日本海東縁部より石川県能登半島に襲来した 既往津波の伝播特性に関する基礎的研究

由比 政年¹・阿部 成紀²

¹ 正会員 金沢大学教授 理工研究域環境デザイン学系 (〒920-1192 金沢市角間町)

E-mail: yuhi@t.kanazawa-u.ac.jp

² 西日本旅客鉄道株式会社 (〒530-8341 大阪市北区芝田二丁目4番24号)

日本海沿岸においてもこれまでに多くの津波災害が報告されている。本研究では、過去に日本海東縁部で発生し、能登半島に襲来した4つの歴史津波（1833年山形沖、1741年渡島大島、1964年新潟沖、1983年日本海中部）を対象に非線形長波モデルに基づく数値解析を行ってその伝播特性を検討した。数値計算結果は痕跡高記録およびNOWPHAS波浪観測波形と良好に一致し、その有効性が確認された。4つの津波はいずれも能登半島北方に広がる浅瀬領域で屈折エネルギー集中による波高増幅を伴って半島北岸に襲来する特性を示した。山形および新潟沖を波源とする場合は、半島北岸中央部で最大波高を取る波高分布となり、より北方に波源が位置する場合には、半島北岸で多峰的な波高分布を示す結果となった。

Key Words : tsunami, Japan Sea, Noto Peninsula, refraction, regional characteristic of tsunami

1. 序論

日本海沿岸において、これまでに多くの地震津波やその被害が報告されている。羽鳥 (1995)¹⁾によると、1600年から1994年の間に日本海沿岸に襲来した津波のエネルギーは、同期間に日本全体に襲来した津波エネルギーの約24%に相当する。このような歴史津波の来襲特性や津波伝播の地域的特性を理解することは、津波防災上の基本課題の1つである。

羽鳥・片山 (1977)²⁾は、日本海における大規模な歴史津波の波源域は、日本海東縁部に位置する北海道西方沖から新潟県西方沖に集中していることを指摘した。これら日本海東縁部で発生した津波は、震源から比較的遠方に位置するいくつかの地点で顕著な増幅を示すことが知られている³⁾⁴⁾⁵⁾。本研究で対象とする石川県能登半島もその1つであり、過去にも、1833年の山形沖地震の際、推定波高5.7mの津波が能登半島北岸に位置する輪島に襲来し、死者47名、流失全壊家屋318戸の被害が発生した。羽鳥 (1999)⁶⁾は、輪島における津波高は、津波マグニチュードから想定される値の2~3.5倍に達することを示し、半島北方に広がる浅瀬域における屈折集中効果が重要な役割を果たしていることを指摘した。

本研究では、石川県能登半島周辺に着目して、既往津

波の地域的伝播特性について論じる。以下では、日本海東縁部で過去に発生した4つの津波を取り上げ、その伝播過程を数値解析により再現することで、石川県能登半島周辺における津波増幅特性の比較検討を行う。

2. 解析の手法

(1) 基礎方程式

連続式および運動方程式を海底から水面まで鉛直積分して得られる非線形長波式を基礎方程式として用いた。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{M^2}{D} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{MN}{D} \right] + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} \\ = -\frac{f}{D^2} M \sqrt{M^2 + N^2} + A_H \left[\frac{\partial^2 M}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M}{\partial y^2} \right] \end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{MN}{D} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{N^2}{D} \right] + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} \\ = -\frac{f}{D^2} N \sqrt{M^2 + N^2} + A_H \left[\frac{\partial^2 N}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N}{\partial y^2} \right] \end{aligned} \quad (3)$$

ここで, (x, y) は静水面にとった空間座標, t は時間, η は水位変動, $D=h+\eta$ は全水深, h は静水深, (M, N) はそれぞれ (x, y) 方向の流量フラックス, g は重力加速度, f は底面摩擦係数, A_{Hf} は水平渦動粘性係数を表す.

(2) 境界条件

本研究は, 日本海域における津波の基本伝播特性の解明を主眼とするため, 陸域への遡上は扱っていない. すなわち, 海陸境界は鉛直無限壁と考えて岸に垂直な方向の線流量を0とする完全反射の条件を採用した. なお, 引き波の際に海底面が露出しないように, 最低水深を10mと設定した. 沖側の開境界においては, 放射条件を用いることとし, 進行性長波の特性曲線をもとに津波を自由透過させる方法を用いた.

