

海洋短波レーダを用いた地震に伴う海面擾乱の観測に関する検討

秋田大学 学生会員 ○高橋心平
秋田大学 正会員 高橋智幸
情報通信研究機構 正会員 児島正一郎

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に、津波観測システムの開発および実用化が進められ、これまでに津波の観測に成功している（例えば、石田ら（1998）や永井ら（2003））。しかしながら、これらのシステムは、ある 1 地点における津波を正確に観測することを目的に開発されているため、面的に津波を観測することはできない。また、海溝付近を伝播している津波を捉えることは困難である。既存の津波観測システムにおける面的観測の問題を解決するためには、広域的な津波観測が可能な新たなシステムを構築する必要がある。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）。

本研究では、（独法）情報通信研究機構沖縄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、地震発生前後に観測された後方散乱強度の変動を解析することによって、地震に伴う海面変動を捉えることが可能であるか明らかにすることを目的としている。

2. 海洋短波レーダによる震源付近の観測と解析方法

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 2007 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、2004 年 4 月から 2006 年 3 月の期間で、北緯 24.50°～26.50°，東経 122.00°～124.50°，M4.0 以上，震源の深さ 250km 以下の条件で検索を行った。その結果を図-1 に示す（●で表示）。検索結果により、地震に伴う海面変動が発生した可能性の高い 3 つの検索結果（地震 a:2005 年 10 月 16 日 00:51，北緯 25.35°，東経 123.40°，M6.5，震源の深さ 175km，地震 b:2005 年 12 月 16 日 23:36，北緯 25.13° 東経 123.57°，M4.4，震源の深さ 21km，地

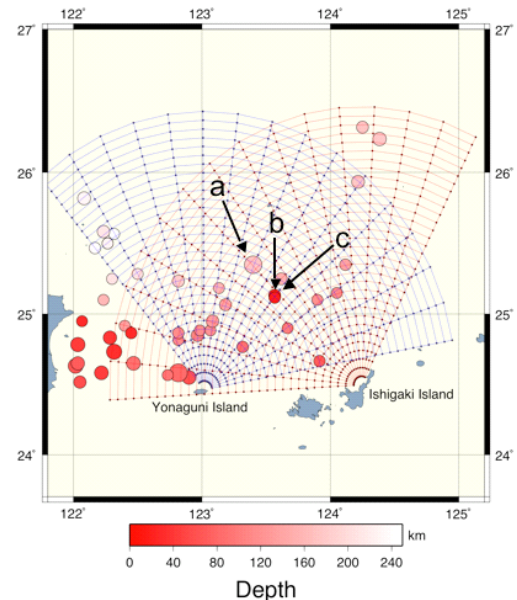


図-1 海洋レーダの観測範囲および地震検索結果

震 c:2005 年 12 月 17 日 07:33，北緯 25.12° 東経 123.57°，M4.3，震源の深さ 17km）を対象に解析を行った。

解析方法としては、地震発生 1 分前から 2 分後の両局の各地点における受信データの絶対値を後方散乱強度として解釈し、震源に近い点での時系列変化を確認した。また、Mansinha & Smylie (1971) の理論を用いて地震発生時の海底鉛直変位量の再現計算を行い、海面変動の規模を推定し後方散乱強度の変動と比較した。

3. 結果とまとめ

ここでは、例として地震 a の震源位置に順次近い石垣局の観測点 9 ヶ所の後方散乱強度の変化を図-2，図-3 および図-4 に示す。震源位置に最も近い図-2 の a1 および a2 の後方散乱強度が、地震発生（0s）を境界に約 80 秒間、20～40dB 程強くなっていることがわかる。それ以外の点では、0s を境界とした急激な変化は見受けられない。これは、a1 および a2 地点が震源位置とほぼ同位置であることから、地震による海底変動によって海面上に擾乱が発生し、それによって後方散乱強度が急激に高くなった可能性が考えられる。しかしながら、海面上に擾乱が発生することによって、後方散乱強度にどのような変化が起きるのかという機構は、まだ研究段階であり、また、その実態を把握することは難しい。同地震の与那国局の観測データについても同

