

# 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

大垣圭一<sup>1</sup>・安間友輔<sup>2</sup>・越村俊一<sup>3</sup>・今村文彦<sup>4</sup>

気象庁の量的予報は即時性に優れるものの、震源情報の推定誤差や予報に用いる数値モデルの地形解像度、予報区自体の広さなどが原因で、その予報精度に課題を抱えている。これらの問題を打開するために、本研究では、現在検討が進められている ARENA や GPS 津波計などの沖合津波観測計画を想定し、リアルタイム観測データを利用して津波予測値を段階的に修正する手法を開発した。

## 1. はじめに

気象庁の量的津波予報は、即時性には優れるものの、予報精度に課題を抱えている。地震発生直後の震源情報の推定誤差に加え、予報に用いる数値モデルの地形解像度と予報区自体が広すぎることが主因である。例えば、津波地震の場合、気象庁の量的予報は過小評価される危険がある。また、三陸沿岸などの複雑な地形を持つ地域では、湾毎に異なる津波の局地的な挙動は予報値には反映されない。一方で、予報精度の問題を打開するために、現在、ARENA や GPS 津波計による沖合津波観測計画が検討中であり、将来的にはリアルタイム観測データが津波予測の精度向上に利用できる可能性がある。そこで、本研究では、即時性に優れる気象庁の予測手法の利点を活かしながら、リアルタイムで得られる地震・津波の観測データを活用し、観測データの取得状況に応じて段階的に予測値を修正する手法を提案する。

## 2. 気象庁の量的津波予報

1999 年、気象庁は世界に先駆けて数値モデルを利用した量的津波予報を施行し、我が国の津波防災体制の確立に大きく寄与してきた。この予測手法は、事前に 10 万ケースの地震を想定し、マグニチュード  $M$  に応じて、(1)式、(2)式、(3)式に示す断層長さ  $L$ 、断層幅  $W$ 、滑り量  $U$  の関係式と、テクトニクスに応じた断層運動のメカニズムを仮定して津波計算を行うもので、実際の予報にはデータベース化した計算津波高から Green の定理より沿岸部の波高を求め予報値としている (館畑, 1998)。

$$\log L(km) = 0.5M - 1.9 \dots\dots\dots (1)$$

$$\log W(km) = L/2 \dots\dots\dots (2)$$

$$\log U(m) = 0.5M - 1.4 \dots\dots\dots (3)$$

この予測手法は即時性には優れているものの、三陸沿

岸などの複雑な地形を持つ地域では、その局地性に対応することは出来ない。また、震源位置の推定誤差や、地震のマグニチュードと (1)、(2)、(3) 式との関係から大きく外れる津波地震や、横ずれ断層による津波の場合にどのように予測値を修正するかが課題であった。

## 3. 沖合観測網と対象領域

上記課題を解決するために、本研究では、現在計画が進められている海底ケーブルネットワーク ARENA や GPS 津波計といった沖合津波観測計画を想定し、近い将来得られるであろうリアルタイム観測情報を活用し、現在の量的予報のデータベースを活用しながら予測値を修正することを考える。

ARENA は (独) 海洋研究開発機構が進めている計画であり、津波だけでなく、海洋エネルギー資源探査、海洋環境、地震防災など多目的のプロジェクトであり (地球観測海底ケーブルネットワーク検討委員会, 2003)、海溝軸に沿って発生しうるプレート境界型の地震断層を挟み込むような形で配置が計画されている。対象領域内で設定した津波観測点を図-1 に示す。GPS 津波計は、永井ら (2005) を参考に、対象領域内に 35 箇所の展開を仮定した。

## 4. 予測値修正法

気象庁は地震発生直後 3 分から 5 分を目安に津波予報を発令するが、本研究では、その後の観測情報の取得状況に応じて 3 段階で予測値を修正する。取得情報と予測の流れを図-2 に示す。

