

沖合観測情報を用いた逆解析手法によるリアルタイム津波予測

安田誠宏・高山知司・川村健太*・国田 淳**

* (株)リンクアンドモチベーション

** 国土交通省近畿地方整備局神戸港湾空港技術調査事務所

要 旨

本研究は、沖合観測情報を用いた逆解析手法によるリアルタイム津波予測を提案し、予測精度向上と実用化を目指した最適条件について検討したものである。沖合で観測される津波水位の時系列変動を用いて逆解析を実施し、分割小領域毎の水位変動量を求め、波源域の初期水位変動量と沿岸へ到達する津波波形の推定を試みた。東南海・南海地震を対象に、大阪湾内における到達波形と予測波形を比較したところ、精度の良い結果が得られた。観測時間が長くなれば、再現精度が上がるがわかった。観測点を増やし最適配置をすれば必要観測時間を短縮でき、大阪湾内だけでなく、和歌山下津港にも本手法を適用できることを示した。

キーワード: 津波, リアルタイム予測, 沖合観測情報, 逆解析, 分割小領域, 東南海・南海地震

1. はじめに

海底地震の場合には津波も同時に発生し、揺れによる被害に加えて津波被害も生じるため、被害はさらに拡大する。巨大津波を引き起こす危険がある東南海・南海地震は、概ね 100~150 年間隔で発生しており、今世紀前半での発生が懸念されている。巨大津波は、数百年程度の時間スケールで繰り返し発生する現象であり、人間社会にとっては極めて稀な現象であるといえる。このような稀な巨大災害に対しては、ハード整備で 100%の防災を目指すことは極めて困難であり、ソフト対策による減災対策も考える必要がある。ソフト減災対策を行う上で、地震発生後、即座にかつリアルタイムに津波予測を行い、予測結果に基づいて避難勧告を行うなどの対策を行うことが重要である。

地震発生時の津波を推定しようとする、現状では地震情報(地震の揺れ)から津波予測を行うこととなる。しかしこの場合、地震の揺れと津波の発生状況は異なるため、津波予報の空振り(実際には津波が発生しなかった)や津波地震の見逃しが発生することが懸念される。2006 年 7 月に発生した西ジャワ地震は、揺れによる被害がない津波地震であったため、津波予測が遅れたという報告もある。このような課題を解決するため、本研究では、GPS 津波計等による沖合における津波観測データを活用して、沿岸に

ことを目的としている。本論文では、沖合観測情報を用いた逆解析手法によるリアルタイム津波予測を提案し、予測精度向上と実用化を目指した最適条件を検討する。

2. 計算方法

まず、Fig.1 に示すように波源域を小領域に分割(格子サイズ 27km)し、各小領域位置における水位が単位変動した場合の津波シミュレーション(断層を変動させて計算を行うのではない)を事前に実施する。それぞれの小領域の水位変動に対する水位の応答関数を、沖合観測点および沿岸の対象地点について求めておく。沖合観測点としては室戸沖と潮岬沖の 2 地点を想定し、沿岸の対象地点は神戸

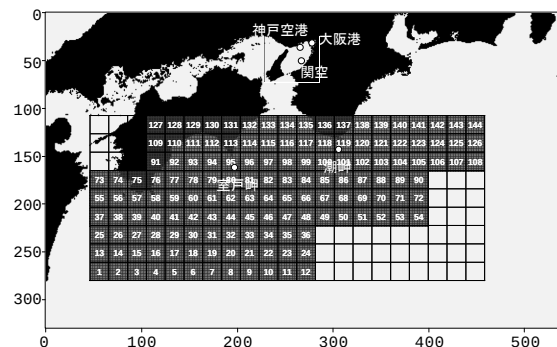


Fig.1 Segmented small unit areas

空港、大阪港、関西空港の3地点とした。津波の非線形性が生じない沖合では、次式に示すように、これらの小領域の津波計算結果 η_{Ki} を線形的に重ね合わせることで、津波高を算出することが可能となる。津波シミュレーションには後藤ら(1993)によるモデルを用いた。

$$\eta_K = \sum_i a_i \eta_{Ki} \quad (2.1)$$

ここに、 η_K : K点での津波高、 η_{Ki} : 小領域*i*で水位が単位変動した場合の観測点Kでの津波高、 a_i : 水位変動量である。

観測点Kにおいて時系列的に津波が観測された場合、その津波高を再現できるように水位変動量 a_i を求めることにより、波源域の初期水位平面分布を推定することができる。すなわち、逆解析手法を用いて解くことによって、小領域毎の水位変動量を決定することができる。水位変動量は最小二乗法により次式から求められる。

$$E = \sum_n \sum_K \left\{ \eta_{obsK}(n) - \sum_i a_i \eta_{Ki}(n) \right\}^2 \quad (2.2)$$

ここで、K: 観測点番号、n: 観測時刻番号、i: 小領域番号である。式(2.2)の誤差Eを最小にする a_i を求めるために、次式の連立方程式を解く。

$$\frac{\partial E}{\partial a_j} = 2 \left\{ - \sum_n \sum_K \eta_{Ki}(n) \eta_{obsK}(n) + \sum_i a_i \sum_n \sum_K \eta_{Ki}(n) \eta_{Ki}(n) \right\} = 0 \quad (2.3)$$

式(2.3)は次式のように書き直すことができる。

$$\sum_i a_i \sum_n \sum_K \eta_{Ki}(n) \eta_{Ki}(n) = \sum_n \sum_K \eta_{Ki}(n) \eta_{obsK}(n) \quad (2.4)$$

式(2.4)をマトリックスで表すと、次式ようになる。

$$\begin{bmatrix} A_{ij} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} a_i \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} B_i \end{bmatrix} \quad (2.5)$$

$$A_{ij} = \sum_n \sum_K \eta_{Ki}(n) \eta_{Kj}(n), \quad B_i = \sum_n \sum_K \eta_{Ki}(n) \eta_{obsK}(n)$$

式(2.5)をガウス・ザイデル法を用いて解くことにした。ガウス・ザイデル法とは連立方程式の解を求める方法であり、計算後のxを計算前のxへ代入して反復することで解を求める方法である。誤差 $E < 10^{-3}$ とし、収束に必要な値としては、2000回程度である。

水位変動量 a_i を求めることで、津波波源の規模や範囲を推定することができる。また、求められた各小領域の水位

変動量を、小領域に対する任意対象地点における水位変動の応答関数に乗じることで、瞬時に到達津波波形を予測できるようにしている。観測データを入力してから、予測結果を得るまでに必要な時間は1分以内である。

