

海底地形の変動に伴う津波発生過程の数値計算

柿沼太郎*・秋山 実**

海底地形の変化に伴う津波の発生過程の数値シミュレーションを行なった。数値解析では、静水圧近似や長波近似を行わない計算手法を適用し、非圧縮性流体の運動を対象とした、VOF 関数と空隙率を併用することによって、すべての計算格子を固定したままで、水面や底面の格子間にわたる変動のみならず、一つの差分格子内の時間変化をも考慮することが可能である。時間とともに進行する海底の隆起や沈降によって生じる津波の水面形や、流体内の速度、加速度及び圧力を算出した。津波初期波形が初期水深に依存し、地形の永久変位と必ずしも一致しないこと、また、海底の隆起速度の変化に応じて、流体内部に動圧が発生することを確認した。

1. 序 論

海底地震に伴う津波の伝播計算は、通常、初期海面変位を海底地形の永久変位と等しく設定することから始まる。すなわち、1) asperity や走向の分布を考慮して幾つかの segment に分割した断層形状を推定し、2) 推定された断層運動によって生じる海底地震後の地盤の永久変位を算出して、3) この変位を初期海面変位と仮定し、4) これを初期条件として津波伝播の数値計算を開始する。また、断層の破壊位置が時間とともに移動する場合には、各 segment の破壊時刻をずらして、同様の計算を行なう。

ところが、断層の一つの segment の破壊に対しても、津波は、時間に依存する過程を経て生成する。例えば、海底変形が比較的緩慢に進行する“creeping”と呼ばれる場合、津波が生成すると同時に伝播するため、変動後の海底地形と異なる海面形が生成することは、想像に難くない。

海底の変形による水面波の発生に関して、Sano・Hasegawa (1915) は、その理論展開を行ない、地形変動が瞬時に起きるという仮定のもとに発生する津波の数値計算を行なった。海底地震に伴い時間とともに発生する津波の解析解として、例えば、高橋 (1942)、Momoi (1962) 及び Kajiura (1963) らが線形の、そして、Hammack (1973) が弱非線形の解を示した。津波発生の水理実験は、例えば、Hammack (1973) 及び松山ら (1995) により行なわれ、これらの実験結果は、それぞれ、Nakayama (1983) 及び松山ら (1995) によって、速度ポテンシャルを仮定した境界要素法を用いた数値計算の結果と比較されている。また、大町・仲摩 (1997) は、3 次元数値計算手法を適用し、海底面の Rayleigh 波がもたらす水面変動を再現した。

こうした研究において着目された津波の「初期波形」は、津波の伝播・遡上の計算結果に影響する。そして、特に、海底が複雑な形状を有し、その変形速度が時間とともに任意に変化する場合には、海底変動に伴い発生する流速場及び圧力場の時間変化を詳細に考慮することによってこそ、津波の初期波形を正確に求めることが可能となるであろう。

そこで、本研究では、静水圧近似や長波近似を行わない計算手法を適用して、海底地形の変動に伴う津波発生過程の数値解析を行ない、時間とともに進行する海底の隆起や沈降によって、どのような水面形や、流体内の速度、加速度及び圧力が生成されるのかについて調べる。

2. 基礎方程式と数値計算法

数値計算には、STOC (富田・柿沼, 2005) に組み込まれた二つの 3 次元解析部のうちの一つを適用する。その基礎方程式系は、非圧縮性流体を対象とし、空隙率を考慮した、次式のような連続方程式及び Reynolds 方程式である。

$$\frac{\partial (\gamma_i u_i)}{\partial x_i} = 0 \dots\dots\dots (1)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial (\varepsilon u_i)}{\partial t} + \frac{\partial (\gamma_j u_j u_i)}{\partial x_j} \\ &= -\frac{\varepsilon}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x_i} + \varepsilon \frac{\rho}{\rho_0} g_i + \frac{\partial}{\partial x_j} \left\{ \gamma_i \nu_T \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \right\} \\ & \dots\dots\dots (2) \end{aligned}$$