三陸などの複雑な地形を持つ地域は湾毎に津波挙動も異なるが、現状では局所的な津波挙動を考慮して予測するのは難しい。そこで、第 1 段階では、地震発生直後の情報のみを利用して、湾毎の津波増幅の予測を行う。次に、津波地震など予測精度が上がらないケースに対処するために、第 2 段階では沖合津波観測データを利用して広域の津波予測値を修正する。さらに、第 3 段階では地震波解析による地震のメカニズム解、津波観測データと逆伝播手法を用いて推定した断層パラメータを利用し

1 工修 東亜建設工業株式会社  
2 株式会社ショーワ  
3 正会員 博(工) 東北大学助教授 大学院工学研究科  
4 正会員 工博 東北大学教授 大学院工学研究科

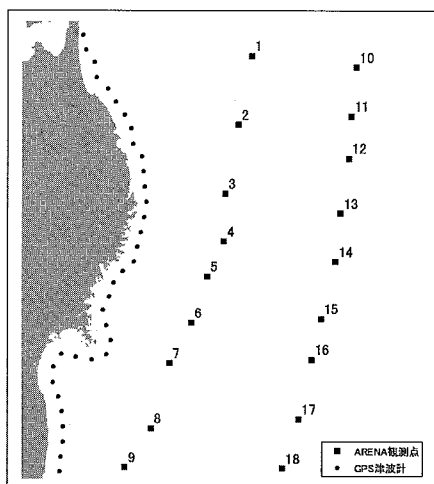


図-1 本研究の対象領域と沖合観測点の配置

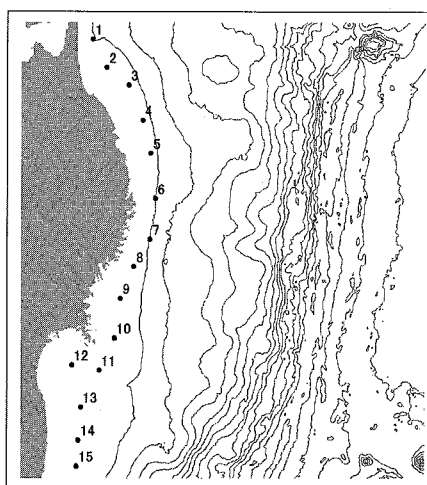


図-3 気象庁沿岸予測点の分布

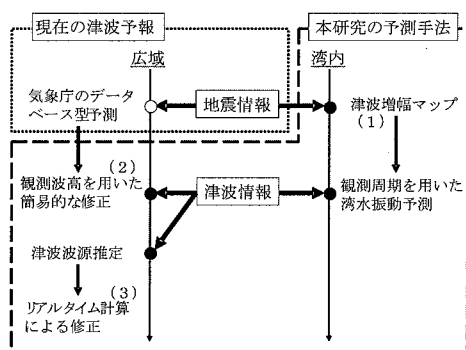


図-2 本研究の予測値修正の流れ(太点線が本研究の対象)

てリアルタイムシミュレーションを行い、発生した津波の全体像を捉える。

### (1) 予測値データベースの構築

第1, 2段階修正では気象庁の予測手法を応用するため、気象庁と同様の条件で津波伝播計算を行う(量的津波予報検討会, 1998)。図-1の対象領域内に0.2度もしくは0.5度間隔で合計186個所、マグニチュードをM6.5から8.3まで0.3おきに7パターン、合計1,302通りの地震を想定し、気象庁のデータベースと同様の条件でデータベースを構築した。予測データベースは、図-1の沖合観測点に加え、図-3に示す気象庁の津波予測点での計算波形を基に構築する。

第1段階の修正では、GPS津波計位置で得られた時系列波形を観測入射波として利用する。また、気象庁の予測手法では、計算結果の時系列波形から沿岸予測点の最大波高をデータベース化しているが、第2段階の修正では、得られた時系列波形から沿岸予測点の最大波高と沖合観測点の第1波波高を抽出し、データベース化を行

