

[資料] 古文書記録および津波堆積物情報に基づく

1611年慶長奥州津波の波源推定

東北電力株式会社* 高橋 潤

東電設計株式会社† 安中 正

東北大学災害科学国際研究所 津波工学研究分野‡ 今村 文彦

Wave source Estimation of the 1611 Keicho Oshu tsunami based on ancient documents and tsunami deposits information

Jun TAKAHASHI

Tohoku Electric Power Co., Inc., 1-7-1, Honcho, Aoba-ku, Sendai
Miyagi, 980-8550 Japan

Tadashi ANNAKA

TOKYO ELECTRIC POWER SERVICES CO., LTD., 9F, 1-7-12, Shinonome, Koto-ku
Tokyo, 135-0062 Japan

Fumihiko IMAMURA

International Research Institute of Disaster Science, 468-1, Aoba, Aramaki, Aoba-ku, Sendai
Miyagi, 980-8572 Japan

The 1611 Keicho Oshu tsunami is known to have caused extensive damage along the Pacific coast of the Tohoku region, but no consensus has been reached on the source because of less information and which is still under discussion. This is an important issue from the viewpoint of tsunami risk evaluation and disaster mitigation. Therefore, tsunami source estimation using more information adding tsunami deposits as well as ancient documents as tsunami traces is conducted. The estimated model is Mw8.9–9.0, and shows a maximum slip of about 50 meters deep at the plate boundary off Miyagi Prefecture. It is possible that the 1611 earthquake was a coupled earthquake that occurred in the same area as the 3.11 earthquake. The estimated model is generally consistent with the traces in ancient documents and tsunami deposits except for those on the Rias coast of Iwate Prefecture.

Keywords: The 1611 Keicho Oshu tsunami, Wave source estimation, Tsunami deposit, Ancient document

§ 1. はじめに

1.1 研究の背景

1611年12月2日(慶長16年10月28日), 東北地方太平洋沿岸を大津波が襲い, 甚大な被害が生じたことが各地の史料に記録されている. この津波は

慶長奥州地震津波(以下, 「1611年慶長津波」という.)と呼ばれている[蝦名・高橋(2014)].

1611年慶長津波は岩手県の一部地域では20mを超える津波高だったとする記録も残されており[蝦名・今井(2014)], その規模および被害の大きさから, 津

* 〒980-8550 宮城県仙台市青葉区本町一丁目7番1号
電子メール: takahashi.jun.vh@tohoku-epco.co.jp

† 〒135-0062 東京都江東区東雲1-7-12 KDX 豊洲グランスクエア 9F
電子メール: annaka@tepsco.co.jp

‡ 〒980-8572 宮城県仙台市青葉区荒巻字青葉468-1
電子メール: imamura@irides.tohoku.ac.jp

波リスク評価の観点からも重要な津波であるが、波源については見解の統一に至っていない。低頻度であるが一度発生すると甚大な被害をもたらす巨大地震・津波の規模や発生様式、平均発生間隔等の基礎的情報の把握は、リスク評価を行う上で不可欠であり、1611年慶長津波の波源について評価が定まっていないことは課題である。

1.2 本研究の目的

1611年慶長津波については複数の既往研究により波源推定が試みられている。既往研究による推定波源を表1に示す。

1611年慶長津波の主な特徴として、地震動による大きな被害が記録されていないこと、津波発生当日、最も大きい地震の4時間程後に津波が来襲していることが指摘されている[都司・上田(1995)]。表1のとおり、日本海溝沿いを波源域とする既往研究が大半を占めるが、岡村・行谷(2011)はその時間差に着目し、千島海溝沿いの波源を提案している。しかしながら、千島海溝沿いに波源を仮定したとしても、地震から約50分で岩手県宮古に第一波が到達する結果となり、都司・上田(1995)が指摘する到達時間差よりも短い。また、Usami et al.(2018)は日本海溝付近のタービダイトと過去の地震との関連性について検討を行っており、2011年東北地方太平洋沖地震や1896年明治三陸地震に対比されるタービダイトは確認されているのに対し、1611年慶長津波に相当する痕跡は確認されていない。このように、1611年慶長津波については、

断片的な情報は蓄積されてきているものの、統一的に説明できる波源は現在のところ提案されていない。

既往研究による推定波源にばらつきが見られる要因として、推定の際に根拠とする痕跡情報の違いが挙げられる。例えば、Yamanaka and Tanioka(2022)は岩手県山田町、船越、大槌湾周辺の津波痕跡に着目し波源推定を行っているが、その他の地域での痕跡情報について触れられていない。

また、既往研究の課題として、津波堆積物情報が未活用であることが挙げられる。1611年慶長津波により形成されたと考えられる津波堆積物は東北地方太平洋沿岸の複数地点で確認されているものの、既往研究では有効活用されていない。

そこで、本研究においては1611年慶長津波を対象に、古文書記録および津波堆積物情報を網羅的に収集・整理し、それらの津波痕跡に対して再現性の高い波源を推定することを目的とする。

§2. 手法

2.1 波源推定手法

波源を推定する方法としては、対象とする津波と観測・調査データが豊富に得られている過去の津波との比較から定性的に推定する方法[羽鳥(1975)]のほか、検潮記録や地殻変動データ等から数値解析を用いて逆推定する津波インバージョン手法などが複数提案されている[Satake(1989)など]。

本研究においては、説明性の観点から津波インバージョン手法を採用することとし、津波痕跡情

表1 既往研究による1611年慶長津波の推定波源

Table.1 The 1611 Keicho tsunami wave sources estimated by previous studies

出典	小断層名	断層長(km)	断層幅(km)	すべり量(m)	深度(km)	位置	発生様式	Mw
岡村・行谷(2011)	N	200	100	15	17	千島海溝沿い	プレート境界地震	8.9
	S	100	100	30	17			
相田(1977)		245	50	8	0	日本海溝沿い	正断層地震	8.3
土木学会(2002)		245	50	10.7		日本海溝沿い	正断層地震	8.58
		210	50	10.3		日本海溝沿い	津波地震	8.32
今井ほか(2015)	-	-	-	1.4±0.9~ 16.8±1.7	-	日本海溝沿い	プレート境界面における深部逆断層と ①海溝軸付近の浅部逆断層地震の組合せ ②海溝軸外縁の西傾斜正断層の組合せ	8.5~8.8
福原・谷岡(2017)	北	100	100	80	0	日本海溝沿い	津波地震	9.1
	南	150	100	40	0			
Yamanaka and Tanioka(2022)	N	100	75	20	0	日本海溝沿い	津波地震	8.5
	S	75	75	30	0	日本海溝沿い		

報を考慮した評価が可能である根本ほか (2019) の提案手法を参考に、波源推定を実施する。

検討フローを図 1 に示す。初期波源と痕跡データを設定し、線形インバージョンにより概略的に初期モデルを求め、その後、非線形インバージョンによりすべり量の最適化を図る、という流れである。

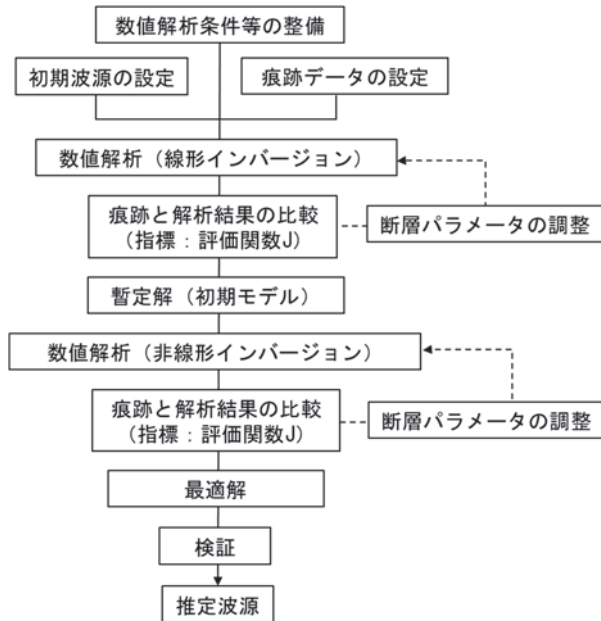


図 1 波源推定フロー

Figure.1 Wave source estimation flow

(1) 初期波源の設定

時刻情報を含む津波の波形データが複数地点で得られている場合、津波の伝播速度は水深に依存することから、波源位置を絞り込むことが出来る。しかし、1611年慶長津波に関しては正確な時刻情報は得られていないため、津波インバージョン解析により波源推定を行う際には予め初期波源を設定する必要がある。

1611年慶長津波が東北地方太平洋沿岸に大きな津波をもたらしたことは複数の史料等からも明らかである。そこで、同エリアに影響を及ぼす津波を生じさせる代表的な地震発生様式である津波地震、海洋プレート内正断層地震、プレート境界地震を対象に数値解析を用いた概略検討を行い、すべり量調整のプロセス(津波インバージョン解析)において、再現性の向上が見込まれる波源パターンを初期波源として設定する。

概略検討においては、既往研究を参考に基本モデルを設定し、各地の津波高に与える影響の大きい断層の長さやすべり量を変更した数値解析を実施す

る。本プロセスにより、発生メカニズムを考慮した波源の検討が可能となると期待される。

(2) 線形インバージョン手法

線形インバージョンは、安中ほか (1999) の提案手法を参考に実施する。同手法は、津波痕跡高の代わりに換算係数を用い、すべり量分布とグリーン関数から計算される計算値と、換算係数から算出される評価関数 J (対数残差 2 乗和) を最小にするようにすべり量分布を決定するものである。評価関数 J は

$$J = \sum_{i=1}^n (\log_{10}((A_{NL}^0)_i) - \log_{10}((A_{NL}^c)_i))^2$$

であり、

A_{NL}^0 : 痕跡高 (換算係数)

