀線付近および斜面における水位・流速の変動は、止水板が投下されるまでほぼ段波波高 25cm のケース (図 2-8(a)) と同様の変動を示している。

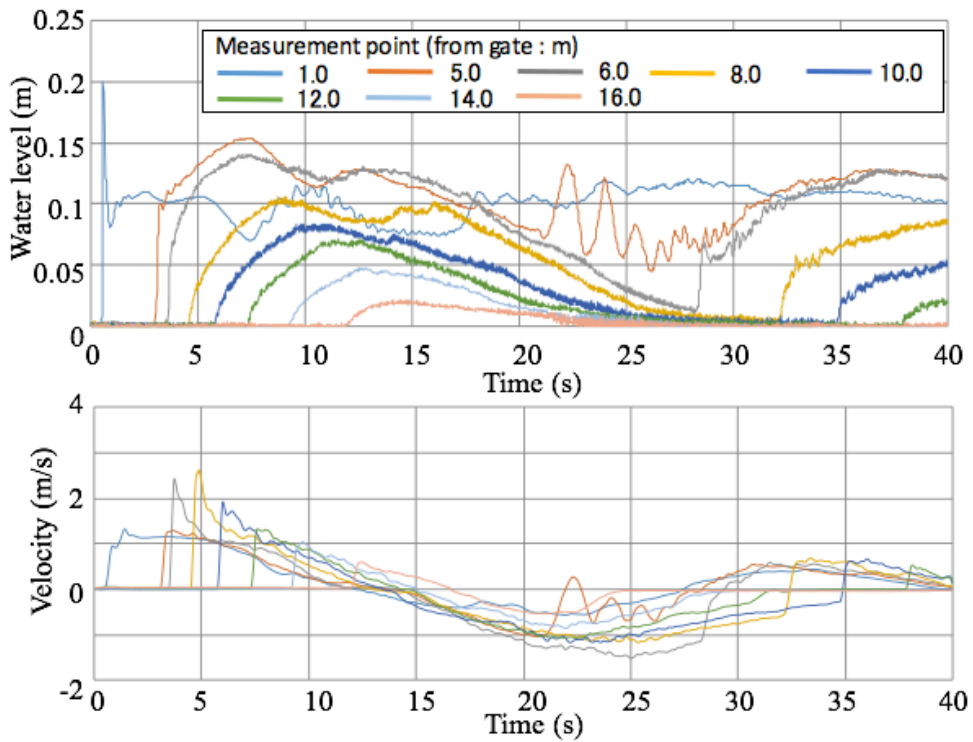
(2) 移動床における濁度計の測定結果

図 2-11(a)-(c)に段波波高 25cm における濁度計による測定結果を各粒径ごとに示す。波の到達とともに急激に上昇し、多くの砂が急激に移動したことが確認できる。また、水位および流速の減少とともに濁度も減少していくことが確認できた。10s から 20s 付近で低い値を示すのは、流速が 0m/s となり一時的に土砂の水平方向の移動が停滞したことを示している。さらに、戻り流れが発達し始める後半にかけ、濁度も上昇することが確認できた。

粒径に注目すると波の到達時の変位量は、どの粒径も大きな違いは見られな
いが、戻り流れを比較すると粒径が細かいほど濁度の変位量は大きく、また長時間
持続することが確認できた。これは、輸送力の違いよりも、移動量が多いためと
考えられる。



(a) 段波波高 25cm



(b) 段波波高 19cm

図 2-8 各測定点における水位および流速の結果

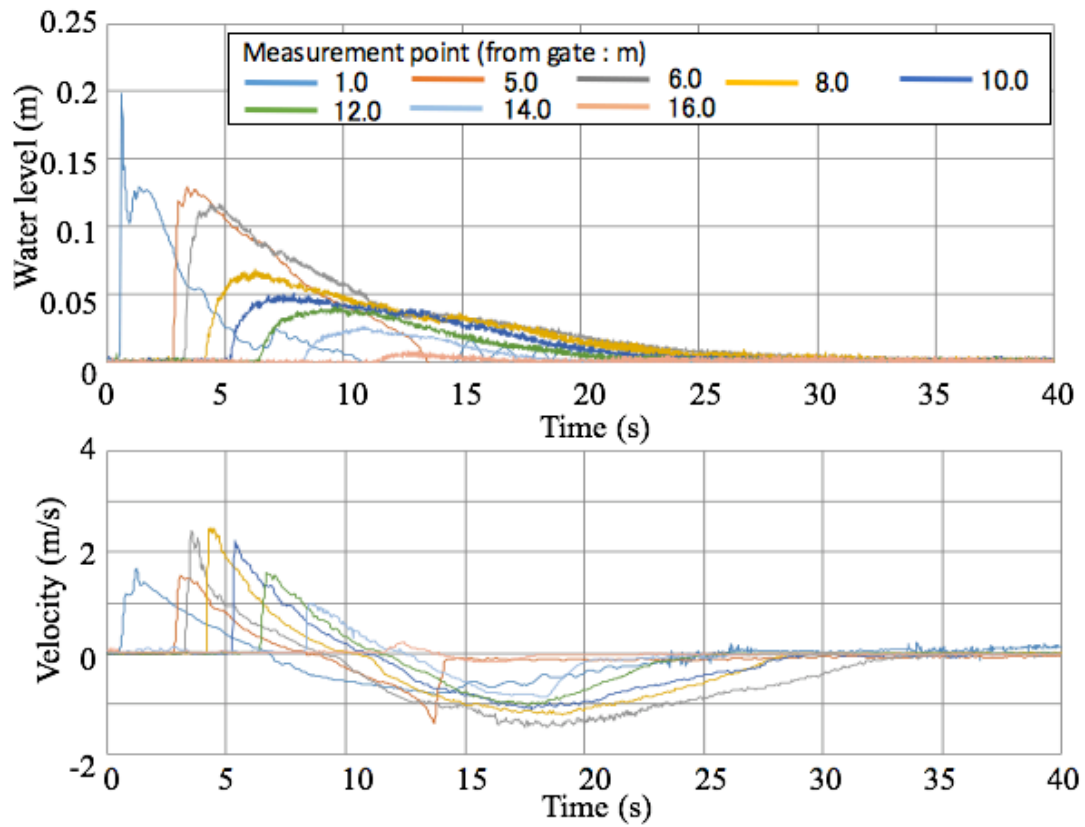
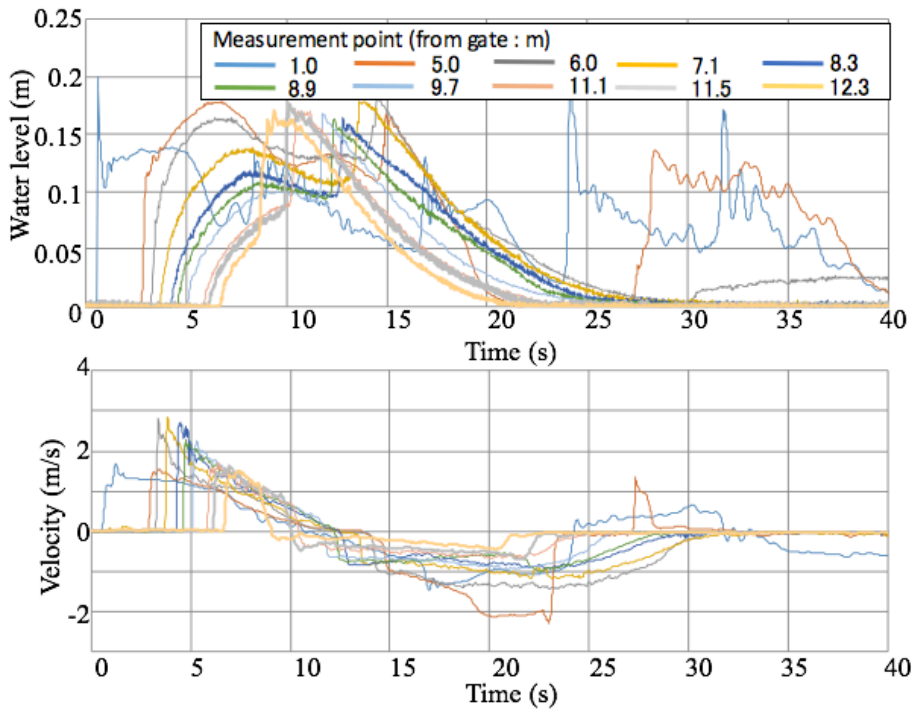
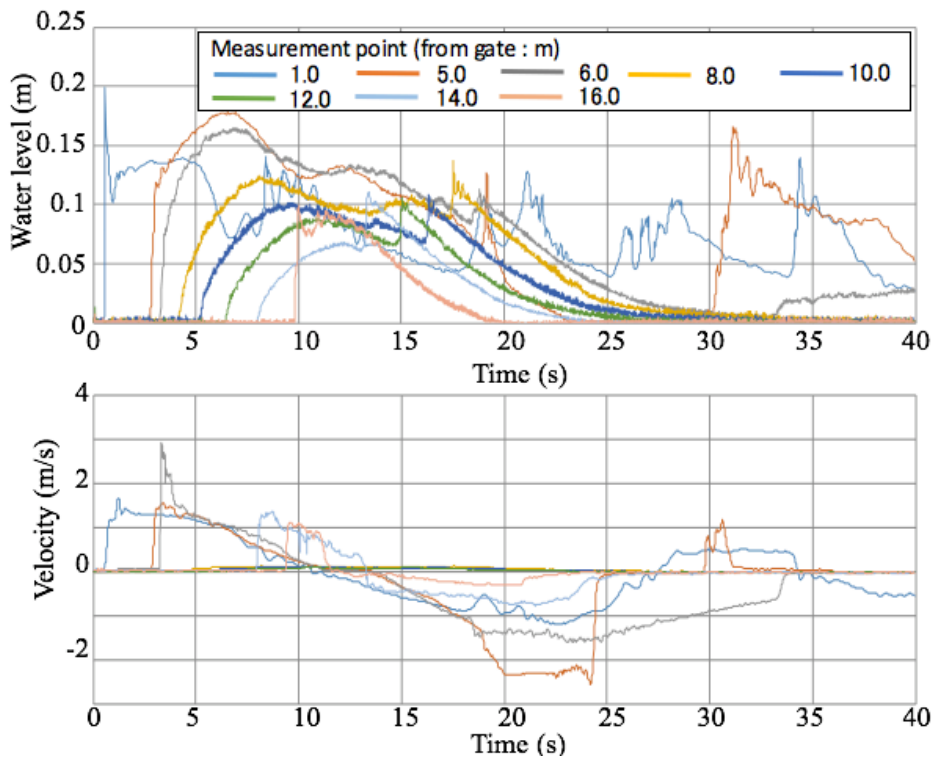


図 2-9 短周期波による各測定点の水位および流速の結果

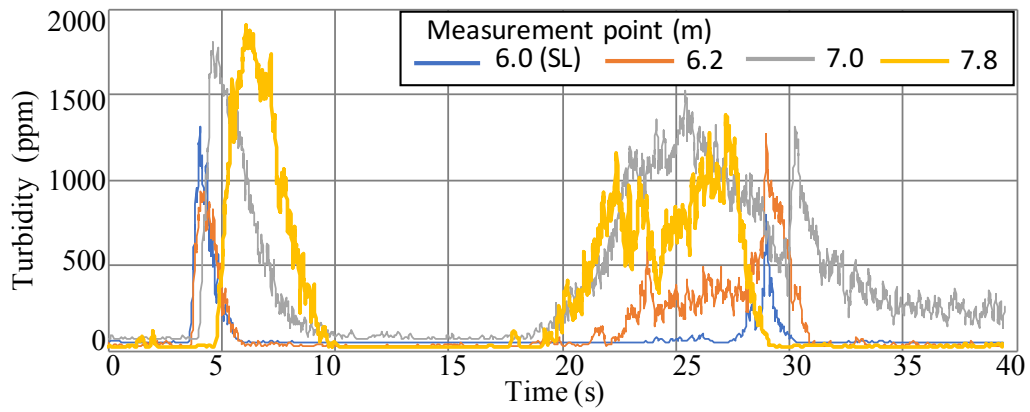


(a) 斜面中腹(W1)

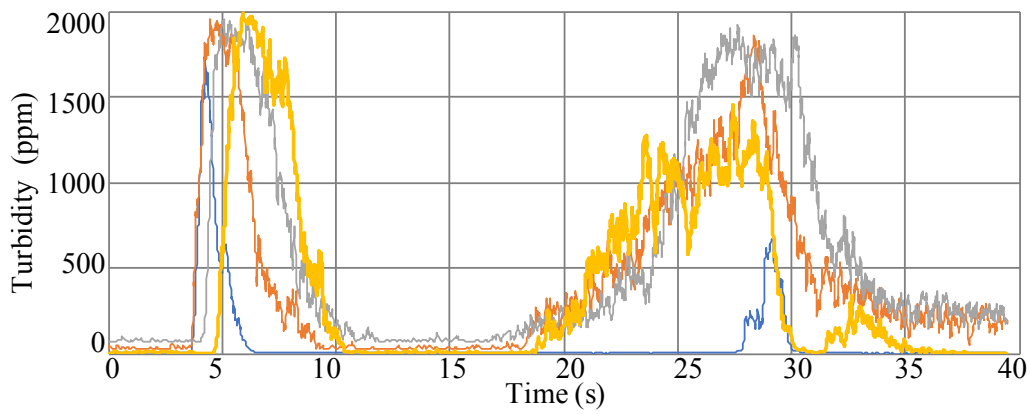


(b) 遡上先端付近(W2)

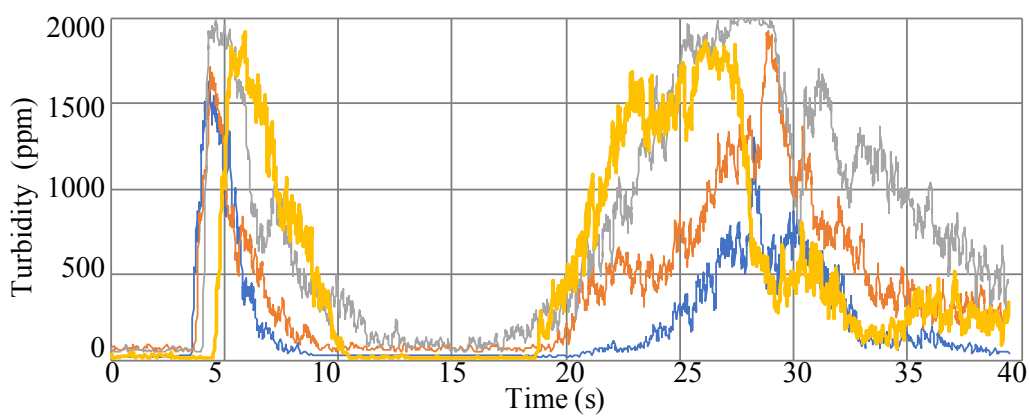
図 2-10 遮水壁設置による各測定点の水位および流速の結果



(a) U1



(b) U2



(c) U3

図 2-11 段波波高 25cm における各粒径の濁度の計測結果

2.3.2 外力および波数による水と砂の遡上距離への影響

表2-2に単一波による波の遡上距離(DW)および単一砂の堆砂距離(DS)を示す. 同様に複数波発生させた場合を表2-3に示す. 表2-4に単一波および複数波における波の遡上距離(DW)および混合砂の堆砂距離(DS)を示す. 単一波における結果から, どのケースも段波波高が大きいほどDWとDSが長くなることが確認できた. なお, 同じ実験装置で遡上斜面の勾配1/60および1/90において実施された, 原田ら(2017)による実験結果でも, 本研究の結果と同様の傾向が確認できている. また, ほとんどのケースにおいて両者は一致しなかった. Abe et al. (2012) また高井ら (2013) などによる現地調査においても, 津波による浸水領域と砂の堆積範囲が一致しないことが報告されており, 本実験と整合している. さらに, 粒径が小さいほど一致率 (DS/DW) が高い値を示した. これは原田ら(2017)でも確認されており, 粒径が大きい砂は, 粒径が小さい砂と比較して大きな輸送力を必要とすることが原因と考えられる.

しかし, 表2-3に示す複数波発生させた場合では, どの粒径においても波ごとに到達率が高くなる傾向を示した. これは, 砂の供給源が単一波の場合は砂床区間のみななのに対し, 複数波では1 波目以降によって斜面部に運ばれば, 砂も供給源となり, 再堆積を繰り返すことが原因であると考えられる.

表2-4に示す混合砂を用いた場合では, 細粒砂 (U3) が比較的多く含まれる混合砂ほど遡上距離および一致率も高い値を示した. また, 単一砂同様に複数波発生させた場合, 波ごとに遡上距離が大きくなり, 一致率が高くなることも確認できた. しかし, どの混合砂にも粒径の細かい砂(U3)が含まれているが, 砂の堆砂距離は, 一致しなかった. また単一砂(U3)の堆砂距離よりも短くなった. 単一砂に比べ輸送力が異なる砂が同時に移動する混合砂の場合では, 斜面を遡上する過程で他の粒径の影響を受けたと考えられる. しかしながら, 混合砂における実験例が少ないことから, このことについては今後も検討が必要である.

遮水壁を設置したケースにおいては, 壁に波が遡上途中で強制反射されるよう設定していることから, 波の遡上距離(DW)は, すべて遮水壁の設置箇所W1:汀線から7.0m, W2:汀線から10.0m)と一致する. また, いずれのケースも混合砂の堆砂距離(DS)は壁の設置位置まで堆積していることから, 到達率は100%という結果が得られた.

表 2-2 単一波における波と砂の遡上距離の比較

H(cm)	Sand type	Distance from the shoreline		
		DW(m)	DS(m)	DS/DW (%)
25	U1	15.0	12.8	85.3
	U2		12.6	84.0
	U3		14.4	96.0
19	U1	11.6	9.6	82.8
	U2		9.8	84.5
	U3		10.6	91.4

表 2-3 複数波における波と砂の遡上距離の比較

Wave		Sand Type	Distance from the gate		
H(cm)	n		DW(m)	DS(m)	DS/DW (%)
25	1	U1	15.0	12.8	85.3
	2			14.4	96.0
	3			14.6	97.3
	1	U2		12.6	84.0
	2			14.2	94.6
	1	U3		14.4	96.0
	2			15.0	100
	3			15.0	100

表 2-4 混合砂における遡上距離の比較

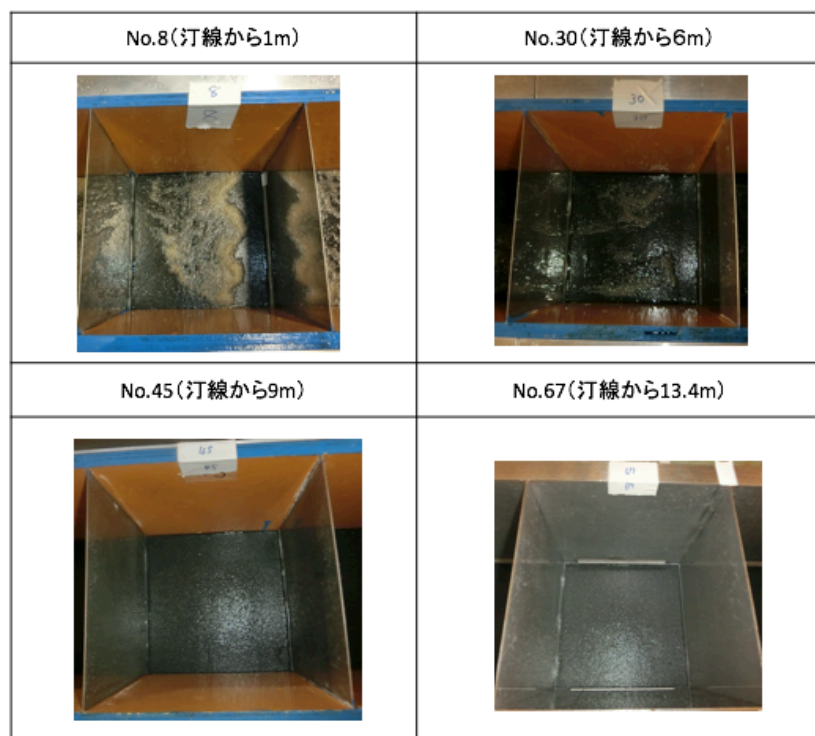
Wave		Sand Type (U1:U2:U3)	Distance from the gate		
H(cm)	n		DW(m)	DS(m)	DS/DW (%)
25	1	M1 (4:4:2)	15.0	13.8	92.0
	2			14.8	98.7
	1	M2 (2:5:3)		14.2	94.7
	2			15.0	100
	1	M3 (2:6:2)		13.6	90.7
	2			14.6	97.3
19	1	M1 (4:4:2)	11.6	10.6	91.4
		M2 (2:5:3)		10.6	91.4
		M3 (2:6:2)		10.6	91.4

2.3.3 外力および単一砂による堆積砂量への影響

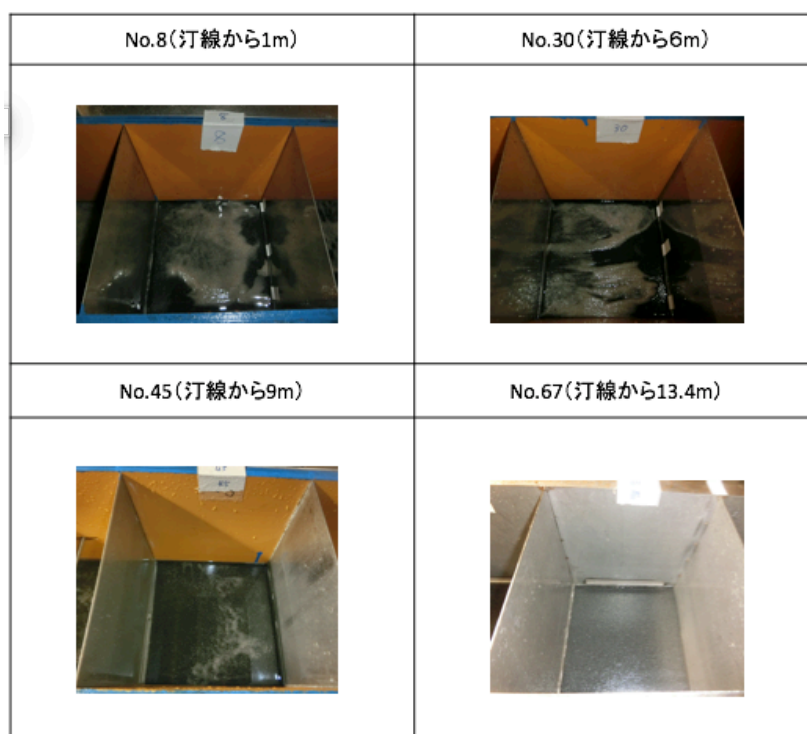
図 2-12 (a)～(c)に段波波高 25cm の単一波による各粒径砂のサンドキャッチャーの様子（汀線付近および堆積砂量の増加点，増加点後の減少する区間，遡上先端付近の代表点 4 点）を示す．図 2-13(a)～(c)は，段波波高 19cm の単一波による同一の結果を示す．

図 2-12(a)で示す粗粒径の砂(U1)の砂は汀線付近には多く堆積していることが確認できるが，遡上する過程で減少しするため斜面中腹から先端付近にかけてはほとんど含まれなかった．しかし，図 2-12(b)(c)と粒径が細くなるにつれて遡上先端付近における堆積砂量の顕著な増加が目視でも確認できた．図 2-13(a)～(c)でも同様の傾向が見られた．


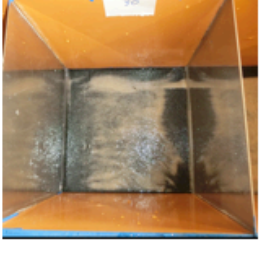


図 2-14 に段波波高 25cm 単一波（戻り流れなし）による単一砂の堆積砂量を示す．図 2-15 に段波波高 19cm 単一波（戻り流れなし）による単一砂の堆積砂量を示す．縦軸は堆積砂量，横軸は比較のため波の到達位置に対する砂の到達位置を百分率で示している（以下，図 4 から 7 同様）．いずれの粒径においても汀線付近および斜面中腹付近において明瞭な堆積砂量の増加がみられた．これらの増加点はそれぞれ段波波高 25cm の場合，図 2-14 における 40%付近（図 2-12 の No.30），段波波高 19cm の場合，図 2-15 における 35%付近（図 2-13 の No.20）となっており，それよりの遡上先端は上記のサンドキャッチャーの様子からも急激に堆積砂量が減少していることが確認できる．また，両者に挟まれた区間には，どの粒径においてもほとんど堆積砂量が変わらず，中腹の増加点より遡上先端に向けて粒径の大きな砂から減少していく傾向がみられた．さらに，中腹の増加点は，粒径において変化がみられないこと，および段波の大きさによって増加点の位置が異なることから外力に依存していると考えられる．図 2-8(a)の水位流速の結果でも示した通り増加点付近(12.0m；灰色細実線)では 20 秒を超えたあたりから急激な水位の減少と流速の低下がみられる．また，砂の捕捉時において強い戻り流れが発生し始めている箇所であると考えられる．汀線付近の増加点においても，砂の捕捉する間の流況の違いにより生じたものであり，この実験に依存したものである可能性が高い．図 2-8(b)の結果も同様で，14 秒あたりより図 2-8(a)の変位量に比べると小さいが，水位と流速の変異が見られた．



(a) 段波波高 25cm (U1)

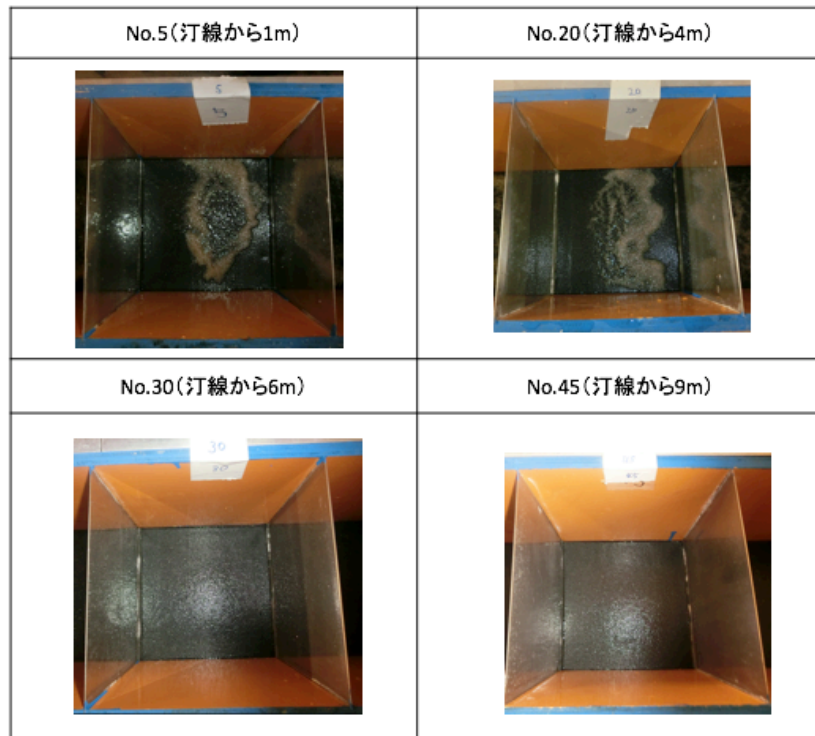


(b) 段波波高 25cm (U2)

No.8(汀線から1m)	No.30(汀線から6m)
	
No.45(汀線から9m)	No.67(汀線から13.4m)
	

(c) 段波波高 25cm (U3)

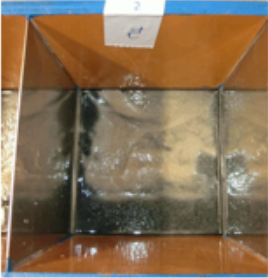
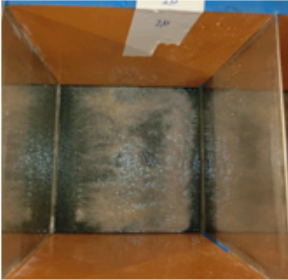
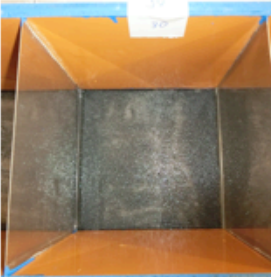

図 2-12 段波波高 25cm の単一波による各粒径砂の
サンドキャッチャーの様子



(a) 段波波高 19cm (U1)



(b) 段波波高 19cm (U2)

No.5(汀線から1m)	No.20(汀線から4m)
	
No.30(汀線から6m)	No.45(汀線から9m)
	

(c) 段波波高 19cm (U3)

図 2-13 段波波高 19cm の単一波による各粒径砂の
サンドキャッチャーの様子

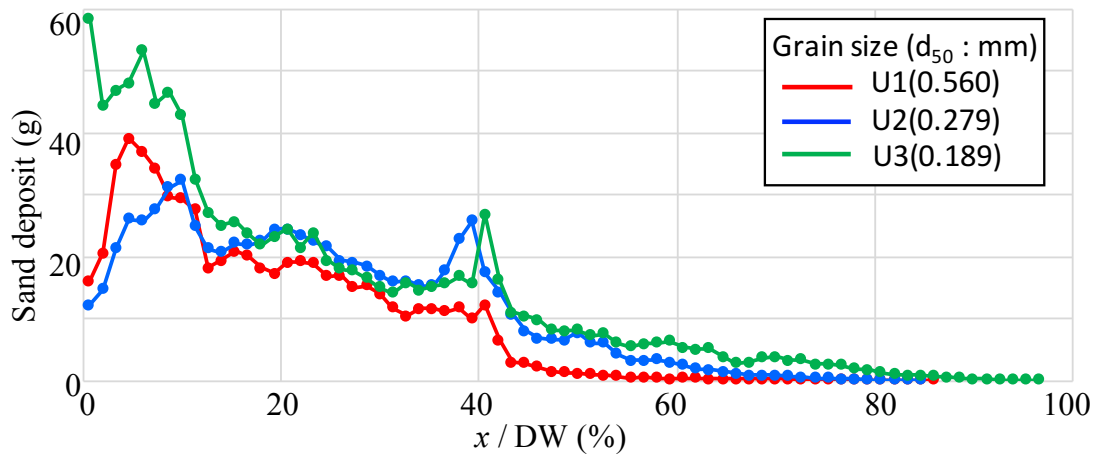


図 2-14 段波波高 25cm 単一波による各粒径の堆積砂量の比

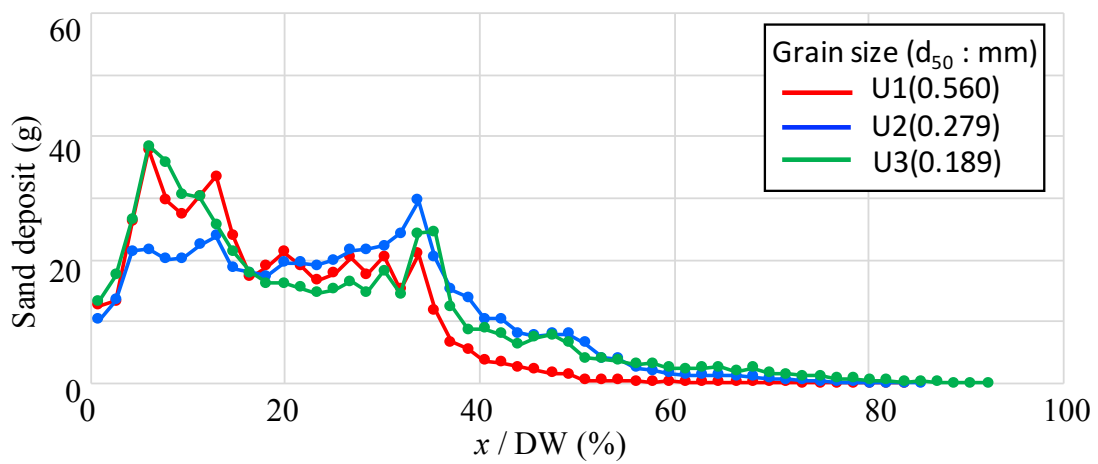


図 2-15 段波波高 19cm 単一波による各粒径の堆積砂量の比

2.3.4 外力および混合砂による堆積砂量への影響

図 2-16(a)～(c)に段波波高 25cm の単一波による各粒径砂のサンドキャッチャーの様子（汀線付近および堆積砂量の増加点，増加点後の減少する区間，遡上先端付近の代表点 4 点）を示す．図 2-17(a)～(c)は，段波波高 19cm の単一波による同一の結果を示す．図 2-16(a)～(c) の No.45 および図 2-17(a)～(c)の No.30 からわかるように単一砂のケースと比べて先端にかけても砂が分布することが確認できる．

図 2-18 と図 2-19 に段波波高が 25cm および 19cm の単一波による混合砂の総堆積砂量の結果をそれぞれ示す．混合比は異なるが，総堆積砂量はどのケースにおいてもほぼ差が確認できなかった．また単一砂同様，汀線付近と斜面中腹において流況の影響を受けたと考えられる堆積砂量の増加点が確認できた．さらに，中腹の増加点から遡上先端にかけて堆積砂量が減少していくことから，混合砂は混合比よりも外力の影響を大きく受け，堆積すると考えられる．



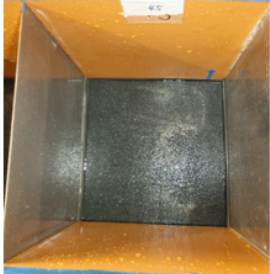
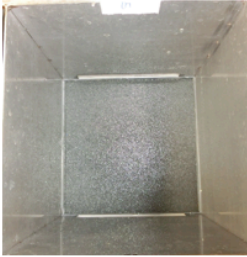
図 2-20(a)～(c)にふるい分け試験後の各粒径の堆積砂量と総堆積砂量の比較を示す．図 2-21(a)～(c)に堆積砂量に対する各粒径の砂の割合を示す．図 2-18 と図 2-19 で示した通り，どのケースも総堆積砂量に大きな違いはみられなかったが，各測定点に含まれる砂の粒径と堆積砂量は大きく異なることが明らかになった．全体的に中粒径の砂($0.212 \text{ mm} < d < 0.425 \text{ mm}$)が全体的に多く分布している．単一粒径砂の結果から，大きい粒径と比較して汀線から遡上斜面先端にかけ細かい粒径の砂(U3) は非常に多くの堆積砂量を確認できている．しかし，細かい粒径 ($d \leq 0.212 \text{ mm}$)の堆積砂量が全体的に極端に少ないことが明らかになった．これは，もともと含まれている細粒砂の量が少ないこと原因であると考えられる．

図 2-21(a)～(c)において汀線から斜面中腹の増加点付近までの粒径の割合と混合砂の混合比の一致率が非常に高い値を示した．また，遡上先端にかけては大きい粒径の砂から減少していく傾向がみられた．このことから，汀線から斜面中腹の増加点付近までの区間は，流速および水位ともに非常に大きい状態が継続されるため，砂の輸送力が十分に発達した状態であったと考えられる．そのため，汀線から斜面中腹の増加点付近までの区間は，砂床部に設置された砂の混合比を維持した堆積相を示したと思われる．



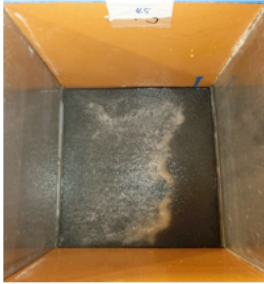

さらに，混合砂の堆積砂量とふるい分け試験による中粒径の砂の堆積砂量が高い相関関係にあることが明らかになった．この結果は，本研究で実施した他の

ケースだけでなく、原田ら（2017）によって実施された異なる勾配や外力における実験においても、同様の傾向が確認できている。しかし、本研究において使用した混合砂の混合比は、中粒径の含有率が比較的多いことから、結果に影響した可能性も高いため、今後検討が必要である。





図 2-22(a)～(c) と図 2-23(a)～(c)は、段波波高が 19cm の場合におけるふるい分け試験後の各粒径の堆積砂量と総堆積砂量の比較および堆積砂量に対する各粒径の砂の割合を示す。段波波高が小さいため、堆積砂量が少ないことおよび堆積量の顕著な増加が見られる地点も汀線側に偏っていることが確認できる。その地点までは 25cm の段波同様、粒径の割合と混合砂の混合比の一致率が非常に高い値を示した。

No.8(汀線から1m)	No.30(汀線から6m)
	
No.45(汀線から9m)	No.67(汀線から13.4m)
	

(a) 段波波高 25cm (M1)


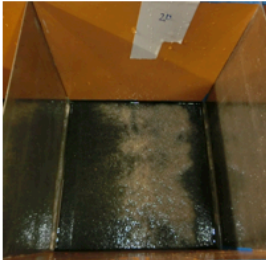


No.8(汀線から1m)	No.30(汀線から6m)
	
No.45(汀線から9m)	No.67(汀線から13.4m)
	

(b) 段波波高 25cm (M2)





No.8(汀線から1m)	No.30(汀線から6m)
	
No.45(汀線から9m)	No.67(汀線から13.4m)
	

(c) 段波波高 25cm (M3)





図 2-16 段波波高 25cm の単一波による各混合砂の
サンドキャッチャーの様子

No.5(汀線から1m)	No.20(汀線から4m)
	
No.30(汀線から6m)	No.45(汀線から9m)
	

(a) 段波波高 19cm (M1)

No.5(汀線から1m)	No.20(汀線から4m)
	
No.30(汀線から6m)	No.45(汀線から9m)
	

(b) 段波波高 19cm (M2)

No.5(汀線から1m)	No.20(汀線から4m)
	
No.30(汀線から6m)	No.45(汀線から9m)
	

(c) 段波波高 19cm (M3)

