

海域での観測データを用いた津波波源域の推定

大垣 圭一*・今村 文彦*

1. はじめに

2004 年 12 月に発生したスマトラ沖地震津波は、インド洋全体に広がり、津波波源に近いインドネシアだけでなく、インドやスリランカなどでも大きな被害が出た。これらの場所では事前に津波の情報が伝えられていなかったために被害が拡大してしまった。

一方、日本近海で地震が発生した場合、気象庁では地震後に津波予報を発表している。近地津波の場合、津波が沿岸に到達するまでの時間が短いため、気象庁では、震源の位置、規模を事前に想定した上で津波伝播計算を行い、その結果をデータベース化している。そして、地震の情報を基にデータベースから津波予報を発表している¹⁾。それに対し、現在計画中の海底ケーブルネットワーク ARENA²⁾では、津波計が沖に設置されることから、いち早く津波を観測することが可能であり、ネットワークでの津波観測情報を利用した場合、近地津波に対して津波予報が実現できる可能性がある。

本研究では、津波被害軽減に有効である津波予報に着目し、近地津波を対象として、海底ケーブルネットワークを利用した津波波源域の推定、及びリアルタイム性の評価を行う。

2. 解析方法

北海道及び東北地方の太平洋沿岸を含む、格子間隔 501m の Fig.1 に示す領域を対象領域とし、シミュレーション上で津波伝播計算、波源域推定を行う。まず、Fig.1 内に四角で示す 5 つの断層 (明治三陸地震³⁾、昭和三陸地震³⁾、想定断層 [1],[2],[3]) から津波を発生させ、Fig.1 内に丸で示す計 22 個の仮想の津波計で得られる水位データを基に、各津波計位置から津波到達時間分の逆伝播波面を描き、図形的に津波波源域を推定する。

水位データは Fig.2 で示す一方向観測、二方向観測の 2 つの方法で得られるものとし、波源域推定の精度を比較する。一方向観測は西側の津波計 (Fig.1 の地点 5 ~ 14)、二方向観測は Fig.1 の全ての津波計とする。

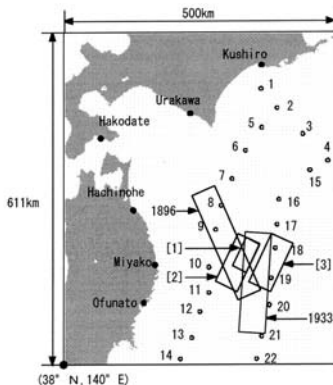


Fig.1 Study area

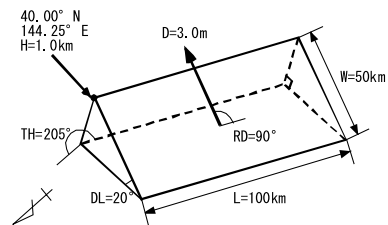


Fig.2 Fault parameter for assumptive fault2

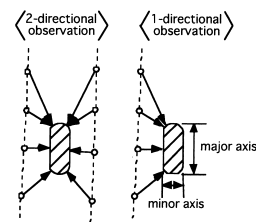


Fig.3 Observation method

* 東北大学大学院工学研究科附属災害制御研究センター

また、津波伝播計算は (1),(2),(3) で示す支配方程式を staggered leap-frog 法で差分化し、時間間隔 1 秒で計算を行った。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} = 0 \quad (2)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} = 0 \quad (3)$$

ここで、 η は静水面からの水位上昇量、 M, N は x, y 方向の流量フラックス、 D は全水深、 g は重力加速度、 n は Manning の粗度係数 ($=0.025$) を表す。

3. 逆伝播手法の例⁴⁾

2003 年 9 月 26 日、北海道の沖合で 2003 年十勝沖地震が発生し、この地震による津波で、北海道から三陸沿岸にまで養殖関係の被害が出た。この津波に対し、平田らは本州北部と北海道の太平洋沿岸にある気象庁、北海道開発庁、海上保安庁海洋情報部から検潮記録を収集した。そして、格子間隔 10 秒の水深データと逆伝播手法を用いて、観測された津波到達時間分の逆伝播波面を描き、津波波源域を推定した⁴⁾。

推定した 2003 年十勝沖地震の津波波源域 (約 $1.4 \times 10^4 \text{ km}^2$) を Fig.4 に示す。図の点線部は、逆伝播波面が到達しなかったために、推測した範囲であることを表している。花咲や宮古から描いた逆伝播波面は、検潮所周辺の浅海域の地形データの精度のためか推定波源域に到達せず、また、室蘭や函館では長周期成分の影響のためか津波到達時間が遅い⁴⁾。