様の解析を行ったが、震源に近い点での後方散乱強度の急激な変化は確認できなかった。また、平常時の与那国局の後方散乱強度は、石垣局の後方散乱強度に比べ20～30dB程低いことが確認された。これにより、与那国局では観測視線方向の風波等によるうねりの進行成分が少ないため、地震による擾乱が増幅されず後方散乱強度に大きな変化が起こらなかったと考えられる。図-5は、Mansinha & Smylie の理論によって計算された静的な海底変位量を示したものである。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で、断層の剛性率は1968年5月に発生した口之島や深発地震を参照し(Mikumo, 1971), $7.2 \times 10^{11} \text{ dyne/cm}^2$ とした。計算結果より、断層の北東で1mm隆起、南西で1～2mm沈降していることが推定されたが、このことからわかるように、この地震による海底変動は微少であり、海面変動も微少であったことが推定される。また、1mm以上変位した隆起部面積が8582km²、沈降部面積が12734km²であるが、図-2のa1とa2地点を直径とする面積は約38.5km²であった。すなわち、この規模の地震においては、海面擾乱が増幅されるのは震源付近に限られ、津波波源全域には及ばないものと考えられる。

地震bおよび地震cにおいて、同様の解析を行った結果、海底変動は1mm以下であり、震源付近における後方散乱強度の急激な変化も見られなかった。これは地震の規模が小さく、海底変動も極微少であることから、海面擾乱は観測されなかったと考えられる。

今後は、広域かつ変位の大きな海面変動を起こしている台風通過による高潮を対象に後方散乱強度の解析を行い、実態を明らかにしていく予定である。

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. 251-255.
- 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.

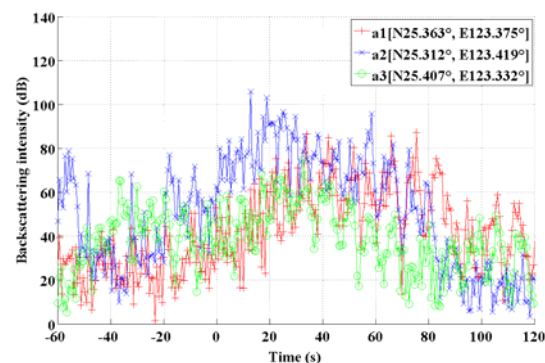


図-2 地震aに近い1～3点の後方散乱強度の時系列

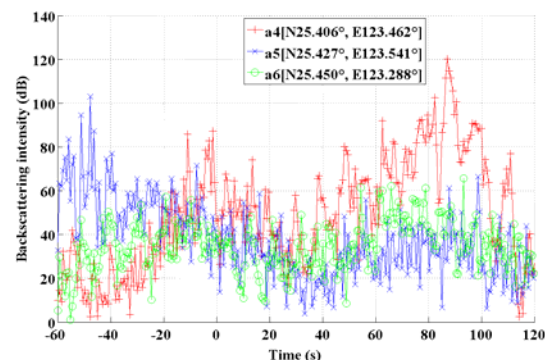


図-3 地震aに近い4～6点の後方散乱強度の時系列

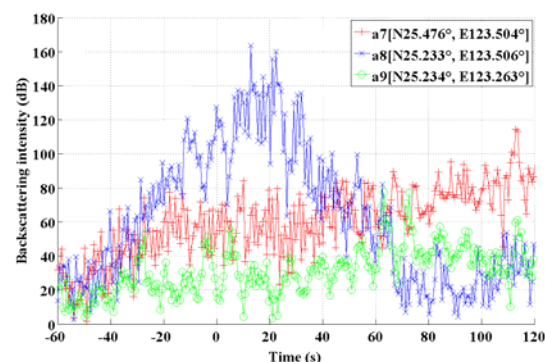


図-4 地震aに近い7～9点の後方散乱強度の時系列

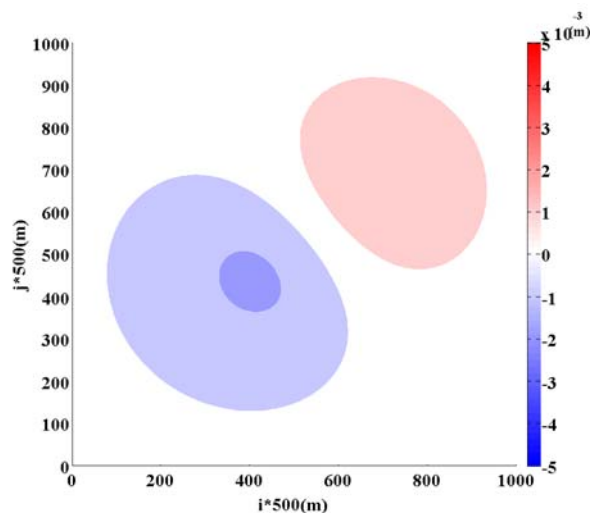


図-5 地震aの海底変位量