

断層運動に伴う動的地盤変位と 震源過程を考慮した津波シミュレーション

松本浩幸¹・大町達夫²・築山 洋³

¹正会員 工博 東京工業大学 日本学術振興会特別研究員 (〒 226-8502 横浜市緑区長津田町 4259)

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 (〒 226-8502 横浜市緑区長津田町 4259)

³正会員 理博 (株) 築山研究室室長 (〒 274-0063 千葉県船橋市習志野台 4-18-2)

本研究では、地震学的に推定された断層モデルと震源断層の破壊過程を使用して、津波の数値シミュレーションを行った。解析対象は、地震学的に推定される断層モデルと津波学的に推定される断層モデルに大差がある1983年日本海中部地震と1993年北海道南西沖地震とした。本研究では、断層運動に伴う海底の動的地盤変位を3次元直接境界要素法によって計算し、これを流体底部に与えて、流体部は3次元Navier-Stokes方程式を差分法によって計算した。日本海中部地震による津波シミュレーションでは、波源近傍の深浦港沖で得られた超音波波高計と計算結果が比較的良好に一致することを示した。北海道南西沖地震による津波シミュレーションでは、本研究の解析手法によって地震学的な断層モデルを用いても、奥尻島周辺の津波襲来状況が再現可能であることを示した。

Key Words : *the 1983 Nihonkai-chubu earthquake, the 1993 Hokkaido-nansei-oki earthquake, fault model, near-field tsunami, tsunami simulation technique*

1. はじめに

本研究では、地震学的に推定された断層モデルと震源過程を使用して、近年発生した津波の数値シミュレーションを行う。これは、津波の原因となる海底地震の震源モデルが、地震学的に決定されるモデルと津波学的に決定されるモデルとに大差があることが稀ではなく、この問題を解決して津波の高精度予測に寄与することを目的としているためである。

本研究の解析対象は、地震学的に詳細な断層モデルの検討と、津波に関する調査が十分行われてきた1983年日本海中部地震と1993年北海道南西沖地震による津波とした。また、この2例の津波では多くの未解明問題も指摘されており、本研究手法と従来手法によるシミュレーション結果の差異を明確化しておくことも目的としている。

2. 解析手法の概要

本研究では、できる限り現実に近い物理モデルを用いて津波シミュレーションを行う。すなわち、地震時の動的地盤変位を海底面の流体部分に時々刻々入力して津波の発生・伝播を解析する¹⁾。この津波解析手法では、海底地盤および海水を弱結合系でモデル化し、断層運動に伴う動的地盤変位を考慮している。

本研究の津波解析手法は、断層運動に伴う動的地盤変位解析、および津波の発生・伝播解析の2段階からな

る。第1段階の動的地盤変位解析には、3次元直接境界要素法²⁾を用いる。境界要素法は、震源断層をモデル化するのが容易なだけでなく、不整形地盤をモデル化できるという利点もある。第2段階の津波の発生・伝播解析には、従来から採用されている長波理論を用いずに、3次元Navier-Stokes方程式を採用する。また、流体の圧縮性は質量保存方程式に音速を取り入れて考慮する。これらの方程式を差分法を用いて計算し、自由表面の挙動をシミュレーションする。

3. 1983年日本海中部地震の津波シミュレーション

(1) 断層モデルと計算モデル

1983年5月26日11時59分、秋田県西方沖約100kmを震源とする日本海中部地震(M7.7)により、津波が発生した。現在では、津波を説明する最良な断層モデルは相田モデル10となっている³⁾。しかし、地震学的に推定された断層モデルとは北断層のすべり量に関して異なっている。

1983年日本海中部地震の津波シミュレーションで採用した断層モデルは、震央距離80km~280kmの強震観測記録に基づき推定されたSatoモデル⁴⁾である。Satoモデルは数多く提案された断層モデルのうち、最も妥当とされている⁵⁾。断層面の位置と計算範囲、および断層パラメータを図-1、表-1に示す。計算領域は、断層面がほぼ中央に位置するようにして、360km×240kmの範囲とした。

