

Wavelet 変換による津波初期波形の推定と リアルタイム予警報への応用

小 池 信 昭*・今 村 文 彦**

1. はじめに

現在, 津波数値シミュレーションの初期条件として用いられる波源は実際の観測によって得られた値を用いるのではなく, 地震断層モデルから推定される鉛直地盤変位をそのまま海面の変位と仮定して与えている。しかし, 断層モデルは断層運動の第 1 近似モデルであり, さらに地盤の変位がそのまま海面になるとは限らないため, このような初期波形が実際の現象とどの程度一致しているのか疑問である。実際, 津波の初期波形そのものの観測例がないため, その問題が解決されていない。また, 震源 (点源) はわかっていても, 波源 (面) の広がり の推定は余震分布などにたよっており, リアルタイムで推定することは難しい。初期波形そのものを観測することは今だに難しく, 津波の検潮所などの観測値から初期値を推定するインバージョン法によって, 津波の初期波形を推定する手法が必要であり, 本研究はその確立を目的とする。また, この手法を, 海底津波計などで計測した波形から津波波源の推定に応用し, 津波が沿岸部に来襲する前に津波の高さを数値計算によって予測し, 予警報を発令する可能性を検討する。

2. 津波初期波形の推定方法

通常の津波インバージョン手法 (Satake, 1989) は, まず断層面をいくつかのブロックに細分化し, それぞれについて単位すべり量を与えたときの地殻変動を求める。これを初期値として, 実際の地形について津波の伝播を計算し, 検潮所での波形をグリーン関数とする。 i 番目の検潮所における, 断層面上の j 番目のブロックからのグリーン関数を $A_{ij}(t)$ とすれば, 観測波形 $b_i(t)$ は各グリーン関数を各ブロックのすべり量 x_j を重みとして足したものであるから,

$$A_{ij}(t) \cdot x_j = b_i(t) \dots\dots\dots (1)$$

と書ける。これは連立方程式であり, 最小二乗法により, 各ブロック上でのすべり量 x_j が求められる。

しかし, これでは断層面を仮定していくつかのブロック

クに細分化しているためその位置を仮定していることになる。そこで, 本研究では断層面の変位だけでなく, その位置も推定できるように, 次のように取り扱うことにした。

まず, 計算領域全体で wavelet 基底関数を初期値として, 実際の地形について津波の伝播を計算し, 検潮所での波形をグリーン関数とする。 i 番目の検潮所における, j 番目の wavelet 基底関数からのグリーン関数を $A_{ij}(t)$ とすれば, 観測波形 $b_i(t)$ は各グリーン関数を初期波形の wavelet 展開係数 x_j を重みとして重ね合わせたものであるから, 先程と同様に,

$$A_{ij}(t) \cdot x_j = b_i(t) \dots\dots\dots (2)$$

と書ける。この連立方程式を解いて初期波形の wavelet 展開係数 x_j が求められる。

結局求めるべき津波の初期波形 η は, wavelet 基底を η_j として,

$$\eta = x_1\eta_1 + x_2\eta_2 + \dots + x_n\eta_n \dots\dots\dots (3)$$

で求まることになる。

これまでの津波インバージョン手法との違いは, すべり量を直接的に推定するのではなく, まず wavelet 展開

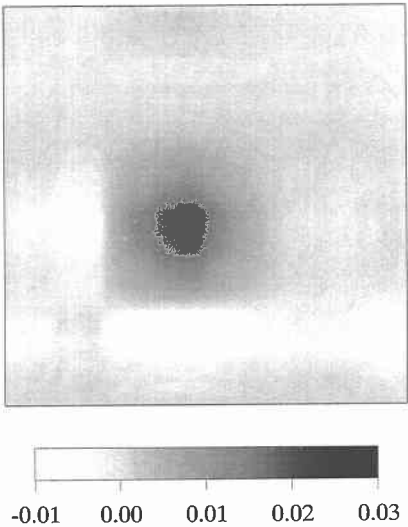


図-1 Baylkin の wavelet 基底の例

* 正会員 博(工) 東北大学大学院助手 工学研究科
** 正会員 工 博 東北大学大学院助教授 工学研究科

係数を推定し、それを用いて、津波初期波形の位置とすべり量を同時に求めている点に特長がある。

なお、ここでは wavelet として、他の wavelet と比べて波長の長い Baylkin(齊藤, 1998)の wavelet を用いた。Baylkin の 2 次元 wavelet 基底の例を図-1 に表す。