ここで、 x_i は直交座標系 (x, y, z)、 t は時間、 u_i 及び p はそれぞれ流速 (u, v, w) 及び圧力であり、 ρ 及び ρ_0 はそれぞれ流体の密度及びその基準値である。また、 g_i は重力加速度 ($0, 0, -g$) であり、 ν_T は実効動粘性係数 (動粘性係数と渦動粘性係数の和) である。空隙率 ε 及び有効面透過率 γ_i (x_i 軸に垂直な断面を占める液相の面積率) は、数値解析において海底地形や構造物形状を滑らかに表現して正確な境界条件を与えるという目的のために導入している。そのため、porous モデル (榊山

* 正会員 博(工) (独法) 港湾空港技術研究所
津波防災研究センター
** 理修 みずほ情報総研 (株)
エンジニアリングサービス部

ら, 1990) に含まれる, 対象領域に散在する非透水性物質に起因する慣性力項と抗力項は, 無視している。

本論文の数値計算では, 流体の密度が一樣かつ一定であるとし, $\rho = \rho_0 = 1.0 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ とする。また, 実効動粘性係数 ν_t に $1.0 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ を与え, 格子サイズ以下の乱れの影響を考慮しない。

水面位置は, 次式の移流方程式より求まる VOF 関数 F の値によって決定する。

$$\varepsilon \frac{\partial F}{\partial t} + \frac{\partial (\gamma_i u_i F)}{\partial x_i} = (\text{source}) \dots \dots \dots (3)$$

ここで用いる VOF モデルは, 港湾空港技術研究所海洋・水工部耐波研究室並びに同旧高潮津波研究室によって共同開発された 3 次元 VOF モデルであり, これは, 鉛直 2 次元 VOF モデルである CADMAS-SURF (沿岸開発技術研究センター, 2001) を拡張したモデルである。

これらの基礎方程式を 3 次元直交格子上の差分方程式に変換した。その際, 空間に関する離散化のために staggered mesh を採用した。そして, 拡散項に対して 2 次中央差分を用い, 移流項に対しては, 1 次風上差分と 2 次中央差分を加重平均した hybrid scheme を用いて計算の安定を図る。連立 1 次方程式の解法には, 共役勾配法系の ILU/BiCGSTAB 法を採用している。他方, 時間発展に関しては, SMAC 法を適用して計算を進める。

本解析手法では, 圧力に関する Poisson 方程式を解くため, 静水圧のみならず動圧の効果も考慮可能である。また, 長波近似や非回転運動の仮定を用いないため, 流速及び加速度の鉛直方向成分についても過度を含めて検討できる。

3. 地形及び水面の時間変化を格子内部において考慮する手法

海洋における海底地震津波の発生過程を計算対象とする場合, 対象領域の水深が, 底面変動や水面変動の $10^2 \sim 10^3$ 倍のオーダーとなる。従って, 鉛直方向の格子間隔を底面・水面変動よりも大きく設定することが効率的である。

そこで, 数値計算では, 海底の地形変化を表現するために, 海底付近に存在する各格子の空隙率を時間とともに変化させる。この手法によって, 格子内部の海底の隆起や沈降を与える。地形変動は, 固液境界面の移動, すなわち, 計算対象である流体の境界位置の移動であるが, これを海底付近の格子内の空隙率の変化, つまり, その周囲の格子との間の, ある質量の流体の移動として解釈するのである。

他方, 本数値モデルでは, 上述したように, 自由水面近傍に VOF 法を適用して水面位置を決定する。従って,

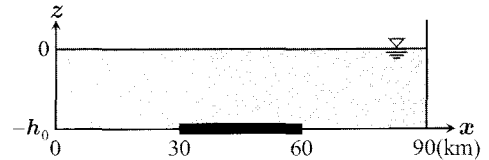


図-1 鉛直 2 次元計算のための計算対象領域

各時刻の F 値によって, 格子内部の水面変動が求まる。

こうして, すべての計算格子を固定したままで, 底面や水面の格子間にわたる移動のみならず, 一つの格子内の変動をとらえながら, 地形及び水面形の時間変化を考慮することが可能となる。

