千島海溝で発生する津波の後続波の特性に関する研究

Numerical Analysis of the Later-phase Tsunami Accompanied with Earthquakes along the Kuril Trench

宗本金吾¹・越村俊一²・今村文彦³

Kingo MUNEMOTO, Shunichi KOSHIMURA, and Fumihiko IMAMURA

We discuss the characteristics of the later-phase tsunamis accompanied with earthquakes along the Kuril trench, based on the numerical modeling of trans-oceanic tsunamis and the analysis of observed tsunami waveforms. The model results suggest that the later-phase tsunami is caused by edge waves or scattering waves from the seamounts, depending on the tsunami source location; tsunami energy radiated from south of 46° N can result edge waves and north of 46° N to 49° N can be scattering waves. Also, we found that analyzing the time evolution of Fourier spectra of observed tsunami waveforms can identify the cause of later-phase tsunamis and can be used to decide the timing of tsunami warning cancellation after it's issued.

1. はじめに

2006年11月15日の千島列島沖地震津波では、北太平洋に存在する天皇海山列で励起された散乱波の影響により、津波注意報解除後に漁船被害が発生した(越村ら, 2007)。また、2003年に同じく千島海溝沿いで発生した十勝沖地震津波では、陸棚上を屈折・反射を繰り返しながら来襲するエッジ波が津波予警報の盲点をついた(例えば、河田ら, 2004)。これらの事例は、千島海溝沿いで発生する津波の後続波が、予想外の被害をもたらす可能性を示唆している。また、現在の津波予報技術では、後続波の挙動は予測が不可能であり、特に予警報解除の基準としてどのようにしてそれを考慮するかが、防災上の重要な課題として位置づけられている。そこで本研究では、千島海溝沿いで発生し得る地震津波の後続波について、その発生要因と来襲特性を定量的に評価し、上記課題の解決に資することを目的とする。

具体的にはまず、越村ら(2007)の方法に倣い、2003年十勝沖地震津波における、天皇海山列で発生する散乱波の影響を、天皇海山列を含む実地形データと、天皇海山列を除去した仮想地形データに基づいた計算波形の比較から調べる。次に、2003年十勝沖地震津波と2006年千島列島沖地震津波の最大波高分布図の比較及び波源モデルの断層滑り量を変化させるパラメータスタディから、天皇海山列で発生する散乱波の影響が強まる条件について検討する。さらに、千島海溝沿いで地震津波の発生域を10通り(2006年の事例を含む)想定し、後続波を含む

図-1 津波数値解析の対象領域と計算波形出力地点

遠地津波の数値解析を実施し、波源の位置と後続波の発生要因についての検討を加える。最後に、計算波形のフーリエ解析を行い、後続波の周波数特性を発生要因及び来襲時刻との関連で評価する。

2. 千島海溝で発生する地震津波の数値解析

(1) 2003年十勝沖地震津波における天皇海山列の影響

まず図-1示すように、(27° N, 120° E) から (60° N, 250° E) までは計算領域として、2003年十勝沖地震津波の数値解析を行う。計算には、地球座標系の線形長波理論に基づく差分モデルを使用した(例えば、Nagano ら, 1991)。空間格子間隔は1分(約1800m)、時間格子間隔は3秒、時間積分は14400step(12時間)とした。計算波形の出力地点は、図-1における●で、気象庁所管の3地点(花咲、大船渡、御前崎)、北海道開発局所管の2地点(十勝港、苦小牧港)の計5地点とした。2003年十勝沖地震津波の波源モデルは、大垣ら(2004)を参考に均一滑り量モデルを用いた。表-1に断層パラメータを示す。この波源モデルを用いて、越村ら(2007)に倣い、天皇海山列の有無が計算波形に与える影響を検討した。異なる地形データに基づいた2種類の計算波形の一例を図-2に

1 学生会員 東北大学 大学院工学研究科
2 正 会 員 工(博) 東北大学准教授 大学院工学研究科
3 正 会 員 工(博) 東北大学教授 大学院工学研究科

表-1 2003年十勝沖地震津波の波源モデル

断層長さ×幅	92km×90km
走向,傾斜角,滑り角	(220°, 25°, 96°)
滑り量	4.1m
地震モーメント	2.09×10^{21} Nm
地盤の剛性率	3.0×10^{10} N/m ²

