

PDF issue: 2025-06-24

## 津波地震の津波数値シミュレーション

中村, 嘉孝

吉岡,祥一 末永,伸明

馬場, 俊孝

(Citation) 神戸大学都市安全研究センター研究報告,22:1-19

(Issue Date) 2018-03

(Resource Type) departmental bulletin paper

(Version) Version of Record

(JaLCDOI) https://doi.org/10.24546/81011564

(URL) https://hdl.handle.net/20.500.14094/81011564



### 津波地震の津波数値シミュレーション

Tsunami numerical simulations of a tsunami earthquake

中村 嘉孝<sup>1)</sup> Yoshitaka Nakamura 吉岡 祥一<sup>2)</sup> Shoichi Yoshioka 末永 伸明<sup>3)</sup> Nobuaki Suenaga 馬場 俊孝<sup>4)</sup> Toshitaka Baba

概要:本研究では,数値シミュレーションにより,線形長波,線形分散波の2つの場合で,一般的な地震と津波地 震の津波波形に差異が生じるかどうかを調べた.海底面の地形に関しては,海底面の深さが1000mで一定の場合と, 海底面の傾きが0.0573°で一定(最大の深さ4000m,最小の深さ0m)の場合を考えた.また,断層の傾斜角は30° と60°とした.これらすべての組み合わせにより,計8つのモデルを構築し,数値計算を行った.Mw9.0の海溝型 巨大地震を想定し,断層の大きさは400 km×200 kmと設定した.その断層を幅方向に4つの同じ大きさの小断層に 分割し,一般的な地震と津波地震の破壊伝播速度がそれぞれ,2.5 km/s, 1.0 km/sとなるように断層でのすべりを与 えた.その結果,8つのモデルとも一般的な地震と津波地震の津波波形に大きな差異は生じないことがわかった.

キーワード:津波、地震、津波地震、線形長波、線形分散波

#### 1. はじめに

一般的な地震の断層の破壊伝播速度は、約 2.5-3.0 km/s であるが、短周期地震波から期待される津波の規模よ りも大きな津波を発生させる地震を津波地震といい、その破壊伝播速度は、約 1.0 km/s である.津波地震は、海 溝近傍の非常に浅い固着域での定常的なすべり域で発生する"ゆっくり地震"と考えられている.海溝付近には、 未固結の堆積物が存在し、破壊が海溝軸まで達した場合、それらの堆積物の変形により、津波地震の津波は大き くなるものと考えられている.津波地震の例として、1896 年明治三陸地震 (M8.2-8.5)(相田、1977)、1992 年ニ カラグア地震 (Mw7.6)(Kanamori and Kikuchi、1993)、2006 年ジャワ地震 (Mw7.7)(Ammon et al., 2006)などがあ る.本研究では、直交座標系で海底面の深さが一定の場合(深さ 1000 m)と海底面の傾きが一定(最大の深さ 4000 m、最小の深さ 0 m)の2通りで、断層面の傾斜角を変え、線形長波、線形分散波のそれぞれの場合、理論津波波 形を計算し、津波地震と一般的な地震で津波波形にどのような差異が生じるのかを調べた。

#### 2. 手法

ここでは、基礎方程式と JAGURS について述べる.

#### (1) 基礎方程式

まず、線形長波理論について説明する.これは外洋の津波を表す最も簡単な方程式である.一般に、水深50m 以深の海域における津波の伝搬は、海底摩擦項や移流項を無視した線形長波理論で記述できる. 直交座標系にお ける線形長波理論の基礎方程式は次のように記述できる.

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

$$\frac{\partial M}{\partial t} + gh \frac{\partial \eta}{\partial r} = 0$$
<sup>(2)</sup>

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

ここで,t(s)は時間,h(m)は水深, $g(m/s^2)$ は重力加速度, $\eta(m)$ は水位,(M,N)はそれぞれ(x,y)方向の体積フラック ス(m<sup>3</sup>/s)を表す.

(1)式は連続の式であり、流れが集まると海表面が盛り上がることを意味する.(2)、(3)式は、それぞれx方向、 y 方向の運動方程式であり、これらはニュートンの運動方程式に相当し、物体は海水、作用する力が重力、水面 に傾いた方向に流れが加速される.

