

津波地震がもたらす幾つかの地変形態を対象とした 津波形成過程の数値解析

柿沼太郎¹

津波形成過程の流体運動に着目し、津波地震による地変を A~G の七つの形式に分類した。非線形浅水波モデルを適用して、A, B 及び E 形式の想定地変に伴う津波の数値解析を行なった。A 形式の、一定領域における継続時間の長い地変の場合、底面の隆起速度が遅いと、伝播によって津波高さが抑制される。B 形式の、場所を変えて起きる地変の場合、伝播津波が、その下方に現れる底面隆起の発生時刻、隆起速度、隆起進展幅、進展時間及び進展速度に依存して成長する。E 形式の、地滑りによる地変の場合、海底滑動部の前面が急勾配のとき、比較的高波高で短波長の津波が発生し、緩勾配のとき、発生した長波長の津波が、伝播中に底面の上昇を経験する。

1. 序 論

現在、気象庁は、地震の規模と津波の高さとを対応させた「量的津波予報」を用いて、地震発生後に伝播する津波の予報を迅速に行なっている。ところが、津波地震は、このような手法が適用できない海底地震である。地震動の強度や規模が大きくなると、それが津波地震による場合、油断ならない。なぜなら、津波に先んじて観測された地震波に基づく量的津波予報の予測値を大きく上回る高さの津波が、来襲するかも知れぬからである。1896 年明治三陸地震に代表される津波地震には、防災上、こうした大きな問題点がある。

これまで、津波地震に関する研究は、主として地震学において進められ、阿部 (1995) は、津波地震の発生機構を地震学的見地から分類している。また、Satake・Tanioka (1999) は、海溝近傍の柔らかいプレート境界付近で発生する津波地震に着目し、非弾性破壊の可能性を示唆した。

津波地震に関して、来襲する津波の脅威を減ずるといふ、防災の目的から論ずるならば、次の三つのステップを実現することが重要な課題として挙げられる。すなわち、1) 新たに発生した地震が津波地震であるか否かの迅速な推定、2) 津波地震がもたらす海底地形の変化、つまり、地変の定量化、そして、3) 様々な形態の地変によって形成される津波の規模及び特質の正確な予測である。津波地震の特徴は、津波の規模が異常に大きくなることである。従って、様々な地変の発生機構を明らかにするという、主として地震学的な研究と同時に、津波形成時の海水運動を定量的に把握し、地変と津波の関係を整理するという、主として流体力学的な視点に立った津波地震に関する研究を進め、両者の知見を総合して、津波地震の理解、予測、そして、対策を向上させることが肝要

である。

そこで、本研究では、流体力学的見地から津波の形成過程に着目して、津波地震がもたらすと推測される地変の形態を次のような七つの形式に分類する。

(I) 流体運動と相互に干渉しない地変

- A 形式：一定領域における継続時間の長い地変
- B 形式：場所を変えて起きる地変
- C 形式：流体運動が周辺の影響を受ける地変
- D 形式：水中の有意な圧縮波を伴う地変

(II) 流体運動と相互に干渉する地変

- E 形式：地滑りによる地変
- F 形式：非弾性的な地盤挙動による地変
- G 形式：噴出としての地変

(III) 複合的な形態を示す地変

ここで、地変が流体運動と相互に干渉するとは、海水と、底面や海底構成物の、双方の運動を連立させて解くことにより、地変と水位が決定されるという意味である。

本研究の目的は、これら各形式の地変に起因して発生・伝播・成長する津波の形成機構を解明することである。本論文では、流体の非圧縮性を仮定し、非線形浅水波を対象として、A, B, 及び E 形式のそれぞれの地変が発生する場合の、津波形成過程の数値解析を行なう。

2. 基礎方程式と数値計算法

鉛直 2 次元断面内において、非線形・非分散の浅水波理論に基づく多層流体モデル (柿沼, 2001) を適用し、底面の隆起や沈降が時間とともに進行する際に形成される、津波の水面形をシミュレートする。