図-2 (上)十勝港, (下)花咲における実地形データに基づいた計算波形(破線)と仮想地形データに基づいた計算波形(太線), どちらも2003年十勝沖地震津波

示す。この図は、十勝港と花咲における天皇海山列が存在する実地形データに基づく計算波形(グラフ中、破線)と天皇海山列を除去した仮想地形に基づく計算波形(グラフ中、実線)を示している。図-2により、二つの計算波形の違いは殆ど無く、天皇海山列の有無が計算波形に与える影響は極めて小さかったと考える事ができる。よって、2003年十勝沖地震津波における天皇海山列で発生した散乱波の影響は、極めて小さかったと考える事が出来る。

(2) 2003年十勝沖地震津波と2006年千島列島沖地震津波の比較

ここでは、2003年十勝沖地震津波と2006年千島列島沖地震津波の最大波高分布図を比較する事により、二つの地震津波の後続波の特性の違いについて検討する。ここで、2003年十勝沖地震津波の数値解析は前述の条件のもと行い、2006年千島列島沖地震津波の数値解析は、越村ら(2007)の計算条件のうち、計算領域のみ変えて行った。二つの津波の最大波高分布図を図-3、図-4に示す。図-4の最大波高分布図においては、強い津波エネルギーが図中の三角で表された天皇海山列の南端部分に到達しているのがわかる。この辺りには、天皇海山列で最も大きな

図-3 2003十勝沖地震津波の最大波高分布図

図-4 2006千島列島沖地震津波の最大波高分布図

海山の一つである欽明海山があり、越村ら(2007)によると、2006年千島沖地震津波の際に最も散乱波の発生が顕著であったと考えられている場所である。また、Mofjeldら(2004)によると北太平洋で最も散乱波が発生しやすい場所と考えられている場所である。一方図-3においては、強い津波エネルギーが天皇海山列上に到達していない。このことから散乱波の影響が顕著になる条件として、天皇海山列上、特に欽明海山上に強い津波エネルギーが到達する事が重要であることがわかる。ところで、天皇海山列に到達する津波エネルギーの大きさは、波源の位置、走向、断層滑り量等に依存すると考えられる。以下では、まずこの二つのケースの波源モデルにおける断層滑り量を変化させる事で、天皇海山列上に到達する津波エネルギーがどのように変化するかを調べるために、パラメータスタディを行う。

(3) 2003年十勝沖地震津波と2006年千島列島沖地震津波の波源モデルを用いたパラメータスタディ

ここでは、波源モデルの断層滑り量(十勝沖:4.1m, 千島沖:5.8m)を変化させる事で、欽明海山に到達する津波エネルギーがどのように変化するか調べるために、パラメータスタディを行う。ここで、欽明海山に達する津波エネルギーは、欽明海山上での最大波高として評価した。また、断層幅、断層長さに関しては、例えば、2003年十勝沖の波源モデルの滑り量を4.1mから5mに変化させた場合、断層幅、断層長さも $5 \div 4.1 = 1.2$ 倍変化した(その際 M_0 は、 $1.2^3 = 1.73$ 倍変化した)。断層滑り量の変化に対する欽明海山上での最大波高(MTHK; Maximum Tsunami Height at Kinmei Seamount)

図-5 2003年十勝沖地震津波と2007年千島列島沖地震津波の波源モデルを用いたパラメータスタディ

図-6 想定断層の基準点の位置

の変化を図-5に示す。この図より、この二つのケースでは、滑り量の変化に対する欽明海山上での最大波高の変化が大きく異なる事がわかる。これは、1)千島列島沖のケースでは、短軸方向に欽明海山があり、滑り量が増加する事による初期水位の増加の影響が、欽明海山に達する津波エネルギーの増加に反映されやすいということ、2)十勝沖の波源モデルにおいては、短軸方向が欽明海山の方向には向いていないということ、3)十勝沖のケースでは、波源域周辺にある陸棚によって、津波が屈折し、天皇海山列方向へ向かう津波エネルギー小さくなること、などが理由としてあげられる。よって、この2ケースにおける天皇海山上に到達する津波エネルギーの違いは、滑り量よりも波源の位置の違いによるものだと考えられる。そこで以降では、滑り量よりも波源の位置の方が、重要な要素であると仮定し、波源の位置と後続波の最大波高に関して検討を行う。

