

伊豆・小笠原海溝海側で発生したアウターライズ地震による津波の計算

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*¹

*¹ 徳島大学大学院社会産業理工学研究部

アウターライズ地震はしばしば巨大なプレート境界型地震に引き続いて発生するが、2011年に発生した巨大海溝型地震の対になるアウターライズ地震ははまだ発生しておらず、その発生が懸念されている。高角正断層のアウターライズ地震は、低角逆断層の海溝型地震とは異なり比較的波長の短い津波を発生させるため、精度よく津波を予測するためには別の計算手法が必要な可能性がある。2010年に伊豆・小笠原海溝海側でアウターライズ地震 (Mw7.3) が発生し、DART 観測網や海岸の検潮所で高精度な津波波形が観測された。本研究ではこの観測記録を利用してアウターライズ地震津波に適した計算方法を調査した。その結果、アウターライズ地震の津波は波長が短いため、大洋では津波の分散性を考慮したほうが観測記録の再現性が良いこと、しかし、海岸の検潮所の記録では分散性ありなしの違いはさほどないこと、断層の幾何学形状の津波高への感度はプレート境界型地震のそれとほぼ同じであることがわかった。

キーワード：アウターライズ地震、津波シミュレーション、感度解析、波の分散性

1. はじめに

プレート境界型地震の後、海溝軸より海側で沈み込むプレートが正断層運動で破壊する地震が誘発されることがある。これらの地震はアウターライズ域で発生することからアウターライズ地震と呼ばれる。過去の有名な例は、1896 明治三陸地震 (M8.2) と 1933 年昭和三陸地震 (M8.1) のペアであり、1896 年明治三陸地震だけでなく、1933 年昭和三陸地震でも東北日本の太平洋側では津波による被害が出た。近年の例であれば、2006 年千島列島沖地震 (M8.3) とその2か月後に発生した2007 年千島列島沖地震 (M8.1) や、サモアトンガで2009年に時間差なくほぼ同時に発生した2つの地震 (ともにM8) が知られている。時間差はまちまちであるが、プレート境界型地震と匹敵する規模のアウターライズ地震が発生している。日本では2011年3月11日M9.0の巨大プレート境界型地震が発生したが、その対になる巨大アウターライズ地震はまだ発生しておらず、近い将来の発生が懸念されている。

アウターライズ地震の性状を明らかにすること、今後の発生可能性の評価を目的として、日本海溝沖で沈み込むプレートの調査が精力的に行われている。沈み込むプレートは沈み込み直前でベンディングによりホルストグラーベン地形が発達する。つまり、ホルストグラーベン地形は、過去の複数回のアウターライズ地震による変位の累積の結果と解釈できる。そこでまず、詳細な海底地形調査から、起伏がより強調される赤色立体地図を作成した。海底地形情報はアウターライズ地震の想定において重要な情報であるものの、海底のみの情報に限られ、海底

下の断層形状はわからない。このため、さらにマルチチャンネル反射法探査や、機動的な海底地震観測により、アウターライズ断層の地下の断層の三次元形状の解明を試みている。微小地震の震源分布やメカニズム解の結果から、断層傾斜はかなり高角で、最大75度に達することもあると推定された (Obana et al., 2018)。また、地震発生層の厚さはおよそ40kmと考えられる。

断層の傾斜が高角であるため、アウターライズ地震による津波は、低角逆断層のプレート境界型地震よりも、短波長成分の津波を励起する。結果として、アウターライズ地震津波では分散性は無視できなくなる (Saito et al., 2010; Tanioka et al., 2018)。実務上の津波予測においても、通常用いられる長波式では不十分かもしれない。また、ポテンシャル理論から示されるように波長の短い地殻変動は、津波として海面に現れない (Saito et al., 2019)。海面変位を正確に求めるフィルタが提案されているが、これも通常の計算では無視されることが多い。そこで本稿では2010年に伊豆・小笠原沖で発生したMw7.3のアウターライズ地震による津波の計算をいくつかの方法で実施し、観測データとの比較を経て、アウターライズ地震津波の最適な計算方法を示す。

2. 2010年伊豆・小笠原地震と津波計算

2010年12月21日17:19 (UTC) に伊豆・小笠原海溝 (以降、2010年伊豆・小笠原地震) の東方およそ150kmの海底で、深さ約14kmの正断層成分に富む地震が発生した。この地震は、太平洋プレートがフィリピン海プレートの下に沈み込む際に発生したアウターライズ地震である。

