

実測データを用いた2007年能登半島地震による津波の解析

Simulation of the 2007 Noto Hanto Earthquake Tsunami by using the Observation Data

井上修作¹・大町達夫²・高橋茜³

Shusaku INOUE, Tatsuo OHMACHI and Akane TAKAHASHI

The 2007 Noto Hanto earthquake (Mj 6.9) occurred off northwest of Noto Peninsula, Japan on March 25, 2007. Associated with this earthquake, a tsunami was excited off northwest of Noto. And a mysterious small tsunami was also observed at Toyama off southeast of Noto Peninsula. This small tsunami arrived soon after the earthquake occurrence, and the wave height was about 10cm. First we estimated normal tsunami by the simulation considering vertical displacement of fault movement. Calculated waveforms roughly agree with the observed one except for early arrival tsunami at Toyama. Next we assume the source region of the tsunami at Toyama from inverse propagation diagrams and finally attempt to simulate this mysterious tsunami by considering horizontal displacement of the sea-bed in Toyama Bay.

1. はじめに

2007年3月25日09時41分、能登半島沖を震源とする(深さ11km, 北緯37度東経136度41分)Mj6.9の地震が発生した(気象庁, 2007)。石川県の輪島, 七尾, 直江津で震度6強が観測され, この地震によって犠牲者1名, 負傷者約350名, 全半壊家屋2000戸以上の被害が発生した(土木学会・地盤工学会, 2007)。

本地震により, 石川県沿岸で津波が観測されたが, この際, 富山湾において通常の伝播経路, すなわち震源から能登半島を回ってきたと考えたと説明のつかない早い時刻に津波が観測された。本研究では, 能登半島周辺で観測されている多数の波高記録を収集し, 富山湾で観測された津波を含め, 能登半島地震による津波について実測データに基づき検討し, 数値シミュレーションを実施することで, 能登半島地震による津波の発生・伝播状況を明らかにすることを目的としている。さらに, 富山に到達した早い津波の波源域を津波逆伝播図から推定し, 断層運動による海底地盤の水平変位からその波源を推定することを試みる。

2. 観測された津波波形記録

図-1に能登半島周辺の津波観測点と本震の震源を示す。観測点はそれぞれ, 港湾空港技術研究所(PARI), 気象庁(JMA), 国土地理院(GSI)によって管理されており,

測点の色は, 黒色がPARI, 灰色がJAM, 白色がGSIを示している。図中の番号は, 表-1のNo.に対応しており, 観測点の緯度, 経度, 深さ, 及びサンプリングレートの詳細をここに示している。富山と輪島では, 異なる機関で近接した箇所に観測点が設置されている。なお, 伏木富山では2時間毎に20分間記録が観測されているが, 連続したデータではないため本論文では使用していない。

港湾空港技術研究所の観測機器は, 1970年から運用が開始されたNOWPHAS(Nationwide Ocean Wave information network for Ports and Harbors)(永井ら, 2004)によるものである。これは, 沖から数km離れた沖合の海底に設置されており, 水位と水圧, 流速を観測することが可能な海象計(Hashimotoら, 1996)が設置されている。永井ら(2007)によれば, 今回の地震によって津波に先立つ短周期の水圧変動がNOWPHASによって観測されていることが報告されている。気象庁の能登観測点は岸壁に設置された音波式津波計で, その他は, 検潮井戸を利用し

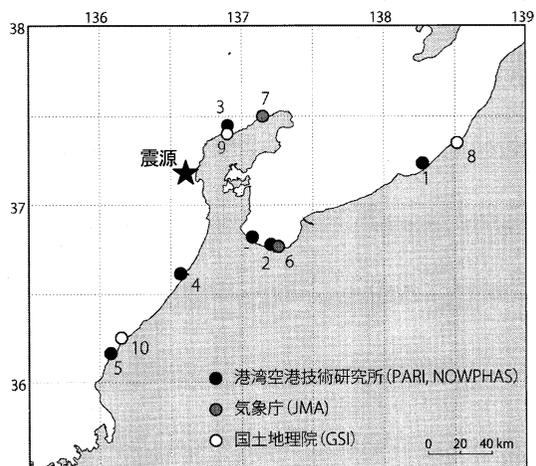


図-1 震源と観測点位置

1 正 会 員 修(工)東京工業大学教務職員大学院総合理工学研究科人間環境システム専攻
2 正 会 員 工博 東京工業大学教授大学院総合理工学研究科人間環境システム専攻
3 東京工業大学大学院理工学研究科人間環境システム専攻

