

広域での津波堆積物層厚分布を活用した2011年東北地方太平洋沖地震の津波波源モデルの推定

久松 明史¹・菅原 大助²・後藤 和久³・今村 文彦³

Tsunami source estimation for the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake using thickness distribution of tsunami deposits in a wide area

Akifumi HISAMATSU¹, Daisuke SUGAWARA²,
Kazuhiya GOTO³ and Fumihiko IMAMURA³

Abstract

This study proposed a method to estimate tsunami source models based on the thickness distribution of tsunami deposits. We applied the previously-proposed Conical Fault Models as tsunami source, which considers known data of inter-plate coupling and distribution of historical earthquakes. We further proposed a new method to calculate deposition volume along survey transects, and formulated the relationship between the fault slip and the deposition volume. To validate the new method, we estimated a tsunami source model of the 2011 Tohoku-oki Earthquake (Mw 9.0) based on the data of tsunami deposits from three areas. The fault slip was in a proportional to the deposit volume, and the magnitude was estimated at close to Mw 9.0. Therefore, it was revealed that the moment magnitude of the source model of a large tsunami can be estimated from only the thickness information of the tsunami deposits.

キーワード：津波堆積物，土砂移動モデル，津波波源推定，2011年東北地方太平洋沖地震，歴史・先史津波

Key words: tsunami deposit, sediment transport model, tsunami source estimation, the 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake, historical and prehistoric tsunami

¹ 東北大学大学院 工学研究科
Graduate School of Engineering, Tohoku University

² ふじのくに地球環境史ミュージアム
Musium of Natural and Environmental History, Shizuoka

³ 東北大学 災害科学国際研究所
International Research Institute of Disaster Science,
Tohoku University

本論文に対する討議は2019年8月末日まで受け付ける。

1. はじめに

2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震（以下、東北沖地震）を受け、津波リスク評価において、数千年単位での低頻度巨大地震・津波を考慮する必要性があるという認識が高まった（中央防災会議，2011）。巨大地震は発生頻度が低いため、古文書等の史料の分析に加えて、津波堆積物などの地形・地質記録に基づく調査・研究を進めることが必要であることが指摘されている（中央防災会議，2011）。

これまで、津波堆積物に基づく歴史・先史時代の津波波源モデルの推定では、津波堆積物の内陸方向の分布限界に着目して、少なくとも津波堆積物が発見された地点まで津波が浸水したとする条件や（例えば、Sawai et al., 2012）、最も内陸で発見された津波堆積物の地点で特定の浸水深と流速を上回るという条件が用いられてきた（Namegaya and Satake, 2014）。しかし、これらの条件でわかるのは、津波規模の下限であり、上限あるいは最も妥当と考えられる規模は推定できない。一方、津波堆積物の層厚分布は、津波の遡上における流況の時間的・空間的変化を反映していると考えられ、最も妥当な津波波源モデルの断層すべり量を制約する条件として利用できる可能性がある。

Gusman et al. (2012) は、津波土砂移動モデルを用いて、2004年スマトラ島沖地震による津波堆積物の層厚分布を再現するような津波波源モデルの断層すべり量を推定した。しかし、Gusman et al. (2012) は津波土砂移動モデルによって計算された堆積層厚分布と実測データを定性的に比較しており、津波波源モデルの断層すべり量を数値的に推定するための定量的な評価方法が必要である。

本研究の目的は、津波土砂移動モデルによる津波堆積物の層厚分布の計算値と実測値を定量的に比較するための指標を提案し、津波堆積物の層厚から津波波源規模を推定する手法を構築することにある。本研究では、東北沖地震を対象として、津波堆積物の層厚分布から津波波源モデルにおける地震規模を推定する。東北沖地震のように観測

データが豊富な近年の地震を対象とすることで、波源規模推定の精度を検証できると考えられる。

2. 研究方法

2.1 津波堆積物および地形データ

本論文で使用した津波堆積物の層厚分布の実測データは、岩手県山田町小谷鳥、宮城県仙台市若林区荒浜および福島県南相馬市小高区塚原の3地域（図1）で行われた既往の調査（Abe et al., 2012; Goto et al., 2012; Sugawara et al., 2014; 阿部, 2015; Ishimura and Miyauchi, 2015）に基づく。これらの地域では、東北沖地震に加え、869年の貞観地震（例えば、渡邊, 1998）の津波堆積物が発見されており（図1）、本研究の手法の妥当性が検証されれば、将来的に歴史・先史時代の地震への適用が期待される。以下、各地域の津波堆積物について、地形および津波打ち上げ状況を詳述する。また、土砂移動計算では単一粒径を仮定し、高橋ほか（2011）が水理実験で決定した粒径依存パラメータに該当する粒径（0.394 mm, 0.267 mm および0.166 mm）を用いたため、現地の砂粒径と計算で仮定した粒径の関係についても合わせて記述する。なお、陸上地形データは国土地理院の基盤地図情報（数値標高モデル）から取得した5 m メッシュデータに基づく。海底地形データは、「内閣府 中央防災会議 日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門委員会」による公開データ（50 m メッシュ領域）で、補間処理の後、陸上地形データと統合して津波氾濫・土砂移動解析用の5 m メッシュを作成した（図1）。

(1) 岩手県山田町小谷鳥

小谷鳥は、三陸リアス式海岸の一部をなす船越半島の中央部南岸に位置する谷で、小規模の砂浜を有する（図1b）。内陸方向に徐々に傾斜を増していく地形となっており、海岸線から200 m 地点の標高は2.0 m, 600 m の地点では8.6 m である。

小谷鳥での2011年の津波浸水高は2地点から得られており（図1b）、海岸線から75 m 地点で12.3 m, 158 m 地点で18.3 m であった（Mori et al., 2012）。

