

独立行政法人港湾空港技術研究所

港湾空港技術研究所 報告

REPORT OF
THE PORT AND AIRPORT RESEARCH
INSTITUTE

VOL.47 NO.3 September 2008

NAGASE, YOKOSUKA, JAPAN

INDEPENDENT ADMINISTRATIVE INSTITUTION,
PORT AND AIRPORT RESEARCH INSTITUTE

港湾空港技術研究所報告 (REPORT OF PARI)

第 47 卷 第 3 号 (Vol. 47, No. 3), 2008年9月 (September 2008)

目 次 (CONTENTS)

汀線位置の長周期変動特性および汀線位置変動の変化量に及ぼす 沖波エネルギーフラックスと沿岸流速の影響鈴木崇之・栗山善昭.....	3
(Characteristics of Long-term Shoreline Change and the Effects of the Offshore Wave, the Energy Flux and Longshore Current Velocity on the Shoreline Change Rate Takayuki SUZUKI, Yoshiaki KURIYAMA)	
現地調査に適したアマモ生長量推定方法の開発細川真也・井上徹教・内藤了二・中村由行.....	31
(A New Method for the Estimation of Eelgrass-Growth Rate Shinya HOSOKAWA, Tetsunori INOUE, Ryoji NAITO, Yoshiyuki NAKAMURA)	
震央位置を利用したインバージョン手法によるリアルタイム津波予測辰巳大介・富田孝史.....	55
(Real-time Tsunami Prediction Based on Inversion Method Utilizing Epicenter Daisuke TATSUMI, Takashi TOMITA)	

震央位置を利用したインバージョン手法によるリアルタイム津波予測

辰巳 大介*・富田 孝史**

要 旨

本研究は、沖合津波観測情報を利用して、沿岸部の津波の挙動を、詳細かつ高精度に素早く予測する技術を開発するものである。リアルタイム津波予測の手法としては、インバージョン手法を採用した。本研究で明らかにした事項は、次の 5 点である。

- 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。
- 南海トラフ周辺を対象にした数値実験において、改良したインバージョン手法の精度検証を行った。5 基の GPS 波浪計が地震発生後 15 分間に取得する観測津波波形を用いた場合、初期水位分布の真値の最大値に対して 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。
- 単位津波データベースの構築に関する要件を整理した。単位波源の 1 辺の長さは 13.5km、単位波源の隆起形態は 3 次元曲面状が妥当であった。
- 津波観測時間、津波観測点の個数や配置、観測誤差が予測精度に及ぼす影響を感度分析により明らかにした。
- 初期水位分布の真値が未知の場合でも、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。

キーワード：リアルタイム津波予測，インバージョン手法，GPS 波浪計，震央，先験情報

* 津波防災研究センター研究官

** 津波防災研究センター上席研究官

〒239-0826 横須賀市長瀬 3-1-1 独立行政法人港湾空港技術研究所

電話：046-844-5052 FAX：046-844-1274 e-mail：tatsumi@pari.go.jp

Real-time Tsunami Prediction Based on Inversion Method Utilizing Epicenter

Daisuke TATSUMI*
Takashi TOMITA**

Synopsis

The present research developed the technique to predict the tsunami profiles along coasts precisely and quickly based on the tsunami profiles observed at offshore locations. The inversion method was adopted for the real-time tsunami prediction. Major conclusions are as follows:

- The previous inversion method was improved by utilizing the epicenter as a priori information. Root mean square error for the estimated initial water surface distribution was decreased 10-70 %, compared with the previous method.
- Numerical experiments were conducted in the area including Nankai Trough. Based on the tsunami profiles observed at 5 offshore locations for 15 minutes after the occurrence of earthquakes, the initial water surface distribution could be predicted with good accuracy. Root mean square error in these estimations was only 10 % of the maximum of the true initial water surface distribution. About the tsunami profiles along coasts, the maximum tsunami height of the first wave and tsunami arrival time could be predicted precisely.
- How to establish unit tsunami database was clarified. It was recommended that the size of unit tsunami source was 13.5 km square and that the shape of initial displacement of unit tsunami source was a curved shape.
- Sensitivity analysis was conducted to investigate how the parameters such as the length of observation time, the number and location of the offshore observation points, and the observation error affect the accuracy of the prediction.
- Condition number and Dirichlet spread function were confirmed to be effective for estimating the accuracy of the prediction even if the true initial water surface distribution was unknown.

Key Words: real-time tsunami prediction, inversion method, GPS buoy, epicenter, a priori information

* Researcher, Tsunami Research Center

** Research Director, Tsunami Research Center

3-1-1 Nagase, Yokosuka, Kanagawa, 239-0826, JAPAN

Phone: +81-46-844-5052, FAX: +81-46-844-1274, E-mail: tatsumi@pari.go.jp

目 次

要旨	55
1. はじめに	59
1.1 研究の目的と背景	59
1.2 沖合津波観測に基づく津波予測の既往研究	59
1.3 リアルタイム津波予測の枠組み	60
1.4 本研究の概要および構成	61
2. 震央位置によるインバージョン手法の改良	61
2.1 インバージョン手法の原理	61
2.2 インバージョン手法に関する既往の改良	61
2.3 震央位置によるインバージョン手法の改良	62
3. 数値実験	62
3.1 数値実験の概要	62
3.2 単位波源および単位津波の作成	63
3.3 改良したインバージョン手法の精度検証	64
3.4 解析条件が予測精度に及ぼす影響の感度分析	69
3.5 観測誤差が予測精度に及ぼす影響の感度分析	70
3.6 先験情報の重み付け係数に関する検討	71
3.7 予測精度の評価指標の検証	71
4. おわりに	72
4.1 結論	72
4.2 今後の課題	73
謝辞	73
参考文献	73

1. はじめに

1.1 研究の目的と背景

本研究の目的は、沖合津波観測情報を利用して、沿岸部の津波の挙動を、詳細かつ高精度に素早く予測する技術を開発することである。

沖合津波観測に基づくリアルタイム津波予測技術の開発を行った背景は、下記の3点のとおりである。

第1に、津波予測は津波被害の低減に大きく貢献する。的確な津波予測情報があれば、住民の避難、水門や陸閘の制御およびこれに係る作業員の指揮、被災状況の把握等を、安全かつ効率良く実施可能である。

第2に、気象庁の現行の津波予報は主に地震観測に基づいているため、沖合津波観測に基づく津波予測を併用することにより、今まで以上に詳細かつ高精度な津波予報が期待できる。現行の津波予報は、断層のパラメータである震央・震源の深さ・マグニチュードを変化させながら津波伝播の数値計算を予め実行して、データベースを構築する。そして、観測された地震波の解析結果に基づき、データベースに保存された計算ケースから最適な計算ケースを選択・内挿することで、地震発生後2~3分で沿岸の津波高を予測している(館畑, 1998)。このため、現行の津波予報は、震央・震源の深さ・マグニチュード以外の断層のパラメータ(断層の長さや傾斜角等)を過去の地震活動から得られた知見に基づいて決定しており、地震の規模と比較して大きな津波が発生する津波地震などに十分対応できない可能性が考えられる。沖合津波観測に基づく津波予測ならば、断層のパラメータを決定する必要がなく、過去の地震活動の統計量に依存する必要もない。また、現行の津波予報は、日本沿岸を66の津波予報区に分割し津波予報区ごとに津波高を予報しているため、より高い空間解像度で津波予測を行うことも期待されている。

第3に、沖合で津波を観測する装置が実用化され始めている。例えば、室戸岬の沖合に設置されたGPSブイは、2004年の東海道沖地震津波の観測に成功した(永井ら, 2005a)。

1.2 沖合津波観測に基づく津波予測の既往研究

先行研究を調べた結果、沖合津波観測に基づく津波予測は、次の4種類の手法に大別することができた。

(1) 沖合と沿岸の津波高の関係式を利用する手法

経験式や物理則から沖合と沿岸の津波高の関係を予め定式化しておき、この関係式へ沖合の観測津波高を入力することにより、沿岸の津波高を予測する。沖合と沿岸の津波高の関係式については、津波高が水深の1/4乗に逆比例

するというグリーンの法則(永井ら, 2005b)やニューラルネットワーク(間瀬ら, 2007)が提案されている。

沖合と沿岸の津波高の関係式へ沖合の観測津波高を代入するだけで良いため、計算時間は短く、データベースの構築も不要である。また、沖合で水位変動が観測された瞬間から津波予測情報を提供できるため、津波観測時間が短い場合へも適用可能である。一方、永井ら(2005b)が用いたグリーンの法則のような沖合と沿岸の津波高の関係式では、沿岸付近の津波の変形を十分に再現できない恐れがあり、予測精度に課題を残す。例えば、屈折による岬や半島への津波の集中を過小評価する危険性がある。

(2) データベースを検索・修正する手法

現行の津波予報と同様に、断層のパラメータを様々に変化させながら、津波伝播の数値計算を予め実行してデータベースを構築しておく。そして、沖合の観測津波高に基づき、データベースから最適な計算ケースを検索し、あるいはデータベースの計算結果を修正することにより、沿岸の津波高を予測する。例えば、大垣ら(2006)は、地震波の解析結果に基づいて選択された計算ケースと沖合の観測津波波形の第1波の波高比を用いて、データベースの計算結果を修正する手法を提案している。

