

博士論文

津波氾濫予測と沿岸防災技術の高度化に関する研究

(A Study on Enhancement of Tsunami Flooding Prediction and
Coastal Disaster Mitigation)

山中 悠資

要 旨

2011年に発生した東北津波(以下、東北津波)以降、沿岸域では二段階の津波規模設定に基づいた多重防御による津波防災・減災政策が推し進められている。その中でも特に、海岸堤防が担う役割は非常に重要である。百年程度の周期で発生する規模の津波による被害は完全に防ぎ、それ以上の周期で発生する規模の津波に対しても、津波に対して粘り強く抵抗することで被害の程度を低減させる機能が堤防に求められるようになった。これを実現するためには、対象地域に來襲する津波の特性や沿岸域での津波の挙動を精度良く推定することが重要である。さらに、東北津波は沿岸域で多くの堤防を破壊した。粘り強い堤防を実現するためには、それらの破壊メカニズムを分析して堤防破壊に関する知見を得ることも同様に重要である。本研究では、來襲津波の特性や沿岸域における津波の挙動及び堤防の破壊メカニズムを分析することにより、沿岸防災技術の高度化を図ることを目的とする。

1)高速津波計算システムの構築

通常來襲津波の予測には、数ある想定津波波源から対象地に最悪の被害をもたらすことが予想される波源群を抽出し、その伝播計算を行って來襲する最大津波高を推定する。津波防災計画の主体である市町村がそのような想定を個々に行う必要があるが、計算負荷の観点から全ての市町村で独自にそれを行うのは非効率である。そこで、計算負荷を低減させた高速津波計算システムを構築した。まず津波の伝播計算には解の重ね合わせが成立し、かつ波の分散性も考慮可能な線形ブシネスク方程式を基礎式として用いた。次に水位を単位量上昇させた波源(単位波源)を計算領域の各格子点に設置し、それらの伝播計算を行って計算結果をデータベース化した。そのデータベースに任意の津波の初期波源が与えられたとき、それを単位波源群の重ね合わせとして表現することにより、任意地点における水位変動を線形解の重ね合わせとして瞬時に得ることができる。さらに、実際の想定波源を対象として、通常の伝播計算で得られる結果と同計算手法で得られる結果を比較し、同計算手法により得られる結果の妥当性を確認した。また日本海で想定されている津波波源を取り上げ、同計算手法を用いて津波想定の不確実性による沿岸域での津波挙動の変化を分析し、効率的にその分析を行えることを示した。

上述の手順に従って、日本海で発生する津波及びその沿岸域を対象とした高速津波計算システムを構築した。まず日本海では60個の津波波源が想定されており、それら全ての伝播計算を行ってその結果をデータベース化した。そのデータベースから、各沿岸域で生じる津波の來襲時間、最大波高及びそれが生じる時間を抽出した。次に、日本海で主要な津波断層が集中している日本海東縁部を対象にして単位波源群を設置し、それらの伝播計算を行って計算結果をデータベース化した。以上二つのデータベースを用いて、來襲する津波の波高や到達時間、任意の津波波源の伝播計算結果などを対象地点ごとに瞬時に表

示することができる高速津波計算システムを構築した。これを活用することにより市町村ごとにきめ細かく来襲する津波の特性を瞬時に把握することが可能となった。

2) 海岸堤防の破壊メカニズムと沿岸域の津波の挙動

東北津波で破壊された堤防の多くは、津波の越流やそれに伴う周辺地盤の洗掘によるものであったことが報告されている。一方、岩手県大船渡市三陸町に位置する綾里湾では、来襲した東北津波の映像が残されており、映像で見られた周期 8 秒程度の短周期の水位変動(以下、短周期波)が綾里湾における堤防破壊に寄与した可能性が指摘されている。そこで綾里湾における堤防の破壊事例に基づき、堤防の破壊メカニズムとそれを引き起こした津波の特性を分析した。まず綾里湾を対象とした津波の数値計算を非線形分散波理論に基づいて行い、堤防周辺を含む湾内の詳細な津波の挙動を分析した。その結果、綾里湾奥の堤防周辺地点では、地震発生から 55 分までの間に水位が 15m を超える水位変動が二度生じていたことがわかった(以下、地震発生から 40 分までの時間帯で生じた水位変動を一波目の津波、地震発生後 40 分から 55 分までの時間帯で生じた水位変動を二波目の津波と定義する)。そのうち一波目の津波来襲時には短周期波は生成されていなかった。一方で、二波目の津波は短周期波を伴って来襲していた。またこの短周期波は津波の先端が前傾化して段波状の波形となり、それが分裂(ソリトン分裂)することによって発生していたことがわかった。次に、津波の越流による波圧が堤防に作用した場合の作用応力を推定して堤防耐力と比較したところ、津波の越流による作用応力は堤防耐力を大きく下回り、その破壊条件を満たさなかった。現地で撮影された写真から、一波目の津波が堤防を越流している時点ではそれが破壊されていないことが確認できたことから、二波目の津波による衝撃砕波波圧が堤防に作用した場合の作用応力と堤防耐力を比較した。その結果、波高が 10m 程度になると作用応力が堤防耐力を上回ることがわかり、段波状の津波と短周期波が合わさった 10m 程度の波高の津波が堤防位置に来襲していたことが数値計算から確認できたことから、二波目の津波の衝撃砕波波圧によってそれが破壊されたことがわかった。また分裂による短周期波が段波状の津波に加わることにより作用津波波圧が増大し、堤防破壊を助長していた可能性があることがわかり、分裂波の形成状況によってはそれが主要波圧となって堤防を破壊する可能性があることが示唆された。

3) ソリトン分裂波の発生条件とその発生の予測

ソリトン分裂によって生じる短周期波による波圧が主要成分となって堤防を破壊する可能性があることが示されたことから、その発生可能性を考慮して津波防災計画を策定する必要がある。一方でソリトン分裂を計算上で再現する場合、波の非線形性及び分散性の考慮、さらに高解像度の計算格子点が必要なため、現在の津波の氾濫計算に一般的に用いられる非線形長波モデルと比較して計算負荷が大幅に増大する。そこで、ソリトン分裂波の発生条件を分析し、その発生を小さな計算負荷で予測できる手法を構築した。まず一次元一様勾配水路条件で非線形分散波理論に基づく津波の伝播計算を波の遡上を考慮して行った。沖側境界から周期及び波高が異なる波形を入力し、それが伝播する過程で分裂が

発生するかどうかを分析した。ここで入力波形には、正弦波形のある波峰に単位高さのガウス分布の波形の波峰を一致させて乗じた波形を用いた。このガウス波形の時間スケールは可変であり、これを大きくすることによってガウス波形を一致させた波に先行する波の波高が大きくなり、先行波が後続波に干渉する場合を含めて波の分裂を分析することができる。この分析からソリトン分裂の発生条件を抽出し、さらに得られた条件を平面二次元地形に適用可能な形式に拡張した。

実際に東北津波でソリトン分裂が発生していたことが報告されている岩手県綾里湾及び宮城県仙台湾を対象として上述の条件を適用し、その適用性を確認した。特に綾里湾においては、津波が湾水振動を引き起こし、それによる波高増幅が津波の分裂を引き起こした要因の一つであることがわかった。また綾里湾の北方に位置する吉浜湾と唐丹湾に來襲した東北津波を対象として同様の分析を実施した結果、前者ではソリトン分裂が発生し、後者ではそれが発生しないことが予測された。それらを対象とした数値計算を実施した結果、予測結果と矛盾しない結果が得られることが確認できた。さらに、想定南海トラフ巨大地震津波波源により來襲する津波と太平洋沿岸域を対象として同手法を適用し、津波がソリトン分裂を引き起こして來襲する可能性が高い地域を抽出した。

目次

第1章	序論	1
第1節	研究背景	1
第2節	研究目的	2
第2章	高速津波計算システムの構築	3
第1節	まえがき	3
第2節	高速津波計算システムの構築手法	3
第1項	単位波源の伝播計算結果のデータベース化	3
第2項	単位波源の大きさと計算精度	5
第3項	単位波源の重ね合わせへの変換	7
第3節	高速津波計算システムの計算精度	11
第4節	波源特性の分析	12
第5節	日本海津波を対象とした高速津波計算システムの構築	14
第1項	データベースの構築	14
第2項	構築したデータベースの編集	14
第3項	初期波源の推定	22
第4項	高速津波計算システムの実装	23
第6節	まとめ	25
第3章	沿岸域における来襲津波と堤防破壊メカニズムの分析	27
第1節	まえがき	27
第2節	綾里湾における海岸堤防の破壊状況	28
第3節	数値計算に基づく綾里湾内の流況の把握	31
第1項	広領域数値計算	31
第2項	狭領域数値計算	35
第4節	綾里湾白浜海岸の堤防破壊メカニズム	41
第1項	堤防基底部の破壊	41
第2項	堤防パラペット部の破壊	41
第5節	まとめ	48
第4章	津波の分裂と沿岸地形	49
第1節	まえがき	49
第2節	津波の分裂条件の抽出	49
第1項	波の遡上を考慮した一次元非線形分散波伝播解析	49
第2項	津波の分裂条件	53
第3節	実津波及び実海域への津波の分裂条件の適用	58
第1項	地形の平面形状の変化による波高増幅を考慮した津波の分裂条件	58

第2項	岩手県綾里湾及び宮城県仙台湾における東北津波の分裂.....	59
第3項	沿岸部固有振動と津波の分裂.....	62
第4節	他地域における東北津波の分裂.....	64
第1項	津波の分裂条件の適用.....	64
第2項	数値計算に基づく津波の分裂発生を検証.....	68
第5節	来襲津波及び地形特性の比較.....	76
第6節	想定津波波源による来襲津波の分裂可能性.....	78
第7節	まとめ.....	89
第5章	結論と今後の課題.....	91

参考文献

付録

謝辞

目次

2-1	直方体とガウス分布の単位波源の重ね合わせによる初期波源の近似.....	4
2-2	ガウス分布の単位波源に含まれる波数成分.....	6
2-3	線形ブシネスク方程式の計算精度.....	6
2-4	数値誤差による津波高低下量.....	7
2-5	各波源の比較.....	10
2-6	A-A断面における水位分布.....	10
2-7	鳥取県鳥取市沖及び米子市美保湾における推定水位の比較.....	11
2-8	想定波源と対象地点の位置関係.....	13
2-9	波源位置の変化による最大水位の応答倍率の変化.....	13
2-10	断層パラメータ.....	15
2-11	計算領域と単位波源設置位置.....	19
2-12	単位波源の伝播計算結果の保存例.....	19
2-13	日本海地震津波波源の伝播計算結果の保存例.....	20
2-14	日本海地震津波波源の伝播計算結果から抽出した最大水位及び最大水位が生じる時間、津波来襲時間、ワースト津波波源情報の保存例.....	21
2-15	地点別に格納した単位波源の伝播計算結果の保存例.....	21
2-16	ウェブアプリケーションで表示した高速津波計算システム.....	24
2-17	ウェブアプリケーションで表示した高速津波計算システムの使用例.....	24
3-1	綾里湾の外形と津波痕跡高分布.....	28
3-2	綾里湾白浜海岸堤防標準断面図.....	29
3-3	広領域計算地形.....	33
3-4	GPS観測記録と推定値の比較.....	34
3-5	高解像度(5m)の計算領域.....	36
3-6	沖側境界における入力波形.....	37
3-7	綾里湾奥(領域A)の津波遡上域の地形.....	38
3-8	堤防前面位置(A点)における水位変動.....	39
3-9	綾里湾奥における水位分布のスナップショット.....	40
3-10	綾里湾奥部(領域B)における西向きの最大流速分布.....	42
3-11	白浜海岸北側堤防背後域(B点)における西向きの流速及び水位分布.....	43
3-12	堤防パラペットに作用する応力とその許容応力の比較.....	45
3-13	堤防パラペットに作用する波圧の模式図.....	46
3-14	綾里湾の地形.....	47
3-15	推定水位の空間分布.....	47
4-1	入力波形の例.....	52

4-2	各パラメータの定義	53
4-3	津波の分裂の発生条件の分類	56
4-4	推定水位の空間分布の比較	57
4-5	津波の分裂条件	58
4-6	綾里湾及び仙台湾周辺地形と沖合地点	60
4-7	東北津波波源による沖合地点の水位変動	60
4-8	東北津波波源による沖合地点の水位変動のフーリエ振幅	61
4-9	綾里湾及び仙台湾に來襲した津波の分裂の分析	61
4-10	綾里湾における伝達関数と固有周期	63
4-11	固有振動による波高増幅率	64
4-12	固有振動による波高増幅を考慮した津波の分裂の分析	65
4-13	分析対象地域	65
4-14	東北津波波源による沖合地点の水位変動	68
4-15	東北津波波源による沖合地点の水位変動のフーリエ振幅	68
4-16	固有振動による波高増幅率	69
4-17	吉浜湾における津波の分裂の分析	70
4-18	吉浜湾における津波の分裂の分析	70
4-19	唐丹湾における津波の分裂の分析	71
4-20	唐丹湾における津波の分裂の分析	71
4-21	吉浜湾及び唐丹湾の計算領域	72
4-22	沖側境界における入力波形	72
4-23	吉浜湾奥(A点)及び唐丹湾奥(B点)における水位変動	72
4-24	吉浜湾奥(領域A)における水位分布のスナップショット	73
4-25	唐丹湾奥(領域B)における水位分布のスナップショット	74
4-26	唐丹湾奥地形	75
4-27	推定水位の空間分布	76
4-28	各対象地域における分析結果の比較	77
4-29	各対象地域における分析結果の比較	77
4-30	計算領域	79
4-31	尾鷲湾の沖合地点における水位変動及びそのフーリエ振幅と固有振動による波高増幅率	81
4-32	田辺湾の沖合地点における水位変動及びそのフーリエ振幅と固有振動による波高増幅率	82
4-33	須崎湾の沖合地点における水位変動及びそのフーリエ振幅と固有振動による波高増幅率	83
4-34	志布志湾の沖合地点における水位変動及びそのフーリエ振幅と固有振動による波高	

増幅率.....	84
4-35 尾鷲湾における津波の分裂の発生可能性.....	85
4-36 尾鷲湾における津波の分裂の発生可能性.....	85
4-37 田辺湾における津波の分裂の発生可能性.....	86
4-38 田辺湾における津波の分裂の発生可能性.....	86
4-39 須崎湾における津波の分裂の発生可能性.....	87
4-40 須崎湾における津波の分裂の発生可能性.....	87
4-41 志布志湾における津波の分裂の発生可能性.....	88
4-42 志布志湾における津波の分裂の発生可能性.....	88

表目次

2-1 日本海地震津波断層パラメータ	15
--------------------------	----

写真目次

3-1 撮影された映像から切り出した静止画像	27
3-2 綾里湾白浜海岸北側の堤防断面	30
3-3 綾里湾白浜海岸南側の堤防断面	30
3-4 綾里湾白浜海岸南側の堤防破壊状況	31
3-5 綾里湾白浜海岸北側の堤防破壊状況	32
3-6 第一波目の津波が堤防を越流する様子	44
3-7 津波により野野前漁港及び防波堤が破壊された様子	46
4-1 吉浜湾における被災状況	66
4-2 吉浜湾における被災状況	66
4-3 吉浜湾における被災状況	67

第1章 序論

1.1 研究背景

2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震は巨大な津波(以下、東北津波)を引き起こし、東北地方太平洋沖沿岸を中心にそれが来襲した。この津波は沿岸域の海岸堤防を含む多くの構造物を破壊して内陸に押し寄せ、甚大な被害を生じさせた。しかしながら、一部の地域では堤防や防波堤などの存在によって津波被害を低減することができたことが、後の調査や研究などで明らかとなっている(例えば佐藤：2014, 高橋ら：2011)。これらのことから、我々は海岸構造物の防災機能には限界があることを再確認し、東北津波以降では想定される来襲津波の規模を二段階に具体的に設定し、海岸構造物などによるハード対策と避難行動などによるソフト対策を組み合わせ、従前から推進されてきた総合的な津波防災計画をさらに強力に推進することとなった。

新たに定められた二段階の津波規模設定では、百年に一度程度の周期で発生する規模の津波を L1 津波と定義し、それに対しては堤防(海岸構造物)によって津波被害を完全に防ぐことが求められている。また、数百年から千年に一度程度の周期で発生する、堤防高を大きく上回るような大規模な津波を L2 津波と定義し、それに対しては堤防により背後域の浸水被害をできるだけ低減させ、そのうえで地域住民の避難行動などによって被害を低減させることが求められている。つまり堤防には津波防御の機能が求められるが、堤防高を大きく上回るような津波に対しても津波被害を低減できるような機能が求められているため、どのような津波に対しても防災・減災効果を適切に発揮できるような強度を持った堤防を設置しなければならない。東北津波以降ではこれを実現するため、L2 津波が来襲したとしてもそれが瞬時に破壊されずに津波に抵抗できる『粘り強い』堤防の構造及び形状に関する研究が進められており、このような堤防を各地域で具現化していくことが津波被害を低減していくために最も重要であると考えられる。

上述した堤防の具現化や、堤防背後域の津波被害の低減、地域住民の津波からの避難時間を確保するためには、まず各地域にどのような津波が来襲するかを予測することが重要である。日本列島はユーラシアプレート、北米プレート、太平洋プレート、フィリピン海プレートの4枚のプレートが入り組む地域に位置しているため、近傍海域で地震・津波が多く発生する。このため、多数存在する津波波源それぞれに対して各沿岸域におけるそれらの挙動を数値計算により詳細に分析する必要があるが、それには大きな計算負荷と労力を要する。近年計算負荷を低減させるため、高性能計算機を用いた大規模演算が行われるようになってきた。例えば Baba et al. (2015)は想定南海トラフ津波を対象として、スーパーコンピュータ「京」を用いた大規模並列津波計算を実行した。辰巳・富田(2013)は Graphic

Processing Unit (GPU)を用いて津波氾濫計算を高速化し、それを即時津波予測に適用できることを示した。このように、高性能計算機を用いて計算負荷を低減させた例がある一方で、その使用環境は特殊であり利用者が限定されるため、計算負荷を低減させた新しい計算手法が必要であると考えられる。また、沿岸域における津波被害を低減させるためには、これまでに沿岸域に来襲した津波の挙動及びそれによって破壊された堤防の破壊メカニズムを分析することも同様に重要である。東北津波では破壊された海岸構造物の多くが津波の越流や地盤の洗掘によるものであったことが報告されており、それらのメカニズムを分析する研究が多く行われている。例えば中尾ら(2012)は、津波が堤防を越流する際に堤防内部の空気圧が上昇することによって堤体が不安定化することを示した。長坂ら(2012)は、地盤の洗掘が津波の流速だけでなく水位低下速度によっても影響を受けることを示した。このように津波の越流による堤防の破壊メカニズムや地盤の洗掘メカニズムの理解が進んでいる。一方山中ら(2012)は、岩手県大船渡市綾里湾で撮影された津波のビデオ画像を解析し、周期 8 秒程度の短周期の水位変動が湾内で卓越して生じていたことを報告した。またその短周期の水位変動が綾里湾の堤防破壊に関与した可能性を指摘しており、上述の堤防破壊メカニズムとは異なるメカニズムによってそれが破壊された可能性を示唆している。したがって、綾里湾に來襲した東北津波の挙動及び堤防の破壊メカニズムを詳細に分析する必要があると考えられる。

1.2 研究目的

上述の研究背景を踏まえ、本研究では計算負荷を低減させた津波計算手法を構築すること、綾里湾で破壊された堤防の破壊メカニズム及びそれを引き起こした来襲津波の特性を明らかにすることによって、来襲津波の予測及び沿岸防災技術を高度化することを研究の目的とし、本論文では各章で以下の内容についてそれぞれ記述した。第 1 章では、研究の背景と目的、津波防災及び減災計画を策定するうえでの問題点を示した。第 2 章では、沖合を伝播する津波波形を小さな計算負荷で予測することができる計算手法を示し、それを用いた高速津波計算システムを構築した。第 3 章では、岩手県綾里湾を対象とした東北津波の挙動及び堤防の破壊メカニズムについて分析した。第 4 章では、綾里湾での堤防破壊に関与した可能性のあるソリトン分裂波の発生条件及びその発生予測手法を提案した。また同手法を用いてソリトン分裂が発生する可能性が高い沿岸地域について検討した。第 5 章では、本研究から得られた主要な結論と今後の課題を示した。

第2章 高速津波計算システムの構築

2.1 まえがき

津波波源の大きさや形状、あるいはその位置などによって、各沿岸域に生じる津波高は異なるため、対象地域に最悪の被害をもたらす津波想定は各地域によって異なる。したがって、各地域における最悪の津波を予測するためには、地域ごとに来襲が予想される津波の伝播計算を行い、その影響を詳細に分析する必要がある。しかしながら、様々な津波及び地域を対象としてその都度それを行うことは、大きな計算負荷を必要とするため非効率であり、現実的ではない。そこで本章では、計算負荷を低減させた高速津波計算システムの構築について述べる。なお本章の一部は土木学会論文集 B2(海岸工学)に報告しており(山中ら：2014b)、これを引用しながら詳細について述べる。

2.2 高速津波計算システムの構築手法

2.2.1 単位波源の伝播計算結果のデータベース化

まず、津波の伝播計算には後藤(1991)を参考にして、以下に示す球面座標系の平面二次元線形ブシネスク方程式を基礎式として用いる。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \lambda} \left[\frac{\partial}{\partial \lambda} M \cos \lambda + \frac{\partial N}{\partial \theta} \right] = 0 \quad (2-1)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{gh}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \lambda} = -fN + \frac{1}{R} \left[\frac{\partial}{\partial \lambda} \left\{ \frac{h^3}{3} F_1 + \frac{h^2}{2} F_2 \right\} - \frac{\partial h}{\partial \lambda} \left\{ \frac{h^2}{2} F_1 + hF_2 \right\} \right] \quad (2-2)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{gh}{R \cos \lambda} \frac{\partial \eta}{\partial \theta} = fM + \frac{1}{R \cos \lambda} \left[\frac{\partial}{\partial \theta} \left\{ \frac{h^3}{3} F_1 + \frac{h^2}{2} F_2 \right\} - \frac{\partial h}{\partial \theta} \left\{ \frac{h^2}{2} F_1 + hF_2 \right\} \right] \quad (2-3)$$

$$F_1 = \frac{1}{R \cos \lambda} \left\{ \frac{\partial^2}{\partial t \partial \lambda} (u \cos \lambda) + \frac{\partial^2 v}{\partial t \partial \theta} \right\} \quad (2-4)$$

$$F_2 = \frac{1}{R \cos \lambda} \left\{ \frac{\partial}{\partial t} \left(u \cos \lambda \frac{\partial h}{\partial \lambda} \right) + \frac{\partial}{\partial t} \left(v \frac{\partial h}{\partial \theta} \right) \right\} \quad (2-5)$$

ここに、 η ：水位、 M ：緯度方向線流量、 N ：経度方向線流量、 t ：時間、 λ ：緯度、 θ ：経度、 R ：地球半径、 g ：重力加速度、 f ：コリオリ係数(=2 $\Omega \sin \lambda$)、 h ：静水深、 u ：緯度方向流速、 v ：経度方向流速、 Ω ：地球の自転角速度である。(2-1)式~(2-5)式は長波理論の第二次近似に

よる Peregrine(1967)の式を線形化し、コリオリ力による項を付加して球面座標系で示したものである。一般的によく用いられる波の分散性を考慮した方程式として、扱いが最も容易である Boussinesq(1872)の式が上げられるが、ここでは水深が平面的に変化することによる分散効果をも含んだ Peregrine 型の支配方程式を採用する。支配方程式はスタッガード・リープフロッグ法と、岩瀬ら(1998)を参考にして二段階混合差分法を用いて解く。二段階混合差分法は原・後藤(1997)によって開発された、分散項を効率的に計算することができる計算アルゴリズムである。これに基づき、計算領域内における各格子点上の水位を単位量上昇させた初期水位分布(単位波源)に対する線形分散波伝播計算を予め行い、これをデータベース化する。津波伝播計算の計算負荷を低減させる手法の一つとして、重ね合わせの原理に基づく津波計算手法が古くから着目されている。重ね合わせの原理は、予め計算領域内の格子点水位を単位量上昇させた津波波源(単位波源)の伝播計算を行ってその結果をデータベース化し、各単位波源による水位変動を重ね合わせることで任意波源による水位変動を推定する手法である。例えば河田・小池(1997)や伊藤ら(2013)、Chen et al.(2015)は単位波源を直方体の形状として用いたが(図 2-1)、直方体の単位波源は急激な水位変化を含むために、伝播計算を行うと高周波成分が発生し、計算格子間隔の制約もあるため計算精度の低下が懸念される。一方、近年では単位波源としてガウス分布の形状を持った水位分布を活用した研究も行われている(例えば Saito et al. : 2011)。ガウス分布の形状を持つ水位分布は複数の計算格子点から構成される滑らかな水位分布であるため、比較的低い地形解像度でも計算精度が劣化せず、伝播計算を行った際に数値振動が生じないという利点がある。そこで本研究では、ガウス分布の形状の単位波源の伝播計算結果をデータベース化する。これにより、先行研究と同様の概念に基づき、計算領域内の任意波源を単位波源の重ね合わせとして表すことで(図 2-1)、任意地点における水位変動が線形解の重ね合わせとして高速に計算することができる。

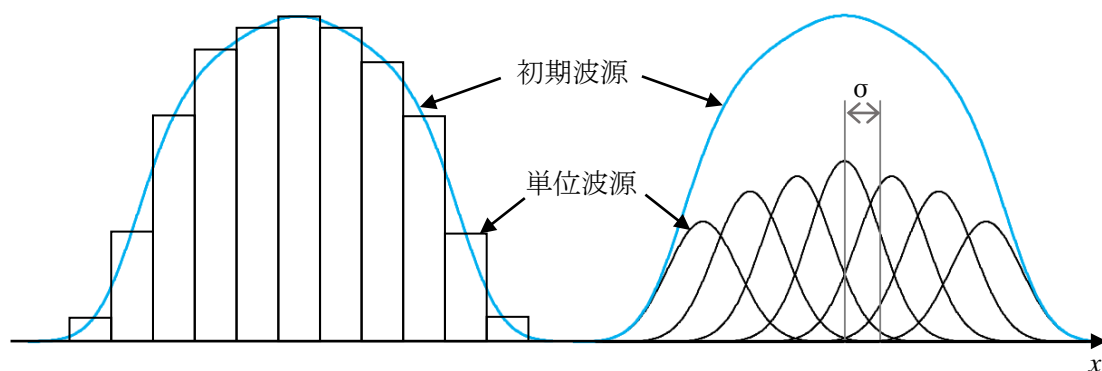


図 2-1 直方体とガウス分布の単位波源の重ね合わせによる初期波源の近似

2.2.2 単位波源の大きさと計算精度

単位波源の水平方向のスケールを表すパラメータとして、ガウス分布の標準偏差 σ を導入する(図 2-1). 近年、津波観測波形に基づいたインバージョン解析による波源同定が多く行われるようになってきたが、その推定精度は解析に用いる津波波形の観測点数により大きく変動する。これまでの波源同定問題で最も多くの観測点情報が用いられ、推定精度が比較的高いと考えられる 2011 年東北津波の波源同定でさえも、その断層モデルの最小サイズは数十 km 程度の大きさであることから(例えば Satake et al. : 2013, Fujii et al. : 2011), その推定精度は数十 km のオーダーであると考えられる。また副断層の破壊などにより短波長の津波が発生することが知られているが、代表例の一つである 1964 年に発生したアラスカ津波では、20~30km 程度の波長の津波が見られたことから(例えば Plafker : 1969), 同程度の津波を再現できるような単位波源のスケールを選定する必要がある。一方で、 σ が小さければ小さいほど初期水位分布の近似を精度良く行なうことができるが、 σ が小さくなるに従い単位波源に含まれる高周波成分のエネルギーが占める割合が大きくなる。したがって σ が小さくなるに従って計算格子間隔を小さくしなければ計算精度が著しく低下し、また計算負荷が増大することから、 σ の大きさに依存する計算精度を把握し、適切なその大きさを選定する必要がある。そこで単位波源の伝播計算を行った際の分散特性について分析した。まず一次元のガウス分布およびそのフーリエ変換を以下の式で与える。

$$f(x) = \exp\left\{-\frac{x^2}{2\sigma^2}\right\} \quad (2-6)$$

$$F(k) = \sqrt{2\pi} \exp\left\{-\frac{(k\sigma)^2}{2}\right\} \quad (2-7)$$

ここに、 x : 水平座標、 k : 波数である。(2-7)式に基づき、ガウス分布に含まれるスペクトル成分を求めた(図 2-2)。図 2-2 では x 軸に波数を、 y 軸に $\sqrt{2\pi}$ で正規化したスペクトル密度を取る。図 2-2 より、 $\sigma=5\text{km}$ の単位波源を用いたとき、この単位波源のスペクトルは波数が $6\times 10^{-4}\text{m}^{-1}$ を超えると 0.01 程度まで減じられる。したがって $\sigma=5\text{km}$ の単位波源に含まれるスペクトル強度の上位 99% は、 $6\times 10^{-4}\text{m}^{-1}$ よりも小さい波数領域内で占められている。さらに、支配方程式であるブシネスク方程式から得られる波速 C 及び微小振幅波理論から得られる波速 C_{Airy} の比と波数の関係を求めた(図 2-3)。図より、先述の波数が $6\times 10^{-4}\text{m}^{-1}$ においては、水深 1km までは単位波源の伝播計算を精度良く行なえることがわかる。さらに、水深が 2km になると誤差が 10% 程度となり、水深が 3km 程度では誤差が 40% 程度になることがわかる。単位波源の最小スケールを $\sigma=5\text{km}$ とすると、海洋水深の多くが 3~4km 程度であることから、微小振幅波理論に基づく波速と本数値モデルによる波速の最大誤差は 40% 程度であると考えられる。これらを踏まえたうえで、本研究では $\sigma=5\text{km}$ の単位波源を用いることとした。

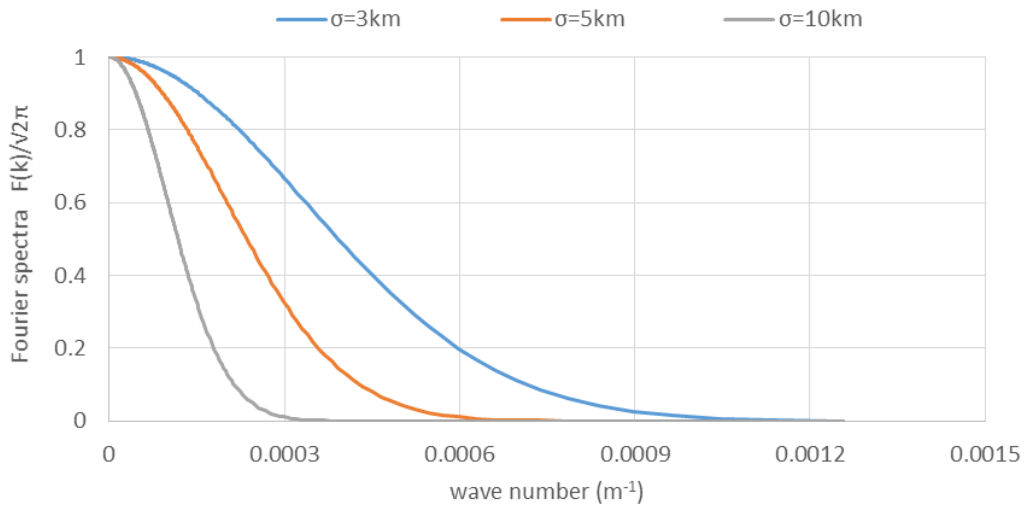


図 2-2 ガウス分布の単位波源に含まれる波数成分

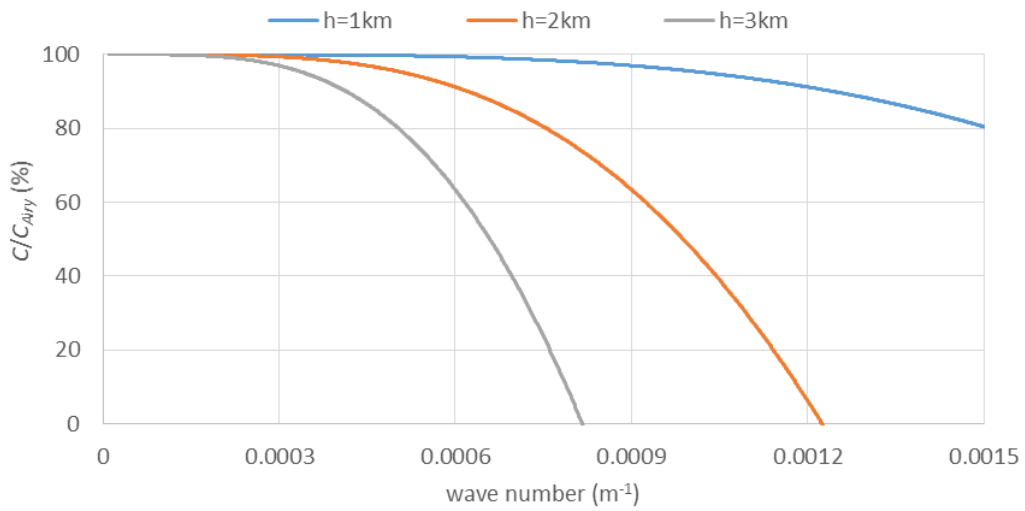


図 2-3 線形ブシネスク方程式の計算精度

次に、計算格子間隔及び津波の伝播距離に比例して、計算格子が伝播する波形を正確に捉えられないことによる数値誤差が大きくなり、伝播する津波の波高が低下するため、予めその誤差も把握しておく必要がある。そこで、一次元の水平床水路に $\sigma=5\text{km}$ の単位波源を配置し、以下に示す線形長波理論に基づきその伝播計算を行った。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial x} = 0 \quad (2-8)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + gh \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0 \quad (2-9)$$

ここに、 η : 水位変化量、 P : x 方向線流量、 t : 時間、 x : 水平座標、 g : 重力加速度、 h : 静水深である。水平床水路条件では、(2-8)式及び(2-9)式を t 及び x でそれぞれ偏微分し、 P を消去すると以下の式を得る。

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} - c^2 \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} = 0 \quad (2-10)$$

ここで、 $c^2 = gh$ である。さらに、(2-10)式の解は以下のようになる。

$$\eta = A \cos(x - ct) \quad (2-11)$$

ここで、 A : 振幅である。したがって、単位波源は相似形を保って伝播する保存解となる。これを利用して、単位波源の伝播計算を行ったときの最大水位 H'_{max} とその理論値 H_{max} とを比較して数値誤差による津波高低下量を求めた(図 2-4)。なお計算条件は、時間間隔を 1 秒、水深を 1km 及び 3km とした。図より、計算格子間隔を小さくするほどその低下量が小さくなるのがわかる。また、水深が大きくなると津波高低下量が小さくなる傾向が見られるが、それほど大きな差は見られなかった。また図 2-4 で示した結果は、主に伝播する波を計算格子間隔の制約により十分に捉えられないことにより生じるため、平面二次元の伝播計算を行った場合も、概ね図 2-4 と同程度の結果が得られると考えられる。

2.2.3 単位波源の重ね合わせへの変換

単位波源の伝播計算結果のデータベースを以上の方法で整備すれば、任意の初期水

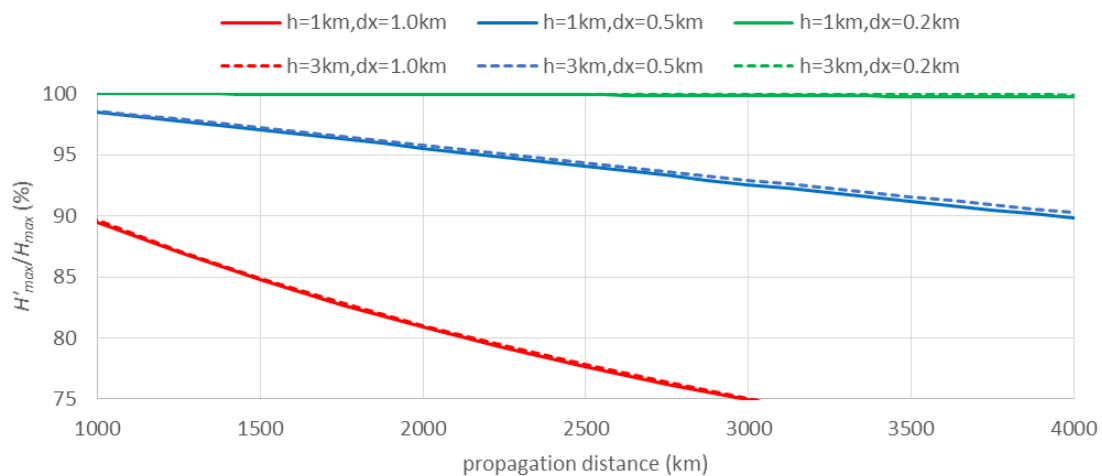


図 2-4 数値誤差による津波高低下量

位分布を単位波源の重ね合わせとして表すことにより，任意地点における水位変動を極めて短時間で計算することができる．初期水位分布を二次元の単位波源の重ね合わせに変換するため，まず初期水位分布を以下の式により表す．

$$\eta_0(x, y) = \eta_l = \sum_{k=1}^{N=i \times j} a_k \exp \left[-\frac{(x-x_k)^2 + (y-y_k)^2}{2\sigma^2} \right] \quad l=1,2,\dots,N \quad (2-12)$$

ここに， η_0 ：任意格子点 (x,y) 上の初期水位， i ：初期水位分布を包括する任意矩形領域の x 方向の格子点数， j ：初期水位分布を包括する任意矩形領域の y 方向の格子点数， N ：初期水位分布を包括する任意矩形領域の総格子点数， a ：ガウス分布(単位波源)の高さである．(2-12)式を書き改めれば以下のようなになる．

$$\begin{aligned} a_1\beta_{1,1} + a_2\beta_{1,2} + \dots + a_N\beta_{1,N} &= \eta_1 \\ a_1\beta_{2,1} + a_2\beta_{2,2} + \dots + a_N\beta_{2,N} &= \eta_2 \\ &\vdots \end{aligned} \quad (2-13)$$

$$\begin{aligned} a_1\beta_{N,1} + a_2\beta_{N,2} + \dots + a_N\beta_{N,N} &= \eta_N \\ \beta_{l,k} &= \exp \left[-\frac{(x-x_k)^2 + (y-y_k)^2}{2\sigma^2} \right] \end{aligned} \quad (2-14)$$

したがって， η 及び β は与条件として与えられることから， a は N 元連立一次方程式の解として表すことができる．本研究では(2-13)式をガウスの消去法により解き，各格子点における初期水位が単位波源を重ね合わせた高さとも一致するように決定する．また緯度方向に 3 分，経度方向に 4 分の間隔で単位波源を配置することとした．一方で，ガウスの消去法のような選点法により選択される格子点上の水位分布に単位波源の滑らかさを超えるような水位勾配が含まれている場合，単位波源の重ね合わせで表される波源にギブズ振動が生じることが知られている．さらに，急激な水位変化などによる高周波成分は数値振動として伝播する可能性があることから，そのような高周波成分が予め除去された波源を用いるべきである．ここでは以下の 2 つの手法を適用し，それらの結果について比較する．

(1) 平滑化処理

まず波源の初期水位分布に対して，単位波源の同じスケールを持つ重み分布関数を用いて以下の式に基づき移動平均を施す．

$$\eta'(x, y) = \frac{\sum_{k=1}^{N=i \times j} \eta(x_k, y_k) \exp \left[-\frac{(x-x_k)^2 + (y-y_k)^2}{2\sigma^2} \right]}{\sum_{k=1}^{N=i \times j} \exp \left[-\frac{(x-x_k)^2 + (y-y_k)^2}{2\sigma^2} \right]} \quad (2-15)$$

ここに、 η' : 移動平均後の水位である。重み分布関数の設置間隔が狭すぎると、初期水位分布に含まれる高周波成分が過剰に取り除かれてしまうため、ここではその設置間隔を $\sigma/2$ 程度として、緯度方向に 1.5 分、経度方向に 2 分の設置間隔とした。

(2) フィルタリング処理

津波波源の初期水位分布は、地震による海底地盤の鉛直変位分布と等しいと仮定して求められることが多い。しかしながら、実際には海底地盤の変位が水表面に伝わるまでの間に水平方向にエネルギーが分散し、必ずしも津波の初期水位分布が海底地盤の鉛直変位分布と等しくなるとは限らない。そこで Kajiura(1963)は海面・海底における変位速度が与えられたときの津波の波形を定式化した。また波長が水深に比べて大きいときには、海底での変位をそのまま海面での変位と見なせるが、そうでない場合には短波長(高周波)成分が小さくなるとされている(梶浦: 1975)。本研究においても同様の考えに基づき、初期水位分布に含まれる高周波成分を低減する。ここでは Saito・Furumura (2009)を参考にして、以下の式を適用した。

$$\eta''(x, y) = F^{-1} \left[\frac{1}{\cosh kh} d(m, n) \right] \quad (2-16)$$

ここに、 η'' : 高周波成分除去後の水位、 $F^{-1}[\]$: 二次元フーリエ逆変換、 k : 波数、 h : 水深、 d : 海底地盤の鉛直変位分布の二次元フーリエ変換である。なお(2-16)式は断層のライズタイムを無視した場合に得られる。(2-16)式により得られる水位分布は、水深と初期水位分布に含まれる波長の比が大きい波長成分が $\cosh kh$ に従ってその波高が低減される。つまり、海底地盤の鉛直変位分布に \cosh 関数でフィルタリング処理を施したものを、津波の初期水位分布と見なすことになる。

図 2-5 に単位波源の重ね合わせへの変換例を示す。津波波源には鳥取県(2011)の新潟県佐渡島北方沖断層モデル(パターン 2, 西落ち)を用い、Okada(1992)の方法により海底地盤の鉛直変位分布を求め、それを Tanioka・Satake(1996)の式で補正した変位量を初期水位分布とした。なお海底地形には GEBCO を用いた。図 2-5 より、初期水位分布には急激な水位上昇による高周波成分が含まれていたが、初期波源を平滑化したことにより高周波成分が除去され、水位分布が変化していることがわかる。さらに図中の A-A'線上における水位分布を図 2-6 に示す。初期波源と平滑化した波源を比較すると、高周波成分が除去されたことにより水位のピーク値が減少していることがわかる。しかしこのような高周波成分は、実際の伝播計算では数値振動として伝播すると考えられるため、前述したように予め除去されるべきである。さらに平滑化した波源の水位分布とそれを単位波源の重ね合わせで表した水位分布を比較すると、ほぼ両者が一致していることがわかる。したがって平滑化を行うことにより、初期波源を単位波源の重ね合わせに矛盾無く変換できる。また図 2-6 には、図 2-5 の初期波源を(2-16)式に基づいてフィルタリング処理した水位分布を併せて示している。