A_{NL}^c : 計算波形の最大津波高さ

n : 痕跡高さの全データ数

である。

(3) 非線形インバージョン手法

次に、線形インバージョンにより得た初期モデルを用いて非線形インバージョンを実施し、すべり量の最適化を行う。非線形インバージョンでは、観測値 (d_{obs}) と初期すべり量分布 (m^0) に対する計算値 (d_{cal}) の差を、各ブロックのすべり量に単位すべり量 (1.0m) の変化を与えた時の各観測点における計算値の変化量を係数とした線形式で表現し、差を説明する各ブロックのすべり量の変化を最小 2 乗法により求める。式では下記のように表現される。

$$d_{obs} - d_{cal}^{i-1} = G(m^i - m^{i-1})$$

グリーン関数 G は、 $i-1$ 番目のモデルに対して各断層セグメントに単位すべり量を加えた場合の計算値の変化量である。この手順を繰り返し、すべり量の変化しなくなるまで実施する。繰り返しの計算では、収束を安定させるために、Levenberg-Marquardt 法 [Press et al. (1992)] を適用する。

線形および非線形インバージョンの解析条件および解析に用いた地形を表 2 および図 2 に示す。

2.2 津波痕跡データ

歴史津波の主な情報源の 1 つは古文書記録であるが、1611年慶長津波の痕跡件数は 80 件と限定的である [岩淵ほか (2012)]。詳細は後述するが、実際に波源推定に使用できるような痕跡地点および高さ

表 2 解析条件

Table.2 Numerical analysis conditions

	線形解析	非線形解析
解析領域	北海道から千葉県までの太平洋沿岸	
空間格子間隔	1350m, 450m, 150m, 50m へ順次細分化	
基礎方程式	線形長波理論	非線形長波理論 [後藤・小川 (1982)]
計算スキーム	スタックカード格子, リープ・フロッグ法	
初期変位量	Mansinha and Smylie(1971)の方法	
境界条件	沖側:自由透過 陸側:完全反射	沖側:自由透過 陸側:遡上考慮 (小谷ほか(1998) の陸上遡上境界条件)
最小水深	10m	-
時間格子間隔	0.1 秒	0.5 秒
計算時間	津波発生後 240 分間	
粗度係数	-	$n=0.03m^{-1/3} \cdot s$
潮位条件	-	T. P. $\pm 0.0m$

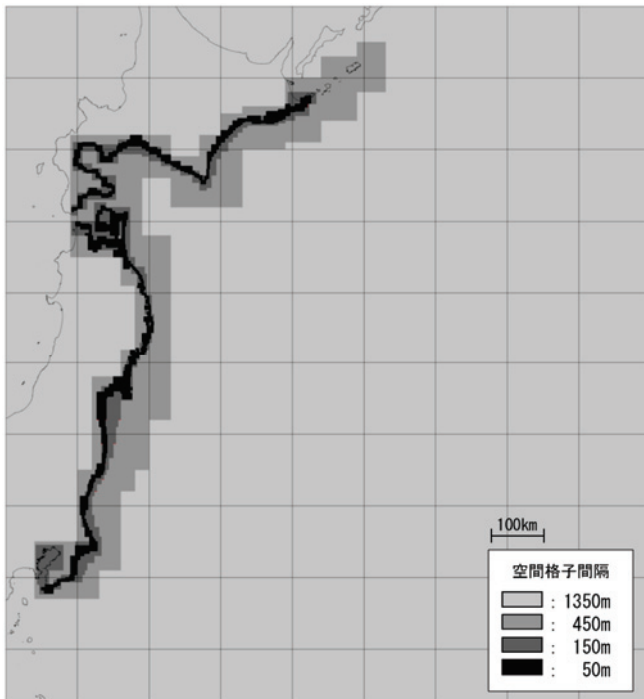


図 2 解析用地形データ

Figure.2 Topographic data for numerical analysis

が特定(推定を含む)可能な情報はさらに少ない。1611年慶長津波については、現在の青森県から福島県の広域で津波による被害の記録が残されているのに対し、一定の信頼度を有する痕跡情報は岩手県および宮城県の一部地域に限定されており、波源の全体像を把握するという観点からは十分な範囲・痕跡数とは言えない。

そこで、津波堆積物を痕跡情報として活用し、古文

書による痕跡情報の拡充・補間を図ることとした。

2.3 古文書(文字)記録

古文書記録には信頼性に高低があり、すべての情報を鵜呑みにするのは危険であることが指摘されている[都司・松岡(2011)]。加えて、1.2にて論じたとおり、既往研究の波源推定に用いられる痕跡情報の偏り・ばらつきという課題を踏まえ、信頼性および網羅性2つの観点から、痕跡として用いる情報の収集・取捨選択を行う。

「津波痕跡データベース」は、基礎情報として学術論文の他、古文書や資料集、カタログ類を網羅的に収録していると共に、土木学会(2002)が示す痕跡の信頼度の判断基準を踏まえ、登録情報に信頼度が付与されている。

痕跡の信頼度分類を表3に示す。表3に示すように、信頼度は古文書等に残された痕跡記録の位置精度および測量の実施状況を反映しており、もともと信頼度がない場合でも、追加情報が得られた場合、信頼度の評価や向上が可能となる。

信頼度 A および B の情報は痕跡の場所が現在でも確認できる情報である。近年の再測量の有無により区分されるが、両者共、一度は位置や痕跡高の測量がなされており、一定の信頼性を有する情報である。

信頼度 C は、地点情報が字名や集落名に留まっており、到達地点が明確ではないため、平面位置および痕跡高に多少の誤差が含まれ得る情報である。

1611年慶長津波痕跡のデータベース登録情報は、信頼度 A:2点、信頼度 B:3点、信頼度 C:34点である(2022年10月現在。同一の古文書情報を複数の学術論文で参照していると登録件数が複数となるが、その場合には統合する処理を施している。)

信頼度 A および B の情報には岩手県中部地域の5地点のみであること、津波インバージョンにおいては、全痕跡地点を対象に評価関数 J と計算値との比較を行うため、多くの痕跡情報を用いることで、誤差が最終的な波源に及ぼす影響は緩和されることを踏まえ、信頼度 A~C の情報を波源推定に用いる痕跡データとする。

表3 津波痕跡の信頼度分類[土木学会(2002)]
Table.3 Confidence classification of tsunami traces
[JSCE(2002)]

判断基準	
A	信頼度大なるもの
B	信頼度中なるもの
C	信頼度小なるもの
D	参考値にとどまるもの

古文書・郷土史等に記載され、痕跡の場所を現在でも確認でき、しかも近年になって測量されて高さの確定されたもの

古文書・郷土史等に記載され、痕跡の場所を現在でも確認できるが、近年の再測量のなされていないもの

古文書等に記載、或いは言い伝えられているが、字名、集落名などにとどまり、到達地点を確かめることのできないもの

古文書等の関連現象・被害の記述から推測されたもの

2.4 津波堆積物情報

(1) 波源モデル検討時の津波堆積物の活用事例および留意点

既往研究において津波堆積物を波源モデルの検討に活用した事例はあるものの、多くは津波堆積物分布と浸水域が等しい仮定の下、検討がなされている[佐竹ほか(2008)など]。しかし、東北地方太平洋沖地震津波による浸水域と砂質堆積物の分布には乖離が見られ、堆積物分布と浸水域が等しいとの仮定に基づく波源推定は過小評価に繋がる恐れがあることが指摘されている[Goto et al.(2011)]。

過小評価を防ぐ対策を行った例として、国土交通省ほか(2014)が挙げられる。国土交通省ほか(2014)は、津波堆積物の基底標高に2mを加えた値を同地点の津波高として波源モデルの検討を行っている。この処理により、波源を過小評価する可能性の低減は見込めるものの、2mの設定根拠は明らかにされていない。

津波堆積物の形成は粒径、外力となる津波の挙動や周辺地形等多くの要因の影響を受けるため、地点に関わらず基底標高から一律2mの津波高であったことは考え難い。説明性の高い波源を推定するという観点から、津波堆積物を津波痕跡として活用する際には、堆積物情報から浸水高や浸水距離を復元するなど過小評価防止の対策が必要となる。

(2) 津波堆積物と浸水深の関係

津波堆積物と浸水深の関係を検討した既往研究として、Goto et al.(2014)が挙げられる。Goto et al.(2014)は東北地方太平洋沖地震津波が来襲し

た仙台平野を対象に、1270点もの津波堆積物層厚データと浸水深の関係を分析し、津波堆積物層厚を浸水深で除した値(堆積物濃度)の中央値が約2%であったことを示している。

Goto et al.(2014)のFig.5のとおり、津波堆積物層厚を浸水深で除した値には調査地点ごとにばらつきが見られるが、平坦で凹凸の少ない仙台平野での調査結果であることを踏まえると、このばらつきは調査地の特徴を反映したものではなく、地点に関係なく津波堆積物の形成プロセスに含まれ得るものであると考えられる。

以上を踏まえ、津波堆積物層厚から浸水深を推定する際には、Goto et al.(2014)による津波堆積物層厚を浸水深で除した値において、全データの90%を包含する上限および下限となる関係式を適用する。90%上限および下限の関係式は以下の通り。

- ・90%上限(浸水深下限): $t=0.028h+0.044$

- ・90%下限(浸水深上限): $t=0.004h+0.007$

(参考)中央値: $t=0.019h+0.0029$

ここで、t:津波堆積物層厚(m)、h:同地点の浸水深(m)

なお、痕跡情報として津波堆積物情報を用いることで推定波源にどのような影響が生じるかを確認することを目的に、古文書記録のみを対象とした波源推定も合わせて実施する。

(3) Goto et al.(2014)の関係式の適用性

Goto et al.(2014)による関係式は仙台平野という極めて平坦な地形における調査結果から導出されたものであり、他地点への適用性については確認されていない。そこで、Goto et al.(2014)の分析方法を参考に、東北地方太平洋沖地震津波が来襲し、浸水距離が仙台平野の半分程度である山元町を対象に、浸水深と津波堆積物層厚の整理を行い、地形勾配の影響を確認した。Abe et al.(2012)によると、仙台平野と山元町の代表測線での浸水域勾配はそれぞれ0.05%、0.32%(Transect I, M)である。なお、国内外で発生した巨大津波に関し、津波堆積物層厚と浸水深の両データが面的に得られている事例は極めて稀である。

津波堆積物層厚のデータについては美土里ネットみやぎから提供を受け、浸水深は復興支援調査アーカイブにて公開されている5mメッシュのデータを用いた。山元町の津波堆積物層厚の調査地点は260点であり、そのうち津波堆積物が確認された地点は