4. 海底の隆起や沈降の速度が一定である場合の津波発生過程の鉛直 2 次元数値計算

(1) 海底が隆起する場合の津波発生過程の数値計算

まず, 鉛直断面内の流体運動を対象とする。

図-1 に示すように, 初期状態を一樣水深 h_0 の水域における静水状態とし, 初期水位 ($z = 0$) から鉛直上向きに正の向きとなるように z 軸をとる。格子間隔を $\Delta x = \Delta y = 1,000 \text{ m}$, $\Delta z = 50 \text{ m}$ とし, y 軸方向の格子数を 1 とする。初期水面上には, 空気セルを 2 格子設ける。すべての固定境界上で slip 条件を仮定する。計算時間間隔は, $\Delta t = 0.5 \text{ s}$ とする。

ここでは, 非圧縮性流体を対象とし, 海振 (清川・稲田, 1989) といった, 流体の圧縮性に起因する現象を無視する。

海底地形の変動として, 海底の $30 \text{ km} \leq x \leq 60 \text{ km}$ の部分が一定速度で一樣に隆起する場合を考える。すなわち, この部分が, 鉛直上向きに 0.15 m/s の速度で変形し, $t = 0 \sim 20(\text{s})$ の 20 s 間変形した後, 停止する。その結果, 永久変位の大きさが 3 m となる。この海底変動を数値計算で表現するために, その間, $30 \text{ km} \leq x \leq 60 \text{ km}$ を占める最下位の格子の空隙率を 1 から 0.94 に一定の割合で減少させる。

初期水深が $h_0 = 4,000 \text{ m}$ である場合の時刻 $t = 20 \text{ s}$ における隆起部先端付近の流速ベクトルを図-2 に示す。このうち, 図-2(b) の計算では, 隆起部に隣接する最下位の格子 (隆起部全体の左隣及び右隣の合計 2 個の格子) の空隙率を常に 0 と設定し, 隆起部が高さ Δz の壁に挟まれていると仮定している。図-2(a) 及び (b) のそれぞれに対応する $x = 29.5 \text{ km}$ 及び 45 km における水面変動 η と, $(x, z) = (26.5 \text{ km}, 75 - h_0)$, $(29.5 \text{ km}, 75 \text{ m} - h_0)$ (点 A) 及び $(32.5 \text{ km}, 75 - h_0)$ の 3 点における流速の水平方向成分 u の時間変化とを図-3 に示す。両者には, 隆起部先端付近の底面近傍 (点 A) における流速の違いを除いて有意な差異がなく, これより,

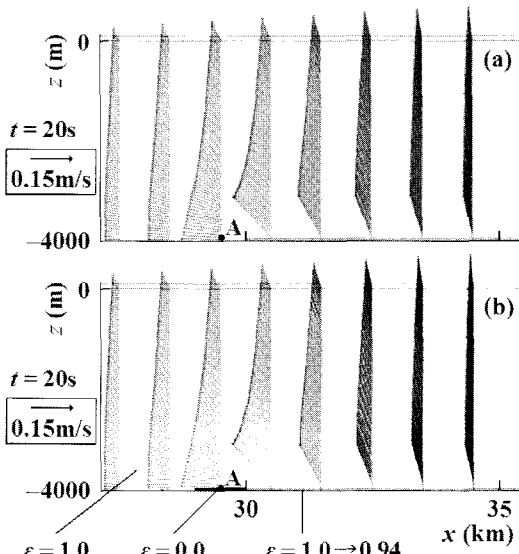


図-2 海底の隆起部先端付近における流体の速度ベクトル ((b) では, (a) と同一の隆起部の両端に, 空隙率が 0 である格子, すなわち, 高さ Δz の壁が存在する.) ($t = 20$ s)

