

活断層が発生させた 2007 年能登半島地震津波

The 2007 Notohanto Earthquake Tsunami generated by an active fault

日本歯科大学新潟短期大学 阿部邦昭

Kuniaki ABE

Junior College at Niigata, Nippon Dental University

(2009 年 11 月 30 日受理)

Abstract

We carried out numerical simulations of the 2007 Notohanto Earthquake Tsunami and estimated the source based on a fault model. The basic equation is linear shallow water theory and an instantaneous generation of the tsunami was assumed based on a static fault model. In the comparison with the observation we used tide gauge records of the tsunami. The estimated fault is 25 km in length and the vertical displacement of the sea bottom is about 0.3 m in the maximum. The location coincides with an active fault formerly found in the sea bottom. As the result we concluded that the tsunami was excited by the active fault.

Key Words : Notohanto Earthquake Tsunami, Source model, Numerical simulations.

序言

石川県能登半島の輪島市の南西約 50km に震央を持ち、マグニチュード M_{JMA} 6.9 の 2007 年能登半島地震（発震時、2007 年 3 月 25 日、9 時 41 分 58 秒（日本時間））は能登半島中央部に震度 6 強の揺れとともに、能登半島周辺に振幅 0.2m の津波をもたらした。能登半島周辺に発生した津波としては 1993 年 2 月 7 日の輪島市北東約 50km の能登半島沖に発生した M_s 6.6 の地震による津波以来のものである（Abe and Okada, 1995）。能登半島は周囲を浅瀬で取り囲まれている関係で、遠地で発生した津波が屈折により収束して増幅される場所で、過去の遠地津波によって浸水被害を被っている。1993 年北海道南西沖地震津波（都司他, 1994）、1983 年日本海中部地震津波（高橋, 村上, 1983）はともにわずかに浸水した程度であったが、1833 年山形県庄内沖で発生した天保の津波では大破流出家 345、死者約 100（2009 年理科年表）と大きな被害を引き起している。このような環境において発生する津波はエネルギーが浅瀬に捕捉されて外に出て行きにくい事が予測される。そこでこの 2007 年の津波に対して数値シミュレーションを実行し、津波の検潮記録と比較する事により波源の位置と長さを特定し、あわせて津波の特徴を議論したので報告する。

方法

(1) 津波シミュレーション

基本方程式として線形浅水方程式を仮定し、これに差分法

を適用し、数値シミュレーションを実施する。差分の取り方は中央差分で水位と流れは leapfrog 法でつなぐ方法である。初期条件は水位で与え、流速は 0 とする。その水位は断層モデルによる地表の上下変位と等しいとする（Mansinha and Smylie, 1971）。これは津波が全域で瞬間的に発生するという近似である。境界条件として海岸では垂直方向に完全反射、外海では透過境界条件を使用する。これらの条件のもと、水位の変位場を断層モデルによる地表面変位と等しく与え、これを初期条件として、その後の水位を計算領域全域で求める。検潮所のある所で計算された水位変化をそこで観測された津波波形と比較し、実測と計算の間で波形の一致を見る様な断層モデルを探索する。

(2) データ

水深のデータとして 500m 間隔の水深データが海上保安庁海洋データセンターによって用意されているのでこれを使用する。また比較のための津波水位記録は気象庁能登長橋検潮所、国土地理院輪島験潮場、北陸地方整備局金沢港検潮所とれた津波デジタル記録を使用する。このうち気象庁のものを除いて検潮のプロセスで導水管が使われている他の 2 つの井戸式の検潮所に対して応答補正を施す。その方法は Satake et al. (1988) により、1m 水位の回復時間で行う。しかし回復時間が両者で不明であるため、金沢港検潮所には平均的な値の 269s（阿部, 2005）を、輪島験潮場には同じ国土地理院の男鹿験潮場の値 1100s（Satake et al., 1988）と同じものを用いる。応答補正を行った後の水位から平常潮位

を差し引いて津波の波形とし、計算波形との比較に用いる。なおスペクトルの計算では応答補正は行うが潮位を差し引く事なく、含んだままで求める。

(3) モデルの探索

津波の波形を決定づける要素は波源の位置と水深、地震モーメント、断層のメカニズムと深さ等である。このうち地震モーメントは断層の長さ、幅、食い違い量、岩盤の剛性率から構成されるが、幅による効果は小さく長さや食い違い量の積が重要と考えられるので、モデルの探索ではその組み合わせのみを代える事にする。地震モーメント、断層のメカニズムは地震波から、幅を余震分布からえたもので固定し、剛性率は $4.2 \times 10^{10} \text{Nm}^{-2}$ を使用する。