3. 仮想波源モデルによる予測精度の検証

対象領域の中央部に Fig.2 のような仮想波源を設定した場合について、波源域の推定を試みた。仮想波源モデルは、中央の格子での水位変動量が3mで、その周囲が2m、さらにその周囲が1mとなるような分布である。

まず、室戸沖および潮岬沖のGPS波浪計の想定設置点における津波水位の時系列変動を、津波シミュレーションにより求めた。次に、求めた津波水位の時系列変動からガウス・ザイデル法を用いて逆解析を実施し、波源域を推定できるかどうかについて検討を行った。当初は、個々の観測点ごとに誤差が最小になるような方法も検討したが、この方法では観測点以外には対応させることができなかったため、2点の観測データを同時に用いて、両方との誤差を小さくするような方法を採用することにした。

推定の結果、Fig.3 および 4 のような津波の初期水位平面分布の推定結果が得られた。それぞれ、Fig.3 は津波が観測点に到達してから15分間の観測データを用いて推定した結果、Fig.4 は30分間のデータを用いて推定した結果である。推定小領域が両観測点を中心に同心円のように分布する傾向が出ている。これは、個々の小領域における水位変動の応答関数の影響だけでなく、津波の伝播速度に応じた到達時間による影響が大きく現れたためと考えられる。15分間のものより30分間のものの方が、初期波源の中心に向かって水位が高くなっており、予測精度が高い。

Fig.5 および 6 は、観測波形と逆解析によって求めた到達波高の時系列を比較したものである。Fig.5 は津波が観測点に到達してから15分間の観測データを用いて推定した結果、Fig.6 は30分間のデータを用いて推定した結果である。両観測点とも用いたデータの時間内では完全に一致している。それ以降をみると、15分間のものは波形が大きく乱れて変動している。これは、初期波源の推定精度が低

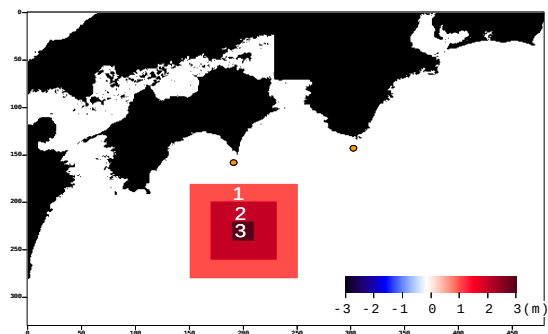


Fig. 2 Initial tsunami displacement of the test case

いたためである。一方、30 分間のものは用いたデータ期間以降も、観測結果との対応は比較的良好い。

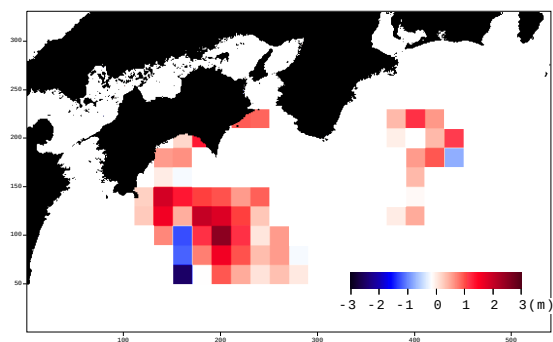


Fig.3 Inverse analyzed initial tsunami displacement of the test case by 15min. observation data

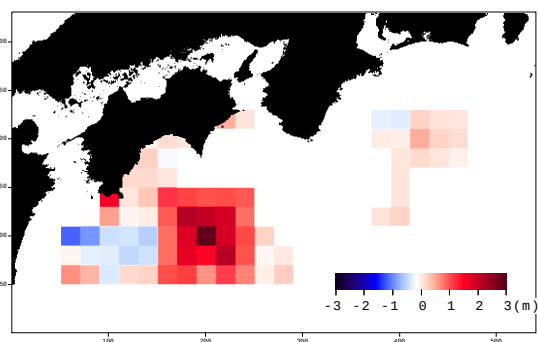


Fig.4 Inverse analyzed initial tsunami displacement of the test case by 30min. observation data

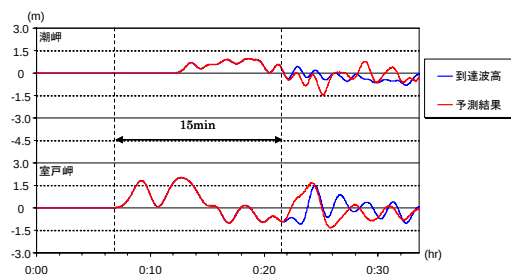


Fig.5 Comparison between observed tsunami profile and inverse analyzed one at the observation points by 15min. data

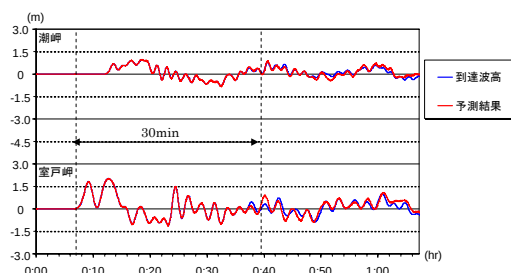


Fig.6 Comparison between observed tsunami profile and inverse analyzed one at the observation points by 30min. data

4. 南海地震津波の予測

4.1 波源域の推定結果

次に、南海地震モデルによる津波波源域の再現を試み、その精度を検証した。Fig.7 のような相田(1981)による安政南海地震モデルについて逆解析を行い、津波の初期水位平面分布と沿岸への到達津波波形の推定を試みた。前節のモデル波源の場合と同様に、室戸沖および潮岬の GPS 波浪計の想定設置点における到達津波波形を津波シミュレーションにより求め、ガウス・ザイデル法を用いて逆解析を実施した。

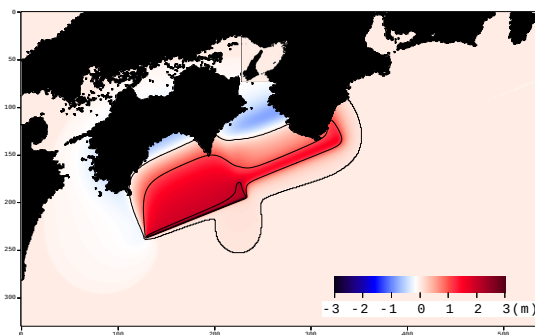


Fig.7 Initial tsunami displacement of the Nankai Earthquake model by Aida(1981)

