

# 短波長成分に富む津波の数値計算：海底地すべり津波

課題責任者

馬場 俊孝 徳島大学 大学院社会産業理工学研究部

著者

馬場 俊孝 徳島大学 大学院社会産業理工学研究部

津波は海域で発生する地震だけでなく、海底地すべりによっても発生する（本研究ではこれを海底地すべり津波と呼ぶ）。海底地すべりは地震波を伴わないため不意打ちされるが、日本近海で巨大海底地すべり津波が発生するかどうかについては、いまだ結論を得てはいない。海底地すべり津波は地震性津波と比較して、短波長成分に富むのが特徴である。本研究では津波シミュレーションソフトウェア JAGURS の津波励起モジュールに二層流モデルを導入し、海底地すべりによる津波励起計算を可能にした。それを利用して、徳島県南東沖約 24km の海底地すべりの痕跡を津波波源と仮定し、海底地すべり津波を計算した。仮定した海底地すべりの空間スケールは海溝型地震のそれに比べて小さいが、二層流モデルでは地すべりが時間発展的に進行するため、比較的長波長の津波を励起した。また、海底地すべりの前方（海側）には主に押し波の津波が、後方（陸側）には引き波の津波が伝播した。このシミュレーションにおいて、徳島県南部の地域では津波高にしておよそ 5m の津波が襲来した。

キーワード：津波, 海底地すべり

## 1. はじめに

津波は海域で発生する地震だけでなく、海底地すべりによっても発生する。例えば、2009年に駿河湾で発生した M6.4 の地震では海底地すべりが誘発され、それが津波を増大させた (Baba et al., 2012; Matsumoto et al., 2012)。また、巨大な 2011 年東北津波は海底地すべりによって引き起こされたとする説 (Tappin et al., 2014) や、1771 年八重山津波も海底地すべりによるものとの説 (松本ほか, 1993) もある。海底地すべりは地震波を伴わないため不意打ちされるが、巨大海底地すべり津波が南海トラフで発生するかどうかについては、いまだ結論を得てはいない。

2011 年東北地方太平洋沖地震をきっかけとして、内閣府 (2012) は南海トラフ巨大地震の想定を見直し、それを受けた各自治体等では現在、新想定を対象とした対策が急ピッチで進められている。しかし、ここでも海底地すべり津波の危険性は明示されていない。

開発中の大規模並列計算可能な津波計算プログラム (JAGURS; Baba et al., 2015) は、非線形分散波理論に基づく差分法の計算コードで、OpenMP と MPI によるハイブリッド並列が可能である。地球シミュレータでの稼働実績もある。しかし、断層運動による津波のみを対象にしておき、海底地すべり津波は扱えない。そこで本研究では南海トラフにおける津波被害の軽減に資することを目的として、海底地すべり津波を高精度に計算できるコードを開発するとともに、南海トラフにおける海底地すべり津波を計算する。

## 2. 二層流モデルの導入

海底地すべりおよびそれに伴う土石流により発生する津波はいくつかの数値計算手法が提案されている。例えば、Satake (2007) は地すべり前後の地形、地すべりの

移動速度、地すべりの移動時間から海底地形変化を求め、海面変動として時系列的に与えている。Watts et al. (2005) は水槽実験と理論的な研究から、海底地すべりによる初期水位分布を求める経験式を提案している。また、土石流層を海水とは異なった密度の流体として、土石流層を下層、海水を上層とする上下二層の浅水方程式を層間の相互作用を考慮しつつ解く二層流モデルもある (松本ほか, 1998)。これらのうち二層流モデルは土石流層の海底での流れも再現できるため、本研究ではこれを実現するモジュールを開発し海底地すべり津波の計算に利用する。

松本ほか (1998) の二層流モデルは、図 3-1 のモデルに対して、オイラーの基礎方程式を各層毎に積分して、界面および海表面での境界条件を考慮し、かつ長波近似を仮定 (つまり鉛直加速度をゼロ) して次の積分型の支配方程式を求めたものである。

$$\frac{\partial M_1}{\partial x} + \frac{\partial N_1}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial t}(\eta_1 - \eta_2) = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial M_2}{\partial x} + \frac{\partial N_2}{\partial y} + \frac{\partial \eta_2}{\partial t} = 0 \quad (2)$$

$$\frac{\partial M_1}{\partial t} + \frac{\partial(M_1^2/D_1)}{\partial x} + \frac{\partial(M_1 N_1/D_1)}{\partial y} + g D_1 \frac{\partial \eta_1}{\partial x} - F D - INTF = 0 \quad (3)$$

