

海洋短波レーダを用いた小規模地震に伴う津波波源検知に関する基礎研究

秋田大学 学生会員 ○小沼知弘
秋田大学 正会員 高橋智幸

1. はじめに

現在、日本では沿岸に接近する津波を検知するための津波観測システムや数値シミュレーションを用いた津波予報システムの開発が行われ、実用化されている（例えば、石田ら（1998）や永井ら（2003））。これらの津波観測システムは、ある 1 地点に到達する津波を正確に観測する事を目的に開発されている。このため、津波が発生した場合、津波を面的に観測することは出来ず、ブイの設置距離も数十 km と短いため海溝付近を伝播している津波を観測する事も困難である。このような、既存のシステムにおける問題を解決するためには、面的な津波観測が可能な新たな津波観測システムが必要である。この新たな津波観測システムを構築するために、筆者らは海洋リモートセンシングによる面的な津波観測の可能性を明らかにすることを目的とし、その検討を行ってきた（鈴木ら（2005）、高橋ら、（2007））。

本研究では、現在一般的に用いられているドップラースペクトルを利用した解析手法によって、地震発生時の海面変動が捉えられるか検討することを目的としている。

2. 海洋短波レーダによる解析方法と結果

本研究では、(独法)情報通信研究機構亜熱帯計測技術センターが石垣島および与那国島に設置し、黒潮海流の流況をその 2 局で観測している遠距離海洋レーダ（児島ら、2003）の受信観測データを用いた。図-1 に遠距離海洋レーダ（主要諸元：レーダ形式：FMICW、ビーム幅：8~10°、観測範囲：±60°、周波数：9.25MHz、掃引周波数幅：22kHz、周波数掃引間隔：0.7s、距離分解能：7km、速度分解能：2.5cm/s）の観測対象域を示す。この海洋レーダは、2001 年 7 月から 2009 年 1 月現在まで継続して海洋観測データの保存を行っている。この観測範囲付近で発生した地震データとして、気象庁発表の一元化震源リストを対象に、2006 年 4 月から 2008 年 12 月の期間で、北緯 23.50°~27.00°、東経 121.50°~125.50°、M4.0 以上、震源の深さ 250km 以下の条件で検索を行った。その結果のうち M6.0 以上の地震を図-1 に示す(震源を●で表示)。検索結果の中から、海洋短波レーダ、ドップラースペクトル、津波波源
秋田県秋田市手形学園町1番1号 FAX:(018)889-3193

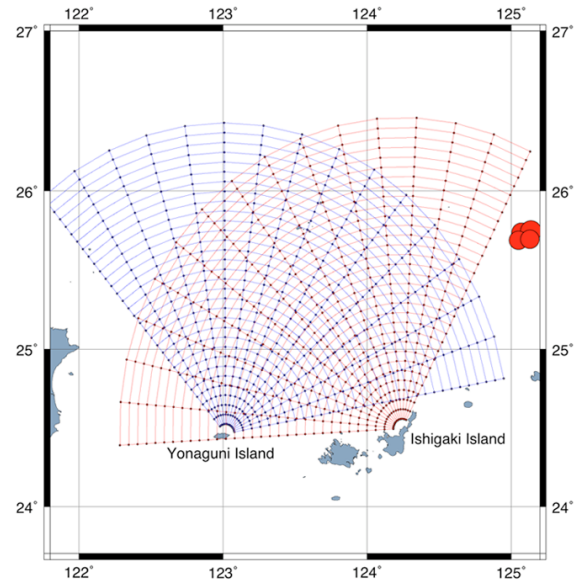


図-1 海洋短波レーダの観測範囲および地震検索結果

観測データを入手出来た地震(2007 年 4 月 20 日 11:23:32.3, Mw6.0, 北緯 25.69°, 東経 125.05°)を解析対象とした。

海洋短波レーダの通常海流観測では、24 分間のデータを 4 分割し、それぞれのデータからドップラースペクトルを求め、4 つのドップラースペクトルを平均化することにより、24 分間の平均表面流速を推定する。対象とする地震発生時間は 11:23:32.3 なので、観測データのうち 11:23:32.3~11:24:00 の約 30 秒間のデータが重要である。よって本研究では、地震発生前後の表面流速の変化を確認するため、11:23:00~11:24:00 期間を対象に解析を行った。通常の解析方法では 24 分間の平均流速を求めるが、本研究では 3 分間のデータ(256 データ)を 0.7 秒ずつシフトして解析することにより、11:23~11:24 間における平均流速の時系列変化を確認した。また、震源位置が石垣局、与那国局共に観測範囲外にあるため、与那国局の使用していない距離方向のデータを用いて観測範囲を拡大し解析を行った。よって、与那国局の視線方向の流速を対象に解析を行っていく。図-2 に震源付近における平均流速の時系列変化を示す。負の値は与那国局へ向かってくる波の流速を示している。図-2 より、地震発生(32.3s)前後に流速

が約-31cm/s から-45cm/s に増加していることがわかる。しかしながら、この流速の増加が地震発生に伴う津波によるものなのか確かではない。理由として、地震発生前から流速が増加していることが挙げられる。そこで、この地震により発生する津波を数値計算により再現し、震源付近における流速の比較を行った。