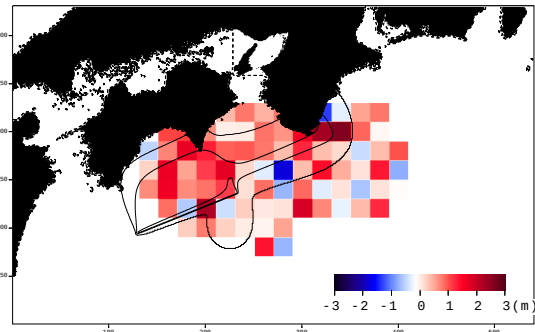


Fig.8 Inverse analyzed initial tsunami displacement of the Nankai Earthquake by 15min. observation data

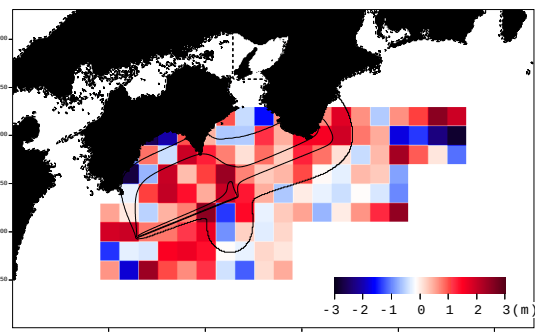


Fig.9 Inverse analyzed initial tsunami displacement of the Nankai Earthquake by 30min. observation data

逆解析の結果、Fig.8 および 9 のような津波の初期水位平面分布の推定結果が得られた。それぞれ、Fig.8 は津波が観測点に到達してから 15 分間の観測データを用いて推定した結果、Fig.9 は 30 分間のデータを用いて推定した結果である。用いた観測データの長さによって、到達する津波の波源域の範囲が限定され、その範囲内でしか水位変動を推定できない。このような場合には、ある程度まで範囲が拡大することを想定して、波源域の推定を行う必要がある。30 分間の観測データを用いれば、波源域の範囲を問題なく推定できることがわかった。津波の観測は継続して続けられているため、最初の 30 分間で沿岸部における 30 分間の津波を推定するだけでなく、さらに 30 分間観測した津波データも加えて、沿岸部の 1 時間分を予測するといったように、津波が治まるまで継続して予測できる。

Fig.10 および 11 は、観測波形と逆解析によって求めた到達波形を比較したものである。それぞれ、Fig.10 は津波が観測点に到達してから 15 分間の観測データを用いて推定した結果、Fig.11 は 30 分間のデータを用いて推定した結果である。

いずれの図についても、用いた観測期間においては、室戸岬沖、潮岬沖ともに、予測結果は観測値と完全に一致しており、-2m を超える大きな水位変動もしっかりと再現できている。これにより、逆解析法の精度は検証できたといえる。15 分間の観測データを用いた場合には、観測点到達から 15 分間の波形の再現は良かったが、それ以降で予測

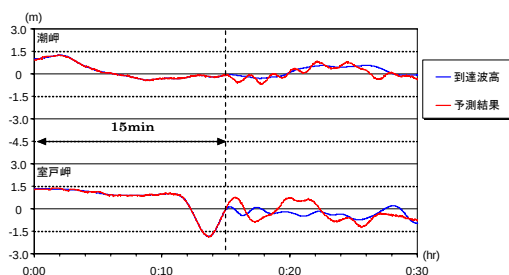


Fig.10 Comparison between observed tsunami profile of the Nankai Earthquake and inverse analyzed one at the observation points by 15min. data

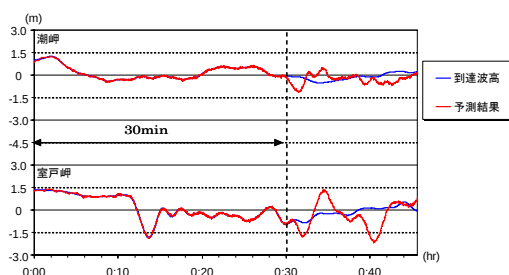


Fig.11 Comparison between observed tsunami profile of the Nankai Earthquake and inverse analyzed one at the observation points by 30min. data

結果が大きく振動している。これは、Fig.8 に示した初期波源域の範囲の推定が不十分であるためと考えられる。一方で、30 分間の観測データを用いた場合は、Fig.10 の初期波形の推定範囲と変動量の推定が比較的良いため、30 分間以降の波形の再現もそれほど悪くはない。観測時間をさらに延長して、観測波形と逆解析によって求めた到達波高の時系列を比較した結果、約 1 時間までは精度良く推定できた。それ以降の観測データには、陸からの反射波の影響などが入ってしまうために、精度が落ちるものと考えられる。

4.2 大阪湾内における津波水位の推定結果

南海地震モデルを用いた津波波源域の推定結果を用いて、大阪湾内（神戸空港、大阪港、関西空港）での津波水位の時系列変動を求めた。Fig.12~14 は南海地震モデルを用いた場合の到達波形と津波波源推定結果より求めた場合の予測結果の時系列を比較したものである。それぞれ、Fig.12 は 15 分間、Fig.13 は 30 分間、Fig.14 は 1 時間の観測データを用いて推定した結果である。

Fig.12 の 15 分間の観測データを用いた場合には、移動平均的には実際に到達する波形に近いが、短周期変動が現れており、再現精度が良いとは言えない。用いたデータ期間の変動開始から 15 分間についても、波形は一致していない。これらは、Fig.8 の初期波源域の再現が不十分であったことと、Fig.10 の 15 分以降の波形にみられた短周期変動による影響と考えられる。

一方、Fig.13 の 30 分間の観測データを用いた場合には、位相の遅れが若干みられるが、波形の再現精度は 15 分間の結果に比べて、かなり良くなっている。位相が遅れるのは、Fig.7 の地震断層モデルによる初期平面分布にみられるような、紀伊水道から友ヶ島水道にかけての負の水位変動を、今回の波源域推定法では考慮できていないことが原因と考えられる。関空での推定結果に短周期変動が現れているが、30 分間のデータを用いただけにも関わらず、いずれの点でも津波到達から約 2 時間後までの水位変動を概ね再現できている。

Fig.14 の 1 時間の観測データを用いた場合には、再現精度はさらに上がり、関空での推定結果にみられた短周期変動もかなり小さくなる。また、津波到達時の位相の遅れもほとんどなくなり、波形の一致はさらに良くなる。いずれの点においても、津波到達から約 2 時間後までは波形の再現ができています。

このように、観測データの取得期間が長くなるにつれて、予測結果を精度の高いものに更新できる。一方で、到達時間の予測に要する時間は短ければ短いほど良いため、参照する観測データの取得期間を、精度を確保しつつ、どの程度まで短縮できるかが課題である。

