

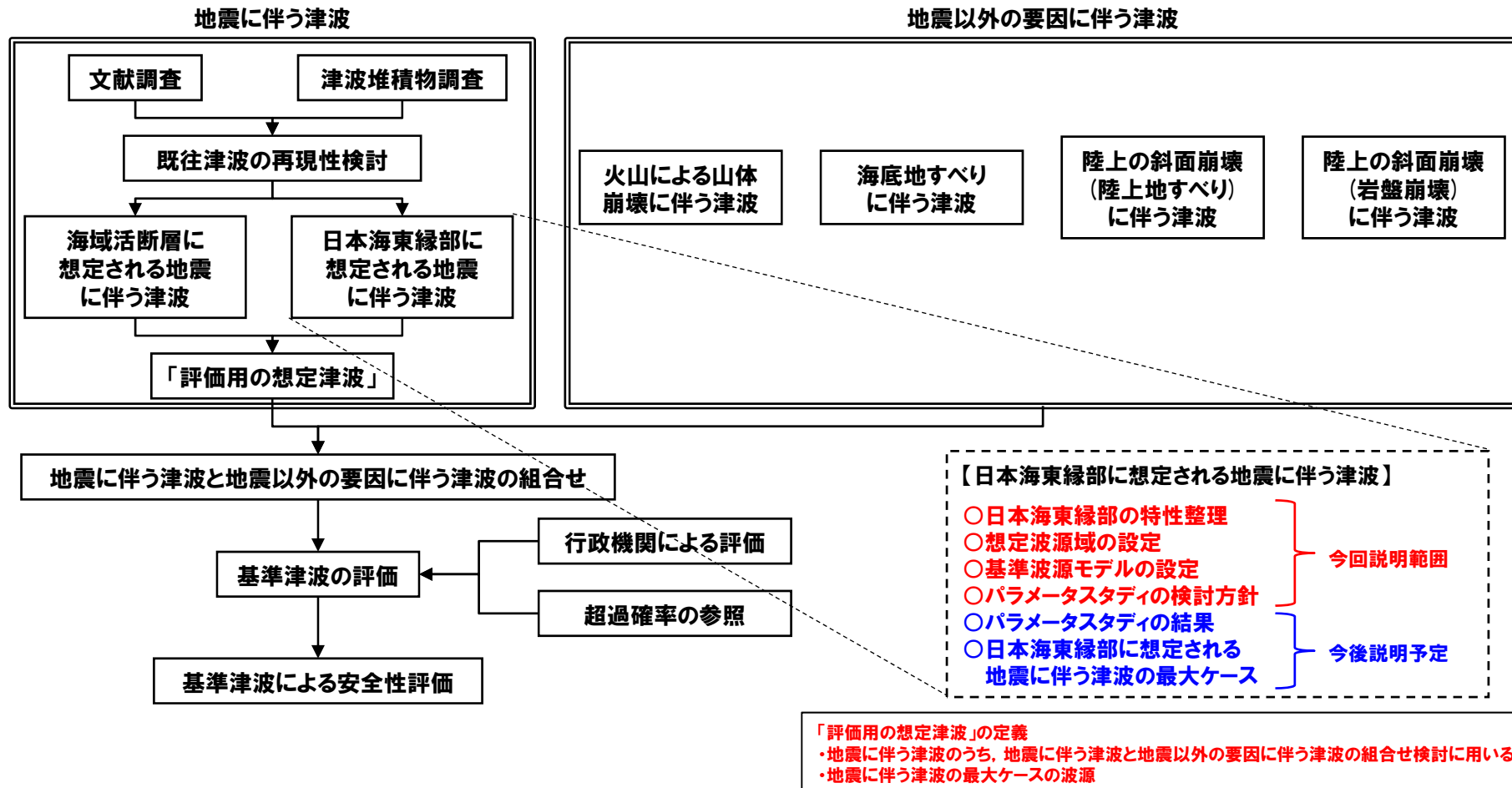
泊発電所の基準津波に関するコメント回答

(日本海東縁部に想定される地震に伴う津波)

令和3年5月28日
北海道電力株式会社

本日の説明概要

- 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波の評価のうち波源設定に係る内容として、日本海東縁部の特性整理、想定波源域の設定、基準波源モデルの設定及びパラメータスタディの検討方針について説明する。
- 本資料では、最新の知見や先行する他の審査等を反映し、過去の審査資料から資料構成を再整理している。
- また、令和元年9月27日審査会合における指摘事項のうち、一部のコメントについて回答する。
- なお、パラメータスタディの結果については、今後説明する。



1. コメント回答方針	4
1.1 指摘事項	4
1.2 指摘事項に関する回答方針	6
2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波	9
2.1 日本海東縁部の特性整理	13
2.1.1 文献レビュー(既往の知見の整理)	15
2.1.2 当社の調査結果	25
2.1.3 想定される日本海東縁部の範囲	29
2.2 想定波源域の設定	30
2.2.1 想定波源域(南北・東西方向)の設定	32
2.2.2 想定波源域(深度方向)の設定	56
2.2.3 想定波源域の設定 まとめ	62
2.3 基準波源モデルの設定	63
2.4 パラメータスタディの検討方針	90
参考文献	110

1. コメント回答方針

1. コメント回答方針	4
1.1 指摘事項	4
1.2 指摘事項に関する回答方針	6
2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波	9
2.1 日本海東縁部の特性整理	13
2.1.1 文献レビュー(既往の知見の整理)	15
2.1.2 当社の調査結果	25
2.1.3 想定される日本海東縁部の範囲	29
2.2 想定波源域の設定	30
2.2.1 想定波源域(南北・東西方向)の設定	32
2.2.2 想定波源域(深度方向)の設定	56
2.2.3 想定波源域の設定 まとめ	62
2.3 基準波源モデルの設定	63
2.4 パラメータスタディの検討方針	90
参考文献	110

1.1 指摘事項

令和元年9月27日審査会合における指摘事項一覧

指摘時期	No	指摘事項	説明時期
令和元年9月27日 審査会合	1	敷地前面上昇側における最大水位発生地点については、防潮堤の前面ではなく、敷地北側防潮堤の前面となっており、敷地前面上昇側の水位(10.78m)については何に用いる水位であるか明確になっていない。健全地形における評価地点と、敷地北側防潮堤の損傷を考慮した地形における評価地点については、評価の目的を整理したうえで、それぞれ適切な評価地点として設定するべき。	今後説明予定
	2	防波堤の南側・北側の損傷に加えて敷地北側防潮堤の損傷の組合せについて検討すること。また、日本海東縁部に想定される地震に伴う津波として全体像を示すことができる時期を提示すること。	今後説明予定
	3	土木学会(2016)における1993年北海道南西沖の波源モデルでは、断層面上縁深さ10kmと設定していることを踏まえ、断層面上縁深さを5kmより更に深くした検討が必要ではないか。地震動の評価における F_B-2 断層の評価では、地震発生層の下端を40kmで検討していることから、断層面上縁深さの変動幅を大きくさせた検討をすること。	今回説明
	4	波源位置を東方向へ移動させた場合、津波水位が大きくなることから、東方向へ移動させた場合における設定根拠の説明が必要である。今回示された波源モデルは過去の波源モデルから変わっており、感度の変化も想定されるため、波源位置に関する検討の深掘りが必要である。また、ひずみ集中帯と波源モデルの関係性を改めて整理すること。	今回説明
	5	ひずみ集中帯波源位置の検討において「西傾斜の断層パターン7」を基本として検討しているが、「東傾斜の断層パターン5」については東方向に動かしてもひずみ集中帯から外れないことから、これらの断層パターンについても検討し資料化すること。例えば、断層パターン5の断層面下端を、地震本部におけるひずみ集中帯の東端に設定した場合の検討等をする事。	今後説明予定
	6	過去に実施している発電所を波源とした場合の評価では、同心円状に津波が伝播することから、これらの伝播経路上に波源モデルを配置し、走向を「くの字」にした評価の必要性について検討すること。	今回説明
	7	貯留堰を下回る時間の確認について、海水ポンプの取水性を評価する観点であれば、貯留堰を下回る時間に着目したパラメータスタディの必要性について検討すること。	今後説明予定
	8	下回る時間として「最長時間」と「合計時間」の2通りで算出しているが、貯留堰天端を一時的に上回る波形を考慮しないで時間を算出する等、保守的な時間評価を検討すること。	今後説明予定
	9	資料中に「ホルスト」と記載されているが、断層は確認できているのか。「ホルスト」の記載が文献の引用であるならば、その文献の詳細と事業者の見解を併せて示すこと。	今回説明

※波源設定に係る内容を先行して今回説明

1. 2 指摘事項に関する回答方針

1. コメント回答方針	4
1. 1 指摘事項	4
1. 2 指摘事項に関する回答方針	6
2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波	9
2. 1 日本海東縁部の特性整理	13
2. 1. 1 文献レビュー(既往の知見の整理)	15
2. 1. 2 当社の調査結果	25
2. 1. 3 想定される日本海東縁部の範囲	29
2. 2 想定波源域の設定	30
2. 2. 1 想定波源域(南北・東西方向)の設定	32
2. 2. 2 想定波源域(深度方向)の設定	56
2. 2. 3 想定波源域の設定 まとめ	62
2. 3 基準波源モデルの設定	63
2. 4 パラメータスタディの検討方針	90
参考文献	110

1.2 指摘事項に関する回答方針

令和元年9月27日審査会合における指摘事項に対する回答方針

No	指摘事項	回答方針
3	土木学会(2016)における1993年北海道南西沖の波源モデルでは、断層面上縁深さ10kmと設定していることを踏まえ、断層面上縁深さを5kmより更に深くした検討が必要ではないか。地震動の評価における F_B-2 断層の評価では、地震発生層の下端を40kmで検討していることから、断層面上縁深さの変動幅を大きくさせた検討をすること。	<ul style="list-style-type: none"> ○津波を伴う既往地震のモデル化では、検討対象(水位・遡上高、地震動等)が異なれば、同一地震でも設定されるパラメータ等が異なる。 ○本検討では、津波の水位や遡上高が検討対象であることから、日本海東縁部の特性や津波の波源に関する知見に基づき、基準波源モデルのパラメータ設定を行う。 ○断層面上縁深さ・地震発生層厚さの設定について、土木学会(2016)における1993年北海道南西沖の波源モデルとの比較を行い、断層面上縁深さのパラメータスタディの変動幅の妥当性を確認する。 ○回答内容はP56~61,108,109に掲載。
4	波源位置を東方向へ移動させた場合、津波水位が大きくなることから、東方向へ移動させた場合における設定根拠の説明が必要である。今回示された波源モデルは過去の波源モデルから変わっており、感度の変化も想定されるため、波源位置に関する検討の深掘りが必要である。また、ひずみ集中帯と波源モデルの関係性を改めて整理すること。	<ul style="list-style-type: none"> ○既往の知見を踏まえて、想定波源域(東西方向)の設定根拠について再整理する。 ○上記を踏まえ、波源位置のパラメータスタディの実施の必要性について検討する。 ○回答内容はP47~55,94~99に掲載。
6	過去に実施している発電所を波源とした場合の評価では、同心円状に津波が伝播することから、これらの伝播経路上に波源モデルを配置し、走向を「くの字」にした評価の必要性について検討すること。	<ul style="list-style-type: none"> ○詳細パラメータスタディのSTEP3において、波源位置の不確かさを考慮するため、走向に関するパラメータスタディを実施する。 ○過去に実施している発電所を波源とした場合の評価(逆伝播解析)では、同心円状に津波が伝播し、これらの伝播経路上に波源モデルを配置した場合に津波水位が大きくなることが想定されるため、くの字(北側断層を+方向、南側断層を-方向)に折り曲げたモデルによる検討を実施する。 ○回答内容はP104~106に掲載。
9	資料中に「ホルスト」と記載されているが、断層は確認できているのか。「ホルスト」の記載が文献の引用であるならば、その文献の詳細と事業者の見解を併せて示すこと。	<ul style="list-style-type: none"> ○地形の高まりを「ホルスト」と表現しており、文献の引用ではなく、適切な表現ではないことから、「地形の高まり」に記載を改める。 ○回答内容はP25に掲載。

最新の知見や先行する他の審査等による再整理内容

○最新の知見や先行する他の審査等を反映し、過去の審査資料から資料構成を再整理した内容は、下表のとおりである。

No	再整理内容
1	○日本海東縁部に想定される地震に伴う津波の想定波源域の設定、及び基準波源モデルの設定について、地震本部(2003)や土木学会(2016)等の文献を引用するだけでなく、申請者の考え方を整理するとともに、資料構成を再整理した。 ○再整理内容はP9～88に掲載。
2	○日本海東縁部の地震は、東西圧縮場という中で起こっている特殊な地震であり変動幅があることを踏まえ、日本海東縁部の特性について再整理した。 ○再整理内容はP13～29に掲載。
3	○日本海東縁部に想定される地震の検討に際して、地下構造の考慮と端部設定の根拠、その上で想定波源域を設定した理由について再整理した。 ○再整理内容はP30～62に掲載。
4	○設定した波源モデルにおいて8ケースの断層面を考えた理由、及び断層傾斜角・傾斜方向設定の考え方について再整理した。 ○再整理内容はP98,99に掲載。
5	○根本ほか(2009)のアスペリティモデルを採用した理由、及びこのアスペリティモデルであれば保守性を担保できるとした理由、並びに最大すべり量を12mに設定した根拠について再整理した。 ○再整理内容はP71～82に掲載。
6	○大角ほか(2018)等、前回の審査会合以降の新たな文献を確認のうえ、敷地への影響を踏まえて再整理した。 ○再整理内容はP83～85に掲載。
7	○日本海東縁部に想定される地震に伴う津波の、想定波源域を考慮のうえ設定する基準波源モデルを対象に行う不確かさの検討について、パラメータスタディ実施の要否を再整理した。 ○再整理内容はP90～109に掲載。
8	○詳細パラメータスタディにおいて、断層上縁深さ5km以深のケースを実施しない理由を再整理した。 ○再整理内容はP92,93,108,109に掲載。
9	○ライズタイムについて、パラメータスタディを実施しない理由を再整理した。 ○再整理内容はP87,92,93に掲載。

2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波

1. コメント回答方針	4
1.1 指摘事項	4
1.2 指摘事項に関する回答方針	6
2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波	9
2.1 日本海東縁部の特性整理	13
2.1.1 文献レビュー(既往の知見の整理)	15
2.1.2 当社の調査結果	25
2.1.3 想定される日本海東縁部の範囲	29
2.2 想定波源域の設定	30
2.2.1 想定波源域(南北・東西方向)の設定	32
2.2.2 想定波源域(深度方向)の設定	56
2.2.3 想定波源域の設定まとめ	62
2.3 基準波源モデルの設定	63
2.4 パラメータスタディの検討方針	90
参考文献	110

2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波

主に参照する知見

- 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波の評価にあたり、日本海東縁部に関する研究成果を取りまとめた知見を評価目的毎に整理した結果として、下表の知見を主に参照する。
- なお、下表以外の個別の知見についても、必要に応じて参照する。

評価目的	主に参照する知見	整理結果
日本海東縁部の特性整理 想定波源域の設定	大竹ほか編(2002)	<ul style="list-style-type: none"> ○日本海東縁部の新生プレート境界説(大陸側のプレートが東に向かって沈み込む)が発表され、その後に発生した1983年日本海中部地震の発生メカニズムと整合した。 ○1993年北海道南西沖地震が発生し、この震源断層は西傾斜を示し、日本海東縁部は単純な沈み込みモデルでは説明できないことが明らかとなった。 ○『日本海東縁部における地震発生ポテンシャル評価に関する総合研究』(科学技術庁研究開発局※(1994～1998))が実施され、この研究結果は、『日本海東縁の活断層と地震テクトニクス』(大竹ほか編(2002))に取りまとめられた。 ※現文部科学省 ○以上から、既往の研究成果を取りまとめた知見である大竹ほか編(2002)を主に参照する知見として抽出する。 ○大竹ほか編(2002)では、日本海東縁部の地震発生メカニズムについて、日本海東縁部に存在するのは海溝軸のような単純なプレート境界ではなく、プレートの相対運動は何条かの「ひずみ集中帯」によって担われているとされている。
	地震本部(2003)	<ul style="list-style-type: none"> ○1995年の兵庫県南部地震を契機として、地震・津波に対する防災の観点から、地震に関する調査や研究を政府として一元的に推進するために、政府の特別機関として地震本部が設置された。 ○『日本海東縁部の地震活動の長期評価』(地震本部(2003))では、日本海東縁部に発生した地震に関する既往の調査研究の成果を参考に評価している。 ○以上から、地震本部(2003)を主に参照する知見として抽出する。
基準波源モデルの設定 パラメータスタディの検討内容	土木学会(2016)	<ul style="list-style-type: none"> ○『原子力発電所の津波評価技術』(土木学会(2002))では、原子力発電所における設計津波を設定するために活用可能な方法として、地震と津波に関する既往の研究成果から得られた様々な知見を取りまとめている。 ○『原子力発電所における津波評価技術2016』(土木学会(2016))では、前著の発行(2002年)以降の期間で得られた最新の知見を取りまとめている。 ○以上から、地震と津波に関する既往の研究成果から得られた様々な知見を取りまとめた知見である土木学会(2016)を主に参照する知見として抽出する。

2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波

日本海東縁部に関する知見の整理

関連する地震・津波イベント	日本海東縁部の特性整理, 想定波源域の設定		基準波源モデルの設定, パラメータスタディ	
	地震発生メカニズム	活断層・活構造の調査	地震活動領域・震源モデル	津波解析
1983年日本海中部地震 (東傾斜) <small>整合</small>	新生プレート境界説 (大陸側のプレートが東に向かって沈み込む) が発表			
1993年北海道南西沖地震 (西傾斜)		『日本海東縁部における地震発生ポテンシャル評価に関する総合研究』 (科学技術庁研究開発局* (1994~1998)) ※現文部科学省		『地域防災計画における津波対策強化の手引き』 (国土庁ほか (1998))
1995年兵庫県南部地震 <small>地震本部の設置</small>	『日本海東縁部の活断層と地震テクニクス』 (大竹ほか編 (2002))		『原子力発電所の津波評価技術』 (土木学会 (2002))	
	日本海東縁部に存在するのは海溝軸のような単純なプレート境界ではなく、プレートの相対運動は何条かの「ひずみ集中帯」によって担われている。	参照	改訂	
	『日本海東縁部の地震活動の長期評価について』 (地震本部 (2003))			
2011年東北地方太平洋沖地震 <small>知見の反映</small>		『ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究』 (文部科学省 (2007~2012))	『日本海における大規模地震に関する調査検討会報告書』 (国交省ほか (2014))	
			『原子力発電所の津波評価技術2016』 (土木学会 (2016))	
				『海域における断層情報総合評価プロジェクト』 (文部科学省 (2013~2019))
				『日本海地震・津波調査プロジェクト』 (文部科学省 (2013~2020))

【凡例】

■ : 研究成果を取りまとめた知見として主に参照するもの

■ : 研究成果を取りまとめた知見のうち確認したもの

2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波

検討フロー

【2.1 日本海東縁部の特性整理】

- 想定波源域の設定に先立ち、日本海東縁部に関する既往の知見を整理する。
- 当社の調査結果から敷地前面海域の地形的特徴を確認し、日本海東縁部に関する既往の知見と比較する。
- 既往の知見を踏まえ、日本海東縁部の範囲を想定する。

【2.2 想定波源域の設定】

- 「2.1 日本海東縁部の特性整理」で想定した日本海東縁部の範囲を踏まえ、想定波源域の南北方向、東西方向及び深度方向の設定根拠を再整理する。
- 再整理した結果を踏まえ、想定波源域を設定する。

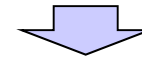
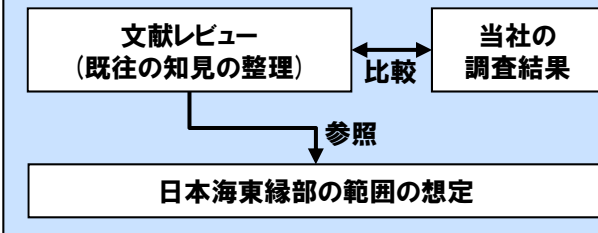
【2.3 基準波源モデルの設定】

- 基準波源モデルの断層パラメータについては、既往津波の波源モデル、国交省ほか(2014)のスケーリング則等の既往の知見を踏まえて、設定する。

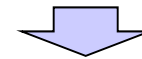
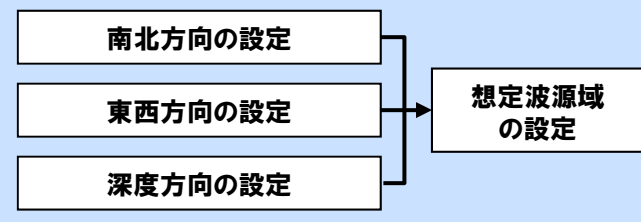
【2.4 パラメータスタディ検討方針】

- パラメータスタディの検討方針について再整理する。

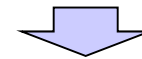
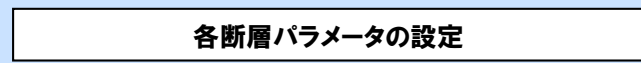
2.1 日本海東縁部の特性整理



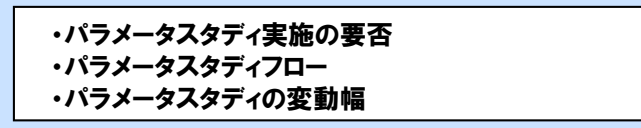
2.2 想定波源域の設定



2.3 基準波源モデルの設定



2.4 パラメータスタディの検討方針



2.1 日本海東縁部の特性整理

1. コメント回答方針	4
1.1 指摘事項	4
1.2 指摘事項に関する回答方針	6
2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波	9
2.1 日本海東縁部の特性整理	13
2.1.1 文献レビュー(既往の知見の整理)	15
2.1.2 当社の調査結果	25
2.1.3 想定される日本海東縁部の範囲	29
2.2 想定波源域の設定	30
2.2.1 想定波源域(南北・東西方向)の設定	32
2.2.2 想定波源域(深度方向)の設定	56
2.2.3 想定波源域の設定 まとめ	62
2.3 基準波源モデルの設定	63
2.4 パラメータスタディの検討方針	90
参考文献	110

2.1 日本海東縁部の特性整理

整理方針

- 日本海東縁部の地震は、東西圧縮場という中で起こっている特殊な地震であり、明瞭なプレート境界が存在しない一方で、M7クラスの地震に伴い1983年日本海中部地震津波、1993年北海道南西沖地震津波等の津波が発生している。
- 日本海東縁部は明瞭なプレート境界が形成されていないことから地震の発生メカニズムが複雑であるため、想定波源域の設定に先立ち、テクトニクスと地震メカニズム、地殻構造、地質構造に基づいたひずみ集中帯、地震活動からみたひずみ集中帯、活断層分布及び地震活動の長期評価に関する既往の知見を整理する。
- 当社の調査結果から敷地前面海域の地形的特徴を確認し、日本海東縁部に関する既往の知見と比較する。
- 既往の知見及び敷地前面海域の地形的特徴を踏まえ、日本海東縁部の範囲を想定する。

2.1 日本海東縁部の特性整理

【文献レビュー（既往の知見の整理）】

- ・テクトニクスと地震メカニズム (P15)
- ・地殻構造 (P16~19)
- ・地質構造に基づいたひずみ集中帯 (P20)
- ・地震活動からみたひずみ集中帯 (P21)
- ・活断層分布 (P22)
- ・地震活動の長期評価（地震本部（2003）） (P23)

【当社の調査結果】

- ・敷地前面海域の地形的特徴 (P25~28)

比較

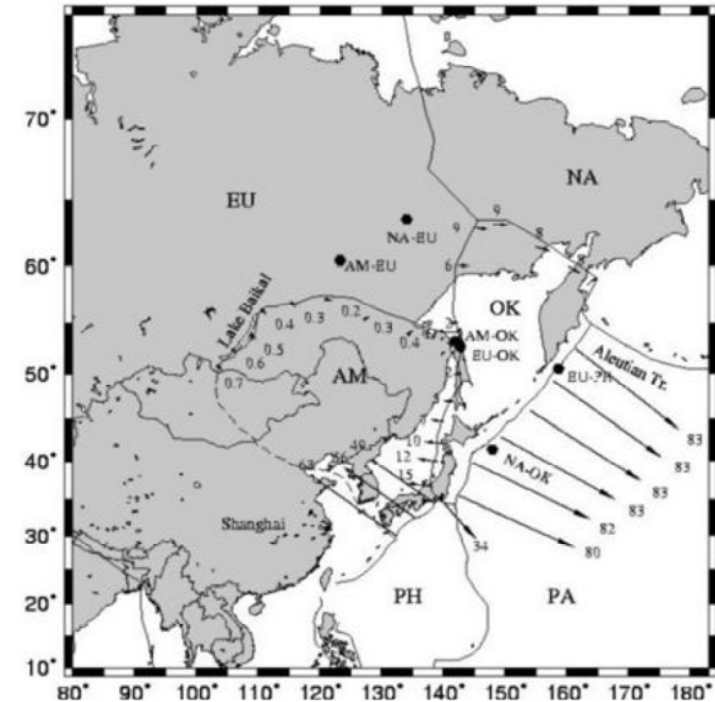
参照

【日本海東縁部の範囲の想定】

- ・既往の知見から、地震本部（2003）の評価対象領域と同じ範囲に、日本海東縁部の範囲を想定 (P29)

既往の知見 (1/9) ,テクトニクスと地震メカニズム

- 大竹ほか編 (2002) では、現在の日本海の地形と地質構造は、3,000-1,500 万年前の日本海形成時に作られた構造 (日本列島の大陸からの分離、日本海盆における海洋性地殻の形成等) と、約1,000万年前より以降の変動によって形成された構造 (日本列島に沿った縁辺部の地殻変動) が重なりあっているとされている。
- 国交省ほか (2014) では、ひずみ集中帯について、以下のとおりとされている。
 - 日本海東縁部の北海道西方沖から新潟県沖には、多くの断層・褶曲が分布したひずみ集中帯とよばれる領域がある。
 - ひずみ集中帯は、西に位置するユーラシアプレート (もしくはアムールプレート) と東に位置する北米プレート (もしくはオホーツクプレート) の幅の広いプレート境界と考えられている。
- 地震本部 (2003) では、日本海東縁部で発生する地震について、以下のとおりとされている。
 - 主としてプレート相対運動に伴う東西方向からの圧縮力を受けて発生する。
 - 明瞭なプレート境界が存在する太平洋側の海溝沿いとは異なり、プレート境界が南北方向に分布する何条かの断層・褶曲帯 (ひずみ集中帯) より成り、幅をもった領域全体で圧縮力によるひずみを解消する。
- 岡村 (2019) では、日本海においてマグニチュード7前後からそれ以上の大地震が繰返し発生してきたが、それらは活断層の破壊によって発生したと推定されている。
- 国交省ほか (2014) では、日本海東縁部で発生する地震は、内陸の活断層タイプの地震と同様の発生メカニズムを持つと考えられている。



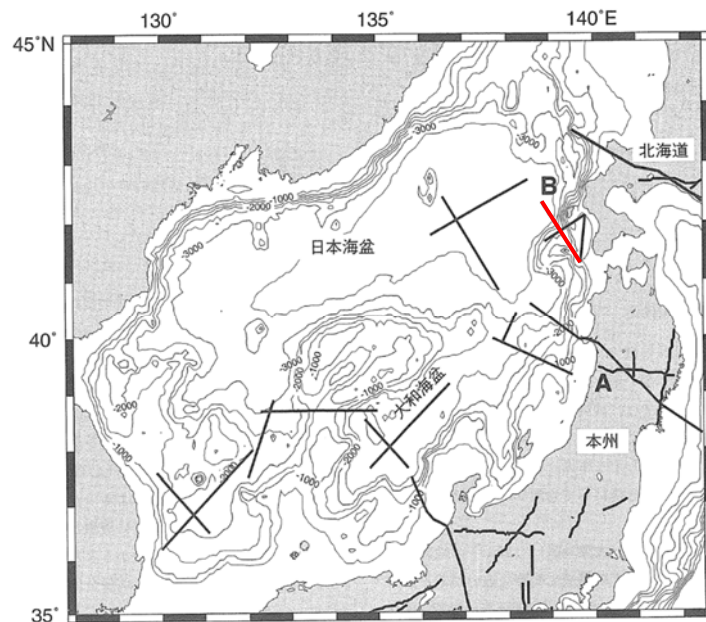
EU:ユーラシアプレート, NA:北米プレート, OK:オホーツクプレート
AM:アムールプレート, PA:太平洋プレート, PH:フィリピン海プレート

日本列島周辺のプレート運動
(国交省ほか (2014) より引用)

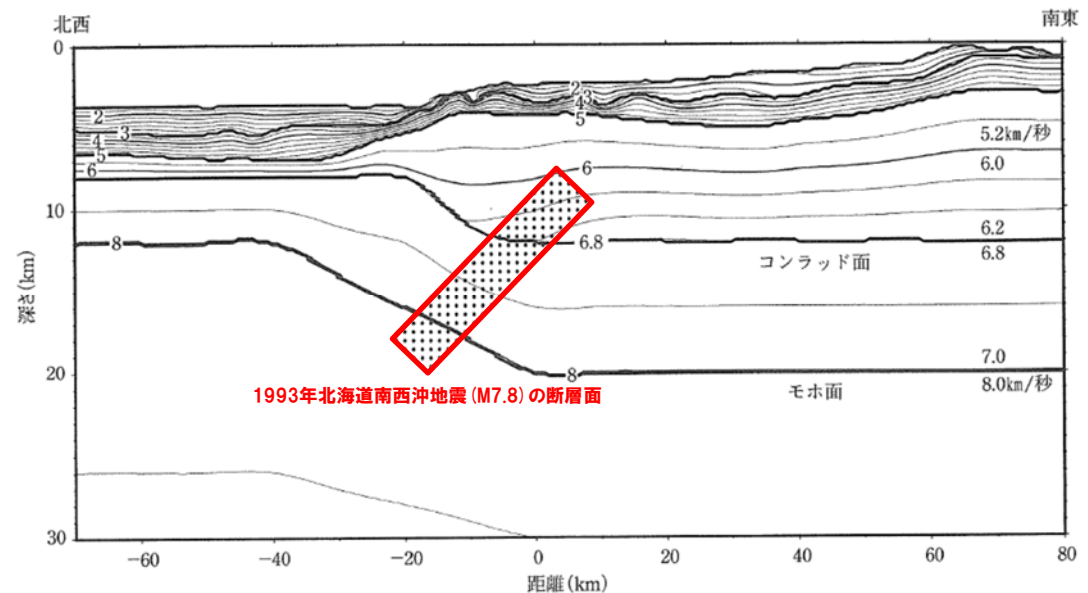
既往の知見(2/9),地殻構造(1/3)

○大竹ほか編(2002)では,日本海東縁部の地殻構造と地震の発生域の関係について,以下のとおりとされている。

- 固体地球は核・マントル・地殻で構成されており,一番外側が地殻であり,地殻とマントルの境界はモホ面と呼ばれる。
- 日本海盆下の地殻厚さは8km程度と薄く,日本海沿岸付近の地殻厚さは20km程度と厚くなる(測線B)。
- 地殻厚さと地形との対応関係(地殻が急激に厚くなる地点は,水深も急激に浅くなる)が明瞭にみられ,1993年北海道南西沖地震及び1983年日本海中部地震は,地殻厚さが急変する場所で発生している。
- 日本海東縁部は地殻厚さが急変する場所にあたり,応力集中が起きやすいので,大地震が発生し,結果としてプレート収束の主たる部分を担っていると考えられる。



これまでに実施された地殻構造探査の測線位置
(大竹ほか編(2002)に一部加筆)



P波速度を0.1km/秒ごとのコンターで示す。ハッチは1993年北海道南西沖地震(M7.8)の断層面

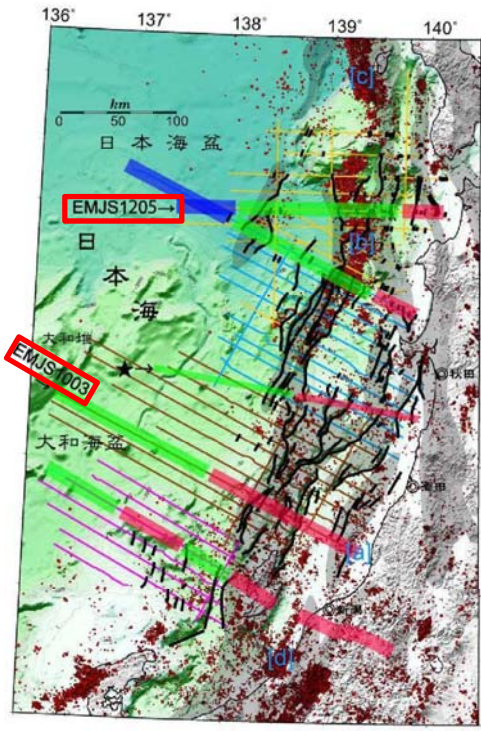
測線Bに沿った地殻構造
(大竹ほか編(2002)に一部加筆)

余白

2.1.1 文献レビュー(既往の知見の整理)

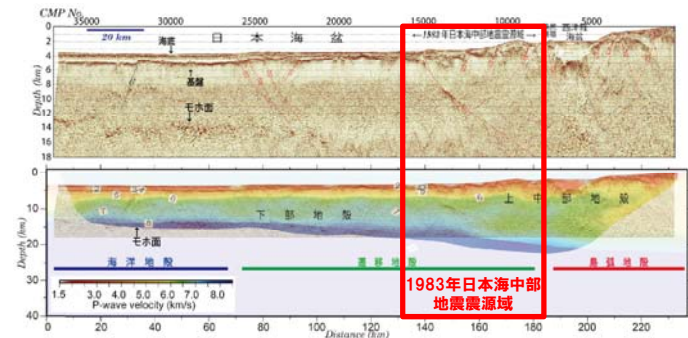
既往の知見(3/9),地殻構造(2/3)

- 小平(2013)では,日本海東縁部の地殻構造について,以下のとおりとされている。
 - 地殻構造は,地震波速度構造より島弧地殻(下図の赤線),遷移地殻(下図の緑線)及び海洋地殻(下図の青線)に区分される。
 - ひずみ集中帯と地殻構造の空間的な分布で比較すると,北部(秋田沖～西津軽沖)と南部(能登半島沖～山形沖)とで違いがある。
 - 北部(秋田沖～西津軽沖)では,島弧地殻の領域が狭く,島弧地殻の領域だけではなく,「島弧地殻と遷移地殻」や「遷移地殻と海洋地殻」の地殻構造の境界付近でもひずみ集中帯が分布しており,1983年日本海中部地震は,「島弧地殻と遷移地殻」の地殻構造の境界で生じた地震である。
 - 南部(能登半島沖～山形沖)では,島弧地殻の領域が広く,ひずみ集中帯や被害地震(1833年庄内沖地震や1964年新潟地震)はすべて島弧地殻が形成されている領域に分布している。

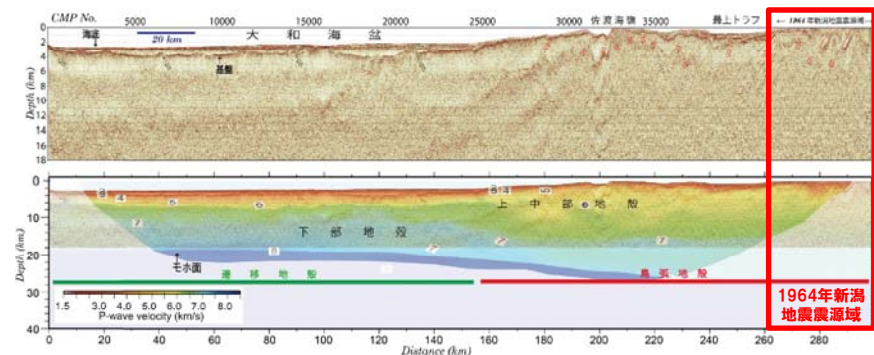


調査海域図
(小平(2013)に一部加筆)

