

大間原子力発電所審査資料	
資料番号	OM1-CA156-R00
提出年月日	2021年10月7日

大間原子力発電所  
基準津波策定について

(コメント回答)

(補足説明資料)

2021年10月

電源開発株式会社

大間原子力発電所  
基準津波策定について  
(コメント回答)  
(補足説明資料)

2021年10月7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

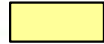
誤りを修正：過去の審査会合資料の誤りを、正しい記載とする場合

・ 左下の注記

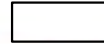
修正した誤りの内容を記載（誤りの修正がある場合）

(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。	2021年4月2日第962回審査会合でご説明済み
			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。	2021年7月30日第994回審査会合でご説明済み
			・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。	2021年4月2日第962回審査会合でご説明済み
			・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。	
			・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。	
・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。				
・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。				
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。 ・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。 ・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。 ・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。	2021年4月2日第962回審査会合でご説明済み
S5-49	日本海東縁部	第962回会合(2021.4.2)	想定波源域設定のうち、南北方向の設定について、東西方向と同様に深さ方向も含めたものであるなら、その旨分かるように記載を適正化すること。	2021年7月30日第994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
S5-50	日本海東縁部	第962回会合(2021.4.2)	設定した傾斜方向・傾斜角の検討パターンのうち、想定波源域からはみ出すパターンについて、津波評価上、保守側の設定になると記載されている。具体的に何に対して保守側の設定となっているのか、記載を充実させること。	2021年7月30日第994回審査会合でご説明済み
S5-51	日本海東縁部	第994回会合(2021.7.30)	日本海東縁部の波源モデルの傾斜方向・傾斜角のうちパターン6の水位が保守的であるという説明に関して、例えばパターン5を想定波源域の範囲内で東側に平行移動したケースの追加検討を行うなどにより、パターン6の保守性を示すこと。	本編資料P.2.2-31, P.2.2-81, P.2.2-82
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
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

# 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
S5-33	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
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の大すべり域・超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② <sup>*</sup> 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大すべり域の位置設定の根拠と考え方。	
			・波源モデル① <sup>*</sup> の大すべり域・超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。	2021年7月30日第994回審査会合でご説明済み
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。	2021年7月30日第994回審査会合でご説明済み
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 <sup>*</sup> ～⑥ <sup>*</sup> 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。	2021年7月30日第994回審査会合でご説明済み
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 <sup>*</sup> ～⑥ <sup>*</sup> 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。	2021年7月30日第994回審査会合でご説明済み
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⑤ <sup>*</sup> 、⑥ <sup>*</sup> 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。	2021年7月30日第994回審査会合でご説明済み
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。	2021年7月30日第994回審査会合でご説明済み

※第962回会合までの「基準波源モデル①」は、今回「基準波源モデル⑤」に呼称を変更。同様に②は⑥、⑤は②、⑥は①-1に変更。

# 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
S5-52	三陸沖から根室沖	第994回会合(2021.7.30)	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うち、基準波源モデル①-2については、最大水位上昇量、最大水位下降量ともに、基準波源モデル①-1など他のモデルを下回ること等を踏まえ、影響検討する過程において確認したモデルという位置付けで十分であると考えられる。基準波源モデル策定の手順、考え方、想定波源域の設定フロー等について記載の適正化を図ること。	本編資料P.2.3.1-2, P.2.3.1-6 P.2.3.1-29, P.2.3.1-30, P.2.3.1-35, P.2.3.1-36, P.2.3.1-185~190
S5-53	三陸沖から根室沖	第994回会合(2021.7.30)	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沿岸における想定津波群の比較図について、以下の適正化を行うこと。 ・大間から大間東岸付近を拡大し提示すること。	本編資料P.2.3.1-137
			・産総研DBIに示されているイベント堆積物の分布標高も示すこと。	本編資料P.2.3.1-137
			・想定津波群をどのように作成しているのか示すこと。	本編資料P.2.3.1-57, P.2.3.1-192~195
			その上で、以下の分析を行うことにより基準波源モデル③~⑥設定の妥当性を示すこと。 ・大間から大間東岸付近では基準波源モデルと内閣府(2020)の波源モデルの津波水位が同等であること。	本編資料P.2.3.1-137~143, P.2.3.1-149~154
			・岩屋付近及び新納屋から六川目付近では内閣府(2020)の波源モデルの水位が高くなっていること。	本編資料P.2.3.1-137~148, P.2.3.1-154
S5-54	三陸沖から根室沖	第994回会合(2021.7.30)	大間敷地において、三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波では、上昇側・下降側共に内閣府(2020)の波源モデルの方が上回っている。地震による津波全体では、上昇側は日本海東縁部が上回るものの、下降側は内閣府(2020)の波源モデルが上回る結果となっている。このような結果となる要因を分析し説明すること。	本編資料P.2.7-3~P.2.7-11
S5-55	三陸沖から根室沖	第994回会合(2021.7.30)	内閣府(2020)のすべり量等のモデル化の手法に関する考え方の取扱い、並びに基準波源モデル①~⑥と内閣府(2020)の波源モデルの津波高を比較することの位置付けについて説明すること。	本編資料P.2.6-22
S5-56	海域活断層	第994回会合(2021.7.30)	隆起再現断層の想定領域を踏まえ、断層長さが最も長くなるように約20kmとして評価すると記載しているが、内陸地殻内地震の審議結果を踏まえた上で評価すること。	本編資料P.2.5-3, P.2.5-4
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



# 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
S5-24	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
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
S5-14	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
S5-15	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
S5-16	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
S5-18	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
S5-20	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
S5-21	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

・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。

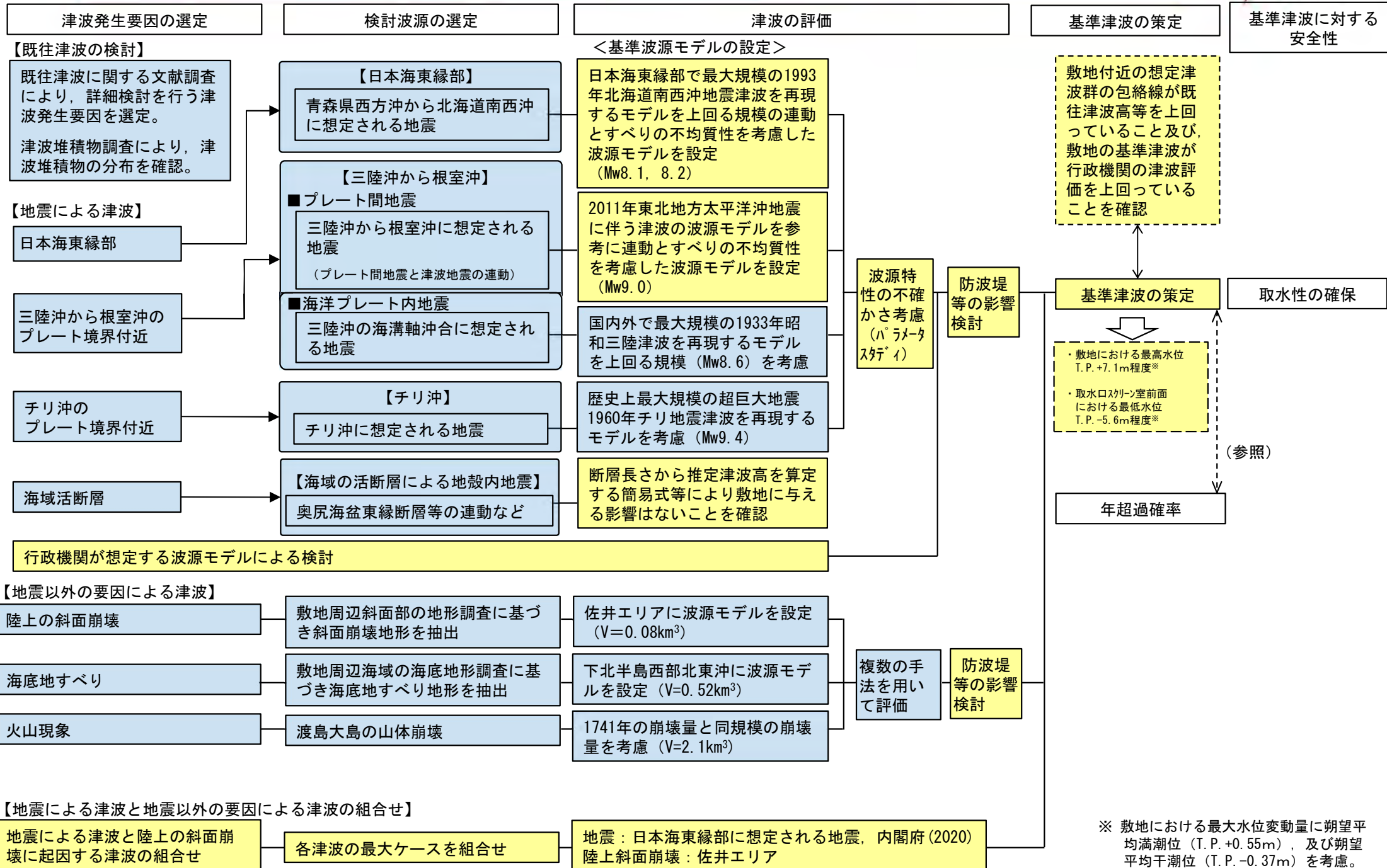
No.	項目	指摘時期	コメント内容	該当箇所
S5-23	火山現象	第467回会合 (H29.5.12)	渡島大島山体崩壊に関し、kinematic landslideモデルのパラメータである水平移動速度Uと比高変位継続時間Tについて、二層流モデルの解析値を説明すること。	平成30年6月8日第585回審査会合でご説明済み
S5-36	波源の組合せ	第627回会合 (H30.9.21)	地震による津波と地震以外の要因による津波の組合せに関して、日本海東縁部に想定される地震に伴う津波と、佐井エリアの斜面崩壊に起因する津波とを組み合わせることの妥当性、取水口前面位置において、水位時刻歴波形を線形に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 本編資料P.4-2, P.4-4, P.4-7, P.4-10, P.4-13 補足説明資料P.9.1-2～P.9.1-22, P.9.2-2～P.9.2-7
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。	2021年7月30日第994回審査会合でご説明済み
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。	2021年7月30日第994回審査会合で一部ご説明済み 本編資料P.3.6-2～P.3.6-9 P.4-2～P.4-16, P.5.1-2～P.5.1-10

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

# 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994回審査会合  
資料3-1 P. viii 一部修正



※ 敷地における最大水位変動量に期望平均満潮位 (T.P.+0.55m)、及び期望平均干潮位 (T.P.-0.37m) を考慮。

# 目次

1. 津波堆積物調査（現地調査）
2. 日本海東縁部に設定された地方自治体による波源モデル
3. 2011年東北地方太平洋沖地震を始めとするM9クラスの超巨大地震から得られた知見
  - 3-1. 2011年東北地方太平洋沖地震から得られた知見
  - 3-2. 世界のM9クラスの超巨大地震から得られた知見の整理
  - 3-3. まとめ
4. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波
  - 4-1. 2011年東北地方太平洋沖地震による津波等の再現性確認
  - 4-2. 分岐断層に関する検討
  - 4-3. ライズタイムの影響検討
  - 4-4. 動的破壊特性の不確かさの影響確認
5. チリ沖に想定される地震に伴う津波の影響検討
6. 陸上の斜面崩壊に起因する津波
  - 6-1. 地すべり地形分布図
  - 6-2. 二層流モデルの適用性について
7. 海底地すべりに起因する津波
  - 7-1. 急傾斜部を対象とした地形判読
  - 7-2. 海底地すべり海上音波探査記録
  - 7-3. 海底地すべり地形崩壊量算定
  - 7-4. ハワイ付近の海底地すべりの影響について
8. 火山現象に起因する津波
  - 8-1. kinematic landslideモデルによる追加検討
9. 津波発生要因の組合せに関する検討
  - 9-1. 組合せ対象地すべりエリアの選定
  - 9-2. 線形足し合せ水位評価地点の妥当性確認
10. 津軽海峡・発電所専用港湾及び津波の周期特性
  - 10-1. 検討方法
  - 10-2. 日本海側からの津波に対する検討
  - 10-3. 太平洋側からの津波に対する検討
  - 10-4. まとめ
11. 津波の伝播特性について

# 目次

1. 津波堆積物調査（現地調査）
2. 日本海東縁部に設定された地方自治体による波源モデル
3. 2011年東北地方太平洋沖地震を始めとするM9クラスの超巨大地震から得られた知見
  - 3-1. 2011年東北地方太平洋沖地震から得られた知見
  - 3-2. 世界のM9クラスの超巨大地震から得られた知見の整理
  - 3-3. まとめ
4. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波
  - 4-1. 2011年東北地方太平洋沖地震による津波等の再現性確認
  - 4-2. 分岐断層に関する検討
  - 4-3. ライズタイムの影響検討
  - 4-4. 動的破壊特性の不確かさの影響確認
5. チリ沖に想定される地震に伴う津波の影響検討
6. 陸上の斜面崩壊に起因する津波
  - 6-1. 地すべり地形分布図
  - 6-2. 二層流モデルの適用性について
7. 海底地すべりに起因する津波
  - 7-1. 急傾斜部を対象とした地形判読
  - 7-2. 海底地すべり海上音波探査記録
  - 7-3. 海底地すべり地形崩壊量算定
  - 7-4. ハワイ付近の海底地すべりの影響について
8. 火山現象に起因する津波
  - 8-1. kinematic landslideモデルによる追加検討
9. 津波発生要因の組合せに関する検討
  - 9-1. 組合せ対象地すべりエリアの選定
  - 9-2. 線形足し合せ水位評価地点の妥当性確認
10. 津軽海峡・発電所専用港湾及び津波の周期特性
  - 10-1. 検討方法
  - 10-2. 日本海側からの津波に対する検討
  - 10-3. 太平洋側からの津波に対する検討
  - 10-4. まとめ
11. 津波の伝播特性について

# 1. 津波堆積物調査（現地調査）



敷地周辺, 十三湖及び鯨ヶ沢町周辺で実施した津波堆積物に係る現地調査及び現地調査の評価についてまとめた。



## 現地調査〔大間平地点〕（1 / 7）：ボーリング調査

### ■ 地点選定理由

- 砂丘により閉塞された後背湿地が存在しており、泥炭層や細粒層が分布することが期待され、津波堆積物が残存する可能性があるため、調査地点として選定した。
- 大間平東部の後背湿地は、別途実施した海成堆積物調査からイベント堆積物は確認されなかったため調査対象地点としない。（P.1-10～P.1-12参照）

### ■ 調査内容

- ボーリング調査8孔（ロータリー式，孔径86mm），ボーリングコア観察，X線CTスキャン，放射性炭素年代測定，珪藻化石分析等



記号	凡例
du	面区分 砂丘
m	面区分 後背湿地
○ OM1	ボーリング位置・孔名
① ①'	断面線位置

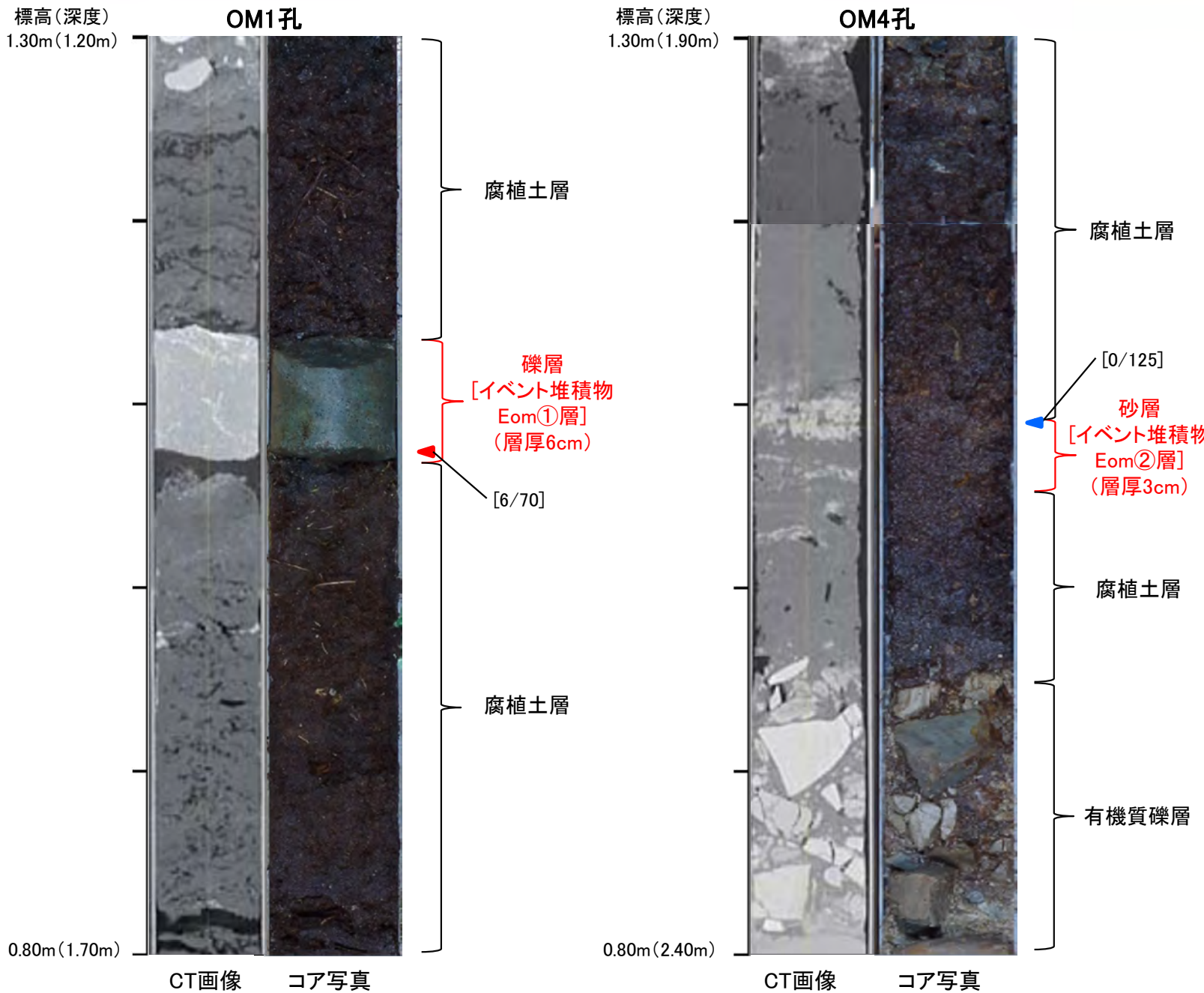


大間平地点の調査位置図

# 1. 津波堆積物調査（現地調査）（2 / 40）



## 現地調査〔大間平地点〕（2 / 7）： イベント堆積物の観察・分析（層相・珪藻化石）



- ボーリングコア観察の結果、OM1孔及びOM4孔の2孔でイベント堆積物が認められた。
- OM1孔のイベント堆積物Eom①層は、腐植土層に挟在する1個の中礫であり、下端部には砂粒子を伴う。中礫の下面境界は明瞭であり、下端部の砂粒子中に微量の現世の海水～汽水生種の珪藻化石を含む。
- OM4孔のイベント堆積物Eom②層は、腐植土層に挟在する砂層であり、下面境界は不明瞭である。現世の海水～汽水生種の珪藻化石を含まない。

凡例

珪藻化石分析

- ◀ 微量の現世の海水～汽水生種を含むもの
- ▶ 現世の海水～汽水生種を含まないもの

[1/200] 現世の海水～汽水生種の個数/総個体数

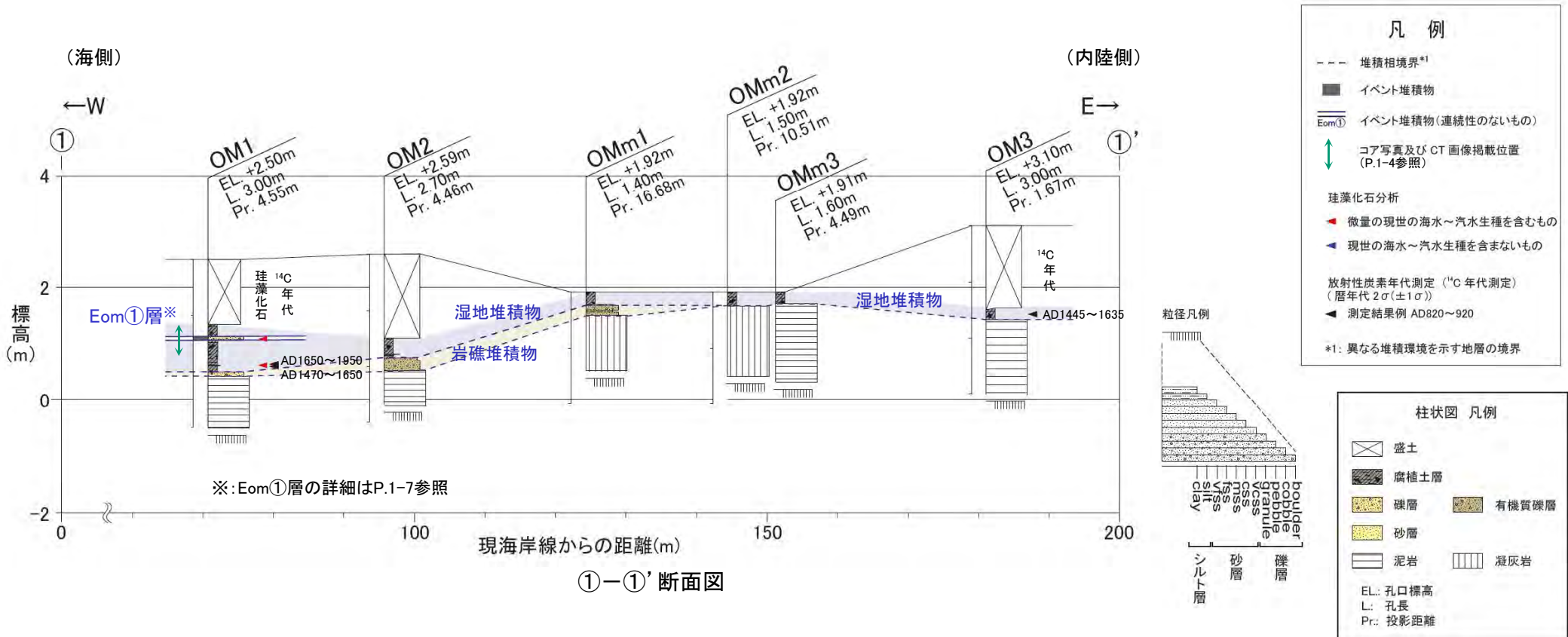


# 1. 津波堆積物調査（現地調査）（3 / 40）



## 現地調査〔大間平地点〕（3 / 7）：イベント堆積物の観察・分析（分布）（1 / 2）

- ボーリングコア観察の結果、イベント堆積物Eom①層は、①-①'断面において最も海側（西側）のOM1孔のみで認められ、その分布標高は約1.1mである。
- イベント堆積物Eom①層の分布範囲は海岸付近に限られ、OM1孔より内陸側の同じ湿地堆積物中の同層準には分布せず、Eom①層の分布範囲は内陸方向には連続しない。

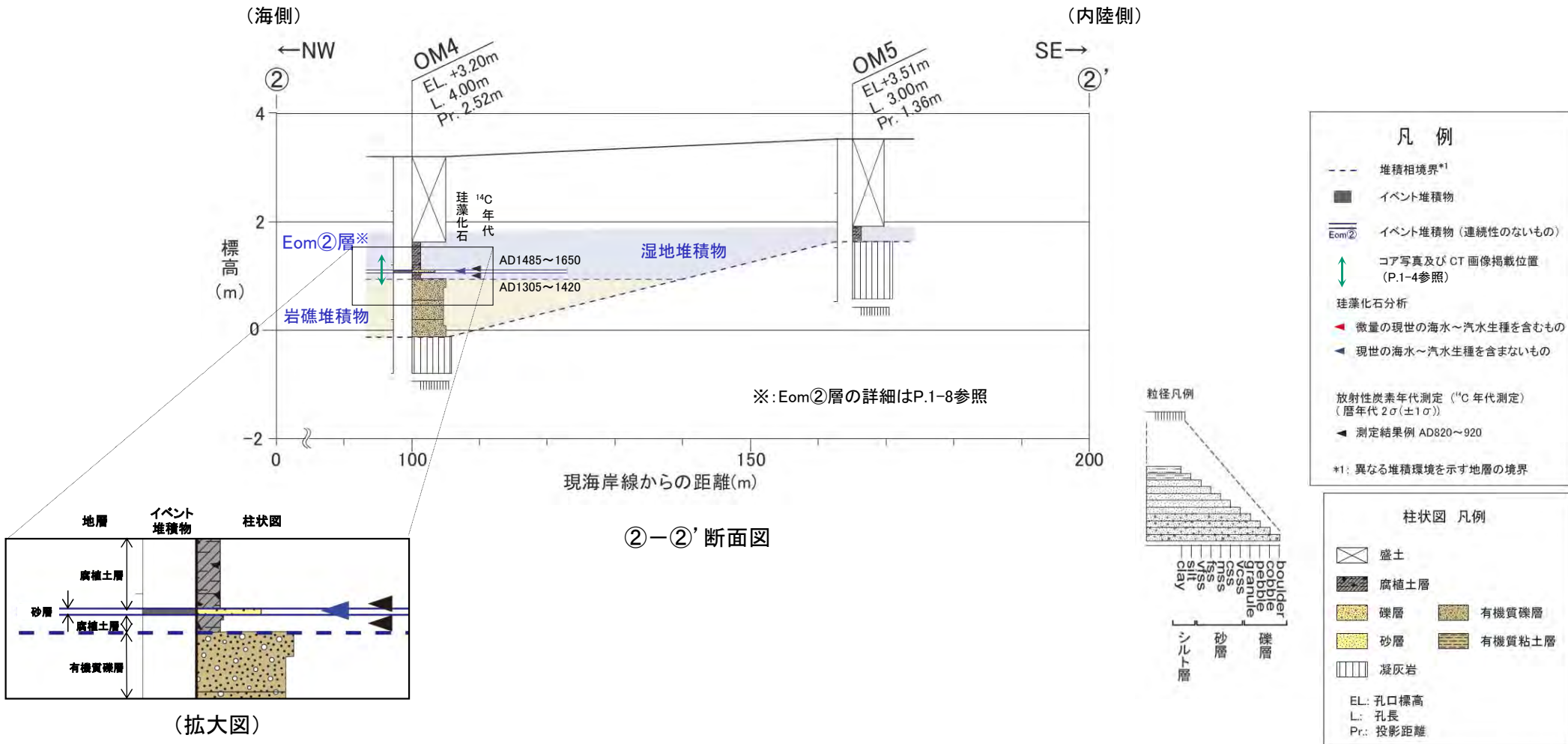


# 1. 津波堆積物調査（現地調査）（4 / 40）



## 現地調査〔大間平地点〕（4 / 7）： イベント堆積物の観察・分析（分布）（2 / 2）

- ボーリングコア観察の結果、イベント堆積物Eom②層は、②-②'断面において海側(西側)のOM4孔のみで認められ、その分布標高は約1.1mである。
- イベント堆積物Eom②層の分布範囲はOM4孔より内陸側の同じ湿地堆積物中の同層準には分布せず、Eom②層の分布範囲は内陸方向には連続しない。
- また、放射性炭素年代測定から、イベント堆積物Eom②層はイベント堆積物Eom①層より下位の層準であり、これらは連続しないと判断される。



# 1. 津波堆積物調査（現地調査）（5 / 4 0）

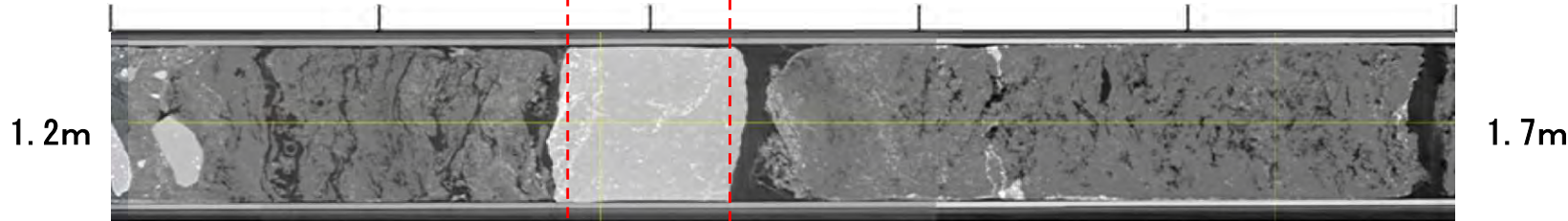


## 現地調査〔大間平地点〕（5 / 7）： イベント堆積物の観察・分析（Eom①層：OM 1孔）

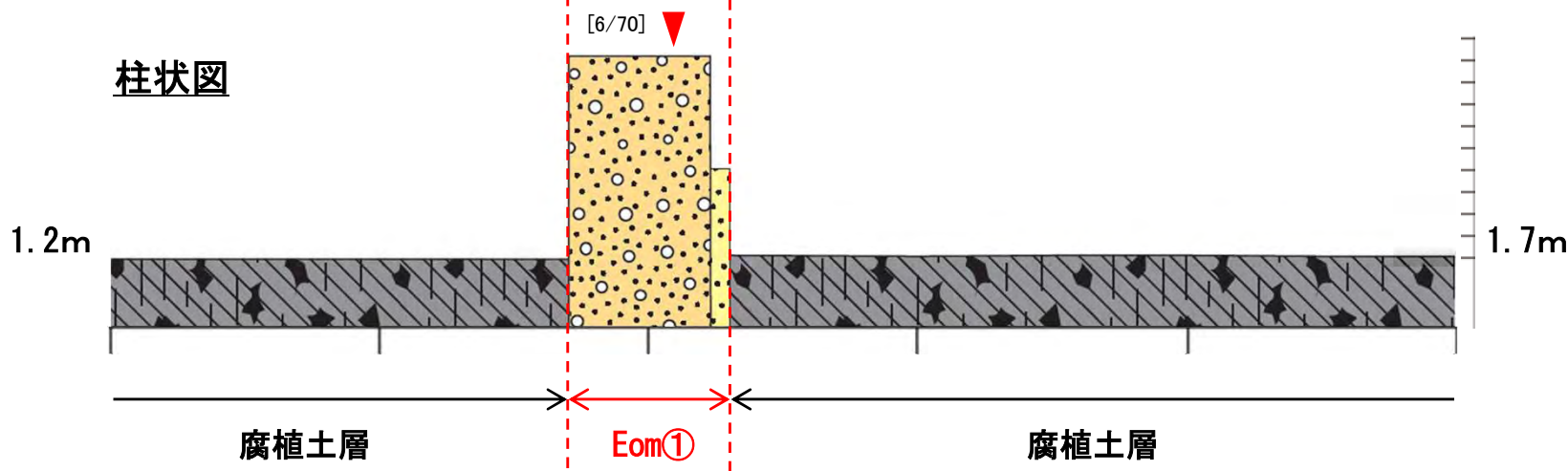
### ボーリングコア写真



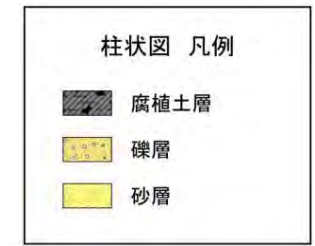
### X線CTスキャン画像



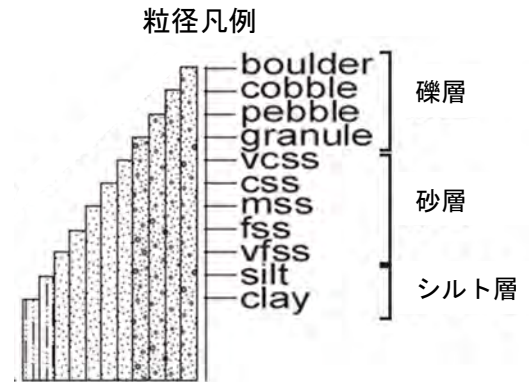
### 柱状図



- イベント堆積物Eom①層は、腐植土層に挟在する1個の中礫であり、下端部には砂粒子を伴う。
- コア観察では粒径の違いが、CT画像では密度差が認められるため、イベント堆積物と判断した。
- 中礫の下面境界は明瞭であり、下端部の砂粒子中に微量の現世の海水～汽水生種の珩藻化石を含む。



珩藻化石分析  
 ▲ 微量の現世の海水～汽水生種を含むもの  
 [1/200] 現世の海水～汽水生種の個数/総個体数

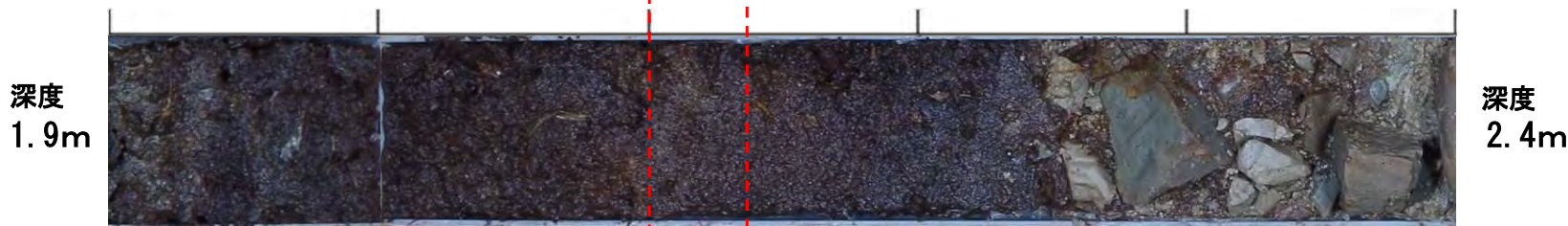




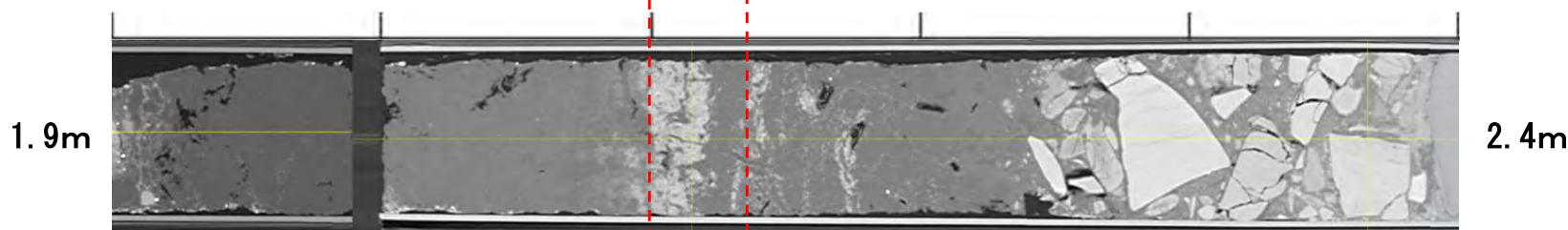
# 1. 津波堆積物調査（現地調査）（6 / 40）

現地調査〔大間平地点〕（6 / 7）： イベント堆積物の観察・分析（Eom②層：0M4孔）

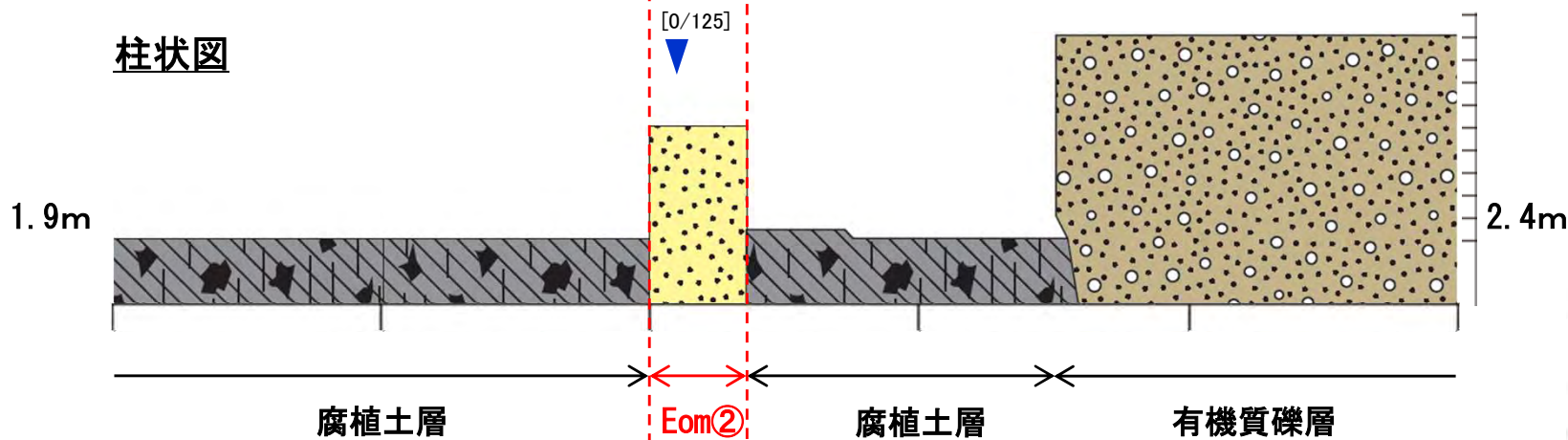
## ボーリングコア写真



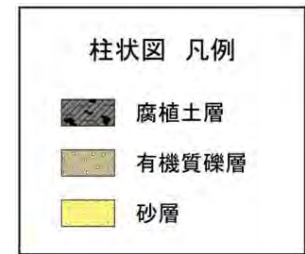
## X線CTスキャン画像



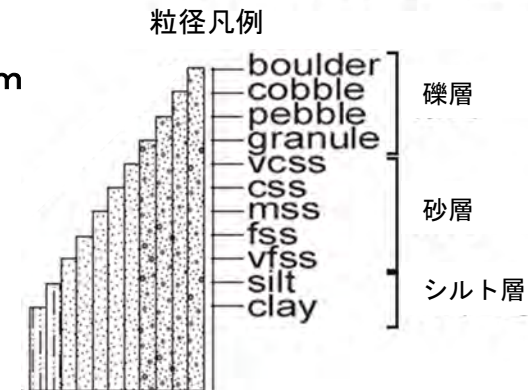
## 柱状図



- イベント堆積物Eom②層は、腐植土層に挟在する砂層である。
- コア観察では粒径の違いが、CT画像では密度差が認められるため、イベント堆積物と判断した。
- 下面境界は不明瞭である。現世の海水～汽水生種の珪藻化石を含まない。