図 2-17 段波波高 19cm の単一波による各混合砂の
サンドキャッチャーの様子

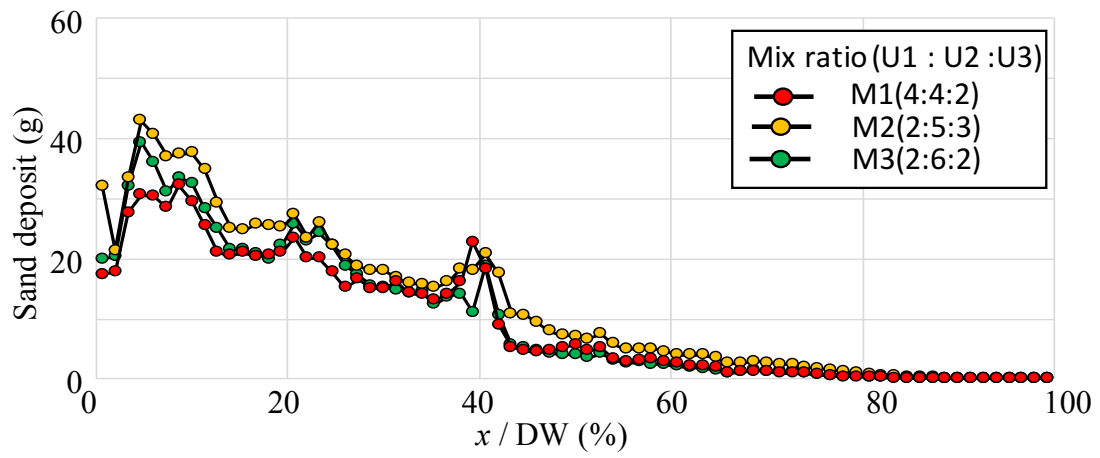
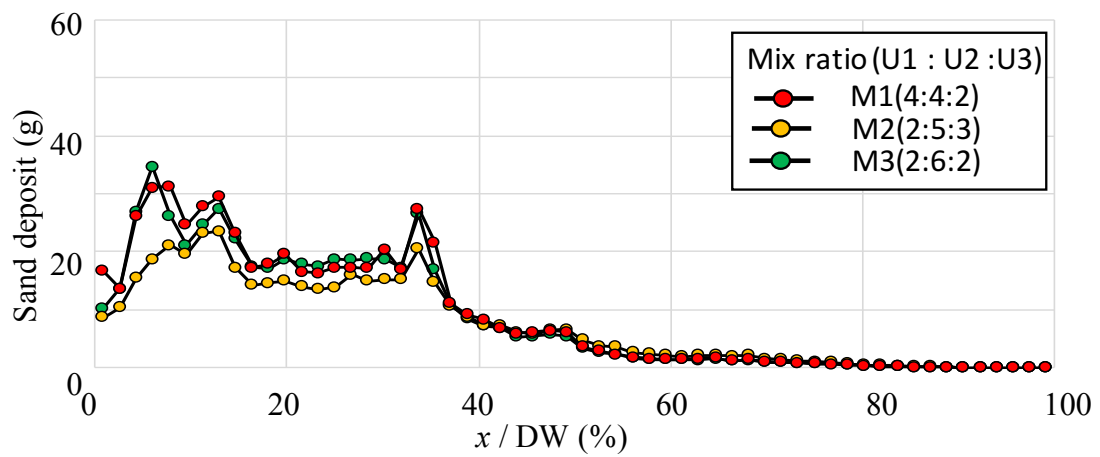
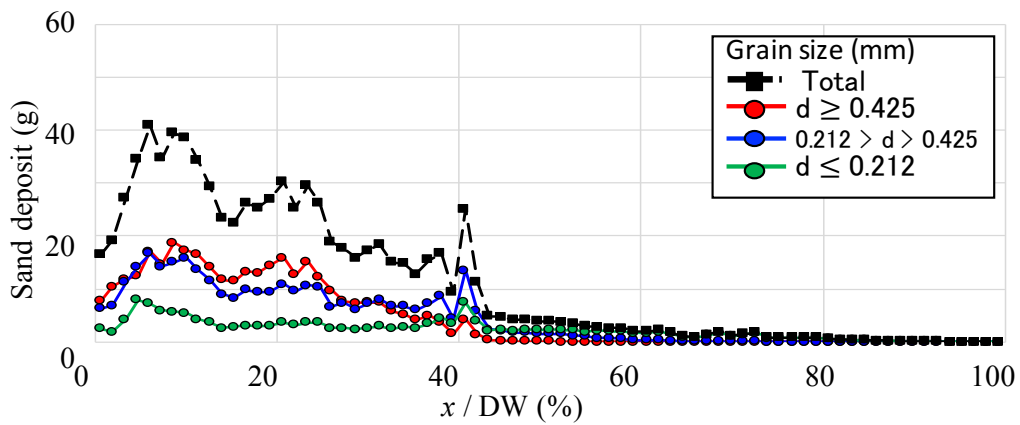
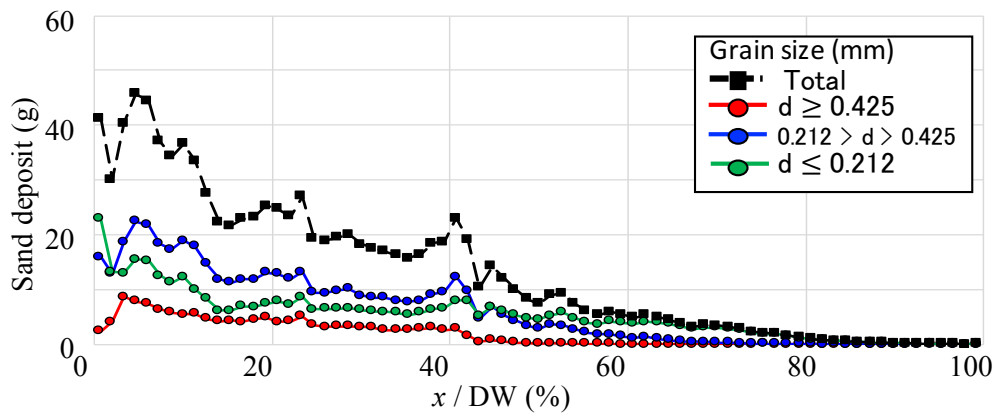


図 2-18 段波波高 25cm 単一波による混合砂の堆積砂量の比

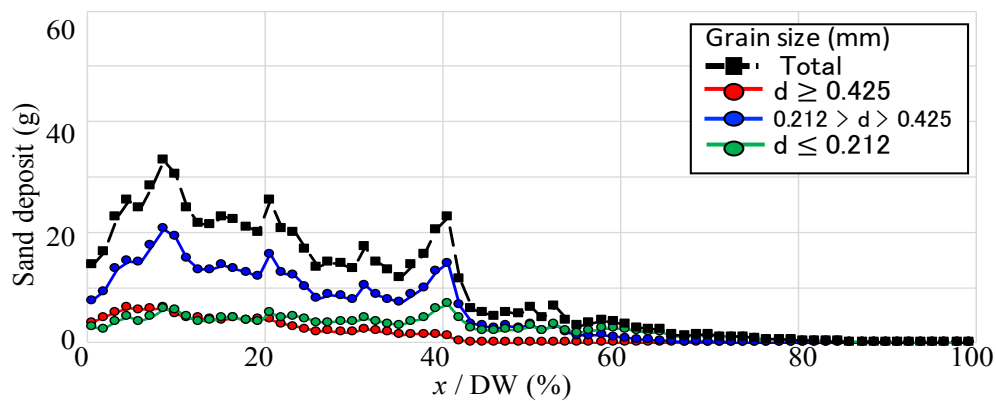




(a) M1

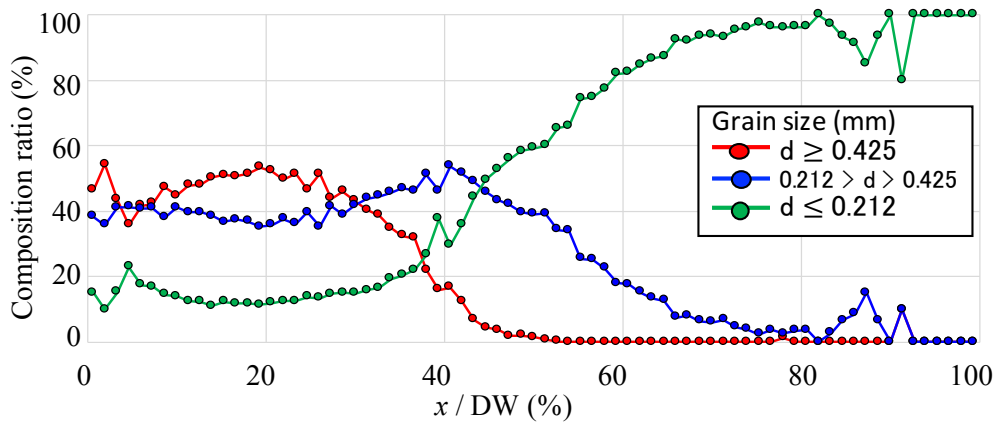


(b) M2

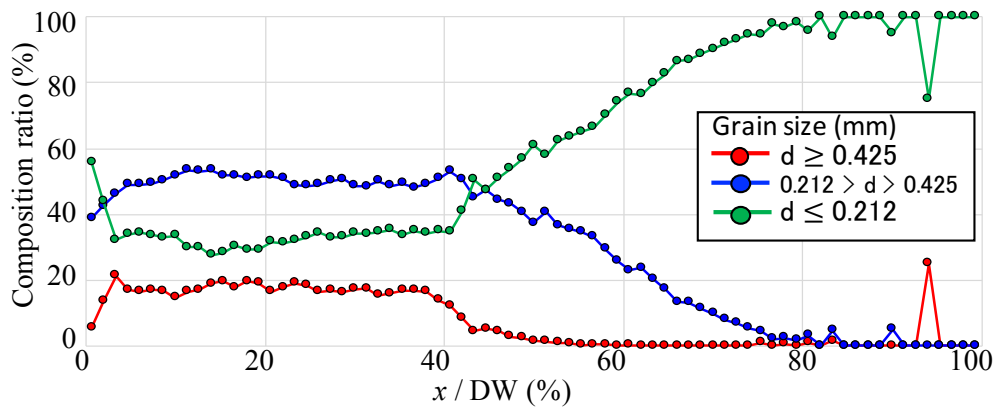


(c) M3

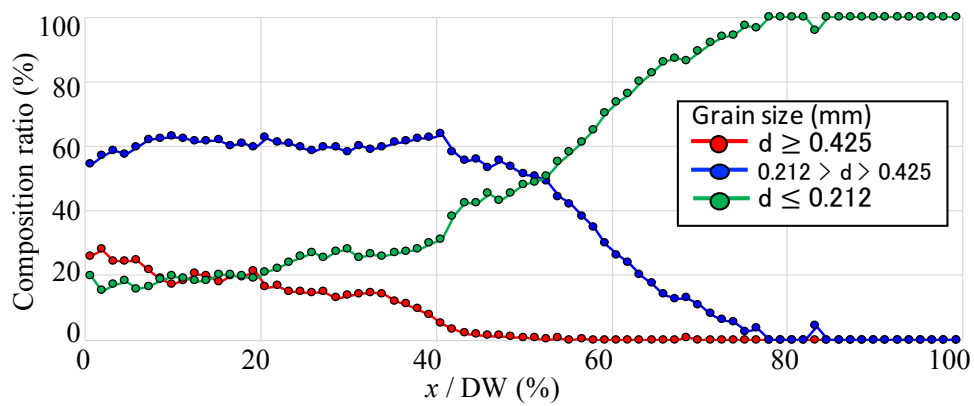
図 2-20 段波波高 25cm 単一波による各混合砂の総堆積砂量とふるい分け試験後の各粒径砂の比較



(a) M1

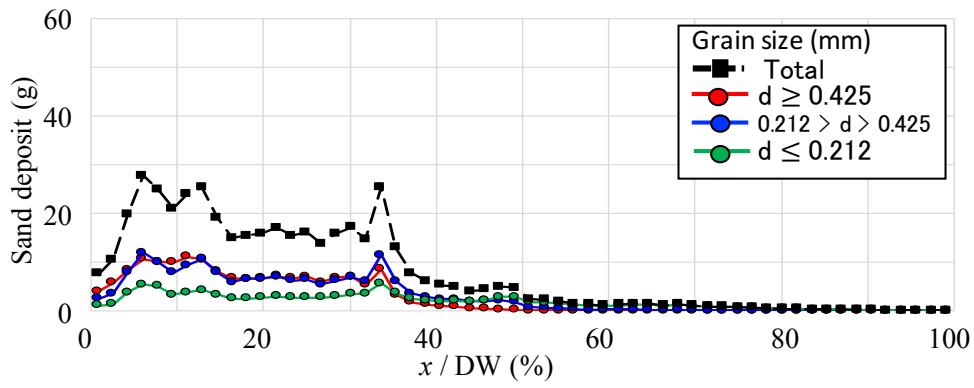


(b) M2

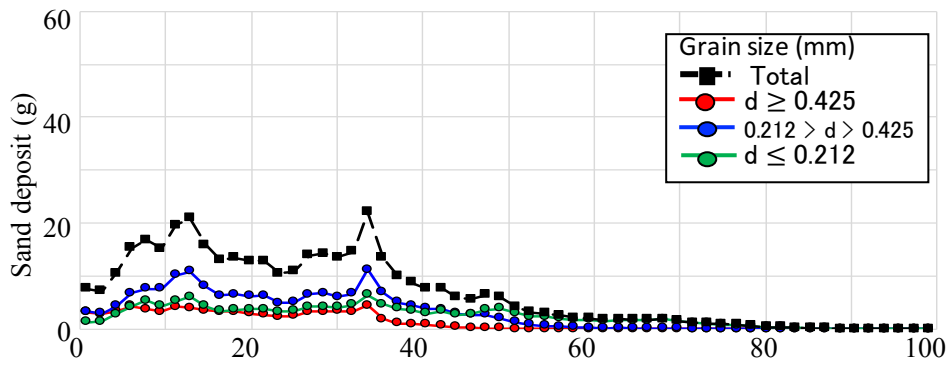


(c) M3

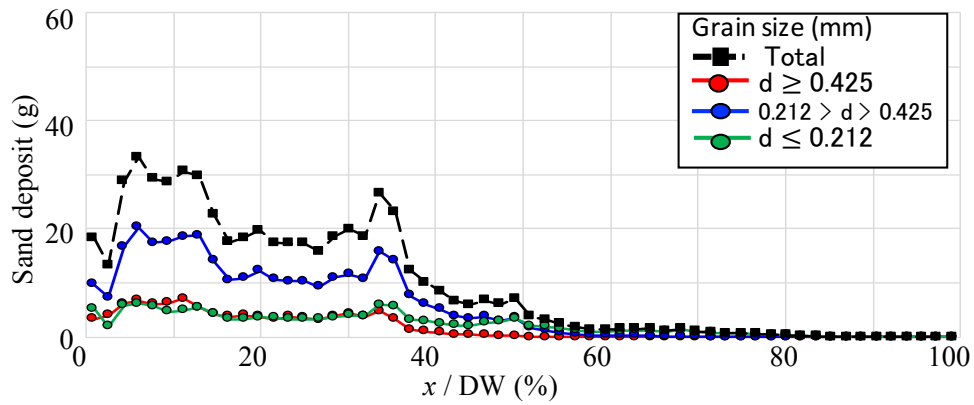
図 2-21 段波波高 25cm 単一波による各混合砂の総堆積砂量に対するふるい分け後における各粒径割合の比較



(a) M1

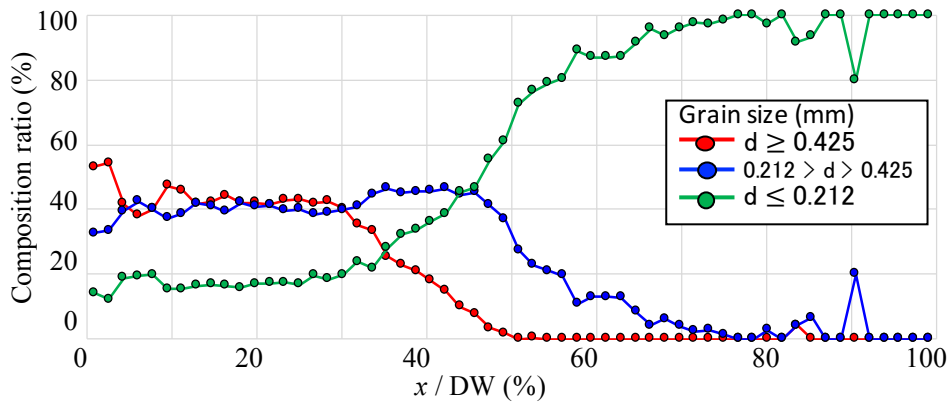


(b) M2

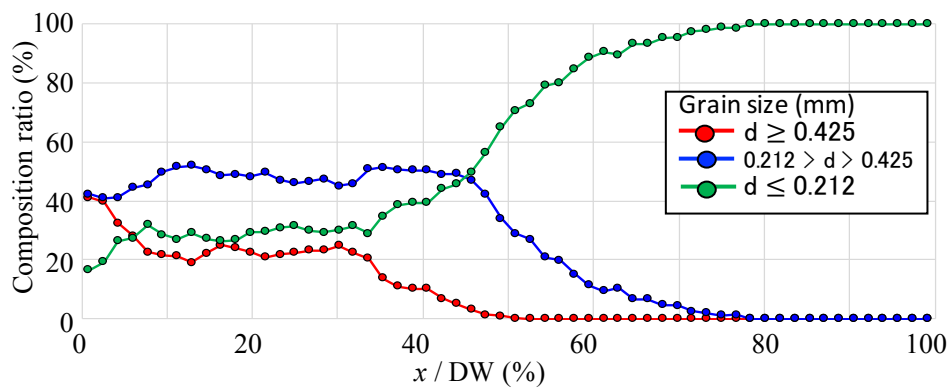


(c) M3

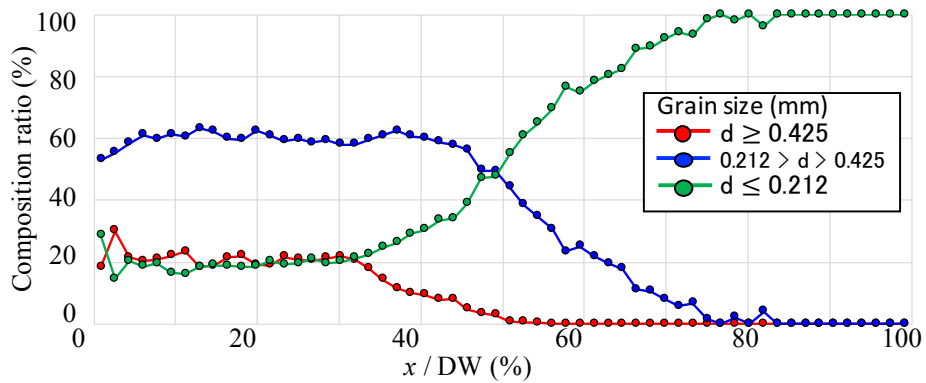
図 2-22 段波波高 19cm 単一波による各混合砂の総堆積砂量とふるい分け試験後の各粒径砂の比較



(a) M1



(b) M2



(c) M3

図 2-23 段波波高 19cm 単一波による各混合砂の総堆積砂量に対するふるい分け後における各粒径割合の比較

2.3.5 複数波による堆積砂量への影響

(a)同規模波

図 2-24(a)～(c)に同規模複数波（戻り流れなし）による各粒径の砂における波ごとの堆積砂量を示す。汀線付近の堆積砂量は、波によって堆積砂量がほとんど影響を受けないことが確認できた。これは 2 波目以降供給される土砂の量が増加する一方、捕捉されるまでに戻り流れも発達するためと考えられる。このことから、汀線付近の堆積砂量は波の外力に依存すると考えられる。中腹付近から先端は、戻り流れが発達するが供給量が持ち去られる量を上回っているため堆積砂量が増加すると考えられる。

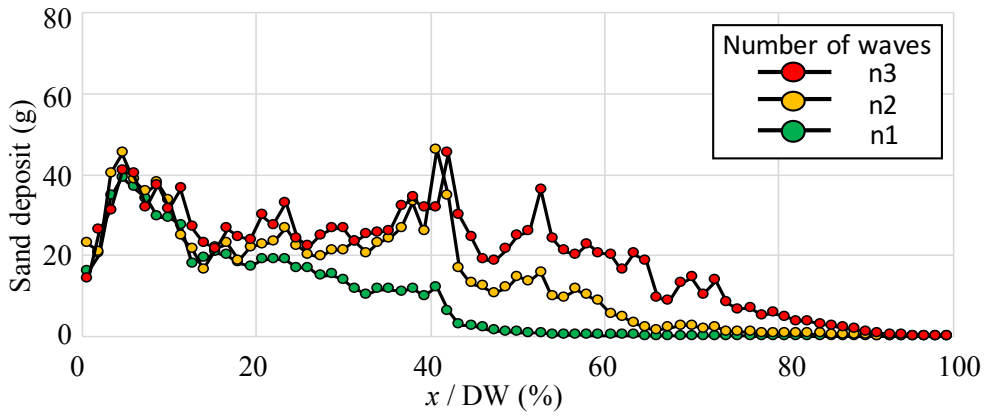
汀線付近から中腹にかけて波数により、堆積砂量が影響受けない範囲は、粒径が小さくなるほど大きくなる結果となった。また、遡上先端付近では後続の波により堆積砂量が増加する傾向がみられ、粒径が小さいほどより遡上先端付近の増加率が大きくなった。これは、複数波により砂の供給源が変化したことと、それぞれの粒径の輸送力の違いが影響していると考えられる。

(b)減衰波

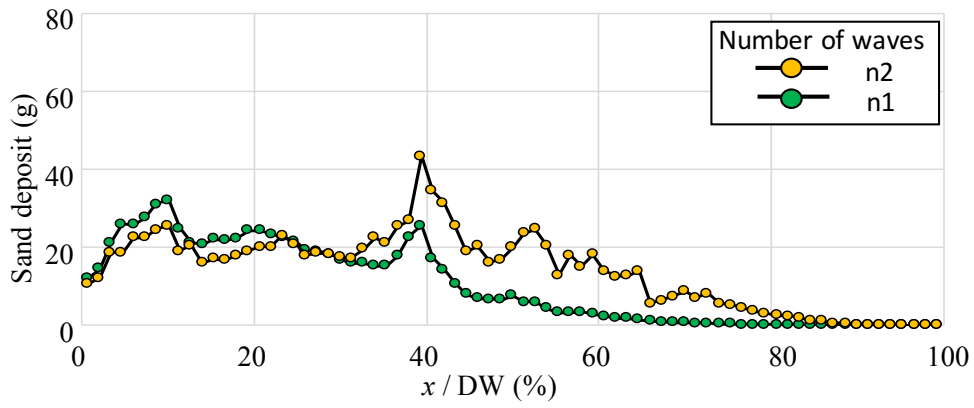
図 2-25(a)(b)に波の収束を想定した減衰波（戻り流れなし、段波波高 1 波目 25 cm, 2 波目 19 cm）による堆積砂量を示す。遡上先端付近では 2 波目の到達点までの領域において堆積砂量が増加すること、また粒径が小さいほど遡上先端付近の砂の増加率が高いことなど、同規模複数波と同様の傾向がみられた。しかし、汀線付近の堆積砂量は、同規模の場合と異なり、一致しなかった。単一波（段波波高 19 cm）の堆積砂量と比較したところ、汀線付近において高い一致率を示した。このことから、減衰波による汀線付近の堆積砂量は、最後に遡上した波の外力に大きく影響を受けた堆積物を形成することが確認できた。

よって複数波によって形成される堆積砂は、同規模波・減衰波ともに汀線付近では、波の外力に依存する共通点が見られた。中腹から先端にかけては、同規模波または減衰波であるか、また波数および粒径などの条件によって影響されることが明らかになった。これまでは、実際の堆積物調査では複数波によって全体の堆積分布が増加していくと考えられ、議論されることが多かった。また、浸水域の調査では波の到達地点や海岸付近の堆積砂量で規模が判断されている。今回の実験により浸水域と堆積物の分布から、どのような津波が来襲したかを明

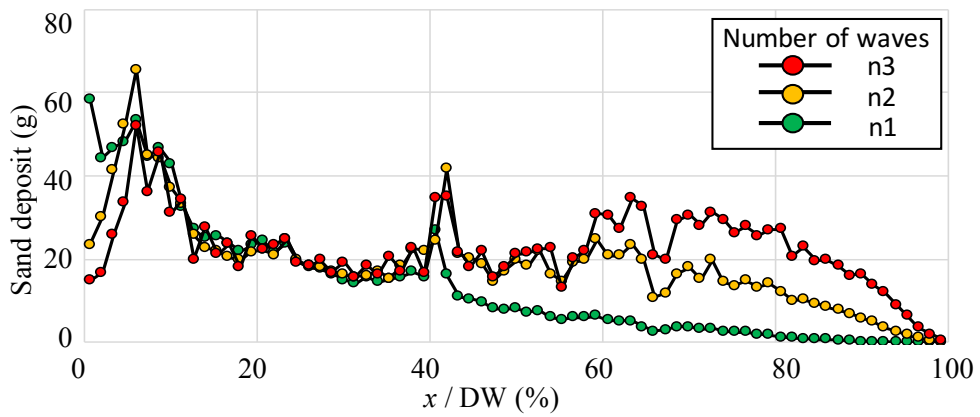
らかにするためにには、汀線付近は波の外力に大きく影響を受けている可能性を考慮する必要がある。しかし、本検討においては、完全浸透および低平地氾濫を想定した戻り流れなしの条件で実施しているため、東北津波では戻り流れが発達し海岸付近が洗掘される事例が確認されていることから、今後さらに波の条件については詳細な検討が必要である。



(a) U1

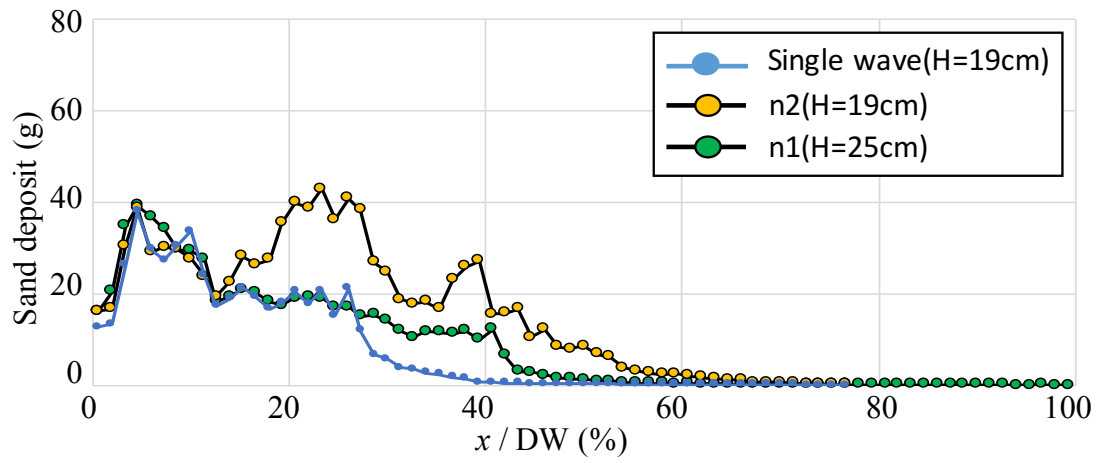


(b) U2

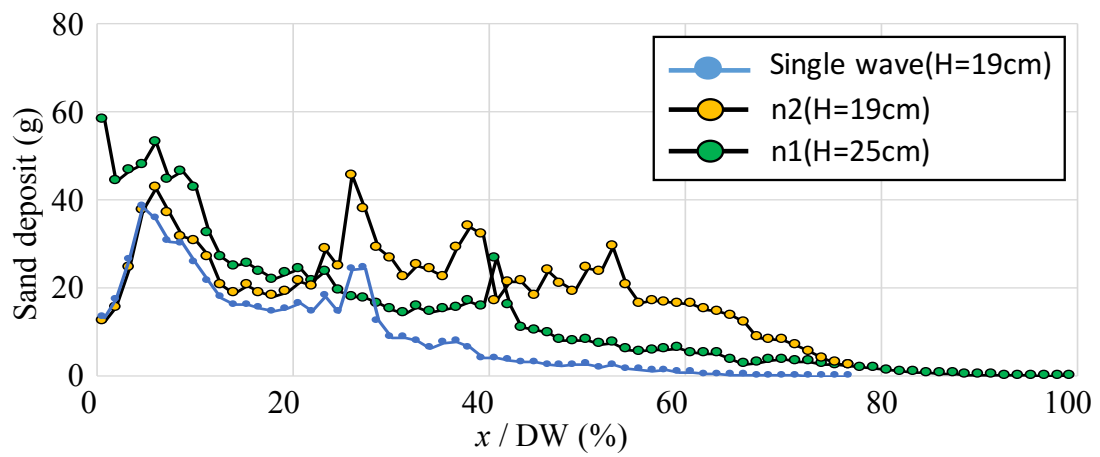


(c) U3

図 2-24 同規模複数波の波ごとに形成される堆積砂量の比較



(a) U1



(b) U3

図 2-25 減衰する複数波の波ごとに形成される堆積砂量と
段波波高 19cm 単一波による堆積砂量の比較

2.3.6 周期による堆積砂量への影響

原田ら(2011)による実験では戻り流れありの条件でも斜面への堆積砂が発生している。しかしながら、本実験では、押し波により堆積した斜面上の堆積砂は、戻り流れによりほとんど持ち去られてしまう結果となった。戻り流れを発達させた原因の一つとして、段波波高に対し勾配を1/40という比較的急勾配によって検討したこと、および本実験は原田ら(2011)に比べて長周期の段波を発生させていたことが挙げられる。勾配については段波波高の条件につき変更が困難なため、本研究では周期の影響について検討した。

貯水タンクの容量を1/3にし、短周期の波を同規模3波で実施した結果を図2-26に示すが、粒径が小さい砂において汀線付近と遡上先端付近で明瞭な堆積が確認できた。しかし、全体的に堆積砂量は少ない結果となった。これは、貯水タンクの容量を1/3としたため、周期だけでなく図2-9で示した通り、長周期の段波に比べ水位・流速が上昇しきらず、また持続時間も短いことから、土砂の移動量自体が減少につながったと考えられる。遡上先端にかけて堆積砂量が減少していくこれまでの分布と異なり、中腹付近の堆積砂量が先端付近よりも減少する結果となっている。この現象も、複数波による遡上斜面先端方向へ土砂の分布の遷移だけでなく、戻り流れが発達しきらない遡上先端付近に対し、斜面中腹付近は戻り流れが発達するため、一度堆積した堆積物が持ち去られる力が大きく働くためと考えられる。

粒径が大きい砂においては、汀線付近で堆積砂が確認されたが、遡上先端付近ではわずかな量しか堆積しなかった。これは上述した通り、短周期により水位・流速および持続時間が減少したことにより、短周期のケースにおいては粒径が大きい砂を大量に移動させる程の流況にならなかったことが原因であると考えられる。

よって、戻り流れが発生する場合、周期によって堆積物が影響されることが明らかになった。また、その堆積相は粒径により大きく異なることが明らかになった。さらに短周期の場合、複数波来襲しても粒径などの砂の条件によって、堆積砂を形成しないことが確認できている。これは、津波が収束する際や湾奥において比較的短周期の反射波を何度も受ける環境において、形成される堆積砂を検討するには非常に意義のある結果であると考えられる。

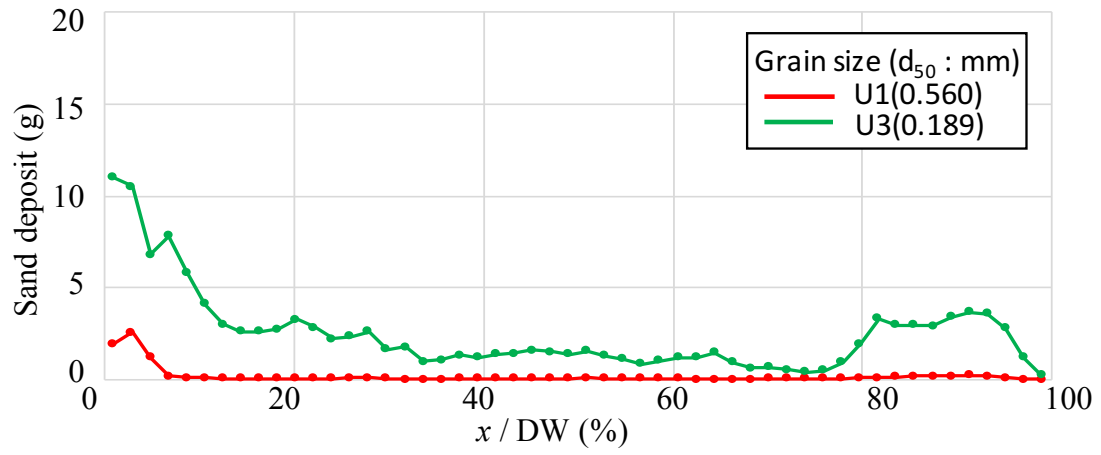


図 2-26 短周期波 3 波による堆積砂量の比較

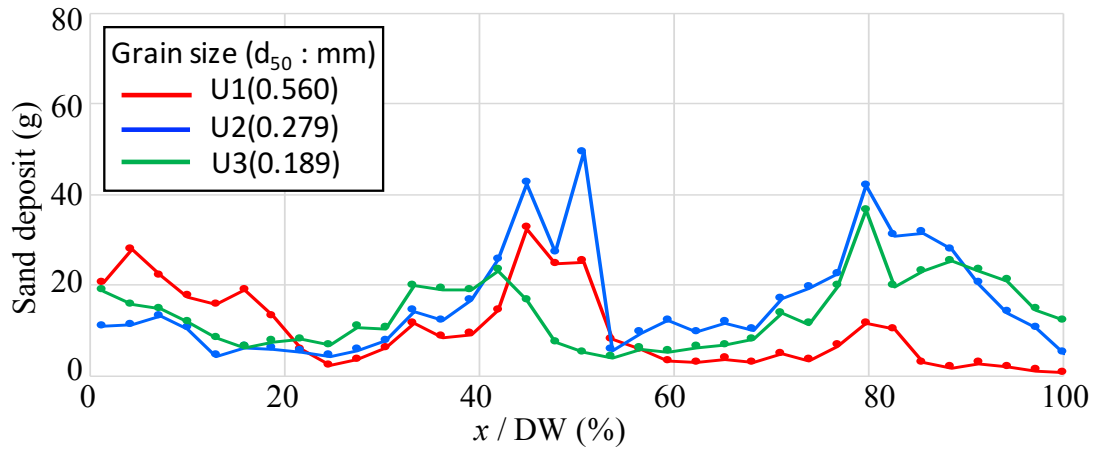
2.3.7 遮水壁による堆積砂量への影響

2.3.6で上述したとおり，自由な遡上の戻り流れありの場合，強い戻り流れが発生したことにより，斜面上の堆積物がほとんど持ち去られた．しかし，実際の津波遡上は，障害物により制限を受ける場合が多いと考えられる．斜面中腹(W1)に遮水壁を設置し，単一波および同規模2波を発生させた場合の堆積砂量を図2-27(a)(b)に示す．また，遡上先端付近(W2)に設置した場合を図2-28(a)(b)に示す．いずれも戻り流れありの条件であるが，障害物のない自由な遡上の場合と異なり，堆積砂が発生している．多くの堆積物が残る原因として，図2-10(a)で示したように遮水壁によって急激な水位上昇と流速の低下が発生するため，シールド数が低下して砂粒が停止したためと考えられる．

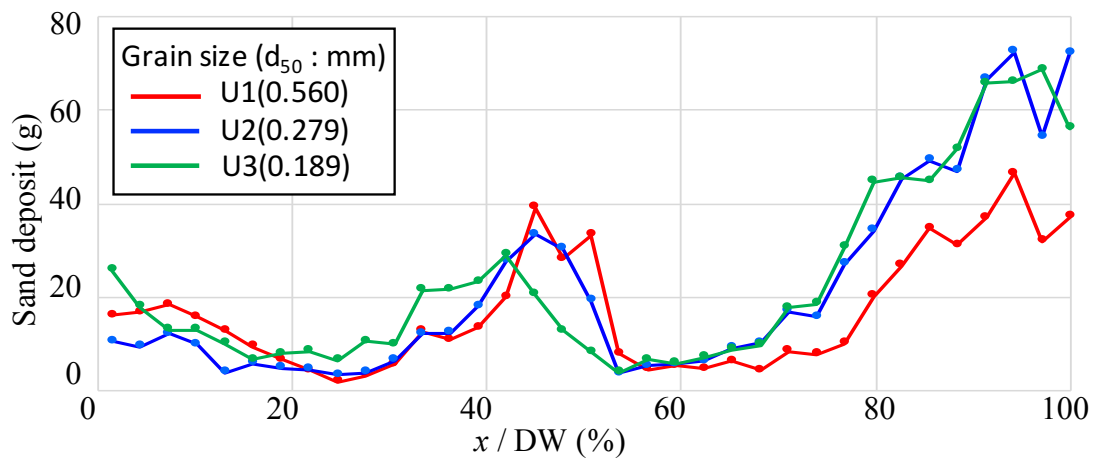
斜面中腹に設置した場合は，堆積砂量が斜面上で急激な増加減少を繰り返しており，特に汀線付近，斜面中腹および遮水壁付近で増加していた．2波を発生させた場合は，中腹付近の堆積物の堆積量は減少したが，遮水壁周辺において顕著な増加が確認できた．これは，2.3.5の複数波による結果と同様，砂の供給源が変化したことによる影響であると考えられる．さらに，増加減少を繰り返す原因として，遮水壁による乱れにより，一般の遡上の戻り流れとは異なり，土砂の量が非常に多いこと，また戻り流れが発達しきらず，多くの砂を運搬できなかったことなどが考えられる．

