

古文書記録と津波堆積物を統合した痕跡情報に基づく1611年慶長奥州津波の波源推定

高橋潤¹・安中正²・今村文彦¹

Tsunami Source Estimation of the 1611 Keicho Oshu Tsunami Based on Integrating Traces in Ancient Documents and Tsunami Deposits

Jun TAKAHASHI¹, Tadashi ANNAKA² and Fumihiko IMAMURA¹

Abstract

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. This is an important issue from the viewpoint of tsunami risk evaluation and disaster mitigation because without wave source information, it is impossible to understand the behavior of tsunami in each area. Therefore, tsunami source estimation using more information adding tsunami deposits as well as ancient documents as tsunami traces should be proposed and conducted. The estimated models with different mechanism are suggested to have a slip of 21 to 26 meters off the coast of Miyagi Prefecture like the 3.11 Tohoku earthquake. It is possible that the 1611 earthquake was a coupled earthquake that occurred in the same area as the 3.11 earthquake.

キーワード：1611年慶長奥州津波，津波堆積物，古文書記録，波源推定

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

1. はじめに

1.1 研究の背景

1611年10月28日（グレゴリオ暦：1611年12月2日），東北から関東地方を揺るがす地震が発生し，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歴史史料に記録されている。

この地震および津波は，「1611年慶長奥州地震・津波」と呼ばれている。

1611年慶長奥州津波は，岩手県の一部地域では東北地方太平洋沖津波の高さを上回ったとする記録が残されており，津波の常襲地域である東北地方太平洋沿岸を襲った津波の中でも最大クラスで

¹ 東北大学災害科学国際研究所
International Research Institute of Disaster Science, Tohoku University

² 東電設計株式会社
Tokyo Electric Power Services Co., Ltd.

本稿に対する討議は2024年8月末日まで受け付ける。

あったとされている(都司・上田, 1995)。

一度発生すると広範囲に被害を引き起こす巨大津波の波源に関する情報は、津波のリスク評価や防災対策を検討する上で不可欠である。例えば、防災対策の基礎となる津波の浸水想定は、過去に発生した津波の数値シミュレーションを踏まえて実施されており、その際には波源の断層パラメータが必要となる。

しかしながら、1611年慶長奥州津波の波源については見解の統一に至っていない。同地震は地震調査研究推進本部(2019)における「日本海溝沿いの地震活動の長期評価」にも取り入れられているものの、プレート境界での超巨大地震(東北地方太平洋沖型)もしくは津波地震であったとする2つの可能性が指摘されており、評価が確定していない。同報告書中には、「(超巨大地震(東北地方太平洋沖型)について)東北地方太平洋沖地震の一つ前の活動として、1611年の慶長三陸地震と1454年の享徳地震のどちらが該当するかは見解が分かれており、地質記録だけでなく歴史記録も収集し、それぞれの地震像の解明に努める必要がある」との記載もあり、現象の解明が課題となっている。

1.2 既往研究による波源推定

以上のような背景から、1611年慶長奥州津波については、古くから波源推定が試みられている。既往研究による推定波源域を図1に示す。図1のとおり、既往研究の多くは日本海溝沿いを波源域としているが、岡村・行谷(2011)は千島海溝沿いを想定している。日本海溝沿いの推定波源については、大まかな発生領域は東北地方太平洋沖と共通しているが、その規模や発生様式にはばらつきが見られ、津波地震、海洋プレート内正断層地震、典型的なプレート境界地震とそれらを組み合わせた地震など、複数提案されている。しかしながら、1611年慶長奥州津波に関する記録に対し、網羅的に再現性を確認した例はなく、その正確な波源は不明である(Yamanaka and Tanioka, 2022)。

このように、推定波源の位置、規模、発生様式に差異が生じる原因としては、既往研究が波源推

定の際に根拠としている情報が限定的であり、その数や信頼性にばらつきがあることが挙げられる。歴史津波の主な情報源の一つは古文書等の記録であるが、岩渕ほか(2012)により津波痕跡のデータベースが構築される以前は、痕跡情報を網羅的に収集することに多大な労力を要したため、各研究者が入手した限られた情報に基づき推定がなされていた。

一方、古津波の情報源として津波堆積物が挙げられる。東北地方太平洋沿岸では1611年慶長奥州津波由来の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ものの、波源推定に活用されている例は今井ほか(2015)や岡村・行谷(2011)に限られている。さらに、検討に使われている堆積物も限定的であるなど、有効に活用されているとは言い難い。

以上を踏まえ、本研究においては1611年慶長奥州津波の津波痕跡に対する再現性の高い波源を推定することを目的とする。津波痕跡については、古文書記録が網羅的に登録されている津波痕跡データベースの情報に津波堆積物情報を統合して用いることとする。特に、古文書の信頼性を検討することに加え、津波堆積物の位置だけでなく層厚も考慮した津波高さへの換算についても検討し、波源を議論するための情報を増加させる手法を提案する。さらに、既存モデルを参照してインバージョンの波源位置を仮定し、精度の高い推定を実施する。

2. 方法

2.1 検討方針

1611年慶長奥州津波の波源推定の方法について、羽鳥(1975)は各地の震度や津波高さの分布を1896年明治三陸津波や1933年昭和三陸津波などの詳細に調査がなされた津波と比較することにより、妥当と考えられる波源域を推定している。相田(1977)は数値シミュレーションを取り入れた推定を行っており、以降の研究でも使い方に差異はあるが、数値解析を用いた検討が行われている。