(4) 千島海溝上で発生する津波の波源の位置と後続波の最大波高

ここでは、千島海溝上で10通りの津波を発生させ、波源の位置と、欽明海山上での最大波高の変化及び、後続波（ここでは地震発生から5時間以上経過後の津波と定

図-7 欽明海山上での最大波高

図-8 大船渡,御前崎における後続波の最大波高

義する)の最大波高の関連について検討する。想定断層の位置を図-6に示す。想定断層は、南から北へC1からC10までの10ケースとした。波源モデルの断層パラメータは、走向を除いて越村ら(2007)のものを使用し、走向は海溝軸に平行になるように設定した。波源モデルの断層の基準点の緯度を横軸に、欽明海山上での最大波高(MTHK)を縦軸にとったものを図-7に、横軸に断層の基準点の緯度を取り、縦軸に大船渡、御前崎における後続波の最大波高をとったものを、図-8に示す。図-7より、C4(2006年千島沖の波源モデル)、C5では、欽明海山上での最大波高が、著しく高くなっていることがわかる。この二つのケースでは、短軸方向が欽明海山方向に向いていることから、津波の指向性より欽明海山上の最大波高が高くなったと考えられる。また、C6~C10のケースでは、断層位置が北に行くほど欽明海山上の最大波高は減少する傾向があり、C1~C3のケースでは、断層位置が南に位置するほど、欽明海山上の最大波高は小さくなる傾向がある。一方、図-8において、大船渡、御前崎の後続波の最大波高を見ると、C7~C10のケースでは、欽明海山上の最大波高同様に、断層位置が北になる程、後続波の最大波高が小さくなる傾向が見られる。次に、C1、C2においては、図-7より欽明海山上での最大波高が小さくなっているにも関わらず、後続波の最大波高が高くなっている。数値解析結果を可視化したところ、太

図-9 波源の位置と後続波の発生要因

平洋沿岸部においてエッジ波が発生していることが確認された。よってこの後続波の要因はエッジ波だと考えられる。最後に、C4, C5, C6においては、C1, C2を除くケースの中では、後続波の最大波高が高くなっている。これは、指向性の関係で、強い津波エネルギーが欽明海山上に達しているため、比較的大きな散乱波が発生し、後続波の最大波高が高くなったと考えられる。ただし、御前崎においては、C6における最大波高がC4, C5におけるものよりも大きくなっている。Longuet-Higgins (1967) の円筒形の見山モデルによると、見山において励起される散乱波の理論解は、見山の空間スケールと、見山周りの水深、入射波の波長に関連して変化し、また見山上での波高増幅が顕著になる入射波の波長と、励起される散乱波の振幅が大きくなる入射波の波長は異なる。この理論に基づくと、御前崎におけるC6に見られる波高増幅は、入射波の周期及び見山の空間スケールに関連して比較的大きな散乱波が励起されたと考えられる。以上をまとめると、欽明海山に強い津波エネルギーが到達すると、比較的大きな散乱波が発生し、後続波の最大波高が高くなる。ただし、見山の空間スケールと入射波の波長に関連して、欽明海山での最大波高が低くとも、比較的大きな散乱波が発生することがある。また、東北地方太平洋沿岸部では、北緯46°以南に波源がある場合、後続波としてエッジ波が卓越し、北緯46°～北緯49°に波源がある場合、津波の指向性から後続波として散乱波が卓越すると考えられる。そして、北緯49°以降では、エッジ波、散乱波がともに卓越しないことから、後続波は卓越しないと考えられる。最後に、上記10ケースの数値解析によって、千島海溝沿いで発生する津波途上において、最も散乱波が発生しやすい場所は欽明海山付近である事がわかった。

3. 欽明海山で発生散乱波の我が国への到達時間

ここでは、波向線法を用いて、千島海溝で発生した津

図-10 千島海溝で発生する津波の第一波及び欽明海山からの散乱波の走時

波によって、欽明海山上で発生する散乱波の到達時刻について検討を行う。具体的には、波源から欽明海山まで、欽明海山から日本の太平洋沿岸までの津波の走時を求める事により、散乱波の到達時間を推定する。波向線の支配方程式を以下に示す。

$$\frac{\partial \alpha}{\partial s} = \frac{1}{c} \left(\frac{\sin \alpha}{R \cos \theta} \cdot \frac{\partial c}{\partial \lambda} - \frac{\cos \alpha}{R} \cdot \frac{\partial c}{\partial \theta} \right) \quad (1)$$

ここで、 R :地球の半径、 λ , θ :緯度、経度、 α :波向線の屈折角、 c :波向線位置での長波の波速、 s :波向線に沿って測った伝播距離である。波向線に基づく津波の走時を図-10に示す。上から、(a)千島海溝最北端部からの第一波走時、(b)千島海溝最南端部からの第一波走時、(c)欽明海山からの走時で、1時間ごとに波向線到達位置をプロットした。これらの図から、千島海溝で発生した津波の散乱波は、遅くとも7時間後には日本に到達することがわかる。同様に、波向線により津波の走時を求め、散乱波の到達時間を検討したところ、千島海溝で発生した津波によって欽明海山で励起する津波散乱波の到達時間は、地震発生から6～7時間後であるということが出来る。