遡上先端付近に設置した場合は，斜面中腹の場合と同様，汀線付近と遮水壁付近において堆積砂量の増加が確認できた．しかし，中腹に設置した場合と比較して非常に堆積砂量が少なく，斜面中腹における増加もみられなかった．堆積砂量の大きな減少は，遡上先端付近に遮水壁を設置したため，中腹に設置した場合と比べて，壁への到達時の流速が小さかったことが原因であると考えられる．また，遮水壁による大きな流速の変化がなかったため，戻り流れが発達し，斜面上の砂の多くを持ち去る結果に繋がったと考えられる．予備実験の結果，2.3.6でも述べたように本実験において長周期の段波では戻り流れを考慮した場合，斜面上の堆積物が全て持ち去られることが確認できている．また，2.3.1で示した通り，段波波高が25cmの場合（図2-8(a)）および遮水壁を遡上斜面先端付近に設置した場合（図2-10(b)）の汀線付近や斜面の水位・流速のほぼ同じ変動を示している．このことから，遮水壁を遡上先端付近に設置した場合，遡上先端付近は遮水壁の影響を大きく受けることが確認できる．しかし，斜面中腹から汀線付近にかけて土砂の堆積量が大幅に減少するのは，段波波高25cmの場合で戻り

流れを考慮した場合と同様，戻りの流れの影響を大きく受け堆積物が持ち去られる環境となっているためと考えられる。

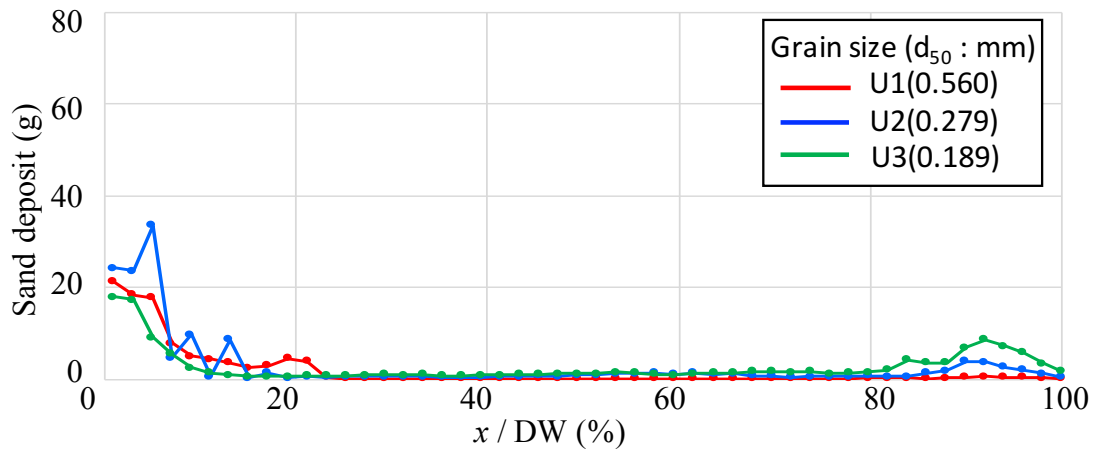


(a) 単一波

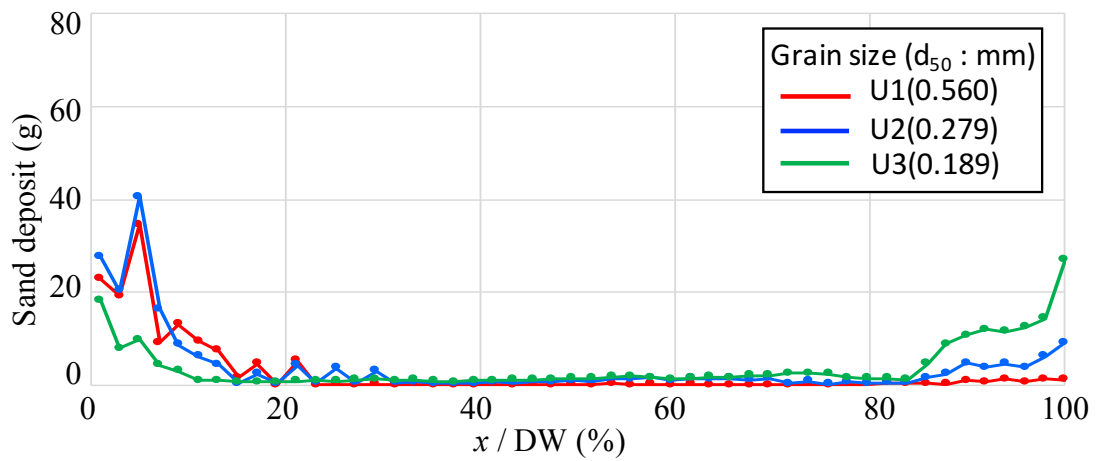


(b) 同規模2波

図 2-27 遮水壁（斜面中腹）による各粒径の堆積砂量の比較



(a) 単一波



(b) 同規模 2 波

図 2-28 遮水壁（遡上先端）による各粒径の堆積砂量の比較

2.4 結言

津波堆積物の形成メカニズムを明らかにするために粒径や外力を変化させた水理実験を実施した。本実験より、粒径および外力がそれぞれ条件下において、遡上する陸域側の堆積物にどのように影響を及ぼすかが明らかになった。

単一砂および混合砂の粒径や混合比を変化させても、堆積砂量はほとんど影響を受けず、波の外力に依存した堆積砂量を示すことが明らかになった。しかし、遡上先端付近においては粒径による輸送力の違いから減少する割合や含有率が変わることが確認できた。混合砂においては、戻り流れを考慮しない場合、汀線付近において混合砂の混合比と各粒径の分布比が一致することが明らかになった。これは、現在の堆積物分析の課題の一つである当時の堆積物の供給源となる砂の初期条件を解明する手がかりとしても非常に重要である。戻り流れが発達する場合は持ち去られる可能性が高いことも今回の検討から明らかになっているが、完全浸透および低平地氾濫を想定した場合において非常に意義のある結果といえる。しかし、過去の既往研究において検討されている戻り流れの有無および周期が異なる場合、構造物など様々な条件において堆積相が異なることから、今後より詳細な検討が必要である。また、混合砂を用いた場合、中粒径の砂の堆積砂量と総堆積砂量の高い相関性がみられた。混合比で比較的含有量が多いことも影響として考えられるが、異なる混合比でも同様の結果が得られていることから、粗粒径や細粒径にくらべ堆積砂の全体的な分布を知る上で、中粒径の砂の移動量は重要であると考えられる。

複数波を発生させることで砂の供給源が変化するため、堆積砂の到達距離と遡上先端付近の堆積砂量の顕著な増加が確認できた。しかし、汀線付近の堆積砂量は粒径に関係なく、同規模・減衰する波ともに堆積砂量は、最後に到達した波に依存することが確認できた。しかし、この条件においても戻り流れが考慮しない条件に限るため、今後戻り流れなど条件やその他の条件の複合的な影響を検討する必要がある。

長周期の段波では戻り流れが堆積砂を持ち去るが、周期を短くした場合や遮水壁により強制反射させた場合は堆積物が斜面上に形成されることが確認できた。しかし、短周期であるため輸送力が低下するため、粒径依存した堆積物を形成することが確認できた。また、戻り流れの影響を受けることから、遡上先端付近わずかな区間以外、全体的にくさび形の堆積砂相を示さないことが明らかに

なった。また遮水壁の設置でも遡上域において流況が大きく変化するため、くさび形の堆積砂相ではなく、増加減少を繰り返す複雑な堆積相を示すことが確認できた。汀線からの距離だけでなく、波を反射する地形や構造物からの距離も堆積物に影響を与えることから、それぞれの位置関係に関する検討が必要である。

3. 水理実験データを用いた土砂移動モデルの課題抽出および改良

3.1 緒言

津波は、波浪や高潮とは遥かに大きな乱れを伴い、浅海域や沿岸の土砂を大量に移動させる。これらの土砂は、港湾機能障害や局所的な洗掘による構造物の倒壊や流失、また大量の海水や土砂の流入によって沿岸域の甚大な被害拡大する要因となっている。東北津波でも、浸水した内陸部まで大量の土砂が流入したことにより被害が拡大し、その後の復興の妨げになるなど、津波による土砂移動は津波防災・減災の分野においても非常に重要であり、これらを予測し対策するために土砂移動モデルの高度化が進められてきている。しかし、これまでの土砂移動モデルは海域を対象としたものが多く、陸域を対象としたものが少ない。前述したように、東北津波では津波による土砂移動により、陸域で甚大な被害をもたらしたことから、今後は土砂移動モデルを陸域にも適用ができるように改良を進めていく必要がある。しかし、陸域は海域とは異なる環境のため土砂移動に及ぼす影響を検証する必要がある。

高橋ら(1999)は、津波の非平衡性を考慮するため、移動形態の異なる掃流砂層と浮遊砂層を分離して別領域として定義した土砂移動モデルを提案している。高橋ら(1999)によるモデル(以下、1999モデル)は、1960年に来襲したチリ津波を気仙沼湾において適応されている。その結果、それまでのモデルと比べ精度の向上が見られた一方、地形条件によっては過小評価となるなど、課題が残っている。

高橋ら(2011)は、1999モデルにおける流砂の運動方程式の係数に着目し、水理実験の結果より粒径によって異なる係数を提案し、モデルの改良を行っている。

また、津波堆積物の分析を行う上で、過去どのような津波が来襲したことで堆積物が形成されたか評価するためにも、津波による土砂移動モデルのさらなる精度の向上が求められている。

そこで、本章では2章で実施した陸域遡上を対象とした水理実験のデータを用いて現行の土砂移動モデルによる再現計算を実施する。そして、現行モデルの課題抽出を行い、土砂移動モデルの改良につなげる提案を行う。

3.2 津波による土砂移動モデルとは

高橋ら(1999)では、津波による特殊な環境における流砂現象を、砂粒の移動形態の違う掃流砂層と浮遊砂層を独立して定義している。このモデルにおいては、流砂量を掃流砂量 q_B と交換砂量 w_{ex} として、微小区間および微小時間における質量保存と運動量保存に基づき以下の流砂の支配方程式を提案している。

$$\frac{\partial Z_B}{\partial t} + \frac{1}{1-\lambda} \left(\frac{\partial q_{Bx}}{\partial x} + \frac{\partial q_{By}}{\partial y} + w_{ex} \right) = 0, \quad (1)$$

$$\frac{\partial \bar{C}_s M}{\partial x} + \frac{\partial \bar{C}_s N}{\partial y} - w_{ex} + \frac{\partial \bar{C}_s h_s}{\partial t} = 0, \quad (2)$$

$$q_B = a_1 \sqrt{sgd^3} \tau_*^{3/2}, \quad (3)$$

$$w_{ex} = a_2 \tau_*^2 - \frac{w_0 \bar{C}_s}{\sqrt{sgd}}, \quad (4)$$

Z は基準面からの底面の高さ、 λ は砂粒の空隙率、 q_B は掃流砂量、 w_{ex} は交換砂量（浮遊砂量）、 \bar{C}_s 平均浮遊砂層濃度、 M および N は流量フラックス、 h_s は浮遊砂層厚、 w_0 は砂粒の沈降速度、 τ_* はシールズ数、 s は砂粒の水中比重、 g は重力加速度、 d は砂粒の粒径を示し、 a_1 および a_2 は係数であり、水理実験よりそれぞれ 21 および 0.012 として与えられている。式(1)～(4) は、掃流砂および浮遊砂の連続の式、掃流砂の運動方程式および交換砂量式である。また、以下に示す式で流速から求めた、摩擦速度 u_* を用いてシールズ数を算出する。

$$\tau_* = \frac{u_*}{sgd}, \quad (5)$$

1999 モデルは、単一砂による土砂移動を仮定しており、実現象としては混合砂による土砂移動を想定する必要がある。そこで 2011 モデルでは流砂の運動方程式の係数に注目し、水理実験により各粒径における係数を以下のように定義した。

$$a_1 = \begin{cases} 5.6 & (d = 0.166\text{mm}) \\ 4.0 & (d = 0.267\text{mm}) \\ 2.6 & (d = 0.394\text{mm}) \end{cases},$$

$$a_2 = \begin{cases} 7.0 \times 10^{-5} & (d = 0.166\text{mm}) \\ 4.4 \times 10^{-5} & (d = 0.267\text{mm}) \\ 1.6 \times 10^{-5} & (d = 0.394\text{mm}) \end{cases}.$$

流れの支配方程式は、両モデルにおいて非線形浅水方程式を使用する。
(6)は連続の式、(7)(8)は運動方程式である。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0, \quad (6)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} = 0, \quad (7)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} = 0. \quad (8)$$

ここで、 η は水位、 D は全水深（すなわち $\eta + h$ ）、 h は静水深を示す。

なお、両モデルにおける流水計算の支配方程式および計算スキームは、非線形長波理論および Staggered 格子の Leap-frog 法を使用している。

3.3 土砂移動モデルによる水理実験データの再現計算結果

3.3.1 計算条件の設定

1999, 2011 両モデルの再現計算において共通する計算領域などの計算条件は以下の表 3-1 に示す. 入力する境界条件は, ゲートから 1.0m における水位データとする. 自由遡上 (戻り流れなし) および遮水壁 (戻り流れあり) の計算時間は, それぞれ遡上先端到達時および反射波到達時に計算を止めることとする. 表 3 は各モデルにおいて変更したパラメータを示す.

なお, 表 3-2 に示す各粒径ごとの掃流砂および交換砂の係数は 2011 モデルの係数を補間することで設定した. 沈降速度, マニングの粗度係数および移動限界摩擦速度の算出式の概要は以下に示す.

$$\frac{w_0}{\sqrt{sgd}} = \sqrt{\frac{2}{3} + \frac{36\nu^2}{sgd^3}} - \sqrt{\frac{36\nu^2}{sgd^3}}, \quad (9)$$

$$n = \frac{Hd^{1/6}}{\psi\sqrt{g}}, \quad (10)$$

$$\psi = 6.0 + 5.75 \log \frac{Hd}{2.5d_R}, \quad (11)$$

$$u_{*c} = \sqrt{\tau_{*c}sgd}, \quad (13)$$

ここで, n はマニングの粗度係数, Hd は 設計水深, d_R は底面材料の代表粒径, u_{*c} は限界摩擦速度, τ_{*c} は, 限界シールズ数, ν は, 水の動粘性係数である. それぞれ(9)は Rubey 実験式, (10)(11)はマニングの粗度係数換算式および(13)は摩擦速度換算式である.

表 3-1 共通する計算条件

Calculation condition	Fixed bed	Movable bed (without reflection wall)	Movable bed (with reflection wall)
Number of grids	52 × 2300		52 × 1300
Grid interval (m)	0.01		
Time interval (s)	0.001		
Calculation steps	40000	25000	32000
Actual simulation time (s)	40	25	32

表 3-2 各モデルにおける土砂移動モデルの条件

	Takahashi et al. (1999)	Takahashi et al. (2011)		
Grain size (mm)	-	U1	U2	U3
		0.560	0.279	0.189
Coefficient <i>a</i>	21.0	1.49	3.83	5.19
Coefficient <i>b</i>	0.012	6.46×10^{-5}	3.59×10^{-5}	0.57×10^{-5}
Settling velocity (m/s)	0.03	0.0677	0.0374	0.0234
Manning's roughness coefficient	0.015 (sand bed and slope section) 0.0 (flat section)	0.0131	0.0118	0.0112
Critical friction velocity (m/s)	0.01314	0.0213	0.0150	0.0116

3.3.2 水位および流速の再現計算

観測点5点（ゲートから1.0m, 5.0m, 6.0m, 10.0m, 14.0m）における水位の測定結果（灰色）と計算結果（黒色）を示す。また、観測点5点（ゲートから1.0m, 5.0m, 6.0m, 10.0m, 14.0m）における流速の測定結果（灰色）と計算結果（黒色）を図3-1および図3-2に示す。水位においては、測定および計算結果は概ね一致していることが確認できた。流速においては、斜面上において到達時間に僅かな差がみられるが、変位量は概ね一致していることを確認した。また、表3-3に遡上到達距離の結果を示す。計算による水および砂の到達距離は、ともに実験値を上回り過大評価となることがあきらかになった。

表 3-3 水および土砂の遡上到達距離の比較

	Hydraulic experiment			Calculation		
	DW (m)	DS (m)	DS/DW (%)	DW (m)	DS (m)	DS/DW (%)
U1	15.0	12.8	85.3	17.0	16.5	97.1
U2		12.6	84.0		16.9	99.4
U3		14.4	96.0		17.0	100
M1		13.8	92.0		17.0	100
M2		14.2	94.7		17.0	100
M3		13.6	90.7		17.0	100

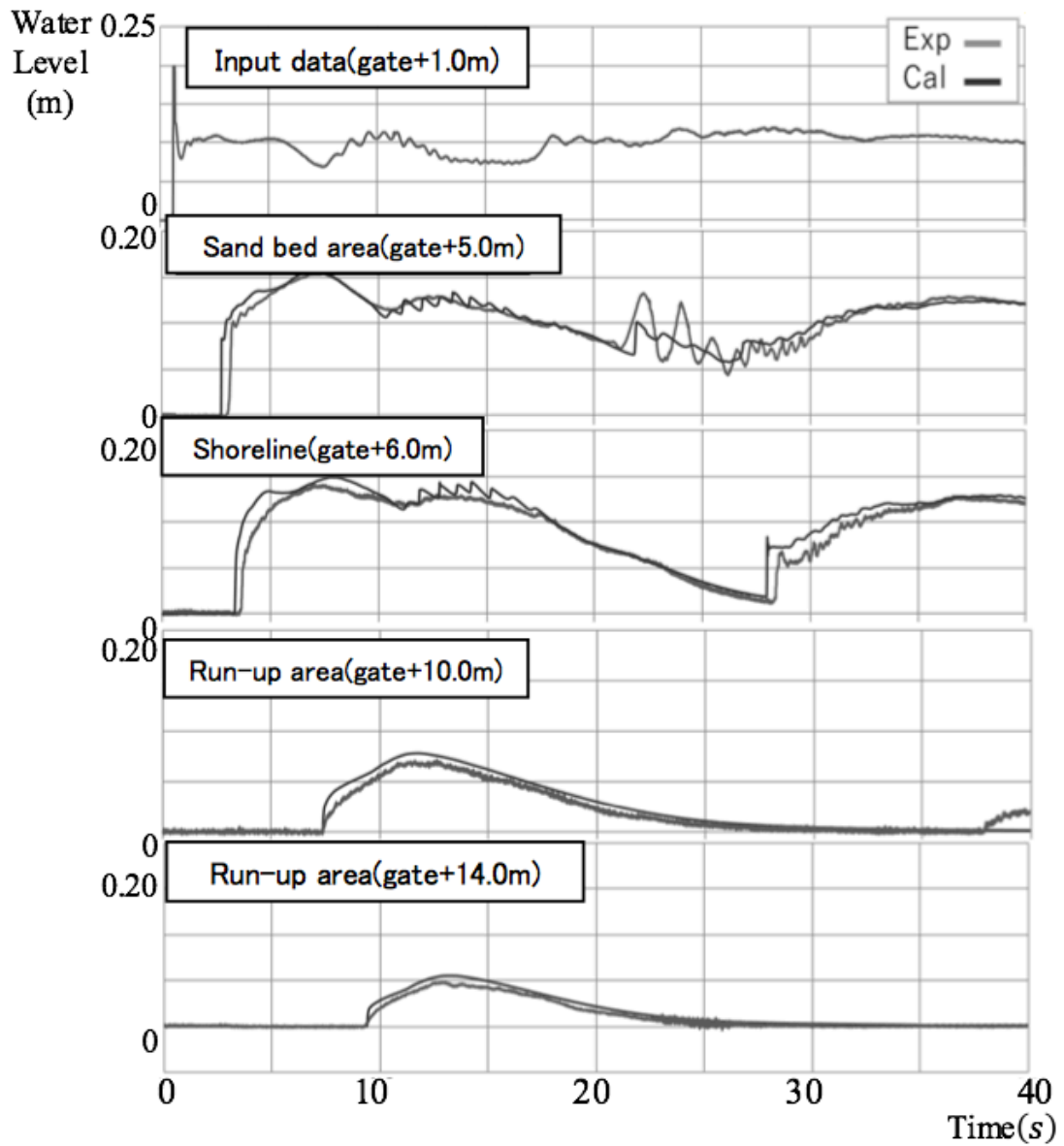


図 3-1 段波波高 25cm 単一波による水位の比較

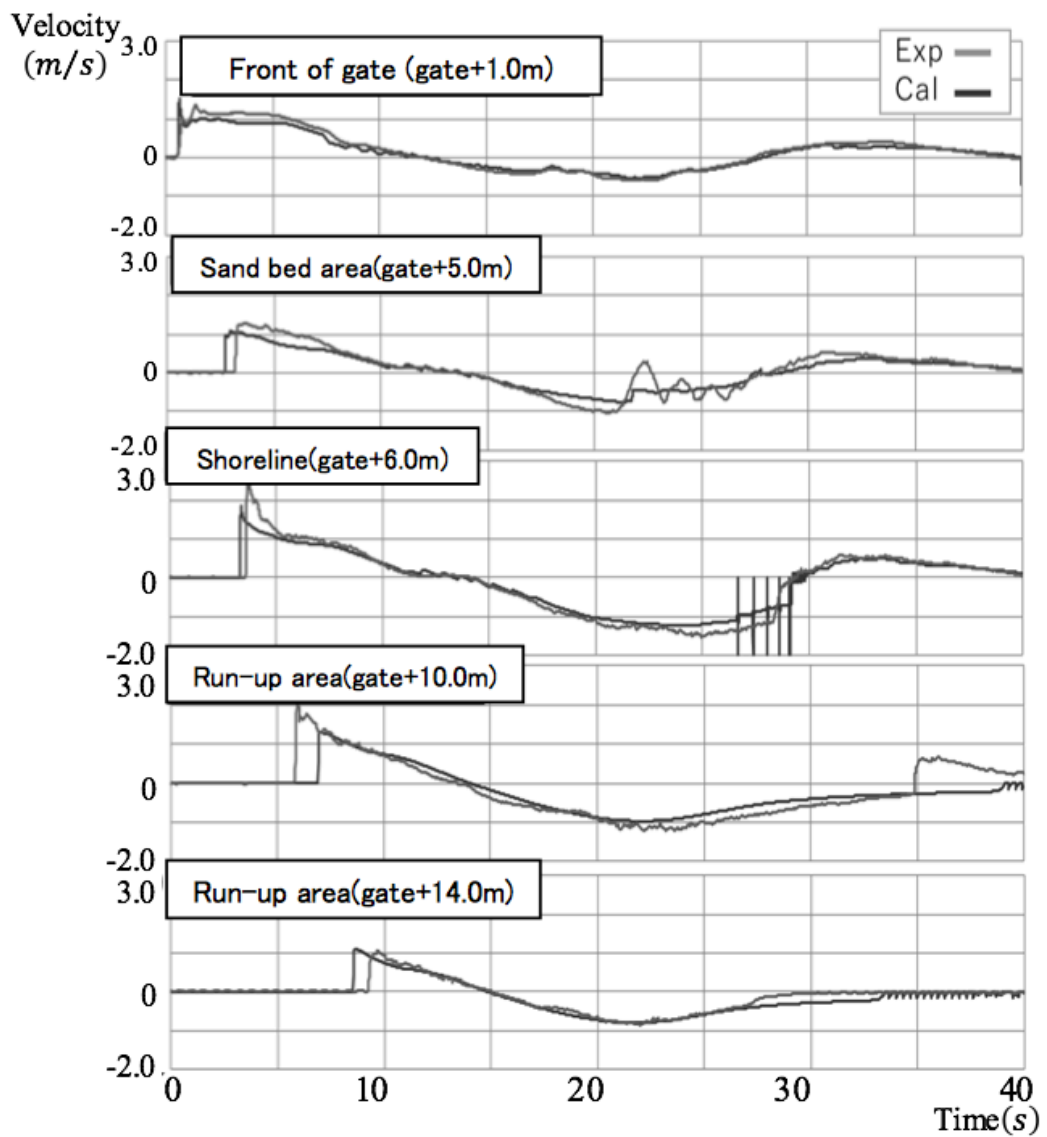


図 3-2 段波波高 25cm 単一波による流速の比較

3.3.3 数値計算における堆積砂量の分布

図 3-3 に各粒径 U1 から U3 における堆積砂量（灰色）と計算結果を示す。堆積砂量は総移動量および一致率共に 2011 モデル（黒色実線）が 1999 モデル（黒色点線）よりも高いことが明らかになった。しかし、2011 モデルは粒径が粗粒になると再現性が落ちることが確認できた。また、堆積砂量のピークが全体的に遡上先端側に偏る傾向があるが 2011 モデルにおいてやや改善されることが確認できた。一方、砂の到達位置において 1999 および 2011 モデル共に、実験値よりも過大評価となることが明らかになった。なお、両モデル共に汀線付近の堆積砂量が過小評価となっているが、実験水路において汀線の砂床区間側が戻り流れにより大きく洗掘され乱れが大きくなることが確認できており、流況に大きな影響を受ける地点であることを確認している。そのため、汀線付近の堆積砂量における再現性については今後検討が必要である。

図 3-4 に混合砂における堆積砂量（灰色）と計算結果を示す。どの混合比においても堆積砂量および一致率共に 2011 モデル（黒色実線）が高いことが確認できた。しかし、単一粒径砂と同様、堆積砂量が遡上先端側に偏ることおよび到達位置が過大評価になることが確認できた。

図 3-5 に遮水壁を設置したケースにおける堆積砂量（灰色）と計算結果を示す。堆積砂量および一致率ともに 2011 モデル（黒色実線）が高いことが確認できた。さらに、これまでのケースと比べ一致率や堆積砂量のピークの再現性の向上がみられた。これまでの単一粒径砂および混合砂のケースは戻り流れなし（遡上のみ）の条件であったことに対し、遮水壁のケースは戻り流れありの条件で実施している。このことから戻り流れを考慮した条件であれば、現行モデルでも再現性が高いことが確認できた。

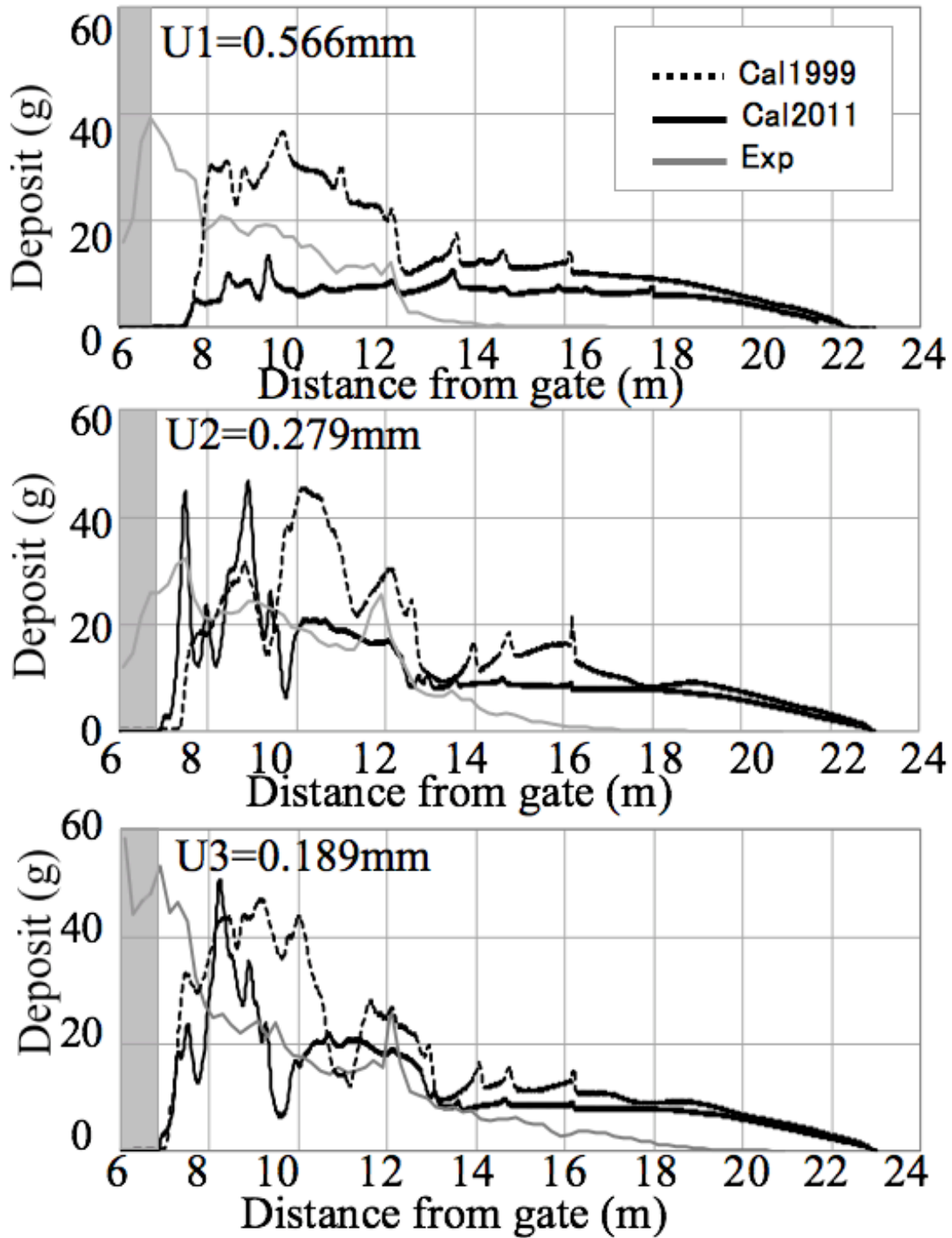


図 3-3 段波波高 25cm 単一波による単一砂の計算結果の比較

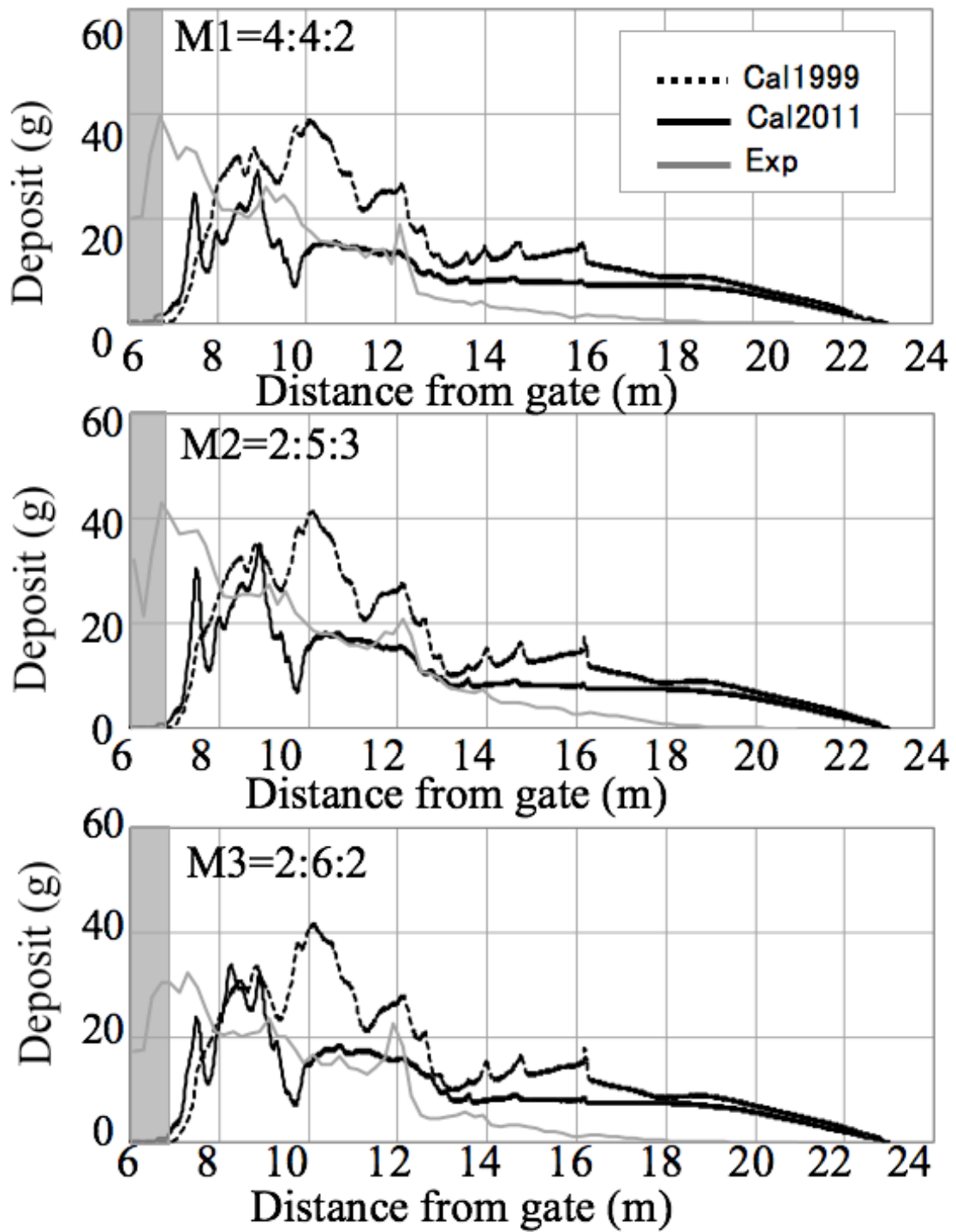


図 3-4 段波波高 25cm 単一波の混合砂の計算結果の比較

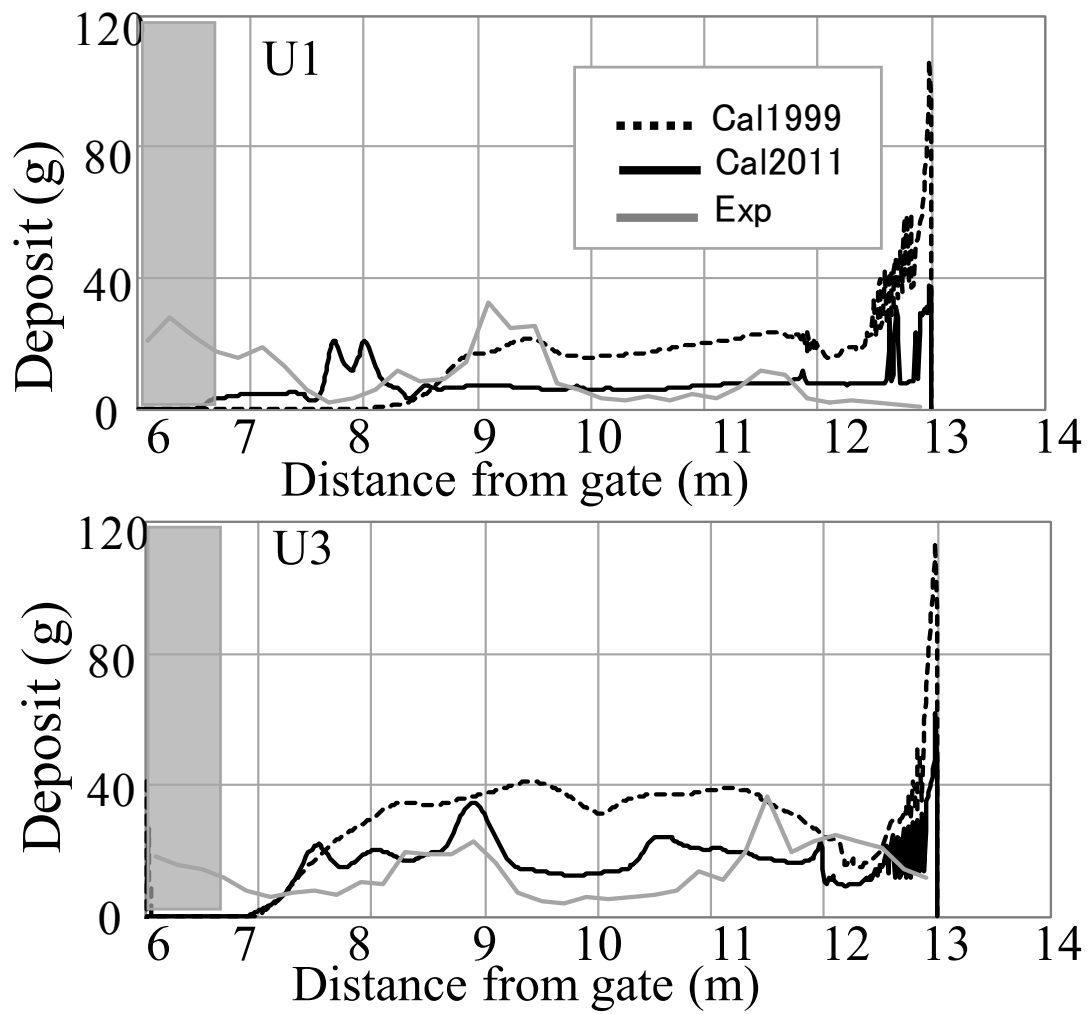


図 3-5 遮水壁（斜面中腹）における計算結果の比較

3.4 現行の土砂移動モデルの課題および再現性

3.4.1 土砂移動モデルの課題と特徴

今回の結果より2011モデルにおいて再現性が高いことが確認できた。しかし、汀線付近の過小評価、堆積砂量が遡上先端側に偏ることおよび到達位置が過大評価となってしまう課題が明らかになった。また、2011モデルにおいても粗粒径の移動量に課題が確認できた。前述した通り戻り流れありのケースにおいて再現性は高いが、自由遡上のような土砂の移動中の土砂の移動形態に課題があると考えられる。

