

地震に伴う海底地盤の動的水平変位を考慮した津波解析

Tsunami simulation considering horizontal dynamic displacement of the seabed

長尾亮太¹・井上修作²・大町達夫³

Ryota NAGAO, Shusaku INOUE and Tatsuo OHMACHI

The 2007 Noto Hanto earthquake (Mj 6.9) occurred off northwest of Noto Peninsula, Japan on March 25, 2007, associated with a tsunami. A tsunami excited due to fault movement was well calculated by the tsunami simulation method with static displacement. However, a mysterious small tsunami observed at Toyama was not reproduced by that method. This small tsunami arrived soon after the earthquake occurrence, and the wave height was about 10 cm. We assumed the source region of the tsunami at Toyama from inverse propagation diagrams and simulated this mysterious tsunami by considering horizontal dynamic displacement of the sea-bed in Toyama Bay. From this simulation, we indicated possibility of a tsunami generation by dynamic horizontal displacement at a steep slope.

1. はじめに

2007年3月25日午前9時42分頃に発生した能登半島地震では、能登半島を中心に住宅家屋の全半壊や斜面の崩落などが発生し、死者1名、負傷者約350名の被害が発生した（土木学会・地盤工学会，2007）。この地震では、能登半島周辺の潮位観測点の記録から津波の発生が確認されている。

この津波記録に関して、井上ら（2008）は、断層運動による海底地盤の永久変位を津波初期波形とする従来手法による津波シミュレーションによって観測記録の再現を試みたが、富山においてシミュレーションでは表現することのできない波（以後、正体不明の波と呼ぶ）が記録されていることを指摘した。また、この正体不明の波について富山湾内の急傾斜地における水平方向の地盤変位の関連についても推察し、Tanioka・Satake（1996）の水平永久変位を考慮した津波解析も行ったがそれでも十分に富山の波高を再現することはできていない。そこで、本研究では、従来手法では考慮されていない水平方向の地盤変位のうち、特に動的水平変位について注目し、津波の発生の可能性について能登半島地震の津波記録を用いて検討を行う。

2. 観測された津波波形記録に関する考察

能登半島周辺の日本海沿岸部には、国土交通省港湾局や航空港湾技術研究所などで管理する全国港湾海洋波浪情報網（NOWPHAS）や気象庁が管理する検潮所があり、この地震による津波の観測記録が得られている。図-1に

各観測地点、図-2に観測された波高の記録（点線）を示す。図-2によると地震の発生した午前9時42分以降に震源近傍の観測点から順に津波の第一波と思われる長い周

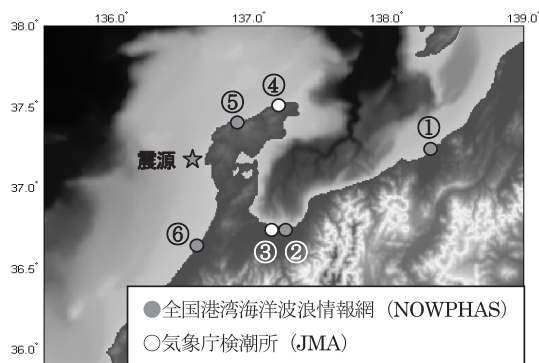


図-1 日本海沿岸の津波観測地点

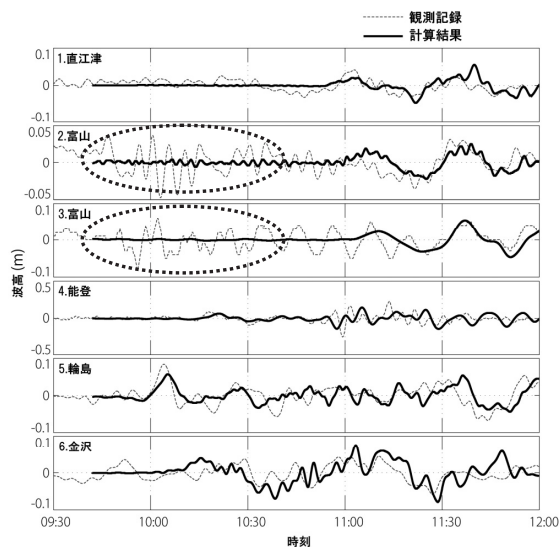


図-2 津波の観測記録と従来の津波計算による結果

1 正会員	修(工)	東京工業大学大学院総合理工学研究科
2 正会員	修(工)	東京工業大学大学院総合理工学研究科教務職員
3 正会員	工博	東京工業大学大学院総合理工学研究科教授