$$\frac{\partial M_2}{\partial t} + \frac{\partial(M_2^2/D_2)}{\partial x} + \frac{\partial(M_2 N_2/D_2)}{\partial y} + g D_2 \left\{ \alpha \left( \frac{\partial \eta_1}{\partial x} + \frac{\partial h_1}{\partial x} - \frac{\partial \eta_2}{\partial x} \right) \right. \quad (4)$$

$$\left. + \frac{\partial \eta_2}{\partial x} - \frac{\partial h_1}{\partial x} \right\} + \frac{\tau_x}{\rho} + F D + INTF = 0$$

ここで添字の1,2はそれぞれ上層(海水)、下層(土石流)を示し、 $h$ は水深、 $\eta_1$ は静水面からの水位変化量、 $\eta_2$ は土石流基準面からの土石流層の水位変化量、 $M, N$ は流量フラックス、 $\alpha$ は相対密度比( $\rho_1/\rho_2$ )、 $D$ は全水深である。 $\frac{\tau_x}{\rho}$ は底面摩擦力、 $FD$ は形状抵抗力、 $INTF$ は界面抵抗力を示す。(1)式が上層の連続の式、(2)式が下層の連続の式、(3)式、(4)式がそれぞれ上層と下層の運動の式(ただし、 $x$ 方向のみ)である。つまり、上層と下層の支配方程式を別々に解くが、水位と抵抗力を通じて上層と下層を連成する。

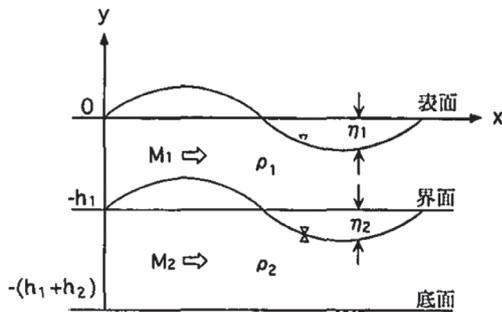


図1 二層流モデル(1次元)の座標系と変数

### 3. 解析モデルの構築

二層流モデルによる津波の計算を実施するためには土石流層の初期状態を設定する必要がある。底地形の判読により徳島県南東沖約25kmの海底の地すべりを確認した。(図2)本研究ではこれが1回のイベントで崩落したと仮定して、津波計算を行った。崩壊前の海底地形は滑落崖の両端の等深度を直線的に結ぶことにより再現した。これによって作られた面が土石流層の上面の初期形状に相当する。言い換えれば、崩壊前の海底面と崩壊後の海底面との間の土砂が流れ出るという設定である。

津波計算に必要な地形グリッドの作成には徳島県が津波浸水想定で整備した地形データを利用した。徳島県地形データでは最小格子サイズが10mである。このデータから10m-30m-90mの3層のネスティンググリッドを構成した。座標は世界測地系の平面直角座標第4系である。

前述のデータセットを用いて二層流モデルで津波を計算した。海底摩擦の計算に必要な粗度係数は海陸ともに $0.025m^{-1/3}$ 、基準潮位はT.P.=0mとした。陸域移動境界条件を用いて陸上への浸水を扱った。外側境界条件には吸

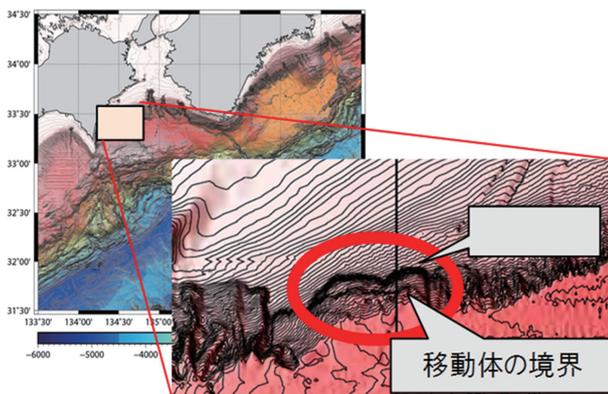


図2 徳島県南東沖の海底地すべりの痕跡

収境界を利用した。積分時間は突発地区への浸水が十分に完了する1時間とした。時間ステップ幅はCFL条件を満たすように0.1秒と設定した。なお、ここでは海水層の計算には非線形長波理論を利用し、分散項は含んでない。