表-1 観測点リスト

No.	設置期間	地名	北緯			東経			深さ (m)	サンプリングレート (s)	設置機器
			度	分	秒	度	分	秒			
1	PARI*	Naoetsu	37	14	9	138	16	25	32.7	0.5	海象計
2	PARI	Toyama	36	46	40	137	12	18	20.0	0.5 or 5	海象計
3	PARI	Fushiki Toyama	36	49	15	137	4	29	0.0	0.5	検潮儀・海象計
4	PARI	Wajima	37	25	51	136	54	8	52.0	0.5	海象計
5	PARI	Kanazawa	36	36	50	136	34	3	21.1	0.5	海象計
6	PARI	Fukui	36	9	50	136	4	30	36.7	0.5	海象計
7	JMA*	Toyama	36	46	-	137	14	-	0.0	15.0	津波観測計(音波式)
8	JMA*	Noto	37	30	-	137	9	-	0.0	15.0	検潮儀(音波管式)
9	GSI*	Kashiwazaki	37	21	-	138	31	-	0.0	30.0	検潮儀(フロート式)
10	GSI*	Wajima	37	24	-	136	54	-	0.0	30.0	検潮儀(フロート式)
11	GSI*	Mikuni	36	15	-	136	9	-	0.0	30.0	検潮儀(フロート式)

* PARI: 港湾空港技術研究所, JMA: 気象庁, GSI: 国土地理院

** 2時間ごとに20分のデータ

た形式である。NOWPHASとその他の観測機器では、設置位置が異なり、NOWPHASは沖合に、その他は岸壁に設置されているという違いがある。

図-2に観測された9:30から12:00の津波波形を示す。波形左下の番号が、表-1のNo.に対応しており、上から1~5、6~7、8~10がPARI, JMA, GSIの記録である。1~5のPARIの記録に関しては、元データに非常に短周期のノイズが混入しており、そのままでは津波成分を見分けることが困難なため、ここでは200秒から10000秒のバンドパスフィルターを通してノイズを取り除いた。図の矢印は、地震発生時刻を示している。これを見ると最大40cmの波高が能登(JMA)で11:00に観測されており、その能登での津波第一波は10:15頃であることが分かる。震源により近い輪島では、これより小さい波高で、10cm程度であった。また、2や6の富山観測では、小さい波高ではあるものの地震発生直後の9:50頃に到達時刻の早い津波が観測されており、その周期は他の観測点でみられるものよりも短周期が卓越している。

3. 津波の数値シミュレーション

観測された津波波形を調べるために、津波シミュレーションを行った。図-3に計算領域とその海底地形状況を示す。計算領域は東西方向555km、南北方向533kmとし、計算メッシュは1km間隔とした。海底地形は、震源のある能登半島西側に比べ富山湾で、深く、また、地形の変化量も激しいことが分かる。