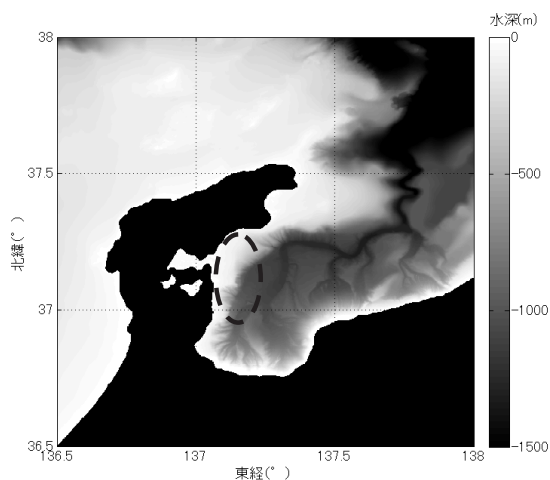


図-3 富山湾の海底地形と波源と推定される海域

期の波が記録されている。図-2の太線は地盤永久変位を津波の初期波形とし津波シミュレーションを行い各観測地点で得られた計算結果である。これによると、ほとんどの地点で津波本体の波高や到達時間が再現できている。

しかし、富山湾奥にある富山港での2つの記録に関しては、地震発生直後から現れる短周期の波形がNOWPHASによる記録と気象庁による記録の両方に記録されているのに対して、計算結果には存在せず、午前11時以降に現れる津波本体の波形のみである。他の観測地点ではこのような不一致が見られないことから、富山湾において地震直後に海底地盤の動的変位に伴って富山湾内で何らかの造波現象が発生したものと考えられる。

3. 地震による富山湾内での造波現象の可能性

富山港の2つの観測地点においてこの正体不明の波が、地震発生から5～10分で記録され始めることから、井上ら(2008)は富山を起点とする津波逆伝播解析を行い図-3に示すような能登半島東岸の海域において、何らかの波源があったのではないかと指摘した。富山湾は、金沢沖や新潟沖に見られるような遠浅の陸棚を持たず、平均水深1000mを超える深く掘りこまれたような谷状の地形をしているのが特徴であり、また、この谷状の地形の淵の部分は急峻な断崖で囲まれていることも特徴的である。ここに見られる傾斜地の勾配は最大で40%にもなり、他の海域には見られないような斜度の高い急傾斜の海底地盤である。波源として推定された海域も、同様に急傾斜地が存在する海域である。このことから、正体不明の波の発生原因は、従来の海底地盤の永久変位を利用した数値計算で再現できないことも踏まえ、地震に伴う水平方向の動的な地盤変位による効果ではないかと考えた。鉛直

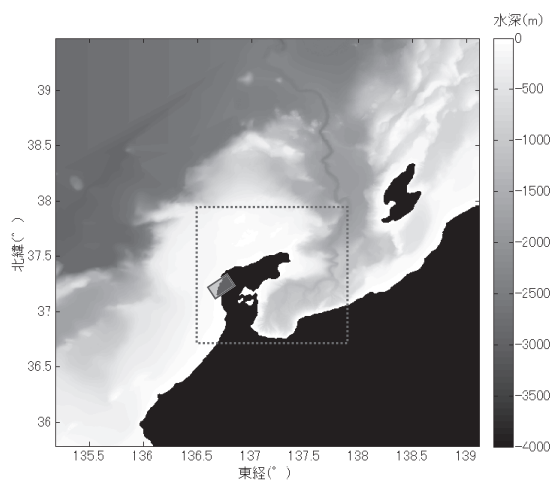


図-4 断層モデル位置 (灰色枠線)、地震動の計算範囲 (灰色点線)、津波シミュレーションの計算範囲 (全体)