実線:地震探査測線(太線:海底地震計による地震探査測線)
 黒線:逆断層
 赤点:気象庁一元化震源と地震年報による震源(深さ0~50km,期間:2000~2011年,マグニチュード:M_J>1)
 ★の測線:西坂ほか(2001)による地震探査測線
 灰色:日本海東縁ひずみ集中帯の分布
 [a]:1964年新潟地震(MJ7.5)
 [b]:1983年日本海中部地震(MJ7.7)
 [c]:1993年北海道南西沖地震(MJ7.8)
 [d]:2007年新潟県中越沖地震(MJ6.8)



測線EMJS1205における地震探査イメージングの結果
(小平(2013)に一部加筆)



測線EMJS1003における地震探査イメージングの結果
(小平(2013)に一部加筆)

2.1.1 文献レビュー(既往の知見の整理)

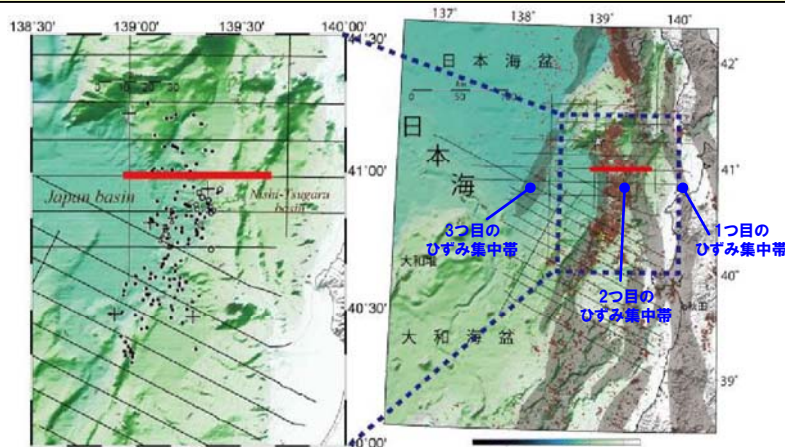
既往の知見(4/9),地殻構造(3/3)

○小平(2013)では、北部(秋田沖～西津軽沖)に分布するひずみ集中帯を3タイプに区分し、その地殻構造について以下のとおりとされている。

- 1つ目のひずみ集中帯は、島弧地殻に位置し、地殻構造の特徴は南部における特徴と同様である。
- 2つ目のひずみ集中帯は、島弧地殻と遷移地殻との境界付近に位置し、この領域内で日本海中部地震が発生した。
- 3つ目のひずみ集中帯は、遷移地殻と海洋地殻との境界付近に位置し、日本海中部地震震源域より地殻が薄い。

○小平(2013)では、上記のうち2つ目のひずみ集中帯について、以下のとおりとされている。

- 日本海中部地震震源域のイメージング図より、震源域の西端に位置する部分において東傾斜の逆断層を伴った非対称な背斜の発達が認められ(右下図 紫矢印)、この背斜に対応する東傾斜の明瞭な反射面を地殻内に同定することができる。
- この反射面は、以下の理由から、日本海中部地震の震源域である可能性が高く、接続している背斜に関連した構造であるとみられる。
 - ✓ 深度10～18kmに分布した東傾斜の震源(右下図●印)とよく対応すること
 - ✓ この反射面に接続している背斜は、震源域北部から南部まで震源分布の走向に沿ってイメージされていること
 - ✓ 日本海中部地震の震源モデルが東傾斜の逆断層であること
- 地震波速度構造と比較すると震源断層とみられる反射面を境に、地殻構造が陸側と海側で異なっており、震源域より陸側の沿岸域では島弧地殻の特徴を示している。
- 反射面はちょうど地殻構造の境界付近に形成されており、それが地震断層として作用した可能性を示唆している。

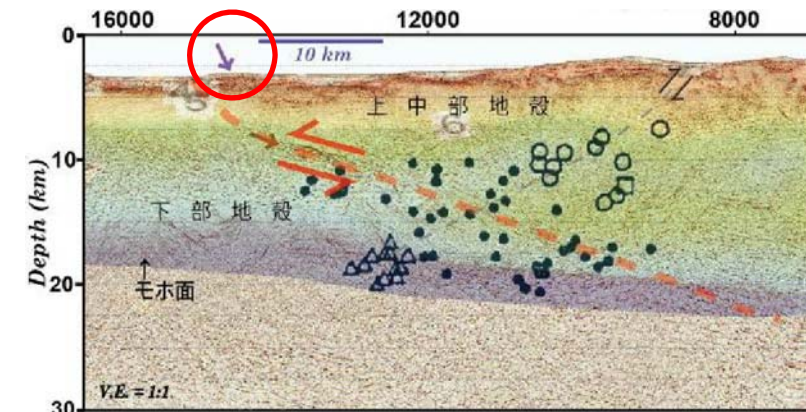


海底地震観測と陸上観測網の統合処理で得られた余震分布

気象庁一元化震源と地震年報による震源分布
(深さ:0～50km, 期間:2000～2011年,
マグニチュード: $M_j > 1$)

測線図

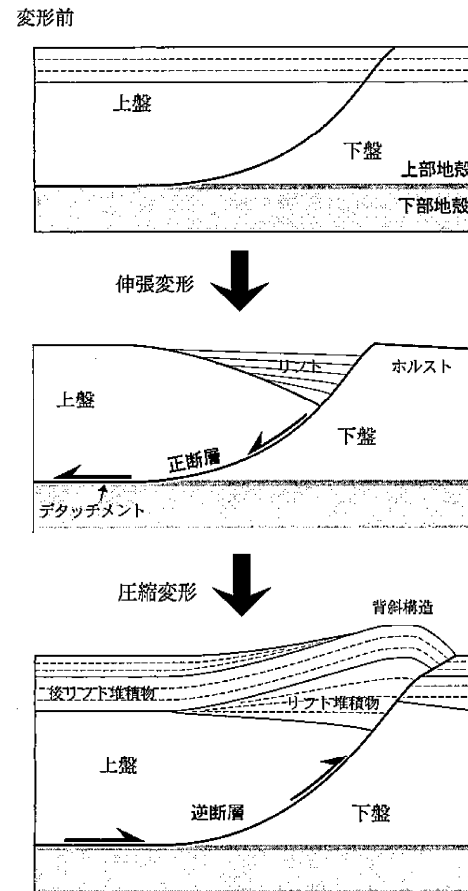
(小平(2013)に一部加筆)



マルチチャンネル反射法地震探査によって得られた深度断面と
海底地震計による地震波速度構造と海陸統合処理によって得られた余震分布の比較
(小平(2013)に一部加筆)

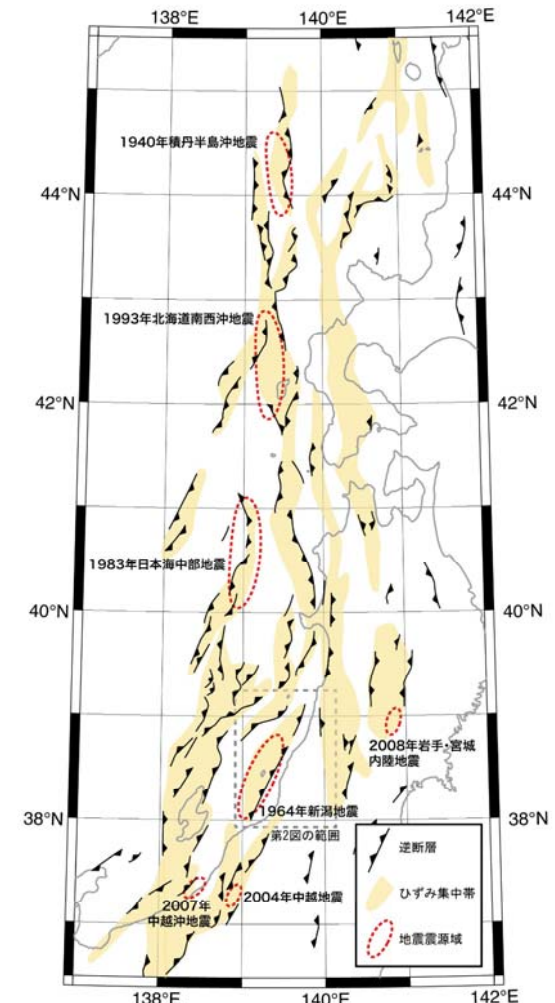
既往の知見(5/9) 地質構造に基づいたひずみ集中帯

- 大竹ほか編(2002)では、日本海東縁部の活断層について、以下のとおりとされている。
 - 日本海東縁部は、1,500年以上前の日本海の拡大時に、正断層が発達しリフトが多数形成され、その後、約300万年前以降の東西圧縮応力により、それらの古い正断層が逆断層として再活動している。
 - 東西圧縮応力によって発達した逆断層はその上盤に非対称な断面を呈する背斜構造を必ず伴う。
- 岡村(2019)では、背斜構造の幅はおおよそ15km程度で、急傾斜する前翼と緩傾斜する後翼からなる非対称な断面をもち、前翼基部に断層が観察される場合があるとされている。
- 大竹ほか編(2002)では、ひずみ集中帯について、以下のとおりとされている。
 - 日本海東縁部には、背斜構造と逆断層が連続する断層、褶曲帯がいくつも発達するが、この間に断層や褶曲が全く見られないゾーンも分布することから、地殻のひずみは断層、褶曲帯に集中してきたことを示している。
 - 断層、褶曲帯は約300万年間に地殻の短縮ひずみが集中した場所であるといえる。
- 岡村ほか(2019)では、断層、褶曲帯の分布は、地下の断層の分布を推定することができることから、地質構造に基づいたひずみ集中帯であるとされている。



伸張応力場では上盤が沈降し、堆積盆地(リフト)が形成される。一方、断層の下盤はほとんど変動しないため、相対的な高まり(ホルスト)として残る。伸張応力場から圧縮応力場に転じた場合には、正断層が逆断層として再活動し、堆積盆地を含む上盤が隆起し、非対称な背斜構造が形成される。

圧縮応力場及び伸張応力場で形成される模式的な断層とそれに伴う構造
(大竹ほか編(2002)より引用)

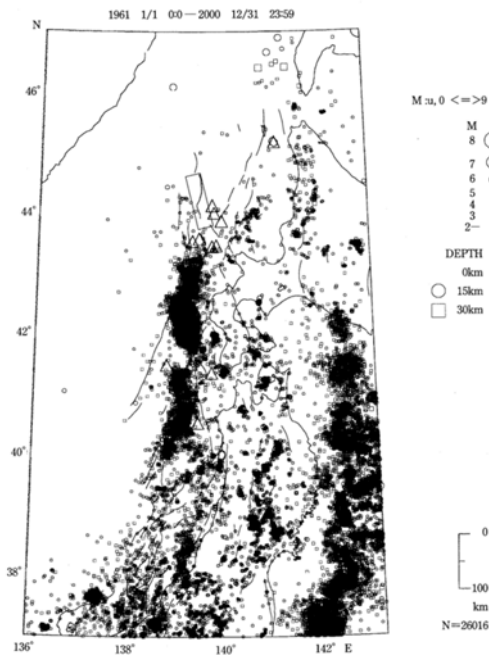


断層と褶曲の分布からおおよその領域を示しているため、境界の位置は厳密ではないし、過去約350万年間に形成された領域なので、すべてが活動的とは限らない。20世紀以降の主要な地震の震源域を赤の点線で示す(大竹ほか編(2002)などを基に一部修正)。

地質構造に基づいたひずみ集中帯
(岡村ほか(2019)より引用)

既往の知見(6/9)地震活動からみたひずみ集中帯

- 大竹ほか編(2002)では、地震活動からみたひずみ集中帯について、以下のとおりとされている。
- 積丹半島北西沖から男鹿半島沖では、東経139度に沿う南北方向の地震分布が顕著で、近年は北から1940年積丹半島沖地震(M7.5)、1993年北海道南西沖地震(M7.8)、1983年日本海中部地震(M7.7)が発生している。
 - この南北走向の地震帯は、数十kmの幅をもつ1本の明瞭な帯で特徴づけられる。
 - 地震活動が集中的にみられる地震帯は、現在活動中のひずみ集中帯であり、最近約40年間の浅い地震の震源分布に基づいて、ひずみ集中帯の分布を右下図のとおり示している。



日本海東縁の浅い地震(深さ30km以浅)の震源(1961-2000年)と活断層の分布
(大竹ほか編(2002)より引用)

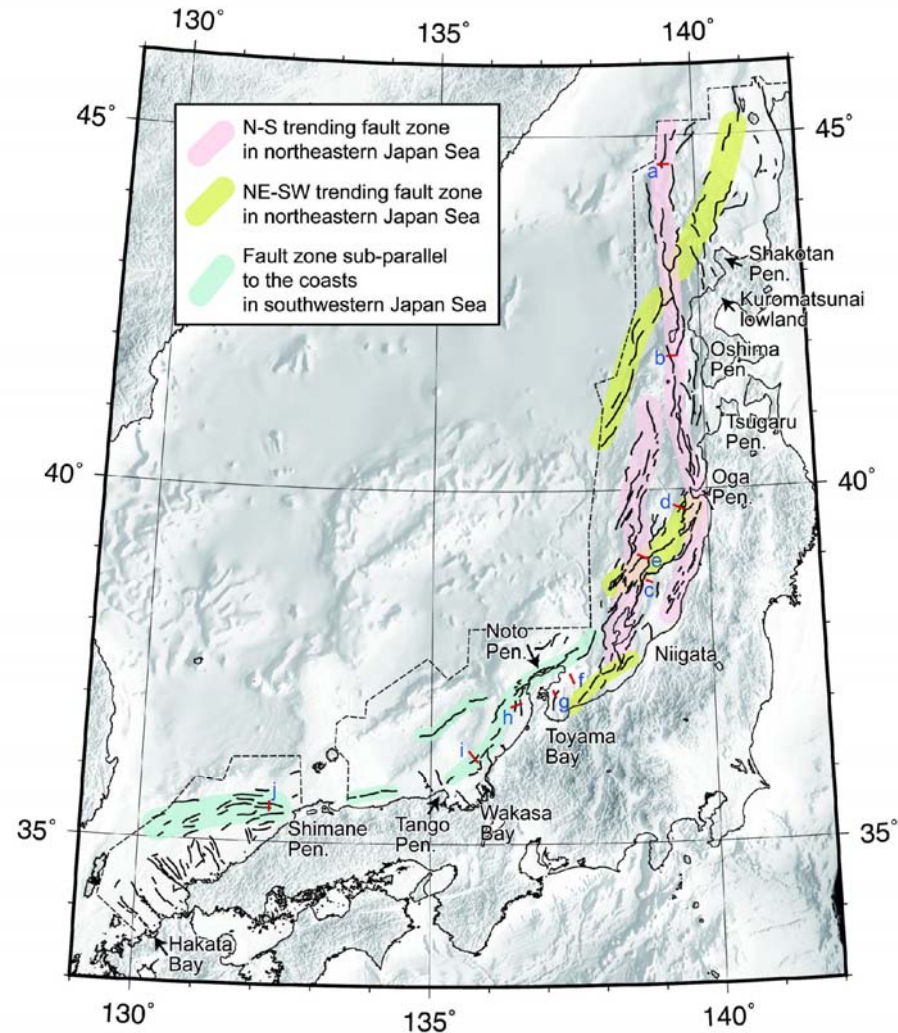


地震活動からみた日本海東縁のひずみ集中帯と地震空白域(長円で囲んだ領域、AかA'とB、X)
(大竹ほか編(2002)より引用)

既往の知見(7/9) 活断層分布

○岡村(2019)では、富山湾より北東側の日本海東縁部の活断層について、以下のとおりとされている。

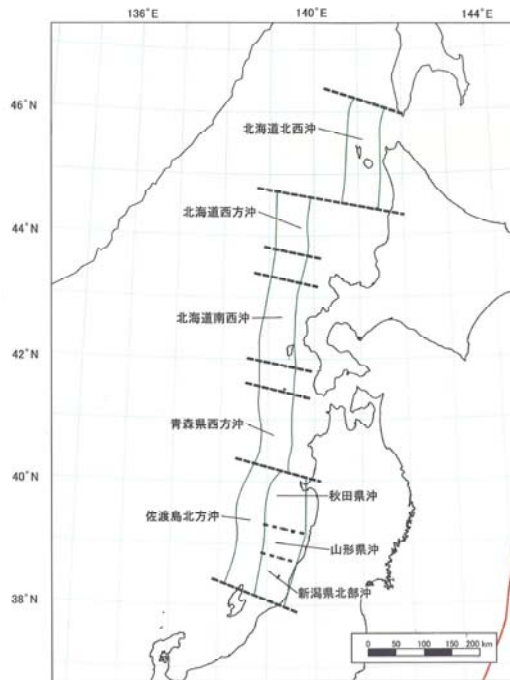
- ほぼ南北方向に伸びる断層の集中帯とそれに斜交する北東-南西方向の断層帯が認められる。
- 南北方向の断層集中帯は規模の大きな断層が重複して分布するのに対して、北東-南西方向の断層帯では断層規模はやや小さく、断層の集中度も低い。
- 過去に発生した規模の大きい地震は、南北方向の断層集中帯に沿って発生している。
- 断層面の傾斜は東傾斜と西傾斜が交互に現れる。



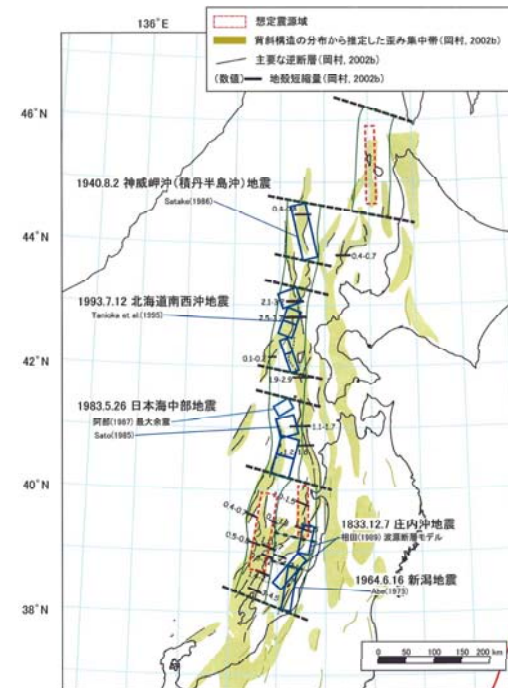
日本海における主要な活断層図
(岡村(2019)より引用)

既往の知見(8/9),地震活動の長期評価

- 地震本部(2003)では、日本海東縁部における地震発生の可能性の取りまとめを行い、評価結果について、以下のとおりとされている。
- 地震観測及び歴史記録からM7.5以上の大地震の発生が確認されている領域では、以下の地震を代表例と考え、将来も同様な地震が発生するものとしている。
 - ・1940年神威岬沖(積丹半島沖)地震
 - ・1993年北海道南西沖地震
 - ・1983年日本海中部地震 ほか
 - 地震観測記録、歴史地震の記録、津波の記録、深度分布、及び地震性堆積物・津波堆積物の解析結果に基づく既存研究に基づき、日本海東縁部の大地震を整理している。
 - 日本海東縁部における地震の発生位置及び震源域は、過去の大地震の震源モデル・余震域及びひずみ集中帯の空間的な分布を参照して推定している。



日本海東縁部の評価対象領域
(地震本部(2003)より引用)



過去の地震の震源モデル・想定震源域及びひずみ集中帯の分布
(地震本部(2003)より引用)

既往の知見 (9/9) ,まとめ

○日本海東縁部は、明瞭なプレート境界が形成されていないことから地震メカニズムが複雑であるため、テクトニクスと地震メカニズム、地殻構造、地質構造に基づいたひずみ集中帯、地震活動からみたひずみ集中帯、活断層分布及び地震活動の長期評価に関する既往の知見を整理した結果は以下のとおりである。

【テクトニクスと地震メカニズム】

- アムールプレートとオホーツクプレートの間には、明瞭なプレート境界が存在せず、東西方向に数十km程度の幅をもち南北方向に伸びるひずみ集中帯でマグニチュード7クラスの地震が発生している。
- 内陸の活断層タイプの地震と同様の発生メカニズムを持つ。
- プレートの相対運動に伴う東西方向圧縮力によるひずみを解消することで地震が発生する。

【地殻構造】

- 日本海東縁部は地殻厚さが急変する場所にあたり、応力集中が起きやすいので、大地震が発生し、結果としてプレート収束の主たる部分を担っていると考えられる。
- ひずみ集中帯と地殻構造の空間的な分布で比較すると、北部（秋田沖～西津軽沖）と南部（能登半島沖～山形沖）とで違いがある。
- 地震波速度構造と比較すると震源断層とみられる反射面を境に、地殻構造が陸側と海側で異なっており、震源域より陸側の沿岸域では島弧地殻の特徴を示している。

【地質構造に基づいたひずみ集中帯】

- 日本海の拡大時に形成された古い正断層が逆断層として再活動している。
- 東西圧縮応力によって発達した逆断層はその上盤に非対称な断面を呈する背斜構造を伴う。
- 地殻のひずみは断層、褶曲帯に集中してきたことを示している。

【地震活動からみたひずみ集中帯】

- 南北走向の地震帯は、数十kmの幅をもつ1本の明瞭な帯で特徴づけられ、地震活動が集中的にみられる地震帯は、現在活動中のひずみ集中帯である。

【活断層分布】

- 南北方向の断層集中帯は規模の大きな断層が重複して分布し、規模の大きい地震が発生している。
- 断層面の傾斜は東傾斜と西傾斜が交互に現れる。

【地震活動の長期評価】

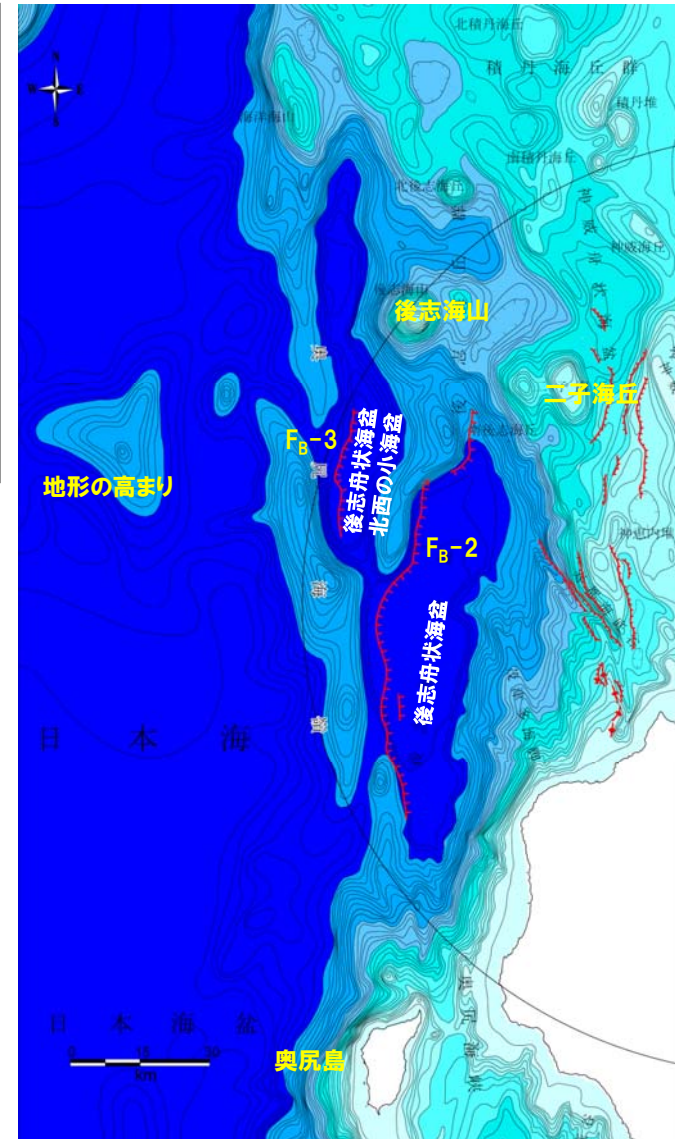
- M7.5以上の大地震の発生が確認されている領域では、将来も同様な地震が発生するものと考えられる。
- 評価対象領域（地震本部（2003））は、様々な既存研究（地震観測記録、歴史地震の記録、津波の記録、深度分布、地震性堆積物・津波堆積物）、過去の大地震の震源モデル、余震域及びひずみ集中帯の空間的な分布を参照して推定している。

2. 1. 2 当社の調査結果

敷地前面海域の地形的特徴 (1/4) ,敷地前面海域の地形

一部加筆 (H25/10/16審査会合)

- 敷地前面海域では、後志舟状海盆西縁に F_B-2 断層 (約101km), 後志舟状海盆北西の小海盆の西縁に F_B-3 断層 (約45km) を震源として考慮する断層として評価している。
- F_B-2 断層及び F_B-3 断層は、共に西傾斜の逆断層であり、これらの断層の隆起側には、南北方向に断続的に高まりが認められる。この高まりは、後志舟状海盆西側で2列に分かれる。
- F_B-2 断層が分布する後志舟状海盆の北端は、後志海山、二子海丘等に規制され、南端では、奥尻島から連続する高まりに規制される。
- F_B-3 断層が分布する小海盆も、北端は後志舟状海盆同様に後志海山に規制され、また、その海盆北端西側には地形の高まりが認められる。



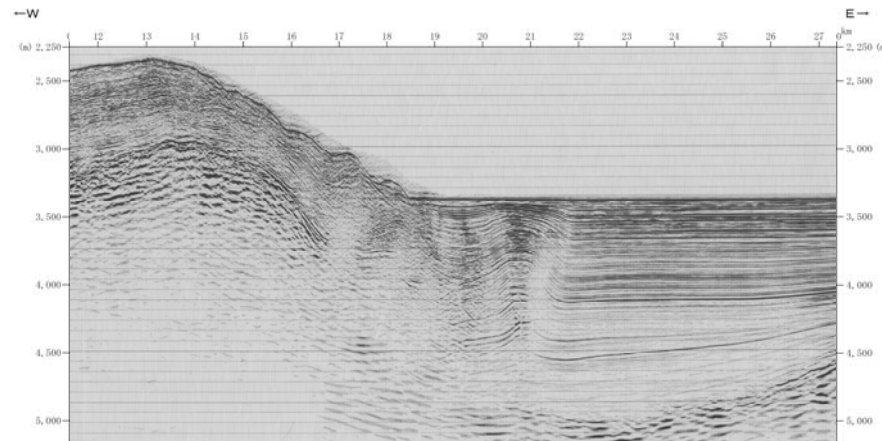
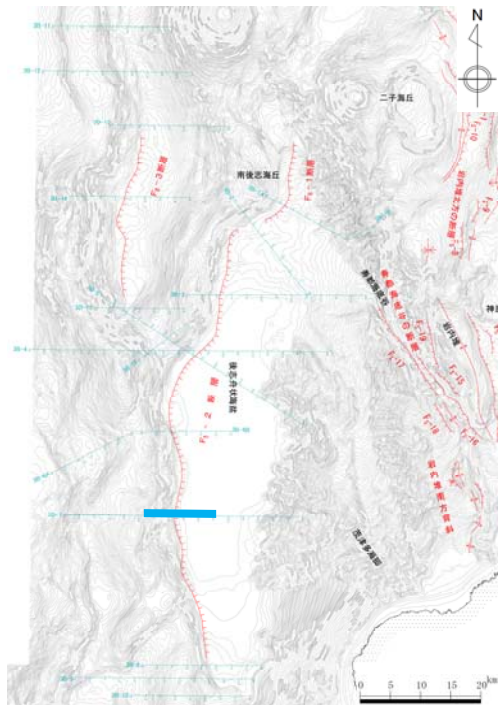
F_B-2 断層及び F_B-3 断層

2. 1. 2 当社の調査結果

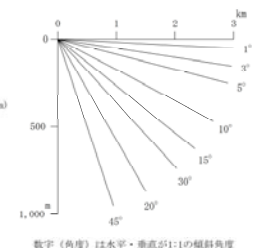
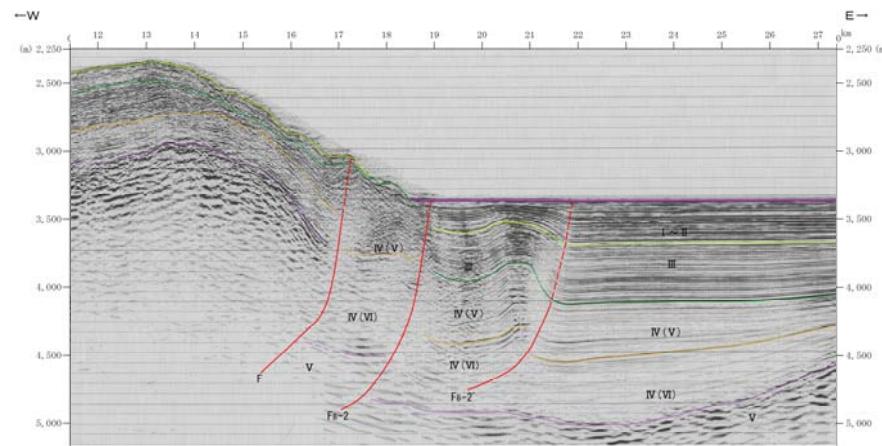
敷地前面海域の地形的特徴 (2/4) ,F_B-2断層 (測線3B-7)

一部加筆 (H25/10/16審査会合)

- 背斜構造の東側が急傾斜となる非対称な形状から西傾斜の逆断層が推定される。
- 断層の上下変位量は、V層上面で2km程度とみられる。
- F_B-2断層の東側のIII層以降の堆積物には変位・変形は認められない。



- 凡例
- I~II層 (中部更新統~完新統)
 - III層 (下部更新統~中部更新統)
 - IV層 (始新統~下部更新統)
 - IV(V)層 (始新統~下部更新統)
 - IV(VI)層 (始新統~中新統)
 - V層 (始新統以下)
- ※色付線は各層の上面を表す
- F_B-1 断層及び断層番号
 - F_B-1 断層運動に関連する変形



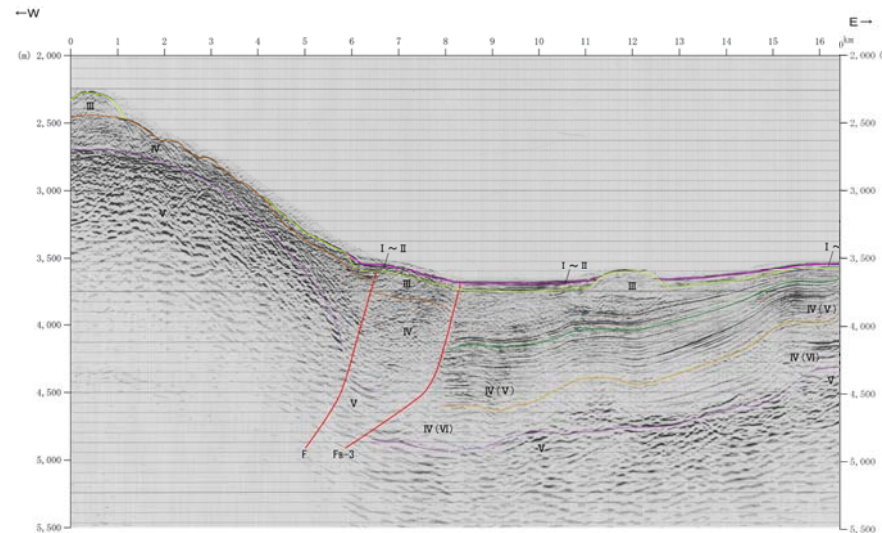
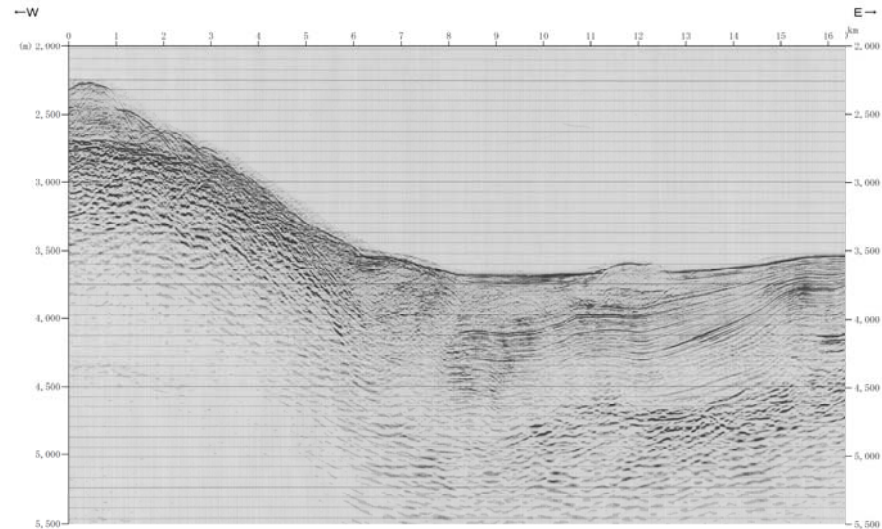
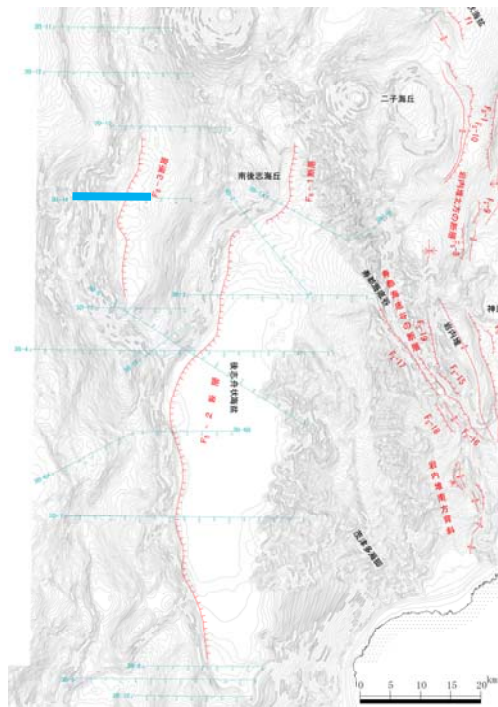
※凡例のうち地質年代については、誤記があったことから今回修正した。

2. 1. 2 当社の調査結果

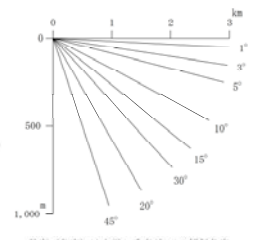
敷地前面海域の地形的特徴 (3/4) ,F_B-3断層 (測線3B-14)

一部加筆 (H25/10/16審査会合)

- 背斜構造の東側が急傾斜となる非対称な形状から西傾斜の逆断層が推定される。
- 断層の上下変位量は、V層上面で2km程度とみられる。
- F_B-3断層の東側のIII層以降の堆積物には変位・変形は認められない。



- 凡例
- I~II (中部更新統~完新統)
 - III (下部更新統~中部更新統)
 - IV (始新統~下部更新統)
 - IV(V) (始新統~下部更新統)
 - IV(VI) (始新統~中新統)
 - V (始新統以下)
 - 赤色付線は各層の上面を表す
 - F_B-1 断層及び断層番号
 - F_B-1 断層運動に関連する変形



※凡例のうち地質年代については、誤記があったことから今回修正した。

2. 1. 2 当社の調査結果

敷地前面海域の地形的特徴(4/4) ,まとめ

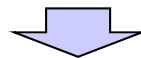
○当社の調査結果から敷地前面海域の地形的特徴を確認し、日本海東縁部に関する既往の知見と比較した。

