

3. 3 海域における断層モデルの構築

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 海域における断層モデルの構築

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立研究開発法人防災科学技術研究所	領域長	藤原 広行
	総括主任研究員	平田 賢治
	主任研究員	中村 洋光
	主幹研究員	大角 恒雄
	主任研究員	森川 信之
	主任研究員	前田 宜浩
	主任研究員	河合 伸一

(c) 業務の目的

サブテーマ(2)で再解析・解釈して求めた日本周辺海域の三次元断層分布から、断層面の広がり大きい主断層を抽出し、断層モデルを構築する。M7程度以上であると推定されるもので、かつ、津波や地震動の記録が存在する地震の震源断層と考えられるものについては、地震動と津波のシミュレーションを行うことにより、構築した断層モデルの妥当性を検証する。モデル構築及びシミュレーションについては、必要に応じて地震調査研究推進本部地震調査委員会の下に設置された評価部会等に報告し、その議論も踏まえて進める。また、断層分布と地殻内の変形構造との整合性を確認する。

(d) 7ヵ年の年次実施業務の要約

1) 平成 25 年度：

サブテーマ(1)でのデータベース（以下、DB）構築と平行して、断層モデルの構築手法を検討した。

2) 平成 26 年度：

解釈を終えた日本海の断層分布から主断層を抽出、津波や地震動の記録が存在する M7 程度以上の断層モデルについて、強震動や津波のハザード評価に資する検討を行った。

3) 平成 27 年度：

解釈を終えた日本海の断層分布から主断層を抽出、津波や地震動の記録が存在する M7 程度以上の断層モデルについて、強震動や津波のハザード評価に資する検

討を行った。

4) 平成 28 年度：

解釈を終えた南西諸島海域の断層分布から主断層を抽出、津波や地震動の記録が存在する M7 程度以上の断層モデルについて、強震動や津波のハザード評価に資する検討を行う。断層モデル例を公開システムの仕様検討担当のサブテーマ(1)に提供を行う。

5) 平成 29 年度：

解釈を終えた南西諸島海域の断層分布から主断層を抽出、津波や地震動の記録が存在する M7 程度以上の断層モデルについて、強震動や津波のハザード評価に資する検討を行う。

6) 平成 30 年度：

解釈を終えた伊豆・小笠原海域の断層分布から主断層を抽出、津波や地震動の記録が存在する M7 程度以上の断層モデルについて、強震動や津波のハザード評価に資する検討を行う。

7) 平成 31 年度：

解釈を終えた南海トラフ域の断層分布から主断層を抽出、津波や地震動の記録が存在する M7 以上の断層モデルについて、強震動や津波のハザード評価に資する検討を行う。評価した断層モデル全体をとりまとめ、データ公開システム上での検索・表示内容の検証を行う。

(2) 平成 27 年度の成果

(a) 業務の要約

当該年度においては、津波や地震動の元となる断層モデルの構築手法を検討した。その際、サブテーマ(1)、(2)の検討から得られる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。具体的には、自治体の被害想定を含む既往の津波波源の検討結果等を踏まえ、日本海で発生した過去の津波や地震動の記録を中心に、系統的に収集・整理し、それらとシミュレーション結果を比較すること等により断層モデルの妥当性を検証する手法を検討した。

これらの手法を用いることで、次年度以降、抽出した断層について断層モデルの構築を進める。

(b) 業務の実施方法

日本海地域の海域の活断層の活動によるものと考えられる既往の歴史地震津波の波源にかかわる想定断層モデルを整理し、その結果を踏まえて、データが不完全な

場合も考慮し、本プロジェクトで提供される断層についてのデータを用いて断層パラメータの不確実性を含む断層モデルを構築する方法を検討した。また、既往文献を参考に今回得られた断層モデルに対し、津波シミュレーションを実施し、津波痕跡値の比較を行った。断層モデルに基づく地震動指標（震度など）を評価し、歴史資料あるいは観測資料との適合を確認した。津波の予測では、日本海海域全域の津波予測計算用地形データ（海底及び沿岸で遡上の可能性のある範囲を含む）を作成して計算を行った。さらに、震源不特定の地震の断層モデルを設定するため、代表的な想定波源断層についてパラメータスタディを実施し、日本海海域に設定した断層モデルの各パラメータの違いが沿岸の津波の波高にどれだけ影響するかを検討した。

具体的には、平成25年度及び26年度に実施した断層モデルの構築方法及び検証方法を本プロジェクトによる断層情報に適用し、日本海海域の断層モデルの構築と検証を行うことを目的として実施した。また、これまでの断層モデル構築作業を拡張させ、沖縄トラフ及び南西諸島周辺海域の断層モデル構築及び検証を行うための地震・津波に関する歴史資料及び観測データの収集整理についても併せて行い、今後の基礎検討結果の妥当性評価において活用する。

(c) 業務の成果

1) 準備

a) 沖縄トラフおよび南西諸島周辺海域の一部における既往津波に関する既往資料の収集整理

i) 沖縄トラフおよび南西諸島海溝周辺海域の地震活動およびテクトニクス

① 周辺海域のサイスミシティ

過去に沖縄県沿岸に津波が到達した記録がある津波は、沖縄県が平成27年に実施した「沖縄県沿岸における津波浸水想定」において、図1のように整理されている。遠地地震を含め、14個の津波の記録が整理されているが、このうち沖縄トラフ及び南西諸島海域で発生した地震による津波は、台湾東方沖の津波地震を含めて8つである。南西諸島海域で発生した津波を伴う地震およびその記録は比較的少ない。

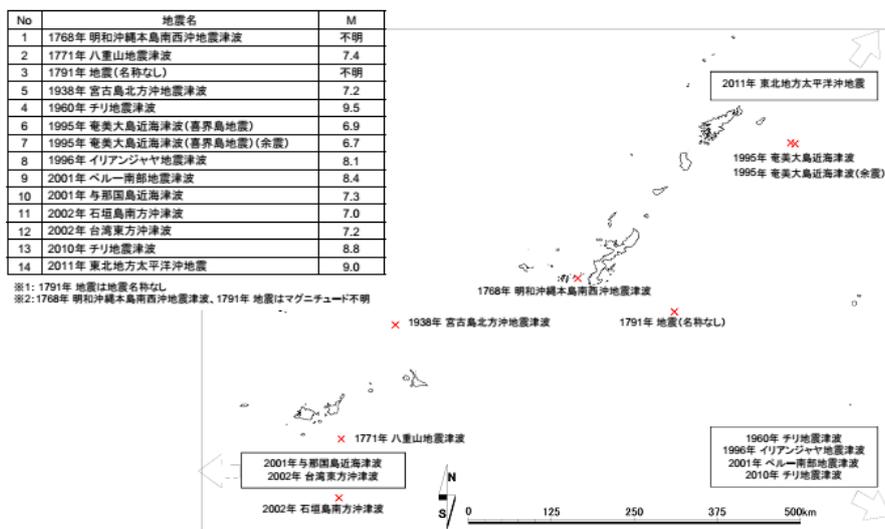


図 1 沖縄県沿岸に到達した記録がある既往津波。沖縄県沿岸における津波浸水想定（平成 27 年）から引用。

この海域において発生し得る地震については発生場所の違いによって主に下記の 3 つに分類することができる。

- ・ 南西諸島海溝付近の海域の地震
- ・ 沿岸部の浅い場所で発生する地震
- ・ 沖縄トラフ沿いの浅い場所で発生する地震

沖縄本島や慶良間列島においては、M4～5 程度の地震は発生しているものの、文献等によって知られるような被害地震は少なく、痕跡等の記録にも乏しい。また、沖縄本島西部の先島諸島周辺においては M7 程度の地震がしばしば発生し、その代表的なものとして、12,000 人もの死者を出し、被害が大きかったためによく知られている 1771 年八重山地震津波 (M7.4) がある。そのほか、1966 年の台湾東方沖の地震 (M7.8)、1938 年の宮古島北方の地震 (M7.2)、1947 年の与那国島近海の地震 (M7.4) および 1958 年の石垣島の地震 (M7.2) が挙げられるが、これらは深さ 80～100 km の深い場所で発生した地震である。それに対して、1898 年に発生した石垣島東方沖の地震 (M7) は津波を伴うことはなかったものの、沖縄トラフの浅いところで発生した地震であるとされている。また、西表島付近では、1991 年および 1992 年に群発地震活動が発生している。

沖縄トラフおよび南西諸島海域において、特筆すべきイベントの例として、1771 年八重山地震津波と宮古島周辺の固有地震活動について述べる。

・ 1771 年 八重山地震津波

南西諸島南部の先島諸島で発生し、大津波を発生させた地震であり、石垣島南東岸から東岸では最大遡上高が 30 m に達し、多良間島から宮古島南部海岸にかけても遡上高は 10 m 以上にも達したとされ、12,000 人もの死者が出るなど、被害も甚大だったとされている。この大津波の原因として、フィリピン海プレートがユーラシアプレートの下に沈み込む際のひずみによる海溝型地震であるとの考えと、石垣島と多良間島の上に位置する正断層が原因であるとの考えがある。また、これほど大きな津波を発生させた原因として、海底地すべりを挙げる説もあるが海底調査等の結果では今のところは地すべりによる堆積物等は発見されていない。一方、これを地震のみで説明する場合、断層面上に非常に大きなすべり量を仮定する必要がある。中村（2014）では、Mw8.7 程度のプレート境界地震であると考えるのが妥当とし、分岐断層や海底地すべりの可能性も考慮すべきだとしている。

・ 宮古島の固有地震活動

地震調査研究推進本部では全国を対象とした活断層調査に基づいて将来発生する大規模な地震の長期評価を行っているが、その際、固有地震モデルによる更新過程モデルまたは時間予測モデル(Shimazaki and Nakata, 1980)を用いている。しかし、大規模な地震は発生間隔が長いため、平均発生間隔やバラツキについて十分な精度が得られないことがあるが、中小規模の固有地震は発生間隔が比較的短いため、固有地震モデルを評価する上で重要であると考えられている。1966 年以降、宮古島の近海の約 50 km の深さで M5.1 程度の地震が平均 5.89 年、標準偏差 0.73 年の間隔で周期的に 8 回発生している固有地震が発見された。この周辺における 1990 年以降の M4 程度以上の地震について波形の相似性がきわめて高いグループが 3 つに分類できて、それらの群発地震もまた、それぞれが固有地震であると考えられている（溜渕ほか、2010）。

②南西諸島周辺海域の構造とテクトニクス

南西諸島を囲む東シナ海は、地形的な特徴から以下の 3 つに大きく区分される（図 2）。

- ・ 西部から中国大陸より広がる浅海部（東シナ海大陸棚）
- ・ 沖縄トラフ・琉球弧（琉球海溝・南西諸島弧）

・ 南西諸島・琉球諸島の島嶼部

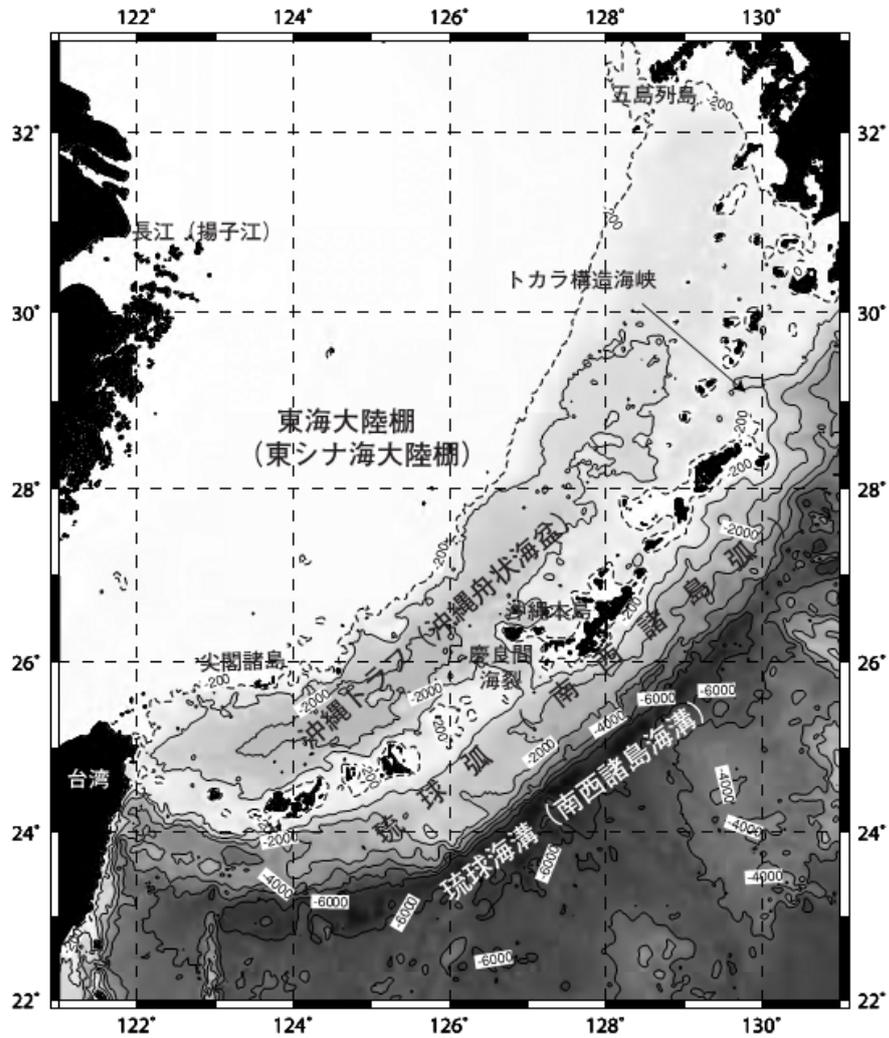


図2 南西諸島周辺海域の地域概略図 (井上、2007)。

南西諸島海溝は琉球弧東側に位置し、フィリピン海プレートが北西方向に向かって沈み込んでいる。琉球弧から南西諸島海溝に至る大陸斜面は前弧海盆が発達し、多くの海底谷が大陸斜面を下刻している。

沖縄トラフは、東シナ海の大陸棚と琉球諸島の間位置し、九州から台湾にかけて伸びる海盆である。トラフの北側では平坦な海底の各所に島や海丘などの浅海域が存在し、沖縄トラフの中・南部では、海盆の中軸部にみられる中央地溝帯とその中央の裂け目に貫入する中央海山や海丘がある。沖縄トラフの西側斜面はトラフを形成した構造運動によって断層を伴い、東側斜面はトラフの斜面における第四期火山の活動により複雑に入り組んでいる (図3)。

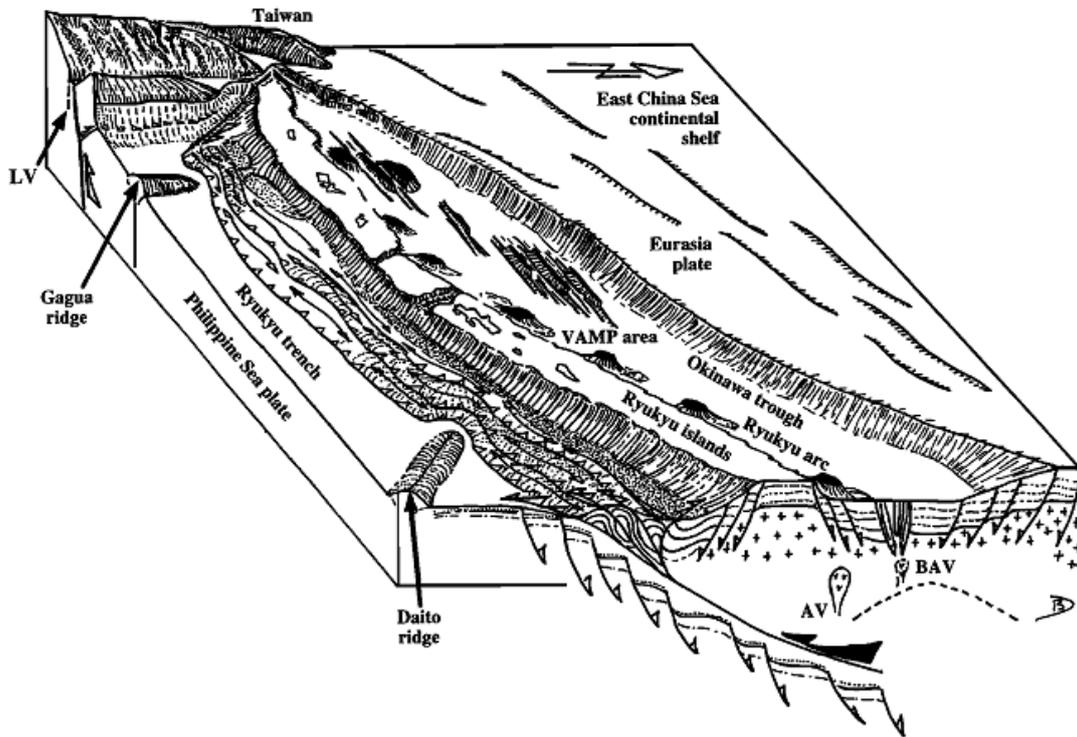


Figure 16. Three-dimensional artist view (B. Deffontaines) of the Ryukyu subduction system looking southwest with the three different types of volcanism (arc, backarc, and cross-backarc volcanisms) which appear in the Okinawa Trough. BAV, backarc volcanism; AV, arc volcanism; LV, Longitudinal Valley.

図3 沖縄トラフおよび南西諸島海溝周辺の三次元イメージ図 (Sibuet et al., 1998)。

琉球弧周辺のテクトニクスは背弧海盆の発達として理解されている。背弧海盆は島弧が長さ方向に分裂して形成されるが、これは概ね島弧列のマグマ軸に沿って起こる。この過程で、マグマ弧が分裂して残存島弧が形成されると、次の形成過程に入った島弧軸から離れて漂流することになる。背弧海盆はこの海洋底拡大過程に伴って拡大し、成長する。堆積物の多くは活発なマグマ弧から供給されるため、きわめて非対称な堆積作用を形成する。背弧海盆は拡大が数千年程度続いた後に活動を停止する。現在活動中の背弧海盆の代表的なものとして、マリアナ、トンガ=ケラマディック、南スコシア、ティレニアなどが挙げられる。また、停止した背弧海盆としては、パレスベラ=四国海盆、日本海盆、クリル海盆などがある。背弧および島弧の形成過程において、火山活動が重要となるが、沖縄トラフにおいては、それぞれ、背弧の火山、弧に位置する火山、背弧を横切る火山があり、その下には海底の拡大過程に伴った断層の発達がみられる(図4)。

今後、断層のモデル化の対象となる沖縄トラフ海域の活断層は、基本的

にこのようなテクトニクスの歴史を経て形成されたものであり、断層の位置、走向、傾斜等は、このような歴史を反映したものとなっていると考えられる。モデル化にあたっては、この点を考慮する必要がある。

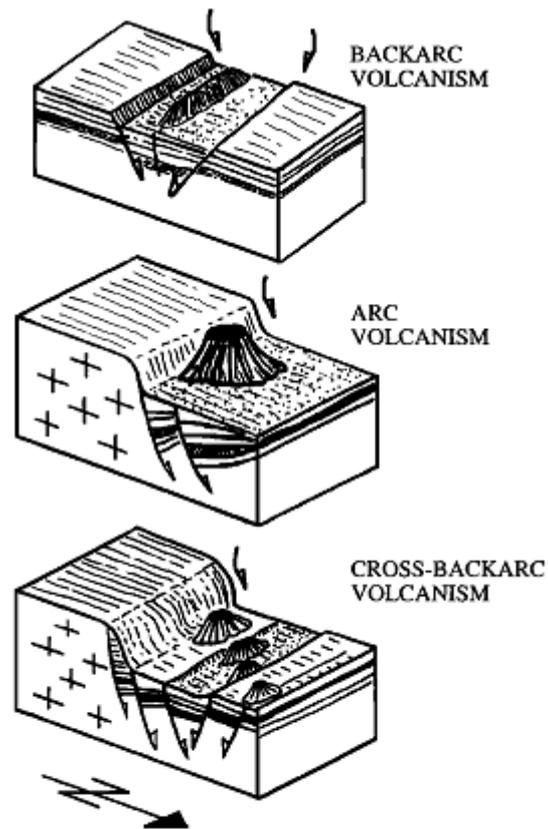


Figure 17. Sketches of the three different types of volcanism (arc, backarc, and cross-backarc volcanisms) which appear in the Okinawa Trough.

図 4 沖縄トラフにおける3種類の火山 (Sibuet et al., 1998)

b) 妥当性チェックのための地震津波事例の選定

「日本海における大規模地震に関する調査検討会」（以下、日本海検討会）報告書（2014）を参考に、日本海東縁で発生した M7 クラス以上の地震を表 1 に示した。表 1 で示した既往地震のうち、検証の対象として 1940 年神威岬沖地震（積丹半島沖地震）（M7.5）を選定した。ただし、今後の対象として 1983 年日本海中部地震および 1993 年北海道南西沖地震についても検討していく予定である。

表 1 で示した地震のうち、1792 年北海道西方沖地震、1940 年神威岬沖地震および 1971 年サハリン西方沖地震の震源域と、日本海検討会によって設定された断層モデルの位置を図 6 (a)に、また 1793 年鯨ヶ沢地震、1804 年象潟地震および 1833 年庄内沖の地震の震源域と、日本海検討会によって設定された断層モデルの位置を図 6 (b)に示す。図 6 から、1833 年庄内沖の地震や 1940 年神威岬沖地震の震源域付近に断層モデルが比較的多く設定されていることがわかる。

表 1 日本海東縁で発生した M7 クラス以上の地震。マグニチュードは、宇津（1999）及び気象庁による（赤色の行は検討の対象とした地震）。

地震名	発生年月日	マグニチュード
1741 年渡島大島津波	1741/08/29	-
1792 年北海道西方沖地震	1792/06/13	7.1
1793 年鯨ヶ沢地震	1793/02/08	7.0
1804 年象潟地震	1804/07/10	7.0
1833 年庄内沖の地震	1833/12/07	7.7
1940 年神威岬沖地震	1940/08/02	7.5
1964 年新潟地震	1964/06/16	7.5
1971 年サハリン西方沖地震	1971/09/06	6.9
1983 年日本海中部地震	1983/05/26	7.7
1993 年北海道南西沖地震	1993/07/12	7.8

1940年積丹半島沖津波 (M=7.5)

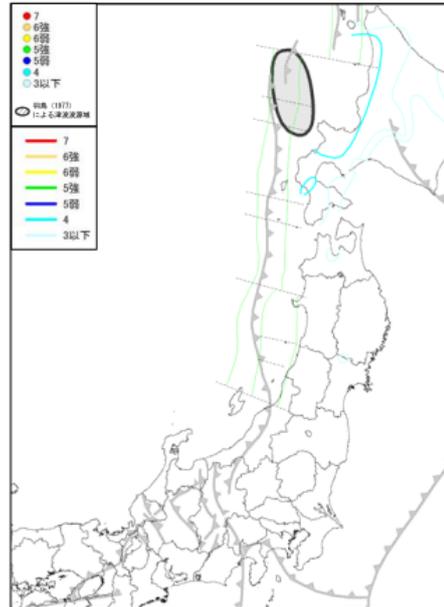


図7(1) 1940年積丹半島沖津波震度分布
 ・震度分布：宇佐美 (2003)
 ・波源域：羽鳥・片山 (1977)

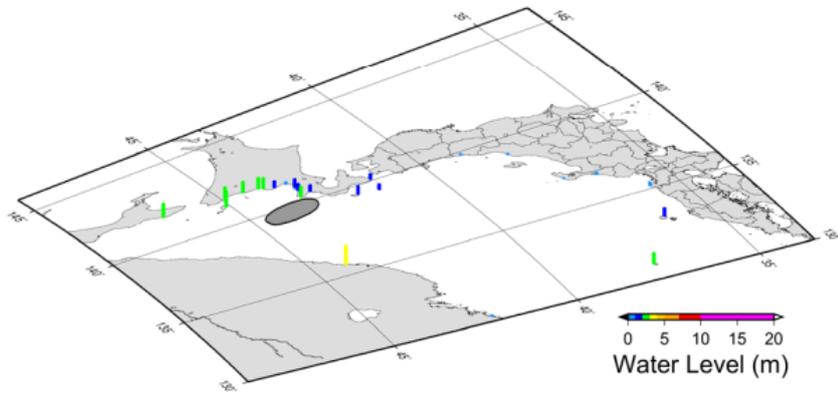


図7(2) 1940年積丹半島沖津波 (M=7.5) 津波高さ分布
 ・津波高：渡辺 (1998)
 ・波源域：羽鳥・片山 (1977)

図5 1940 神威岬沖地震における震度分布(1)と津波高さ分布(2) (日本海
 検討会報告書、2014 から抜粋)。

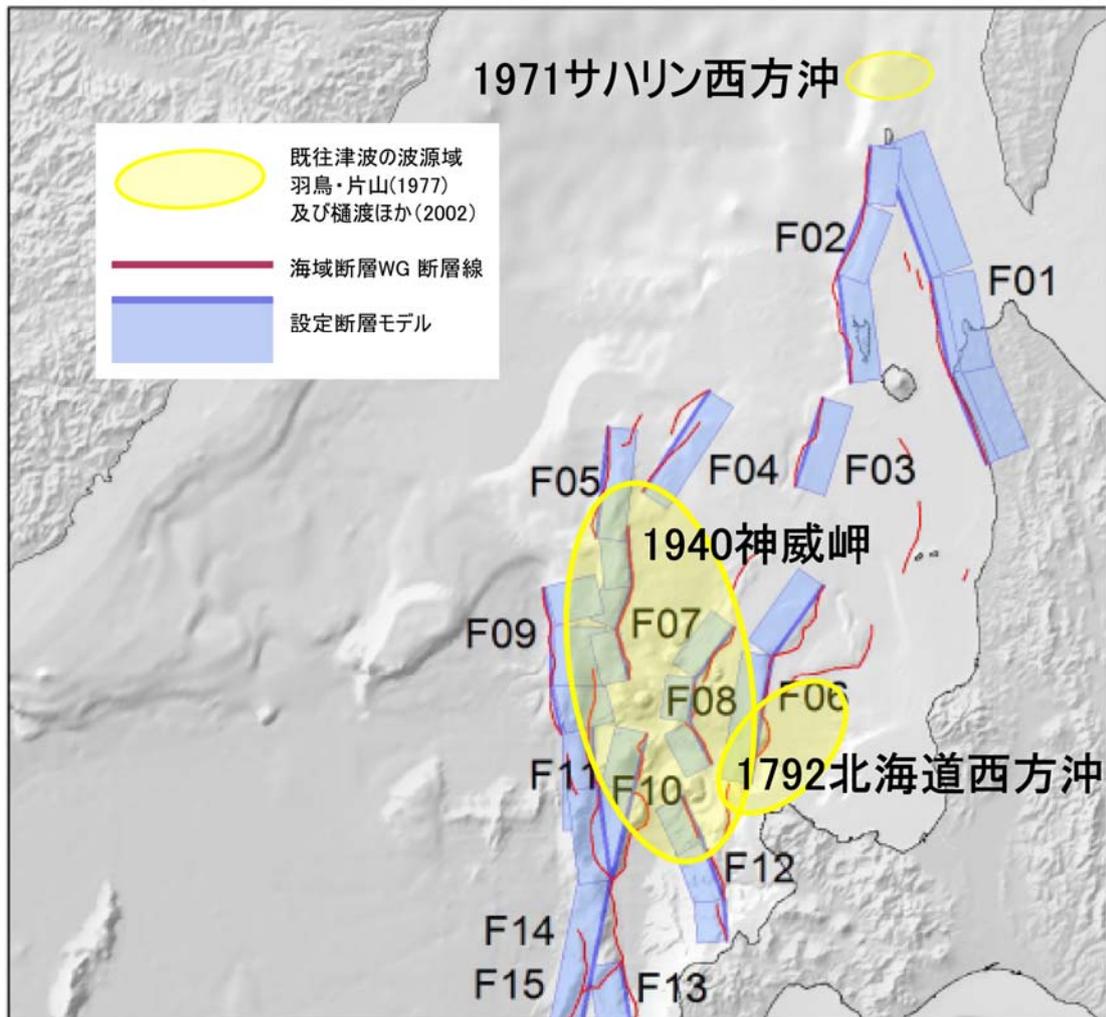


図 6 (a) 既往地震の波源域（黄）と日本海検討会が設定した断層モデル（青）の位置（日本海検討会報告書、2014 から抜粋し波源域を加筆）。

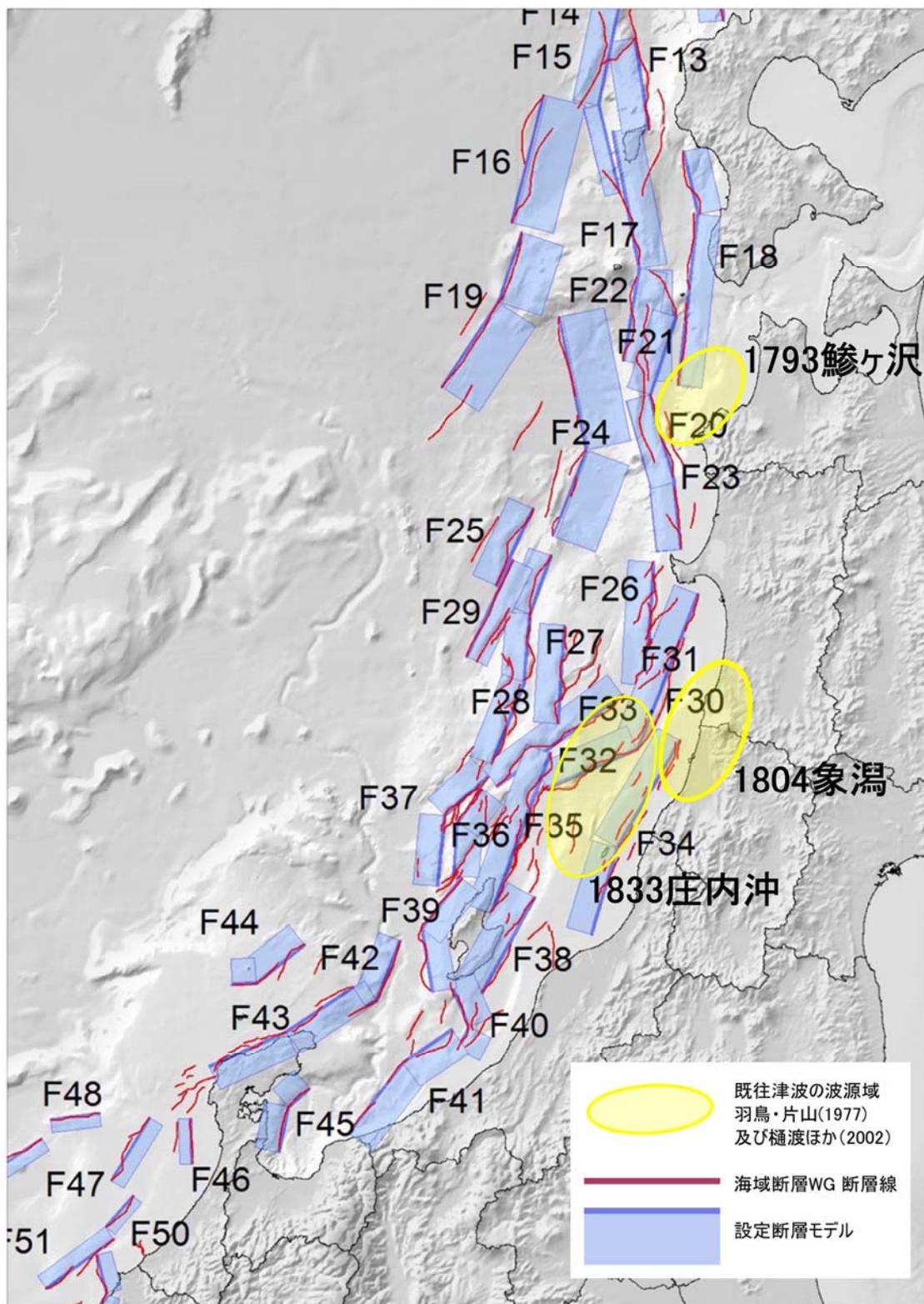


図 6 (b) 既往地震の波源域 (黄) と日本海検討会が設定した断層モデル (青) の位置 (日本海検討会報告書、2014 から抜粋し波源域を加筆)。

このうち、1940年神威岬沖地震を断層モデル設定方法の妥当性の検討に使用した。神威岬沖地震の推定波源域の周辺には本プロジェクトによってデータが得られている断層があり、これらの断層データから検証可能な断層モデルを適切に設定できると考えられたためである。また、神威岬沖地震については、津波痕跡データおよび地震動の震度のデータがともに得られることも選定理由である。地震調査研究推進本部による「日本海東縁部の地震活動の長期評価について」(平成15年6月)においては、北海道西方沖の地震として整理されており、当該海域においては地震観測および歴史記録から唯一のM7.5以上の地震である。地震動はあまり大きくなかった(最大震度4程度)ものの、津波は日本各地で観測され、利尻島で最大3mの高さが観測された。

1940年神威岬沖地震の断層モデルを検証に用いるために、震源域に対応している断層モデルを整理した。震源域と日本海検討会によって設定された断層モデルの位置との比較から、神威岬沖地震の震源域付近にある断層モデルはF07、F08及びF09である。また、神威岬沖地震の主な既往研究に、Satake(1986)、Fukao and Furumoto (1975)、Okamura et al. (2005)らが検討した断層モデルがある。これらの断層モデルのパラメータを表2にまとめた。日本海検討会による断層モデルF07とF08の走向の角度は、他の断層モデルの走向と比べ 180° の違いが生じている(表2)。また、Fukao and Furumoto (1975)およびOkamura et al. (2005)の断層モデルの断層長さが他の断層モデルと比べ、およそ2倍長い。なお、1940年神威岬沖地震の断層モデルとサブテーマ(2)で設定された断層との関係は、

F07= HKD-38, HKD-22

F08= HKD-34, HKD-35, HKD-36

F09= HKD-21

となる。

表2 1940年神威岬沖地震の震源域付近の断層モデルのパラメータ

断層モデル名	出典	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
F07	日本海検討会	7.4	44.5843	139.5556	2.4	176	45	54	29.0	17.9	3.70
			44.3286	139.5818		201	45	76	21.6	17.9	
			44.1416	139.4856		167	45	48	25.3	17.9	
F08	日本海検討会	7.4	44.1467	140.1912	2.0	218	45	93	31.3	18.4	3.75
			43.9197	139.9500		189	45	77	20.9	18.4	
			43.7285	139.9106		153	45	63	23.1	18.4	
F09	日本海検討会	7.6	43.6888	139.1853	4.0	347	30	103	24.4	27.9	4.78
			43.8979	139.1166		2	30	104	29.2	27.9	
			44.1640	139.1298		347	30	103	18.8	27.9	
Fukao1975	Fukao and Furumoto, 1975	7.6	42.82	139.03	-	0	46	90	170	50	1.10
Satake1986_E2	Satake, 1986	7.4	43.73	139.53	0.0	347	40	90	100	35	1.50
Okamura 2005	Okamura et al., 2005	7.5	44.57	139.34	-	22	45	-	42	16	1.64
			44.55	139.58	-	184	45	-	42	16	2.23
			44.17	139.48	-	162	45	-	37	16	2.74
			43.69	139.13	-	0	45	-	53	16	0.58

c) 津波予測計算用地形データの作成

i) 概要

検討方法の妥当性を評価するための津波予測計算に必要となる海底及び沿岸の地形データについて、長崎県周辺の海域を新たに作成・追加した。

ii) 修正したデータ

新たに作成・追加した長崎県周辺の海域を含む領域は、50 m メッシュの領域 No. 56 から No. 66 である。過年度作成データを含めて、各計算領域における座標やサイズなどの諸元を、表 4～表 7 に示し、位置図を図 9～図 13(a)～(e) に示す。地形データは表 3 に示した資料や基礎データに基づき作成した。地形データの座標は、UTM 座標(53 帯)で、測地系は世界測地系である。また、データの取扱いの便を考え、擬東経+500,000 m を与えた。

表 3 地形モデル作成のための基礎データ一覧

資料名	最小メッシュのデータの範囲、各領域のメッシュサイズ、座標系	発行年等
日本海の津波調査業務 (中央防災会議)	<ul style="list-style-type: none"> ・ 北海道オホーツク海～山口県の沿岸 ・ 1350m、450m、150m、50m メッシュ ・ 東経 139° を中心とした UTM 座標(旧測地) 	平成 19 年 3 月
津波に関する防災アセスメント調査(福岡県)	<ul style="list-style-type: none"> ・ 福岡県沿岸 ・ 2430m、810m、270m、90m、30m、10m メッシュ ・ 平面直角座標系 I 系(世界測地) 	平成 24 年 3 月
海溝型地震津波想定に関する報告(長崎県)	<ul style="list-style-type: none"> ・ 長崎県沿岸 ・ 1350m、450m、150m、50m、25m、12.5m メッシュ ・ 平面直角座標系 I 系(世界測地) 	平成 24 年 3 月

図 14 に各領域の位置を示す。波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 1:3 の割合で計算格子を細分化する方法で地形モデルを構成し、外洋部から 1350 m、450 m、150 m、50 m の空間格子間隔で接続した。格子間隔ごとの領域数は、新たに追加した領域を含めると以下のとおりになる。

- ・ 1350 m メッシュ領域 : 1 領域
- ・ 450 m メッシュ領域 : 10 領域
- ・ 150 m メッシュ領域 : 27 領域
- ・ 50 m メッシュ領域 : 66 領域

収集した地形データに対して補間を行った。その地形データから TIN(Triangulated Irregular Network: 三角形不規則網)を作成、線形補間により各計算格子に対して格子中心での標高を与える手法を用いた(図 7)。

なお、50 m メッシュ領域の地形データのデータソースは沿岸においては、作成するメッシュサイズと同等もしくはメッシュサイズの小さい地形データを用いることが望ましい。しかし、新たに作成・追加した 50 m メッシュ領域のうち、No. 59 の範囲の沿岸周辺の一部で、50m メッシュより粗いデータソースしかないため、それらのデータを用いて作成した（図 8）。

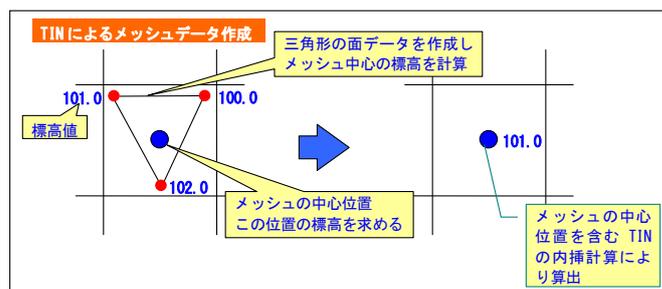


図 7 TIN 法の概念図。

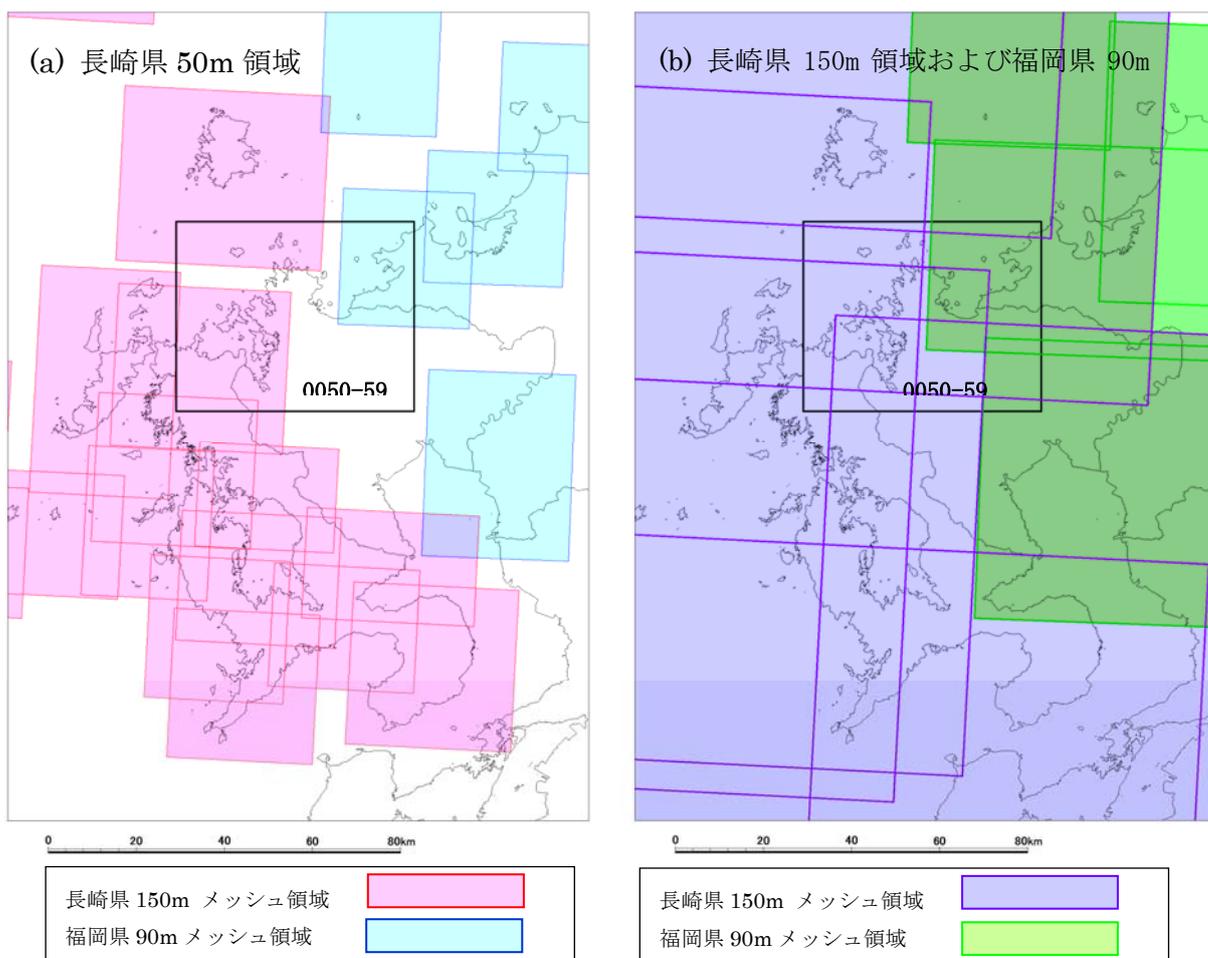


図 8 No. 59 を作成するデータソース

表4 1350 mメッシュ領域のサイズおよび位置

領域 No.	メッシュ サイズ (m)	南西端の位置		北東端の位置		メッシュ個数		上位 接続 領域
		X座標 (m)	Y座標(m)	X座標(m)	Y座標(m)	X方向	Y方向	領域 No.
1350-01	1350	-465,750	3,298,050	1,424,250	5,768,550	1,400	1,830	--

表5 450 mメッシュ領域のサイズおよび位置

領域 No.	メッシュ サイズ (m)	南西端の位置		北東端の位置		メッシュ個数		上位接 続領域
		X座標 (m)	Y座標(m)	X座標(m)	Y座標(m)	X方向	Y方向	領域 No.
0450-01	450	935,550	4,870,800	1,362,150	5,170,500	948	666	1350-01
0450-02	450	827,550	4,768,200	1,111,050	5,170,500	630	894	1350-01
0450-03	450	797,850	4,509,000	1,067,850	4,868,100	600	798	1350-01
0450-04	450	818,100	4,357,800	1,088,100	4,708,800	600	780	1350-01
0450-05	450	747,900	4,095,900	977,400	4,471,200	510	834	1350-01
0450-06	450	580,500	4,025,700	939,600	4,284,900	798	576	1350-01
0450-07	450	448,200	3,898,800	756,000	4,217,400	684	708	1350-01
0450-08	450	249,750	3,877,200	619,650	4,133,700	822	570	1350-01
0450-09	450	37,800	3,732,750	383,400	4,045,950	768	696	1350-01
0450-10	450	-176,850	3,547,150	179,550	3,941,350	792	876	1350-01

表6 150 mメッシュ領域のサイズおよび位置

領域 No.	メッシュサイズ(m)	南西端の位置		北東端の位置		メッシュ個数		上位接続領域 領域 No.
		X 座標 (m)	Y 座標 (m)	X 座標 (m)	Y 座標 (m)	X 方向	Y 方向	
0150-01	150	1,219,050	4,896,000	1,345,050	4,993,200	840	648	0450-01
0150-02	150	1,119,150	4,892,850	1,258,650	5,002,650	930	732	0450-01
0150-03	150	1,043,550	4,939,200	1,161,450	5,066,100	786	846	0450-01
0150-04	150	941,400	4,988,250	1,082,700	5,125,050	942	912	0450-02
0150-05	150	965,250	4,881,150	1,060,650	5,010,750	636	864	0450-02
0150-06	150	947,250	4,785,300	1,051,650	4,911,300	696	840	0450-02
0150-07	150	900,000	4,733,550	1,035,900	4,860,450	906	846	0450-03
0150-08	150	836,550	4,647,600	949,950	4,766,400	756	792	0450-03
0150-09	150	835,200	4,572,450	939,600	4,706,550	696	894	0450-03
0150-10	150	891,900	4,516,200	1,059,300	4,660,200	1,116	960	0450-04
0150-11	150	873,900	4,391,550	960,300	4,566,150	576	1,164	0450-04
0150-12	150	870,300	4,294,350	952,200	4,432,050	546	918	0450-05
0150-13	150	825,750	4,189,050	929,250	4,318,650	690	864	0450-05
0150-14	150	751,050	4,098,600	906,750	4,278,600	1,038	1,200	0450-06
0150-15	150	641,700	4,059,900	794,700	4,176,900	1,020	780	0450-06
0150-16	150	614,250	4,061,250	731,250	4,209,750	780	990	0450-06
0150-17	150	565,200	3,966,300	672,300	4,100,400	714	894	0450-07
0150-18	150	479,700	3,917,700	607,500	3,994,200	852	510	0450-07
0150-19	150	376,200	3,917,700	499,500	3,989,700	822	480	0450-08
0150-20	150	270,900	3,900,150	392,400	4,037,850	810	918	0450-08
0150-21	150	190,800	3,833,550	314,100	3,947,850	822	762	0450-09
0150-22	150	89,100	3,791,700	228,600	3,886,200	930	630	0450-09
0150-23	150	64,350	3,738,150	147,150	3,829,050	552	606	0450-09
0150-24	150	27,900	3,695,650	139,500	3,827,950	744	882	0450-10
0150-25	150	-32,400	3,600,700	95,400	3,773,500	852	1,152	0450-10
0150-26	150	-66,150	3,774,850	23,850	3,871,150	600	642	0450-10
0150-27	150	-113,400	3,608,350	-29,700	3,712,750	558	696	0450-10

表7 50 mメッシュ領域のサイズおよび位置（赤色の行は新たに作成・追加した領域）

領域 No.	メッ シュ サイ ズ(m)	南西端の位置		北東端の位置		メッシュ個数		上位接 続領域 領域 No.
		X座標(m)	Y座標(m)	X座標(m)	Y座標(m)	X方向	Y方向	
0050-01	50	1,292,100	4,916,400	1,336,800	4,972,200	894.0	1116.0	0150-01
0050-02	50	1,237,200	4,901,400	1,298,100	4,938,600	1218.0	744.0	0150-01
0050-03	50	1,183,800	4,911,000	1,245,000	4,949,700	1224.0	774.0	0150-02
0050-04	50	1,131,150	4,929,450	1,186,650	4,966,350	1110.0	738.0	0150-02
0050-05	50	1,094,250	4,956,300	1,140,450	5,009,400	924.0	1062.0	0150-03
0050-06	50	1,053,000	5,004,600	1,104,600	5,051,400	1032.0	936.0	0150-03
0050-07	50	1,007,700	5,036,400	1,066,800	5,082,600	1182.0	924.0	0150-04
0050-08	50	959,100	5,004,000	1,003,800	5,062,800	894.0	1176.0	0150-04
0050-09	50	1,001,250	4,998,450	1,044,450	5,060,250	864.0	1236.0	0150-04
0050-10	50	1,010,100	4,944,750	1,047,300	5,008,350	744.0	1272.0	0150-05
0050-11	50	993,300	4,894,200	1,045,200	4,948,800	1038.0	1092.0	0150-05
0050-12	50	985,200	4,841,400	1,041,600	4,899,000	1128.0	1152.0	0150-06
0050-13	50	980,100	4,791,150	1,027,500	4,849,950	948.0	1176.0	0150-06
0050-14	50	925,500	4,792,950	985,200	4,825,650	1194.0	654.0	0150-07
0050-15	50	917,400	4,741,950	957,600	4,799,850	804.0	1158.0	0150-07
0050-16	50	884,100	4,687,200	925,800	4,748,700	834.0	1230.0	0150-08
0050-17	50	855,000	4,655,700	885,000	4,695,900	600.0	804.0	0150-08
0050-18	50	886,800	4,634,700	934,200	4,690,200	948.0	1110.0	0150-09
0050-19	50	854,250	4,595,550	872,850	4,613,850	372.0	366.0	0150-09
0050-20	50	892,500	4,580,700	911,100	4,599,300	372.0	372.0	0150-09
0050-21	50	905,700	4,588,950	948,000	4,637,550	846.0	972.0	0150-10
0050-22	50	933,900	4,604,100	985,800	4,652,400	1038.0	966.0	0150-10
0050-23	50	981,900	4,589,550	1,044,600	4,651,950	1254.0	1248.0	0150-10
0050-24	50	968,100	4,531,650	1,030,800	4,594,050	1254.0	1248.0	0150-10
0050-25	50	932,100	4,539,000	969,900	4,591,500	756.0	1050.0	0150-10
0050-26	50	898,200	4,489,350	952,800	4,542,450	1092.0	1062.0	0150-11
0050-27	50	889,950	4,446,750	933,750	4,493,550	876.0	936.0	0150-11
0050-28	50	891,900	4,404,750	940,200	4,466,550	966.0	1236.0	0150-11
0050-29	50	905,700	4,357,500	942,300	4,417,200	732.0	1194.0	0150-12
0050-30	50	888,450	4,299,300	929,850	4,359,300	828.0	1200.0	0150-12
0050-31	50	860,850	4,243,950	918,750	4,303,050	1158.0	1182.0	0150-13
0050-32	50	840,600	4,193,550	896,700	4,247,850	1122.0	1086.0	0150-13
0050-33	50	772,800	4,180,200	822,600	4,259,700	996.0	1590.0	0150-14
0050-34	50	813,750	4,157,700	865,050	4,207,500	1026.0	996.0	0150-14
0050-35	50	779,700	4,112,700	831,000	4,161,000	1026.0	966.0	0150-14
0050-36	50	727,050	4,090,950	785,250	4,129,050	1164.0	762.0	0150-15
0050-37	50	672,450	4,064,400	732,150	4,098,300	1194.0	678.0	0150-15
0050-38	50	662,400	4,092,750	693,600	4,132,650	624.0	798.0	0150-16
0050-39	50	657,900	4,181,100	679,500	4,201,200	432.0	402.0	0150-16

領域 No.	メッシュ サイ ズ(m)	南西端の位置		北東端の位置		メッシュ個数		上位接 続領域
		X 座標 (m)	Y 座標 (m)	X 座標 (m)	Y 座標 (m)	X 方向	Y 方向	領域 No.
0050-40	50	657,600	4,124,250	719,100	4,171,350	1230.0	942.0	0150-16
0050-41	50	631,800	4,082,550	663,900	4,143,450	642.0	1218.0	0150-16
0050-42	50	607,050	4,030,500	670,350	4,098,000	1266.0	1350.0	0150-17
0050-43	50	577,950	3,979,800	640,650	4,043,100	1254.0	1266.0	0150-17
0050-44	50	542,550	3,922,800	604,650	3,983,400	1242.0	1212.0	0150-18
0050-45	50	486,300	3,919,050	547,800	3,965,850	1230.0	936.0	0150-18
0050-46	50	432,750	3,928,800	490,350	3,959,100	1152.0	606.0	0150-19
0050-47	50	383,250	3,923,850	436,650	3,955,350	1068.0	630.0	0150-19
0050-48	50	306,000	3,977,550	363,900	4,030,350	1158.0	1056.0	0150-20
0050-49	50	325,200	3,918,600	387,300	3,962,700	1242.0	882.0	0150-20
0050-50	50	279,900	3,921,150	332,400	3,960,150	1050.0	780.0	0150-20
0050-51	50	256,500	3,885,750	297,600	3,934,050	822.0	966.0	0150-21
0050-52	50	216,000	3,847,350	261,000	3,898,350	900.0	1020.0	0150-21
0050-53	50	160,950	3,807,900	223,350	3,863,700	1248.0	1116.0	0150-22
0050-54	50	108,750	3,801,450	163,050	3,861,450	1086.0	1200.0	0150-22
0050-55	50	88,500	3,741,600	138,300	3,805,800	996.0	1284.0	0150-23
0050-56	50	73,050	3,741,700	137,850	3,778,900	1296.0	744.0	0150-24
0050-57	50	37,800	3,710,100	86,700	3,749,050	978.0	779.0	0150-24
0050-58	50	33,750	3,753,000	67,350	3,805,350	672.0	1047.0	0150-24
0050-59	50	-600	3,690,400	53,400	3,734,200	1080.0	876.0	0150-25
0050-60	50	-6,600	3,736,150	30,000	3,762,550	732.0	528.0	0150-25
0050-61	50	-44,550	3,783,850	-450	3,858,250	882.0	1488.0	0150-26
0050-62	50	-31,350	3,682,000	23,250	3,721,600	1092.0	792.0	0150-25
0050-63	50	-30,900	3,661,000	18,600	3,694,300	990.0	666.0	0150-25
0050-64	50	-14,700	3,639,400	36,300	3,686,200	1020.0	936.0	0150-25
0050-65	50	-2,400	3,611,500	36,600	3,640,900	780.0	588.0	0150-25
0050-66	50	-103,500	3,617,800	-34,500	3,701,800	1380.0	1680.0	0150-27