データベースを検索・修正するだけでよいいため、計算時間は短い。水位変動の開始を観測するだけでは不十分であるが、比較的短い津波観測時間でも適用可能である。また、津波伝播計算を予め実行しているため、沿岸付近の津波の変形を正確に考慮している。ただし、データベースの計算結果を補間・修正するため、非線形性の卓越する浅い海域や陸上の遡上に関しては予測精度が低い。

(3) インバージョン手法

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ため、津波波源が発生する津波は、津波波源を分割した小領域(以下、単位波源と呼ぶ)の発生する津波の線形和で表せる、という重ね合わせの原理が成立する。従って、想定波源域を単位波源に分割し、各単位波源が1m隆起したときに発生する津波(以下、単位津波と呼ぶ)の伝播の数値計算を予め実行して、データベースを構築しておけば、データベースに保存された単位津波の線形和と、沖合の観測津波波形が一致するように、最小二乗法を用いて単位波源の初期変動量(すなわち津波波源)を推定できる。単位波源の初期変動量の推定結果に基づく単位津波の線形和を計算することにより、沿岸の津波高を予測する(安田ら, 2007)。

最小二乗法と単位津波の線形和を計算するだけでよいいため、計算時間は短い。水位変動の開始を観測するだけでは不十分であるが、比較的短い津波観測時間でも適用可能

である。また、津波伝播計算を予め実行しているため、沿岸付近の津波の変形を正確に考慮している。ただし、重ね合わせの原理を仮定しているため、非線形性の卓越する浅い海域や陸上の遡上に関しては予測精度が低い。

(4) 津波伝播・遡上を計算する手法

地震観測や沖合津波観測から津波波源を推定し、推定された津波波源を初期値として津波伝播・遡上を数値計算することにより、沿岸の津波高や浸水を予測する。沖合津波観測から津波波源を推定する作業に関しては、逆伝播手法（大垣ら，2006）、アジョイント法（Pires et al., 2001）、上記のインバージョン手法が提案されている。また鈴木ら（2006）は、津波数値計算を高速化する手法を提案している。

事前に実施した津波伝播の数値計算結果の補間・修正・線形和を使用する必要がないため、津波波源さえ正確に推定されれば、非線形性の卓越する浅い海域や陸上の遡上でも高精度に予測することができる。一方、津波伝播・遡上の数値計算を実施するため、計算時間が相対的に長い。

1. 3 リアルタイム津波予測の枠組み

現行の津波予報と 1. 2 で紹介した 4 種類の津波予測手

法を、図-1 に整理した。

リアルタイム津波予測においては、気象庁による津波予報と連携を取り、早目に津波予測を提供できる手法から順次利用していくことが重要と考える。また、時間の経過と共に取得される沖合津波観測情報は増大し、予測精度が向上すると期待できるので、計算時間の短い津波予測手法を中心に、津波予測を断続的に実行・更新する。

津波による水位変動が沖合で観測され始めたらず、まず、沖合と沿岸の津波高の関係式を利用する手法を用いて、沿岸域に被害を及ぼすような津波が発生したか否か判定する。

次に、沖合津波観測情報がある程度蓄積されたら、データベースを検索・修正する方法やインバージョン手法を用いて、沿岸の津波を予測する。

そして同時に、推定された津波波源を初期条件として、津波伝播・遡上計算を開始する。計算時間は長い、最終的には浅い海域の津波や浸水までが予測される。

なお、著者らは現在、計算時間の短縮を目標として、インバージョン手法による沿岸の津波の予測結果から、浅い海域の津波や浸水を予測する手法を研究中である。

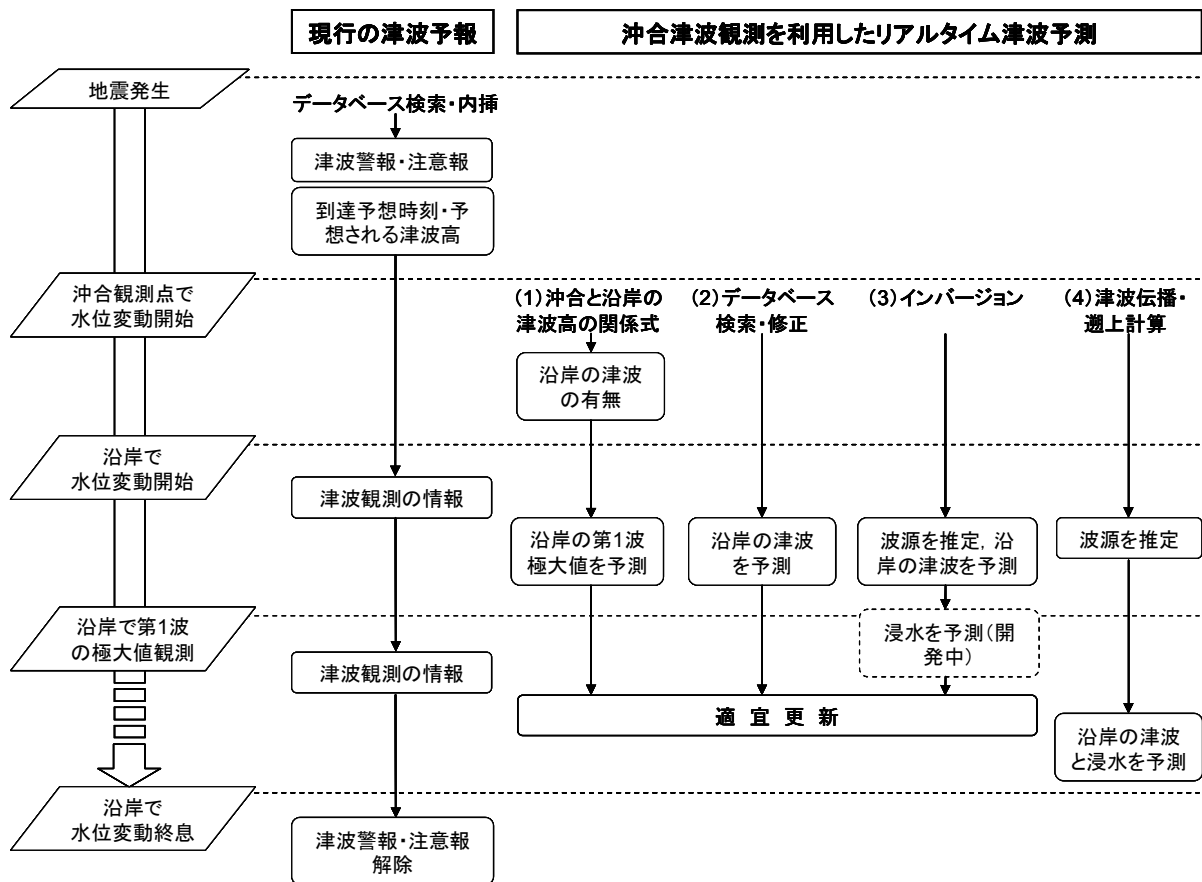


図-1 リアルタイム津波予測手法の概念図

1. 4 本研究の概要および構成

浅い海域や陸上の遡上へ直接適用することは困難であるが、沿岸の津波高を素早く高精度に予測できる可能性があるため、本研究はインバージョン手法を採用した。インバージョン手法による津波予測の先行研究は、予測精度が低い、あるいは津波観測時間が長い、という課題を抱えていたので、まず 2. では、震央位置を利用することにより既往の手法を改良した。次に 3. では、南海トラフ周辺を対象に数値実験を行い、改良したインバージョン手法の予測精度を検証した。また、津波観測時間、津波観測点の個数や配置、観測誤差が予測精度に及ぼす影響の感度分析を行い、予測精度の評価指標を提案した。最後に 4. で、本研究のまとめを行った。

2. 震央位置によるインバージョン手法の改良

2. 1 インバージョン手法の原理

1. 2 (3) で説明したとおり、任意地点 A における時刻 j ($j=1\sim T$) の観測水位を η_j 、 i 番目の単位波源の初期変動量を a_i ($i=1\sim N$)、 i 番目の単位波源が発生させた単位津波の、地点 A における時刻 j の水位変動を $\tilde{\eta}_{j,i}$ とすると、観測津波波形と単位津波による水位変動の線形和の残差の二乗和 E は式 (1) のとおりである。

$$E = \|\eta - Ha\|^2 \quad (1)$$

$$\text{ただし、} \eta = \begin{pmatrix} \eta_1 \\ \vdots \\ \eta_T \end{pmatrix}, \quad a = \begin{pmatrix} a_1 \\ \vdots \\ a_N \end{pmatrix}, \quad H = \begin{pmatrix} \tilde{\eta}_{1,1} & \cdots & \tilde{\eta}_{1,N} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ \tilde{\eta}_{T,1} & \cdots & \tilde{\eta}_{T,N} \end{pmatrix}$$