った。これによって沖合観測点における第1波予測値と観測値との比較が可能となる。

### (2) 湾毎の津波危険度の予測(第1段階修正)

#### a) 固有振動周期の算出

まず、Loomis (1975) の手法を用いて各湾の固有振動周期の理論値を求める。これは、(4)、(5)、(6)式で示す支配方程式を差分化して行列表記し、定常入射波に対する固有値問題を解くことで固有振動周期を計算する方法である。ここで、 $\zeta$ は静水面からの水位上昇、 $u, v$ はそれぞれ $x, y$ 方向の流速、 $D$ は全水深、 $g$ は重力加速度である。

固有振動周期は、計算に用いる地形データの解像度によって変化するため、40 m - 960 m の様々な地形データを用いて固有振動周期を求め、地形解像度と固有値の収束状況の関係を見て各湾の固有振動周期を決定した。各湾の固有振動周期を3次モードまで求めた結果を表-1に示す。

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} \quad (4)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} \quad (5)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = - \left\{ \frac{\partial (Du)}{\partial x} + \frac{\partial (Dv)}{\partial y} \right\} \quad (6)$$

#### b) 津波増幅予想マップの作成

データベースを構築する際に、GPS津波計位置で出力した時系列波形のうち、各湾に近い位置で得られた津波波形を入射波としてFFTによりスペクトル解析し、断層位置・マグニチュード毎に卓越周期を求める。そして、固有振動周期と卓越周期が一致するケースの断層位置をプロットすると、図-4のような津波増幅予想マップが出来る。図は岩手県大槌湾を対象として作成したマ

表-1 三陸沿岸の湾の固有振動周期

| 湾名   | 固有振動周期 (分) |       |       |
|------|------------|-------|-------|
|      | 1次モード      | 2次モード | 3次モード |
| 久慈湾  | 20         | 15    | 10    |
| 宮古湾  | 44         | 20    | 12    |
| 山田湾  | 41         | 10    | 9     |
| 大槌湾  | 25         | 10    | 8     |
| 大船渡湾 | 39         | 14    | 8     |
| 気仙沼湾 | 58         | 30    | 17    |
| 志津川湾 | 31         | 13    | 12    |

ップの例であるが、図中の○はデータベースで想定している地震断層の震源位置であり、●は固有振動を励起する可能性が高い地震の震源位置を表す。このマップを用いることによって、断層位置・マグニチュードの情報のみで、地震直後に湾内での津波増幅の有無を予測することが可能である。現状の津波予報では、岩手県沿岸部全体を一予報区として予報値を発令することになっている。たとえ津波予報としては注意報（津波高 50 cm 以下）であったとしても、場所によりそれ以上の津波が湾の固有振動として励起される可能性がある。その場合には、ここで示すような湾毎の増幅予想マップを補助的な資料として活用すればよい。

一方、遠地津波や津波地震に対しては、予測値データベースでカバーしきれないという欠点がある。その際には、津波発生後に GPS 津波計で観測された津波波形をリアルタイムでスペクトル解析して卓越周期を求め、事前に求めておいた各湾の固有振動周期との対応を見ることにより、想定外の地震に対しても湾内の津波危険度を予測することが可能である。

### (3) 津波観測データを簡易的に利用した予測値修正法（第2段階修正）

#### a) 擬似津波観測情報の取得

第2段階の修正ではリアルタイムで得られる沖合観測情報を用いるが、ここでは、即時的に得られる地震情報（断層パラメータ）の不確定性が沿岸の津波分布に大きく影響する津波地震の場合と、断層の走向  $\theta$  が海溝軸に平行でない場合を想定して疑似的に観測波形を作成する。これは気象庁のデータベースでも考慮されていない地震であり、このような地震発生シナリオを用いることにより予測値の修正精度の検証を行うことが可能となるからである。