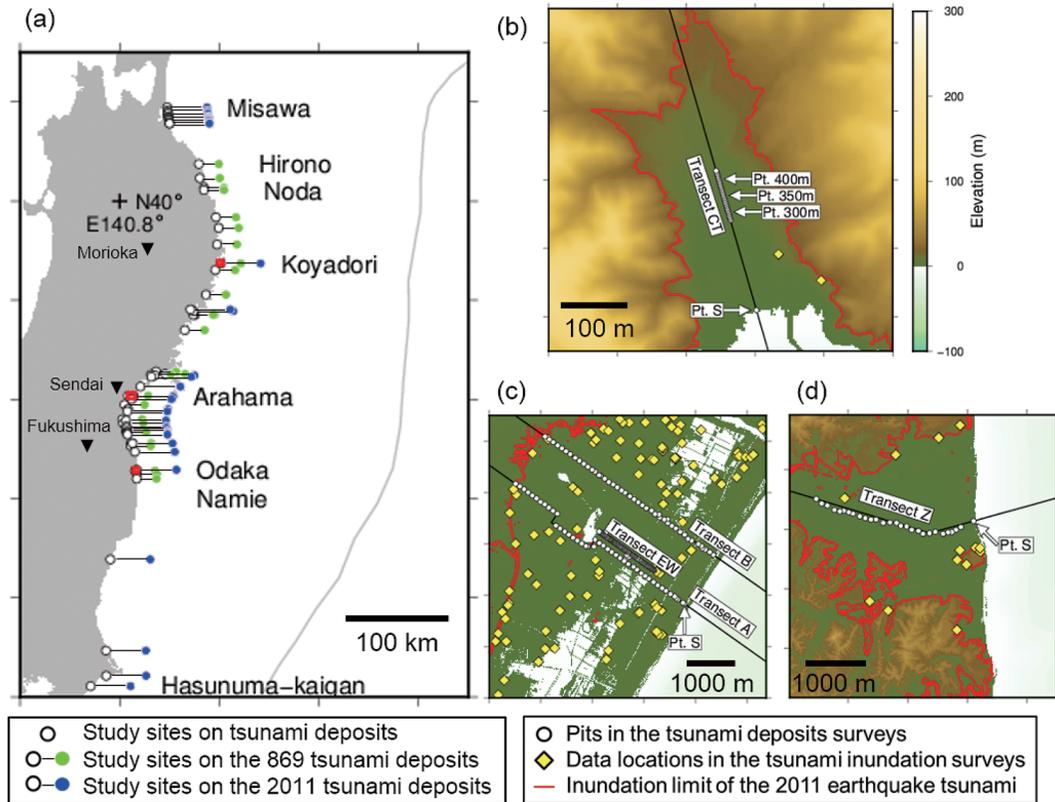


図1 (a) 東北地方太平洋沿岸における、2011年東北地方太平洋沖地震と869年貞観地震の津波堆積物調査地域の分布。(b) 岩手県山田町小谷島。(c) 宮城県仙台市若林区荒浜。(d) 福島県南相馬市小高区塚原。図(b)～(d)における最大津波浸水線は円錐型断層モデルによる浸水計算によって実測値を精度良く再現したモデルに基づく。図(a)～(d)周囲の目盛りは図中スケールと同距離。

測線 CT (図 1 b) では、現在の海岸線から 274 ～ 424 m の範囲でトレンチ調査が行われ、東北沖地震の津波堆積物の層厚が記載されている (Ishimura and Miyauchi, 2015)。本研究では、150 m のトレンチにおける堆積層厚を数値化するため、Ishimura and Miyauchi (2015) による層厚分布の記載から 5 m 間隔で 31 地点の層厚を読み取った (図 2 a)。測線 CT の中央から約 5 m 東側におけるトレンチ調査の結果より、東北沖地震の津波堆積物の上部は粗粒砂から中粒砂で、下部は粗粒砂から中礫で構成されていた (Ishimura and Miyauchi, 2015)。そこで本研究では、砂はやや粗い中粒砂 (0.394 mm) と仮定して数値計算を行った (表 1)。東北沖津波の前後で海岸線の位置はほとんど変化がなく、海岸線から 150 m までは浜

堤であったので (Ishimura and Miyauchi, 2015)、本研究では、海底の全域と海岸線から 150 m までの陸上を津波土砂移動計算における砂の供給源と仮定した。

(2) 宮城県仙台市若林区荒浜

荒浜は仙台平野北部に位置する (図 1 a)。仙台平野北部の地形的特徴は、海岸線から約 700 m までは現浜堤および旧浜堤上の砂浜および海岸林で占められ (Sugawara et al., 2014)、そこから 4 km 内陸まで、標高 0.7 ～ 1.8 m のなだらかな平野が広がっていることにある (図 1 c)。

荒浜での東北沖地震の津波痕跡高は、海岸線に最も近い位置 (250 m) で 11.9 m、最も離れた位置 (4228 m) で 1.1 m であった (Mori et al., 2012)。

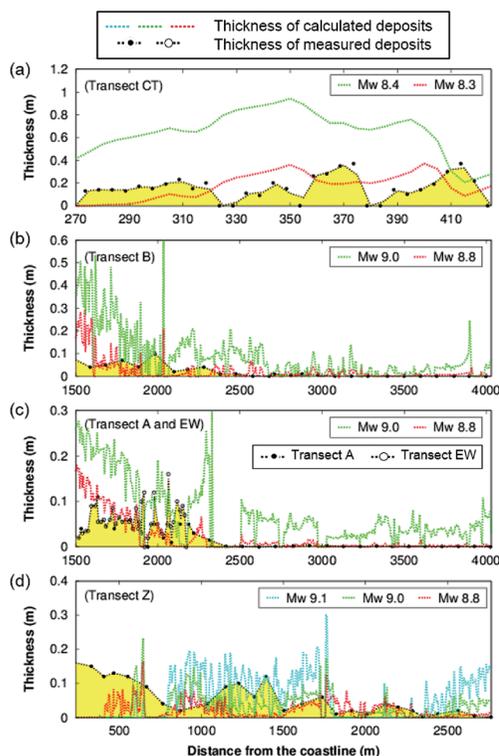


図2 堆積物層厚分布の実測値，線形補間の結果および土砂移動計算の結果の例。(a) 岩手県山田町小谷島。(b) および(c) 宮城県仙台市若林区荒浜。(d) 福島県南相馬市小高区塚原。

東北沖地震の津波堆積物の層厚は，海岸線と直交する多数の測線上で計測されている(Abe et al., 2012; Goto et al., 2012; 宍倉ほか, 2012; Sugawara et al., 2014)。測線 B の津波堆積物は中粒砂からなり，層厚は海岸線から203 m で最大34 cm で，厚さ1 mm 以上の砂層が海岸線から4015 m の地点まで堆積していた(図2b)(Abe et al., 2012)。測線 A の層厚は海岸線から1437 m で最大25 cm，厚さ1 mm の砂層が海岸線から4025 m の地点まで分布していた(図2c)(Goto et al., 2012)。測線 EW では，最大層厚は海岸線から937 m で24 cm であった(図2c)(Sugawara et al., 2014)。測線 A では，海岸線から約1500 m まではやや粗粒(0.31 mm)，1500~2300 m では中粒(0.25 mm)の砂が分布していたことから(Goto et al., 2012)，

本研究では砂の平均粒径を0.267 mm と仮定して数値計算を行った(表1)。また，Sugawara et al. (2014) と同様に，海域および海岸線から700 m までの現浜堤を土砂供給源と仮定して計算を行った。測線 A の海岸線から900~2300 m の範囲における堆積物は，埋没浜堤からの噴砂により供給された砂が混在している可能性がある(Goto et al., 2012)。しかし，現浜堤から供給された砂との区別は困難であるため(Goto et al., 2012)，本研究では浜堤のみを供給源と仮定した。

(3) 福島県南相馬市小高区塚原

小高区塚原は常磐海岸中部に位置する低地である。海岸線から内陸1500 m までは標高0.8~1.1 m の平坦な地形であるが，それより内陸ではゆるやかな斜面となっており，内陸3000 m 地点で標高3.3 m に達する。

当地域の津波痕跡高は，海岸線から30 m 地点で3.5 m，2185 m 地点で13.8 m であった(Mori et al., 2012)。

測線 Z での東北沖地震の津波堆積物の層厚は海岸線から200 m の地点で最大16 cm で，海岸線から2764 m まで分布していた(図1d)(阿部, 2015)。津波堆積物は細粒砂から中粒砂で構成されていたため(阿部, 2015)，中粒砂(粒径=0.267 mm)を解析対象とした(表1)。

小高では，海岸線から内陸50 m までが砂浜，50~100 m が海岸林，100~150 m は荒地となっている。本研究では，海域に加え，海岸線から150 m までの陸域を土砂供給源と仮定して津波土砂移動計算を行った。

2.2 津波伝播・遡上モデルと土砂移動モデル

津波の伝播・遡上は，非線形長波理論を有限差分法で離散化した数値モデル TUNAMI-N2 (Imamura et al., 2006) を用いて計算した。解析対象領域は波源域全体が含まれる第1レイヤー(空間格子間隔 $dx=1215$ m) から1/3ずつ格子間隔が小さくなるように設定し，第6レイヤー($dx=5$ m)において土砂移動を計算した。レイヤー1~5における底面のマニングの粗度係数は，小

表1 本研究の数値計算において使用した諸パラメータの値.