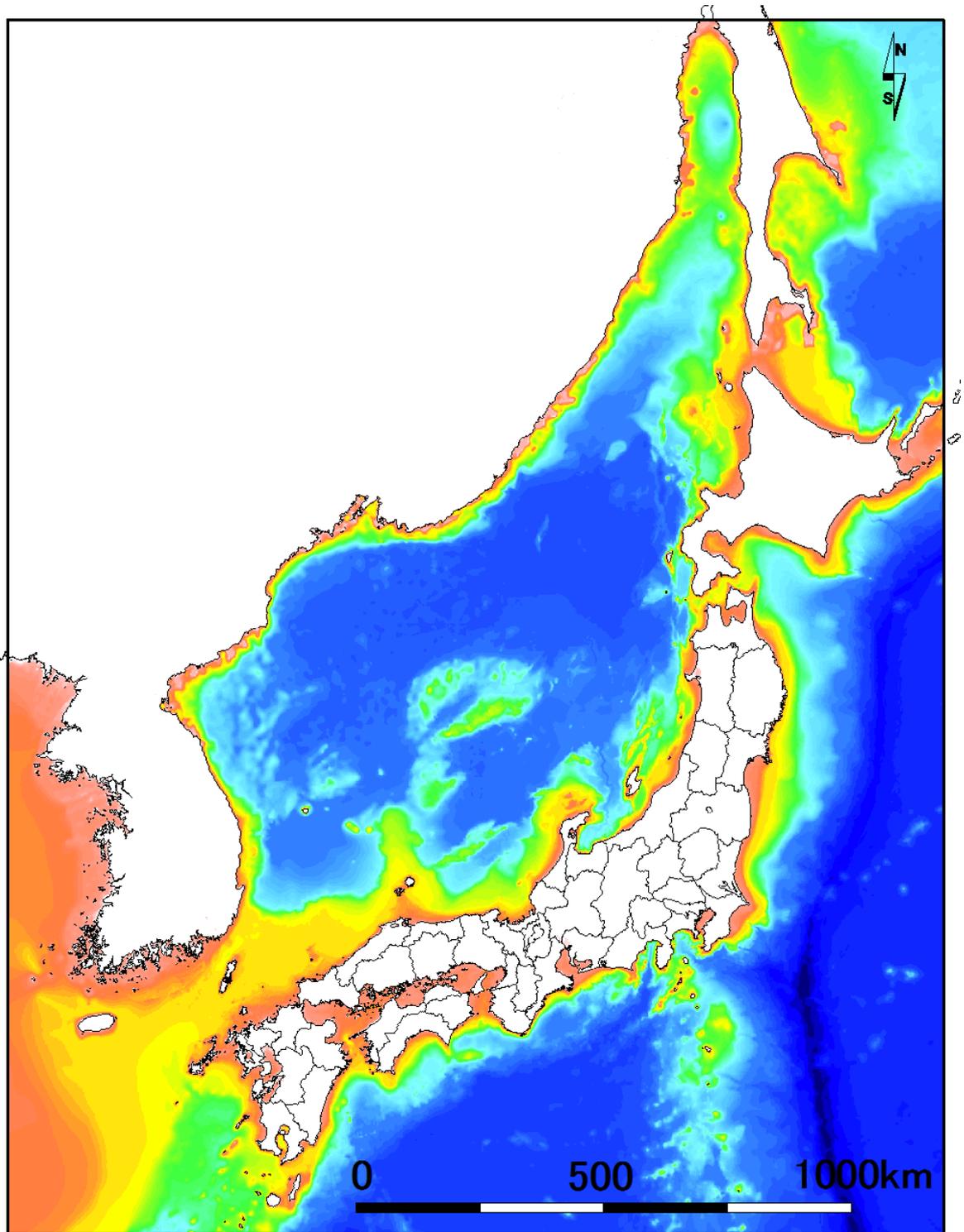


図9 1350 mメッシュ領域の位置図。

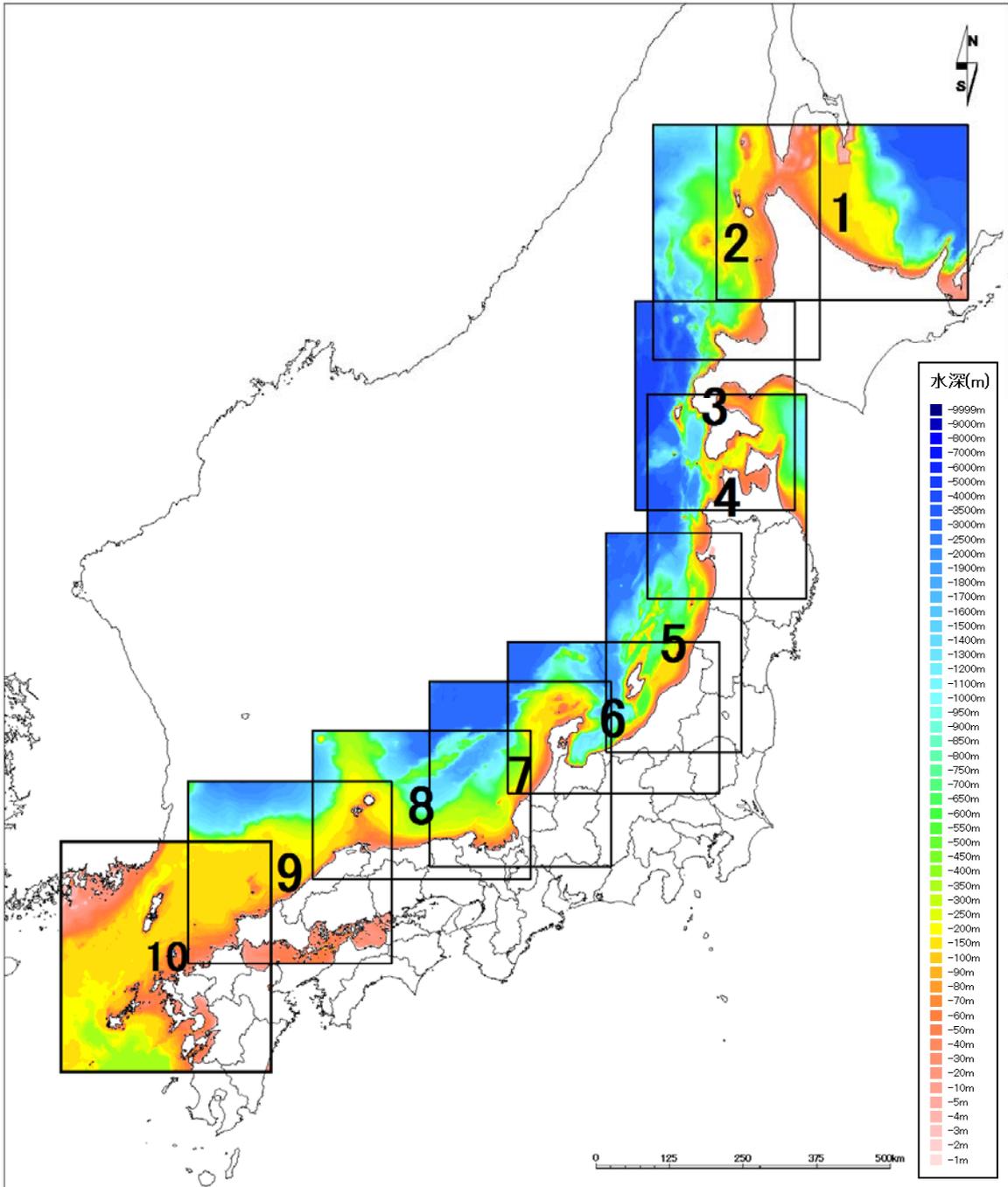


図10 450 mメッシュ領域の位置図。

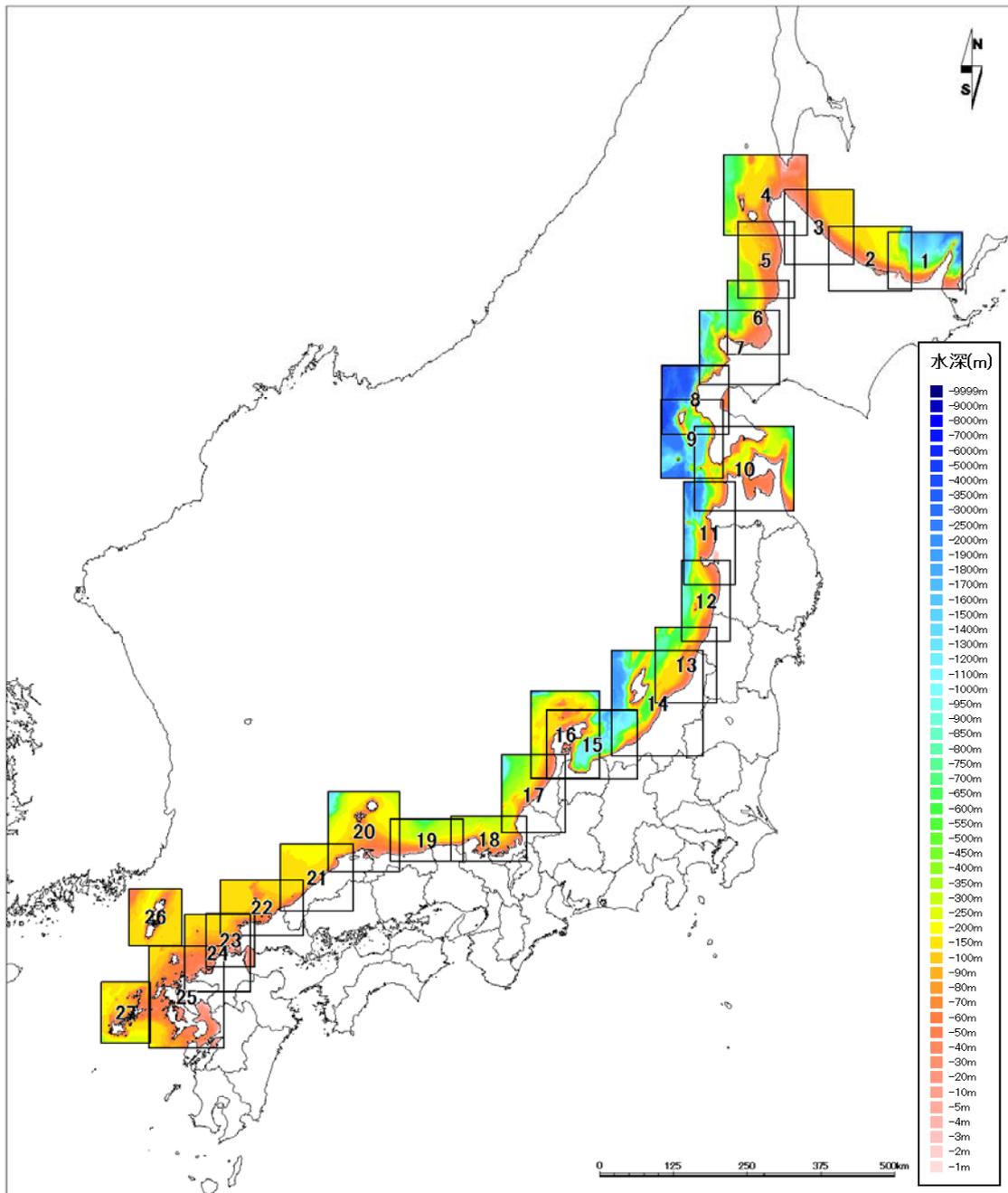


図 11 150 m メッシュ領域の位置図。

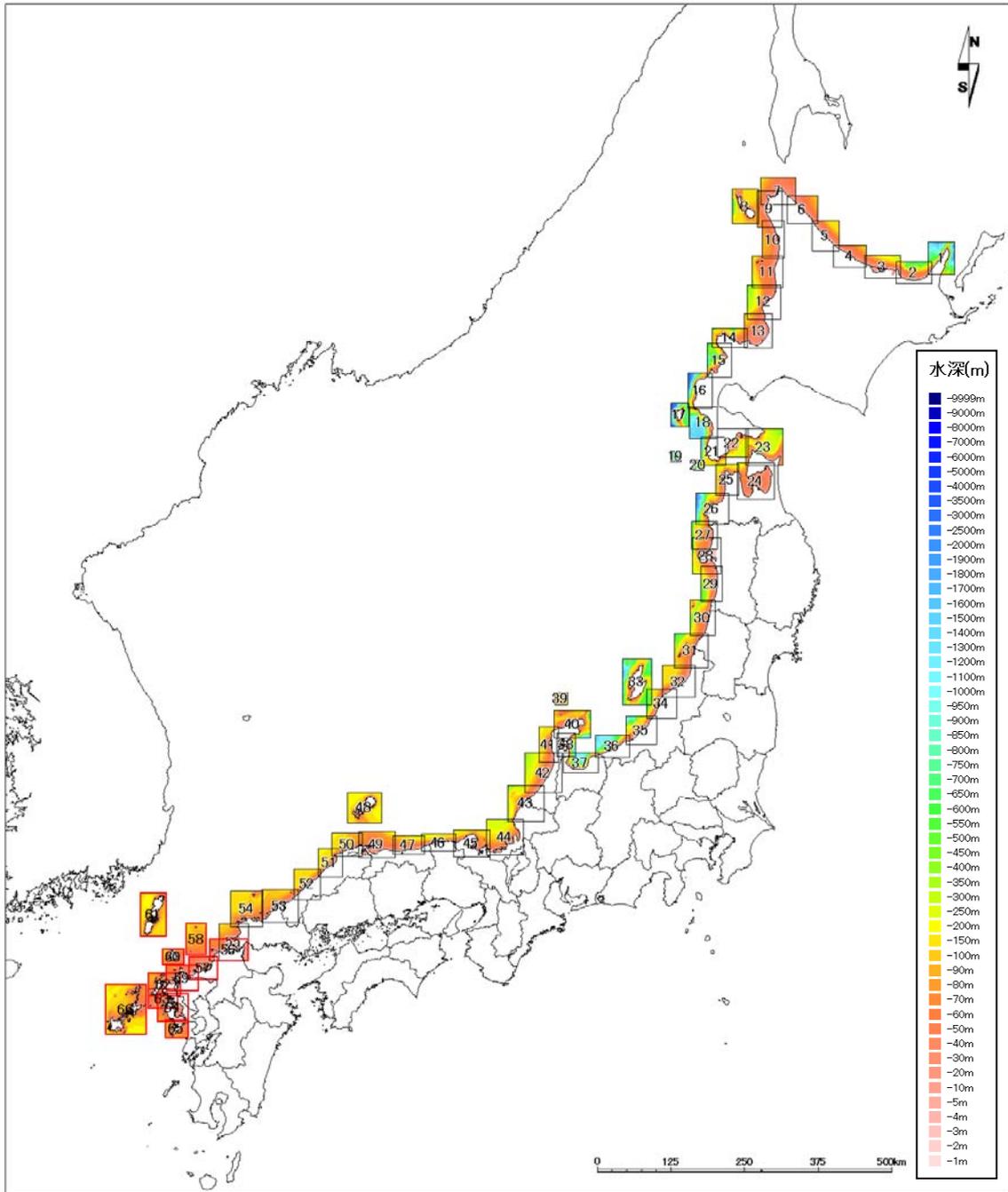


図12 50 mメッシュ領域の位置図 (赤枠：新たに作成・追加した領域)。

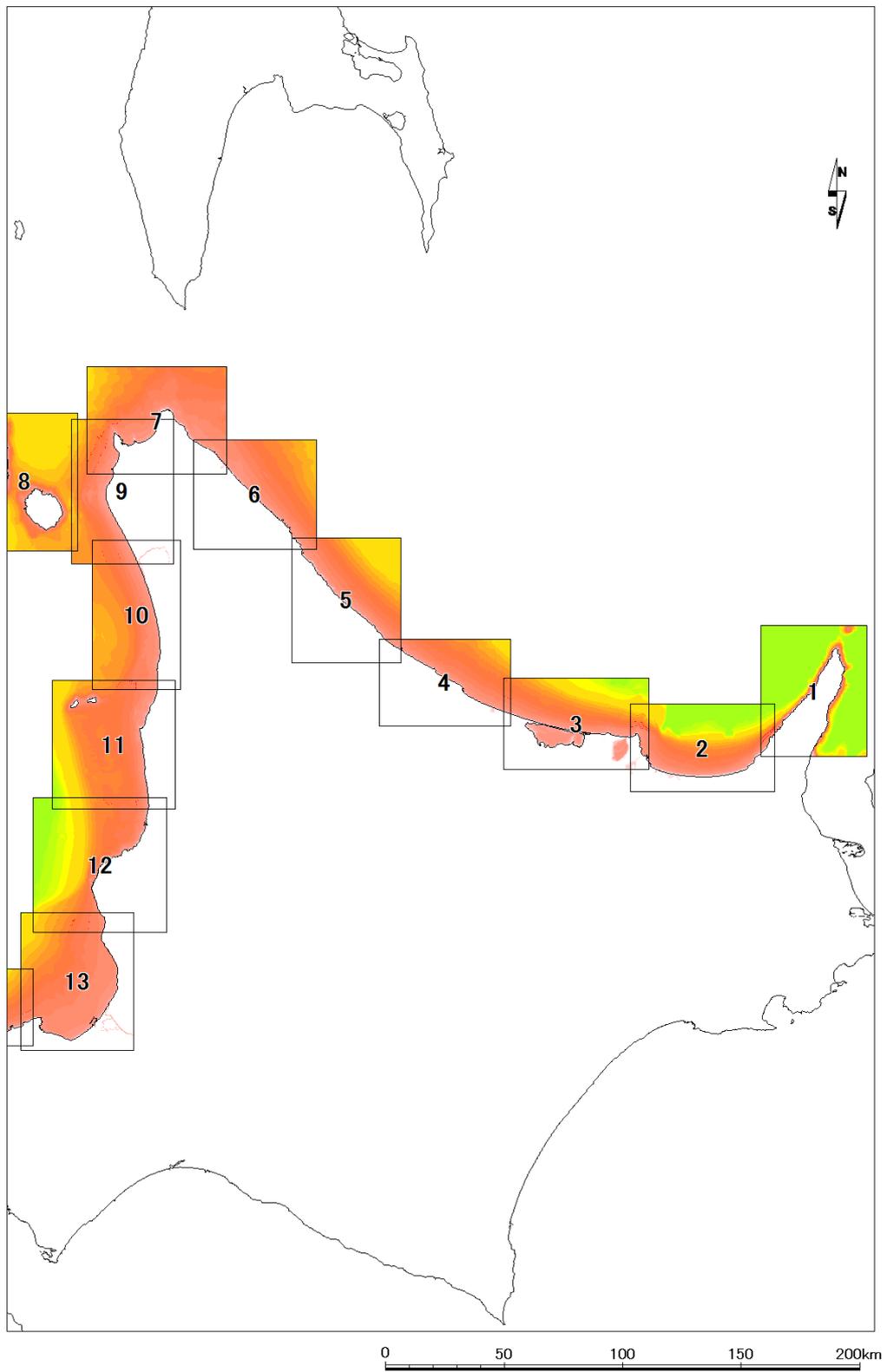


図 13(a) 50 m メッシュ領域の拡大位置図。

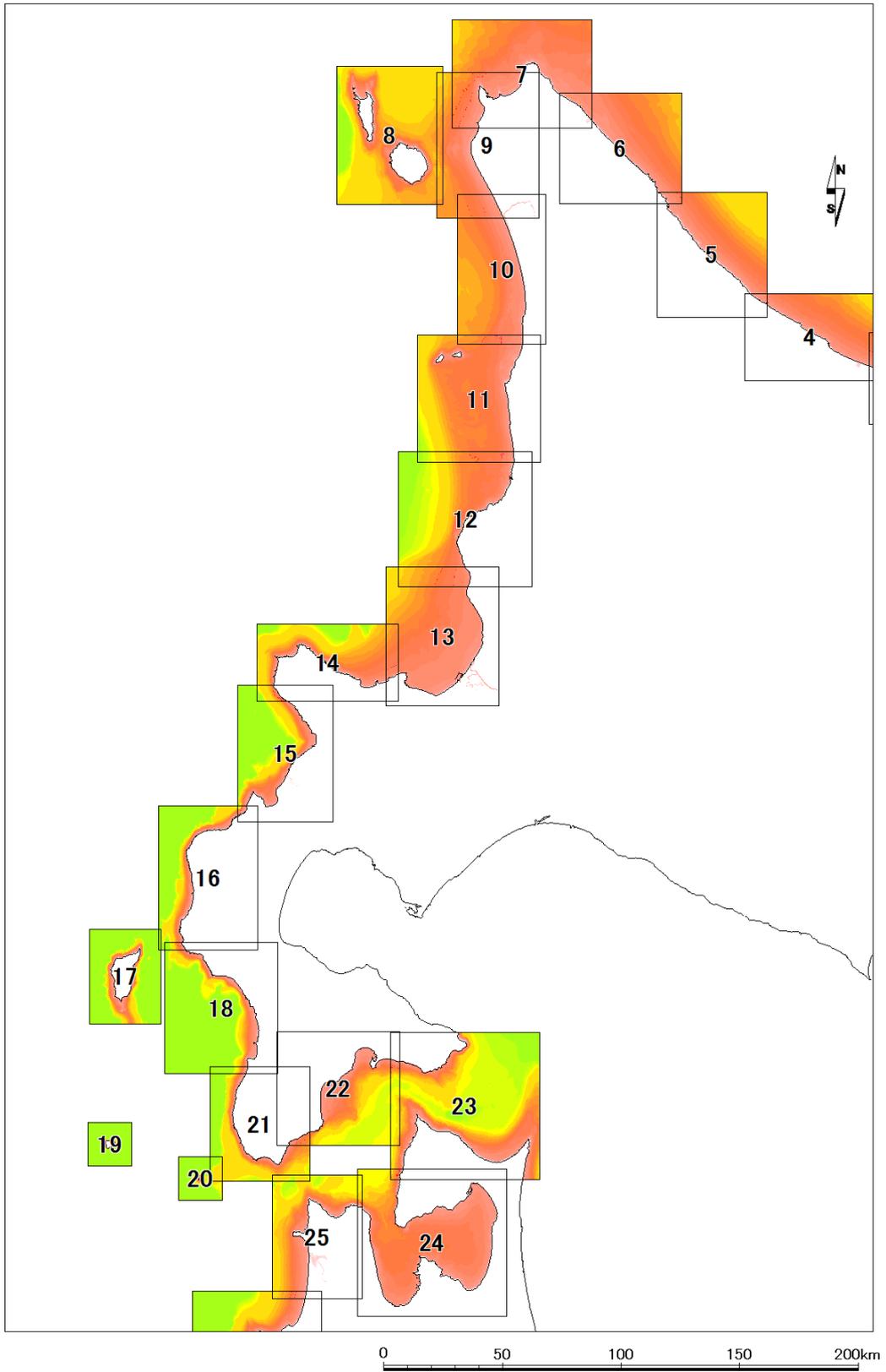


図 13(b) 50 m メッシュ領域の拡大位置図。

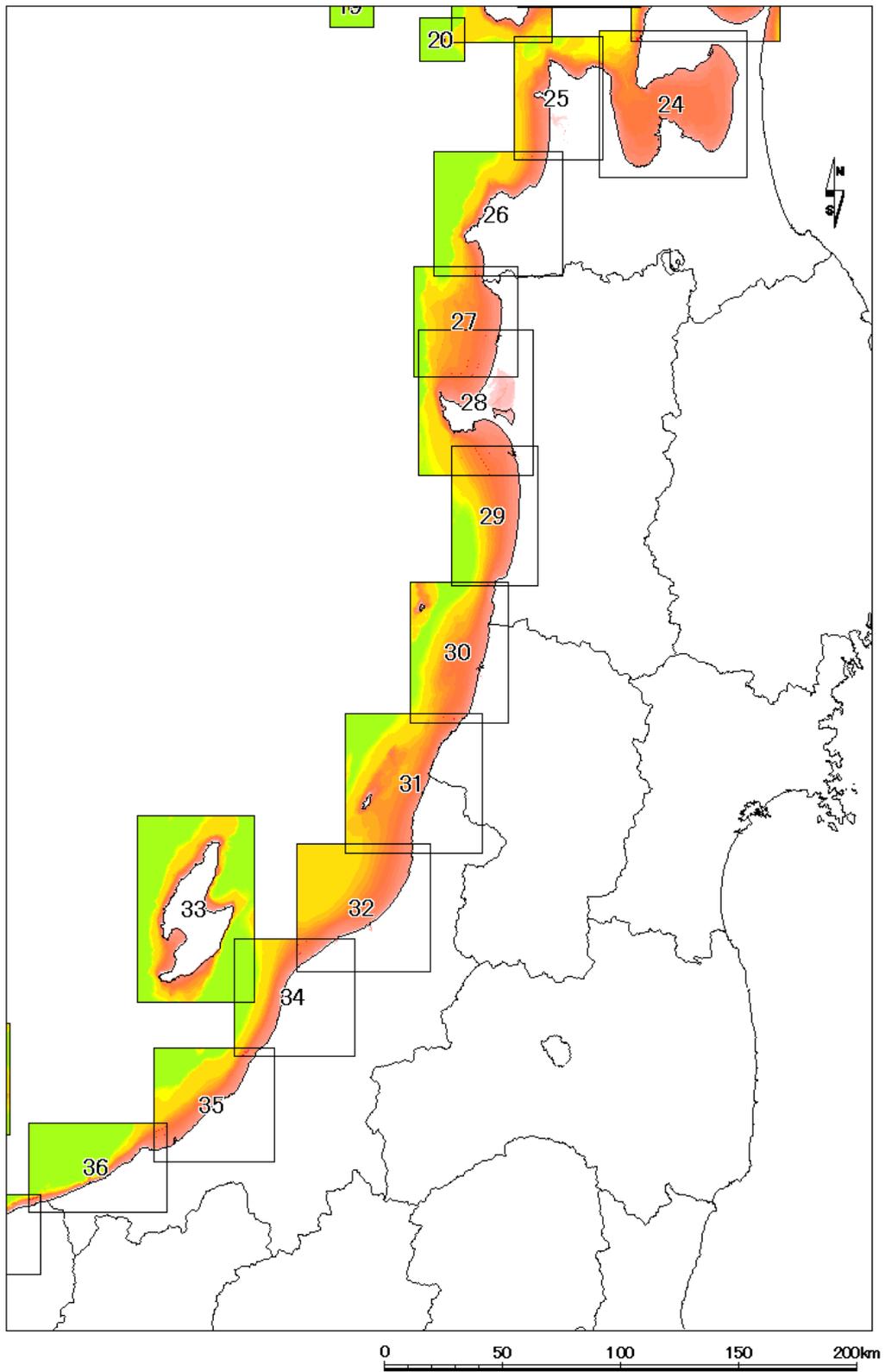


図 13(c) 50 m メッシュ領域の拡大位置図。

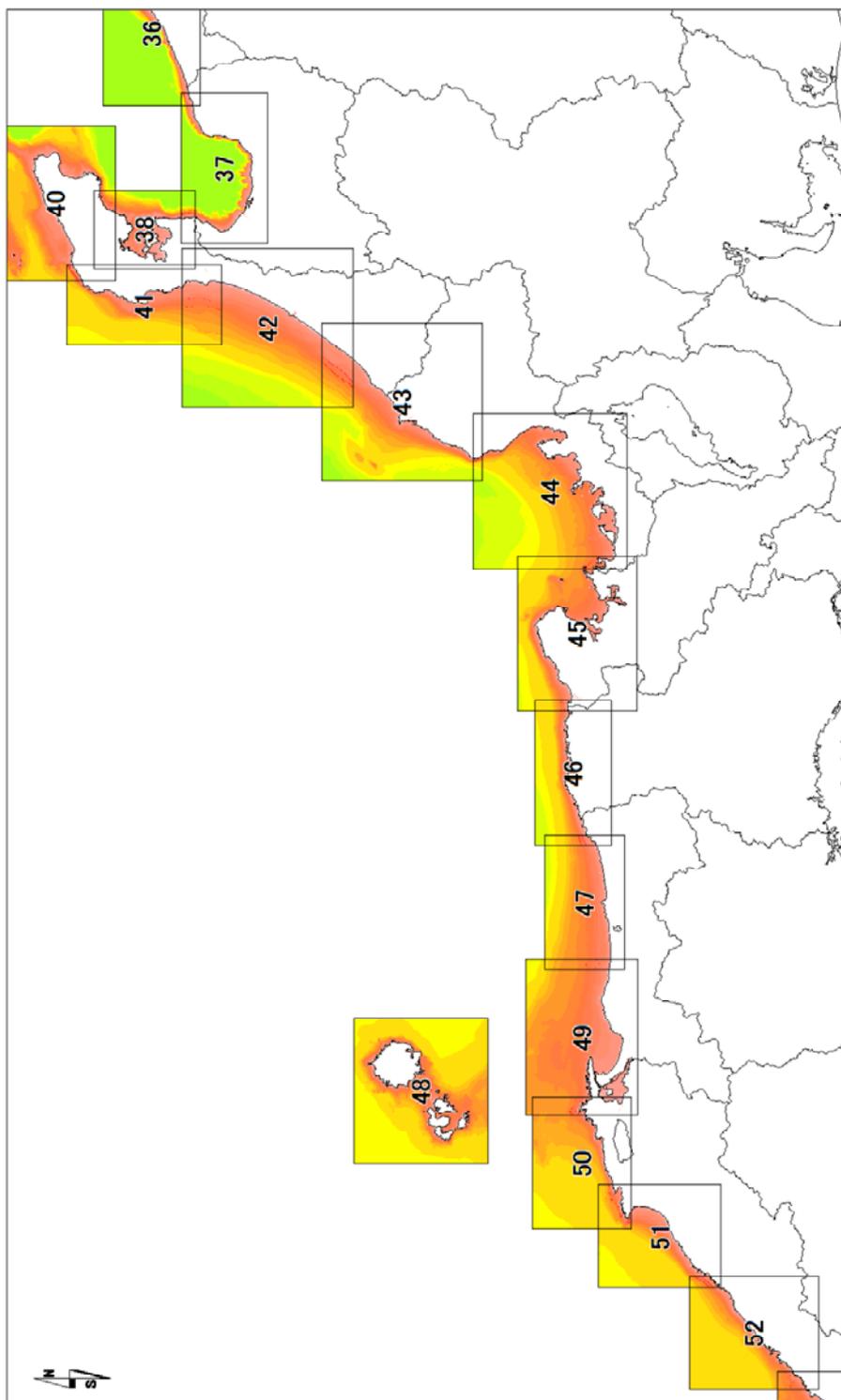


図 13 (d) 50m メッセージ領域の拡大位置図

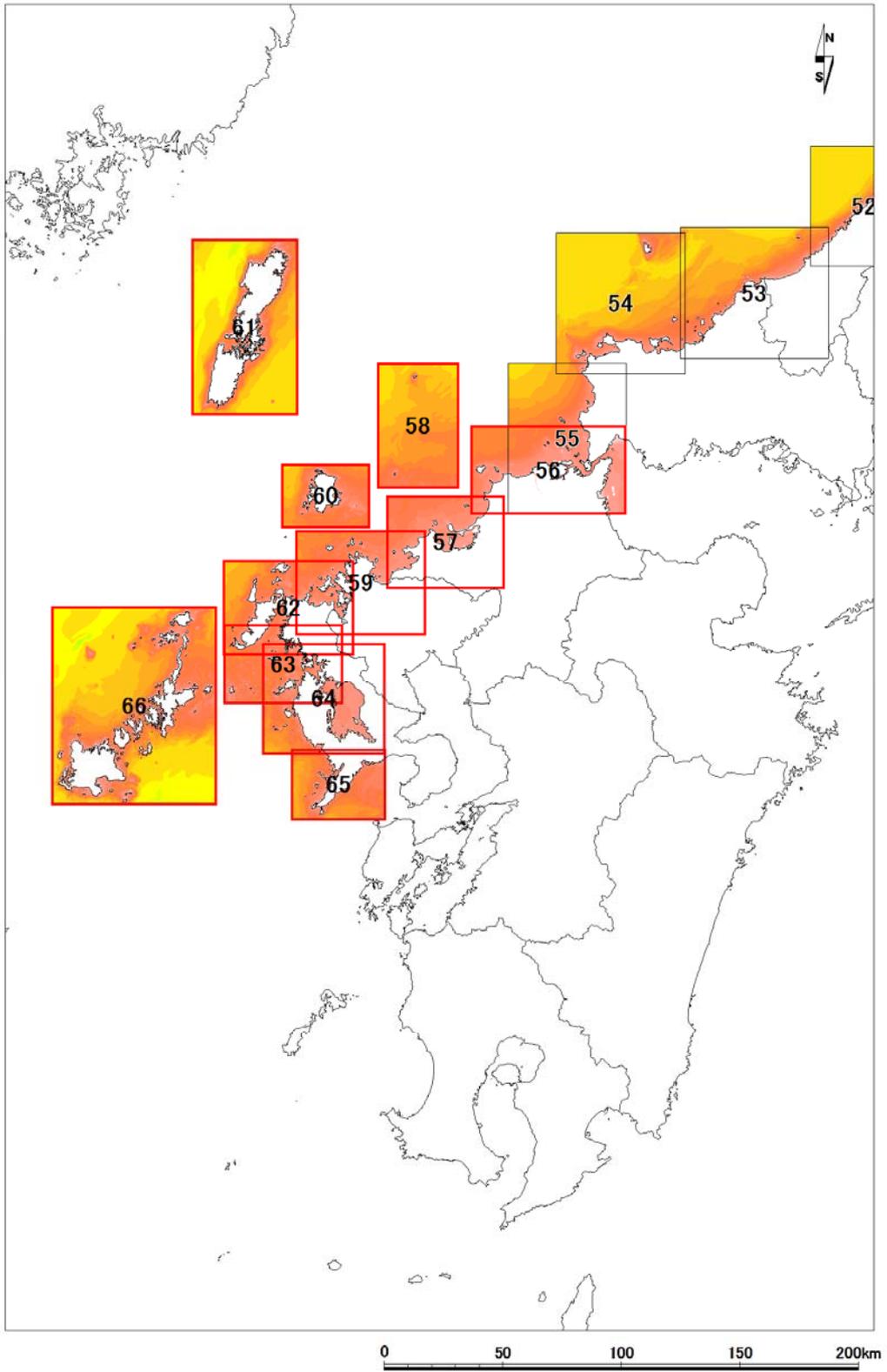


図 13(e) 50 m メッシュ領域の拡大位置図 (赤枠：新たに作成・追加した領域)。

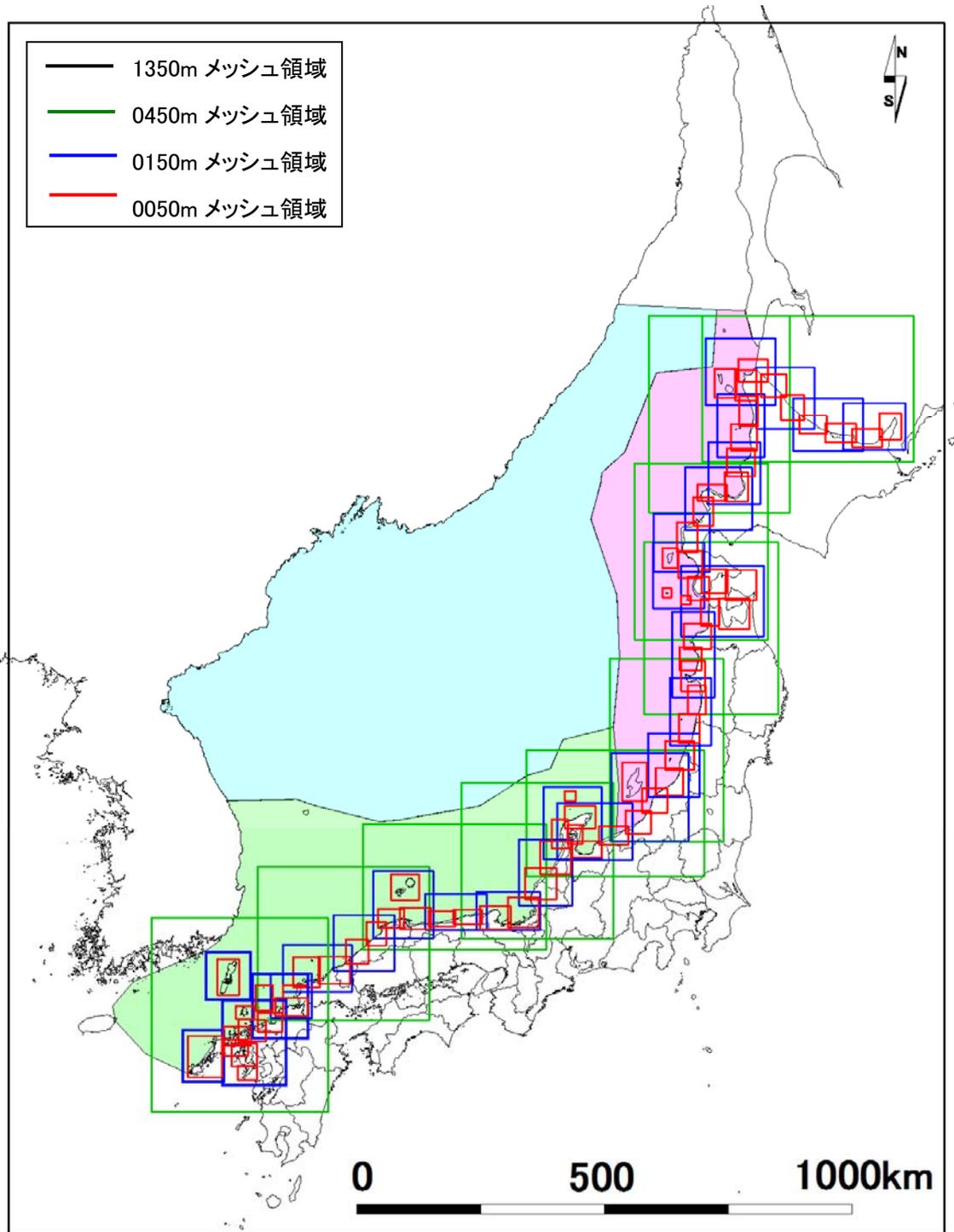


図 14 各メッシュ領域の位置図。

2) 断層モデルの設定

本検討の目的は、サブテーマ（２）において求められた日本周辺海域の三次元断層分布をもとに、断層モデルを構築することである。

今年度は、平成 26 年度までにサブテーマ（２）において再解析・解釈が行われた日本海海域における断層について整理し、断層モデルの構築を行った。断層モデルの構築に必要なパラメータの設定方法について検討し、また既往地震をおおむね包含し、将来的な津波ハザード予測に適用できる可能性についても検討を行った。

a) 断層モデルの設定

本検討において設定する断層モデルは「基本モデル」と「連動モデル」の 2 種類の断層モデルとする。

基本モデルは、サブテーマ（２）における調査結果に基づき設定するモデルであり、断層トレースの形状にあわせて複数の断層面に分割する。

連動モデルは、基本モデルのみでは表現できない地下深部での連続性および断層間の地震の連動の可能性を考慮し、基本モデル同士のグルーピングを行うことで設定する。連動モデルにおいては、既往地震の再現性等も考慮した断層モデルの設定を行う。

i) 津波波源断層モデルの設定

津波波源断層モデルの設定として、断層の巨視的特性を表すパラメータの設定方法について検討した。観測データのみでは設定できないパラメータが含まれるため、それらは地震調査研究推進本部による「震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）」（以降「強震動レシピ」）等、既往の設定方法の考えを参照し設定した。また、認識論的不確定性を考慮し、パラメータの設定方法をひとつに決定できない場合には複数ケースの設定を行うこととした。ivで述べるように、断層パラメータに含まれる不確定性（データのバラツキ）についても検討を行った。以下に断層パラメータの設定方法を記す。

① 断層の位置、長さ、走向

断層モデルの上端の位置は、サブテーマ（２）において整理された、反射法探査で得られた断層の海底面との交点の位置で設定する。反射法探査断面による断層と海底面との交点の位置データを繋ぐことで断層トレースを作成し、これを 1 枚ないし複数枚の矩形で近似し、設定することとする。長さは、矩形の上端部の長さとし、複数枚の断層面で近似されたモデルの

場合には、これらの合計の長さとなる。これら断層の位置や長さの情報については、堆積層内部での断層の分岐や消滅などから断層の連続性や不連続性が不確かである可能性もある。断層の連続性については、連動モデルの中で議論していくこととするが、長さの不確実性については基本モデル内で設定を行った。本プロジェクトの断層データの特徴として、断層端の位置は、断層が最初に確認された測線ないし、最後に確認された測線の位置となっている。次の測線までの間のどこで、実際の断層が途切れているかは不明であるため、断層両端に2～4 km程度のバッファを持たせ、端部を延長する。また、長さが極端に短い断層については、地震調査研究推進本部による「活断層の長期評価手法（暫定版）」報告書に基づき、断層全体の長さが18 kmになるように断層の両端部を延長することとする。「活断層の長期評価手法（暫定版）」報告書では、「地表に変位が現れている活断層については、最低限考慮すべき地震の規模としてM6.8を設定する。」としており、「短い活断層」と判断する「起震断層」の長さは15～18 km程度を目安とする。」とされている。この考えから、反射法探査断面に変位が確認された断層は18 km程度の長さがあると見なし、延長することとした。断層の走向については、サブテーマ（2）のデータに基づき、作成した矩形の走向とし、複数の矩形で近似した場合には、それぞれの矩形の走向とする。

② 断層上端深度の設定

断層上端深度はivで述べる不確実性の影響度評価の結果から、津波の高さに大きく影響しないことから海底面（0 km）とし、設定した。

③ 断層傾斜角の設定

断層傾斜角の設定は、認識論的不確実性を考慮し以下の2通りの設定を行う。

③-1：標準的な値として設定する方法

逆断層=45°、正断層=60°、横ずれ断層=90°として設定する

③-2：データを使用した設定方法（縦ずれ断層のみ）

縦ずれ断層については、断層の浅部と深部で断層の傾斜角を変えた設定とする。

詳細な検討についてはivで述べることとするが、本プロジェクトではサブテーマ（2）において、傾斜角に相当するデータとして、反射断面から得られた「見かけ傾斜角」が示されている。また、一部の断層では浅部から深部までの詳細な三次元形状が得られており、その三次元形状からは、

断層浅部においては高角な傾斜角で、深部にかけて徐々に低角になっていく様子が分かる。このような形状を単純化し、規格化することによって、断層モデルの設定に使用することとした。

見かけ傾斜角は、多くのデータが断層浅部のみで得られたデータであり、同様の構造が深部まで続いているかどうかは確かではないが、それらのデータを比較的精度よく得られている浅部にのみ適用し、深部の傾斜角については断層全体の傾斜角が 45° もしくは 60° となるように調整することで三次元形状を表現する。

④ 断層下端深度の設定

断層下端深度は、認識論的不確定性を考慮し、以下の2とおりの設定とする。

④-1：サブテーマ（2）の速度構造モデルのデータをもとに設定する方法

12～15 km の設定値とする

④-2：既往の断層モデルの設定値を参照し設定する方法

不確実性を考慮し 18～20 km の設定値とする

本プロジェクトのサブテーマ（2）において、OBS 観測データ等をもとに作成された海底下の三次元速度構造モデルが得られている。そのうちの、下部地殻と上部地殻の境界が、脆性・延性境界と見なすことができ、地震発生層の下端とすることができるが、その深度分布は日本海全域では概ね 10～15 km と、既往断層モデルで示される下端深度に比べると浅めになっている。このことから、これらを認識論的不確定性として扱い、2通りの設定を行うこととした。

⑤ 断層幅の設定

断層の幅は断層傾斜角と下端深度の関係から想定される幅とする。ただし、断層幅が長さを上回る場合には下端深度を浅くすることで幅を短くし、「断層幅＝断層長」とすることで断層幅と断層長のアスペクト比が 1：1 以上になるような設定とする。

⑥ すべり角の設定

すべり角を推定できるデータは、本プロジェクトからは得られていない。よって、すべり角は、強震動レシピの考えから、逆断層= 90° 、正断層= 270° 、右横ずれ断層= 0° 、左横ずれ断層= 180° として設定する。ただし、ivで述べる不確実性の影響度評価から、縦ずれ断層については

40%の範囲のバラツキを想定する。

⑦すべり量の設定

入倉・三宅（2001）のスケーリング則を用いて、断層面積と地震モーメントの経験的關係から設定する。

このようなパラメータ設定方法により、サブテーマ（2）のデータから設定した基本モデルの数は、日本海全体で約 240、そのうち能登半島より東の領域で約 155、能登半島より西の領域で約 80、大和堆で 10 となった。以下に、地域ごとに分けて、断層モデルの分布を図 15(a)～(e)に示す。

