

博士論文

即時的津波浸水予測手法の開発と適用

辰巳 大介



## 目次

### 論文要旨

#### 第1章 はじめに

- 1.1 研究の背景と目的 1-1
- 1.2 即時的津波浸水予測に関する既往研究 1-2
- 1.3 研究概要および論文構成 1-6

#### 第2章 震央位置の利用によるインバージョン手法の改良

- 2.1 震央位置を考慮したインバージョン手法 2-1
- 2.2 数値実験による歴史地震への適用 2-4
- 2.3 まとめ 2-35

#### 第3章 越流量推定モデルとレベル湛水法による浸水予測

- 3.1 越流量推定モデルの開発 3-1
- 3.2 レベル湛水法による浸水予測 3-12
- 3.3 数値実験による歴史地震への適用 3-20
- 3.4 まとめ 3-28

#### 第4章 GPUを用いた津波伝播・遡上の数値計算による浸水予測

- 4.1 GPUを用いた津波数値計算の高速化 4-1
- 4.2 数値実験による歴史地震への適用 4-9
- 4.3 2011年東北地方太平洋沖地震への適用 4-15
- 4.4 まとめ 4-29

#### 第5章 階層ベイズ逆問題モデルによる推定結果の不確実性の定量的評価

- 5.1 階層ベイズ逆問題モデルの導出 5-1
- 5.2 数値実験による歴史地震への適用 5-4
- 5.3 まとめ 5-16

#### 第6章 おわりに

- 6.1 結論 6-1
- 6.2 今後の課題 6-2

### 参考文献

### 謝辞





## 論文要旨

論文題目： 即時的津波浸水予測手法の開発と適用

氏 名： 辰巳 大介

本研究は、沿岸地域単位の詳細なレベルで津波到達時刻・津波高・浸水状況を即時的に予測する手法を開発することを目的とした。ここで「即時的」とは、津波が予測対象の沿岸地域に到達する前程度の時間スケールを想定している。即時的津波浸水予測は、地震発生後2～3分程度で発表される現行の津波警報を補完し、例えば、水門・陸閘の閉鎖や住民の避難誘導のため止むを得ず海岸近くで活動しなければならない防災要員の安全確保、より安全な避難路の指示、夜間等の目視困難時における浸水・被災状況の把握等に活用が期待されるものである。

本研究で開発した即時的津波浸水予測手法は、次の3ステップで浸水予測を行う。

ステップ (1) :

GPS 波浪計等の沖合津波観測から「津波波形インバージョン」で初期水位分布を推定

ステップ (2) :

初期水位分布の推定結果から「グリーン関数の重み付け線形和」により、沿岸（概ね水深50m程度）の津波波形を予測

ステップ (3) :

沿岸の津波波形の予測結果から「越流量推定モデルとレベル湛水法」あるいは「GPUによる津波伝播・遡上計算」のどちらかの手法により浸水状況を予測

第1章は、序論である。津波警報の現状と課題、即時的津波浸水予測手法に関する既往研究について整理を行った。

第2章では、即時的津波浸水予測手法のステップ(1)と(2)に関し、「津波波源は震央の周囲に分布する」という先験情報を利用することにより、既往の津波波形インバージョンの予測精度を向上させた。また、南海トラフを対象として歴史地震を再現する数値実験で精度検証を行った結果、沖合津波観測点(GPS波浪計)5点が地震発生後15分間に観測する津波波形から、即時的に沿岸の津波波形を予測し、特に第1波の押し波の最大値や水位変動開始時刻がある程度正確に予測できることを確かめた。

第3章では、上記ステップ(3)のうち、「越流量推定モデルとレベル湛水法」を用いて浸水状況を予測する手法を開発した。具体的には、沿岸の津波波形の予測結果は完全反射の線形長波モデルと同等であるため、既往の越流量推定モデルを改良し、越流継続時間に関する

パラメータ以外に、津波高に関するパラメータと越流量と最大浸水量を関係付けるパラメータを考慮した。また、数値実験で再現した歴史地震へ適用した結果、沖合津波観測点（GPS 波浪計）5 点が地震発生後 15 分間に観測する津波波形から、即時的に津波浸水を予測できることを確かめた。浸水状況の予測結果は、浸水面積を過大評価し、最大浸水深を過小評価する傾向があったが、浸水状況をある程度正確に予測することができた。

第 4 章では、上記ステップ (3) のうち、「GPU による津波伝播・遡上計算」を用いて浸水状況を予測する手法を開発した。具体的には、主に画像処理用の演算装置である GPU（Graphics Processing Unit）の利用により、数十万格子を対象とした 1 時間の津波数値計算を約 1 分で完了することが可能になった。また、数値実験で再現した歴史地震と実測値を用いた 2011 年東北地方太平洋沖地震の両方へ適用した結果、沖合で津波の第 1 波の最大値を観測する程度まで観測時間を確保すると、観測終了後 5 分以内に、第 1 波の到達時刻・高さ・浸水状況を概ね正しく予測できることを確かめた。

第 5 章では、上記ステップ (1) と (2) に関し、予測結果の不確実性を定量的に評価する手法を開発した。具体的には、津波波形インバージョンを、条件付き自己回帰事前確率分布に基づく階層ベイズ逆問題モデルへ再構築した。未知のパラメータの条件付き同時事後確率分布は解析的に求めることができないため、各パラメータの条件付き事後確率分布を、マルコフ連鎖モンテカルロ法（ハイブリッド・ギブス・サンプリング）により近似的に求めた。また、数値実験で再現した歴史地震へ適用した結果、90%ベイズ信頼区間（BCI）を用いることにより、予測結果の不確実性を定量的に評価できることを確認した。

第 6 章は結語であり、主要な結論を総括した。また、即時的津波浸水予測手法の更なる予測精度向上と将来的な実務への適用を想定し、今後の課題を整理した。

# 第1章 はじめに

## 1.1 研究の背景と目的

### 1.1.1 津波警報の現状と課題

地震の揺れを感じたら高い場所へ避難するのが津波避難の基本であるが、地震の揺れに対して津波の規模が大きい津波地震や、地震の揺れを体感できないほど遠方で発生する遠地地震の存在もあり、津波警報は避難の第1報として必要不可欠な役割を担っている。また、津波発生の有無に加えて、津波の到達時刻や津波の高さを定量的に予測する津波警報は、津波による被害の大きさ・発生場所等を事前に把握し、適切な災害対応の迅速な実施を可能にするため、特に国、地方公共団体、民間事業者にとって、重要な予測情報となっている。

気象庁が運用している津波警報では、1999年から「量的津波予報システム」が導入されている（舘畑、1998）。量的津波予報システムでは、過去の地震等に基づき断層を想定し、断層の水平位置、深さ、マグニチュードを変えて、予め津波伝播の数値計算を行い、その結果をデータベースとして保存している。例えば、近地津波の場合は、およそ10万通りの地震を想定して、データベースが構築されている。地震発生時は、地震波の解析によって震源の位置とマグニチュードが推定され、同じような地震を初期条件として入力した計算結果をデータベースから検索することで、沿岸における津波の到達時刻・高さが予想できる。気象庁では、地形によって異なる津波の特徴や行政界に基づき、日本沿岸を66の津波予報区に区分しており、津波予報区ごとに津波の到達時刻・高さが発表される。大津波警報・津波警報・津波注意報が発表されるタイミングは、地震発生後2～3分程度である。

2011年東北地方太平洋沖地震に関しては、津波警報の第1報が過小評価となり、その後更新された確度の高い津波警報が十分に周知されず、避難の遅れにつながった点が指摘されている。また、予想される津波の高さだけでなく、その津波により起こりうる災害を容易に想像できるようにし、実行すべき行動を明示的に伝えるなど、防災対応に直結した形式で予報結果を発表することの重要性も確認された。これらの検討結果を踏まえて、速報性を堅持しながら地震規模を過小評価しないための改良や、津波予報の伝え方の改善が行われているところである（気象庁、2012）。

### 1.1.2 研究の目的

本研究は、避難の第1報として速報性を重視する現行の津波警報と異なり、沿岸地域単位の詳細なレベルで津波到達時刻・津波高・浸水状況を即時的に予測する手法を、新たに開発することを目的とする。ここで「即時的」とは、津波が予測対象の沿岸地域に到達する前程度の時間スケールを想定している。本研究は、地震発生後2～3分程度で発表される現行の

津波警報を補完する位置付けであるため、発表までに要する時間は現行の津波警報よりも長くなる。

本研究が目的とする浸水予測は、防災上有益な予測情報であり、例えば、水門・陸閘の閉鎖や住民の避難誘導のため、止むを得ず海岸近くで活動しなければならない防災要員の安全確保への活用が期待される（農林水産省農村振興局ら、2013）。また、浸水予測が発表されるのを待ってから避難を開始することのないように十分な配慮が必要であるが、浸水予測を活用することで、一般の方に対しても、より安全な避難路を指示することができる。さらに、津波が夜間に来襲した場合は、上空から浸水・被災状況の全容を視認することが困難になると予想されるので、発災後の行政の初動対応や救助・捜索活動において、即時的な津波浸水予測の活用が期待される。

上記に加えて、津波予測に関する従来の研究では、予測結果の不確実性の定量的な評価が十分に行われてこなかったことを踏まえ、本研究では、予測結果の不確実性の定量的な評価も目的とする。予測結果の数値が同じであったとしても、予測誤差の大きい（すなわち不確実性の大きい）予測結果と、予測誤差の小さい（すなわち不確実性の小さい）予測結果では、予測結果の取り扱いに際しての留意事項も異なり、津波予測の結果を防災活動で今後より一層活用していくためには、予測結果の不確実性の定量的な評価が必要である。

## 1.2 即時的津波浸水予測に関する既往研究

津波が沿岸に到達する前に浸水状況を予測する技術に関しては幾つかの先行研究があり、ここでは予測に使用する観測情報の種類と予測を行う手法の違いに基づいて、先行研究を分類・紹介する。なお、本研究の目的は浸水状況の予測であるから、津波の高さや到達時刻のみを予測する手法の先行研究は、原則として除外した。津波の高さや到達時刻のみを予測するよりも浸水状況までを予測する方が技術的に困難であり、浸水予測の先行研究は津波の高さや到達時刻のみを予測する先行研究に比べて少ない（Tsushima and Ohta, 2014）。

### 1.2.1 予測に使用する観測情報による分類

浸水予測手法は、予測に使用する観測情報が地震観測か津波観測かで大別できる。

地震観測に基づく浸水予測としては、例えば、国土庁津波浸水早期評価システム（第3回日米地震防災政策会議、オンライン）や戸引ら（2000）がある。国土庁津波浸水早期評価システムは、気象庁量的津波予報の予測地点（沿岸方向20km間隔）で津波高が2、4、6、8、10mとなるような津波を初期条件として与えて、予め浸水計算を実施しておく。そして地震発生時は、予測地点における津波高の予測値を鍵に、浸水計算の結果を検索する。戸引ら（2000）では、想定される最大の津波を予め計算しておき、地震発生時は経験式を用いてマグニチュードから断層のすべり量と断層幅を推定する。そして津波高はすべり量、津波の継続時間は断層幅に比例すると仮定して、事前の数値計算で得られた汀線の津波波形を拡大・

縮小し、レベル湛水法により浸水を予測する。地震波は津波よりも伝播速度が速いため、地震観測に基づく浸水予測は速報性に優れる。しかし、地震波から即時に断層メカニズムや津波波源を推定するためには、事前に断層モデルを想定したり経験式を使用する必要があり、実際に発生した地震・津波がこれらの想定と異なる場合に対応できないおそれがある。

一方、津波観測に基づく浸水予測手法は、予測に必要な十分な観測データを取得するのに要する時間が地震観測の場合よりも長くなるが、地震波や断層メカニズムを介することなく津波波源や浸水状況を直接推定できる点が長所である。地震波の伝播の逆解析で必要となる地下構造よりも、津波の伝播の逆解析で必要となる水深の方が一般的により正確に測定できることも、津波観測に基づく浸水予測手法の長所である (Satake, 1987)。

沖合での津波観測技術は、近年実用化が進んでおり、例えば、沿岸から約 20km 沖合における海水面の上下動を、リアルタイムに観測して陸上へ伝送する GPS 波浪計が日本各地に整備され、津波を実際に観測している (河合ら, 2011)。また、国立研究開発法人 海洋研究開発機構及び防災科学技術研究所の地震・津波観測監視システム (DONET) や日本海溝海底地震津波観測網 (S-net)、米国海洋大気局 (The U.S. National Oceanic and Atmospheric Administration) の Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis (DART) など、水深数千メートルの深海に海底水圧計を設置し、津波を観測することも行われている (松本ら, 2011; Kanazawa, 2013; 気象庁、オンライン; Tang ら, 2008)。

### 1.2.2 予測手法による分類

津波観測に基づく浸水予測手法は、使用する予測手法に着目すると、沖合と沿岸の津波高の関係式に基づく手法、事前に計算したデータベースから結果を抽出する手法、津波波形インバージョンによって津波波源を推定する手法の 3 種類に大別される。

沖合と沿岸の津波高の関係式に基づく手法としては、Hayashi (2010) や馬場ら (2012) などが挙げられる。Hayashi (2010) では、沖合と沿岸の津波高の比が水深比の 1/4 乗に比例するというグリーンの法則に基づき、過去の実測値から沖合と沿岸の津波高の換算係数を推定した。馬場ら (2012) は、数千通りの断層モデルを用いた津波数値計算を行い、沖合の海底水圧の変化から沿岸の津波高や浸水範囲を推定する関係式を構築した。しかし、これらの手法は簡便であるが、Hayashi (2010) の手法では浸水状況の予測を行えず、馬場ら (2012) の手法では、事前に想定した断層モデルと異なる地震・津波が発生した場合に課題がある。

事前に計算したデータベースから結果を抽出する手法としては、例えば阿部・今村 (2010)、Gusman ら (2014)、Tanioka ら (2014)、石橋ら (2018) などが挙げられる。阿部・今村 (2010) では、東北地方太平洋沿岸を対象に、断層原点やマグニチュードを変えて 3600 通りの断層パラメータを設定し、事前に津波の伝播と陸上浸水の数値計算を実施する。傾斜角や断層の幅・長さ等の断層パラメータに関しては、感度分析の結果に基づき、沿岸の津波高に大きく影響するような複数の値が選択されている。地震発生時は、震源の位置とマグニチュードを用いて、まずデータベースが絞り込まれ、次に沖合で観測された津波波形を参照しながら、

データベースから予測結果の候補が抽出される。石橋ら（2018）の手法は、基本的な部分は阿部・今村（2010）と同様であり、DONET 観測情報を利用して和歌山県沿岸を対象とした津波浸水予測システムを実際に運用している。Gusman ら（2014）及び Tanioka ら（2014）は、断層原点やマグニチュードを変えて数多くの断層パラメータを設定し、事前に津波の伝播と陸上浸水の数値計算を実施するところまでは、阿部・今村（2010）と同じであるが、事前に計算した浸水予測結果データベースから最適なケース（シナリオ）を抽出する手法が異なる。Gusman ら（2014）及び Tanioka ら（2014）は、地震観測あるいは津波観測から波形インバージョンにより震源モデルあるいは津波波源を推定し、この推定結果に基づいて浸水予測結果データベースから最適なケース（シナリオ）を抽出する。これらの事前に計算したデータベースから結果を抽出する手法は、地震発生後に津波数値計算を実施する必要が無いいため速報性に優れる。けれども、浅海域の津波の変形や陸上への越流・遡上は線形性が仮定できない点、さらに、断層破壊が時間的に進展するケースや滑り量が局所的に大きくなるケースまで考慮すると登録ケース数が膨大になる点を踏まえると、データベースの構築方法や結果の抽出・補間方法に関して検討すべき事項が残っている。

事前に計算したデータベースから結果を抽出する手法の発展した形の 1 つとして、データ同化による津波予測が挙げられる（小池、2015；Maeda ら、2015；Wang ら、2018 など）。データ同化は、沖合津波観測に基づいてアンサンブルカルマンフィルタ等により順解析で津波予測を行う手法であるため、データベース作成における断層面等の事前想定、また津波波形インバージョン（逆解析）における先験情報の付与が不要であり、事前に制約条件を設定しないため、様々な形の震源モデルや津波波源に対して柔軟に対応できるという利点を有する。ただし、データ同化による津波予測は津波波形の予測までしか適用されておらず、津波浸水予測への適用は今後の課題として残されている。

津波波形インバージョンによって津波波源を推定する手法としては、Tsushima ら（2009）、Yasuda and Mase（2013）、Titov ら（2005）、Tang ら（2009）などが挙げられる。いずれの手法も、水深がある程度深い海域では津波の線形性が仮定できることに基づき、予めグリーン関数の数値計算を実施し、沖合で津波が観測されると、観測された津波波形とグリーン関数の重み付け線形和が一致するように、津波波源（すなわち重み付け係数の空間分布）を推定する。そして、推定された津波波源に基づき、グリーン関数の線形重ね合わせを行うことにより、沿岸の津波波形を予測する。Tsushima ら（2009）及び Yasuda and Mase（2013）と、Titov ら（2005）及び Tang ら（2009）では、使用するグリーン関数が異なり、Tsushima ら（2009）及び Yasuda and Mase（2013）は、津波の発生が考えられる海域を小領域に分割し、各小領域が単位量隆起した時に発生する津波をグリーン関数として用いている。一方、Titov ら（2005）及び Tang ら（2009）は、断層面を想定し、断層面を分割した各小断層が単位量滑った時に発生する津波をグリーン関数として使用している。なお、Titov ら（2005）の開発した津波予測手法は、米国海洋大気局の津波警報業務で活用されている。

グリーン関数の重み付け線形和に基づく津波波形インバージョンは、津波の発生と伝播

の物理的なメカニズムを考慮しており、津波波源の推定や沿岸の津波波形の予測に関して高い精度を期待できる。また、沖合における津波観測の時間を別にすれば、津波予測に要する時間も短い。しかし、Tsushima ら (2009) 及び Yasuda and Mase (2013) のように、海域を小領域に分割すると、津波波源の形状を精度良く再現するためには多くの小領域が必要となり、短い観測時間の沖合津波波形から、津波波形インバージョンで各小領域の隆起・沈降量を推定するのは困難である (小池、2002)。一方、Titov ら (2005) 及び Tang ら (2009) のように、予め想定した断層面を小断層に分割すると、小断層の個数を抑えられ、津波波形インバージョンで安定した解を得ることが可能になるが、想定した断層面と実際に発生した地震・津波の断層モデルが異なった場合に、予測精度が低下する危険性が考えられる。

さらに、津波波形インバージョンは津波の線形性を仮定しているため、非線形性が無視できないような、水深 50m 程度より浅い海域における変形や陸上への遡上は予測できない。このため、Tsushima ら (2009)、Yasuda and Mase (2013)、Titov ら (2005) は浸水予測を行っていない。一方、Tang ら (2009) は、水深 20m 程度の津波波形を津波波形インバージョンで予測し、この津波波形を境界条件として、水深 20m より浅い海域の津波伝播と陸上遡上の数値計算を実施することにより、浸水予測まで実施している。ただし、津波伝播と陸上遡上の数値計算に 10 分程度の時間を必要としており、計算時間の短縮が課題である。なお、著者らの研究 (辰巳・富田、2013) の後、富田・高川 (2014) など津波波形インバージョンを用いた津波浸水予測の研究開発が進められている。

### 1.2.3 予測結果の不確実性の定量的な評価

沖合津波観測情報には観測誤差が内在する。また、津波波形インバージョン等の予測手法には、実際の現象のモデル化に際しての前提・仮定条件によりモデル誤差が混入する。したがって、津波予測の結果には、一般的に予測誤差が含まれると考えられるが、従来の研究では不確実性の定量的な評価が十分に行われて来なかった。この要因の 1 つは、従来津波波形インバージョンが最小二乗最尤推定に基づいており、津波波源の推定結果や沿岸の津波波形の予測結果の確率分布を定式化することが困難であったためと考えられる。

津波予測のような、複雑なモデルに基づく予測手法の不確実性を定量的に評価する手法として、ベイズ推定の利用が提案されている。例えば、津波災害のリスク評価では Grezio ら (2010) や Yadav ら (2013) が、また、地震波の波形インバージョンでは Minson (2010) が、ベイズ推定を用いて不確実性の定量的な評価を行っている。なお、著者らの研究 (Tatsumi ら、2014) の後、高川・富田 (2014) や高川・富田 (2015) など、津波予測結果の不確実性の定量的評価に関する研究開発が進められている。

## 1.3 研究概要および論文構成

### 1.3.1 研究概要

本研究で開発した、即時的津波浸水予測手法の全体構成は、図 1.1 に示すとおりである。

始めに、沖合津波観測波形に基づき、津波波形インバージョンによって津波波源を推定する。次に、推定された津波波源に基づき、グリーン関数の重み付け線形和を計算することによって、沿岸（概ね水深 50m 程度）の津波波形を予測する。ここで、グリーン関数としては、小池（2002）や Tsushima ら（2009）と同様に、津波の発生が考えられる海域を小領域に分割し、各小領域が単位量隆起した時に発生する津波を使用した。これにより、本手法では、事前に断層面などを仮定する必要がなくなり、想定していた断層モデルと実際に発生した地震・津波が異なった場合の予測精度の低下を回避できる点が特徴である。ただし、海域を小領域に分割してグリーン関数を計算するので、津波波源の形状を精度良く再現するためには多くの小領域が必要となる。このため、短い観測時間の沖合津波波形から、津波波形インバージョンで各小領域の隆起・沈降量を推定するのは困難であるので、地震発生後直ちに入手できる震央位置を先験情報として考慮することにより、短時間の津波観測から津波波源を推定できるよう、特に工夫した。

さらに、沿岸の津波波形の予測結果に基づき、津波の線形性が成立しないような、浅海域の津波伝播と陸上遡上を以下の 2 つの手法で適切にモデル化し、浸水状況を予測する。

沿岸の津波波形から浸水状況を予測する 1 つの手法は、越流量推定モデルで越流量を推定し、レベル湛水法により越流量から浸水状況を予測する手法である。本手法は、複雑な数値計算を必要とせず、回帰式等の単純な計算で浸水状況を予測できることが特徴である。

沿岸の津波波形から浸水状況を予測するもう 1 つの手法は、沿岸の津波波形の予測結果を境界条件として、浅海域の津波伝播と陸上遡上を数値計算する手法である。このような手法は Tang ら（2009）でも採用されているものであるが、本研究では、主に画像処理で用いられる演算装置である、Graphics Processing Unit (GPU) の活用により、数値計算に要する計算時間を短縮できるよう、特に工夫した。本手法は、浅海域の津波伝播と陸上遡上を物理法則に基づいてモデル化しているため、高精度に浸水状況を予測できることが特徴である。

最後に、本研究は、最小二乗最尤推定に基づく従来の津波波形インバージョンを発展させ、階層ベイズ逆問題モデルの導入により、予測結果の不確実性の定量的な評価を可能にした。なお、条件付き同時事後確率分布は解析的に導出することが困難であるため、マルコフ連鎖モンテカルロ法の 1 つであるハイブリッド・ギブス・サンプリングと呼ばれる手法で、数値的に事後分布からのサンプリングを行った。



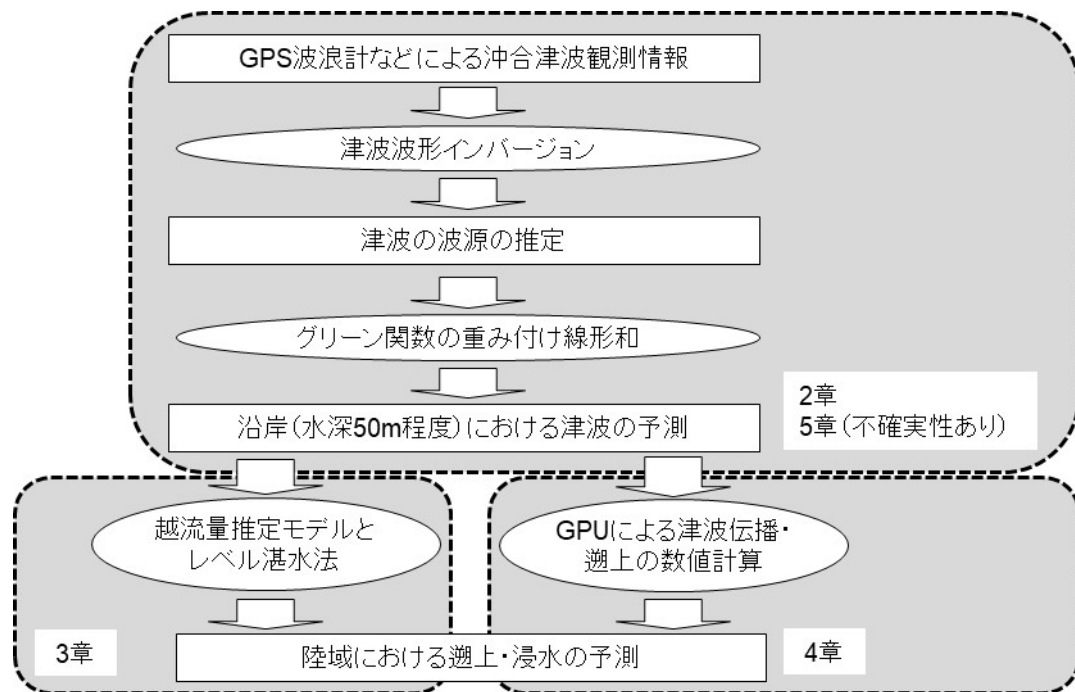


図 1.1 即時的津波浸水予測手法の全体構成

### 1.3.2 論文構成

本論文は、全 6 章から構成される。序論である第 1 章と結論である第 6 章を除いた、第 2 章から第 5 章までの各章と、本研究で開発した即時的津波浸水予測手法の対応は、図 1.1 のとおりである。

第 1 章は序論であり、研究の背景と目的、即時的津波浸水予測に関する既往研究、研究概要を説明する。

第 2 章は、沖合津波観測情報から、津波波形インバージョンとグリーン関数の重み付け線形和により、沿岸における津波を予測する手法を説明する。震央位置を考慮することにより、インバージョン手法を改良し、数値実験で再現した歴史地震へ適用し、予測精度向上の検証を実施した。

第 3 章は、沿岸における津波波形の予測結果に基づき、越流量推定モデルで越流量を推定し、レベル湛水法により越流量から浸水状況を予測する手法を説明する。実港湾を対象に、越流量推定モデルとレベル湛水法に必要なパラメータを同定し、数値実験で再現した歴史地震へ適用し、予測精度向上の検証を実施した。

第 4 章は、沿岸における津波波形の予測結果を境界条件として使用し、津波伝播と陸上遡上の数値計算により、浸水状況を予測する手法を説明する。GPU の利用により、津波数値計算の計算時間を短縮し、数値実験で再現した歴史地震と実測値を用いた 2011 年東北地方太平洋沖地震へ適用し、開発した即時的津波浸水予測手法の予測システム全体の精度検証を実施した。

第 5 章は、第 2 章で取り扱った、津波波形インバージョンとグリーン関数の重み付け線形和を対象に、階層ベイズ逆問題モデルの導入により、予測結果の不確実性の定量的な評価を行う手法を説明する。開発した手法については、数値計算で再現した歴史地震へ適用し、実用性等の検証を実施した。

第 6 章は結論であり、本研究の成果のとりまとめと今後の課題を説明する。

なお、第 2 章に関しては辰巳・富田 (2008) 及び Tatsumi and Tomita (2008) を、第 3 章に関しては辰巳・富田 (2009) 及び Tatsumi and Tomita (2010) を、第 4 章に関しては辰巳・富田 (2010) 及び辰巳・富田 (2013) を、第 5 章に関しては Tatsumi ら (2014) を参考にすることができる。

## 第 2 章 震央位置の利用によるインバージョン手法の改良

### 2.1 震央位置を考慮したインバージョン手法

#### 2.1.1 インバージョン手法の原理

グリーン関数の重み付け線形和に基づく津波波形インバージョンは、津波の発生と伝播の物理的なメカニズムを考慮しており、津波波源の推定や沿岸の津波波形の予測に関して高い精度を期待できる。また、沖合における津波観測の時間を別にすれば、多元連立 1 次方程式の解を求め、グリーン関数の重み付け線形和を計算するだけであるので、津波予測に要する時間も短い。したがって、本研究では、沖合津波観測情報から、津波波形インバージョンとグリーン関数の重み付け線形和により、沿岸の津波波形を予測する手法を採用する。

本項では、まず、インバージョン手法の原理を説明する。インバージョン手法とは、津波波源から発生する津波が、津波波源を分割した小領域の発生する津波の線形和で表せる、という津波の線形性を利用して、津波波源を推定するものである。

津波の線形性に関して、首藤 (1976) は、線形項に対する非線形項の大きさが「波形勾配」÷「海底勾配」に依存することを指摘しており、例えば周期 20 分で水深 500m における波高が 1m の津波が一様勾配 1/50 の斜面に伝播した場合、水深 27m より浅い水深では、非線形項が線形項の大きさの 10%以上になると見積もっている。波形勾配が大きい場合や海底勾配が小さい場合は、より深い水深から非線形項が無視できない大きさとなるが、一般的な津波や海底地形の場合は、概ね水深 50m より深い海域では津波の非線形性を無視できると考えられている (河田・小池、1997)。

したがって、津波の線形性を仮定できるような比較的深い海域では、次の手順により、津波波源の推定と沿岸の津波の予測が可能である。

- (1) 想定波源域を小領域 (以下、「単位波源」と呼ぶ。) に分割し、各単位波源が 1m 隆起した時に発生する津波 (以下、「単位津波」と呼ぶ。) の伝播の数値計算を事前に実行する。そして、沖合津波観測点における各単位波源からの単位津波をグリーン関数として記憶しておく。
- (2) このグリーン関数の重み付き線形和と観測波形との残差が最小になるように、最小二乗法を用いて各重みを推定する。この重みの空間分布が、津波の初期水位分布に等しい。
- (3) 予め別途記憶させておいた沿岸の任意地点における各単位波源からの単位津波に、先の方法により推定された重みを乗じて線形結合することによって、この沿岸の任意地点における津波波形を推定することが可能である。ただし、沿岸の任意地点は、線形結合が満足される水深 50m 程度の沿岸部である必要がある。

上記のような、インバージョン手法による津波波源の推定と重ね合わせの原理による沿

岸の津波の予測を、数式を用いて記述すると以下のとおりである。

$i$  番目の単位波源の初期変動量を  $x_i$  ( $i = 1 \sim n$ )、沖合の津波観測地点  $O$  における時刻  $j$  ( $j = 1 \sim m$ ) の観測水位を  $y_j$ 、沿岸の予測対象地点  $P$  における時刻  $j$  の観測水位を  $z_j$  とおく (ここで、 $n$  は単位波源の総数、 $m$  は時間ステップの総数である)。また、 $i$  番目の単位波源が発生させる単位津波の、地点  $O$  における時刻  $j$  の水位変動を  $a_{j,i}$ 、沿岸の地点  $P$  における時刻  $j$  の水位変動を  $b_{j,i}$  とする。さらに、観測値・真値には上付きのハット^を付けず、推定値・予測結果には^を付ける。

このとき、地点  $O$  における単位津波の線形和と観測値の残差の二乗和  $E$  は式 (2.1) のとおりであり、式 (2.2) を解くことにより、 $E$  を最小化する津波波源の推定結果  $\hat{x}$  が得られる。式 (2.2) を展開すると、正規方程式と呼ばれる式 (2.3) が得られることから、津波波源を推定するためには正規方程式を解けば良い。 $A^T A$  の逆行列  $(A^T A)^{-1}$  が存在すれば、これを式 (2.3) の両辺に乗じることにより、 $\hat{x}$  は  $(A^T A)^{-1} A^T y$  として一意に推定されるが、正規方程式は多元連立 1 次方程式であるため、QR 分解と後退代入法を用いたガウスの消去法などの数値解析により解くことが一般的である (高倉、2007)。地点  $P$  における津波波形の予測結果  $\hat{z}$  は、式 (2.4) で計算される単位津波の線形和である。

$$E = \|y - Ax\|^2 \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial E}{\partial x} = 0 \quad (2.2)$$

$$A^T A \hat{x} = A^T y \quad (2.3)$$

$$\hat{z} = B \hat{x} \quad (2.4)$$

ただし、列ベクトル  $x$ 、 $y$ 、 $z$  と行列  $A$ 、 $B$  の要素は次のとおりであり、右肩の  $T$  は転置行列を表すものとする。

$$x = \begin{pmatrix} x_1 \\ \vdots \\ x_n \end{pmatrix}, \quad y = \begin{pmatrix} y_1 \\ \vdots \\ y_m \end{pmatrix}, \quad z = \begin{pmatrix} z_1 \\ \vdots \\ z_m \end{pmatrix}$$

$$A = \begin{pmatrix} a_{1,1} & \dots & a_{1,n} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ a_{m,1} & \dots & a_{m,n} \end{pmatrix}, \quad B = \begin{pmatrix} b_{1,1} & \dots & b_{1,n} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ b_{m,1} & \dots & b_{m,n} \end{pmatrix}$$

なお、本研究では、Tsushima ら (2009) 及び Yasuda and Mase (2013) と同様に、津波の発生が考えられる海域を小領域に分割し、各小領域が単位量隆起した時に発生する津波をグリーン関数として用いている。各小領域が単位量隆起した時に発生する津波を、グリーン関数として採用することの長所は、津波を引き起こす断層に関して事前の仮定を設ける必要がなく、適用範囲が広い点である。グリーン関数の設定に関しては、Titov ら (2005) 及び Tang ら (2009) のように、断層面を想定し、断層面を分割した各小断層が単位量滑った

時に発生する津波をグリーン関数として使用することも可能であるが、想定した断層面と実際に発生した地震・津波の断層モデルが異なった場合に、予測精度が低下する危険性が考えられる。

## 2.1.2 震央位置の利用によるインバージョン手法の改良

式 (2.3) 中の係数行列 $A^T A$ は、沖合津波観測点における各単位波源からの単位津波を格納した行列 $A$ に依存するため、単位波源の設置場所によっては、沖合津波観測点に単位津波が到達しておらず、行列要素にゼロ値を多く含む。このため、多元連立1次方程式 (2.3) は、推定すべき未知量の総数よりも係数行列の階数が小さくなる悪条件である可能性が高いので、小池 (2002) は「単位波源の初期変動量は空間的に滑らかに分布する」という先験情報を導入し、津波波源を推定できるようにした。

本研究では、さらに「津波波源が震央の周囲に分布する」という先験情報を追加し、沖合の津波観測時間が短い場合でも高精度に津波波源を推定できるよう、インバージョン手法の改良を図った。震央位置は地震波の解析から地震発生後数分間で推定できるので、インバージョン手法の先験情報として利用することが十分可能である。

「単位波源の初期変動量が空間的に滑らかに分布する」という先験情報は、初期変動量の空間微分の最小化に相当する。また、「津波波源が震央の周囲に分布する」という先験情報は、津波波源と震央の離れ度合いの最小化を意味する。従って、式 (2.1) で表される残差の二乗和 $E$ の代わりに、式 (2.5) で表される $E'$ を最小化する必要がある。 $E'$ を最小にする津波波源の推定結果 $\hat{x}$ は、式 (2.6) の解である。式 (2.6) を展開すると式 (2.7) が得られることから、津波波源の推定結果は、式 (2.7) で表される多元連立1次方程式の解となる。

$$E' = E + \varepsilon_1^2 \|Dx\|^2 + \varepsilon_2^2 \|Fx\|^2 \quad (2.5)$$

$$\frac{\partial (E + \varepsilon_1^2 \|Dx\|^2 + \varepsilon_2^2 \|Fx\|^2)}{\partial x} = 0 \quad (2.6)$$

$$(A^T A + \varepsilon_1^2 D^T D + \varepsilon_2^2 F^T F)\hat{x} = A^T y \quad (2.7)$$

ただし、行列 $D$ 、 $F$ の要素は次のとおりである。ベクトル $Dx$ は、中心差分を用いて単位波源の初期変動量の空間微分を計算する。行列 $F$ の対角成分は、震央から各単位波源までの距離を震央から最も離れた単位波源までの距離で除した値であり、震央から離れた単位波源ほど値が増大し、0.0~1.0の数値を取りうる。従って、ベクトル $Fx$ は津波波源と震央の離れ度合いを計算する。また、 $\varepsilon_1$ と $\varepsilon_2$ は観測値に対する先験情報の重み付け係数である。

$$D = \begin{pmatrix} -4 & 1 & \dots & \\ 1 & -4 & 1 & \\ & & \ddots & \vdots \\ \dots & \dots & 1 & -4 \end{pmatrix}, \quad F = \begin{pmatrix} 0.1 & & & \\ & 0.0 & & \\ & & 0.1 & \\ & & & \ddots \end{pmatrix}$$

## 2.2 数値実験による歴史地震への適用

### 2.2.1 数値実験の概要

震央位置を考慮したインバージョン手法による、津波波源の推定精度及び沿岸の津波波形の予測精度を検証するため、歴史地震を対象にした数値実験を実施した。

数値実験の対象地域は、南海・東南海・東海地震の発生の可能性がある、本州太平洋沿岸である（図 2.1 及び図 2.2 を参照）。当該海域には南海トラフが存在し、南海トラフに沿う形でフィリピン海プレートがユーラシア・プレートの下に沈み込んでいるため、プレート間の巨大地震が繰り返し発生している（例えば、Kodaira ら（2006））。また、プレート間の地震と同様に、プレート内部の地震も発生している（例えば、Ito ら（2005））。

数値実験では、宝永東海南海地震（1707 年、マグニチュード 8.4）、昭和東南海地震（1944 年、マグニチュード 7.9）、昭和南海地震（1946 年、マグニチュード 8.0）、東海道沖地震（2004 年、マグニチュード 7.4）の 4 個の歴史地震を、数値シミュレーションにより再現して、仮想的な観測値を作成した。これら 4 個の歴史地震のうち、東海道沖地震のみがプレート内部の地震であり、残りの 3 個の歴史地震はプレート間の地震と考えられている。また、宝永東海南海地震は、静岡県から高知県の沖合にかけての広範囲で断層破壊が発生し、その波源域は、昭和東南海地震及び昭和南海地震の波源域を含む、巨大地震である。

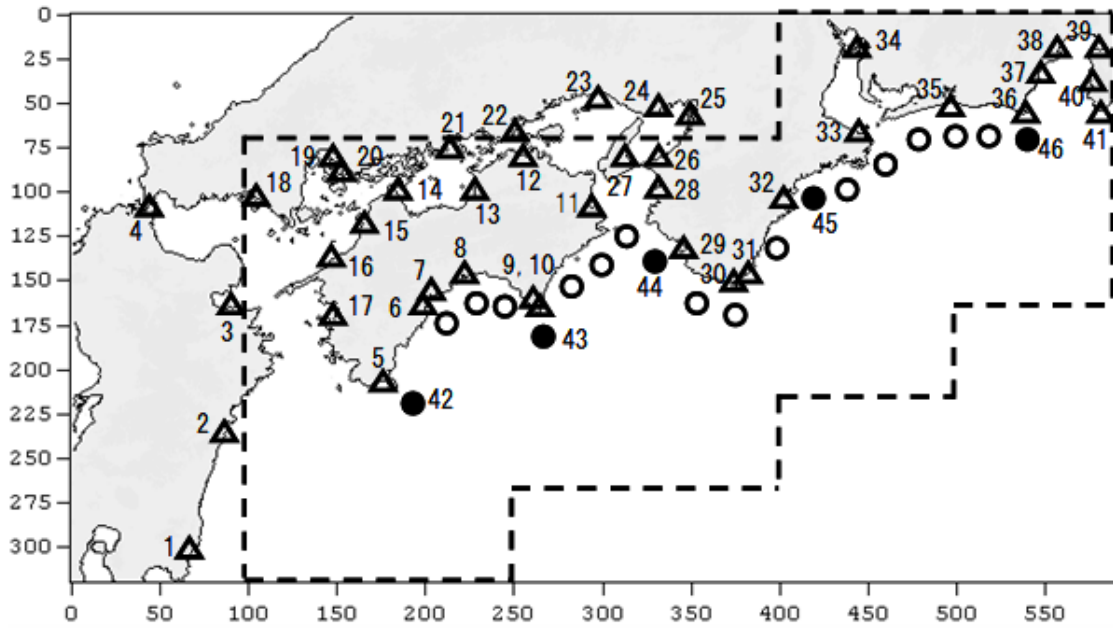


図 2.1 数値実験の対象海域。三角 (△) は沿岸の予測対象点 (41 地点)、黒丸 (●) は沖合津波観測点 (5 地点)、丸 (○) は追加の沖合津波観測点 (14 地点) を示す。

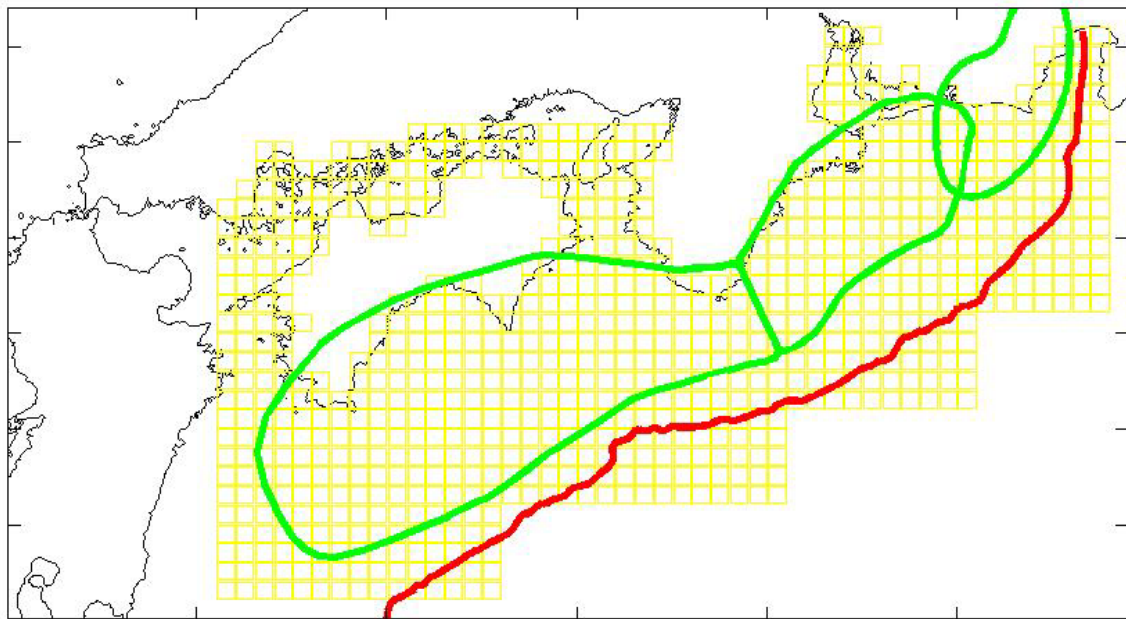


図 2.2 単位波源の配置図。緑線は南海地震、東南海地震、東海地震の想定震源域、赤線は南海トラフを示す。

数値実験の方法は、まず、4 個の歴史地震を対象に、断層パラメータから、Mansinha and Smylie (1971) の手法を用いて地殻変動量及び初期水位分布を計算する。断層パラメータは

佐藤（1989）を参考に、宝永東海南海地震は相田（1981a、1981b）、昭和東南海地震は相田（1979）、昭和南海地震は相田（1981b）、東海道沖地震は Koshimura（オンライン）に基づき、それぞれ表 2.1 のとおり設定した。

表 2.1 歴史地震の断層パラメータ

地震名称	北緯 (°)	東経 (°)	深さ (km)	走向 (°)	傾斜角 (°)	滑り角 (°)	長さ (km)	幅 (km)	滑り量 (m)
宝永東海 南海 1707	35.14	138.73	2.0	198	34	71	115.0	70.0	4.0
	33.90	138.13	3.0	245	24	113	150.0	100.0	4.0
	33.41	136.15	10.0	250	10	124	150.0	70.0	5.6
	33.40	134.57	1.0	220	20	90	140.0	80.0	7.0
	32.33	133.57	1.0	240	20	90	60.0	80.0	13.9
昭和東南海 1944	34.07	137.41	0.0	225	30	72	154.0	67.0	2.2
	34.61	138.06	0.0	225	30	72	84.0	78.0	1.4
昭和南海 1946	32.68	134.75	1.0	250	20	104	120.0	120.0	5.0
	33.24	136.22	10.0	250	10	127	150.0	70.0	4.0
東海道沖 2004	33.20	137.10	8.0	277	52	96	60.0	30.0	1.8

次に、計算された初期水位分布を初期条件として与え、津波数値計算により、沖合津波観測点及び沿岸の予測対象点における津波波形を算出し、歴史地震の仮想的な観測値とした。本数値実験では、沿岸の予測対象点における津波波形の比較が主であり、沿岸の予測対象点より浅い海域における浅水変形は検討する必要が無いことから、津波数値計算は、鉛直方向に積分した線形長波方程式を基礎方程式としたモデルを使用した（後藤・佐藤、1993）。

線形長波モデルの連続式は、式 (2.8) のとおりである。運動方程式は  $x$  方向が式 (2.9)、 $y$  方向が式 (2.10) で表される。線形長波モデルでは、移流項と底面摩擦項が省略され、圧力項の計算において全水深  $D$  ではなく水深  $h$  が用いられる。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (2.8)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + gh \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0 \quad (2.9)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + gh \frac{\partial \eta}{\partial y} = 0 \quad (2.10)$$

ここに、 $\eta$  は水位偏差、 $h$  は水深である。また、 $M$  と  $N$  はそれぞれ  $x$  方向と  $y$  方向の線流量、 $g$  は重力加速度である。



基礎方程式の数値解法には、空間方向に有限差分法を、時間方向にリーブ・フロッグ法を採用した。なお、陸側の境界条件は完全反射条件であり、遡上は考慮しない。

計算領域が図 2.1 のとおり、東西方向に約 800km、南北方向に約 440km と広範囲であることを考慮し、空間格子サイズは 1350m に設定した。また、CFL 条件をふまえ、時間ステップは 1 秒に設定し、地震発生から 3 時間後までの津波伝播を計算した。

津波波形を計算した沿岸の予測対象点は、主要な港湾や検潮所の位置を参考に、表 2.2 の 41 箇所とした。

一方、津波波源の推定に使用する沖合津波観測点は、国土交通省港湾局が設置・管理する GPS 波浪計の位置を参考に、足摺岬沖（42 番）、室戸沖（43 番）、白浜沖（44 番）、尾鷲沖（45 番）、御前崎沖（46 番）の 5 箇所とした（番号は図 2.1 に対応）。これら 5 箇所の沖合津波観測点は、沿岸から約 20km 沖合い（水深約 200m）に概ね 100km 間隔で設置されているが、沖合津波観測点の個数が予測精度に及ぶ影響を評価するため、図 2.1 では、これら 5 箇所の沖合津波観測点の間に、25km 間隔で追加的な沖合津波観測点 14 箇所を配置している。なお、2007 年時点で設置・計画されていた GPS 波浪計は上記 5 箇所であったが、2014 年時点では、当該海域において、宮崎日向沖・徳島海陽沖・伊勢湾口沖の 3 箇所にも GPS 波浪計が設置されている（国土交通省港湾局、オンライン）。

表 2.2 沿岸の予測対象点の一覧（番号は図 2.1 に対応）

	名称	緯度(北緯)			経度(東経)		
		度	分	秒	度	分	秒
1	油津	31	34	37	131	24	33
2	細島	32	25	42	131	40	10
3	大分	33	15	58	131	41	12
4	門司	33	57	25	130	57	41
5	土佐清水	32	47	0	132	58	0
6	久礼	33	20	0	133	15	0
7	須崎	33	23	14	133	17	33
8	高知	33	30	0	133	34	0
9	室戸岬	33	16	0	134	10	0
10	室津	33	15	59	134	8	52
11	小松島	34	1	0	134	35	0
12	高松	34	21	6	134	3	25
13	観音寺	34	7	29	133	38	7
14	今治	34	4	5	133	0	25
15	松山	33	51	32	132	42	44
16	長浜	33	36	57	132	29	9
17	宇和島	33	14	2	132	33	14
18	徳山	34	2	27	131	48	10
19	広島	34	21	11	132	27	53
20	呉	34	14	26	132	33	1
21	福山	34	28	44	133	24	46
22	宇野	34	29	15	133	56	58
23	姫路	34	47	7	134	39	45
24	神戸	34	40	55	135	11	23
25	大阪	34	39	31	135	25	58
26	淡輪	34	20	19	135	10	40
27	洲本	34	20	27	134	54	24
28	海南	34	9	0	135	12	0
29	白浜	33	41	0	135	22	33
30	串本	33	28	33	135	46	24
31	浦神	33	33	29	135	53	46
32	尾鷲	34	4	36	136	12	27
33	鳥羽	34	29	7	136	49	28
34	名古屋	35	5	29	136	52	51
35	舞阪	34	40	56	137	36	32
36	御前崎	34	36	31	138	13	19
37	焼津	34	52	14	138	19	39
38	清水	35	0	43	138	31	4
39	内浦	35	1	3	138	53	23
40	田子	34	48	26	138	45	51
41	南伊豆	34	37	31	138	53	11

## 2.2.2 単位津波データベースの作成

2.1.1 で説明したとおり、インバージョン手法では、想定波源域を単位波源に分割し、各単位波源が単位量（1m）隆起したときに生じる単位津波の伝播を数値計算し、沖合津波観測点及び沿岸の予測対象点における、各単位波源からの単位津波をグリーン関数として記憶しておく必要がある。

想定波源域に関しては、南海地震・東南海地震・東海地震の想定震源域や南海トラフの位置を参考に、**図 2.1** の黒破線（あるいは**図 2.2** の黄色の四角形）のとおり設定した。

#### 2.2.2.1 単位波源の大きさ

単位波源の大きさは、想定される津波波源の初期水位分布を十分に再現できる程度に小さい必要がある。すなわち、単位波源が大き過ぎる場合、初期水位分布の空間形状を再現できず、インバージョン手法の基礎となる重ね合わせの原理が成立しない。しかし、一方で、単位波源が小さ過ぎると、単位波源の個数が大きくなり、短時間の沖合津波観測から各単位波源の初期変動量を決定することが困難になる。なお、本数値実験と同じ、南海トラフを対象とした既往研究においては、単位波源の 1 辺の長さとして、河田・小池 (1997) が 13.5km、小池 (2002) が 10.0km、Yasuda and Mase (2013) が 27.0km を適用している。

そこで、最適な単位波源の大きさを検討するため、単位波源の 1 辺の長さを 6.75km、13.5km、27.0km、40.5km（津波数値計算に使用した空間格子サイズ 1350m の 5 倍、10 倍、20 倍、30 倍に相当）の 4 種類へ変化させて、津波波源の初期水位分布の再現性を確認した。単位波源の隆起形態は 2.2.2.2 で検討するが、ここでは簡便のため、単位波源が角柱状に隆起する場合を仮定した。角柱状に隆起する単位波源の最適な初期変動量は、単位波源に含まれる各計算格子の初期水位の平均値で与えられる。初期水位分布の真値と単位波源による近似の誤差は、二乗平均平方根誤差（以下、「**RMSE**」と略す。）によりを評価した。

**表 2.3** は、本数値実験で使用する 4 個の地震の津波波源に関し、単位波源の大きさを変更した場合の **RMSE** を示した表である。**RMSE** の相対的な大きさを示すため、カッコ内に初期水位分布の真値の最大値に対する **RMSE** の百分率を付記した。

予め想定されたことではあるが、どの地震の津波波源に関しても、単位波源の 1 辺の長が大きくなると、単位波源による近似精度が低下し、**RMSE** が増大する結果となった。**表 2.3** から、最適な単位波源の大きさを特定することは困難であるが、先行研究における検討結果も考慮し、本数値実験では単位波源の 1 辺の長さとして 13.5km（計算格子サイズ 1350m の 10 倍）を採用した。

1 辺の長さが 13.5km の単位波源を用いた場合、**図 2.2** の黄色の四角形が示すとおり、想定波源域は 811 個の単位波源に分割された。なお、単位波源に含まれる全ての計算格子が陸地である場合は、単位波源を設置しない。

表 2.3 単位波源の大きさの違いによる初期水位分布の近似精度（各セル上段：RMSE (m)、下段：初期水位分布の真値の最大値に対する RMSE の百分率 (%)）

地震名称	単位波源の 1 辺の長さ (km)			
	6.75	13.5	27.0	40.5
宝永東海南海 1707	0.127m (1.9%)	0.199m (3.0%)	0.304m (4.6%)	0.384m (5.8%)
昭和東南海 1944	0.030m (3.0%)	0.043m (4.4%)	0.065m (6.6%)	0.080m (8.2%)
昭和南海 1946	0.048m (2.0%)	0.074m (3.1%)	0.114m (4.7%)	0.150m (6.2%)
東海道沖 2004	0.009m (1.1%)	0.014m (1.8%)	0.032m (4.0%)	0.032m (4.0%)

