

◇技術紹介 Technical Report

津波の数値シミュレーション
Numerical Simulations of Tsunami

津久井 啓 介 Keisuke Tsukui
藤 澤 康 雄 Yasuo Fujisawa

1. はじめに

我が国は世界でも有数の海洋性地震多発区域であり、津波被害を受けやすい。その上沿岸域に都市部が集中しているため、一度津波災害を受けるとその被害は甚大であり、壊滅的な被害を被ることになる。したがって、このような災害に対して一早く数値シミュレーションを実施しその災害を再現するとともに、災害のメカニズム、被害の様子を速く、正確に把握できるシステムを確立することが必要である。さらに、海洋開発行為、ウォーターフロント計画、沿岸域利用計画および海岸・港湾施設等の計画・設計・施工等のために数値解析シミュレーションを行い、海洋災害状況を精度良く予測する必要がある。本論ではその津波の数値シミュレーション技術について解説するとともに、解析事例を紹介する。

2. 津波の数値計算法

2.1 地震の断層モデルと津波

地震による津波の発生原因は、ほとんどが地震時の海底変動に起因している。例外として、地震動を引き金とした地滑りや火山の噴火等があるがその発生頻度は少ない。海底地盤変動を評価するには、地震による運動を定量的に評価しなければならない。津波の数値シミュレーションの入力としての断層モデルは、断層長さ L 、幅 W 、滑り量 U 、走向 θ 、傾斜角 δ 、滑り角 λ の6つのパラメータで表わされる(Fig.1)。

2.2 津波の支配方程式

津波はその波長が数十 km から数百 km であるのに対して、その発生した場所の水深は数 km であり、水深波長比は小さい。このような波は長波と呼ばれ、鉛直方向の加速度を無視できる近似が成立する。一方、波高水深比(波の非線形効果)は、津波が深海域であるか浅海域であるかによりその値は変化する。津波の数値計算法は、こ

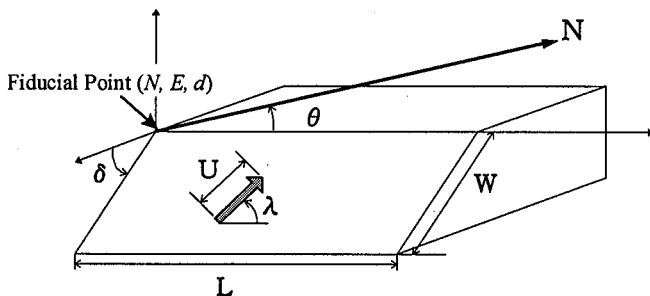


Fig. 1 断層モデル図
Fault Model

れら波の特性を考慮して支配方程式を選択する。

2.2.1 深海域の支配方程式 深海域では波高が数 m 、水深が数 km であるため波高水深比は小さく、線形長波理論(微小振幅波理論)が成立する。

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

$$\frac{\partial M}{\partial t} + gh \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0 \dots\dots\dots (2)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + gh \frac{\partial \eta}{\partial y} = 0 \dots\dots\dots (3)$$

ここで、

- M, N : x, y 方向の流量フラックス
- η : 水位変動
- h : 静水深
- g : 重力加速度
- t : 時間

である。

2.2.2 浅海域の支配方程式 津波が浅い沿岸域に近づくとき非線形項を考慮した支配方程式となる。これは非線形長波理論、すなわち浅水理論と呼ばれており、この近似では圧力は静水圧分布、水平流速は鉛直方向に一様な分布となる。よって海底から水面までを鉛直方向に積分した形で表わすと次のようになる。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \dots\dots\dots (4)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{M^2}{D} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{MN}{D} \right] + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{f}{D^2} MQ = 0 \dots\dots\dots (5)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{MN}{D} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{N^2}{D} \right] + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{f}{D^2} NQ = 0 \dots\dots\dots (6)$$