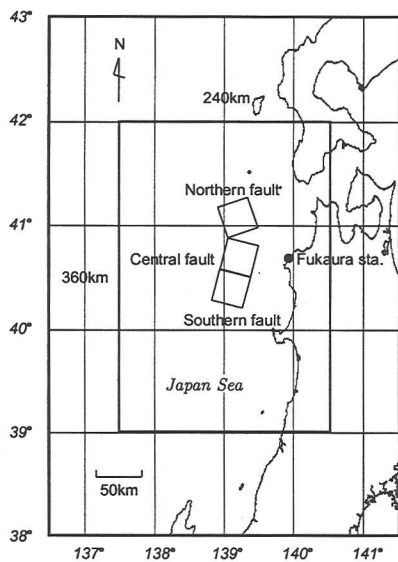


図-1 断層面の位置および計算領域

表-1 1983 年日本海中部地震の断層パラメータ⁵⁾

	南断層	中央断層	北断層
長さ (km)	35	35	35
幅 (km)	35	35	35
上縁深さ (km)	0	0	0
走向 (°)	15	15	345
傾斜角 (°)	20	20	20
すべり角 (°)	90	90	90
すべり量 (一様) (m)	6.8	4.6	6.8
破壊伝播速度 (km/s)	2.0	2.0	3.0
立ち上がり時間 (sec)	3.5	3.5	3.0

日本海中部地震では、3段階の破壊過程が推定されている。すなわち、第1段階の破壊は南端より北北東へ35kmの距離を3km/sで伝播した。約10秒間の休止の後、第2段階の破壊が2km/sで同方向へ伝播した。第3段階の破壊は伝播方向を北北西に変化して1.5km/sで伝播した。計算においては、それぞれの断層で破壊開始時刻をずらすことで、断層破壊の進展を考慮した。破壊に要する時間は63秒となる。ただし、すべり量は断層面内で一定とした。

(2) 津波シミュレーション

津波シミュレーションによる波源近傍の海面変動の状況を図-2に示す。時刻は南断層破壊開始からの時刻を示している。20秒後に第1段階の断層破壊に伴う地盤変位による海面変動が現れる。40秒から60秒にかけて、中央断層と北断層の破壊によって生じた海面変動が現れる。断層の破壊がほぼ終了した60秒後には、断層の西側が隆起域、東側が沈降域となっており、津波波高が逆「く」の字に分布している。100秒後に南断層側から津波が東西方向に伝播する状況が示されている。