このように逆伝播手法を用いることで津波波源域を推定することが可能であるが、ARENA ネットワーク計画のように、沖に設置された津波計のデータを逆伝播手法に利用した場合、次のような利点が考えられる。まず、津波計でいち早く津波を観測できるようになり、リアルタイム観測情報が津波予測に利用できる可能性が出てくる。また、逆伝播

計算では、水深から波速を算出して伝播距離を求めるが、このとき、浅海域の複雑な地形の再現性が影響してしまう。しかし、津波計が沖に設置されると、計算領域を深海域のみに限定することができ、逆伝播計算の精度が向上することになる。

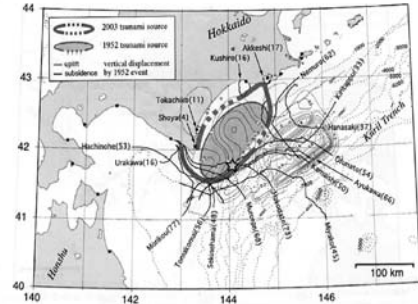


Fig.4 The 2003 tsunami source area 4)

4. 断層パラメータの推定

断層の地表面への投影範囲と津波波源域がよく対応していることを利用し、推定した波源域の形状をそのまま断層長さ、断層幅、走向の 3 つの断層パラメータに置き換える。また、断層パラメータ全体の推定の流れを Fig.5 に示す。

一方向観測と二方向観測による津波波源域の推定方法、および、想定断層 [2] に対して波源域推定を行った結果を Fig.6 にまとめる。また、5 つの断層に対し、断層長さ、走向、断層幅の順でパラメータ推定を行った結果を Table.1 にまとめる。ただし、想定断層 [3] の位置は津波計と重なるため、二方向観測は一方向観測と同じ推定方法となったため、推定結果も同じである。