近年の波源推定では、検潮記録を用いた津波インバージョン手法(Sateke, 1987など)が用いられ

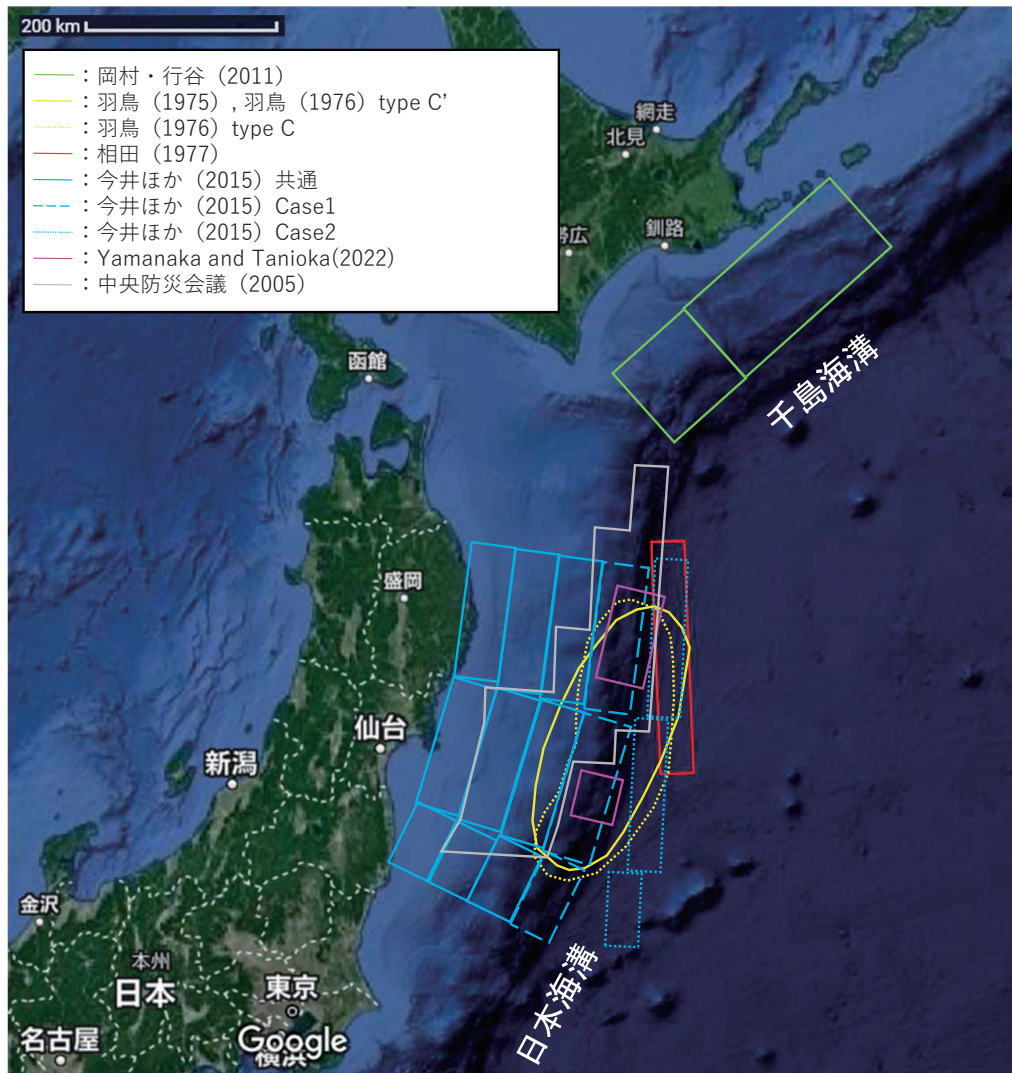


図1 既往研究による1611年慶長奥州津波の推定波源域

ることが多い。海域での津波の伝播速度は水深に依存するため、時間および水位の情報を含む検潮記録を複数地点分用いることで、波源の位置や初期水位を精度よく推定できるという特徴を有する。

しかし、1611年慶長奥州津波に関しては、発生から収束に至るまで正確な時間が不明であるため、基本的には津波痕跡のみから波源を推定する必要がある。

痕跡情報を活用した津波インバージョン手法としては、安中ほか(1999)や根本ほか(2019)の提

案手法が挙げられる。

安中ほか(1999)は従来手法を参考に、検潮記録に加えて痕跡データにも適用可能な線形インバージョン手法を提案しており、痕跡高と計算津波高との残差2乗和が小さくなるよう波源を決定する手法を提案している。根本ほか(2019)は、検潮記録に加え陸域・海域測地データ、GNSS連続観測データおよび津波痕跡高データを用い、線形インバージョンから得た初期モデルを対象に、非線形インバージョン解析を適用し波源を推定す

る手法を提案している。

本研究では、痕跡記録を活用し、より再現性の高い波源モデルを推定する観点から、安中ほか(1999)の手法を用いて初期モデルを設定し、根本ほか(2019)を参考に非線形インバージョン解析を実施し、すべり量を推定する。

2.2 波源推定手法

安中ほか(1999)の方法では、痕跡高の代わりに換算値を用い、すべり量分布とグリーン関数(各断層に単位すべり量を加えた場合の計算値の変化量)から計算される計算値と換算値の対数残差2乗和(評価関数)を最小にするようにすべり量分布を決定する。換算値はグリーン関数による足し合わせが成立する痕跡地点に近接する海域地点を対象に算定する。評価関数 J は以下のとおりである。

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

A_{NL}^O : 痕跡高の換算値

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

i : 痕跡高, 計算波形出力地点の整理番号

本検討においては、安中ほか(1999)が提案する手法(線形インバージョン)により得られた波源モデルを非線形インバージョン用の初期モデルとする。

続いて、得られた初期モデルを対象に、根本ほか(2019)を参考に非線形インバージョンを実施する。非線形インバージョンには非線形最小二乗問題の標準的な解法の1つであるLevenberg-Marquart法を用いる。本手法は最小二乗法とガウス・ニュートン法を組み合わせた方法であり、効率的に痕跡高に対する対数残差2乗和が小さくなるすべり量を推定することができる。

解析条件を表1に、解析に用いる地形モデルを図2に示す。地形モデルの基礎データは、陸域は国土地理院の数値地図50mメッシュ標高データ、海域は日本水路協会M7000シリーズとし、1611年に発生した津波を対象としていることから、防波堤や防潮堤等の沿岸の人口構造物は除去している。なお、東北地方太平洋沿岸域は、下北半島や磐城は隆起速度0.5m/千年以下の曲動地域であるが、それ以外に特徴的な隆起・沈降が生じている領域はないとされており(小池・町田, 2001)、現地地形データに対する地殻変動の影響は考慮不要と考えられる。ただし、沿岸部の土地利用状況や津波発生時の潮位は、津波挙動に影響を及ぼす可能性があるが、本検討においては考慮できていないことに留意する必要がある。

2.3 津波痕跡情報

(1) 古文書(文字)記録

岩淵ほか(2012)は津波の痕跡情報を学術論文、古文書・史料集、カタログ類から網羅的に収集し、

表1 解析条件

	線形インバージョン	非線形インバージョン
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	1350 m, 450 m, 150 m, 50 mへ順次細分化(図2)	
基礎方程式	線形長波理論	非線形長波理論
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(後藤・小川(1982)) 陸側: 遡上考慮(小谷ほか(1998)の陸上遡上境界条件)
最小水深	10 m	-
時間格子間隔	0.1秒	0.5秒
計算時間	津波発生後240分間	
海底摩擦係数	-	$n = 0.03 \text{ m}^{-1/3} \cdot \text{s}$
潮位条件	-	T.P. +0.0 m

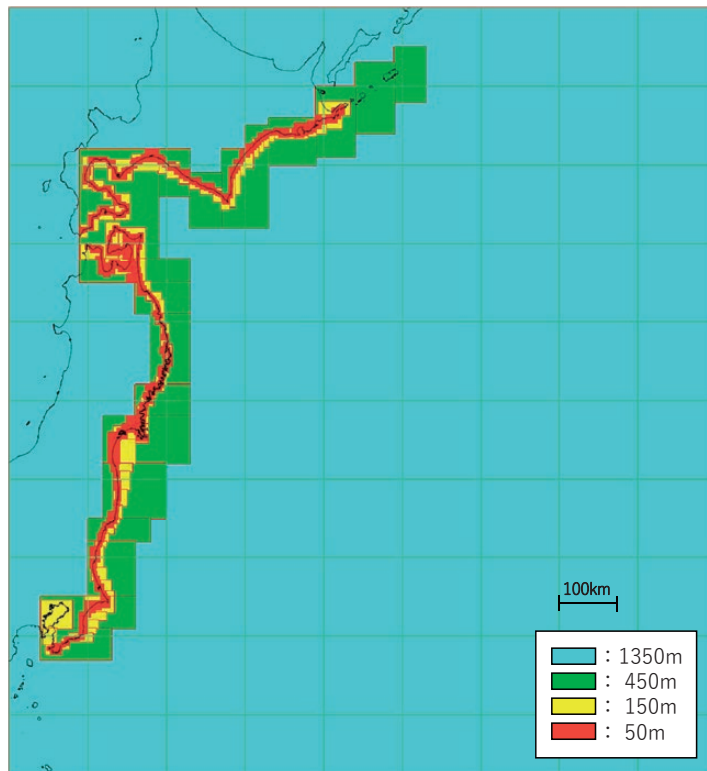


図2 解析用地形モデル

さらに、それらの情報1つ1つの原典にまで遡って実施した調査結果を踏まえ、信頼度ごとに分類した痕跡データベースを構築している。痕跡信頼度の定義を表2に示す。表2のとおり、痕跡の信頼度は津波の到達地点および標高2つの要素の確からしさにより分類され、追加の調査により更なる情報が取得された場合や、精度が向上した場合には、信頼度も向上する。