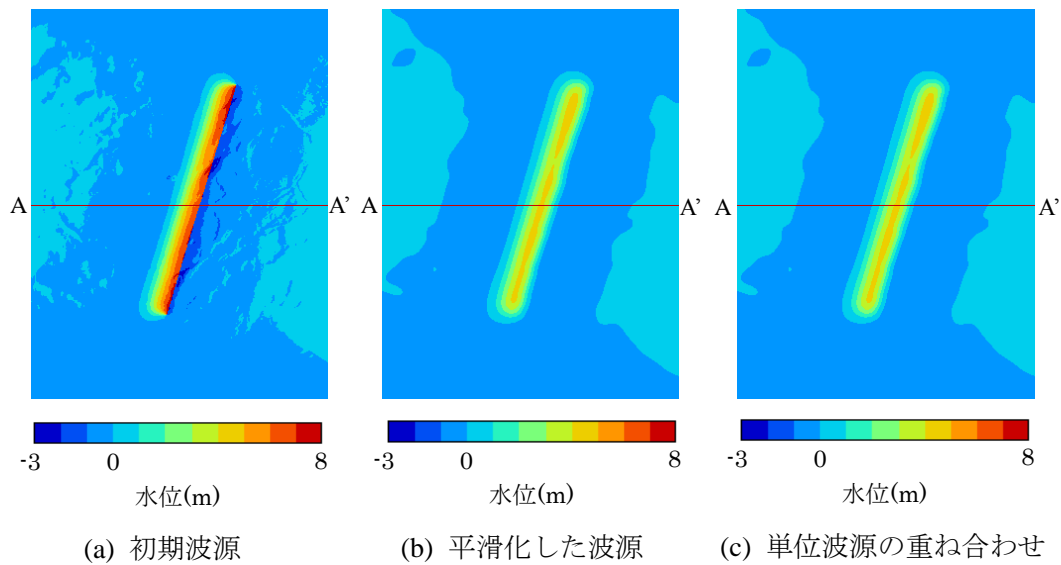


図 2-5 各波源の比較

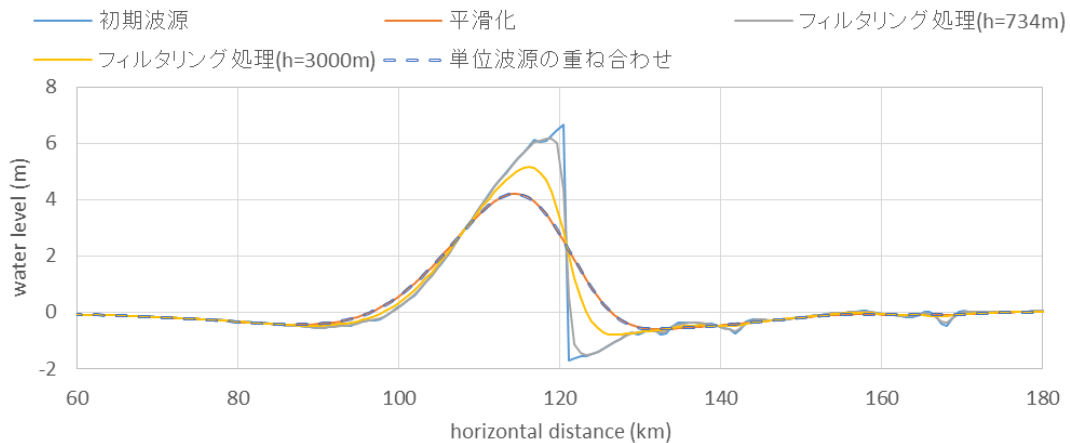


図 2-6 A-A'断面における水位分布

(2-16)式は水深の関数となっているため、図には断層位置の水深(734m)とそれよりも深い水深(3,000m)を用いた結果を示した。まずフィルタリング処理した二つの水位分布を比較すると、水深が深い方が水位のピーク値をより減少させていることがわかる。次にそれらと平滑化した波源の水位分布を比較すると、平滑化した水位のピーク値がその他と比較して最も減少させられていることがわかる。したがって、平滑化処理とフィルタリング処理を比較したとき、前者は後者よりも水位のピーク値を減少させる傾向があると言える。ただしフィルタリング処理を適用する場合、用いる水深によって単位波源の重ね合わせで表せない高周波成分が除去されないことがある。つまり、フィルタリング処理を施した初期波源を単位波源の重ね合わせで表したとき、両者が必ずしも一致しないことに留意する必要がある。

本項では津波の初期波源を単位波源の重ね合わせに変換する方法と、初期波源に含まれる高周波成分を低減させる方法について示した。フィルタリング処理は、理論的に高周波成分のスペクトルを低減することが可能であるものの、その低減量は代表水深に依存するため十分に高周波成分のスペクトルが低減されるとは限らない。そこで本章では初期波源に平滑化を施すことにより高周波成分を除去することとする。

2.3 高速津波計算システムの計算精度

任意の初期波源を単位波源の重ね合わせとして表したとき、前述したように必ずしも両者が一致しないことから、この誤差が任意地点の水位変動の推定値に与える影響を把握しておく必要がある。そこで鳥取県鳥取市沖および米子市美保湾を対象とし、図 2-5 の波源群を用いてそれらの伝播計算による水位変動及び単位波源群の伝播計算を重ね合わせた水位変動を求め、それぞれ比較した(図 2-7)。まず図 2-5 の単位波源群の重ね合わせを初期水位として伝播計算を行ったときの水位変動と単位波源の伝播計算結果を重ね合わせたときのそれを比較した。両地点ともにこれらが一致していることから、空間的及び時間的な整合性が確認できる。次に図 2-5 の初期波源と、初期波源を単位波源の重ね合わせとして表した波源の伝播計算結果を比較した。両地点ともに概ね両者の水位変動は一致しているが、わずかに水位差が生じていることがわかる。本研究の手法では、単位波源の重ね合わせに基づき数値振動になり得る高周波成分を排除した水位変動のみが得られることから、この水位差は高周波成分によるものと考えられる。しかしながら支配方程式のブシネスク方程式ではそのような高周波成分を正しく計算できないため、図中の破線で描かれた水位変動の方が実線よりも信頼性の高い計算結果であると考えられる。

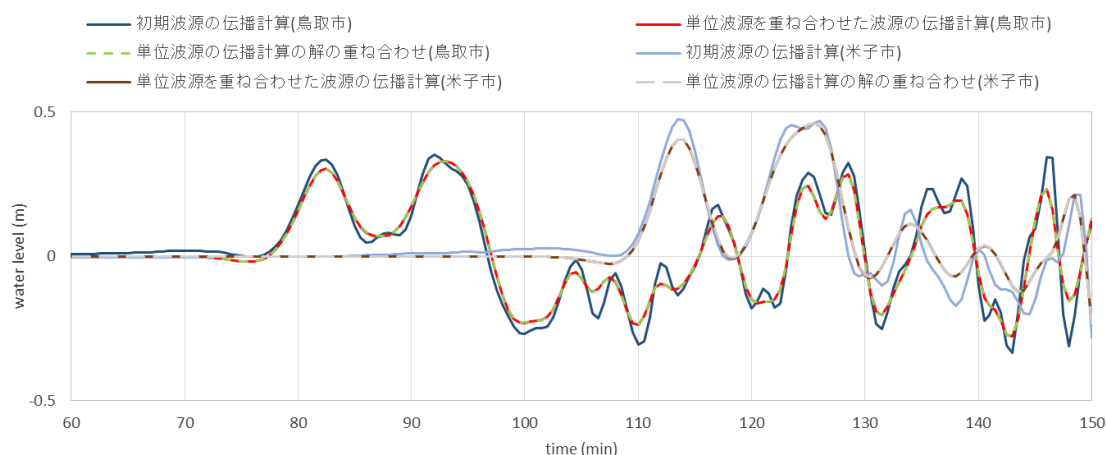


図 2-7 鳥取県鳥取市沖及び米子市美保湾における推定水位の比較

2.4 波源特性の分析

構築した津波計算システムに基づき、鳥取県における想定津波波源の特性を分析した。まず計算領域を北緯 35 度～41 度 30 分および東経 132 度～140 度 30 分の範囲とし、GEBCO を用いて計算格子間隔 30 秒で海底地形を作成した。次に図 2-5 の新潟県佐渡島北方沖断層モデルを対象とし、前述した手順に基づいて日本海東縁部に単位波源群を配置し、計算時間間隔を 2.5 秒として 150 分間の伝播計算結果をデータベース化した。これらに基づき、大きさや形状を変えずに波源モデルを単位波源の重ね合わせで表した波源を初期位置から緯度方向に 60 分、経度方向に 80 分の範囲内で平行移動させ、それぞれの波源位置から伝播した水位変動の最大値が、波源位置の変化によってどのように変化するかを分析した。対象地点は鳥取県内の東端の鳥取県鳥取市沖と西端の鳥取県米子市美保湾の 2 地点である。

図 2-8 および図 2-9 に波源と対象地域の位置関係と最大水位の応答倍率分布を示す。波源位置が変化した時の対象地域における最大水位を、波源が初期位置の時に生じる最大水位で除したものを最大水位の応答倍率と定義し、波源位置の移動は緯度方向に 3 分、経度方向に 4 分間隔で行った。波源位置と対象地域の位置関係(図 2-8)から、数値誤差による来襲津波高は 10-15%程度低下することが予想される(図 2-4)。図 2-9 より、鳥取市沖および米子市美保湾ともに、波源位置が北方に移動するほど最大水位が小さくなり、南方に移動するほど最大水位が大きくなる傾向が見られる。また鳥取市沖においては、波源が北西に移動した時にも最大水位が大きくなる傾向が見られるが、美保湾においてはそのような傾向は見られなかった。両地点ともに波源モデルの位置を初期位置から移動させた時に最大水位の極大値があり、波源の初期位置から伝播した波形と比較して最大水位が 2 倍程度となることがわかった。現実には生じる津波の波源位置と断層モデルで想定している波源位置は必ずしも一致しないことから、このように津波による最大水位が想定を超える可能性があることが示された。また断層位置を変化させたとき、その一つ当たりの伝播計算に要した時間は数秒程度である。

このように、単位波源の伝播計算結果をデータベース化した計算システムを構築することにより、計算負荷が大幅に低減され、津波波形の推定や波源特性の分析を効率的に行うことができた。次節では、日本海で発生する津波を対象とした高速津波計算システムの構築について述べる。

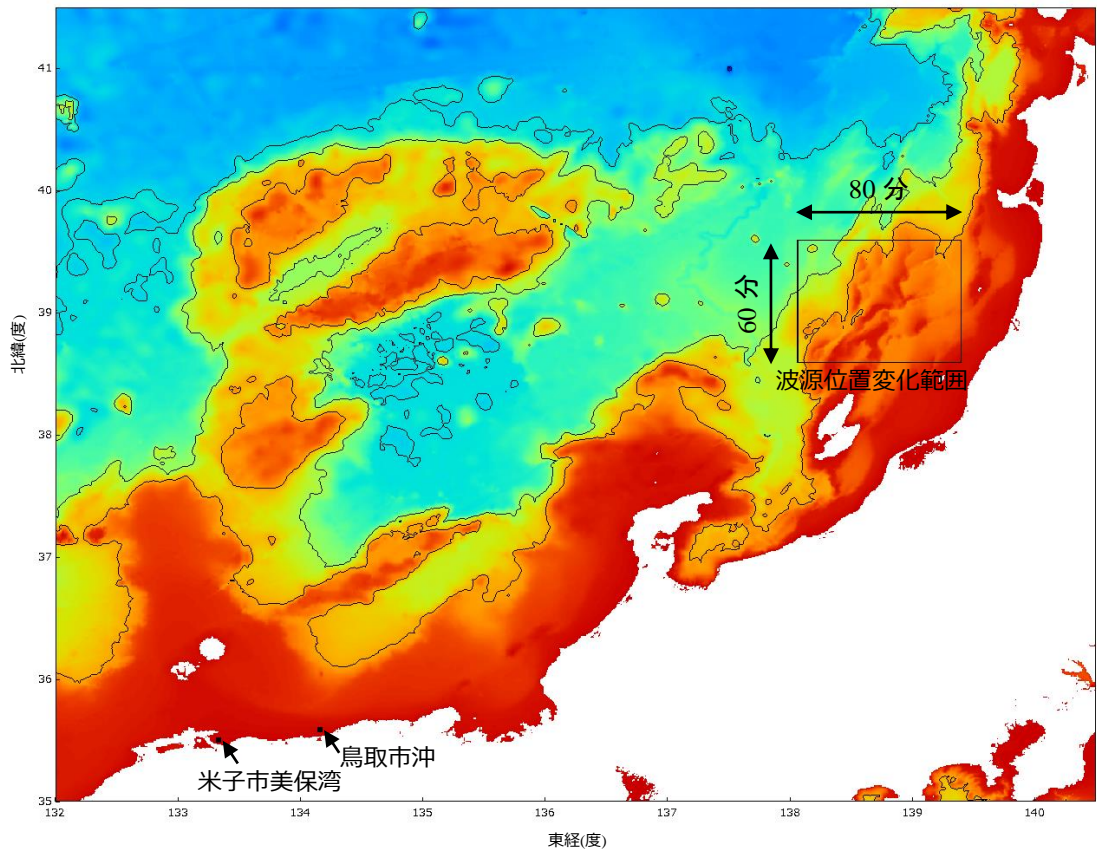


図 2-8 想定波源と対象地点の位置関係
 (等深線は 1000m 毎, 色が青くなるほど水深が深くなることを示す)

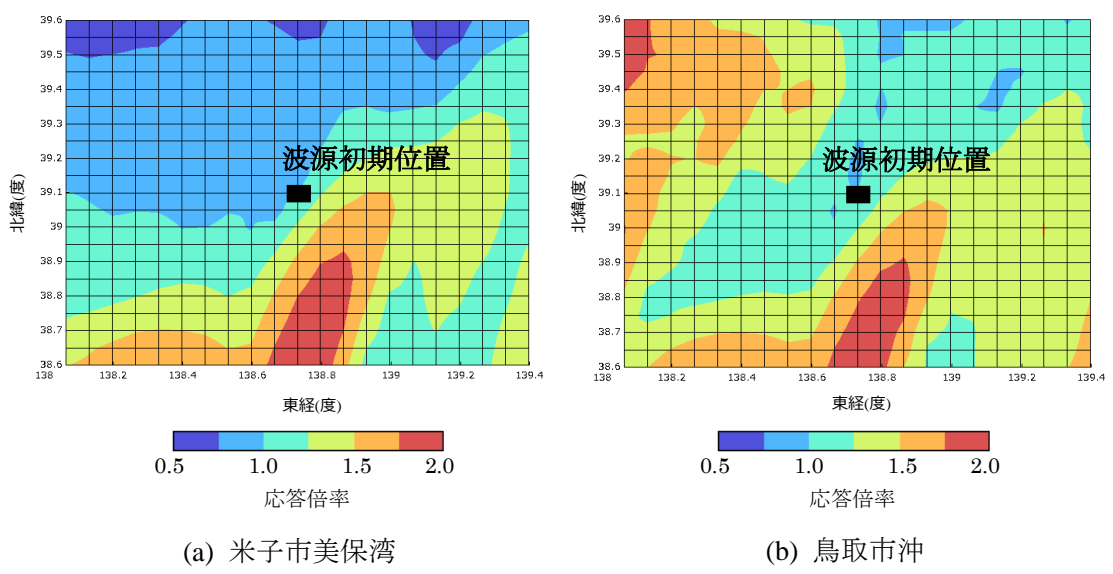


図 2-9 波源位置の変化による最大水位の応答倍率の変化(座標は断層位置を示す)

2.5 日本海津波を対象とした高速津波計算システムの構築

2.5.1 データベースの構築

前節までの手法に基づき、日本海津波を対象とした高速津波計算システムを構築する。日本海では国土交通省により 60 個の津波断層が 2014 年に想定された。ここではまずそれらの断層による津波の伝播計算を行う。支配方程式には(2-1)式から(2-5)式で示される線形ブシネスク方程式を適用し、計算領域の海底地形は JTOPO30(日本海地震・津波調査プロジェクトより提供)を用いて北緯 32 度~48 度, 東経 127 度 20 分 15 秒~142 度 4 分 45 秒, 空間解像度 30 秒で作成した。また沖側境界では自由透過条件を, 水陸境界では完全反射条件を与える。日本海で想定される津波断層の断層パラメータを図 2-10 及び表 2-1 に示す(国土交通省)。図及び表中の断層パラメータの深さは東京湾平均海面から断層上端までの深さである。本研究では Okada(1992)と Tanioka・Satake(1996)により得られる海底地盤の鉛直変位量を津波の初期水位分布と見なすが, Okada(1992)の方法では海底地盤から断層上端までの深さが必要となる。そこで, 東京湾平均海面と日本海面の高さは等しいと仮定し, 表中の各断層パラメータの深さとその位置に対応する水深の差分を取ることで, その深さを求めた。さらに, 断層の破壊速度及びライズタイムは無視して初期水位分布を与えた。計算時間間隔は 2.5 秒とし, 出力時間間隔を 30 秒として 6 時間分の再現計算を行った。なお出力される結果は津波による水位変動のみであり, それを全格子点上で保存している。次に, 図 2-11 に示す範囲内に二次元のガウス分布の単位波源を設置し, その伝播計算を同様に行った。ガウス分布の水平スケールを表す σ を 5km とし, 設置位置は図 2-11 に示す範囲内の全格子点上である。伝播計算結果は, 水位変動を日本列島近傍の水深 200m より浅い水深を持つ格子点上でのみ記録した。日本海津波断層モデルの伝播計算と同様に, 計算時間間隔は 2.5 秒, 出力時間間隔は 30 秒, 再現時間を 6 時間とした。なお, 伝播計算結果は DIAS サーバ(地球環境情報統融合プログラム: DIAS, Data Integration and Analysis System)に保存している。図 2-12 に単位波源の伝播計算結果の保存形式の例を示す。出力ファイルは Binary 形式であり, ファイル名が単位波源を設置した格子点の座標を示している。各計算格子点上に設置した単位波源は予めナンバリングされており, その順序に従い, 各単位波源によるその地点での水位変動の時系列データが記録されている。

2.5.2 構築したデータベースの編集

前項で構築したデータベースは線形理論に基づく結果であるため, 非線形性が強く生じる浅海域ではその精度が低下していると考えられる。そこで, 水深が比較的深く, 非線形性の影響が小さいと考えられる水深 100m の格子点において, 津波情報を瞬時に得ることができるシステムを構築する。まず前節で用いた計算領域に次式を適用する。

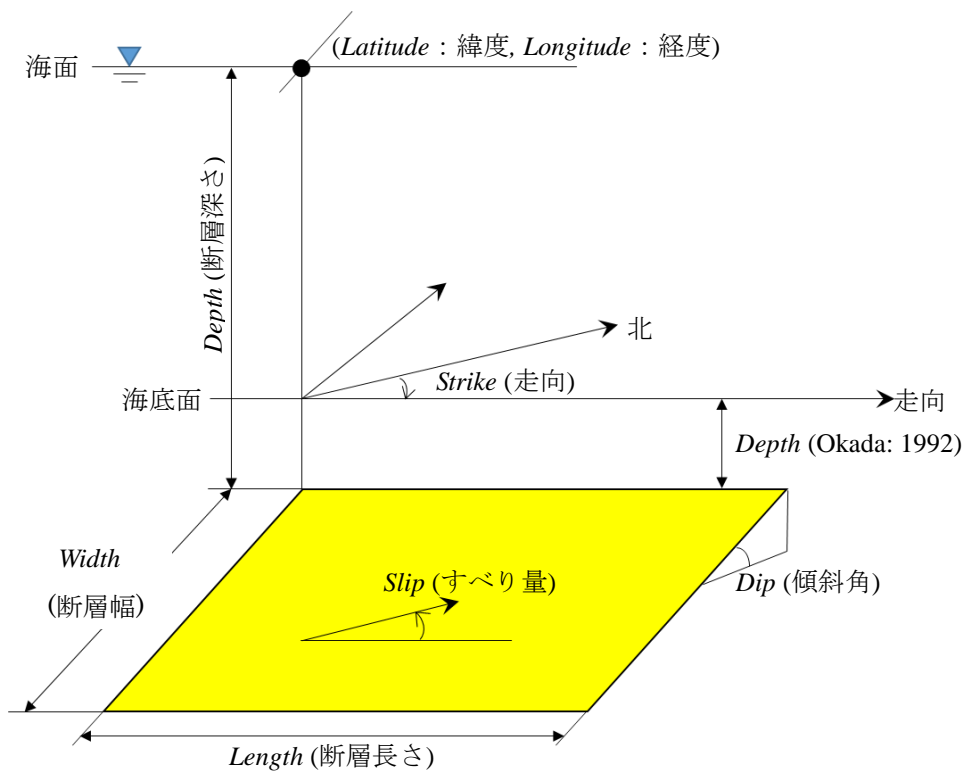


図 2-10 断層パラメータ

表 2-1 日本海地震津波断層パラメータ(国土交通省)

No.	Lat. (°N)	Long. (°E)	Depth (km)	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	Length (km)	Width (km)	Slip (km)
F01	44.8177	141.7569	1.1	340	45	78	46.5	7.0	6.00
	45.2075	141.5506		351	45	84	47.9	7.0	
	45.6343	141.4535		342	45	79	67.6	7.0	
	44.8329	141.8155	6.0	340	30	84	46.5	18.0	
	45.2144	141.6126		351	30	88	47.9	18.0	
	45.6480	141.5137		342	30	84	67.6	18.0	
F02	45.1870	140.9505	1.4	355	45	82	53.7	19.3	5.18
	45.6630	140.8859		23	45	100	36.3	19.3	
	45.9643	141.0736		7	45	89	27.6	19.3	
F03	44.7424	140.5945	1.2	19	45	105	44.6	19.5	2.91
F04	44.7263	139.6710	1.7	34	45	138	58.4	18.8	3.28
F05	44.5380	139.3913	2.2	7	45	79	53.5	18.2	3.08

F06	44.3185	140.7304	1.5	217	45	82	42.0	19.1	4.73
	44.0135	140.4097		191	45	79	62.5	19.1	
F07	44.5843	139.5556	2.4	176	45	54	29.0	17.9	3.70
	44.3286	139.5818		201	45	76	21.6	17.9	
	44.1416	139.4856		167	45	48	25.3	17.9	
F08	44.1467	140.1912	2.0	218	45	93	31.3	18.4	3.75
	43.9197	139.9500		189	45	77	20.9	18.4	
	43.7285	139.9106		153	45	63	23.1	18.4	
F09	43.6888	139.1853	4.0	347	30	103	24.4	27.9	4.78
	43.8979	139.1166		2	30	104	29.2	27.9	
	44.1640	139.1298		347	30	103	18.8	27.9	
F10	43.6878	139.6577	3.4	194	45	98	73.2	20.6	3.94
F11	43.9732	139.3373	4.2	180	45	67	78.1	19.5	3.97
F12	43.4047	139.8615	1.8	156	45	62	24.0	18.7	3.71
	43.2076	139.9794		161	45	65	29.3	18.7	
	42.9607	140.0946		177	45	79	19.7	18.7	
F13	42.6991	139.4869	3.0	172	45	70	53.4	21.2	3.33
F14	43.4326	139.5697	3.6	195	45	99	43.3	20.3	6.00
	43.0566	139.4315		192	45	111	79.6	20.3	
	42.3542	139.2327		167	60	105	51.9	16.6	
F15	43.4568	139.3648	3.8	173	45	97	45.2	20.1	6.00
	43.0566	139.4315		192	45	111	79.6	20.1	
	42.3542	139.2327		167	60	105	51.9	16.4	
F16	41.7417	138.6545	4.6	14	30	94	75.9	26.7	4.79
F17	41.0201	139.4058	2.8	10	45	106	53.9	21.5	6.00
	41.4998	139.5198		350	45	96	81.0	21.5	
F18	40.8886	139.7757	2.2	7	45	95	100.0	18.1	5.52
	41.7824	139.9293		348	45	87	37.4	18.1	
F19	40.8783	138.1776	4.3	33	30	110	58.6	27.3	6.00
	41.3225	138.5646		18	30	97	42.8	27.3	
F20	41.4831	139.5716	2.0	151	45	68	30.8	18.4	6.00
	41.2482	139.7485		199	45	102	47.2	18.4	
	40.8430	139.5615		165	45	103	52.4	18.4	
	40.3887	139.7171		175	45	88	39.2	18.4	
F21	41.4831	139.5716	2.4	151	45	68	30.8	17.9	3.76

	41.2482	139.7485		199	45	102	47.2	17.9	
F22	40.9131	139.5750	2.6	1	45	98	63.9	17.5	3.31
F23	40.8430	139.5615	1.7	165	45	103	52.4	18.8	4.30
	40.3887	139.7171		175	45	88	39.2	18.8	
F24	40.1054	138.9259	3.9	21	30	74	53.7	28.2	6.00
	40.5641	139.1542		349	30	80	77.9	28.2	
F25	40.2604	138.7649	3.7	205	45	116	49.5	20.2	3.12
F26	39.9742	139.5708	1.3	184	45	85	70.9	19.4	3.73
F27	39.6464	138.9724	1.6	184	45	82	56.3	18.9	3.23
F28	40.0114	138.8859	2.3	200	45	115	35.7	18.0	5.18
	39.7079	138.7422		185	45	93	39.7	18.0	
	39.3551	138.7060		202	45	118	50.9	18.0	
F29	39.4819	138.3429	3.5	25	45	100	61.6	16.3	3.13
F30	39.8052	139.8661	1.3	202	45	98	96.1	19.3	6.00
	39.0100	139.4516		247	45	120	56.5	19.3	
F31	39.8052	139.8661	1.2	202	45	98	96.1	19.5	4.54
F32	39.0100	139.4516	1.5	247	45	120	56.5	19.0	3.24
F33	39.2937	139.3574	1.7	234	45	123	89.1	18.8	4.22
F34	39.0485	139.7337	1.1	211	45	106	71.9	19.7	5.45
	38.4894	139.3120		197	45	97	52.0	19.7	
F35	38.9890	138.8728	1.4	200	45	96	99.1	19.2	4.59
F36	38.3432	138.2586	1.5	4	45	46	31.3	19.1	3.20
	38.6196	138.2837		36	45	97	23.6	19.1	
F37	38.8706	138.4683	1.7	227	45	130	33.9	18.8	3.78
	38.6578	138.1766		185	45	90	41.0	18.8	
F38	38.2341	138.7683	1.3	209	45	95	62.6	23.6	3.89
F39	37.7431	138.1239	2.3	350	45	67	37.3	18.0	3.67
	38.0658	138.0489		38	45	73	36.9	18.0	
F40	37.4338	138.2858	1.6	26	45	84	14.7	18.9	2.80
	37.5605	138.3581		338	45	66	27.7	18.9	
F41	36.9922	137.5859	1.9	37	45	76	51.5	22.7	4.66
	37.3618	137.9308		55	45	102	34.1	22.7	
F42	38.0095	137.8939	2.5	201	45	78	37.7	17.7	3.10
	37.6983	137.7436		241	45	112	18.1	17.7	
F43	37.3274	136.6811	1.1	64	45	113	48.3	19.7	4.50

	37.5179	137.1753		55	45	105	45.9	19.7	
F44	37.9886	137.2724	1.2	230	45	99	36.0	19.6	3.08
	37.7836	136.9640		267	45	145	13.7	19.6	
	37.2339	137.3179		228	45	103	16.2	18.3	
F45	37.1319	137.1774	2.0	191	45	62	26.4	18.3	2.77
F46	37.0610	136.5533	1.1	177	60	42	26	13.0	2.05
F47	36.7282	136.0648	1.4	30	60	107	42.5	15.8	2.59
F48	37.0353	135.6625	2.1	81	60	215	28.2	14.1	2.14
F49	36.5243	134.8006	2.4	81	60	264	21.1	14.5	3.56
	36.5547	135.0374		47	60	145	36.3	14.5	
	36.7748	135.3371		54	60	215	29.9	14.5	
F50	36.4860	136.0401	1.2	39	60	126	23.7	11.8	1.95
F51	36.4332	136.0822	1.2	232	60	145	48.0	16	2.74
F52	35.7951	136.0921	1.1	319	60	35	22.5	16.1	3.34
	35.9418	135.9285		27	60	125	25.4	16.1	
	36.1493	136.0572		344	60	40	22.5	16.1	
F53	35.4324	135.9466	1.0	291	90	35	17.2	14.0	2.86
	35.4868	135.7681		310	90	35	11.4	14.0	
	35.5523	135.6705		319	90	35	31.3	14.0	
F54	35.5833	135.0833	1.1	332	90	35	57.6	13.9	2.80
F55	35.7569	134.4138	1.1	261	60	215	69.0	16.0	3.96
	35.6530	133.6580		249	60	215	25.8	16.0	
F56	35.6189	132.9596	1.1	217	60	143	7.1	16.0	2.79
	35.5699	132.9171		268	60	215	42.4	16.0	
F57	35.4992	132.4222	1.2	271	60	215	72.4	16.0	4.15
	35.5023	131.6174		235	60	145	30.1	16.0	
F58	34.6586	131.5104	1.1	329	90	325	50.1	13.9	2.63
F59	34.1000	131.0833	1.1	310	90	325	87.9	13.9	3.49
F60	33.3933	130.8816	1.0	321	90	325	136.9	14	4.60

$$\begin{cases} \text{if } h_{i,j} < -100 & T_{i,j} = 0 \\ \text{if } h_{i,j} \geq -100 & T_{i,j} = 1 \end{cases} \quad (2-17)$$

ここに、 h ：水深(単位：m，水深は負で表す)， (i,j) は格子点番号である。(2-17)式で定義した

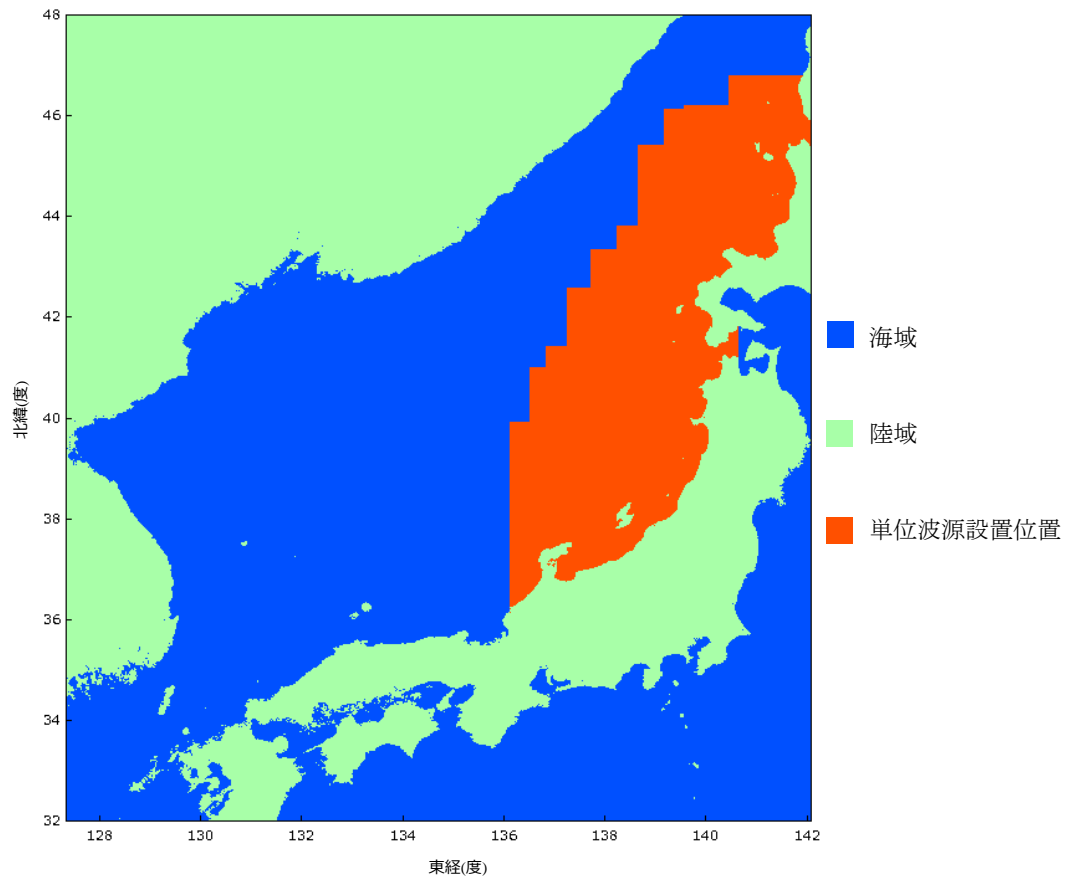
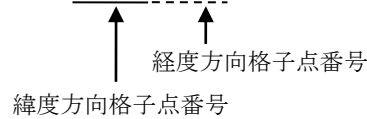


図 2-11 計算領域と単位波源設置位置

ファイル名の例 : X0123Y4567.data



ファイル内容

$\eta_{1,0}$	$\eta_{1,30}$	$\eta_{1,60}$	$\eta_{1,90}$...	$\eta_{1,t-1}$	$\eta_{1,t}$
$\eta_{2,0}$	$\eta_{2,30}$	$\eta_{2,60}$	$\eta_{2,90}$...	$\eta_{2,t-1}$	$\eta_{2,t}$
$\eta_{3,0}$	$\eta_{3,30}$	$\eta_{3,60}$	$\eta_{3,90}$...	$\eta_{3,t-1}$	$\eta_{3,t}$
\vdots	\vdots	\vdots	\vdots	\ddots	\vdots	\vdots
$\eta_{n-1,0}$	$\eta_{n-1,30}$	$\eta_{n-1,60}$	$\eta_{n-1,90}$...	$\eta_{n-1,t-1}$	$\eta_{n-1,t}$
$\eta_{n,0}$	$\eta_{n,30}$	$\eta_{n,60}$	$\eta_{n,90}$...	$\eta_{n,t-1}$	$\eta_{n,t}$

$\eta_{n,t}$: 地震発生後から t 秒後の n 地点における, X0123Y4567 地点に設置した単位波源による水位変動

図 2-12 単位波源の伝播計算結果の保存例

T 値を用いて、(2-18)式及び(2-19)式を日本列島近傍海域の $T=0$ の格子点に適用する。

$$\sum_{k=1}^1 T_{i+k,j} \geq 1 \quad (2-18)$$

$$\sum_{k=1}^1 T_{i,j+k} \geq 1 \quad (2-19)$$

(2-18)式及び(2-19)式のいずれかを満足する格子点を水深 100m の格子点として定義することで、その等深線が得られる。これにより得られた格子点群($n=6,052$ 点、図 2-12)を対象として高速津波計算システムを構築する。

次にそれらの格子点群をナンバリングし、日本海津波断層 60 個の水位変動データの出力結果を、それぞれの地点別のファイルに図 2-13 のように格納した。さらに、計算結果からそれぞれの津波により生じる最大の水位及び最大水位が生じる時間、水位が 5cm 上昇する時間を抽出し、同様にそれぞれの地点別のファイルとして図 2-14 のように保存した。ここでは水位が 5cm 上昇する時間を津波来襲時間と定義する。

同様にして単位波源の伝播計算結果の出力ファイル(図 2-12)の編集も行う。単位波源のデータベースに断層パラメータが入力されたとき、その初期波源を単位波源群の重ね合わせとして表すことで、対象地点の津波時間波形を瞬時に推定することができる。しかしながら単位波源の設置総数は 425,130 個にのぼるため、重ね合わせに用いられる各単位波源の出力ファイルの中から対象地点の水位変動を抽出して重ね合わせる方法では、ファイルアクセスによる計算負荷が大きすぎる。そこで、図 2-12 のように単位波源毎に出力されているファイルから、図 2-15 のように地点毎に全ての単位波源の伝播計算結果が格納された

ファイル名の例：suii0123.txt

↑
格子点群番号

ファイル内容

0	30	60	90	\dots	$t-1$	t
$\eta'_{1,0}$	$\eta'_{1,30}$	$\eta'_{1,60}$	$\eta'_{1,90}$	\dots	$\eta'_{1,t-1}$	$\eta'_{1,t}$
$\eta'_{2,0}$	$\eta'_{2,30}$	$\eta'_{2,60}$	$\eta'_{2,90}$	\dots	$\eta'_{2,t-1}$	$\eta'_{2,t}$
\vdots	\vdots	\vdots	\vdots	\ddots	\vdots	\vdots
$\eta'_{k-1,0}$	$\eta'_{k-1,30}$	$\eta'_{k-1,60}$	$\eta'_{k-1,90}$	\dots	$\eta'_{k-1,t-1}$	$\eta'_{k-1,t}$
$\eta'_{k,0}$	$\eta'_{k,30}$	$\eta'_{k,60}$	$\eta'_{k,90}$	\dots	$\eta'_{k,t-1}$	$\eta'_{k,t}$

$\eta'_{k,t}$: 地震発生後から t 秒後における日本海津波断層 k による水位変動

図 2-13 日本海地震津波波源の伝播計算結果の保存例

ファイル名の例：ranking0123.txt

↑
格子点群番号

ファイル内容

$\eta'_{\max 1}$	$rank_1$	$t_{\max 1}$	$t_{\text{rise } 1}$
$\eta'_{\max 2}$	$rank_2$	$t_{\max 2}$	$t_{\text{rise } 2}$
$\eta'_{\max 3}$	$rank_3$	$t_{\max 3}$	$t_{\text{rise } 3}$
\vdots	\vdots	\vdots	\vdots
$\eta'_{\max k-1}$	$rank_{k-1}$	$t_{\max k-1}$	$t_{\text{rise } k-1}$
$\eta'_{\max k}$	$rank_k$	$t_{\max k}$	$t_{\text{rise } k}$

$\eta'_{\max k}$: 日本海津波断層 k による水位変動の最大値 $t_{\max k}$: $\eta'_{\max k}$ が生じる時間
 $rank_k$: $\eta'_{\max k}$ を降順に並べたときの番号 $t_{\text{rise } k}$: 水位変動が 5cm を越えた時間

図 2-14 日本海地震津波波源の伝播計算結果から抽出した最大水位及び最大水位が生じる時間，津波来襲時間，ワースト波源情報の保存例

ファイル名の例：X0123Y4567_loc.data

↑ ↑
緯度方向格子点番号 経度方向格子点番号

ファイル内容

$\eta_{1,0}$	$\eta_{1,30}$	$\eta_{1,60}$	$\eta_{1,90}$...	$\eta_{1,t-1}$	$\eta_{1,t}$
$\eta_{2,0}$	$\eta_{2,30}$	$\eta_{2,60}$	$\eta_{2,90}$...	$\eta_{2,t-1}$	$\eta_{2,t}$
$\eta_{3,0}$	$\eta_{3,30}$	$\eta_{3,60}$	$\eta_{3,90}$...	$\eta_{3,t-1}$	$\eta_{3,t}$
\vdots	\vdots	\vdots	\vdots	\ddots	\vdots	\vdots
$\eta_{m-1,0}$	$\eta_{m-1,30}$	$\eta_{m-1,60}$	$\eta_{m-1,90}$...	$\eta_{m-1,t-1}$	$\eta_{m-1,t}$
$\eta_{m,0}$	$\eta_{m,30}$	$\eta_{m,60}$	$\eta_{m,90}$...	$\eta_{m,t-1}$	$\eta_{m,t}$

$\eta_{m,t}$: X0123Y4567 地点及び地震発生後から t 秒後における，単位波源 m による水位変動

図 2-15 地点別に格納した単位波源の伝播計算結果の保存例

ファイルは水深 100m の格子点群を対象にして新たに作成した。またこのとき作成されたファイルは直接探査型ファイルとして作成されている。これにより、対象地点の任意の津波波形を計算する際には、データベースの中から対象地点のファイル一つのみアクセスすることで、必要な情報を全て得ることができる。

2.5.3 初期波源の推定

前項の手順に従って整理されたデータベースを活用することにより、任意地点における津波情報を瞬時に得ることができる。日本海地震津波断層による津波高・来襲時間などの情報は、データベースから予め計算されている情報を参照することで得られることから、小さい負荷で必要な情報が瞬時に得られる。一方で、単位波源群のデータベースを活用して任意の津波断層による津波波形を計算する場合、与えられる断層パラメータから初期波源を推定して、その上で初期波源を単位波源の重ね合わせに変換し、対象地点の水位変動を推定しなければならない。その中で計算負荷が大きくなる要素として、初期波源の推定が上げられる。単位波源の伝播計算に用いた計算領域が広いほど、初期波源の推定に大きな計算負荷が生じ、また初期波源の空間的なスケールが大きくなるほどそれを表すために用いられる単位波源数が多くなるため、計算負荷が大きくなる。このような問題を解決するため、以下の手順に従って初期波源を推定する。

まず、単位波源の伝播計算に用いた計算領域の緯度方向の格子数を M 、経度方向の格子数を N とする。ここで、任意の断層パラメータが与えられたとき、以下の初期水位分布 η'' を Okada(1992)の方法により求める。

$$\eta''_{10(i-1)+1,10(j-1)+1} \begin{cases} i=1,2,\dots,M/10 \\ j=1,2,\dots,N/10 \end{cases} \quad (2-20)$$

(2-20)式はすなわち空間解像度が 1/10 に低下した地形条件における初期水位分布である。この水位分布をまず求めておき、次式を満足する水位及びその格子点を探索する。

$$\left| \eta''_{10(i-1)+1,10(j-1)+1} \right| \geq dz \quad \begin{cases} i=1,2,\dots,M/10 \\ j=1,2,\dots,N/10 \end{cases} \quad (2-21)$$

ここに、 dz : 水位変化量の閾値である。(2-21)式を満たした格子点を包括する矩形領域のみを対象に、元の解像度条件で初期水位分布を Okada(1992)の方法で求めることで、初期波源を推定する過程で生じる計算負荷を低減させることができる。またこれにより、重ね合わせに使用する単位波源はその領域内からのみ選択するだけで済み、水位変動が微小な格子点上に設置された単位波源は使用しないため、効率良くその重ね合わせを推定することができる。本研究では閾値を 5cm とするが、これは任意であるため可変である。このように

して推定した初期波源を単位波源の重ね合わせとして表し、その解を図 2-15 のような各地点別に格納されたから探索して重ね合わせることで、従来の手法による伝播計算時間と比較して数百倍の高速性を実現することができる。これを利用することにより来襲津波の特性を容易に分析することが可能となる。

2.5.4 高速津波計算システムの実装

前項までの手法及びデータベースを用いて、高速津波計算システムをインターネット上で実装することができるシステムを開発する。各地域に来襲する津波情報を視覚的に明瞭に示し、かつ任意の津波波源による来襲津波波形を瞬時に計算できるシステムを、システム開発者だけでなく不特定多数のユーザーが使用できるようにすることにより、各ユーザーの津波伝播予測に割く資源及び労力を低減できることが期待できる。