【当社の調査結果に基づく敷地前面海域の地形的特徴】

- 背斜構造の基部に西傾斜の逆断層 (F_B-2 断層, F_B-3 断層) が確認される。
- その東側には活断層を示唆する変位・変形は認められない。

【日本海東縁部に関する既往の知見】

- 東西圧縮応力によって発達した逆断層はその上盤に非対称な断面を呈する背斜構造を伴う。

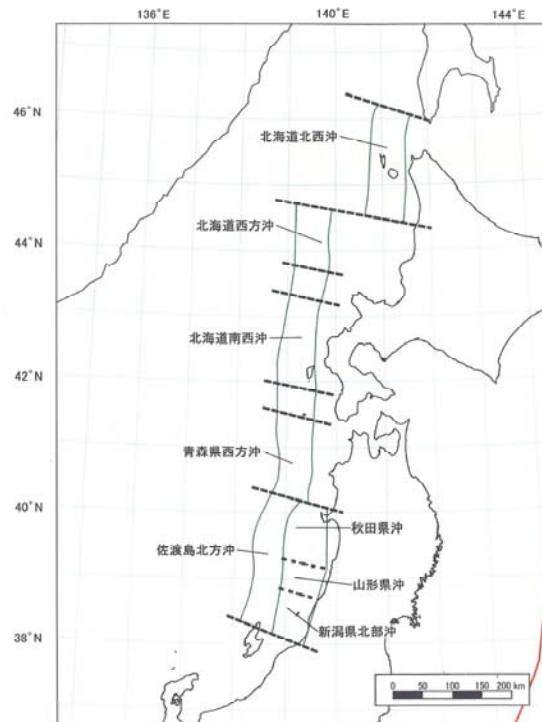


○以上から、当社の調査結果から確認した敷地前面海域の地形的特徴と日本海東縁部に関する既往の知見は整合する。

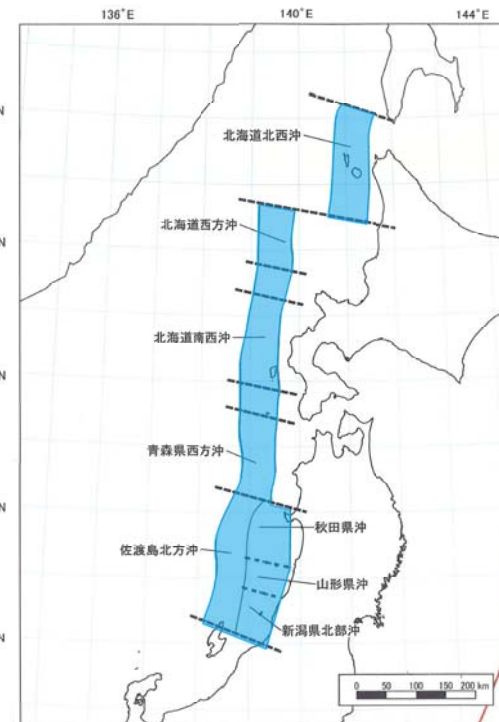
2. 1. 3 想定される日本海東縁部の範囲

想定される日本海東縁部の範囲

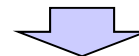
- 想定波源域の設定に先立ち、日本海東縁部に関する既往の知見を整理した。
- そのうち、地震本部（2003）は、地震・津波に対する防災の観点から地震に関する調査や研究を政府として一元的に推進するために設置された政府の特別機関である地震調査研究推進本部が整理したものである。
- また、地震本部（2003）の評価対象領域は、様々な既存研究（地震観測記録、歴史地震の記録、津波の記録、深度分布、地震性堆積物・津波堆積物）、過去の大地震の震源モデル、余震域及びびずみ集中帯の空間的な分布を参照して推定されたものである。
- 当社の調査結果から確認した敷地前面海域の地形的特徴も日本海東縁部に関する既往の知見と整合する。



地震本部の評価対象領域
(地震本部(2003)より引用)



想定される日本海東縁部の範囲
(地震本部(2003)に一部加筆)



- 以上から、日本海東縁部の範囲は、地震本部（2003）の評価対象領域と同じ範囲に想定した。

2.2 想定波源域の設定

1. コメント回答方針	4
1.1 指摘事項	4
1.2 指摘事項に関する回答方針	6
2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波	9
2.1 日本海東縁部の特性整理	13
2.1.1 文献レビュー(既往の知見の整理)	15
2.1.2 当社の調査結果	25
2.1.3 想定される日本海東縁部の範囲	29
2.2 想定波源域の設定	30
2.2.1 想定波源域(南北・東西方向)の設定	32
2.2.2 想定波源域(深度方向)の設定	56
2.2.3 想定波源域の設定 まとめ	62
2.3 基準波源モデルの設定	63
2.4 パラメータスタディの検討方針	90
参考文献	110

整理方針

- 「2.1 日本海東縁部の特性整理」で想定した日本海東縁部の範囲を踏まえ、想定波源域の南北方向、東西方向及び深度方向の設定根拠を再整理する。
- 再整理した結果を踏まえ、想定波源域を設定する。

2.2 想定波源域の設定

【南北方向の設定】

《①想定波源域の主部の設定》

- ・既往地震 (P32～35) ※
- ・敷地前面海域の断層評価 (P36)
- ・余震分布 (P37)
- ・震源分布 (P38)
- ・海底地形 (P39)

《②想定波源域の北端の設定》

- ・基盤構造 (P42)

《③想定波源域の南端の設定》

- ・断層モデル (P44)

【東西方向の設定】

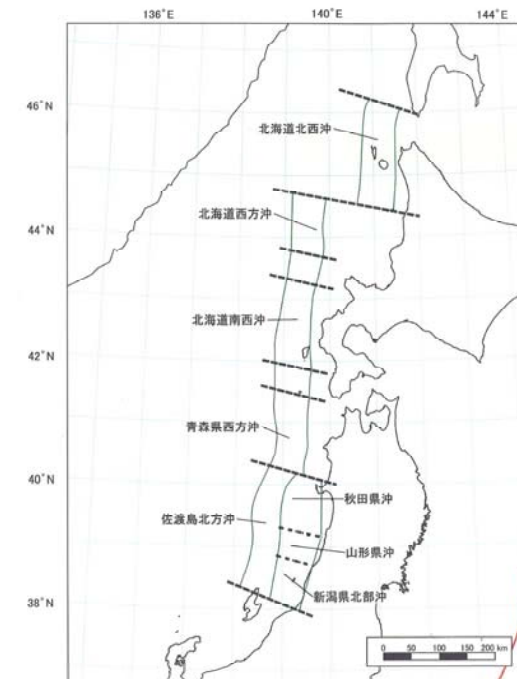
- ・既往地震 (P32～35) ※
- ・海底地形 (P47)
- ・地震本部 (2003) (P47)
- ・余震分布 (P48)
- ・走向 (P48)
- ・当社の調査結果 (P50～55)

【深度方向の設定】

- ・地震発生層厚さ (P56)
- ・地殻構造 (P57)
- ・余震分布 (P58)

想定波源域の設定

※既往地震に関する知見は、南北方向、東西方向の設定根拠としている。



日本海東縁部の評価対象領域
(地震本部 (2003) より引用)

2.2.1 想定波源域(南北・東西方向)の設定

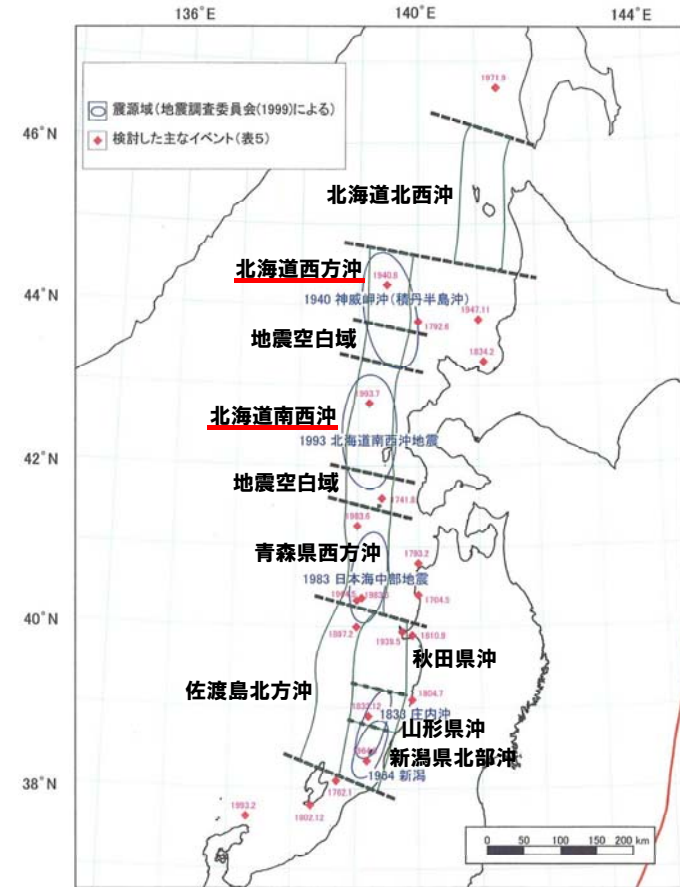
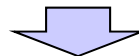
南北・東西方向(1/17),既往地震(1/4),既往地震の規模

- 地震規模は,断層面積(断層分布範囲)に関連するため,既往地震の規模について整理した。
- 地震本部(2003)では,日本海東縁部において敷地への津波の影響が大きいと考えられる北海道西方沖及び北海道南西沖で発生した既往地震津波のうち,最も地震規模が大きいものは1993年北海道南西沖地震津波とされている。

日本海東縁部の大地震活動域の既往最大Mw

海域	発生年	既往最大Mw (=M _{max})	地震発生間隔
北海道北西沖	なし	-	3900年程度
<u>北海道西方沖</u>	1940	<u>7.7</u>	1400~3900年程度
<u>北海道南西沖</u>	1993	<u>7.8</u>	500~1400年程度
青森県西方沖	1983	7.7	500~1400年程度
秋田県沖	なし	-	1000年程度以上
山形県沖	1833	7.8	1000年程度以上
新潟県北部沖	1964	7.5	1000年程度以上
佐渡島北方沖	なし	-	500~1000年程度

土木学会(2011)より作成



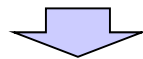
日本海東縁部における主な地震の震源域と地震本部(2003)で検討対象としたイベント(地震本部(2003)に一部加筆)

○以上から,既往地震の最大規模はMw7.8である。

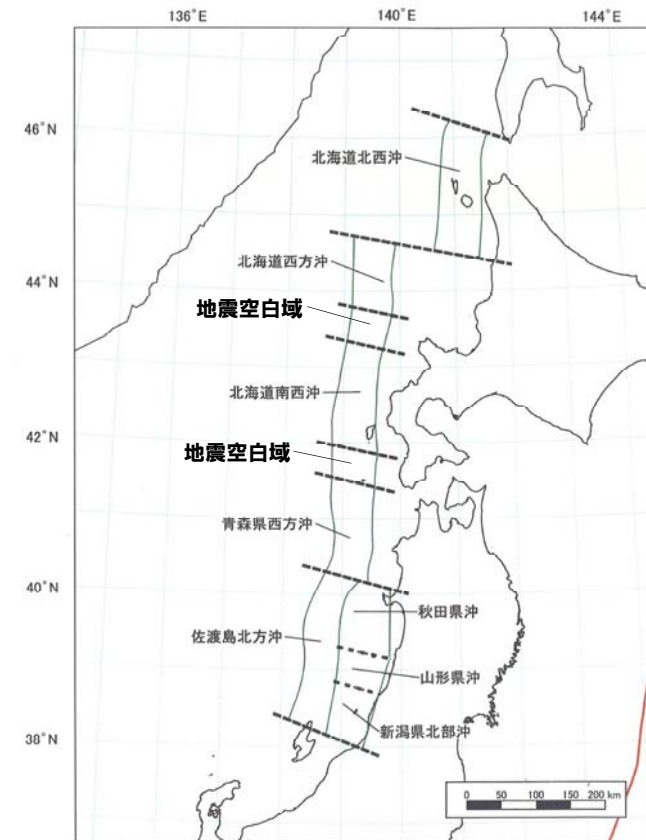
2.2.1 想定波源域(南北・東西方向)の設定

南北・東西方向(2/17), 既往地震(2/4), 既往地震の震源域

- 地震本部(2003)では, 既往地震の震源域について, 以下のとおりとされている。
 - 「ひずみ集中帯」で東西方向から圧縮する力を受けて繰り返し地震が発生するものと考え, M7.5以上の地震の発生したことが地震観測及び歴史記録から知られている領域別に評価対象領域を区分している。
 - 地震観測及び歴史記録からはM7.5以上の大地震の発生が確認されていない残りの海域(「地震空白域」)が分布しているが, 北海道西方沖・北海道南西沖・青森県西方沖の狭間にある空白域は, その大きさからM7.5以上の大地震は発生する可能性が低いと考えられ, 検討対象としていない。



- 以上から, 日本海東縁部にはM7.5以上の地震が発生した領域と地震空白域とが南北に交互に分布する。



日本海東縁部の評価対象領域
(地震本部(2003)に一部加筆)

2.2.1 想定波源域(南北・東西方向)の設定

南北・東西方向(3/17),既往地震(3/4),ひずみ集中帯内における既往地震規模の偏り

- 大竹ほか編(2002)では,ひずみ集中帯のうち,主地震帯(特に大きな地震)とそれ以外の領域に明瞭な地域差が認められ,後者に属する地震は最大でもM7.5を超えないとされている。
- 地震本部(2003)では,ひずみ集中帯を構成する海底断層や褶曲帯は,約300万年間に地殻の短縮ひずみが集中した場所であると考えられるので,将来発生する地震の位置は,現在の地震活動の状況も併せて参照したとされている。

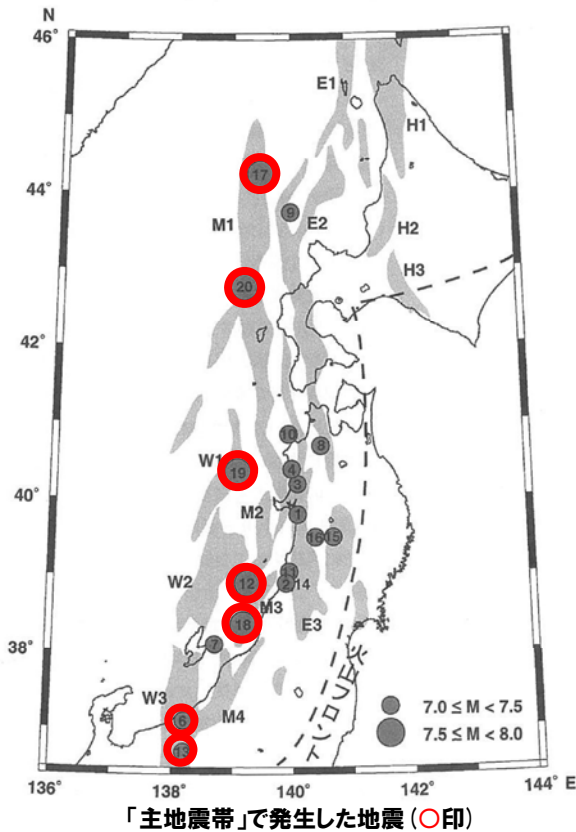
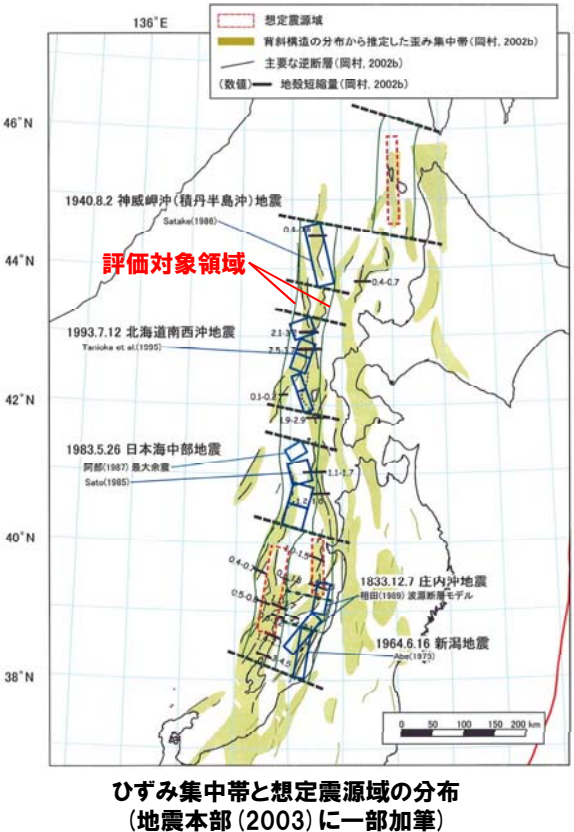
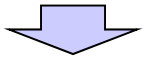


表 12.1 日本海東縁に発生した浅発大地震 (M ≥ 7)

番号	年	地域/地震名	緯度 (°N)	経度 (°E)	M	備考
1	830	出羽	39.8	140.1	7.0-7.5	S
2	850	出羽	38.9	139.9	7.0	S
3	1694	能代地方	40.2	140.1	7.0	S
4	1704	羽後・津軽	40.4	140.0	7.0 ± ¼	S
5	1741	渡島大島	41.6	139.4	(6.9)	M(噴火?)
6	1751	越後・越中	37.1	138.2	7.0-7.4	M
7	1762	佐渡	38.1	138.7	7.0	S
8	1766	津軽	40.7	140.5	7 ½ ± ¼	S
9	1792	後志沖	43 ¾	140.0	7.1	S
10	1793	珍ヶ沢地震	40.85	139.95	6.9-7.1	S
11	1804	糸魚地震	39.05	139.95	7.0 ± 0.1	S
12	1833	庄内沖	38.9	139.25	7 ½ ± ¼	M
13	1847	善光寺地震	36.7	138.2	7.4	M
14	1894	庄内地震	38.9	139.9	7.0	S
15	1896	陸羽地震	39.5	140.7	7.2 ± 0.2	S
16	1914	秋田仙北地震	39.5	140.4	7.1	S
17	1940	積丹半島沖地震	44.25	139.47	7.5	M
18	1964	新潟地震	38.35	139.18	7.5	M
19	1983	日本海中部地震	40.36	139.08	7.7	M
20	1993	北海道南西沖地震	42.78	139.18	7.8	M

(注1) 糸魚川-静岡構造線以東,火山フロント以西で発生した M7 以上の大地震を表示。
 (注2) 震源要素は原則として宇佐美(1996)および気象庁の地震カタログによる。ただし, No.2 の震央は萩原(1989)に従って庄内平野東縁断層帯の観音寺断層付近とした。
 (注3) 備考欄の M は主地震帯に発生したもの, S はそれ以外の地震。

備考欄のMを主地震帯の地震, Sをその他の地震としている
 (大竹ほか編(2002)に一部加筆)



ひずみ集中帯と想定震源域の分布
 (地震本部(2003)に一部加筆)

- 以上から,地震本部(2003)の評価対象領域は,大竹ほか編(2002)の主地震帯のみならず,M7.5を超えない地震の発生領域も含んだ領域であると考えられる。

2. 2. 1 想定波源域 (南北・東西方向) の設定

南北・東西方向 (4/17), 既往地震 (4/4)

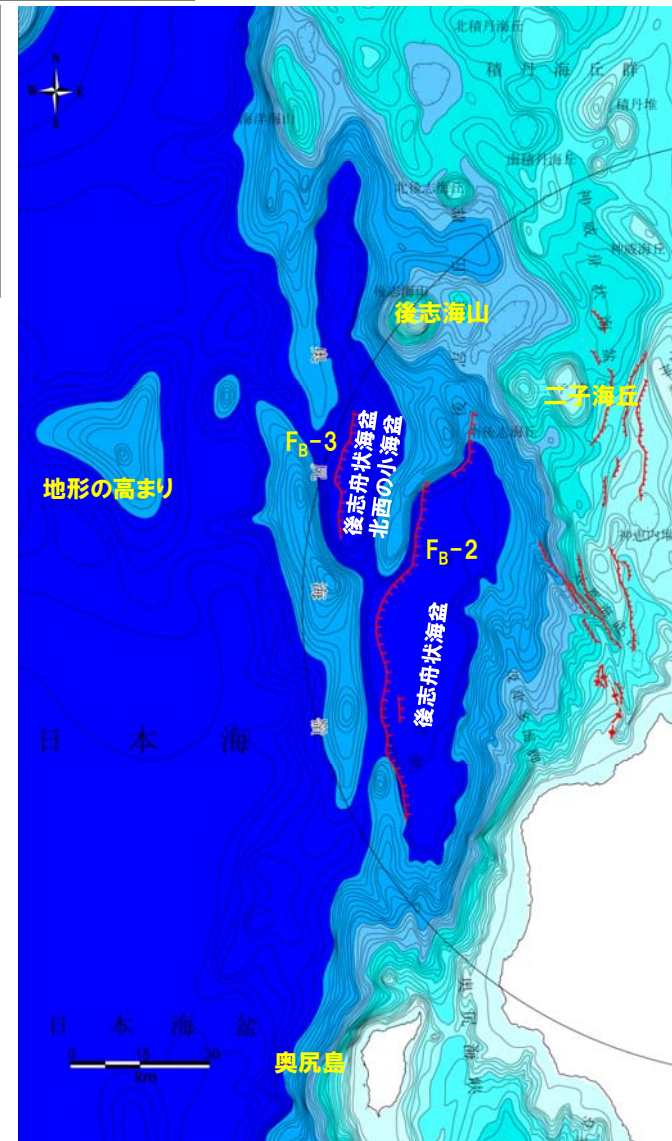
- 日本海東縁部における既往地震の最大規模はMw7.8である。
- 日本海東縁部にはM7.5以上の地震が発生した領域と地震空白域とが南北に交互に分布する。
- 地震本部 (2003) の評価対象領域は、大竹ほか編 (2002) の主地震帯のみならず、M7.5を超えない地震の発生領域も含んだ領域であると考えられる。

2.2.1 想定波源域(南北・東西方向)の設定

南北・東西方向(5/17),南北方向(1/10),①主部の設定(1/5),敷地前面海域の断層評価

一部加筆(H25/10/16審査会合)

- 敷地前面海域では,後志舟状海盆西縁に F_B-2 断層(約101km),後志舟状海盆北西の小海盆の西縁に F_B-3 断層(約45km)を震源として考慮する断層として評価している。
- F_B-2 断層及び F_B-3 断層は,共に西傾斜の逆断層であり,これらの断層の隆起側には,南北方向に断続的に高まりが認められる。この高まりは,後志舟状海盆西側で2列に分かれる。

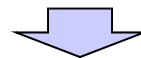
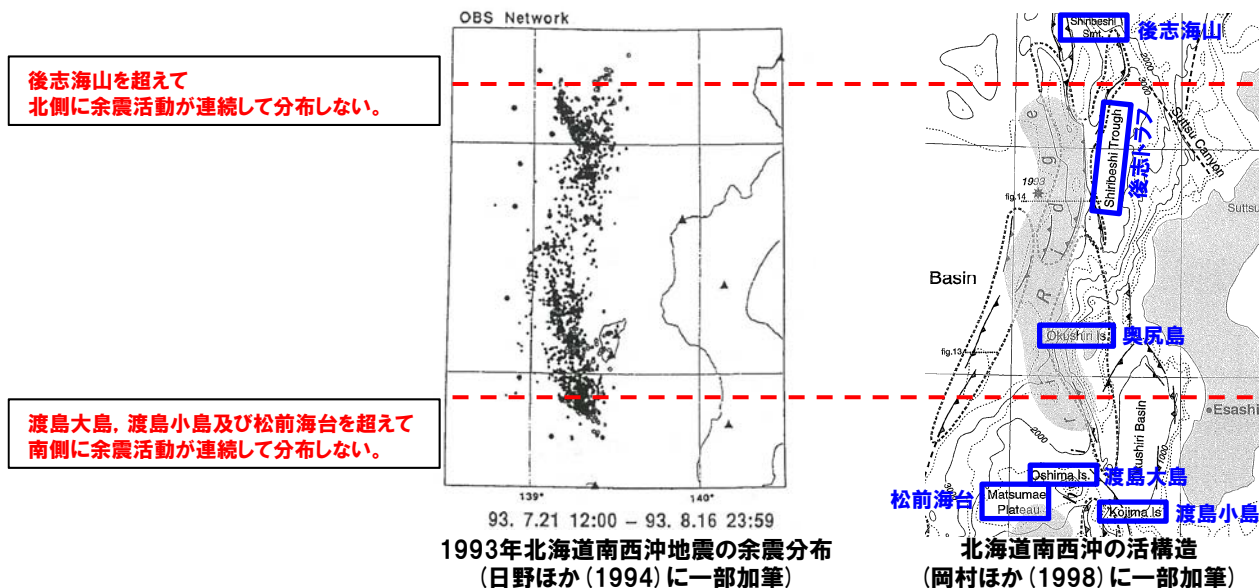


F_B-2 断層及び F_B-3 断層

2.2.1 想定波源域(南北・東西方向)の設定

南北・東西方向(6/17),南北方向(2/10),①主部の設定(2/5),余震分布

- 日野ほか(1994)では,北海道南西沖地震の余震分布を下図のとおり示している。
- 岡村ほか(1998)では,日野ほか(1994)の研究成果より,1993年北海道南西沖地震の余震域は,後志トラフ(舟状海盆)西方から奥尻島南方の松前海台まで達するとされている。
- 岡村・倉本(1999)では,1993年北海道南西沖地震について,以下のとおりとされている。
 - 北海道南西沖地震の破壊域と積丹半島沖地震の破壊域の間には,後志海山が分布する。
 - 北海道南西沖地震の破壊域と日本海中部地震の破壊域の間には,渡島大島・渡島小島などの活火山が分布している。
 - これらの火山周辺では活断層の規模が小さくなっており,火山の存在が断層破壊領域を規制している可能性がある。

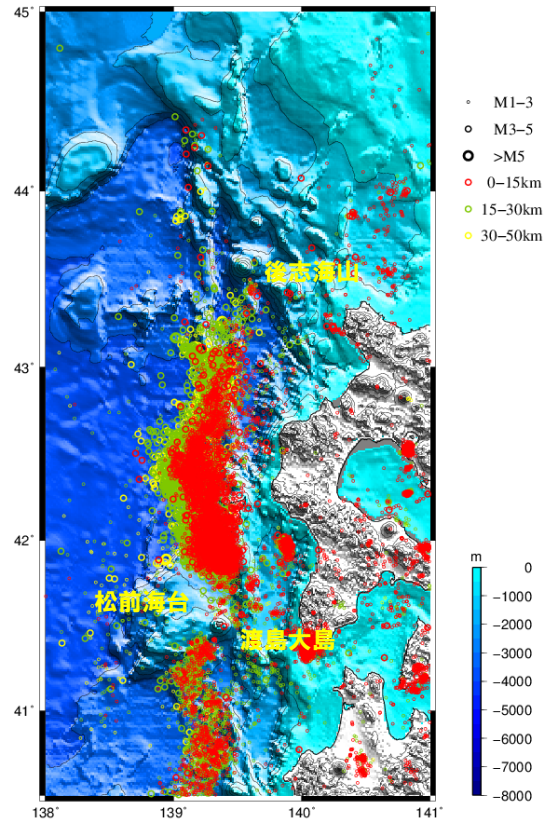


- 以上から,北海道南西沖で発生した1993年北海道南西沖地震の活動域は,余震の震源分布から火山等の分布域には到達せずに,北端は後志海山,南端は渡島大島および松前海台で区切られる範囲になったと考えられる。

2.2.1 想定波源域(南北・東西方向)の設定

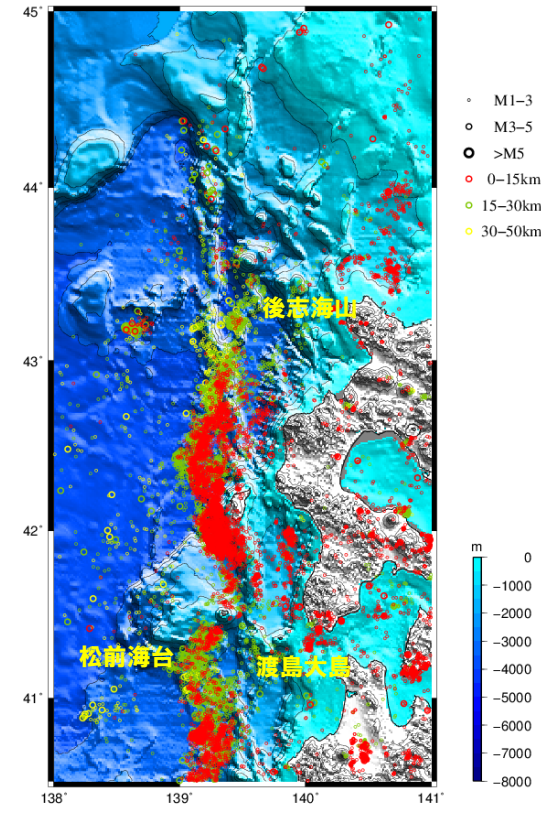
南北・東西方向(7/17),南北方向(3/10),①主部の設定(3/5),震源分布

- 北海道南西沖地震直前から10年間(1993年6月から2003年5月)の50km以浅の震源分布を左図に示す。
- 上記以降(2003年6月~2011年12月)の震源分布を右図に示す。



日本海東縁中部の震源分布

(震源データは気象庁の地震月報(カタログ編)を使用して作成)
期間1993/6/1~2003/5/31;深さ0~50km, $M \geq 1$



日本海東縁中部の震源分布

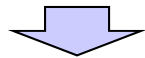
(震源データは気象庁の地震月報(カタログ編)を使用して作成)
期間2003/6/1~2011/12/31;深さ0~50km, $M \geq 1$

- 北海道南西沖地震直前から10年間(1993年6月から2003年5月)の震源分布は,奥尻島付近や後志舟状海盆西縁(F_B-2 断層)沿いに帯状に分布し,北部は後志海山,南部は松前海台及び渡島大島を越えて連続しない。
- 上記以降(2003年6月~2011年12月)においても,震源の数が少なくなるが,大局的な震源の分布方向,範囲の傾向は変わらない。

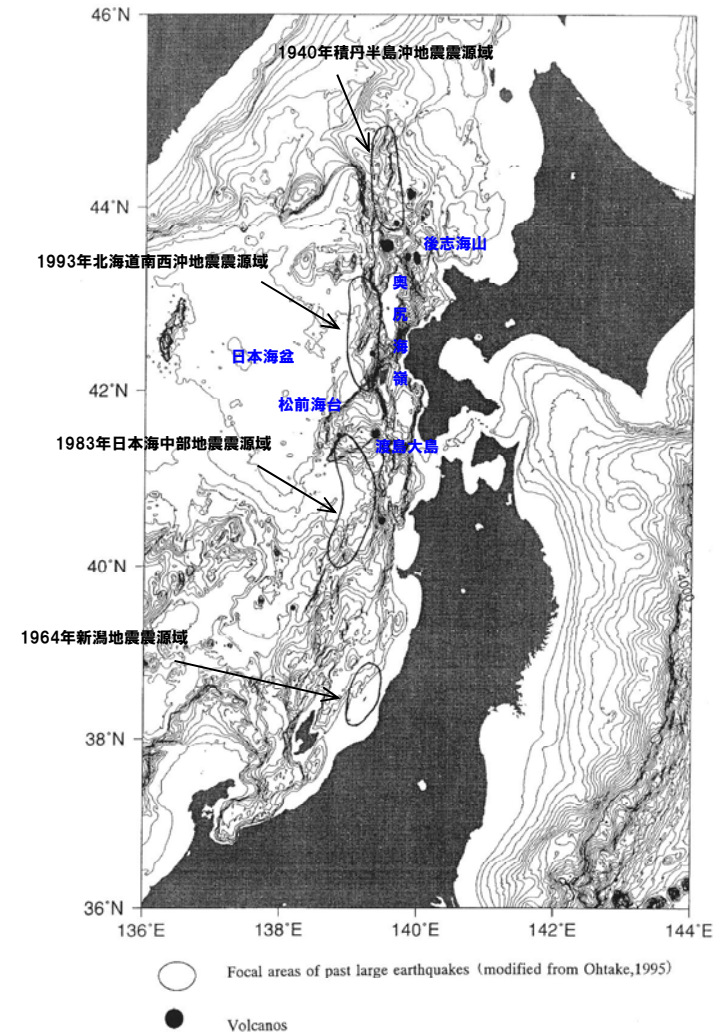
2.2.1 想定波源域(南北・東西方向)の設定

南北・東西方向(8/17),南北方向(4/10),①主部の設定(4/5),海底地形

○海上保安庁水路部(2001)では,1940年積丹半島沖地震,1993年北海道南西沖地震及び1983年日本海中部地震について,震源域の間に,後志海山,渡島大島,渡島小島等の火山体や日本海拡大時のホルストである松前海台が分布することから,震源域は,このような周辺とは地殻構造が異なると予測される海底で区分されるとされている。



○以上から,日本海東縁部(北海道西方沖~青森県西方沖)で発生した過去の地震の震源域は海山・火山,海台等により区分され,震源域の間にはギャップ(空白域)が存在し,南北に連続的に分布しないものと考えられる。

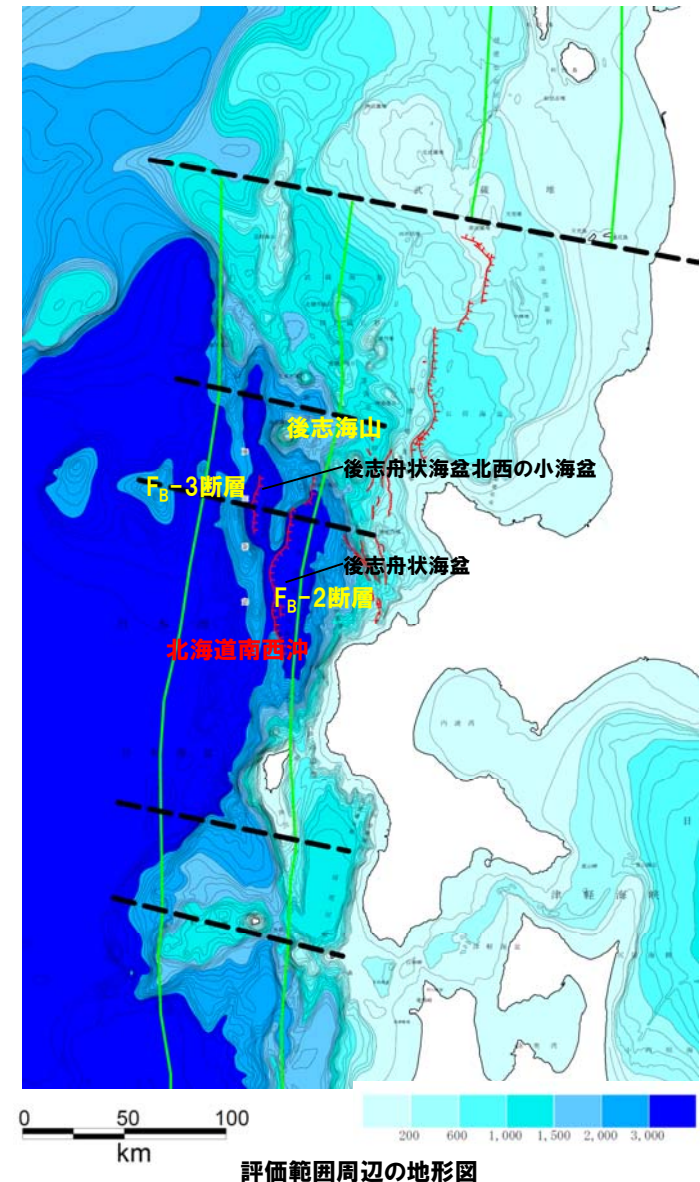


震源域と海域火山体等の分布
(海上保安庁水路部(2001)に一部加筆)

2.2.1 想定波源域(南北・東西方向)の設定

南北・東西方向(9/17),南北方向(5/10),①主部の設定(5/5)

○想定波源域の主部については、「既往地震に関する知見」、「敷地前面海域の断層評価に関する知見」、「余震分布に関する知見」、「震源分布に関する知見」及び「海底地形に関する知見」を踏まえたうえで、地震本部(2003)における北海道南西沖の評価対象領域と同様の範囲とした。