223点であった。Goto et al. (2014)が提案する90%上限・下限の関係式と山元町における津波堆積物層厚／浸水深の関係を図3に示す。概ね90%上限・下限の間にあり、外れ値は37点(約17%)であった。

Goto et al. (2014)は、模擬的に津波堆積物層厚を浸水深で割った値を飽和浮遊砂濃度と定義し、津波堆積物層厚の分布は飽和濃度が平均2%に制限されると単純に考えると概ね説明がつくという仮説を提示している。今回得られた結果も、同仮説を支持するものであり、以上の分析結果を踏まえ、同関係式は勾配に関係なく適用できる可能性があると考えられる。

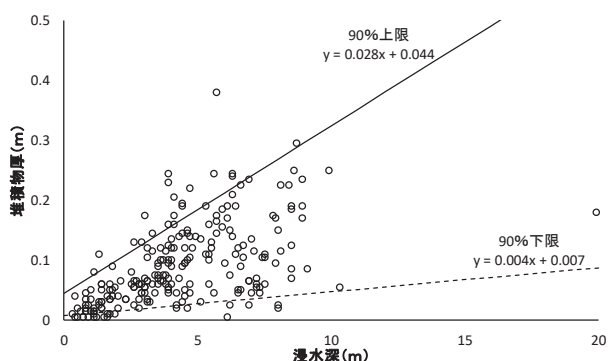


図3 山元町における浸水深と津波堆積物層厚との関係

Figure.3 Relationship between inundation depth and thickness of tsunami deposits in Yamamoto town

(4) 検討に用いる津波堆積物の選定

東北地方太平洋沿岸においては、1990年頃から精力的に古津波研究が行われており[高田ほか(2016)など]、1611年慶長津波により形成された可能性があるイベント堆積物が複数地点で確認されている。図4に、1611年慶長津波により形成された可能性のある津波堆積物の分布と形成年代を示す。堆積物は青森県北部、岩手県全域、宮城県中～南部で確認されており、岩手県での確認数が最も多い。

Goto et al. (2014)が示す津波堆積物層厚と浸水深の関係は多数のデータから導出されたものであるため一定の汎用性を有すると考えられ、(3)の検討結果より、勾配に関係なく適用できる可能性があることを確認した。

仙台平野は海岸線沿いに砂浜が発達しており、かつ目立った凹凸がなく極めて平坦である。津波堆積物の起源の多くが陸域由来であること[原田ほか(2011)]、津波堆積物は局所的な地形の凸凹により

層厚が大きく変化することを踏まえ、図4に示す調査地点のうち、①津波の遡上経路に津波堆積物の主な供給源となる砂浜が存在する、②仙台平野と同様に局所的な凹凸がない、という2条件を満たす調査地点の津波堆積物を痕跡データとして採用することとした。①および②の確認は、衛星画像、国土地理院のメッシュデータおよび数値地図を用いて行った。

津波堆積物調査の多くは、歴史津波の規模を把握する観点から、海陸方向の測線上の複数地点で調査を実施し、分布限界を求めている例が多い。海岸線付近は浸食と堆積の両方が発生している場合が多く、津波堆積物層厚のばらつきも大きいこと、堆積物の最高基底標高(多くの場合、最も内陸側の地点)は同地点に津波が到達した物証となることから、同一調査エリア内の複数地点で津波堆積物が確認された場合、最も基底標高が高い内陸側の津波堆積物を地点の代表として採用している。

津波堆積物の選定結果および各地点の推定痕跡高を表4に、古文書記録および津波堆積物から推定した痕跡高の分布を図5に示す。津波堆積物情報を加えることにより、三陸海岸北部やその他の領域で痕跡情報の充実化が図られ、周辺での波源推定の信頼性向上が期待される。

§3. 結果・考察

3.1 初期波源の設定

(1) 津波地震モデル

日本海溝沿いの代表的な津波地震である1896年明治三陸津波の再現モデル[Tanioka and Satake (1996)]を参考に基本モデルを設定した。ただし、地震調査研究推進本部によりプレートの相対運動の向きがN115°EからN112°Eに見直されたことを反映し、すべり角を修正している。基本モデル(Case1-1)を図6に示す。

基本モデル(Case1-1)による解析結果と痕跡高を比較すると(図7)、全体的に過小評価であるが、特に宮城県では最南端の地点を除き、全地点で過小評価となっていること踏まえ、波源が宮城県に正対するよう、断層の長さを200km南に延長したケース(Case1-2)を対象に解析を実施した。断層を延長しても宮城県の計算津波高にほぼ変化がなかったことから、Case1-2の断層全体のすべり量を1.5倍したところ(Case1-3)、岩手県の全域で計算津波高が大きくなる傾向が見られたが、宮城

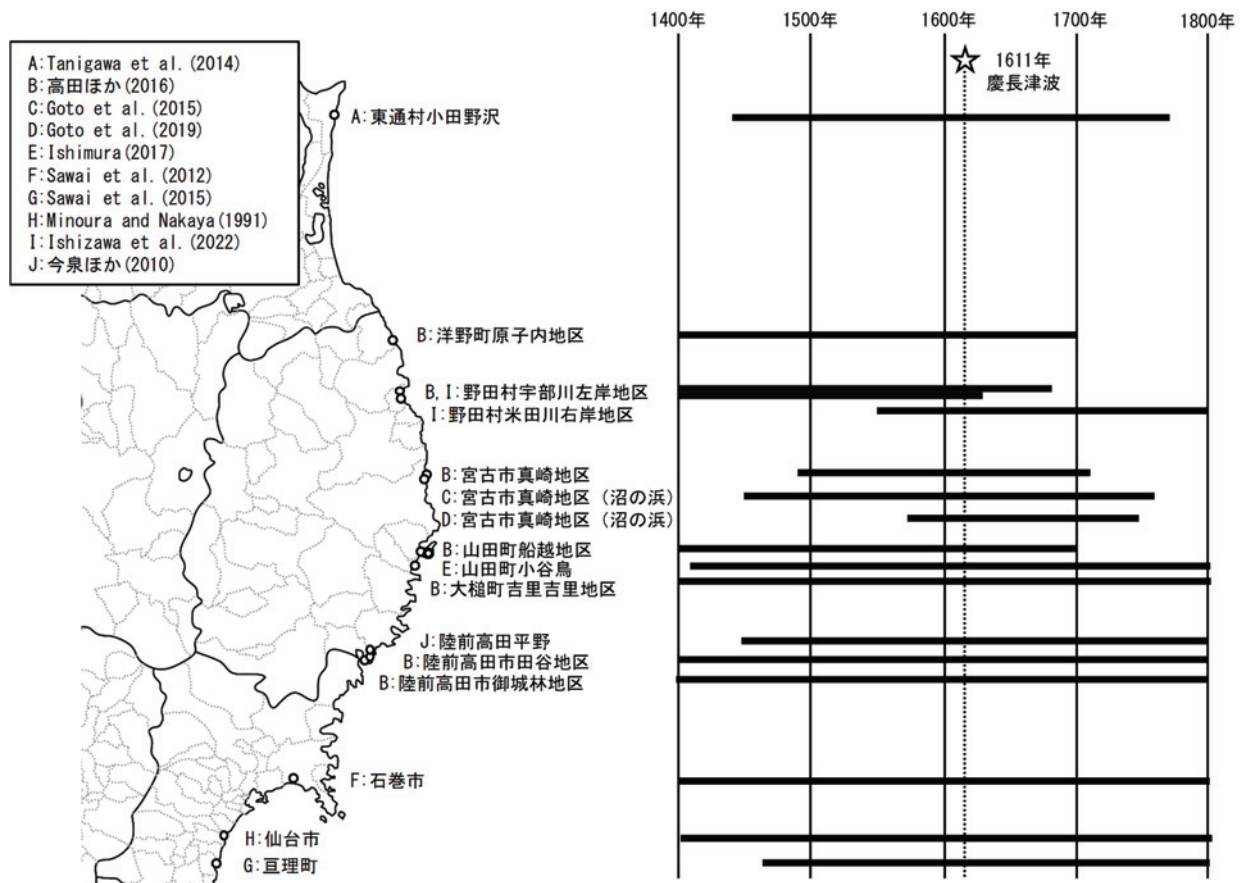


図4 1611年慶長津波により形成された可能性のある津波堆積物および年代測定結果
 Figure.4 Possible tsunami deposits formed by the 1611 Keicho tsunami and the dating results

表4 津波堆積物から推定した津波痕跡高

Table.4 Tsunami trace heights estimated from tsunami deposits

No.	場所	層厚 ^{※1} (cm)	基底標高 ^{※1} (m)	津波高(m)		出典
				浸水深下限	浸水深下限	
1	青森東通村小田野沢	4.0	5.6	5.6 ^{※1}	13.9	Tanigawa et al. (2014)
2	洋野町原子内地区	1.0	6.2	6.2 ^{※1}	7.0	高田ほか (2016)
3	野田村宇部川左岸地区	10.0	3.6	5.6	26.9	高田ほか (2016)
4	野田村米田川	0.5	13.2	13.2 ^{※1}	13.2 ^{※1}	Ishizawa et al. (2022)
5	宮古市真崎地区	9.0	5.9	7.5	26.7	高田ほか (2016)
6	沼の浜	7.8	6.0	7.2	23.8	Goto et al. (2014)
7	小谷島	38.0	2.4	14.4	28.8 ^{※2}	Ishimura(2017)
8	大槌町吉里吉里地区	4.0	1.2	1.2 ^{※1}	9.5	高田ほか (2016)
9	陸前高田市	13.0	-0.1	3.0	30.7	今泉ほか (2010)
10	石巻平野	7.0	0.4	1.3	16.1	Sawai et al. (2012)
11	仙台平野	10.0	0.1	2.1	23.4	Minoura and Nakaya(1991)
12	仙台平野 (亶理町)	3.0	0.2	0.2 ^{※1}	6.0	Sawai et al. (2012)

層厚, 基底標高については各文献の図表等から読み取り. 津波高については, 各地点の層厚から Goto et al.(2014)の式により浸水深を算出し, 基底標高を足し合わせることで求めた.

※1 浸水深が負の値となる場合には基底標高を同地点の津波高としている.