#### 2.2.2.2 単位波源の隆起形態

単位津波の数値計算においては、単位波源が単位量 (1m) 隆起した時に生じる津波の伝播を計算する。単位波源の隆起形態は、単位波源を一様に単位量隆起させる手法 (すなわち、角柱状の隆起) が最も単純である (Yasuda and Mase, 2013)。しかし、角柱状の隆起では単位波源の周縁部の水位変化が急であり、単位津波に高周波数の雑音が含まれるため、津波波源の推定精度の低下が懸念される。このため、Tsushima ら (2009) 等では、単位波源の隆起形態をひな壇状とし、単位波源の中心部に向かうにつれて初期変動量が大きくなるように工夫している。

本数値実験では、既往研究の知見もふまえ、2次元正規分布状の隆起形態を使用した (図 2.3 参照)。2次元正規分布状の隆起形態は、ひな壇状の隆起形態と同様に、単位波源の中心部に向かうにつれて初期変動量が大きくなるため、高周波数の雑音を含まない単位津波を発生させることが可能である。なお、単位波源の大きさは 13.5km 四方であるが、隣接する単位波源の初期水位分布の間で谷間が生じないよう、実際は 40.5km 四方の領域が隆起した時の初期水位分布を単位波源として使用し、単位波源の周縁部に重複を持たせた。

図 2.4 は、ある単位波源を角柱状と 2次元正規分布状の異なる形態で隆起させた場合に、沖合津波観測点で記録される単位津波の周波数スペクトルを比較したものである。角柱状の隆起形態と比較すると、2次元正規分布状の隆起形態により発生した単位津波は、1/600Hz から 1/100Hz の周波数帯でパワーが小さく、周期が数分間程度の雑音が除去されていると考えられる。

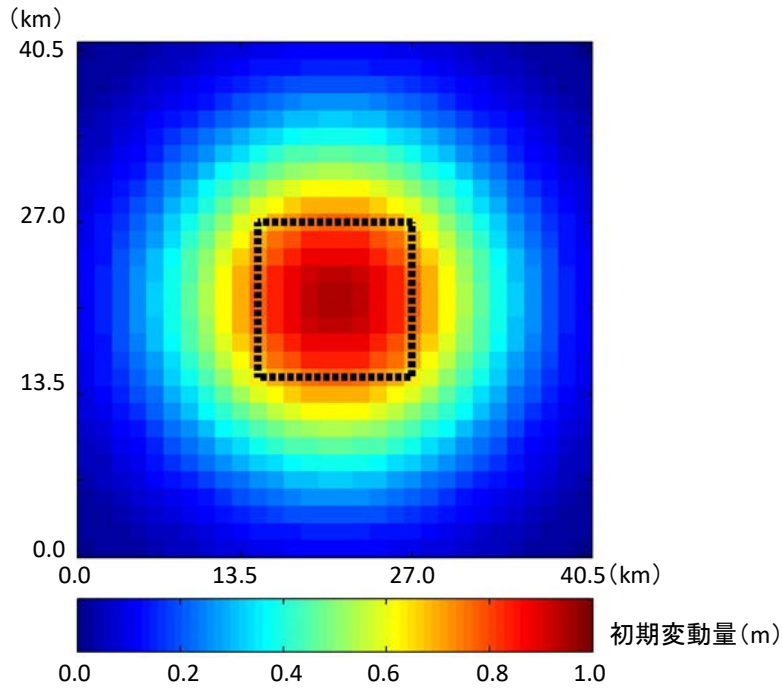


図 2.3 2次元正規分布状の隆起形態による、単位波源の初期変動量。点線の正方形が単位波源の位置。

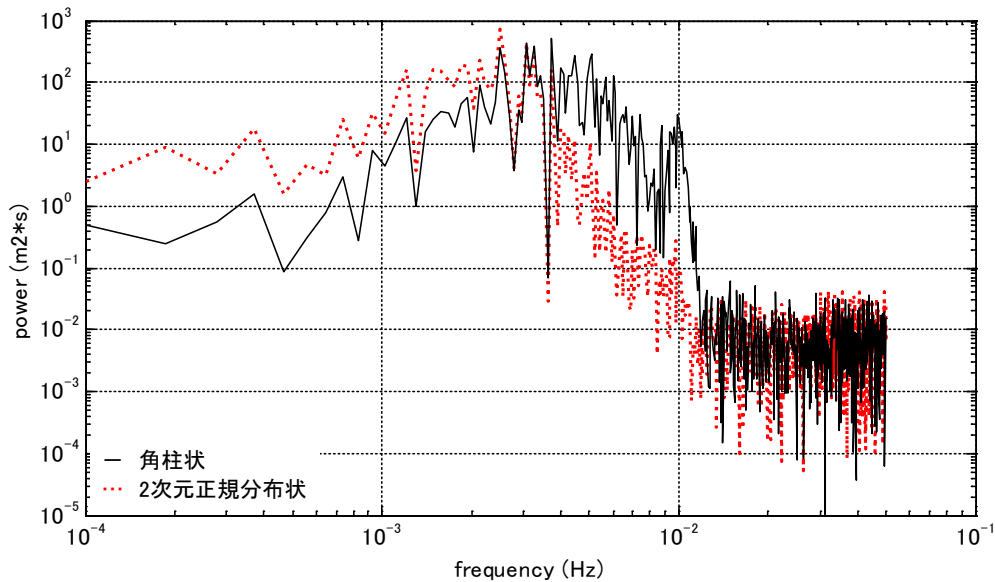


図 2.4 異なる隆起形態で生じた単位津波の周波数スペクトルの比較

単位波源の隆起形態の差異による初期水位分布の再現性の違いを確認するため、初期水位分布の真値に適合するように、最小二乗法を用いて単位波源の初期変動量を推定した。

表 2.4 は、角柱状と曲面状に隆起した単位波源に関して、初期水位分布の真値と推定値の

RMSE を示した表であり、カッコ内の数字は、初期水位分布の真値の最大値に対する RMSE の百分率を示す。角柱状の隆起形態と比較して曲面状の隆起形態は、4 個の地震津波の全てに関し RMSE が小さく、曲面状の隆起形態の方が初期水位分布の再現性が高い。

表 2.4 単位波源の隆起形態と初期水位分布の RMSE

カッコ内の数字は、初期水位分布の真値の最大値に対する RMSE の百分率

地震名称	単位波源の隆起形態	
	角柱状	曲面状
宝永東海南海 1707	0.211m (3.2%)	0.140m (2.1%)
昭和東南海 1944	0.045m (4.6%)	0.030m (3.0%)
昭和南海 1946	0.079m (3.3%)	0.053m (2.2%)
東海道沖 2004	0.015m (1.9%)	0.006m (0.8%)

### 2.2.3 改良したインバージョン手法の精度検証

5 基の GPS 波浪計が地震発生後 15 分間に観測する沖合津波観測波形を利用して、改良したインバージョン手法による津波予測を行った。

表 2.5 は、震央位置を考慮して改良したインバージョン手法と、震央位置を考慮しないインバージョン手法の予測精度を比較した結果である。震央位置を考慮した手法では、先験情報の総和が観測情報と等しい重みを有するように、式 (2.5) において  $\varepsilon_1 = \varepsilon_2 = 0.5$  と設定した。一方、震央位置を考慮しない手法では、比較のため、 $\varepsilon_1 = 0.5$ 、 $\varepsilon_2 = 0.0$  と設定した。予測精度は、初期水位分布の真値と推定値の RMSE で評価した。カッコ内の数字は、初期水位分布の真値の最大値に対する RMSE の百分率である。条件数とディリクレスプレッド関数 (ディリクレ S. F.) に関しては、2.2.7 で説明する。

なお、先験情報を一切付与しなかった場合 (すなわち、 $\varepsilon_1 = \varepsilon_2 = 0.0$  とした場合) は、式 (2.3) 左辺の係数行列 ( $A^T A$ ) のランクが単位波源の総数 811 よりも小さく、インバージョン手法の解が求まらなかった。

表 2.5 震央位置を考慮した手法と震央位置を使用しない手法の予測精度の比較

地震名	評価指標	震央位置を考慮	震央位置を不使用
1707 年 宝永東海南海	RMSE	0.53m (7.9%)	8.60m (128.8%)
	条件数	69	1759
	ディリクレ S.F.	804	2775
1944 年 東南海	RMSE	0.12m (12.1%)	0.17m (17.6%)
	条件数	82	1759
	ディリクレ S.F.	810	2775
1946 年 南海	RMSE	0.27m (11.1%)	1.89m (78.0%)
	条件数	70	1759
	ディリクレ S.F.	803	2775
2004 年 東海道沖	RMSE	0.06m (7.6%)	0.08m (10.2%)
	条件数	98	1759
	ディリクレ S.F.	819	2775

震央位置を考慮して改良した手法は、初期水位分布の真値の最大値に対して 10%程度の RMSE で初期水位分布を推定できた。震央位置を考慮しない手法と比較すると、改良した手法では RMSE が 10~70%程度に縮小され、大幅に予測精度が向上した。特に、津波波源が広い 1707 年宝永東海南海地震津波や 1946 年南海地震津波において、精度向上が顕著であった。

図 2.5~図 2.16 は、4 個の地震津波に関する津波予測の結果を、それぞれに示した図である。

まず、図 2.5~図 2.8 は、それぞれの図の上段に初期水位分布の真値を、図の下段に初期水位分布の推定値を整理した。図の上段には、水位変動開始時刻の真値のコンターを、地震発生後 1 分、5 分、15 分、30 分の間隔で描画した。水位変動開始時刻は、水位変動の絶対値が 1cm より大きくなった時刻と定義した。

津波波源の形状の推定精度は必ずしも高くないが、津波波源の位置はある程度正確に推定されている。津波波源の形状の推定精度が低い要因として、津波観測時間が短いこと、単位波源が十分に小さくないこと、初期変動量が空間的に滑らかに分布するという先験情報が過大に影響していること等が考えられる。地震発生後 15 分間で沖合津波観測を終了し、その後 1~2 分間以内に津波予測を実行できるため、水位変動が始まる前に津波予測を発表することが可能な地域も存在する。

次に、図 2.9、図 2.11、図 2.13、図 2.15 は、図 2.1 の白抜き三角印で示した沿岸の 41 地点と中黒丸印で示した 5 基の GPS 波浪計において、津波波形の真値と予測値を比較した結果である。横軸の観測点番号は図 2.1 に示された番号に対応する。気象庁の津波予報区で表すと、1~2 宮崎、3 大分瀬戸内海、4 福岡瀬戸内海、5~10 高知、11 徳島、12~13 香川、14

～16 愛媛瀬戸内海、17 愛媛宇和海、18 山口瀬戸内海、19～21 広島、22 岡山、23～24 兵庫瀬戸内海、25～26 大阪、27 淡路島南部、28～31 和歌山、32～33 三重南部、34 伊勢三河湾、35～41 静岡となる。42～46 は GPS 波浪計である。図の上段には、第 1 波の押し波の最大値を整理した。振幅が 5cm 以下の波は考慮せず、振幅が 5cm より大きな押し波が到達しなかった地点は、何もプロットしなかった。図の中段には、水位変動開始時刻を整理した。水位変動の絶対値が 1cm より大きくならなかった地点は、何もプロットしなかった。図の下段には、地震発生後 3 時間の津波波形の真値と予測値の **Variance Reduction** を整理した。**Variance Reduction** は波形の一致度を評価する指標であり、時刻  $j$  ( $j = 1 \sim T$ ) の観測水位を  $\eta_j$ 、予測された水位を  $\hat{\eta}_j$  とすると、式 (2.11) で定義される。**Variance Reduction** が 0% 以下の場合、0% とみなした。また、地震発生後 3 時間、観測水位が 0cm のままであった地点は、何もプロットしなかった。なお、防災科学技術研究所 (オンライン) では、地震のモーメントテンソル解の品質評価に地震波の **Variance Reduction** を利用しており、**Variance Reduction** が 80% 以上の場合を高い信頼性、50% を普通の信頼性、20% 以下を低い信頼性と評価している。

$$\text{Variance Reduction (\%)} = \left( 1 - \frac{\sum_{j=1}^T (\eta_j - \hat{\eta}_j)^2}{\sum_{j=1}^T \eta_j^2} \right) \times 100 \quad (2.11)$$

さらに、図 2.10、図 2.12、図 2.14、図 2.16 は、図 2.1 の白抜き三角印で示した沿岸の 41 地点のうち、5 番の土佐清水、25 番の大阪、32 番の尾鷲、36 番の御前崎を例に、津波波形の真値と予測値を示した図である。

図から分かるとおり、第 1 波の津波高や水位変動開始時刻は、ある程度正確に予測されている。32 番の尾鷲のように、GPS 波浪計が近くに設置され、かつその GPS 波浪計が地震発生後 15 分間に津波を観測する地点は、第 1 波の津波高の予測精度が特に高い。また、津波波源の位置がある程度正確に推定されているため、津波波源の小さな 1944 年東南海地震津波や 2004 年東海道沖地震津波では、水位変動開始時刻の予測精度が特に高い。

ただし、津波観測時間が地震発生後 15 分間と短く、津波波源の形状の推定精度が低いため、4 個の地震津波のいずれにおいても **Variance Reduction** が 50% 以上の地点は数点程度しかなく、地震発生後 3 時間までの津波波形を予測することは困難であった。特に 2004 年東海道沖地震津波の場合、地震発生後 15 分間では GPS 波浪計で十分に津波を観測できていないため、**Variance Reduction** が全地点において 20% 以下であった。



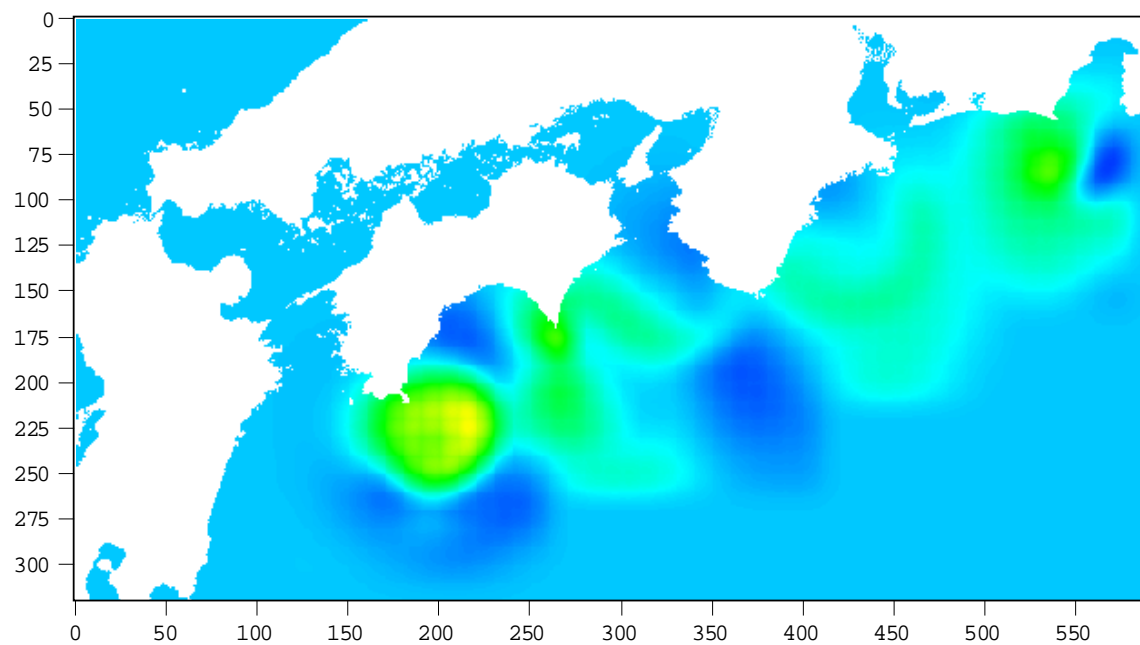
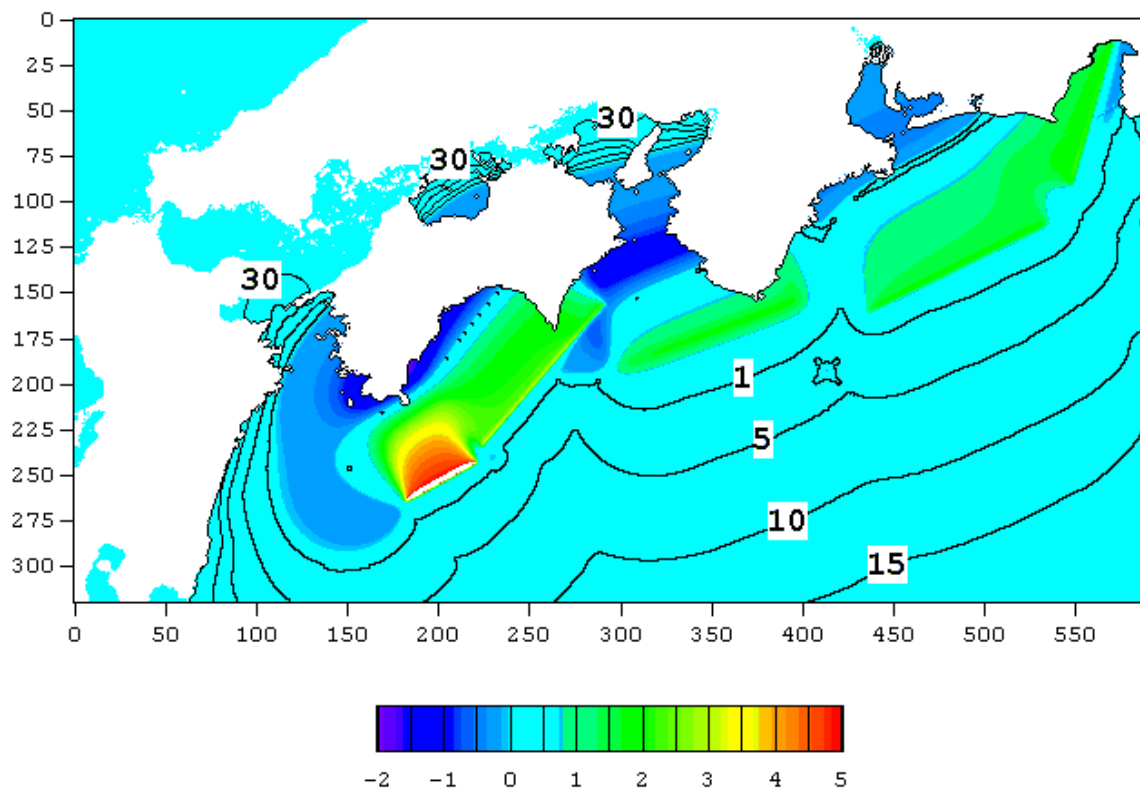


図 2.5 1707 年宝永東海南海地震津波の初期水位分布の真値（上段）と推定値（下段）  
初期水位分布（カラーコンター）の単位：m

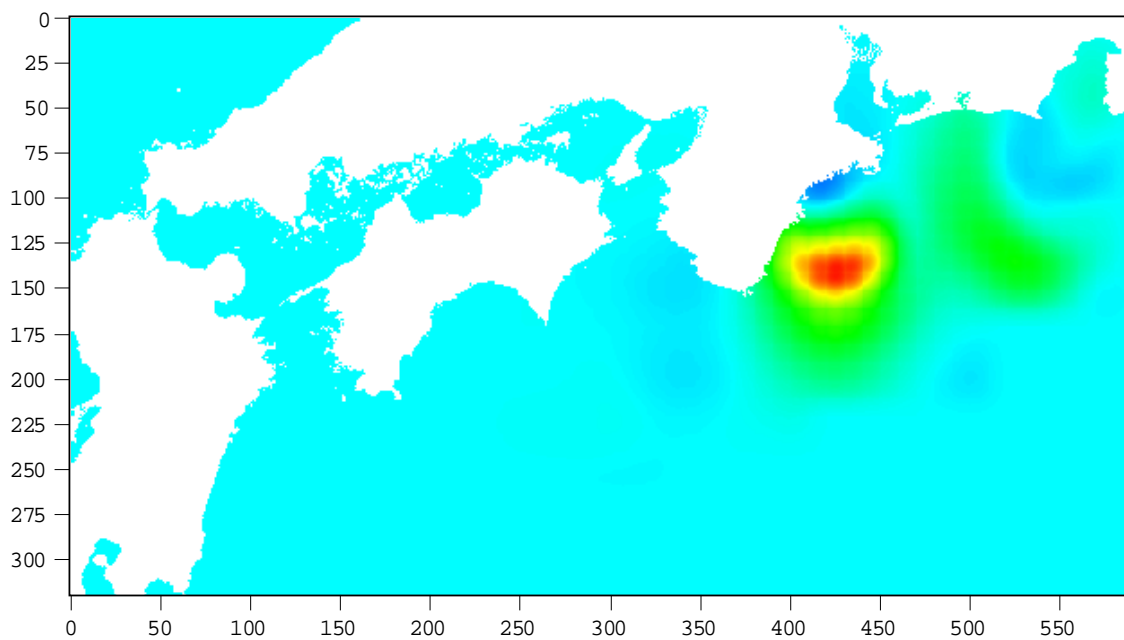
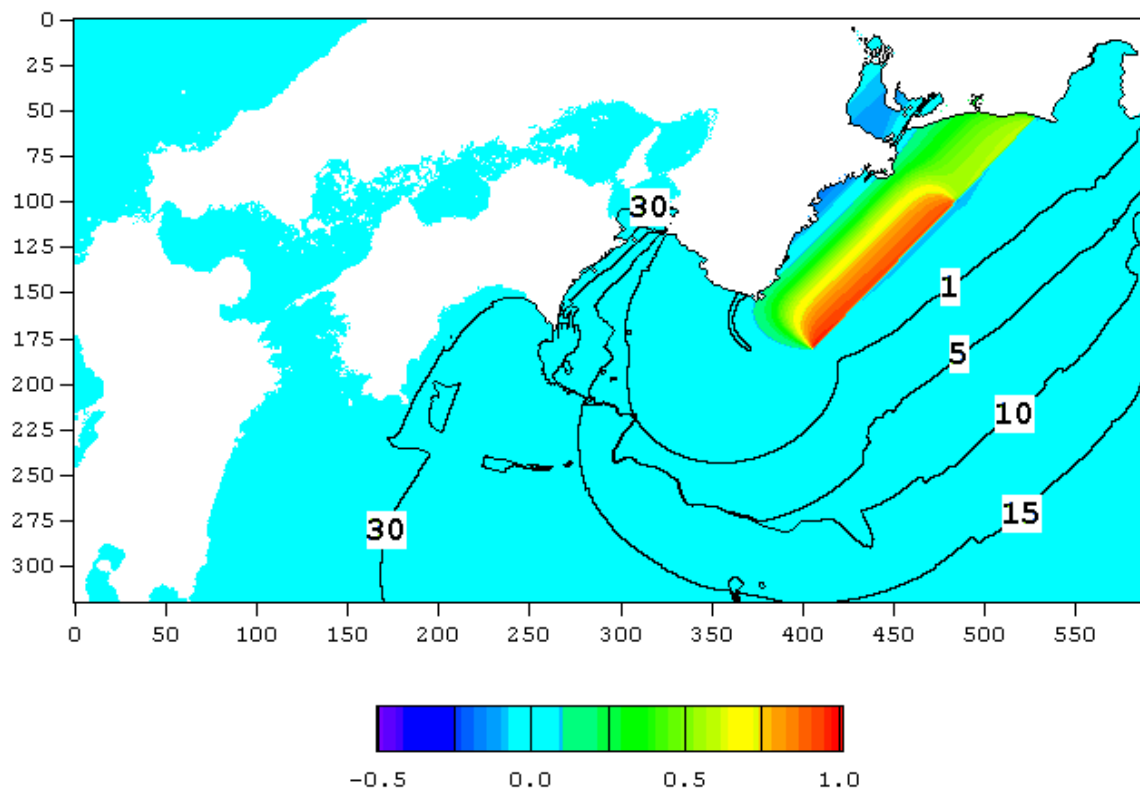


図 2.6 1944 年東南海地震津波の初期水位分布の真値（上段）と推定値（下段）  
初期水位分布（カラーコンター）の単位：m

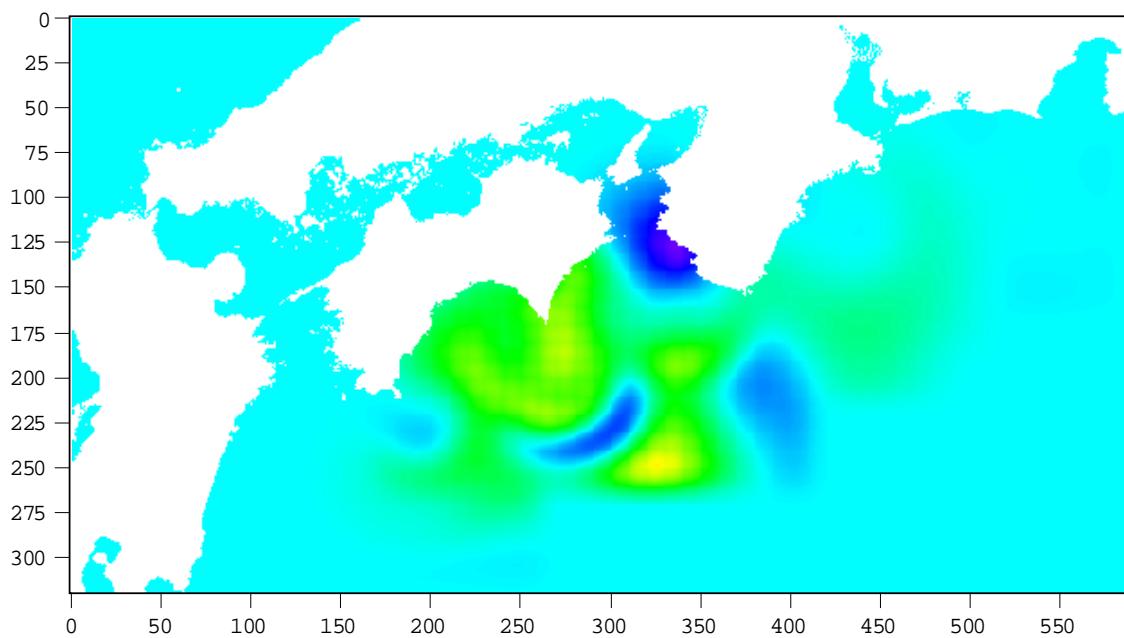
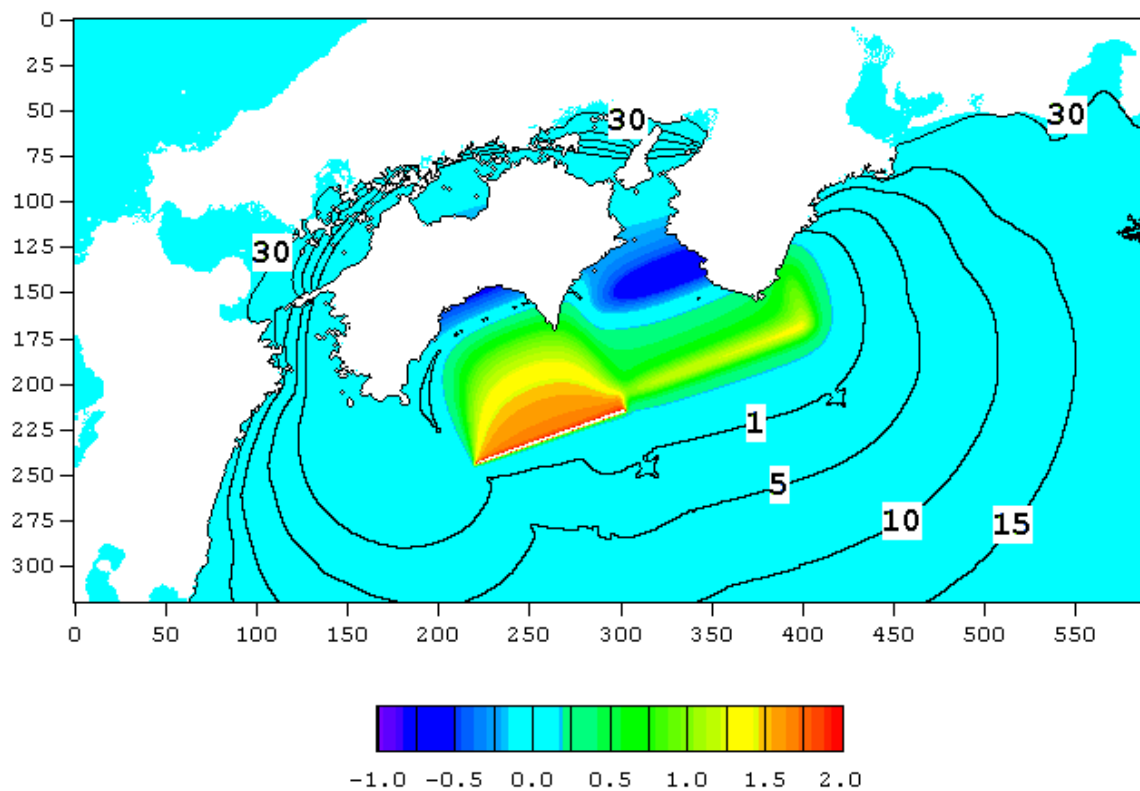


図 2.7 1946 年南海地震津波の初期水位分布の真値（上段）と推定値（下段）  
初期水位分布（カラーコンター）の単位：m

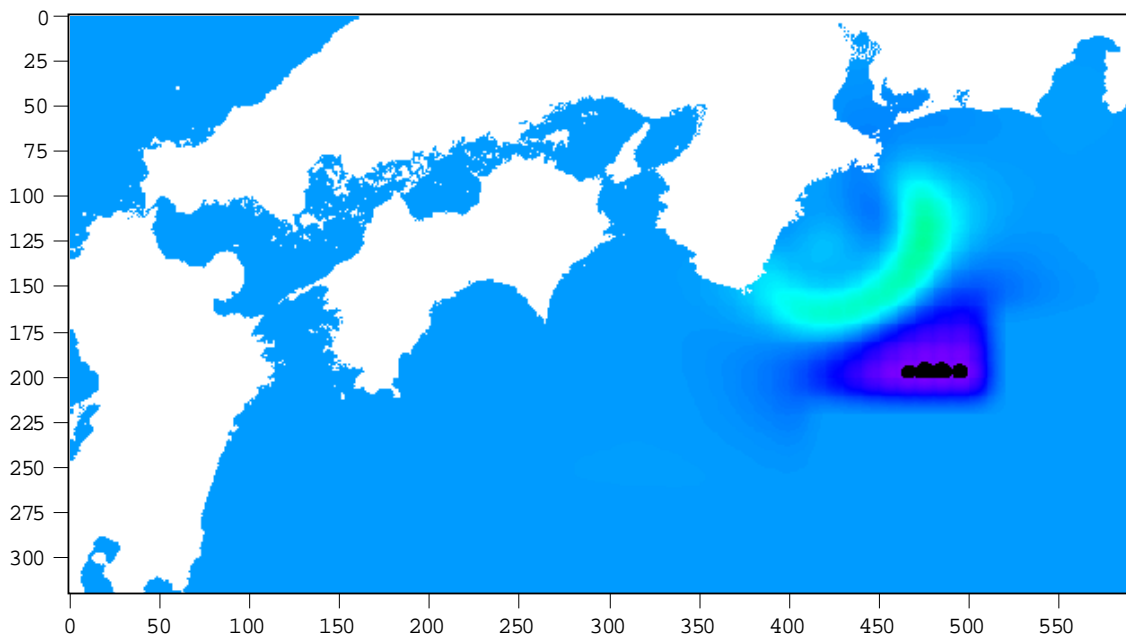
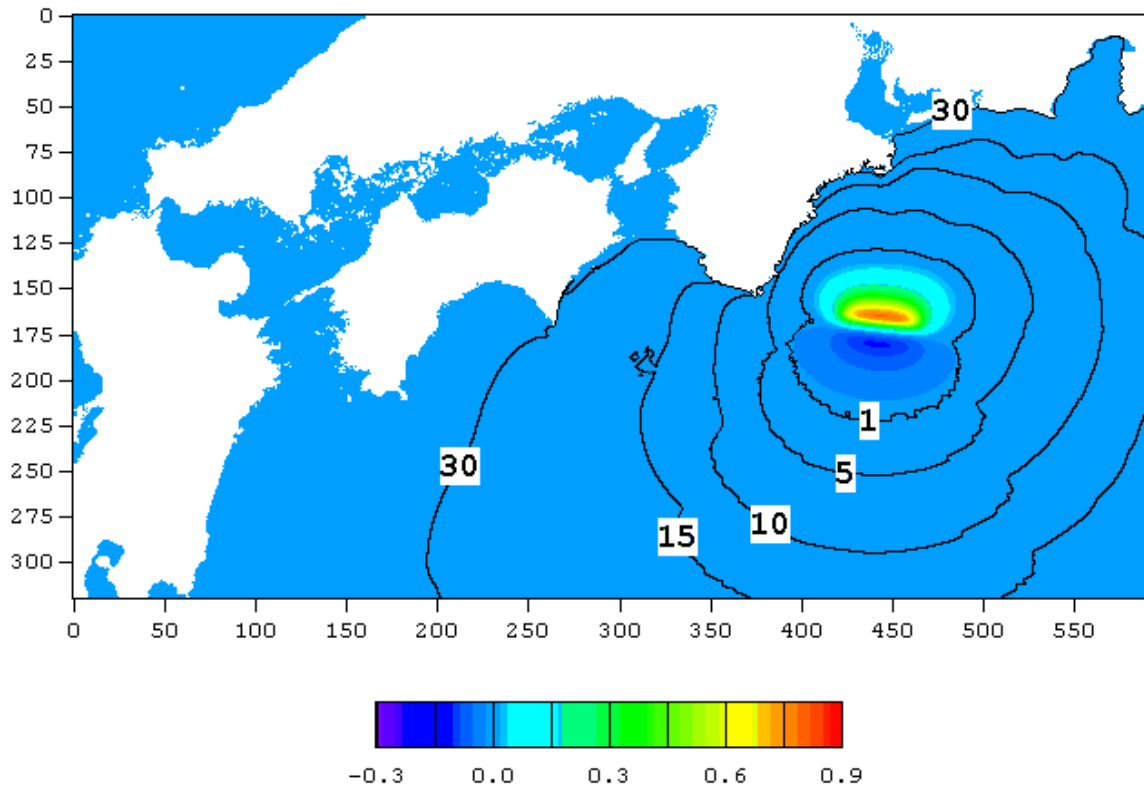


図 2.8 2004 年東海道沖地震津波の初期水位分布の真値（上段）と推定値（下段）  
初期水位分布（カラーコンター）の単位：m

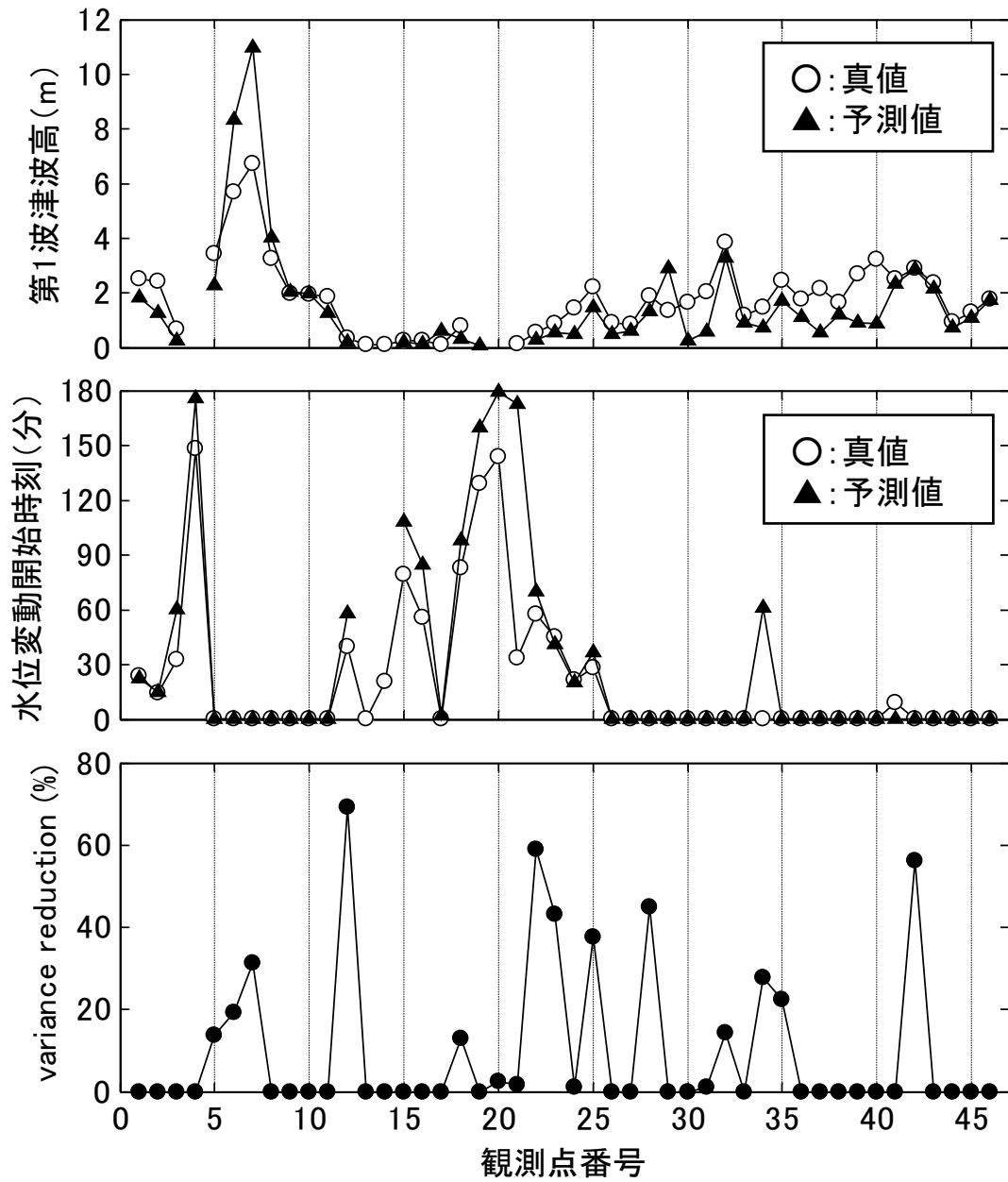


図 2.9 1707 年宝永東海南海地震津波の津波波形の真値と予測値の比較  
 (上段：第 1 波津波高，中段：水位変動開始時刻，下段：Variance Reduction)

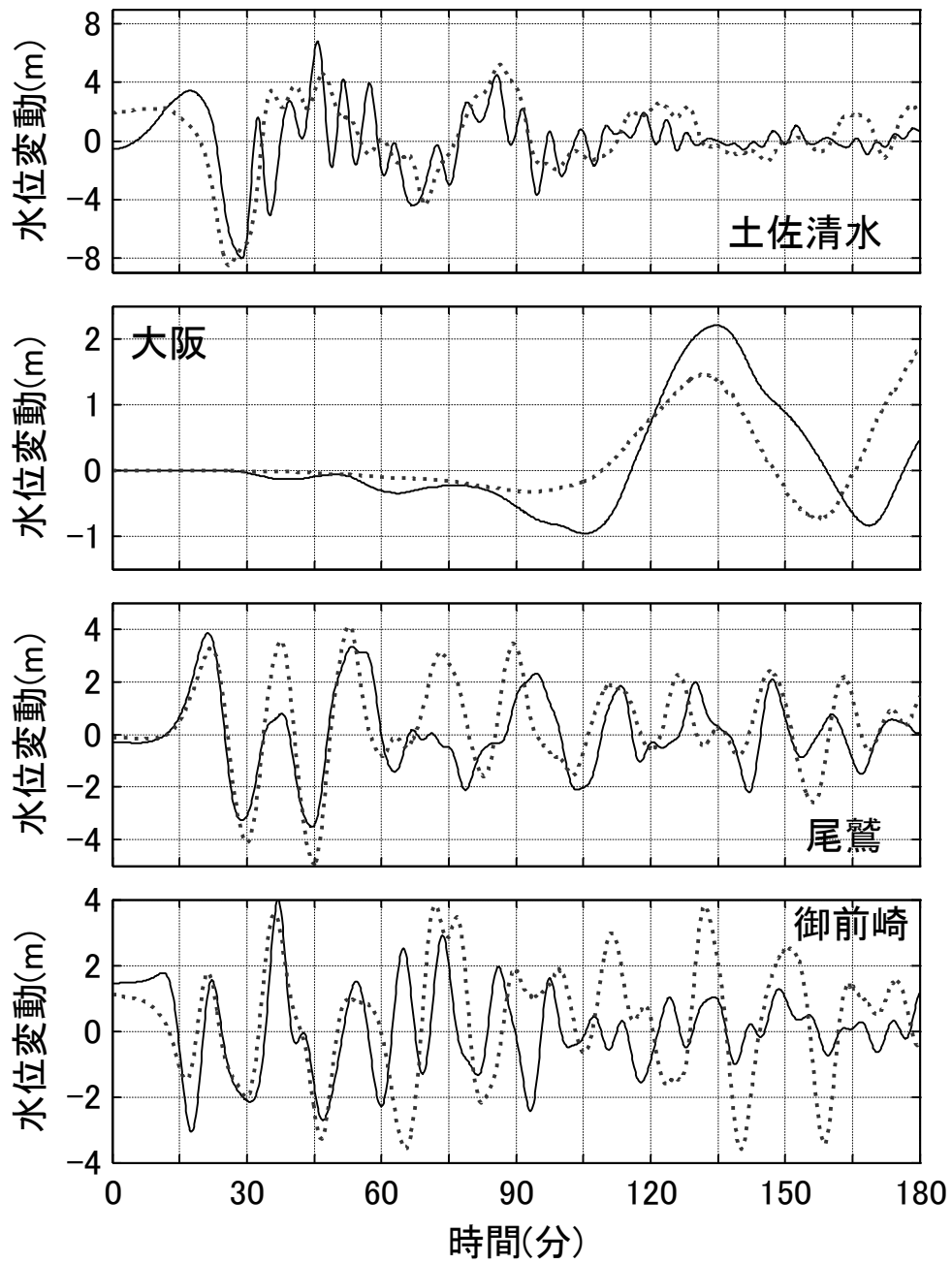


図 2.10 沿岸 4 地点における 1707 年宝永東南海地震津波の津波波形の真値（実線）と予測値（点線）

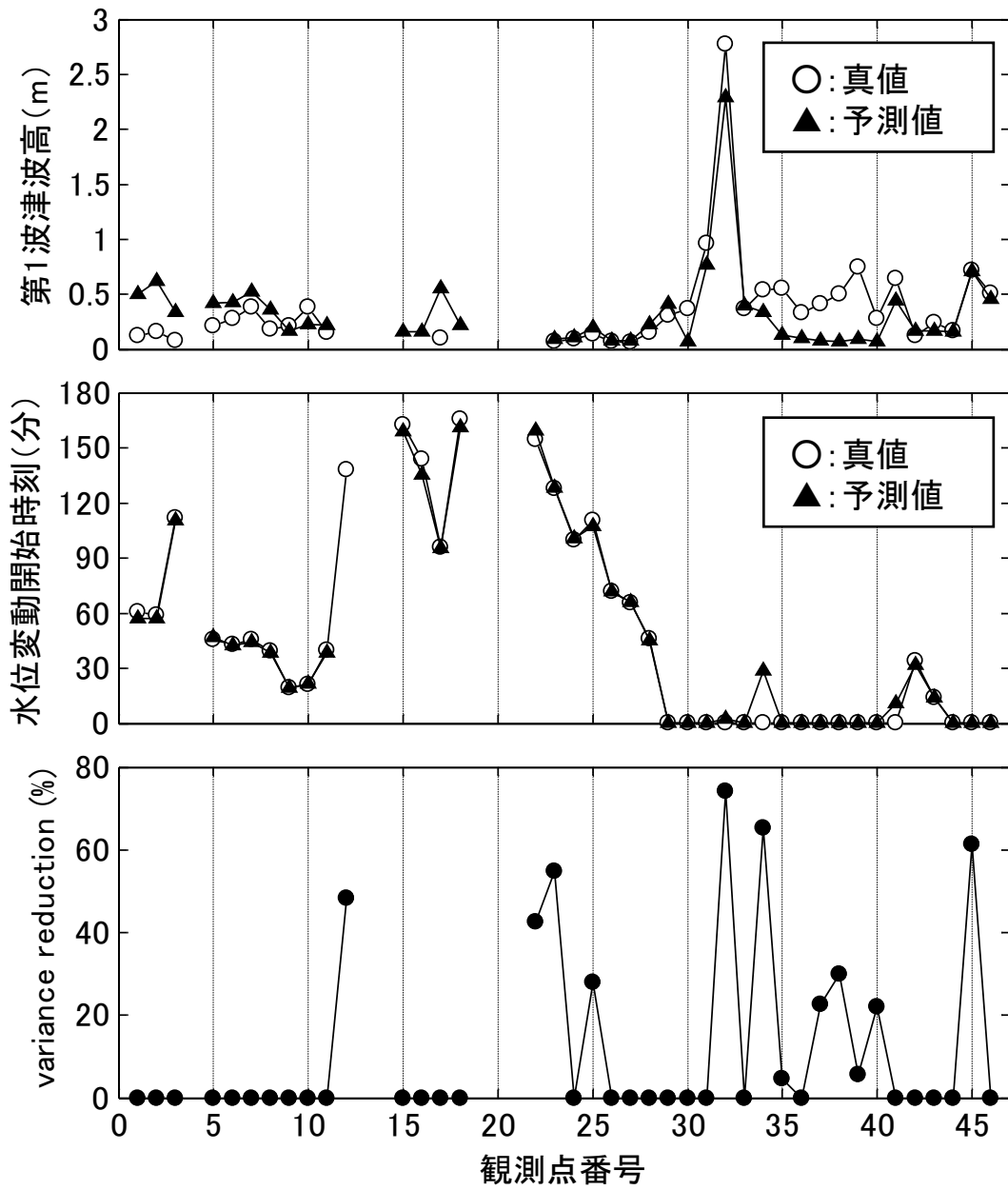


図 2.11 1944 年東南海地震津波の津波波形の真値と予測値の比較  
 (上段：第 1 波津波高，中段：水位変動開始時刻，下段：Variance Reduction)

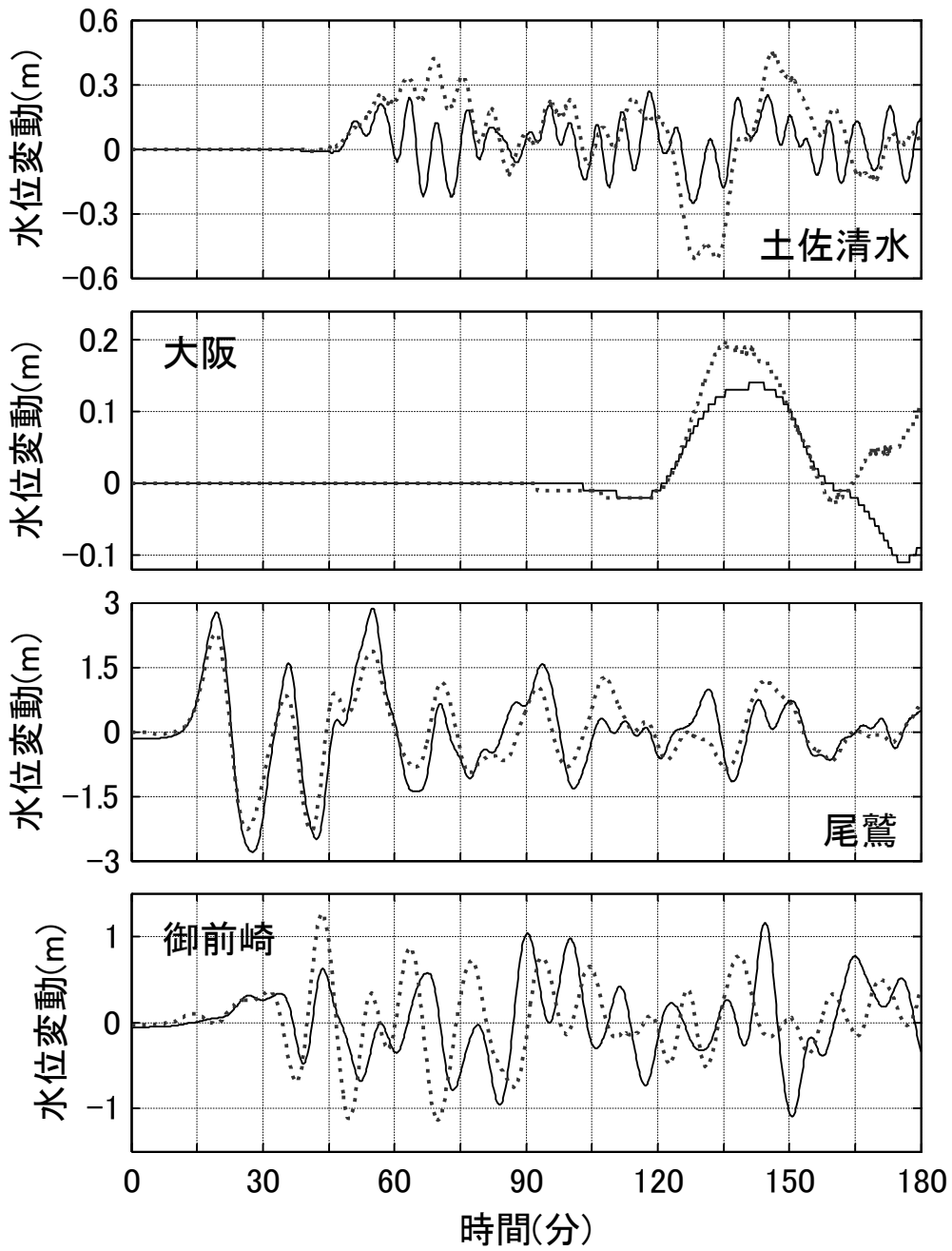


図 2.12 沿岸 4 地点における 1944 年東南海地震津波の津波波形の真値（実線）と予測値（点線）



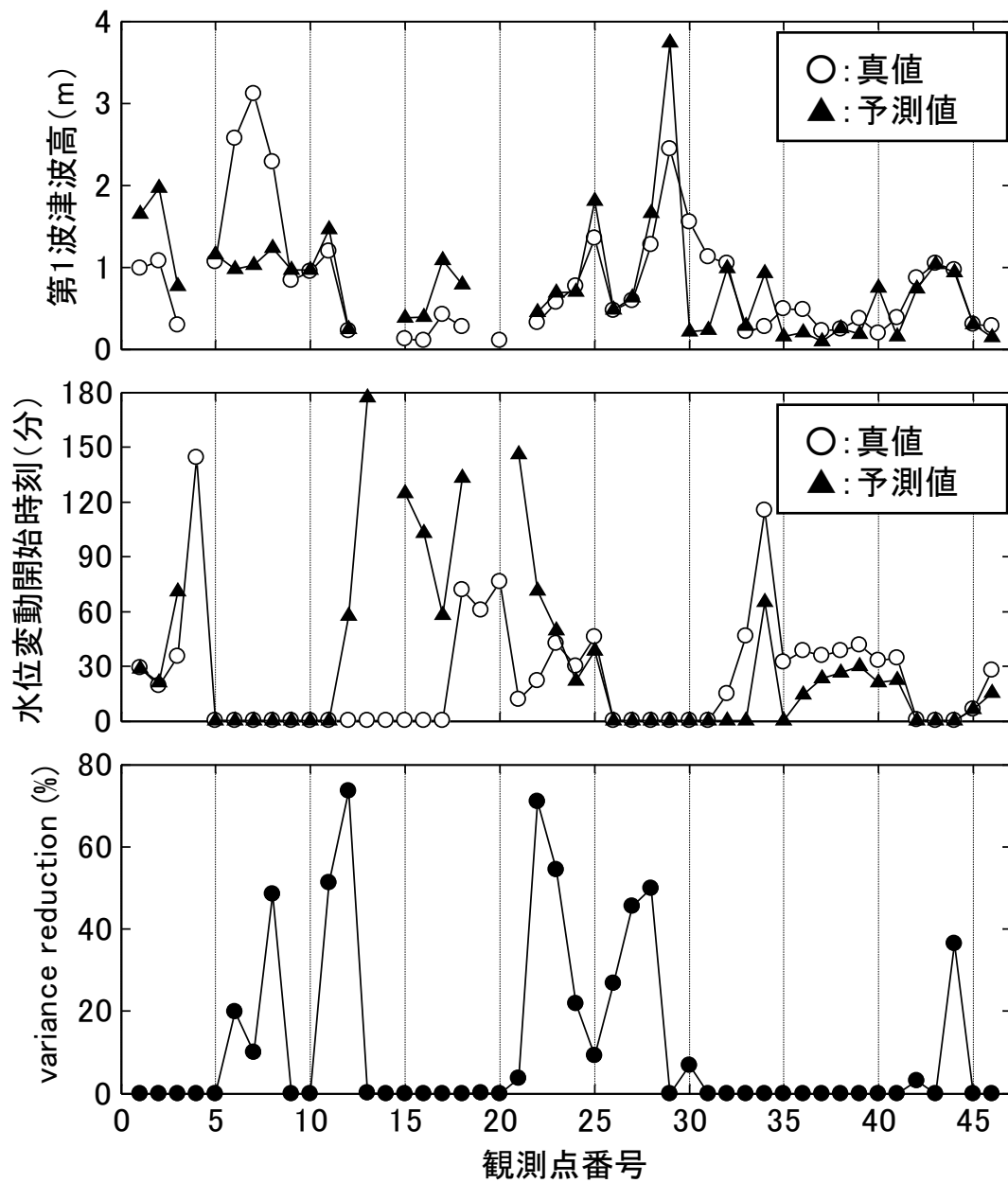


図 2.13 1946 年南海地震津波の津波波形の真値と予測値の比較  
 (上段：第 1 波津波高，中段：水位変動開始時刻，下段：Variance Reduction)