(3) 数値スキームの概要

基本となる数値スキームとして, スタaggerド・リーブフログ法に基づく後藤・佐藤 (1993) ⁹⁾ の手法を用いた. 後藤・佐藤 (1993) ⁹⁾ のモデルでは, 移流項を1次精度の風上差分で近似しているが, 本研究では, 1次風上差分による数値減衰の発現を抑制するために, 移流項を2次精度で近似して解析を行った.

(4) 初期条件

地震による海底地形変動の鉛直変位分布は, 等方かつ均質な弾性体に対するMansinha・Smylie (1971) ⁷⁾ の理論に基づいて算出した. この結果に基づいて, 津波解析の初期水位変動を以下の2段階で設定した. まず, 海面上の水位変動が海底地形変動の鉛直変位分布と等しいとした試行計算を行い, 計算結果と観測記録を比較して, 相田 (1977) ⁸⁾ の提案した再現性評価指標 K および κ を算出した. K は, 既往津波の観測値 (痕跡高) R_i と数値シミュレーションによる計算津波高 H_i との比から求める幾何平均値であり, κ はそのばらつきを表す幾何標準偏差である.

$$\log K = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \log K_i, \quad K_i = \frac{R_i}{H_i} \quad (4)$$

$$\log \kappa = \left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left\{ (\log K_i)^2 - (\log K)^2 \right\} \right]^{1/2} \quad (5)$$

一般に, $0.95 < K < 1.05$, $\kappa < 1.45$ が再現性の目安とされている⁹⁾. 試行計算で得られた K の値 (以下 K_0 と表記) にもとづいて, 初期水位変動の大きさを K_0 倍して, 最終計算を行った. 初期水位変動の調整に用いた K_0 の値は0.8から1.3の範囲である. 海面上に初期変位を与える際には, 変動全体が瞬時に完了するものとし, 津波による初期流速は0と設定した.

(5) 対象津波および断層モデル

最初に, 能登半島北部に過去最大の被害をもたらした, 1833年の山形沖地震津波を想定して再現計算を行った. 合わせて, 震源位置が近接する1964年新潟沖地震津波の解析を行った. 続いて, 震源がより北方に位置する, 1741年渡島大島地震津波および1983年日本海中部地震津波について解析を行った. その特性を比較検討することで, 震源位置による相違を検討した. これら4つの津波の概要を表-1に, 震央位置を図-1にそれぞれ示す.

有限矩形断層モデルの6つのパラメータ, すなわち, 断層長さ L , 断層幅 W , すべり量 D , 走行角 θ , 傾斜角 δ , すべり角 λ , 断層面上縁深さ d の設定値を表-2に示す. 表中①, ②, ④に関する値は, 土木学会原子力土木委員会津波評価部会 (2002) ⁹⁾ により設定されたものを採用した. 1833年の山形沖地震については, 2つの断層モデルの優劣を判断することが困難であるため, 1枚断層および2枚断層の2種類のモデルについて検討を行った. ③の断層パラメータは, 伴ら(2001) ¹⁰⁾ を参照して設定した.

表-1 解析対象津波の概要

対象津波	震源位置	発生年	石川県での津波高(m)
①山形沖	山形県沖	1833	5.3 (輪島市)
②新潟	新潟県沖	1964	2.1 (輪島市)
③渡島大島	北海道西方沖	1741	3-4 (輪島市門前町)
④日本海中部	秋田・青森沖	1983	3.9 (輪島市上大沢)

表-2 解析に用いた断層モデル

対象津波	断層長さ L (km)	幅 W (km)	すべり量 D (m)	d (km)	θ (°)	δ (°)	λ (°)
① (A)	50	25	6.4	0	10	60	90
	70	25	6.4	0	40	60	120
① (B)	132	30	4.0	0	208	45	90
②	80	24	3.4	1	205	45	90
③	50	19	16	285	35	285	35
④	40	30	7.6				
	60	30	3.05	3	355	25	80

図-1 対象津波の震央位置および計算領域の水深分布

(6) 海底地形の概要と水深分布の設定

海底地形データは、海洋情報研究センターにより作成された日本近海30秒グリッド水深データ、日本海洋データセンターより作成された500m間隔メッシュ水深データ(J-EGG500)および海洋情報研究センターより作成された等深線データ(M7011およびM7012)に基づいて作成した。直交座標系への変換には、ランベルト正角円錐図法を用いた。計算に使用した海底地形の例として、1833年山形沖地震津波の計算に用いた水深分布を図-1に示す。能登半島北方に水深の浅い領域が数十kmに渡って広がっていることが確認できる。