次に直交座標系における線形分散波理論の基礎方程式は次のように記述できる.

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

$$\frac{\partial M}{\partial t} + gh \frac{\partial \eta}{\partial x} = \frac{1}{3} h^2 \frac{\partial^2}{\partial x \partial t} \left( \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} \right)$$
(5)

$$\frac{\partial N}{\partial t} + gh \frac{\partial \eta}{\partial y} = \frac{1}{3} h^2 \frac{\partial^2}{\partial y \partial t} \left( \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} \right)$$
(6)

(5)式と(6)式は、それぞれ線形長波の(2)式と(3)式の右辺の0が分散項に置き換わった式である.

#### (2) 高性能津波計算コード JAGURS

JAGURS は徳島大学とオーストラリアの研究チームが共同で開発,高度化された線形長波,非線形長波,線形 分散波,非線形分散波に基づく,津波伝播および浸水計算コードである (http://toshitakababa.wixsite.com/index/development-of-jagurs). 球面座標系, 直交座標系での計算が可能である.

3. モデル

直交座標系で(x,y)方向に 4000 km×4000 km のモデル 領域を設定した.本研究では、海底面の深さが 1000 m で一定と、直交座標系で海底面の傾きが 0.0573°で一定 で、最大の深さが4000m、最小の深さが0mの2つの モデルを設定した.設定した断層パラメータを表 1,2 に示す. Mw9.0 を想定し、断層の長さと幅をそれぞれ 400 km×200 km とし、逆断層すべりを仮定し、断層の すべり量を20mと設定した(波多野)(図1). 走向は180° と設定した.一般的な地震の断層の破壊伝播速度を 2.5 km/s, 津波地震の断層の破壊伝播速度を 1.0 km/s となる ように、1枚の断層を幅方向に同じサイズで4枚の小断 層に分割し、断層の深部から浅部に向かって破壊が伝播 図1 津波のシミュレーションのモデル領域と観測点 するように設定した. 観測点は原点(断層の中心の地表 面投影位置)から四方に 1000 km 離れた 4 点に設定した (図1). 観測点1はy軸の正の方向に1000km, 観測点2



位置。観測点1,2,3,4は四方に1000 kmの位 置に配置した.赤枠は断層の水平面投影を表 し,赤枠上の黒線は,断層の上端を表す.ま た,黒枠は計算範囲を表す。

は y 軸の負の方向に 1000 km, 観測点 3 は x 軸の正の方向に 1000 km, 観測点 4 は x 軸の負の方向に 1000 km 離 れた点に配置した. 断層の傾斜角を変え, また, 線形長波, 線形分散波の場合で, 一般的な地震と津波地震に対 して, 津波波形にどのような差異が生じるのかを調べた.

ここでは、直交座標系において以下のモデル 1~4のモデルを設定した.海底面の深さが 1000 m で一定で、断層の傾斜角が 30°(モデル 1-A)と 60°(モデル 1-B)で、線形長波の場合、海底面の深さが 1000 m で一定で、断層の傾斜角が 30°(モデル 2-A)と 60°(モデル 2-B)で線形分散波の場合、海底面の傾きが 0.0573°で一定(最大の深さ 4000 m、最小の深さ 0 m、x 軸の負の方向に水深が浅くなる)で、断層の傾斜角 30°(モデル 3-A)と 60°(モデル 3-B)で線形長波の場合、海底面の傾きが 0.0573°で一定(最大深さ 4000 m、最小の深さ 0 m、x 軸の負の方向に水深 が浅くなる)で、断層の傾斜角が 30°(モデル 4-A)と 60°(モデル 4-B)で線形分散波の場合の 8 つのモデルである。断層パラメータは表 1 または表 2 のように設定し、断層の深さは上端が海底面と一致し、断層全体が海底面より下に位置するように与えた。

表1	モデル1-A、	B. 3-A.	Bで与えた断層パラメータ	表2 ·
~~-		_,,		~~-

表2 モデル2-A, B,4-A, Bで与えた断層パラメータ

断層の中心 (x,y)	0 km 0 km
長さ	400 km
中	200 km
海底から断層上 端までの深さ	0 km
走向	180°
傾斜角	30°
すべり量	20 m
すべり角	90°