### 4. 津波シミュレーション結果

図3に地すべり発生100秒間の波源における界面(土砂層上面)と海面の変動を示す。津波の励起は100秒程度で完了し、波源生成時における海面の最大上昇は60秒後の+16m、最大下降は100秒後の-18mであった。土砂の主崩壊もおよそ100秒程度で完了するものの、土砂はその後ゆっくりと水深の深いほうに流れ続け、計算終了の1時間後も移動し続けた。

図4a, bは地すべり発生後200秒と500秒の海面変動と最大津波高分布である。土砂が斜面下方向に向かって崩壊し、その移動速度は津波の伝播速度とほぼ同じであるため、沖に向かって主に押し波が、陸に向かっては引き波のみが伝播している。陸に向かっては引き波のみが伝播していくが、海岸に到達した後、海岸に沿って振動が発生して海面の上昇が起こる。海岸に到達した引き波がそれ以上先に進めず、下降した海面に向かって海水が流れ込んできて逆に海面が上昇する。図4cの最大津波高の図では波源と海岸の間の最大津波高がほぼゼロになっており、その範囲では引き波が通り過ぎていることがわかる。

大陸棚斜面の崩壊で励起された津波は大陸棚より浅い水深の海を伝播してくる。周期10分の津波の波長は水深100mでおよそ20kmであり、水深に対して波長が十分に長い。Kajiura(1963)は $h$ は静水深、 $d$ は伝播距離、 $\lambda$ は津波波源の波長として、津波計算において分散性を考慮する必要があるかどうかを判断するパラメタ、

$$P = (6h/d)^{1/3}(\lambda/h)$$

を導入した。この $P$ の値が4以下であるときに分散性を考慮する必要があるとした。研究当初は分散項を入れる必要があると考えていたが、本計算( $P$ はおよそ58)に限って言えば、この条件を十分に上回り分散項を計算に含む必要はなかった。浅水変形によって波長が短くなる沿岸付近では分散性が少し見られるかもしれないが、陸上への浸水は襲来する水の総量に依存すると思われるため、津波の波形が多少変わっても、浸水状況にはさほど影響しないと考えられる。

### 5. まとめ

四国沖の海底に海底地すべりを仮定し、二層流モデルを用いて津波の計算を実施した。その結果、土砂が斜面下方向に向かって崩壊し、その移動速度は津波の伝播速度とほぼ同じであるため、沖に向かって主に押し波が、陸に向かっては引き波のみが伝播した。陸に向かっては引き波のみが伝播していくが、海岸に到達した後、海岸に沿って振動が発生して海面の上昇が起こる。本計算では海岸での津波高はおよそ5mであった。