信頼度AおよびBは、古文書等に記載されている痕跡地点が現在でも特定可能な情報であり、再測量（と必要に応じた若干の痕跡高さの修正）の実施の有無により区分される。信頼度A、Bの情報については、再測量の有無による違いはあるが、両地点とも津波の到達地点が明確となっている情報である。信頼度Bの情報については、再測量の実施により若干の痕跡高さの修正が加わり、信頼度が向上する可能性はあるが、1611年慶長奥州津波の痕跡情報の出典はすべて学術論文であり、

表2 津波痕跡の信頼度分類（岩渕ほか，2012）

判断基準	
A	信頼度大なるもの 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
B	信頼度中なるもの 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るが、近年の再測量のなされていないもの
C	信頼度小なるもの 古文書等に記載、或いは言い伝えられてはいるが、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
D	参考値にとどまるもの 古文書等の関連現象・被害の記述から推測されたもの

信頼度Aと同様、高精度な情報であると考えられる。

信頼度Cは津波の到達地点の情報が字名や集落名など面的な広がりをもつ、津波到達地点の特定が困難な情報である。岩渕ほか(2012)は、信

信頼度 C の判断基準である「字名、集落名」の精査の際、大字と小字の特定状況、集落の範囲、痕跡の存在する地域の周辺地形（平地、傾斜地）が痕跡高の精度に与える影響を加味した判定を行っており、例えば、原典の古文書の痕跡箇所の記載が地区のような広範囲で特定できない場合や、痕跡高が構造物の被害の程度から推定しているなど、推測の域を出ないと判定されたものについては信頼度 D に分類している。

よって、信頼度 C の情報については、平面位置および痕跡高に多少の誤差が含まれる可能性は否定できないものの、津波高が大きく変化するような地点のずれの可能性は排除されており、かつ、痕跡高は一定の根拠を有していると考えられる。解析に用いる地形データの最小格子間隔が 50 m であり、本検討では広域での津波高の再現を目的とした波源推定の痕跡情報として使用することを踏まえ、信頼度 C の情報は採用に問題ないと判断し、痕跡信頼度 A～C の情報を用いることとする。

(2) 津波堆積物情報から津波高への換算

津波堆積物を波源推定に活用した既往研究の多くは、浸水域が堆積物分布と等しいと仮定し、数値解析により得られた浸水域が、津波堆積物の確認された地点まで到達しているかを推定波源の妥当性の判定材料としている例が多い（佐竹ほか、2008など）。しかし、東北地方太平洋沖津波が来襲した仙台平野では、浸水距離が海岸から最長 4～5 km であったのに対し、砂質堆積物の内陸側の分布限界が浸水距離の概ね 60～70% であり、従来の仮定による推定は過小評価であった可能性が指摘されている（Goto et al., 2011 など）。よって、津波堆積物を波源推定に活用する際には、堆積物情報から浸水高や浸水距離を推定するなど、過小評価防止の対策が必要となる。

津波堆積物を活用した波源推定において過小評価を防止する取り組みをしている事例として、国土交通省・内閣府・文部科学省（2014）が挙げられる。国土交通省・内閣府・文部科学省（2014）は、津波堆積物の基底標高に 2 m を加え、同地点の津波高と見なしている。このような対応によ

り、波源の過小評価の可能性の低減が図れると考えられるものの、2 m の設定根拠は十分に明らかにされていない。津波堆積物の内容や堆積環境に関わらず、基底標高から一律 2 m の津波高であったことは想定し難い。

津波堆積物情報と水量と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津波が来襲した仙台平野を対象に、約 1300 点もの津波堆積物の層厚データを用いて堆積物厚と浸水深の関係を分析し、津波堆積物厚／浸水深（堆積物濃度）の中央値が約 2% であったとしている。さらに、仙台空港周辺の測線での津波堆積物厚にその中央値約 2% を適用して浸水深を算定しており、概ね実測値と整合する結果を得ている。

本研究においては Goto et al. (2014) による中央値約 2% を適用し、津波堆積物厚から同地点の津波高を推定し、痕跡情報として取り扱うことにする。ただし、Goto et al. (2014) による分析結果は東北地方太平洋沖津波が来襲した仙台平野という限定的な条件下のものであることを踏まえ、その適用性について (3) で確認し、使用する津波堆積物の選定を行う。

(3) 津波堆積物情報の絞り込みと推定津波高

津波痕跡データベースに登録されている 1611 年慶長奥州津波の痕跡情報は、岩手県および宮城県の一部に限定されており、津波による被害の記録が残されている青森県や福島県沿岸では津波高さに関する情報は残されていない。歴史記録の補間という観点からも、津波堆積物の有効活用が重要となる。

東北地方においては、1990 年頃から古津波研究が行われており（高田ほか、2016 など）、1611 年慶長奥州津波由来の可能性のあるイベント堆積物が複数確認されている。図 3 に、1611 年慶長奥州津波由来の可能性のある津波堆積物の分布および年代測定結果を示す。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) の関係（堆積物厚／浸水深＝約 2%）は広域かつ多数の津波堆積物および浸水

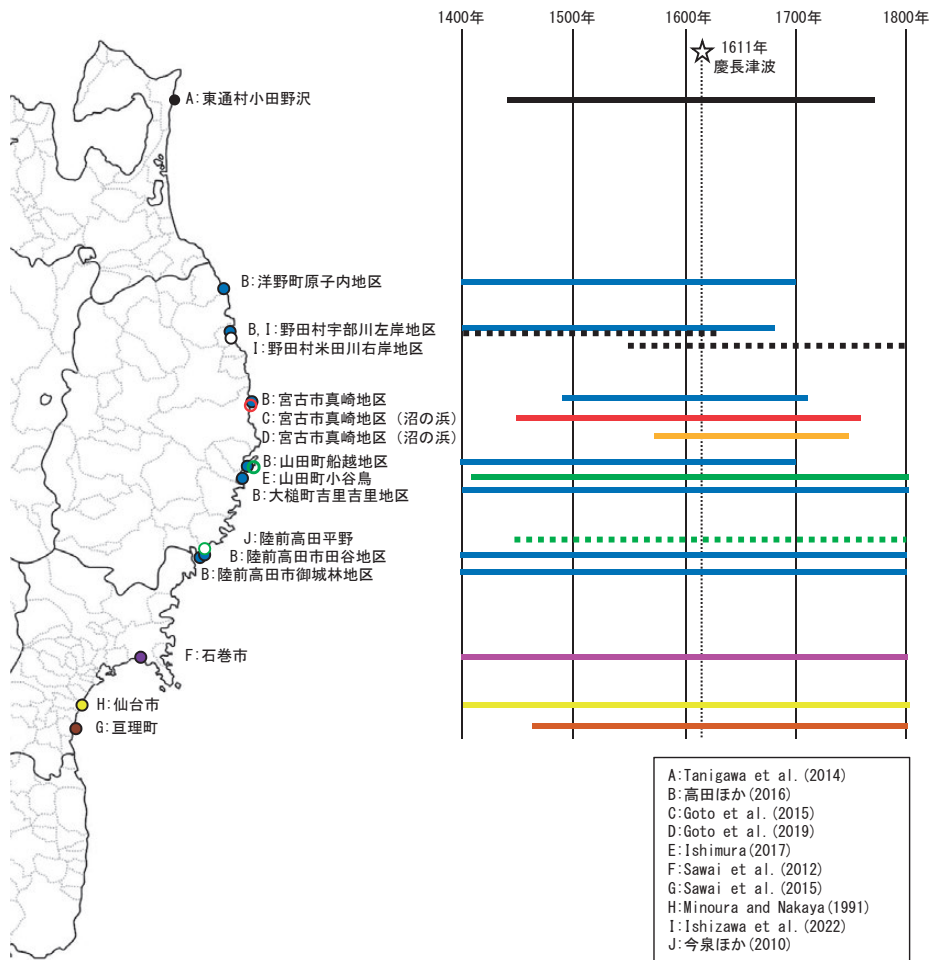


図3 1611年慶長奥州津波により形成されたと考えられる津波堆積物および年代測定結果

深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るものの、東北地方太平洋沖津波が来襲した仙台平野という限られた条件下での調査結果によるものであるため、他地点へ適用する際には、適用性の確認が必要であると考えられる。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という特徴を有する。津波堆積物の厚さは局所的な凹凸の影響を受けること、また、その起源の多くが陸域由来であることが指摘されていることを踏まえ(原田ほか, 2011など), ①津波の遡上経路に津波堆積物の主な供給源とされる砂浜が存在し, ②仙台平野と同様に局所的な凹凸がな