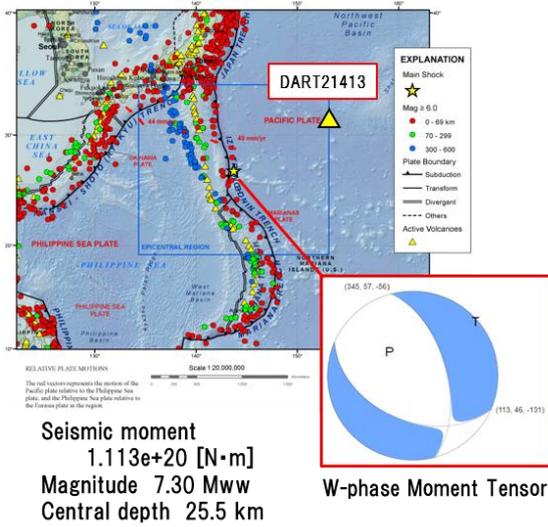


図 1. 2010 年伊豆・小笠原地震と周辺の地震活動。星印が本震の震源位置。図は USGS より引用。

アメリカ地質調査所による W-phase モーメントテンソル解によれば、地震モーメントは 1.113×10^{20} Nm、モーメントマグニチュードは 7.30、セントロイド深さは 25.5km であり、2 つある節面のうち余震分布から断層面を特定できた。また、この地震による津波が観測され、震源からおおよそ 150km 離れた父島の検潮器で最大津波高 22cm の津波を記録した。また、太平洋に展開された DART 水圧計の 21413, 52402 と 52405 に数センチの津波が記録された。

まずは、次の方法で 2010 年伊豆・小笠原地震の津波を計算する。余震分布と整合的な W-phase モーメントテンソル解の節面を断層とする。アウターライズ地震の繰返し活動が海底地形のホルストグラーベン構造を発達させると考えて、2010 年伊豆・小笠原地震の断層の上端は海底直下とした。推定マグニチュードから、Álvarez-Gómez et al. (2012) のアウターライズ地震のスケーリング則 ($M_w = 3.89 + 1.89 \log_{10} L$) を利用して、断層長 ($L=63.7$ km) を算出した。断層幅は傾斜 46 度で地震発生層の下端に達するまで (48.7km) とした。剛性率 5.0×10^{10} N/m² と仮定して、地震モーメントからすべり量を計算した。

半無限均質弾性体の解析解 (Okada, 1985) を利用して、断層運動による地殻変動を計算し、Tanioka and Satake (1996) の海底斜面の水平移動の効果を加味した上で、海底の上下変動とする。さらに、海底の上下変動に梶浦のフィルタ (Kajiura, 1963) を施して、地震による海面変動 (初期水位分布) を求めた。

津波伝播の計算には次式で示す非線形長波式を用いた。

$$\begin{aligned} \frac{\partial M}{\partial t} + \frac{1}{R \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\frac{M^2}{H + \eta} \right) + \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\frac{MN}{H + \eta} \right) \\ = -g \frac{H + \eta}{R \sin \theta} \frac{\partial \eta}{\partial \varphi} - fN \\ - \frac{gn^2}{(H + \eta)^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial N}{\partial t} + \frac{1}{R \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\frac{MN}{H + \eta} \right) + \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\frac{N^2}{H + \eta} \right) \\ = -g \frac{H + \eta}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \theta} + fM \\ - \frac{gn^2}{(H + \eta)^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} \end{aligned} \quad (2)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = -\frac{1}{R \sin \theta} \left(\frac{\partial M}{\partial \varphi} + \frac{\partial N \sin \theta}{\partial \theta} \right) \quad (3)$$