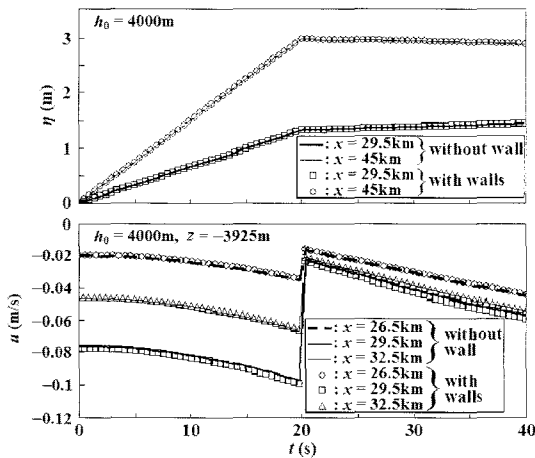


図-3 水面変動及び流速の水平方向成分の時間変化 (ここで, “without wall” が図-2(a)の場合の, “with walls” が同図(b)の場合の値である.)

空隙率を変化させることによって, 海底面の鉛直上向きの移動に伴う流体運動が再現されていることが確認できる。後述の計算では, 地形変化部に隣接するこのような壁を設けないとする。

初期水深が $h_0 = 500$ m, 1,000 m 及び 4,000 m である場合の $t = 20$ s における水面形を図-4 に示す。津波の初期波形は, 水深 h_0 に依存し, 地形の永久変位と必ずしも一致していない。その差は, この場合, 地形変化が空間勾配を有する地点の近傍で相対的に大きくなる。

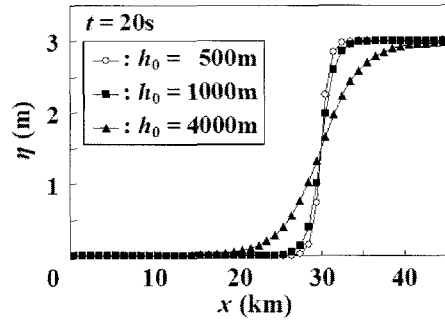


図-4 水面形の初期水深による違い ($t = 20$ s)

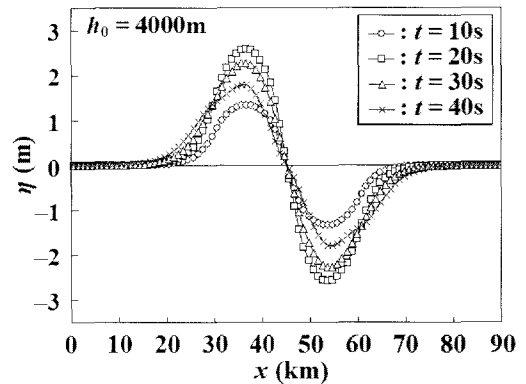


図-5 海底の隆起部と沈降部が隣り合う場合に発生する津波の水面形の時間変化

(2) 海底の隆起部と沈降部が隣り合う場合の津波発生過程の数値計算

海底の隣り合う $30 \text{ km} \leq x < 45 \text{ km}$ 及び $45 \text{ km} \leq x \leq 60 \text{ km}$ の部分が, それぞれ, 一定速度で一様に隆起及び沈降する場合を考える。変形速度は, それぞれ, 0.15 m/s 及び -0.15 m/s であって, 两部分とも, $t = 0 \sim 20$ s の 20 s 間変形した後, 停止する。沈降部に存在する格子の空隙率は, 0 から 0.06 に増加させる。

図-5 に, 初期水深が $h_0 = 4,000$ m である場合の水面形の時間変化を示す。本手法を用いた解析では, 水平方向の格子幅に応じた解像度を有する任意形状の海底変形を与えて, 津波の生成及び伝播の数値計算を行なうことが可能である。

(3) 津波の発生から遡上までの数値計算

自由水面の位置を決定するために, 本数値モデルでは, VOF 法を適用している。従って, 本手法は, 陸域への波の遡上や流れの浸水の問題にも適用可能であり, 津波の発生から遡上までの現象を一つのモデルで扱うことができる。

初期水深が $h_0 = 4,000$ m である水域で, 4. (2) の海底地形変動に伴い発生した津波が, 図-6 のような斜面上に伝播し, 陸域に遡上する場合, 水面形の時間変化の