速度ポテンシャルが各層内で鉛直方向に一様であるという長波近似を仮定する。このとき、2 層流体の連続方程式及び Bernoulli の式は、式 (1) ~ (4) である。

$$[\text{第 1 層}]: \partial \zeta / \partial t = \partial \eta / \partial t + \nabla \cdot \{ (\eta - \zeta) \nabla \phi_1 \}, \dots \dots \dots (1)$$

$$\partial \phi_1 / \partial t = - \{ g \eta + p_0 / \rho_1 + (\nabla \phi_1)^2 / 2 \} \dots \dots \dots (2)$$

$$[\text{第 2 層}]: \partial \zeta / \partial t = \partial b / \partial t - \nabla \cdot \{ (\zeta - b) \nabla \phi_2 \}, \dots \dots \dots (3)$$

$$\partial \phi_2 / \partial t = -[g\zeta + (p_1 + P) / \rho_2 + (\nabla \phi_2)^2 / 2] \cdots (4)$$

ここで、 $\nabla = (\partial/\partial x, \partial/\partial y)$ とし、重力加速度を $g=9.8 \text{ m/s}^2$ とする。第1層(上層)及び第2層(下層)の速度ポテンシャルをそれぞれ $\phi_1(x, t)$ 及び $\phi_2(x, t)$ とし、密度をそれぞれ ρ_1 及び ρ_2 とする。密度は、各層内で一様かつ、一定と仮定する。水面、内部界面及び底面の位置をそれぞれ $z=\eta(x, t)$ 、 $z=\zeta(x, t)$ 及び $z=b(x, t)$ とし、これら境界面における摩擦を考えない。第 i 層の、上面における圧力を $p_{i-1}(x, t)$ と表わし、静水深を $h_i = \text{const.}$ とする。また、大気圧を $p_0=0$ とし、 $P=(\rho_2-\rho_1)gh_1$ とする。

式(3)を式(1)に代入して次式を得る。

$$\partial \eta / \partial t = \partial b / \partial t - \{ \nabla[(\eta - \zeta) \nabla \phi_1] + \nabla[(\zeta - b) \nabla \phi_2] \} \cdots (5)$$

ところで、式(2)と同様にして、次式のような界面 $z=\zeta$ 上で成り立つ Bernoulli の式が得られる。

$$\partial \phi_1 / \partial t + g\zeta + p_1 / \rho_1 + (\nabla \phi_1)^2 / 2 = 0 \cdots (6)$$

式(2)及び(6)より、静水圧分布を表わす $p_1 = p_0 + \rho_1 g(\eta - \zeta)$ が得られる。これを式(4)に代入して次式を得る。

$$\partial \phi_2 / \partial t = -[g\zeta + p_0 / \rho_2 + r^{-1} g(\eta - \zeta) + (1-r^{-1})gh_1 + (\nabla \phi_2)^2 / 2] \cdots (7)$$

ここで、 $r = \rho_2 / \rho_1 \geq 1$ である。

初期状態を静水状態と仮定し、初期一様全水深を h_0 とする。地変の十分遠方において、周期境界条件を与える。

基礎方程式系は、前進差分を用いて陽解法で解く。すなわち、式(5)より η を求め、式(7)より ϕ_2 を求め、式(3)より ζ を求め、式(2)より ϕ_1 を求める。この手順を繰り返して、新しい時間ステップにおける値を求めていく。1層問題の場合も、 $h_0 = h_1$ かつ $\rho_1 = \rho_2$ と設定しておけば、2層問題と同一の手順によって数値計算を進めることができる。

3. 底面の隆起に伴う津波発生過程の検証計算

Hammack (1973) は、水槽底の一部を構成する直方体を上下させ、水面波を発生させた。このうちの、“transitional motion” なる底面隆起の場合を対象とする。領域 $-B \leq x \leq B$ における底面隆起量 $(b(t) + h_0)$ の時間変化を次式に従って与える。

$$b + h_0 = \delta(1 - e^{-\alpha t}) \quad (\alpha > 0) \quad \text{when } t \geq 0 \cdots (8)$$

$B/h_0 = 12.2$ とする。底面の相対永久変位 δ/h_0 、並びに、 $b(t_c) + h_0 = 2\delta/3 \Rightarrow \alpha t_c = \ln 3$ を満たす時刻 t_c を次式のように与えることにより、式(8)の底面隆起量が定まる。

$$\delta/h_0 = 0.1 \quad \text{and} \quad t_c \sqrt{g/h_0} / B = 0.39 \cdots (9)$$