結果

(1) 適用範囲

数値計算における空間格子の間隔は 500m で、原点を 36°N , 136°E として、東方向に 351 個、北方向に 444 個、計 155844 個の格子を用意した。これは能登半島全域とその周辺の 200m より浅い海域を含むもので、その範囲を Fig.1 に示す。これに対し時間格子の間隔は 2s で、計算は初期条件を 0s で与えて、7200s (2 時間) 後までの水位を計算し、検潮所の位置での水位記録のみを取り出した。この時間間隔は計算の安定条件を満たすようにとられている。

(2) 仮定した断層パラメータ

地震のモーメント、メカニズムは USGS による暫定値を使用した (USGS, 2007)。これは地震モーメントが $9.10 \times 10^{18} \text{Nm}$ 、メカニズムが方位角 58° 、傾斜角 60° 、滑り角 117°

である。このメカニズムは東南東傾斜の横ずれ成分をわずかに含む逆断層のものである。断層の幅は気象庁による余震分布の断面図から 12km とした (気象庁, 2007)。断層の上端の深さは津波を発生させた事で浅いと考えられる事から 1km にした。

(3) 変化させた断層の長さ

断層の長さを 20km にした場合で位置による波形の変化を調べた。観測波形を説明出来る位置として、断層の長さ方向の上端の中心で表す事にして、 37.25°N , 136.59°E をえた。これを固定した上で断層の長さを 15km から 30km まで 5km おきに变化させて、波形を比較した。その位置と長さを Fig. 2 に示す。

(4) 得られた結果の比較

断層の長さを 20km, 25km, 30km と変化させた場合について計算した津波波形を観測結果と同一のスケールで示したのが Fig.3-5 である。想定された断層の位置は Fig.2 に示している。3 者の違いは輪島の計算波形に最も良く表れている。すなわち、20km, 25km の長さでは計算では走時が観測に対して遅れているのに対し、30km では速くなって、長さが伸びるにつれて到達時刻が早まる傾向を示している。これは断層が長くなるほど、波源が輪島に近くなるためである。また長さを変えても地震モーメントを一定にしている関係で長さに反比例して食い違い量が減るが、その影響は輪島の初動振幅にわずかに反映されている。これに対し、金沢港と長橋のモデル津波の到達時刻はどの長さでも変わる事なく観測との一致が良い。つまり断層の長さはこれらの観測点に制約されない。

