

大間原子力発電所 基準津波策定のうち

日本海東縁部に想定される地震に伴う津波について
(コメント回答)

2021年4月2日
電源開発株式会社

○ 「第615回審査会合」及び「第646回審査会合」での資料の誤りに関わる対応を踏まえ、本資料にて過去の審査会合資料を引用する際の注記を下記のとおりとする。

・ 右上の注記

再掲：過去の審査会合資料を、そのまま引用する場合

一部修正：過去の審査会合資料の内容を、一部修正する場合

誤りを修正：過去の審査会合資料の誤りを、正しい記載とする場合

・ 左下の注記

修正した誤りの内容を記載（誤りの修正がある場合）

(余白)

指摘事項(1/5)



本資料でご説明



次回以降ご説明



ご説明済み



・本資料では、審査会合の指摘事項については、下表のとおり回答する。

No.	項目	指摘時期	コメント内容	該当箇所
S5-12	共通事項	第467回会合 (H29.5.12)	津波シミュレーションに用いる海底地形図について、平成8年の深淺測量結果を用いたと記載されているが、その後の地形変化の状況を確認し、最新の地形にするなど、適切に対応すること。	平成30年3月2日第553回審査会合でご説明済み
S5-1	共通事項	第446回会合 (H29.2.24)	敷地で評価すべきラインに対して最も影響のある波源パラメータを抽出する観点から、評価水位抽出位置をライン状に設定した津波の水位分布も示すこと。	平成30年3月2日第553回審査会合でご説明済み
S5-4	日本海東縁部	第446回会合 (H29.2.24)	日本海東縁部の波源モデルのパラメータスタディについて、アスペリティ位置については、更に細かく移動させたパラメータスタディを行い、最も影響がある位置となっているかを確認したうえで、敷地に最も影響があるパラメータを抽出していることを説明すること。	平成30年3月2日第553回審査会合でご説明済み
S5-3	日本海東縁部	第446回会合 (H29.2.24)	日本海東縁部の波源モデル設定において、すべり量を12mと設定した妥当性を確認するため、Moを先に設定してすべり量を算出する等の他の方法による波源モデル設定についても検討し、すべり量の妥当性を説明すること。	平成30年3月2日第553回審査会合でご説明済み
S5-27	日本海東縁部	第553回会合 (H30.3.2)	日本海東縁部に想定される地震に伴う津波に関して、説明性向上の観点から、日本海沿岸において、大間地点で最高水位及び最低水位となるケースの計算津波高と、津波痕跡高及び根本ほか(2009)の再現計算津波高とを比較すること。	平成30年9月21日第627回審査会合でご説明済み
S5-40	日本海東縁部	第868回会合(2020.6.19)	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、地震調査研究推進本部(2003)や土木学会(2016)等の文献を引用するだけでなく、以下の内容を含めて申請者の考え方を整理するとともに、資料構成を再整理すること。なお、太平洋側のプレート間地震の検討波源についても同様に適宜修正すること。	P.2.2-3~P.2.2-49, P.2.2-78
			・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整理。	P.2.2-3~P.2.2-8
			・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南北340km、東西50kmとし設定した理由。	P.2.2-11~P.2.2-28
			・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。	P.2.2-29~P.2.2-30
			・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。	P.2.2-32~P.2.2-40 P.2.2-43~P.2.2-45
・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整理。	P.2.2-41~P.2.2-42 P.2.2-78			
S5-41	日本海東縁部	第868回会合(2020.6.19)	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、以下を考慮のうえパラメータスタディ実施の要否も含めて整理表を作成のうえ説明すること。	P.2.2-51~P.2.2-54, P.2.2-62, P.2.2-79
			・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。	P.2.2-52
			・概略パラスタにおいて、南部のみにアスペリティを配置したケースを実施した理由。	P.2.2-54
・詳細パラスタにおいて、断層上縁深さ5km以深のケースを実施しない理由。	P.2.2-62, P.2.2-79			
S5-5	三陸沖から根室沖	第446回会合 (H29.2.24)	三陸沖から根室沖の波源モデルのパラメータスタディについて、敷地に最も影響があるパラメータを抽出しているかを確認すること。超大すべり域を南端とする等のパラメータスタディを行い、固有周期との関係も分析して、最も影響がある位置となっているかを説明すること。	平成30年3月2日第553回審査会合でご説明済み

指摘事項(2/5)



本資料でご説明



次回以降ご説明




ご説明済み




- ・本資料では、審査会合の指摘事項については、下表のとおり回答する。

No.	項目	指摘時期	コメント内容	該当箇所
S5-6	三陸沖から根室沖	第446回会合 (H29.2.24)	三陸沖から根室沖の波源モデルの妥当性について確認する必要がある。北東端については、納沙布断裂帯が破壊のバリアとの説明であるが、地震学的知見、測地学的知見等のデータを補強し、検討すること。	平成30年3月2日第553回審査会合でご説明済み
S5-7	三陸沖から根室沖	第446回会合 (H29.2.24)	三陸沖から根室沖の波源モデルのうち、大すべり域と超大すべり域のすべり量について、基本すべり量に対してそれぞれ2倍、4倍とした妥当性を説明すること。	平成30年3月2日第553回審査会合でご説明済み
S5-8	三陸沖から根室沖	第446回会合 (H29.2.24)	三陸沖から根室沖ではM9クラスの地震による津波の知見がないため、波源モデルの妥当性の確認がポイントとなる。ガイドに記載された検討事例や、杉野ほか(2014)のように広域的な津波の再現性が確認された知見を参照し、その妥当性を説明すること。	平成30年3月2日第553回審査会合でご説明済み
S5-9	三陸沖から根室沖	第446回会合 (H29.2.24)	三陸沖から根室沖の波源モデルについて、分岐断層をどのように反映しているのか説明すること。	平成30年3月2日第553回審査会合でご説明済み
S5-28	三陸沖から根室沖	第553回会合 (H30.3.2)	三陸沖北部から根室沖に想定されるプレート間地震に伴う津波に関して、事業者が独自に設定した基準波源モデルのパラメータが、東北地方太平洋沖地震の津波痕跡高を再現することを確認する等により、基準波源モデルの設定手順の妥当性を示すこと。	平成30年9月21日第627回審査会合でご説明済み
S5-29	三陸沖から根室沖	第553回会合 (H30.3.2)	基準波源モデルを“選定する妥当性”を説明すること。例えば、三陸沖北部から根室沖に想定されるプレート間地震に伴う津波の検討の際には、津軽海峡開口部付近の太平洋沿岸において、複数の基準波源モデルによる計算津波高と、過去の津波による痕跡高との比較等を示すこと。なお、その際、大すべり域、超大すべり域の位置関係等が分かるように、波源モデル図を重ねた図も提示すること。	平成30年9月21日第627回審査会合でご説明済み
S5-30	三陸沖から根室沖	第627回会合 (H30.9.21)	「三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波」の基準波源モデル策定の手順及び考え方のフロー図において、基準波源モデル①及び②の設定にあたり3.11地震による津波の再現性をどのように反映したのかを示し、基準波源モデル③～⑥との関連性を含め基準波源モデル①及び②の妥当性を説明すること。	2021年2月19日第949回審査会合でご説明済み
S5-31	三陸沖から根室沖	第627回会合 (H30.9.21)	基準波源モデル③、④の策定に関わり、「宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデル」に対する、3.11地震による津波の再現性確認を、4地点の観測波形等で実施したとしているが、これらによりどのように再現性があると判断したのかを説明すること。	2021年2月19日第949回審査会合でご説明済み
S5-32	三陸沖から根室沖	第627回会合 (H30.9.21)	「三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波」に関して、津軽海峡開口部付近の沿岸における計算津波高について、基準波源モデル①及び②と、基準波源モデル⑥とを比較できるように提示し、基準波源モデル①及び②が大間独自のモデルとして設定されている位置付けを説明すること。	2021年2月19日第949回審査会合でご説明済み
S5-33	三陸沖から根室沖	第627回会合 (H30.9.21)	「三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波」の基準波源モデル⑥に関して、3.11地震の津波に対して広域の津波特性を考慮した特性化モデルでは1つとなっている大すべり域を、三陸沖から根室沖の波源を設定する際に2つに分割するとした考え方、妥当性について説明すること。また、合わせて面積比率の考え方をも説明すること。	2021年2月19日第949回審査会合でご説明済み
S5-34	三陸沖から根室沖	第627回会合 (H30.9.21)	「三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波」の各基準波源モデルの設定のフローについて、以下のとおり記載の充実、修正等を行い説明すること。 ・基本すべり量と、平均すべり量との関係について、より記載を充実させること。 ・すべり量、すべり角の設定のうち、すべり量の補正に関する記載、及びすべり角に関する記載について、適切な記載に修正すること。	2021年2月19日第949回審査会合でご説明済み

指摘事項(3/5)

 本資料でご説明

 次回以降ご説明

 ご説明済み


- ・本資料では、審査会合の指摘事項については、下表のとおり回答する。

No.	項目	指摘時期	コメント内容	該当箇所
S5-35	三陸沖から根室沖	第627回会合 (H30.9.21)	「三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波」の基準波源モデルの妥当性確認のため、計算津波高と既往津波高との比較に関して、本資料で着目すべき太平洋側の沿岸から津軽海峡入口の範囲とそれぞれの津波高を明示すること。また、基準波源モデル①～⑥による計算津波高が、津軽海峡に入る前にどのような傾向を示すのか、津軽海峡内に入り敷地においてどのような傾向を示すのかを示すこと。	2021年2月19日第949回審査会合でご説明済み
S5-43	三陸沖から根室沖	第949回会合 (2021.2.19)	三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波の基準波源モデルの設定に関して、以下の知見・文献等を追加し、記載の充実を図ること。 ・波源モデル③及び④の巨大すべり域・超巨大すべり域の設定根拠となる、青森県東方沖及び岩手県沖北部のすべり域に関する知見・文献。 ・波源モデル⑤の設定根拠の一つとして、北海道東部沿岸等の津波堆積物が高く分布する位置を考慮した超巨大すべり域の位置設定の根拠と考え方。 ・波源モデル⑥の巨大すべり域・超巨大すべり域の設定根拠となる島弧会合部等の知見・文献、及びパラスタを実施するにあたり十勝沖・根室沖の超巨大すべり域の位置を西寄りに固定していることの妥当性。	次回以降ご説明
S5-44	三陸沖から根室沖	第949回会合 (2021.2.19)	基準波源モデル③及び基準波源モデル④の想定津波群とイベント堆積物及び内閣府(2020)の想定津波群を比較し、基準波源モデル③、④の妥当性を説明すること。	次回以降ご説明
S5-45	三陸沖から根室沖	第949回会合 (2021.2.19)	基準波源モデル①～⑥の概略パラメータスタディ最大ケースを対象に、動的破壊特性の不確かさを考慮した検討を実施し、水位上昇側及び水位下降側の決定ケースが変わらないことを確認すること。	次回以降ご説明
S5-46	三陸沖から根室沖	第949回会合 (2021.2.19)	基準波源モデル①～⑥の概略パラメータスタディ結果について、敷地前面における最大水位上昇量の分布に加えて、敷地前面における評価水位抽出位置での比較も示すこと。	次回以降ご説明
S5-47	三陸沖から根室沖	第949回会合 (2021.2.19)	基準波源モデル①、②について、「津波工学的な観点に基づくモデル」と位置付けされているが、他のモデルは工学的ではないと誤解を招く恐れがあるので、名称を再考すること。	次回以降ご説明
S5-48	三陸沖から根室沖	第949回会合 (2021.2.19)	内閣府(2020)の津波波源モデルと国内外で発生したM9クラスの巨大地震の断層パラメータ等の比較から、内閣府(2020)から得られる知見の基準津波への反映方法・位置づけを再整理すること。	次回以降ご説明
S5-10	三陸沖	第446回会合 (H29.2.24)	海洋プレート内地震による津波の方が、プレート間地震による津波よりも、敷地への影響が本当に小さいことを確認したいので、詳細パラスタを実施すること。	平成30年3月2日第553回審査会合でご説明済み
S5-11	チリ沖	第446回会合 (H29.2.24)	1960年チリ津波の再現モデルについて、K&Cモデルから断層幅とすべり量を修正しているのであれば、修正内容が分かるように追記すること。	平成30年3月2日第553回審査会合でご説明済み
S5-26	津波堆積物	第467回会合 (H29.5.12)	大間崎東側の後背湿地を、津波堆積物調査対象地点から除く根拠とした調査結果を説明すること。	平成30年3月2日第553回審査会合でご説明済み
S5-25	津波堆積物	第467回会合 (H29.5.12)	津波堆積物調査のうち、奥戸地点のイベント堆積物を津波堆積物として認定しなかった理由について、どのように層厚を認定したのか等、資料を整理し説明すること。	平成30年3月2日第553回審査会合でご説明済み
S5-24	津波堆積物	第467回会合 (H29.5.12)	加瀬他(2016)が実施した奥尻島の津波堆積物調査の結果など、申請以降の最新文献についても、どのようなツールを用いて調査を行ったかのプロセスも含め説明すること。	平成30年3月2日第553回審査会合でご説明済み

指摘事項(4/5)

本資料でご説明

次回以降ご説明

ご説明済み



・本資料では、審査会合の指摘事項については、下表のとおり回答する。

No.	項目	指摘時期	コメント内容	該当箇所
S5-13	陸上の斜面崩壊	第467回会合 (H29.5.12)	佐井エリアの地すべりブロック⑥、⑦、⑧など、近接していても別々の地すべりと評価するのであれば、根拠を充実させる必要があると考えられる。一塊として評価するか否かも含め、再度検討し説明すること。	平成30年6月8日第585回審査会合でご説明済み
S5-15	陸上の斜面崩壊	第467回会合 (H29.5.12)	検討対象とする地すべり地形として佐井を選定しているが、敷地からの距離、概算体積だけでなく、地すべり地形の傾斜角、すべりの進行方向、水深なども影響すると考えられる。簡易予測式を用いた評価も実施し説明すること。	平成30年6月8日第585回審査会合でご説明済み
S5-14	陸上の斜面崩壊	第467回会合 (H29.5.12)	二層流モデルを陸上に適用する妥当性という観点から、Kawamata et al.(2005)における既往津波の再現性を説明すること。	平成30年6月8日第585回審査会合でご説明済み
S5-16	陸上の斜面崩壊	第467回会合 (H29.5.12)	二層流に用いた佐井の崩壊量が過小評価となっていないか確認したいので、崩壊地形の断面をいくつか提示し、地すべり形状が問題ないことを説明すること。	平成30年6月8日第585回審査会合でご説明済み
S5-17	海底地すべり	第467回会合 (H29.5.12)	P.38の「海底地すべりに起因する津波の検討フロー」において、海底地すべりを一塊として考慮するか否かを判断する際に、崩壊時期が区別できたとしても、必ずしも別々にすべるとは限らない。適切な記載を検討すること。	平成30年6月8日第585回審査会合でご説明済み
S5-20	海底地すべり	第467回会合 (H29.5.12)	津軽海峡内の海底地すべり抽出の際、地形の急傾斜部に地すべり地形は無かったことを確認したいので、海保のM7000シリーズ海底地形データ等の資料を整理のうえ説明すること。	平成30年6月8日第585回審査会合でご説明済み
S5-18	海底地すべり	第467回会合 (H29.5.12)	検討対象海底地すべり地形の選定について、「地すべり地形の比高・傾斜」、「水深」、「敷地からの距離」等も比較し整理したうえで、説明すること。	平成30年6月8日第585回審査会合でご説明済み
S5-19	海底地すべり	第467回会合 (H29.5.12)	Ms-2の崩壊量の算出方法について、どのようなプロセスですべり線を設定したのか、また、二層流モデルにおけるモデル化も含めて、より明確なフローを作成し説明すること。	平成30年6月8日第585回審査会合でご説明済み
S5-21	海底地すべり	第467回会合 (H29.5.12)	海底地すべりのすべり面の設定について、「乱れた地層の下限」、「B層下面」及び「地すべり移動体を確認し設定」するとしており、それぞれ設定の仕方が違っているが、どれが支配的で、どれが多かったのか、音波探査記録の反射面等を用いて説明すること。	平成30年6月8日第585回審査会合でご説明済み
S5-22	海底地すべり	第467回会合 (H29.5.12)	ハワイ付近の大規模な海底地すべりの影響について、説明すること。	平成30年6月8日第585回審査会合でご説明済み
S5-23	火山現象	第467回会合 (H29.5.12)	渡島大島山体崩壊に関し、kinematic landslideモデルのパラメータである水平移動速度Uと比高変位継続時間Tについて、二層流モデルの解析値を説明すること。	平成30年6月8日第585回審査会合でご説明済み
S5-36	波源の組合せ	第627回会合 (H30.9.21)	地震による津波と地震以外の要因による津波の組合せに関して、日本海東縁部に想定される地震に伴う津波と、佐井エリアの斜面崩壊に起因する津波とを組み合わせることの妥当性、取水口前面位置において、水位時刻歴波形を線形に足し合わせて算出している妥当性を説明すること。	2020年6月19日第868回審査会合でご説明 次回以降、再度ご説明

指摘事項(5/5)

 本資料でご説明

 次回以降ご説明

 ご説明済み



・本資料では、審査会合の指摘事項については、下表のとおり回答する。

No.	項目	指摘時期	コメント内容	該当箇所
S5-2	共通事項	第446回会合 (H29.2.24)	津軽海峡内での津波の伝播では、反射による増幅や山体崩壊による津波等の周期特性による影響を検討する必要がある。津軽海峡内の固有周期を含めて、津軽海峡内の津波の伝播について分析すること。	平成30年9月21日第627回審査会合でご説明済み
S5-37	全般事項	第627回会合 (H30.9.21)	波源パラメータの設定の記載等において、原論文として引用した土木学会(2002)と、土木学会(2016)とが混在している。最新の文献である土木学会(2016)に統一するか、あるいは、土木学会(2002)を引用するのであればその理由を記載すること。	2020年6月19日第868回審査会合でご説明済み
S5-38	全般事項	第627回会合 (H30.9.21)	防波堤等の有無が津波に与える影響に関して、防波堤が有った方が津波が大きくなるという結論について、各ケースの検討結果をまとめたうえで説明すること。	2020年6月19日第868回審査会合でご説明 次回以降、S5-42に含めて再度ご説明
S5-42	全般事項	第868回会合 (2020.6.19)	防波堤の有無の影響検討について、防波堤が有る場合に水位変動量が最大となるケースの波源と、無い場合に水位変動量が最大となるケースの波源が異なることを踏まえ、無い場合の波源も組合せの対象として採用すること。	次回以降ご説明

・現地調査(平成30年11月15～16日)の指摘事項については、下表のとおり。

No.	項目	指摘時期	コメント内容	該当箇所
S5-39	津波堆積物	現地調査 (H30.11.15)	津波堆積物ボーリングコアに関して、OM-5のリカバリー孔の深度1.5m付近の砂状の堆積物について、堆積物中の礫の状況など再度確認し、イベント堆積物等であるか否か再度検討し説明すること。 また、リカバリー孔についても審査会合資料として説明するとともに、補足説明資料等で該当データを提示すること。	2020年6月19日第868回審査会合でご説明済み

(余白)

本資料の説明骨子

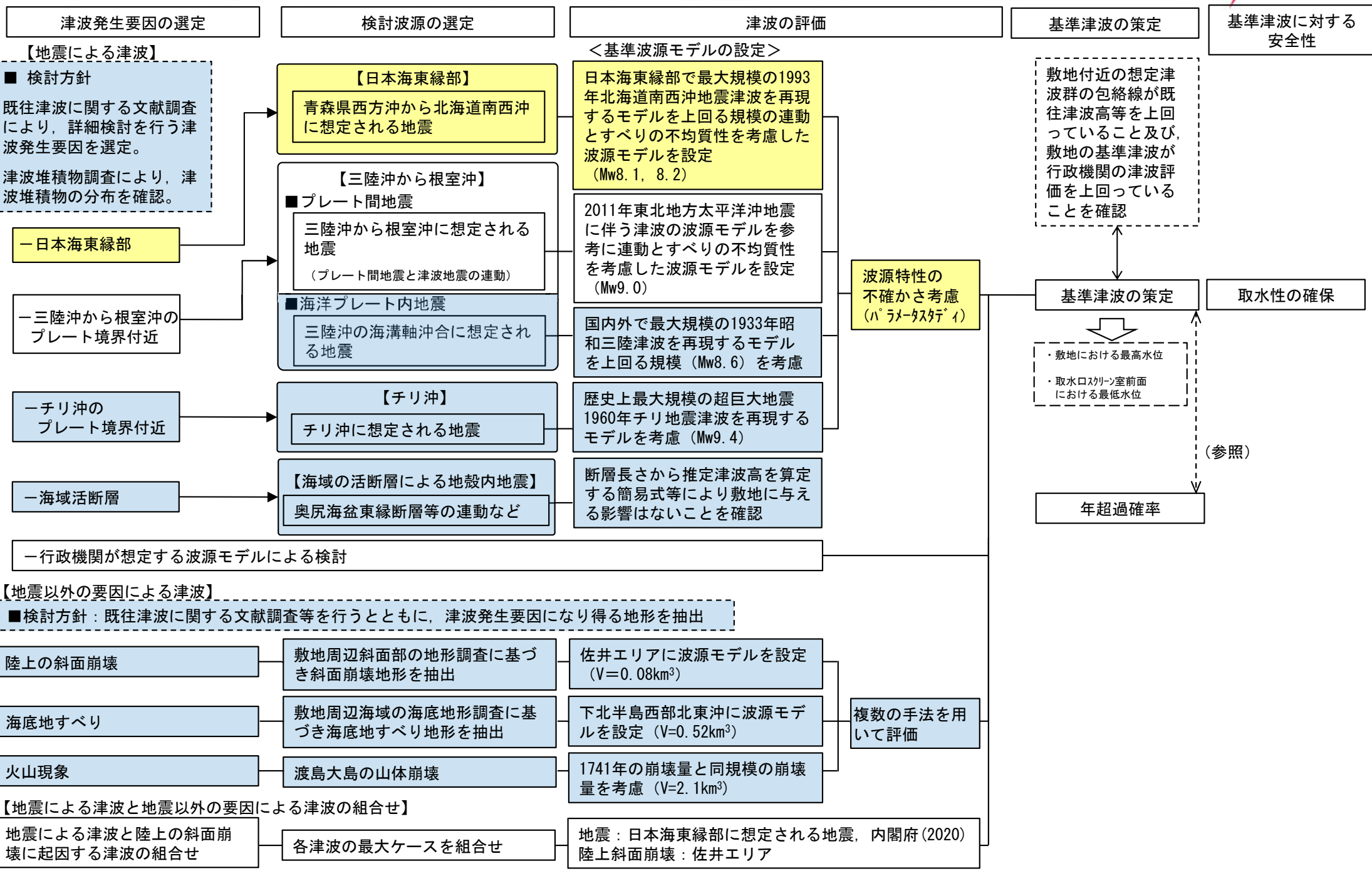
- 本資料では、日本海東縁部に想定される地震に伴う津波に関する検討について説明する。主な内容は以下のとおり。
 - ✓ 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波に係るコメント回答

注) 上記を含めた基準津波の策定に係る検討については、次回以降、他の海域の津波の検討と併せて説明する。

評価の概要

本資料でのご説明範囲（コメント回答他）
 次回以降のご説明範囲 ご説明済みの範囲

第868回審査会合
資料2-1 P.5一部修正



目次

1. 既往津波の検討
 - 1-1. 既往津波の文献調査
 - 1-2. 津波堆積物調査条件
 - 1-3. 既往津波の計算条件
 - 1-4. 既往津波の再現計算
2. 地震による津波
 - 2-1. 地震による津波の計算条件
 - 2-2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波
 - 2-3. 三陸沖から根室沖に想定される地震に伴う津波
 - 2-3-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波
 - 2-3-2. 三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波
 - 2-4. 千り沖に想定される地震に伴う津波
 - 2-5. 海域活断層に想定される地震に伴う津波
 - 2-6. 行政機関が想定する波源モデルによる津波
 - 2-7. 地震による津波のまとめ
 - 2-8. 防波堤等の影響検討
3. 地震以外の要因による津波
 - 3-1. 地震以外の要因による津波の計算条件
 - 3-2. 陸上の斜面崩壊に起因する津波
 - 3-3. 海底地すべりに起因する津波
 - 3-4. 火山現象に起因する津波
 - 3-5. 地震以外の要因による津波のまとめ
 - 3-6. 防波堤等の影響検討
4. 津波発生要因の組合わせに関する検討
5. 基準津波の策定
 - 5-1. 基準津波の選定
 - 5-2. 基準津波選定結果の検証
 - 5-2-1. 既往津波との比較
 - 5-2-2. 行政機関による既往評価との比較
6. 基準津波

(余白)

(余白)

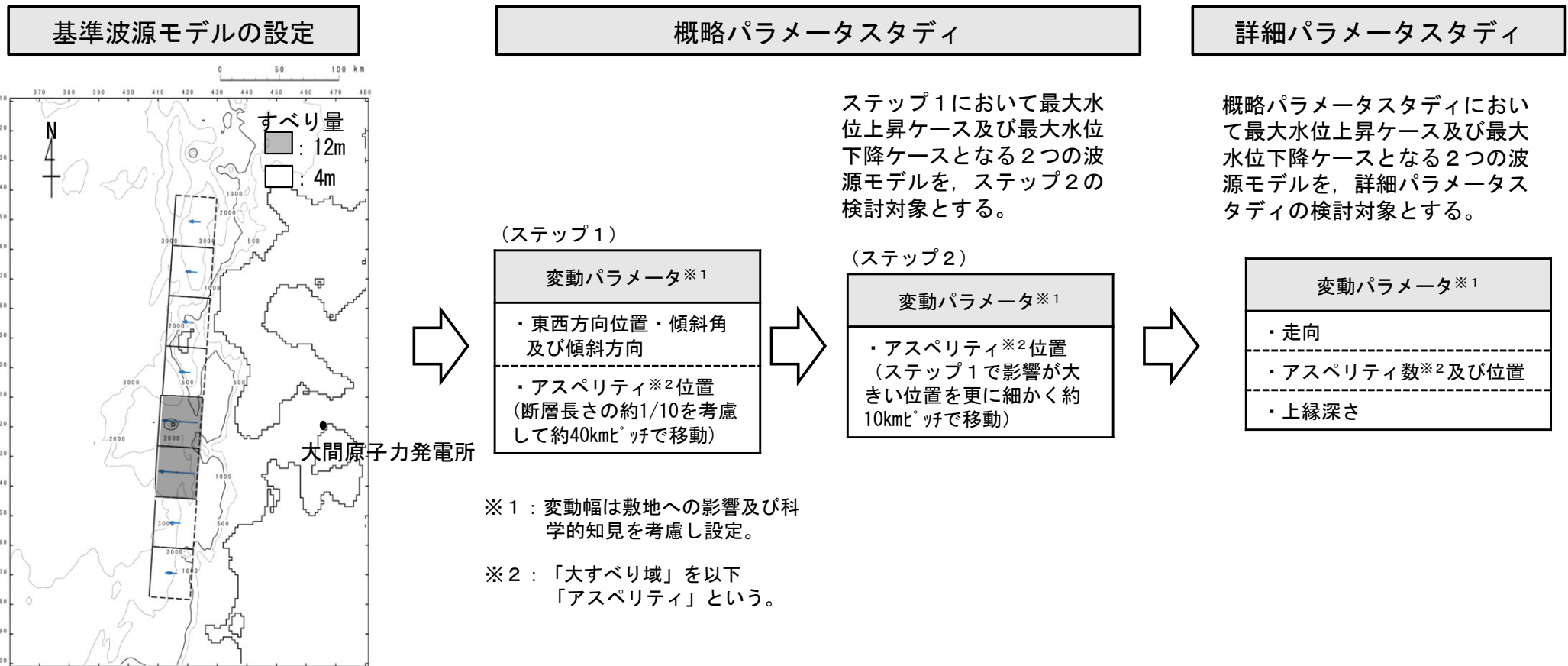
目 次

1. 既往津波の検討
 - 1-1. 既往津波の文献調査
 - 1-2. 津波堆積物調査条件
 - 1-3. 既往津波の計算条件
 - 1-4. 既往津波の再現計算
2. 地震による津波
 - 2-1. 地震による津波の計算条件
 - 2-2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波
 - 2-3. 三陸沖から根室沖に想定される地震に伴う津波
 - 2-3-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波
 - 2-3-2. 三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波
 - 2-4. 千り沖に想定される地震に伴う津波
 - 2-5. 海域活断層に想定される地震に伴う津波
 - 2-6. 行政機関が想定する波源モデルによる津波
 - 2-7. 地震による津波のまとめ
 - 2-8. 防波堤等の影響検討
3. 地震以外の要因による津波
 - 3-1. 地震以外の要因による津波の計算条件
 - 3-2. 陸上の斜面崩壊に起因する津波
 - 3-3. 海底地すべりに起因する津波
 - 3-4. 火山現象に起因する津波
 - 3-5. 地震以外の要因による津波のまとめ
 - 3-6. 防波堤等の影響検討
4. 津波発生要因の組合わせに関する検討
5. 基準津波の策定
 - 5-1. 基準津波の選定
 - 5-2. 基準津波選定結果の検証
 - 5-2-1. 既往津波との比較
 - 5-2-2. 行政機関による既往評価との比較
6. 基準津波



日本海東縁部に想定される地震に伴う津波の検討フロー

- 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波については、2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえて、破壊領域の連動やすべりの不均質性を考慮の上、以下のフローで検討を実施した。



2-2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（2 / 6 5）

日本海東縁部について（1 / 6）

- 日本海東縁部はひずみ集中帯であり，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，基準波源モデルの設定に先立ち，テクトニクスと地震メカニズム，ひずみ集中帯，地殻構造と大地震の関係に関する既往の知見を整理する。

2-2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（3／65）

日本海東縁部について（2／6）

テクトニクスと地震メカニズム

- 日本海東縁部で発生する地震の特性及び様式を把握することを目的として、「テクトニクスと地震メカニズム」に関する知見を整理する。
 - ✓ 現在の日本海の地形と地質構造は、3000-1500万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1000万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）が重なり合っているとされている。
大竹ほか編（2002）⁽¹⁾による
 - ✓ 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」と呼ばれている領域があるとされている。
「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されている。
国交省ほか（2014）⁽²⁾による
 - ✓ 日本海東縁部で発生する地震は、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とされている。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、日本海東縁部では、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ものとされている。
地震調査研究推進本部（2003）⁽³⁾による
 - ✓ 日本海ではマグニチュード7前後からそれ以上の大地震が繰り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されている。
岡村（2019）⁽⁴⁾による
 - ✓ 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されている。日本海東縁部では逆断層タイプの地震が発生するとされている。
国交省ほか（2014）⁽²⁾による

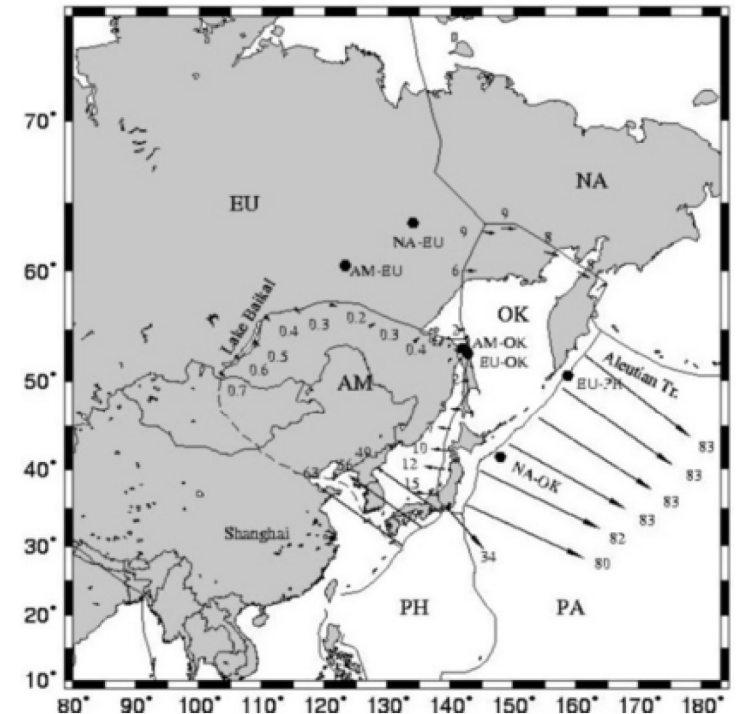


図3 日本列島周辺のプレート運動 (Wei and Seno (1998))

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

国交省ほか（2014）⁽²⁾

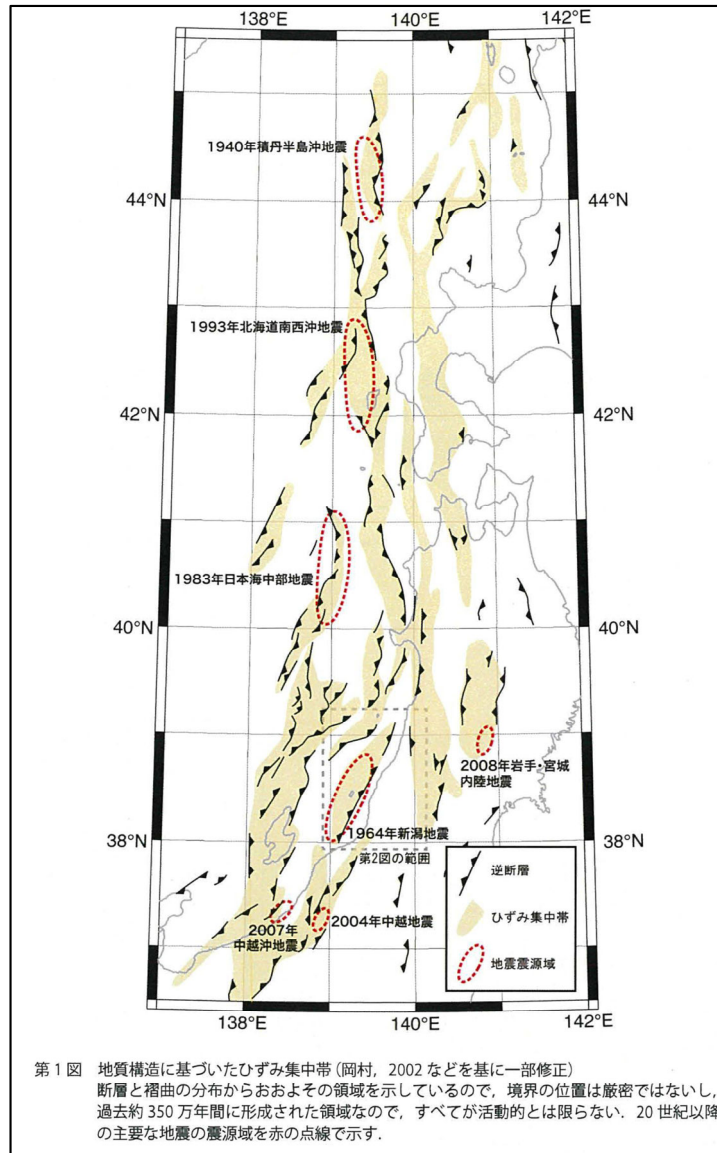
2-2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (4 / 6 5)