表-1 断層モデルと地盤の各パラメータ

断層長さ	32 (km)
断層幅	28 (km)
最大すべり量	2.43 (m)
走向	55 (degree)
傾斜角	63 (degree)
すべり角	137 (degree)
上端深さ	1.7 (km)
破壊伝播速度	2.6 (km/s)
P波速度	5.5 (km/s)
S波速度	3.2 (km/s)
密度	2.6 (t/m ³)

方向のみを考慮した動的地盤変位を用いた津波計算の研究は過去にもおこなわれているが、本研究では、それらで扱われなかった水平方向の動的地盤変位を用いて海底の急傾斜地における造波の可能性について検討した。

4. 海底地盤における動的水平変位を考慮した津波の数値シミュレーション

(1) 地震動・津波のシミュレーション結果

能登半島地震に伴って富山湾で観測された正体不明の波の再現を行うために、富山湾を内包する周辺地域の実地形データと、地震後に国土地理院(2007)から発表された暫定断層モデルを用い、海底地盤の地震動解析を行った。今回用いた断層モデルの位置ならびに地震動の計算範囲を図-4、断層パラメータを表-1に示す。国土地理院のモデルには断層の静的パラメータのみが提供されているので、断層の動的パラメータに関しては、陸上の地震記録が再現されるよう試行錯誤的に決定した。地震動の計算については片岡・大町(1997)による境界要素法を用いた。得られた計算結果を図-5に示す。断層直上において隆起が見られ、また上下動、水平動ともに断層破