3. 数値シミュレーション

3.1 数値モデルとの比較

ここでは、実際の観測値を用いる代わりに数値シミュレーションとして、1944 年東南海地震の断層モデル(相田, 1979) から Mansinha・Smylie (1971) の方法を用いて初期波形を計算し、それから津波の伝播計算を行い、図-2 の各検潮所で計算される波形を観測値の代わりとして用いることにした。そして、それからインバージョンとして求められる初期波形が、1944 年東南海地震の断層モデルから計算した初期波形とどの程度一致するかを検討する。

最終的に式(3)を用いてインバージョンによって推定された津波初期波形を、1944 年東南海地震の断層モデルから計算した初期波形と比較したものを図-3 から図-6 に示す。これらの図では、黒の濃い部分が変位が大きく、薄い部分が小さい。

求めるべき初期波形である図-3 と計算結果の図-4 を比べると、まわりにノイズが生じているものの、断層の位置は比較的正確に推定されていることがわかる。ノイズが生じている原因として、逆行列を解くとき十分な数の検潮所のデータが得られなかったことが考えられる。また、図-3 において、断層の下半分は、黒が濃く変位が大きくなっているが、図-4 においても、同様の部分で黒が濃くなっている、変位が大きくなっていることが

わかる。図-5 は図-4 と大きく変わらない。また、図-6 では、データ数も増えてノイズも少なくなり、推定された初期波形の形も、もとの断層モデルの形に近づいていることがわかる。

また、初期波形の再現性を、

$$\frac{E[(\eta(i) - \mu)(\eta_{\text{obs}}(i) - \mu_{\text{obs}})]}{\sqrt{E[(\eta(i) - \mu)^2]E[(\eta_{\text{obs}}(i) - \mu_{\text{obs}})^2]}} \dots\dots\dots (4)$$

で表される相関係数で評価すると表-1 のようになる。

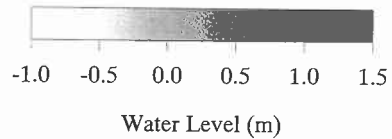
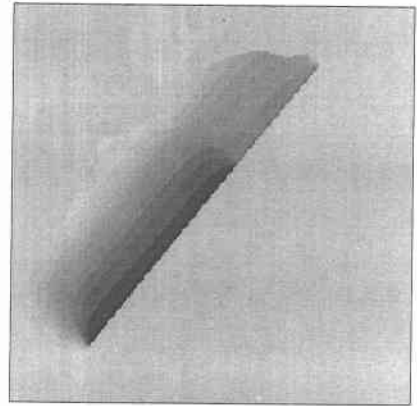


図-3 東南海津波モデル

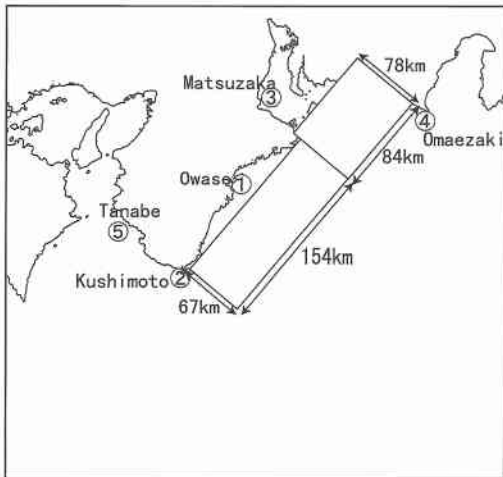


図-2 相田モデルと検潮所の位置

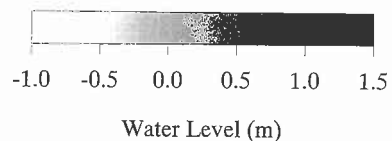
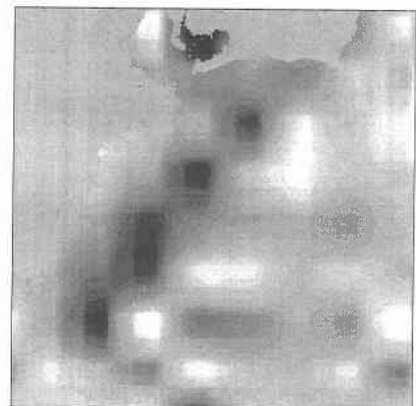