(7) 計算条件

計算領域の空間解像度設定の目安として、長谷川ら(1987)¹¹⁾は、津波空間波形の1/20以下を格子間隔として設定することを提案している。本研究では、能登半島沖合に広がる浅瀬域で予想される屈折現象を的確に再現するために、格子間隔450mの大領域と150mの小領域をネスティング接続して計算を行った(図-1参照)。計算時間間隔は1秒、再現時間は2時間とした。

(8) 数値スキームの検証

数値計算の再現精度を確認するために、文献資料に記載された津波高との比較を行った。図-2は、1833年山形県沖地震津波に対する計算津波高を渡辺(1998)¹²⁾および荻原(1989)¹³⁾に記載された痕跡高と比較したものである。図中の既往津波高については、その観測精度を考慮して±1mのエラーバーを付加している。なお、本研究では、最低水深を10mと設定して計算を行っているため、痕跡高との比較に用いる計算津波高は、グリーンの法則を用いて水深1mでの値に換算した値を用いている。この例では、比較地点15箇所に対して、相田(1977)⁸⁾のパラメータは、2枚断層モデル($K_0=1.00$)で $K=1.00$, $\kappa=1.09$, 1枚断層モデル($K_0=1.3$)で $K=0.99$, $\kappa=1.09$ となり、両者ともに再現性の基準を良好に満足している。また、新潟沖地震津波($K_0=0.83$)では $K=0.95$, $\kappa=1.01$, 日本海中部地震津波($K_0=0.93$)では $K=0.98$, $\kappa=1.11$ であり、これらも再現性基準を満たしている。

渡島大島地震津波に関しては、比較対象となる記録が十分な領域をカバーできなかったため、代替として、震源位置の比較的近い、1993年北海道南西沖地震津波に対する計算を行って(計算領域を図-1より拡大して実施)、輪島港沖におけるNOWPHAS観測地点(水深50m)における時間波形¹⁴⁾と計算波形の比較を行った。断層モデルは、土木学会原子力土木委員会津波評価部会(2002)⁹⁾により設定し、 $K_0=1.00$ (初期変位調整なし)で計算を行っている。その結果を図-3に示す。NOWPHASの観測

記録は、地震発生後93~113分後のものである。津波発生後100分までを見ると、計算結果の方が押し波のピーク時刻が1.2分程度早く、ピーク数も多くなっている。なお、波浪観測地点から海岸線までの距離は約3kmであり、波源から伝播してきた波は約200秒強で海岸線に到達し¹⁴⁾、反射される。今回の計算では、海陸境界で完全反射の条件を採用しているため、反射波が強めに現れることもピーク数が異なる一因と考えられる。100分以降の波形については、全体に良好な一致が確認される。

図-2 歴史資料との津波高比較
(1833年山形沖地震津波; 断層モデル①A, B)

図-3 輪島沖合における津波時間波形の
観測結果と計算結果の比較
(1993年北海道南西沖地震津波)

3. 解析結果および考察

(1) 1833年山形県沖地震津波の伝播特性

1833年山形県沖地震津波の伝播過程の解析例を図-4に示す。先に述べたように、この津波に対しては、2種類の断層モデルが提案されており(表-2)、ここではAタイプ(2枚断層)のものを示している。日本海東縁部で発生した津波が能登半島北部に広がる浅瀬域に差し掛かって、海底地形の影響を受けて屈折し、レンズ効果によりエネルギーを集中させて能登半島北部に襲来する様子が良く再現されている。東側へ向かう津波は、地震発生後約10分で山形県沿岸に到達し、約20分後には佐渡島に襲来する。一方で日本海を西側に向けて進行していく津波は、当初断層走行と直角方向に伝播し、徐々に西向きに

図-4 1833年山形沖地震津波の伝播過程(断層モデル①Aに基づく)

進行方向を変化させている。図の中央左寄りに位置する浅瀬領域(大和堆)に差し掛かると津波は地形の影響を受けて増幅している。佐渡島の北方を通過した津波の一部は進行方向を南向きに変化させ、能登半島に接近する。50~80分後に能登半島北部の浅瀬領域にさしかかった津波が地形の影響を受けて屈折し、エネルギーを集中させて半島北部に襲来している様子が明確に捉えられている。津波エネルギーを局所的に収斂させるこのような海底地形のレンズ効果が、震源から数百km離れた能登半島で大きな被害をもたらした主要因と考えられる。この結果は、羽鳥ら(1999)⁹⁾が波向線法による解析で示した傾向および日本海中部地震津波に対して、都司・小西(1985)³⁾が指摘した傾向と共通である。1枚断層モデルを用いた場合にも定性的に同様の結果が得られた。