津波地震のシナリオは、実際には  $M=8.5$  の津波が発生していたが、気象庁では  $M=8.1$  に対応する津波を予測したというケースを仮定する。また、走向  $\theta$  は海溝軸に平行 ( $\theta=180^\circ$ ) であると仮定している気象庁設定値とは  $25^\circ$  異なるケースとした。

#### b) 津波地震に対する予測値の修正

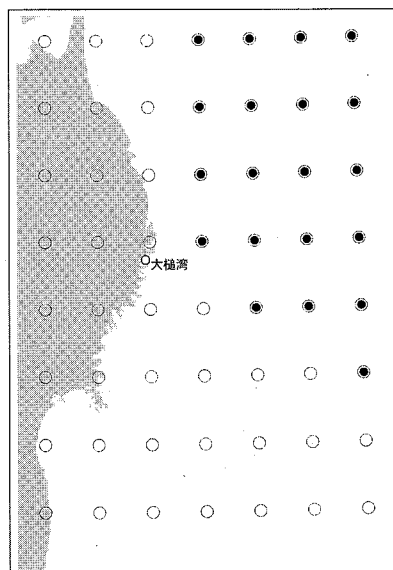


図-4 大槌湾を対象とした津波増幅予想マップの例

予測値修正の流れを津波地震に対する修正事例を用いて説明する。まず、震央位置とマグニチュードをデータベースに入力し、沖合観測点 (ARENA) の第1波波高と沿岸予測点の最大波高の予測値を算出する。また、次に、津波波源から沖合観測点、沿岸予測点という波の伝播方向を特定するために、図-5 のように震央位置から  $360^\circ$  方向に波向線を描き、観測点毎にその通過頻度をカウントする。そして、その本数の割合に応じて観測点と予測点との関係を求める。

次に、データベースから算出した第1波予測値と観測値を用いて (7) 式から沖合観測点  $i$  に対応する波高比  $\alpha_i$  を求める。ここで  $z_{obs,i}$  は観測点  $i$  における第1波観測値、 $z_{db,i}$  は観測点  $i$  における第1波予測値である。津波地震に対して、波高比  $\alpha$  を求めた結果を図-6 に示すが、実際の津波は予測値より2倍以上大きいことが分かる。

$$\alpha_i = z_{obs,i} / z_{db,i} \dots \dots \dots (7)$$

そして、沖合観測点の波高比  $\alpha_i$  を用いて、(8) 式から沿岸予測点の修正波高比  $\beta_i$  を求める。ここで  $n_{i,j}$  は、観測点  $i$  を通過し、予測点  $j$  に到達する波向線の頻度数である。さらに、波高比  $\beta_i$  とデータベースから算出された元々の沿岸予測点の予測値との積を求め、予測値を修正した結果を図-7 に示す。津波地震の場合、気象庁の予測手法では津波を過小評価してしまうが、この手法を用いることにより、津波高さが大幅に修正することが可能であることが分かる。

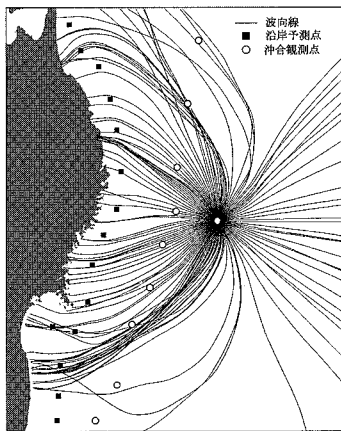
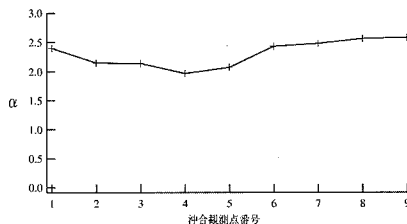