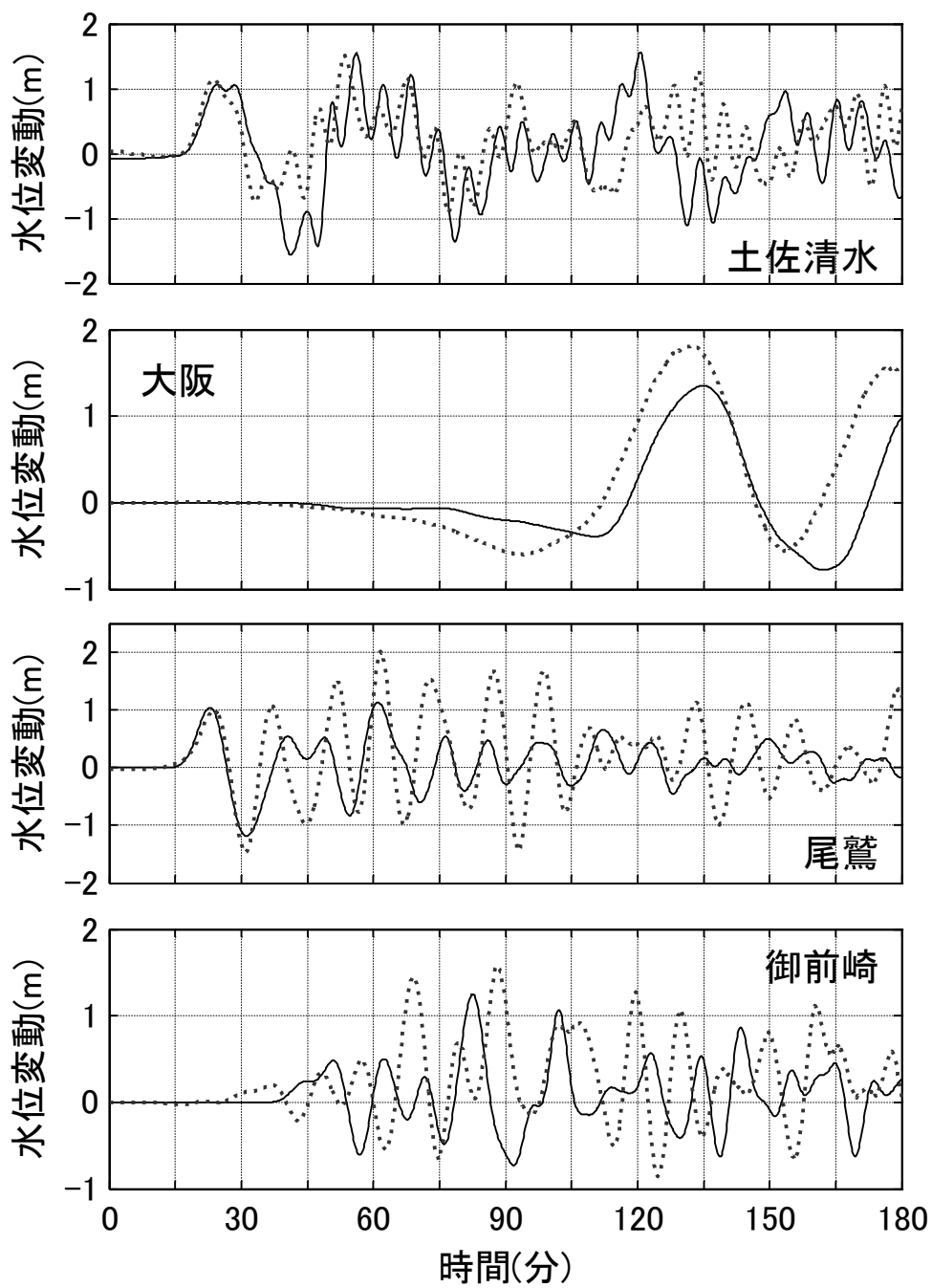


図 2.14 沿岸 4 地点における 1946 年南海地震津波の津波波形の真値（実線）と予測値（点線）

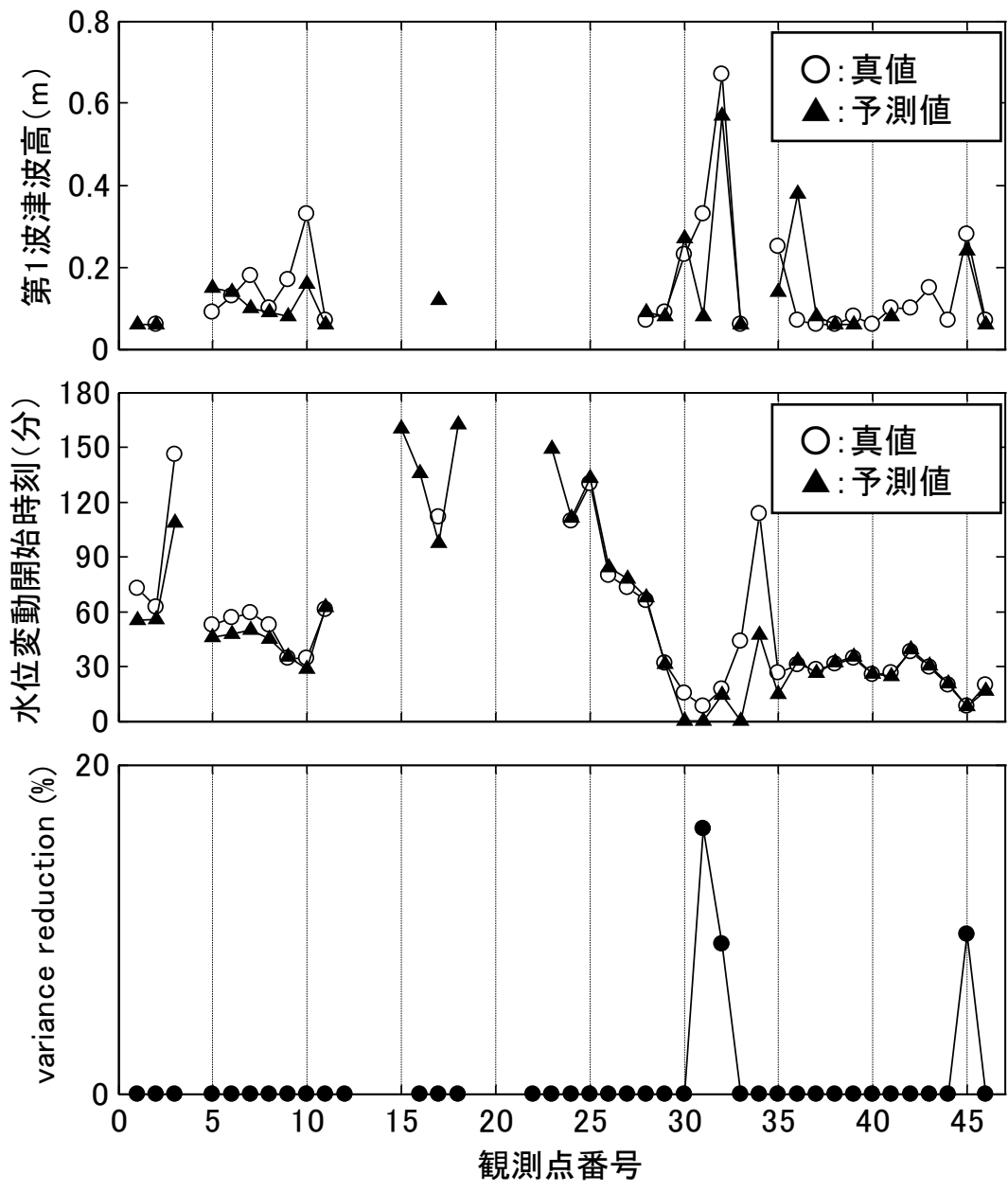


図 2.15 2004 年東海道沖地震津波の津波波形の真値と予測値の比較  
 (上段：第 1 波津波高，中段：水位変動開始時刻，下段：Variance Reduction)

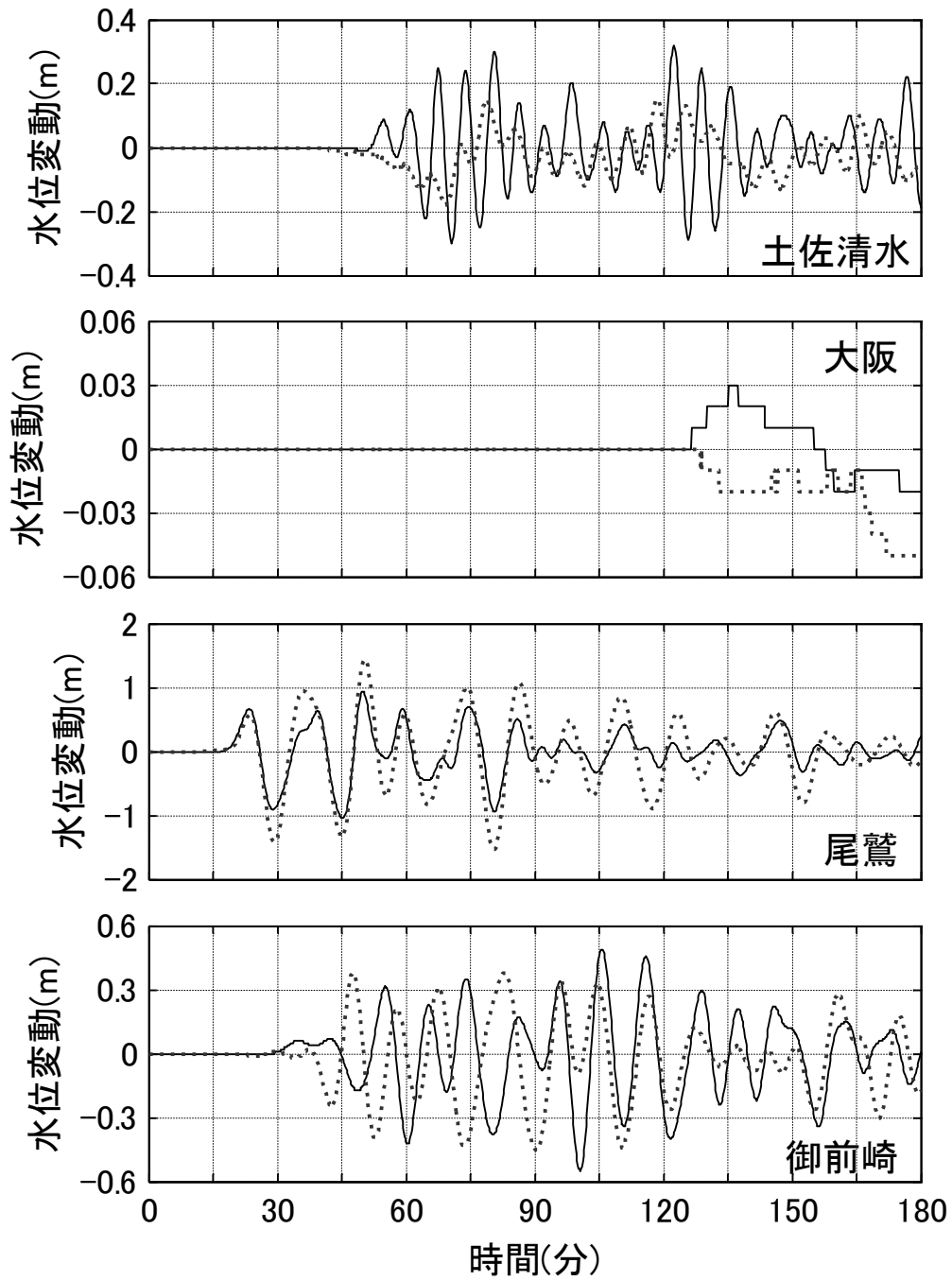


図 2.16 沿岸 4 地点における 2004 年東海道沖地震津波の津波波形の真値（実線）と予測値（点線）

## 2.2.4 解析条件が予測精度に及ぼす影響の感度分析

津波観測時間、津波観測点の個数、津波観測点の配置が予測精度に及ぼす影響を明らかにするため、感度分析を行った。図 2.17、図 2.18、図 2.19 は感度分析の結果を示した図であり、縦軸は初期水位分布の真値の最大値に対する初期水位分布の RMSE の比率を表す。

### 2.2.4.1 津波観測時間

津波観測時間を地震発生後 5 分間、10 分間、15 分間、20 分間、30 分間、45 分間、60 分間と変化させて、感度分析を行った。

図 2.17 のとおり、1707 年宝永東海南海地震津波を除く 3 個の地震津波では、津波観測時間を 20 分間より長くすると、津波観測時間に応じて初期水位分布の RMSE が低減し、予測精度が向上する。津波観測時間を長くすると、津波の第 1 波の全ての位相を観測できるなど、沖合津波観測情報の質・量が向上し、また、より長い時間の単位津波がインバージョン手法で使用できるため、予測精度が向上すると考えられる。

ただし 1707 年宝永東海南海地震津波では、津波観測時間を 60 分間まで延長しても予測精度に余り変化がない。予測精度が向上しない理由は、観測値に対する先験情報の重み付け係数  $\varepsilon_1$  と  $\varepsilon_2$  を定数で与えたためと考えられる。津波波源の広い 1707 年宝永東海南海地震津波においては先験情報の果たす役割が大きいため、沖合津波観測情報の量の増大により先験情報の影響が小さくなると予測精度は向上しない。また、1707 年宝永東海南海地震津波のように、形状が複雑な津波波源を単位波源の線形和によって正確に再現することは難しいので、限られた個数の沖合津波観測点において津波波形の残差を小さくしても、初期水位分布の推定誤差が最小化される保証はない。

なお津波観測時間が短い場合、地震によっては沖合観測点でほとんど津波を観測できないため、初期水位分布の推定値が 0 に近づき、凹凸の激しい推定値より RMSE が小さくなる可能性もある。

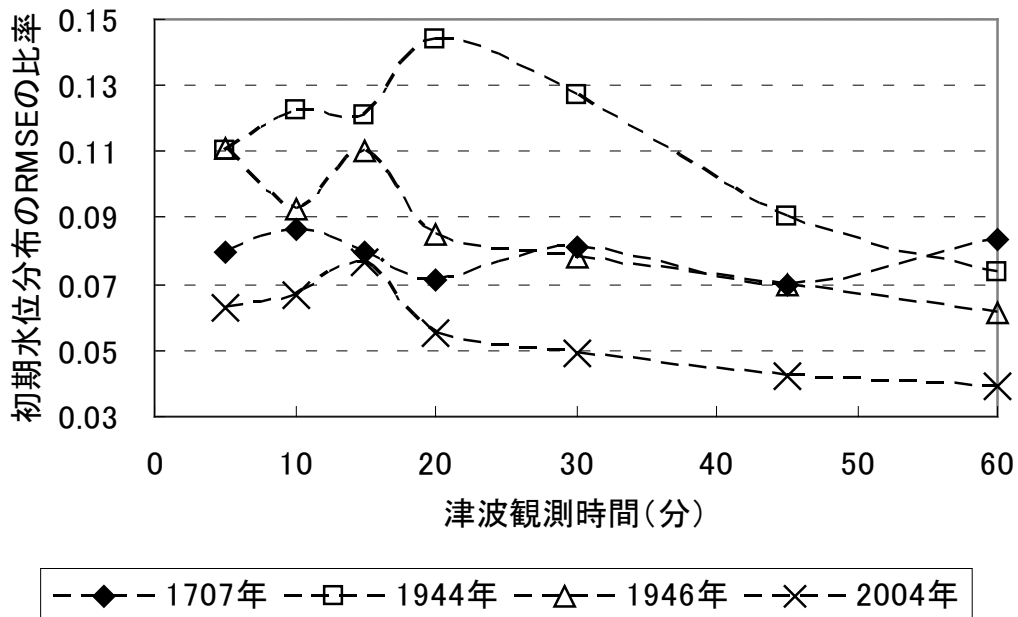


図 2.17 津波観測時間と予測精度の関係

#### 2.2.4.2 津波観測点の個数

津波観測点の個数を 3 個、5 個、10 個、19 個と変化させて、感度分析を行った。津波観測点が 3 個の場合は、足摺岬沖・白浜沖・御前崎沖の 3 基の GPS 波浪計を使用した（設置間隔 200km 程度）。津波観測点が 10 個と 19 個の場合は、設置間隔 100km 程度の 5 基の GPS 波浪計の間に、50km あるいは 25km 程度の等間隔で追加的に設置した沖合津波観測点（図 2.1 の白抜き丸印）を使用した。

図 2.18 のとおり、4 個の地震津波全てにおいて、津波観測点を増やすと、津波観測点の個数に応じて初期水位分布の RMSE が低減し、予測精度が向上する。津波観測時間を長くした場合と同様に、津波観測点を増やした場合も、沖合津波観測情報の質・量が向上し、また、より多様な単位津波がインバージョン手法で使用できるため、予測精度が向上すると考えられる。沖合津波観測情報の量の増大に伴い先験情報の影響が小さくなる可能性はあるが、津波観測時間を長くするよりも津波観測点を増やした方が予測精度は向上しやすい。

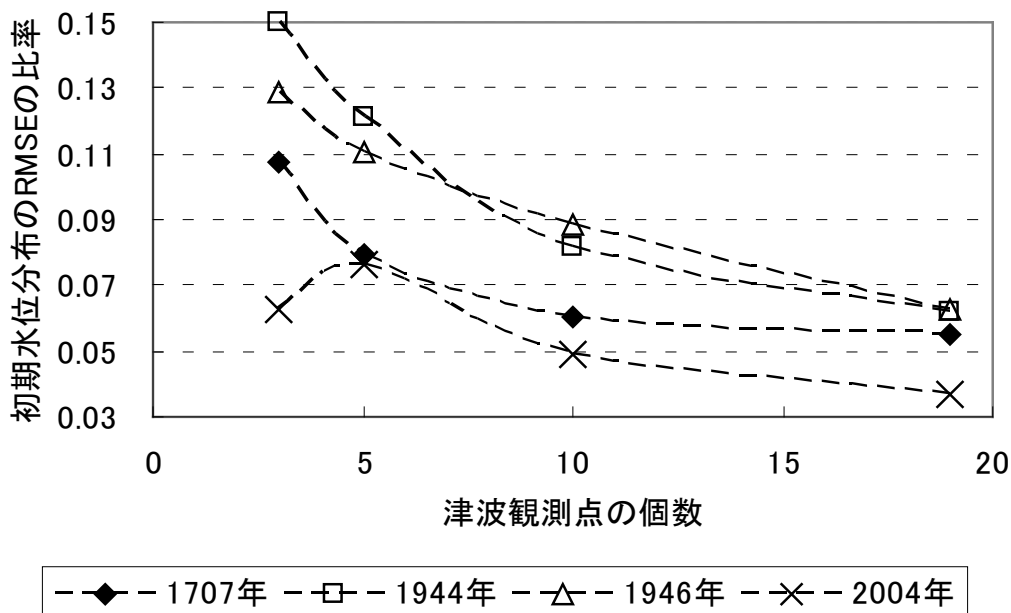


図 2.18 津波観測点の個数と予測精度の関係

#### 2.2.4.3 津波観測点の配置

津波観測点の個数を5個に固定したままで、配置パターンを均等、西寄り、中央寄り、東寄りに変化させて、感度分析を行った。配置パターンを変化させるために、GPS 波浪計の間に25km程度の等間隔で追加的に設置した沖合津波観測点（図 2.1 の白抜き丸印）を使用した。均等の配置では、足摺岬沖・室戸沖・白浜沖・尾鷲沖・御前崎沖の5基のGPS 波浪計を使用した。西寄りの配置では、足摺岬沖 GPS 波浪計（図 2.1 の42番）から室戸沖 GPS 波浪計（図 2.1 の43番）までの連続する5個の沖合津波観測点、中央寄りの配置では、白浜沖 GPS 波浪計（図 2.1 の44番）と44番の西側に隣接する2個の沖合津波観測点および44番の東側に隣接する2個の沖合津波観測点、東寄りの配置では、御前崎沖 GPS 波浪計（図 2.1 の46番）と46番の西側に隣接する4個の沖合津波観測点を、それぞれ用いた。

図 2.19 のとおり、1944年東南海地震津波や1946年南海地震津波の場合、津波波源の近傍に津波観測点が多いと予測精度は向上する。例えば、1944年東南海地震津波の波源は中央寄りと東寄りの津波観測点の近くに位置するため、西寄りよりも中央寄りや東寄りの配置の方が、初期水位分布のRMSEは小さく、予測精度が高い。しかし、4個の地震津波を総じて見れば、均等に配置する方が予測精度は高いと考えられる。

なお、2004年東海道沖地震津波では、津波波源から離れた西寄りや中央寄りの津波観測点を使用した場合に、RMSEが小さくなる。この要因は、津波観測時間が極端に短い場合と同様に、沖合観測点でほとんど津波を観測できないため、初期水位分布の推定値が0に近づき、凹凸の激しい推定値よりRMSEが小さくなったため、と考えられる。

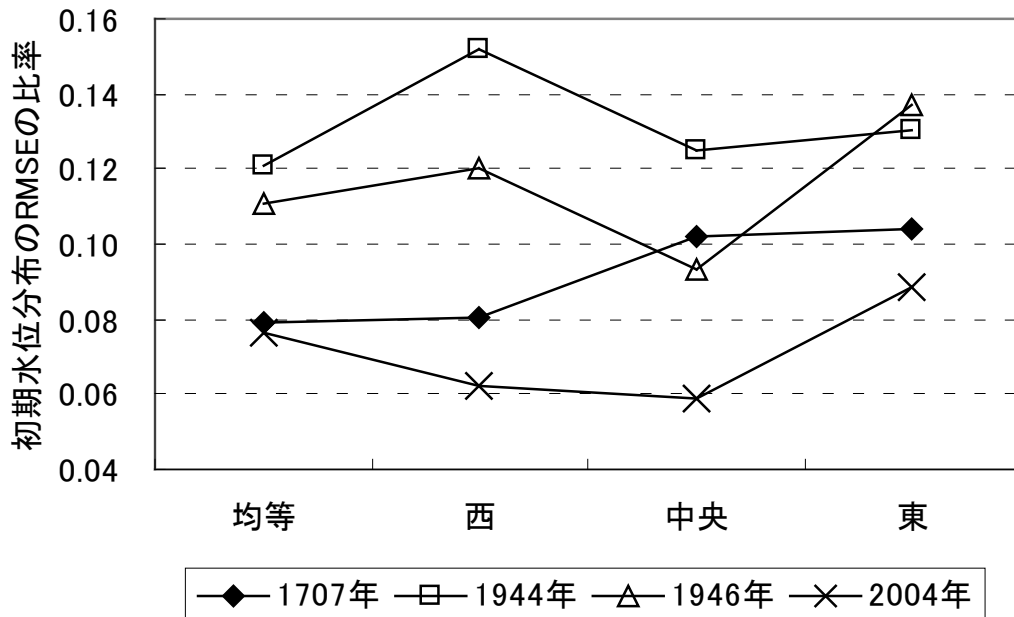


図 2.19 津波観測点の配置と予測精度の関係

## 2.2.5 観測誤差が予測精度に及ぼす影響の感度分析

### 2.2.5.1 観測誤差が予測精度に及ぼす影響

観測誤差が予測精度に及ぼす影響を明らかにするため、GPS 波浪計が観測する津波波形に、振幅 2cm、5cm、10cm、20cm のホワイト・ノイズを人為的に発生させて、感度分析を行った。ただし、GPS 波浪計が観測する津波波形には清水ら (2006) の前処理が施されるので、ホワイト・ノイズに対しても同様の前処理を施してから観測津波波形へ加えた。

図 2.20 は、初期水位分布の真値の最大値に対する初期水位分布の RMSE の比率と、観測誤差の振幅の関係を示した図である。観測津波波形の振幅が小さい 2004 年東海道沖地震津波を除いて、残りの 3 個の地震津波は振幅が 20cm 以下の観測誤差の影響をほとんど受けなかった。



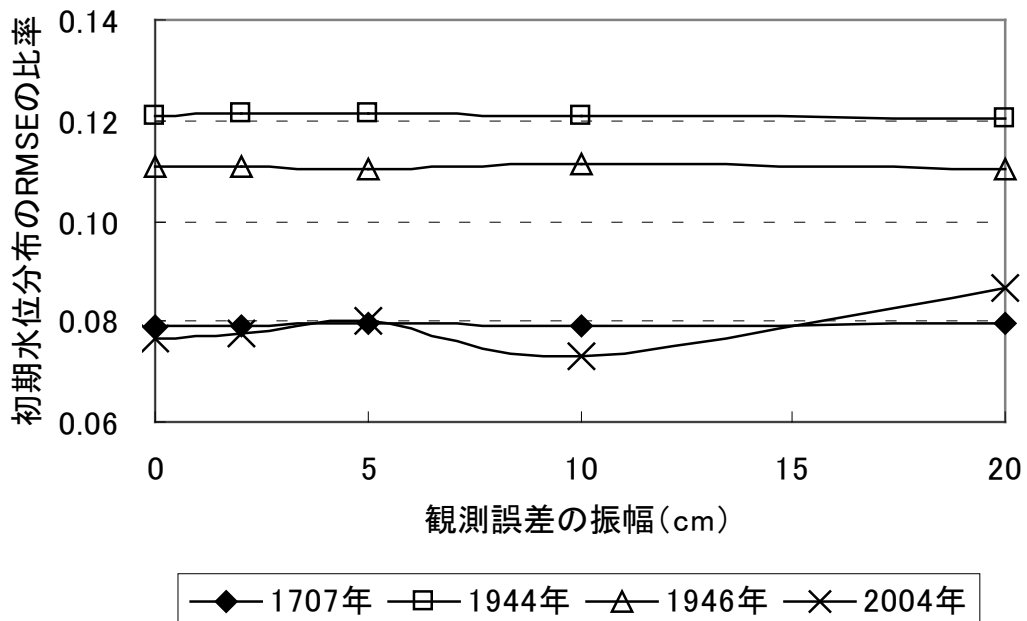


図 2.20 観測誤差と予測精度の関係

#### 2.2.5.2 仮想的に作成した観測値と真の観測値の差異

本研究では、断層パラメータから計算される津波を、仮想的な観測値として使用した。図 2.21 は、室戸沖 GPS ブイで観測した 2004 年東海道沖地震津波の津波波形と、Koshimura (オンライン) の断層パラメータから計算された津波波形を比較した図である。地震発生時刻は 2004 年 9 月 4 日 23 時 57 分であり、9 月 5 日 0 時から 3 時までの津波波形を描画した。

両者の津波波形は完全には一致していないが、実際に観測された津波波形を、断層パラメータから計算された津波波形で代用しても特段の問題はないと考えられる。

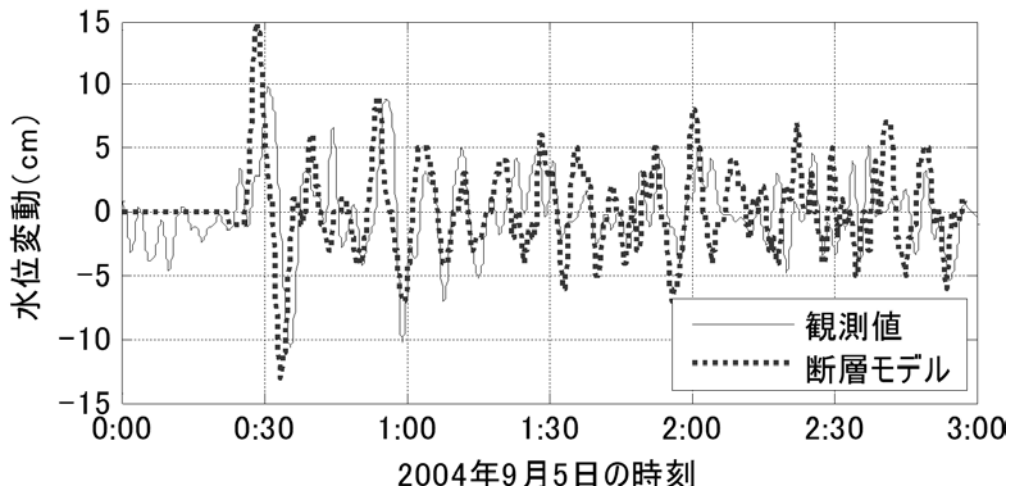


図 2.21 室戸沖 GPS ブイで観測した 2004 年東海道沖地震津波の津波波形と断層パラメータから計算された津波波形

### 2.2.6 先験情報の重み付け係数に関する検討

本研究では、観測値に対する先験情報の重み付け係数 $\varepsilon_1$ と $\varepsilon_2$ を定数( $\varepsilon_1=\varepsilon_2=0.5$ )で与えた。しかし、津波観測時間等の解析条件により沖合津波観測情報の量は増減するので、先験情報の重み付け係数も解析条件に応じて設定することが必要である。

そこで、1707 年東海南海地震津波を対象に、津波観測時間が地震発生後 15 分間と 30 分間の 2 通りの場合において、初期水位分布の RMSE を最小化する $\varepsilon_1$ と $\varepsilon_2$ の組み合わせがどのように異なるか検討した。

図 2.22 は、 $\varepsilon_1^2$ と $\varepsilon_2^2$ をそれぞれ 0.01、0.05、0.1、0.5、1.0、5.0、10.0 (白抜き丸印の位置)と変化させた感度分析の結果である。初期水位分布の RMSE をコンターで示した。津波観測時間が地震発生後 15 分間の場合は $\varepsilon_1^2=1.0$ 、 $\varepsilon_2^2=1.0$ の組み合わせで、津波観測時間が地震発生後 30 分間の場合は $\varepsilon_1^2=10.0$ 、 $\varepsilon_2^2=5.0$ の組み合わせで、RMSE が最小となった。

解析条件によって適切な重み付け係数は異なることが定量的に確認されたので、先験情報の重み付け係数を最適化する手法の開発が今後必要である。

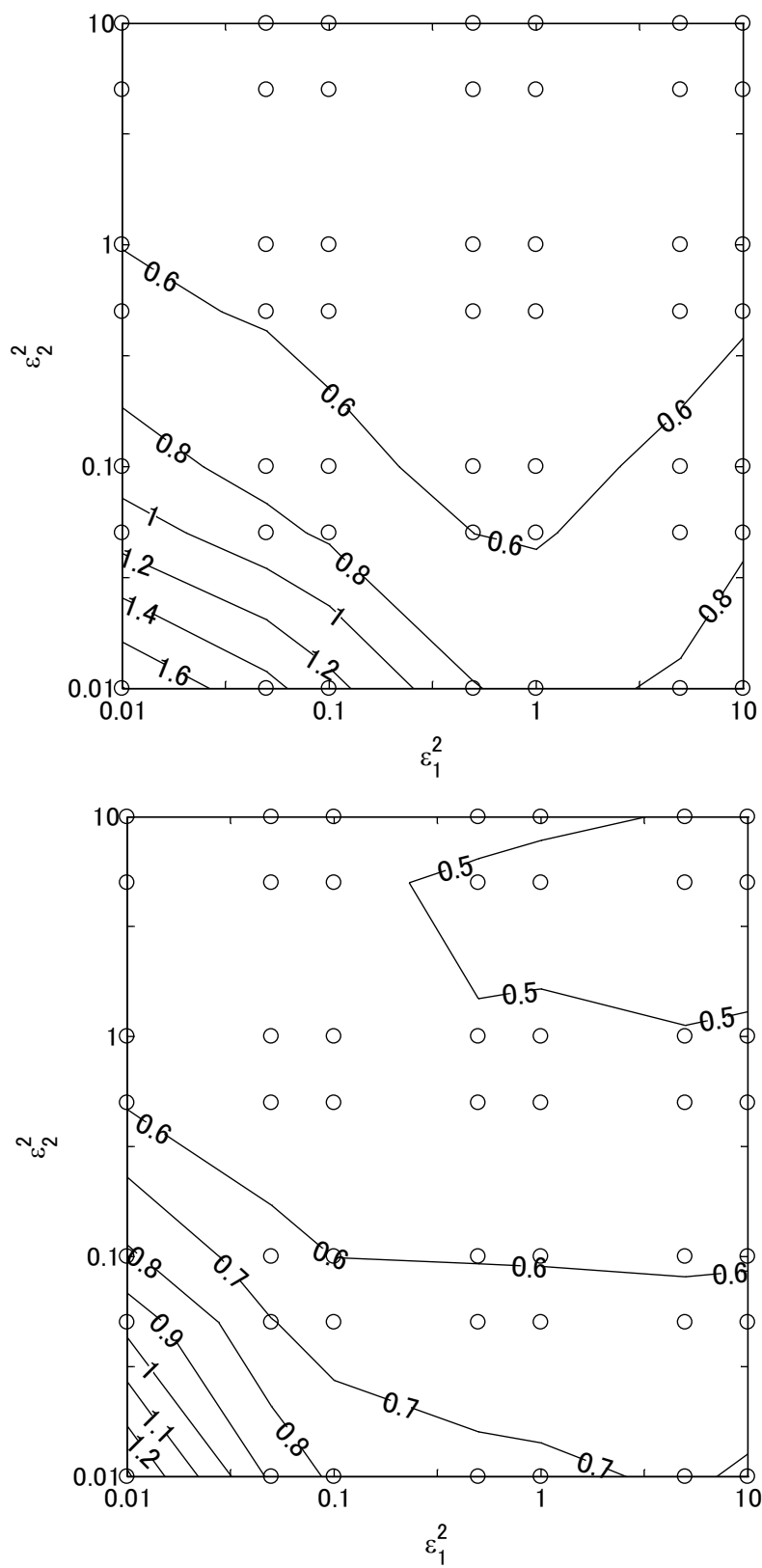


図 2.22 先験情報の重み付け係数と予測精度の関係、上段は津波観測時間が地震発生後 15 分間の場合、下段は 30 分間の場合

## 2.2.7 予測精度の評価指標の検証

予測精度の評価指標としては、初期水位分布の真値と推定値の二乗平均平方根誤差 (RMSE) を用いることが最良である。なぜならば、インバージョン手法は重ね合わせの原理に基づくため、初期水位分布 (すなわち単位波源の初期変動量) が精度良く推定されれば、任意地点の津波波形の残差も自動的に小さくなるからである。特定の地点における津波波形の残差を評価指標とした場合、他の地点における津波波形の残差は必ずしも小さくなるとは限らない。

しかし、本研究のような数値実験を行わない場合には、初期水位分布の真値を正確かつ素早く知ることは困難である。そこで、初期水位分布の真値が分からなくても使用できる予測精度の評価指標として、条件数とディリクレスプレッド関数の有効性を検証した。

なお、初期水位分布の真値が分からなくても予測精度を評価できれば、津波観測時間等の解析条件が予測精度に及ぼす影響も明らかにすることができる。

### 2.2.7.1 条件数とディリクレスプレッド関数の導出

インバージョン手法は、式 (2.7) で示される多次元 1 次連立方程式を解くことに他ならないので、2.1.2 で説明したとおり、係数行列  $(A^T A + \varepsilon_1^2 D^T D + \varepsilon_2^2 F^T F)$  の性質が予測精度に大きな影響を持つ。係数行列の評価指標の 1 つが、行列の最大固有値と最小固有値の比で表される条件数である。条件数が大きい係数行列は特異に近いので、最小二乗解の精度が低下しやすい (高倉、2007)。

また、単位波源の初期変動量の真値を  $n$  行の列ベクトル  $x_r$  とすれば ( $n$  は単位波源の総数)、観測津波波形である式 (2.1) 中の列ベクトル  $y$  は単位津波の線形和を用いて  $y = Ax_r$  と表されるので、式 (2.7) は式 (2.12) へ展開することが可能である。式 (2.12) から明らかにおり、行列  $(A^T A + \varepsilon_1^2 D^T D + \varepsilon_2^2 F^T F)^{-1} A^T A$  が単位行列に近ければ、単位波源の初期変動量の真値  $x_r$  と推定値  $x$  の誤差が小さくなる。ディリクレスプレッド関数は、行列  $(A^T A + \varepsilon_1^2 D^T D + \varepsilon_2^2 F^T F)^{-1} A^T A$  から単位行列を引き、差として残った行列の要素の二乗和で定義される数である (メンケ、1997)。ディリクレスプレッド関数が小さいほど、一般的に予測精度は高い。

$$x = (A^T A + \varepsilon_1^2 D^T D + \varepsilon_2^2 F^T F)^{-1} A^T A x_r \quad (2.12)$$

### 2.2.7.2 条件数とディリクレスプレッド関数の有効性

表 2.5 のとおり、震央位置を考慮しない手法と比較すると、震央位置を考慮して改良された手法は、初期水位分布の RMSE が大幅に減少すると同時に、条件数とディリクレスプレッド関数も急激に低下している。

また図 2.23 は、津波観測時間、津波観測点の個数や配置を変化させた感度分析において、条件数、ディリクレスプレッド関数、初期水位分布の RMSE の比率の関係をプロットした

図である。シンボルの違いは、初期水位分布の真値の最大値に対する、初期水位分布の RMSE の比率を表す。初期水位分布の RMSE の比率が 0.05 より小さいシンボル (+) は、条件数が 100 以下、ディリクレスプレッド関数が 800 以下であり、破線より左下側に位置する。これに対して、初期水位分布の RMSE の比率が 0.11 より大きいシンボル (●) は破線の右上側に位置している。条件数とディリクレスプレッド関数の両者が小さい場合に予測精度は高いと評価できることが確認された。

以上のとおり、条件数とディリクレスプレッド関数は予測精度の評価に有効である。また、震央位置を考慮する、あるいは津波観測時間や津波観測点数を増加させると、条件数とディリクレスプレッド関数が減少するため予測精度が向上する、と考えられる。

ただし、条件数とディリクレスプレッド関数は、インバージョン手法に使用される単位津波や先験情報の性質を評価する指標であり、沖合における観測津波波形が予測精度に及ぼす影響を、直接には考慮していない点へ注意が必要である。

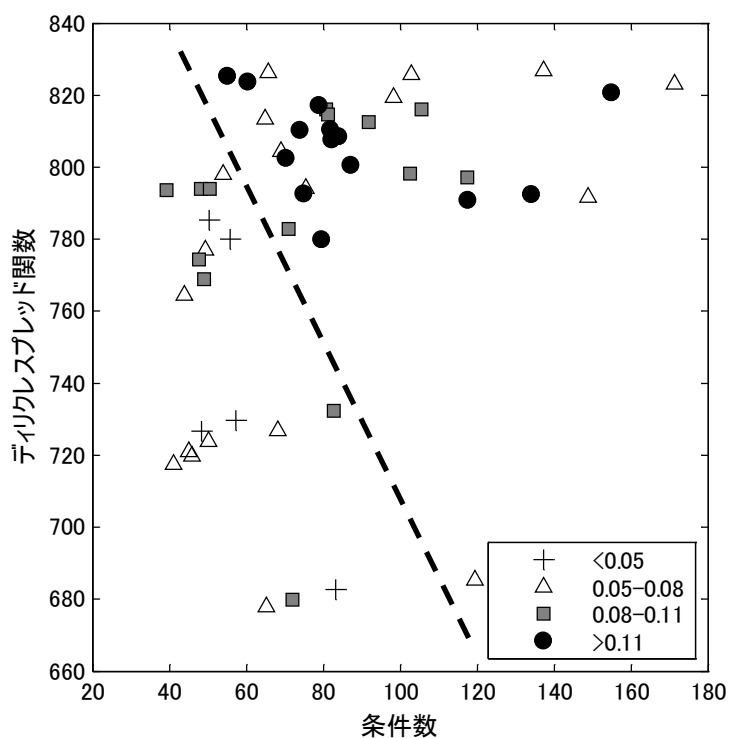


図 2.23 条件数、ディリクレスプレッド関数、初期水位分布の RMSE の関係

## 2.3 まとめ

本章で得られた結論は、次の 3 点のとおりである。

- (1) 津波波源は震央の周囲に分布するという先験情報を利用することにより、インバージョン手法の予測精度を向上させた。初期水位分布の真値と推定値の二乗平均平方根誤

差は、震央位置を考慮しない場合と比較して 10%~70%に縮小された。

- (2) 数値実験で再現した歴史地震へ適用した結果、5 基の GPS 波浪計が地震発生後 15 分間に観測する津波波形を利用した場合、初期水位分布の真値の最大値の 10%程度の二乗平均平方根誤差で、初期水位分布を推定することができた。沿岸の津波波形に関しては、第 1 波の押し波の最大値や水位変動開始時刻がある程度正確に予測できた。また、感度分析の結果、予測精度を高めるためには、津波観測時間を長くすること、津波観測点の個数を多くすること、想定波源域内で津波観測点を均等に配置することが有効であった。
- (3) 初期水位分布の真値が分からない場合でも、間接的に予測精度を評価する指標として、条件数とディリクレスプレッド関数が有効であることを確かめた。条件数とディリクレスプレッド関数が小さい場合は、予測精度が高いと期待できる。

また、今後の課題として、次の 2 点が明らかになった。

- (1) 本研究では、先験情報の重み付け係数を所与のものとして固定したが、津波観測時間等の解析条件に応じて先験情報の重み付け係数を最適化する必要がある。
- (2) 「単位波源の初期変動量は空間的に滑らかに分布する」や「津波波源が震央の周囲に分布する」という先験情報が有効であることは確認できたが、必ずしも全ての津波波源に該当する先験情報では無いので、先験情報の内容についても、更なる改良・検討が必要である。

## 第3章 越流量推定モデルとレベル湛水法による浸水予測

### 3.1 越流量推定モデルの開発

#### 3.1.1 越流量推定モデルの考案

津波波形インバージョンとグリーン関数の重み付け線形和で予測される津波波形は、陸上への越流・遡上・浸水を考慮することができない。このため、グリーン関数の重み付け線形和で予測される津波波形から、越流量を推定し、次に浸水状況を予測する手法を開発する必要がある。

まず、津波波形インバージョンとグリーン関数の重み付け線形和で予測される海岸構造物前面の押し波の振幅 $\eta_{\max}$ と越流継続時間 $T$ から、単位幅あたりの越流量 $Q$ を算定するために式(3.1)を提案する。

$$Q = \alpha \frac{T}{2} \left( 0.35 \sqrt{2g} (\beta \eta_{\max} - z)^{1.5} \right) \quad (3.1)$$

ただし、 $g$ は重力加速度、 $z$ は海岸構造物の天端高である。汀線に接する陸地の地盤高の半分の高さが海岸構造物の天端高よりも大きい場合は、 $z$ を汀線に接する陸地の地盤高の半分の高さとした。

式(3.1)は、完全越流の場合の本間の越流公式を用いて最大越流量を計算し、越流量の時間変化が最大越流量を頂点とする二等辺三角形分布であると仮定して、最大越流量に $T/2$ を乗じた式である。

加藤ら(2007)も式(3.1)と同様の越流量推定モデルを提案しているが、非線形効果と遡上を考慮した津波数値計算結果から越流量を推定することを目的としていたため、越流継続時間に関するパラメータ $\alpha$ しか考慮せず、津波高に関するパラメータ $\beta$ は用いていない。

しかし、津波波形インバージョンとグリーン関数の重み付け線形和で予測される津波は、汀線で完全反射を仮定した線形長波モデルである。実現象に近い遡上を考慮した非線形長波モデルとは、越流継続時間も津波高も異なると考えられるので、2つのパラメータ $\alpha$ と $\beta$ を導入した。遡上を考慮した場合と比較すると、汀線で完全反射を仮定した場合の津波高は、重複波により最大で2倍に達することから、パラメータ $\beta$ の取りうる値は0.5~1.0と想定した。

津波波形インバージョンとグリーン関数の重み付け線形和により海岸構造物前面における津波波形が予測されると、波ごとの最大津波高と越流継続時間を $\eta_{\max}$ と $T$ へ代入することで、即時に越流量が推定可能である。

### 3.1.2 数値実験によるパラメータの同定

実現象に近い遡上ありの非線形長波モデルと、津波波形インバージョンとグリーン関数の重み付け線形和から予測される津波波形と同等のものと見なせる完全反射の線形長波モデルの、2種類の計算モデルによる数値計算を実行し、パラメータ $\alpha$ と $\beta$ の同定を行い、越流量推定モデルの精度検証を実施した。使用した津波数値計算モデルについては、後藤・佐藤(1993)を参照した。

#### 3.1.2.1 地形

モデル地区としては和歌山下津港を対象とし、数値実験で使用した計算範囲は、和歌山下津港を含む約30km×20kmの領域である(図3.1)。北側境界に位置する紀淡海峡周辺を除くと、水深は80m以下であり、入射波の波長に対して十分浅い。

本調査では、特に和歌浦・海南地区(図3.1の黒枠内)に着目して、数値実験結果の解析を行った。和歌浦・海南地区の陸上地形は図3.2、海岸構造物の天端高は図3.3のとおりである。図3.2に示す①～⑥の区間は、レベル湛水法のための汀線の分割であり、詳細は後述する。

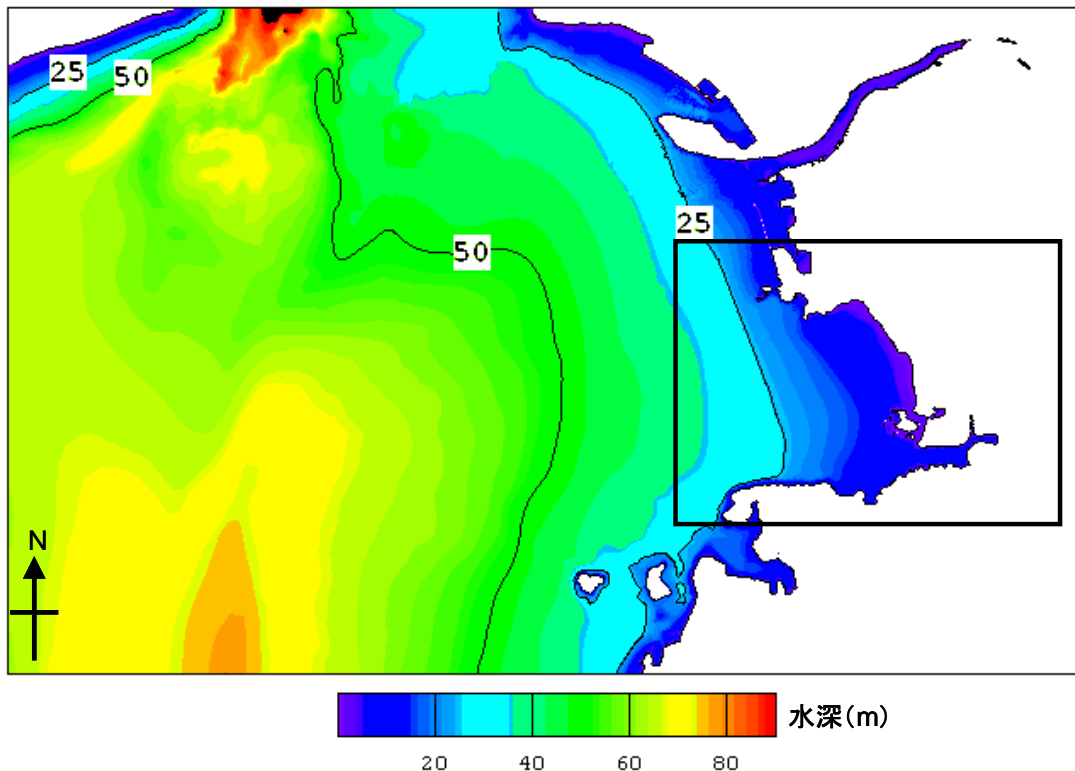


図3.1 和歌山下津港周辺の海底地形



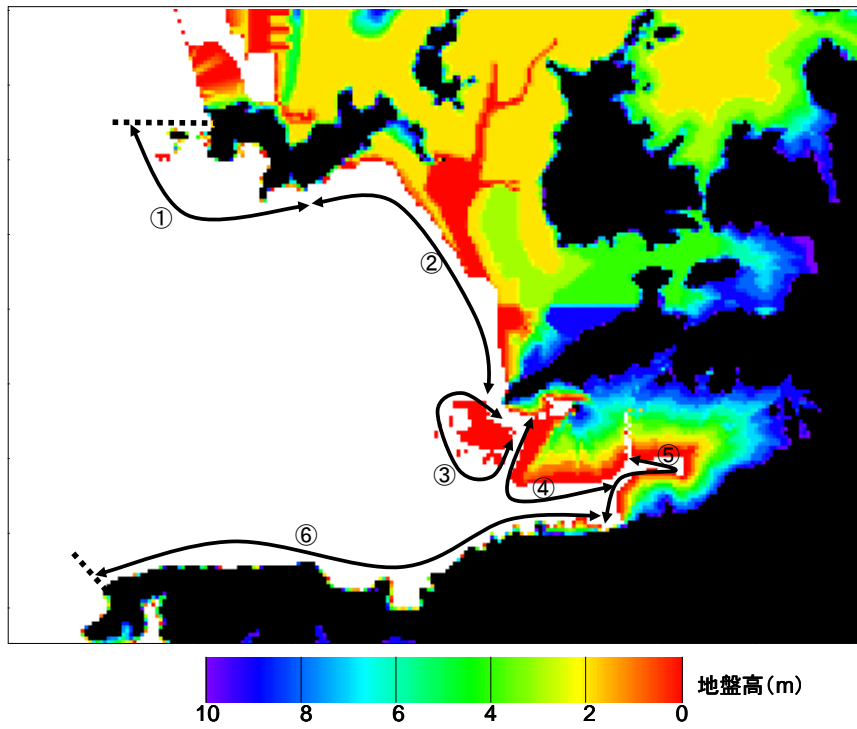


図 3.2 和歌山下津港和歌浦・海南地区の陸上地形  
(黒色は地盤高が 10m 以上の地点を示す)

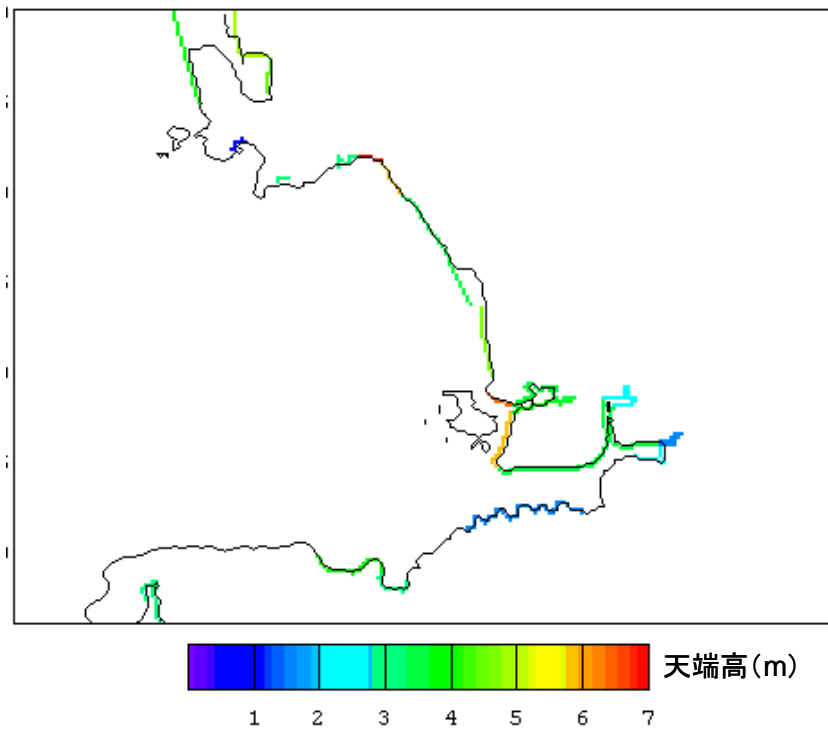


図 3.3 和歌山下津港和歌浦・海南地区の海岸構造物の天端高

### 3.1.2.2 入射波

入射波は正弦波 1 波とし、表 3.1 に示す 48 種類（振幅 6 種類×周期 4 種類×入射位置 2 種類）の波を入射させた。

表 3.1 入射波の諸元

振幅 (m)	0.5, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0
周期 (分)	5, 10, 20, 30
入射位置	西側境界、南側境界

### 3.1.2.3 その他

空間格子間隔は 50m とし、計算範囲を 630×390 の格子へ分割した。時間ステップは 1 秒である。西側境界、南側境界のどちらから波を入射させても、遅くとも 20 分後には和歌浦・海南地区へ波が到達すること、また入射波の最も長い周期が 30 分であることを考慮し、1 時間を対象に数値実験を実施した。