日本海東縁部について (3 / 6)

地質構造に基づいたひずみ集中帯

- 日本海東縁部で発生する地震の発生範囲を把握することを目的として、「ひずみ集中帯」に関する知見を整理する。
- ✓ 日本海東縁部は、1500万年以上の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している。一方、断層や褶曲が全く見られないゾーンも断層、褶曲の間に分布する。このことは、日本海東縁部では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おり、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されている。
- ✓ 日本海東縁部の背斜構造を断層関連褶曲と考えることにより、上部地殻を切る逆断層の位置を大まかに推定し、最近約300万年間に変位が蓄積されてきた場所で、地質学的な時間スケールでみた地殻のひずみ集中帯の分布として、背斜構造全体の幅がマッピングされている。

大竹ほか編 (2002) ⁽¹⁾による

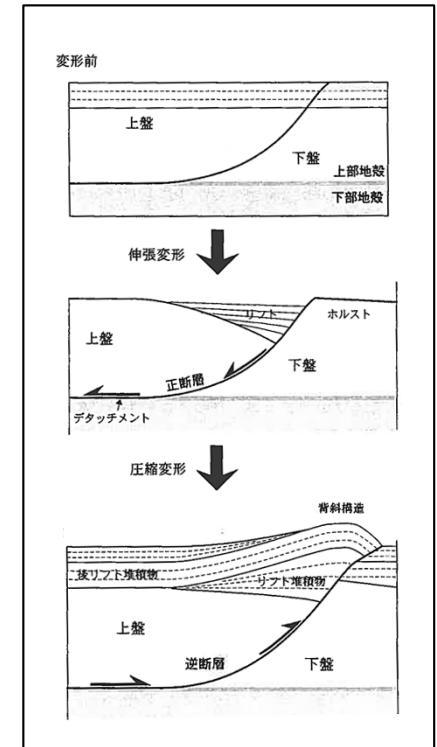


第1図 地質構造に基づいたひずみ集中帯 (岡村, 2002などを基に一部修正)
断層と褶曲の分布からおおよその領域を示している。境界の位置は厳密ではない、過去約350万年間に形成された領域なので、すべてが活動的とは限らない。20世紀以降の主要な地震の震源域を赤の点線で示す。

地質構造に基づいたひずみ集中帯

岡村ほか (2019) ⁽⁵⁾

(大竹ほか編 (2002) ⁽¹⁾などを基に一部修正)



圧縮応力場およ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) ⁽¹⁾に一部加筆

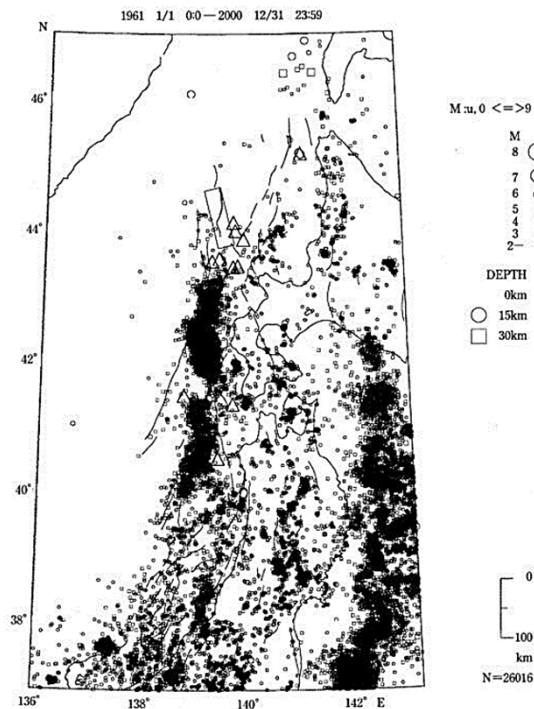
伸張応力場では上盤が沈降し、堆積盆地 (リフト) が形成される。一方、断層の下盤はほとんど変動しないため、相対的な高まり (ホルスト) として残る。伸張応力場から圧縮応力場に転じた場合には、正断層が逆断層として再活動し、堆積盆地を含む上盤が隆起し、非対称な背斜構造が形成される。

2-2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (5 / 6 5)

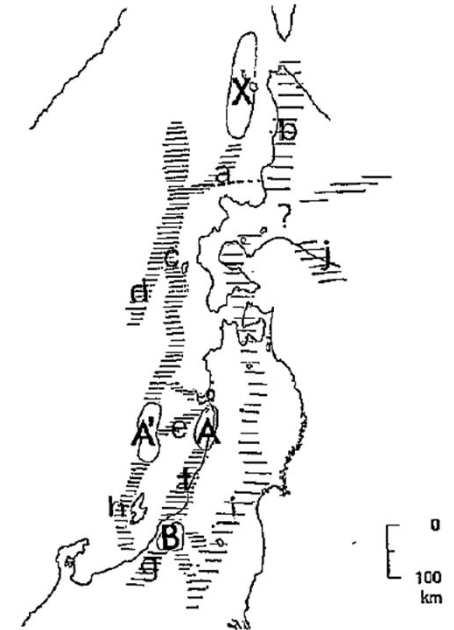
日本海東縁部について (4 / 6)

地震活動からみたひずみ集中帯

- 日本海東縁部で発生する地震の発生範囲を把握することを目的として、「地震活動からみたひずみ集中帯」に関する知見を整理する。
 - ✓ 積丹半島北西沖から男鹿半島沖では、ほぼ東経139°線に沿う海域の地震帯が明瞭で近年の大地震は、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)の順に配列し、南北走向の震源の並びが鮮明に浮かび上がっているとされている。
 - ✓ このほぼ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、西側に接する海底は、日本海で最も深い水深3000m級の日本海盆であり、日本海の拡大期に海洋性リソスフェアとして形成されたと推定されるため、この地域だけが島弧プレートと背弧の海洋プレートの境界が明瞭で、その境界域にひずみと変動が集中しているものと考えられるとされている。
 - ✓ 右図は、地震活動からみた日本海東縁部のひずみ集中帯の分布図であり、日本海の東縁では、南北走向に近いいくつかのひずみ集中帯が枝分かれたり、合流したりしながら全体の変動帯を構成しているとされている。

大竹ほか編 (2002) ⁽¹⁾による

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



地震活動からみた日本海東縁部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）

英小文字で示したaからjは震源が密集して帯を形成している地震帯とみられる地帯で特徴的な部分をそれぞれ記号で示している。主に海域に分布する横棒線の密度の濃い帯は日本海東縁の新生プレート境界に関連するもので、荒い横棒線は陸地の地震帯に関係するもの。

日本海東縁部について（5 / 6）

地殻構造と大地震との関係

- 日本海東縁部の断層の分布箇所及び深さ方向の特性を把握することを目的として、「地殻構造と大地震との関係」に関する知見を整理する。
- ✓ 富山湾より北東側の日本海東縁部では、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とされている。
- ✓ 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とされている。
- ✓ 断層面の傾斜は東傾斜と西傾斜が交互に現れるとされている。
- ✓ 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とされている。

岡村（2019）⁽⁴⁾による

- ✓ 地殻構造調査に基づき、地震波速度や厚さに基づく地殻構造の区分がなされてきている。日本海東縁で過去に生じた被害地震は、地殻構造内で発生したものと、地殻構造の境界で発生したものとされている。

小平（2013）⁽⁶⁾による

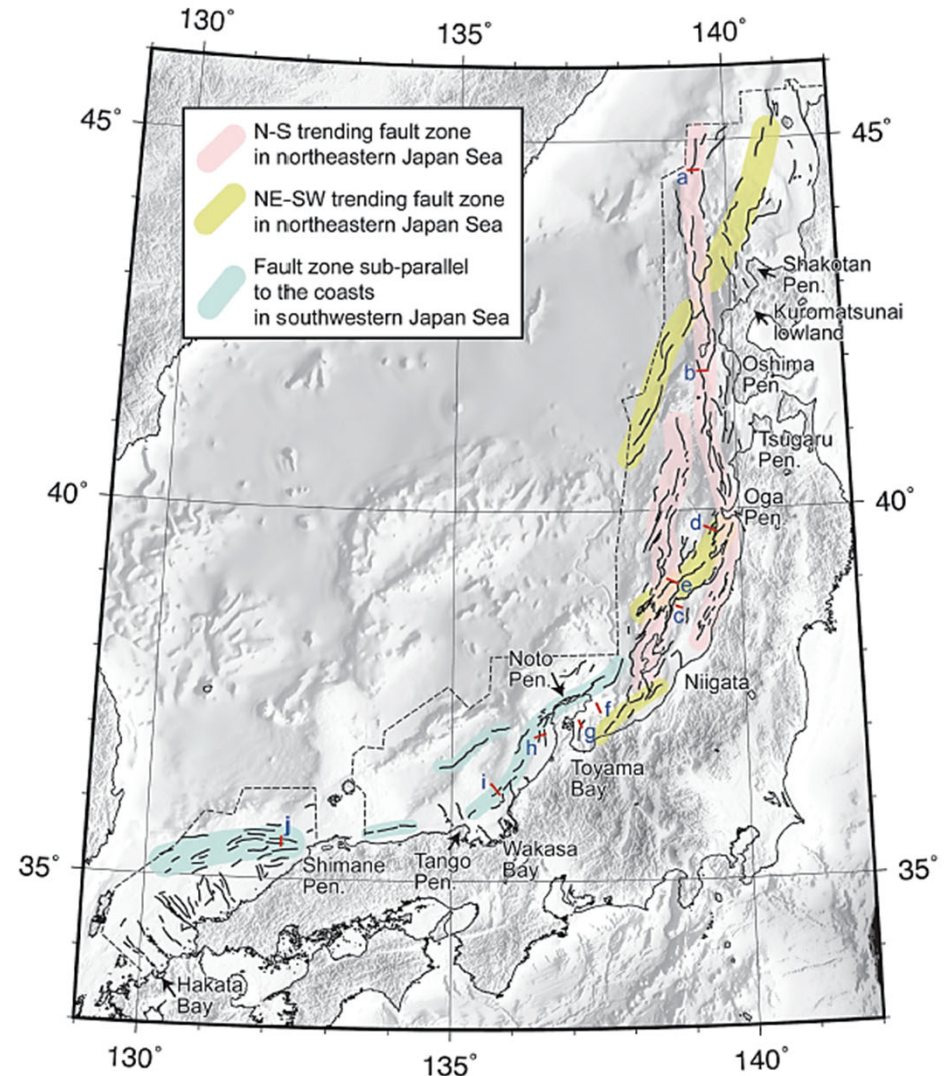


Fig. 4. Map showing major active faults in Japan Sea
Active faults are shown by solid black lines. Red bars and small capitals are locations of the seismic profiles shown in Fig. 3. Broken lines indicate the outline of the areas covered with dense seismic survey lines. Faults are concentrated in colored zones.

岡村（2019）⁽⁴⁾

2-2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（7 / 65）

日本海東縁部について（6 / 6）

以上より、基準波源モデル設定に係る主な日本海東縁部の特性は以下のとおり纏められる。

- ✓ ユーラシアプレートと北米プレートの間には、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M7クラスの地震が発生する。
- ✓ 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圧縮力によるひずみを解消することで逆断層タイプの地震が発生する。
- ✓ 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。
- ✓ 活断層タイプで断層面は東傾斜及び西傾斜の双方が存在する。

2-2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（8／65）

基準波源モデルの設定（基本方針）

第868回審査会合

資料2-1 P.57一部修正

コメントNo.S5-40

- 波源モデルの各諸元の検討においては、日本海東縁部における科学的知見を検討の上、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「特性化波源モデル」※を基準波源モデルとして設定する。
- 想定波源域については、地震調査研究推進本部（2003）⁽³⁾の評価対象領域を基本とし、既往地震、ひずみ集中帯、海底地形、余震分布、地殻構造等を踏まえ評価対象領域を策定し、2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえた破壊領域の連動を考慮して設定する。
- 基準波源モデルのパラメータに関しては、既往津波の波源モデル、国交省ほか（2014）⁽²⁾のスケールリング則等の科学的知見を検討の上設定する。主な考え方は以下のとおり。
 - ✓ 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となることを参照し、最大すべり量に関する知見を整理の上、保守的に設定した最大すべり量を各波源モデルに適用することとする。
 - ✓ すべりの不均質性の設定については、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おおむね確認されている根本ほか（2009）⁽⁷⁾の知見を対象とし、その内容および妥当性について確認の上適用する。

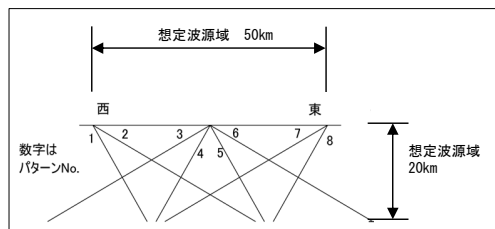
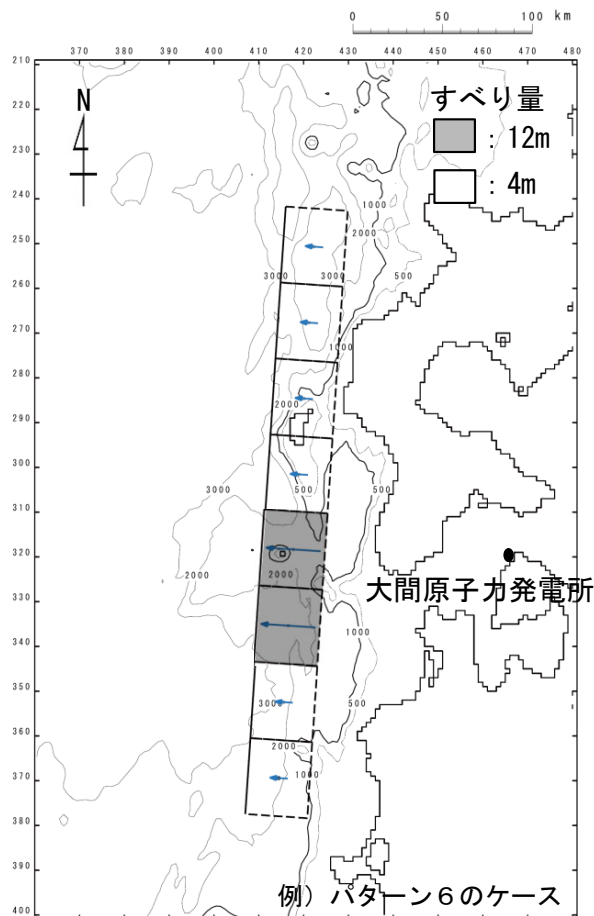
※：波源の特性を主要なパラメータで表したモデル

基準波源モデルの設定 (設定方法)

以下のフロー及び設定根拠に基づき、基準波源モデルを設定した。

基準波源モデル設定フロー

設定根拠



東西位置、傾斜角パターン
土木学会 (2016) (8) に一部加筆

基準波源モデル

① 想定波源域の設定
(南北方向, 東西方向, 深さ方向)

南北・
東西方向

既往地震, ひずみ集中帯, 余震分布, 海底地形の知見等より南北方向340km, 東西方向50kmと設定
→後述P. 2. 2-11~P. 2. 2-22

深さ方向

既往地震, 地殻構造, 地震発生層の知見より20kmと設定
→後述P. 2. 2-11, P. 2. 2-12, P. 2. 2-23~P. 2. 2-27

② 傾斜方向・傾斜角・断層幅の設定

断層傾斜, 既往津波の断層モデル等に関する知見より8パターン設定
→後述P. 2. 2-29, P. 2. 2-30

③ 走向・すべり角・上縁深さの設定

既往津波の断層モデルおよび既往地震のハーバードCMT解等に基づき設定
→後述P. 2. 2-31

④ 最大すべり量の設定

既往地震の最大地表変位量, スケーリング則及び既往津波の断層モデルの最大すべり量を参考に12mと設定
→後述P. 2. 2-32~P. 2. 2-40

⑤ すべりの不均質性の設定

すべりの不均質性が考慮されている根本ほか (2009) (7) に基づき設定
→後述P. 2. 2-43~P. 2. 2-45

⑥ 剛性率: μ の設定

地震波速度や密度に関する既往研究に基づき $3.5 \times 10^{10} \text{N/m}^2$ に設定
→後述P. 2. 2-46, P. 2. 2-47

モーメントマグニチュード: M_w の算出
 $M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5$
ここで, $M_0 = \mu LWD$

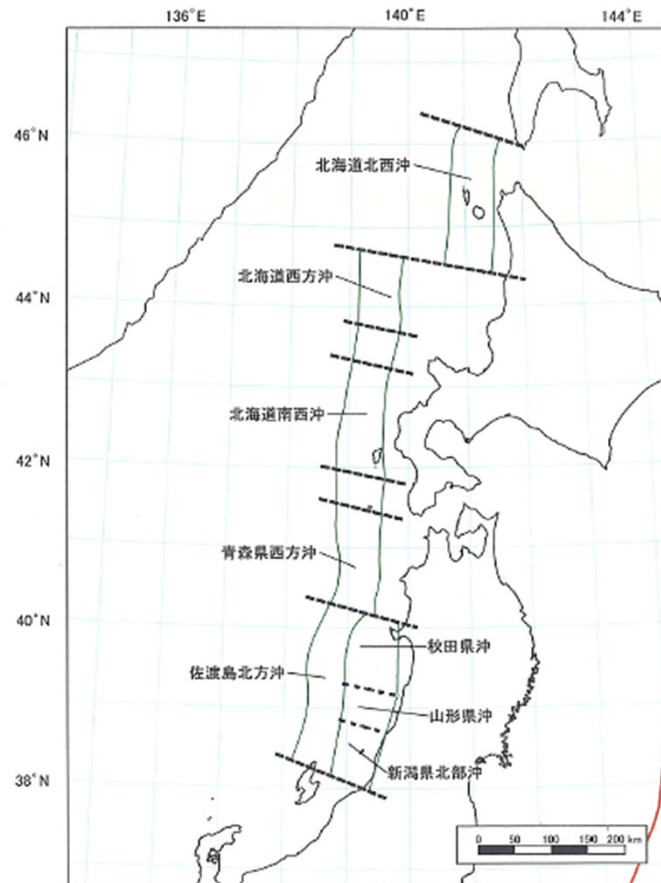
1983年日本海中部地震津波及び1993年北海道南西沖地震津波の再現性が高いモデル等を参照し0sに設定。
→後述P. 2. 2-48, P. 2. 2-49

⑦ ライズタイム: τ の設定

① 想定波源域の設定（1／18）

基本方針

想定波源域は、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地震調査研究推進本部（2003）⁽³⁾の評価対象領域を基本とし、この評価対象領域に係る既往研究を参照（次ページ参照）して設定する。



日本海東縁部の評価対象領域

日本海東縁部で発生する地震は、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とされている。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、日本海東縁部では、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（以下、「ひずみ集中帯」という。）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ものとされている。

地震調査研究推進本部（2003）⁽³⁾による

① 想定波源域の設定 (2/18)

想定波源域の設定に関わり参照する既往研究に関する内容、考え方及び検討イメージは以下のとおり。

【南北・東西方向共通】

- ✓ 既往地震の規模 (P. 2. 2-13)
: 断層面積 (断層分布範囲) に関連する地震規模の確認
- ✓ 既往地震の波源域 (P. 2. 2-14) : 既往地震の発生範囲の確認
- ✓ ひずみ集中帯内における既往地震の規模の偏り (P. 2. 2-15)
: 将来の地震の発生範囲及び規模の推定

【南北方向】

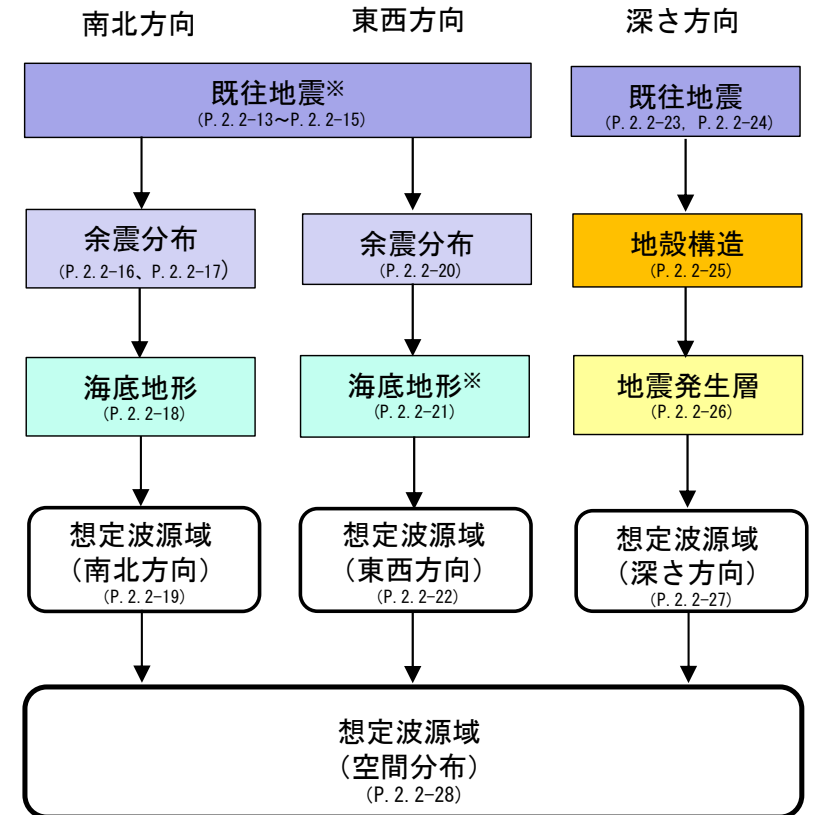
- ✓ 余震分布に関する知見 (P. 2. 2-16, P. 2. 2-17)
: 既往地震の発生場所の確認
- ✓ 海底地形に関する知見 (P. 2. 2-18)
: 火山, 海台等の破壊のバリアとなり得る海底地形と既往地震の関係の確認

【東西方向】

- ✓ 余震分布に関する知見 (P. 2. 2-20) : 既往地震の発生場所の確認
- ✓ 地形・ひずみ集中帯に関する知見 (P. 2. 2-21)
: 将来の地震の発生範囲の推定

【深さ方向】

- ✓ 地殻構造と既往大地震の断層面の関係 (P. 2. 2-23, P. 2. 2-24)
: 既往地震の断層下端とモホ面の関係確認
- ✓ 地殻構造に基づく波源モデルの設定 (P. 2. 2-25)
: 地殻構造調査結果に基づく地殻厚さ評価の確認
- ✓ 地震発生層の知見 (P. 2. 2-26) : 地震発生層の厚さに関する知見の確認



※ひずみ集中帯の知見も含む

想定波源域設定の検討イメージ

2-2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (12/65)

① 想定波源域の設定 (3/18) : 南北・東西方向 (1/3)

第868回審査会合
資料2-1 P.59一部修正

既往地震の規模

日本海東縁部の大地震活動域の既往最大Mw

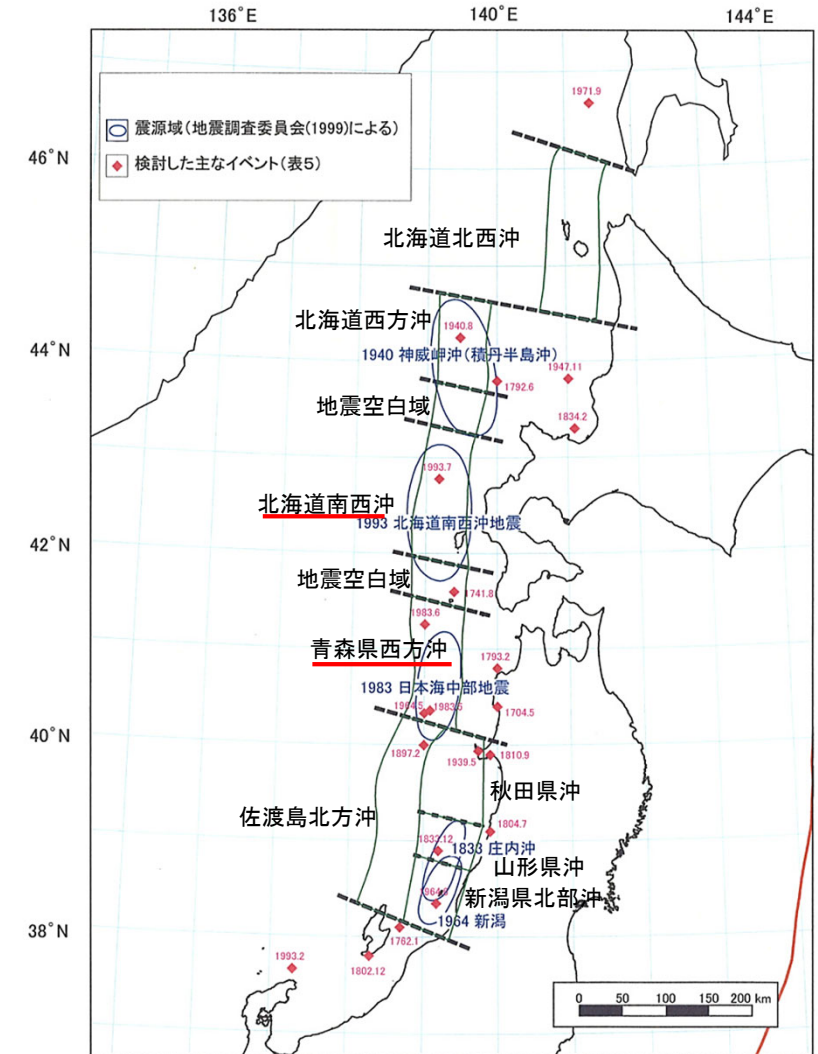
海域	発生年	既往最大Mw (=M _{max})	地震発生間隔
北海道北西沖	なし	—	3900年程度
北海道西方沖	1940	7.7	1400~3900年程度
<u>北海道南西沖</u>	1993	<u>7.8</u>	500~1400年程度
<u>青森県西方沖</u>	1983	<u>7.7</u>	500~1400年程度
秋田県沖	なし	—	1000年程度以上
山形県沖	1833	7.8	1000年程度以上
新潟県北部沖	1964	7.5	1000年程度以上
佐渡島北方沖	なし	—	500~1000年程度

土木学会 (2011) ⁽⁹⁾より作成

- 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。
- 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南西沖及び青森県西方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 (Mw=7.8) とされている。

地震調査研究推進本部 (2003) ⁽³⁾による

以上から、既往地震の最大規模はMw7.8である。



日本海東縁部における主な地震の震源域と地震調査研究推進本部 (2003) ⁽³⁾で検討対象としたイベント

地震調査研究推進本部 (2003) ⁽³⁾に一部加筆

2-2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (13/65)

2.2-14



① 想定波源域の設定 (4/18) : 南北・東西方向 (2/3)

第868回審査会合
資料2-1 P. 60一部修正

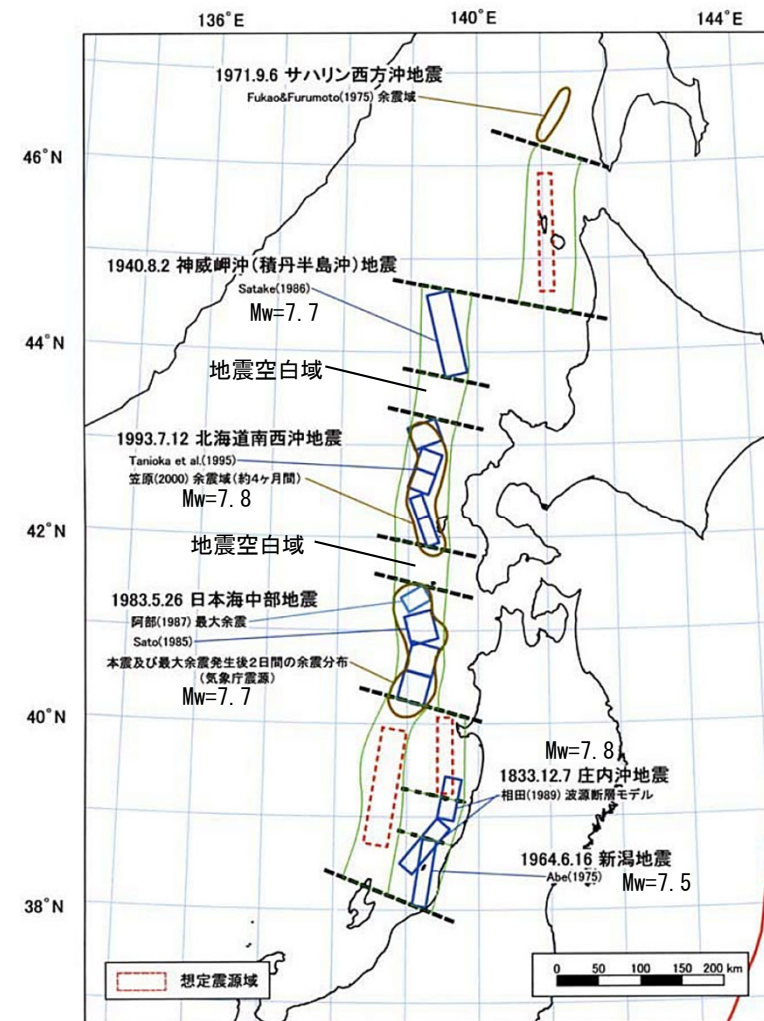
コメントNo.S5-40

既往地震の波源域

- 「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および歴史記録から知られている領域別に想定震源域が区分されている。
- 地震観測および歴史記録からは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るとされており、検討対象とされていない。

地震調査研究推進本部（2003）⁽³⁾による

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。



過去の震源モデル・余震域、及び想定震源域

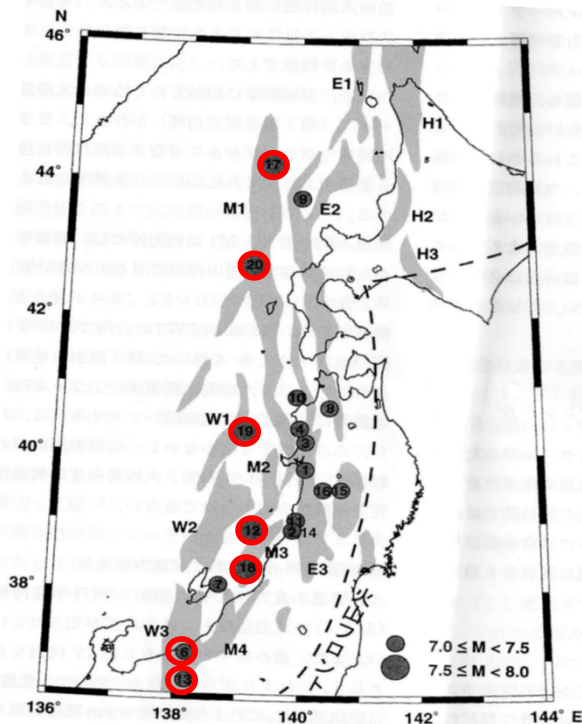
地震調査研究推進本部（2003）⁽³⁾に一部加筆

① 想定波源域の設定 (5/18) : 南北・東西方向 (3/3)

ひずみ集中帯内における既往地震規模の偏り

- 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る。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。大竹ほか編 (2002) (1)による
- 地震調査研究推進本部 (2003) (3)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。地震調査研究推進本部 (2003) (3)による

以上から、地震調査研究推進本部 (2003) (3)の評価対象領域は、大竹ほか編 (2002) (1)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。



「主地震帯」で発生した地震 (○印)

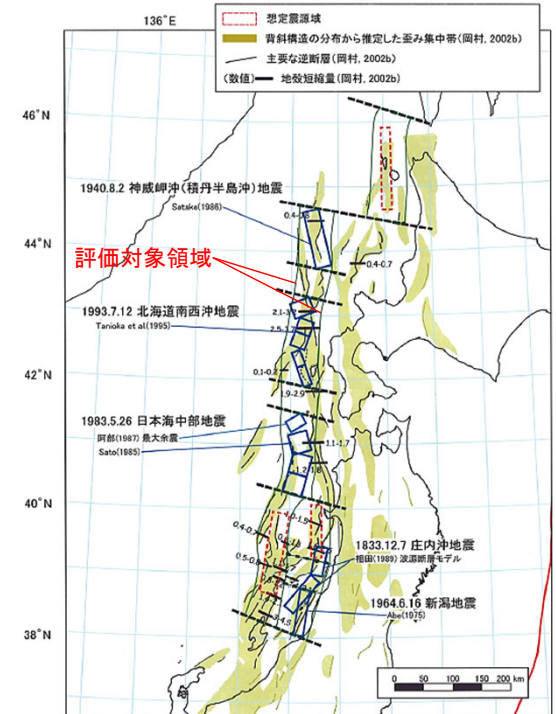
表 12.1 日本海東縁に発生した浅発大地震 (M ≥ 7)

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 ± 1/2	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 1/2 ± 1/2	S
9	1792	後志沖	43 1/2	140.0	7.1	S
10	1793	鎌ヶ沢地震	40.85	139.95	6.9-7.1	S
11	1804	象潟地震	39.05	139.95	7.0 ± 0.1	S
12	1833	庄内沖	38.9	139.25	7 1/2 ± 1/2	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) (1)に一部加筆



ひずみ集中帯と想定震源域の分布

地震調査研究推進本部 (2003) (3)に一部加筆

① 想定波源域の設定 (6/18) : 南北方向 (1/4)

