

想定海溝型巨大地震に伴う 津波の数値シミュレーション

Numerical simulations of tsunami waveforms associated with
hypothetical megathrust earthquakes

長田 史應¹⁾
Shion Osada
吉岡 祥一²⁾
Shoichi Yoshioka
末永 伸明³⁾
Nobuaki Suenaga
馬場 俊孝⁴⁾
Toshitaka Baba

概要：2011年3月11日に三陸海岸沖で東北地方太平洋沖地震(M9.0)が発生し、その隣接地域で大地震の発生が懸念されている。そこで本研究では、震源域の南側の房総沖と北側の十勝沖で、Mw9.0の海溝型巨大地震の発生を想定して、津波の数値シミュレーションを行った。ここでは、線形長波、線形分散波、非線形長波の3種類の津波波形の比較を行った。また、地震断層は海溝に沿って配置し、経験則に従って断層パラメータを設定した。数値シミュレーションを行った結果、3種類の津波波形は大きく異なることが確認された。すなわち、いずれの観測点でも線形長波に比べ、線形分散波や非線形長波の方が最大波高が大きい傾向にあった。特に、岬に設定した観測点において最大波高の差が出やすく、時間が経過するにつれて津波の隆起・沈降の様子も異なってくることがわかった。また、非線形長波より線形分散波の方が、線形長波の波形とのずれが比較的大きかった。したがって、非線形よりも分散性の効果の方が波形へより強い影響を与えているということがわかった。

キーワード：想定海溝型巨大地震, 津波, 数値シミュレーション, 房総沖, 十勝沖

1. はじめに

海溝型巨大地震が発生した場所の隣接地域において海溝型巨大地震の発生が懸念されている。そこで本研究では2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震(Mw9.0)の震源域の隣接地域における巨大地震が発生したと想定し、津波の数値シミュレーションを行った。

先行研究として萩原(2013)がある。同先行研究では、震源域の南側の房総沖でMw8.0, Mw9.0の海溝型巨大地震を仮定したときの線形長波理論における津波の数値シミュレーションを行っている。萩原(2

013)では線形長波のみを扱っていたが、本研究ではそれに加え同地域における非線形長波、線形分散波の数値シミュレーションを新たに行った。長波理論と津波の分散性を考慮した分散波理論の計算結果の比較、沿岸部において地形ネスティングを適用した際の線形長波と非線形長波の計算結果の比較をした。また、震源域の北側の十勝沖においても Mw9.0 の海溝型巨大地震を仮定し、津波の数値シミュレーションを行った。

本稿では、まず本研究で用いた津波の数値計算コード JAGURS(馬場(2016))の計算手法について説明する。その後、断層パラメータや津波パラメータといった各種パラメータの設定方法を述べ、シミュレーション結果を示し、議論する。

2. データ

房総沖の計算においては海底地形データとして GEBCO(General Bathymetric Chart of the Oceans)(<https://www.gebco.net/>)の 30 秒データを使用した(図 1)。それに加えて、沿岸部をより細かく区切る地形ネスティングのために、2011 年東北地方太平洋沖地震後に内閣府の南海トラフ巨大地震モデル検討会にて検討を行った際に用いられたメッシュデータ(<https://www.geospatial.jp/ckan/dataset/1205>)を沿岸部に適用した。提供されているデータのうち日本平面直角座標系第 9 系の 30m, 90m, 270m の 3 種類のメッシュデータ(<https://www.geospatial.jp/ckan/dataset/1205/resource/e057fce8-4678-4b72-ae63-f21a54a623f3>)を使用した。メッシュデータの存在範囲を図 2 に示す。

元のデータは直交座標系であるが、GEBCO と組み合わせるために XYBL TOOL4(<https://www.n-survey.com/xybl/#flash>)を用い、経度・緯度へ変換してから使用した。XYBL TOOL4 とは、日本測地系・世界測地系に対応した平面直角座標、緯度・経度変換プログラムであり、同じ測地系同士の平面直角座標と緯度・経度の相互変換を行うことができる。

十勝沖の計算においては前述の GEBCO の 30 秒データ(図 3)のみを用いた。

3. 手法

萩原(2013)では長波理論のみを扱うことのできる COMCOT(Cornell Multi-grid Coupled Tsunami Model) (<http://223.4.213.26/archive/tsunami/cornell/comcot.htm>)を用いて津波の数値シミュレーションを行っているが、本研究では高性能津波計算コード JAGURS を使用した。JAGURS とは長波理論に加えて、線形分散波理論、非線形分散波理論といった分散波理論に基づく津波伝播および浸水計算を行うことのできる計算コードである。ここでは今回の数値シミュレーションで使用した極座標系における線形長波理論、非線形長波理論、線形分散波理論における支配方程式について記述する。

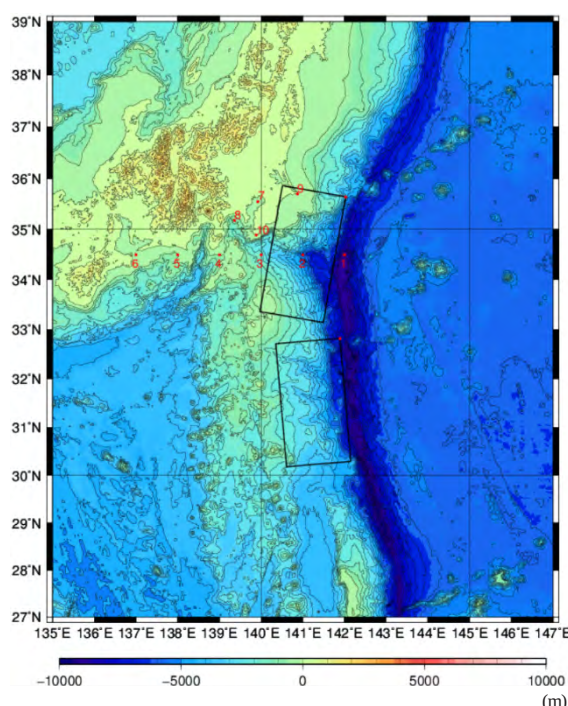


図 1 房総沖のGEBCOの海底地形図。コンタ一間隔は900 mである。赤色の点は、津波波形を計算した観測点の位置である。黒色の長方形は断層面であり、断層面上の赤色の点は断層面の基準点である。

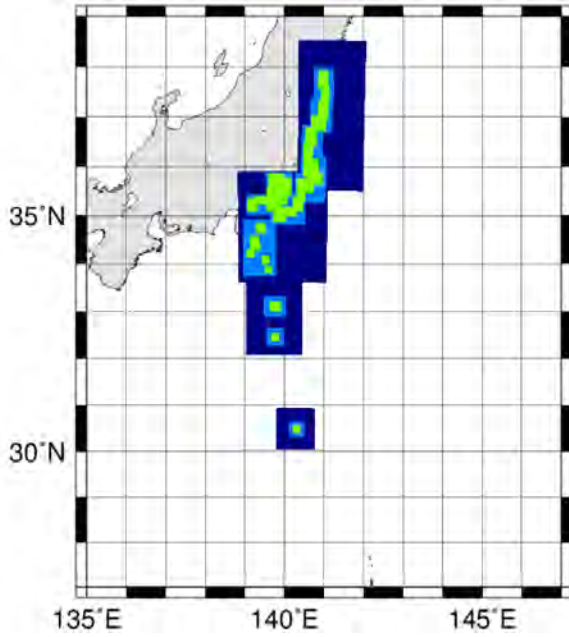


図 2 直交座標系地形メッシュデータの存在領域。青色は270 mメッシュ、水色は90 mメッシュ、緑色は30 mメッシュのデータの存在領域である。

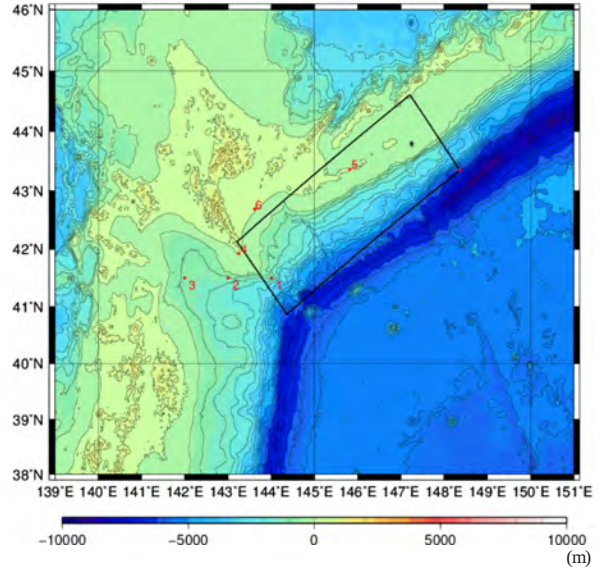


図 3 十勝沖のGEBCOの海底地形図。コンター間隔は約900 mである。見方は図1と同様。

(1) 支配方程式

線形長波理論とは、外洋の津波を表す最も簡単な理論である。一般に、水深 50 m 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することが可能である(首藤他, 2007)。線形長波理論の支配方程式は以下のように記述できる。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \left\{ \frac{\partial P}{\partial \psi} + \frac{\partial}{\partial \varphi} (\cos \varphi Q) \right\} = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{gh}{R \cos \varphi} \frac{\partial \eta}{\partial \psi} - fQ = 0 \quad (2)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{gh}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \varphi} + fP = 0 \quad (3)$$