珪藻化石分析  
 ▲ 現世の海水～汽水生種を含まないもの  
 [1/200] 現世の海水～汽水生種の個数/総個体数





## 現地調査〔大間平地点〕（7 / 7）：イベント堆積物の評価

### イベント堆積物の観察・分析結果及び評価

- イベント堆積物Eom①層は、下面境界が明瞭であり、微量の現世の海水～汽水生種の珪藻化石を含むものの、分布範囲が海岸付近の1孔に限られる。Eom①層は、津波によるものであれば分布していると考えられる同じ湿地内の他のボーリング孔の同層準には分布せず、内陸方向に連続しないことから、津波堆積物の特徴を有していないと評価する。
- イベント堆積物Eom②層は、下面境界が不明瞭であり、現世の海水～汽水生種の珪藻化石を含まず、分布範囲が海岸付近の1孔に限られる。Eom②層は、津波によるものであれば分布していると考えられる同じ湿地内の他のボーリング孔の同層準には分布せず、内陸方向に連続しないことから、津波堆積物の特徴を有していないと評価する。



### 津波堆積物の可能性の評価

- 大間平地点のイベント堆積物Eom①層及びEom②層は、いずれも、津波堆積物の可能性が低いと評価する。
- なお、イベント堆積物Eom①層及びEom②層は、その分布範囲は海岸付近の1孔に限られ、津波によるものであれば分布していると考えられる同じ湿地内の他のボーリング孔の同層準には分布せず、内陸方向及び汀線方向に連続しないことから、高潮や高波等による局所的な堆積物と判断される。



大間平地点の調査位置図

凡 例	
記号	面区分
du	砂丘
m	後背湿地
ボーリング位置・孔名	
● OM1	イベント堆積物が認められた地点
○ OM1	イベント堆積物が認められなかった地点
① ①'	断面線位置



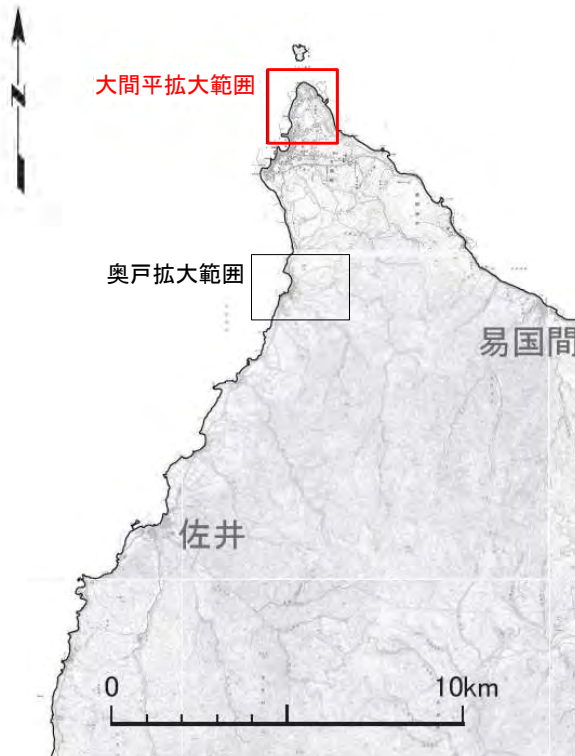
## ボーリング調査

### ■地点選定理由

- ・砂丘により閉塞された後背湿地が存在しており、泥炭層や細粒層が分布することが期待され、海成堆積物が残存する可能性があるため、調査地点として選定した。

### ■調査内容

- ・ハンディジオスライサー調査6点(電動バイブレーター式, 幅100mm), コア観察, 火山灰分析, 放射性炭素年代測定, 珪藻化石分析等



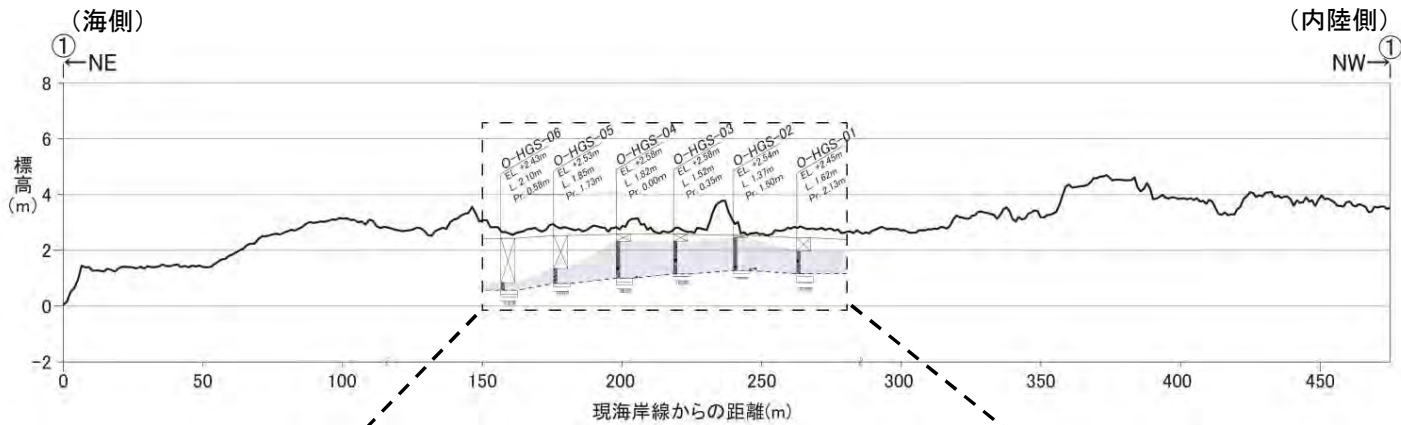
凡 例	
記号	面区分
du	砂丘
m	後背湿地
○OM1	ボーリング位置・孔名
① ①'	断面線位置



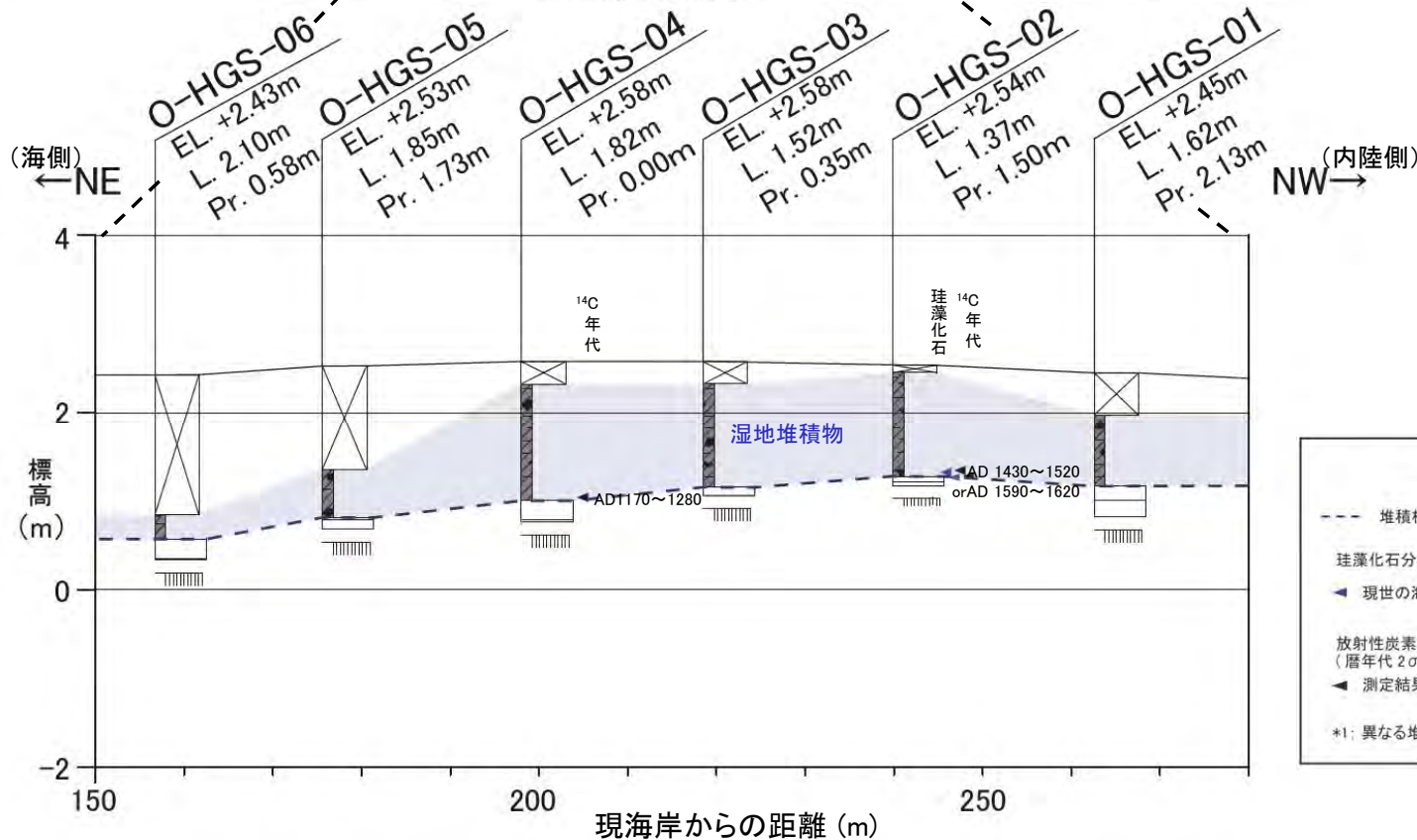
大間平地点の調査位置図



## イベント堆積物の観察・分析 (分布)



・ハンディジオスライサー調査の結果、基盤岩の上位には腐植土層が分布し、その中には砂層及び礫層の狭在は認められないため、大間平東部後背湿地にイベント堆積物は分布しないと評価する。



**凡例**

- 堆積相境界\*1
- 珩藻化石分析
- ◀ 現世の海水～汽水生種を含まないもの
- 放射性炭素年代測定 (<sup>14</sup>C年代測定)  
(暦年代 2σ(±1σ))
- ◀ 測定結果例 AD820～920
- \*1: 異なる堆積環境を示す地層の境界

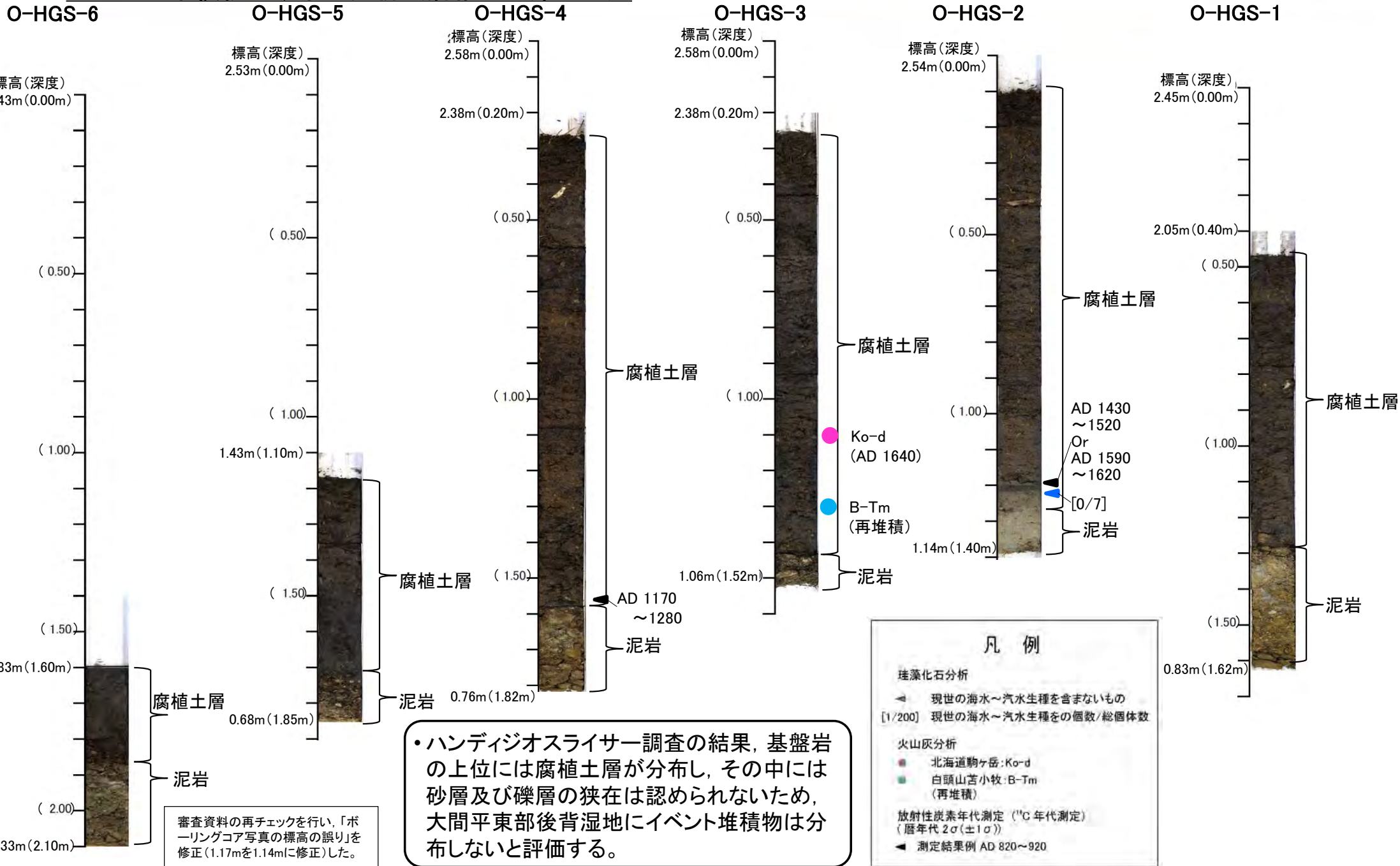


**柱状図 凡例**

- 岩相
- ◻ コア欠
- 腐植土層
- 泥岩
- EL.: 孔口標高
- L.: 孔長
- Pr.: 投影距離



## イベント堆積物の観察・分析 (層相・珪藻化石)







# 1. 津波堆積物調査（現地調査）（8 / 40）

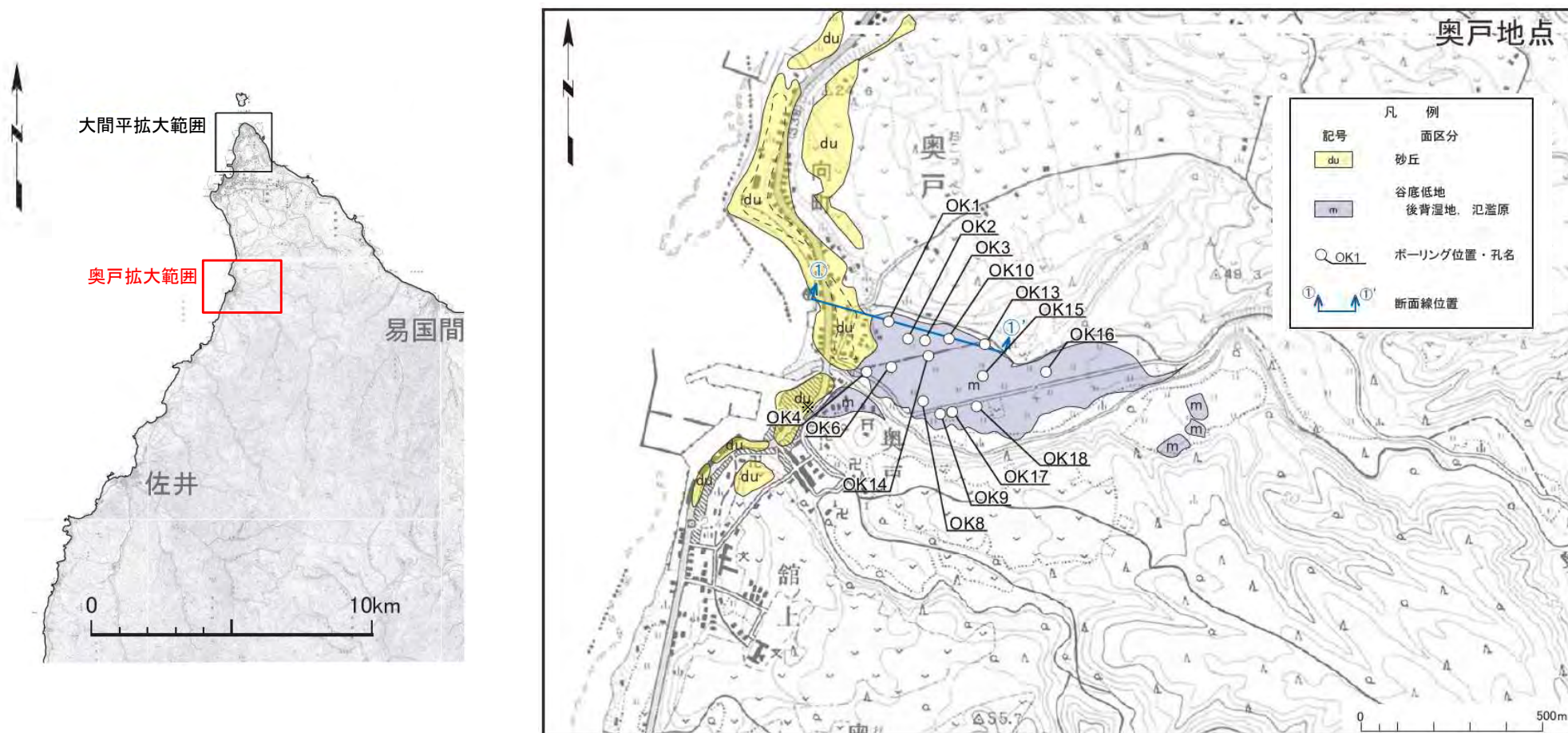
## 現地調査〔奥戸地点〕（1 / 14）：ボーリング調査

### ■地点選定理由

- ・砂丘により閉塞された谷底低地（後背湿地，氾濫原）が存在しており，泥炭層や細粒層が分布することが期待され，津波堆積物が残存する可能性があるため，調査地点として選定した。

### ■調査内容

- ・ボーリング調査 14孔（ロータリー式，孔径86mm），ボーリングコア観察，X線CTスキャン，放射性炭素年代測定，珪藻化石分析等

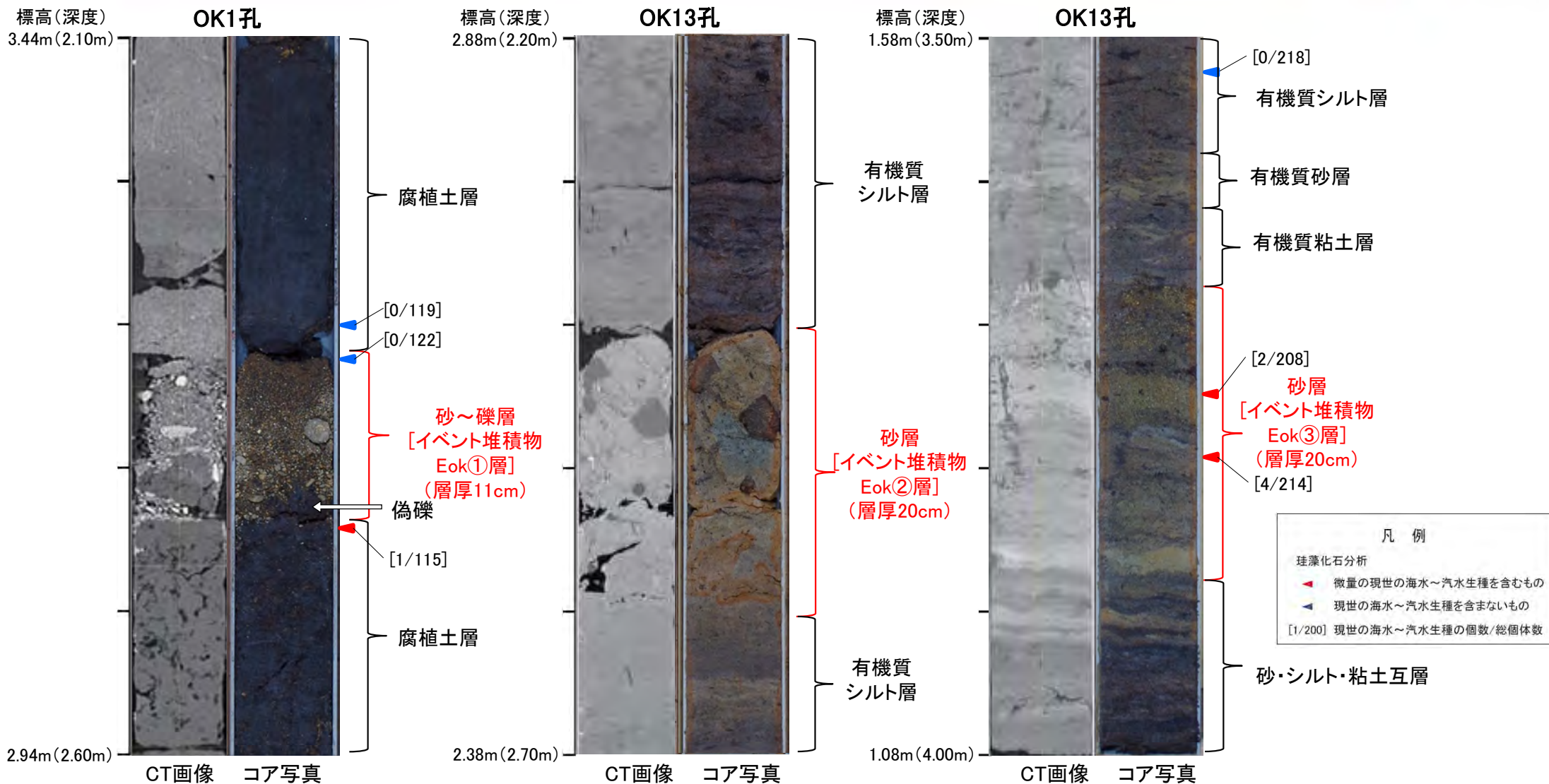


奥戸地点の調査位置図



# 1. 津波堆積物調査（現地調査）（9 / 40）

## 現地調査〔奥戸地点〕（2 / 14）：イベント堆積物の観察・分析（層相・珪藻化石）



・ボーリングコア観察の結果、全14孔のうち10孔でイベント堆積物が認められた。このうち、主なイベント堆積物の特徴は以下のとおり。

・OK1孔のイベント堆積物Eok①層は、腐植土層に挟在する砂～礫層である。下面境界は明瞭であり、級化構造や腐植質シルトの偽礫が認められる。現世の海水～汽水生種の珪藻化石を含まない。

・OK13孔のイベント堆積物Eok②層は、有機質シルト層に挟在する砂層であり、下面境界は不明瞭である。

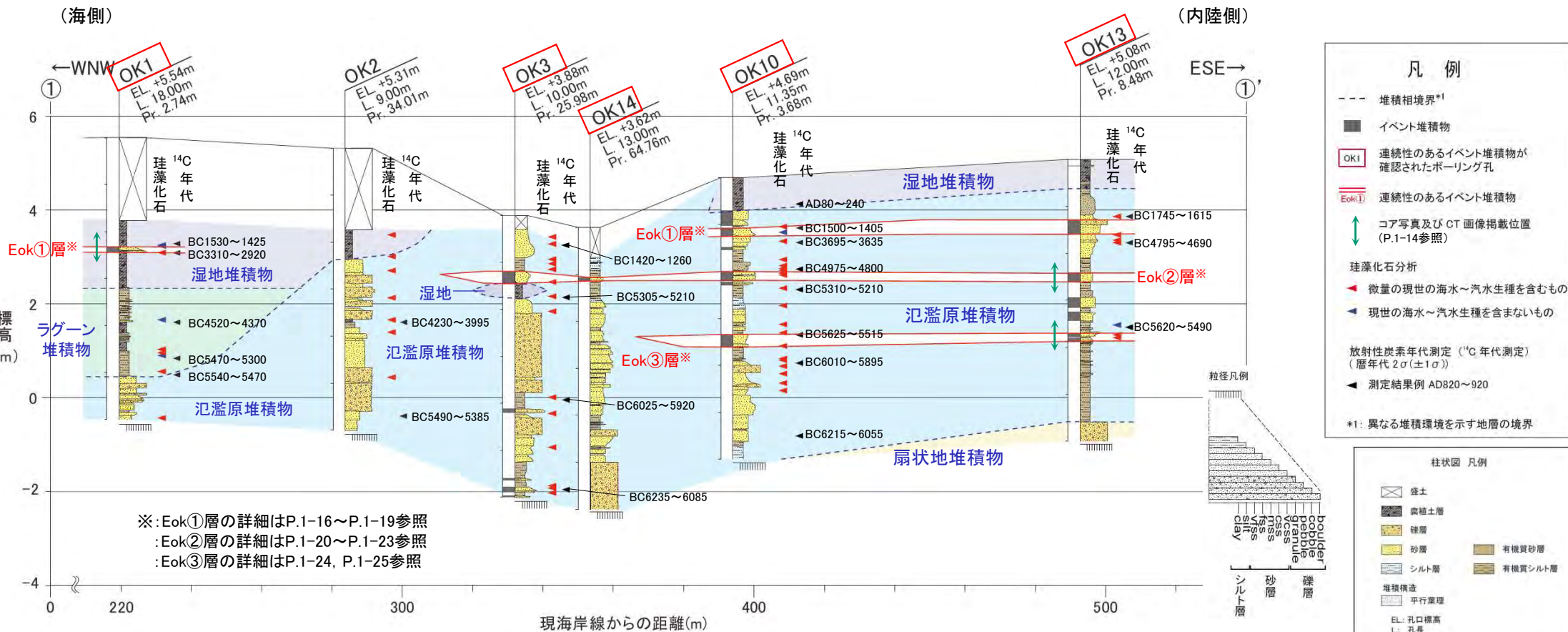
・OK13孔のイベント堆積物Eok③層は、有機質粘土層や砂層に挟まれた砂層である。下面境界は明瞭であり、級化構造や葉理が認められる。微量の現世の海水～汽水生種の珪藻化石を含む。

# 1. 津波堆積物調査（現地調査）（10/40）



## 現地調査〔奥戸地点〕（3/14）：イベント堆積物の観察・分析（分布）

- ボーリングコア観察の結果、同層準で連続性のあるイベント堆積物が3層準（Eok①層、Eok②層及びEok③層）で認められた。連続性のあるイベント堆積物が認められた①-①'断面を以下に示す。このうち分布標高が最も高いものは、Eok①層の約3.8m（OK13孔）である。
- イベント堆積物Eok①層は、海岸付近の湿地堆積物及びその内陸側の氾濫原堆積物の同層準に認められるが、内陸に向かって層厚が厚くなり、粒度が大きくなる傾向が認められる。（P. 1-19参照）
- イベント堆積物Eok②層及びEok③層は、いずれも氾濫原堆積物中に概ね連続して分布し、海岸付近の湿地堆積物やラグーン堆積物の同層準には分布しない。



※: Eok①層の詳細はP.1-16~P.1-19参照  
 : Eok②層の詳細はP.1-20~P.1-23参照  
 : Eok③層の詳細はP.1-24, P.1-25参照

①-①'断面図

# 1. 津波堆積物調査（現地調査）（11 / 40）



現地調査〔奥戸地点〕（4 / 14）： イベント堆積物の観察・分析（Eok①層（1 / 4）： OK1孔）

ボーリングコア写真

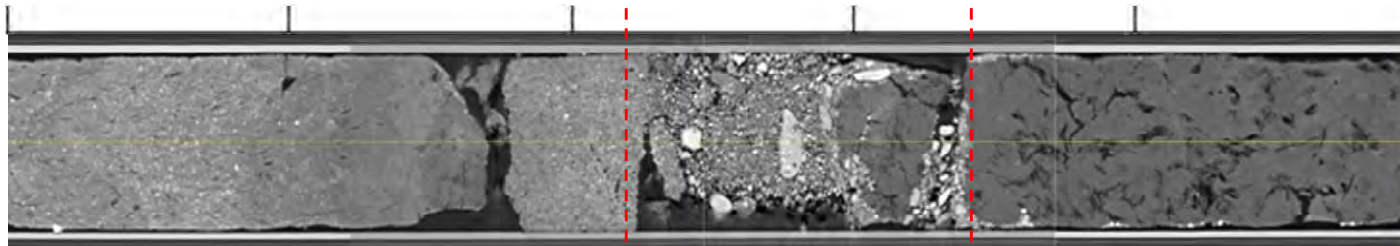
深度  
2.1m



深度  
2.6m

X線CTスキャン画像

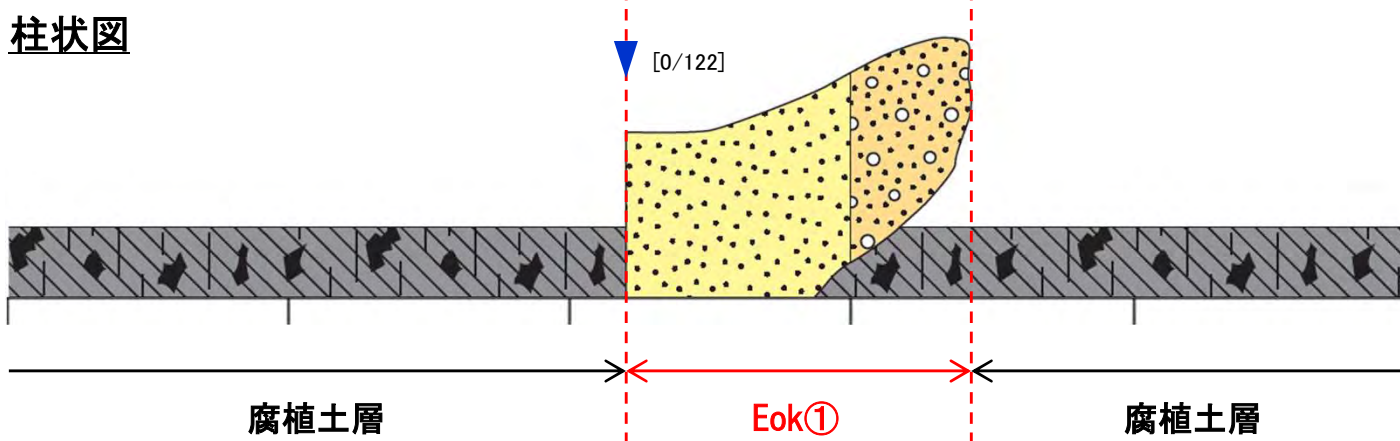
2.1m



2.6m

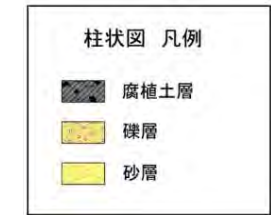
柱状図

2.1m



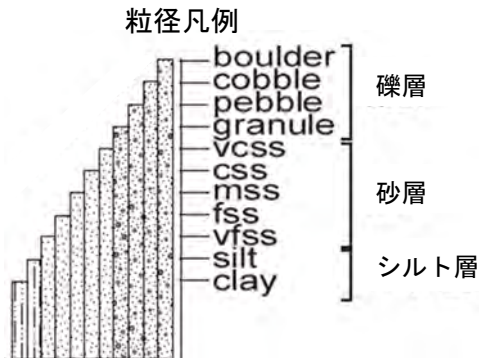
2.6m

- イベント堆積物Eok①層は、腐植土層に挟在する砂～礫層である。
- コア観察では粒径の違いと腐植質シルトの偽礫が、CT画像では密度差が認められるため、イベント堆積物と判断した。
- 下面境界は明瞭である。現世の海水～汽水生種の珪藻化石を含まない。



珪藻化石分析

- ◀ 現世の海水～汽水生種を含まないもの
- [1/200] 現世の海水～汽水生種の個数/総個体数



# 1. 津波堆積物調査（現地調査）（12/40）

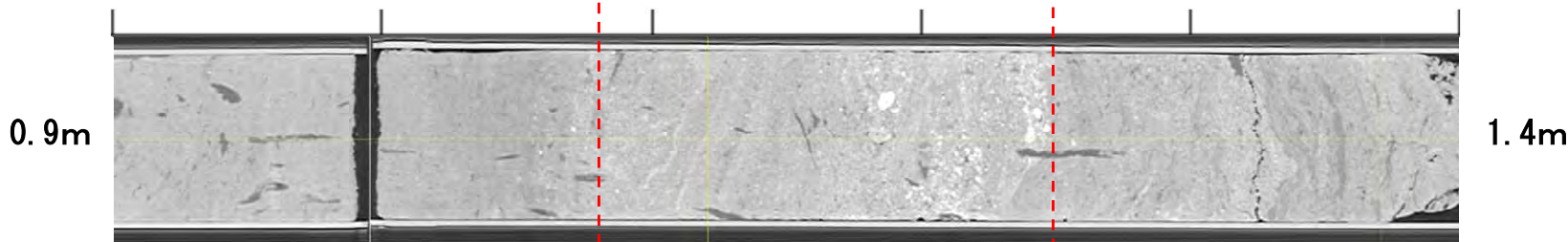


現地調査〔奥戸地点〕（5/14）：イベント堆積物の観察・分析（Eok①層（2/4）：0K10孔）

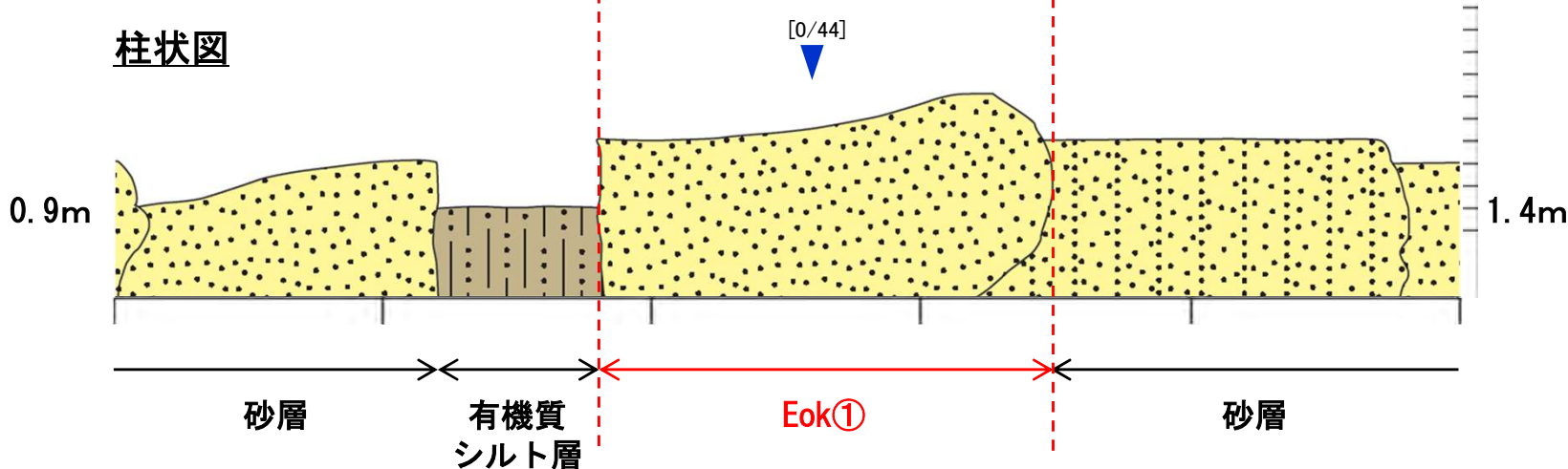
ボーリングコア写真



X線CTスキャン画像



柱状図



- イベント堆積物Eok①層は、有機質シルト層及び砂層に挟在する砂層である。
- コア観察では粒径の違いと級化構造が、CT画像では密度差が認められるため、イベント堆積物と判断した。
- 下面境界は明瞭である。現世の海水～汽水生種の珪藻化石を含まない。

