

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

安田誠宏¹・高山知司²・川村健太³

地震発生時の津波を推定する際、断層情報をいち早く知ることによって津波予測精度の向上を図るために、観測データを用いたリアルタイム津波予測手法を検討した。津波シミュレーションによって求めた室戸沖および潮岬沖（想定設置点）の GPS 波浪計における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、波源域と到達波高の推定を試みた。大阪湾外の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ところ、精度の良い結果が得られた。波源域の推定および大阪湾内の津波高の予測には、観測時間による影響が大きく、観測時間が長くなれば、津波波形の再現精度が上がるがわかった。

1. 緒 論

海底地震の場合には津波も同時に発生し、地震被害に加えて津波被害も生じるため、その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。このように、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する際に、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。このような課題を解決するため、本研究では、実際に観測された津波情報を元に、沿岸に襲撃する津波をリアルタイムに予測する手法を確立することを目的としている。

津波の観測情報を元にしたリアルタイム津波予測法は NOAA (National Oceanic Atmospheric Administration) でも検討されている (Titov, 2005)。本論文では、断層情報をいち早く知ることが津波予測精度の向上につながるものと考え、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を提案し、その有用性を検討する。

2. 計算方法

図-1 に示すように波源域を小領域に分割（格子サイズ 13.5 km）し、それぞれの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）を事前に実施しておく。津波シミュレーションには、後藤ら (1993) による線形長波モデルを用いた。計算格子間隔は外洋で 1,350 m、大阪湾で 450 m であり、計算時間間隔は 2 秒とした。

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。

$$\eta_K = \sum_i a_i \eta_{Ki} \dots \dots \dots (1)$$

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 : 変動量係数である。

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変動量係数 a_i を求めることにより、波源域の初期水位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、

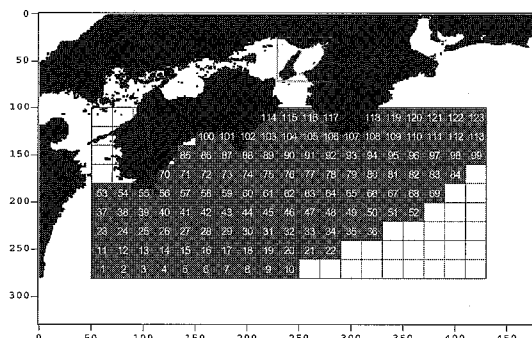


図-1 小領域モデル

1 正 会 員 博(工) 京都大学助手 防災研究所
2 フェロー 工 博 京都大学教授 防災研究所
3 京都大学大学院工学研究科都市環境工学専攻

小領域毎の変動量係数を決定することができる。変動量は最小二乗法により次式から求められる。

$$E = \sum_n \sum_K \{ \eta_{obsK}(n) - \sum_i a_i \eta_{Ki}(n) \}^2 \dots \dots \dots (2)$$

ここで、 K : 観測点番号, n : 想定時間である。式(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ことにする。

$$\frac{\partial E}{\partial a_j} = 2 \left\{ - \sum_n \sum_K \eta_{Kj}(n) \eta_{obsK}(n) + \sum_i a_i \sum_n \sum_K \eta_{Ki}(n) \eta_{Kj}(n) \right\} = 0 \dots \dots \dots (3)$$

式(3)は次式のように書き直すことができる。

$$\sum_i a_i \sum_n \sum_K \eta_{Ki}(n) \eta_{Kj}(n) = \sum_n \sum_K \eta_{Kj}(n) \eta_{obsK}(n) \dots \dots \dots (4)$$

式(4)をマトリックスで表すと、次式ようになる。

$$\left[A_{ij} \right] \left[a_i \right] = \left[B_i \right] \dots \dots \dots (5)$$

$$A_{ij} = \sum_n \sum_K \eta_{Ki}(n) \eta_{Kj}(n)$$

$$B_i = \sum_n \sum_K \eta_{Ki}(n) \eta_{obsK}(n)$$

式(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。計算において、収束判定誤差は $E < 10^{-3}$ とし、収束に必要な反復回数は2,000回程度である。

変動量係数を求めることで、津波波源域の大きさを特定することができる。また、決定した変動量係数を、事前に計算しておいた小領域が単位変動した場合の津波高に乗じることで、沿岸の任意地点における津波高を即座に予測することができる。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実計算時間は10秒程度である。