Parameters	Locations		
	Koyadori	Arahama	Odaka
d (mm)	0.394	0.267	0.267
a	2.6	4.0	4.0
b	1.6×10^{-5}	4.4×10^{-5}	4.4×10^{-5}
τ_{cr}	0.017	0.016	0.016
w_0 (m/s)	0.050	0.034	0.034
λ		0.40	
ε		5.0	
s		1.65	
ρ_s (kg/m ³)		2.65	
ρ_w (kg/m ³)		1.00	
e_s		0.025	
Water area		0.025	
n (m ^{1/3} s)	Sand source	0.025	
	Others	0.020	

谷ほか (1998) を参考に、一律で $0.025 \text{ (m}^{-1/3}/\text{s)}$ とした。レイヤー 6 における底面粗度係数は、Sugawara et al. (2014) を参考に、陸上土砂供給源および海域では $0.025 \text{ (m}^{-1/3}/\text{s)}$ 、内陸湿地および低地では $0.020 \text{ (m}^{-1/3}/\text{s)}$ とした (表 1)。時間格子間隔は安定条件を満たすように 0.1 秒とし、断層破壊開始から実時間で 180 分後までを計算した。土砂移動計算では、掃流砂・浮遊砂の交換を考慮する高橋ほか (1999; 2011) のモデルを用いた。このモデルでは、底面地形 Z_B の時間変化 (砂の侵食・堆積) は、掃流砂量 Q_{Bx} , Q_{By} (m²/s) (式 1) の空間勾配と掃流砂層と浮遊砂層の間の交換砂量 w_{ex} (m/s) (式 2) によって計算される (式 3)。また、浮遊砂の質量保存は移流方程式 (式 4) で計算される。

$$Q_B = q_B - |q_B| \varepsilon \cdot \text{grad} Z_B \quad (1a)$$

$$q_B = a \sqrt{sgd^3} (\tau_* - \tau_{cr})^{3/2} \quad (1b)$$

$$\tau_* = \frac{u_*^2}{sgd} \quad (1c)$$

$$w_{ex} = b \sqrt{sgd} (\tau_* - \tau_{cr})^2 - w_0 \bar{C} \quad (2)$$

$$\frac{\partial Z_B}{\partial t} + \frac{1}{1-\lambda} \left(\frac{\partial Q_{Bx}}{\partial x} + \frac{\partial Q_{By}}{\partial y} + w_{ex} \right) = 0 \quad (3)$$

$$\frac{\partial \bar{C} D}{\partial t} + \frac{\partial \bar{C} M}{\partial x} + \frac{\partial \bar{C} N}{\partial y} - w_{ex} = 0 \quad (4)$$

ここで、 q_B は底面に傾斜がないときの掃流砂フラックス (m²/s)、 Z_B は基準面からの底面高さ (m)、 $\text{grad} Z_B$ は底面勾配、 g は重力加速度 (m/s²)、 τ_* はシールズ数、 τ_{cr} は限界シールズ数、 u_* は津波浸水計算における摩擦速度、 \bar{C} は水深平均浮遊砂濃度 (無次元)、 D は全水深 (m)、 M および N は x 方向および y 方向の流体の体積フラックス (m²/s) である。また、 ε は掃流砂量の勾配係数、 a および b は粒径に依存するパラメータ、 s は砂粒子の水中比重、 d は砂粒子の粒径 (m)、 w_0 は砂粒子の沈降速度 (m/s)、および λ は砂粒子の空隙率である (表 1) (高橋ほか, 2011)。

本研究では、菅原ほか (2014) が提案した飽和浮遊砂濃度予測式 (式 5) を用いて、浮遊砂巻き上げの条件を設定した。

$$c_s \approx \frac{\rho_s \rho_w}{\rho_s - \rho_w} \frac{1}{\frac{h^{4/3} w_0}{e_s n^2 u^3} - 1} \quad (5)$$

ここで、 c_s は飽和浮遊砂濃度 (kg/m³)、 h は浸水深 (m)、および u は水深平均流 (m/s) である。また、 ρ_s は砂粒子の密度 (kg/m³)、 ρ_w は水の密度 (kg/m³)、および e_s は無次元の係数 (0.025; van Rijn, 2007) である (表 1)。

2.3 比較検討する津波波源断層モデル

津波波源モデルには、久松ほか (2017) により津波解析への適用性が検討された円錐型断層モデルを用いた (図 3)。既往の津波堆積物を用いた波源推定では、津波波源モデルに矩形断層が用いられている (例えば、Gusman et al., 2012; Sawai et al., 2012; Namegaya and Satake, 2014)。しかし、東北沖地震のような巨大地震のすべり分布は不均一であったと考えられている (例えば、Kubo and Kakehi, 2013)。すべり分布の不均一性を考慮するために複数の矩形断層を組み合わせた波源モデルでは (例えば、地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2017)、推定すべき未知パラメータ数が多くなる。円錐型断層モデルは自己相似的に成長す

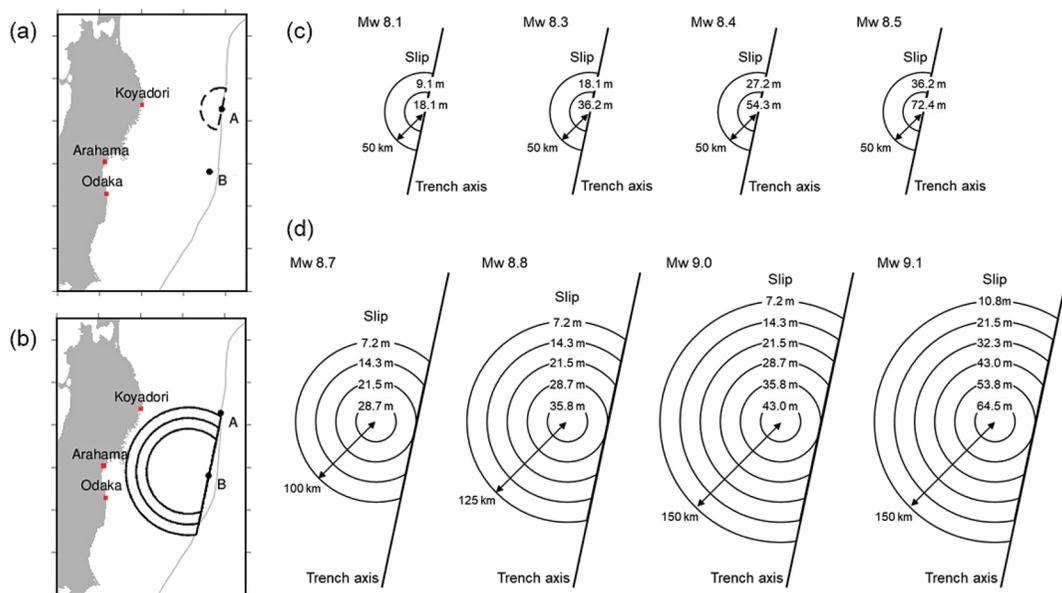


図3 本研究で検討した津波波源断層モデル。(a) 小谷鳥沖の津波地震の位置。(b) 荒浜沖のプレート間地震の位置。(c) 津波地震のすべり分布。実線の円弧は9.1 m 間隔のすべり量の等値線。(d) プレート間地震のすべり分布。実線の円弧は7.2 m 間隔のすべり量の等値線。

る断層破壊を再現するもので、最終的な断層すべり分布は円錐形となる(図3)(久松ほか, 2017)。東北沖地震の解析において、円錐型断層モデルは複数の矩形断層で構成された波源モデルよりも少ない未知パラメータ数で沖合の津波波形をより精度良く再現し、モーメントレート関数の再現性も高いことが示されている(久松ほか, 2017)。