3. 数値計算とまとめ

地震の海底変位計算に用いた断層パラメータは、気象庁発表の発震機構解の断層面解 1(断層長さ：13183km, 幅：6591km, 走向：276°, 傾斜角：89°, 滑り角：24°)を用いて Mansinha & Smylie のモデルによって計算した。地形データは J-EGG500 の 500 メートルメッシュデータを用いた。計算条件は、支配方程式：浅水理論, 差分方法：Staggered leap-frog 法, 計算領域：北緯 24°~28°, 東経 122°~126°, 空間格子サイズ:500m, タイムステップ：0.5 秒, 再現時間：12.5 分, 打ち切り水深：0.01m とした。図-3 に数値計算の結果を示す。地震発生から約 30 秒間の情報が重要であるので、地震発生 30 秒後の流速を確認すると震央での流速は 0.192cm/s と非常に小さいことがわかった。この程度の流速では通常波浪に埋もれてしまい検知するのは困難である。また、海洋短波レーダの速度分解能 2.5cm/s と比較しても小さい事が分かる。そこで、どの程度の地震で流速を検知することが可能であるかを確認するため、マグニチュードを 6.5, 7.0, 7.5, 8.0 と段階的に増加させ同様の計算を行った。図-4 に計算結果を示す。震央における地震発生 30 秒後の流速を確認すると、Mw8.0 でも 13.1mm/s と非常に小さい値であった。やはりこの程度の流速では通常波浪に埋もれてしまい海洋レーダで検知するのは困難である。また、海洋短波レーダの速度分解能:2.5cm/s を比較しても小さい事が分かる。

現在の海洋短波レーダのドップラースペクトルを用いた解析方法では、津波波源を検知することが困難である。今後は、後方散乱強度を用いたリアルタイム観測(高橋ら, 2007)などの新しい解析法が必要だと考える。

参考文献

- 1) 石田祐介ら (1998) : 三陸沖での新しい監視方法による津波情報提供の可能性, 海岸工学論文集, 第 45 巻, pp.386-390.
- 2) 永井紀彦ら (2003) : GPS ブイによる沖合の波浪・津波・潮位観測, 海岸工学論文集, 第 50 巻, pp.1411-1415.
- 3) 鈴木由美ら (2005) : 人工衛星画像を用いた津波の発生および伝播観測に関する検討, 海岸工学論文集, 第 52 巻, pp.

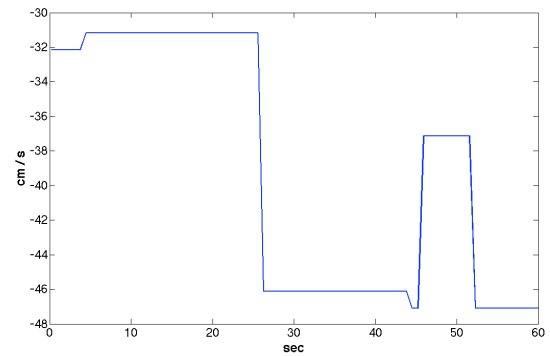


図-2 震源付近における流速の時系列変化

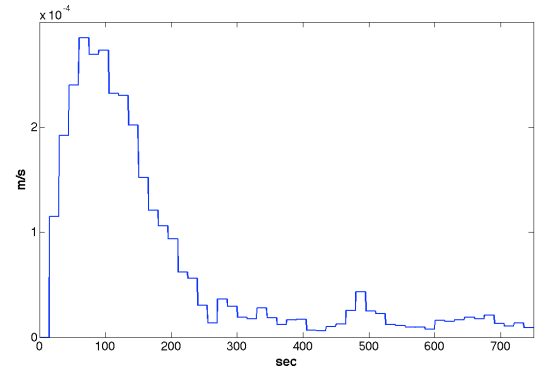


図-3 流速の時系列変化

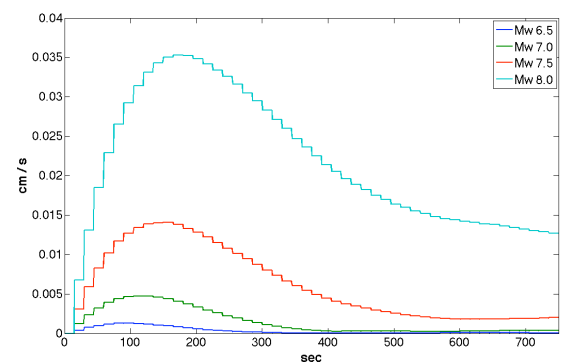


図-4 流速の時系列変化

251-255.

- 4) 高橋心平ら (2007) : 後方散乱強度を指標とした遠距離海洋レーダによる津波検知に関する基礎的研究, 海岸工学論文集, 第 54 巻, pp.206-210.
- 4) 児島正一郎ら (2003) : 外洋の広域波浪計測のための遠距離海洋レーダの開発, 海岸工学論文集, 第 50 巻, pp. 1391-1395.
- 5) Mansinha, L and Smylie, D.E. (1971) : The displacement fields of inclined faults, Bull. Seismol. Soc. Amer, Vol.61, pp. 68-89.
- 6) Mikumo, T. (1971) : Source process of deep and intermediate earthquakes as inferred from long-period P and S waveforms, 2. Deep-focus and intermediate-depth earthquakes around Japan, J. Phys. Earth Vol.19, pp.303-320.