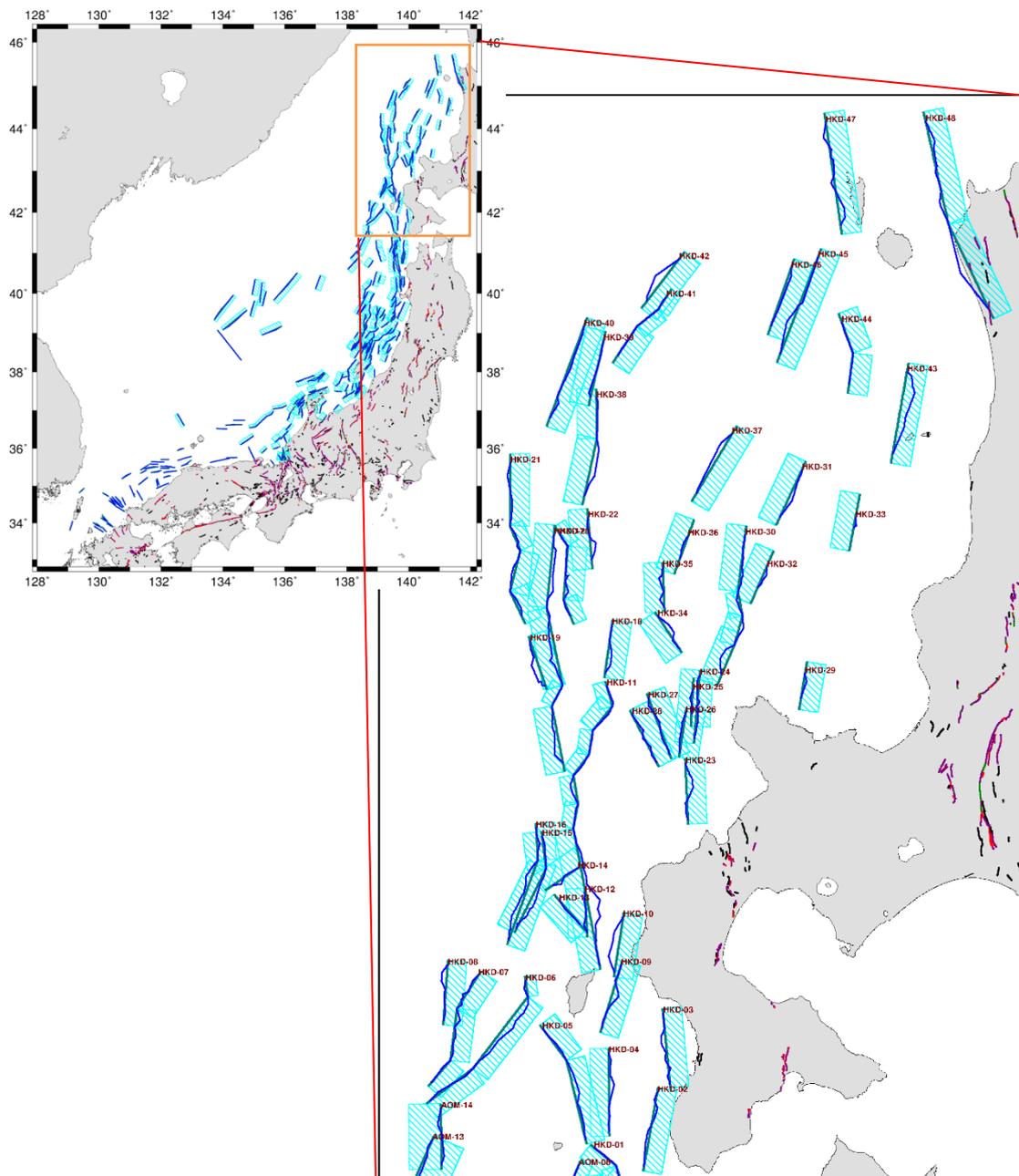


図 15(a) 構築した基本モデルの分布。

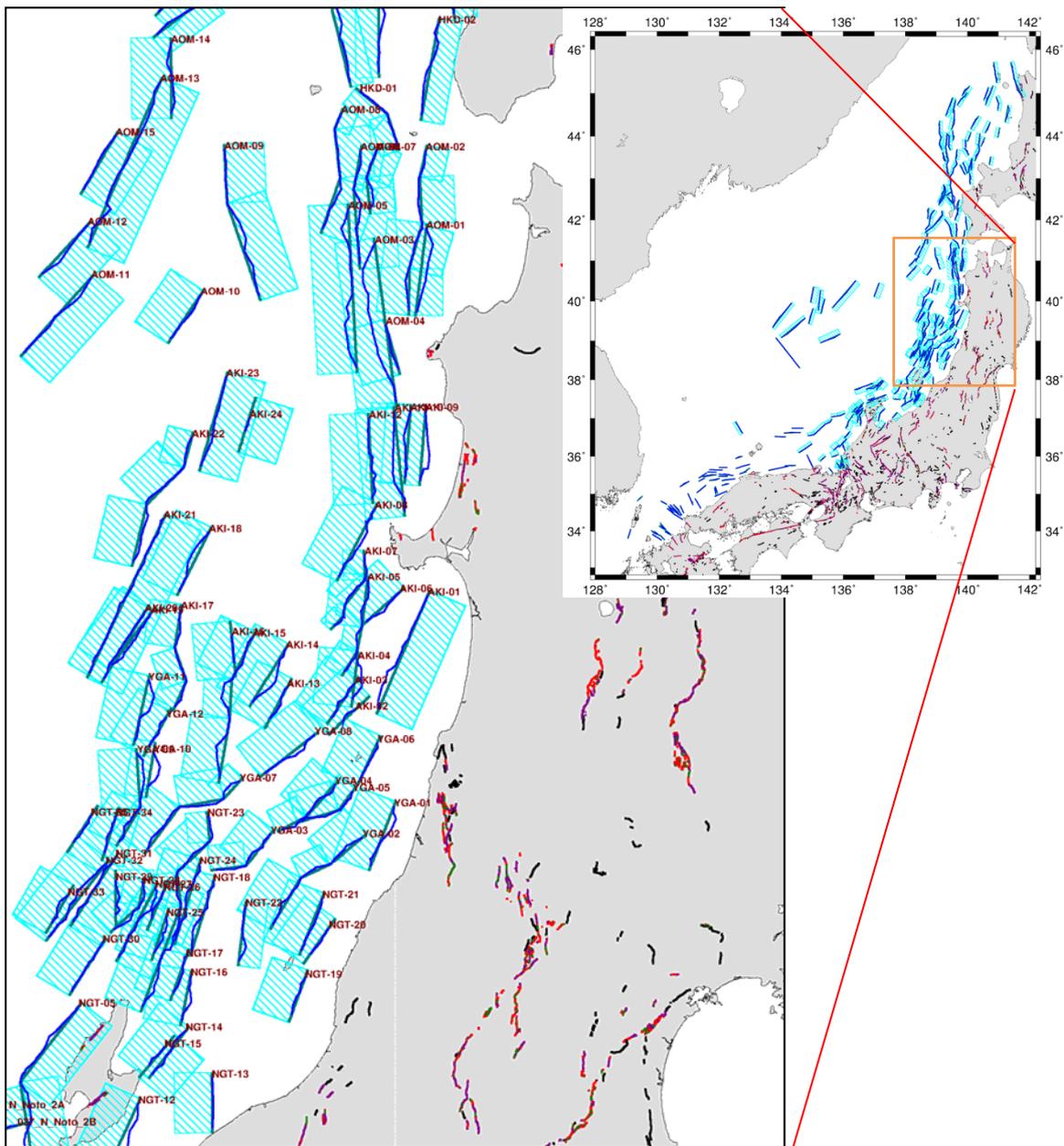


図 15(b) 構築した基本モデルの分布。

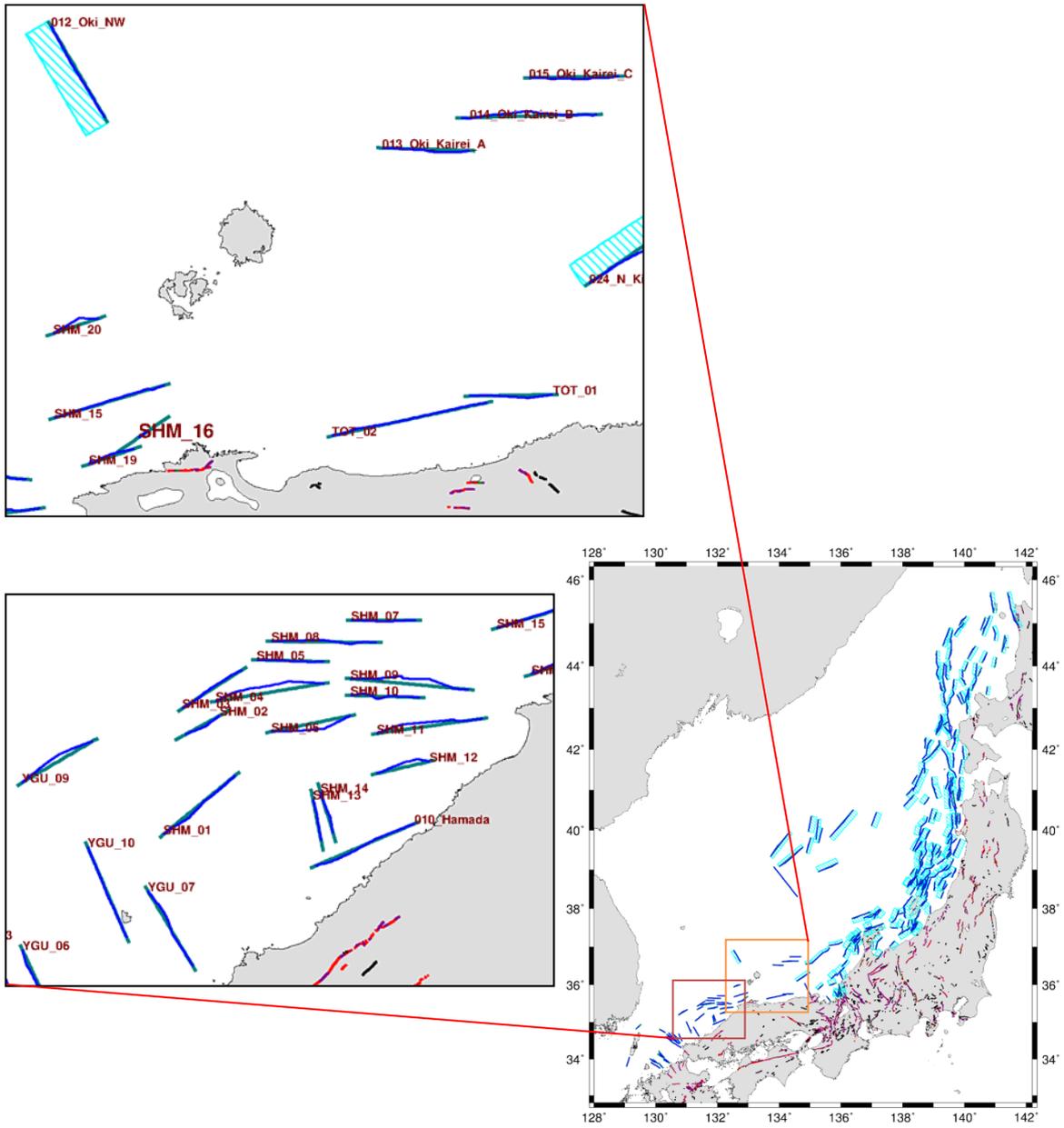


図 15(d) 構築した基本モデルの分布。

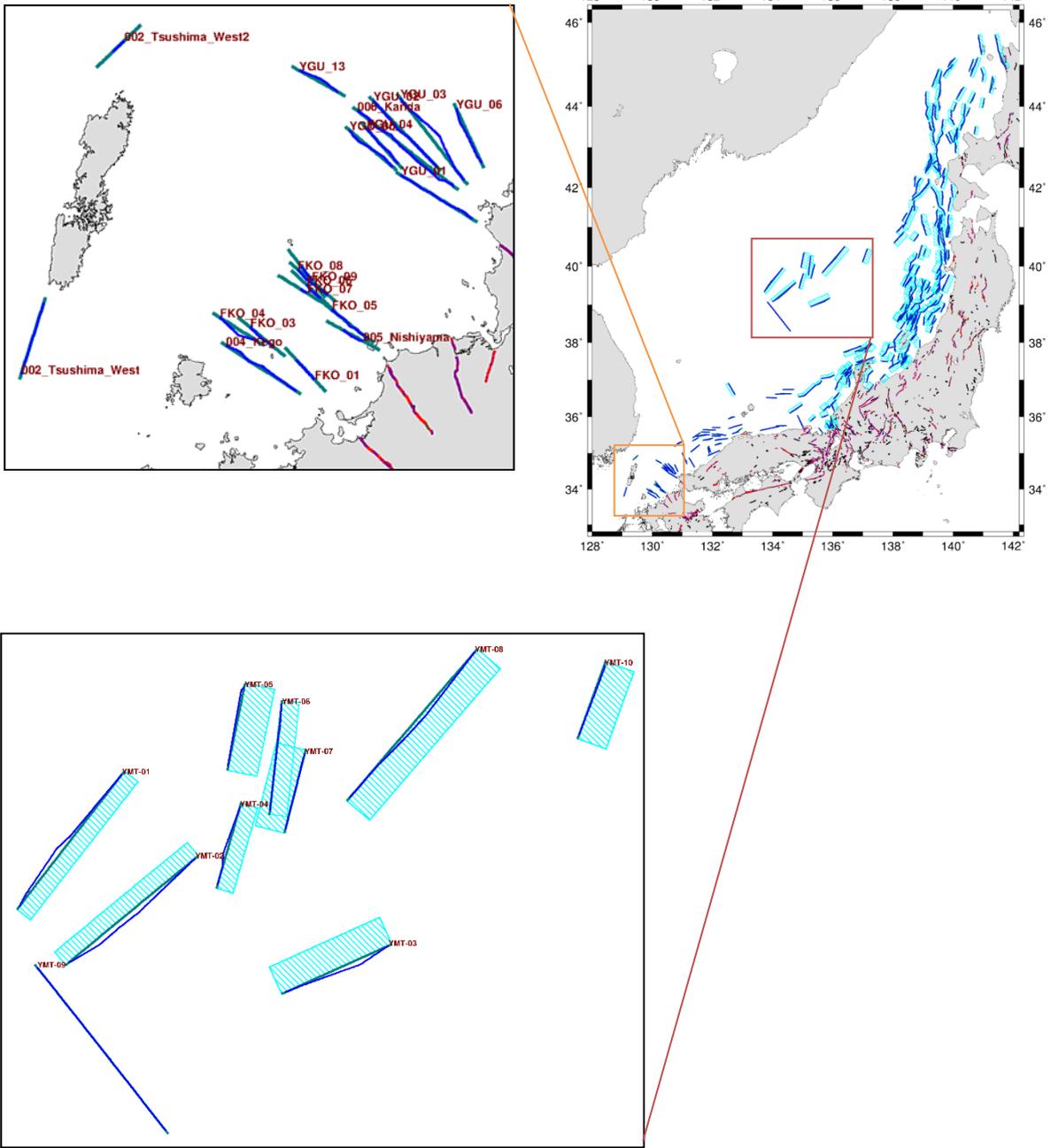


図 15(e) 構築した基本モデルの分布。

ii) 活断層の連動の可能性の検討

断層分布の連続性および地震発生の連動性については基本モデルのみでは表現されない。よって、本検討では連動モデルを設定することで、これらについて議論する。連動モデルは、基本モデルと基本モデルの組み合わせによって設定し、断層の配置から考えられるかぎりの連動パターンを網羅的に表すモデルである。連動の組み合わせは全部で約 550 パターンである。以下の表 8 にそれらの内訳を示す。

連動モデルを設定する上での考え方として、図 16 のような近接する 3 つの断層があった場合、これらが連続するすべての組み合わせを連動パターンと考える。

表 8 日本海における連動モデルの内訳

	モデル数	縦ずれ断層	横ずれ断層
北海道沖	98	98	0
北海道南部～青森沖	82	82	0
秋田～新潟沖	179	179	0
新潟沖(佐渡南西)	21	21	0
能登半島周辺	43	43	0
福井～鳥取沖	31	23	8
島根沖	39	0	39
山口～九州～対馬周辺	48	0	48
大和堆	13	12	1
合計	554	458	96

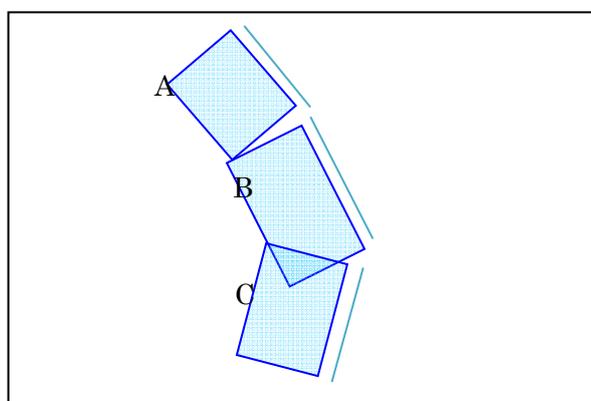


図 16 連動モデルの概念図。

図 16 の A, B, C の 3 つの基本モデルの連動を考えるときの組み合わせとして、

- A+B+C
- A+B
- B+C

これら 3 通りの組み合わせを考えることができる。また、この 3 通りの組み合わせに加えて、3 つの断層がそれぞれ単独で地震を起こす場合も考えられる。陸域の活断層の連動を考慮する場合には、断層の活動周期等で可能性を検討することができるが、海域の場合には活動周期は不明であることが多い。そのため、上記の A と B と C が連動するのか、A と B のみが連動するのか（3 連動が 2 連動か）など、断層の連動する範囲も不確実性と考えられる。よって、本検討においては、考えられるすべての組み合わせをモデル化することで、地震発生時に動くと考えられる断層の長さのバラツキについて検討した。

iii) 断層情報が不完全な場合の断層モデル設定

本プロジェクトで得られる地質学的データには不完全性が含まれ、それらはパラメータ設定において、認識論的不確実性および偶然的な不確実性として扱われる必要がある。断層形状や断層の長さにおいては、測線と測線の間位置する断層端の位置は不明であり、これが情報の不完全さとなり、傾斜角についても、多くが断層浅部のみの情報であり、断層深部まで確実にその三次元形状が表現されてはいない。よって、断層上端深度および下端深度も断層情報から確定できるものではなく、速度構造モデルや先行研究、地震活動等、他の情報を参照し設定することとなる。また、本プロジェクトにおいて断層面上のすべり角についてもそれらを推定できるデータは得られておらず、一般的な値による設定となる。これらのパラメータを設定するにあたっては不確実性を考慮し、複数パターンのパラメータ設定を行う、もしくはバラツキの幅を考慮することとする。これらの詳しい検討とその結果については iv で述べる。

iv) 断層パラメータの不確実性の影響度評価

本検討において考慮する不確実性には、認識論的不確実性と偶然的な不確実性がある。

確率論的リスク評価においては、偶然的な不確実性（aleatory uncertainty）は、確率的に生起する現象に起因する不確実性であり、現象そのものにランダムな特徴があり、データが蓄積されていったとしても減少させることのできない不確実性である。認識論的不確実性（epistemic

uncertainty) は、知識が不足、あるいは不正確であることに起因する不確
 定性であり、知識やデータの量に起因することから、それらの蓄積によっ
 て低減することができるものである。ここでは、地震の性質上の不均質で
 あると考えられるものを偶然的不確定性としてバラツキの範囲を考慮する。
 一方、データの不完全さに起因し、複数の考え方があるものについては認
 識論的不確定性とみなし、複数パターンを設定を行うものとした。なお、
 不確定性の評価は津波シミュレーションの概略計算（最小格子サイズ 150m）
 によるパラメータスタディにより行った。津波シミュレーションの計算条
 件を表 9 に示す。

表 9 津波シミュレーションの計算条件

計算条件	
支配方程式	非線形長波理論
数値解法	Staggered Leap-frog 差分スキーム
計算時間	12 時間
境界条件	陸側：陸域への遡上計算 海側：完全無反射で透過
計算格子サイズ	1350m、450m、150m
地形データ	本プロジェクトで作成したデータ（1） - c）参照
建物条件	各種施設は考慮しない
潮位	T. P. = 0m
粗度係数	0.025

① 断層上端深度の検討

サブテーマ（2）で解析された断層の三次元形状から、変位が確認でき
 るもっとも浅い部分の深さは 100m 程度～2 km 程度となっている。これらの
 データから、実際の断層上端深度はもっと浅いことが予想される。断層上
 端深度の設定は、日本海検討会では海底面下 1 km、そのほか、自治体の被
 害想定では秋田県が 0 km（「秋田県地震被害想定調査報告書」、秋田県、2015）、
 北海道が 0 km ないし 1 km、北海道南西沖地震の波源域で 5 km および 10 km
 と設定している（「H21 年度津波シミュレーション及び被害想定調査業務
 （北海道日本海沿岸）報告書」、北海道、2009）などの想定がおこなわれて
 いる。断層上端深度のパラメータ設定のバラツキが沿岸の津波の高さにど
 れだけの影響を及ぼすのかを確認し、断層モデルの断層上端深度をある程
 度の幅を持った値として扱うのか、ひとつの値で決定論的に設定しても影
 響は小さいのかを判断する必要がある。ここでは、偶然的不確定性の検討

として断層上端深度を変化させた場合の、沿岸の津波の高さに対する影響度評価として、能登半島周辺の断層についてパラメータスタディを行った(図 17)。

断層上端深度を海底面～海底面下 2 km まで変化させて津波の高さを計算した結果、バラツキの幅は 5%程度とほとんど変わらなかった。これより、断層上端深度の不確定性は考慮せず、一律に海底面(0 km)と設定することとした。

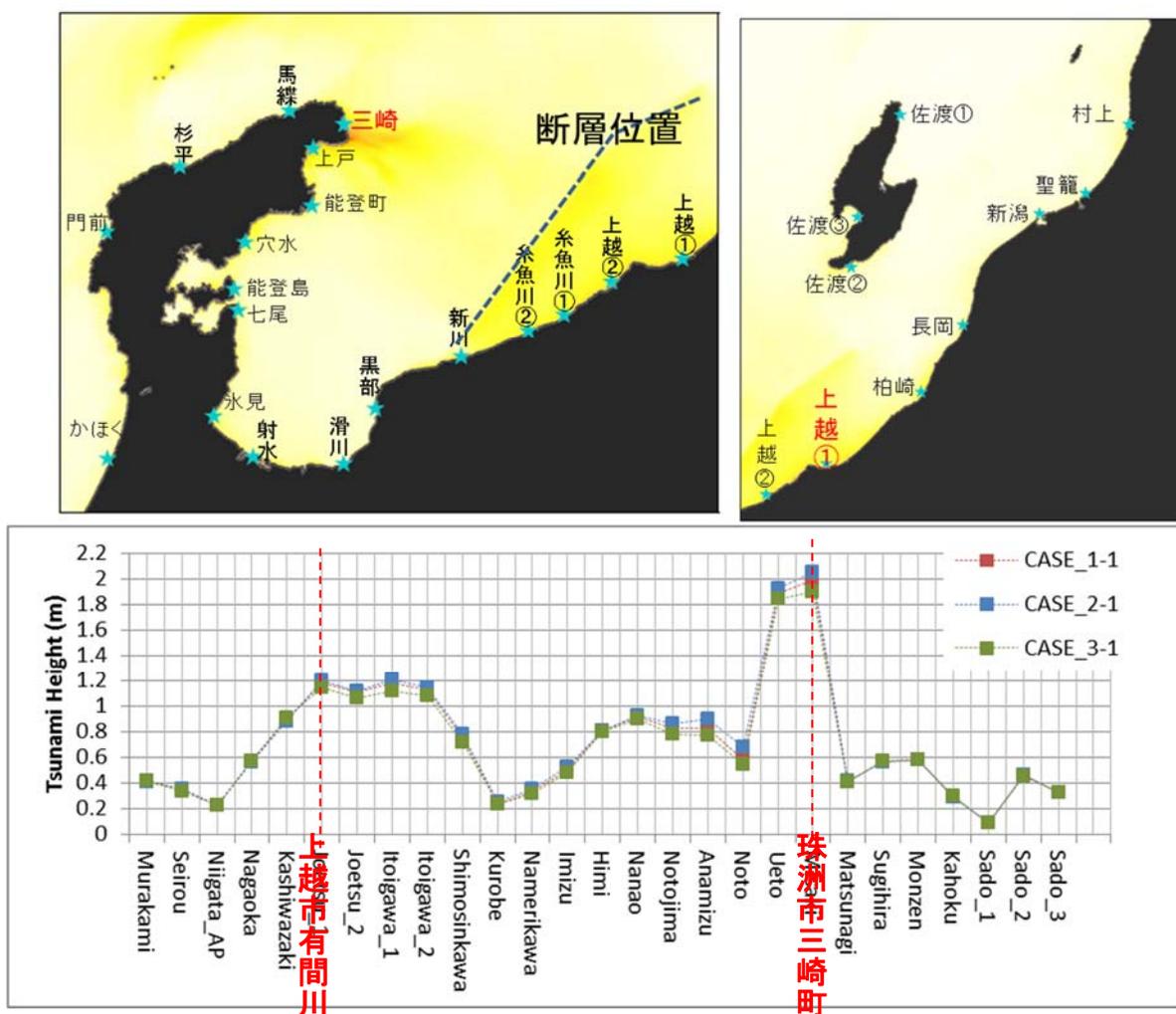


図 17 断層幅を固定し、断層上端深度を CASE_1-1: 海底面、CASE_2-1: 海底面下 1 km、CASE_3-1: 海底面下 2 km と変化させた場合の沿岸の津波高さの変化。

② 断層傾斜角の検討

断層傾斜角について、サブテーマ（2）から「見かけ傾斜角」が与えられている。しかし、このデータについては、多くが断層浅部のみの情報であり、それが深部まで続いているのかどうかを推測することはできない。ただし、一部の断層においては、深部のモホ面付近にまで達する断層形状のイメージが得られており、この形状を断層モデルの設定に利用することで、モデルの詳細化が図れる可能性もある（図 18）。

この場合、浅部における見かけ傾斜角のデータは概ね、精度よく決定されていると見なせることから、それらのデータも活用することができる。よって、前述 a)-i) のパラメータ設定方法において述べたように、断層傾斜角については認識論的不確定性を考慮して 2 通りの設定方法を行うこととした。断層傾斜角の設定方法の違いおよび形状の違いが沿岸の津波の高さに及ぼす影響の評価を行った。ここでは、

②-1：断層傾斜角を標準的な値として設定する場合

②-2：データから得られた形状に沿った設定（図 19）

この 2 通りの考え方について検討し、それぞれに対して、パラメータの設定値の違いによる津波への影響を評価した。

ここで、2 つの断層傾斜角設定方法が結果に及ぼす影響の特徴として、②-1 の設定方法より②-2 の設定方法のほうが基本的に津波は大きく見積もられる。その理由として、ここでは断層すべり量の推定に断層面積とモーメント量の比例関係を採用していることが挙げられる。②-2 の設定方法では、深部の断層傾斜角をゆるやかにすることで断層面積が増加することになる。断層面積が増加するとモーメント量は大きくなり、そこから推定されるすべり量も大きくなる。

断層面の形状の設定として、前述の図 18 に示した AOM-09 断層についての検討を行った。AOM-09 断層の形状について図 20 に示す。図 20 のデータに従い、近似方法の違いによる沿岸の津波高さの違いを検討した。検討に使用した断層の深さ方向の形状を図 21 に示す。

図 21 において、A) は断層傾斜角の変化を考慮しない方法で標準的な値を設定する場合の断層モデルの断面である。逆断層である AOM-09 断層の南北の断層面に 45° の傾斜角を与えたものであり、これを比較対象の「基準モデル」とする。B) のモデルは図 20 に示したデータの形状をそのまま使用したモデルであり、これを現実の断層に最も近いものとして理解する。C) のモデルは B) のモデルを簡略化した断層モデルで、この段階では断層上端深度を海底面まで延長することは行わず、南北の断層面でそれぞれのデータに沿った角度として近似した 3 段階に傾斜角の変化するモデルとして近

似している。D)のモデルはC)のモデルを数値的に丸めて簡略化し、基本モデルのパラメータ設定方針にしたがって断層上端部を海底面まで延長し、下端はコンラッド面まで延長したモデルとし、3段階に傾斜角が変化するモデルとしている。ただし、この断層モデルについても南北の断層でそれぞれ異なった傾斜角を設定している。E)のモデルはD)のモデルの南北の断層面の傾斜角を、その中間的な値として統一し、南北の断層面で同じ傾斜角とした、3段階に傾斜角の変化する断層モデルとして設定している。最後にF)のモデルでは、E)のモデルをさらに簡略化した2段階に傾斜角の変化するモデルとして設定し、これについても南北の断層面で同じ傾斜角を設定している。

これらの、深部と浅部で断層の傾斜角が変化するモデルとあわせて、断層傾斜角の変化を考慮しない、固定値による方法についても、その感度解析を行い、比較した。断層傾斜角の変化を考慮しないモデルについては、図22のような断面を設定した。A)のモデルは通常より浅めの傾斜角を設定する場合で、南北の断層はともに 30° の傾斜角とした。B)の断層は逆断層に対する標準的な設定値として 45° で設定し、これを基準モデルとする。C)のモデルは通常よりも高角な傾斜角を設定する場合で、南北の断層はともに 60° として設定している。D)のモデルは、サブテーマ(2)で示された見かけ傾斜角を設定する場合で、北側の断層は 61° 、南側の断層は 58° として設定した。図24に断層傾斜角の変化を考慮しない場合の沿岸の津波の高さの変化を示す。

図25に断層傾斜角の深さ方向の変化を考慮する場合の、沿岸の津波の高さを比較した結果を示す。断層傾斜角の深さ方向の変化を考慮しない場合(図24)と同様に、面積が大きくなるにしたがって津波の高さも高くなる傾向がある。傾斜角を 45° に設定した基準モデルに対して、1)のデータをそのままモデル化したモデルは、近い津波高さの分布をしている。この検討に使用したモデルの中で、3)および4)のモデルの津波の高さが概ね一番高くなっており、5)のモデルが、概ね中間的な高さとなっている。

サブテーマ(2)による反射法探査断面から作成したモデルを5つ比較した上で、下記の理由により5)の2分割モデルを今後の断層モデルの設定で採用することとする。AOM-09断層のように、深部の断層形状が明らかな断層はごく一部であるため、個々の断層で断層モデル1)~3)のような設定はできない。よって、ある程度規格化したモデル化方法を検討することで、他の断層にも適用していくことを考える必要がある。そのため、4)もしくは5)からの選択となるが、4)のモデルの場合は、いちばん傾斜角の浅い深部の部分が水平方向にどれくらい延長されるかについては反射断面

にしめされている断層の三次元構造が、断層全体を本当に示しているとは言えない（図 18 参照）ため、不明である。よって、より単純な 5) のモデルを採用した。

断層傾斜角の深さ方向の変化を考慮しない場合には傾斜角が低角になるほど断層面積が増えるとともに、モーメント量が増えてすべり量も大きくなるために、津波の高さも高くなる。傾斜角が 45° の基準モデルに対して、より浅めの傾斜角を設定した 30° の場合には、約 50%、津波は高くなっている。

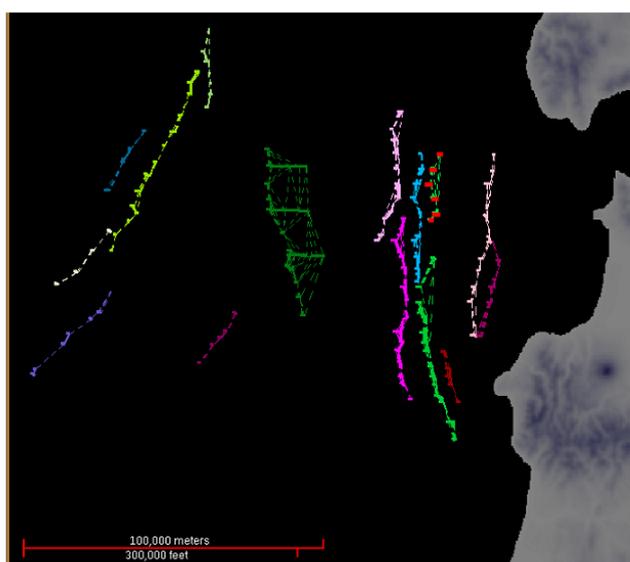


図 89 青森沖断層図。

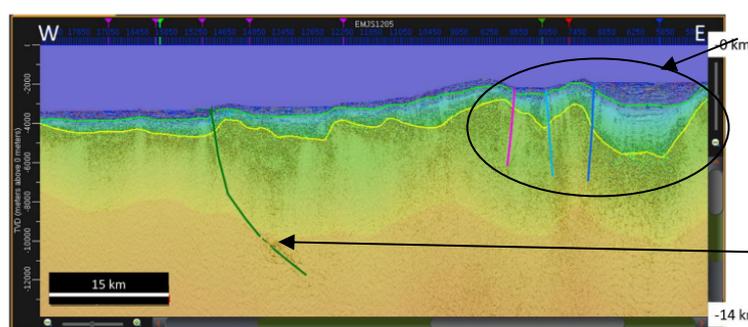


図 90 深度断面図上の AOM-09：日本海中部地震震源近傍の断層。

カラースケールは図 76 と同様。

図 18 反射省探査データに基づく、断層の三次元構造（平成 26 年度「海域における断層情報総合評価プロジェクト」成果報告書から引用）。

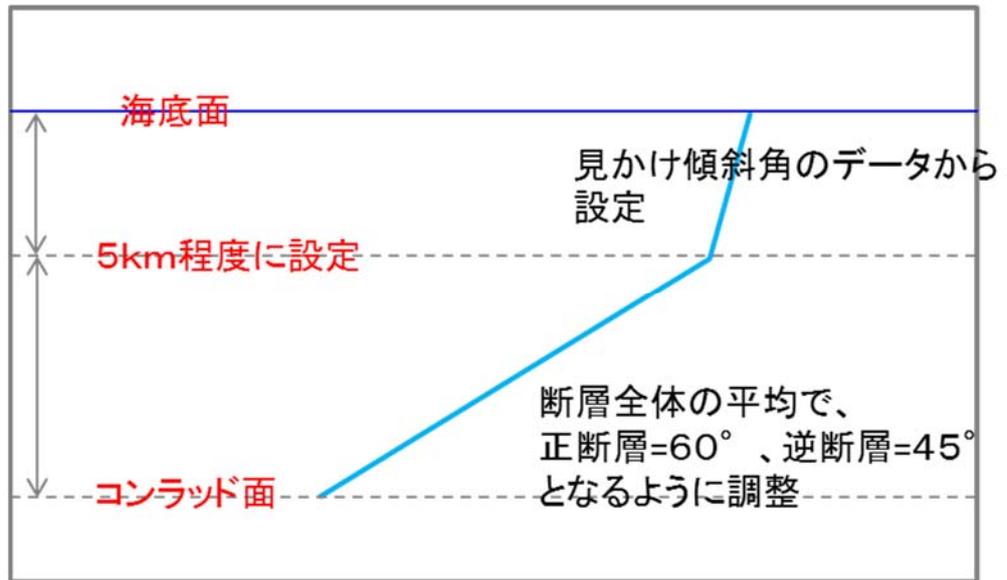


図 19 断層傾斜角の変化を考慮する場合の設定方法の概念図。

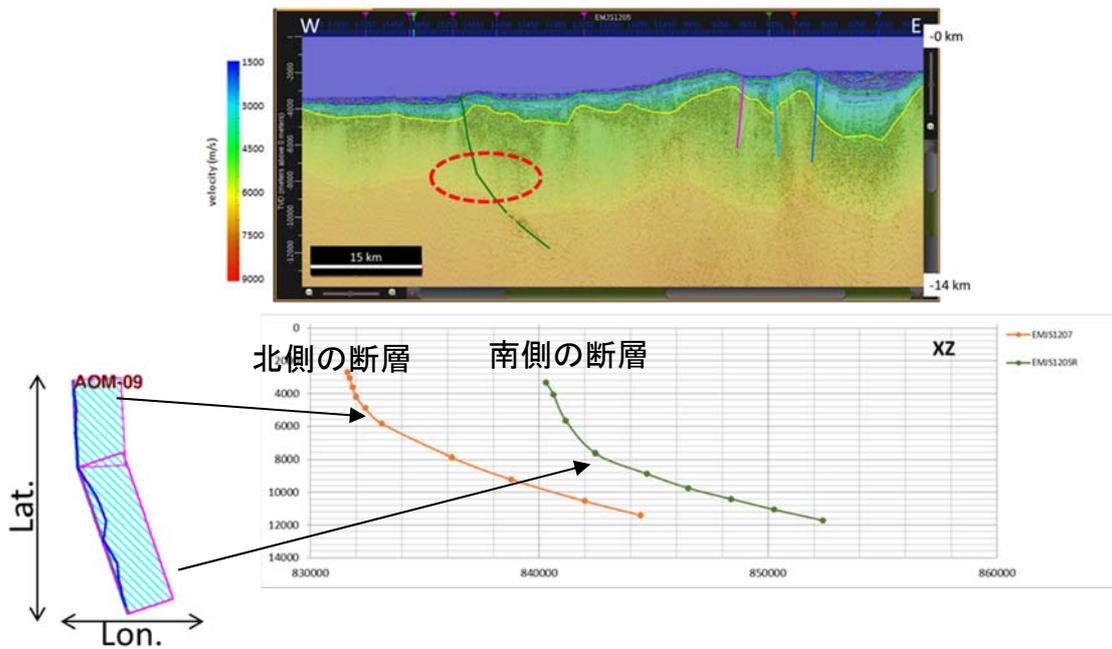


図 20 サブテーマ (2) による AOM-09 断層の深度方向のデータ。

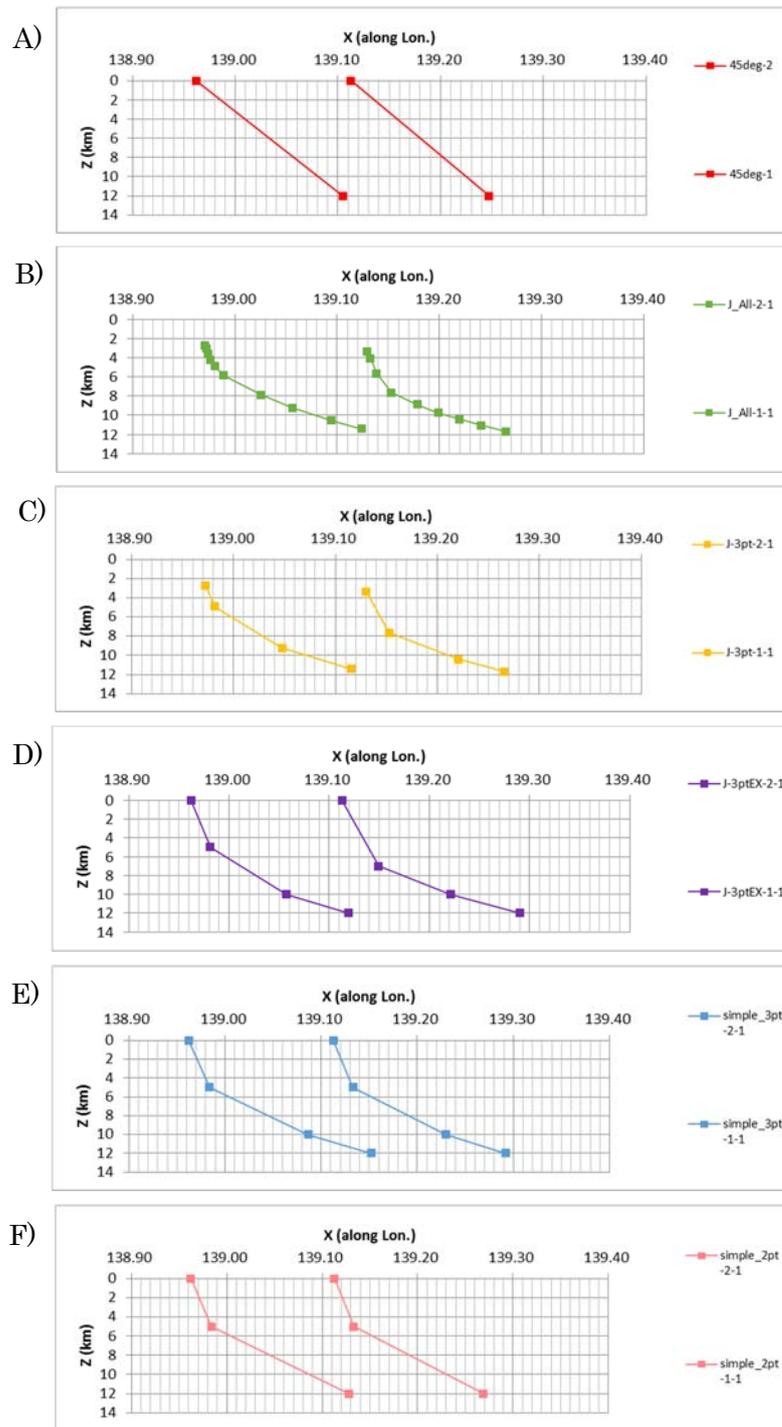


図 21 AOM-09 断層の深さ方向の近似方法。

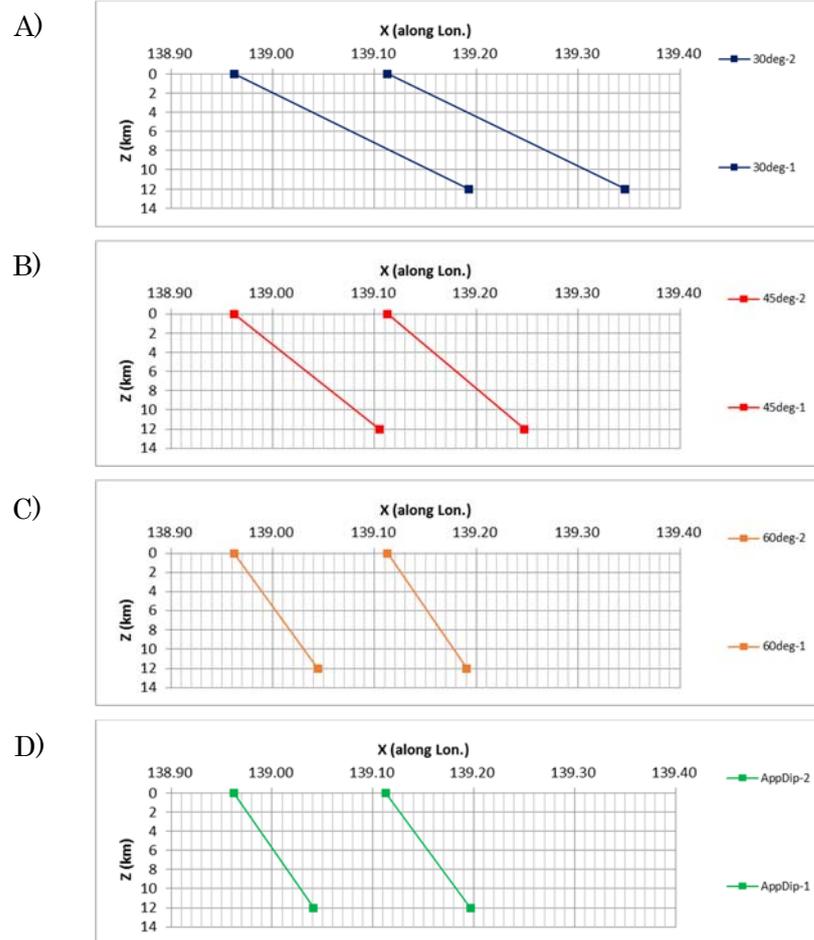


図 22 AOM-09 断層について傾斜角の感度解析に使用した断面。断層傾斜角の変化を考慮しない場合。

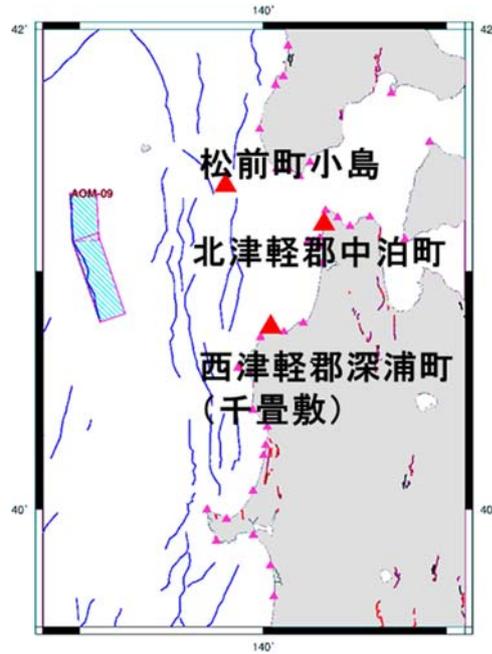


図 23 断層設定位置と沿岸の最大津波高さの評価点の位置。図中の大小の三角形が評価点。

- 1) Dip=30° (低角な断層を想定)
- 2) Dip=45° (現在の設定)
- 3) Dip=60° (高角な断層を想定)
- 4) Dip=App.dip(北側:61° 南側:58°)

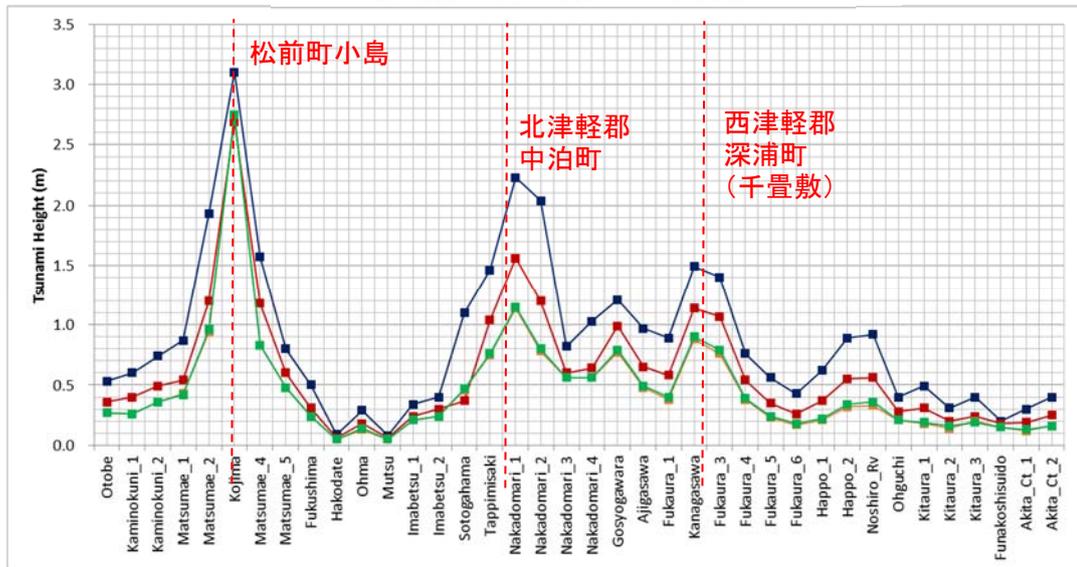


図 24 断層傾斜角の変化に対する沿岸の最大津波高さの変化。(傾斜角の深さ方向の変化を考慮しない場合)。

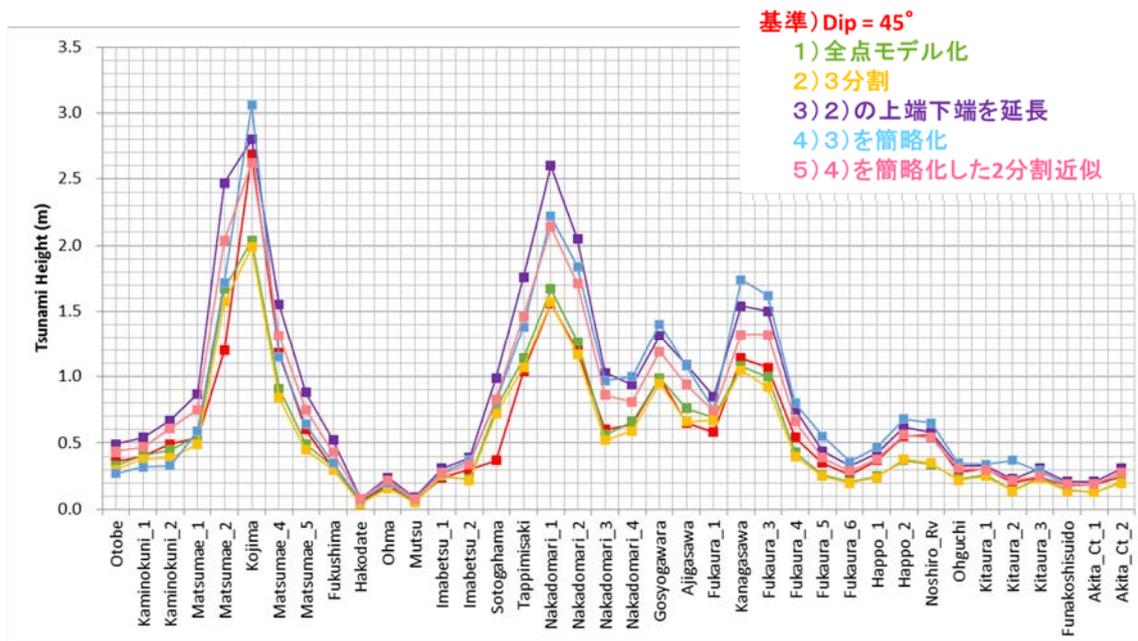


図 25 断層傾斜角の変化に対する沿岸の最大津波高さの変化（傾斜角の深さ方向の変化を考慮する場合）。

③ 断層下端深度の検討

断層下端深度の設定については、先行研究および既往の断層モデルの深さとサブテーマ（2）から提供された三次元速度構造データから推定される地震発生層下端の深度（上部地殻/下部地殻境界面の深度）に乖離がある。サブテーマ（2）による上部地殻/下部地殻境界面の深度分布を図 26 に示す。

一方、既往の調査および断層モデルで設定されている断層下端深度の例として地震調査研究推進本部の長期評価で示される断層上端および下端深度を表 10 に示す。長期評価に示された活断層の断層下端深度は、日本海の西部領域では、概ね 10~15 km と浅くなっているが、東縁部においては 20 km 前後と比較的深くなっている。これらの違いを、認識論的不確定性として 2 通りの設定を検討する。

③-1：三次元速度構造データから読み取れる断層下端深度を設定値とする

③-2：先行研究および既往モデルで設定される値を設定値とする

傾斜角の設定と同様、断層下端深度の設定においても、下端を深くすることによって断層面積が増加することですべり量も増加することに留意す

る必要がある。パラメータスタディとして、神威岬沖地震の震源域に設定した断層の例を図 27 に示す。③-1 の例として断層下端深度を 12 km で設定し、③-2 の例として 18 km で設定した。断層下端深度が 12 km の場合と 18 km の場合では沿岸の津波高さは 1.6 倍程度変わってくる可能性がある。

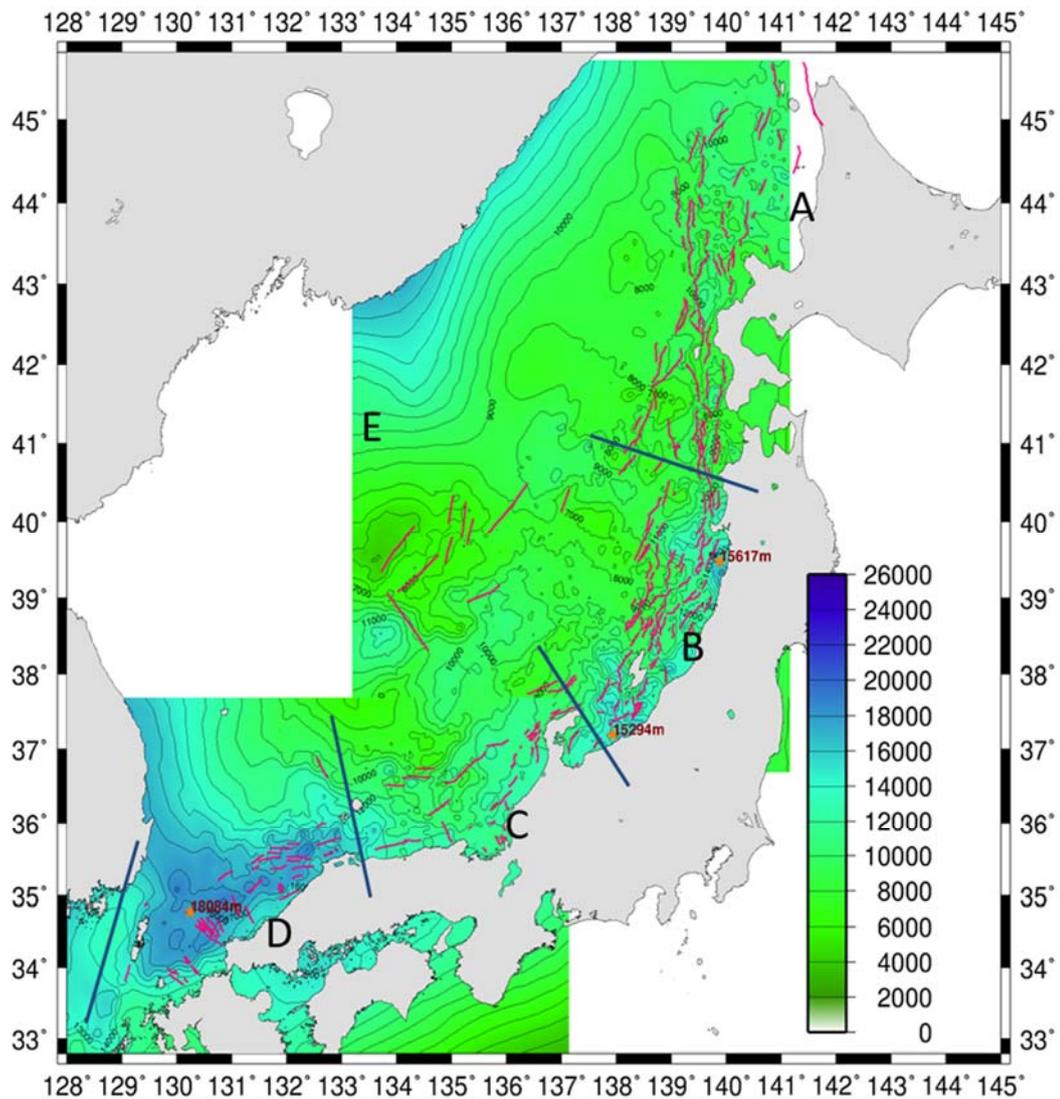


図 26 サブテマ (2) による地震発生層下端 (上部地殻・下部地殻境界面) の深度分布。

表 10 日本海沿岸付近の活断層（震源断層）の上端・下端深度
 （地震調査研究推進本部の長期評価による）

	上端	下端
サロベツ断層帯	2～7km	25km
能代断層帯	0km	15km
北由利断層帯	0km	20km
長岡平野西縁断層帯	0km	25km
高田平野断層帯	0km	15～20km
福井平野東縁断層帯	0km	15km
柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯	0km	15km
野坂・集福寺断層帯	0km	15km
三方花折断層帯(三方)	0km	15km
山田断層帯	0km	10km
菊川断層帯	0km	10～15km
西山断層帯	0km	×
警固断層帯	0km	15km

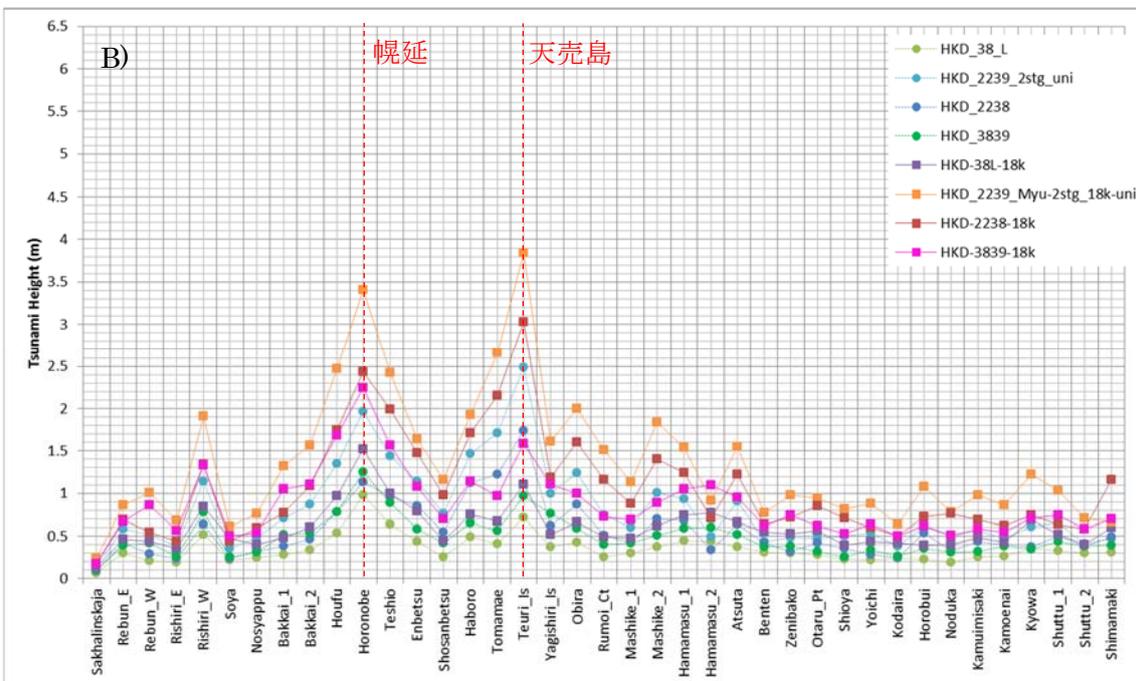
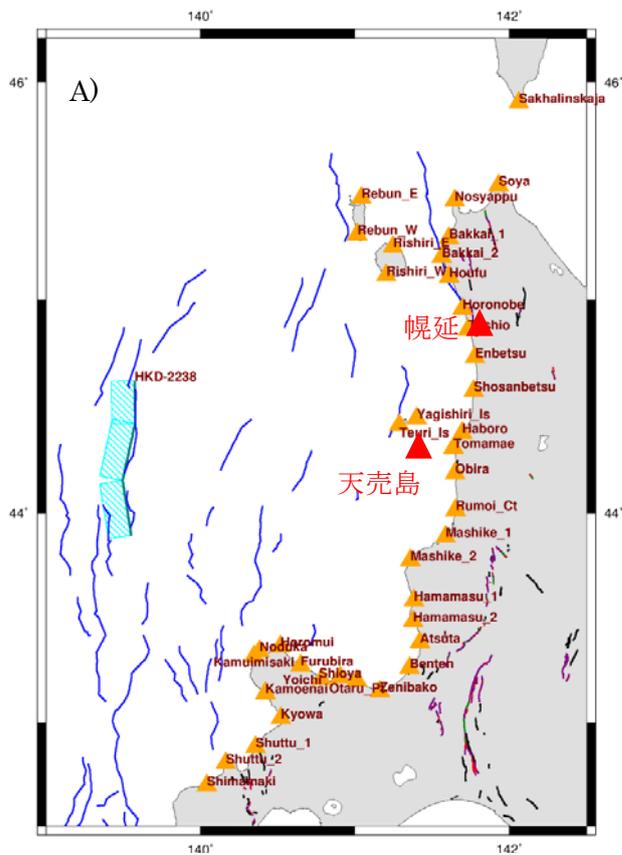


図 27 A)津波高さを比較した評価点の位置、B)断層下端深度を 18 km とした場合と、12 km の場合の沿岸の津波高さの比較 (断層傾斜角の変化および大すべり域なし)。

④ すべり角の検討

本プロジェクトにおいて、すべり角を推定できるデータは得られていないため、「強震動レシピ」の考えから一定値として設定し、バラツキの幅を考慮する。逆断層=90°、正断層=270°、右横ずれ断層=0°、左横ずれ断層=180°という値を標準的な値として設定し、断層タイプが変わらない範囲（最大で±45°）ですべり角を変えて沿岸の津波の高さを計算し、比較するパラメータスタディを行った。図 28 に逆断層の場合の、すべり角の変化に対する沿岸の津波の高さの変化を示した。なお、このパラメータスタディでは、すべり角は 90° を中心に±40° の範囲で 10° きざみで変化させた。

図 28 において、傾斜角の変化を考慮しない場合では大きいところで約 30 cm 程度のバラツキがあり、断層傾斜角の変化を考慮する場合には、大きいところで約 50 cm 程度のバラツキがある。これらの、沿岸における津波の高さのバラツキが、割合にしてそれぞれの程度あるのかを示したものが図 29 である。