第868回審査会合
資料2-1 P.62一部修正

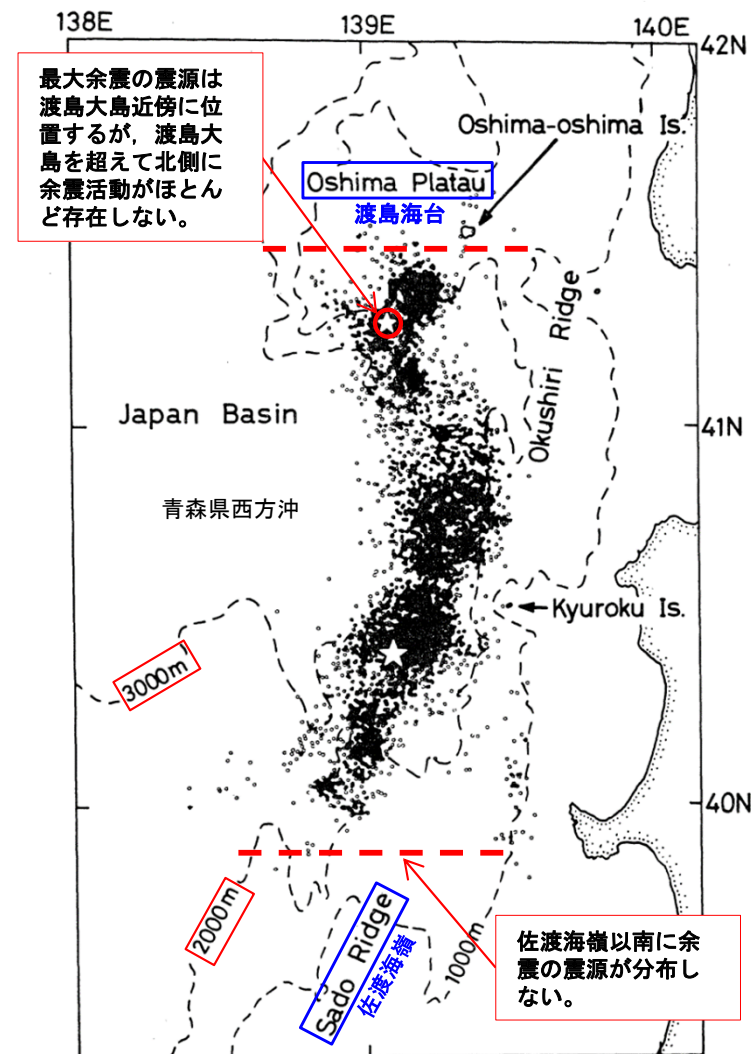
コメントNo.S5-40

余震分布に関する知見 (青森県西方沖)

- 青森県西方沖で発生した1983年日本海中部地震の余震域は、海深2000mと3000mの等深線に沿ってほぼ南北に長くのびて、北端は渡島海台 (松前海台)、南端は佐渡海嶺で区切られるとされている。
- 1983年6月21日に発生した最大余震 (右図の赤○印) に伴う二次余震の余震域も、渡島大島の南西の領域までしか広がっていないとされている。

海野ほか (1985) ⁽¹⁰⁾による

以上から、青森県西方沖で発生した1983年日本海中部地震の活動域は、余震の震源分布から海底地形と強い関連性を持ち、その結果、北端は渡島海台 (松前海台)、南端は佐渡海嶺で区切られる範囲になったと考えられる。

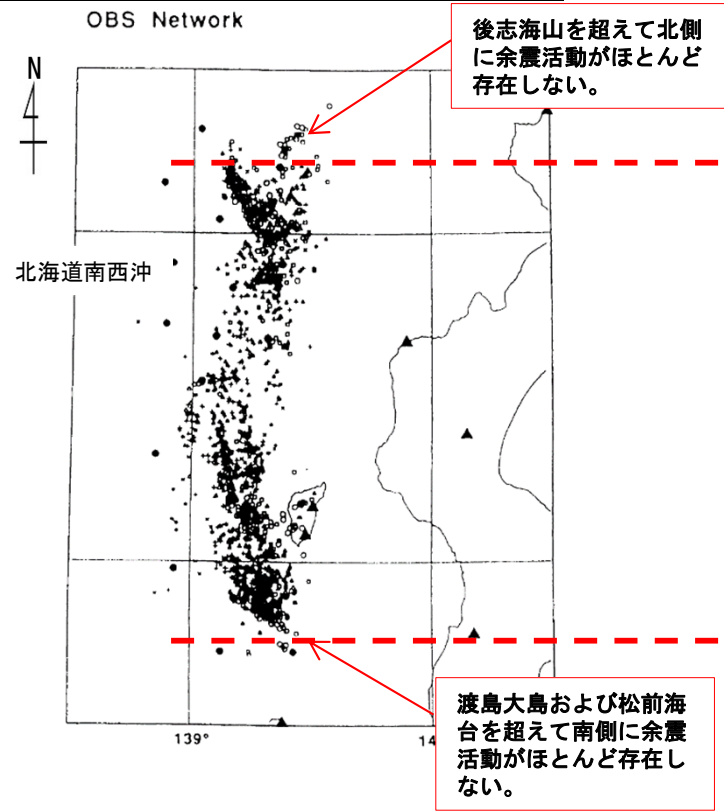


1983年日本海中部地震の余震分布

海野ほか (1985) ⁽¹⁰⁾に一部加筆

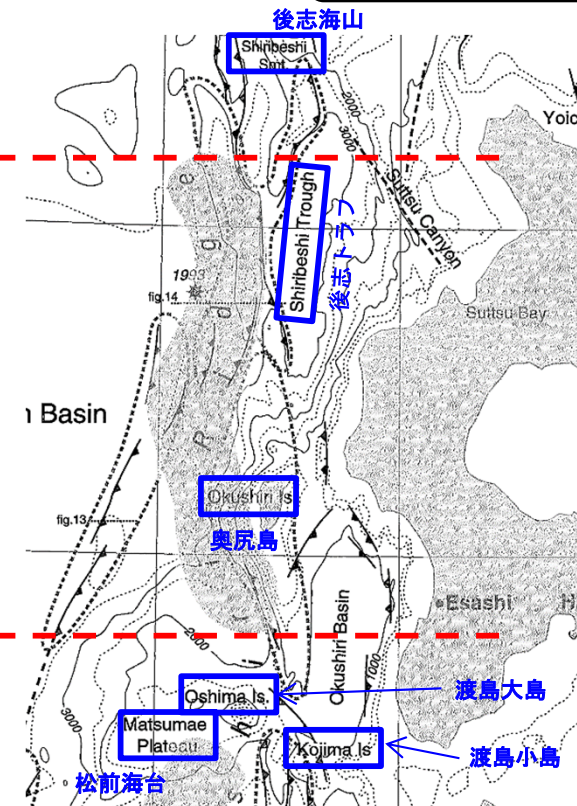
① 想定波源域の設定 (7/18) : 南北方向 (2/4)

余震分布に関する知見
(北海道南西沖)



93. 7.21 12:00 - 93. 8.16 23:59
1993年北海道南西沖地震の余震分布

日野ほか (1994) ⁽¹¹⁾に一部加筆



北海道南西沖の活構造

岡村ほか (1998) ⁽¹²⁾に一部加筆

- 1993年北海道南西沖地震の余震域は、後志トラフ西方から奥尻島南方の松前海台北方で止まっていることが示されている。
日野ほか (1994) ⁽¹¹⁾による
- 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。また、北海道南西沖地震の破壊域と積丹沖地震の破壊域との間には、後志海山が分布する。これらの火山周辺では活断層の規模が明らかに小さくなっている。そのことから、火山の存在が断層破壊領域を規制する可能性があると考えられている。

岡村・倉本 (1999) ⁽¹³⁾による

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. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (17/65)

① 想定波源域の設定 (8/18) : 南北方向 (3/4)

第868回審査会合
資料2-1 P.61一部修正

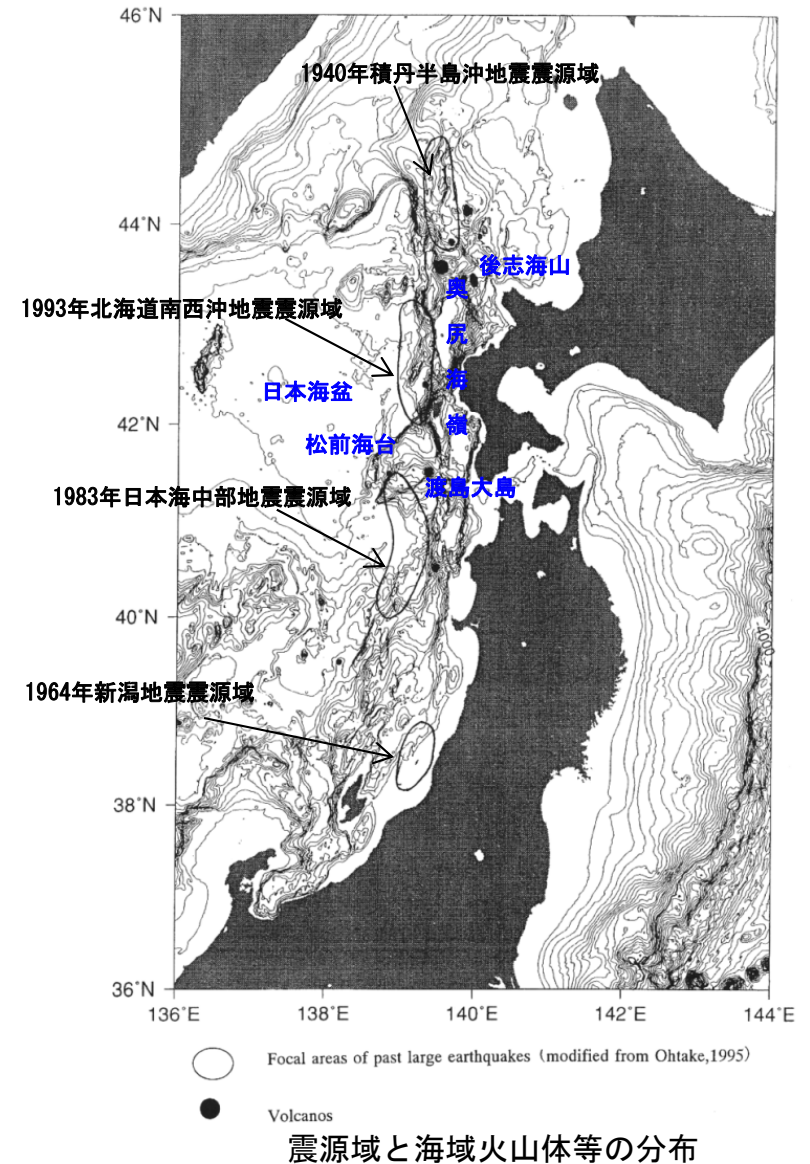
コメントNo.S5-40

海底地形に関する知見 (北海道南西沖～青森県西方沖)

- 1940年積丹半島沖地震と1993年北海道南西沖地震の間のギャップ (空白域) には後志海山等の海底火山体が複数分布し、両方の震源域は分かるとされている。
- 1993年北海道南西沖地震と1983年日本海中部地震の間のギャップ (空白域) には渡島大島や渡島小島等の火山体および日本海拡大時に形成されたホルストである松前海台が存在し、両方の震源域は分かるとされている。

海上保安庁水路部 (2001) ⁽¹⁴⁾による

以上から、日本海東縁部 (北海道南西沖～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。



海上保安庁水路部 (2001) ⁽¹⁴⁾に一部加筆

2-2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（18/65）

2.2-19



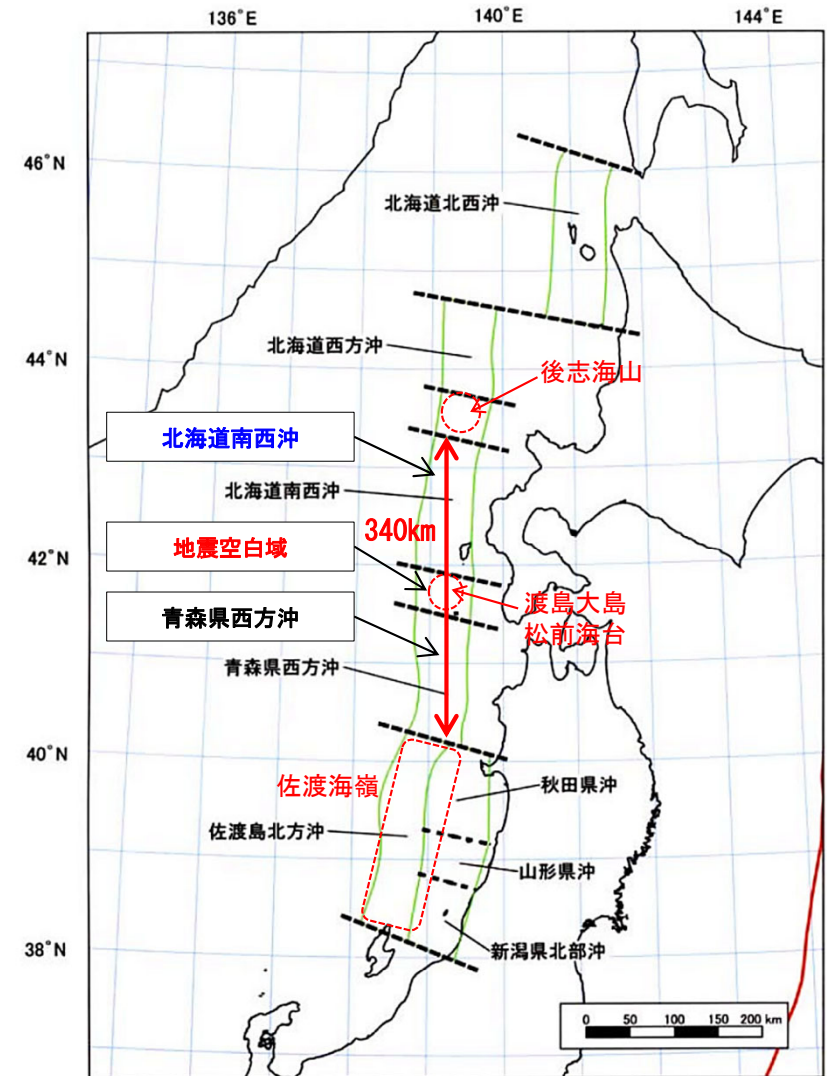
① 想定波源域の設定（9/18）：南北方向（4/4）

第868回審査会合
資料2-1 P.64一部修正

コメントNo.S5-40

想定波源域（南北方向）の考え方

- 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（ $M_w=7.8$ ）である。
- 「既往地震に関する知見」，「余震分布に関する知見」，「海底地形に関する知見」から，地震調査研究推進本部（2003）⁽³⁾の評価対象領域をまたぎ，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ことを踏まえ，青森県西方沖とその北方に隣接する地震空白域及び北海道南西沖との連動の可能性は低いと考えられるが，青森県西方沖から北海道南西沖が連動するものとして，安全評価上， $L=340\text{km}$ を想定波源域の南北方向範囲に設定した。



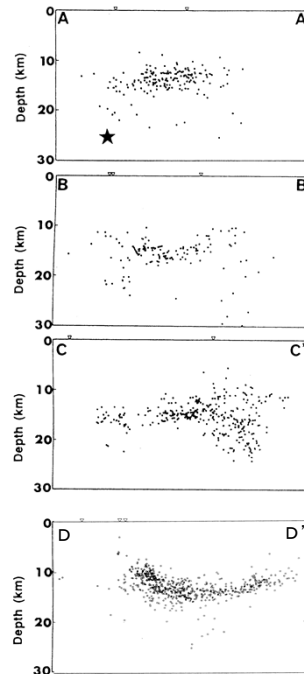
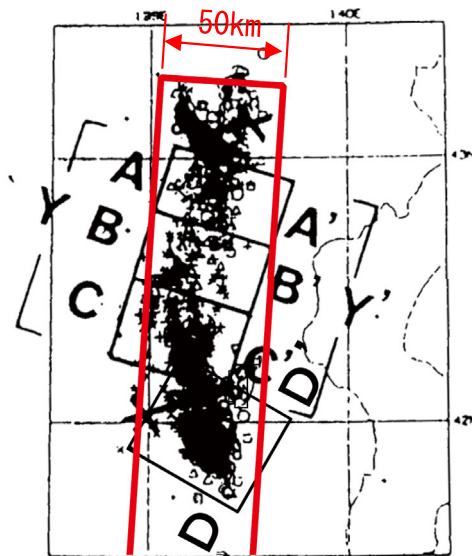
日本海東縁部の想定波源域（南北方向）

地震調査研究推進本部（2003）⁽³⁾に一部加筆

① 想定波源域の設定（10／18）：東西方向（1／3）

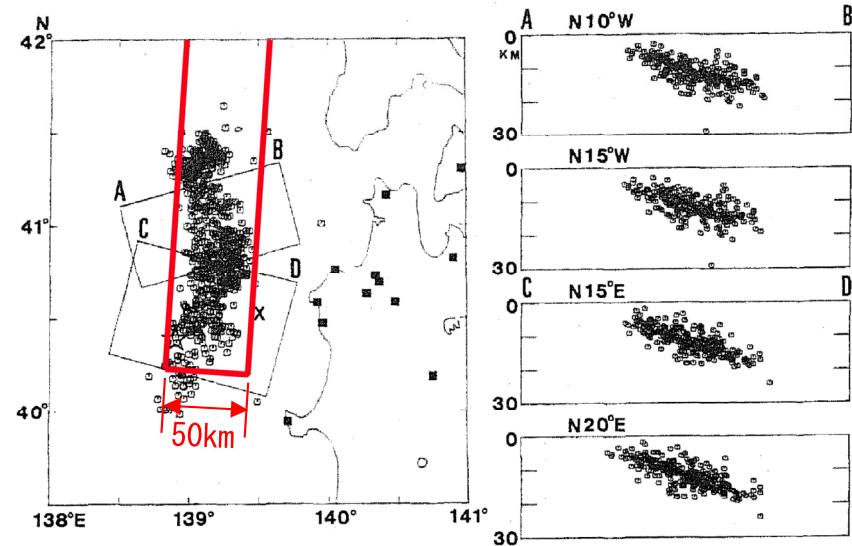
余震分布に関する知見

- 日野ほか（1994）⁽¹¹⁾では、「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。
- 1983年日本海中部地震及び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、おおむね東西方向50kmの範囲に包含されることが確認できた。



1993年北海道南西沖地震の余震分布

日野ほか（1994）⁽¹¹⁾に一部加筆



1983年日本海中部地震の余震分布

Sato et al. (1986) ⁽¹⁵⁾に一部加筆

① 想定波源域の設定 (11/18) : 東西方向 (2/3)

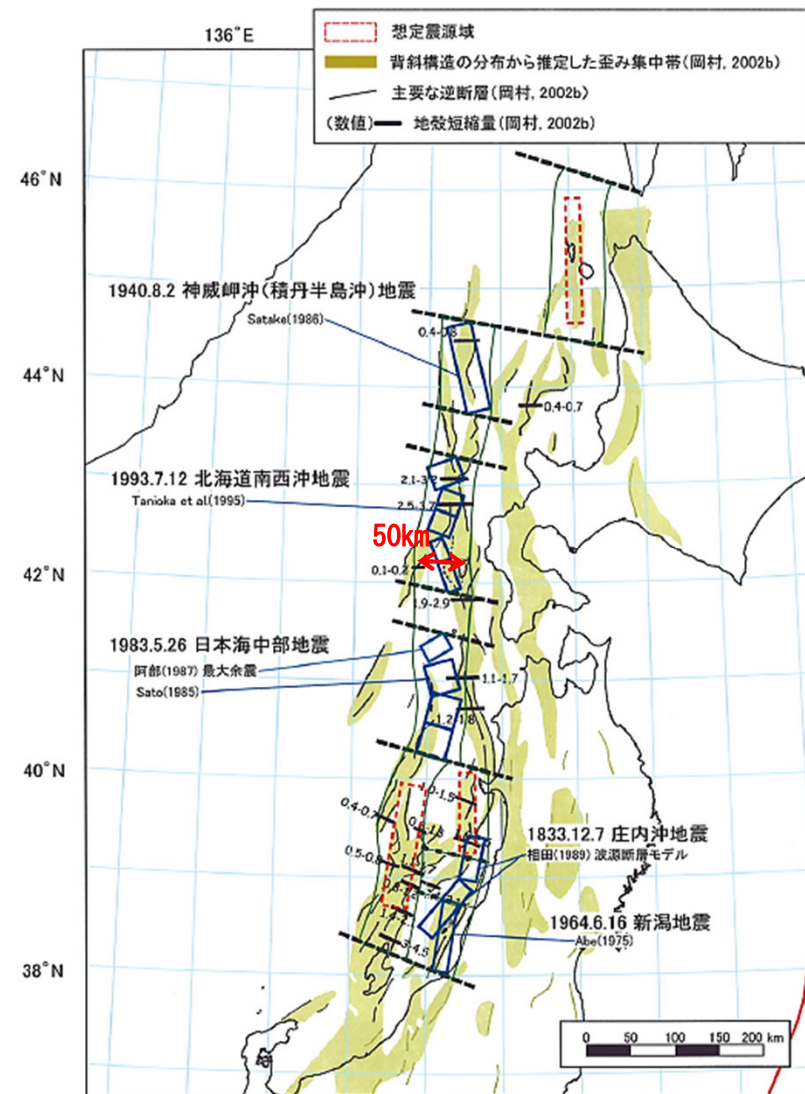
地形・ひずみ集中帯に関する知見

- 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3000m以深の水深に相当する。）と東北日本島弧縁辺部が接するところで起こっているとされている。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、その東側の変形帯は東西幅で約50km程度の範囲を占めるとされている。

大竹ほか編 (2002) ⁽¹⁾による

- 地震調査研究推進本部 (2003) ⁽³⁾では、「ひずみ集中帯の分布及び現在の地震活動の状況も併せて設定された想定波源域の幅は、おおむね50km程度」で示されている。
- また、地震調査研究推進本部 (2003) ⁽³⁾では、「日本海東縁部における地震の発生位置及び震源域は、過去の震源モデルや微小地震等にもとづく地殻構造の推定に関する調査研究成果を参照して推定した。各領域の区域分けについては、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考にした。」とされており、この震源域の幅は深さ方向の範囲としても適用できると考えられる。

以上から、深さ方向を含む東西方向の幅は50km程度と考えられる。



想定震源域及びひずみ集中帯の分布

2-2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（21/65）

2.2-22

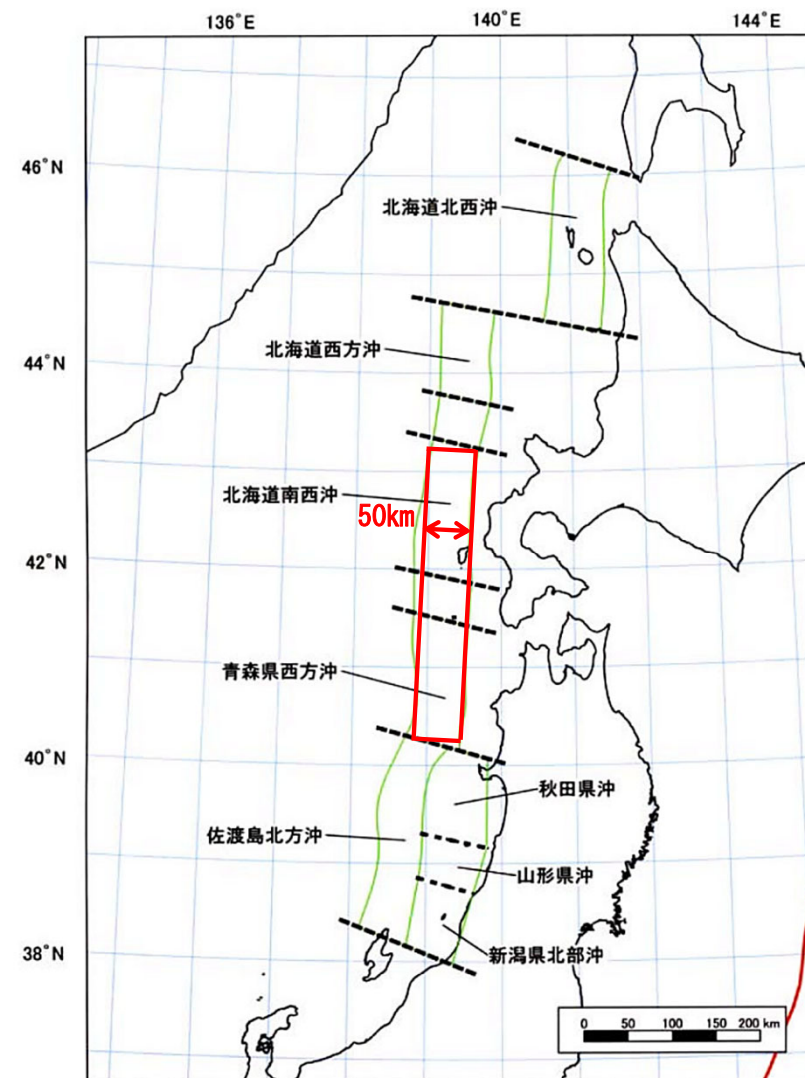
POWER

コメントNo.S5-40

① 想定波源域の設定（12/18）：東西方向（3/3）

想定波源域（東西方向）の考え方

- 「余震分布に関する知見」，「地形・ひずみ集中帯に関する知見」を踏まえ，深さ方向も含めた幅50kmの範囲を想定波源域の東西方向範囲とし，おおむね地震調査研究推進本部（2003）⁽³⁾の想定震源域内の50kmの範囲に設定した。
- なお，幅50kmの本想定波源域よりも東側については，海域活断層に想定される地震に伴う津波の検討領域として考慮することとし，西側については，敷地への影響を考慮し検討は不要とする。



日本海東縁部の想定波源域（東西方向）

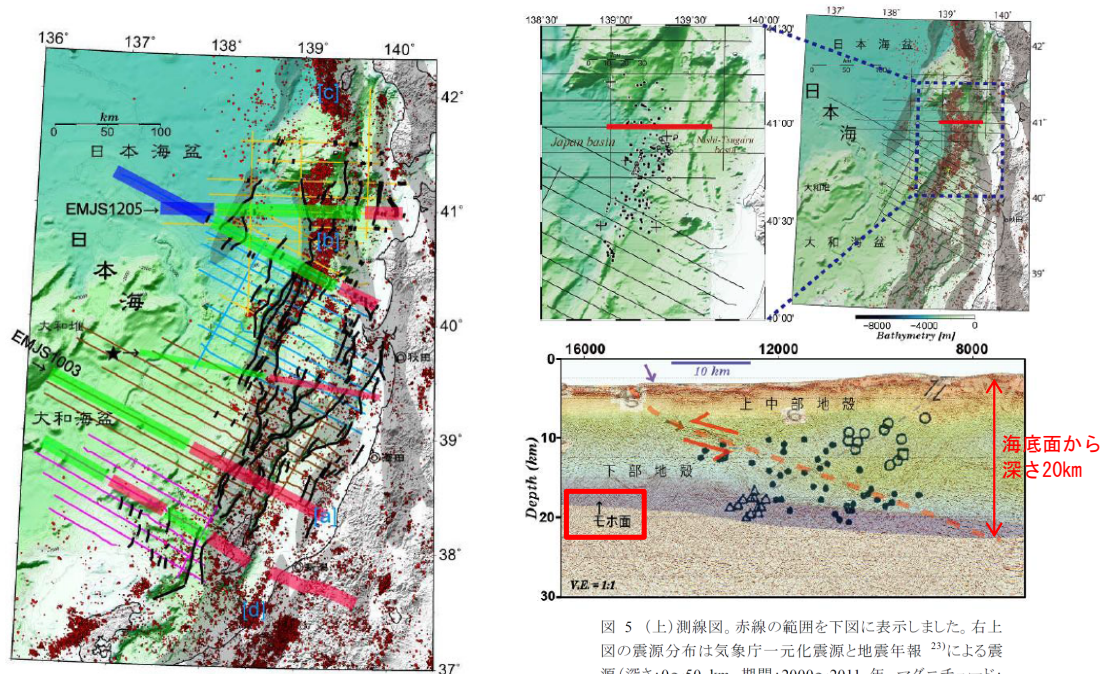
地震調査研究推進本部（2003）⁽³⁾に一部加筆

① 想定波源域の設定 (13/18) : 深さ方向 (1/5)

地殻構造と既往大地震の断層面の関係 (1/2)

- 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た。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) ⁽⁶⁾による
- また、1983年日本海中部地震震源付近のモホ面は、海底面から20km以浅に分布することが示されている。
小平 (2013) ⁽⁶⁾ 及び No et al. (2014) ⁽¹⁶⁾による

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。



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

図5 (上) 測線図。赤線の範囲を下図に表示しました。右上図の震源分布は気象庁一元化震源と地震年報²³⁾による震源(深さ:0~50 km、期間:2000~2011年、マグニチュード: $M_j > 1$)。左上図の震源分布は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²¹⁾。(下) 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²¹⁾の結果との比較。

小平 (2013) ⁽⁶⁾ に一部加筆

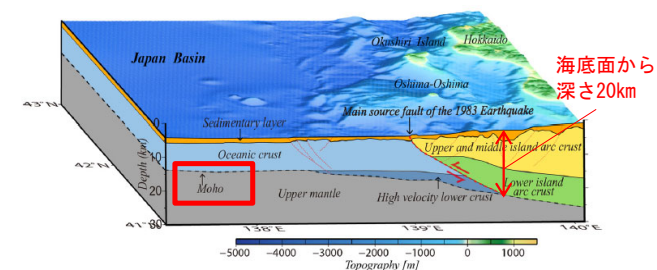


Fig. 10. Perspective image of the relationship between the source faults, crustal structure, and topography within the study area.

1983年日本海中部地震の震源断層の模式図

No et al. (2014) ⁽¹⁶⁾ に一部加筆

① 想定波源域の設定 (14/18) : 深さ方向 (2/5)

地殻構造と既往大地震の断層面の関係 (2/2)

- 大竹ほか編(2002)⁽¹⁾では、1993年北海道南西沖地震の破壊領域について以下のとおりとされている。
 - ✓ OBS (海底地震計) 観測結果に基づく1993年北海道南西沖地震の余震分布によると震源深さは20km程度まで達している。
 - ✓ 同地震は異なる構造の地殻の境界付近で生じたことが推定される。
 - ✓ 測線Bの西端の日本海盆下では、典型的な海洋地殻の性質を示し、厚さも8 km程度と薄い。測線の東端付近に近づくと、厚さも20km程度と厚くなる。
 - ✓ 1993年北海道南西沖地震は地殻の厚さが急変する場所を破壊するように発生した。
- また、1993年北海道南西沖地震震源付近のモホ面は、海底面から20km以浅に分布することが示されている。
大竹ほか編 (2002)⁽¹⁾による

以上から、1993年北海道南西沖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。

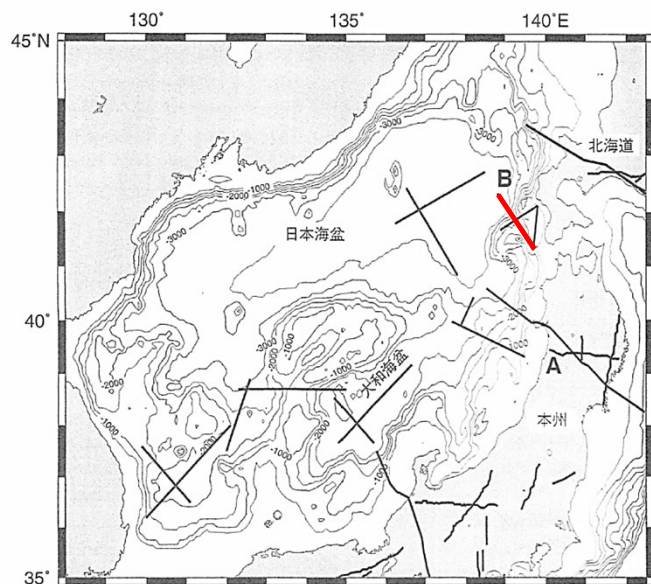


図3.1 これまでに実施された地殻構造探査の測線位置
水深を500mごとのコンターで示す (Nishizawa and Asada, 1999に追加、陸上の探査測線は省略、1994による)。

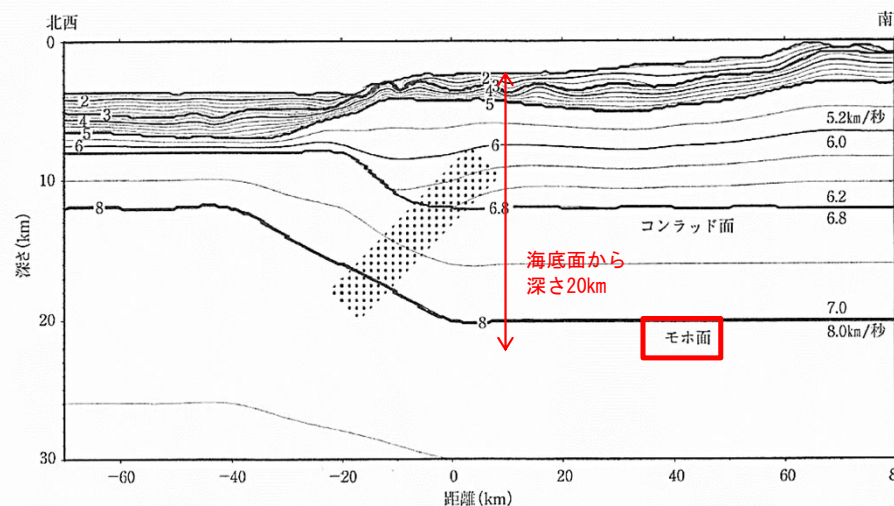


図3.3 日本海盆から沿岸付近に至る測線 (図3.1のB) に沿った地殻構造 (日野ほか, 1995)
P波速度を0.1 km/秒ごとのコンターで示す。ハッチは1993年北海道南西沖地震 (M7.8) の断層面。