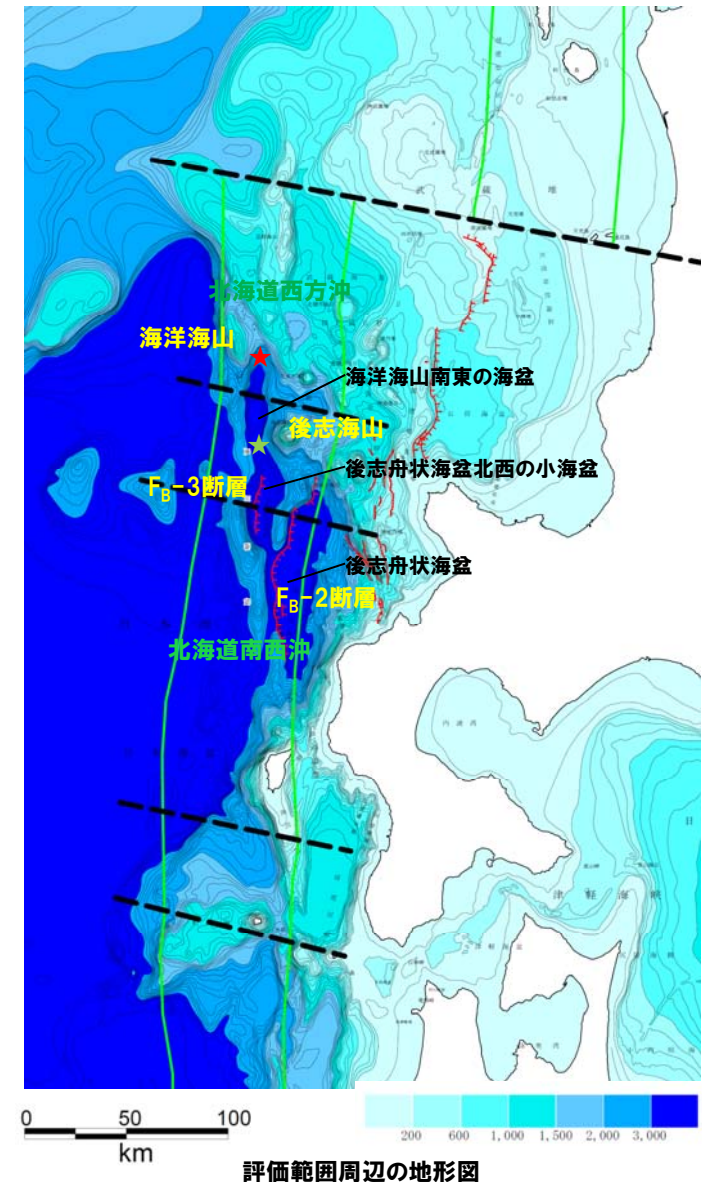


余白

2.2.1 想定波源域(南北・東西方向)の設定

南北・東西方向(10/17),南北方向(6/10),②北端の設定(1/2),基盤構造

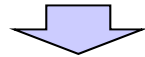
- 基盤構造から想定される北端として,後志舟状海盆西側に認められ,後志海山に規制される断層(F_B -2断層及び F_B -3断層)のうち,相対的に北側に位置する F_B -3断層が分布する後志舟状海盆北西の小海盆の北端(図中★)が基盤構造としての北端と考えられる。
- 一方,後志舟状海盆北西の小海盆の北端(図中★)の北方に,海洋海山南東の海盆が分布し,この2つの海盆西側のN-S方向の高まりは,約300万年前以降の東西圧縮応力場で成長した短縮変形の一部と考えられる。
- これらの海盆は,構造的に類似していることを踏まえ,基盤構造としての北端は,海洋海山南東の海盆の北端(図中★)まで考慮する。
- 海洋海山南東の海盆の北端(図中★)は,地震本部(2003)における北海道西方沖の評価対象領域と一部重複する。



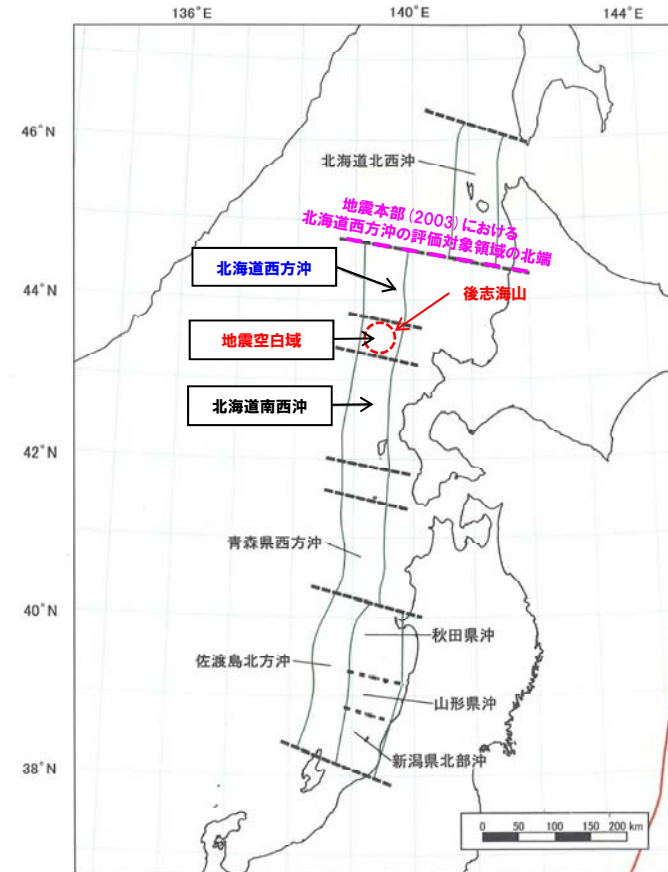
2.2.1 想定波源域(南北・東西方向)の設定

南北・東西方向(11/17),南北方向(7/10),②北端の設定(2/2)

- 日本海東縁部で発生した既往地震津波のうち最も地震規模の大きいものは1993年北海道南西沖地震津波(Mw=7.8)である。
- 「既往地震に関する知見(P32~35)」、「敷地前面海域の断層評価に関する知見(P36)」、「余震分布に関する知見(P37)」、「震源分布に関する知見(P38)」及び「海底地形に関する知見(P39)」から、想定波源域の主部である地震本部(2003)における北海道南西沖の評価対象領域を超え、既往地震規模を上回る連動地震が発生する可能性は低いものと考えられる。
- しかし、2011年東北地方太平洋沖地震では広い領域で地震が連動した。
- また、基盤構造から想定される想定波源域の北端が地震本部(2003)における北海道西方沖の評価対象領域と一部重複する。



- 以上から、安全評価上、地震本部(2003)における北海道南西沖の評価対象領域から地震本部(2003)における北海道西方沖の評価対象領域が連動するものとして、想定波源域(南北方向)の北端は、地震本部(2003)における北海道西方沖の評価対象領域の北端に設定した。

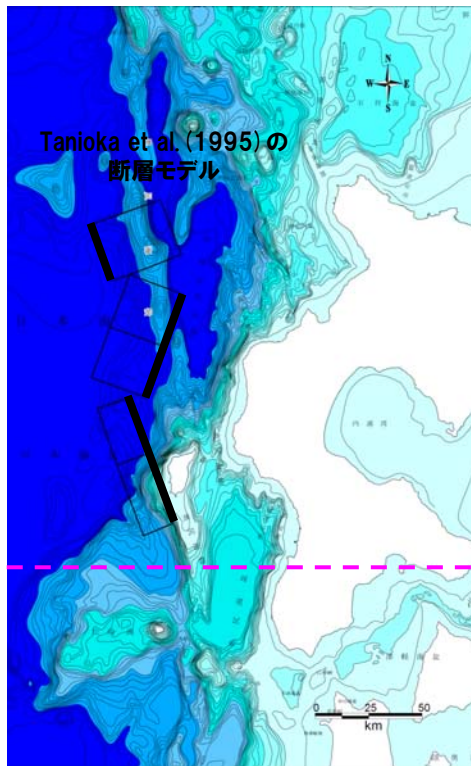


日本海東縁部の想定波源域(南北方向)
(地震本部(2003)に一部加筆)

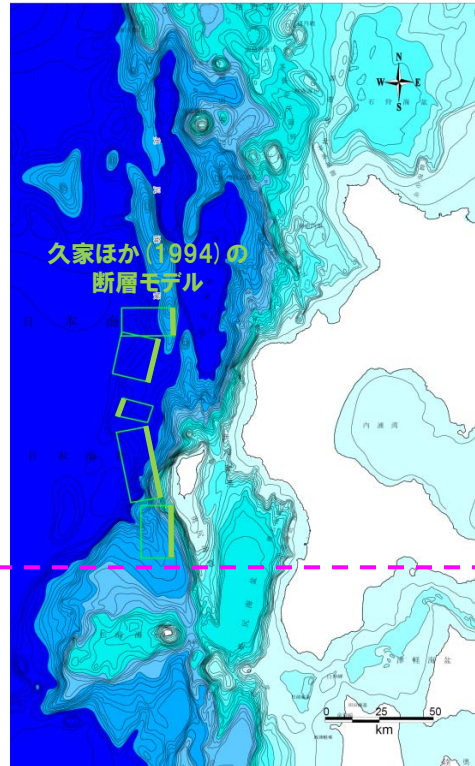
2.2.1 想定波源域(南北・東西方向)の設定

南北・東西方向(12/17),南北方向(8/10),③南端の設定(1/2),断層モデル

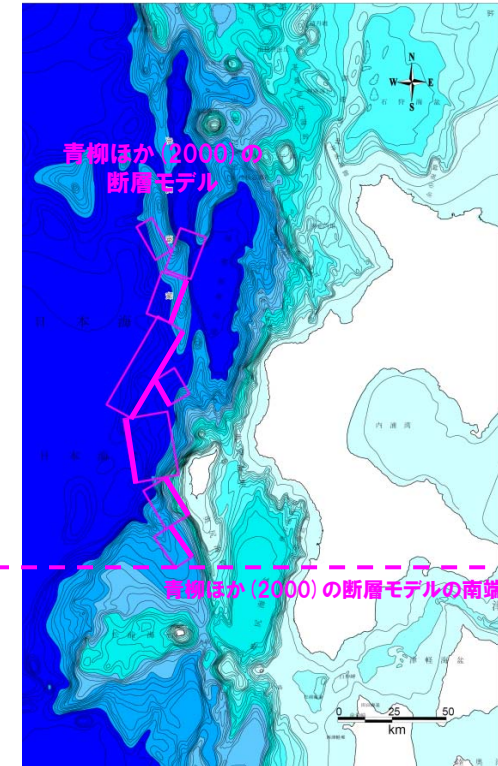
○北海道南西沖地震の断層モデルとしては, Tanioka et al. (1995), 久家ほか(1994), 青柳ほか(2000)等の断層モデルがこれまで示されている。



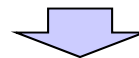
Tanioka et al. (1995)
本震の波形解析(実体波及び表面波)により,断層のパラメータを設定。余震分布も考慮。



久家ほか(1994)
本震の波形解析(実体波および表面波)により断層パラメータを設定。



青柳ほか(2000)
余震の震源再決定とその結果による震央分布の連続性と震源分布の傾斜から,久家ほか(1994)のモデルを参照して断層パラメータを設定。
北部の2断層については,本震発生による応力変化で後発的に地震が発生した可能性が高いとし,本震断層としては考慮していない。

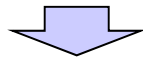


- 北海道南西沖地震の断層モデルは,震源の推定方法や断層面の設定方法に違いがあるものの,断層モデル位置に大きな差は認められない。
- その中でも,断層モデルの南端が最も南に位置する断層モデルは,青柳ほか(2000)の断層モデルである。

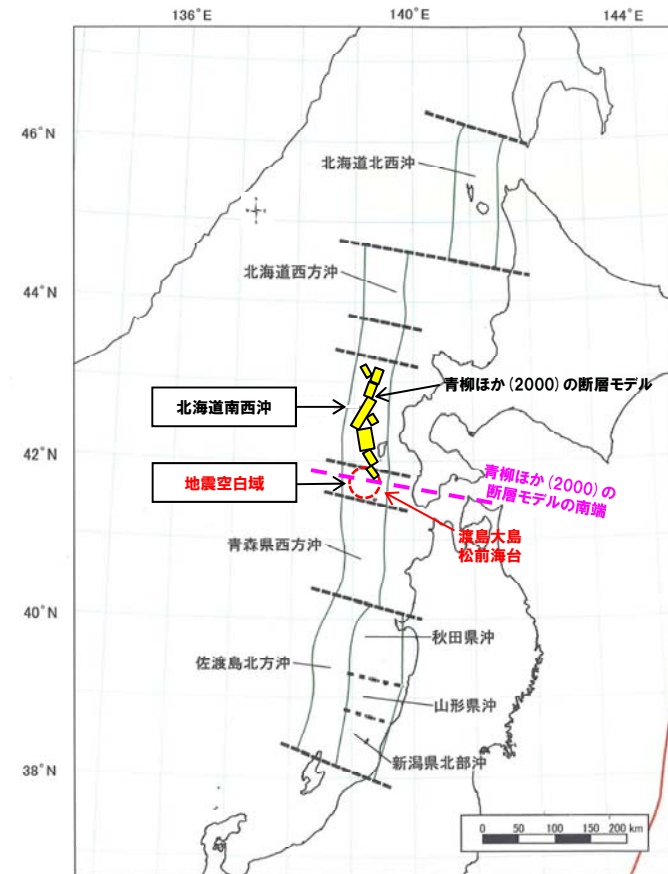
2.2.1 想定波源域(南北・東西方向)の設定

南北・東西方向(13/17),南北方向(9/10),③南端の設定(2/2)

- 日本海東縁部で発生した既往地震津波のうち最も地震規模の大きいものは1993年北海道南西沖地震津波(Mw=7.8)である。
- 「既往地震に関する知見(P32~35)」、「敷地前面海域の断層評価に関する知見(P36)」、「余震分布に関する知見(P37)」、「震源分布に関する知見(P38)」及び「海底地形に関する知見(P39)」から、想定波源域の主部である地震本部(2003)における北海道南西沖の評価対象領域を超え、既往地震規模を上回る連動地震が発生する可能性は低いものと考えられる。
- 上記を踏まえ、波源南端については、地震本部(2003)における北海道南西沖の評価対象領域の南端までと考えられる。
- しかし、北海道南西沖地震の既往の断層モデルで、地震本部(2003)における北海道南西沖の評価対象領域を超えているモデルがある。



- 以上から、想定波源域(南北方向)の南端は、断層モデルの南端が最も南に位置する青柳ほか(2000)の断層モデルの南端に設定した。



日本海東縁部の想定波源域(南北方向)
(地震本部(2003)に一部加筆)

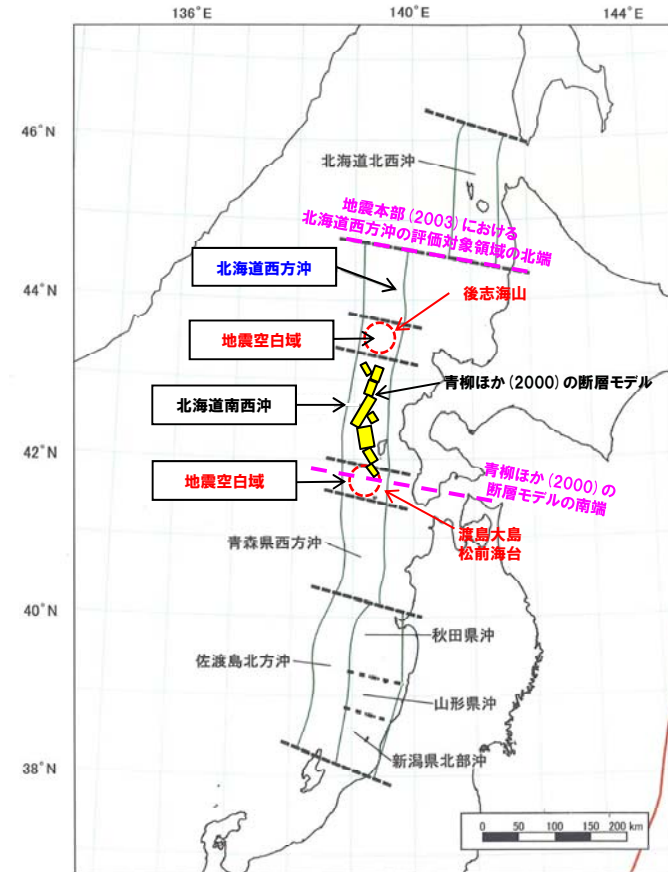
南北・東西方向(14/17),南北方向(10/10),まとめ

【想定波源域の北端の設定】

- 日本海東縁部で発生した既往地震津波のうち最も地震規模の大きいものは1993年北海道南西沖地震津波(Mw=7.8)である。
- 「既往地震に関する知見(P32~35)」、「敷地前面海域の断層評価に関する知見(P36)」、「余震分布に関する知見(P37)」、「震源分布に関する知見(P38)」及び「海底地形に関する知見(P39)」から、想定波源域の主部である地震本部(2003)における北海道南西沖の評価対象領域を超え、既往地震規模を上回る連動地震が発生する可能性は低いものと考えられる。
- しかし、2011年東北地方太平洋沖地震では広い領域で地震が連動した。
- また、基盤構造から想定される想定波源域の北端が地震本部(2003)における北海道西方沖の評価対象領域と一部重複する。
- 以上から、安全評価上、地震本部(2003)における北海道南西沖の評価対象領域から地震本部(2003)における北海道西方沖の評価対象領域が連動するものとして、想定波源域(南北方向)の北端は、地震本部(2003)における北海道西方沖の評価対象領域の北端に設定した。

【想定波源域の南端の設定】

- 日本海東縁部で発生した既往地震津波のうち最も地震規模の大きいものは1993年北海道南西沖地震津波(Mw=7.8)である。
- 「既往地震に関する知見(P32~35)」、「敷地前面海域の断層評価に関する知見(P36)」、「余震分布に関する知見(P37)」、「震源分布に関する知見(P38)」及び「海底地形に関する知見(P39)」から、想定波源域の主部である地震本部(2003)における北海道南西沖の評価対象領域を超え、既往地震規模を上回る連動地震が発生する可能性は低いものと考えられる。
- 上記を踏まえ、波源南端については、地震本部(2003)における北海道南西沖の評価対象領域の南端までと考えられる。
- しかし、北海道南西沖地震の既往の断層モデルで、地震本部(2003)における北海道南西沖の評価対象領域を超えているモデルがある。
- 以上から、想定波源域(南北方向)の南端は、断層モデルの南端が最も南に位置する青柳ほか(2000)の断層モデルの南端に設定した。



日本海東縁部の想定波源域(南北方向)
(地震本部(2003)に一部加筆)

2.2.1 想定波源域(南北・東西方向)の設定

南北・東西方向(15/17),東西方向(1/3),海底地形及び地震本部(2003)

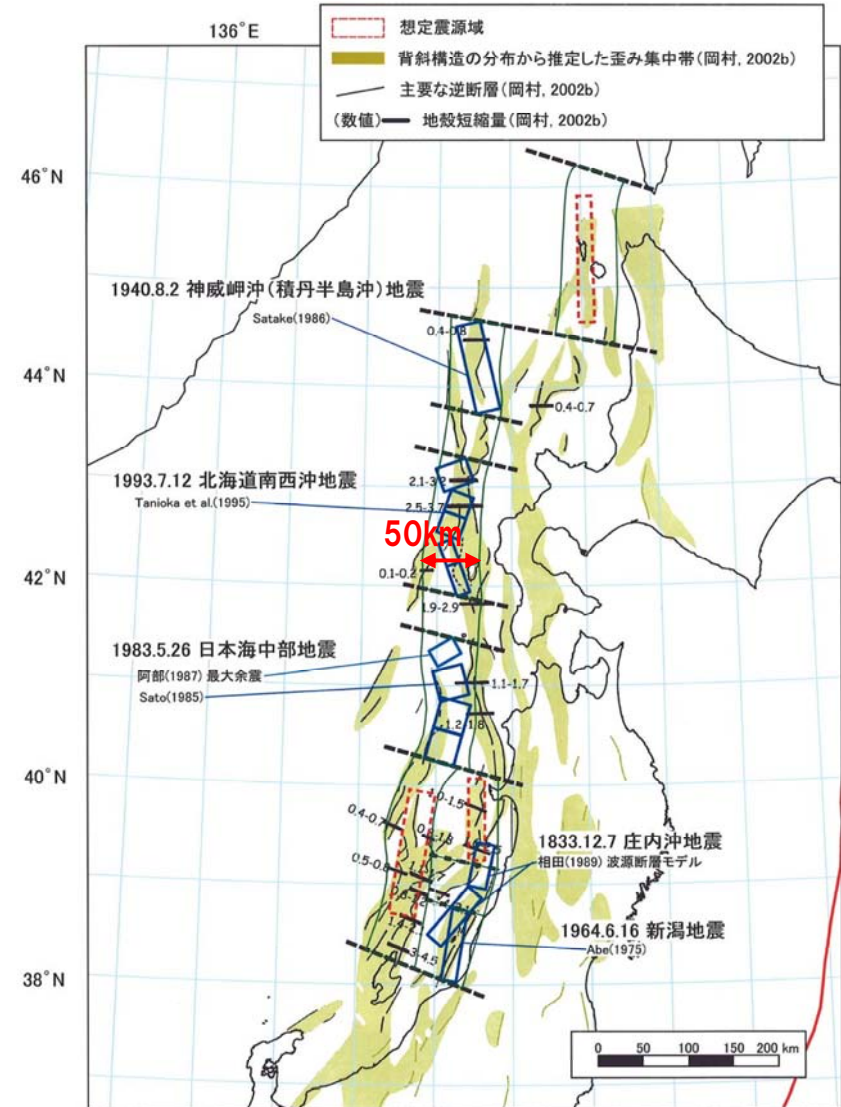
【海底地形】

○大竹ほか編(2002)では,日本海東縁部の変形帯について,以下のとおりとされている。

- 日本海東縁で起こった大地震のうち,最大級のは海洋性地殻を有する日本海盆底(ほぼ3,000m以深の水深に相当する)と東北日本島弧縁部が接するところで起こっている。
- 海底探査記録から,日本海盆の縁辺に東方に傾斜した逆断層からなる変形フロントが認められ,その変形帯は東西幅で50km程度の範囲を占める。

【地震本部(2003)】

- 地震本部(2003)の評価対象領域は,様々な既存研究(地震観測記録,歴史地震の記録,津波の記録,深度分布,地震性堆積物・津波堆積物),過去の大地震の震源モデル,余震域及びひずみ集中帯の空間的な分布を参照して推定されたものである。
- また,評価対象領域の幅は概ね50km程度で示されている。



過去の地震の震源モデル・想定震源域及びひずみ集中帯の分布
(地震本部(2003)に一部加筆)

2.2.1 想定波源域(南北・東西方向)の設定

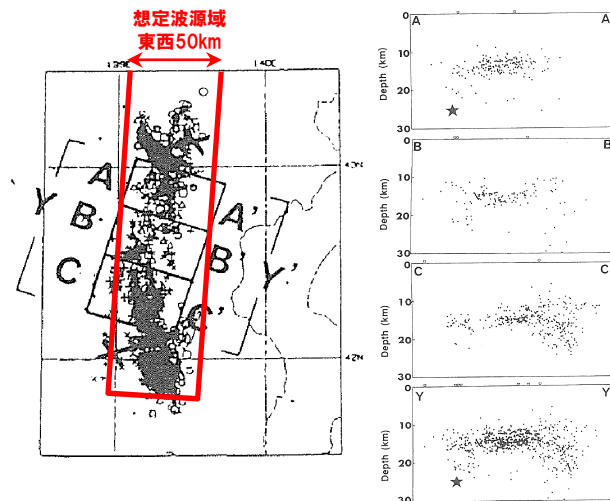
南北・東西方向(16/17),東西方向(2/3),余震分布及び走向

【余震分布】

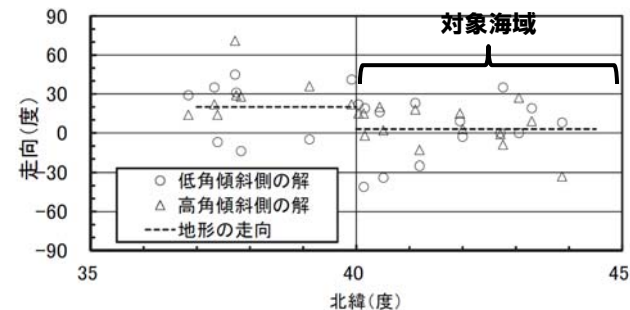
○日野ほか(1994)では,1993年北海道南西沖地震の余震の震源が集中しているそれぞれの面は,本震を構成するいくつかのサブイベントの破壊面に対応するものであり,得られた余震分布はこうした破壊群の詳細な空間分布を示すものである可能性が高いとされている。

【走向】

○土木学会(2016)では,ハーバードCMT解より得た走向をプロットしており,発震機構解は「地形の走向(活断層の走向を併せて考慮した等水深線の向きの近似的値)」を中心に分布しており,対象海域における「地形の走向」は,東傾斜の場合: 3° ,西傾斜の場合: 183° 程度である。



1993年北海道南西沖地震の余震分布
(日野ほか(1994)に一部加筆)

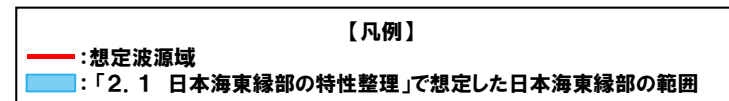
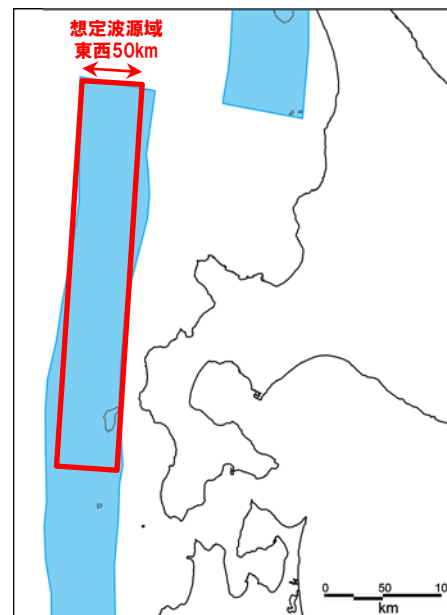


ハーバードCMT解による断層走向と地形走向
(土木学会(2016)に一部加筆)

2.2.1 想定波源域(南北・東西方向)の設定

南北・東西方向(17/17),東西方向(3/3),まとめ

- 「海底地形に関する知見」,「地震本部(2003)に関する知見」,「余震分布に関する知見」及び「走向に関する知見」から,想定波源域の東西幅を50km,走向を東傾斜の場合:3°,西傾斜の場合:183°と設定した。
- 東西方向位置は概ね「2.1 日本海東縁部の特性整理」で想定した日本海東縁部の範囲内となるよう設定した。
- 1993年北海道南西沖地震の余震分布域(深さ方向も含む3次元的分布域)は,概ね想定波源域の範囲に包含される。
- 想定波源域と当社の調査結果を比較したが想定波源域付近において,東側には震源として考慮する断層は認められない。

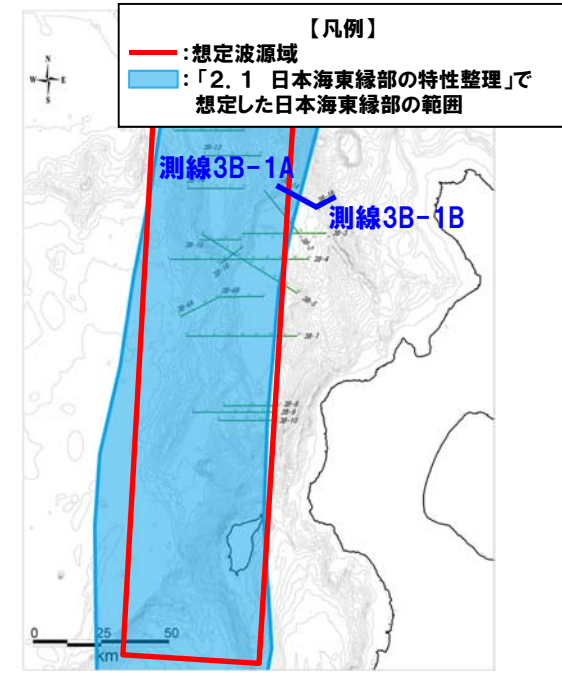


想定波源域(東西方向)の設定

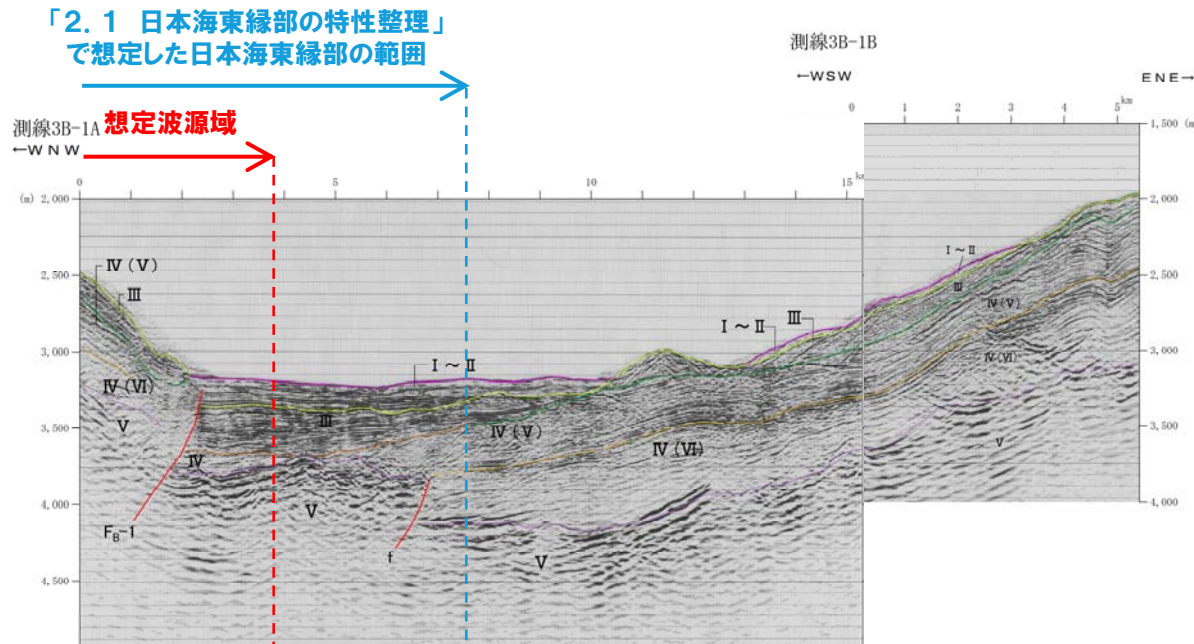
想定波源域と当社の調査結果 (測線3B-1A, 測線3B-1B) との比較

【測線3B-1A, 測線3B-1B】

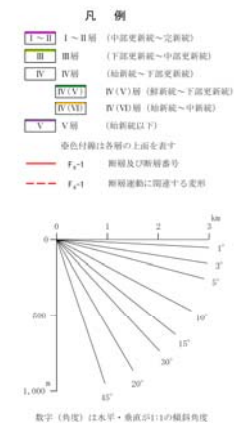
○想定波源域付近において, 東側には震源として考慮する断層は認められない。



測線位置図 (測線3B-1A, 測線3B-1B)



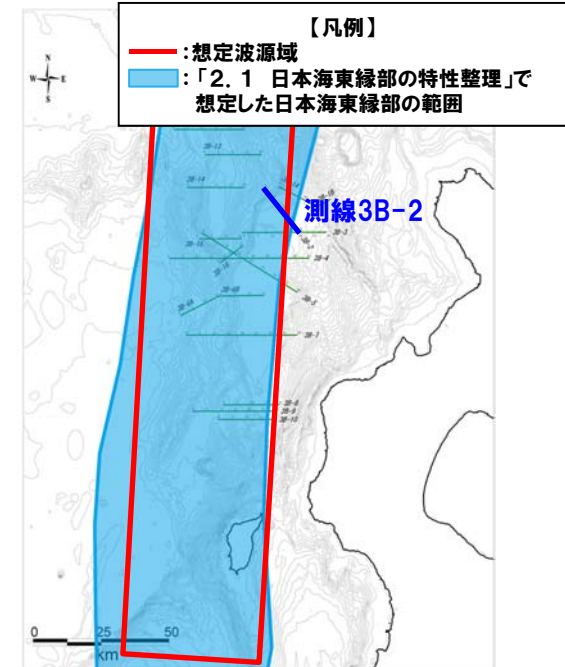
音波探査記録と解析図 (測線3B-1A, 測線3B-1B)



想定波源域と当社の調査結果（測線3B-2）との比較

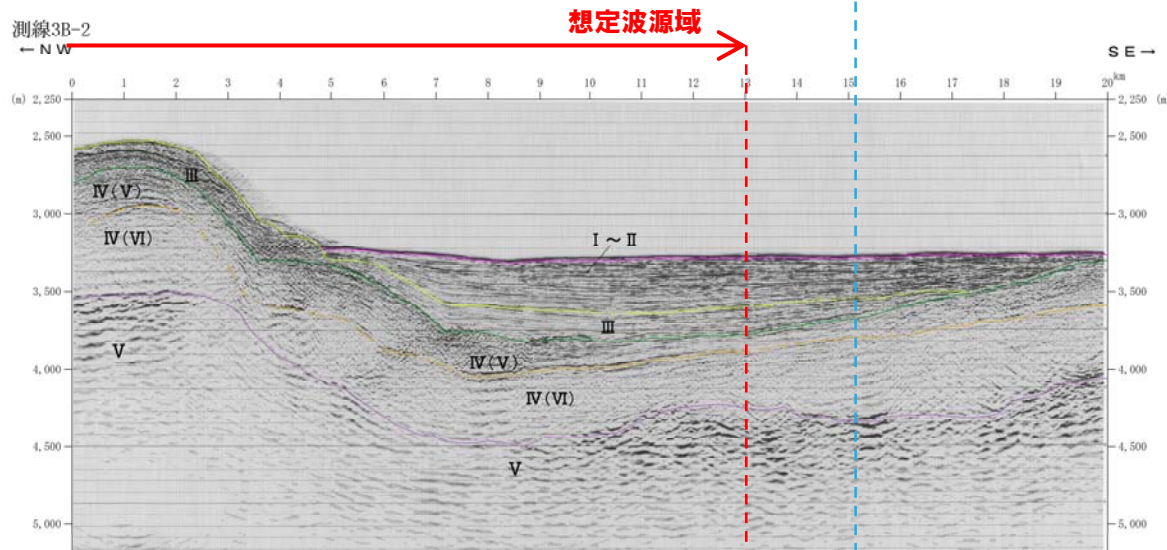
【測線3B-2】

○想定波源域付近において、東側には震源として考慮する断層は認められない。



測線位置図(測線3B-2)

「2.1 日本海東縁部の特性整理」で想定した日本海東縁部の範囲

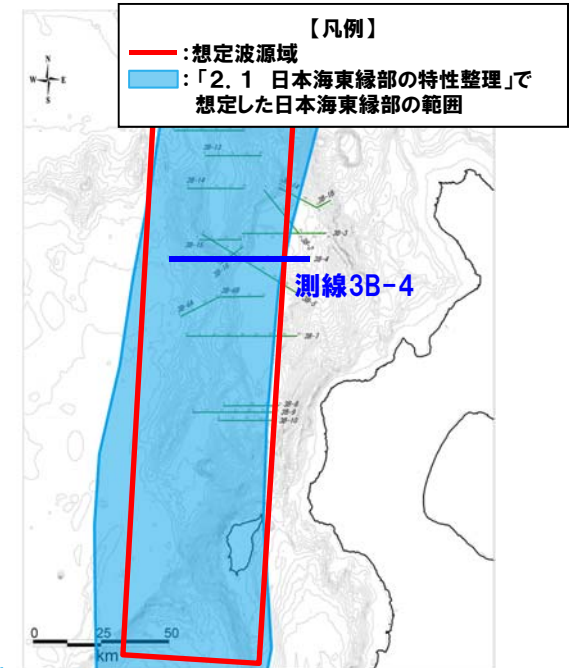


音波探査記録と解析図(測線3B-2)