4. 後続波の周波数特性の検討

ここでは、計算波形における周波数特性の違いを、フー

リエ解析を用いて検討する。具体的には、波向線法によって求めた欽明海山からの散乱波到達時間の前後で、計算波形の周波数特性にどのような変化が現れるのか検討する。結果を図-11(a), (b)に示す。図-11(a), (b)は、大船渡における、地震発生から400分以前と400分以降の、C2及びC4の計算波形のフーリエ解析の結果を示している。ここで、C2(図-11(a))は、エッジ波が卓越しているケース、C4(図-12(b))は、散乱波が卓越しているケースである。C4の400分以降では、10分より短い成分が卓越している事がわかる。一方、C2の場合、周期10分未満の短周期成分の増加は、C4ほど顕著ではない。このことから、天皇海山列で励起される散乱波が卓越する場合、周期10分以内の短周期成分が卓越すること、また散乱波と陸棚上を伝播するエッジ波では周波数特性が異なることがわかる。ところで、2006年千島列島沖地震津波の際の大船渡における観測波形のフーリエスペクトルの時間発展を示した図-12(c)を見ると、天皇海山列で発生した散乱波の到達前後で、4~8分、8~17分の短周期成分が増加しているのがわかる。このことから、図-11(b)の卓越成分は天皇海山列で励起された散乱波によるものだと裏付けられる。

5. おわりに

本研究では、千島海溝沿いで発生する津波の後続波の特性について検討した。主要な結論を以下に挙げる。

千島海溝沿いで10通りの発生域を想定し、後続波を含む遠地津波の数値解析を実施した。その結果、北緯46度を境にして津波の波源がそれ以南の場合はエッジ波が、以北の場合は散乱波が卓越して来襲することがわかった。また、北緯49度以北で津波が発生した場合には、我が国に来襲する津波の後続波は相対的に低くなることがわかった。

千島海溝で発生する津波に対しては、天皇海山列の中でも欽明海山が最も強い散乱波を出す事がわかった。また千島海溝上で発生する津波において、欽明海山において励起される散乱波は、地震発生から6~7時間後に東北地方太平洋岸に到達することが分かった。

散乱波が卓越する場合とエッジ波が卓越する場合では、津波の周波数特性が大きく変わる事がわかった。また、波源の位置の情報により後続波の卓越成分がわかることから、フーリエ解析の結果と波源の位置の情報から、後続波の発生要因を特定出来ることがわかった。上記結果の蓄積により、後続波の発生要因に応じて予警報解除の基準を策定することが今後の課題である。

謝辞：本研究の一部は、科学研究費補助金若手A(代表者：越村俊一、課題番号19681019)および平成20年度産

図-11 大船渡における計算波形の周波数特性 (a,b) と観測波形 (2006年千島列島沖地震津波) のフーリエスペクトルの時間発展(c)

業技術研究助成事業(代表：越村俊一、プロジェクトID：08E52010a)の補助を受けて実施された。

参考文献

- 大垣圭一・今村文彦(2004)：現地データを利用した2003年十勝沖地震津波の数値解析と特性の把握，海岸工学論文集，第51巻，pp.271-275。
- 河田恵昭・奥村与志弘・越村俊一・藤間功司・永井紀彦(2004)：エッジ波の発生を考慮した津波予警報の改良に関する研究，海岸工学論文集，第51巻，pp.261-265。
- 越村俊一・宗本金吾・大家隆行，柳沢英明，阿部郁男，今村文彦(2007)：2006年千島列島沖地震津波の伝播特性における天皇海山列の影響評価，海岸工学論文集，第54巻，pp.171-175。
- Longuet-Higgins, M.S.(1967)：On the trapping of wave energy round islands, J. Fluid Mech., 29(4), pp. 781-821.
- Mofjeld, H. O., C. M. Symons, P. Lonsdale, F. I. Gonzalez and V. V. Titov (2004): Tsunami Scattering and Earthquake Faults in the Deep Pacific Ocean, Oceanography, 17(1), pp.38-46.
- Nagano, O., F. Imamura and N. Shuto(1991)：A Numerical Model for Far-field Tsunamis and Its Application to Predict Damages Done to Aquaculture, Natural Hazards, 4, pp.235-255.