い, という2条件を満たす津波堆積物を痕跡データとして取り扱うこととした。確認は、衛星画像や数値地図を用いて行った。津波堆積物が確認された地点は緯度経度が明確であり、痕跡情報としての平面位置の精度は高いと考えられる。しかし、Goto et al. (2014) が示す堆積物厚/浸水深の値にはばらつきが見られることを踏まえると、信頼度(表2)としてはB~Cに相当すると考えられる。津波堆積物の選定結果および各地点の推定痕跡高を表3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4示す。堆積物情報を加えることにより、三陸海岸北部や南部での情報が増加していることが分かり、この周辺での波源推

表3 津波堆積物から推定した各地の痕跡高

No.	地点	堆積物層厚 (cm)	基底標高 (m)	推定津波高 (m)
1	東通村小田野沢	4.0	5.60	7.60
2	洋野町原子内地区	1.0	6.20	6.70
3	野田村宇部川左岸地区	10.0	3.60	8.60
4	野田村米田川右岸地区	0.5	13.20	13.45
5	宮古市真崎地区	9.0	5.90	10.40
6	宮古市真崎地区 (沼の浜)	7.8	6.00	9.90
7	山田町小谷鳥	38.0	2.40	21.40
8	大槌町吉里吉里地区	4.0	1.20	3.20
9	陸前高田市	13.0	-0.10	6.40
10	石巻市	7.0	0.35	3.85
11	仙台市	10.0	0.10	5.10
12	亶理町	3.0	0.20	1.70

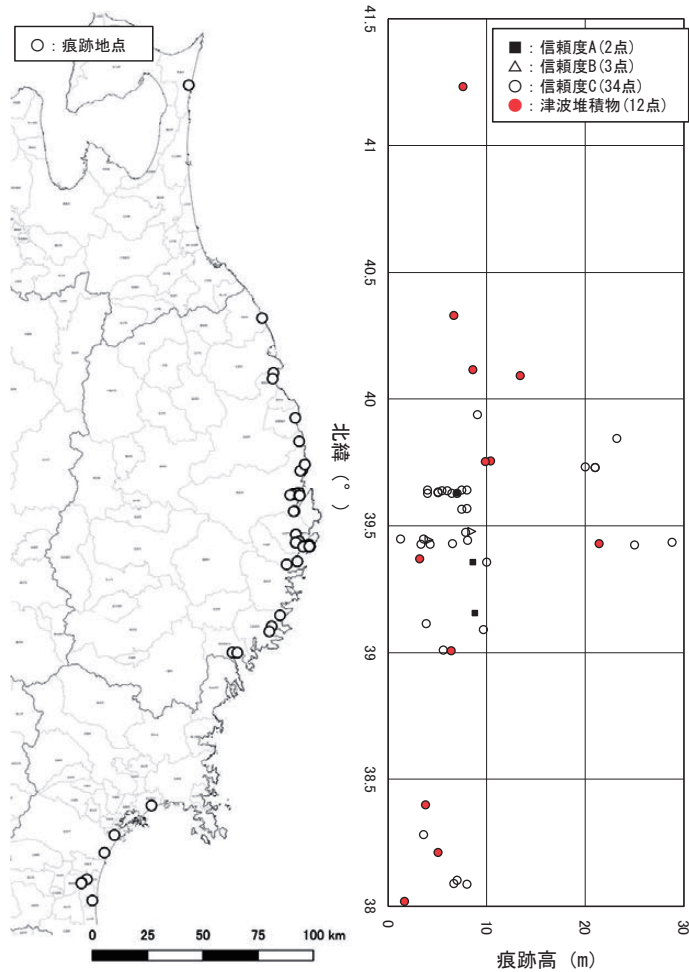


図4 1611年慶長奥州津波の古文書(津波痕跡データベース)による痕跡高および津波堆積物より換算された痕跡高

定の信頼性の向上が期待される。

2.4 初期波源の推定方法の方針

1611年慶長奥州津波に関しては正確な時間情報が得られていないことから、波源推定に際しては事前に初期波源の波源域や発生様式を絞り込む必要がある。そこで、東北地方太平洋沿岸に大きな津波をもたらす可能性のある地震の発生様式である津波地震、海洋プレート内の正断層地震、典型的なプレート境界地震の3種を対象に概略検討を行い、後段の津波インバージョンのプロセスですべり量の調整を行った際に痕跡に対する再現性の向上が見込める波源パターンを初期波源として設定する方針とする。概略検討においては、既往研究を参考に各地震発生様式の基本モデルを作成し、基本モデルのうち、各地の津波高に与える影響の大きい断層のすべり量および断層長さを変更した感度解析を実施する。各地の痕跡に対する計算津波高の再現性や断層パラメータが計算津波高に及ぼす影響・感度を確認し、その結果を踏まえて初期波源を設定する。これらの手順を踏むことにより、従来の方法に比べ、発生メカニズムを考慮しながら検討することが可能となると期待される。

3. 結果および考察

3.1 既存モデルを参照した初期波源の設定

(1) 津波地震モデル

地震調査研究推進本部(2019)等では1611年慶長奥州津波が津波地震であった可能性を指摘していることを踏まえ、三陸沿岸における代表的な津波地震である1896年明治三陸地震津波の再現モデル(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。津波地震の基本モデル(Case1-1)を図5に示す。

基本モデル(Case1-1)による解析結果と痕跡高を比較したところ(図6)、特に宮城県における計算津波高が全体的に過小評価気味であったことを踏まえ、波源が宮城県に正対するよう、断層

の長さを200 km南に延長したケース(Case1-2)を対象に解析を実施した。それでも過小評価が解消されなかったことから、断層全体のすべり量を1.5倍した(Case1-3)ところ、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、宮城県ではほとんど変化が見られなかった。

以上より、津波地震は岩手県については再現性向上の可能性があるが、宮城県の痕跡については、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)による推定波源モデルを参考に、基本モデル(Case2-1)を設定した。正断層地震の基本モデルを図7に示す。

基準モデル(Case2-1)による計算津波高が一般的に過小評価気味であったことから(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さが大きくなり、再現性の向上がみられたものの、宮城県では、すべり量を大きくしたにも関わらず、計算津波高が小さくなる地点も見られ、影響は複雑であった。

次いで、宮城県での過小評価の改善を目的に断層を南側に100 km延長したケース(Case2-3)を実施したところ、津波地震と同様、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り、再現性が低下するという結果となった。

以上より、正断層地震では岩手県・宮城県の両領域で再現性の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と津波地震の組み合わせモデル

今井ほか(2015)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提案していることを踏まえ、まず、典型的なプレート境界地震単独ケースを対象に検討を行った。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、宮城県沖を対象とした。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9)。