断層の中心 (x,y)	0 km 0 km
長さ	400 km
聖	200 km
海底から断層上 端までの深さ	0 km
走向	180°
傾斜角	60°
すべり量	20 m
すべり角	90°

#### 4. 結果

- (1) モデル1
- a) モデル 1-A

海底面の深さが 1000 mで一定で、断層の傾斜角 30°で、線形長波の場合の一般的な地震と津波地震の津波波 形を図 2 に示す.図 2 の緑線は一般的な地震を、赤線は津波地震を表す.観測点 1(図 2(a))と観測点 2(図 2(b))で の津波波形は完全に一致していた.この特徴は以下の 7 つのモデルでも同様にみられた.これは観測点 1,2 が断 層から等距離にあり、かつ、断層のずれの方向に対して垂直に位置しているためである.観測点 3 は断層が隆起 する側に位置しているため、最初に押し波がみられた(図 2(c)).約 7000 秒後から押し波がみられ、最大振幅は約 10750 秒後のときであった.観測点4 は断層が沈降する側に位置しているので,最初に引き波がみられた(図 2(d)). 津波地震の立ち上がり時間が 200 秒、一般的な地震の立ち上がり時間が 80 秒で両者の差は 120 秒だけ赤線が遅

れていた. この特徴は以下の7つのモデルでも同様にみられた. 観測点 1, 2, 3 ともに一般的な地震と津波地震の津波波形に大きな差異は生じなかった. しかしながら, 観測点 4 に関しては, 振幅が負の最大波高は約 1.0 m の差があった.

一般的な地震のスナップショットを図3に, 津波地震のスナップショットを図4に示す. 図3と図4に大きな 差異はなかった.



図2 海底面の深さが1000mで一定で,断層の傾斜角30°で,線形長波の場合(モデル1-A)の一般的な地震と津波 地震の津波波形の比較図.緑線は一般的な地震,赤線は津波地震を表す.(a)観測点1での波形.(b)観測点2 での波形.(c)観測点3での波形.(d)観測点4での波形.



図3 海底面の深さが1000mで一定で、断層の傾斜角30°で、線形長波の場合(モデル1-A)の一般的な地震の津波 伝播のスナップショット.中心の長方形の黒線は断層面の水平面投影を表す.(a)7500秒後.(b)9000秒後. (c)12000秒後.(d)15000秒後.



図4 海底面の深さが1000mで一定で、断層の傾斜角30°で、線形長波の場合(モデル1-A)の津波地震の津波伝播のスナップショット.中心の長方形の黒線は断層面の水平面投影を表す.(a)7500秒後.(b)9000秒後. (c)12000秒後.(d)15000秒後.

b) モデル1-B

海底面の深さが 1000 m で一定で, 断層の傾斜角 60°で, 線形長波の場合の一般的な地震と津波地震の津波波 形を図5 に示す. 観測点3 は断層が隆起する側に位置し, 観測点4 は断層が沈降する側に位置している. しかし, 観測点3 の最初の波形は,引き波となり(図5(c)), 観測点4の波形は,押し波となった(図5(d)). これは傾斜角が 60°であることによるものと考えられ,これは傾斜角が30°の場合と結果が異なった.また,観測点3 は約 10250 秒後に最大振幅(振幅が正)がみられた. 傾斜角が30°の場合と比べると,2 倍以上波高が大きい. 観測点4 では, 観測点3 と同様に約 10250 秒後に,最大振幅(振幅が正)がみられた. 傾斜角が 30°の場合と比べると,1.5 倍以上 波高が大きい,これらは,傾斜角の違いによるものと考えられる. 観測点1,2,3,4 ともに一般的な地震と津波 地震の津波波形に大きな差異は生じなかった.

ー般的な地震のスナップショットを図6に、津波地震のスナップショットを図7に示す.図6と図7に大きな 差異はない.いずれの時間も最初の波が傾斜角が30°(モデル1-A、図3,4)の場合はx軸の正の方向に振幅が正 であるが、傾斜角が60°の場合(モデル1-B、図6,7)はx軸の正の方向に振幅が負となった.