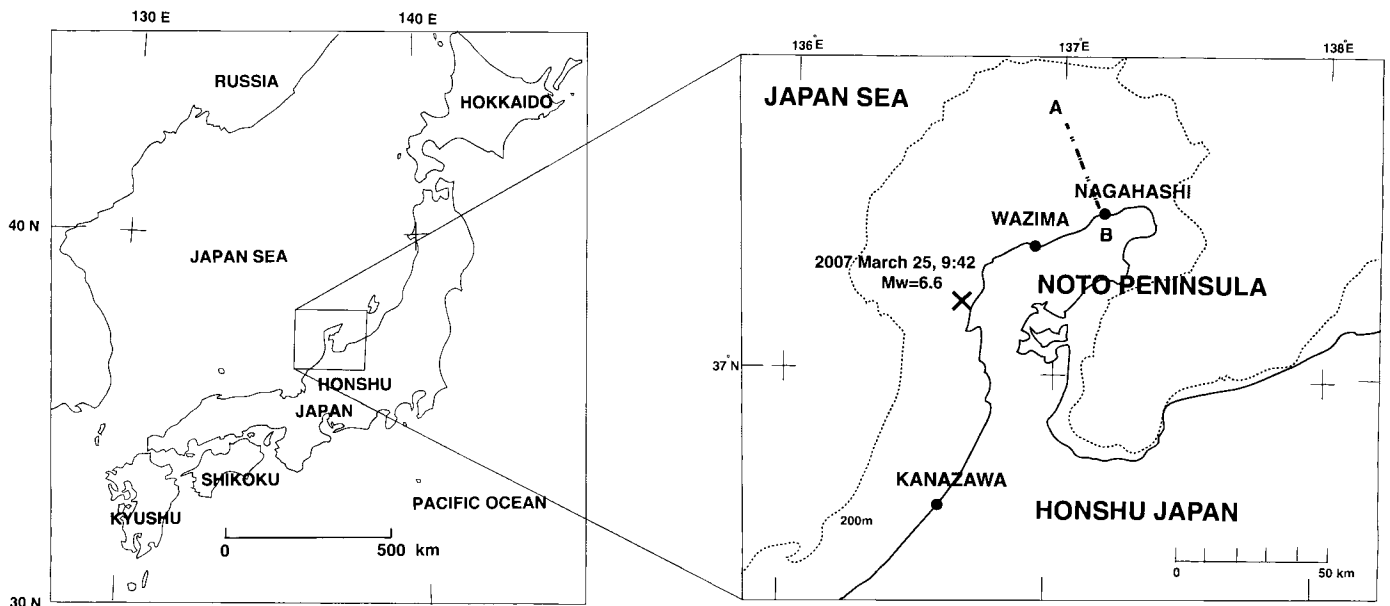


Fig.1 Map of Noto Peninsula, Japan and tide stations recorded the tsunami (solid circles). Epicenter of the earthquake is indicated with a cross.

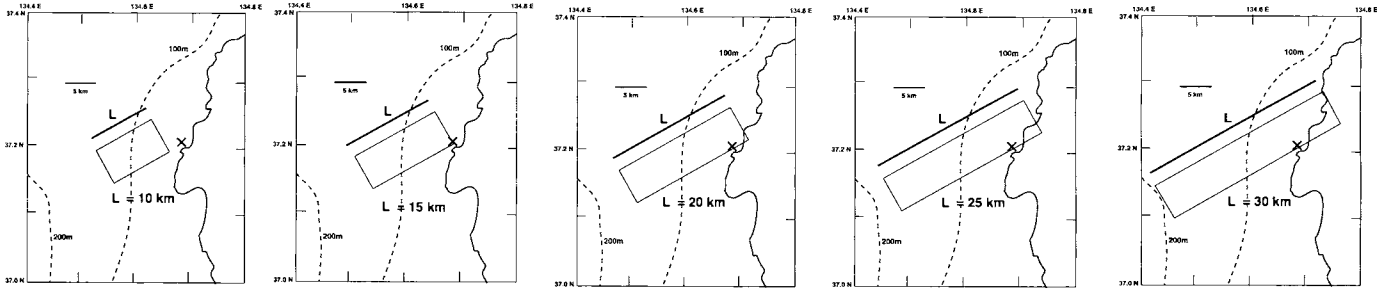


Fig.2 Source models examined in this analysis.

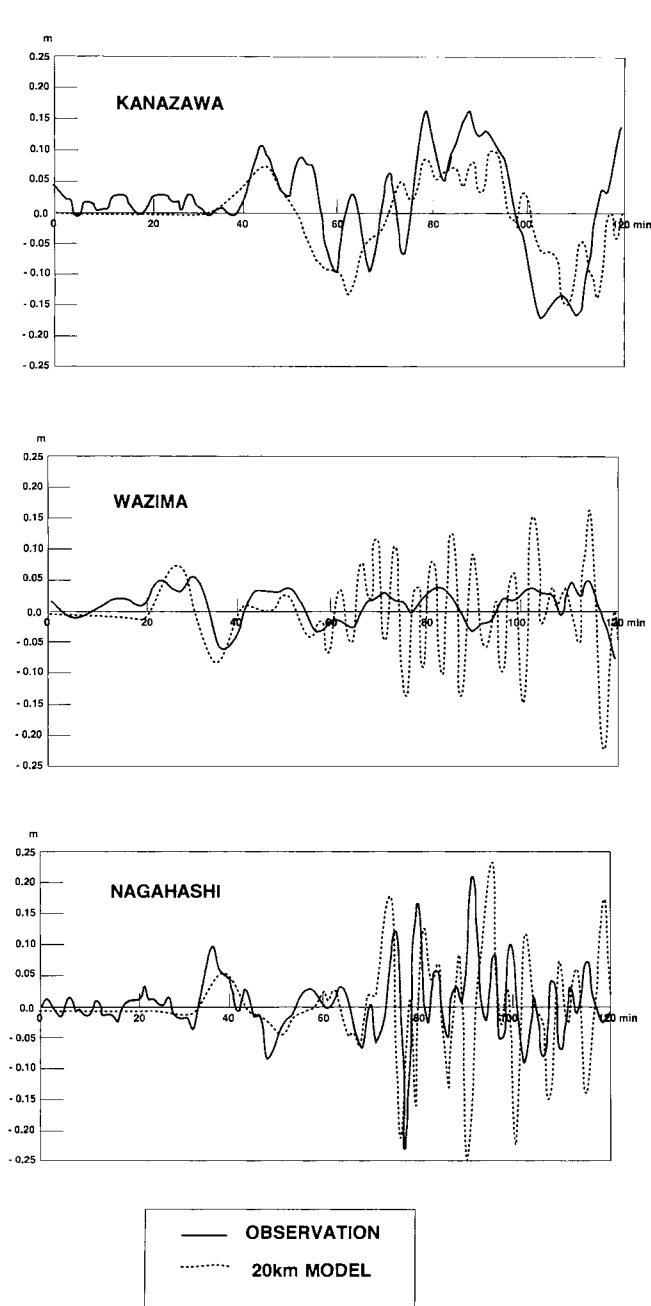


Fig.3 Comparisons of tsunami waveforms observed and calculated on 20km Model.