ここで t は時間(s), h は水深(m), g は重力加速度(m/s^2), η は水位(m), (P, Q) はそれぞれ東西, 南北方向の総流量(m^2/s), (ψ, φ) は経度, 緯度($^\circ$), R は地球の半径(m), f はコリオリパラメータを表している。(1)式は連続の式, (2), (3)はそれぞれ東西, 南北方向の運動方程式である。

次に、非線形長波理論について説明する。非線形長波理論とは、浅海部や陸上の遡上を考える際に用いられる理論である。波速は水深が深い海域の方が速いため、津波が浅海域に浸入してくると後からエネルギーが追いつき、波高が増幅される。その結果、次第に非線形性が強くなる。したがって浅海域ではこの非線形長波理論の適用が求められている。浅海域では海底摩擦による抵抗が無視できなくなるため、海底摩擦項の考慮が必要となる(首藤他, 2007)。非線形長波理論の支配方程式は以下のように記述できる。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \left\{ \frac{\partial P}{\partial \psi} + \frac{\partial}{\partial \varphi} (\cos \varphi Q) \right\} = 0 \quad (4)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \psi} \left(\frac{P^2}{H} \right) + \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\frac{PQ}{H} \right) + \frac{gh}{R \cos \varphi} \frac{\partial \eta}{\partial \psi} - fQ + E_x = 0 \quad (5)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \psi} \left(\frac{PQ}{H} \right) + \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\frac{Q^2}{H} \right) + \frac{gh}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \varphi} + fP + F_y = 0 \quad (6)$$

ここで、 F_x, F_y は海底摩擦項であり、マニングの粗度係数 n と全水深 $H(h + \eta)$ を用いて、それぞれ

$$F_x = \frac{gn^2}{H^{7/3}} P \sqrt{P^2 + Q^2} \quad (7)$$

$$F_y = \frac{gn^2}{H^{7/3}} Q \sqrt{P^2 + Q^2} \quad (8)$$

と書き表される。また、(5)式および(6)式の左辺の第2項を移流項と呼ぶ。

最後に、線形分散波理論について説明する。線形分散波理論とは、波長に対する水深の比に関係し、波長によって波速が変化するという波数分散性を線形長波理論に加えたものである(首藤他, 2007)。線形分散波理論の支配方程式は以下のように記述できる。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \left\{ \frac{\partial P}{\partial \psi} + \frac{\partial}{\partial \varphi} (\cos \varphi Q) \right\} = 0 \quad (9)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{gh}{R \cos \varphi} \frac{\partial \eta}{\partial \psi} - fQ = \frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \psi} \left[\frac{h^3}{3R \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial t} \left\{ \frac{\partial}{\partial \psi} \left(\frac{P}{h} \right) + \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\cos \varphi \frac{Q}{h} \right) \right\} \right] \quad (10)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{gh}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \varphi} + fP = \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left[\frac{h^3}{3R \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial t} \left\{ \frac{\partial}{\partial \psi} \left(\frac{P}{h} \right) + \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\cos \varphi \frac{Q}{h} \right) \right\} \right] \quad (11)$$

線形長波理論の(2)式および(3)式の運動方程式の右辺が分散項に書き換わっている。

(2) 解法

JAGURS では流体方程式(Navier-Stokes 方程式)を長波として近似した式を使用し、その時間発展を有限差分法により解いている。差分スキームはスタガード格子を採用しており、時間方向は Leap-frog 法を使用している。Leap-frog 法を用いることにより、計算が安定するための条件の緩和が可能となる。また、数値不安定を避けるために移流項のみ1次の風上差分で解いている(安藤他, 2014)。

(3) 地形ネスティング

外洋部では数 km オーダーの格子間隔でも問題ないが、沿岸部では水深が浅くなるにつれて伝播速度が遅くなることや、局所的な地形を考慮する必要があることから格子間隔の小さい地形データが要求される(嶋原他, 2012)。そこで、非線形長波理論を適用する際、沿岸部について地形ネスティングを行った。

4. モデル

(1) 断層パラメータ

房総沖の断層パラメータは萩原(2013)を参照して設定した(表 1)。断層の幅と長さの比を 1:2 と仮定し、傾斜角は太平洋プレートの沈み込み角と一致するものとした。萩原(2013)では断層の中心における深さを求めているが、JAGURS においては断層面の基準点は断層面に対して右上に取るため、中心での深さを参考に傾斜角、断層の幅を用いて基準点における深さを求めた。また、Mw9.0 の海溝型巨大地震の場合は一般に断層の長さは 400 km、幅は 200 km と言われているが、房総沖の場合、その大きさの断層では海溝に沿って断層面を配置することができなかったため、断層の面積の和とすべり量が同じであればマグニチュードの値は変わらないので、同じサイズの断層が二枚連なって存在していると仮定し、断層パラメータを決定した。

また、十勝沖の場合は千島海溝に沿って断層面を配置しようとする幅と長さの比を 1:2 にすることが困難であったため、前述の面積と同等の大きさの細長い形状の一枚の断層を仮定し、断層パラメータを決定した(表 1)。十勝沖の断層面における傾斜角は弘瀬(2008)による太平洋プレート形状データを参

考に設定した。

表 1 断層パラメータ

	房総沖		十勝沖
断層面の右上 (基準点)の位置 (緯度・経度)	35.64°N 142.03°E	32.82°N 141.89°E	43.35°N 148.36°E
長さ	282km	282km	457km
幅	141km	141km	175km
基準点における深さ	0.0km	0.0km	15km
すべり量	20m	20m	20m
すべり角	90°	90°	90°
走向	190°	175°	233°
傾斜角	20°	37°	10°

(2) 津波パラメータ

JAGURS では断層パラメータのほかに津波パラメータを設定する必要がある。計算時間は 7200 秒，時間ステップ幅 $dt(s)$ は

$$dt \leq \Delta x / \sqrt{2gh} \quad (12)$$

となるように設定した。ここで Δx は地形データのグリッド間隔(m)， g は重力加速度(m/s^2)， h は最大深度(m)である。房総沖では線形長波，線形分散波の場合 $\Delta x = 900$ m， $dt = 1.0$ sとした。また，房総沖の地形ネスティングにおいて用いた最小のグリッド間隔が 30 m であるため，非線形長波の場合 $\Delta x = 30$ m， $dt = 0.1$ sとした。十勝沖では $\Delta x = 900$ m， $dt = 1.0$ sとした。本研究では Mw9.0 の地震を仮定するため，断層面の滑りの継続時間(rise time)を 180 秒とした。また，陸海ともにマニングの粗度係数は 0.025 とした。

房総沖については 135°E～147°E，27°N～39°N，十勝沖については 139°E～151°E，38°N～46°N を計算領域として設定し，津波は遡上するものとした。

(3) 観測点

房総沖では萩原(2013)を参照し，10 個の観測点を設定した(表 2)。観測点 1 から 6 は緯度を固定し経度を 1 度ずつ変化させて配置し，観測点 7，8 は湾，観測点 9，10 は岬に設定した。観測点位置を図 1 に示す。

十勝沖では 6 個の観測点を設定した(表 3)。観測点 1 から 3 は房総沖と同様経度を 1 度ずつ変化させて配置し，観測点 4，5 は岬に設定した。また，観測点 6 は湾奥部に設定した。観測点位置を図 3 に示す。

表2 観測点の位置(房総沖)

観測点	地名	経度	緯度
1		142.000°E	34.500°N
2		141.000°E	34.500°N
3		140.000°E	34.500°N
4		139.000°E	34.500°N
5		138.000°E	34.500°N
6		137.000°E	34.500°N
7	東京湾	139.920°E	35.550°N
8	相模湾	139.360°E	35.180°N
9	犬吠岬(房総半島)	140.870°E	35.700°N
10	野島岬(房総半島)	139.880°E	34.890°N