津波波源モデルの規模推定では、同じ発生機構をもった地震が同一地域に繰り返し発生すると仮定し、津波堆積物が発見された地域の沖合に波源としてプレート間地震または津波地震を想定した(例えば、相田(1977))。小谷鳥沖の断層位置を位置 A、荒浜沖の断層位置を位置 B と呼ぶ(図3a, 3b)。位置 B では、すべり欠損速度分布(西村, 2012)に基づき、プレート境界の深部から浅部にかけてのすべり(プレート間地震)を想定した。すべり欠損速度が大きい地域は過去の地震発生地域とよく一致しており、巨大地震発生地域である可能性が示唆されている(Hashimoto et al., 2009)。位置 A では、Tanioka and Satake (1996)に基づき、1896年明治三陸地震と同様にプレート

境界浅部だけのすべり(津波地震)を想定した。ここでも、2011年東北沖地震において同地域でのすべりが発生していることから(例えば、Ito et al. (2011))、津波地震が繰り返し起こっている可能性がある。

想定シナリオとして、まずはプレート間地震のみまたは津波地震のみの検討を行い、痕跡高を再現できない地点があった場合、これらの地震が同時に発生するシナリオを検討した。そのため、荒浜と小高では位置 B に想定したプレート間地震のみの検討を行い、小谷鳥では位置 A の津波地震のみの検討に加え、プレート間地震との組み合わせを検討した(図4)。プレート間地震と津波地震それぞれで断層規模4通りの計算を行った。断層2個を組み合わせた検討では、津波地震のみの検討結果を参考に3ケースの計算を行った。

東北沖地震ではプレート境界断層面が海溝軸付近の浅部まですべったと考えられるため(例えば、Ito et al., 2011)、円錐型断層モデル上端の深さはすべて1 km とした。東北沖地震を再現した Mw 9.0 と Mw 8.3 の断層(久松ほか, 2017)それぞれの断

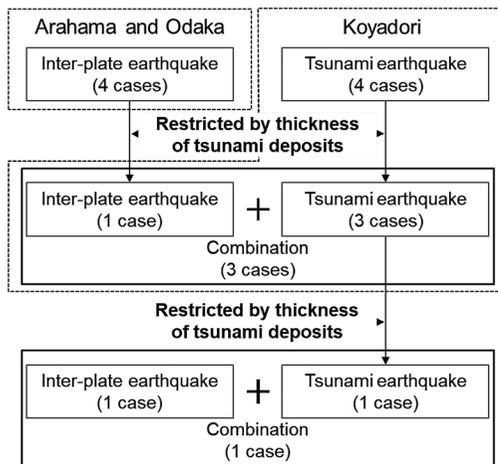


図4 本研究における津波波源モデル推定手順のイメージ図。

層面半径と最大すべり量を基準として、応力降下量を Sato and Hirasawa (1973) の式(式6)から算出した。

$$D(\rho, t) = (24 / 7\pi)(\sigma / \mu) \sqrt{\{v^2 t^2 - \rho^2\}} \quad (6)$$

ここで、 $D(\rho, t)$ は断層面上でのすべり量 (m), ρ は断層中心からの距離 (m), t は経過時間 (s), σ は応力降下量 (Pa), μ は剛性率 (Pa), v は破壊伝播速度 (m/s) である。久松ほか(2017)と同様に、 $v = 2.0$ km/s とした。プレート間地震では、Mw 8.7 ~ Mw 9.0 の断層は Mw 9.0 の断層と同じ応力降下量を用いて断層面半径を小さくした。Mw 9.0 の断層の西端は日本海溝沿いの逆断層型の地震の発生限界 (Igarashi et al., 2001) に到達しているため、Mw 9.1 の断層面半径は Mw 9.0 と同じとし、応力降下量を 1.5 倍した。津波地震では断層面を固定し、応力降下量のみ変化させた。断層 2 個の検討においては、東北沖地震の津波を説明する既往の波源モデル (久松ほか, 2017) を参考に、プレート間地震の破壊開始から 2 分後に津波地震の断層破壊が開始することを想定した。

2.4 津波浸水高分布の評価方法

久松ほか (2017) の円錐型断層モデルによる津波波源モデルは、東北沖地震における沖合の津波

波形とモーメントレート関数を精度良く再現可能であることが示されているが、陸上の津波浸水高分布の再現精度は検証されていない。そこで、本研究の対象地域における津波浸水高分布を検証した。浸水高分布の評価は相田 (1977) の幾何平均および幾何標準偏差を用いた (式 7 ~ 9)。

$$K_i = R_i / H_i \quad (7)$$

$$\log K = 1/n \sum_{i=1}^n \log K_i \quad (8)$$

$$\log k = \left(1/n \sum_{i=1}^n (\log K_i)^2 - (\log K)^2 \right)^{1/2} \quad (9)$$

ここで、 K_i は痕跡点 i における計算値に対する実測値の比、 R_i は痕跡点 i における痕跡高 (m), H_i は痕跡点 i における浸水高の計算値 (m), K は幾何平均、 κ は幾何標準偏差である。 n は K の計算に用いられた痕跡点数であり、 $H_i = 0$ の地点では浸水高と痕跡高を直接比較できないため、評価対象から除外した。既往研究においては、 $0.95 < K < 1.05$ かつ $\kappa < 1.45$ となる断層モデルで妥当性が高いと判断される (土木学会, 2016)。浸水高分布の評価対象である K は計算値に対する実測値の比の平均値を算出するが、本研究では、断層すべり量と浸水高分布の関係を容易に判断するために実測値に対する計算値の比の平均値を評価し、 K の逆数 $1/K$ を用いた。ただし、 $n = 0$ の場合 (浸水した痕跡点がない場合) は $1/K = 0$ とした。

2.5 堆積層厚分布の評価方法

まず、堆積層厚分布の計算値と実測値を津波堆積物調査の測線上で比較するため、測線に沿った共通の座標を設定した。小谷島、荒浜および小高で海岸線からそれぞれ 425 m, 4030 m および 2765 m までを土砂移動計算の空間格子間隔 (5 m) で区切った。実測値では、線形補間により各区間の境界における層厚を算出した。一方、計算値では、各区間の境界における層厚を出力した。次に、単位幅を 1 m とし、各区間の単位幅堆積量を境界位置での層厚から台形近似により算出した。最後

に、比較を行う区間の単位幅堆積量を総和することにより、比較区間における測線単位幅総堆積量を算出した(式10)。

$$T_{sum} = \sum_{i=1}^N T_i \quad (10)$$

ここで、 T_{sum} は比較区間の測線単位幅総堆積量 (m^2)、 N は比較区間数、 T_i は区間 i における単位幅堆積量 (m^2) である。また、層厚分布の再現性を評価するため、測線単位幅総堆積量の実測値に対する計算値の比および計算値と実測値の区間平均層厚の差の二乗平均平方根 (RMS) を算出した(式11~12)。

$$T_R = T_{sum}^{Cal} / T_{sum}^{Obs} \quad (11)$$

$$T_{RMS} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^M \left(\frac{T_i^{Cal}}{W} - \frac{T_i^{Obs}}{W} \right)^2} \quad (12)$$

ここで、 T_R は測線総堆積量の実測値に対する計算値の比、 N は比較区間数、 T_{sum}^{Cal} は測線単位幅総堆積量の計算値、 T_{sum}^{Obs} は測線総堆積量の実測値、 T_{RMS} は区間平均層厚の RMS (m)、 T_i^{Cal} 、 T_i^{Obs} は区間 i における単位幅堆積量のそれぞれ計算値と実測値 (m^2)、 W は区間幅 (5 m) である。