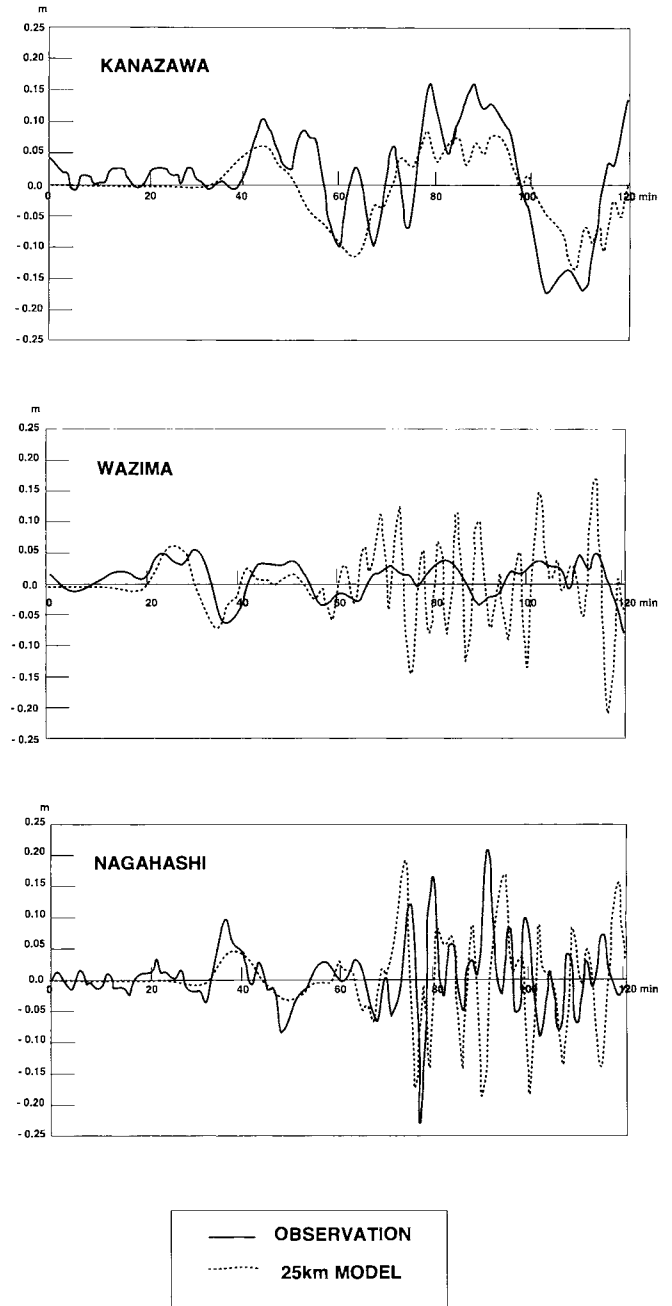


Fig.4 Comparisons of tsunami waveforms observed and calculated on 25km Model.