図-1に、検証計算による水面変動 η の結果を示す。ここで、Hammack (1973) による実験結果と、本数値モデルにより得られる計算結果及び3次元数値モデル(柿沼・秋山, 2005)による計算結果とを比較している。両者の計算とも、計算格子及び計算時間の間隔は、十分に

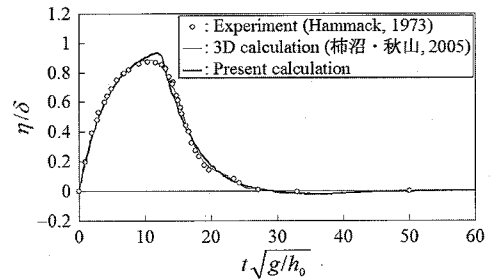


図-1 隆起領域の中央 ($x=0$) における水面変動 η の比較

細かい。本モデルは、最高水位をやや過大に評価しており、その誤差は、図-1より、実験値の最高水位の約5.1%に相当する。こうした誤差は、分散や粘性が考慮されていないこと、そして、一般に、設定可能な計算格子間隔に下限があること等に起因する。

4. 一定領域における継続時間の長い地変 (A形式) による津波の生成

A形式の場合には、ある領域にわたって空間的にほぼ一様な、時間変化の緩やかな地変が現れる。計算格子及び計算時間の間隔をそれぞれ $\Delta x = 1 \text{ km}$ 及び $\Delta t = 0.5 \text{ s}$ とし、初期静水深を $h_0 = 1,000 \text{ or } 4,000 \text{ m}$ とする。底面の $30 \text{ km} \leq x \leq 60 \text{ km}$ の領域が、 $0 \leq t \leq \delta/W (\text{s})$ の間一定速度 $W (\text{m/s})$ で隆起し、永久変位が $\delta = 3 \text{ or } 6 \text{ m}$ となったときに停止する場合を対象とする。

図-2に、波源域外に伝播して波形が安定した伝播津波の津波高さ $\eta_{\max}$ と底面の隆起速度 W との関係を示す。津波高さは、ある時刻の水面変動における、津波に起因する偏差の最大値とする。図-2より、底面隆起があまりにも遅いと、地変が“creeping motion”となり、津波高さが抑制されることが確かめられる。生成と同時に波源域から逃げて行く津波が、底面隆起の作用を受けにくくなるからである。

5. 場所を変えて多段階で起きる複数の地変 (B-1形式) による津波の形成

発生場所を移動するB形式は、次のように細分される。

B-1形式：場所を変えて多段階で起きる複数の地変

B-2形式：異なる場所に連続的に進展する一つの地変

B-3形式：異なる場所に連続的に進展する複数の地変
が場所を変えて多段階で起きる地変

ここで、B-1形式で現れる複数の各地変は、異なる場所に進展することなく、それぞれが一定領域で発生する。

まず、B-1形式として3種類の地変(次に述べる(d)~(f)の地変)を対象とし、津波形成に対する多段階地変の効果を調べる。初期静水深を $h_0 = 4,000 \text{ m}$ とする。各地変は、 0.15 m/s 、または、 -0.15 m/s の一定速度

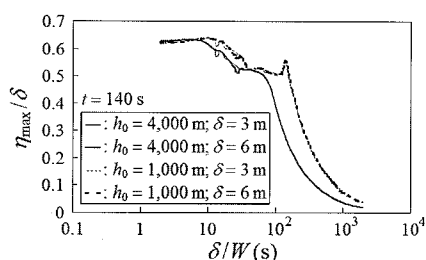


図-2 波源域外に伝播して波形が安定した伝播津波の津波高さ $\eta_{\max}$ と底面の隆起速度 W との関係 (A 形式)

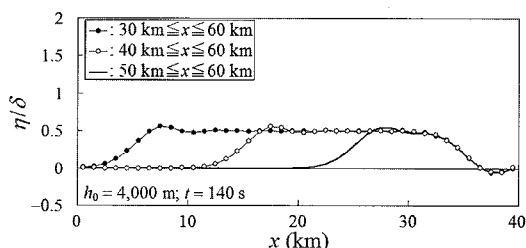


図-3 1段階隆起のみが生じる (a), (b) 及び (c) の場合の伝播津波の水面形 (底面の隆起領域幅は、それぞれ、30, 20 及び 10 km である.)

