

[講演要旨]

最新の地下構造調査に基づく1833年天保出羽沖地震の波源断層評価

今井健太郎・高橋成実・大林涼子(海洋研究開発機構)

§1. 背景

1833年12月7日に出羽(山形)沖で発生した地震により、青森から島根に至る日本列島日本海沿岸に津波が到達し、山形県、新潟県、佐渡島や能登半島の沿岸には甚大な被害が発生した(羽鳥, 1990)。

本地震のメカニズムは、史料から解釈した震度分布・津波痕跡高や津波来襲形態に基づいて陸域に近いスラブ内の逆断層地震と解釈されている(相田, 1989; 石井ら, 2010)。

近年、各機関により観測されてきた日本海の海域における地下構造調査結果を総合的に利用した海底活断層評価が実施され、当該海域の断層に関する理解が進んだ(例えば、金田ら, 2014)。実像に近い波源を評価するためには、この観測結果を踏まえて検討する必要がある。また、都司ら(2014, 2015)によって、本地震津波の津波痕跡高についても詳細な現地調査が実施され、本地震津波の諸相についても明らかになりつつある。

本研究では、日本海の海域断層に関する最新の解釈を踏まえ、新たな津波痕跡情報に基づく天保出羽沖地震津波の波源評価を行うことを目的とする。

§2. 解析方法

当該海域においては、高角な西傾斜となる断層が間欠的に多く存在していることが明らかとなっている(金田ら, 2014)。本地震は関東や北陸に及ぶ広域な有感地震であったことから、震源域もある程度の規模を持っていたと推測される。そこで、宇佐美(2013)による本地震の震央位置を踏まえ、断層長さ $L > 30$ kmとなる断層面を選択し、波源断層の候補として、秋田沖($L=60$ km, $dip=75^\circ$)、山形沖($L=30 \times 2$ km, $dip=74^\circ$)と新潟沖($L=80$ km, $dip=66^\circ$)とした。断層幅 W については、地殻上部の脆性領域で破壊するとして一律に10 kmとした。

本解析において仮定した波源断層は、新潟沖の断層面を基軸とし、Case 1は秋田沖(小断層数7枚)、Case 2は山形沖(小断層数6枚)との組み合わせとし、Case 1とCase 2の断層面積は同一とした。

各小断層による津波のGreen関数は線形長波理論に基づき、空間格子間隔は150 m、時間間隔は0.5 sとして計算を行った。各小断層のすべり量は、各痕跡点近傍の海域(水深約10 m)における合成波形の最大振幅と痕跡高が整合するように、組み合わせ最適化アルゴリズムを用いて推定した。本地震による地殻変動に関する情報はほとんど得られていないことから、海岸線において ± 1 m以上の隆起沈降は生じ

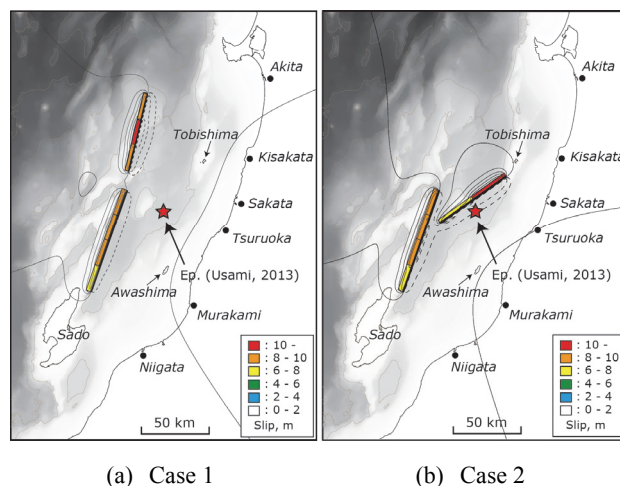


図1 天保出羽沖地震の推定波源。図中のコンターは実線が隆起、破線が沈降を示し、その間隔は1 mである。

ないとした。また、史料から得られる津波痕跡高の値には多少のばらつきが含まれる。そのばらつきを一樣乱数で考慮した32,000回の波源推定を行い、波源断層のすべり量分布を評価した。

§3. 解析結果

図1に天保出羽沖地震の推定波源を示す。Case 1, 2ともに新潟沖断層のすべり量分布は同様の傾向となった。津波痕跡高との整合性について、Aida(1978)の幾何標準偏差 κ はCase 1で1.40、Case 2で1.46程度となり、津波痕跡との整合性はCase 1の方が若干よい。地震規模 M_w は剛性率を33 GPaとするといずれも7.6~7.8となった。

既往モデル(相田, 1989)では、日本海沿岸部の津波をよく説明することができる。一方で、波源内には山形沖の飛島や新潟北部沖の粟島が含まれ、両島には3~4 mの大規模な隆起が生じることになる。

飛島には地震性の海岸段丘が形成されているが、その年代は縄文海進以後に形成されたと推定されており(宮内・山下, 1992)、本地震によるものとするには難しい。粟島では1964年新潟地震により海岸段丘が形成されているが、その再来周期は約1,900年間隔であることが推定されており(太田ら, 1988)、本地震によるものと判断できる地質学的根拠はない。

このように、飛島や粟島において、本地震による大規模な地殻変動が生じていたとは考えづらく、これらの状況と矛盾しない波源としては、本検討による波源と考えることができる。

謝辞:本研究はJSPS 科研費 25350492 の助成を受けました。