ここで、

- D : $D=h+\eta$ で表される全水深
- f : 運動損失および底面摩擦の合算係数
- Q : $Q=\sqrt{M^2+N^2}$

である。

2.2.3 外洋伝播する津波の支配方程式 外洋を伝播する津波は球面座標系を用いる必要がある。遠地津波の場合には、コリオリ力と波数分散性を無視することは出来ないため線形分散波理論式を支配方程式として考える。

$$\frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{1}{R \cos \lambda} \left[\frac{\partial (M \cos \lambda)}{\partial \lambda} + \frac{\partial N}{\partial \phi} \right] = 0 \dots\dots\dots (7)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{gh}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \lambda} = -fN + \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial \lambda} \left[\frac{h^3}{3} F_3 \right] \dots\dots\dots (8)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \lambda} \frac{\partial \eta}{\partial \phi} = fM + \frac{1}{R \cos \lambda} \frac{\partial}{\partial \phi} \left[\frac{h^3}{3} F_3 \right] \dots\dots\dots (9)$$

$$F_3 = \frac{1}{R \cos \lambda} \left[\frac{\partial^2}{\partial \lambda^2} (u \cos \lambda) + \frac{\partial^2 v}{\partial \phi^2} \right] \dots\dots\dots (10)$$

ここで、

R: 地球の半径

λ, θ : 緯度・経度座標

M, N: 緯度・経度方向の流量フラックス

である。

2.3 差分スキーム

式(1)～式(10)の計算にはStaggered Leap-frog法を用いている。この差分法は水位計算点と流量計算点が1/2メッシュ分だけ空間方向にも時間方向にもずれていることに特徴がある。

ここで計算格子(i,j,k)における水位を η 、計算格子(i+1/2,j,k+1/2)におけるx方向の流量フラックスをM、そして計算格子(i,j+1/2,k+1/2)におけるy方向の流量フラックスをNと置くと、線形長波理論の差分式は以下のように表せる。

$$\eta_{i,j}^{k+1} = \eta_{i,j}^k - \frac{\Delta t}{\Delta s} \left[M_{i+1/2,j}^{k+1/2} - M_{i-1/2,j}^{k+1/2} + N_{i,j+1/2}^{k+1/2} - N_{i,j-1/2}^{k+1/2} \right] \dots\dots\dots (11)$$

$$M_{i+1/2,j}^{k+3/2} = M_{i+1/2,j}^{k+1/2} - gh_{i+1/2,j} \frac{\Delta t}{\Delta s} \left[\eta_{i+1,j}^{k+1} - \eta_{i,j}^{k+1} \right] \dots\dots (12)$$

$$N_{i,j+1/2}^{k+3/2} = N_{i,j+1/2}^{k+1/2} - gh_{i,j+1/2} \frac{\Delta t}{\Delta s} \left[\eta_{i,j+1}^{k+1} - \eta_{i,j}^{k+1} \right] \dots\dots (13)$$

ここに Δs および Δt は空間および時間方向の差分間隔であり、 $h_{i+1/2,j}$ および $h_{i,j+1/2}$ はそれぞれ計算格子(i+1/2,j)および(i,j+1/2)における静水深である。

2.4 初期条件および境界条件

2.4.1 初期条件 地震津波の数値計算の初期条件としては、地震断層モデルを用いて計算される海底地盤の変動の鉛直成分を海面上の水位変動として与える方法を用いている。断層パラメータが与えられると断層近傍の海底面での鉛直変位分布は弾性体理論を基礎としたMansinha-Smylieの方法¹⁾により計算で求めることができる。

2.4.2 沖側境界条件 沖側計算領域からの流出量については、進行性長波の特性曲線を基に流量を自由透過させる(開境界条件)。

2.4.3 沿岸域境界条件 線形長波理論式を用いて計算する場合には陸域への遡上は考慮せず、汀線を鉛直壁

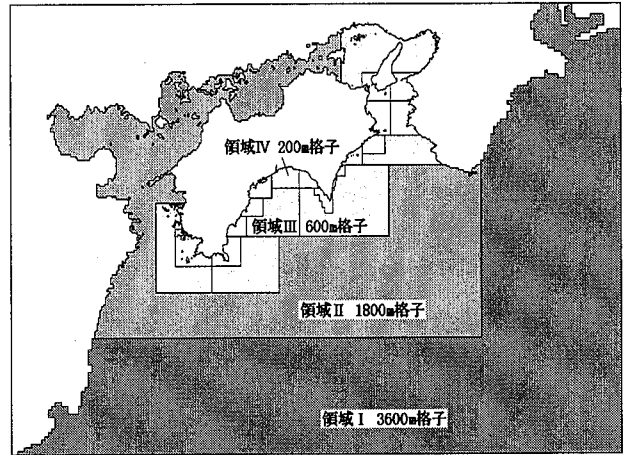


Fig.2 多領域接合の例
An Example of Multiple Domain Composition

と考えて岸に垂直な流量を0としているが、非線形長波理論を用いる場合は遡上を考慮している。

2.4.4 越流境界条件 計算領域内の防波堤や堤防などにおいて、水位がその天端高を超えた場合には越流量を計算する。

2.5 多領域接合

実際の津波計算では、津波が発生する深海域から沿岸部の浅海域までの広大な範囲を計算領域として扱わなければならないため格子間隔の異なるメッシュを多領域接合して同時に計算する。その例をFig.2に示す。