## 3.1.3 遡上ありの非線形長波モデルと完全反射の線形長波モデルの計算結果の比較

### 3.1.3.1 最大津波高の平面分布

図 3.4 は、入射波が振幅 3.0m、周期 30 分、西側入射のときの最大津波高の平面分布である。上側に遡上ありの非線形長波モデル、下側に完全反射の線形長波モデルの計算結果をそれぞれ示す。入射波の振幅と周期は数値実験の中で最も大きく、また和歌山下津港の真正面である西側から入射するため、和歌山下津港の浸水被害が最大となる入射波条件である。

遡上ありの非線形長波モデルと比較して、完全反射の線形長波モデルの最大津波高は汀線付近で大きくなる。特に、埠頭で遮蔽された港の奥や河川において、完全反射の線形長波モデルの最大津波高の増大は顕著である。一方、沖合においては、遡上ありの非線形長波モデルと完全反射の線形長波モデルの最大津波高に大きな違いは見られない。

図 3.5 は、図 3.4 の入射位置を西側から南側へ変更したときの計算結果である。遡上ありの非線形長波モデルと完全反射の線形長波モデルのどちらにおいても、西側入射と比較して南側入射は最大津波高が全体的に小さい。西側入射と同様に南側入射でも、完全反射の線形長波モデルの最大津波高は、汀線付近で遡上ありの非線形長波モデルよりも大きい。

図 3.6 は、図 3.4 の周期を 30 分から 5 分へ変更したときの計算結果である。遡上ありの非線形長波モデルに着目すると、周期 30 分と比較して周期 5 分は、浸水域・浸水深が小さい。完全反射の線形長波モデルの最大津波高は、汀線付近で遡上ありの非線形長波モデルよりも大きく、完全反射の線形長波モデルと遡上ありの非線形長波モデルの差は、周期 30 分よりも顕著である。

図 3.7 は、図 3.4 の振幅を 3.0m から 0.5m へ変更したときの計算結果である。振幅 3.0m と同様に振幅 0.5m でも、完全反射の線形長波モデルの最大津波高は、汀線付近で遡上あり

の非線形長波モデルよりも大きいですが、完全反射の線形長波モデルと遡上ありの非線形長波モデルの差は、振幅 3.0m と比較すると微小である。

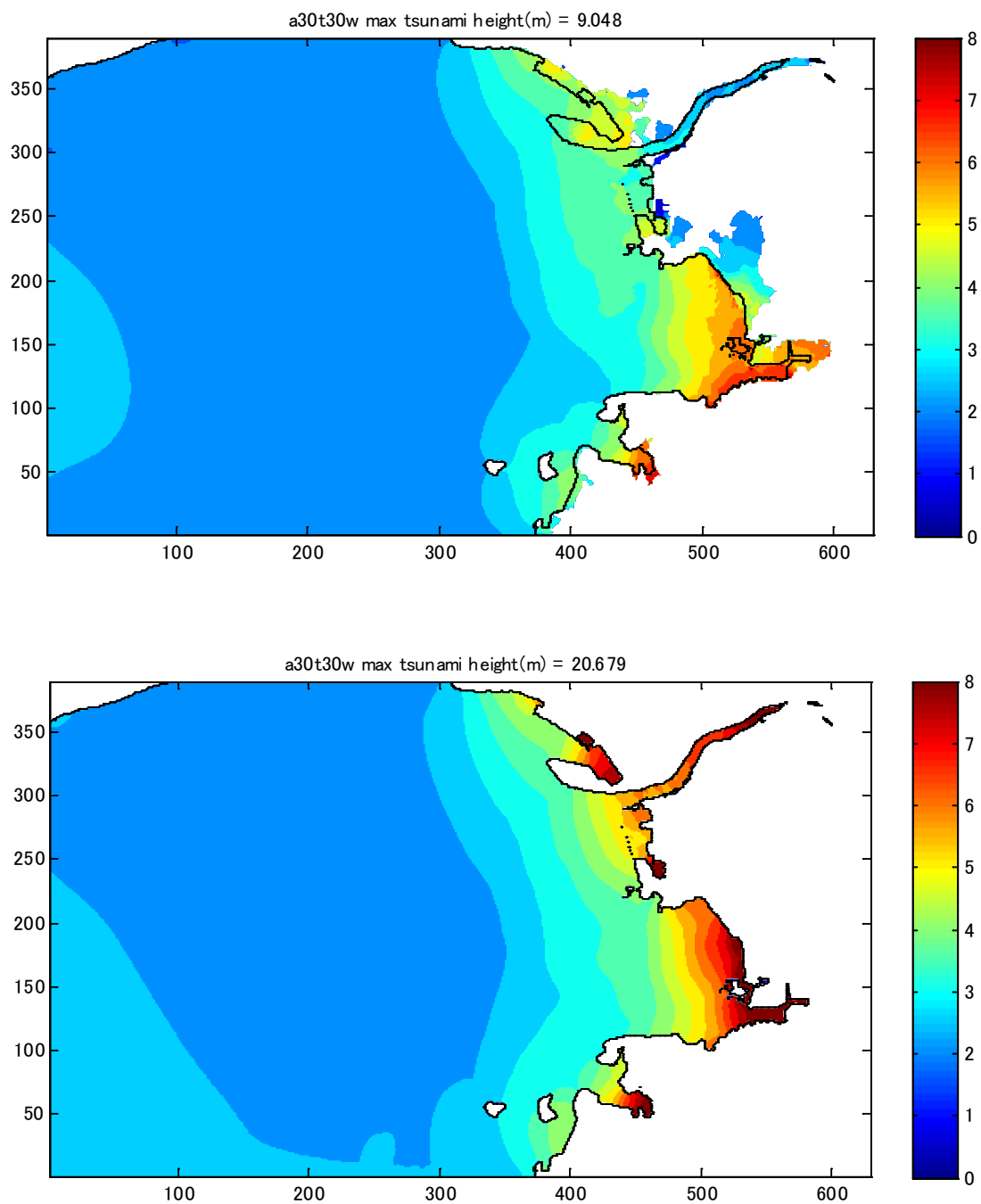


図 3.4 振幅 3.0m、周期 30 分、西側入射（上：遡上あり非線形、下：完全反射線形）

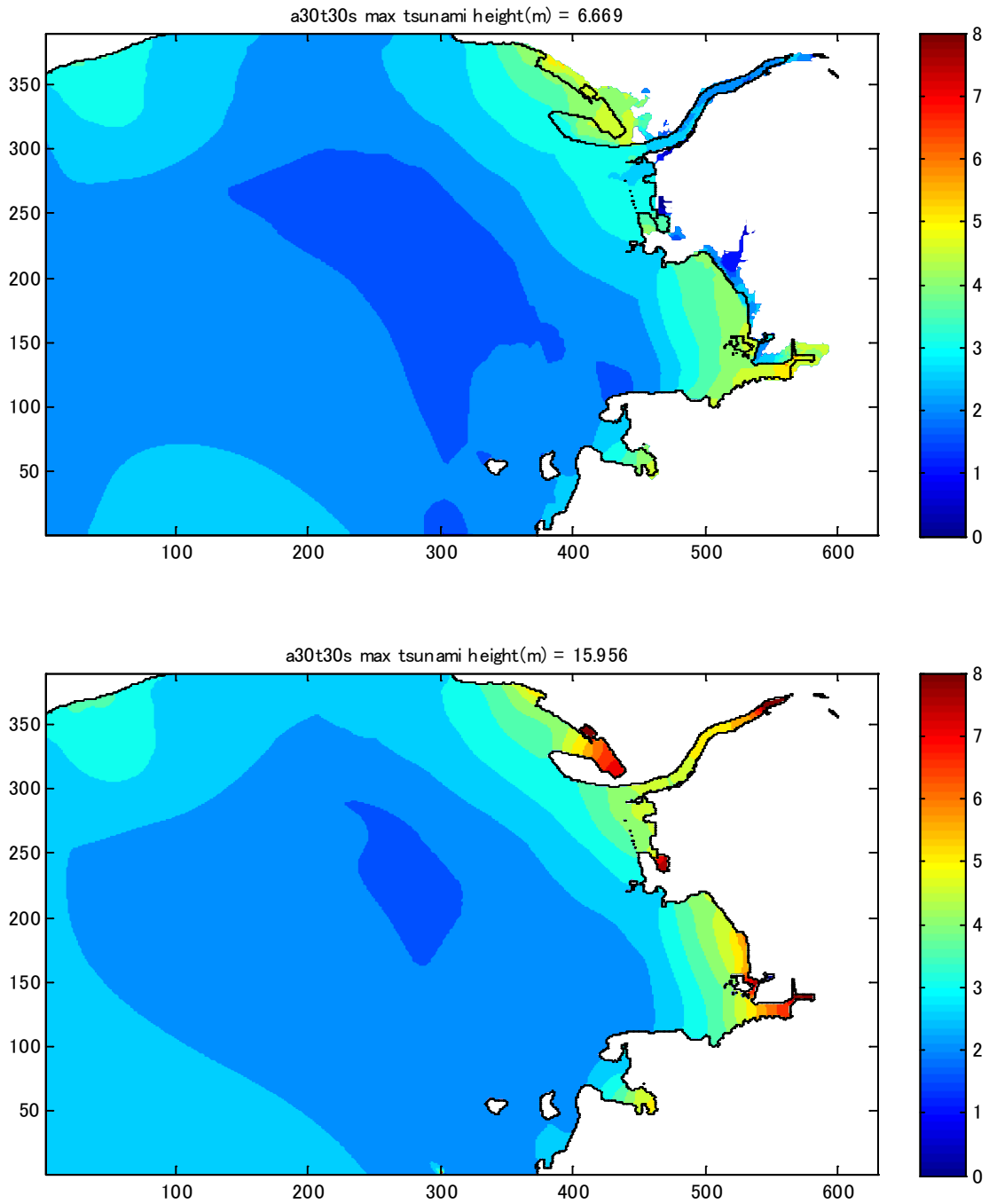


図 3.5 振幅 3.0m、周期 30 分、南側入射（上：遡上あり非線形、下：完全反射線形）

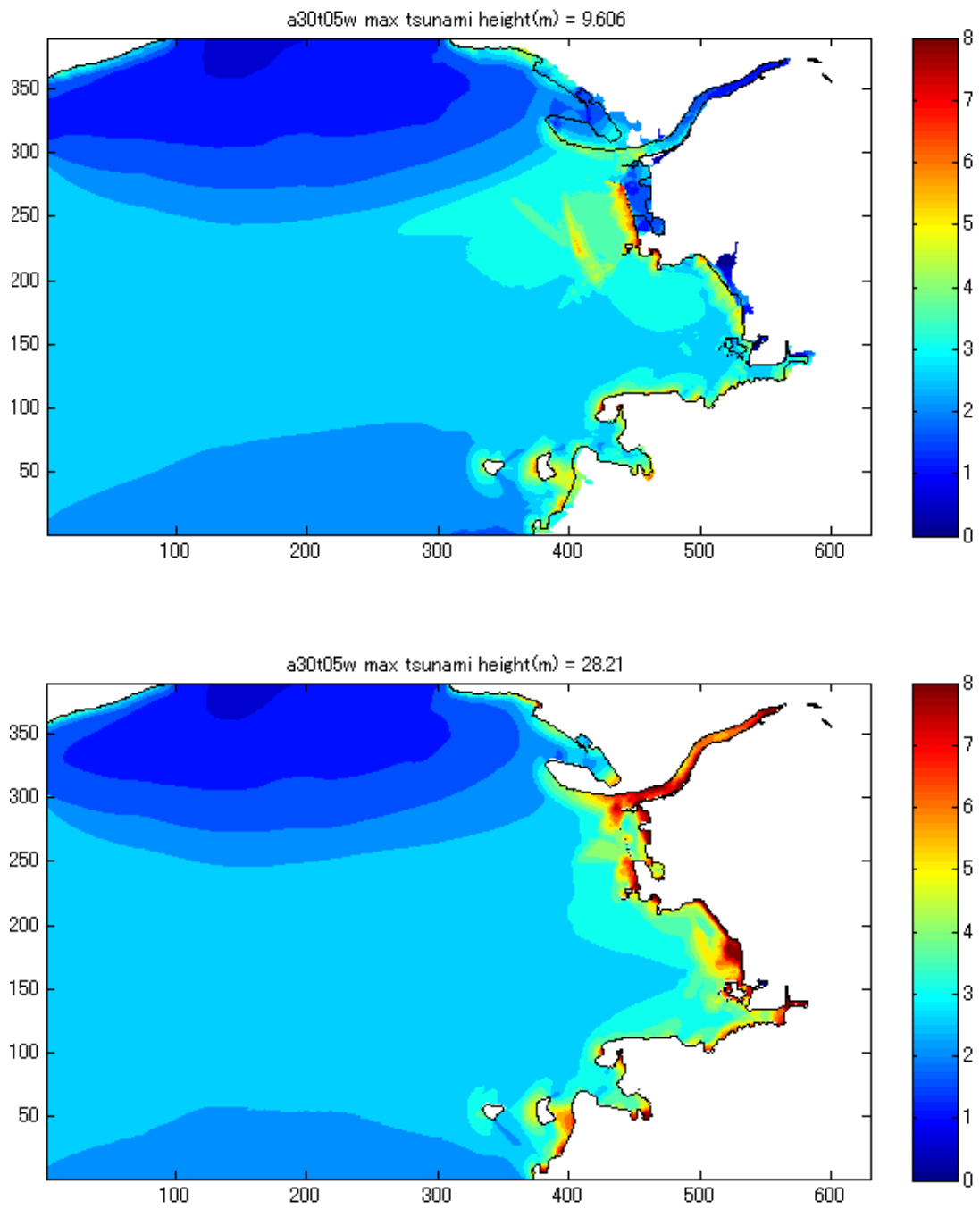


図 3.6 振幅 3.0m、周期 5 分、西側入射（上：遡上あり非線形、下：完全反射線形）

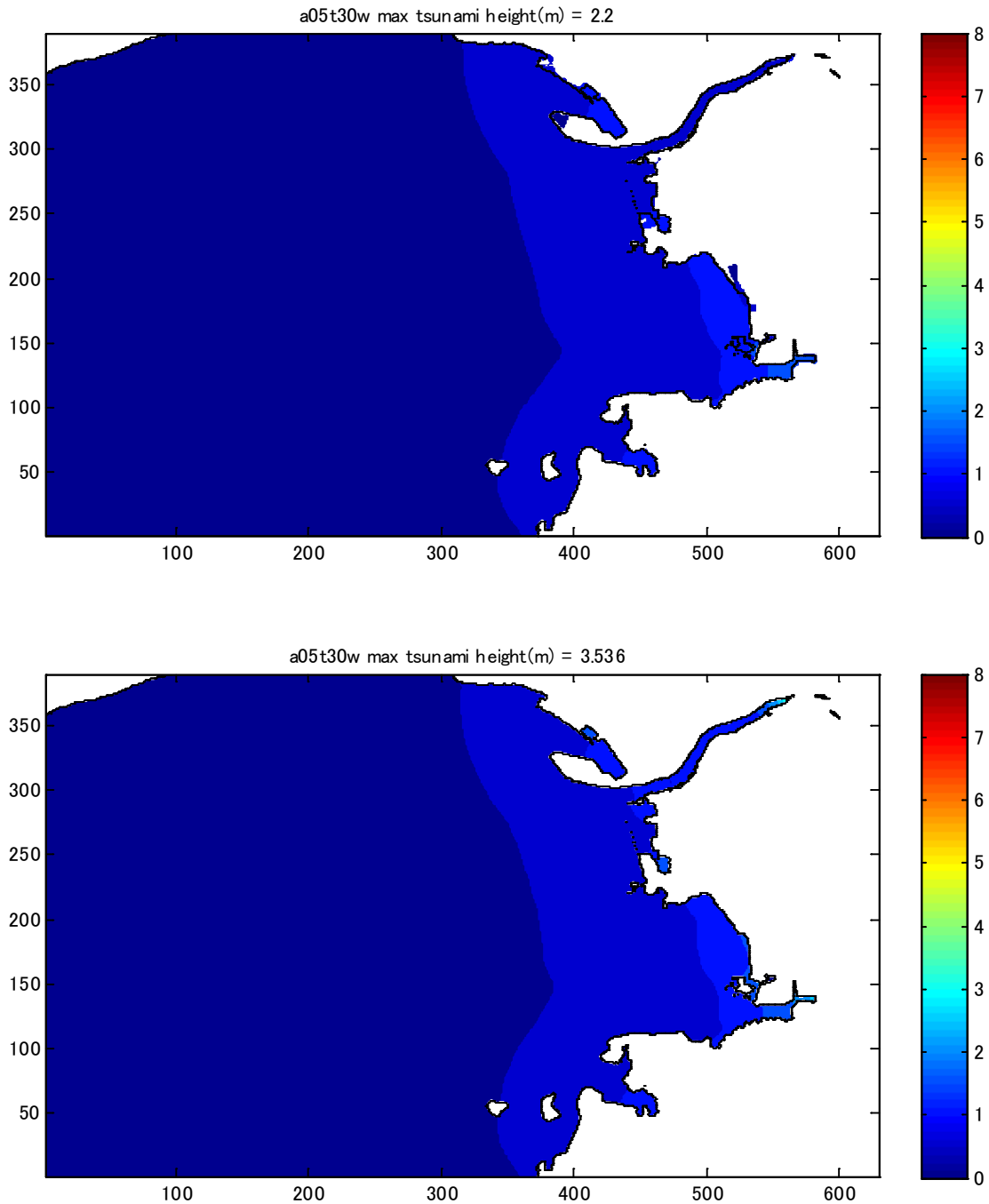


図 3.7 振幅 0.5m、周期 30 分、西側入射（上：遡上あり非線形、下：完全反射線形）

### 3.1.3.2 和歌浦・海南地区の汀線における津波波形

遡上ありの非線形長波モデルと完全反射の線形長波モデルにおいて、最大津波高だけではなく、越流継続時間がどのように異なるかまで検討するため、和歌浦・海南地区の汀線における津波波形を 2 種類の計算モデルの間で比較した。

和歌浦・海南地区の汀線には、合計で 495 点の計算格子がある。汀線の各計算格子におけ

る水位変動の時系列データから、最大津波高と越流継続時間を読み取り、495点分のデータの平均を計算して、**図 3.8** にプロットした。越流継続時間とは、最大津波高が発生する波において水位変動が正の値となっている時間のことである。**図 3.8** の縦軸は、完全反射の線形長波モデルに対する遡上ありの非線形長波モデルの最大津波高および越流継続時間それぞれの比率である。**図 3.8** の横軸は入射波の種類を示す。点線で区切られた短冊の中では、周期と入射位置が同じであり、左側から右側に向けて振幅が 0.5m から 3.0m へ昇順に並ぶ。例えば、最も左寄りの点は、入射波が振幅 0.5m、周期 5 分、西側入射の場合の計算結果であり、その右隣の点は、入射波が振幅 1.0m、周期 5 分、西側入射の場合の計算結果に対応する。

遡上ありの非線形長波モデルの最大津波高は、南側入射で振幅が小さく周期の短い一部の条件を除いて、完全反射の線形長波モデルよりも小さくなる。完全反射の線形長波モデルと比較して、遡上ありの非線形長波モデルの最大津波高は、南側入射よりも西側入射の方が小さくなりやすく、入射位置と周期が同じならば、振幅が大きいほど小さくなりやすい。

遡上ありの非線形長波モデルの越流継続時間は、完全反射の線形長波モデルよりも長くなる。完全反射の線形長波モデルと比較して、遡上ありの非線形長波モデルの越流継続時間は、周期が短いほど長くなりやすく、入射位置と周期が同じならば、振幅が大きいほど長くなりやすい。

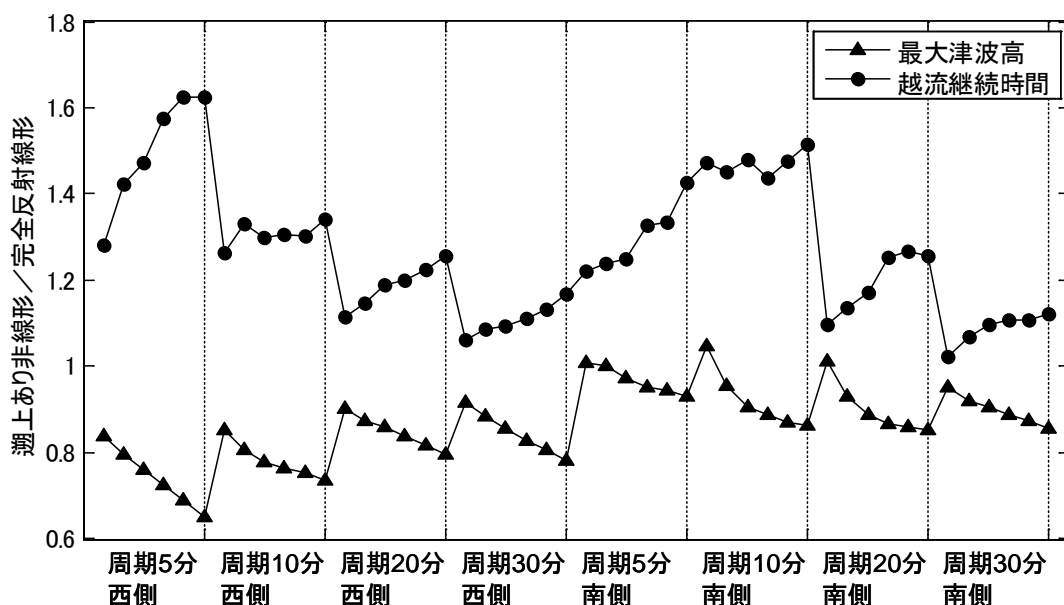


図 3.8 和歌浦・海南地区の汀線における津波波形の比較

### 3.1.3.3 遡上ありの非線形長波モデルと完全反射の線形長波モデルの違いに関する考察

完全反射の線形長波モデルと比較して遡上ありの非線形長波モデルは、汀線付近において、最大津波高が小さくなり、越流継続時間は長くなる傾向を有することが分かった。また、

遡上ありの非線形長波モデルで最大津波高が小さくなり、越流継続時間が長くなる傾向は、入射位置と周期が同じならば、振幅が大きいほど顕著である。

完全反射の線形長波モデルと比較すると、遡上ありの非線形長波モデルでは、非線形効果、底面摩擦、遡上が考慮されている。遡上ありの非線形長波モデルの最大津波高は、非線形効果によって大きくなる一方、底面摩擦によるエネルギー損失のため小さくなる。また、汀線で重複波の発生する完全反射の線形長波モデルと異なり、陸域まで浸水するため、遡上ありの非線形長波モデルの最大津波高は小さく、越流継続時間は長くなる。非線形効果よりも底面摩擦と遡上の影響が大きかったため、遡上ありの非線形長波モデルの最大津波高は小さく、越流継続時間は長くなったと考えられる。そして、振幅が小さい場合は浸水が余り発生しないため、遡上ありの非線形長波モデルにおいても汀線で反射することが多くなり、完全反射の線形長波モデルとの違いが少なかったと推察される。

### 3.1.4 パラメータ $\alpha$ と $\beta$ に関する検討

パラメータ $\alpha$ と $\beta$ は地形などの影響を受けるため、各地点において固有の値を取ると考えられる。和歌浦・海南地区の汀線に位置する 495 点の各計算格子において、パラメータ $\alpha$ と $\beta$ を同定した。

式 (3.1) の右辺から係数 $\alpha$ を除いた部分を  $Q'$  とおくと、式 (3.1) は  $Q = \alpha Q'$  と書き換えられる。パラメータ $\alpha$ の最適値は、遡上ありの非線形長波モデルから計算された越流量  $Q_{\text{true}}$  と、完全反射の線形長波モデルから式 (3.1) により推定した越流量  $Q_{\text{est}} = \alpha Q'$  の間の残差  $e$  の二乗和を最小化するので、式 (3.2) の解として求まる。

$$0 = \frac{d\left(\sum_{i=1}^N e_i^2\right)}{d\alpha} = \frac{d\left(\sum_{i=1}^N (Q_{\text{true},i} - \alpha Q'_i)\right)}{d\alpha} \Leftrightarrow \alpha = \frac{\sum_{i=1}^N Q_{\text{true},i} Q'_i}{\sum_{i=1}^N (Q'_i)^2} \quad (3.2)$$

ここに、 $N$  はデータの総数である。入射波の種類の数だけデータが得られるので、 $N$  は 48 になる。

パラメータ $\beta$ を 0.5 から 1.0 まで 0.1 刻みに変化させながら  $Q'$  を計算し、式 (3.2) に代入してパラメータ $\beta$ それぞれに対するパラメータ $\alpha$ の最適値を求めた。越流量推定モデルの推定精度は式 (3.3) で定義される決定係数を用いて評価できる。決定係数が最大となるパラメータ $\alpha$ と $\beta$ の組み合わせを、汀線に位置する計算格子ごとに同定した。決定係数は、遡上ありの非線形長波モデルの分散に対する、残差の二乗和の平均の比を算定したものであり、0 から 1 の値をとり、1 に近いほど推定精度が良いことを表す。



$$\text{決定係数} : 1 - \frac{\sum_{i=1}^N e_i^2}{\sum_{i=1}^N (Q_{true,i} - \bar{Q}_{true})^2} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{true,i} - Q_{est,i})^2}{\sum_{i=1}^N (Q_{true,i} - \bar{Q}_{true})^2} \quad (3.3)$$

ここに、上付きのバーは平均値を表す。

パラメータ  $\alpha$  と  $\beta$  の最適な値は地点によって異なるが、パラメータ  $\alpha$  の平均値は 0.28、パラメータ  $\beta$  の平均値は 0.68 となった。

図 3.9 は、最適なパラメータ  $\alpha$  と  $\beta$  を用いて、汀線の各計算格子における越流量を推定した結果である。図中の黒線は、完全反射の線形長波モデルから推定した越流量と、遡上ありの非線形長波モデルから計算された越流量が一致する位置である。遡上ありの非線形長波モデルで計算された越流量は、完全反射の線形長波モデルから推定した越流量と概ね一致しており、越流量がある程度正確に推定できることを確かめた。

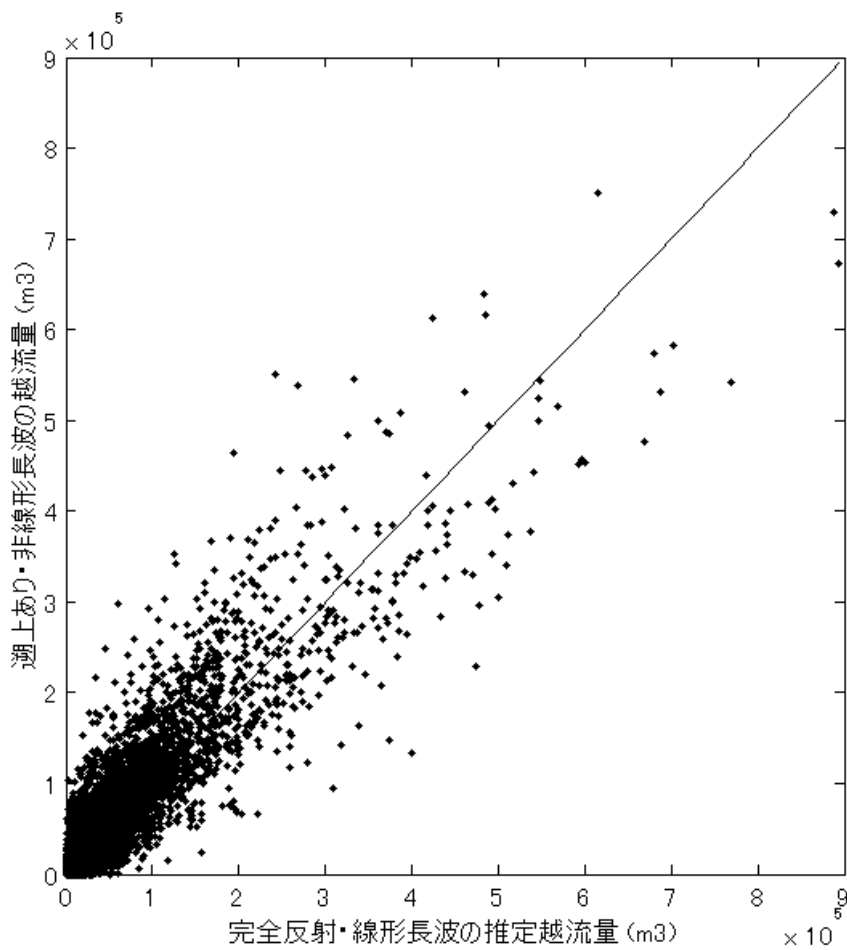


図 3.9 汀線の各計算格子における越流量推定の結果

## 3.2 レベル湛水法による浸水予測

3.1 で考案した越流量推定モデルによって、完全反射の線形長波モデルから最大浸水量を推定することが可能になった。本節では、推定した最大浸水量をレベル湛水法へ入力し、完全反射の線形長波モデルから浸水を予測するシステムを構築する。

### 3.2.1 レベル湛水法の概要

レベル湛水法については農林水産省農村振興局ら（2004）を参考にすることができるが、「越流量がそのまま背後地に湛水する」、「海面を基準にした浸水高が背後地の中で等しくなるよう浸水する」、の2点を仮定する。

具体的な手順としては、始めに越流量を入力として与える。次に、(1) 背後地の中で地盤高の最も低い地点を探索し、(2) 地盤高が2番目に低い地点の地盤高まで地盤高の最も低い地点を浸水させる。そして、背後地の湛水量と越流量が等しくなるまで、(1) と (2) の処理を繰り返す。

レベル湛水法は、背後地を1つのまとまりとして一括に処理するため、越流量を与えれば浸水を即時に予測することが可能である。

### 3.2.2 数値実験によるレベル湛水法の精度検証

和歌浦・海南地区を対象にレベル湛水法を適用した。遡上ありの非線形長波モデルで計算された浸水状況と、完全反射の線形長波モデルから越流量推定モデルとレベル湛水法を用いて予測した浸水状況を比較して、精度検証を行った。数値実験の計算条件などは3.1と同じである。

#### 3.2.2.1 汀線の分割と背後地の設定

レベル湛水法で正確な浸水予測を行うためには、汀線のある地点における越流量が、背後地のどの範囲まで遡上するか事前に想定しなければならない。レベル湛水法のアルゴリズムでは、汀線からどれほど離れていても、地盤高が低ければその地点は瞬時に浸水すると予測されるからである。そこで、汀線のある区間で越流した水塊がその背後地のみ浸水し、汀線の他の区間の背後地には浸水しないような、汀線の分割および背後地の設定を行った。

和歌浦・海南地区では、遡上ありの非線形長波モデルの最大津波高が10m弱であるので、地盤高10mの等高線を参考に、図3.2のとおり汀線を6つの区間へ分割した。例えば、汀線の区間②およびその背後地は、隣接する汀線の区間①や区間④と地盤高10m以上の土地で区切られており、汀線の区間②で越流した水塊は区間①や区間④の背後地に浸水しないと想定できる。なお、汀線の区間③は沖合に浮かぶ島であり、島の汀線で越流した水塊は島にしか浸水しないので、独立した区間としている。

### 3.2.2.2 パラメータ $\gamma$ の導入

越流量推定モデルは、引き波などによる陸域から海域への流下を考慮していないため、式(3.1)で推定した越流量をそのままレベル湛水法へ入力すると、浸水域や浸水深を過大評価する恐れがある。このため、式(3.4)のとおり、汀線の各計算格子で推定した越流量 $Q_i$ の和に対して、分割した汀線・背後地に特有のパラメータ $\gamma_j$ を乗じて、最大浸水量（陸域に浸水している水量の総和） $R_j$ を推定する必要がある。

$$R_j = \gamma_j \sum_{i=1}^{n_j} Q_i \quad (3.4)$$

ただし、 $n_j$ は分割した汀線の区間 $j$ 番に位置する計算格子の総数を表す。

表3.2は、完全反射の線形長波モデルから式(3.1)を用いて推定した越流量 $Q_i$ と、遡上ありの非線形長波モデルで計算された最大浸水量 $R_j$ から、分割した汀線の区間ごとに同定したパラメータ $\gamma_j$ を同定した結果である。

浸水域の特性が異なるため、パラメータ $\gamma_j$ の最適値は汀線の区間ごとに異なった。区間①と区間③を除けば、決定係数0.8以上という高い精度で、推定越流量の総和から最大浸水量を推定している。

表 3.2 汀線の区間ごとに同定したパラメータ $\gamma$ の最適値

	区間①	区間②	区間③	区間④	区間⑤	区間⑥
パラメータ $\gamma$	0.20	0.92	0.23	0.20	0.43	0.25
決定係数	0.59	0.84	0.71	0.81	0.95	0.92

### 3.2.2.3 精度検証の結果と考察

図3.10から図3.13は、遡上ありの非線形長波モデルで計算された浸水深と、完全反射の線形長波モデルから越流量推定モデルとレベル湛水法を用いて予測した浸水深を比較した結果の例である。各図の上側が遡上ありの非線形長波モデルの計算結果、下側が完全反射の線形長波モデルから予測した結果である。図3.10は、入射波の中で最も振幅・周期が大きく、和歌山下津港の真正面である西側から入射する条件である。図3.11は、図3.10の入射位置を西側から南側へ変更した。図3.12は、図3.10の周期を30分から5分へ短縮した。図3.13は、図3.10の振幅を3.0mから0.5mへ縮小した。

3.1に示した手法により、最大浸水量は完全反射の線形長波モデルから正確に推定されるので、遡上ありの非線形長波モデルの計算結果と完全反射の線形長波モデルから予測した結果の間で、浸水状況が大きく異なることはない。しかし、完全反射の線形長波モデルから予測した結果は、下記のような特徴を有す。

まず、図3.10と図3.11を見ると、遡上ありの非線形長波モデルの計算結果ではaの部分

が浸水するけれども、完全反射の線形長波モデルから予測した結果では浸水しない。また、aの西側の汀線付近では、遡上ありの非線形長波モデルの浸水深の方が大きい。陸上地形に着目すると、汀線から離れたaの北側（図3.11のbの部分）まで、地盤高の低い地点が広がっている。レベル湛水法で浸水を予測すると、bの部分が低い地盤高のために早くから浸水し、汀線付近の浸水深は過小評価となって、地盤高がわずかに高いaの部分が浸水しない。地盤高の低いbの部分は、図3.11と図3.12のとおり、遡上ありの非線形長波モデルの計算結果では浸水しないけれども、完全反射の線形長波モデルから予測した結果では浸水する。

次に、図3.12と図3.13を見ると、遡上ありの非線形長波モデルの計算結果ではcの埠頭の北西の付け根しか浸水しないけれども、完全反射の線形長波モデルから予測した結果ではcの埠頭の汀線沿いが全体的に浸水する。cの埠頭の汀線沿いは、地盤高は低い、前面を天端高3.6mの海岸構造物で防護されており、遡上ありの非線形長波モデルでは越流・浸水しない。しかし、レベル湛水法で浸水を予測すると、cの埠頭の北西の付け根から越流した流量により、地盤高の低いcの埠頭の汀線沿いが全体的に浸水する。

したがって、汀線から離れていても、あるいは前面に海岸構造物が存在しても、地盤高が低ければ浸水が予測されるため、完全反射の線形長波モデルから予測した浸水面積は、遡上ありの非線形長波モデルの計算結果と比較して過大評価になりやすい。一方、浸水面積が過大評価されるため、汀線付近の浸水深が深くなりづらく、完全反射の線形長波モデルから予測した最大浸水深は過小評価になりやすい。

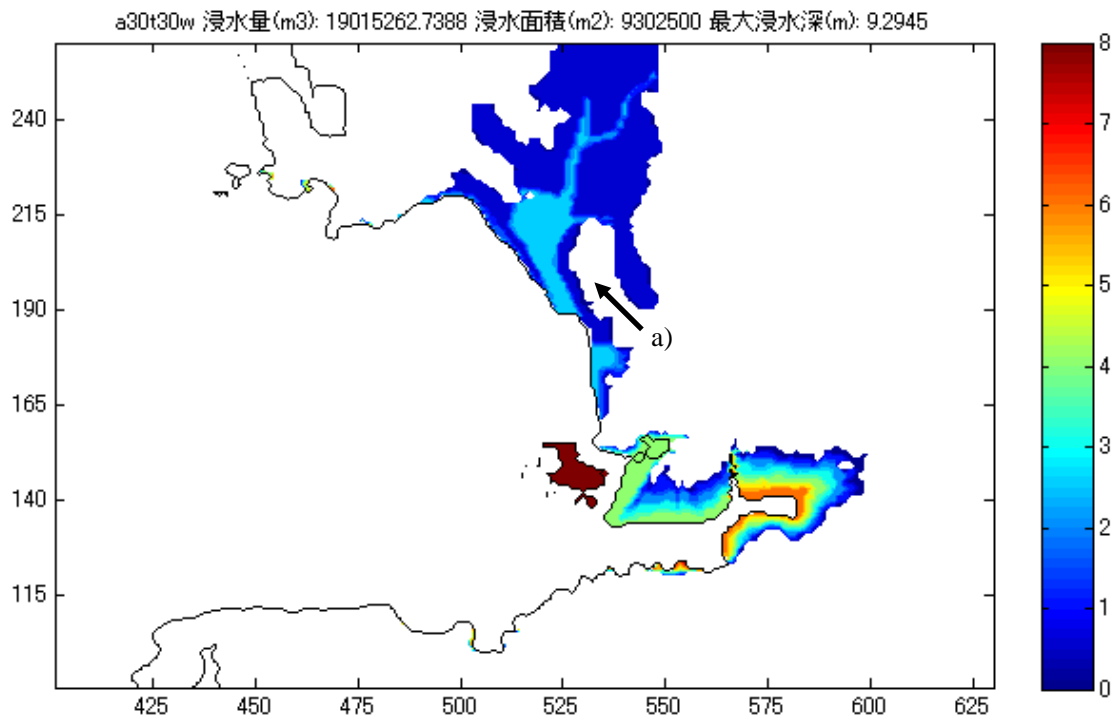
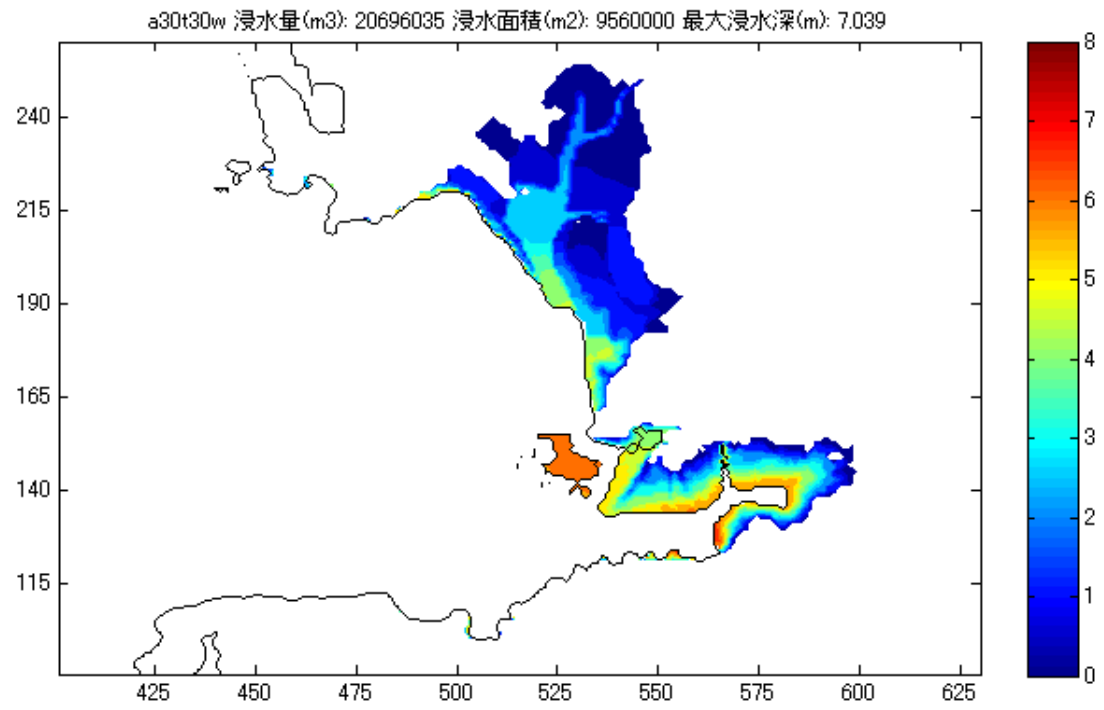


図 3.10 振幅 3.0m、周期 30 分、西側入射  
 (上：遡上あり非線形、下：完全反射線形から予測)

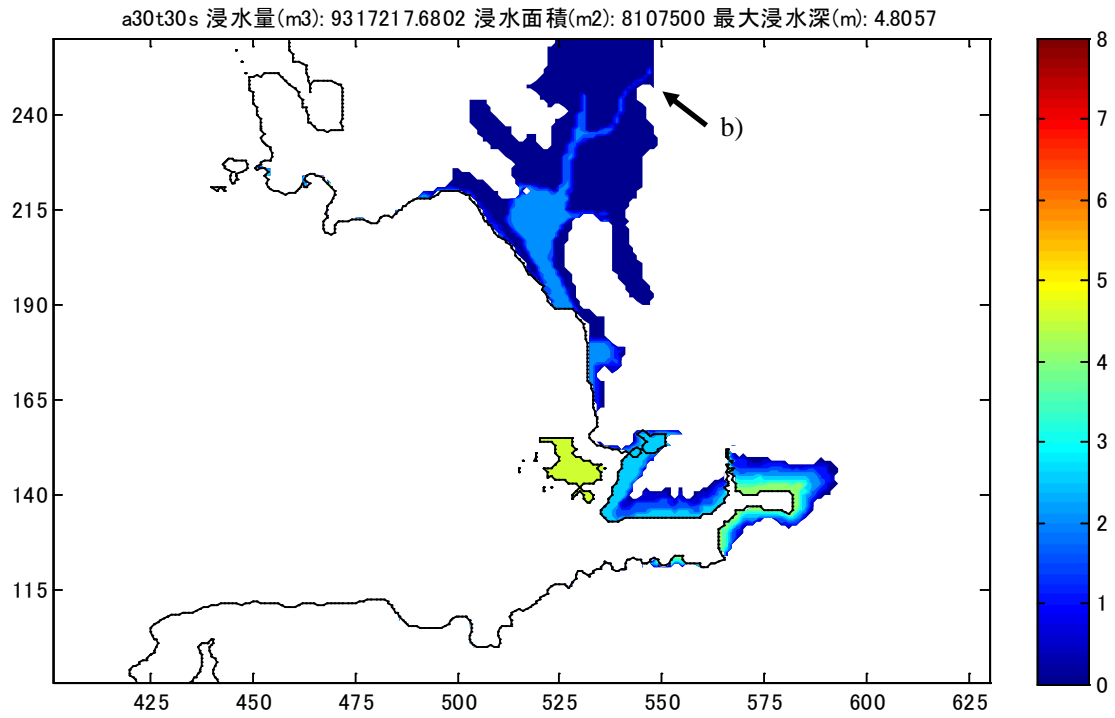
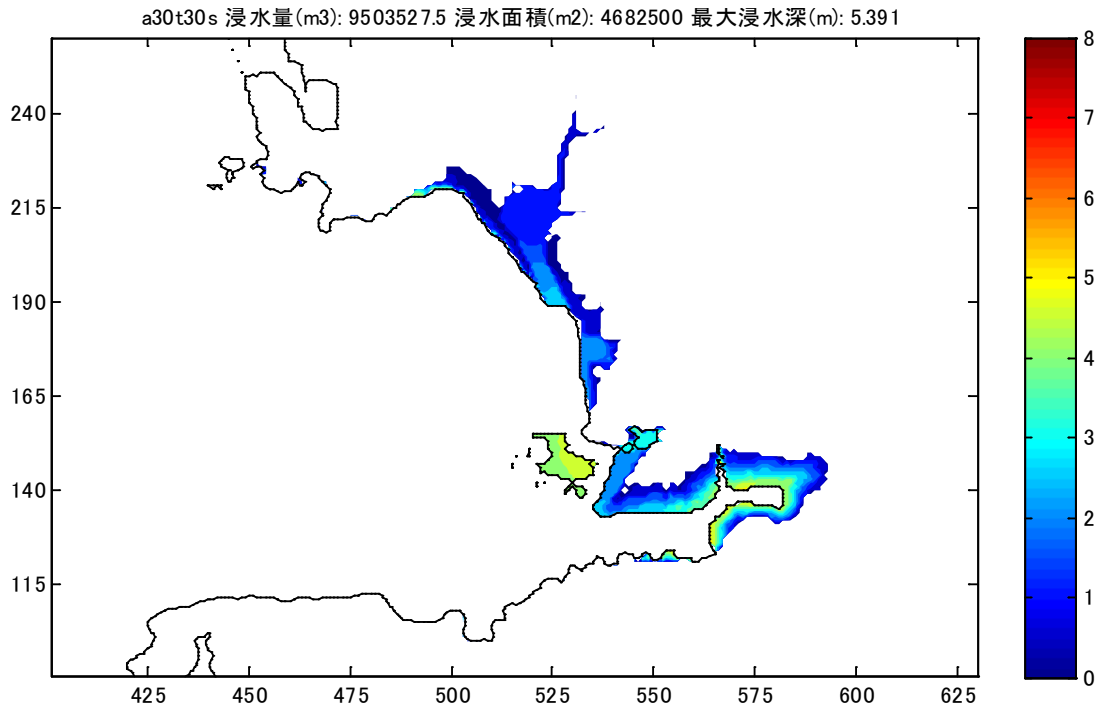


図 3.11 振幅 3.0m、周期 30 分、南側入射  
 (上: 遡上あり非線形、下: 完全反射線形から予測)

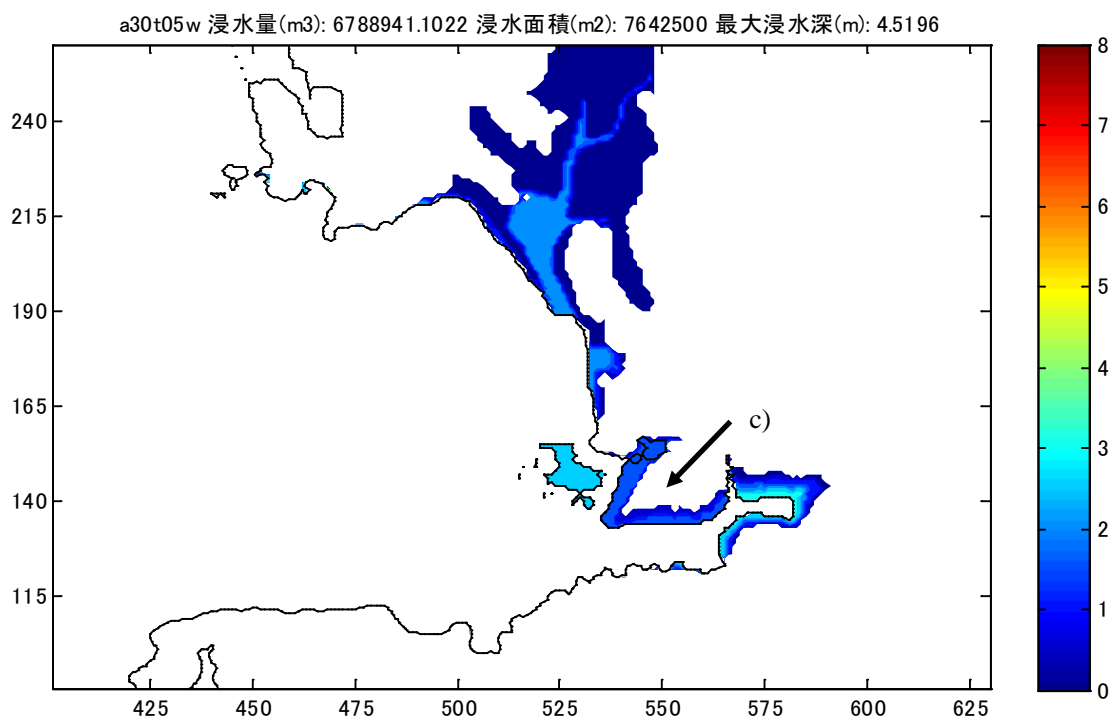
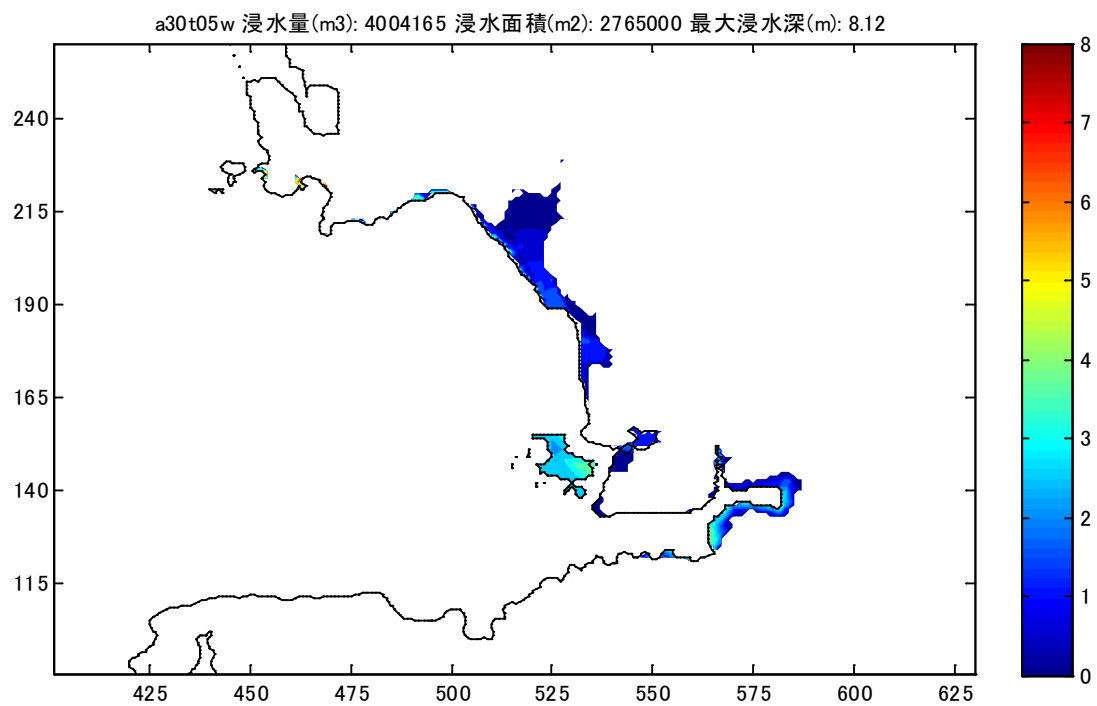


図 3.12 振幅 3.0m、周期 5 分、西側入射  
 (上: 遡上あり非線形、下: 完全反射線形から予測)