最小二乗法に基づき、残差の二乗和 E を最小にする初期変動量 a を推定する。 E を最小にする a は式 (2) を満たすので、最終的には、正規方程式と呼ばれる式 (3) の解として求められる。

$$\frac{\partial E}{\partial a} = 0 \quad (2)$$

$$H^T Ha = H^T \eta \quad (3)$$

式 (3) を行列の要素ごと書き出すと、式 (4) のとおり N 次元の連立 1 次方程式になる。式 (3) のような正規方程式は、QR 分解と後退代入法を用いたガウスの消去法 (高倉, 2007) により、数値的に解くことができる。

$$\begin{cases} (\tilde{\eta}_{1,1}\tilde{\eta}_{1,1} + \tilde{\eta}_{2,1}\tilde{\eta}_{2,1} + \cdots + \tilde{\eta}_{T,1}\tilde{\eta}_{T,1})a_1 \\ + (\tilde{\eta}_{1,1}\tilde{\eta}_{1,2} + \tilde{\eta}_{2,1}\tilde{\eta}_{2,2} + \cdots + \tilde{\eta}_{T,1}\tilde{\eta}_{T,2})a_2 + \cdots \\ + (\tilde{\eta}_{1,1}\tilde{\eta}_{1,N} + \tilde{\eta}_{2,1}\tilde{\eta}_{2,N} + \cdots + \tilde{\eta}_{T,1}\tilde{\eta}_{T,N})a_N \\ = \tilde{\eta}_{1,1}\eta_1 + \tilde{\eta}_{2,1}\eta_2 + \cdots + \tilde{\eta}_{T,1}\eta_T \\ \vdots \\ (\tilde{\eta}_{1,N}\tilde{\eta}_{1,1} + \tilde{\eta}_{2,N}\tilde{\eta}_{2,1} + \cdots + \tilde{\eta}_{T,N}\tilde{\eta}_{T,1})a_1 \\ + (\tilde{\eta}_{1,N}\tilde{\eta}_{1,2} + \tilde{\eta}_{2,N}\tilde{\eta}_{2,2} + \cdots + \tilde{\eta}_{T,N}\tilde{\eta}_{T,2})a_2 + \cdots \\ + (\tilde{\eta}_{1,N}\tilde{\eta}_{1,N} + \tilde{\eta}_{2,N}\tilde{\eta}_{2,N} + \cdots + \tilde{\eta}_{T,N}\tilde{\eta}_{T,N})a_N \\ = \tilde{\eta}_{1,N}\eta_1 + \tilde{\eta}_{2,N}\eta_2 + \cdots + \tilde{\eta}_{T,N}\eta_T \end{cases} \quad (4)$$

推定された単位波源の初期変動量に基づいて、拡大・縮小した単位津波の線形和 Ha を計算することにより、沖合津波観測点以外の沿岸部における水位変動が予測される。

なお、複数の沖合津波観測点を利用する場合は、式 (1) の列ベクトル η と行列 H に、沖合津波観測点の個数に応じて行を追加すれば良い。例えば、 k 個の沖合津波観測点を利用する場合、 η は $k \times T$ 行の列ベクトル、 H は $k \times T$ 行 N 列の行列となる。

2. 2 インバージョン手法に関する既往の改良

(1) インバージョン手法の問題点

式 (3) の左辺の係数行列 $H^T H$ は一般的に悪条件となりやすいため、インバージョン手法の解が求まらない、あるいは解の精度が低下する、という問題が発生する。

$H^T H$ のランクが、未知量である単位波源の初期変動量 a_i の総数 N よりも小さければ、 N 次元連立 1 次方程式である式 (3) は解けず、インバージョン手法の解は求まらない。例えば、沖合津波観測点の個数 k や津波観測時間 T と比較して、想定波源域が広い、あるいは単位波源の大きさが小さい場合、 H の行数 $k \times T$ が N よりも小さくなり、高々 $k \times T$ である $H^T H$ のランクも N 未満となる。また、単位波源の近傍に沖合津波観測点がない場合、この単位波源が発生する単位津波は沖合津波観測点で観測されず、 H の中に全ての要素が 0 である列が生じるため、 $H^T H$ のランクが N より小さくなる危険性がある。

$H^T H$ のランクが N 以上でも、沖合津波観測点で観測される単位津波の波形が線形従属に近い場合などは、 $H^T H$ が特異に近づき、最小二乗解の残差が拡大しやすい (高倉, 2007)。

なお、単位津波のデータベースで規定される行列 $H^T H$ の特性の他に、沖合で観測された津波波形 η の特性もインバージョン手法の解の精度へ影響を与える。

(2) インバージョン手法に関する既往の改良

悪条件である係数行列 $H^T H$ の特性を改善するため、小池 (2002) 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(解について期待できる情報)を利用した。断層面の上端付近など不連続な部分もあるが、全体的に見れば、津波の初期水位分布は平面的に滑らかであると想定できる。単位波源の初期変動量の空間微分が小さければ、初期水位分布は滑らかであるので、小池(2002)は、残差の二乗和と単位波源の初期変動量の空間微分を最小化する手法を提案した。

一方、安田ら(2007)は、沖合津波観測点に津波が到達するより早く、単位津波が沖合津波観測点へ到達するような単位波源と、所定の津波観測時間内に、どの沖合津波観測点へも単位津波を到達させられないような単位波源は、初期変動量が0であるという拘束条件を与えた。

2.3 震央位置によるインバージョン手法の改良

小池(2002)や安田ら(2007)の手法のさらなる精度向上を目指し、本研究では、津波波源が震央(破壊開始点である震源を地表面上に投影した地点)の周囲に分布するという先験情報を導入した。津波の初期水位分布は、必ずしも震央を中心として同心円状に減衰しているわけではないが、震央から全く離れた場所で大きくなることもないので、震央の周囲に分布すると想定できる。

既に日本国気象庁や米国地質調査所(USGS)等が、地震波の解析から地震発生後数分間で世界中の地震の震央位置を高精度に推定しており、震央位置を利用する手法は実用性が高い。

津波波源と震央の離れ度合いを小さくすれば、津波波源は震央の周囲に分布するので、残差の二乗和、単位波源の初期変動量の空間微分、津波波源と震央の離れ度合いの3つを最小化する手法を開発した。残差の二乗和のみ最小化した式(2)の代わりに、式(5)を解く。

$$\frac{\partial (E + \varepsilon_1^2 \|Da\|^2 + \varepsilon_2^2 \|Fa\|^2)}{\partial a} = 0 \quad (5)$$

ただし、

$$D = \begin{pmatrix} -4 & 1 & \dots \\ & -4 & 1 & \dots \\ & & \ddots & \\ & & & -4 & 1 \end{pmatrix}, F = \begin{pmatrix} \ddots & & & & \\ & 0.0 & & & \\ & & 0.1 & & \\ & & & 0.2 & \\ & & & & \ddots \end{pmatrix}$$

分子の第2項 Da は単位波源の初期変動量の空間微分であり、前進差分を採用した小池(2002)と異なり中心差分を用いた。分子の第3項 Fa は津波波源と震央の離れ度合いを表す。津波波源と震央の離れ度合いを評価するために、震央から各単位波源までの距離に比例した値を対角要素

を持つ行列 F を考案した。震央が位置する単位波源に対応した対角要素は0.0である。

ε_1 と ε_2 は、観測値に対する先験情報の重み付けである。先験情報の総和が観測値と等しい重みを有するように、 $\varepsilon_1 = \varepsilon_2 = 0.5$ ($\varepsilon_1 + \varepsilon_2 = 1.0$) とした。

式(3)の代わりに、式(5)を展開して得られる式(6)を解けば、単位波源の初期変動量が推定できる。

$$(H'H + \varepsilon_1^2 D'D + \varepsilon_2^2 F'F)a = H'\eta \quad (6)$$

3. 数値実験

沖合津波観測情報が未だ十分には蓄積されていないので、地震の断層パラメータに基づいて津波の初期水位分布と津波伝播を計算し、仮想的な観測データを作成して数値実験を実施した。

3.1 数値実験の概要

数値実験の対象領域は、東海・東南海・南海地震の発生が想定される本州太平洋沿岸とした。

インバージョン手法は重ね合わせの原理に基づくため、線形長波方程式を支配方程式とする数値計算モデルを使用した。遡上計算は実施せず、海と陸地の境界では完全反射を仮定した。津波伝播計算に使用した計算領域は、図-2のとおり、伊豆半島から宮崎県に至る東西約800km、南北約440kmの海域である。空間格子サイズは1.35km、時間間隔は1秒であり、地震発生から3時間後までを計算対象とした。

インバージョン手法で利用する沖合津波観測点は、対象領域に設置予定のGPS波浪計を参考に、図-2の中黒丸印のとおり足摺岬沖・室戸沖・白浜沖・尾鷲沖・御前崎沖の5点とした。これら5基のGPS波浪計は、沿岸から約20km沖合(水深約200m)に概ね100kmの間隔で設置されている。GPS波浪計は1秒間隔で水位変動を観測するが、サンプリング間隔を長くしても観測される津波波形の形状は大きく異なるないので、10秒間隔の観測水位を使用した。