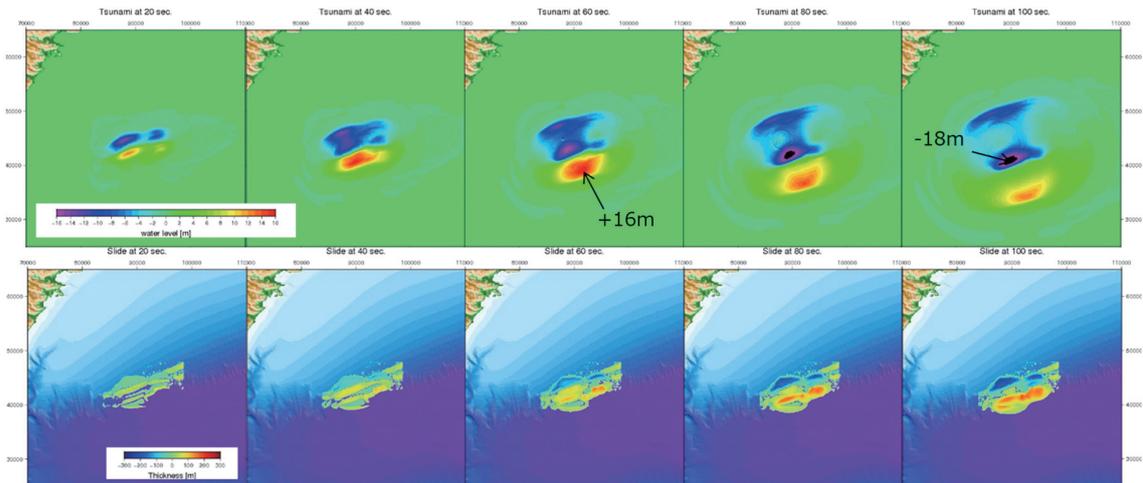


図3 二層流モデルの解析によって得られた地すべり発生100秒間の海面（上段）と界面（土砂層上面、下段）の変位。

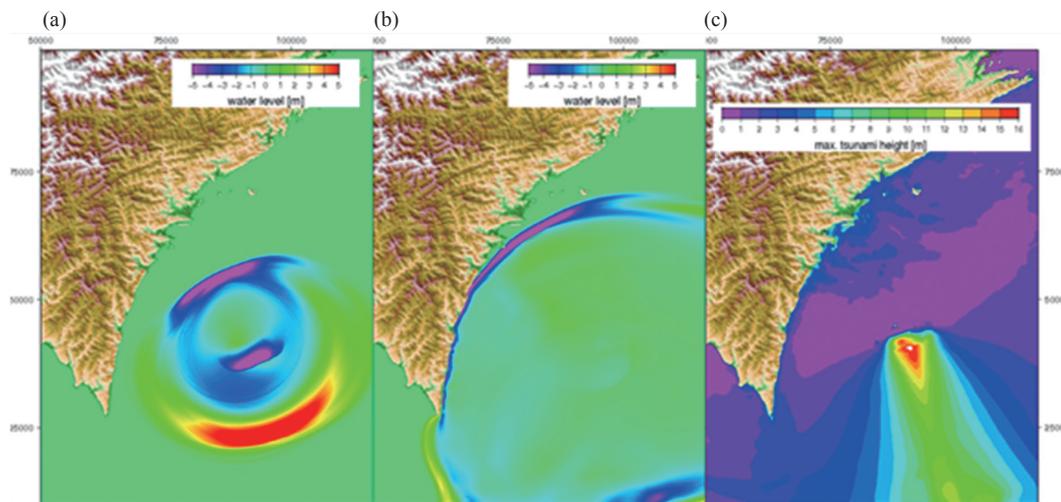


図4 二層流モデル解析による海底地すべり発生から (a)200秒後と (b)500秒後の海面変動と (c)最大水位分布。

## 謝辞

本研究の実施にあたり、海洋研究開発機構地球情報基盤センターより、ご尽力と賜りました。本研究の実施にご協力いただきました。また、本研究は「中部電力原子力安全技術研究所公募研究（南海トラフで発生する海底地すべり津波の高精度シミュレーション）」の一部として実施されたものです。記して感謝いたします。

## 文献

- [1] Baba, T., H. Matsumoto, K. Kashiwase, T. Hyakudome, Y. Kaneda, and M. Sano, Micro-bathymetric Evidence for the Effect of Submarine Mass Movement on Tsunami Generation During the 2009 Suruga Bay Earthquake, Japan, Submarine mass movements and their consequences, *Advances in Natural and Technological Hazards Research*, 31, pp.485-495, 2012.
- [2] Baba, T., N. Takahashi, Y. Kaneda, K. Ando, D. Matsuoka, and T. Kato, Parallel implementation of dispersive tsunami wave modeling with a nesting algorithm for the 2011 Tohoku tsunami, *Pure appl. Geophys.*, 172, 3455–3472, doi:10.1007/s00024-015-1049-2, 2015.
- [3] Kajiura, K., The leading wave of a tsunami, *Bull. Earthquake Res., Inst. Univ. Tokyo*, 41, 535–571, 1963.
- [4] Matsumoto, H., T. Baba, K. Kashiwase, T. Mitsu, and Y. Kaneda, Discovery of Submarine landslide Evidence Due to the 2009 Suruga Bay Earthquake, Submarine mass movements and their consequences, *Advances in Natural and Technological Hazards Research*, 31, pp.549–559, 2012.
- [5] 松本剛, 木村政昭, 1771年八重山地震津波発生域における精密地形調査と津波発生メカニズムに関する一考察, *地震*, 45, 417-426, 1993.
- [6] 松本智裕, 橋和正, 今村文彦, 首藤伸夫, 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*, 45, 346-350, 1998.
- [7] 内閣府, 南海トラフの巨大地震モデル検討会（第二次報告）, [http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/nankaitrough\\_info.html](http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/nankaitrough_info.html) (last access on 27 Feb. 2017), 2012.
- [8] Satake, K., Volcanic origin of the 1741 Oshima-Oshima tsunami in the Japan Sea, *Earth Planet. Sp.*, 59, 381–390, 2007.
- [9] Tappin, D.R., S.T. Grilli, J.C. Harris, R.J. Geller, T.