インターネット上で実装するために必要なウェブアプリケーションは、株式会社情報試作室の協力を得て作成した。図 2-16 にウェブアプリケーションにより表示した高速津波計算システムを示す。図中の航空写真内に表示されている青色の矩形は日本海津波断層を表している。航空写真の右隣に表示されている三つのグラフのうち、最上に位置するグラフは任意地点における各津波波源により生じる最大水位の降順分布を示しており、 x 軸に対象地点における最悪の津波想定ランキングを、 y 軸に各津波想定が対象地点で生じさせる最大水位を取り、ランキングが高くなるほど最大水位が高くなる。二つ目のグラフは各津波波源による津波の来襲時間及びそれによる最大水位が生じる時間を示しており、 x 軸は上述の対象地点における最悪の津波想定ランキングと対応したランキングを、 y 軸に時間を取る。例えばある地点において最大の水位を生じさせるランキング No.1 の波源が表 2-1 中の F30 の波源であった場合、F30 の波源による津波の来襲時間及び最大水位が生じる時間は二つ目のグラフのランキング No.1 に表示される。三つ目のグラフは特定の想定津波波源による任意地点における津波波形であり、 x 軸に時間、 y 軸に水位を取る。また、航空写真の下に位置する入力フォームに任意の断層パラメータを入力し、任意地点を指定することで、任意断層パラメータによる任意地点における津波波形を計算して入力フォームの右隣に位置するグラフに表示することができる。この計算に必要な時間は任意断層の空間スケールに依存するが、日本海で想定されている津波断層程度の空間スケールであれば、概ね数秒から十数秒程度で計算することが可能である。ただし、任意の断層パラメータに基づく津波断層を設置できるのは、図 2-11 で示されている単位波源の設置領域に限定される。

図 2-16 の航空写真をズームアップし、任意地点を指定した場合の表示画面を図 2-17 に示す。航空写真をズームアップしていくとその地域周辺で指定可能な地点がバルーンで表示される。ここでは近畿地方周辺の地域をズームアップしている。表示されているいずれかのバルーンを選択すると、選択されたバルーンの色が黄色から赤色に変わり、航空写真右隣の上二つのグラフにその地点で想定される津波情報が表示される。さらに青色で示されたいずれかの矩形波源(あるいはグラフ内に表示されているマーカーやランキング)を

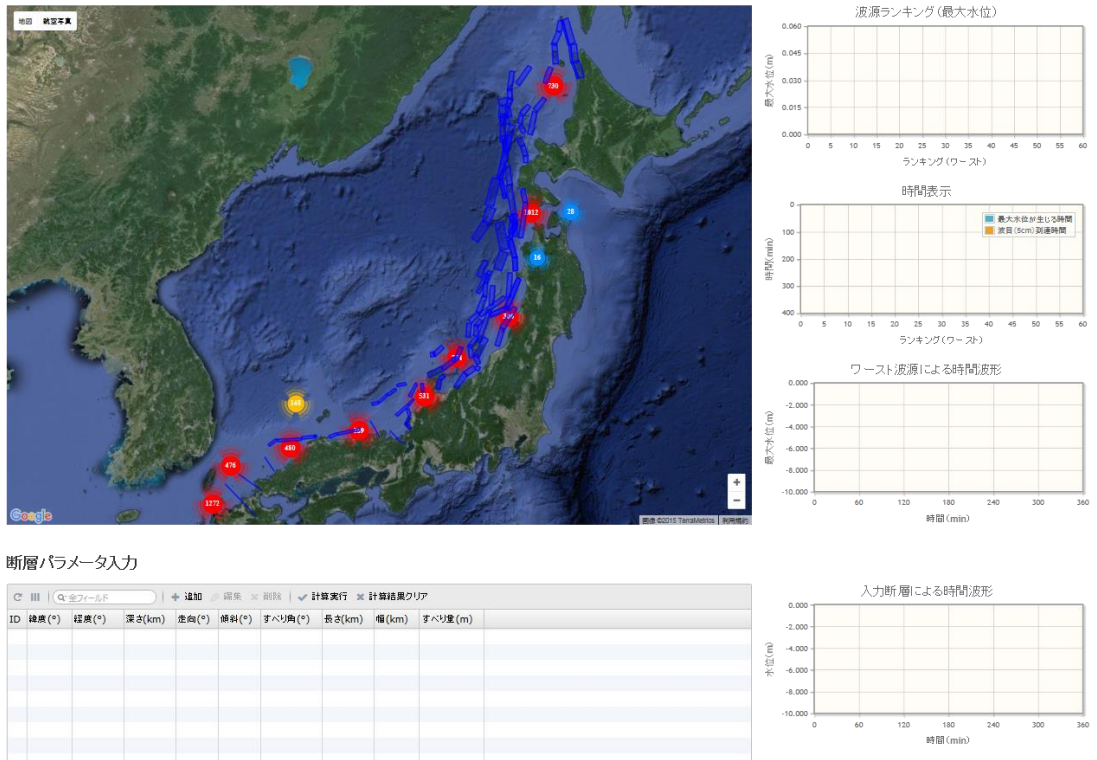


図 2-16 ウェブアプリケーションで表示した高速津波計算システム

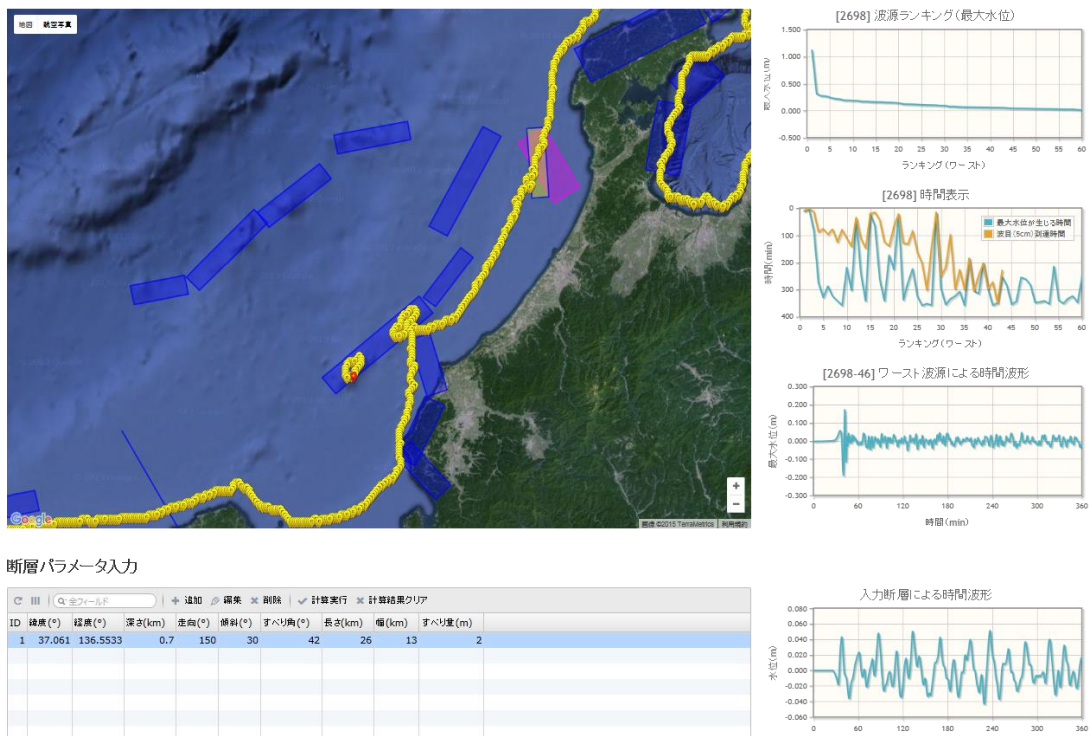


図 2-17 ウェブアプリケーションで表示した高速津波計算システムの使用例

選択すると、選択された矩形波源の色が青色から黄色に変化し、選択している地点でのその波源による水位の時間変化が三番目のグラフに表示される。最後に、入力フォームに断層パラメータを入力して計算を実行させると、入力パラメータに対応する赤色の矩形が航空写真内に現れ、選択している地点でのその断層による水位の時間変化が四番目のグラフに表示される。ここでは、表 2-1 の F46 の断層を基準にして、断層深さや傾斜角などを変化させた場合の波形をグラフに示した。なお三番目のグラフには F46 の断層モデルによる計算結果が示されており、このような比較を行うことで、それぞれが持つ断層パラメータの値が変化した場合の影響を容易に推定することができる。なお、前節までに初期波源に含まれる高周波成分の水位変化を低減させる必要性について述べ、初期波源の平滑化とフィルタリング処理をその手法として示している。前者の方が十分にその高周波成分を低減させることができるが、後者の方が計算上の効率は良いため、ここでは高速性を重視し、図 2-17 ではフィルタリング処理を用いた場合の結果を示した。しかしながら前述したようにフィルタリング処理の効果は代表水深に依存するため、波源によって高周波成分のスペクトル低減量が異なる。したがって、十分かつ効率的にそれを低減させる処理方法を実装することが必要である。

2.6 まとめ

本章では津波伝播計算の計算負荷低減を目的とした津波計算システムの開発を行った。本章で得られた主要な結論を以下に示す。

- 1) 線形理論の解の重ね合わせとガウス分布の単位波源を用いて、任意地点における水位変動を高速で計算することができる津波計算システムを構築した。また、計算システムから得られる水位変動と通常の手順で得られる水位変動を比較し、推定値の整合性を確認した。
- 2) 構築した津波計算システムを用いることにより、単位波源の重ね合わせで表された波源の位置が変化した場合の最大水位の変化を効率的に計算することができることを示した。
- 3) 日本海で想定されている 60 個の津波断層と日本海東縁部に設置した単位波源群を対象として行った伝播計算結果をもとに、不特定多数のユーザーが利用することができる高速津波計算システムをインターネット上で実装するためのウェブアプリケーションを開発した。

本研究で構築した津波計算システムは、波源推定における解像度の限界や弱分散性波動理論の適用限界、地形解像度の制約による津波高低下量を踏まえたうえで、数値振動

として伝播する可能性がある高周波成分が排除された初期波源からの伝播計算を高速に行うものである。これを用いることにより、特定地点に最悪の被害をもたらす津波の波源位置や形状などを、断層モデルの不確実性を含めて市町村レベルの単位できめ細かく特定することが可能である。また同システムをインターネット上で実装することにより、ユーザーはそれを介して来襲津波の情報を容易に取得することができ、各沿岸地域の防災計画の進展に貢献することができると考えられるため、早期に利用環境を整備する必要がある。

第3章 沿岸域における来襲津波と堤防破壊メカニズムの分析

3.1 まえがき

沿岸域における津波防災力を向上させるためには、これまでに来襲した津波の挙動及びそれによる被害を詳細に分析することが重要である。2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震による津波(以下、東北津波)は、東北地方太平洋沖沿岸を中心に甚大な被害を与え、沿岸域において定量的な情報を多く残した。東北津波で破壊された海岸構造物の多くは、津波の越流や地盤の侵食によるものであったことが報告されており、多くの研究が行われている(例えば中尾ら：2012, 長坂ら：2012, 有川ら：2013)。一方、岩手県大船渡市三陸町に位置する綾里湾では、現地住民によって津波来襲時の湾内の様子が映像として撮影されており、周期8秒程度の短周期の水位変動(以下、短周期波)を伴う非常に複雑な水位変動場が形成されていたことが報告されている(写真 3-1, 山中ら：2012)。綾里湾奥部の白浜海岸では海岸堤防が設置されていたが、東北津波によって破壊された。綾里湾では上述の津波の短周期波が海岸堤防の破壊に関与した可能性が指摘されており(山中ら：2012)、詳細に分析する必要がある。そこで本章では、東北津波による短周期波とその影響について述べる。なお本章の一部は土木学会論文集 B2(海岸工学)に報告しているが(山中ら：2013・2014a)、さらに詳細に検討した結果を、それらを引用しながら述べる。



写真 3-1 撮影された映像から切り出した静止画像
(2011年3月11日15時29分ごろ)

3.2 綾里湾における海岸堤防の破壊状況

東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループによる津波痕跡調査に付随して、2011年4月11日に綾里湾白浜海岸の海岸堤防の破壊状況が調査された。図3-1に綾里湾の地形と津波の痕跡高分布を示す。綾里湾奥では20m以上の痕跡高が記録されており、堤防位置においても同程度の水位が生じていたことが予想される。撮影された映像は湾奥の一部のみを捉えており(図3-1)、30.1mの痕跡高が記録されたと思われる瞬間を捉えていた。白浜海岸の堤防標準断面図を図3-2に示す。平成4年度(1992年度)時点では、古くからあった堤防を基礎として、その前面に腹付けする形で約3mのパラペット部を嵩上げたようである。さらに、平成6年度(1994年度)時点では、平成4年度時点の断面に加え、堤防前面の地盤をコンクリート及びレンガにより舗装して水平スケール規模が大きくなった断面が追加されている。平成4年度時点の断面は主に白浜海岸中央から北側の海岸にかけて、平成6年度に新たに追加された断面は同海岸中央から南側の海岸に設置されていたようである(写真3-2,3-3)。平成6年度に追加された断面は堤防前面に緩やかなステップが追加されている

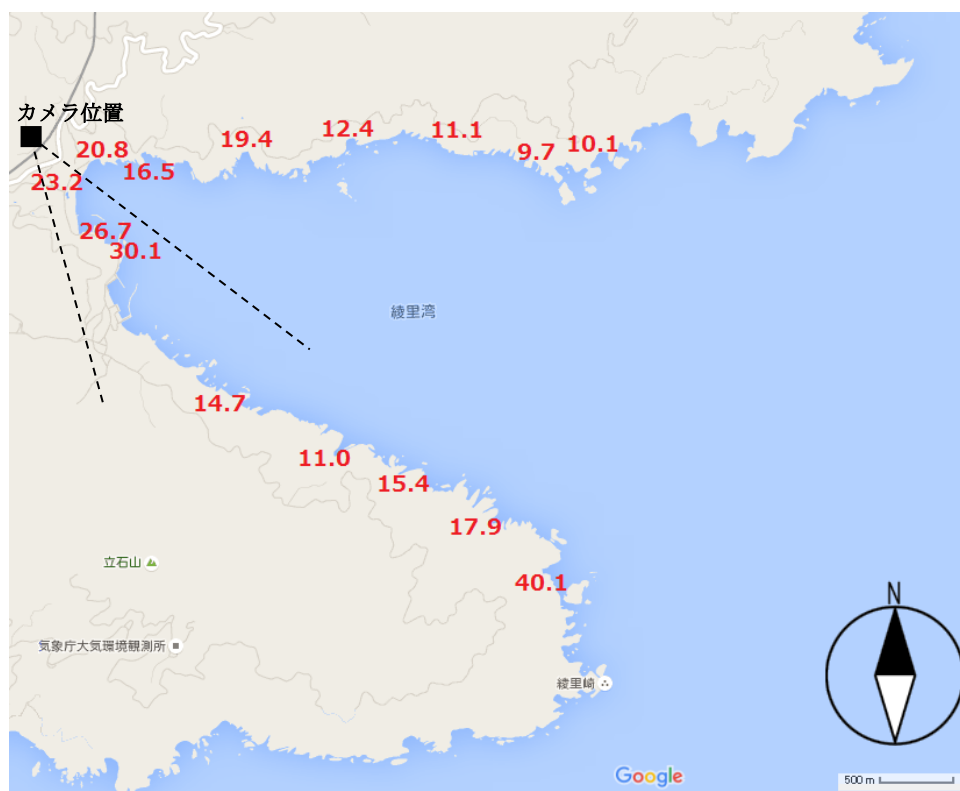
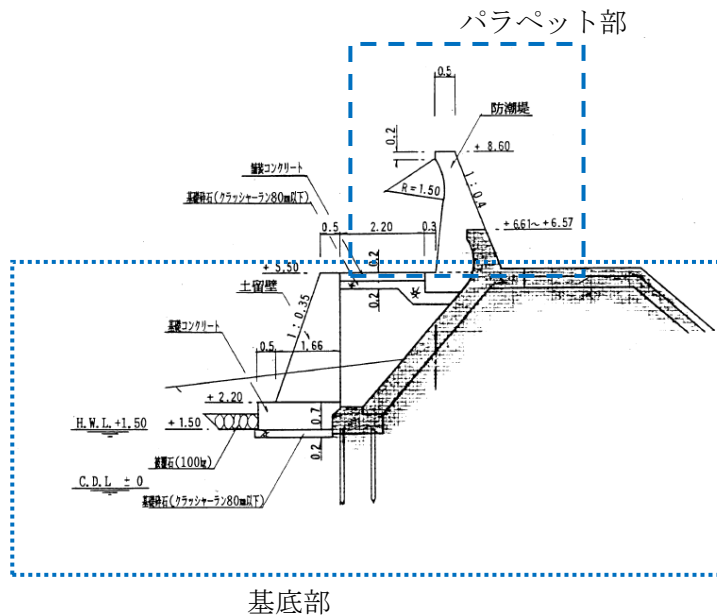


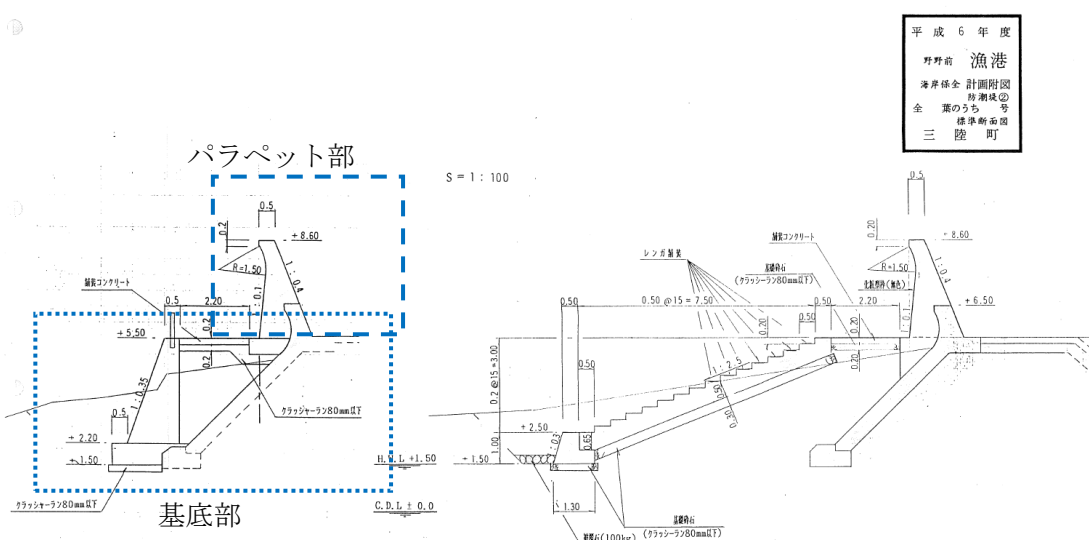
図3-1 綾里湾の外形と津波痕跡高分布(単位:m, 痕跡高は東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ, 地図は Googlemap より)

標準断面図 S = 1 : 100



平成 4 年度
野野前漁港
海岸保全計画附図
防潮堤
全葉のうち
標準断面図
三陸町

(a) 平成 4 年度時点



平成 6 年度
野野前漁港
海岸保全計画附図
防潮堤
全葉のうち
標準断面図
三陸町

(b) 平成 6 年度時点

図 3-2 綾里湾白浜海岸堤防標準断面図 (岩手県大船渡市より提供)



写真 3-2 綾里湾白浜海岸北側の堤防断面(2011 年 4 月撮影)



写真 3-3 綾里湾白浜海岸南側の堤防断面(2011 年 4 月撮影)

ことから、地域住民の海岸へのアクセスに配慮して設計されたと推察される。堤防の天端高は、いずれの断面においても地震発生前の時点で D.L.+8.6m であった。写真 3-4 に白浜海岸南側における海岸堤防の破壊状況を示す。写真 3-2 及び写真 3-4 より、同海岸南側周辺では嵩上げされたパラペット部のみが破壊され、堤防陸側に散乱している様子が見られる。なおこのパラペットの破壊はいずれの堤防の設計断面においても見られた。写真 3-5 に同海岸北側の様子を示す。北側では防潮堤基底部を含む断面全体が破壊されており、さらにそれが沖向きに流出している様子が見られた。断面全体が破壊されていたのは平成 4 年度時点の比較的的水平スケール規模が小さい断面でのみである。また基底部が流出した地点周辺の地盤は、他の地点と比較して集中して洗掘されている様子も見られた。これらのことから、同一の堤防が複数の異なるメカニズムによって破壊されたことが推察される。

3.3 数値計算に基づく綾里湾内の流況の把握

3.3.1 広領域数値計算

海岸堤防周辺を含む、綾里湾内における津波の挙動を田島ら(2013)と同様の手法に基



写真 3-4 綾里湾白浜海岸南側の堤防破壊状況(2011 年 4 月撮影)



写真 3-5 綾里湾白浜海岸北側の堤防破壊状況(2011 年 4 月撮影)

づいて詳細に分析することを念頭に置き、まず東北地方太平洋沖全域を含む広領域の数値計算を、平面二次元の球面座標系線形長波方程式を基礎式として行った。支配方程式を以下に示す。

$$\frac{\partial(\eta - z)}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \lambda} \left[\frac{\partial}{\partial \lambda} M \cos \lambda + \frac{\partial N}{\partial \theta} \right] = 0 \quad (3-1)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{gh}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \lambda} = -fN \quad (3-2)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{gh}{R \cos \lambda} \frac{\partial \eta}{\partial \theta} = fM \quad (3-3)$$

ここに、 η ：水位、 z ：地盤高、 M ：緯度方向線流量、 N ：経度方向線流量、 t ：時間、 λ ：緯度、 θ ：経度、 R ：地球半径、 g ：重力加速度、 f ：コリオリ係数($=2\Omega \sin \lambda$)、 h ：静水深、 Ω ：地球の自転角速度である。支配方程式はスタッガード・リーブフロッグ法に基づき差分する。計算地形を図 3-3 に示す。計算領域は北緯 34 度～42 度及び東経 140 度～146 度、空間解像度は 30 秒であり、GEBCO を用いて作成した。また陸域と海域の境界には完全反射条

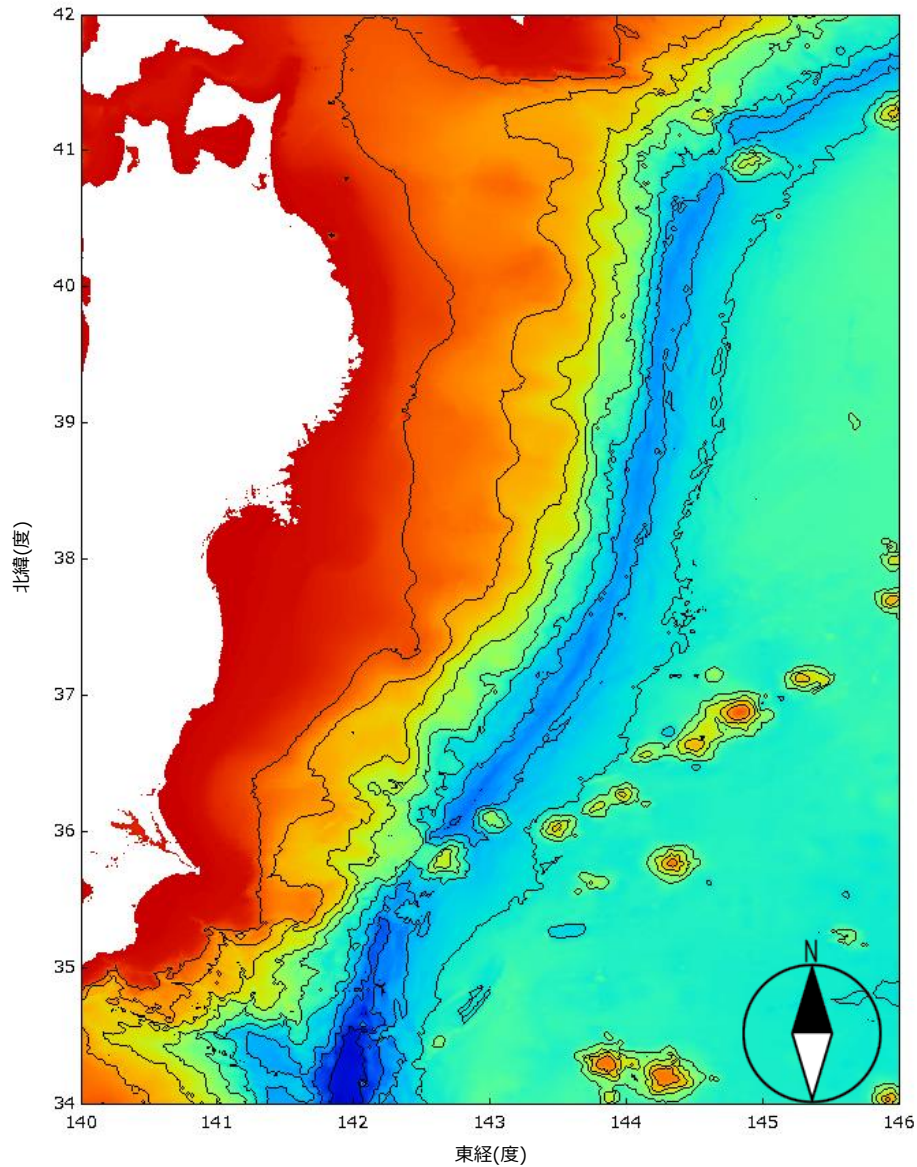


図 3-3 広領域計算地形

(等深線は 1000m 毎, 色が青くなるほど水深が深くなることを示す)

件を適用し, 海域の計算領域端には自由透過境界条件を適用した. この計算領域に Satake et al. (2013) による断層モデルを適用し, Okada (1992) の方法及び Tanioka・Satake (1996) の方法により得られる海底地盤の鉛直変位分布を津波の初期水位分布として与えた. 計算時間間隔は 1 秒, 出力時間間隔は 15 秒とし, 150 分間の津波の挙動を再現した.

計算結果を図 3-4 に示す. 図 3-4 には, 東北地方太平洋沖に設置されている GPS ブイが捉えた津波観測波形(ナウファス)と, 同地点における計算値を示す. なお GPS ブイ地点における計算値は, 出力結果から線形補間することにより推定した. 図より, 一波目の水位のピークが現れる時間帯まではいずれの地点においても観測値と計算値が良く一致し

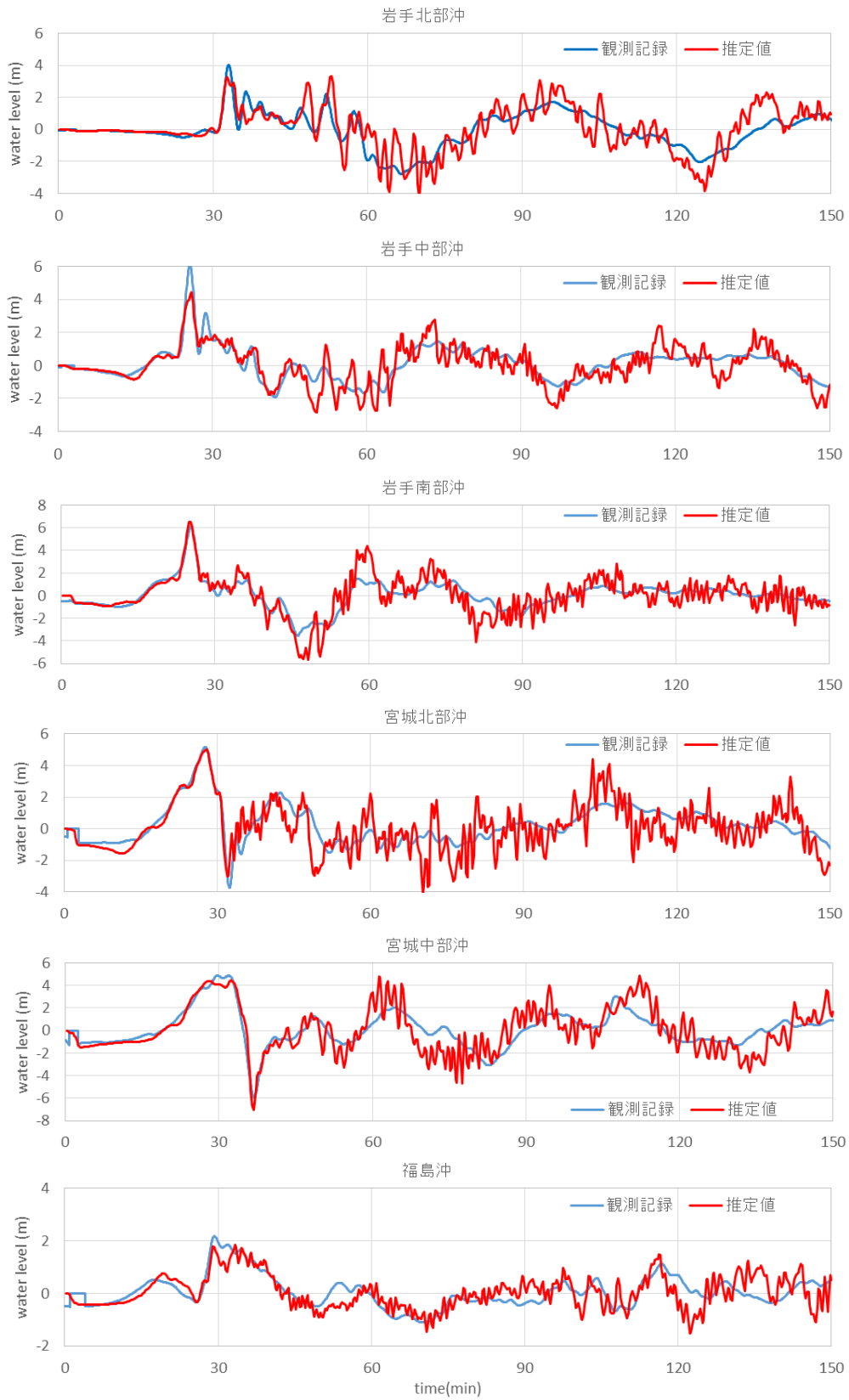


図 3-4 GPS 観測記録と推定値の比較

ている。それ以降の時間帯においては、計算値には短周期の水位変動が多く含まれるものの、長周期の水位変動は比較的両者が良く一致している。以上の結果より、広領域の計算結果の妥当性が確認できる。また綾里湾の最も近くに位置する岩手県南部沖 GPS ブイ地点では、水位のピーク値及び位相とも数値計算による再現性が高く、綾里湾内においても信頼性の高い計算結果が得られることが期待できる。

3.3.2 狭領域数値計算

前項で得られた出力水位を高解像度の計算領域の東側の沖側境界で接続し、津波の短周期の水位変動の生成・伝播過程を再現・把握するために、以下に示す非線形分散波理論を適用して津波の遡上を含めた綾里湾内の津波の挙動を詳細に分析する。

$$\frac{\partial(\eta - z)}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial y} = 0 \quad (3-4)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{P^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{PQ}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} P \sqrt{P^2 + Q^2} = \nu \left(\frac{\partial^2 P}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 P}{\partial y^2} \right) + F_1 \quad (3-5)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{Q^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{PQ}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} Q \sqrt{P^2 + Q^2} = \nu \left(\frac{\partial^2 Q}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 Q}{\partial y^2} \right) + F_2 \quad (3-6)$$

$$F_1 = \frac{D^2}{3} \frac{\partial}{\partial t} \left\{ \frac{\partial^2 P}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 Q}{\partial x \partial y} \right\} \quad (3-7)$$

$$F_2 = \frac{D^2}{3} \frac{\partial}{\partial t} \left\{ \frac{\partial^2 Q}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 P}{\partial x \partial y} \right\} \quad (3-8)$$

ここに、 η ：水位、 z ：地盤高、 (x,y) ：空間座標、 P ： x 方向線流量、 Q ： y 方向線流量、 t ：時間、 g ：重力加速度、 D ：全水深、 n ：マンニングの粗度係数、 ν ：渦動粘性係数である。(3-5)式~(3-6)式は Boussinesq(1872)の式に底面摩擦項と水平拡散項を付加した式であるが、分散項には全水深に基づく非線形分散項を適用した。波の非線形性及び分散性を考慮した津波の数値計算では、Madsen et al.(1991)の式や分散特性をさらに改良した Madsen・Sørensen(1992)の式、Madsen et al.(1997)の式などが多く適用されている。前述した方程式はいずれも静水深を用いた線形分散項に基づく方程式であり、山中ら(2013)においても静水深に基づく分散項が用いられているが、本研究では Boussinesq(1872)の分散項に含まれる静水深を全水深に置き換えた分散項を用いた。これによる分散特性の評価は岩瀬ら(2002)により検討されており、分散効果が過大に評価されると指摘されている。しかし本研究で対象とする綾里湾の事例では、短周期の水位変動は静水時の極浅海域や陸域で見られた。したがって静水深に基づく分散項ではそのような挙動を正確に再現できない可能性があるため、本研究では全水深に基づく分散項を採用して、再度詳細に津波の挙動を分析した。またマンニングの粗度係数は小谷ら(1998)を参考にして、海域及び陸域で0.025及び0.030m^{-1/3}sとし、

渦動粘性係数は一定値(=7.0 m²/s)とした。

支配方程式はスタッガード・リーブフロッグ法及び二段階混合差分法(岩瀬ら：1998)に基づいて差分した。移流項は一次風上差分法によって差分した。また、波の遡上を含めた計算を行う場合には移動する水陸境界における境界条件を与える必要があるため、本研究では平山・平石(2004)の手法を参考にして適用した。なお、出力水位を接続する沖側境界を除いた他の沖側境界では壁境界条件を適用した。

計算領域の地形は、海底地形には日本水路協会の海底地形デジタルデータ(M7000シリーズ)を、陸域地形には東北津波来襲後に行われた LP 測量データを用いて作成した。平面直角座標第 10 系における(X,Y) = (-110623.5m, 84150.5m)~(-102548.5m, 95550.5m)の範囲を計算領域とし、空間解像度は 5m とした(図 3-5)。次に Satake et al. (2013) の断層モデルを用いて地盤沈下量を推定し、陸域地形にその絶対値を加えることで地震前の地形標高を再現した。なお海域地形データは地震前のデータに基づくものであり、海図の最低水深が基準となっているため、海上保安庁海洋情報部が公開している最低水面のデータを参考にして海域地形の基準値を東京湾平均海面と等しくなるように調整した。また白浜海岸の堤防位置には、地震前の堤防の天端高である D.L.+8.6m の地盤高を設定することで堤防高を表現した。

沖側境界における入力波形を図 3-6 に示す。図中では計算領域沖側境界の北端及び南

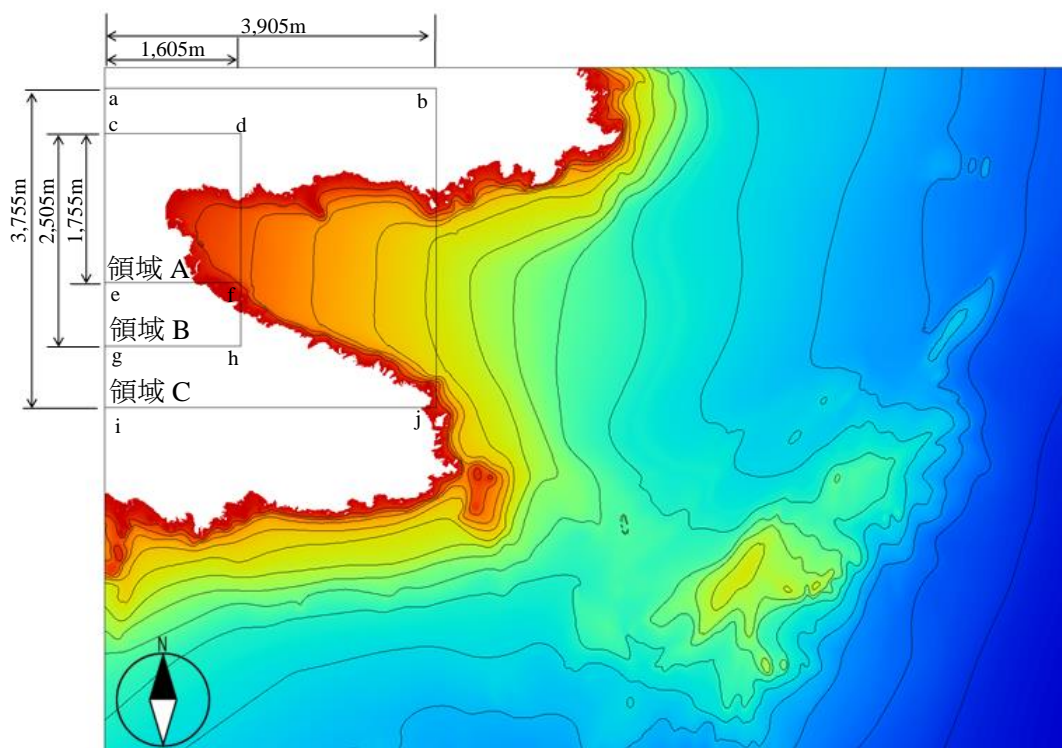
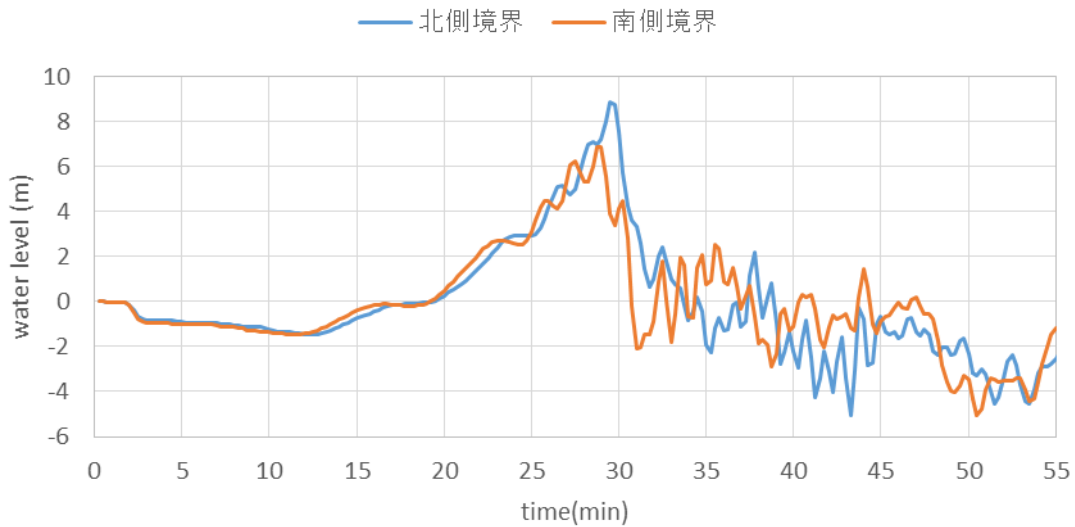
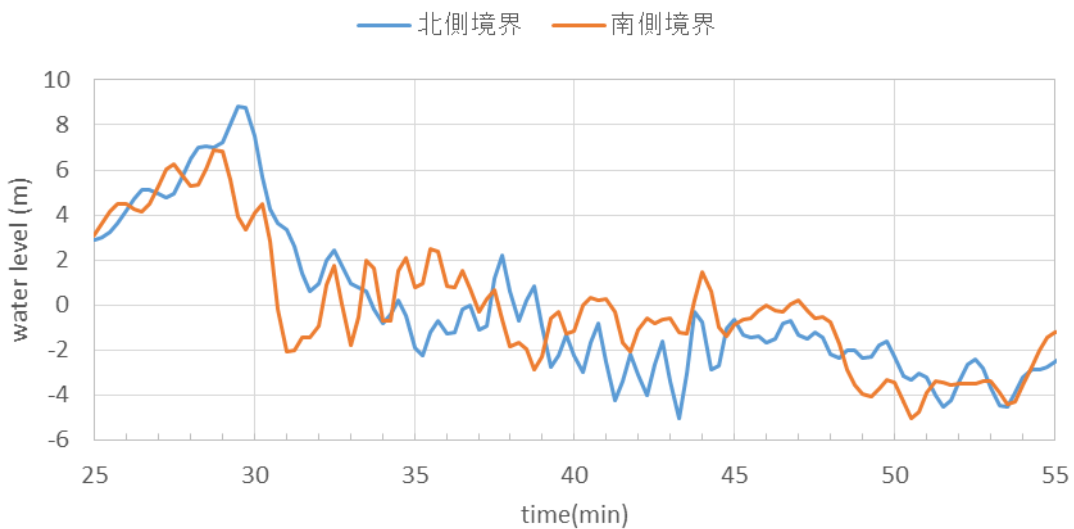


図 3-5 高解像度(5m)の計算領域
(等深線は 10m 毎、色が青くなるほど水深が深くなることを示す)



(a) 地震発生から 55 分までの時間帯



(b) 地震発生後 25 分から 55 分までの時間帯

図 3-6 沖側境界における入力波形

端における入力波形を示している。図より、水位がピークに達するまでの時間帯においては短周期成分が含まれていないことがわかる。それ以降の時間帯においても、出力時間間隔が 15 秒であったことからその時間間隔以下の周期成分は見られず、最も短い周期成分でも 1 分程度であった。同様に、空間解像度 30 秒(緯度方向：約 930m, 経度方向：約 720m)の広領域の計算結果を 5m 間隔の入射境界に接続しているため、入射波形は空間的にも短周期成分を含んでいないことがわかる。

以上の条件に基づき、時間間隔 1/80 秒及び出力時間間隔 5 秒で湾内の津波の挙動を分析した。綾里湾で津波の映像が撮影された時間は地震発生から約 45 分後であったため、

その時間帯を含む，地震発生から 55 分間の解析を行った．また，津波の短周期波が堤防破壊に与えた影響を調べるため，白浜海岸周辺の湾奥部では出力時間間隔を 1/8 秒とした．

数値計算から得られた，白浜海岸に位置する堤防前面の計算格子点(図 3-7)における水位変動を図 3-8 に示す．図 3-8 より，堤防前面位置における水位は，地震発生から 55 分の間に 15m を二度超えていることがわかる．ここでは，最初に水位が 15m を超えた時間帯を含む地震発生から 40 分までの時間帯での水位変動をまとめて第一波目の津波，地震発生後 40 分から 55 分の時間帯での水位変動を第二波目の津波と定義する．図 3-8 を見ると，第一波目の津波来襲時及びそれまでの時間帯では周期が短い水位変動は確認されなかったが，地震発生後 50 分が経過したころに来襲した第二波目の津波はそれを伴っていることがわかる．第二波目の津波来襲時には，水位が数秒のうちに 10m 以上上昇していたことから，第二波目の津波は段波のような波形を形成していたことがわかる．またその段波状の波形に