- (2) モデル2
- a) モデル 2-A

海底面の深さが 1000 mで一定で, 断層の傾斜角 30°で, 線形分散波の場合の一般的な地震と津波地震の津波 波形を図 8 に示す. 観測点 3 では, 最初に押し波が到達し, 最大振幅は, 約 10750 秒後にみられた(図 8(c)). 観測 点 4 では, 最初に引き波が到達し, 最大振幅は, 約 10500 秒後にみられた(図 8(d)). 線形分散波なので, モデル 1-A の傾斜角が 30°の線形長波の場合(図 2)と比べると, 観測点 1, 2, 3, 4 で, 津波波形に分散性がみられたが, これらの観測点で一般的な地震と津波地震の津波波形に大きな差異は生じなかった.



図5 海底面の深さが1000mで一定で,断層の傾斜角60°で,線形長波の場合(モデル1-B)の一般的な地震と津波 地震の津波波形の比較図.緑線は一般的な地震,赤線は津波地震を表す.(a)観測点1での波形.(b)観測点2 での波形.(c)観測点3での波形.(d)観測点4での波形.



図6 海底面の深さが1000mで一定で、断層の傾斜角60°で、線形長波の場合(モデル1-B)の一般的な地震の津波 伝播のスナップショット.中心の長方形の黒線は断層面の水平面投影を表す.(a)7500秒後.(b)9000秒後. (c)12000秒後.(d)15000秒後.



図7 海底面の深さが1000 mで一定で,断層の傾斜角60°で,線形長波の場合(モデル1-B)の津波地震の津波伝播 のスナップショット.中心の長方形の黒線は断層面の水平面投影を表す.(a)7500秒後.(b)9000秒後. (c)12000秒後.(d)15000秒後.

一般的な地震のスナップショットを図9に、津波地震のスナップショットを図10に示す.図3、4と比べて図 9、図10ともに x 軸方向に津波の分散性がみられたが、図10の津波地震より、図9の一般的な地震の方が分散 性が大きかった.

#### b) モデル 2-B

海底面の深さが1000 mで一定で、断層の傾斜角60°で、線形分散波の場合の一般的な地震と津波地震の津波 波形を図11 に示す.観測点3では、最初に押し波が到達し、最大振幅は、約10750秒後にみられた(図11(c)).観 測点4では、最初に引き波が到達し、最大振幅は、約10000秒後にみられた(図11(d)).線形分散波なので、モデ ル1-Bの傾斜角が60°の線形長波の場合(図5)と比べると、海底面の深さが一定で傾斜角が30°の場合(モデル2-A)と同様に、観測点1,2,3,4で津波波形に分散性がみられた.しかし、モデル1-Bの傾斜角60°の場合と比 べると、観測点3では、最大振幅が2倍以上小さくなった.観測点1,2,3,4ともに一般的な地震と津波地震の 津波波形に大きな差異は生じなかった.

ー般的な地震のスナップショットを図 12 に、津波地震のスナップショットを図 13 に示す. モデル 1-B の図 6, 7 と比べて図 12, 図 13 ともに x 軸方向に津波の分散性がみられたが、図 13 の津波地震より、図 12 の一般的な 地震の方が分散性が大きくみられた.図 12 と図 13 に大差はなかった.いずれの時間も最初の波が傾斜角が 30° の場合(モデル 2-A、図 9, 10)は x 軸の正の方向で振幅が正であったが、傾斜角が 60°の場合(モデル 2-B、図 12, 13)は x 軸の正の方向で振幅が負であった.

#### (3) モデル3

a) モデル 3-A

海底面の傾きが 0.0573°で一定で、断層の傾斜角 30°で、線形長波の場合の一般的な地震と津波地震の津波波 形を図 14 に示す.モデル 1-A と比べると、観測点 1,2 の水深が 1000 m 深いので到達時間が早くなっている.