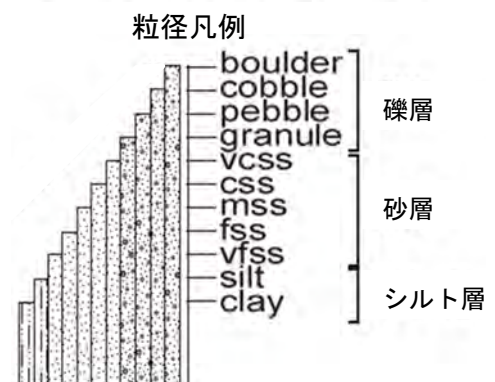
柱状図 凡例

- 砂層 (Yellow box)
- 有機質シルト層 (Brown box)

堆積構造

- 平行葉理 (Patterned box)

珪藻化石分析  
 ▲ 現世の海水～汽水生種を含まないもの  
 [1/200] 現世の海水～汽水生種の個数/総個体数





# 1. 津波堆積物調査（現地調査）（13 / 40）

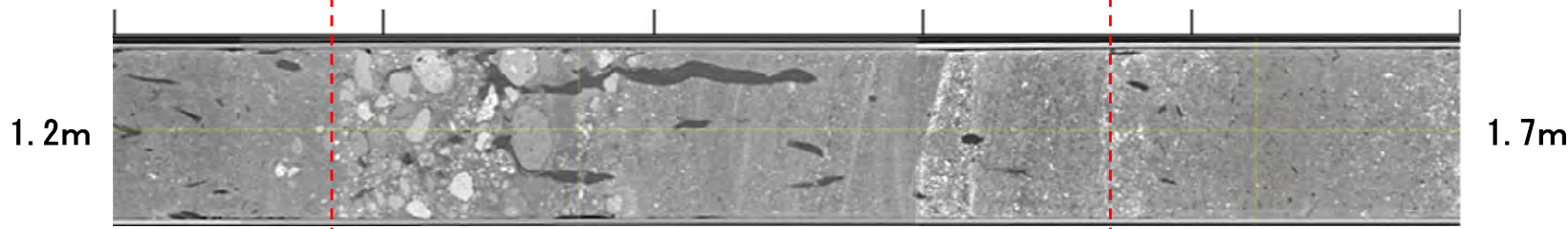
現地調査〔奥戸地点〕（6 / 14）： イベント堆積物の観察・分析（Eok①層（3 / 4）： 0K13孔）

ボーリングコア写真



- ・イベント堆積物Eok①層は、砂層に挟在する砂～礫層である。
- ・コア観察では粒径の違いが、CT画像では葉理が認められるため、イベント堆積物と判断した。
- ・下面境界は明瞭である。

X線CTスキャン画像



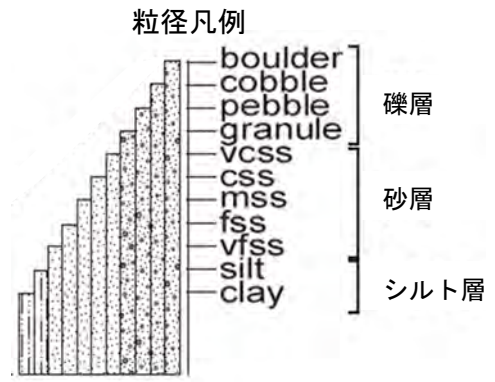
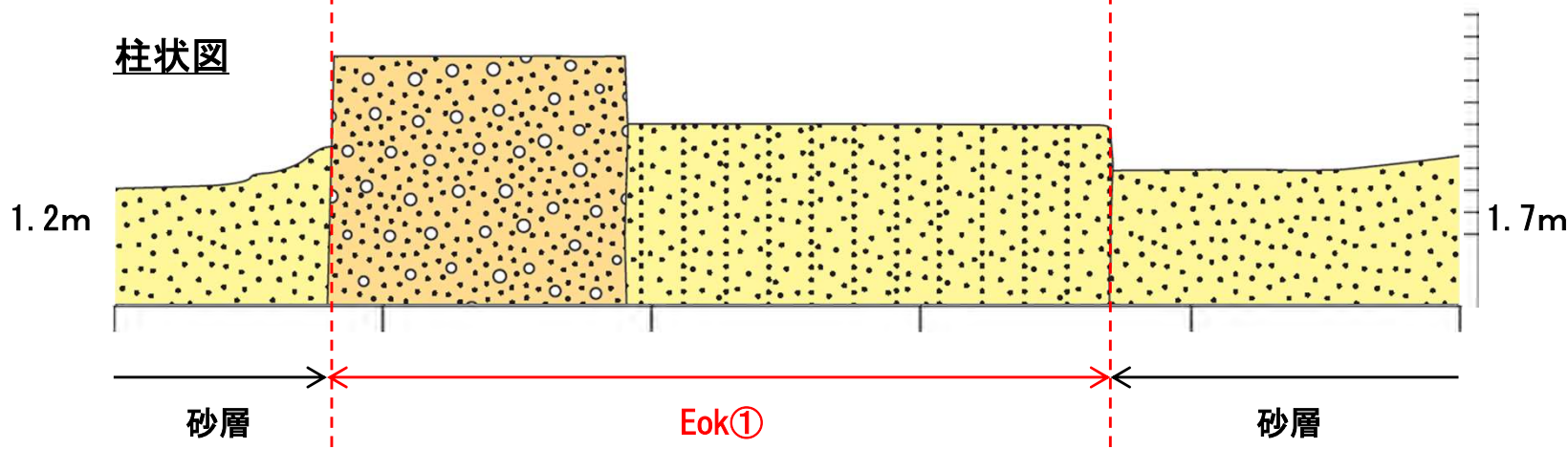
柱状図 凡例

- 礫層 (Patterned yellow)
- 砂層 (Solid yellow)

堆積構造

- 平行葉理 (Horizontal lines)

柱状図



# 1. 津波堆積物調査（現地調査）（14 / 40）

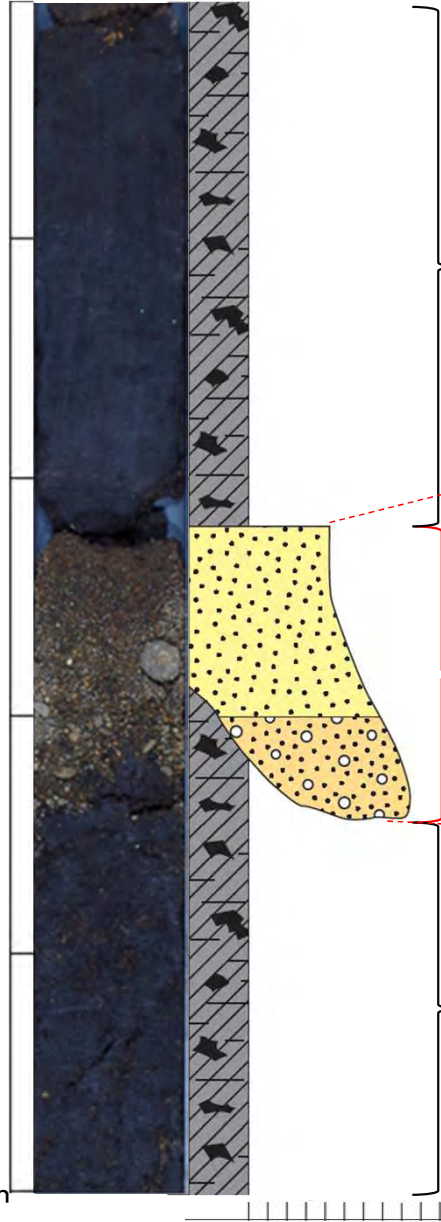


## 現地調査〔奥戸地点〕（7 / 14）：イベント堆積物の観察・分析（Eok①層（4 / 4））：層厚及び粒径変化

（海側）

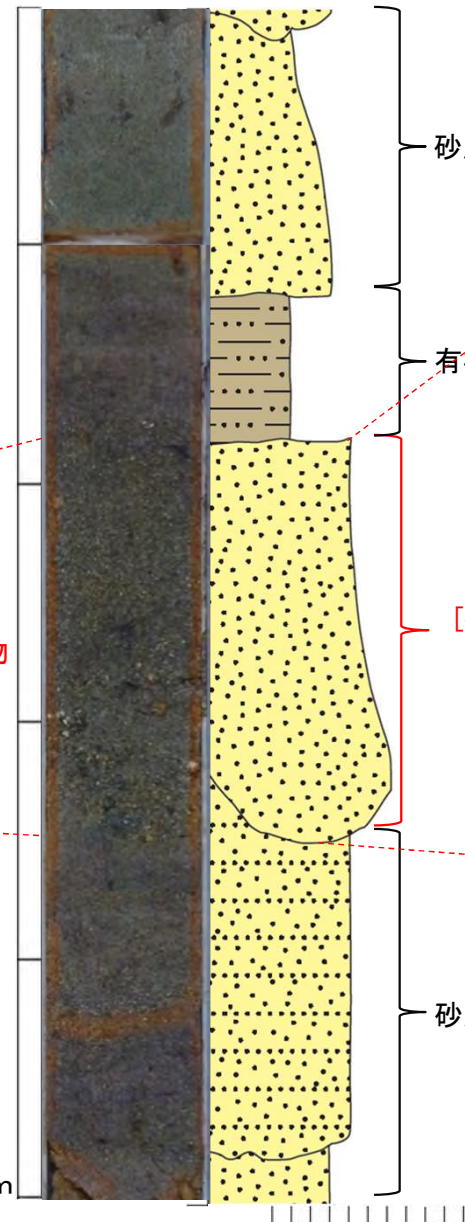
深度  
2.1m

OK1孔  
（P.1-16参照）



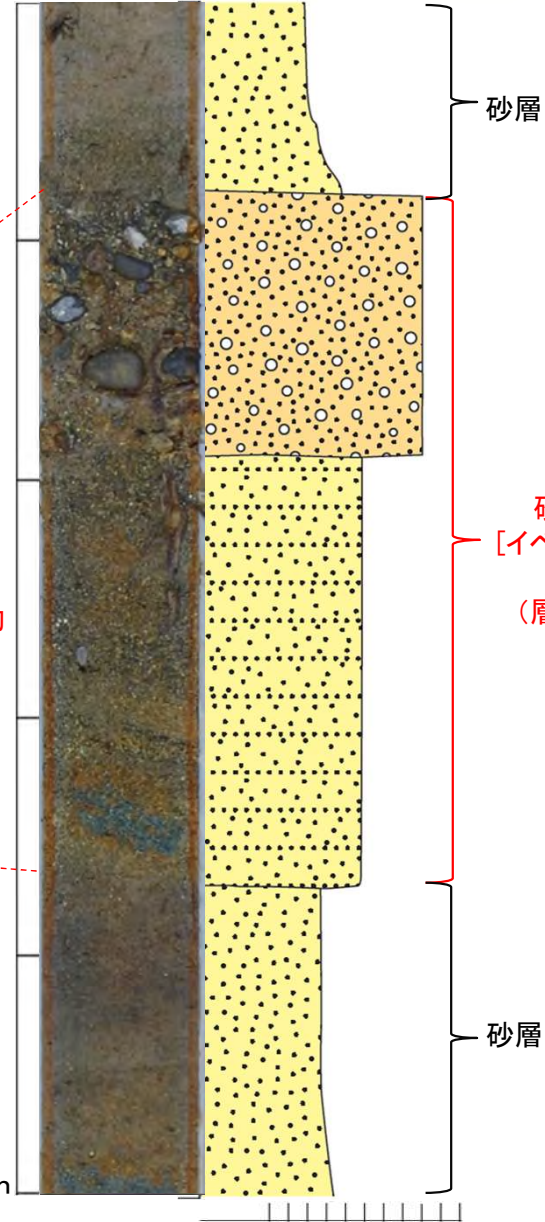
深度  
0.9m

OK10孔  
（P.1-17参照）



深度  
1.2m

OK13孔（内陸側）  
（P.1-18参照）

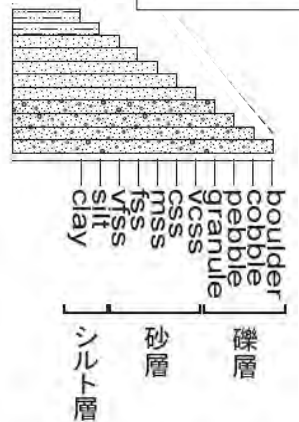


・イベント堆積物Eok①層は、内陸に向かって層厚が厚くなり、粒径が大きくなる傾向が認められるため、津波堆積物の特徴と一致しない。  
→河川の洪水等による堆積物と判断される。

砂～礫層  
[イベント堆積物 Eok①]  
(層厚29cm)



粒径凡例



コア写真

柱状図

コア写真

柱状図

コア写真

柱状図

# 1. 津波堆積物調査（現地調査）（15 / 40）

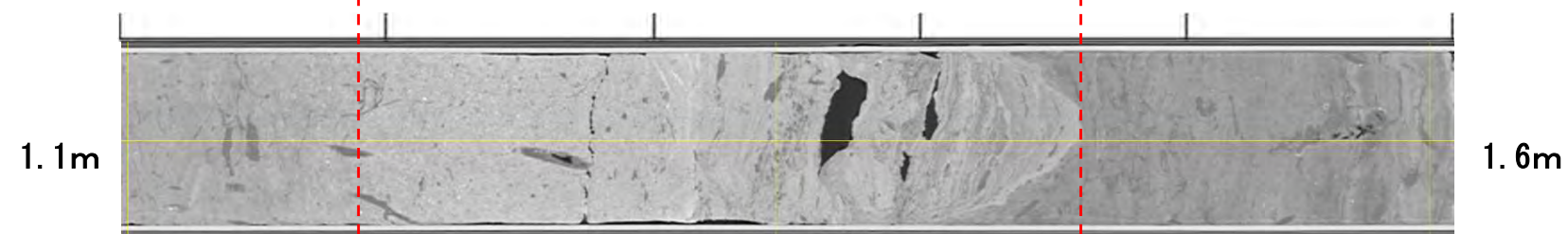


## 現地調査〔奥戸地点〕（8 / 14）： イベント堆積物の観察・分析（Eok②層（1 / 4）： OK3孔）

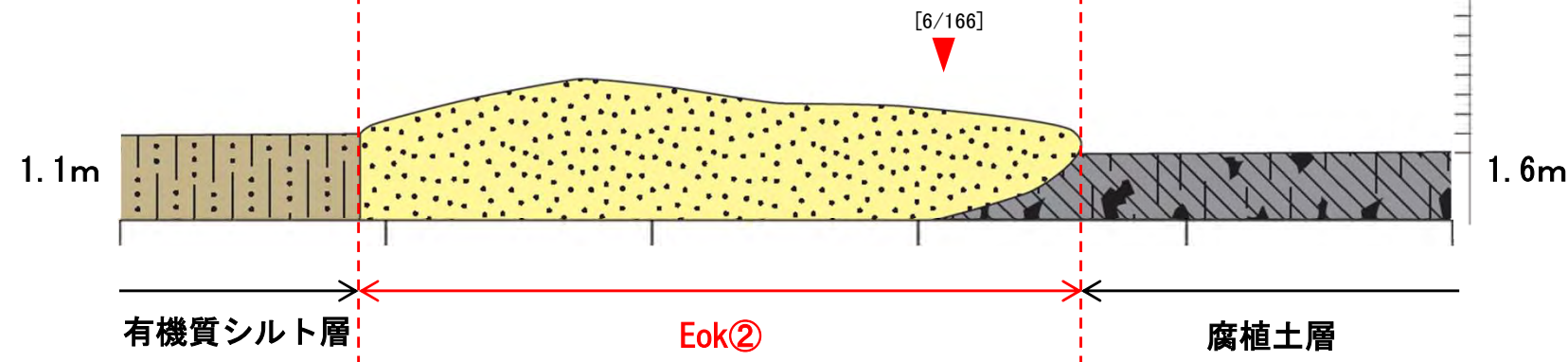
ボーリングコア写真



X線CTスキャン画像



柱状図

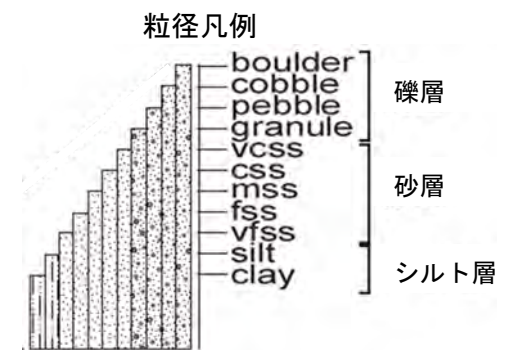


- イベント堆積物Eok②層は、有機質シルト層及び腐植土層に挟在する砂層である。
- コア観察による粒径の違いと有機物の有無によりイベント堆積物と判断した。
- 下面境界は明瞭である。微量の現世の海水～汽水生種の珪藻化石を含む。



珪藻化石分析

- ◀ 微量の現世の海水～汽水生種を含むもの
- [1/200] 現世の海水～汽水生種の個数/総個体数





# 1. 津波堆積物調査（現地調査）（16 / 40）



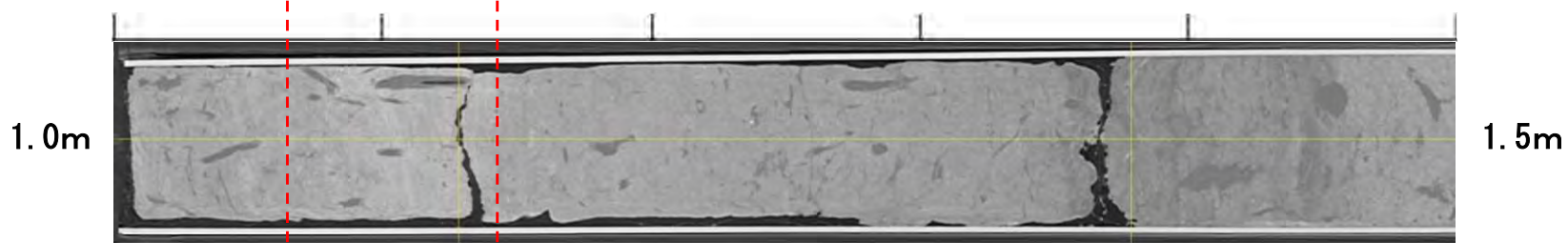
現地調査〔奥戸地点〕（9 / 14）： イベント堆積物の観察・分析（Eok②層（2 / 4））： 0K14孔

ボーリングコア写真



- イベント堆積物Eok②層は、有機質シルト層に挟在する砂層である。
- コア観察では粒径の違いが、CT画像では葉理が認められるため、イベント堆積物と判断した。
- 下面境界は明瞭である。

X線CTスキャン画像



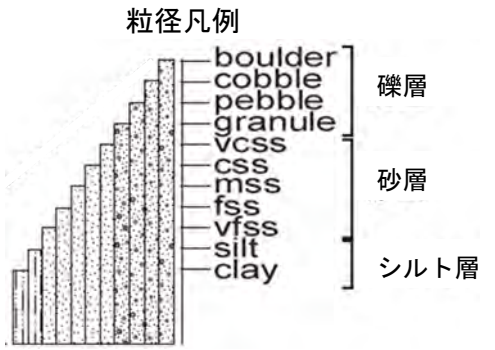
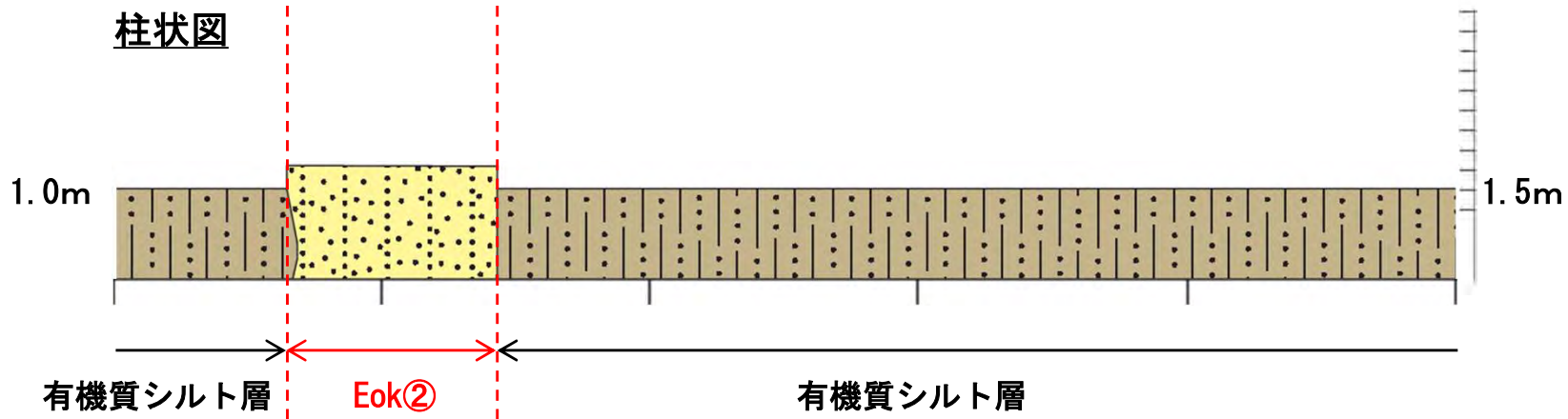
柱状図 凡例

- 砂層
- 有機質シルト層

堆積構造

- 平行葉理

柱状図



# 1. 津波堆積物調査（現地調査）（17 / 40）

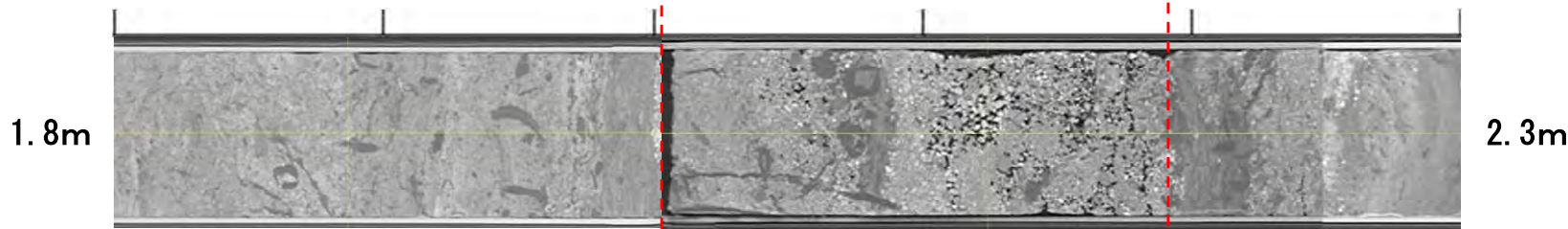


現地調査〔奥戸地点〕（10 / 14）： イベント堆積物の観察・分析（Eok②層（3 / 4））： 0K10孔）

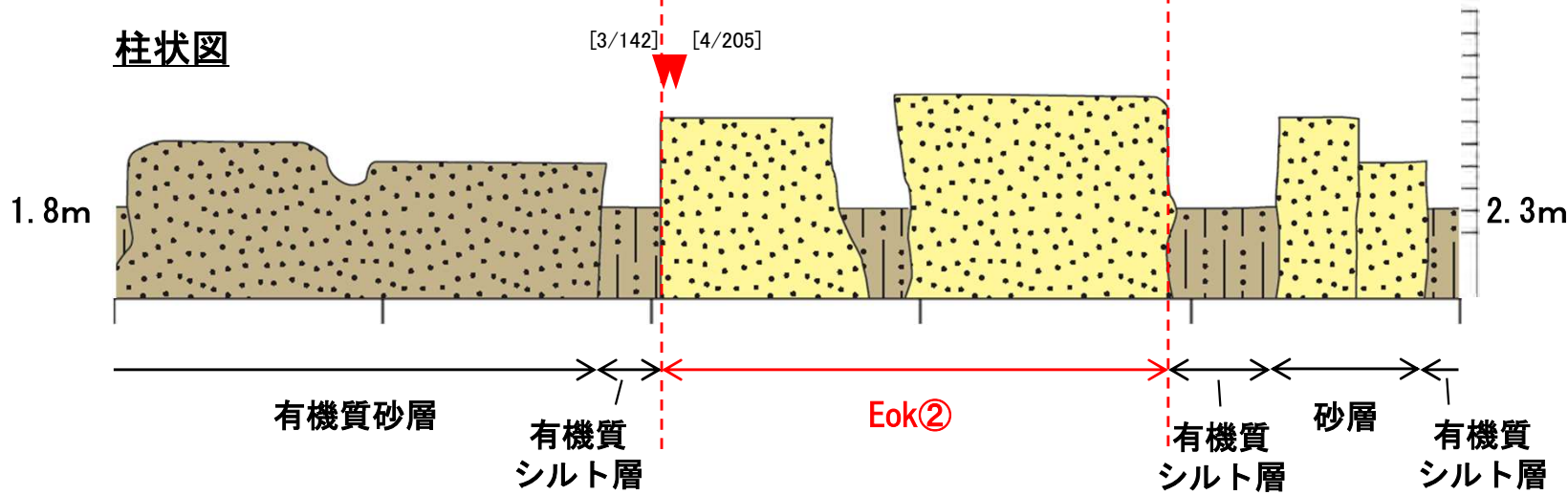
## ボーリングコア写真



## X線CTスキャン画像



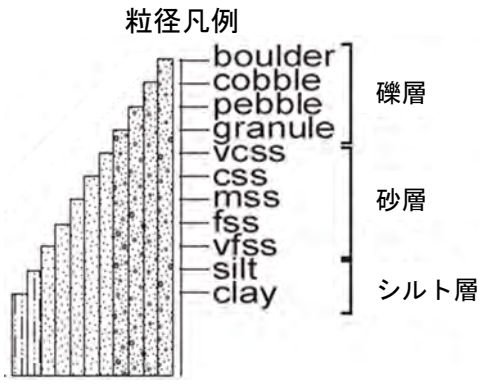
## 柱状図



- ・イベント堆積物Eok②層は、有機質シルト層に挟在する砂層である。
- ・コア観察による粒径の違いと級化構造が認められること、CT画像では密度差が認められるため、イベント堆積物と判断した。
- ・下面境界は明瞭である。微量の現世の海水～汽水生種の珪藻化石を含む。



珪藻化石分析  
 ▲ 微量の現世の海水～汽水生種を含むもの  
 [1/200] 現世の海水～汽水生種の個数/総個体数



# 1. 津波堆積物調査（現地調査）（18 / 40）



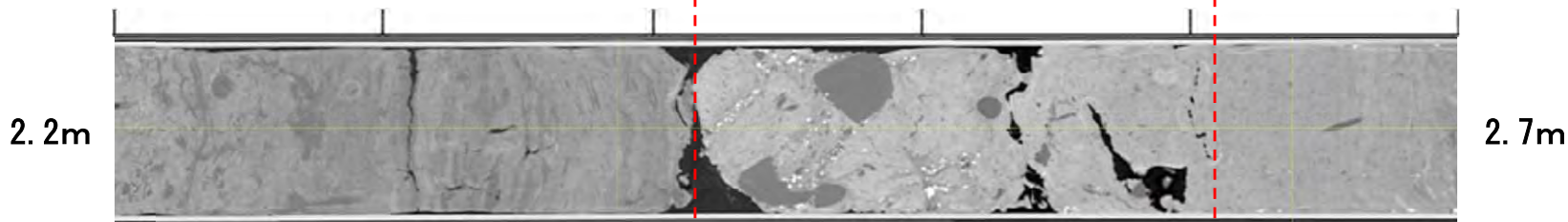
現地調査〔奥戸地点〕（11 / 14）： イベント堆積物の観察・分析（Eok②層（4 / 4））： 0K13孔）

### ボーリングコア写真

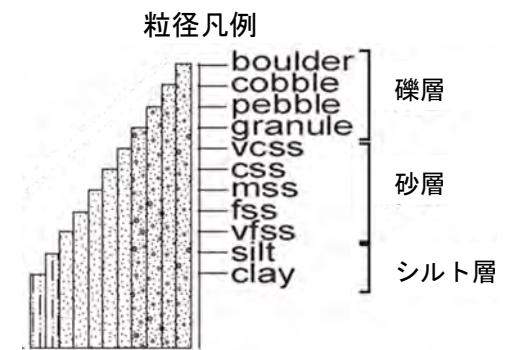
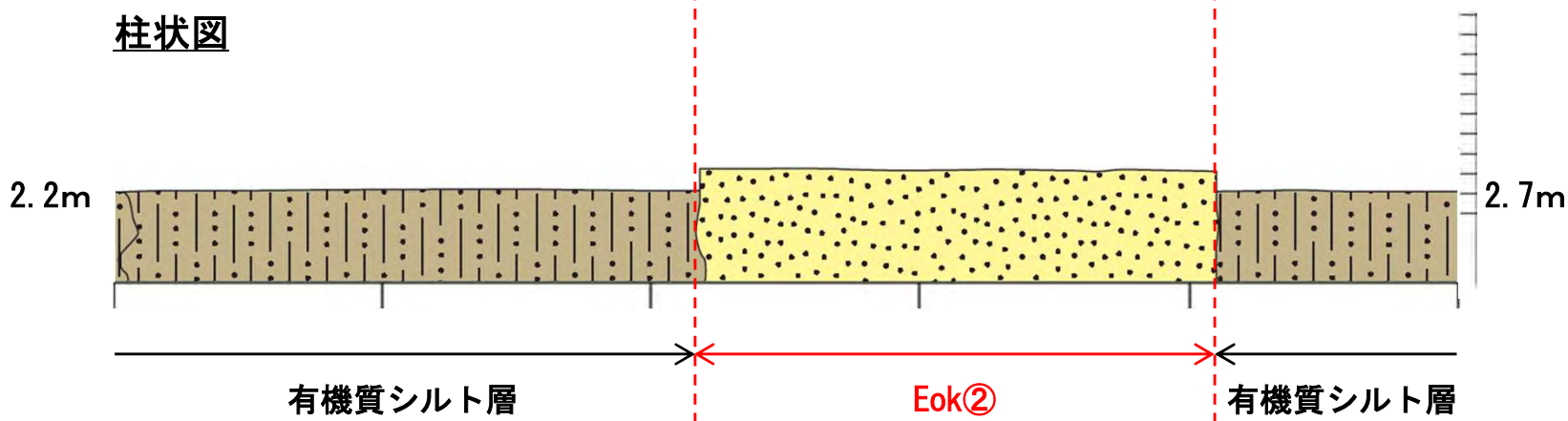


- イベント堆積物Eok②は、有機質シルト層に挟在する砂層である。
- コア観察により粒径の違いと色調の違いが認められるため、イベント堆積物と判断した。
- 下面境界は不明瞭である。

### X線CTスキャン画像



### 柱状図

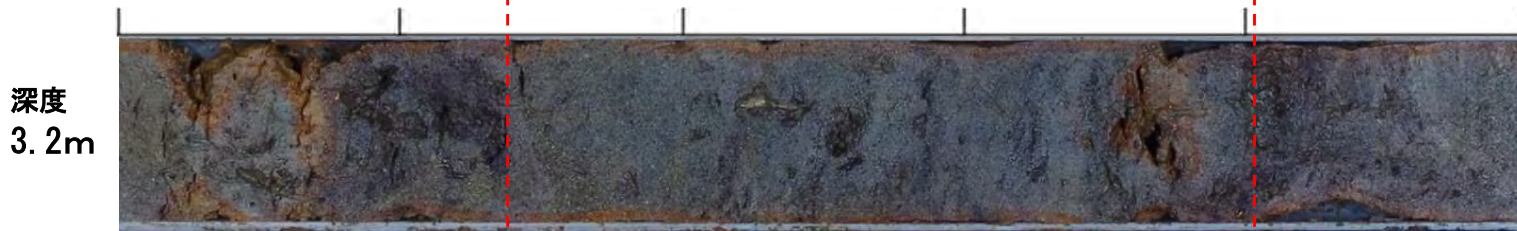


# 1. 津波堆積物調査（現地調査）（19 / 40）

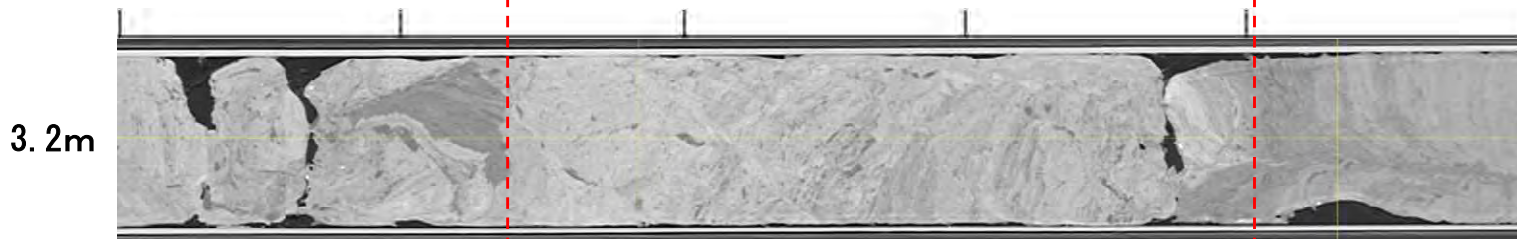


現地調査〔奥戸地点〕（12 / 14）： イベント堆積物の観察・分析（Eok③層（1 / 2））： 0K10孔）

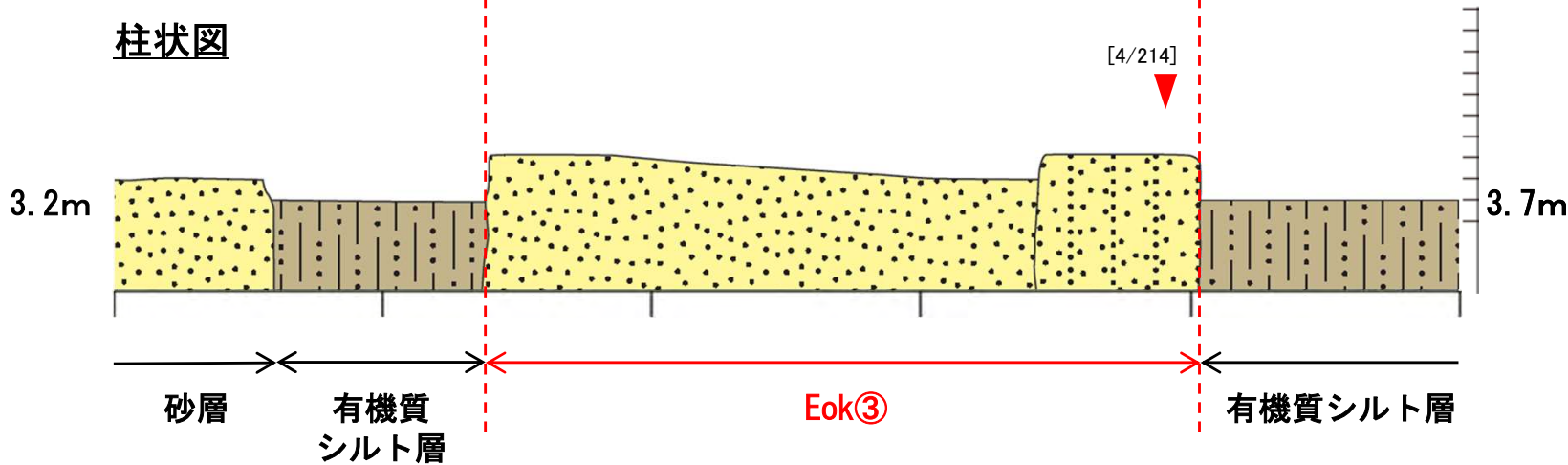
ボーリングコア写真



X線CTスキャン画像



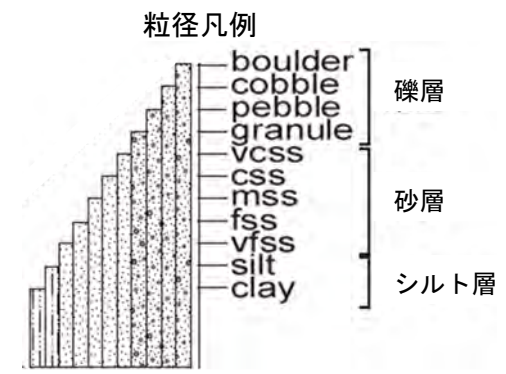
柱状図



- ・イベント堆積物Eok③層は、有機質シルト層に挟在する砂層である。
- ・コア観察では粒径の違いと級化構造が、CT画像では密度差や葉理が認められるため、イベント堆積物と判断した。
- ・下面境界は明瞭である。微量の現世の海水～汽水生種の珪藻化石を含む。