ここで、 M, N は経度 (φ)、緯度 (θ) 方向の線流量、 R は地球半径、 H は静水深、 η は水位、 g は重力加速度、 f はコリオリ係数、 n はマンニングの粗度係数、 t は時刻である。数値解法にはスツカカード格子のリーブログ差分法を利用した。ただし、計算の安定性確保のため移流項のみ一次風上差分を用いて解いた。地形データは GEBCO の 30 秒格子グローバル海底地形データを使ったが、海岸に設置した検潮器においては浅海部の細かな地形によって津波が敏感に変形するため、父島周辺海域のみはより詳細な M7000 シリーズのデータを用いて 10 秒格子、10/3 秒格子の地形データを作成し、ネスティングアルゴリズムを用いて津波計算に取り入れた。計算領域の外側境界には透過境界条件を用いた。M7.3 の地震の断層破壊の継続時間はおよそ 15 秒であるので、ライズタイムを 15 秒として、初期水位分布を津波計算の海面に与えた。計算の安定条件を満たすように、時間ステップ幅は 1.0s とした。図中三角のポイント (つまり、観測データのポイント) で時系列水位変化を記録した。なお、計算の実施には我々が開発した JAGURS (Baba et al., 2015) を利用した。また、ここで示した計算方法を本稿ではオリジナルモデルと呼ぶこととする。オリジナルモデルの計算によって得られた DART21413 での津波波形と観測波形を、次に述べる感度解析結果とともに図 1 に示した。図中灰色線が観測波形、赤色線がオリジナルモデルの計算波形である。

3. 感度解析の方法

オリジナルモデルの断層パラメタや計算方法をひとつずつ変えることによって、最大津波高に対する感度を調査した。本研究で感度分析した内容は次のとおりである。

はじめに、傾斜、走向、すべり角をそれぞれ ± 15 度変化させた津波計算を派生モデル 1~6 として実施した。 ± 15 度は断層メカニズム解の標準的な推定誤差から設定した。

複数ある断層スケーリング則によっても結果は変わるだろう。本研究では Álvarez-Gómez et al. (2012) で提案された 2 つ断層スケーリングうちのひとつをオリジナルモデルのスケーリング則に採用したが、派生モデル 7 ではもう一方の断層面積 (A) を基準とするスケーリング則 ($M_w = 3.06 + 1.28 \log_{10} A$) を用いて計算を行う。内陸も含めた正断層のスケーリング則 (Blaser et al., 2010; $\log_{10} L = -1.91 + 0.52 M_w$; $\log_{10} W = -1.20 + 0.36 M_w$) を利用した計算を派生モデル 8 として実施する。

オリジナルモデルには、Tanioka and Satake (1996) による海底斜面の水平変位による津波励起を採用した。この効果の寄与は海溝型地震の場合最大 20% とされている。

海溝型地震は低角逆断層で地震による水平変位が大きく、また、海溝軸より陸側の前弧斜面が変位するため、ある程度の効果があるわけだが、アウターライズ地震では高角な断層、海溝軸海側の海底と状況が異なる。どこまで影響があるかは興味のあるところである。派生モデル9では、水平変位の効果を無効にした計算を実施する。

オイラーの式から、海底の変位分布は海面に出る際に $1/\cosh(kd)$ のローパスフィルタがかかることが知られており、本研究のオリジナルモデルではこれを採用している。しかしながら、現在利用されている量的津波データベース等ではこのフィルタは施されていない。これは、津波の波長は基本的に水深より長いので、フィルタを有無により違いがみられないと考えられているためであるが、高角なアウターライズ地震では波長の短い津波が励起されやすく、また、水深も比較的深いので影響が大きい可能性もある。このため、派生モデル10では、この影響を無視して、基本モデルと比較する。

派生モデル11は分散性の考慮である。津波の伝播速度は \sqrt{gH} で表されるが、これは波長が長いという近似によるものである。一般に、津波に限らず水の波の伝播速度は波長依存性があり、波長が短いほど伝播速度が遅い。最近の研究で、DART観測点で記録されたアウターライズ地震の津波波形では伝播速度の違いによる分散性を考慮しなければならないと複数報告されている。派生モデル11の津波計算において利用した運動の式は次のとおりである。なお、右辺最終項が分散項である。ここに時間微分が含まれるため陰解法が必要で、このため計算コストが大きくなる

なり、地球シミュレータが必要になる。

$$\begin{aligned} \frac{\partial M}{\partial t} + \frac{1}{R \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\frac{M^2}{H + \eta} \right) + \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\frac{MN}{H + \eta} \right) \\ = -g \frac{H + \eta}{R \sin \theta} \frac{\partial \eta}{\partial \varphi} - fN \\ - \frac{gn^2}{(H + \eta)^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} \\ + \frac{H^2}{3R \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left[\frac{1}{R \sin \theta} \left(\frac{\partial^2 M}{\partial \varphi \partial t} + \frac{\partial^2 N \sin \theta}{\partial \theta \partial t} \right) \right] \end{aligned} \quad (4)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial N}{\partial t} + \frac{1}{R \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\frac{MN}{H + \eta} \right) + \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\frac{N^2}{H + \eta} \right) \\ = -g \frac{H + \eta}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \theta} + fM \\ - \frac{gn^2}{(H + \eta)^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} \\ + \frac{H^2}{3R} \frac{\partial}{\partial \theta} \left[\frac{1}{R \sin \theta} \left(\frac{\partial^2 M}{\partial \varphi \partial t} + \frac{\partial^2 N \sin \theta}{\partial \theta \partial t} \right) \right] \end{aligned} \quad (5)$$

