

積丹半島沖の地震震源域における断層モデルの 検証

大角恒雄¹・齊藤龍²・村田泰洋²・乗松君衣³・松山尚典³・藤原広行¹

¹フェロー会員 国立研究開発法人防災科学技術研究所 (〒305-0006 茨城県つくば市天王台3-1)

E-mail: t_ohsumi@bosai.go.jp

E-mail: fujiwara@bosai.go.jp

²非会員 国際航業株式会社 (〒183-0057 東京都府中市晴見町2-24-1)

E-mail: ryu_saito@kk-grp.jp

³非会員 応用地質株式会社 (〒305-0841 茨城県つくば市御幸が丘43)

E-mail: matuyama-hisanor@oyonet.oyo.co.jp

このファイルは土木学会論文集の原稿（和文）を作成するために必要な、レイアウトやフォントに関する基本的な情報を記述しています。それと同時に、原稿そのものの体裁（A4）をとっているため、このファイルの中の文章や図表をこれから書こうとしている実際のものに置き換えれば、所定のフォントや配置の原稿を容易に作成することができます。

この要旨を含め、タイトル部分の幅は本文よりも左右1 cmずつ狭くします。要旨のフォントは明朝体9 ptを用いてください。要旨の長さは350字以内です。要旨の後に1行空けて、キーワードを5つ程度、Times-Italic 10ptのフォントで書いて下さい。

Key Words : *Tsunami simulation, Shakotan-oki earthquake, Fault Modeling*

1. 緒言

海域における断層情報総合評価プロジェクト（文部科学省受託事業）における海域断層に関する既往調査結果の収集及び海域断層データベースの構築¹⁾では、国立研究開発法人海洋研究開発機構（Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology: JAMSTEC）担当として、日本海の反射法探査データ、速度構造データ、観測井データを収集し、すべてのデータの品質管理を実施するとともに、日本海の3次元速度構造を構築している。また、海域における既往探査データ等の解析及び統一的断層解釈では、平成26年度までに日本海の反射法探査データの再処理を実施し、日本海の断層解釈を実施した。その結果を踏まえて、断層の連続性を地質構造と地形から確認し、断層リストを作成するとともに、国立研究開発法人防災科学技術研究所（National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention: NIED）担当として、海域における断層モデルの構築を行い、解釈を終えた日本海の断層分布から主断層の断層パラメータの確からしさ等の質の違いに応じたモデル化を考慮した。また、構築した断層モ

デルの妥当性を、津波や地震動のシミュレーションを用いて検証するための手法を検討した。ここではその一例として、1940年に発生した積丹半島沖地震（神威岬沖地震）を対象として既往研究、既往検討を参考にして、本プロジェクトで構築した断層モデルの妥当性を検証した。

2. 手法の概略

積丹半島沖震源域の断層モデルの妥当性を検証するため、1940年に発生した積丹半島沖地震を対象にした津波伝播解析で得られる日本海沿岸での最大津波水位と観測値（痕跡）から相田のK_κを求め、津波の規模を定量化した。

(1) 断層モデルの設定

日本海沿岸での津波伝播解析を行うために使用する積丹半島沖震源域の断層モデルは、既往研究²⁾や既往検討⁴⁾で設定された断層パラメータを参考に作成した。断層モデルのパラメータを表1に、位置を図1に示す。

本研究では、断層モデルHKD-38を2枚の矩形断層で構築した。まずはこれを基本モデルとして位置づけ、地震津波の規模を検証する。連動性を考慮した再現モデルなどの構築は本検証の対象外とした。この基本モデルの特徴として、すべり量は入倉・三宅のスケーリング則⁶⁾に基づき、その平均値で与える、傾斜角は高角である、大すべり域は設定しない、などが挙げられる。すべり角を暫定値として90度で設定した。日本海調査検討会⁴⁾の断層モデルにおいては、積丹半島沖地震に対応するF07を本検証の対象とした。断層モデルF07は3枚の矩形断層で構成されている。また、すべり量は、入倉・三宅のスケーリング則⁶⁾の平均値に1 σ を上乗せした設定（平均+1 σ の式）で与え、かつ大すべり域を設定しているため、比較的大きくなる。これは、積丹半島沖地震津波の痕跡をすべて包含する最大規模の地震津波の断層モデルの構築が目的だからである。断層モデルOkamura2005³⁾は4枚の矩形断層で構成されている。ここで、文献に明記されていない上端深さとすべり角を暫定値としてそれぞれ0kmと90度で設定した。断層モデル(Satake1986)¹⁾は1枚の矩形断層で構成されている。この既往研究¹⁾で行われた積丹半島沖震源域の断層モデルの検証によって、断層長さを170km⁹⁾で設定するより100kmで設定する方が観測値と合うことが示された。そこで、断層長さを100kmで設定したE2とW2のうち走行の向きが180度に近いW2を本研究の対象とした。