※2 津波高が 90m 超の現実的に考えられない数値となったことから, 近接する古文書による痕跡高さ最大値に置き換えている.

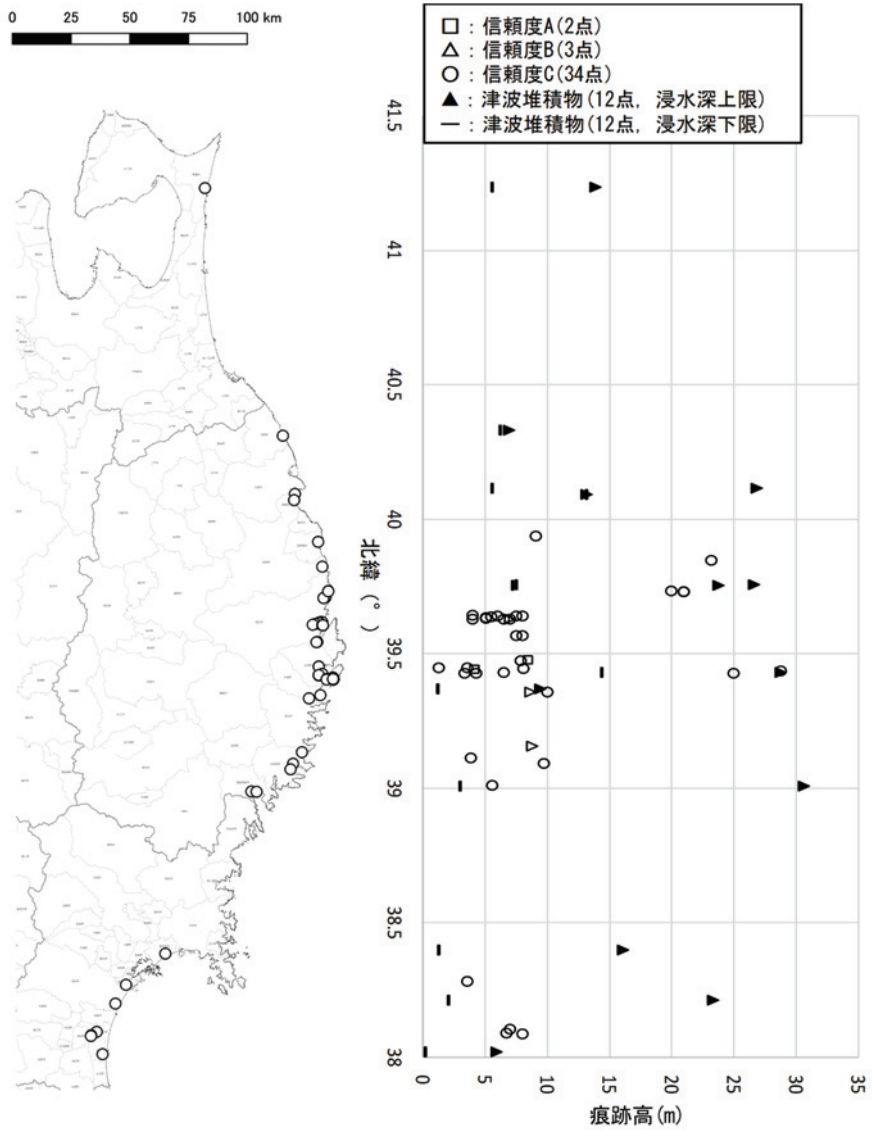


図5 1611年慶長津波の津波痕跡高

Figure.5 Tsunami trace heights of the 1611 Keicho tsunami

波源域	Case1-1	Case1-2	Case1-3			
	基準点	40.30° N 144.33° E	(北側) 40.30° N 144.33° E (南側) 38.35° N 143.89° E	(北側) 40.30° N 144.33° E (南側) 38.35° N 143.89° E		
	深さ	1.0km	1.0km	1.0km	1.0km	1.0km
	傾斜角	20°	20°	20°	20°	20°
	すべり角	78.7°	78.7°	90°	78.7°	90°
	走向	190°	190°	202°	190°	202°
	断層面の幅	50km	50km	50km	50km	50km
	断層面の長さ	210km	210km	200km	210km	200km
	すべり量	9.7m	9.7m	9.7m	14.6m	14.6m
波源域	Case2-1	Case2-2	Case2-3			
	基準点	40.17° N, 44.50° E	40.17° N, 44.50° E	40.17° N, 44.50° E		
	深さ	1.0km	1.0km	1.0km		
	傾斜角	180°	180°	180°		
	すべり角	45°	45°	45°		
	走向	270°	270°	270°		
	断層面の幅	50km	50km	50km		
	断層面の長さ	245km	245km	345km		
	すべり量	8.0m	16.0m	16.0m		
波源域	典型的なプレート境界地震					
	基準点	38.42° N, 142.90° E				
	深さ	31km				
	傾斜角	202°				
	すべり角	18°				
	走向	90°				
	断層面の幅	100km				
	断層面の長さ	200km				
すべり量	12.0m					

図6 各地震発生様式の波源モデル

Figure.6 Wave Source models of each earthquake occurrence mode

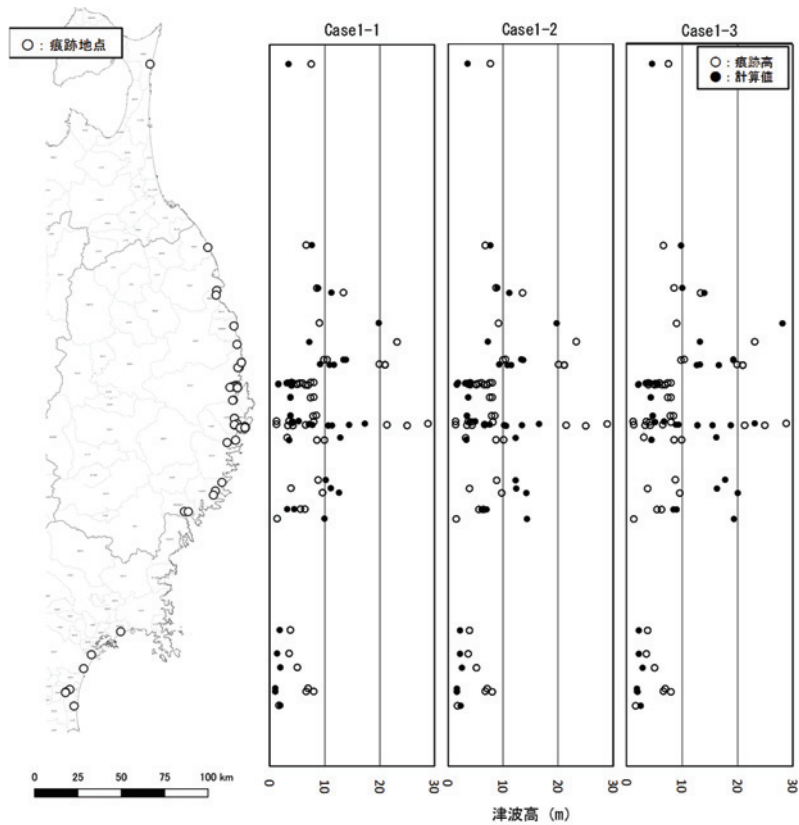


図7 津波地震の各モデル(Case1-1,2,3)の計算値と痕跡高の比較

Figure.7 Comparison of calculated and trace heights by each model of tsunami earthquake (Case1-1, 2, 3)

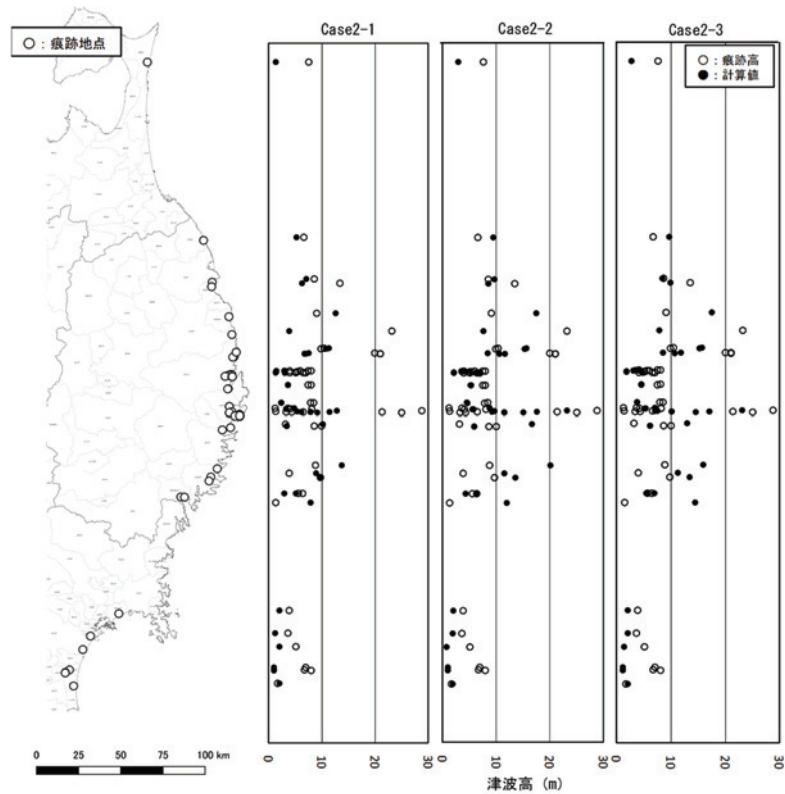


図8 正断層地震の各モデル(Case2-1,2,3)の計算値と痕跡高の比較

Figure.8 Comparison of calculated and trace heights by each model of normal fault earthquake (Case2-1, 2, 3)

県ではほとんど変化しないことを確認した (K , κ (相田(1977)による痕跡値/計算値の幾何平均, 幾何標準偏差) はそれぞれ Case1-1 : $K=1.44$, $\kappa=2.15$, Case1-2 : $K=1.42$, $\kappa=2.09$, Case1-3 : $K=1.05$, $\kappa=2.08$).

以上より, すべり量の調整により岩手県については再現性向上が見込めるのに対し, 宮城県については再現性向上の可能性は低いと考えられる.