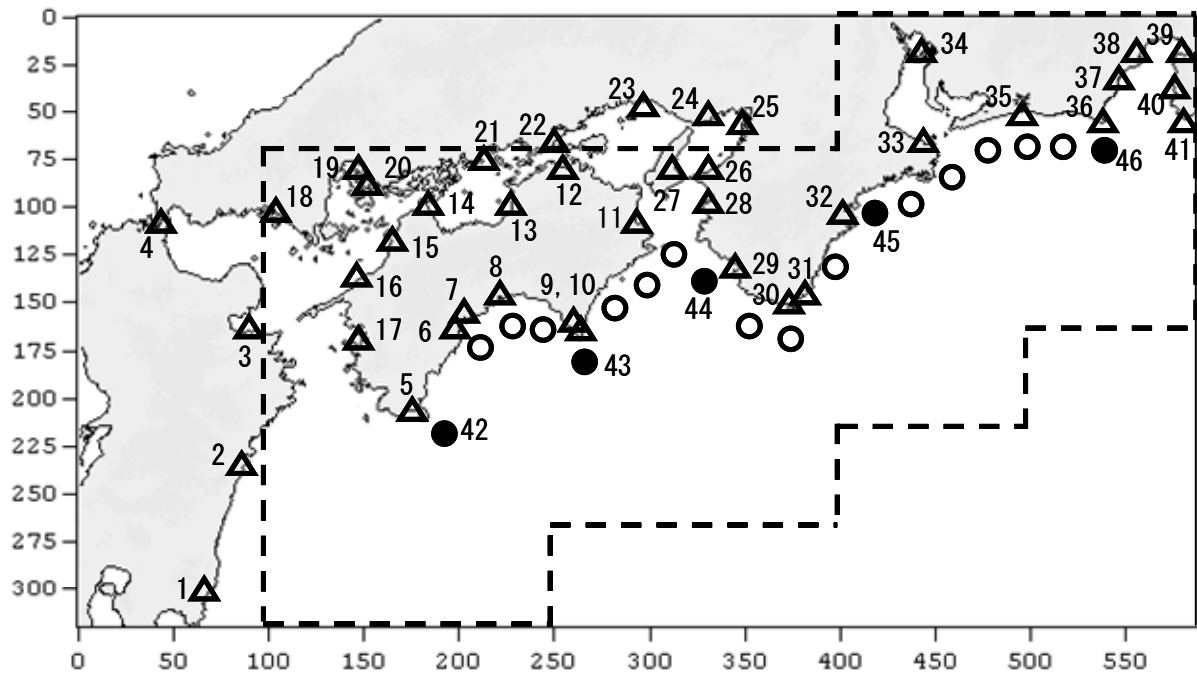


図-2 計算領域，想定波源域，津波観測点の位置．△は沿岸で津波高を予測した地点（1～41），●は沖合津波観測点（42 足摺岬沖，43 室戸沖，44 白浜沖，45 尾鷲沖，46 御前崎沖），○は感度分析のために追加した沖合津波観測点．

以下に示す，過去の4個の地震津波を対象に，i)～iii)の地震津波に関しては佐藤(1989)の断層パラメータ，iv)の地震津波に関してはKoshimura(2008-05-02参照)の断層パラメータを用いて，仮想的な観測データを作成した．

- i) 宝永東南海地震津波（発生：1707年，震源位置：北緯33.2° 東経135.9°，マグニチュード：8.4）
- ii) 昭和東南海地震津波（発生：1944年，震源位置：北緯33.80° 東経136.62°，マグニチュード：7.9）
- iii) 昭和南海地震津波（発生：1946年，震源位置：北緯33.03° 東経135.62°，マグニチュード：8.0）
- iv) 東海道沖地震津波（発生：2004年，震源位置：北緯33.2° 東経137.1°，マグニチュード：7.4）

3.2 単位波源および単位津波の作成

(1) 想定波源域の設定

単位波源で分割する想定波源域は，東海・東南海・南海地震の想定震源域を覆うように，図-2の破線で囲まれた領域とした．

(2) 単位波源の大きさの検討

単位波源の大きさは，津波波源の形状を精度良く再現できるほど小さいと同時に，短時間の沖合津波観測でもインバージョン手法の解が一意に求まるよう，単位波源の総数を抑えるため適度に大きい必要がある．既往研究では，単位波源の1辺の長さとして，10.0km(小池，2002)や27.0km(安田ら，2007)を使用している．

単位波源の大きさの事前検討のため，角柱の単位波源の1辺の長さを6.75km・13.5km・27.0km・40.5km(計算格子サイズ1.35kmの5倍・10倍・20倍・30倍)の4種類へ変化させて，津波波源の再現性を確認した．1辺の長さが27.0km以上の単位波源では，大き過ぎて3.2(1)で説明した想定波源域を分割できなかったため，計算領域全体を単位波源により分割した．角柱の単位波源を使用する場合，単位波源の初期変動量は，その単位波源に含まれる計算格子の初期変動量の平均値で与えられる．初期水位分布の真値と推定値の二乗平均平方根誤差(以下，RMSEと略す)により，再現性を評価した．

表-1は，4個の地震津波に関して，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．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．単位波源を大きくすると，初期水位分布の再現性は低下した．

津波波源の広がり小さい2004年東海道沖地震津波の場合，単位波源の1辺の長さを13.5kmから27.0kmに拡大すると再現性が顕著に悪化すること，および小池(2002)や安田ら(2007)による既往研究に基づき，単位波源の1辺の長さは13.5km(計算格子サイズ1.35kmの10倍)が妥当と判断した．

1辺の長さが13.5kmの単位波源を用いた場合，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

設置しなかった。

表-1 単位波源の大きさと初期水位分布の RMSE, 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	単位波源の 1 辺の長さ (km)			
	6.75	13.5	27.0	40.5
1707 年 東海南海	0.127m (1.9%)	0.199m (3.0%)	0.304m (4.6%)	0.384m (5.8%)
1944 年 東南海	0.030m (3.0%)	0.043m (4.4%)	0.065m (6.6%)	0.080m (8.2%)
1946 年 南海	0.048m (2.0%)	0.074m (3.1%)	0.114m (4.7%)	0.150m (6.2%)
2004 年 東海道沖	0.009m (1.1%)	0.014m (1.8%)	0.032m (4.0%)	0.032m (4.0%)

(3) 単位波源の隆起形態の検討

単位波源を 1m 隆起させて単位津波の伝播を事前に計算しているが、単位波源の大きさに加えて、単位波源の隆起形態にも工夫が必要である。安田ら (2007) をはじめ、多くの既往研究では単位波源を角柱状に隆起させているが、単位津波に高周波数の雑音が含まれてしまうので、移動平均などのフィルタリングにより単位津波を平滑化する必要が生じていた。

高周波数の雑音を含まない単位津波を発生し、複雑な平面形状を持つ津波波源を精度良く再現するために、本研究では半球のような 3 次元曲面状に単位波源を隆起させる手法を考案した。なお、隣接する単位波源の間で水面形状に段差が生じないように、単位波源よりも広い領域を隆起させた。曲面状に隆起した水面形状は、隣接する単位波源で重なり合う。

図-3 は、適当な 1 個の単位波源を角柱状と曲面状に隆起して発生させた単位津波に関し、室戸沖 GPS 波浪計で観測された津波波形の周波数スペクトルを比較した図である。角柱状に隆起させた場合と比較すると、曲面状に隆起した単位波源が発生する単位津波は、1/600Hz から 1/100Hz の周波数帯でパワーが小さく、周期数分間程度の雑音が発生しなくなった。

表-2 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 を示した表である。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。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。3.2 (2) で説明したとおり、想定波源域を 1 辺の長さが 13.5km の 811 個の単位波源に分割した。

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、初期水位分布の再現性が高かった。

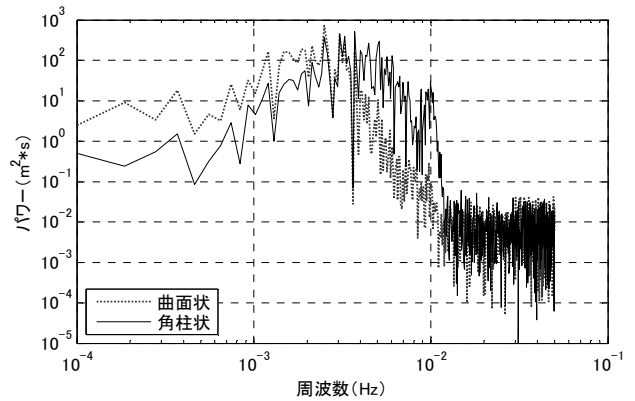


図-3 単位波源の隆起形態と単位津波の周波数スペクトル (室戸沖 GPS 波浪計における例)

表-2 単位波源の隆起形態と初期水位分布の RMSE, 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	単位波源の隆起形態	
	曲面状	角柱状
1707 年東海南海	0.140m (2.1%)	0.211m (3.2%)
1944 年東南海	0.030m (3.0%)	0.045m (4.6%)
1946 年南海	0.053m (2.2%)	0.079m (3.3%)
2004 年東海道沖	0.006m (0.8%)	0.015m (1.9%)