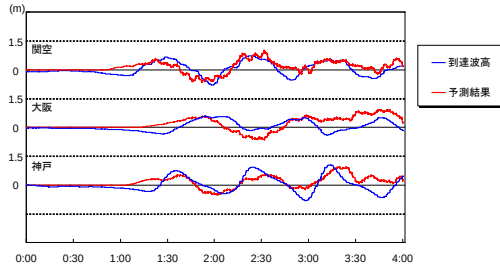


Fig.12 Comparison between observed tsunami profile of the Nankai Earthquake and inverse analyzed one in the Osaka Bay by 15min. data

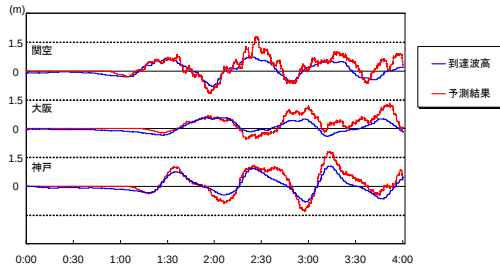


Fig.13 Comparison between observed tsunami profile of the Nankai Earthquake and inverse analyzed one in the Osaka Bay by 30min. data

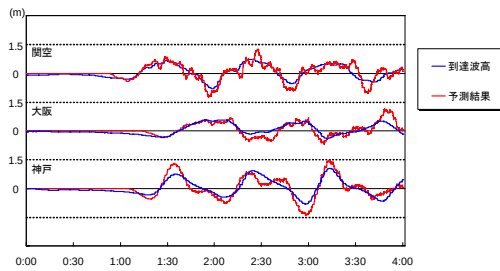


Fig.14 Comparison between observed tsunami profile of the Nankai Earthquake and inverse analyzed one in the Osaka Bay by 1 hour data

5. リアルタイム津波予測の実用化に向けて

これまでにリアルタイム津波予測法を提案し、南海地震モデルの再現を試みたが、実用化に向けては、精度の向上や必要観測時間の短縮など課題も明らかになった。本章では、2. で提案した手法を改良し、予測精度向上と実用化を目指した最適なリアルタイム津波予測手法を提案する。実用化に向けての改良方法として、南海地震モデルを対象に、5.1 では小領域間の相関を考慮する方法、5.2 では小領域の格子間隔を拡大する方法、5.3 では観測点を追加して3点にする方法を検討する。南海地震モデルである程度の再現性が確認されたことを受けて、5.4 では実際の対策に用

いられ始めている中央防災会議の東南海・南海地震同時発生モデルに対応させるために、波源域の推定範囲を拡大した検証を行う。5.5 では、これらの検討結果から精度向上の要件を取りまとめて適用し、観測時間を短縮化した場合の予測精度を検討し、長時間継続予測の可能性についても調べる。

5.1 小領域間の相関を考慮した逆解析手法

2. で提案した計算手法では、津波の初期水位平面分布の推定において、隣接する小領域の変位関係が好ましくない結果になっていた。本来、初期水位平面分布は滑らかになるはずであり、隣接する小領域の水位変動量はある程度近い値になるべきである。そこで、ある小領域を囲む各小領域における水位変動量平均値を元の水位変動量に加えることで、小領域間における水位変動量の相関を考慮する方法を検討した。

具体的方法としては、ある小領域の周囲に存在する8個の小領域の水位変動量を平均し、重み付けした小領域間の相関に関する係数 a_{oi} を誤差を求める際に加え、最小二乗法を用いて次式から求めた。なお、周囲に8個の小領域が存在しない箇所は、存在しない小領域の水位変動量を0に設定した。

$$E = \sum_n \sum_K \left\{ \eta_{obsK}(n) - \sum_i (a_i + a_{oi}) \eta_{Ki}(n) \right\}^2 \quad (5.1)$$

$$a_{oi} = \frac{1}{8} \beta \sum_{l=1}^8 a_{oil} \quad (5.2)$$

K : 観測点番号, n : 観測時刻番号, i : 小領域番号, β : 相関影響関数である。式(5.1)の誤差 E を最小にする a_i を求めるために、次式の連立方程式を解く。

$$\frac{\partial E}{\partial a_j} = 2 \left\{ - \sum_n \sum_K \eta_{Kj}(n) \eta_{obsK}(n) + \sum_i (a_i + a_{oi}) \sum_n \sum_K \eta_{Ki}(n) \eta_{Kj}(n) \right\} = 0 \quad (5.3)$$

式(5.3)は次式のように書き直すことができる。

$$\sum_i a_i \sum_n \sum_K \eta_{Ki}(n) \eta_{Kj}(n) = \sum_n \sum_K \eta_{Kj}(n) \left\{ \eta_{obsK}(n) - \sum_i a_{oi} \eta_{Ki}(n) \right\} \quad (5.4)$$

式(5.4)をマトリックスで表すと、次式のようになる。

$$\begin{bmatrix} A_{ij} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} a_i \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} B_i \end{bmatrix} \quad (5.5)$$

$$A_{ij} = \sum_n \sum_K \eta_{Ki}(n) \eta_{Kj}(n), \quad B_i = \sum_n \sum_K \eta_{Ki}(n) \left\{ \eta_{obsK}(n) - \sum_i a_{oi} \eta_{Ki}(n) \right\}$$

一回目の反復計算では式(5.5)で $a_{oi}=0$ とし、 a_i を求める。次に $a_{oi}=a_i$ とし、式(5.2)より a_{oi} を決定する。そしてこれを式(5.5)に代入し a_i を求め、 a_i+a_{oi} を水位変動量とする。そして再び $a_{oi}=a_i+a_{oi}$ とし、式(5.2)より a_{oi} を決定する。そしてこれを式(5.5)に代入し a_i を求め、 a_i+a_{oi} を水位変動量とする。

この計算過程を何回か繰り返すことで、小領域間の相関を考慮した水位変動量を求めることができる。観測データを入手してから予測結果を得るまでに必要な時間は、相関を考慮しなかった場合は1分以内であったが、相関の繰り返し計算に余分に時間を要するため2〜3分掛かるようになった。なお、本研究では $\beta=1$ とし、繰り返し回数は8回に設定した。

Fig.15 は相田(1981)の安政南海地震モデルによる津波の初期水位平面分布であり、Fig.16 は小領域間の相関を考慮した場合の推定結果である。津波が観測点に到達してから30分間の観測データを元に推定した。一回目の反復計算で、小領域の水位変動量に最大で約0.2の変化がみられたが、その後はほとんど変化しなかった。小領域間の水位の相関は若干改善されてはいるが、依然として好ましくない所がみられる。今回提案した方法は、ある小領域の周囲の小領域の水位変動量の平均値を元の水位変動量に加える方法であり、その平均値が数値としてあまり大きくならないこ