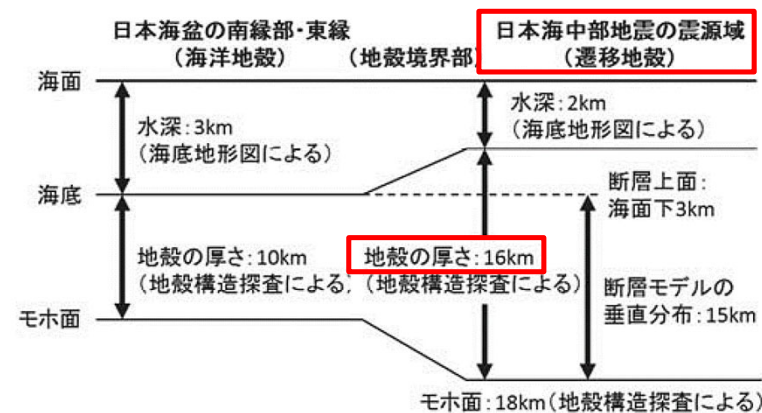
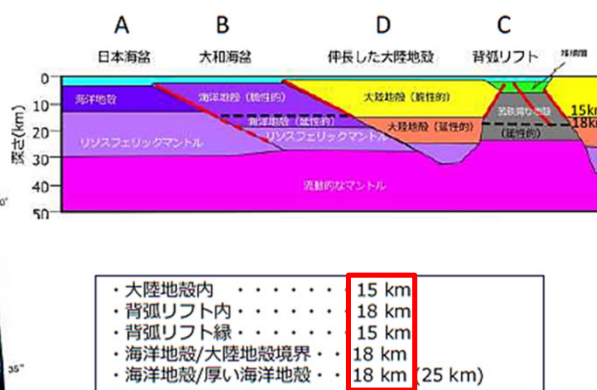
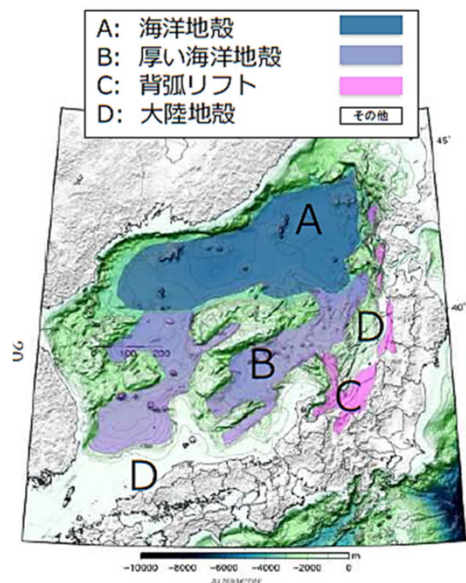
地殻構造探査の測線位置と測線Bに沿ったP波速度構造と1993年北海道南西沖地震の断層面

① 想定波源域の設定 (15/18) : 深さ方向 (3/5)

地殻構造に基づく波源モデルの設定

- 国交省ほか (2014) ⁽²⁾ では、地殻構造調査等に基づき、断層下端の深さを以下のように設定されている。
 - ✓ 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下端の深さは海面下 18km, 他の断層は15km。
- 内田ほか (2019) ⁽¹⁷⁾ 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断層モデルの下端 (モホ面) を海底下16km」に設定されている。

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



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

日本海東縁部における地殻構造の概念図

内田ほか (2019) ⁽¹⁷⁾ に一部加筆

国交省ほか (2014) ⁽²⁾ に一部加筆

2-2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（25/65）

① 想定波源域の設定（16/18）：深さ方向（4/5）

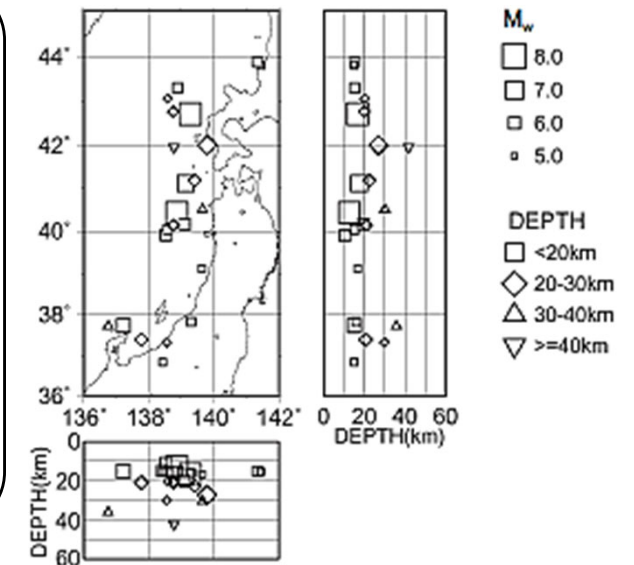
第868回審査会合

資料2-1 P. 65一部修正

地震発生層の知見

- 土木学会（2016）⁽⁸⁾では、「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た結果、震源深さは、おおむね15km～20kmに集中しており、地震発生層の厚さに上限がある」とされている。
- 地震調査研究推進本部（2003）⁽³⁾では、「日本海東縁部で発生した地震の余震分布等に関わる知見を基に評価対象地震の深さは20km程度以浅」と設定されている。
- 根本ほか（2009）⁽⁷⁾のアスペリティモデルは、「地震調査研究推進本部（2003）⁽³⁾に従い地震発生層厚さを20km」と設定されている。

以上から、日本海東縁部における地震発生層の厚さは、20km程度以下と考えられる。



ハーバードCMT解の深さ分布

土木学会（2016）⁽⁸⁾

2-2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（26／65）

2.2-27

 J POWER

コメントNo.S5-40

① 想定波源域の設定（17／18）：深さ方向（5／5）

想定波源域（深さ方向）の考え方

- 「地殻構造と既往大地震の断層面の関係」、 「地殻構造に基づく波源モデルの設定」及び「地震発生層の知見」を踏まえると、検討対象である北海道南西沖～青森県西方沖において地震が発生する範囲は、海底下20km以浅であると考えられるため、深さ方向の想定波源域は海底下20kmの範囲と設定した。

2-2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（27/65）

2.2-28

POWER

コメントNo.S5-40

① 想定波源域の設定（18/18）：まとめ

- 想定波源域は、地震調査研究推進本部（2003）⁽³⁾の評価対象領域を基本とし、この評価対象領域に係る既往研究を参照して以下のとおり設定する。

南北方向：北海道南西沖～青森県西方沖の340kmの範囲

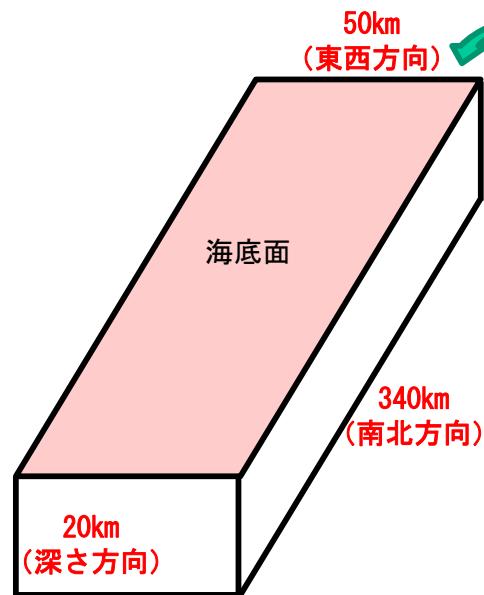
(P. 2. 2-19参照)

東西方向：想定震源域内の50kmの範囲（深さ方向含む）

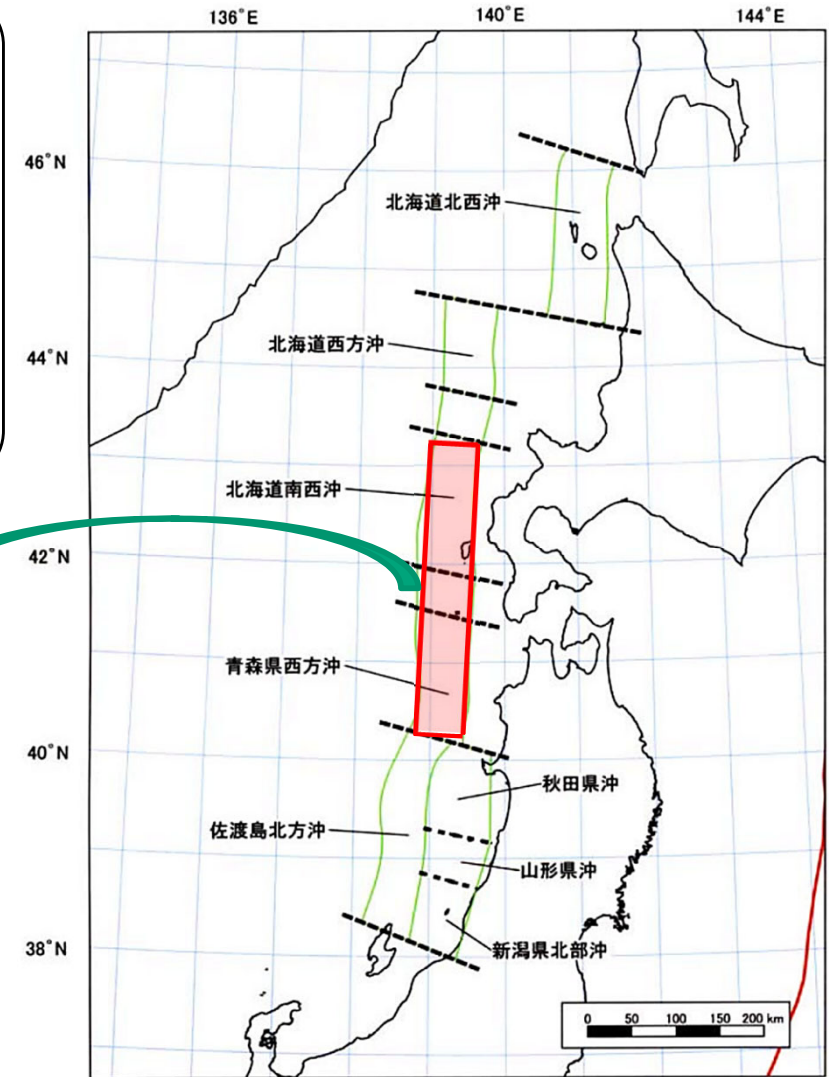
(P. 2. 2-22参照)

深さ方向：海底から海底下20kmまでの範囲

(P. 2. 2-27参照)



想定波源域3Dイメージ



日本海東縁部の想定波源域

② 傾斜方向・傾斜角・断層幅の設定 (1/2)

- 傾斜方向・傾斜角・断層幅の設定に関わる既往の知見について整理する。
 - 断層面の傾斜は東傾斜と西傾斜が交互に現れるとされている。 岡村 (2019) ⁽⁴⁾による
 - 東北日本海沖の活断層の傾斜角は、形成時は正断層のため高角であったものが、日本海の拡大による地殻の伸展変形の進行に伴って回転（傾斜）した結果、45° 前後の傾斜を示すものが多く見られるとされている。 国交省ほか (2014) ⁽²⁾による
 - 既往津波の断層モデルの傾斜角・傾斜方向の分析結果から、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おり、傾斜角はおおむね30° ~60° の範囲で痕跡高を説明することができるとされており、鉛直断面内の断層形状として東西両方向傾斜、傾斜角30° 及び60° の8パターン（次ページ参照）が提示されている。

土木学会 (2016) ⁽⁸⁾による

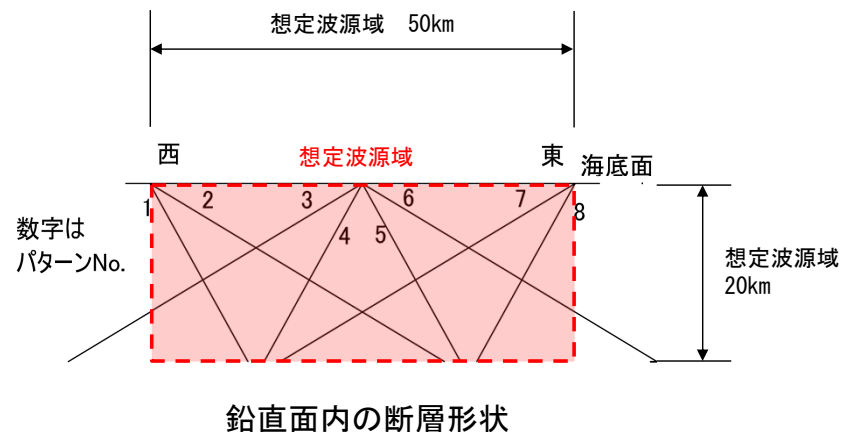
既往津波の再現性が確認されている断層モデル

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) ⁽⁸⁾に一部加筆

② 傾斜方向・傾斜角・断層幅の設定（2／2）

- 傾斜角に関する前ページの知見を踏まえると傾斜角は、 45° 前後であり、おおむね $30^\circ \sim 60^\circ$ の範囲と考えられるが、以下の考えに基づき津波評価上、保守側の設定を想定し 30° と 60° の2ケースについて検討することとする。
 - ✓ 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。
- 上記より、前ページの知見及び上記の考えとも整合し、傾斜方向・傾斜角の検討パターンを体系的に提示している土木学会（2016）⁽⁸⁾の8パターンを想定波源域（東西方向50km、深さ方向20km）に当てはめたケースを傾斜方向・傾斜角の検討対象とする。ここで、断層幅は、傾斜角を考慮の上、深さ方向の想定波源域20kmを飽和するように設定する。
- 傾斜方向・傾斜角の検討対象と想定波源域（東西方向50km、深さ方向20km）との関係は下図のとおりであり、検討8パターンは、想定波源域とおおむね合致する範囲の配置となっている※。



土木学会（2016）⁽⁸⁾に一部加筆

※：すべての断層が想定波源域内に収まることを基本とするが、本配置においてパターン3及び6は既に想定波源域からはみ出す。これらのケースは津波評価上、保守側の設定になると考え許容するが、これ以上の想定波源域を大きくはみ出すパターンは検討対象としない。

③ 走向・すべり角・上縁深さの設定

- 以下の知見を基に走向, すべり角及び上縁深さをそれぞれ設定した。
- [走向] 海底地形の等水深線の走向に基づき 3.8° 及び 183.8° と設定
- ✓ ハーバードCMT解による走向と等水深線の走向の関係の分析結果から, 走向は等水深線に沿って南北に分布しているとされている (左下図参照)。

土木学会 (2016) ⁽⁸⁾による

[すべり角] 90° に設定

- ✓ ハーバードCMT解による日本海東縁部の断層のすべり角は, 90° 程度であるとされている (中央下図参照)。
- ✓ 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 (右図参照)。
- ✓ すべり角 90° で津波の初期水位が最大になると考えられる。

国土省ほか (2014) ⁽²⁾による

[上縁深さ] 1 kmに設定

- ✓ 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おおむね確認されている根本ほか (2009) ⁽⁷⁾のアスペリティモデルは, 日本海東縁部の地震発生層の上限深さを考慮して海底面より深さ 1 kmに上縁深さが設定されている。

根本ほか (2009) ⁽⁷⁾による

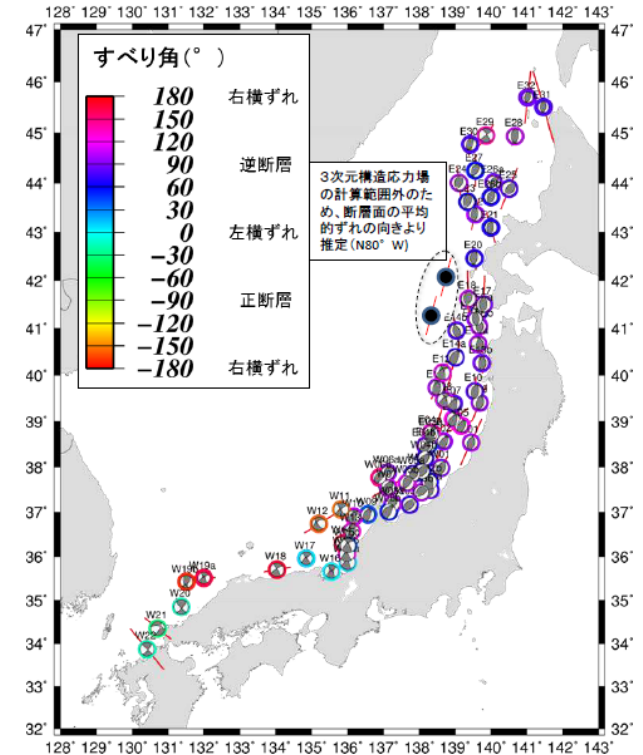
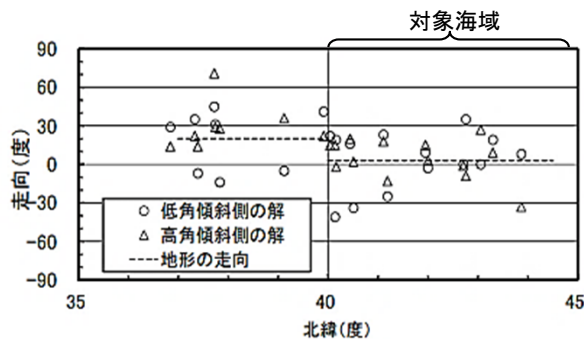
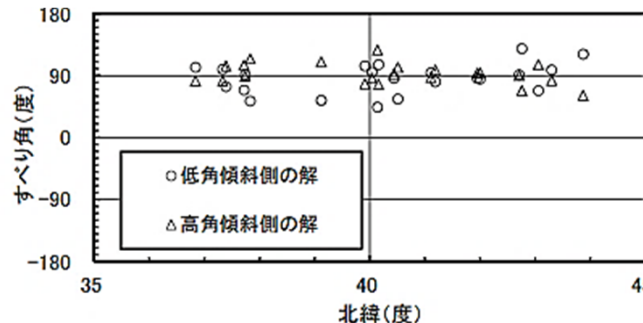


図32 3次元構造応力場により推定したすべり角の分布 (佐藤・他, 2014)

国土省ほか (2014) ⁽²⁾



ハーバードCMT解による断層走向と地形走向
土木学会 (2016) ⁽⁸⁾に一部加筆



ハーバードCMT解による断層のすべり角
土木学会 (2016) ⁽⁸⁾

④ 最大すべり量の設定（1／9）

基本方針

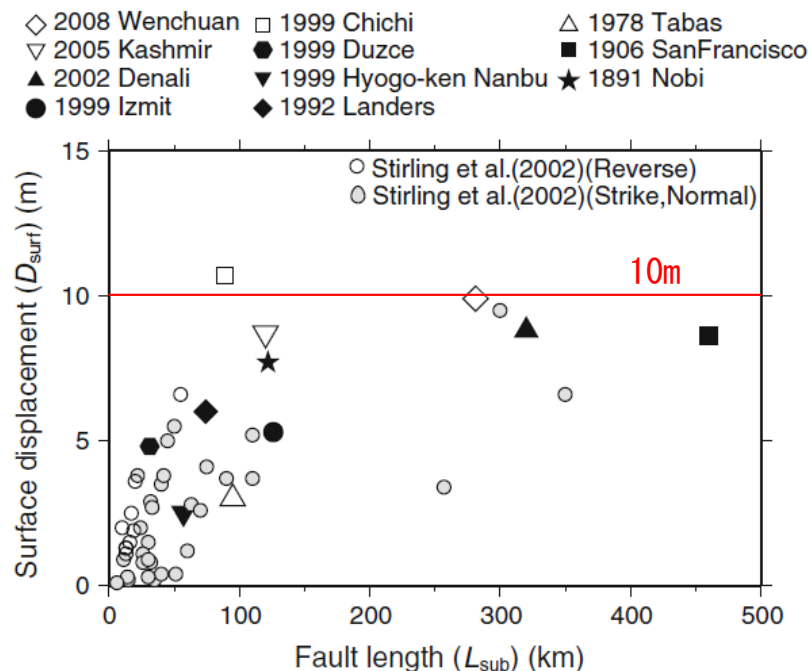
- 最大すべり量は、既往地震、スケーリング則及び既往津波の再現モデルの科学的知見を整理の上、安全評価上保守側の設定とする。具体的には以下のとおり。
 - ✓ 日本海東縁部の地震と同様のタイプ（活断層タイプ）である世界の内陸で発生した地震の最大すべり量の知見（P. 2. 2-33参照）
 - ✓ 日本海東縁部及び活断層で発生する地震規模に係るスケーリング則から設定される最大すべり量の知見（P. 2. 2-34～P. 2. 2-37参照）
 - ✓ 日本海東縁部で発生した既往津波の断層モデルのすべり量（P. 2. 2-38, P. 2. 2-39参照）

④ 最大すべり量の設定 (2/9)

第868回審査会合
資料2-1 P.67一部修正

コメントNo.S5-40

既往地震に関する検討



断層長さと最大地表変位量との比較

Murotani et al. (2015) ⁽¹⁸⁾に一部加筆

- 日本海東縁部は、明瞭なプレート境界が形成されておらず、地震の発生様式は内陸地殻内地震と同様なものと考えられる。このため、世界の内陸地殻内地震のすべり量の知見を参照する。
- 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。

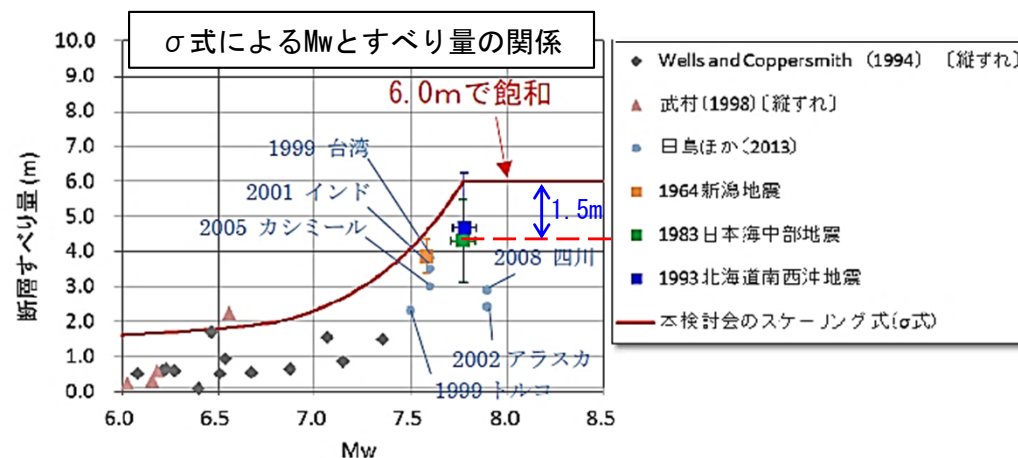
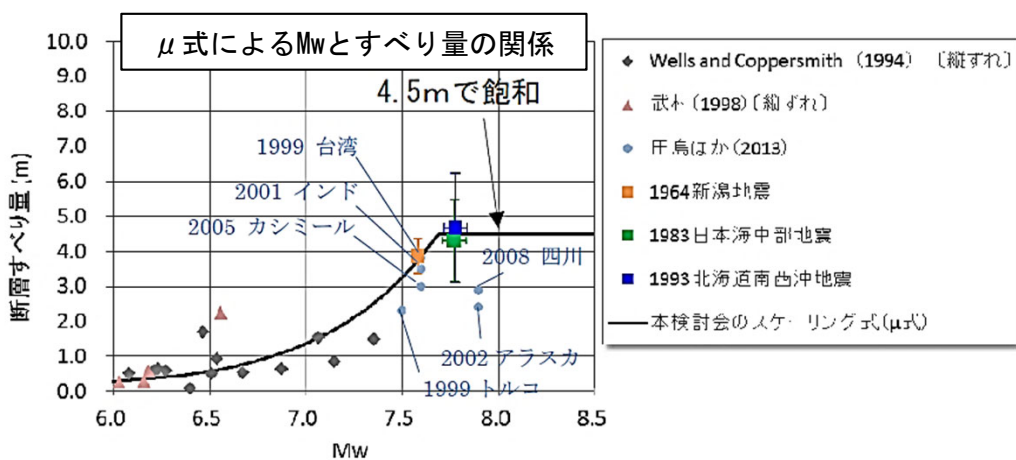
Murotani et al. (2015) ⁽¹⁸⁾による

④ 最大すべり量の設定 (3/9)

第868回審査会合
資料2-1 P. 68一部修正

コメントNo.S5-40

スケーリング則①：国交省ほか (2014)



地震規模とすべり量の関係 (日本海における大規模地震に関する調査検討会)

国交省ほか (2014) (2) に一部加筆

- 国交省ほか (2014) (2) では、「スケーリング則として平均的なモデルである μ 式と、すべりのばらつきを考慮した σ 式の2つを用いており、 μ 式の飽和平均すべり量 (D_μ) 4.5mに標準偏差 (σ) 1.5mを加算して、 σ 式の飽和平均すべり量 (D_σ) を6.0m」と設定されている。
- また、大すべり域のすべり量は、平均すべり量の2倍とされており、 σ 式における大すべり域のすべり量は最大12mとなる。

国交省ほか (2014) (2) による

2-2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（34/65）

④ 最大すべり量の設定（4/9）

第868回審査会合
資料2-1 P. 71一部修正

コメントNo.S5-40

スケーリング則②：地震調査研究推進本部（2016）

- 地震調査研究推進本部（2016）⁽¹⁹⁾『レシピ』の方法では、「活断層で発生する地震の地震規模（地震モーメント M_0 （ $N \cdot m$ ））を震源断層の面積 S （ km^2 ）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 $M_w=8.1$ 、 8.2 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。

【地震調査研究推進本部（2016）⁽¹⁹⁾『レシピ』の S - M_0 關係式】

$$M_0 = \left(S / 2.23 \times 10^{15} \right)^{3/2} \times 10^{-7} \quad (M_w < 6.5) \quad \text{Somerville et al. (1999) }^{(20)} \text{ の式}$$

$$M_0 = \left(S / 4.24 \times 10^{11} \right)^2 \times 10^{-7} \quad (6.5 \leq M_w \leq 7.4) \quad \text{入倉・三宅 (2001) }^{(21)} \text{ の式}$$

$$M_0 = S \times 10^{17} \quad (7.4 < M_w) \quad \text{Murotani et al. (2015) }^{(18)} \text{ の式}$$

M_0 ：地震モーメント（ $N \cdot m$ ） S ：断層面積（ km^2 ）

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： $S = 7.9 \times 10^3 km^2$ 、 $13.6 \times 10^3 km^2$
- 剛性率： $\mu = 3.5 \times 10^{10} (N/m^2)$ （土木学会（2016）⁽⁸⁾）

【アスペリティのすべり量】

$D_a = 5.72m$ （平均すべり量の2倍）

2-2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (35/65)

2.2-36



④ 最大すべり量の設定 (5/9)

第868回審査会合
資料2-1 P.72一部修正

コメントNo.S5-40

スケーリング則③：土木学会 (2016)

- 土木学会 (2016) ⁽⁸⁾ では、「国交省ほか (2014) ⁽²⁾ を参照して、日本海東縁部の地震規模 (地震モーメント M_0 (N・m)) を断層面積 S (m²) との経験的關係式より算出するとし、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 $M_w=8.1$, 8.2 であり、地震規模 ($7.7 \leq M_w$) 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、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) ⁽⁸⁾ の S - M_0 關係式】

$$M_0 = (S/2.23 \times 10^9)^{3/2} \times 10^{-7} \quad (M_w < 6.5) \quad \text{Somerville et al. (1999) ⁽²⁰⁾ の式}$$

$$M_0 = (S/4.24 \times 10^5)^2 \times 10^{-7} \quad (6.5 \leq M_w < 7.7) \quad \text{入倉・三宅 (2001) ⁽²¹⁾ の式}$$

$$M_0 = 1.575 \times S \times 10^{11} \quad (7.7 \leq M_w^*) \quad \text{日本海東縁部の既往地震の平均すべり量 } 4.5\text{m} \text{ で頭打ちとなる關係式 (剛性率 } \mu : 3.5 \times 10^{10} \text{ (N/m}^2\text{))}$$

M_0 : 地震モーメント (N・m) S : 断層面積 (m²)

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_0 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 : $D = M_0 / \mu S$
- 基準波源モデルの面積 : $S = 7.9 \times 10^3 \text{km}^2$, $13.6 \times 10^3 \text{km}^2$
- 剛性率 : $\mu = 3.5 \times 10^{10} \text{ (N/m}^2\text{)}$ (土木学会 (2016) ⁽⁸⁾)

【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)

2-2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（36／65）

2.2-37



④ 最大すべり量の設定（6／9）

第868回審査会合
資料2-1 P.73一部修正

コメントNo.S5-40

スケーリング則：まとめ

国交省ほか（2014）⁽²⁾，地震調査研究推進本部（2016）⁽¹⁹⁾及び土木学会（2016）⁽⁸⁾のそれぞれのスケーリング則に基づき設定され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。

スケーリング則に基づく最大すべり量

	国交省ほか（2014） ⁽²⁾	地震調査研究推進本部 （2016） ⁽¹⁹⁾	土木学会（2016） ⁽⁸⁾
最大すべり量	12.0m	5.72m	9.0m

2-2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（37/65）

④ 最大すべり量の設定（7/9）

第868回審査会合

コメントNo.S5-40

資料2-1 P.69一部修正

既往津波の再現性が確認されている断層モデルの検討

- 日本海東縁部で発生した既往津波の波源モデルのうち、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DCRC-26モデルの12mである。

土木学会（2016）⁽⁸⁾による

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)(神合)
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）⁽⁸⁾に一部加筆

2-2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（38／65）

④ 最大すべり量の設定（8／9）

DCRC-26モデルのすべり量

- 高橋ほか（1994）⁽²²⁾では、高橋ほか（1995）⁽²³⁾DCRC-26モデルの先行モデルであるDCRC-17aモデル（最大すべり量12m）の構築で重視した考え方として「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。
- 一方、高橋ほか（1995）⁽²³⁾によると、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よると、江差以南では津波痕跡高に比べて計算津波高が大きい（右下図参照）。

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り、特に北海道南西岸では計算津波高が大きくなることから、大間の津波評価に対しては、保守的設定であると考えられる。

表 1 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

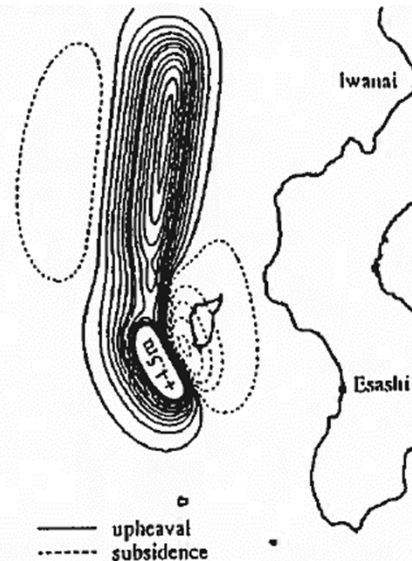


図 1 DCRC-26 モデルにおける地盤変位

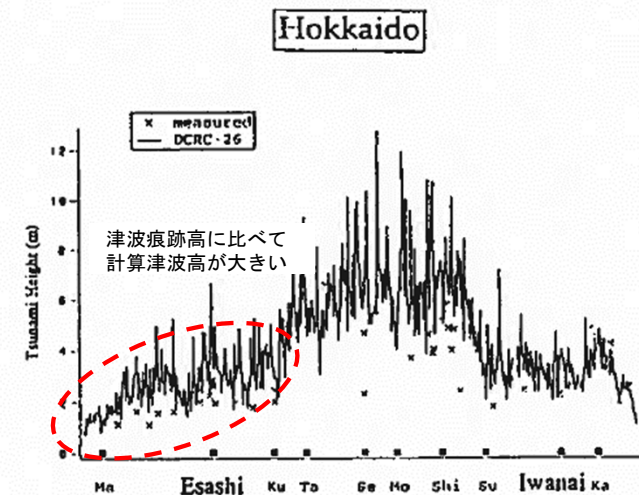


図 3 DCRC-26 モデルにおける津波打ち上げ高分布

2-2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（39／65）

2.2-40

 J POWER

コメントNo.S5-40

④ 最大すべり量の設定（9／9）

まとめ

- 波源モデルの最大すべり量として、Murotani et al. (2015)⁽¹⁸⁾によると最大すべり量が約10mで飽和すること（P. 2. 2-33参照）、国交省ほか（2014）⁽²⁾等のスケーリング則に基づく最大すべり量の最大値が12mであること（P. 2. 2-37参照）、また、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波源モデルの最大すべり量が12mであること（P. 2. 2-38, P. 2. 2-39参照）を考慮し、最大すべり量は、それらを包絡するように安全評価上12mと設定する。

（参考）すべり量に関する知見：大角ほか（2018）について

- 第868回審査会合（2020. 6. 19）でコメントのあった大角ほか（2018）⁽²⁴⁾の知見について以下のとおり纏める。
 - ✓ 大角ほか（2018）⁽²⁴⁾では、「1983年日本海中部地震津波を対象として、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、強震動予測手法「レシピ」⁽¹⁹⁾に比べてすべり量が過大設定であると考えられること、及び1983年日本海中部地震津波の再現性が確認されたものでないことを踏まえ、本知見を基準波源モデルのすべり量の設定には反映しない。具体的には以下のとおり。
 - 初期断層モデルの平均すべり量は、震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）平成28年6月（12月修正版）に基づき6.12mと設定されているが、レシピによると平均すべり量は3m程度の頭打ち（P. 2. 2-35参照）になるはずであり、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）⁽⁸⁾における再現性の目安を満たさない。

表-1 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		
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	6.12	7.87
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		



図-2 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)

表-4 観測記録の信頼度AB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-3fR	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-3f2pt 45deg	69° , 37.4°	45°	—	1.51	1.59
9) Chubu-3fR-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

土木学会（2016）⁽⁸⁾における再現性の目安
0.95 < K < 1.05, κ < 1.45 を満たさない。

大角ほか（2018）⁽²⁴⁾に一部加筆

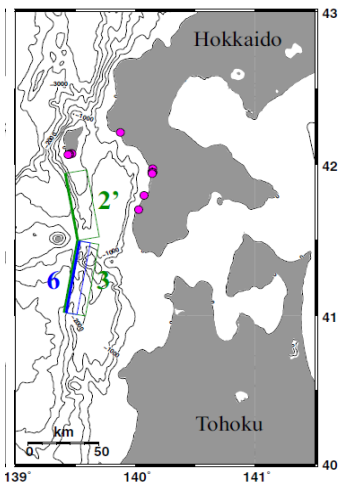
2-2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (41/65)

