我が国における遠地津波の襲来特性に関する検討 —1700年カスケード地震津波を対象として—

Study on Characteristics of the 1700 Cascadia Earthquake Tsunami along the Pacific Coast of Japan

柳澤英明¹・藤井直樹²・金戸俊道³

Hideaki YANAGISAWA, Naoki FUJII and Toshimichi KANETO

To investigate the propagation of the 1700 Cascadia tsunami, we simulated a trans-pacific tsunami using the linear long-wave and dispersive models. The model results suggest that the scattering of the tsunami excited by the Emperor Seamounts Chain causes the delay of the maximum tsunami along the Pacific coast of Japan. We further conducted simple numerical tests focusing on resolutions of bathymetry data to develop the modeling of the scattering waves. The results reveal that less than 2-min grid size of bathymetry data is required to represent the tsunami scattering waves. We simulated the 1700 Cascadia tsunami and compared the measured data with the computed tsunami heights. The computed results approximately consist with the measured data of “Lower height estimate”. On the other hands, the doubling the fault model of Cascadia earthquake is required to conform the computed data to the measured data of “Upper height estimate”.

1. はじめに

古来、我が国では、環太平洋沿岸域で発生した巨大地震に伴う遠地津波によって、繰り返し被害を受けてきた。特に、1960年に南米チリ沖で発生した津波は、太平洋を伝播し、日本沿岸各地に甚大な被害をもたらした。現在、1960年チリ地震津波は、日本沿岸域に最大水位をもたらす遠地津波として想定され(土木学会, 2002), 各地で津波対策が整備されている。一方で、元禄十二年(西暦1700年)に北米カスケード沈み込み帯で発生した大津波が、我が国の沿岸地域に襲来し、甚大な被害をもたらしていたことが、近年の研究で明らかとなってきた。これによれば、日本各地に、約2~5 mの津波が襲来していたことが明らかとなっている(Satakeら, 2003)。

しかしながら、1700年カスケード地震津波に関する研究はまだ少なく、我が国への襲来特性は未解明な部分も多い。また、北米沖で発生した津波は、南米沖からの津波とは伝播経路が異なるため、我が国に対する津波の襲来特性は、チリ地震津波とは異なる可能性がある。そのため、南米沖のみならず、北米沖で発生した巨大津波に対しても、十分な検討が必要である。そこで本研究では、1700年カスケード地震津波を対象として、数値シミュレーションを実施し、我が国への襲来特性を検討する。

2. 遠地津波の伝播特性

我が国に襲来する遠地津波の太平洋における伝播特性

図-1 (a) 1960年チリ地震と1700年カスケード地震の震源 (b) カスケード地震による地殻変動量(Satakeら, 2003). 1mごとのコンター線で、実線は隆起、点線は沈降を表す。

を検討するため、太平洋全域を対象とした数値シミュレーションを実施する。ここでは、南米沖と北米沖からの津波の伝播特性を検討するため、1960年チリ地震津波と1700年カスケード地震津波を対象とする(図-1(a))。

(1) 数値解析手法

図-1に示す(N60°~S60°)から(E120°~W70°)までを解析領域として、数値シミュレーションを行う。海底地形データは、General Bathymetry Chart of the Oceans (GEBCO)の1分格子データを、5分に再分割して利用した。支配方程式には、地球座標系に基づく線形長波式および、線形分散波式を用い、両者を比較することで、長距離伝播する遠地津波の分散効果を検討する。線形分散波式には、鳴原・藤間(2007)によって提案されたポテンシャル法を用いる。チリ地震津波の断層モデルには、Barrientos・Ward(1990)に基づいて設定された大森ら(2001)の断層パラメータを用い、Manshinha・Smylie

1 正会員 博(工) 東北学院大学 教養学部 講師
2 正会員 博(工) 東電設計(株) 社会基盤推進部
3 正会員 修(工) 東京電力(株) 原子力設備管理部

(1971)の方法により地殻変動量を評価する。カスケード地震津波には、図-1(b)に示すSatakeら(2003)による北米カスケード沈み込み帯のプレート形状を考慮した断層モデルを利用する。

