

東北地方太平洋沖地震後の太平洋における津波コーダ

齊藤竜彦・稲津大祐・田中佐千子・三好崇之

独立行政法人 防災科学技術研究所

Tsunami coda across the Pacific Ocean following the 2011 Tohoku-Oki earthquake

Tatsuhiko Saito, Daisuke Inazu, Sachiko Tanaka, and Takayuki Miyoshi
National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention (NIED)

はじめに

2011年3月11日14時46分（日本時間）に発生した東北地方太平洋沖地震（M9.0）は、日本列島の太平洋岸に甚大な津波被害をもたらした。この津波は、日本近海に設置されている海底水圧計や環太平洋全域に設置されている海底水圧計（DARTシステム）で記録され、津波波形、特に、第一波到着から1時間以内にあらわれる津波の主要動および分散波を解析することで、その波源や震源断層運動が推定されている [例 Saito et al. 2011]。

津波コーダ波

一方、太平洋各地で得られた海底水圧計の記録(JAMSTEC および NOAA による)を詳しく解析すると、地震発生時から数日間にわたって、ノイズレベル以上の振幅を保って継続する長周期 (30 min - 120 min) の津波を確認することが出来る。本研究では、津波主要動到達後からはるかに遅れて (~48 時間以降) 現れる津波を津波コーダと呼ぶ。太平洋で観測される周期 30 min - 60 min の津波コーダ波の RMS 振幅値は、震源距離や方位に系統的には依存せず、経過時間と共に時定数~22 時間で指数関数的に減少する [図 1]。また、コーダ振幅値そのものも震源距離や震源輻射パターンに系統的に依存しない。このことは、津波主要動部が震源距離や震源輻射パターンによって系統的に変化することと対照的である。さらに詳しくコーダ振幅を調査すると、日本近海に設置されている水圧計(21413, 21418)には、地震発生からおおよそ 50 時間後に、コーダ振幅が増加している。

数値シミュレーション

津波コーダ波の成因を調査するために、線形長波方程式に基づき全球規模での津波シミュレーションを実施した。通常の極座標を利用すると北極が特異点となるために、安定した津波計算を実施することは難しい。ここでは、座標変換によって計算上の極を陸地に移動させ、計算不安定を回避した [Inazu et al. 2012]。シミュレーションにより得られた津波コーダ波の減少は弱く、津波振幅を過大評価する。一方、日本から太平洋を横断し、チリで反射した津波が、地震発生後から~50 時間後に日本付近に到達する様子は再現出来る。津波コーダの振幅値を説明するために、津波のエネルギー消散として海底での摩擦をシミュレーションに導入した。海底摩擦係数 $C_f = 10^{-5}$ を仮定することで、太平洋で観測された津波コーダ振幅をおおよそ再現出来る。この値は、極浅部で得られている海底摩擦係数の値より 2 桁程度小さい。

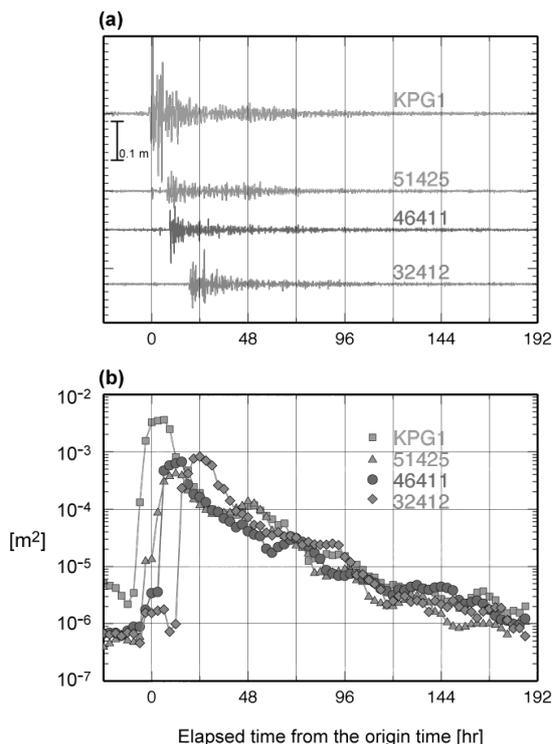


図 1

(a) 太平洋底の各地（釧路沖 KPG1, サモア北西沖 51425, サンフランシスコ北西沖 46411, ペルー南西沖 3412）で得られたバンドパスフィルタ（30-120 分）津波波形記録。

(b) 各地点における平均 2 乗振幅値の時間変化。

謝辞

Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC) と National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) による海底水圧記録を利用しました。