比較を行う区間は、津波堆積物の層厚分布および粒径分布を基に決定した。小谷島においては、詳細な粒径分布が得られていないが (Ishimura and Miyauchi, 2015)、堆積物が274~424 m の範囲に分布していたため、海岸線から270~425 m で比較した。荒浜では、土砂移動モデルで想定した粒径と同じ粒径の砂が1500~2300 m に分布し、2300~4030 m では砂質の堆積物の層厚は1 mm 以下であり、主に泥質の堆積物が分布していたため (Abe et al., 2012; Goto et al., 2012)、1500~4030 m で比較した。2300~4030 m に砂質の堆積物が分布しないことを条件とすることで、津波規模の上限を制約することが可能である。小高では、詳細な粒径分布が得られていないが (阿部, 2015)、堆積物が海岸線から235~2765 m の範囲に分布していたため、この範囲を比較した。

津波堆積物の層厚分布の再現精度は、 T_R およ

び T_{RMS} により評価する。 T_R は1により近いほど測線単位幅総堆積量の計算値が実測値に近いことを表すため、比較検討する複数の津波波源モデルのうち、最も T_R が1に近いモデルを最適津波波源モデルとする。一方、 T_{RMS} は0に近いほど計算された堆積層厚分布における層厚の増減の傾向が実測値に近いことを表すため、 T_{RMS} を用いて T_R による最適津波波源モデルの評価が妥当であるかを検証する。

3. 断層すべり量と津波数値計算・土砂移動計算の結果の関係

3.1 沿岸津波高と沿岸での地盤沈下

各地域における最も海側の津波堆積物掘削地点 (Pt. S, 図1b~d) での最大水位を沿岸津波高とすると、いずれのケースも第一波の水位上昇量が最も大きく、沿岸津波高は断層規模に応じて大きくなった(図5)。

小谷島では、位置Aの津波地震による地盤沈下は生じない。一方、荒浜と小高では、位置Bの地震により Mw 8.8以上では地盤沈下が発生し、Mw 8.8のときは荒浜、小高でそれぞれ8 cm、Mw 9.0のときはそれぞれ44 cm、30 cm、Mw 9.1のときは66 cm、45 cmとなる。いずれのケースでも小高より荒浜での地盤沈下が大きくなった。

3.2 浸水高分布と堆積層厚分布

各地域において、断層の最大すべり量 (S_{max}) が大きいほど $1/K$ 、比較区間の測線単位幅総堆積量 (T_{sum}) および測線総堆積量の実測値に対する計算値の比 (T_R) が大きくなった(図2、4)。それぞれおよそ比例関係にあり各指標と S_{max} の関係を最小二乗法で近似した直線の方程式および誤差 (RMS) を算出した(図5)。

4. 津波波源モデルの規模推定

4.1 プレート間地震の推定

荒浜および小高では、それぞれ Mw 8.8 ($T_R = 1.15$) および Mw 9.1 ($T_R = 1.02$) の断層の T_R が最も1に近かった。荒浜では、Mw 8.8の断層の T_{RMS} は0.03 mであり、全体の傾向を良く再現してい

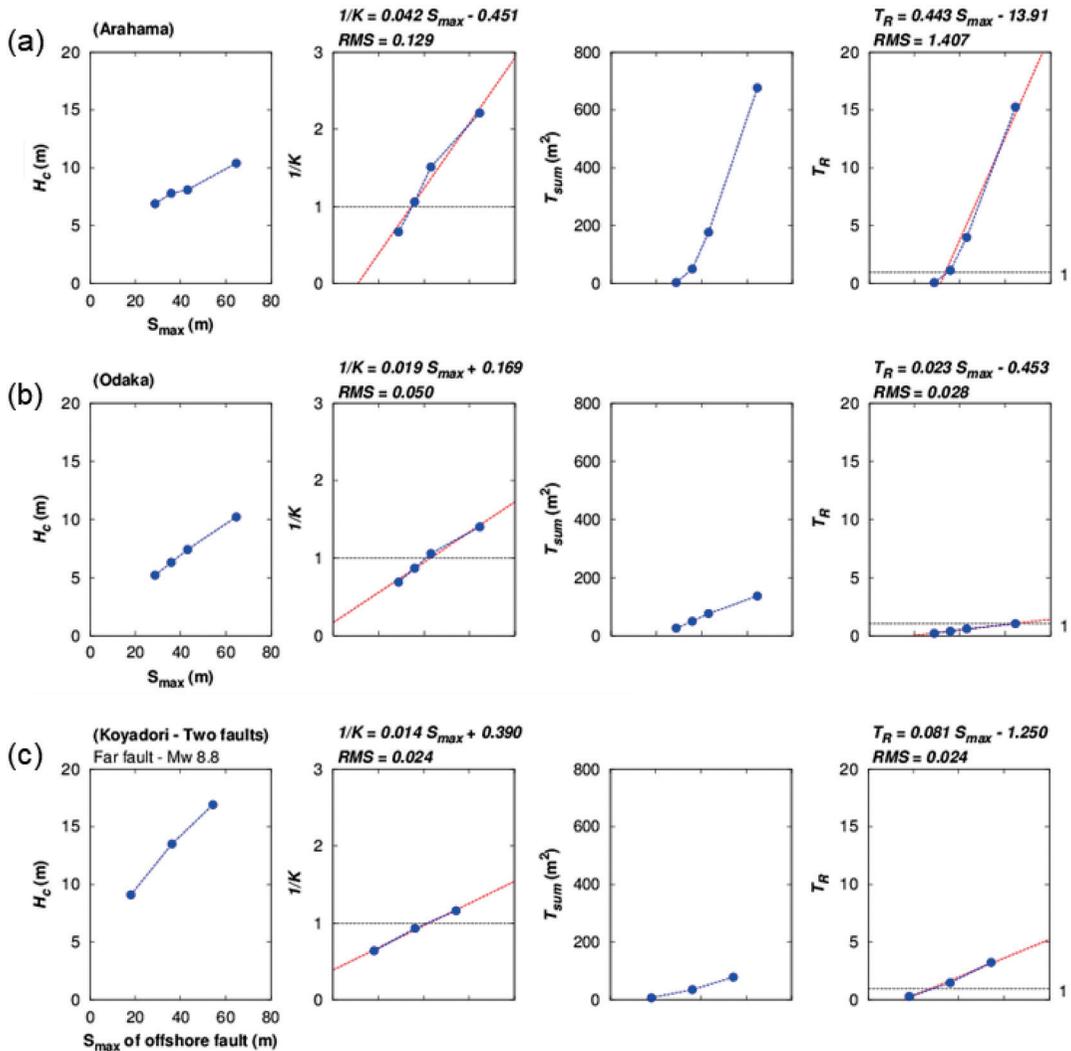


図5 (a) 荒浜, (b) 小高, (c) 小谷鳥での沖合断層の最大すべり量と沿岸津波高, 浸水高分布の $1/K$, 測線単位幅総堆積量 (T_{sum}) および測線単位幅総堆積量の実測値に対する計算値の比 (T_R) の関係。

る (図 2b, 2c)。Mw 8.8 と Mw 9.1 の中間の規模である Mw 9.0 の断層の T_R は 4.00 であり, 1500~2000 m で 20 cm 程度過大であるが (図 2b, 2c), 実測値との差の平均値は 8 cm であった ($T_{RMS} = 0.08$ m)。一方, 小高では, Mw 9.1 の断層の T_{RMS} は 0.08 m であり, Mw 9.0 および Mw 8.8 ($T_{RMS} = 0.06$) より区間平均層厚の差が平均的に 2 cm 大きい。