図 28 の結果において、最も高い津波の高さを示したケースがすべり角 100° の場合で、最も低かったケースが、すべり角 50° の場合であった。図 29 でこの 2 ケースを比較し、バラツキの割合を考慮すると、大きいところで約 40% 程度である。実際には男鹿半島沖など、南の方の領域では 40% を超えているが、このようなところでは津波の高さ自体が低く、変化率として考えた場合には大きく評価されてしまうが、その安定性からあまり意味は無いと言える。

また、図 30 には横ずれ断層のすべり角を変化させた場合の沿岸の津波の高さを示す。ここで検討に使用した断層モデルは、鳥取県沿岸の断層と警固断層に相当する断層である。断層モデルについては図 31(a)～(b)の中にその位置を示している。

横ずれ断層については、すべりが完全な横ずれ成分のみの場合（0° および 180° のとき）、ほとんど津波は発生しないと考えられるが、縦ずれ成分を考慮した場合には沿岸まで達するような津波が発生し、バラツキが大きくなる。横ずれ断層のすべり角の取り扱いについては今後の課題とする。図 31(a)～(b)に沿岸の津波の高さの変化の割合を示す。

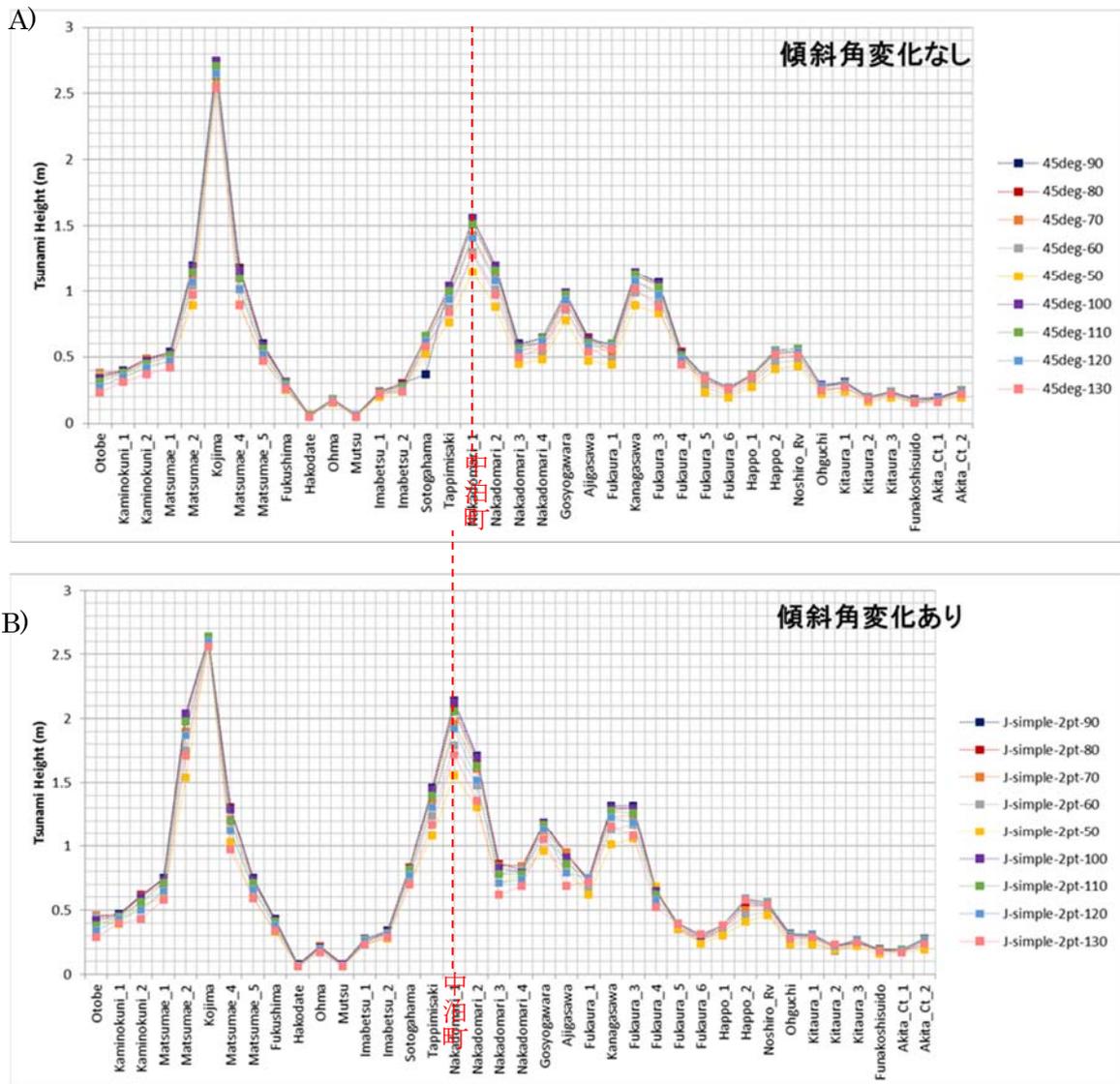


図 28 すべり角の変化に対する沿岸の津波の高さの変化。A) 断層傾斜角の変化を考慮しない場合 (dip=45°)、B) 断層傾斜角の変化を考慮した場合。

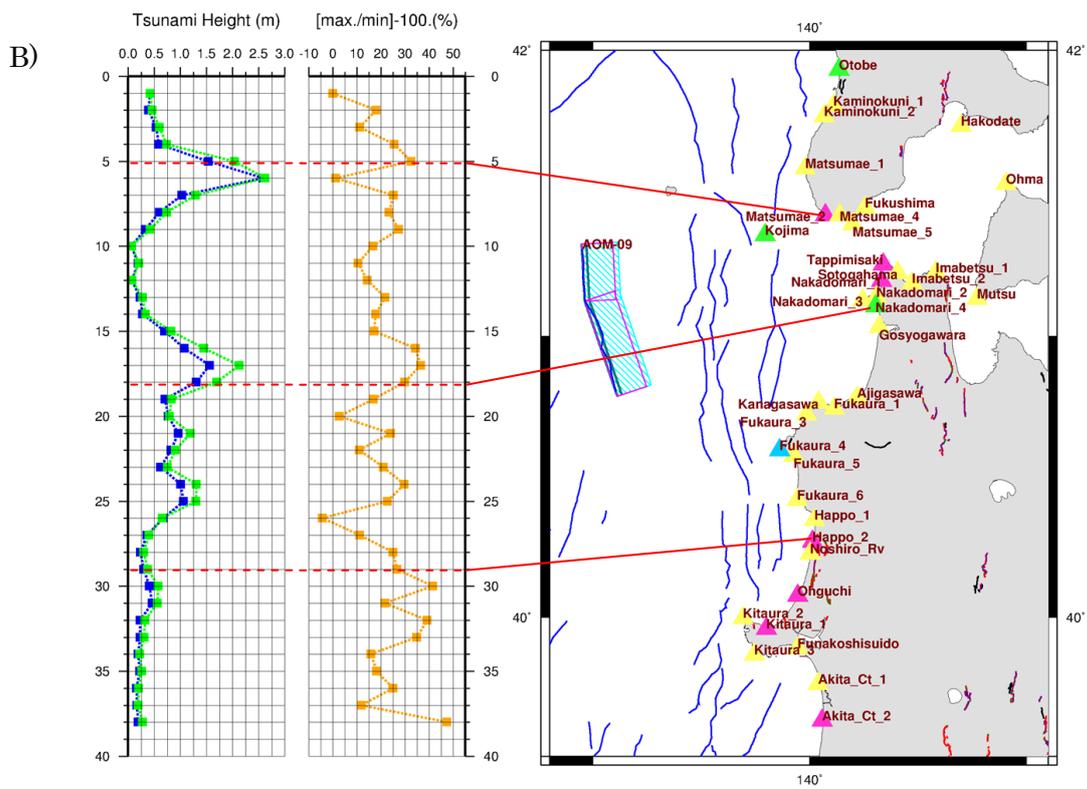
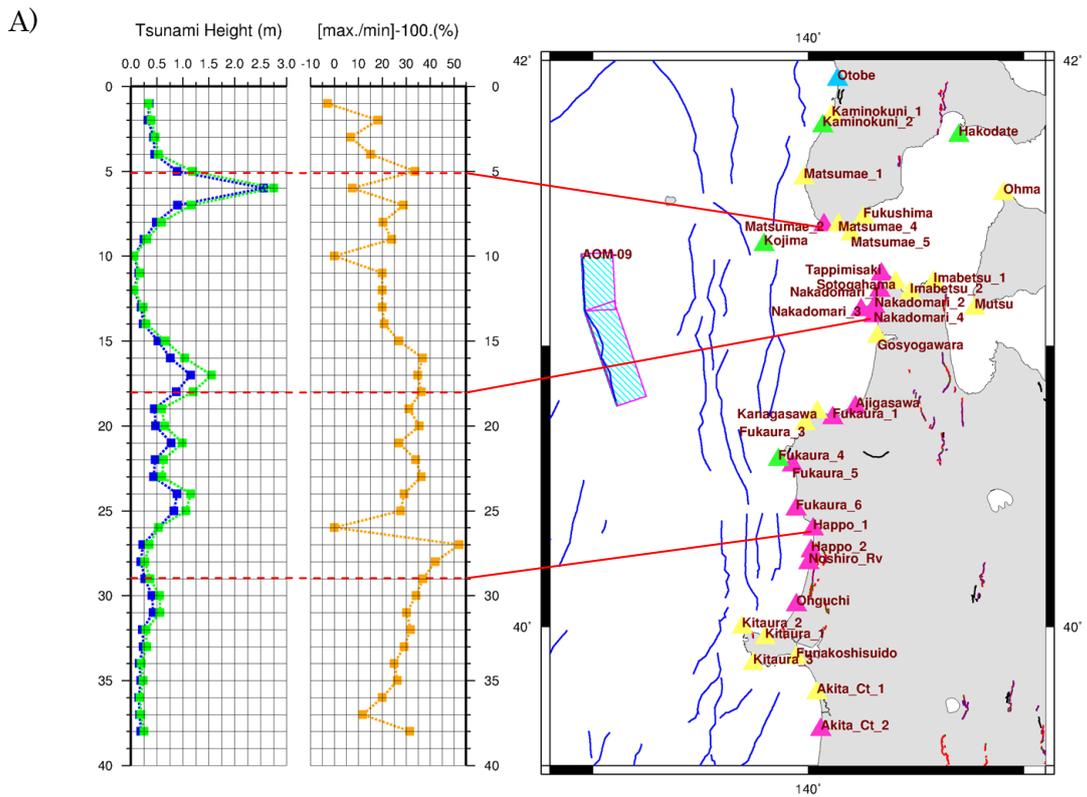
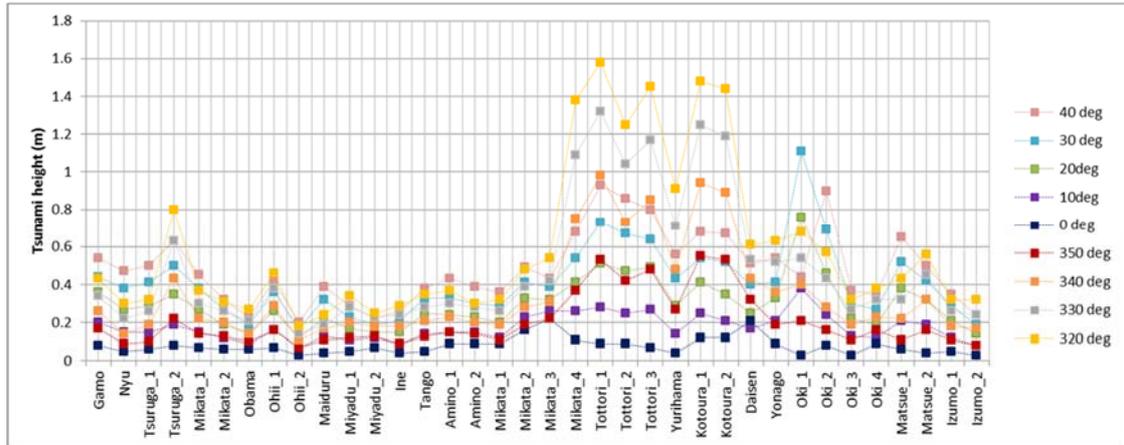


図 29 すべり角を変化させた場合の沿岸の津波高さの変化率。A) 断層傾斜角の変化を考慮しない場合、B) 断層傾斜角の変化を考慮する場合。

A)



B)

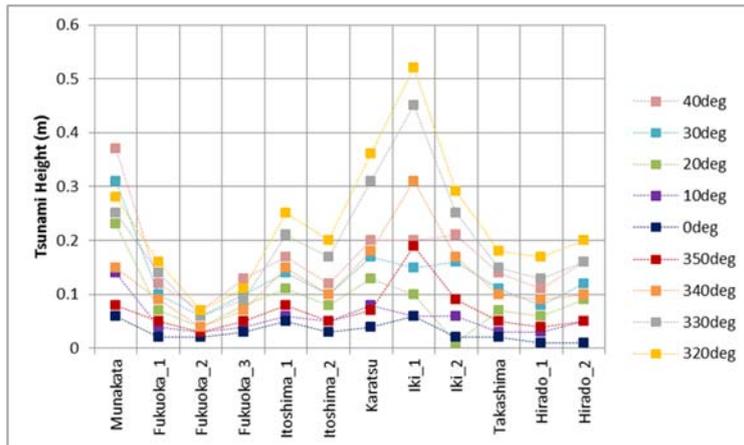


図 30 横ずれ断層のすべり角を変化させた場合の沿岸の津波の高さ。A) 鳥取県沿岸の断層、B) 警固断層に相当する断層。

A)

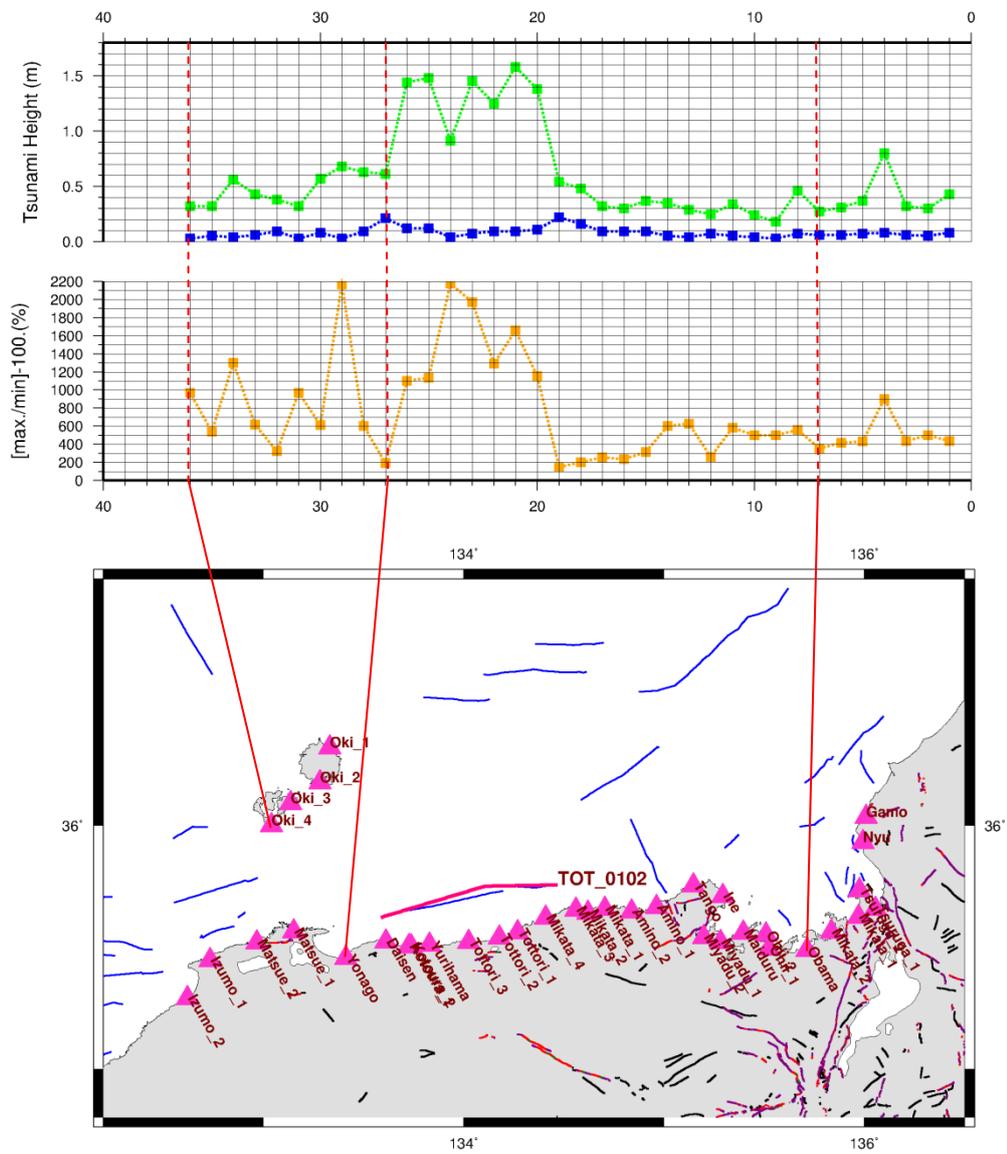


図 31(a) 鳥取県沿岸の断層のすべり角を変化させた場合の沿岸の津波高さの変化率。

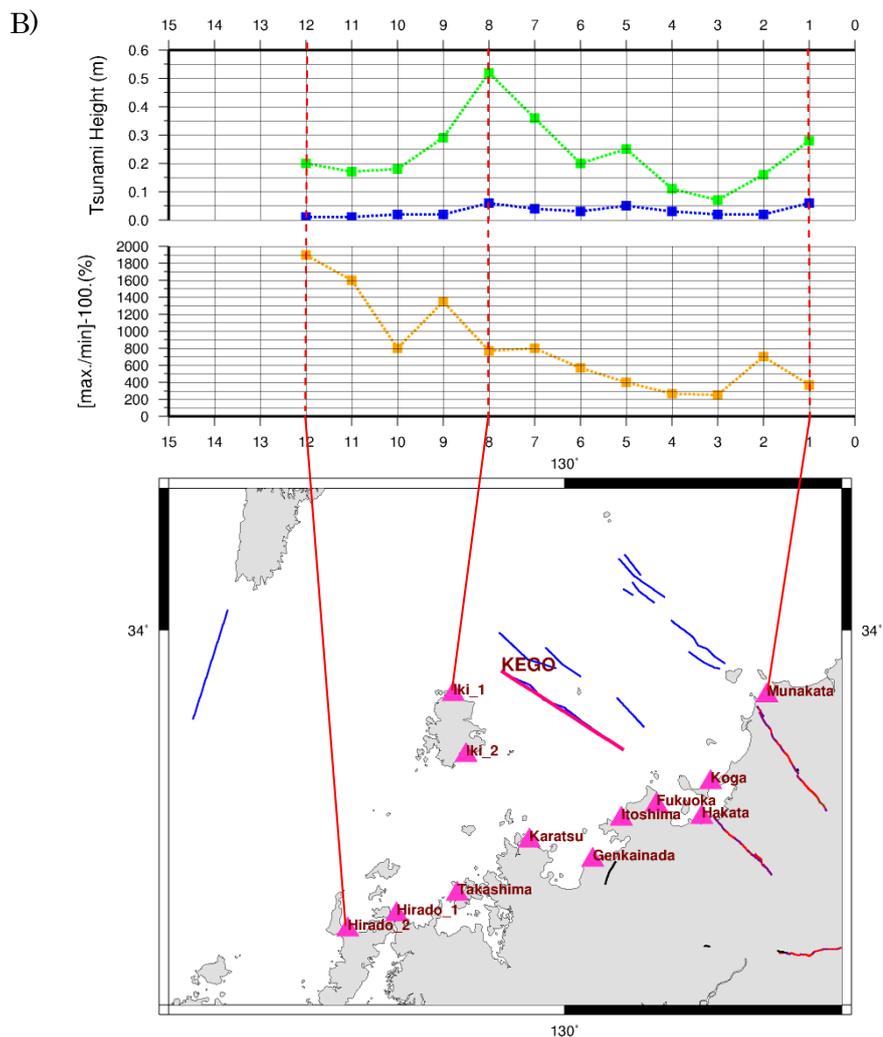


図 31(b) 警固断層に相当する断層におけるすべり角を変化させた場合の沿岸の津波高さの変化率。

⑤ すべり量および断層破壊の検討

すべり量の推定については、入倉・三宅 (2001) の断層面積と地震モーメントについての経験的關係から、平均的な値として設定した。ただし、これについても、バラツキの幅を検討するためのパラメータスタディを行った。また、連動モデルの設定においては長大断層の断層すべり量の推定方法を検討するため、複数の断層破壊様式の仮定について検討を行った。

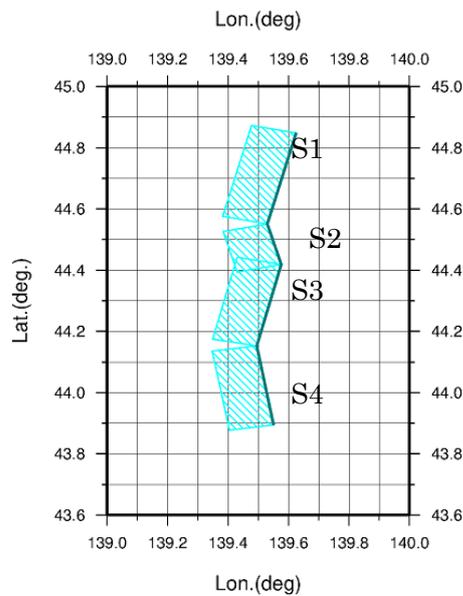
- ・⑤-1：断層全体が同時に、一様に破壊する場合を想定（長大断層でない断層と同じ設定方法）。
- ・⑤-2：断層全体のモーメント量をセグメント面積にしたがって割り振

る場合

・⑤-3：カスケードモデル的な破壊を想定する場合

最近発生した複数セグメントの破壊を伴うような大地震のデータ解析から、セグメントが連動して地震を起こしたとしても、各セグメントの変位量は一定であるというカスケード地震モデルでよく説明できるとする研究もある（栗田、2004；遠田、2004 など）。これらの設定方法により断層の平均すべり量を設定した断層モデルを使用して沿岸の津波の最大波高を比較したものを図 32 に示す。

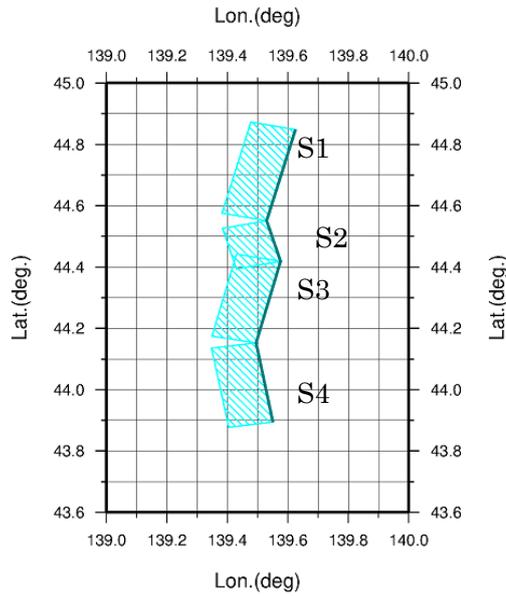
・⑤-1 断層全体が同時に、一様に破壊する場合を想定



各セグメントの面積 S1～S4 を足し合わせた総面積から断層全体のモーメント量と平均すべり量を計算する。計算した平均すべり量を各セグメントの平均すべり量としてあてはめるため、断層全体で一様なすべり分布となる。

Lat.	Lon.	Top(km)	Bottom(km)	Strike	Dip	Rake	L. (km)	W. (km)	D. (m)	Mw
44.8482	139.6254	0.00	12.00	189.60	45.00	90	33.90	16.97	3.16	7.48
44.5511	139.5305	0.00	12.00	162.80	45.00	90	15.17	16.97		
44.4188	139.5766	0.00	12.00	189.10	45.00	90	30.39	16.97		
44.1519	139.4956	0.00	12.00	167.90	45.00	90	28.99	16.97		

- ・⑤-2 断層全体のモーメント量をセグメント面積にしたがって割り振る場合



各セグメントの面積 S1~S4 を足し合わせた総面積から断層全体のモーメント量を計算する。計算した総モーメント量を積の 1.5 乗の重みをつけて再配分し、再配分されたモーメント量からすべり量を計算する

(各セグメントのモーメント量)

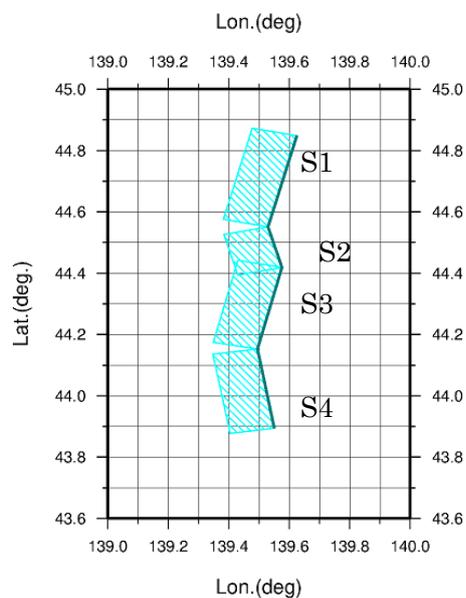
$$Mo_{seg_i} = Mo_{total} \times S_{seg_i}^{1.5} / S_{total}^{1.5}$$

(各セグメントの平均すべり量)

$$D_{seg_i} = Mo_{seg_i} / (\mu \times S_{seg_i})$$

Lat.	Lon.	Top(km)	Bottom(km)	Strike	Dip	Rake	L. (km)	W. (km)	D. (m)	Mw
44.8482	139.6254	0.00	12.00	189.60	45.00	90	33.90	16.97	1.71	7.48
44.5511	139.5305	0.00	12.00	162.80	45.00	90	15.17	16.97	1.39	
44.4188	139.5766	0.00	12.00	189.10	45.00	90	30.39	16.97	1.62	
44.1519	139.4956	0.00	12.00	167.90	45.00	90	28.99	16.97	1.58	

・⑤-3 カスケードモデル的な破壊を想定する場合



セグメントが連動して地震を起こしたとしても、各セグメントの変位量は一定であるというカスケード地震モデルの考えから、S1、S2…のそれぞれでモーメント量と平均すべり量を計算する。断層全体の Mw は、各セグメントのモーメント量を足し合わせたものから計算する。

$$M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5$$

Lat.	Lon.	Top(km)	Bottom(km)	Strike	Dip	Rake	L. (km)	W. (km)	D. (m)	Mw
44.8482	139.6254	0.00	12.00	189.60	45.00	90	33.90	16.97	0.93	7.09
44.5511	139.5305	0.00	12.00	162.80	45.00	90	15.17	16.97	0.61	
44.4188	139.5766	0.00	12.00	189.10	45.00	90	30.39	16.97	0.83	
44.1519	139.4956	0.00	12.00	167.90	45.00	90	28.99	16.97	0.79	

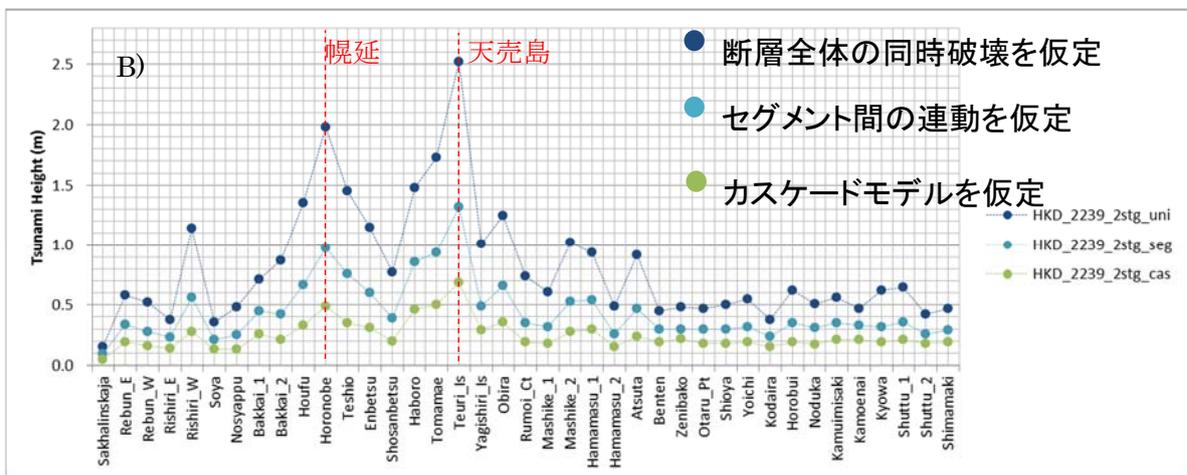
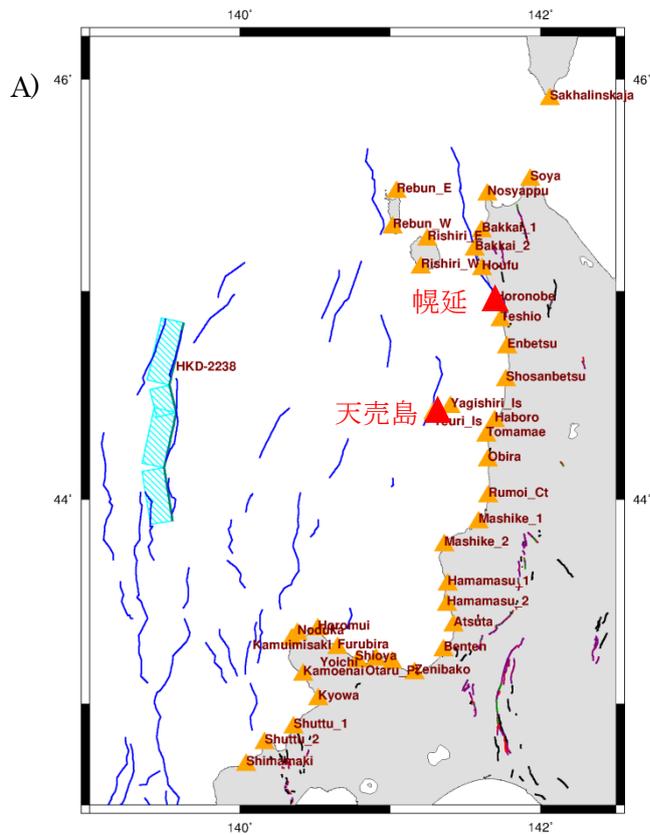


図 32 A) 比較に使用した評価点の位置、B) 断層全体の同時破壊、セグメント間の連動、カスケードモデルをそれぞれ仮定した場合の沿岸の最大津波高さの違い。

⑥ 大すべり域の検討

現実の断層を考えた場合には、断層の不均質性、破壊の不均質性が存在する。これらに起因する断層面上のすべり量分布の不均質性は、沿岸における津波の高さに対して、局所的な高まりなどの影響を与えることとなる。そのため、本検討における断層モデル設定においても、大すべり域を考慮したモデルを設定することとした。設定する大すべり域は、断層面積（各セグメントの面積）の30%の範囲に平均すべり量の2倍のすべり量を設定することとする。大すべり域の位置としては平均的な位置として断層の中心部に設定する場合と、大すべり域の設定による影響が大きいとみられる上端部中央に設定する場合との2通りとしている（図33）。

また、強震動レシビによると、大すべり域に相当するものとしてアスペリティの存在に言及されているが、アスペリティの個数は過去の内陸地震の震源インバージョンの結果を整理した Somerville et al. 1999 によると1地震あたりの平均は2.6個で、想定する地震規模が大きくなるにつれて、同時に動くセグメントの数が増えていくためにアスペリティの数も増えるとしている。これら、アスペリティに関する研究成果を参照し、1セグメントあたり1個か2個のアスペリティを設定することとしているため、本検討においては、1セグメントにつき1個の大すべり域を設定することとした。

ここでは、大すべり域を設定することにより、どの程度、沿岸の津波の高さに影響を及ぼすかについてのパラメータスタディと、大すべり域を設定する位置によって、津波の高さのバラツキはどの程度の範囲を持つのかについての感度解析を行った。図34(a)～(b)に大すべり域を断層の中心部に設定した場合と、断層上端中央に設定した場合、および大すべり域を設定しない場合の比較結果を示す。なお、図34(a)は断層傾斜角の変化を考慮しない場合であり、図34(b)は断層傾斜角の変化を考慮した場合である。

断層傾斜角の変化を考慮しない場合（図34(a)）においても、傾斜角の変化を考慮する場合（図34(b)）においても、最小格子サイズが150mの試算では大きな変化は見られない。格子サイズが粗いために、沿岸での局所的な影響が出にくいことが原因であると考えられるが、大すべり域を断層上端中央に設定した場合の沿岸の津波高さが大きくなる傾向にある。また、断層傾斜角の変化を考慮する場合のほうが、傾斜の変化を考慮しない場合よりも少し、大すべり域の影響が小さくなっている。これは、大すべり域の面積のうちの多くが深部の低角な面に設定されていることに起因すると考えられる。

これらの設定方法の影響評価とは別に、大すべり域を設定する位置によ

って、津波の高さのバラツキはどの程度の範囲を持つのかについての感度解析をし、バラツキの幅を適切に把握する必要がある。以下に、その方法と結果を示す。矩形断層モデルにおける大すべり域の位置を簡略化して考える場合には、概ね図 35 に示すような 9 パターンとなる。

図 35 は断層モデルが 1 枚の矩形で表される場合の大すべり域の配置として近似することができるが、複数（2 枚）の矩形で表される断層面における大すべり域の配置は、これらの組み合わせによる 81 パターンであるとみなせる。ただし、この 81 パターンのすべてが、「起こり得る可能性が高い」とは言えず、そのなかでもある程度、パターンを絞り込むことはできる。絞込みの条件として、下記の 2 つの条件で抽出した。

- ・⑥-1：深さ方向の位置が違うパターンは除く（M と U などの組み合わせは除く）
- ・⑥-2：走向方向には 2 枚の断層の遠い方の端同士に離れるパターンは除く（L と R の組み合わせを除く）

上記のような考えで抽出したバラツキ評価用の大すべり域の設定パターンは図 37 に示す 24 パターンである。

これら的大すべり域の設定パターンに対して、その位置の違いによる津波の高さがどれだけバラツキを持つかについて評価した。使用するモデルは図 36 の 1 枚断層モデル 9 パターンと図 37 の 2 枚断層モデル 24 パターンであり、それぞれ、東傾斜と西傾斜の全 66 パターンである。このパターンに基づき、以下のように仮想断層を設定した。

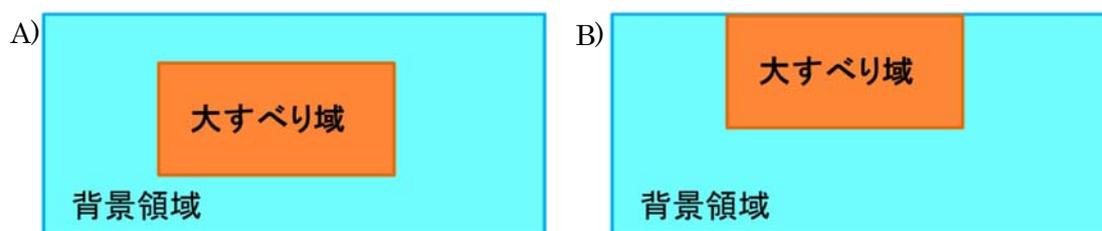


図 33 大すべり域設定方法の概念図。A) 断層中心部に大すべり域を設定、
B) 断層上端中央に大すべり域を設定。

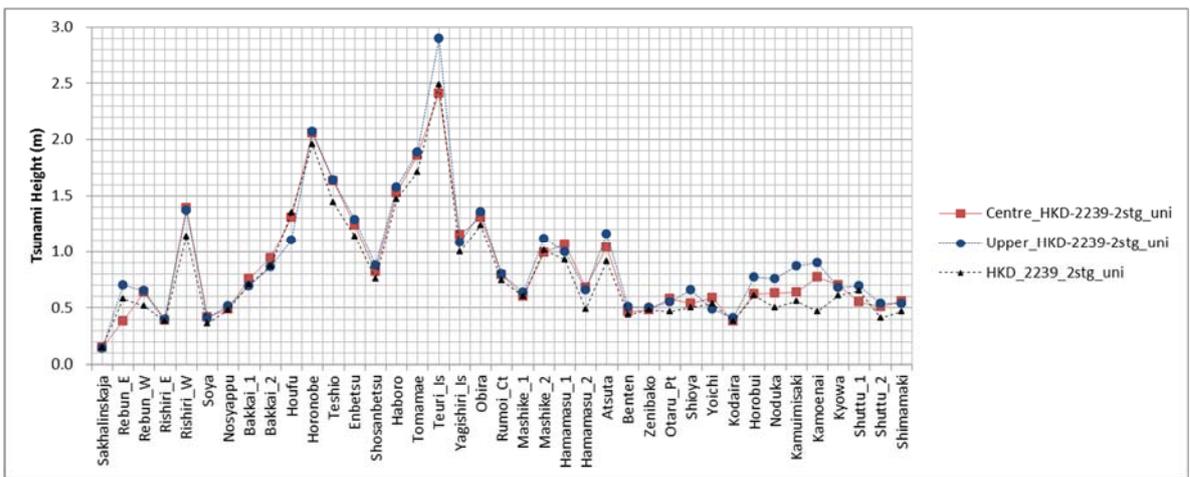
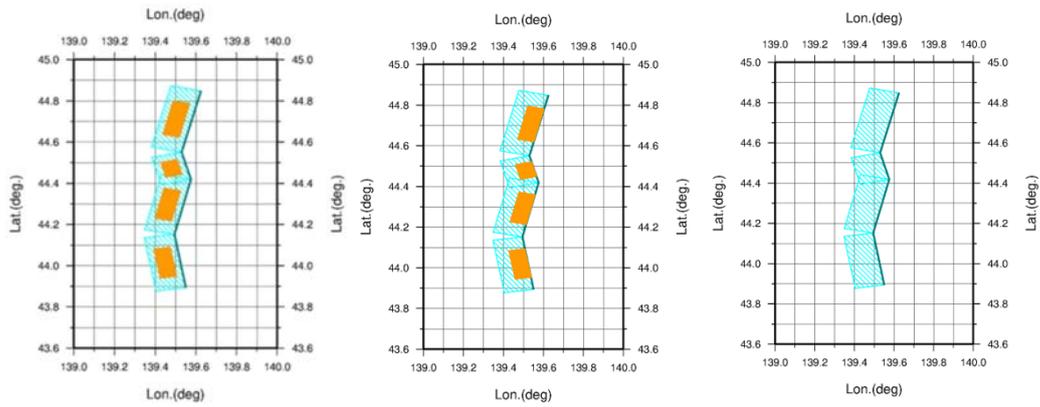


図 34(a) 大すべり域を設定した場合の沿岸の津波の高さの変化。(断層傾斜角の変化を考慮しない場合)。評価点は前述の図 32 A)と同じ。

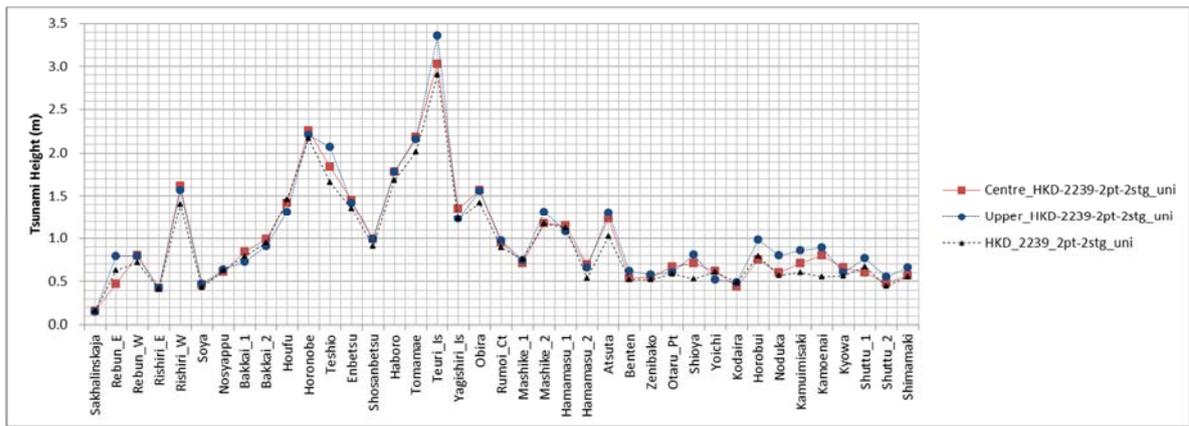
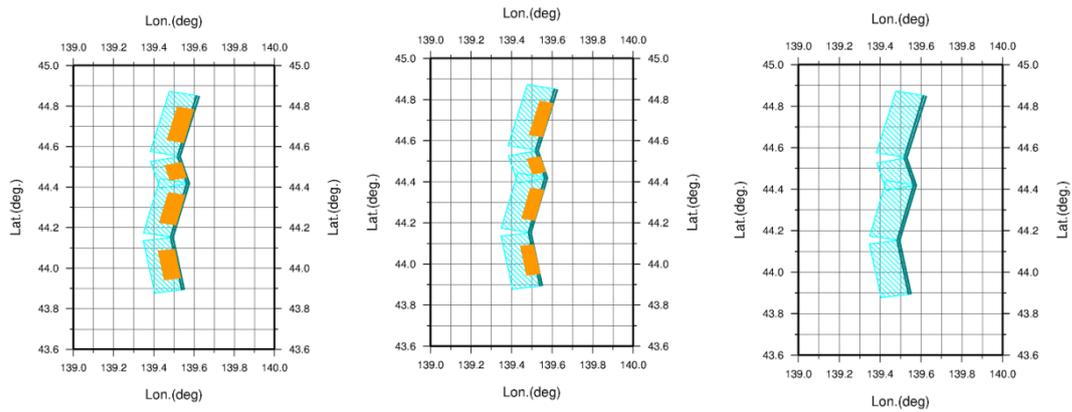


図 34(b) 大すべり域を設定した場合の沿岸の津波の高さの変化。(断層傾斜角の変化を考慮する場合)。

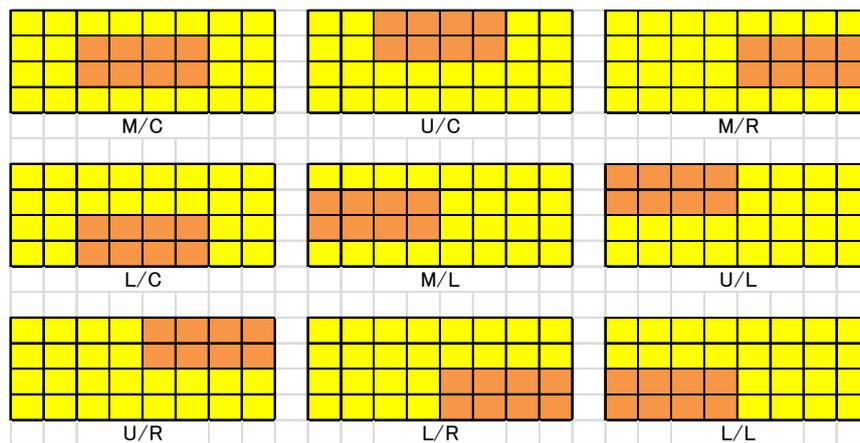


図 35 矩形断層モデル上の大すべり域設定位置のパターン (黄：背景領域、橙：大すべり域)。

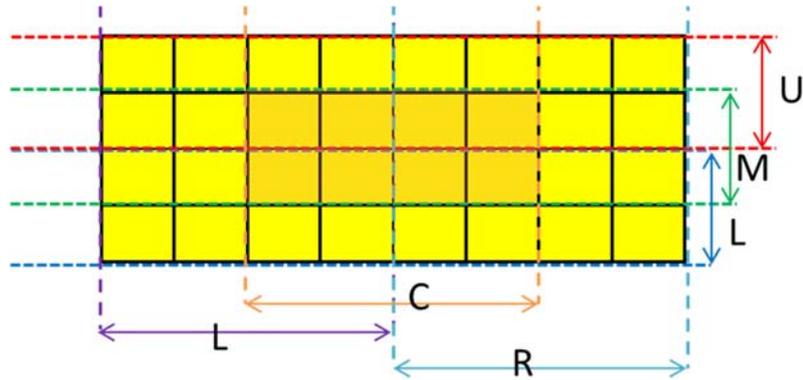


図 36 大すべり域設定位置の概念図。深さ方向に U, M, L、走向方向に L, C, R と領域を区分して設定する。

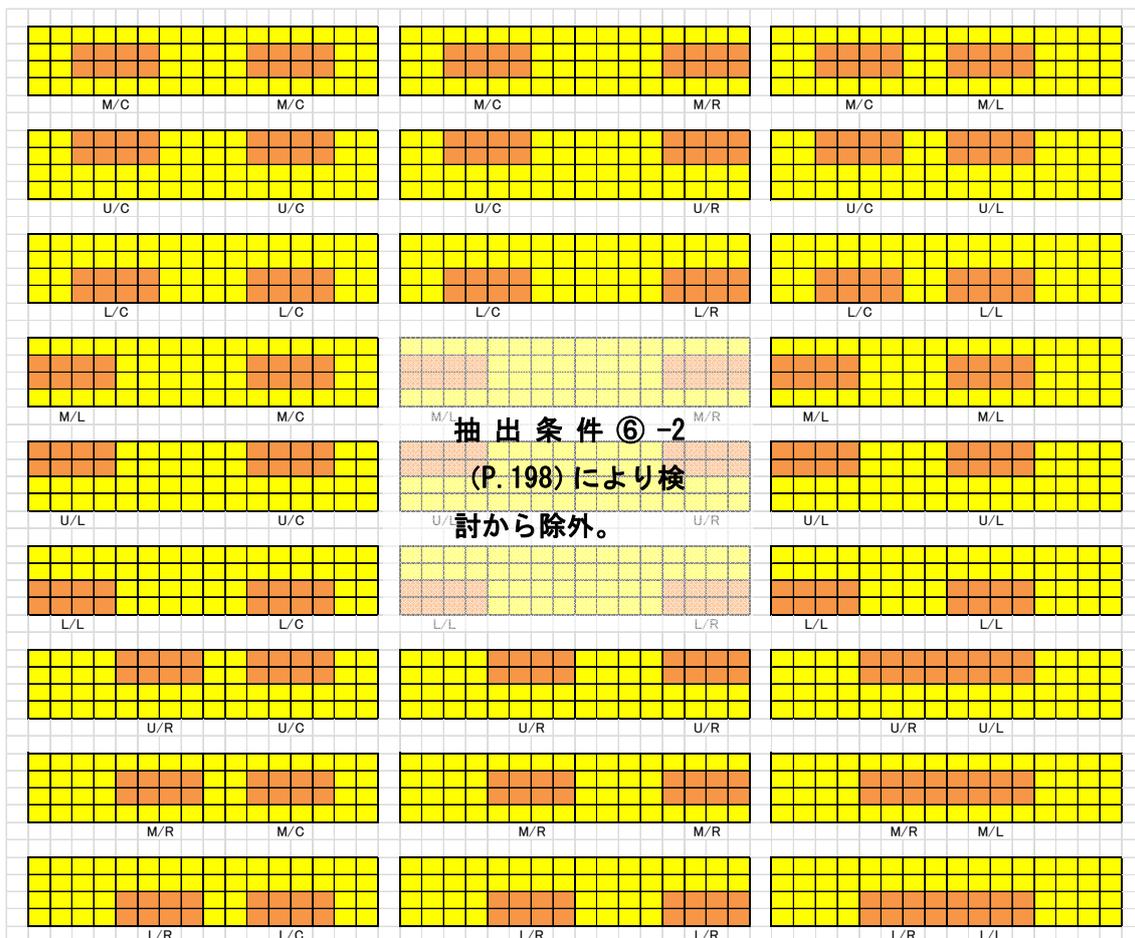


図 37 2枚の矩形からなる断層を想定した場合の大すべり域の設定パターン

⑦ 仮想断層の設定

仮想断層は日本海において起こり得る妥当な大きさとして Mw7.5 を想定して設定した。この Mw から計算する断層サイズとして、1枚の矩形断層の場合では長さ=94.30 km、幅=21.21 km の逆断層とした。断層上端深度および傾斜角、すべり角は断層パラメータの設定方針にしたがって、上端深度=0 km、傾斜角=45°、すべり角=90° とした。この場合の平均すべり量は 3.24 m であり、大すべり域は、断層面積の 30% の範囲とし、平均すべり量の 2 倍を与えた。なお、津波の計算には実地形を使用し、断層の設定位置は断層傾斜角についてのパラメータスタディと同様の青森県沖とした。2枚の矩形断層モデルを設定する場合には1枚の矩形で設定しているモデルを2分割するように、それぞれの長さを 47.15 km とし、平均すべり量は1枚断層モデルの場合と同じとした。図 38 に沿岸の評価点の位置と断層の位置を示した。これまでのパラメータスタディと同様に沿岸の評価点における最大津波高さに加え、今回は 100 m 等水深線上の評価点においても最大津波高さを抽出し比較した。図 39 と図 40 に1枚の矩形断層モデルによる東傾斜の場合の最大津波高さの分布を示す。図 41 に、2枚の矩形断層に分割した場合の最大津波高さの分布を示す。図 39、40 および 41、42 について、断層の中心に大すべり域を設定した場合を基準モデルとして、どれだけのバラツキの幅があるか、各評価点における主なモデルの増減率を図 43～50 に示す。

バラツキの幅は、1枚の矩形断層の場合には平均的にみると東傾斜のとき、50%～200%程度、西傾斜のとき、60%～300%程度、2枚の矩形断層の場合には東傾斜のとき、60%～140%程度、西傾斜のとき 70～200%程度と、2枚の矩形の場合のほうが小さい。これは1枚の矩形を総断層長を変えずに分割しているため、大すべり域の移動距離が短くなったことと、1つあたりの大すべり域が小さくなっていることに起因すると考えられる。