図8 海底面の深さが1000mで一定で,断層の傾斜角30°で,線形分散波の場合(モデル2-A)の一般的な地震と津 波地震の津波波形の比較図.緑線は一般的な地震,赤線は津波地震を表す.(a)観測点1での波形.(b)観測点 2での波形.(c)観測点3での波形.(d)観測点4での波形.



図9 海底面の深さが1000 mで一定で,断層の傾斜角30°で,線形分散波の場合(モデル2-A)の一般的な地震の津 波伝播のスナップショット,中心の長方形の黒線は断層面の水平面投影を表す.(a)7500秒後.(b)9000秒後. (c)12000秒後.(d)15000秒後.



図10 海底面の深さが1000 mで一定で,断層の傾斜角30°で,線形分散波の場合(モデル2-A)の津波地震の津波 伝播のスナップショット.中心の長方形の黒線は断層面の水平面投影を表す.(a)7500秒後.(b)9000秒後. (c)12000秒後.(d)15000秒後.



図11 海底面の深さが1000 mで一定で, 断層の傾斜角60°で, 線形分散波の場合(モデル2-B)の一般的な地震と津 波地震の津波波形の比較図. 緑線は一般的な地震, 赤線は津波地震を表す. (a)観測点1での波形. (b)観測点 2での波形. (c)観測点3での波形. (d)観測点4での波形.



図12 海底面の深さが1000 mで一定で、断層の傾斜角60°で、線形分散波の場合(モデル2-B)の一般的な地震の津 波伝播のスナップショット、中心の長方形の黒線は断層面の水平面投影を表す.(a)7500秒後.(b)9000秒後. (c)12000秒後.(d)15000秒後.



図13 海底面の深さが1000mで一定で,断層の傾斜角60°で,線形分散波の場合(モデル2-B)の津波地震の津波伝 播のスナップショット.中心の長方形の黒線は断層面の水平面投影を表す.(a)7500秒後.(b)9000秒後. (c)12000秒後.(d)15000秒後.

観測点3では,最初に押し波が到達し,最大振幅は,約7000秒後にみられた(図14(c)).観測点4では,最初に引き波が到達し,最大振幅は,約9000秒後にみられた(図14(d)).観測点3(海底面の深さ3000m)は断層の位置の深さに比べて海底面の深さが深くなっているところに位置しているので,流速が速くなり,約4500秒後に押し波が 到達したが,観測点4(海底面の深さ1000m)は浅部に近づいていくところに位置しているので,流速が遅くなり,約6000秒後に引き波が到達したため,観測点3と比べると到達時間が遅くなった.観測点1,2,3,4ともに一般的な地震と津波地震の津波波形に大きな差異は生じなかった.

ー般的な地震のスナップショットを図 15 に、津波地震のスナップショットを図 16 に示す. 図 15 と図 16 に大きな差異はなかった.

#### b) モデル 3-B

海底面の傾きが 0.0573°で一定で,断層の傾斜角 60°で,線形長波の場合の一般的な地震と津波地震の津波波 形を図 17 に示す.モデル 1-A と比べると,観測点 1,2 の水深が 1000 m 深いため到達時間が早くなった.観測 点 3 では,最初に引き波が到達し,最大振幅は,約 6500 秒後にみられた(図 17(c)).観測点 4 では,最初に引き波 が到達し,最大振幅は,約 8500 秒後にみられた(図 17(d)). これは断層の傾斜角が 60°であることによるものと 考えられ,傾斜角が 30°の場合(モデル 3-A)と結果が異なった.観測点 3 は断層の位置の深さに比べて海底面の 深さが深くなっているところに位置しているため,流速が速くなり,約 3000 秒後に引き波が到達した.一方,観 測点 4 は浅部に近づいていくところに位置しているため,流速が遅くなり,約 6000 秒に引き波が到達したため, 観測点 3 と比べると到達時間が遅くなった.観測点 1,2,3,4 ともに一般的な地震と津波地震の津波波形に大き な差異は生じなかった.

一般的な地震のスナップショットを図 18 に、津波地震のスナップショットを図 19 に示す. 図 18 と図 19 に大 きな差異はなかった.いずれの時間も最初の波が傾斜角が 30°の場合(モデル 3-A、図 15, 16)は x 軸の正の方向 で振幅が正であったが、傾斜角が 60°の場合(モデル 3-B、図 18, 19)は x 軸の正の方向で振幅が負であった.