断層運動による海底地盤の変位は、境界要素法(片岡・大町, 1997)によって計算した。表-2に計算に用いた断層パラメータを示す。これは国土地理院により、GPSと

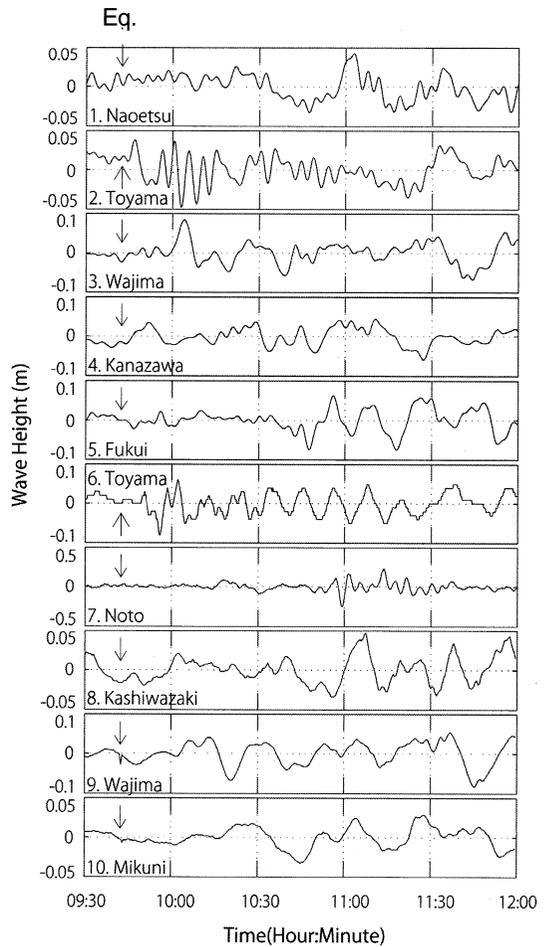


図-2 観測された波形記録

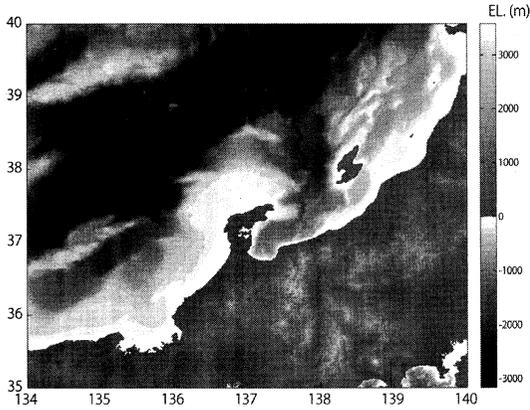


図-3 計算領域とその海底地形

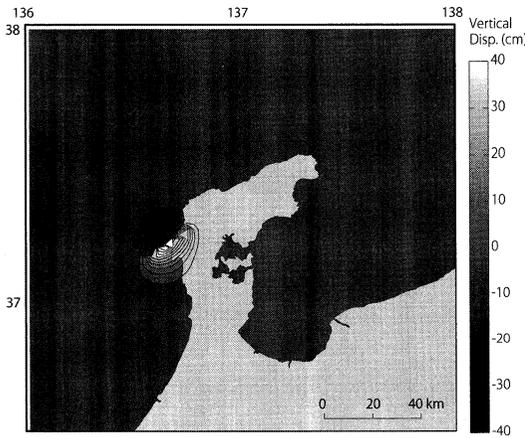


図-4 断層運動による地盤の鉛直永久変位

表-2 断層パラメーター

走向	55 (deg)
傾斜角	63 (deg)
すべり角	137 (deg)
最大すべり量	2.43 (m)
断層長さ	27.5 (km)
断層幅	21.9 (km)
断層上端深さ	1.7 (km)

干渉合成開口レーダーによる解析結果から得られた地表の変位を逆解析して求められた断層パラメータ(国土地理院, 2007)である。断層は均一断層ではなく、アスペリティを含む不均一な断層モデルである。本計算手法では断層運動に伴い発生する地表面の水平、鉛直地震動の時刻歴波形が計算されるが、図-4では計算から得られた最終的な変位である地盤の鉛直永久変位のみを示す。この結果から、富山湾では海底地盤の上下方向の永久変位はほとんど見られず、最大で40cmの鉛直永久変位が能