珪藻化石分析  
 微量の現世の海水～汽水生種を含むもの  
 [1/200] 現世の海水～汽水生種の個数/総個体数

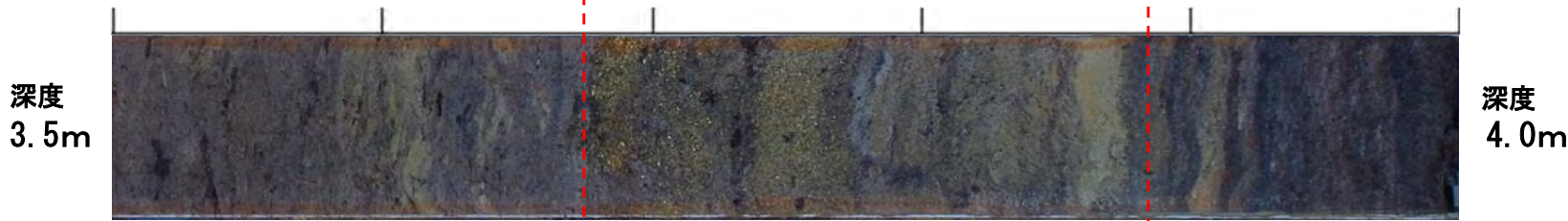


# 1. 津波堆積物調査（現地調査）（20 / 40）



現地調査〔奥戸地点〕（13 / 14）： イベント堆積物の観察・分析（Eok③層（2 / 2））： 0K13孔）

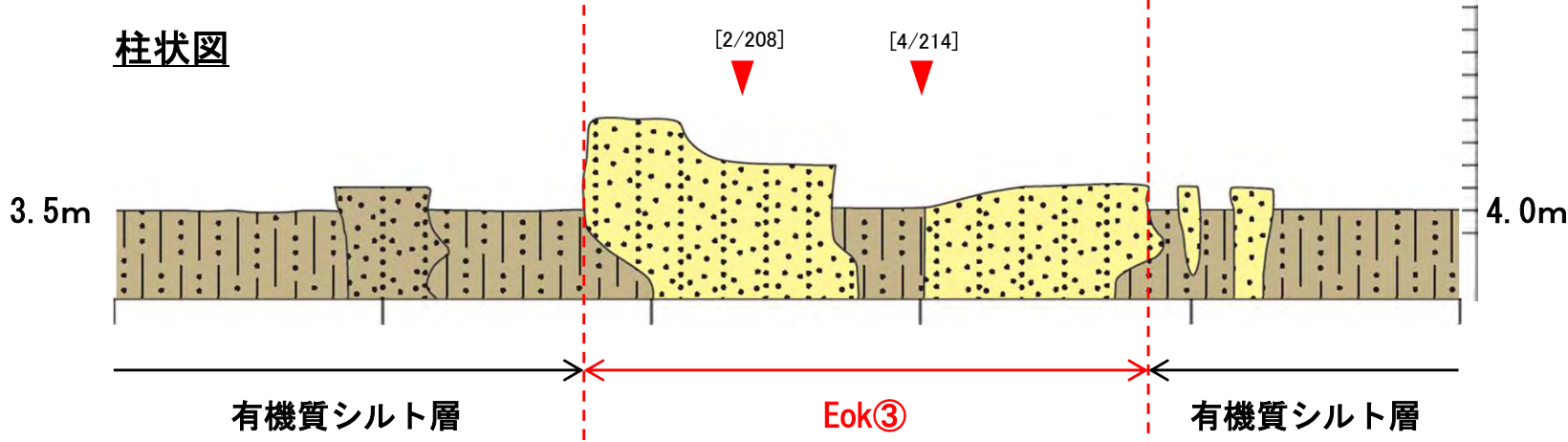
ボーリングコア写真



X線CTスキャン画像



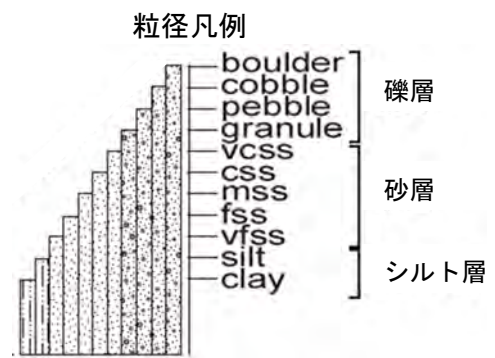
柱状図



・イベント堆積物Eok③層は、有機質シルト層に挟在する砂層である。  
 ・コア観察では粒径の違いが、CT画像では密度差が認められるため、イベント堆積物と判断した。  
 ・下面境界は明瞭である。微量の現世の海水～汽水生種の珪藻化石を含む。



珪藻化石分析  
 ▲ 微量の現世の海水～汽水生種を含むもの  
 [1/200] 現世の海水～汽水生種の個数/総個体数





## 現地調査〔奥戸地点〕（14 / 14）：イベント堆積物の評価

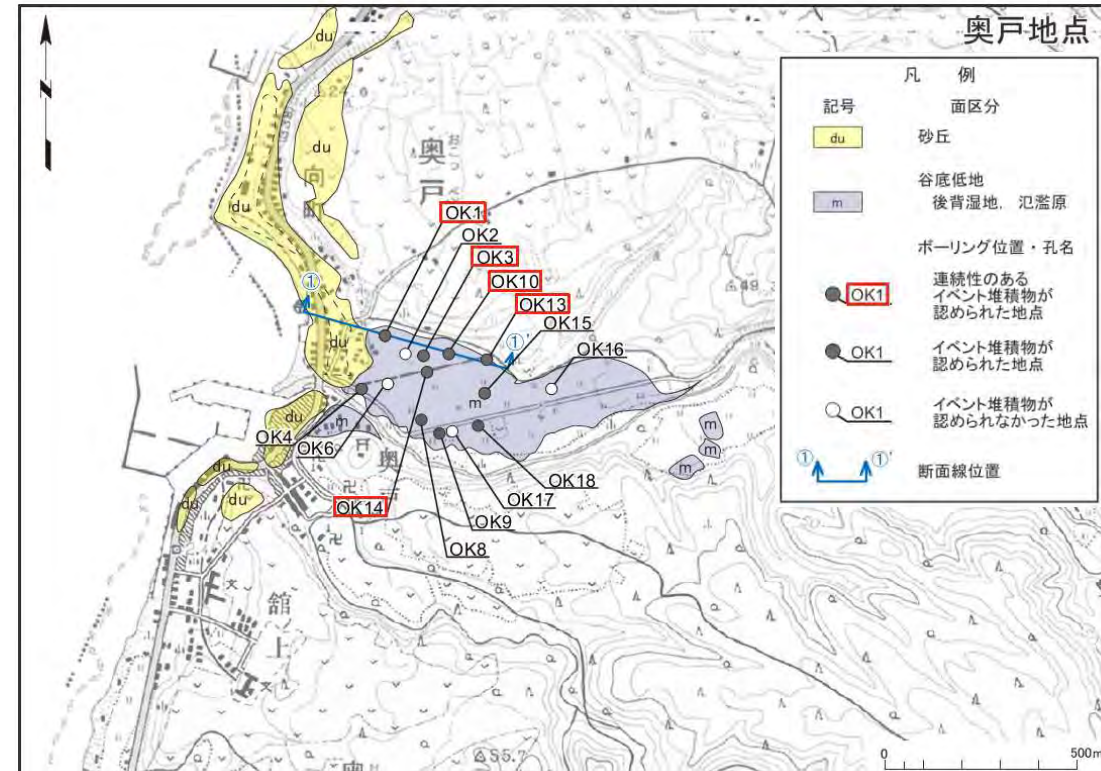
### イベント堆積物の観察・分析結果及び評価

- イベント堆積物Eok①層は、下面境界が明瞭であり、級化構造や偽礫等が認められるものの、現世の海水～汽水生種の珪藻化石を含まず、内陸に向かって層厚が厚くなり、粒度が大きくなる傾向が認められることから、津波堆積物の特徴を有していないと評価する。
- イベント堆積物Eok②層は、下面境界が不明瞭であり、微量の現世の海水～汽水生種の珪藻化石を含む。Eok②層は、海岸付近の湿地堆積物中またはラグーン堆積物中に分布しないことから、津波堆積物の特徴を有していないと評価する。
- イベント堆積物Eok③層は、下面境界が明瞭であり、級化構造や葉理等が認められ、微量の現世の海水～汽水生種の珪藻化石を含む。Eok③層は、海岸付近の湿地堆積物中またはラグーン堆積物中に分布しないことから、津波堆積物の特徴を有していないと評価する。



### 津波堆積物の可能性の評価

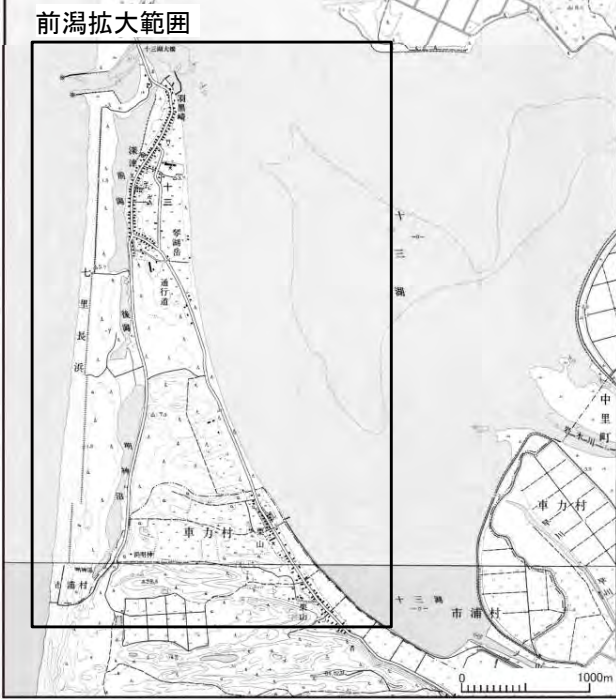
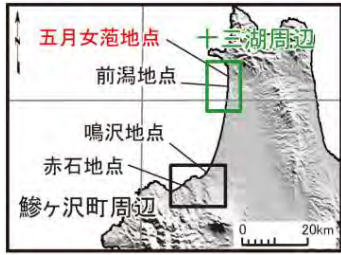
- 奥戸地点のイベント堆積物Eok①層、Eok②層及びEok③層は、いずれも、津波堆積物の可能性が低いと評価する。
- なお、イベント堆積物Eok①層、Eok②層及びEok③層は、主に内陸側の氾濫原堆積物中に分布することから、河川の洪水等による堆積物と判断される。



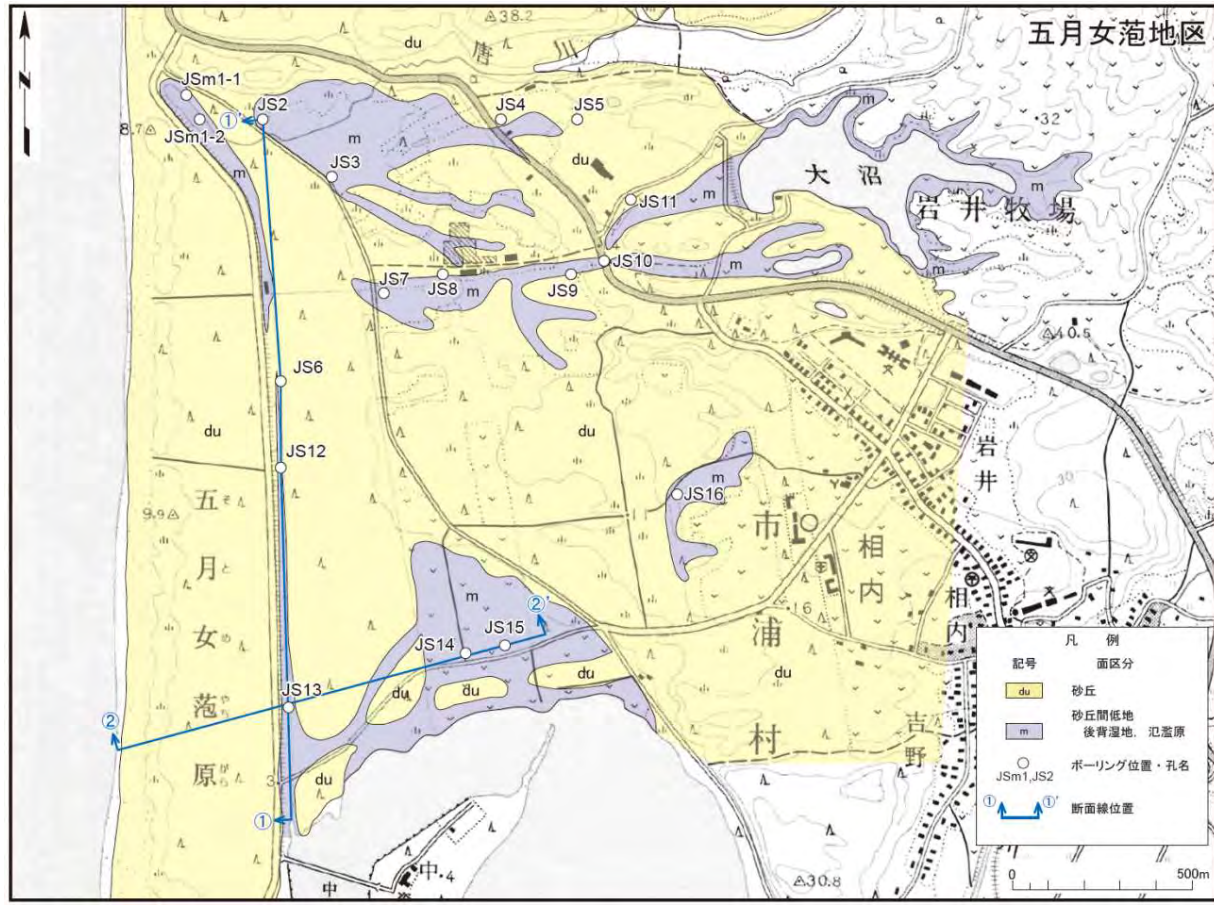
奥戸地点の調査位置図



## 現地調査〔五月女范地点〕（1 / 5）：ボーリング調査



- 地点選定理由
  - ・砂丘により閉塞された砂丘間低地(後背湿地, 氾濫原)が存在しており, 泥炭層や細粒層が分布することが期待され, 津波堆積物が残存する可能性があるため, 調査地点として選定した。
- 調査内容
  - ・ボーリング調査17孔(ロータリー式, 孔径86mm), ボーリングコア観察, X線CTスキャン, 放射性炭素年代測定, 珪藻化石分析等



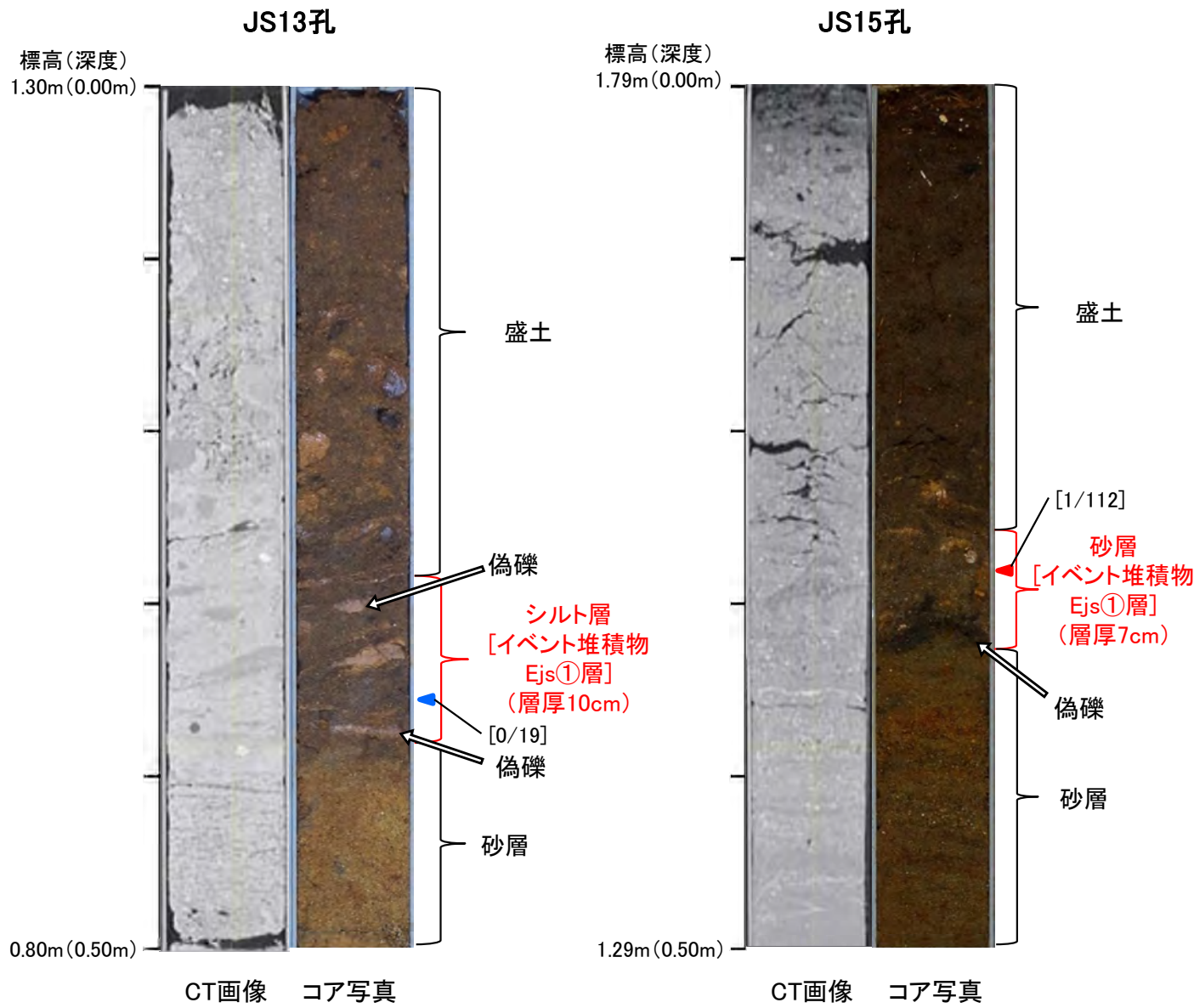
五月女范地点の調査位置図

凡例	記号	面区分
	du	砂丘
	m	砂丘間低地 後背湿地, 氾濫原
	○	ボーリング位置・孔名 JSm1, JS2
	① ②	断面線位置

# 1. 津波堆積物調査（現地調査）（23 / 40）



## 現地調査〔五月女菟地点〕（2 / 5）： イベント堆積物の観察・分析（層相・珪藻化石）



• ボーリングコア観察の結果, 全17孔のうち11孔でイベント堆積物が認められた。このうち, 主なイベント堆積物の特徴は以下のとおり。

• JS13孔のイベント堆積物Ejs①層は, 砂層を覆うシルト層であり, 下面境界が明瞭である。粘土質～シルト質の偽礫が多く認められ, 一部に葉理を伴う。現世の海水～汽水生種の珪藻化石を含まない。

• JS15孔のイベント堆積物Ejs①層は, 砂層を覆う砂層であり, 下面境界が明瞭である。有機質の偽礫が認められ, 微量の現世の海水～汽水生種の珪藻化石を含む。

凡 例

珪藻化石分析

- ◀ 微量の現世の海水～汽水生種を含むもの
- ▶ 現世の海水～汽水生種を含まないもの

[1/200] 現世の海水～汽水生種の個数/総個体数

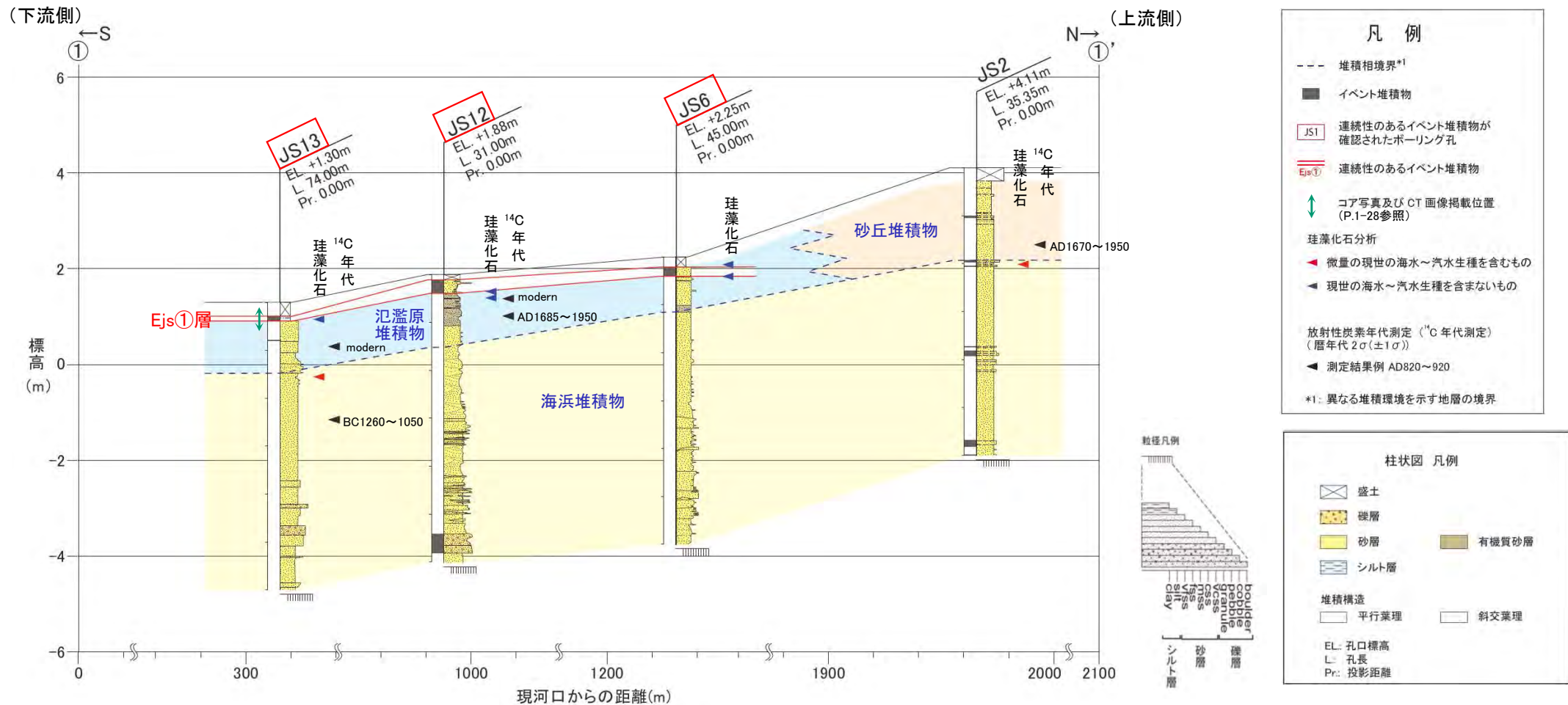


# 1. 津波堆積物調査（現地調査）（24 / 40）



## 現地調査〔五月女范地点〕（3 / 5）： イベント堆積物の観察・分析（分布）（1 / 2）

- ・ボーリングコア観察の結果、汀線方向の①-①'断面では、同層準で連続性のあるイベント堆積物が3孔の1層準(Ejs①層)で認められた。
- ・イベント堆積物Ejs①層は、汀線方向の河川に沿って(南北方向)に連続するが、Ejs①層の上位は人工改変を受けているため、上流側に向かう層厚や粒度の変化は不明である。
- ・イベント堆積物Ejs①層の最も高い分布標高は約2.0m(JS6孔)である。



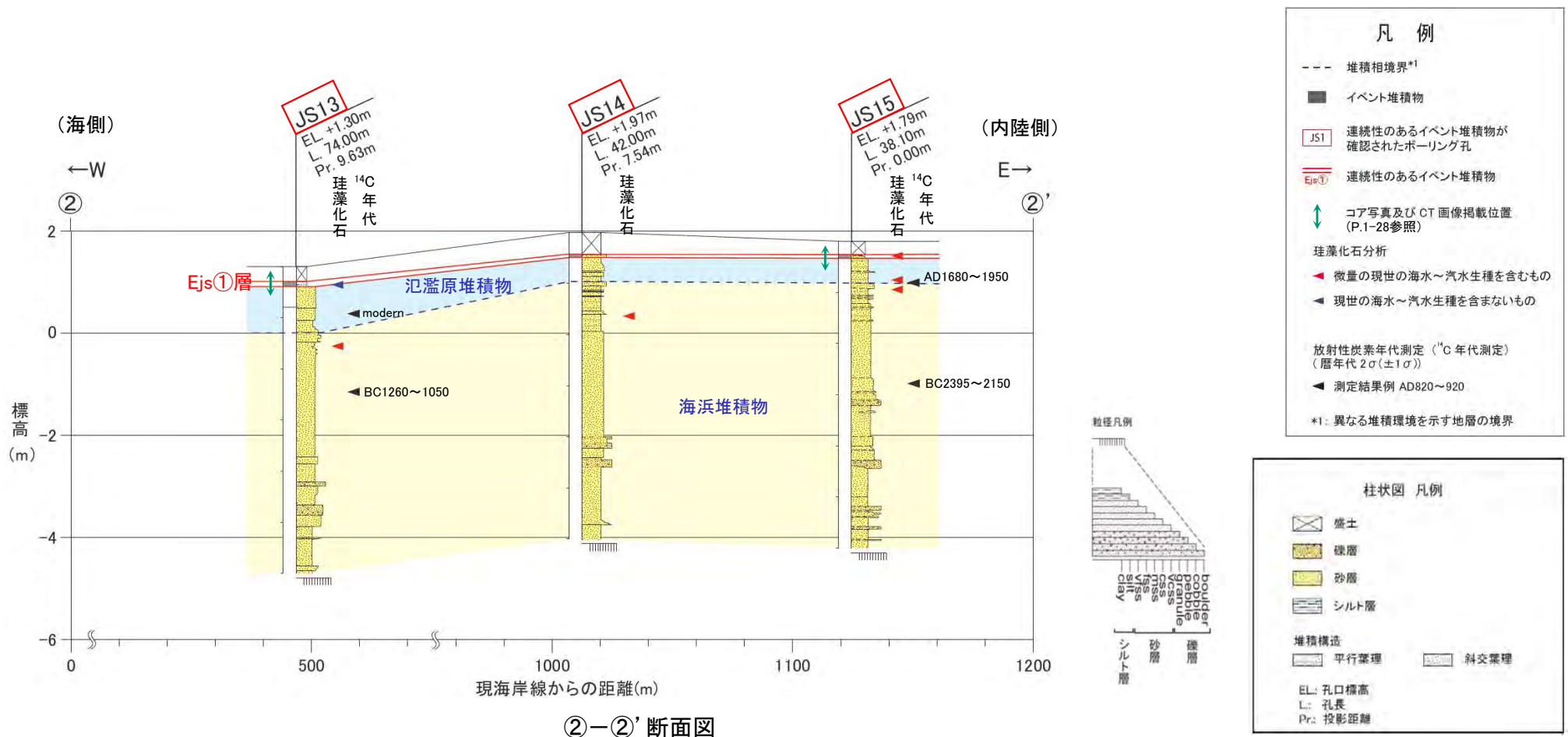
①-①'断面図

# 1. 津波堆積物調査（現地調査）（25 / 40）



## 現地調査〔五月女范地点〕（4 / 5）： イベント堆積物の観察・分析（分布）（2 / 2）

- ボーリングコア観察の結果、汀線にほぼ直交する②-②'断面では、同層準で連続性のあるイベント堆積物が3孔の1層準(Ejs①層)で認められた。
- イベント堆積物Ejs①層は、内陸方向(東西方向)に連続するが、Ejs①層の上位は人工改変を受けているため、内陸に向かう層厚や粒度の変化は不明である。





## 現地調査〔五月女范地点〕（5 / 5）： イベント堆積物の評価

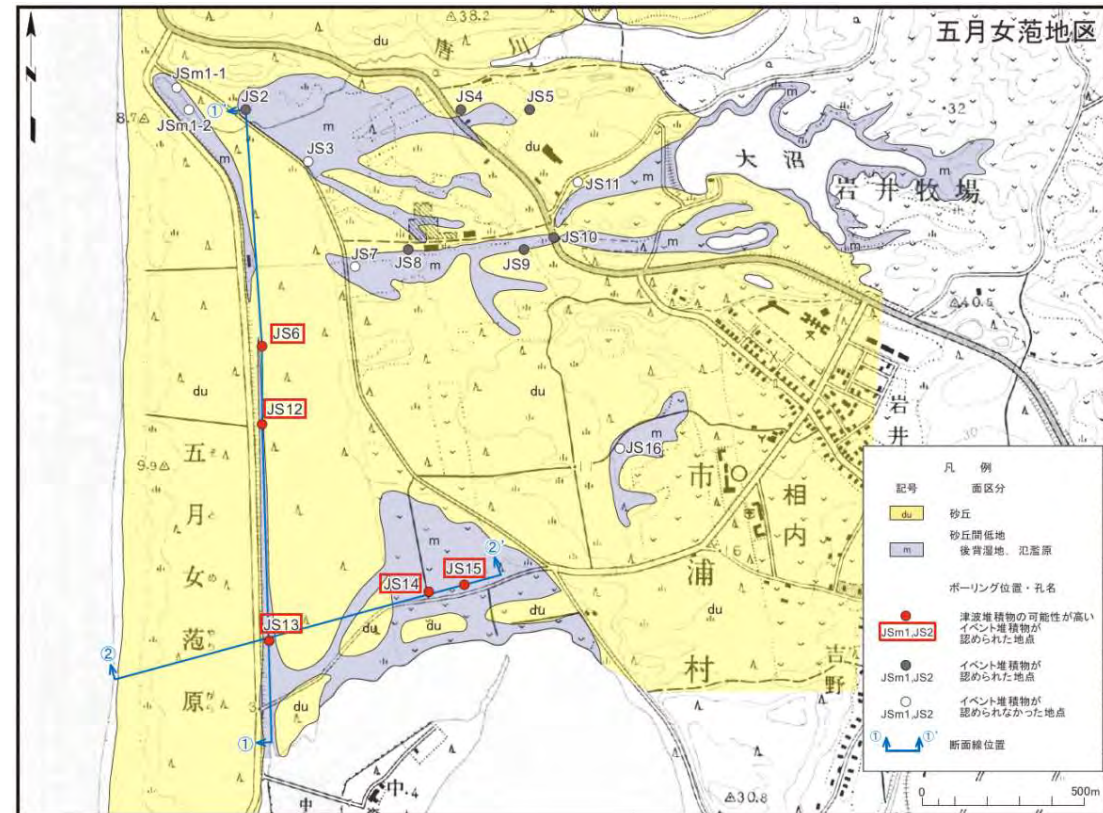
### イベント堆積物の観察・分析結果及び評価

- イベント堆積物Ejs①層は、下面境界が明瞭であり、偽礫や葉理が認められ、微量の現世の海水～汽水生種の珪藻化石を含み、汀線方向及び内陸方向に連続することから、津波堆積物の特徴を有していると評価する。



### 津波堆積物の可能性の評価

- 五月女范地点のイベント堆積物Ejs①層は、津波堆積物の可能性が高いと評価する。
- イベント堆積物Ejs①層の最も高い分布標高は約2.0m（JS6孔）であり、最高標高を約2mと評価する。



五月女范地点の調査位置図



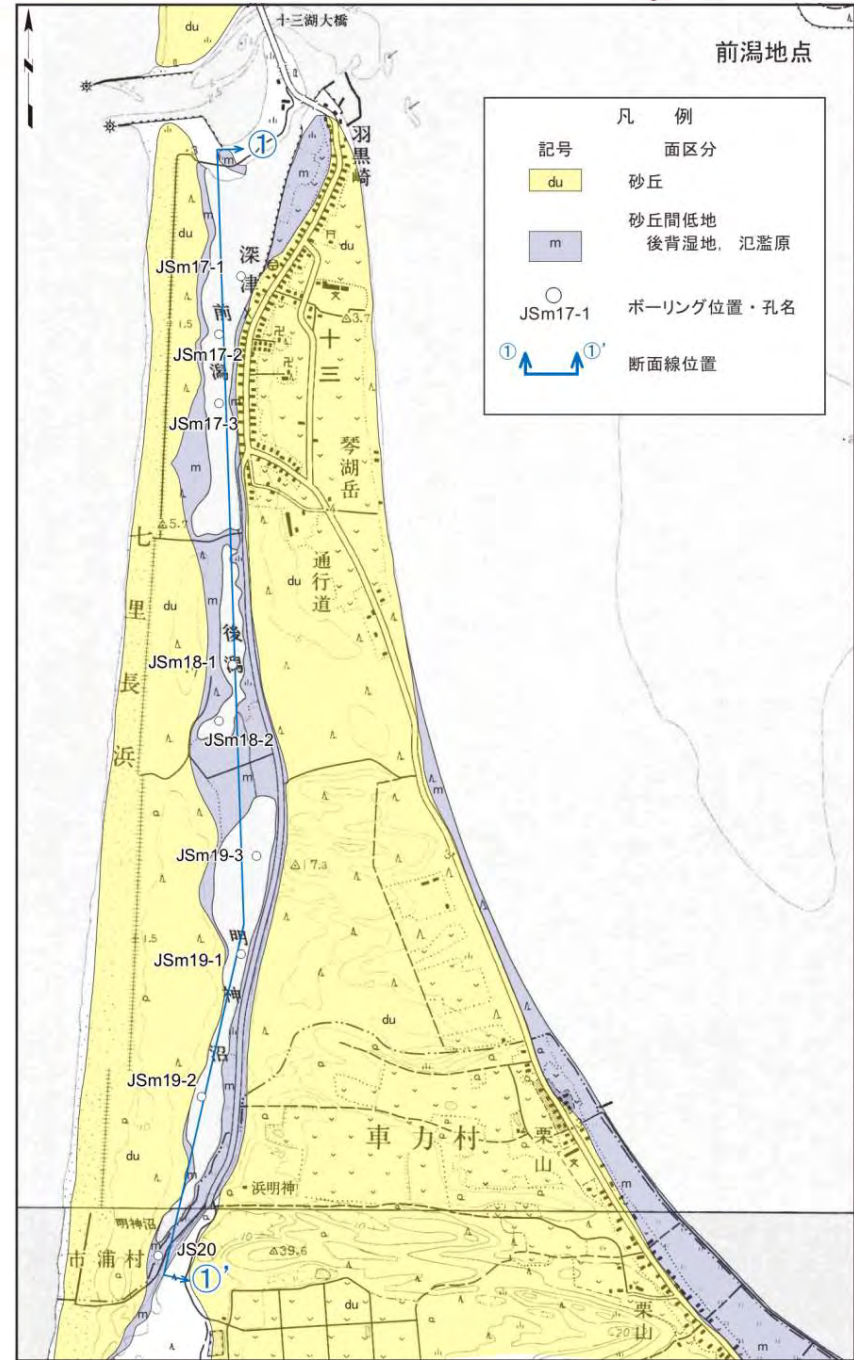
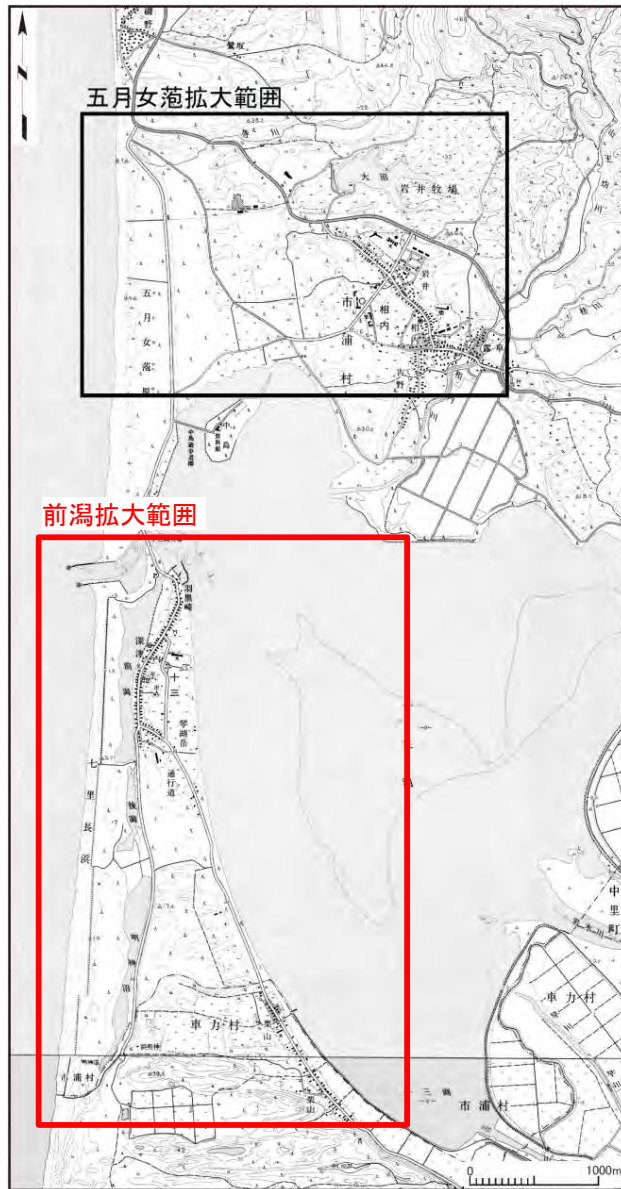
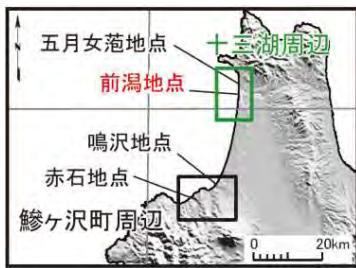
## 現地調査〔前潟地点〕（1 / 5）：ボーリング調査