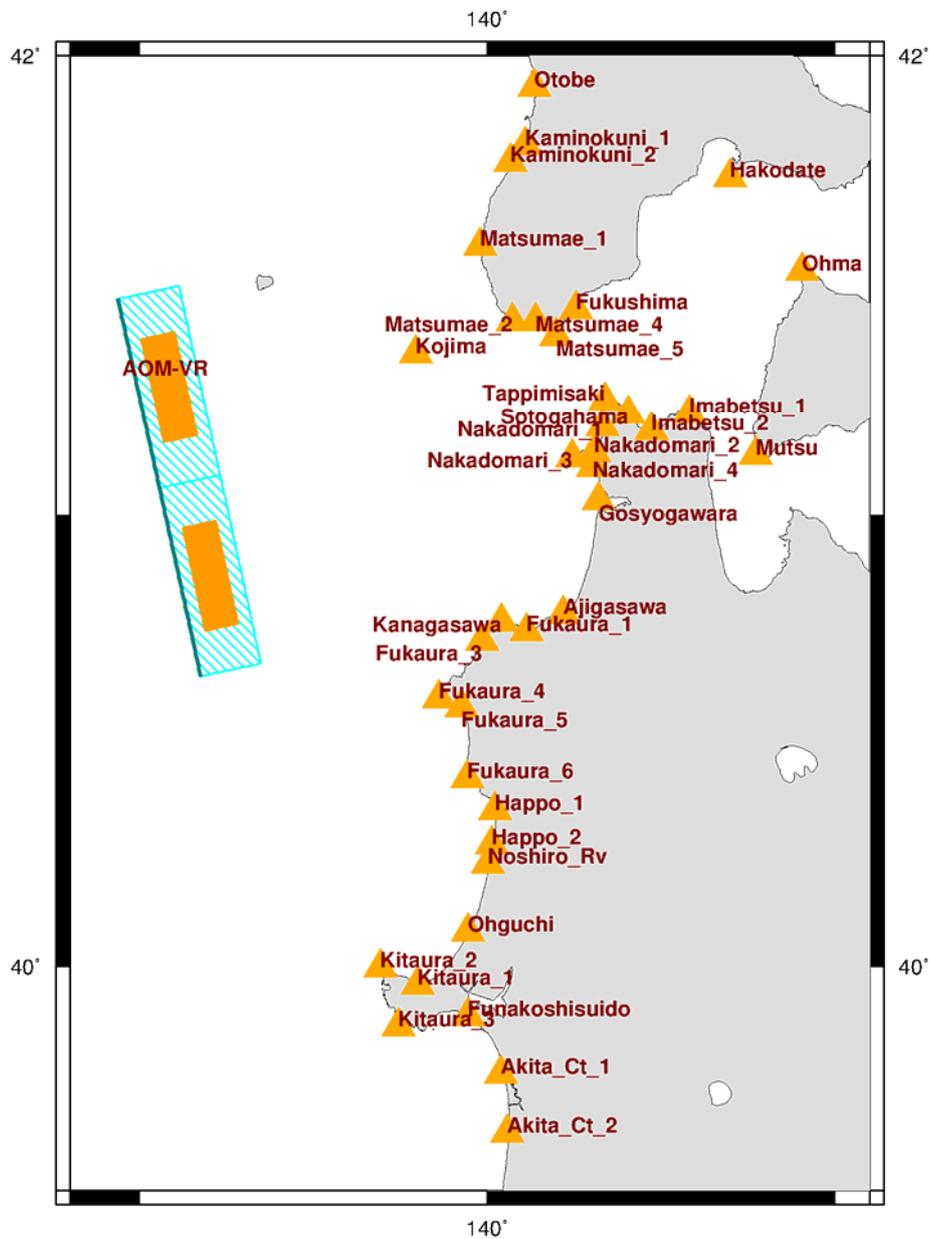


図 38 断層位置と評価点の位置。断層の位置は2枚の矩形断層で東傾斜を想定した場合。

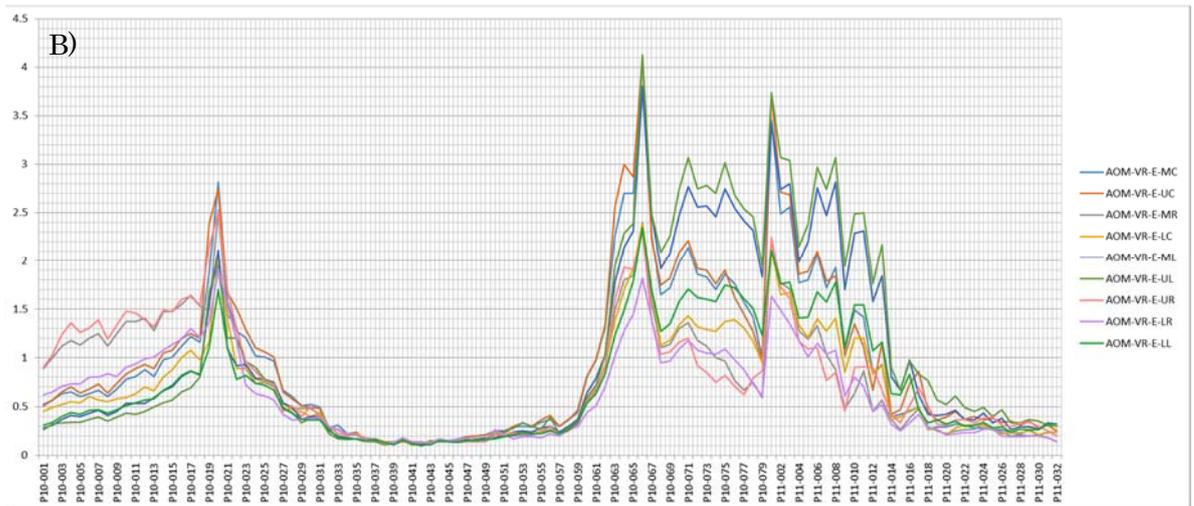
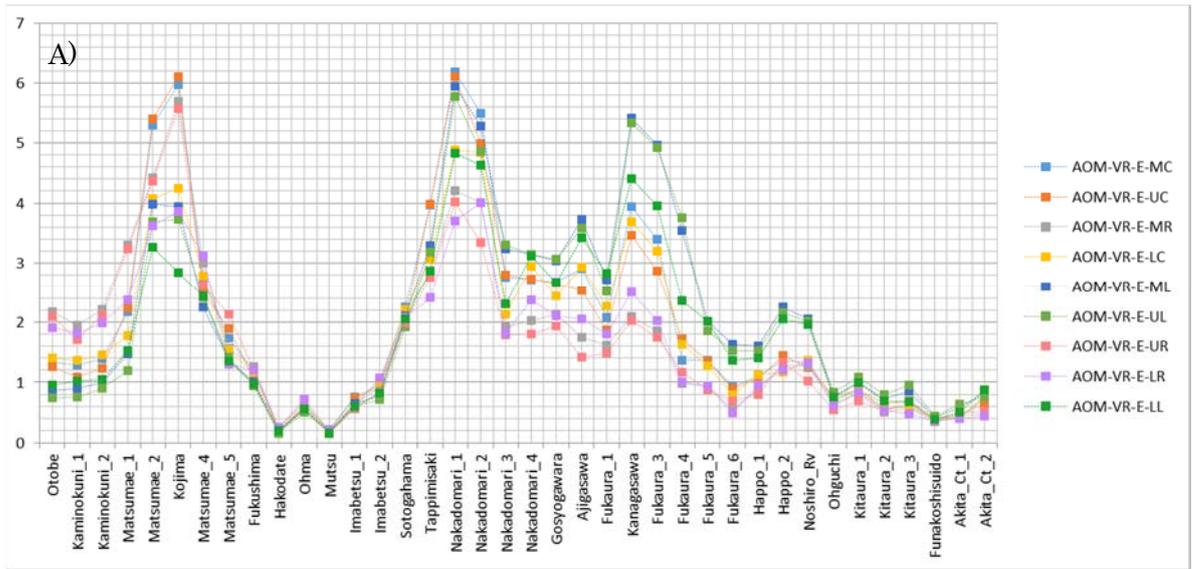


図 39 1枚の矩形断層モデルの場合の最大津波高さの分布。東傾斜の場合。
 A) 沿岸の評価点、B) 100m 等水深線上の評価点。

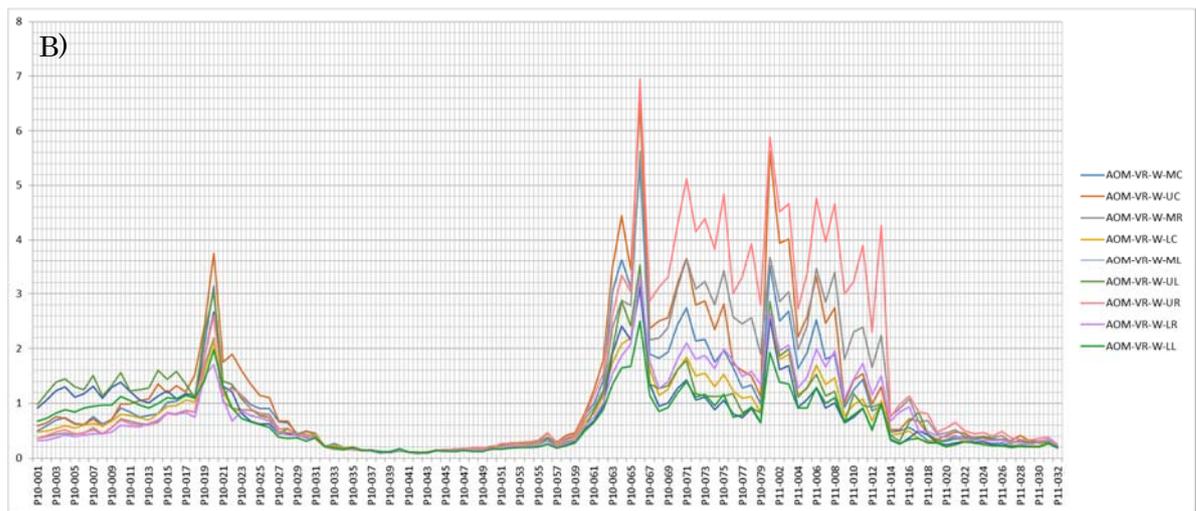
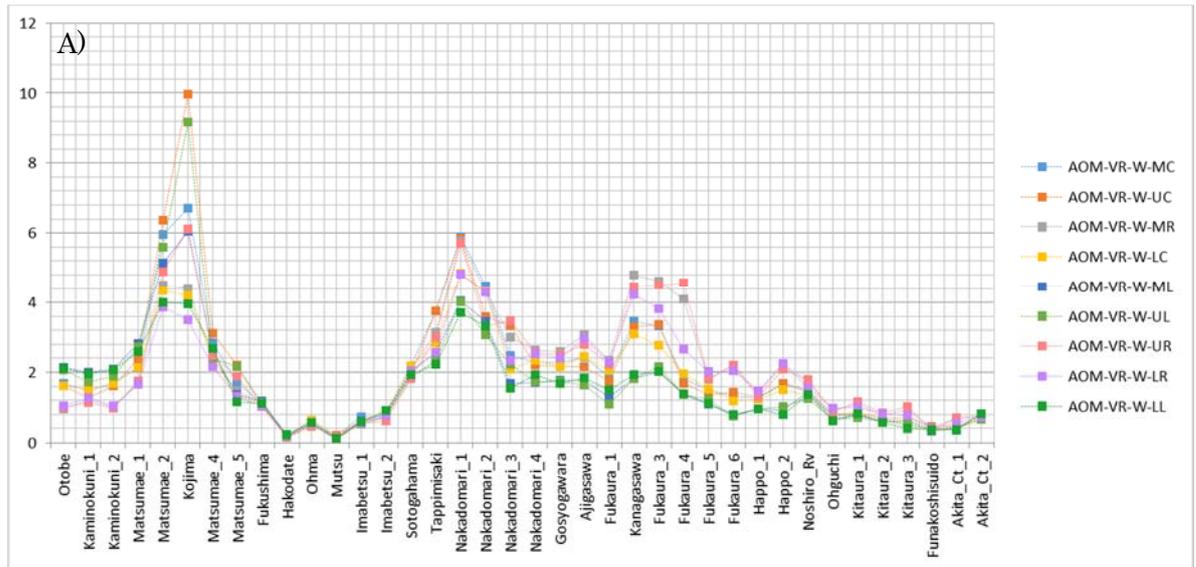


図 40 1枚の矩形断層モデルの場合の最大津波高さの分布。西傾斜の場合。
 A) 沿岸の評価点、B) 100m 等水深線上の評価点。

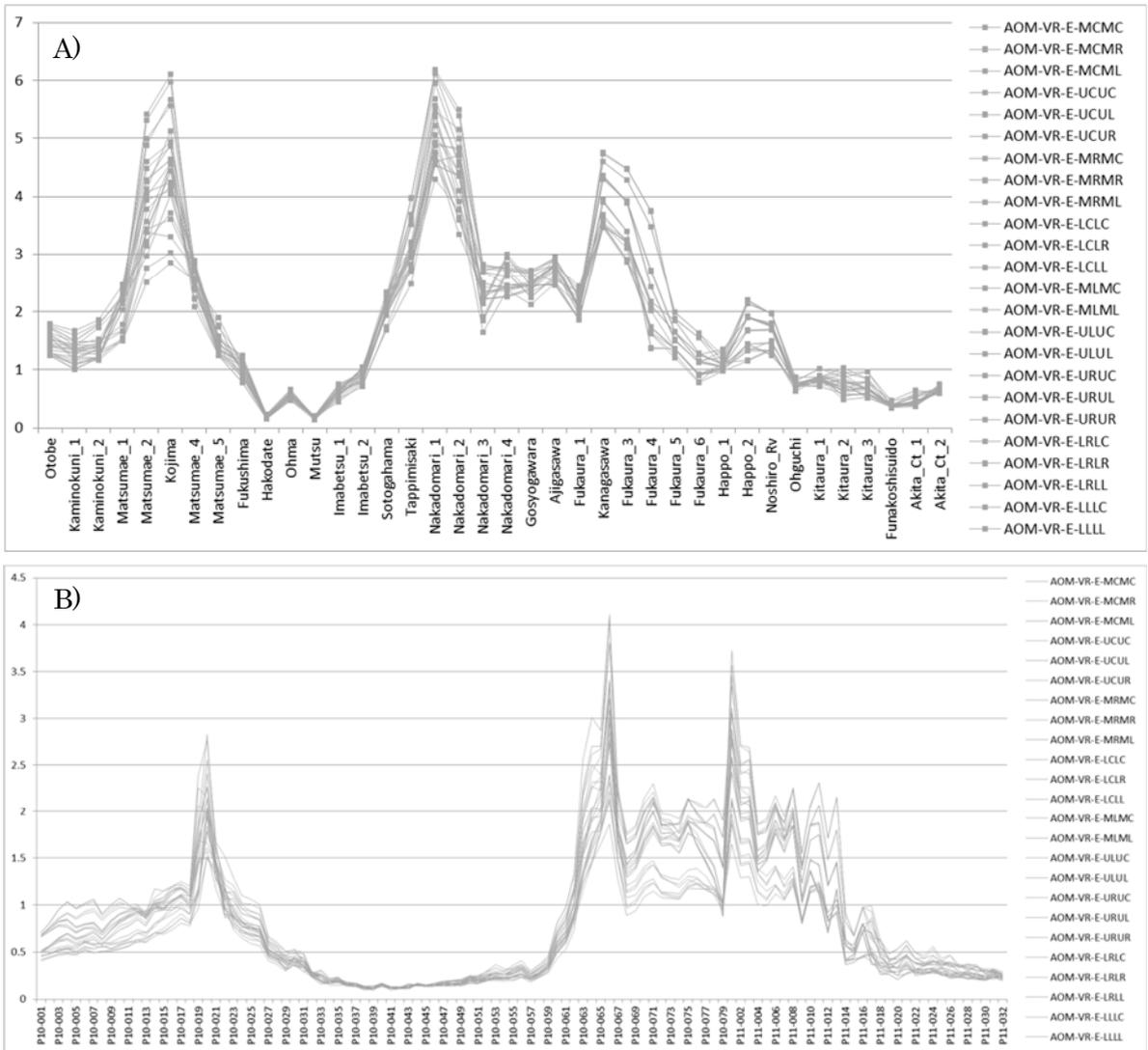


図 41 2枚の矩形断層モデルの場合の最大津波高さの分布。東傾斜の場合。
 A) 沿岸の評価点、B) 100m 等水深線上の評価点。

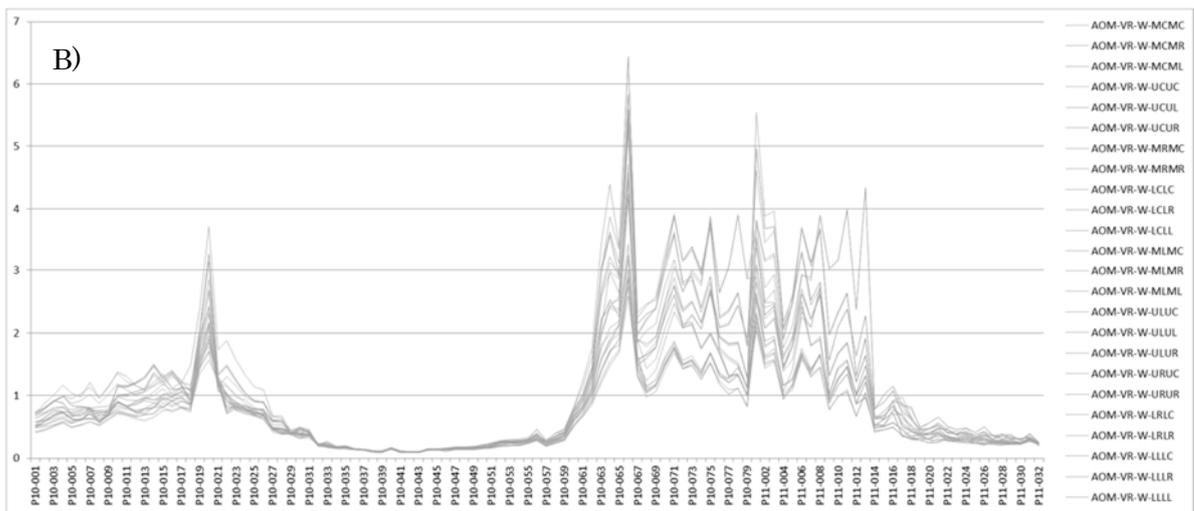
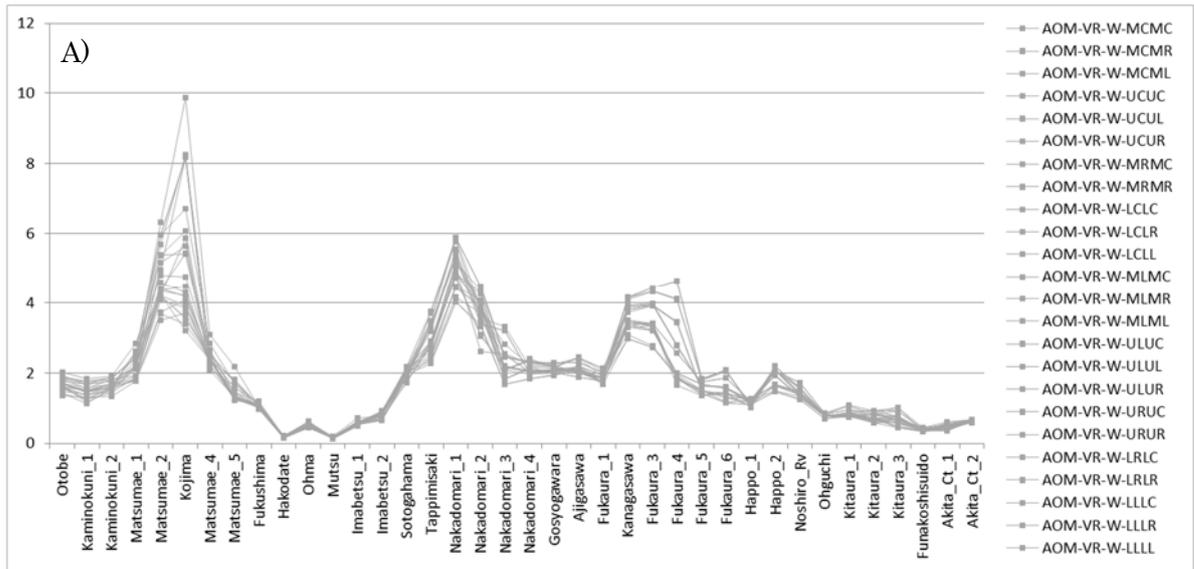


図 42 2枚の矩形断層モデルの場合の最大津波高さの分布。西傾斜の場合。
 A) 沿岸の評価点、B) 100m 等水深線上の評価点。

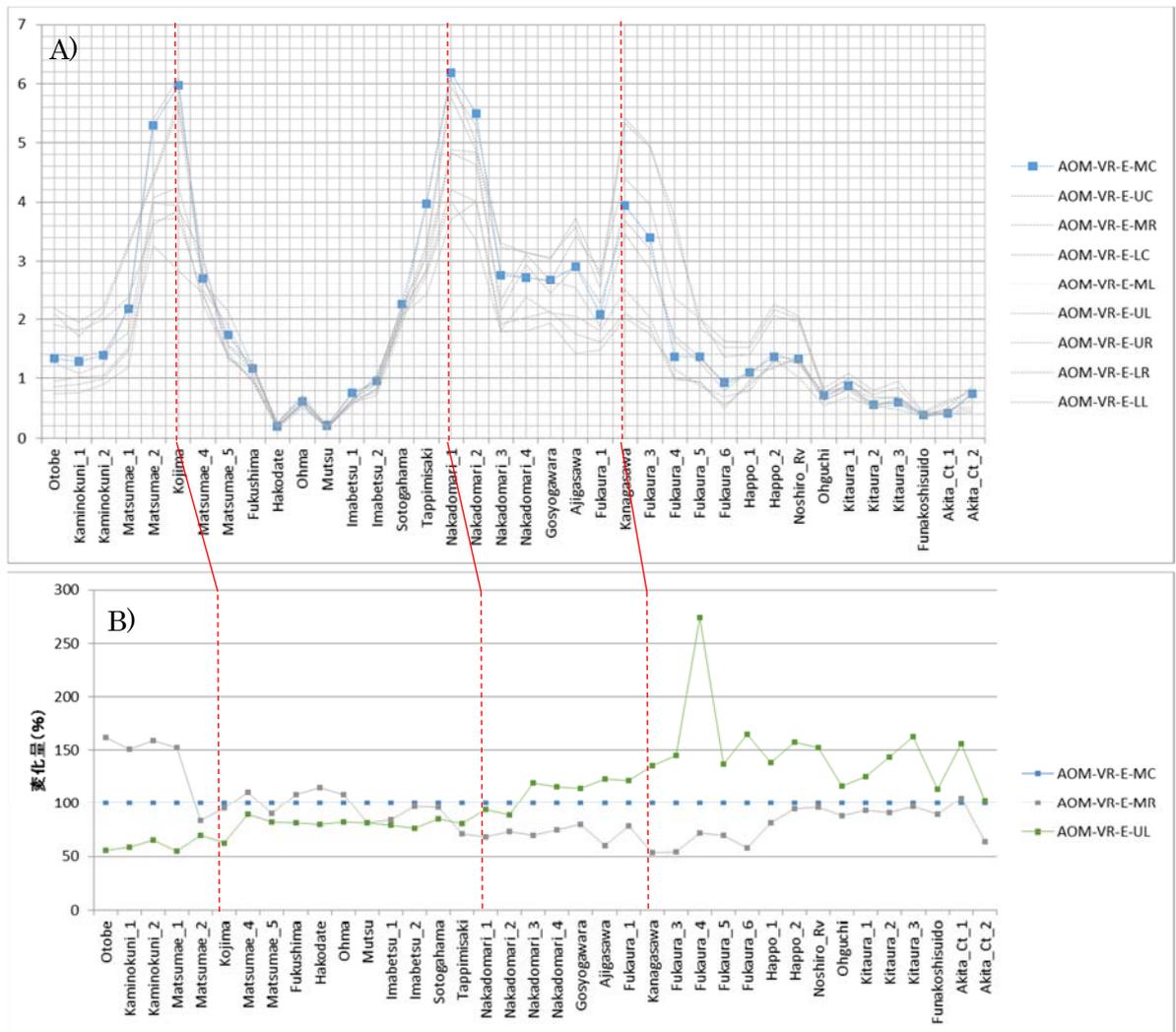


図 43 1枚の矩形断層モデルの場合の沿岸の評価点における増減率。東傾斜の場合。A)各評価点における最津波高さの分布、B)各評価点における最大津波高さの増減率。

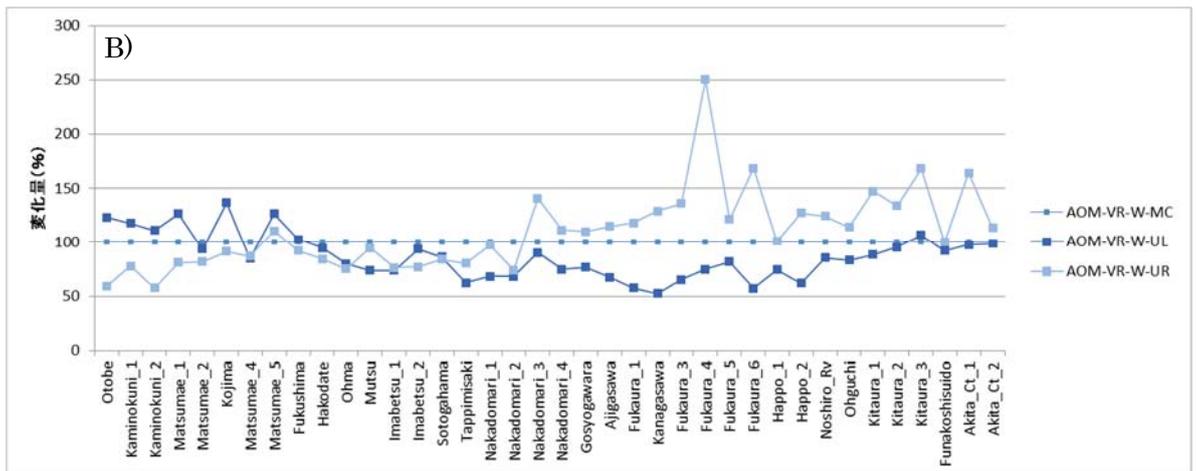
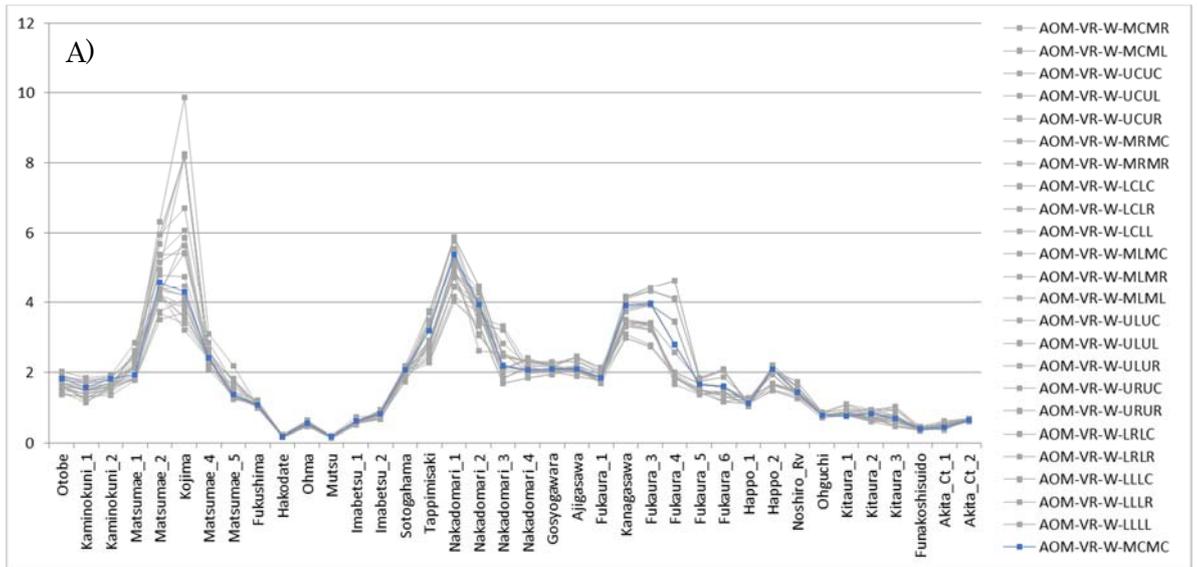


図 44 1 枚の矩形断層モデルの場合の沿岸の評価点における増減率。西傾斜の場合。A) 各評価点における最津波高さの分布、B) 各評価点における最大津波高さの増減率。

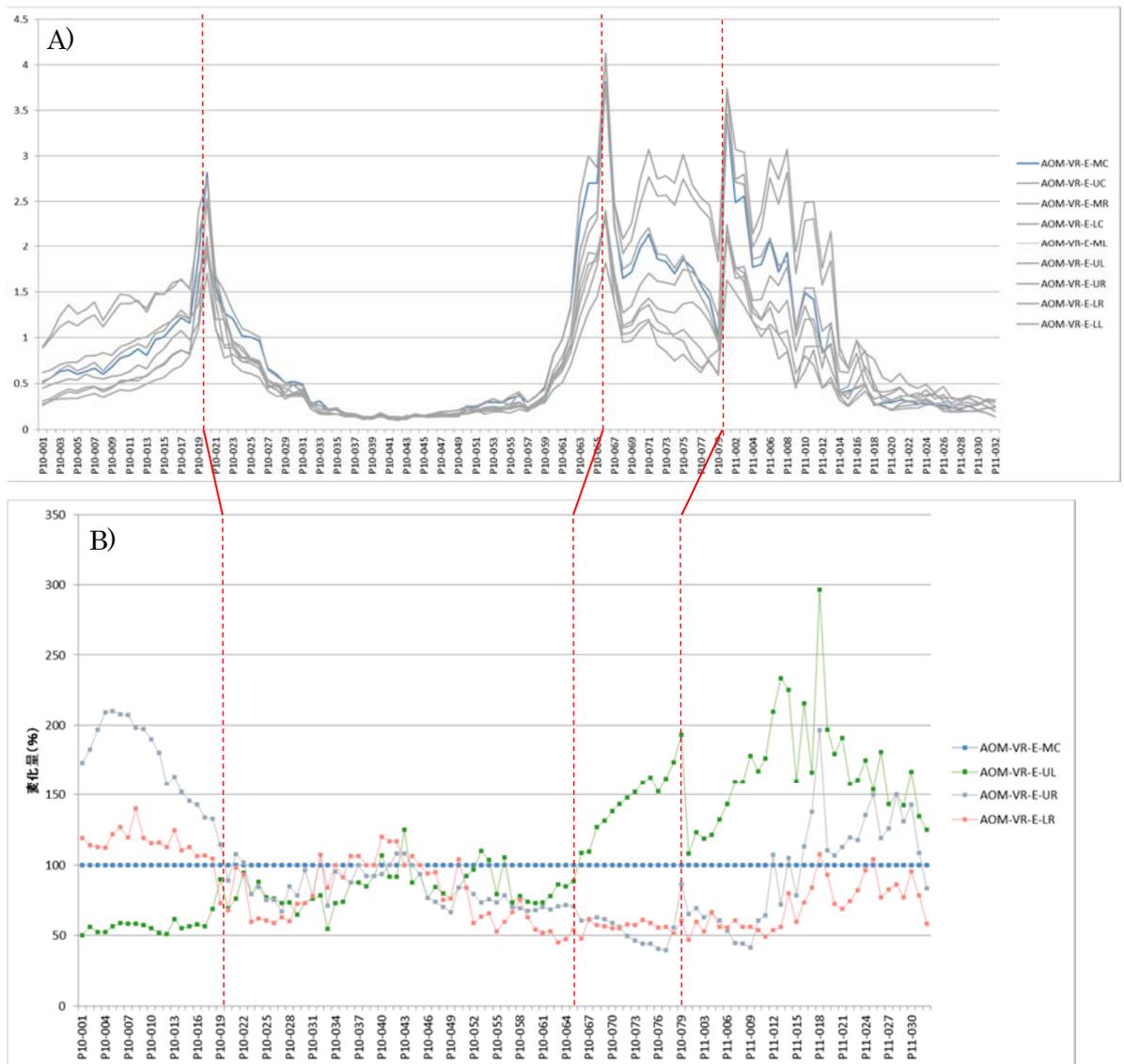


図 45 1枚の矩形断層モデルの場合の100m等水深線上の評価点における増減率。東傾斜の場合。A) 各評価点における最津波高さの分布、B) 各評価点における最大津波高さの増減率。

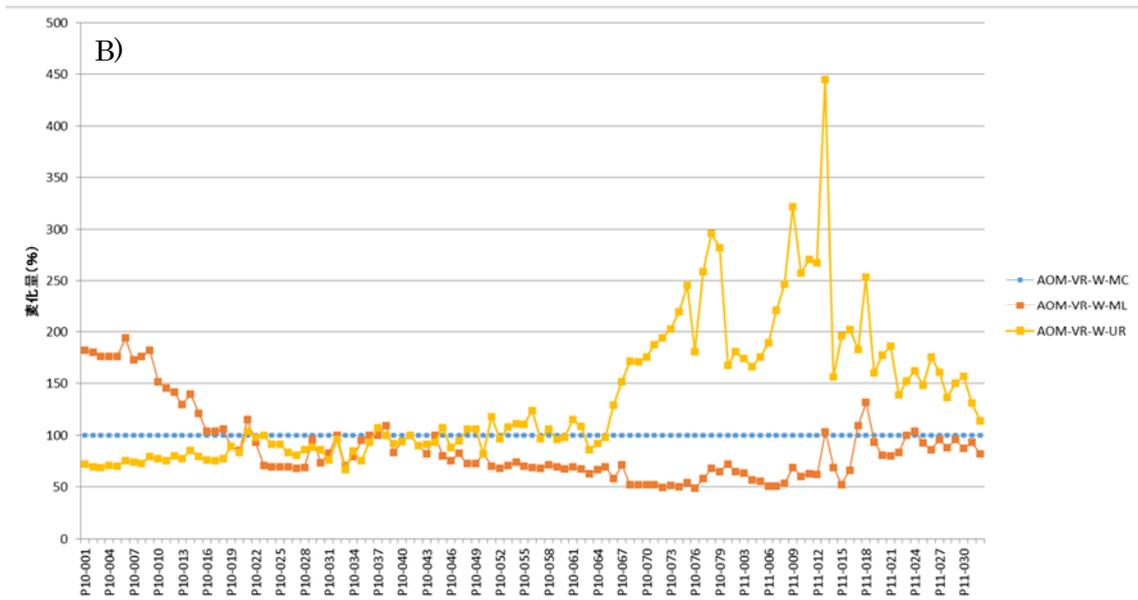
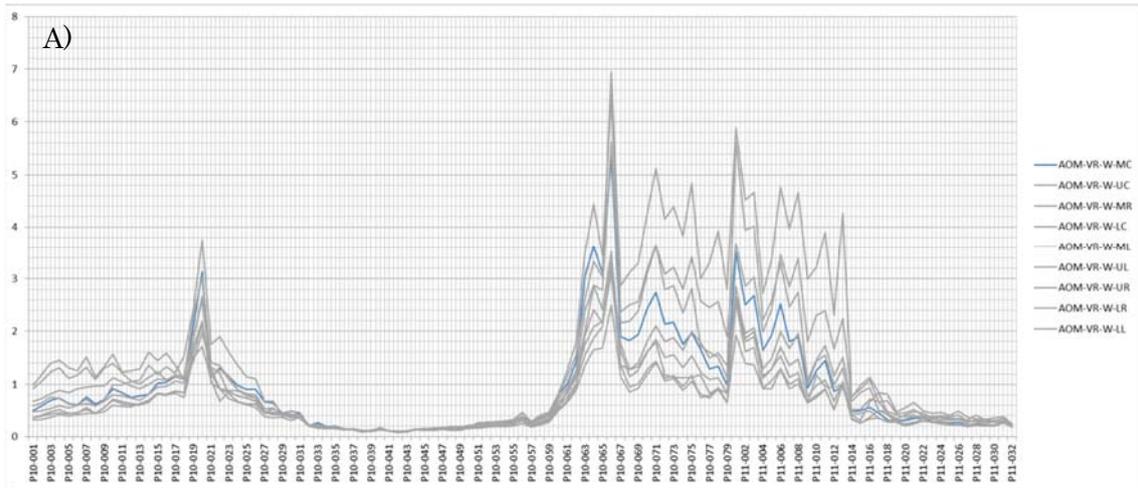


図 46 1枚の矩形断層モデルの場合の100m等水深線上の評価点における増減率。西傾斜の場合。A) 各評価点における最大津波高さの分布、B) 各評価点における最大津波高さの増減率。

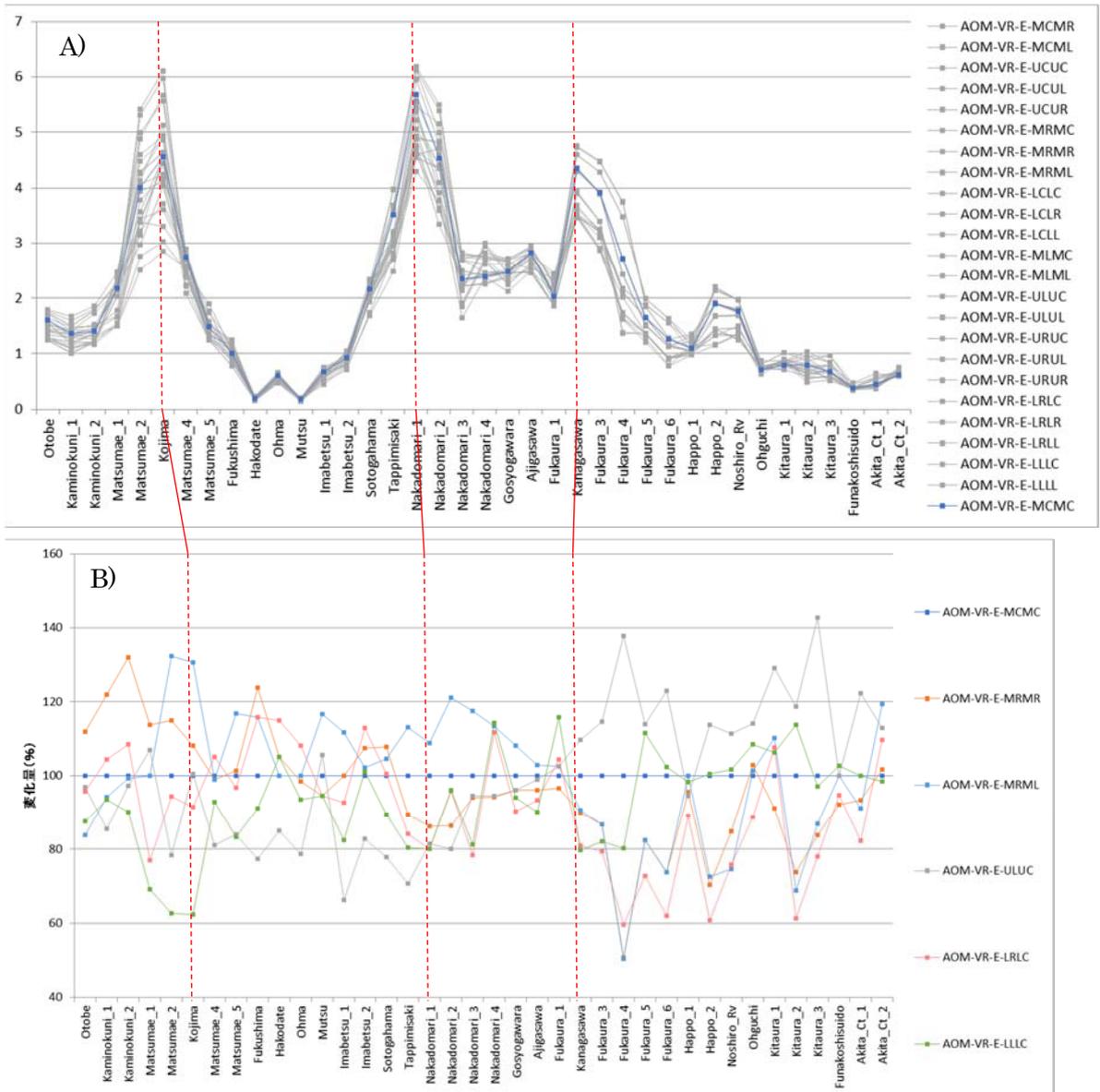


図 47 2枚の矩形断層モデルの場合の沿岸の評価点における増減率。東傾斜の場合。A) 各評価点における最津波高さの分布、B) 各評価点における最大津波高さの増減率。

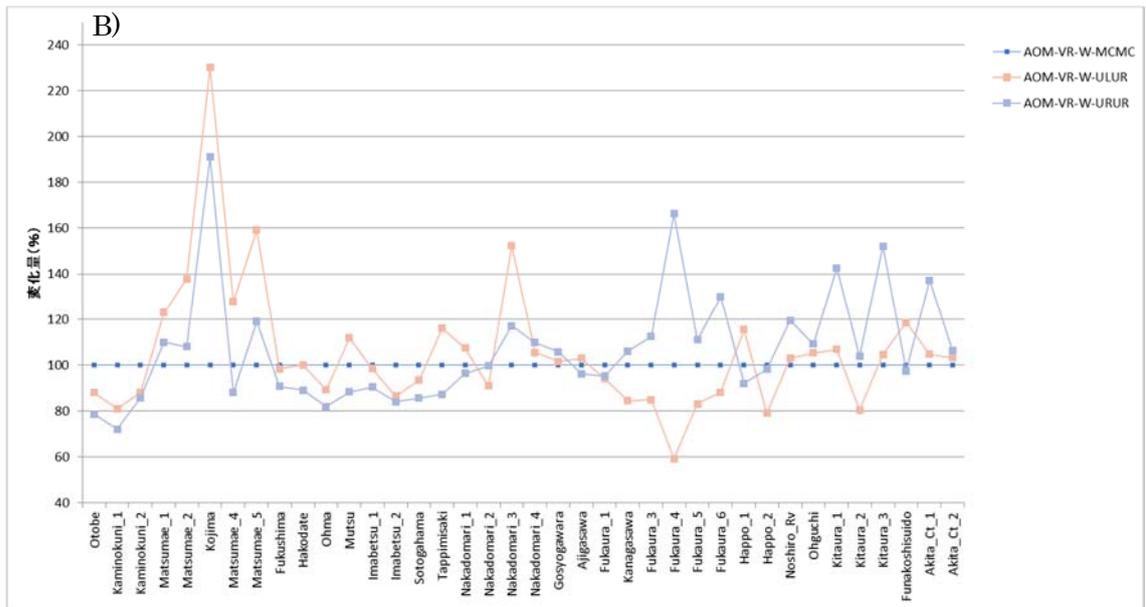
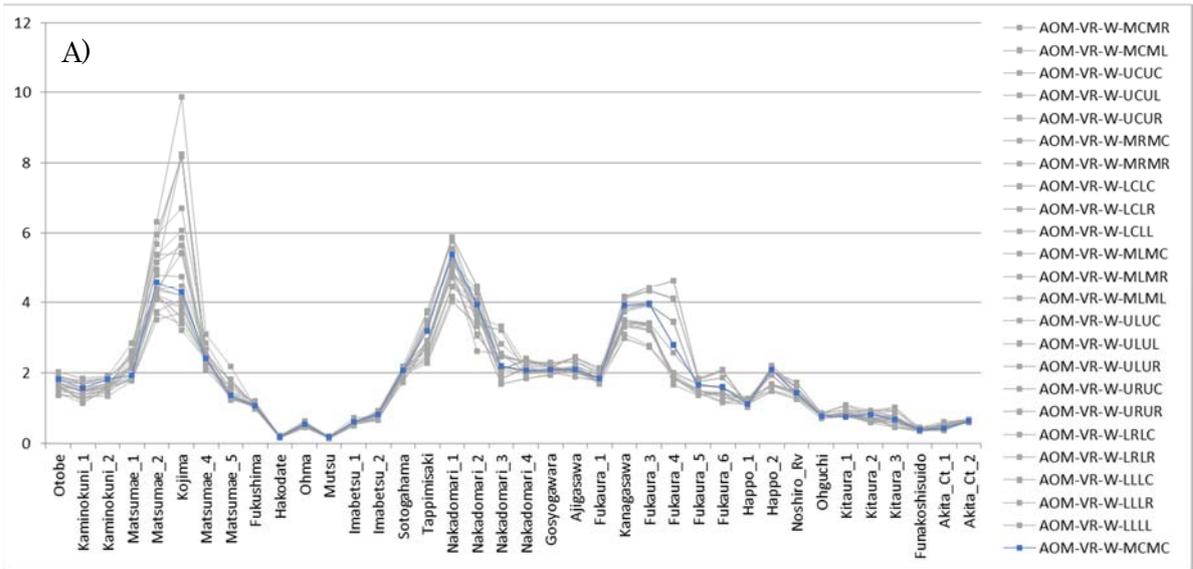


図 48 2枚の矩形断層モデルの場合の沿岸の評価点における増減率。西傾斜の場合。A) 各評価点における最津波高さの分布、B) 各評価点における最大津波高さの増減率。

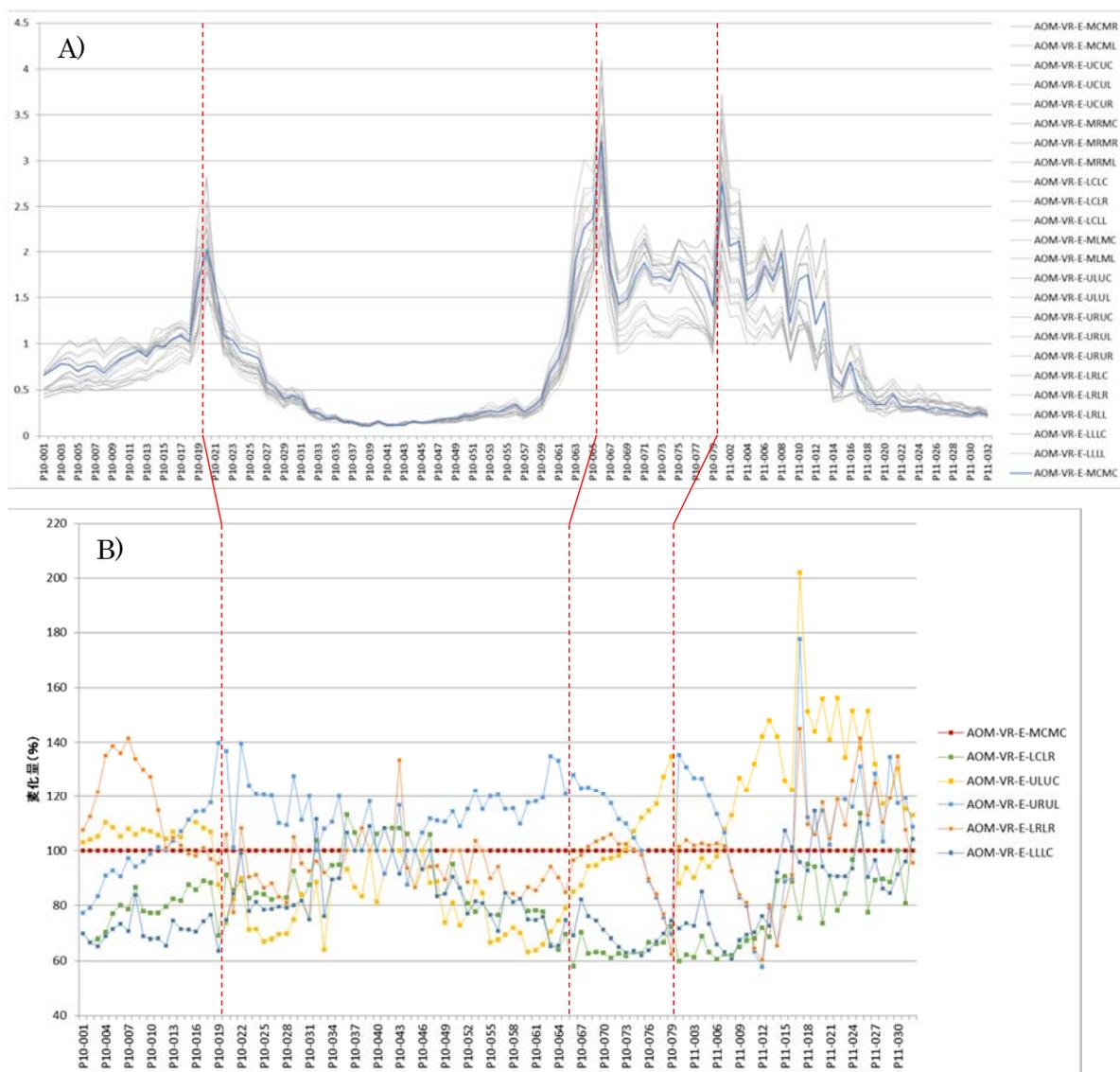


図 49 2枚の矩形断層モデルの場合の100m等水深線上の評価点における増減率。東傾斜の場合。A) 各評価点における最津波高さの分布、B) 各評価点における最大津波高さの増減率。

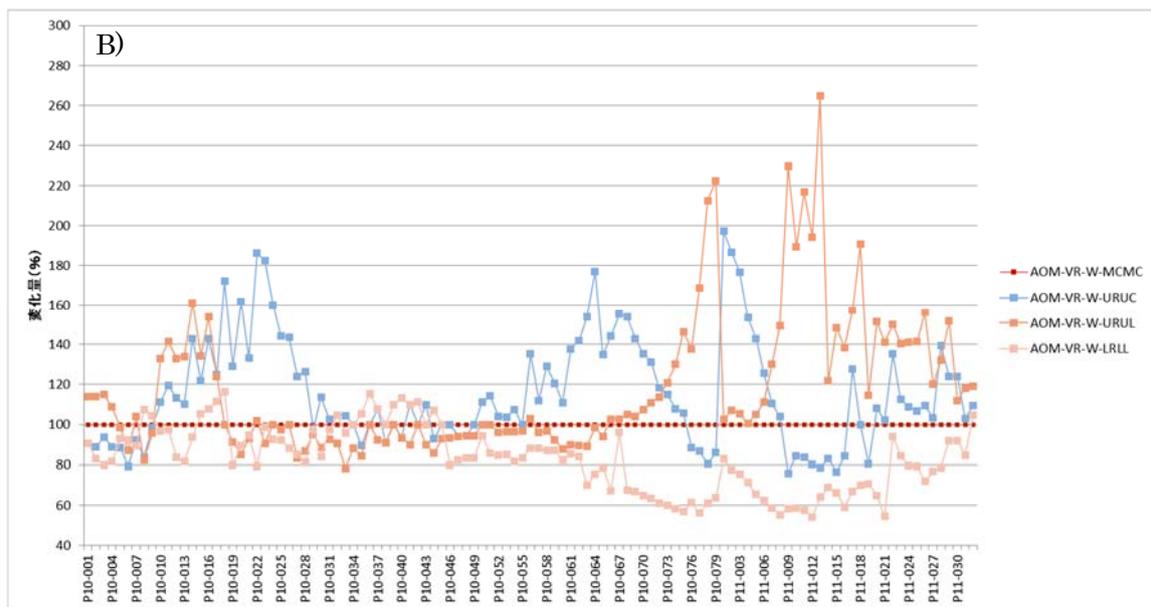
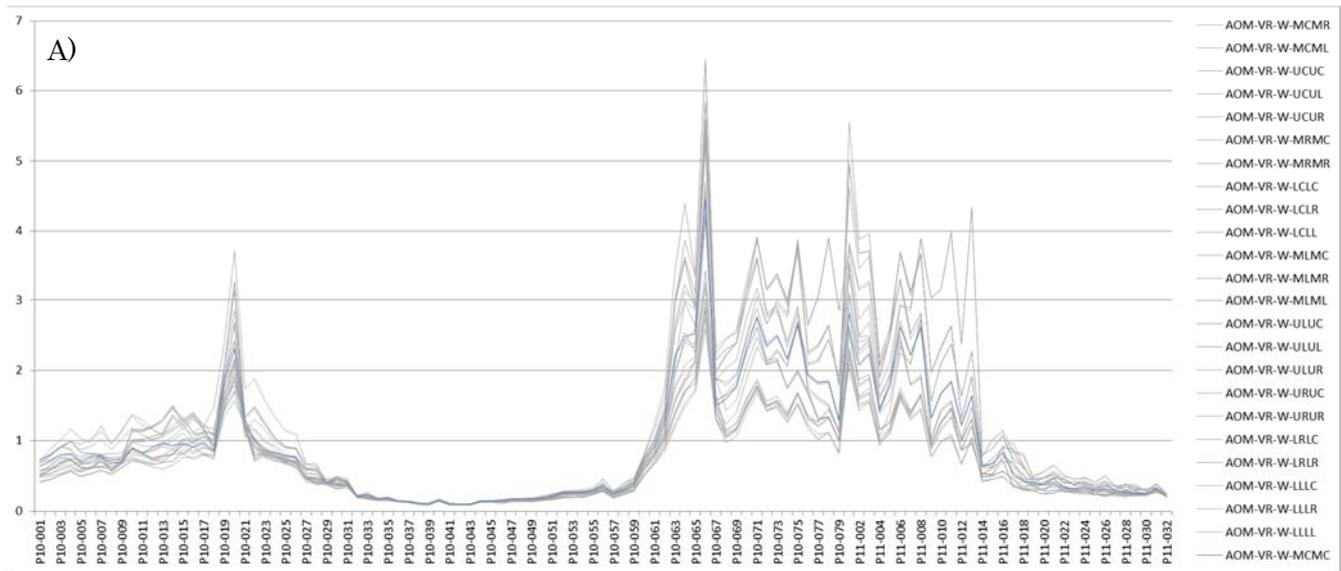


図 50 2枚の矩形断層モデルの場合の100m等水深線上の評価点における増減率。西傾斜の場合。A) 各評価点における最津波高さの分布、B) 各評価点における最大津波高さの増減率。

⑧ 断層モデル設定方法のまとめ

以下の表 11 に、本検討における断層モデルのパラメータ設定方針のまとめを示し、先行する日本海検討会における断層モデルの設定方法と比較する。

表 11 本検討と日本海検討会の断層パラメータ設定方法の違い

パラメータ	本検討（基本モデル）	日本海検討会	違い
断層の位置	サブテーマ（2）で得られた断層と海底面の交点の位置から設定。	日本海における大規模地震に関する調査検討会海底断層ワーキンググループ（以下、海底断層 WG）によって設定された断層トレースから設定。	使用するデータが違う。
断層の長さ	サブテーマ（2）のデータから設定する。不確定性を考慮し、断層両端を延長することでバッファを設ける。また、短い断層は 18 km に延長する。	海底断層 WG で設定された断層トレースのグルーピングによって示される。	本検討ではデータに対してバッファを持たせる設定とし、短い断層を 18 km に延長する設定を行っているが、日本海検討会ではそれらの設定は行われない。 ※バッファの設定は本検討のデータの性質に起因する。 ※短い断層を延長する設定は、日本海検討会では断層のグルーピングにより、長い断層として設定するため検討されていない。
走向	サブテーマ（2）のデータから推定し設定する。断層トレースの形状に応じて分割する。	海底断層 WG で設定された断層トレースから設定。断層トレースの形状に応じて分割する。	使用するデータが違うものの設定方針は同じ。