3. 数値計算システム

3.1 津波解析システム

津波の数値計算は、津波の支配方程式をスーパーコンピュータ(NEC社 SX-4)で計算する。また計算の可視化は、出力されたデータをLANを介してワークステーション(SGI社 Power Onyx2 Reality Engine)に転送し、そこで可視化ソフトによりイメージデータとして保存される。さらにアニメーションを作成する場合は、イメージデータをビデオ信号(NTSC信号)に変換してビデオテープ(Sony社 BetaCAM)に録画するシステムである。Fig.3に津波解析システムのフロー図を示す。

3.2 データベース

3.2.1 海底水深及び陸上標高データベース 水深データ作成は、地球規模での津波は全世界の陸上及び海底地形を緯度経度各5分メッシュで切つてあるETOPOS5(Earth Topography 5; 日本海洋データセンター)を利用して水深データを作成している。また日本沿岸での津波はJ-BIRD(水深統合データカタログ; 日本海洋データセンター)を利用している。また、陸域遡上を考慮する場合は陸域の標高データとして国土地理院の数値地図を利用している。

3.2.2 断層パラメータデータベース このデータベー

スは「日本の地震断層パラメータ・ハンドブック」²⁾に示されている92の地震についての断層パラメータとその他解析済みの断層パラメータを追加した150の断層パラメータデータで構成されている。

3.2.3 既存津波痕跡高データベース このデータベースは各種報告書や文献から過去の津波被害のあった場所を特定し、津波の痕跡高をその場所の緯度・経度で整理したものである。収録している地震津波は114ケースである。

4. 解析事例

1993年に起った北海道南西沖地震津波の再現を数値計算例として紹介する。また本事例を含めた解析事例のCGを巻頭のカラージョにて紹介している。

4.1 断層パラメータ

1993年7月12日22時17分に北海道奥尻島沖で発生した地震による津波は、奥尻島ならびに北海道南西沿岸部に

甚大な被害をもたらした。死者行方不明231名、全半壊家屋は1,009戸(地震によるものを含む)にも達した³⁾。

この地震の断層パラメータは、地震波記録や余震分布、各沿岸での津波高などから各種推定されているが、ここでは特に津波現象を良く説明していると言われる東北大学のDCRC-17aモデルを採用した (Table 1)。

4.2 計算領域と地形データ

解析領域は東経138度・北緯40度45分から東経140度45

Table 1 北海道南西沖地震断層パラメータ(東北大)
Fault Parameter of Hokkaido Nansei-Oki Earthquake
(Tohoku University)

N	E	d(km)	θ	δ	λ	L(km)	W(km)	U(cm)
43.13	139.40	10	188	35	80	90.0	25.0	571
42.34	139.25	5	175	60	105	30.0	25.0	250
42.10	139.30	5	163	60	105	24.5	25.0	1200