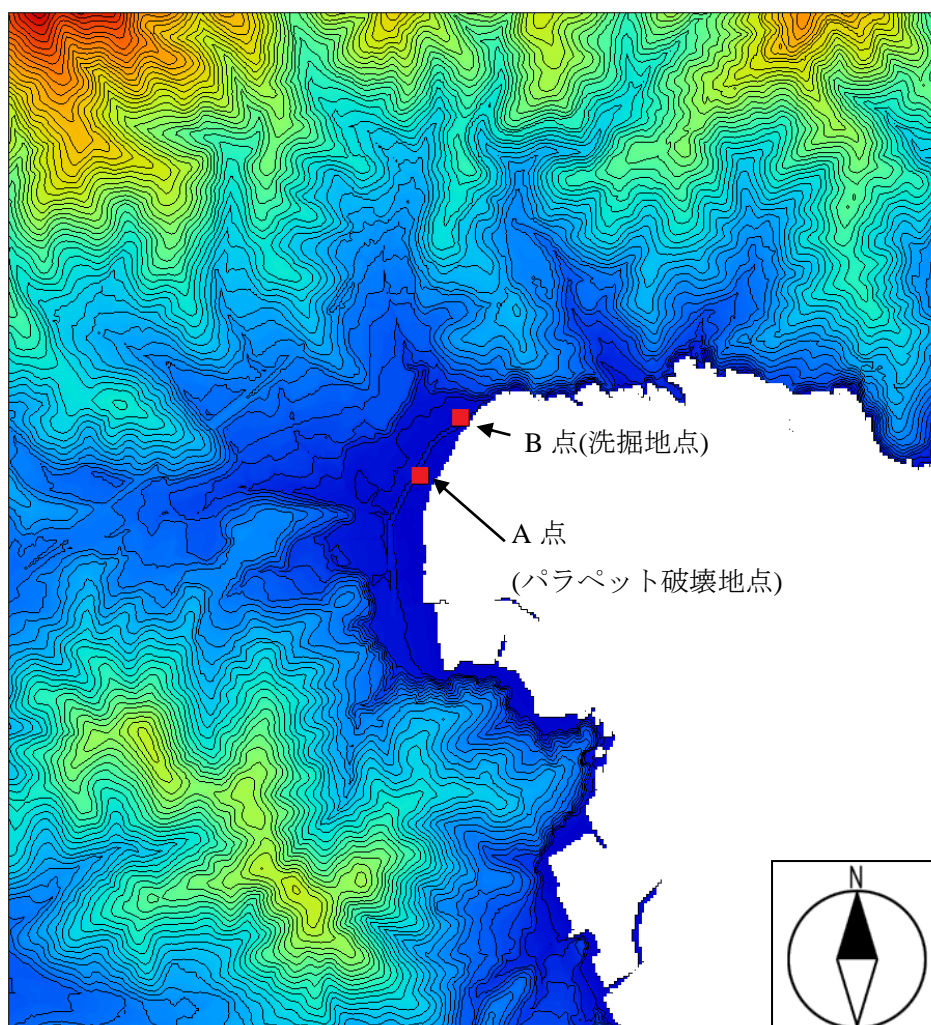
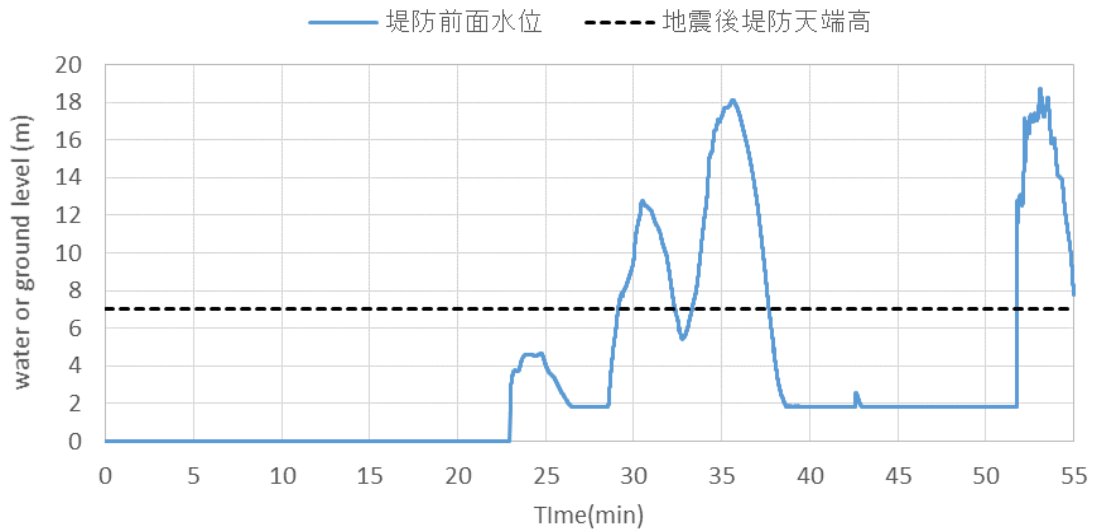
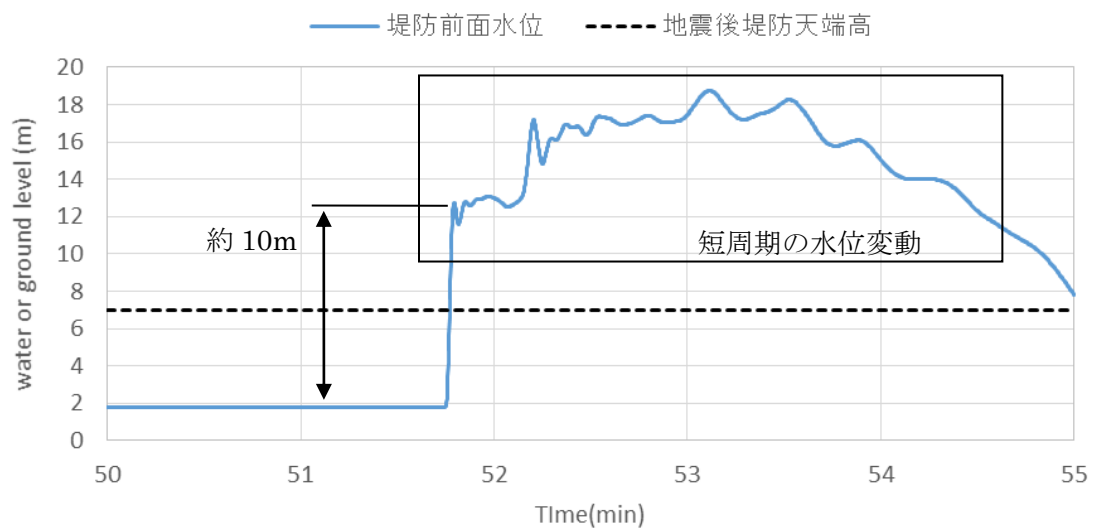


図 3-7 綾里湾奥(領域 A)の津波遡上域の地形
(等高線は 5m，白色は海域，色が赤くなるほど標高が高くなることを示す)



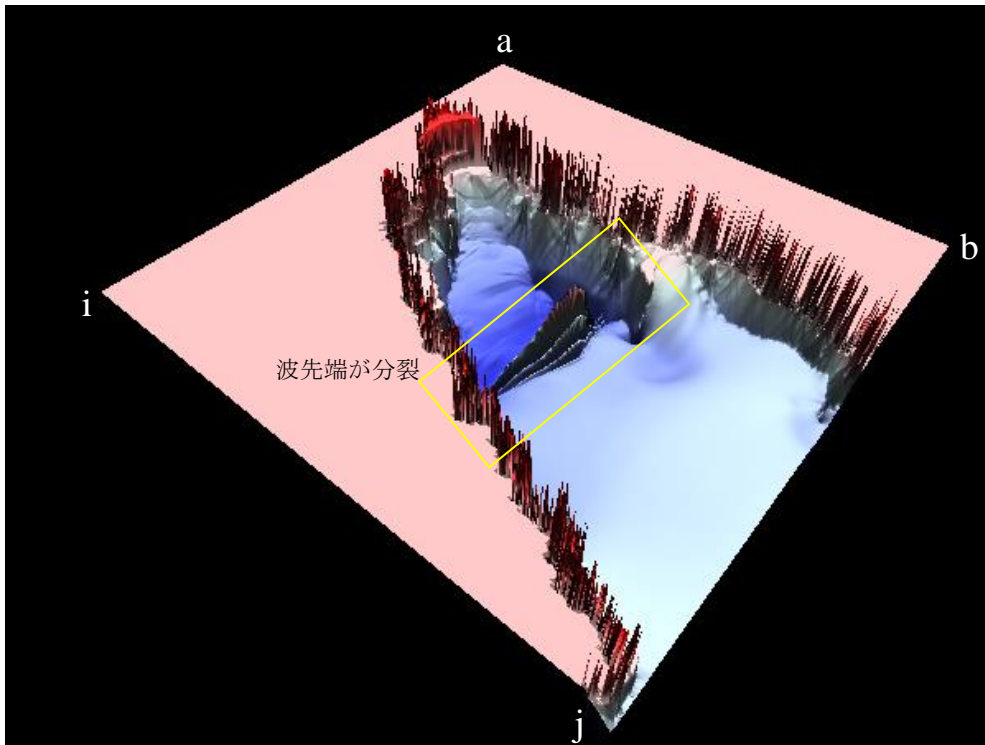
(a) 地震発生から 55 分までの時間帯



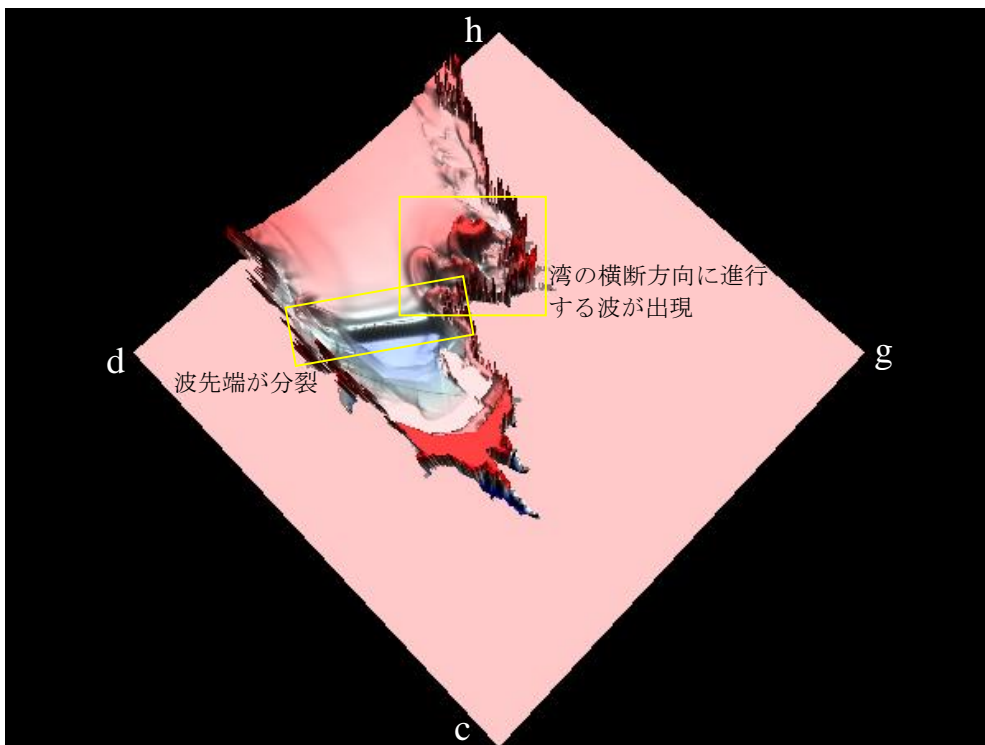
(b) 地震発生後 50 分から 55 分までの時間帯

図 3-8 堤防前面位置(A 点)における水位変動

短周期の水位変動が含まれている様子が見られた(図 3-8). さらに, 数値計算で得られた綾里湾内の水位分布のスナップショットを図 3-9 に示す. 図を見ると, 第一波目の津波来襲後の時間帯で波の先端が急峻化し, それが分裂している様子(ソリトン分裂)が見られた. また第二波目の津波来襲直前である地震発生後 51 分 10 秒時点においても湾奥でそれが見られたことから, 第二波目の津波で見られた短周期の水位変動は津波の分裂により発生したと考えられる. この分裂により生じた短周期波及び段波状の波が堤防位置まで来襲し, またその後湾奥での多重反射などを経て, A 地点で図 3-8 のような短周期の水位変動が大きく生じたと推察される. また図 3-9 の 51 分 10 秒時点では, 長周期の津波本体や短周期の津波が



(a) 地震発生後 40 分 30 秒(領域 C)



(b) 地震発生後 51 分 10 秒(領域 B)

図 3-9 綾里湾奥における水位分布のスナップショット
(色が赤くなるほど水位が高くなることを示す)

湾の側壁で反射し、湾の横断方向の短周期波成分が生成されている様子が見られた。なお湾の側壁には浅瀬が張り出している領域があり、そのような水深が急変する領域に波が侵入したことによっても短周期波が生成されていたことが報告されている(山中ら：2013)。さらに、第一波目の津波来襲時には短周期波が見られなかったことから、ビデオが捉えたのは第二波目の津波であったことがわかった。なお、本研究では全水深に基づく非線形分散項を用いた計算を行ったが、静水時の海域で津波の分裂が確認されたことから、静水深に基づく線形分散項を用いた計算によってもそれが再現されると考えられる。

3.4 綾里湾白浜海岸の堤防破壊メカニズム

3.4.1 堤防基底部の破壊

堤防基底部が流出した白浜海岸北側では、地盤が集中的に洗掘されている様子が見られたことから、津波来襲時にはその地点周辺において強い流れが集中して生じていたことが推測される。そこでまず綾里湾奥部において、津波の進行方向である西向き最大の流速分布を求めた(図 3-10)。図 3-10 より、第二波目の津波来襲時の方が、湾奥部全体で強い流れが生じていたことがわかる。このことから、堤防基底部は第二波目の津波来襲時に破壊されたことが予想される。これを踏まえ、次に第二波目の津波来襲時における、堤防基底部が破壊された地点の堤防背後域の西向きの流速の時間変化を求めた(図 3-11)。図より、堤防基底部が破壊された地点(B 点)では、第二波目の津波来襲時に西向きの流速が約 1 分間継続して生じていることがわかる。したがって、この時間帯において堤防背後域の地盤の洗掘が生じて堤防基底部が破壊され、その後の引き波によってそれらが沖向きに流出したと考えられる。また基底部が流出したことにより相対的にその地点の標高が低くなり、それによって引き波が集中し、地盤の洗掘が進行した可能性が指摘できる。

3.4.2 堤防パラペット部の破壊

現地調査から、破壊されたパラペット部には斜めひび割れが見られなかったことから、津波波力による断面の曲げ引張によってそれが破壊されたことが推察されたため、曲げ引張に対する断面照査を行った。パラペット部の破壊条件を次式により定義する。

$$\sigma = \frac{M}{I} y \geq \sigma_{cr} \quad (3-9)$$

$$\sigma_{cr} = \frac{0.23 f_{ck}^{2/3}}{\gamma_c} \quad (3-10)$$

$$I = \frac{bh^3}{12} \quad (3-11)$$

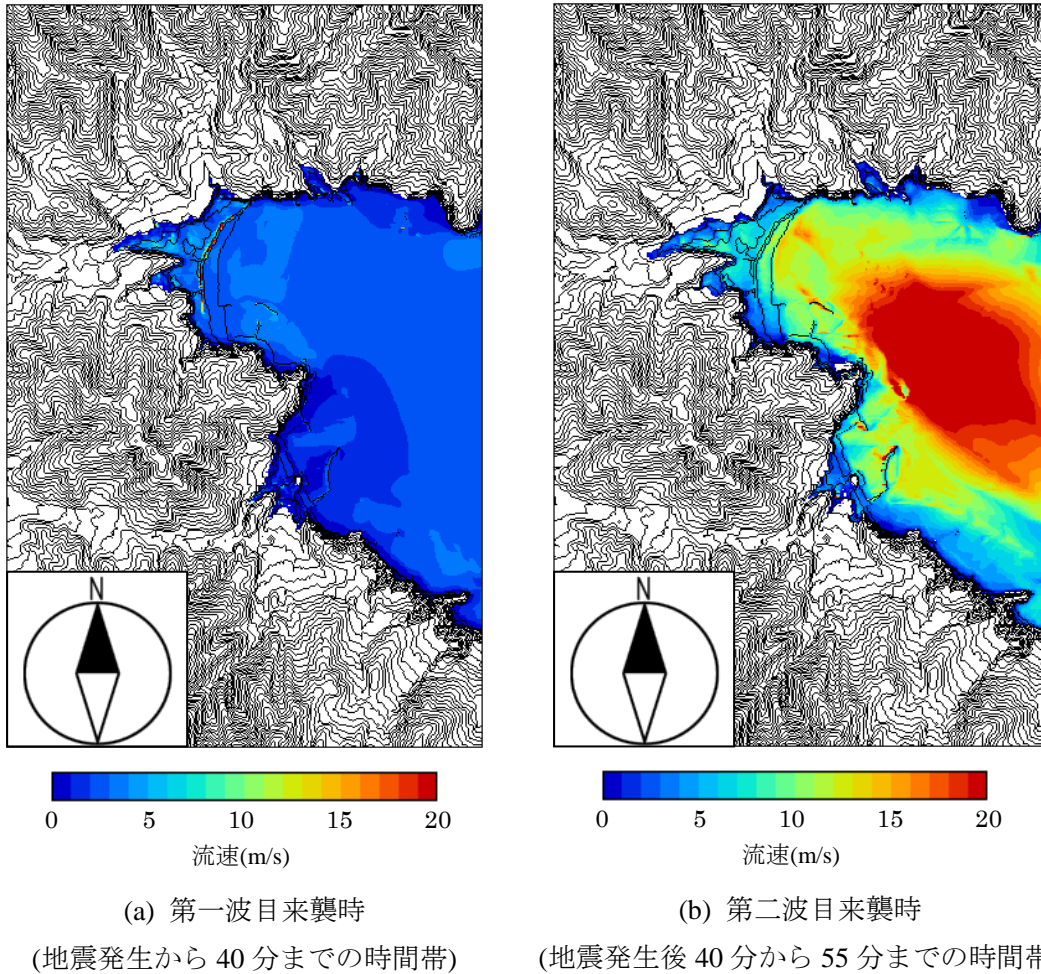


図 3-10 綾里湾奥部(領域 B)における西向き最大流速分布 (等高線は 5m 毎)

ここに、 σ ：作用曲げ引張応力、 σ_{cr} ：許容曲げ引張応力、 M ：作用曲げモーメント、 I ：断面二次モーメント、 y ：断面の中立軸からの距離、 f'_{ck} ：設計基準強度、 γ_c ：材料係数、 b ：断面の幅、 h ：断面の高さである。(3-9)式及び(3-11)式は構造力学における指標であり、後者は矩形断面に対する断面二次モーメントである。また、(3-10)式はコンクリート工学における指標である(戸川ら：2003)。パラペットに作用する曲げモーメントは基底部との境界の断面で最大になることから、その断面を対象として断面照査を行った。なお写真 3-2 では、破壊されたパラペット断面に鉄筋が見られるが、鉄筋径が細く、施工継手用の鉄筋であったことが予想される。構造鉄筋ではないこのような鉄筋は、設計段階では付着強度を考慮されないことが多いため、パラペット部を無筋コンクリートと見なし、コンクリート断面のみで津波波力に抵抗するものとして断面照査を行う。さらに、計算の簡略化のためパラペット前面の曲率は無視し、堤防前面は垂直とした。無筋コンクリートの設計基準強度の下限値は、1988 年(昭和 63 年)時点で $150\text{kg}/\text{cm}^2$ とされている(日本建築学会：1988)。ここではそれ

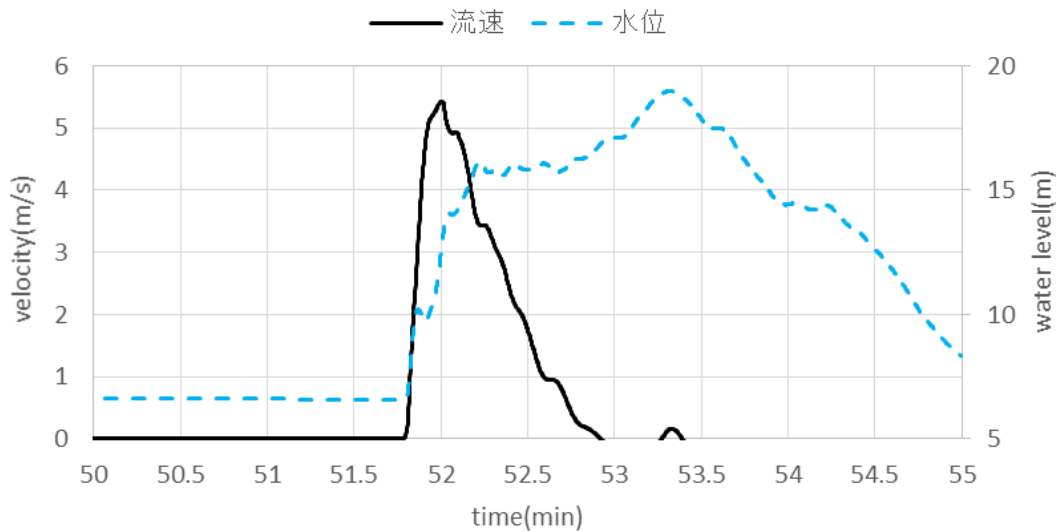


図 3-11 白浜海岸北側堤防背後域(B 点)における西向きの流速及び水位分布

を参考にし，設計基準強度を 16N/mm^2 とした．また材料強度のばらつきを考慮するため，設計段階では材料係数を 1.3 とする 경우가多いが，ここでは堤防破壊に対する照査を行うため，それを 1.0 とした．

次に，堤防に作用する津波波圧から作用曲げモーメントを推定し，(3-9)式に基づいて作用曲げ引張応力を求めた．構造物に作用する津波波圧の評価には様々な方法が提案されているが，現地住民が撮影した写真から第一波目の津波の越流前には堤防が破壊されていないことが確認できることから(写真 3-6)，まず第一波目の津波が堤防を越流する際に作用する波圧を有川ら(2012)の方法により評価する．有川ら(2012)は津波の越流による構造物への作用波圧を次式のように求めることで，それを精度良く得られることを示している．

$$P_1 = \alpha \rho g h_1 \quad (3-12)$$

$$P_2 = \beta \rho g h_2 \quad (3-13)$$

$$P_{flow} = P_1 - P_2 = \rho g (\alpha h_1 - \beta h_2) \quad (3-14)$$

ここに， P_{flow} ：津波越流時に構造物に作用する波圧， P_1 ：津波越流時に構造物前面に作用する波圧， P_2 ：津波越流時に構造物背面に作用する波圧， ρ ：海水密度($\approx 1030\text{kg/m}^3$)， g ：重力加速度， h_1 ：堤防前面位置における全水深， h_2 ：堤防背後位置における全水深， α 及び β ：補正係数である．有川ら(2012)によれば， $\alpha=1.05$ ， $\beta=0.90$ とすることで越流時に作用する津波波圧を精度良く得られる．本研究では数値計算から得られた堤防前後位置における浸水



写真 3-6 第一波目の津波が堤防を越流する様子
(2011年3月11日15時19分ごろ)

深を(3-12)式及び(3-13)式に適用した。さらに第二波目の津波の衝撃砕波波圧による作用曲げ応力を評価した。実務的に最もよく用いられる方法の一つである朝倉ら(2000)の方法は、ソリトン分裂を伴う津波も含めてその波力を評価することが可能であるが、構造物の高さを大きく上回るような津波高は想定されていない。そこで本研究では、第二波目の津波の砕波により生じる波圧を以下に示す廣井公式(平山ら：2003)により評価した。

$$P_h = 1.5 \rho g H \quad (3-15)$$

ここに、 P_h ：直立底面に作用する波圧、 H ：直立壁設置位置での進行波としての波高である。長周期の水位変動及びそれによる波圧は無視し、静水面の高さが堤防基底部の高さと同じものとしてその波圧を推定した。以上二つの方法により堤防に作用する波圧を推定し、それによる作用応力を推定して許容応力と比較した。

図 3-12 に堤防パラペットに作用する応力とその許容応力の比較を示す。まず有川ら(2012)の方法である(3-12)~(3-14)式を用いて第一波目の津波が越流中に堤防前面に作用する波圧の時間分布を推定し、それを用いて作用曲げモーメントを求めた。さらにその最大値を(3-9)式に代入し、第一波目の津波の越流中に作用する最大曲げ応力を推定した。図 3-12 より、有川ら(2012)の方法を用いたときの津波越流時の作用応力は、許容応力を大きく下回ることがわかる。したがって堤防パラペットは、第一波目の津波による水位変動が生じて

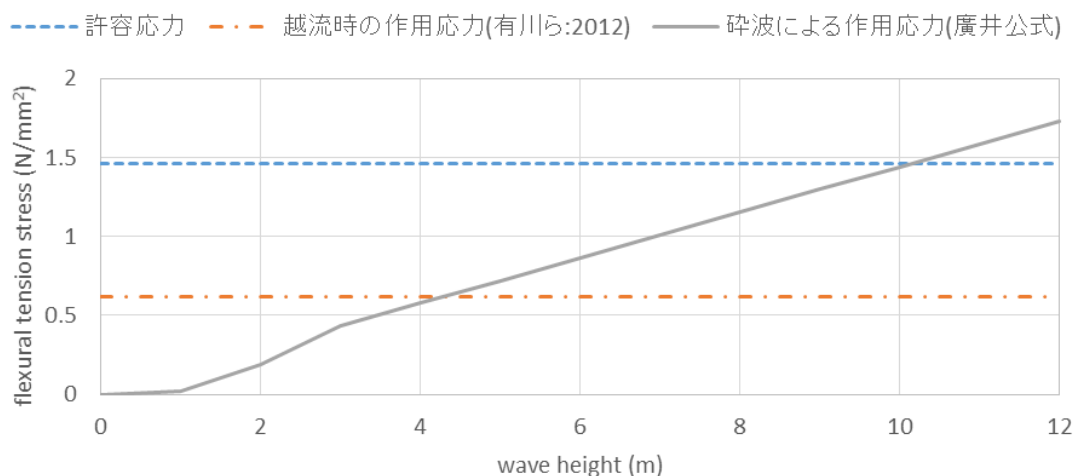


図 3-12 堤防パラペットに作用する応力とその許容応力の比較

いた地震発生から 40 分までの時間帯では破壊されていなかったと考えられ、第二波目の津波来襲以降の時間帯でそれが破壊されたと考えられる。

次に第二波目の津波来襲時の衝撃砕波波圧による作用曲げ応力を推定した。図 3-12 では波高を x 軸に取り、それぞれの波高による砕波波圧を廣井公式により推定し、それを作用応力に換算して許容応力と比較することで、堤防パラペットが破壊に至るために必要な波高を推定した。図より、波高が 4m 程度になると津波の越流による作用応力と同程度の応力が生じ、それが 10m 程度になると作用応力が許容応力に達することがわかる。一方で数値計算結果から、堤防前面において地震発生後 51～52 分の時間帯で波高が 10m 程度の段波状の津波が来襲していることが確認できることから(図 3-8)、この波が砕波して衝撃砕波波圧が堤防パラペットに作用することによりその破壊条件を満たすことがわかる。また第二波目の津波来襲後には、綾里湾奥にある野野前漁港施設及び防波堤が破壊されていたことが確認できることから(写真 3-7)、堤防もこの時間帯までに破壊されていたことが予想される。さらに、第一波目の津波による最大水位と第二波目の津波によるそれは同程度であることから、第二波目の津波が堤防を越流する際に作用する最大応力も第一波目の津波越流時と同程度であると推察される。これらの個別要素を総合的に俯瞰すると、堤防パラペットは第二波目の津波の衝撃砕波波圧により破壊されたと結論付けることができる(図 3-13)。堤防前面位置で見られた段波状の津波は、ソリトン分裂によって生じた分裂波高を含んでおり(図 3-8)、それによって波高が数 m 程度増大していたと考えられる。したがって、ソリトン分裂波によって段波波高が増大したために、堤防に作用する波圧が増大し、堤防破壊が助長された可能性が指摘できる。さらに図 3-14,15 に綾里湾の地形と地震発生後 40 分 30 秒時点の水位の空間分布を示す。地震発生後 51-52 分に堤防位置に来襲した津波高は、分裂波高が占める割合は小さかったが、図 3-15 では分裂波高が全体の津波高のほとんどを占め



写真 3-7 津波により野野前漁港及び防波堤が破壊された様子
(2011年3月11日15時40分ごろ)

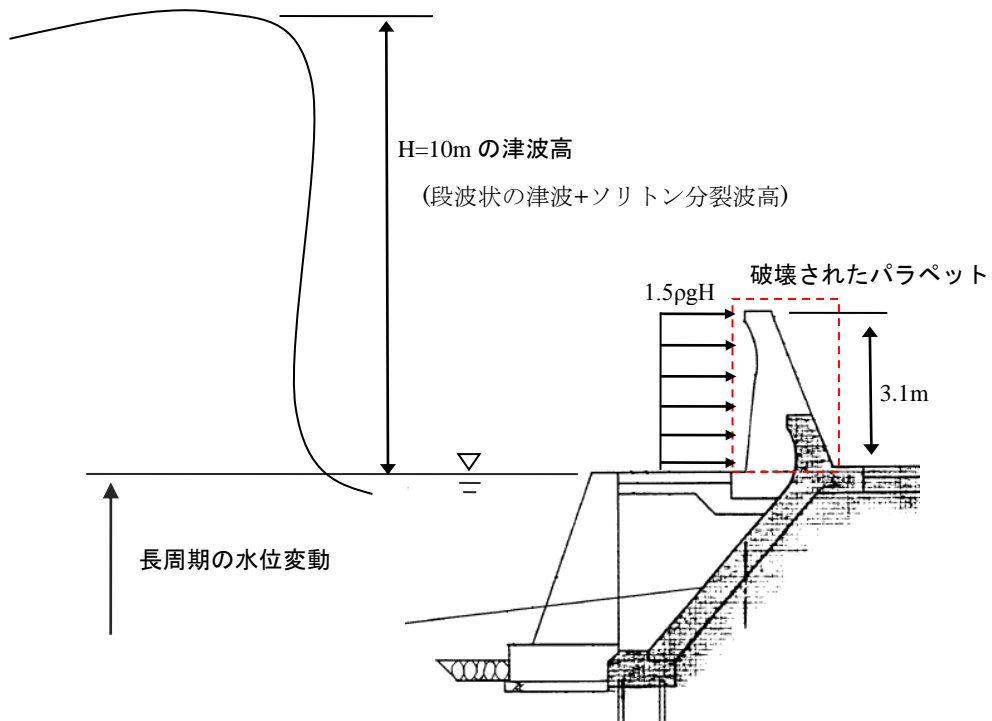


図 3-13 堤防パラペットに作用する波圧の模式図

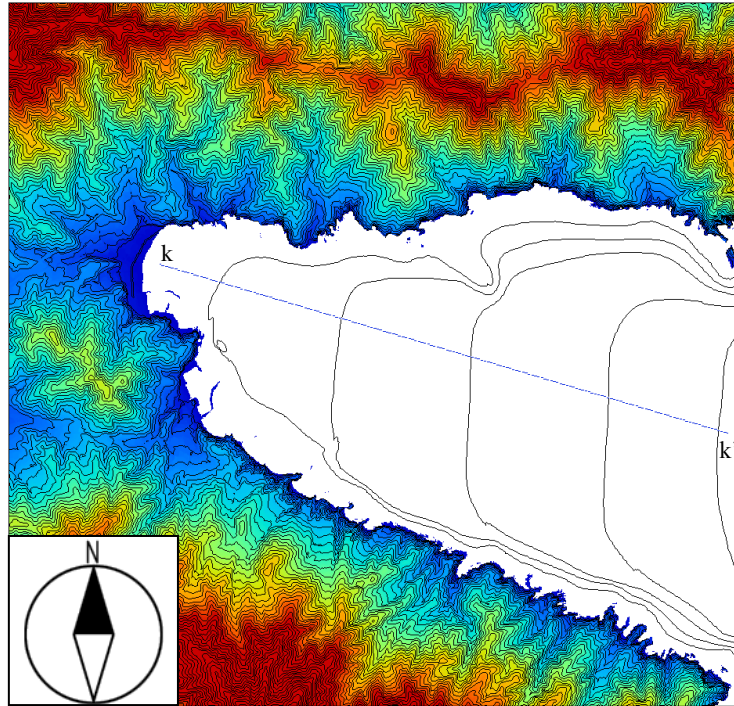


図 3-14 綾里湾の地形(領域 C, 海域は無色, 陸域は有色, 色が赤くなるほど標高が高くなることを示し, 等深線は 10m 毎, 等高線は 5m 毎)

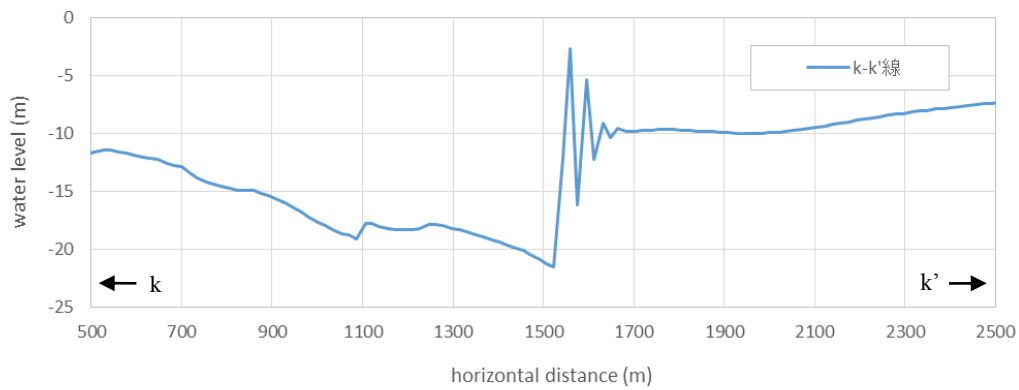


図 3-15 推定水位の空間分布(地震発生後 40 分 30 秒時点)

ていることがわかる。したがって、ソリトン分裂波の形成状況や構造物との位置関係に応じて、ソリトン分裂波による衝撃碎波波圧が支配的に作用し構造物が破壊に至るような場合も考えられる。このようなことから、今後はソリトン分裂波の発生可能性を考慮した津波防災計画を策定する必要があると考えられる。

3.5 まとめ

本章では岩手県綾里湾に來襲した東北津波の数値計算を行い、それに基づき東北津波により破壊された綾里湾白浜海岸の堤防の破壊メカニズムを分析した。本章で得られた主要な結論を以下に示す。

- 1) 綾里湾奥に位置する白浜海岸では、地震発生から 55 分までの間に複数回の津波が來襲していた。特に地震発生から 40 分以降に來襲した津波に着目すると、短周期の水位変動を伴ってそれが來襲していたことがわかった。綾里湾で撮影されたビデオ画像には短周期で水面が激しく変動する様子が捉えられており、地震発生から 40 分以前に來襲した津波には短周期の水位変動が見られなかったことから、ビデオ画像はこの津波を捉えていたと考えられる。
- 2) 津波の短周期波は波の先端が分裂することにより生じていたことがわかった。また波の分裂などにより生じた短周期波が湾奥で多重反射することにより、湾軸方向だけでなく湾の横断方向に進行する波が生じ、それらが重合することにより湾奥の白浜海岸で非常に複雑な水位変動場が形成されていたことが示唆された。
- 3) 綾里湾で破壊された堤防のうち、北側の周辺地盤が集中的に洗掘されていた箇所に位置していた堤防は、第二波目の津波來襲時による流れによって堤防背後域の地盤が洗掘されたために破壊された可能性があることがわかった。またその後の引き波によって堤防が沖側に流出し、流出した堤防が設置されていた地点周辺に引き波が集中することによって、地盤の洗掘がさらに進行した可能性があることがわかった。
- 4) 第一波目の津波が堤防を越流するときに堤防パラペットに作用する応力と堤防パラペットの許容応力を比較した場合、作用応力が許容応力を大きく下回ることから、堤防パラペットは第二波目の津波來襲時以降に破壊されたと考えられる。次に第二波目の津波の衝撃碎波波圧により作用する応力と堤防の許容応力を比較すると、津波高が 10m 程度となると作用応力が許容応力を上回った。第二波目の津波は段波状、さらには津波の分裂による短周期波を伴って來襲し、その波高が 10m 程度となっていた。したがって、第二波目の段波状の津波及び津波の短周期波の衝撃碎波波圧によって堤防パラペットが破壊されたことがわかった。

本章での分析により、津波の分裂により生じた短周期波による波圧が海岸構造物の破壊を助長、あるいはその主要因となる可能性があることがわかった。次章では津波の分裂の発生条件及びその予測について検討する。

第4章 津波の分裂と沿岸地形

4.1 まえがき

第3章では、津波が分裂波を形成してそれが砕波することにより海岸構造物に作用する波圧が増大していた可能性を示した。また分裂波の形成状況によってはその波圧が構造物に作用する津波波圧の主要成分となり、それにより構造物が破壊に至る可能性がある。したがって、今後の防災計画を策定するうえでは津波の分裂の発生可能性を考慮する必要があると考えられる。実津波の分裂についてはいくつかの先行研究があり(例えば、佐藤：1995, 岩瀬ら：2001, 村嶋ら：2012), いずれの先行研究も分裂が生じた津波イベントを検証する形で行われた研究である。また、ソリトン分裂のような津波の分裂が発生すると、その分裂波の砕波波圧などを含めた津波波圧は分裂を伴わない場合のそれを大きく上回ることが報告されている(例えば池野ら：2005)。一方、津波の分裂を数値計算上で再現するためには、波の非線形性及び分散性の考慮と高解像度の計算格子点が必要となるため、通常の汎用計算で一般的に用いられる非線形長波モデルと比較して計算負荷が大幅に増大する。これらのことから、小さな負荷で津波の分裂を予測することができる手法が必要であると考えられるが、複雑な三次元地形における津波の分裂条件を検討した例は少ない。そこで本章では、津波の分裂の発生条件とその予測手法について検討し、実津波及び実海域にそれを適用する。

4.2 津波の分裂条件の抽出

4.2.1 波の遡上を考慮した一次元非線形分散波伝播解析

津波の分裂に関する研究は古くから多く行われている。例えば Madsen・Mei(1969) は実験により波が深海域から浅海域に進行する過程で分裂することを示した。岩崎ら(1975) は孤立性段波のソリトン分裂により出現する波峰数や波高増幅率などを実験に基づき明らかにした。久保田ら(1986)は数値実験を、池野ら(1998)は模型実験をそれぞれ断面一次元で行い、ソリトン分裂の発生条件を検討した。さらに伊藤ら(2009)は、複雑な実地形を波向線法により一次元水路に大幅に簡略化し、デンマーク水理研究所が開発したブシネスクモデル(Sørensen et al. : 2004)を用いて入射波条件に依存する津波の分裂の発生を検討した。しかしながら、久保田ら(1986)や伊藤ら(2009)を含めた既往研究では、来襲津波の第一波目の分裂に着目していることが多く、前章の綾里湾で見られたような第二波目の津波のみが分裂した事例を説明することは困難であると考えられる。また久保田ら(1986)は正弦波形を実波

形に直接適用してその分裂を検討しているが、その適用性については疑問が残るところである。さらに伊藤ら(2009)は、実海域を対象とした分析手法を示しているものの、限定した入射波形でのみその検討を行っており、その定量的な評価には至っていない。このように、現状では実用的な津波の分裂の発生条件及びその予測手法は示されていない。

前章の綾里湾の事例では、第一波目の津波は分裂せず、第二波目の津波のみが分裂した。第一波目の津波はほぼ静水状態の湾内に来襲するのに対し、第二波目の津波は第一波目の津波の影響によって静水状態とは大きく異なる状態の湾内に来襲する。したがって、先行波である第一波目の津波が後続波である第二波目の津波の分裂に関して、何らかの影響を与えた可能性があると考えられる。例えば綾里湾に来襲した先行波は、湾奥を遡上した後、それが重力に従って冲向きに流れる戻り流れとなる。一方後続波が湾口から湾奥に向かって来襲するが、波及び流れの向きが異なるこれら 2 つの成分が湾内のある地点で干渉する。このとき先行波の戻り流れにより、後続波の先端の波形勾配が大きくなり段波のような急峻な波形を形成することで、結果として綾里湾では津波の分裂が生じやすい状況となっていたことなどが考えられる。そこで本章では、先行波の存在が後続波の分裂に与える影響も含めて、津波の分裂条件について検討する。

実地形及び実津波において津波の分裂の発生を予測することを念頭に置き、まず二次元解析においてその発生条件を検討する。支配方程式には、以下に示す二次元非線形分散波理論(ブシネスクモデル)を適用した。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial x} = 0 \quad (4-1)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{P^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} = \nu \frac{\partial^2 P}{\partial x^2} + \frac{h^2}{3} \frac{\partial^3 P}{\partial t \partial x^2} \quad (4-2)$$

ここに、 η : 水位、 P : x 軸線流量、 x : 岸向き水平座標、 t : 時間、 g : 重力加速度、 D : 全水深、 ν : 渦動粘性係数である。前章での数値計算では全水深に基づく分散項を用いたが、ここでは分散特性が良いとされている(4-2)式の Boussinesq(1872)の式を用いた(岩瀬ら : 2002)。支配方程式はスタッガード・リーブフログ法及び二段階混合差分法(原・後藤 : 1997)により差分化し、移流項は一次風上差分法によって差分する。また渦動粘性係数は一定値(=1.0 m²/s)とした。ここで、 $P=uD$ (u : x 方向流速)であるから、一次風上差分法を用いた移流項の差分は以下のようなになる。