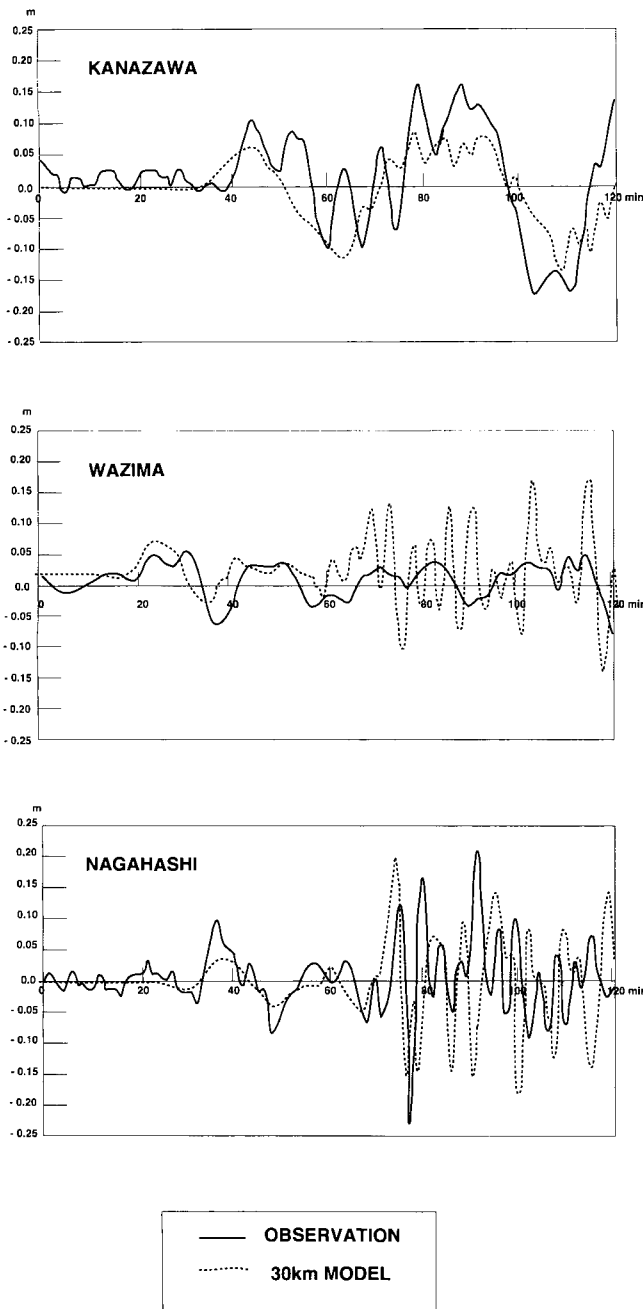


Fig.5 Comparisons of tsunami waveforms observed and calculated on 30km Model.

次に短周期成分の後続波についてであるが、金沢港では初動到達時刻から約10分後、長橋では約40分後に観測波形に初動に比べて短い周期の振動が表れている。この振動が長橋では計算で再現されているが、金沢港では再現が不十分である。一方、輪島では初動到達40分後に計算で短周期振動が励起されるが、観測では見られない。短周期振動の出現までの時間が短い金沢港の場合は港の固有振動の励起がその原因と考えられる。500mの格子間隔で港地形の再現が不十分な

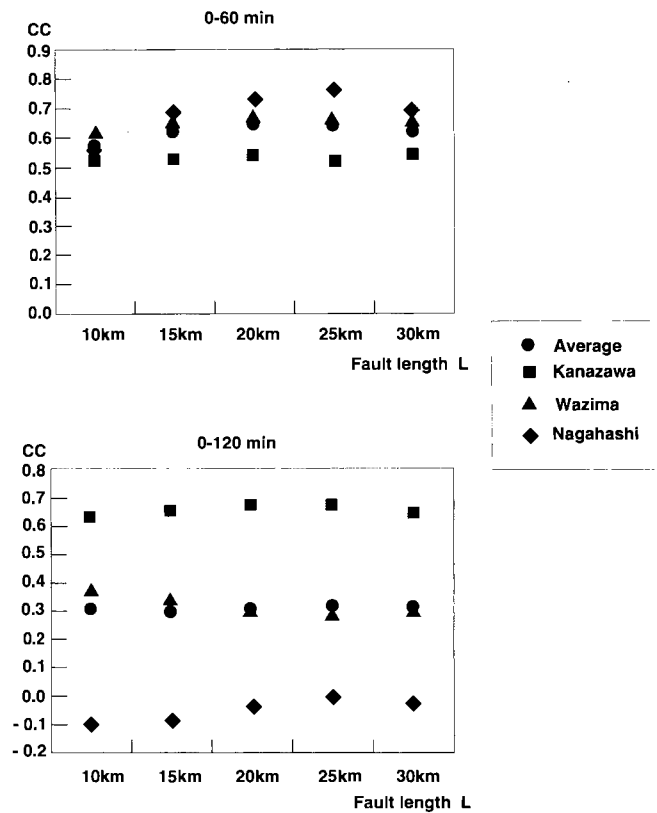


Fig.6 Correlation coefficients between observed and calculated waveforms for each tide station and the averages. Top is for 60 minutes and bottom is for 120 minutes.