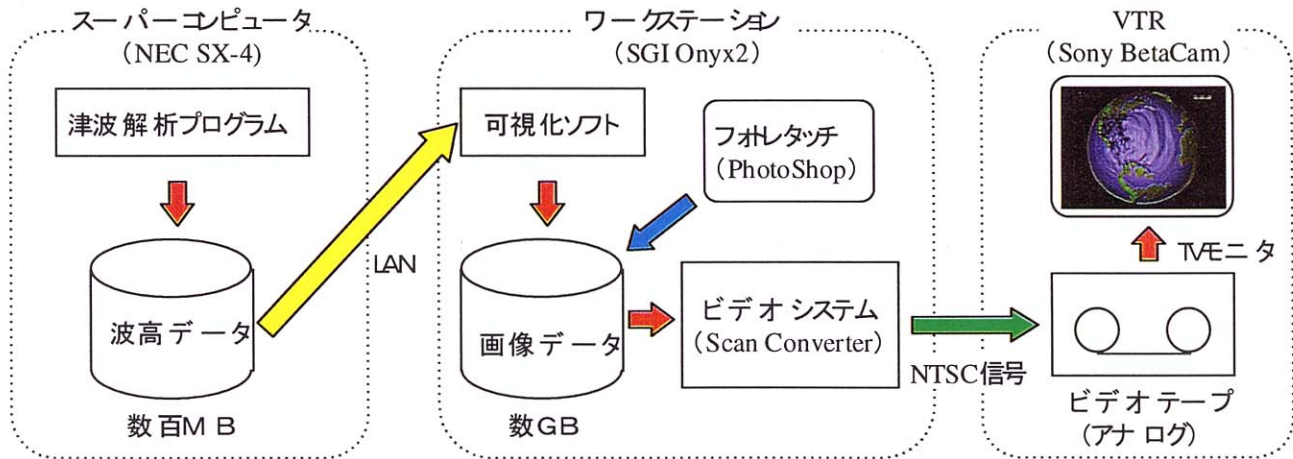


Fig. 3 津波数値解析システムフロー図
Flow Chart of Tsunami Simulation System

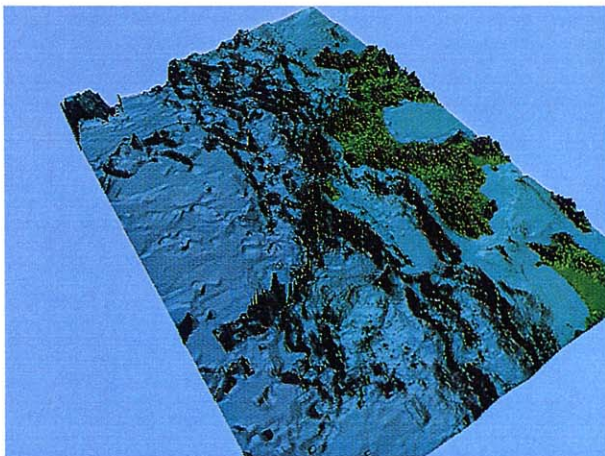


Fig.4 北海道南西沖海底地形
Seabed of South-East Hokkaido

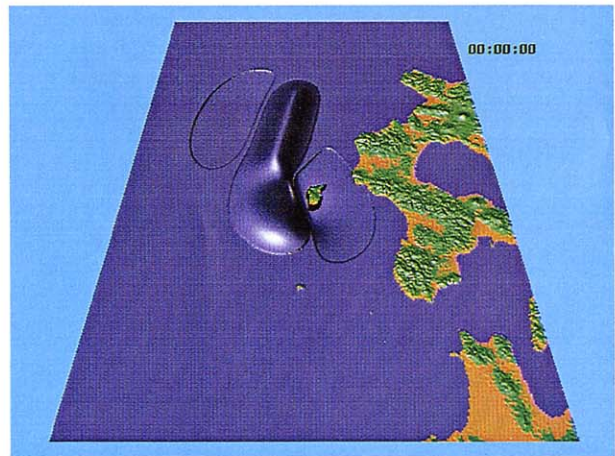


Fig.5 津波初期波形
Initial Tsunami Source

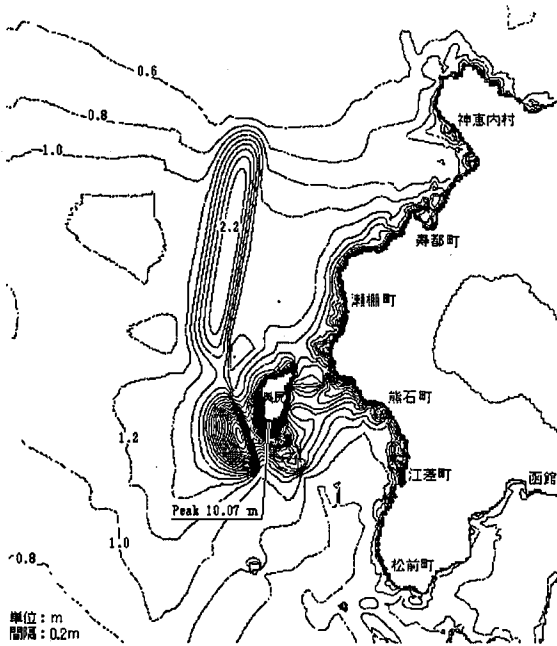


Fig. 6 最大波高分布
Maximum Wave Height

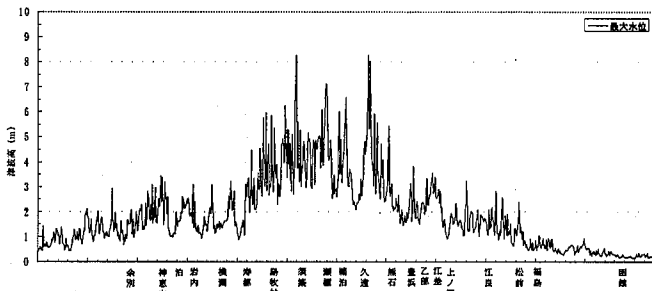


Fig. 7 最大津波高(北海道沿岸)
Maximum Tsunami Height (Hokkaido Coast)

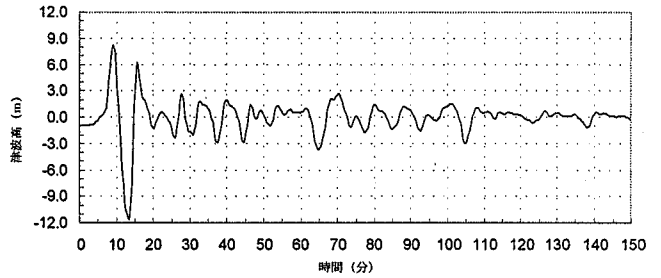


Fig. 8 青苗での津波高
Tsunami Height at Aonae

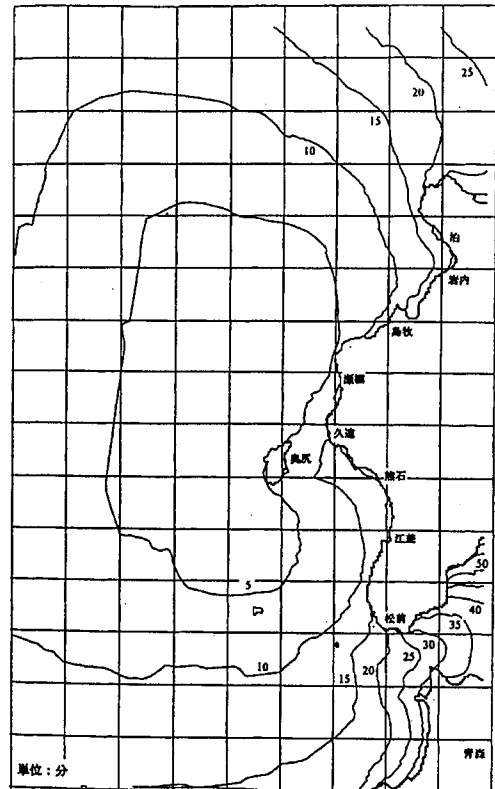


Fig. 9 津波の伝播図
Tsunami Propagation

分・北緯44度の範囲で、441×729(500m四方、約32万メッシュ)の単一領域でメッシュを構成している。この時の海底地形図をFig.4に示す。

4.3 津波初期波形と津波伝播状況