(参考) すべり量に関する知見: Ioki et al. (2019) について

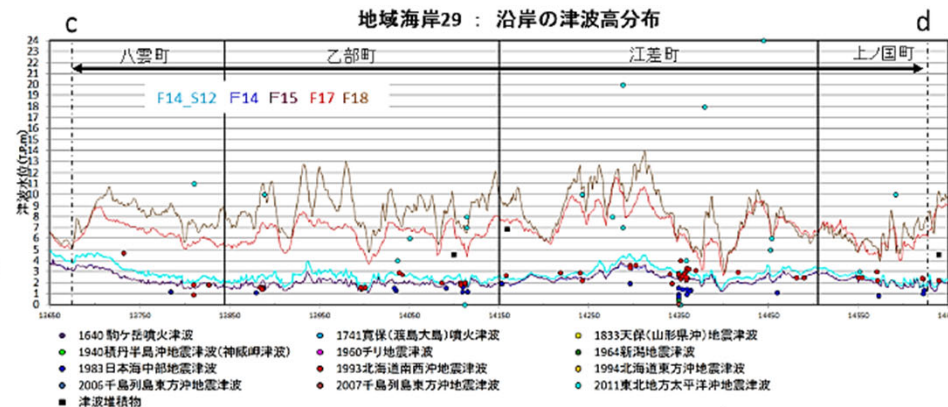
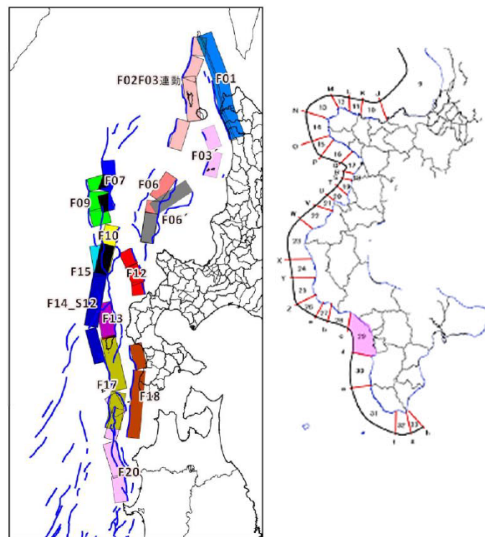
- Ioki et al. (2019) ⁽²⁵⁾ では、北海道南西沖で12世紀に発生したと考えられる大地震を対象に、奥尻島及び檜山地域の5地点の津波堆積物と計算津波浸水域を比較することにより、断層モデルを構築されている。
- この際、基本となる断層モデルとして北海道 (2017) ⁽²⁶⁾ のF17断層を採用して断層長さとするべり量を変更した結果、断層長さ104km、最大すべり量18m、モーメントマグニチュード7.9の断層モデルを設定されている。
- しかし、本知見はスケーリング則に則ったものではなく当該検討以外への適用性について確認できないこと等を踏まえ、本知見を基準波源モデルのすべり量の設定には反映しない*。具体的には以下のとおり。
 - 津波堆積物の浸水範囲を説明するために、12世紀の津波が北海道 (2017) ⁽²⁶⁾ のF17断層モデルにより発生したと仮定した場合、一部の断層で18mのすべり量が必要とされたものである。
 - 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面積に与える影響は確認されていないため、当該検討以外への適用性について確認できない。
 - F17断層モデルの採用理由の一つとして、「檜山地域の計算津波高さが最も高いモデルである。」とされているが、北海道 (2017) ⁽²⁶⁾ によると、檜山地域の計算津波高さが最大になるモデルとしてF18断層も示されており、すべり量が必要以上に大きな設定となっている可能性がある。

*: 参考としてIoki et al. (2019) ⁽²⁵⁾ の検討と後段で検討する日本海東縁部に想定される地震に伴う津波のレベル感の比較を実施した。(P. 2.2-78参照)

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



• 数字は断層パラメータ表の Subfault number に対応
 • ピンクの○印は津波堆積物検出位置



八雲町～上ノ国町 (檜山地域) 沿岸の津波高分布

12世紀地震の断層モデル

Ioki et al. (2019) ⁽²⁵⁾ に一部加筆

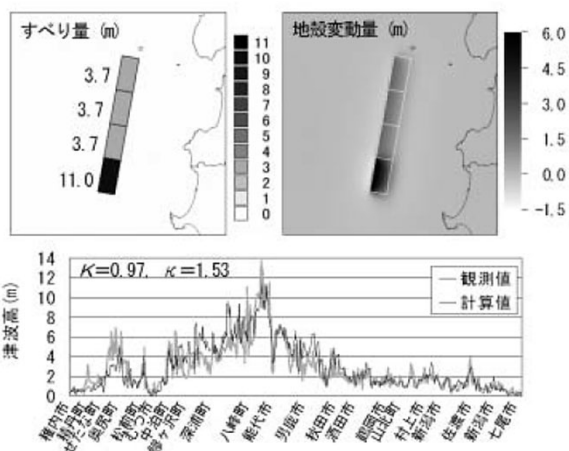
⑤ すべりの不均質性の設定 (1/3)

第868回審査会合
資料2-1 P.74一部修正

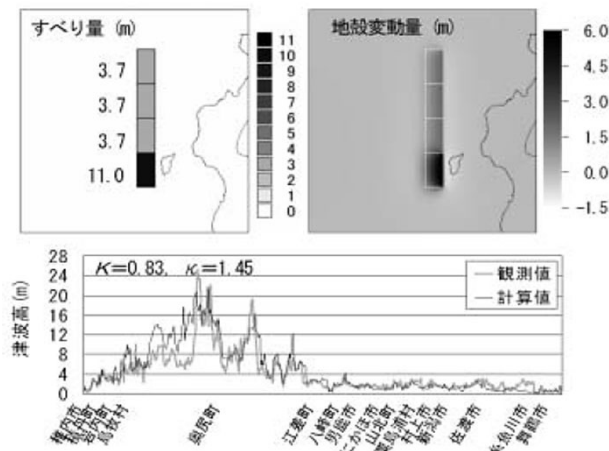
コメントNo.S5-40

根本ほか (2009)

- 2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえてすべりの不均質性を考慮し、敷地への津波の影響評価として津軽海峡入口に津波が集中するようすべり分布を検討することを目的とし、アスペリティと背景領域との面積比及びすべり量比を設定する。
- 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おおむね確認されている根本ほか (2009) (7) の知見の適用を念頭におき、その内容及び妥当性について整理する。(P.2.2-44, P.2.2-45参照)
- 根本ほか (2009) (7) では、「アスペリティモデルは、アスペリティ位置の推定が困難な地震空白域等に適用する場合に、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て、アスペリティ (平均すべり量の2倍のすべり量) 位置を変化させた4ケースの計算を行えば、4ケースの計算による最大値が観測値 (既往津波高) をほぼ包含することができる。」とされている。
- 根本ほか (2009) (7) による 不均質モデルの設定は以下のとおり。
 - ✓ 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する。
 - ✓ アスペリティ領域のすべり量は平均すべり量の2倍とする。
 - ✓ 背景領域のすべり量は平均すべり量の2/3倍とする。



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】



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】

⑤ すべりの不均質性の設定（2／3）：根本ほか（2009）の妥当性確認

根本ほか（2009）の不均質すべりモデルのスケーリング則の妥当性

- 根本ほか（2009）⁽⁷⁾の不均質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）⁽⁷⁾と日本海における最大クラスの津波断層モデルの設定に関する検討である国交省ほか（2014）⁽²⁾とを比較した。
- その結果、根本ほか（2009）⁽⁷⁾と国交省ほか（2014）⁽²⁾のスケーリング則はおおむ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）⁽⁷⁾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）⁽⁷⁾及び国交省ほか（2014）⁽²⁾のスケーリング則の比較

文献	大すべり域面積／全体面積	大すべり域すべり量／平均すべり量
根本ほか（2009） ⁽⁷⁾	0.25	2.0
国交省ほか（2014） ⁽²⁾	0.20	2.0

⑤ すべりの不均質性の設定（3／3）

第868回審査会合

コメントNo.S5-40

資料2-1 P.74一部修正

まとめ

- 2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえてすべりの不均質性を考慮し、敷地への津波の影響評価として津軽海峡入口に津波が集中するようなすべり分布を検討する。
- 日本海東縁部の地震に関するすべりの不均質性に係る知見として、既往津波（1983年日本海中部地震津波、1993年北海道南西沖地震津波）の再現性が確認され、すべりの不均質性に係るその他のスケーリング則（国交省ほか（2014）⁽²⁾）とも整合する根本ほか（2009）⁽⁷⁾に基づく設定が妥当であると考え、アスペリティの配置及びすべり量を以下のとおり設定する。
 - ✓ 根本ほか（2009）⁽⁷⁾のセグメント長さを考慮し、8つのセグメントに分割して、アスペリティ領域と背景領域の面積比を1：3とする。
 - ✓ アスペリティ領域のすべり量は平均すべり量の2倍とする。
 - ✓ 背景領域のすべり量は平均すべり量の2/3倍とする。

⑥ 剛性率の設定 (1/2)

土木学会 (2016)

- 土木学会 (2016) ⁽⁸⁾ では、「地震波速度や密度に関する既往研究に基づき、海域毎に標準値が設定されており、日本海東縁部の剛性率は $3.5 \times 10^{10} \text{N/m}^2$ 」とされている。

震源付近の媒質の剛性率の標準値

海域	根拠	剛性率
<ul style="list-style-type: none"> 西南日本陸側プレート内 <u>日本海東縁部</u> 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。	$5.0 \times 10^{10} \text{N/m}^2$ ($5.0 \times 10^{11} \text{dyne/cm}^2$)

2-2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (46/65)

⑥ 剛性率の設定 (2/2)

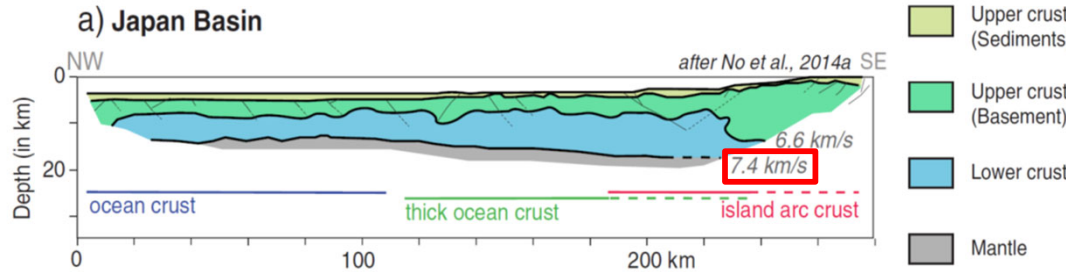
P波速度の範囲から推定される剛性率

- Van Horne et al. (2017)⁽²⁷⁾ 及び Sato et al. (2006)⁽²⁸⁾ によると、「反射法及び海底地震計を用いた地震探査によれば、日本海東縁部北部の上部地殻～下部地殻におけるP波速度はおおむね4.2～7.4km/sの範囲内にあると推定される」とされている。
- このP波速度の範囲をBrocher (2005)⁽²⁹⁾※1による経験的關係に当てはめると、剛性率の中間的値は約 $3.5 \times 10^{10} \text{N/m}^2$ となる。

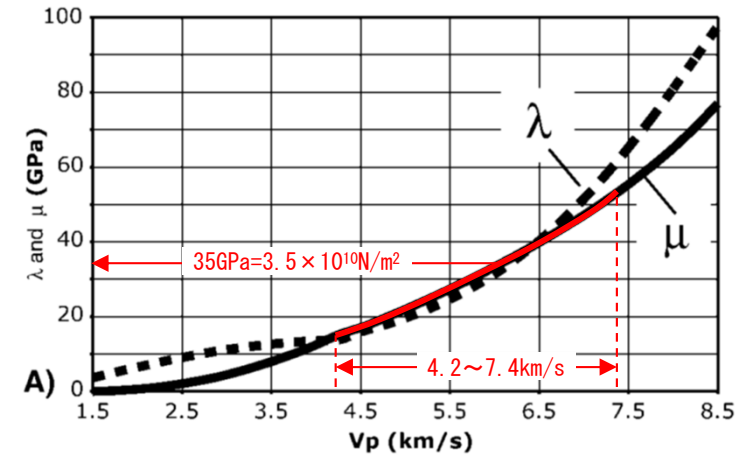
前ページ及び以上から、剛性率は $3.5 \times 10^{10} \text{N/m}^2$ とした。

青森県～秋田県沖 (日本海盆～1983年日本海中部地震震源域)

※1: Brocher(2005)⁽²⁹⁾は、様々な環境におけるボアホールデータ、地震波トモグラフィデータ、実験データ等を集約し、堆積層～上部マントルにおけるP波速度と密度等の経験式關係を提示している。



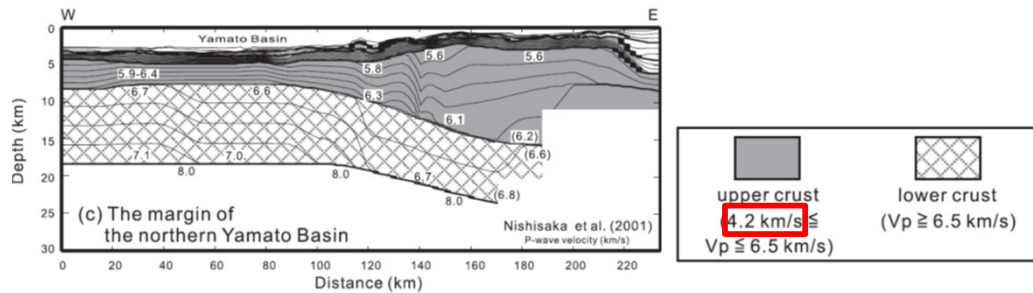
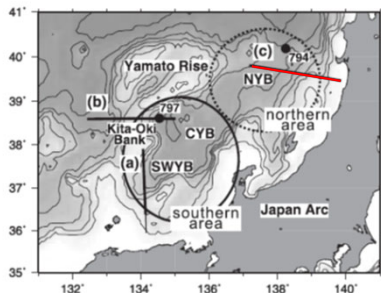
Van Horne et al. (2017)⁽²⁷⁾に一部加筆



Brocher (2005)⁽²⁹⁾に一部加筆

P波速度とラメ定数の経験的關係※2

秋田県沖 (大和海盆～最上トラフ)



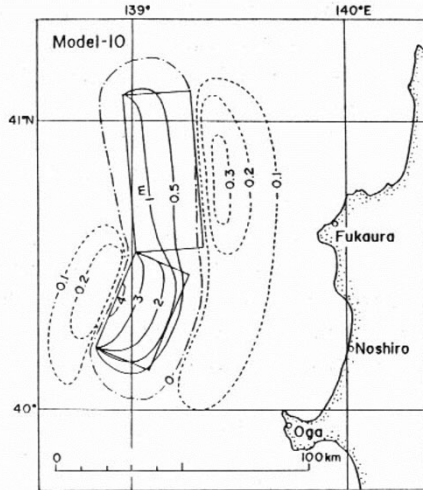
Sato et al. (2006)⁽²⁸⁾に一部加筆

※2: 上図はP波速度とラメ定数(λ, μ)の關係を示しており、このうちμは剛性率である。

⑦ ライズタイムの設定 (1/2)

- 日本海東縁部で至近に発生し、観測データが充実している1983年日本海中部地震津波及び1993年北海道南西沖津波を対象に、その再現モデルのライズタイムを参照する。
- 土木学会 (2016) ⁽⁸⁾には1983年日本海中部地震津波及び1993年北海道南西沖津波の痕跡高を説明できる断層モデルとして、それぞれ、相田 (1984) ⁽³⁰⁾のモデル、高橋ほか (1995) ⁽²³⁾のモデルが示されている。
- これらのモデルでは、断層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 (0秒) と推定される。
- 首藤 (1996) ⁽³¹⁾は、1993年北海道南西沖地震津波に関し、検潮記録と解析波形の比較を行っており、波源域近傍の江差地点の解析波形は、計算開始 (0秒) から地殻変動を考慮し、海面に水位変動が与えられていることから、ライズタイムは考慮していない (0秒) と推定される。

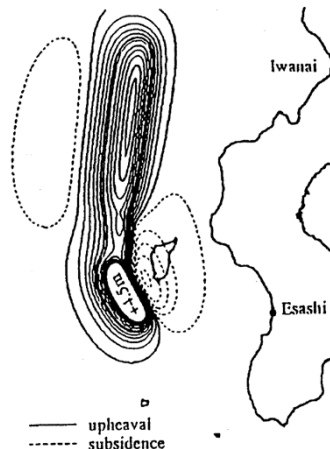
また波源としては断層モデルを仮定し、そのパラメータから MANSINHA and SMYLIE (1971) の方法によって海底の鉛直変位を計算し、それを水位の初期条件として与えた。



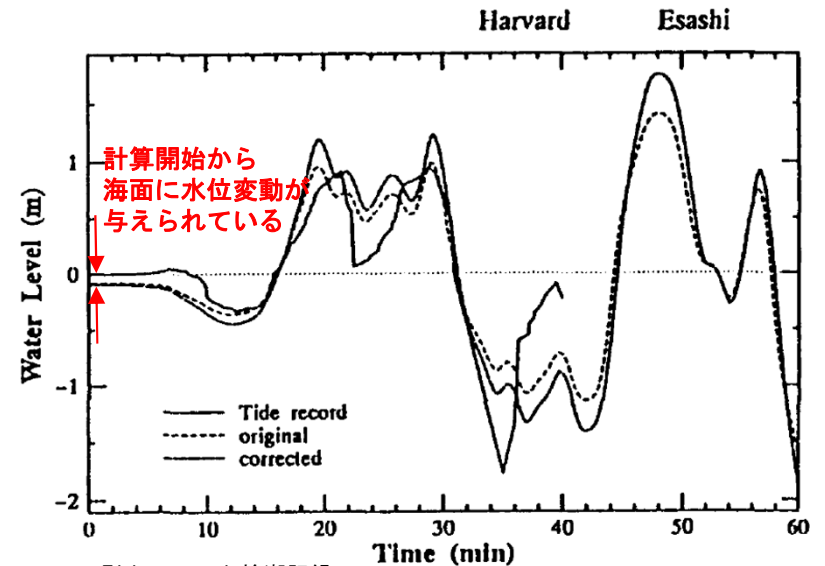
1983年日本海中部地震津波
断層モデル
相田 (1984) ⁽³⁰⁾に一部加筆

図 1に DCRC-26 モデルによる地盤変位を示す。奥尻島は沈降領域に入っており、表 2に示した沈降量も GPS による実測結果 ³⁾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、沖側境界としては自由透過、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。



1993年北海道南西沖地震津波
断層モデル
高橋ほか (1995) ⁽²³⁾に一部加筆



Tide record: 検潮記録
original: 解析波形

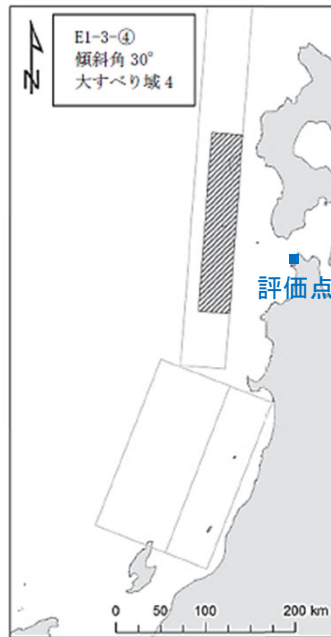
1993年北海道南西沖地震津波
江差地点の検潮記録と解析波形の比較
首藤 (1996) ⁽³¹⁾に一部加筆

2-2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（48/65）

⑦ ライズタイムの設定（2/2）

- 土木学会（2016）⁽⁸⁾では、日本海東縁部を対象とした不均質モデルによる決定論的津波評価の適用事例を示しており、その中で、ライズタイム0秒、10秒、30秒及び60秒とした場合の津波水位（評価地点：青森県十三湖）の比較を行っている。
- その結果、「ライズタイム0秒のケースで津波水位が最大になる」とされている。

前ページ及び以上から、ライズタイムは、保守的設定として0秒とした。



検討波源位置図

注：右表の検討ケースと傾斜角は異なる

ライズタイムに関するパラメータスタディの結果

ライズタイム (秒)	領域	南北位置 ※南から 1-6	東西位置・傾斜方向 傾斜パターン①～④	傾斜角 (度)	大すべり域位置 ※北から 1-4	位置 詳細	上縁 深さ (km)	水位 (m)
0	E1	3	④	37.5	4	基本	0	7.89
10	E1	3	④	37.5	4	基本	0	7.81
30	E1	3	④	37.5	4	基本	0	7.51
60	E1	3	④	37.5	4	基本	0	7.31

土木学会（2016）⁽⁸⁾に一部加筆

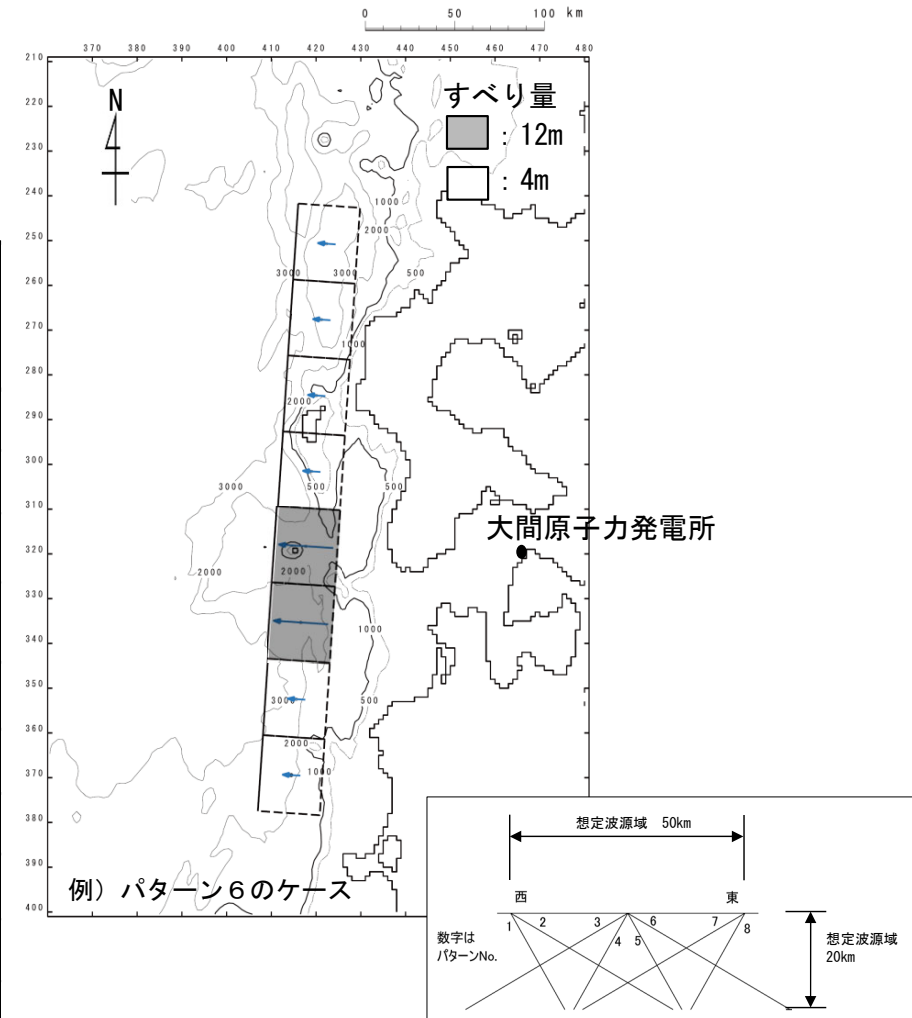
基準波源モデルの設定 (まとめ)

第868回審査会合
資料2-1 P.77一部修正

- 想定波源域は、安全評価上、青森県西方沖から北海道南西沖が連動するものとして、L=340kmの領域とした。
- すべりの不均質性を考慮し、アスペリティ領域と背景領域を設定した。

基準波源モデルのパラメータ

項目	諸元		主な設定根拠
	高角断層 (傾斜角60°)	低角断層 (傾斜角30°)	
モーメントマグニチュード M_w	8.1	8.2	$M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5$
長さ L (km)	340		青森県西方沖から北海道南西沖
幅 W (km)	23.1	40.0	想定波源域厚さ (20km), 傾斜角
すべり量 D (m)	12.0 (アスペリティ領域: 全面積の25%) 4.0 (背景領域: 全面積の75%)		既往地震の知見, 根本ほか (2009) (7) 等
剛性率 μ (N/m ²)	3.5×10^{10}		土木学会 (2016) (8) 等
地震モーメント M_0 (N・m)	1.65×10^{21}	2.86×10^{21}	$M_0 = \mu L W D$
走向 θ (°)	東傾斜: 3.8, 西傾斜: 183.8		海底地形の等水深線の走向
上縁深さ d (km)	1		根本ほか (2009) (7) 等
傾斜角 δ (°)	60	30	土木学会 (2016) (8) 等
すべり角 λ (°)	90		土木学会 (2016) (8) 等
ライズタイム τ (s)	0		1993年北海道南西沖地震津波の痕跡高の再現性が高いモデル等

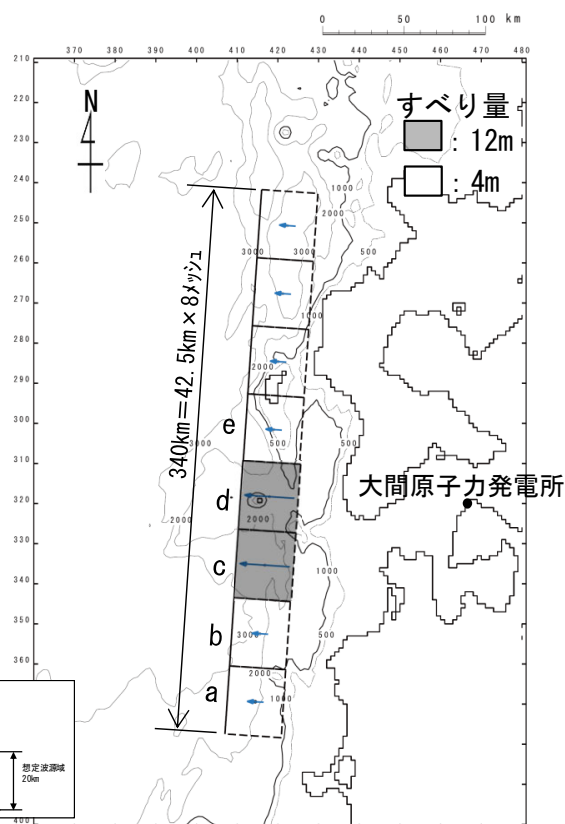


基準波源モデル
東西位置, 傾斜角パターン
土木学会 (2016) (8) に一部加筆

パラメータスタディ

○パラメータスタディは、概略と詳細の2段階で実施するものとし、概略パラスタは津波水位に対して支配的因子、詳細パラスタは津波水位に対して従属的因子の位置づけである (P. 2. 2-67~P. 2. 2-72参照)。パラスタ詳細は以下のとおり。

- 概略パラスタのステップ1として、東西方向位置・傾斜角及び傾斜方向、並びにアスペリティ位置を組合せた検討を実施した。
- 概略パラスタのステップ2として、ステップ1における最大水位上昇ケース及び最大水位下降ケースとなる2つの波源モデルを対象に、アスペリティをさらに細かく移動させた検討を実施した。
- 詳細パラスタとして、概略パラスタにおける最大水位上昇ケース及び最大水位下降ケースとなる2つの波源モデルを対象に、走向、アスペリティ数及び位置、並びに上縁深さを変化させる検討をそれぞれ実施した。



概略パラメータスタディ (ステップ1)

項目	変動範囲	ケース数	
東西方向位置・傾斜角及び傾斜方向	東西幅50kmの中で8ケース	8	計 32
アスペリティ位置	ab, bc, cd, deの4ケース (約40km ² づつで移動)	4	

概略パラメータスタディ (ステップ2)

項目	変動範囲	ケース数	
アスペリティ位置	cd(ステップ1), cdを北方及び南方へ約10km~30km (約10km ² づつ) 移動	7	計 14

詳細パラメータスタディ

項目	変動範囲	ケース数	
走向	断層を南北に2分割し、分割した断層が独立し連動する 基準 (概略パラスタケース), 基準±10°	3	計 36
アスペリティ数及び位置	概略パラスタケース, アスペリティを南北に2分割し、片方を固定しもう片方を移動 (北方及び南方へ約10km~40km (約10km ² づつ))	9	
上縁深さ	0 km, 1 km (基準: 概略パラスタケース), 2 km, 3 km, 4 km, 5 km	6	

2-2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（51/65）

基準波源モデルの諸元及びパラメータスタディ整理表

基準波源モデルの各パラメータに対し、パラメータスタディ実施の考え方について以下のとおり整理した。

項 目	基準波源モデル			パラメータスタディ			
	諸 元		主な設定根拠	概略/ 詳細パラスタ	変 動 幅	根拠又は パラスタ未実施の理由	
	高角断層 (傾斜角60°)	低角断層 (傾斜角30°)					
モーメントマグニチュード Mw	8.1	8.2	$M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5$	—	—	保守的に設定した 他諸元からの算定値	
長さ L (km)	340		青森県西方沖から 北海道南西沖	—	—	保守的に想定波源域の 南北方向全域を考慮	
幅 W (km)	23.1	40.0	想定波源域厚さ (20km) , 傾斜角	—	—	保守的に想定波源域の 深さ方向全域を考慮	
すべり量 D (m)	12.0 (アスペリティ領域 : 全面積の25%) 4.0 (背景領域 : 全面積の75%)		既往地震の知見, 根本ほか (2009) ⁽⁷⁾ 等	—	—	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 (N/m ²)	3.5×10^{10}		土木学会 (2016) ⁽⁸⁾ 等	—	—	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 (N・m)	1.65×10^{21}	2.86×10^{21}	$M_0 = \mu L W D$	—	—	保守的に設定した 他諸元からの算定値	
走向 θ (°)	東傾斜 : 3.8, 西傾斜 : 183.8		海底地形の等水深線の走向	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	
上縁深さ d (km)	1		根本ほか (2009) ⁽⁷⁾ 等	詳細パラスタ	0 ~ 5 km	想定波源域及び既往津波の波源 モデルの変動幅	
断 層 面	傾斜角 δ (°)	60	30	概略パラスタ	60°, 30°	既往津波の波源モデルの変動幅	
	傾斜方向	東傾斜, 西傾斜		土木学会 (2016) ⁽⁸⁾ 等	概略パラスタ	東傾斜, 西傾斜	日本海東縁部の特性を考慮
	東西方向位置	東西方向25km [±] ヅ		概略パラスタ	概略パラスタ	東西方向25km [±] ヅ	想定波源域の範囲を考慮
すべり角 λ (°)	90		土木学会 (2016) ⁽⁸⁾ 等	—	—	初期水位が最大となる設定	
ライズタイム τ (s)	0		1993年北海道南西沖地震津 波の痕跡高の再現性が高い モデル等	—	—	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 (個数を含む)	断層長さ方向に8分割し、そのうち2セ グメントを津軽海峡前面に配置		根本ほか (2009) ⁽⁷⁾	概略パラスタ 詳細パラスタ	南北方向40km及び10km [±] ヅ 一つ及び二つ	根本ほか (2009) ⁽⁷⁾ の配置に対 して更に細かい配置を考慮	

2-2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（52/65）

パラメータスタディ因子の妥当性について

日本海東縁部に想定される地震に伴う津波に関するパラメータスタディ検討因子は、土木学会（2016）⁽⁸⁾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。

表 3.1-1 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）

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

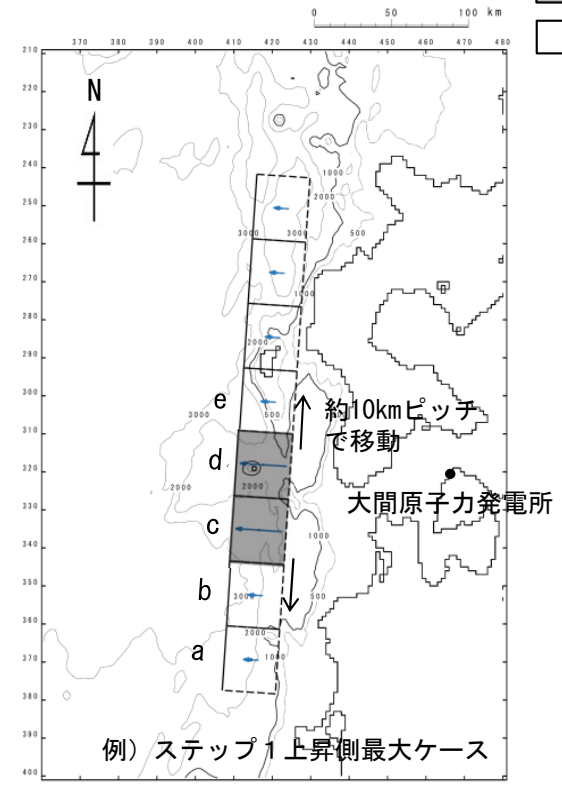
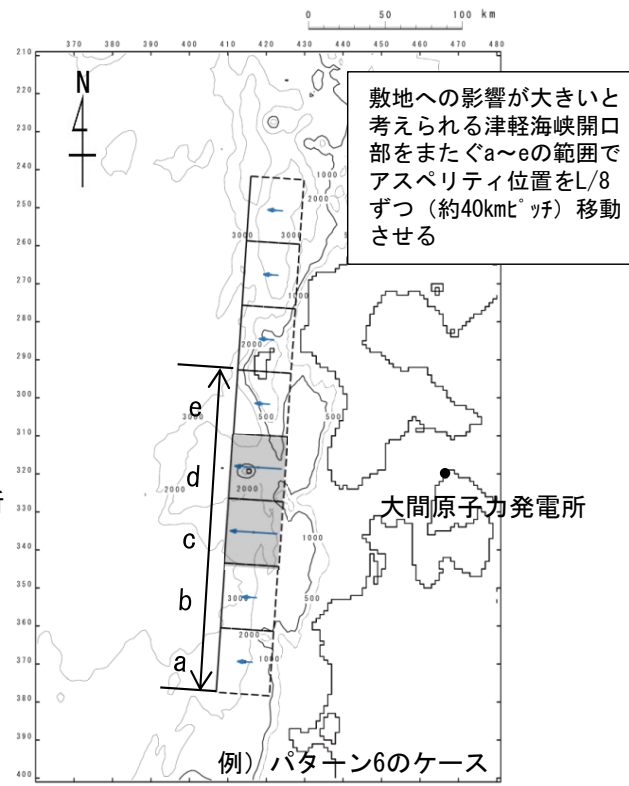
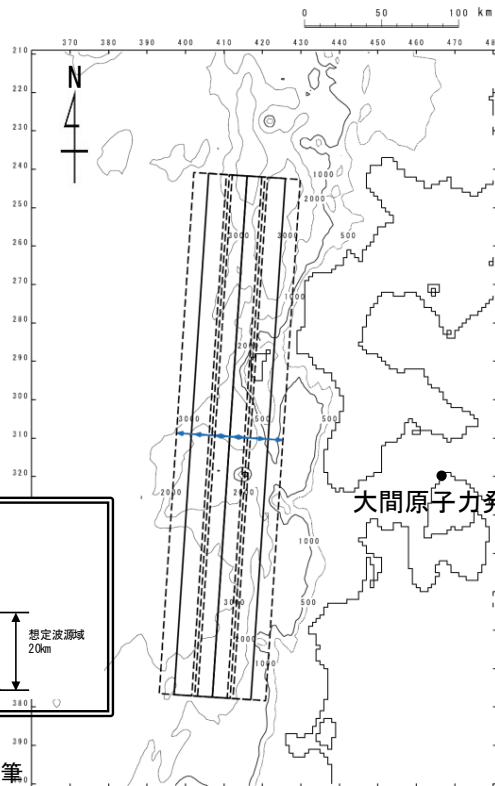
※5 調査により明確な場合は固定