表 3 観測点の位置(十勝沖)

観測点	地名	経度	緯度
1		144.000°E	41.500°N
2		143.000°E	41.500°N
3		142.000°E	41.500°N
4	襟裳岬	143.250°E	41.924°N
5	納沙布岬	145.817°E	43.367°N
6	(湾奥)	143.615°E	42.690°N

5. 結果

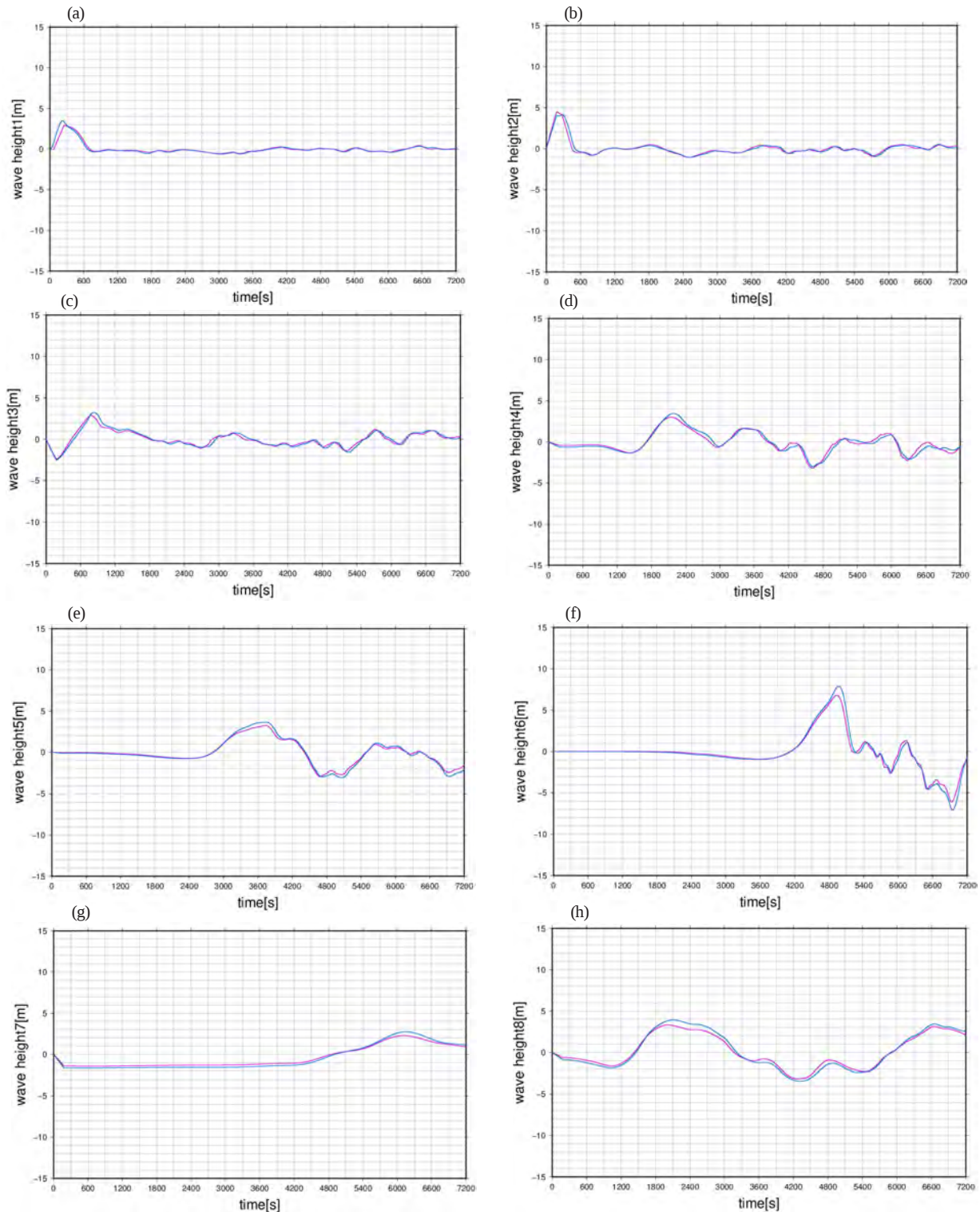
(1) 房総沖の想定巨大地震に伴う津波

まず、線形長波と非線形長波の数値シミュレーション結果を比較する。両者とも地形ネスティングの処理を行っている。線形長波と非線形長波の波形を図 4(a)～(j)に示す。ここで、ピンク色の波形が線形長波、青色の波形が非線形長波である。図 4(a)～(f)において、時間経過とともに津波が西方に伝播している様子が分かる。東京湾(図 4(g))や相模湾(図 4(h))と犬吠岬(図 4(i))や野島岬(図 4(j))での波形を比較してみると、岬の方が全体的に波高が高くなる傾向にある。これは岬の先端でエネルギーの集中が起こり、津波が高くなるためと考えられる。また、図 4(g)～(j)において、線形長波と非線形長波の差が大きく現れているのも岬の方であることが分かる。湾において、波形はほぼ変化せず波高が若干異なっているだけであるが、岬では波高が異なるのみでなく波形も変化している様子が見て取れる。

次に、線形長波と線形分散波の数値シミュレーション結果を比較する。この計算では両者とも地形ネスティングは適用していない。線形長波と線形分散波の波形を図 5(a)～(j)に示す。ここで、ピンク色の波形が線形長波、青色の波形が線形分散波である。沖合に設置した観測点 1 から 6 の波形(図 5(a)～(f))を順にみていくと、時間経過とともに津波の分散現象が起こり、それに伴う分散波が西方へと伝わっていく様子が分かる。また、東京湾(図 5(g))、相模湾(図 5(h))と犬吠岬(図 5(i))、野島岬(図 5(j))での波形を比較する。湾においては長波と分散波の違いが見られない、もしくは最大波高のみ分散波の方が高くなる傾向にあるが、岬においては最大波高の変化に加え、特に 5400 秒後以降の波形が大きく異なっている様子が見て取れる。これは時間が経つにつれて分散波が伝搬し、波形がその影響を受けているからであると考えられる。

また、図 4 と図 5 の線形長波の波形を比較すると、どちらも波形が同じである。したがって、地形ネスティングが線形長波に及ぼす効果はないに等しいと考えられる。

線形長波(図 6(a)~(m))のスナップショットを見ると、30 分後(図 6(d))に犬吠岬付近で 10m ほどの大きな沈降がみられる。犬吠岬を含む千葉県の実側の沿岸部では 30 分以降、120 分後に至るまで周期的に 10m 近い沈降が起きている様子が見て取れる。これより、繰り返し津波が押し寄せていることが分かる。また、100 分後(図 6(l))には愛知県付近の沿岸部においても大きな沈降がみられる。線形分散波(図 7(a)~(m))のスナップショットを見ると、図 7(a)~(m)において分散波の伝搬の様子が明らかである。津波発生から 10 分後(図 6(b)、図 7(b))は線形長波も線形分散波もあまり違いがみられないが、20 分後(図 6(c)、図 7(c))で津波の分散現象が見て取れる。また、60 分以降(図 6(g)~(m)、図 7(g)~(m))においては波の隆起、沈降の様子もかなり異なっているように見える。遡上は確認されなかった。