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{P^2}{D} \right) = u \frac{\partial P}{\partial x} + P \frac{\partial u}{\partial x} \quad (4-3)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{P^2}{D} \right) = u_i \frac{\{P_{i+1} - P_{i-1}\}}{2dx} + P_i \frac{\{u_{i+1} - u_{i-1}\}}{2dx} - K_1 \frac{\{P_{i+1} - 2P_i + P_{i-1}\}}{dx^2} - K_2 \frac{\{u_{i+1} - 2u_i + u_{i-1}\}}{dx^2} \quad (4-4)$$

$$K_1 = \frac{|u_i|dx}{2} \quad (4-5)$$

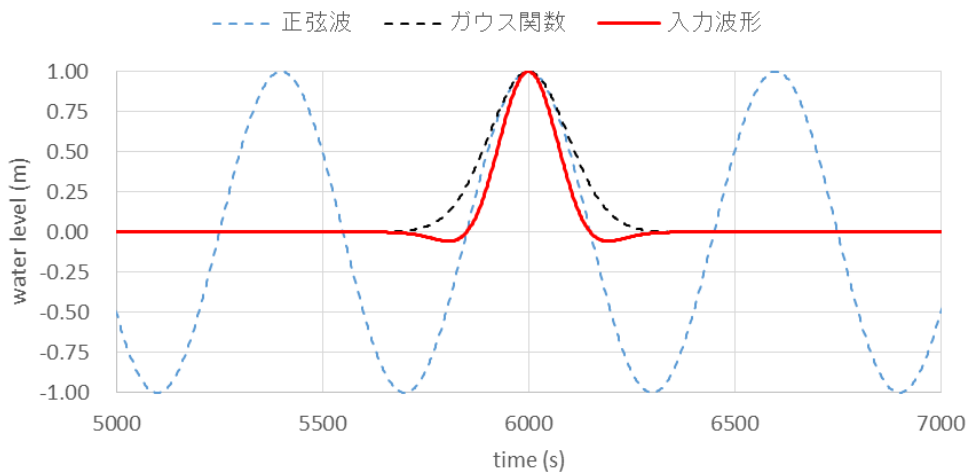
$$K_2 = \frac{|P_i|dx}{2} \quad (4-6)$$

ここに、 i ：水平座標、 dx ：空間格子間隔である。(4-4)式右辺第三項及び第四項は空間の2階微分の形態を取っており、この効果は K_1 及び K_2 が大きくなるほど大きくなる。すなわち流速及び線流量と離散化した空間格子間隔に応じて大きくなる。これらの効果によって実際には比較的安定した解析を行うことができるが、波形をなまらせてしまう効果がある。また渦動粘性係数を一定量与え続けることによっても同様の効果が生じる。したがってこのような効果により津波の分裂発生が抑制される傾向があることに留意する必要がある。地形条件には一様勾配斜面水路を適用する。空間解像度は5m、斜面勾配は1/200とし、最も水深が深い沖側境界での水深は100mとした。また波の遡上を含めて解析を行うため、水陸境界の波の先端条件には前章までの方法と同様に平山・平石(2004)の方法を参考にして適用した。このような地形条件において、沖側境界で水位境界条件を与え、それによる波の伝播過程でそれが分裂するかどうかを判定する。ここでは、Shimozono et al. (2014)を参考にして次式により沖側境界条件を与えた。

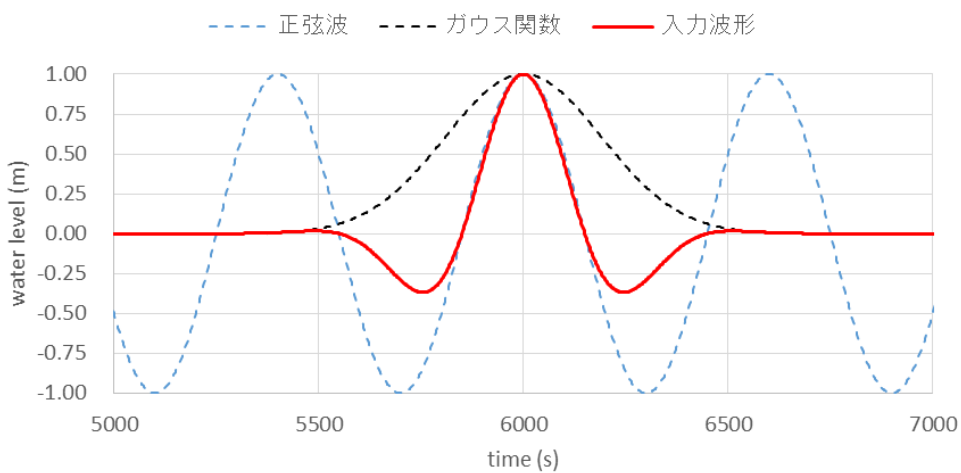
$$\eta_0(t) = A_0 \cos\{\omega(t - 6000)\} \exp\left\{-\frac{\omega^2(t - 6000)^2}{2m^2}\right\} \quad (4-7)$$

$$\omega = 2\pi/T \quad (4-8)$$

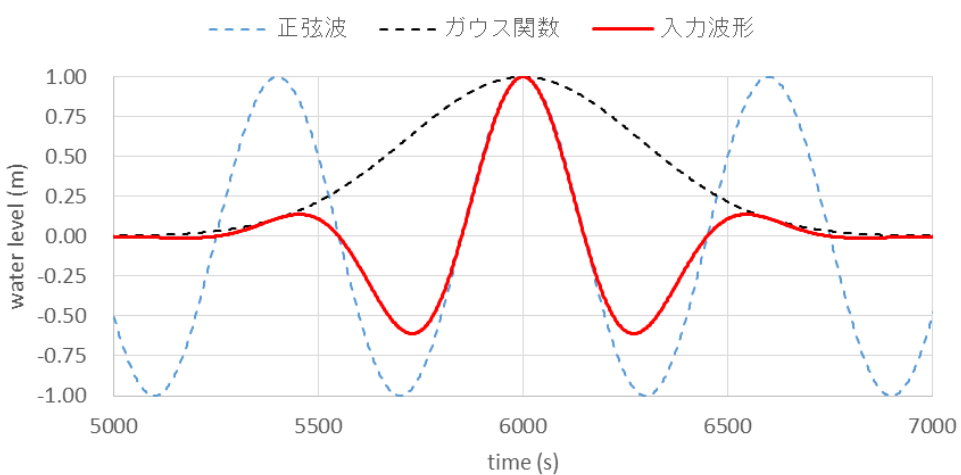
ここに、 η_0 ：沖側境界における水位、 A_0 ：正弦波の振幅、 ω ：角周波数、 T ：正弦波の周期である。(4-7)式は正弦波とガウス関数の積となっており、ガウス関数の時間スケールは式に含まれる m により変化させることができる。図4-1に(4-7)式による入力波形の例を示す。図4-1では $A=1\text{m}$ 、 $T=10$ 分とした場合の入力波形を示しており、実線が実際に入力される波形である。図より、正弦波のある波峰とガウス関数の波峰が一致しているが、 m を大きくすることによりガウス関数の時間スケールが長くなり、それ以外の時間帯においても正弦波の変動による影響が入力波形に生じる。つまり、 m を大きくすることにより、正弦波のある波峰とガウス関数の波峰が一致している波に先行する波の影響が大きくなる。図4-1を見ると、 $m=1$ の場合は先行波の影響がほとんどなく、孤立波に近い波形であることがわか



(a) $m=1$ の場合



(b) $m=2$ の場合



(c) $m=3$ の場合

図 4-1 入力波形の例

る。一方、 $m=2,3$ の場合は先行波の影響が大きくなるため、複数波が入射される状態を再現することができる。これを利用して、津波が一波のみ入射される条件だけでなく、複数波が入射される条件も含んだ津波の分裂条件を検討した。解析では(4-7)式のそれぞれの変数の変域を、振幅 A は $1\text{m}\sim 10\text{m}$ (1m 毎), 周期 T は $10,15,20,30,40$ 分, m は $1,2,3$ として変化させ、様々な変数の組み合わせの下で津波の分裂条件を検討した。なお、時間間隔は $1/20$ 秒, 出力時間間隔は 10 秒として解析を行った。

4.2.2 津波の分裂条件

解析結果は以下に示すパラメータを用いて整理する。

$$\varepsilon = A_0 / h_0 \quad (4-9)$$

$$L = T \sqrt{gh_0} \quad (4-10)$$

$$X = h_0 / \beta \quad (4-11)$$

ここに、 ε : 非線形強度, h_0 : 入射境界における水深(深さ方向を正), L : 波長, X : 水平距離, β : 斜面勾配である(図 4-2)。また、(4-10)式は長波条件における波長である。津波の分裂の判定は、 $t=6000\text{s}$ のときに沖側境界から波が入力されてから、それが静水時の汀線位置まで伝播するまでの間に津波の分裂が発生するかどうかを、以下の手順に基づいて行った。

まず、一次元一様勾配斜面における、非線形性を無視した長波の平均波速は次式により求められる。

$$\begin{aligned} \text{入射波の波長} & L = T \sqrt{gh_0} \\ \text{非線形強度} & \varepsilon = A_0 / h_0 \end{aligned}$$

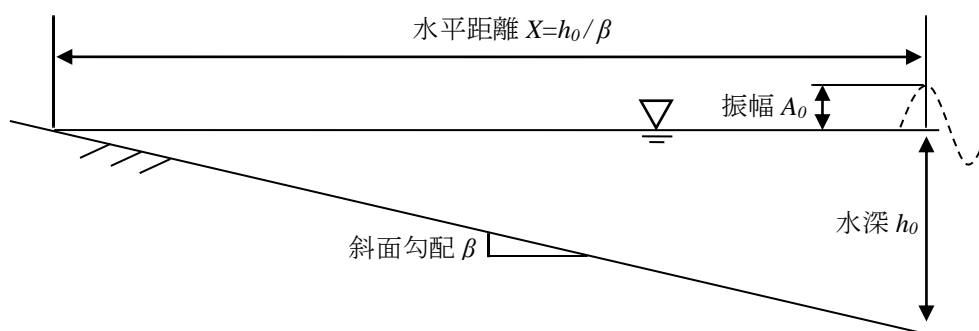


図 4-2 各パラメータの定義

$$\frac{1}{X} \int_0^X \sqrt{g(h_0 - x\beta)} dx \quad (4-12)$$

したがって、沖側境界から汀線位置まで波が伝播するのに要する時間 dt は、(4-11)式を(4-12)式で除することにより以下のようになる。

$$dt = X^2 / \int_0^X \sqrt{g(h_0 - x\beta)} dx \quad (4-13)$$

(4-13)式から dt を求め、 $t(s)=6000 \sim 6000+dt$ の時間帯において、沖側境界から汀線位置までの間($x=0 \sim 20,000m$)で波の分裂が発生するかどうかを分析した。次に、分裂波が出現した際にはある格子点上の水位が極大となることから、出力水位の空間分布から以下の条件を満たす格子点を抽出した。

$$\eta_{ip} = \eta_i \quad \text{if} \quad \begin{cases} \eta_{i+l} - \eta_{i+l+1} > 0 \\ \eta_{i-l} - \eta_{i-l-1} > 0 \end{cases} \quad l=0,1,2 \quad (4-14)$$

ここに、 η : 水位、 i : 格子点座標(沖側から岸側方向に向かって正)、 ip : 水位が極大の格子点座標である。次に、(4-14)式の条件を満たした格子点(波峰位置)から岸方向及び沖方向に向かって波谷位置を探索する。2011年に発生した東北津波(以下、東北津波)では、綾里湾で津波の分裂により生じたと考えられる8秒程度の短周期の水位変動が、仙台湾名取川河口付近で最低100m程度の短波長の津波がそれぞれ観測されている(山中ら：2012, 2014a, 村嶋ら：2012)。これを参考にして津波の分裂により生じる波の波長を100m程度と見なし、波峰位置から ± 10 格子点の範囲内で水位が極小となる格子点をそれぞれ探索した。

$$\eta_m = \eta_{ip+l} \quad \text{if} \quad \begin{cases} \eta_{ip+l} - \eta_{ip+l-1} \leq 0 \\ \eta_{ip+l+1} - \eta_{ip+l} > 0 \end{cases} \quad l=1,2,\dots,10 \quad (4-15)$$

$$\eta_n = \eta_{ip-l} \quad \text{if} \quad \begin{cases} \eta_{ip-l} - \eta_{ip-l+1} \leq 0 \\ \eta_{ip-l-1} - \eta_{ip-l} > 0 \end{cases} \quad l=1,2,\dots,10 \quad (4-16)$$

ここに、 m : k 点よりも岸側の波谷位置座標、 n : k 点よりも沖側の波谷位置座標である。こ

これらの水位を用いて、次式を満たした場合に津波が分裂したと判定する。

$$\begin{cases} \eta_{ip} - \eta_m \geq 1.0 \\ \eta_{ip} - \eta_n \geq 1.0 \end{cases} \quad (4-17)$$

(4-17)式はすなわち、分裂波の波高が 1m を超えたときに津波が分裂したと見なすことを示す。なお、(4-15)式及び(4-16)式を満たす格子点が存在しない場合は、 $l=10$ の場合の格子点及び水位を波谷位置及びその水位と見なした。

一方本研究では波の分散性及び遡上を考慮した数値計算を行うが、その計算を行う際には数値的に解析が不安定になりやすいことが知られている。非線形長波理論による波の遡上問題はこれまで多く扱われているが(例えば Carrier・Greenspan : 1958)、非線形分散波理論による波の遡上問題は十分に研究されていない。本研究においても解析が不安定となって数値振動が生じ、そのような波形も上述の分裂の判定条件を満たしてしまう。そこで本研究では、以下に示す正規化相互相関法を用いてそのような結果を排除する。

$$R_1(l) = \frac{(2k+1) \sum_{i=-k}^k \eta_{ip+i}^j \eta_{ip+i-l}^j - \sum_{i=-k}^k \eta_{ip+i}^j \sum_{i=-k}^k \eta_{ip+i-l}^j}{\sqrt{\left((2k+1) \sum_{i=-k}^k (\eta_{ip+i}^j)^2 - \left(\sum_{i=-k}^k \eta_{ip+i}^j \right)^2 \right) \left((2k+1) \sum_{i=-k}^k (\eta_{ip+i-l}^j)^2 - \left(\sum_{i=-k}^k \eta_{ip+i-l}^j \right)^2 \right)}} \quad (4-18)$$

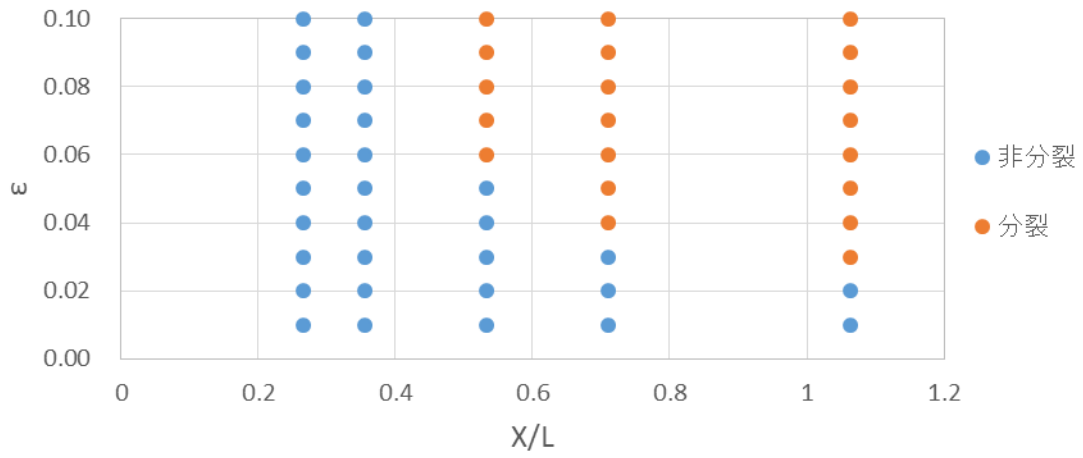
$l = 5, 6, \dots, 35$

$$R_2(l) = \frac{(2k+1) \sum_{i=-k}^k \eta_{ip+i}^j \eta_{ip+i-l}^{j-1} - \sum_{i=-k}^k \eta_{ip+i}^j \sum_{i=-k}^k \eta_{ip+i-l}^{j-1}}{\sqrt{\left((2k+1) \sum_{i=-k}^k (\eta_{ip+i}^j)^2 - \left(\sum_{i=-k}^k \eta_{ip+i}^j \right)^2 \right) \left((2k+1) \sum_{i=-k}^k (\eta_{ip+i-l}^{j-1})^2 - \left(\sum_{i=-k}^k \eta_{ip+i-l}^{j-1} \right)^2 \right)}} \quad (4-19)$$

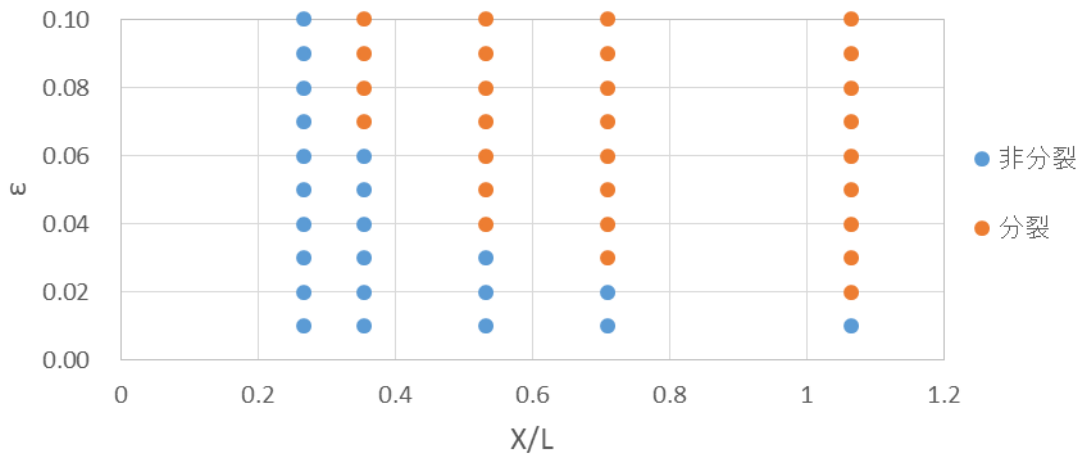
$l = 5, 6, \dots, 35$

ここに、 R : 相関係数、 j : 出力時間座標である。 R_1 は空間波形に対する相関係数であり、 R_2 は時間波形に対する相関係数である。波形は沖側境界から入力されて伝播するため、津波が分裂した際には、分裂波が生成された地点よりも沖側にそれと類似した波形が時空間的に形成されているはずである。一方で数値振動は時空間的に不連続な水位分布になるため、(4-18)式及び(4-19)式で示される相関係数が著しく低下することが期待できる。本研究では $k=10$ 、 $l=5\sim 35$ として相関係数を推定し、その範囲内で相関係数が最大となる R_{1max} 及び R_{2max} を求めた。さらに推定した R_{1max} と R_{2max} のいずれかが 0.85 未満となるものは数値振動と見なし、その結果を排除した。

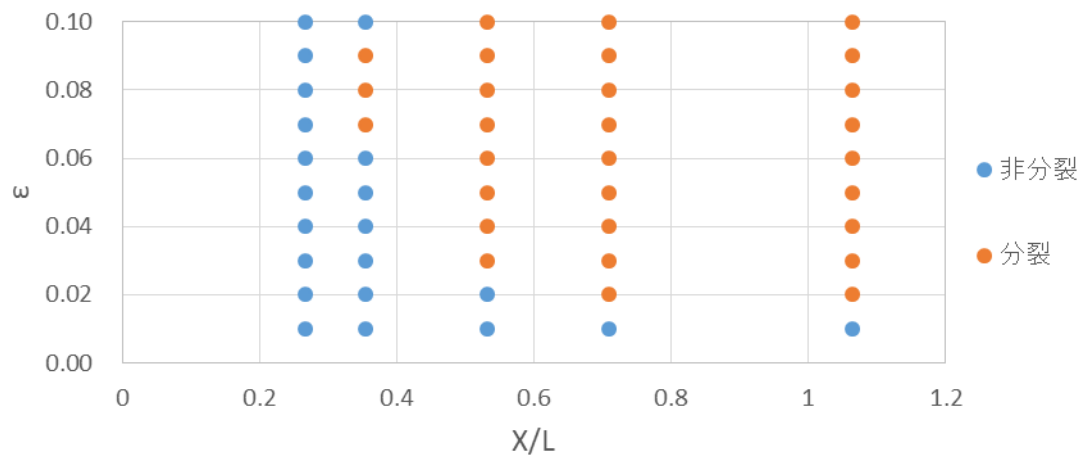
以上の手順により津波の分裂条件を分類した結果を図 4-3 に示す。図 4-3 では、 x 軸



(a) $m=1$ の場合



(b) $m=2$ の場合



(c) $m=3$ の場合

図 4-3 津波の分裂の発生条件の分類

に水平距離と入射波の波長の比を、 y 軸に沖側境界における非線形強度を取り、各計算条件において津波の分裂が生じたか否かを示した。図より、水平距離と波長の比が大きくなるほど、また非線形強度が大きくなるほど津波が分裂しやすいことがわかる。前者は、非線形強度が大きいほど津波に作用する非線形効果が大きくなるため、津波の前傾化が進行しやすいためであると考えられる。また後者は、海底勾配により決定される水平距離(波の伝播距離)が長いほど非線形効果がより多く津波に作用し、波の前傾化が進行するためであると考えられる。なお $m=3$ の解析において、 $A=10\text{m}$ 、 $T=30$ 分のケース($X/L=0.35$ 、 $\varepsilon=0.10$)では波の分裂が発生していないと判定されているが、波の分裂が発生する前に数値振動によって解析が破綻したためであることを確認した。さらに図 4-3 を見ると、 m が大きくなるほど津波が分裂しやすくなることがわかる。図 4-4 に解析により得られた水位の空間分布の例を示す。図中にはパラメータ m を変化させたときの空間波形を比較しているが、 $m=1$ のときには津波が分裂していないのに対し、 $m=3$ のときにはそれが分裂していることがわかる。ち、分裂が発生しなかった条件の中で最も非線形強度が大きいプロットを、隣接する x 軸の

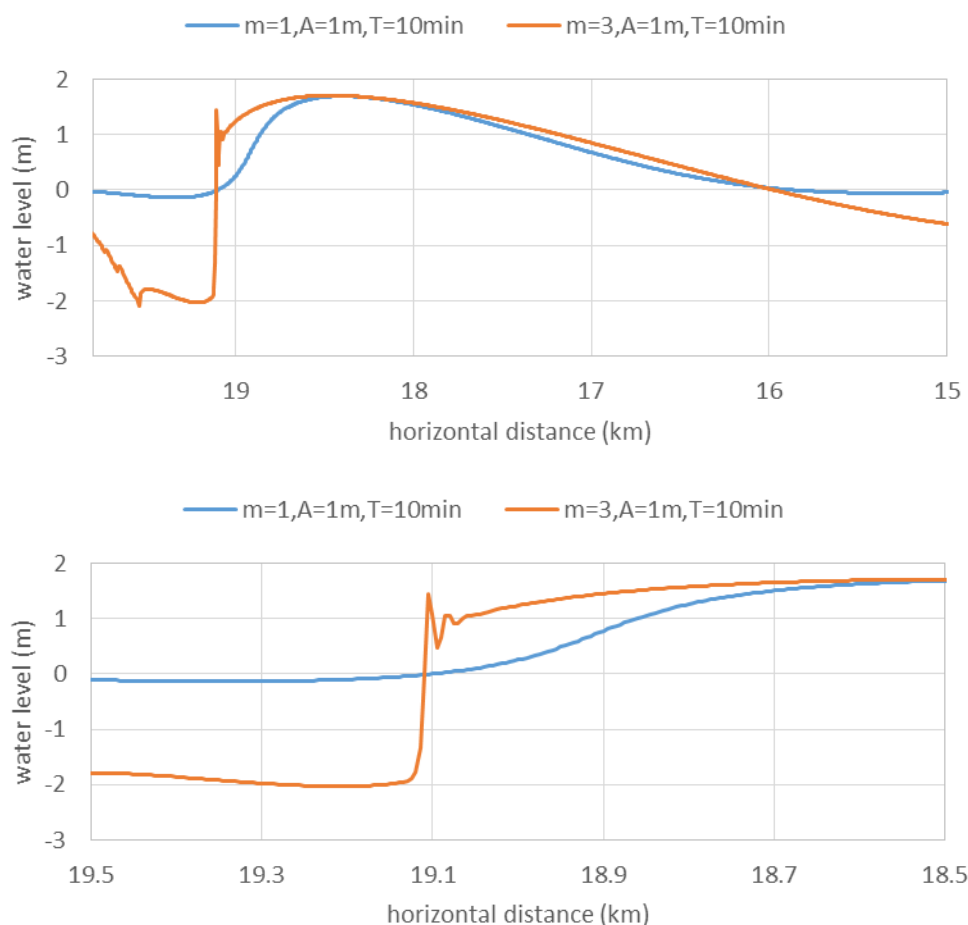


図 4-4 推定水位の空間分布の比較

したがって、入力水位の最大値が等しい場合においても m の違いによって津波の分裂の発生の有無が異なることがわかった。図 4-3 で示されている同一の x 軸の値の解析ケースのうちそれぞれ一次直線で繋ぎ合わせた結果を図 4-5 に示す。つまり、これが津波の分裂が発生するかどうかの境界であり、これを上回ったときに津波が分裂することを表している。図 4-5 より、 m の値が大きくなると津波の分裂が発生しやすくなることが確認できる。

4.3 実津波及び実海域への津波の分裂条件の適用

4.3.1 地形の平面形状の変化による波高増幅を考慮した津波の分裂条件

前節では入射境界における波の振幅及び水深の比で表される非線形強度をパラメータの一つとして用いて、一次元一様勾配水路における津波の分裂条件を整理した。一方実地形では、地形の平面形状の変化により波高が増幅され、波の非線形強度が増大する。津波の波高の増大の程度は、以下に示すグリーンの法則によって説明されることが多い。

$$\frac{H_1}{H_0} = \left(\frac{B_0}{B_1} \right)^{1/2} \left(\frac{h_0}{h_1} \right)^{1/4} \quad (4-20)$$

ここに、 H ：波高、 B ：地形幅、 h ：水深である。添え字の 0 及び 1 はそれぞれ沖合地点と海岸付近の浅海域の地点を示す。前節で行った解析は一次元解析であるため、地形の平面形状の変化による波高増幅効果が含まれていない。そこで(4-20)式を参考にして、以下に示す

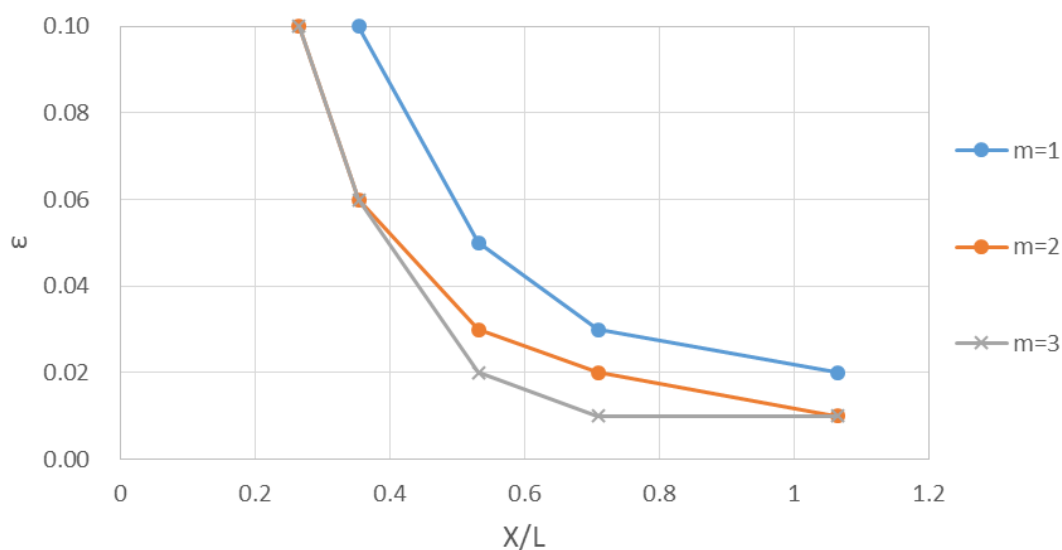


図 4-5 津波の分裂条件

新たな無次元パラメータを導入する.

$$\varepsilon' = \varepsilon \left(\frac{B_0}{B_1} \right)^{1/2} = \frac{A_0}{h_0} \left(\frac{B_0}{B_1} \right)^{1/2} \quad (4-21)$$

一次元解析では平面的な要素である地形幅の変化がないため、前節の結果では地形幅の変化による非線形強度(波高)の変化は現れないが、(4-21)式を用いることによって地形の平面形状の変化による非線形強度の増大を考慮した分裂条件を定義することができる。(4-9)式に代わって(4-21)式を用いることにより、実津波及び実海域に対して前節で得られた結果を適用することが可能になると考えられる。

4.3.2 岩手県綾里湾及び宮城県仙台湾における東北津波の分裂

前項で得られた津波の分裂条件を東北津波に適用し、実津波が上述の分裂条件を満たすかどうかを検証する。対象とした地域は、実際に津波が分裂したことが報告されている岩手県綾里湾及び宮城県仙台湾である。仙台湾の名取川河口付近においては東北津波が分裂して来襲する様子が自衛隊のヘリなどから撮影されており、多くの研究で取り上げられている(例えば村嶋ら：2012, Mano et al. : 2013)。それらを対象として、以下の手順に従って検証を行う。

まず対象とする海域に来襲する津波の伝播計算を線形理論に基づいて行い、水位変動データを取得する。ここでは第3章で行った東北津波波源の広領域の伝播計算結果を利用する。次に対象地域の沖合地点(水深100m地点, 図4-6)におけるその水位変動の時系列データをフーリエ変換することで、各周期成分を推定する(図4-7, 図4-8)。図4-8を見ると、いずれの地域においても20~30分程度の周期でフーリエ振幅が最大となる周期成分が確認できることから、これらが東北津波波源の主要成分であると考えられる。次に、それぞれの地域の沖合地点から湾奥の汀線位置までの距離(水平距離)を求める。仙台湾の水平距離には、沖合地点からソリトン分裂波が確認された名取川河口付近までの距離を適用した。さらに、湾口地点と汀線位置における湾幅をそれぞれ概算して推定した。なお、綾里湾における汀線位置や湾幅は前章で用いた高解像度の計算地形から推定し、仙台湾におけるそれらは国土地理院の基盤地図情報数値標高モデル(DEM: 10m)から推定した。以上の手順により得られたパラメータを(4-9)~(4-11)式, (4-21)式に代入し、それぞれの地域に来襲する津波の分裂の発生を予測した。

分析結果を図4-9に示す。広領域の津波伝播計算結果は15秒間隔で出力したことを考慮して、水位変動を精度良く捉えていると考えられる、出力時間間隔の20倍である5分以上の周期の波についてのみを対象として分析を行った。まず綾里湾の場合では、全ての周期成分の波のプロットが分裂境界線の値を下回っており、非分裂条件であることがわか

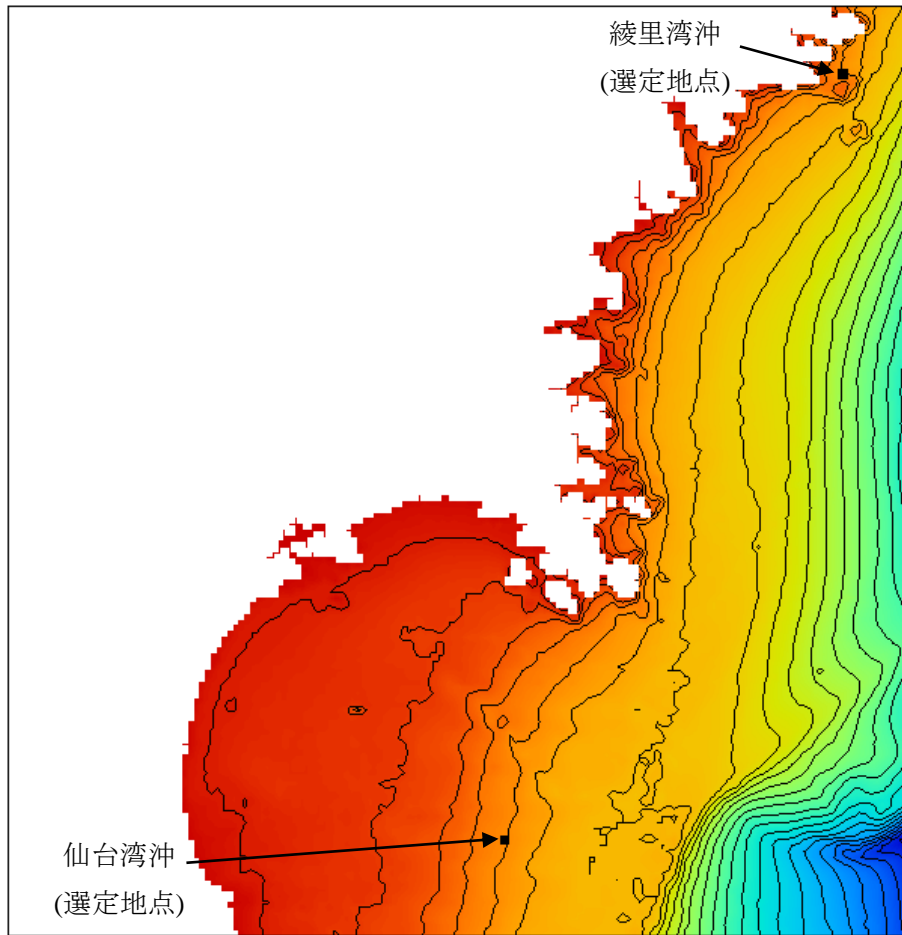


図 4-6 綾里湾及び仙台湾周辺地形と沖合地点
(等深線は 20m 毎, 色が青くなるほど水深が深くなることを示す)

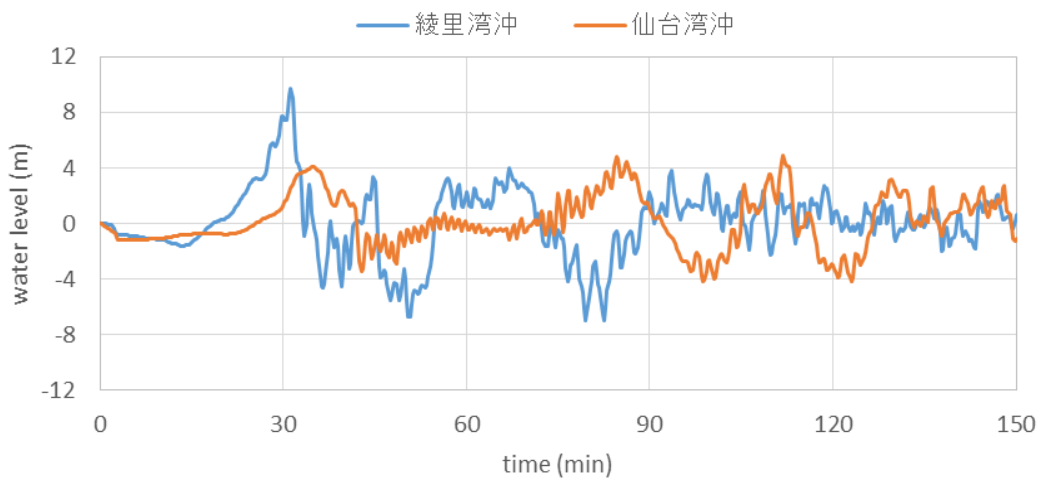


図 4-7 東北津波波源による沖合地点の水位変動

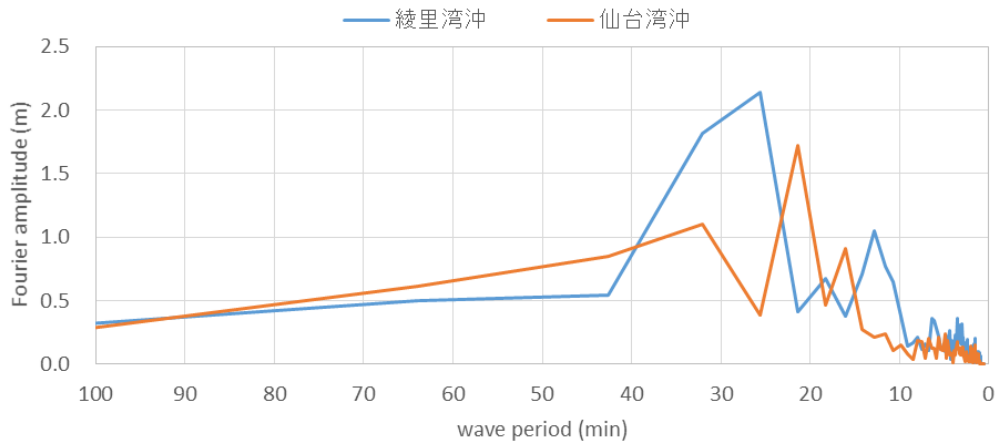


図 4-8 東北津波波源による沖合地点の水位変動のフーリエ振幅

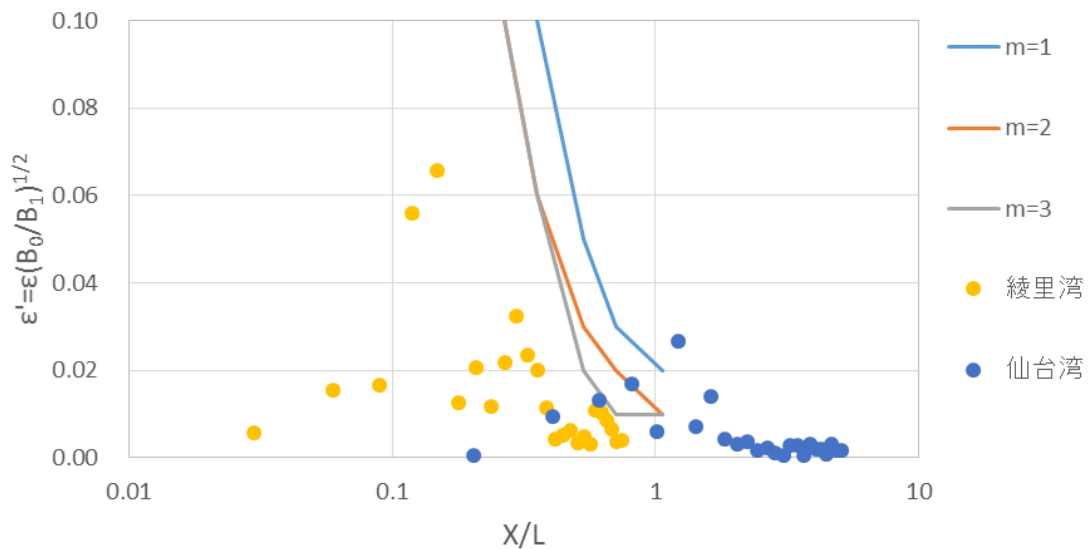


図 4-9 綾里湾及び仙台湾に來襲した津波の分裂の分析

る。綾里湾に來襲した各周期成分の波の非線形強度は比較的大きいものの、水平距離が比較的小さいために分裂条件を満たさなかったと考えられる。次に仙台湾の場合では、いくつかのマーカーが分裂境界線の値を上回っていることがわかる。ここで、村嶋ら(2012)は仙台湾で発生したソリトン分裂の再現計算を行い、仙台湾に來襲した第一波目及び第二波目の津波のいずれの場合においてもソリトン分裂が発生していたことを報告している。少なくとも第一波目の津波が來襲した時点ではそれに先行する津波は存在しないため、本研究の分析においては先行波の影響がほとんど含まれない $m=1$ の分裂条件を上回る結果が必要であるとされる。図 4-9 を見るとそれが得られていることがわかり、仙台湾を対象とした分析では既往研究と矛盾しない結果が得られていることが確認できる。

4.3.3 沿岸部固有振動と津波の分裂

津波の分裂が生じた綾里湾では、来襲した津波が重複波を形成していたことが指摘されており(山中ら：2012)，湾内で固有振動が発生していた可能性が考えられる．そこで，本項では固有振動と津波の分裂の関係について分析する．まず，次式を用いて綾里湾の湾軸方向の固有周期を算定する．

$$T_n = \frac{4L_s}{(2n-1)\sqrt{gh}} \quad (4-22)$$

ここに， T_n ：固有周期， L_s ：湾長， n ：振動モード， g ：重力加速度， h ：水深である．(4-22)式は一様水深の矩形湾における理論式であり，実地形の固有周期とは必ずしも一致しないが，概算には適しているため実務上はよく用いられている．(4-22)式を任意海底地形に適用する場合，次式のように書き換えられる．

$$T_n = \frac{4L_s}{(2n-1)S} \int_S \frac{1}{\sqrt{gh}} dS \quad (4-23)$$

ここに， S ：対象水域の面積である．(4-23)式を用いて綾里湾の固有周期を推定した結果， $T_1=23.9$ 分， $T_2=8.0$ 分， $T_3=4.8$ 分となった．

次に固有振動による波高増幅率を分析した．固有振動による湾地形の振動特性問題は古くから研究されており，Miles・Munk(1961)，Lee(1969)，Raichlen・Natheer(1976)などがその研究成果として上げられる．しかしながら現実の固有振動による波高増幅率は複雑な地形形状や入射波周期・波高に依存するため，精度よくそれを推定できないことが問題となっている．そこで本研究では，以下の手順に従って固有振動による波高増幅率を推定する．まず広領域の伝播計算に用いた計算地形からそれぞれの対象地域の湾奥地点を選定した．これと前項で選定した沖側地点において，第3章で行った東北津波の伝播計算結果の出力水位をフーリエ変換し，その結果を用いて2地点間の伝達関数を推定する．伝達関数は次式により求められる．

$$Y(f) = \frac{|A_1(f)|}{|A_0(f)|} \quad (4-24)$$

ここに， Y ：伝達関数(波高増幅率)， A ：フーリエ振幅， f ：周波数である．図4-10に綾里湾における伝達関数を表示した結果と固有周期を示す．(4-24)式を用いて伝達関数を推定する