(2) 解析結果

図-2に、チリ地震津波および、カスケード地震津波の日本沿岸域への伝播過程における時系列波形を示す。まず、チリ地震津波に関して、津波は大洋を伝播する過程で分散性により波形がなまり、分散波式による波高が線形長波式よりも小さくなっている(図-2(b)地点Ⅱ・Ⅲ)。ただし、日本沿岸に到達する時点では、線形長波式と線形分散波式による波形は、ほぼ同様の結果となった(図-2(b)地点Ⅳ・Ⅴ)。これは、南米沖から日本へ伝播する過程で、島嶼諸国や海山によって、短周期の波が散乱し、長周期成分のみが残ったためと考えられる。図-3に、線形分散波式によるチリ地震津波の空間水位分布の時間変化を示した。特に、天皇海山周りで津波の散乱が顕著であり、伝播過程の分散効果によって生じた短周期成分が、この散乱で消滅している。以上の結果から、南米沖から日本への津波の伝播を想定する場合、日本周辺における分散性の影響は小さく、計算負荷の低い線形長波式を用いても、十分に津波を評価できることがわかった。

カスケード地震津波に関しても、チリ地震津波同様に、伝播の過程で分散性により波形がなまる傾向はあるが、分散効果の影響は、比較的小さい結果となった(図-2(c))。一方、カスケード地震津波においては、津波到達より数時間後の波形に顕著な最大波が生じており、最大波の遅延が認められた(図-2(c)地点iii・iv)。水位の空間分布を時間ごとに確認すると、天皇海山列の光孝海山で大きな散乱が生じており、直接波と散乱波が重なって日本に最大波をもたらしていたことがわかった(図-4)。南米沖からの津波の場合、天皇海山列によって、日本に到達する津波の一部が減衰する一方で、北米沖からの津波の伝播経路では、進行方向が異なるため、側面方向に散乱した津波が日本に到達し、最大波をもたらす結果となる。天皇海山列によって励起された津波の散乱波による最大波の遅延は、2006年の千島列島沖地震津波でも確認され、地震発生より7時間後に、漁船が転覆するという被害が報告された(越村ら, 2007)。また、アリューシャン海溝における津波においても、海山による最大波の遅延が懸念されている(宗本ら, 2009)。北米沖で1700年に発生したカスケード地震津波に関しては、日本の古文書によって被害の記録が残されているのみで、その伝播特性に関する観測記録は残っていない(Satakeら, 2003)。しかしながら、本検討によって最大波の遅延の可能性が明らかとなったことで、今後、警報解除の問題において、北米からの巨大津波に対しても、最大波

図-2 チリ地震津波とカスケード地震津波の数値シミュレーション結果。(a) 時系列波形の出力位置 (I~V: チリ地震津波に対する出力点, i~v: カスケード地震津波に対する出力点) (b) チリ地震津波の時系列波形 (c) カスケード地震津波の時系列波形

の遅延を十分に考慮した津波警報を検討する必要があることが示された。

3. 散乱波に着目した必要格子サイズの検討

カスケード地震津波では、天皇海山列によって励起された散乱波によって、防災上重要となる最大波の遅延が確認された。そこで、カスケード地震津波を対象とし、散乱波を再現できる必要格子サイズの検討を行なう。こ