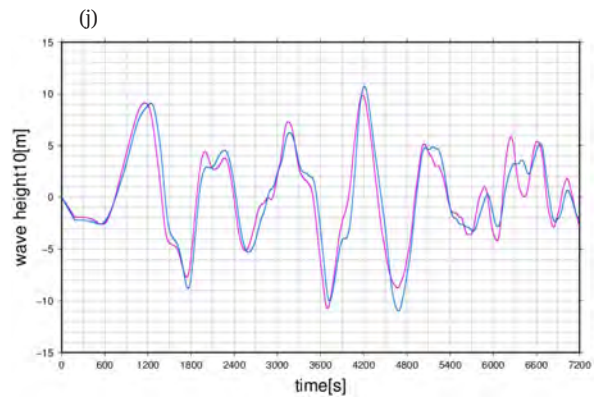
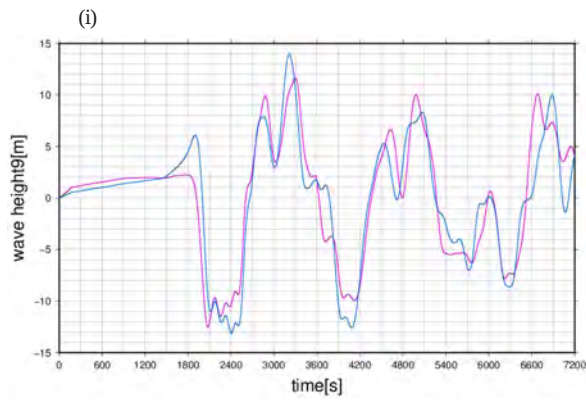
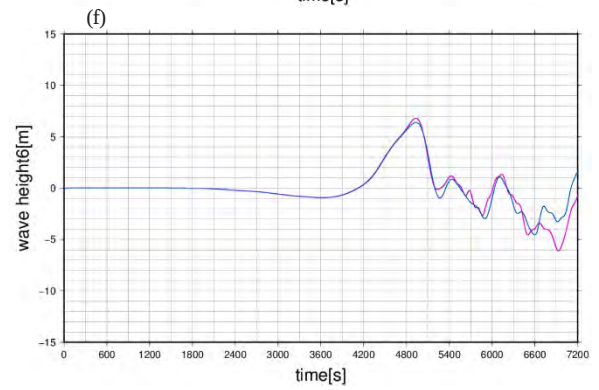
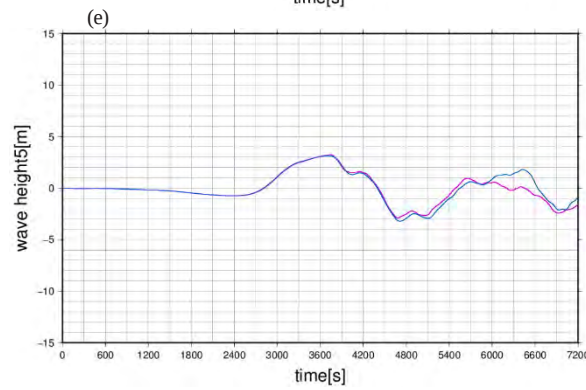
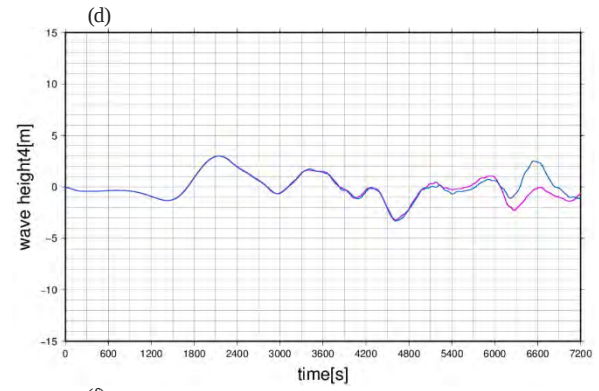
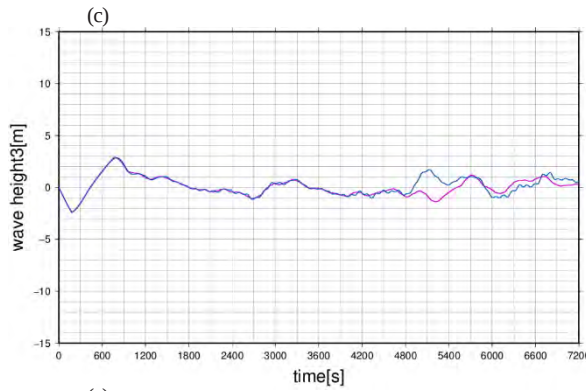
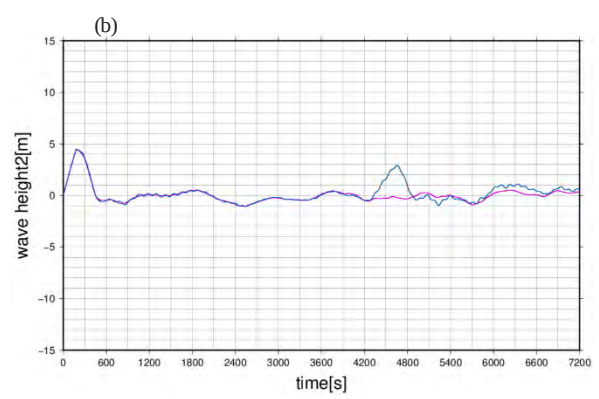
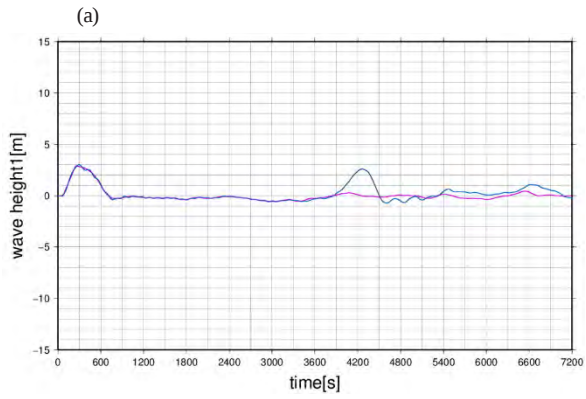


図 4 房総沖の想定巨大地震に伴う津波の線形長波と非線形長波の波形の比較. ピンク色の波形は線形長波, 青色の波形は非線形長波を表す. (a)観測点1での波形. (b)観測点2での波形. (c)観測点3での波形. (d)観測点4での波形. (e)観測点5での波形. (f)観測点6での波形. (g)観測点7での波形. (h)観測点8での波形. (i)観測点9での波形. (j)観測点10での波形.