原因としては3.3.3で上述したとおり、汀線付近における過小評価については実験装置での汀線付近の環境とモデルの再現可能な条件によって生じたものである可能性が挙げられる。実験において汀線付近は移動床と固定床の切り替え点のため、激しい洗掘による乱れが生じており、多くの堆積物が堆積する環境となった。しかし、現行モデルにおいては洗掘による激しい乱れの再現ができないため、汀線における再現が困難であることが考えられ、汀線付近の再現性を確認するには、汀線が切り替え点でない場合については今後検討が必要である。遡上先端付近における堆積砂量の過大評価についても、現行モデルが平均浮遊砂濃度を用いていることが挙げられる。平均浮遊砂濃度を用いて計算をすると先端付近では、浮遊砂量が実際の量よりも多く含まれるため堆積砂量が過大評価に繋がったと考えられる。

しかし、今回の検証によって現行モデルで比較的平衡に流入している斜面中腹付近においては再現性が高いことが確認できた。また、遮水壁を用いたケースにおいても同様の傾向が見られることから、次章における数値実験でも斜面中腹の再現を対象とする。

3.4.2 土砂移動モデルの課題解決策の提案

土砂移動において支配的な影響をおよぼす要因として浮遊砂濃度、シールズ数、流砂の運動方程式における係数（掃流砂・交換砂）、沈降速度などが挙げられるが、現行モデルにおいて流砂の運動方程式における係数や沈降速度についてはすでに考慮している。再現精度向上策として掃流砂層と浮遊砂層の境界付近の浮遊砂濃度の取り扱いが挙げられる。現行モデルにおいて境界層付近の浮遊砂濃度は、平均浮遊差濃度を用いて計算を実施している。平衡な流況の条件下

であれば、現行モデルのように平均浮遊砂濃度を用いた計算で再現性は確保できるが、津波のような非平衡な流況の条件下では流速の変化によっては過小評価となるなど再現性に影響を及ぼす可能性が高い。このため、各地点およびステップごとの境界付近の浮遊砂濃度による改良を行うことでより改善が見込まれると考えられる。

境界付近の浮遊砂濃度を算出するため手法の一つとして板倉・岸の式(Itakura et al., 1980) が挙げられる。式の概要は以下に示す。

$$C_a = K(\alpha_* \cdot \frac{1}{\tau_*} \cdot \frac{\rho}{\sigma} \cdot \frac{u_*}{w_0} \cdot \Omega - 1), \quad (14)$$

$$\Omega = \frac{\tau_*}{B_*} \cdot \frac{\int_{a'}^{\infty} \xi \frac{1}{\sqrt{\pi}} \exp(-\xi^2) d\xi}{\int_{a'}^{\infty} \frac{1}{\sqrt{\pi}} \exp(-\xi^2) d\xi} + \frac{B_* \eta_0}{\tau_*} - 1, \quad (15)$$

$$\xi = \frac{\gamma'}{\sqrt{2}\sigma}, \quad (16)$$

$$a' = \frac{B_*}{\tau_*} - \frac{1}{\eta_0}, \quad (17)$$

u_* は限界摩擦速度、 C_a は掃流砂層と浮遊砂層境界付近の濃度、 ρ は水の密度、 γ' は揚力の変動成分を示す。 $K, \alpha_*, \sigma, B_*, \eta_0$ は、それぞれ係数である。これらの式を用いて得られる浮遊砂量と現行モデルにおける浮遊砂量から境界付近の浮遊砂濃度を求め、交換砂量式において使用することにより反映することが考えられる。

遡上先端付近の過大評価が、堆積砂量および到達共に大幅に改善されることが明らかになった。しかし、未だに到達位置の一致には課題が残ることから土砂移動における他の支配因子についても改善が必要である。

特に現行モデルではシールズ数を、マニング則によって算出しているが、津波のような非平衡な流況に対応できていない可能性が高いため、より高い圧力勾配下に多いても対応できるよう改良が必要である。

マニング則よりもより高い圧力勾配下に適応させるための改善手法の一つとして、log-wake則を用いて算出した摩擦速度を用いてシールズ数を計算する手法が挙げられる。その式の概要を以下に示す。

$$u_* = \frac{U}{\left\{ \left(\frac{1}{\kappa} \right) \cdot \ln \left(\frac{\delta}{k_s} \right) + A - \left(\frac{\delta}{h\kappa} \right) + \left(2 - \frac{\delta}{h} \right) \cdot \left(\frac{\Pi}{\kappa} \right) \right\}}, \quad (18)$$

U は鉛直平均流速、 δ は境界層厚、 k_s は相当粗度、 A は積分定数、 κ はカルマン定数、 Π はウェイクパラメータを示す。

この式を用いて摩擦速度によって求めたシールズ数を、掃流砂および交換砂の運動方程式において反映することにより改善が見込まれる。

3.5 結言

2章で実施した水理実験の実験データを用いて、現在汎用されている1999および2011モデルにおける数値実験を実施した。数値実験の結果、1999モデルと比べて、各粒径ごとに流砂の運動方程式の係数を変化させた2011モデルの方での再現性が高いことが明らかになった。特に中粒径(U2)や細粒径(U3)においては斜面中腹において高い再現性を示す一方、粗粒径(U1)の移動量においては斜面中腹での再現性が他の粒径と比べて低いことが確認できた。今回の再現計算において、遡上先端付近における堆積砂量や遡上距離が過大評価となることが明らかになった。しかし、戻り流れを考慮した場合であれば現行モデルでも高い精度で再現が可能であることが確認できた。

本章における検証において、現行モデルは中腹付近を対象とした場合であれば、概ね再現性が確保できていることが確認できた。今後の検討要因として、板倉・岸式による浮遊砂層および掃流砂層境界付近における浮遊砂濃度の導入による課題解決策を提案した。

4. 津波堆積物より津波波源を推定するモデルの開発のための数値実験

4.1 緒言

津波による被害の想定や防災の分野において、津波の規模や波源の推定は非常に重要である。これまでさまざまな観測データを用いて過去の津波の波源推定を実施する研究が行われてきている。

Satake(1987)では、観測された波高データから津波断層パラメータを逆解析によって明らかにする津波インバージョンという手法を提案している。これらの手法は様々な観測データなどに応用され、最近ではこれらの手法が津波の即時予測に活用法が提案されている。安田ら(2006)ではGPS波浪計による津波の水位変動の時系列データを用いたリアルタイム津波波源推定法を提案しており、仮想波源によって発生させた津波で数値実験を実施している。同じくGPS波浪計を用いた高川ら(2012)は、源推定に用いる破壊伝播速度や時間的・空間的平滑化係数などのモデルを規定するハイパーパラメータの検討を行っており、波源推定の精度の向上に繋がっている。Tsushima et al. (2009)は、検潮所や海底圧力計の測定データを用いて逆解析から波源推定を行う手法をしており、時系列データを元にリアルタイムに波源だけでなく到達する津波規模を更新することが可能な手法として注目されている。また、藤ら(2013)では、海洋レーダーにより視線方向流速から津波高や波源推定する手法が提案されている。

これらの観測データを用いた波源推定手法は今後の防災分野においては非常に有意義である。しかし、既往津波の波源推定においては詳細な観測データが残っている巨大地震津波は少なく、これらの手法における分析で、規模や波源の推定は困難であると言える。

既往津波の規模や被害状況を知る手段として古文書などの歴史的記録やそれらの記録から導き出される浸水域を活用する手法が挙げられる。また、沿岸の津波堆積物の分布や構造を相対的に比較し、規模を推定する手法はこれまで多く行われてきたが、2章で上述した通り堆積物の形成メカニズムを始め、多くの不確定な要素により定量的な規模の推定や波源の特定には至っていない。過去の地形や堆積物の経年変化の過程が不明確であることも大きな課題ではあるが、現在の津波堆積物から土砂移動モデルによって津波外力をどこまで推定できるかに関する検証は行われていないため、再現性の検証は重要である。

本研究では、これまで2章では、様々な外力条件における津波堆積物の形成メ

カニズムを明らかにするため水理実験の実施および結果の考察，3章では2章の実験結果を踏まえ現行の土砂移動モデルの再現性確認と課題の抽出を行ってきた。その結果，局所的な洗掘や遮水壁による激しい乱れが生じた地点および遡上先端付近以外においては，現行モデルでも再現が可能であることが確認できている。

そこで本章では，津波堆積物から津波外力を推定するモデルの開発を行うため，現行モデルによる模擬的な地形において仮想的な津波（模擬津波）を発生させ，陸域に堆積した堆積物より津波外力を推定する数値実験を実施する。陸域の堆積物を対象とする上で，実際の堆積物調査で重要とする汀線からの距離や堆積物の構成（砂量および分布など）に着目しデータをまとめ，その結果を外力推定に活用できるかを検証する。また，その結果から，現行モデルの課題について検討する。

4.2 模擬津波および模擬地形における陸域津波堆積物形成の数値実験

4.2.1 模擬地形における津波堆積物形成の数値実験概要

本章にて実施する数値実験は模擬津波と外力変化による陸域への堆積物形成に関するものである。

数値実験は、外力それぞれが堆積物へどのように影響するかを明らかにするため、模擬的な地形を用いて実施する。図 4-1 で示す大領域（海域）は、断層を配置し津波を発生させる領域とする。図 4-2 に示す小領域（海域および陸域）は、津波によって陸域に堆積物形成させる領域とする。大領域の断層によって発生した津波の水位変動のデータを領域東端（●地点）において計測する。一定の勾配による模擬的な海底地形であること、小領域が大領域と比較してかなり小さい領域であることから、小領域の境界条件として西端側に強制入力する。計算領域はすべて移動床とした。底面構成する砂は 2 章の水理実験において使用中粒径の砂において実施する。小領域は、津波が来襲する海域側と堆積物が形成される陸域側で形成され、実地形に近づけるため海域および陸域斜面の勾配を変化させたケースと、地形や構造物の影響を調べるため陸域に構造物を設置した場合についても実施する。勾配が異なることから汀線（図中 SL）の位置がおよび陸域距離（ L_{land} ）および海域の距離（ L_{sea} ）は、条件によって設定する。それぞれの設定値は、4.2.3 で述べる。小領域では各条件における水位・流速・堆積砂量（変位量）を計測する。

堆積物の分布および堆積砂量などから特徴点を抽出し、津波を発生させた断層の推定が可能かを検討する。

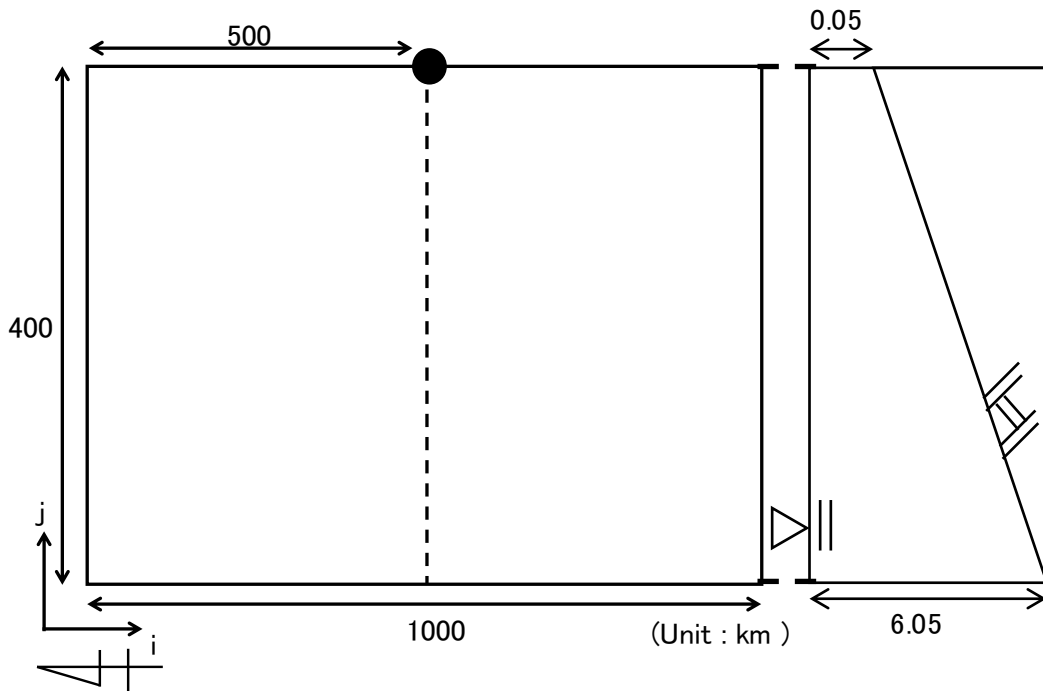


図 4-1 計算領域概要 (大領域：海域)

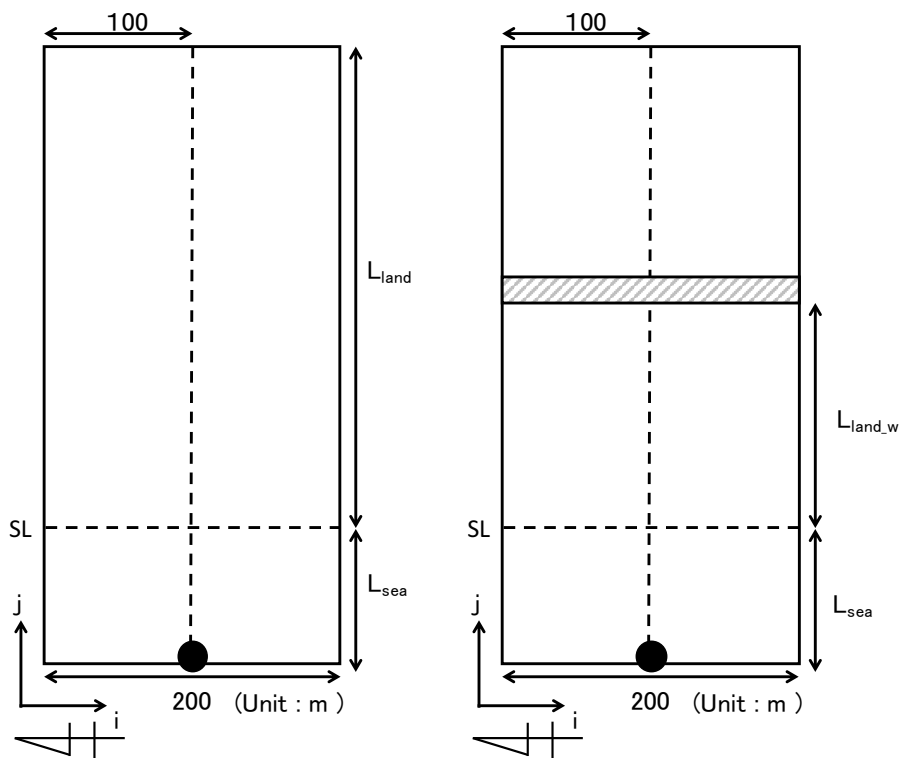


図 4-2 計算領域概要 (小領域：海域および陸域)

4.2.2 模擬津波条件の設定

日本近海で発生する最大規模の津波として内閣府(2012a, 2012b)では、モーメントマグニチュード M_w は 9.1 とされている。地震マグニチュード M_o は、次式によって求めることができる。

$$\text{Log } M_o = 1.5 M_w + 9.1 \quad (19)$$

断層の面積 S は、次式によって求める。

$$S = 1.48 \times 10^{-10} \times M_o^{2/3} \quad (20)$$

また、地震マグニチュード M_o および面積 S との関係式が与えられている。

$$M_o = \mu \times D \times S \quad (21)$$

本研究で使用するすべり量 D は、前式を D について変形した次式によって求める。

$$D = \frac{M_o}{\mu \times S} \quad (22)$$

μ は剛性率であり、

$$\mu = \rho \times V_s^2 \quad (23)$$

で求めることができ、 ρ は密度で 2.8 g/cm^3 とし、 V_s は S 波速度であり 3.82 m/s で計算されている。しかし本研究では、地震調査推進本部 (2017a, 2017b) による津波レシピでは、日本周辺のプレート境界における媒質の剛性率を、断層面全体の深さ 20km を基準に 3 つに分類している。本研究で使用する断層面は、断層面全体が深さ 20km 以浅と以深にまたがって存在する場合に適用される $5.0 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ を採用する。

なお、内閣府 (2012a, 2012b) では小断層群の総面積は $10,867 \text{ km}^2$ 、断層長

L の最大値を 770km としており、これらを元に計算すると内閣府が想定している断層パラメータは表 4-1 のような結果となる。

これらを参考に本研究で使用する模擬津波の断層モデルを検討する。最大級規模の Mw9.1 の断層幅(L)を 700km とし、図 4-3 で示すように模擬津波の波源断層は、海域の中央に配置する。海域において南北方向に断層を設定し、断層長は最大で 700km 最小で 140km とする。断層幅(W)の設定は、断層長最小 ($L_{\min}=140\text{km}$) の場合、 $W = L/2$ の条件を満たすものとし一律 70km とした。また、すべり量 D についても式(22)を用いて算出した一律 23.0 m とし、断層長のみ規模を変化させるため 140, 280, 420, 560, 700km の 5 種類を設定する。また、断層長 700km 以外は北端寄りから南端寄りに位置を変化させて設置した場合についても検討する。断層の配置および条件については図 4-3(a)~(e)および表 4-1 に示す。

プレート境界の低角逆断層を想定し、傾斜角 δ を 25 度、すべり角 λ は 90 度とし、計算領域の西端にプレート境界があると仮定して走向角 θ は 0 度とした。また断層上端の深さ H_s は 5km とする。また、地盤変位量は Mansinha and Smylie(1971)の方法を用いて算出する。図 4-4 (a)~(e)にてその地盤変位量および領域内における変位量の最大値最小値を示す。

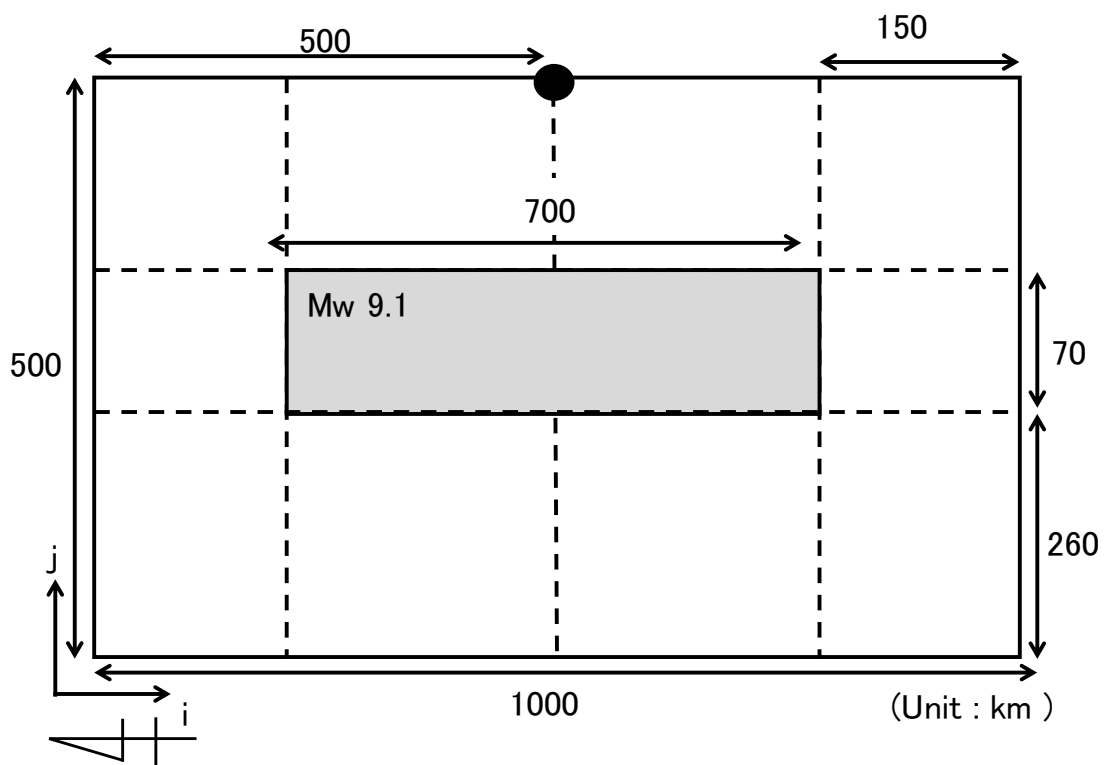
また、図 4-3(f)および(g)に示すように、本研究では規模や断層の位置だけでなく、断層長 L や断層幅 W による影響を調べるため、断層長 L を 280km に固定し断層幅 W を変化させたケース(図 4-3(f))と、断層幅 W を 105km に固定し、断層長 L を変化させたケース(図 4-3(g))を実施している。また、すべり量 D による変化を調べるため、図 4-3 (b) で示した Mw9.0_b の断層(中央)において、すべり量 D が 23m, 15m, 10m と変化させたケースを実施した。図 4-4 (f)~(h)にてその地盤変位量および領域内における変位量の最大値最小値を示す。

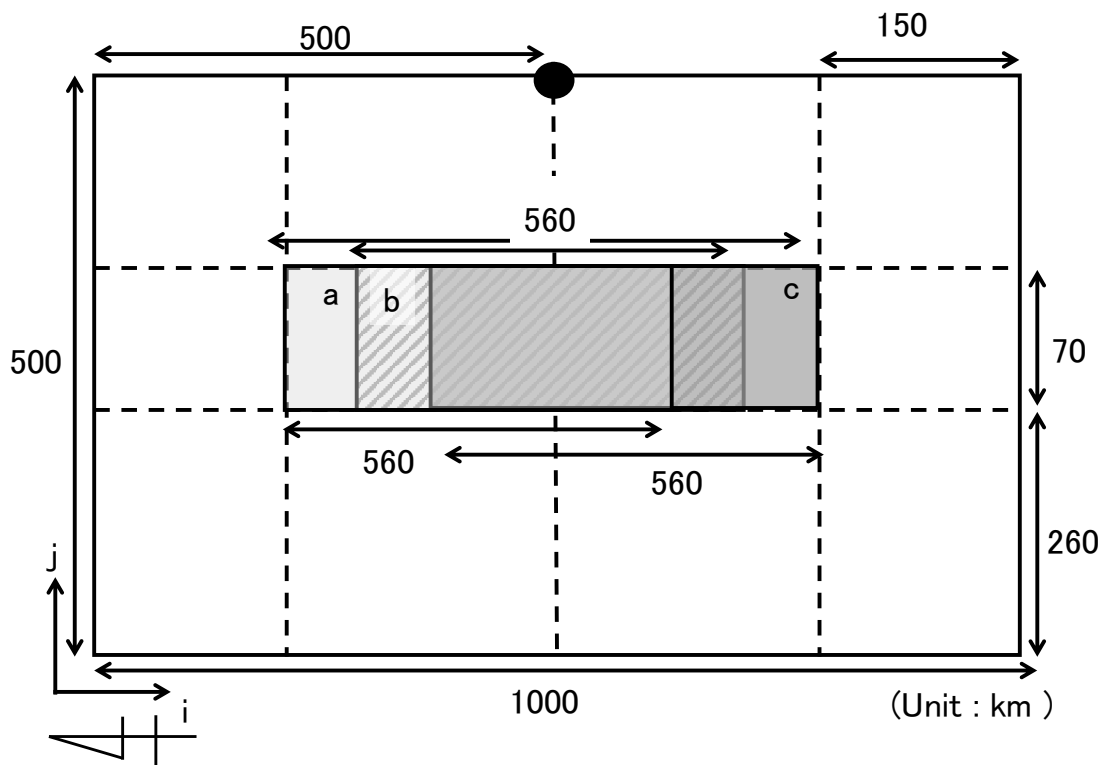
なお、Mw 8.7 以下の規模については、予備実験の結果発生した津波によって陸域の測定点において有意な堆積物 (1cm 以上) が得られなかったため、本研究においては検討しないものとする。

表 4-2 には、本研究における断層の規模に対する地震モーメント、断層長および断層幅、さらに各条件のケース数を示す。

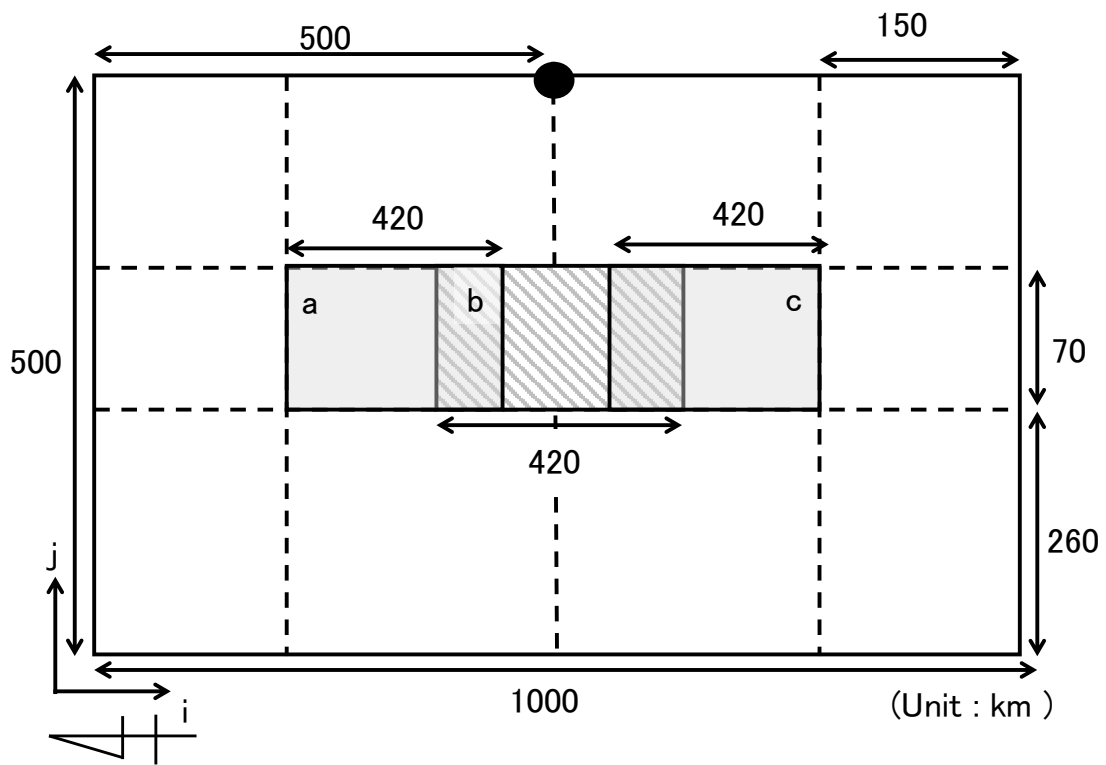
表 4-1 各地震規模における地震モーメント，断層総面積および断層長

Mw	Mo	S (m ²)	L (m)
9.1	5.62×10^{22}	2.17×10^5	750
9.0	3.98×10^{22}	1.73×10^5	650
8.8	1.99×10^{22}	1.09×10^5	550
8.6	1.00×10^{22}	6.78×10^4	450
8.4	5.01×10^{21}	4.33×10^4	300