で生じ、底面変位の絶対値が 3 m となったときに停止する。これらの地変速度は、断層運動に伴う弾性地盤変形を想定して定めている。

(a), (b) 及び (c) は、津波が 1 段階の地変のみを経験する場合である。それぞれ、底面の $30 \text{ km} \leq x \leq 60 \text{ km}$, $40 \text{ km} \leq x \leq 60 \text{ km}$ 及び $50 \text{ km} \leq x \leq 60 \text{ km}$ の部分が、 $t=0 \sim 20 \text{ s}$ の間隆起する。津波が波源域外に伝播して波形が安定した時刻 $t=140 \text{ s}$ における、各場合の伝播津波の水面形を多段階隆起の場合との比較のために図-3 に示す。

(d) では、底面の $50 \text{ km} \leq x \leq 60 \text{ km}$ の部分が $t=0 \sim 20 \text{ s}$ の間隆起し、その後、 $40 \text{ km} \leq x < 50 \text{ km}$ の部分が 20 s 間隆起する。第 2 段階の隆起が $t=50 \sim 70 \text{ s}$ の間に生じたときに、津波が最も大きく成長し、時刻 $t=140 \text{ s}$ における津波高さ $\eta_{\max}$ が、1 段階地変のみの (c) の場合の約 2.0 倍になった。このときの津波の水面形の時間変化を図-4 に示す。このように、伝播中の津波は、第 2 段階の底面隆起を経験すると更に成長する。従って、こうした多段階地変は、(b) のような 1 段階のみの地変と、容易に同一視すべきでない。なお、(d) では、二つの地変領域が隣接しているが、これらが離れて位置する場合にも、両段階の底面隆起を経験することにより、津波が 1 段階地変の場合よりも高くなる。

(e) では、底面の $50 \text{ km} \leq x \leq 60 \text{ km}$ の部分が $t=0 \sim 20 \text{ s}$ の間隆起し、 $40 \text{ km} \leq x < 50 \text{ km}$ の部分が $t=50 \sim 70 \text{ s}$ の間隆起した後、 $30 \text{ km} \leq x < 40 \text{ km}$ の部分が 20 s 間隆起する。時刻 $t=190 \text{ s}$ における伝播津波の水面形を図-5 に示す。この場合、第 3 段階の隆起が

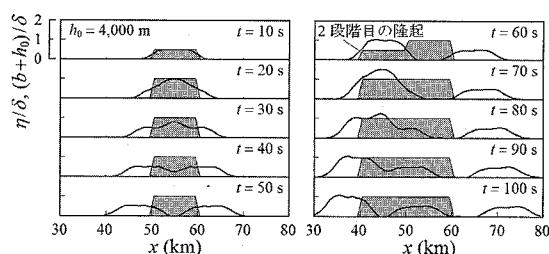


図-4 隣接する 2 段階隆起である (d) の場合の水面形の時間変化 (第 2 段階の隆起が $t=50 \sim 70 \text{ s}$ の間に生じたときの結果を示す。灰色を付した部分は、初期状態からの底面変位であり、この上面が地変領域の底面形状を表わす.)

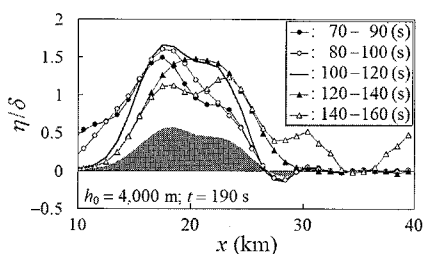


図-5 3 段階隆起である (e) の場合の伝播津波の水面形 (第 3 段階の隆起の発生時刻毎に結果を示す。灰色を付した水面形は、1 段階隆起のみが生じる (c) の場合の結果である.)