図14 海底面の傾きが0.0573°で一定で,断層の傾斜角30°で,線形長波の場合(モデル3-A)の一般的な地震と津 波地震の津波波形の比較図.緑線は一般的な地震,赤線は津波地震を表す.(a)観測点1での波形.(b)観測点 2での波形.(c)観測点3での波形.(d)観測点4での波形.



図15 海底面の傾きが0.0573°で一定で、断層の傾斜角30°で、線形長波の場合(モデル3-A)の一般的な地震の津 波伝播のスナップショット.中心の長方形の黒線は断層面の水平面投影を表す.(a)7700秒後.(b)9100秒後. (c)11900秒後.(d)14700秒後.



図16 海底面の傾きが0.0573°で一定で,断層の傾斜角30°で,線形長波の場合(モデル3-A)の津波地震の津波伝 播のスナップショット.中心の長方形の黒線は断層面の水平面投影を表す.(a)7700秒後.(b)9100秒後. (c)11900秒後.(d)14700秒後.



図17 海底面の傾きが0.0573°で一定で,断層の傾斜角60°で,線形長波の場合(モデル3-B)の一般的な地震と津 波地震の津波波形の比較図.緑線は一般的な地震,赤線は津波地震を表す.(a)観測点1での波形.(b)観測点 2での波形.(c)観測点3での波形.(d)観測点4での波形.



図18 海底面の傾きが0.0573°で一定で,断層の傾斜角60°で,線形長波の場合(モデル3-B)の一般的な地震の津 波伝播のスナップショット,中心の長方形の黒線は断層面の水平面投影を表す.(a)7700秒後.(b)9100秒後. (c)11900秒後.(d)14700秒後.



図19 海底面の傾きが0.0573°で一定で,断層の傾斜角60°で,線形長波の場合(モデル3-B)の津波地震の津波伝 播のスナップショット.中心の長方形の黒線は断層面の水平面投影を表す.(a)7700秒後.(b)9100秒後. (c)11900秒後.(d)14700秒後.

(4) モデル4

a) モデル 4-A

海底面の傾きが 0.0573°で一定で,断層の傾斜角 30°で,線形分散波の場合の一般的な地震と津波地震の津波 波形を図 20 に示す.モデル 2-A と比べると,観測点 1,2 の水深が 1000 m 深いため到達時間が早くなった.観 測点 3 では,最初に押し波が到達し,最大振幅は,約 7000 秒後にみられた(図 20(c)).観測点 4 では,最初に引 き波が到達し,最大振幅は,約 9000 秒後のときにみられた(図 11(d)).線形分散波なので,モデル 3-A の傾斜角 が 30°の線形長波の場合(図 14)と比べると,観測点 1,2,3,4 で津波波形に分散性がみられた.観測点 3 では, 流速が速くなり,約 4500 秒後に押し波が到達していたが,観測点 4 では,流速が遅くなり,約 6000 秒後に引き 波が到達しており,観測点 3 と比べると到達時間が遅くなった.観測点 1,2,3,4 ともに一般的な地震と津波地 震の津波波形に大きな差異は生じなかった.

ー般的な地震のスナップショットを図 21 に,津波地震のスナップショットを図 22 に示す.図 21 と図 22 に大きな差異はなかった.

b) モデル 4-B

海底面の傾きが 0.0573°で一定で,断層の傾斜角 60°で,線形長波の場合の一般的な地震と津波地震の津波波 形を図 23 に示す.モデル 2-A と比べると,観測点 1,2 の水深が 1000 m 深いため到達時間が早くなった.観測 点 3 では,最初に引き波が到達し,最大振幅は,約 7000 秒後にみられた(図 23(c)).観測点 4 では,最初に押し波 が到達し,最大振幅は,約 8500 秒後にみられた(図 23(d)).線形分散波なので,モデル 3-B の断層の傾斜角が 60° の線形長波の場合(図 17)と比べると,海底面の傾きが 0.0573°で一定で,断層の傾斜角 30°(モデル 4-A)の場合 と同様に,観測点 1,2,3,4 で津波波形の分散性がみられた.観測点 3 では,流速が速くなり,約 3000 秒後に 押し波が到達しているが,観測点 4 では,流速が遅くなり,約 6000 秒に引き波が到達しており,観測点 3 と比べ て到達時間が遅くなった.観測点 1,2,3,4 ともに一般的な地震と津波地震の津波波形に大きな差異は生じなか った.