3.3 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-3 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。2.3 で説明したとおり、震央位置を考慮した手法では式 (6) において $\epsilon_1 = \epsilon_2 = 0.5$ となるが、震央位置を考慮しない手法では $\epsilon_1 = 0.5$, $\epsilon_2 = 0.0$ とした。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、3.7 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 $\epsilon_1 = \epsilon_2 = 0.0$ とした場合) は、式 (6) 左辺の係数行列 ($H^T H + \epsilon_1^2 D^T D + \epsilon_2^2 F^T F$) 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-3 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	震央位置を不考慮
1707年 東海南海	RMSE	0.530m (7.9%)	8.603m (128.8%)
	条件数	69	1759
	ディリクレ S.F.	804	2775
1944年 東南海	RMSE	0.119m (12.1%)	0.173m (17.6%)
	条件数	82	1759
	ディリクレ S.F.	810	2775
1946年 南海	RMSE	0.268m (11.1%)	1.889m (78.0%)
	条件数	70	1759
	ディリクレ S.F.	803	2775
2004年 東海道沖	RMSE	0.060m (7.6%)	0.081m (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-4~図-15 は、4 個の地震津波に関する津波予測の結果を示した図である。

図-4~図-7 は初期水位分布の真値と推定値である。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、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。

図-8、図-10、図-12、図-14 は、図-2 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 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描画した。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描画した。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 を描画した。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 η_j 、予測された水位を $\hat{\eta}_j$ とすると、式 (7) で定義される。Variance Reduction が 0%以下の場合、0%とみなした。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。

$$\text{Variance Reduction}(\%) = \left(1 - \frac{\sum_{j=1}^T (\eta_j - \hat{\eta}_j)^2}{\sum_{j=1}^T \eta_j^2} \right) \times 100 \quad (7)$$

防災科学技術研究所 (2008-05-16 参照) 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。

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。

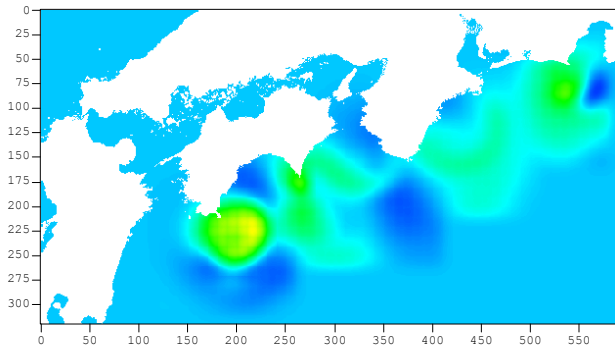
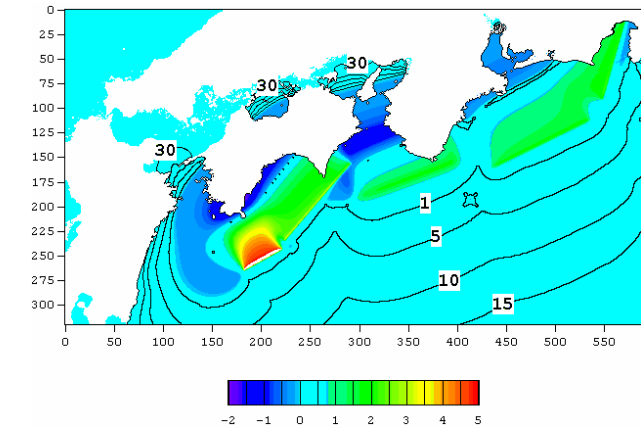


図-4 1707年東海南海地震津波の初期水位分布の真値（上段）と推定値（下段）

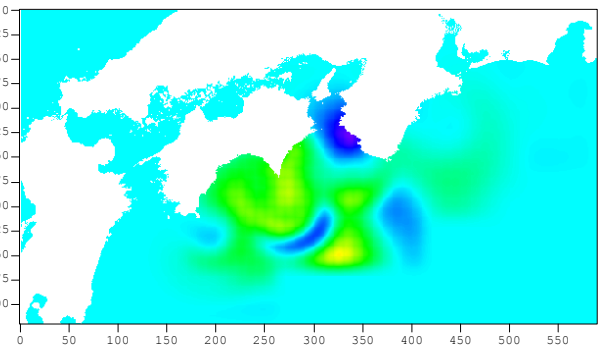
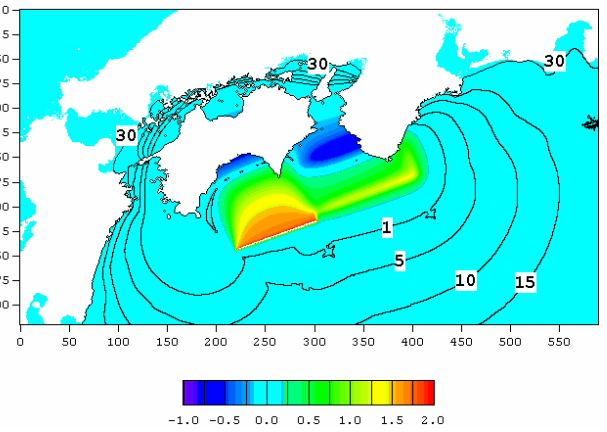


図-6 1946年南海地震津波の初期水位分布の真値（上段）と推定値（下段）

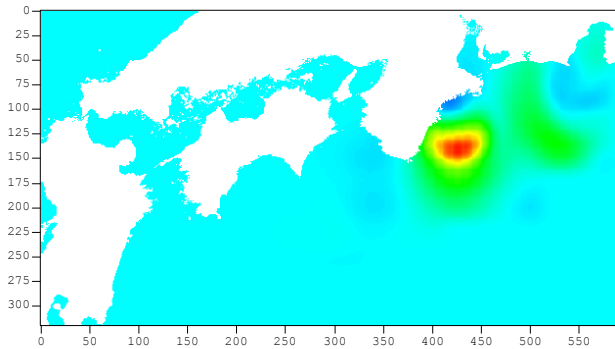
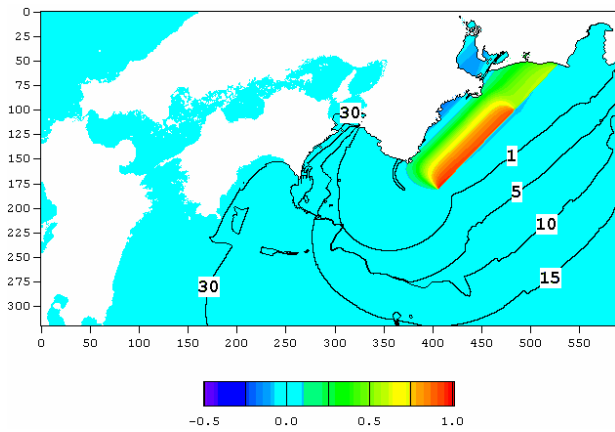


図-5 1944年東南海地震津波の初期水位分布の真値（上段）と推定値（下段）

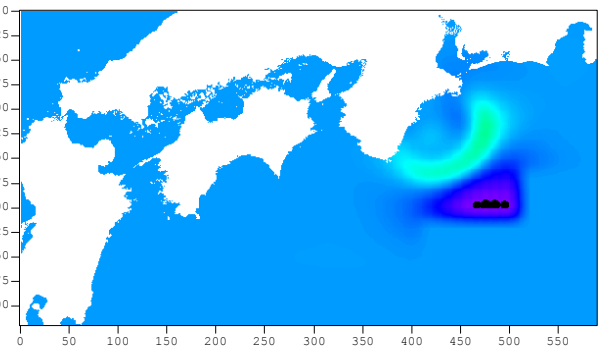
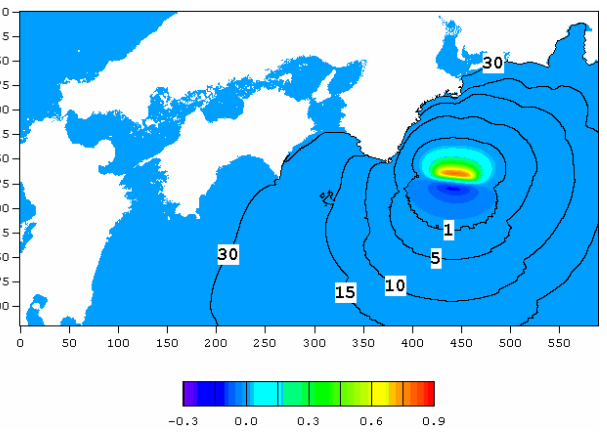