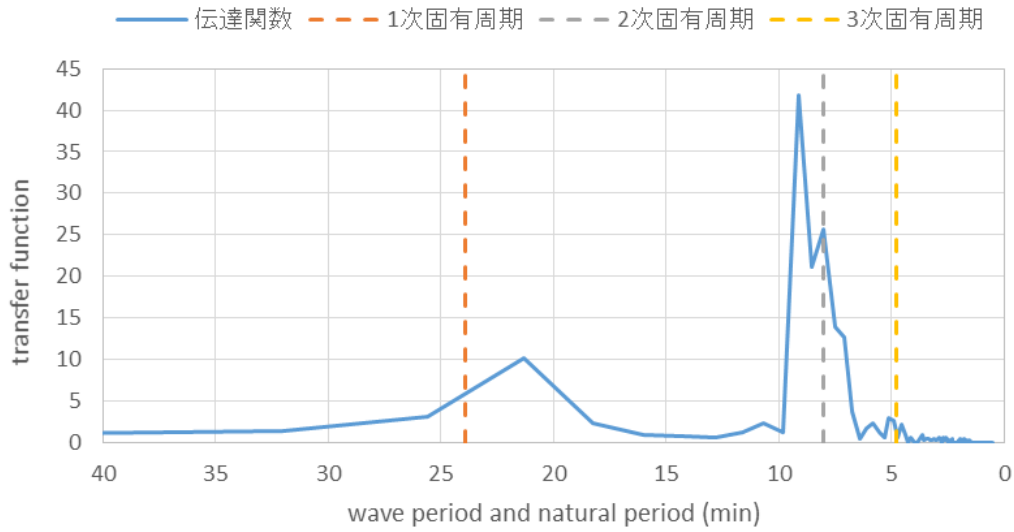


図 4-10 綾里湾における伝達関数と固有周期

とき，沖側地点におけるフーリエ振幅がゼロに近づくにつれて伝達関数が無限に大きくなることから，沖側地点における振幅が 1cm 以下の周期成分の伝達関数はゼロとした．図より，1 次及び 2 次の固有周期近傍の周期帯で伝達関数が大きくなっており，特に 2 次の固有周期近傍の周期帯で伝達関数が最大となっている．このことから綾里湾では 1 次及び 2 次モードの固有振動が生じていたことが推察される．ここで，図 4-10 の伝達関数は固有振動による波高増幅効果のほかに，水深及び湾地形の変化に伴う波高増幅効果が含まれた結果となっている．水深及び湾地形の変化に伴う波高増幅率は(4-20)式で表されることから，(4-24)式を(4-20)式で除することで固有振動による波高増幅率が定義できる．

$$Y'(f) = \frac{Y(f)}{H_1/H_0} = \frac{1}{(B_0/B_1)^{1/2}(h_0/h_1)^{1/4}} \frac{|A_1(f)|}{|A_0(f)|} \quad (4-25)$$

ここに， Y' ：固有振動による伝達関数(波高増幅率)である(図 4-11)．図 4-11 を見ると，2 次の固有周期近傍の周期帯では，固有振動によってそれらの波高が 2~10 倍程度増幅される．(4-25)式で得られる固有振動による波高増幅率を(4-21)式に乗じることで固有振動により波高が増大した場合の波の分裂を評価することができると考えられる．つまり，固有振動により波高が増大した場合の波の分裂を検討するには，(4-21)式に代わり次式を用いればよい．

$$\varepsilon''(f) = Y'(f)\varepsilon' = \frac{\varepsilon'}{(B_0/B_1)^{1/2}(h_0/h_1)^{1/4}} \frac{|A_1(f)|}{|A_0(f)|} \quad (4-26)$$

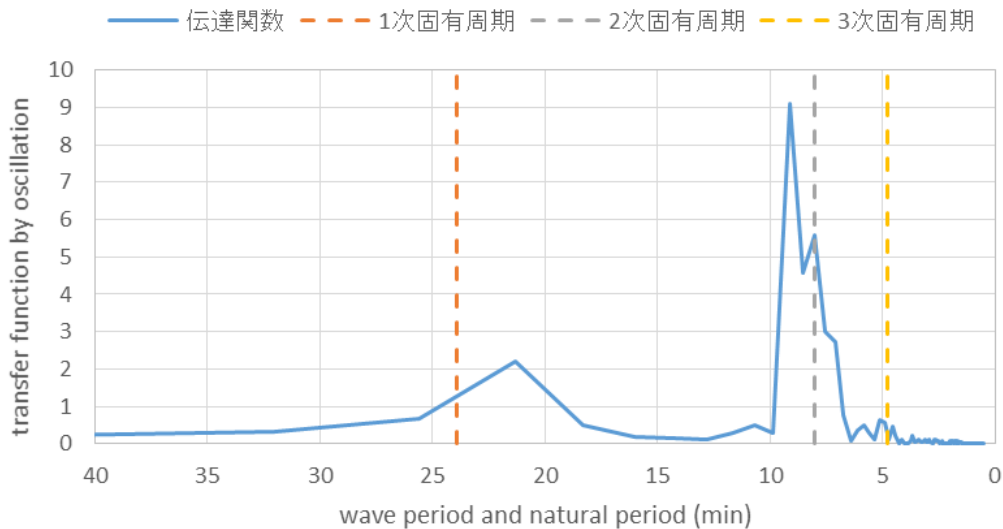


図 4-11 固有振動による波高増幅率

ここに、 ε'' : 地形の平面形状の変化及び固有振動による波高増幅を考慮した非線形強度である。なお(4-25)式及び(4-26)式中に示されている B 及び h は広領域の計算地形に基づく値である。

(4-26)式を用いて綾里湾における津波の分裂を予測した結果を図 4-12 に示す。固有振動による波は重複波の一種であり、それを形成するためには複数の波が湾内に入射されている状態が必要であるため、本項では分裂する波に先行する波が入射されている条件で導かれた $m=3$ の分裂条件により波の分裂を判定することが適当であると考えられる。図を見ると、津波の分裂条件を満たしている周期成分があることがわかる。綾里湾では固有振動による波高増幅を考慮しない場合は波の分裂条件を満たさず、それを考慮した場合には波の分裂条件を満たしたことから、固有振動によって湾内で波高が増幅したことによって津波の分裂が発生したことがわかった。

4.4 他地域における東北津波の分裂

4.4.1 津波の分裂条件の適用

前節までの分析により、東北津波の分裂は来襲津波の特性と地形条件によって発生したものであり、綾里湾や仙台湾固有の現象ではないことが明らかとなった。そこで本節では東北津波と綾里湾周辺の湾地形を対象に、前節と同様の手法を用いて津波の分裂が発生していたかどうかを検証する。対象とした地域は綾里湾の北側に位置する吉浜湾と唐丹湾(図 4-13)である。吉浜湾は綾里湾の約 10km 北方に位置しており、綾里湾の形状と類似した V 字湾である。また唐丹湾は吉浜湾の北側に隣接している。吉浜湾における東北津波に

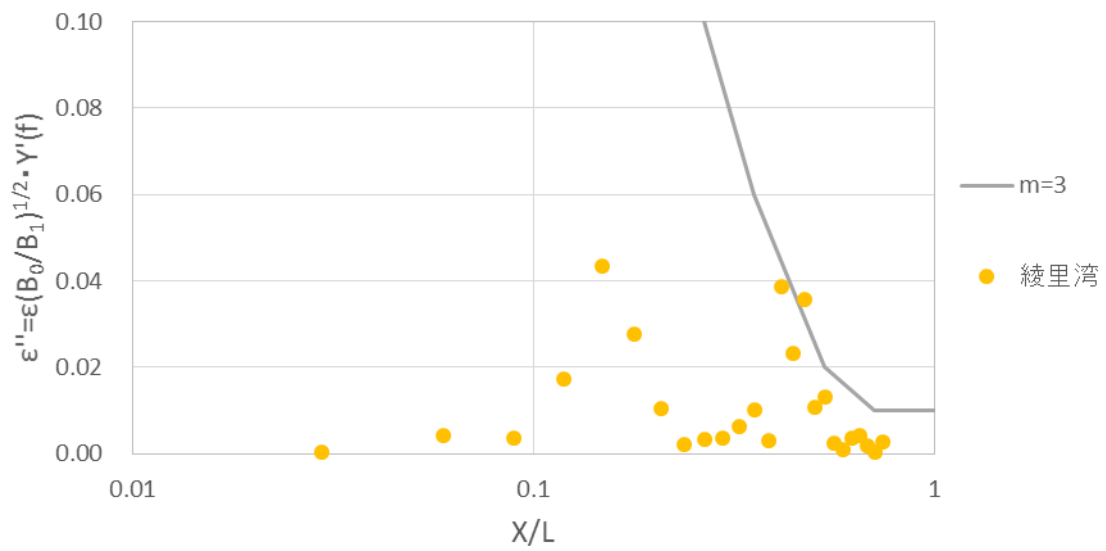


図 4-12 固有振動による波高増幅を考慮した津波の分裂の分析



図 4-13 分析対象地域(写真は Google earth より，加筆修正)

よる被害状況を写真 4-1~写真 4-3 に示す(グリーン・ネットワーク・オブ・エクセレンス : GRENE-city 環境情報分野, 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループより). 写真を見ると, 吉浜湾においても綾里湾と同様に, コンクリート構造物が破壊されて散乱している様子が見られる. また, 写真からはコンクリート構造物の断面破壊と見られる構造物の破



写真 4-1 吉浜湾における被災状況



写真 4-2 吉浜湾における被災状況



写真 4-3 吉浜湾における被災状況

壊形態が見られ、綾里湾の堤防破壊形態と似通った点も見られた。

前節の手法をそれぞれの湾に適用して東北津波の分裂が発生していたかどうかを分析する。まずそれぞれの対象地域の湾沖及び湾奥地点を前節と同様に選定し、それらの地点における水位変動とそのフーリエ振幅を第 3 章で行った広領域の東北津波の伝播計算結果から求めた。湾沖地点における水位変動とそのフーリエ振幅、固有振動による伝達関数を図 4-14～16 に示す。図 4-16 を見ると、吉浜湾では 2 次及び 3 次の固有周期近傍の周期帯で伝達関数が大きくなっていることがわかる。また唐丹湾では 3 次の固有周期近傍の周期帯で伝達関数が大きくなっている。これらのことから、これら 2 つの湾においても固有振動が発生していたことが推察される。また、両湾における汀線位置や湾幅は、日本水路境界のデジタル水深データ(M7000)シリーズや東北津波来襲後に行われた LP 測量データを用いて推定した。

図 4-17～図 4-20 に分析結果を示す。図 4-17 より、吉浜湾では $m=3$ の場合における津波の分裂条件を満たしていることがわかる。また $m=1$ の分裂条件を満たしていないことから、吉浜湾では第一波目の津波は分裂せず、先行波が存在する条件である第二波目の津波あるいはそれ以降に来襲する津波が分裂すると予想できる。また図 4-18 の固有振動による波高増幅を考慮した場合においても、吉浜湾では $m=3$ 津波の分裂条件を満たした。一方唐丹湾では、図 4-19 及び図 4-20 のいずれの結果においても津波の分裂条件は満たしていない。したがって、吉浜湾と唐丹湾は近接して位置しているものの、前者では津波の分裂が発生し、後者ではそれが発生しないことが予想される。

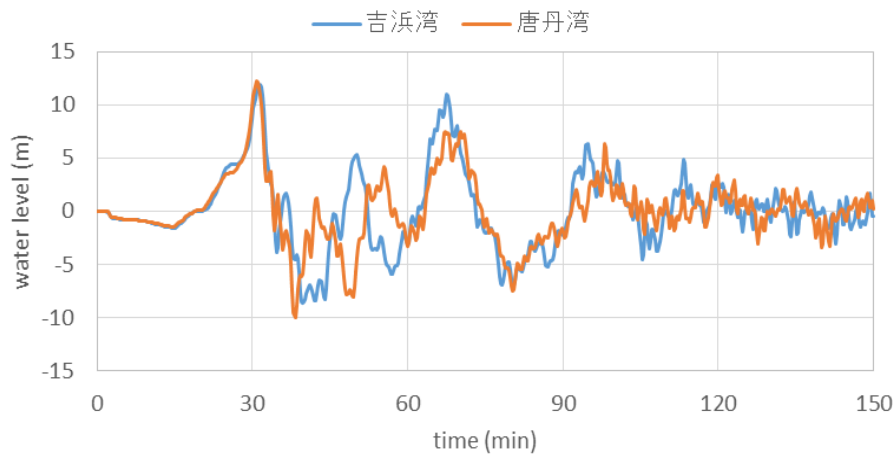


図 4-14 東北津波波源による沖合地点の水位変動

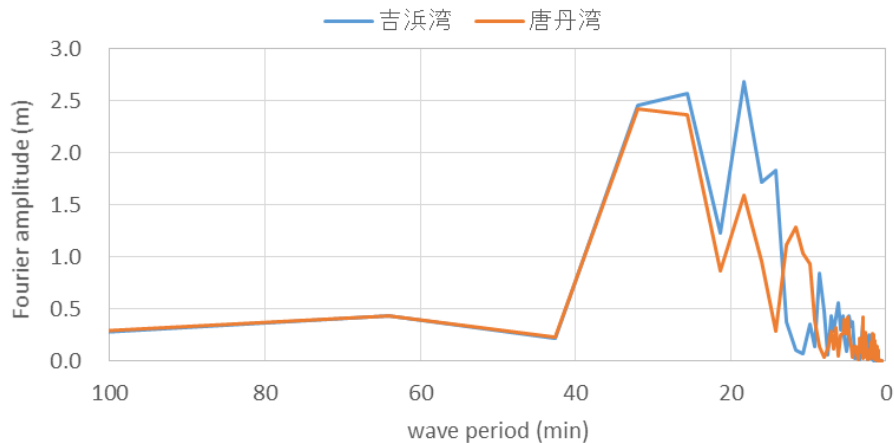
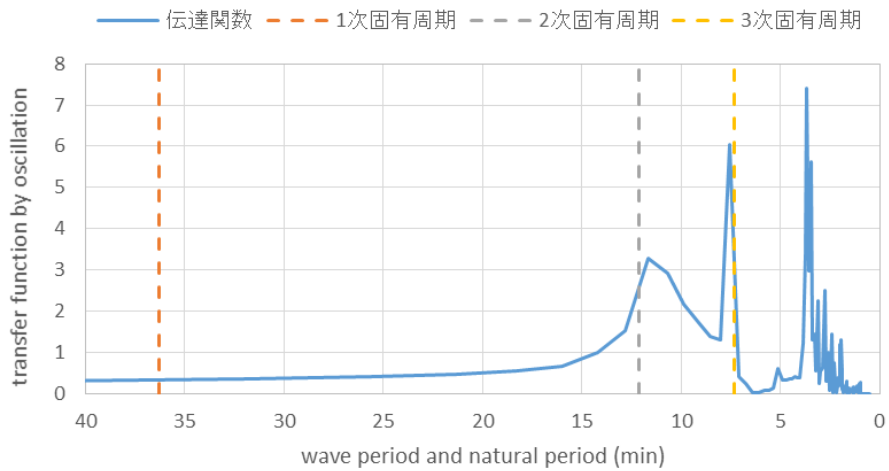


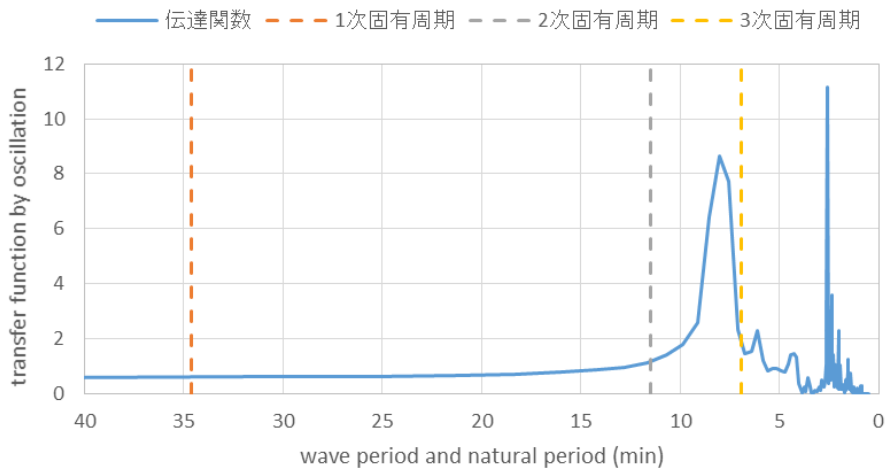
図 4-15 東北津波波源による沖合地点の水位変動のフーリエ振幅

4.4.2 数値計算に基づく津波の分裂発生の検証

前項で得られた結果を検証するため、吉浜湾及び唐丹湾に來襲した東北津波の氾濫計算を行った。計算領域は平面直角座標第 10 系における $(X,Y) = (-68800.5\text{m}, 85005.5\text{m}) \sim (-83750.5\text{m}, 103005.5\text{m})$ であり、第 3 章と同様に、日本水路協会の海底地形デジタルデータ (M7000 シリーズ) 及び東北津波來襲後の LP 測量データを用いて空間解像度 5m で作成した (図 4-21)。支配方程式や波の先端条件、差分スキームなどは、前章の綾里湾を対象とした数値計算結果と比較するために同様の条件を適用した。本章で示している波の分裂条件は線形分散項を用いた数値計算結果から導かれたものであり、非線形分散項を用いた数値計算から導かれたものではないが、ここでは分裂の有無だけに着目するため、いずれの分散項を用いた場合においても得られる結果に違いはないと考えられる。また、東北津波による沿岸域の水位変動は大きく、場合によっては十数メートルに及ぶような、静水位からの



(a)吉浜湾



(b)唐丹湾

図 4-16 固有振動による波高増幅率

水位低下量が前章の数値計算で確認されている。したがって、そのような水変動場で分散性を考慮した数値計算を行う場合には全水深に基づく分散項を適用すべきである。沖側境界における入力波形を図 4-22 に示す。図中では沖側境界の北端及び南端における入力波形を示しており、最大で 8m 程度の水位が入力されている。さらに、マンニングの粗度係数は海域及び陸域でそれぞれ 0.025 及び $0.030\text{m}^{-1/3}\text{s}$ 、渦動粘性係数は $15.0\text{ m}^2/\text{s}$ 、時間間隔は $1/80$ 秒、出力時間間隔は 5 秒として、地震発生から 70 分間の再現計算を行った。

吉浜湾及び唐丹湾の湾奥水深 10m 地点(図 4-21)における水位変動を図 4-23 に示す。図中には比較のため前章の数値計算から得られた綾里湾の湾奥水深 10m 地点における水位変動を併せて示す。図を見ると、吉浜湾及び唐丹湾の両湾において、地震発生から 70 分までの間に複数回の水位のピークが生じていることがわかる。地震発生から 40 分までの時間

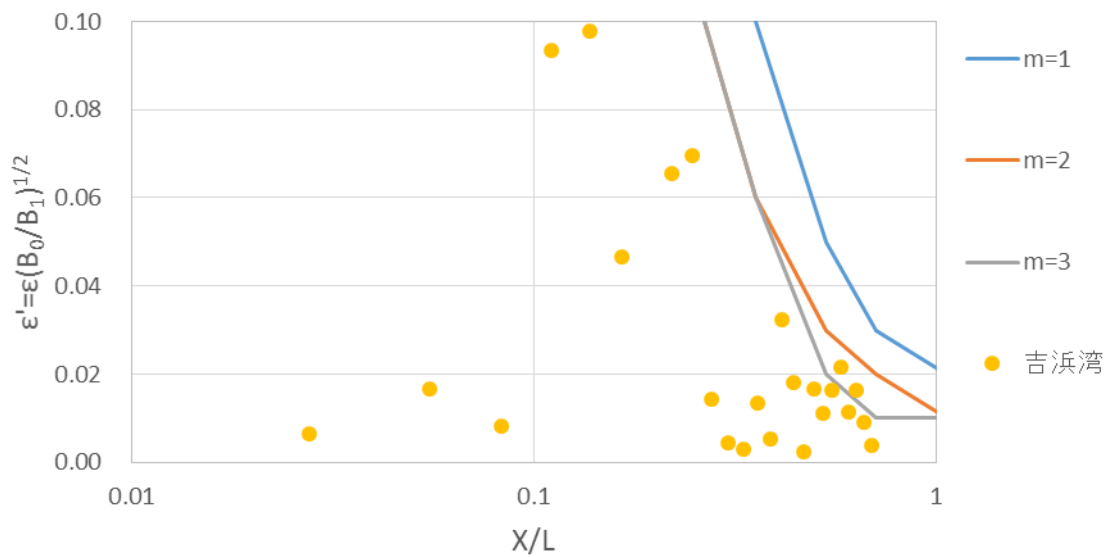


図 4-17 吉浜湾における津波の分裂の分析

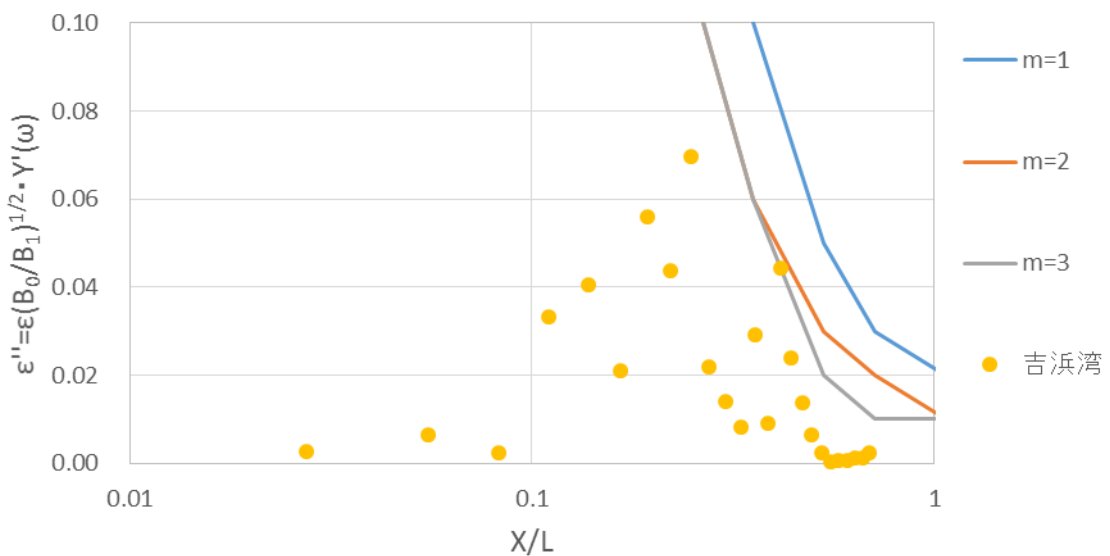


図 4-18 吉浜湾における津波の分裂の分析(固有振動による波高増幅を考慮)

帯では、綾里湾では水位の明確な極大値及び極小値が複数見られるが、吉浜湾及び唐丹湾ではそれが見られない。綾里湾においてこの水位の極大値が生じた時間差は、おおよそ綾里湾の2次、あるいは3次の固有周期と概ね一致しているように見える一方で、図 3-6 に示した綾里湾に入射される波形を見ると、沖側境界からそれらと概ね一致する周期の変動が地震発生後 30 分までに入射されていることがわかる。したがって、綾里湾奥で地震発生後 40 分までに見られた複数の水位のピークは、入射波形に由来するものと考えられ、吉浜湾及び唐丹湾ではそのような波形が入射されていないために同時間帯でそのような水位変動が生じなかったと考えられる。次に、地震発生後 40 分ごろには両湾奥で短周期の水

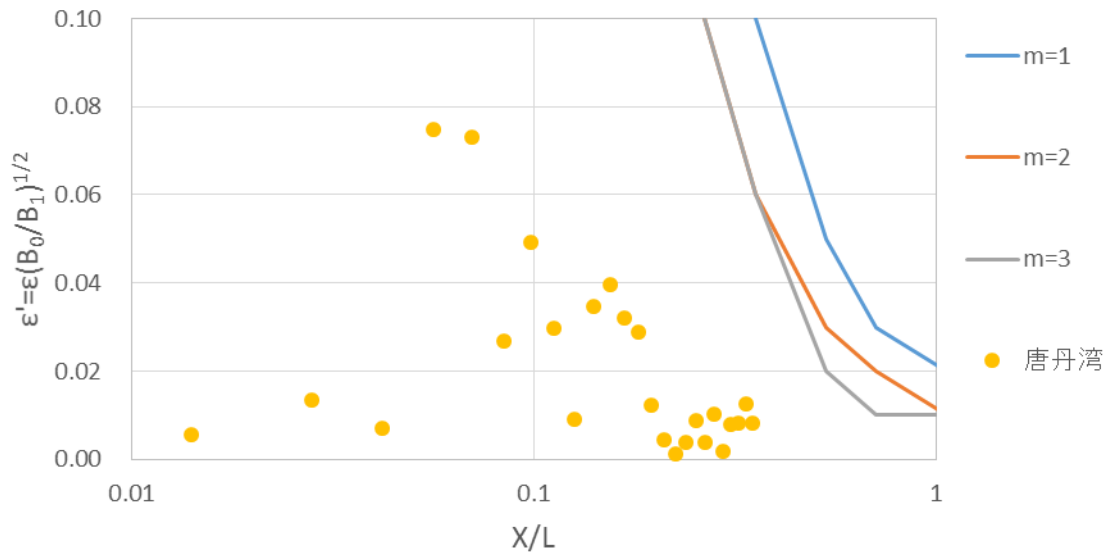


図 4-19 唐丹湾における津波の分裂の分析

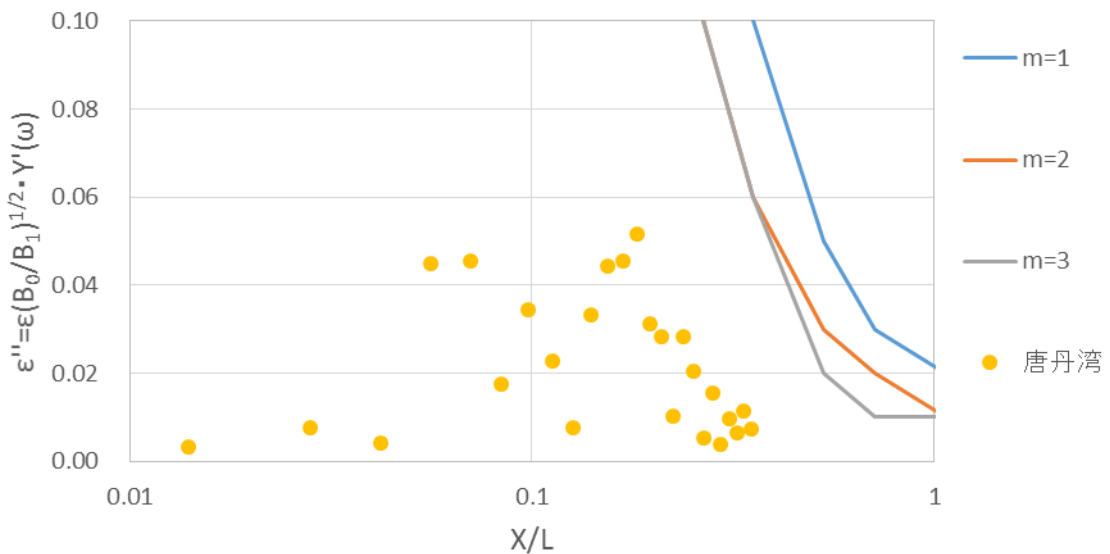


図 4-20 唐丹湾における津波の分裂の分析(固有振動による波高増幅を考慮)

位変動が確認できるが、津波が分裂した様子は確認できず、解析の不安定化に伴う数値振動により生じたものと考えられる。図 4-24,25 に吉浜湾及び唐丹湾における水位分布のスナップショットを示す。図 4-24 を見ると、吉浜湾では地震発生後 55 分ごろの時間帯で波先端が急峻化し、それが分裂する様子が確認できる。その他の時間帯においても波先端が急峻化している様子が見られたが、第一波目の津波が来襲した地震発生後 40 分までの時間帯においては、吉浜湾で波先端が急峻化・分裂している様子は見られなかった。さらに図 4-25 より、吉浜湾で津波の分裂が発生した時間には、唐丹湾では津波の分裂が発生して

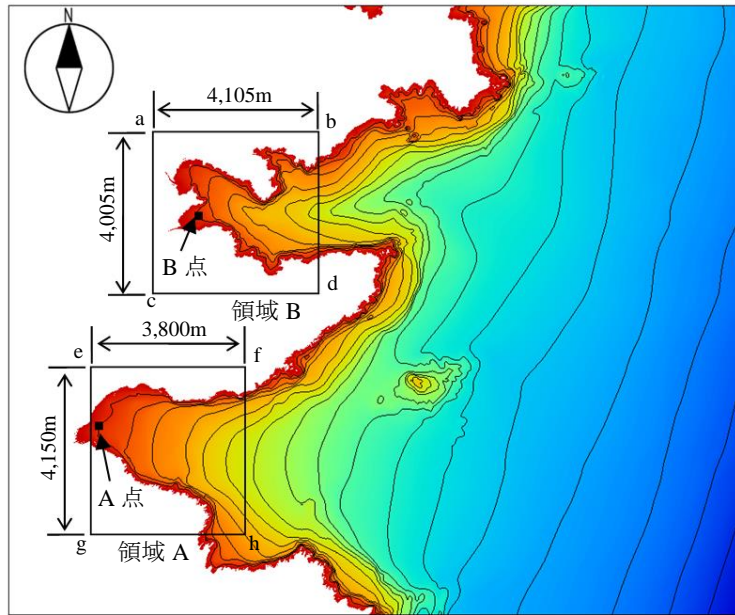


図 4-21 吉浜湾及び唐丹湾の計算領域
(等深線は 10m 毎, 色が青くなるほど水深が深くなることを示す)

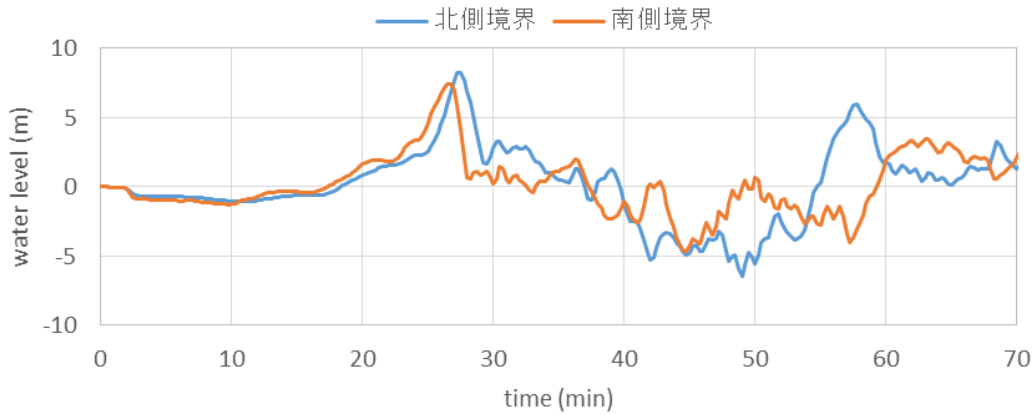


図 4-22 沖側境界における入力波形

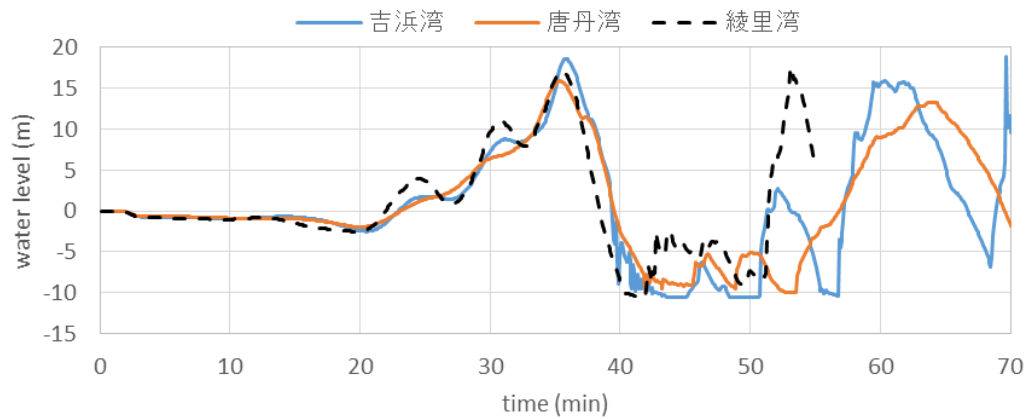
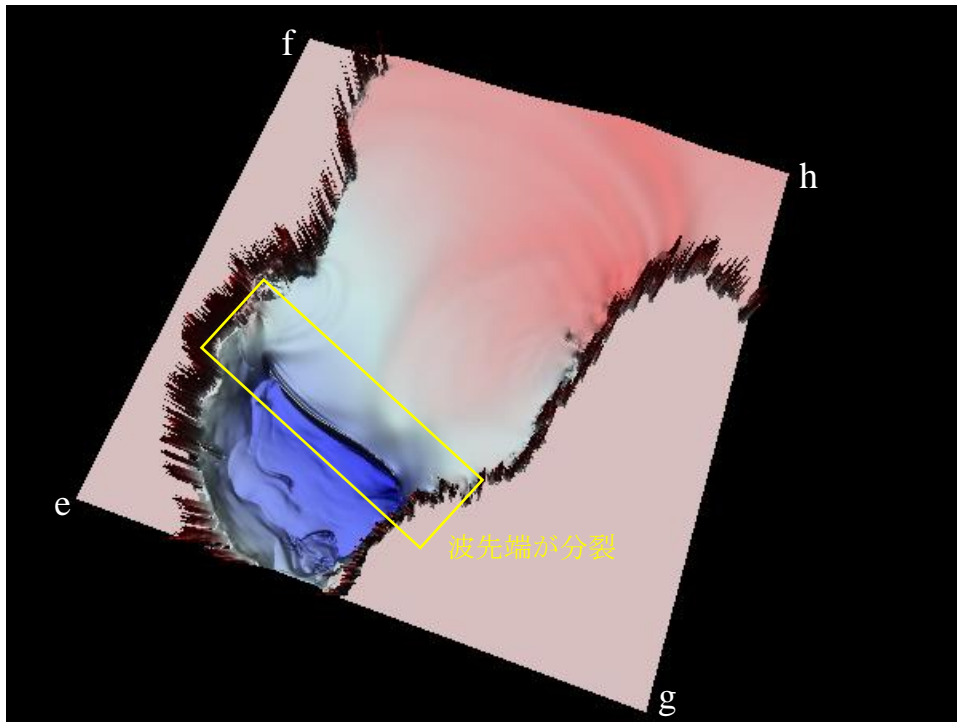
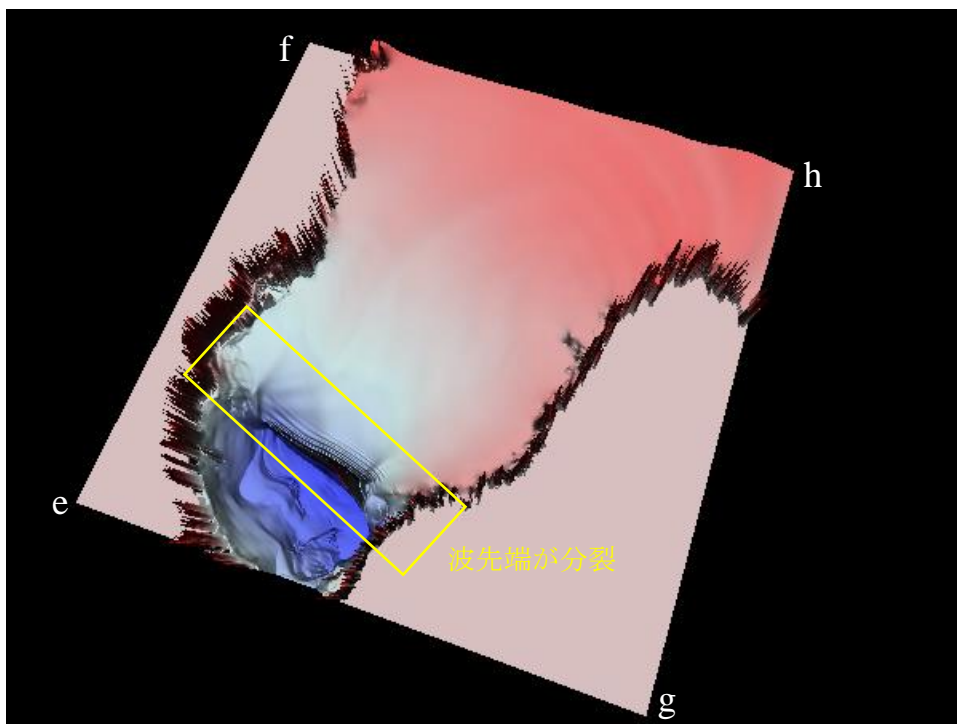


図 4-23 吉浜湾奥(A 点)及び唐丹湾奥(B 点)における水位変動

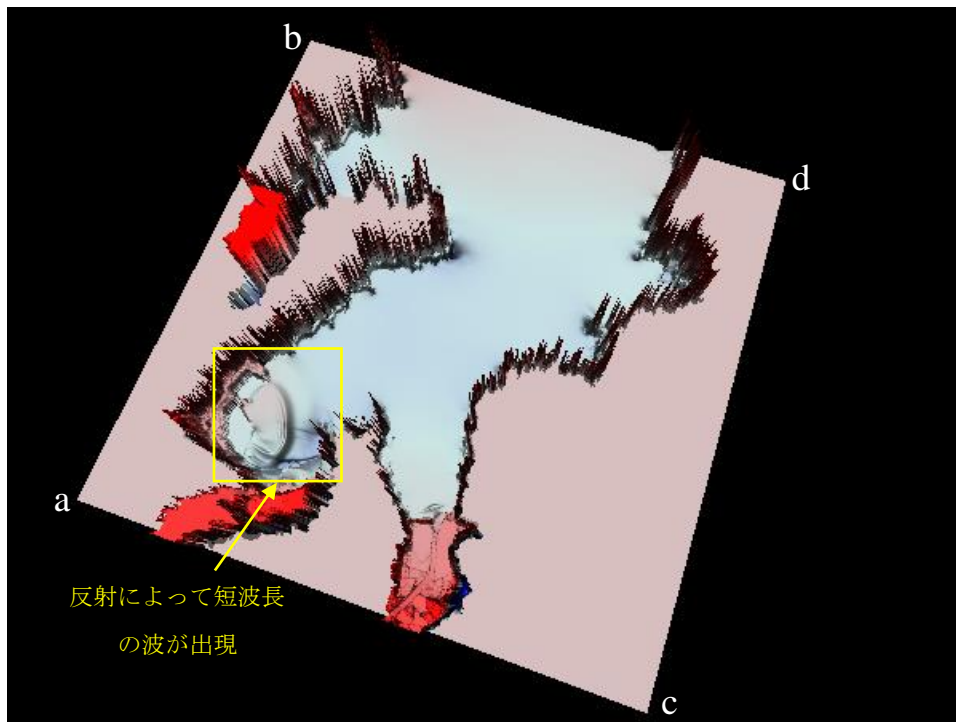


(a) 地震発生後 55 分 40 秒

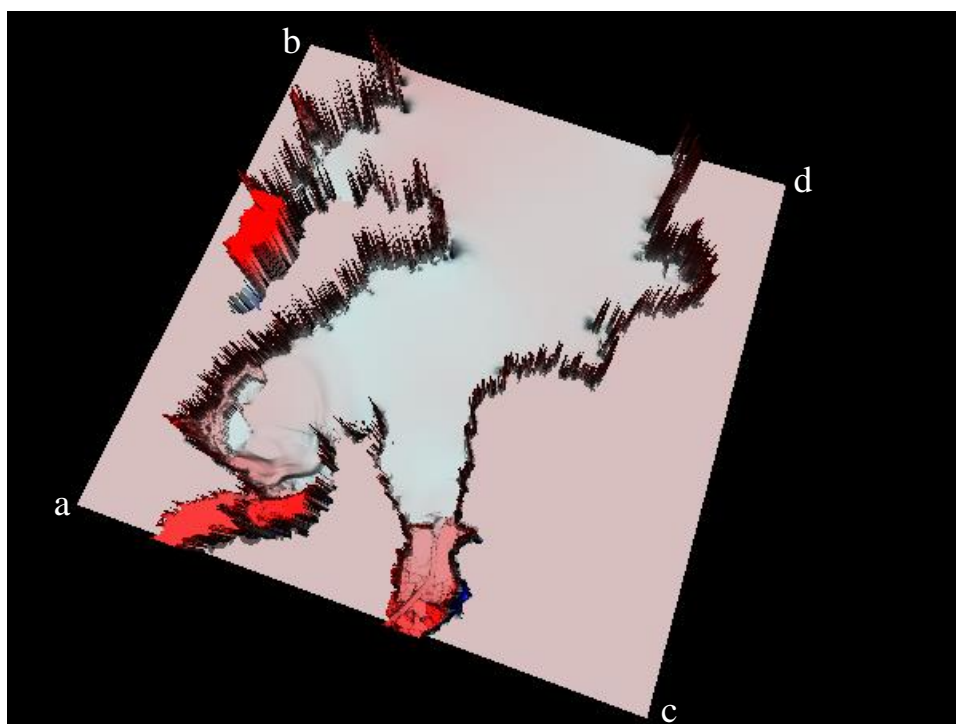


(b) 地震発生後 56 分 10 秒

図 4-24 吉浜湾奥(領域 A)における水位分布のスナップショット
(色が赤くなるほど水位が高くなることを示す)



(a) 地震発生後 55 分 40 秒



(b) 地震発生後 56 分 10 秒

図 4-25 唐丹湾奥(領域 B)における水位分布のスナップショット
(色が赤くなるほど水位が高くなることを示す)

いないことがわかる。比較的短波長の津波は発生しているものの、波が急峻化している様子は見られないため、波の反射により生じたものであると考えられる。図 4-26 に地震発生後 45 分ごろにおける唐丹湾奥の水位の空間分布を示す。図 4-26 より、地震発生後 45 分時点では唐丹湾奥の一部で波先端が急峻化し、それが分裂に至る遷移過程であることがわかるが、その時点では完全に分裂状態には至っていない。また、その水位分布を湾の横断方向ごとに比較すると、南側沿岸付近では分裂波が生成されていないことがわかる。さらに、分裂波を形成する遷移過程にあった波形は、その後伝播するに従って分裂波を形成せずに波高が小さくなった(図 4-26,27)。このようなことから、この波は分裂状態に至っていないと見なし、その他の時間帯においては波先端が急峻化している様子が見られなかったことから、唐丹湾では波の分裂が発生していないと判断できる。

このように、詳細な津波の氾濫計算を行った結果、津波の分裂条件を満たした地域では、それが実際に分裂していることが確認できた。さらに吉浜湾では第一波目の津波来襲時にはそれが分裂せず、第二波目の津波来襲時以降でそれが分裂したことから、予測結