### ■地点選定理由

- ・砂丘により閉塞された砂丘間低地（後背湿地，氾濫原）が存在しており，泥炭層や細粒層が分布することが期待され，津波堆積物が残存する可能性があるため，調査地点として選定した。

### ■調査内容

- ・ボーリング調査9孔（ロータリー式，孔径86mm），ボーリングコア観察，X線CTスキャン，放射性炭素年代測定，珪藻化石分析等

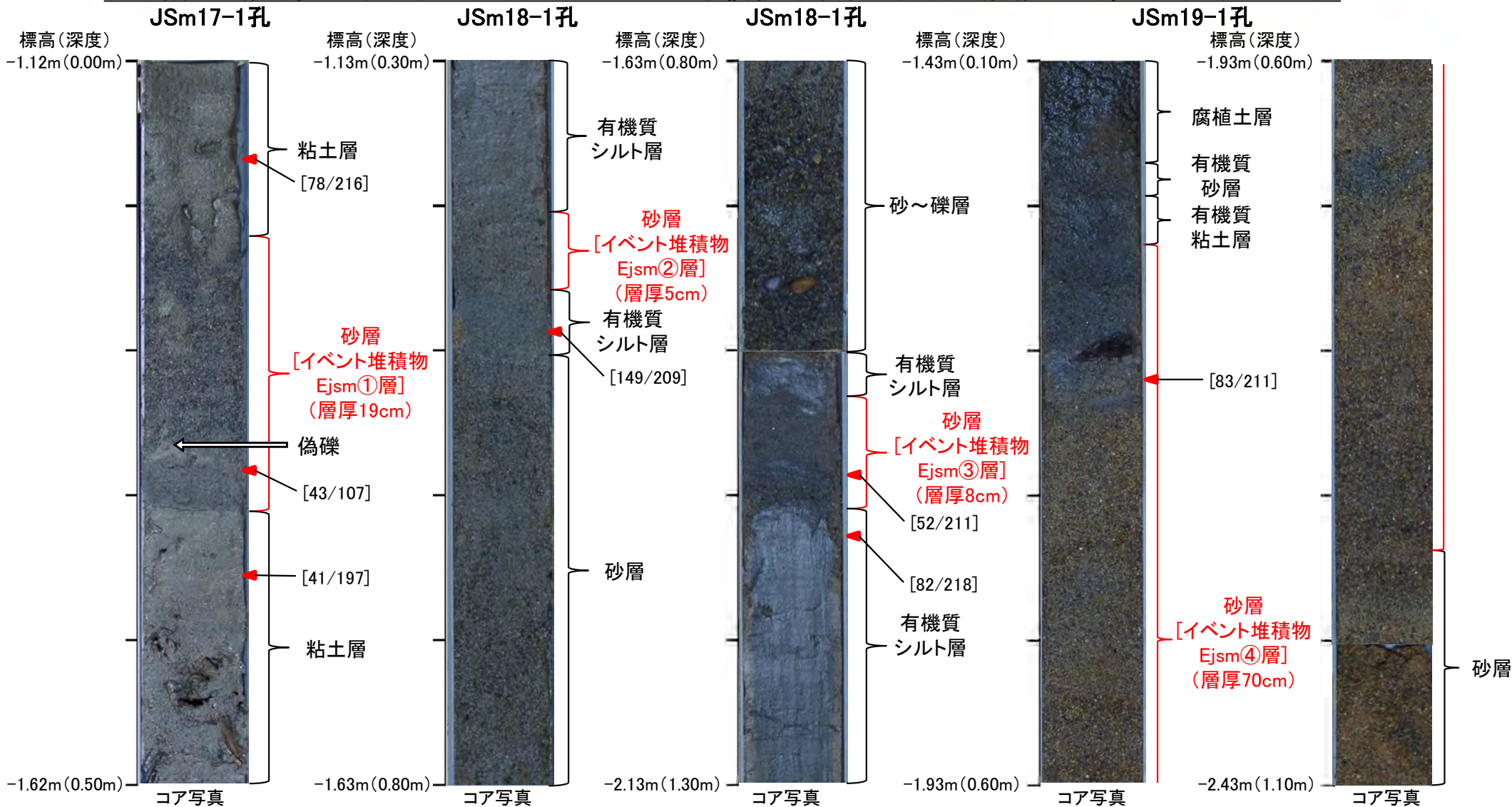


前潟地点の調査位置図



# 1. 津波堆積物調査（現地調査）（28 / 40）

## 現地調査〔前潟地点〕（2 / 5）：イベント堆積物の観察・分析（層相・珪藻化石）（1 / 2）



- ボーリングコア観察の結果、全9孔のうち8孔でイベント堆積物が認められた。このうち、主なイベント堆積物の特徴は以下のとおり。
- JSm17-1孔のイベント堆積物Ejsm①層は、粘土層に挟在する砂層である。下面境界が明瞭であり、シルト質の偽礫や級化構造が認められる。微量の現世の海水～汽水生種の珪藻化石を含む。
- JSm18-1孔のイベント堆積物Ejsm②層は、有機質シルト層に挟在する砂層であり、下面境界が明瞭であり、級化構造が認められる。
- JSm18-1孔のイベント堆積物Ejsm③層は、有機質シルト層に挟在する砂層である。下面境界が明瞭であり、級化構造が認められる。微量の現世の海水～汽水生種の珪藻化石を含む。
- JSm19-1孔のイベント堆積物Ejsm④層は、有機質粘土層及び砂層に挟在する砂層であり、下面境界が不明瞭である。微量の現世の海水～汽水生種の珪藻化石を含む。

凡例

珪藻化石分析

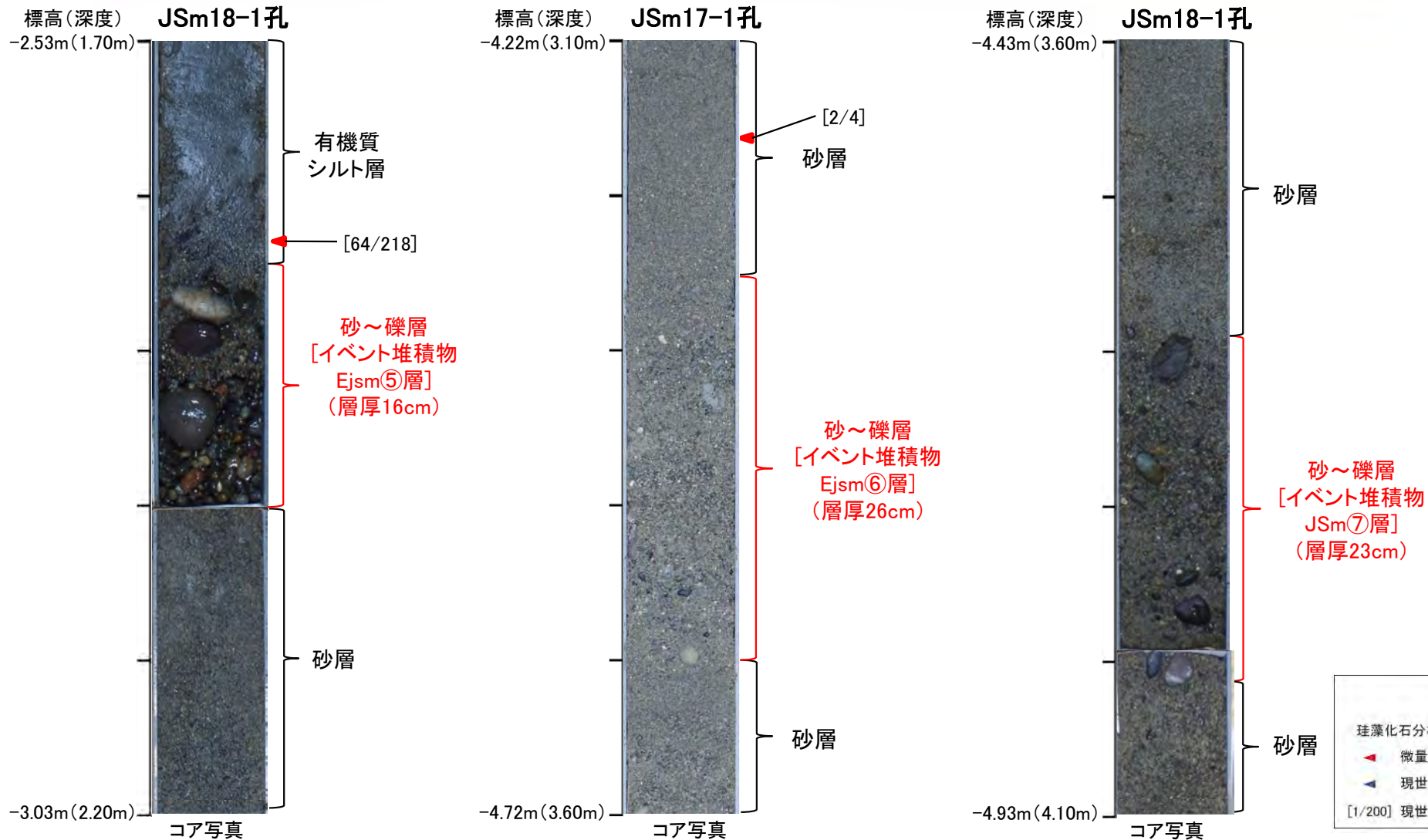
- ◀ 微量の現世の海水～汽水生種を含むもの
- ▶ 現世の海水～汽水生種を含まないもの

[1/200] 現世の海水～汽水生種の個数/総個体数



# 1. 津波堆積物調査（現地調査）（29 / 40）

## 現地調査〔前潟地点〕（3 / 5）： イベント堆積物の観察・分析（層相・珪藻化石）（2 / 2）



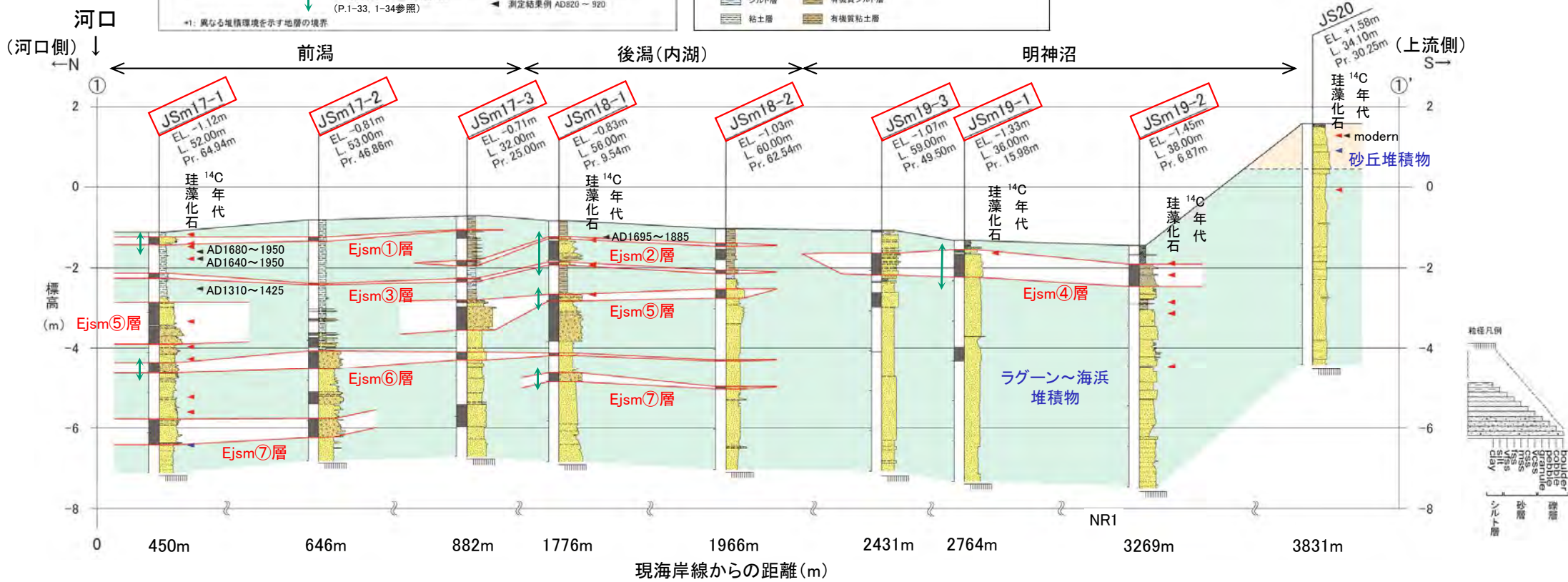
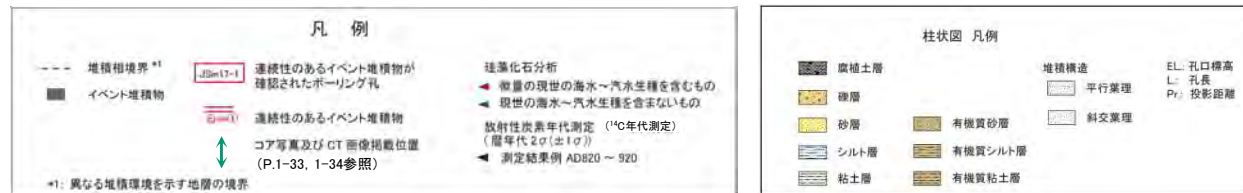
- ボーリングコア観察の結果、全9孔のうち8孔でイベント堆積物が認められた。このうち、主なイベント堆積物の特徴は以下のとおり。
- JSm18-1孔のイベント堆積物Ejsm⑤層は、有機質シルト層及び砂層に挟在する砂～礫層であり、下面境界が明瞭である。
- JSm17-1孔のイベント堆積物Ejsm⑥層は、砂層に挟在する砂～礫層である。下面境界が明瞭であり、級化構造が認められ、一部に葉理が認められる。
- JSm18-1孔のイベント堆積物Ejsm⑦層は、砂層に挟在する砂～礫層である。下面境界が明瞭である。

# 1. 津波堆積物調査（現地調査）（30 / 40）



## 現地調査〔前潟地点〕（4 / 5）： イベント堆積物の観察・分析（分布）

- ボーリングコア観察の結果、同層準で連続性のあるイベント堆積物が7層準(Ejsm①～⑦層)で認められた。このうち分布標高が最も高いものは、Ejsm①層の約-1.1m(Jsm17-3孔)である。
- このうち、5層準のイベント堆積物(Ejsm①層、Ejsm③層、Ejsm⑤層、Ejsm⑥層及びEjsm⑦層)は、上流方向(南方向)へ連続し、上流に向かって層厚が薄くなり、粒度が小さくなる傾向が概ね認められる。
- イベント堆積物Ejsm②層は、河口付近の同層準にイベント堆積物が認められず、連続しない。
- イベント堆積物Ejsm④層は、JSm19-1～3孔の間で厚い砂層として連続して認められるが、河口側のJSm18-2孔の同層準では、層相が大きく異なり、有機質シルト層が卓越し、連続しない。

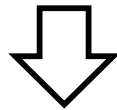




## 現地調査〔前潟地点〕（5 / 5）： イベント堆積物の評価

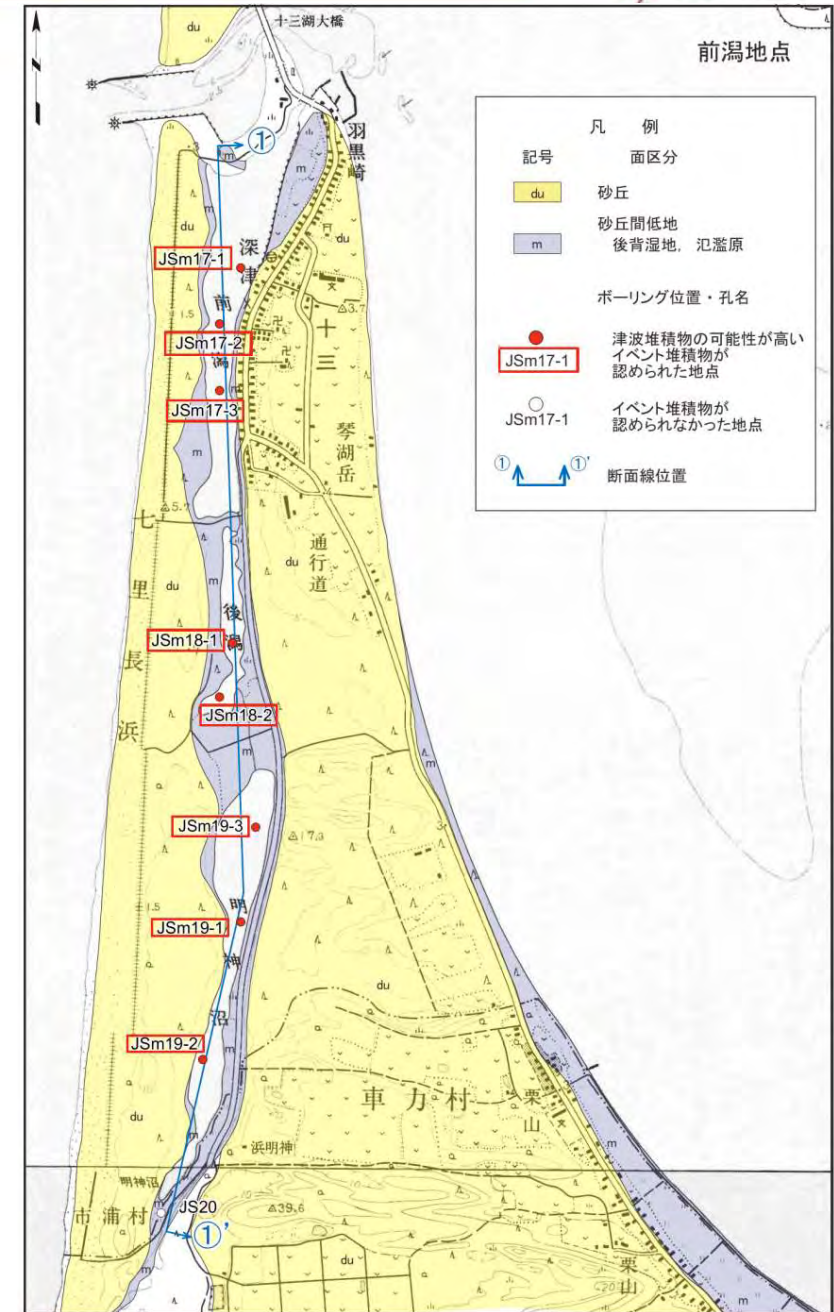
### イベント堆積物の観察・分析結果及び評価

- 連続性を認めた7層準のイベント堆積物のうち、5層準（Ej<sub>sm</sub>①層、Ej<sub>sm</sub>③層、Ej<sub>sm</sub>⑤層、Ej<sub>sm</sub>⑥層及びEj<sub>sm</sub>⑦層）は、下面境界が明瞭であり、上流に向かって層厚が薄くなり、粒度が小さくなる傾向が認められ、微量の現世の海水～汽水生種の珪藻化石を含むことから、津波堆積物の特徴を有していると評価する。
- 残りの2層準のEj<sub>sm</sub>②層及びEj<sub>sm</sub>④層は、下面境界が明瞭であり、微量の現世の海水～汽水生種の珪藻化石を含む。これらの堆積物は、河口側に連続して分布しないものの、前潟の分布する砂丘間低地は海岸までの距離が約500mと短く、砂丘の高さが5m程度と低いことから、津波が砂丘を越えて堆積した可能性は否定できない。



### 津波堆積物の可能性の評価

- 前潟地点のイベント堆積物Ej<sub>sm</sub>①～⑦層の7層は、いずれも、津波堆積物の可能性が高いと評価する。
- このうち、分布標高が最も高いものは、Ej<sub>sm</sub>①層の約-1.1m（JS<sub>m</sub>17-3孔）であり、最高標高を約-1mと評価する。
- なお、箕浦（1990）<sup>(1)</sup>でも本調査範囲内で津波堆積物が認められている。



前潟地点の調査位置図

0 500m



# 1. 津波堆積物調査（現地調査）（32 / 40）



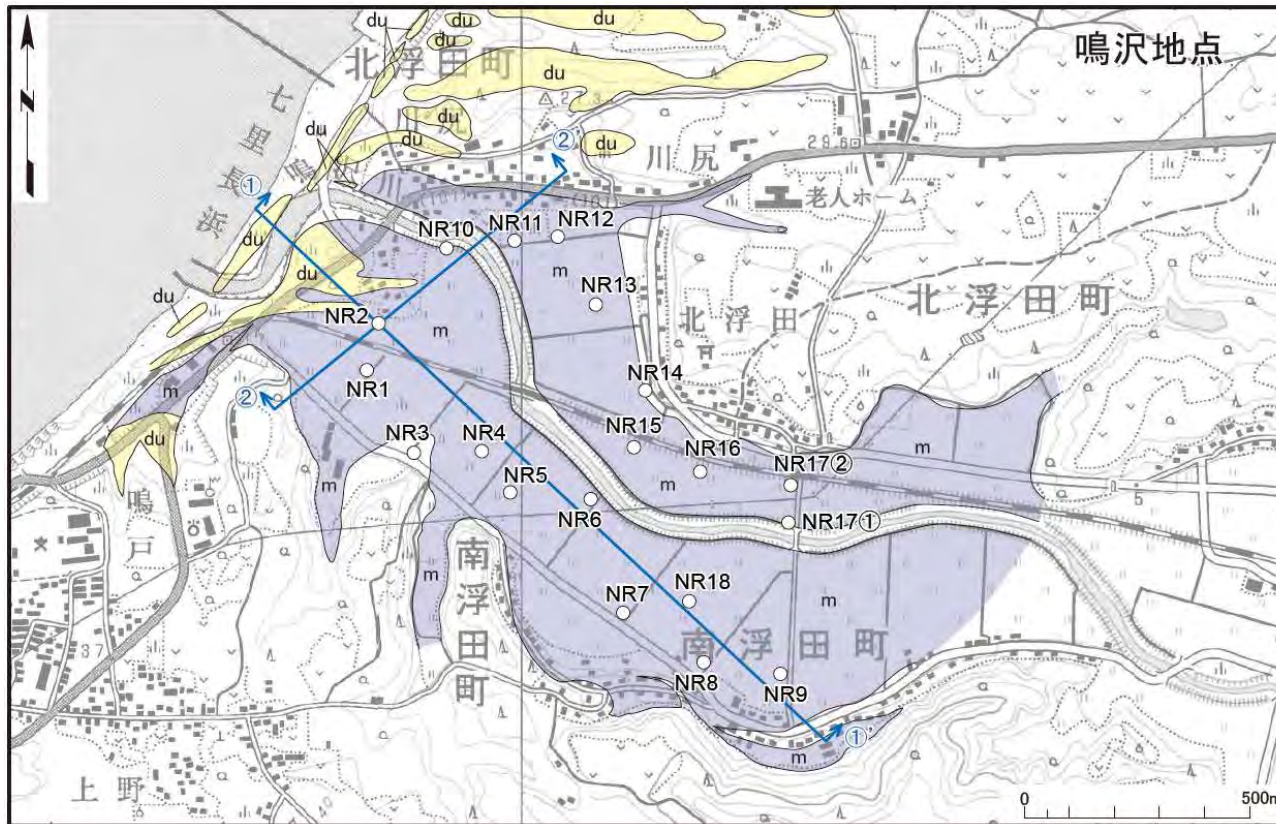
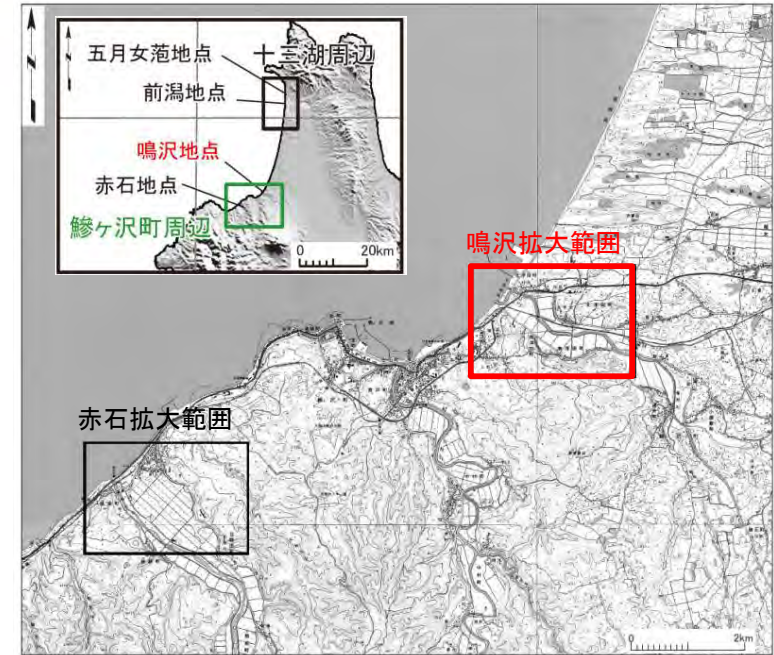
## 現地調査〔鳴沢地点〕（1 / 5）：ボーリング調査

### ■地点選定理由

- ・砂丘により閉塞された谷底低地（後背湿地，氾濫原）が存在しており，泥炭層や細粒層が分布することが期待され，津波堆積物が残存する可能性があるため，調査地点として選定した。

### ■調査内容

- ・ボーリング調査19孔（ロータリー式，孔径86mm），ボーリングコア観察，X線CTスキャン，放射性炭素年代測定，珪藻化石分析等



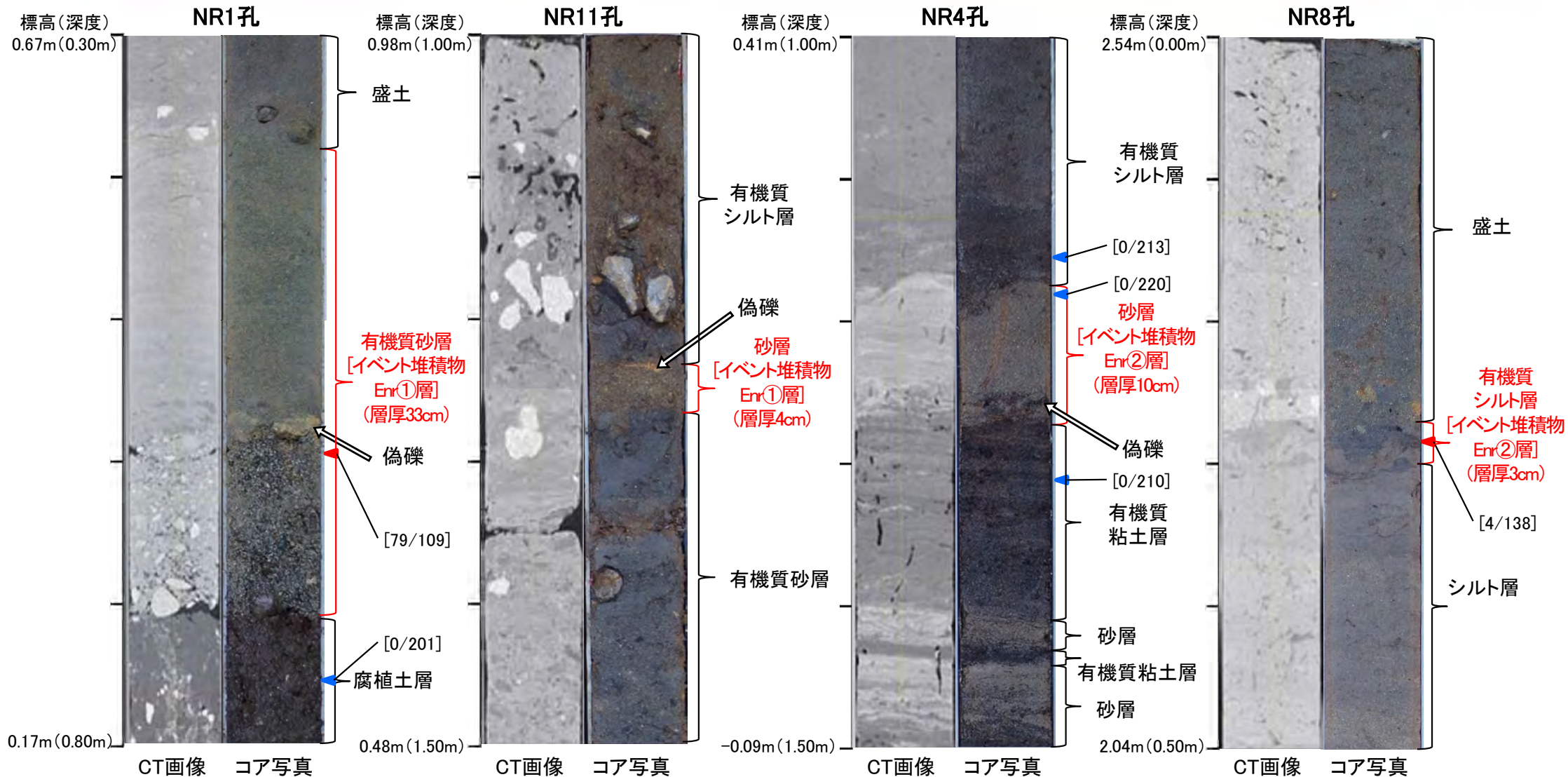
記号	凡例
du	面区分 砂丘
m	面区分 谷底低地 後背湿地，氾濫原
○ NR1	ボーリング位置・孔名
①	断面線位置

鳴沢地点の調査位置図



# 1. 津波堆積物調査（現地調査）（33 / 40）

## 現地調査〔鳴沢地点〕（2 / 5）：イベント堆積物の観察・分析（層相・珪藻化石）



- コア観察の結果、全19孔のうち12孔でイベント堆積物が認められた。このうち、主なイベント堆積物の特徴は以下のとおり。
- NR1孔のイベント堆積物Enr①は、腐植土層を覆う有機質砂層である。下面境界が明瞭であり、シルト質の偽礫及び級化構造が認められる。微量の現世の海水～汽水生種の珪藻化石を含む。
- NR11孔のイベント堆積物Enr①は、有機質シルト層及び有機質砂層に挟在する砂層である。下面境界が明瞭であり、シルト質の偽礫が認められる。
- NR4孔のイベント堆積物Enr②は、有機質シルト層及び有機質粘土層に挟在する砂層である。下面境界が明瞭であり、有機質の偽礫が認められる。
- NR8孔のイベント堆積物Enr②は、シルト層を覆う有機質シルト層である。下面境界が明瞭であり、微量の現世の海水～汽水生種の珪藻化石を含む。

凡例

珪藻化石分析

- ◀ 微量の現世の海水～汽水生種を含むもの
- ▶ 現世の海水～汽水生種を含まないもの

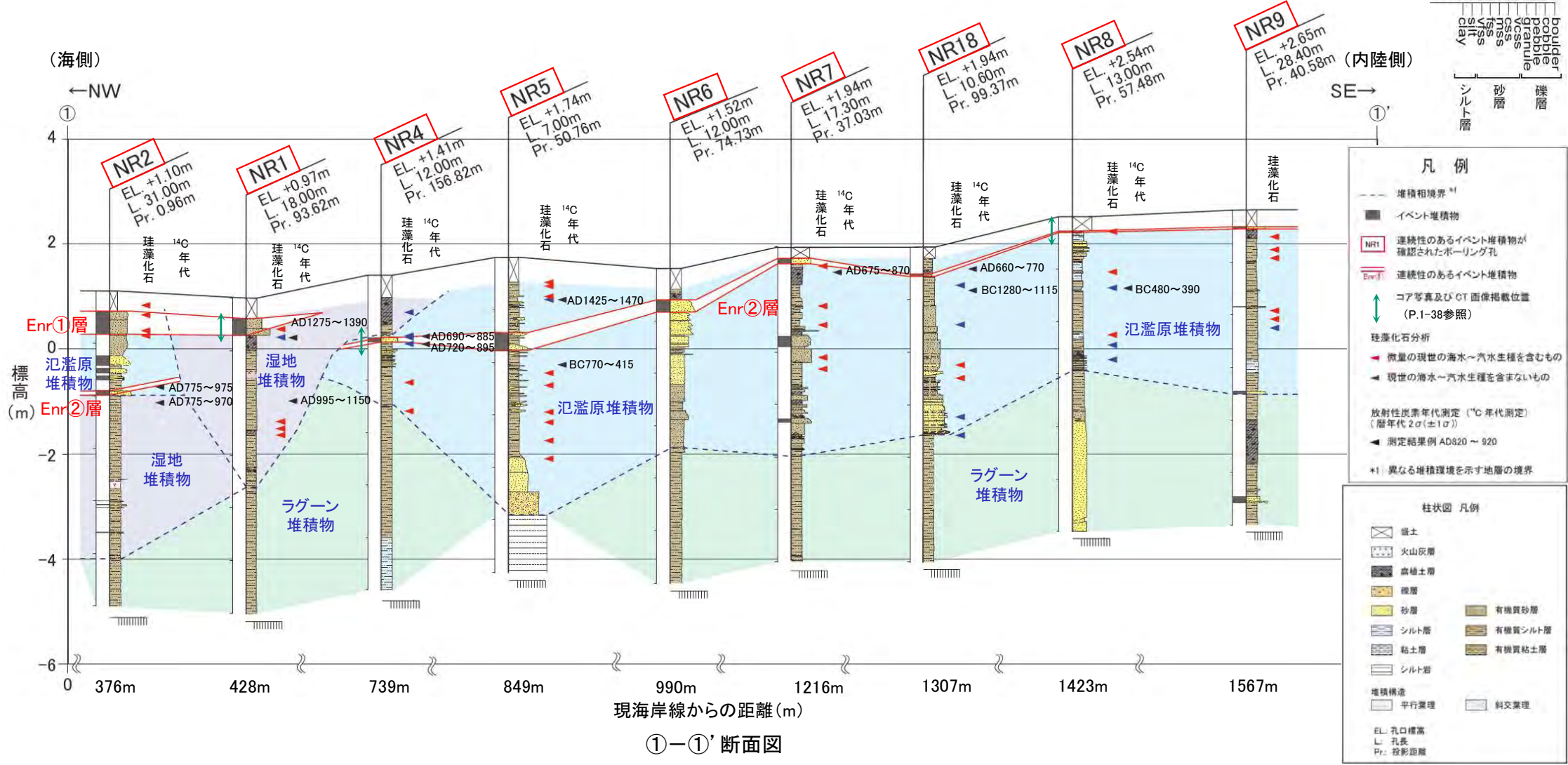
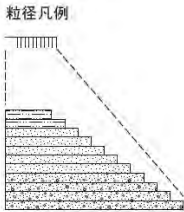
[1/200] 現世の海水～汽水生種の個数/総個体数