Masterlark, J.T. Kirby, F. Shi, G. Ma, K.K.S. Thingbaijam, P.M. Mai, Did a submarine landslide contribute to the 2011 Tohoku tsunami?, *Marine Geology*, 357, 344–361, doi: 10.1016/j.margeo.2014.09.043, 2014.

[10] Watts, P., S.T. Grilli, D.R. Tappin, and G.J. Fryer, Tsunami Generation by Submarine Mass Failure. II: Predictive Equations and Case Studies, *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 298-310, 2005.

# Numerical Simulation of Tsunami Caused by Submarine Landslide

Project Representative

Toshitaka Baba Graduate School of Technology, Industrial and Social Sciences, Tokushima University

Author

Toshitaka Baba Graduate School of Technology, Industrial and Social Sciences, Tokushima University

Tsunami caused by submarine landslide is not accompanied by seismic waves to sudden attack at the coast. Risk assessments of the submarine landslide tsunami are not enough around Japan. The submarine landslide tsunami would contain short wavelength components in comparison with tsunami induced by subduction zone earthquakes. In this study, we improved JAGURS tsunami simulation software to include two layers scheme consist of sea water and turbidity currents in generation process of submarine landslide tsunami. The improved JAGURS calculated a tsunami if a submarine landslide about 24 km off Shikoku coast in the Nankai trough is a tsunami origin. Spatial dimension of the submarine landslide is smaller than the large subduction zone earthquakes. But relatively long-wavelength tsunami was apparent in the simulation because the two-layered model progressively generated the tsunami for 100 seconds. Pushed tsunami wave propagated in the forward (seaward) direction of the submarine landslide slides, while only pulled tsunami propagated in the backward (landward) direction. Tsunami of about 5m was predicted at the southeastern coast of Shikoku in the present tsunami simulation.

**Keywords:** Tsunami, Submarine landslide, Two-layered flow

## 1. Introduction

Tsunami is caused by seafloor uplifts and subsidence from earthquake, submarine landslide etc. An earthquake-induced submarine landslide amplified a tsunami in Suruga bay in 2009 (Baba et al., 2012; Matsumoto et al., 2012). Gigantic tsunami of the 2011 Tohoku earthquake might be related a submarine landslide near the trench (Tappin et al., 2014). Some historical large tsunamis may have been caused by submarine landslides (e.g. Matsumoto et al., 1993). Submarine landslide generally does not radiate clear seismic signal, resulting in a silent attack of tsunami at the coast. Risk assessments of the submarine landslide tsunamis are not enough in the Nankai trough while countermeasures of disaster prevention are being constructed for the large subduction zone earthquakes. Our tsunami simulation software, JAGURS, was fully paralleled by OpenMP and MPI algorithms (Baba et al., 2015). But targets of JAGURS were also limited in tsunamis caused by submarine earthquakes. JAGURS is not suitable for submarine landslide tsunami. In this study, we improved JAGURS to include two layers scheme consist of sea water and turbidity currents in generation process of submarine landslide tsunami. The improved JAGURS calculated a tsunami if a submarine landslide about 24 km off Shikoku coast in the Nankai trough is a tsunami origin.

## 2. Tsunami generation due to submarine landslide

Several methods were proposed for tsunami calculations caused by submarine landslides. Satake (2007) used seafloor topography before and after slide, movement velocity of

a sliding block to estimate time development of seafloor deformation during the slide. The estimated time series of seafloor deformation is assumed to be the same with tsunami initial condition of the sea surface. Watts et al. (2005) proposed an empirical equation to define tsunami initial condition from theoretical and experimental investigations. Matsumoto et al. (1998) defined two layers corresponding to sea water and turbidity current in a calculation scheme. The two layers are coupled to each other. By this model, we estimate not only sea water flow but also turbidity current. Distributions of turbidity were often observed by bathymetric survey after submarine landslides (Tappin et al., 1998). The two-layered model would be suitable in terms of comparison between numerical result and observation. We therefore introduced the two-layered model to JAGURS in this study.