分、短周期成分の再現が不十分であった。長橋のその短周期振動の原因であるが、輪島でえられた計算の短周期振動の出現時刻とほぼ等しいことから、沖合から長橋と輪島に同時に到達する波があって、これによって励起されたものと考えられる。しかし、輪島ではそれが観測されないような事情があったのである。それは輪島験潮場付近の浅瀬でこれが計算に取り込まれなかったのである。沖合から海岸にほぼ垂直に入射した事で陸棚の固有振動の高調波を励起した結果、短周期振動を記録し、長橋では再現されたのである。この点はスペクトルの所でさらに述べる。

次に再現性を数値化するために、計算波形と観測波形の相関係数を求めた。1分刻みでサンプリングした振幅値を、60分間と120分間の2つの場合について計算した。その結果を観測点ごとに計算した値と、3者の平均値を示したのがFig.6である。これを見ると最初の60分間はどこでも0.5を越して高い相関を示すが、120分まで取った場合は長橋で0以下になり、かなり低い値になる。これは振幅の大きい短周期成分の位相のずれが大きな原因である。短周期の再現性が良いのは短周期到達の1-2波に言える事で、次第に位相がずれて行って、初動到達から60分後あたりからは観測と計算が逆位相になっていて、その効果の方が大きく出たためであ

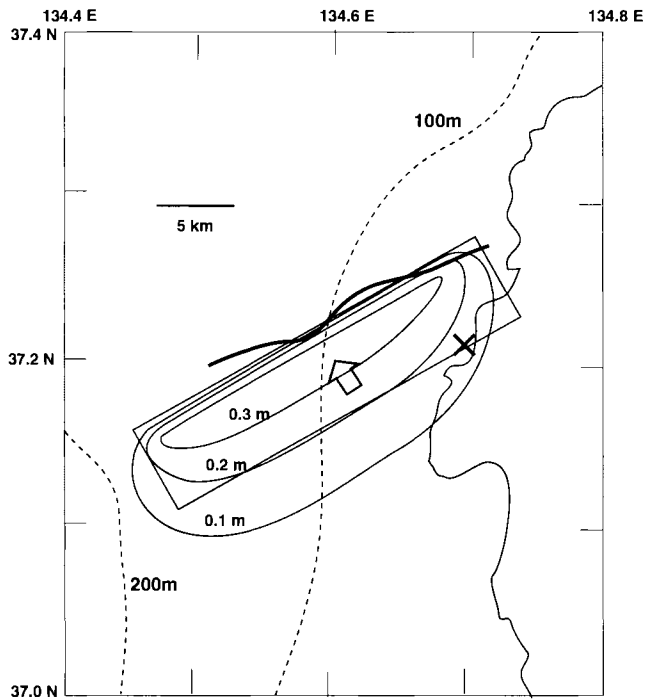


Fig.7 Vertical displacement of the best model (25km in length) and an active fault (heavy solid line) found by Inoue et al.(2007).

る。金沢港では120分まで取った場合でも0.6以上で相関が下がらない結果となっている。長さによる変化については25kmあたりにピークを持っている傾向が読み取れ、実際3者の平均を取るといずれも25kmで最大値を示しその値は60分間で0.65、120分間で0.32となる。相関係数には振幅の一致の度合いは含まれないので、振幅を含めての比較では別の検討が必要である。

相関係数の検討によってこの中では25km長さのモデルが最良となった。そこでこのモデルの初期変位の場合を示したのがFig.7である。これはFig.2の長さ25kmのモデルと同じものである。図には井上他(2007)によって地下探査で確認された海底の活断層の位置が太い実線で示されているが、これがちょうど設定された断層の上端と一致する関係になっている。井上他(2007)によるとこの断層は従来からあって、今回の地震で動いた事になっている。このことは今回の津波がこの活断層が逆断層として動いて海底に0.3m程度の上下変位を生じた事で津波を発生させた事を意味する。

(5) 津波のスペクトル

2007年3月25日9:00-15:00(JST)に対して津波の振幅スペクトルを求めた。これをFig.8に示す。この結果によると3者の間で特徴が見られる。すなわち、金沢港では単一の鋭いピークを示すのに対し、輪島では幅が広いピークを示し、長橋では3つのピークがあり、振動数とともにピークの