図-5 震央からの波向線の例

図-6 沖合観測点 (ARENA) における波高比  $\alpha_i$  の分布

$$\beta_i = \sum_{j=1}^n (n_{i,j} \alpha_j) / \sum_{j=1}^n n_{i,j} \dots \dots \dots (8)$$

## c) 断層の走向の影響

気象庁設定の走向と  $25^\circ$  異なるケースについて予測値を修正する。同様の手法で修正を行った結果を図-8に示す。沿岸予測点2から5, 9から13では気象庁予測値より結果が改善されており, 走向が異なる影響をある程度修正することが可能である。ただし, 波源の広がりやを考慮せずに波向線を描いているため, 波向きの再現精度が予測精度に大きく影響してしまう。

## (4) リアルタイムシミュレーションによる予測 (第3段階修正)

## a) 断層パラメータの推定

逆伝播手法を利用して断層パラメータを推定する。逆伝播手法とは, 波の伝播速度の原理を利用した波向線法により津波波源域を推定する手法である。波向線法の支配方程式を(9)式に示す。ここで  $\alpha$  は屈折角,  $c$  は長波の波速,  $s$  は波向線に沿った距離である。

$$\frac{d\alpha}{ds} = \frac{1}{c} \left( \sin \alpha \frac{\partial c}{\partial x} - \cos \alpha \frac{\partial c}{\partial y} \right) \dots \dots \dots (9)$$

予測結果の精度を検証するために, 正断層型の1933

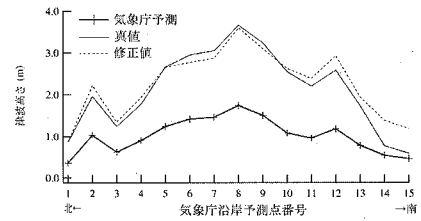


図-7 津波地震を想定した場合の予測値修正結果

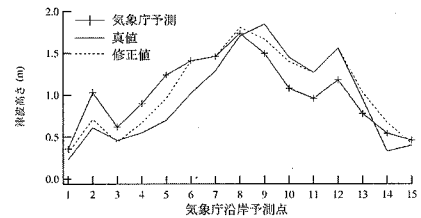
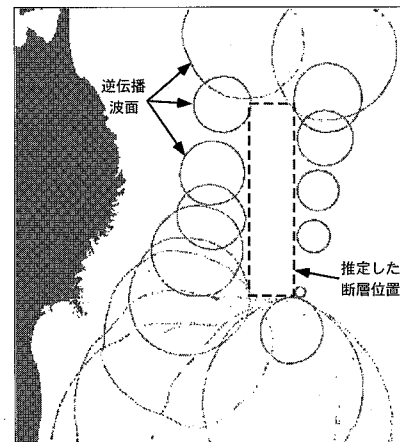
図-8 走向  $\theta = 155^\circ$  とした場合の修正結果

図-9 逆伝播手法による津波波源推定例

年昭和三陸地震を設定して津波伝播計算を行い, 逆伝播手法を用いて断層パラメータを推定する。まず, 沖合観測点で得られた時系列波形から津波到達時刻(ゼロクロス点)を読み取り, 沖合観測点を起点に, 図-9のような逆伝播波面を描く。この逆伝播波面の中に接する津波波源を幾何学的に推定し, 断層長さ  $L$ , 断層幅  $W$ , 走向  $\theta$  を推定する。

## b) リアルタイムシミュレーションの実施

推定した断層パラメータ  $L, W, \theta$  を用いて津波伝播計算を行い, 予測値を修正する。ただし, 地震波解析により得られたメカニズムに関する情報を利用することを想定し, 断層の傾斜角  $\delta$  や滑り角  $\lambda$  は, 事前に構築しておいたデータベースと同じ値を利用した。三陸沿岸において3種類の断層から津波伝播計算を行った結果を