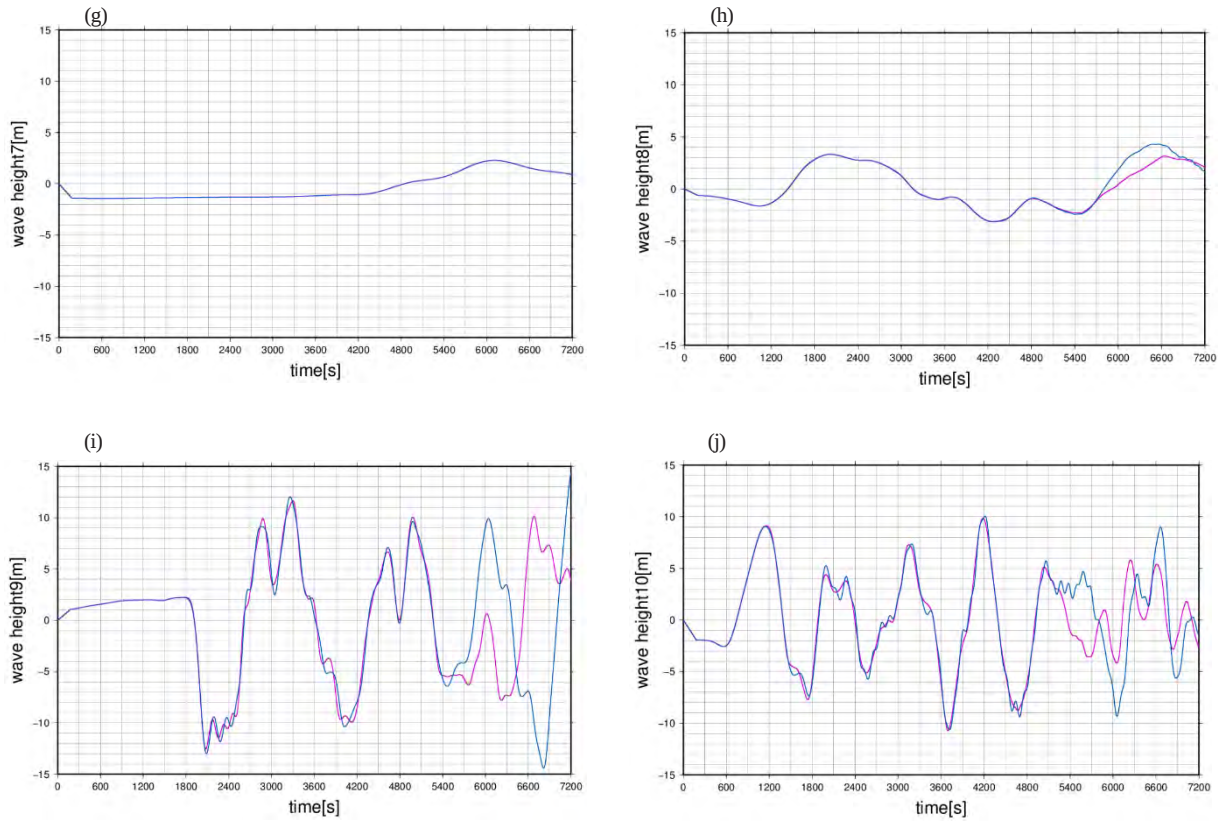
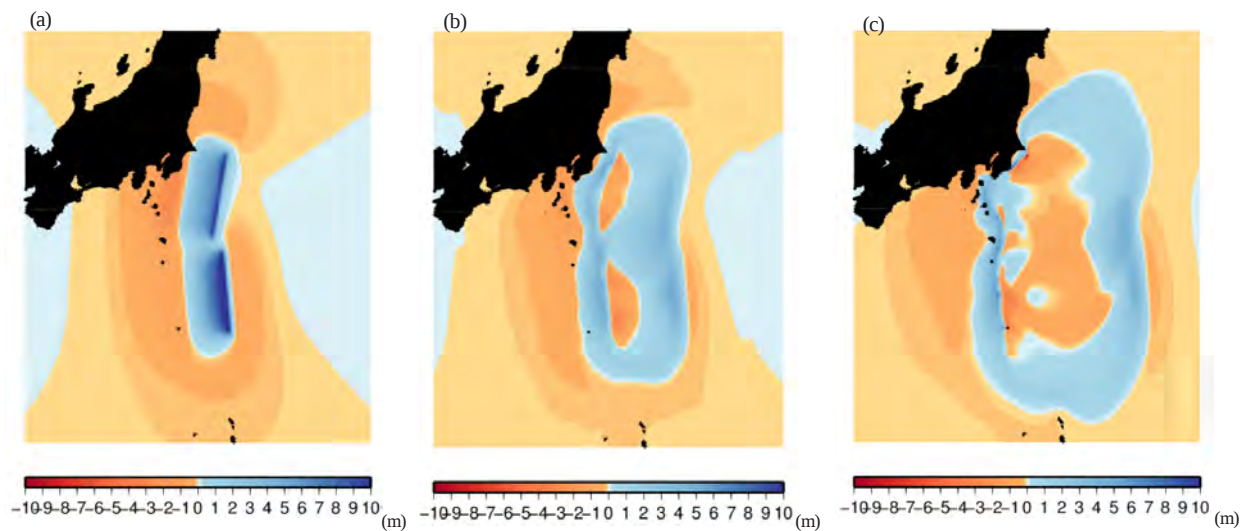
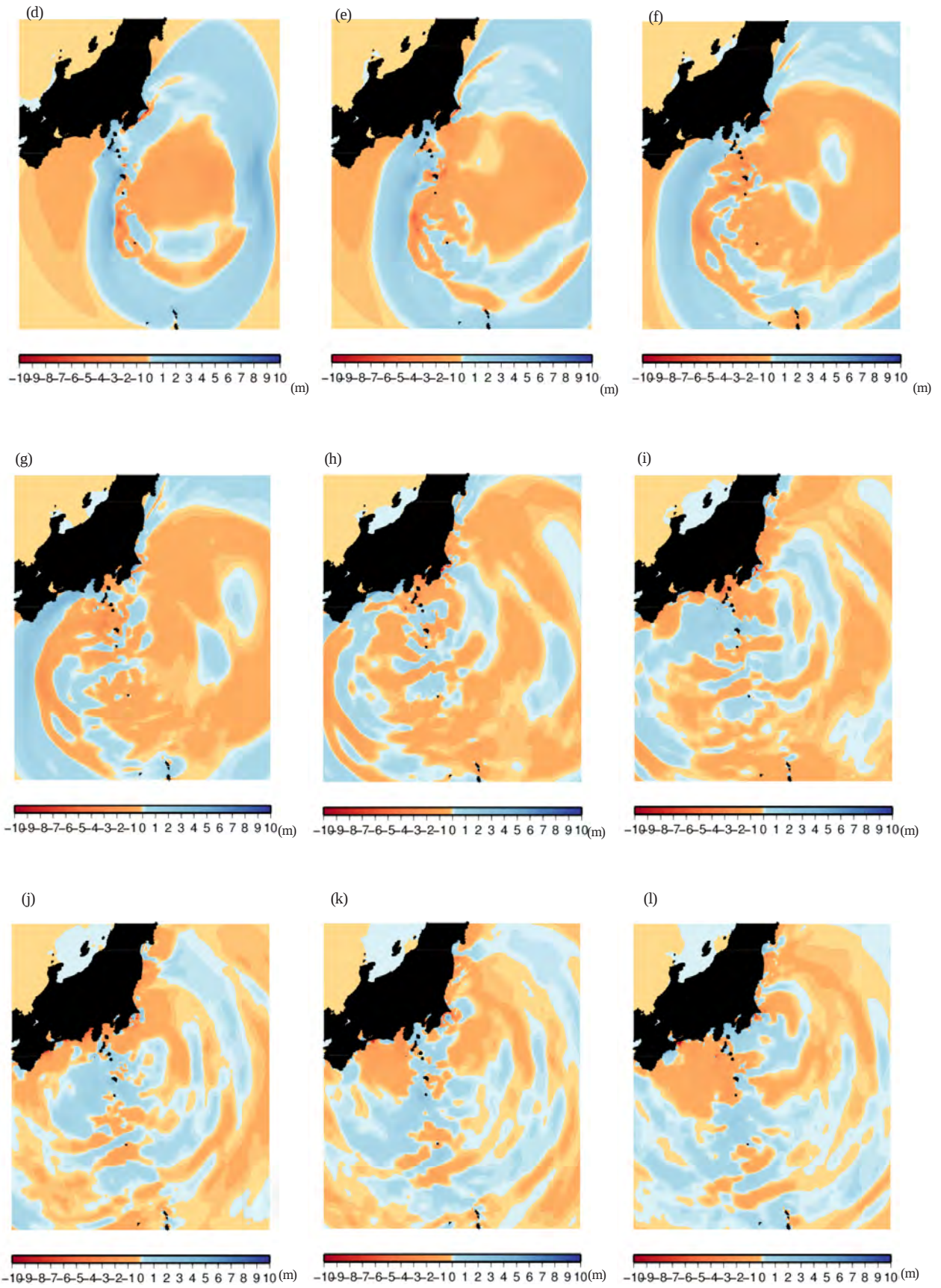


図 5 房総沖の想定巨大地震に伴う津波の線形長波と線形分散波の波形の比較。ピンク色の波形は線形長波，青色の波形は線形分散波を表す。(a)観測点1での波形。(b)観測点2での波形。(c)観測点3での波形。(d)観測点4での波形。(e)観測点5での波形。(f)観測点6での波形。(g)観測点7での波形。(h)観測点8での波形。(i)観測点9での波形。(j)観測点10での波形。





(m)

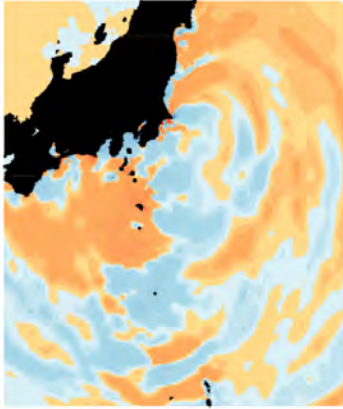
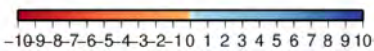
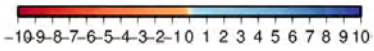


図 6 房総沖の想定巨大地震に伴う津波の線形長波理論適用時のスナップショット。青色は隆起,赤色は沈降を示す。(a)津波発生時(0分)のスナップショット。(b)10分後のスナップショット。(c)20分後のスナップショット。(d)30分後のスナップショット。(e)40分後のスナップショット。(f)50分後のスナップショット。(g)60分後のスナップショット。(h)70分後のスナップショット。(i)80分後のスナップショット。(j)90分後のスナップショット。(k)100分後のスナップショット。(l)110分後のスナップショット。(m)120分後のスナップショット。

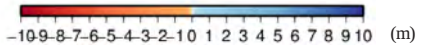
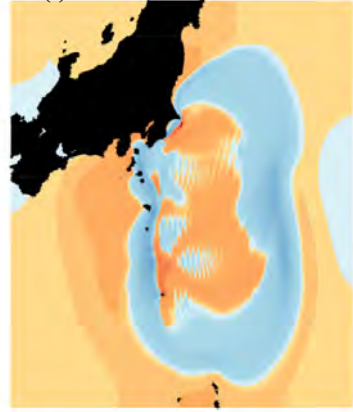
(a)



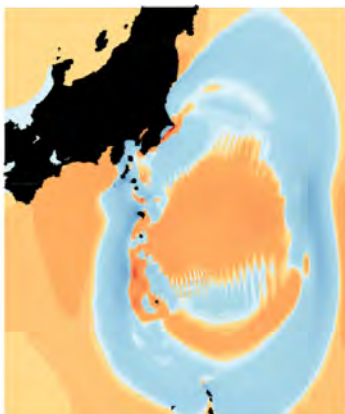
(b)