荒浜および小高で T_R が 1 となる S_{max} はそれぞれ

33.7 m (Mw=8.90) および 63.2 m (Mw=9.08) である。ここで, 両地域の T_{sum} を合計して T_R と S_{max} の関係を求めると, 式14が得られた。

$$T_R = 0.128 S_{max} - 3.801 \tag{14}$$

式14より, T_R が 1 となる S_{max} は 37.6 m である。つまり, 今回検討した波源モデルでは Mw 8.8 の断層 ($S_{max} = 35.8$ m) が最適に最も近く, さらに最大すべり量を 1.8 m 大きくすることで, 荒浜と小

高の堆積層厚分布を平均的に良く再現すると推定される。沖合津波波形を精度良く再現した津波波源モデル ($M_w=9.0$, $S_{max}=43.0$ m) と比較すると、位置 B の断層の最大すべり量の推定値は12.5%過小評価であるが、 M_w 9.0の断層の断層面を固定し、すべり量を37.6 mとした場合、モーメントマグニチュードは8.93であり、断層規模は精度良く推定している。

4.2 津波地震の推定

小谷鳥において、 M_w 8.4 ($1/K=1.00$, $\kappa=1.27$) の断層の $1/K$ が1.00に一致し、 κ が最も小さいため、浸水高分布の再現性が高かった。一方、 M_w 8.3 ($T_R=1.12$) の断層の T_R が最も1に近く、測線単位幅総堆積量の再現性が高かった。ただし、 M_w 8.3の T_{RMS} は0.14 mであり、堆積層厚分布は海岸線から270~320 mで15 cm程度過小、320~360 mおよび380~410 mで20 cm程度過大評価となっている(図2a)。一方、浸水高分布の再現性が最も高かった M_w 8.4の堆積層厚分布は、 $T_{RMS}=0.55$ であり、全体的に実測値より40~60 cm程度大きい(図2a)。

次に、小谷鳥の津波堆積物の層厚分布を再現する最適な津波波源モデルを推定する。2個の断層を想定した検討では、遠方断層(位置B)には荒浜および小高での堆積層厚を良く再現した M_w 8.8の断層モデルを想定した。その結果、 T_R が1になるのに最適な位置Aの断層すべり量は27.8 m ($M_w=8.25$) であった。沖合津波波形を精度良く再現した津波波源モデル ($M_w=8.3$, $S_{max}=36.2$ m) と比較すると、位置Aの断層の最大すべり量の推定値は23.2%過小評価であるが、 M_w 8.8と M_w 8.3の断層の組み合わせの T_R が最も1に近く、この組み合わせでの T_{RMS} は0.18 mであった。

最適津波波源モデルの断層最大すべり量の推定結果から地震モーメント (M_0) およびモーメントマグニチュードを算出する。 M_w 8.8 ($S_{max}=35.8$ m, $M_0=2.3 \times 10^{22}$ Nm) と M_w 8.3 ($S_{max}=36.2$ m, $M_0=3.9 \times 10^{21}$ Nm) の断層面を固定し、 S_{max} をそれぞれ37.6 mおよび27.8 mとした場合、 S_{max} の比から地震モーメントは 3.4×10^{22} Nmでありモー

メントマグニチュードは9.0である。沖合津波波形およびモーメントレート関数を精度良く再現した久松ほか(2017)の津波波源モデルの地震モーメントは 4.0×10^{22} Nm (M_w 9.0) である。小谷鳥、荒浜、小高の津波堆積物の層厚データを用いると、東北沖地震の地震モーメントを15.0%の誤差で推定可能である。太平洋沿岸での強震動観測データのインバージョンで推定された地震モーメントが 3.4×10^{21} Nmであったこと(Yoshida et al., 2011)と比較して、同等の推定精度がある。

5. 歴史・先史時代への適用に向けて

本研究の手法は、津波波源モデル、土砂移動モデルおよび津波堆積物の実測データにおける不確実性を考慮し、津波波源推定の推定誤差を評価することで、歴史・先史時代の津波波源推定への適用が可能であると考えられる。数値モデルにおける不確実性は偶然的なものと認識論的なものに分類することができる(例えば、Roy and Oberkampf, 2011)。津波波源モデルにおける津波波源の位置および発生機構などの断層パラメータは、認識論的不確実性としてロジックツリー手法により定量的に評価する必要がある(土木学会, 2016)。また、土砂移動モデルにおける、地形、土砂の粒径および植生(粗度分布)に偶然的な不確実性があるほか(Jaffe et al., 2016)、土砂供給源(海浜・砂丘)と非土砂供給源(湿地・露岩域等)の土地分類の設定や津波発生時の潮位の設定も偶然的な不確実性があり、これらの設定により測線単位幅総堆積量の計算結果が変化することが予想される。一方、津波堆積物の層厚は経年変化する可能性があり(例えば、Nakamura et al., 2012)、Goto et al. (2008)により報告されている降雨や植生による侵食は偶然的な不確実性に分類されると考える。

偶然的な不確定要素は、感度分析により不確実性を評価することが有用であると考えられる(Jaffe et al., 2016)。例えば、本研究においては、津波堆積物の粒径を単一と仮定していることに留意が必要である。Sugawara et al. (2014)によると、仙台平野における土砂移動計算の感度分析では、粒

径0.267 mmでの堆積量を基準として、0.166 mmでは22%過大に堆積し、0.394 mmでは34%過小の堆積量となる。本研究では、堆積量とすべり量に比例関係があることが示されているため、堆積量の誤差は断層最大すべり量および地震モーメントの推定誤差と等しい。この事を考慮する

と、粒径の不確実性による津波波源規模の推定誤差は15.0%より大きくなる可能性がある。また、Narurse and Abe (2017) による、浮遊砂連行関数の種類や連行量、底面のマンギングの粗度係数などのパラメータに関する津波土砂移動計算の感度分析の結果から、浮遊砂連行関数の種類や連行量の

別添表1 数値計算結果一覧.

(a)													
Calculation results in Koyadori													
Fault type (Position)	Mw	M ₀ (×10 ²² Nm)	Maximum slip (m)	Subsidence at the coast (m)	Coastal tsunami height (m)	Number of inundated tsunami trace	Inundation			Deposition			
							K	1/K	κ	Number of compared section	T _{sum} (m ²)	T _R	T _{RMS} (m)
Tsunami earthquake (A)	8.1	0.19	18.1	0.00	6.6	0	0.00	0.00	0.00	31	4.42	0.18	0.16
	8.3	0.39	36.2	0.00	11.4	2	1.41	0.71	1.36	31	27.33	1.12	0.14
	8.4	0.58	54.3	0.00	14.6	2	1.00	1.00	1.27	31	102.09	4.20	0.55
	8.5	0.77	72.4	0.00	17.2	2	0.84	1.19	1.33	31	123.92	5.09	0.69
Interplate earthquake (B)	8.7	1.3	28.7	-0.08	5.0	0	0.00	0.00	0.00	31	2.44	0.10	0.17
	8.8	2.3	35.8	-0.22	5.0	0	0.00	0.00	0.00	31	3.92	0.16	0.16
	9.0	3.6	43.0	-0.72	5.4	0	0.00	0.00	0.00	31	2.15	0.09	0.17
	9.1	5.4	64.5	-1.44	11.5	2	1.29	0.77	1.21	31	3.55	0.15	0.16