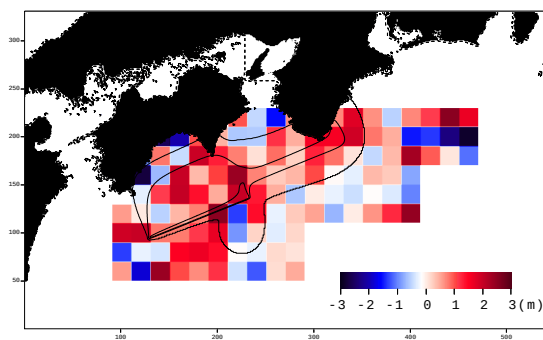


Fig.15 Inverse analyzed initial tsunami displacement of the Nankai Earthquake by 30min. observation data and considering the correlation of unit areas

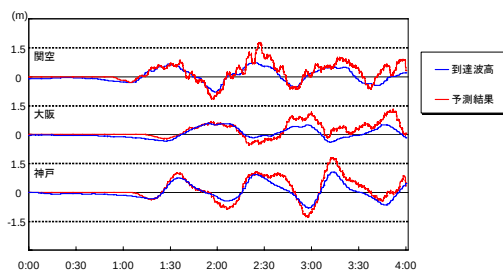


Fig.16 Comparison between observed tsunami profile and inverse analyzed one in the Osaka Bay by 30min. data and considering the correlation of unit areas

とが原因と考えられる。

相関を考慮したことで、初期水位面分布に若干の改善はみられたが、反復計算により計算時間が1〜2分増加した。短時間の増加ではあるが、リアルタイム予測においては解析に要する時間は短ければ短い方がよく、精度向上の割合に比して有利な方法とはいえない。そこで、以下の解析ではこの相関方法を用いないこととした。

5.2 分割小領域のサイズ

分割小領域の格子サイズを大きくして、全体の変動傾向が捉えられないかを調べるため、小領域の格子サイズを $27\text{km} \times 27\text{km}$ から $81\text{km} \times 81\text{km}$ に拡大して格子の数を大幅に減らし、予測精度の違いを検証した。拡大小領域モデルはFig.17に示す16個である。

解析の結果、Fig.18のような波源域の推定結果が得られた。Fig.19は、南海地震モデルを用いた場合の大阪湾内の到達波形と予測波形を比較したものである。Fig.7の相田(1981)の安政南海地震モデルを対象に、30分間の観測データを用いて推定した。

Fig.18の予測結果では、紀伊水道での初期水位変動が正の値となっており、安政相田モデルによる紀伊水道での初期水位変動が負の値となることと食い違っている。また、Fig.19では1波目に乖離が見られ、位相、振幅にもずれが見られる。以上より、分割領域の格子サイズが大きいと、波源域を精度良く予測することは困難であることがわかった。

5.3 沖合観測点の最適配置

本研究では、なるべく少ない沖合観測点を用いてリアルタイム津波予測を行うことを目指しているが、精度向上のために新たな観測点を設置することも有用な手段の一つである。その際、観測点をどこに配置すれば精度の良い予測結果が得られるのか、つまり観測点の最適配置について検討する。

これまでの検討地点である室戸沖、潮岬沖に加えて新たに設置する観測点は、Fig.20に●で示した7地点のうちの1点とした。3地点での誤差が最小になるよう、同様にインバージョン解析を実施して、初期水位変動量を求めた。なお、Fig.7の安政相田モデルを対象とし、30分間の観測データを用いて推定した。

足摺沖に追加設置した場合の初期水位平面分布、大阪湾内での到達波形と予測結果の時系列を比較した結果をFig.21および22に示す。足摺岬に追加設置した場合、2地点では2:30以降に過大予測していたのがやや改善されており、誤差も小さくなっているが、精度はあまり向上しなかった。図示していないが、四万十沖、奈半利沖のように、土佐湾沖に新たに観測点を設置した場合には、位相に乖離が見られ、逆に精度が悪化する結果となった。初期水位平

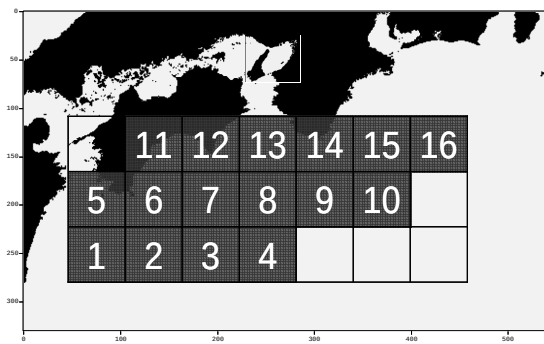


Fig.17 Segmented mid-scale unit areas

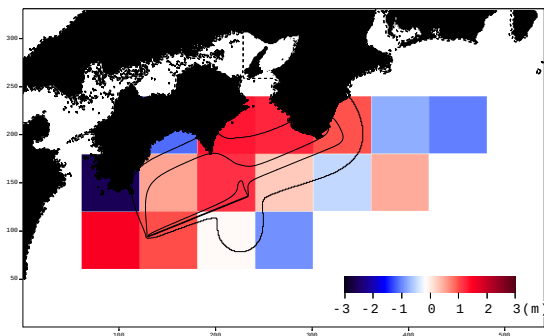


Fig.18 Inverse analyzed initial tsunami displacement of the Nankai Earthquake by 30min. observation data and mid-scale unit areas

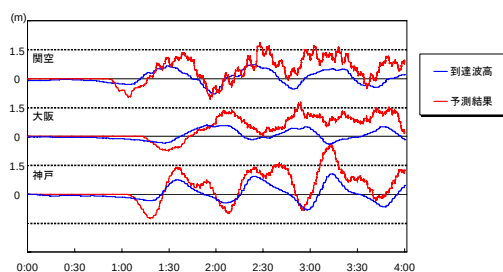


Fig.19 Comparison between observed tsunami profile and inverse analyzed one in the Osaka Bay by 30min. data and mid-scale unit areas