3. グリーン関数重ね合わせ法の妥当性の検証

本研究で用いたグリーン関数重ね合わせ法が原理的に適用可能かどうかを確認する。1つの小断層(13.5 km×13.5 km)が単位変動(1 m)した場合の波形を(5×5)格子分計算して、それらを線形重ね合わせした波形と、(13.5 km×5) × (13.5 km×5)の断層が1 m変動した場合の観測点での波形の比較を行った。その結果を図-2に示す。いずれの地点においても、両者の波形はほぼ完全に一致し、本手法が原理的に適用可能であることが確認できた。

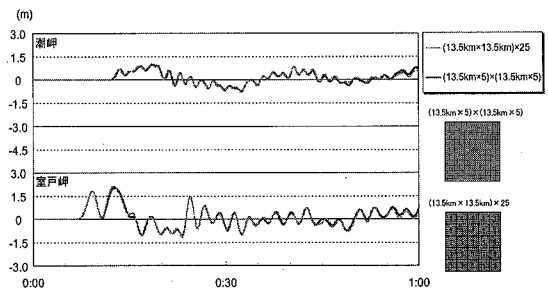


図-2 観測点での津波波形の比較

4. 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図-3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3 mで、その周囲が2 m、さらにその周囲が1 mとなるような分布である。

まず、室戸岬および潮岬沖(想定設置点)のGPS波浪計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を検討したが、この方法ではそれぞれの観測点の予測しかできなかったため、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方法を採用することにした。

推定の結果、図-4および5のような津波波源域の推定結果が得られた。それぞれ、図-4は津波が観測点に到達してから15分間の観測データを元に推定した結果、図-5は30分間の観測データを元に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、個々の小領域のグリーン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

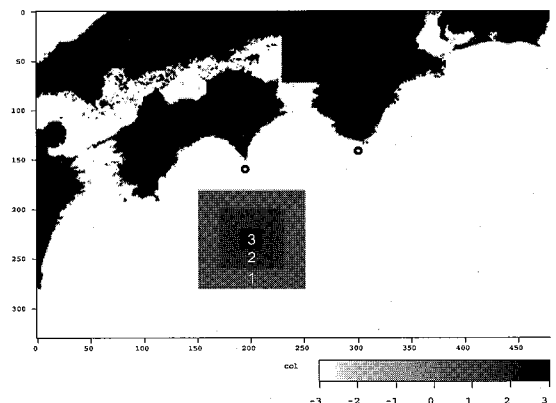


図-3 仮想初期波形

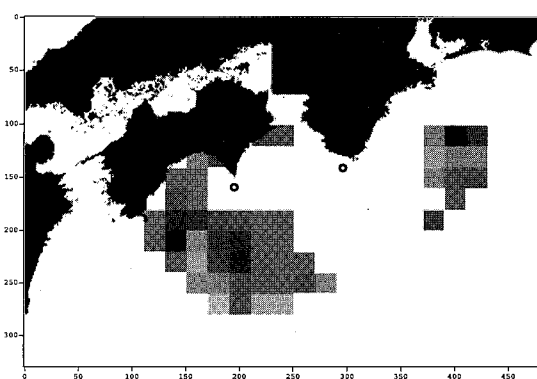


図-4 波源域の推定結果 (15 分間)

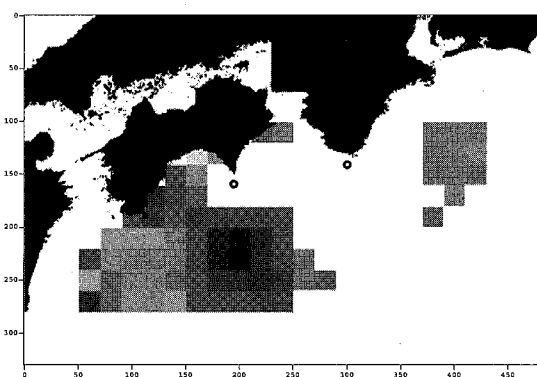


図-5 波源域の推定結果 (30 分間)

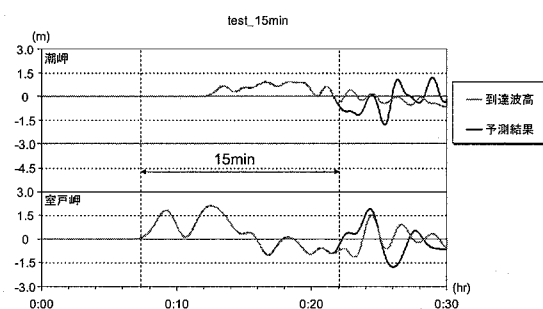


図-6 観測波形と逆解析による推定値との比較 (15 分間)