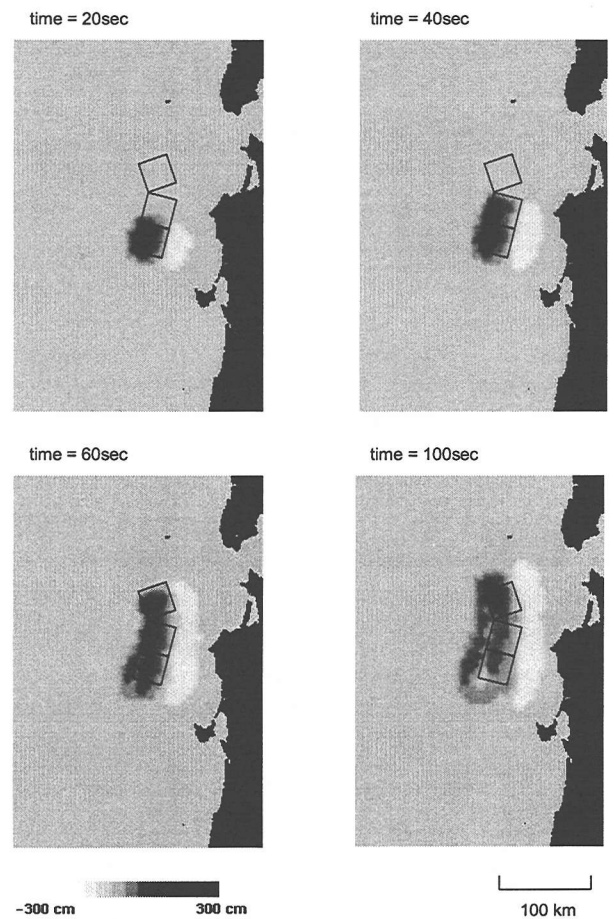


図-2 日本海中部地震による津波シミュレーション結果

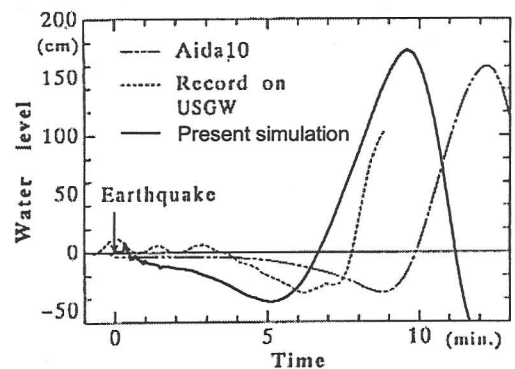


図-3 深浦港における計算結果と超音波波高計との比較

また、秋田県から青森県にかけて津波が引き波から到達している状況がシミュレーションされている。

次に、計算結果と深浦港沖の超音波波高計で観測された津波波形を比較する。波高計では、津波第1波の立ち上がりまでが観測された。図-3は、Shuto *et al.* が Aida モデル 10 を使用して行った計算結果³⁾に本研究の計算結果を重ねて表示したものである。本研究の計算結果は、観測値より立ち上がりのゼロクロス点が約1分早くなっているものの、大まかには津波第1波を再現できている。

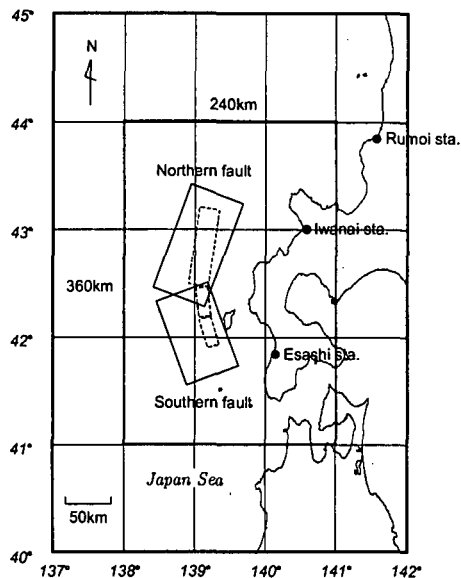
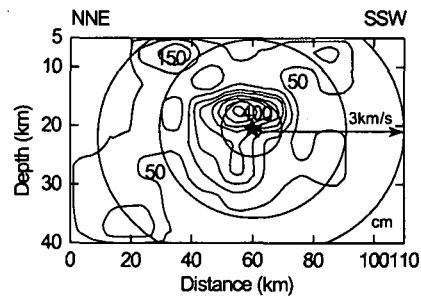


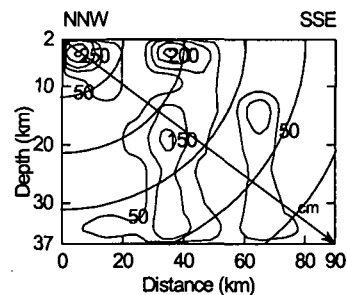
図-4 断層面の位置および計算領域

表-2 1993年北海道南西沖地震の断層パラメータ⁷⁾

	北断層	南断層
長さ (km)	110	90
幅 (km)	70	70
上縁深さ (km)	5	2
走向 (°)	200	160
傾斜角 (°)	30	30
すべり角 (°)	100	90
すべり量 (最大値) (m)	4.0	2.5
破壊伝播速度 (km/s)	3.0	3.0
立ち上がり時間 (sec)	3.0	3.0



(a) Northern fault



(b) Southern fault

図-5 断層のすべり量分布と破壊パターン⁷⁾

図-5に示すすべり量分布と破壊パターンに従い、各小断層にすべり量と破壊開始時刻を与える。北断層における断層の破壊伝播は震源から放射状に拡大するように設定した。断層の破壊伝播は北断層から始まり南断層にほぼスムーズに伝わっており、折れ曲がり点での一時的な停止はほとんどないとされている。そのため、南断層の破壊伝播は北上端から南下端へ連続的に放射状に拡大するように設定した。地盤変位の流体部への入力時間は、断層破壊開始から128秒までとした。