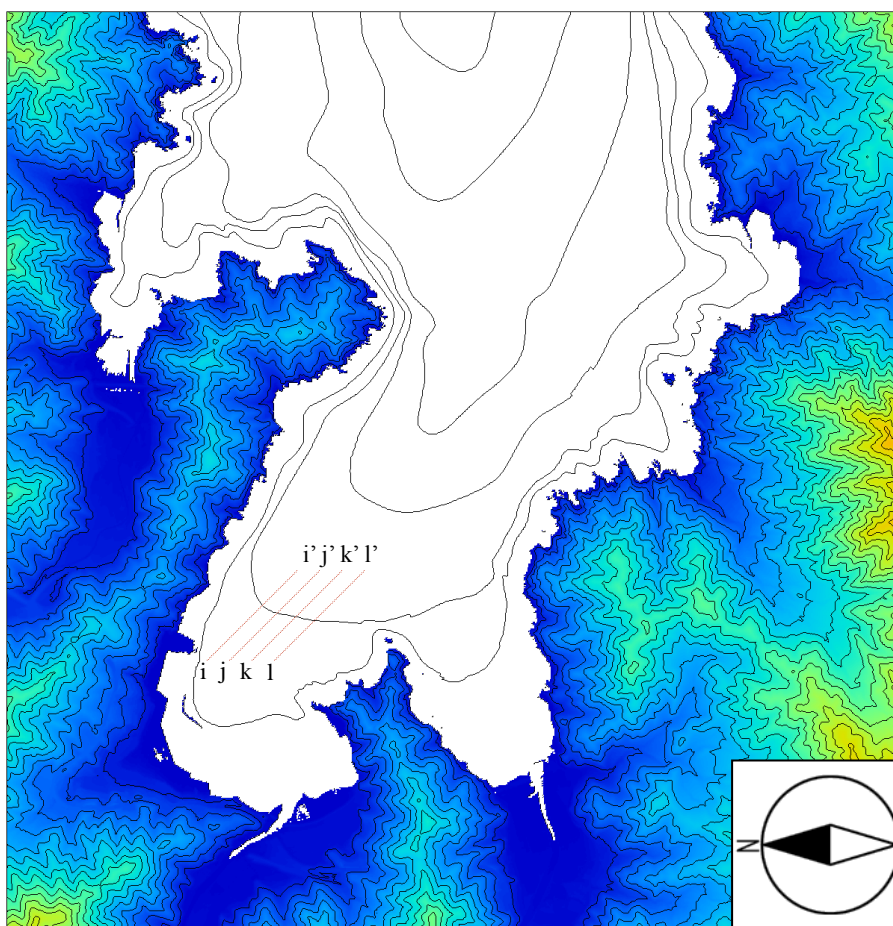
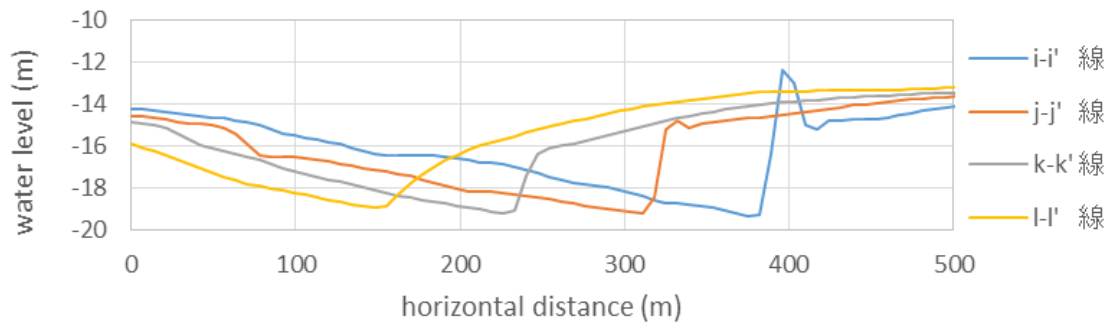
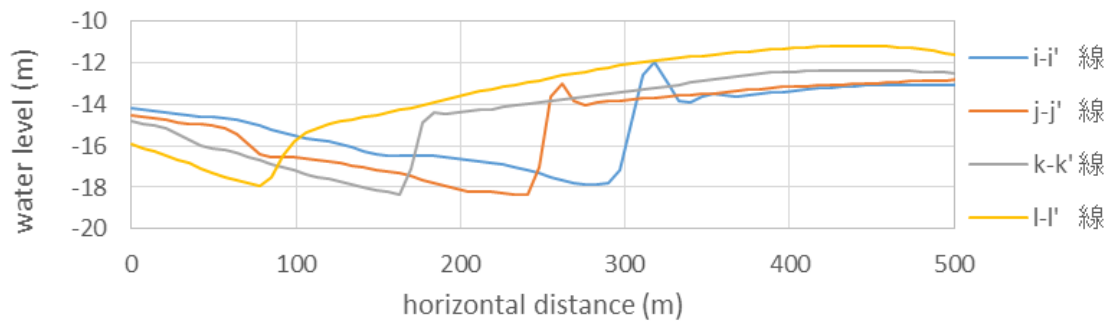


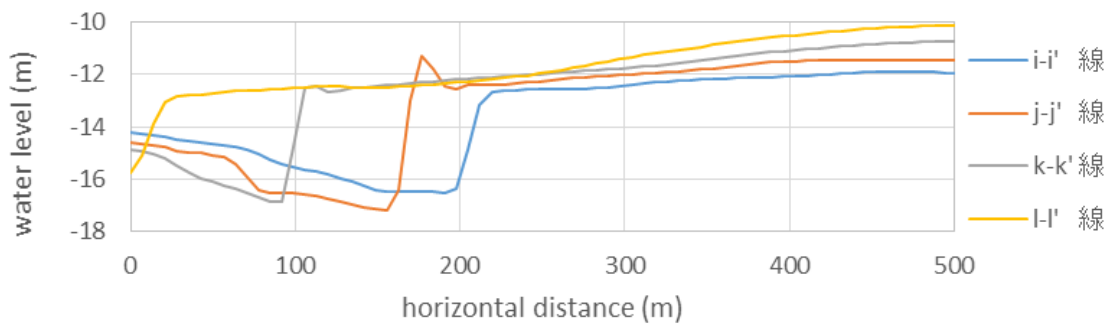
図 4-26 唐丹湾奥地形(領域 B, 海域は無色, 陸域は有色, 色が赤くなるほど標高が高くなることを示し, 等深線は 10m 毎, 等高線は 20m 毎)



(a) 地震発生後 45 分の水位分布



(b) 地震発生後 45 分 10 秒の水位分布



(c) 地震発生後 45 分 20 秒の水位分布

図 4-27 推定水位の空間分布

果と矛盾しない結果が得られていることが確認できた。

4.5 来襲津波及び地形特性の比較

前節までに、実津波を対象として本研究における津波の分裂の発生条件を検証し、その手法の有効性を確認した。本節ではこれまでに対象とした 4 つの湾地形で得られた津波の分裂の予測結果を比較し、津波の分裂が発生しやすい地形条件を分析する。

まず、図 4-9,12,17~20 でプロットしたマーカー群の分布を比較し、それぞれの地形ごとの特徴を分析した(図 4-28,29)。図中では、津波の分裂が発生しなかった唐丹湾での結果は着色マーカーで示し、津波の分裂が発生した湾の結果と区別した。図より、津波の分裂が発生した綾里湾・仙台湾・吉浜湾を対象とした分析から得られたマーカー群は $m=1\sim 3$ の分裂境界線近傍に分布していることがわかる。また、津波の分裂が発生しなかった唐丹湾を対象とした分析から得られたマーカー群は、それらと比較して $m=1\sim 3$ の分裂境界線か

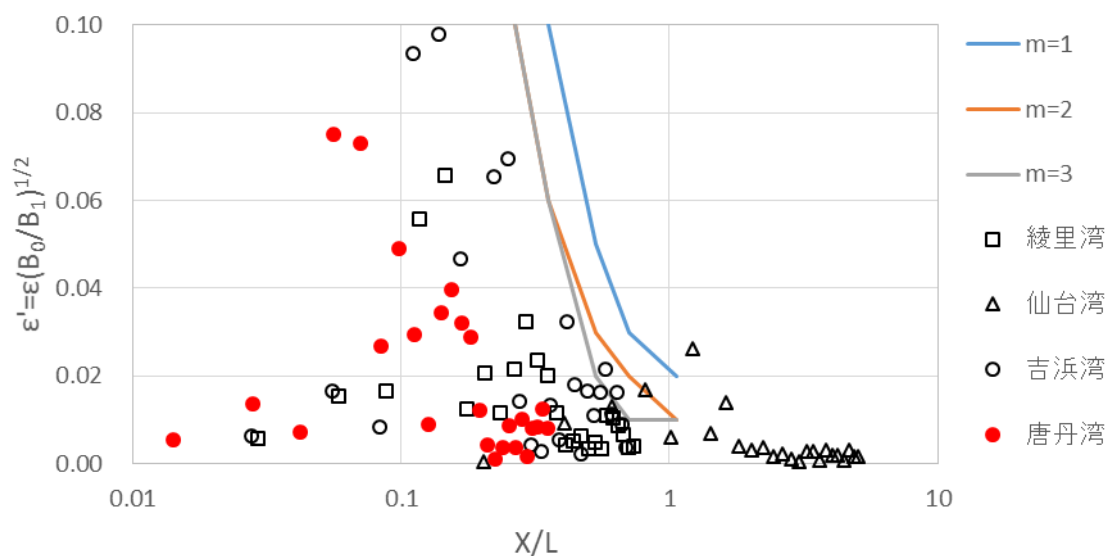


図 4-28 各対象地域における分析結果の比較

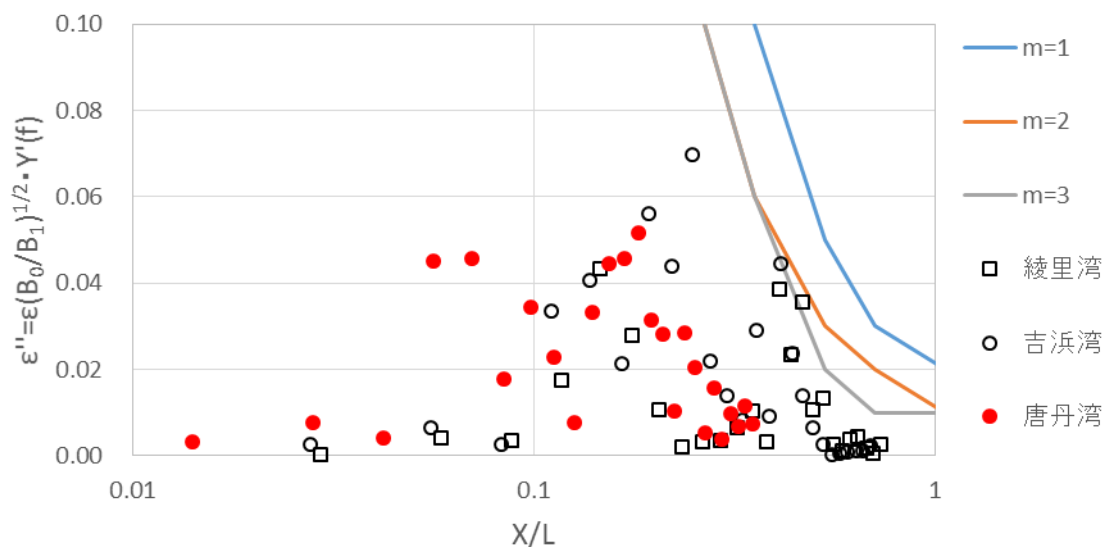


図 4-29 各対象地域における分析結果の比較
(固有振動による波高増幅を考慮)

ら離れて分布していることがわかる。このことから、分析から得られるマーカー群が分裂境界線に近づくほど、津波の分裂が生じやすいと考えられる。一方で、本手法の予測結果が数値計算などによる検証結果と矛盾しないことが本研究で対象とした4つの地域では確認できているが、本手法の津波の分裂条件を満たさない場合でも実際にはそれが発生する可能性がある。例えば本研究では $m=1\sim 3$ の津波の分裂条件を用いているが、 m の値がさらに大きくなることによって $m=3$ よりもさらに緩和されたその条件が得られることが予想される。あるいは、分裂条件を満たさないそれぞれの波の位相が湾奥で一致することによって波高が増大し、それによって津波の分裂が生じる可能性がある。さらに、フーリエ解析に用いるデータの長さやサンプリング周波数などによっても得られる結果がばらつく。このようなことから、本手法によって津波の分裂が発生しないと予想される場合でも実際にそれが発生する可能性を完全には排除できない。しかしながらそのような場合においても、実際に津波の分裂が発生する場合には、上述のマーカー群は $m=1\sim 3$ の分裂境界線近傍に位置することが予想される。ここで、唐丹湾では津波の分裂が生じなかったことから、唐丹湾を対象とした分析から得られたマーカー群よりも分裂境界線近傍に位置するようなマーカー群が得られるような場合には、津波の分裂条件を満たしていなくてもそれが発生する可能性があると考えられる。そこで、分析で得られる水平距離と波長の比(x 軸の値)の最大値を、マーカー群の分布位置を表す指標として導入する。分析では周期5分以上の波を対象にしていることから、水平距離と周期5分の波の波長の比が x 軸の最大値となる。水平距離と波長の比の最大値を各地域で推定すると、綾里湾では 0.73、仙台湾では 5.06、吉浜湾では 0.69、唐丹湾では 0.35 となった。これらのことを踏まえ、水平距離と周期5分の波の波長の比が 0.4 程度以上となるような場合には、津波の分裂の発生を考慮する必要があると考えられ、かつ本手法の分裂条件を満たさない場合には詳細な数値計算などを行いその発生可能性を検証する必要がある。

4.6 想定津波波源による来襲津波の分裂可能性

前節まででは東北津波及び東北地方太平洋沖沿岸地形に着目して、主に岩手県綾里湾や宮城県仙台湾の事例に基づきながら津波の分裂を検証する形で分析を行った。ここでは、将来発生が想定されている津波波源に対してその分析を行い、津波の分裂が発生する可能性を分析する。対象とするのは2012年に内閣府より公表された南海トラフ巨大地震津波想定である(内閣府：2012)。南海トラフ巨大地震津波想定地震規模は東北津波と同等以上であり、地形条件によっては津波の分裂が発生する可能性があると考えられる。

まず南海トラフ巨大地震津波断層モデルによる津波の伝播計算を以下の線形長波理論に基づき行う。

$$\frac{\partial(\eta - z)}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (4-14)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + gh \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0 \quad (4-15)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + gh \frac{\partial \eta}{\partial y} = 0 \quad (4-16)$$

ここに、 η ：水位、 z ：地盤高、 M ： x 方向線流量、 N ： y 方向線流量、 t ：時間、 x ：南北方向座標、 y ：東西方向座標、 g ：重力加速度、 h ：静水深である。近地津波に対しては影響が小さいコリオリ力を見捨て、内閣府(2012)を参考に直交座標系を採用した。支配方程式はスタガード・リーブフロッグ法に基づき差分する。計算地形は GEBCO で作成した地形を、直交座標第 6 系の座標系に空間解像度 810m で線形補間して作成した(図 4-30)。計算領域は直交座標第 6 系で(X,Y)=(-23300.0m,-726230.0m)～(-1237490.0m,730960.0m)の範囲である。また陸域と海域の境界には完全反射条件を適用し、海域の計算領域端には自由透過境界条件を適用した。内閣府(2012)の断層モデルでは大すべり領域の位置を変化させた全 11 ケースの破壊シナリオを想定しており、時空間方向に 10 秒及び 5km 四方に分割した小領域の断層

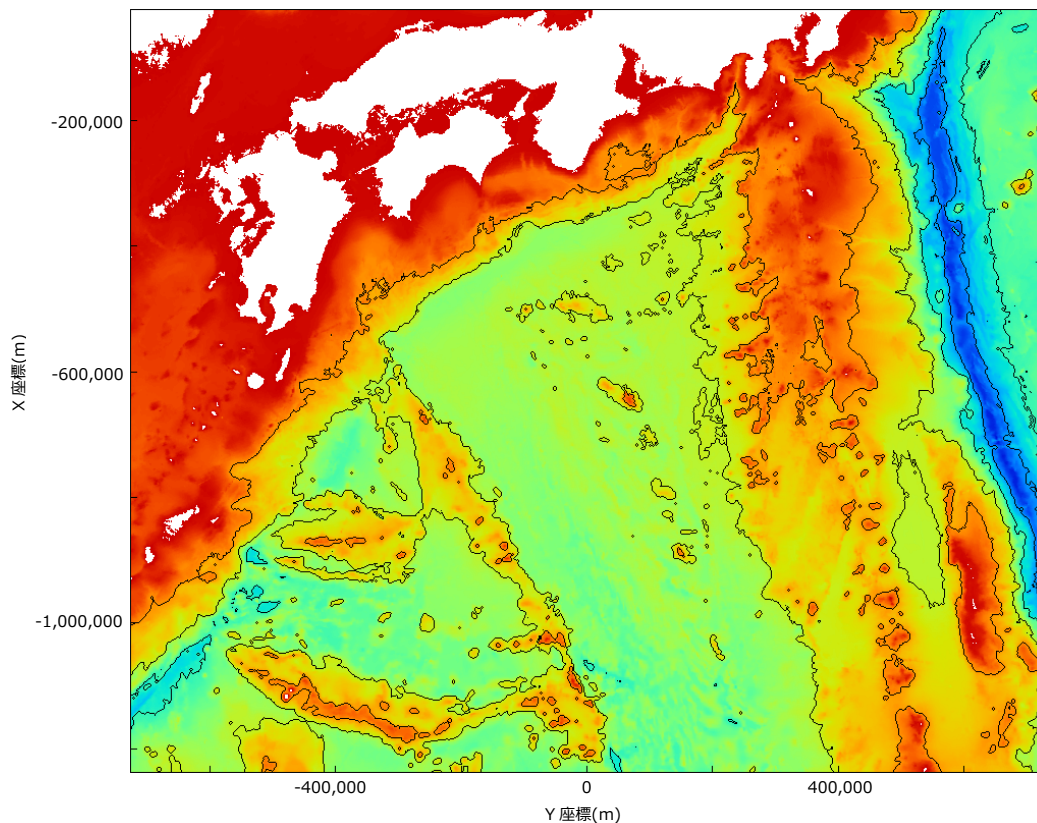
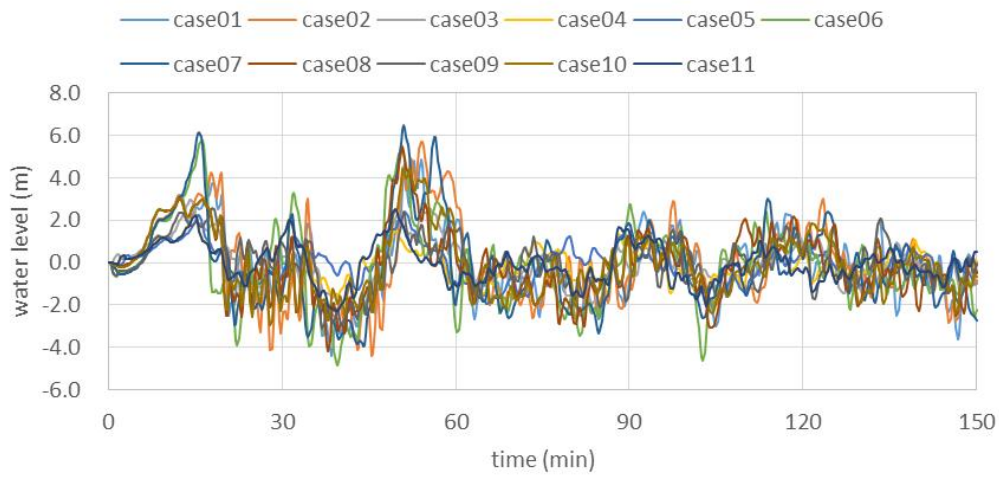


図 4-30 計算領域

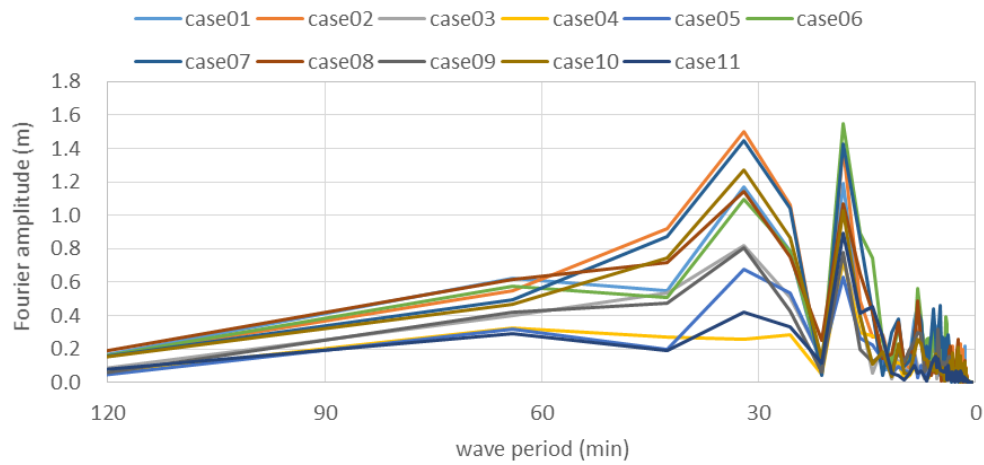
(等深線は 2000m 毎、色が青くなるほど水深が深くなることを示す)

の集合体のシナリオとして表されている。ここではまず、それぞれの小断層による海底地盤の鉛直変位分布を Okada (1992) の方法により求め、さらにそれを Tanioka・Satake(1996)の方法で補正し、それを初期水位分布と見なした。また断層全体が小断層で近似されているため、海底地形の影響もあり初期水位分布全体に高周波成分が含まれ、不連続な水位分布が多く現れる。内閣府(2012)はこれの影響を低減させるため、9×9の格子点を用いた移動平均を施している。ここではその手法を踏襲することとし、まず10秒ごとに各小断層による海底地盤の鉛直変位量の総和を求め、それに対して移動平均を施したものをその時間における変位量と見なした。計算時間間隔は1.25秒、出力時間間隔は15秒として地震発生から2.5時間の津波の伝播計算を行った。次にその伝播計算結果を用いて、津波分裂条件に基づき来襲津波の分裂可能性を検証した。対象としたのは三重県尾鷲湾、和歌山県田辺湾、高知県須崎湾、宮崎県から鹿児島県にまたがる志布志湾である。前節までの手順と同様に、まずそれぞれの対象地域の湾沖及び湾奥地点を選定し、それらの地点における水位変動を広領域の伝播計算結果から求め、そのフーリエ振幅を推定した。それぞれの地域の湾沖地点における水位変動とそのフーリエ振幅、固有振動による伝達関数を図4-31～34に示す。これらの結果を用いて、それぞれの地域において想定南海トラフ巨大地震津波の分裂可能性を分析した。なお、それぞれの湾における汀線位置や湾幅は国土地理院の基盤地図情報数値標高モデル(DEM：10m)から推定した。

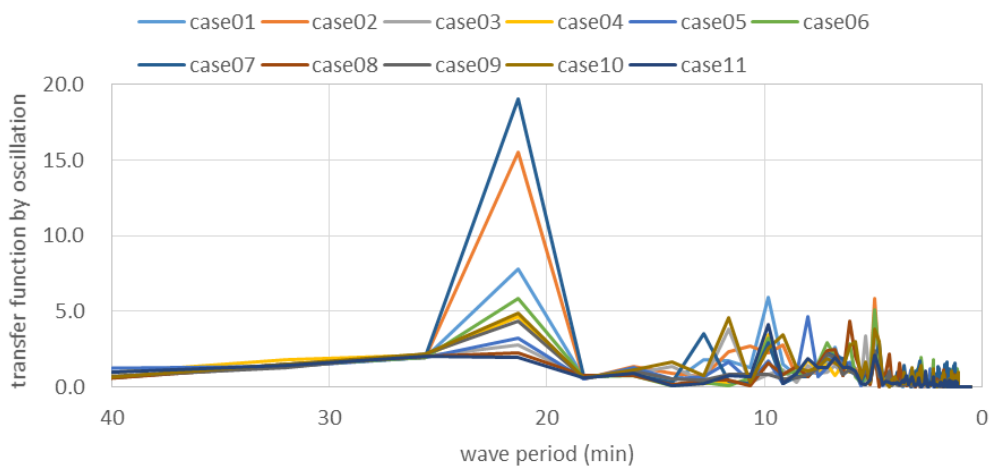
分析結果を図3-35～42に示す。まず尾鷲湾と須崎湾においては、図3-35,36及び図3-39,40を見るといくつかの想定津波が津波の分裂条件を上回っており、津波の分裂が発生する可能性が非常に高いと考えられる。また、先行波が存在しない第一波目の来襲津波が分裂するためには、図中に示されているマーカーが $m=1$ の分裂条件を満たす必要がある。固有振動による波高増幅を考慮した場合にはその条件を満たしたマーカーが見られるが、固有振動を形成するには複数波の入射される必要があるため、 $m=1$ の条件は無関係となる。したがって、尾鷲湾及び須崎湾においては、第一波目以降に来襲する後続波が分裂すると考えられる。次に田辺湾及び志布志湾においては、図3-37,38よりいずれの想定津波においても $m=1\sim 3$ の津波分裂条件を満たさなかった。田辺湾を対象とした分析では、水深100m地点から汀線位置までの水平距離と周期5分の波の波長の比が1.8程度となっており、実際に津波の分裂が生じた綾里湾を対象とした場合のそれよりも大きな値となっている。また、いくつかの波の非線形強度は比較的大きく、 $m=3$ の分裂境界線近傍にそれらのマーカーがプロットされている。これらのことから、本手法の分析では田辺湾では津波の分裂条件を満たさなかったものの、湾奥で複数の波が重なることなどによって、可能性は低いながらもそれが発生する可能性がある。志布志湾を対象とした分析では、水平距離と周期5分の波の波長の比は2.4程度となっており、実際に津波の分裂が生じた綾里湾を対象とした場合のそれよりも田辺湾の場合と同様に大きな値となっている。しかしながら、志布志湾に来襲する津波のフーリエ振幅は軒並み小さく、図4-40,41に示されている非線形強度はその最



(a) 沖合地点における水位変動

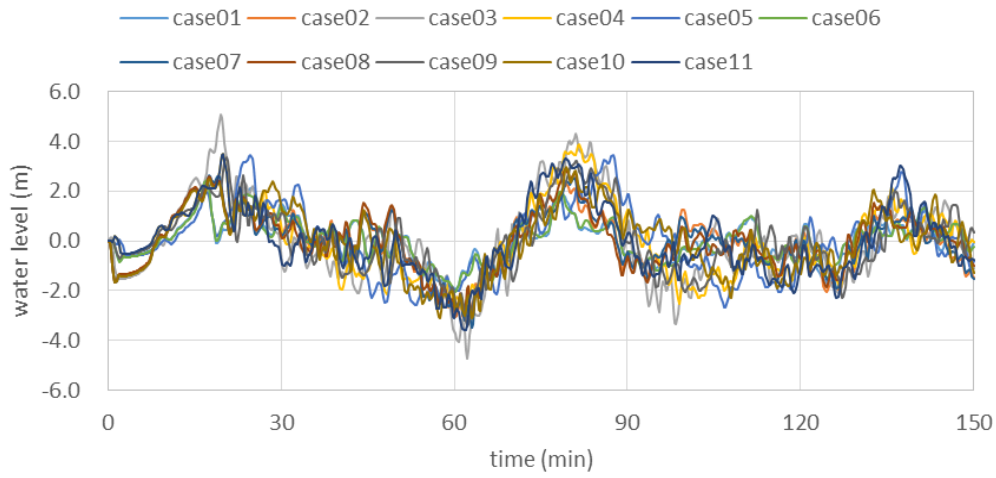


(b) 沖合地点の水位変動のフーリエ振幅

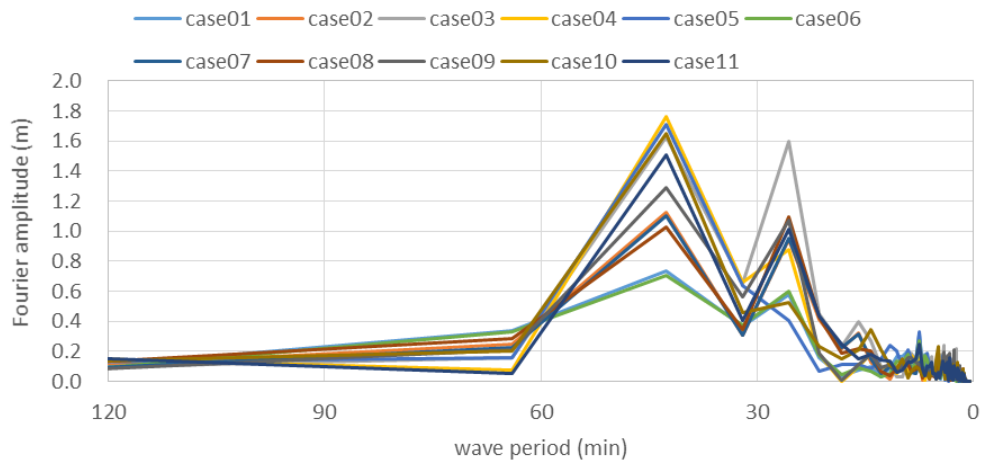


(c) 固有振動による波高増幅率

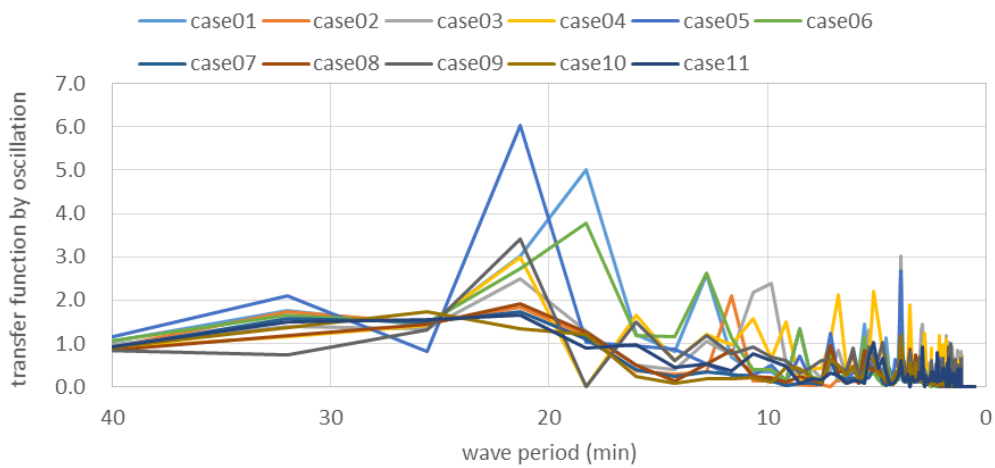
図 4-31 尾鷲湾の沖合地点における水位変動及びそのフーリエ振幅と固有振動による波高増幅率



(a) 沖合地点における水位変動

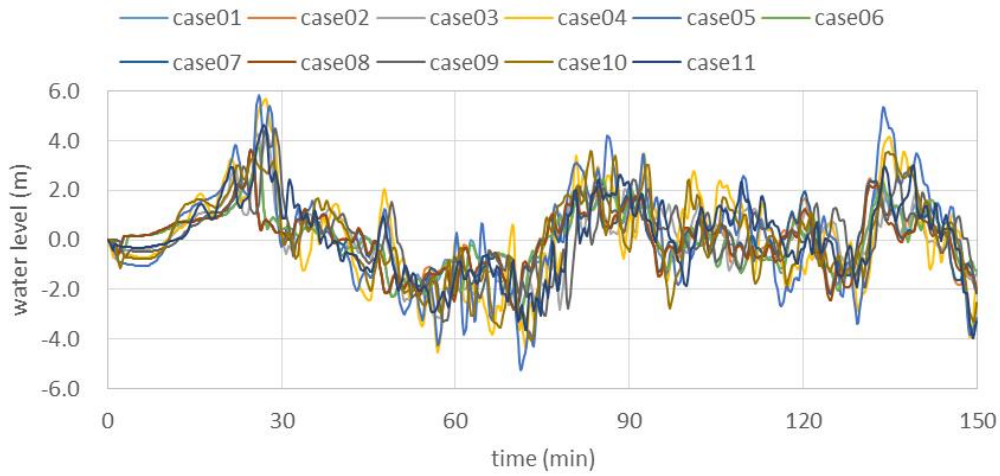


(b) 沖合地点の水位変動のフーリエ振幅

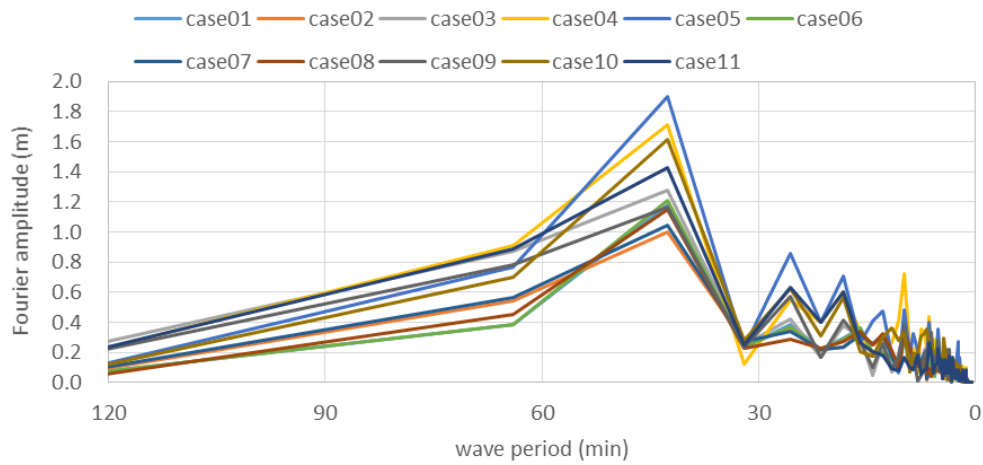


(c) 固有振動による波高増幅率

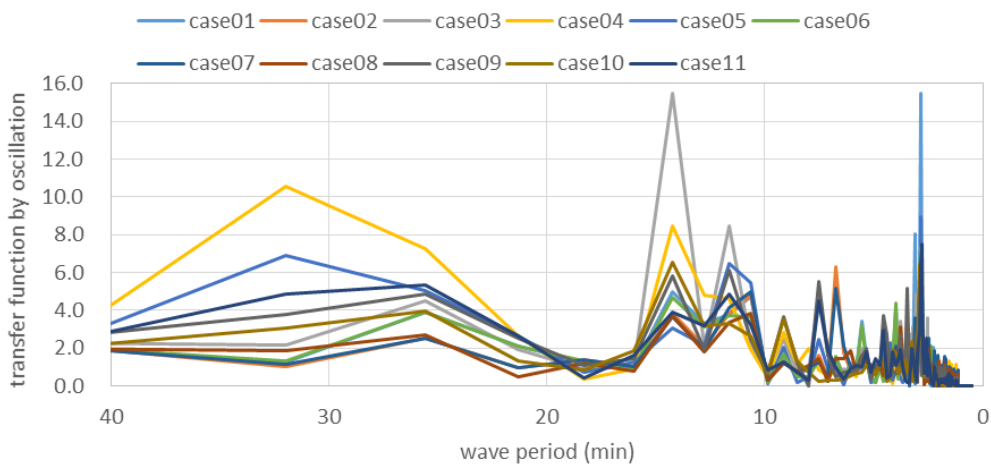
図 4-32 田辺湾の沖合地点における水位変動及びそのフーリエ振幅と固有振動による波高増幅率



(a) 沖合地点における水位変動

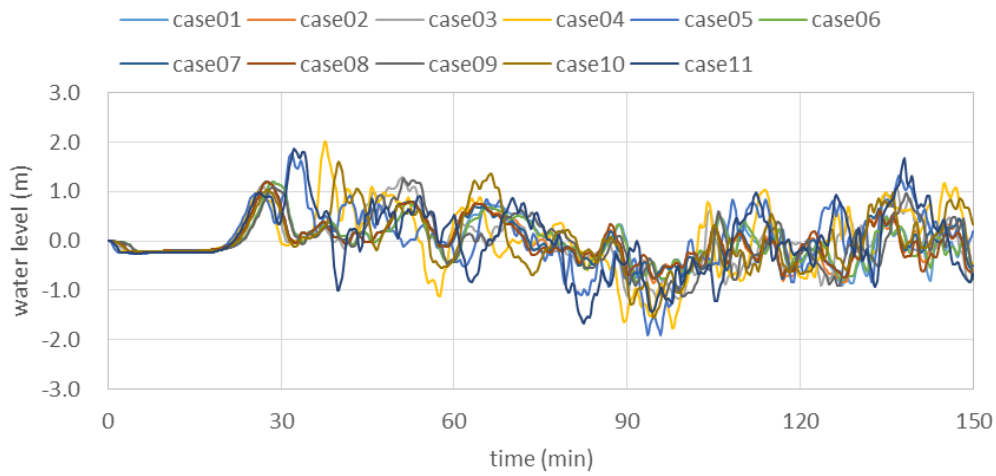


(b) 沖合地点の水位変動のフーリエ振幅

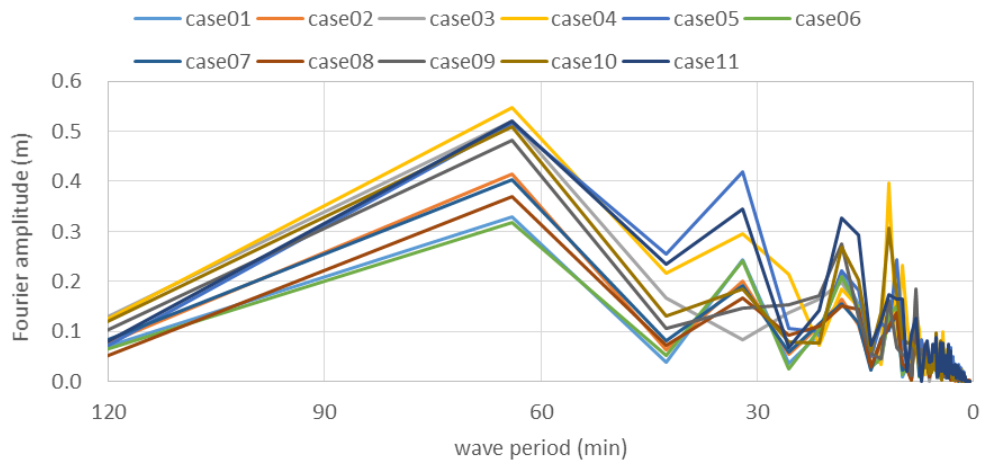


(c) 固有振動による波高増幅率

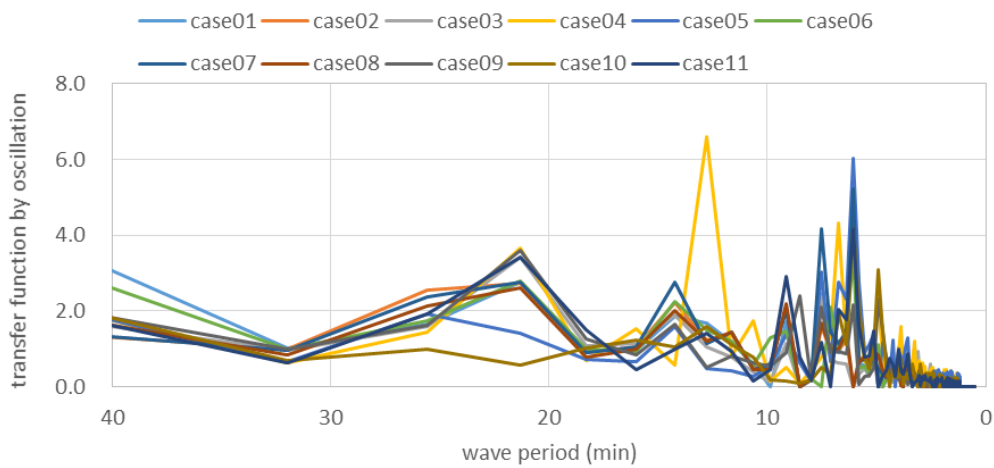
図 4-33 須崎湾の沖合地点における水位変動及びそのフーリエ振幅と固有振動による波高増幅率



(a) 沖合地点における水位変動



(b) 沖合地点の水位変動のフーリエ振幅



(c) 固有振動による波高増幅率

図 4-34 志布志湾の沖合地点における水位変動及びそのフーリエ振幅と固有振動による波高増幅率

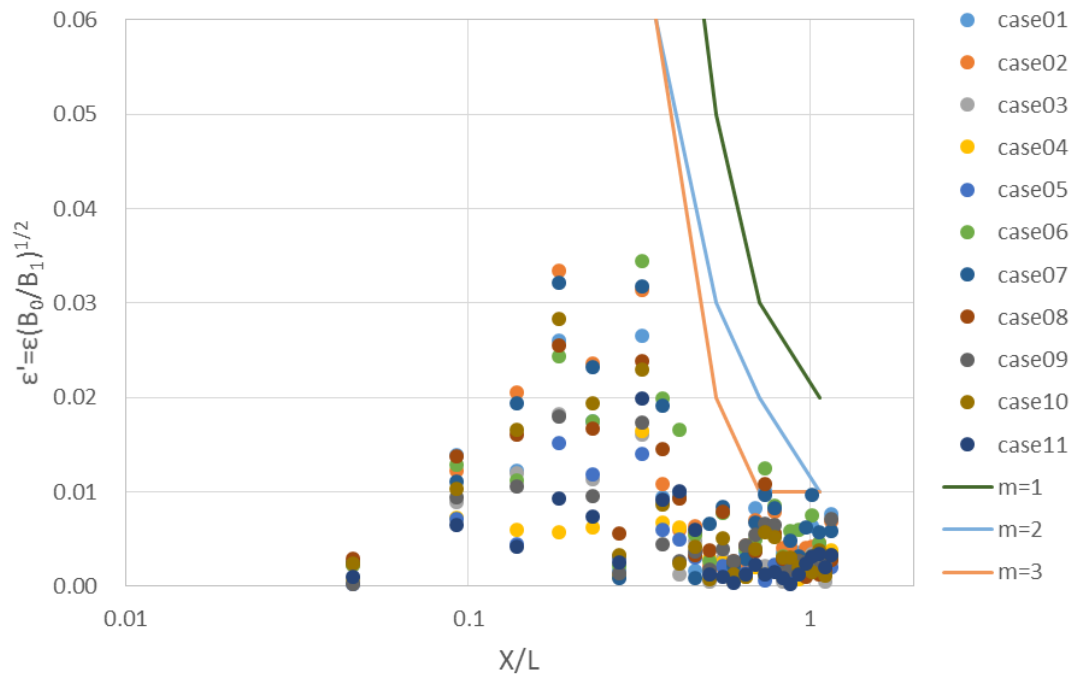


図 4-35 尾鷲湾における津波の分裂の発生可能性

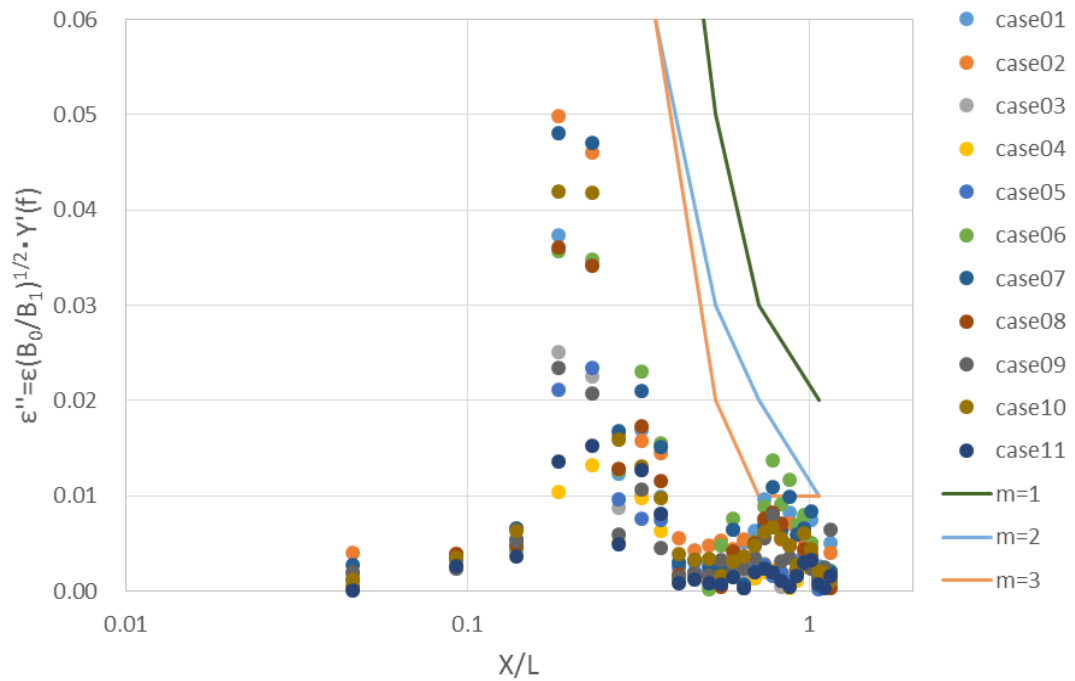


図 4-36 尾鷲湾における津波の分裂の発生可能性
(固有振動による波高増幅を考慮)