断層上端深度	海底面 (0 km) とする。	平均海底面下 1 km とする	本検討では断層上端を海底面まで延長する設定としている。
断層傾斜角	認識論的不確定性を考慮し、 ①正断層=60°、逆断層=45°、横ずれ断層=90° ②縦ずれ断層については浅部と深部で傾斜角が変化する設定 これら2つの傾斜角設定方法を検討。	基本的に、縦ずれ断層=45° ±15°、横ずれ断層=90° と設定。	本検討では2通りの設定方法を採用している部分が異なる。特に②の設定方法においては、浅部の傾斜角にサブテーマ(2)で得られた傾斜角を設定。浅部と深部で傾斜角が変化する断層形状もサブテーマ(2)で得られたものを規格化したものである。
断層下端深度	認識論的不確定性を考慮し、 ① サブテーマ(2)で得られた3D速度構造から設定する方法(10 km ~ 15 km : 図 26 参照) ② 往断層モデルの設定深度等を参照した設定(15 km ~ 20 km : 表 10 参照)	海底断層 WG で設定された地殻構造区分から設定(15 km ~ 20 km)。	断層下端深度を設定する根拠となるデータおよび資料が異なる。
断層幅	断層の幅と長さのアスペクト比 1 : 1 以上	断層の幅と長さのアスペクト比 1 : 2 以上	本検討においては日本海検討会で設定される断層モデルよりも小さい断層に対するパラメータ設定も含まれるため、最小のアスペクト比を 1 : 1 としている。
すべり角	強震動レシピの考えから逆断層=90°、正断層=270°、右横ずれ断層	広域応力場のデータから設定。	本検討において、すべり角を推定できるデータが得られていないこと

	<p>=0°、左横ずれ断層=180°として設定する。不確定性を考慮し、ばらつきの範囲を持たせる。※横ずれ断層については今後の課題として検討する。</p>		<p>から一般的な値として設定した。</p>
すべり量	<p>平均的なすべり量を与えるスケーリング則として入倉・三宅(2001)の断層面積と地震モーメントの関係から設定。</p>	<p>独自のスケーリング則から設定。 ①平均的なすべり量を与える方法(μ式) ②平均的なすべり量に1σのバラツキを持たせた方法(σ式) ※基本的に②の方法で設定</p>	<p>使用するスケーリング則が異なる。また、本検討では平均的なすべり量を設定することを基本としているが、日本海検討会ではバラツキを考慮した大き目のすべり量を与える設定方法を基本としている。</p>
大すべり域	<p>各断層に1つの大すべり域を設定する。大すべり域の形状は断層形状の相似形として設定し、断層全体の面積の30%とする。大すべり域のすべり量は断層の平均すべり量の2倍とする。また、大すべり域を設定する位置は断層中心部および上端中央部とする。 ※大すべり域の設定位置の、沿岸の津波高さへの影響はバラツキの範囲として考慮する。</p>	<p>各セグメントに1つの大すべり域を設定する。大すべり域の形状は、深さ方向の幅が断層の幅の50%程度の矩形とし、断層全体の面積の20%として設定。すべり量は平均すべり量の2倍とする。大すべり域を設定する位置は断層の中心からやや浅部側に設定。隣接する断層がある場合には左側、中央、右側の3通りの組み合わせとして考慮。</p>	<p>大すべり域の形状について、本検討では断層形状の相似形とし、日本海検討会では大すべり域の幅は断層幅の50%としている。また、面積は本検討では断層全体の面積の30%と、日本海検討会では20%としている。大すべり域の設定位置について、本検討では深さ方向の移動を考慮しているが、日本海検討会では隣接する断層がある場合に走向方向の移動を考慮している。</p>
断層の連動性	<p>基本モデルとしては連動性を考慮せず、別途設定する連動モデルの中で連動性を考慮した</p>	<p>連動性を考慮した断層モデルとして設定(本検討の「連動モデル」に相当)。</p>	<p>本検討の連動モデルにおいては、断層の連動数を不確定性と位置付けて考えられる組み合わせ</p>

	<p>断層モデルを設定する。</p> <p>※連動モデルにおけるスケーリング則の用い方について以下の3通りを検討した。</p> <p>(ア) 断層全体の同時破壊</p> <p>(イ) セグメント間の連動</p> <p>(ウ) カスケードモデル</p>	<p>※すべり量の設定におけるスケーリング則の用い方は断層全体の同時破壊として設定されている。</p>	<p>せのすべてを連動モデルとして設定しているが、日本海検討会では最大クラス相当の連動モデルを設定している。</p>
--	---	---	--

b) 断層モデルの検証

i) 検証用断層モデルの設定

検証用の断層モデルとして、1940年神威岬沖地震の推定波源域を対象に、サブテーマ(2)のデータに基づき断層モデルを設定した。この断層モデルについては、前述の2)-a)-iv)で示した不確実性の検討においても一部で使用している断層モデルである。

神威岬沖地震の推定波源域の近傍には、HKD-22、HKD-38、HKD-39という3つのサブテーマ(2)による断層トレースがあり、これらをモデル化することで検証用断層モデルとする。これら3つの断層トレースから作成した3つの基本モデルの組み合わせを検討することによって断層の連動を考慮する。本検討は、工学的な考えや判断により、過去の津波を再現する断層モデルを設定するのではなく、地質学的、地球物理学的データや考えに基づいて断層モデルを設定することが目的であり、この目的のもとで設定された断層モデルで過去の地震による津波をどれだけ表現することができるのかを検討し、断層モデル作成方法を検証することが本項の目的である。検証用の断層モデルの一覧とモデル設定を行う上で行った試計算の結果については以下に示す。

・ 断層モデルの設定

1940年神威岬沖地震の推定震源域近傍に位置する本プロジェクトの断層(HKD-38)を断層モデルの設定方針にしたがいモデル化した基本モデルを以下の図51に示す。この断層モデルについては連動性の考慮は行っていない。

次に、神威岬沖地震震源域近傍のHKD-38の南側に位置する断層HKD-22との2連動を考えた断層モデルを設定した(図52)。この断層モデルは、先行す

る日本海検討会で設定された断層モデルと、形状的に比較的近い断層モデルであるが、本検討における平均すべり量の設定方法と日本海検討会における平均すべり量の設定方針が異なるため、想定される地震の規模は異なる。

HKD-38 の北側には、本プロジェクトにおいて設定された HKD-39 断層がある。この断層は、日本海検討会においては設定されておらず、南北の断層の 3 連動を想定する連動モデル HKD-2239 は本検討において特徴的な断層モデルである。図 53 に HKD-2239 のパラメータを示す。図 54 に示すモデルは、北側の HKD-39 との 2 連動モデルである。

2) -a) - ii) の活断層連動の可能性の検討において記したように、海域の活断層については、その活動度から連動性を判断することは困難であり、本検討においては近接する断層のうち、いくつの断層が連動するかについても不確定性とみなし、可能性のある組み合わせを網羅することとしている。そのため、検証用断層モデルの設定においても、可能性のある組み合わせから作成した連動モデルを用いて津波および地震動を計算し、その中で過去の記録を概ね説明することができる断層モデルがあるのかどうかを検証している。これらの断層モデルを用いて計算した最小格子サイズ 150 m の津波予測計算の結果を図 55 に示す。断層の連動数の違いから、沿岸における津波の高さは大幅に変化している。また、同じ 2 連動モデルであっても、北側への連動 (HKD-3839) と南側への連動 (HKD-2238) では津波が高くなる領域は顕著に異なってくるという特徴が確認される。

次に、これらの断層モデルのうち連動を考慮したモデルについて、断層傾斜角の変化を考慮し、浅部と深部で傾斜角の設定が変化する断層モデルを設定した場合について、断層モデルを示し、沿岸の津波高さの比較を示す (図 57-59)。これら 3 通りの連動モデルを用いて津波予測計算を行った結果を、前述の、断層傾斜角の変化を考慮しない場合と比較する (図 59)。

3 連動モデルにおいては、大きいところで約 60cm の違いがみられる。また、これらの断層モデルの上端部および中心部に大すべり域を設定した場合の沿岸の津波高さについては、2) -a) - iv) - ⑥の断層パラメータの不確定性の影響度評価においても記している。図 60 には、連動モデルについて、断層傾斜角の考慮および大すべり域の考慮を行った場合の全パターンの重ねあわせを示す。連動の組み合わせのパターンおよび傾斜角の設定方法によって、大きな幅を持つ結果であることがわかる。また、前述では本プロジェクトのデータに沿った形で断層下端深度を 12 km として設定した例を示しているが、先行研究等で示される、断層下端深度 18 km とする設定の場合の試計算も図 61 に示す。

本検討で設定する断層モデルにおいては、断層パラメータの設定方法に不

確定性を考慮するため、断層パラメータの設定は複数パターンが考えられる。これらのパターンのうち、過去の地震の観測記録を包含できるようなパラメータの設定方法が含まれている組み合わせが示されれば、地質学的、地球物理学的データに基づく断層モデルの設定方法として、その有効性を示すことができる可能性がある。

Model: HKD-38L

Lat.	Lon.	Top(km)	Bottom(km)	Strike	Dip	Rake	L. (km)	W. (km)	D. (m)	Mw
44.6197	139.5737	0.00	12.00	176.20	45.00	90	22.30	16.90	1.50	7.10
44.4188	139.5766	0.00	12.00	189.10	45.00	90	30.30	16.90		

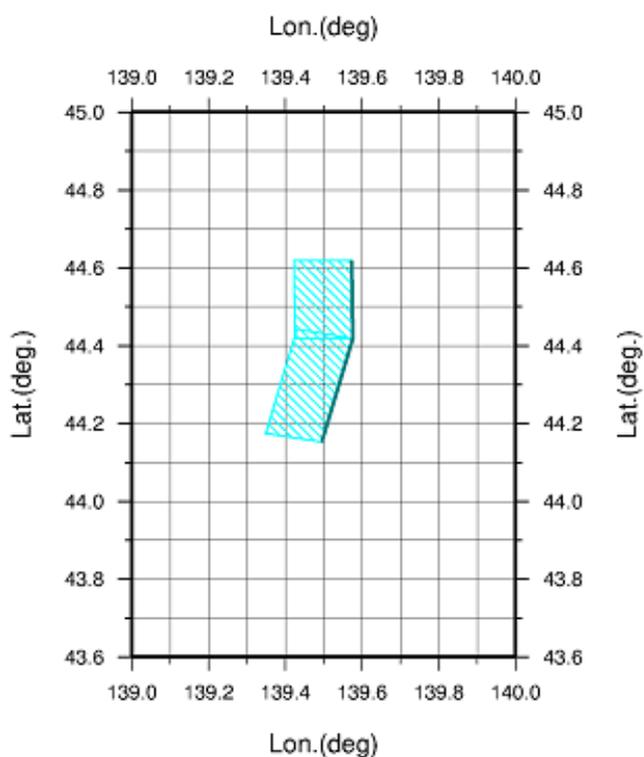


図 51 連動を考慮しない場合の、神威岬沖地震震源近傍の断層モデル。

Model: HKD-2238

Lat.	Lon.	Top(km)	Bottom(km)	Strike	Dip	Rake	L. (km)	W. (km)	D. (m)	Mw
44.6197	139.5737	0.00	12.00	176.20	45.00	90	22.30	16.90	2.20	7.20
44.4188	139.5766	0.00	12.00	189.10	45.00	90	30.30	16.90		
44.1519	139.4956	0.00	12.00	167.90	45.00	90	28.90	16.90		

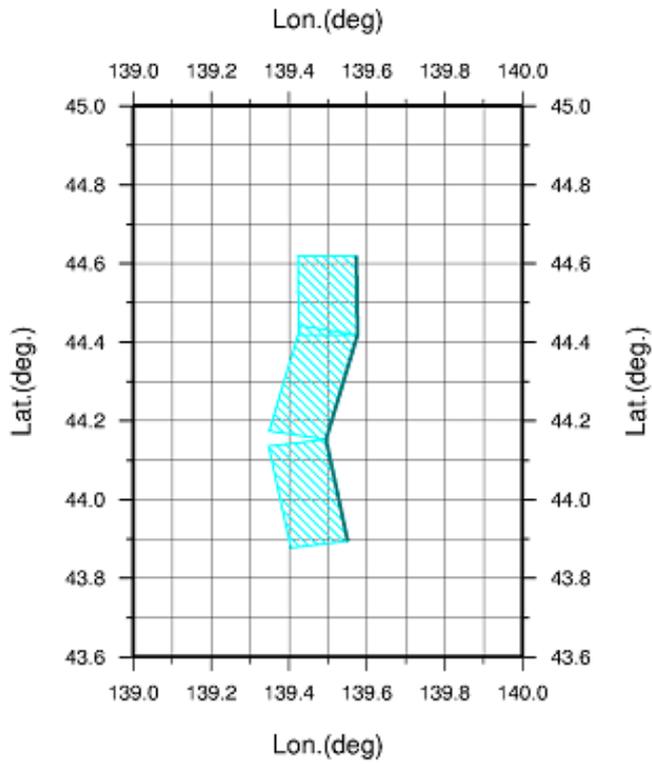


図 52 南側の断層との2連動モデル (HKD-2238)。

Model: HKD-2239

Lat.	Lon.	Top(km)	Bottom(km)	Strike	Dip	Rake	L. (km)	W. (km)	D. (m)	Mw
44.8482	139.6254	0.00	12.00	189.60	45.00	90	33.90	16.90	3.00	7.40
44.5511	139.5305	0.00	12.00	162.80	45.00	90	15.10	16.90		
44.4188	139.5766	0.00	12.00	189.10	45.00	90	30.30	16.90		
44.1519	139.4956	0.00	12.00	167.90	45.00	90	28.90	16.90		

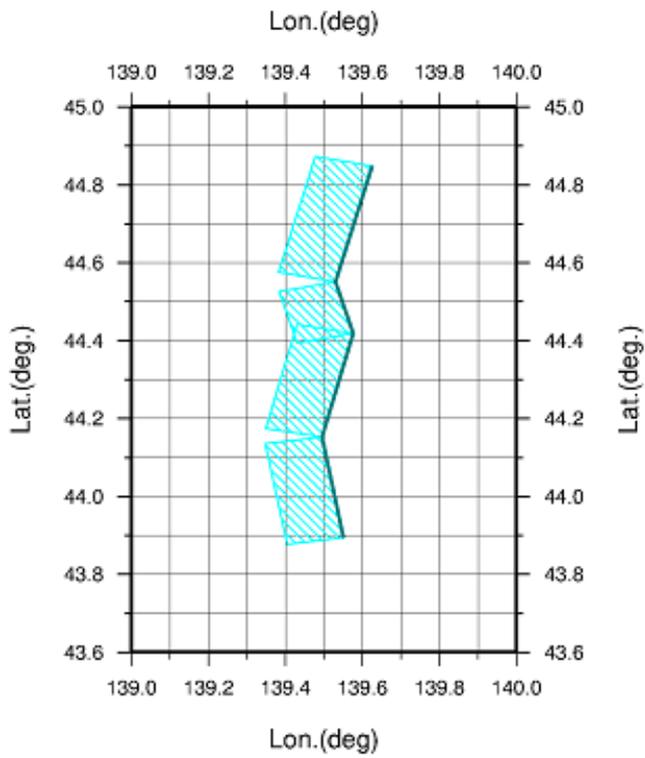


図 53 南北の断層の3連動モデル (HKD-2239)。

Model: HKD-3839

Lat.	Lon.	Top(km)	Bottom(km)	Strike	Dip	Rake	L. (km)	W. (km)	D. (m)	Mw
44.8482	139.6254	0.00	12.00	189.60	45.00	90	33.90	16.90	2.10	7.20
44.5511	139.5305	0.00	12.00	162.80	45.00	15.10	16.90			
44.4188	139.5766	0.00	12.00	189.10	45.00	30.30	16.90			

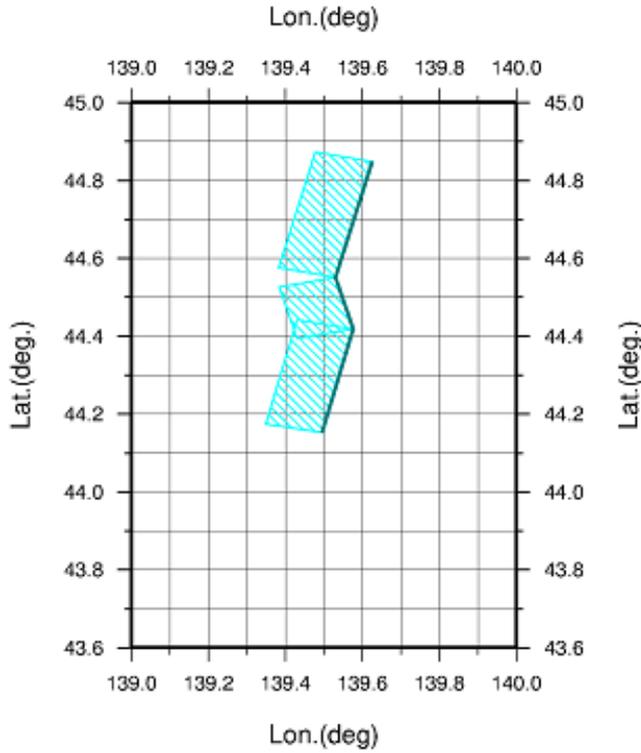


図 54 北側の断層との2連動モデル。

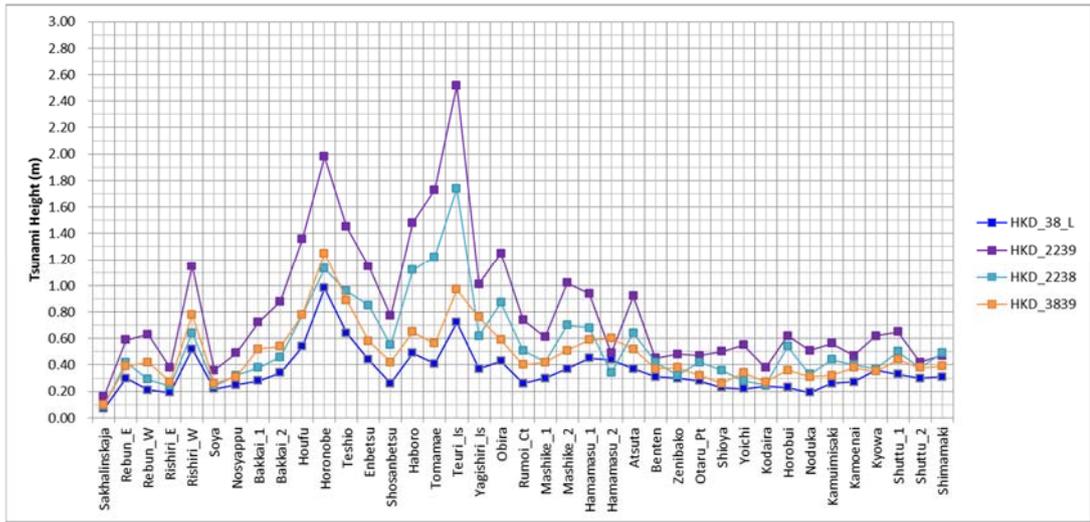


図 55 神威岬沖地震の検証用断層モデルを使用した試計算の結果。

Model: HKD-2238-2pt

Lat.	Lon.	Top(km)	Bottom(km)	Strike	Dip	Rake	L. (km)	W. (km)	D. (m)	Mw
44.5837	139.5742	0.00	5.00	176.20	79.00	90	18.35	5.09	2.29	7.30
44.5836	139.5620	5.00	12.00	176.20	32.40	90	18.35	13.06		
44.4188	139.5766	0.00	5.00	189.10	79.00	90	30.39	5.09	2.29	7.30
44.4207	139.5647	5.00	12.00	189.10	32.40	90	30.39	13.06		
44.1519	139.4956	0.00	5.00	167.90	79.00	90	28.99	5.09	2.29	7.30
44.1505	139.4836	5.00	12.00	167.90	32.40	90	28.99	13.06		

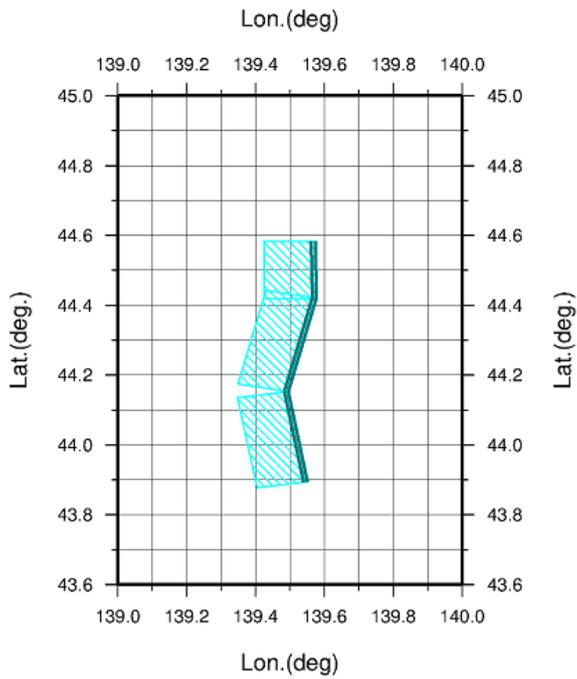


図 56 南側の断層との2連動モデルについて断層傾斜角の変化を考慮した場合 (HKD-2238)。

Model: HKD-2239-2pt

Lat.	Lon.	Top(km)	Bottom(km)	Strike	Dip	Rake	L. (km)	W. (km)	D. (m)	Mw
44.8482	139.6254	0.00	5.00	189.60	79.00	90	33.90	5.09	3.19	7.49
44.8502	139.6134	5.00	12.00	189.60	32.40	90	33.90	13.06		
44.5511	139.5305	0.00	5.00	162.80	79.00	90	15.17	5.09		
44.5490	139.5186	5.00	12.00	162.80	32.40	90	15.17	13.06		
44.4188	139.5766	0.00	5.00	189.10	79.00	90	30.39	5.09		
44.4207	139.5647	5.00	12.00	189.10	32.40	90	30.39	13.06		
44.1519	139.4956	0.00	5.00	167.90	79.00	90	28.99	5.09		
44.1505	139.4836	5.00	12.00	167.90	32.40	90	28.99	13.06		

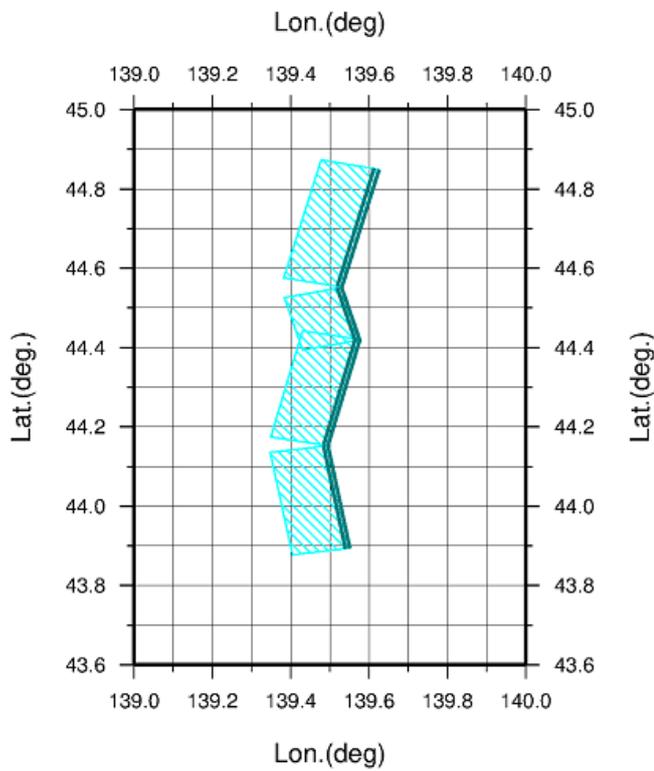


図 57 南北の断層との3連動モデルについて断層傾斜角の変化を考慮した場合 (HKD-2239)。

Model: HKD-3839-2pt

Lat.	Lon.	Top(km)	Bottom(km)	Strike	Dip	Rake	L. (km)	W. (km)	D. (m)	Mw
44.8482	139.6254	0.00	5.00	189.60	79.00	90	33.90	5.09	2.34	7.31
44.8502	139.6134	5.00	12.00	189.60	32.40	90	33.90	13.06		
44.5511	139.5305	0.00	5.00	162.80	79.00	90	15.17	5.09		
44.5490	139.5186	5.00	12.00	162.80	32.40	90	15.17	13.06		
44.4188	139.5766	0.00	5.00	189.10	79.00	90	30.39	5.09		
44.4207	139.5647	5.00	12.00	189.10	32.40	90	30.39	13.06		

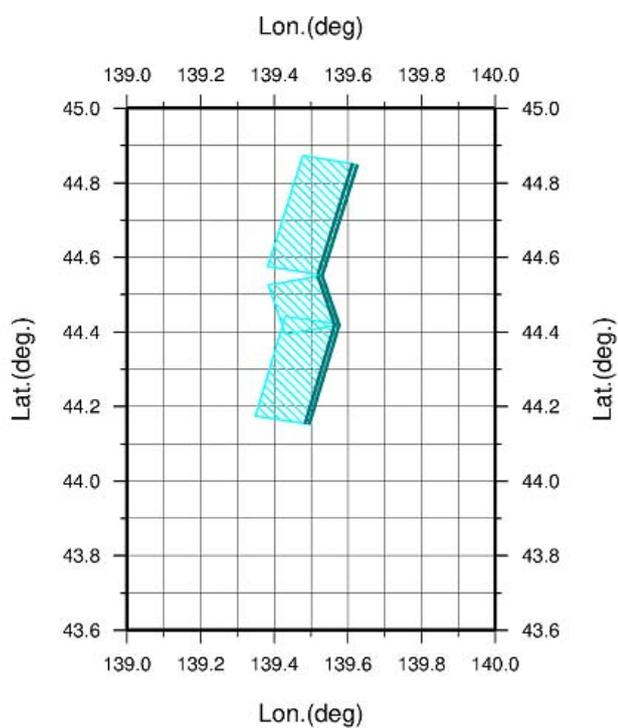


図 58 北側の断層との2連動モデルについて断層傾斜角の変化を考慮した場合 (HKD-3839)。

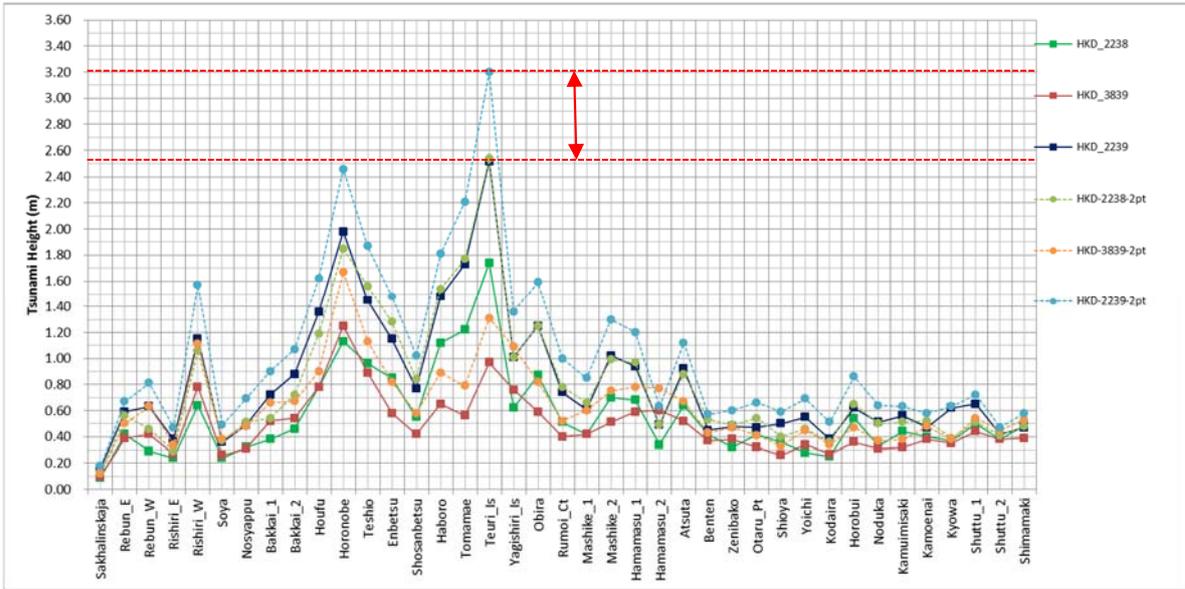


図 59 断層傾斜角の変化を考慮する場合と、考慮しない場合の沿岸の津波高さの違い。

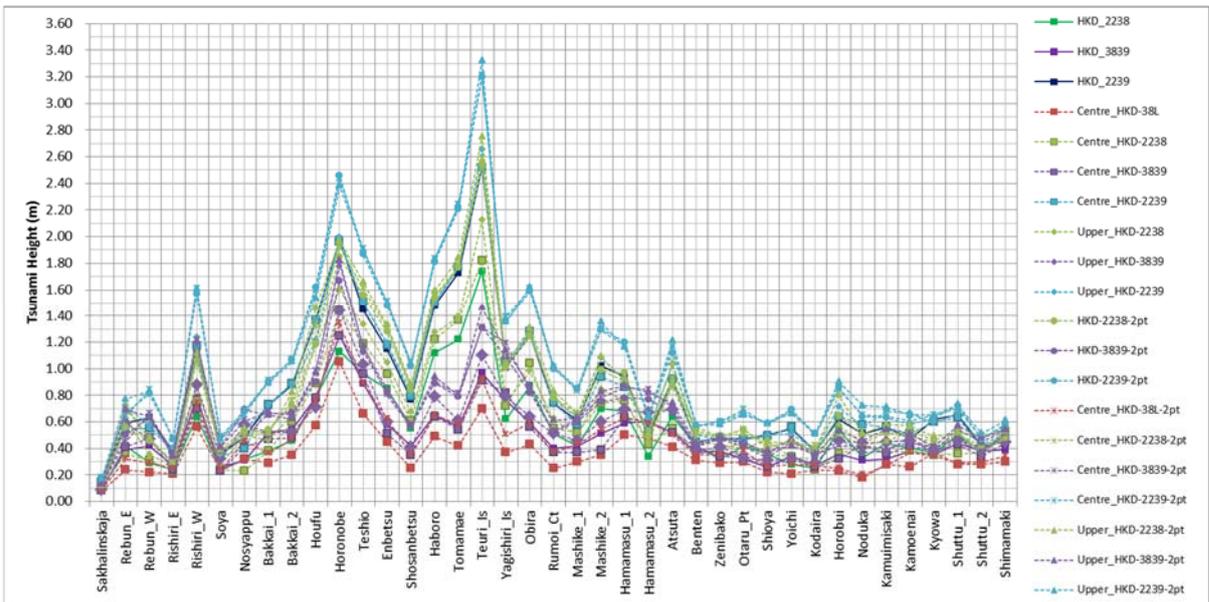


図 60 神威岬沖断層モデルを使用した試計算の重ねあわせ。

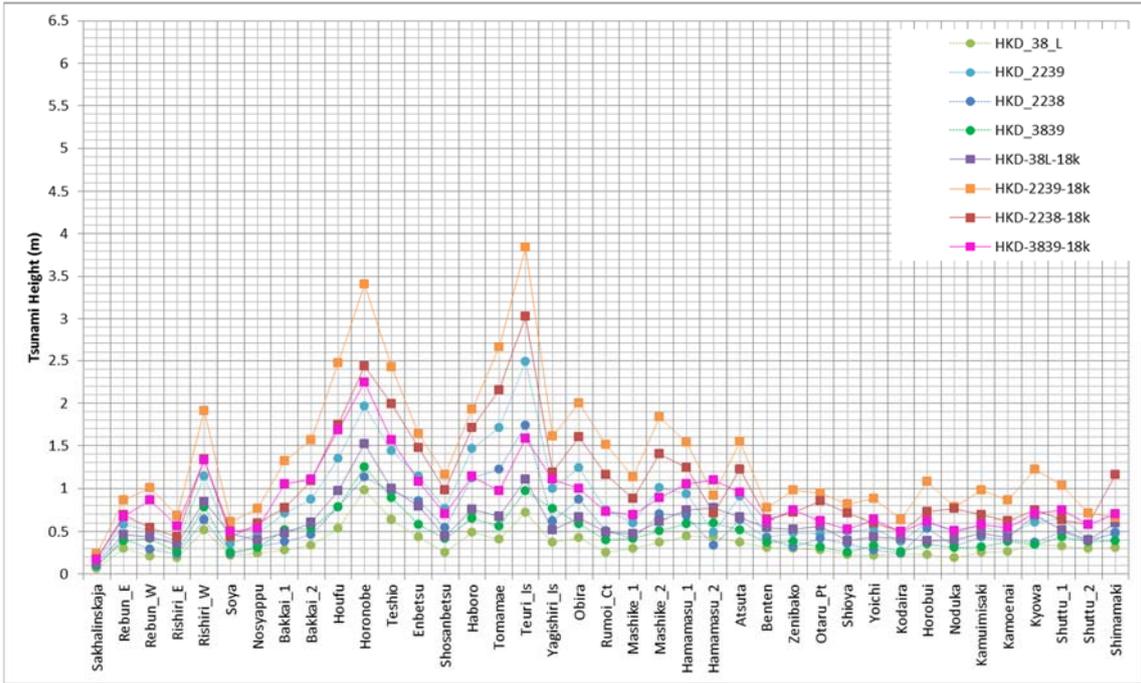


図 61 断層下端深度を 18 km とした場合と、12 km の場合の沿岸の津波高さの比較（断層傾斜角の変化および大すべり域なし）。

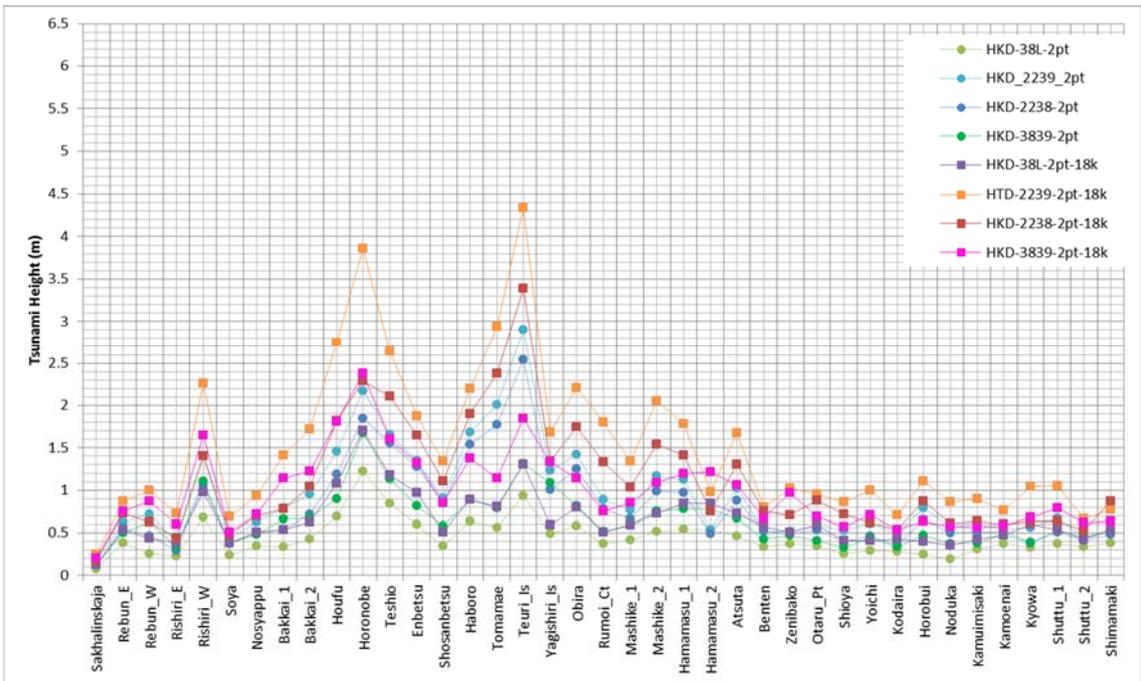


図 62 断層下端深度を 18 km とした場合と、12 km の場合の沿岸の津波高さの比較（断層傾斜角の変化を考慮、大すべり域なし）。

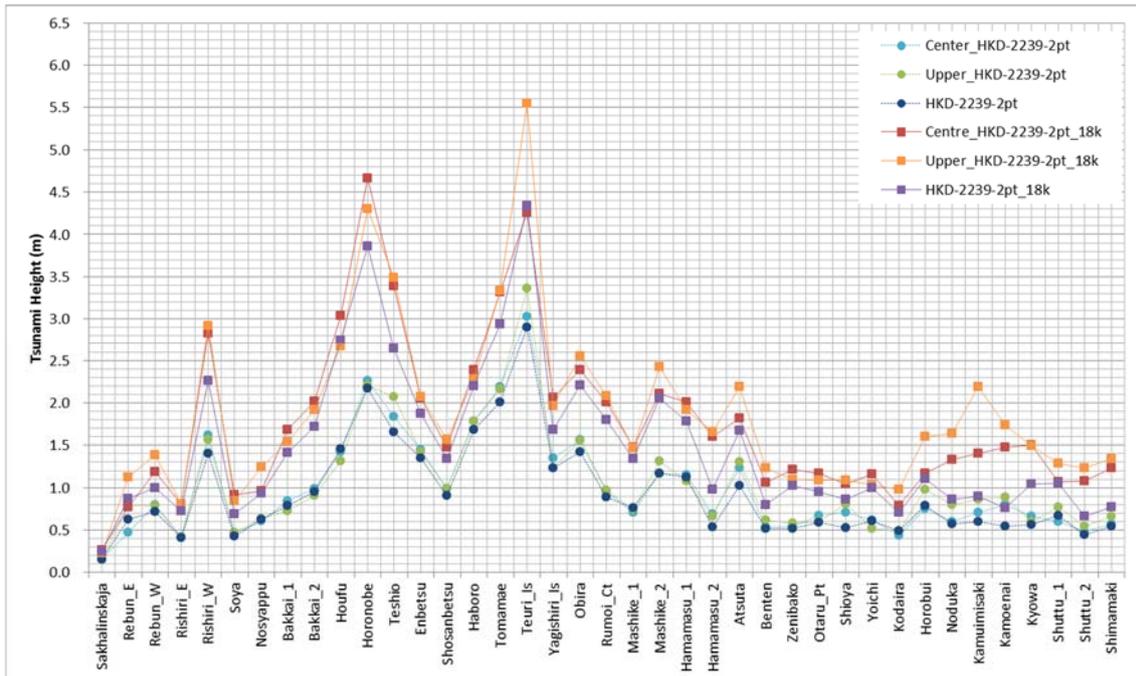


図 63 断層下端深度を 18 km とした場合と、12 km の場合の沿岸の津波高さの比較（断層傾斜角の変化および大すべり域を設定）（3 連動モデルのみ表示）。

ii) 津波

① 手法の概略

前述の i) で示した断層モデルの妥当性を、1940 年神威岬沖地震によって発生した津波の観測記録と、断層モデルを使用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の比較から、観測記録と計算値の適合度を表す K および κ を求め、津波の規模とバラツキを定量化することで評価した。指標 K が 0.95 から 1.05 かつ指標 κ が 1.45 未満を満たした場合、よく適合しているとみなされ、再現性の目安とされている。

② 断層モデルの妥当性

妥当性を検証するための断層モデルは i) で設定した、本プロジェクトの断層モデル HKD-38, HKD-2238, HKD-3839, HKD-2239 と、参考として先行研究で示された断層モデルを使用した。ただし、本検討で作成した断層モデルのうち、HKD-38 は断層の地下深部での連続性および運動性を考慮しない基本モデルであり、既往津波を再現できるモデルにはなっていないと考えられる。よって、この地震の波源断層モデルとして考えられるものは、

HKD-38 の近傍に位置する断層との連続性、連動性を考慮した HKD-2238 (HKD-38 の南側の断層との 2 連動モデル)、HKD-3839 (HKD-38 の北側の断層との 2 連動モデル)、HKD-2239 (HKD-38 の南北の断層との 3 連動モデル) のモデルである。これらの断層モデルについて、大すべり域および断層傾斜角の設定方法についても検討し、既往研究とあわせて 13 個の断層モデルについて評価した (表 12)。断層モデルの検証は、基本モデルや連動モデルを使った津波伝播解析で得られる北海道西岸の沿岸域での最大津波水位と痕跡や験潮記録との比較から、 $K-\kappa$ を算出し評価した。

③ 既往の断層モデル

神威岬沖地震震源域を対象にした既往の断層モデルについても、同様の津波伝播解析を実施した。モデル間の比較から、断層モデルの設定方針の違いによって生じる、沿岸の津波水位分布の傾向や規模の違いを確認するためである。既往の断層モデルは F07_C と F07 (日本海検討会、2014)、Okamura2005 (Okamura et al., 2005)、Satake1986_W2 (Satake, 1986) の 4 つである。

断層モデル F07_C は 3 枚の矩形断層で構成されており、それぞれの断層の中央よりやや浅い場所に大すべり域を設定している。また、平均すべり量はスケーリング則の平均値に不確実性を考慮し 1σ の増分を考慮した値で設定されている。観測記録を包含するような地震津波に対応する断層モデルの構築を目的としているため、比較的大きな津波規模となる。F07 は 3 枚の矩形断層で構成されており、大すべり域を配置せず、平均すべり量をスケーリング則の平均値で設定した。断層モデル Okamura2005 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度とすべり角を暫定的にそれぞれ 0km と 90 度で設定した。断層モデル Satake1986_W2 は 1 枚の矩形断層で構成されている。Satake, 1986 では地震波の $P-S$ 時間を用いた神威岬沖地震震源域の断層モデルの検討を行った結果、断層長は 100 km 以下のほうが観測波形とよく合うとしている。そこで、断層長さを 100km で設定した Satake, 1986 の断層モデル E2 と W2 のうち走向が 180 度に近い W2 を本研究の対象とした。本研究で使用した断層モデルのパラメータを表 12 に、位置を図 64 に示す。

表 12 断層モデルのパラメータ。(“_C “は大すべり域を中央に配置、”_2pt “は傾斜角の変化を浅部 0-5km で 70 度、深部 30 度で設定)

	No.	断層モデル	スケーリング則		上端深さ km	下端深さ km	走向 deg.	傾斜角 deg.	すべり角 deg.	断層長さ km	断層幅 km	平均すべり量 m	
デモ本	1	HKD-38	入倉・三宅		0.0	12.0	176	45	90	22.3	16.9	1.5	
							189			30.3			
南の断層との2連動モデル	2	HKD-2238	入倉・三宅		0.0	12.0	176	45	90	22.3	16.9	2.2	
							189			30.3			
							167			28.9			
	3	HKD-2238_C 大すべり域	入倉・三宅	背景領域	0.0	12.0	176	45	90	22.3	16.9	1.56	
							189			30.3			
							167			28.9			
				大すべり域	3.3	8.6	176	45	90	10.0	7.5	4.4	
							189			13.5			
							167			12.9			
	4	HKD-2238_2pt (傾斜角の変化)	入倉・三宅		0.0	5.0	176	70	90	22.3	5.3	2.6	
								30			14.0		
							0.0	5.0	189	70	90		30.3
30										14.0			
0.0							5.0	167	70	90	28.9		5.3
									30				14.0
北の断層との2連動モデル	5	HKD-3839	入倉・三宅		0.0	12.0	189	45	90	33.9	16.9	2.1	
							162			15.1			
							189			30.3			
	6	HKD-3939_C 大すべり域	入倉・三宅	背景領域	0.0	12.0	189	45	90	33.9	16.9	1.57	
							162			15.1			
				大すべり域	3.3	8.6	189	45	90	15.1	7.5	4.2	
162							6.4						
189	13.5	7.5											
7	HKD-3839_2pt 傾斜角の変化	入倉・三宅		0.0	5.0	189	70	90	33.9	5.3	2.5		
							30			14.0			
						0.0	5.0	162	70	90		15.1	5.3
									30				14.0
						0.0	5.0	189	70	90		30.3	5.3
									30				14.0
南と北の断層との3連動モデル	8	HKD-2239	入倉・三宅		0.0	12.0	189	45	90	33.9	16.9	3.0	
							132			15.1			
							189			30.3			
							167			28.9			
	9	HKD-2239_C 大すべり域	入倉・三宅	背景領域	0.0	12.0	189	45	90	33.9	16.9	2.62	
							162			15.1			
							189			30.3			
				大すべり域	3.3	8.6	167	45	90	28.9	7.5	4.5	
							189			15.1			
							162			6.7			
	189	13.5	7.5										
	167	12.9											
10	HKD-2239_2pt 傾斜角の変化	入倉・三宅		0.0	5.0	189	70	90	33.9	5.3	3.4		
							30			14.0			
						0.0	5.0	162	70	90		15.1	5.3
									30				14.0
						0.0	5.0	189	70	90		30.3	5.3
									30				14.0
0.0	5.0	167	70	90	28.9	5.3							
			30			14.0							

日本海検討会のモデル	11	F07_C 大すべり域あり	σ 式	2.4	15.0	176	45	54	29.0	17.9	3.7
						201		76	21.6		
						167		48	25.3		
	12	F07	μ 式	2.4	15.0	176	45	54	29.0	17.9	2.2
						201		76	21.6		
						167		48	25.3		
既往研究のモデル	13	Okamura 2002	-	0.0	11.3**	22	45	90	42.0	16.0	1.64
						184		42.0	2.23		
						162		37.0	2.74		
						0		53.0	0.58		
	14	Satake1 986_W2	-	0.0	26.8**	167	50	90	100.0	35.0	1.5

※断層下端深度の記載がなかったため、傾斜角と断層幅の関係から推定

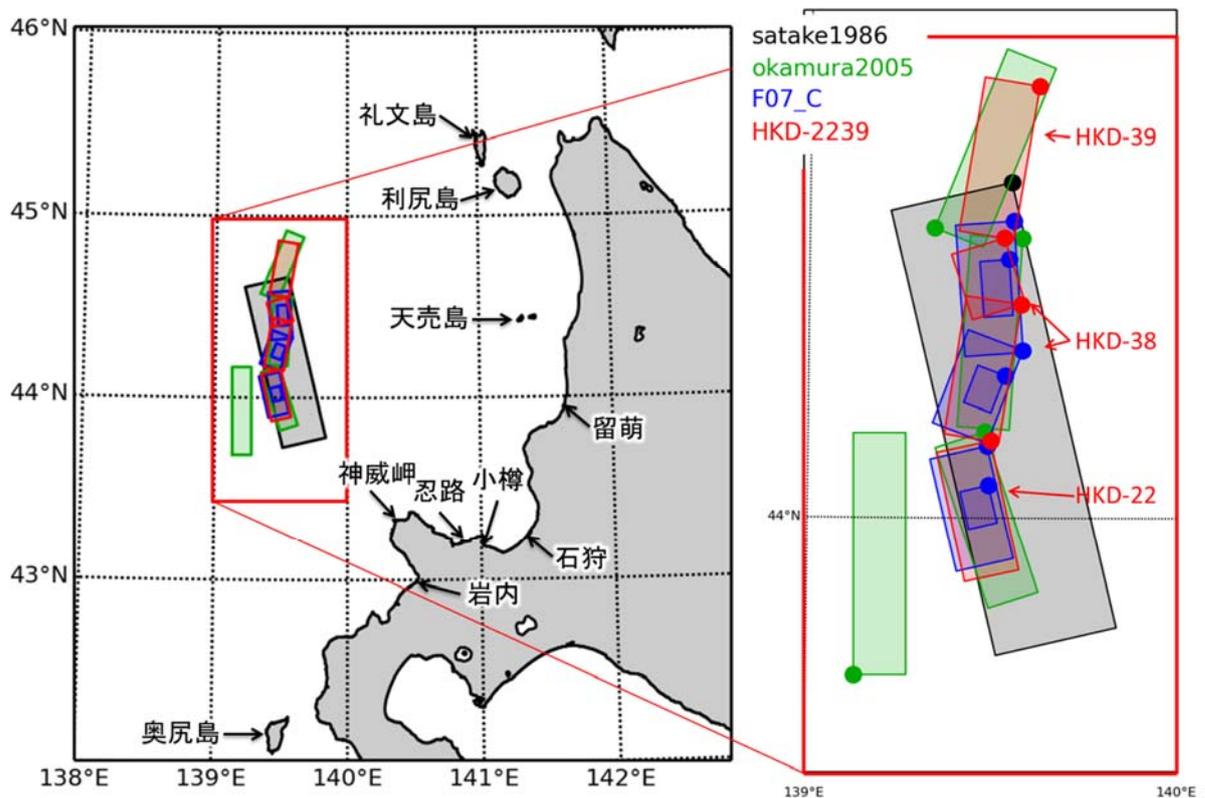


図 64 断層モデルの位置

④ 計算領域の設定

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が公表されている北海道知床半島から福岡県とした。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1,350 m, 450 m, 150 m, 50 mで接続した。領域数は、外洋の1,350 m格子領域が1領域、450 m格子領域が10領域、150 m格子

領域が 27 領域、沿岸の 50 m 格子領域が 55 領域 (図 65(a)~(b)) である。

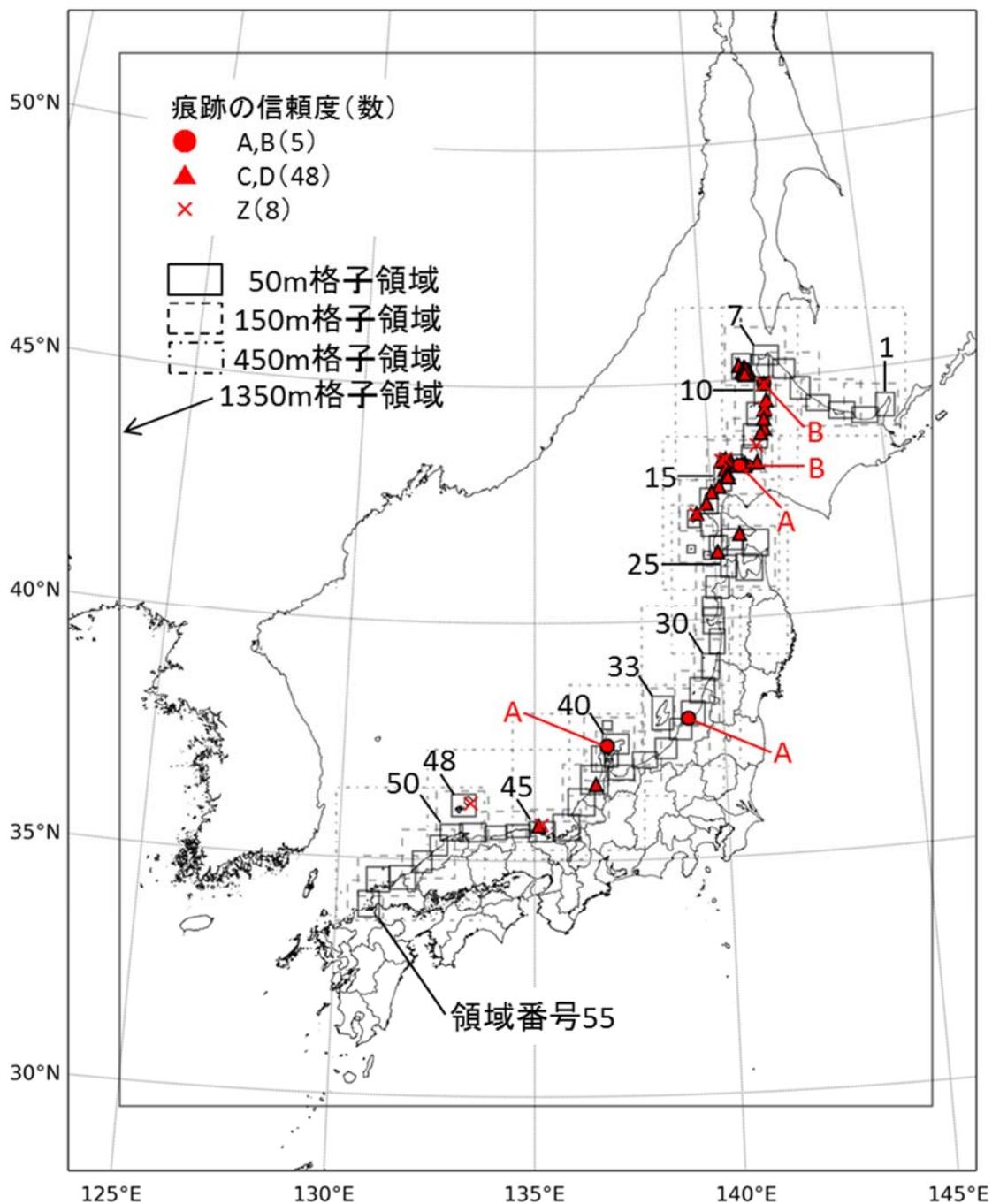


図 65(a) 計算格子領域の位置と観測記録(赤)の位置。

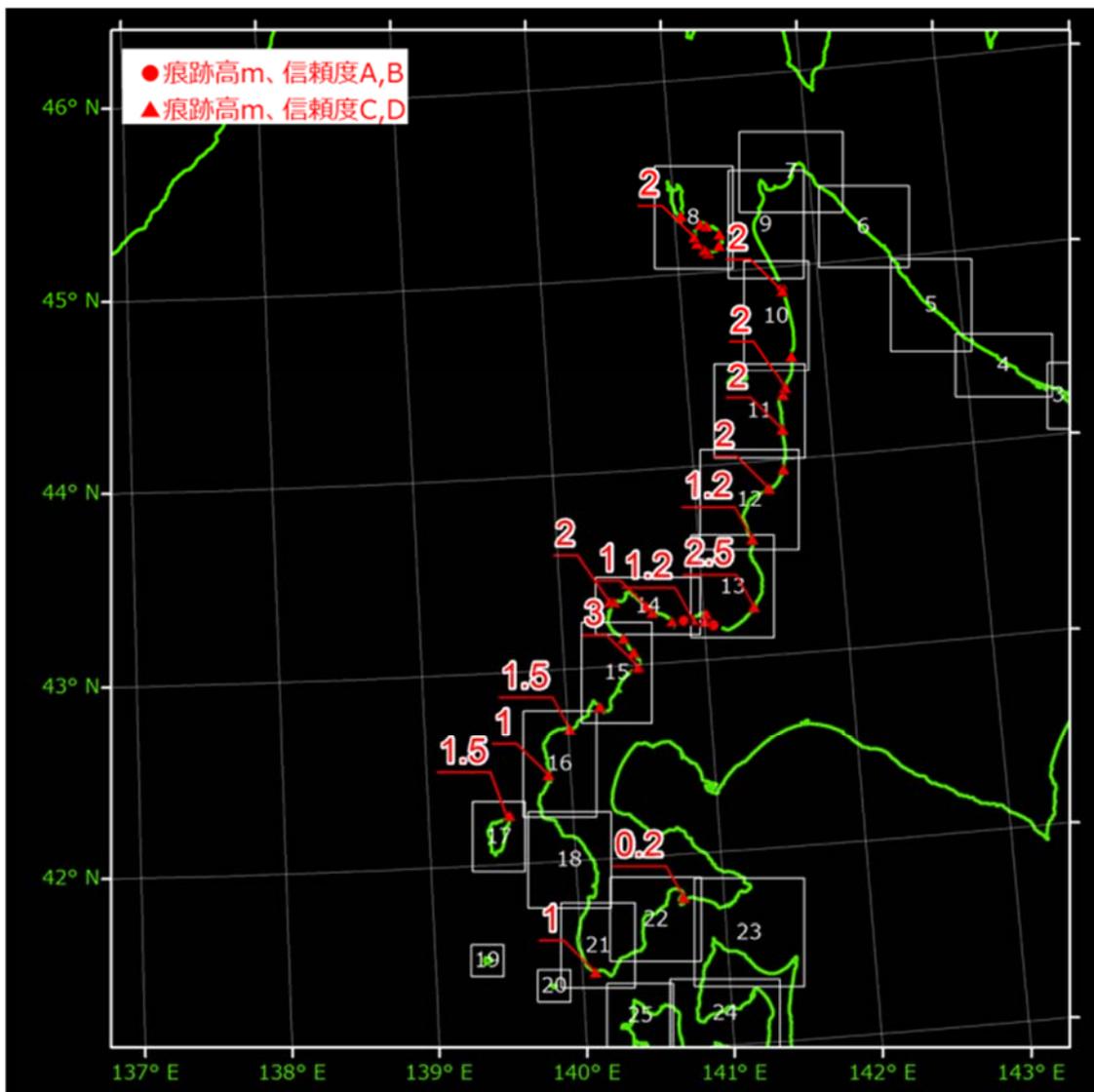


図 65 (b) 計算格子領域の位置と観測記録（赤）の位置を北海道西岸で拡大。

⑤ 津波伝播解析の計算条件

表 13 に津波伝播解析の計算条件を示す。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 2 次元非線形長波理論式とし、差分法は Staggered 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 T.P.=0.0m 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、神威岬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 時の潮位の値は、忍路験潮所での観測値 T.P. =0.31m と輪島験潮所での観測値 T.P. =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（宮部（1941）など）から、地震発生から 2 時間以内に能登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（宮部（1941）、羽鳥（1983））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。