(2) 津波シミュレーション

地震発生時の海面変動状況を調べるために、断層破壊開始後80秒までの海面変動を20秒毎のスナップショットで図-6に示す。20秒後に北断層の破壊に伴う海面上昇が見られる。約30秒後には江差港と岩内港に海底地盤を伝播するRayleigh波による海面変動が到達し、それは北海道本土に関して震源と反対側の噴火湾にも現れる。そして、40秒後には南断層の破壊に伴い南側にも海面上昇が現れる。80秒後には断層破壊が終了しており、津波が生成されている。波高分布は断層面のすべり量が大きいところほど高くなっている。

次に、奥尻島周辺の数地点の計算結果を図-7に示す。従来手法と比較するために、表-2に示した断層モデルを使用して静的に初期波形を与えた計算結果も示してある。図-6,7によれば、津波は奥尻島北端の稲穂には北側から40秒後、南端の青苗には西側から50秒後に到達する。現地調査によれば、これらの地区では津波は4分～5分で到達した。数値モデルと実際の水深の違いのため、計算結果による到達時刻は早い。津波の襲来方向は両者で一致した。また、図-7の静的な計算によれば、奥尻島周辺では時刻0で津波が到達するこ

4. 1993年北海道南西沖地震の津波シミュレーション

(1) 断層モデルと計算モデル

1993年7月12日22時17分に発生した北海道南西沖地震(M7.8)では、津波防災上の盲点ともいえるべき問題点が明確になった。その一つが、地震動から決定される断層モデルと津波から決定される断層モデルとの間にあるギャップで、この地震の断層モデルは未だ確定していない⁶⁾。

1993年北海道南西沖地震の津波シミュレーションに用いる断層パラメータは、前章と同様、地震動を説明するために推定されたMendoza and Fukuyamaの断層モデル⁷⁾とする。推定されている断層面の位置、計算範囲を図-4に示す。計算の対象領域は、360km×240kmの範囲とした。

本研究では、地震学的な断層モデルを採用して津波を説明するという立場から、より忠実に断層の破壊過程をモデル化して津波シミュレーションを行う。ここでは、2枚の断層面を10km×10kmの小断層に分割し、

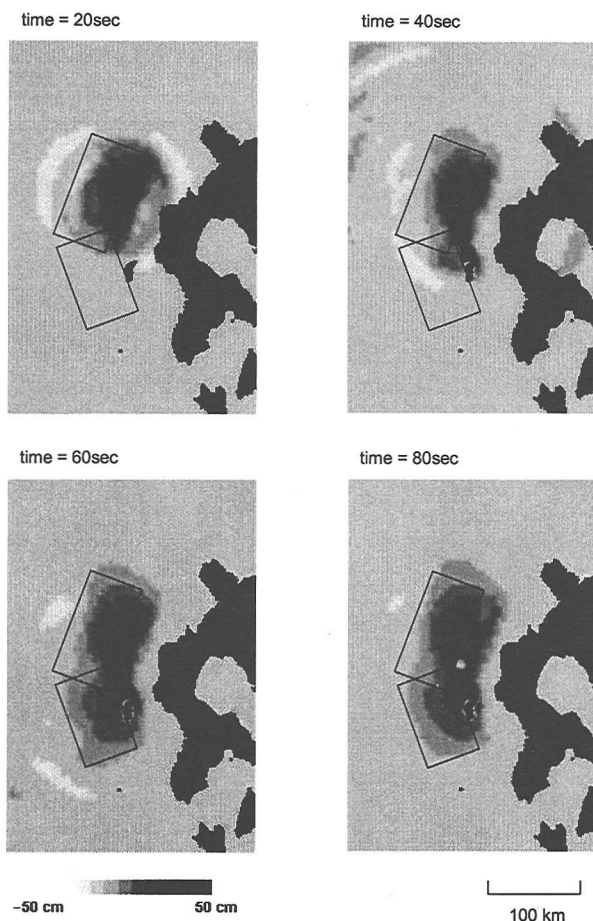


図-6 北海道南西沖地震による津波シミュレーション結果

となる。このように、従来手法では波源域内での津波の襲来方向を予測することは困難である。そのため、津波を説明する断層は図-4に破線で示したように奥尻島の西方約20kmに配置されたものと思われる。