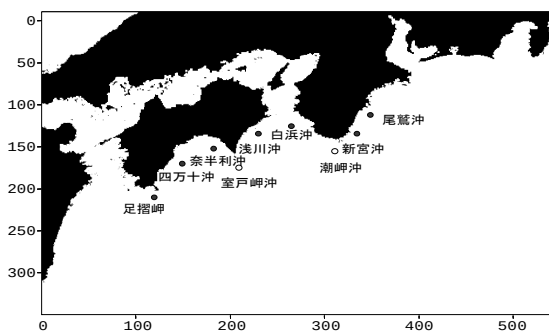


Fig.20 Location of the additional observation points

面分布の推定においても、紀伊水道内での水位変動がプラスになり、逆の結果になった。

浅川沖に追加設置した場合の初期水位平面分布、大阪湾内の到達波形と予測結果の時系列を比較した結果を Fig.23 および 24 に示す。関西空港でみられた短周期変動が減少し、予測値とのずれも小さくなった。浅川沖や白浜沖のように、紀伊水道付近に新たに観測点を設置した場合、大阪湾内の津波予測だけでなく、初期水位平面分布の予測においても精度は向上し、紀伊水道内でのマイナスの水位変動を再現できた。浅川沖と白浜沖を比較すると、浅川沖の方がより良い結果が得られた。

尾鷲沖に追加設置した場合の初期水位平面分布、大阪湾内の到達波形と予測結果の時系列を比較した結果を Fig.25 および 26 に示す。新宮沖や尾鷲沖のような紀伊半島東部に新たに観測点を設置した場合、四国の南沖に設置した場合と同様に、大阪湾内の津波予測精度はあまり向上しなかった。

以上の検討より、室戸沖と潮岬沖に加えて新たに観測点を設置する場合、大阪湾内の津波予測精度向上のためには、紀伊水道内に新たに観測点を設置することがよいことがわかった。当初、南海地震のような広域な初期水位平面分布を予測するためには、観測点を分散させる方がよいと予測していたが、紀伊水道内に設置する方が、予測精度向上

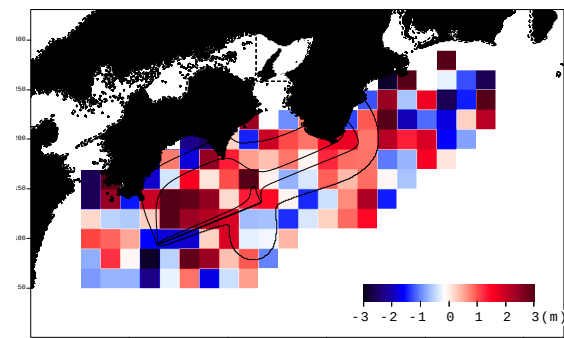


Fig.21 Inverse analyzed initial tsunami displacement of the Nankai Earthquake by 30min. observation data at Murotomisaki, Shionomisaki and Ashizurimisaki

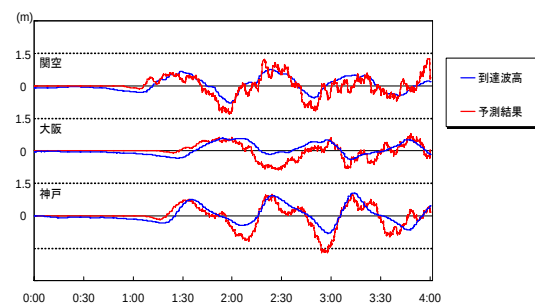


Fig.22 Comparison between observed tsunami profile and inverse analyzed one in the Osaka Bay by 30min. data at Murotomisaki, Shionomisaki and Ashizurimisaki

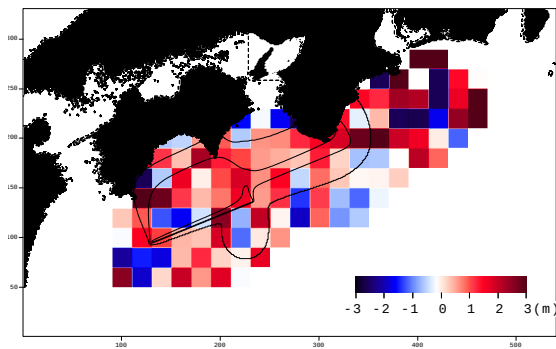


Fig.23 Inverse analyzed initial tsunami displacement of the Nankai Earthquake by 30min. observation data at Murotomisaki, Shionomisaki and Asakawa

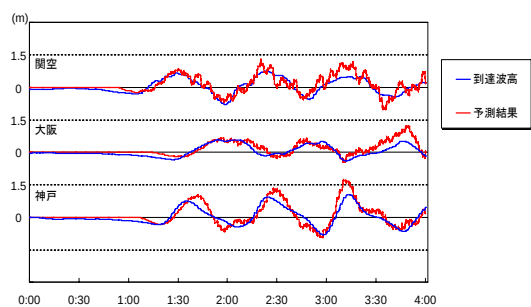


Fig.24 Comparison between observed tsunami profile and inverse analyzed one in the Osaka Bay by 30min. data at Murotomisaki, Shionomisaki and Asakawa

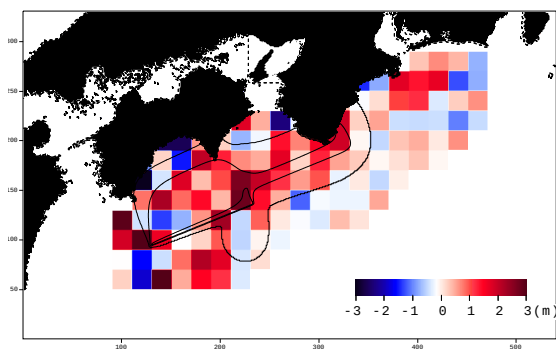


Fig.25 Inverse analyzed initial tsunami displacement of the Nankai Earthquake by 30min. observation data at Murotomisaki, Shionomisaki and Owase

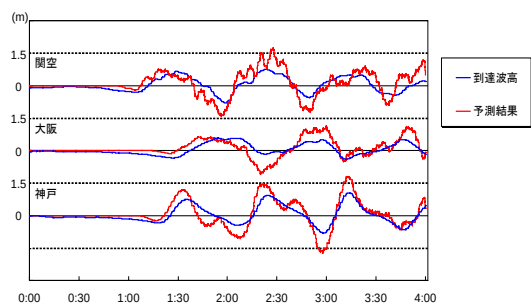


Fig.26 Comparison between observed tsunami profile and inverse analyzed one in the Osaka Bay by 30min. data at Murotomisaki, Shionomisaki and Owase

につながる事が明らかになった。今回、想定した7点の新たな観測点の中では、浅川沖を追加することが最も有用であることがわかった。

5.4 推定領域の範囲

これまでは、比較的単純な南海地震モデルで検討し、予測精度の向上を図り、ある程度の再現性を確認することができた。一方で、和歌山県などの太平洋沿岸の各自治体においては、Fig.27 に示す中央防災会議(2002)の東南海・南海地震同時発生モデルが、津波外力として対策に用いられている。本手法の実用化を考えた場合には、中防モデルに