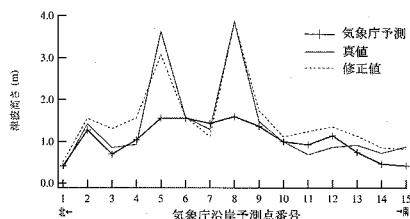


図-10 リアルタイム計算による予測値修正例

図-10 に示す。気象庁のデータベース型の予測手法では正断層を想定していないが、この手法では、地震断層のメカニズムも考慮するために、精度良く推定することが出来る。また、リアルタイムシミュレーションでは、市町村別などさらに詳細に予測することも可能である。

### 5. リアルタイム予測・修正までの時間的猶予

予測までかかる時間と津波到達までの猶予を考慮して、本研究の修正法のリアルタイム性を評価する。1933 年昭和三陸型の地震津波発生を想定し、八戸・宮古・気仙沼・仙台の4点で評価する。猶予時間は各地点への想定津波到達時間から、予測にかかる所要時間（観測時間＋計算時間）を差し引いた値として定義し、気象庁の津波予報、沖合津波観測網を利用した第2段階修正法、およびリアルタイムシミュレーションを実施する第3段階修正法の3つの手法の猶予時間を算定した結果を表-2に示す。第1段階修正法は、増幅マップを用いた場合には地震情報が分かり次第有効となるため、ここでは評価しないこととする。波高比 $\beta$ を用いた第2段階修正法は気象庁のデータベースを活用するため、第1波高観測後の予測値の修正計算に時間がかからず、全地点で有効であることが分かった。一方、津波観測後、波源情報を

表-2 本研究の修正法に基づく予測・修正猶予時間例(分)

| 予測地 | 気象庁予報 | 第2段階修正 | 第3段階修正 |
|-----|-------|--------|--------|
| 八戸  | 50    | 44     | 21     |
| 宮古  | 29    | 23     | -1     |
| 気仙沼 | 45    | 35     | 16     |
| 仙台  | 76    | 62     | 47     |

修正し、リアルタイムでシミュレーションを行う第3段階修正法は、現象の再現時間を6時間とした場合には19分（計算は線形、CPUはPentium4 3.4GHzを利用）かかることが影響し、津波波源に近い宮古では計算終了前に津波が到達している。

### 6. おわりに

本研究では、リアルタイム観測データを利用して段階的に津波予報を修正する手法の提案を行った。主な結論を以下に示す。

想定地震に応じた湾毎の固有振動周期をあらかじめ求めておくことにより、地震直後の情報（マグニチュード、震央位置）のみで簡易に湾毎の津波危険度を知るための手法を開発した。これにより、湾毎の津波危険度予測図を作成できる。

気象庁の既存の津波予測データベースと沖合津波観測情報を活用して予測値を修正する手法を開発した。この手法は特に津波地震に対して有効であり、地震の規模だけに頼ったこれまでの予測手法の弱点を補うものとして活用できることを示した。

逆伝播手法により断層パラメータ（断層長さ、幅、走向）を修正する方法を提案した。

地震断層のメカニズム解も考慮することによって、従来の気象庁の手法では予測が困難であった正断層型の地震に対しても、精度良く予測することが可能である。

予測精度と時間というトレードオフの中で、本研究で提案した段階的修正法を用いることで、情報の取得に応じた予測が可能であることが分かった。

### 参考文献

- 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.
- 地球観測海底ケーブルネットワーク検討委員会(2003)：科学観測用海底ケーブルネットワーク技術報告書，84p.
- 永井紀彦・加藤照之・寺田幸博・越村俊一(2005)：GPS津波計測システムを活用した津波監視情報網をめざして，土木施工，平成17年8月号，山海堂，Vol.46，No.8，pp. 29-35.
- 量的津波予報検討会(1998)：量的予報検討会検討結果報告，42p.
- Loomis, H. G.(1975)：Normal modes of oscillation of Honokohau Harbor, Hawaii, Hawaii Inst. Geophys.Rep., 20p.