図-4 2つの検潮所を使った場合

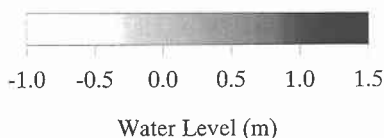
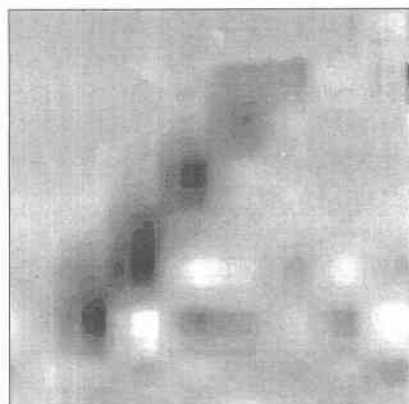


図-5 3つの検潮所を使った場合

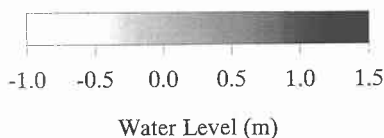
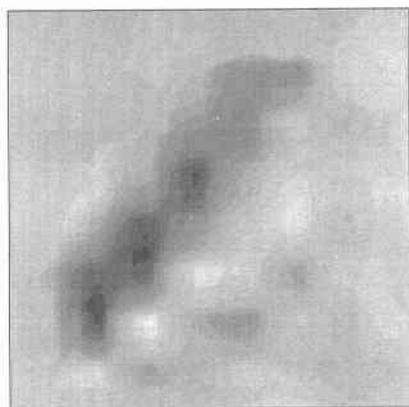


図-6 4つの検潮所を使った場合

ここで、 $\eta(i)$ は水位を、 μ はその平均値を、添字 obs は観測値を表す。これから、図-4 と図-5 があまり変わらないこと、また図-6 の方が図-4 および図-5 よりもかなり再現性がよいことがわかる。しかし、検潮所の数を5つに増やした場合には、すなわち図-2 の⑤の田辺を加えた場合には、相関係数が低くなってしまっている。この原因としては、⑤の田辺の位置が断層の位置から岬をまわって津波が来襲し、途中の伝播過程で精度が低下することが考えられる。一方、①～④の検潮所は、断層から

表-1 再現性の相関係数

検潮所の数	相関係数
2	0.70
3	0.79
4	0.85
5	0.76

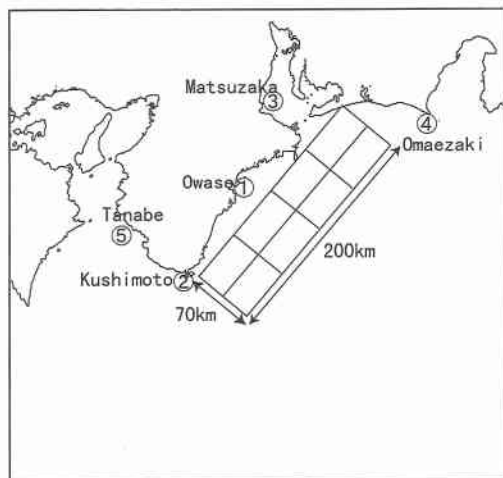


図-7 断層の分割面

津波が直接伝わる場所にある。これらのことから、断層があると予想される位置に対して、回折などの生じない津波が直接的に伝わる位置にある検潮所を利用すればよいと考えられる。

3.2 従来の方法との比較

ここでは、従来の方法 (Satake, 1989) と本手法を比較する。従来の方法は図-7 のように断層面を分割し、式 (1) で x_j としてそれぞれの断層面のすべり量を推定する形になっている。それに対して、本手法では、式 (2) で x_j として初期波形の wavelet 展開係数を求めて、最終的に式 (3) を用いて初期波形の位置とすべり量を同時に推定する。従来の方法では位置は推定できないが、本手法では位置も推定できるので、その分推定精度が上がるのが期待できる。実際に相関係数で比較してみると、従来の方法が 0.82 だったのに対して、本手法は表-1 より 0.85 となった。今回の比較では、精度について差はほとんど見られなかったが、その理由として従来の方法が断層位置を仮定する際にすでにその情報が与えられていたことがあげられる。もし、断層の位置の情報がないときに比較した場合は、本手法の方が精度がよいと考えられる。