想定波源域と当社の調査結果（測線3B-4）との比較

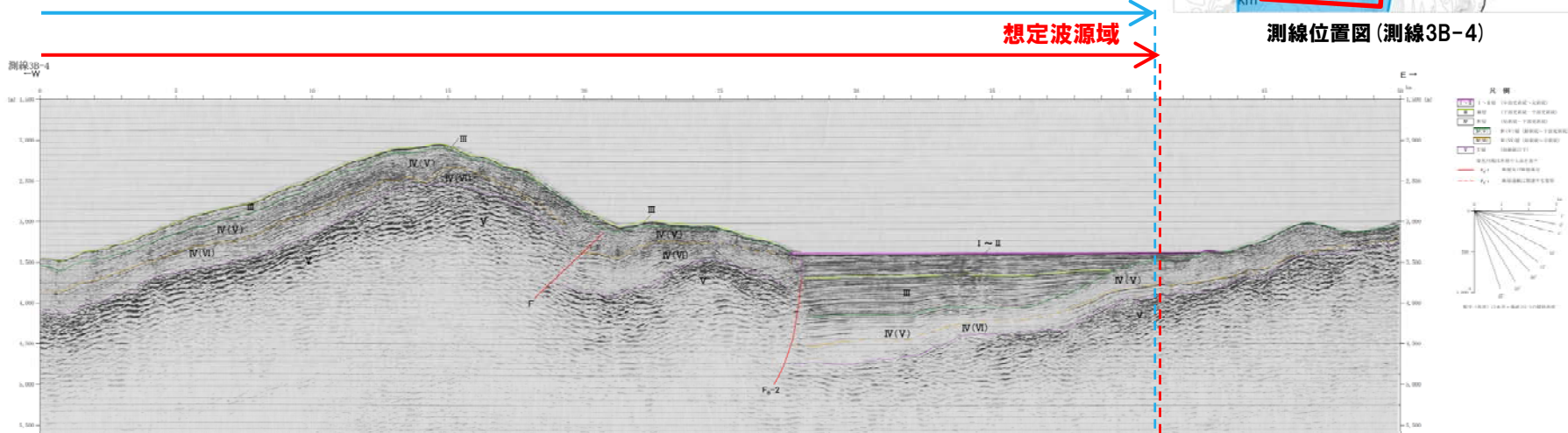
【測線3B-4】

○想定波源域付近において、東側には震源として考慮する断層は認められない。



「2.1 日本海東縁部の特性整理」で想定した日本海東縁部の範囲

測線位置図（測線3B-4）

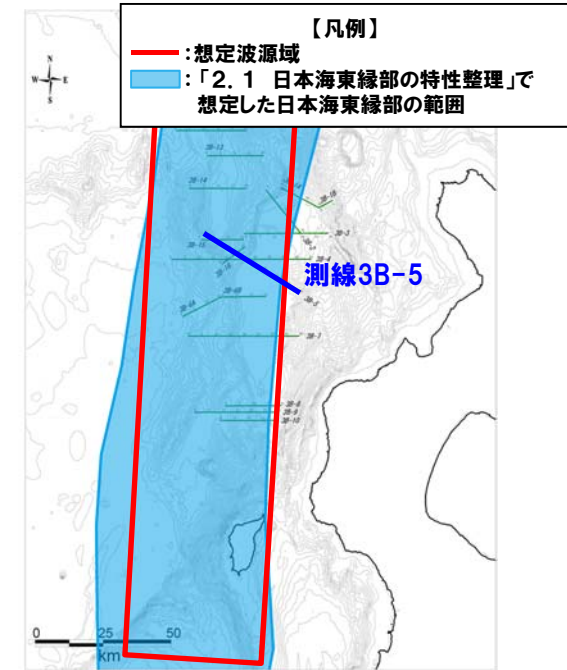


音波探査記録と解析図（測線3B-4）

想定波源域と当社の調査結果（測線3B-5）との比較

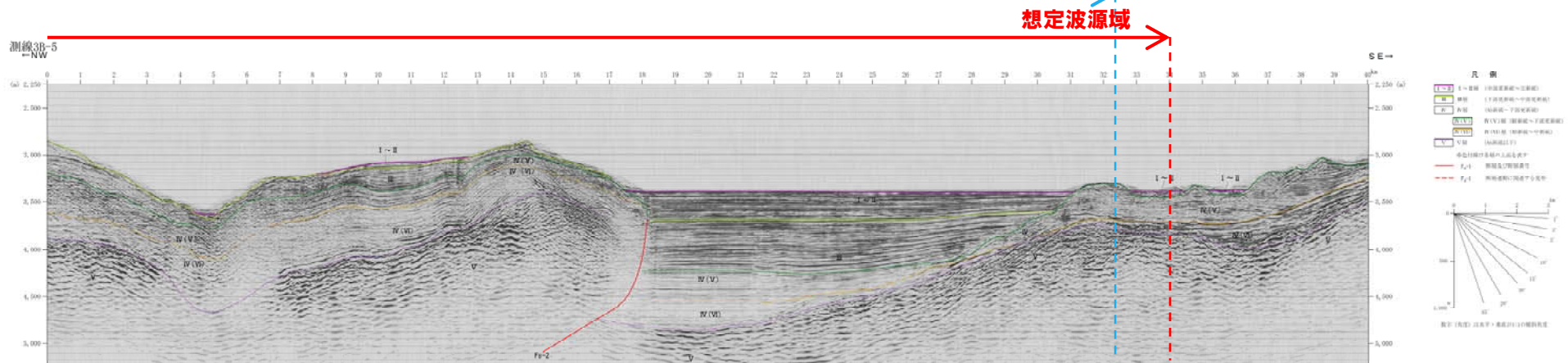
【測線3B-5】

○想定波源域付近において、東側には震源として考慮する断層は認められない。



測線位置図(測線3B-5)

「2.1 日本海東縁部の特性整理」で想定した日本海東縁部の範囲

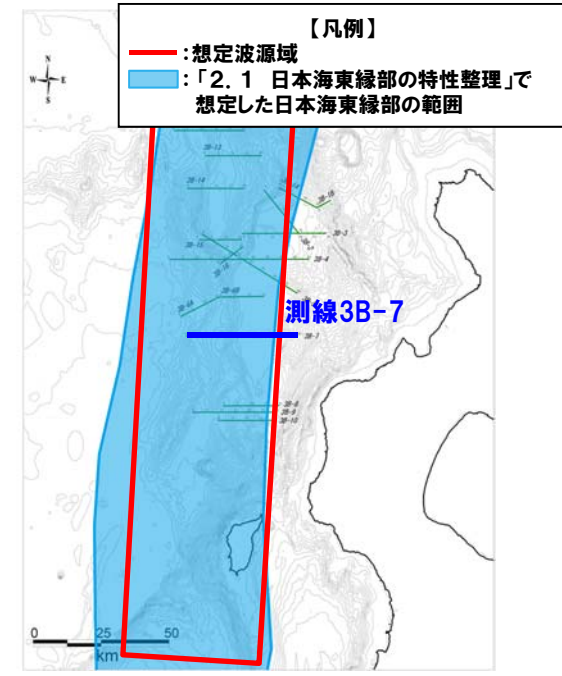


音波探査記録と解析図(測線3B-5)

想定波源域と当社の調査結果（測線3B-7）との比較

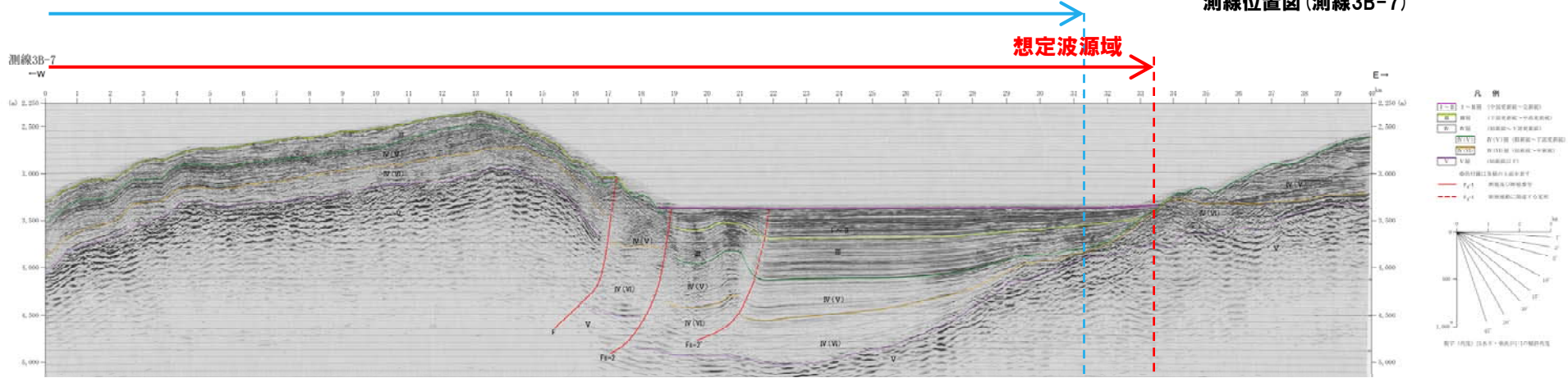
【測線3B-7】

○想定波源域付近において、東側には震源として考慮する断層は認められない。

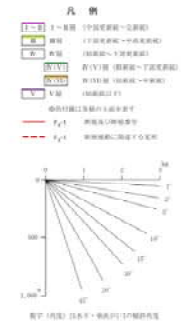


測線位置図(測線3B-7)

「2.1 日本海東縁部の特性整理」で想定した日本海東縁部の範囲



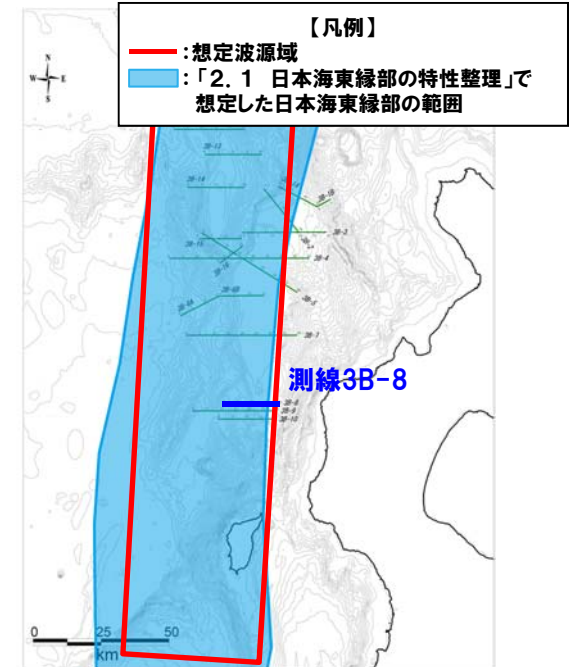
音波探査記録と解析図(測線3B-7)



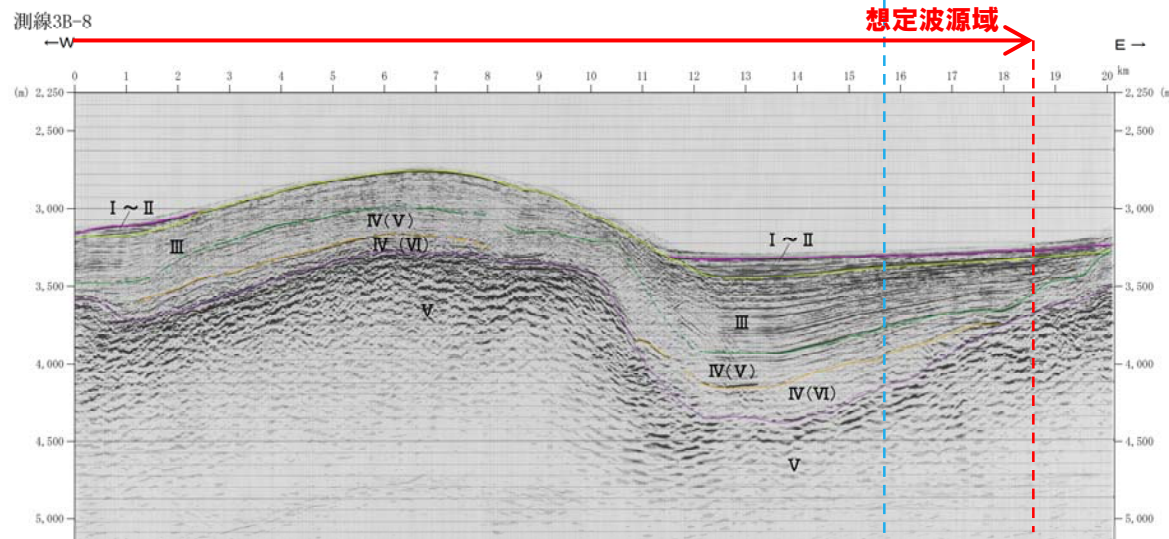
想定波源域と当社の調査結果（測線3B-8）との比較

【測線3B-8】

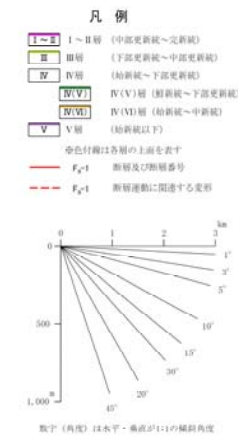
○想定波源域付近において、東側には震源として考慮する断層は認められない。



「2.1 日本海東縁部の特性整理」で想定した日本海東縁部の範囲



音波探査記録と解析図（測線3B-8）



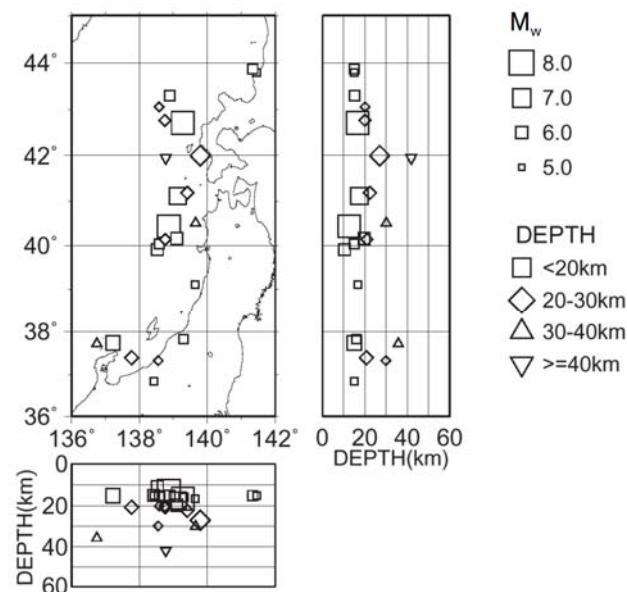
測線位置図（測線3B-8）

2.2.2 想定波源域(深度方向)の設定

深度方向(1/4)地震発生層厚さ

○土木学会(2016)では、地震発生層厚さについて、以下のとおりとされている。

- ハーバードCMT解より、1976年1月～2000年1月に発生したMw5.0以上、深さ60km以下の地震を抽出し、深さをプロットすると下図のようになる。
- これらは、概ね15～20kmの浅い位置に集中しており、地震発生層の厚さに上限があるとみられる。
- また、既往津波の再現性が確認されている断層モデルに示しているように、断層幅が30km以下のモデルで既往津波を説明できることから、地震発生層厚さは15～20km程度と考えられる。



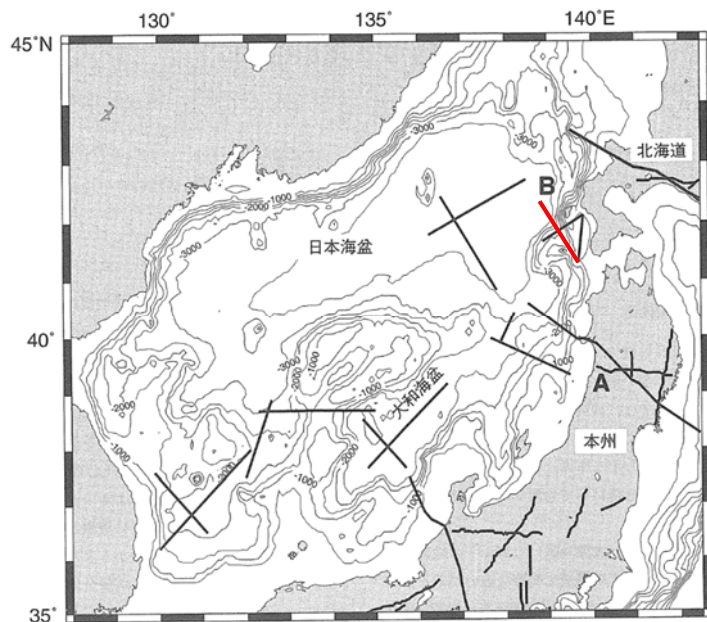
ハーバードCMT解の深さ分布
(土木学会(2016)より引用)

2.2.2 想定波源域(深度方向)の設定

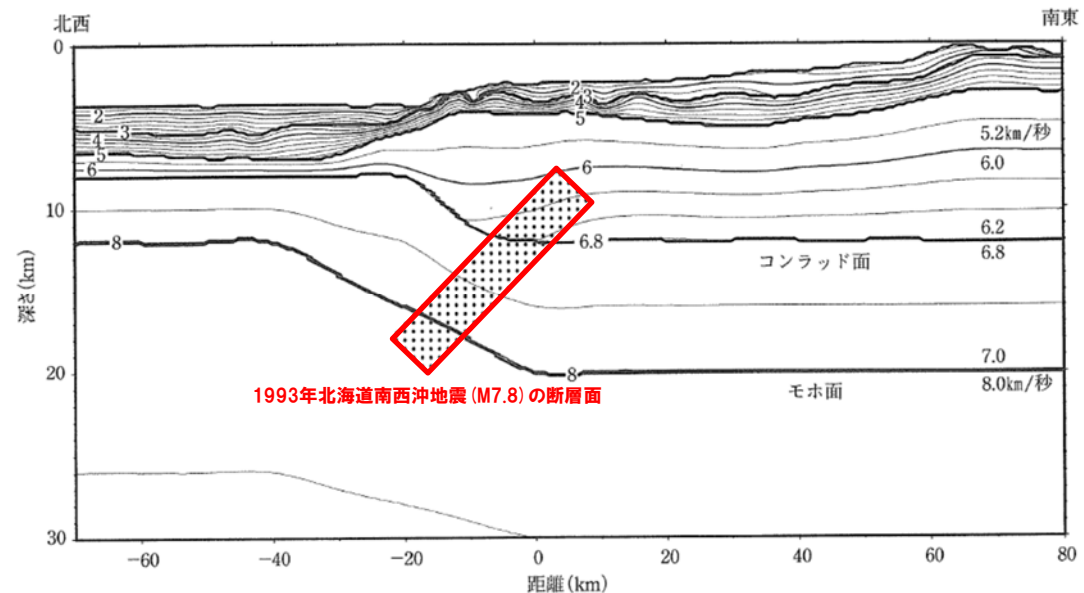
深度方向(2/4)地殻構造

- 大竹ほか編(2002)では、日本海東縁部の地殻構造が示されている。
- 地震本部(2003)では、大竹ほか編(2002)の研究成果から、1993年北海道南西沖地震が海洋性地殻から大陸性地殻へと地殻の厚さが急変する場所を破壊するように発生しており、断層面の深さは20km程度以浅に位置するとされている。

※大竹ほか編(2002)のうち地殻構造に関する知見は、「2.1 日本海東縁部の特性整理」としてP16で整理している。



これまでに実施された地殻構造探査の測線位置
(大竹ほか編(2002)に一部加筆)



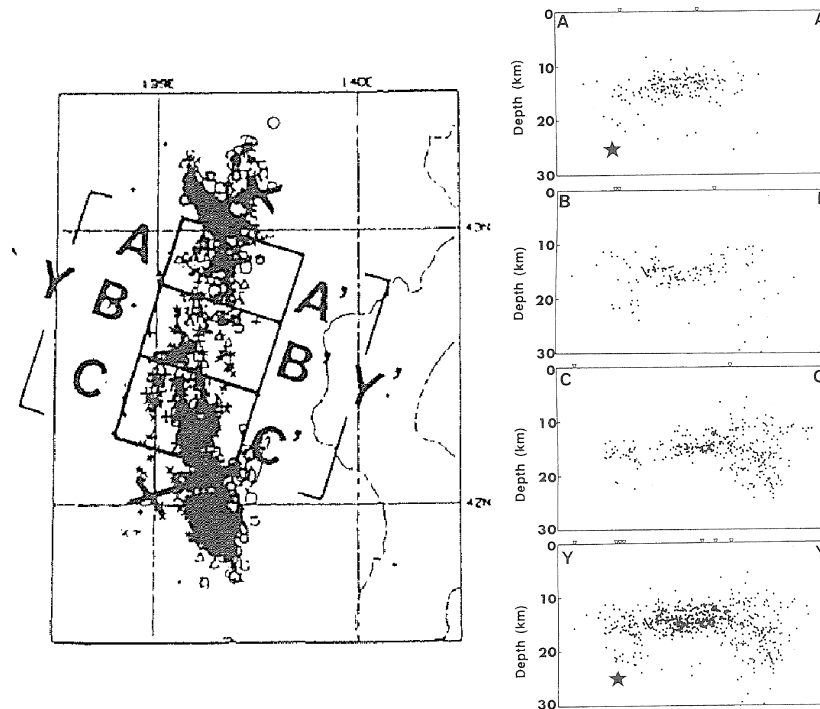
P波速度を0.1km/秒ごとのコンターで示す。ハッチは1993年北海道南西沖地震(M7.8)の断層面

測線Bに沿った地殻構造
(大竹ほか編(2002)に一部加筆)

2.2.2 想定波源域(深度方向)の設定

深度方向(3/4)余震分布

- 日野ほか(1994)では、北海道南西沖地震の余震分布を下図のとおり示している。
- 地震本部(2003)では、日野ほか(1994)の1993年北海道南西沖地震の余震分布を見ると、一部の断層セグメントでは深い余震活動がみられるものの、ほとんどの余震は20km以浅の領域で発生しているとされている。

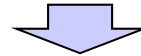


海底地震観測網により決定された
1993年北海道南西沖地震の余震分布
(日野ほか(1994)より引用)

2.2.2 想定波源域(深度方向)の設定

深度方向(4/4)まとめ

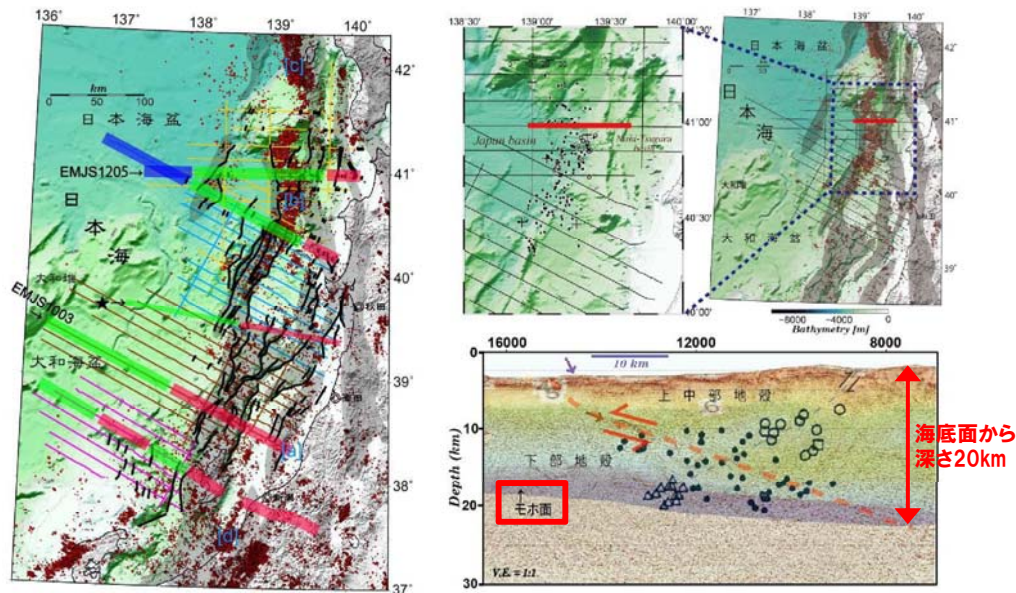
- 土木学会(2016)より,ハーバードCMT解より得られた震源深さは概ね15~20kmに集中し,地震発生層厚さに上限があると考えられる。
- また,既往津波の再現性が確認されている断層モデルより,地震発生層厚さは15~20km程度と考えられる。
- 地震本部(2003)及び大竹ほか編(2002)より,1993年北海道南西沖地震の断層面の深さは20km程度以浅に位置すると考えられる。
- 地震本部(2003)及び日野ほか(1994)より,1993年北海道南西沖地震の余震分布を見ると,ほとんどの余震は20km以浅の領域で発生していると考えられる。



- 以上から,想定波源域(深度方向)は,海底面から20kmまでの範囲に設定した。

地殻構造と既往大地震の断層面の関係 (1/2)

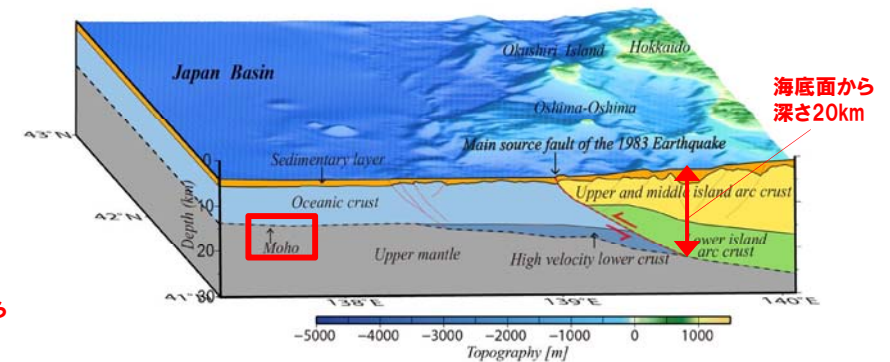
- 小平 (2013) 及び No et al. (2014) の知見は、北海道南西沖、北海道西方沖の知見ではないことから参考資料として整理した。
- 小平 (2013) では、1983年日本海中部地震は、島弧地殻と遷移地殻の境界で生じ、震源域の西端に東傾斜の逆断層を伴う非対称な背斜が認められる (この断層はモホ面付近まで達している) とされている。
- 小平 (2013) 及び No et al. (2014) より、1983年日本海中部地震震源付近のモホ面は、海底面から20km程度以浅に分布することが示されている。



日本海東縁部の地殻分類
(厚さと地震波速度から分類)
赤太線: 島弧地殻, 緑太線: 遷移地殻, 青太線: 海洋地殻

(小平 (2013) に一部加筆)

※小平 (2013) の知見は、「2.1 日本海東縁部の特性整理」として P18,19 で整理している。

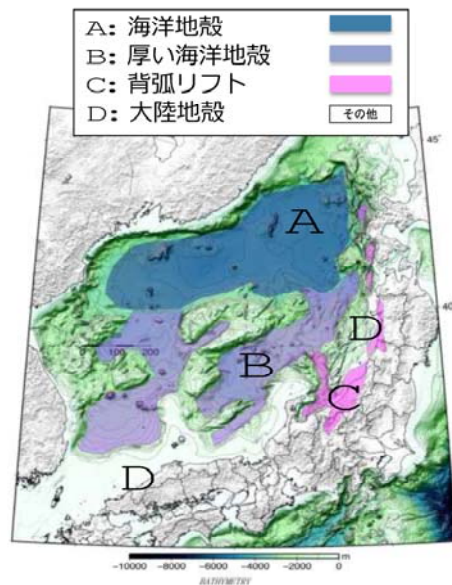


1983年日本海中部地震の震源断層の模式図
(No et al. (2014) に一部加筆)

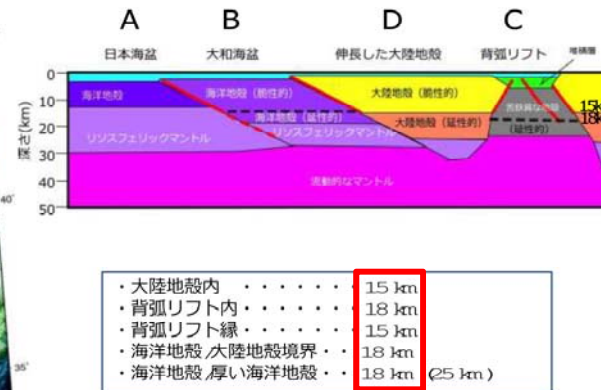
- 以上から、1983年日本海中部地震発生領域付近における地震発生層である地殻の厚さは20km程度であると考えられる。

地殻構造と既往大地震の断層面の関係 (2/2)

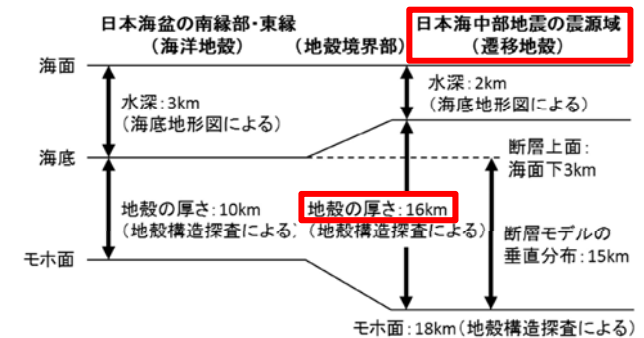
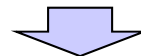
- 国交省ほか(2014)及び内田ほか(2019)の知見は、北海道南西沖、北海道西方沖の知見ではないことから参考資料として整理した。
- 国交省ほか(2014)では、地殻構造調査等に基づき、海洋地殻と大陸地殻の境界に位置する断層及び海洋地殻と厚い海洋地殻の境界に位置する断層の下端の深さは海面下18km(他の断層は15km)とされている。
- 内田ほか(2019)では、「ひずみ集中帯プロジェクトの成果に基づき、遷移地殻の日本海中部地震の震源域での波源モデルの下端(モホ面)を海底下16km」に設定されている。



地震発生層の深さ推定のための地殻区分

日本海東縁部の地震発生層
(断層の深さ)の概念図

(国交省ほか(2014)に一部加筆)



日本海東縁部における地殻構造の概念図

(内田ほか(2019)に一部加筆)

- 以上から、日本海東縁部における断層下端深さは、20km以浅に設定されていることが確認できた。

2. 2. 3 想定波源域の設定 まとめ

想定波源域の設定

○「2. 1 日本海東縁部の特性整理」で想定した日本海東縁部の範囲を踏まえ、想定波源域の南北方向、東西方向及び深度方向の設定根拠を再整理した。

○再整理した結果を踏まえ、想定波源域を以下のとおり、設定した。

【南北方向】

○想定波源域(南北方向)は、以下の端部間距離(約313km)を包絡するよう320kmに設定した。

- 地震本部(2003)における北海道西方沖の評価対象領域の北端(P46)
- 青柳ほか(2000)における北海道南西沖地震の断層モデルの南端(P46)

【東西方向】

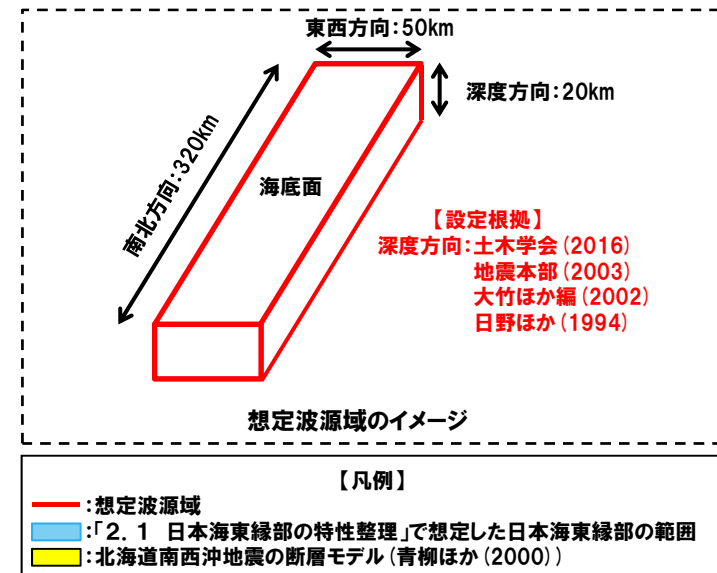
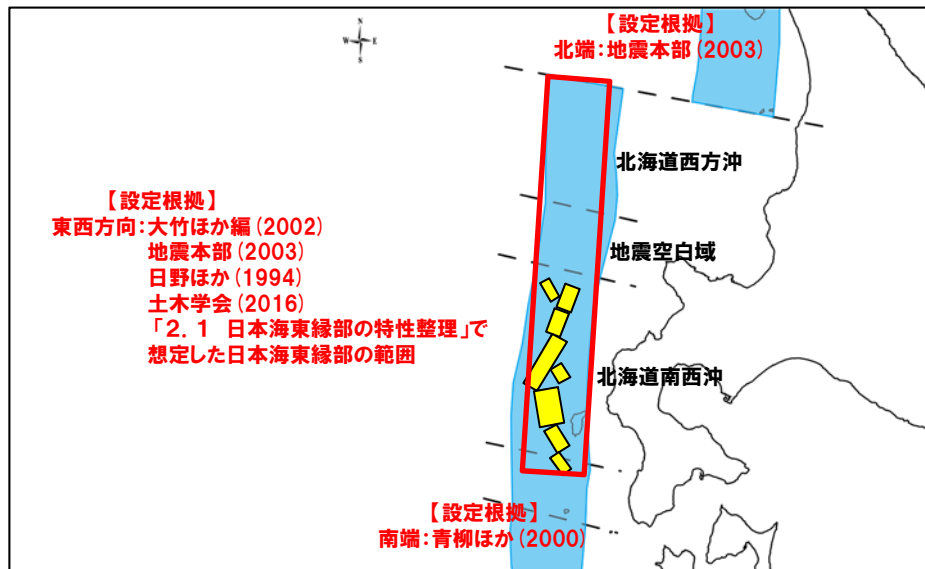
○想定波源域の東西幅は、大竹ほか編(2002)、地震本部(2003)及び日野ほか(1994)より、50kmに設定した。(P49)

○想定波源域の走向は、土木学会(2016)より、東傾斜の場合:3°、西傾斜の場合:183°と設定した。(P49)

○想定波源域(東西方向)の位置は、概ね「2. 1 日本海東縁部の特性整理」で想定した日本海東縁部の範囲内となるよう設定した。(P49)

【深度方向】

○想定波源域(深度方向)は、土木学会(2016)、地震本部(2003)、大竹ほか編(2002)及び日野ほか(1994)より、海底面から20kmまでの範囲に設定した。(P59)



【凡例】

- : 想定波源域
- : 「2. 1 日本海東縁部の特性整理」で想定した日本海東縁部の範囲
- : 北海道南西沖地震の断層モデル(青柳ほか(2000))

2.3 基準波源モデルの設定

1. コメント回答方針	4
1.1 指摘事項	4
1.2 指摘事項に関する回答方針	6
2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波	9
2.1 日本海東縁部の特性整理	13
2.1.1 文献レビュー(既往の知見の整理)	15
2.1.2 当社の調査結果	25
2.1.3 想定される日本海東縁部の範囲	29
2.2 想定波源域の設定	30
2.2.1 想定波源域(南北・東西方向)の設定	32
2.2.2 想定波源域(深度方向)の設定	56
2.2.3 想定波源域の設定まとめ	62
2.3 基準波源モデルの設定	63
2.4 パラメータスタディの検討方針	90
参考文献	110

2.3 基準波源モデルの設定

整理方針

- 基準波源モデルの設定においては、日本海東縁部における既往の知見を検討のうえ、2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえたすべりの不均質性を考慮したアスペリティモデルを用いる。
- 基準波源モデルの断層パラメータについては、既往津波の波源モデル、国交省ほか(2014)のスケーリング則等の既往の知見を検討のうえ、主に以下に基づき設定する。
 - 日本海東縁部にはプレート間のように明瞭なプレート境界が存在せず、一意的に断層面が想定できないことから、ひずみ集中帯という日本海東縁部の特性を踏まえ、想定波源域の中に逆断層タイプの東傾斜及び西傾斜の双方が存在することを考慮する。
 - すべり量の設定については、活断層などの内陸地震の断層面積と地震モーメントの経験的關係式によると、地震規模が一定以上の場合平均すべり量は一定値になることを参照し、最大すべり量に関する知見を整理のうえ、保守的に設定した最大すべり量を基準波源モデルに適用する。
 - すべりの不均質性については、日本海東縁部の既往津波に対して、すべりの不均質性を考慮し、既往津波の再現性が概ね確認されている根本ほか(2009)の知見を対象とし、その内容及び妥当性について確認のうえ適用する。