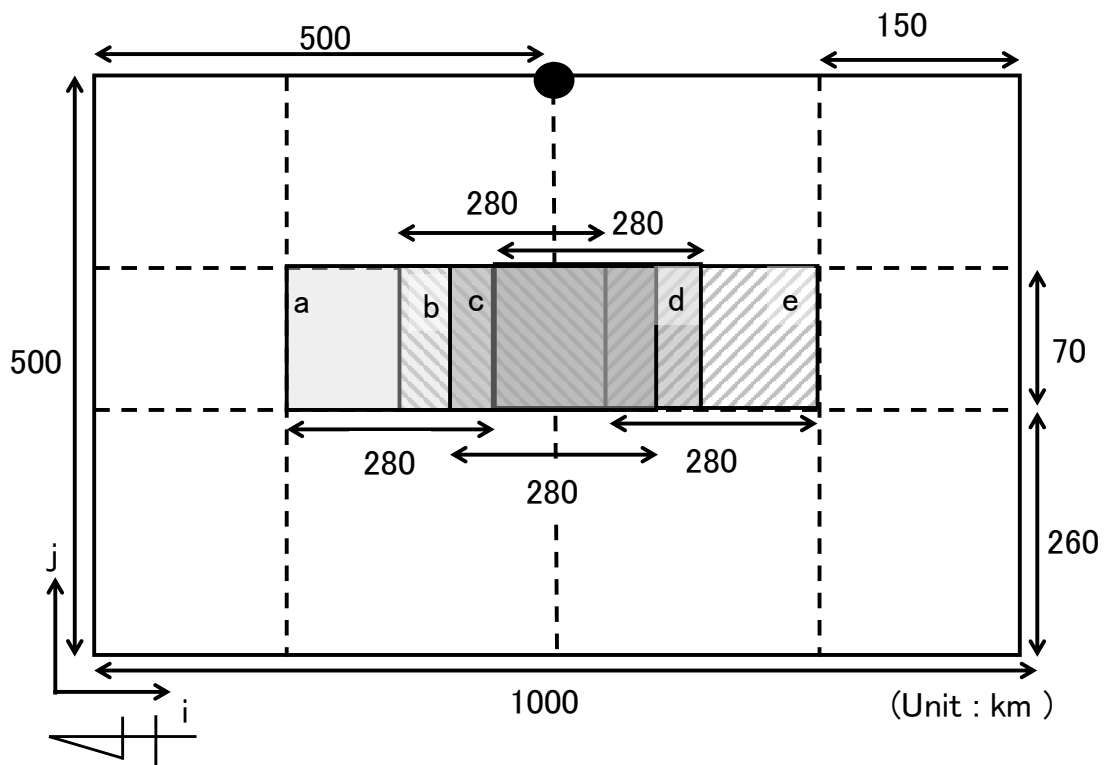




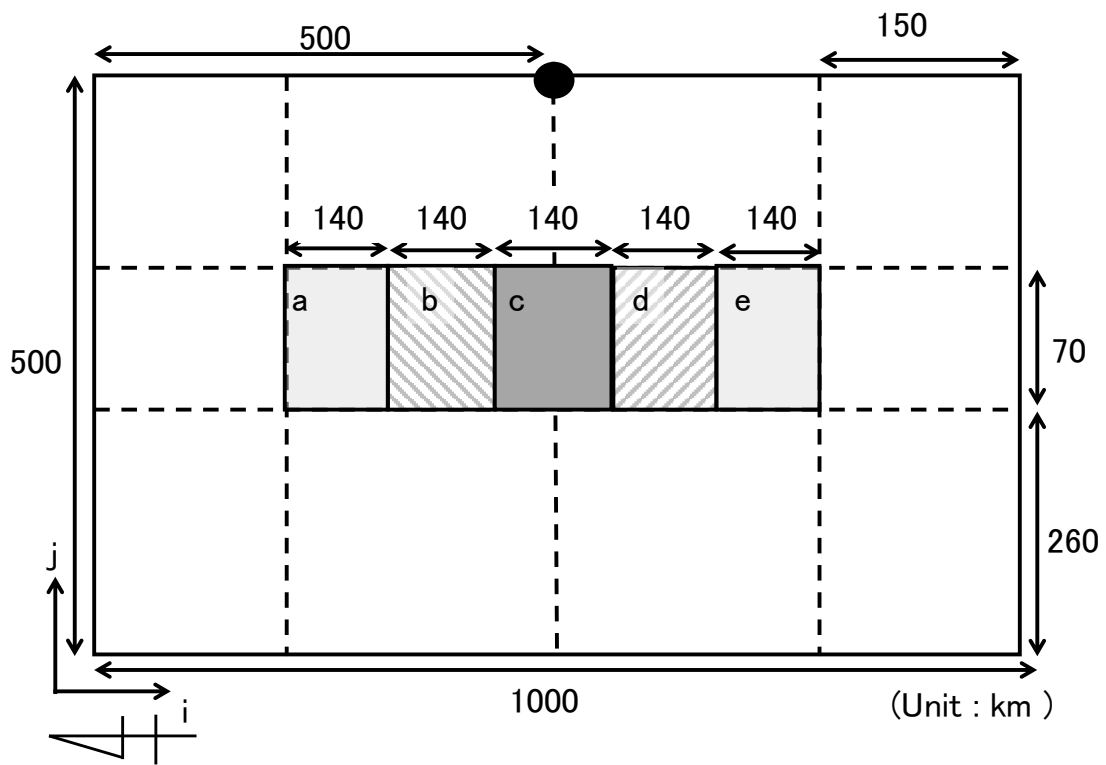
(b) Mw9.0



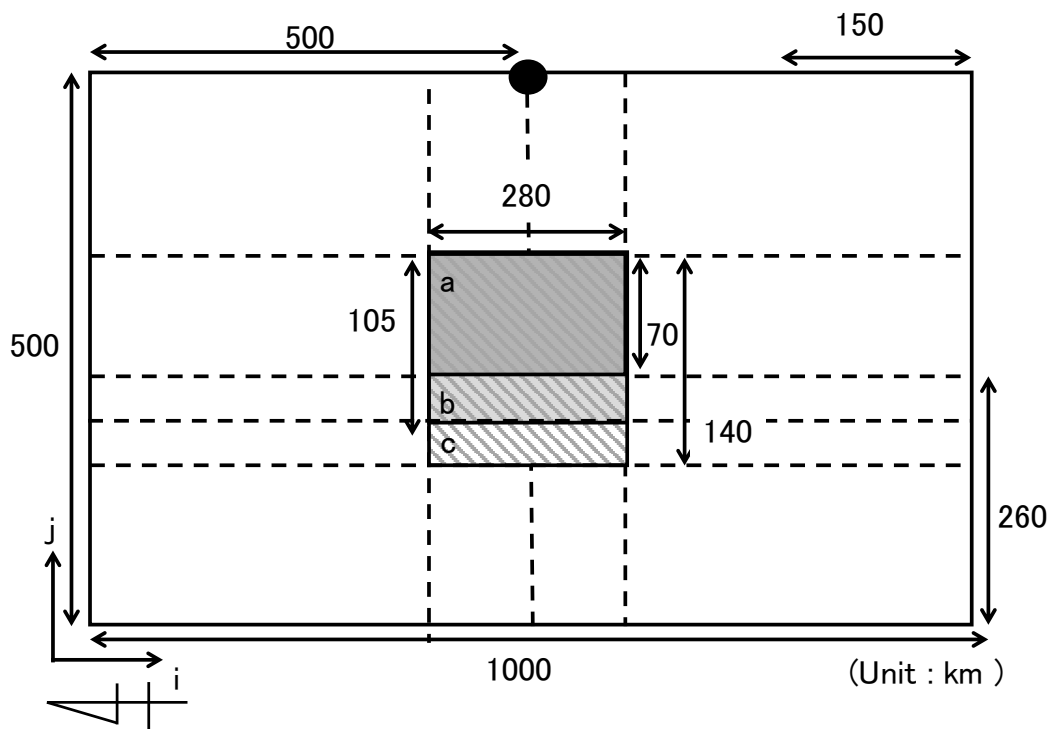
(c) Mw8.9



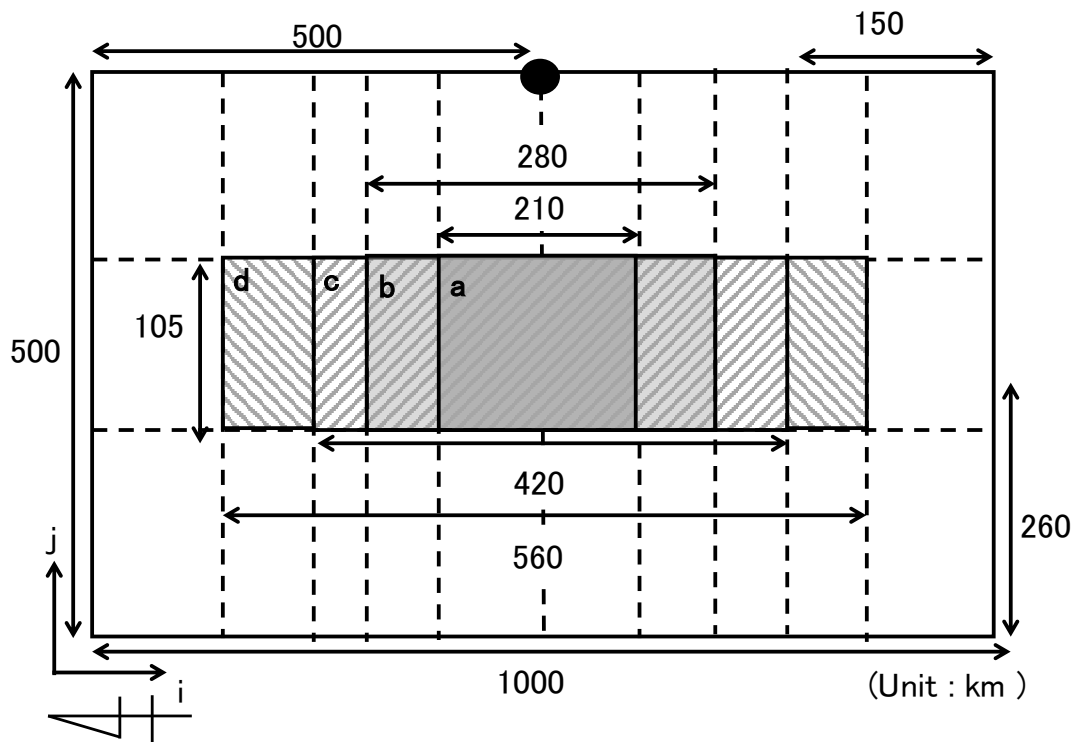
(d) Mw8.8



(e) Mw8.7

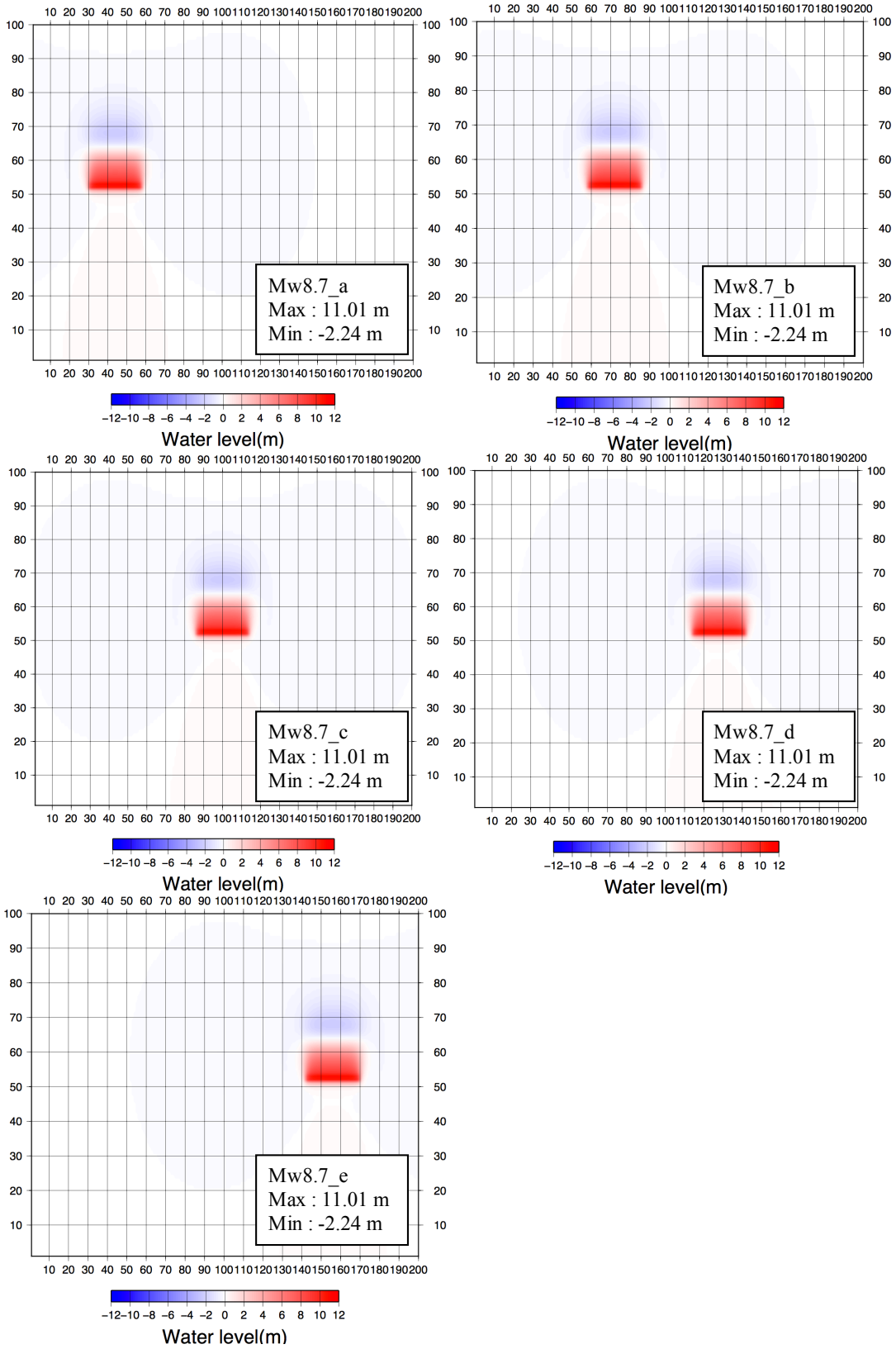


(f) 断層幅 W 変化

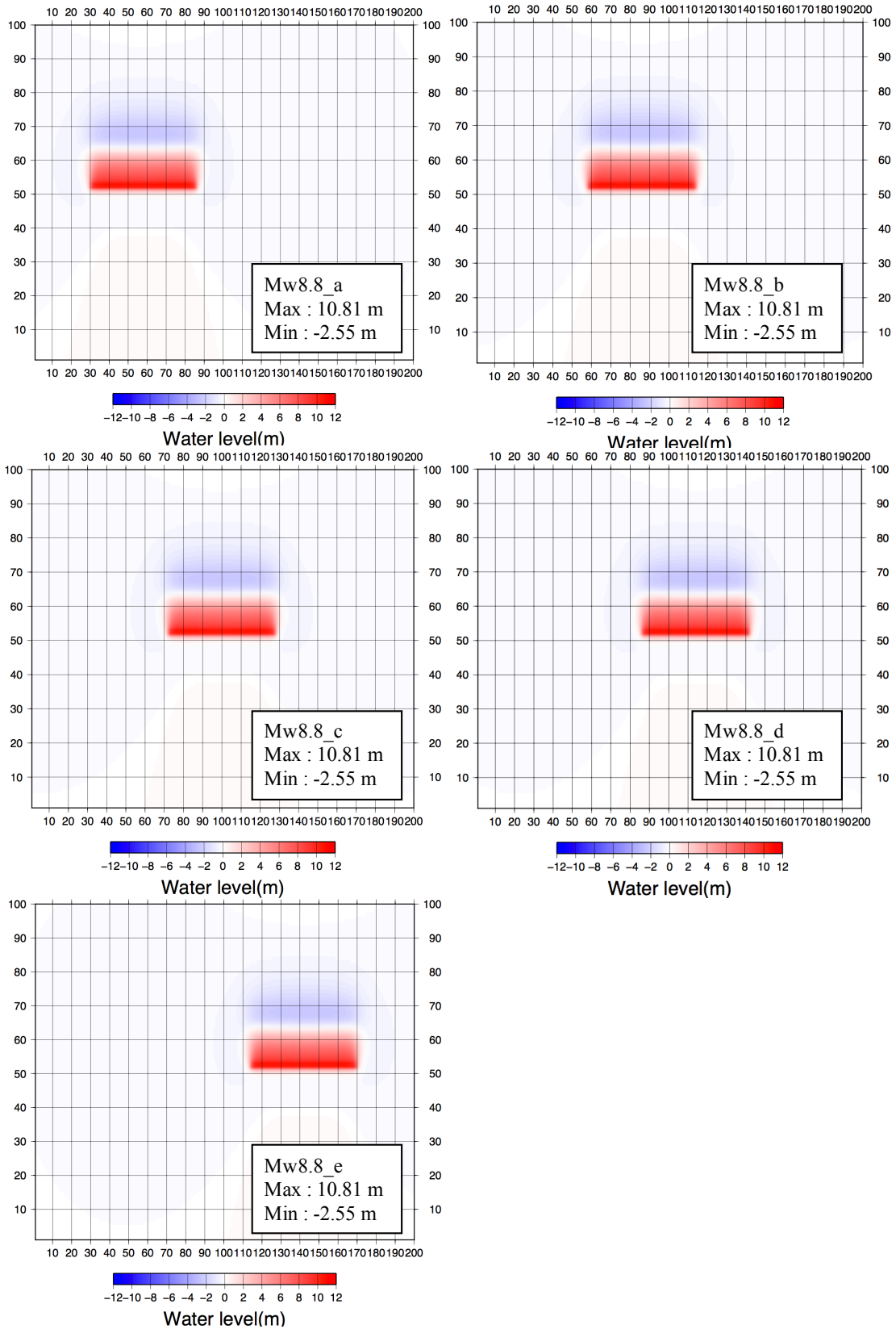


(g) 断層長 L 変化

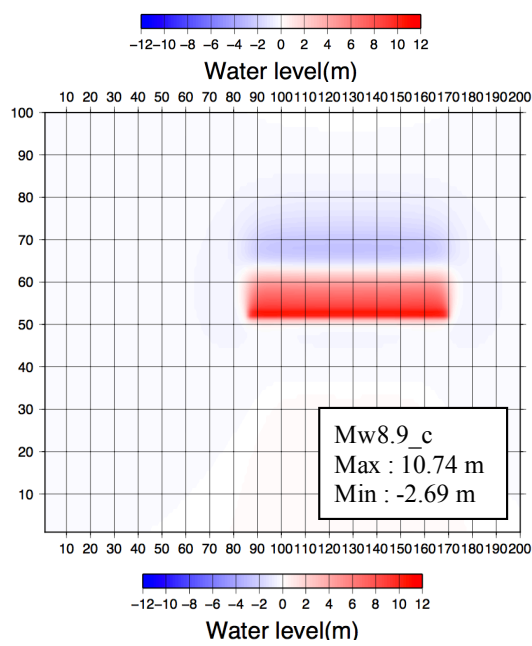
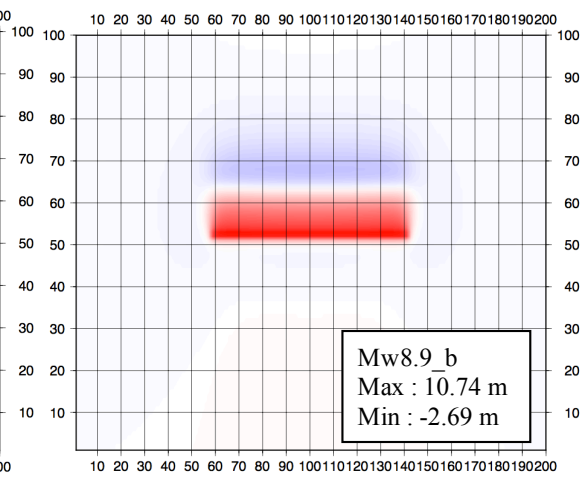
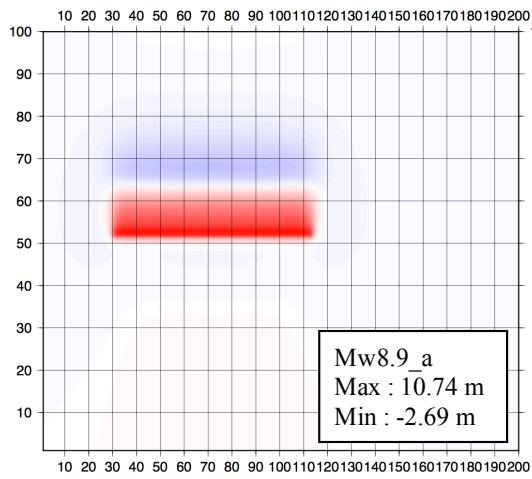
図 4-3 断層配置図



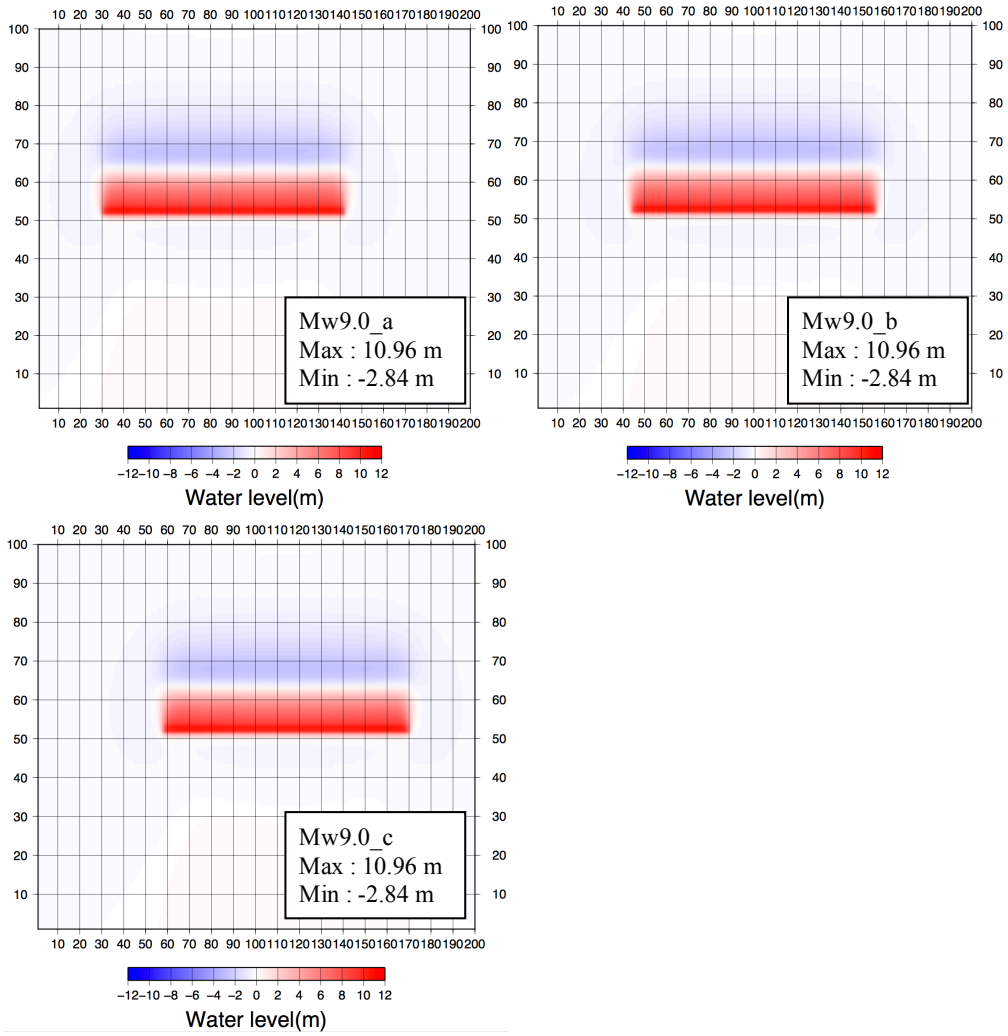
(a) Mw 8.7



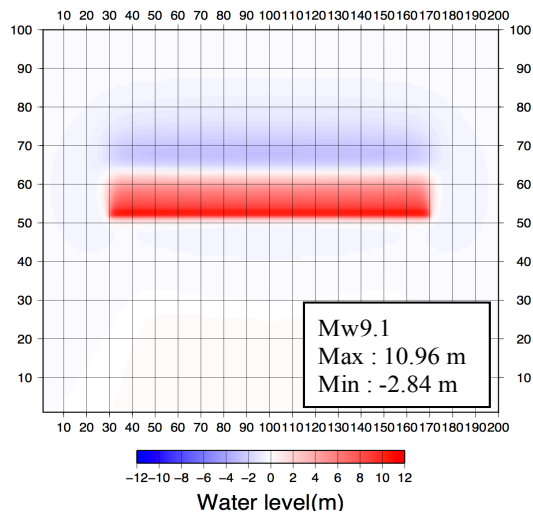
(b) Mw 8.8



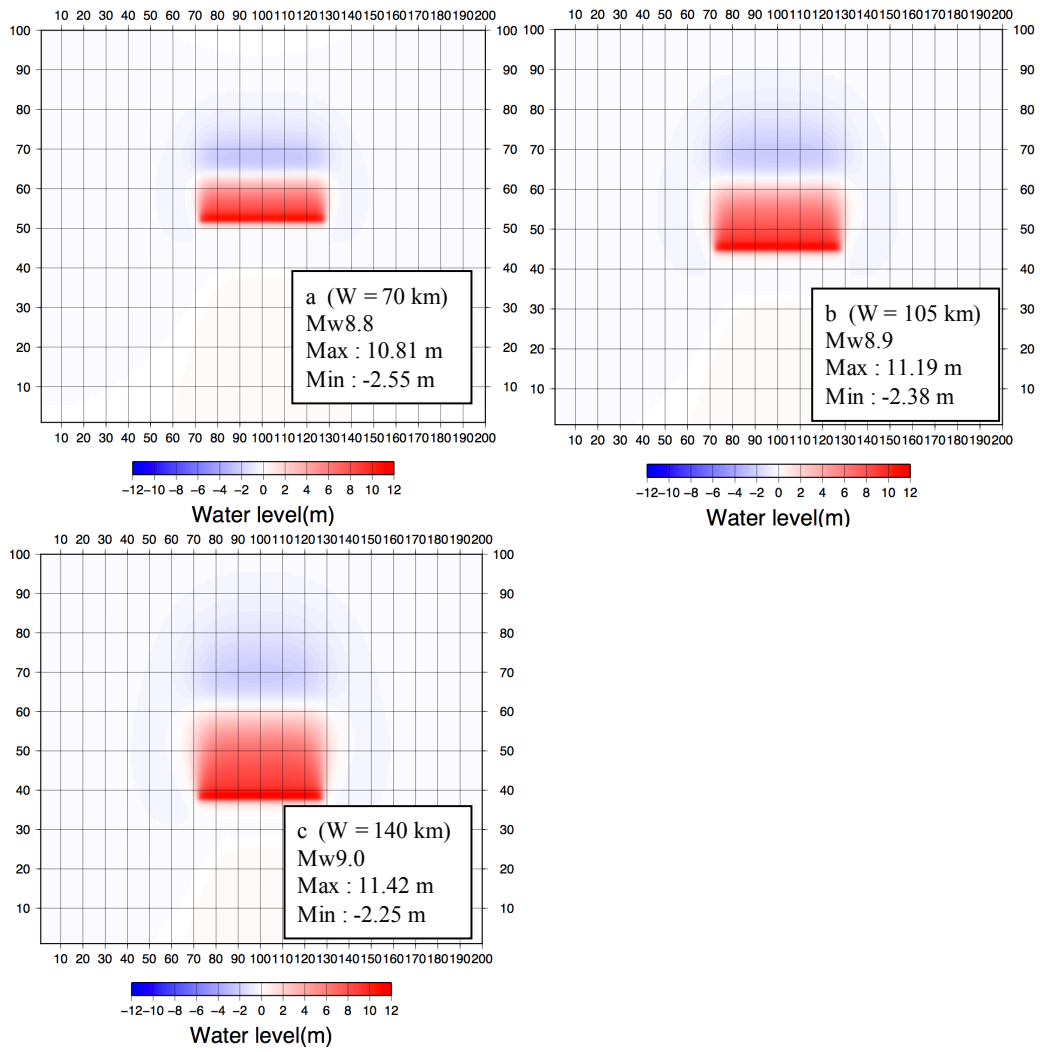
(c) Mw 8.9



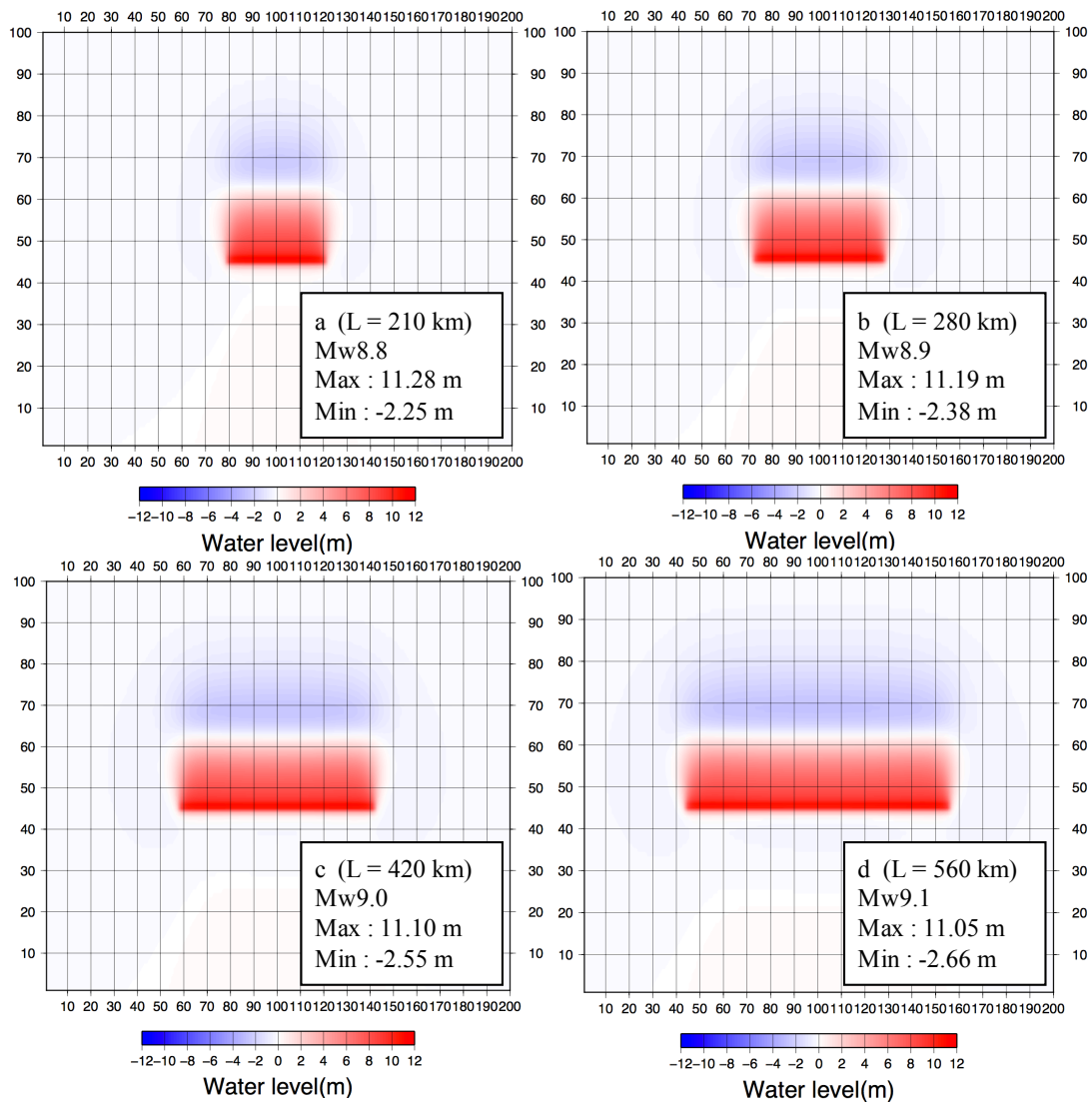
(d) Mw9.0



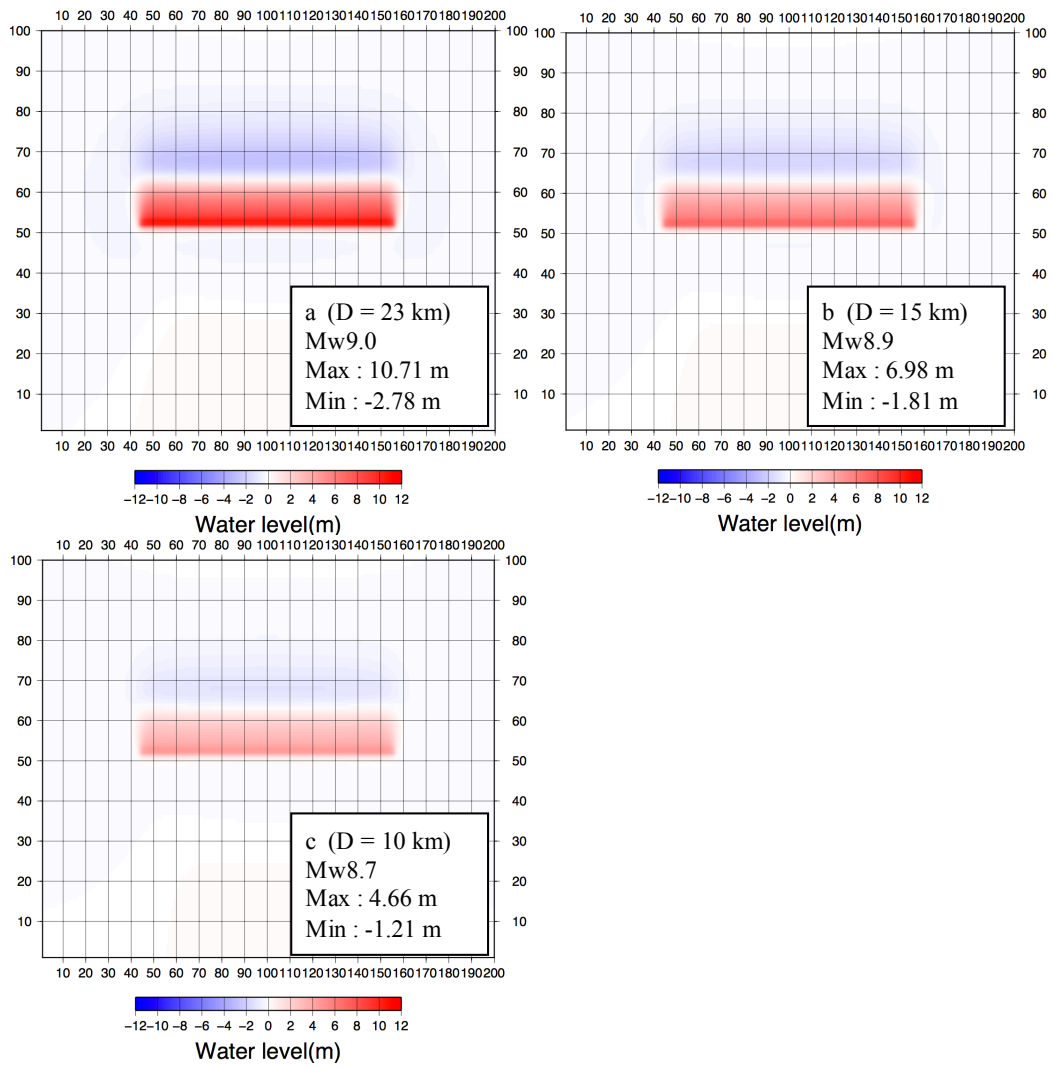
(e) Mw 9.1



(f) 断層幅 W 変化



(g) 断層長 L 変化



(h) すべり量 D 変化

図 4-4 各断層規模における地盤変位量

表 4-2 本研究における断層の規模に対する地震モーメント，
断層長および断層幅

Mw	Mo (N·m)	L (m)	W (m)	Number of cases
9.1	5.64×10^{22}	700	70	1
9.0	4.51×10^{22}	560		3
8.9	3.38×10^{22}	420		3
8.8	2.25×10^{22}	280		5
8.7	1.13×10^{22}	140		5

4.2.3 大領域および小領域における地形条件の設定と計算条件

本件研究における数値実験には、津波堆積物による津波外力推定の精度を調べることを目的としているため、地形条件は模擬的な仮想地形とした。陸域では勾配が急な場合と緩やかな場合の2種類を設定した。

大領域（海域）の断層部は水深 6050m とし、断層東端から計算領域東端にかけ勾配は、太平洋側の海溝付近の地形を参考に 1/40 とした。計算領域東端の水深は 50m とし、計算領域において十分な水深があるため、大領域は線形浅水方程式を用いて計算をする。格子間隔は 5000m、計算間隔は CFL 条件より 10 s とした。なお、計算時間は、第 1 波が発生し領域内において波の影響がなくなる 3 時間（10800s）として実施する。

小領域は海域と陸域から構成されており、陸域の地形は海岸付近に丘陵または山間地に近い地形および海岸から内陸まで比較的平坦な平野を想定し 3 種類設定した。高知や静岡（焼津）や宮城（石巻）などを想定した 1/200、宮城（気仙沼）などを想定した 1/600、宮城（仙台平野）や神奈川（沼津）や静岡（浜松）などを想定した 1/1000 の 3 種類とした。小領域の海域は陸域と同じ勾配だけでなく、その他の勾配と組み合わせて実施する。例えば、陸域が 1/200 の場合、海域は 1/200 だけでなく 1/600 および 1/1000 のケースも実施する。また、計算領域全域を移動床とする。大領域に比べ小領域が十分小さいこと、また海域が一様な勾配であることから、平行に波が侵入するものと仮定した。境界条件は、小領域の西端($j=1$)から水位データとして入力する。小領域の西端（海域）の水深は、大領域と一致させ 50m とし、陸域は予備実験の結果各条件における最大規模の Mw 9.1 の津波を発生させた場合の遡上先端位置までとする。格子間隔は 10m、計算間隔は CFL 条件より 0.2 s とした。なお、計算時間は、境界条件の再現時間同様 3 時間とする。計算条件まとめたものを表 4-3 に示す。さらに、構造物の影響を調べるため、津波が来襲する陸域遡上斜面上に構造物を設置するケースを実施する。構造物の設置箇所は、どの勾配であっても汀線からの距離が等距離となるように設置する。設置箇所は、内陸の構造物および山体斜面に津波が反射することを想定し、汀線から 2250m 地点とした。小領域における海域・陸域の地形条件および計算領域は図 4-2 および表 4-4 に示す。表 4-4 中の L_{sea} および L_{land} は、それぞれ小領域の海域の長さおよび陸域の長さを示す。 W は構造物 (Wall) を設置したケースを示す。小領域は非線形浅水方程式を用いて計算をする。

陸域の測定点は汀線からの距離で統一し、汀線および汀線から 500m, 1000m, 1500m, 2000m, 2500m, 3000m とする。各地点における水位および流速、堆積砂量を出力する。また、各条件における津波の遡上先端位置の出力を行う。なお、計算に使用する砂は、第 3 章において実験値と計算結果が良好であった中粒径の砂を使用する。

表 4-3 大領域および小領域の計算条件

Calculation condition	Large area (sea)	Small area (sea and land)
Number of grids	200 × 100	20 × (L _{sea} + L _{land})
Grid interval (m)	5000	10
Time interval (s)	10	0.2
Calculation steps	1080	54000
Actual simulation time (s)	10800	10800

表 4-4 小領域における海域・陸域の地形条件および計算領域
(W：構造物を設置したケース)

	Sea area	Land area	L _{sea} (m)	L _{land} (m)
1	1/200		10000	6000
2	1/600		29420	5580
3	1/1000		50000	5000
4	1/200	1/200W	10000	2250
5	1/600	1/600W	29420	2250
6	1/1000	1/1000W	50000	2250
7	1/600	1/200	29420	4580
8	1/1000	1/200	50000	6000
9	1/200	1/600	10000	10000
10	1/1000	1/600	50000	6000
11	1/200	1/1000	10000	10000
12	1/600	1/1000	29420	10580

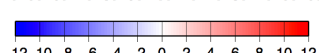
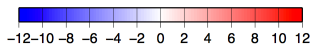
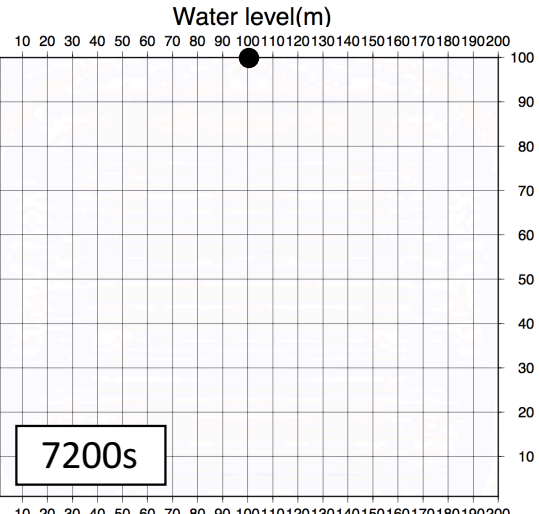
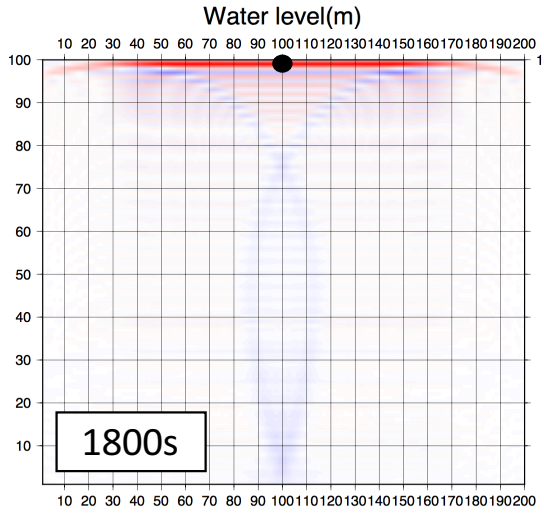
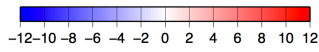
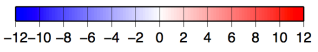
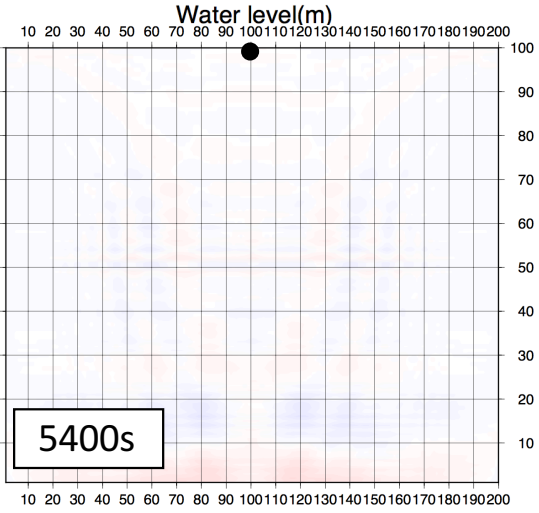
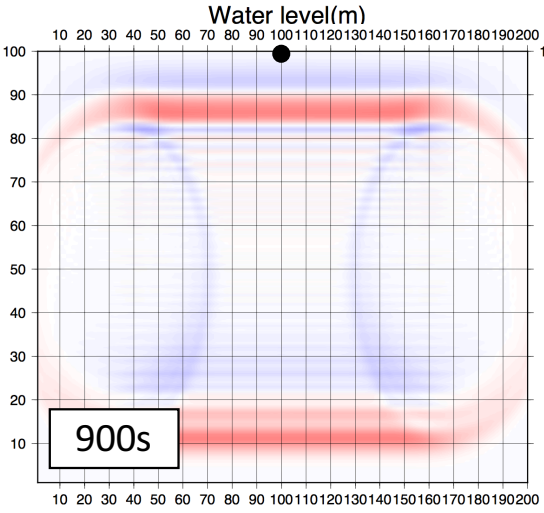
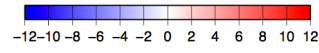
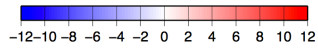
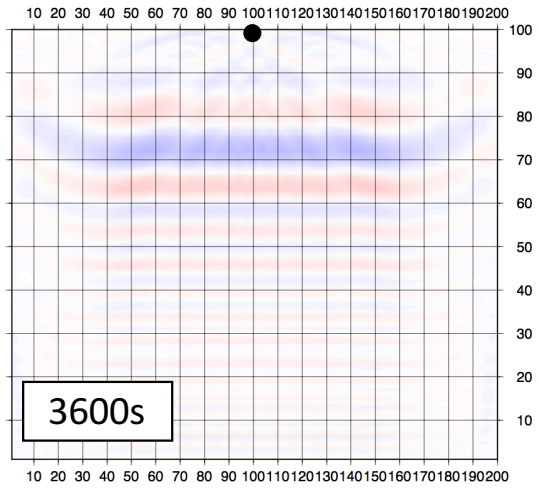
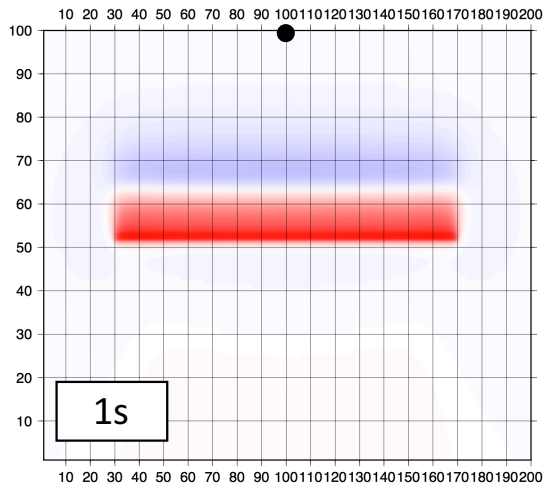
4.2.4 模擬津波による津波堆積物形成のための数値実験の結果

(1) 大領域における模擬津波の規模と波高の関係

図 4-5 に示すのは、大領域（海域）における Mw 9.1 の津波による水位変動を時間ごとの分布図である。図中の●印が観測点であり、この地点の水位データを小領域の境界条件として使用する。Mw 9.1 および Mw 9.0～Mw 8.7 における出力された水位結果は図 4-6(a)～(e)に示す。これらの結果より、大領域において地盤変動に伴い津波が発生し陸域側に向かって進行し反射する様子が確認できる。境界条件は、自由透過のためその後は領域外に出て行く。しかし、分布図および水位データより、再現時間 3 時間経過しても水位が平常時の状態（水位 0m）に戻らないことが明らかになった。表 4-5 に計算領域にて各時間における水位変化を正負に分割し、体積変換したものを対比した結果を示す。合わせて平均の水位変動量も示す。表に示す通り、第一波が計算領域内から外へ流出する 5400 s までは正負の変化が見られるが、領域外に流出後は安定することが確認できる。これは再現時間を 24 時間に延長しても継続して発生することも確認できた。検証の結果、津波の規模が小さくなるほど、再現時間終了時の水位の変位量が小さくなっていることが明らかになった。その結果を表 4-6 に示す。このことから今回実施している大領域に対して断層による変位量および変動領域が大きいこと、また領域の縁と断層との距離の関係により生じたものであることが原因と考えられる。なお、この計算終了時の水位の変位量は、どれも 0.05m 以下と小さく、小領域において重要となる土砂移動に影響を及ぼさない水位であることが確認できたため、本研究では補正は実施しないものとする。

地震の規模による津波波形の違いおよび波源の位置における津波波形の違いは図 4-6 に示したとおりで、各観測点は大領域の東端中央で観測している。結果、Mw 9.1 および Mw 9.0, Mw 8.9_b（中央）の規模がほぼ同じ規模の波が到達することが明らかになった。中でも最大値の比較より、Mw 9.1 よりも Mw 8.9_b（中央）で発生した断層が一番高い波高を観測することが明らかになった。それ以下の規模（Mw 8.8 および Mw 8.7）でも、Mw 8.7_c が Mw 8.8_a および e の波高を上回ることが確認できた。このことから津波の波高は、断層の大きさや規模だけでなく、位置にも大きな影響を受けることが明らかになった。また、Mw 9.0_a および c, Mw 8.9_a および c, Mw 8.8_a および e, Mw 8.8_b および d, Mw 8.7_a および e, Mw 8.7_b および d のように観測点から、等距離かつ大領域中央から対照の位置にある断層より発生した津波の波高は規模が同じであ

ることも確認できた.