4. リアルタイム予警報への応用

4.1 環太平洋におけるリアルタイム予警報

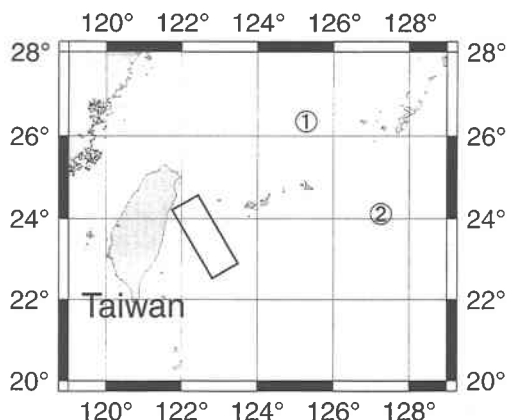
環太平洋地震帯は世界有数の地震帯であり、巨大地震も多く発生する。そのため地震によって津波が発生し、1960年のチリ地震津波ではわが国でも大きな被害が生じた。このように、わが国沿岸部で発生する近地津波ばかりでなく、環太平洋沿岸域で発生する遠地津波にも注意をはらう必要がある。

環太平洋における津波予報業務は、現在、太平洋津波警報センターを中心に、5つの地域津波警報センターが太平洋周辺領域での地震・津波の監視を行っている。地震発生場所の属する地域津波警報センターが、地震波解析による地震の震央、マグニチュード、そしておおその津波到達時間を予測するが、津波の高さが沿岸でどの程度になるのかは、現在のところわからない。

そこで、信頼性の向上と、人的被害、経済的被害の軽減をめざして、海底津波計を用いたリアルタイム予警報システムを構築することが考えられる。このシステムは、津波が沿岸部に到着する前に海底津波計で波形を記録し、それをもとに津波の波源を予測し、その波源を初期条件として数値計算を実行して、沿岸部の津波の高さを予測しようというものである。その際、最も重要な課題が波源の推定である。地震波のみの解析では、断層のサイズや位置の推定に問題がある。

4.2 本手法の応用

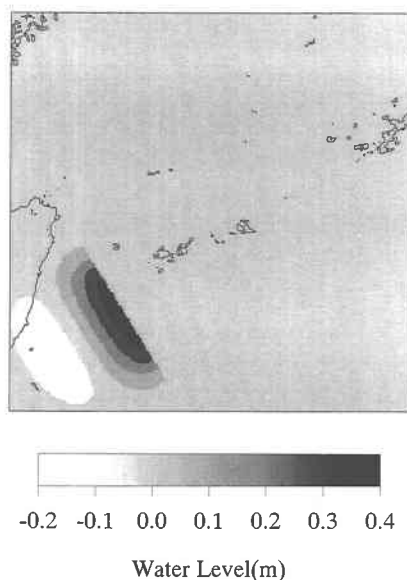
ここでは、本手法である Wavelet 変換を用いた津波初期波形の推定を、この環太平洋におけるリアルタイム予警報に応用することを考える。本手法は、リアルタイム予警報システムの中でも、海底津波計で記録した波形をもとに、インバージョンによって津波初期波形を求めることに応用できる。



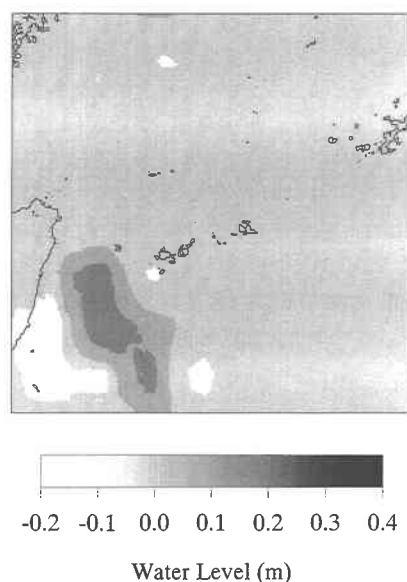
図—8 想定断層モデルと海底津波計の位置

4.3 台湾で発生した津波のインバージョン

台湾はわが国に隣接しているので、リアルタイム予警報を考える場合、時間的な制約が遠地津波の中でもっとも厳しいと考えられる。そこで、図—8のように、台湾近海に断層モデルを想定し、海底津波計を図の①、②のように設置した。海底津波計を2つ設置したのは、表—1から相関係数として0.70程度の値が期待され、リアルタイム予警報の場合、それで十分と考えられるからである。そして、想定断層モデルから計算される初期波形を初期