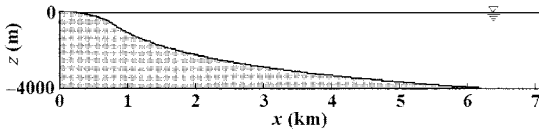


図-6 津波が遡上する斜面

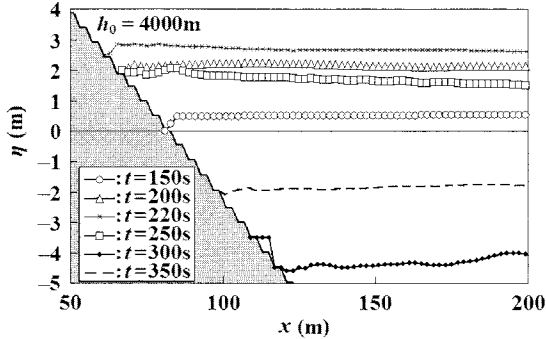


図-7 発生後に陸域に遡上する津波の水面形の時間変化

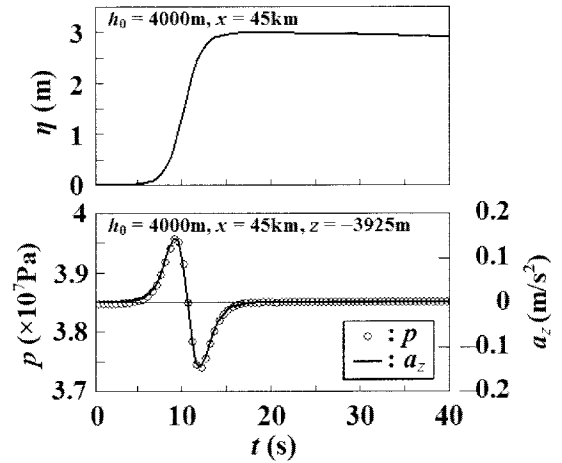
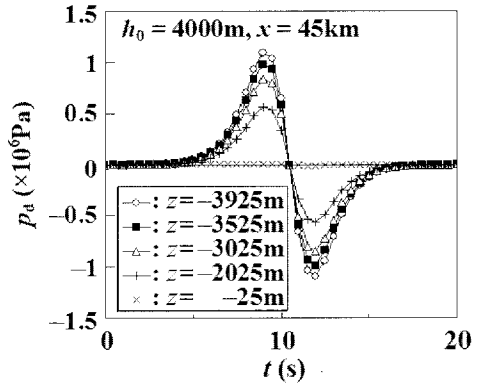
計算結果が図-7 のように得られる。ここで、計算格子の間隔を $\Delta x = 2 \text{ m}$ ($0 \text{ m} \leq x \leq 200 \text{ m}$)、 $\Delta x = 1,000 \text{ m}$ ($30 \text{ km} \leq x \leq 90 \text{ km}$)、そして、 $\Delta z = 50 \text{ m}$ ($-4000 \text{ m} \leq z \leq -500 \text{ m}$)、 $\Delta z = 0.5 \text{ m}$ ($-10 \text{ m} \leq z \leq 15 \text{ m}$) とし、 Δx ($200 \text{ m} \leq x \leq 30 \text{ km}$) 及び Δz ($-500 \text{ m} \leq z \leq -10 \text{ m}$) をそれぞれ線形に変化させている。津波の第1波において、水位の変化速度は、水面降下時の $250 \text{ s} \leq t \leq 300 \text{ s}$ で比較的大きく、引き波によって海底露出が顕著に現れる。

5. 海底の隆起速度が変化する場合の津波発生過程の鉛直2次元数値計算

ここでは、海底の隆起速度が変化する場合を考える。すなわち、海底の $30 \text{ km} \leq x \leq 60 \text{ km}$ の部分が空間的に一様に隆起するが、この隆起速度が時間とともに変化する場合である。そのために、所定の位置に存在する格子の空隙率 ε を1から0.94まで、 $\varepsilon = (1+0.94)/2 - (1-0.94)/2 \times \tanh\{0.5(t-10)\}$ に従って20 s 間変化させ、その後、0.94に保つ。海底地形の永久変位は、3 m となる。