図-3 水位分布の時間変化（チリ地震津波）

図-4 水位分布の時間変化（カスケード地震津波）

ここでは、海山を単純化した円錐台形状の地形モデルを用いて検討を行なう。

(1) 検討手法

検討を単純化するため、海山に模した円錐台の地形を作成し、空間格子サイズを変化させるパラメータスタディを実施する。本研究では、天皇海山列のうち、津波の散乱波の発生が卓越する光孝海山を対象とする（図-4）。図-5に示すように、光孝海山を、上底面および、下底面の直径がそれぞれ、78 km、150 kmの円錐台にモデル化し、円錐台上端の水深を300 m、下端の水深を5000 mとした。入射波には振幅1.0 mの正弦波を仮定し、支配方程式には、線形長波式を用いる。また入射波周期は、カスケード地震津波の卓越周期である9分を仮定する。空間格子サイズは、0.25分～10分（約450 m～18000 m）を対象とし、パラメータスタディを実施する。時間格子サイズは、クーラン数が0.8となる条件で設定した（表-1）。

(2) 検討結果

図-6に、空間格子サイズ1.0分のケースでの最大水位分布を示す。これによれば、海山背後では、水位が減少する一方、海山前面、および側面では、入射波と散乱波との重ね合わせにより、水位が高い場所と低い場所が交互に出現する結果となった。図-7には、海山の中心より500kmの円上における空間格子サイズごとの最大水位の比較を示す。また、図-7に対し、最小空間格子サイズ0.25分に対する各空間格子サイズの最大水位の誤差を図-8にまとめた。この結果より、空間格子サイズ0.25分に対し、2.0分以下の空間格子サイズであれば、決定係数が0.8以上、最大水位における誤差率が10%以下となり、高い精度で計算が可能であることがわかった。

4. カスケード地震津波の我が国における襲来特性

日本沿岸におけるカスケード地震津波の数値シミュレーションを実施し、その精度および、津波の襲来特性を検討する。

図-5 光孝海山（天皇海山列）のモデル化

表-1 解析条件

空間格子		時間格子 (秒)	空間格子		時間格子 (秒)
(分)	(m)		(分)	(m)	
0.25	450	1	5.0	9000	23
0.5	900	2	6.0	10800	28
1.0	1800	5	7.0	12600	32
2.0	3600	9	8.0	14400	37
3.0	5400	14	9.0	16200	41
4.0	7200	18	10.0	18000	46

図-6 最大水位分布（空間格子サイズ1.0分のケース）

図-7 海山中心より半径500km (図-6点線上) における円上の最大水位分布

図-8 最小格子サイズ0.25分に対する格子サイズごとの誤差 (決定係数 r^2 , 最大水位における誤差率)

(1) カスケード地震津波の痕跡

図-9に、カスケード地震津波に関して、古文書から推定された津波痕跡高の評価値を示す (Satakeら, 2003)。これは、古文書に示された被害の程度や現在の地盤高などを元に推定された値で、測定地点や被害をもたらす浸水深などの仮定の違いによって、上側と下側の評価値が提案されている。この結果によると、岩手県宮古市津軽石では、下側の評価で2.2 m、上側の評価で5.0 mの痕跡高が推定されている。

(2) 解析手法

前項までの結果に基づき、外洋伝播計算には、空間格子サイズ2分の地形データを利用する。カスケード地震津波においては、分散性の影響は小さいため、ここでは線形長波式によって解析を行なう。また、日本沿岸における空間格子サイズを2160 m、痕跡のある地点を240 mとし、3領域に細分化を行なった。日本沿岸に対しては、非線形長波式を用いて、後藤・小川 (1982) の手法に基づく接続計算を行なう。

図-9 古文書から推定した津波痕跡高の評価値 (Satakeら, 2003)。図中の左の値は、下側の痕跡高評価値、右の値は上側の痕跡高評価値。

(3) 解析結果

図-10に解析結果と痕跡高評価値の比較を示す。この結果では、計算値は下側の痕跡高評価値と比較的良好一致した。この結果に対する相田のKと κ の値は、それぞれ1.04と1.44となり、土木学会で示された基準 (土木学会, 2002) を満たす値となった。図-11に最大津波高分布を示す。これによれば、日本各地において、1 m以上の津波高が評価されており、全国的に被害が広がる可能性が示唆された。