(2) 正断層地震モデル

相田(1977)による 1611 年慶長津波の推定波源モデルを参考に, 正断層地震の基本モデル(Case2-1)を設定した(図6).

基本モデルによる計算津波高は全般的に過小評価であったことから(図8), 断層のすべり量を2倍にしたケース(Case2-2)を対象に解析を実施したところ, 岩手県においては津波高が大きくなったものの, 宮城県ではほとんど変化がみられなかった.

次に, 宮城県での過小評価の改善を目的に断層を Case2-2 のモデルをベースに南側に 100km 延長したケース(Case2-3)を対象に解析を実施したところ, 宮城県の計算津波高はほとんど変わらず, 逆に岩手県の一部では Case2-2 と比べ津波高が小さくなる地点があり, 影響が複雑であることを確認した(Case2-1: $K=1.83$, $\kappa=2.20$, Case2-2: $K=1.21$, $\kappa=2.31$, Case2-3 : $K=1.30$, $\kappa=2.18$).

以上より, すべり量の調整により岩手県中部～北部領域の再現性向上が見込めるが, 岩手県南部～宮城県については, 再現性向上の可能性は低いと考えられる.

(3) 典型的なプレート境界地震モデル

岩手県沖のプレート境界深部には低地震活動域 [Ye et al. (2012)] が確認されていることから, 宮城県沖に波源を設定した. 基本モデルは Namegaya and Satake (2014) による 869 年貞観地震津波の再現モデルを参考に設定した(図6).

基本モデルを用いて解析を実施した結果, 宮城県において, 津波地震および正断層地震と比較し, 良好な再現性を得られることを確認した(図9, $K=2.45$, $\kappa=2.67$).

(4) 各地震モデルの組合せ

以上の検討より, 岩手県沿岸については正対す

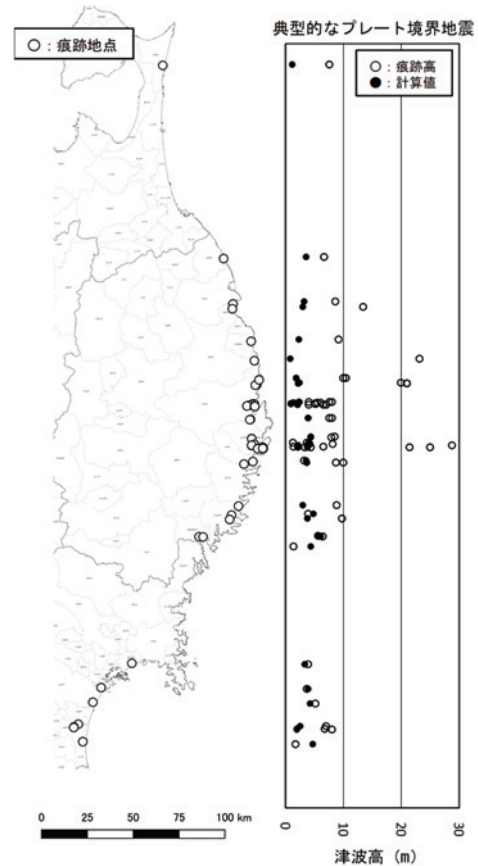


図9 典型的なプレート境界地震モデルの計算値と痕跡高の比較

Figure.9 Comparison of calculated and trace heights by model of typical plate boundary earthquake

る領域での津波地震, 宮城県沿岸については典型的なプレート境界地震にて再現性向上の見込みや良好な再現性が見られることから, 津波地震と典型的なプレート境界地震を組み合わせたパターンについても検討した.

津波地震(Case1-3)と典型的なプレート境界地震との組合せモデルを対象に解析を実施したところ, 津波地震, 正断層地震と比較し, 津波地震と典型的なプレート境界地震との組合せケースの評価関数が減少すること(Case1-3 : 7.19, Case2-3 : 8.01, 組合せ : 7.13)を確認したことから, 初期波源には津波地震と典型的なプレート境界地震を組合せたモデルを設定した. なお, 津波地震については, プレート境界地震に合わせ, 走向の調整を行った. 初期波源の断層諸元を表5に示す.

なお, 典型的なプレート境界地震と正断層地震を組み合わせるパターンも考えられるが, 正断層地震は岩手県南部での再現性向上の可能性が低いこと等を踏まえ検討対象外とした.

3.2 波源推定結果

波源推定においては、波源の不均質性の考慮をするため、断層の分割数を増やしながらか検討を行い、最大分割数は8とした。

推定波源を図10に示す。両ケースにおいて分割数を増やすにつれて評価関数が減少する傾向がみられたことから、分割数を最大8とした場合の波源を示している。

得られた推定波源は、津波堆積物情報から推定した痕跡高の違いを反映し、浸水深上限ケースの方が各セグメントのすべり量が大きいものの、すべり量の大小の分布については共通性が見られる。浸水深下限のケースは $K=0.96$ 、 $\kappa=2.26$ 、浸水深上限のケースは $K=0.99$ 、 $\kappa=1.83$ となった。

地震規模については、浸水深下限を用いた場合 Mw8.9、浸水深上限とした場合 Mw9.0 となった。

3.3 議論

(1) 推定波源による再現性

推定波源による計算津波高と痕跡高との比較を図11に示す。全体的に波源のすべり量が大きい浸水深上限ケースの方が、計算値も大きい傾向が見られ、いずれの波源でも岩手県南部～福島県沿岸部の広域で、最大3m台の沈降が見られる。

計算津波高の分布については、岩手県中部で高く、北部・南部に離れるほど小さくなる傾向は再現できているものの、岩手県中部の一部地域では計算値と痕跡高に乖離が見られる。

乖離が大きな地点の1つは岩手県山田町であり、小谷鳥峠において最大28.8mの津波痕跡が記録されている。Yamanaka and Tanioka(2022)は、山田町において数kmの範囲内で痕跡高に10mを超える差が生じていることに着目した検討を実施し、その差の原因を津波の短周期成分による影響だとしている。

今回、数値解析に用いた基礎方程式は非線形長波理論であり、解析用地形データの最小格子間隔は50mである。Yamanaka and Tanioka(2022)の指摘を踏まえると、分散波理論など津波の短周期成分の挙動を再現できる手法を用い、より詳細な地形データによる再現性の確認が必要と考えられる。

(2) すべり欠損分布との比較

Hashimoto et al.(2012)による千島海溝および日本海溝沿いのすべり欠損分布を図12に示す。

推定波源の宮城県沖プレート境界深部の断層領

域では3cm/年以上のすべり欠損速度となっており、北東部の一部領域では9cm/年以上となっている。同領域のすべり欠損を3~9cm/年と想定し、かつ同領域が869年貞観地震以降大きくすべらなかつたとすると、742年後の1611年には最大22~60m程度、歪が蓄積する。今回推定された宮城県沖の最大50m程度のすべり量は説明可能である。

一方、中世史料の解析から、1611年慶長地震以前に発生した東北地方太平洋沿岸に巨大津波をもたらしたイベントとして1454年享徳地震の可能性が指摘されている[行谷・矢田(2014)]。同地震について、地学的な観点や文字記録等から869年の貞観地震と類似した地震であった可能性が指摘されている。仮に貞観地震と同じ領域で発生し、地震に伴い歪を完全に解放したとすると、1454年から1611年の157年間における歪の蓄積量は最大でも14m程度であり、今回の推定結果であるプレート境界深部のすべりを説明することはできない。

東北地方太平洋沖地震と同様、869年貞観地震でもすべり欠損がほぼ全て解消したとの仮定や、歪の蓄積と解放についてはプレート境界深部領域のみの議論に留まるといった課題はあるものの、以上を踏まえると、1611年慶長地震は東北地方太平洋沖地震と869年貞観地震の間に発生した超巨大地震(東北地方太平洋沖型)であった可能性がある。

推定波源の津波地震領域でのすべり量は0~21m程度となった。東北地方太平洋沖地震では津波地震領域で50m以上のすべりが生じたとされているが[地震調査研究推進本部(2017a)]、これは、深部の破壊により浅部の津波地震領域における破壊が励起されたために生じた(ダイナミックオーバーシュート)とされている[Ide et al.(2011)]。

今回の推定波源における津波地震領域の最大のすべり量は北端セグメントの20.5mであるが、南部の断層との間にはすべり量が0mとなる領域があり、断層の破壊は不連続となっている。

北部の津波地震領域における既往最大規模の津波地震としては1896年明治三陸津波が知られているが、同津波の再現モデルのすべり量は10m程度とされており、今回のように南部の断層とは破壊が不連続な場合に、津波地震領域で20mを超えるすべりが生じ得るかについては、更なる検討が必要である。

(3) 津波堆積物情報の有無による推定波源の差

痕跡情報として津波堆積物情報を用いない場合

の推定波源および推定波源による計算値と痕跡高の比較を図 13 に示す ($K=0.94$, $\kappa=1.71$)。

津波痕跡として津波堆積物情報を統合した場合の推定波源 (図 10) と比較すると、各断層のブロックにおけるすべり量の大小の分布には同様な傾向が見られる。また、図 13 に示すセグメント A および B を除き、すべり量は津波堆積物情報を統合して得た推定波源のすべり量に包含された値となっており、浸水深上限と下限とのすべり量を比較すると、上限に近い値を示している。特に、セグメント B では津波堆積物情報を統合した場合と比較し、30m 以上ものすべり量の差異が生じている。セグメント B に単位すべり量を与えた場合の最大水位上昇量分布を確認すると、海底地形の影響もあり、断層に正対する仙台平野全域よりもやや南よりの仙台平野中部～福島県全域にかけての影響が大きいことを確認した。仙台平野の痕跡情報 6 点は、正対する津波地震領域による津波の影響が小さい範囲に位置している。古文書記録と津波堆積物による痕跡高を比較すると、前者の方が高いため、セグメント B のすべり量に大きな差異が生じた原因としては、この痕跡の高さの違いとセグメント B が痕跡位置に及ぼす感度の差が影響しているものと考えられる。

(4) 既往研究による波源モデルとの比較

今井ほか(2015)は、1611 年慶長津波を対象に津波地震と典型的なプレート境界地震を組み合わせた波源を想定し、組合せ最適化手法によりすべり量の推定を行っている(表 1)。