# 1. 津波堆積物調査（現地調査）（34 / 40）



## 現地調査〔鳴沢地点〕（3 / 5）： イベント堆積物の観察・分析（分布）（1 / 2）

- ボーリングコア観察の結果、汀線にほぼ直交する①-①'断面では、同層準で連続性のあるイベント堆積物が2層準(Enr①層及びEnr②層)で認められた。このうち分布標高が最も高いものは、Enr②層の約2.3m(NR9孔)である。
- イベント堆積物Enr①層及びEnr②層は、内陸方向(南東方向)に連続し、概ね、内陸に向かって層厚が薄くなり、粒度が小さくなる傾向が認められる。

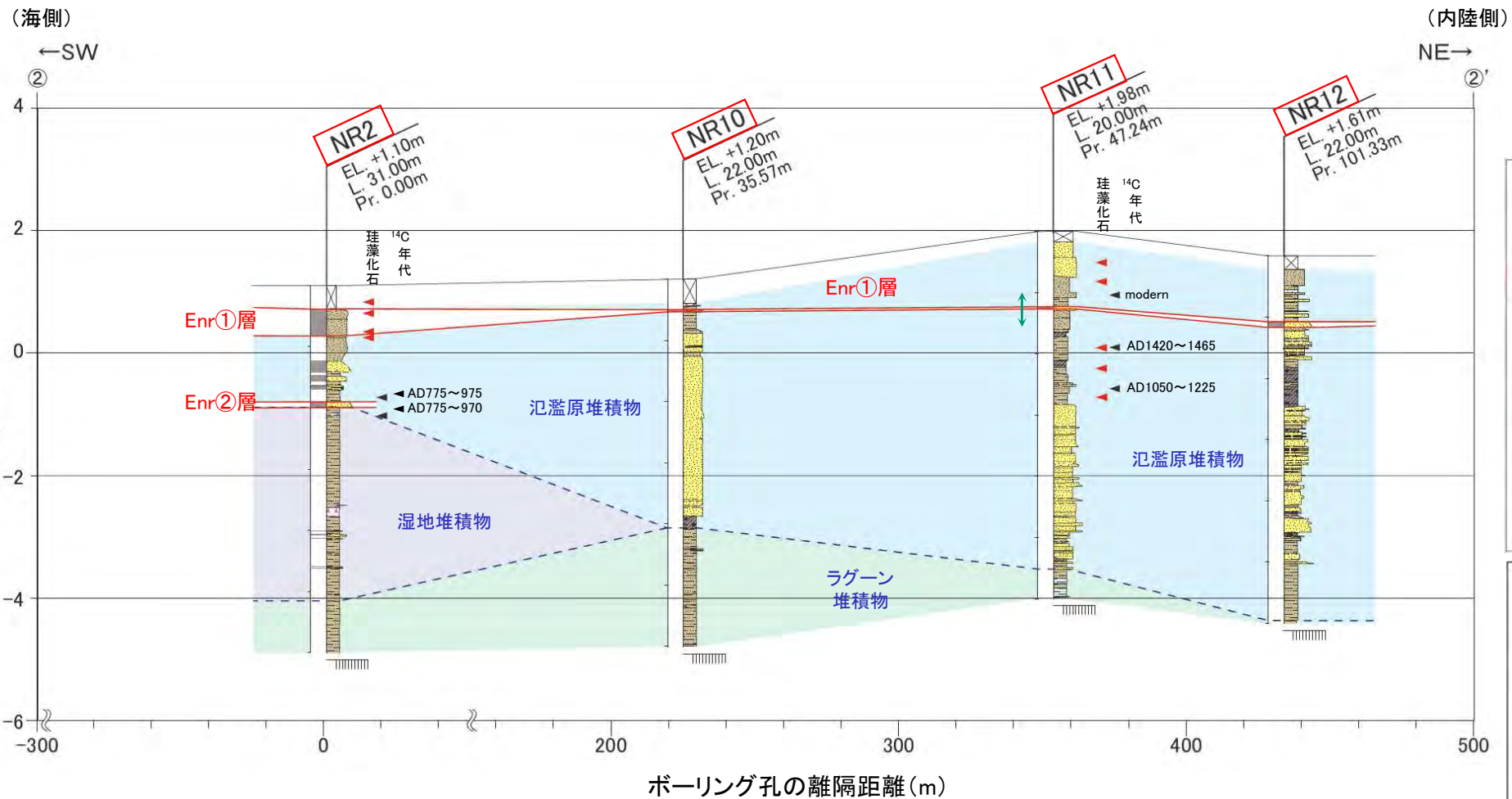
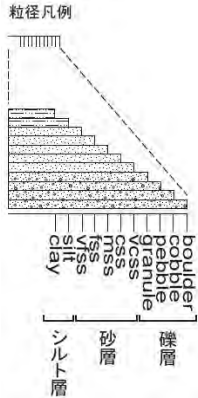


# 1. 津波堆積物調査（現地調査）（35 / 40）

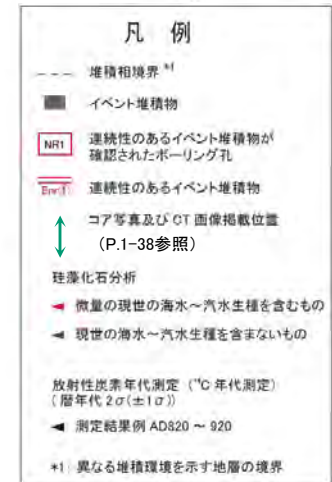


## 現地調査〔鳴沢地点〕（4 / 5）： イベント堆積物の観察・分析（分布）（2 / 2）

- ボーリングコア観察の結果、汀線に斜交する②-②'断面では、同層準で連続性のあるイベント堆積物が2層準(Enr①層及びEnr②層)で認められた。
- イベント堆積物Enr①層は、内陸方向(東方向)に連続し、概ね、内陸に向かって層厚が薄くなり、粒度が小さくなる傾向が認められる。
- イベント堆積物Enr②層は、①-①'断面で連続して認められるが、NR2孔から北東側のNR10孔の同層準では、層相が大きく異なり、厚い砂層が分布し、連続しない。



②-②'断面図





## 現地調査〔鳴沢地点〕（5 / 5）：イベント堆積物の評価

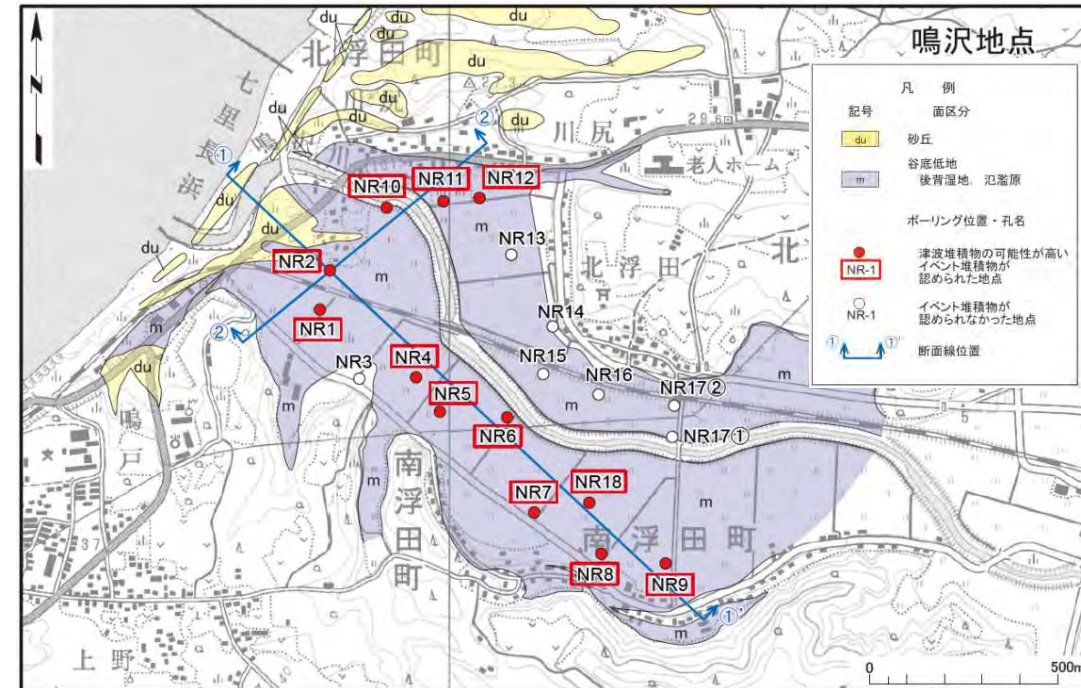
### イベント堆積物の観察・分析結果及び評価

- イベント堆積物Enr①層は、下面境界が明瞭であり、微量の現世の海水～汽水生種の珪藻化石を含み、内陸に向かって層厚が薄くなり、粒度が小さくなる傾向が認められることから、津波堆積物の特徴を有していると評価する。
- イベント堆積物Enr②層は、下面境界が明瞭であり、微量の現世の海水～汽水生種の珪藻化石を含み、内陸に向かって層厚が薄くなり、粒度が小さくなる傾向が認められることから、津波堆積物の特徴を有していると評価する。



### 津波堆積物の可能性の評価

- 鳴沢地点のイベント堆積物Enr①層及びEnr②層は、津波堆積物の可能性が高いと評価する。
- このうち、分布標高が最も高いものは、Enr②層の約2.3m (NR9 孔)であり、最高標高を約3mと評価する。
- なお、小岩ほか(2013)<sup>(2)</sup>、熊谷ほか(2017)<sup>(3)</sup>でも本調査範囲内で津波堆積物が認められている。



鳴沢地点の調査位置図

(余白)



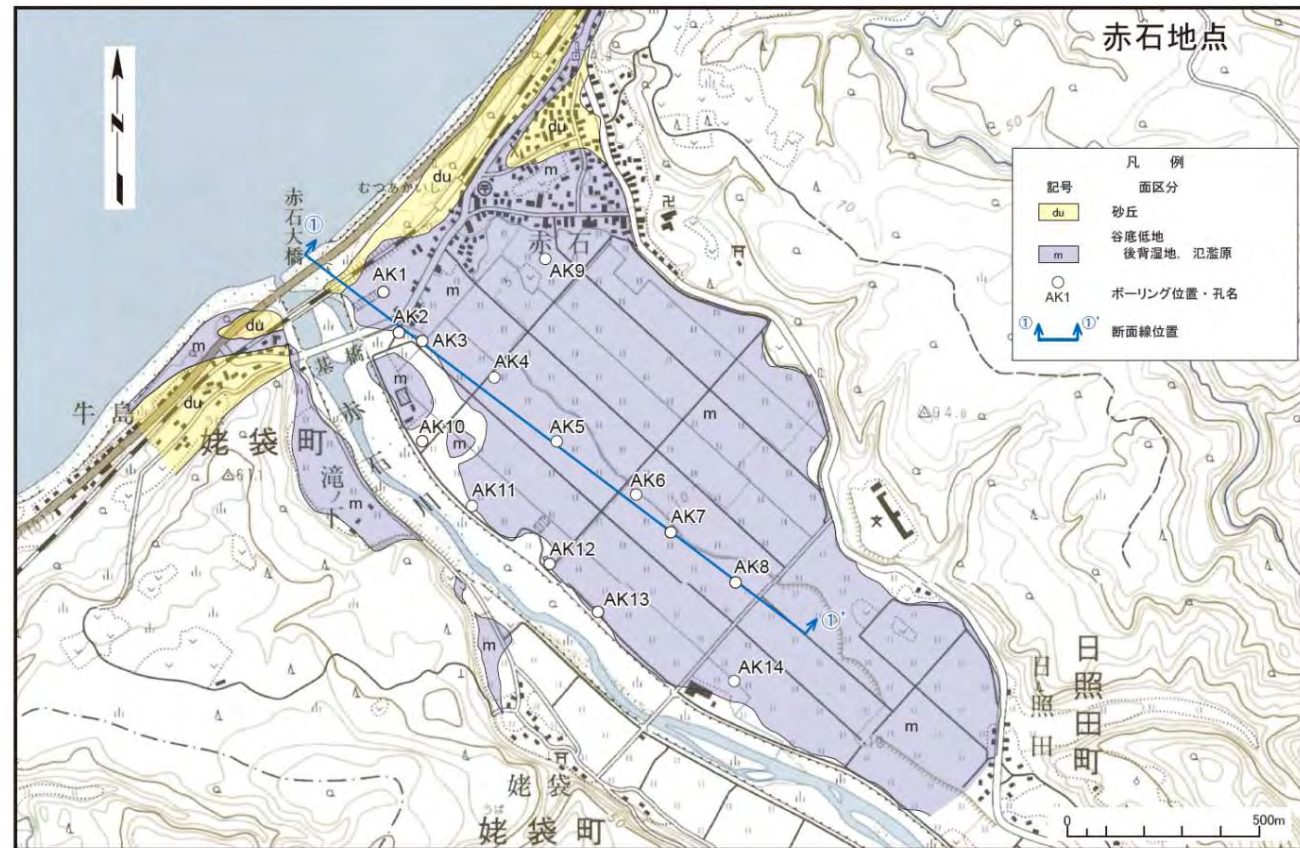
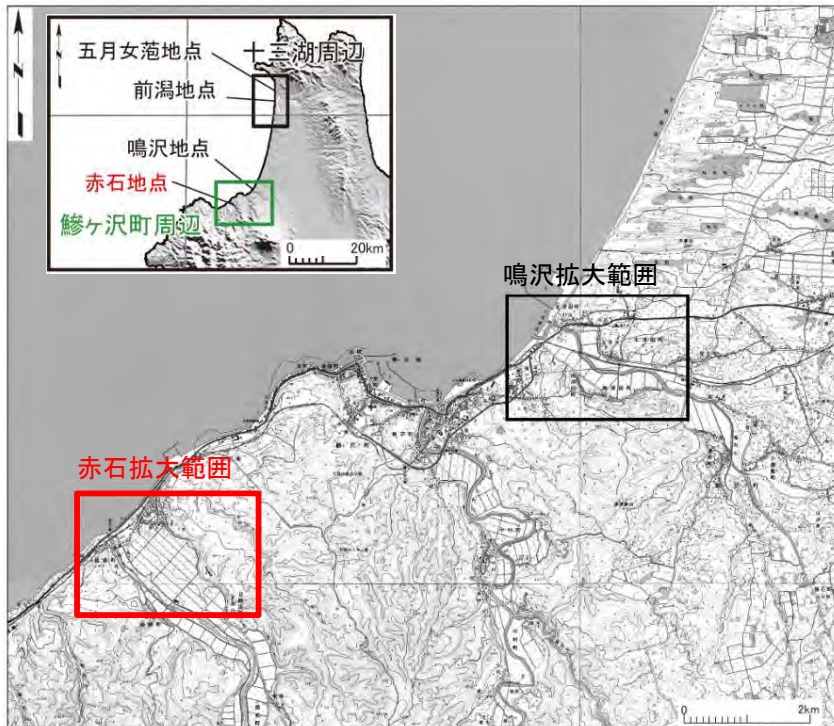
## 現地調査〔赤石地点〕（1 / 4）：ボーリング調査

### ■地点選定理由

- ・砂丘により閉塞された谷底低地（後背湿地，氾濫原）が存在しており，泥炭層や細粒層が分布することが期待され，津波堆積物が残存する可能性があるため，調査地点として選定した。

### ■調査内容

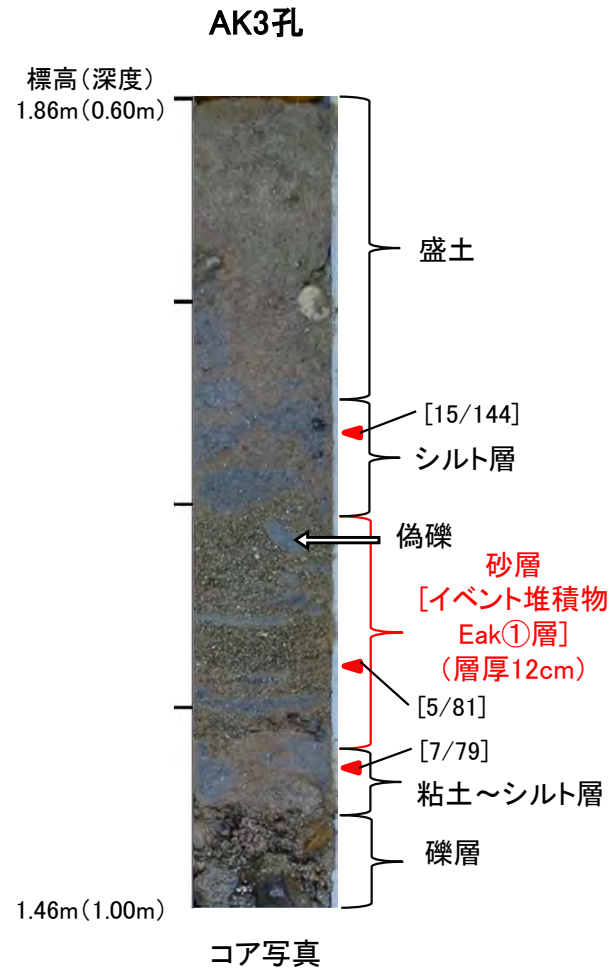
- ・ボーリング調査 14孔（ロータリー式，孔径86mm），ボーリングコア観察，X線CTスキャン，放射性炭素年代測定，珪藻化石分析等



赤石地点の調査位置図



## 現地調査〔赤石地点〕（2 / 4）： イベント堆積物の観察・分析（層相・珪藻化石）



・ボーリングコア観察の結果、全14孔のうち7孔でイベント堆積物が認められた。このうち、主なイベント堆積物の特徴は以下のとおり。

・AK3孔のイベント堆積物Eak①層は、シルト層及び礫層に挟在する砂層である。下面境界が明瞭であり、シルト質の偽礫及び級化構造が認められる。微量の現世の海水～汽水生種の珪藻化石を含む。

凡 例

珪藻化石分析

- ◀ 微量の現世の海水～汽水生種を含むもの
- ▶ 現世の海水～汽水生種を含まないもの

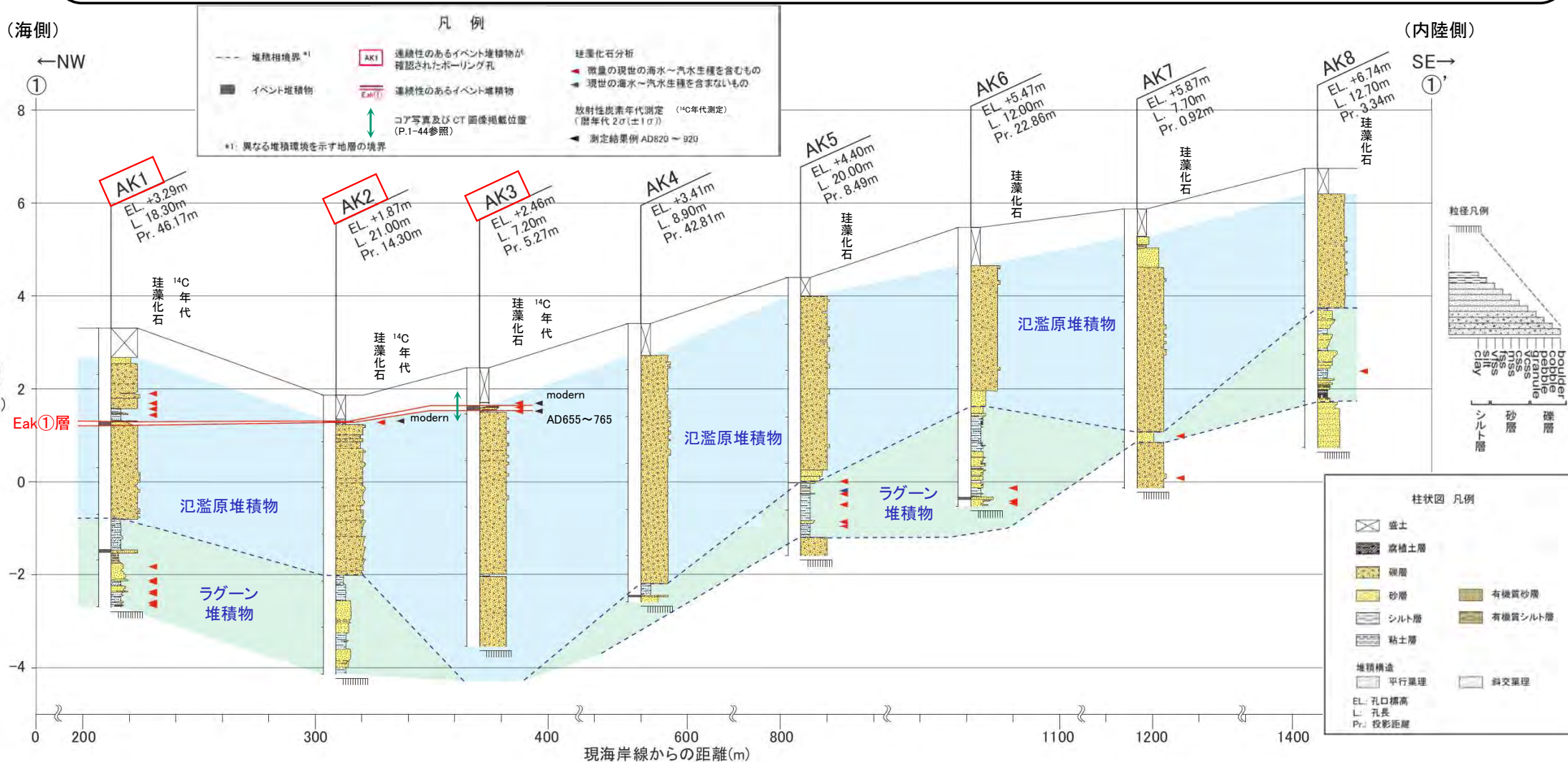
[1/200] 現世の海水～汽水生種の個数/総個体数





## 現地調査〔赤石地点〕（3 / 4）： イベント堆積物の観察・分析（分布）

- ボーリングコア観察の結果、同層準で連続性のあるイベント堆積物が1層準(Eak①層)で認められた。
- イベント堆積物Eak①層の分布範囲は河口付近のAK1孔～AK3孔の氾濫原堆積物中に限られ、それより内陸側のボーリング孔の同層準には分布せず、内陸方向(南東方向)には連続しない。イベント堆積物Eak①層の上位は人工改変を受けているため、内陸に向かう層厚や粒度の変化は不明である。
- イベント堆積物Eak①層の最も高い分布標高は約1.7m(AK3孔)である。



①-①' 断面図



## 現地調査〔赤石地点〕（4 / 4）： イベント堆積物の評価

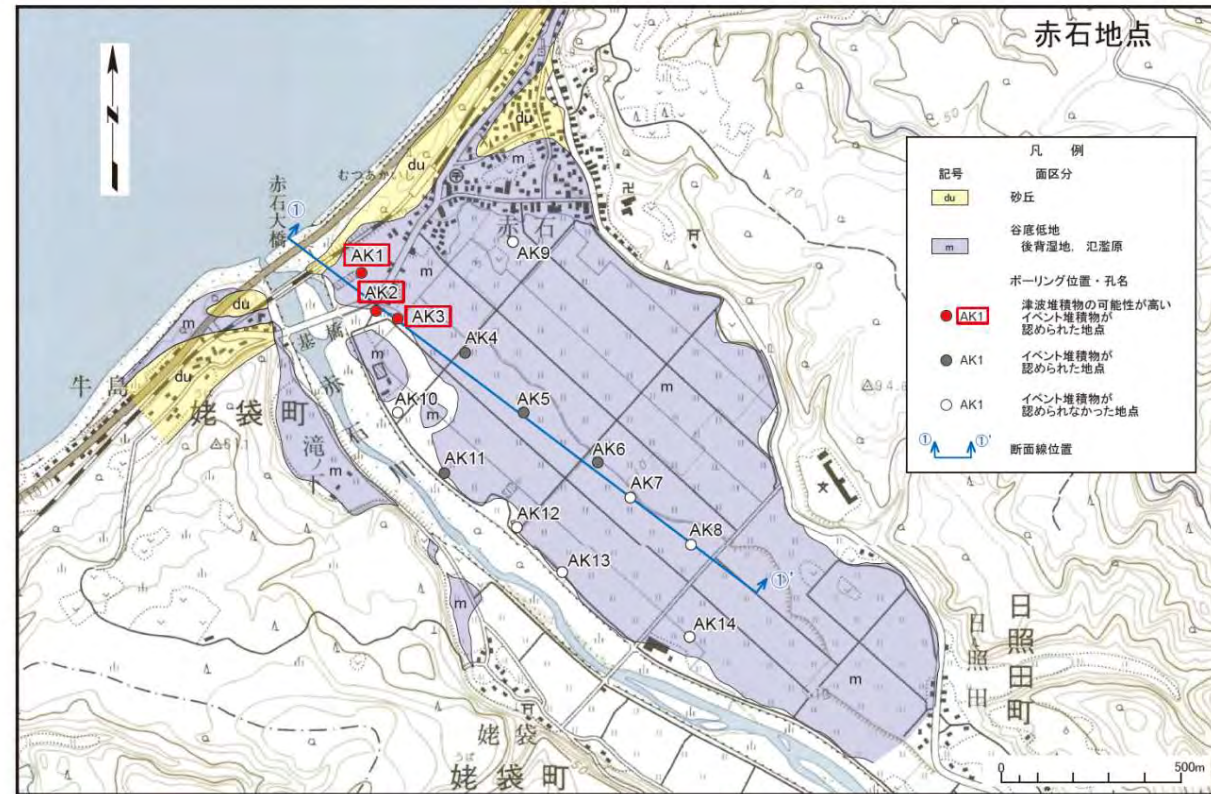
### イベント堆積物の観察・分析結果及び評価

- イベント堆積物Eak①層は、下面境界が明瞭であり、級化構造や偽礫が認められ、微量の現世の海水～汽水生種の珪藻化石を含む。Eak①層の分布範囲は河口付近の氾濫原堆積物中に限られ、内陸側の他のボーリング孔の同層準に分布せず、内陸方向に連続しないものの、小規模な津波により堆積した可能性は否定できないことから、津波堆積物の特徴を有していると評価する。



### 津波堆積物の可能性の評価

- 赤石地点のイベント堆積物Eak①層は、津波堆積物の可能性が高いと評価する。
- イベント堆積物Eak①層の最も高い分布標高は約1.7m(AK3孔)であり、最高標高を約2mと評価する。



赤石地点の調査位置図

# 目 次

1. 津波堆積物調査（現地調査）
2. 日本海東縁部に設定された地方自治体による波源モデル
3. 2011年東北地方太平洋沖地震を始めとするM9クラスの超巨大地震から得られた知見
  - 3-1. 2011年東北地方太平洋沖地震から得られた知見
  - 3-2. 世界のM9クラスの超巨大地震から得られた知見の整理
  - 3-3. まとめ
4. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波
  - 4-1. 2011年東北地方太平洋沖地震による津波等の再現性確認
  - 4-2. 分岐断層に関する検討
  - 4-3. ライズタイムの影響検討
  - 4-4. 動的破壊特性の不確かさの影響確認
5. チリ沖に想定される地震に伴う津波の影響検討
6. 陸上の斜面崩壊に起因する津波
  - 6-1. 地すべり地形分布図
  - 6-2. 二層流モデルの適用性について
7. 海底地すべりに起因する津波
  - 7-1. 急傾斜部を対象とした地形判読
  - 7-2. 海底地すべり海上音波探査記録
  - 7-3. 海底地すべり地形崩壊量算定
  - 7-4. ハワイ付近の海底地すべりの影響について
8. 火山現象に起因する津波
  - 8-1. kinematic landslideモデルによる追加検討
9. 津波発生要因の組合せに関する検討
  - 9-1. 組合せ対象地すべりエリアの選定
  - 9-2. 線形足し合せ水位評価地点の妥当性確認
10. 津軽海峡・発電所専用港湾及び津波の周期特性
  - 10-1. 検討方法
  - 10-2. 日本海側からの津波に対する検討
  - 10-3. 太平洋側からの津波に対する検討
  - 10-4. まとめ
11. 津波の伝播特性について

## 2. 日本海東縁部に設定された地方自治体による波源モデル



日本海東縁部に想定される地震に伴う津波の波源設定に関わり，地方自治体による波源モデル等について情報を整理し，それらの津波による敷地への影響について検討した。

## 2. 日本海東縁部に設定された地方自治体による波源モデル (1 / 10) 2-3

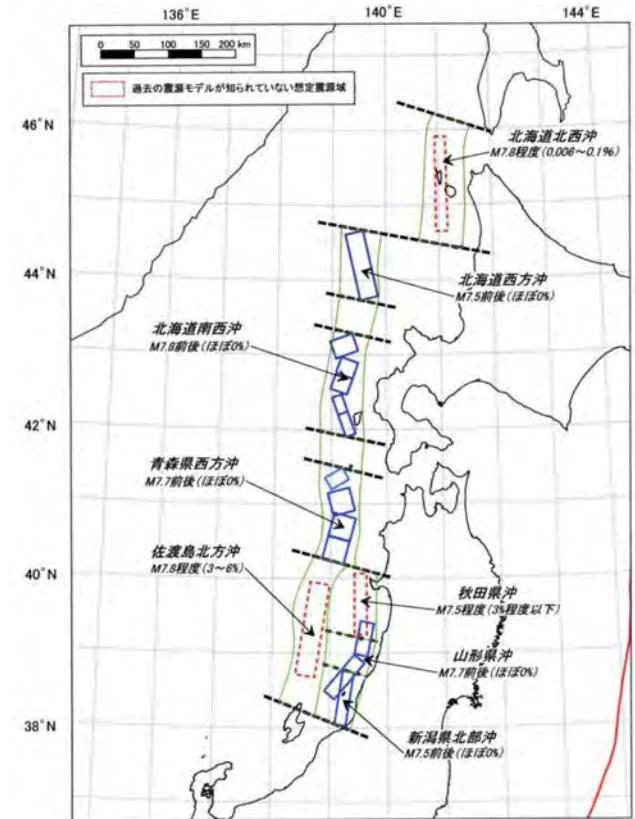


第994回審査会合  
資料3-2 P. 2-3再掲

- 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波の波源設定に関わり，地方自治体による波源モデル等について情報を整理した。
  - ✓ 日本海東縁部における既往最大の地震は，1993年北海道南西沖地震（断層長さ131km，Mw7.84）である。
  - ✓ 既往最大規模相当を想定した自治体は，北海道・青森県。
  - ✓ 既往最大を上回る地震規模を想定した自治体は，秋田県・山形県・新潟県・石川県・福井県・鳥取県・島根県である。
  - ✓ 最も地震規模が大きいモデルは，秋田県の断層長さ350km，Mw8.69である。

地方自治体の想定地震

自治体名	最大規模の地震		想定位置
	断層長さ	マグニチュード	
北海道 (2013) (5)	—	(M7.8)	北海道南西沖など
青森県 (2015) (6)	—	Mw7.9	青森県西方沖
秋田県 (2013) (7)	350km	Mw8.69	青森県西方沖～佐渡島北方沖
山形県 (2012) (8)	—	マグニチュード8.5	佐渡島北方沖
新潟県 (2016) (9)	—	Mw8.09	秋田県沖～新潟県北部沖
富山県 (2012) (10)	—	—	—
石川県 (2012) (11)	167km	Mw7.99	佐渡島北方沖
福井県 (2012) (12)	167km	Mw7.99	佐渡島北方沖
鳥取県 (2012) (13)	222km	Mw8.16	佐渡島北方沖
島根県 (2012) (14)	223km	Mw8.01	佐渡島北方沖
山口県 (2015) (15)	—	—	—
(参考) 既往最大の地震	131km	Mw7.84	1993年北海道南西沖地震



地震調査研究推進本部 (2003) (4)  
想定地震の震源域・規模

# 2. 日本海東縁部に設定された地方自治体による波源モデル (2 / 10) 2-4



第994回審査会合  
資料3-2 P. 2-4再掲

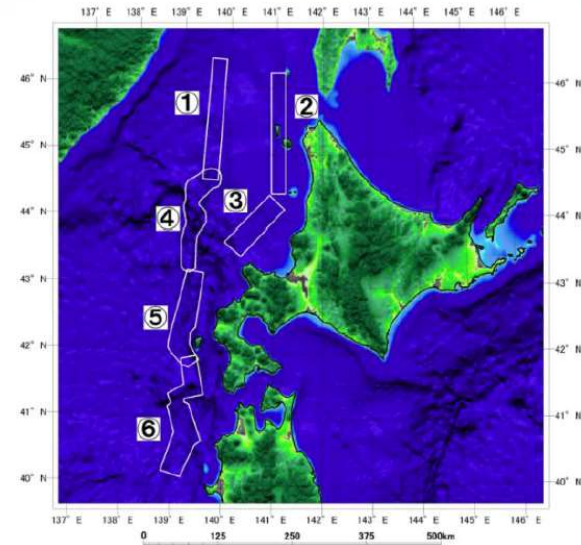
## 北海道 (2013) (5)

- 地震調査研究推進本部(2003) (4) 等を活用して最大M7.8の地震を想定している。

想定地震一覧

地震モデル	位置づけ	
①北海道北西沖の地震(沖側)	地震空白域で今後発生する危険性のあるモデル	M7.8
②北海道北西沖の地震(沿岸側)	地震空白域で今後発生する危険性のあるモデル	M7.8
③留萌沖の地震	地震空白域で今後発生する危険性のあるモデル	M7.4
④神威岬沖の地震	既往の地震津波を再現するモデルおよび地震空白域で今後発生する危険性のあるモデル	M7.5
⑤北海道南西沖地震	既往の地震津波を再現するモデル	M7.8
⑥青森県西方沖の地震	既往の地震津波を再現するモデルおよび地震空白域で今後発生する危険性のあるモデル	M7.7

北海道(2013) (5) に一部加筆



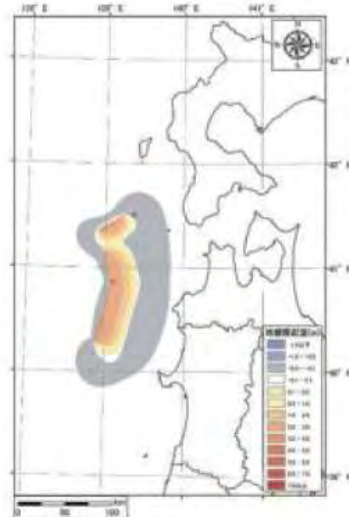
想定地震位置図 北海道(2013) (5)

## 青森県 (2015) (6)

- 地震調査研究推進本部(2003) (4) が示す青森県西方沖にMw7.9の地震を想定している。



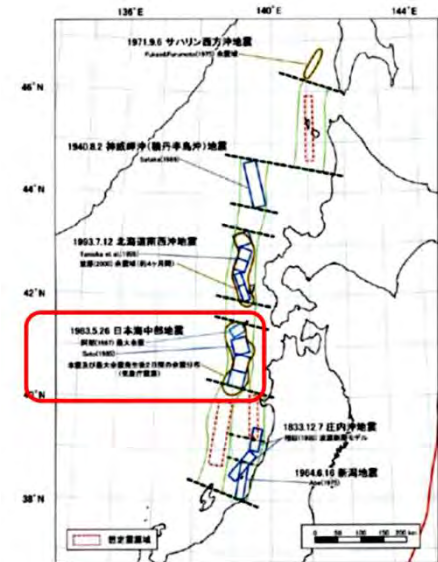
震源域



地盤変動量

想定モデル 青森県(2015) (6)

■青森県想定  
青森県西方沖Mw=7.9



想定波源域 青森県(2015) (6)