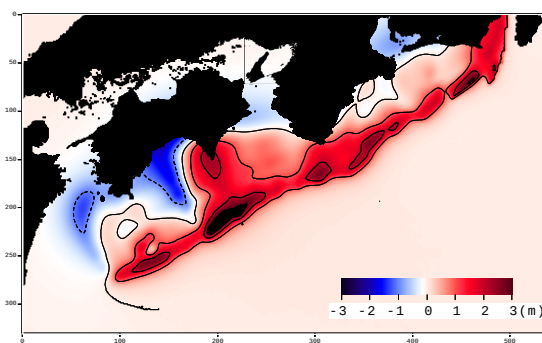


Fig.27 Initial tsunami displacement of the Tonankai and Nankai Earthquake model by the Cabinet Office, Government of Japan (2002)

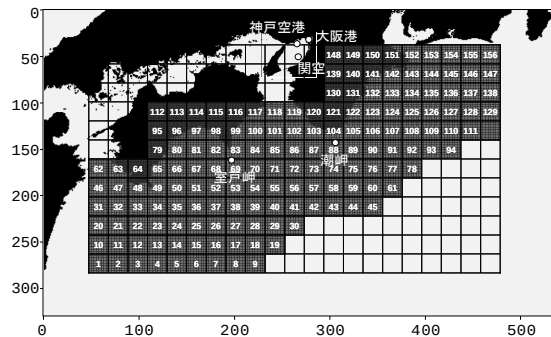


Fig.28 Revised segmented small unit areas

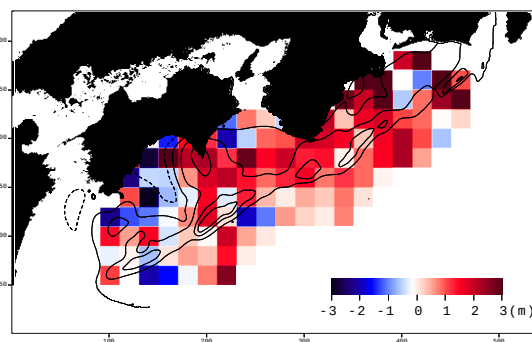


Fig.29 Inverse analyzed initial tsunami displacement of the Tonankai and Nankai Earthquake by 30min. observation data and revised small unit areas

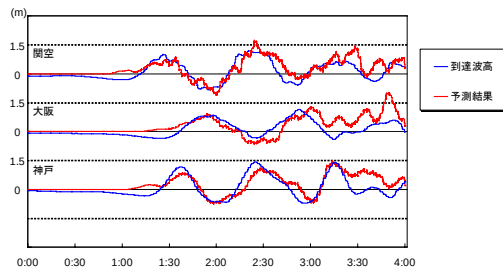


Fig.30 Comparison between observed tsunami profile of the Tonankai and Nankai Earthquake Tsunami and inverse analyzed one in the Osaka Bay by 30min. data with revised small unit areas

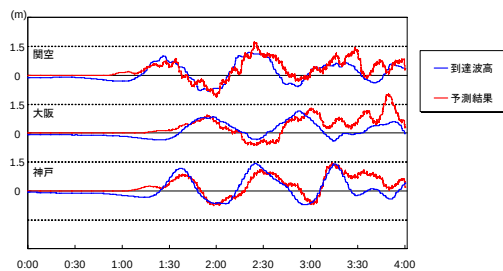


Fig.31 Comparison between observed tsunami profile of the Nankai Earthquake Tsunami and inverse analyzed one in the Osaka Bay by 30min. data with revised small unit areas

よる検証も必要と考え、波源域の推定範囲を Fig.1 から Fig.28 のように拡大し、156 個の小領域に分割した。沖合観測点は室戸沖と潮岬沖の 2 地点で、30 分間の観測データを元に推定した。

逆解析の結果、Fig.29 のような初期水位平面分布の推定結果が得られた。この図をみると、室戸岬付近での正の水位変動や、足摺岬から土佐湾にかけての負の水位変動がある程度再現しており、初期水位平面分布の傾向は推定できている。

Fig.30 は、推定範囲を拡大した場合の大阪湾内の到達波形と予測結果の時系列を比較したものである。神戸港、大阪港、関西空港の 3 点とも、時系列変動をかなり精度良く再現できている。特に、1 波目の再現精度は高い。関西空港での推定結果には短周期変動が現れていて、2 波目以降は若干再現精度が低下するが、30 分間の観測データを用いただけにも関わらず、いずれの点でも津波到達から約 3 時間後までの水位変動を再現できている。

また、推定範囲を拡大した小領域モデルを用いて、相田 (1981) モデルによる南海地震津波の予測精度を再検証したところ、Fig.31 に示すように、Fig.13 の 144 個に分割した場合と比べて、大阪湾内の振幅の予測精度がかなり向上した。144 個に分割した場合では、3 時間後以降の再現があまりよくなかったが、対象領域の範囲を拡大したことで、

いずれの点でも津波到達から約 4 時間後までの水位変動を再現できるようになった。

以上より、東南海地震にも対応できるよう波源域を拡大し 156 個の小領域に分割した結果、144 個に分割した場合よりも予測精度は向上した。南海、東南海地震に関係なく、対象領域の範囲を広げた方法が有用であることがわかった。

5.5 リアルタイム津波予測実用化へ向けての検証

リアルタイム津波予測の実用化へ向けての検証として、大阪湾に加え、和歌山県海南市の下津港に到達する津波予測を行った。下津港は地震発生後、約 40 分後に津波が到達する地点であり、地震発生後、即座にリアルタイム津波予測を行って避難勧告を出すなど、早急に対策を行う必要性の高い港である。和歌山県が採用している Fig.27 に示した中央防災会議(2002)による東南海・南海地震モデルを対象に、予測時間の短縮と長期継続予測の可能性についての検討を行った。これまでに得られた成果より、室戸沖、潮岬沖、浅川沖の 3 地点の観測データと、Fig.28 の修正小領域モデルを用いた。

Fig.32 は、室戸沖、潮岬沖、浅川沖の 3 地点における 15 分間の観測データを元に推定した結果である。下津港における第 2 波目までが精度よく予測できている。大阪湾内の予測においても、3 地点を用いたことで、15 分間の観測データによる予測精度が大幅に向上した。

長期継続予測の検証として、1 時間の観測データを用いて推定した対象地点の予測時系列と到達波形とを比較した約 7 時間後までの結果を Fig.33 に示す。7 時間後まで、下津港、大阪湾内ともに、到達津波の傾向を十分に予測す