(2) 断層モデルのパラスタ

海域における断層モデルの構築においては、断層モデルの不完全さに起因する断層パラメータの不確実性を含ませる必要がある。そこで、積丹半島沖震源域に設定した断層パラメータ（表1）の違いや大すべり域の位置の違いに対する沿岸の最大津波水位の感度を考察するための、パラメータスタディ（パラスタ）を実施した。大すべり域の位置を、断層モデルF07を使って検討された既往の研究⁴⁾を参考に、3枚の大すべり域の矩形断層を右側、中央、左側、隣接LRR、隣接LLRに移動することで設定した。

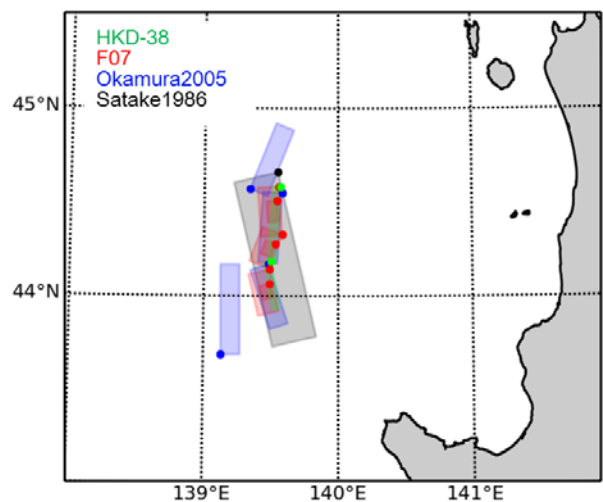


図-1 断層モデルの位置

(3) 地形データ

津波伝播解析の対象範囲は、日本海とオホーツク海沿岸域の基礎データ^{7,8)}が公表されている北海道知床半島から福岡県とした。

対象範囲の海底及び沿岸域の地形データを、基礎データを参考に作成した。津波伝播解析で用いる地形データは計算領域内のすべての二次元正方形格子に値を持っている必要がある。そこで、基礎データに対して不整形三角形網を生成しデータ補間を行うことで、海底及び沿岸域のすべての計算格子に標高値を与えた。

震源域から沿岸域までを一括して計算するため、外洋から陸域に近づくほど細かい格子間隔となるように、1対3の割合で計算領域を細分化し、各計算領域の格子間隔を外洋部から順に1,350m、450m、150m、50mで接続した。領域数は、外洋の1,350m格子領域が1領域、450m格子が10領域、150m格子領域が27領域、沿岸の50m格子領域が55領域（図2）である。

(4) 津波伝播解析の計算条件

数値計算の支配方程式は、海底での摩擦及び移流を考慮した二次元非線形長波理論式とし、差分法はStaggered

表-1 断層モデルのパラメータ

断層 モデル名	規模 Mw	緯度 deg N	経度 deg E	上端深 さ,km	走向, deg	傾 斜,deg	すべり 角,deg	断層長 さ,km	断層 幅,km	平均すべ り量,m
HKD-38	7.1	44.58	139.57	1.0	184	72	90*	44.5	14.7	1.80
		44.19	139.50		170			28.8		
F07	7.4	44.58	139.56	2.4	176	45	54	29.0	17.9	3.70
		44.33	139.58		201			21.6		
		44.14	139.49		167			25.3		
		44.57	139.34		22			42.0		
Okamura2005	7.5	44.55	139.58	0.0*	184	45	90*	42.0	16.0	2.23
		44.17	139.48		162			37.0		
		43.69	139.13		0			53.0		
		44.66	139.55		167			100.0		
Satake1986	7.4	44.66	139.55	0.0*	167	50	90*	100.0	35.0	1.50