2.3 基準波源モデルの設定

①断層長さ、地震発生層厚さの設定 (P65)

②傾斜角、傾斜方向の設定 (P66)

③断層幅の設定 (P67)

④走向の設定 (P68)

⑤すべり角の設定 (P69)

⑥断層面上縁深さの設定 (P70)

⑦すべりの不均質性の設定 (P71~73)

⑧最大すべり量の設定 (P74~85)

⑨剛性率の設定 (P86)

⑩ライズタイムの設定 (P87)

2.3 基準波源モデルの設定

①断層長さ, 地震発生層厚さの設定

【断層長さ】

- 想定波源域(南北方向)は, 以下の端部間距離(約313km)を包絡するよう320kmに設定した。
 - 地震本部(2003)における北海道西方沖の評価対象領域の北端
 - 青柳ほか(2000)における北海道南西沖地震の断層モデルの南端
- 断層長さは, 想定波源域(南北方向)より, 320kmに設定した。

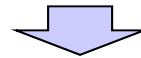
【地震発生層厚さ】

- 想定波源域(深度方向)は, 土木学会(2016), 地震本部(2003), 大竹ほか編(2002)及び日野ほか(1994)より, 海底面から20kmまでの範囲に設定した。
- 地震発生層厚さは, 想定波源域(深度方向)より, 20kmに設定した。

2.3 基準波源モデルの設定

②傾斜角, 傾斜方向の設定

- 土木学会 (2016) では, 傾斜角及び傾斜方向について, 以下のとおりとされている。
 - 既往津波の再現性が確認されている断層モデルの傾斜角は, 概ね 30° ~ 60° の範囲で痕跡高を説明することができる。
 - 日本海東縁部では, 既往地震の断層傾斜方向が一定でなく, 西傾斜・東傾斜の双方が発生している。
- 既往津波の再現性が確認されている断層モデルでは, 発震機構解や余震分布, 海底地形から傾斜角及び傾斜方向を推定している。



- 以上から, 傾斜角は, 既往津波の再現性が確認されている断層モデルより概ね 30° ~ 60° の範囲であると考えられるが, 以下の考えに基づき, 30° 及び 60° に設定した。
 - 初期水位 (鉛直地盤変動量) が最も高くなるのは, 高角ケース (60°) である。
 - 地殻変動により移動する水の量が最も多くなるのは, 低角ケース (30°) である。
- 傾斜方向は, 東傾斜及び西傾斜に設定した。

2.3 基準波源モデルの設定

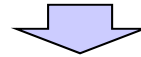
③断層幅の設定

- 断層幅は、地震発生層厚さ(20km)を考慮し、傾斜角に応じて以下のとおり設定した。
 - 傾斜角 30° の場合:40km
 - 傾斜角 60° の場合:23.1km

2.3 基準波源モデルの設定

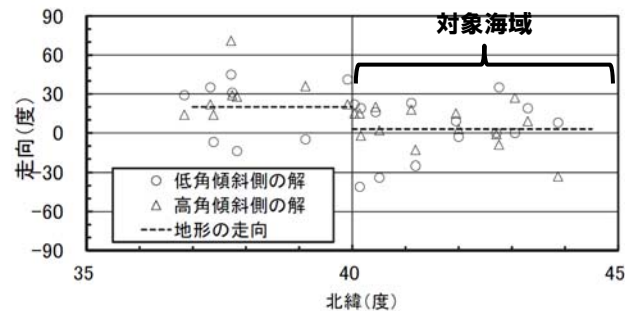
④ 走向の設定

○土木学会(2016)では、ハーバードCMT解より得た走向をプロットしており、発震機構解は「地形の走向(活断層の走向を併せて考慮した等水深線の向きの近似的値)」を中心に分布しており、対象海域における「地形の走向」は、東傾斜の場合: 3° 、西傾斜の場合: 183° 程度である。



○以上から、走向は、既往地震のハーバードCMT解及び対象海域における「地形の走向」より、以下のとおり設定した。

- 東傾斜の場合: 3°
- 西傾斜の場合: 183°

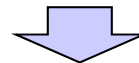
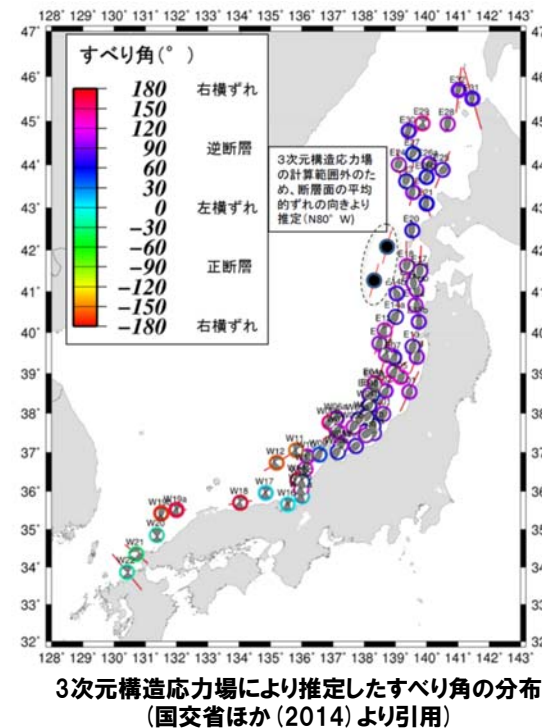
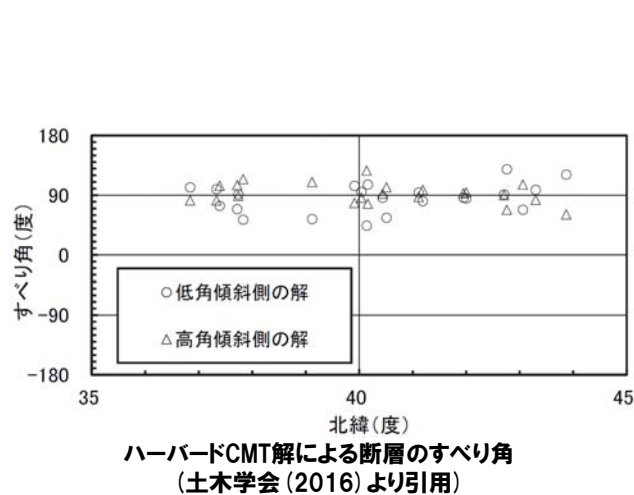


ハーバードCMT解による断層走向と地形走向
(土木学会(2016)に一部加筆)

2.3 基準波源モデルの設定

⑤すべり角の設定

- 土木学会 (2016) では、ハーバードCMT解より得たすべり角をプロットしており、既往津波の再現性が確認されている断層モデルのすべり角はいずれも 90° に近く、発震機構解のすべり角データもこれを裏付けているとされている。
- 国交省ほか (2014) では、東北地方から北海道地方の沿岸にかけては、 90° に近い断層すべり角となったとされている。

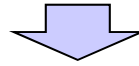


- 以上から、すべり角は、既往地震のハーバードCMT解及び東北地方から北海道地方の沿岸におけるすべり角の分布より 90° に設定した。

2.3 基準波源モデルの設定

⑥断層面上縁深さの設定

○根本ほか(2009)では、日本海東縁部の既往地震のアスペリティモデルについて、断層面上縁深さは日本海東縁部の地震発生層の上限深度を考慮して海底面より深さ1kmに設定したとされている。



○以上から、断層面上縁深さは海底面より、深さ1kmに設定した。

2.3 基準波源モデルの設定

⑦すべりの不均質性の設定 (1/2)

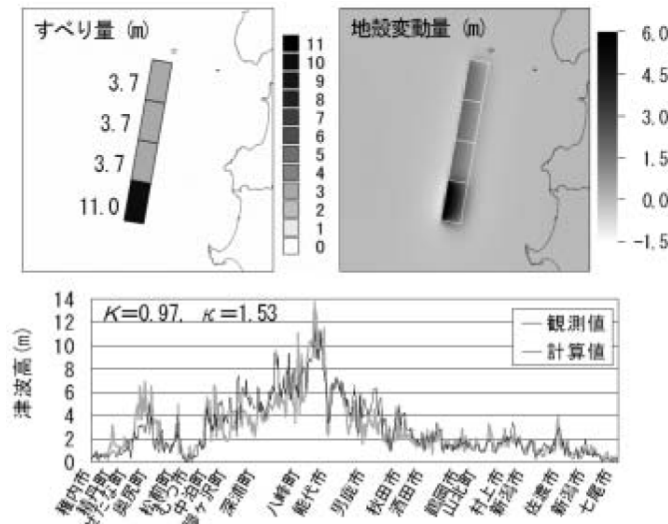
- 2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえて、泊発電所に対して保守的な津波評価となる（泊発電所に正対する位置にアスペリティを設定する）ようにすべりの不均質性を考慮したアスペリティモデルを用いる。
- アスペリティモデルとして以下の理由から、根本ほか（2009）を参照する。
 - 日本海東縁部の既往津波の再現モデルとしてアスペリティモデルを構築している。
 - アスペリティモデルについて既往津波の再現性を確認し、適用性を確認している。

※アスペリティモデルと一様すべりモデルの数値シミュレーション（両モデルの平均すべり量を同じにする）を実施し、アスペリティモデルの方が泊発電所に対して保守的な津波評価となることを今後説明する。

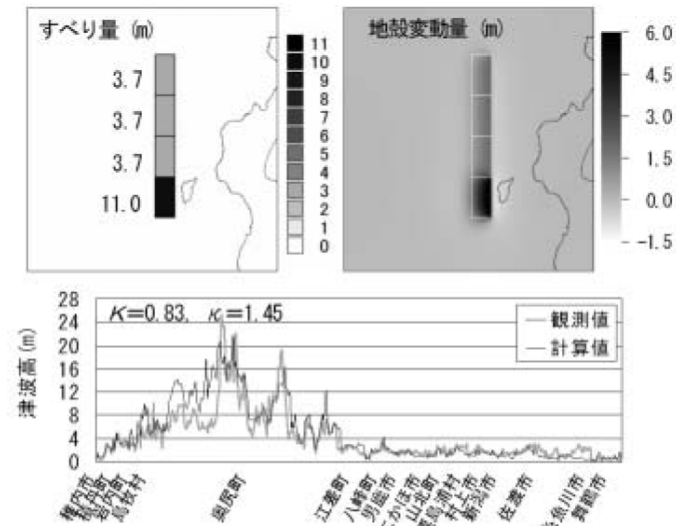
2.3 基準波源モデルの設定

⑦すべりの不均質性の設定 (2/2)

- 根本ほか(2009)では、日本海東縁部のアスペリティモデルのすべり量の設定方法について、以下のとおりとされている。
- アスペリティモデルでは4つのセグメントのいずれかがアスペリティに相当するセグメントと考えるので、アスペリティの位置が想定できない場合でも4ケースの計算を行えば良い。
 - 最終的な予測値は、その4ケースの最大値を採用することが防災上の見地から適当と考えられる。
 - 断層面を4セグメントに分割して、そのうち1セグメントをアスペリティ領域、残りの3セグメントを背景領域とみなして、次のようにすべり量を与えている。
 - ・ $D_a = 2 \times D$
 - ・ $D_b = 2/3 \times D$
 - ここで、 D :平均すべり量, D_a :アスペリティ領域のすべり量(最大すべり量), D_b :背景領域のすべり量



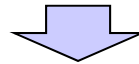
アスペリティモデルの断層モデルと計算津波高
【1983年日本海中部地震】
(根本ほか(2009)より引用)



アスペリティモデルの断層モデルと計算津波高
【1993年北海道南西沖地震】
(根本ほか(2009)より引用)

すべりの不均質性の設定

- 根本ほか(2009)のアスペリティモデルのスケーリング則の妥当性を確認するため、大すべり域の面積比及びすべり量比について、根本ほか(2009)、土木学会(2016)及び国交省ほか(2014)を比較した。
- その結果、根本ほか(2009)、土木学会(2016)及び国交省ほか(2014)のスケーリング則は概ね整合的であることが確認できた。



- 以上から、日本海東縁部に想定される地震に伴う津波の波源モデルの設定に根本ほか(2009)のスケーリング則を適用することは妥当と考えられる。

根本ほか(2009)、土木学会(2016)及び国交省ほか(2014)のスケーリング則の比較

文献	大すべり面積/全体面積	大すべり量/平均すべり量	備考
根本ほか(2009)	0.25	2.0	-
土木学会(2016)	0.25	2.0	-
国交省ほか(2014)	0.20	2.0	中央防災会議(2006)による設定

2.3 基準波源モデルの設定

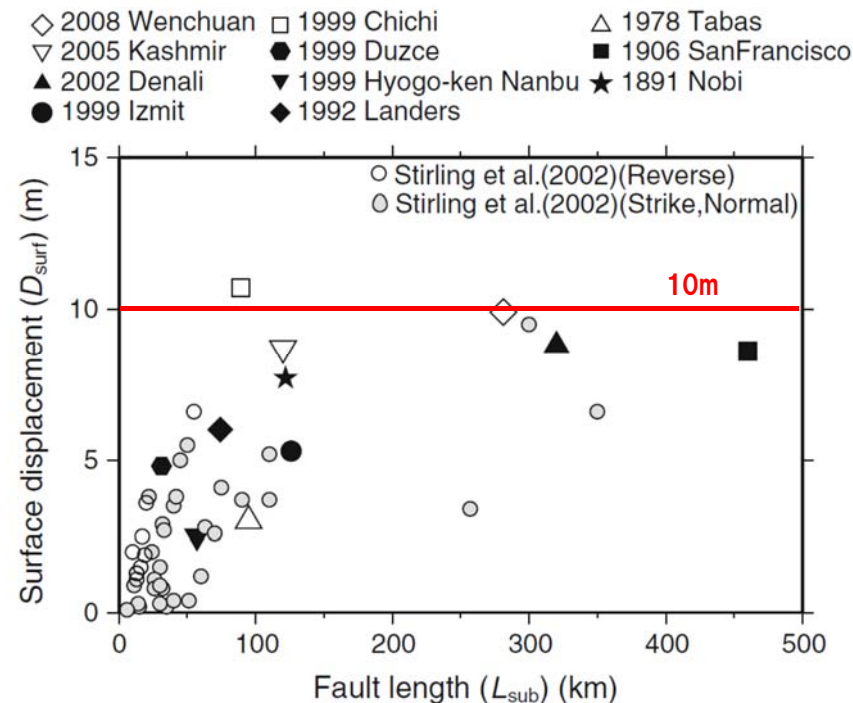
⑧最大すべり量の設定 (1/9), 基本方針

- 最大すべり量は、以下に示す知見を踏まえ設定する。
 - 世界の内陸で発生した地震の最大地表変位量
 - スケーリング則における最大すべり量
 - 既往津波の再現性が確認されている断層モデルにおける最大すべり量

2.3 基準波源モデルの設定

⑧最大すべり量の設定 (2/9), 世界の内陸で発生した地震の最大地表変位量

○Murotani et al. (2015) では、世界の内陸で発生した地震を分析した結果、地表で観測された最大変位量は震源断層での最大すべり量と1:1の比例関係にあり、震源断層長さが約100km以上の場合、地表最大変位量は10m程度で飽和するとされている。



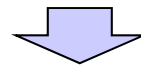
断層長さと最大地表変位量との比較
(Murotani et al. (2015) に一部加筆)

2.3 基準波源モデルの設定

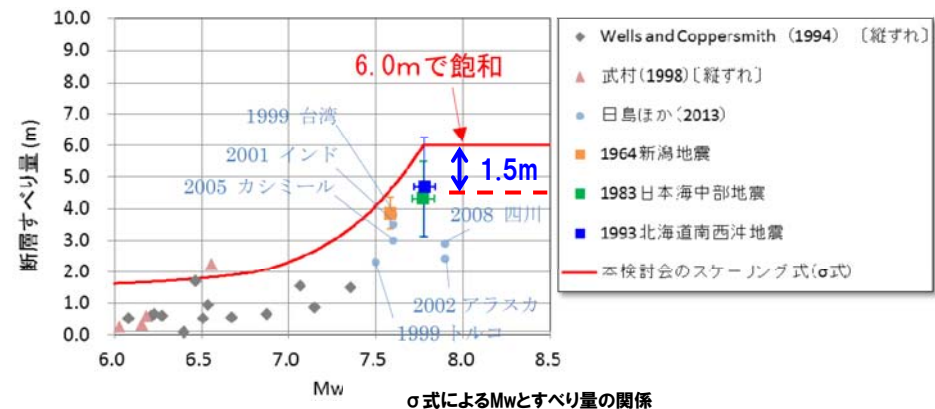
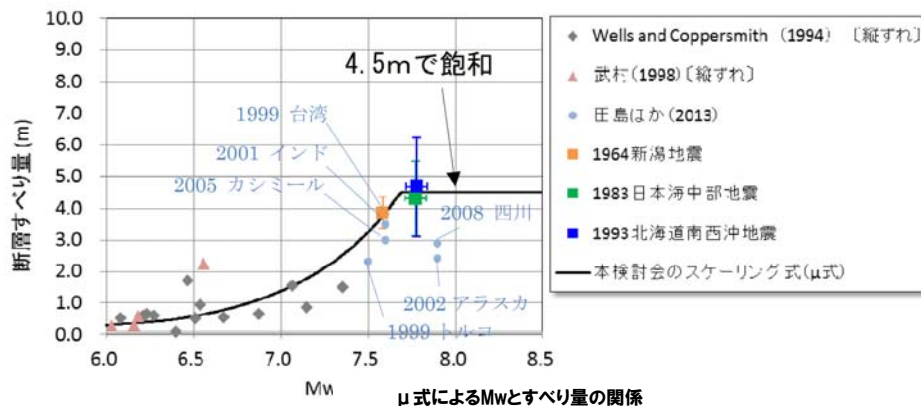
⑧最大すべり量の設定 (3/9) ,スケーリング則における最大すべり量 (国交省ほか (2014))

○国交省ほか (2014) では、すべり量の設定について、以下のとおりとされている。

- 日本海東縁部で発生した1964年新潟地震, 1983年日本海中部地震及び1993年北海道南西沖地震の既存の解析結果による平均すべり量が4.5m程度となったため, 内陸地震の関係式を同様に地震規模が大きくなると断層すべり量が飽和するとして, 日本海東縁部で発生した既往地震の平均すべり量4.5mで頭打ちとなる関係式 (μ 式) を設定した。
- 既往研究による過去の地震の平均すべり量にはばらつきがみられ, 防災上の観点からは, より大きなすべり量の断層モデルを想定対象とすることが重要であるため, 日本海側で解析結果のある最大規模の地震 (1983年日本海中部地震, 1993年北海道南西沖地震) の既往断層モデルのすべり量のばらつきを考慮し, 平均すべり量 (D_μ) にばらつきの標準偏差 (σ) 1.5mを加えたモデルも検討した。
- 大すべり域のすべり量は平均すべり量の2倍とする。



○以上から, σ 式における平均すべり量は6mで飽和するため, 大すべり域のすべり量は最大12mとなる。



地震規模とすべり量の関係
 (国交省ほか (2014) に一部加筆)

2.3 基準波源モデルの設定

⑧最大すべり量の設定 (4/9) ,スケーリング則における最大すべり量 (地震本部 (2016))

- 地震本部 (2016) では、活断層で発生する地震の地震規模 (地震モーメント M_0 (N・m)) を震源断層の面積 S (km²) との経験的關係より算出するとし、地震の規模に応じて3段階で $S-M_0$ 關係式を使い分けるとされている。
- 日本海東縁部に想定した基準波源モデルは $M_w=8.22, 8.06$ であり、地震規模 ($7.4 < M_w$) の關係式が適用される。
- この關係式から算出される平均すべり量は 2.86m となる。
- また、アスペリティのすべり量は、震源断層全体の平均すべり量の2倍とされており 5.72m となる。

【地震本部 (2016) の $S-M_0$ 關係式】

$M_0 = (S/2.23 \times 10^{15})^{3/2} \times 10^{-7}$	($M_w < 6.5$)	Somerville et al. (1999) の式
$M_0 = (S/4.24 \times 10^{11})^2 \times 10^{-7}$	($6.5 \leq M_w \leq 7.4$)	入倉・三宅 (2001) の式
$M_0 = S \times 10^{17}$	($7.4 < M_w$)	Murotani et al. (2015) の式

M_0 : 地震モーメント (N・m)
 S : 断層面積 (km²)
 M_w : モーメントマグニチュード

上記 $S-M_0$ 關係式に以下を代入して算出した平均すべり量 D は、 2.86m (面積によらず一定) となる。

- ・平均すべり量: $D = M_0 / \mu S$
- ・基準波源モデルの面積: $S = 12.8 \times 10^3 \text{km}^2, 7.392 \times 10^3 \text{km}^2$
- ・剛性率: $\mu = 3.5 \times 10^{10} \text{N/m}^2$ (土木学会 (2016))

【アスペリティのすべり量】
 $D_a = 5.72\text{m}$ (平均すべり量の2倍)

2.3 基準波源モデルの設定

⑧最大すべり量の設定 (5/9) ,スケーリング則における最大すべり量 (土木学会 (2016))

- 土木学会 (2016) では, 国交省ほか (2014) を参照して, 日本海東縁部の地震規模 (地震モーメント M_o (N・m)) を震源断層の面積 S (km²) との経験的關係より算出するとし, 地震の規模に応じて3段階で S - M_o 關係式を使い分ける検討例が示されている。
- 日本海東縁部に想定した基準波源モデルは $M_w=8.22, 8.06$ であり, 地震規模 ($7.7 < M_w$) の關係式が適用される。
- この關係式から算出される平均すべり量は 4.5m となる。
- また, アスペリティのすべり量は, 震源断層全体の平均すべり量の2倍とされており 9.0m となる。

【土木学会 (2016) の S - M_o 關係式】

$$M_o = (S / 2.23 \times 10^{15})^{3/2} \times 10^{-7} \quad (M_w < 6.5)$$

(Mw < 6.5)

Somerville et al. (1999) の式

$$M_o = (S / 4.24 \times 10^{11})^2 \times 10^{-7} \quad (6.5 \leq M_w \leq 7.7)$$

(6.5 ≤ Mw ≤ 7.7)

入倉・三宅 (2001) の式

$$M_o = 1.575 \times S \times 10^{17} \quad (7.7 < M_w^*)$$

(7.7 < Mw*)

日本海東縁部の既往地震の平均すべり量 4.5m で飽和する關係式 (剛性率 $\mu: 3.5 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$) M_o : 地震モーメント (N・m) S : 断層面積 (km²) M_w : モーメントマグニチュード

※世界の地殻内地震の地震規模と地殻厚さを検討した結果, 地殻厚さが 40km 未満の領域では $M_w 8.0$ を超える地震が発生していないことを踏まえ, M_w の上限は 8.0 とされている。

上記 S - M_o 關係式に以下を代入して算出した平均すべり量 D は, 4.5m (面積によらず一定) となる。

- 平均すべり量: $D = M_o / \mu S$

- 基準波源モデルの面積: $S = 12.8 \times 10^3 \text{ km}^2, 7.392 \times 10^3 \text{ km}^2$

- 剛性率: $\mu = 3.5 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ (土木学会 (2016))

【アスペリティのすべり量】

$D_a = 9.0\text{m}$ (平均すべり量の2倍)

2.3 基準波源モデルの設定

⑧最大すべり量の設定 (6/9) ,スケーリング則における最大すべり量 (まとめ)

○国交省ほか (2014) , 地震本部 (2016) 及び土木学会 (2016) のそれぞれのスケーリング則における最大すべり量は下表のとおりであり, その最大値は12mである。

スケーリング則における最大すべり量

	国交省ほか (2014)	地震本部 (2016)	土木学会 (2016)
最大すべり量	12.0m	5.72m	9.0m

2.3 基準波源モデルの設定

⑧最大すべり量の設定 (7/9) ,既往津波の再現性が確認されている断層モデルにおける最大すべり量

○土木学会 (2016) の既往津波の再現性が確認されている断層モデルのうち, すべり量の最大値は, 1993年北海道南西沖地震津波の再現モデル (高橋ほか (1995) のDCRC-26モデル) の12mである。

既往津波の再現性が確認されている断層モデル

対象津波	モデル M_w	面積 (km^2)	L (km)	W (km)	D (m)	d (km)	θ (度)	δ (度)	λ (度)	データ 数	K	κ	備考
1833年天保山形沖 (A)	7.82	1250	50	25	6.4	0	10	60	90	27	1.04	1.42	土木学会(2002) (相田(1989)を修正;陸岸近く)
		1750	70	25	6.4	0	40	60	120				
1833年天保山形沖 (B)	7.76	3960	132	30	4.0	0	208	45	90	27	1.17	1.28	土木学会(2002)(沖合)
1940年積丹沖	7.70	4050	135	30	3.2	0	347	40	90	20	1.02	1.42	土木学会(2002) (Satake(1986)を修正)
1964年新潟	7.35	900	45	20	3.3	1	202	60	90	検潮	—	—	Noguera and Ku,Abe(1992)
		300	20	15	3.0	1	189	60	90				
同上	7.51	813	32.5	25	5.3	0	200	60	52	検潮	—	—	加藤・安藤(1995)
		813	32.5	25	2.9	0	200	60	90				
1983年日本海中部	7.74	1200	40	30	7.6	2	22	40	90	218	1.12	1.46	相田(1984) Model-10
		1800	60	30	3.05	3	355	25	80				
1993年北海道南西沖	7.84	2250	90	25	5.71	10	188	35	80	249	0.96	1.51	高橋武之ら(1995) DCRC-26モデル
		650	26	25	4.00	5	175	60	105				
		458	30.5	15	12	5	150	60	105				

(土木学会 (2016) に一部加筆)

2.3 基準波源モデルの設定

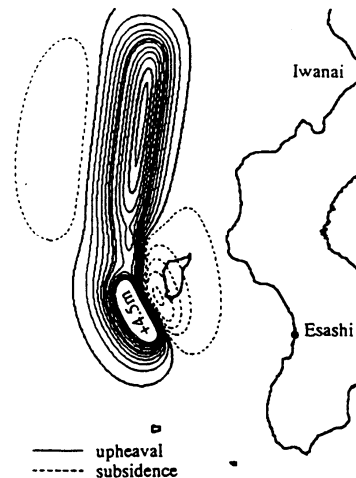
⑧最大すべり量の設定 (8/9) ,DCRC-26モデルにおける最大すべり量

- 高橋ほか (1994) では, DCRC-17aモデル* (最大すべり量12m) の構築で重視した考え方について, 奥尻島初松前での20mにも達する高い打ち上げ高を再現できなくてはならないとされている。
*DCRC-17aモデルは, 高橋ほか (1995) のDCRC-26モデルの先行モデルであり, どちらも最大すべり量を12mに設定している。
- 高橋ほか (1995) より, DCRC-26モデルによる北海道南西岸の津波打ち上げ高分布における江差以南では, 津波痕跡高に比べて計算津波高さが高い (右図)。

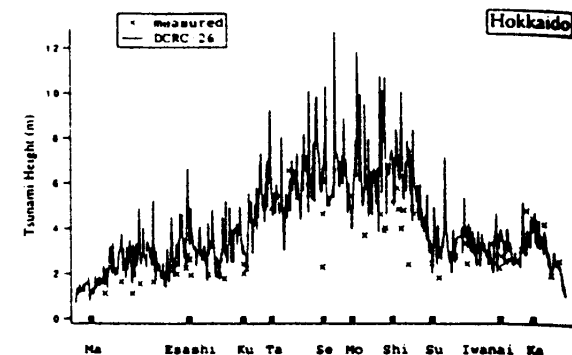
DCRC-26モデルの断層パラメータ

Fault	north	central	south
Width (km)	25.0	25.0	15.0
Length (km)	90.0	26.0	30.5
Strike (°)	188	175	150
Dip Angle (°)	35	60	60
Slip Angle (°)	80	105	105
Depth (km)	10	5	5
Dislocation (m)	5.71	4.00	12.00
M_0 ($\times 10^{27}$ dyne \cdot cm)	3.85	0.78	1.65

(高橋ほか (1995) に一部加筆)



DCRC-26モデルにおける地盤変位
(高橋ほか (1995) より引用)



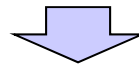
DCRC-26モデルにおける津波打ち上げ高分布
(高橋ほか (1995) より引用)

- 以上から, DCRC-26モデルの最大すべり量12mは, 奥尻島の特定地点で観測された津波の高い打ち上げ高さの再現を目的として設定された値であると考えられる。
- また, 北海道本島に対して計算津波高さが大きくなる傾向であることから, 泊発電所の津波評価に対しては適切な設定であると考えられる。

2.3 基準波源モデルの設定

⑧最大すべり量の設定 (9/9) ,まとめ

- Murotani et al. (2015) より, 世界の内陸で発生した地震の最大地表変位量は, 約10mで飽和する。
- 国交省ほか (2014), 地震本部 (2016) 及び土木学会 (2016) のそれぞれのスケーリング則における最大すべり量を比較した結果, その最大値は12mである。
- 土木学会 (2016) の既往津波の再現性が確認されている断層モデルにおける最大すべり量の最大値は12mであり, 北海道南西沖地震津波の局所的に大きな津波を再現するように設定された値であると考えられる。



○以上から, 最大すべり量は, 12mに設定した。

すべり量に関する知見：大角ほか（2018）について

○大角ほか（2018）では、地質学的データや地形を参照して得られた断層データと、余震分布等の地震学的データを合わせて考慮することにより、過去の地震による津波痕跡高を説明できる可能性が示されたとされている。

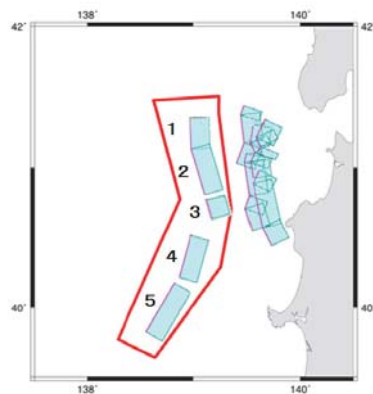
○しかし、以下の理由により、本知見の泊発電所の津波評価への反映は実施しないこととする。

- 初期断層モデルのすべり量は、地震本部（2016）に基づき6.12mと設定されているが、地震本部（2016）より、平均すべり量は3m程度で飽和するため、平均すべり量6.12mは過大設定であると考えられる。
- 提案されているモデルの再現性は、土木学会（2016）における再現性の目安を満たさない。

初期断層モデルのパラメータ

	緯度	経度	上端深度 (km)	下端深度 (km)	走向°	傾斜°	すべり角°	長さ (km)	幅 (km)	平均すべり量 (km)	Mw
1	41.1372	138.981	0	15.00	354.60	45.00	90	24.46	21.21	6.12	7.87
2	40.8089	139.1081	0	15.00	341.00	45.00	90	38.04	21.21		
3	40.6331	139.1717	0	15.00	343.90	45.00	90	14.18	21.21		
4	40.2169	138.8645	0	15.00	12.90	45.00	90	34.88	21.21		
5	39.8240	138.7738	0	15.00	27.50	45.00	90	45.40	21.21		

（大角ほか（2018）に一部加筆）



日本海中部地震の震源域近傍の断層モデル
（赤枠は対象とする断層群）
（大角ほか（2018）より引用）

観測記録の信頼度A, Bを使って求めたK-κの値

断層モデル名	傾斜角	平均傾斜角	大すべり域	K	κ
1) Chubu-AIDA	40°, 25°		—	1.35	1.58
2) Chubu-3f_30deg	30°	30°	—	1.45	1.53
3) Chubu-3f-R	30°	30°	南断層北部浅部	0.97	1.53
4) Chubu-30deg-BLR	30°	30°	北断層南部深部 南断層北部深部	0.92	1.58
5) Chubu-30deg-BR	30°	30°	南断層北部深部	1.01	1.56
6) Chubu-30deg-2pt	69°, 22.6°	30°	—	0.98	1.60
7) Chubu-30deg-BR-2pt	69°, 22.6°	30°	南断層北部深部	0.89	1.62
8) Chubu-3f-2pt_45deg	69°, 37.4°	45°	—	1.51	1.59
9) Chubu-3f-R-2pt	69°, 37.4°	45°	南断層北部浅部	1.32	1.56
10) Chubu-45deg-BR-2pt	69°, 37.4°	45°	南断層北部深部	1.38	1.60

（大角ほか（2018）に一部加筆）

0.95 < K < 1.05
κ < 1.45
を満たさない

すべり量に関する知見: loki et al. (2019) について (1/2)

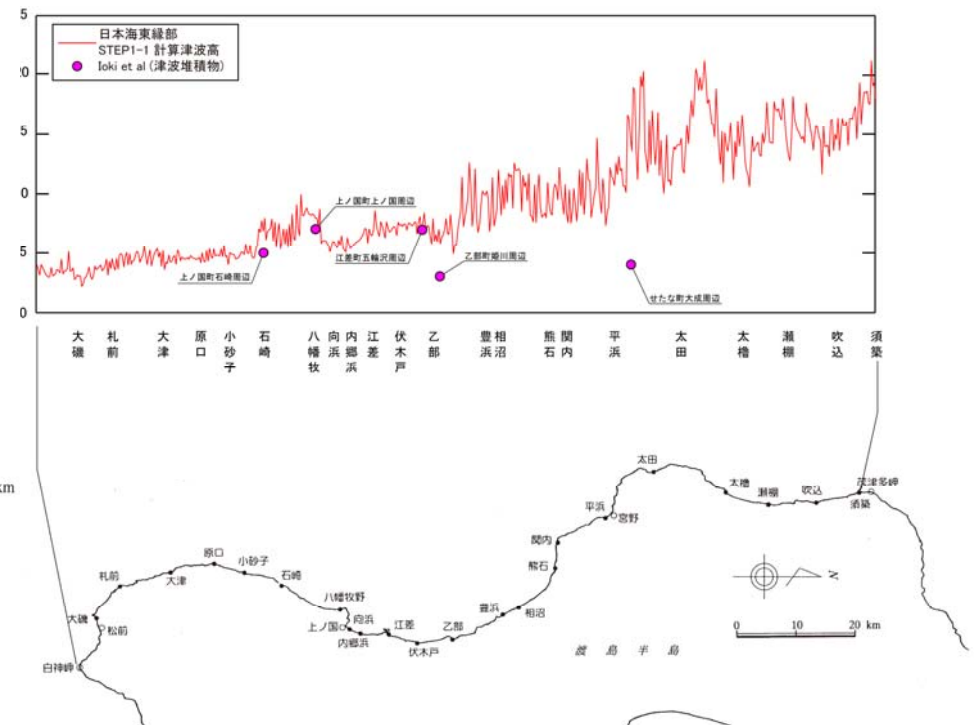
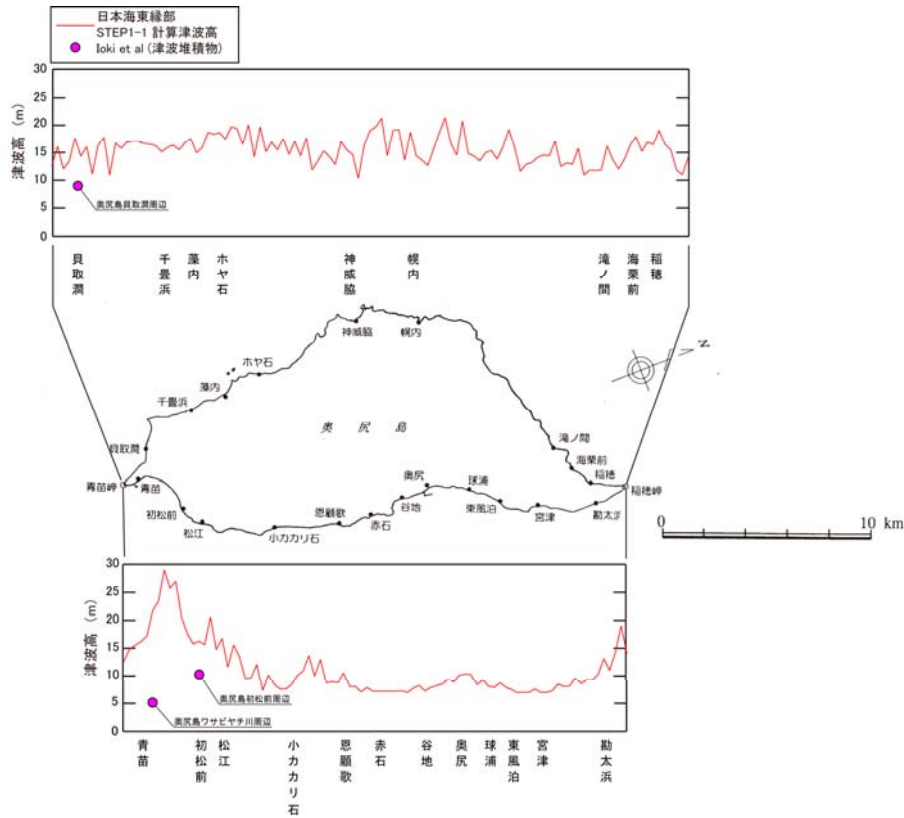
- loki et al. (2019) では、12世紀頃の津波の波源モデルを構築しており、モデル設定について、以下のとおりとされている。
 - 奥尻島と北海道南西岸で津波堆積物が発見され、これは12世紀頃の津波によるものと推定されている。
 - 波源位置は渡島大島付近であると考えられ、北海道(2017)のF17断層の波源モデルを基に断層パラメータを変更した。
 - 津波堆積物の浸水範囲を説明するため、波源モデルの断層長さを104km、すべり量を18m、Mwを7.9に変更している。
- なお、すべり量18mの設定は、既往のスケーリング則等と比較して過大な設定である。
- 断層長さ及びすべり量のみを変動パラメータとして考慮されており、その他のパラメータが浸水範囲に与える影響が検討されていないことから、当該検討以外への適用性について確認できない。
- 以上から、すべり量18mを泊発電所の断層パラメータに適用しない。