5. まとめ

本研究では、地震学的に推定された断層モデルと震源断層の破壊過程を使用して、日本近海で発生した2つの津波シミュレーションを行った。本研究の結論は次のようになる。

1. 1983年日本海中部地震津波の計算結果は、深浦港での津波到達時刻は約1分早くなったが、津波第1波の立ち上がり形状はよく一致し、本研究の解析手法の妥当性を示した。
2. 1993年北海道南西沖地震による奥尻島周辺の津波襲来状況は、地震学的な断層モデルを用いても本研究の解析手法によりほぼ再現可能であることを示した。これにより、断層モデル間のギャップを解決できる可能性がある。
3. 断層面内の不均一なすべり量分布を考慮すると、地震発生時の津波分布は、従来の一様なすべり量分布の矩形断層モデルから予測されるとはものとは異なる。

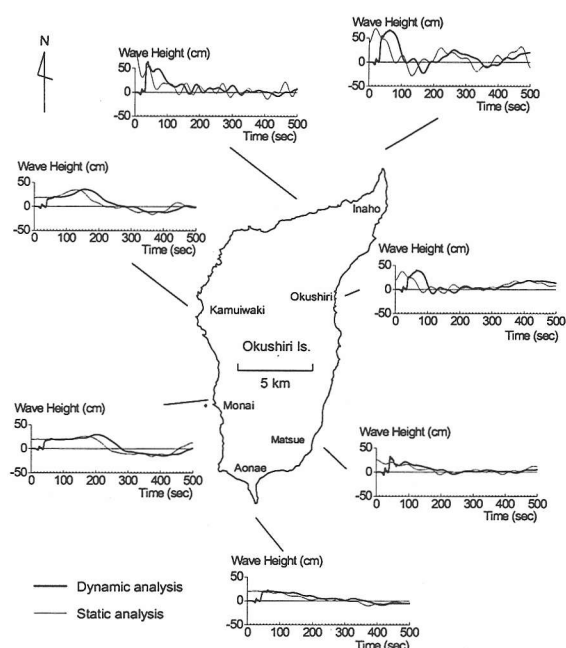


図-7 奥尻島周辺の計算による時刻歴波形

謝辞：東北大学大学院工学研究科付属災害制御研究センター今村文彦教授には、本研究遂行上種々の御便宜をいただいた。末筆ながら記して感謝の意を表する。

参考文献

- 1) 大町達夫，築山洋，松本浩幸：断層運動に伴う動的地盤変位を考慮した津波シミュレーションの評価，海岸工学論文集，第46巻，pp.321-325，1999。
- 2) 片岡正次郎，大町達夫：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.139-149，1997。
- 3) Shuto, N., Chida, K. and Imamura, F.: Generation mechanism of the first wave of the 1983 Nihonkai-chubu earthquake, Y. Tsuchiya and N. Shuto (eds.), *Tsunami: Progress in Prediction, Disaster Prevention and Warning*, Kluwer Academic Publishers, pp. 37-53, 1995.
- 4) Sato, T.: Rupture characteristics of the 1983 Nihonkai-chubu (Japan sea) earthquake as inferred from strong motion accelerograms, *J. Phys. Earth*, Vol. 33, pp. 525-557, 1985.
- 5) 佐藤良輔編：日本の地震断層パラメーター・ハンドブック，鹿島出版会，1989。
- 6) 高橋智幸，首藤伸夫，今村文彦，Oritz, M.: 津波を説明するための北海道南西沖地震断層モデル，海岸工学論文集，第41巻，pp.251-255，1994。
- 7) Mendoza, C. and Fukuyama, E.: The July 1993 Hokkaido-Nansei-Oki, Japan, earthquake: Coseismic slip pattern from strong-motion and teleseismic recordings, *J. Geophys. Res.*, Vol. 101, pp.791-801, 1996.