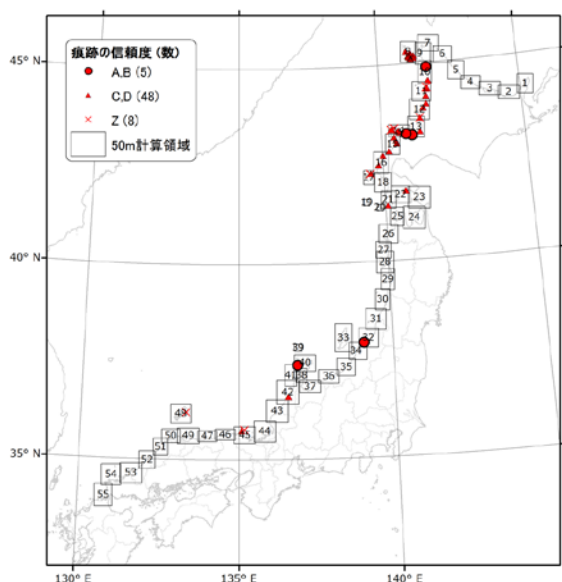


図2 計算領域の位置と痕跡の位置

gridのLeap-frog法とした。差分法の計算時間間隔は、計算格子間隔毎に、計算の安定性を考慮しCFL条件を満たす中で適切に設定した。

境界条件は、海域では完全無反射の透過境界として扱い、陸域では遡上を考慮した。

初期水位は、鉛直方向と水平方向を考慮した海底地盤変動量の計算¹⁰から得られる鉛直成分で設定した。津波伝播解析の潮位条件はTP.+ 0mとし、対象範囲の最大津波水位を計算した。この最大津波水位を沿岸域の観測値と比較し検証する際に、積丹半島沖地震津波発生時刻の潮位で補正した。地震発生時刻である1940年8月2日0時の潮位の値¹¹としては、忍路験潮所での観測値TP.=0.31mと輪島験潮所での観測値TP.=0.45mを使い、それぞれ北海道沿岸域と本州沿岸域の最大津波水位を補正した。

計算時間は、津波の到達時刻と大陸からの反射波を考慮し設定した。津波の第一波は、験潮記録¹⁾から、地震発生から2時間以内に輪島半島沿岸や島根県沿岸へ到達したことが確認されている。また、1993年の北海道南西沖地震津波や1983年の日本海中部地震津波では、大陸からの反射波¹²⁾¹³⁾によって最大津波水位の発生時刻が発震時から2から5時間の間に現れると見積もられている。このことから、計算時間を5時間以上である6時間で設定した。

(5) 断層モデルの検証方法

断層モデルの検証は、断層モデル(表1)を使った津波伝播解析で得られる対象範囲の沿岸域での津波高さと痕跡値との比較からK-κを算出し評価した。

痕跡値として、津波痕跡データベース¹⁴⁾に収録されている116個のうち、位置や浸水高記録が重複する痕跡値

を除いた61個を抽出した。比較的信頼度の高い痕跡値(信頼度A,B)が5個しかなく、外れ値が数個あるとK-κの値が影響を受けるため、信頼度A,B,C,D53個を利用した。また、痕跡値の沿岸からの距離や痕跡値周辺の地形などの制限は設けず、これら53個の痕跡値を最も近い沿岸の50m計算格子に対応させた。

3. 津波予測解析の結果と考察

図3には、断層モデル(表1)を使って計算した津波予測解析の結果から抽出した沿岸での最大津波水位(灰色)とそれらを算術平均した値(黒色)および61個の痕跡の位置(図2)での痕跡値(赤)を示した。横軸の番号は図2に示した50m格子領域の知床岬(領域1)から福岡県(領域55)までに対応している。痕跡値及び沿岸の最大津波水位は、積丹半島(領域14)から稚内(領域7)までの沿岸の一部で3m以上となり、どの断層モデルも概ね同じ規模となった。天売島(領域11)に現れた5m以上のピークは、断層モデルHKD-38やOkamura2005を使った津波予測解析の結果によるもので、断層モデルの位置と走行によって生じる波の進行方向が、天売島付近へ集中したためであると考えられる。利尻島(領域8)や積丹半島(領域14)などの起伏のある沿岸地域においても、ピークが現れることがわかる。一方、隠岐島(領域49)や能登半島(領域40)では、沿岸の最大津波水位が1m弱、それ以外の沿岸で50cm以下となった。隠岐や能登で比較的大きな波高となった理由は、日本海の海底地形によって津波の伝播速度が変化し、隠岐や能登に波が集まったためである。