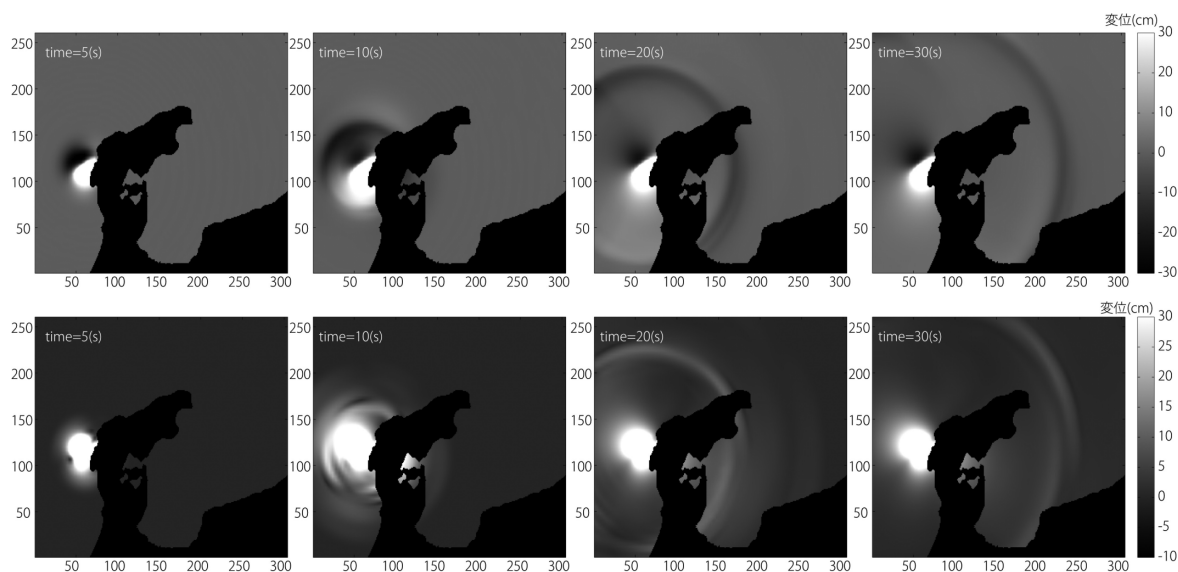


図-5 地震動の計算結果（上：上下動変位，下：2方向合成の水平動変位）

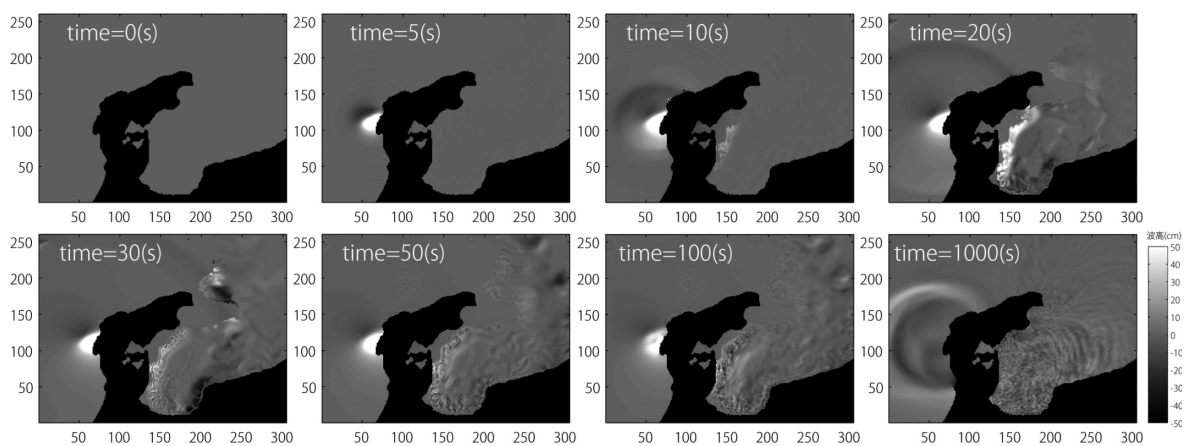


図-6 動的な鉛直・水平変位を入力した津波の計算結果（0～1000秒）

壊から10～30秒の間に富山湾を横切る10～20cm程度の動的な地盤変位が確認できる。

津波の計算はOhmachiら（2001）が提案する手法を用いているが、本研究では、動的な水平変位を入力するために、計算された海底地盤の地震動速度を、海底地盤の法線方向の速度に変換し、法線方向速度を海底地盤での流体の流速として入力することで海底地盤の境界条件を表した。流体内部はNavier-Stokes方程式を解くことで計算を行い、津波の発生を確認する。図-4の点線で示す範囲で動的な地盤変位を入力し、また、境界からの反射に影響しないよう津波の計算は図-4に示す範囲で行った。なお、計算に用いたメッシュサイズは水平500m、鉛直250mであるため、250m以浅の海底地形は十分に再現されてい

ない。得られた計算結果の0秒から1000秒の波高を図-6に示す。断層上で隆起に伴う津波の発生が見られ、また、富山湾内においては動的な地盤変位により励起される波高が20秒付近に確認できる。

（2）計算結果の比較

図-7は、海底地盤の動的変位を用いた津波計算について、鉛直方向の動的変位のみを用いた場合と、水平方向の動的変位についても考慮した場合の比較であり、地震の発生からそれぞれ20秒後、1000秒後の様子となっている。この結果によると、水平方向の動的変位を考慮した場合に、富山湾内において能登半島東岸を波源として筋状の波の発生が確認できる。また、時間が経つにつれて