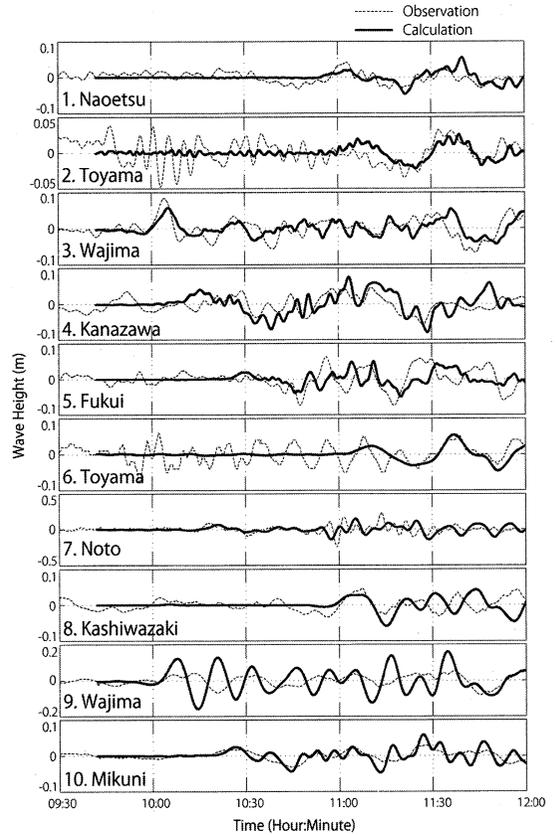


図-5 観測記録と数値シミュレーション結果との比較

登半島東側に集中して発生していることがわかる。また、震源から南側で陸域に食い込むように隆起域が、震源北側で沈降域が発生していることが分かる。

次に、得られた地盤の永久変位を津波の初期波形として津波シミュレーションを行った。計算には非線形長波理論式を用いた差分法で行った。得られた結果を観測記録と併せて図-5に示す。1~5のPARI観測点に関しては、富山での到達時刻の早い津波は再現できていないものの、その他の津波主要部に関しては、到達時刻や波高ともに概ね一致している。6のJMA富山も同様に、到達時刻の早い津波は再現できていないものの、11:30以降の津波に関しては十分に再現されている。7-10に関しては、津波の計算結果が必ずしも観測記録と一致していないが、これは、計算グリッドが1kmメッシュとしたことで、岸壁に設置されている験潮井戸での観測記録を十分に再現できなかったためと考えられる。

以上から、富山で観測された到達時刻の早い津波以外の津波主要部分に関しては、地表の変位量を説明できる断層パラメータを使用すれば、精度よく観測された津波を説明できることが示された。