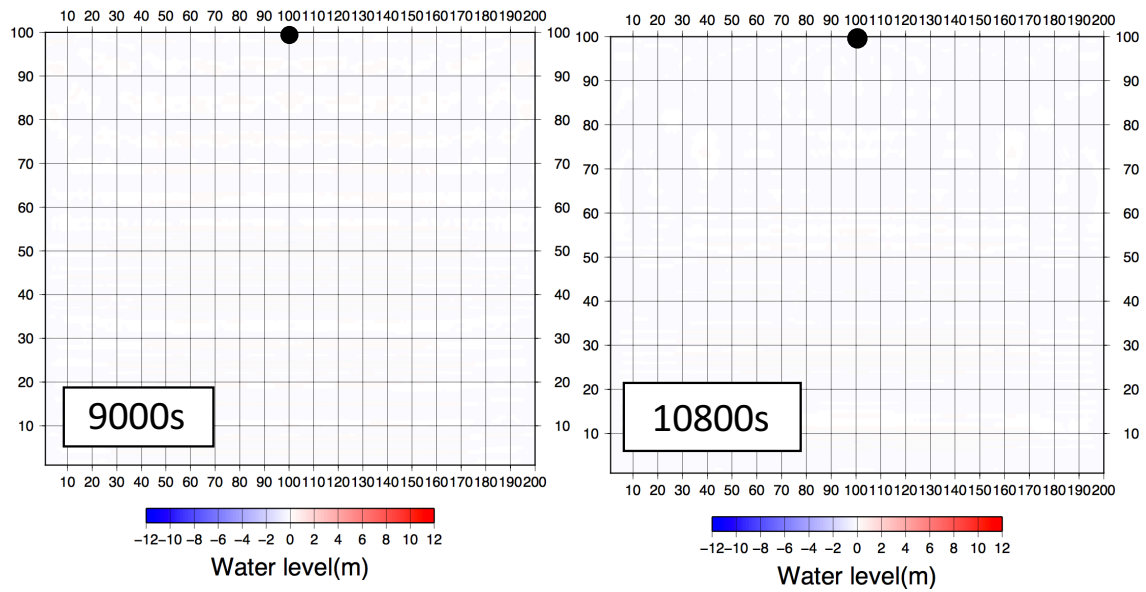
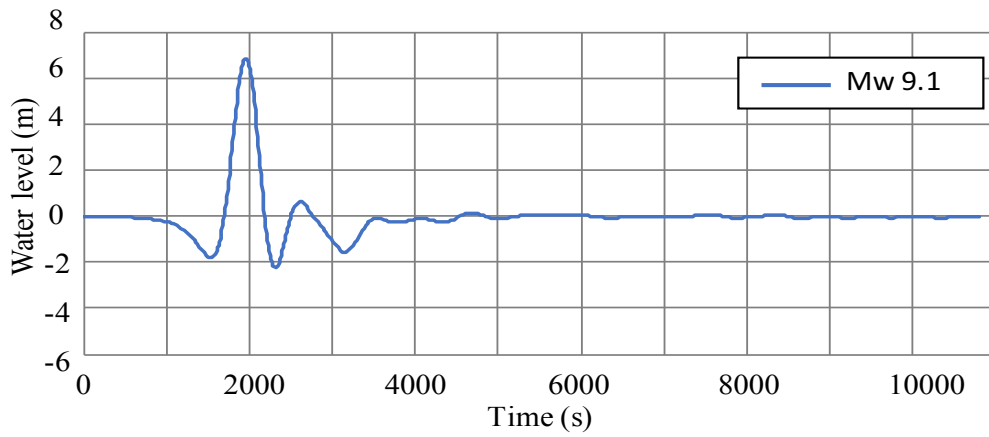
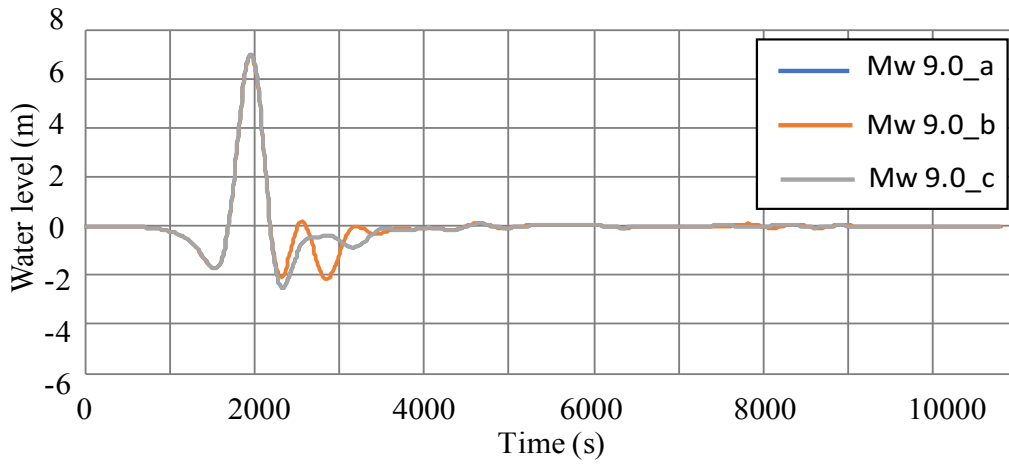


図 4-5 大領域における Mw9.1 の水位分布図

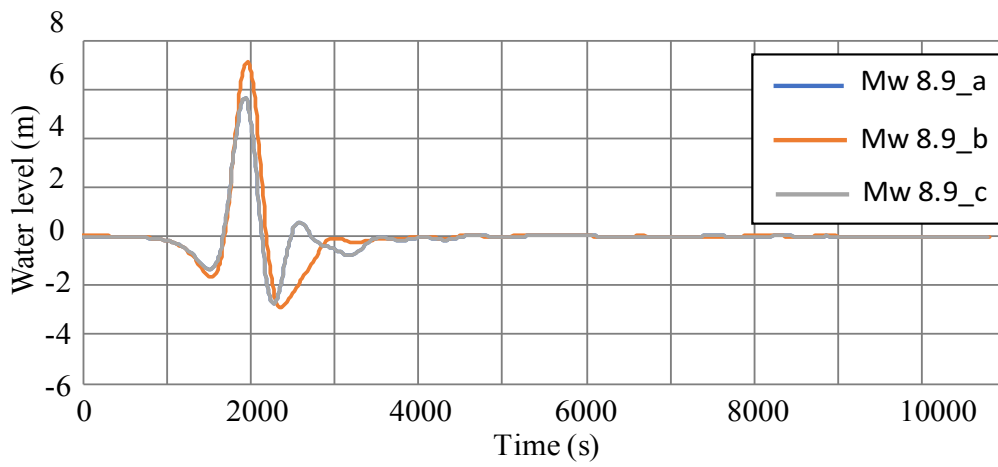
(図中星印の地点にて水位を観測)



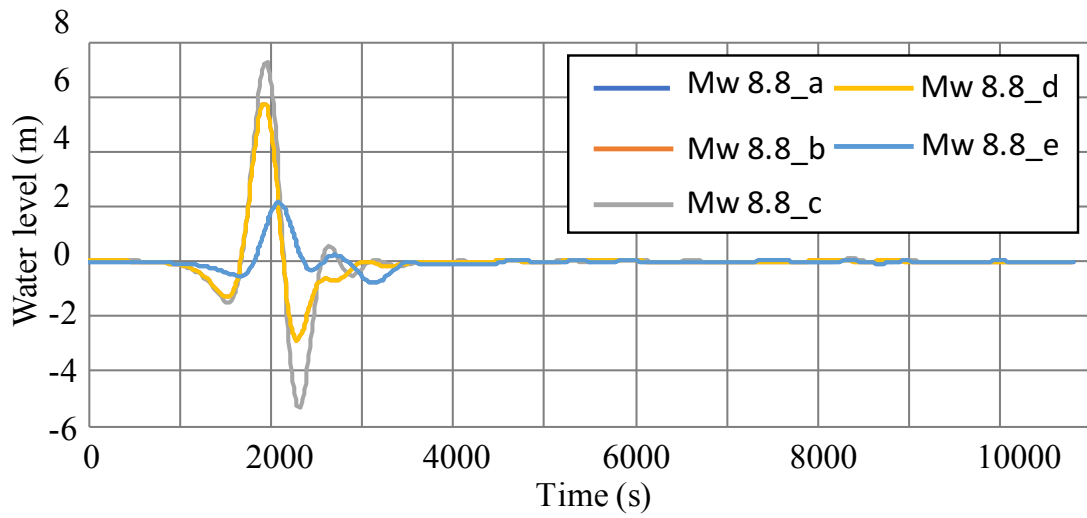
(a) Mw 9.1



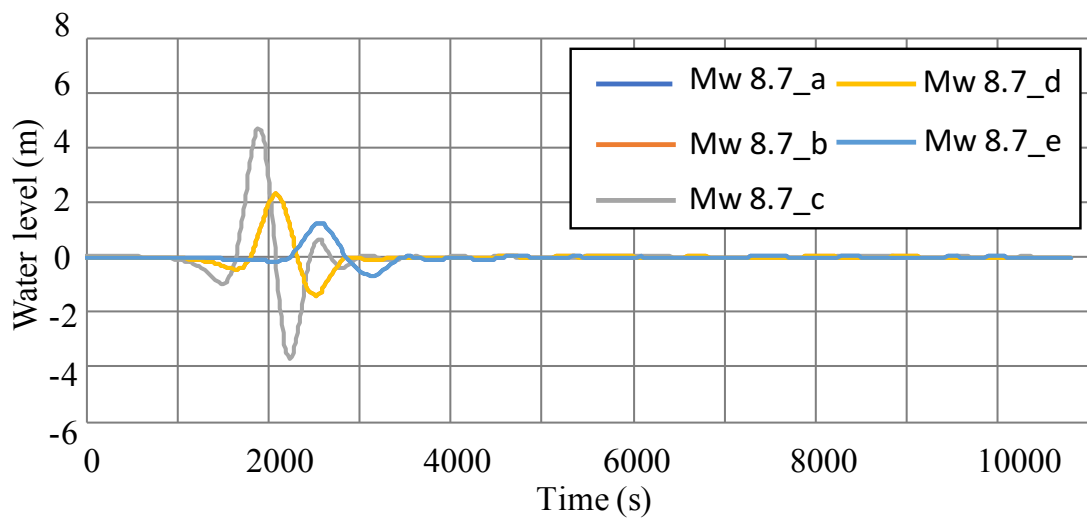
(b) Mw 9.0



(c) Mw 8.9



(d) Mw 8.8



(e) Mw 8.7

図 4-6 各規模における観測点で観測された水位データ

表 4-5 Mw9.1 の各計算時間における正負の体積分布と水位の平均値

Time (s)	1800	3600	5400	7200	9000	10800
Time steps	180	360	540	720	900	1080
Upheaval (km ³)	114970.96	103448.74	36729.17	10629.04	6619.83	3336.97
Subsidence (km ³)	-81460.65	-128155.75	-47807.75	-26285.89	-25578.13	-24171.24
Total (km ³)	33510.31	-24707.01	-11078.57	-15656.84	-18958.30	-20834.27
Averaged Water level(m)	0.07	-0.05	-0.02	-0.03	-0.04	-0.04

表 4-6 各津波の規模における計算終了時の収束水位

Mw	Water level at end of calculation (m)
9.1	-0.05
9.0	-0.04
8.9	-0.03
8.8	-0.02
8.7	-0.01

(2) 小領域における水位および流速

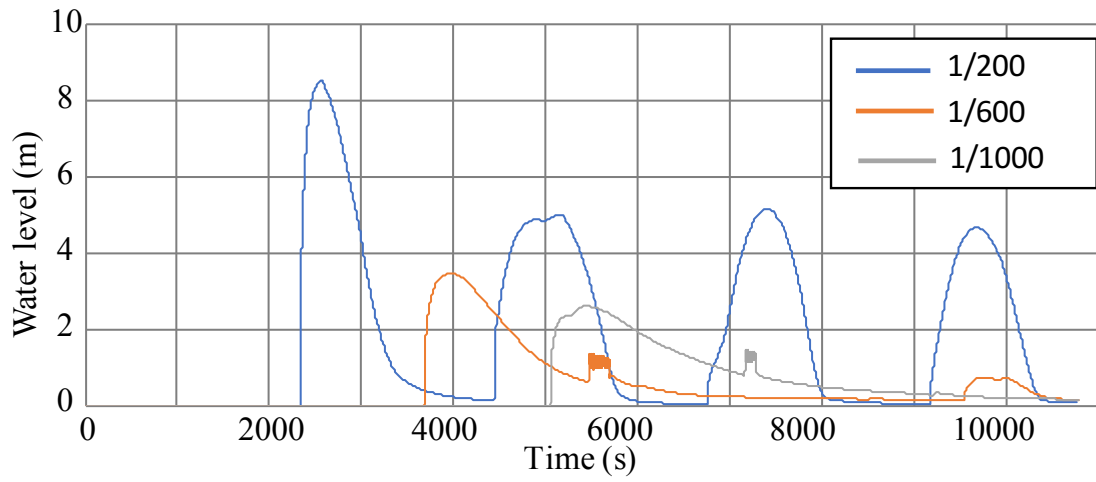
図 4-7(a)および図 4-8(a)は、それぞれ Mw 9.1 の津波による汀線付近の水位および流速の結果である。グラフはそれぞれ 1/200, 1/600, 1/1000 の勾配における結果を比較している。比較的急勾配の 1/200 では、震源と汀線が近く、津波が海域を伝播する距離が短いため、津波の規模も減衰することなく汀線に到達していることが確認できる。一方、緩勾配 1/1000 では震源から汀線までの距離が遠く、津波が伝播する距離が長いため、津波の規模も減衰して汀線に到達していることが確認できる。また、1 波目が到達してから収束するまでの時間が緩勾配であるほど長くなることが明らかになった。この傾向はどの規模の津波においても確認できた。流速においても急勾配ほど負の流速が高い値を示すことが確認できた。これは、勾配の影響により強い戻り流れが生じているためと考えられる。緩勾配は波長も長く水位も小さいため、強い戻り流れが発達しないと考えられる。急勾配のケースにおいて 1 波目が収束後、2 波目 3 波目と波が発生した。この現象は急勾配であるほど、津波の規模が大きいほど発生し、徐々に減衰することも確認できた。これは、入力した津波の水位において正の成分が負の成分にくらべ非常に大きいことが原因で発生していると考えられ、ケースによっては 2 波目以降が堆積物に影響をおよぼす可能性があるが、本研究では 1 波目の遡上先端到達時または収束時における堆積物を対象とするため、2 波目以降の影響は無いものとする。また、同図の (b) は Mw 9.1, (c) は Mw 8.7 の津波による 1/200 勾配の領域内各地点における第 1 波の水位および流速を示している。汀線 (10000m : 図中水色) から先端にかけ減衰していく様子が確認できるが、規模が小さいほど水位および流速、波長が小さいことが確認できた。また、図 4-8 の (b) Mw 9.1 と (c) Mw 8.7 の流速の結果からも、規模が小さいと戻り流れの規模が小さくなることが確認できる。

図 4-9 に小領域の海域および陸域ともに 1/200 の場合で、各規模による波の到達位置 (汀線からの水平距離) を示したものである。4.2.4(1)で示したとおり、水位の変化は、規模や断層の大きさだけでなく波源の位置の影響を受けていることが確認できている。海域陸域ともに 1/200 の勾配で計算を実施した結果、大領域において波高が一番高い Mw 8.8_c の津波が、波の到達距離で最大値を示した。この傾向は他の勾配においても同様の傾向が確認できた。これらの原因として、図 4-4 にあげた、断層の変位量と観測点との位置関係が影響していると考えられる。本研究における模擬断層は断層幅とすべり量を固定し、位置と断層

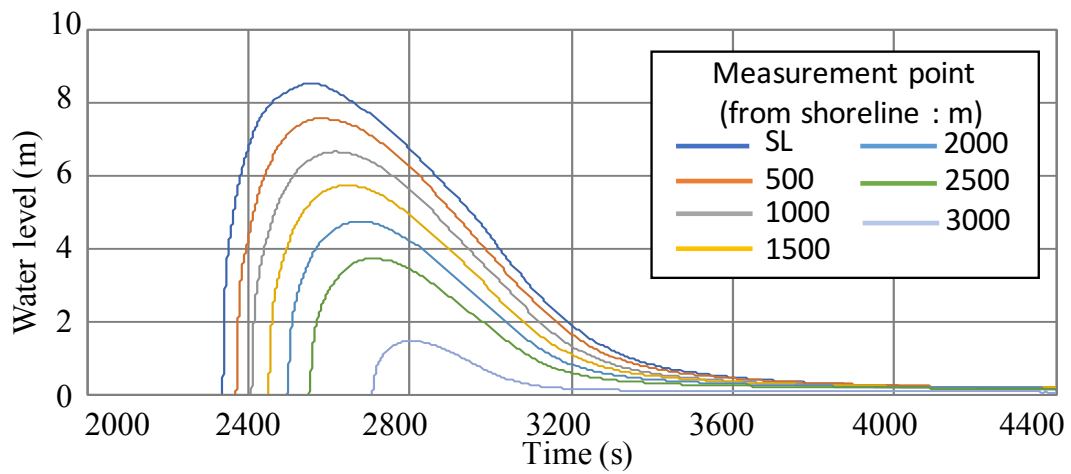
長で規模を変化させている。この際、大領域の海底変位で生じる変位量の最大値および最小値を比較すると、Mw 9.1 よりも Mw 9.0 および Mw 8.8 の (c: 中央) が上回るということが確認できる。よってこの現象は、本研究における断層の条件によって生じたものであると考えられ、この違いと断層位置によって観測する水位に影響したと考えられる。このことから浸水域においても、規模や断層の大きさだけでなく、波源の位置に影響を受けることが明らかになった。それぞれの条件における波の到達距離を表 4-7 に示す。

本研究では、陸域に構造物は設置した条件での計算を実施している。構造物の設置箇所は、どの地形条件においても汀線から 2250m 地点と設定している。構造物が設置されないケースで汀線から 2250m に達していないケースは表 4-7 中の (-) で示した。1/200 の勾配に構造物が設置された場合の水位および流速は、それぞれ図 4-7(d) および図 4-8(d) に示す。また図 4-7(e) および図 4-8(e) は、構造物に 1 波目が反射し収束する箇所を拡大したものである。構造物に反射するため、急激な水位の上昇および流速の変化が確認できた。

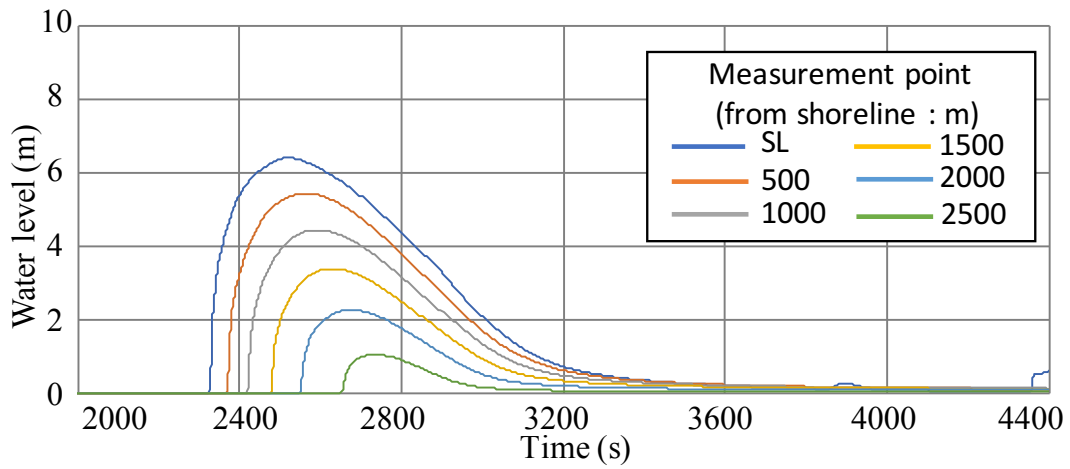
図 4-9 に 1/200 における断層の規模に対する断層の位置と波の到達距離を示す。これらの結果からも、規模だけでなく断層の位置の影響を受け、到達距離が変化し、小領域全体における波の到達距離が増減することが確認できる。また、小領域において海域と陸域の勾配が異なる場合について実施した結果、表 4-7 における海域が急勾配で陸域が緩勾配の組み合わせが海域勾配 1/200、陸域勾配 1/1000 の場合 (表中の 1/200:1/1000 で表示) において波の到達距離が最も拡大することが確認できた。逆に海域が緩勾配の組み合わせでは小さくなることが明らかになった。これは緩勾配の場合、津波が比較的浅い海域を進行する距離が長いことから生じていると考えられる。また、陸域が急勾配になるケースに置いても波の到達距離が小さいことが確認できた。



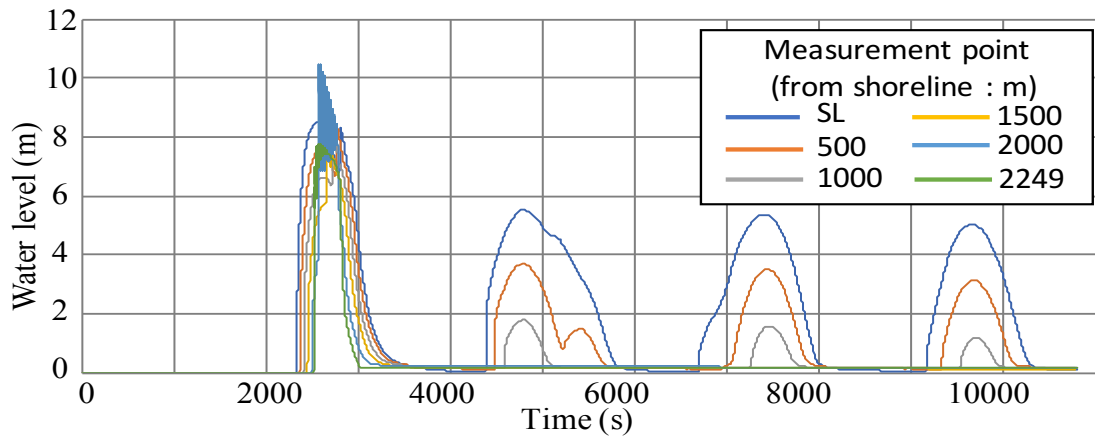
(a) Mw 9.1 (汀線)



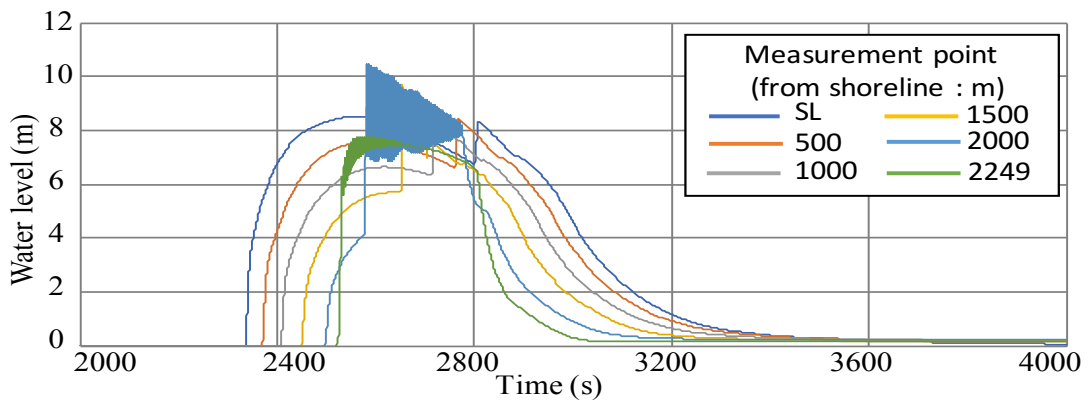
(b) Mw 9.1 (1/200, 各測定点) 拡大



(c) Mw 8.7 (1/200, 各測定点) 拡大

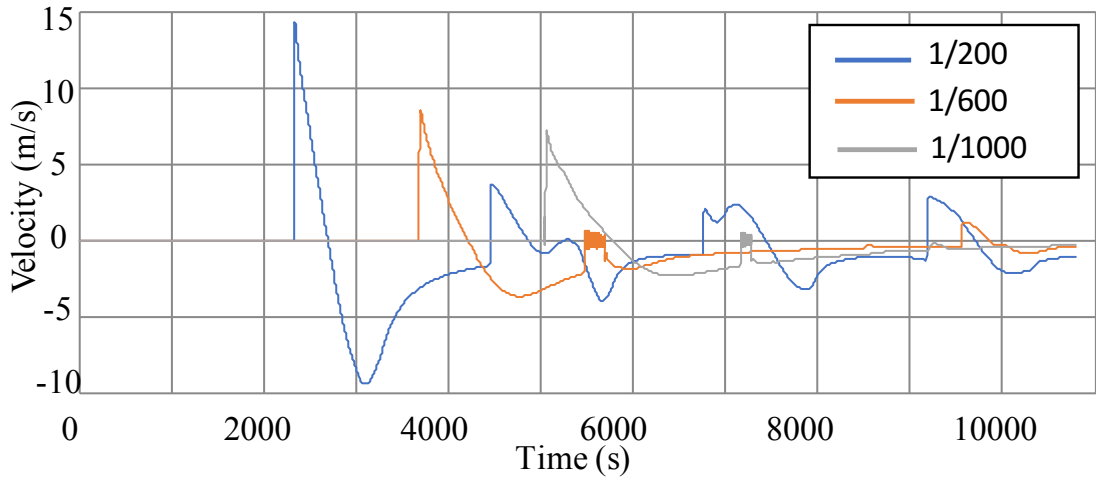


(d) Mw 9.1 (構造物あり, 各測定点)

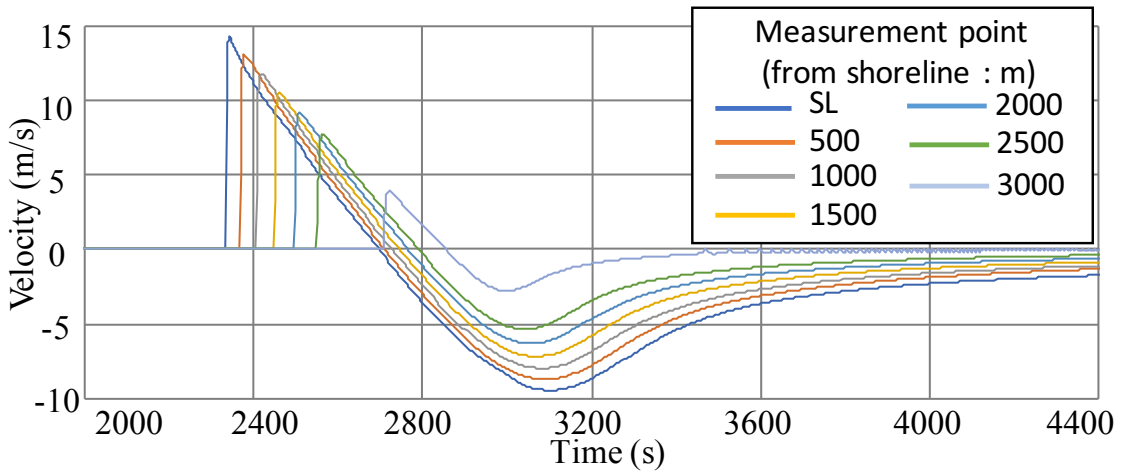


(e) Mw 9.1 (構造物あり, 各測定点) 拡大

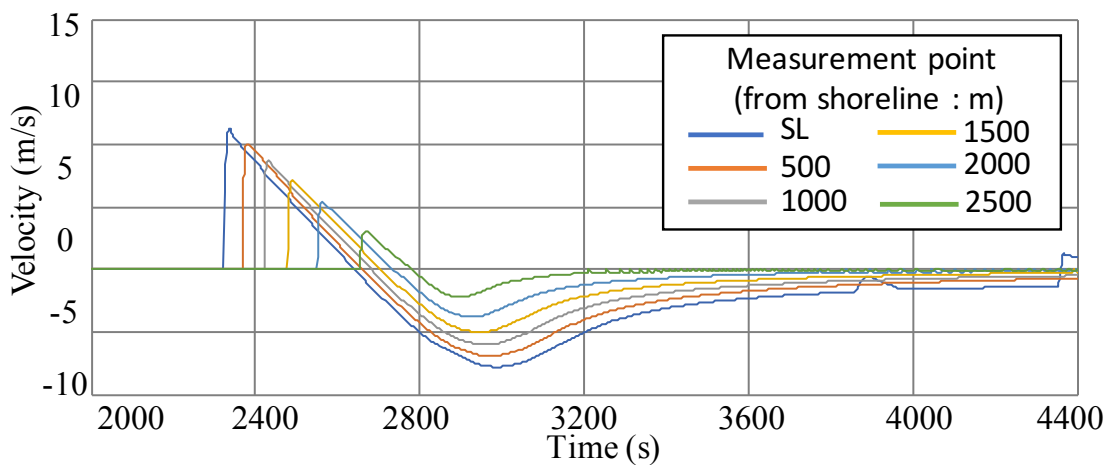
図 4-7 各勾配および構造物設置による各地点の水位



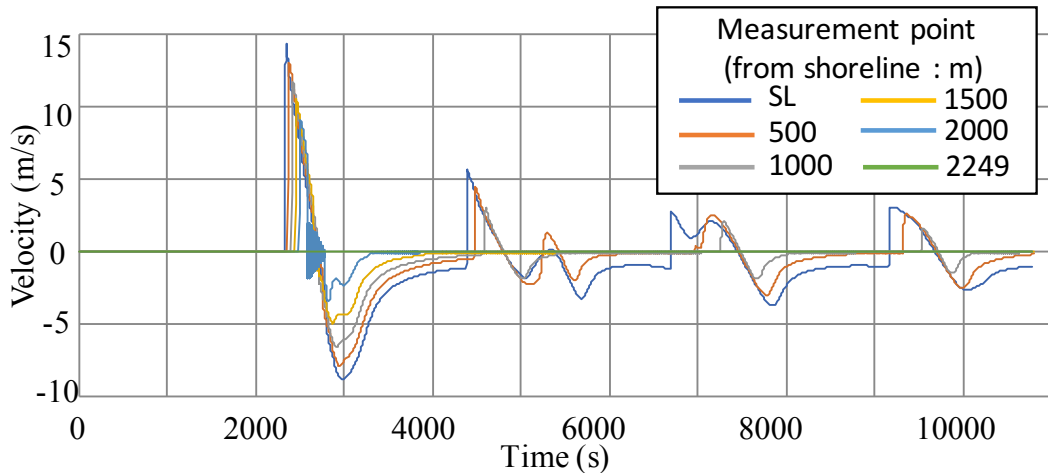
(a) Mw 9.1



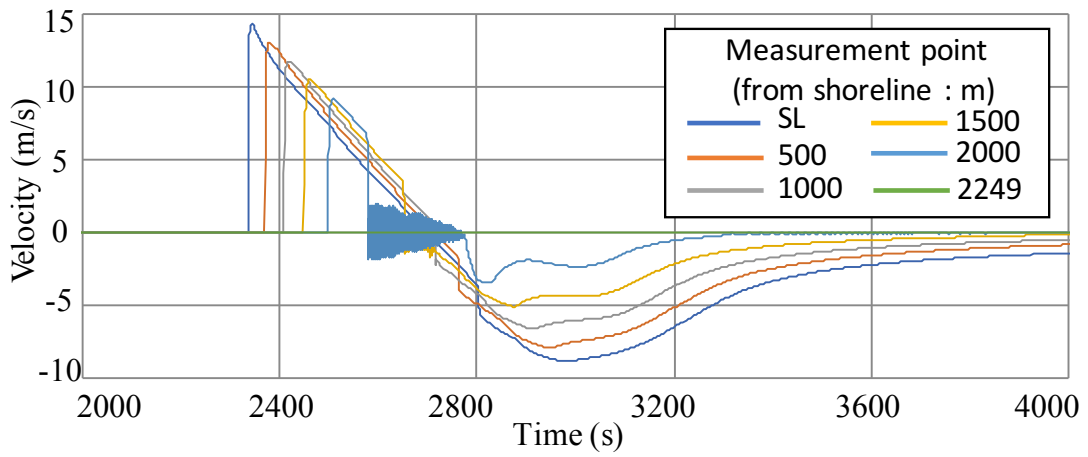
(b) Mw 9.1 (1/200, 各测定点) 拡大



(c) Mw 8.7 (1/200, 各测定点) 拡大



(d) Mw 9.1 (構造物あり, 各測定点)



(e) Mw 9.1 (構造物あり, 各測定点) 拡大

図 4-8 各勾配および構造物設置による各地点の流速

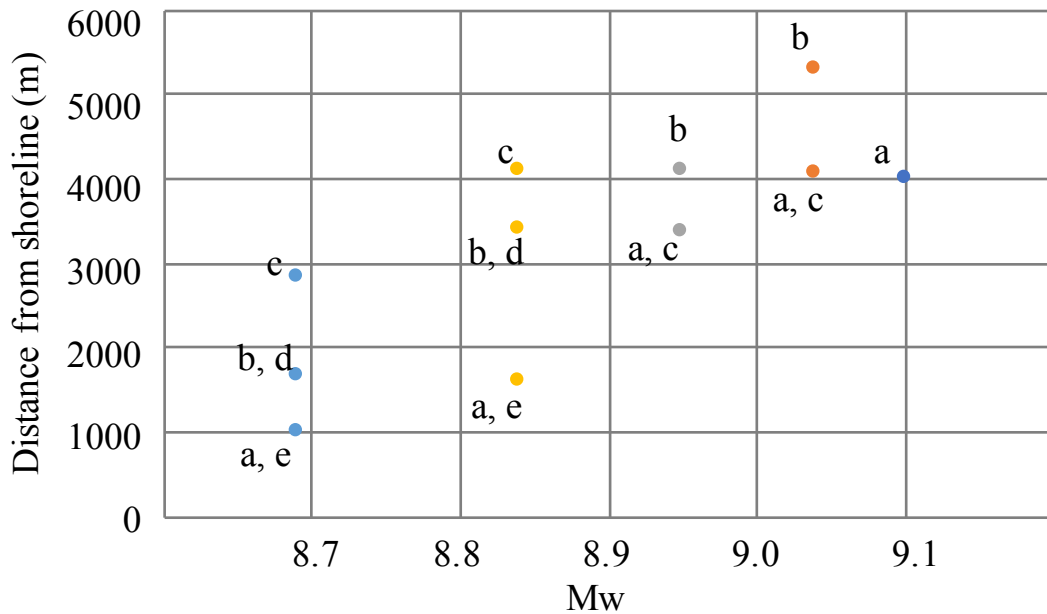


図 4-9 1/200 における波の到達距離

表 4-7 各条件における波の到達距離 (m)

	Mw, Location	Slope			Slope with Wall			Sea Slope : Land Slope					
		1/200	1/600	1/1000	1/200	1/600	1/1000	1/600:1/200	1/1000:1/200	1/200:1/600	1/1000:1/600	1/200:1/1000	1/600:1/1000
	9.1	4000	3390	3700	2250	2250	2250	1950	1210	7520	2700	9390	5910
	9.0 a	4060	4170	3930	2250	2250	2250	2050	1310	7640	2870	9560	5420
	9.0 b	5280	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	9.0 c	4060	4170	3930	2250	2250	2250						
	8.9 a	3360	3410	3200	2250	2250	2250	1680	1050	6310	2340	7890	4490
	8.9 b	4100	4350	4200	2250	2250	2250	2130	1410	7700	3110	9690	5690
	8.9 c	3360	3410	3200	2250	2250	2250						
	8.8 a	1580	2050	1900	-	-	-	970	590	3230	1340	4190	2770
	8.8 b	3400	3580	3500	2250	2250	2250	1770	1180	6400	2580	7990	4690
	8.8 c	4080	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	8.8 d	3400	3580	3500	2250	2250	2250						
	8.8 e	1580	2050	1900	-	-	-						
	8.7 a	980	1720	1730	-	-	-	770	520	2110	1230	2770	2290
	8.7 b	1670	2230	2170	-	-	-	1050	670	3340	1580	2490	2990
	8.7 c	2840	3050	3040	2250	2250	2250	970	1010	5340	2230	6690	3990
	8.7 d	1670	2230	2170	-	-	-						
	8.7 e	980	1720	1730	-	-	-						

(3) 勾配や規模の影響による遡上斜面の堆積物の分布

津波の遡上に伴い陸域側に堆積物が形成されることが確認できた。図 4-10 は遡上先端到達時の Mw 9.1 における堆積砂量を示す。なお、堆積物の結果はすべて移動平均によって補正を行っている。遡上先端にかけてくさび形の堆積相を示し、勾配が急であるほどその角度も鈍角となることが確認できた。これは図 4-7(a)の流速の結果でも示している通り、急勾配のケースは斜面上で急激に速度が減少すること、汀線付近の 1 波目到達の流速も急勾配が非常に高い値を示すことから、緩勾配の津波比べ多くの土砂を輸送し、堆積したと考えられる。中腹から海側は戻り流れの影響を受け、堆積した土砂が流出し始めているため、減少していることが確認できた。急勾配であれば戻り流れも卓越することから緩勾配に比べ汀線付近への減少率は急勾配ほど大きくなる堆積相を示すことが明らかになった。

図 4-11 は、同じ勾配 1/200 において異なる規模の津波によって形成された堆積砂量を示す。汀線における波高が近い Mw 9.1 から Mw8.8 の津波では、到達距離が変わらないことが明らかになった。これらの結果から、到達位置は汀線における水位および流速に依存し、くさび形の堆積相を示す先端の減少率は勾配に影響されることが明らかになった。また、戻り流れの影響を大きく受ける領域と先端にかけてくさび形の堆積相を示す転換点は、汀線付近の波高が小さいほどまた地形が緩勾配であるほど汀線よりに形成されることが明らかになった。

また、戻り流れを考慮し、1 波目が収束後した場合における堆積砂量を Mw 9.1_RF とし、遡上のみの場合を Mw 9.1_nonRF として比較した結果が図 4-12(a) である。中腹の転換点は変化せず、汀線側にかけて全体的に土砂が流出し堆積砂量が減少することが明らかになった。これは、遡上のみを考慮しているため、先端付近は戻り流れが発生あるいは発達していなかったためと考えられ、本研究第 2 章で実施した水理実験の遮水壁を用いたケースでもこのような現象が確認できている。戻り流れが発達するにつれ、転換点から遡上先端付近は大きく変化しないが、汀線付近から転換点にかけ戻り流れによって徐々に堆積物が減少していくことが確認できた。図 4-12(b)は、Mw 8.7_RF とし、遡上のみの場合を Mw 8.7_nonRF における堆積砂量を比較した結果である。Mw 9.1 同様中腹の転換点は変化せず、汀線側にかけて全体的に土砂が流出し堆積砂量が減少していることが確認できた。その減少率は、Mw 9.1 よりも低いことから規模に伴い戻り流れが小さいことが影響していると考えられる。よって、戻り流れが発生す

る場合と発生しない場合を比較した場合、規模の大きいケースにおいては戻り流れの発達に伴い、中腹の転換点から汀線にかけて多くの土砂が持ち去られる違いが見られたが、転換点の位置および先端付近の堆積砂量については変化しないことが確認できた。このことから、第 3 章の結果よりモデルにおける先端付近の再現性の課題は残るが、転換点の位置および遡上先端付近の堆積砂量は、津波の規模推定に大きな手がかりとなる要素であると考えられる。

陸域に構造物を設置し、遡上してきた波を強制反射させ 1 波目が収束した場合の堆積砂量の結果を図 4-13 に示す。Mw 9.1 のケースではどの勾配条件においても壁に到達し、反射している。しかし、表 4-7 で示すように規模が小さいケースでは到達しない、または到達しても構造物がないケースの到達地点と構造物設置箇所までの距離に差が少ない場合もある。図 4-13 に示す結果から、1/200 は構造物の付近で堆積砂量が増加しているが、1/600, 1/1000 の構造物付近においてはほとんど変化しておらず、構造物なしのケース同様のくさび型の堆積相を示すことが確認できた。しかし、汀線付近において発生する戻りながれによる侵食が穏やかになること、また転換点が不明瞭になりやや遡上先端付近に移行し減少率が小さくなるなど、全体的に堆積砂量の変化量が少なくなる傾向が確認できた。これは、緩勾配ほどその影響が小さいことから構造物により水位の上昇および流速の停滞が影響していると考えられる。1/200 においても、増加減少を繰り返しており、明瞭なくさび型の堆積相および転換点が確認できなかった。これも、図 4-7 (d) (e) および図 4-8 (d) (e) で示すように水位の上昇、流速の低下及び停滞によって生じるものであり、2 章の水理実験でも同様の現象は確認されている。

図 4-14 は、Mw 8.7 における各勾配による堆積砂量を示す。Mw 9.1 のケースと比べて津波の規模が小さいため、1/600, 1/1000 と同様 1/200 の勾配においても、先端を除いて堆積砂量や転換点など図 4-12(b) で示した値に近い堆積相を示した。

また、同じ 1/200 の勾配で異なる規模の津波が構造物に反射する場合の堆積砂量を図 4-15 に示す。この結果から構造物周辺は規模によってそれぞれ異なる堆積相を示すことが見られた。しかし、汀線から中腹にかけてはどの規模も堆積砂量が変わらないことが確認できた。このことから、戻り流れがある場合は、遡上先端付近のみが津波の規模による影響をうけており、かつ構造物に反射する時点での水位および流速がある程度大きい場合につき判別がつくことが明らか

になった. 今回検討したケースでは少なくとも, 1/200 の勾配においてかつ各規模で最大の波高の津波であった場合, Mw 8.8 以上の規模においてその影響が確認されており, 堆積物から勾配や構造物の位置関係より規模の大小の違いを明らかにするためには重要である.