典型的なプレート境界モデルを用いて解析を実

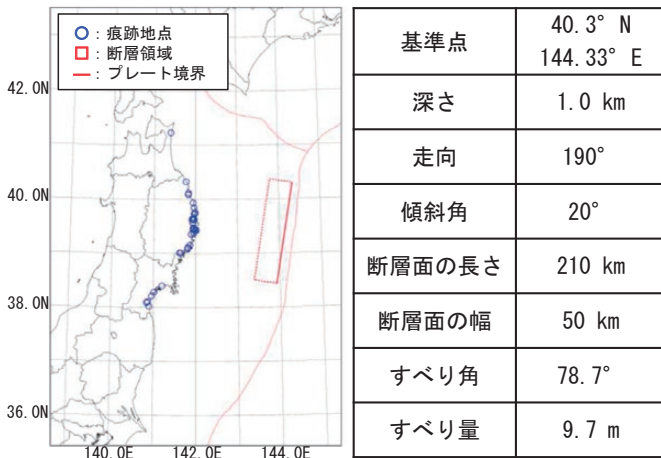


図5 基本モデル (津波地震モデル Case 1-1)

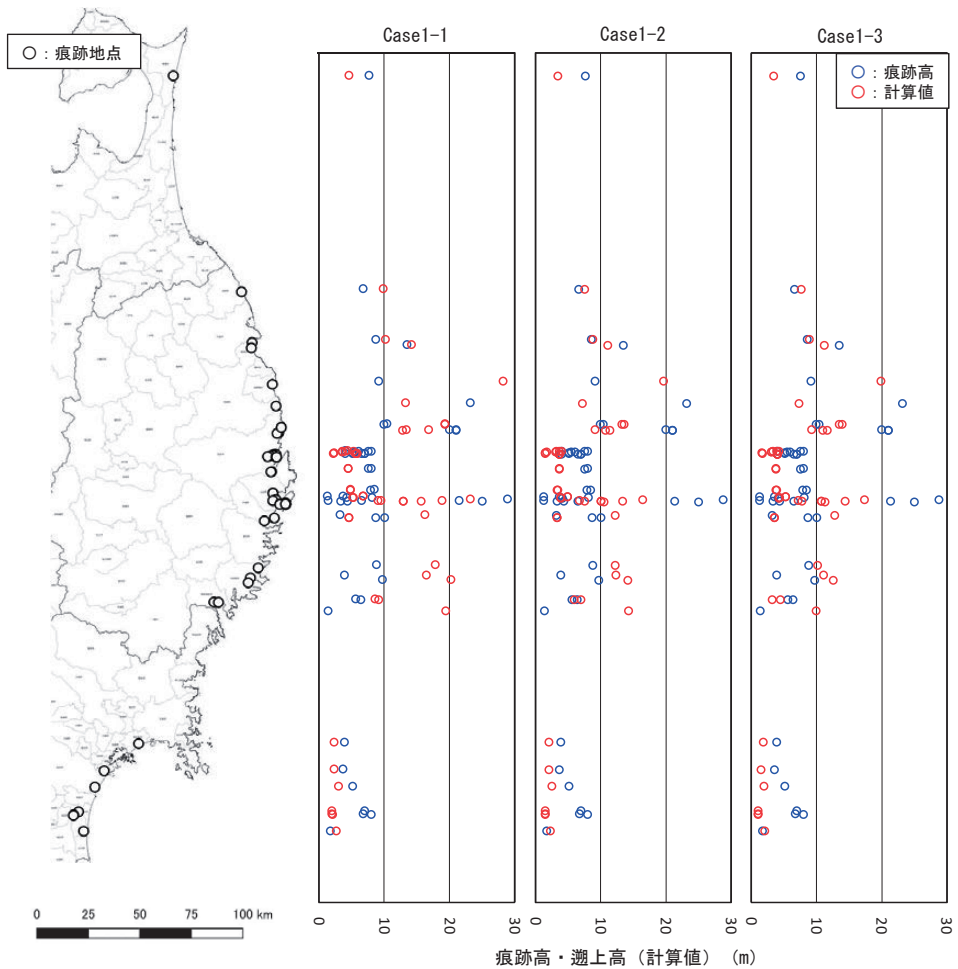


図6 津波地震モデルの各モデルによる遡上高 (計算値) と痕跡高との比較 (Case1-1; 基本モデル, Case1-2; 断層を200 km 南へ延長, Case1-3; すべり量を1.5倍)

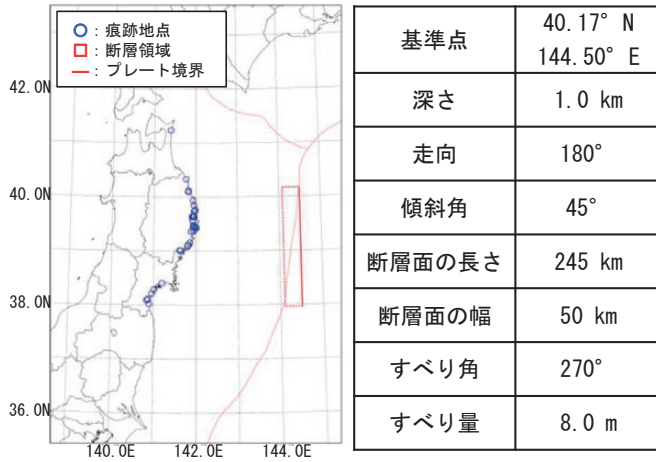


図7 基本モデル (正断層地震 Case2-1)

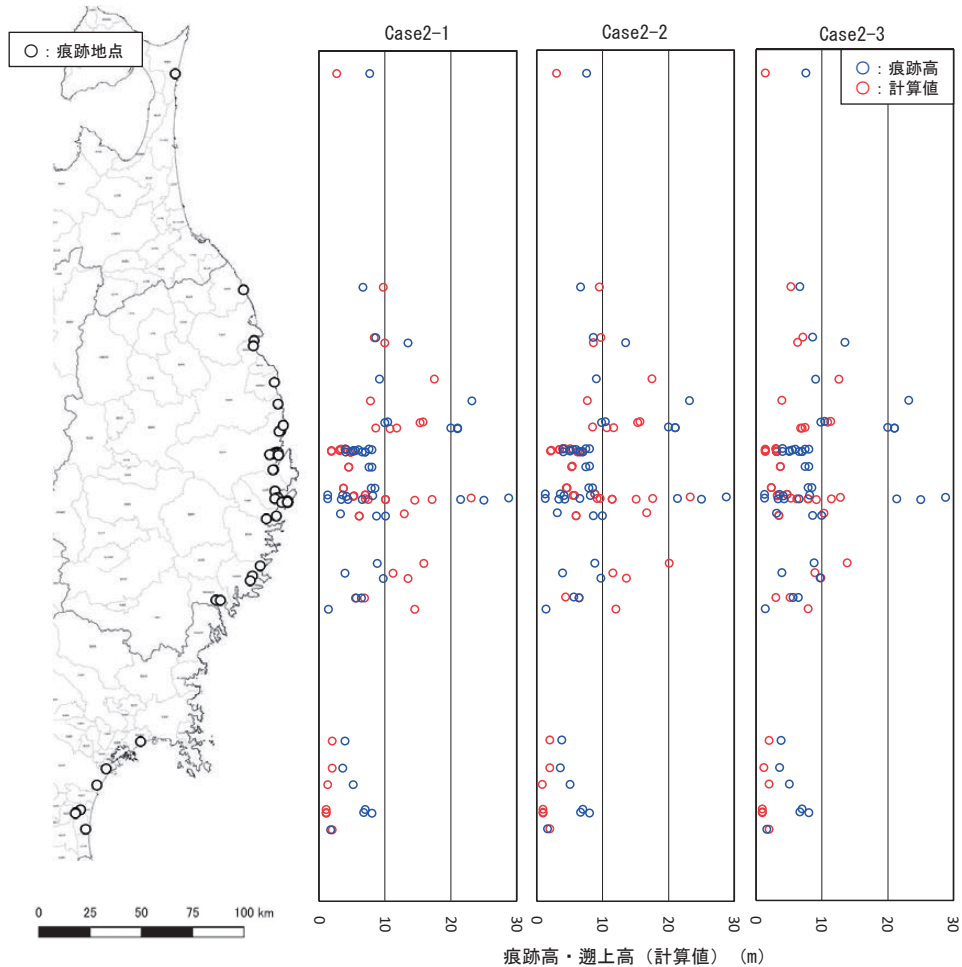


図8 正断層地震モデルの各モデルによる遡上高 (計算値) と痕跡高との比較 (Case2-1; 基本モデル, Case2-2; すべり量を2倍, Case2-3; 断層を100 km 延長)