図-5には、1枚断層と2枚断層それぞれの場合について輪島における津波の時間波形を示す。この時間波形もグリーンの法則により水深1m相当に換算した値を用いている。図によれば輪島にはおよそ地震発生から60~70分程で第1波が到達し、1~2m程度の最初の押し波を受けた後に強い引き波を発生させている。この引き波の後に最大波高を記録する波が襲来している。この傾向は、1枚断層と2枚断層どちらの場合においても共通である。加賀藩の古文書には、強い引き波のあとに高い津波が襲来したとの記述があり¹⁵⁾、この点からも数値計算結果は整合性がとれている。ただし、記録では第3波が最大と記されているのに対し¹⁶⁾、計算では第2波が最大となっている。

図-5 1833年山形沖地震津波の輪島における時間波形(断層モデル①A,Bに基づく)

能登半島周辺の最大波高分布図(図-6(a), 7(a))を見ると、半島北岸にエネルギーが集中し、波高増幅の顕著な領域を形成していることが分かる。特に北岸中央部付近で波高が大きい。なお、輪島における最大水面変位は、1枚、2枚断層モデルでそれぞれ3.54m, 3.93mとなり、古文書記録(5.5m)と比べて低目の値となっている。能登半島西岸の波高は1.5~2m程度、東岸は1m程度となっている。内浦側では、最大波高は0.5m未満と小さい。

(2) 他の既往津波との相互比較

地震津波の発生位置による伝播特性を比較する為に、それぞれの地震発生直後から能登半島に襲来するまでの最大水面変位の空間分布および能登半島沿岸における最大波高分布の比較図を図-6および7に示す。なお、紙面の都合上図-6には示していないが、新潟沖地震津波の最

図-6 最大津波高の空間分布

図-7 能登半島沿岸における最大津波高の空間分布

大水面変位分布は山形沖地震津波と類似した傾向を示す。

予想されるように、各津波は当初基本的に断層走行と直交する方向へ進行し、震源近くの沿岸に大きな津波高をもたらしている。これに加え、いずれのケースにおいても、能登半島北方の浅瀬帯による波の屈折・集中により能登半島へ波のエネルギーが集中し、局所的な波高増幅域を形成していることが明確に確認できる。日本海中部地震津波および渡島大島地震津波に関しては、佐渡島北側へのエネルギー集中も顕著である。これは佐渡島北方の浅瀬帯の存在 (図-1) により、能登半島と同様のレンズ効果が発現し波の集中が起こったためと推定される。

図-7を見ると、山形沖および新潟沖地震津波と渡島大島および日本海中部地震津波とでは、能登半島においてエネルギーが集中する場所が若干異なることがわかる。震源位置が南寄りに位置する山形沖および新潟地震津波に対する津波高の沿岸分布は、能登半島北部中央付近の狭い領域で津波高が最大となる傾向を有している。北部中央の輪島港付近に位置する高波高域は比較的狭い領域であり、その両側では波高は急減して、中央部最大波高

の1/3程度の値となっている。一方、震源がより北方に位置する渡島大島および日本海中部地震津波では、やはり中央部付近で高い津波高を示す傾向にあるものの、東西方向の変化は漸減的であり、広い範囲で最大津波高に近い高津波が襲来している。北岸での波高分布は多峯的となり、能登半島北西部にも津波の顕著な増幅が認められる。なお、能登半島の東部については、総じて津波高は比較的低い結果となっている。

輪島における時間波形を確認したところ、今回対象とした4つの地震津波では、第1波が襲来し、強い引き波を伴った後に最大波 (第2波) が襲来する結果となった。最大波の到達時刻は、山形沖および新潟沖地震津波で100分強、渡島大島地震津波で110分強、日本海中部地震津波では95分程度となった。第1波の到達時刻も同様の傾向を示した。震源との直線距離が2番目に大きい日本海中部地震津波で到達時刻が短くなったことは、北方からの津波の初期伝達経路には水深の深い領域が多く含まれること、および、山形および新潟からの伝播経路は湾曲度が大きく直線距離とは異なることによるものと考