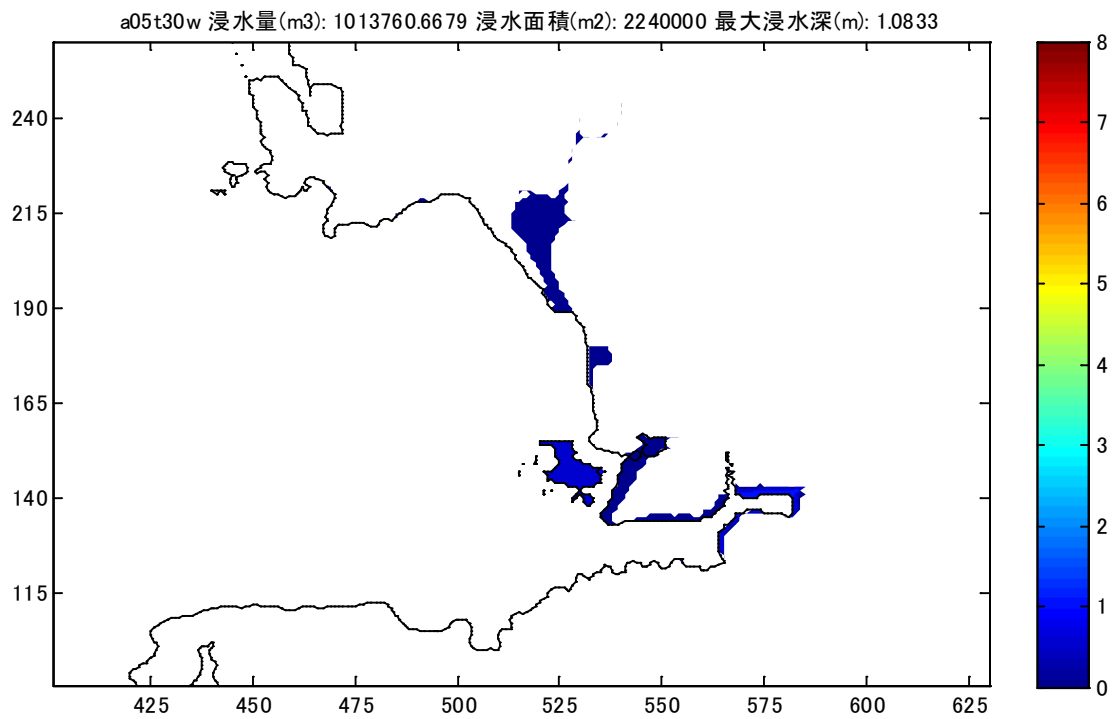
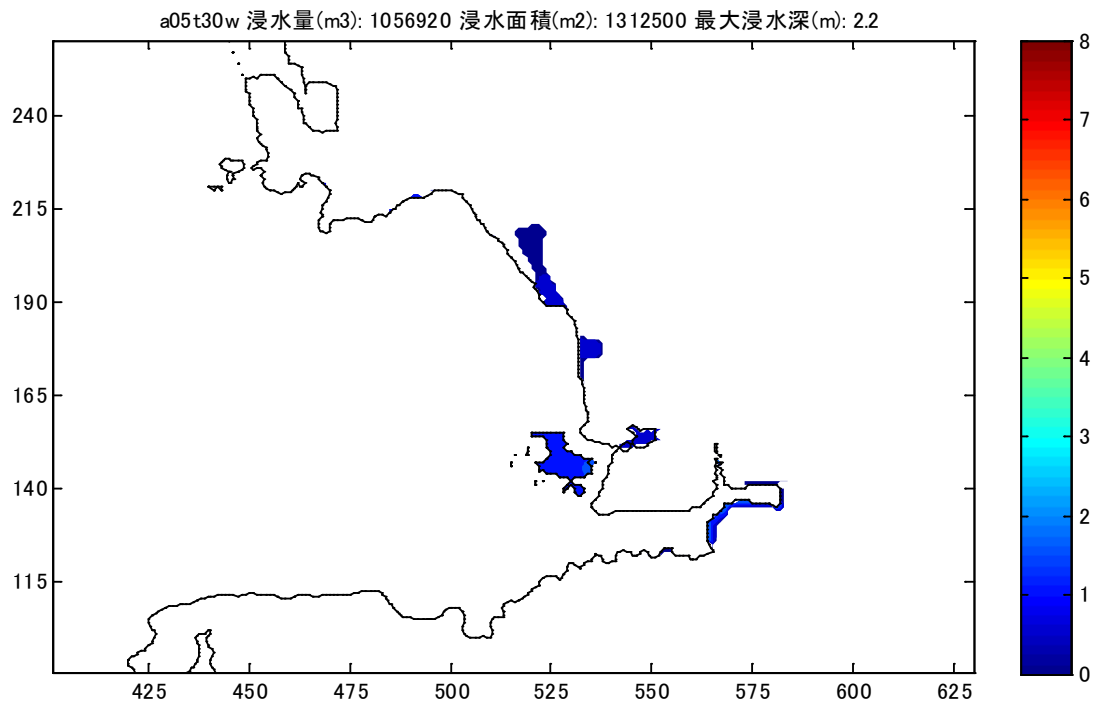


図 3.13 振幅 0.5m、周期 30 分、西側入射  
(上：遡上あり非線形、下：完全反射線形から予測)



図 3.14 と図 3.15 は、48 種類の入射波の全てに関し、遡上ありの非線形長波モデルの計算結果と完全反射の線形長波モデルから予測した結果の間で、それぞれ浸水面積と最大浸水深を比較した結果である。図中の実線は、遡上ありの非線形長波モデルの計算結果と完全反射の線形長波モデルから予測した結果が一致する位置であり、実線の下側に書いた点線は、遡上ありの非線形長波モデルの計算結果が完全反射の線形長波モデルから予測した結果の 0.5 倍となる位置を示す。実線の上側に書いた点線は、遡上ありの非線形長波モデルの計算結果が完全反射の線形長波モデルから予測した結果の 1.5 倍となる位置である。

遡上ありの非線形長波モデルの計算結果と比較して、完全反射の線形長波モデルから推定した浸水面積は過大評価となり、完全反射の線形長波モデルから推定した最大浸水深は過小評価となる傾向が確認される。しかし、局地的な量である最大浸水深を別にすれば、遡上ありの非線形長波モデルの浸水面積は、完全反射の線形長波モデルから推定した浸水面積の 0.5 倍から 1.0 倍の間に収まっているので、ある程度正確に浸水面積を推定することが可能である。

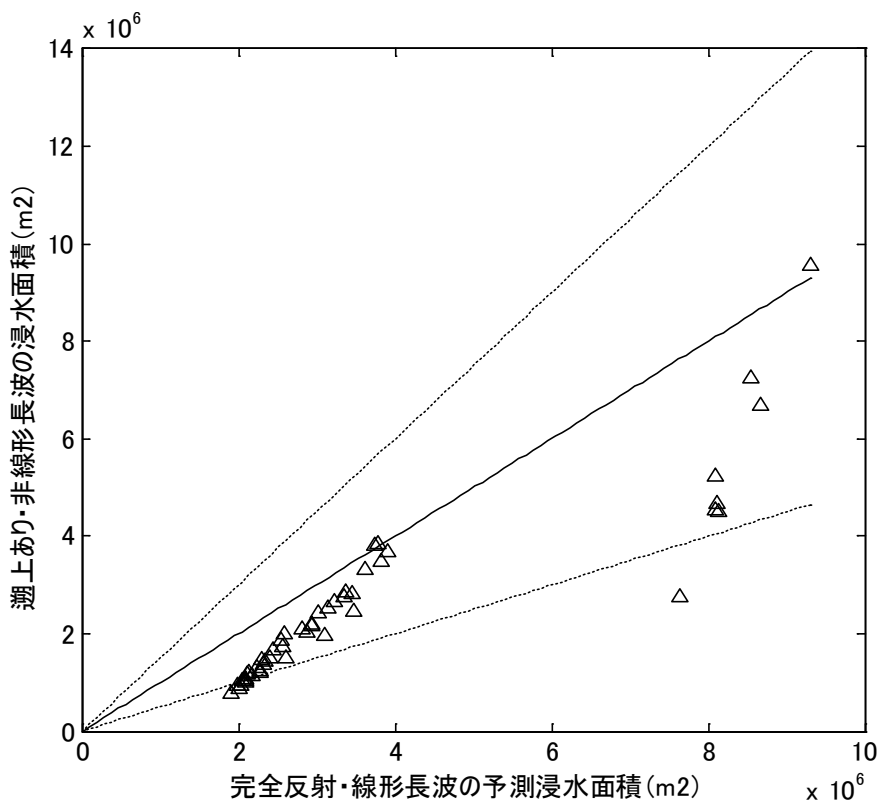


図 3.14 遡上ありの非線形長波モデルの計算結果と完全反射の線形長波モデルから予測した結果の比較（浸水面積）

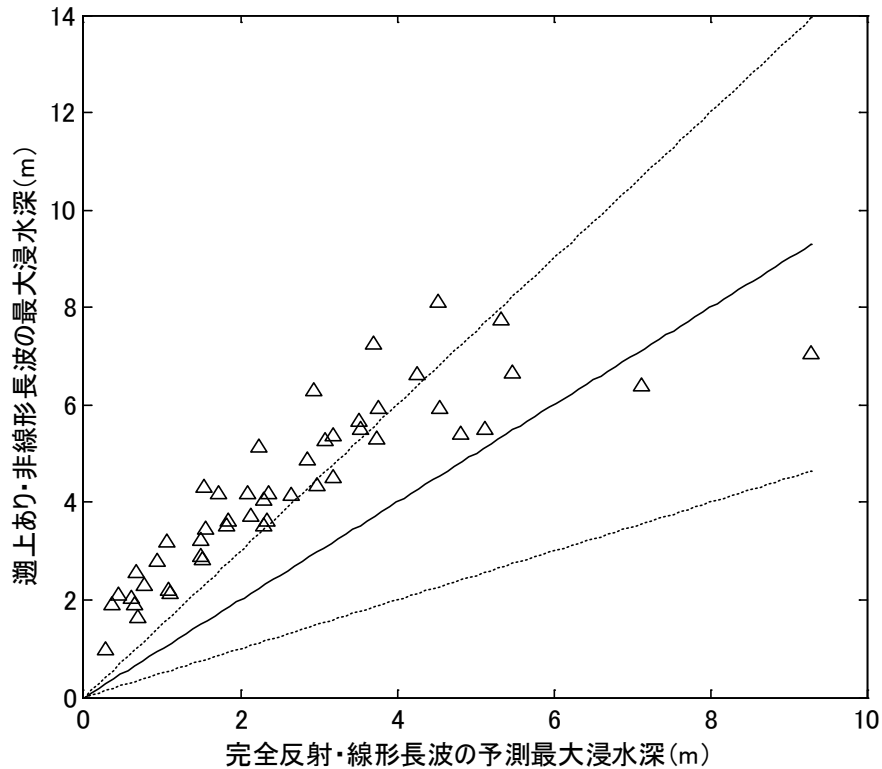


図 3.15 遡上ありの非線形長波モデルの計算結果と完全反射の線形長波モデルから予測した結果の比較（最大浸水深）

### 3.3 数値実験による歴史地震への適用

本節では、沖合津波観測情報から、第2章で説明した津波波形インバージョンとグリーン関数の重み付け線形和を用いて沿岸の津波波形を予測し、予測された津波波形から、越流量推定モデルとレベル湛水法により浸水予測を行う手法について、予測システム全体を数値実験で再現した歴史地震へ適用し、精度検証を実施した。

#### 3.3.1 数値実験の実験条件

歴史地震を再現した数値実験の対象地区として、和歌山下津港和歌浦・海南地区を採用した。和歌山下津港では、南海トラフ沿いで発生する海溝型地震による津波被害が想定されており、計算領域は、津波波源域である南海トラフを包含するよう、図 3.16 のように設定した。計算領域の大きさは、約 1200km×750km である。詳細な計算を行うために計算領域は 3 個の子領域を持ち、空間格子間隔は 1350m、450m、150m、50m の 4 種類である。子領域のおおまかな位置と大きさは、図 3.16 中の黒枠のとおりである。空間格子間隔 50m の子領域の中に、和歌浦・海南地区は位置する。

数値実験で再現する歴史地震としては、南海トラフ沿いで過去に発生した海溝型地震で

ある宝永東南海南海地震（1707年、マグニチュード8.4）と昭和南海地震（1946年、マグニチュード8.0）を採用した。歴史地震の断層パラメータは、佐藤（1989）を参考に表2.1のとおり設定した。断層パラメータから計算した津波の初期水位分布と、遡上ありの非線形長波モデルで計算した計算結果を真値（仮の観測値）と見なす。なお、和歌浦・海南地区には地震発生後50分程度で津波が到達することから、地震発生後2時間までを計算対象とした。CFL条件を踏まえ、時間ステップは0.5秒に設定した。

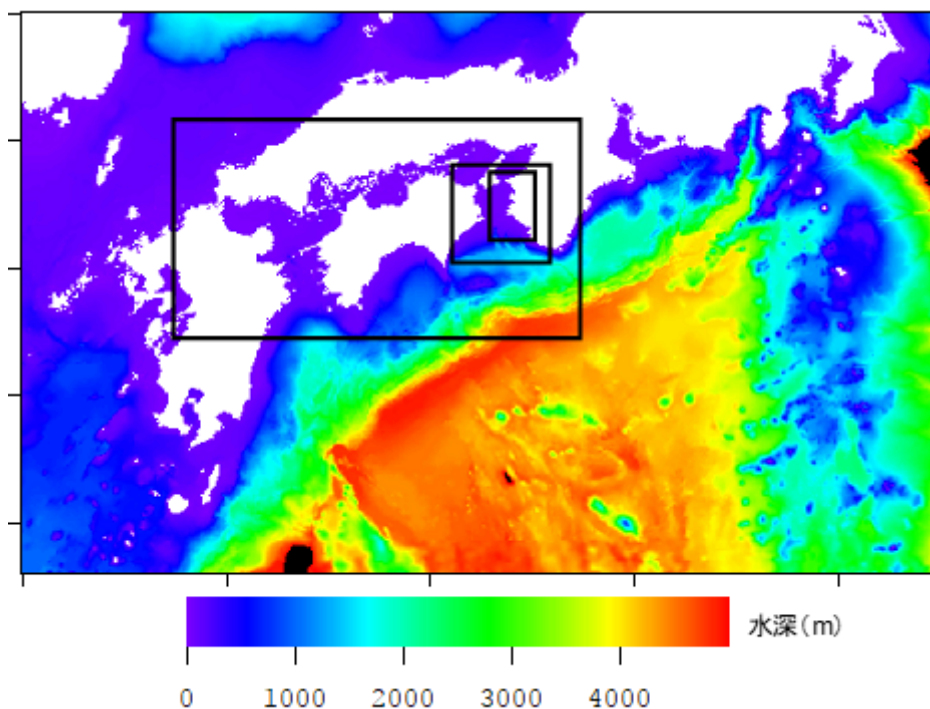


図 3.16 計算領域の海底地形とネスティング位置

津波波形インバージョンに使用する観測値は、第2章と同様に、5点の沖合津波観測点（図3.17）が地震発生後15分間に観測する津波波形とした。津波波形インバージョン、グリーン関数の重み付け線形和、越流量推定モデル、レベル湛水法はいずれも計算時間が非常に短いため、津波観測終了後5分弱で津波浸水予測を完了することが可能である。本調査では観測時間を15分間と想定したので、地震発生20分後までに津波浸水予測を完了できる。なお、観測時間が15分間と短く、地震発生から長時間先までの浸水を予測することは難しいので、地震発生後2時間の浸水を予測することを目的とした。

また、本数値実験では簡便のため、単位波源の1辺の長さは27.0km（計算格子の大きさの20倍）とし、想定波源域を163の単位波源へ分割した。また、単位津波の伝播を計算するための単位波源の隆起形態は角柱状とした。高周波数のノイズを除去するために、単位津波の津波波形には前後1分間の移動平均を施した。

### 3.3.2 数値実験の結果と考察

#### 3.3.2.1 津波の初期水位分布の推定結果

図 3.17 は宝永東海南海地震、図 3.18 は昭和南海地震の津波の初期水位分布である。図の上側が断層パラメータから計算した初期水位分布の真値、図の下側が津波波形インバージョンを用いて推定した初期水位分布の推定結果である。

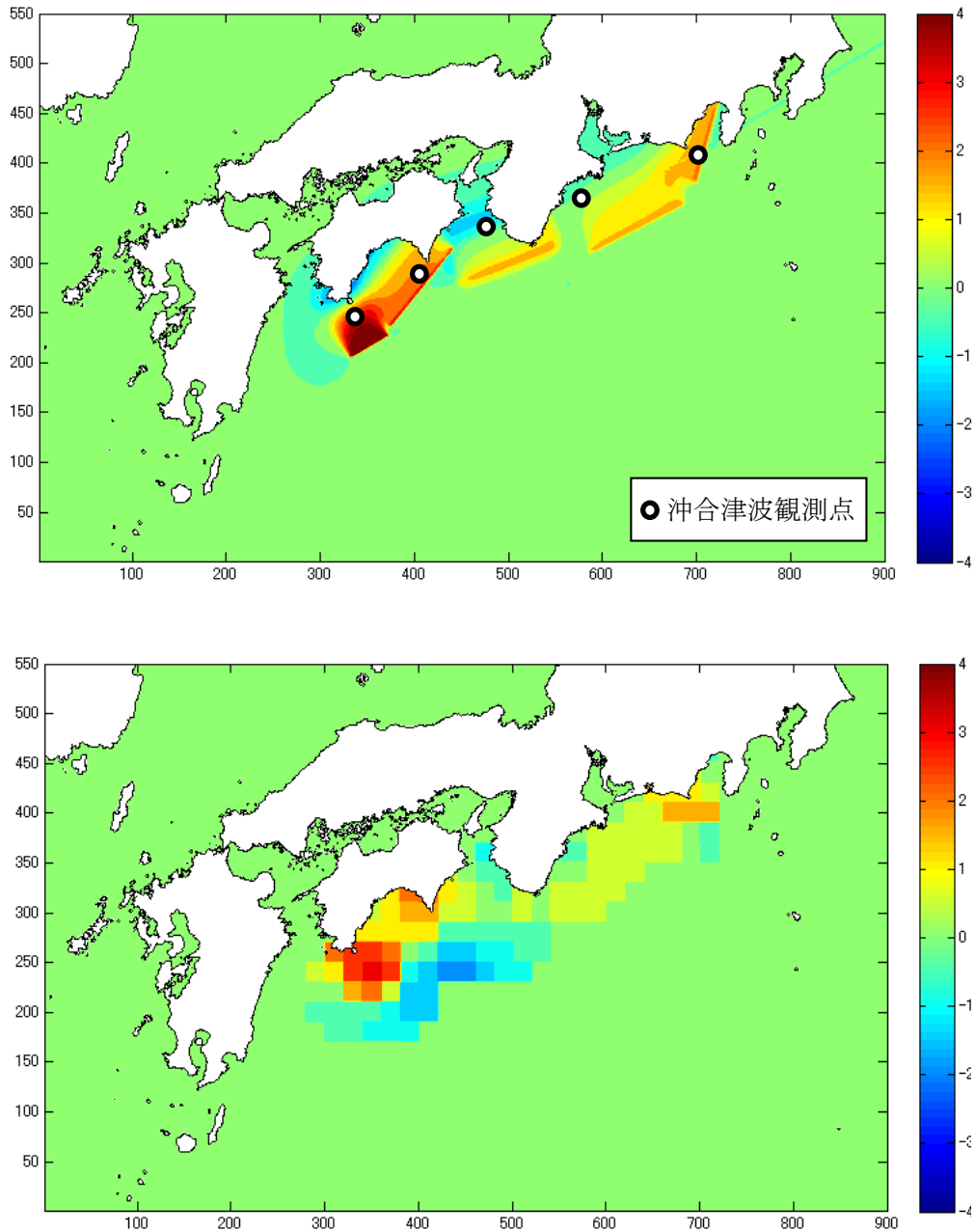


図 3.17 宝永東海南海地震の初期水位分布（上：真値、下：推定結果）

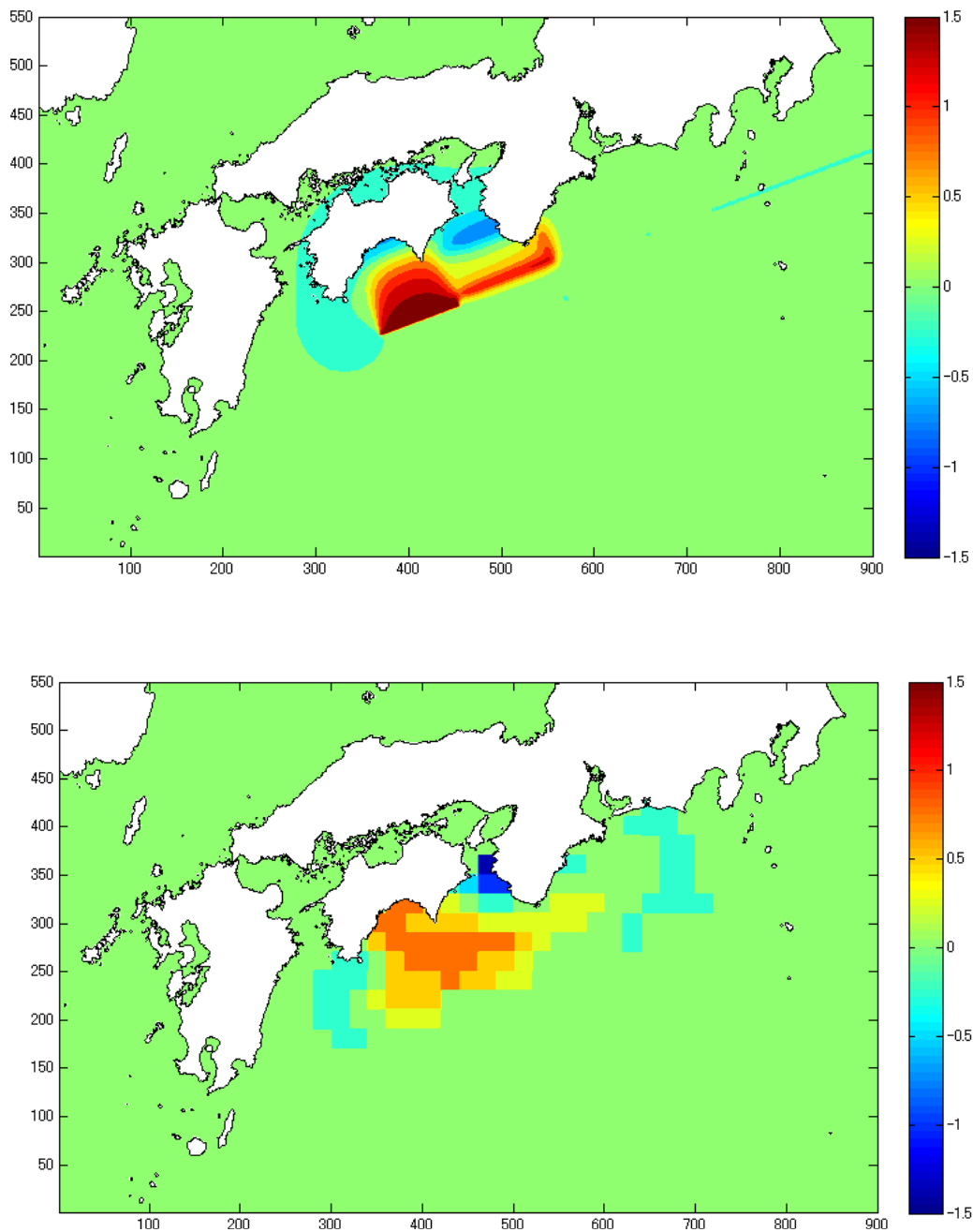


図 3.18 昭和南海地震の初期水位分布（上：真値、下：推定結果）

### 3.3.2.2 和歌山下津港周辺の津波波形の予測結果

図 3.19 と図 3.20 は、紀伊水道の入口に位置する沖合津波観測点（図 3.17 に示す 5 点の沖合津波観測点の中央）と、和歌浦・海南地区の沖合（水深 70m 程度）において、遡上あり非線形長波モデルで計算した津波波形の真値（黒線）と、グリーン関数の重み付け線形和で予測した津波波形の予測結果（赤線）を比較した図である。

地震発生後 15 分間という短い観測時間で津波予測をしているため、津波の初期水位分布

は必ずしも正確に推定されていない。しかし、宝永東海南海地震と昭和南海地震のどちらにおいても、沖合津波観測点の第1波の津波高や津波到達時刻は正確に推定された。また、昭和南海地震では、第1波の引き波を過大評価している点を除けば、和歌浦・海南地区の沖合の第1波の津波高や押し波の到達時刻もある程度正確に推定された。宝永東海南海地震は津波波源が広大であるため、和歌浦・海南地区の沖合の津波波形を正確に推定することは困難であった。

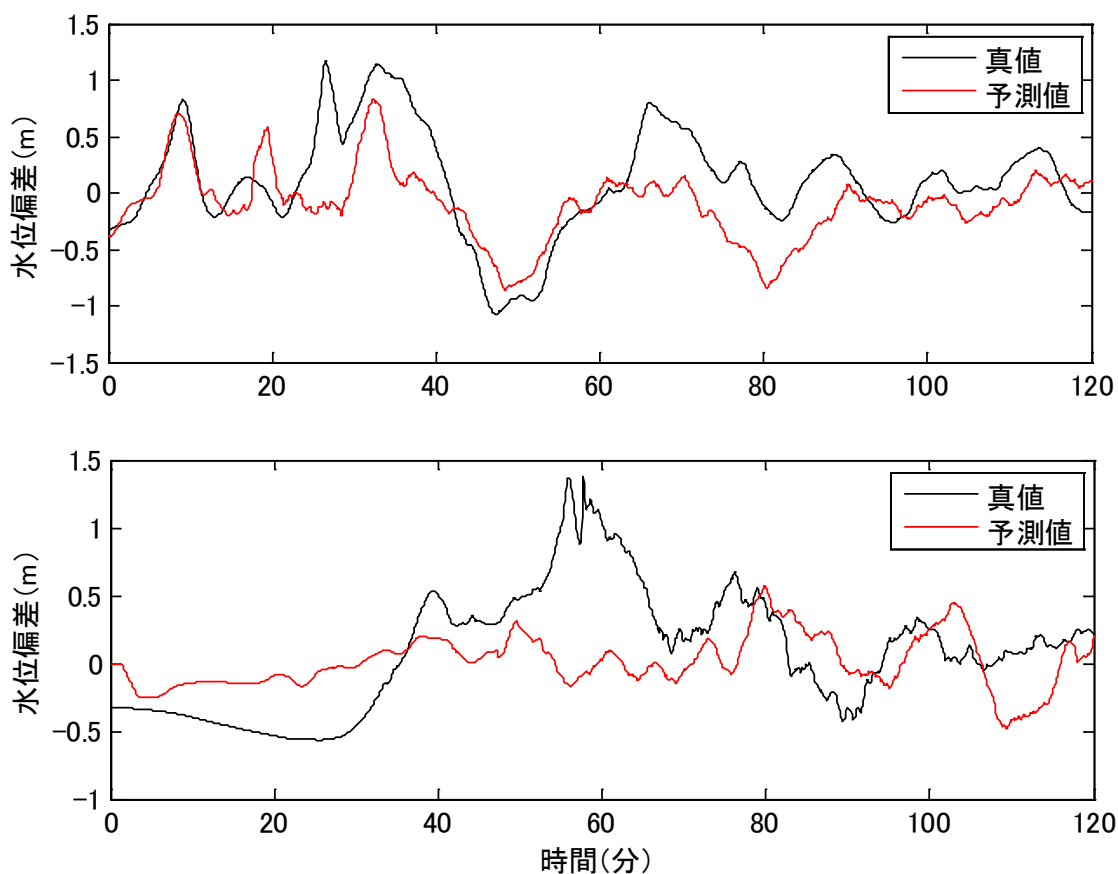


図 3.19 宝永東海南海地震の津波波形（上：沖合津波観測点、下：和歌浦・海南地区の沖合）

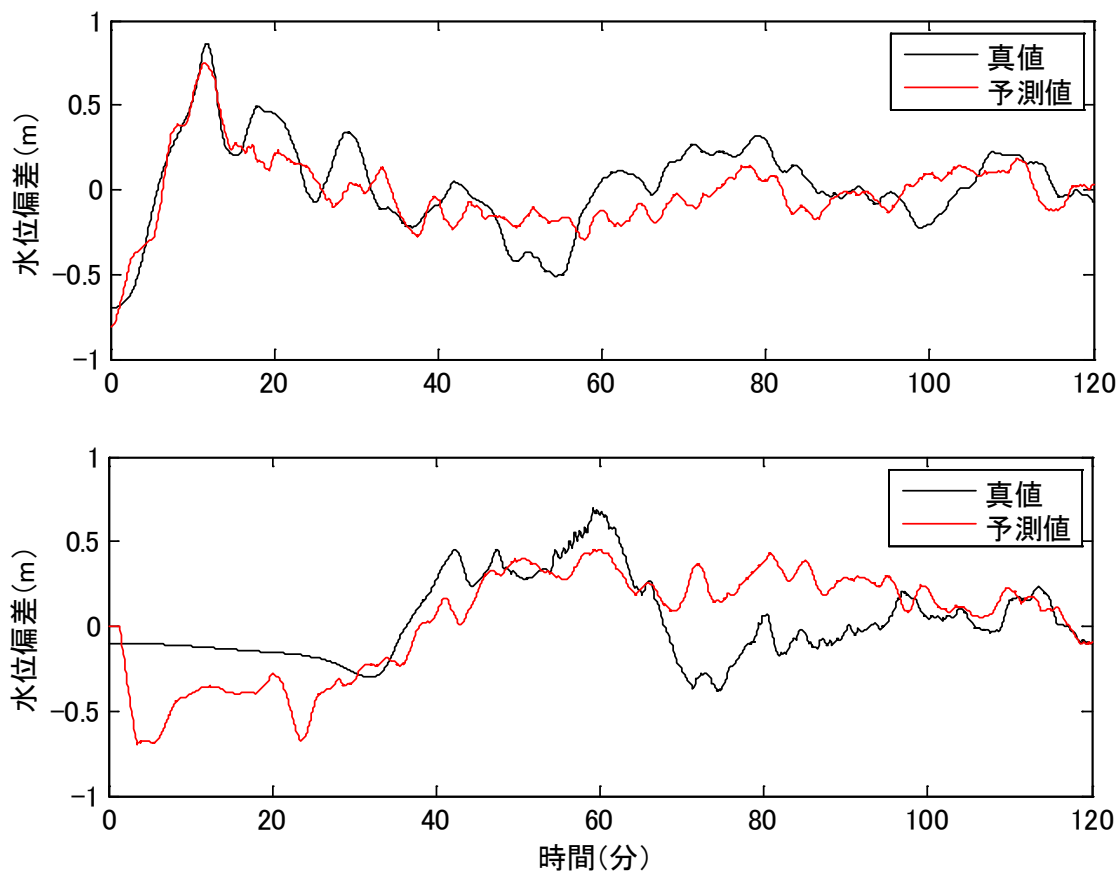


図 3.20 昭和南海地震の津波波形（上：沖合津波観測点、下：和歌浦・海南地区の沖合）

### 3.3.2.3 和歌浦・海南地区の浸水状況の予測結果

図 3.21 は宝永東南海地震、図 3.22 は昭和南海地震における、和歌浦・海南地区の浸水深の平面分布図である。図の上側が断層パラメータから遡上ありの非線形長波モデルを用いて計算した浸水深の真値（観測値）、図の下側が沖合津波観測情報から越流量推定モデルとレベル湛水を用いて予測した浸水深の予測結果である。

表 3.3 と表 3.4 は、真値と予測結果の間で最大浸水量、浸水面積、最大浸水深を比較した結果である。表中の 2 行目の各セル内にカッコ書きした百分率は、真値（観測値）に対する予測結果の比率である。

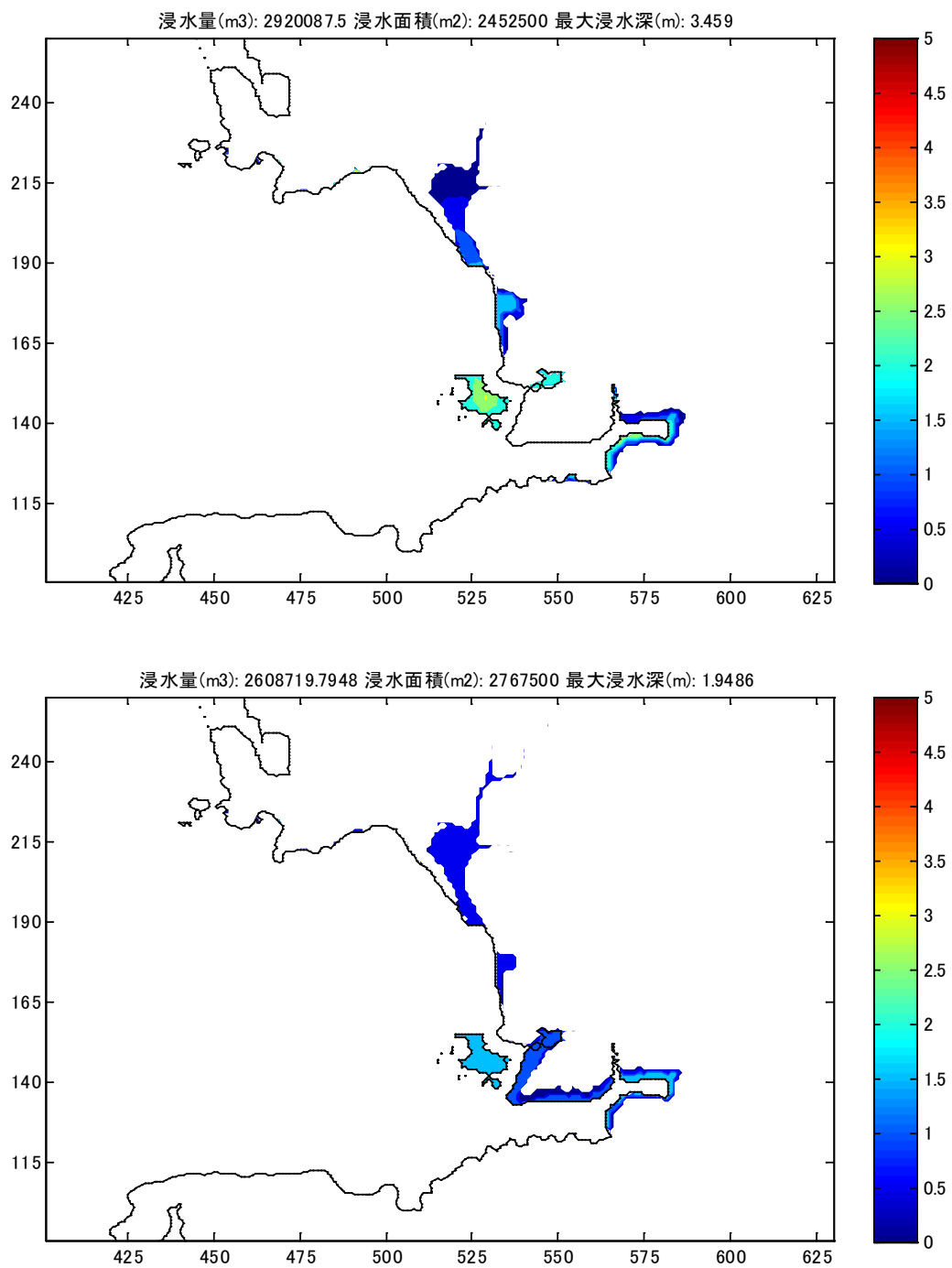


図 3.21 宝永東海南海地震の浸水深（上：遡上ありの非線形長波で計算、下：沖合津波観測から予測）



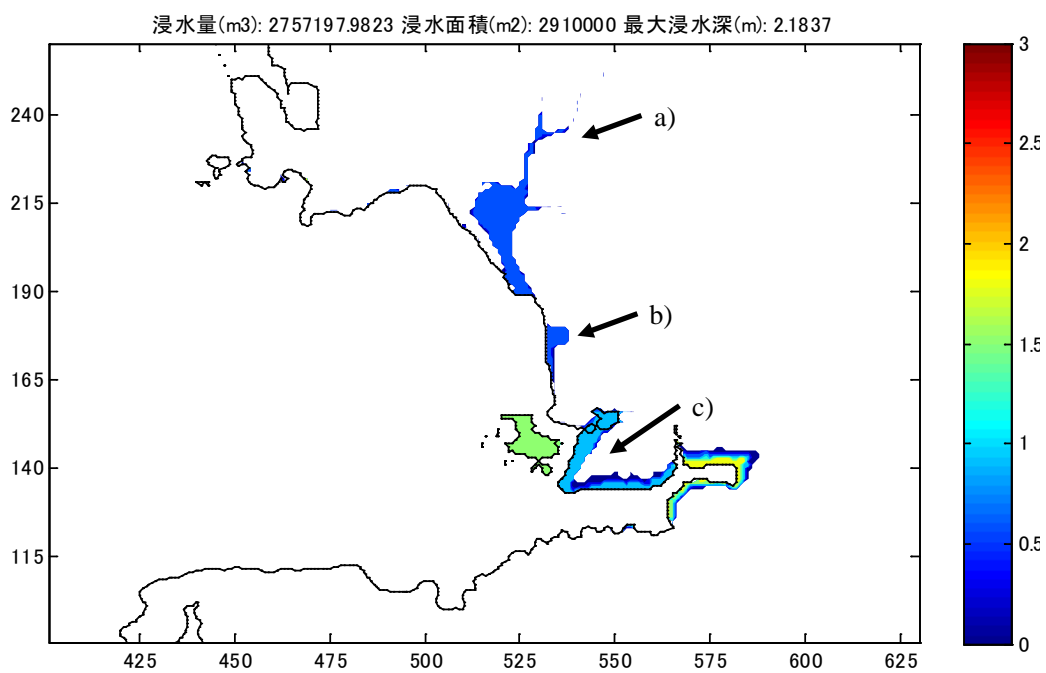
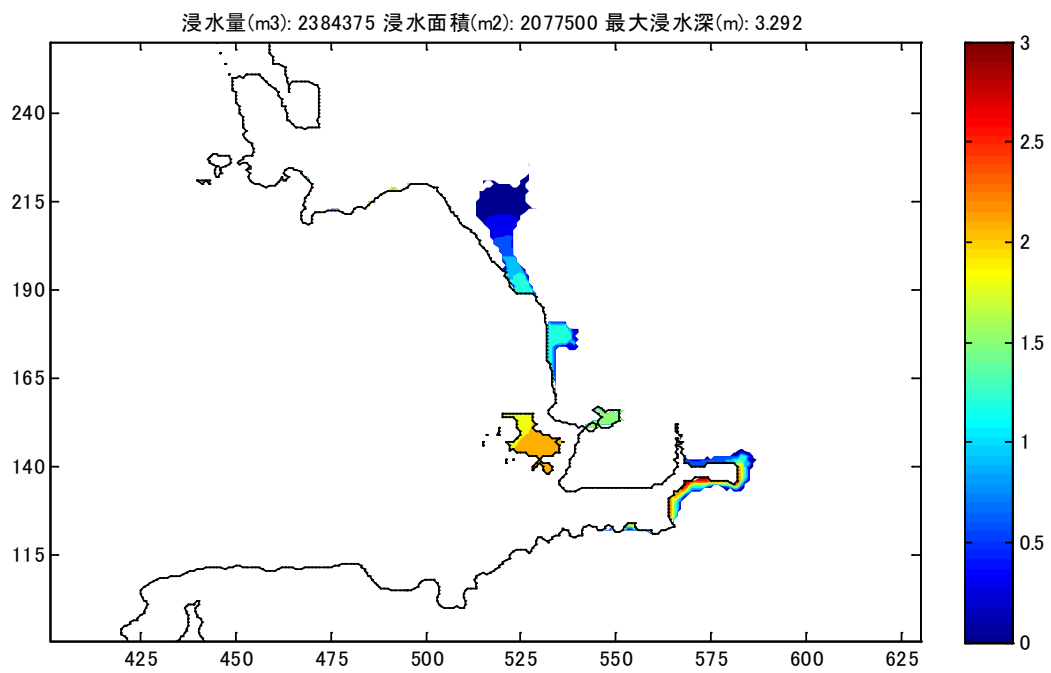


図 3.22 昭和南海地震の浸水深（上：遡上ありの非線形長波で計算、下：沖合津波観測から予測）

表 3.3 越流量推定モデルとレベル湛水による予測結果（宝永東海南海地震）

	最大浸水量 (m <sup>3</sup> )	浸水面積 (m <sup>2</sup> )	最大浸水深 (m)
真値 (観測値)	2,920,088	2,452,500	3.46
予測結果	2,608,720 (89%)	2,767,500 (113%)	1.95 (56%)

表 3.4 越流量推定モデルとレベル湛水による予測結果（昭和南海地震）

	最大浸水量 (m <sup>3</sup> )	浸水面積 (m <sup>2</sup> )	最大浸水深 (m)
真値 (観測値)	2,384,375	2,077,500	3.29
予測結果	2,757,198 (116%)	2,910,000 (140%)	2.18 (66%)

沖合津波観測から予測した結果は、宝永東海南海地震と昭和南海地震のいずれにおいても、浸水状況を概ね正確に予測している。また、予測結果は浸水面積を過大評価し、最大浸水深を過小評価する傾向があるけれども、最大浸水量の予測結果は真値（観測値）の±20%の範囲に収まっており、最大浸水量もある程度正確に予測している。

浸水面積の予測結果が過大、最大浸水深の最大値の予測結果が過小となった要因は、レベル湛水法では内陸部（図 3.22 の地点 a）まで浸水し、丘状の場所の海側前面（地点 b）における堰上げ効果を再現していないためと考えられる。また、地点 c は前面を構造物で防護された地盤の低い埠頭であり、真値（観測値）では津波の集中する埠頭の北西部以外は越流・浸水しない。しかしレベル湛水法では、埠頭の北西部や埠頭東側の港の最奥部で越流した水塊が、地盤が低い埠頭の周縁部を一様に浸水し、浸水面積を増大させている。

なお、宝永東海南海地震の場合は津波波源が広く、予測した津波波形が過小評価のため、予測した最大浸水量も過小評価となった。

### 3.4 まとめ

本章で得られた結論は、次の 2 点のとおりである。

- (1) 津波波形インバージョンとグリーン関数の重み付け線形和によって予測される沿岸の津波波形から、越流量推定モデルとレベル湛水法を用いて、即時的に浸水予測を行う手法を開発した。沿岸の津波波形の予測結果は完全反射の線形長波モデルと同等であるため、越流継続時間に関するパラメータ  $\alpha$  以外に、津波高に関するパラメータ  $\beta$  と越流量と最大浸水量を関係付けるパラメータ  $\gamma$  を考慮した。
- (2) 数値実験で再現した歴史地震へ適用した結果、沖合津波観測点（5 点）が地震発生後 15 分間に観測する津波波形に基づいて、観測終了後 5 分弱（地震発生後 20 分）で津波浸水予測を完了できることを確認した。浸水状況の予測結果は、浸水面積を過大評価し、最大浸水深を過小評価する傾向があったが、浸水状況のある程度正確に予測することができた。

また、今後の課題として、次の2点が明らかになった。

- (1) 越流量推定モデルで使用するパラメータ $\alpha \cdot \beta \cdot \gamma$ について、陸上地形・構造物・津波の諸元との関係を検討し、モデルの適用範囲や事前計算によるパラメータの同定手法を明確にする必要がある。
- (2) レベル湛水法では内陸部まで浸水しやすく、丘状の場所の海側前面における堰上げ効果を再現できない危険性があるので、汀線や背後地の分割手法を検討し、更なる精度向上を図る必要がある。

## 第4章 GPUを用いた津波伝播・遡上の数値計算による浸水予測

### 4.1 GPUを用いた津波数値計算の高速化

#### 4.1.1 GPUの概要

浅海域における津波の変形や陸上への遡上においては、非線形効果が無視できないため、津波波源が発生する津波を単位津波の線形和で予測することはできない。そこで、重ね合わせの原理で予測された津波波形を水深 50m 程度の沿岸における境界条件として入力し、津波数値計算の実行によって浸水状況を予測する手法を開発した。この手法は、浅海域や陸上における津波の流体運動を考慮した数値計算を行うため、浸水状況の予測精度は高いと考えられるが、津波数値計算を短時間の内に完了する必要がある。

Graphics Processing Unit (GPU) は、主に画像処理を目的とする演算装置であるが、本研究では GPU を用いて津波数値計算の短縮化を図った。GPU を用いた理由は、GPU が安価ながら高速に並列処理を実行できる演算装置であるからである。青木 (2008) は、津波数値計算に GPU を用いることにより、空間格子 100 万個を対象とした 2000 回の時間ステップの計算 (時間ステップを 1 秒とすれば約 30 分間の実現象の計算) を 20 秒で完了している。ただし、青木 (2008) では、沿岸域の津波を精度良く再現するために必要な粗度や海岸構造物は考慮されていない。また、Central Processing Unit (CPU) での使用を前提とした既存の津波数値計算コードは、そのままでは GPU で実行できない。CPU と GPU では計算処理手順に違いがあるため、GPU の特性を最大限活かせるように、数値計算プログラムの構成も見直す必要がある。

#### 4.1.2 基礎方程式とプログラミング手法

本研究では、CPU 上で既に使用されている非線形長波方程式を基礎方程式とした津波数値計算モデル (後藤・佐藤, 1993) を、GPU 上で実行可能なプログラムへ改良した。海域と同様に陸上でも連続式と運動方程式に基づいて津波の挙動を計算し、地盤高よりも水位が低くなると遡上を停止させることで、陸上に遡上する津波の挙動も計算可能である。また、越流公式を用いて港湾構造物を越流する津波を考慮し、粗度により土地利用に応じた流況の変化を考慮している。なお、インバージョン手法と線形重ね合わせの原理で予測した沿岸の津波波形から浸水を計算できるように、外部入力ファイルから計算領域の沖側境界における津波波形を与えられる設定とした。

GPUを用いたプログラムの構成を図 4.1 に示す。白抜きの手順は CPU で実行し、網掛けの手順が GPU で実行される。メインメモリとビデオメモリ間の通信を低減するため、GPU とビデオメモリだけで主要な演算処理が完結するように工夫した。ただし、

計算中に 1 回しか実行されない、あるいは条件による分岐が多いため、GPU による高速化が余り期待できない処理は CPU に割り当てた。また、GPU は外部ファイルとの入出力が実行できないため、CPU において外部ファイルとの入出力を行う。

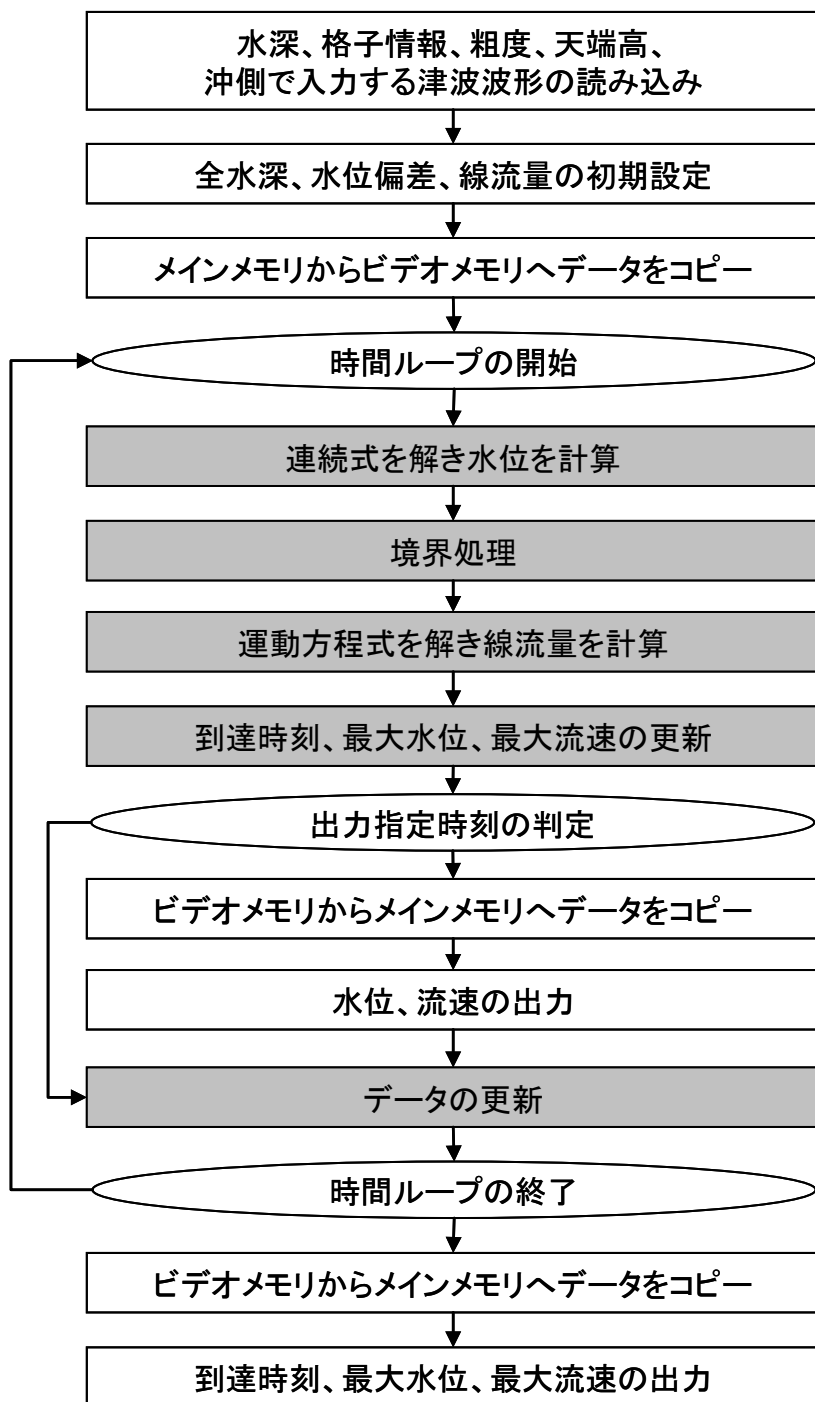


図 4.1 GPU を用いた津波数値計算の手順

#### 4.1.3 計算所要時間の計測結果

GPU を用いた津波数値計算プログラムを 2 種類の地形条件へ適用し、GPU と CPU の津波数値計算プログラムの計算所要時間を比較し、高速化の定量的評価を行った。

なお、GPU には NVIDIA 社の Tesla C1060 (プロセッサコア 240 個, 動作周波数 1.296 GHz, 単精度浮動小数点数演算性能 933 GFlops)、CPU には Intel 社の Xeon X5272 (プロセッサコア 2 個, 動作周波数 3.4 GHz, 単精度浮動小数点数演算性能 54.4 GFlops) を使用した。

##### 4.1.3.1 長水路への適用

計算に使用した地形の断面図・平面図を図 4.2 に示す。水路の長さは 40,000m あり、内 34,000m は水深 50m の一様水深、残り 6,000m は 1/100 の勾配を持つ斜面である。海岸構造物としては、海中に突き出た天端高 2m の防波堤と、汀線にそった天端高 1m の護岸を考慮した。

左端から、振幅 1m、周期 10 分の正弦波を 2 波入射させ、造波開始後 100 分まで計算を実施した。時間ステップは 0.5 秒であり、時間ステップの総数は 12,000 である。また、空間格子間隔は 25m であり、格子数は 1600×400 個である。

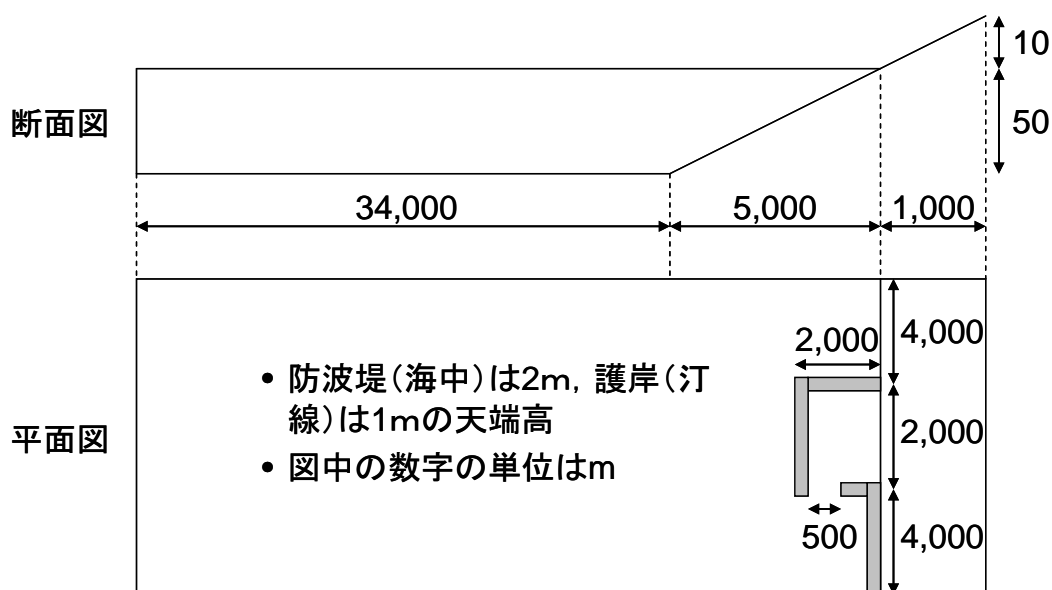
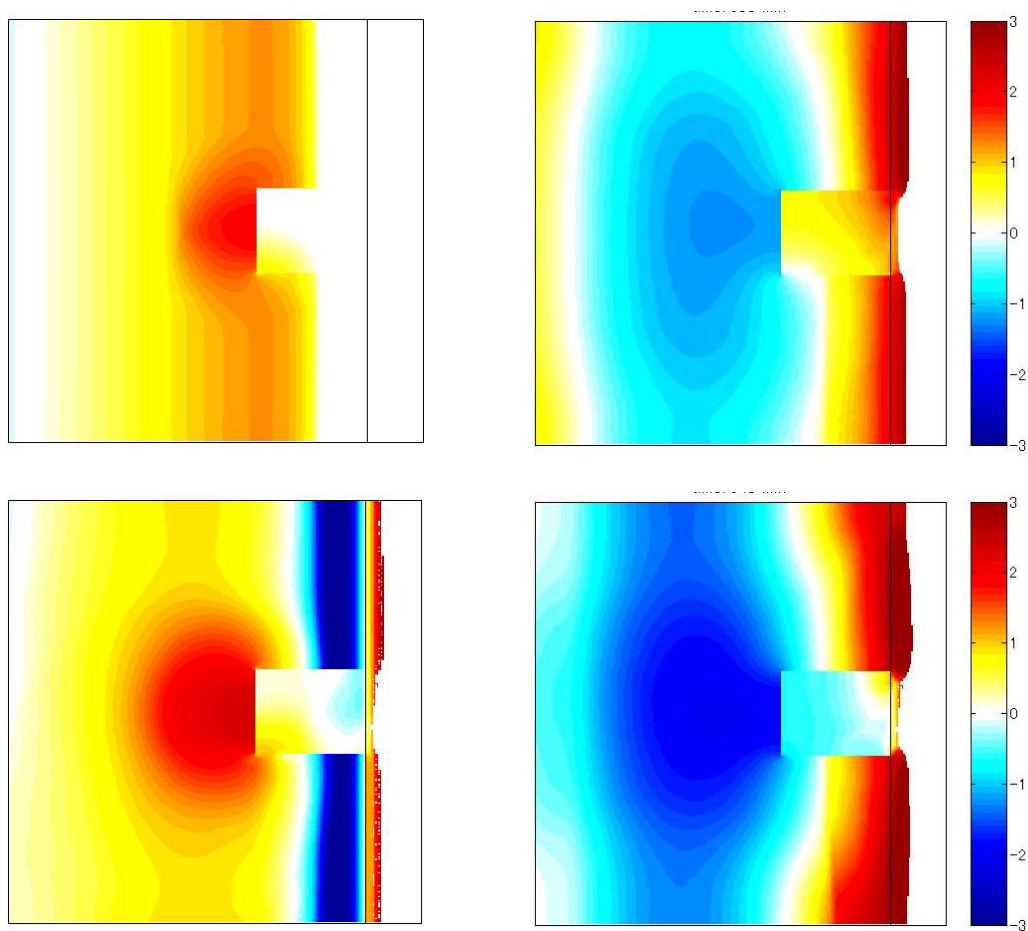