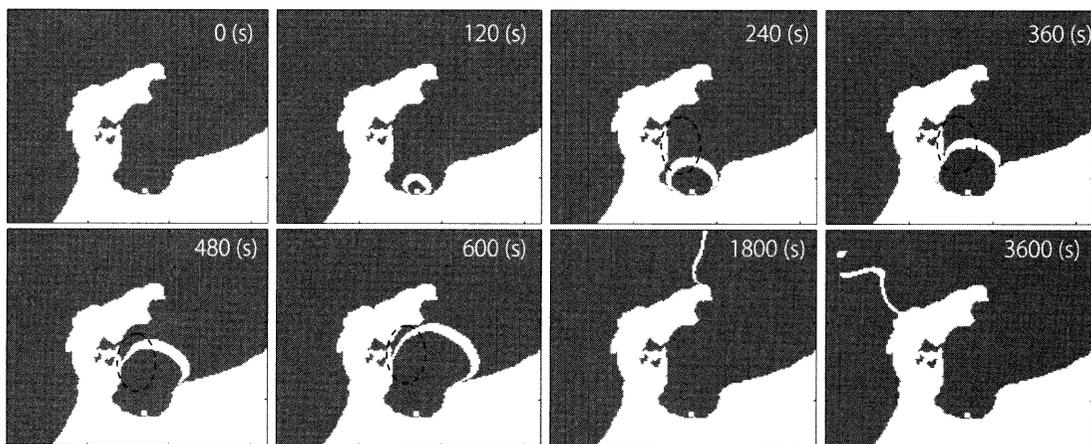


図-6 富山を起点とした津波逆伝播図

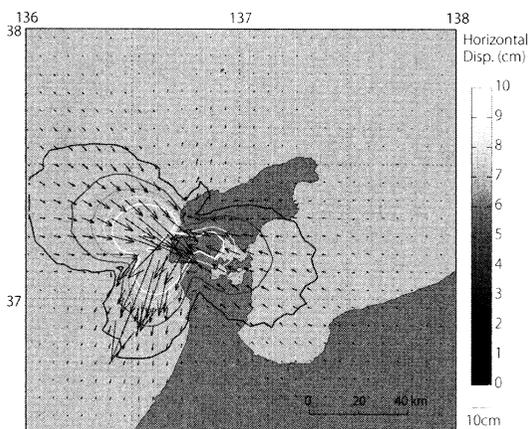


図-7 断層運動による永久水平変位

4. 津波の逆伝播図と断層水平変位を考慮した津波波形

富山での津波第一波は地震発生直後から10分程度の間
に到達していることが図-2から見て取れる。この富山で
の早い津波の波源位置を推定するために、富山を起点す
る津波逆伝播の計算を行った。得られた逆伝播図を図-6
に示す。富山の津波第一波は地震発生後約10分(600秒)
で到達していることから、図-6の240-600秒の時点の逆
伝播図を参照すると富山湾沖に円弧状の推定波源が見ら
れる。富山湾から東方の直江津では、到達時刻の早い津
波は観測されていないことから、富山湾西岸、能登島の
あたり(図中点線枠)に第二の波源があったものと推察さ
れる。

能登半島東側の波源を推定するために、海底地盤の水平
変位による海面変動に着目し、Tanioka・Satake(1996)
で提案された式(1)で表される水平変位による海面変動
uhを計算し津波シミュレーションを行った。

$$u_h = u_x \frac{\partial H}{\partial x} + u_y \frac{\partial H}{\partial y} \tag{1}$$

ここでHは水深、 u_x , u_y は海底地盤の東西方向の水平変位と南北方向の水平変位を表す。図-7に海底地盤の水平永久変位のベクトル図とその絶対量のコンター図を示す。