※6 不明な断層は両方向

概略パラメータスタディ (1/4)

: 東西方向位置・傾斜角・傾斜方向, アスペリティ位置変化ケース

すべり量
 ■ : 12m
 □ : 4m



東西方向位置・傾斜角・傾斜方向変化ケース

アスペリティ位置変化ケース (例)

アスペリティ位置変化ケース (例)

(ステップ1)

(ステップ2)

- 概略パラメータスタディ (ステップ1) として、東西方向位置・傾斜角及び傾斜方向並びにアスペリティ位置を組合せた検討を実施した。なお、アスペリティ位置は、敷地への影響が大きいと考えられる津軽海峡開口部をまたぐa~eの範囲で移動させた。
- 概略パラメータスタディ (ステップ2) として、津波の津軽海峡への入射の影響を更に細かく検討するために、ステップ1における最大水位変動ケースの波源モデルを対象に、最大となったアスペリティ位置cdを北方及び南方へ約10km (隣接セグメントをさらに4分割した距離) ピッチで移動させた場合の検討を実施した。

東西位置, 傾斜角パターン
 土木学会 (2016) (8) に一部加筆。

2-2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（54/65）

概略パラメータスタディ（2/4）：検討結果

概略パラメータスタディの結果は以下のとおりである。

概略パラメータスタディ（ステップ1）結果一覧

アスペリティ位置	東西位置, 傾斜パターン	傾斜角	最大水位上昇量	最大水位下降量
de	1	60°	3.31m	-3.14m
	2	30°	4.07m	-3.62m
	3		4.02m	-3.66m
	4	60°	3.57m	-3.20m
	5		3.15m	-2.99m
	6	30°	3.78m	-3.52m
	7		3.98m	-3.60m
	8	60°	3.59m	-3.34m
cd	1	60°	3.71m	-3.36m
	2	30°	4.63m	-3.68m
	3		4.42m	-3.72m
	4	60°	3.54m	-3.46m
	5		4.00m	-3.53m
	6	30°	5.43m	-3.72m
	7		5.28m	-3.76m
	8	60°	4.32m	-3.59m
bc	1	60°	3.18m	-2.52m
	2	30°	3.93m	-3.33m
	3		3.84m	-3.50m
	4	60°	2.78m	-2.56m
	5		3.21m	-2.77m
	6	30°	3.88m	-3.44m
	7		3.86m	-3.62m
	8	60°	2.89m	-2.85m
ab	1	60°	1.99m	-1.85m
	2	30°	2.46m	-2.30m
	3		2.65m	-2.71m
	4	60°	1.80m	-1.79m
	5		1.78m	-1.69m
	6	30°	2.17m	-1.92m
	7		2.18m	-2.37m
	8	60°	1.76m	-1.86m

概略パラメータスタディ（ステップ2）結果一覧

概略パラスタ (ステップ1)	東西位置, 傾斜パターン	傾斜角	アスペリティ位置	最大水位上昇量	最大水位下降量
上昇側	6	30°	北方へ30km	4.58m	-3.61m
			北方へ20km	5.21m	-3.70m
			北方へ10km	5.59m	-3.72m
			cd	5.43m	-3.72m
			南方へ10km	5.19m	-3.71m
			南方へ20km	4.73m	-3.68m
			南方へ30km	4.08m	-3.64m
			北方へ30km	4.67m	-3.69m
下降側	7	30°	北方へ20km	5.32m	-3.72m
			北方へ10km	5.37m	-3.74m
			cd	5.28m	-3.76m
			南方へ10km	5.16m	-3.73m
			南方へ20km	4.73m	-3.71m
			南方へ30km	4.13m	-3.69m

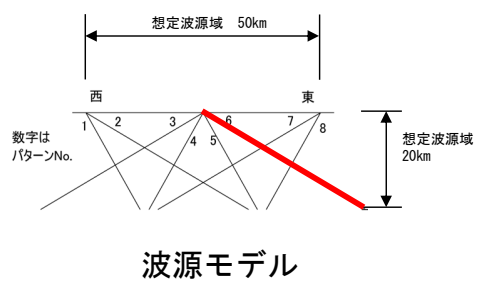
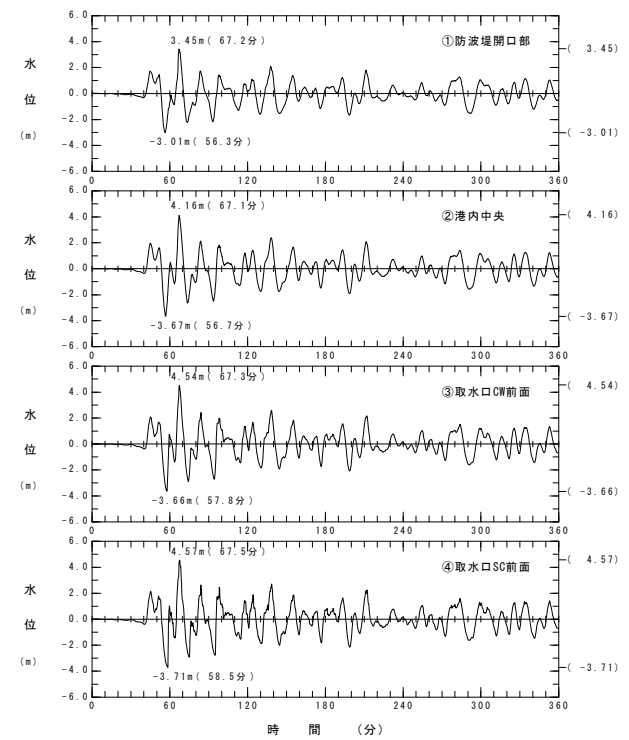
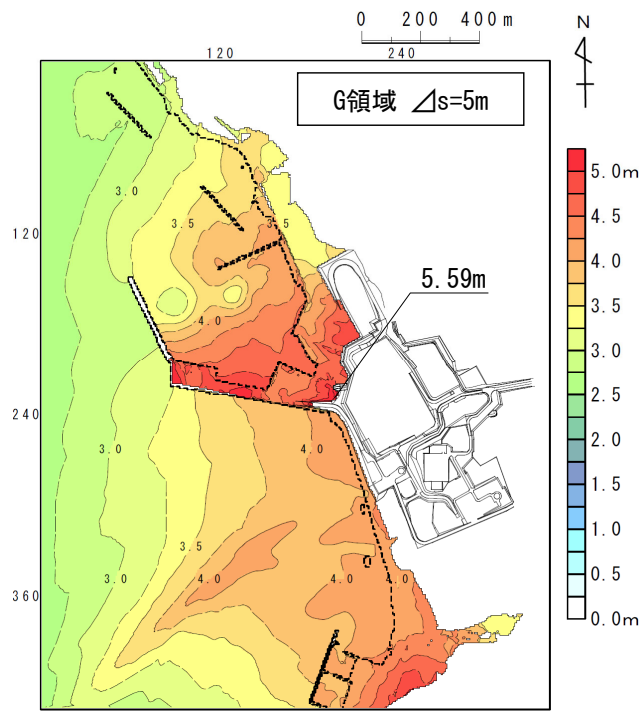
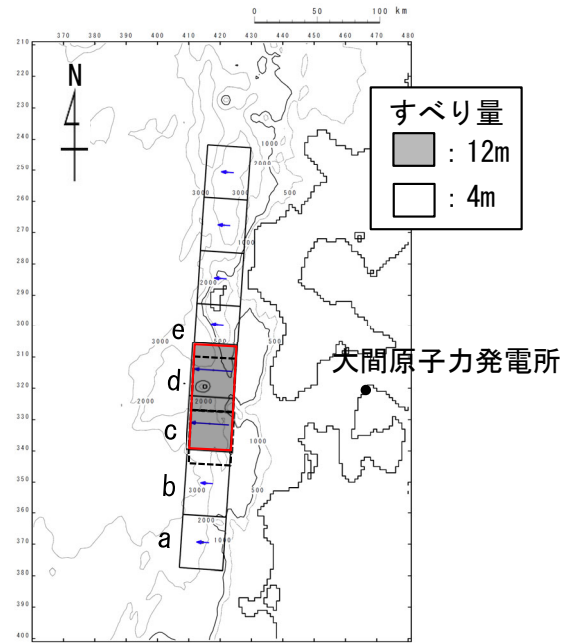
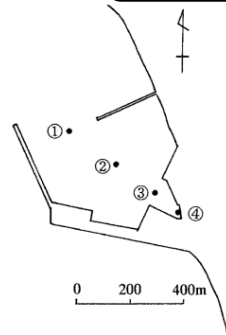
- : 概略パラスタ（ステップ1） 最大水位上昇/下降ケース
- : 概略パラスタ（ステップ2） 最大水位上昇ケース
- : 概略パラスタ（ステップ2） 最大水位下降ケース

2-2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (55/65)

概略パラメータスタディ (3/4) : 最大水位上昇ケース検討結果

敷地における概略パラメータスタディの最大水位上昇ケース検討結果は以下のとおりである。

最大水位上昇ケース
東西方向中央, 東傾斜 ($\delta=30^\circ$) の
W=40.0km, アスペリティ位置c+dを
北方へ10km移動



最大水位上昇量分布

水位時刻歴波形

波源モデル

2-2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (56 / 65)

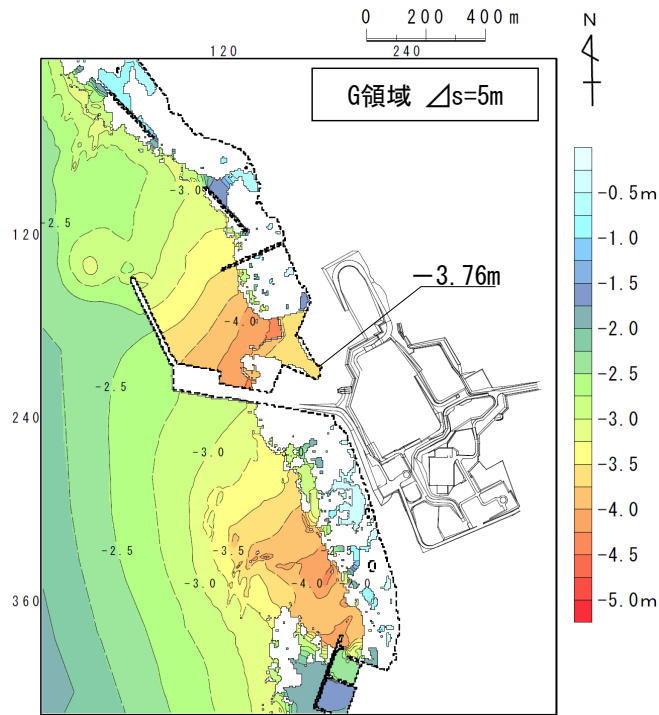
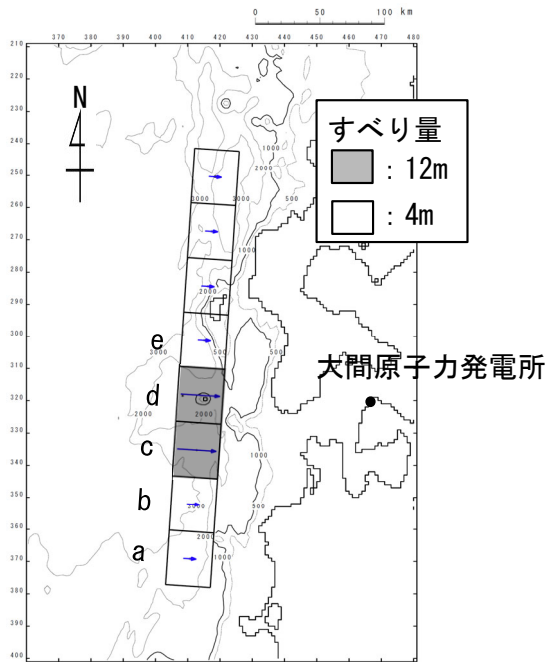
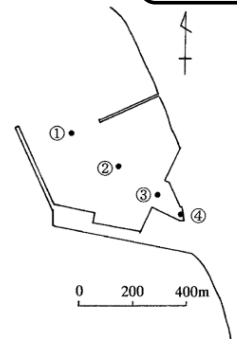


第868回審査会合
資料2-1 P.82一部修正

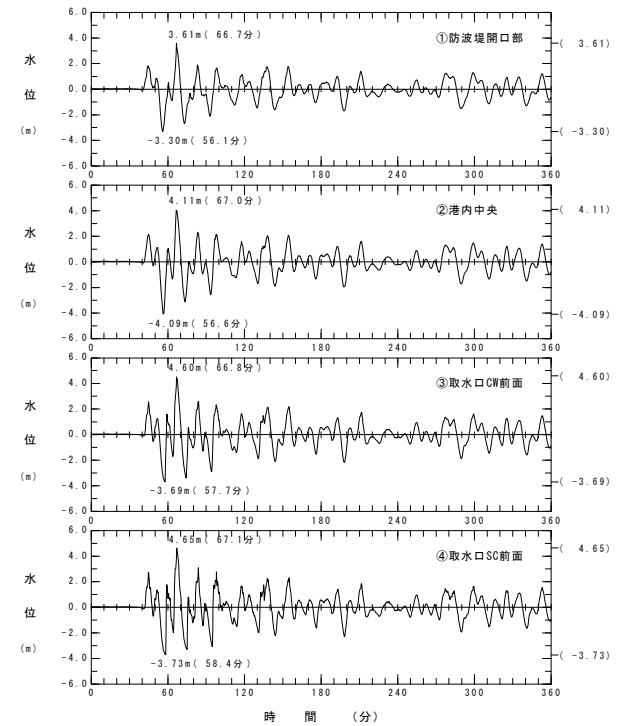
概略パラメータスタディ (4 / 4) : 最大水位下降ケース検討結果

取水口スクリーン室前面における概略パラメータスタディの最大水位下降ケース検討結果は以下のとおりである。

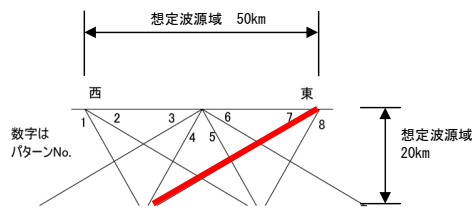
最大水位下降ケース
東西方向東端, 西傾斜 ($\delta = 30^\circ$) の
W=40.0km, アスぺリティ位置c+d



最大水位下降量分布



水位時刻歴波形



波源モデル

2-2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (57/65)

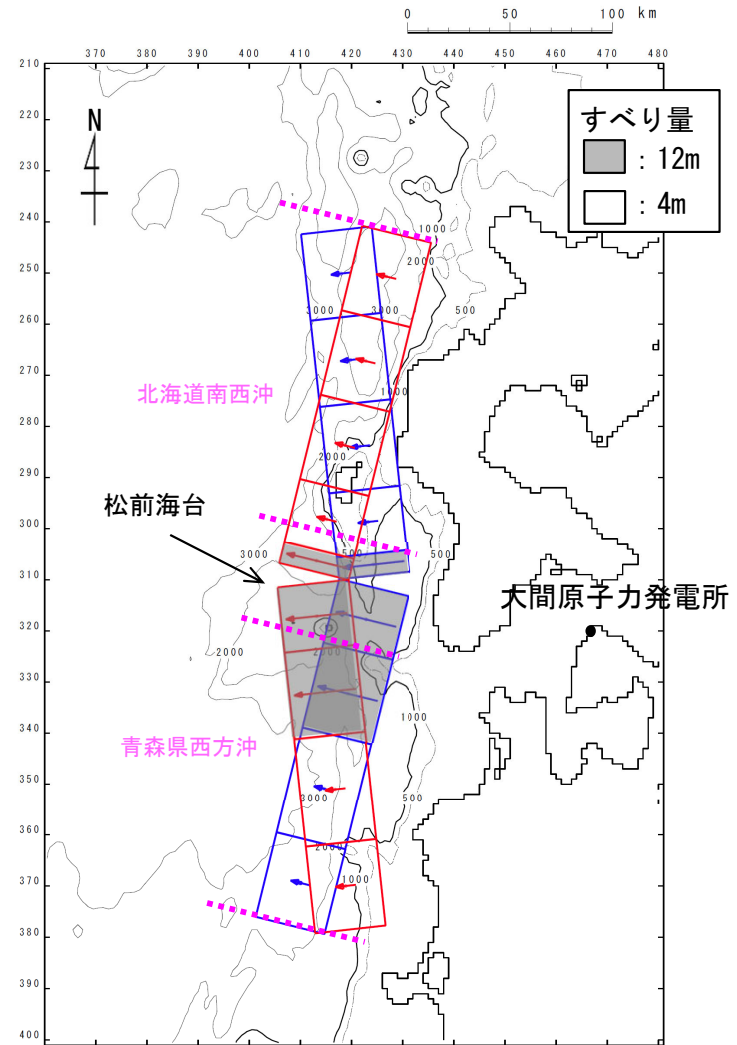
詳細パラメータスタディ (1/8) : (i) 走向変化ケース

- 走向を変化させる検討を実施した。
- 走向の変動は、土木学会 (2002) (32) の既往の断層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±10° とした。
- 断層長が340kmと超大であり、既往地震においても走向は必ずしも一定でないことを考慮して、既往地震の空白域である松前海台付近で南北に2分割 (L=170km×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。

海域大区分	海域小区分	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	43	222.3	14.1	304.3	10.8			21.7	6.4	
	日本海溝北部	38~41°N	G2	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

(注)・日本海溝および千島海溝(南部) 沿い海域では、ハーバード CMT による発震機構解 (1976年1月~2000年1月に発生した M_w 6.0以上、深さ60km以下の地震) を解析対象とした。
 ・日本海東縁部では、発震機構解の節面の特定が困難であるため、津波の痕跡高を説明できる断層モデルのパラメータを用いてばらつきを評価した。
 ・「すべり方向」は、スリップベクトルの水平投影が真北から時計回りになす角度である。
 ・日本海東縁部のデータ数のうち括弧内の値は、走向に対して適用した1枚断層換算のモデル数である。
 ・日本海東縁部(南部)の新湯地震モデルには Noguera and Abe (1992) を採用している。天保山形沖地震(1833)は沖合・沿岸近くの両モデルを採用している。
 ・萩原マップは萩原尊禮編(1991)による。

土木学会 (2002) (32) に一部加筆



詳細パラメータスタディ
走向変化ケース (例示)

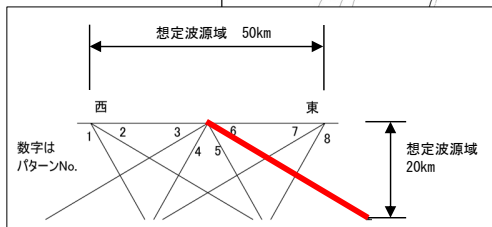
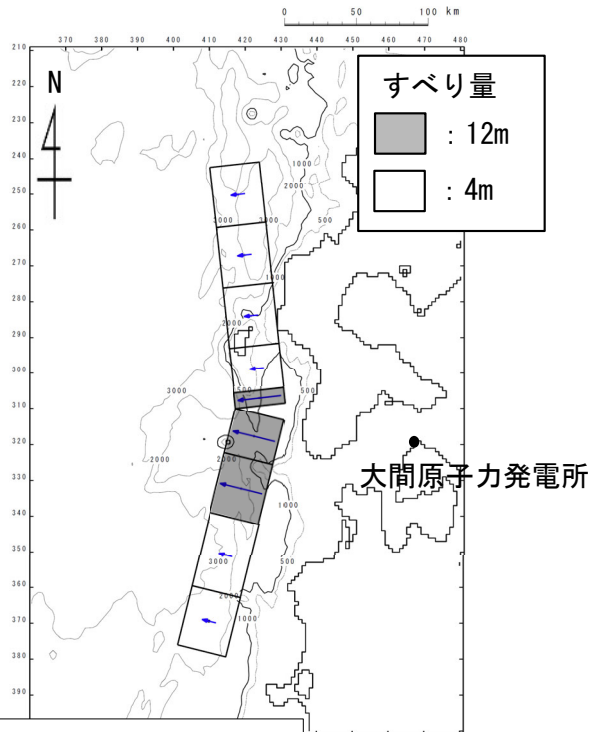
2-2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (58/65)

詳細パラメータスタディ (2/8) : (i) 走向変化ケースの検討結果

詳細パラメータスタディの検討結果 (走向変化ケース) は以下のとおりである。

例示ケース

東西方向中央, 東傾斜 ($\delta=30^\circ$) の
W=40.0km, アスペリティ位置c+dを北方
へ10km移動, 北 -10° , 南 $+10^\circ$



例示ケースの波源モデル

詳細パラメータスタディ結果一覧
(走向変化ケース)

概略パラスタ	アスペリティ位置	東西位置, 傾斜パターン	傾斜角	走向	最大水位上昇量	最大水位下降量	備考
上昇側	cdを北方へ10km移動	6	30°	北+10° 南-10°	4.53m	-3.62m	
				北±0° 南±0°	5.59m	-3.72m	P. 2. 2-56 参照
				北-10° 南+10°	5.50m	-3.71m	例示ケース
下降側	cd	7	30°	北+10° 南-10°	4.52m	-3.70m	
				北±0° 南±0°	5.28m	-3.76m	P. 2. 2-57 参照
				北-10° 南+10°	5.29m	-3.72m	

2-2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（59／65）

2.2-60

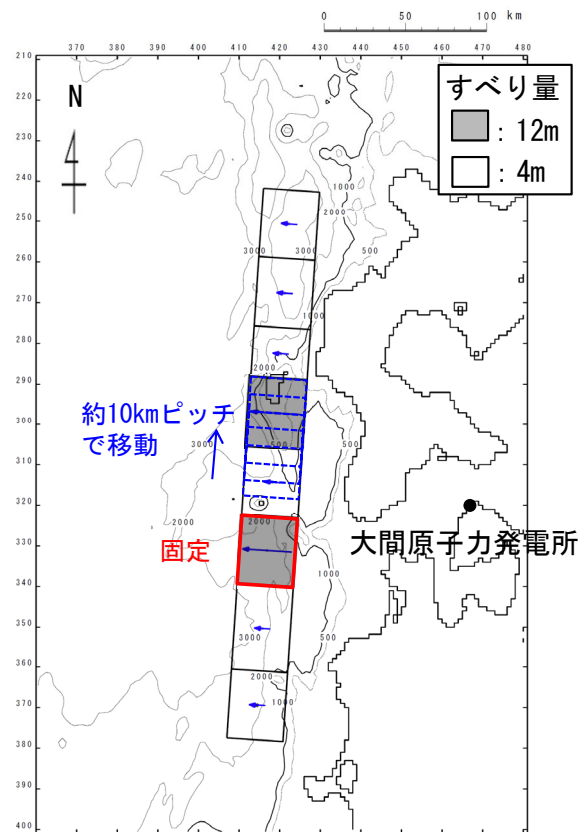
POWER

第868回審査会合

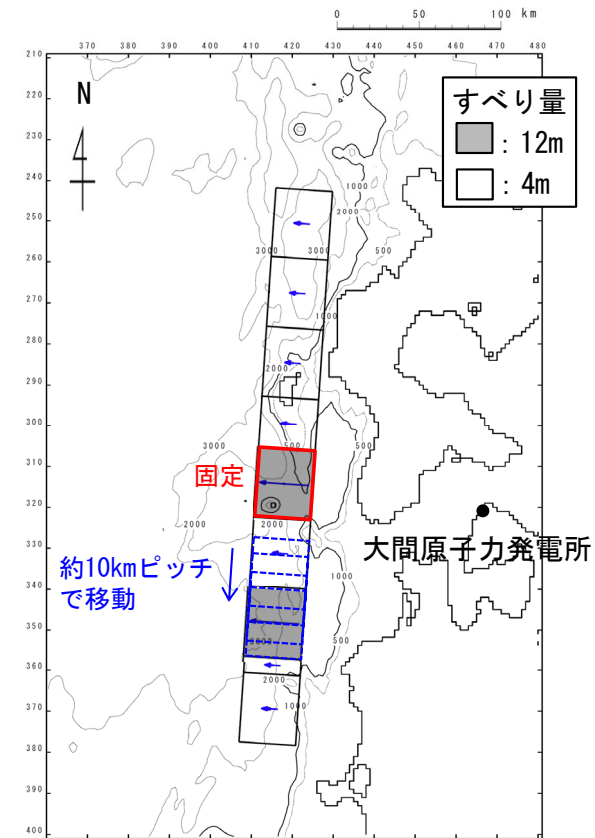
資料2-1 P. 85再掲

詳細パラメータスタディ（3／8）：(ii)アスペリティ数及び位置の変化ケース

- ・ アスペリティの数及び位置に関する不確かさとして、アスペリティが2つのケースについて検討を実施した。
- ・ アスペリティを南北に2分割し、片方のアスペリティ位置を固定して、もう片方を北方及び南方へ約10km～40km（約10kmピッチ）移動させた場合の検討を実施した。



詳細パラメータスタディ
アスペリティ数及び位置の変化ケース
(例：北側を北方へ移動)



詳細パラメータスタディ
アスペリティ数及び位置の変化ケース
(例：南側を南方へ移動)

2-2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（60／65）

2.2-61



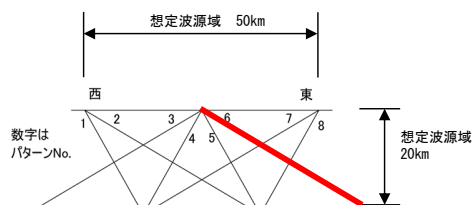
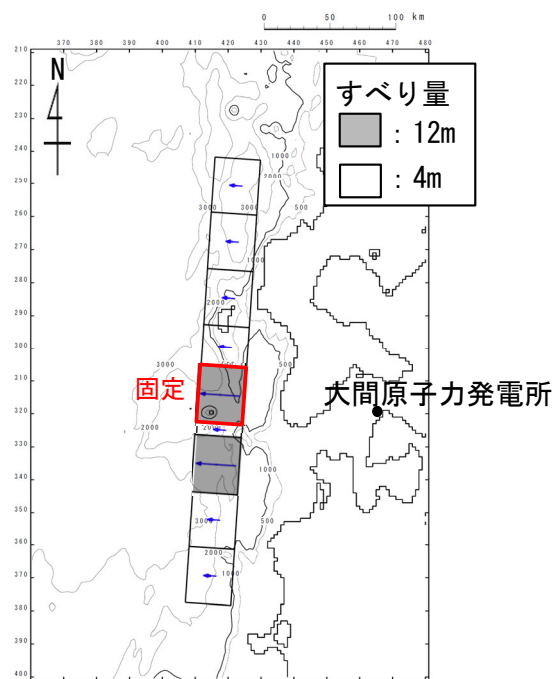
第868回審査会合
資料2-1 P. 86一部修正

詳細パラメータスタディ（4／8）：(ii)アスペリティ数及び位置の変化ケース検討結果

詳細パラメータスタディの検討結果（アスペリティ数及び位置の変化ケース）は以下のとおりである。

例示ケース

東西方向中央，東傾斜（ $\delta=30^\circ$ ）の
W=40.0km，アスペリティ位置は基準（c+dを
北方へ10km移動）の南側を南方へ10km移動



例示ケースの波源モデル

詳細パラメータスタディ結果一覧 （アスペリティ数及び位置の変化ケース）

概略 パラスタ	東西位置, 傾斜 パターン	傾斜角	アスペリティ 位置		最大水位 上昇量	最大水位 下降量	備考	
			北側	南側				
上昇側	6	30°	北方へ40km	基準	3.83m	-3.00m		
			北方へ30km		3.94m	-3.03m		
			北方へ20km		4.46m	-3.30m		
			北方へ10km		5.12m	-3.66m		
				基準	南方へ10km	5.59m	-3.72m	P. 2. 2-56参照
					南方へ20km	5.28m	-3.70m	例示ケース
					南方へ30km	5.03m	-3.69m	
					南方へ40km	4.73m	-3.67m	
下降側	7	30°	北方へ40km	基準	3.95m	-2.99m		
			北方へ30km		4.15m	-3.48m		
			北方へ20km		4.64m	-3.68m		
			北方へ10km		5.18m	-3.73m		
				基準	南方へ10km	5.28m	-3.76m	P. 2. 2-57参照
					南方へ20km	5.26m	-3.73m	
					南方へ30km	5.01m	-3.72m	
					南方へ40km	4.43m	-3.71m	
		南方へ40km	3.74m	-3.69m				

詳細パラメータスタディ (5/8) : (iii) 上縁深さ変化ケース

第868回審査会合
資料2-1 P. 87一部修正

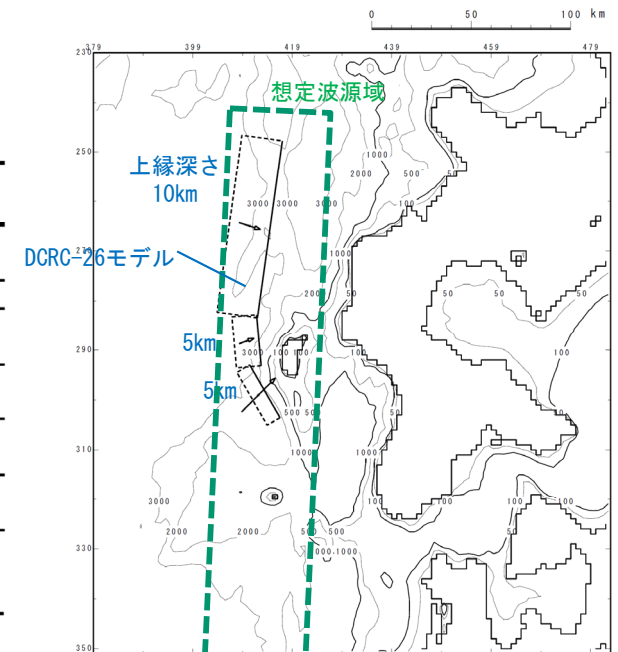
コメントNo.S5-41

- 想定波源域の設定において、深さ方向の想定波源域（地震発生層）は海底下20kmの範囲と設定した。（P. 2.2-28参照）
- 断層幅は、傾斜角を考慮の上で、この想定波源域を飽和するように設定しており、断層下端を海底下20km以深に設定する必要はないと考えられるが、上縁深さの違いが津波水位に与える影響を考慮することを目的とし、上縁深さを変化させる検討を実施した。
- 上縁深さの変動幅は、土木学会（2016）⁽⁸⁾の再現性が確認されている断層モデルの上縁深さ及び断層下端深さを参照し、0km～5km（1kmピッチ）を考慮した。下記の2点により、これ以上のパラスタ検討は不要と判断する。
 - ✓ 既往津波の再現性が確認されている断層モデルの上縁深さは、おおむね0km～5kmである。
 - ✓ 既往津波の再現性が確認されている断層モデルのうち、上縁深さが10kmとされている1993年北海道南西沖地震津波に関するDCRC-26モデルの北側断層の断層下端深さは海底下24.34kmであり、パラスタで上縁深さ5kmを考慮することでこの断層下端深さよりも深部の海底下25kmまで検討することになる（P. 2.2-79参照）。

既往津波の再現性が確認されている断層モデルの上縁深さ

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）⁽⁸⁾に一部加筆



1993年北海道南西沖地震波源モデル (DCRC-26モデル) と想定波源域

2-2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (62/65)



詳細パラメータスタディ (6/8) : (iii) 上縁深さ変化ケース検討結果

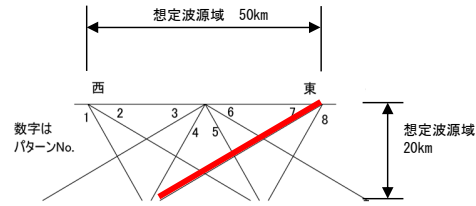
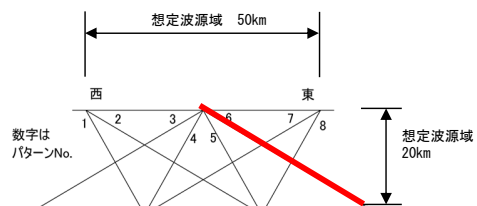
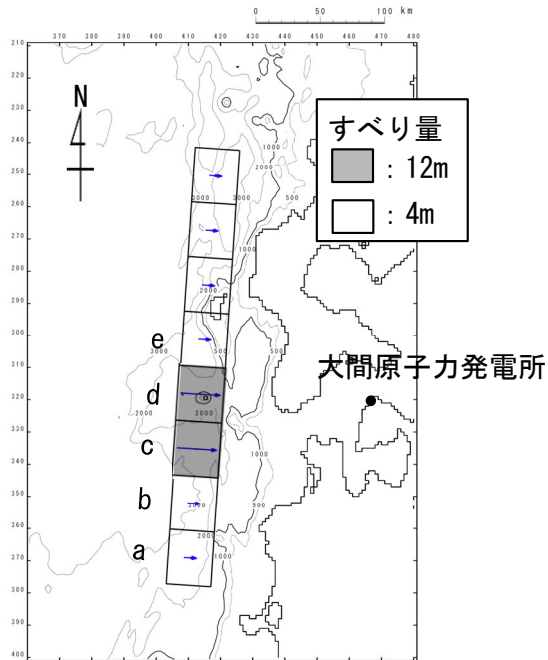
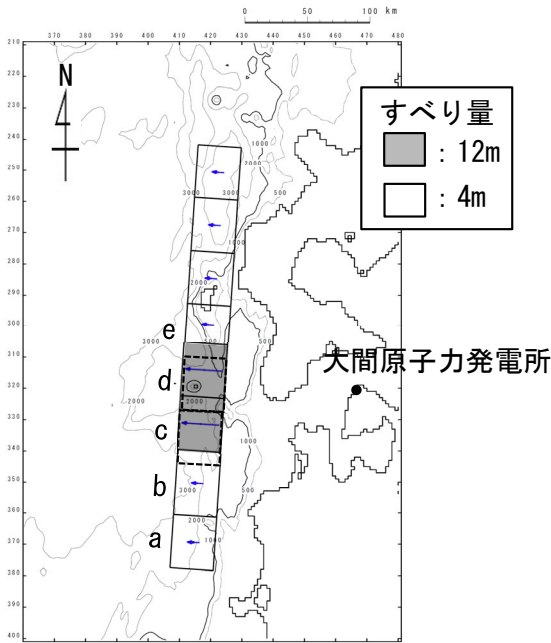
第868回審査会合
資料2-1 P.88一部修正