$t=100 \sim 120 \text{ s}$ の間に生じたときに、津波が最も大きく成長し、波源域外を伝播する伝播津波の津波高さが、(c) の場合の約 2.9 倍になっている。

(f) では、 $t=0 \sim 20 \text{ s}$ の間、底面の $50 \text{ km} \leq x \leq 60 \text{ km}$ の部分が隆起し、同時に、 $40 \text{ km} \leq x < 50 \text{ km}$ の部分が沈降し、その後、 $50 \text{ km} \leq x \leq 60 \text{ km}$ の隆起部及び $40 \text{ km} \leq x < 50 \text{ km}$ の沈降部がそれぞれ $t=50 \sim 70 \text{ s}$ の間、同時に沈降及び隆起し、波源域の海底が元の地盤高さの平らな状態となる。隆起及び沈降のそれぞれが場所を変えるという意味で、これを B-1 形式に含める。時刻 $t=140 \text{ s}$ における伝播津波の水面形を図-6 に示す。成長した峰の後に、第 2 段階の沈降によって生成された第 2 の谷が追隨している。

6. 異なる場所に連続的に進展する一つの地変 (B-2 形式) による津波の形成

B 形式のうち、次に対象とする B-2 形式では、一つの地変の発生場所が、時間とともに連続的に変化する。Aida (1969) は、断層の主として長軸方向に沿った地盤破壊の進行を考慮して、指向性を有する津波増幅特性の線形計算を行なった。ここでは、津波のポテンシャルを著しく高める可能性のある、断層幅方向の地変の進展をも対象とする。

いま、地変が、時刻 $t=0 \text{ s}$ に $x=60 \text{ km}$ の地点で開始

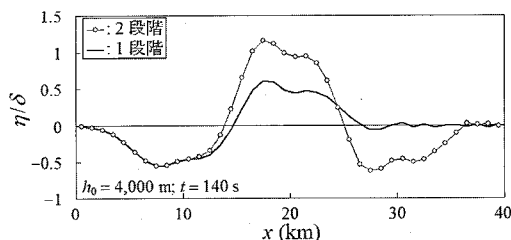


図-6 隆起域と沈降域が入れ替わる (f) の場合の伝播津波の水面形 (2段階の地変が生じる (f) の場合と、その第1段階の地変のみが生じる場合の結果を比較している。)

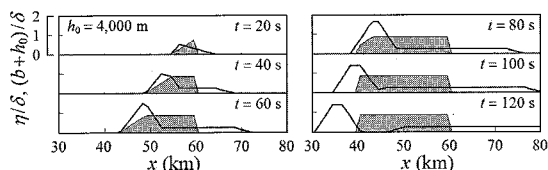


図-7 底面の隆起域の全幅が $R=20\text{km}$ で地変の進展時間が $\tau=70\text{s}$ の場合の津波形成過程における水面形の時間変化 (灰色を付した部分は、初期状態からの底面変位である。)

し、 x 軸の負の向きに一定速度 $R/\tau (\text{km/s})$ で進展し、時刻 $t=\tau$ に端縁 $x=60\text{ km}-R$ に到達する場合を考える。各地点で徐々に遅れて始まる地変は、一定速度 $W (\text{m/s})$ の隆起であり、永久変位が $\delta=3\text{ m}$ となって停止するものとする。 R, τ and $W > 0$ とし、初期静水深を $h_0=4,000\text{ m}$ とする。

全幅及び進展時間が、それぞれ、 $R=20\text{ km}$ 及び $\tau=70\text{ s}$ のときの、津波形成過程における水面形の時間変化を図-7 に示す。 x 軸の負の向きに進む津波は、その伝播を追い掛けるように底面の隆起域が移動するため、津波形成に対する底面隆起の効果が大きくなり、津波の成長が著しい。逆に、 x 軸の正の向きに進む水面波では、生成する波から底面の隆起部が逃げて行くので、津波の生成に関与する底面領域の幅が狭くなり、水位上昇があまり見られない。波の峰の長さは、非常に長い。

底面の隆起域の全幅が $R=30\text{ km}$ であるときの、時刻 $t=190\text{ s}$ における、波源域外に伝播して波形が安定した伝播津波の津波高さ $\eta_{\max}$ と地変の進展時間 τ との関係を図-8 に示す。また、底面の隆起速度が $W=0.15\text{ m/s}$ の場合、時刻 $t=190\text{ s}$ における伝播津波の津波高さ $\eta_{\max}$ と地変の進展速度 R/τ との関係が図-9 のように得られる。ここで、一点鎖線は、初期水深における水面波の長波の波速の値を示している。全幅 R が 10, 20 及び 30 km のどの場合においても、地変の進展速度 R/τ が水面波の長波の波速の近傍にあるとき、地変の進展側で津波の成長率が著しく高くなる。更に、図-10 に、時刻 $t=190\text{ s}$ における伝播津波の津波高さ $\eta_{\max}$ と底面の隆