推定された波源は三陸沖の海溝軸付近のすべりが特に大きく、仙台湾沖のプレート境界で広域にすべりが生じている。一方、三陸沖深部のプレート境界では、ほとんどすべりが生じていない。

本研究で得られた波源(図 10)と比較すると、三陸沖プレート境界深部を除くプレート境界全域ですべりが生じていることは共通しているが、すべり量が最大となる領域やすべり量には相違が見られる。

すべり量の違いの要因の1つとしては、推定に用いている痕跡データの差が考えられる。本研究では 51 点の痕跡データを用いているのに対し、今井ほか(2015)の使用している痕跡データは 18 点であり、約 3 倍の違いがある。また、地震規模を比較すると、今井ほか(2015)の提案波源は $M_w8.4\sim 8.7$ であるのに対し、本研究で得られた推定波源は $M_w8.9\sim 9.0$ とな

っている。 M_w の差異についても、痕跡データ数の違いに起因するすべり量の差を反映しているものと考えられる。

(5) 津波痕跡以外の情報との整合性

蝦名・高橋(2014)は地震後、相馬中村城で行われていた工事が揺れによる損傷の修復工事であった可能性を指摘している。そこで、推定波源を対象に、地震調査研究推進本部(2017b)を参考に、簡易手法により相馬中村城地点の最大計測震度の算出したところ、両波源とも 5 強となった。

内閣府(2004)は江戸時代の地震揺れと構造物の被害の関係をまとめており、震度 5 強は家屋に関し「家はかなり破損し、傾くものも生じる」としている。

1.2 に記載のとおり、1611 年慶長津波発生日の地震動により大きな被害は生じていないとされているが、仮に揺れによる被害の記録が残されていないことが、実際に被害がないことを表しているのであれば、推定波源とは整合しない結果となる。

このように、推定波源は広範囲で大きな揺れを生じさせたと考えられるが、1611 年慶長津波に相当するタービダイトは確認されておらず [Usami et al. (2018)], 地震による揺れの範囲、震度との整合性については今後の課題である。

(6) 1611 年慶長津波が津波地震起因であったと想定した場合の推定波源

1611 年慶長津波を引き起こした地震については、揺れによる被害の記録が残されていないことなどから、津波地震であったとする既往研究も複数存在する(表1)。

本研究においては、津波痕跡に対する再現性に着目して波源推定を行っているが、(5)のとおり、震度との整合性から発生の可能性が否定できないため、1611 年慶長津波が津波地震であったと想定し、本研究と同様な手法で波源推定を実施した。

津波堆積物から津波高への換算は、Goto et al. (2014) が示す津波堆積物層厚/浸水値の中央値の関係を用い、初期波源は表5の津波地震:北側断層および津波地震:南側断層の組合せとした。

得られた推定波源および計算津波高と痕跡高の比較を図 14 に示す($K=1.01$, $\kappa=1.93$)。

本研究で得られた推定波源(図 10)と比較すると、

岩手県沖の津波地震領域ではほとんどすべりが生じていないことは共通しているものの、津波地震型を想定した場合の推定波源は、最南端領域(セグメント B)で 50m を超えるすべりが生じており、大きな乖離が見られる。(2)と同様、プレート境界深部で破壊がない場合でも、浅部領域でこれほどのすべりが生じるか否かについては、議論の余地があるものと考えられる。

§4. 結論・展望

見解の統一が図られていない 1611 年慶長津波の波源について、古文書記録および津波堆積物情報を統合した推定を行った。

その結果、宮城県沖のプレート境界深部領域に最大約 50m のすべりを有する波源が推定された。東北地方太平洋沖地震での破壊領域と重複する、宮城県沖のプレート境界深部の広域ですべりが生じており、1611 年慶長地震は東北地方太平洋沖地震と 869 年貞観地震の間に発生した超巨大地震(東北地方太平洋沖型)であった可能性がある。

また、推定波源による再現解析の結果、全般的な津波高分布傾向は再現できたものの、特に岩手県の一部で大きな乖離見られた。この要因としては、数値解析における短周期成分の再現性によるものである可能性があり、分散波理論の適用や地形データの精緻化を踏まえた再現性の確認が必要と考えられる。

謝辞

本報告にあたっては、東北大学災害科学国際研究所の方々には、改善に向けたコメントを頂戴する他、大変お世話になった。水土里ネットみやぎには東北地方太平洋沖地震津波による津波堆積物調査結果を提供いただいた。ここに記し、感謝申し上げます。

文献

Abe, T., Goto, K., and Sugawara, D., 2012, 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**, 142-150.
相田勇, 1977, 三陸沖の古い津波のシミュレーション, *東京大学地震研究所彙報*, **52**, 71-101.

安中正・太田孝平・茂木寛之・吉田郁政・高尾誠・曾良岡宏, 1999, 浅水変形効果を考慮した津波インバージョン手法に関する研究, *海岸工学論文集*, **46**, 341-345.
土木学会原子力土木委員会, 2002, 原子力発電所の津波評価技術, 341p.
蝦名裕一・高橋裕史, 2014, 『ビスカイノ報告』における 1611 年慶長奥州地震津波の記述について, *歴史地震*, **29**, 195-207.
蝦名裕一・今井健太郎, 2014, 史料や伝承に基づく 1611 年慶長奥州地震の津波痕跡調査, *津波工学研究報告*, **31**, 139-148.
福原絃太・谷岡勇市郎, 2017, 歴史津波史料をデータとし津波遡上計算により推定された 1611 年慶長三陸津波地震の震源モデル, *JpGU-AGU Joint Meeting 2017*, HDS16-10
Goto, K., Chagué-Goff, C., Fujino, S., Goff, J., Jaffe, B., Nishimura, Y., Richmond, B., Sugawara, D., Szczuciński, W., Tappin, D. R., Witter, R., and Yulianto, E., 2011, New insights of tsunami hazard from the 2011 Tohoku-oki event, *Marine Geology*, **290**, 46-50.
Goto, K., Hashimoto, K., Sugawara, D., Yanagisawa, H., and Abe, T., 2014, Spatial thickness variability of the 2011 Tohoku-oki tsunami deposits along the coastline of Sendai Bay, *Marine Geology*, **358**, 38-48.
Goto, T., Satake, K., Sugai, T., Ishibe, T., Harada, T., and Murotani, S., 2015, Historical tsunami and storm deposits during the last five centuries on the Sanriku coast, Japan, *Marine Geology*, **367**, 105-117.
Goto, T., Satake, K., Sugai, T., Ishibe, T., Harada, T., and Gusman, A. R., 2019, Tsunami history over the past 2000 years on the Sanriku coast, Japan, determined using gravel deposits to estimate tsunami inundation behavior, *Sedimentary Geology*, **382**, 85-102.
後藤智明・小川由信, 1982, Leap-frog 法を用いた津波の数値計算法, *東北大学工学部土木工学科資料*, 52p.
原田賢治・今井健太郎・藤木悦史, 2011, 津波斜面遡上による陸域での堆積砂形成に関する水理実験, *土木学会論文集 B2 (海岸工学)*, **67(2)**, I_251-I_255.

- Hashimoto, C., Noda, A., and Matsu'ura, M., 2012, The Mw 9.0 northeast Japan earthquake: total rupture of a basement asperity, *Geophysical Journal International*, **189**(1), 1-5, doi:10.1111/j.1365-246X.2011.05368.x.
- 羽鳥徳太郎, 1975, 三陸沖歴史津波の規模と推定波源域, *東京大学地震研究所集報*, **50**, 397-414.
- Ide, S., Baltay, A., and Beroza, G. C., 2011, Shallow Dynamic Overshoot and Energetic Deep Rupture in the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki Earthquake, *Science*, **332**, 1426-1429.
- Ishimura, D., 2017, Re-examination of the age of historical and paleo-tsunami deposits at Koyadori on the Sanriku Coast, Northeast Japan, *Geoscience Letters*, **4**, Article number: 11.
- Ishizawa, T., Goto, K., Nishimura, Y., Miyairi, Y., Sawada, C., and Yokoyama, Y., 2022, Paleotsunami history along the northern Japan Trench based on sequential dating of the continuous geological record potentially inundated only by large tsunamis, *Quaternary Science Reviews* 279-1. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.1073>
- 今井健太郎・前田拓人・飯沼卓史・蝦名裕一・菅原大助・今村文彦・平川新, 2015, 組み合わせ最適化手法を利用した歴史津波の波源推定-1611年慶長奥州地震の事例-, *東北地域災害科学研究*, **51**, 139-144.
- 今泉俊文・石山達也・原口強・宮内崇裕・後藤秀昭・島崎邦彦, 2010, 波堆積物調査にもとづく地震発生履歴に関する研究. 宮城県沖地震における重点的調査観測総括成果報告書(Reports of Integrated Research Project for Miyagi-ken-oki Earthquakes), 152-185.
- 岩渕洋子・杉野英治・今村文彦・都司嘉宣・松岡裕也・今井健太郎・首藤伸夫, 2012, 信頼度を考慮した津波痕跡データベースの構築, *土木学会論文集 B2*, **68**, 2, I_1326-I_1330.
- 地震調査研究推進本部, 2017a, 日本海溝沿いの地震活動の長期評価, 144p.
- 地震調査研究推進本部, 2017b, 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」), 51p.
- 国土交通省・内閣府・文部科学省, 2014, 日本海における大規模地震に関する調査検討会報告書, 43p.
- 小谷美佐・今村文彦・首藤伸夫, 1998, 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*, **45**, 356-360.
- Mansinha, L., and Smylie, D. E., 1971, The displacement field of inclined faults, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **61**, 5, 1433-1440.
- Minoura, K., and Nakaya, S., 1991, Traces of tsunami preserved in inter-tidal lacustrine and marsh deposit: Some examples from northeast Japan, *Journal of Geology*, **99**, 265-287.
- 行谷佑一・矢田俊文, 2014, 史料に記録された中世における東北地方太平洋沿岸の津波, *地震*, **66**, 4, 73-82.
- Namegaya, Y., and Satake, K., 2014, Reexamination of the AD 869 Jogan earthquake size from tsunami deposit distribution, simulated flow depth, and velocity, *Geophysical Research Letters*, **41**, 2297-2303.
- 内閣府中央防災会議, 2004, 災害教訓の継承に関する専門調査会報告書 平成 16 年 3 月 1855 安政江戸地震, 205p.
- 根本信・横田崇・高瀬嗣郎・今村文彦, 2019, 2011 年東北地方太平洋沖震の津波断層モデルの再検討—津波関連観測データをフル活用した推定—, *日本地震工学会論文集*, **19**, 2, 2_25-2_41.
- 岡村行信・行谷佑一, 2011, 17 世紀に発生した千島海溝の連動型地震の再検討, *活断層・古地震研究報告*, **11**, 15-20.
- Press, W. H., Teukolsky, S. A., Vetterling, W. T., and Flannery, B. P., 1992, *Numerical recipes in FORTRAN 77: The art of scientific computing Second Edition*, Cambridge University Press, 1010p.
- Satake, K., 1989, Inversion of tsunami waveforms for the estimation of heterogeneous fault motion of large submarine earthquakes: The 1968 Tokachi-oki and 1983 Japan Sea earthquakes, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **94**, B5, 5627-5636.
- 佐竹健治・行谷佑一・山木滋, 2008, 石巻・仙台平野における 869 年貞観津波の数値シミュレーション, *活断層・古地震研究報告*, **8**, 71-89.