図-7 2004年東海道沖地震津波の初期水位分布の真値（上段）と推定値（下段）

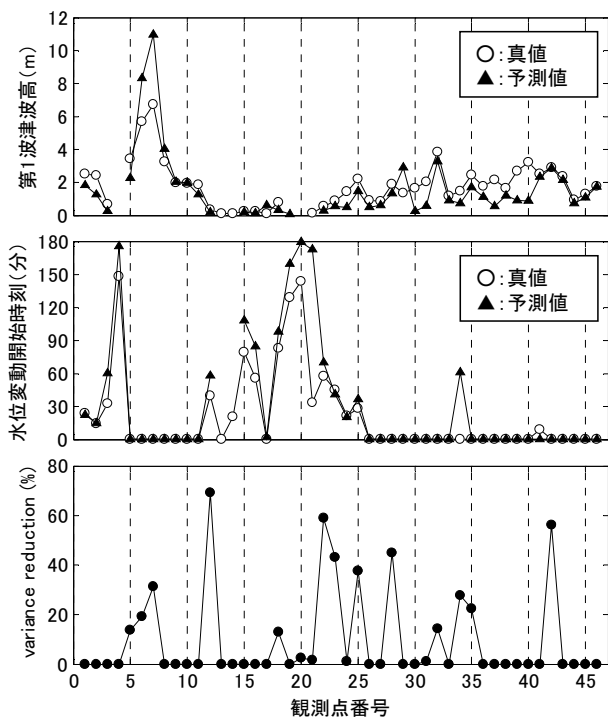


図-8 1707年東海南海地震津波の津波波形の真値と予測値の比較（上段：第1波津波高，中段：水位変動開始時刻，下段：Variance Reduction）

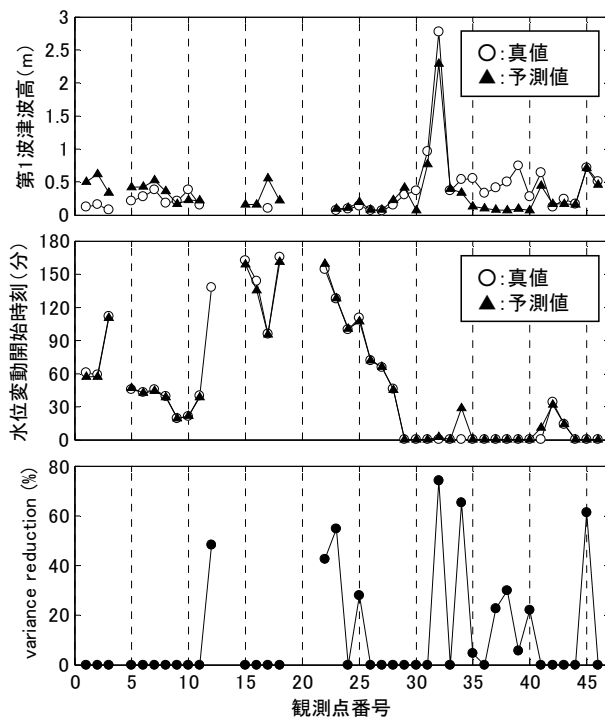


図-10 1944年東南海地震津波の津波波形の真値と予測値の比較（上段：第1波津波高，中段：水位変動開始時刻，下段：Variance Reduction）

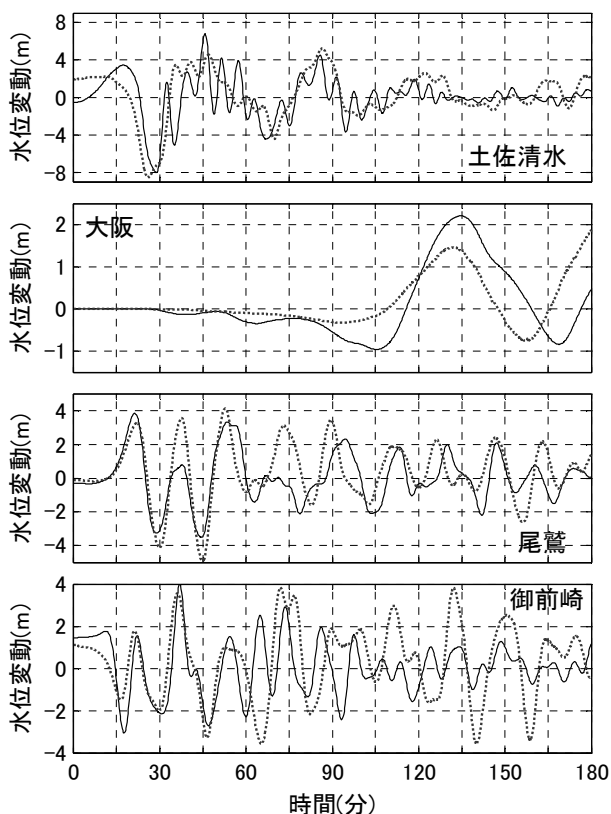


図-9 沿岸4地点における1707年東海南海地震津波の津波波形の真値（実線）と予測値（点線）

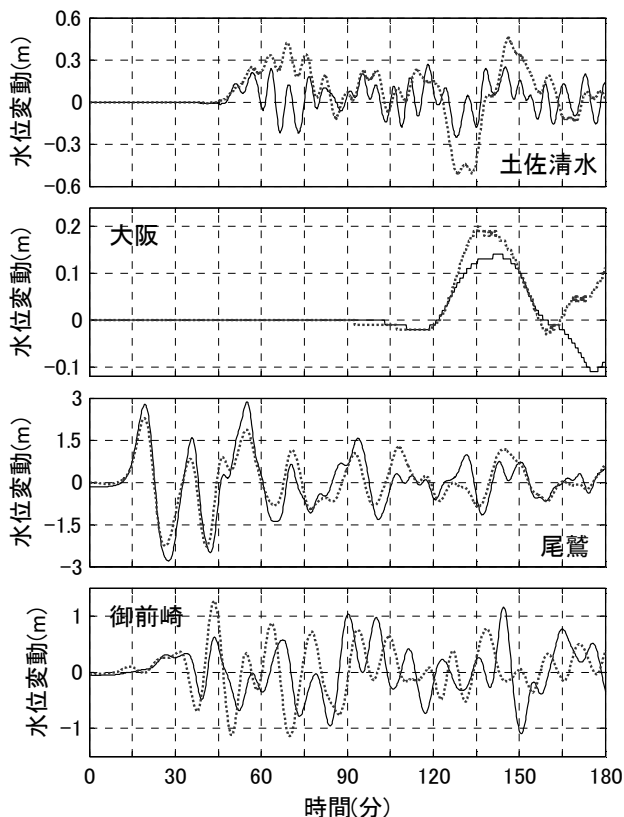


図-11 沿岸4地点における1944年東南海地震津波の津波波形の真値（実線）と予測値（点線）

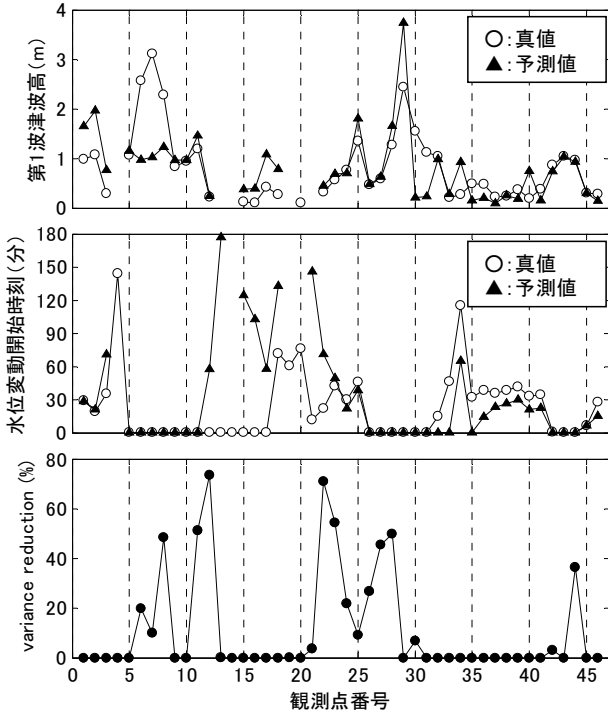


図-12 1946年南海地震津波の津波波形の真値と予測値の比較（上段：第1波津波波高，中段：水位変動開始時刻，下段：Variance Reduction）

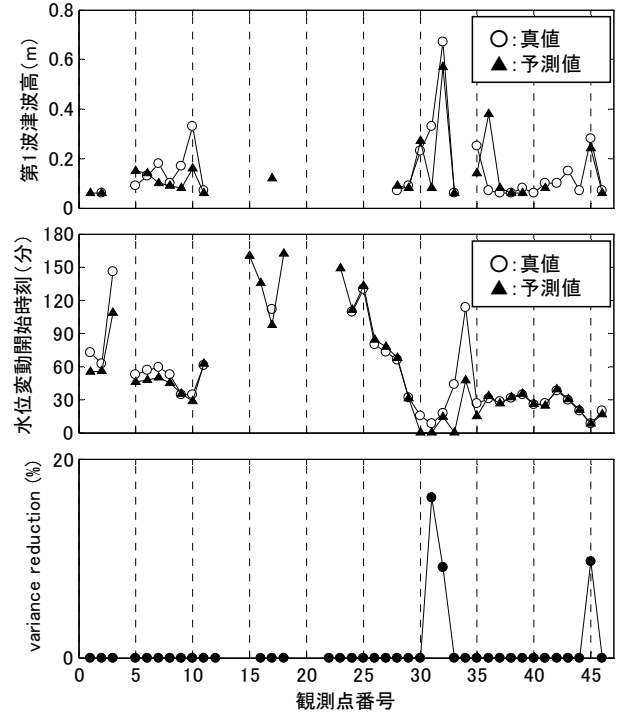


図-14 2004年東海道沖地震津波の津波波形の真値と予測値の比較（上段：第1波津波波高，中段：水位変動開始時刻，下段：Variance Reduction）

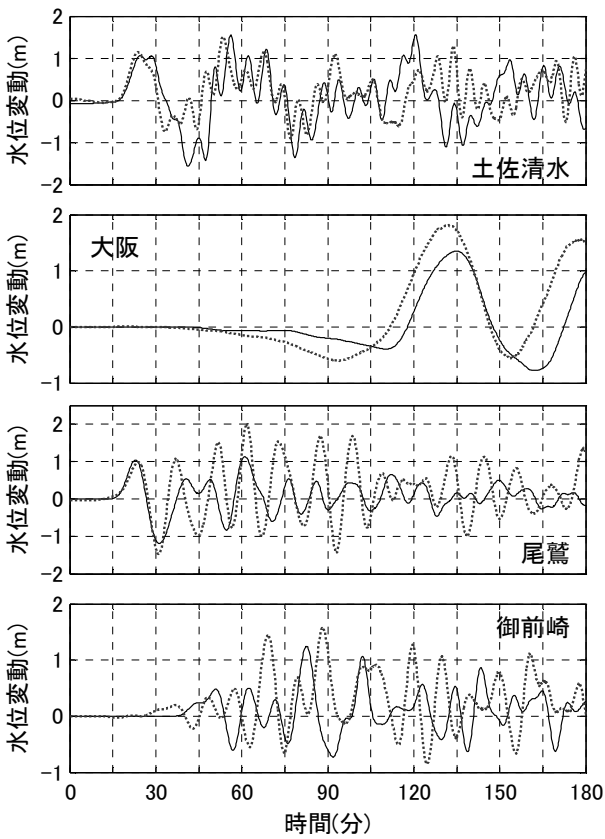


図-13 沿岸4地点における1946年南海地震津波の津波波形の真値（実線）と予測値（点線）

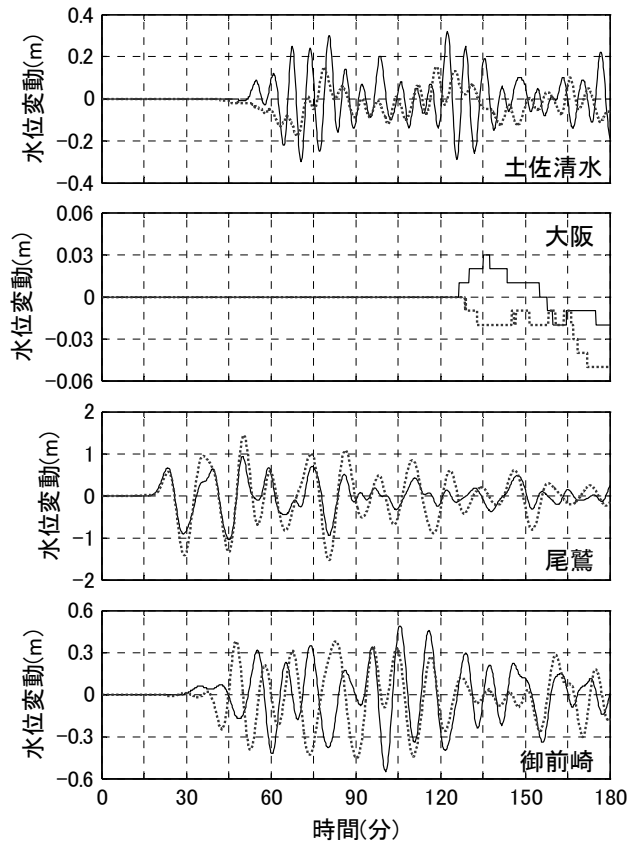


図-15 沿岸4地点における2004年東海道沖地震津波の津波波形の真値（実線）と予測値（点線）

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る。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%以下である。

図-9、図-11、図-13、図-15 は、図-2 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。

3. 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-16、図-17、図-18 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。

(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-16 のとおり、1707 年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 ϵ_1 と ϵ_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。

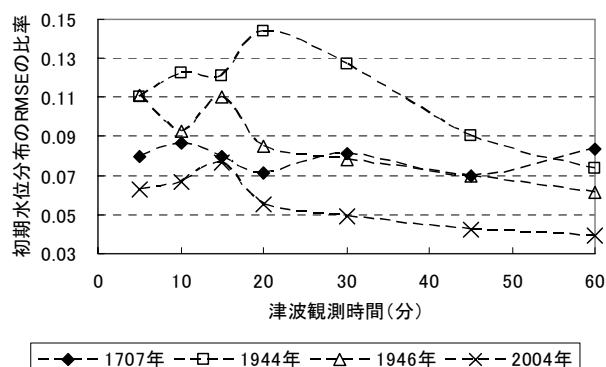


図-16 津波観測時間と予測精度の関係

(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 の白抜き丸印）を使用した。