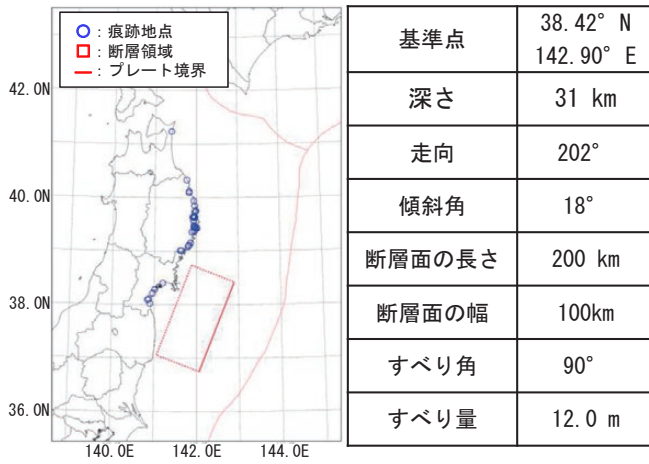


図9 基本モデル (典型的なプレート境界地震)

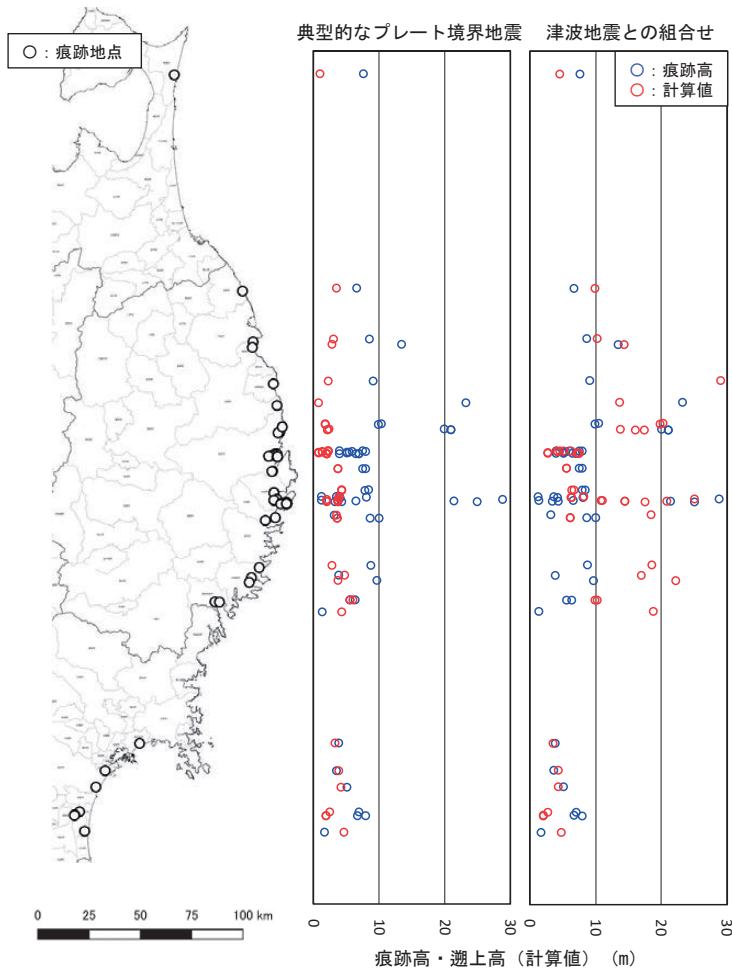


図10 典型的なプレート境界地震および津波地震との組合せケースにおける遡上高 (計算値) と痕跡高との比較

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10)。次に、すべり量の調整プロセスによる再現性向上の可能性から、岩手県での再現性向上を目的に、津波地震と典型的なプレート境界地震を組み合わせ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、正断層地震単独と比較し、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 (残差 2 乗和) が小さくなった (Case1-3 : 7.19, Case2-3 : 8.01, 組合せ : 7.13)。

以上の結果を踏まえ、組合せケースを初期波源

として設定した。なお、典型的なプレート境界地震と正断層地震との組合せについては、正断層地震の岩手県での再現性向上の可能性が低いこと、かつ、両地震領域に離隔があり、同時発生の事例もないことから、検討対象外とした。

3.2 すべり量の推定結果

(1) 全断層のすべり量を一様とした場合

全断層のすべり量を一様とし、0.1 m 刻みで変化させたところ、すべり量を 11.1 m とした際に評価関数が最小となった。推定したすべり量分布を図11に、痕跡高と推定波源による計算津波高との比較を図12に示す。推定波源の M_w は 8.9 であった ($J=4.70$, $K=1.06$, $\kappa=2.01$)。なお、 M_w

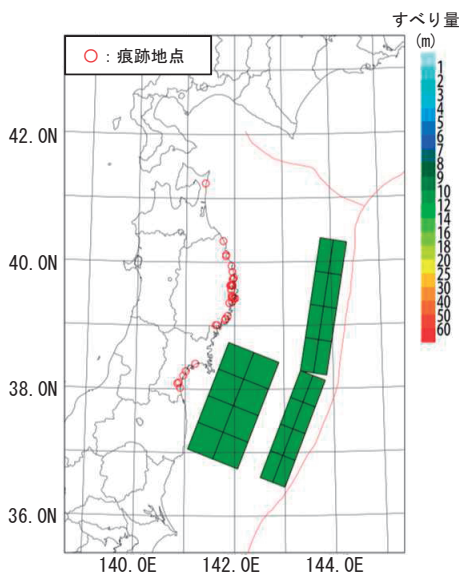


図11 全断層のすべり量を一様とした場合の推定波源

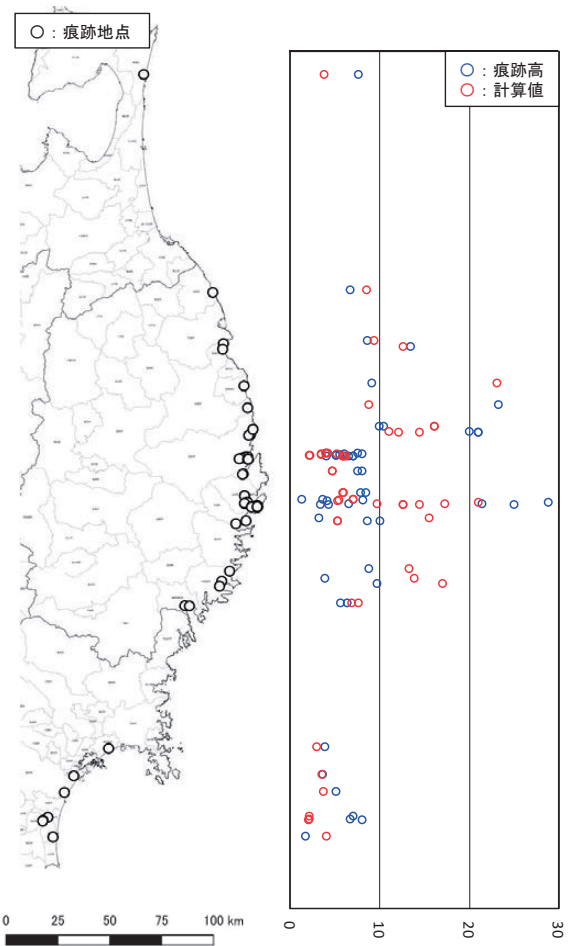


図12 断層のすべり量を一様とした場合の推定波源による遡上高 (計算値) と痕跡高の比較 ($J=4.70$, $K=1.06$, $\kappa=2.01$)