図4には、4種類の断層モデルの違いによって生じる、沿岸での最大津波水位のばらつきを定量化するため、平均値に対する標準偏差の割合(相対標準偏差)を示した。値のない地域は、沿岸の最大津波水位が10cm以上を評価対象としたためである。本検証の対象とした断層モデルの設定の目的はどれも異なる。断層モデルHKD-38は連動性を考慮した再現モデルではなく、断層モデルF07は不確実性を考慮して+1σの想定をしている。従って、モデル間の最大津波水位の相対標準偏差はある程度ばらつき、その範囲は20から30%となった。この範囲を大きく上回り50%以上となった地域は、隠岐、能登半島、奥尻島(領域17)、石狩湾(領域13)、稚内周辺などである。

断層モデル毎に、計算した最大津波水位と痕跡値との比較で得られる相田のK-κを表2に示した。津波の規模は、F07、Okamura2005、Satake1986、HKD-38の順で小さくなった。断層モデルHKD-38が最も小さくなった理由として、傾斜角が高角のため断層面積が狭くなる、大すべり域を設定していないなどが挙げられる。どの断層モデル

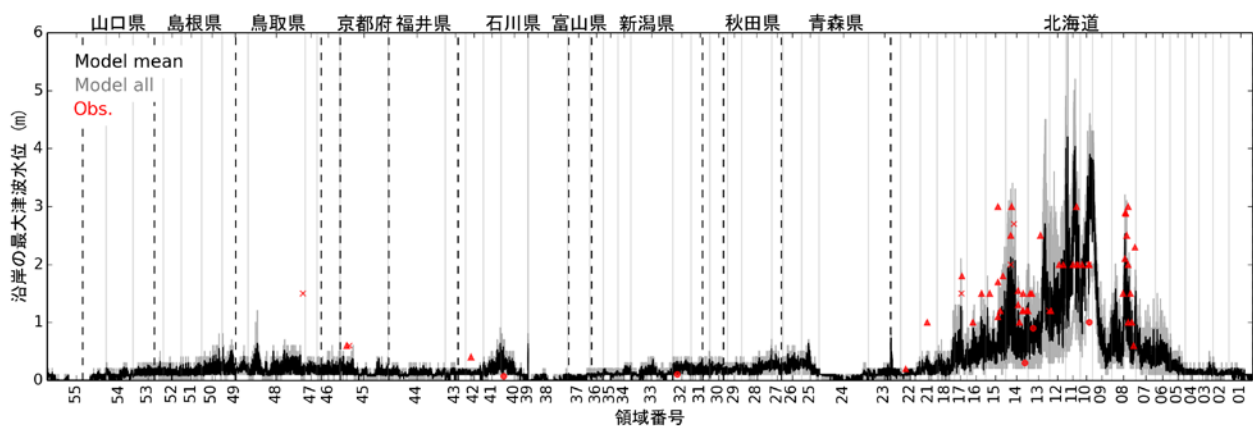


図-3 痕跡値（赤）と津波伝播解析で予測した沿岸の最大津波水位（黒：モデルの平均、灰：全モデル）

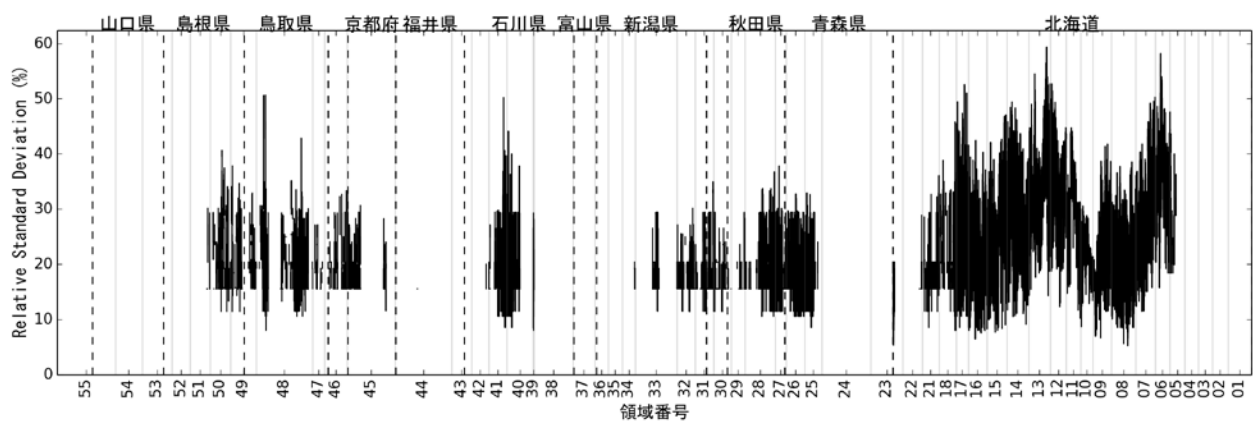


図-4 津波伝播解析で予測した沿岸の最大津波水位の相対標準偏差

も日本海沿岸のK（表2）のほうが北海道沿岸のKより小さい。つまり、北海道沿岸の最大津波水位は痕跡値より小さいことを示している。特に、断層モデルHKD-38とSatake1986は北海道南西沿岸での最大津波水位が他のモデルより小さくなったため、Kが比較的大きくなった。北海道の痕跡値のみを使用すると、 κ の値が比較的良好になった。逆に能登半島や隠岐島のように、震源域から遠方の沿岸では、小さな津波の予測解析の精度や、痕跡数の少なさなどのため、再現性が低くなった。断層モデルF07の大すべり域の位置を変えたパラスタで求めたK- κ の値（表2）は、ほとんど同じで、北海道沿岸での5つの断層モデルF07_RからF07_LRRまでのKの範囲は0.07以内、