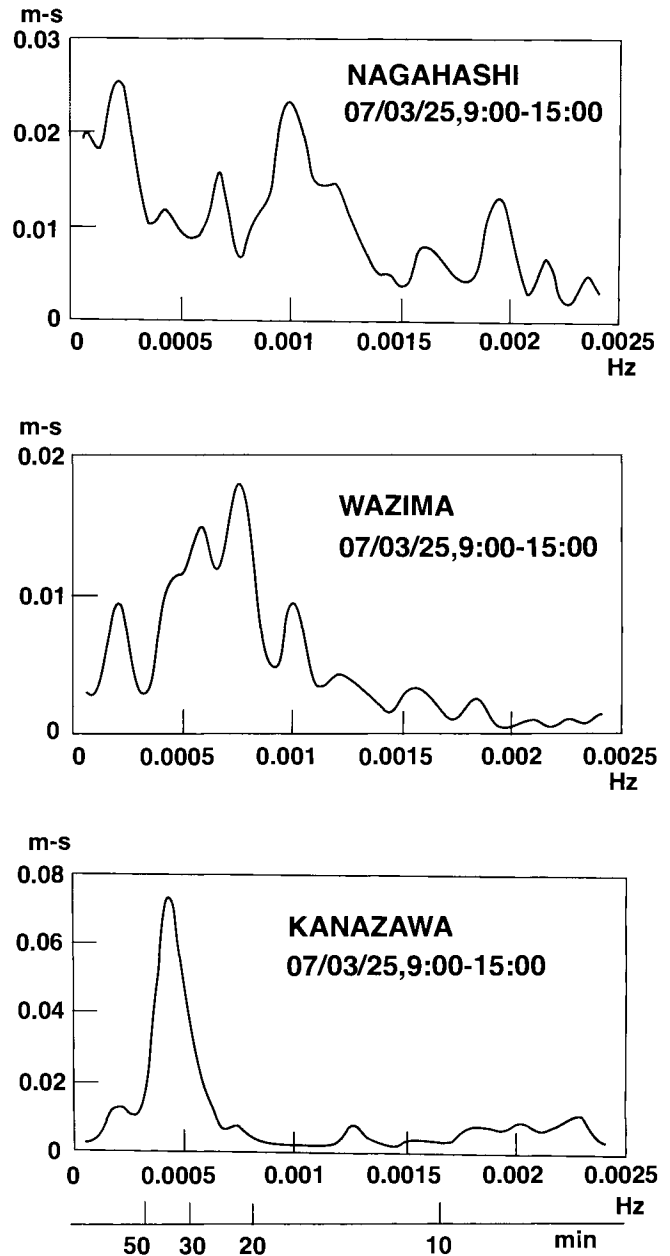


Fig.8 Tsunami amplitude spectra observed at three tide stations.

振幅が減少する事を示している。今波源域の平均水深を80mと仮定し、断層の長さの2倍の波長の津波が励起されたとすると周期は30分で金沢港のピーク値38分に近い。また同じ深さで走向に直交する方向で長さ9.5km(0.1m以上の領域の長さ)の2倍の波長の津波が励起されたとすると周期は12分で長橋の二番目に周期の長いピーク値の周期17分に近い。このような考察からして金沢港では長軸方向、長橋では短軸方向にそれぞれ射出された津波の周期を記録したとして理解出来る。これに対して輪島は両者の中間に位置するので、38分と17分の中間にピーク値を持つスペクトルにな

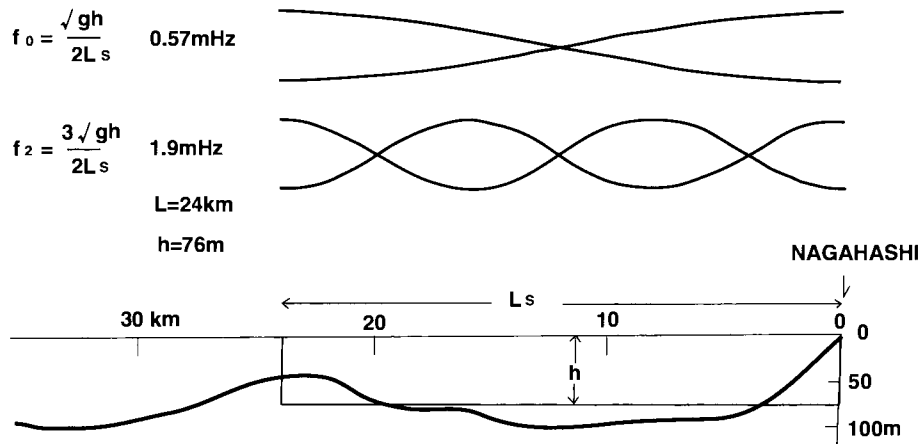


Fig.9 Profile of sea bottom off Nagahashi tide station along a line A-B in Fig.1 (bottom) and the standing waves excited (top).