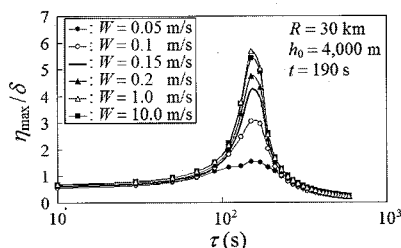


図-8 隆起域の全幅が $R=30\text{ km}$ の場合の伝播津波の津波高さ $\eta_{\max}$ と地変の進展時間 τ との関係 (底面の隆起速度 W 毎に結果を示す。)

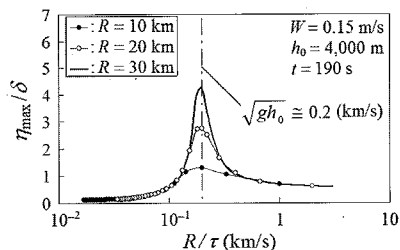


図-9 底面の隆起速度が $W=0.15\text{ m/s}$ の場合の伝播津波の津波高さ $\eta_{\max}$ と地変の進展速度 R/τ との関係 (底面の隆起域の全幅 R 毎に結果を示す。)

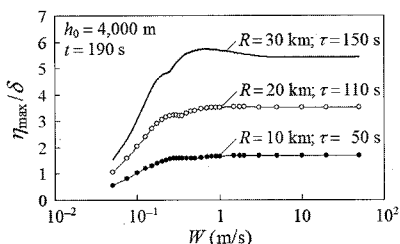


図-10 伝播津波の津波高さ $\eta_{\max}$ と底面の隆起速度 W との関係 (底面の隆起域の全幅 R 毎に結果を示す。地変の進展時間 τ は、各全幅 R に対して固定している。)

起速度 W との関係を示す。

以上のように、津波高さ $\eta_{\max}$ は、地変の全幅 R 、進展時間 τ 及び隆起速度 W に依存する。浅い滑り角の断層運動や、E, F 形式の塑性運動、そして、堆積層内に貫入するマグマ等による、緩やかに進展する地変によって、他方、G 形式の火山爆発による高速上昇流の生成等によって、図-8~10 に見られるような、大きな津波が形成される可能性がある。

7. 地滑りによる地変 (E 形式) による津波の形成

地盤滑動部は、剛性が大きい場合も、また、流体のように振舞う場合も、海水と相互に干渉しながら運動する。滑動部が、均一密度の流体とみなせれば、喜岡ら (1997) や松本ら (1998) による、底質や土石流と海水との干渉の解析のように、流体運動の 2-layer モデルを適用して、海底地滑り現象を扱えるであろう。ここでは、

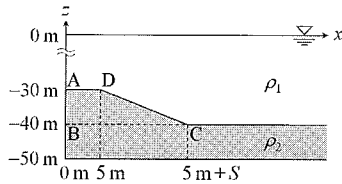


図-11 初期状態における海底斜面の形状

空隙率の低減や粘性による、滑動部の固結の影響を無視し、2. に記した手法を用いて、海底地滑りに起因する津波発生過程の解析を行なう。

初期状態における海底斜面の形状を図-11に示す。台形部 ABCD が、 x 軸の正の向きに崩れる。その際、この台形部と、滑動の影響を受ける $-50 \text{ m} \leq z \leq -40 \text{ m}$ の表層部とが、流体運動を示すと仮定する。これらの、海水に対する密度比を 2.0 とする。また、 $\Delta x = 1.0 \text{ m}$ 及び $\Delta t = 0.01 \text{ s}$ とする。

斜面の x 軸方向の長さが $S = 6$ 及び 50 m の場合の、時刻 $t = 0 \sim 2.0 \text{ s}$ における水面形及び底面形状の時間変化を図-12に示す。また、滑動域から離れて波形が安定した伝播津波の津波高さ $\eta_{\max}$ と S との関係を図-13に示す。