The two-layered model are derived from the two Euler equations for upper and lower layers assuming long wavelength and shear stress (friction) on interface between the two layers. Flow velocity are integrated in the vertical direction in each layer. For boundary condition at the surface of the upper layer, zero hydrostatic pressure is assumed. For the interface between the two layers, hydrostatic pressure calculated from thickness of the upper layer is given. The equations are written below,

$$\frac{\partial M_1}{\partial x} + \frac{\partial N_1}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial t}(\eta_1 - \eta_2) = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial M_2}{\partial x} + \frac{\partial N_2}{\partial y} + \frac{\partial \eta_2}{\partial t} = 0 \quad (2)$$

$$\frac{\partial M_1}{\partial t} + \frac{\partial(M_1^2/D_1)}{\partial x} + \frac{\partial(M_1 N_1/D_1)}{\partial y} + gD_1 \frac{\partial \eta_1}{\partial x} - FD - INTF = 0 \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial M_2}{\partial t} + \frac{\partial(M_2^2/D_2)}{\partial x} + \frac{\partial(M_2 N_2/D_2)}{\partial y} \\ + gD_2 \left\{ \alpha \left( \frac{\partial \eta_1}{\partial x} + \frac{\partial h_1}{\partial x} - \frac{\partial \eta_2}{\partial x} \right) \right. \\ \left. + \frac{\partial \eta_2}{\partial x} - \frac{\partial h_1}{\partial x} \right\} + \frac{\tau_x}{\rho} + FD \\ + INTF = 0 \end{aligned} \quad (4)$$

where subscriptions 1 and 2 indicate the upper and lower layers, respectively (See also Fig. 1 for notations)  $\eta$  is the surface elevation,  $M$  is discharge,  $\rho$  is the density of fluid,  $\alpha$  is relative density ratio ( $\rho_1/\rho_2 = 1.00/1.65$ ),  $h$  is the static water depth,  $D$  is the total water depth ( $h+\eta$ ), BF is the term of bottom friction stress.  $INTF$  is the term of interfacial share stress defined by  $f_{inter} \bar{u}|\bar{u}|$  where  $\bar{u}$  is relative velocity of lower layer against velocity of upper layer,  $f_{inter}$  ( $=0.025$ ) is the interfacial drag coefficient. Equations 1 and 2 are equations of continuities for the upper and lower layers, respectively. Equations 3 and 4 are equations of motion for the upper and lower layers, respectively. For the equations of motion, only x-direction is shown for simplicity.

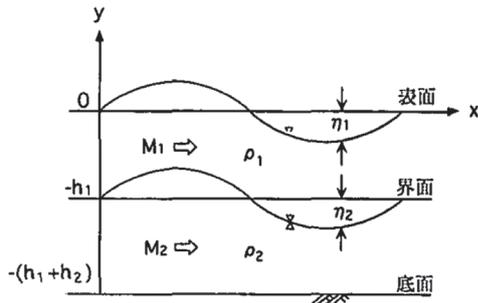


Fig. 1. Definitions in two-layered mode

### 3. Analytical model

We defined slide location and volume as an initial condition of the lower layer based on bathymetric map. We found clear bathymetric scarps on the map at a position 24 km offshore in the southeastern direction from the coast of Shikoku. Height and width of the head scarps are about 300 m and 10 km, respectively. Estimated volume of sliding block is about  $7\text{km}^3$ . For the numerical tsunami simulation, we assumed the all volume slides at once (Fig. 2). We used three nested grids of 90m, 30m and 10m grid intervals. Topographic and bathymetric data set were provided from Tokushima prefecture. Coordinate system of these data is plane rectangular coordinates No.4.

Using the dataset, JAGURS calculated the tsunami and turbidity current by the two-layered model. Manning's coefficient was  $0.025\text{m}^{-1/3}$  s. Tide level was T.P.=0m. Wet or dry moving boundary condition was used on the coast line to investigate tsunami inundation process. Absorbing boundary

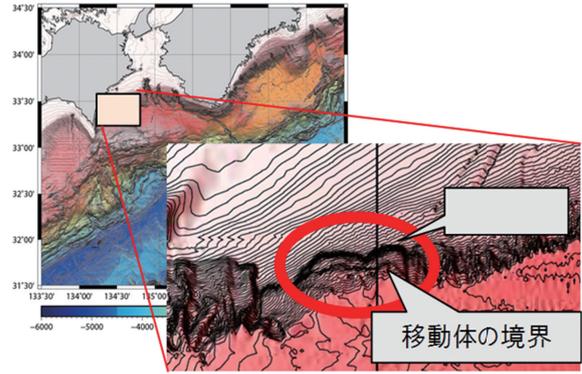


Fig. 2 Bathymetric evidence of submarine landslide off Shikoku

condition was used at the outer boundary of 90 m grid. Integral time was defined to be 1 hour with time step width of 0.1 second satisfying stability condition. Nonlinear shallow water equations were solved for the upper layer. Dispersive term was omitted in the present simulation because the tsunami generated by the submarine slide on the continental slope propagates over the shallow seafloor to the coast. Period of tsunami was estimated to 10 min. corresponding to 20 km of wave length over the sea depth of 100m. Long wave approximation is acceptable for the tsunami. Kajiura (1963) suggested that the physical dispersion should be considered when  $P < 4$  defined by

$$P = (6h/d)^{1/3}(\lambda/h)$$

where  $h$  is still water depth,  $d$  is propagation distance,  $\lambda$  is wavelength of tsunami source. For this study,  $P$  was estimated to be about 58. It is substantially larger than 4. We accordingly ignored the dispersion term in the numerical simulation.