図 4.2 長水路の地形条件

図 4.3 は、造波開始 30 分後、35 分後、40 分後、45 分後における津波高の計算結果である。海域も陸域も、造波開始前の静水面を基準とした水位偏差を描画している(地盤高を基準とした浸水深ではない)。造波開始後 30 分で津波の先端が防波堤に到達している。津波は防波堤を越流せず、下側の開口部から港内へ侵入する。防波堤の前面には反射の影響が見ら

れる。

また、**図 4.4** は最大津波高の計算結果である。防波堤に囲まれた港内の津波高が小さく、**図**の上方に位置する、防波堤も護岸もない海岸部で津波高が大きい。また、防波堤からの反射波の影響により、防波堤前面も津波高が大きくなっている。



**図 4.3** 津波高の計算結果（長水路）

（左上：30 分後、右上：35 分後、左下：40 分後、右下 45 分後）

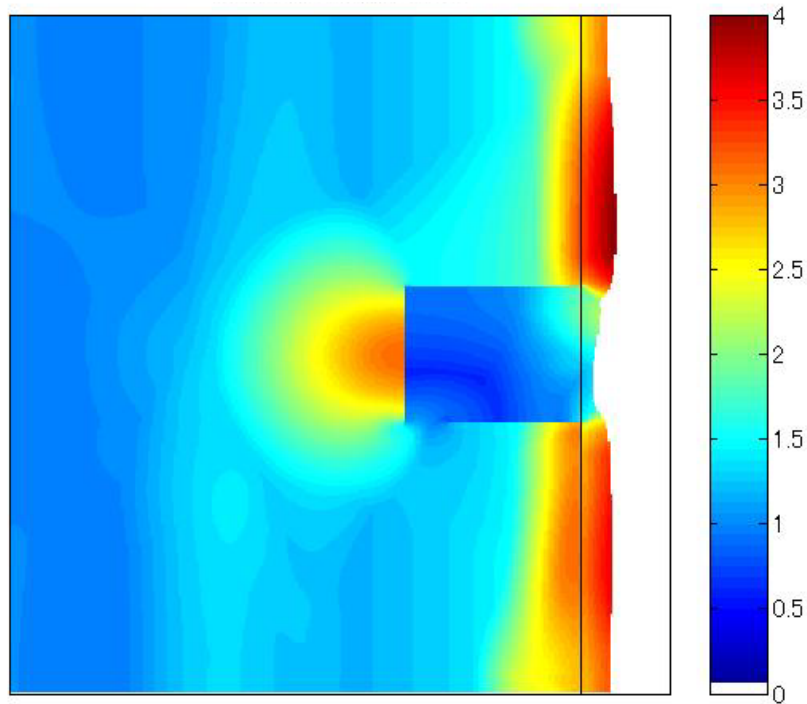


図 4.4 最大津波高の計算結果（長水路）

#### 4.1.3.2 実地形への適用

水深や標高が複雑に変化し、海岸構造物も入り組んで設置されている実地形へ適用した。計算対象とした領域は、図 4.5 のとおり、和歌山下津港を含む海域である。東西方向に 31,500m、南北方向に 19,500m の大きさがある。沖側の境界は水深がおおむね 50m より深く、津波波形インバージョンで予測された津波波形を入射させることが可能である。

左端から、振幅 3m、周期 30 分の正弦波を 1 波入射させ、造波開始後 60 分まで計算を実施した。時間ステップは 0.5 秒であり、時間ステップの総数は 7,200 である。また、空間格子間隔は 50m であり、格子数は 630×390 個である。



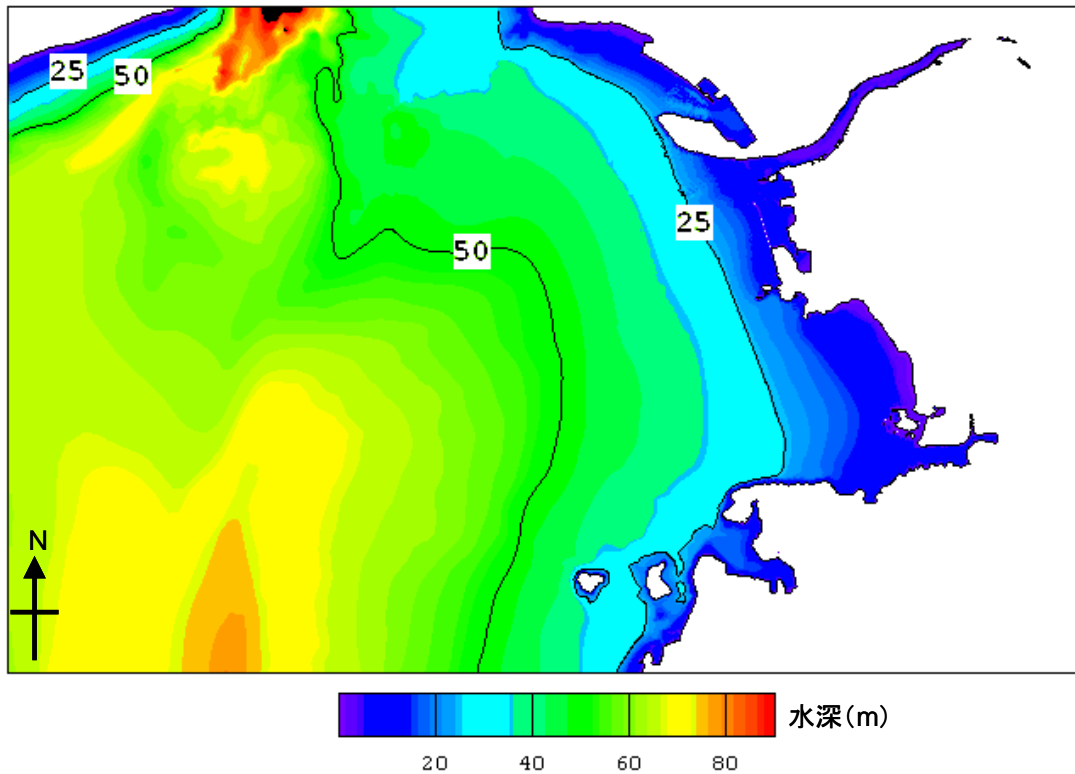


図 4.5 実地形の地形条件

図 4.6 は、造波開始後 20 分、30 分、40 分の津波高の計算結果である。海域も陸域も、平均水面を基準とした水位偏差を描画している（地盤高を基準とした浸水深ではない）。造波開始後 20 分で津波の先端が沿岸へ到達している。続いて、地盤高の低い地点や護岸の低い地点から浸水が始まり、津波高が 5m を越える地点もある。また、河川に沿って津波が遡上している。

また、図 4.7 は最大津波高の計算結果である。幅の狭まった湾奥で津波高が大きい。

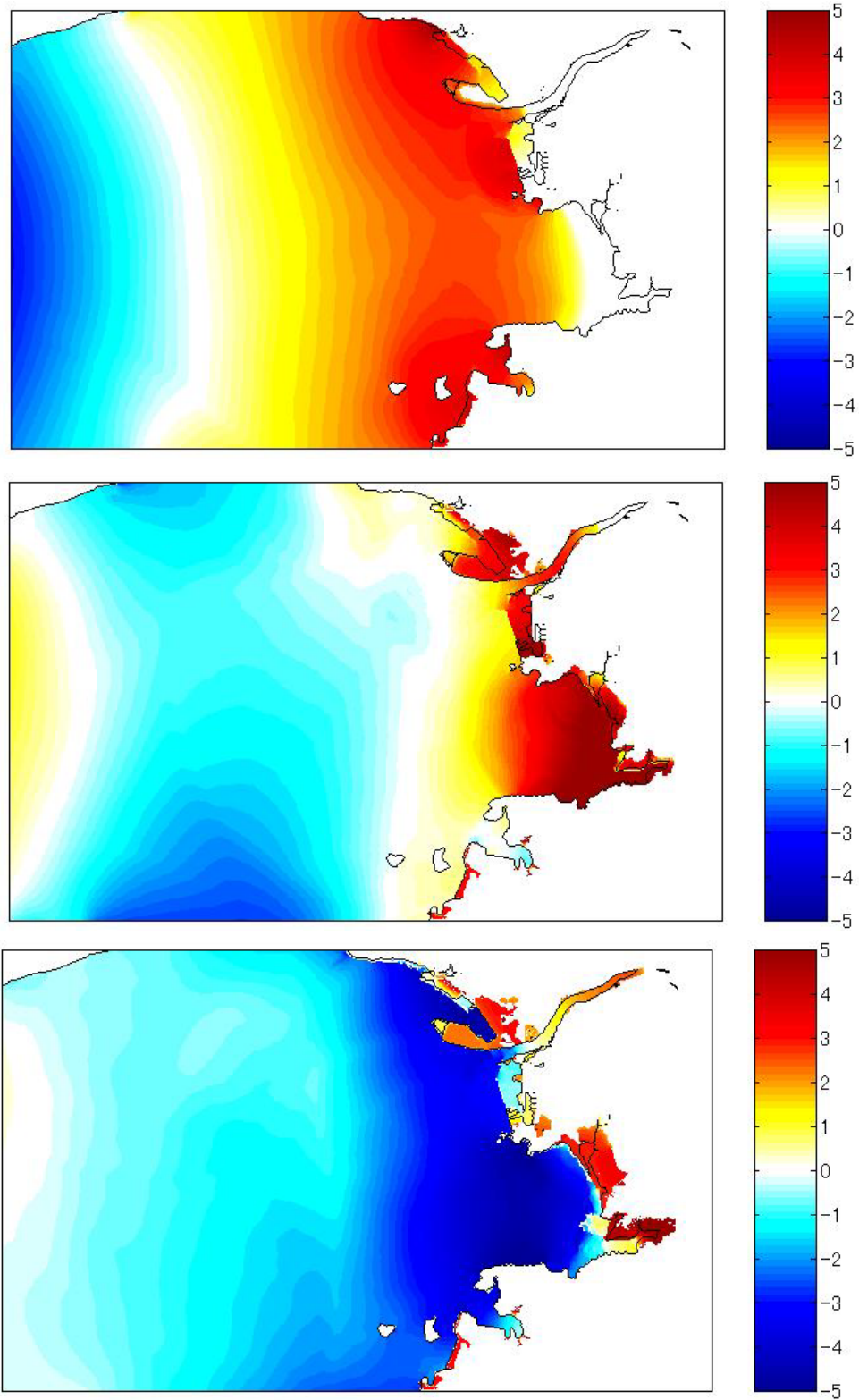


図 4.6 津波高の計算結果（実地形）  
 （上：20 分後、中：30 分後、下：40 分後）

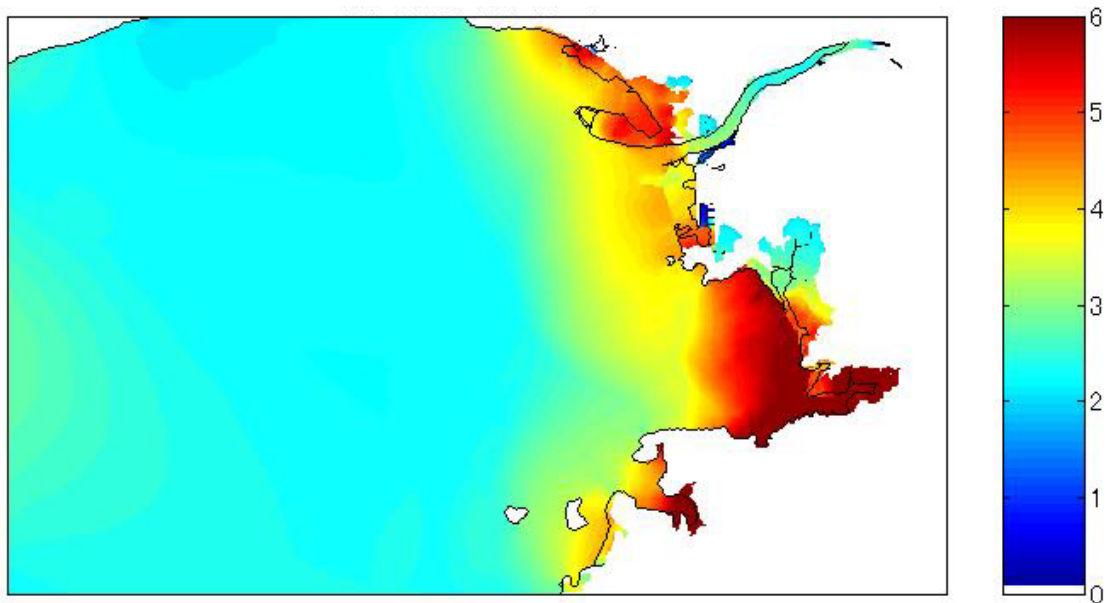


図 4.7 最大津波高の計算結果（実地形）

#### 4.1.3.3 計算所要時間の計測結果

GPU と CPU を用いた津波数値計算の所要時間は、表 4.1 のとおりである。長水路と実地形の両方において、GPU を用いることで計算に必要な時間を 15 分の 1 程度に短縮している。計算格子数が数十万個の 1 時間の実現象を対象とする津波数値計算は、GPU を用いれば 1 分程度で計算可能である。

表 4.1 GPU と CPU の計算所要時間の比較

	計算格子数	時間 ステップ数	GPU の計算 所要時間	CPU の計算 所要時間	GPU に対する CPU の所要時間
長水路	640,000 個	12,000 回	102.125 秒	1687.094 秒	16.5 倍
実地形	245,700 個	7,200 回	24.640 秒	322.64 秒	13.1 倍

また、表 4.2 は、CUDA Visual Profiler を用いて、GPU の総演算時間に占める各処理内容の割合を算出したものである。GPU の総演算時間の 60% 以上は、運動方程式を解いて線流量を計算する処理に費やされている。また、メインメモリとビデオメモリ間の通信は、総演算時間の 2% 程度を占める。

運動方程式を解く処理は、条件による分岐が多いため Warp Divergent が生じており、演算速度を低下させていると考えられる。また、使用する配列の種類が多いため、ビデオメモリと GPU 間の通信量が多いことも、演算速度が低下する要因と考えられる。

表 4.2 GPU の総演算時間に占める各処理内容の割合

処理内容	GPU の総演算時間に占める割合 (%)
運動方程式を解く処理	61.6
到達時刻・最大津波高・最大流速の更新	15.5
連続式を解く処理	9.4
データの更新	6.8
境界処理	4.5
メインメモリ・ビデオメモリ間の通信	2.2

## 4.2 数値実験による歴史地震への適用

### 4.2.1 数値実験の方法

開発した即時的津波浸水予測手法の予測精度を検証するために、昭和南海地震（1946年、マグニチュード 8.0）による和歌山県の港湾の津波浸水を対象として数値実験を行った。

始めに、表 2.1 に示す昭和南海地震の断層パラメータ（佐藤、1989）に基づいて津波の初期水位分布を計算し、遡上ありの非線形長波モデルによる津波数値計算を行い、この数値計算結果を沖合津波観測点における津波波形や浸水状況の仮想的な観測値と見なした。

次に、想定波源域を含む南海トラフ周辺の海域を 1 辺の長さが 27km の単位波源 163 個に分割し、各単位波源が 1m 隆起した時に生じる津波の伝播を、遡上なしの線形長波モデルを用いて計算した。簡便のため第 3 章と同様に、単位波源の隆起形態は角柱状であり、高周波数のノイズを除去する必要がある。このため、インバージョン手法では、前後 1 分間の移動平均を施した単位津波の津波波形を使用した。

単位津波の数値計算に使用した海底地形（水深）データは、南海トラフ周辺の海域から和歌山県の一港湾周辺までを、空間格子間隔 1350、450、150、50m にネスティングして作成した（図 4.8）。空間格子間隔およびネスティングの位置は、内閣府中央防災会議東南海、南海地震等に関する専門調査会の設定を参照した（内閣府中央防災会議 a、オンライン）。

一方、GPU を用いた津波数値計算では、空間格子間隔 50m の計算領域の一部である対象港湾周辺 31.5km×19.5km を計算領域とし（計算格子の総数：245,700 個）、遡上計算を行うために海底地形・陸上地形（標高）・土地利用を表す粗度・港湾構造物の天端高のデータを用意した。なお時間ステップは、空間格子間隔にかかわらず一律に 0.5 秒へ設定した。

沖合津波観測点は、GPS 波浪計の実際の設置地点を参考にして、図 4.8 に示す A～E の 5 点に配置した。陸から沖合津波観測点までの距離は約 20km である。

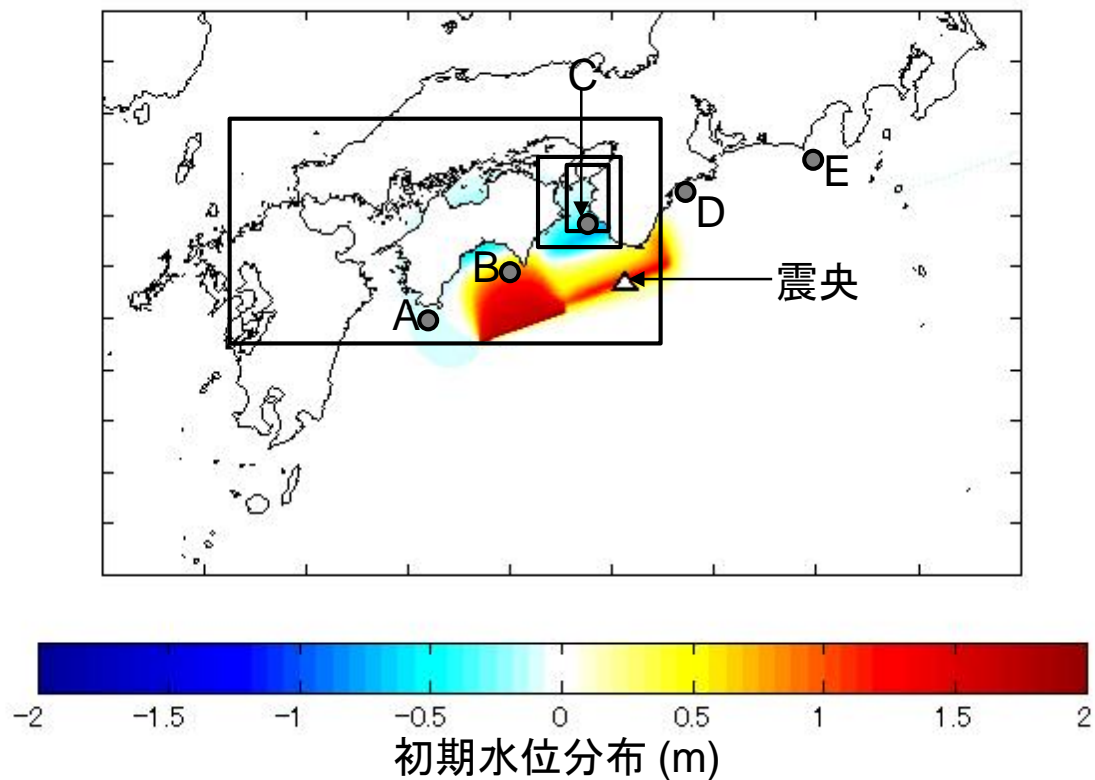


図 4.8 昭和南海地震の初期水位分布の仮想的な観測値（A～E の丸印は沖合津波観測点、黒枠は格子サイズ 450・150・50m の計算領域の位置を示す）

インバージョン手法に入力する沖合津波波形の観測時間は、地震発生後 5・10・15・30・60 分の 5 種類を検討した。津波が海岸線に到達する前に浸水を予測しようとする、沖合における津波の観測時間を十分に長く取ることはできない。このため、まず津波の第 1 波による影響を把握することが重要であると考え、地震発生から 2 時間までの浸水を予測の対象とした。なお、第 1 波以降の津波の影響については、沖合における津波の観測時間を長くして予測結果を更新するという手法も考え得る。

なお、4.1 とは異なり、4.2 以降で使用した GPU は、NVIDIA 社の Tesla C2050（プロセッサコア 448 個、動作周波数 1.15GHz、単精度浮動小数点数演算性能 1030GFlops）である。

#### 4.2.2 数値実験による予測精度の検証結果

始めに、初期水位分布の推定結果を図 4.9 に示す。仮想的な観測値（図 4.8）と比較すると、観測時間が 5 分や 10 分の場合の推定結果は、津波波源の面積が狭く、また隆起・沈降の絶対量も過小評価されている。一方、観測時間が 15 分になると、推定された津波波源の空間的な広がり仮想的な観測値と概ね一致し、さらに観測時間を 30 分、60 分と長くすることで、隆起・沈降量の絶対値まで正しく推定されるようになる。

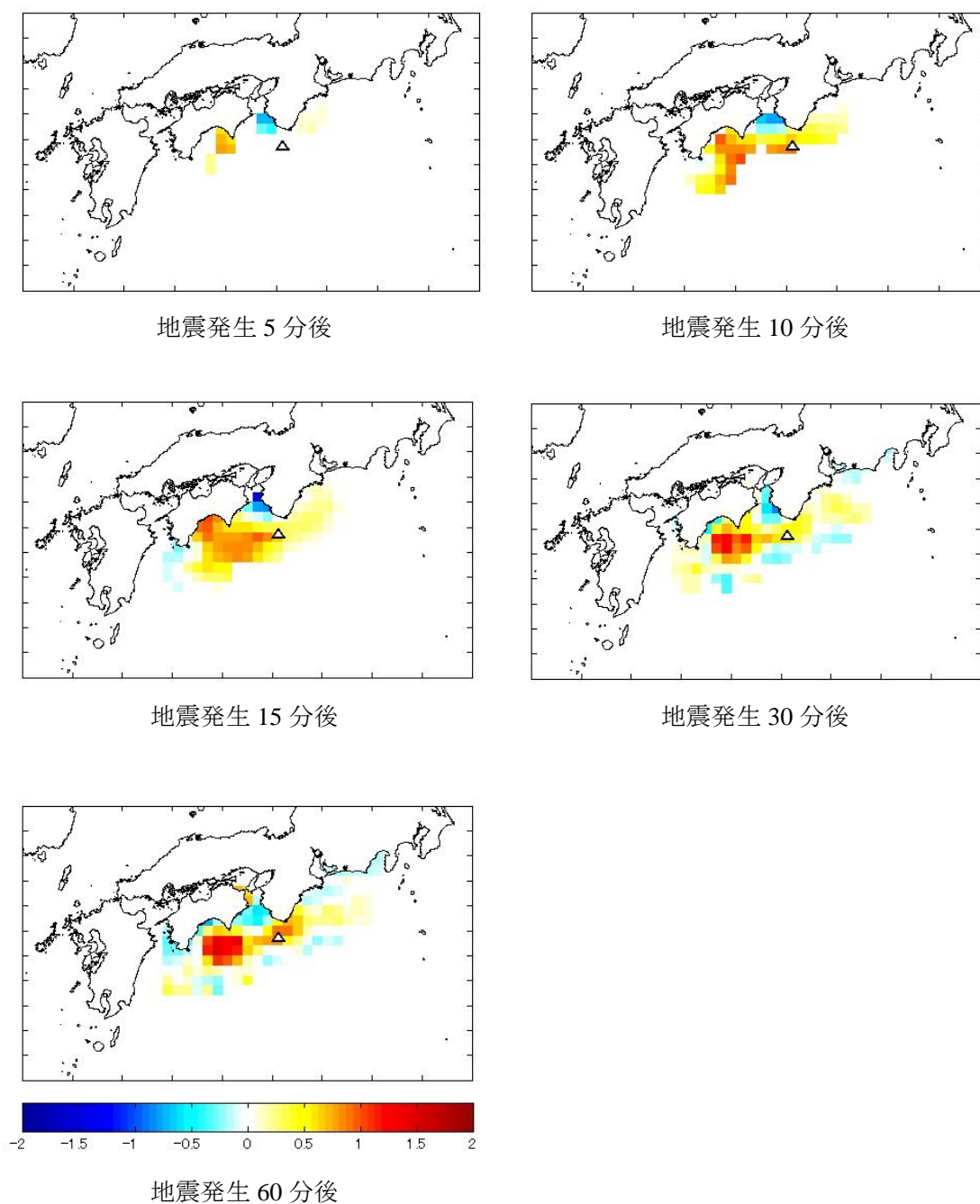


図 4.9 初期水位分布の推定結果 (単位 : m)

次に、予測対象地域における浸水状況の仮想的な観測値と予測結果を表 4.3 に示す。浸水状況を定量的に把握するため、地震発生 2 時間後までの浸水量・浸水面積・最大浸水深の最大値の 3 項目で比較した。観測時間が 5 分や 10 分の場合は、浸水量の予測結果がそれぞれ仮想的な観測値の 13%、56% となり、浸水状況を過小に予測している。これは、津波波源を過小に推定していること自然な帰結と考えられる。一方、観測時間を 15 分まで延ばすと、

浸水量は依然過小評価であるものの、浸水面積と最大浸水深は仮想的な観測値の 8 割程度の値で予測されるようになり、浸水状況は概ね正しく予測されていると評価できる。また、観測時間が 30 分の場合は予測精度が若干悪化するものの、全体的な傾向としては観測時間を長くすることで予測精度が向上している。なお、全般的に予測結果が過小評価となっている要因としては、単位波源が若干大きいいため初期水位分布の急峻な変化を十分に捕捉できていないこと、そして 0.5 で固定した先験情報の重み付け係数が最適化されていないことが考えられる。

表 4.3 昭和南海地震の浸水状況の仮想的な観測値と予測結果（百分率は仮想的な観測値に対する予測結果の比率）

	観測時間	浸水量 (m <sup>3</sup> )	浸水面積 (m <sup>2</sup> )	最大浸水深 (m)
予測結果	5 分	640,700 / 13%	1,940,000 / 39%	1.21 / 37%
	10 分	2,745,150 / 56%	3,490,000 / 71%	2.31 / 70%
	15 分	3,002,900 / 61%	3,690,000 / 75%	2.83 / 86%
	30 分	2,942,800 / 60%	3,462,500 / 70%	2.06 / 63%
	60 分	3,521,750 / 72%	4,190,000 / 85%	2.94 / 89%
仮想的な観測値		4,908,898	4,932,500	3.29

ここで、観測時間が 15 分以上になると津波波源や浸水状況を概ね正しく予測できることから、観測時間が 15 分の場合の予測結果を仔細に検討する。

まず、予測対象地域の最寄の沖合津波観測点 C と予測対象地域の港外の 1 地点における津波波形の、仮想的な観測値と予測結果を図 4.10 に示す。沖合津波観測点 C では、特に地震発生後 45 分程度まで、仮想的な観測値と予測結果が良好に一致している。これは、地震発生後 15 分までの観測波形の中に最初の引き波およびこれに続く押し波が捉えられているので、津波波源の全体像を解析できるためと考えられる。例えば、10 分までの観測波形には押し波のピークが含まれていないことから、断層軸に沿って発生する高い津波を解析することができないので、初期水位分布の推定結果は過小評価になる。そして、地震発生後 15 分までの観測波形を使うことによって、予測対象地域の港外においても、仮想的な観測値と予測結果は概ね一致する。なぜならば、予測対象地域の港外における津波波形の仮想的な観測値はインバージョン手法へ入力されないものの、津波波源の推定精度が高いためと推測される。

なお、予測対象地域の港外における津波波形の予測結果は、GPU を用いた高速な津波数値計算へ入力する境界条件であるから、浸水予測の精度に直接的な影響を及ぼす。また、浸水予測の完了する時間と津波が沿岸に到達する時間の前後関係は後述のとおりであるが、予測対象地域では地震発生後 30 分程度から水位が上昇し、地震発生後 60 分程度で第 1 波の最大値が到達している。



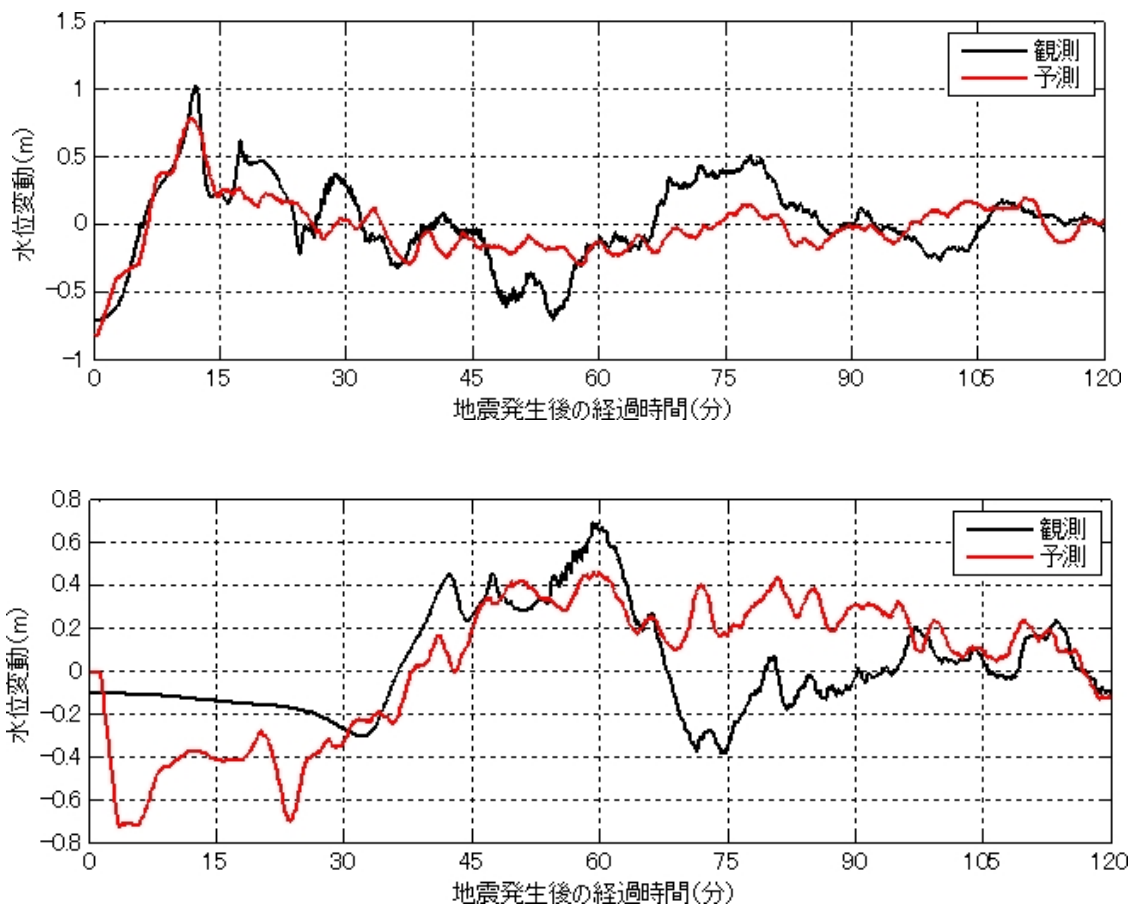


図 4.10 沖合津波観測点 C (上) と予測対象地域の港外 (下) における津波波形の仮想的な観測値 (黒線) と予測結果 (赤線)、観測時間は地震発生後 15 分

続いて、予測対象地域における、津波来襲前の海表面を基準とした地震発生 2 時間後までの津波高・浸水高の最大値の仮想的な観測値と予測結果を図 4.11 に示す。表 4.3 では浸水量等の統計量を比較したが、浸水高の空間的な分布に関しても、15 分の沖合津波観測から概ね正しく予測できると見なせる。例えば、仮想的な観測値では図中の右下に位置する港奥部で浸水高が特に高いが、予測結果においても同じ箇所の浸水高が大きい。



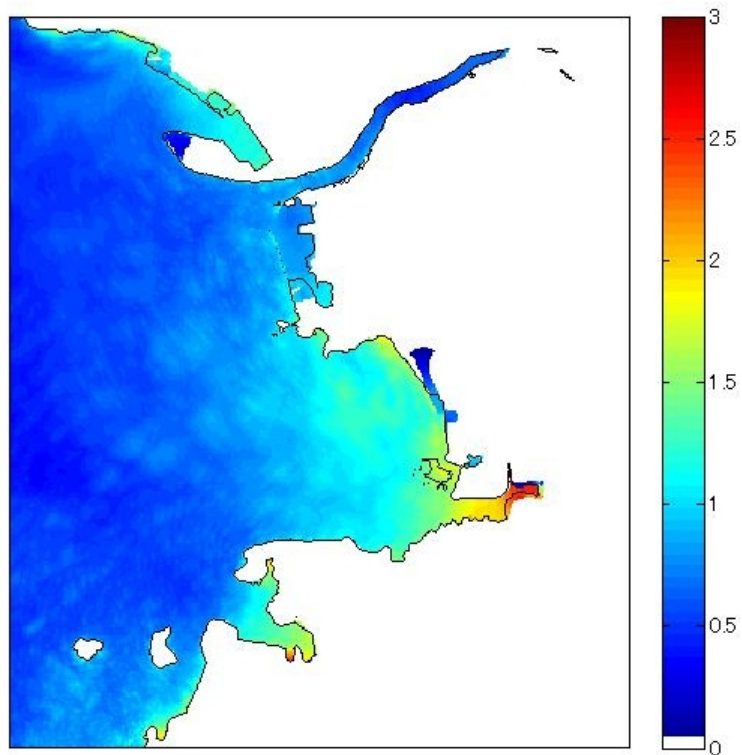
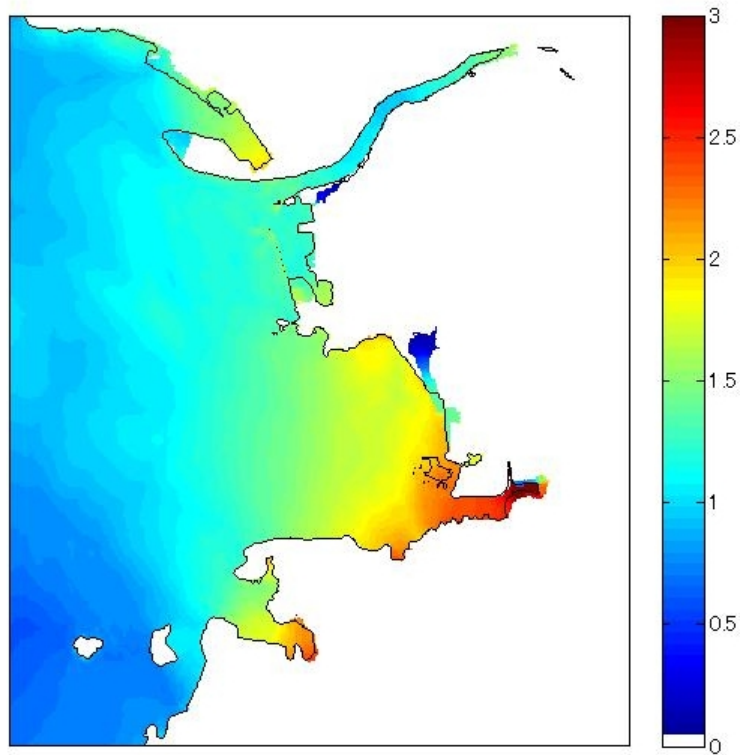


図 4.11 津波来襲前の海表面を基準とした、予測対象地域の地震発生 2 時間後までの津波高・浸水高の最大値の仮想的な観測値（上）と予測結果（下）（単位：m）、観測時間は地震発生後 15 分

最後に、浸水予測に要する時間について説明する。インバージョン手法による津波波源の推定と単位津波の線形重ね合わせによる沿岸の津波波形の予測は、1分弱で完了した。また、GPU (Tesla C2050) を用いた津波数値計算の所要時間は、平均して 36 秒であった (なお、所要時間は計算格子と時間ステップの総数に依存するが、本数値実験では 245,700 個の計算格子と 14,400 回の時間ステップを使用)。従って、沖合津波観測波形の処理・データファイルの入出力・予測結果の図化等の所要時間の正確な計測は困難であるものの、沖合津波観測の終了後 5 分以内には浸水予測が完了できると考えられる。すなわち、15 分の観測時間と 5 分の計算所要時間を考慮すると、地震発生 20 分後には浸水予測が完了する。上述したとおり、予測対象地域では地震発生後 30 分程度から水位上昇が開始するので、津波が沿岸に到達する前に浸水予測を完了できる。

なお、浸水予測に必要な沖合における津波観測時間の長さは、震源の位置・初期水位分布・沖合津波観測点・予測対象地域の位置関係によって変化する。本数値実験では、各沖合津波観測点が第 1 波の最大値を観測した時刻は、地震発生後 A: 10 分、B: 11 分、C: 12 分、D: 9 分、E: 31 分であった。予測対象地域の最寄の沖合津波観測点が C であることも考慮すると、一般的には、予測対象地域の近傍の観測点を含む沖合津波観測点において、第 1 波の最大値を観測してから 5 分以内に浸水予測が完了できると考えられる。

## 4.3 2011 年東北地方太平洋沖地震への適用

### 4.3.1 単位津波の数値計算

開発した即時的津波浸水予測手法が GPS 波浪計で実際に観測された津波波形へ適用できるか検証するため、2011 年東北地方太平洋沖地震を対象に検討を行った。

2011 年東北地方太平洋沖地震に関する即時的な津波予測の先行研究は幾つか発表されており、例えば Tsushima ら (2011) は、沖合で観測された津波波形から沿岸の津波波形を予測しているが、浸水状況の予測は行っていない。一方 Wei ら (2012) は浸水状況の予測を行っているが、津波波源から東側へ遠く離れた深海の海底設置式水圧計で観測された津波波形を使用しているため、津波波源を推定するまでに地震発生から 1 時間以上の時間を必要としている。なお、著者らの研究 (辰巳・富田、2013) の後、Gusman ら (2014) など、2011 年東北地方太平洋沖地震を対象とした津波浸水予測の現地実証が進められている。

始めに、インバージョン手法で必要となる、単位津波の数値計算を実施した。単位津波の発生源である単位波源は、1 辺の長さが 16.2km であり、図 4.12 に示すとおり北海道南部沖合から房総半島沖合までの太平洋に、合計 618 個設定された。なお、図 4.12 には 792 個の単位波源が示されているが、陸域や陸奥湾に位置する単位波源 (バツ印で表示) は使用しなかった。そして高周波のノイズが生じないように、各単位波源を正規分布の形状で滑らかに 1m 隆起させ、遡上を考慮しない線形長波モデルを用いて単位津波の伝播計算を行った。

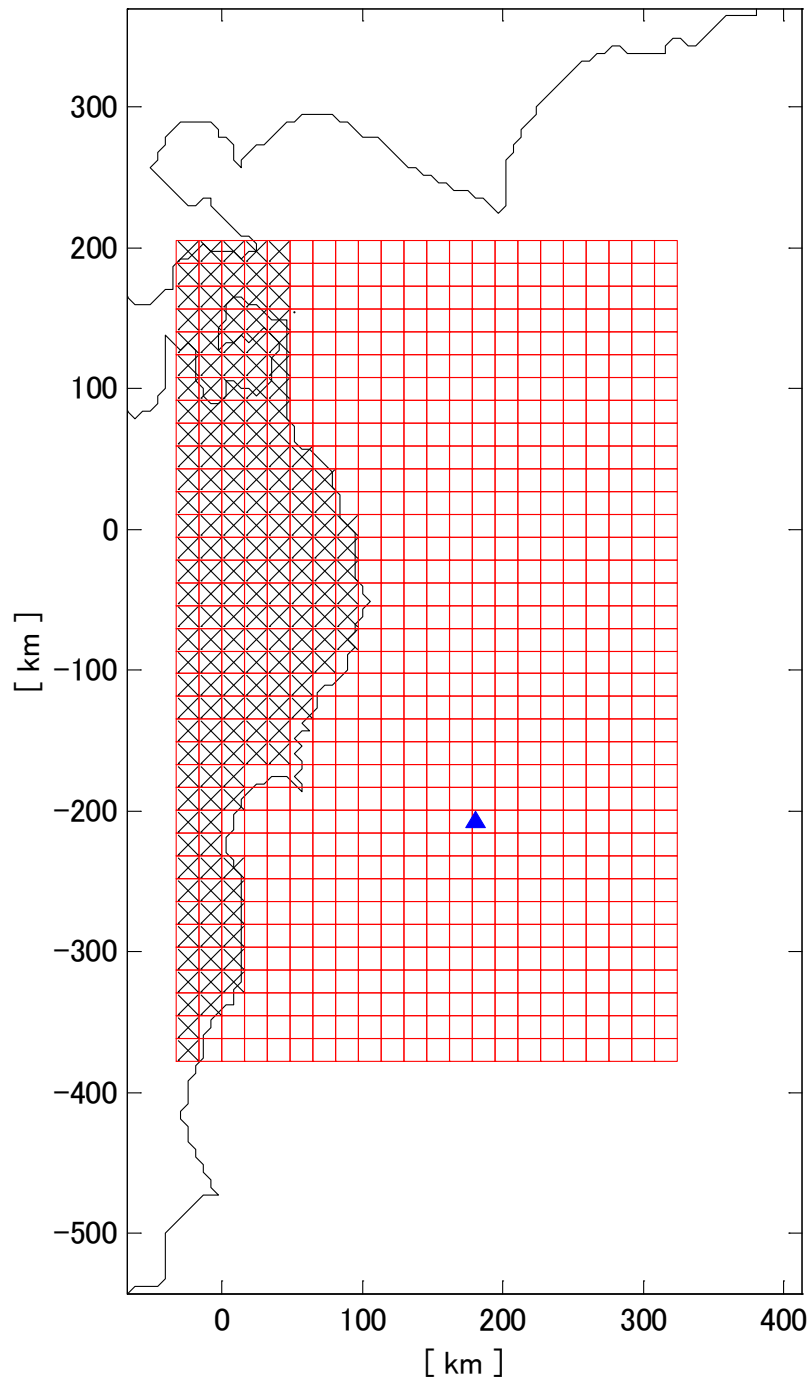


図 4.12 単位波源の設置場所、青三角印は震央位置を表す

今回の検討では、大船渡港（岩手県）における津波浸水の予測を目標としたため、単位津波の計算領域は東北地方の太平洋沿岸を中心とした海域である。津波数値計算に使用した水深データは、空間格子間隔 5400、1800、600、200、100、50 m の 6 段階にネスティングして作成した（図 4.13）。空間格子間隔およびネスティングの位置は、後藤・佐藤（1993）の

設定を参照した。また、津波浸水予測の即時性を重視し、予測に使用する沖合津波波形の観測時間の長さが短いことから、地震発生後3時間までの津波を計算対象とした。使用した時間ステップは0.5秒である。

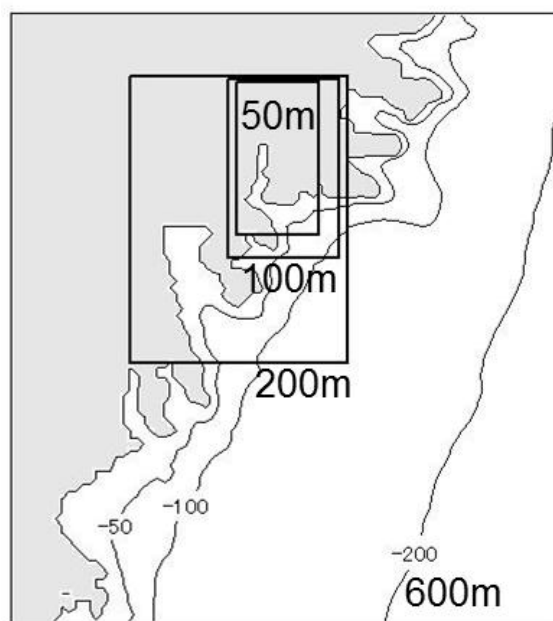
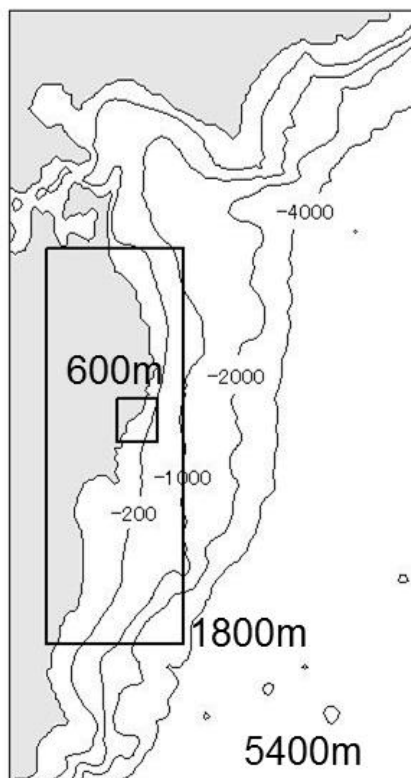


図 4.13 津波数値計算の計算領域とネスティング方法

#### 4.3.2 インバージョン手法の実施方法

2011年東北地方太平洋沖地震では、日本沿岸の10基のGPS波浪計で津波が観測された(河合ら、2011)。今回の検討では、岩手北部沖・岩手中部沖・岩手南部沖・宮城北部沖・宮城中部沖・福島県沖(図4.14)の6基のGPS波浪計が観測した津波波形を、インバージョン手法へ入力した。インバージョン手法へ入力した津波波形の観測時間は、地震発生後10・20・30・40・50・60分の6種類である。

また、インバージョン手法では先験情報として震央位置を考慮する必要がある。震央位置は、気象庁のCMT解(気象庁、2011)に基づき、北緯38.103度、東経142.860度を使用した。

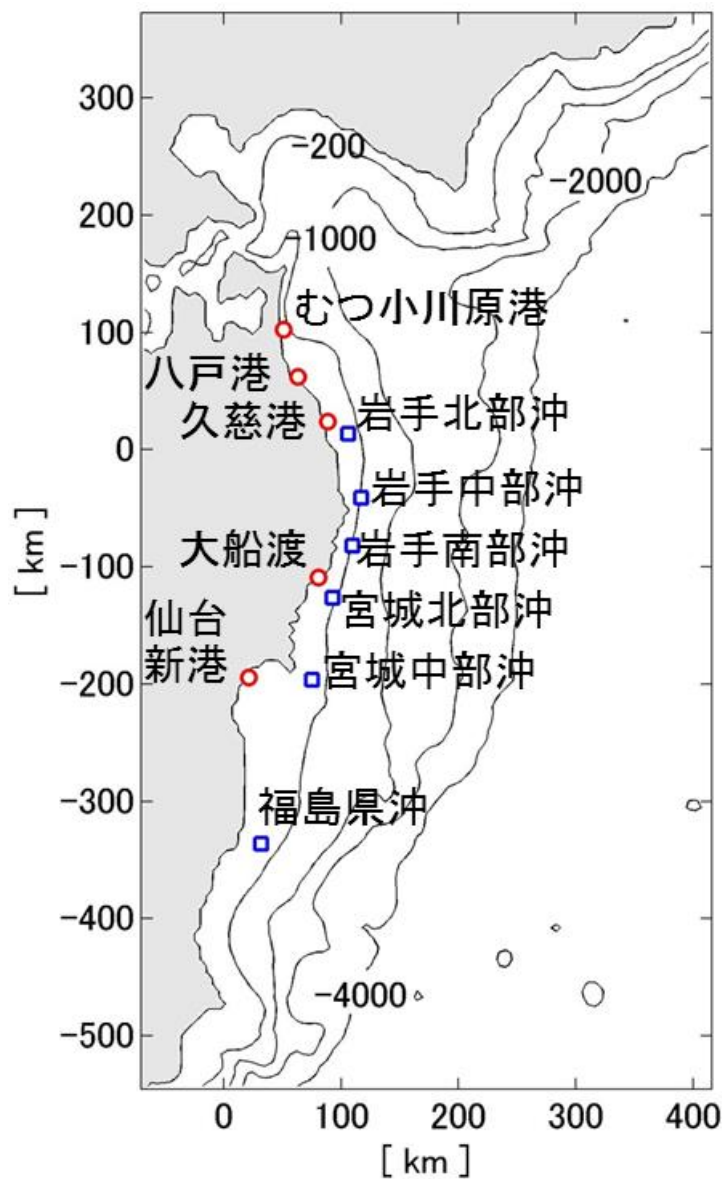


図 4.14 GPS 波浪計 (青四角)、海底設置式波浪計・検潮所 (赤丸) の位置

### 4.3.3 初期水位分布と沿岸の津波波形の予測結果

図 4.15 は、観測時間を地震発生後 10～60 分の 6 種類に変化させた場合の初期水位分布の推定結果である。観測時間が 10 分や 20 分の場合は、三陸沿岸の前面海域の沈降しか推定しておらず、津波波源の隆起部を推定できていないため明らかな過小評価と判断できる。

これに対して観測時間が 30 分になると、三角印で示す震央の北東側から南側にかけて、大きな隆起部が推定される。初期水位の隆起量の最大値は、7.10m と推定された。観測時間が 30 分まで延びた場合に津波波源の推定精度が大きく向上する要因は、岩手北部沖を除く 5 箇所の GPS 波浪計では、第 1 波の最大値を地震発生後 25～30 分に観測しているためと考えられる。

さらに観測時間を 40・50・60 分と延ばした場合、推定される津波波源の全体的な形状は観測時間が 30 分の場合と大きく変わらないが、隆起部内の細かな凹凸まで推定されるようになる。しかし一方で、北海道南岸の沖合にノイズ状の初期水位が推定されるようになっており、注意が必要である。4.2 の昭和南海地震の数値実験とは異なり、実際に沖合で観測された津波波形の第 1 波以降の後続波は、沿岸部の細かな地形で大きく変化する陸域からの反射波や陸上遡上の影響を受けており、これらの効果は単位津波の線形重ね合わせでは十分に再現できない。従って、実際に沖合で観測された津波波形を使用する場合は、第 1 波が観測された後に観測時間を延ばしても必ずしも推定精度が向上するとは限らないと考えられる。

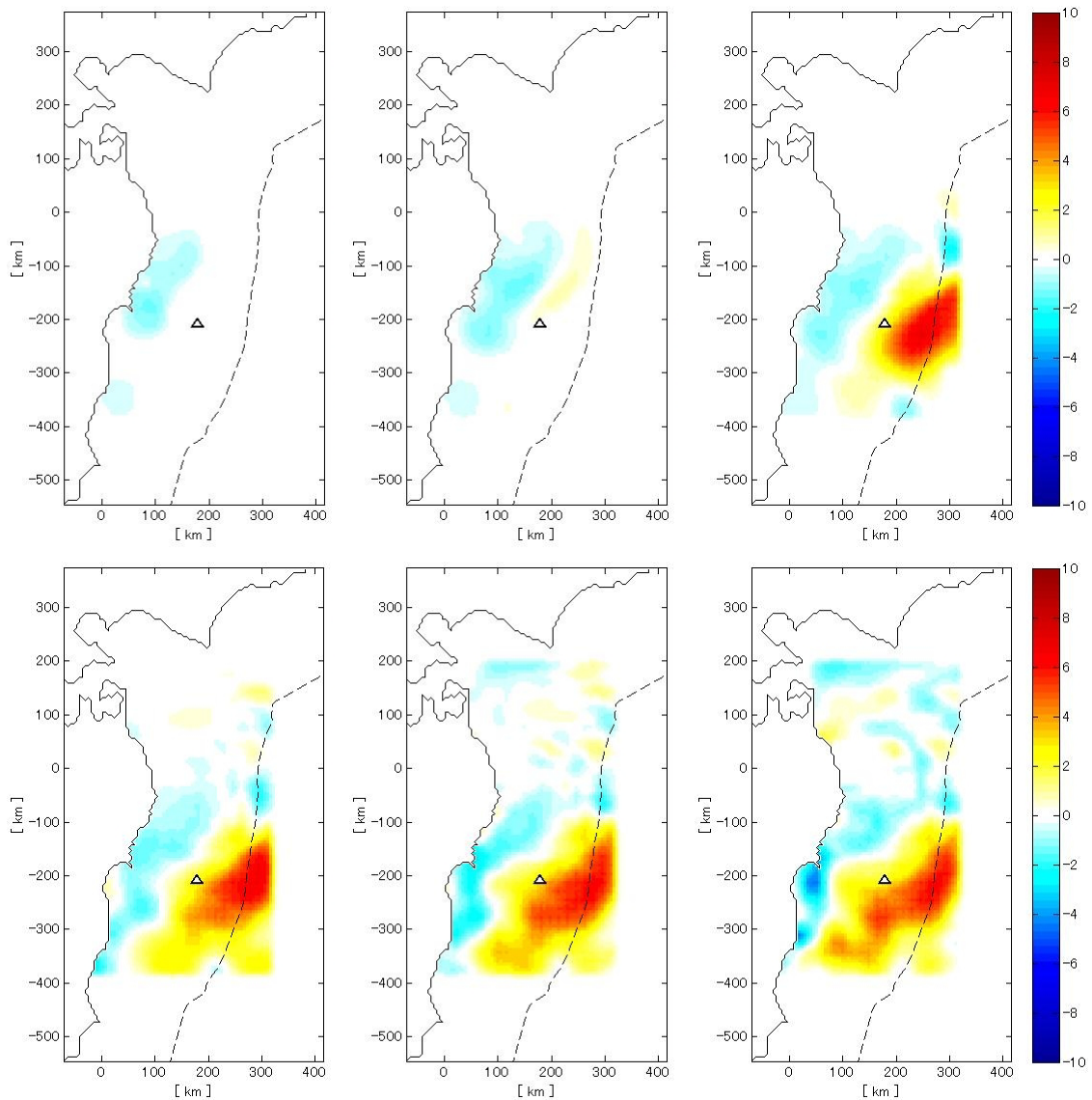


図 4.15 初期水位分布の推定結果 (単位:m、三角印は震央位置を、破線は日本海溝を表す。観測時間は上段左側から地震発生後 10・20・30 分、下段左側から地震発生後 40・50・60 分)