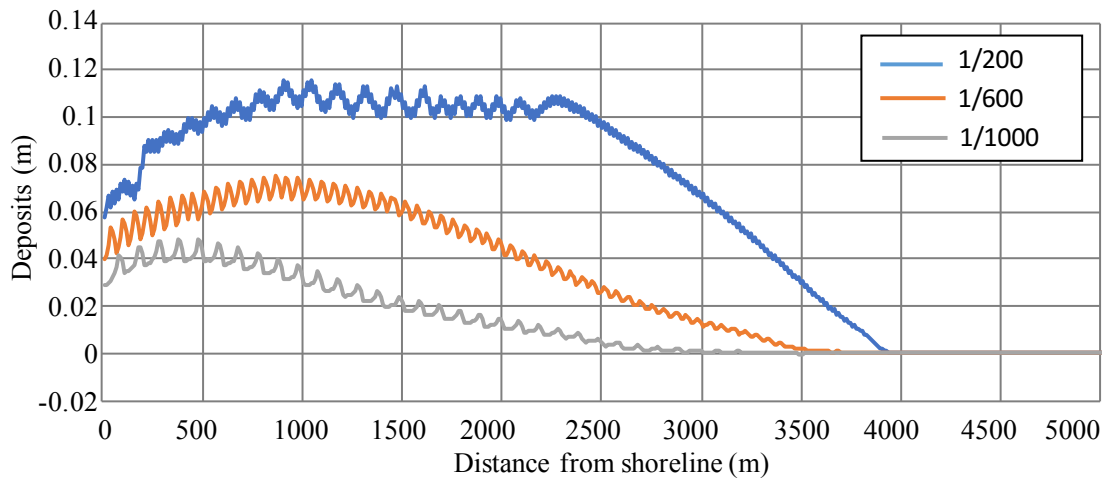


図 4-10 異なる勾配における Mw 9.1 津波による堆積物の分布

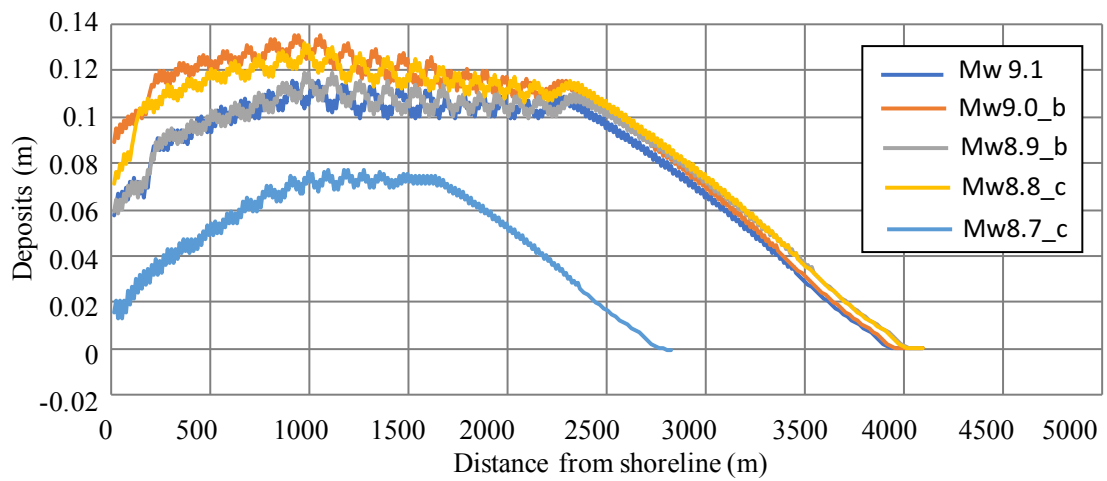
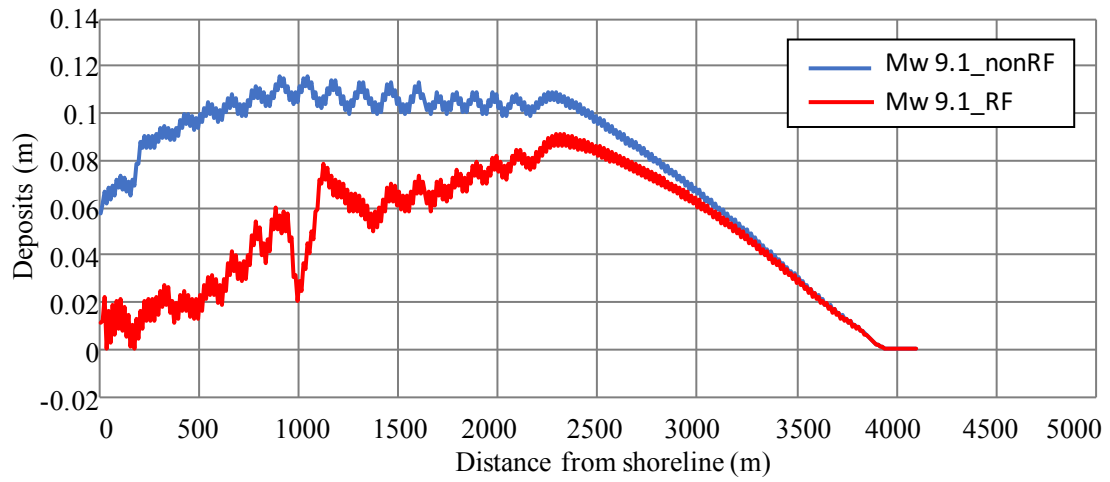
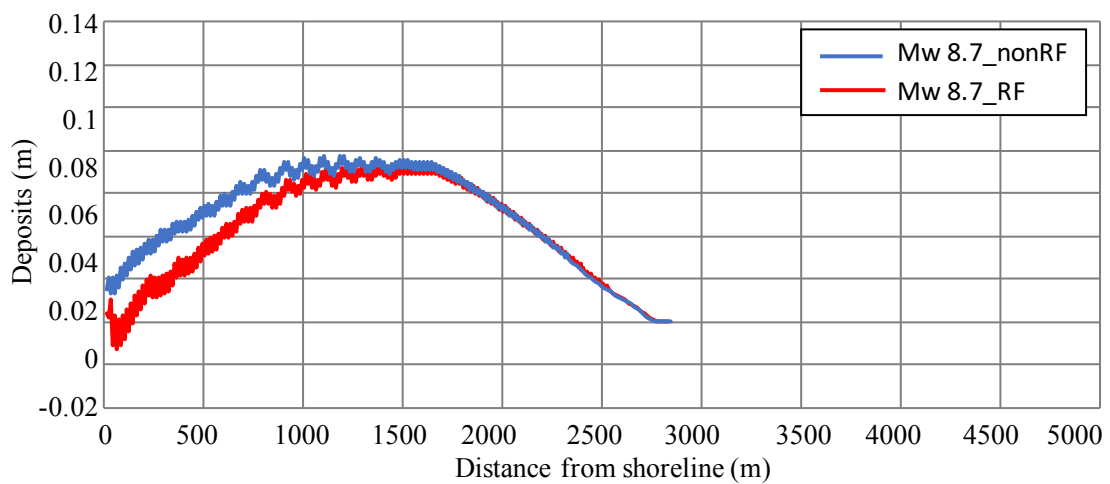


図 4-11 1/200 における異なる規模の津波による堆積物の分布



(a) Mw 9.1



(b) Mw 8.7

図 4-12 1/200 における Mw 9.1 および Mw 8.7 津波の戻り流れ有無による堆積砂物の分布

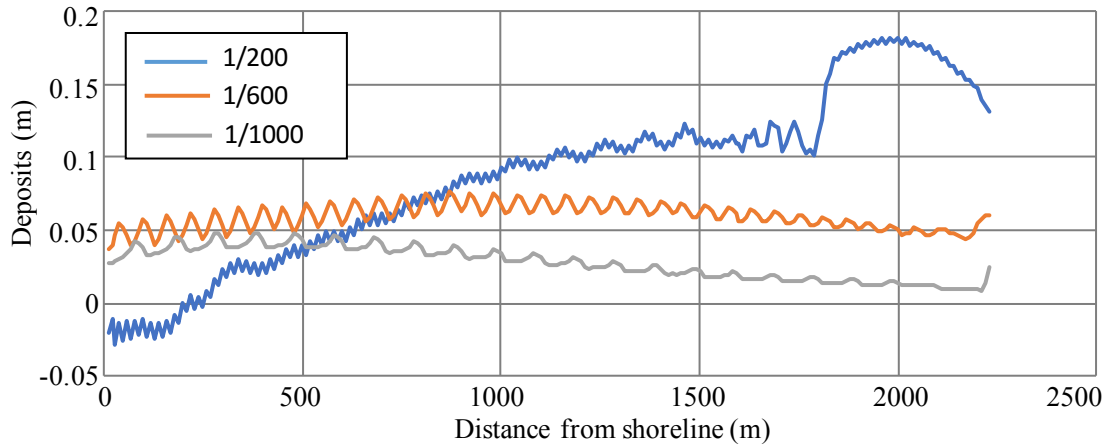


図 4-13 Mw 9.1 構造物ありのケースにおいて 1 波目収束時の堆積物比較

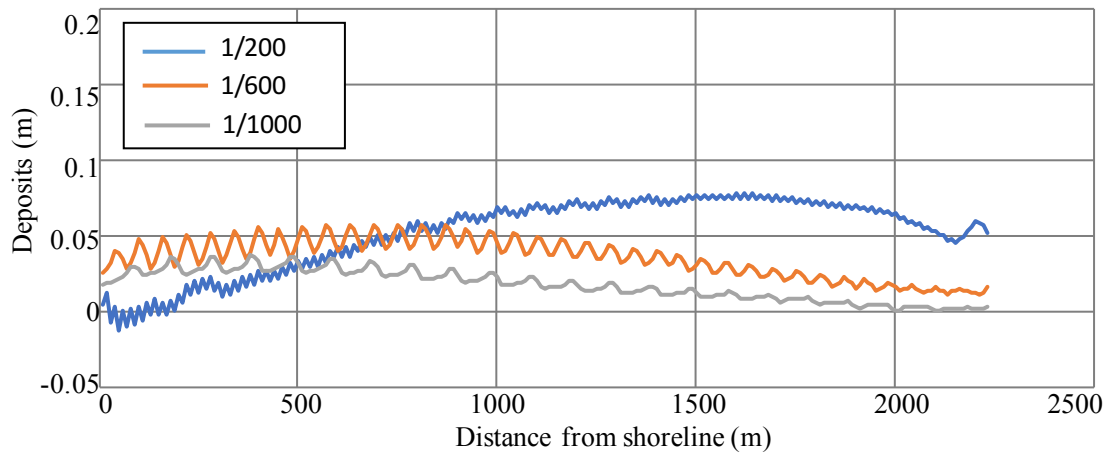


図 4-14 Mw 8.7 構造物ありのケースにおいて 1 波目収束時の堆積物比較

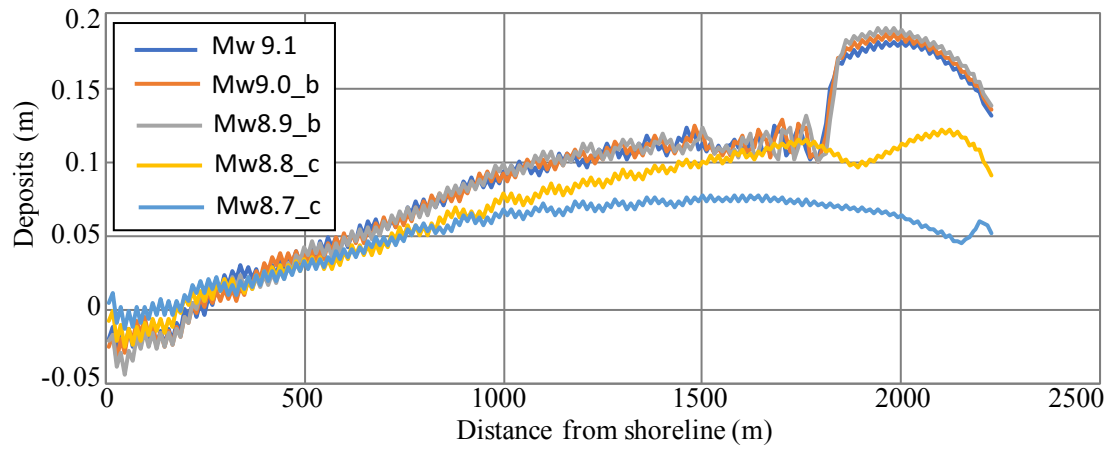


図 4-15 勾配 1/200 構造物ありの条件による異なる規模の津波による堆積物の分布

(4) 断層の位置の影響による遡上斜面の堆積物の分布

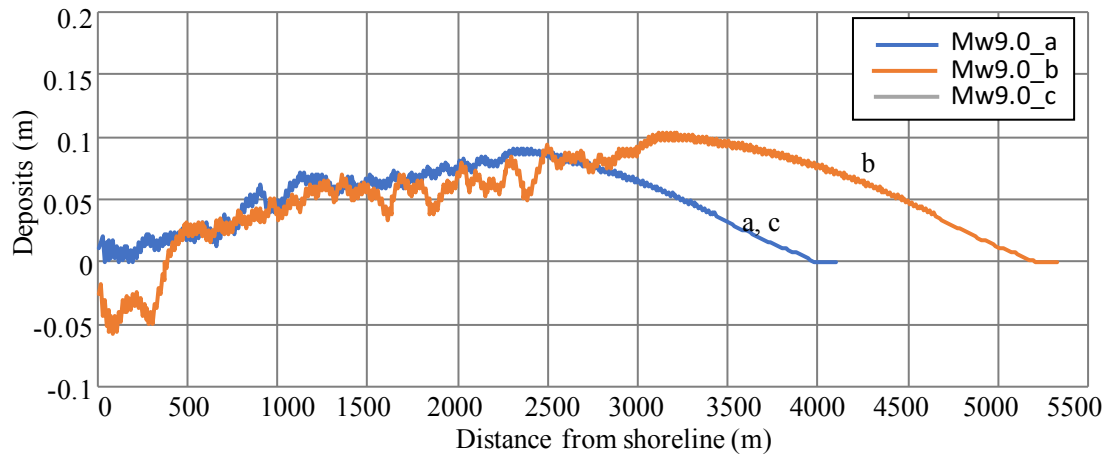
本研究では、4.2.2 で示したように Mw9.0 から Mw8.7 において断層の位置が異なるケースを実施している図 4-6 の大領域における水位の変位量や図 4-9 の斜面上の波の到達地点は、大領域における観測点(●印)に対して対照の位置に存在する断層では変化が見られないことが確認できている。一方、同規模でも対照の位置にはない断層を比較すると、水位や到達位置が大きく異なる事も確認できている。そこで同規模で大領域における観測点の対照の位置にない断層による堆積物の分布について検討する。

図 4-16(a)から(e)に、同規模で大領域における観測点の対照の位置にない断層を含む Mw9.0 から Mw8.7 について、1/200 の勾配で 1 波収束後における堆積物の結果を断層ごとに示す。対照の位置に存在する断層による堆積物の結果も一致することが改めて確認できた。対照の位置にない場合の比較より、同規模でも到達距離および堆積砂量だけでなく、転換点などの堆積相も大きく異なることが確認できた。堆積物の採取地点から断層までの距離が近いほど到達地点だけでなく、転換点が陸奥に移行していくことから、(3) の結果と合わせても、堆積砂量などだけでなく転換点の位置関係が断層の位置の区別に有効であると考えられる。しかしながら、4.2.2 で上述した通り対照の位置の堆積物は一致しており、これは今回も模擬津波の断層面が一様に変位しており、時間発展的に破壊していく状況などを考慮していないことから、単純な位置における影響しか考慮できていないためである。

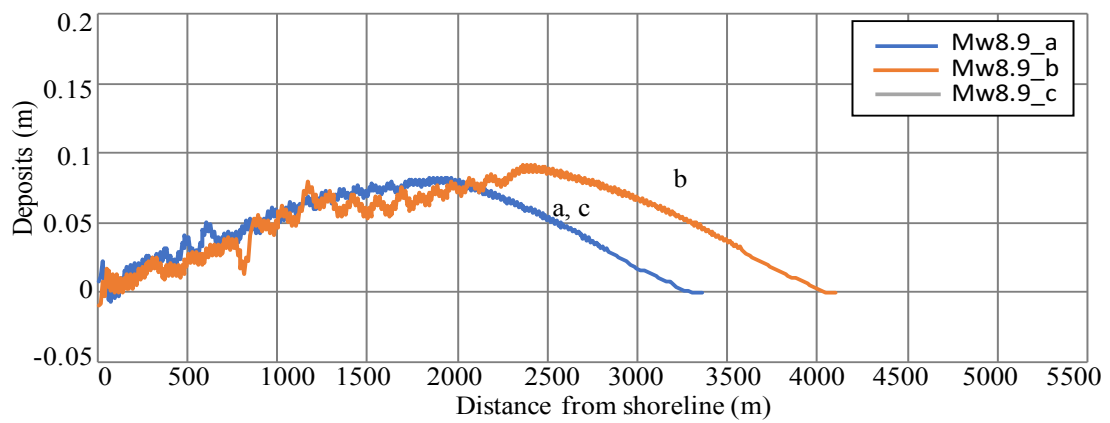
今回の検討で比較的大きな規模で遠くの断層による堆積物と比較的小さい規模で近い距離における堆積物の結果は、堆積砂相の違いからも明瞭な区別がつくことが確認できた。

図 4-17 に各条件における規模と転換点の関係を示した。(a)は各勾配および断層の位置や規模における転換点の位置との関係を示したものである。これまでの結果より、規模が大きくなるにしたがい、転換点の変化は少ないことが確認できているが、勾配ごとに比較すると、急勾配の 1/200 ほど各規模の拡大に対する転換点の変化量が大きいことが確認できた。緩勾配の変化量は規模の拡大に伴い増加するが、その変化量は小さいことが明らかになった。(b)は各条件と規模において、縦軸に波の到達距離と転換点 (CP) を百分率で表したものである。転換点および波の到達距離と規模との関係から勾配において分布が偏ることが確認できた。1/200 では緩勾配とくらべて、比較的 40~60%と高い位置を

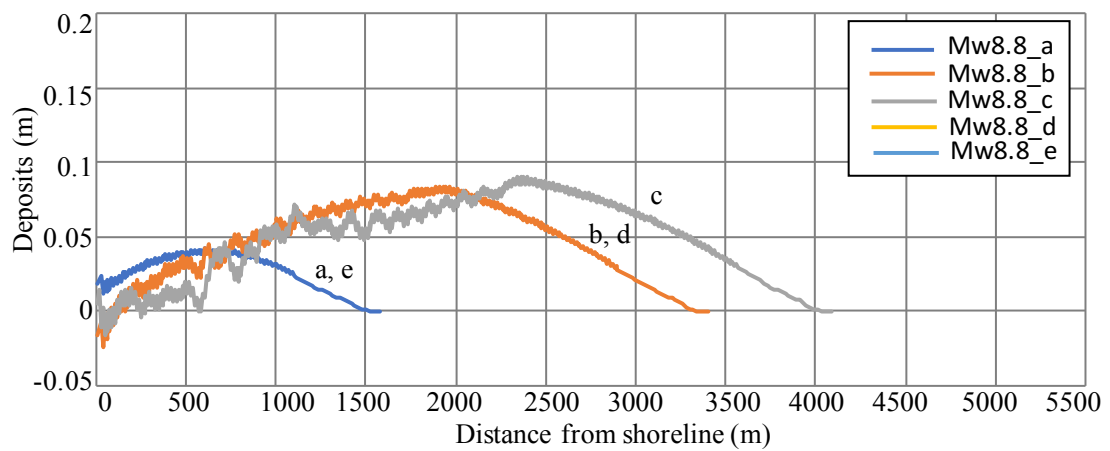
示し、緩勾配の 1/600 および 1/1000 はそれぞれ 20% および 10% 程度ということが確認できた。このことから、転換点が波の到達距離を明らかにする重要な手掛かりである可能性が高いと考えられる。



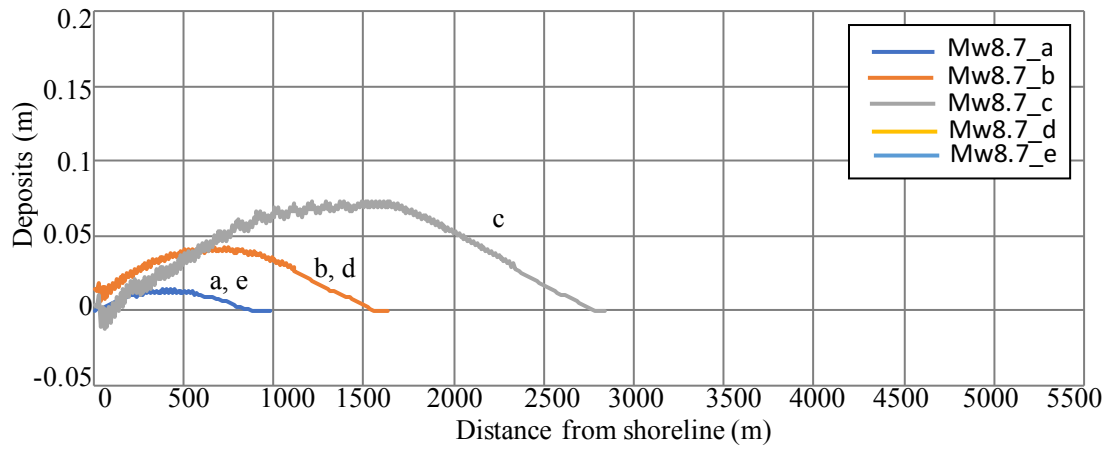
(a) Mw 9.0



(b) Mw 8.9

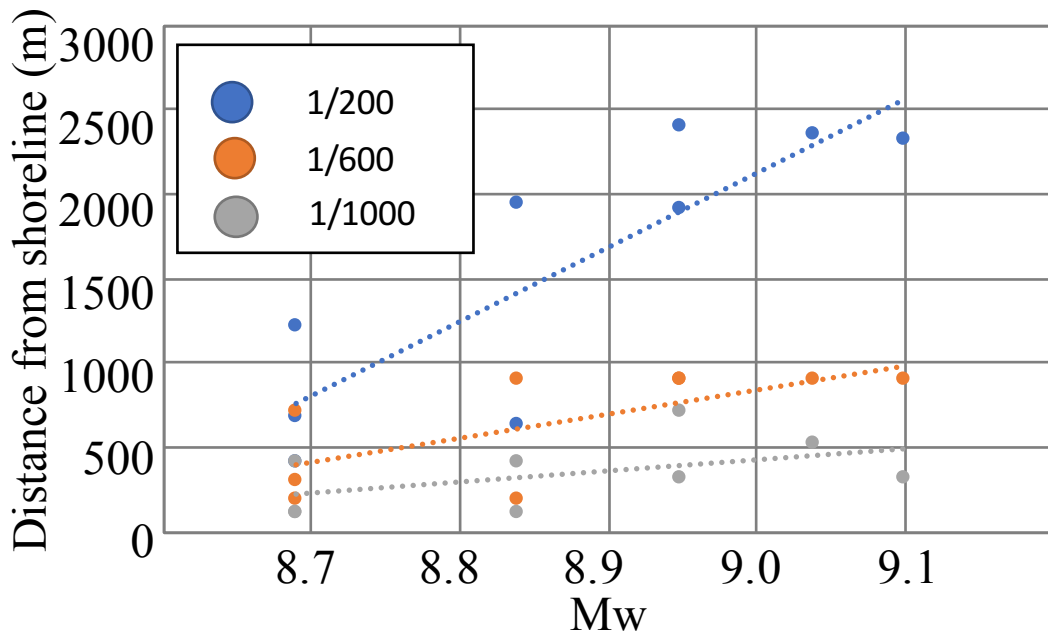


(c) Mw 8.8

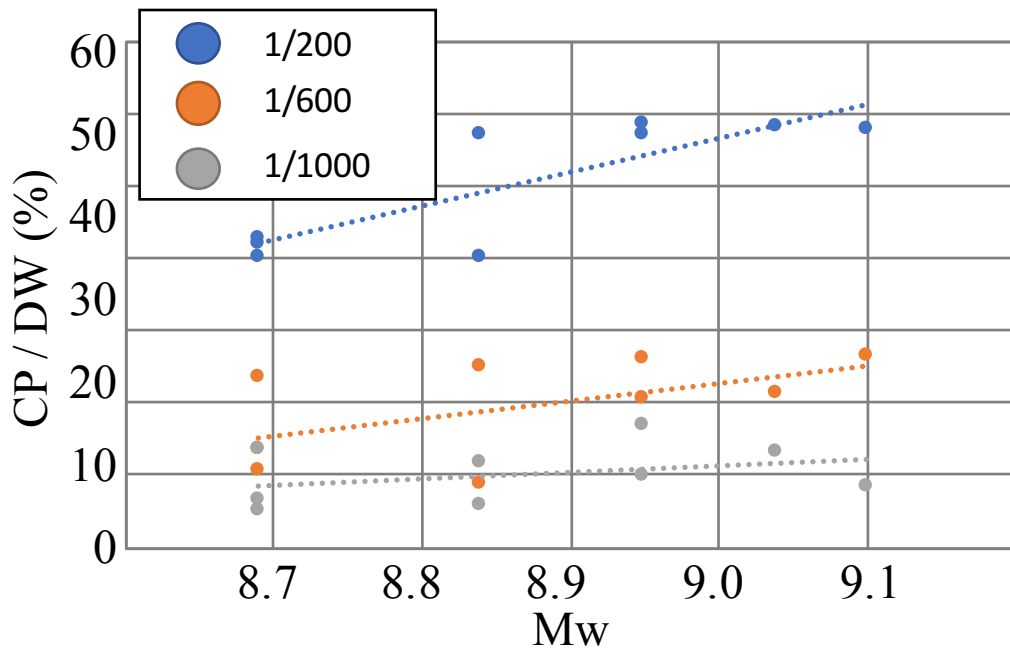


(d) Mw 8.7

図 4-16 各規模の断層位置における堆積砂量の比較



(a)各勾配による転換点の距離と規模の比較



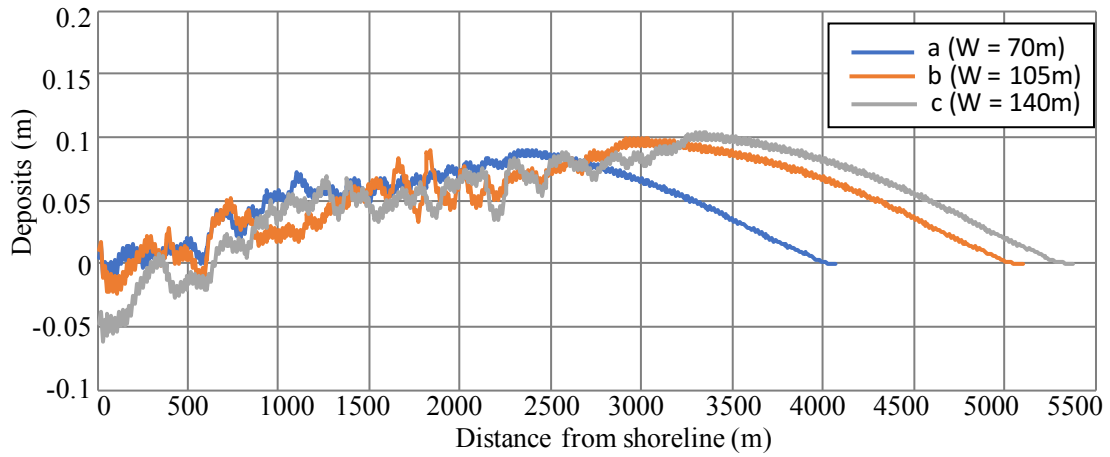
(b)各勾配による到達距離と転換点の位置の百分率と規模の比較

図 4-17 各条件における規模と転換点の関係

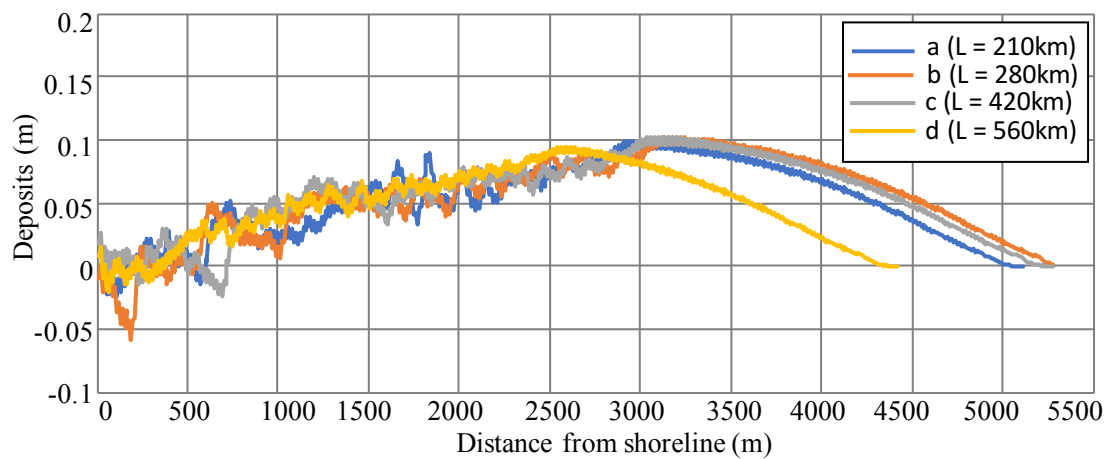
(5) 断層長，断層幅およびすべり量の影響による遡上斜面上の堆積砂物分布
断層の位置においては規模が大きく観測点から比較的近い地点および等距離に位置する場合，区別が難しいことが確認できた．そこで，本研究では，断層長 L および断層幅 W の変化，またすべり量 D などのパラメータに，堆積物が影響を受けるか検討した．

図 4-18(a)に断層長 $L=280\text{km}$ 固定，断層幅 W のみ変化する場合の堆積砂分布，同図(b)に断層長 $W=105\text{km}$ 固定，断層幅 L のみ変化する場合の堆積砂分布，同図(c)に断層長および断層幅固定，すべり量 D が変化する場合の堆積砂分布の結果を示す．これまでの結果から， $M_w8.8$ 以上では堆積砂量や転換点から規模の推定が困難であることが明らかになったが，(a)(b)の結果より，その原因として断層幅 W による影響は受けるが，断層幅 L はある大きさを超えると堆積砂量には影響が出ないことが確認できた．これは，転換点および，砂量が特定され規模が $M_w8.8$ 以上の場合，断層長 L の最小値を推定が可能であることを示す．

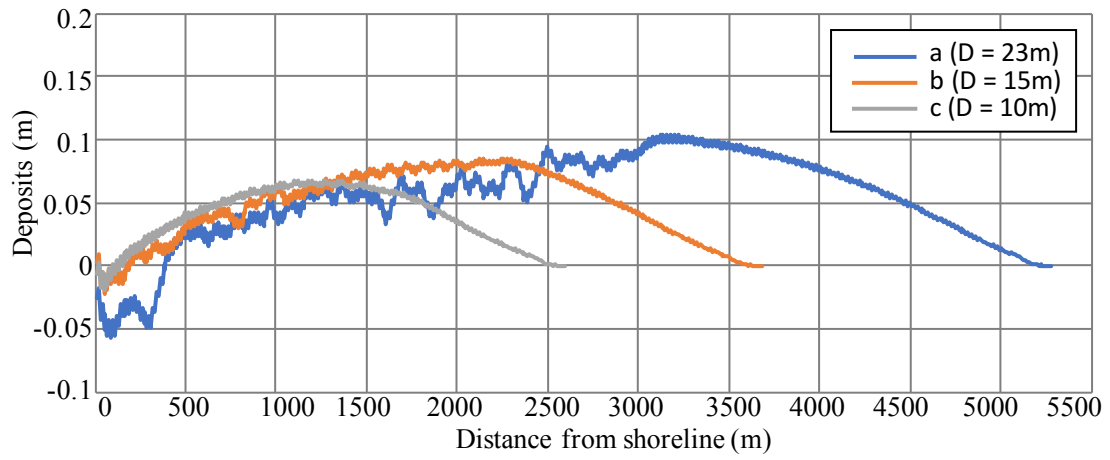
断層のすべり量の変化においては，すべり量の変化に伴い規模が小さくなることから，堆積砂量も減少し，転換点および波の到達距離も変化することが確認できた．