(b)													
Calculation results in Arahama													
Fault type (Position)	Mw	M ₀ (×10 ²² Nm)	Maximum slip (m)	Subsidence at the coast (m)	Coastal tsunami height (m)	Number of inundated tsunami trace	Inundation			Deposition			
							K	1/K	κ	Number of compared section	T _{sum} (m ²)	T _R	T _{RMS} (m)
Tsunami earthquake (A)	8.1	0.19	18.1	0.00	0.9	0	0.00	0.00	0.00	506	0.00	0.00	0.03
	8.3	0.39	36.2	0.00	1.9	0	0.00	0.00	0.00	506	0.00	0.00	0.03
	8.4	0.58	54.3	0.00	3.1	1	16.16	0.06	1.00	506	0.00	0.00	0.03
	8.5	0.77	72.4	0.00	3.4	2	8.89	0.11	1.10	506	0.00	0.00	0.03
Interplate earthquake (B)	8.7	1.3	28.7	0.00	6.9	82	1.50	0.67	1.18	506	4.27	0.10	0.03
	8.8	2.3	35.8	-0.08	7.8	100	0.94	1.06	1.32	506	50.85	1.15	0.03
	9.0	3.6	43.0	-0.44	8.1	102	0.66	1.51	1.45	506	177.61	4.00	0.08
	9.1	5.4	64.5	-0.66	10.4	102	0.45	2.21	1.54	506	676.32	15.25	0.30

(c)													
Calculation results in Odaka													
Fault type (Position)	Mw	M ₀ (×10 ²² Nm)	Maximum slip (m)	Subsidence at the coast (m)	Coastal tsunami height (m)	Number of inundated tsunami trace	Inundation			Deposition			
							K	1/K	κ	Number of compared section	T _{sum} (m ²)	T _R	T _{RMS} (m)
Tsunami earthquake (A)	8.1	0.19	18.1	0.00	1.7	0	0.00	0.00	0.00	506	0.00	0.00	0.07
	8.3	0.39	36.2	0.00	2.5	0	0.00	0.00	0.00	506	0.00	0.00	0.07
	8.4	0.58	54.3	0.00	3.0	0	0.00	0.00	0.00	506	0.28	0.00	0.07
	8.5	0.77	72.4	0.00	3.7	0	0.00	0.00	0.00	506	4.94	0.04	0.06
Interplate earthquake (B)	8.7	1.3	28.7	0.00	5.2	4	1.46	0.69	1.02	506	40.60	0.30	0.05
	8.8	2.3	35.8	-0.08	6.3	7	1.15	0.87	1.16	506	76.93	0.58	0.05
	9.0	3.6	43.0	-0.30	7.4	11	0.95	1.06	1.18	506	103.80	0.78	0.06
	9.1	5.4	64.5	-0.45	10.2	13	0.72	1.40	1.39	506	155.13	1.16	0.08

(d)														
Calculation results in Koyadori														
Mw of fault 1 (Position B)	Mw of fault 2 (Position A)	Total Mw	Total M ₀ (×10 ²² Nm)	Maximum slip of offshore fault (m)	Subsidence at the coast (m)	Coastal tsunami height (m)	Inundation			Deposition				
							Number of inundated tsunami trace	K	1/K	κ	Number of compared section	T _{sum} (m ²)	T _R	T _{RMS} (m)
8.8	8.1	8.86	2.5	18.1	-0.22	9.1	2	1.56	0.64	1.19	31	7.81	0.32	0.15
	8.3	8.90	2.8	36.2	-0.22	13.5	2	1.08	0.93	1.18	31	36.25	1.49	0.18
	8.4	8.92	3.0	54.3	-0.22	16.9	2	0.86	1.16	1.24	31	79.35	3.26	0.42
9.0	8.1	8.99	3.8	18.1	-0.72	9.7	2	1.48	0.68	1.16	31	5.36	0.22	0.16
	8.3	9.00	4.0	36.2	-0.72	12.5	2	1.06	0.94	1.17	31	48.17	1.98	0.24
	8.4	9.01	4.2	54.3	-0.72	16.5	2	0.88	1.14	1.20	31	87.11	3.58	0.46

仮定によっても、堆積物の層厚分布が変化する可能性がある。

一方、地質学的調査に基づき、浜提列と後背湿地の地形を復元する手法が提案されている(菅原ほか, 2010)。また、東北沖地震津波や2004年スマトラ島沖地震津波による津波堆積物の層厚の経年変化についても研究が行われている(Nakamura et al., 2012; Szczuciński, 2012)。今後、これらの研究に基づき、地形や堆積層厚の経年変化における偶然的な不確実性について感度分析を行うことが重要である。

6. おわりに

本研究では、東北沖地震津波の事例において、広域に分布する津波堆積物の層厚を活用し、堆積層厚を再現する最適津波波源モデルを推定した。まず、津波堆積物の層厚分布の新たな評価指標として、測線を一定間隔で区間分けしたときの区間平均層厚の計算値と実測値の差の二乗平均平方根を層厚分布の再現精度評価に導入した。次に、津波堆積物の沖合に想定した円錐型断層モデルの断層すべり量と津波堆積物の調査測線上の単位幅総堆積層量の計算値との関係を調べた。その結果、測線単位幅総堆積量の計算値が断層最大すべり量に比例することがわかった。この関係を最小二乗法によって近似し、計算総堆積量が実測値を再現する断層最大すべり量を推定した結果、宮城県沖のプレート間地震の最大すべり量が37.6 mで、岩手県沖の津波地震の最大すべりが27.8 mであると推定された。東北沖地震津波の沖合津波波形とモーメントレート関数を精度良く再現した円錐型断層モデルと比較すると、宮城県沖のプレート間地震の最大すべり量を12.5%過小評価し、岩手県沖の津波地震の最大すべり量を23.2%過小評価であったが、推定された断層規模はMw 9.0であり、津波波源モデルの規模を津波堆積物の層厚情報のみから一定程度推定が可能であることが示された。

謝辞

本研究の一部は、文部科学省博士課程教育リ-

ディングプログラム東北大学グローバル安全学トップリーダー育成プログラムおよび科研費基盤A(今村文彦代表, 課題番号: 26242033)の助成による成果である。また、産業技術総合研究所の阿部朋弥氏より、荒浜および小高における津波堆積物の調査データを提供いただいた。ここに記し謝意を表する。

参考文献

- Abe, T., Goto, K., and Sugawara, D.: Relationship between the maximum extent of tsunami sand and the inundation limit of the 2011 Tohoku-oki tsunami on the Sendai Plain, Japan. *Sedimentary Geology*, 282, pp. 142-150, 2012.
- 阿部朋弥: 多様な沿岸地形での2011年東北地方太平洋沖地震津波による堆積過程, 名古屋大学大学院環境学研究科博士(地理学)論文, pp. 1-296, 2015.
- 相田 勇: 三陸沖の古い津波のシミュレーション, 地震研究所彙報, Vol. 52, pp. 71-101, 1977.
- 中央防災会議 東北地方太平洋沖地震を対象とした地震・津波対策に関する専門調査会: 東北地方太平洋沖地震を教訓とした地震・津波対策に関する専門調査会 報告, pp. 1-44, 2011.
- Goto, K., Imamura, F., Keerthi, N., Kunthasap, P., Matsui, T., Minoura, K., Ruangrassamee, A., Sugawara, D., and Supharatid, S.: Distributions and significances of the 2004 Indian Ocean tsunami deposits - Initial results from Thailand and Sri Lanka-. *Tsunamiites-features and implications*, Elsevier, Berlin, pp. 105-122, 2008.
- Goto, K., Sugawara, D., Abe, T., Haraguchi, T., and Fujino S.: Liquefaction as an important local source of the 2011 Tohoku-oki tsunami deposits at Sendai Plain, Japan. *Geology*, 40, pp. 887-890, 2012.
- Gusman, R., A., Tanioka, Y., and Takahashi, T.: Numerical experiment and a case study of sediment transport simulation of the 2004 Indian Ocean tsunami in Lhok Nga, Banda Ache, Indonesia, *Earth Planets Space*, Vol. 64, pp. 817-827, 2012.
- Hashimoto, C., Noda, A., Sagiya, T., and Matsu'ura, M.: Interplate seismogenic zones along the Kuril-Japan trench inferred from GPS data inversion, *Nature Geoscience*, Vol. 2, pp. 141-144, 2009.