4. 感度解析の結果

感度解析によって得られた DART21413 の津波波形の比較を図1に示す。津波の支配的な波長はさほど変化していないが、津波予測に重要な最大津波高という点で一定

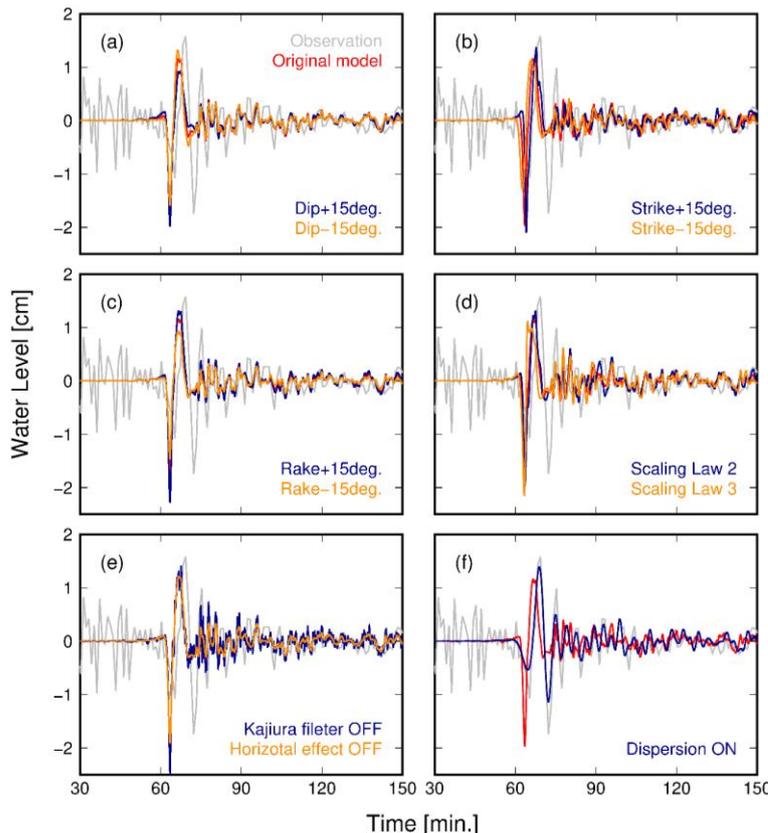


図2. DART21413での2010年伊豆・小笠原地震津波の観測波形（灰色）と各計算波形の比較。赤線はオリジナルモデル。橙色と青色の線は各派生モデル1~11による計算波形。

表 1. オリジナル津波波形（図 2 の赤線）の最大津波高と各派生モデルの最大津波高の差をオリジナル波形の最大値で規格化した値. 最も右側のカラムは 4 つの規格化した値の二乗平均平方根.

	父島	DART21413	DART52402	DART52405	RMSE of ratio
Dip+15deg.	-0.26	-0.19	-0.16	0.05	0.18
Dip-15deg.	0.02	0.14	-0.08	-0.21	0.13
Strike+15deg.	0.00	0.18	0.02	0.15	0.12
Strike-15deg.	0.02	-0.02	-0.14	-0.24	0.14
Rake+15deg.	0.13	0.13	0.10	0.19	0.14
Rake-15deg.	-0.15	-0.20	-0.15	-0.26	0.20
Scaling Law 2	0.25	0.13	0.06	0.04	0.15
Scaling Law 3	-0.22	-0.03	-0.14	-0.18	0.16
Kajiura Filter OFF	0.03	0.22	0.05	0.06	0.12
Horizontal Effect OFF	0.02	0.04	0.01	0.01	0.03
Dispersion ON	-0.03	0.20	-0.21	-0.25	0.19