第994回審査会合  
資料3-2 P. 2-5再掲

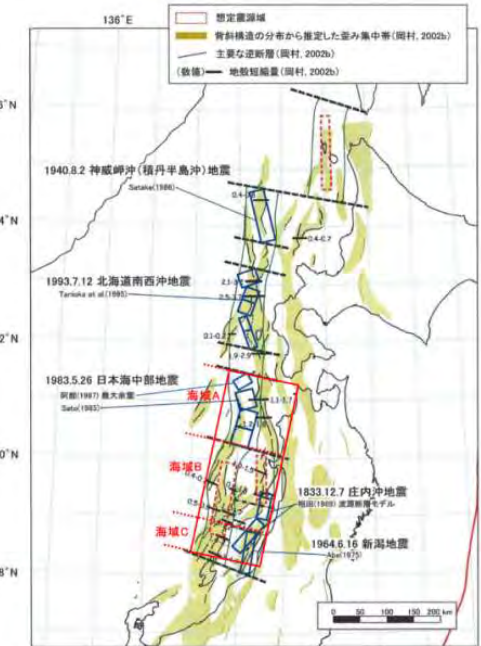
## 秋田県 (2013) (7)

- 単独地震として3領域を設定した上で、さらに連動地震として3領域同時破壊を想定した断層長さ350km, Mw8.69の地震を想定している。

秋田県の波源モデルのパラメータ

区分	ID	震源、想定地震	関連震源	想定した地震規模		傾斜角			断層モデル上端深さ Hs (km)	断層モデル長さ Lmodel (km)	断層モデル幅 Wmodel (km)	断層モデル面積 Smodel (km <sup>2</sup> )	断層モデル下端深さ Hd (km)	地震モーメント M0 (Nm)	モーメント マグニチュード Mw	平均すべり量 Dmodel (m)	備考
				断層長さL (km)	マグニチュードM	δ (°)	λ (°)										
単独地震	1	海城A	日本海中部	130	7.9	東傾斜	35	90	0	130	50	6,500	29	6.85E+20	7.82	3.0	
	2	海城B	佐渡島北方沖、秋田県沖、山形県沖	140	7.9	東傾斜	35	90	0	140	54	7,560	31	8.59E+20	7.89	3.2	小断層を2km×2kmでモデル化
	3	海城C	新潟県北部沖、山形県沖	80	7.5	西傾斜	55	90	0	80	32	2,560	26	1.69E+20	7.42	1.9	
連動地震	4	海城A+海城B	新潟県北部沖、山形県沖	270	8.5	東傾斜	20	90	0	270	105	28,350	36	6.24E+21	8.46	6.3	
	5	海城B+海城C	佐渡島北方沖、秋田県沖、山形県沖	220	8.3	東傾斜	20	90	0	220	85	18,700	29	3.34E+21	8.28	5.1	小断層を5km×5kmでモデル化
	6	海城A+海城B+海城C	新潟県北部沖、山形県沖	350	8.7	東傾斜	20	90	0	350	135	47,250	46	1.34E+22	8.69	8.1	

秋田県 (2013) (7) に一部加筆



波源モデル位置図 秋田県(2013) (7)

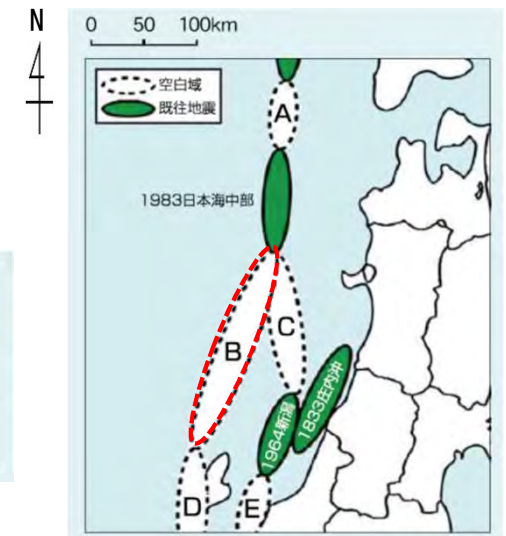
## 山形県 (2012) (8)

- 地震調査研究推進本部(2003) (4) が示す佐渡島北方沖の空白域にマグニチュード8.5の地震を想定している。

想定震源域及び地震規模

想定震源域	想定地震規模
「長期評価佐渡島北方沖」の空白域 (下図「B」)	マグニチュード8.5
「長期評価秋田県沖」の空白域 (下図「C」)	マグニチュード8.0

山形県(2012) (8) に一部加筆



波源位置図 山形県(2012) (8) に一部加筆

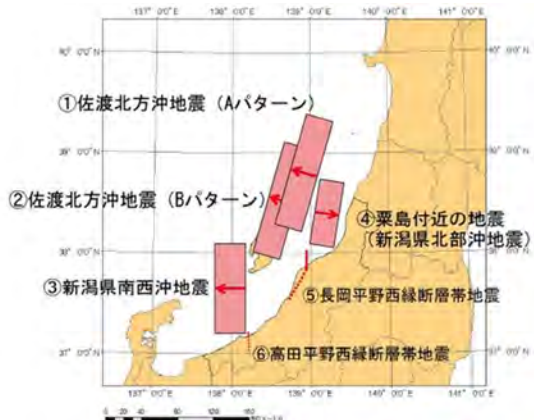
## 2. 日本海東縁部に設定された地方自治体による波源モデル (4 / 10) 2-6



第994回審査会合  
資料3-2 P. 2-6再掲

### 新潟県 (2016) <sup>(9)</sup>

- 地震調査研究推進本部 (2003) <sup>(4)</sup> を参照し、佐渡島北方沖地震として最大Mw7.80を設定し、さらに3連動地震としてMw8.09の地震を想定している。



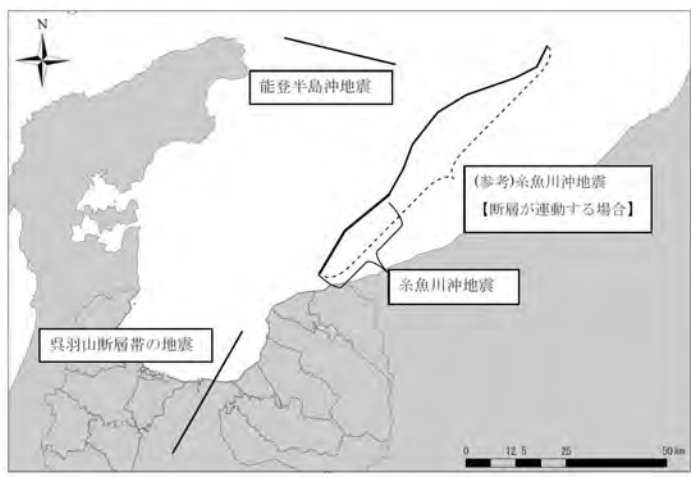
- ①佐渡北方沖地震(Aパターン) Mw 7.80
- ②佐渡北方沖地震(Bパターン) Mw 7.80
- ③新潟県南西沖地震 Mw 7.75
- ④新潟県北部沖地震 (粟島付近の地震) Mw 7.56
- ⑤長岡平野西縁断層帯地震 (弥彦一角田断層) Mw 7.63
- ⑥高田平野西縁断層帯地震 Mw 7.10
- ⑦連動発生地震 (同時) (秋田、山形、新潟県北部沖) Mw 8.09
- ⑧連動発生地震 (時間差) (秋田、山形、新潟県北部沖)

新潟県 (2016) <sup>(9)</sup> に一部加筆

新潟県 (2016) <sup>(9)</sup> に一部加筆

### 富山県 (2012) <sup>(10)</sup>

- 海域活断層による津波のみ想定しており、日本海東縁部の地震による津波は想定していない。



想定地震位置図 富山県 (2012) <sup>(10)</sup>

#### 想定地震パラメータ

名称	規模 (M)	原点	走向 (度)	傾斜角 (度)	滑り角 (度)	断層上端 長さ (km)	幅 (km)	滑り量 (m)
呉羽山断層帯の地震	7.4	北緯 36.872° 東経 137.343°	210	45	90	0.1	35	2.9m (実測値)
糸魚川沖地震	7.2	北緯 37.002° 東経 137.556°	約 41 度 (平均走向)	30	90	0.1	28	2.2m (標準算式)
能登半島沖地震	7.2	北緯 37.531° 東経 137.463°	約 103 度 (平均走向)	30	90	0.1	28	2.2m (標準算式)
(参考) 糸魚川沖地震 【断層が連動する場合】	8.0	北緯 37.002° 東経 137.556°	約 58 度 (平均走向)	30	90	0.1	84	6.6m (標準算式)
(参考) 呉羽山断層帯の地震 【滑り量標準算式】	7.4	北緯 36.872° 東経 137.343°	210	45	90	0.1	35	1.4m (標準算式)

注 1: 滑り量の「標準算式」は、地震調査研究推進本部等で使用されている方法で、地震のモーメント (規模) と断層面積から求めるものである。

注 2: 呉羽山断層帯の滑り量の「実測値」は、平成 7、8 年度に実施した富山県の活断層調査結果より設定した。

富山県 (2012) <sup>(10)</sup>



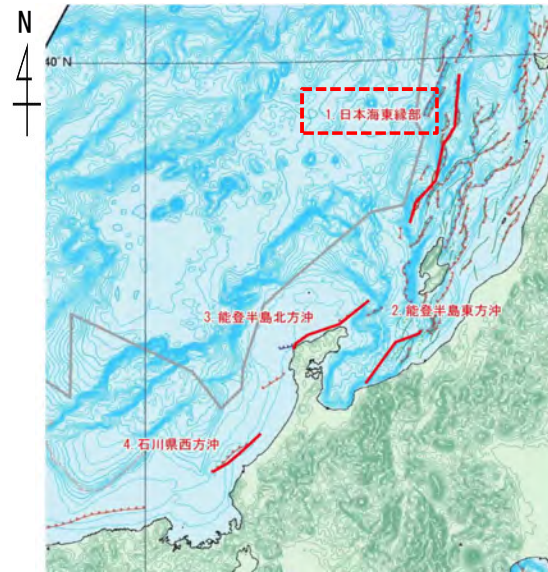
## 2. 日本海東縁部に設定された地方自治体による波源モデル (5 / 10) <sup>2-7</sup>



第994回審査会合  
資料3-2 P. 2-7再掲

### 石川県 (2012) <sup>(11)</sup>

• 徳山ほか (2001) <sup>(16)</sup> 「日本周辺海域の第四紀地質構造図」が示す活断層を基に、Mw7.99の地震を想定している。



想定地震パラメータ

断層名		1 日本海東縁部	2 能登半島 東方沖	3 能登半島 北方沖	4 石川県西方沖
想定 マグニチュード	Mw	7.99	7.58	7.66	7.44
気象庁 マグニチュード	Mj	8.54	8.03	8.13	7.85
気象庁 マグニチュード	Mj	8.54	8.02	8.13	7.85
断層長 (km)	L	167	82	95	65
幅 (km)	W	17.32	17.32	17.32	17.32
地震モーメント (N・m)	M <sub>0</sub>	1.22E+21	2.95E+20	3.89E+20	1.82E+20
すべり量 (m)	D	12.01	5.94	6.76	4.62
上縁深さ (km)	d	0	0	0	0
傾斜角	δ	60	60	60	60
すべり角	λ	90	90	90	90

石川県 (2012) <sup>(11)</sup> に一部加筆

想定地震位置図 石川県 (2012) <sup>(11)</sup> に一部加筆

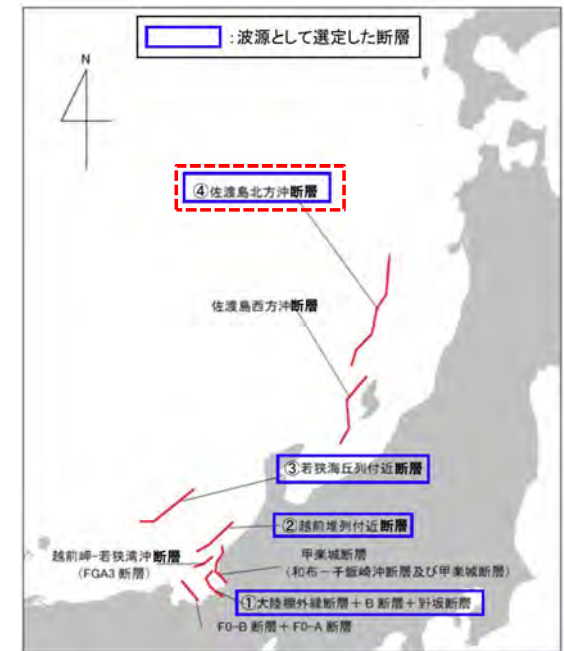
### 福井県 (2012) <sup>(12)</sup>

• 徳山ほか (2001) <sup>(16)</sup> 「日本周辺海域の第四紀地質構造図」が示す活断層を基に、Mw7.99の地震を想定している。

想定地震パラメータ

選定波源	マグニチュード Mw	地震により隆起する地盤	
		すべり量	長さ、幅
①野坂,B 及び大陸棚外縁断層	7.28	3.73m	長さ 49km 幅 17.32 km
②越前堆列付近断層	7.44	4.62m	長さ 65km 幅 17.32 km
③若狭海丘列付近断層	7.63	6.43m	長さ 90km 幅 17.32 km
④佐渡島北方沖断層	7.99	12.01m	長さ 167km 幅 17.32 km

福井県 (2012) <sup>(12)</sup> に一部加筆



想定地震位置図 福井県 (2012) <sup>(12)</sup> に一部加筆

## 2. 日本海東縁部に設定された地方自治体による波源モデル (6/10)

第994回審査会合  
資料3-2 P. 2-8再掲



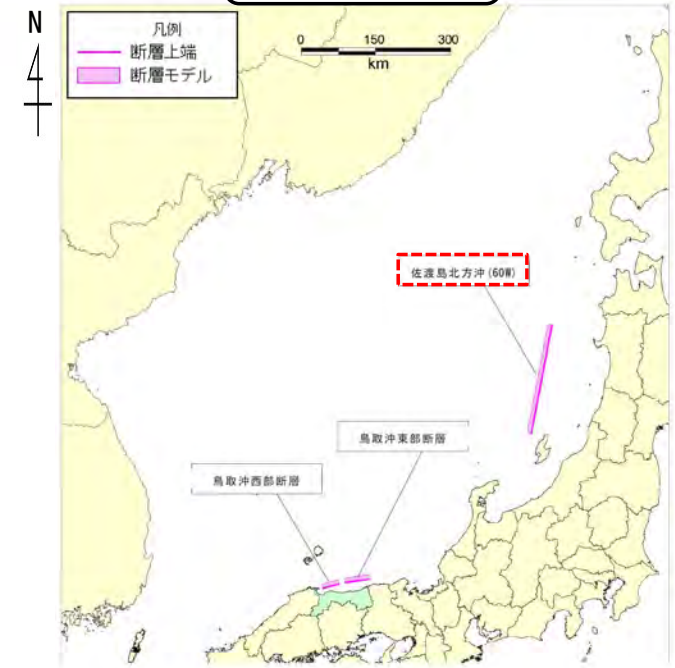
### 鳥取県 (2012) (13)

- 地震調査研究推進本部(2003) (4) を参照し、佐渡島北方沖の領域に最大Mw8.16の地震を想定している。

想定地震パラメータ

想定断層	Mw	緯度 (度)	経度 (度)	深さ (km)	走向 (度)	傾斜 (度)	すべり角 (度)	長さ(運動) (km)	幅 (km)	すべり量 (m)	
鳥取沖東部断層 (北上がり)	7.30	35.75	134.46	0	262	90	40	51.0	15.00	4.24	
鳥取沖東部断層 (南上がり)	7.30	35.69	133.89	0	82	90	40	51.0	15.00	4.24	
鳥取沖西部断層 (北上がり)	7.05	35.65	133.75	0	255	90	40	33.0	15.00	2.74	
鳥取沖西部断層 (南上がり)	7.05	35.58	133.39	0	75	90	40	33.0	15.00	2.74	
隠岐東部断層	7.38	36.55	134.03	0	78	60	90	58.2	17.32	4.19	
隠岐北西方の断層	7.77	36.40	132.67	0	11	60	90	31.0	17.32	8.23	
		36.68	132.74	0	334	60	90	35.9 (114)	17.32	8.23	
		36.97	132.57	0	4	60	90	46.8	17.32	8.23	
佐渡島北方沖(パターン1)	E(東落ち)	7.85	38.95	138.41	0	20	45	90	131.1	21.21	7.71
	W(西落ち)	7.85	38.95	138.41	0	20	60	90	131.1	17.32	9.44
佐渡島北方沖(パターン2)	7.85	40.06	138.93	0	200	45	90	131.1	21.21	7.71	
		40.06	138.93	0	200	60	90	131.1	17.32	9.44	
	8.16	E(東落ち)	38.36	138.15	0	12.9	45	90	222.2	21.21	13.06
		W(西落ち)	38.36	138.15	0	12.9	60	90	222.2	17.32	16.00
8.16	E(東落ち)	40.31	138.73	0	193.3	45	90	222.2	21.21	13.06	
	W(西落ち)	40.31	138.73	0	193.3	60	90	222.2	17.32	16.00	

鳥取県 (2012) (13) に一部加筆



想定地震位置図  
鳥取県(2012) (13) に一部加筆

### 島根県 (2012) (14)

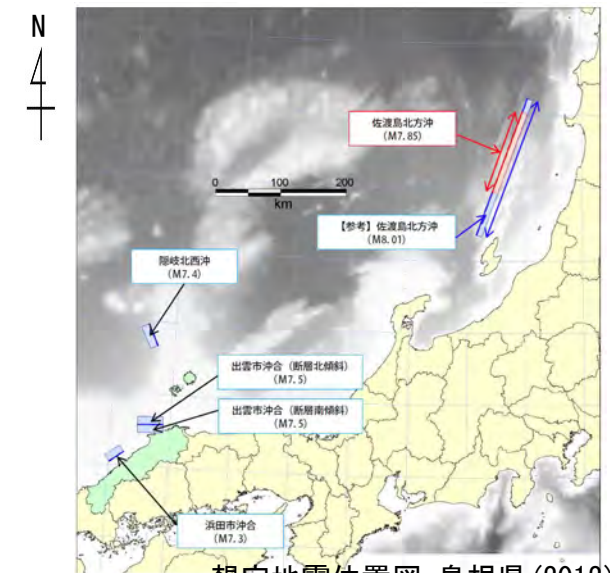
- 地震調査研究推進本部(2003) (4) を参照し、佐渡島北方沖の領域に最大Mw8.01の地震を想定している。

想定地震パラメータ

想定断層	M <sub>j</sub>	M <sub>w</sub> ※4	緯度 (度)	経度 (度)	深さ (km)	走向 (度)	傾斜 (度)	すべり角 (度)	長さ (km)	幅 (km)	すべり量 (m)
佐渡島北方沖の地震 <sup>※2</sup>	7.85	7.85	38.9498	138.4131	0.0	20	60	90	131.1	17.3	9.4
【参考】佐渡島北方沖の地震 (M8.01) <sup>※3</sup>	8.01	8.01	38.3584	138.1383	0.0	20	60	90	222.7	17.3	9.5
出雲市沖合の地震 (断層北傾斜)	7.5	6.9	35.5879	132.8784	3.0	267	45	90	38.4	17.0	3.2※1
出雲市沖合の地震 (断層南傾斜)	7.5	6.9	35.5690	132.4544	3.0	87	45	90	38.4	17.0	3.2※1
浜田市沖合の地震	7.3	6.8	35.1888	132.2491	3.0	232	45	90	27.0	17.0	2.4※1
隠岐北西沖の地震	7.4	6.9	36.9606	132.5336	3.0	154	45	-90	36.0	17.0	2.8※1

島根県 (2012) (14) に一部加筆

※1: すべり量は、Mから松田式により算出 (logD=0.6M-4.0)  
 ※2: 中国電力想定モデル(2008)<sup>1)</sup>に基づき設定  
 ※3: 佐渡島北方沖の最大規模の地震として設定  
 ※4: 津波震源としてのMw (武村式Mw=0.78\*Mj+1.08により算出)



想定地震位置図 島根県(2012) (14)

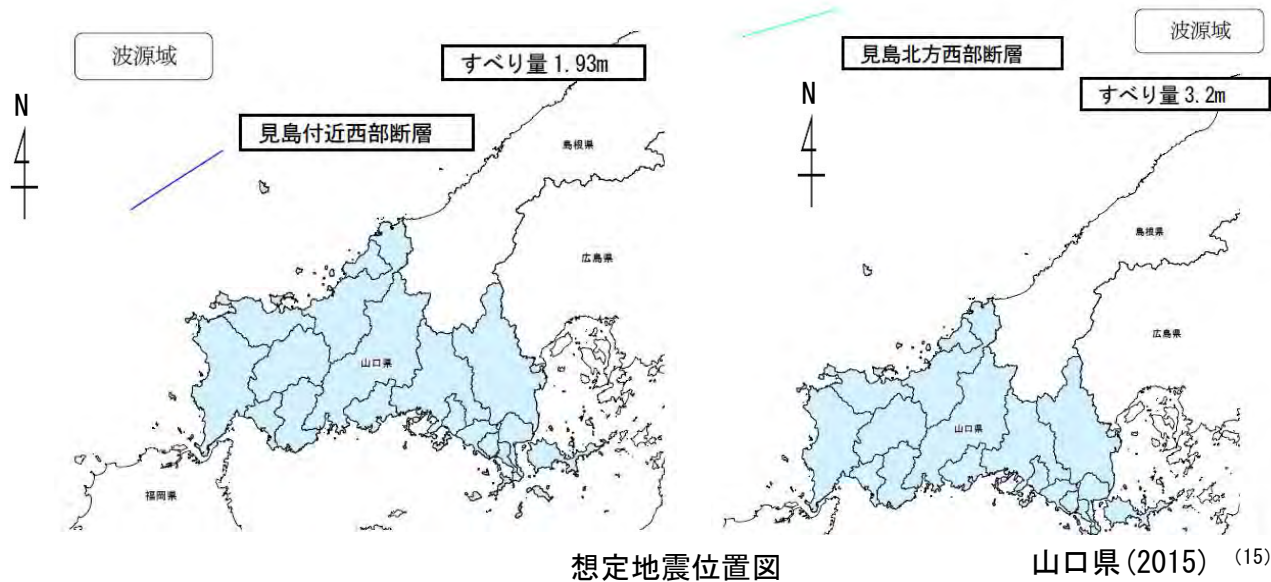
## 2. 日本海東縁部に設定された地方自治体による波源モデル (7 / 10) 2-9



山口県 (2015) (15)

第994回審査会合  
資料3-2 P. 2-9再掲

- 海域活断層による津波のみ想定しており，日本海東縁部の地震による津波は想定していない。



- ① 山口県独自モデル 見島付近西部断層
- ② 山口県独自モデル 見島北方沖西部断層



第994回審査会合  
資料3-2 P. 2-10再掲

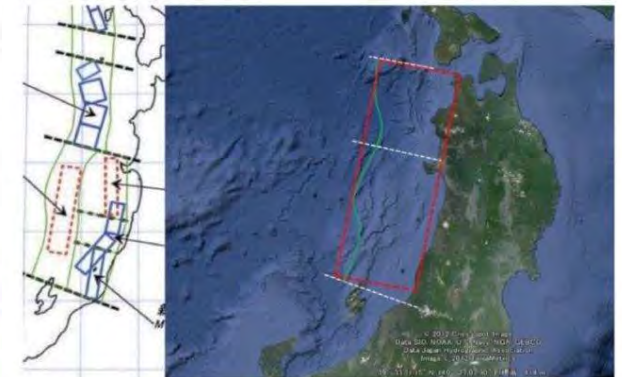
## 秋田県の波源モデルによる影響検討

- 日本海東縁部の地震に関する地方自治体の津波想定モデルのうち、津軽海峡前面海域を含み、既往最大規模に比べ大きい規模の波源を想定したものは秋田県の波源モデルである。
- 当該モデルを用いて数値シミュレーションを行い、敷地における津波水位を評価した。
- その結果、想定している日本海東縁部の地震による津波水位が、秋田県の波源モデルによる津波水位を上回ることを確認した。

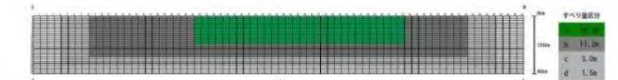


波源モデル位置図

自視的震源パラメータ	設定方法		
断層モデル原点	地中の上端における階層	38° 17' 36.8" N	
走向θ		138° 5' 14.9" E	
傾斜角δ	東傾斜	14°	
すべり角γ	逆断層	20°	
断層モデル上端深さ		90°	
断層モデル長さL <sub>model</sub>	海域A、海域B、海域Cの運動	0 km	
断層モデル幅W <sub>model</sub>	W/L=0.30を調整し、5kmメッシュでモデル化	350 km	
断層モデル面積S <sub>model</sub>	S <sub>model</sub> =L <sub>model</sub> ×W <sub>model</sub>	135 km	
断層モデル断層面積S <sub>fault</sub>	S <sub>fault</sub> =L <sub>fault</sub> ×W <sub>fault</sub>	47,250 km <sup>2</sup>	
マグニチュードM <sub>0</sub>	logS=8-4.07	4,73E+14 cm <sup>2</sup>	
断層率μ	3.50×10 <sup>-11</sup> dyne-cmと仮定	8.7	
平均すべり量D <sub>model</sub>	logD <sub>model</sub> =10 <sup>-10.7</sup> ×(μ/5) <sup>0.5</sup>	3,50E+11 dyne/cm <sup>2</sup>	
地震モーメントM <sub>0</sub>	M <sub>0</sub> =μ×D×S	3,50E+10 N/m <sup>2</sup>	
モーメントマグニチュードM <sub>w</sub>	M <sub>w</sub> =(logM <sub>0</sub> -16.1)/1.5	811 cm	
		8.1 m	
		1,34E+22 Nm	
		8.69	



【海域A+B+C、大すべり域(面積比20%)を断層中央から15km北側に配置】



秋田県の波源モデル

## 秋田県の波源モデルによる最大水位変動量

波源	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
秋田県の波源モデル	2.27m	-2.22m
日本海東縁部に想定される地震	5.85m	-3.78m

## 秋田県の波源モデルのパラメータ

区分	ID	震源、想定地震	関連震源	想定した地震規模		傾斜角δ (°)	すべり角γ (°)	断層モデル上端深さHs (km)	断層モデル長さL <sub>model</sub> (km)	断層モデル幅W <sub>model</sub> (km)	断層モデル面積S <sub>model</sub> (km <sup>2</sup> )	断層モデル下端深さHd (km)	地震モーメントM <sub>0</sub> (Nm)	モーメントマグニチュードM <sub>w</sub>	平均すべり量D <sub>model</sub> (m)	備考	
				断層長さL (km)	マグニチュードM												
単独地震	1	海域A	日本海中部	130	7.9	東傾斜	35	90	0	130	50	6,500	29	6.85E+20	7.82	3.0	
	2	海域B	佐渡島北方沖、秋田県沖、山形県沖	140	7.9	東傾斜	35	90	0	140	54	7,560	31	8.59E+20	7.89	3.2	小断層を2km×2kmでモデル化
	3	海域C	新潟県北部沖、山形県沖	80	7.5	西傾斜	55	90	0	80	32	2,560	26	1.69E+20	7.42	1.9	
連動地震	4	海域A+海域B	新潟県北部沖、山形県沖	270	8.5	東傾斜	20	90	0	270	105	28,350	36	6.24E+21	8.46	6.3	
	5	海域B+海域C	佐渡島北方沖、秋田県沖、山形県沖	220	8.3	東傾斜	20	90	0	220	85	18,700	29	3.34E+21	8.28	5.1	小断層を5km×5kmでモデル化
	6	海域A+海域B+海域C	新潟県北部沖、山形県沖	350	8.7	東傾斜	20	90	0	350	135	47,250	46	1.34E+22	8.69	8.1	

□ : 対象波源モデル

秋田県 (2013) (7) に一部加筆

# 2. 日本海東縁部に設定された地方自治体による波源モデル (9 / 10) 2-11



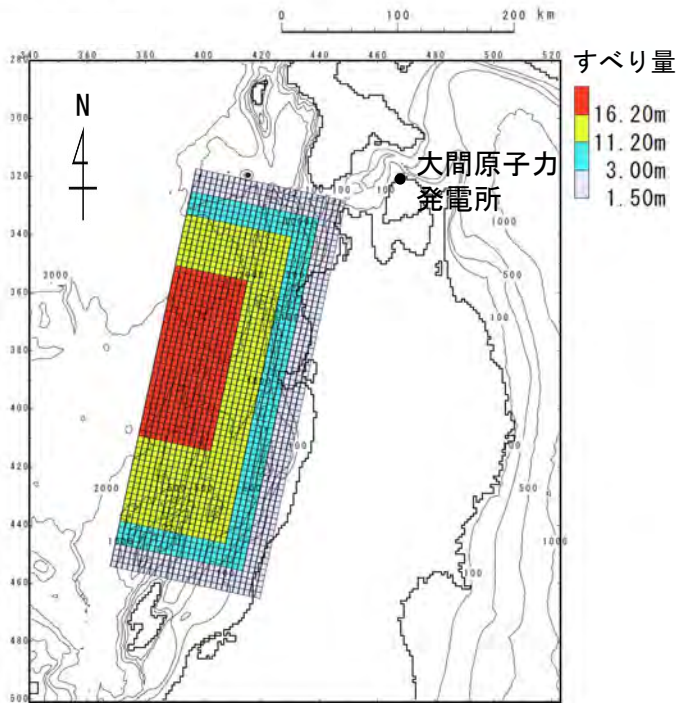
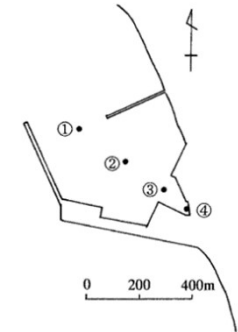
第994回審査会合  
資料3-2 P.2-11再掲

## 秋田県の波源モデルによる検討結果 (上昇側)

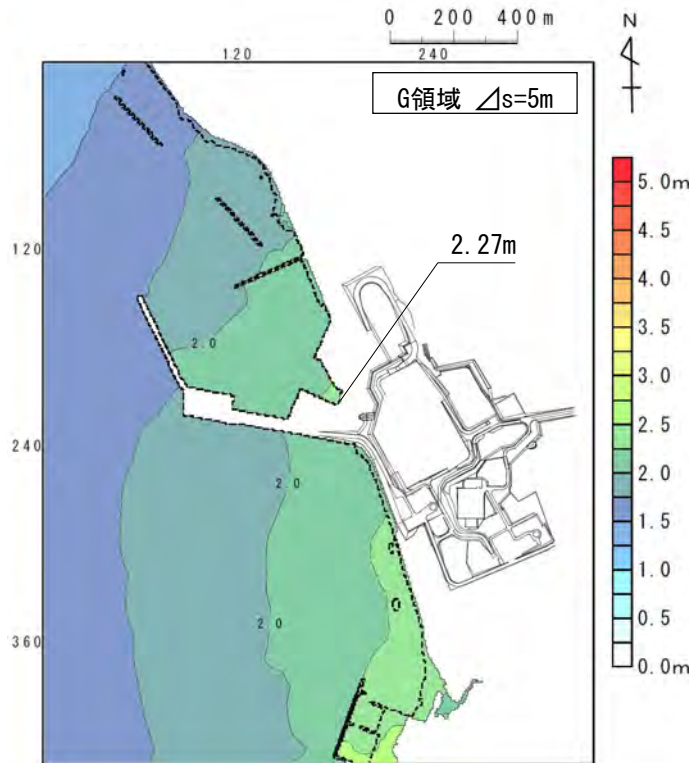
秋田県の波源モデルによる検討結果 (上昇側) は下表のとおりである。

秋田県の波源モデルによる最大水位上昇量

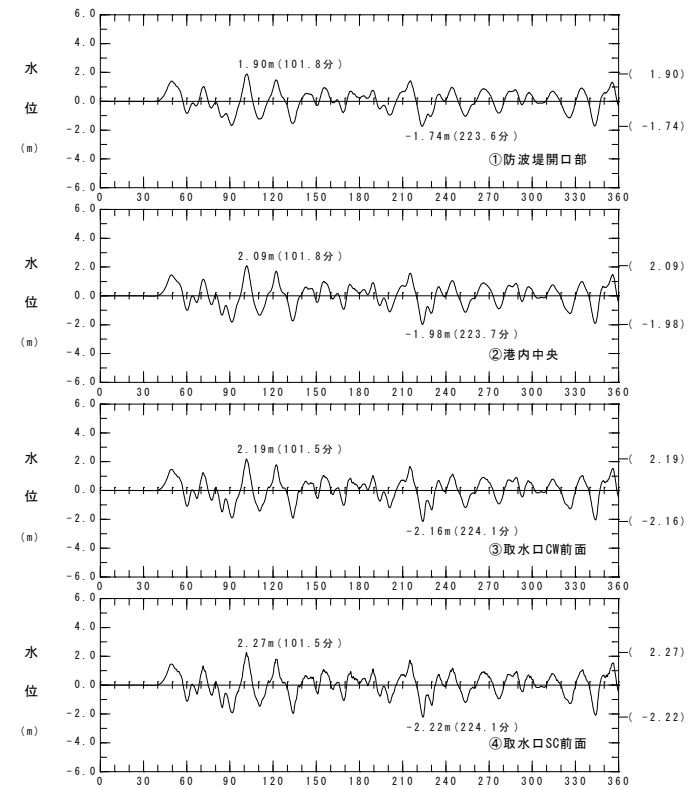
波源	敷地における最大水位上昇量
秋田県の波源モデル	2.27m



秋田県の波源モデル



最大水位上昇量分布



水位時刻歴波形

# 2. 日本海東縁部に設定された地方自治体による波源モデル (10/10)<sup>2-12</sup>



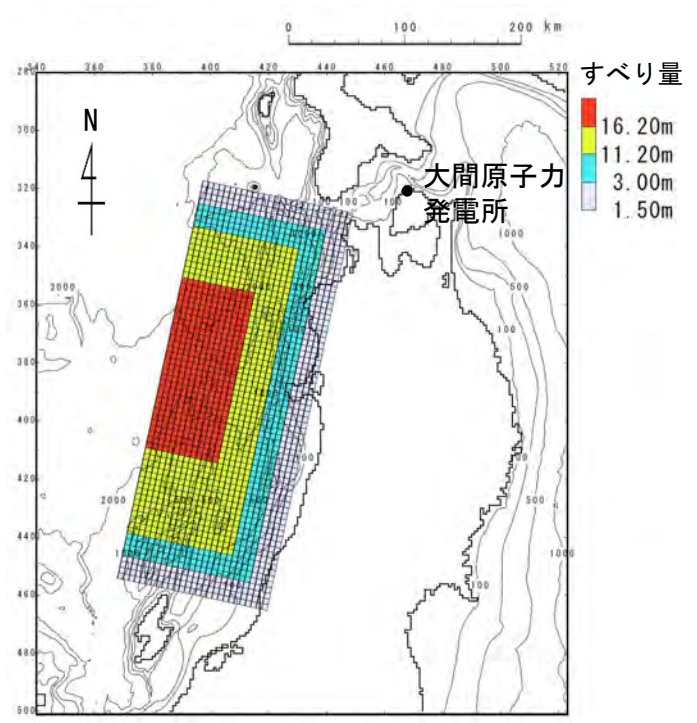
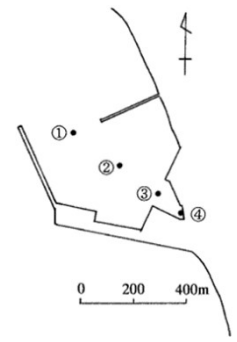
第994回審査会合  
資料3-2 P.2-12再掲