図20 海底面の傾きが0.0573°で一定で,断層の傾斜角30°で,線形分散波の場合(モデル4-A)の一般的な地震と 津波地震の津波波形の比較図.緑線は一般的な地震,赤線は津波地震を表す.(a)観測点1での波形.(b)観測 点2での波形.(c)観測点3での波形.(d)観測点4での波形.



図21 海底面の傾きが0.0573°で一定で、断層の傾斜角30°で、線形分散波の場合(モデル4-A)の一般的な地震の 津波伝播のスナップショット、中心の長方形の黒線は断層面の水平面投影を表す.(a)7700秒後.(b)9100秒 後.(c)11900秒後.(d)14700秒後.



図22 海底面の傾きが0.0573°で一定で,断層の傾斜角30°で,線形分散波の場合(モデル4-A)の津波地震の津波 伝播のスナップショット.中心の長方形の黒線は断層面の水平面投影を表す.(a)7700秒後.(b)9100秒後. (c)11900秒後.(d)14700秒後.

ー般的な地震のスナップショットを図 24 に、津波地震のスナップショットを図 25 に示す. 図 24 と図 25 に大 きな差異はなかった.いずれの時間も傾斜角が 30°の場合(モデル 4-A, 図 21, 22)は最初の波が x 軸の正の方向 で振幅が正であったが、傾斜角が 60°の場合(モデル 4-B, 図 24, 25)は x 軸の正の方向で振幅が負であった.

#### 5. 議論

断層の傾斜角が 30°の場合は、最初の波が x 軸の正の方向で振幅が正であったが、傾斜角が 60°の場合は最 初の波が x 軸の正の方向で振幅が負となった. モデル 1-A, B, 2-A, B, 3-A, B, 4-A, Bの観測点1, 2 での波 形は一般的な地震に比べて、津波地震の方が約120秒遅れていた. これは、津波地震の立ち上がり時間が200秒 であるのに対し、一般的な地震の立ち上がり時間が 80 秒であり、この時間差が 120 秒であり、この立ち上がり時 間の差によるものと考えられる. 観測点1, 2の波形はモデル1-A, B, 2-A, B, 3-A, B, 4-A, Bともに完全に 一致していた.これは,観測点1,2が断層から等距離にあり,かつ,断層のずれの方向に対して垂直に位置して いるからである. モデル 1-A, B, 2-A, B は 3-A, B, 4-A, B より観測点 1, 2 で到達時間が約 2500 秒遅い. こ れは、流速は、/*ah*で表され、観測点1、2 での水深 h は、モデル1-A、B、2-A、B では 1000 m、モデル 3-A、B、 4-A, Bでは 2000 m であるため, モデル 3-A, B, 4-A, Bの h がモデル 1-A, B, 2-A, B より 1000 m 深くなる. モデル 3-A, B, 4-A, B の流速がモデル 1-A, B, 2-A の流速より速くなり, 到達時間が約 2800 秒早くなってい る. モデル 3-A, B, 4-A, B は海底面の傾きが 0.0573°で一定であるため、観測点 3 と観測点 4 の到達時間が異 なった. 観測点3に比べ, 観測点4の到達時間が早かった理由は, 観測点3における水深より観測点4における 水深の方が浅いためである. これはスナップショットを見てもわかる. モデル 1-A, B, 2-A, B は海底面の深さ が1000mで一定の場合なので、津波は波源から同心円状に伝播しているようにみられた.モデル 3-A, B, 4-A, B は海底面の傾きが一定の場合なので、x 軸の正の方向に水深が深くなり、負の方向に水深が浅くなるので、津 波は x 軸の正の方向に速く伝播し、負の方向に遅く伝播していた.