の違いが確認できる。オリジナル津波波形（赤線）の最大津波高と各モデルの最大津波高の差をオリジナル波形の最大値で規格化した値を表 1 に示す。今回の調査では走向、傾斜、すべり角の断層の幾何学形状を変えた場合は最大津波高で 10~20%の違いがみられた。10~20%の違いは海溝型地震を対象にした断層形状の感度分析結果と同程度である (Burbidge et al., 2015)。また、スケーリング則を変えた場合も 10~20%の違いがみられた。梶浦フィルタがない場合はオリジナルに比べてやや高め最大津波高が予測されるようである。今回の調査の範囲では、最大津波高の違いにおける水平変位の効果は限定的であった。分散を考慮した場合は、DART 観測点ではオリジナルに対して高くなる場合 (DART21413) も低くなる場合 (DART52402, DART52405) も見られた。その違いは最大値の 20%程度である。ただ、父島検潮所での分散ありなし違いはほぼなかった。なお、観測波形の再現性という意味では、沖合の DART 観測点では分散を考慮したほうが良かった。

謝辞

本研究は科学研究費補助金, JP15H05718, JP19K04970, JP19H02409 の支援を受けています。津波計算には地球シミュレータを利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

Alvarez-Gomez, J.A., O.Q.G. Gutierrez, I. Aniel-Quiroga, M. Gonzalez, 2012, Tsunamigenic potential of outer-rise normal faults at the Middle America trench in Central America, *Tectonophysics*, 574-575, 133-143, <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.08.014>.
 Baba, T., N. Takahashi, Y. Kaneda, K. Ando, D. Matsuoka, and T. Kato, 2015, Parallel implementation of dispersive tsunami wave modeling with a nesting algorithm for the 2011 Tohoku tsunami, *Pure Appl. Geophys.*, doi:10.1007/s00024-015-1049-2.
 Blaster, L., F. Kruger, M. Ohrnberger, and F. Scherbaum,

2010, Scaling relations of earthquake source parameter estimates with special focus on subduction environment, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100, 2914-2926, doi: 10.1785/0120100111.

Burbidge, D., C. Mueller, and W. Power, 2015, The effect of uncertainty in earthquake fault parameters on the maximum wave height from a tsunami propagation model, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 15, 2299-2312, doi:10.5194/nhess-15-2299-2015.

Kajiura, K., 1963, The leading wave of a tsunami, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 41, 535-571.

Obana, K. Y. Nakamura, G. Fujie, S. Kodaira, Y. Kaiho, Y. Yamamoto, S. Miura, 2018, Seismicity in the source areas of the 1896 and 1933 Sanriku earthquakes and implications for large near-trench earthquake faults, *Geophys. J. Int.*, 212, 2061-2072, doi:10.1093/gji/ggx532.

Okada, Y., 1985, Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75, 1135-1154.

Saito, T., 2019. Tsunami generation and propagation. 265pp In: Springer Geophysics, https://doi.org/10.1007/978-4-431-56850-6_1.

Saito, T., K. Satake, T. Furumura, 2010, Tsunami waveform inversion including dispersive waves: the 2004 off Kii Peninsula earthquake, Japan, *J. Geophys. Res.*, 115, B06303, doi:10.1029/2009JB006884.

Tanioka, T., A.G.C. Ramirez and Y. Yamanaka, 2018, Simulation of a dispersive tsunami due to the 2016 El Salvador-Nicaragua outer-rise earthquake (Mw 6.9), *Pure Appl. Geophys.*, 175, 1363-1370, <https://doi.org/10.1007/s00024-018-1773-5>.

Tanioka, Y., Satake, K., 1996, Tsunami generation by horizontal displacement of ocean bottom, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 861-864.

Simulations of Tsunami Caused by an Outer-rise Earthquake in the Izu-Bonin Subduction Zone

Project Representative

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

Author

Toshitaka Baba*¹

*¹Graduate School of Technology, Industrial and Social Sciences, Tokushima University

While tsunamis are dispersive water waves, effects of dispersion are often neglected in tsunami hazard maps for earthquake-generated tsunamis. This is because spatial dimensions of the earthquake-generated tsunamis are much greater than the water depth and that dispersive effects are generally small. However, tsunamis caused by outer-rise earthquakes often include substantial short-wavelength components. In this study, we calculated tsunami caused by the 2010 Izu-Bonin outer-rise earthquake using the shallow water equations with and without dispersion terms. A tsunami waveform from the calculations with the dispersion terms predicted the observed tsunami waveform better than non-dispersive tsunami calculations at DART21413. In addition, in our procedure, the initial sea surface displacement was based on seismic data only excluding any observed tsunami data. This means that tsunami predictions from outer-rise earthquakes can be finished before arrival of tsunami at the coast by utilizations of rapid solutions of earthquake source and the dispersive equations on the Earth Simulator.