- Sawai, Y., Namegaya, Y., Okamura, Y., Satake, K., and Shishikura, M., 2012, Challenges of anticipating the 2011 Tohoku earthquake and tsunami using coastal geology, *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, **39**, 6.
- Sawai, Y., Namegaya, Y., Tamura, T., Nakashima, R., and Tanigawa, K., 2015, Shorter intervals between great earthquakes near Sendai: Scour ponds and a sand layer attributable to AD 1454 overwash, *Geophysical Research Letters*, **42(12)**, 4795-4800.
- 高田圭太・宍倉正展・今井健太郎・蝦名裕一・後藤和久・越谷信・山本英和・五十嵐厚夫・市原季彦・木下博久・池田哲哉・岩手県県土整備部河川課, 2016, 岩手県沿岸における津波堆積物の分布とその年代, *活断層・古地震研究報告*, **16**, 1-52.
- Tanigawa, K., Sawai, Y., Shishikura, M., Namegaya Y., and Matsumoto, D., 2014, Geological evidence for an unusually large tsunami on the Pacific coast of Aomori, Northern Japan, *JOURNAL OF QUATERNARY SCIENCE*, **29(2)**, 200-208.
- Tanioka, Y., and Satake, K., 1996, Tsunami Generation by Horizontal Displacement of Ocean Bottom, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 8, 861-864.
- 都司嘉宣・松岡祐也, 2011, 歴史津波の調査に伴う文献・津波痕跡の信頼度評価について, *津波工学研究報告*, **28**, 73-81.
- 都司嘉宣・上田和枝, 1995, 慶長 16 年(1611), 延宝 5 年(1677), 宝暦 12 年(1763), 寛政 5 年(1793), および安政 3 年(1856)の各三陸地震津波の検証, *歴史地震*, **11**, 75-106.
- Usami, K., Ikehara, K., Kanamatsu, T., and McHugh, C. M., 2018, Supercycle in great earthquake recurrence along the Japan Trench over the last 4000 years, *Geoscience Letters*, **5(1)**, 1-12.
- Yamanaka, Y., and Tanioka, Y., 2022, Short-wave run-ups of the 1611 Keicho tsunami along the Sanriku Coast, *Progress in Earth and Planetary Science*, **9**, <https://doi.org/10.1186/s40645-022-00496-1>
- Ye, L., Lay, T., and Kanamori, H., 2012, The Sanriku-Oki low-seismicity region on the northern margin of the great 2011 Tohoku-Oki earthquake rupture, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, **117**, B02305.

表 5 初期波源の断層諸元

Table.5 Fault parameters of the initial wave source

	典型的なプレート境界地震	津波地震:北側断層	津波地震:南側断層
基準点	38.42° N 142.90° E 深さ 31km	40.30° N 144.33° E 深さ 1.0km	38.13° N 143.84° E 深さ 1.0km
走向	202°	190°	202°
傾斜角	18°	20°	20°
断層面の長さ	200km	210km	200km
断層面の幅	100km	50km	50km
すべり角	90°	78.7°	90°

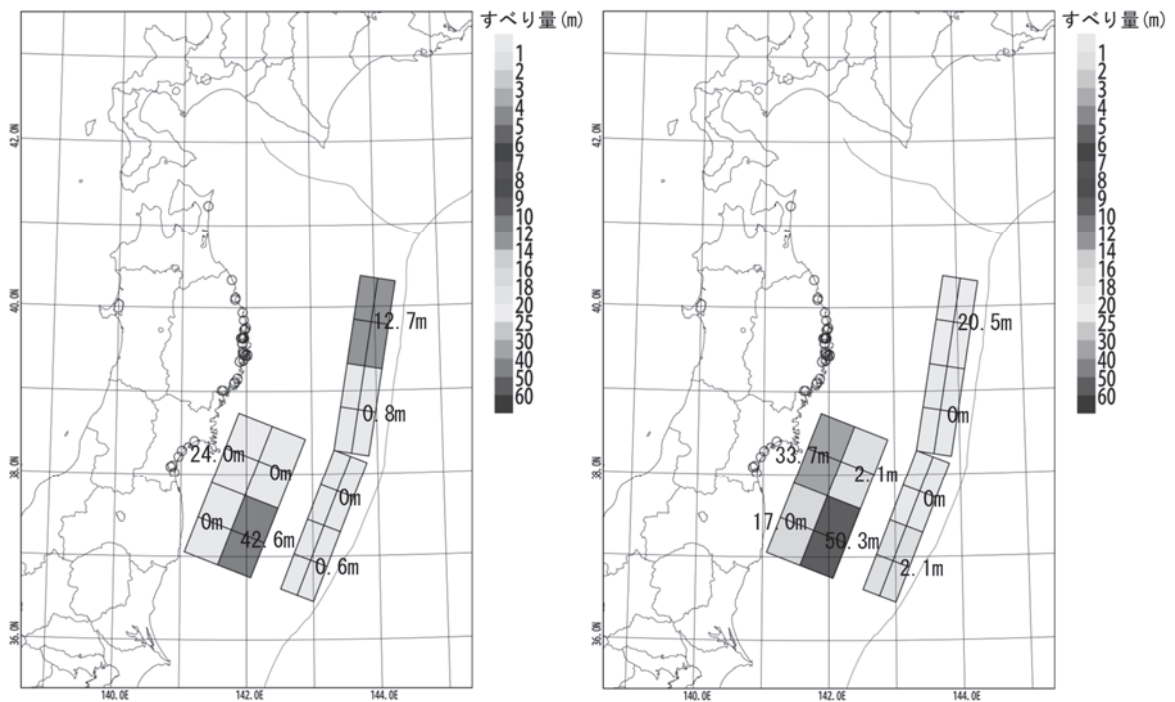


図 10 1611 年慶長津波の推定波源(左:津波堆積物から津波高への変換に浸水深下限を用いたケース, 右:浸水深上限を用いたケース)

Figure.10 Estimated wave source of the 1611 Keicho tsunami (left: case using the minimum flow depth for conversion from tsunami deposits to trace heights; right: case using the maximum flow depth)

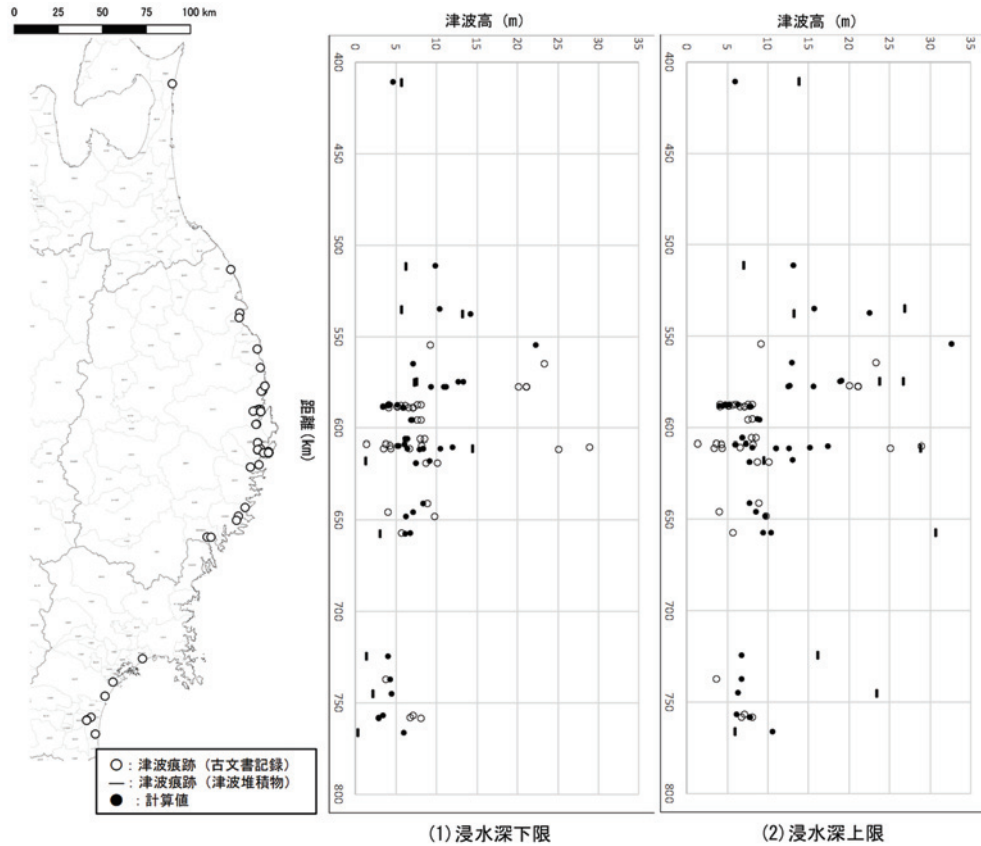


図 11 1611 年慶長津波の推定波源による計算津波高と痕跡高の比較

Figure.11 Comparison of calculated and trace heights by estimated wave sources of the 1611 Keicho tsunami