観測時間が地震発生後 30 分まで延びると津波波源の推定精度が大きく向上するので、ここでは 30 分の観測時間で推定された初期水位分布に基づく単位津波の線形重ね合わせから予測された津波波形を代表的に検討する (図 4.16、図 4.17、図 4.18)。いずれの図においても、黒線が観測値、赤線が予測値を表す。図 4.16 には、インバージョン手法で使用した GPS 波浪計 (6 箇所) の津波波形を示した。図 4.17 は、むつ小川原港・八戸港・久慈港・仙台新港の 4 箇所の海底設置式波浪計の津波波形、図 4.18 は大船渡の検潮所の津波波形である (河合ら、2011 ; 気象庁、2011)。

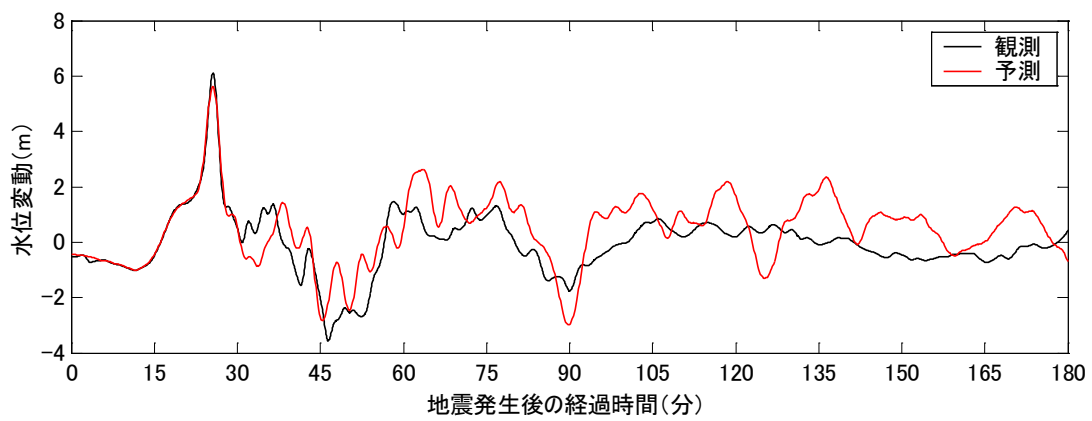
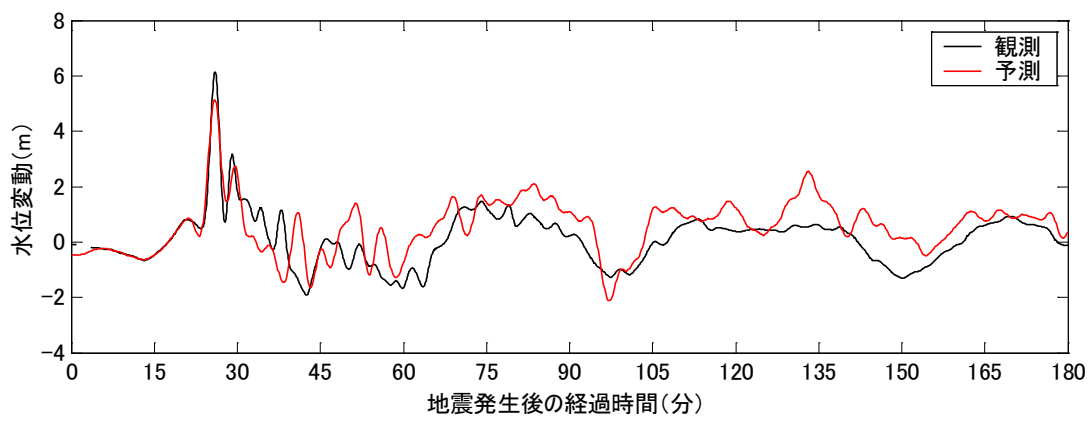
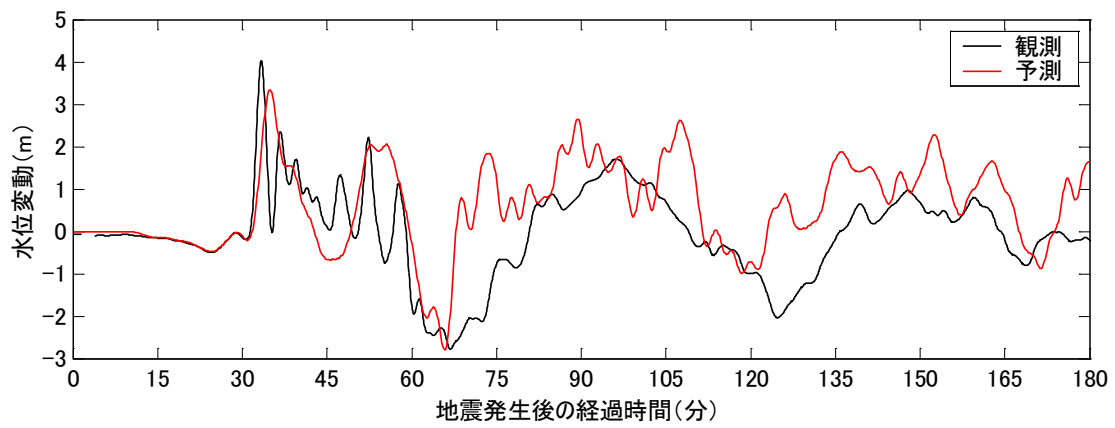


図 4.16 GPS 波浪計の津波波形（黒線：観測値、赤線：予測値、観測地点は上段から岩手北部沖、岩手中部沖、岩手南部沖、観測時間は地震発生後 30 分）



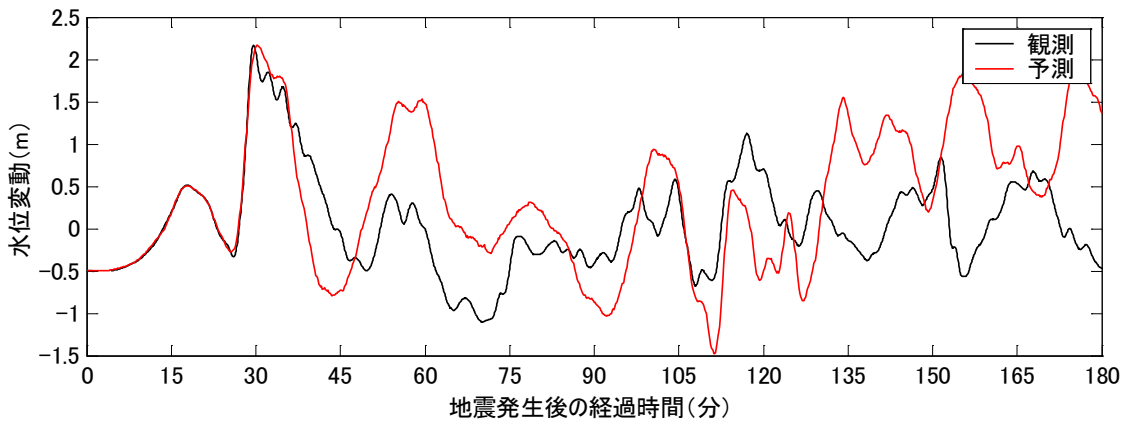
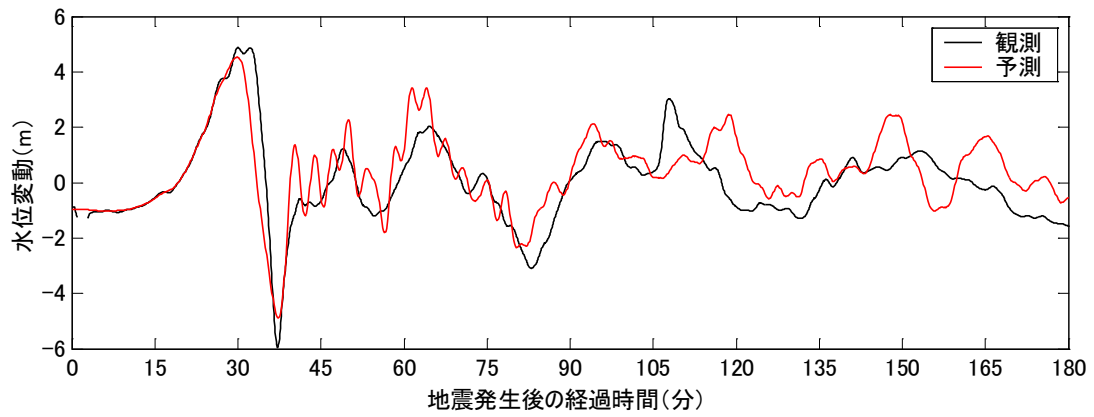
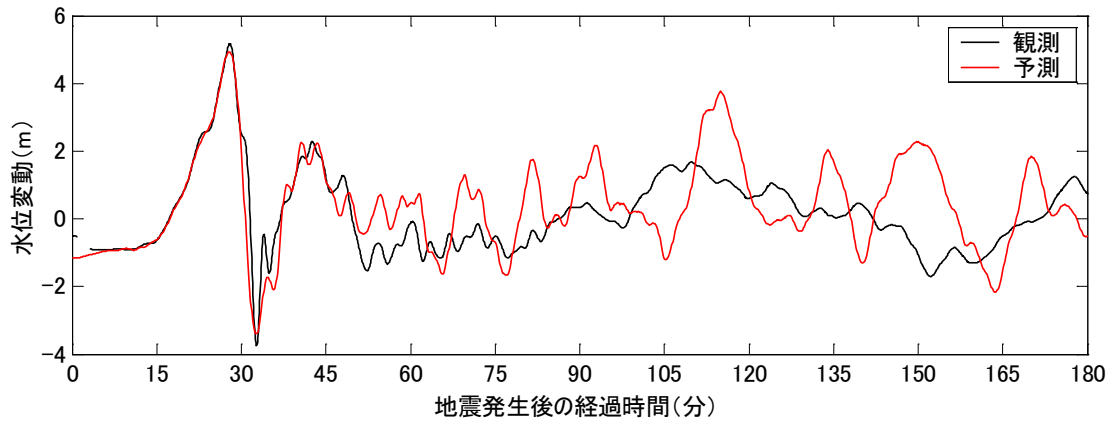


図 4.16 (続) GPS 波浪計の津波波形 (黒線：観測値、赤線：予測値、観測地点は上段から宮城北部沖、宮城中部沖、福島県沖、観測時間は地震発生後 30 分)

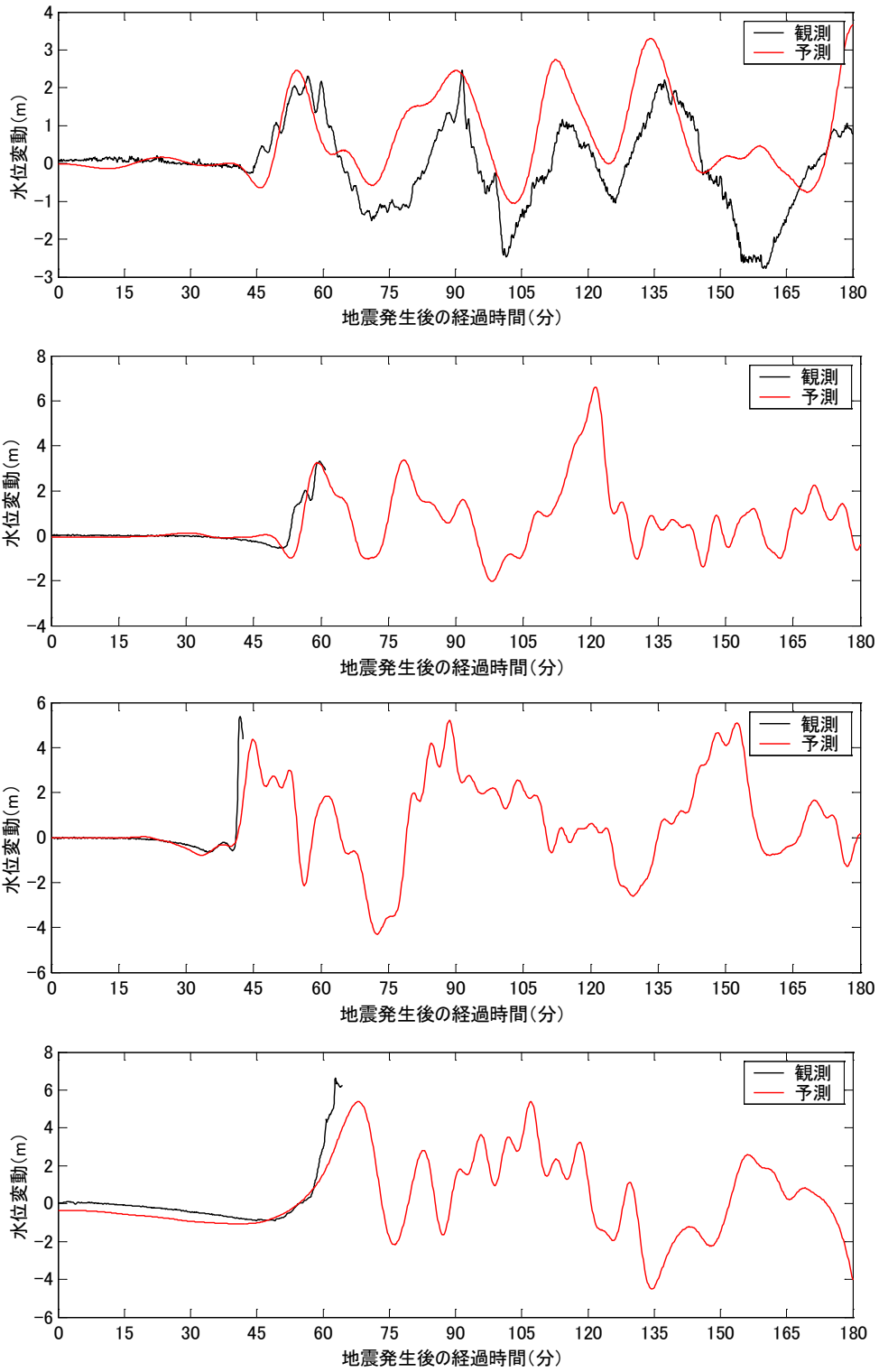


図 4.17 海底設置式波浪計の津波波形（黒線：観測値、赤線：予測値、観測地点は上段からむつ小川原港、八戸港、久慈港、仙台新港、観測時間は地震発生後 30 分）

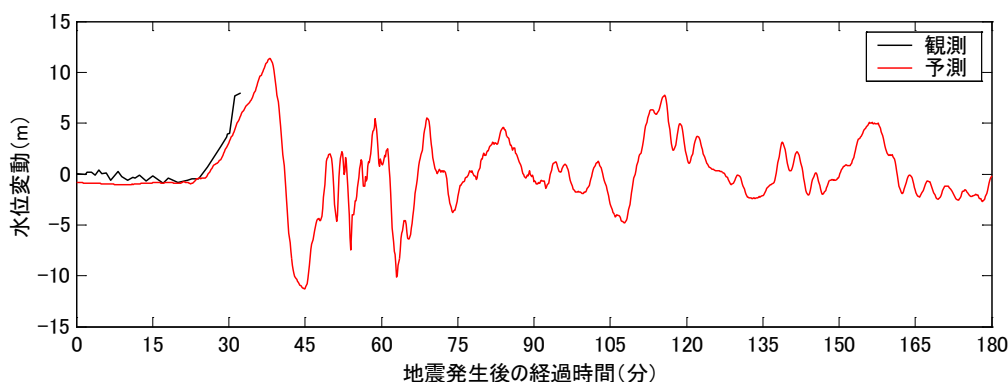


図 4.18 大船渡検潮所の津波波形（黒線：観測値、赤線：予測値、観測時間は地震発生後 30 分）

津波数値計算の空間格子サイズが大船渡港以外の地域では粗いこと、また単位津波の線形重ね合わせでは、沿岸の複雑な海底地形や港湾構造物の影響を受けやすい検潮所の津波波形の予測は困難であることから、海底設置式波浪計の津波波形を用いて予測精度の検証を行った。本研究で使用した 4 箇所の海底設置式波浪計は、いずれも水深 20m から 50m の港外に設置されており、検潮所に比べると沿岸の複雑な海底地形や港湾構造物の影響を受けにくいと見込まれる。なお、大船渡港の周辺は津波数値計算の空間格子サイズが比較的細かいこと、また大船渡の検潮所は大船渡港の湾口防波堤の外側（大船渡湾の湾外）に位置することから、大船渡の検潮所の津波波形に関しても予測精度の検証が可能であると考えた。

GPS 波浪計（図 4.16）の津波波形に関しては、上述したとおり地震発生からの 30 分で第 1 波の最大値が観測されており、この時間帯の観測値をインバージョン手法に入力しているため、第 1 波の最大値は正確に予測されている。さらに地震発生後 30 分以降の時間帯に関しても、第 1 波の全体像が高い精度で予測されていると評価できる。一方、福島県沖の津波波形で顕著であるが、第 2 波以降の予測精度は必ずしも高くない。

インバージョン手法で使用していない海底設置式波浪計と検潮所の津波波形（図 4.17、図 4.18）に着目しても、むつ小川原港以外の地点では欠測が生じているため十分な比較は困難であるが、第 1 波の到達時刻と第 1 波の最大値は高い精度で予測されていると評価できる。

従って、歴史地震を再現した数値実験で示されたとおり、GPS 波浪計が実際に観測した津波波形を使用した場合でも、第 1 波の最大値を含む津波観測波形を入力すれば、沿岸に到達する津波の第 1 波は概ね正しく予測できることが分かった。

#### 4.3.4 GPU を用いた高速な津波数値計算の実施方法

今回の検討では、大船渡港（岩手県）の津波浸水を予測の対象とした。大船渡港は、単位津波の計算領域（図 4.13）において、空間格子間隔が最も細かい 50m の計算領域の内部に位置する。インバージョン手法と単位津波の線形重ね合わせにより、大船渡港の港外の津波

波形が予測できる。この津波波形の予測結果を境界条件として、GPU を用いた高速な津波数値計算を実施し、津波浸水を予測した。

GPU を用いた高速な津波数値計算の計算領域は、**図 4.19** のとおりである。津波浸水を正確に予測するため、海底地形・陸上地形・土地利用に応じた粗度・港湾構造物の天端高のデータを作成し、遡上まで考慮した津波数値計算を行った。空間格子サイズは 12.5m であり、空間格子の個数は東西方向に 420 個、南北方向に 860 個の合計 361,200 個である。また、第 1 波による津波浸水を主たる予測目標とするため、地震発生後 90 分までの津波を計算対象とした。時間ステップは 0.25 秒であり、計算ステップの総数は 21,600 となった。

なお、高橋ら (2011) によると、湾口防波堤は、基部の数函を除き、大半のケーソンがマウンドから滑動・転落した。このため、津波数値計算では、湾口防波堤のケーソンを考慮せず、マウンドのみが残存している状態を再現した。

#### 4.3.5 大船渡港における津波浸水の予測結果

予測された港外の津波波形を境界条件として津波数値計算を行い、大船渡港における津波浸水を予測した。

**表 4.4** は、観測時間を地震発生後 10～60 分までの 6 種類に変化させた場合の、大船渡港における地震発生後 90 分までの浸水量・浸水面積・最大浸水深の最大値の予測結果である。

観測時間が 10 分や 20 分の場合は、津波波源の隆起部を推定できていないため、観測時間が 30 分以上の場合と比較して浸水量・浸水面積・最大浸水深のいずれもが明らかに小さい。観測時間が 30 分に延びると、岩手北部沖を除く 5 箇所の GPS 波浪計が第 1 波の最大値を観測するため、津波波源の推定精度が向上し、浸水量・浸水面積・最大浸水深も大幅に増大している。さらに観測時間を 40 分以上に延ばした場合は、観測時間が 30 分の場合の浸水状況の予測結果とほぼ同じか若干減少する傾向が見られる。この結果は、実際に沖合で観測された津波波形を使用する場合は数値実験と異なり、第 1 波が観測された後に観測時間を延ばしても浸水状況の予測精度が必ずしも向上しないことを示唆しており、**4.3.3** で説明した津波波源の推定精度と同様である。

**表 4.4** 東北地方太平洋沖地震の浸水状況の予測結果

観測時間 (分)	浸水量 (m <sup>3</sup> )	浸水面積 (m <sup>2</sup> )	最大浸水深 (m)
10	1,164,053	1,218,281	2.92
20	5,867,697	2,940,313	5.17
30	44,425,161	6,745,781	16.84
40	43,977,522	6,720,156	15.69
50	38,414,131	6,445,000	16.34
60	40,928,544	6,564,844	16.46

次に、観測時間が 30 分の場合の浸水状況の予測結果が、実測値とどの程度一致するか検証した。表 4.4 のとおり、観測時間を 40 分以上に延ばしても浸水状況の予測結果は大きく変わらず、また即時性を重視する観点から、観測時間が 30 分の場合を代表的に取り上げた。

図 4.19 は津波来襲前の海表面を基準とした、地震発生 90 分後までの津波高（海域）・浸水高（陸域）の最大値の予測結果である。図中の灰色の太線は、国土地理院が空中写真および衛星画像から判読した浸水範囲（国土地理院、2011）を、デジタイザで読み取った結果である。

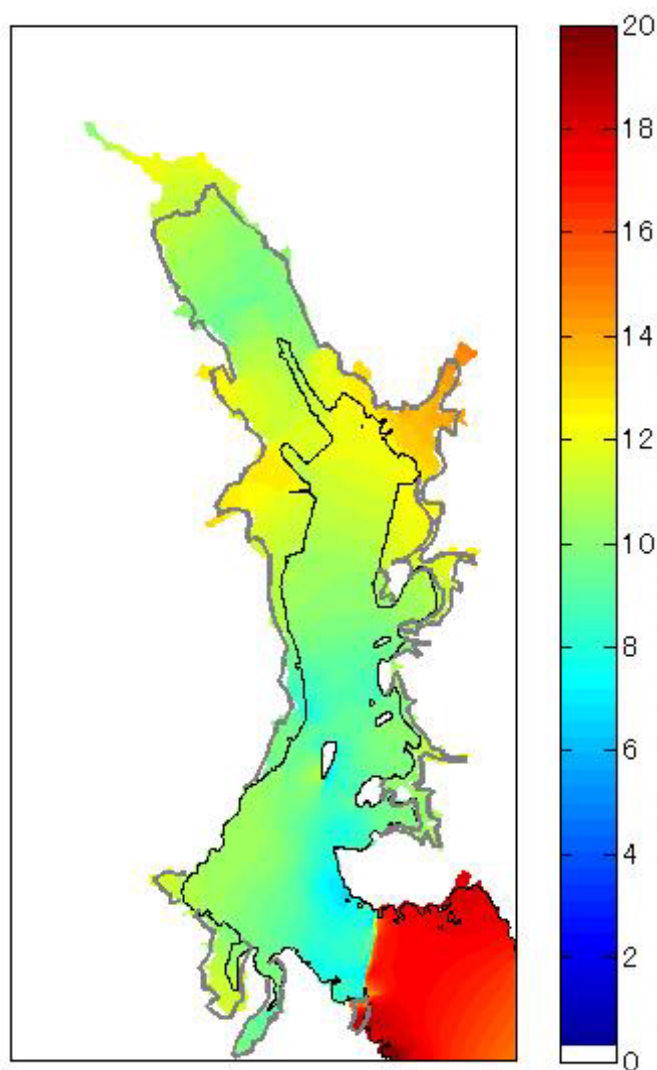


図 4.19 津波来襲前の海表面を基準とした、地震発生後 90 分までの津波高（海域）・浸水高（陸域）の最大値の予測結果（単位：m、観測時間は地震発生後 30 分）

予測結果を見ると、湾奥部の陸域が 10m 程度の浸水高で広範囲にわたり浸水している。空中写真および衛星画像から判読された浸水範囲と比較すると、予測された浸水範囲は一

部の地域で過大評価になっているが、全般的には浸水範囲を正しく予測していると評価できる。

特に湾口防波堤のマウンドにより、湾外では 15m 以上ある津波高が湾内では 10m 以下へ低減されている。このような港湾構造物による津波高の低減は、単位津波の線形重ね合わせだけでは予測することが困難であり、GPU を用いた高速な津波数値計算に拠る所が大きい。

今回の検討では、津波来襲前から湾口防波堤のケーソンが消失しマウンドのみが残存している状態を再現したが、湾口防波堤の破壊過程を津波数値計算内で適確に考慮すれば、浸水範囲を過大評価している問題点も解決できると考えられる。なお、内閣府中央防災会議南海トラフの巨大地震モデル検討会（内閣府中央防災会議 b、オンライン）の津波高・浸水域等の推計では、「津波が堤防を越えると当該堤防は破壊する」と「震度 6 弱以上の地域では地震発生から 3 分後に堤防が破壊する」の 2 つの仮定が検討されており、即時的津波浸水予測において港湾構造物の破壊を考慮する際も、1 つの簡便な方策として参照できる。この他、浸水域を過小評価せず安全側に予測することを主眼として、港湾構造物が無いという仮定の下で即時的津波浸水予測を実施することも考えられる。

さらに津波の高さに関しては、現地調査で計測された痕跡高との比較も行った。東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループによると、大船渡港では 75 個の津波痕跡高データが計測されている（東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ、オンライン；The 2011 Tohoku Earthquake Tsunami Joint Survey Group, 2011）。75 個の津波痕跡高データの内訳は浸水高が 26 個、遡上高が 49 個であり、信頼度が C 以下のデータはない。

図 4.20 は、津波痕跡高が測定された 75 地点について、観測値を横軸に、予測値を縦軸にプロットした散布図である。図中の実線は観測値と予測値が一致することを示し、破線は予測値が観測値の 1.5 倍に相当することを表す線である。

浸水範囲の予測結果と同様に、湾口防波堤が津波来襲時には損傷していたという条件で計算したため、津波の高さの予測結果も全般的に過大評価であるが、その誤差は概ね観測値の 50% 以内に収まっている。また、断層モデルの適合度の指標である相田（1977）の幾何平均は 0.79、幾何標準偏差は 1.15 である。予測結果が過大評価のため幾何平均は 1 よりも小さい値となっているが、観測値に対する予測結果のばらつきは大きくないと考えられる。なお、実際には津波が到達しているのに、津波が到達しないと予測された地点が 4 地点あった。

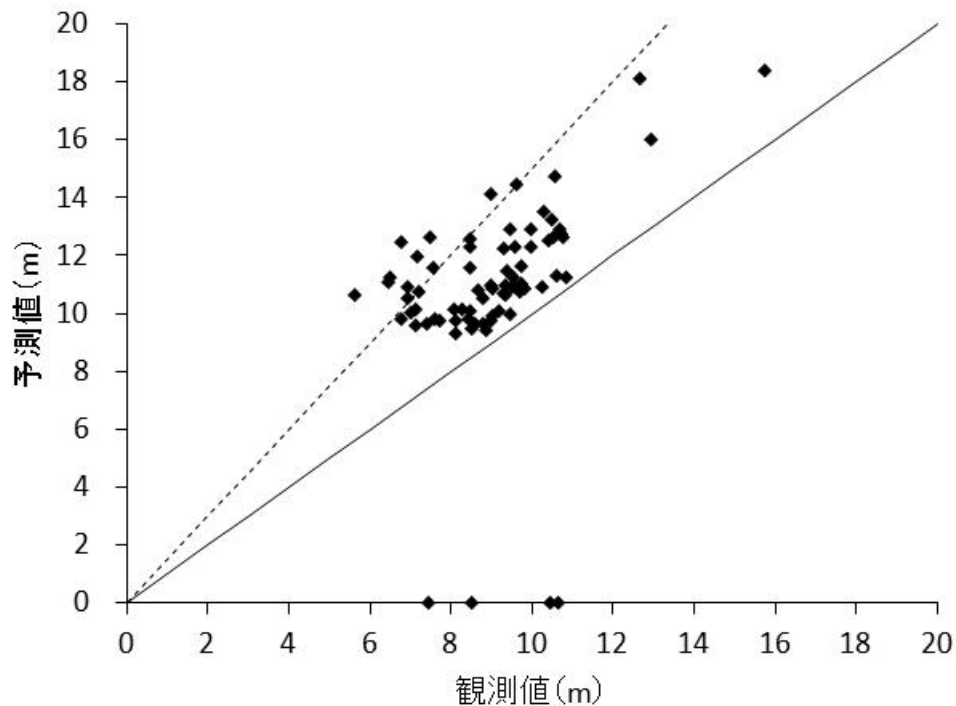


図 4.20 津波痕跡高の観測値と予測結果の比較（観測時間は地震発生後 30 分）

最後に、即時的津波浸水予測に要した時間について説明する。インバージョン手法による津波波源の推定と単位津波の線形重ね合わせによる沿岸の津波波形の予測は、1分弱で完了した。そして、GPUを用いた高速な津波数値計算の所要時間は、地震発生後90分までの津波を再現対象とした場合、平均して54秒であった。従って、歴史地震を対象にした数値実験の場合と同様に、沖合津波観測の終了後5分以内には浸水予測が完了すると見積もられる。表4.4のとおり、十分な予測精度を得るためには地震発生後30分間の沖合津波観測波形が必要であり、地震発生後35分までには浸水予測が終了することになる。

湾奥部と湾口部では津波来襲時刻が異なるため一概に評価することは難しいが、三陸沿岸に第1波の最大値が来襲したのは、地震発生後40分程度であったと考えられる。例えば、宮古検潮所と鮎川検潮所では、地震発生40分後の15時26分に第1波の最大値を観測している（気象庁、2011）。またビデオ画像の解析結果によると、大船渡港では地震発生34分後の15時20分に湾口防波堤において第1波の最大値が確認され、湾奥の茶屋前地区には地震発生40分後に第1波の最大値が来襲したと見積もられている（高橋ら、2011）。従って本研究の検討範囲では、浸水予測の完了から第1波の最大値が沿岸に来襲するまでの猶予時間は5分程度であるが、沖合津波観測点を沿岸からより離れた位置へ展開するなどの工夫により、猶予時間を長くすることは可能である。

## 4.4 まとめ

本章で得られた結論は、次の3点のとおりである。

- (1) GPU の利用により、数十万格子を対象とした1時間の津波数値計算を約1分で完了することが可能になった。
- (2) GPS 波浪計などで観測された沖合津波波形から、インバージョン手法による津波波源の推定、データベース（単位津波）の線形重ね合わせによる沿岸の津波波形の予測、GPU を利用した高速な津波数値計算による浸水状況の予測という3段階の手順で、沿岸における津波到達時刻・津波高・浸水状況を即時的に予測する手法を開発した。
- (3) 開発した即時的津波浸水予測手法を、数値実験で再現した歴史地震と実測値を用いた2011年東北地方太平洋沖地震へ適用した結果、沖合で津波の第1波の最大値を観測する程度まで観測時間を確保すると、観測終了後5分以内に、第1波の到達時刻・高さ・浸水状況を概ね正しく予測できることが分かった。

また、今後の課題として、次の2点が明らかになった。

- (1) 本研究では1箇所の沿岸地域でしか浸水予測の精度検証を行っていないが、沖合津波観測点から離れた地域ほど予測精度は低いと考えられるので、地域ごとに予測精度がどの程度異なるかを確認する必要がある。
- (2) 即時的津波浸水予測手法を実際に運用することまで視野に入れると、過小評価となった場合の第1報の危険性、防災対応に直結した形で予測結果を発表することの重要性、観測情報の蓄積に伴う予測情報の更新方法等の運用上の課題について、検討を深める必要がある。



## 第 5 章 階層ベイズ逆問題モデルによる推定結果の不確実性の定量的評価

### 5.1 階層ベイズ逆問題モデルの導出

#### 5.1.1 概要

従来の津波波形インバージョンは最小二乗最尤推定に基づいており、津波波源の推定結果や沿岸の津波波形の予測結果の確率分布を定式化することが困難であり、推定結果・予測結果の不確実性は定量的に評価されていなかった。

本章では、「単位波源の初期変動量が空間的に滑らかに分布する」という先験情報を利用して、津波波形インバージョンを、条件付き自己回帰事前確率分布（ガウス・マルコフ確率場（Rue and Held、2005））に基づく階層ベイズ逆問題モデルへ再構築し、推定結果の不確実性を定量的に評価できるようにする。なお、階層ベイズ逆問題モデルの数値計算には、マルコフ連鎖モンテカルロ法を使用する（Banerjee ら、2004）。

#### 5.1.2 階層ベイズ逆問題モデルの導出

第 2 章で説明したとおり、津波波形インバージョン手法とは、津波波源から発生する津波が、津波波源を分割した小領域の発生する津波の線形和で表せる、という津波の線形性を利用して、津波波源を推定するものである。津波波形インバージョン手法を数式で表記すると、式 (5.1) のとおりである。

$$Y = A(X + \mu 1_k) + \varepsilon \quad (5.1)$$

ただし、列ベクトル  $Y$  の  $(i-1) \times n + t$  要素は、 $i$  番目の観測点の時刻  $t$  における水位変動量である ( $i=1, \dots, p, t=1, \dots, n$ )。また、単位波源の総数を  $k$  とするとき、行列  $A$  の  $(i-1) \times n + t$  行  $j$  列の要素は、 $j$  番目の単位波源が発生させる単位津波の観測点  $i$  における時刻  $t$  の水位変動である ( $j=1, \dots, k$ )。さらに、各要素が 1 の  $k \times 1$  ベクトルを  $1_k$  とするとき、列ベクトル  $X + \mu 1_k$  の  $j$  要素は、 $j$  番目の単位波源の初期変動量である。これは、単位波源の初期変動量が、ガウス・マルコフ確率場  $X$  と平均成分  $\mu 1_k$  の 2 つの成分から構成されるという考え方に基づくものである。

なお、列ベクトル  $\varepsilon$  は、ランダム誤差項である。ここで、 $m = n \times p$  とするとき、列ベクトル  $\varepsilon$  の確率分布は、 $MVN(0, \sigma^2 I_m)$  と仮定する ( $MVN(0, \sigma^2 I_m)$  は、平均が要素 0 の列ベクトル、共分散行列が  $\sigma^2 I_m$  の多変量正規分布であり、 $I_m$  は  $m$  行  $m$  列の単位行列を表す)。

津波波形インバージョン手法を階層ベイズ逆問題モデルへ再構築するためには、条件付き確率に基づき、下部モデルを統合する作業が必要である。本章ではモデルを簡便化するた

め、「単位波源の初期変動量が空間的に滑らかに分布する」という先験情報のみを使用する。

$$P(x_j | x_{-j}) = N\left(\frac{1}{n_j} \sum_{l \in S_j} x_l, \frac{\tau^2}{n_j}\right) \quad (5.2)$$

式 (5.2) は、列ベクトル  $X$  の  $j$  番目の要素  $x_j$  の確率分布を、 $j$  番目以外の要素で条件付けた確率分布  $P(x_j | x_{-j})$  を定式化したものである。ここで、 $N(a_0, b_0)$  は、平均  $a_0$ 、分散  $b_0$  の正規分布を表すものとする。また、 $j$  番目の単位波源に隣接する単位波源の個数を  $n_j$ 、 $j$  番目の単位波源に隣接する単位波源の要素番号の集合を  $S_j$  とする。通常、単位波源は、他の単位波源と 4 辺を共有するので  $n_j=4$  となるが、想定波源域の周縁に位置する単位波源では  $n_j$  が 1~3 の数値を取る場合も考えられる。

Besag (1974) は、条件付き自己回帰モデルに基づき、式 (5.2) からモデルパラメータ  $\tau^2$  で条件付けられた、行列  $X$  の条件付き確率分布を式 (5.3) のとおり定式化している。

$$P(X | \tau^2) \propto \exp\left(\frac{-X^T(D_w - W)X}{2\tau^2}\right) \quad (5.3)$$

ここで、 $D_w$  は  $j$  番目の対角要素が  $n_j$  となる  $k \times k$  の対角行列を表すものとする。また、 $k \times k$  の行列  $W$  は、 $j$  行  $l$  列の要素が  $l \in S_j$  の場合 1、 $l \notin S_j$  の場合 0 とする。 $\tau^2$  は  $\tau^2 = \delta\sigma^2$  の形で、ランダム誤差項  $\varepsilon$  の分散  $\sigma^2$  と関係付けることができ (ただし、 $\delta > 0$ )、 $1/\delta$  は先験情報の重み付けと見なすことができる (Bardsley, 2012)。

モデルパラメータ  $\mu$ 、 $\sigma^2$ 、 $\delta$  については、 $\sigma^2$  と  $\delta$  が非負であるということ以外、特段の先験情報は無い。そこで、 $\mu$ 、 $\sigma^2$ 、 $\delta$  の確率分布については、式 (5.4) のとおり、先験情報が得られない場合の標準的な共役事前確率分布を使用する。

$$\begin{aligned} P(\mu) &= N(0, \gamma^2) \\ P(\sigma^2) &= IG(a, b) \\ P(\delta) &= IG(c, d) \end{aligned} \quad (5.4)$$

ここで、 $N(0, \gamma^2)$  は、平均 0、分散  $\gamma^2$  の正規分布であり、 $IG(a, b)$  は形状パラメータ  $a$ 、尺度パラメータ  $b$  の逆ガンマ分布を表すものとする。また、Calder ら (2008) を参考に、 $\gamma^2=1000$ 、 $a=b=c=d=0.001$  とした。

階層ベイズ逆問題モデルでは、観測値  $Y$  で条件付けられた未知のパラメータの同時事後

確率分布  $P(X, \sigma^2, \delta, \mu | x_{-j})$  を導出することになる。しかし、 $P(X, \sigma^2, \delta, \mu | x_{-j})$  を解析的に導出することはできないので、本章では、マルコフ連鎖モンテカルロ法（ハイブリッド・ギブス・サンプリング）により、 $P(X, \sigma^2, \delta, \mu | x_{-j})$  を数値解析で近似的に求めた（Banerjee ら、2004）。ハイブリッド・ギブス・サンプリングは、未知のパラメータそれぞれの条件付き事後確率分布から繰り返しサンプリングを行い、結果として得られるマルコフ連鎖の定常的な確率分布が同時事後確率分布と見なせる、という考え方に基づく数値解析手法である。なお、モデルパラメータ  $\mu$  とガウス・マルコフ確率場  $X$  の平均を同時に評価することはできないので、 $X$  の平均を  $0$  と仮定して数値解析を実行した。

ハイブリッド・ギブス・サンプリングを行うために使用する、未知のパラメータそれぞれの条件付き事後確率分布は、式 (5.1) ～ (5.4) から解析的に導出することが可能であり、その結果は式 (5.5) ～ (5.8) のとおりである。

$$P(X | Y, \sigma^2, \delta, \mu) \propto \text{MVN} \left( \frac{B^{-1} A^T (Y - \mu A \mathbf{1}_k)}{\sigma^2}, B^{-1} \right) \quad (5.5)$$

$$B = \frac{A^T A}{\sigma^2} + \frac{(D_w - W)}{\delta \sigma^2}$$

$$P(\sigma^2 | Y, X, \delta, \mu) \propto \text{IG} \left( \frac{m+k}{2} + a, b' \right) \quad (5.6)$$

$$b' = \frac{\|Y - A(X + \mu \mathbf{1}_k)\|^2}{2} + \frac{X^T (D_w - W) X}{2\delta} + b$$

$$P(\delta | Y, X, \sigma^2, \mu) \propto \text{IG} \left( \frac{k}{2} + c, d' \right) \quad (5.7)$$

$$d' = \frac{X^T (D_w - W) X}{2\sigma^2} + d$$

$$P(\mu | Y, X, \sigma^2, \delta) \propto \text{N} \left( \frac{C^{-1} (A \mathbf{1}_k)^T A^T (Y - AX)}{\sigma^2}, C^{-1} \right) \quad (5.8)$$

$$C = \frac{(A \mathbf{1}_k)^T (A \mathbf{1}_k)}{\sigma^2} + \frac{1}{\gamma^2}$$

式 (5.5) ～ (5.8) から明らかなおおり、未知のパラメータの事後確率分布を計算することができるため、パラメータの推定結果の不確実性を定量的に評価することが可能である。具体的には、初期水位分布  $X + \mu \mathbf{1}_k$  の推定結果は、事後確率分布  $P(X | Y, \sigma^2, \delta, \mu)$  の平均と事後確率分布  $P(\mu | Y, X, \sigma^2, \delta)$  の平均から計算することが可能である。また、その不確実性については、例えば、それぞれの事後確率分布の 5%点及び 95%点を用いて評価できる。さらに、初期水位分布の推定結果の 5%点及び 95%点が分かれば、単位津波の線形和で得られる

津波波形についても 5%点及び 95%点を評価することが可能であり、予測結果の不確実性の評価ができる。

## 5.2 数値実験による歴史地震への適用

### 5.2.1 数値実験の手法

開発した階層ベイズ逆問題モデルの精度検証を行うため、歴史地震を再現した数値実験を実施した。

数値実験は、第 2 章から第 4 章までと同様に、南海トラフを対象地域として、宝永東南海地震 (1707 年)、昭和東南海地震 (1944 年)、昭和南海地震 (1946 年)、東海道沖地震 (2004 年) の 4 つの歴史地震 (歴史津波) を再現した。各歴史地震の断層パラメータは表 2.1 に示すとおりである。また、計算領域、単位波源の配置、沖合津波観測点、沿岸の予測対象点を図 5.1 に再掲する。

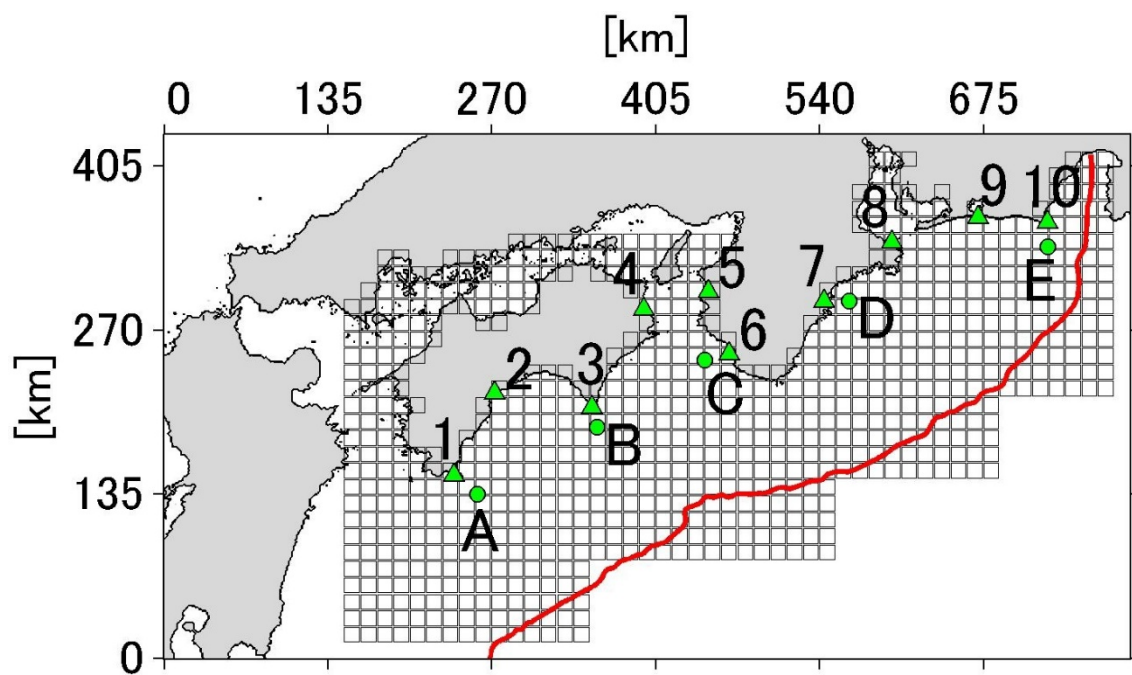


図 5.1 数値実験の対象海域。格子は単位波源、丸 (●) は沖合津波観測点 (5 地点)、三角 (▲) は沿岸の予測対象点 (10 地点) を示す。赤線は南海トラフを示す。

数値実験の方法は、まず、4 個の歴史地震を対象に、断層パラメータから、Mansinha and Smylie (1971) の手法を用いて地殻変動量及び初期水位分布を計算する。

次に、計算された初期水位分布を初期条件として与え、津波数値計算により、沖合津波観測点及び沿岸の予測対象点における津波波形を算出し、歴史地震の仮想的な観測値とした。本数値実験では、津波の線形性を前提とした検討を行っているため、津波数値計算は、鉛直

方向に積分した線形長波方程式を基礎方程式としたモデルを使用した(後藤・佐藤、1993)。基礎方程式の数値解法には、空間方向に有限差分法を、時間方向にリーブ・フロッグ法を採用し、陸側の境界条件は完全反射条件とし、遡上は考慮しない。

空間格子サイズは1350mであり、CFL条件をふまえ、時間ステップは1秒に設定した。なお、沖合津波観測点及び沿岸の予測対象点における水位変動は10秒間隔で出力・記録し、この10秒間隔の水位変動を津波波形の「観測値」と見なす。

単位波源は図5.1のとおり、13.5km×13.5kmの大きさ(空間格子で換算し10格子×10格子の大きさ)のものを811個配置した。

沿岸の予測対象点における津波波形の観測値によると、いずれの予測対象点においても、4個の歴史地震における津波到達時刻は15分以上であった(なお、水位変動が0.1mを超えた時刻を、津波到達時刻として定義する)。したがって、津波到達前に予測を完了するという観点から、予測に使用する沖合津波観測点の津波波形は、地震発生後から15分までの観測値を使用した。

## 5.2.2 数値実験の結果

### 5.2.2.1 マルコフ連鎖モンテカルロ法の収束

未知のパラメータの条件付き事後確率分布から、マルコフ連鎖モンテカルロ法でサンプリングを行った例を図5.2に示す。図5.2は宝永東海南海地震を対象に、単位波源200番と400番の初期変動量 $x_{200}$ と $x_{400}$ 、 $\sigma^2$ 、 $\delta$ 、 $\mu$ のサンプリングを1000回行った結果である。1000回のサンプリングを行っても、特にパラメータ $\delta$ のばらつきが大きく、定常状態に収束していない。

理想的には式(5.5)～(5.8)のとおり、全てのパラメータについて条件付き事後確率分布を求めることができるはずであるが、本検討では、予測に使用する沖合津波観測点の観測時間が15分間と短く、他方で、推定する未知のパラメータの個数が多いため、マルコフ連鎖モンテカルロ法が定常状態に収束することは困難であるものと考えられる。

したがって、以下の検討では、第2章と同様に、先験情報の重み付けである $1/\delta$ を固定して津波予測を実施した。

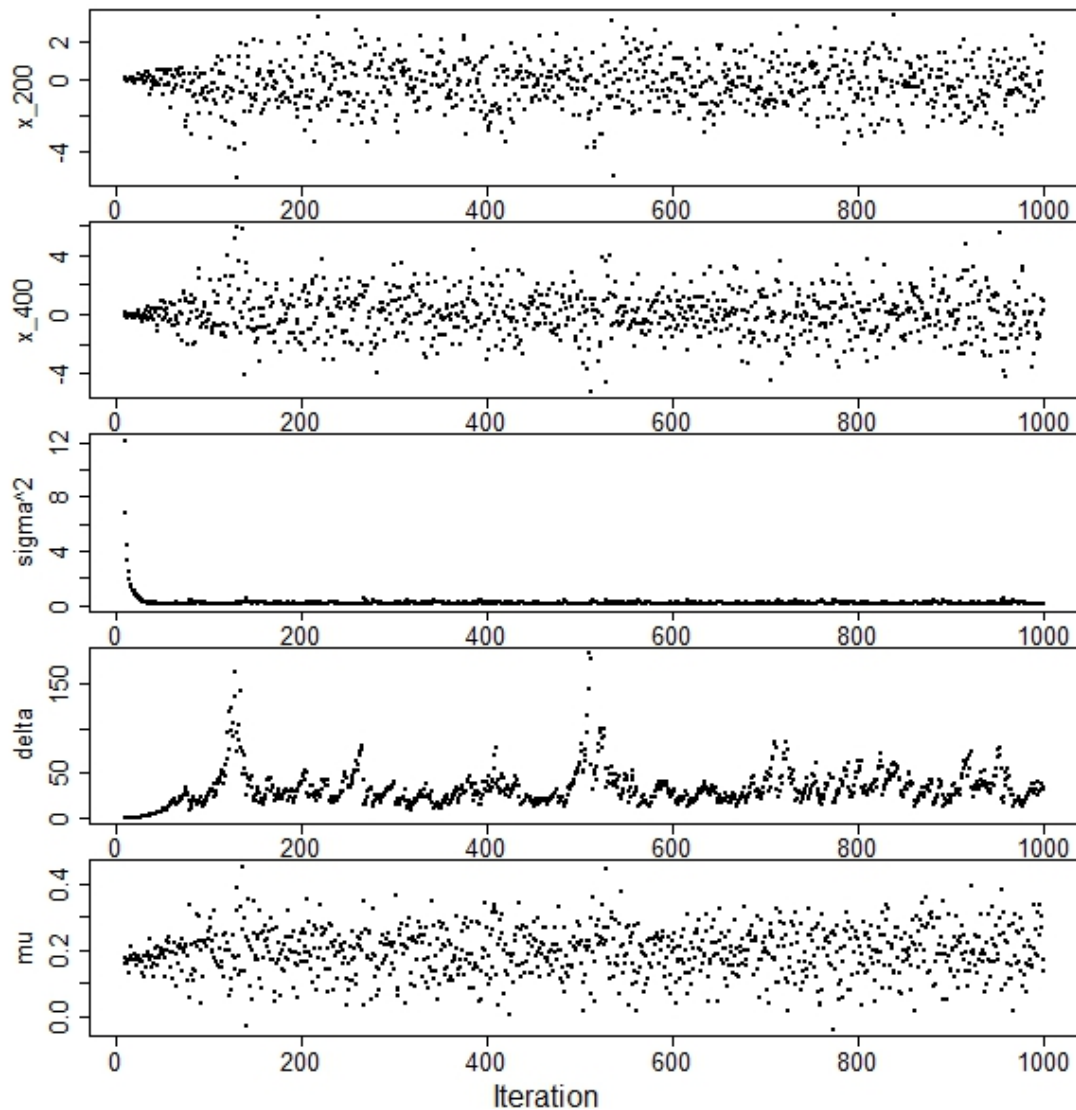


図 5.2 マルコフ連鎖モンテカルロ法によるサンプリングの例（宝永東海南海地震）。上段から、単位波源 200 番と 400 番の初期変動量  $x_{200}$  と  $x_{400}$ 、 $\sigma^2$ 、 $\delta$ 、 $\mu$  のサンプリングを 1000 回行った結果。

#### 5.2.2.2 $1/\delta$ の設定

第 2 章では、 $1/\delta = 0.25$  ( $\delta = 4$ ) を採用したが、本章の手法は第 2 章と異なり、震央位置を考慮せず、「単位波源の初期変動量が空間的に滑らかに分布する」という先験情報のみしか使用していないことから、 $1/\delta = 0.5, 0.67, 1.0, 2.0, 10.0, 20.0$  ( $\delta = 2.0, 1.5, 1.0, 0.5, 0.1, 0.05$ ) の 6 種類の  $\delta$  を使用して感度分析を行った。

表 5.1 は、6 種類の  $\delta$  に対する単位波源の初期変動量の二乗平均平方誤差を、4 種類の歴史地震ごとに整理したものである。

表 5.1 6 種類の  $\delta$  に対する、単位波源の初期変動量の二乗平均平方誤差 (単位 : m)