詳細パラメータスタディ結果 (上縁深さ変化ケース) は以下のとおりである。

最大水位上昇ケース
東西方向中央, 東傾斜 ($\delta=30^\circ$) の
W=40.0km, アスペリティ位置c+dを
北方へ10km移動, 上縁深さ5 km

最大水位下降ケース
東西方向東端, 西傾斜 ($\delta=30^\circ$) の
W=40.0km, アスペリティ位置c+d
上縁深さ4 km

詳細パラメータスタディ結果一覧
(上縁深さ変化ケース)



最大ケースの波源モデル

概略パラスタ	傾斜パターン	傾斜角	上縁深さ	最大水位上昇量	最大水位下降量	備考
上昇側	6	30°	0 km	5.32m	-3.71m	
			1 km	5.59m	-3.72m	P. 2. 2-56 参照
			2 km	5.59m	-3.72m	
			3 km	5.69m	-3.73m	
			4 km	5.77m	-3.73m	
下降側	7	30°	0 km	5.14m	-3.75m	
			1 km	5.28m	-3.76m	P. 2. 2-57 参照
			2 km	5.48m	-3.78m	
			3 km	5.63m	-3.78m	
			4 km	5.74m	-3.78m [※]	
			5 km	5.82m	-3.77m	

※小数第3位まで考慮すると, 上縁深さ4 kmで最大。

2-2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (63/65)

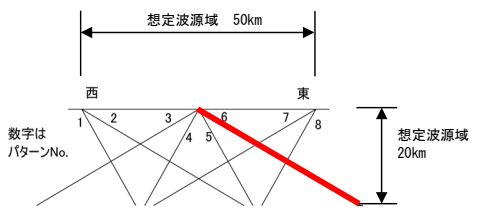
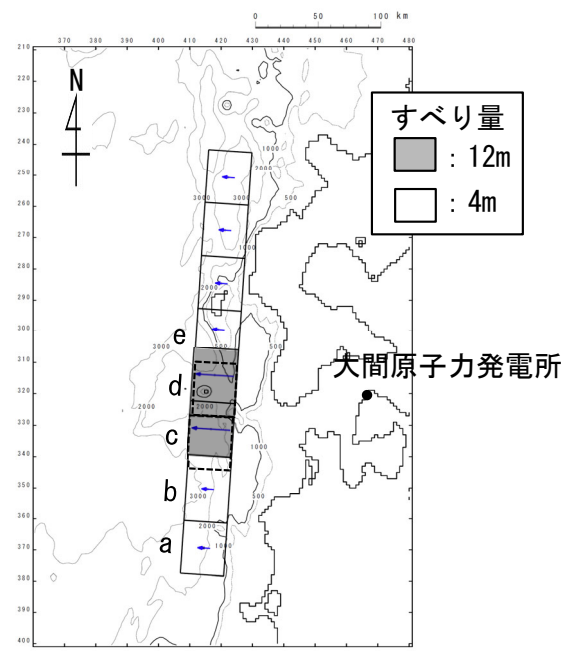
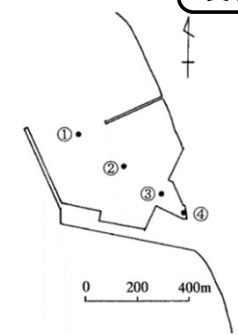


第868回審査会合
資料2-1 P.89一部修正

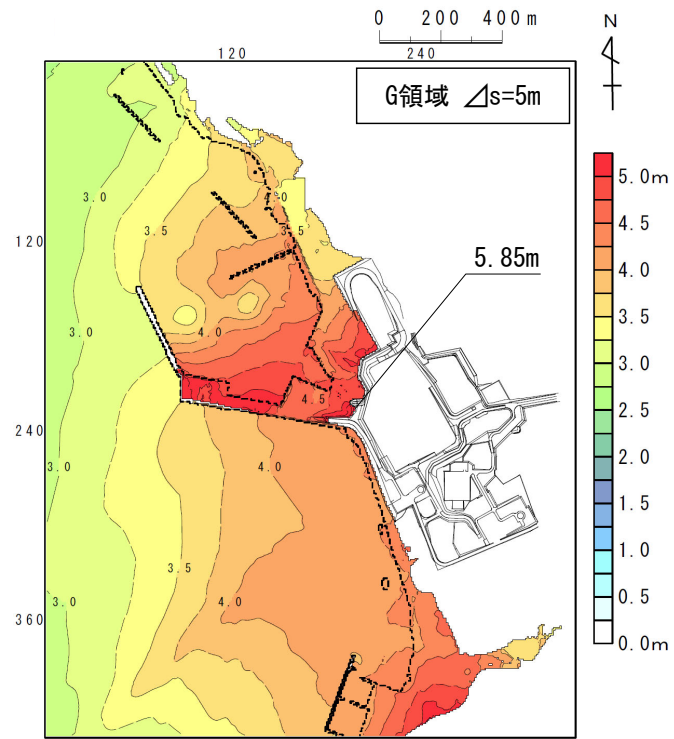
詳細パラメータスタディ (7/8) : 最大水位上昇ケース検討結果

敷地における詳細パラメータスタディの最大水位上昇ケース検討結果は以下のとおりである。

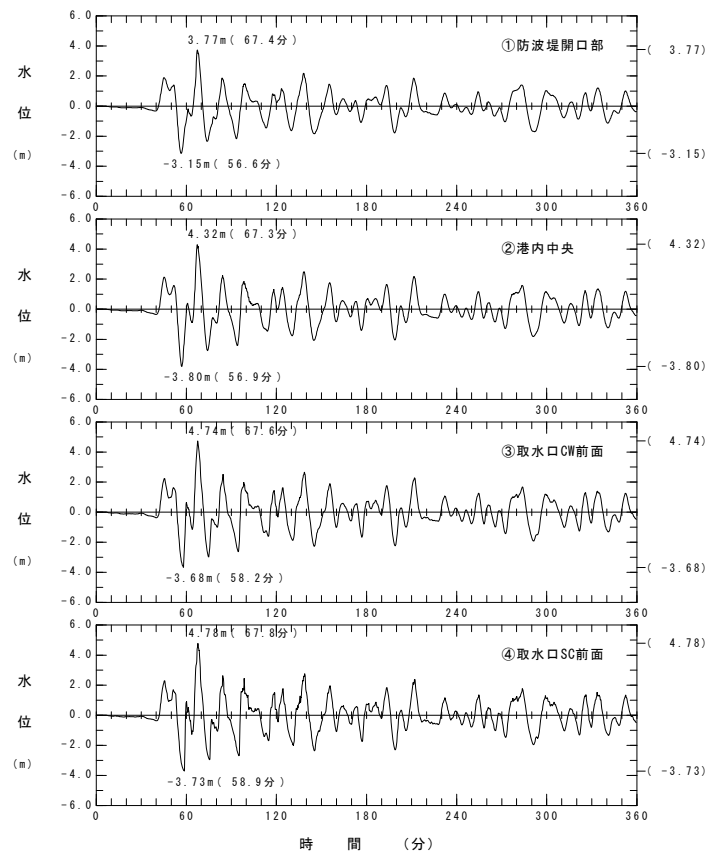
最大水位上昇ケース
東西方向中央, 東傾斜 ($\delta=30^\circ$) の
W=40.0km, アスぺリティ位置c+dを北方
へ10km移動, 上縁深さ5km



波源モデル



最大水位上昇量分布



水位時刻歴波形

2-2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (64/65)

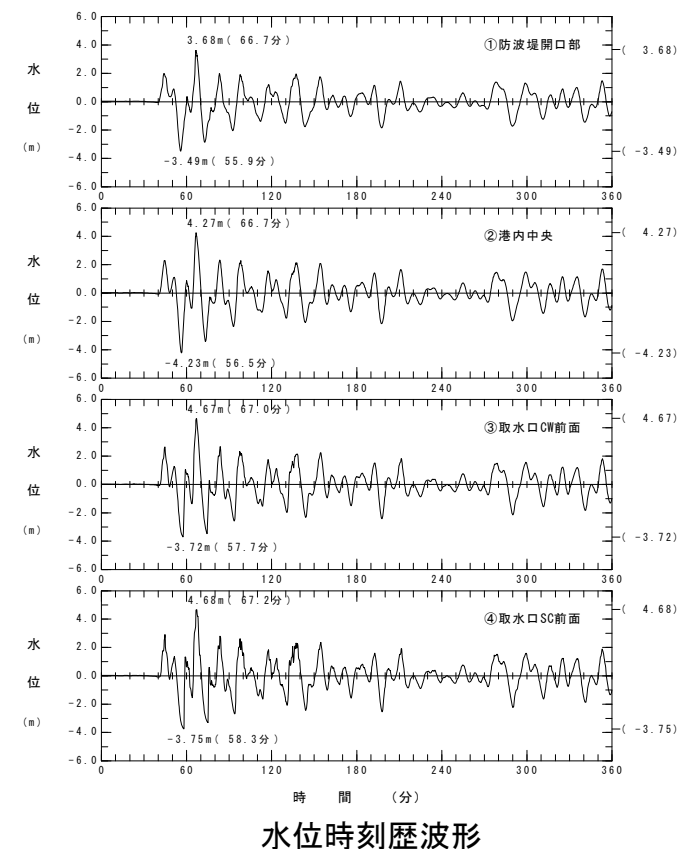
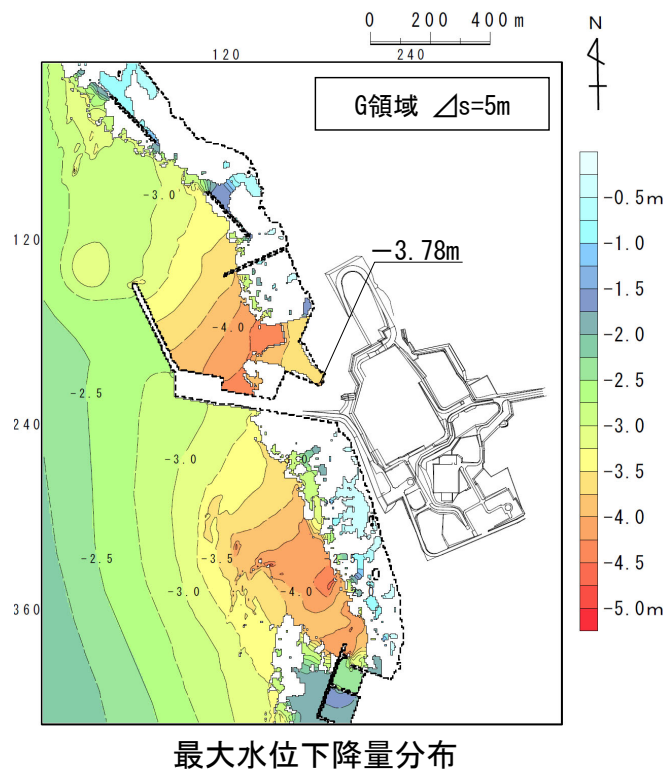
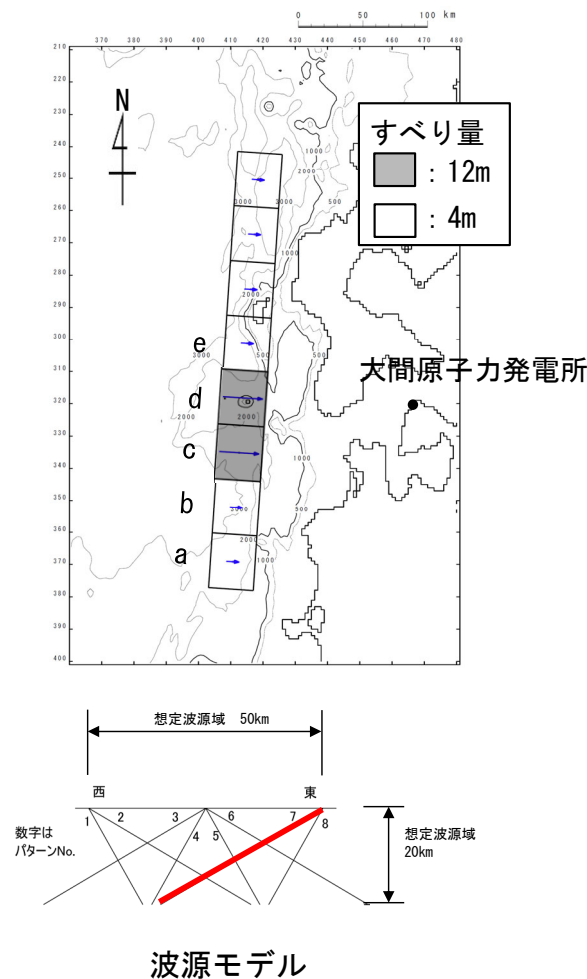
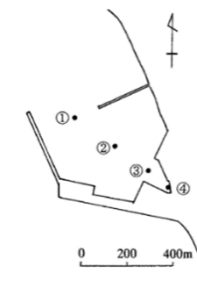


第868回審査会合
資料2-1 P.90一部修正

詳細パラメータスタディ (8/8) : 最大水位下降ケース検討結果

取水口スクリーン室前面における詳細パラメータスタディの最大水位下降ケース検討結果は以下のとおりである。

最大水位下降ケース
東西方向東端, 西傾斜 ($\delta=30^\circ$) の
W=40.0km, アスペリティ位置c+d
上縁深さ4 km



2-2. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（65／65）

2.2-66



第868回審査会合
資料2-1 P.91再掲

日本海東縁部に想定される地震に伴う津波検討結果

日本海東縁部に想定される地震に伴う津波の検討結果は下表のとおりである。

各パラメータスタディの最大ケース一覧表

	敷地における 最大水位上昇量	取水口スクリーン室前面における 最大水位下降量
概略パラメータスタディ	5.59m	-3.76m
詳細パラメータスタディ (上縁深さ変化ケース)	5.85m	-3.78m

検討方針

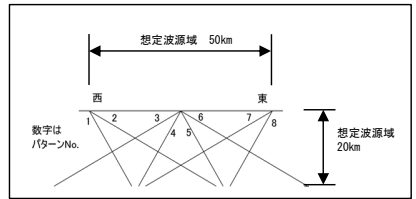
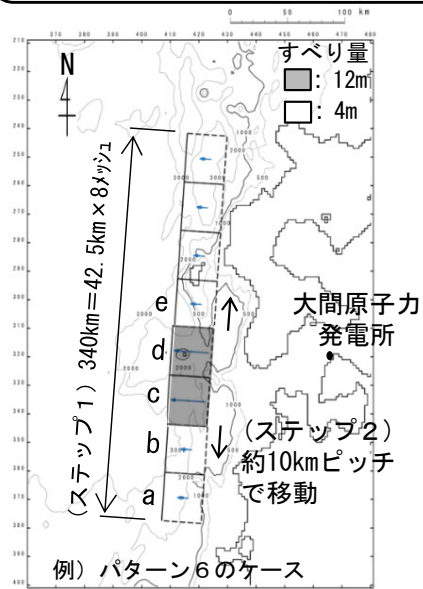
- 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波の検討で実施したパラメータスタディについて、敷地への影響が最も大きくなるケースを網羅的に検討していることを確認するため、概略パラメータスタディ評価因子及び詳細パラメータスタディ評価因子のそれぞれが津波水位に与える影響について分析する。
- 分析は、概略パラメータスタディが津波水位に対して支配的因子で行われていること、詳細パラメータスタディが津波水位に対して従属的因子で行われていることを確認することにより実施する。
- 更にその上で、津波水位に最も影響を与える因子の変動に対する津波伝播への影響についても比較検討を実施する。



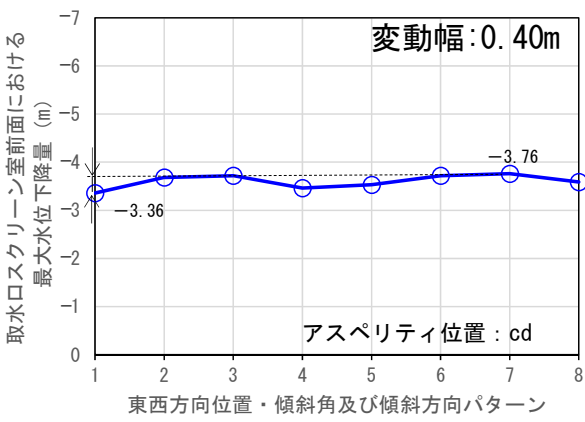
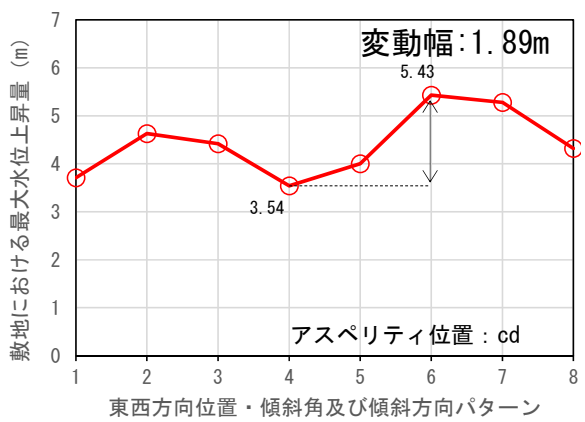
第868回審査会合
資料2-1 P.93一部修正

概略パラメータスタディ評価因子の分析

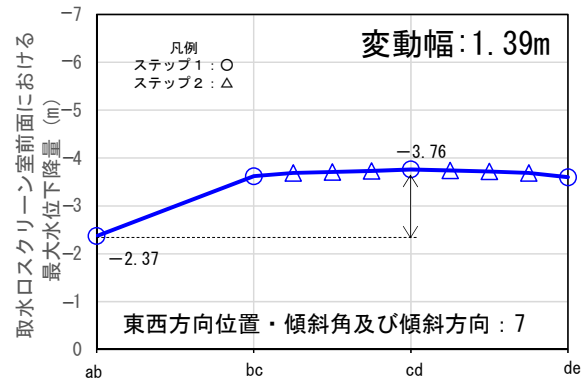
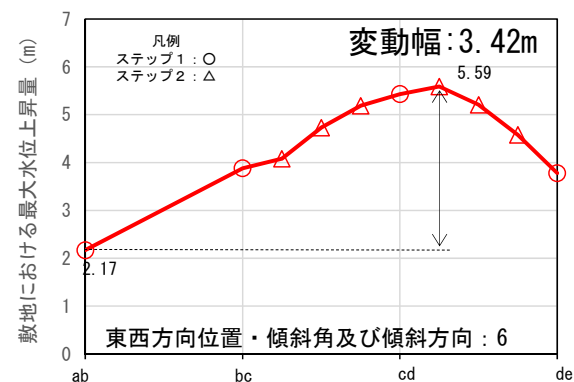
- 概略パラメータスタディ因子は、「東西方向位置・傾斜角及び傾斜方向」, 「アスペリティ位置」である。これらが津波水位に与える影響について分析した。
- 津波水位に与える影響は, 最大水位変動量の変動幅によると上昇側, 下降側共に, アスペリティ位置が大きい。
 - 東西方向位置・傾斜角及び傾斜方向の変動幅 (上昇側: 1.89m, 下降側: 0.40m)
 - アスペリティ位置の変動幅 (上昇側: 3.42m, 下降側: 1.39m)



東西方向位置・傾斜角及び傾斜方向パターン
土木学会 (2016) (8) に一部加筆



東西方向位置・傾斜角及び傾斜方向の影響



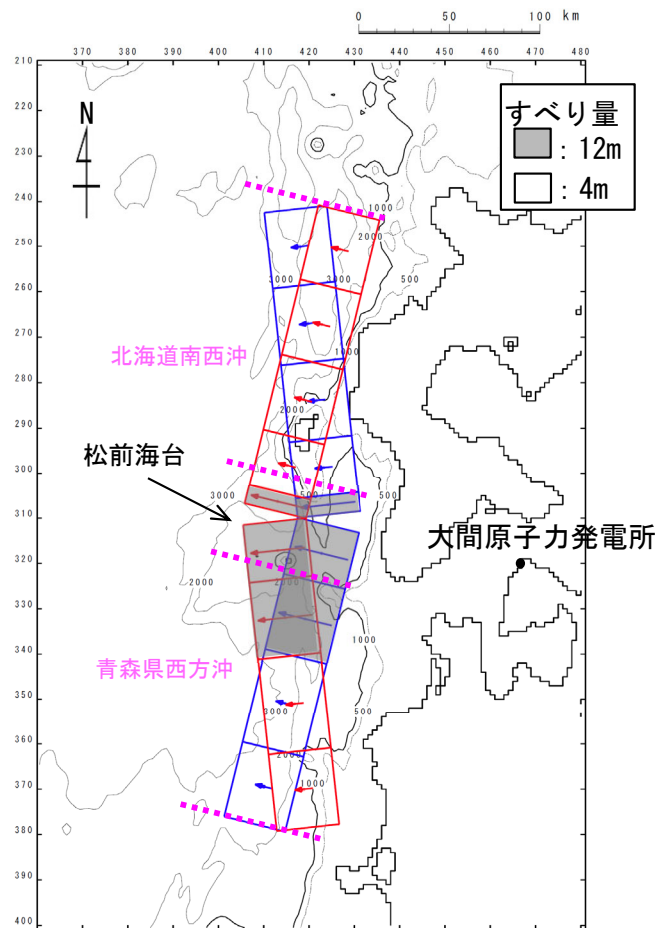
アスペリティ位置の影響

項目	変動範囲	ケース数	計 32
東西方向位置・傾斜角及び傾斜方向	東西幅50kmの中で8ケース	8	
アスペリティ位置 (ステップ1)	ab, bc, cd, deの4ケース (約40km ² ヲチで移動)	4	
アスペリティ位置 (ステップ2)	cd(ステップ1), cdを北方及び南方へ約10km~30km (約10km ² ヲチ) 移動	7	計 14

概略パラメータスタディ

詳細パラメータスタディ評価因子の分析 (1 / 3)

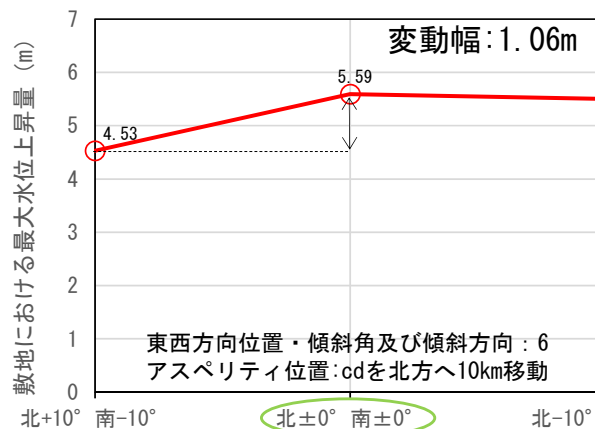
- 詳細パラメータスタディ因子 (走向) が津波水位に与える影響について分析した。
- 走向を変化させたケースは基準ケースに比べ敷地の最大水位変動量が小さくなる。また、その水位の変動幅 (上昇側 : 1.06m, 下降側 : 0.06m) は概略パラメータスタディの変動幅 (上昇側 : 3.42m, 下降側 : 1.39m) に比べて小さい。



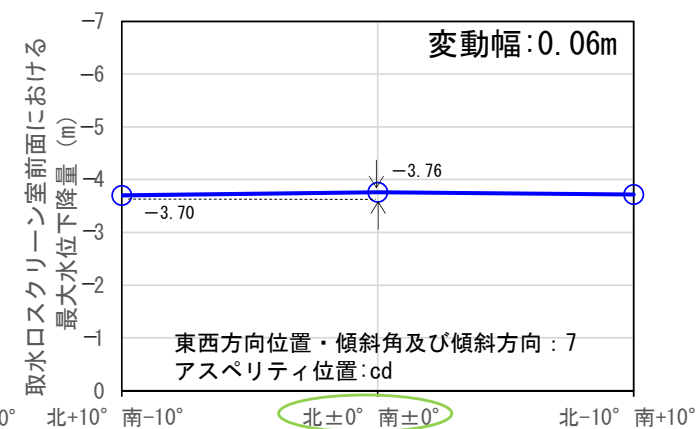
詳細パラメータスタディ
走向変化ケース (例示)

詳細パラメータスタディ

項目	変動範囲	ケース数
走向	断層を南北に2分割し、分割した断層が独立し連動する 基準 (概略パラスタケース), 基準 $\pm 10^\circ$	3
アスペリティ数及び位置	概略パラスタケース, アスペリティを南北に2分割し、片方を固定してもう片方を移動 (北方及び南方へ約10km~40km (約10km \times ツチ))	9
上縁深さ	0 km, 1 km (基準 : 概略パラスタケース), 2 km, 3 km, 4 km, 5 km	6
		計 36



基準ケース
走向
上昇側



基準ケース
走向
下降側

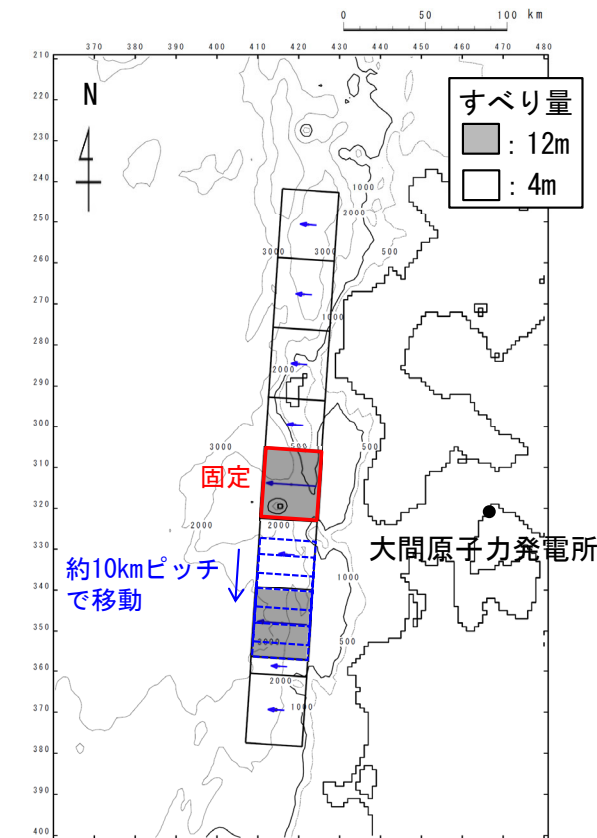
走向の影響

詳細パラメータスタディ評価因子の分析 (2 / 3)

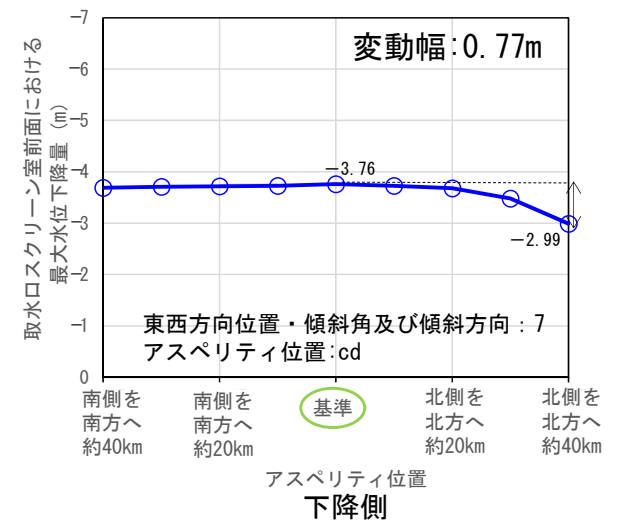
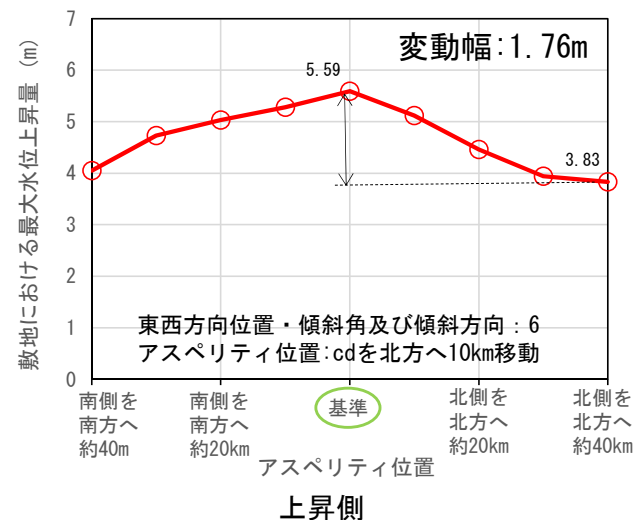
- 詳細パラメータスタディ因子（アスペリティ数及び位置）が津波水位に与える影響について分析した。
- アスペリティを2個としたケースは，アスペリティを1個に集中させた基準ケースに比べ敷地の水位変動量が小さくなる。また，その水位の変動幅（上昇側：1.76m，下降側：0.77m）は概略パラメータスタディの変動幅（上昇側：3.42m，下降側：1.39m）に比べて小さい。

詳細パラメータスタディ

項目	変動範囲	ケース数
走向	断層を南北に2分割し，分割した断層が独立し連動する 基準（概略パラスタケース），基準±10°	3
アスペリティ数及び位置	概略パラスタケース，アスペリティを南北に2分割し，片方を固定してもう片方を移動（北方及び南方へ約10km～40km（約10kmピッチ））	9
上縁深さ	0 km, 1 km（基準：概略パラスタケース），2 km, 3 km, 4 km, 5 km	6



詳細パラメータスタディ
アスペリティ数及び位置の変化ケース
(例示：南側を南方へ移動)



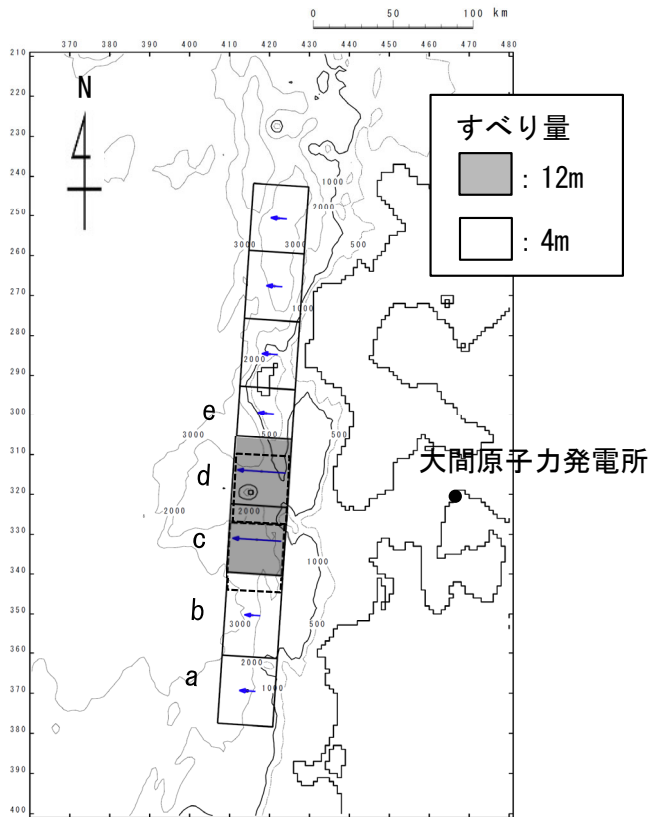
アスペリティ数と位置の影響

詳細パラメータスタディ評価因子の分析 (3/3)

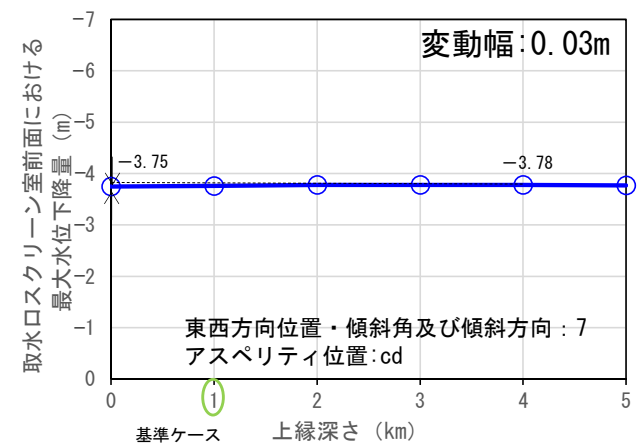
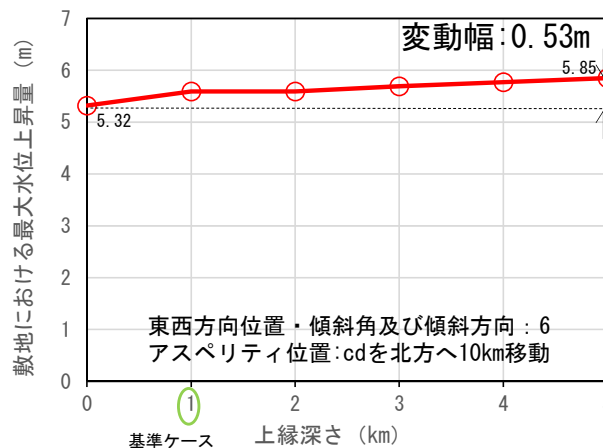
- 詳細パラメータスタディ因子 (上縁深さ) が津波水位に与える影響について分析した。
- 上縁深さを变化させたケースの水位の変動幅 (上昇側 : 0.53m, 下降側 : 0.03m) は他のパラメータスタディに比べて小さい。

詳細パラメータスタディ

項目	変動範囲	ケース数
走向	断層を南北に2分割し, 分割した断層が独立し連動する 基準 (概略パラスタケース), 基準±10°	3
アスペリティ数及び位置	概略パラスタケース, アスペリティを南北に2分割し, 片方を固定してもう片方を移動 (北方及び南方へ約10km~40km (約10km ²))	9
上縁深さ	0 km, 1 km (基準: 概略パラスタケース), 2 km, 3 km, 4 km, 5 km	6



詳細パラメータスタディ
上縁深さ変化ケース (例示)