図-17 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。

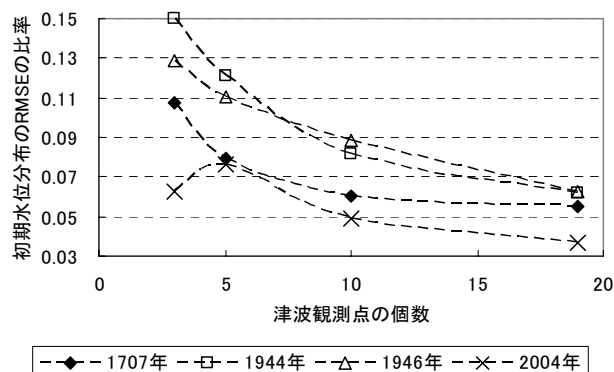


図-17 津波観測点の個数と予測精度の関係

(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の42番)から室戸沖GPS波浪計(図-2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-18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。

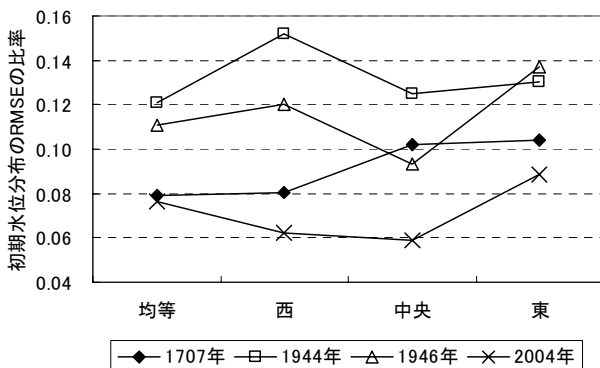


図-18 津波観測点の配置と予測精度の関係

3. 5 観測誤差が予測精度に及ぼす影響の感度分析

(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-19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。

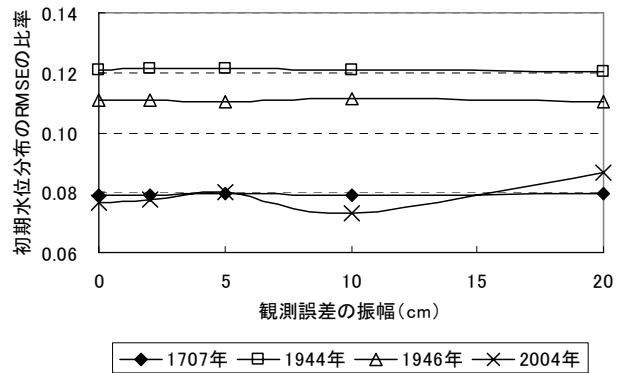


図-19 観測誤差と予測精度の関係

(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-20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(2008-05-02参照)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。

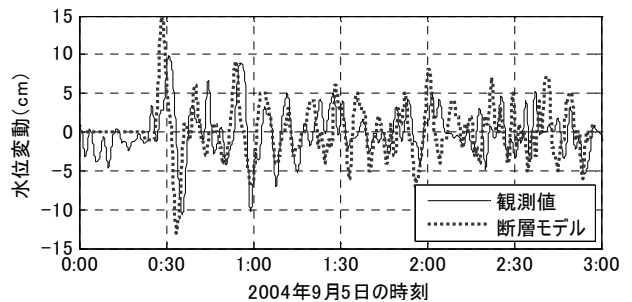


図-20 室戸沖GPSブイで観測した2004年東海道沖地震津波の津波波形と断層パラメータから計算された津波波形

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。

3. 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 ε_1 と ε_2 を定数($\varepsilon_1=\varepsilon_2=0.5$)で与えた。しかし、3. 4でも説明したとおり、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年東南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 ε_1 と ε_2 の組み合わせがどのように異なるか検討した。

図-21は、 ε_1^2 と ε_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。

3. 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ペクト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。

(1) 条件数とディリクレスペクト関数の導出

インバージョン手法は、式(6)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. 2で説明し

たとおり、係数行列($H'H+\varepsilon_1^2D'D+\varepsilon_2^2F'F$)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)。