Keywords : Outer-rise earthquake, Tsunami simulation, Wave dispersion

1. Introduction

Outer-rise earthquakes occurring in the subducting plate were often induced by the large interplate earthquakes. A pair of the 1896 Meiji-sanriku earthquake and the 1933 Showa-sanriku earthquake is well known as a doublet of the interplate and outer-rise earthquakes. In recent years, the other pairs of the interplate and outer-rise earthquakes such as the 2006-2007 Kuril doublet and the 2009 Samoa-Tonga doublet were recorded by modern instruments. Time between the interplate earthquakes and the outer-rise earthquakes were not constant, but the size of the outer-rise earthquakes were comparable to the interplate earthquakes. The 2011 Tohoku earthquake with M9.0 has not been followed by a great outer-rise earthquake. Accordingly, it is anticipated to occur near the future.

In order to understand possible outer-rise earthquakes, geophysical surveys were carried out in the Japan Trench. Because horst and graben topography were developed by a summation of displacement due to the past earthquakes, topography has important information of occurrence of the outer-rise earthquakes. We made detailed topographic map in the Japan Trench compiling the multi-narrow beam surveys. Extents of the earthquake faults in the crust also are needed to calculate tsunamis so that seismic surveys using acoustic gun and passive monitoring of seismic activity were conducted. As a result of that, 3D shape of the faults was clearly imaged. The faults are highly dipped. The dip angle reaches to 75 degrees at the maximum.

Because of highly dipping faults, outer-rise earthquakes generate tsunami with wavelength shorter than that caused by the interplate earthquakes such as the 2011 Tohoku earthquake. The tsunami with short wavelength may be disturbed by effect of

wave dispersion that cannot be simulated by the conventional shallow water equations. Initial sea surface displacement may not be identical to crustal displacement at the sea bottom due to faulting. In this study, we answer a research question what modelling procedure we should use to accurately predict tsunamis caused by outer-rise earthquakes.

2. 2010 Izu-Bonin outer-rise earthquake and tsunami

A large earthquake with Mw 7.3 occurred at 17:19 on 21 December 2010 (UTC) 150 km off the east coast of the Izu-

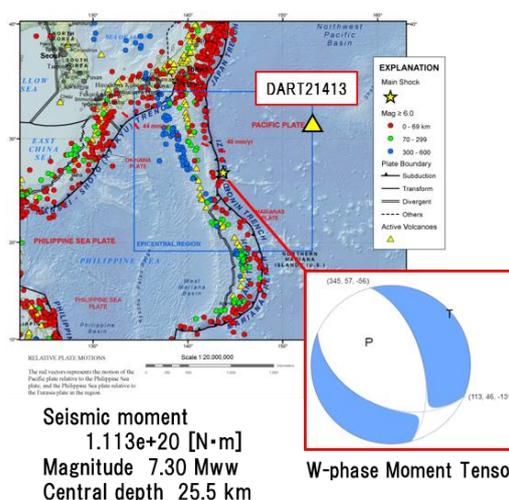


Fig.1. The 2010 Izu-Bonin earthquake and surrounding seismicity. The star indicates the epicenter of the earthquake. The triangle is an ocean bottom tsunami gauge of DART. Figure is derived from USGS site.

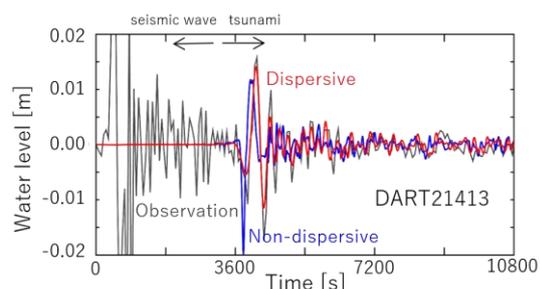


Fig. 2. Comparison of tsunami waveforms. Gray line is observed by DART21413. Red and blue lines were simulated by the shallow water equations with and without dispersion terms.