初期水深が $h_0 = 4,000 \text{ m}$ である場合、 $x = 45 \text{ km}$ における水面変動が図-8 のように得られる。また、同図には、 $x = 45 \text{ km}$ 、 $z = 75 \text{ m} - h_0$ における総圧 p と加速度の鉛直方向成分 a_z の時間変化も示している。大町ら(2000)は、流体の圧縮性に起因して海底地震時に発生する海底水压変動について、疎密波を考慮した数値計算により言及したが、図-8 より、海底の隆起速度が変化する場合、非圧縮性流体の運動においても、圧力の静水圧からのずれ、すなわち、動圧が発生することがわかる。

図-9 に、 $x = 45 \text{ km}$ の地点において、流体内の各深さ


 図-8 水面変動(上図)及び総圧と加速度の鉛直方向成分の時間変化(下図) ($x = 45 \text{ km}$)

 図-9 流体内の各深さの点において発生する動圧の時間変化 ($x = 45 \text{ km}$)

で発生する動圧 p_d の時間変化を示す。隆起部中央付近では、流体運動が水平方向に対称であり、加速度が鉛直方向にしか働かないため、 p_d の鉛直方向の勾配と a_z とが釣り合い、動圧 p_d が z に関してほぼ線形の分布を有する。

6. 海底の隆起部と沈降部が隣り合う場合の津波発生過程の3次元数値計算

次に、3次元の流体運動を対象とする。

前述の鉛直2次元計算と同様に、初期状態を静水状態とし、格子間隔を $\Delta x = \Delta y = 1,000 \text{ m}$ 、 $\Delta z = 50 \text{ m}$ とし、初期水面上に空気セルを2格子設ける。すべての固定境界上で slip 条件を仮定する。計算時間間隔は、 $\Delta t = 0.5 \text{ s}$ とする。

真野(1977)は、平面2次元数値モデルを適用し、海底の隆起と沈降が隣り合う場合に発生した津波の伝播について検討した。ここでは、図-10 のように、海底における隆起域 ($30 \text{ km} \leq x < 45 \text{ km}$, $30 \text{ km} \leq y \leq 60 \text{ km}$) と

沈降域 ($45 \text{ km} \leq x \leq 60 \text{ km}$, $30 \text{ km} \leq y \leq 60 \text{ km}$) が隣り合う場合を考える。ここで、隆起域と沈降域の変形速度は、4. (2) における計算条件と同様に、それぞれ、一定速度 0.15 m/s 及び -0.15 m/s であり、各部分で様に地形変化が生じる。そして、両部分とも、 $t = 0 \sim 20 \text{ s}$ の 20 s 間変形した後、停止する。数値計算において、こうした海底変動は、所定位置に存在する格子の空隙率を変化させることによって与える。

初期水深が $h_0 = 4,000 \text{ m}$ であるとき、3次元数値計算により、図-11のように津波の発生過程が再現される。時刻 $t = 60 \text{ s}$ において $x = 50 \text{ km}$ 付近に存在する二つの峰が、接近して $t = 100 \text{ s}$ に一つの山を形作るといった複雑な運動が見られる。

7. 結 論

非圧縮性流体を対象として圧力の Poisson 方程式を解く数値計算手法を適用して、海底地形の変動に伴う津波の発生過程の数値シミュレーションを行なった。VOF 関数と空隙率を併用することによって、すべての差分格子を固定したままで、水面及び底面の、格子間にわたる変動のみならず、1格子内の時間変化をも考慮することが可能である。

本論文では、1) 海底の一部が一定速度で隆起する場合、2) 海底の隆起部と沈降部が隣り合う場合、3) 海底の隆起速度が変化する場合を対象として、津波発生過程の鉛直2次元、または、3次元計算を行なった。その結果、津波初期波形が初期水深に依存し、地形の永久変位と必ずしも一致しないこと、そして、海底の隆起速度の変化に応じて、動圧が発生することが確かめられた。