図—9 想定断層モデルから計算した初期波形



図—10 海底津波計から推定された初期波形

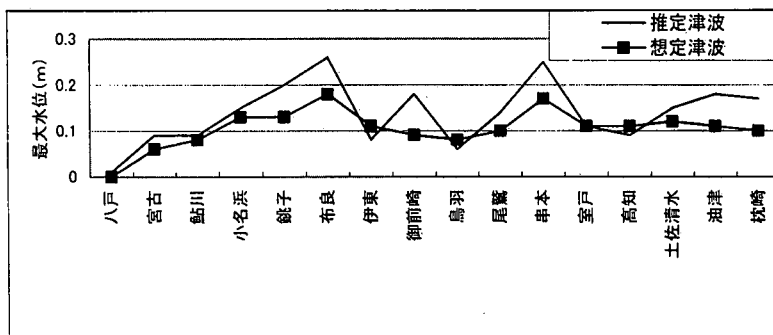


図-11 想定津波と推定津波の水位の比較

条件として津波の数値計算を行い、海底津波計で時間波形を記録した。これを観測値の代わりとする。そして、それをもとに、本手法を適用してインバージョンを行い、津波の初期波形を推定した。

図-9 に想定した断層モデルから計算した初期波形を、図-10 にインバージョンによって推定された初期波形を示す。これらを比較すると、初期波形の位置はほぼ正確に推定されているものの、水位分布の精度はあまりよくないことがわかる。相関係数を計算した結果、0.78 であった。これは、海底津波計の数を2つにしたことも影響していると考えられる。

4.4 リアルタイム予警報

つぎに、リアルタイム予警報として、推定された津波初期波形から、わが国沿岸部での津波の水位を数値計算によって予測する。図-11 は、想定断層モデルから計算したわが国沿岸部での津波の水位と海底津波計の記録から推定された初期波形から計算した津波の水位を比較したものである。これを見ると、推定された津波の水位の方が若干大きくなることもあるが、全体として計算の誤差は小さいと言える。式(4)の相関係数を計算すると、0.84 であった。これからも、リアルタイム予警報としては十分な精度をもっていると考えられる。

また、インバージョンを含めたリアルタイム予警報に必要な時間は、観測値の取り入れに90分、インバージョン解析に5秒、津波の伝播計算に約2分、合計約92分である。一方、津波の日本本土到着時間が約105分であるから、リアルタイム予警報は可能であると言える。

5. おわりに

ここでは、検潮所の記録波形からインバージョンに

よって津波の波源域を推定する方法として、Wavelet 変換を用いる方法を提案した。従来のインバージョン法では断層の変位量しか推定できなかったが、この方法を用いると、波源の位置と初期波形の水位を同時に予測できることがわかった。ただし、どの位置にある検潮所を用いれば推定精度が上がるかなどは、今後の検討課題と言える。

また、この方法を遠地津波のリアルタイム津波予警報の津波計の計測波形から波源域を予測する部分に応用した結果、津波が到着する前に沿岸部に来襲する津波の高さを予測できることもわかった。今後は、津波計をどこに、何ヶ所置けばいいのかを調べていく予定である。

謝辞：本研究は、平成11年度科学研究費補助金(特別研究員奨励費)の補助を受けました。また、台湾付近の水深データは、(財)電力中央研究所の松山さんにいただきました。ここに謝意を表します。

参 考 文 献

- 相田 勇 (1979): 1944 年東南海地震津波の波源モデル, 東大地震研彙報, Vol. 54, pp. 329-341.
- 斉藤兆古 (1998): ウェーブレット変換の基礎と応用, 朝倉書店, 214 p.
- Mansinha, L and D. E. Smylie (1971): The displacement fields of inclined faults, Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 61, No. 5, pp. 1433-1440.
- Satake, K. (1989): Inversion of tsunami waveforms for the estimation of heterogeneous fault motion of large submarine earthquakes, J. Geophys. Res., Vol. 94, pp. 5627-5636.