痕跡高・遡上高 (計算値) (m)

は断層面積、すべり量および土木学会 (2016) に示される剛性率から求めた

(2) 各断層 (3ブロック) のすべり量を独立に調整した場合

津波地震 (北, 南), 典型的なプレート境界地震の領域のすべり量をそれぞれ独立に調整した結果, 津波地震 (北, 南) 典型的なプレート境界地震の各領域のすべり量はそれぞれ, 7.5 m, 26.1 m, 21.0 m となった。推定したすべり量分布を図13に, 痕跡高と推定波源による計算津波高との比較を図14に示す。推定波源の M_w は9.0であった ($J=3.77$, $K=0.97$, $\kappa=1.87$)。

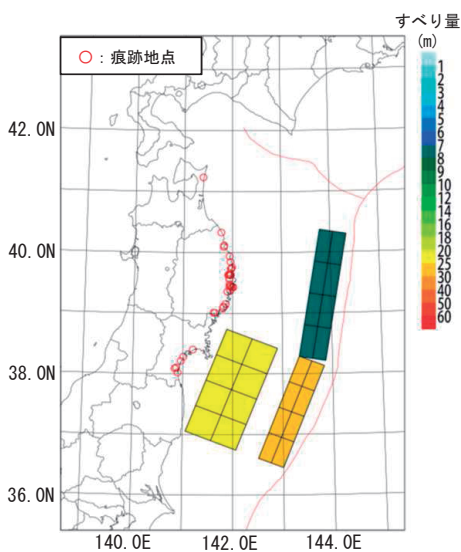


図13 各断層のすべり量を独立に調整した場合の推定波源

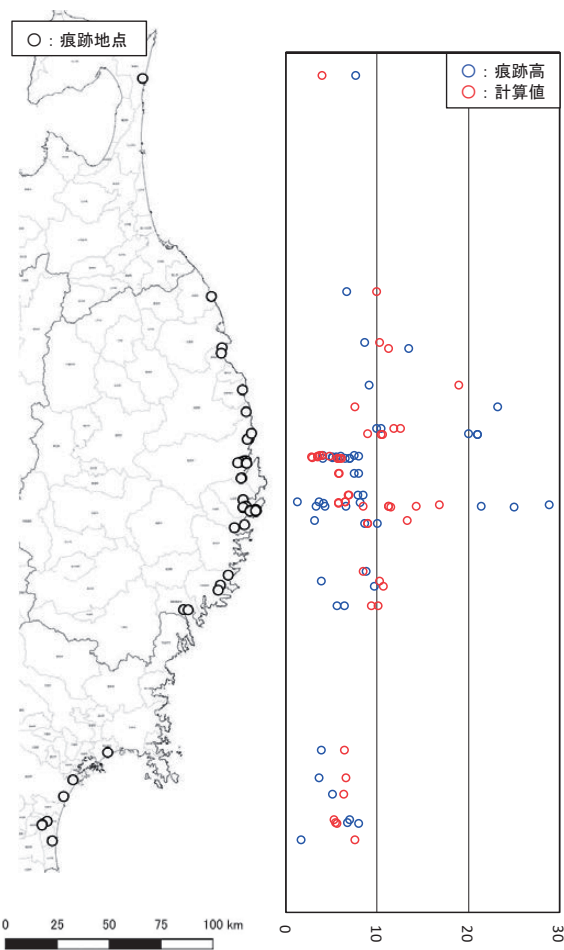


図14 各断層のすべり量を独立に調整した場合の推定波源による遡上高 (計算値) と痕跡高の比較 ($J=3.77$, $K=0.97$, $\kappa=1.87$)

3.3 議論

(1) 推定波源のすべり量とすべり欠損の関係

東北地方太平洋沖におけるプレート境界のすべり欠損速度は最大 9 cm/year 程度と見積もられている (Hashimoto et al., 2009)。宮城県沖プレート境界深部の断層について, 仮に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60 m程度, 歪が蓄積することとなり, 今回推定された宮城県沖のすべり量は説明可能である。

一方, 中世史料の解析から, 慶長奥州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、その規模や波源の詳細は分かっていないが、仮に貞観地震と同じ領域で発生し、歪を完全に解放したとすると、1454年から1611年の157年間に於ける最大の歪の蓄積量は14 m 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。

今回の推定結果は、宮城県沖のプレート境界深部と津波地震領域で20 m を超えるすべりを示しており、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。

推定波源における津波地震(北部)は7.5 m のすべりとなった。同領域で生じた1896年明治三陸津波の再現モデルのすべり量は10 m 程度(土木学会, 2016)とされている。また、津波地震(南部)のすべり量は26.1 m となった。こちらも、ほぼ重複する領域が東北地方太平洋沖地震で50 m 以上すべったとされており(地震調査研究推進本部, 2019)、過去事例を踏まえても十分想定し得るすべり量であると考えられる。

(2) 計算値と痕跡高の差異

各断層(3ブロック)のすべり量を独立に調整した場合、 $K=0.97$, $\kappa=1.87$ となった。一般に、再現性の目安は $0.95 < K < 1.05$, $\kappa < 1.45$ とされており、 κ は逸脱する結果となった。

この原因の1つとして、岩手県のリ阿斯海岸における推定波源による計算津波高と痕跡高の乖離が挙げられる(図14痕跡高28.8 m 地点付近)。計算津波高と痕跡高の乖離が大きい地点については、近接する痕跡地点間でも高さのばらつきが大きいという特徴がある。

小谷鳥付近において、約4 km の範囲で津波痕跡高に10 m を超える差が生じていることについて、Yamanaka and Tanioka (2022) は津波の短周期成分の影響であるとしている。今回、検討に用いた基礎方程式は長波理論であるが、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るとともに、本検討では津波周期に影響する断層幅を固定しているが、断層の分割数を増やすなど、周期の影響を考慮する必要があると考

えられる。

それ以外にも、2.2に示すとおり津波発生時の土地利用状況や潮位条件が考慮し切れてないことも誤差の要因となり得るものと考えられ、これらの反映については今後の課題である。

(3) 既往研究による波源モデルとの比較

今井ほか(2015)は、1611年慶長奥州津波を対象に、本研究と同様、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。今井ほか(2015)により推定された波源は、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乖離が見られる。すべり量の乖離の要因の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)は18点であり、約3倍の違いがある。本研究で得られた推定波源 Mw9.0 と今井ほか(2015)の提案波源 Mw8.4~8.7の間に見られるマグニチュードの差異についても、痕跡データ数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。

また、今井ほか(2015)の推定波源による解析結果も小谷鳥周辺の痕跡を再現できておらず、 $\kappa=1.51 \pm 0.05$ (痕跡数18点)と再現性の目安を逸脱しており、詳細な空間分解能による解析が必要、としている。

4. まとめ

歴史津波のうち、波源について見解の統一が得られていない1611年慶長奥州津波を対象に、古文書記録および津波堆積物情報を統合させ痕跡津波高とし、より再現性の高い波源の推定を行った。

概略検討の結果踏まえ、宮城県沖のプレート境界深部と岩手県・宮城県沖の津波地震領域に波源

を想定し、痕跡に対して計算津波高と痕跡高の残差2乗和が最も小さくなるすべり量を求めたところ、各領域のすべりは7~26 mとなった。東北地方太平洋沖地震と同様、宮城県沖のプレート境界深部から浅部の広域ですべりが生じており、1611年慶長奥州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。再現結果は $K=0.97$, $\kappa=1.87$ となった。特に岩手県のリアス海岸での乖離が大きく、この主たる要因としては津波の短周期成分が十分に再現されていないことが挙げられ、短周期の再現が可能な分散波理論の適用や津波周期の影響が考慮できるよう、より波源を細分化した検討が必要と考えられる。