表 13 津波伝播解析の計算条件

項目	計算条件
	最小格子 50 m, 日本海海域
支配方程式	非線形長波理論
モデル・数値解法	後藤モデル（港空研 II）、東北大学モデル Staggered Leap-frog 差分スキーム
計算領域	異なる格子間隔の領域を 1:3 でネスティング 各波源に対して沿岸での水位変動が ±1m 以上となる領域を考慮
計算格子間隔	計算格子間隔： 1350, 450, 150, 50 m（沿岸域は全て 50m）
境界条件	陸側： 陸域への遡上計算 海側： 完全無反射で透過
地形データ	50m メッシュ計算領域(1~55)：図 5 参照
各種施設の取り扱い (堤防・水門等)	各種施設は考慮しない
計算時間	6 時間
計算時間間隔	安定性 (CFL 条件) を考慮して適切に設定
初期水位	Okada (1992) で算出した海底地盤変位量の鉛直成分を与える
潮位	T.P. = 0 m
打ち切り水深	10^{-2} m
粗度係数	一定値 (0.025)

⑥ 津波痕跡記録

1940 年神威岬沖地震津波の痕跡や験潮記録として、津波痕跡データベースに収録されている 116 個のうち、位置や浸水高が重複する記録を除いた 61 個を選んだ (図 65(a))。本州の記録は 6 地点しかなく、波源から遠いため、記録地点が比較的多い北海道西岸を検証の対象とした。北海道西岸では、比較的信頼度の高い記録 (信頼度 A, B) が 3 地点しかないため (表

15)、少ない母数では算出される $K-\kappa$ が統計的に的確かどうかを判断することが難しい。そこで、信頼度 C, D を含む 47 地点の痕跡高と 2 地点の験潮記録の全 49 個を利用した (図 65(b))。これらの痕跡高や験潮記録の位置は、どれも沿岸付近にあるため、観測記録地点の位置や距離、周辺地形などによる除外の制限を設けず、これら 49 個の観測記録地点を最も近い海域の 50m 計算格子に対応させた (図 66)。

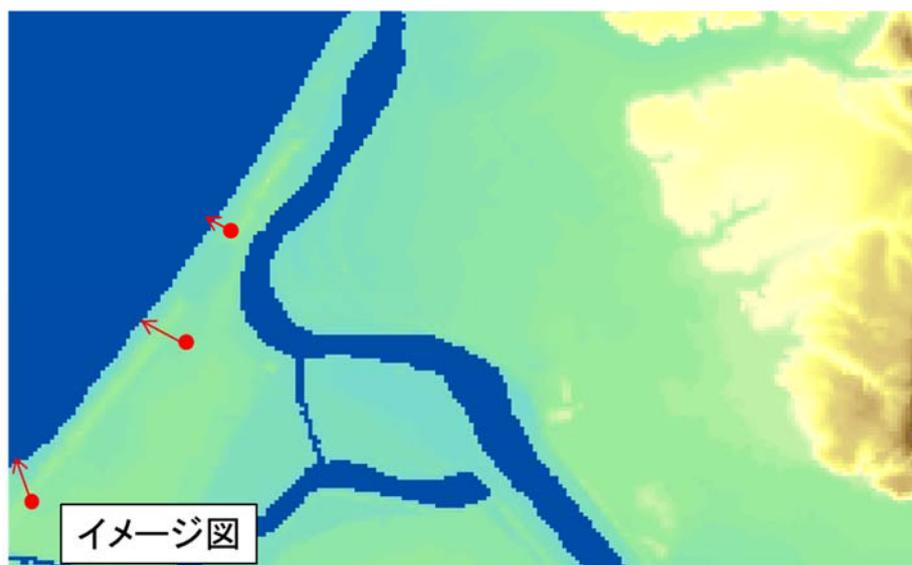


図 66 50m 計算格子への対応。

⑦ 験潮記録

内閣府による「日本海の津波調査業務報告書」(2007)では、5つの験潮所の験潮記録(石狩, 忍路, 岩内, 酒田, 輪島)と計算で求めた水位時系列変化との比較結果が示されており、波形が概ね合うことが確認されている。本検討においても、5つの観測地点について、既往文献に示されている計算値と本検討内で断層モデル Satake1986 を使って解析した沿岸最大津波水位とを比較した(表 14)。石狩、忍路、酒田、輪島については本検討で解析した沿岸最大津波水位のほうが既往の結果より上回る結果となった。この違いは、最小計算格子の分解能によるものと考えられる。

さらに、他の文献(宮部(1941)、齋藤(1941))に掲載されている験潮記録(石狩, 忍路, 岩内, 小樽, 余市)の「東北大学津波痕跡データベース」による信頼度はそれぞれ Z(位置が不明)、A(信頼できる)、C(位置が不明)、Z(津波で測器故障)、Z(津波で測器故障)である。そこで、信頼度 A の忍路験潮所の験潮記録と本検討内で解析した水位時系列変化とを比較した(図 67)。験潮記録の時系列は紙面からトレースしたもので、波

浪などの短周期成分が除かれた比較的なめらかな波形となっている。計算結果は5秒間隔の出力を1分で移動平均した。その結果、両者の長周期成分は比較的合っているように見えるが、短周期成分の振幅は計算の方が大きくなった。

表 14 験潮記録と津波伝播解析で得られた沿岸最大津波上昇量との比較

験潮所	既往文献 Stake1986 Cal. の値を紙から読み取り (m, 初期水位基準)	断層モデル Satake1986 本検討での解析値 (m, 初期水位基準)	位置情報 (緯度経度、2012年3月末地震調査研究推進本部調べ)	
石狩	0.2	0.4	43.2158	141.3075
忍路	0.2	0.4	43.2094	140.8586
岩内	0.4	0.4	42.9869	140.5072
酒田	0.1	0.2	38.9175	139.8236
輪島	0.1	0.2	37.4058	136.9006

表 15 日本海沿岸での信頼度 A, B の痕跡

都道府県	市町村名	地点位置詳細情報	文献記載_痕跡高	文献記載_痕跡パターン	測定方法	測定方法_その他	痕跡信頼度	判定理由
新潟県	新潟市	新潟港西港験潮場	0.1	全振幅	験潮所		A	験潮記録のため”A”と判定 (2011/11/24)
石川県	輪島市	輪島験潮場	0.07	全振幅	験潮所		A	験潮記録のため”A”と判定 (2011/11/24)
北海道	天塩郡幌延町	天塩河口西岸 (中洲)	1	浸水深	目測	梅田技師の報告	B	地点は明確に示されているが、高さの精度が低いと思われるため”B”と判定 (2012/1/6) ”
北海道	小樽市	朝里駅	0.9	全振幅	目測	朝里駅の報告	B	地点は明確に示されているが、高さの精度が低いと思われるため”B”と判定 (2012/1/6) ”
北海道	小樽市	忍路験潮場 (現在の位置に登録) 当時の所在地情報については、利用者が	0.3	全振幅	験潮所		A	験潮記録のため高さに関する信頼度は高いと考えられる。当時の位

	国土地理院測地観測センター地殻監視課に各自照会する必要がある。						置も確認できたためA”と判定 (2012/1/6) ”
--	---------------------------------	--	--	--	--	--	-----------------------------

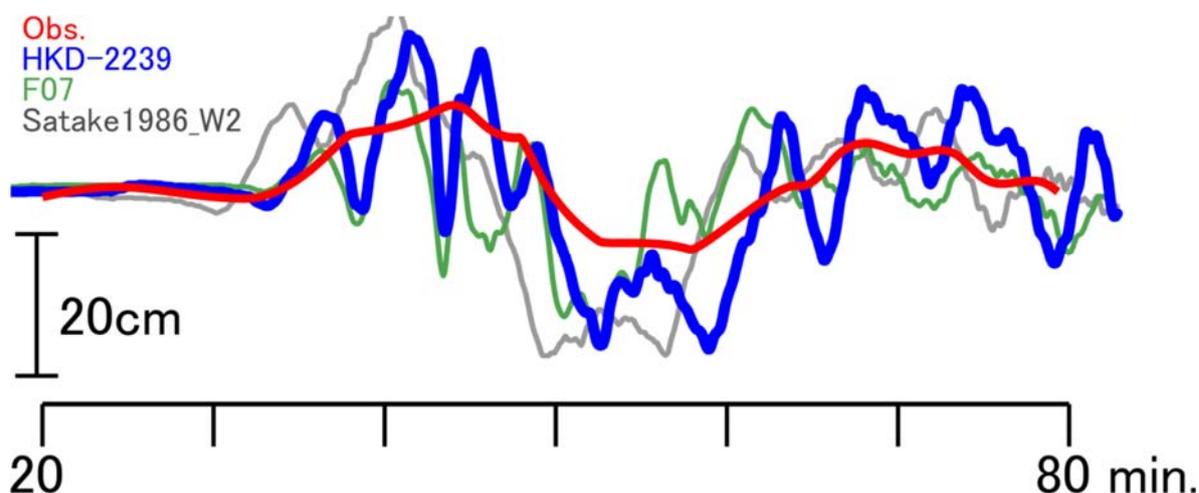


図 67 忍路験潮所での験潮記録 (赤) と津波伝播解析で予測した沿岸の最大津波水位 (青 : HKD-2239, 緑 : F07, 灰 : Satake1986_W2)。

⑦ 津波伝播解析の結果と考察

断層モデル (表 12) を使って計算した津波伝播解析の結果から抽出した沿岸での最大津波水位 (灰色 : すべてのモデル, 青 : 算術平均) と観測記録地点 (図 65(a)) での津波高と験潮記録から得た津波の高さ (赤) を図 68 に示した。横軸の番号は図 65(a) 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。最大津波水位は、北海道西岸で 1m から 6m、隠岐島 (領域 49) や能登半島 (領域 40) で 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と考えられる。

図 69 には、断層モデル (表 12) の違いによって生じる、沿岸での最大津波水位のバラツキを、平均値に対する標準偏差の割合 (相対標準偏差) で示した。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。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、石狩湾、稚内周辺などである。これらの地域では、断層モデルの設定の違いによって、岸の津波水位の感度が大きくなることを示している。

図 70 は北海道西岸での最大津波水位の計算値である。観測記録および沿岸の最大津波水位は、領域 9 から 11 までの沿岸で比較的大きくなったが、領域 10 の一部で小さくなった。これは、波向き線が海底地形や島(天売島)の位置に依存しているためであり、どのモデルもほぼ同じ傾向となった。

図 71 は北海道西岸の沿岸での最大津波水位の計算値(青)と観測値(赤)である。積丹半島(領域 14)から稚内(領域 7)までの沿岸の一部で 3m 以上となるピークが見られた。天売島西岸(領域 11)に現れた 5m 以上のピークは、複数枚の矩形で近似した断層モデルを使用した計算結果に共通にみられる傾向であるため、ゆるやかに屈折した断層形状によって天売島西岸に波が集中したことによると考えられる。奥尻島(領域 17)に現れた 2m 程度のピークはすべての計算結果に共通して見られることから、奥尻島周辺の海底地形に影響によると考えられる。

断層モデル毎に、計算した最大津波水位と観測記録との比較で得られる K - κ を表 12 に示した。どの断層モデルも K は 1.0 より大きくなり、計算値の最大津波水位は観測記録を下回る傾向となった。断層モデル HKD-2238、3839、2239 の K は 1.1 から 1.5 となった。連動性を考慮することで断層破壊面積が広くなると、スケーリング則から想定される地震モーメントおよび平均すべり量も大きくなるため、津波規模も大きくなり K は小さくなる。断層モデル F07_C は、スケーリング則の平均値に不確実性を考慮し 1σ を足した値で、平均すべり量が本検討で用いた断層モデルのなかで最も大きな 3.7m であり、更に大すべり域を配置しているため、 K は最も小さな 1.07 となり、津波の規模は観測記録に近い結果となった。

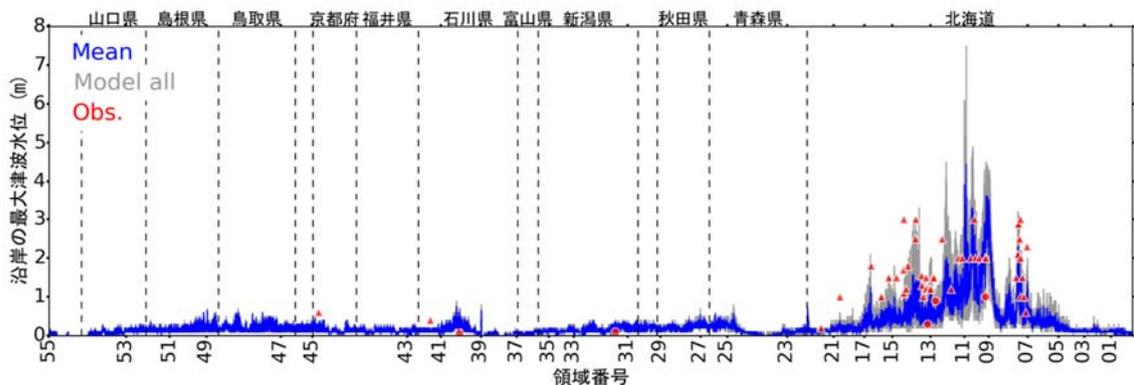


図 68 観測値(赤)と津波伝播解析で予測した沿岸の最大津波水位(青:モデルの算術平均, 灰:全モデル)。

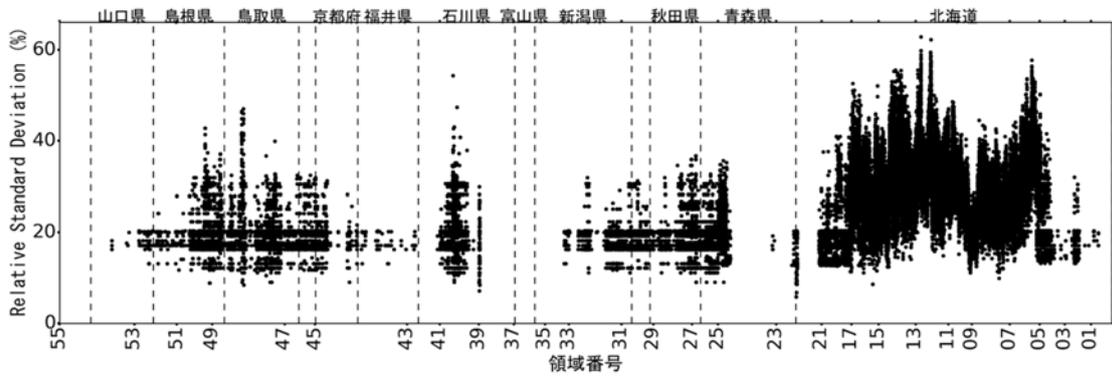


図 69 津波伝播解析で予測した沿岸の最大津波水位の相対標準偏差。

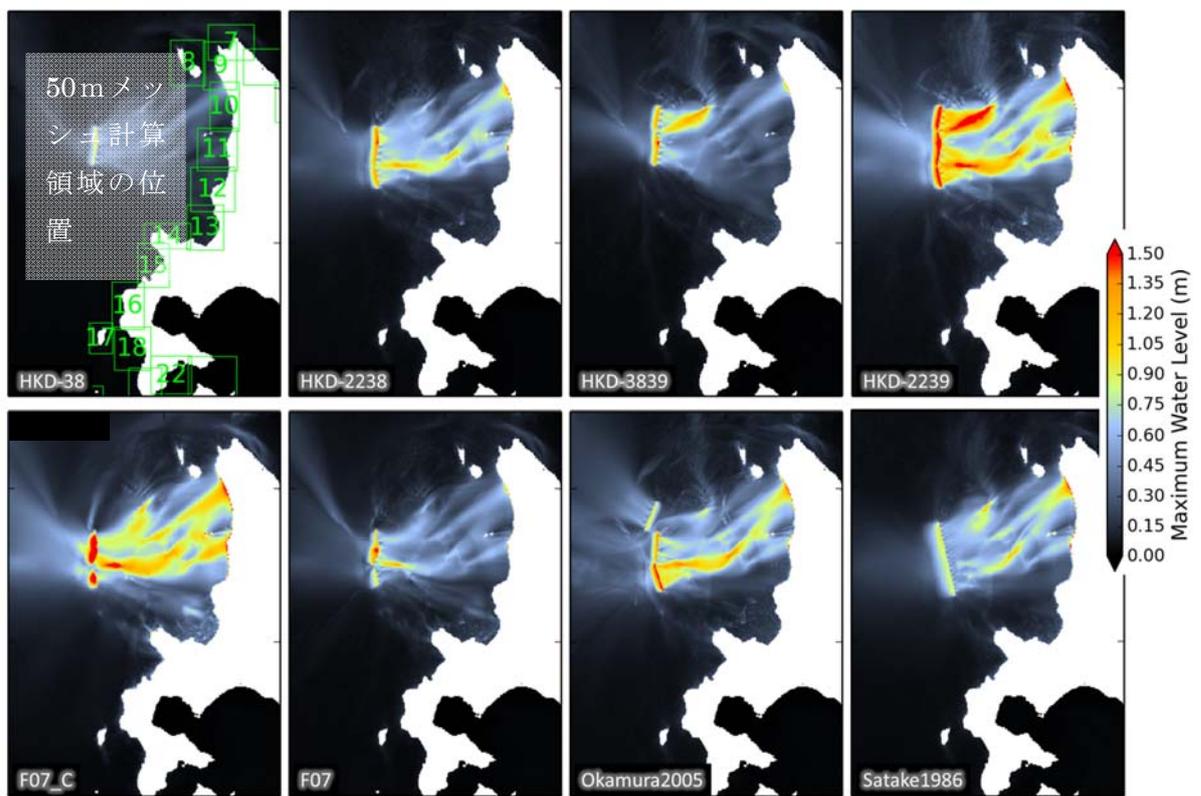


図 70 津波伝播解析で予測した北海道西岸の最大津波水位。

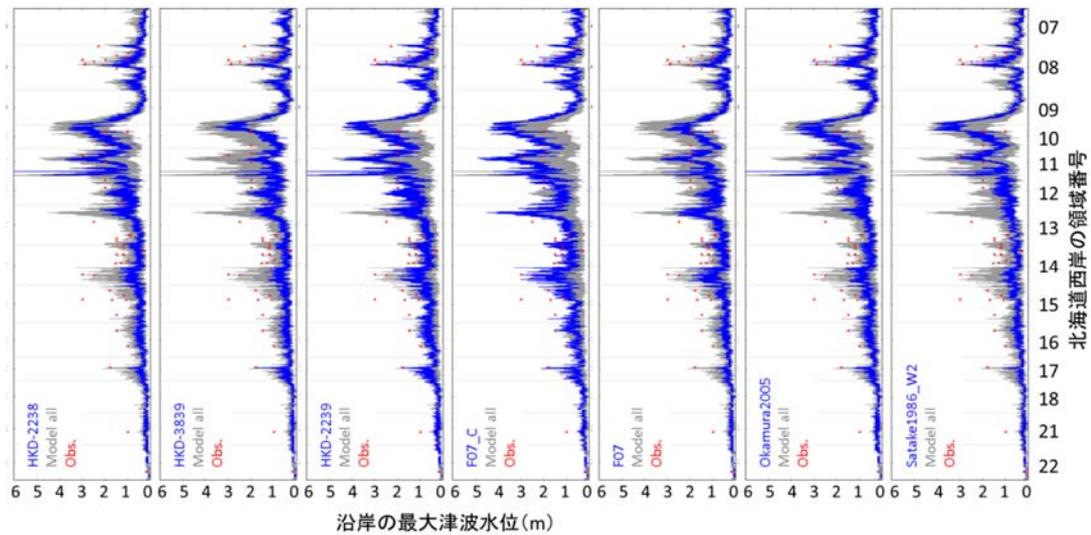


図 71 北海道西岸での観測値（赤）と津波伝播解析で予測した沿岸の最大津波水位（青：各モデル，灰：全モデル）。

⑨ 結論

1940 年に発生した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と既往研究の断層モデルで津波伝播解析を実施し、沿岸での最大津波水位と痕跡や験潮所の観測記録から $K-\kappa$ 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_C 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、それぞれの海域において想定される最大クラスを表現する断層モデルの構築を目的に、 1σ の増分を考慮したパラメータ設定によってすべり量を大きく与え、さらに大すべり域を設定したためである。逆に、大すべり域を配置していない断層モデルは、津波の規模は小さくなった。

観測記録との比較の結果から、連動性を考慮することで、1940 年神威岬沖地震津波の再現性は高くなる傾向にあるが、どの断層モデルも K が 1.0 以上となり、観測記録を下回る結果となった。最も津波の規模が大きくなった断層モデル F07_C においても、観測記録を下回る地点があり、本検証の対象とした 7 つの断層モデルの津波規模は、どれも観測記録よりはやや小さい。連動モデル HKD-2239 は大すべり域を配置せず、平均すべり量をスケーリング則の平均値として設定しているが、 K が 1.17 となり、断層モデルの設定次第で再現性を高める余地があることを示した。

今後、海域における断層モデルの構築において、大すべり域や傾斜角の

変化の考慮、下端深度やすべり角などの設定など、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ためのパラスタを検討することで、連動モデルの再現性を良くできる可能性がある。一方、他の震源域における海域断層の断層モデルも検証し、 $K-\kappa$ の傾向が本検討と同様であれば、スケーリング則に基づいた適切なすべり量の設定手法について再考する必要がある。

⑩ まとめ

サブテーマ（２）で得られたデータをもとにした断層モデル設定方法の妥当性を検証するために設定した神威岬沖地震震源近傍の断層モデルおよび既往の断層モデルを含めた合計 13 個の断層モデルを使って計算した津波予測解析の結果（図 72(a) (b) ②-⑭）、計算結果と痕跡高とを比較・評価した結果（表 16）を示す。

本プロジェクトにおいて検討した断層モデルの設定方法を検証するため、神威岬沖地震の震源域近傍に位置する HKD-38 および近接する HKD-39、HKD-22 について連動の組み合わせ、大すべり域の設定、断層傾斜角の設定の考慮について検討した断層モデル（②～⑩）と既往の断層モデル（⑪～⑭）について、50m メッシュの詳細計算で津波予測解析を行い、その結果から得られた沿岸での最大津波水位と痕跡高を比較し、 $K-\kappa$ により評価した。

- ・連動性のみを考慮した場合（②、⑤、⑧）は、 $K=1.17\sim 1.51$ となった。しかし、 K がすべて 1.0 以上のため、観測記録からは下回っている。
- ・連動性と大すべり域を考慮した場合（③、⑥、⑨）は、 $K=0.75\sim 1.26$ で、連動性のみを考慮した場合（②、⑤、⑧）より津波の規模がおよそ 1.2～1.5 倍になった。特に、3 連動に大すべり域を設定した場合（⑨）は、 $K=0.75$ となり、痕跡をほぼ包含した。
- ・連動性と傾斜角の変化を考慮した場合（④、⑦、⑩）は、連動性と大すべり域を考慮した場合（③、⑥、⑨）の傾向と似た。3 連動に傾斜角の変化を考慮した場合（⑩）は、 $K=1.03$ となり、パラスタ用に設定した断層モデル（②～⑩）の中で、最も 1.0 に近い値となった。
- ・バラツキ κ は、どのモデルも 1.6 前後となった。

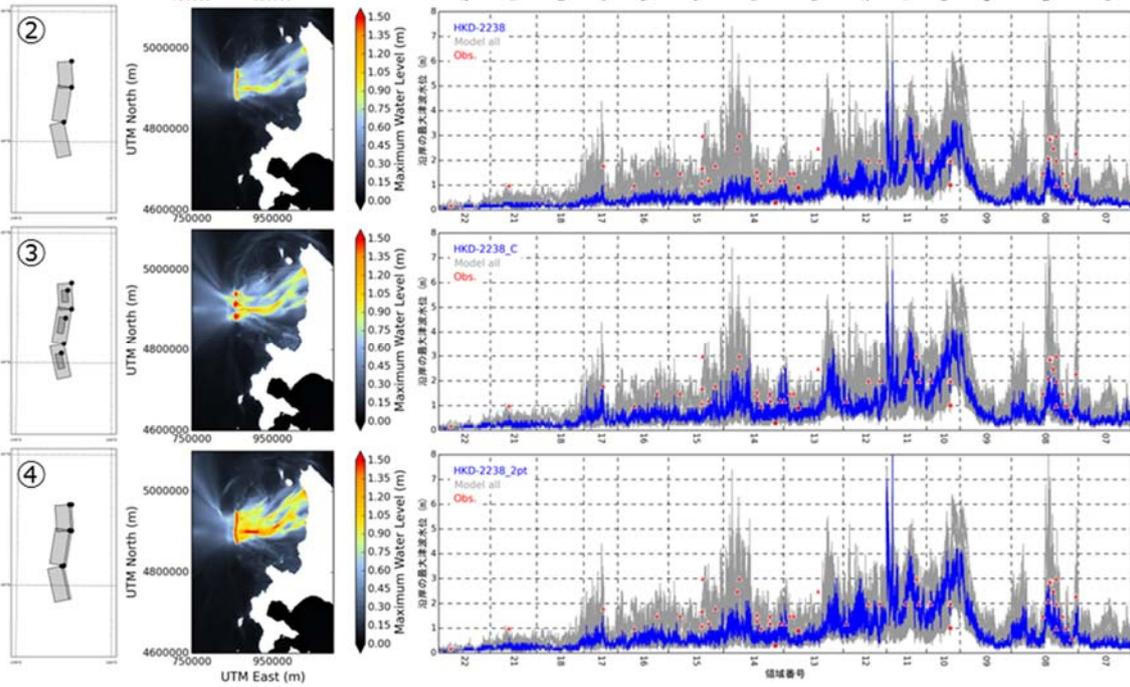
断層の連動性を考慮し、また大すべり域の設定や詳細な傾斜角の変化を考慮することにより、 K が 1.0 前後となる結果が得られた（⑨、⑩）。このことから、詳細な断層モデルを設定することにより再現性の目安である

0.95 < K < 1.05 に近づけることができる可能性があることが示された。

本プロジェクトで設定する断層モデルは、将来予測のための断層モデルであり、実際にどの断層が、どのような規模でどれだけ動くかは分からないなかでは、あらゆる不確定性を考慮し、考慮された不確定性の幅の中で、過去の津波が概ね包含できていることが重要となる。

神威岬沖地震震源域を対象とした本検討においても、HKD-38 およびそれに近接した断層は、実際に神威岬沖地震で動いたものであると言い切れるものではない。しかし、検証例とした海域において、発生し得る津波のハザード評価を目標とするためには、サブテーマ（2）のデータをもとに設定した断層モデルから、痕跡を概ね包含することができれば、断層パラメータの設定方法は妥当であると言える。

南の断層との2連動モデル



北の断層との2連動モデル

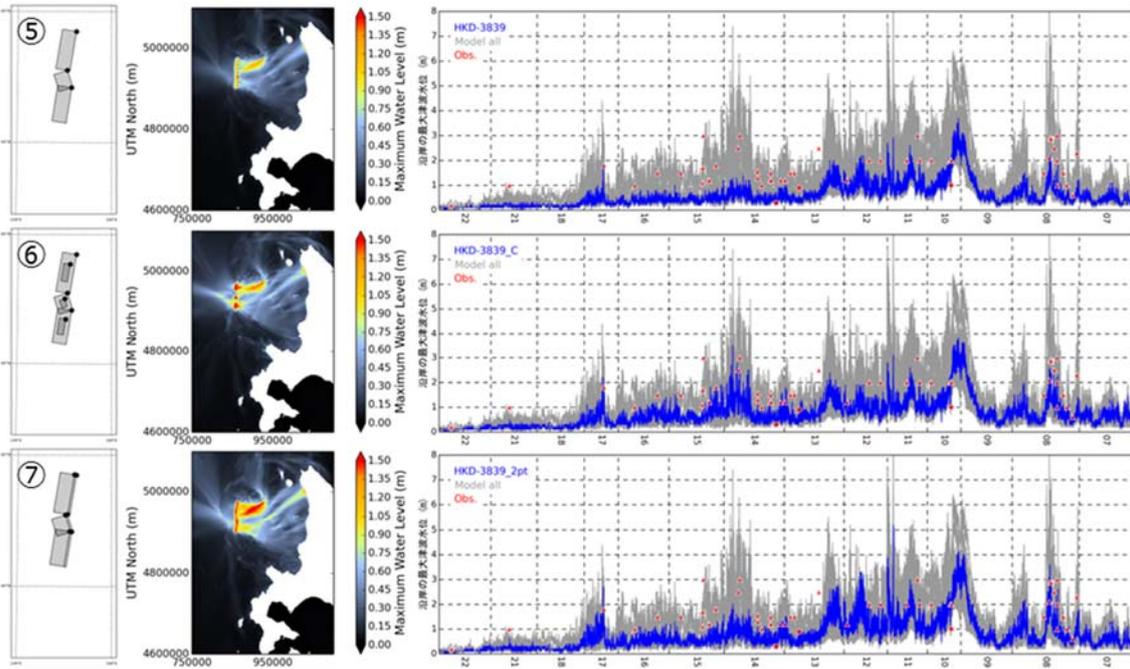


図 72(a) 津波予測解析の結果。

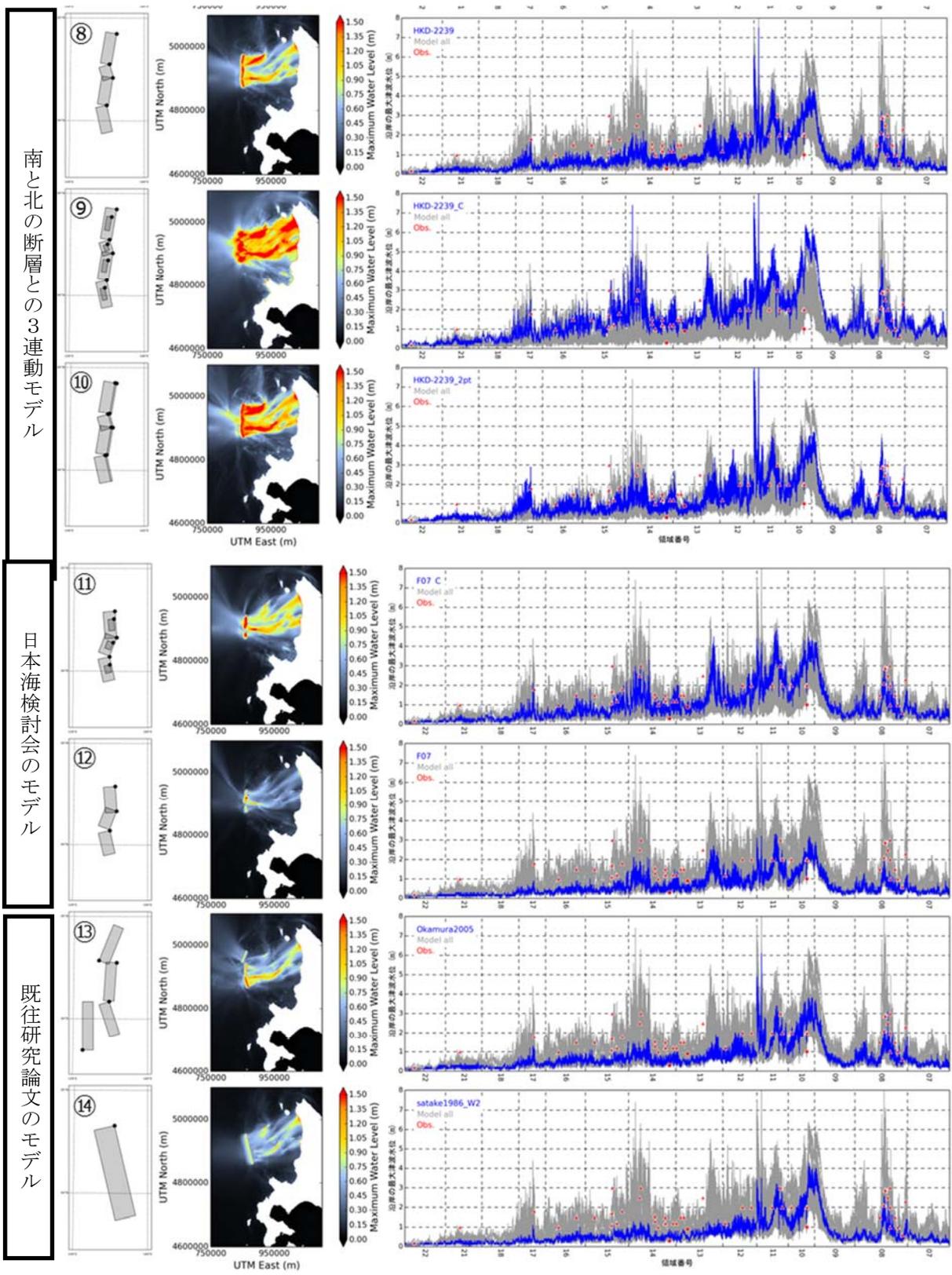


図 72 (b) 津波予測解析の結果。

表 16 観測記録の信頼度 A, B, C, D を使って求めた K - κ の値

	No.	断層モデル名	K	κ
南の断層との 2 連動モデル		HKD-2238	1.43	1.66
南の断層との 2 連動モデル		HKD-2238_C	1.20	1.61
		HKD-2238_2pt	1.24	1.64
北の断層との 2 連動モデル		HKD-3839	1.51	1.61
北の断層との 2 連動モデル		HKD-3839_C	1.26	1.54
		HKD-3839_2pt	1.28	1.60
南と北の断層 との 3 連動モ デル		HKD-2239	1.17	1.61
南と北の断層 との 3 連動モ デル		HKD-2239_C	0.75	1.60
		HKD-2239_2pt	1.03	1.61
日本海検討会 のモデル		F07_C	1.07	1.58
日本海検討会 のモデル		F07	1.46	1.63
既往研究論文 のモデル		Okamura2005	1.34	1.63
既往研究論文 のモデル		Satake1986_W2	1.36	1.63

c) 地震動

「Ⅱ断層モデルの設定」で設定されたモデルを用いて、距離減衰式による地震動の計算を行い、観測記録との比較検証を行う。まず、工学的基盤での最大加速度・最大速度を計算するための距離減衰式は司・翠川（1999）によるものを利用した。また、表層地盤のモデルは、防災科学技術研究所 web サイト・地震ハザードステーション「J-SHIS」で公開されているデータを使用した。このデータは 250 m メッシュごとの微地形区分と表層 30m の平均 S 波速度（AVS30）（Wakamatsu and Matsuoka, 2013）と AVS30 から藤本・翠川（2006）により求められる最大速度増幅率からなる。そこで、距離減衰式で求めた工学的基盤最大速度に表層地盤による速度増幅率を乗じることによって、地表面最大速度を求めた。地表面最大速度から推定震度を求める方法については、藤本・翠川（2005）によるものを使用した。

入力データとして使用した J-SHIS 公開の 250m メッシュの表層地盤モデルを以下に示す。それぞれ微地形区分（図 73）微地形区分コード表（表 17）、地表から地下 30m までの深さの平均 S 波速度を推定した AVS30（図 74）、表層地盤による速度増幅率（図 75）である。

検証対象とした 1940 年神威岬沖地震における地震動についての被害および観測記録を以下にまとめる。宇佐美(2013)によると、神威岬沖地震による地震の被害はほとんどなく、被害は津波によるものであった。宇佐美(2013)及び日本海検討会(2014)による神威岬沖地震の震度分布を図 76、77 にそれぞれ示す。震度は最大で 4 であった。

距離減衰式の計算に用いる断層モデルは表 18 に示す 6 断層である。工学的基盤面の最大速度（図 78～83）では、距離に応じて減衰する様子が見られ距離減衰式の妥当性を確認できる。また、表層地盤での最大速度（図 84～89）、推定計測震度（図 90～95）において表層の地盤の増幅率の違いによって、震源から等距離でも大きな違いが現れている。6 断層の結果を比較すると、最もマグニチュードの大きい Okamura2005 と断層面積の大きい Satake1986 の地震動が大きい結果となっていた。1940 年神威岬沖地震で観測された震度（図 77）と比較すると、HKD-38、HKD-2238、HKD-3839 の結果は震度 2 の範囲は図 77 と同程度であるが、震度 4 となった地点が少ないことから、実際の観測に比べると地震動が小さく計算されるモデルであることが分かる。一方、HKD-2239、Okamura2005、Stake1986 の結果は震度 4 の範囲が図 77 と比べて同程度となっており、観測を概ね良く説明できるモデルであると言える。

微地形区分

- 0
- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19
- 20
- 21
- 22
- 23
- 24

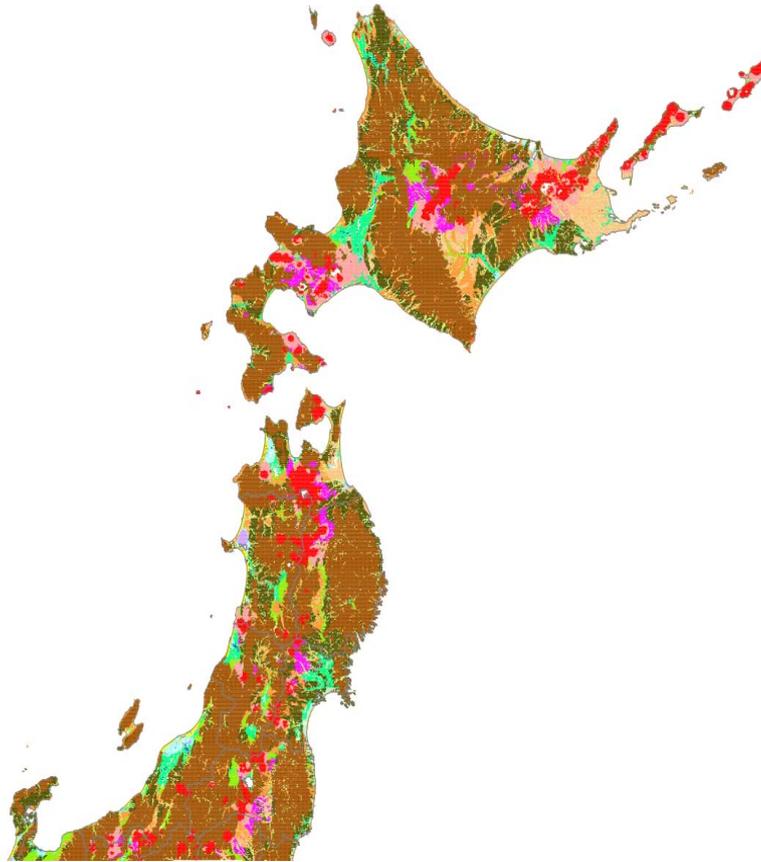


図 73 微地形区分 (J-SHIS データ)。

表 17 微地形区分コード対応表 (J-SHIS による)

コード	微地形区分
1	山地
2	山麓地
3	丘陵
4	火山地
5	火山山麓地
6	火山性丘陵
7	岩石台地
8	砂礫質台地
9	ローム台地
10	谷底低地
11	扇状地
12	自然堤防
13	後背湿地
14	旧河道
15	三角州・海岸低地
16	砂州・砂礫州
17	砂丘
18	砂州・砂丘間低地
19	干拓地
20	埋立地

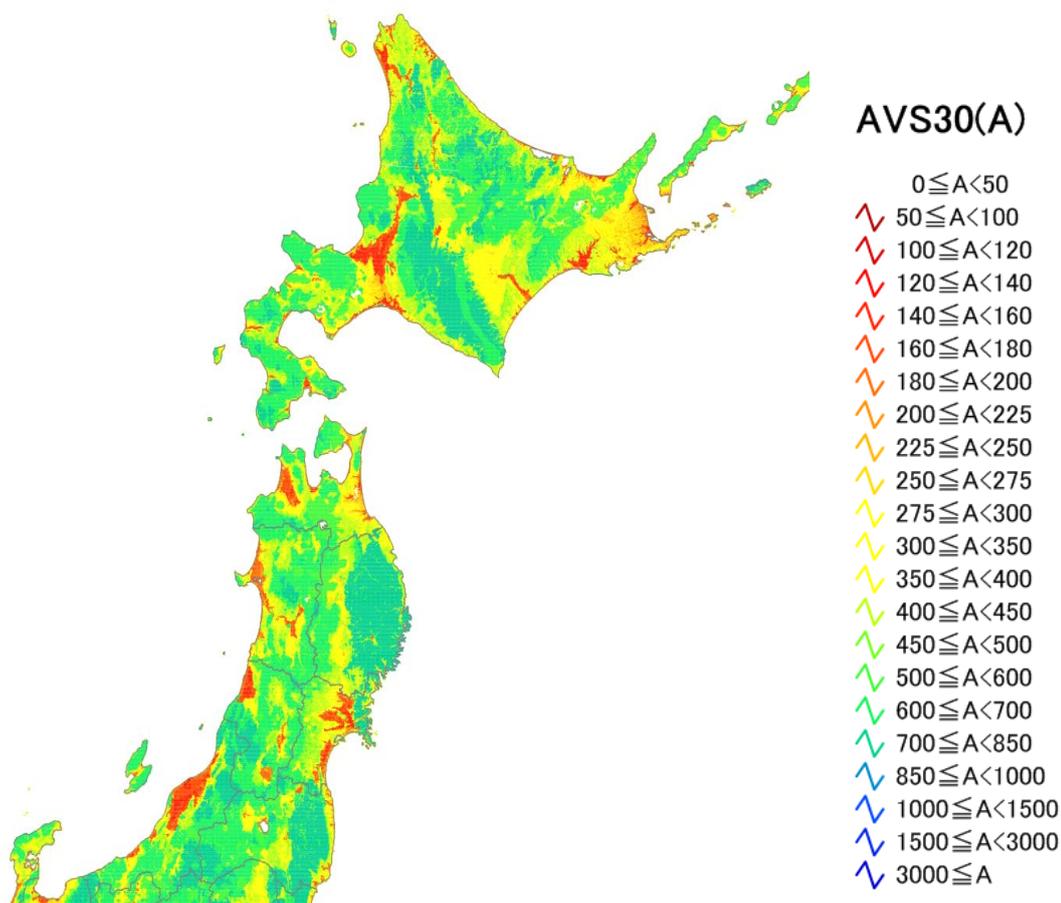


図 74 AVS30 (J-SHIS データ)。

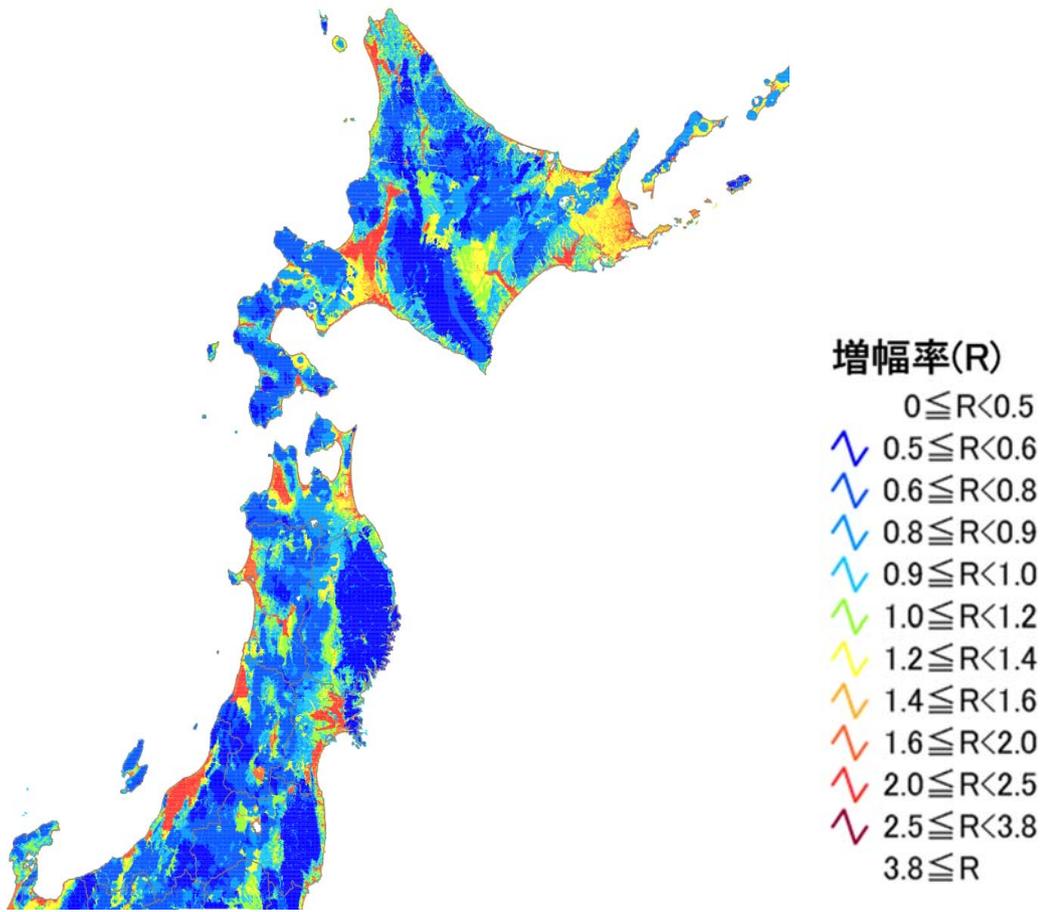


図 75 表層地盤による速度増幅率。

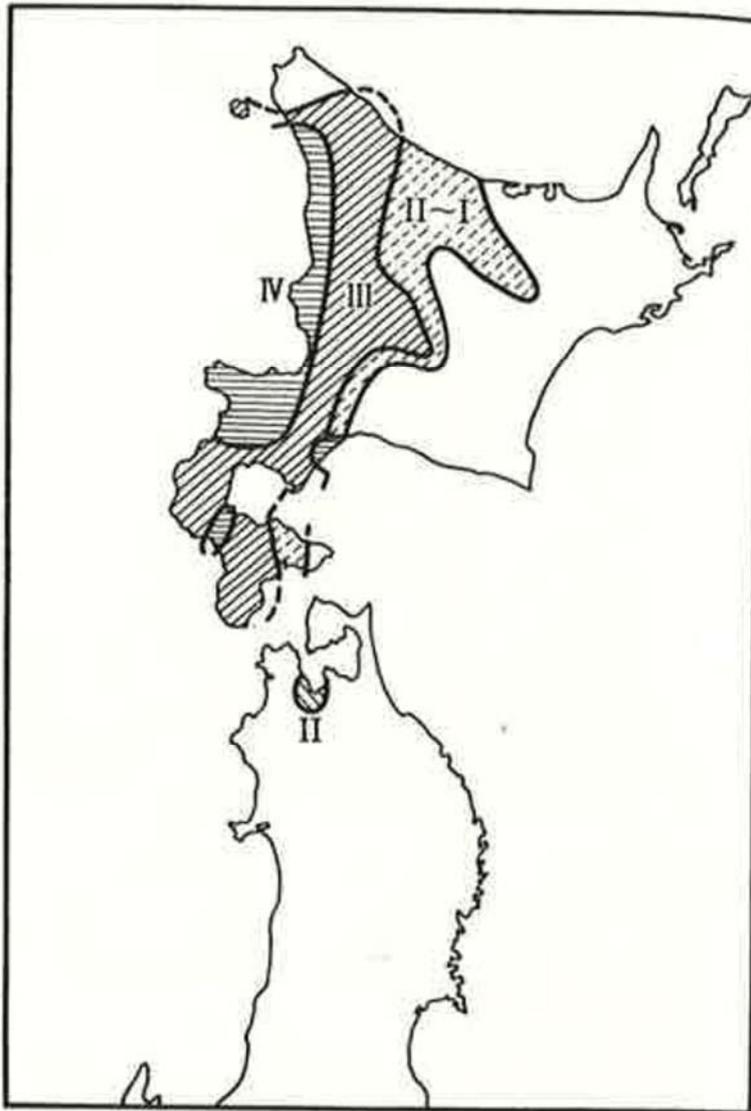


図 76 1940 年神威岬沖地震の震度分布図 (宇佐美, 2013)。

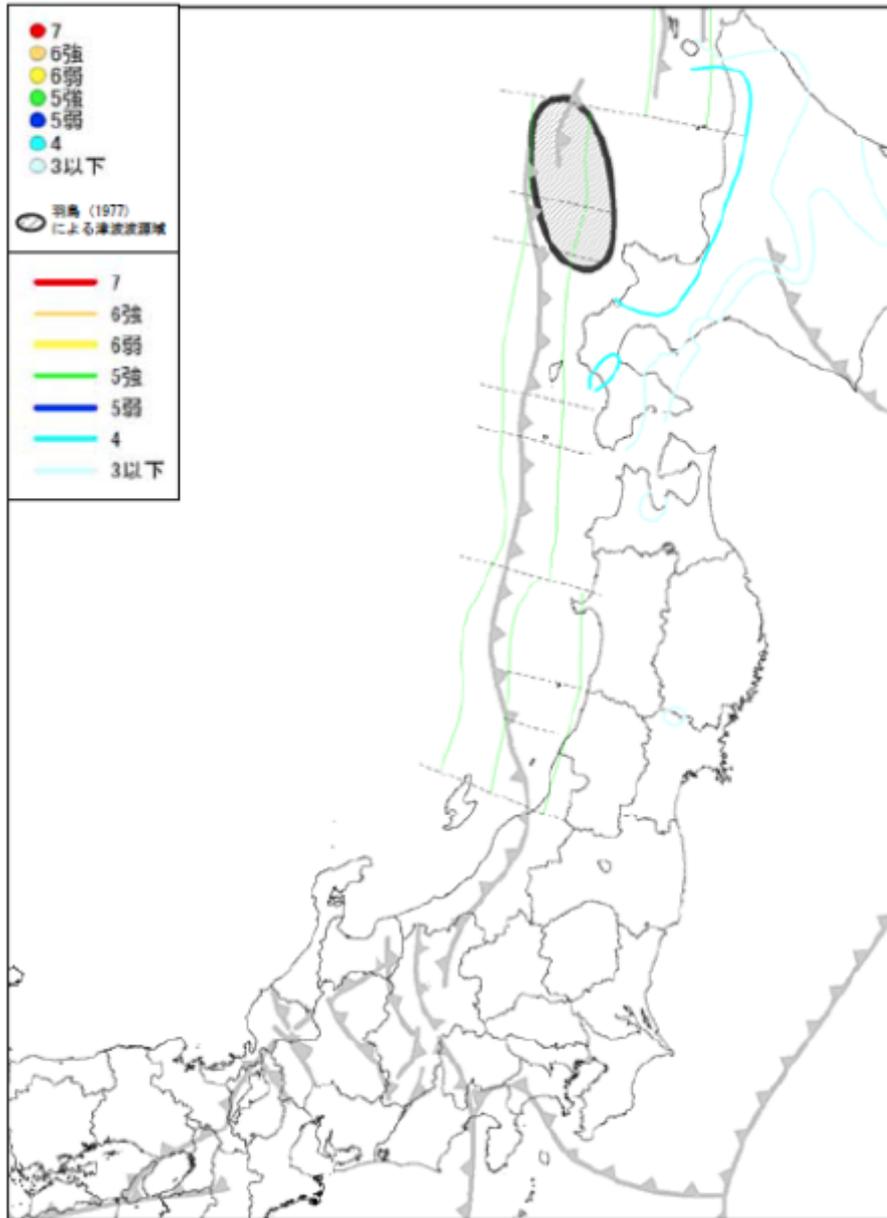


図 77 1940 年神威岬沖地震の震度分布図（日本海検討会，2014）。

表 18 距離減衰式の計算に用いた断層モデル

断層モデル	Mw	緯度 deg N	経度, deg E	上端深さ ,km	走向, deg	傾斜 ,deg	断層長さ, km	断層幅 ,km
HKD-38	7.1	44.6197	139.5737	0.0	176	45	22.3	16.9
		44.4188	139.5766		189		30.3	
HKD-2238	7.2	44.6197	139.5737	0.0	176	45	22.3	16.9
		44.4188	139.5766		189		30.3	
		44.1519	139.4956		167		28.9	
HKD-3839	7.2	44.8482	139.6254	0.0	189	45	33.9	16.9
		44.5511	139.5305		162		15.1	
		44.4188	139.5766		189		30.3	
HKD-2239	7.4	44.8482	139.6254	0.0	189	45	33.9	16.9
		44.5511	139.5305		162		15.1	
		44.4188	139.5766		189		30.3	
		44.1519	139.4956		167		28.9	
Okamura2005	7.5	44.57	139.34	0.0	22	45	42.0	16.0
		44.55	139.58		184		42.0	
		44.17	139.48		162		37.0	
		43.69	139.13		0		53.0	
Satake1986	7.4	44.66	139.55	0.0	167	50	100.0	35.0