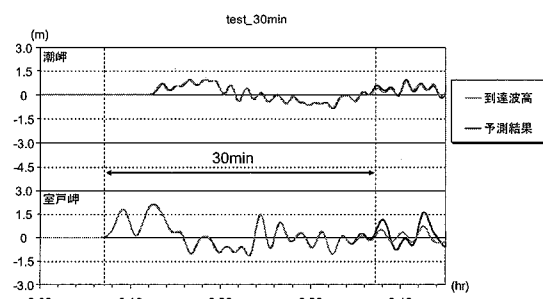


図-7 観測波形と逆解析による推定値との比較 (30 分間)

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、波源域の予測精度は高い。

図-6 および 7 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。図-6 は津波が観測点に到達してから 15 分間の観測データを元に推定した結果、図-7 は 30 分間の観測データを元に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いためである。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。

5. 南海地震津波の予測

(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。図-8 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、津波水位時系列データから波源域の推定を試みた。前節のモデル波源の場合と同様に、室戸沖 GPS 波浪計および潮岬 GPS 波浪計 (想定設置点) における津波水位時系列変動を津波シミュレーションにより求め、求めた津波水位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た。

解析の結果、図-9 および 10 のような波源域の推定結果が得られた。それぞれ、図-9 は津波が観測点に到達してから 15 分間の観測データを元に推定した結果、図-10 は 30 分間の観測データを元に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。また、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、この範囲内でしか波源域を推定できない。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元に推定すれば、波源域の範囲を問題なく推定できることがわかった。しかしながら、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。

図-11 および 12 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。それぞれ、図-11 は津波が観測点に到達してから 15 分間の観測データを元に推定した結果、図-12 は 30 分間の観測データを元に推定した結果である。両結果ともに、実際には初期変動で水位が変動するが、再現計算では徐々に上昇

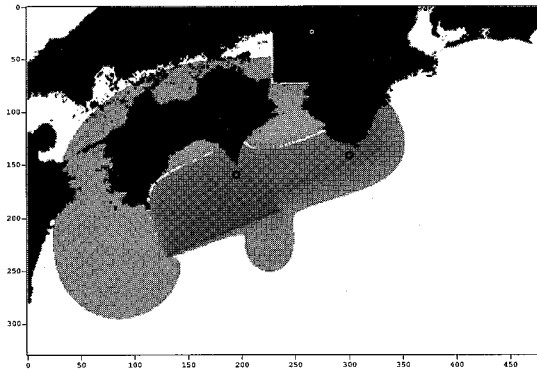


図-8 安政南海地震モデル（相田，1981）による津波の初期平面分布

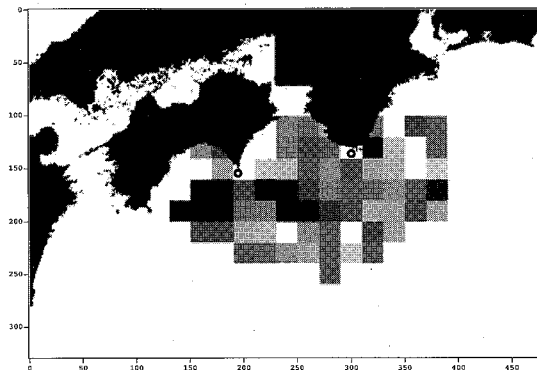


図-9 南海地震による津波波源域の推定結果（15分間）

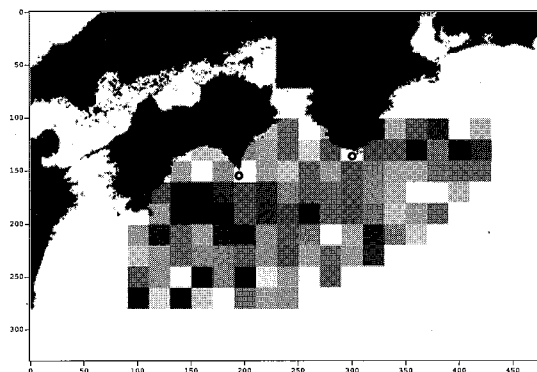


図-10 南海地震による津波波源域の推定結果（30分間）

しており，若干の乖離がみられる．それ以降は，室戸岬では完全に一致しており， -2 m を超える大きな水位変動もしっかりと再現できている．潮岬では若干の振動がみられるが，移動平均的には一致しており，精度良く推定できたといえる．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，それ以降で予測結果が大きく振動している．これは，