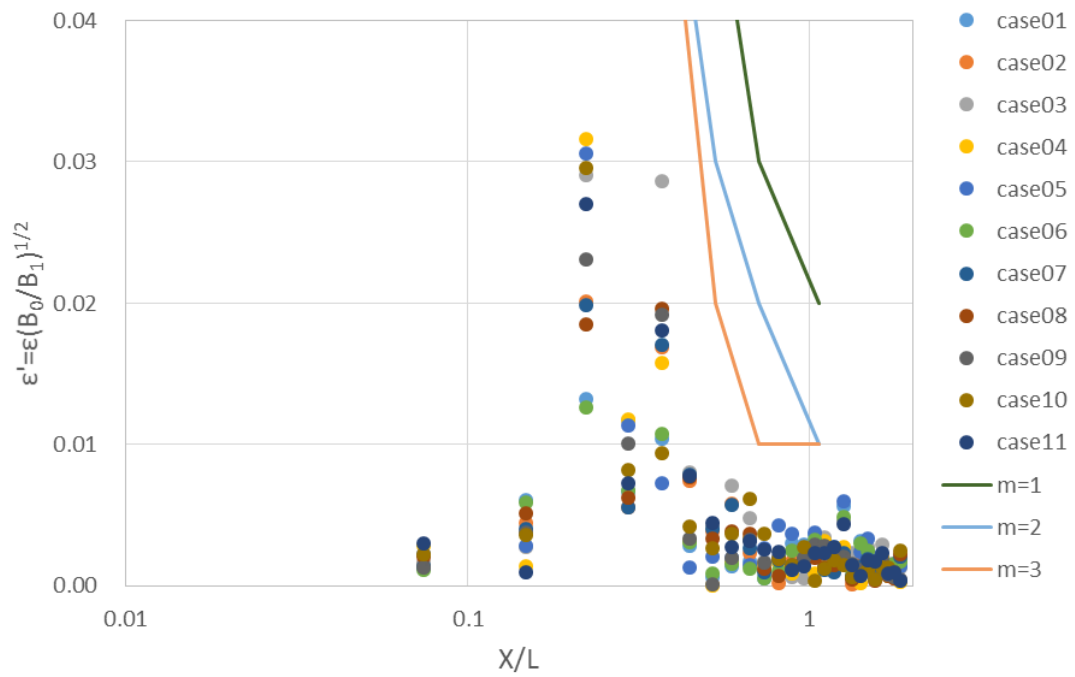


図 4-37 田辺湾における津波の分裂の発生可能性

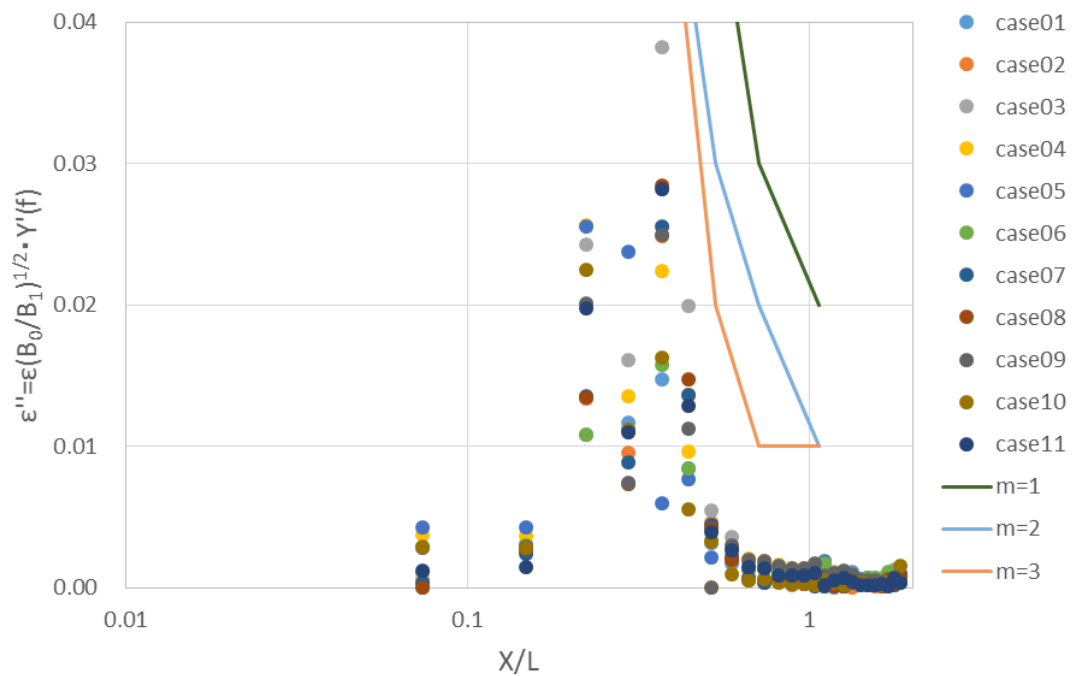


図 4-38 田辺湾における津波の分裂の発生可能性
(固有振動による波高増幅を考慮)

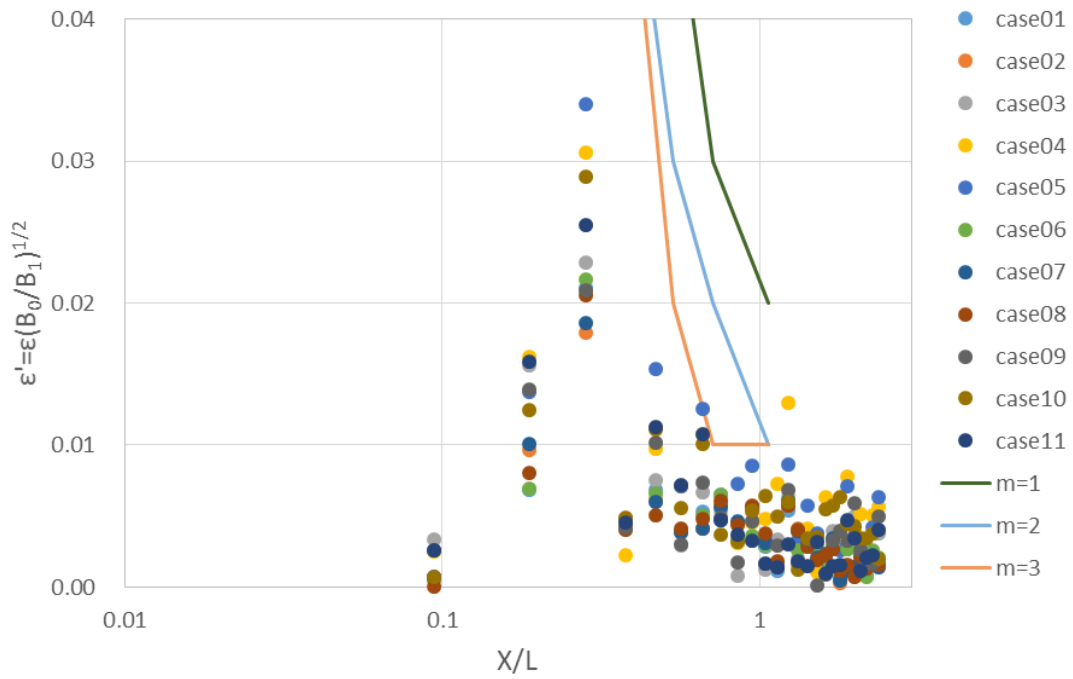


図 4-39 須崎湾における津波の分裂の発生可能性

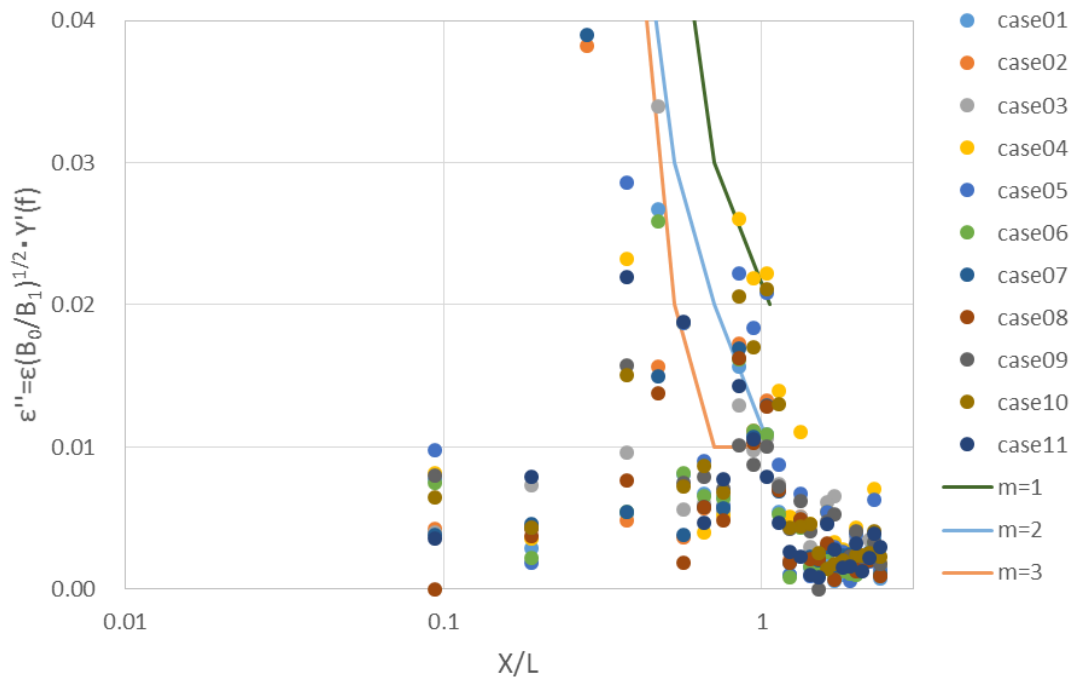


図 4-40 須崎湾における津波の分裂の発生可能性
(固有振動による波高増幅を考慮)

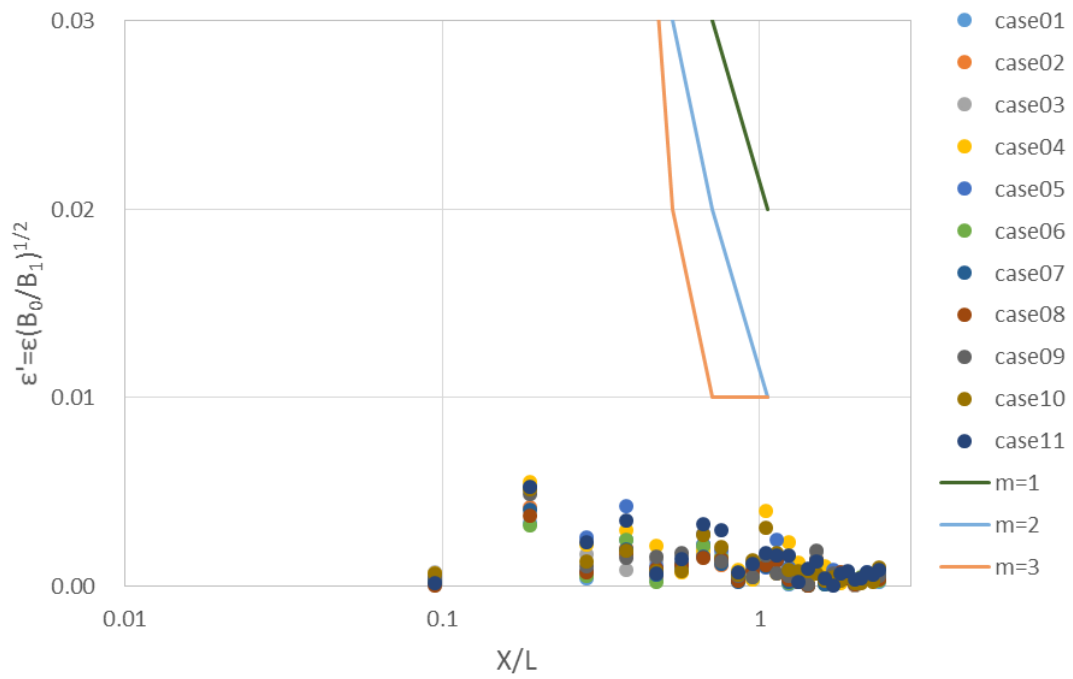


図 4-41 志布志湾における津波の分裂の発生可能性

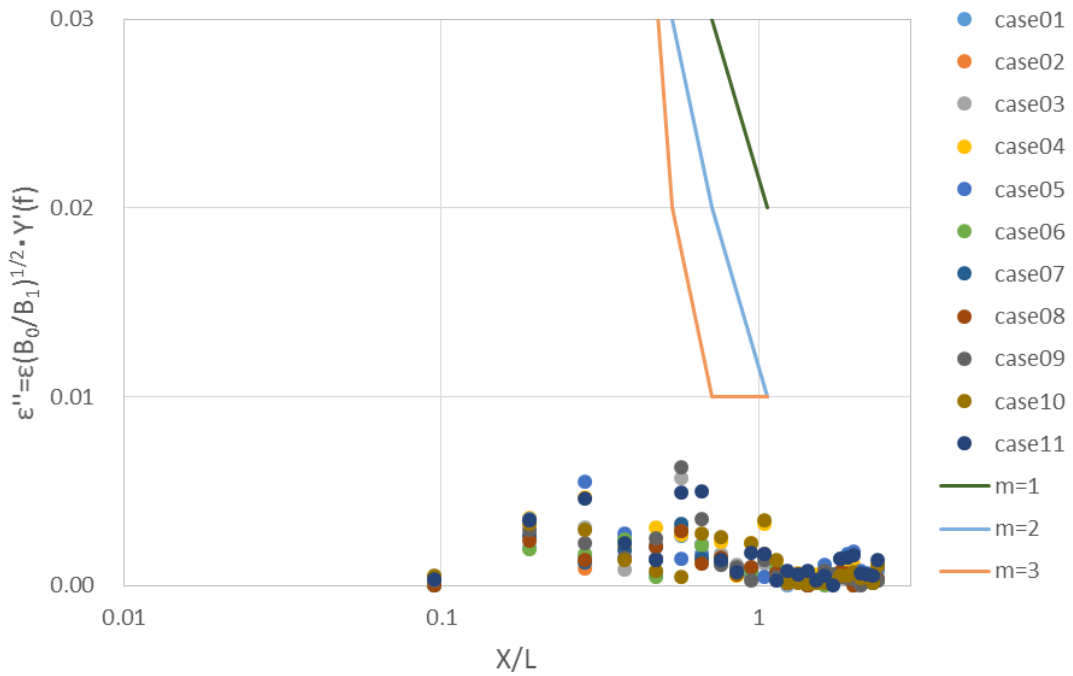


図 4-42 志布志湾における津波の分裂の発生可能性
(固有振動による波高増幅を考慮)

大値でさえも 0.01 未満である。水平距離と波長の比が大きい場合においても非線形強度が小さい場合には津波の分裂は発生しないため、志布志湾では津波の分裂が発生する可能性は極めて低いと考えられる。ただし、本研究では内閣府(2012)にならって初期津波波源に移動平均による平滑化を施しているため、比較的短周期成分の波の波高は低減されていると考えられる。したがって、その効果によって各地域を対象とした分析結果が過小評価となっている可能性があるため注意が必要である。また一方で、対象地域に來襲する津波高が大きくなればなるほど、津波の分裂が発生する可能性が高くなる。したがって、津波想定別に津波の分裂の発生可能性を考えた場合、対象地域に大きな津波高を生じさせる津波想定から優先的に本手法の分析を行い、必要に応じて詳細な数値計算を行うようにすればよいと考えられる。

4.7 まとめ

本章では数値実験に基づき、津波の分裂条件を検討し、その予測手法を構築した。さらに、それらを用いて想定津波波源による來襲津波の分裂の可能性を分析した。本章で得られた主要な結論を以下に示す。

- 1) 津波の分裂は、沖側地点における非線形強度と地形変化による波高の増幅効果及び津波の伝播距離と波長、先行波の大きさに依存することがわかり、これらのパラメータを用いた津波の分裂条件を示した。またそれを用いた津波の分裂の予測手法を構築した。
- 2) 東北津波の分裂が確認されている岩手県綾里湾及び宮城県仙台湾での事例を対象として津波の分裂条件及びその予測手法を適用し、実際に発生したその分裂現象を説明できることを示した。綾里湾では湾の固有振動による波高増幅効果によって、仙台湾では遠浅な海岸地形によって津波の分裂が発生したことがわかった。
- 3) 東北津波及び岩手県吉浜湾及び唐丹湾を対象として、津波の分裂条件の発生可能性を分析した。吉浜湾を対象とした場合には津波の分裂条件を満たし、津波の分裂が生じていた可能性が示唆された。また唐丹湾を対象とした場合にはその条件を満たさなかった。これらの分析結果の整合性を確認するために吉浜湾及び唐丹湾を対象とした詳細な数値計算を行い、吉浜湾では計算上は津波の分裂が発生していたこと、唐丹湾ではそれが発生していなかったことを確認した。
- 4) 想定南海トラフ巨大地震津波波源を対象として、それによる來襲津波の分裂可能性を分析した。対象地域や想定津波によっては津波の分裂が発生する可能性があり、三重県尾鷲湾や高知県須崎湾ではその発生可能性が高いことがわかった。したがって、そのような津波の分裂が発生する可能性が高い地域は、その対策も含めた津波防災計画を講じなければならない。

本章で示した津波の分裂条件は、実際にそれが発生した事例を合理的に説明することができることから、有用性があると考えられる。本章で取り上げた綾里湾の事例では、湾の固有振動が津波の分裂を発生させる一つの要因となっていたため、沿岸域で津波に夜固有振動が発生することが想定されるような場合には、特にその発生可能性を考慮する必要があると考えられる。津波の分裂の発生が予想される地域に対しては、その分裂波の衝撃砕波波圧なども考慮して防災計画を策定する必要がある。

第5章 結論と今後の課題

本研究では、粘り強い堤防の実現のために重要となる、来襲津波の予測と沿岸域における津波の挙動及び堤防の破壊メカニズムに着目して研究を行った。それぞれの問題点を踏まえ、計算負荷を低減させた津波伝播予測システムの開発、2011年に発生した東北津波(以下、東北津波)の綾里湾における挙動及び同湾で破壊された堤防の破壊メカニズムの分析、綾里湾の堤防破壊に関与したと考えられるソリトン分裂波の発生条件の分析及びその予測手法を提案した。各章で得られた主要な結論を以下に列挙する。

- 1) 線形理論の解の重ね合わせとガウス分布の単位波源を用いて、任意地点における水位変動を高速で計算することができる津波計算システムを構築した。この計算システムは単位波源の伝播計算結果を保存したデータベースを活用するものであり、理論的な整合性を保ちながら計算負荷を大幅に低減させた計算システムである。これを用いることで津波断層モデルの不確実性を効率的に評価できること示した。
- 2) 日本海津波を対象とした津波計算システムを、インターネット上で実装するためのアプリケーションを開発した。これにより、任意沿岸域に来襲する津波の特性及び情報を瞬時に得ることができる。防災担当者や地域住民などの多数のユーザーがこれを活用できる環境を整備することによって、津波計算に必要な計算時間の大幅な短縮や容易な情報収集が可能となり、各沿岸域の防災計画の飛躍的な進展が期待できる。
- 3) 東北津波が来襲した岩手県綾里湾を対象に、その挙動や堤防の破壊メカニズムなどを詳細に分析した。湾内で見られた短周期の水位変動は津波の分裂により発生したものであることがわかった。また湾内の堤防は段波状の津波に分裂波が加わった津波の衝撃砕波波圧によって破壊されたことがわかり、分裂波によって作用津波波圧が増大したために、堤防が破壊に至った可能性が示唆された。
- 4) 実地形及び実津波に適用可能な津波の分裂条件及びその予測手法を示した。実際に東北津波が分裂した岩手県綾里湾及び宮城県仙台湾の事例をこれに基づき説明できることを確認した。さらにこれを用いた分析を行った結果、岩手県吉浜湾においても津波の分裂が発生していた可能性が示唆され、計算上でそれが再現されることを確認した。
- 5) 想定南海トラフ巨大地震津波を対象に津波の分裂の発生可能性を分析したとき、三重県尾鷲湾及び高知県須崎湾では来襲津波が分裂する可能性が高いことがわかった。このような津波の分裂の発生が予想される地域では、分裂波の砕波による波力を考慮した防災計画が必要となる。

今後の課題として、まず津波伝播計算システムは線形重ね合わせの理論に基づいて構築されているため、沿岸域の非線形現象を計算することができない。本研究で開発した同システムを活用・発展させ、計算負荷が小さく非線形現象も計算することができるシステムを開発する必要がある。次に、津波の分裂条件をさらに詳細に分析し、それにより生じる短周期波の波高及び周期を定量的に把握する必要がある。さらに分散項は高次微分項であるため、津波の遡上を考慮したうえで数値的にそれを解くような解析は非常に不安定となる。本研究では数値粘性を一定量与え続けることで解析を安定化させたが、一方でそれは津波の分裂を抑制する効果となって働く。したがって、津波の分裂及び分裂波の波高などを適切に評価するためには、波の分散性及び波の遡上を考慮した適切な解析モデルを開発する必要があると考えられる。

参考文献

- [1] 朝倉良介・岩瀬浩二・池谷毅・高尾誠・金戸俊道・藤井直樹・大森政則(2000)：護岸を越流した津波による津波波力に関する実験的研究, 海岸工学論文集, 第 47 卷, pp.911-915.
- [2] 有川太郎・佐藤昌治・下迫健一郎・巖駿(2013)：津波越流時における防波堤の安定性に関する研究, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol.69, No.2, pp.I_916-I_920.
- [3] 有川太郎・佐藤昌治・下迫健一郎・富田孝史・辰巳大介・廉慶善・高橋研也(2012)：釜石湾口防波堤の津波による被災メカニズムの検討ー水理特性を中心とした第一報ー, 港湾空港技術研究所資料, No.1251.
- [4] 池野正明・松山昌史・榊山勉・柳沢賢(2005)：ソリトン分裂と砕波を伴う津波の防波堤に作用する波力評価に関する実験的研究, 海岸工学論文集, 第 52 卷, pp.751-755.
- [5] 池野正明・松山昌史・田中寛好(1998)：無ひずみ実験に基づくソリトン分裂津波の発生条件・防波堤波圧の評価, 電力中央研究所報告資料, U98006.
- [6] 伊藤一教・織田幸伸・高山百合子(2009)：津波の分裂現象を考慮した短時間予測手法の検討, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol.65, No.1, pp.271-275.
- [7] 伊藤亮一・田島芳満・佐藤慎司(2013)：津波波源の幾何的特性と沿岸固有振動モードに関する研究, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol.69, No.2, pp.I_151-I_155.
- [8] 岩崎敏夫・真野明・小杉達郎(1975)：孤立性段波のソリトン分裂に関する研究, 海岸工学論文集, 第 22 卷, pp.47-52.
- [9] 岩瀬浩之・三上敏文・後藤智明・藤間功司(2002)：津波の伝播計算を対象とした非線形分散長波式の比較, 土木学会論文集 No.705/II-59, pp.129-138.
- [10] 岩瀬浩之・三上敏文・後藤智明(2001)：日本海中部地震津波の分裂に関する数値計算, 海岸工学論文集, 第 48 卷, pp.361-365.

- [11] 岩瀬浩之・三上敏文・後藤智明(1998)：非線形分散波理論を用いた実用的な津波計算モデル，土木学会論文集，No.600/II-44，pp.119-124.
- [12] 梶浦欣二郎(1975)：津波研究の一側面，日本海洋学会誌，31，pp.269-276.
- [13] 海上保安庁海洋情報部：平均水面、最高水面及び最低水面一覧表，
<http://www1.kaiho.mlit.go.jp/>，2014年9月参照.
- [14] 河田恵昭・小池信昭(1997)：重ね合わせの原理に基づく津波数値解析方法，海岸工学論文集，第44巻，pp.271-275.
- [15] 久保田博・大橋良弘・高本全徳(1986)：断面一次元数値解析手法によるソリトン分裂の発生条件の解明，海岸工学論文集，第33巻，pp.60-70.
- [16] グリーン・ネットワーク・オブ・エクセレンス環境情報分野，GRENE-city アーカイブ，
<http://grene-city.csis.u-tokyo.ac.jp/>，2016年2月参照.
- [17] 国土交通省：日本海における大規模地震に関する調査検討会，
http://www.mlit.go.jp/river/shinngikai_blog/daikibojishinchousa/，2014年8月参照.
- [18] 国土地理院，基盤地図情報数値標高モデル，<http://www.gsi.go.jp/kiban/>，2015年12月参照.
- [19] 小谷美佐・今村文彦・首藤伸夫(1998)：GISを利用した津波遡上計算と被害推定法，海岸工学論文集，第45巻，pp.356-360.
- [20] 後藤智明(1991)：遠地津波の外洋伝播計算，港湾技術研究所報告，Vol.30, No.1，pp.3-19.
- [21] 佐藤慎司(2014)：津波被害調査に基づく海岸堤防の減災機能と限界の解明，第61回海岸工学講演会，企画セッション「津波防災まちづくりにおける防潮堤の役割」.
- [22] 佐藤慎司(1995)：波の分裂と砕波を考慮した津波の数値計算，海岸工学論文集，第42巻，pp.376-380.
- [23] 高橋重雄・戸田和彦・菊池喜昭・菅野高弘・栗山善昭・山崎浩之・長尾毅・下迫健一郎・根木貴史・菅野甚活・富田孝史・河合弘泰・中川康之・野津厚・岡本修・鈴木高二

朗・森川嘉之・有川太郎・岩波光保・水谷崇亮・小濱英司・山路徹・熊谷兼太郎・辰巳大介・鷺崎誠・泉山拓也・関克己・廉慶善・竹信正寛・加島寛章・伴野雅之・福永勇介・作中淳一郎・渡邊祐二(2011)：港湾空港技術研究所資料， No.1231.

[24] 田島芳満・舟竹祥太郎・佐藤慎司(2013)：越流を伴う巨大津波に対する海岸堤防の減災機能の検証，土木学会論文集 B2(海岸工学)， Vol.69， No.1， pp.23-33.

[25] 辰巳大介・富田孝史(2013)：即時的津波浸水予測手法の開発と適用，土木学会論文集 B2(海岸工学)， Vol.69， No.1， pp.34-47.

[26] 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ， <http://www.coastal.jp/ttjt/>， 2015 年 10 月参照.

[27] 戸川一夫・岡本寛昭・伊藤秀敏・豊福俊英(2003)：コンクリート構造工学第 2 版， pp.17.

[28] 鳥取県 (2011)：第 3 回鳥取県津波対策検討委員会資料， http://www.pref.tottori.lg.jp/secure/648872/shiryo3-1_shinsuizu1.pdf， 2013 年 12 月参照.

[29] 内閣府 (2012)：南海トラフの巨大地震モデル検討会， http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/data_teikyuu.html， 2015 年 11 月参照.

[30] 中尾秀之・佐藤慎司・Yeh, H.(2012)：津波の越流による海岸堤防の破壊メカニズムに関する研究，土木学会論文集 B2(海岸工学)， Vol.68， No.2， pp.I_281-I_285.

[31] 長坂陽介・Yeh, H.・中尾秀之・佐藤慎司・田島芳満・山中悠資(2012)：津波による堤防及び盛土の侵食機構に関する研究，土木学会論文集 B2(海岸工学)， Vol.68， No.2， pp.I_1331-I_1335.

[32] ナウファス(全国港湾海洋波浪情報網：NOWPHAS：Nationwide Ocean Wave information network for Ports and HARbourS)， <http://www.mlit.go.jp/kowan/nowphas/>， 2012 年 9 月参照.

[33] 日本建築学会(1988)：鉄筋コンクリート構造計算基準・同解説第 5 版， pp.5.

[34] 日本水路協会，海底地形デジタルデータ M7000 シリーズ， <http://www.jha.or.jp/>.

[35] 原信彦・後藤智明(1997)：2 段階混合差分法による非線形分散波の数値計算，東海大学

紀要工学部, Vol.37, No.2, pp.101-107.

- [36] 平山克也・平石哲也(2004): ブシネスクモデルによる砕波・遡上計算法とその適用性, 海岸工学論文集, 第 51 卷, pp.11-15.
- [37] 平山秀夫・辻本剛三・島田富美男・本田尚正(2003): 海岸工学初版, pp.104-105.
- [38] 村嶋陽一・越村俊一・岡秀行・村田泰洋・藤間功司・杉野英治・岩渕洋子(2012): 非線形分散波理論モデルによる東北地方太平洋沖地震津波のソリトン分裂の再現, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol.68, No.2, pp.I_206-I_210.
- [39] 山中悠資・佐藤慎司・田島芳満(2014a): 綾里湾における海岸堤防の破壊事例に基づく津波波力の解明, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol.70, No.2, pp.I_201-I_205.
- [40] 山中悠資・佐藤慎司・田島芳満・下園武範・佐貫宏(2014b): 線形ブシネスク理論に基づく高速津波計算システムの構築, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol.70, No.2, pp.I_206-I_210.
- [41] 山中悠資・佐藤慎司・田島芳満(2013): 東北地方太平洋沖地震津波の綾里湾における増幅機構, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol.69, No.2, pp.I_171-I_175.
- [42] 山中悠資・田島芳満・佐藤慎司(2012): ビデオ画像解析に基づく綾里湾白浜海岸に集中した津波外力場特性の分析, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol.68, No.2, pp.I_341-I_345.
- [43] Baba, T., K.Ando, D.Matsuoka, M.Hyodo, T.Hori, N. Takahashi, R.Obayashi, Y.Imato, D.Kitamura, H.Uehara, T.Kato and R.Saka(2015): Large-scale, high-speed tsunami prediction for the Great Nankai Trough Earthquake on the K computer, Inter. Jour. of High Per. Comp. App., doi:10.1177/1094342015584090.
- [44] Boussinesq, J.(1872): Th'éorie des ondes et des remous qui se propagent le long d'un canal rectangulaire horizontal, en communiquant au liquide contenu dans ce canal des vitesses sensiblement pareilles de la surface au fond. *J. Math.Pures Appl.*, Vol.17, pp.55-pp.108.
- [45] Carrier, G.F. and H.P. Greenspan (1958): Water Waves of Finite Amplitude on a Sloping Beach, *J. Fluid Mech.*, Vol.4, pp.97-112.

- [46] Chen, G. Y., C. C. Liu and C.C. Yao (2015) : Forecast system for offshore water surface elevation with Inundation map integrated for tsunami early warning, IEEE Journal of Oceanic Engineering, Vol.40, No.1, pp.37-47.
- [47] Fujii, Y., K. Satake, S. Sakai, M. Shinohara, and T. Kanazawa (2011) : Tsunami source of the 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku earthquake, Earth Planets Space, Vol.63 (No.7), pp.815-820.
- [48] Kajiura, K. (1963) : The leading wave of a tsunami, Bulletin of the Earthquake Research Institute, Vol.41, pp.535-571.
- [49] Lee, J.J. (1969) : Wave induced oscillation in harbors of arbitrary shape, J. Fluid Mech., Vol.45, No.2, pp.375-394.
- [50] Madsen, O.S. and C.C. Mei (1969): The transformation of a solitary wave over uneven bottom, J. Fluid Mech., Vol.39, part4, pp.781-791.
- [51] Madsen, P.A., O.R. Sørensen and H.A. Schäffer (1997) : Surf zone dynamics simulated by a Boussinesq type model. Part I. Model description and cross-shore motion of regular waves, Coastal Engineering, Vol.32, pp.255-287.
- [52] Madsen, P.A. and O.R. Sørensen (1992) : A new form of the Boussinesq equations with improved linear dispersion characteristics. Part2. A slowly-varying bathymetry, Coastal Engineering, Vol.18, pp.183-204.
- [53] Madsen, P.A., R. Murray and O.R. Sørensen(1991) : A new form of the Boussinesq equations with improved linear dispersion characteristics, Coastal Engineering, Vol.15, pp.371-388.
- [54] Mano, A., T. Iida, K. Udo and H. Tanaka (2013) : Breaking process and mechanism of coastal levees on Sendai Bay coast hit by the 2011 mega tsunami, Journal of Coastal Research, Special Issue, No.65, pp.772-777.
- [55] Miles, J. and W. Munk (1961) : Harbor paradox, Journal of the Waterways and Harbors Division, ASCE, Vol.87, No.3, pp.111-130.

- [56] Okada, Y.(1992) : Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.82, No.2, pp.1018-1040.
- [57] Peregrine, D.H.(1967) : Long waves on a beach, J. Fluid. Mech., Vol.27, Part4, pp.815-827.
- [58] Plafker, G. (1969) : Tectonics of the March 27, 1964, Alaska earthquake, U.S. Geological Survey Professional Paper 543-I, pp.I1-I74.
- [59] Raichlen, F. and E. Natheer (1976) : Wave induced oscillations of harbors with variable depth, Proceedings of 15th Conference on Coastal Engineering, pp.3536-3556.
- [60] Saito, T., Y. Ito, D. Inazu and R. Hino (2011) : Tsunami source of the 2011 Tohoku-Oki earthquake, Japan: Inversion analysis based on dispersive tsunami simulations, Geophysical Research Letters, Vo.38, L00G19.
- [61] Saito, T. and T. Furumura(2009) : Three-dimensional tsunami generation simulation due to sea-bottom deformation and its interpretation based on the linear theory, Geophysical Journal International,178, pp.877-888.
- [62] Satake, K., Y. Fujii, T. Harada and Y. Namegaya(2013) : Time and space distribution of coseismic slip of the 2011 Tohoku earthquake as inferred from tsunami waveform data, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.103, No.2b, pp.1473-1492.
- [63] Shimozono, T., H. Cui, J.D. Pietrzak, H.M. Friz, A. Okayasu and A.J. Hooper (2014) : Short wave amplification and extreme runup by the 2011 Tohoku tsunami, Pure and Applied Geophysics, 171(12), pp.3217-3228, DOI : 10.1007/s00024-014-0803-1.
- [64] Sørensen, O.R., H.A. Schäffer and L.S. Sørensen (2004) : Boussinesq-type modeling using an unstructured finite element technique, Coastal Engineering, Vol.50, part4, pp.181-198.
- [65] Tanioka, Y. and K. Satake (1996) : Tsunami generation by horizontal displacement of ocean bottom, Geophysical Research letters, Vol.23, No.8, pp.861-864.

付録

1. 波の先端条件

本研究で用いた波の先端条件を、平山・平石(2004)を引用しながら記述する。平山・平石(2004)は図-A1 に示される各変数を用いて越流公式を用いた波の先端条件を定義した。ここで、 D_{water} ：水域格子点の全水深、 D_{land} ：陸域格子点における全水深、 D_{flow} ：越流水深、 η_{water} ：水域格子点の水位、 η_{land} ：陸域格子点の水位、 P_{flow} ：水陸格子点境界における正方向線流量である。水域格子点と陸域格子点の判定には各格子点における全水深 D と基準値(ε_{dry})を用い、全水深が基準値を上回った場合はその格子点を水域、下回った場合はそれを陸域と見なす。ここで、 P_{flow} 及び D_{flow} を次式により決定する。

$$P_{flow} = C_0 \frac{2}{3} D_{flow} \sqrt{2gD_{flow}} \quad (A-1)$$

$$D_{flow} = \max(\eta_{water} - \eta_{land}, 0) \quad (A-2)$$

ここに、 C_0 ：越流係数、 g ：重力加速度である。水域格子点の水位と陸域格子点の水位の差が負になるときは、遡上及び流下が生じない $P_{flow}=0$ の条件となる。また負方向の P_{flow} は(A-1)式に-1を乗じることで得られる。本研究では $C_0=0.6$ 、 $\varepsilon_{dry}=0.2\text{m}$ として上述の波の先端条件を適用した。

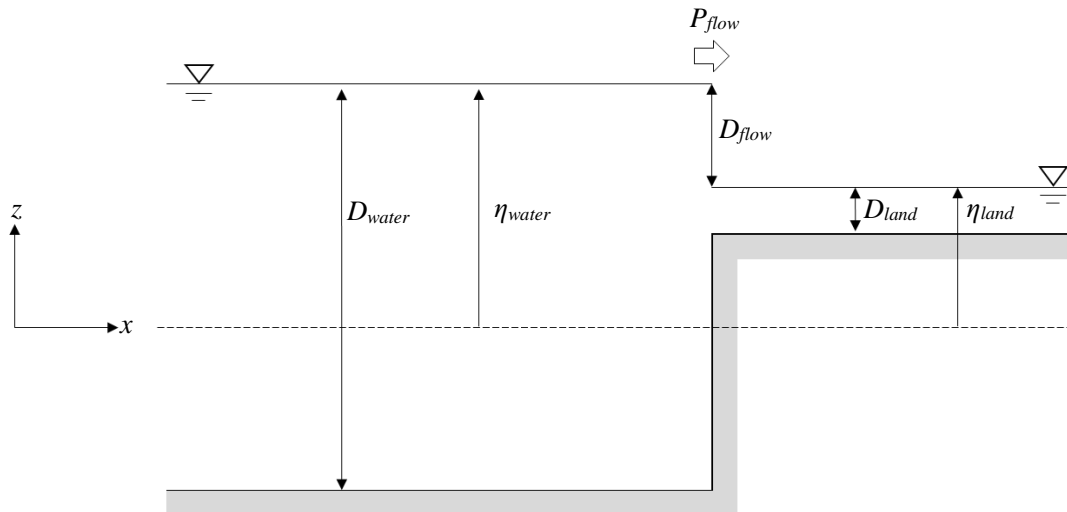


図-A1 波の先端条件の概要(平山・平石：2004より)

2. 抽出した地形パラメータ

第4章のソリトン分裂の発生予測の分析に用いた地形パラメータを表-A1に示す.

表-A1 地形パラメータ

地域名	沖合地点水深 $h_0(\text{m})$	湾口幅 $B_0(\text{km})$	湾奥幅 $B_I(\text{km})$	水平距離 $X(\text{km})$
綾里湾	99.0	4.39	0.47	7.11
仙台湾	98.0	82.8	36.1	48.4
吉浜湾	99.0	7.22	0.51	6.60
唐丹湾	97.0	3.23	0.36	3.32
尾鷲湾	96.4	7.41	1.60	10.9
田辺湾	97.0	4.41	1.47	17.5
須崎湾	100.0	3.18	1.00	22.6
志布志湾	99.0	15.9	15.8	22.7

謝辞

著者が東京大学大学院海岸沿岸環境研究室に配属されてから 5 年が経過しようとしています。約 5 年前、著者が大学院に入学する直前に 2011 年東日本大震災が発生しました。そのときの被害の大きさに衝撃を受け、津波防災に貢献したいという思いから津波の研究をスタートさせました。この 5 年間は 2011 年の東北津波だけでなく、それ以外の津波を対象とした研究も行ってきましたが、これまでの研究成果が少しでも今後の津波防災に役立てば嬉しく思います。

修士課程を含めたこの 5 年間で、多くの先生方に研究のご指導をして頂きました。まず指導教員であり、本論文の主査である佐藤慎司教授には 5 年間丁寧にご指導して頂きました。著者の勉強不足のところが多くありましたが、研究室配属当初から変わらずそのたびに丁寧にご指導して頂きました。副査である田島芳満教授・下園武範准教授には、同じ研究室ということもあり多くのご助言を頂きました。同じく副査である佐々木淳教授・佐竹健治教授には学位審査会や合同ゼミなどでご助言や鋭いご指摘を多く頂きました。本論文は審査委員会の先生方のご指導・ご助言によりまとめることができたと思います。深く感謝いたします。また審査委員会の先生以外の方からも、研究に関するご指摘やご意見、ご協力を頂きました。当時研究室に在籍されていた国立研究開発法人港湾空港技術研究所の高川智博研究官・浙江大学の劉海江教授・五洋建設株式会社の佐貫宏氏からは多くのご助言を頂き、またオレゴン州立大学の Harry Yeh 教授、東京大学海洋アライアンスメガ津波研究会の日比谷紀之教授・早稲田卓爾教授・稲津大祐特任准教授・遠藤貴洋特任准教授にもお世話になりました。高速津波計算システムの開発にあたっては、東京大学の根本利弘准教授及び株式会社情報試作室の相良毅博士のご協力を得ました。深く感謝いたします。

海岸沿岸環境研究室には毎年多くの学生が配属されており、著者が在籍していた 5 年間で、総勢 50 人以上の学生が当研究室に所属していました。研究室の学生メンバーには、研究発表の練習に協力してもらったり、研究の話を聞いてもらったりしました。また研究室秘書の長田伸子氏には研究室運営や出張手続きなどでお世話になりました。本論文の執筆や研究活動は先生方以外の研究室メンバーにも支えられていたと思います。ここに記して感謝の意を表したいと思います。

本論文は多くの方々の支えによりとりまとめることができましたが、著者自身はまだ勉強しなければならないことが多くあると、研究に取り組んでいるときや論文を執筆しているときに痛感させられます。自立した研究者になるため、これからも研究・勉学に精力的に取り組んでいきたいと思っています。最後に、心配ばかりかけてきましたが、これまで応援してくれた両親や祖父母、兄妹に感謝の意を表したいと思います。ありがとうございました。