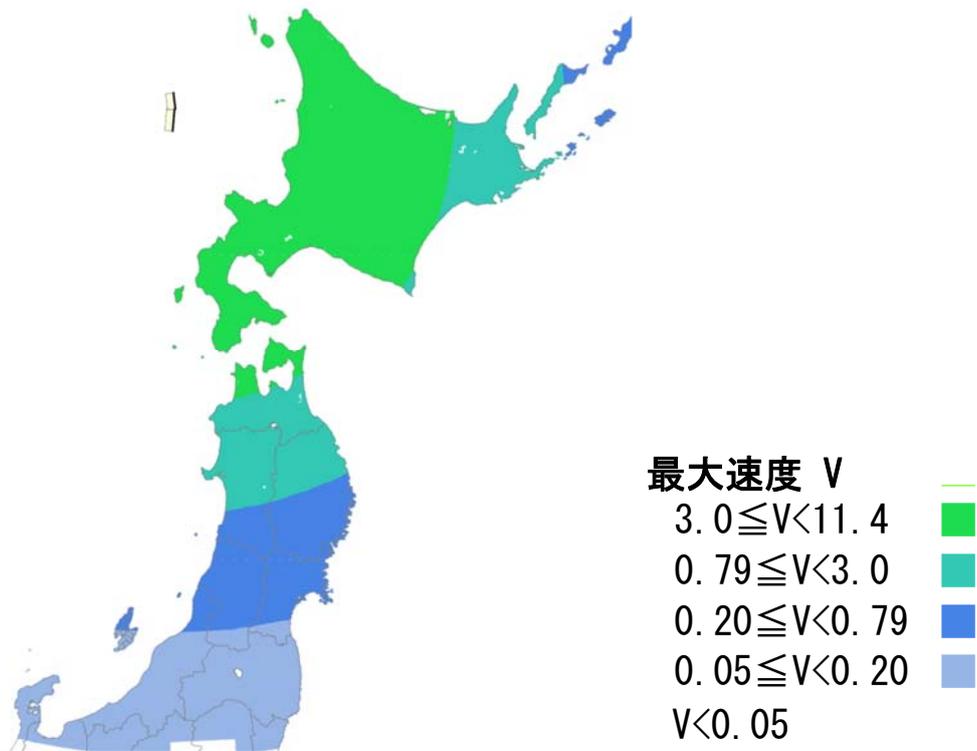


図 78 HKD-38 断層の工学的基盤最大速度。

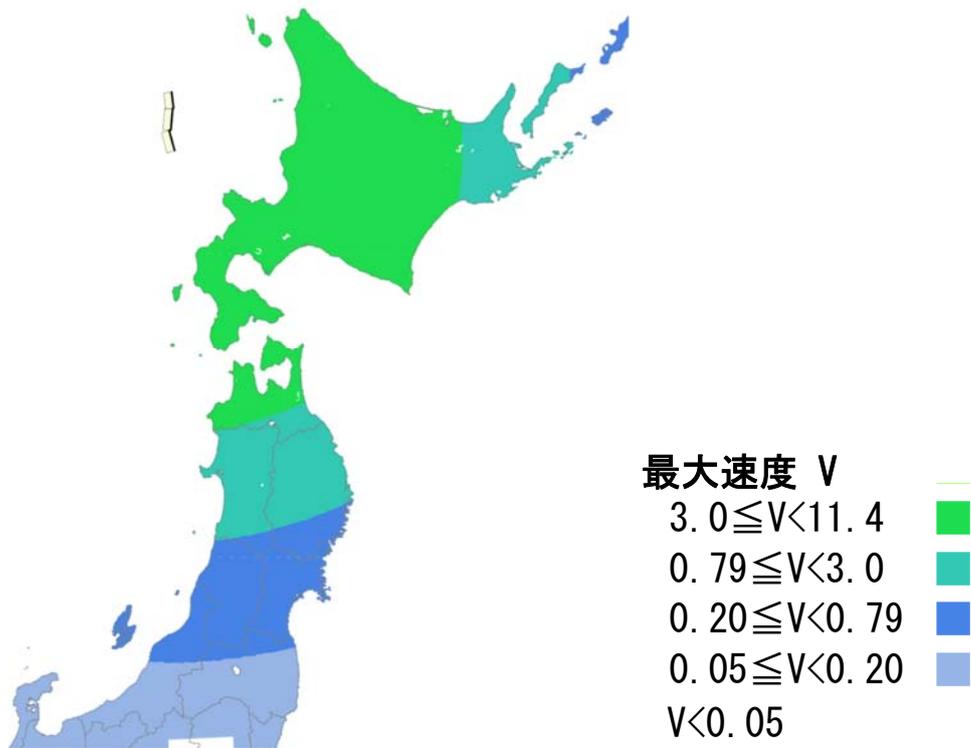


図 79 HKD-2238 断層の工学的基盤最大速度。

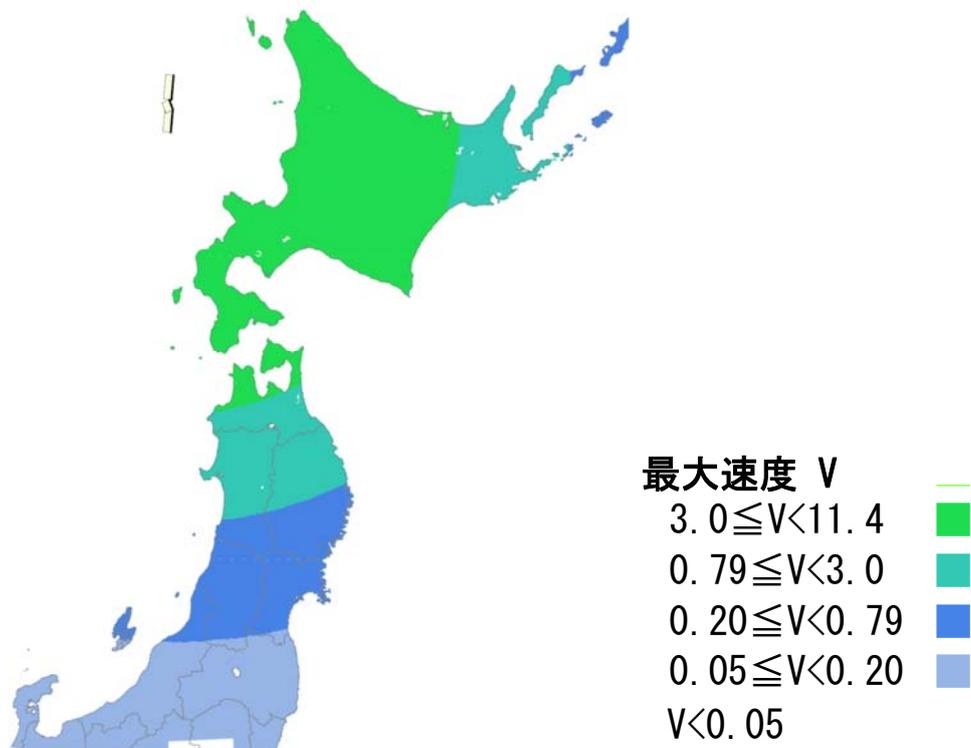


図 80 HKD-3839 断層の工学的基盤最大速度。

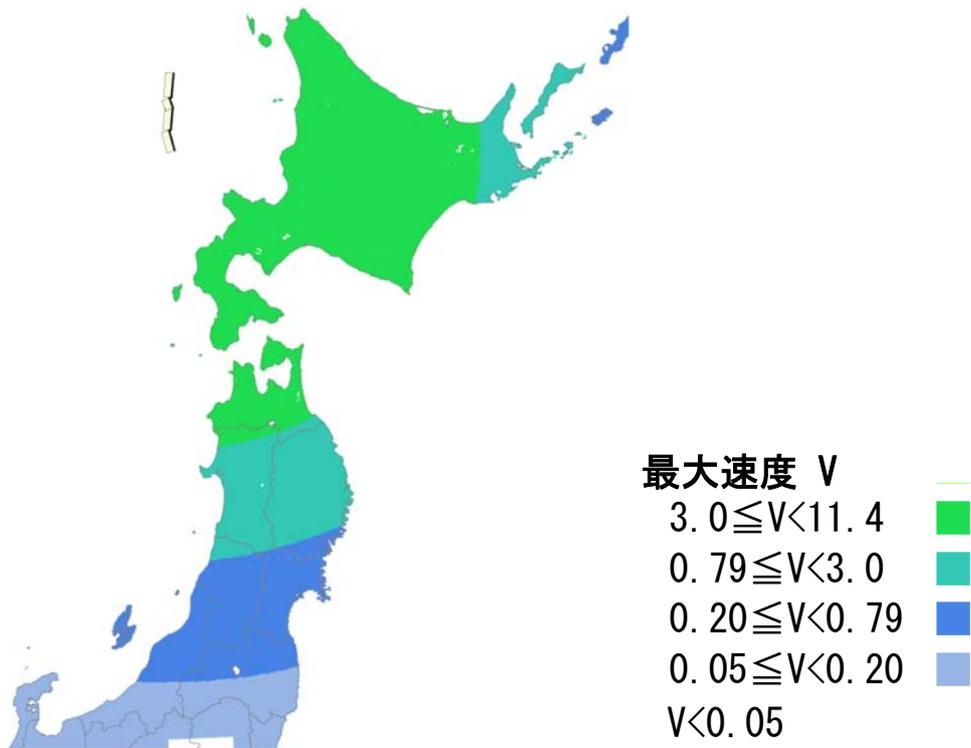


図 81 HKD-2239 断層の工学的基盤最大速度。

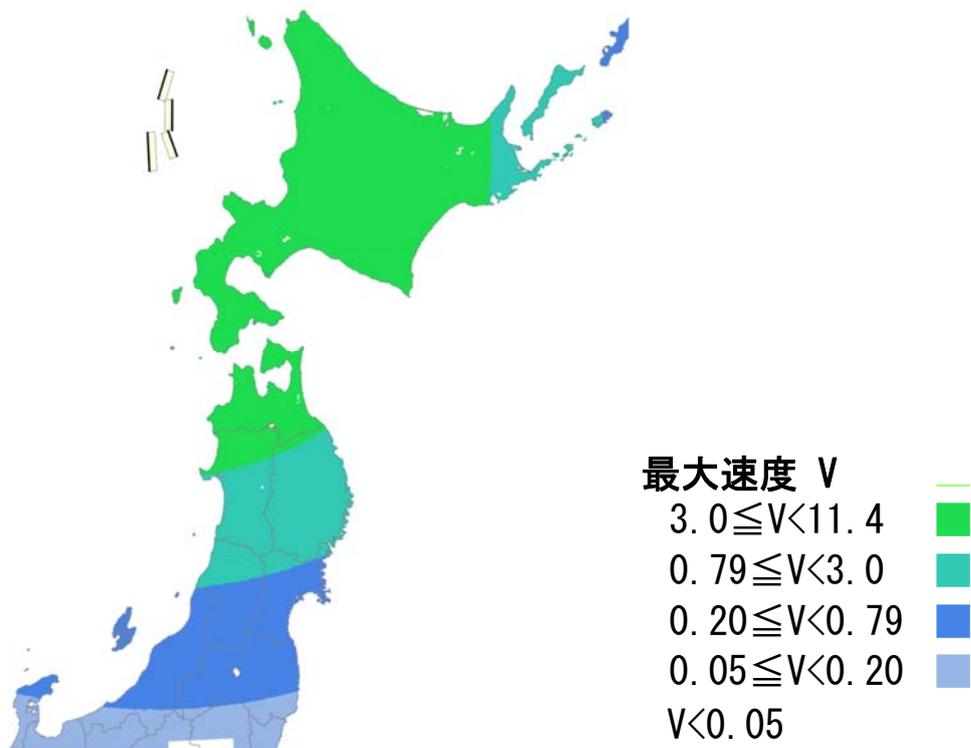


図 82 Okamura2005 断層の工学的基盤最大速度。

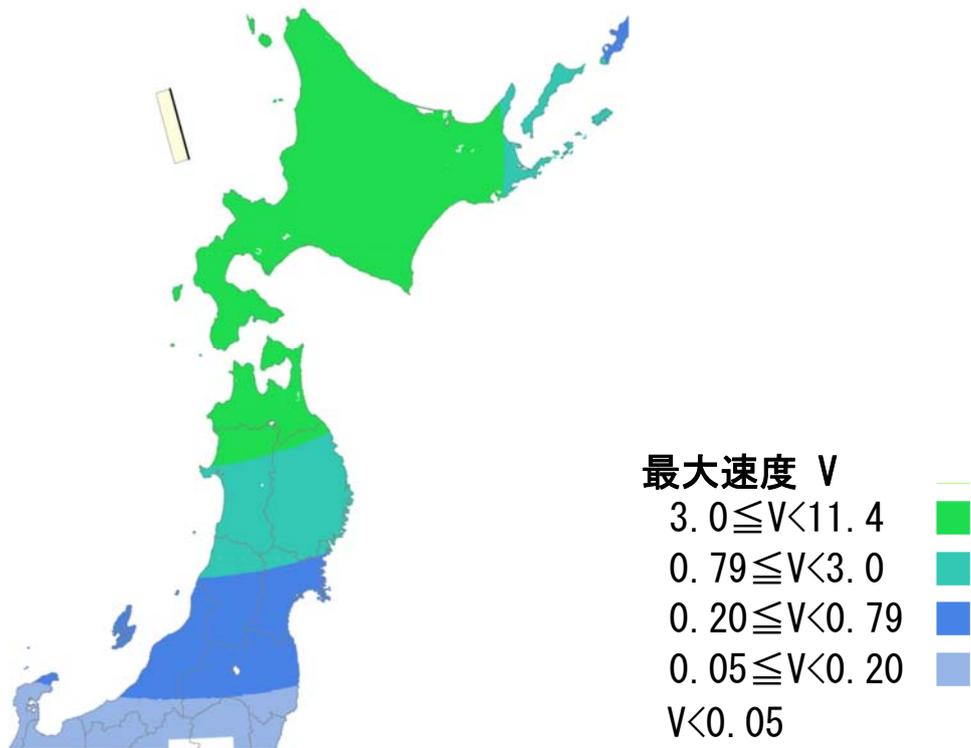


図 83 Satake1986 断層の工学的基盤最大速度。

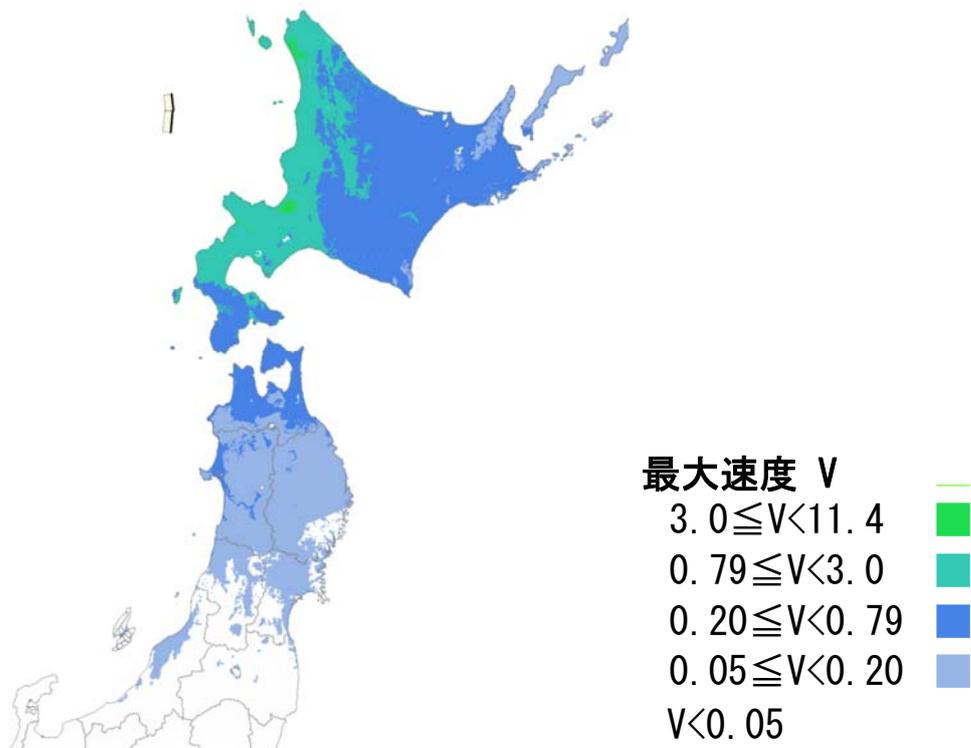


図 84 HKD-38 断層の表層地盤での最大速度。

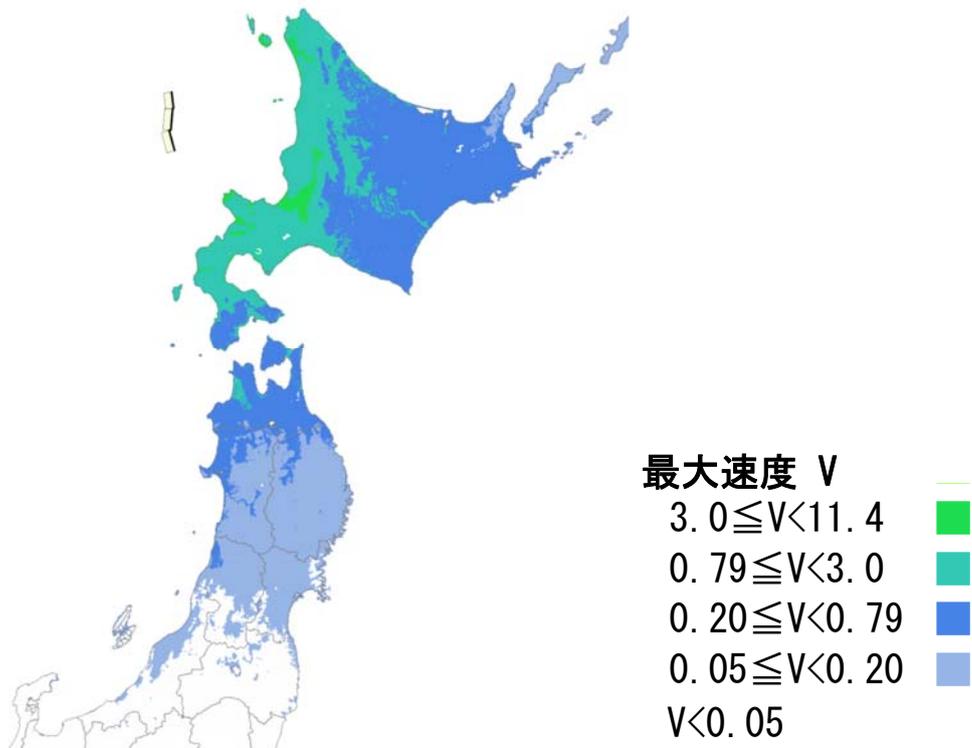


図 85 HKD-2238 断層の表層地盤での最大速度。

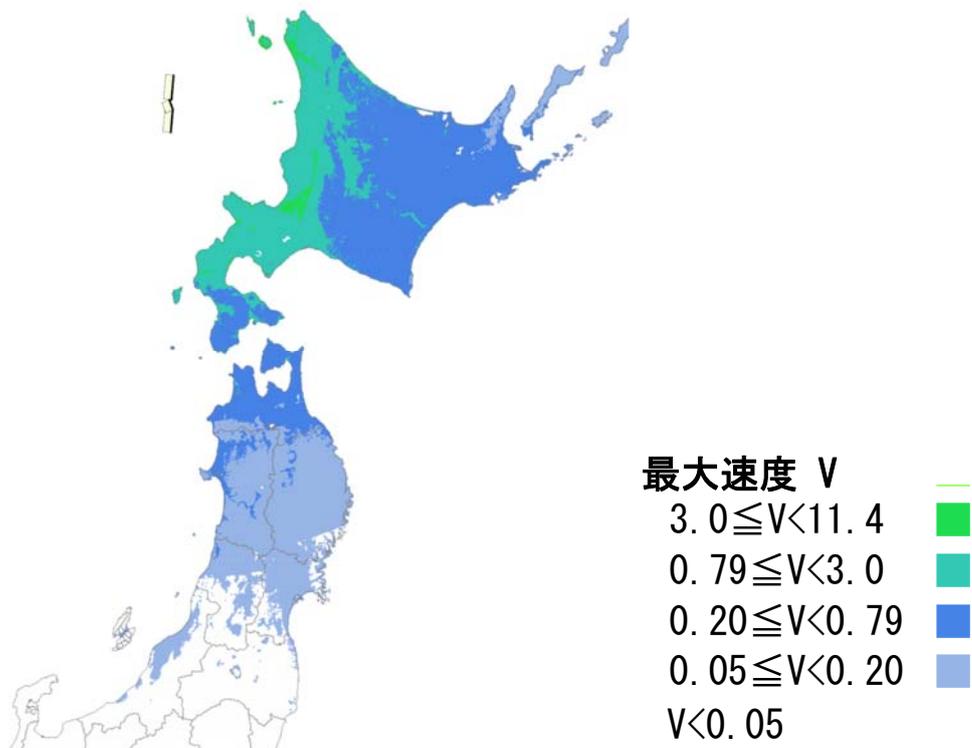


図 86 HKD-3839 断層の表層地盤での最大速度。

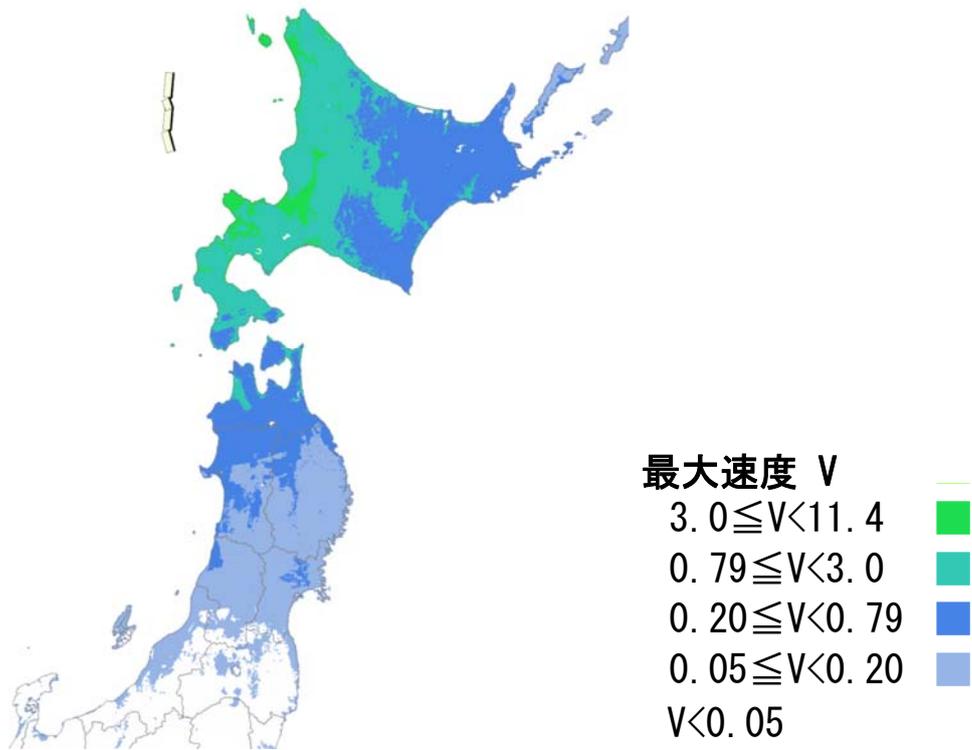


図 87 HKD-2239 断層の表層地盤での最大速度。

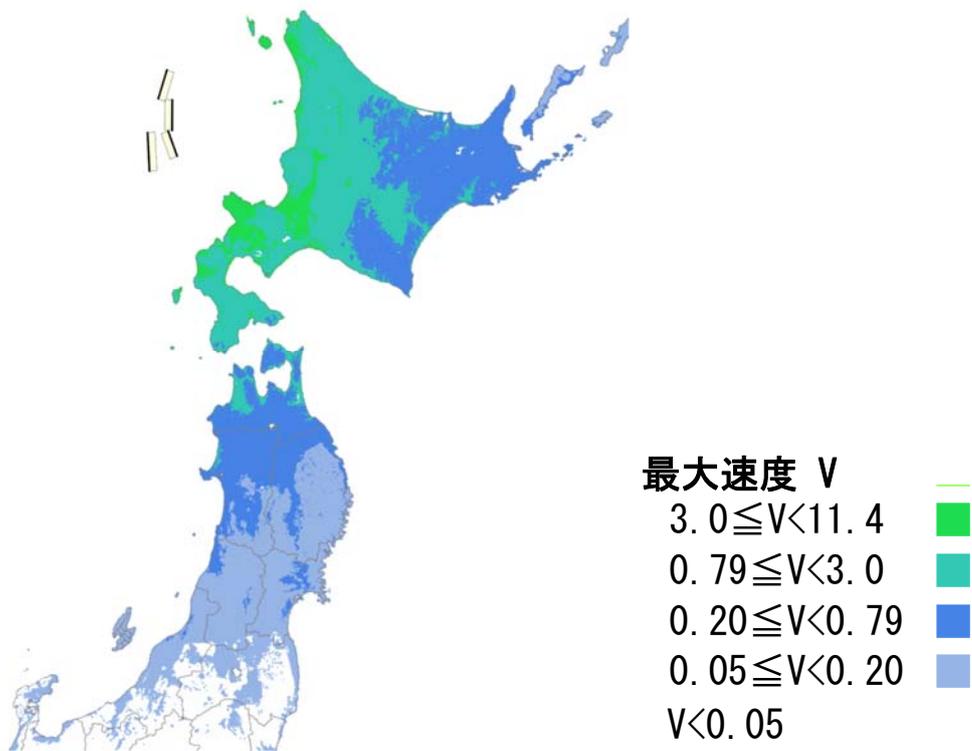


図 88 Okamura2005 断層の表層地盤での最大速度。

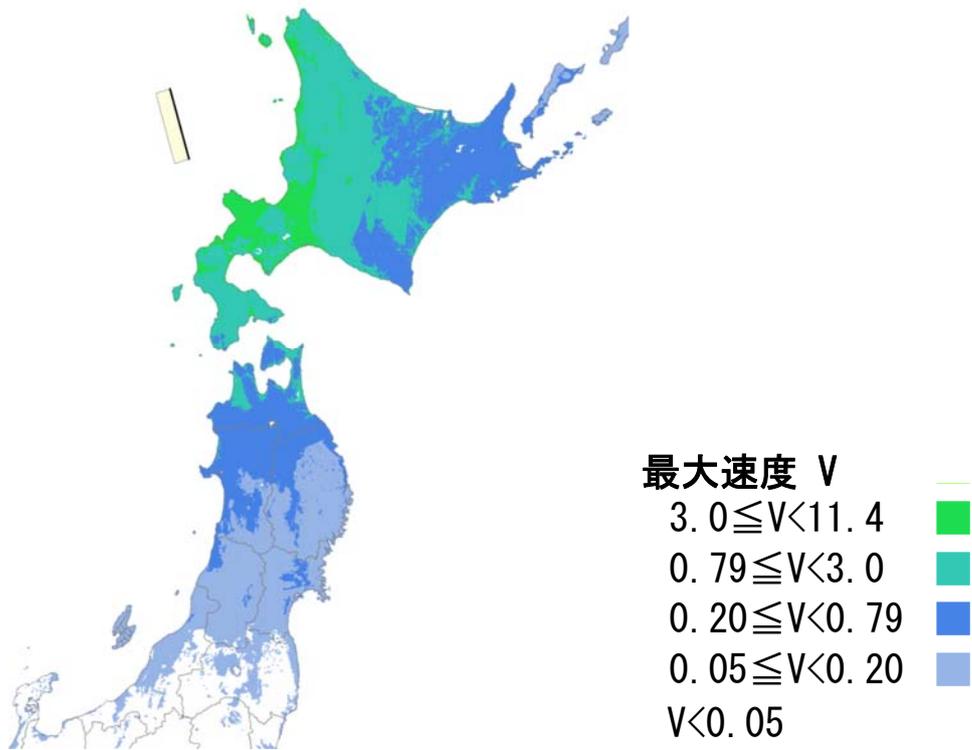


図 89 Satake1986 断層の表層地盤での最大速度。

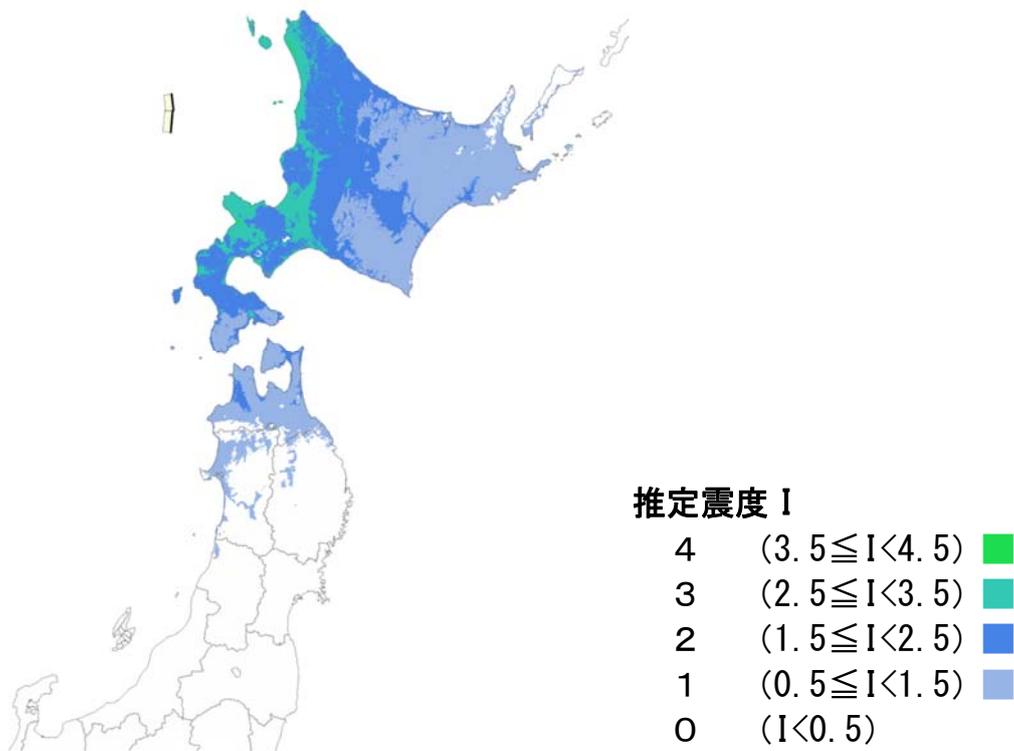


図 90 HKD-38 断層の推定計測震度。

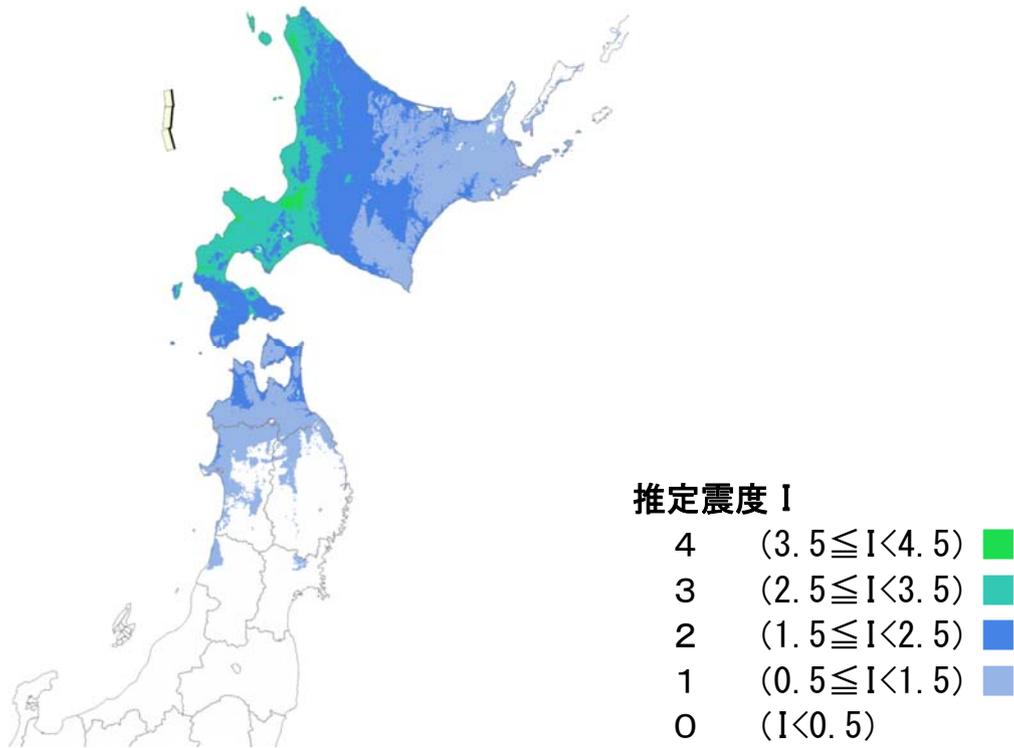


図 91 HKD-2238 断層の推定計測震度。

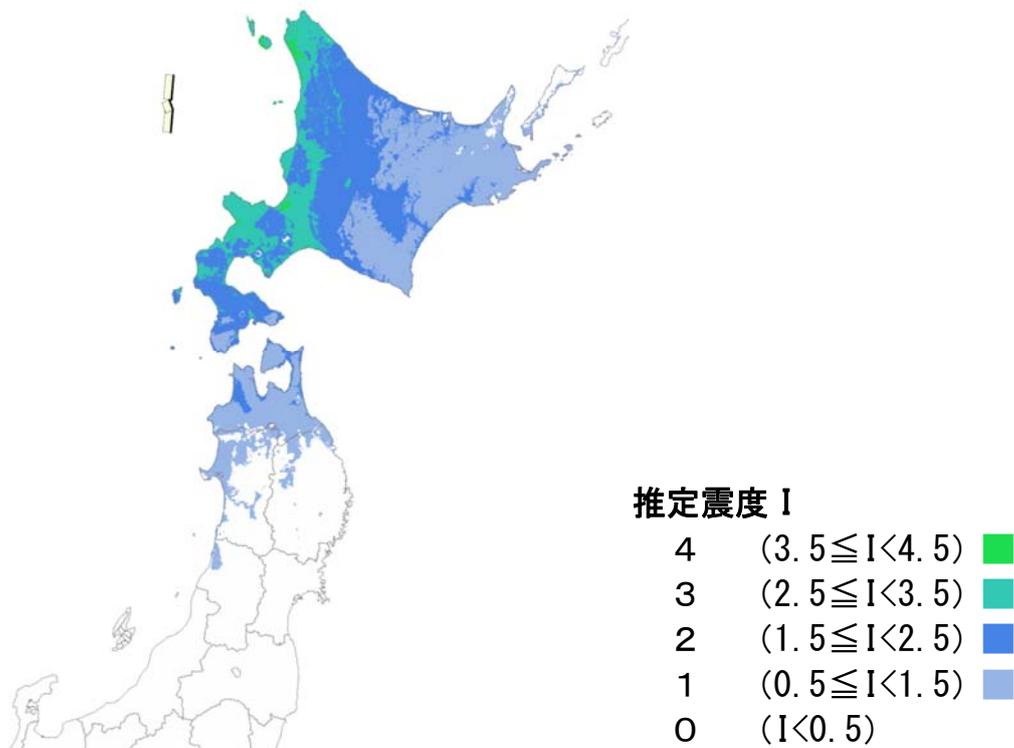


図 92 HKD-3839 断層の推定計測震度。

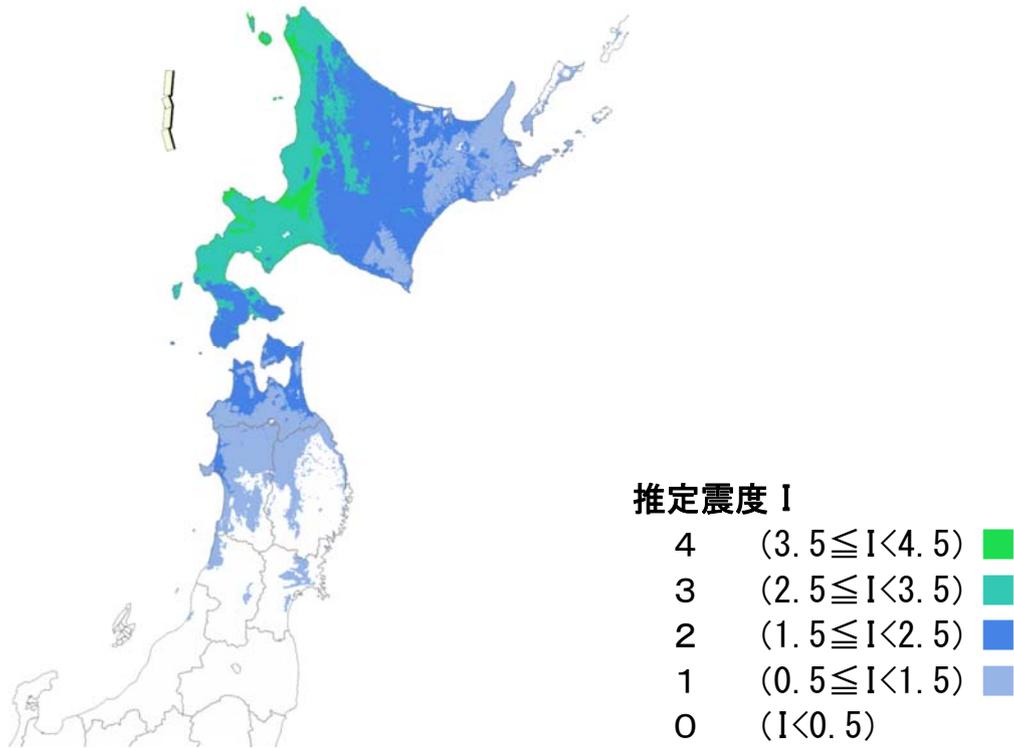


図 93 HKD-2239 断層の推定計測震度。

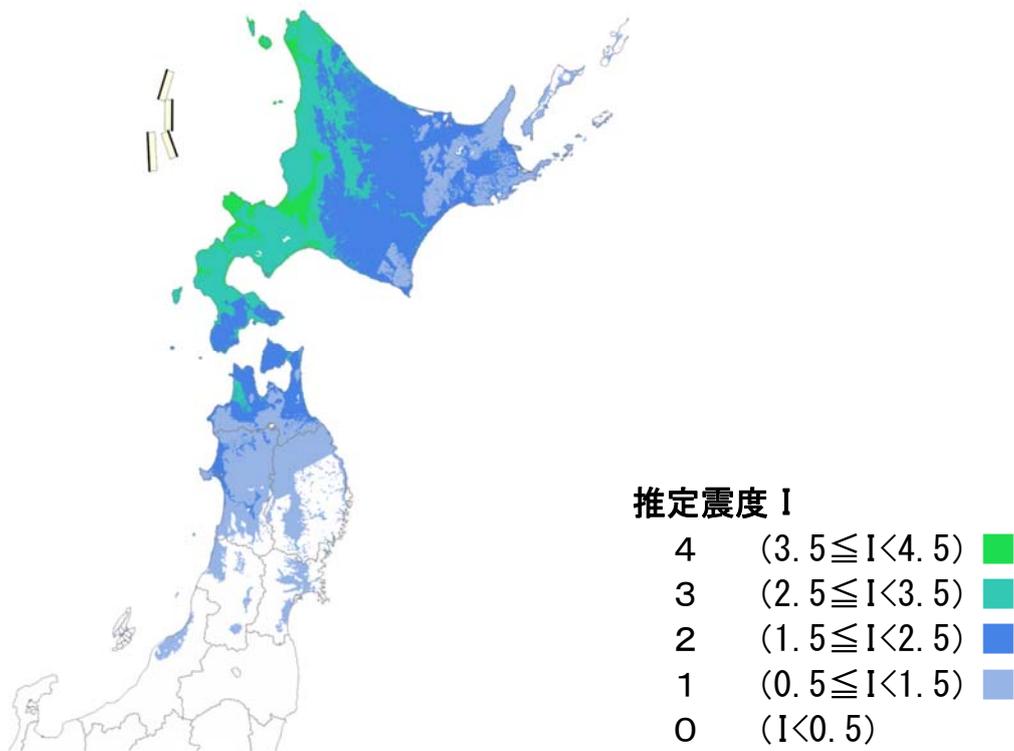


図 94 Okamura2005 断層の推定計測震度。

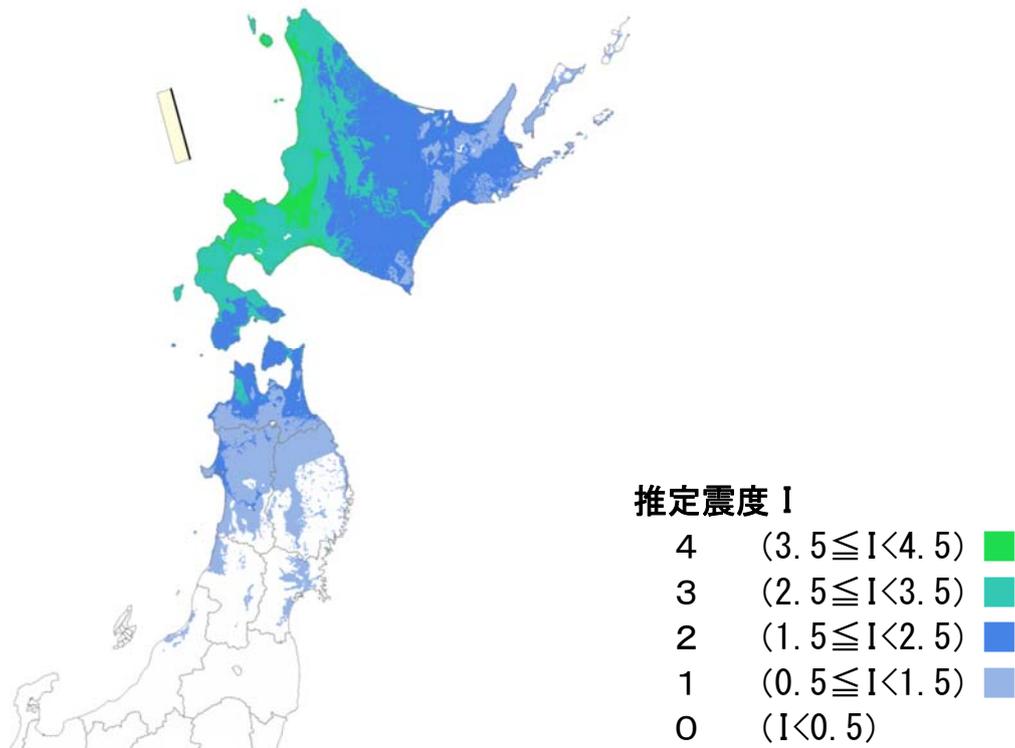


図 95 Satake1986 断層の推定計測震度。

(d) 今年度の成果と課題

1) 断層モデルの設定

【今年度成果】

- ① 今年度業務において、本プロジェクトで得られた地質学的・地球物理学的な観測データに基づいた断層モデルを設定する方法について検討を行った。得られた観測データを断層モデルに反映し、かつ観測データが得られなかったり大きな不確定性を持つ部分については、偶然的な不確定性および認識論的な不確定性を考慮することによりバラツキと、複数パターンの可能性を持った断層モデルを構築する方法を検討した。
- ② ①の断層モデルの設定方法にもとづく設定から、約 240 の基本モデルを設定した。
- ③ ②で設定した基本モデルのグルーピングによって、断層の連続性および連動性の検討を行った。基本モデル同士の連動を考慮することによって、日本海において発生したより大きな地震による津波を再現できる断層モデルを構築することをめざした。
- ④ 断層モデルの作成方法および連動モデルについて検証するため、1940 年神威

岬沖地震に相当する連動モデルを作成し、津波予測計算を行うことにより、これを検証した。

【今後の課題】

日本周辺の海域では、それぞれの海域においてテクトニクスの違いやデータの粗密、津波痕跡データの量など、異なった課題がある。それらの性格の違いの中で、今回検討した断層パラメータの設定方法がどれだけ同じように適用することができるのか、あるいはどのような新たな考えが必要になるのかを検討していくことが課題となる。

2) 断層モデルの検証

【今年度成果】

・津波

今年度、本検討において作成した本プロジェクトで得られた地質学的・地球物理学的な観測データにもとづいた新たな断層モデルを用い、1940年神威岬沖地震に相当する断層モデルを、平成27年度までに作成した最小格子サイズが50mの地形データを使用し、津波伝播解析による沿岸の予測津波波高と過去の痕跡高を比較することで検証、 $K-\kappa$ により定量的に評価した。断層の連動性を適切に設定することにより、過去の津波痕跡高を説明できる可能性が示された。

・地震動

本検討で作成した神威岬沖の断層モデルを使用し、距離減衰式による地震動の計算を行い、観測記録と比較・検証を行った。検証の結果から、本県等の3連動モデル（HKD-2239）を使用した場合に観測を概ねよく説明することができた。

【今後の課題】

今回の検討においては、断層モデルの設定方法で検討されている大すべり域の設定や断層傾斜角の変化についてはまだ、全てを考慮していない。そのため、これらを今後考慮することにより、過去の津波痕跡高の説明性が改善されることを検討する。ただし、今回、使用している津波痕跡データは信頼度の低いデータが多く、これらには大きな誤差が含まれていることに留意する必要がある。次年度は南西諸島を対象とする特徴的な津波・地震を対象とする。モデル設定方法並びに検証方法を検討するにあたって、その妥当性を確かめるために参照する歴史地震津波事例を、収集整理する。地震動にかかわる資料及び津波にかかわる資料の双方が利用できる事例の中から数例選別し、断層モデルの検証を行う予定

である。具体的には、マグニチュード7程度以上の地震について、断層モデルに基づく津波予測計算による津波高さ等の指標と歴史資料あるいは観測資料との適合性を評価する手法を用いて検討する予定である。

(e) 引用文献

阿部邦昭・岡田正実・林豊：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, 2014.

相田勇：陸上に溢れる津波の数値実験－高知県須崎および宇佐の場合－，東京大学地震研究所彙報, Vol. 52, 441-460, 1977.

秋田県：秋田県地震被害想定調査報告書，2015.

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，321p, 2002.

Fukao, Y., and M. Furumoto: Mechanism of large earth-quakes along the eastern margin of the Japan Sea, Tecto-nophysics, 26, 247-266, 1975.

福岡県：津波に関する防災アセスメント調査 報告書，2012.

羽鳥徳太郎：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, 1983.

北海道総務部危機対策局防災消防課：H21 年度津波シミュレーション及び被害想定調査業務（北海道日本海沿岸）報告書，2009.

井上卓彦(2007)：東シナ海における地質構造発達史—研究レビュー—，地質ニュース, 633, 37-44.

入倉孝次郎・三宅弘恵：シナリオ地震の強震動予測，地学雑誌, 110, 849-875, 2001.

Irikura, K. and H. Miyake(2011)：Recipe for Predicting Strong Ground Motion from Crustal Earthquake Scenarios, PAGEOPH, 168, 85-104.

J-C. Sibuet, B. Deffontaines, S. K. Hsu, N. Thureau, J-P. Le Formal, C-S. Liu,

and ACT party(1998): Okinawa trough Back basin: Early tectonic and magmatic evolution, J. Geophys. Res. 103, B12, 30,245-30,267.

地震調査研究推進本部：主要活断層帯の長期評価，2005～2015.

http://www.jishin.go.jp/main/p_hyoka02_danso.html

地震調査研究推進本部（2010）：「活断層の長期評価手法（暫定版）」報告書

地震調査研究推進本部（2003）：日本海東縁部の地震活動長期評価について

金田義行・高橋成実・及川信孝・新井麗・勝山美奈子・安藤五郎・清水祥四郎・田中恵介・大角恒雄・藤原広行：海域における断層総合評価プロジェクト，日本地震学会 2015 年度秋季大会，S06-P11，2015.

国土地理院：潮位データ提供(オンライン)，<http://tide.gsi.go.jp/furnish.html>

日本海における大規模地震に関する調査検討会：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.

日本海における大規模地震に関する調査検討会海底断層ワーキンググループ：日本海における大規模地震に関する調査検討会 海底断層ワーキンググループ，報告書，2014.

宮部直巳：昭和 15 年 8 月 2 日日本海に起った津浪，東京大学地震研究所彙報，Vol. 19, 104-114, 1941.

長崎県：海溝型地震津波想定に関する報告，2012.

内閣府：日本海の津波調査業務 報告書，2007.

中村衛（2014）：1771 年八重山津波の断層モデルの再検討、日本地球惑星科学連合 2014 年大会講演要旨，SSS34-R27.

Okamura, Y., K. Satake, K. Ikehara, A. Takeuchi, and K. Arai: 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, 2005.

Okada, Y.: Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, Bull. Seismol. Soc. Am., 75, 1135-1154, 1985.

沖縄県：沖縄県沿岸における津波浸水想定（平成 27 年）

大角恒雄・乗松君衣・松山尚典・藤原広行：海域における断層情報総合評価プロジェクトにもとづく日本海海域における震源断層モデルの構築，日本地震学会 2015 年度秋季大会，2015.

齋藤博英：北海道西岸を襲ひし津浪，北海道気象要報，1，3，107-125，1941.

Satake, K: Re-examination of the 1940 Shakotan-oki earthquake and the fault parameters of the earthquakes along the eastern margin of the Japan Sea, Phys. Earth and Planetary Int, 137-147, 1986.

Shimazaki, K. and T. Nakata (1980): Time-predictable recurrence model for large earthquakes, J. Geophys. Res. Lett., 7, 279-282.

武村雅之：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との関連，地震 2，51，211-228，1998.

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

溜瀧功史・山田安之・石垣祐三・高木康伸・中村雅基・前田憲二・岡田正実（2010）：宮古島近海における固有地震活動、地震，2，62，193-207.

東北大学：東北大学津波痕跡データベース（オンライン，2014 年 11 月閲覧），<http://tsunami3.civil.tohoku.ac.jp>

Wells, D. L. and K. J. Coppersmith: New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, Bull. Seism. Soc. Am., 84, 974-1002, 1994.