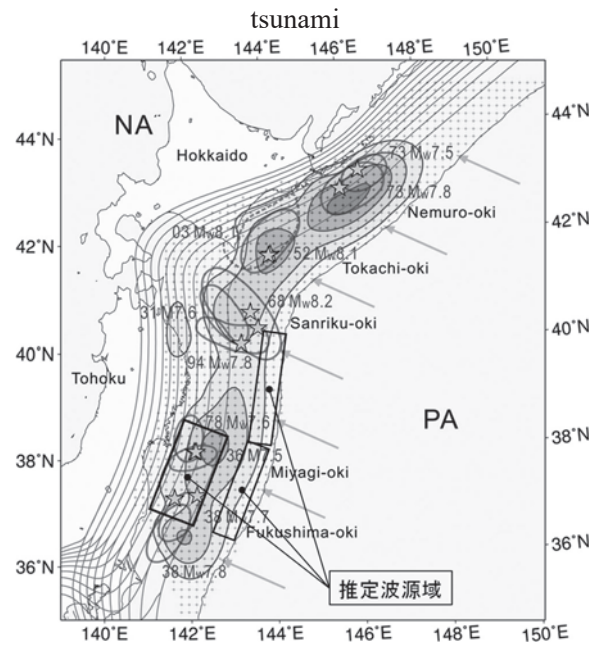


図 12 陸上 GNSS データ(期間:1996-2000 年)から推定したプレート間のすべり欠損速度. 青色のコンターはすべり欠損を表しており間隔は 3cm/年. 緑色の線と黄色の☆は過去に発生した代表的なプレート境界地震による津波波源域および震源, 灰色の線はプレート境界の 10km 間隔の等深線を表す [Hashimoto et al.(2012)]

Figure.12 Slip deficit velocity between plates estimated from land-based GNSS data (period: 1996-2000) The blue contours represent slip defects at intervals of 3 cm/year. The green lines and yellow stars indicate the tsunami source areas by representative plate boundary earthquakes and epicenters in the past, and the gray lines indicate isobaths at 10 km intervals on the plate boundary. [Hashimoto et al.(2012)]

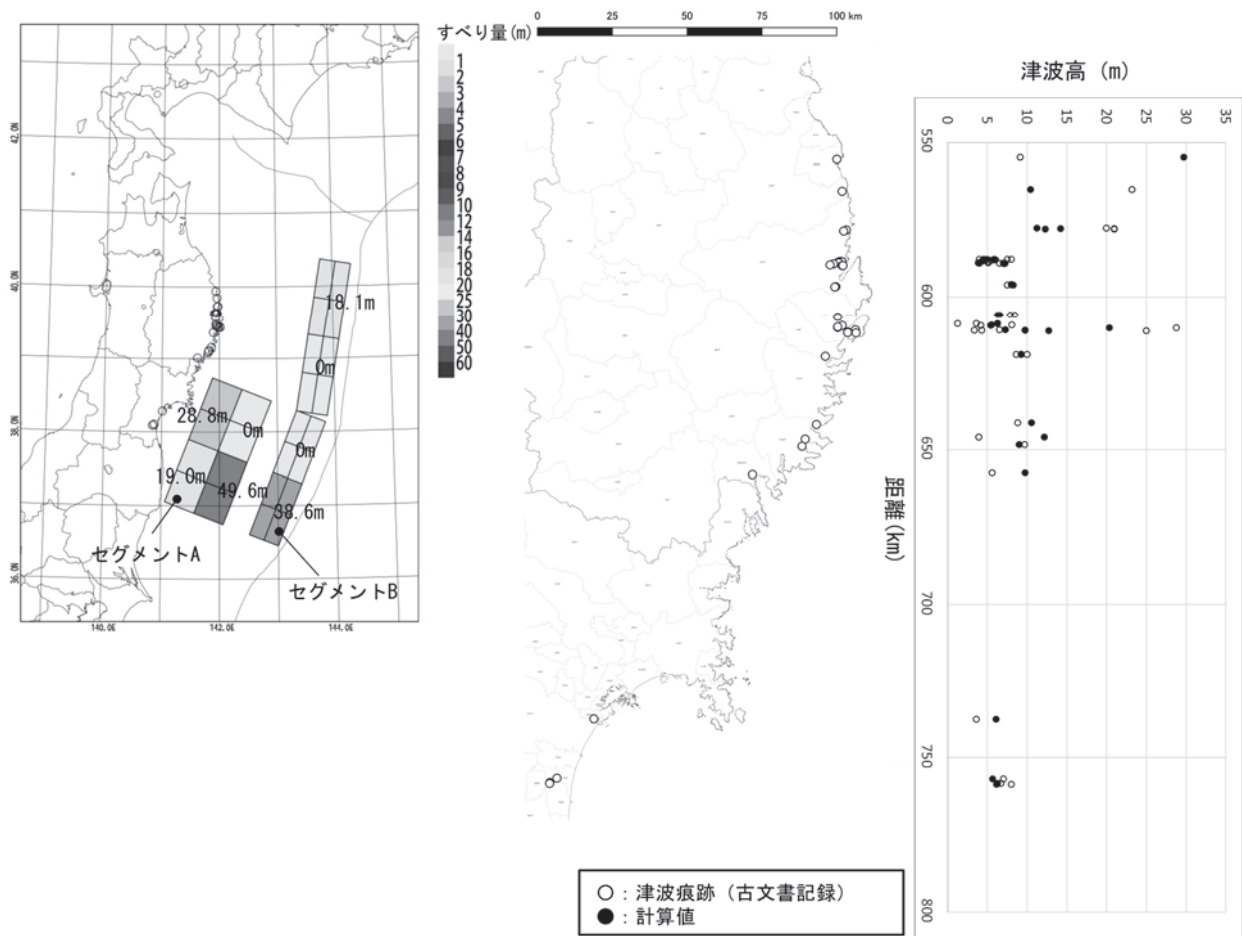


図 13 古文書記録のみを用いた場合の 1611 年慶長津波の推定波源および計算津波高と痕跡高の比較
 Figure.13 Estimated wave source of the 1611 Keicho tsunami using only ancient document and comparison of the calculated tsunami heights and trace heights

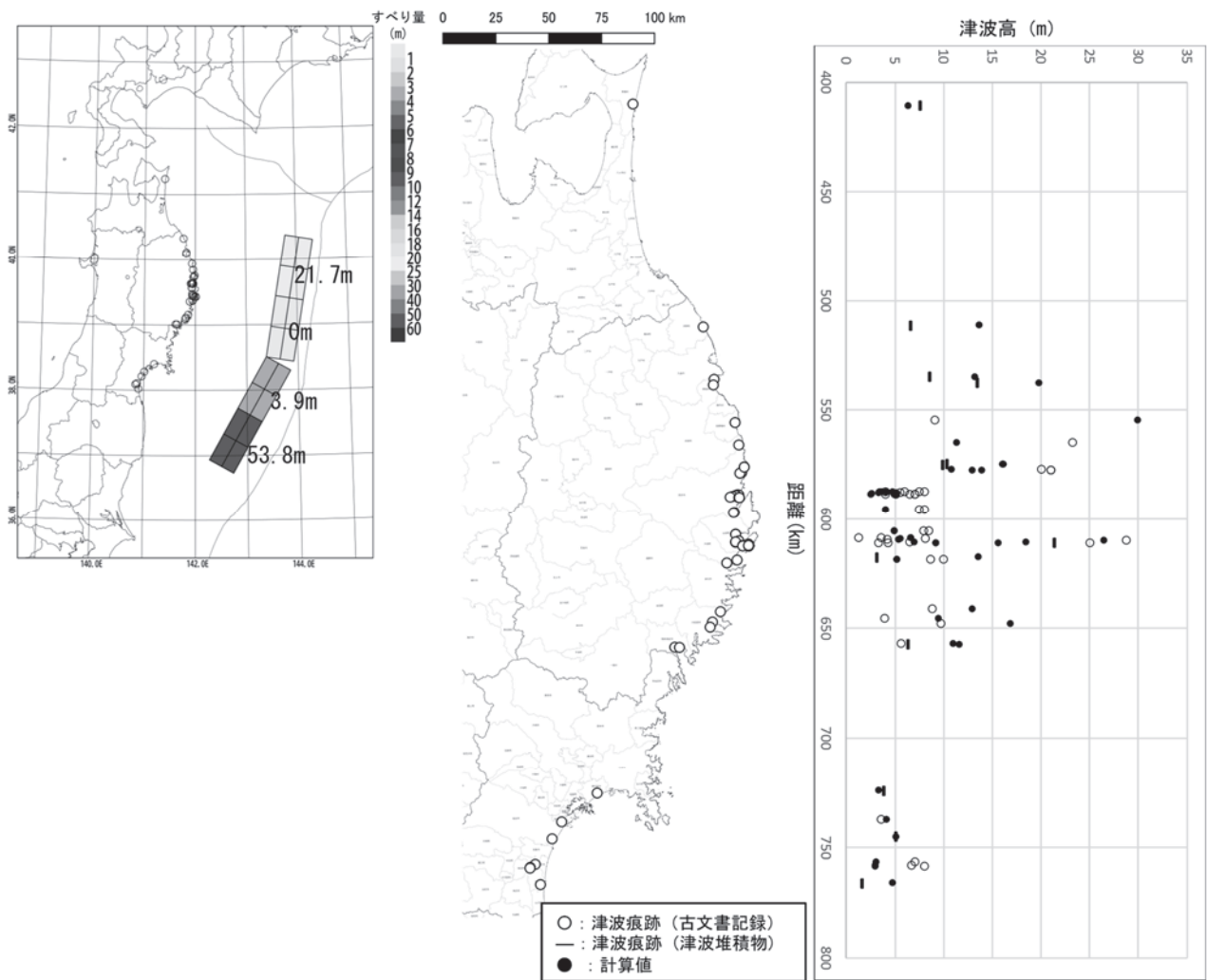


図 14 1611 年慶長津波を津波地震型と想定した場合の推定波源および計算津波高と痕跡高の比較 (津波堆積物から津波高への変換には中央値の関係を使用)

Figure.14 Estimated wave source assuming that the 1611 Keicho tsunami was a tsunami earthquake and comparison of the calculated tsunami heights and trace heights (Median relationship used to convert from tsunami deposits to tsunami heights)