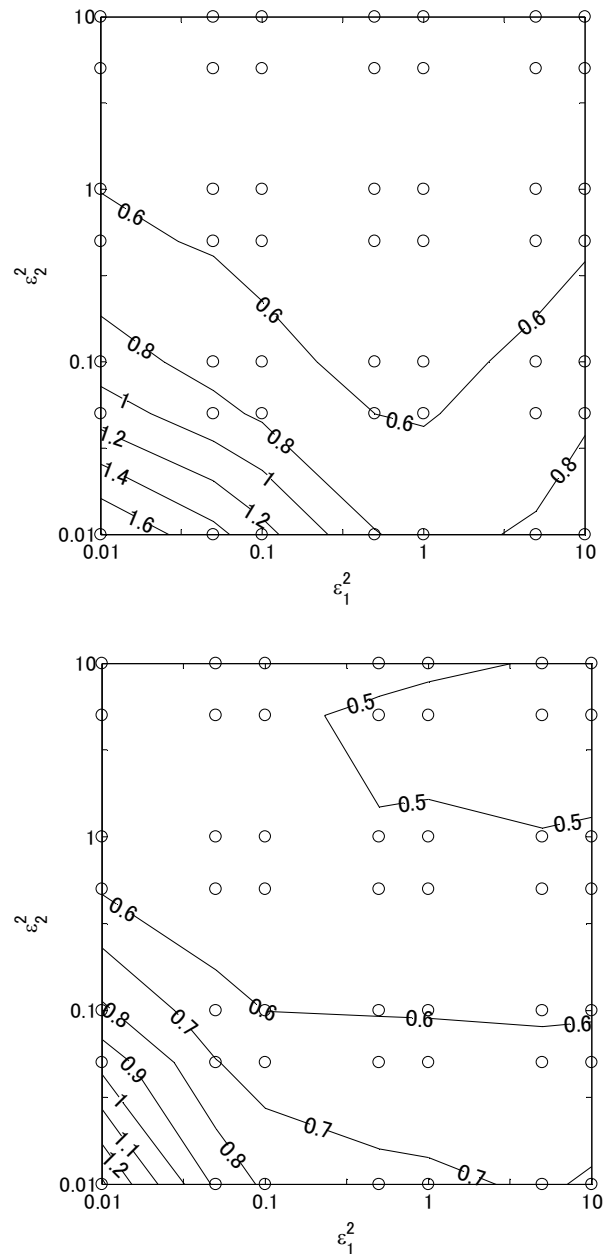


図-21 先験情報の重み付け係数と予測精度の関係, 上段は津波観測時間が地震発生後15分間の場合, 下段は30分間の場合

また、単位波源の初期変動量の真値を N 行の列ベクトル a_r とすれば (N は単位波源の総数)、観測津波波形である式 (1) 中の列ベクトル η は単位津波の線形和を用いて $\eta = Ha_r$ と表されるので、式 (6) は式 (8) へ展開することが可能である。式 (8) から明らかとなっており、行列 $(H'H + \varepsilon_1^2 D'D + \varepsilon_2^2 F'F)^{-1} H'H$ が単位行列に近ければ、単位波源の初期変動量の真値 a_r と推定値 a の誤差が小さくなる。ディリクレスプレッド関数は、行列 $(H'H + \varepsilon_1^2 D'D + \varepsilon_2^2 F'F)^{-1} H'H$ 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。

$$a = (H'H + \varepsilon_1^2 D'D + \varepsilon_2^2 F'F)^{-1} H'H a_r \quad (8)$$

(2) 条件数とディリクレスプレッド関数の有効性

表-3 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-22 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。

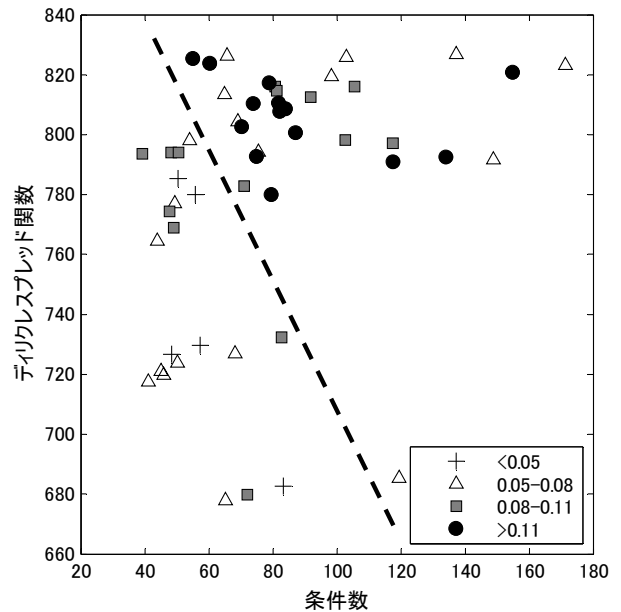


図-22 条件数、ディリクレスプレッド関数、初期水位分布の RMSE の関係

4. おわりに

4.1 結論

本研究で明らかになった事項は、次の 5 点である。

(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) 改良したインバージョン手法の精度検証を行うため、南海トラフ周辺を対象に数値実験を実行した。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。

(3) 単位波源および単位津波の作成に関する要件を整理した。単位波源の 1 辺の長さは 13.5km、単位波源の隆起形態は 3 次元曲面状が妥当である。

(4) 津波観測時間、津波観測点の個数や配置、観測誤差が予測精度に及ぼす影響の感度分析を実施した。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る。また、津波観測時間等の解析条件に応じて、適切な先験情報の重み付け係数を選ぶ必要がある。

(5) 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。

4. 2 今後の課題

次の4点が、本研究の今後の課題として残された。

(1) 先験情報の内容の改良、先験情報の重み付け係数や津波観測時間等の解析条件の最適化により、予測精度のさらなる向上を目指す。

(2) 初期水位分布の推定誤差や沿岸の津波波形の予測誤差が発生する要因を明らかにし、津波予測の結果に対して精度保証を行う。

(3) 計算時間の短いインバージョン手法では、沖合津波観測情報の蓄積に応じて津波予測結果を随時更新することが可能である。津波予測結果の更新方法を検討する。

(4) インバージョン手法は重ね合わせの原理に基づくため、非線形性の卓越する浅い海域の津波や浸水を予測することは難しい。インバージョン手法による沿岸の津波の予測結果から、浅い海域の津波や浸水を予測する手法を開発する。

(2008年5月16日受付)

謝辞

GPS 波浪計に関する情報や室戸沖 GPS ブイが観測した2004年東海道沖地震津波の津波波形のデータは、当研究所海洋・水工学部海象情報研究領域、高知工業高等専門学校教授の寺田幸博氏から提供いただいた。また本研究を遂行するにあたり、科学研究費補助金基盤研究(A)(代表者：加藤照之、課題番号17201038)の補助を受けた。ここに記して、心からの感謝の意を申し上げる。

参考文献

大垣圭一・安間友輔・越村俊一・今村文彦(2006):リアルタイム観測情報を利用した津波予報の段階的修正法, 海岸工学論文集, 第53巻, pp. 216-220
 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
 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・南海地震モデル2) / p. 199 (昭和東南海地震モデル5) / p. 211 (昭和南海地震モデル6)
 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

鈴木進吾・越村俊一・河田恵昭(2006):PCクラスタを用いたリアルタイム津波予測手法の開発とその活用に関する研究, 海岸工学論文集, 第53巻, pp. 1331-1335
 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

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, No. 15, pp. 23-30

永井紀彦・里見茂(2005a):2004年東海道沖地震津波の観測結果, 港湾空港技術研究所資料, No. 1096, 22 p.
 永井紀彦・加藤照之・額田恭史・泉裕明・寺田幸博・三井正雄(2005b):沖合・沿岸・オンサイト観測を組み合わせた津波観測網に関する提言, 海洋開発論文集, 第21巻, pp. 61-66

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(オンライン), <http://www.fnet.bosai.go.jp/freesia/event/dreg-j.html>, 参照2008-05-16

間瀬肇・安田誠宏・高山知司(2007):ニューラルネットワークを用いた大阪湾内への来襲津波のリアルタイム津波予測に関する研究, 海岸工学論文集, 第54巻, pp. 201-205

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

安田誠宏・高山知司・川村健太・間瀬肇(2007):沖合観測情報を用いたインバージョン法によるリアルタイム津波予測, 海岸工学論文集, 第54巻, pp. 196-200

Koshimura, S.: Modeling a Tsunami Generated by the Tokaido-Oki Earthquake of Mw 7.3 [04/09/05], <http://www.dri.ne.jp/koshimuras/tokaido04/case0/> (オンライン, Model-0を使用), 参照2008-05-02

Pires, Carlos and Pedro M. A. Miranda(2001): Tsunami Wave Form Inversion by Adjoint Methods, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 106, No. C9, pp. 19773-19796

港湾空港技術研究所報告 第47巻第3号

2008.9

編集兼発行人 独立行政法人港湾空港技術研究所

発行所 独立行政法人港湾空港技術研究所
横須賀市長瀬3丁目1番1号
TEL. 046(844)5040 URL. <http://www.pari.go.jp/>

印刷所 昭和情報プロセス株式会社

Copyright © (2008) by PARI

All rights reserved. No part of this book must be reproduced by any means without the written permission of the President of PARI.

この資料は、港湾空港技術研究所理事長の承認を得て刊行したものである。したがって、本報告書の全部または一部の転載、複写は港湾空港技術研究所理事長の文書による承認を得ずしてこれを行ってはならない。

CONTENTS

Characteristics of Long-term Shoreline Change and the Effects of the Offshore Wave, the Energy Flux and Longshore Current Velocity on the Shoreline Change Rate	Takayuki SUZUKI, Yoshiaki KURIYAMA 3
A New Method for the Estimation of Eelgrass-Growth Rate	Shinya HOSOKAWA, Tetsunori INOUE, Ryoji NAITO, Yoshiyuki NAKAMURA31
Real-time Tsunami Prediction Based on Inversion Method Utilizing Epicenter	Daisuke TATSUMI, Takashi TOMITA55