(c)



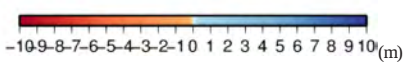
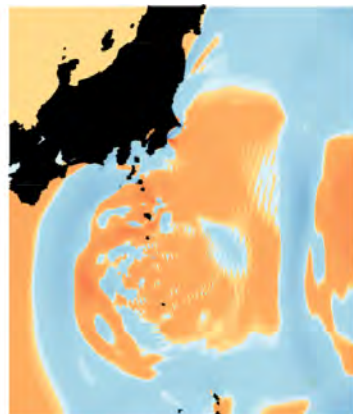
(d)



(e)



(f)



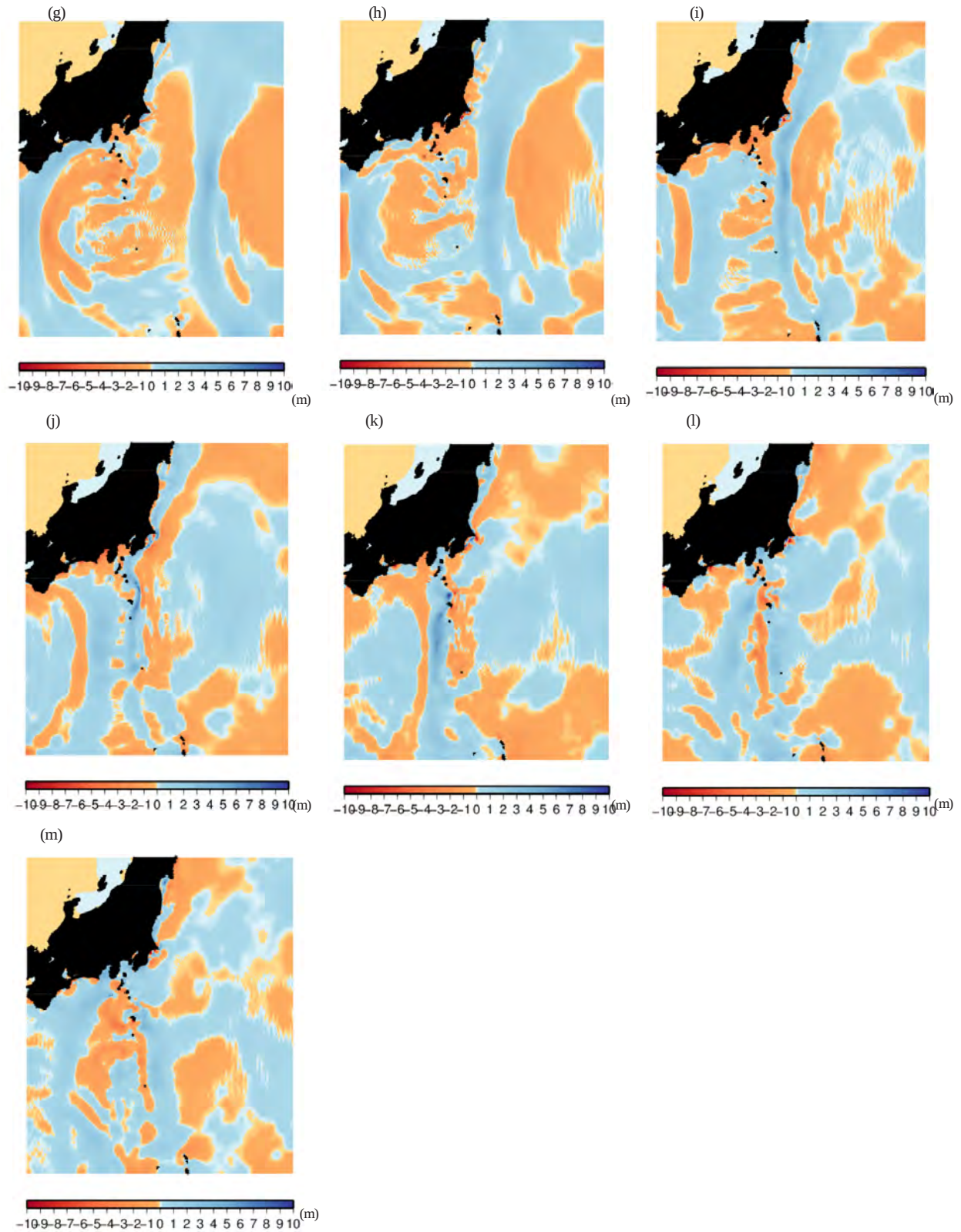


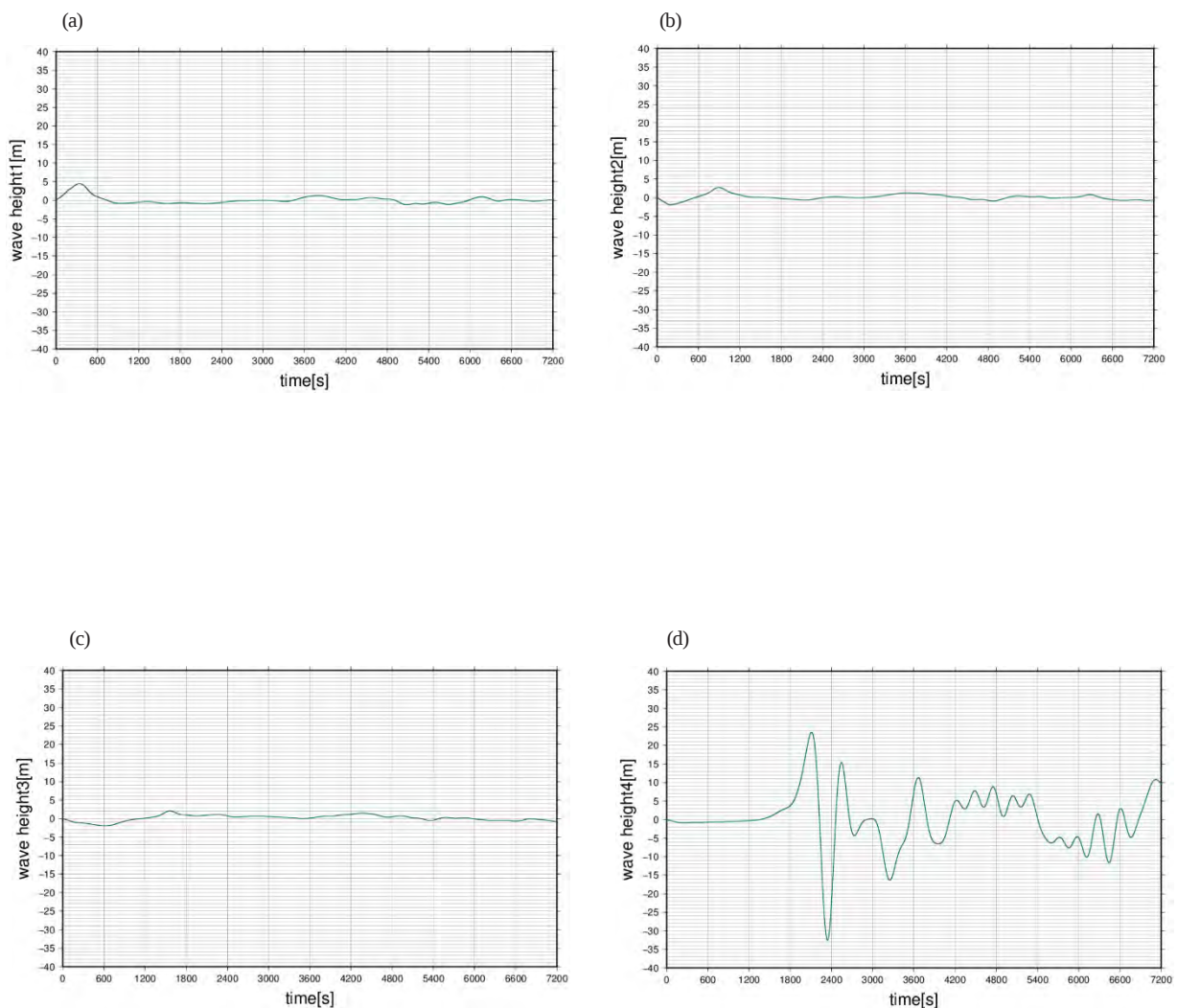
図 7 線形分散波理論適用時のスナップショット．見方は図6と同様．(a)津波発生時(0分)のスナップショット．(b)10分後のスナップショット．(c)20分後のスナップショット．(d)30分後のスナップショット．(e)40分後のスナップショット．(f)50分後のスナップショット．(g)60分後のスナップショット．(h)70分後のスナップショット．(i)80分後のスナップショット．(j)90分後のスナップショット．(k)100分後のスナップショット．(l)110分後のスナップショット．(m)120分後のスナップショット．