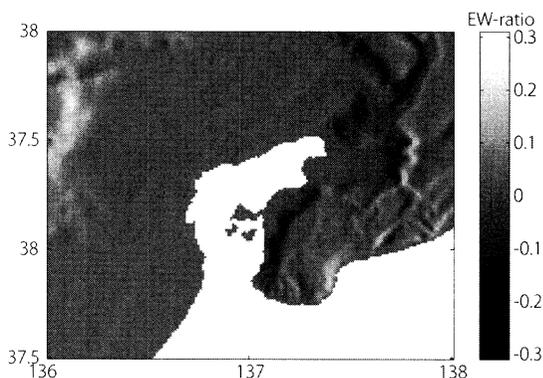


図-8 東西方向の海底勾配

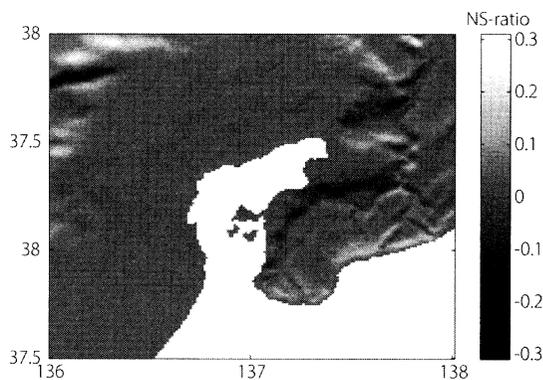


図-9 南北方向の海底勾配

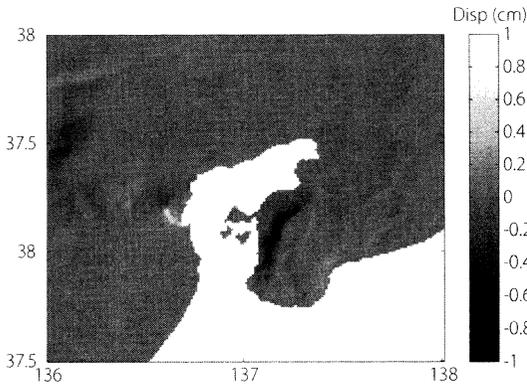


図-10 地盤の水平方向変位から計算される水面変位量

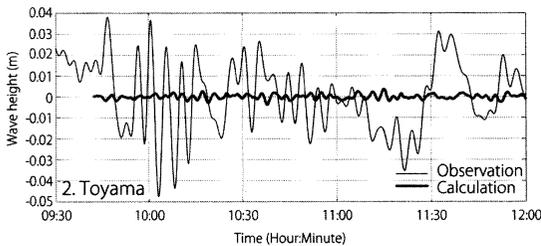


図-11 計算結果と実測の比較

これは、図-4の鉛直変位計算時に同時に計算された変位結果を用いている。また、図-8、図-9にそれぞれ東西方向と南北方向の海底地盤の勾配を示す。図-7から海底地盤の水平変位は富山湾側まで広がっており、2~4cm程度の水平変位が30%程度の傾斜度がある能登半島東側で発生していることが分かる。これらの結果から、式(1)を適用して得られた水面波形を図-10に示す。地盤の水平変位による海面変動は震源直上にも見られるが、主に富山湾側に集中している。ただし、その海面変動量は1cm程度と大きいものではない。これを津波初期波形とし、津波シミュレーションをした結果が図-11である。ここでは、水平変位の影響を見るために、鉛直変位による水面変動は考慮していない。この結果をみると、海底地盤の水平変位を考慮した計算結果は、津波の到達時刻は早くなるものの、観測された津波波形の振幅を再現することはできなかった。

5. まとめ

実測データおよび数値シミュレーションを通して2007年能登半島地震による津波について発生・伝搬状況を明

らかにした。その結果、地表面の変位から推定された断層モデルを用いて、従来の長波理論式を用いた津波計算を行うことで、津波の主要部分に関しては実測データを十分に説明できる解析結果が得られることを示した。しかしながら、富山湾に到来した到達時刻の早い津波に関しては、その波源域を能登島付近と推測できるものの、海底地盤の水平変位を等価な海面変動に置き換える従来の手法のみでは、実測データの再現には至らなかった。この原因は、水平変位によって発生する津波が従来手法では十分に再現できないことや、能登島付近の津波波源域が水平変位以外の要因であることなどが考えられる。

今後は、海底地盤の3次元動変位を入力し津波を発生させることで、津波発生に対する動的な水平変位の影響を検討すると共に、その他の津波波源の要因についても検討する予定である。

謝辞：本研究の実施にあたり、港湾空港技術研究所の永井博士にはノウハウデータの提供やその使用方法に関して貴重な助言を頂いた。また、気象庁、国土地理院より津波観測データを提供頂いた。ここに記して謝意を表す。本研究は文部科学省科学研究費補助金若手研究(B)(課題番号：19760311)の補助を受け実施された。

参考文献

片岡正次郎・大町達夫(1997)：震源近傍の不整形地盤における地震動の三次元シミュレーション，土木学会論文集，No.556/I-38，pp.139-149。
 気象庁(2007)：「平成19年(2007年)能登半島地震」の特集(オンライン)，http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/2007_03_25_noto/index.html，参照2008-05-23。
 国土地理院(2007)：震源断面面上の推定すべり分布(オンライン)，<http://www.gsi.go.jp/WNEW/PRESS-RELEASE/2007/0412/0412-5.htm>，参照2008-05-23。
 土木学会・地盤工学会(2007)：2007年能登半島地震被害調査報告書。
 永井紀彦・野津厚・李在炯・久高将信・安立重昭・大町達夫(2007)：沿岸波浪計による津波来襲前の水圧変動観測，土木学会論文集B，Vol.63，No.4，pp.368-373。
 永井紀彦・小川英明・額田恭史・久高将信(2004)：波浪計ネットワークによる沖合津波観測システムの構築と運用，海洋開発論文集，第20巻，pp.173-178。
 Hashimoto, N., Mistui, M., Goda, Y., Nagai, T., and Takahashi, T. (1996): Improvement of Submerged Doppler-Typ. Directional Wave Meter and its Application to Field Observation, Proc of 25th ICCE, pp.629-642。
 Tanioka, Y. and Satake, K. (1996): Tsunami generation by horizontal displacement of ocean bottom, Geophysical Research Letters, Vol.23, No.8, pp.861-864。