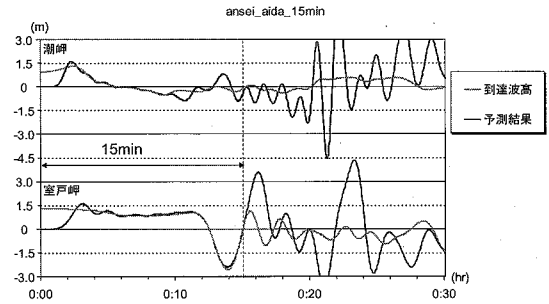


図-11 南海地震による観測津波波形と逆解析による推定値との比較（15分間）

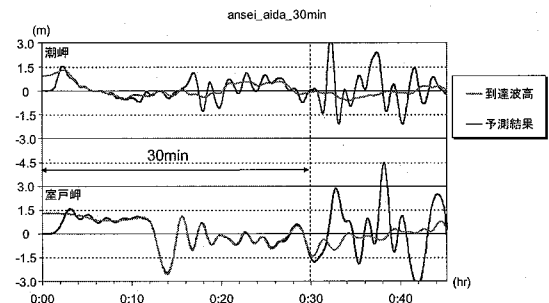


図-12 南海地震による観測津波波形と逆解析による推定値との比較（30分間）

図-9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，図-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，精度が落ちるものと考えられる．

(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．図-13～15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，図-13は15分間，図-14は30分間，図-15は1時間の観測データを元に推定した結果である．

図-13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高に近いが，短周期の変動が現れており，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，図-9の初期波源域の再現が不十分であったことと，図-11の15分以降の波形に

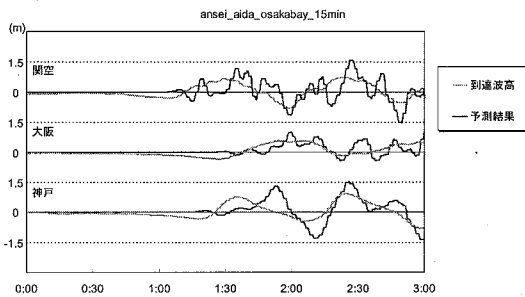


図-13 南海地震による大阪湾内における到達津波波形と逆解析による推定値との比較 (15 分間)

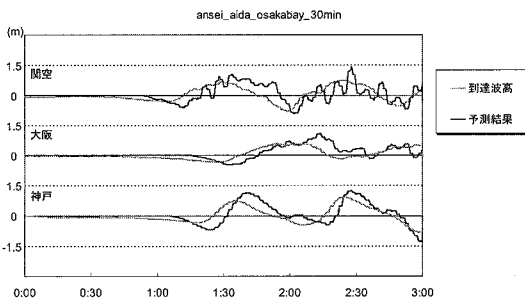


図-14 南海地震による大阪湾内における到達津波波形と逆解析による推定値との比較 (30 分間)

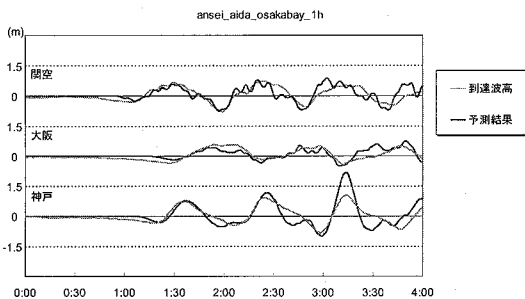


図-15 南海地震による大阪湾内における到達津波波形と逆解析による推定値との比較 (1 時間)

みられた短周期変動による影響と考えられる。

一方、図-14 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、図-8 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と、図-11 および 12 にみられた、予測波形の初期変動が遅れる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でも関わらず、いずれの点でも第 1 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。

図-15 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、第 1 波到達から約 3 時間後まで波形の予測ができています。

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ため、警報解除時期の判断材料としての有用性も高くなる。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今後の課題である。

6. 結 論

本研究の主要な結論を以下にまとめる。

- (1) 観測データを用いたグリーン関数重ね合わせによるリアルタイム津波波源域推定法を提案した。
- (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) 沖合における観測データを用いた波源域の推定結果から大阪湾内の津波水位の時系列変動を求めた結果、初期波源域の推定精度が高いと湾内の到達波高をほぼ推定できることがわかった。
- (5) 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ため、警報解除時期の判断材料としての有用性も高くなる。

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、また、観測点の配置や数、小領域の格子間隔の影響について、今後、検討していきたい。

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.
 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, pp. 3-34.
 Titov, Vasily V. (2005): Real-Time Tsunami Forecasting, Challenges and Solutions, Natural Hazards, Vol. 35, pp.41-58.