図23 海底面の傾きが0.0573°で一定で,断層の傾斜角60°で,線形分散波の場合(モデル4-B)の一般的な地震と 津波地震の津波波形の比較図.緑線は一般的な地震,赤線は津波地震を表す.(a)観測点1での波形.(b)観測 点2での波形.(c)観測点3での波形.(d)観測点4での波形.



図24 海底面の傾きが0.0573°で一定で,断層の傾斜角60°で,線形分散波の場合(モデル4-B)の一般的な地震の 津波伝播のスナップショット.中心の長方形の黒線は断層面の水平面投影を表す.(a)7700秒後.(b)9100秒 後.(c)11900秒後.(d)14700秒後.



図25 海底面の傾きが0.0573°で一定で,断層の傾斜角60°で,線形分散波の場合(モデル4-B)の津波地震の津波 伝播のスナップショット.中心の長方形の黒線は断層面の水平面投影を表す.(a)7700秒後.(b)9100秒後. (c)11900秒後.(d)14700秒後.

#### 6. 結論

本研究では、津波地震と一般的な地震について、数値シミュレーションにより津波波形の比較を行った. 海底 面の深さが 1000 m で一定の場合と、海底面の傾きが 0.0573°で一定(最大の水深 4000 m,最小の水深 0 m)の海底 面を設定した. 断層の傾斜角が 30°と 60°の線形長波と線形分散波の場合で、Mw9.0の海溝型巨大地震を想定 し、これら 8 つのモデルで検討を行った.

その結果,断層の傾斜角を変えても,海底面の深さや傾きを変化させても,線形長波,線形分散波のいずれの 場合でも,一般的な地震と津波地震の津波波形は,大きな差異は生じなかった.

謝辞:本研究を進めるにあたり、高性能津波計算コード JAGURS を使用させて頂きました。また、議論の場にお いて、筧楽麿助教には大変有益な助言を頂きました。記してここに感謝いたします。

#### 参考文献

相田勇(1977) 三陸沖の古い津波のシミュレーション, 地震研究所彙報, 52, 71-101.

Ammon, C. J., Kanamori, H., Lay, T. and Velasco, A. A. (2006) The 17 July 2006 Java tsunami earthquake, Geophys. Res. Lett., 33(24), 1-5 doi:10.1029/2006GL028005

波多野恭弘 http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/people/hatano/slides/week1.pdf

Kanamori, H. and Kikuchi, M. (1993) The 1992 Nicaragua earthquake: a slow tsunami earthquake associated with subducted sediments, Nature, 361, 714-716.

筆者:1) 中村 嘉孝、神戸大学理学部惑星学科、学生、2) 吉岡 祥一、神戸大学都市安全研究センター、教授、
3) 末永 伸明、神戸大学都市安全研究センター、研究員、4) 馬場 俊孝、徳島大学大学院ソシオテクノサイエンス研究部、教授

# TSUNAMI NUMERICAL SIMULATIONS OF A TSUNAMI EARTHQUAKE

Yoshitaka Nakamura Shoichi Yoshioka Nobuaki Suenaga Toshitaka Baba

Abstract

In this study, we performed numerical simulations to investigate whether the difference in tsunami waveforms can be identified between general earthquakes and tsunami earthquakes in case of the linear long wave and the linear dispersive wave. Regarding the topography of the seafloor, we considered the case where the depth of the seafloor is 1000 m and constant, and the case where the slope of the seafloor is  $0.0573^{\circ}$  and the slope is constant (Maximum depth is 4000 m, and minimum depth is 0 m.). The dip angle of the fault plane was assumed to be 30° and 60°. Based on all these combinations, a total of eight models were constructed, and numerical calculations were performed. Assuming a megathrust earthquake with Mw9.0, the size of the rectangular fault was set to 400 km × 200 km. By dividing the fault into four subfaults with an equal size in the dipping direction, fault slip was given so that the rupture velocities of general earthquakes and tsunami earthquakes were 2.5 km/s and 1.0 km/s, respectively. As a result, we found that there was no significant difference in the tsunami waveforms between general earthquakes and tsunami earthquakes for all the eight models.

©2018 Research Center for Urban Safety and Security, Kobe University, All rights reserved.