$S = 6 \text{ m}$ の場合、急傾斜地盤の比較的急激な変動により、高く短い津波が発生し、この波峰は、滑動域から直ちに離脱する。一方、 $S = 50 \text{ m}$ の場合、波長が長い伝播津波の下方で底面が上昇し、このため、初期斜面勾配が緩やかな $1/30 \leq 10/S \leq 1/3$ の場合にも、 $1.0 \sim 1.1 \text{ m}$ 程度の $\eta_{\max}$ が現れる。

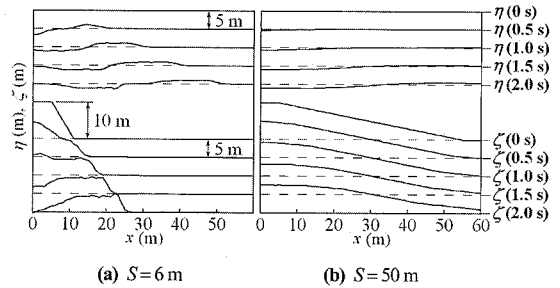
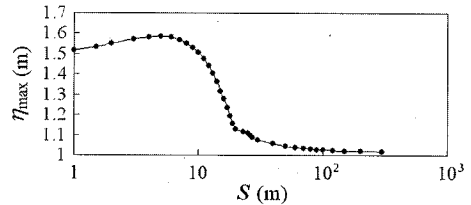
8. 結 論

津波形成過程における流体運動に着目して、津波地震による地変を A～G の七つの形式に分類した。このうち、A、B 及び E 形式の地変形態を想定し、非線形浅水波モデルを適用して、形成される津波の数値解析を行なった。

A 形式の、一定領域における継続時間の長い地変の場合、底面の隆起速度が遅いと、津波の伝播によって津波高さが抑制されることが、定量的に確かめられた。

B 形式の、場所を変えて起きる地変の場合、伝播津波は、その下方に現れる底面隆起の発生時刻や隆起速度、そして、隆起域の進展幅、進展時間及び進展速度に依存して成長する。連続的に進展する想定地変により、津波高さが底面の永久変位の約 5.7 倍となる場合があった。こうした大きな津波が発生する可能性を地震学的にも検討する必要がある。

また、E 形式の、地滑りによる地変の場合、海底滑動部の前面が急勾配のとき、急激な変動によって、波高が高く、波長の短い津波が発生する。一方、海底滑動部の前面が比較的緩勾配のとき、波長の長い津波が、伝播中に底面上昇を経験する。

図-12 水面形 $z = \eta$ と底面形状 $z = \zeta$ の時間変化図-13 伝播津波の津波高さ $\eta_{\max}$ と斜面の長さ S との関係

流体運動である津波の形成過程から地変を考察する目的の一つは、見過ごされてきた未知の地変形態を導き出し、それがいかなる機構で発生するのか、そして、それをもたらす地震が実際に起こり得るのかを問い掛けることにある。本研究には、こうした問題提起の意味が込められている。

参 考 文 献

- 阿部勝征(1995)：津波地震に関する研究の現状，津波工学研究報告，第12号，pp. 45-58.
- 柿沼太郎(2001)：海底の変動によって発生し伝播する表面波及び内部波の数値計算，土木学会第56回年講概要集，II，pp. 561-562.
- 柿沼太郎・秋山 実(2005)：海底地形の変動に伴う津波発生過程の数値計算，海岸工学論文集，第52巻，pp. 236-240.
- 喜岡 渉・柏原謙爾・Md. A. Hossain・猪垣智靖(1997)：流動化した底質による湧水振動の制御について，海岸工学論文集，第44巻，pp. 711-715.
- 松本智裕・橋 和正・今村文彦・首藤伸夫(1998)：土石流による津波発生・伝播モデルの開発，海岸工学論文集，第45巻，pp. 346-350.
- Aida, I. (1969)：Numerical experiments for tsunamis caused by moving deformations of the sea bottom, Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 47, pp. 849-862.
- Fukao, Y. (1979)：Tsunami earthquakes and subduction processes near deep-sea trenches, J. Geophys. Res., Vol. 84, pp. 2303-2314.
- 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.
- Satake, K. and Y. Tanioka (1999)：Sources of tsunami and tsunamigenic earthquakes in subduction zones, Pure Appl. Geophys., Vol. 154, pp. 467-483.