引用文献

- 安中正・太田孝平・茂木寛之・吉田郁政・高尾誠・曾良岡宏：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，第46巻，pp.341-345，1999
- 相田勇：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，第52巻，pp.71-101，1977
- 土木学会原子力土木委員会：原子力発電所の津波評価技術2016，2016
- 後藤智明・小川由信：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，p.52，1982
- Goto, K., C. Chagué-Goff, S. Fujino, J. Goff, B. Jaffe, Y. Nishimura, B. Richmond, D. Sugawara, W. Szczuciński, D. R. Tappin, R. C. Witter and E. Yulianto: New insights of tsunami hazard from the 2011 Tohoku-oki event, *Marine Geology*, Vol.290, pp.46-50, 2011
- Goto, K., K. Hashimoto, D. Sugawara, H. Yanagisawa and T. Abe: Spatial thickness variability of the 2011 Tohoku-oki tsunami deposits along the coastline of Sendai Bay, *Marine Geology*, Vol.358, pp.38-48, 2014
- Goto, T., K. Satake, T. Sugai, T. Ishibe, T. Harada and S. Murotani: Historical tsunami and storm deposits during the last five centuries on the Sanriku coast, Japan, *Marine Geology*, Vol.367, pp.105-117, 2015
- Goto, T., K. Satake, T. Sugai, T. Ishibe, T. Harada and AR. Gusman: Tsunami history over the past 2000 years on the Sanriku coast, Japan, determined using gravel deposits to estimate tsunami inundation behavior, *Sedimentary Geology*, Vol.382, pp.85-102, 2019
- Hashimoto, C., A. Noda, T. Sagiya and M. Matsu'ura: Interplate seismogenic zones along the Kuril-Japan trench inferred from GPS data inversion, *Nature Geoscience*, Vol.2(2), pp.141-144, 2009
- 原田賢治・今井健太郎・Tran The Anh・藤木悦史：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)，第67巻2号，pp.I_251-I_255，2011
- 羽鳥徳太郎：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彙報，第50巻，pp.397-414，1975
- 羽鳥徳太郎：三陸沖津波の波源位置と伝播の様相，東京大学地震研究所彙報，第51巻，pp.197-207，1976
- 今泉俊文・石山達也・原口強・宮内崇裕・後藤秀昭・島崎邦彦：津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，pp.152-185，2010
- Ishimura, D.: Re-examination of the age of historical and paleo-tsunami deposits at Koyadori on the Sanriku Coast, Northeast Japan, *Geoscience Letters*, Vol.4, pp.1-12, 2017
- Ishizawa, T., K. Goto, Y. Nishimura, Y. Miyairi, C. Sawada and Y. Yokoyama: 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, 107381., 2022
- 岩渕洋子・杉野英治・今村文彦・都司嘉宣・松岡祐也・今井健太郎・首藤伸夫：信頼度を考慮した津波痕跡データベースの構築，第68巻，2号，pp.I_1326-I_1330，2012
- 今井健太郎・前田拓人・飯沼卓史・蛭名裕一・菅原大助・今村文彦・平川新：組み合わせ最適化手法を利用した歴史津波の波源推定法-1611年慶長奥州地震の事例-，東北地域災害科学研究，第51巻，pp.139-144，2015
- 地震調査研究推進本部：日本海溝沿いの地震活動の長期評価，2019
- 小池一之・町田洋：日本の海成段丘アトラス，東京大学出版会，2001

- 国土交通省・内閣府・文部科学省：日本海における大規模地震に関する調査検討会報告書，2014
- 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.356-360，1998
- 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調査会（第10回）資料，2005
- Mansinha, L. A. and D. E. Smylie: The displacement fields of inclined faults, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.61.5, pp.1433-1440, 1971
- Minoura, K. and S. Nakaya: Traces of Tsunami Preserved in Inter-Tidal Lacustrine and Marsh Deposits: Some Examples from Northeast Japan, *The Journal of Geology*, Vol.99, pp.265-287, 1991
- 行谷佑一・矢田俊文：史料に記録された中世における東日本太平洋沿岸の津波，地震第2輯，第66巻，4号，pp.73-81，2014
- Namegaya, Y. and K. Satake: 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
- 根本信・横田崇・高瀬嗣郎・今村文彦：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，第19巻2号，pp.2_25-2_41, 2019
- 岡村行信・行谷佑一：17世紀に発生した千島海溝の運動型地震の再検討，活断層・古地震研究報告，第11巻，2011
- 佐竹健治・行谷佑一・山木滋：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，第8巻，pp.71-89，2008
- Satake, K.: Inversion of tsunami waveforms for the estimation of a fault heterogeneity: method and numerical experiments, *Journal of Physics of the Earth*, Vol.35(3), pp.241-254, 1987
- Sawai, Y., Y. Namegaya, Y. Okamura, K. Satake and M. Shishikura: Challenges of anticipating the 2011 Tohoku earthquake and tsunami using coastal geology, *Geophysical Research Letters*, Vol.39(21), 2012
- Sawai, Y., Y. Namegaya, T. Tamura, R. Nakashima and K. Tanigawa: Shorter intervals between great earthquakes near Sendai: Scour ponds and a sand layer attributable to AD 1454 overwash, *Geophysical Research Letters*, Vol.42(12), pp.4795-4800, 2015
- Tanioka, Y. and K. Satake: Tsunami generation by horizontal displacement of ocean bottom, *Geophysical Research Letters*, Vol.23(8), pp.861-864, 1996
- 高田圭太・穴倉正展・今井健太郎・蝦名裕一・後藤和久・越谷信・池田哲哉：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，pp.1-52，2016
- Tanigawa, K., Y. Sawai, M. Shishikura, Y. Namegaya and D. Matsumoto: Geological evidence for an unusually large tsunami on the Pacific coast of Aomori, northern Japan, *Journal of Quaternary Science*, Vol.29(2), pp.200-208, 2014
- 都司嘉宣・上田和枝：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，第11号，pp.75-106
- 津波痕跡データベース，<https://tsunami-db.irdes.tohoku.ac.jp/tsunami/>
- Yamanaka, Y. and Y. Tanioka: Short-wave run-ups of the 1611 Keicho tsunami along the Sanriku Coast, *Progress in Earth and Planetary Science*, Vol.9(1), p.37, 2022
- Ye, L., L. Thorne and K. Hiroo: The Sanriku-Oki low-seismicity region on the northern margin of the great 2011 Tohoku-Oki earthquake rupture, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, Vol. 117, B02305, doi:10.1029/2011JB008847, 2012

（投稿受理：2022年10月4日
訂正稿受理：2023年4月27日）

要 旨

1611年慶長奥州津波は東北地方太平洋沿岸に甚大な被害をもたらしたことが記録されているが、その波源については、情報の少なさもあり見解の統一に至っていない。これは、津波リスク評価や防災の観点から重要な課題である。そこで、本研究では古文書記録および津波堆積物を統合し、それらを津波痕跡とした波源推定を実施し、痕跡を対象とした津波インバージョンにおいて、既存のモデルを参考に複雑な発生メカニズムを考慮する方法を提案した、その結果、三陸沿岸の広範囲のすべりを持つ波源が推定された。東北地方太平洋沖地震と同様、宮城県沖のプレート境界深部と津波地震領域で21~26 mのすべりが見られることから、1611年慶長奥州地震は869年貞観地震の次に日本海溝沿いで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。今回の推定波源では、広域的な津波高さ分布は再現できたものの、一部、岩手県のリ阿斯海岸において痕跡値と計算値とに乖離が見られた。この原因の一つは短周期成分の再現性であると考えられ、今後、津波の短周期成分の再現が可能な分散波理論の適用や津波周期の影響が考慮できるよう、より波源を細分化した検討が必要と考えられる。