上昇側

下降側

上縁深さの影響

パラメータスタディ評価因子の分析：まとめ

第868回審査会合
資料2-1 P.97再掲

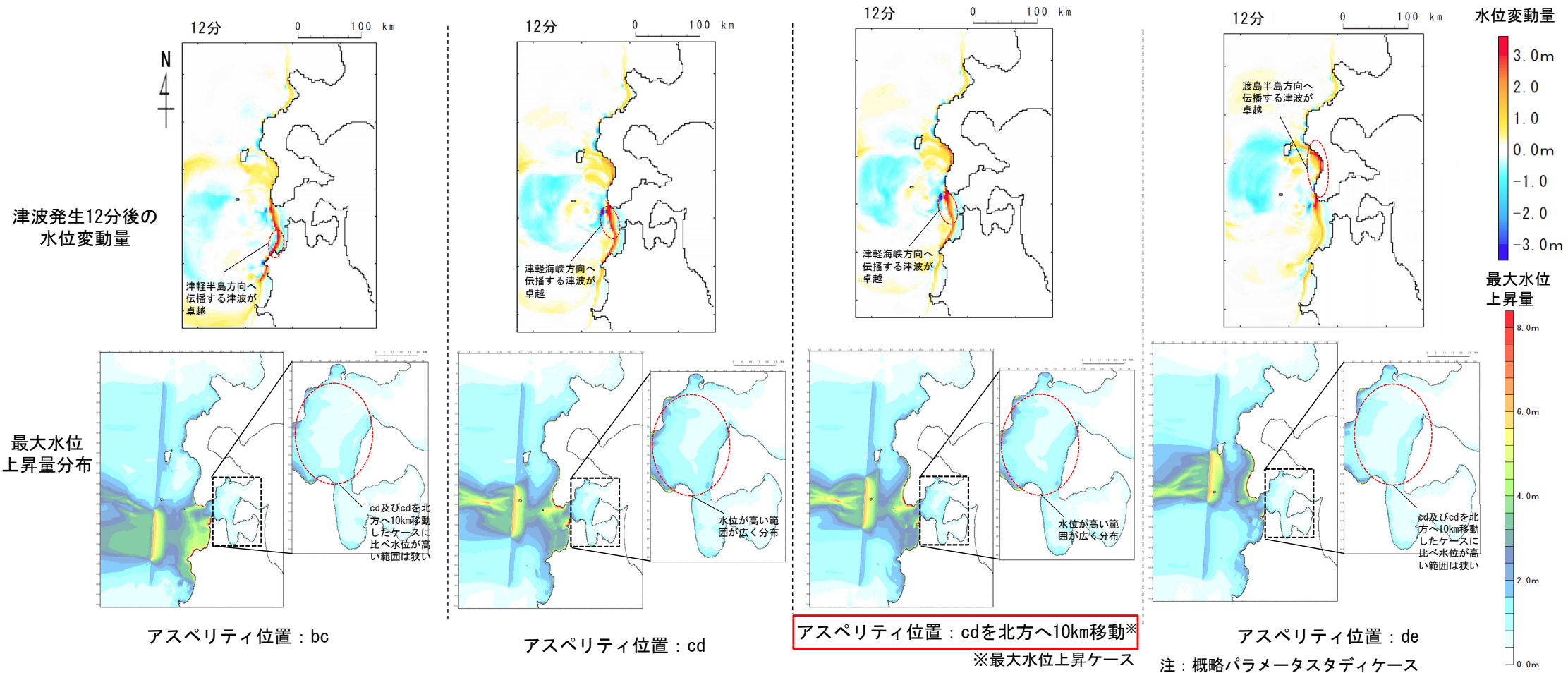
- 概略パラメータスタディ評価因子及び詳細パラメータスタディ評価因子のそれぞれが津波水位に与える影響について分析した結果は以下のとおり。
 - 概略パラメータスタディ因子である「アスペリティの位置」が、津波水位に与える影響が最も大きい。
 - 詳細パラメータスタディ因子である「走向」、 「アスペリティ数及び位置」及び「上縁深さ」は、概略パラメータスタディ因子に比べて津波水位への影響は小さい。
- 概略パラメータスタディは津波水位に対して支配的因子で行われていること、詳細パラメータスタディは従属的因子で行われていることが確認できた。

パラメータスタディ変動幅一覧

パラメータスタディ	評価因子	水位の変動幅 (m)		備考
		上昇側	下降側	
概略 パラメータスタディ	東西方向位置・傾斜角及び傾斜方向パターン	1.89	0.40	—
	アスペリティ位置	<u>3.42</u>	<u>1.39</u>	—
詳細 パラメータスタディ	走向	1.06	0.06	基準ケース（概略パラスタケース）の水位変動量を上回るケースは無い
	アスペリティ数及び位置	1.76	0.77	基準ケース（概略パラスタケース）の水位変動量を上回るケースは無い
	上縁深さ	0.53	0.03	—

アスペリティ位置の影響分析：津波伝播状況の比較 (1 / 3)

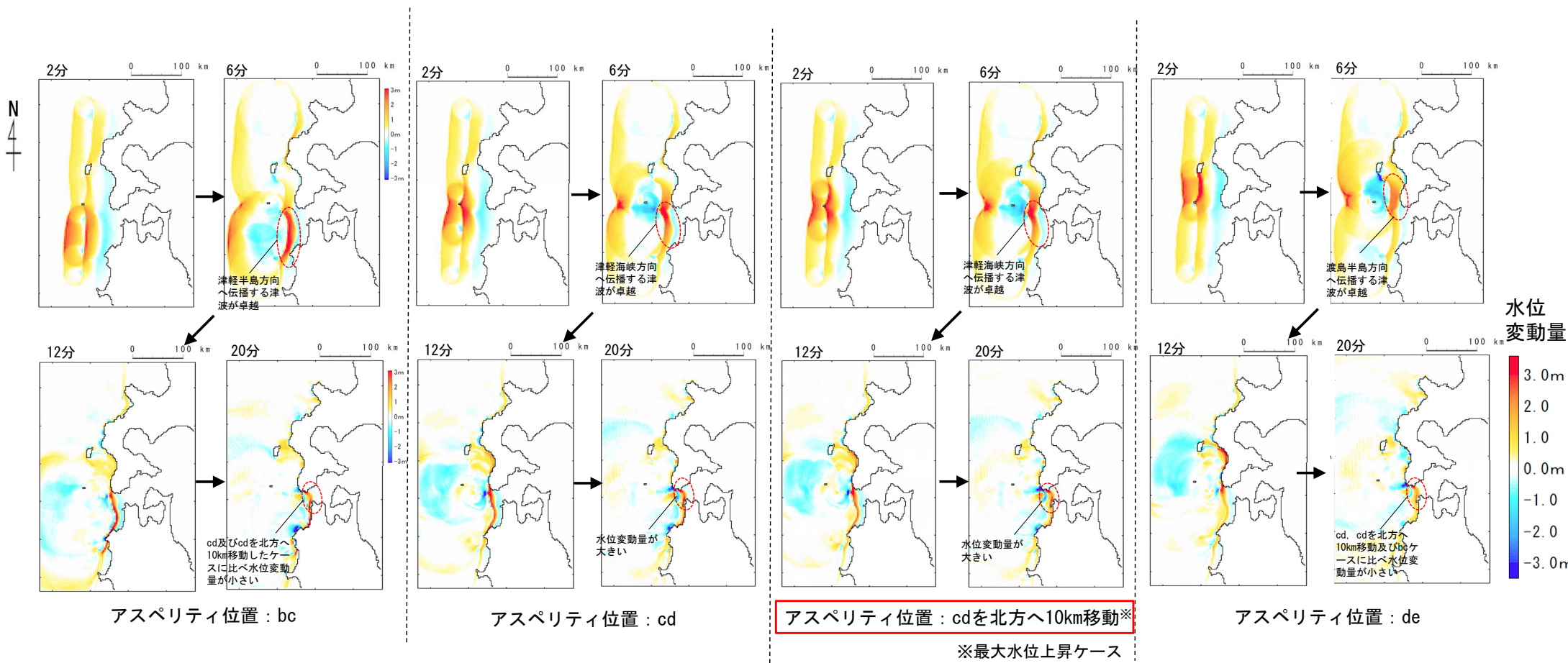
- 津波水位に与える影響が最も大きい因子であるアスペリティ位置 (bc, cd, cdを北方へ10km移動及びde)について、津波の伝播状況を比較した。
- 津波発生12分後の水位変動量より、アスペリティをcdに配置したケース及びcdを北方へ10km移動したケースは、他ケースに比べ津軽海峡方向へ伝播する津波が卓越する。
- 最大水位上昇量分布の比較より、アスペリティをcdに配置したケース及びcdを北方へ10km移動したケースは、他ケースに比べ津軽海峡内で水位が高くなる範囲が広く分布する。



第868回審査会合
資料2-1 P.99再掲

アスペリティ位置の影響分析：津波伝播状況の比較 (2/3)

- アスペリティ位置の違いに伴う、地震発生～20分後までの津波伝播の状況をスナップショットにより比較をした。
- アスペリティをcdに配置したケース及びcdを北方へ10km移動したケースは他ケースに比べ、津軽海峡方向へ伝播する津波が卓越する。

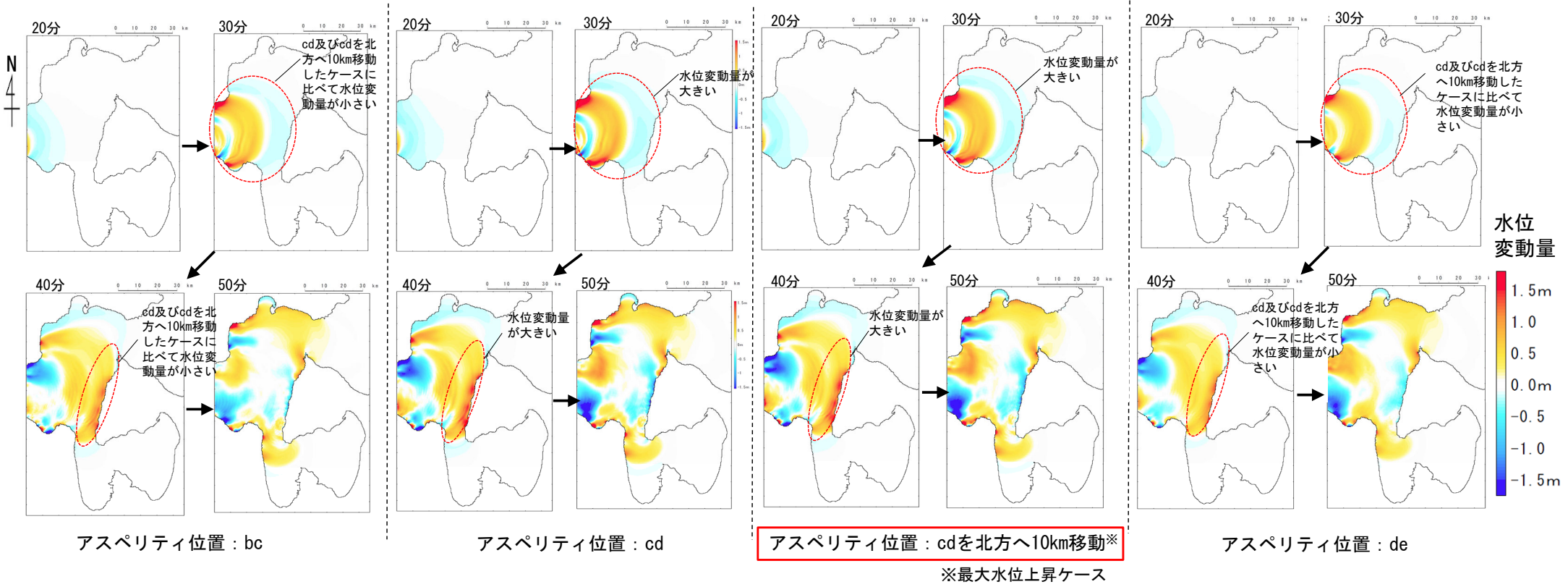


スナップショット Δs=2500m領域 (地震発生～20分後)

注：概略パラメータスタディケース
東西方向位置・傾斜角・傾斜方向はパターン6

アスペリティ位置の影響分析：津波伝播状況の比較 (3/3)

- アスペリティ位置の違いに伴う，地震発生20分後～50分後までの津波伝播の状況をスナップショットにより比較をした。
- アスペリティをcdに配置したケース及びcdを北方へ10km移動したケースは他ケースに比べ，津軽海峡内での水位変動量は大きい。



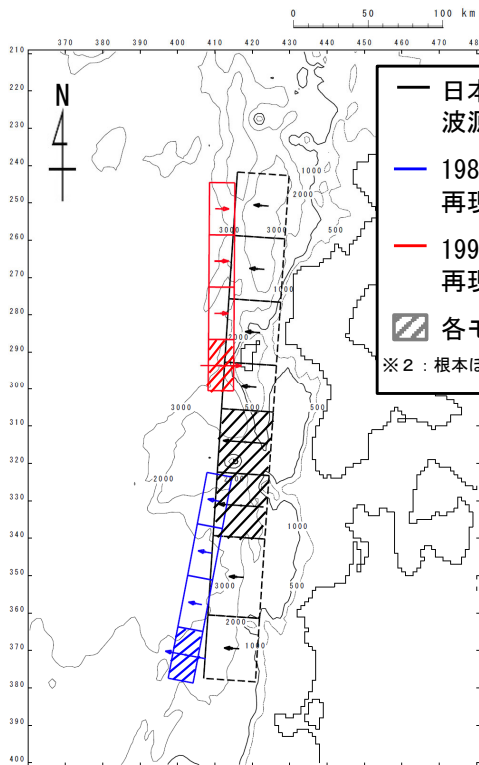
スナップショット Δs=278m領域 (地震発生20分後～50分後)

注：概略パラメータスタディケース
東西方向位置・傾斜角・傾斜方向はパターン6

日本海東縁部の地震に伴う津波の妥当性確認

- 日本海東縁部の地震に伴う津波の妥当性を確認することを目的として、計算津波高^{※1}（上昇側最大ケース）と既往津波高等^{※1}との比較を実施した。
- その結果、大間原子力発電所が位置する津軽海峡内の沿岸では、日本海東縁部に想定される地震に伴う津波の計算津波高が既往津波高等を上回ることを確認した。

※1：計算津波高と既往津波高はP. 2-2-77に示すとおり。

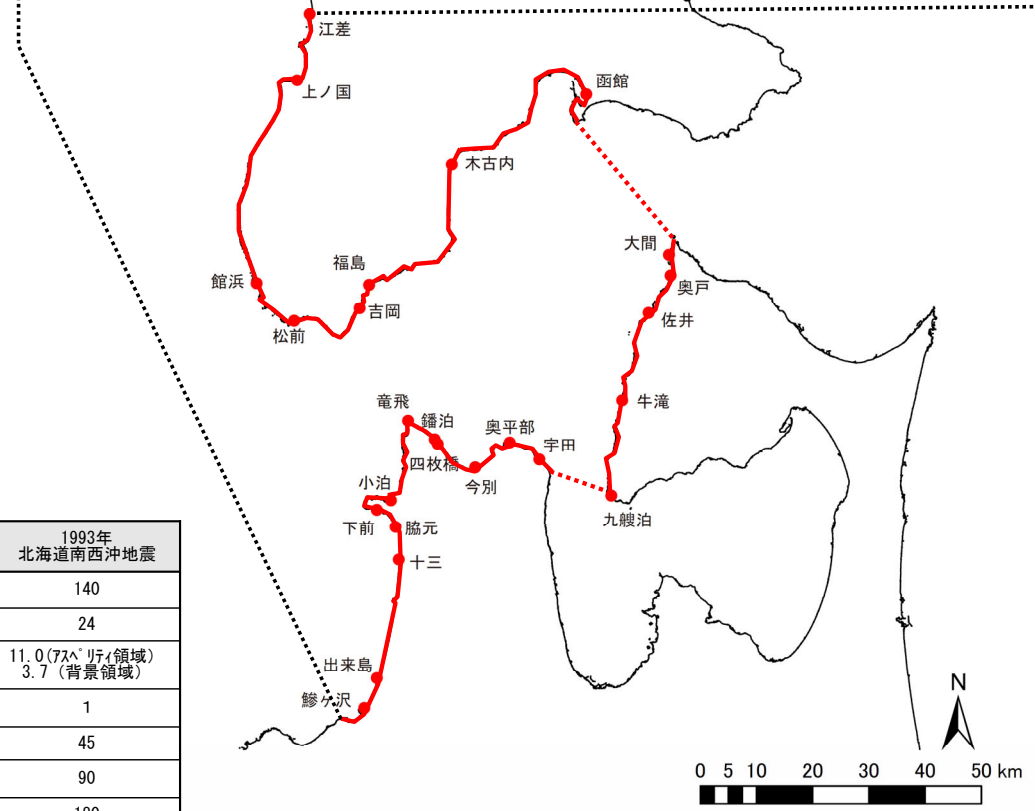
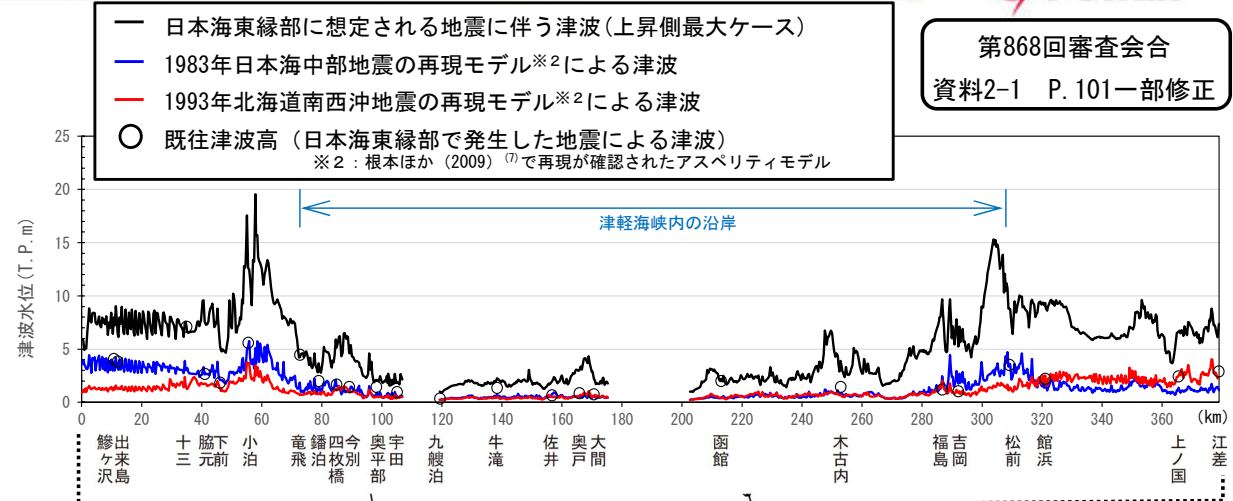


波源モデル

- 日本海東縁部に想定される地震の波源モデル(上昇側最大ケース)
 - 1983年日本海中部地震の再現モデル^{※2}
 - 1993年北海道南西沖地震の再現モデル^{※2}
 - 各モデルのアスペリティ領域
- ※2：根本ほか(2009)⁽⁷⁾で再現が確認されたアスペリティモデル

再現モデルのパラメータ

項目	1983年 日本海中部地震	1993年 北海道南西沖地震
長さ L (km)	140	140
幅 W (km)	24	24
すべり量 D (m)	11.0(アスペリティ領域) 3.7(背景領域)	11.0(アスペリティ領域) 3.7(背景領域)
上縁深さ d (km)	1	1
傾斜角 δ (°)	45	45
すべり角 λ (°)	90	90
走向 θ (°)	10	180



日本海東縁部に想定される地震に伴う津波の計算津波高と既往津波高等との比較

(参考) 日本海東縁部の地震に伴う津波の妥当性確認：既往津波高&計算津波高

第868回審査会合
資料2-1 P.102一部修正

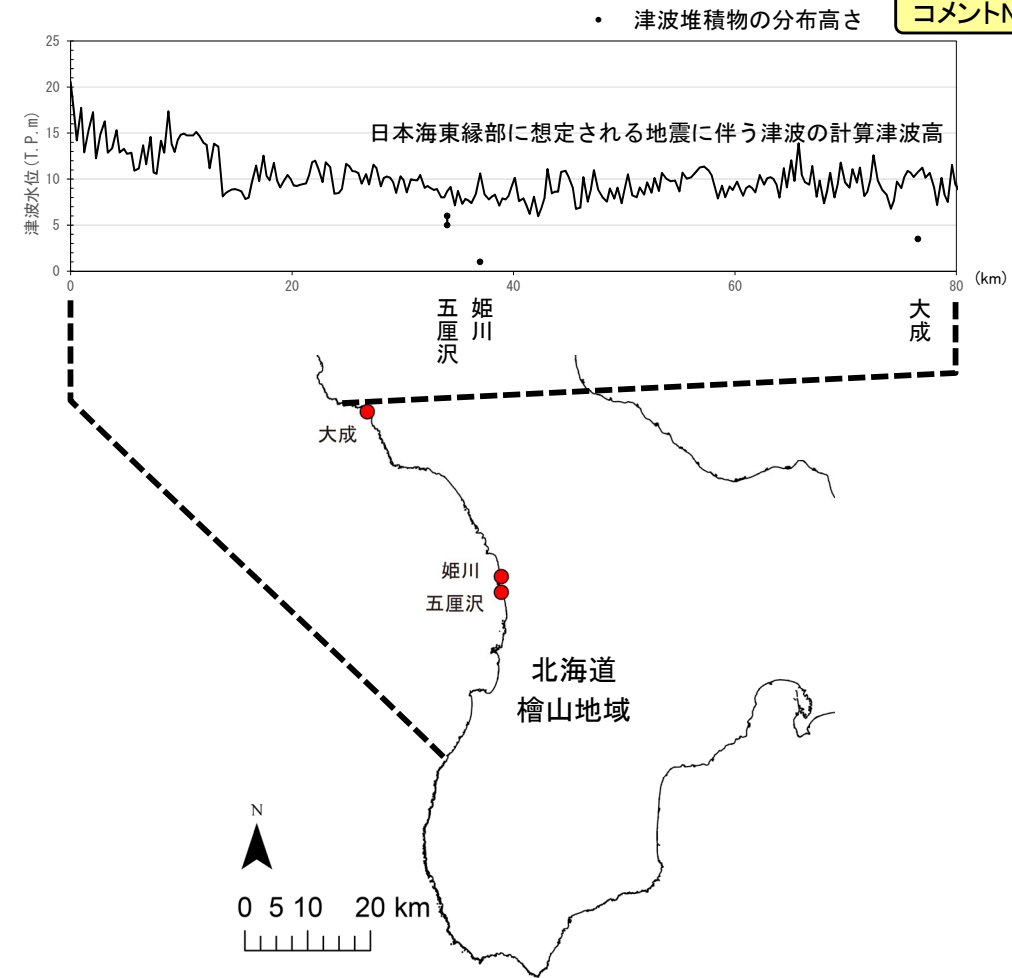
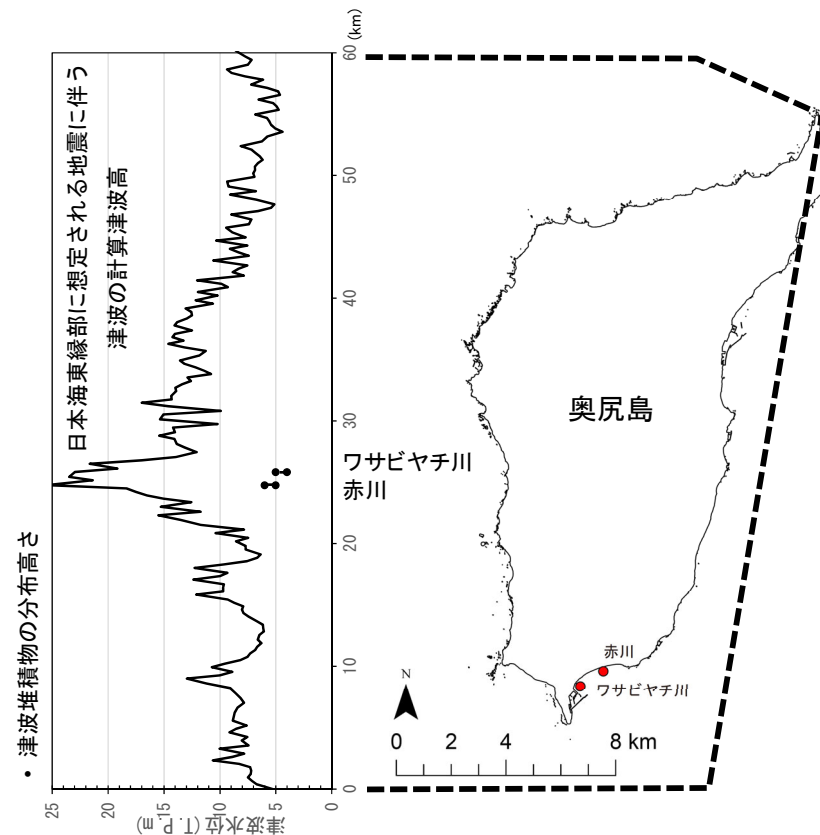
沿岸区分	地点	既往津波高等			計算津波高(m) 日本海東縁部に想定される 地震に伴う津波 (上昇側最大ケース)		
		既往最大 津波高※ (m)	計算津波高(m) (根本ほか(2009) ⁽⁷⁾ モデル)				
			1983年日本海中部地震の 再現モデルによる津波	1993年北海道南西沖地震の 再現モデルによる津波			
北海道	津軽海峡外	江差	2.89	1.15	2.36	7.37	
		上ノ国	2.43	1.37	2.47	6.64	
		館浜	2.19	1.89	2.53	9.32	
		松前	3.50	3.56	1.21	8.81	
	津軽海峡内	吉岡	1.03	1.76	0.87	5.23	
		福島	1.20	2.46	2.04	9.69	
		木古内	1.45	0.89	0.67	3.89	
青森	津軽海峡内	函館	2.00	0.47	0.41	2.21	
		大間	0.75	0.52	0.63	2.18	
		奥戸	0.85	0.53	0.66	3.04	
		佐井	0.65	0.77	0.50	1.95	
		牛滝	1.35	0.76	0.55	2.26	
		九艘泊	0.35	0.23	0.25	1.02	
		宇田	0.96	0.60	0.51	1.89	
		奥平部	1.45	0.82	0.52	2.09	
		今別	1.45	1.08	0.95	4.64	
		四枚橋	1.65	0.99	0.86	3.28	
		鑄泊	2.00	1.44	0.80	3.66	
		津軽海峡外	竜飛	4.45	1.86	0.68	4.21
			小泊	5.59	5.22	3.62	12.67
			下前	1.83	2.10	1.30	5.30
			脇元	2.66	2.61	1.77	7.57
			十三	7.10	3.08	1.30	7.08
出来島	3.82		3.22	1.23	6.50		
鱒ヶ沢	4.06		4.39	1.38	8.07		

※各地点における既往津波高の最大値

Ioki et al. (2019) について

- Ioki et al. (2019) ⁽²⁵⁾ の検討と日本海東縁部に想定される地震に伴う津波とのレベル感の比較を実施した。
- その結果、奥尻島及び檜山地域の日本海東縁部に想定される地震に伴う津波の計算津波高（基準津波を策定する過程で行うパラメータスタディを含めた計算津波高を包絡する水位）（P. 2.2-51～P. 2.2-65参照）は、Ioki et al. (2019) ⁽²⁵⁾ による津波堆積物の分布高さを上回ることを確認した。

以上から、12世紀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、Ioki et al. (2019) ⁽²⁵⁾ の検討に比べ同等以上に保守的な設定であることが確認できた。



計算津波高と津波堆積物の分布高さ比較表

地点	Ioki et al. (2019) ⁽²⁵⁾ の津波堆積物の分布高さ※	計算津波高最大値
ワサビヤチ川	4～5m	22.96m
赤川	5～6m	25.44m
大成	3.5m	10.77m
姫川	1m	10.61m
五厘沢	5～6m	8.70m

※参照文献を含め妥当性を確認の上設定

DCRC-26の北側断層と上縁深さのパラスタケースとの比較

- 上縁深さのパラスタ検討範囲 (0 km ~ 5 km) の妥当性について、上縁深さが顕著に大きく10kmと設定されている高橋ほか (1995) ⁽²³⁾ のDCRC-26モデル (1993年北海道南西沖地震津波の再現モデル) の北側断層配置と上縁深さのパラスタ断層配置とを比較し検討する。
- 両ケースの断層配置比較は下表のとおりであり、パラスタケースで考慮する断層下端の最深部は海面下25km, DCRC-26モデルの北側断層の断層下端深さは海面下24.34kmである。
- 以上から、パラスタケースで考慮する深さ方向の範囲は、DCRC-26モデルの北側断層の断層下端深さを包絡していることが確認できたため、本検討における上縁深さのパラスタ検討範囲 (0 km ~ 5 km) は妥当であると判断する。

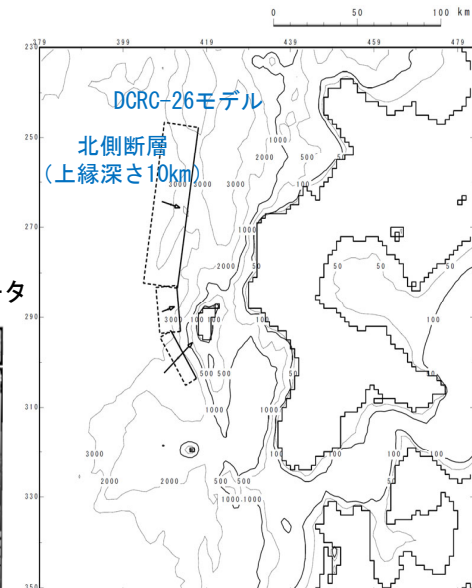
断層配置比較

	上縁深さパラスタ 断層配置	DCRC-26モデル 北側断層配置
上縁深さ	最大値 5 km (0 km ~ 5 kmの1 kmビッチ)	10 km
鉛直面内の 断層概要図		

DCRC-26モデル北側断層パラメータ

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

高橋ほか (1995) ⁽²³⁾ に一部加筆



1993年北海道南西沖地震波源モデル (DCRC-26モデル) と想定波源域

- (1) 大竹政和・平朝彦・太田洋子 編 (2002) : 日本海東縁部の活断層と地震テクトニクス, 東京大学出版会, 201p.
- (2) 国交省ほか (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, 日本海における大規模地震に関する調査検討会.
- (3) 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2003) : 日本海東縁部の地震活動の長期評価について, 62p.
- (4) 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.
- (5) 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 (2019年8月), pp. 199-203.
- (6) 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, pp. 65-72.
- (7) 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, No1, 2009, 346-350.
- (8) 社団法人土木学会 原子力土木委員会 津波評価小委員会 (2016) : 原子力発電所の津波評価技術 2016.
- (9) 社団法人土木学会原子力土木委員会津波評価部会 (2011) : 確率論的津波ハザード解析の方法.
- (10) 海野徳仁, 長谷川昭, 小原一成, 松沢暢, 清水洋, 高木章雄, 田中和夫, 小菅正裕 (1985) : 1983年日本海中部地震の前震と余震の震源分布, 地震 第2輯, 第38巻399-410項
- (11) 日野亮太, 金沢敏彦, 末広潔, 佐藤利典, 島村英紀 (1994) : 海底地震計郡列による1993年北海道南西沖地震の余震分布, 月刊 海洋, 号外No. 7
- (12) 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.
- (13) 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号, 32-39項
- (14) 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, 66, pp. 100-104.
- (15) Tamao Sato, Masahiro Kosuga, Kazuo Tanaka, and Hiroshi Sato (1986) : AFTERSHOCK DISTRIBUTION OF THE 1983 Nihonkai-Chubu (JAPAN SEA) EARTHQUAKE DETERMINED FROM RELOCATED HYPOCENTERS, J. Phys. Earth, 34, pp203-223.
- (16) Tetsuo No, Takeshi Sato, Shuichi Kodaira, Tatsuya Ishiyama, Hiroshi Sato, Narumi Takahashi, Yoshiyuki Kaneda (2014) : The source fault of the 1983 Nihonkai-Chubu earthquake revealed by seismic imaging, Earth and Planetary Science Letters, 400(2014), PP. 14-25.
- (17) 内田淳一・岩渕洋子・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—認識論的不確実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, 2019, pp. 122-155.
- (18) 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.
- (19) 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2016) : 震源断層を特定した地震の強震動予測手法 (「レシピ」)
- (20) Paul Somerville, Kojiro Irikura, Robert Graves, Sumio Sawada, David Wald, Norman Abrahamson, Yoshinori Iwasaki, Takao Kagawa, Nancy Smith, Akira Kowada (1999) : Characterizing Crustal Earthquake Slip Models for the Prediction of Strong Ground Motion, Seismological Research Letters, Volume70, Number1, January/February 1999, pp. 59-80.
- (21) 入倉孝次郎・三宅弘恵 (2001) : シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, 110, pp. 849-875.
- (22) 高橋智幸・首藤伸夫・今村文彦・Modesto Ortiz (1994) : 津波を説明するための北海道南西沖地震断層モデル, 海岸工学講演会論文集, 第41巻, pp. 251-255.
- (23) 高橋武之・高橋智幸・今村文彦・首藤伸夫 (1995) : 北海道南西沖地震津波の波源の再検討, 土木学会東北支部技術研究発表会講演概要 (平成6年度), pp. 180-181.
- (24) 大角恒雄・藤原広行・Hemanta HAZARIKA (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.
- (25) 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.
- (26) 北海道 (2017) : 北海道日本海沿岸の津波浸水想定について, 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.

- (27) Anne Van Horne, Hiroshi Sato, Tatsuya Ishiyama (2017) : Evolution of the Sea of Japan back-arc and some unsolved issues, Tectonophysics 710-711 (2017), pp. 6-20.
- (28) Takeshi Sato, Narumi Takahashi, Seiichi Miura, and Gou Fujie, Dong-Hyo Kang, Shuichi Kodaira and Yoshiyuki Kaneda (2006) : Last stage of the Japan Sea back-arc opening deduced from the seismic velocity structure using wide-angle data, Geochemistry Geophysics Geosystems, Volume 7, Number 6, 15p.
- (29) Thomas M. Brocher (2005) : Empirical Relations between Elastic Wavespeeds and Density in the Earth' s Crust, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 95, No. 6, pp. 2081-2092.
- (30) 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, 第59冊第1号, pp. 93-104.
- (31) 首藤伸夫 (1996) : 北海道南西沖地震による津波とその防災手法に関する研究, 平成6, 7年度科学研究費補助金(総合研究A)研究成果報告書.
- (32) 社団法人土木学会 原子力土木委員会津波評価部会 (2002) : 原子力発電所の津波評価技術, 321p.