### 4. Tsunami simulation result

Figure 3 shows time developments of the sea-surface fluctuation and thickness of the turbidity layer during the first 100 seconds in the source region. Tsunami generation due to the submarine landslide finished by about 100 second. The maximum rise of 16m was recorded at 60 second. The maximum subsidence of the sea surface was recorded by -18m at 100 second. The main sliding process occurred during the 100 second, but slow turbidity flows lasted by the end of the simulation (1 hour).

Figure 4 indicates the sea surface fluctuations at 200 and 500 sec., and the maximum water level appeared in the period the numerical simulation conducted. The sliding body moved to downward with sliding velocity almost equivariant to tsunami propagation speed. A pushed tsunami wave was generated to the downward (seaward) direction of the slope. To the upward (landward) direction of the slope, a pulled tsunami wave was generated. The pulled tsunami wave caused water oscillations in the bays after its arrival at the coast. So, sea level raised at the coast even by input of the pulled tsunami wave. The maximum tsunami height was estimated to be about 5 m at the Shikoku coast.

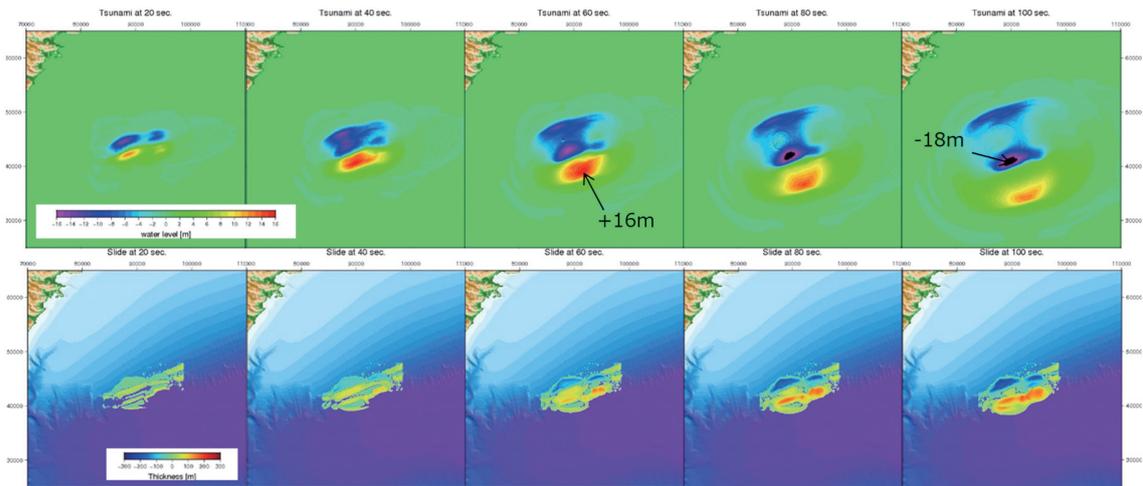


Fig. 3 Sea-surface (upper panels) and interface (lower panels) fluctuations during a period from 20 to 100 seconds after the initiation.