ったものと考えられる。さらに長橋で観測された最も周期の短いピーク値 8.8 分は大陸棚の固有振動の高調波として説明される。これを示したのが Fig.9 である。長橋の沖合では大陸棚の構造が凹地を形成しており、浅瀬を両端とする固有振動が考えられる。その 3 倍高調波が 8.8 分で観測された 3 番目のピーク値に等しい。ちなみに基本振動の周期は 26 分でこれは第 1 と第 2 のピークの間で第 2 のピークのレベルの約 2/3 の高さで観測されたものに対応すると考えられる。長橋の最も長い周期 (80 分) である第 1 のピークに対応するのが輪島でも観測されていることから、第 1 のピークは大陸棚の振動に関する周期と見られる。

(6) 浅海域の津波

波源の水深は 100m 内外で、プレート境界等の深い海で起こる津波に比べ浅い海域で発生した津波と言える。このため断層面積が小さいにもかかわらず、津波の初動周期は約 20 分 (長橋、輪島) でやや長いものになっている。これに対して既に述べた様に長橋では初動到達の 40 分後、周期 4-5 分の短周期波が到達している。これは一旦外洋に放射された津波が能登半島を広く取り巻く浅瀬の影響で屈折して輪島や長橋に到達したと考え、説明出来る。外洋から海岸線に垂直に近い角度で入ると固有振動を励起しやすいことから、これが大陸棚上で定在波を形成したのである。

議論

今回の地震による断層は余震の結果に基づいて平田他 (2007) は長さ 20km, 幅 13km, 傾斜角 65°としている。これに対して津波を生じた断層の長さ 25km は仮定された幅 12km, 傾斜角 60°とともにその違いは小さく互いに矛盾しない結果であると言える。

またこの地震と 1993 年 2 月 7 日の能登半島地震の震央を結ぶ線は走向が N50°E で、この断層の走向 58°と比べてかな

り近い値であることから、この断層の走向の延長上で発生していた事がわかる。さらに 1993 年の地震も逆断層であった事を考慮すると両者は類似の圧力場のもとで発生しているといえる。

初動が長周期波として到達し、しばらくしてから短周期の湾の固有振動を励起した例は 1952 年のカムチャッカ津波の岩手県宮古市の検潮記録でも見る事が出来る (中央気象台, 1954)。これは初動が斜め入射で到達し、後続の波が垂直入射で到達する事によるもので、初動には波源の性質が、後続波には観測点近傍で励起された波の性質が反映されている。

結論

津波のシミュレーションによって断層モデルから波源の位置と長さを検討し、震央から西南西に伸びる長さ 25km の逆断層が波源としてふさわしい事を示した。この断層の上端は海底で確認された活断層の位置にあたることから、この活断層が動いて津波を発生させたとする事が出来る。

謝辞

北陸地方整備局金沢港湾・空港整備事務所から金沢港検潮所、気象庁地球環境・海洋部海洋気象課海洋気象情報室から能登長橋検潮所、国土地理院ホームページから輪島検潮所の水位記録を提供してもらいました。また海上保安庁海洋情報部、西澤あづき博士からは能登半島沿岸部の水深データを提供していただきました。記して感謝致します。

参考文献

- ABE, K. and M. OKADA, 1995, Source model of Noto-Hanto-Oki Earthquake Tsunami of 7 February 1993, PAGEOPH, 144, 622-631.
阿部邦昭, 2005, 2000 年 7 月 1 日神津島での火山性地震に伴う小

- 津波の波源モデル, 地震, 2, 58, 181-187.
- 中央気象台, 1954, カムチャッカ地震調査報告, 験震時報, 18, 2-4.
- 平田 直, 佐藤比呂志, 2007, 能登半島地震合同余震観測グループ, 科学, 77, 562-566.
- 井上卓彦, 村上文敏, 岡村行信, 池原 研, 2007, 2007年能登半島地震震源域の海底活断層, 東京大学地震研究所彙報, 82, 301-312.
- 気象庁「平成19年能登半島地震」の特集, 2007, http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/2007_03_25_noto/index.html
- MANSINHA, L. and D.E.SMYLIE, 1971, The displacement fields of inclined faults, Bull. Seismol. Soc. Am., 61, 1433-1440.
- SATAKE, K., M. OKADA, ABE, K., 1988, Tide gauge response to tsunamis: Measurements at 40 tide stations in Japan. J. Mar. Res. 46, 557-571.
- 高橋重雄, 村上和男, 1983, 1983年日本海中部地震津波の実態と2,3の考察, 港湾技研資料, 470, 128-158.
- 都司嘉宣, 加藤健二, 荒井賢一, 上田和枝, 1994, 北海道南西沖地震の西日本での浸水高, 月刊海洋, 号外7, 191-200, 海洋出版.
- USGS, Earthquake Hazards Program, 2007, http://neic.usgs.gov/neis/eq_depot/2007/eq_070325_aiae/neic_aiae_q.html.