(2) 十勝沖の想定巨大地震に伴う津波

沖合に設置した観測点 1~3 における線形長波の波形(図 8(a)~(c))を比較すると、第一波が時間経過とともに西方へと伝播している様子が見て取れる。また、観測点 1~3 では波の隆起、沈降ともに 5m 以内である。一方、観測点 4 の襟裳岬は波の隆起・沈降の最大値がそれぞれ約 22m と 39m(図 8(d))、観測点 5 の納沙布岬は約 8m と 12m(図 8(e))、観測点 6 は約 25m と 31m(図 8(f))となっており、岬や湾奥において津波の振幅が大きく、波形の変化が著しいことが分かる。

線形長波のスナップショット(図 9(a)~(m))を見ると、30 分後(図 9(d))に納沙布岬付近で大きな隆起が起こり、40 分後(図 9(e))には湾奥の方に隆起した波が伝わっている。また、50 分後には納沙布岬で、60 分後(図 9(g))には湾奥で 10m を超える沈降が起きている様子が見て取れる。このことから、波の伝播する様子が分かる。

また、房総沖と十勝沖の線形長波のスナップショット(図 6, 図 9)を比較すると、十勝沖の方が沿岸部において濃い色で示されている範囲が広く、房総沖に比べ波高の高い、または低い津波が押し寄せる範囲が広いことが見て取れる。これは房総沖に比べ、湾のような地形が広範囲を占めているため、それにより津波が分散されやすくなっているからであると考えられる。



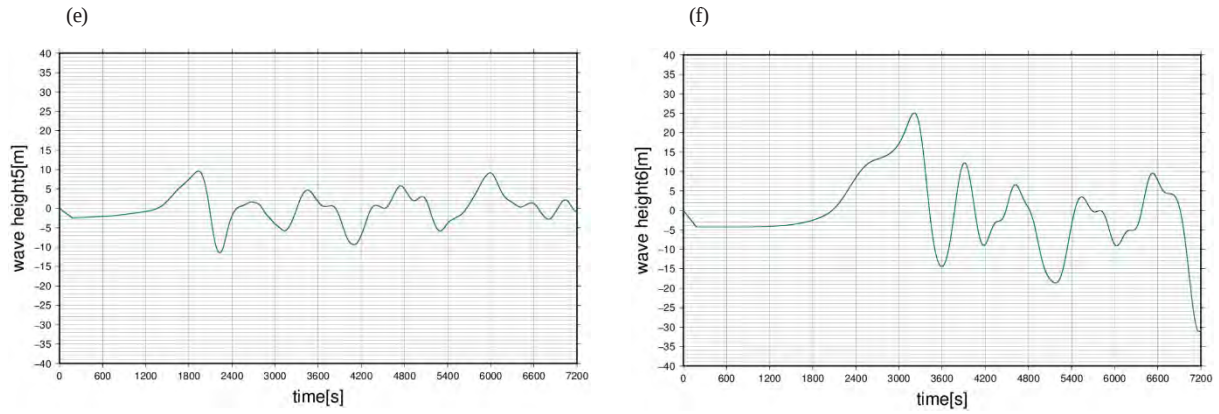
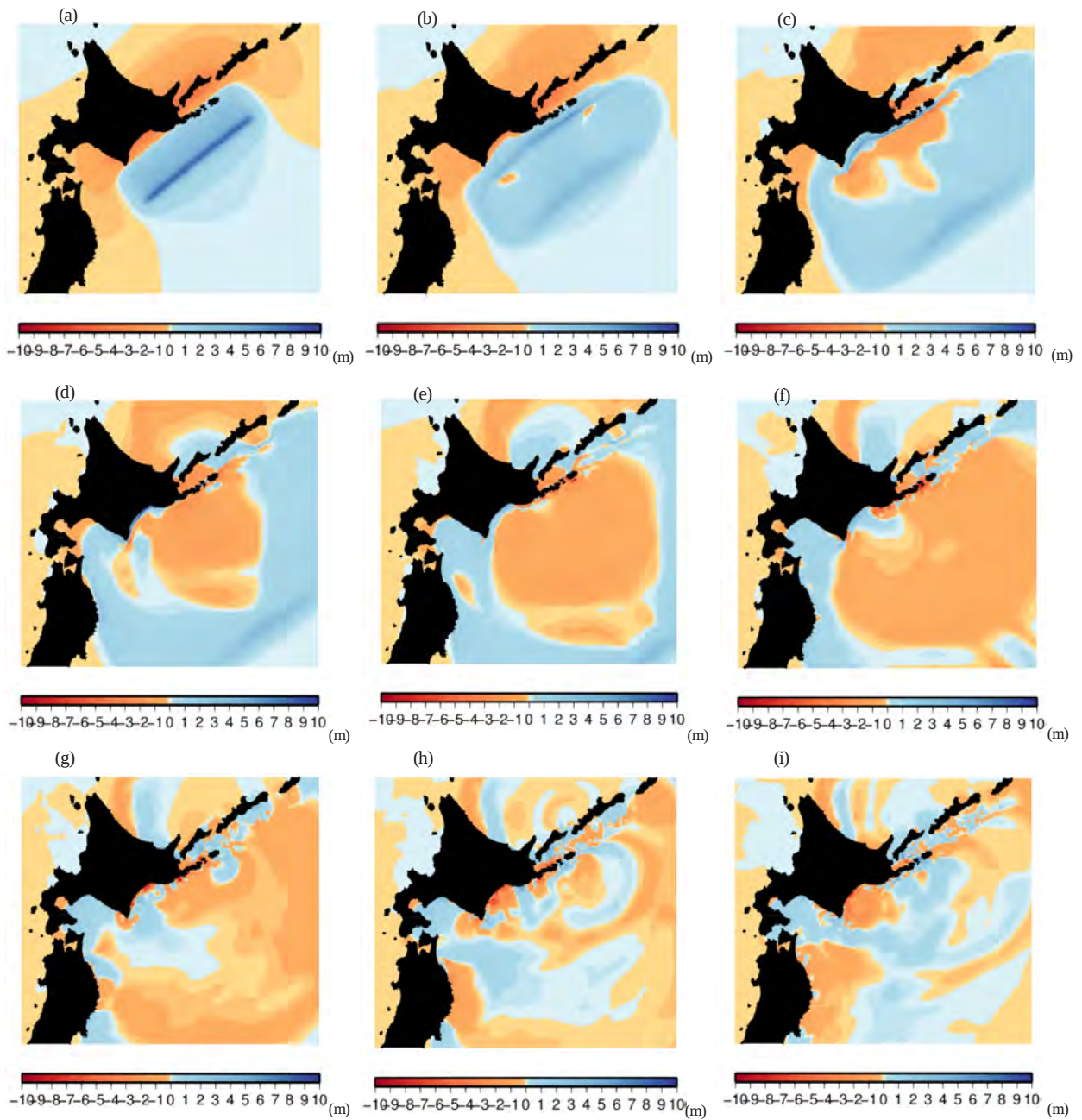


図 8 十勝沖の想定巨大地震に伴う津波の線形長波の波形を示す。(a)観測点1での波形。(b)観測点2での波形。(c)観測点3での波形。(d)観測点4での波形。(e)観測点5での波形。(f)観測点6での波形。