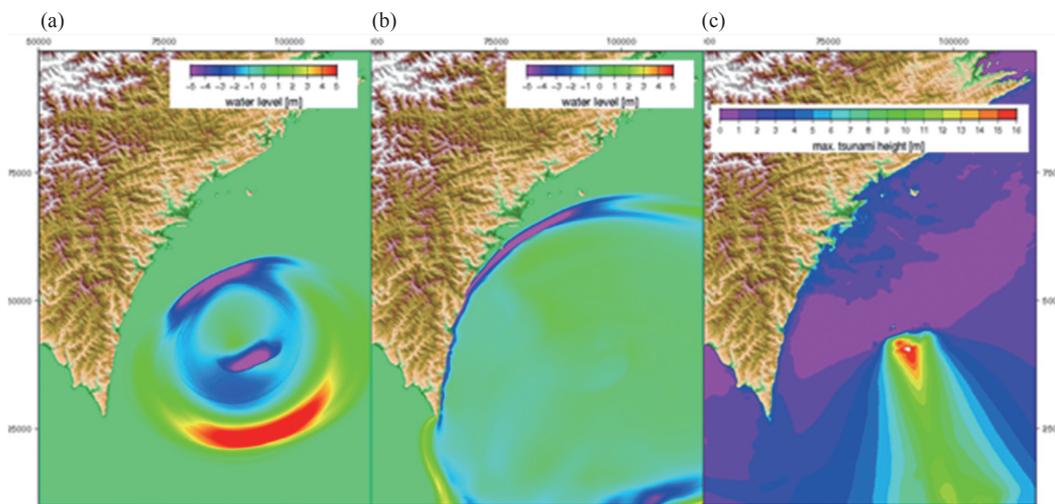


Fig. 4 Sea-surface fluctuations at (a) 200 sec. and (b) 500 sec. after the initiation. (c) The maximum tsunami height distribution.

## 5. Conclusions

We assumed the submarine landslide to calculate tsunami using the two-layered model. Pushed tsunami wave propagated in the forward (seaward) direction of the submarine landslide slides, while only pulled tsunami propagated in the backward (landward) direction. The pulled tsunami wave caused water oscillations in the bays after its arrival at the coast. Tsunami of about 5m was predicted at the southeastern coast of Shikoku in the present tsunami simulation.

## Acknowledgement

We received kind supports from Center for Earth Information Science and Technology. This study is supported by JSPS KAKENHI Grant Number JP15H04052 and CHUBU ELECTRIC POWER CO. INC. We greatly appreciate their supports.

## References

- [1] Baba, T., H. Matsumoto, K. Kashiwase, T. Hyakudome, Y. Kaneda, and M. Sano, Micro-bathymetric Evidence for the Effect of Submarine Mass Movement on Tsunami Generation During the 2009 Suruga Bay Earthquake, Japan, Submarine mass movements and their consequences, *Advances in Natural and Technological Hazards Research*, 31, pp.485-495, 2012.
- [2] Baba, T., N. Takahashi, Y. Kaneda, K. Ando, D. Matsuoka, and T. Kato, Parallel implementation of dispersive tsunami wave modeling with a nesting algorithm for the 2011 Tohoku tsunami, *Pure appl. Geophys.*, 172, 3455–3472, doi:10.1007/s00024-015-1049-2, 2015.
- [3] Kajiura, K., The leading wave of a tsunami, *Bull. Earthquake Res., Inst. Univ. Tokyo*, 41, 535–571, 1963.
- [4] Matsumoto, H., T. Baba, K. Kashiwase, T. Mitsu, and Y. Kaneda, Discovery of Submarine landslide Evidence Due to the 2009 Suruga Bay Earthquake, Submarine mass movements and their consequences, *Advances in Natural and Technological Hazards Research*, 31, pp.549–559, 2012.
- [5] Matsumoto, T., M. Kimura, Detailed Bathymetric Survey in the Sea Region of the Estimated Source Area of the 1771 Yaeyama Earthquake Tsunami and Consideration of the Mechanism of Its Occurrence, *Zisin 2*, 45, 417-426, 1993.

- [6] Matsumoto, T., T. Hashi, F. Imamura, N. Shuto, Tsunami generation and propagation due to turbidity current, *Proceedings of Coastal Engineering*, 45, 346-350, 1998.
- [7] Cabinet office, government of Japan, Source models of the great earthquakes in the Nankai trough (2<sup>nd</sup> report), [http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/nankaitrough\\_info.html](http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/nankaitrough_info.html) (last access on 27 Feb. 2017), 2012.
- [8] Satake, K., Volcanic origin of the 1741 Oshima-Oshima tsunami in the Japan Sea, *Earth Planet. Sp.*, 59, 381-390, 2007.
- [9] Tappin, D.R., S.T. Grilli, J.C. Harris, R.J. Geller, T. Masterlark, J.T. Kirby, F. Shi, G. Ma, K.K.S. Thingbaijam, P.M. Mai, Did a submarine landslide contribute to the 2011 Tohoku tsunami?, *Marine Geology*, 357, 344-361, doi: 10.1016/j.margeo.2014.09.043, 2014.
- [10] Watts, P., S.T. Grilli, D.R. Tappin, and G.J. Fryer, Tsunami Generation by Submarine Mass Failure. II: Predictive Equations and Case Studies, *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 298-310, 2005.