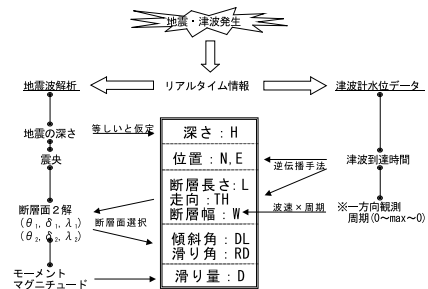


Fig.5 Flow of parameter estimation

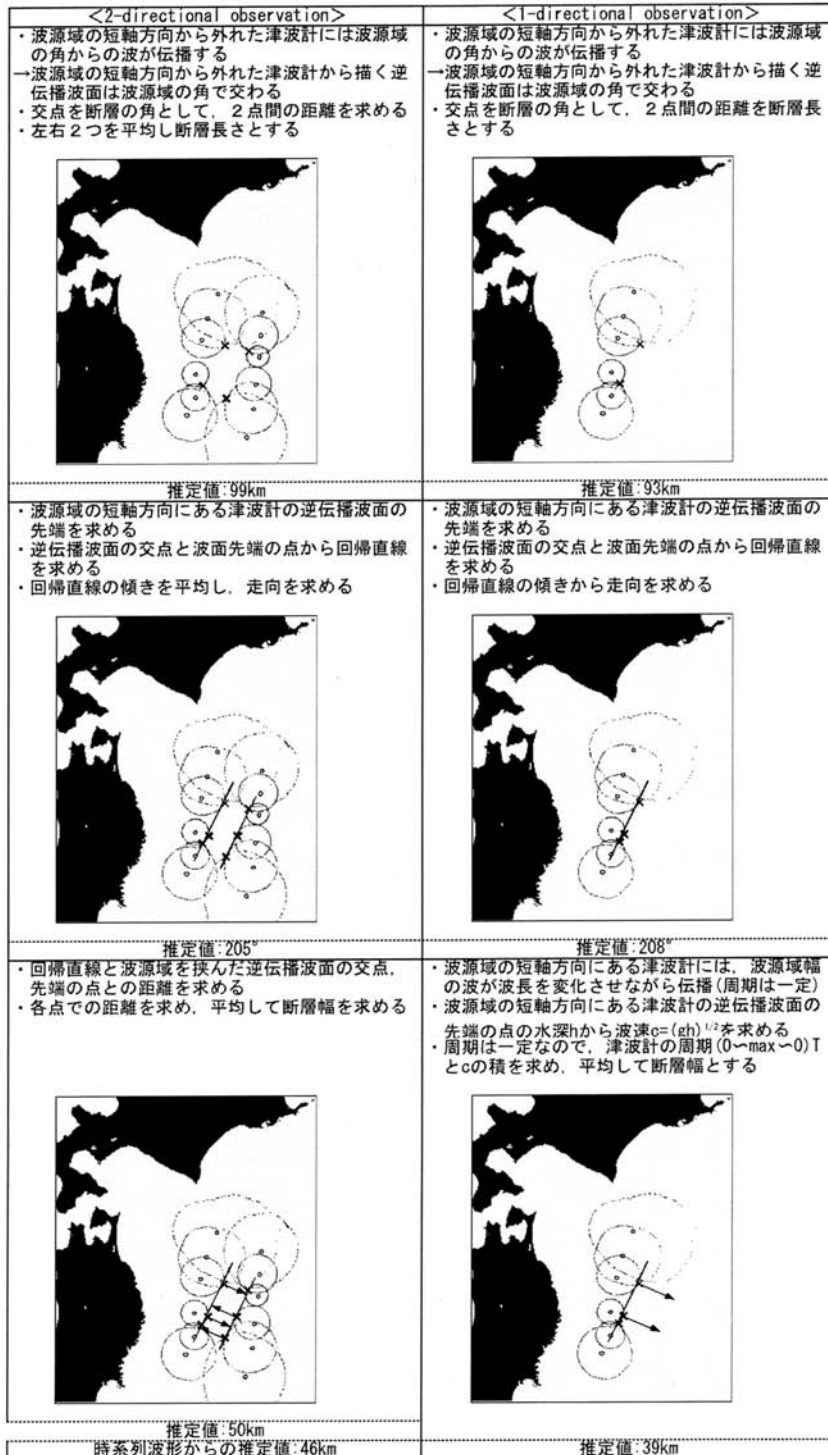


Fig.6 Estimation method of fault parameters(L,TH,W)

4.1 断層長さ (L)

想定断層 [3] は波源域と津波計位置が重なるため、二方向観測の場合でも断層長さを片側からしか推定できていない。また、想定断層 [1][2] において、一方向観測より二方向観測の方が良い結果が得られたことから、二方向観測の方が推定精度が高いことが分かった。それに対し、一方向観測でも相対誤差は最大 25% であった。

4.2 走向 (TH)

走向の推定結果は一方向観測、二方向観測であり違いがなく、ともに良好な推定結果が得られた。誤差が最も大きかったのは、断層のサイズとしては最も小さい想定断層 [1] に対する一方向観測の推定結果であり、 5.7° であった。その一方で、明治三陸、昭和三陸など大きい断層に対しては精度良く推定できていることから、断層のサイズが大きいくほど精度は向上する傾向が分かった。

4.3 断層幅 (W)

二方向観測では昭和三陸のケースで相対誤差が最大 9.6% となった (周期から推定した、明治三陸、想定断層 [3] の結果を除く)。それに対し、一方向観測では、推定精度が落ち、明治三陸と想定断層 [2] のケースで相対誤差が 22% とやや大きな誤差となってしまった。

5. 沿岸での津波の状況

想定断層 [2] と、それに対して逆伝播手法で推定した断層から津波伝播計算を行い、沿岸における津波の状況の違いを比較する。なお、断層長さ (L)、断層幅 (W)、走向 (TH) 以外の断層パラメータは推定していないため、想定断層 [2] と同じパラメータを用いた。

まず、八戸、久慈、釜石における津波第 1 波の時系列波形を Fig.7 に示す。各地点の波形を比較すると、二方向観測の波形は、振幅・周期ともに良好に再現することが出来ている。しかし、一方向観測の波形では、断層幅が小さく推定されたために、振幅は小さく、周期

は短くなっている。また、押し波到達時間に関しては、各地点で 1 分以内の差に抑えられている。

Table.1-1 Estimated fault Length (L)

	True value (km)	1-direction (km)	2-direction (km)
Syowa-Sanriku	185.0	195.1	195.1
Meiji-Sanriku	210.0	-	225.0
fault1	60.0	69.6	64.3
fault2	100.0	93.0	98.9
fault3	100.0	125.3	125.3

Table.1-2 Estimated Strike (TH)

	True value ($^\circ$)	1-direction ($^\circ$)	2-direction ($^\circ$)
Syowa-Sanriku	184.0	185.3	184.6
Meiji-Sanriku	156.0	154.9	159.1
fault1	205.0	199.3	201.2
fault2	205.0	207.9	205.4
fault3	205.0	199.5	199.5

Table.1-3 Estimated fault width (W)

	True value (km)	1-direction (km)	2-direction (km)
Syowa-Sanriku	50.0	51.5	54.8
Meiji-Sanriku	50.0	38.9	44.9
fault1	30.0	29.9	28.1
fault2	50.0	38.9	50.3
fault3	50.0	55.5	55.5