- 久松明史・今村文彦・松浦律子：円錐型断層モデルによる2011年東北地方太平洋沖地震のすべり分布と津波波形の再現, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol. 73, No. 2, pp. I_295-I_300, 2017.
- Igarashi, T., Matsuzawa, T., Umino, N., and Hasegawa, A.: Spatial distribution of focal mechanisms for interplate and intraplate earthquakes associated with the subducting Pacific plate beneath the northeastern Japan arc: A triple-planed deep seismic zone, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 106, No. B2, pp. 2177–2191, 2001.
- Imamura, F., Yalciner, C., A., and Ozyurt, G., A.: Tsunami modeling manual (TUNAMI model), UNESCO Tsunami modeling course (UNESCO), pp. 1–72, 2006.
- Ishimura, D. and Miyauchi, T.: Historical and paleo-tsunami deposits during the last 4000 years and their correlations with historical tsunami events in Koyadori on the Sanriku Coast, northeastern Japan, *Progress in Earth and Planetary Science*, 2:16, 2015.
- Ito, Y., Tsuji, T., Odasa, Y., Kido, M., Inazu, D., Hayashi, Y., Tsushima, H., Hino, M. R., and Fujimoto, H., Frontal wedge deformation near the source region of the 2011 Tohoku-Oki earthquake, *Geophysical Research Letters*, Vol. 38, L00G05, 2011.
- 土木学会原子力土木委員会津波評価部会：原子力発電所の津波評価技術2016, http://committees.jsce.or.jp/ceofnp/system/files/NPP_TNMT_2016_main_20170814.pdf, 2016, 2018年2月14日
- 小谷美佐・今村文彦・首藤伸夫：GISを利用した津波遡上計算と被害推定法, 海岸工学論文集, 第45巻, pp. 356–360.
- Kubo, H. and Kakehi, Y.: Source process of the 2011 Tohoku Earthquake estimated from the joint inversion of teleseismic body waves and geodetic data including seafloor observation data: Source model with enhanced reliability by using objectively determined inversion setting, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 103, No. 2B, pp.1195–1220, 2013.
- Mori, N., Takahashi, T., and The 2011 Tohoku Earthquake Tsunami Join Survey Group: Nationwide post event survey and analysis of the 2011 Tohoku Earthquake Tsunami, *Coastal Engineering Journal*, Vol. 54, No. 1, 1250001, 2012.
- Nakamura, Y., Nishimura, Y., and Putra, S., P.: Local variation of inundation, sedimentary characteristics, and mineral assemblages of the 2011 Tohoku-oki tsunami on the Misawa coast, Aomori, Japan, *Sedimentary Geology*, Vol. 282, pp. 216–227, 2012.
- Namegaya, Y. and Satake, K.: Reexamination of the A.D. 869 Jogan earthquake size from tsunami deposit distribution, simulated flow depth, and velocity, *Geophysical Research Letters*, Vol. 41, pp. 2297–2303, 2014.
- Naruse, H. and Abe, T.: Inverse tsunami flow modeling including nonequilibrium sediment transport, with application to deposits from the 2011 Tohoku-Oki tsunami, *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, Vol. 122, No. 11, pp. 2159–2182, 2017.
- 西村卓也：測地観測データに基づく東北日本の最近120年間の地殻変動, 地質学雑誌, 第118巻, 第5号, pp. 278–293, 2012.
- Roy, J., C. and Oberkampf, L., W.: A complete framework for verification, validation, and uncertainty quantification in scientific computing, *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering*, Vol. 200, No. 25, pp. 213–214, 2011.
- Sato, T. and Hirasawa, T.: Body wave spectra from propagating shear cracks. *Journal of Physics of the Earth*, Vol. 21, pp.415–431, 1973.
- Sawai, Y., Namegaya, Y., Okamura, Y., Satake, K., and Shishikura M.: Challenges of anticipating the 2011 Tohoku earthquake and tsunami using coastal geology, *Geophysical Research Letters*, Vol. 39, L21309, 2012.
- 宍倉正展・藤原 治・澤井祐紀・行谷佑一・谷川晃一朗：2011年東北地方太平洋沖地震による津波堆積物の仙台・石巻平野における分布限界, 活断層・古地震研究報告, No. 12, pp. 45–61, 2012.
- 菅原大助・今村文彦・松本秀明・後藤和久・箕浦幸治：過去の津波像の定量的復元：貞観津波の痕跡調査と古地形の推定について, 津波工学研究報告, 第27号, pp. 103–132, 2010.
- 菅原大助・成瀬 元・後藤和久：堆積粒子の巻き上げに伴うエネルギー散逸を考慮した津波土砂移動の計算と検証, 日本堆積学会講演要旨, O27,

- 2014.
- Sugawara, D., Takahashi, T., and Imamura, F.: Sediment transport due to the 2011 Tohoku-oki tsunami at Sendai: Results from numerical modeling, *Marine Geology*, Vol. 358, pp. 18-37, 2014.
- Szczuciński, W: The post-depositional changes of the onshore 2004 tsunami deposits on the Andaman Sea coast of Thailand, *Natural Hazards*, Vol. 60, pp. 115-133, 2012.
- 高橋智幸・首藤伸夫・今村文彦・浅井大輔：掃流砂層・浮遊砂層間の交換砂量を考慮した津波移動床モデルの開発, *海岸工学論文集*, Vol. 46, pp. 606-610, 1999.
- 高橋智幸・黒川貴博・藤田将孝・島田広昭：津波による土砂移動の粒形依存性に関する水理実験, *土木学会論文集 B2 (海岸工学)*, Vol. 67, No. 2, pp. I_231-I235, 2011.
- Tanioka, Y. and Satake, K.: Fault parameters of the 1896 Sanriku tsunami earthquake estimated from numerical modeling, *Geophysical Research Letters*. Vol. 23, pp. 1549-1552, 1996.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会：波源断層を特性化した津波の予測手法 (津波レシピ), pp. 1-33, 2017.
- van Rijn, C., L.: Unified view of sediment transport by currents and waves. II: suspended transport. *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol. 133, pp. 668-689, 2007.
- 渡邊偉夫：869 (貞観11) 年の地震・津波の実態と推定される津波波源域, *歴史地震*, 第14号, pp. 83-99, 1998.
- Yoshida, Y., Ueno, H., Muto, D., and Aoki, S.: Source process of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earth-quake with the combination of teleseismic and strong motion data, *Earth Planets Space*, Vol. 63, pp.565-569, 2011.
- (投稿受理：平成30年4月3日
訂正稿受理：平成30年10月31日)

要 旨

本研究では、津波堆積物の層厚分布に基づいて津波波源モデルを推定する手法を構築した。津波波源モデルとして、すべり欠損速度分布と過去の地震履歴に基づいて円錐型断層モデルを用い、津波堆積物の調査測線に沿った堆積量と断層すべり量の関係を定式化し、堆積量の実測値を再現する断層すべり量を推定した。新しい手法の適用性を評価するために、東北地方の3地域で2011年東北沖地震 (Mw 9.0) によって形成された津波堆積物から津波波源モデルを推定した。その結果、断層すべり量と測線堆積量は比例関係にあることがわかった。定式化した関係式から推定された地震規模は Mw 9.0であった。従って、津波堆積物の層厚情報のみから巨大津波の波源モデルを一定程度に推定できることが示された。