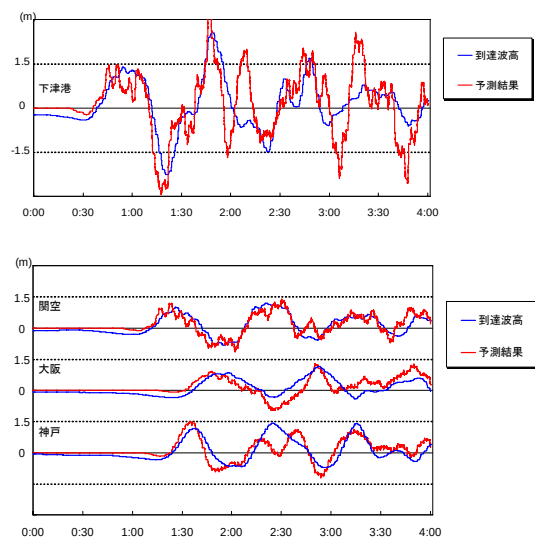


Fig.32 Comparison between observed tsunami profile and inverse analyzed one at the Shimotsu Port, Wakayama and in the Osaka Bay by 15min. data

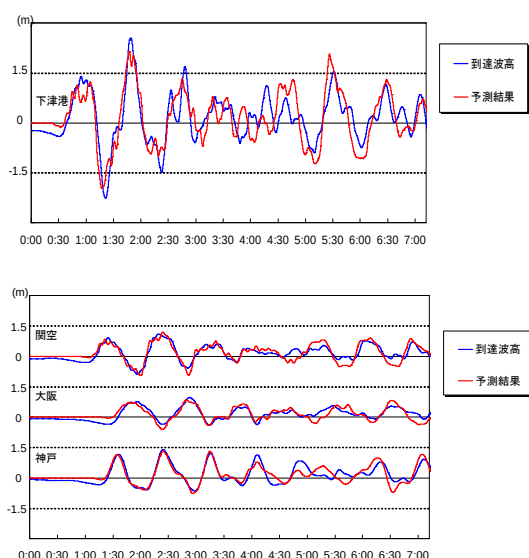


Fig.33 Comparison between observed tsunami profile and inverse analyzed one at the Shimotsu Port, Wakayama and in the Osaka Bay by 1 hour data

ることができた。1時間の観測データを用いれば、警報解除時期の判断材料として用いられることの可能性を確認できた。

6. 結論

本研究で得られた主要な結果を以下にまとめ、結論とする。

- (1) 沖合観測データを用いた逆解析法によるリアルタイム津波予測を提案した。
- (2) 単純な仮想波源を対象とした場合、波源をほぼ特定することができた。また、観測波形と逆解析によって求めた予測到達波高の時系列を比較した結果、室戸岬、潮岬ともに精度の良い結果が得られた。
- (3) 南海地震モデルを対象として、観測波形と逆解析によって求めた到達波高の時系列を比較した結果、室戸岬、潮岬ともに精度の良い結果が得られた。ただし、南海地震のような津波波源域が広域に渡る場合には、ある程度長時間の観測データを用いる必要があることがわかった。
- (4) 大阪湾内の津波水位の時系列変動を求めた結果、初期水位平面分布の推定精度が高いと、湾内の津波も精度良く予測できることがわかった。
- (5) 小領域間の相関を考慮する方法は、反復計算により水位変動量に多少の変化が表れ、関係は若干改善されるが、隣接する小領域の水位が滑らかに接続せず、収束計算時間が掛かる割に、期待したほどの効果は得られなかった。新たな手法の考案が必要である。

- (6) 沖合観測点として室戸沖と潮岬沖に加えて、四国南沖、紀伊水道内、紀伊半島東部沖のいずれかに1点を追加して予測精度を比較したところ、大阪湾内の予測においては観測点を分散させるのではなく、紀伊水道内、特に浅川沖に追加するのがよいことがわかった。
- (7) 小領域の範囲を拡大し、中央防災会議の同時発生モデルで予測精度を検証した結果、初期水位平面分布における室戸岬付近での正の水位変動や足摺岬から土佐湾にかけての負の水位変動を再現できた。また、観測値と逆解析結果は十分に一致することがわかった。
- (8) 観測点2地点では30分間の観測期間が必要であったが、浅川沖を加えた3地点にすることで15分間の予測精度が大きく向上した。また、1時間の観測期間で、和歌山下津港、大阪湾内ともに、約7時間後まで到達津波の傾向を予測でき、警報解除時期の判断材料としての有用性も高いことを確認した。
- (9) 実用化を考慮した最適予測手法は、以下のとおりである。
 - ・小領域同士の相関を考慮しない応答関数を用いるインバージョン解析を行う。
 - ・小領域の格子サイズは27km×27km以下とする。
 - ・小領域モデルの範囲は東南海・南海地震の波源域を含む範囲とする。
 - ・想定沖合観測点が室戸岬、潮岬の2地点ならば、観測時間は地震発生から30分間必要であり、室戸岬、潮岬、浅川の3地点であれば、観測時間を10～15分間まで短縮できる。

参考文献

- 相田 勇(1981)：南海道沖の津波の数値実験，東京大学地震研究所彙報，Vol.56，pp.713-730.
- 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の精度に関する研究，土木学会論文集，No.712，II-60，pp.117-135.
- 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，港研報告，Vol.32，No.2.
- 中央防災会議－東南海、南海地震等に関する専門調査会(2002)：東南海、南海地震に関する報告，平成15年12月。
- 安田誠宏・高山知司・川村健太(2006)：観測データを用いたグリーン関数重ね合わせ法によるリアルタイム津波波源域推定法，海岸工学論文集，第53巻，pp.311-315.

Real-time Tsunami Prediction by Inverse Analysis Method using Offshore Observation Data

Tomohiro YASUDA, Tomotsuka TAKAYAMA, Kenta KAWAMURA* and Atsushi KUNITA**

* Link and Motivation Inc.

** Kobe Research and Engineering Office for Port and Airport, Kinki Regional Development Bureau,
Ministry of Land, Infrastructure and Transport

Synopsis

A Real-time tsunami prediction method by inverse analysis was established and evaluated its applicability in this study. The inverse analysis of the offshore tsunami data estimates the initial displacements of water surface in the segmented tsunami sources. The estimated initial displacements predict tsunami profiles in inshore points of interests. Optimum conditions for the accuracy improvement were also examined aiming at practical use. Tsunami sources were estimated well compared with the initial displacement of tsunami generated by the Tonankai and Nankai Earthquake model. It was also confirmed that the real-time prediction can apply to predict the tsunami at Shimotsu Port in Wakayama Prefecture as well as in Osaka Bay.

Keywords: tsunami, real-time prediction, inverse analysis, segmented tsunami sources, Tonankai and Nankai Earthquake