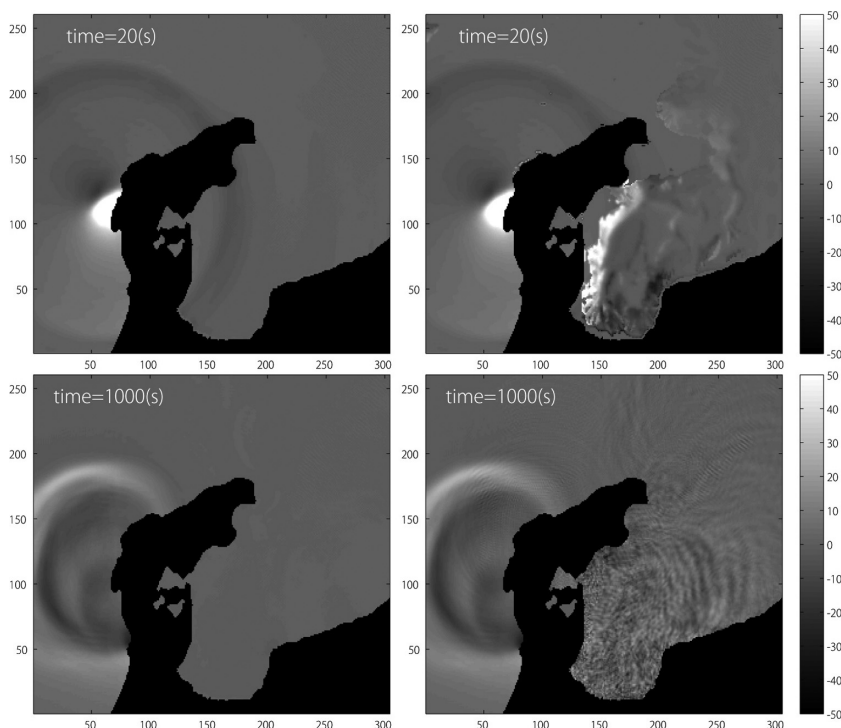


図-7 鉛直のみ（左）と水平動を含む3成分を入力した場合（右）の津波計算結果の比較

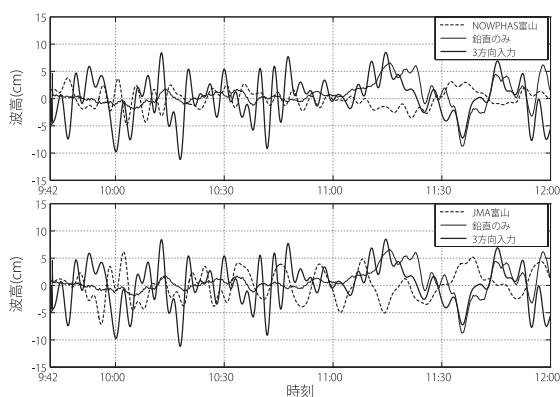


図-8 富山港における津波観測記録と計算結果の比較
(上：NOWPHAS, 下：JMA)

湾内に伝播している様子が伺える。この特徴は、同じく動的地盤変位を用いた場合でも鉛直方向の動的地盤変位のみで計算を行った場合には富山湾内に波の発生が確認できず、震源断層近傍で発生する津波の様子しか読み取ることができない。次に富山港の観測点での記録との比較を行った。図-8は富山港での実際の観測記録、鉛直方向の動的地盤変位を用いた場合、水平方向を含めた3方向の動的地盤変位を用いて計算した場合を比較している（短周期のノイズを除去するために200秒から10000秒のバンドパスフィルター処理をしている）。これによると、図-3の鉛

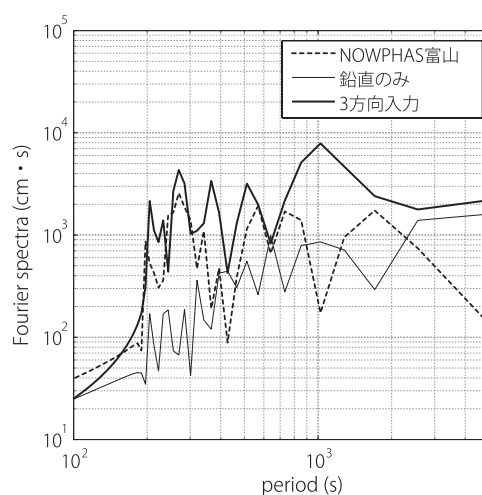


図-9 富山港（NOWPHAS）における周期特性の比較

直方向の永久変位のみで計算した静的解析の結果では現れなかった富山港での正体不明の波が動的水平変位を考慮した計算結果にはあらわれていることがわかる。これは、同じく動的地盤変位を用いた場合でも鉛直方向のみを入力した場合には見られないことから、水平方向の動的地盤変位が影響していることが推察される。さらに、これらの記録についてフーリエスペクトルによる周期特性の比較を行った。図-9は、富山港（NOWPHAS）での