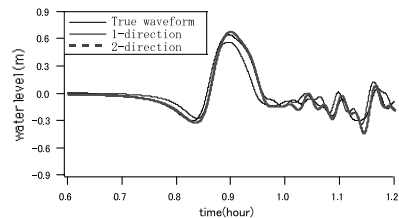


Fig.7-1 Time series waveform at Hachinohe

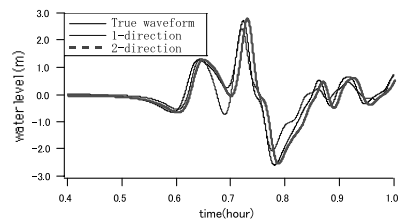


Fig.7-2 Time series waveform at Kujii

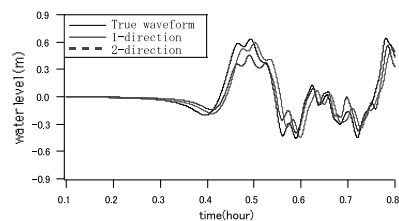


Fig.7-3 Time series waveform at Kamaishi

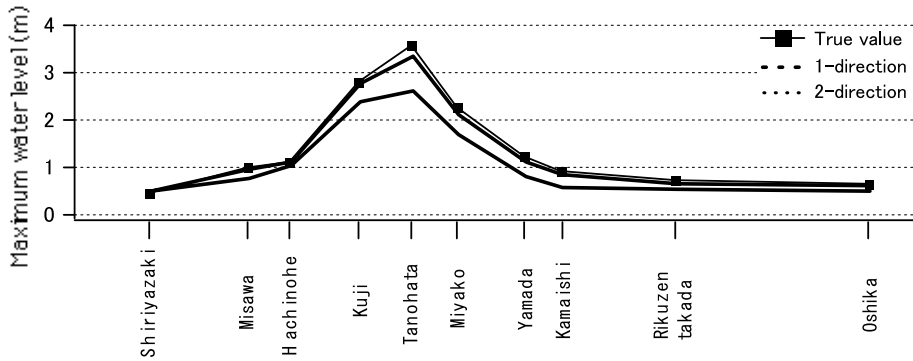


Fig.8 Maximum water level along the coast

次に、沿岸における最高水位分布の結果を Fig.8 に示す。二方向観測では、久慈から田野畑をピークとした分布を良好に再現できており、設定断層の分布との差はほとんどない。それに対し、一方向観測でも久慈から田野畑をピークとした分布になっているが、断層幅の推定誤差の影響により全範囲で水位が小さくなっている。断層幅は観測波形と計算波形の比較により修正可能であり、今後検討を行う。また、一方向観測では走向の推定誤差が 3° であったが、分布のピークは一致していることが分かる。

6. 波源域推定に要する観測時間

5つのケースに対し、波源域推定に要する観測時間をまとめたものを Table2 にまとめる。津波計と波源域の位置関係にもよるが、観測時間は約 10 分程度である。現在、気象庁の津波予報は地震後 3 分を目標としていることから、逆伝播手法を用いた津波予報は津波予報の第 1 報としては遅いことになる。また、一方向観測と二方向観測で同じ推定時間になっている。このことから、 $0 \sim \max \sim 0$ の周期の観測時間よりも、波源域の角を決定するための津波到達の観測時間の方が長いことが分かった。

7. 結論

二方向観測に比べると推定精度は落ちる

ものの、津波計位置と波源域が重ならない場合、一方向観測でも良好に波源域推定が可能であることが分かった。また、逆伝播手法を用いた津波予報は予報の第 1 報としては遅いが、観測データを基に気象庁の津波予報を修正するという利用方法ならば十分に有効であると考えられる。

Table.3 Observation time to estimate source area

	1-direction (min)	2-direction (min)
Syowa-Sanriku	13.1	13.1
Meiji-Sanriku	-	9.8
fault1	11.2	11.2
fault2	9.7	9.7
fault3	9.5	9.5

<参考文献>

- 1) 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.
- 2) 社団法人海洋産業研究会 (2004): 海底ケーブルネットワーク高度利用の経済的効果に関する調査報告書, pp.3-11.
- 3) 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.139,176
- 4) Kenji Hirata, Yuichiro Tanioka, Kenji Satake, Shigeru Yamaki, and Eric.L. Geist(2004):The tsunami source area of the 2003 Tokachi-oki earthquake estimated from tsunami travel times and its relationship to the 1952 Tokachi-oki earthquake,Earth Planets Space, 56, pp367-372.