	波源モデル位置と津波堆積物(図中の●)の位置	断層パラメータ																																																																						
北海道(2017)のF17断層の波源モデル		<table border="1"> <thead> <tr> <th>Subfault number</th> <th>Length (km)</th> <th>Width (km)</th> <th>Strike (°)</th> <th>Dip (°)</th> <th>Rake (°)</th> <th>Depth (km)</th> <th>Slip (m)</th> <th>Longitude (°)</th> <th>Latitude (°)</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>1</td> <td>24</td> <td>22</td> <td>350</td> <td>45</td> <td>96</td> <td>2.8</td> <td>4.8</td> <td>139.40094</td> <td>42.00258</td> </tr> <tr> <td>2</td> <td>57</td> <td>22</td> <td>350</td> <td>45</td> <td>96</td> <td>2.8</td> <td>4.4</td> <td>139.51981</td> <td>41.49980</td> </tr> <tr> <td>3</td> <td>54</td> <td>22</td> <td>10</td> <td>45</td> <td>106</td> <td>2.8</td> <td>4.6</td> <td>139.40581</td> <td>41.02010</td> </tr> <tr> <td>4</td> <td>24</td> <td>11</td> <td>350</td> <td>45</td> <td>96</td> <td>4.3</td> <td>7.2</td> <td>139.41905</td> <td>42.00498</td> </tr> <tr> <td>5</td> <td>57</td> <td>11</td> <td>350</td> <td>45</td> <td>96</td> <td>4.3</td> <td>7.7</td> <td>139.53778</td> <td>41.50218</td> </tr> <tr> <td>6</td> <td>54</td> <td>11</td> <td>10</td> <td>45</td> <td>106</td> <td>4.3</td> <td>7.4</td> <td>139.42365</td> <td>41.01771</td> </tr> </tbody> </table>	Subfault number	Length (km)	Width (km)	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	Depth (km)	Slip (m)	Longitude (°)	Latitude (°)	1	24	22	350	45	96	2.8	4.8	139.40094	42.00258	2	57	22	350	45	96	2.8	4.4	139.51981	41.49980	3	54	22	10	45	106	2.8	4.6	139.40581	41.02010	4	24	11	350	45	96	4.3	7.2	139.41905	42.00498	5	57	11	350	45	96	4.3	7.7	139.53778	41.50218	6	54	11	10	45	106	4.3	7.4	139.42365	41.01771
Subfault number	Length (km)	Width (km)	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	Depth (km)	Slip (m)	Longitude (°)	Latitude (°)																																																															
1	24	22	350	45	96	2.8	4.8	139.40094	42.00258																																																															
2	57	22	350	45	96	2.8	4.4	139.51981	41.49980																																																															
3	54	22	10	45	106	2.8	4.6	139.40581	41.02010																																																															
4	24	11	350	45	96	4.3	7.2	139.41905	42.00498																																																															
5	57	11	350	45	96	4.3	7.7	139.53778	41.50218																																																															
6	54	11	10	45	106	4.3	7.4	139.42365	41.01771																																																															
loki et al. (2019)の波源モデル		<table border="1"> <thead> <tr> <th>Subfault number</th> <th>Length (km)</th> <th>Width (km)</th> <th>Strike (°)</th> <th>Dip (°)</th> <th>Rake (°)</th> <th>Depth (km)</th> <th>Slip (m)</th> <th>Longitude (°)</th> <th>Latitude (°)</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>2'</td> <td>50</td> <td>22</td> <td>350</td> <td>45</td> <td>96</td> <td>2.8</td> <td>18</td> <td>139.51981</td> <td>41.49980</td> </tr> <tr> <td>3</td> <td>54</td> <td>22</td> <td>10</td> <td>45</td> <td>106</td> <td>2.8</td> <td>4.6</td> <td>139.40581</td> <td>41.02010</td> </tr> <tr> <td>6</td> <td>54</td> <td>11</td> <td>10</td> <td>45</td> <td>106</td> <td>4.3</td> <td>7.4</td> <td>139.42365</td> <td>41.01771</td> </tr> </tbody> </table>	Subfault number	Length (km)	Width (km)	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	Depth (km)	Slip (m)	Longitude (°)	Latitude (°)	2'	50	22	350	45	96	2.8	18	139.51981	41.49980	3	54	22	10	45	106	2.8	4.6	139.40581	41.02010	6	54	11	10	45	106	4.3	7.4	139.42365	41.01771																														
Subfault number	Length (km)	Width (km)	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	Depth (km)	Slip (m)	Longitude (°)	Latitude (°)																																																															
2'	50	22	350	45	96	2.8	18	139.51981	41.49980																																																															
3	54	22	10	45	106	2.8	4.6	139.40581	41.02010																																																															
6	54	11	10	45	106	4.3	7.4	139.42365	41.01771																																																															

(loki et al. (2019) に一部加筆)

すべり量に関する知見: loki et al. (2019) について (2/2)

- loki et al. (2019) における12世紀頃の津波堆積物分布標高と泊発電所の津波評価水位※を比較した結果、泊発電所の津波評価水位※が上回る結果となった。
- 以上から、12世紀頃の津波に対しても日本海東縁部に想定される地震に伴う津波の検討は、保守的な設定であることを確認した。
- ※ 泊発電所の津波評価水位については、今後説明する予定であるため、解析結果の見込みを記載した。



12世紀頃の津波堆積物分布と泊発電所の津波評価水位の比較

2.3 基準波源モデルの設定

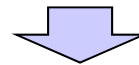
⑨剛性率の設定

○土木学会(2016)では、地震波速度や密度に関する既往研究に基づき、海域毎に剛性率が示されている。

震源付近の媒質の剛性率

海 域	根 拠	剛性率
<ul style="list-style-type: none"> ・西南日本陸側プレート内 ・日本海東縁部 ・プレート境界浅部（断層面全体が深さ20km以浅に存在する場合） 	$V_p=6.0\text{km/s}$ $V_p/V_s=1.6\sim 1.7$ $\rho=2.7\sim 2.8\text{g/cm}^3$ とすれば、 $\mu=3.36\times 10^{10}\sim 3.94\times 10^{10}\text{N/m}^2$ となる。この中間的値とする。	$3.5\times 10^{10}\text{N/m}^2$ $(3.5\times 10^{11}\text{dyne/cm}^2)$
<ul style="list-style-type: none"> ・海洋プレート内 ・プレート境界深部（断層面全体が深さ20km以深に存在する場合） 	$V_p=8.0\sim 8.1\text{km/s}$ $V_p/V_s=1.75\sim 1.80$ $\rho=3.2\sim 3.5\text{g/cm}^3$ とすれば、 $\mu=6.31\times 10^{10}\sim 7.50\times 10^{10}\text{N/m}^2$ となる。この中間的値とする。	$7.0\times 10^{10}\text{N/m}^2$ $(7.0\times 10^{11}\text{dyne/cm}^2)$
<ul style="list-style-type: none"> ・プレート境界中央部（断層面が深さ20km以浅と以深にまたがって存在する場合） 	浅部と深部の中間的値とする。	$5.0\times 10^{10}\text{N/m}^2$ $(5.0\times 10^{11}\text{dyne/cm}^2)$

(土木学会(2016)に一部加筆)



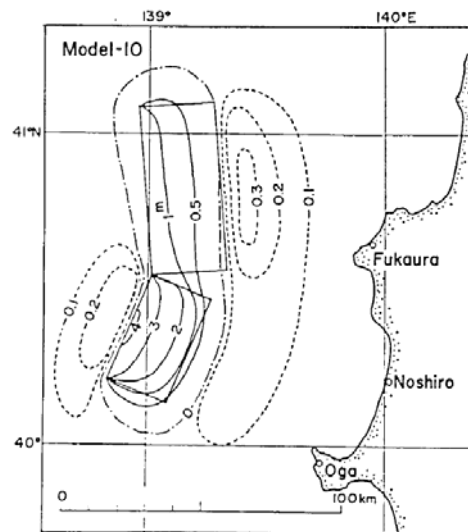
○以上から、剛性率は、日本海東縁部における震源付近の媒質の剛性率より、 $3.5\times 10^{10}\text{N/m}^2$ に設定した。

2.3 基準波源モデルの設定

⑩ライズタイムの設定

○土木学会(2016)では、1983年日本海中部地震津波及び1993年北海道南西沖地震津波の再現性が確認されている断層モデルとして、それぞれ、相田(1984)、高橋ほか(1995)が示されており、これらのモデルでは、波源モデルから計算された地盤変位を初期条件としていることからライズタイムは考慮していない(0s)と推定される。

また波源としては断層モデルを仮定し、そのパラメータから MANSINHA and SMYLIE (1971) の方法によって海底の鉛直変位を計算し、それを水位の初期条件として与えた。



1983年日本海中部地震津波波源モデル
(相田(1984)に一部加筆)

DCRC-26 による地盤変位を図1に示す。この初期波形は奥尻島での沈降水量(例えば、熊木ら,1993)を満足している。

この地盤変位を初期条件とし、線形長波理論により計算を行った。ただし、陸側境界としては最低水深10mの完全反射条件を用いた。また、空間格子間隔は450m、時間間隔は1秒とした。

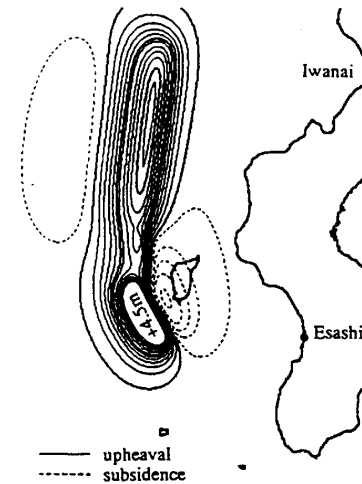
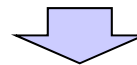


図1 地盤変位

1993年北海道南西沖地震津波断層モデル
(高橋ほか(1995)に一部加筆)



○以上から、ライズタイムは、1983年日本海中部地震津波及び1993年北海道南西沖地震津波の再現性が高いモデルより0sに設定した。

2.3 基準波源モデルの設定

まとめ

○既往の知見を踏まえて、基準波源モデルの断層パラメータの設定根拠について、再整理した。

基準波源モデルの断層パラメータと設定根拠

断層パラメータ	日本海東縁部 (L=320km)		設定根拠
モーメント マグニチュード [*] Mw	8.22	8.06	$M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5$
断層長さ L	320km		想定波源域(南北方向)より設定
断層幅 W	40km	23.1km	地震発生層厚さ(20km) [*] を考慮し傾斜角に応じて設定 [*] 地震発生層厚さは想定波源域(深度方向)より設定
すべり量 D	アスぺリティ領域 $D_a = 12\text{m}$ 背景領域 $D_b = 4\text{m}$		D_a :以下の知見より設定 <ul style="list-style-type: none"> ➢ 世界の内陸で発生した地震の最大地表変位量 (Murotani et al. (2015)) ➢ スケーリング則における最大すべり量 (国交省ほか (2014), 地震本部 (2016), 土木学会 (2016)) ➢ 既往津波の再現性が確認されている断層モデルにおける最大すべり量の最大値 (土木学会 (2016)) D_b :日本海東縁部のアスぺリティモデルのすべり量の設定方法より設定 (根本ほか (2009))
剛性率 μ	$3.5 \times 10^{10} \text{N/m}^2$		日本海東縁部における震源付近の媒質の剛性率より設定 (土木学会 (2016))
地震モーメント M_0	$2.69 \times 10^{21} \text{N}\cdot\text{m}$	$1.55 \times 10^{21} \text{N}\cdot\text{m}$	$M_0 = \mu LWD$
断層面 上縁深さ d	1km		日本海東縁部のアスぺリティモデルより設定 (根本ほか (2009))
走向 θ	東傾斜: 3° 西傾斜: 183°		既往地震のハーバードCMT解及び対象海域における「地形の走向」より設定 (土木学会 (2016))
傾斜角 δ	30°	60°	既往津波の再現性が確認されている断層モデルより設定 (土木学会 (2016))
すべり角 λ	90°		既往地震のハーバードCMT解及び東北地方から北海道地方の沿岸におけるすべり角の分布より設定 (土木学会 (2016), 国交省ほか (2014))
ライズタイム τ	0s		1983年日本海中部地震津波及び1993年北海道南西沖地震津波の再現性が高いモデルより設定 (相田 (1984), 高橋ほか (1995))

余白

2.4 パラメータスタディの検討方針

1. コメント回答方針	4
1.1 指摘事項	4
1.2 指摘事項に関する回答方針	6
2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波	9
2.1 日本海東縁部の特性整理	13
2.1.1 文献レビュー(既往の知見の整理)	15
2.1.2 当社の調査結果	25
2.1.3 想定される日本海東縁部の範囲	29
2.2 想定波源域の設定	30
2.2.1 想定波源域(南北・東西方向)の設定	32
2.2.2 想定波源域(深度方向)の設定	56
2.2.3 想定波源域の設定まとめ	62
2.3 基準波源モデルの設定	63
2.4 パラメータスタディの検討方針	90
参考文献	110

2.4 パラメータスタディの検討方針

整理方針

- パラメータスタディの検討方針について、以下を再整理する。
 - パラメータスタディ実施の要否 (P92,93)
 - パラメータスタディフロー (P94～96)
 - パラメータスタディの変動幅 (P98～109)

2.4 パラメータスタディの検討方針

パラメータスタディ実施の要否 (1/2)

- 土木学会(2016)では、不確かさを考慮する方法の一つとして、基本断層モデルに対するパラメータスタディが考えられ、パラメータスタディを実施する因子を適切に選定するとともに、その範囲を合理的に定めることが重要であるとされている。
- 既往の知見を踏まえて、パラメータスタディ実施の要否と変動幅の設定根拠を再整理した。
- パラメータスタディを実施する因子として、東西方向位置・傾斜角及び傾斜方向、アスペリティ位置、断層面上縁深さ、走向を選定する。

項目	基準波源モデル		パラメータスタディ			
	諸元ほか		概略/ 詳細パラスタ	変動幅	変動幅の根拠 または パラメータスタディを実施しない根拠	
	低角断層	高角断層				
モーメント マグニチュード' Mw	8.22	8.06	-	-	保守的に設定した他諸元からの算定値	
断層長さ L	320km		-	-	保守的に想定波源域の南北方向全域を考慮	
断層幅 W	40km	23.1km	-	-	保守的に想定波源域の深度方向全域を考慮	
すべり量 D	アスペリティ領域: $D_a = 12\text{m}$ 背景領域: $D_b = 4\text{m}$		-	-	既往の知見に照らして保守的にすべり量の上限を考慮	
剛性率 μ	$3.5 \times 10^{10} \text{N/m}^2$		-	-	すべり量を最大で固定しているため、剛性率の値が津波評価に影響しない	
地震モーメント M_0	$2.69 \times 10^{21} \text{N}\cdot\text{m}$	$1.55 \times 10^{21} \text{N}\cdot\text{m}$	-	-	保守的に設定した他諸元からの算定値	
断層面 上縁深さ d	1km		詳細パラスタ	0~5km	既往津波の再現性が確認されている断層モデルの変動幅(土木学会(2016))	
波源位置(走向 θ)	東傾斜: 3° 西傾斜: 183°		詳細パラスタ	$\pm 10^\circ$	既存断層パラメータの走向の標準偏差相当(土木学会(2002))	
断層面	傾斜角 δ	30°	60°	概略パラスタ	$30^\circ, 60^\circ$	既往津波の再現性が確認されている断層モデルの変動幅(土木学会(2016))
	傾斜方向	東傾斜, 西傾斜		概略パラスタ	東傾斜, 西傾斜	日本海東縁部の特性を考慮(土木学会(2016))
	東西方向位置	東西方向25kmピッチ		概略パラスタ	東西方向25kmピッチ	想定波源域の範囲を考慮(土木学会(2016))
すべり角 λ	90°		-	-	初期水位が最大となる設定	
ライズタイム τ	0s		-	-	既往津波を再現する設定かつ津波高さが大きくなる設定	
アスペリティ位置 (アスペリティ数含む)	-		概略パラスタ	南北方向: 40km及び10kmピッチ アスペリティ数: 1箇所及び2箇所	根本ほか(2009)の配置に対して更に細かい配置を考慮	

2.4 パラメータスタディの検討方針

パラメータスタディ実施の要否 (2/2)

○パラメータスタディを実施する因子は、土木学会 (2016) におけるパラメータスタディを原則実施する因子とも整合する。

海域または地震のタイプ	静的パラメータ							動的パラメータ		
	位置	大すべり 領域位置	走向	傾斜角	傾斜方向	すべり角	上縁深さ	破壊開始点	破壊伝播 速度	ライズ タイム
プレート間逆断層地震と 津波地震の連動 プレート間逆断層地震 (不均質モデルの場合)	○※1	○	—	—	—	○※2	—	○	○	○
プレート間逆断層地震 (均質モデルの場合)	○※1	—	○	○	—	○※2	○	—	—	—
日本海溝沿い (プレート内正断層)	○	—	○	○	—	— (270 度固定)	○	—	—	—
日本海溝沿い、(津波地震) (均質モデルの場合)	○	—	○	○	—	○※2	○	—	—	—
日本海東縁部 (地殻内地震)	○	○	○	○	○※4	— (90 度固定)	○	—	—	—
海域活断層 (上部地殻内地震)	—	○※5	—	○※5	○※6	○※3	○	—	—	—

※1 基本断層モデルを地震活動域全体に設定する場合を除く

※2 すべり方向のばらつきを考慮して走向に連動

※3 応力場のばらつきを考慮して傾斜角に連動

※4 西傾斜, 東傾斜

※5 調査により明確な場合は固定

※6 不明な断層は両方向

パラメータスタディの因子
(○:パラメータスタディを原則実施する因子)
(土木学会 (2016) に一部加筆)

2.4 パラメータスタディの検討方針

パラメータスタディフロー

- パラメータスタディフローを右図に示す。
- 過去に実施した波源位置のパラメータスタディについては、以下の理由から、今回のパラメータスタディでは実施しないこととする。

【波源位置（複数枚モデル，走向一律 $\pm 2.5^\circ$ ， $\pm 5^\circ$ 変動）】

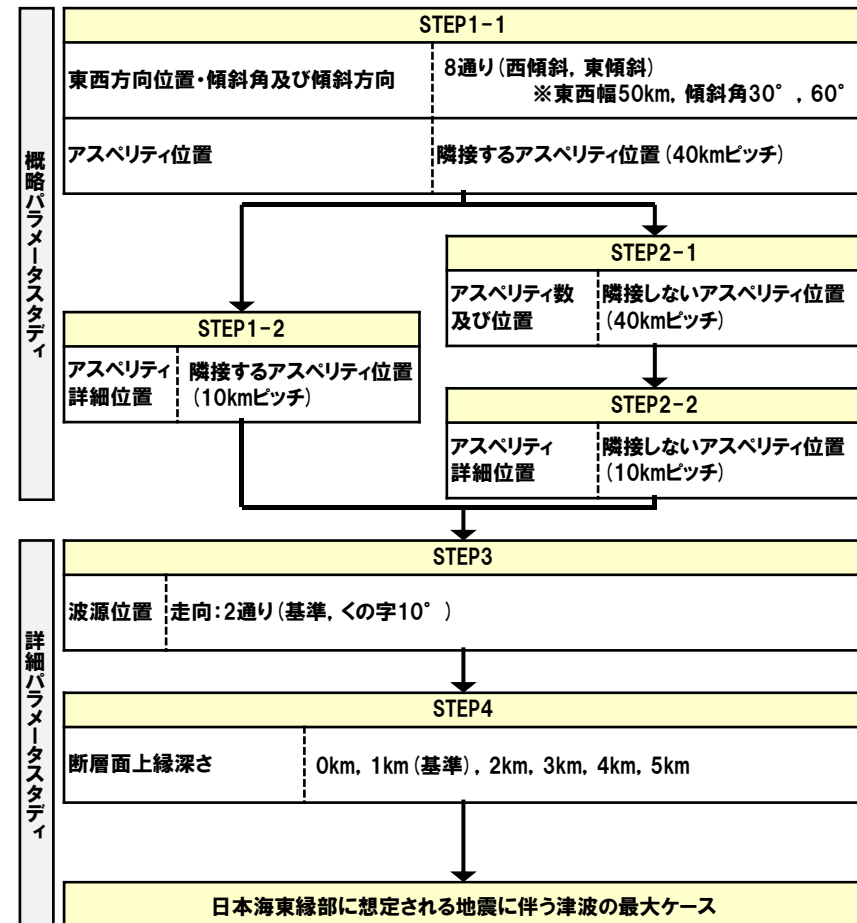
- 過去に実施している発電所を波源とした場合の評価（逆伝播解析）では、同心円状に津波が伝播し、これらの伝播経路上に波源モデルを配置した場合に津波水位が大きくなることが想定されるため、くの字（北側断層を＋方向，南側断層を－方向）に折り曲げたモデルによる検討を実施している（STEP3）。
- 以上から、複数枚モデル，走向一律 $\pm 2.5^\circ$ ， $\pm 5^\circ$ 変動の検討と比較して、くの字に折り曲げたモデルの方が泊発電所に対して保守的な津波評価になると考えられる。

【波源位置（南北へ5km移動）】

- アスベリティ位置を南北方向へ移動させた検討を実施し、アスベリティ位置を泊発電所に正対する位置に配置することで、泊発電所に伝播する津波が卓越することを確認している（STEP1-1，STEP1-2，STEP2-1，STEP2-2）。
- 以上から、波源位置（南北へ5km移動）と比較して、波源位置を移動させないモデルの方が泊発電所に対して保守的な津波評価になると考えられる。

【波源位置（東西へ5km移動）】

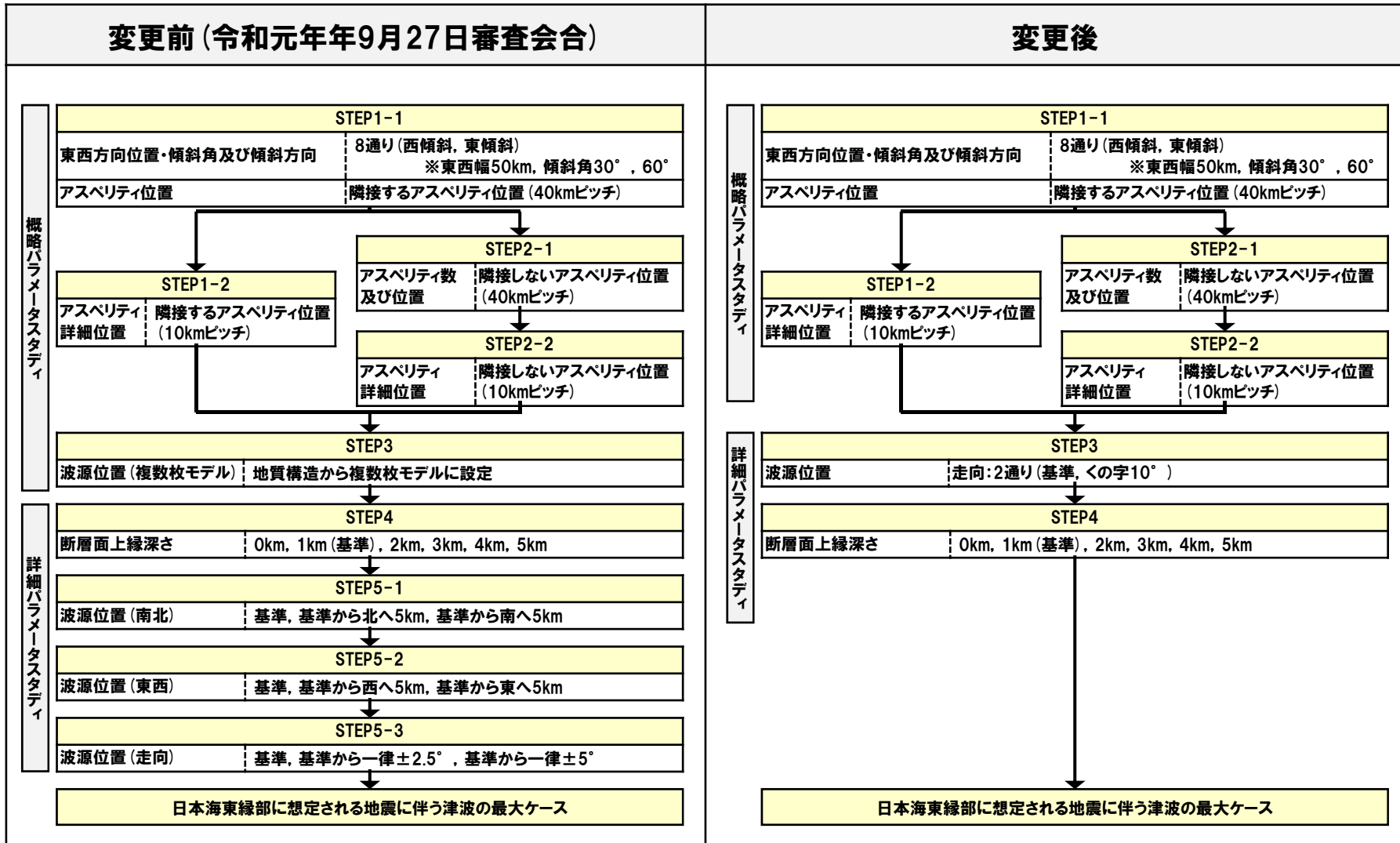
- 日本海東縁部の特性整理を踏まえて、想定される日本海東縁部の範囲を設定し、概ねその範囲内となるように想定波源域（東西方向）の位置を設定している。
- 当社の調査結果より、想定波源域付近において、東側には震源として考慮する断層は認められない。
- 以上から、想定波源域内に断層を配置することを基本として、東西方向位置の検討を実施している（STEP1-1）ことから、波源位置（東西へ5km移動）の検討は実施しないこととする。



※パラメータスタディ評価因子の分析において、パラメータスタディフローの妥当性を今後説明する。

パラメータスタディの検討フローの変更箇所

○令和元年9月27日審査会合において示したパラメータスタディフローを見直した。



パラメータスタディケース数

【パラメータスタディケース数（令和元年9月27日説明）】

	パラメータ項目	ケース数	184
概略パラメータスタディ (STEP1-1)	アスベリティ位置:7通り	56	
	東西方向位置・傾斜角及び傾斜方向:8通り		
概略パラメータスタディ (STEP1-2)	アスベリティ詳細位置	18	
概略パラメータスタディ (STEP2-1)	アスベリティ数及び位置	31	
概略パラメータスタディ (STEP2-2)	アスベリティ詳細位置	24	
概略パラメータスタディ (STEP3)	複数枚モデル	4	
詳細パラメータスタディ (STEP4)	概略パラメータスタディ最大ケース:3通り	18	
	断層面上縁深さ:6通り		
詳細パラメータスタディ (STEP5-1)	STEP4最大ケース:3通り	9	
	波源位置(南北):3通り		
詳細パラメータスタディ (STEP5-2)	STEP4最大ケース:3通り	9	
	波源位置(東西):3通り		
詳細パラメータスタディ (STEP5-3)	STEP5-2最大ケース:3通り	15	
	走向:5通り		

【パラメータスタディ内容（今回説明）】

	パラメータ項目	ケース数	※
概略パラメータスタディ (STEP1-1)	アスベリティ位置:7通り	56	
	東西方向位置・傾斜角及び傾斜方向:8通り		
概略パラメータスタディ (STEP1-2)	アスベリティ詳細位置	※	
概略パラメータスタディ (STEP2-1)	アスベリティ数及び位置	※	
概略パラメータスタディ (STEP2-2)	アスベリティ詳細位置	※	
詳細パラメータスタディ (STEP3)	概略パラメータスタディ最大ケース	※	
	走向:2通り		
詳細パラメータスタディ (STEP4)	STEP3最大ケース	※	
	断層面上縁深さ:6通り		

※今後解析結果の説明と併せて提示する

余白

2.4 パラメータスタディの検討方針

パラメータスタディの変動幅 STEP1-1 アスペリティ位置・東西方向位置・傾斜角及び傾斜方向 (1/2)

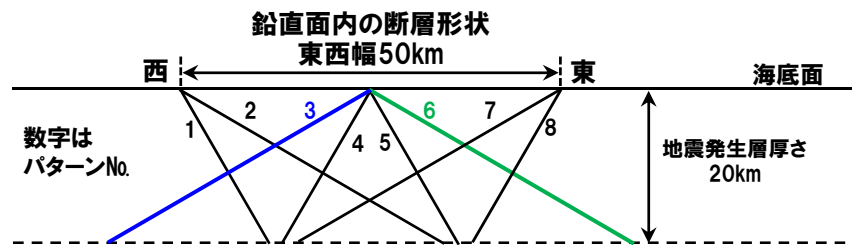
- 概略パラメータスタディのSTEP1-1では、東西方向位置・傾斜角及び傾斜方向とアスペリティ位置の不確かさを考慮する。
- 基準波源モデルを対象に、東西方向位置・傾斜角及び傾斜方向と隣接するアスペリティ位置 (40kmピッチ) を組合せたパラメータスタディを実施する。

【東西方向位置・傾斜角及び傾斜方向の変動幅】

- 土木学会 (2016) に基づく断層パターンを用いて検討する。

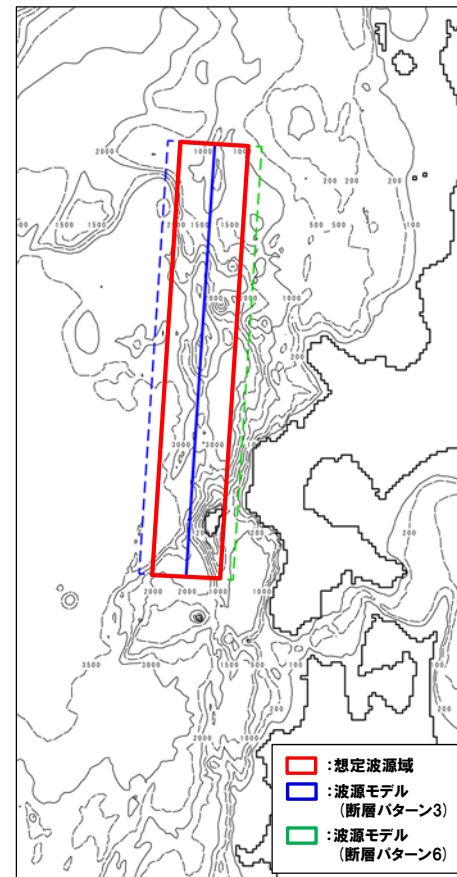
【アスペリティ位置の変動幅】

- 波源モデルを長さ方向に8分割し、隣接する2つのセグメントにアスペリティを配置する。



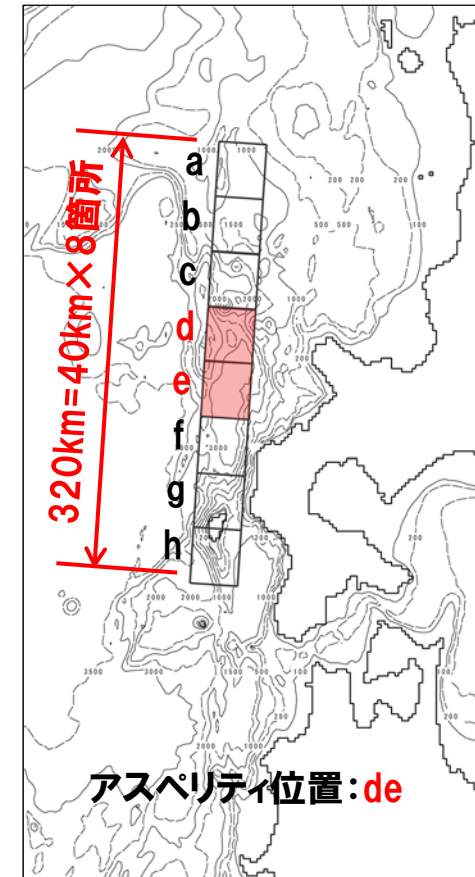
土木学会 (2016) に基づく断層パターン

【東西方向位置・傾斜角及び傾斜方向】



代表として断層パターン3, 6を示す

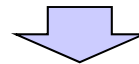
【アスペリティ位置】



2.4 パラメータスタディの検討方針

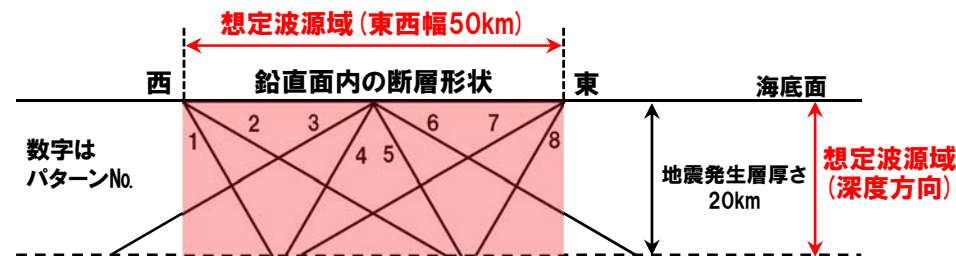
パラメータスタディの変動幅 STEP1-1 アスペリティ位置・東西方向位置・傾斜角及び傾斜方向 (2/2)

- 日本海東縁部の特性は、以下のとおり整理している(「2.1 日本海東縁部の特性整理」参照)。
 - アムールプレートとオホーツクプレートの間には、明瞭なプレート境界が存在せず、東西方向に数十km程度の幅をもち南北方向に伸びるひずみ集中帯でマグニチュード7クラスの地震が発生している。
 - 東西圧縮応力によって発達した逆断層はその上盤に非対称な断面を呈する背斜構造を伴う。
 - 断層面の傾斜は東傾斜と西傾斜が交互に現れる。
 - 地殻のひずみは断層、褶曲帯に集中してきたことを示している。
- 土木学会(2016)では、日本海東縁部の東西方向位置・傾斜角及び傾斜方向のパラメータスタディについて、以下のとおりとされている。
 - 明確なプレート境界面が形成されていないことによる東西方向位置・傾斜角及び傾斜方向の不確かさを反映する方法として、鉛直面内の断層位置(断層パターン)を複数想定する方法が考えられる。
 - ただし、断層下端部が領域範囲外となることは許容した。



- 土木学会(2016)に基づく断層パターンは、東西方向に数十km程度の幅をもって分布する背斜構造の基部に、背斜構造側に伸びる逆断層として、空間的な想定波源域内に複数の断層パターンを設定しているものと考えられることから、これに準じて検討を行う。
- 想定波源域内に断層を配置することを基本とし、断層パターン3及び断層パターン6の断層下端部が想定波源域外となることは許容する。