えられる。

4. 結論

本研究では、石川県能登半島周辺における津波の伝播特性に着目し、過去に日本海東縁部で発生した4つの歴史津波（1833年山形沖地震津波、1741年渡島大島地震津波、1964年新潟沖地震津波、1983年日本海中部地震津波）を対象に非線形長波モデルに基づく数値解析を行った。数値計算結果は痕跡高記録およびNOWPHAS波浪観測波形と良好に一致し、その有効性が確認された。対象とした4つの津波伝播の共通特性として、能登半島北方の浅瀬域で屈折しエネルギーを集中させて局所的な波高増幅域を形成する、海底地形のレンズ効果が確認された。波源が比較的南方に位置する場合は半島北部の中央付近で最大波高を取る分布となり、北方に位置する場合には、半島北部で多峰的な津波高分布を示した。

謝辞：本研究の一部は、京都大学防災研究所平成24年度拠点研究「津波リスク評価のための融合的津波数値計算モデル開発に関する拠点形成」（代表：間瀬肇）の補助を受けた。また、本研究の実施にあたっては、京都大学・間瀬肇教授、安田誠宏助教および熊本大学・山田文彦教授から適切なお助言をいただいた。数値解析に際しては、青木雅史君・寺内聡志君（元金沢大学学生）の助力を得た。ここに記して謝意を表する。

参考文献

- 1) 羽鳥徳太郎：日本海沿岸における津波のエネルギー分布，地震 第2輯，第48巻，pp.229-233，1995。
- 2) 羽鳥徳太郎，片山通子：日本海沿岸における歴史津波の挙動とその波源域，東京大学地震研究所集報，Vol.52，pp.49-70，1977。
- 3) 都司嘉宣，小西達男：日本海に発生した地震津波と数値計算結果．国立防災科学技術センター研究報告，35，277-297，1985。
- 4) 柴木秀之，見上敏文，後藤智明：北海道南西沖地震津波の伝播特性について，海岸工学論文集，第41巻，pp.226-230，1994。
- 5) 羽鳥徳太郎：能登半島における津波の屈折効果，地震 第2輯，第52巻，pp.43-50，1999。
- 6) 後藤智明，佐藤一央：三陸海岸を対象とした津波数値計算システムの開発，港湾技術研究所報告，第32巻，第2号，pp.3-44，1993。
- 7) Mansinha, L. and D. E. Smylie: The Displacement Field of Inclined Faults, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 61, No.5, pp. 1433-1440, 1971.
- 8) 相田 勇，三陸沖の古い津波のシミュレーション，京大震災研究所集報，Vol.52，pp.71-101，1977。
- 9) 土木学会原子力土木委員会：原子力発電所の津波評価技術本編，318p，2002。
- 10) 伴 一彦，高岡一章，山本 滋：数値シミュレーションによる 1741 年（寛保元年）津波の波源モデルに関する考察，津浪工学研究報告，第18号，pp.131-140，2001。
- 11) 長谷川賢一，鈴木孝夫，稲垣和男，首藤伸夫：津波の数値実験における格子間隔と時間積分間隔に関する研究，土木学会論文集，第381号／Ⅱ-7，pp.111-120，1987。
- 12) 渡辺偉夫：日本被害津波総覧（第2版）．東京大学出版会，東京，238p，1998。
- 13) 荻原尊礼：続 古地震—実像と虚像，東京大学出版会，pp.165-214，1989。
- 14) 永井紀彦，菅原一晃，橋本典明，浅井 正，東山茂，戸田和彦：平成5年北海道南西沖地震の沖合津波波形，海岸工学論文集，第41巻，pp.221-225，1994。
- 15) 大林 綾：1833年（天保4年）かが半輪島町における津波被害について—能登輪島住吉神社文書を中心に—，歴史地震，第21号，pp.191-199，2006。
- 16) 羽鳥徳太郎：日本海の歴史津波，月刊海洋科学，Vol.16, No.9, 538-545, 1984。

NUMERICAL SIMULATION OF HISTORICAL TSUNAMIS AROUND NOTO PENINSULA, ISHIKAWA, JAPAN

Masatoshi YUHI and Naruki ABE

Historically, tsunami disasters have been repeated on the Japan Sea coast. Among them, this study focuses on tsunamis that have caused various damages to the Noto Peninsula, Ishikawa, Japan. The propagation of four representative historical tsunamis that originated in the eastern margin of the Japan Sea were simulated on the basis of the Nonlinear Shallow Water Equations. The applicability of the numerical model was verified through comparison with historical records and NOWPHAS observation. Good agreements were obtained. The numerical results for the tsunamis show the occurrence of strong refraction off the Noto Peninsula, which caused significant concentration of tsunami energy.