4.1に示した断層モデルを用いてMansinha-Smylieの計算による海底地盤の鉛直変位より求めた津波の初期波形をFig.5に示す。

この初期条件より非線形長波理論によって計算を行った。Fig.6はその領域での最大波高分布を示したものである。またFig.7は北海道南西沿岸での最大津波高を表わしたものである。

さらに、Fig.8は奥尻島の青苗での時系列の津波高である。これを見ると10分以内に津波が来襲していることが分かる。これは現地での体験者談等⁴⁾と一致している。Fig.9は地震発生後何分で津波が到達するかを描いた伝播時間図である。これをみても奥尻島ではほとんど5~10分で津波が到達しているのが分かる。

参考文献

- 1) Mansinha, L. and D.E. Smylie, The displacement field of incised faults, Bull. Seism. Soc. Amer., 61, p.1433~1440, (1971)
- 2) 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, 390p., (1989)
- 3) 渡辺偉夫「日本被害津波総覧」東京大学出版会, 206p., (1985)
- 4) 月刊海洋号外No.7「北海道南西沖地震と津波」海洋出版, 231p., (1994)
- 5) 相田勇「地震の断層モデルによる津波の数値実験」, 地震第2, 第27巻, (1974)
- 6) 後藤智明, 佐藤一央「三陸沿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, p.3~44, (1993)