(a)断層長 $L=280\text{km}$ 固定，断層幅 W のみ変化する場合の堆積砂分布



(b)断層幅 $W=105\text{km}$ 固定，断層長 L のみ変化する場合の堆積砂分布



(c)断層長および断層幅固定，すべり量 D が変化する場合の堆積砂分布

図 4-18 各条件の変化における堆積砂量の分布

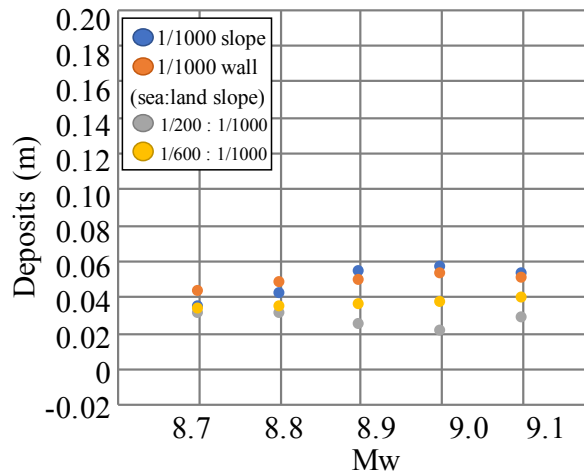
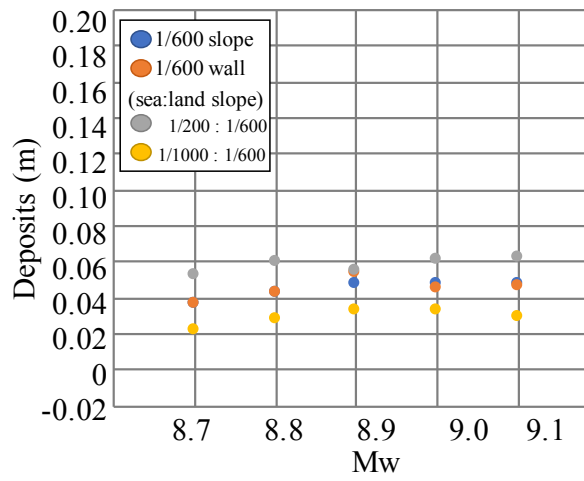
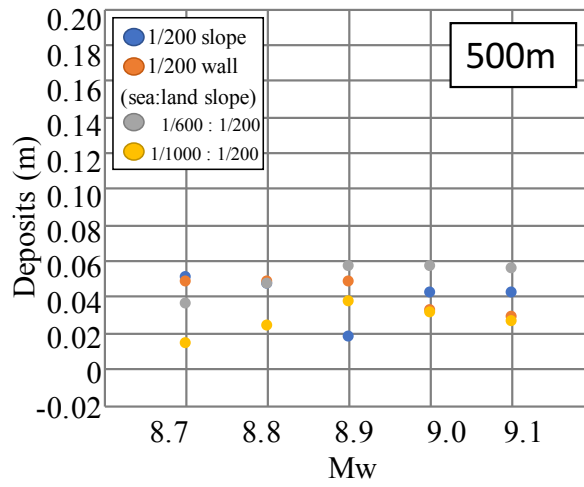
(6) 海域および陸域の勾配および構造物による影響と各観測点の堆積物分布

これまでの検討で、勾配が緩やかなケースの場合は、海域も勾配が緩やかなため断層から汀線までの距離も必然的に長くなることから、水位および流速の低下が生じ、遡上距離および堆積砂量の減少に繋がることが明らかになった。また、勾配が急なケースの場合は、断層から汀線までの距離が短く、伝搬中の減衰量が小さい状態で汀線に到達するため、多くの堆積物の移動が確認できた。しかし、陸域も急勾配のため遡上距離が短くなる。実際の海域および陸域の勾配は地域によって異なり、それらの勾配も一様とは限らない。また、実際の堆積物調査では、全体の堆積相を確認することは難しく、調査地各地点における砂量により判断しなければならない。そこで、本研究では小領域における海域と陸域の勾配が同じケース以外に海域と陸域の勾配を変化させたケースを実施し、これまでのケースに加え、遡上斜面上の測定点において各条件の堆積砂量を図 4-19(a)～(e)に示した。また、各地点の上段、中段、下段は陸域の勾配によって分けられており、それぞれ陸域の勾配が 1/200, 1/600, 1/1000 の場合についてまとめて示す。

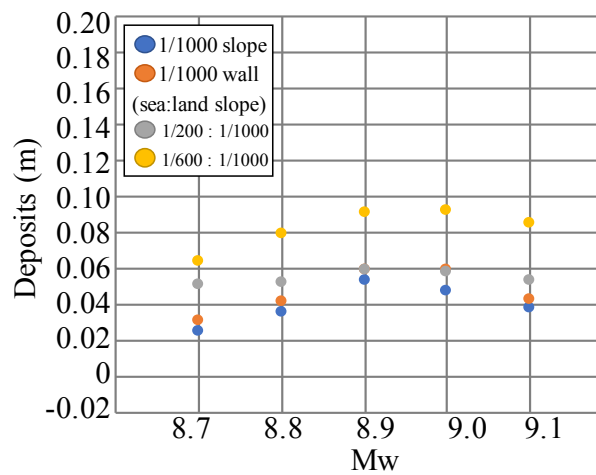
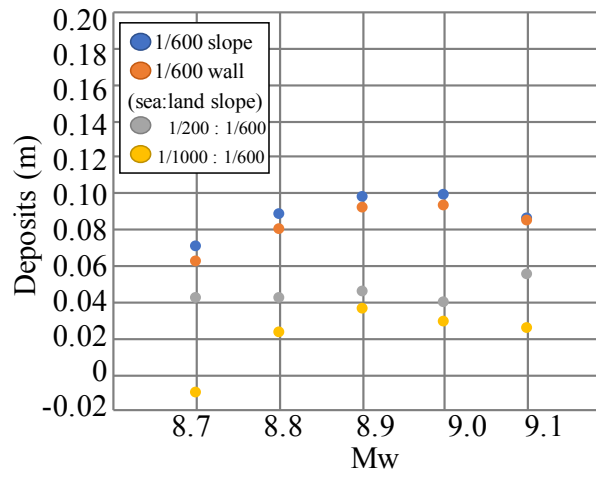
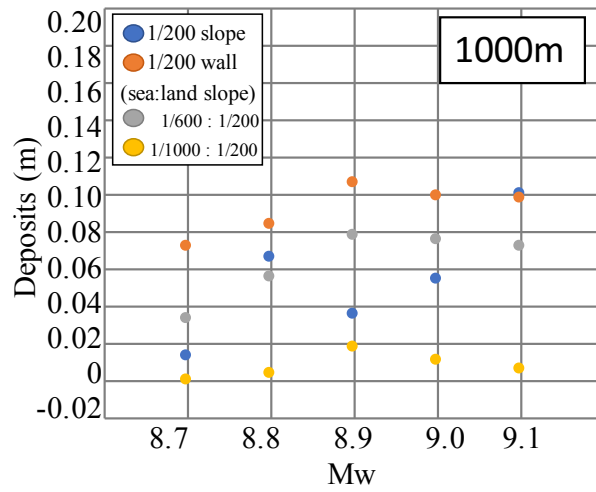
全体的に、汀線から遠くなるにつれて海域陸域勾配共に 1/200 一様の堆積砂量において高い値が確認できた。また、同図 (d) の汀線から 2250m 付近は、構造物設置位置付近のため、海域陸域勾配共に 1/200 一様の堆積砂量において高い値を示した。しかしながら、汀線に近い同図(a)500m ではケース間の明瞭な違いは見られなかった。規模または勾配や構造物などの条件の違いは、汀線から距離を奥ごとに増加および減少などによって変化が見られた。特に、海域が 1/200 で、海域が 1/600 または 1/1000 のような、海域が急勾配かつ陸域で緩勾配の組み合わせは (図中 1/200 : 1/600 や 1/200 : 1/1000 で表記)、同じ勾配の各地点の堆積砂量を比較した場合でも高い値を示した。これは、表 4-7 でも示す通り波の到達距離が大きくなることが確認されており、急勾配の海域を伝搬し水位および流速が大きい波が緩勾配の陸域に上陸することで、より陸奥に多くの堆積物をもたらしたためである。このことから、堆積物の有無の調査であれば汀線付近でも確認できるが、規模の推定を行うためには汀線からより陸奥側の堆積物の情報が重要となる結果となった。

一様な勾配で汀線に近い地点(同図(a)の 500m 地点など)では、ケース間の変化が少ないだけでなく、今回の検討で最も汀線付近の水位が高い Mw8.9 のケースにおいて低い値を示すなど、規模の推定には非常に厳しい環境であることが

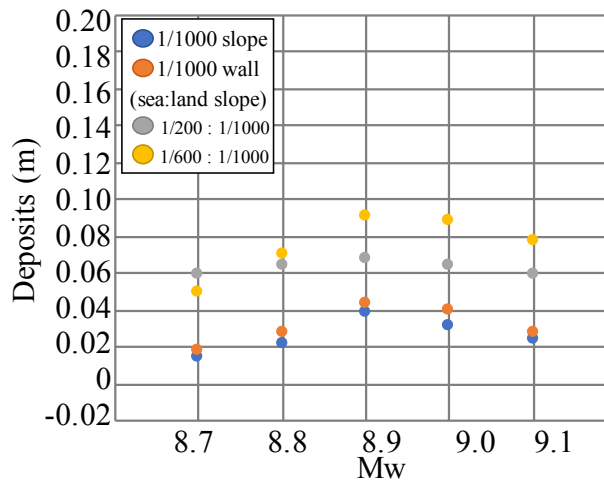
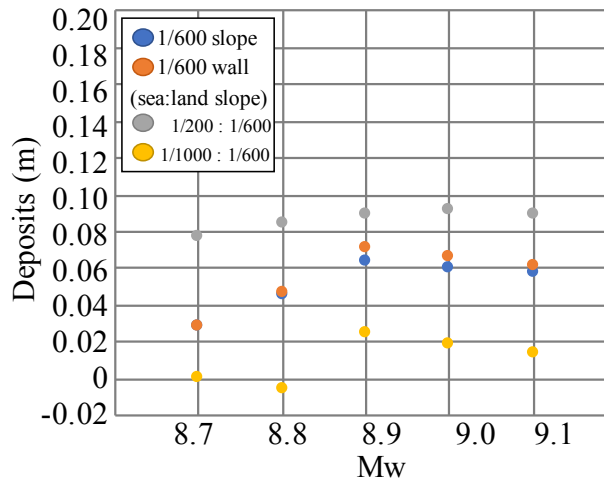
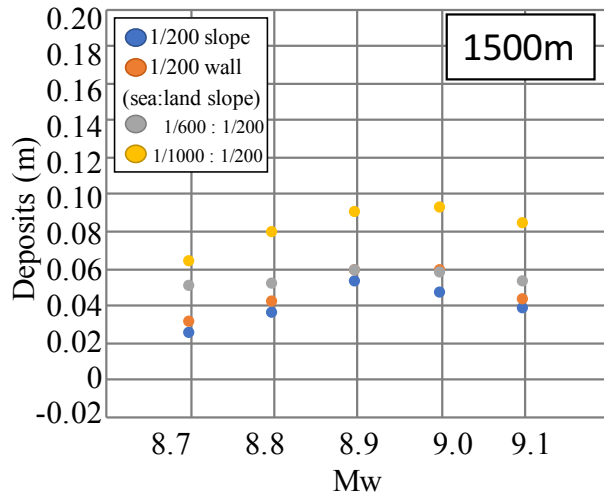
確認できた。これは、汀線付近が遡上だけでなく、戻り流れの影響も大きく受ける地点であることが原因であり、戻り流れの有無が未知の場合は、汀線付近を避ける必要がある。また、規模の推定に有力な転換点を抽出するためには、陸奥に向かって複数地点における試料の採取が必要となり、堆積物の増加減少の推移を見極めが必要となる。



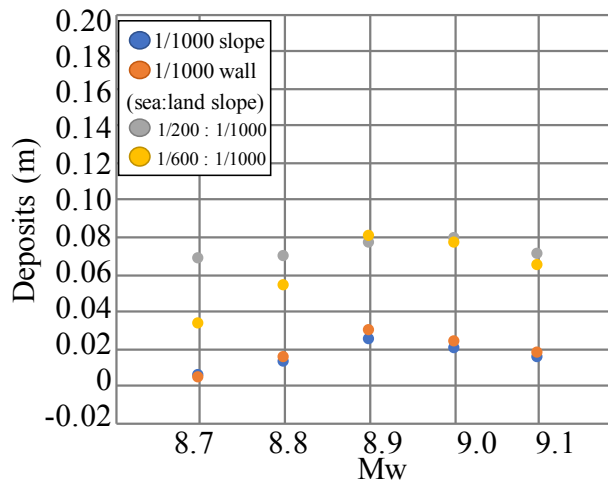
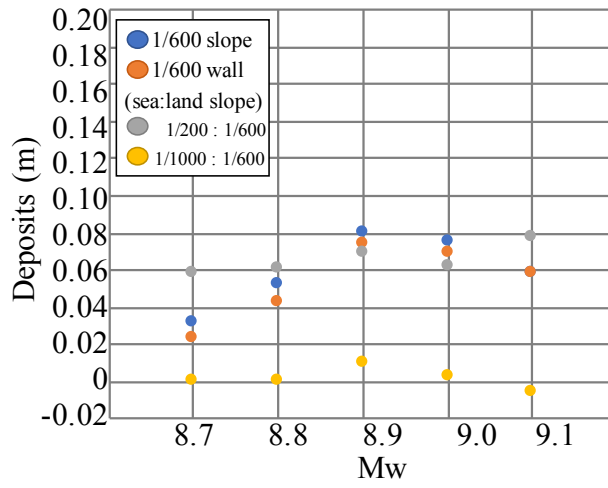
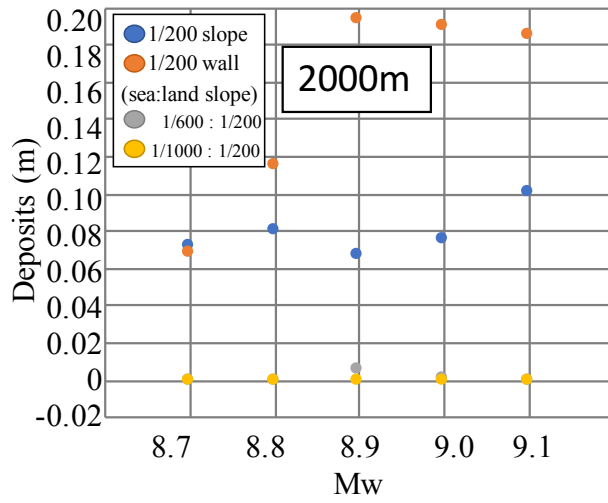
(a) 汀線から 500m 地点



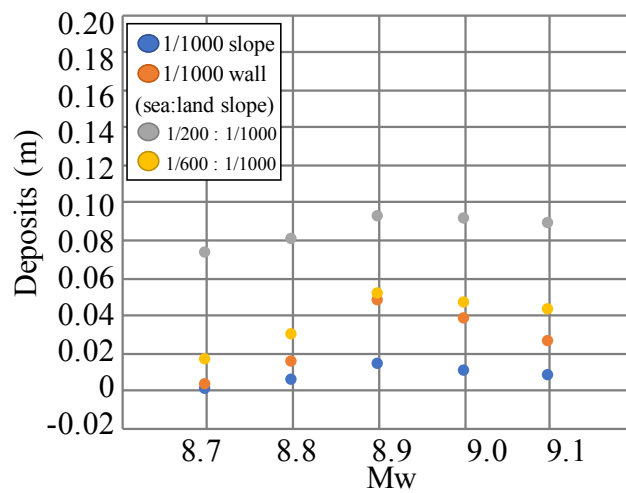
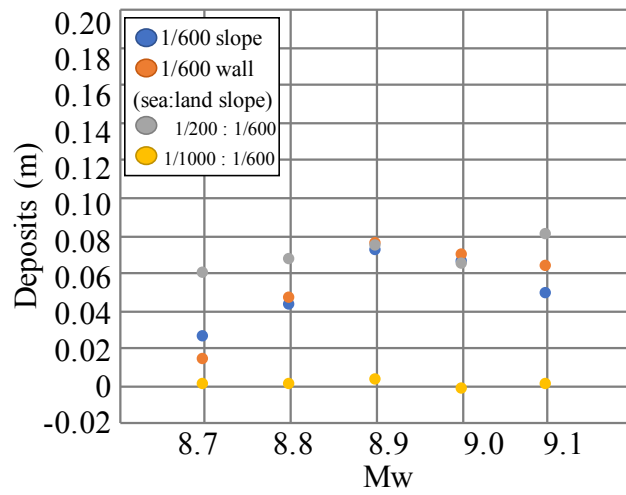
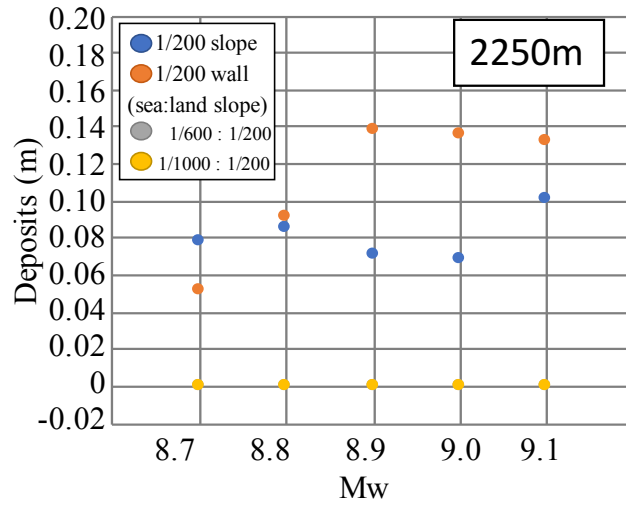
(b) 汀線から 1000m 地点



(c) 汀線から 1500m 地点



(d) 汀線から 2000m 地点



(e) 汀線から 2250m 地点

図 4-19 各条件における遡上斜面測定点における堆積物比較

4.3 津波堆積物より波源を推定するための課題と展望

4.3.1 津波堆積物より波源を推定する手法の提案

津波堆積物は、これまで沿岸域で多くの堆積物調査が実施されているが、その調査地選定および規模の推定は非常に困難である。本研究において、目的としている津波堆積物より波源推定する技術の開発には、堆積物から津波の外力を推定するための情報を抽出する必要がある。本研究ではこれまでの採取試料からどのようにして、またどのような外力に繋がる情報が得られるかについて検討する。

堆積物分布データを用いて外力推定する手法の流れ図を、図 4-20 に示す。まず、汀線から陸奥に向かい採取した堆積物試料の砂層の層厚 X_1, X_2, X_3, \dots (m) とする。これを各調査地における勾配などの地形条件 T_1, T_2, T_3, \dots および汀線からの距離 Y_1, Y_2, Y_3, \dots (m) における堆積砂の分布図における X_a, X_b, X_c, \dots と比較し、一致する場合は転換点を推定し、比較的堆積砂量が一定となる Mw8.9 以上かを判定する。汀線からの距離については、年代によって汀線が変化する可能性があるため、不一致が続く場合は、地形条件との関係で絞り込みを行う。

Mw8.9 以下の場合には堆積砂量より断層幅 L の最大値または断層までの距離を推定を行う。Mw8.9 以上の場合には地形条件として後背部に構造物（崖など）の有無により構造物がある場合は、規模や位置に応じて特徴的な堆積砂量と堆積砂相を示すことから、規模や断層までの距離を推定が可能である。また、規模からおおよそその断層面積の推定が可能な場合もあるため、より外力の推定の可能性が高い。しかし、Mw8.9 以上かつ崖などの地形的制限がない場合は、堆積砂量の変化が少ないことから、断層長 L の最小値などの推定を実施する。この場合、詳細な断層の外力推定を実施するためには、別の調査地における堆積物調査が必要となる。

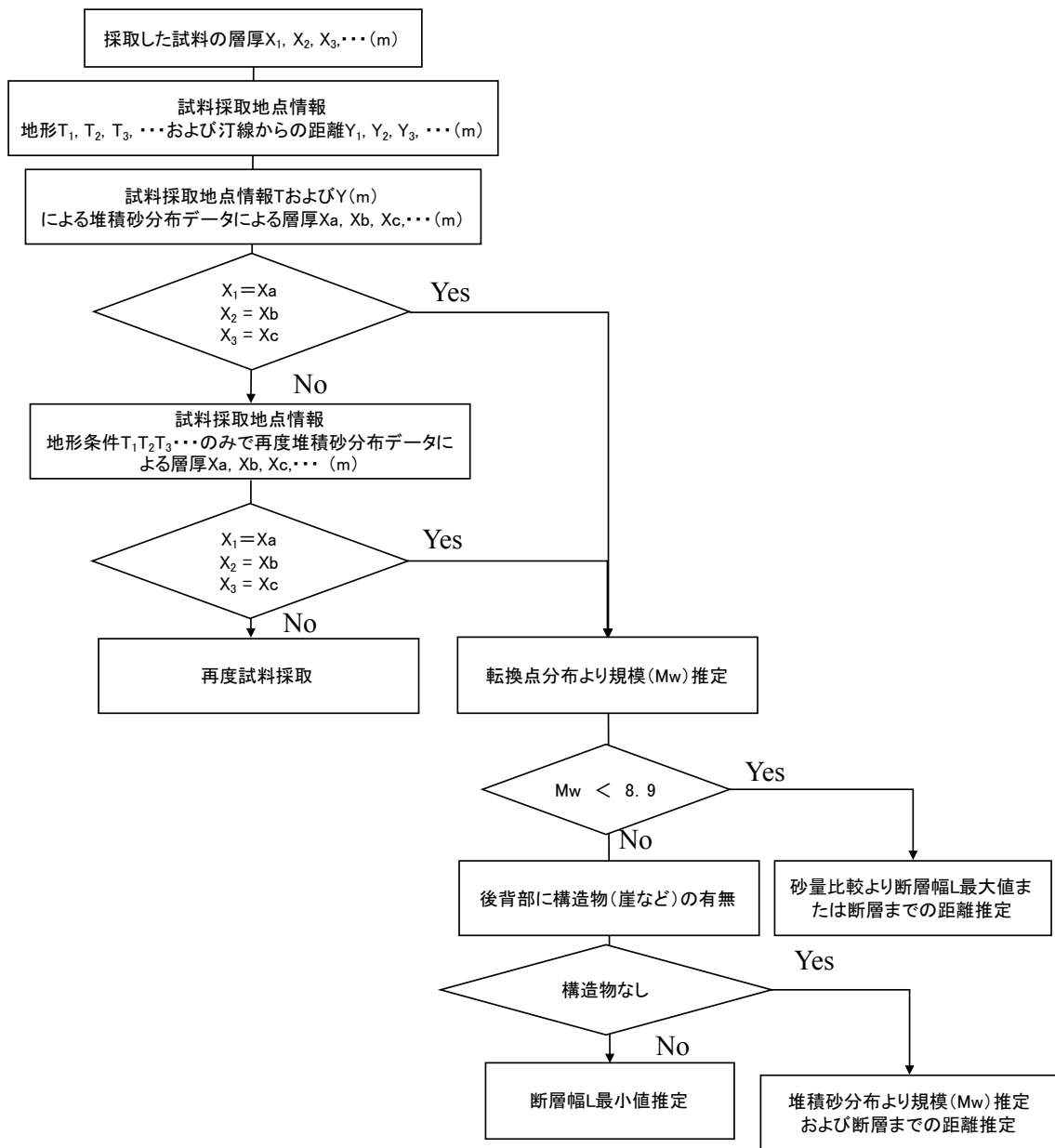


図 4-20 堆積物の分布データを用いて津波堆積物より
外力を推定する手法の流れ

4.3.2 波源推定のための課題および展望

4.3.1 で示すような、堆積物から津波の外力を推定する手法を実施するためには、現在の模擬的な地形ではなく実地形における複雑な地形におけるデータが必要とされる。また、4.2 で上述した通り、本研究では検討していない断層の不均一性の考慮と、現在提案されている断層モデルよりもより複雑な断層についても検討する必要がある、より精度の高い外力推定を可能とするためには、かなりのデータ量が必要となる。

数値実験の結果より、各規模によって転換点の変化や堆積物の分布に特徴が確認できており、地形条件が構造物などの影響の有無によりある程度の規模や断層までの距離および面積などの推定に繋がる要素があることを示した。特に沿岸から堆積物の分布を確認する上で、先端を形成する堆積物の増加減少の転換点を明らかにすることが、外力推定に有効である可能性が高い。転換点と波の到達地点との関係性が地形と大きく影響しあっていることから、どこまで分布する可能性があるかなどの推定は可能であり、試料の数を増やすことがより詳細な推定に繋がることも示した。しかし、今回の数値実験より堆積物を活用する上で、ある一定の規模を超えると、構造物や地形的影響を受けやすい地域であれば規模が異なっても堆積砂量に大きな差が得られない可能性があるため、堆積物より規模の推定を行うに当たって使用するデータとしては、扱いには留意が必要である。

海域と陸域と勾配が大きく異なるような地域では陸域に形成される堆積砂量や波の到達距離が変化するため、堆積物を採取した地域の土地条件だけでなく、海域の条件についても考慮しなければならない。さらに、推定に重要とされる過去の汀線の位置など不確定な要素についての扱いなど検討する必要がある。

4.4 結言

模擬地形および模擬津波による堆積物形成の数値実験を実施した。大領域における断層は規模だけでなく配置を変え、さまざまな波源における堆積物の影響を考慮した。その結果模擬津波では規模だけでなく、断層の位置により発生する波の波高が影響されることが確認できた。また、断層長はある一定の規模を超えると堆積物変化量が一定となるが、断層幅やすべり量は堆積砂量や転換点を変化させることが確認できた。堆積物を形成させる小領域においては、将来的に実地形での適用も考慮し、海域および陸域の勾配や構造物の設置などの土地条件においても実施し、堆積物と外力との関係について検討をした。その結果、規模により、堆積物の増加減少の転換点が異なることを明らかにした。また、これは戻り流れによっても影響を受けないため、規模の推定には重要な要素であることが確認できた。また構造物による影響は、構造物に対しある程度の流速および波高がある状態であるかが堆積相に影響を及ぼすことが確認された。さらに津波が構造物に反射する場合、汀線付近の堆積物にほとんど差が見られないことから、堆積物採取の調査地を選定する上では津波を反射しうる地形など位置関係に留意する必要があることを示した。

堆積物を用いた外力推定には多くのデータや不確定要素の扱いなど課題は残るが、堆積物砂量や調査地の条件から外力推定に繋がる手法について提案を行った。また、その手法に使用する堆積物の分布データは、新規の調査地選定にも活用が可能性であることを示唆した。

5. 結論

本研究の目的は、津波堆積物を用いた波源推定モデルの開発につなげるため、(1) 砂の粒径や外力を変化させた水理実験から津波堆積物形成メカニズムのあきらかにすること、(2) (1) の水理実験データを用いて土砂移動モデルの課題を抽出すること、(3) 津波堆積物を用いた津波波源推定の可能性を検討の 3 つを挙げて検討してきた。

2章では、津波堆積物の形成メカニズムを明らかにするために粒径や外力を変化させた水理実験を実施した。本実験より、粒径および外力がそれぞれ条件下において、遡上する陸域側の堆積物にどのように影響を及ぼすかが明らかになった。単一砂と混合砂を用いた実験では、単一砂および混合砂の粒径や混合比を変化させても、堆積砂量はほとんど影響を受けず、波の外力に依存した堆積砂量を示すことが明らかになった。しかし、遡上先端付近においては粒径による輸送力の違いから減少する割合や含有率が変化することが確認できた。混合砂においては、戻り流れを考慮しない場合、汀線付近において混合砂の混合比と各粒径の分布比が一致することが明らかになった。これは、現在の堆積物分析の課題の一つである当時の堆積物の供給源となる砂の初期条件を解明する手がかりとしても非常に重要な結果を得ることができた。複数波を発生させることで砂の供給源が変化するため、堆積砂の到達距離と遡上先端付近の堆積砂量の顕著な増加が確認できた。しかし、汀線付近の堆積砂量は粒径に関係なく、同規模・減衰する波ともに堆積砂量は、最後に到達した波に依存することが確認できた。

さらに、今回の実験において陸域の条件によっては、大規模な波を発生させても、戻り流れが堆積砂を持ち去り、堆積物が形成されないことが確認できた。しかし、周期を短くした場合や遮水壁により強制反射させた場合は堆積物が斜面上に形成されることから、堆積物の形成において重要な因子として、これまでの津波の規模だけでなく周期や構造物のも含まれることを示した。

3章では、1999 および 2011 モデルにおける数値実験では 2011 モデルの方での再現性が高いことが明らかになった。単一粒径では、中粒径(U2)や細粒径(U3)においては斜面中腹において高い再現性を示すことが確認できた。しかしながら、粗粒径(U1)の移動量においては斜面中腹における再現性が過小評価となり、土砂移動モデルの再現性には課題が残った。また、遡上先端付近における波の到達距離および堆積砂量において過大評価となるなど課題が明らかになっ

た。しかし、戻り流れを考慮した場合であれば現行モデルでも高い精度で再現が可能であることが確認することができた。本章における検証において、現行モデルは中腹付近を対象とした場合であれば、概ね再現性が確保できることを示した。今後の検討要因として、板倉・岸式による浮遊砂層および掃流砂層境界付近における浮遊砂濃度の導入による課題解決策を提案した。

4章では、模擬地形および模擬津波による堆積物形成の数値実験を実施した。大領域における断層は規模だけでなく配置を変え、波源における堆積物の影響を考慮したケースを実施した。その結果模擬津波では規模だけでなく、断層の位置が波の波高に影響をおよぼすことが確認できた。堆積物を形成させる小領域においては、勾配や構造物の有無などを考慮し設定を行った。その結果規模により堆積物の増加減少の転換点が異なることを明らかにした。また、これは戻り流れによっても影響を受けないため、規模の推定には重要な要素であると可能性が高いことを示した。また構造物による影響は、構造物に対し、ある程度の流速および波高がある状態であるかが堆積相に影響を及ぼすことが確認された。今回の数値実験から明らかになった堆積物と津波の規模や勾配などの条件との関係は、今後の現地調査の調査値選定や堆積物の分析においても活用可能であることを示した。また、堆積物砂量や調査地の条件から外力推定に繋がる手法を提案し、その手法に使用する堆積物の分布データは、新規の調査地選定にも活用が可能性であることを示した。

参考文献

- Tomoya Abe, Kazuhisa Goto, Daisuke Sugawara(2012), Relationship between the maximum extent of tsunami sand and the inundation limit of the 2011 Tohoku-oki tsunami on the Sendai Plain, Japan, *Sedimentary Geology*, 282, pp.142-150.
- Tadaoki Itakura and Tsutomu Kishi (1980), Open channel flow with suspended sediments. *J. of Hyd. Div., ASCE*. Vol. 106, HY8, pp.1325-1343.
- 今井健太郎, 菅原大助, 高橋智幸, 岩間俊二, 田中仁(2015), 2011年東北津波における北上川河口部の大規模洗掘・堆積に関する数値的検討, *土木学会論文集 B2(海岸工学)*, Vol.71, No.2, I_247-I_252.
- 今井健太郎, 平川雄太, 会田俊介, 三戸部佑太, 高橋智幸, 今村文彦(2015), 沿岸湖沼に突入する津波の水理特性に関する実験的検討, *土木学会論文集 B2(海岸工学)*, Vol.71, No.2, I_229-I_234.
- 今村文彦, 後藤和久 (2007), 過去の災害を復元し将来を予測するためのアプローチ-津波研究を事例に-, *第四紀研究*, Vol.46, pp.491-498.
- 岡村眞, 松岡裕美, 佃栄吉, 栗本貴生, 吉岡崇 (1997), 四国沿岸に記録された津波堆積物, *第104年日本地質学会学術大会公演要旨集*, 378p.
- 岡村眞, 松岡裕美, 佃栄吉, 都司嘉宣 (2000), 沿岸湖沼堆積物による過去一万年間の地殻変動と歴史津波のモニタリング, *月刊地球*, 号外, No.28, pp.162-168.
- 岡村眞 (2009), 津波堆積物から読む巨大南海地震, *電気設備学会誌*, Vol.29, No.11, pp.887-890.
- Kenji Satake(1987), INVERSION OF TSUNAMI WAVEFORMS FOR THE ESTIMATION OF A FAULT HETEROGENEITY : METHOD AND NUMERICAL EXPERIMENTS, *J. Phys. Earth*, vol.35, pp.241-254.
- 地震調査推進本部 (2017a) 波源断層を特性化した津波の予測手法 (津波レシピ), 34p.
- 地震調査推進本部 (2017b) 波源断層を特定した地震の強振動予測手法 (「レシピ」), 51p.
- 菅原大助, 今村文彦, 松本秀明, 後藤和久, 箕浦幸治(2011), 地質学的データを用いた西暦 869 年貞観地震津波の復元について, *自然災害科学*, J.JSNDS 29-4, pp.501-516.
- 菅原大助 (2017), 2011 年東北地方太平洋沖地震による津波による津波の堆積

- 作用と堆積物：広田湾と仙台湾の事例を中心とする検討，地質学雑誌，第 123 卷，第 10 号，pp.781-804.
- 菅原正宏，大窪慈生，菅原大助，箕浦幸治，今村文彦(2003)，津波により一様斜面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，第 50 卷，土木学会，pp.266-270.
- 高井敦史，保高徹生，遠藤和人，勝見武 (2013)，東日本大震災における津波堆積物の分布特性と物理化学特性，地盤工学ジャーナル，Vol.8, No.3, pp.391-402.
- 高川智博，富田孝史(2012)，時間発展を考慮した津波波源逆解析と観測地点地盤変動量のリアルタイム推定，土木学会論文集 B2(海岸工学)，Vol.68, No.2, I_311-I_315.
- 高橋智幸，今村文彦，首藤伸夫(1991)，津波による流れと海底変動に関する研究 -1960 年チリ津波の気仙沼湾での場合-，海岸工学論文集，第 38 卷，pp.161-165.
- 高橋智幸，首藤伸夫，今村文彦，浅井大輔 (1999)，掃流砂層・浮遊砂層間の交換砂量を考慮した津波移動床モデルの研究，海岸工学論文集，第 46 卷，pp.606-610.
- 高橋智幸，黒川貴博，藤田将孝，島田広昭 (2011)，津波による土砂移動の粒径依存性に関する水理実験，土木学会論文集 B2(海岸工学)，Vol.67, No.2, I_231-I_235.
- 佃栄吉，岡村眞，松岡裕美 (1999)，過去約二千年の地層に刻まれた地震，月刊地球，号外 No.24，pp.64-69.
- Tsushima Hiroaki, Ryota Hino, Hiromi Fujimoto, Yuichiro Tanioka(2009), Near-field tsunami forecasting from cabled ocean bottom pressure data, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, Vol.114, B06309, doi:10.1029/2008JB005988.
- Mansinha, L. and D. E. Smylie (1971) The displacement fields of inclined faults, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.61, No.5, pp.1433-1440.
- 内閣府 (2012a) 南海トラフ巨大地震による震度分布・津波波高について (第一次報告)，44p.
- 内閣府 (2012b) 南海トラフ巨大地震モデル検討会 (第一次報告)，津波断層モデル編 -津波男装モデルと津波高・浸水域等について-，100p.

- 七山太, 牧野彰人, 佐竹健治, 古川竜太, 横山芳春, 中川充 (2001), 釧路市春採湖コア中に認められる, 千島海溝沿岸域における過去 9000 年間に生じた 20 層の津波イベント堆積物, 活断層・古地震研究報告, No.1, pp.233-249.
- 長谷川史朗, 高橋智幸, 上畑善行 (2001), 津波遡上に伴う陸域での津波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.
- 原田賢治, 今井健太郎, Tran The Anh, 藤木悦史 (2011), 津波斜面遡上による陸域での津波堆積物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.
- 原田賢治, 高橋智幸, 野島和也 (2017), 津波により陸上斜面上に形成される堆積砂分布に関する水理実験, 土木学会論文集 A1 (構造・地震工学), Vol.73, No.4, I_634-I_641.
- 藤原治, 鎌滝孝信, 内田淳一, 安倍恒平, 原口強 (2009), 房総半島南東岸の完新世前期の溺れ谷堆積物に見られる地震隆起の痕跡と津波堆積物, 第四紀研究, Vol.48, pp.1-10.
- 藤原治, 谷川晃一郎 (2017), 南海トラフ沿岸の古津波堆積物の研究: その成果と課題, 地質学雑誌, 第 123 巻, 第 10 号, pp.831-842.
- 藤良太郎, 日向博文, 藤井智史, 高橋智幸(2013), 海洋レーダを利用したインバージョンに対するレーダ観測時間の影響, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol.69, No.2, I_436-I_440.
- Bruce Jaffe, Kazuhisa Goto, Daisuke Sugawara, Guy Gelfenbaum, and Sean Paul La Selle(2016), Uncertainty in Tsunami Sediment Transport Modeling, Journal of Disaster Research, Vol.11, No.4, pp.647-661.
- 森下祐, 高橋智幸 (2014), 2011 年東北地方太平洋沖地震津波来襲時の気仙沼湾を対象とした津波移動床モデルの再現性向上, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol.70, No.2, I_491-I_495.
- 安田誠宏, 高山知司, 川村健太(2006), 観測データを用いたグリーン関数重ね合わせ法によるリアルタイム津波波源域推定法, 海岸工学論文集, 第 53 巻, 土木学会, pp.311-315.

謝辞

本論文作成にあたりまして、2016年4月よりご指導いただきました関西大学社会安全研究科水災害研究室の高橋智幸教授には、実験や数値計算など研究環境および多くの助言頂きました。また、論文執筆だけでなく国内外の学会において多くの経験を積ませて頂きましたことも合わせまして、心より感謝申し上げます。

また、静岡大学防災総合センターの原田賢治准教授および関西大学社会安全研究科の小山倫史准教授にも副査として様々な観点から多くの助言を頂きました。研究過程におきましても、学内外の研究者の皆様より多くのご指導ご鞭撻を賜りましたことを、心より感謝申し上げます。

論文の共著および水理実験におきまして、日本工営株式会社の櫻庭雅明様、野島和也様には専門的な技術の提供および円滑な実験遂行のため、多くの協力を賜りました。この場を借りて感謝申し上げます。

そして、水災害研究室の皆様および秘書の森井道代様には、在籍中多くのサポートを頂きました。

最後になりましたが、大学院進学および研究につきまして、応援して頂きました両親、家族に対し深く感謝申し上げます。