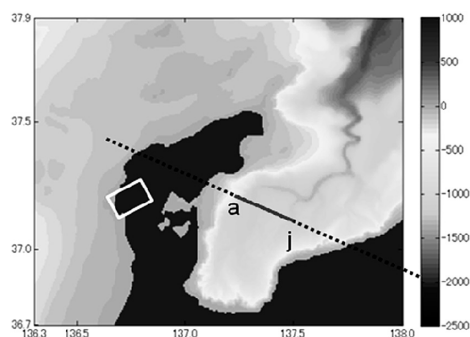


図-10 a-j断面の位置

観測記録，動的鉛直変位のみでの計算結果，動的水平方向も考慮した計算結果についてのフーリエスペクトルである（上記と同様にバンドパスフィルター処理をしている）。観測記録のフーリエスペクトルには震源付近で発生した津波本体の1000秒付近の長周期の特徴の他に正体不明の波が持つ200秒から300秒付近の周期特性があるが，動的水平変位を考慮した計算結果では，この200秒から300秒の周期特性についてもピークが見られ，周期特性の一致が確認できる。しかし，動的鉛直変位のみでの計算ではこの帯域の波は含まれておらず，こちらも動的水平変位で発生する波による影響と考えられる。

また，図-11は，動的水平変位を考慮して計算した結果をもとに，図-10中のa-j断面における波の伝播の様子を示した図である。a点からj点までは5kmの間隔で計算結果を示している。これによると富山湾内で発生した波は，長波の速度で伝播していることが確認でき，これは，逆伝播解析に用いた波速と同等であることから，富山港で観測された波と対応する。

これらのことから富山港で観測された正体不明の波が，急傾斜地の動的水平変位によって生成された波である可能性が高いと考えられる。これは，動的水平変位を考慮した計算手法を用いることで，実際の物理現象により近い結果を得ることができるものと考えられる。

5. まとめ

本研究では津波の数値計算において，従来の地盤の永久変位のみを用いる計算手法では表現ができない海面変動について，海底地盤の動的水平変位を用いた計算を用いることで表現が可能となることを実際の津波記録の解析を通じて確認した。

今後，海底地盤の動的水平変位の影響によって津波が発生する可能性が示されたことから，過去の津波においても，急峻な海底地形の存在する海域において，地震時

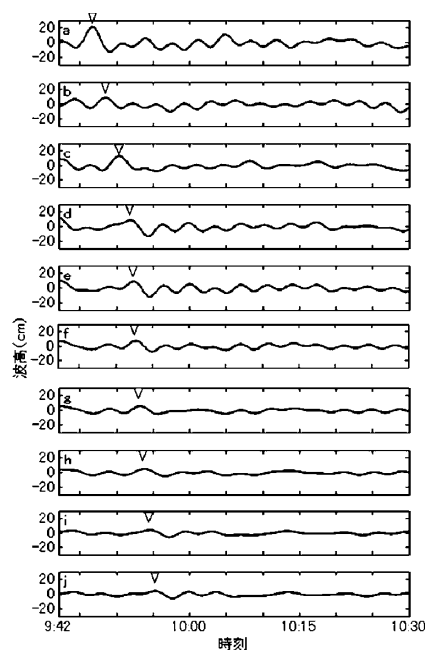


図-11 a-j断面内での発生波のベストアップ

の動的水平変位によって発生した津波が無いか調べる予定である。

謝辞：本研究の実施にあたり，港湾空港技術研究所にNOWPHASデータの提供や使用にご助言頂いた。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る。

参考文献

- 井上修作・大町達夫・高橋 西 (2008)：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，海岸工学論文集，vol. 55, pp. 341-345.
- 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.
- 国土地理院 (2007)：震源断層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，301 p.
- Ohmachi, T, H. Tsukiyama and H. Matsumoto (2001): Simulation of tsunami induced by dynamic displacement of seabed due to seismic faulting, Bull. Seismological Soc. Am, Vol.91, No. 6, pp. 1898-1909.
- Tanioka, Y. and K. Satake (1996): Tsunami generation by horizontal displacement of ocean bottom, Geophysical Research Letters, Vol. 23, No. 8, pp. 861-864.