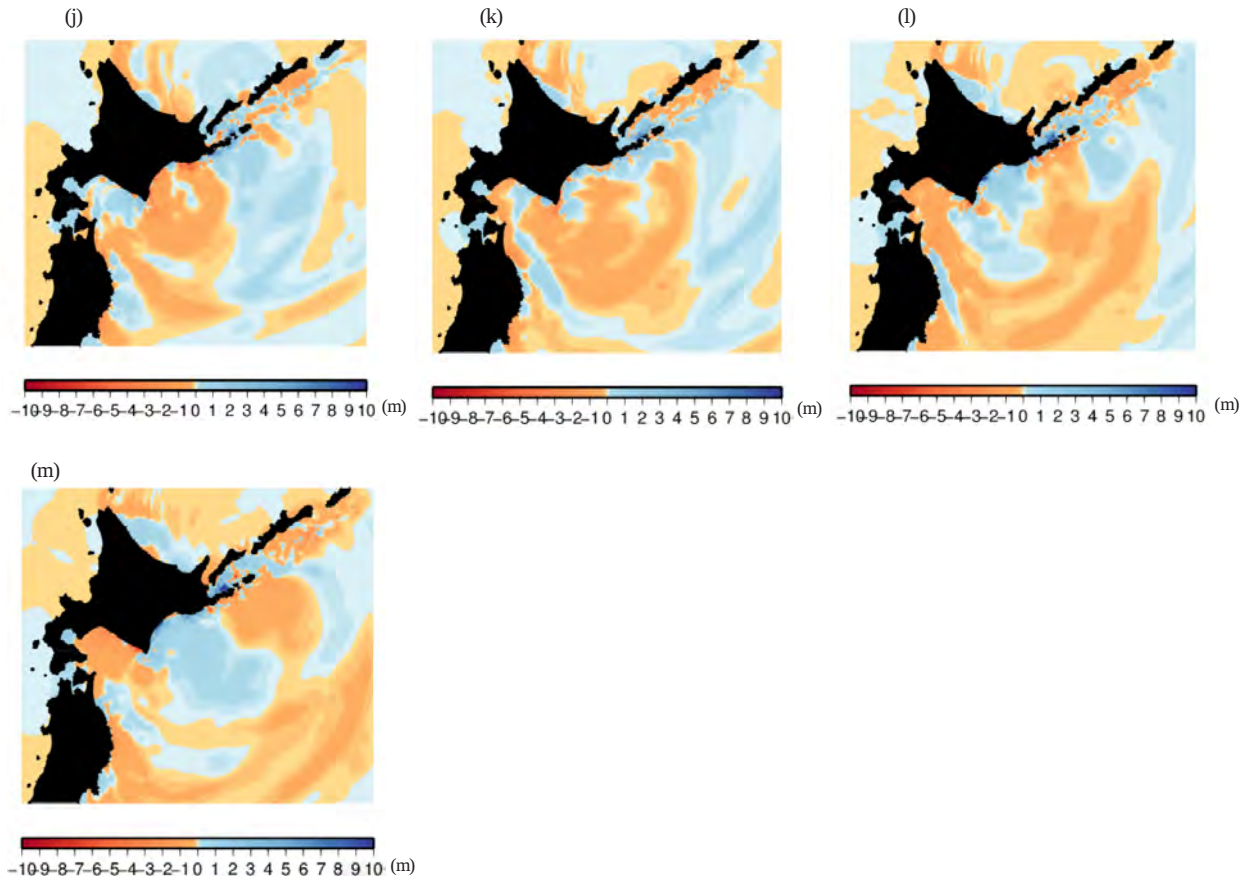


図 9 十勝沖の想定巨大地震に伴う津波の線形長波理論適用時のスナップショット。見方は図6と同様。(a)津波発生時(0分)のスナップショット。(b)10分後のスナップショット。(c)20分後のスナップショット。(d)30分後のスナップショット。(e)40分後のスナップショット。(f)50分後のスナップショット。(g)60分後のスナップショット。(h)70分後のスナップショット。(i)80分後のスナップショット。(j)90分後のスナップショット。(k)100分後のスナップショット。(l)110分後のスナップショット。(m)120分後のスナップショット。

6. 議論

線形長波と、非線形長波や線形分散波を比較すると、波の種類によって波形に変化が現れやすいのは沖合や湾よりも岬のような地形であることが分かった。これは沖合や湾に比べて岬の方が津波の短波長成分を多く含んでおり、線形長波理論では正確に計算できない部分が多いからであると考えられる。

また、図4と図5を比較してみると、図5の方が図示された2つの波形の違いが全体的に大きいことが分かる。したがって、津波に対する非線形の効果よりも分散性の効果の方が津波波形により大きな影響を与えるものと考えられる。

次に、ネスティングを行っていない線形長波理論のシミュレーション結果について萩原(2013)と比較する。湾に比べて岬で観測された津波の方が波長が短い点や、相模湾のように開けた湾に比べて東京湾のような湾の入口がせまい所には津波が入り込みにくく、津波が到達するまでに時間がかかっている点で両者は一致しており、岬における最大波高は異なっているが、全観測点においてほぼ波形が一致していた。よって今回の計算結果は信頼性のあるものと考えられる。岬での最大波高の違いは使用している計算コードの違いによるものであると考えられる。COMCOTにおいては差分スキームとして中心差分を採用しているが、JAGURSではスタガード格子を用いている。両者間での差分誤差の違いが計算に影響

響していると考えられる。

7. 結論

本研究では2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震(Mw9.0)の震源域の隣接地域において、巨大地震が発生したと想定し、津波計算コードJAGURSを用いて津波の数値シミュレーションを行った。その結果、以下のことが分かった。

- (1)房総沖、十勝沖の想定巨大地震に伴う津波のどちらとも沖合よりも岬の方が最大波高が高くなる傾向にある。
- (2)十勝沖の想定巨大地震に伴う津波の方がより広範囲に高い津波が到達する。
- (3)津波の種類によって波形に変化が現れやすいのは岬のような地形である。

謝辞：本研究では、IHO・IOC 提供の GEBCO(General Bathymetric Chart of the Oceans)、日本水路協会提供の M7000、G 空間情報センター提供の地形データセットを使用させていただきました。記して感謝いたします。

参考文献

- Cornell University, 2007, COMCOT, <http://223.4.213.26/archive/tsunami/cornell/comcot.htm>
- International Hydrographic Organization (IHO) and the Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC) of UNESCO, 2014, GEBCO, <https://www.gebco.net/>
- M'z Room(n-survey), 国土地理院, 2016, 統合型平面直角座標・緯度・経度変換プログラム XYBL TOOL4, <https://www.n-survey.com/xybl/#flash>
- 安藤和人, 馬場俊孝, 松尾大祐, 加藤季広, 2014, 「京」コンピュータによる大規模津波シミュレーションー津波伝搬搬上コードの超高並列向け最適化ー, 情報処理, 55 巻 8 号, 817-822
- 嶋原良典, 藤間功司, 2012, 津波数値計算における非構造格子を利用したネスティング手法の提案, 土木学会論文集 B2(海岸工学), 68 巻 2 号, 186-190, 10. 2208
- 首藤伸夫, 今村文彦, 越村俊一, 佐竹健治, 松富英夫, 2007, 津波の事典第 5 章, 朝倉書店, 228-235
- 内閣府, 2017, 津波断層モデル(5)地形データ, <https://www.geospatial.jp/ckan/dataset/1205>
- 馬場俊孝, 2016, JAGURS の使い方, 4-9
- 萩原由衣, 2013, 想定房総沖巨大地震に伴う津波の数値シミュレーション, 神戸大学理学部地球惑星科学科卒業論文
- 弘瀬冬樹, 2013, Fuyuki Hirose's HP プレート形状便利ツール, <http://www.mri-jma.go.jp/Dep/sv/2ken/fhirose/ja/Tools.html>

筆者：1) 長田 史應、大阪大学大学院理学研究科宇宙地球科学専攻、大学院生、2) 吉岡 祥一、神戸大学都市安全研究センター/大学院理学研究科、教授、3) 末永 伸明、神戸大学大学院理学研究科、理学研究科研究員、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

Numerical simulations of tsunami waveforms associated with hypothetical megathrust earthquakes

Shion Osada
Shoichi Yoshioka
Nobuaki Suenaga
Toshitaka Baba

The Mw9.0 Tohoku-Oki earthquake took place off Sanriku coast on 11 March 2011, and megathrust earthquakes are impending in its neighboring regions. In this study we hypothesized occurrence of Mw9.0 megathrust earthquakes in the Boso-Oki and Tokachi-Oki regions, which are located on the southern and northern sides of the source region, respectively, and carried out numerical simulations of tsunami waveforms. Here, we compared three kinds of tsunami waveforms, namely, a linear long wave, a linear dispersive wave, and a non-linear long wave. We set fault planes of the hypothetical megathrust earthquakes along the trench, and fault parameters, following an empirical law. As a result of numerical simulations, we found that three kinds of tsunami waveforms are rather different: Maximum heights for a linear dispersive wave and a non-linear long wave tend to be larger than that for a linear long wave at any observation sites. Especially, difference in maximum heights tends to be identified easily at an observation site with a tip of a cape, and aspects of uplift and subsidence of three kinds of tsunami waveforms tend to change over time. Difference between a non-linear long wave and a linear long wave is relatively larger than that between a linear dispersive wave and a linear long wave. This indicates that dispersibility affects tsunami waves more seriously than non-linearity.

© 2019 Research Center for Urban Safety and Security, Kobe University, All rights reserved.