表-2 痕跡の信頼度A,B,C,Dを使って求めたK- κ の値

断層モデル名	日本海沿岸 53地点		北海道沿岸 49地点	
	K	κ	K	κ
HKD-38	1.47	1.48	1.65	1.43
F07_R	0.98	1.52	1.07	1.19
F07_C	0.98	1.53	1.06	1.21
F07_L	1.01	1.50	1.11	1.19
F07_LLR	0.96	1.55	1.04	1.23
F07_LRR	1.01	1.54	1.11	1.18
Okamura2005	1.20	1.52	1.34	1.27
Satake1986	1.38	1.49	1.55	1.37

κ の範囲は0.05以内となった。

4. 結論

1940年に発生した積丹半島沖地震（神威岬沖地震）の震源域を対象に、断層モデルの妥当性を検証した。妥当性の検証は、本プロジェクトで作成した断層モデル（HKD-38）と既往検討や既往研究の断層モデル（F07, Okamura2005, Satake1986）で津波伝播解析を実施し、沿岸での最大津波水位と痕跡から相田のK- κ を求め、津波の規模を定量化し評価した。

モデル間の比較においては、断層モデルF07が他の断層モデルの結果より大きな津波規模となった。これは、積丹半島沖地震津波における最大規模を想定した断層モデルの構築を目的に、大すべり域を設定し、さらに 1σ を上乗せしたパラメータ設定（平均 $+1\sigma$ の式）によってすべり量を大きく与えたためであると考えられる。一方、断層モデルHKD-38, Okamura2005, Satake1986では、大すべり域を設定していないため、Kの値が比較的大きくなった。さらに断層モデルHKD-38の傾斜角は他の断層モデルより高角なため、小さな津波規模となった。

痕跡との比較の結果から、断層モデルF07以外の津波規模は、ほとんどの沿岸地点で痕跡を下回った。また、積丹半島沖地震津波の最大規模を想定した断層モデル

F07においても、痕跡を下回る地点があり、 K の値も1を上回る。このことから、本検証の対象とした4種類の断層モデルの津波規模は、どれも過小評価気味であることがわかる。