Bonin Islands (hereafter, 2010 Izu-Bonin earthquake). Focal mechanism indicated normal faulting, and central depth was estimated to be 25.5 km. The 2010 Izu-Bonin earthquake was classified as outer-rise earthquake that ruptured the Pacific Plate subducting beneath the Philippine Sea Plate. One of the nodal planes was clearly determined as the fault plane from aftershock distribution. Tsunamis caused by the 2010 Izu-Bonin earthquake were recorded by a tide gauge at Chichijima and several DART stations. The maximum tsunami height was 22 cm at Chichijima.

For estimation of initial sea surface displacement of the tsunami, we used a scaling law ($M_w = 3.89 + 1.89 \log_{10} L$) proposed by Álvarez-Gómez et al. (2012) to estimate fault length ($L = 63.7 \text{ km}$). Fault width (W) was calculated to be 48.7 km by assumptions of a seismogenic thickness of 40 km and fault dip angle of 46 degree indicated by the focal mechanism. Depth of upper edge of the fault was defined to be 0.1 km, thus it almost reached to the seafloor. Slip amount on the fault plane was calculated from L , W and the estimated seismic moment of $1.113 \times 10^{20} \text{ Nm}$ assuming rigidity of $5.0 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$. Crustal displacement at the seafloor due to the faulting was modelled by a method of Okada (1985). After considering effect of horizontal movement of seafloor slope (Tanioka and Satake, 1996) and a filter based on the potential theory on tsunami generation (Kajiura, 1963), initial sea surface displacement of the tsunami caused by the 2010 Izu-Bonin outer-rise earthquake was obtained.

Tsunami propagations were solved by the shallow water equations with and without dispersion terms (Saito et al., 2010; Tanioka et al., 2018). Rising time of the initial sea surface displacement was defined to be 15 sec which is a typical duration time of source rupture of M7-class earthquake. Time step with of 0.1 sec was used to satisfy a stability condition of the numerical calculations. Bathymetric data needed in the calculation was derived from a global bathymetric data set called GEBCO. To implement tsunami simulations, we used a tsunami calculation software, JAGURS (Baba et al., 2015), on the Earth Simulator.

3. Simulation results

At DART 21413, a tsunami waveform from the calculations

with dispersion terms predicted the observed tsunami waveform better than non-dispersive tsunami calculations (Fig. 2). In comparison, the maximum height of the dispersive tsunami waveform is slightly larger than that of the non-dispersive tsunami waveform.

The procedure what we used is a complete forward modeling. The source that is the initial sea surface displacement was constructed by seismic information only while any information of observed tsunami was not involved in making it. We conclude that tsunami predictions from outer-rise earthquakes can be finished with high-accuracy before arrival of tsunami at the coast by utilizations of rapid solutions of earthquake source and the dispersive equations on the Earth Simulator.

Acknowledgements

This study was supported by Japan Society for the Promotion of Science KAKENHI Grants JP15H05718, JP19K04970, JP19H02409. The tsunami calculations were conducted on the Earth Simulator. We deeply thank staff who served on the operations of the Earth Simulator.

References

- Alvarez-Gomez, J.A., O.Q.G. Gutierrez, I. Aniel-Quiroga, M. Gonzalez, 2012, Tsunamigenic potential of outer-rise normal faults at the Middle America trench in Central America, *Tectonophysics*, 574-575, 133-143, <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.08.014>.
- Baba, T., N. Takahashi, Y. Kaneda, K. Ando, D. Matsuoka, and T. Kato, 2015, Parallel implementation of dispersive tsunami wave modeling with a nesting algorithm for the 2011 Tohoku tsunami, *Pure Appl. Geophys.*, doi:10.1007/s00024-015-1049-2.
- Kajiura, K., 1963, The leading wave of a tsunami, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 41, 535-571.
- Okada, Y., 1985, Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75, 1135-1154.
- Saito, T., K. Satake, T. Furumura, 2010, Tsunami waveform inversion including dispersive waves: the 2004 off Kii Peninsula earthquake, Japan, *J. Geophys. Res.*, 115, B06303, doi:10.1029/2009JB006884.
- Tanioka, T., A.G.C. Ramirez and Y. Yamanaka, 2018, Simulation of a dispersive tsunami due to the 2016 El Salvador-Nicaragua outer-rise earthquake (Mw 6.9), *Pure Appl. Geophys.*, 175, 1363-1370, <https://doi.org/10.1007/s00024-018-1773-5>.
- Tanioka, Y., Satake, K., 1996, Tsunami generation by horizontal displacement of ocean bottom, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 861-864.