一方、上側の痕跡高評価値に対しては、相田のKと κ の値は、それぞれ、1.8と1.22となり、解析値は過小評価となった。そこで、上側の評価値を再現するため、断層モデルの修正を行なう。ここでは、K値が1.8であることを参考に、断層モデルの地殻変動量を2倍にし、数値シミュレーションを実施した。図-12に、上側の痕跡高評価値と解析値の比較を示す。これによれば、解析値は痕跡高評価値とよく一致しており、Kと κ の値は、それぞれ、1.05と1.12となった。これより、上側の痕跡高評価値を再現するためには、断層モデルの地殻変動量を2倍程度、補正する必要があることがわかった。ただし、Satakeら (2003) によれば、古代の微化石から推定されたカスケード地震の沈み込み量は、0.5 - 1.5 mとされており、Satakeら (2003) による断層モデルは、これを再現できるように設定されている。上側の痕跡高評価値を再現する場合、地殻変動量を2倍程度に修正する必要があるため、古代の微化石の位置とはずれてしまい、地質学的な知見と一致しなくなる。今後、カスケード地震津波をどの程度まで想定していくかは、議論の余地があるといえる。

5. まとめ

本研究で得られた主要な結論を以下に整理する。

図-10 計算と痕跡高評価値との比較

- (1) 北米・南米沖からの遠地津波に対しては、海山などが伝播に影響し、日本沿岸では、波の分散性による波形への変化は小さくなる。
- (2) 北米沖からの津波では、天皇海山による散乱波によって、日本に襲来する津波の最大波が遅延する。
- (3) カスケード地震津波の散乱波を表現するには、空間格子サイズを2分以下にすることが望ましい。
- (4) Satakeら（2003）による断層モデルを用いたカスケード地震津波の再現計算では、下側の津波痕跡高評価値をよく説明できることがわかった。一方、上側の津波痕跡高評価値を再現するためには、断層モデルによる地殻変動量を2倍程度に修正する必要があることがわかった。

最後に、本研究は、電力共通研究の成果の一部であることを付記するとともに、(社)土木学会原子力土木委員会津波評価部会（主査 首藤伸夫教授）の委員の皆様、また防衛大学 鳴原良典氏より有益な助言を頂いた。ここに記して、謝意を示す。

参 考 文 献

- 大森政則・柳沢 賢・増田崇治・安中 正・高尾 誠（2001）：東北日本を対象とした1960年チリ地震津波の数値解析，土木学会第57回年次学術講演会 II-013，pp.25-26。
- 越村俊一・宗本金吾・大家隆行・柳澤英明・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。
- 後藤智明・小川由信（1982）：Leap-frog法を用いた津波の数値

図-11 最大津波高分布

図-12 計算と上側の痕跡高評価値との比較（断層モデル修正）

計算方法，東北大学工学部土木工学科，52p.

鳴原良典・藤間功司（2007）：津波数値解析における分散波理論モデルの適用性と新しい数値計算法の提案，土木学会論文集B，Vol. 63，No. 1，pp. 51-66。

土木学会編（2002）：原子力発電所の津波評価技術，62p.

宗本金吾・越村俊一・今村文彦（2009）：海山列に着目した遠地津波の最大波遅延要因の分析と予報精度向上にむけての課題，土木学会論文集B2（海岸工学），第65巻，pp. 286-290。

Barrientos and Ward (1990): The 1960 Chile Earthquake: inversion for slip distribution from surface deformation. *Geophysical Journal International*, Vol.103, pp. 589-598.

Manshinha, L and D.E. Smylie (1971): The displacement field of inclined faults, *Bull. Of the seismological soc. of America*, Vol. 61, pp. 1433-1440.

Satake, K., K. Wang and B. F. Atwater (2003): Fault slip and seismic moment of the 1700 Cascadia earthquake inferred from Japanese tsunami descriptions, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 108, NO. B11, 2535, doi:10.1029/2003JB002521.