この過小評価を究明するための検討が必要である。他の震源域における海域断層の断層モデルも検証し、 K ・ κ の傾向が本研究と同様であれば、スケーリング則について再考する必要があると思われる。断層モデルHKD-38のすべり量は、スケーリング則による平均値を用いることで設定した。しかし、本研究や日本海調査検討会⁴⁾で用いたスケーリング則⁹⁾は、強震動予測を目的として主に内陸地震などのデータ¹⁵⁾¹⁶⁾に基づいた経験的な関係式から導出されている。このスケーリング則を本検証に代用した理由は、積丹半島沖地震などのような M_w 7前後の海域断層地震について、地震津波の規模とすべり量の関係を説明できるデータが陸域より少ないためであるが、今後、津波評価に適したスケーリング則についての議論は必要であると思われる。

また、地震動においても、断層モデルで得られる震度分布と観測値とを比較し、断層モデルの妥当性を評価する。津波と地震動の両者を評価し整合性を検討することは重要である。

参考文献

- 1) 金田義行・高橋成実・及川信孝・大角恒雄・藤原広行 (2014): 海域における断層総合評価プロジェクト, 日本地震学会 2014 年度秋季大会.
- 2) Satake, K. (1986): Re-examination of the 1940 Shakotan-oki earthquake and the fault parameters of the earthquakes along the eastern margin of the Japan Sea, 137–147, *Phys. Earth and Planetary Int.*
- 3) Okamura, Y., K. Satake, K. Ikehara, A. Takeuchi, and K. Arai (2005): Paleoseismology of deep-sea faults based on marine surveys of northern Okushiri ridge in the Japan Sea, *J. Geophys. Res.*, 110, B09105, doi:10.1029/2004JB003135.
- 4) 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.
- 5) Fukao, Y., and M. Furumoto (1975): Mechanism of large earthquakes along the eastern margin of the Japan Sea, *Tectonophysics*, 26, 247–266.
- 6) 入倉孝次郎・三宅弘恵 (2001): シナリオ地震の強震動予測, *地学雑誌*, 110, 849–875.
- 7) 内閣府(2007): 日本海の津波調査業務 報告書.
- 8) 福岡県(2012): 津波に関する防災アセスメント調査 報告書.
- 9) 長崎県(2012): 海溝型地震津波想定に関する報告
- 10) Okada, Y. (1985), Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 75, 1135–1154.
- 11) 国土地理院: 潮位データ提供(オンライン), <http://tide.gsi.go.jp/furnish.html>
- 12) 羽鳥徳太郎(1983): 日本海津波における大陸からの反射波, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 61, 329–338.
- 13) 阿部邦昭・岡田正実・林豊(2014): 最大波の遅れ時間の空間分布からみえる反射波の到達, *JPGU2014, HDS27-02*.
- 14) 東北大学: 東北大学津波痕跡データベース(オンライン), <http://tsunami3.civil.tohoku.ac.jp>
- 15) Wells, D. L. and K. J. Coppersmith (1994): New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 974–1002.
- 16) 武村雅之 (1998): 日本列島における地殻内地震のスケーリング則—地震断層の影響および地震被害の関連—兵庫県南部地震の発生過程—, *地震* 2, 51, 211–228.

(2015. *. * 受付)

A Study on Fault Modeling for a Source Region of Shakotan-oki Earthquake

Tsuneo OHSUMI, Ryu SAITO, Yasuhiro MURATA, Kimie NORIMATSU, Hisanori MATSUYAMA and Hiroyuki FUJIWARA

This study aims at the validation of the fault modeling for a source region of the 1940 Shakotan-oki earthquake, one of the tsunami events generated from marine active faults offshore Japan. The four various fault models, estimated by our project and proposed by previous studies, are evaluated by a comparison of tsunami wave heights along the Japanese shoreline between historical observation records and tsunami simulation analysis. The comparisons are quantified with a scale and variance referred to as Aida's K and κ . We found that every simulated tsunami wave heights were lower than the records. The fault slip magnitude may cause the tsunami simulations to underestimate wave height. In this study, we applied the well-known scaling laws based on strong ground motion to setting the fault parameters. It is necessary to consider a scaling law for tsunami assessment, when nearly the same underestimation is obtained from a fault modeling for the other source regions offshore Japan.