なお、加速度の鉛直方向成分の検討では、津波数値計算シンポジウム (於: 東北大学, 2005年2月) における議論が参考になった。

参 考 文 献

- 沿岸開発技術研究センター (2001): 数値波動水路の研究・開発 (CADMAS-SURF), 沿岸開発技術ライブラリー, No.12, 296p.
- 大町達夫・仲摩貴史 (1997): 断層運動に伴う動的地盤変位を考慮した津波解析の評価, 海岸工学論文集, 第44巻, pp. 311-314.
- 大町達夫・築山 洋・松本浩幸・細川真利 (2000): 津波の発生・伝播と海底水圧変動との関連性, 海岸工学論文集, 第47巻, pp. 361-365.
- 清川哲志・稲田 裕 (1989): Seaquakes の発生メカニズムについて, 海岸工学論文集, 第36巻, pp. 734-738.
- 榊山 勉・阿部宣行・鹿島遼一 (1990): ポーラスモデルによる透過性構造物周辺の非線形波動解析, 海岸工学論文集, 第37巻, pp. 554-558.
- 高橋龍太郎 (1942): 海底の変動に因って生ずる津浪について, 地震研究所彙報, 第20巻, pp. 375-400.

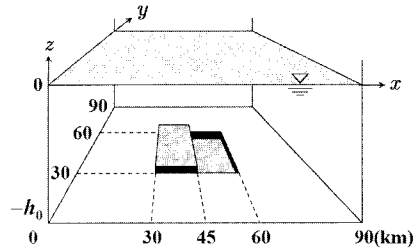


図-10 3次元計算のための計算対象領域

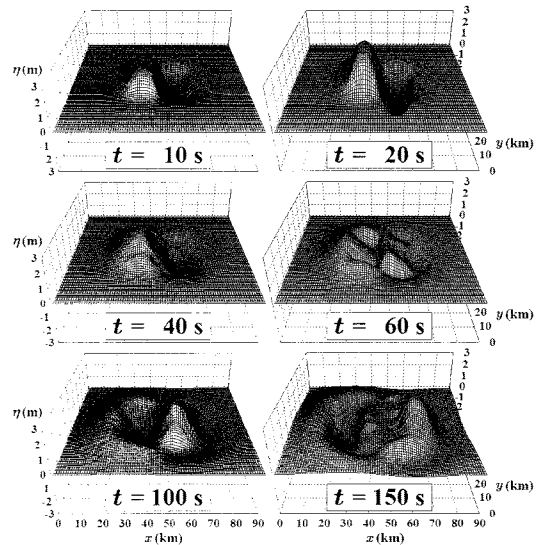


図-11 海底の隆起部と沈降部が隣り合う場合に発生する津波の水面形の時間変化 ($h_0 = 4,000 \text{ m}$)

- 富田孝史・柿沼太郎 (2005): 海水流動の3次元性を考慮した高潮・津波数値シミュレータ STOC の開発と津波解析への適用, 港湾空港技術研究所報告, 第44巻, 第2号, pp. 83-98.
- 松山昌史・池野正明・田中寛好 (1995): 海底地盤変動による水面応答特性に関する実験と数値シミュレーション, 海岸工学論文集, 第42巻, pp. 226-230.
- 真野 明 (1977): 海底変動と発生津波との関係に関する数値計算, 第24回海岸工学講演会論文集, pp. 60-64.
- Hammack, J. L. (1973): A note on tsunamis: their generation and propagation in an ocean of uniform depth, J. Fluid Mech., Vol. 60, pp. 769-799.
- Kajiura, K. (1963): The leading wave of a tsunami, Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 41, pp. 535-571.
- Momoi, T. (1962): General method of treatment of tsunami caused by the displacement of a portion of the bottom with an arbitrary form, Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 40, pp. 309-324.
- Nakayama, T. (1983): Boundary element analysis of nonlinear water wave problems, Int. J. num. Meth. Engng., Vol. 19, pp. 953-970.
- Sano, K. and K. Hasegawa (1915): On the wave produced by the sudden depression of a small portion of the bottom of a sea of uniform depth, Bull. Cent. Met. Obs. Japan, Vol. 2, No. 3, 30p.