$\delta$	宝永東海南海	昭和東南海	昭和南海	東海道沖
0.05	0.392	0.0194	0.0815	0.00262
0.1	0.398	0.0187	0.0783	0.00250
0.5	0.419	0.0176	0.0766	0.00244
1.0	0.430	0.0174	0.0785	0.00247
1.5	0.448	0.0173	0.0795	0.00249
2.0	0.466	0.0175	0.0810	0.00248

表 5.1 から明らかなおとおり、単位波源の初期変動量の二乗平均平方誤差を最小化するパラメータ  $\delta$  の最適値は歴史地震によって異なり、宝永東海南海地震では 0.05、昭和東南海地震では 0.5、昭和南海地震では 1.5、東海道沖地震では 0.5 となった。津波予測を行う場合は、単位波源の初期変動量の真値は事前に分からず、 $\delta$  を予め固定する必要があることから、本章では  $\delta$  を 0.5 に固定した。

図 5.3 は  $\delta$  を 0.5 に固定し、宝永東海南海地震を対象に、単位波源 200 番と 400 番の初期変動量  $x_{200}$  と  $x_{400}$ 、 $\sigma^2$ 、 $\mu$  のサンプリングを 1000 回行った結果である。いずれのパラメータについても、条件付き事後確率分布が定常状態に収束していることが分かる。以下の検討では、1000 回のサンプリングを行い、定常状態に収束するまでの始め 200 回のサンプリング結果を破棄して、残り 800 回のサンプリング結果から各パラメータの条件付き事後確率分布を近似的に求めた。

なお、汎用的なデスクトップ PC を用いて、上記のマルコフ連鎖モンテカルロ法による 1000 回のサンプリングを実施するのに要した計算時間は、約 800 秒であった。今後、即時的に予測結果を発信するためには、計算時間の短縮が必要となる。

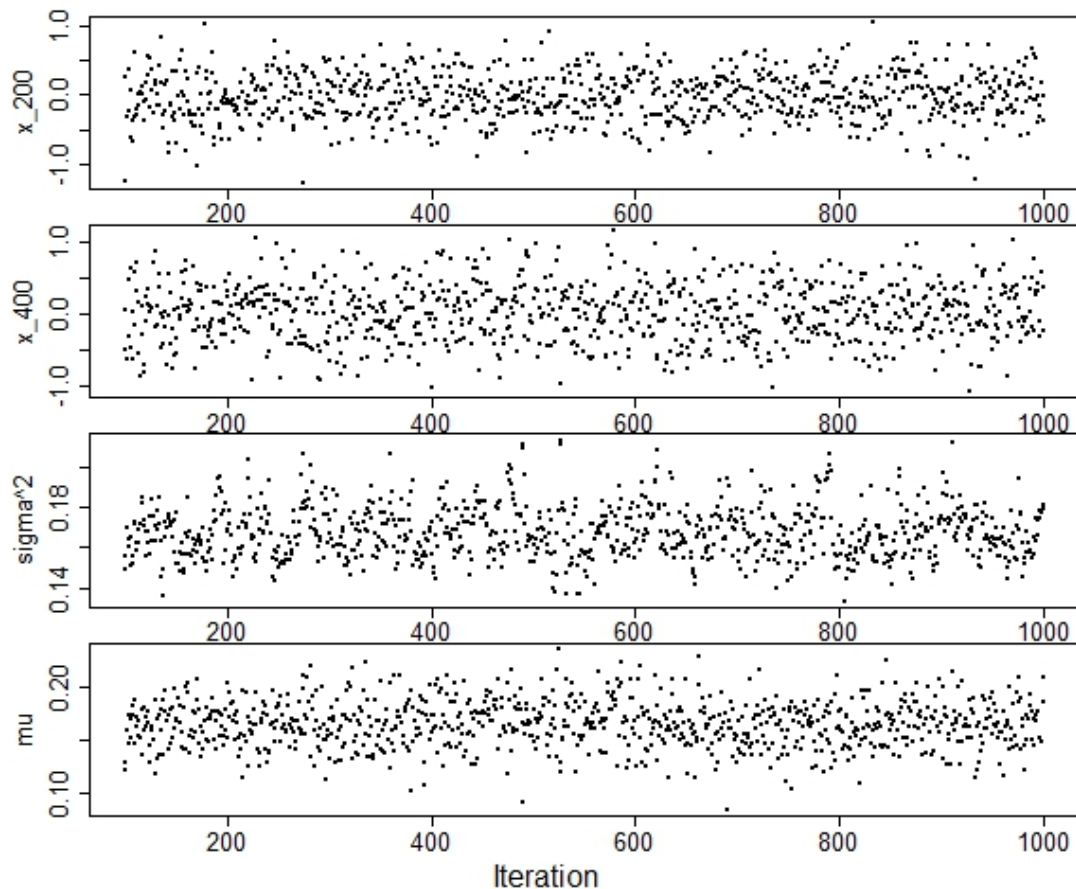


図 5.3 マルコフ連鎖モンテカルロ法によるサンプリングの例（宝永東海南海地震）。上段から、単位波源 200 番と 400 番の初期変動量  $x_{200}$  と  $x_{400}$ 、 $\sigma^2$ 、 $\mu$  のサンプリングを 1000 回行った結果。

### 5.2.2.3 津波予測の結果

図 5.4～図 5.11 に、4 種類の歴史地震に対する、初期水位分布の推定結果と沖合津波観測点（5 点）及び沿岸の予測対象点（10 点）における津波波形の予測結果を示す。

初期水位分布の推定結果（図 5.4、5.6、5.8、5.10）については、昭和東南海地震と昭和南海地震は相対的に精度良く推定されているが、宝永東海南海地震と東海道沖地震については余り正確には推定されない結果となった。宝永東海南海地震は、初期水位分布が広範囲にわたって複雑な凹凸を有するため、推定精度が高くないものと考えられる。また、東海道沖地震の場合、今回予測に使用した地震発生後 15 分間の津波波形では、沖合津波観測点 D でしか津波を観測していないため、初期水位分布を過小評価したものと考えられる。推定精度を向上させるためには、第 2 章で開発したとおり、震央位置を先験情報として考慮する等の工夫が必要である。



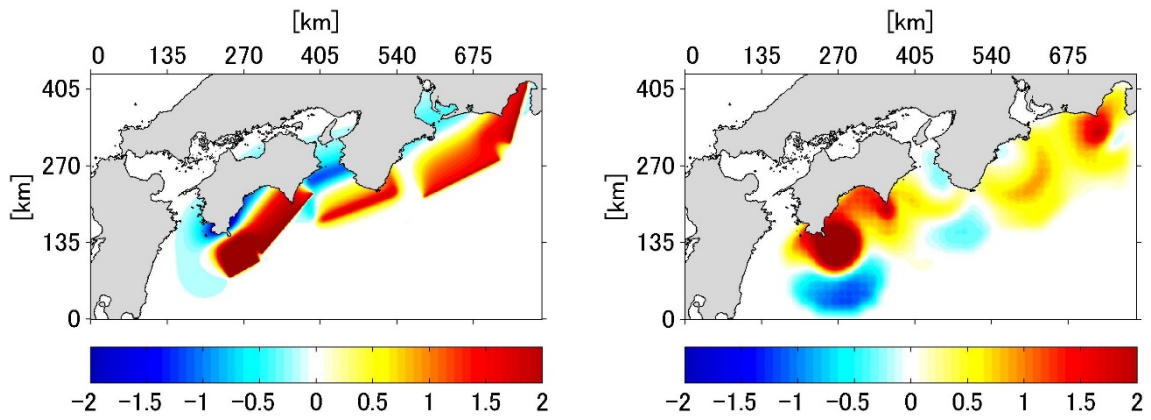


図 5.4 宝永東海南海地震の初期水位分布 (左：真値、右：推定結果)

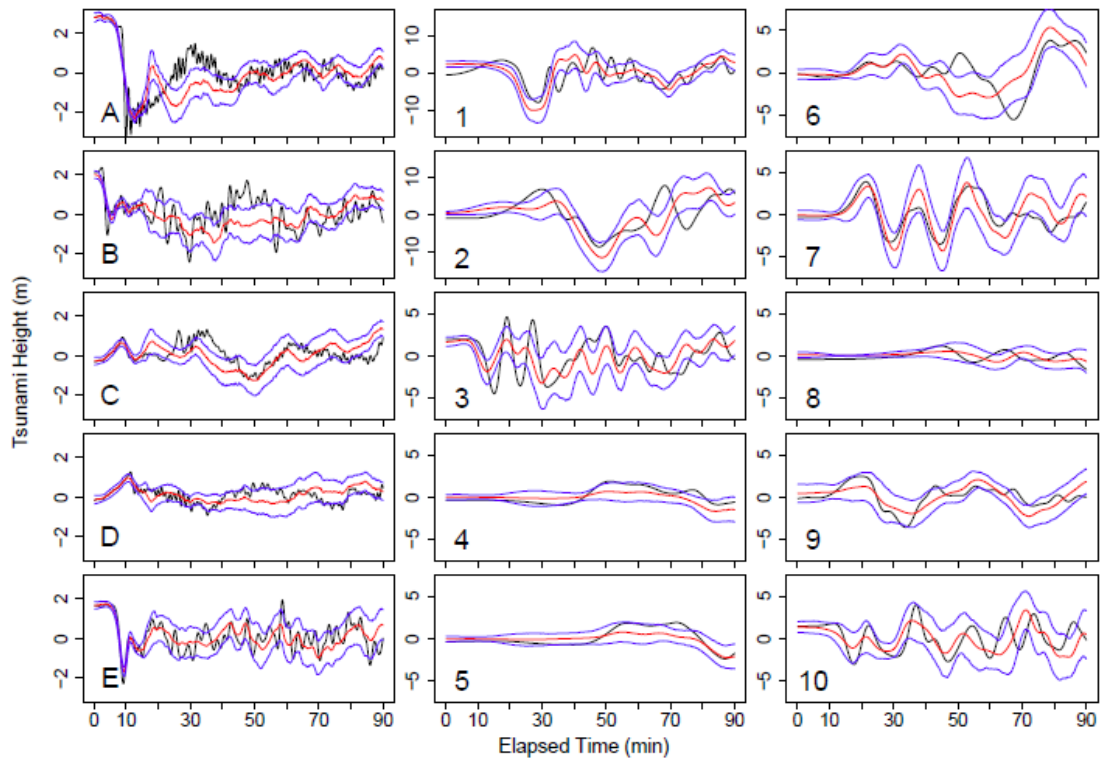


図 5.5 宝永東海南海地震の津波波形 (黒：真値、赤：予測結果 (平均)、青：予測結果 (信頼区間 5%点及び 95%点))

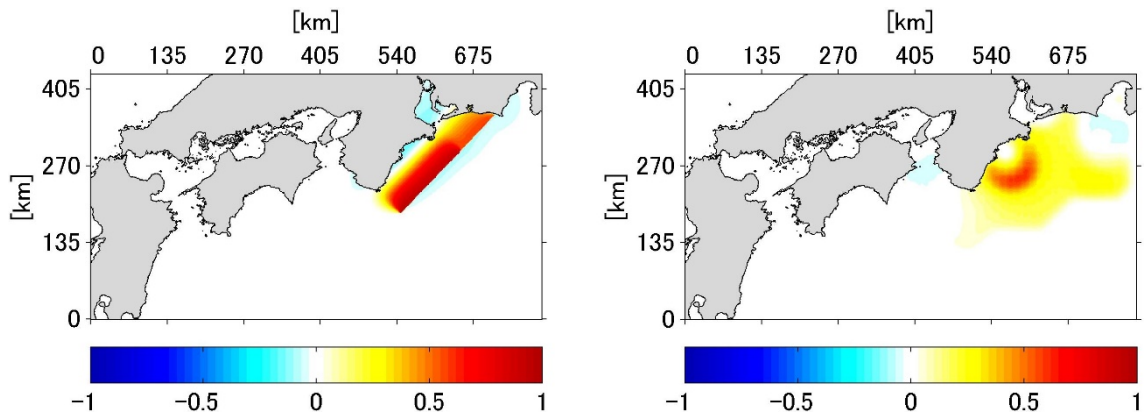


図 5.6 昭和東南海地震の初期水位分布 (左：真値、右：推定結果)

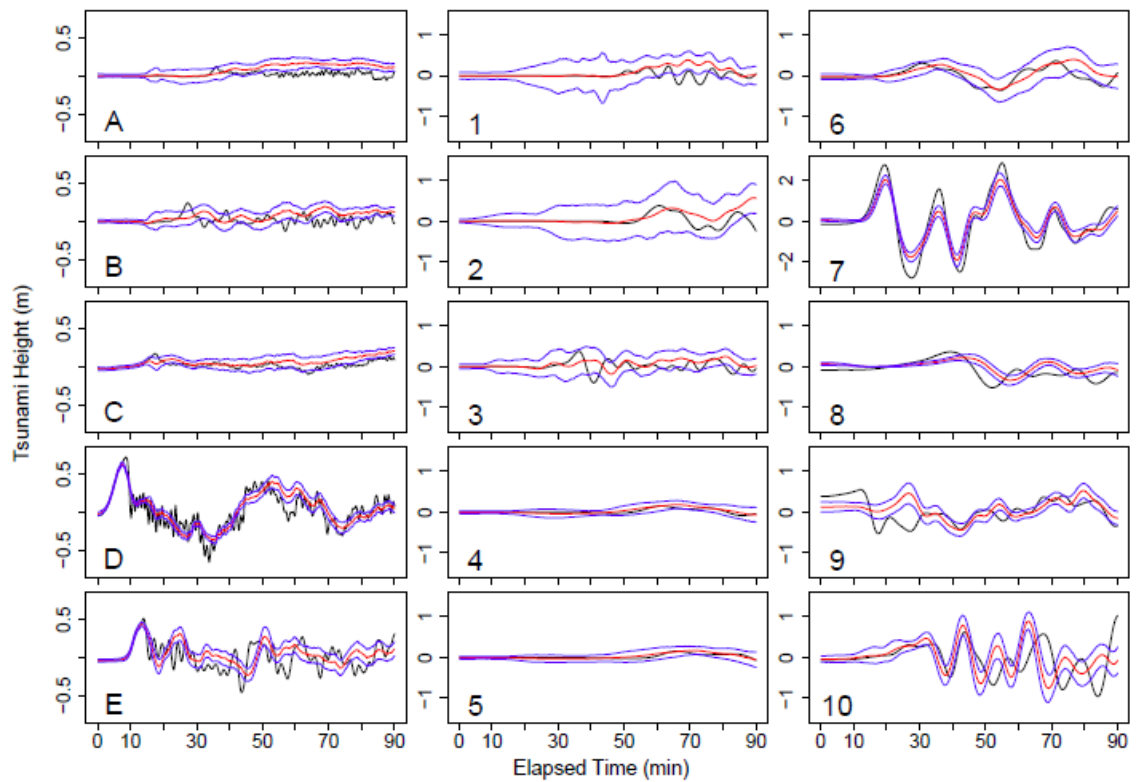


図 5.7 昭和東南海地震の津波波形 (黒：真値、赤：予測結果 (平均)、青：予測結果 (信頼区間 5%点及び 95%点))

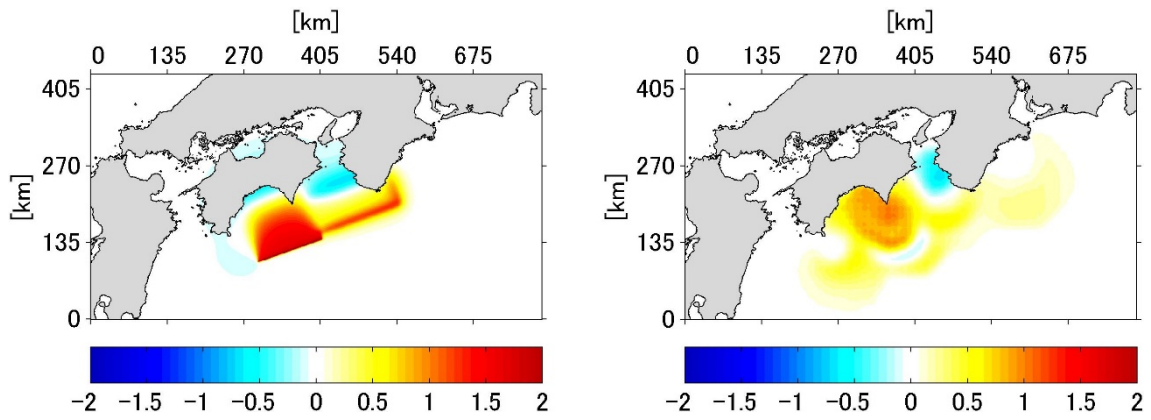


図 5.8 昭和南海地震の初期水位分布（左：真値、右：推定結果）

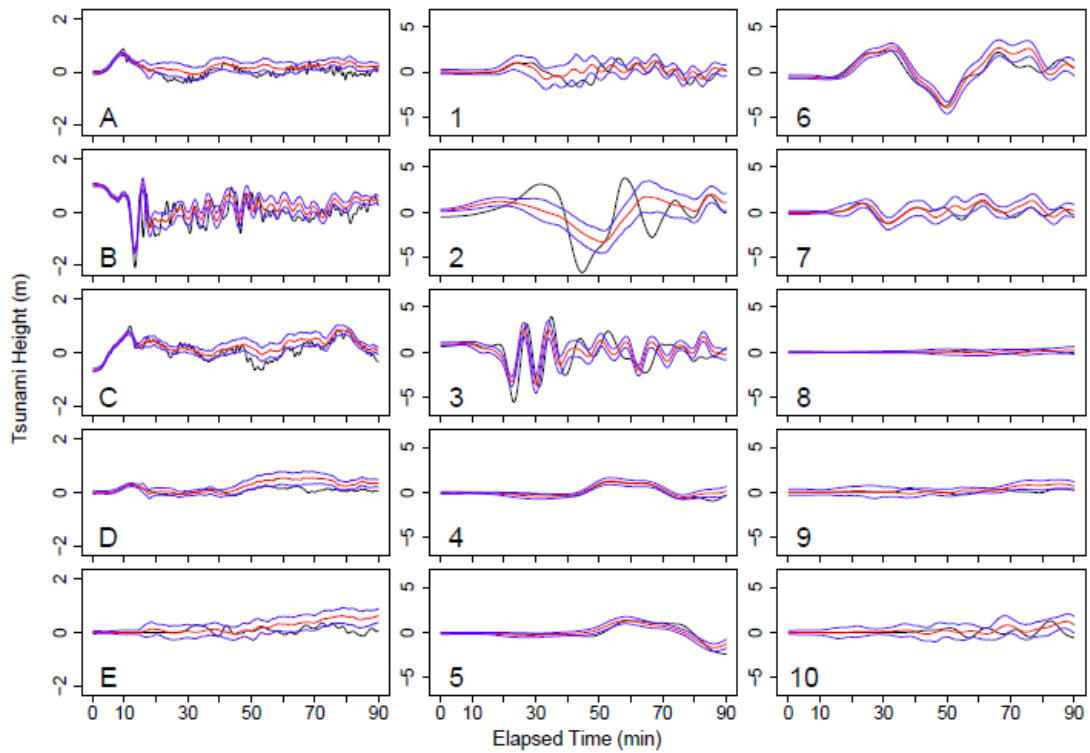


図 5.9 昭和南海地震の津波波形（黒：真値、赤：予測結果（平均）、青：予測結果（信頼区間 5%点及び 95%点））

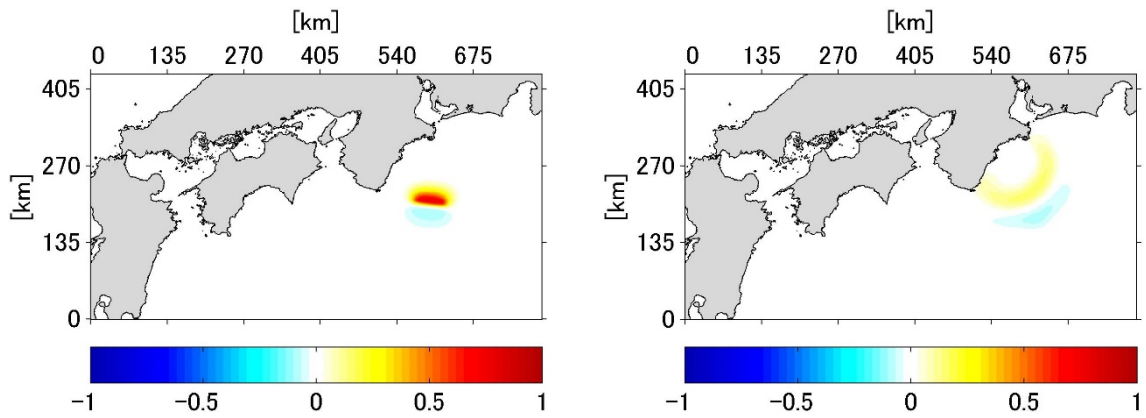


図 5.10 東海道沖地震の初期水位分布 (左：真値、右：推定結果)

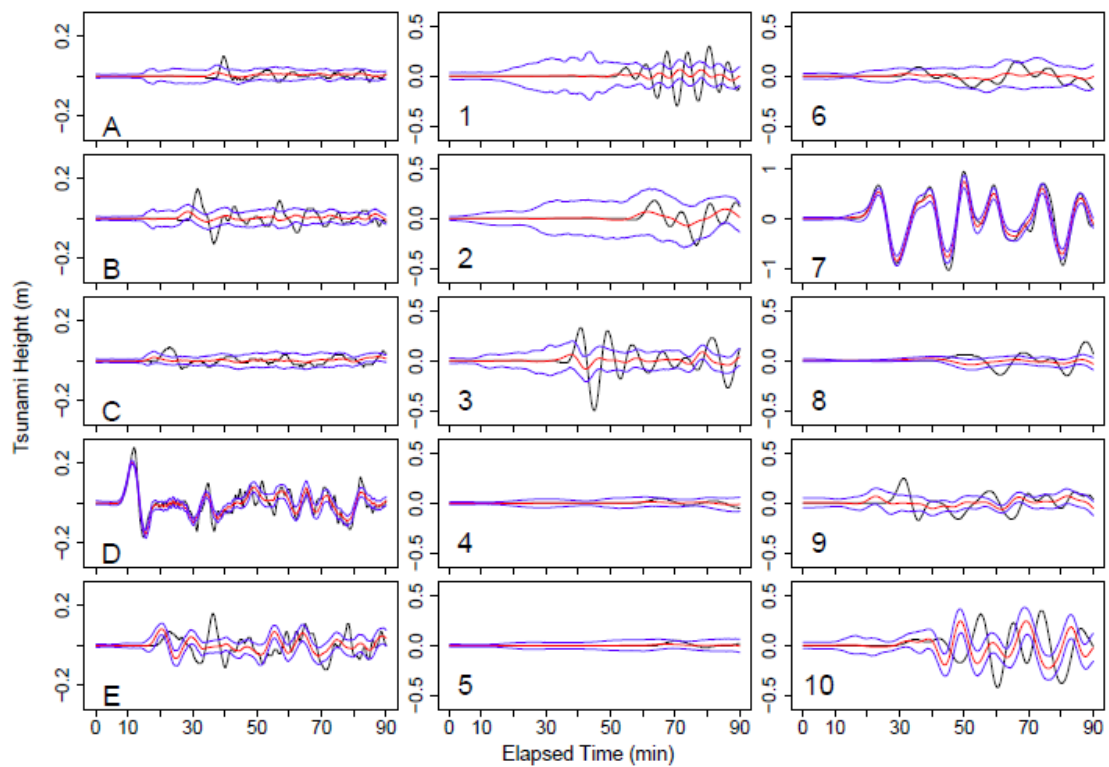


図 5.11 東海道沖地震の津波波形 (黒：真値、赤：予測結果 (平均)、青：予測結果 (信頼区間 5%点及び95%点))

津波波形の予測結果（図 5.5、5.7、5.9、5.11）については、予測精度をより正確に評価するため、津波到達時刻と地震発生後 90 分までの最大津波高に着目して評価を行った。なお、津波到達時刻は、津波による水位変動が 0.1m を超える時刻として整理した。

図 5.12 は、沿岸の予測対象点（10 点）における津波到達時刻の真値と予測結果の比較である。ほぼ全てのシンボル（プロット点）が、真値との誤差が±10 分となる範囲（45 度の実線から点線までの領域）に描かれており、津波到達時刻が概ね正確に予測できたものと評価できる。

図 5.13 は、沿岸の予測対象点（10 点）における、地震発生後 90 分までの最大津波高の真値と予測結果の比較である。宝永東海南海地震を表す黒丸印（●）を除くと、ほぼ全てのシンボル（プロット点）が、真値との誤差が±0.5m となる範囲（45 度の実線から点線までの領域）に描かれており、最大津波高についても概ね正確に予測できたものと評価できる。

なお、宝永東海南海地震については、初期水位分布が広範囲にわたって複雑な凹凸を有するため、初期水位分布の推定精度が高くないことから、沿岸の予測対象点における最大津波高の予測精度も余り高くない。

また、東海道沖地震については、沿岸の予測対象点 1 番・2 番・3 番・6 番・8 番・9 番の 6 地点では、実際には（真値では）津波が到達しているが、予測結果では水位変動が 0.1m を超えず津波が到達していない。このため、図 5.12 及び図 5.13 には、上記 6 地点の予測結果をプロットしていないが、予測結果は過小評価となっていることに注意が必要である。これは、東海道沖地震の初期水位分布の推定結果が過小評価となっていることの影響であると考えられる。

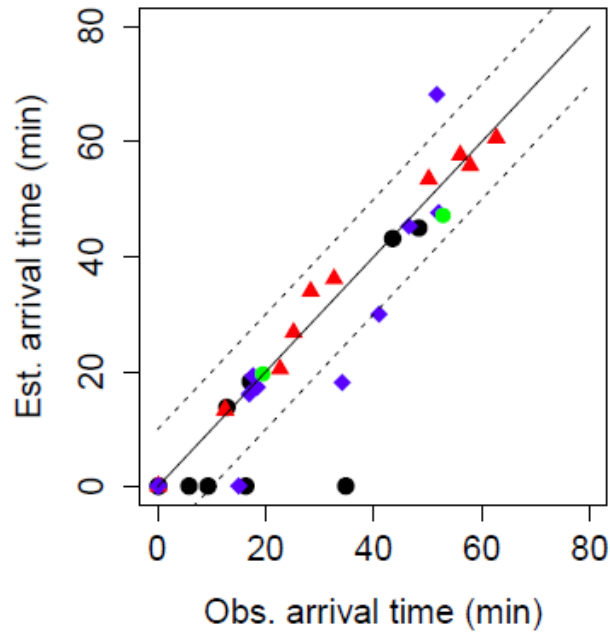


図 5.12 沿岸の予測対象点（10 点）における津波到達時刻の真値と予測結果の比較（●：宝永東海南海、▲：昭和東南海、◆：昭和南海、●：東海道沖）。点線は真値との誤差が±10 分となる範囲を示す。

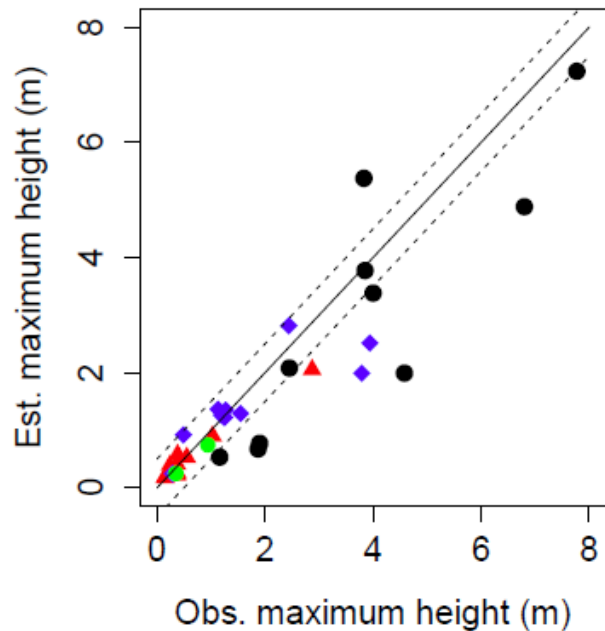


図 5.13 沿岸の予測対象点（10 点）における最大津波高の真値と予測結果の比較（●：宝永東海南海、▲：昭和東南海、◆：昭和南海、●：東海道沖）。点線は真値との誤差が±0.5m となる範囲を示す。

#### 5.2.2.4 予測結果の不確実性の評価

階層ベイズ逆問題モデルでは、マルコフ連鎖モンテカルロ法により、各単位波源の初期変動量の条件付き事後確率分布を数値解析で近似的に求めることができるため、単位津波の線形和で計算される津波波形の予測結果についても、その確率分布を計算することが可能である。

例えば、各単位波源の初期変動量の推定結果の5%点と95%点を用いて、沿岸の予測対象点における津波波形を予測すると、図 5.5、5.7、5.9、5.11 の青線で示すとおり、津波波形の予測結果の5%点と95%点が評価できる。そして、5%点と95%点の差が、90%ベイズ信頼区間（BCI）であり、不確実性の評価指標の1つとして利用することが可能である。

表 5.2 は、4つの歴史地震について、沿岸の予測対象点（10点）における津波波形の予測結果の真値との二乗平均平方誤差（RMSE）及びBCIを整理したものである。なお、RMSE及びBCIは、地震発生後90分間の時間平均値であり、各予測対象点における最大津波高で除すことにより無次元化している。

表 5.2 から、RMSE と BCI の間には正の相関関係が見られる。すなわち、BCI が大きいと RMSE が大きくなり、逆に BCI が小さいと RMSE は小さい。これは、無次元化した BCI を、津波波形の予測結果精度の指標として利用することが可能であることを示唆している。

また、津波波源に近い予測対象点ほど、BCI が小さくなる傾向が見られる。例えば、昭和東南海地震では津波波源に近い地点7番・8番・10番において、また、昭和南海地震では津波波源に近い地点3番・4番・5番・6番において、さらに、東海道沖地震では津波波源に近い地点7番・8番・9番において、BCI が0.5以下となっている。

表 5.2 津波波形の予測結果の二乗平均平方誤差及び90%ベイズ信頼区間。地震発生後90分間の時間平均値であり、各予測対象点における最大津波高で無次元化。

	宝永東南海		昭和東南海		昭和南海		東海道沖	
	RMSE	BCI	RMSE	BCI	RMSE	BCI	RMSE	BCI
地点1	0.41	0.64	0.63	2.06	0.43	0.92	0.35	0.70
地点2	0.53	0.80	0.44	1.86	0.54	0.52	0.34	1.63
地点3	0.40	0.81	0.42	1.13	0.34	0.31	0.40	0.53
地点4	0.39	0.82	0.26	1.19	0.21	0.44	0.25	1.46
地点5	0.37	0.84	0.23	1.29	0.26	0.42	0.21	1.52
地点6	0.51	0.89	0.42	1.08	0.30	0.45	0.33	1.10
地点7	0.35	0.99	0.18	0.15	0.42	1.10	0.13	0.20
地点8	0.49	1.06	0.53	0.38	0.45	1.34	0.32	0.30
地点9	0.39	1.08	0.54	0.56	0.73	1.73	0.33	0.50
地点10	0.38	0.99	0.44	0.45	0.36	1.05	0.60	0.55

さらに、**図 5.13** に示したとおり、津波波形の予測結果の平均値だけ採用すると、特に宝永東海南海地震や東海道沖地震のように初期水位分布を過小評価した場合、沿岸の予測対象点における最大津波高の予測結果も過小評価となり、防災上危険側の予測情報を発信・伝達する恐れがある。しかし、**図 5.5、5.7、5.9、5.11** で示されているとおり、95%点（青線）は真値（黒線）よりも大きい（上側に位置している）ので、防災上より安全側の予測情報を発信することに重きを置くならば、平均値と合わせて 95%点の予測結果も発信・伝達するという運用が考えられる。

### 5.3 まとめ

本章で得られた結論は、次の 2 点のとおりである。

- (1) 「単位波源の初期変動量が空間的に滑らかに分布する」という先験情報を利用して、津波波形インバージョンを、条件付き自己回帰事前確率分布（ガウス・マルコフ確率場、Rue and Held, 2005）に基づく階層ベイズ逆問題モデルへ再構築し、推定結果の不確実性を定量的に評価できるようにした。なお、未知のパラメータの条件付き同時事後確率分布は解析的に求めることができないため、各パラメータの条件付き事後確率分布を、マルコフ連鎖モンテカルロ法（ハイブリッド・ギブス・サンプル）により近似的に求める手法を開発した。
- (2) 開発した階層ベイズ逆問題モデルを、数値実験で再現した歴史地震に適用し、精度検証を行った。沿岸の予測対象点における津波到達時刻と最大津波高を、概ね精度良く予測できた。また、90%ベイズ信頼区間（BCI）を用いることにより、予測結果の不確実性を定量的に評価できることを確認した。

また、今後の課題として、次の 2 点が明らかになった。

- (1) 各パラメータの条件付き事後確率分布を導出したが、地震発生後 15 分間という短い観測時間では、観測値に対して未知のパラメータの個数が多く、マルコフ連鎖モンテカルロ法が定常状態に収束しなかった。このため、先験情報の重み付けとなるパラメータは所与の値に固定する必要があったが、今後は全てのパラメータを観測値から推定できるように、モデルの改良が必要である。
- (2) 開発した階層ベイズ逆問題モデルの数値計算には 800 秒程度の計算時間を必要としており、今後は即時的に予測結果を発信・伝達するため、計算時間の短縮・効率化が必要である。



## 第6章 おわりに

### 6.1 結論

本研究は、沿岸地域単位の詳細なレベルで津波到達時刻・津波高・浸水状況を即時的に予測する手法を開発することを目的とした。ここで「即時的」とは、津波が予測対象の沿岸地域に到達する前程度の時間スケールを想定している。即時的津波浸水予測は、地震発生後2～3分程度で発表される現行の津波警報を補完し、例えば、水門・陸閘の閉鎖や住民の避難誘導のため止むを得ず海岸近くで活動しなければならない防災要員の安全確保、より安全な避難路の指示、夜間等の目視困難時における浸水・被災状況の把握等に活用が期待されるものである。

本研究で開発した即時的津波浸水予測手法は、次の3ステップで浸水予測を行う。

ステップ (1) :

GPS 波浪計等の沖合津波観測から「津波波形インバージョン」で初期水位分布を推定

ステップ (2) :

初期水位分布の推定結果から「グリーン関数の重み付け線形和」により、沿岸（概ね水深50m程度）の津波波形を予測

ステップ (3) :

沿岸の津波波形の予測結果から「越流量推定モデルとレベル湛水法」あるいは「GPUによる津波伝播・遡上計算」のどちらかの手法により浸水状況を予測

本研究の第2章では、上記ステップ (1) と (2) に関し、「津波波源は震央の周囲に分布する」という先験情報を利用することにより、既往の津波波形インバージョンの予測精度を向上させた。また、南海トラフを対象として歴史地震を再現する数値実験で精度検証を行った結果、沖合津波観測点 (GPS 波浪計) 5 点が地震発生後 15 分間に観測する津波波形から、即時的に沿岸の津波波形を予測し、特に第 1 波の押し波の最大値や水位変動開始時刻がある程度正確に予測できることを確かめた。

第3章では、上記ステップ (3) のうち、「越流量推定モデルとレベル湛水法」を用いて浸水状況を予測する手法を開発した。具体的には、沿岸の津波波形の予測結果は完全反射の線形長波モデルと同等であるため、既往の越流量推定モデルを改良し、越流継続時間に関するパラメータ以外に、津波高に関するパラメータと越流量と最大浸水量を関係付けるパラメータを考慮した。また、数値実験で再現した歴史地震へ適用した結果、沖合津波観測点 (GPS 波浪計) 5 点が地震発生後 15 分間に観測する津波波形から、即時的に津波浸水を予測できることを確かめた。浸水状況の予測結果は、浸水面積を過大評価し、最大浸水深を過小評価

する傾向があったが、浸水状況のある程度正確に予測することができた。

第4章では、上記ステップ(3)のうち、「GPUによる津波伝播・遡上計算」を用いて浸水状況を予測する手法を開発した。具体的には、GPUの利用により、数十万格子を対象とした1時間の津波数値計算を約1分で完了することが可能になった。また、数値実験で再現した歴史地震と実測値を用いた2011年東北地方太平洋沖地震の両方へ適用した結果、沖合で津波の第1波の最大値を観測する程度まで観測時間を確保すると、観測終了後5分以内に、第1波の到達時刻・高さ・浸水状況を概ね正しく予測できることを確かめた。

最後に第5章では、上記ステップ(1)と(2)に関し、予測結果の不確実性を定量的に評価する手法を開発した。具体的には、津波波形インバージョンを、条件付き自己回帰事前確率分布に基づく階層ベイズ逆問題モデルへ再構築した。未知のパラメータの条件付き同時事後確率分布は解析的に求めることができないため、各パラメータの条件付き事後確率分布を、マルコフ連鎖モンテカルロ法(ハイブリッド・ギブス・サンプリング)により近似的に求めた。また、数値実験で再現した歴史地震へ適用した結果、90%ベイズ信頼区間(BCI)を用いることにより、予測結果の不確実性を定量的に評価できることを確認した。

## 6.2 今後の課題

本研究で得られた主要な結論を踏まえ、即時的津波浸水予測手法の更なる予測精度向上、また、将来的な実務への適用を想定すると、次の5項目が今後の課題として考えられる。

始めに、津波波形インバージョンに関し、本研究では、先験情報の重み付け係数を所与のものとして固定したが、津波観測時間等の解析条件に応じて先験情報の重み付け係数を最適化する必要がある。また、「単位波源の初期変動量は空間的に滑らかに分布する」や「津波波源が震央の周囲に分布する」という先験情報が有効であることは確認できたが、必ずしも全ての津波波源に該当する先験情報では無いので、先験情報の内容についても、更なる改良・検討が必要である。

第2に、越流量推定モデルとレベル湛水法に関し、越流量推定モデルで使用するパラメータについて、陸上地形・構造物・津波の諸元との関係を検討し、モデルの適用範囲や事前計算によるパラメータの同定手法を明確にする必要がある。また、レベル湛水法では内陸部まで浸水しやすく、丘状の場所の海側前面における堰上げ効果を再現できない危険性があるので、汀線や背後地の分割手法を検討し、更なる精度向上を図る必要がある。

第3に、GPUによる津波伝播・遡上計算に関し、本研究では限られた沿岸地域でしか浸水予測の精度検証を行っていないが、沖合津波観測点から離れた地域ほど予測精度は低いと考えられるので、地域ごとに予測精度がどの程度異なるかを確認する必要がある。

第4に、階層ベイズ逆問題モデルに関し、地震発生後15分間という短い観測時間では、観測値に対して未知のパラメータの個数が多く、本研究ではマルコフ連鎖モンテカルロ法

が定常状態に収束しなかった。このため、先験情報の重み付けとなるパラメータは所与の値に固定する必要があったが、今後は全てのパラメータを観測値から推定できるように、モデルの改良が必要である。また、階層ベイズ逆問題モデルの数値計算には 800 秒程度の計算時間を必要としており、今後は予測結果の不確実性についても即時的に発信・伝達するため、計算時間の短縮・効率化が必要である。

最後に、即時的津波浸水予測手法を実際に運用することまで視野に入れると、過小評価となった場合の第 1 報の危険性、防災対応に直結した形で予測結果を発表することの重要性、観測情報の蓄積に伴う予測情報の更新方法等の運用上の課題について、検討を深める必要がある。

## 参考文献

- 相田勇 (1977) : 三陸沖の古い津波のシミュレーション, 東京大学地震研究所彙報, Vol.52, pp.71-101.
- 相田勇 (1979) : 1944 年東海南海地震津波の波源モデル, 東京大学地震研究所彙報, 54 (2), pp.329-341.
- 相田勇 (1981a) : 東海道沖におこった歴史津波の数値実験, 東京大学地震研究所彙報, 56 (2), pp.367-390.
- 相田勇 (1981b) : 南海道沖の津波の数値実験, 東京大学地震研究所彙報, 56 (4), pp.713-730.
- 阿部郁男, 今村文彦 (2010) : 津波浸水予測データベースによるリアルタイム津波浸水予測の精度と評価, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol.66, pp.261-265.
- 加藤史則, 福濱方哉, 藤井裕之, 高木利光, 児玉敏雄 (2007) : 堤防高を考慮した実効的な津波被害想定手法, 海岸工学論文集, Vol.54, pp.261-265.
- 河合弘泰, 佐藤真, 川口浩二, 関克己 (2011) : 平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震津波の特性, 港湾空港技術研究所報告, Vol.50, No.4, pp.3-65.
- 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, Vol.44, pp.271-275.
- 気象庁 (2011) : 平成 23 年 3 月地震・火山月報 (防災編), pp.57-148.
- 気象庁 (2012) : 東北地方太平洋沖地震による津波被害を踏まえた津波警報の改善, 125p..
- 小池信昭 (2002) : 先験情報を考慮したインバージョンによる津波初期水位分布の推定方法とその精度に関する研究, 土木学会論文集, No.712/II-60, pp.117-135.
- 国土交通省港湾局: ナウファス, <http://www.mlit.go.jp/kowan/nowphas/index.html>, オンライン, 参照 2014-09-15.
- 国土地理院 (2011) : 平成 23 年 (2011 年) 東日本大震災 2.5 万分 1 浸水範囲概況図 (岩手県版), 国土地理院技術資料, D1, No.593.
- 後藤智明, 佐藤一央 (1993) : 三陸沿岸を対象とした津波数値計算システムの開発, 港湾空港技術研究所報告, Vol.32, No.2, pp.3-44.
- 佐藤良輔 (1989) : 日本の地震断層パラメーター・ハンドブック, 鹿島出版会, pp.126-127 (宝永東海南海地震), p.199 (昭和東南海地震), p.211 (昭和南海地震) .
- 清水勝義, 永井紀彦, 李在炯, 泉裕明, 岩崎峯夫, 藤田孝 (2006) : 沖合水面変動記録を用いた津波成分即時抽出法に関する研究, 海洋開発論文集, 第 22 巻, pp.523-528.
- 首藤伸夫 (1976) : 津波の計算における非線形項と分散項の重要性, 海岸工学講演会論文集, Vol.23, pp.432-436.
- 第 3 回日米地震防災政策会議 : 国土庁津波浸水早期評価システム, <http://www.bousai.go.jp/jijish/epcf/epcf3/14-01.html>, オンライン, 参照 2013-08-18.

- 高倉葉子 (2007) : 数値計算の基礎—解法と誤差—, コロナ社, pp.14-30, pp.141-149.
- 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) : 2011年東日本大震災による港湾・海岸・空港の地震・津波被害に関する調査速報, 港湾空港技術研究所資料, No.1231, 200p..
- 辰巳大介, 富田孝史 (2008) : 震央位置を考慮したインバージョン手法によるリアルタイム津波予測, 海岸工学論文集, Vol.55, pp.246-250.
- 辰巳大介, 富田孝史 (2009) : インバージョン手法を応用した即時的な津波浸水予測, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol.65, No.1, pp.351-355.
- 辰巳大介, 富田孝史 (2010) : インバージョン手法と GPU を利用したリアルタイム津波浸水予測, 第 24 回数値流体力学シンポジウム講演論文集, E10-3.
- 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.
- 館畑秀衛 (1998) : 津波数値計算技術の津波予報への応用, 月刊海洋, 号外 15, pp.23-30.
- 戸引薫, 押田和雄, 額田恭史, 柴木秀之 (2000) : 発生確率を考慮した日本全国津波高データベースと浸水域の簡易推定について, 海岸工学論文集, Vol.47, pp.386-390.
- 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ : リリース 20120425 版, <http://www.coastal.jp/tjt/index.php>, オンライン, 参照 2012-06-08.
- 内閣府中央防災会議 a : 東南海, 南海地震等に関する専門調査会, [http://www.bousai.go.jp/kaigirep/chuobou/senmon/tounankai\\_nankajishin/index\\_nankai.html](http://www.bousai.go.jp/kaigirep/chuobou/senmon/tounankai_nankajishin/index_nankai.html), オンライン, 参照 2013-05-24.
- 内閣府中央防災会議 b : 南海トラフの巨大地震モデル検討会, [http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/nankaitrough\\_info.html](http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/nankaitrough_info.html), オンライン, 参照 2013-05-24.
- 農林水産省農村振興局・農林水産省水産庁・国土交通省河川局・国土交通省港湾局 (2004) : 海岸事業の費用便益分析指針 (改訂版), pp.33-48.
- 農林水産省農村振興局, 農林水産省水産庁, 国土交通省河川局, 国土交通省港湾局 (2013) : 津波・高潮対策における水門・陸閘等管理システムガイドライン (Ver.2.0), 202p..
- 馬場俊孝, 高橋成実, 金田義行, 日野亮太, 稲津大祐 (2012) : DONET 海域および宮城沖を対象とした海底水圧データによる津波増幅率の推定, 日本地震学会秋季大会講演予稿集, p.82.
- 防災科学技術研究所 : 波形解析による地震のメカニズム決定, <http://www.fnet.bosai.go.jp/event/dreger.php?LANG=ja>, オンライン, 参照 2008-05-16.
- 松本浩幸, 荒木英一郎, 川口勝義, 金田義行 (2011) : 「地震・津波観測監視システム」の水圧計データの特性, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol.67, No.2, pp.286-290.

- メンケ, W (1997) : 離散インバース理論—逆問題とデータ解析—, 古今書院, pp.61-78.
- Banerjee, S., B. P. Carlin, and A. E. Gelfand (2004): *Hierarchical Modeling and Analysis for Spatial Data*, Chapman and Hall, Boca Raton, Fla.
- Bardsley, J. M. (2012): MCMC-based image reconstruction with uncertainty quantification, *SIAM Journal on Scientific Computing*, 34(3), A1316–A1332, doi:10.1137/11085760X.
- Besag, J. (1974): Spatial interaction and the statistical analysis of lattice systems, *Journal of the Royal Statistical Society, Series B*, 36(2), pp.192–236.
- Calder, C. A., P. F. Craigmile, and E. Mosley-Thompson (2008): Spatial variation in the influence of the North Atlantic Oscillation on precipitation across Greenland, *Journal of Geophysical Research*, 113, D06112, doi:10.1029/2007JD009227.
- Grezio, A., W. Marzocchi, L. Sandri, and P. Gasparini (2010): A Bayesian procedure for probabilistic tsunami hazard assessment, *Natural Hazards*, 53(1), pp.159-174.
- Hayashi, Y. (2010): Empirical relationship of tsunami height between offshore and coastal stations, *Earth Planets Space*, 62, pp.269-275.
- Ito, Y., T. Matsumoto, H. Kimura, H. Matsubayashi, K. Obara, and S. Sekiguchi (2005): Spatial distribution of centroid moment tensor solutions for the 2004 off Kii peninsula earthquakes, *Earth Planets Space*, 57, pp.351-356.
- Kodaira, S., T. Hori, A. Ito, S. Miura, G. Fujie, J.-O. Park, T. Baba, H. Sakaguchi, and Y. Kaneda (2006): A cause of rupture segmentation and synchronization in the Nankai trough revealed by seismic imaging and numerical simulation, *Journal of Geophysical Research*, 111, B09301, doi:10.1029/2005JB004030.
- Koshimura, S.: Modeling a tsunami generated by the Tokaido-Okai Earthquake of Mw 7.3, <http://www.dri.ne.jp/koshimuras/tokaido04/case0/>, オンライン, 参照 2013-08-18.
- Mansinha, L., and D. E. Smylie (1971): The displacement field of inclined faults, *Bulletin of Seismological Society of America*, 61(5), 1433-1440.
- Minson, S. (2010): A Bayesian approach to earthquake source studies, *Doctoral dissertation*, California Institute of Technology, 151p..
- Rue, H., and L. Held (2005): *Gaussian Random Markov Random Fields Theory and Applications*, Chapman and Hall, Boca Raton, Fla.
- Satake, K. (1987): Inversion of tsunami waveforms for the estimation of a fault heterogeneity: Method and numerical experiments, *Journal of Physics of Earth*, 35, pp.241-254.
- Tang, L., V. V. Titov, Y. Wei, H. O. Mofjeld, M. Spillane, D. Arcas, E. N. Bernard, C. D. Chamberlin, E. Gica, and J. Newman (2008): Tsunami forecast analysis for the May 2006 Tonga tsunami, *Journal of Geophysical Research*, 113, C12015.
- Tang, L., V. V. Titov, and C. D. Chamberlin (2009): Development, testing, and applications of site-specific tsunami inundation models for real-time forecasting, *Journal of Geophysical Research*,

114, C12025.

- Tatsumi, D. and T. Tomita (2008): Improvement of real-time tsunami prediction based on inversion method by using earthquake information, *Proceedings of 31st International Conference on Coastal Engineering*, pp.1409-1420.
- Tatsumi, D. and T. Tomita (2010): Real-time tsunami inundation prediction using offshore tsunami observation, *Proceedings of 32nd International Conference on Coastal Engineering*, currents.3.
- Tatsumi, D., C. A. Calder, and T. Tomita (2014): Bayesian near-field tsunami forecasting with uncertainty estimates, *Journal of Geophysical Research (Oceans)*, Vol.119, pp.2201-2211, doi:10.1002/2013JC009334.
- The 2011 Tohoku Earthquake Tsunami Joint Survey Group (2011): Nationwide field survey of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake Tsunami, *Journal of Japan Society of Civil Engineers*, Ser.B2, Vol.67, No.1, pp.63-66.
- Titov, V. V., F. I. Gonzalez, E. N. Bernard, M. C. Eble, H. O. Mojfeld, J. C. Newman, and A. J. Venturato (2005): Real-time tsunami forecasting: Challenges and solutions, *Natural Hazards*, 35, 35–41, doi:10.1007/s11069-004-2403-3.
- Tsushima, H., R. Hino, H. Fujimoto, Y. Tanioka, and F. Imamura (2009): Near-field tsunami forecasting from cabled ocean bottom pressure data, *Journal of Geophysical Research*, 114, B06309.
- Tsushima, H., Hirata, K., Hayashi, Y., Tanioka, Y., Kimura, K., Sakai, S., Shinohara, M., Kanazawa, T., Hino, R. and Maeda, K. (2011): Near-field tsunami forecasting using offshore tsunami data from the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space*, Vol.63, pp.821-826.
- Wei, Y., Chamberlin, C., Titov, V. V., Tang, L. and Bernard, E. N. (2012): Modeling of the 2011 Japan Tsunami: Lessons for near-field forecast, *Pure and Applied Geophysics*, doi: 10.1007/s00024-012-0519-z.
- Yadav, R. B. S., T. M. Tsapanos, J. N. Tripathi, and S. Chopra (2013): An evaluation of tsunami hazard using Bayesian approach in the Indian Ocean, *Tectonophysics*, 593, 172–182, doi:10.1016/j.tecto.2013.03.004.
- Yasuda, T. and H. Mase (2013): Real-time tsunami prediction by inversion method using offshore observed GPS Buoy data: Nankaido, *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, Vol.139, No.3, pp.221-231.

## 謝辞

本論文の取りまとめにあたり、主査である佐藤慎司教授（東京大学大学院工学系研究科社会基盤学専攻）からは、終始的確で親身なご指導をいただきました。ここに記して、厚く御礼申し上げます。また、副査である佐竹健治教授（東京大学地震研究所）、池内幸司教授、田島芳満教授、下園武範准教授（東京大学大学院工学系研究科社会基盤学専攻）からは、先生方それぞれの専門分野に基づき、本論文に対して有意義なご指導を賜りましたことに、深甚なる謝意を申し上げます。

本論文は、著者が独立行政法人港湾空港技術研究所津波防災研究センター（現 国立研究開発法人海上・港湾・航空技術研究所港湾空港技術研究所国際沿岸防災センター）在職中に実施した研究成果を取りまとめたものです。港湾空港技術研究所津波防災研究センターでは、高橋重雄センター長（現 一般財団法人沿岸技術研究センター理事長）、富田孝史主席津波研究官（現 名古屋大学大学院環境学研究科教授）をはじめとする皆様に、津波防災研究を一からご指導いただきました。ここに記して、厚く御礼申し上げます。

また、本論文の研究の一部は、著者が米国オハイオ州立大学統計学専攻で在外研究の機会をいただいた時に実施したものです。Catherine A. Calder 准教授（現 教授）からは、統計学について丁寧なご指導を賜りましたことに、深甚なる謝意を申し上げます。

さらに、国土交通省港湾局、国土交通省国土技術政策総合研究所、国立研究開発法人海上・港湾・航空技術研究所港湾空港技術研究所、一般財団法人沿岸技術研究センターの関係の皆様には、本論文の取りまとめに関し、ご助言・ご支援をいただき、誠にありがとうございました。

なお、本論文で使用した GPS 波浪計・海底設置式波浪計の観測データは、国土交通省港湾局からご提供いただきました。また、津波数値計算に使用した水深・標高・粗度・港湾構造物の天端高データは、内閣府中央防災会議からご提供いただきました。ここに記して、感謝の意を申し上げます。