※断層パターン1~8と断層パターン5東端の数値シミュレーションの比較から、断層パターン1~8の方が泊発電所に対して保守的な津波評価となることを今後説明する。

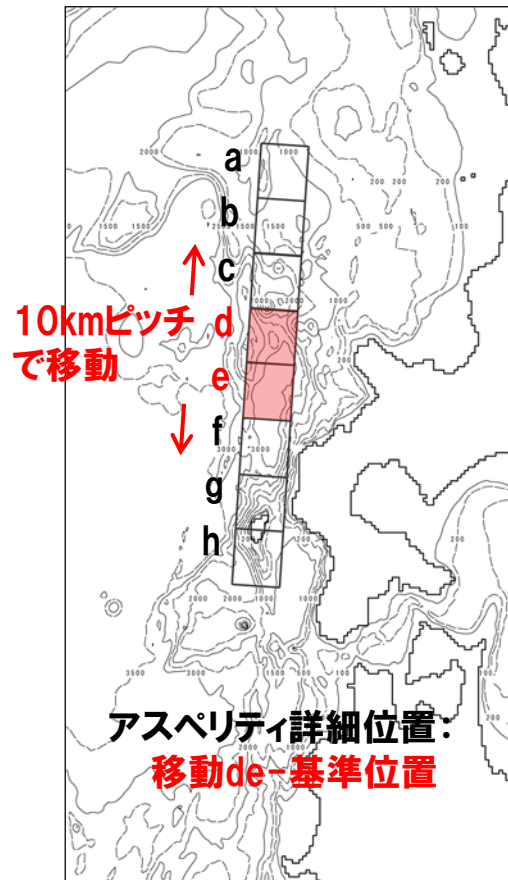


土木学会(2016)に基づく断層パターン及び想定波源域

2.4 パラメータスタディの検討方針

パラメータスタディの変動幅 STEP1-2 アスペリティ詳細位置

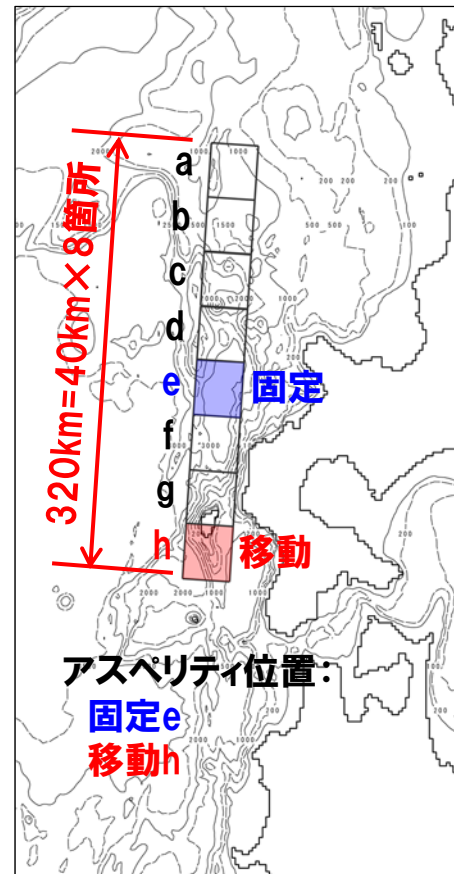
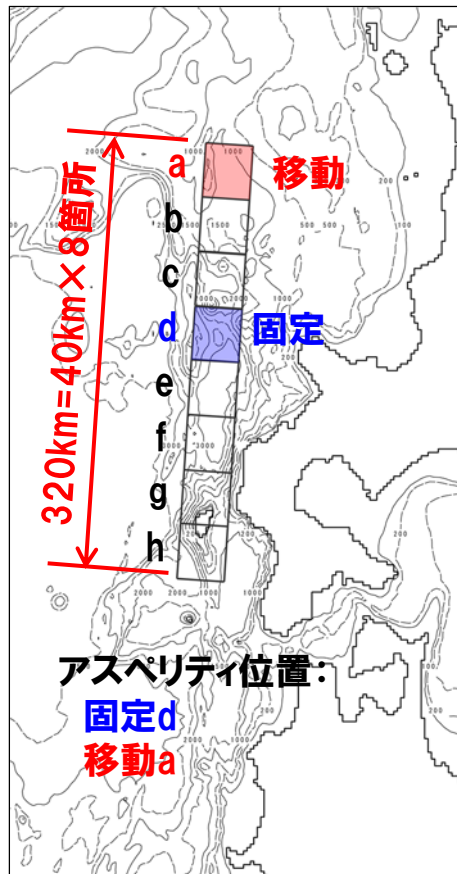
- 概略パラメータスタディのSTEP1-2ではアスペリティ詳細位置の不確かさを考慮する。
- STEP1-1における最大ケースの波源モデルを対象に、アスペリティ位置を北方及び南方へ10~30km (10kmピッチ:隣接セグメントをさらに4分割した距離) 移動させたパラメータスタディを実施する。



2.4 パラメータスタディの検討方針

パラメータスタディの変動幅 STEP2-1 アスペリティ数及び位置

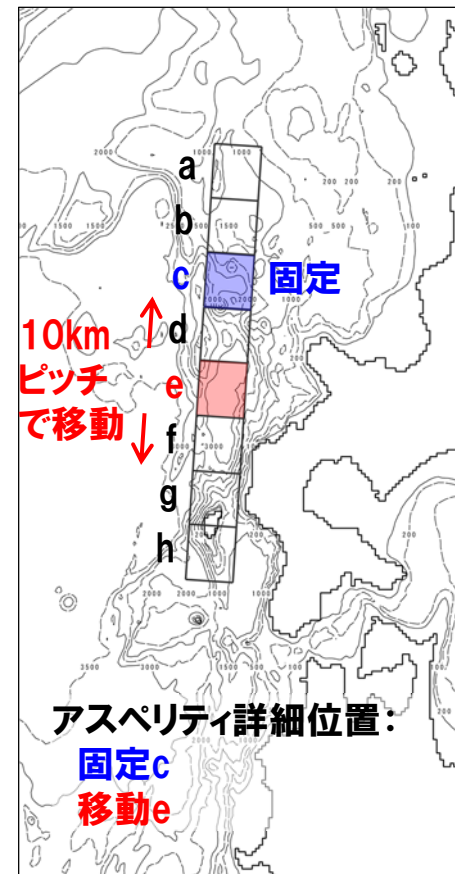
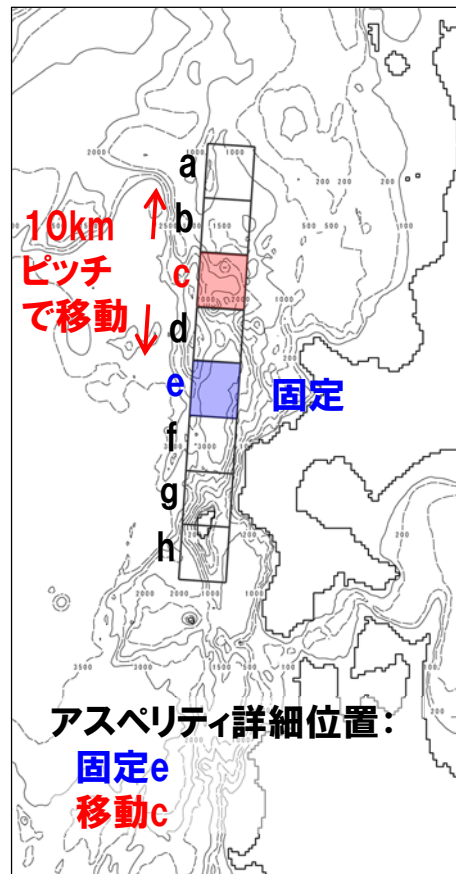
- 概略パラメータスタディのSTEP2-1では、アスペリティ数及び位置の不確かさを考慮する。
- STEP1-1における最大ケースの波源モデルを対象に、アスペリティを南北に2分割したうえで、片方のアスペリティ位置を固定し、もう片方を40kmピッチで移動させたパラメータスタディを実施する。



2.4 パラメータスタディの検討方針

パラメータスタディの変動幅 STEP2-2 アスペリティ詳細位置

- 概略パラメータスタディのSTEP2-2では、アスペリティ詳細位置の不確かさを考慮する。
- STEP2-1における最大ケースの波源モデルを対象に、アスペリティを南北に2分割したうえで、片方のアスペリティ位置を固定し、もう片方を北方及び南方へ10～30km (10kmピッチ:隣接セグメントをさらに4分割した距離) 移動させたパラメータスタディを実施する。



余白

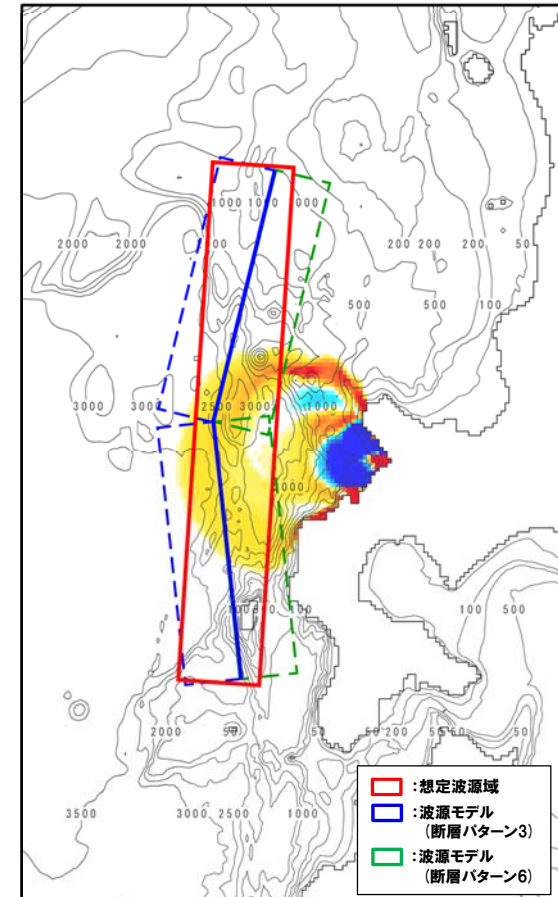
2.4 パラメータスタディの検討方針

パラメータスタディの変動幅 STEP3 波源位置 (走向)

- 詳細パラメータスタディのSTEP3では、波源位置 (走向) の不確かさを考慮する。
- STEP1-2及びSTEP2-2のうち最大ケースの波源モデルを対象に、走向を $\pm 10^\circ$ に変動させたパラメータスタディを実施する。

【走向の変動幅】

- 走向の変動幅は、土木学会 (2002) の既往の波源モデルにおける走向のばらつきに関する標準偏差に基づき、 $\pm 10^\circ$ とした。
- 断層長さが320kmと長大であり、既往地震においても走向は必ずしも一定ではないことを考慮して、北海道南西沖地震の震源域北端付近で南北に2分割 ($L=160\text{km} \times 2$) し、分割した断層がそれぞれ異なる走向を有しながら連動することを想定した。
- なお、過去に実施している発電所を波源とした場合の評価 (逆伝播解析) では、同心円状に津波が伝播し、これらの伝播経路上に波源モデルを配置した場合に津波水位が大きくなることが想定されるため、くの字 (北側断層を+方向, 南側断層を-方向) に折り曲げたモデルによる検討を実施する。
- なお、上記モデルは概ね想定波源域内に配置される。

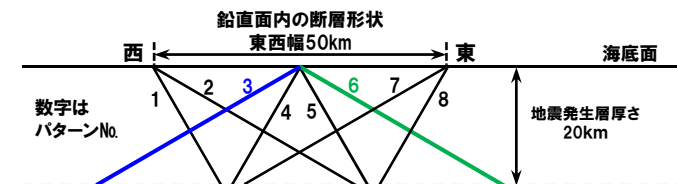


逆伝播解析結果, 想定波源域, 波源モデル位置 (代表として断層パターン3, 6を示す)

既存断層パラメータのばらつきの評価結果

海域大区分	海域小区分	緯度	萩原マップで対応する海域区分	解析対象データ	データ数	走向(°)		すべり方向(°)		すべり角(°)		傾斜角(°)	
						平均	標準偏差	平均	標準偏差	平均	標準偏差	平均	標準偏差
日本海溝千島海溝(南部)	千島海溝南部	41°N以北	G1	プレート間	43	222.3	14.1	304.3	10.8			21.7	6.4
	日本海溝北部	38~41°N	G2	逆断層地震のハーバード解	29	185.4	12.1	295.0	7.7			16.0	5.7
	日本海溝南部	35.3~38°N	G3		14	204.2	13.5	292.3	12.2			21.1	5.1
日本海東縁部	北部	40°N以北	F	断層モデル	6(3)	-2.7	9.6			91.7	11.3	43.3	14.0
	南部	40°N以南 138°E以东			5(3)	25.2	6.3			96.0	13.4	57.0	6.7

(土木学会 (2002) に一部加筆)



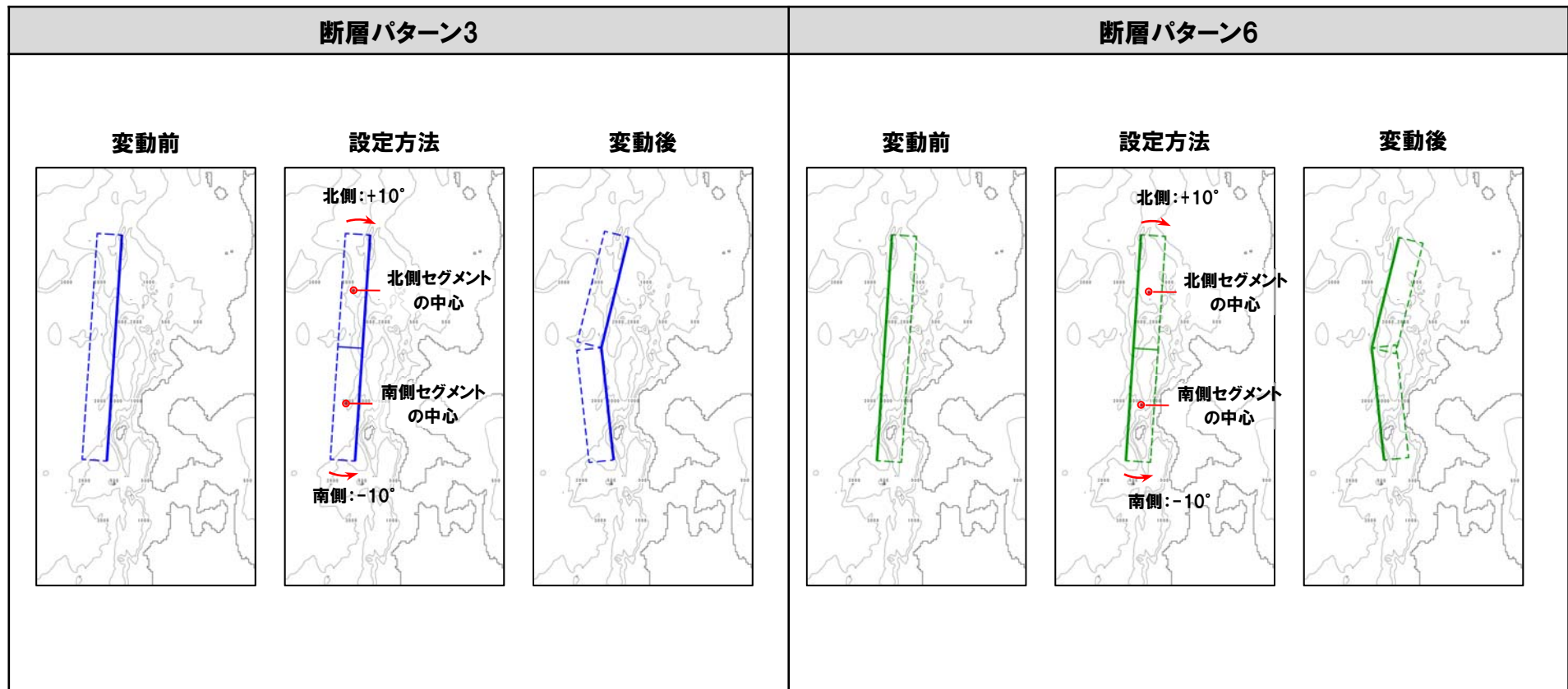
くの字モデルの設定方法

○くの字に折り曲げたモデルは、以下のとおり設定する。

- ①STEP1-2及びSTEP2-2のうち最大ケース※の波源モデルを、南北方向に2分割する。
- ②分割した南北のセグメントについて、それぞれの中心を軸として、走向を北側： $+10^\circ$ ，南側： -10° 変動させる。

※ここでは、代表例として断層パターン3, 6の設定例を示している。

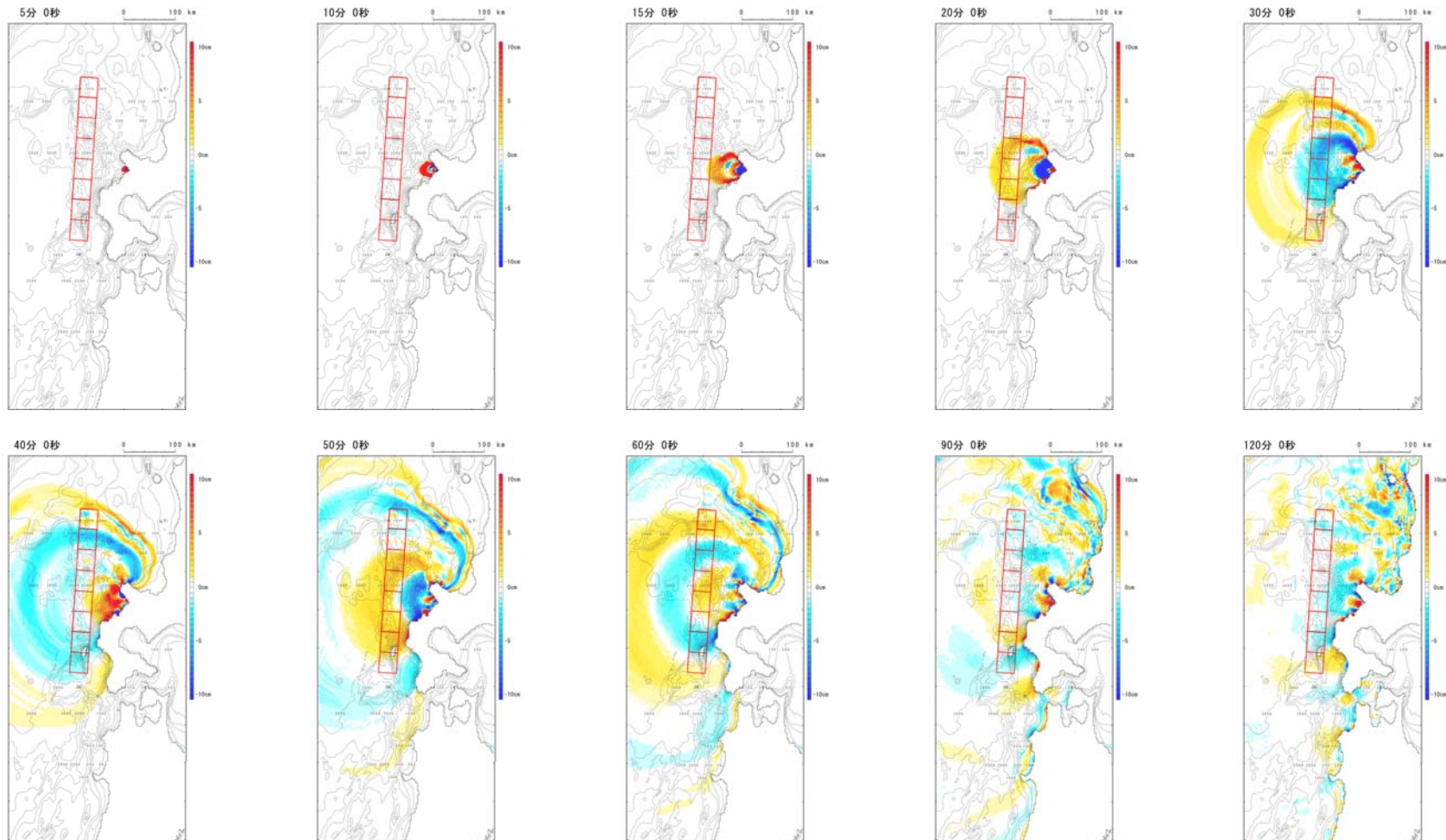
【設定例】



逆伝播解析結果

再掲 (H26/5/1審査会合)

- 波源域から敷地前面海域に向かって、同心円状に津波が伝播する過程が確認された。
- 積丹半島による回折の影響により、積丹半島の北から北東方向への津波の伝播が確認された。



余白

2.4 パラメータスタディの検討方針

パラメータスタディの変動幅 STEP4 断層面上縁深さ

- 詳細パラメータスタディのSTEP4では、断層面上縁深さの不確かさを考慮する。
- STEP3における最大ケースの波源モデルを対象に、断層面上縁深さ0km, 1km, 2km, 3km, 4km, 5kmに変動させたパラメータスタディを実施する。

【断層面上縁深さの変動幅】

- 地震発生層厚さは、想定波源域（深度方向）より、20kmに設定した。
- そのため、断層下端を20km以深に設定する必要はないと考えられるが、断層面上縁深さを変動させるパラメータスタディを実施した。
- 断層面上縁深さの変動幅は、土木学会（2016）の既往津波の再現性が確認されている断層モデルの断層面上縁深さが概ね0～5kmと設定されていることを踏まえて設定した。
- なお、1993年北海道南西沖の断層モデル（DCRC-26モデル）の北断層の断層面上縁深さが10kmと設定されているが、別途、泊発電所の深度方向に係る検討内容が妥当であることを確認している（P109参照）ことから考慮しない。

既往津波の再現性が確認されている断層モデル

対象津波	モデル M_w	面積 (km^2)	L (km)	W (km)	D (m)	d (km)	θ (度)	δ (度)	ϵ (度)	データ 数	K	κ	備考
1833年天保山形沖(A)	7.82	1250	50	25	6.4	0	10	60	90	27	1.04	1.42	土木学会(2002) (相田(1989)を修正;陸岸近く)
		1750	70	25	6.4	0	40	60	120				
1833年天保山形沖(B)	7.76	3960	132	30	4.0	0	208	45	90	27	1.17	1.28	土木学会(2002)(沖合)
1940年積丹沖	7.70	4050	135	30	3.2	0	347	40	90	20	1.02	1.42	土木学会(2002) (Satake(1986)を修正)
1964年新潟	7.35	900	45	20	3.3	1	202	60	90	検潮	—	—	Noguera and Ku,Abe(1992)
		300	20	15	3.0	1	189	60	90				
同上	7.51	813	32.5	25	5.3	0	200	60	52	検潮	—	—	加藤・安藤(1995)
		813	32.5	25	2.9	0	200	60	90				
1983年日本海中部	7.74	1200	40	30	7.6	2	22	40	90	218	1.12	1.46	相田(1984) Model-10
		1800	60	30	3.05	3	355	25	80				
1993年北海道南西沖	7.84	2250	90	25	5.71	10	188	35	80	249	0.96	1.51	高橋武之ら(1995) DCRC-26モデル
		650	26	25	4.00	5	175	60	105				
		458	30.5	15	12	5	150	60	105				

(土木学会(2016)に一部加筆)

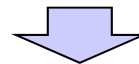
高橋ほか(1995)の断層面上縁深さについて

- 土木学会(2016)の既往津波の再現性が確認されている断層モデルのうち、高橋ほか(1995)のDCRC-26モデル(北断層)では、断層面上縁深さを10kmに設定している。
- 断層面上縁深さの検討内容の妥当性を確認するため、上記モデルとの比較を行った。

	泊発電所の検討内容	高橋ほか(1995) DCRC-26モデル(北断層)
断層面上縁深さ	断層下端を20km以深に設定する必要はないと考えられるが、パラメータスタディとして0km, 1km, 2km, 3km, 4km, 5kmの変動を考慮	10kmに設定
地震発生層厚さ	想定波源域(深度方向)より、20kmに設定	14.34km※に設定 ※断層幅と傾斜角から算定
鉛直面内の断層概要図		

Fault	north
<u>Width (km)</u>	<u>25.0</u>
Length (km)	90.0
Strike (°)	188
<u>Dip Angle (°)</u>	<u>35</u>
Slip Angle (°)	80
<u>Depth (km)</u>	<u>10</u>
Dislocation (m)	5.71
$M_0 (\times 10^{27} \text{ dyne} \cdot \text{cm})$	3.85

DCRC-26の断層パラメータ(北断層)
(高橋ほか(1995)に一部加筆)



- 泊発電所の検討内容は、高橋ほか(1995) DCRC-26モデル(北断層)の断層下端深さと同等であることを確認した。
- 以上から、断層面上縁深さの検討内容は、妥当であると考えられる。

1. コメント回答方針	4
1.1 指摘事項	4
1.2 指摘事項に関する回答方針	6
2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波	9
2.1 日本海東縁部の特性整理	13
2.1.1 文献レビュー(既往の知見の整理)	15
2.1.2 当社の調査結果	25
2.1.3 想定される日本海東縁部の範囲	29
2.2 想定波源域の設定	30
2.2.1 想定波源域(南北・東西方向)の設定	32
2.2.2 想定波源域(深度方向)の設定	56
2.2.3 想定波源域の設定 まとめ	62
2.3 基準波源モデルの設定	63
2.4 パラメータスタディの検討方針	90
参考文献	110

- (1) 大竹政和・平朝彦・太田陽子編(2002):日本海東縁の活断層と地震テクトニクス, 東京大学出版会.
- (2) 科学技術庁研究開発局(1997):日本海東縁部における地震発生ポテンシャル評価に関する総合研究 成果報告書 第1期(平成6-8年度), 科学技術庁研究開発局.
- (3) 科学技術庁研究開発局(2000):日本海東縁部における地震発生ポテンシャル評価に関する総合研究 成果報告書 第2期(平成9-10年度), 科学技術庁研究開発局.
- (4) 地震本部(2003):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, 地震調査研究推進本部, 地震調査委員会.
- (5) 土木学会(2016):原子力発電所の津波評価技術2016, 平成28年9月, 土木学会原子力土木委員会, 津波評価小委員会.
- (6) 土木学会(2002):原子力発電所の津波評価技術, 平成14年2月, 土木学会原子力土木委員会, 津波評価部会.
- (7) 国土庁・農林水産省構造改善局・農林水産省水産庁・運輸省・気象庁・建設省・消防庁(1998):地域防災計画における津波対策強化の手引き, 平成10年3月.
- (8) 独立行政法人防災科学技術研究所(2013):ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究 統括成果報告書, 平成25年5月, 独立行政法人防災科学技術研究所.
- (9) 国土交通省・内閣府・文部科学省(2014):日本海における大規模地震に関する調査検討会報告書, 平成26年9月, 日本海における大規模地震に関する調査検討会.
- (10) 文部科学省研究開発局・独立行政法人海洋研究開発機構(2014):海域における断層情報総合評価プロジェクト(平成25年度)成果報告書, 平成26年5月.
- (11) 文部科学省研究開発局・独立行政法人海洋研究開発機構(2015):海域における断層情報総合評価プロジェクト(平成26年度)成果報告書, 平成27年5月.
- (12) 文部科学省研究開発局・独立行政法人海洋研究開発機構(2016):海域における断層情報総合評価プロジェクト(平成27年度)成果報告書, 平成28年5月.
- (13) 文部科学省研究開発局・独立行政法人海洋研究開発機構(2017):海域における断層情報総合評価プロジェクト(平成28年度)成果報告書, 平成29年5月.
- (14) 文部科学省研究開発局・独立行政法人海洋研究開発機構(2018):海域における断層情報総合評価プロジェクト(平成29年度)成果報告書, 平成30年5月.
- (15) 文部科学省研究開発局・独立行政法人海洋研究開発機構(2019):海域における断層情報総合評価プロジェクト(平成30年度)成果報告書, 令和元年5月.
- (16) 文部科学省研究開発局・国立大学法人東京大学地震研究所(2014):日本海地震・津波調査プロジェクト 平成25年度成果報告書, 平成26年5月.
- (17) 文部科学省研究開発局・国立大学法人東京大学地震研究所(2015):日本海地震・津波調査プロジェクト 平成26年度成果報告書, 平成27年5月.
- (18) 文部科学省研究開発局・国立大学法人東京大学地震研究所(2016):日本海地震・津波調査プロジェクト 平成27年度成果報告書, 平成28年5月.

- (19) 文部科学省研究開発局・国立大学法人東京大学地震研究所(2017):日本海地震・津波調査プロジェクト 平成28年度成果報告書, 平成29年5月.
- (20) 文部科学省研究開発局・国立大学法人東京大学地震研究所(2018):日本海地震・津波調査プロジェクト 平成29年度成果報告書, 平成30年5月.
- (21) 岡村行信(2019):日本海における活断層の分布と今後の課題, 地震第2輯, 第71巻, pp.185-199.
- (22) 小平秀一(2013):2-2 マルチチャンネル等による海域地殻構造調査, ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究 統括成果報告書, 独立行政法人防災科学技術研究所.
- (23) 西坂弘正・篠原雅尚・佐藤利典・日野亮太・望月公廣・笠原順三(2001):海底地震計と制御地震を用いた北部大和海盆, 秋田県沖日本海東縁部海陸境界域の地震波速度構造, 地震第2輯, 第54巻, pp.365-379.
- (24) 岡村行信・宮下由香里・内出崇彦(2019):令和元年(2019年)6月18日山形県沖の地震と日本海東縁ひずみ集中帯, GSJ地質ニュース, Vol.8, No.8, pp.199-203.
- (25) 日野亮太・金沢敏彦・末広潔・佐藤利典・島村英紀(1994):海底地震計群列による1993年北海道南西沖地震の余震分布, 月間海洋特集号「北海道南西沖地震と津波」, pp.35-42.
- (26) 岡村行信・倉本真一・佐藤幹夫(1998):日本海東縁海域の活構造およびその地震との関係, 地質調査所月報, 第49巻, 第1号, pp.1-18.
- (27) 岡村行信・倉本真一(1999):日本海東縁～北海道西方海域のネオテクトニクス, 地質ニュース, 541, pp.32-39.
- (28) 海上保安庁水路部(2001):日本海東縁部の海底地形と活構造, 地震予知連絡会会報, 第66巻, 2-8, pp.100-104.
- (29) Tanioka, Y., Satake, K. and Ruff, L. (1995): Total analysis of the 1993 Hokkaido Nansei-oki earthquake using seismic wave, tsunami, and geodetic data, Geophysical Research Letters, Vol.22, No.1, pp.9-12.
- (30) 久家慶子・菊池正幸・Zhang, J. (1994): 遠地実体波・表面波で見る北海道南西沖地震(1993年7月12日)の複雑な震源過程, 月間海洋特集号「北海道南西沖地震と津波」, pp.21-28.
- (31) 青柳恭平・阿部信太郎・田中寛好・井上大榮(2000): 詳細な海底地殻変動解析による津波波源域評価手法の提案(その2), -1993年北海道南西沖地震震源域の地殻変動-, 電力中央研究所報告, U99077, pp.1-18.
- (32) No, T., Sato, T., Kodaira, S., Ishiyama, T., Sato, H., Takahashi, N. and Kaneda, Y. (2014): The source fault of the 1983 Nihonkai-Chubu earthquake revealed by seismic imaging, Earth and Planetary Science Letters, Vol.400, pp.14-25.
- (33) 内田淳一・岩淵洋子・杉野英治(2019): 日本海東縁部における広域的地殻構造境界の津波波源の設定, -認識論的不確かさ要因の一つとして-, 日本地震工学会論文集, 第19巻, 第4号, pp.122-155.
- (34) 根本信・高瀬嗣郎・長谷部大輔・横田崇(2009): 日本海におけるアスペリティを考慮した津波波源モデルの検討, 土木学会論文集B2(海岸工学), Vol.B2-65, No.1, pp.346-350.
- (35) 中央防災会議(2006): 東南海・南海沖地震等に関する専門調査会(第26回), 平成18年12月, 参考資料2「断層のモデル化」.
- (36) Murotani, S., Matsushima, S., Azuma, T., Irikura, K. and Kitagawa, S. (2015): Scaling Relations of Source Parameters of Earthquakes Occurring on Inland Crustal Mega-Fault Systems, Pure and Applied Geophysics, Vol.172, pp.1371-1381.

- (37) 地震本部 (2016) : 震源断層を特定した地震の強振動予測手法 (「レシピ」), 平成28年6月, 地震調査研究推進本部, 地震調査委員会.
- (38) Somerville, P., Irikura, K., Graves, R., Sawada, S., Wald, D., Abrahamson, N., Iwasaki, Y., Kagawa, T., Smith, N. and Kowada, A. (1999) : Characterizing Crustal Earthquake Slip Models for the Prediction of Strong Ground Motion, *Seismological Research Letters*, Vol.70, No.1, pp.59-80.
- (39) 入倉孝次郎・三宅弘恵 (2001) : シナリオ地震の強振動予測, *地学雑誌*, Vol.110, No.6, pp.849-875.
- (40) 高橋武之・高橋智幸・首藤伸夫 (1995) : 津波数値計算による北海道南西沖地震の検討, *地球惑星科学関連学会1994年合同大会予稿集*, F31-06, p.370.
- (41) 高橋智幸・首藤伸夫・今村文彦・Ortiz, M. (1994) : 津波を説明するための北海道南西沖地震断層モデル, *海岸工学論文集*第41巻, pp.251-255.
- (42) 大角恒雄・藤原広行・Hazarika, H. (2018) : 1983年日本海中部地震の波源断層モデルの検証, *土木学会論文集A1 (構造・地震工学)*, Vol.74, No.4 (地震工学論文集第37巻), pp.I_964-I_974.
- (43) Ioki, K., Tanioka, Y., Kawakami, G., Kase, Y., Nisina, K., Hirose, W., Hayashi, K. and Takahashi, R. (2019) : Fault model of the 12th century southwestern Hokkaido earthquake estimated from tsunami deposit distributions, *Earth, Planets and Space*, 71, 54.
- (44) 北海道 (2017) : 日本海沿岸の津波浸水想定について, 平成29年2月, 北海道防災会議地震火山対策部会地震専門委員会, 北海道に津波被害をもたらす想定地震の再検討ワーキンググループ.
- (45) 相田勇 (1984) : 1983年日本海中部地震津波の波源数値モデル, *東京大学地震研究所彙報*, Vol.59, pp.93-104.

基準津波策定に関する工程

- 基準津波策定について、現在の検討状況を踏まえた今後の工程を下表に示す。
- 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波の数値シミュレーション結果を6月中旬、基準津波の策定結果を7月下旬、基準津波による安全性評価結果を11月下旬に説明することとしたい。

基準津波策定に関する工程（今回説明）

評価項目	2020年									2021年																																			
	10月			11月			12月			1月			2月			3月			4月			5月			6月			7月			8月			9月			10月			11月			12月		
	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下			
a. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波の想定波源域及びパラメータスタディの考え方	分析・評価			▼ヒアリング			分析・評価（※）			▼ヒアリング			▼審査会合																																
b. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波の数値シミュレーション	数値シミュレーション			結果分析・評価									▼ヒアリング			数値シミュレーション			結果分析・評価			▼ご説明（評価結果）																							
c. 地震に伴う津波と地震以外の要因に伴う津波の重畳検討										※先行サイトの審査状況等を踏まえ、資料内容の精査・修正を継続						数値シミュレーション			結果分析・評価			▼ご説明（評価結果）																							
d. 基準津波の策定																			基準津波の策定			▼ご説明（評価結果）																							
e. 基準津波による安全性評価																						数値シミュレーション			▼ご説明（評価結果）																				

【参考】基準津波策定に関する工程（令和2年11月20日審査会合説明）

評価項目	2020年									2021年																																			
	10月			11月			12月			1月			2月			3月			4月			5月			6月			7月			8月			9月			10月			11月			12月		
	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下			
a. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波の想定波源域及びパラメータスタディの考え方	分析・評価			▼ご説明（評価結果）																																									
b. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波の数値シミュレーション	数値シミュレーション			結果分析・評価																																									
c. 地震に伴う津波と地震以外の要因に伴う津波の重畳検討							数値シミュレーション			結果分析・評価																																			
d. 基準津波の策定										▼ご説明（評価結果）			基準津波の策定																																
e. 基準津波による安全性評価																数値シミュレーション			▼ご説明（評価結果）			結果分析・評価																							