## 秋田県の波源モデルによる検討結果 (下降側)

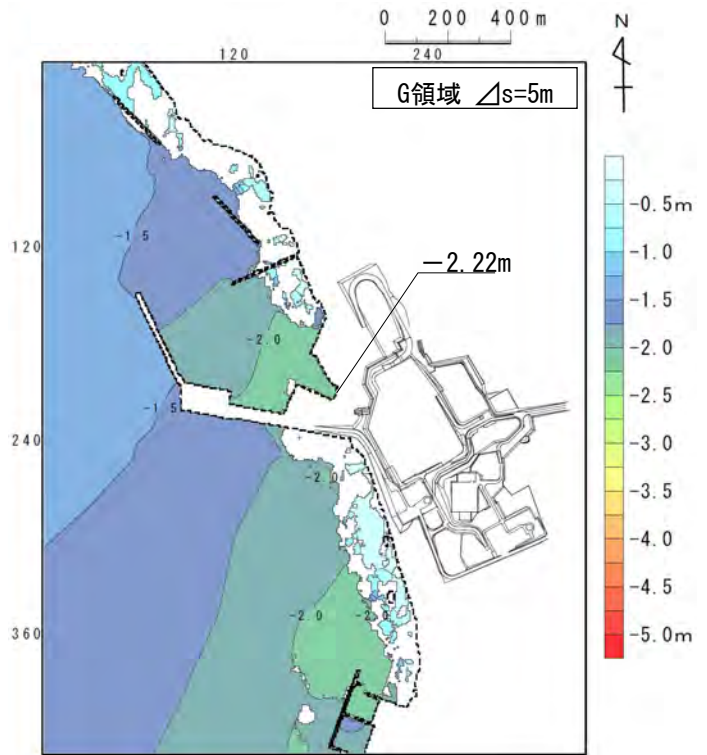
秋田県の波源モデルによる検討結果 (下降側) は下表のとおりである。

秋田県の波源モデルによる最大水位下降量

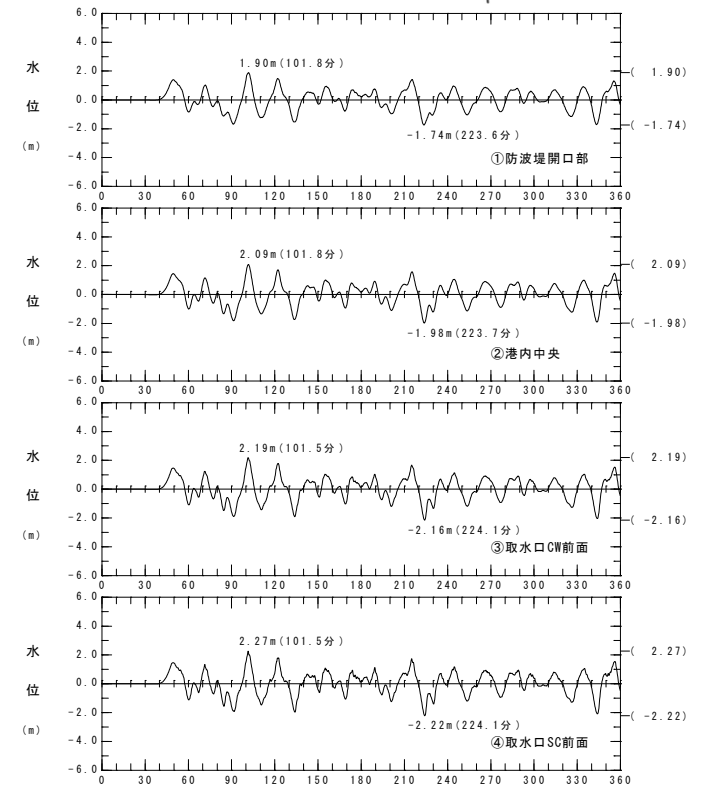
波源	取水口スクリーン室前面における最大水位下降量
秋田県の波源モデル	-2.22m



秋田県の波源モデル



最大水位下降量分布



水位時刻歴波形

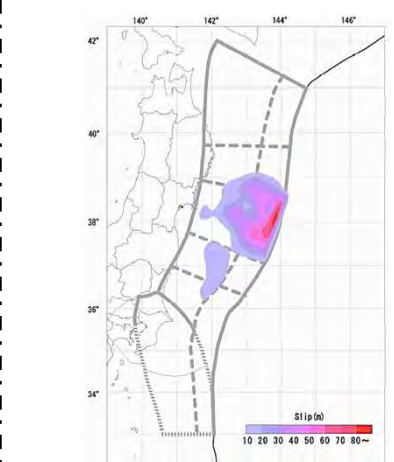
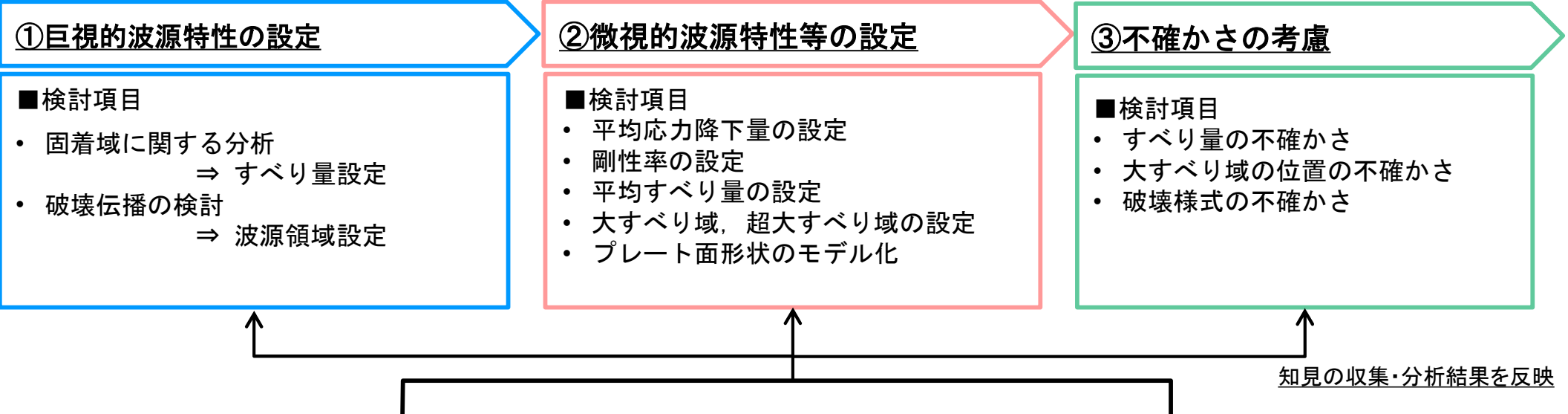
# 目 次

1. 津波堆積物調査（現地調査）
2. 日本海東縁部に設定された地方自治体による波源モデル
3. 2011年東北地方太平洋沖地震を始めとするM9クラスの超巨大地震から得られた知見
  - 3-1. 2011年東北地方太平洋沖地震から得られた知見
  - 3-2. 世界のM9クラスの超巨大地震から得られた知見の整理
  - 3-3. まとめ
4. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波
  - 4-1. 2011年東北地方太平洋沖地震による津波等の再現性確認
  - 4-2. 分岐断層に関する検討
  - 4-3. ライズタイムの影響検討
  - 4-4. 動的破壊特性の不確かさの影響確認
5. チリ沖に想定される地震に伴う津波の影響検討
6. 陸上の斜面崩壊に起因する津波
  - 6-1. 地すべり地形分布図
  - 6-2. 二層流モデルの適用性について
7. 海底地すべりに起因する津波
  - 7-1. 急傾斜部を対象とした地形判読
  - 7-2. 海底地すべり海上音波探査記録
  - 7-3. 海底地すべり地形崩壊量算定
  - 7-4. ハワイ付近の海底地すべりの影響について
8. 火山現象に起因する津波
  - 8-1. kinematic landslideモデルによる追加検討
9. 津波発生要因の組合せに関する検討
  - 9-1. 組合せ対象地すべりエリアの選定
  - 9-2. 線形足し合せ水位評価地点の妥当性確認
10. 津軽海峡・発電所専用港湾及び津波の周期特性
  - 10-1. 検討方法
  - 10-2. 日本海側からの津波に対する検討
  - 10-3. 太平洋側からの津波に対する検討
  - 10-4. まとめ
11. 津波の伝播特性について

# 3. 2011年東北地方太平洋沖地震を始めとするM9クラスの超巨大地震から得られた知見 3-2



以下の手順により、三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波に対する安全評価のための波源モデルを検討する。  
大間原子力発電所の安全評価上想定する、最新の科学的知見に基づく巨視的波源特性、微視的波源特性及び合理的な不確かさの考慮の検討の基礎とするため、2011年東北地方太平洋沖地震及び世界のプレート境界で発生しているM9クラスの巨大地震に係る知見（地震学的・地質学的・測地学的知見）を収集・分析し、その科学的・技術的知見に基づき検討した。



2011年東北地方太平洋沖地震

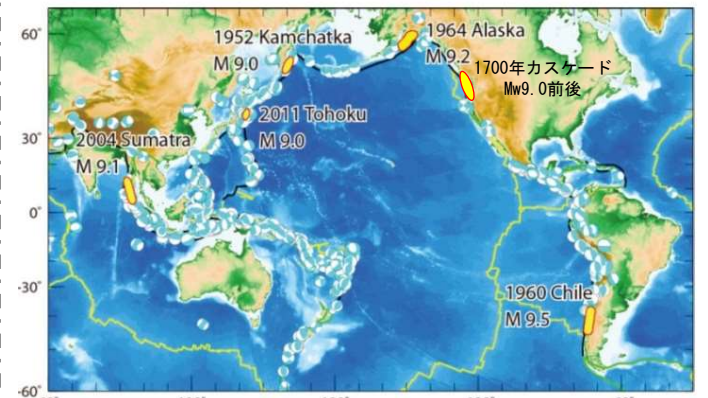
東北地方太平洋沖型の地震

対象地震及び発生領域	地震発生日時	地震の平均発生間隔等	地震規模 <sup>注1</sup>			死傷者数 <sup>注2</sup>		最大震度 <sup>注3</sup>	津波高さ <sup>注4</sup>
			M	Mt	Mw	死者・行方不明者	負傷者		
超巨大地震 (東北地方太平洋沖型)	紀元前4~3世紀 4~5世紀 869/ 7/13  15~17世紀 <sup>注7</sup> 2011/ 3/11 14:46	平均発生間隔は550年 ~600年程度 <sup>注8</sup>	8.3	8.6~ <sup>注6</sup>	9.0 <sup>注5</sup> 9.1~ 9.4 <sup>注5</sup>	— 1,000	— —	— —	10以上
			9.0 <sup>注5</sup>	9.1~ 9.4 <sup>注5</sup>	9.0 <sup>注5</sup>	19,667 行為不明 2,566	6,231	7	40

東北地方太平洋沖地震の地震時のすべり量の分布  
地震調査研究推進本部 (2019) (17)

地震調査研究推進本部 (2019) (17)

世界のプレート境界面で発生しているM9クラスの巨大地震



環太平洋の大地震の分布  
佐竹 (2013) (18) に一部加筆

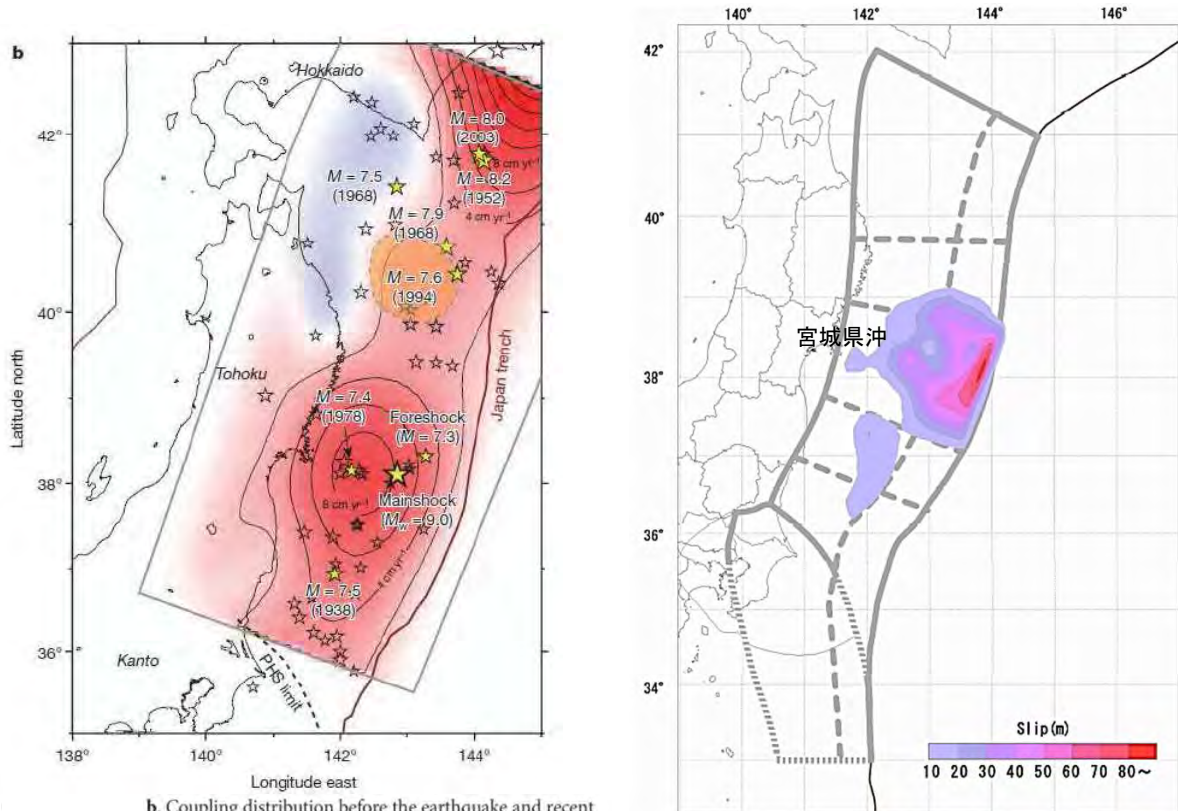


1. 津波堆積物調査（現地調査）
2. 日本海東縁部に設定された地方自治体による波源モデル
3. 2011年東北地方太平洋沖地震を始めとするM9クラスの超巨大地震から得られた知見
  - 3-1. 2011年東北地方太平洋沖地震から得られた知見
  - 3-2. 世界のM9クラスの超巨大地震から得られた知見の整理
  - 3-3. まとめ
4. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波
  - 4-1. 2011年東北地方太平洋沖地震による津波等の再現性確認
  - 4-2. 分岐断層に関する検討
  - 4-3. ライズタイムの影響検討
  - 4-4. 動的破壊特性の不確かさの影響確認
5. チリ沖に想定される地震に伴う津波の影響検討
6. 陸上の斜面崩壊に起因する津波
  - 6-1. 地すべり地形分布図
  - 6-2. 二層流モデルの適用性について
7. 海底地すべりに起因する津波
  - 7-1. 急傾斜部を対象とした地形判読
  - 7-2. 海底地すべり海上音波探査記録
  - 7-3. 海底地すべり地形崩壊量算定
  - 7-4. ハワイ付近の海底地すべりの影響について
8. 火山現象に起因する津波
  - 8-1. kinematic landslideモデルによる追加検討
9. 津波発生要因の組合せに関する検討
  - 9-1. 組合せ対象地すべりエリアの選定
  - 9-2. 線形足し合せ水位評価地点の妥当性確認
10. 津軽海峡・発電所専用港湾及び津波の周期特性
  - 10-1. 検討方法
  - 10-2. 日本海側からの津波に対する検討
  - 10-3. 太平洋側からの津波に対する検討
  - 10-4. まとめ
11. 津波の伝播特性について

## 固着域に関する分析 (1 / 7) : 蓄積される歪みの量

第994回審査会合  
資料3-2 P.3.1-2再掲

### 宮城県沖の固着域と2011年東北地方太平洋沖地震発生域の関係



b. Coupling distribution before the earthquake and recent seismicity along the Japan trench. The colour shading and contours indicate the degree of interplate coupling between the subducting Pacific plate and the overriding Okhotsk plate, estimated from GPS data recorded between April 2000 and March 2001<sup>14</sup>. The degree of coupling is expressed as the backslip rate<sup>30</sup>, which is a slip deficit from the relative plate velocity. The stars mark the epicentres of large ( $M \geq 6.8$ ) earthquakes that have occurred since 1923. The epicentres of the mainshock, a foreshock and earthquakes with  $M \geq 7.4$  are marked by yellow stars and labelled with their magnitudes and/or times of occurrence. The orange area is the source area of the  $M = 7.6$  1994 earthquake<sup>20</sup>. The dashed line shows the northeastern limit of the subducted Philippine Sea plate<sup>21</sup> (PHS). The Okhotsk plate overrides the Pacific plate north of this limit and the Philippine Sea plate overrides the Pacific plate south of this limit. The grey rectangle represents a fault patch to estimate the backslip rate.

東北地方太平洋沖地震の地震時のすべり量の分布  
地震調査研究推進本部 (2019) (17) に一部加筆

- GPS観測データによるすべり欠損速度分布の分析結果から、2011年東北地方太平洋沖地震前は、宮城県沖にすべり欠損が大きな箇所（固着が強い領域）が認められたとされている。  
Ozawa et al. (2011) (19) による
- 東北地方太平洋沖地震の大きなすべりは宮城県沖の海溝寄りで発生したとされている。  
地震調査研究推進本部 (2019) (17) による

以上から、すべりの不均質性が認められ、宮城県沖の固着が強い領域の位置と、地震で大きなすべりが発生した領域の位置は整合的であり、この領域の強い固着の破壊により、複数の領域に破壊が伝播し、巨大地震が発生したと考えられる。

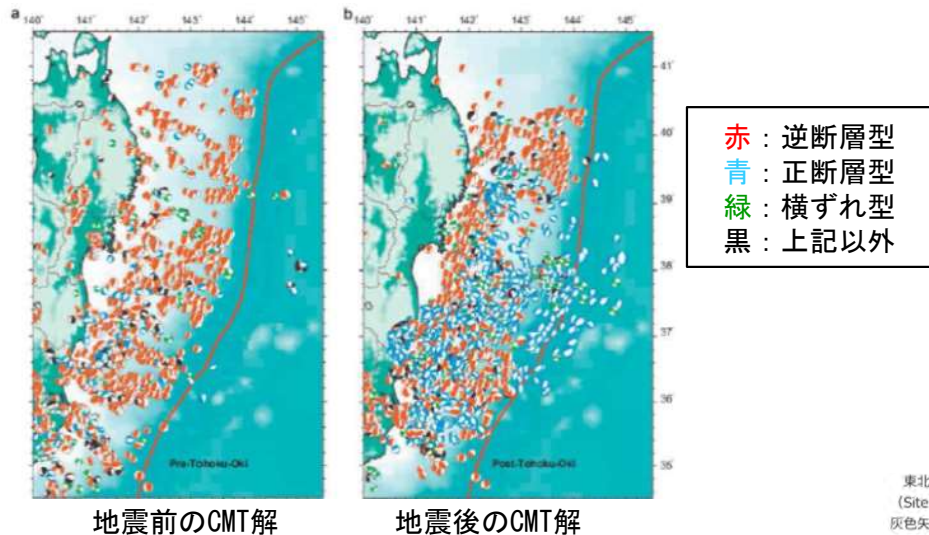
2000年4月～2001年3月のすべり欠損分布と1923年以降に発生したM6.8以上の地震の震央位置  
Ozawa et al. (2011) (19)

## 固着域に関する分析 (2 / 7) : 蓄積される歪みの量

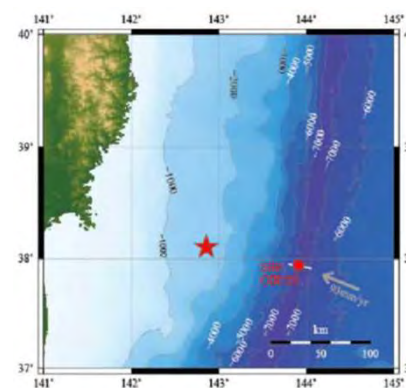
第994回審査会合  
資料3-2 P. 3.1-3再掲

### 2011年東北地方太平洋沖地震後の応力状態

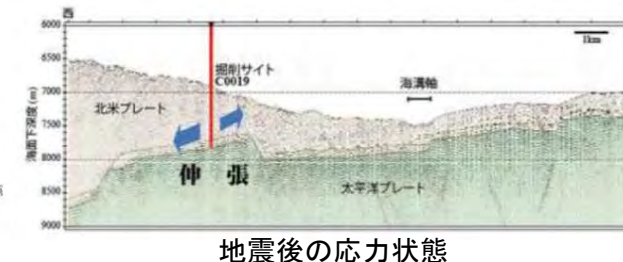
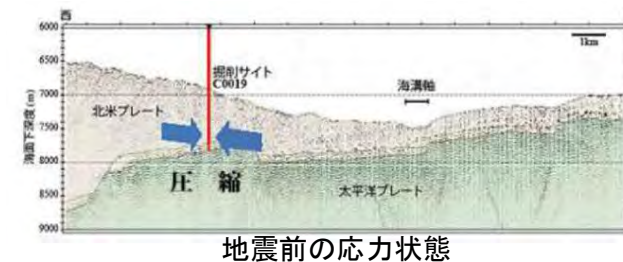
#### ■地震学的見地



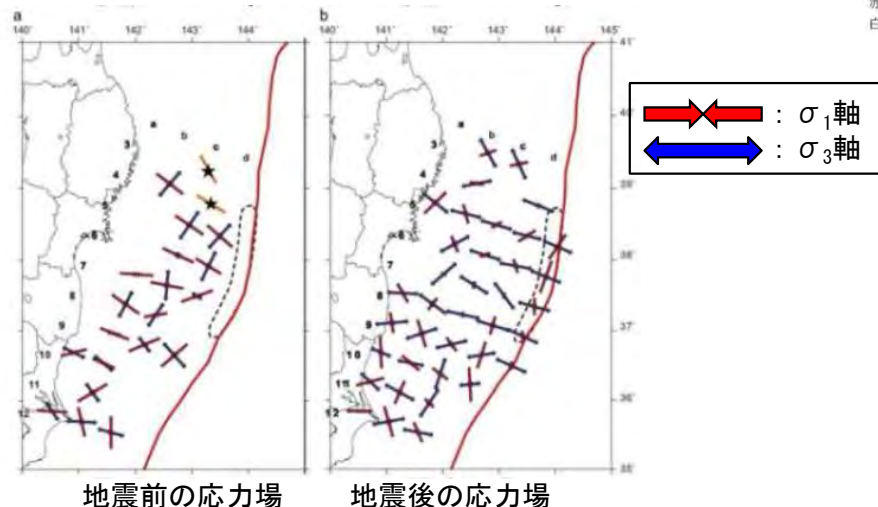
#### ■地球物理学的見地



東北地方太平洋沖地震調査掘削では、宮城県牡鹿半島沖合約220kmの海溝軸付近の地点 (Site C0019、水深6889.5m) を掘削。  
灰色矢印と数字：太平洋プレートの運動方向と年間速度  
赤い星印：東北地方太平洋沖地震本震の震央  
白線：地殻構造断面 (図3) の位置



2011年東北地方太平洋沖地震震源域の応力状態変化模式図  
JAMSTEC (2013) <sup>(21)</sup>



陸のプレートの応力場の変化  
Hasegawa et al. (2012) <sup>(20)</sup> に一部加筆

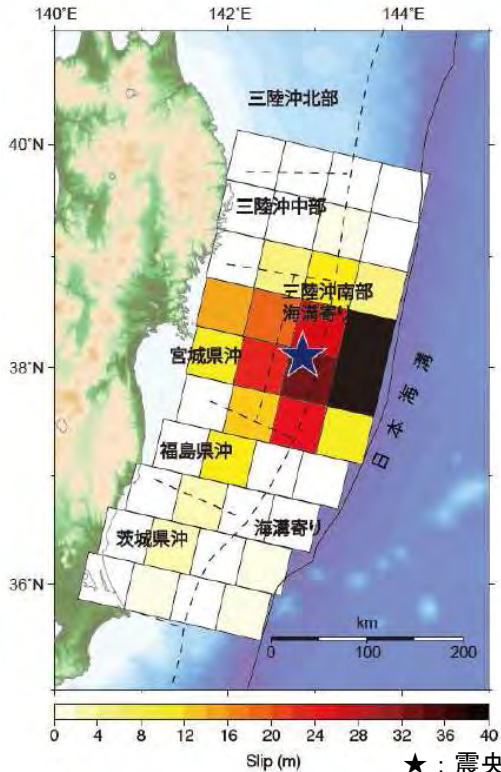
• 地震学的・地球物理学的見地から、2011年東北地方太平洋沖地震発生前後で、応力状態が変化していることより、それを引き起こした歪みはほぼ解放されたとされている。  
Hasegawa et al. (2012) <sup>(20)</sup>, JAMSTEC (2013) <sup>(21)</sup> による

# 3-1. 2011年東北地方太平洋沖地震から得られた知見 (3 / 17)

## 固着域に関する分析 (3 / 7) : 蓄積される歪みの量

第994回審査会合  
資料3-2 P.3.1-4再掲

スーパーサイクル



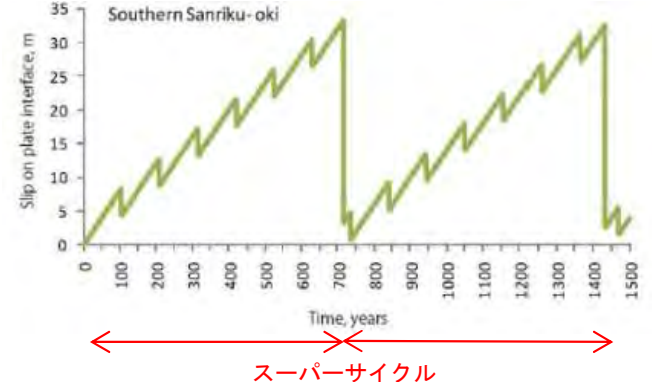
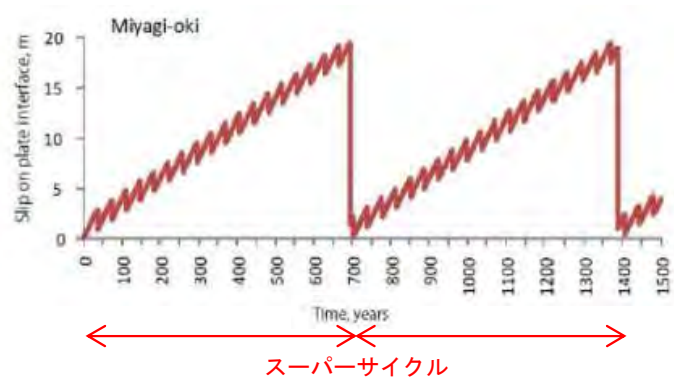
★: 震央  
津波波形のインバージョンによる2011年東北地方太平洋沖地震のすべり分布  
佐竹 (2011) (22)

日本海溝沿いの各領域における固有地震と2011年型地震のすべり量と発生間隔

地震調査委員会の領域	固有地震の発生間隔	固有地震のすべり量	すべり残し速度	2011年のすべり量	2011年型の発生間隔
Regions	Characteristic interval, R (year)	Characteristic coseismic slip, d (m)	Slip Deficit, S=8-d/R (cm/yr)	2011 slip, D(m)	Supercycle interval, D/S (year)
宮城県沖 Miyagi-oki	37	2	2.6	17	660
三陸沖南部海溝寄り Southern Sanriku	105	4	4.2	30	720
津波地震 Tsunami earthquakes	530	6	6.9	45	660

スーパーサイクル

佐竹 (2011) (22) に一部加筆



宮城県沖及び三陸沖南部における地震発生サイクルのモデル  
佐竹 (2011) (22) に一部加筆

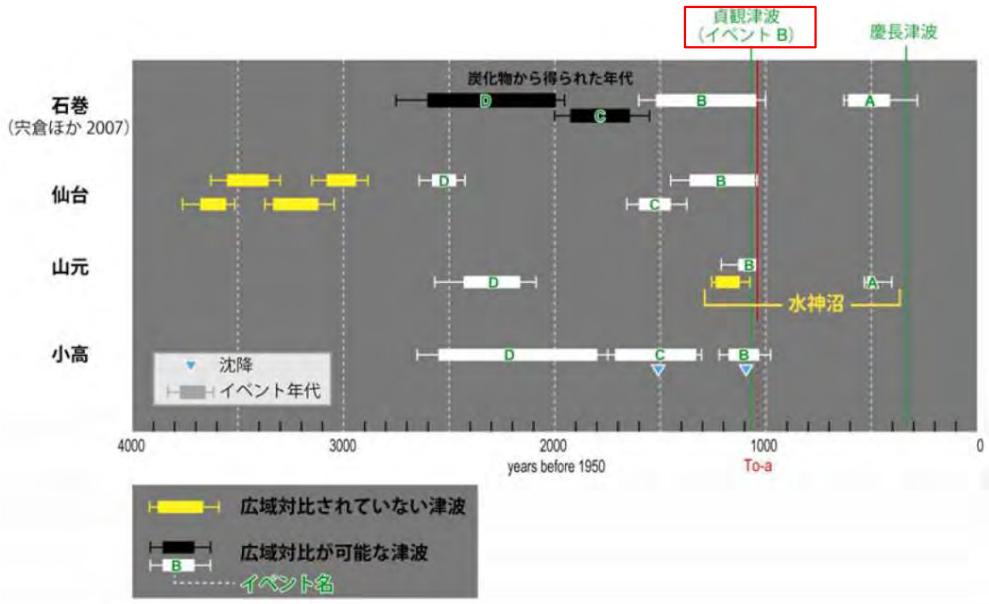
- 固有地震の発生間隔及びすべり量から算出される固有地震のすべり残し速度と、2011年東北地方太平洋沖地震のすべり量から、固有地震のすべり残しがプレート間の固着として蓄積され、より長い間隔で超巨大地震として解放されると考えると、宮城県沖や三陸沖には従来の地震サイクルの上に、より長い周期のサイクル「スーパーサイクル」があるとされている。  
佐竹 (2011) (22) による

# 3-1. 2011年東北地方太平洋沖地震から得られた知見 (4 / 17)

## 固着域に関する分析 (4 / 7) : 蓄積される歪みの量

第994回審査会合  
資料3-2 P.3.1-5再掲

### 過去の巨大地震の発生サイクルと規模の比較



- (A) 西暦1500年頃のイベント (B) **貞観津波 (西暦869年)**
- (C) 西暦430年頃のイベント (D) 紀元前390年頃のイベント

石巻市, 仙台市, 山元町, 相馬市で見られた津波堆積物の地域間対比  
岡村ほか (2010) (23) に一部加筆



仙台平野における貞観津波 (869年) と2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波の浸水域の比較 菅原ほか (2013) (24)

- 仙台平野等においては、貞観津波 (869年) と2011年東北地方太平洋沖地震の浸水域や津波堆積物の到達限界は殆ど重なりとされている。

菅原ほか (2013) (24), 行谷ほか (2010) (25), 穴倉ほか (2012) (26) による

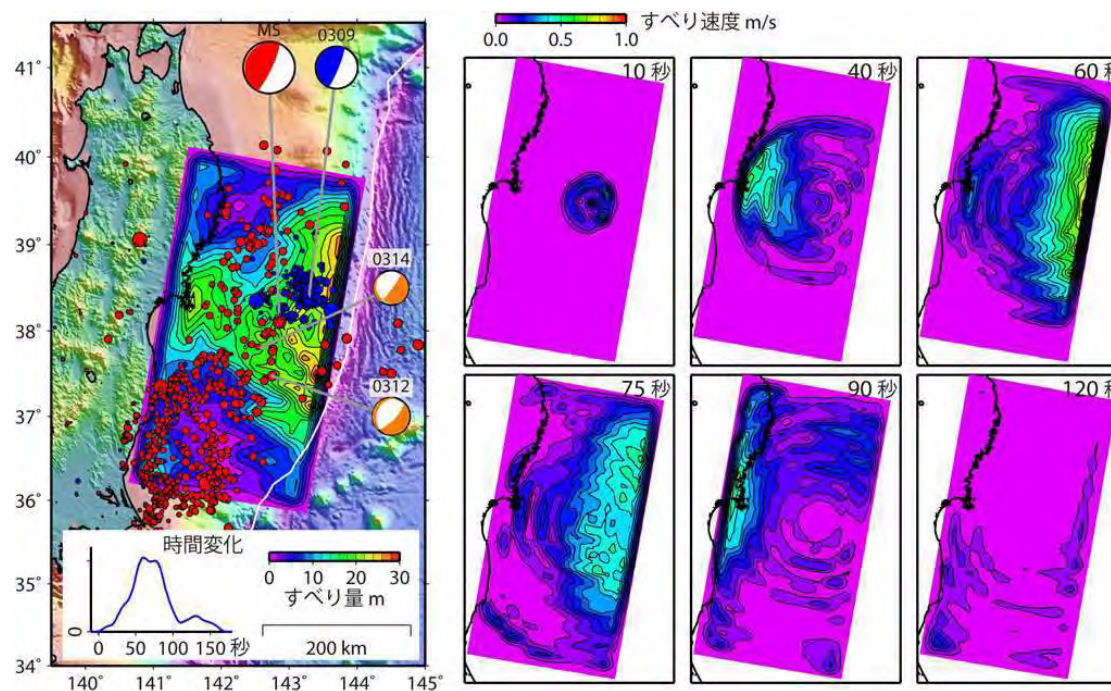
以上から、過去にも同じ海域で2011年東北地方太平洋沖地震と同等規模の津波を発生させる地震が発生していたと推定される。

## 固着域に関する分析 (5 / 7) : 蓄積される歪みの量

### ダイナミックオーバーシュート

第994回審査会合  
資料3-2 P.3.1-6再掲

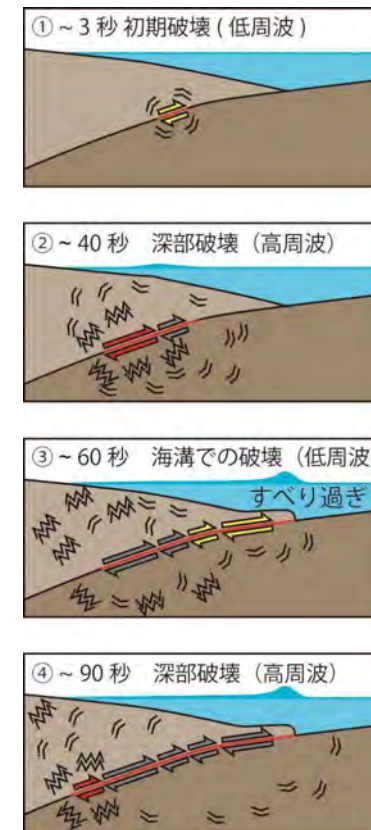
- Ide et al. (2011) <sup>(27)</sup>は, 3.11地震の地震波の解析に基づき, 以下の見解が示されている。
  - ✓ 3.11地震は, ①浅部の比較的静かなすべり, ②深部における高周波を放射する破壊の2つの破壊モードからなる。
  - ✓ このうち, ①のすべりは地震以前に蓄えられていたひずみを解放するだけでなく, さらにすべり過ぎたことが, 地震直後に陸側プレート内で正断層地震が発生したことから推定される。これがダイナミックオーバーシュート (動的過剰すべり) と呼ばれる現象である。
  - ✓ 浅部のダイナミックオーバーシュートは, それに先立つ深部のエネルギッシュな破壊により励起された。深部側の破壊が存在しなければ, 巨大な津波は発生しなかった。



(左図) コンター: 総すべり量の分布, 0309: 前震 (Mw7.3) のメカニズム, MS: 本震のメカニズム, 0312及び0314: 余震 (それぞれMw6.5, Mw6.1) のメカニズム, 青点: 前震の震央, 赤点: 余震の震央, グラフ: 地震モーメントの放出速度の推移

(右図) すべり速度分布のスナップショット

Ide et al. (2011) <sup>(27)</sup>



時間毎の破壊過程の模式図  
井出 (2011) <sup>(28)</sup>

## 固着域に関する分析 (6 / 7) : 蓄積される歪みの量

### ダイナミックオーバーシュート

第994回審査会合  
資料3-2 P. 3.1-7再掲

- 3.11地震で大きなすべりを生じた要因について、長谷川 (2015) <sup>(29)</sup> は、「①プレート境界最浅部は剛性率が小さい付加体であり、この付加体の幅は宮城県沖が最も狭いととも (Tsuru et al. (2002) <sup>(30)</sup> ), ②海底地震計による余震分布 (Obana et al. (2013) <sup>(31)</sup> , 下図) 等から、海溝軸から陸側に少なくとも30~35km程度までは固着は強くないと考えられる。したがって、宮城県沖の大きなすべりは、本震による断層面での食い違いに伴う弾性的な静的応答のみでなく、その他の非弾性的な応答や動的応答も含まれたものであることを示唆する。」とされている。
- また、文部科学省 (2014) <sup>(32)</sup> は、「3.11地震の際に大きく滑った海溝軸近傍のプレート境界で、本震の前後ともに小地震の活動が見られないことは、そこで自発的な震源核形成が起こらないことを示唆する。」とされている。

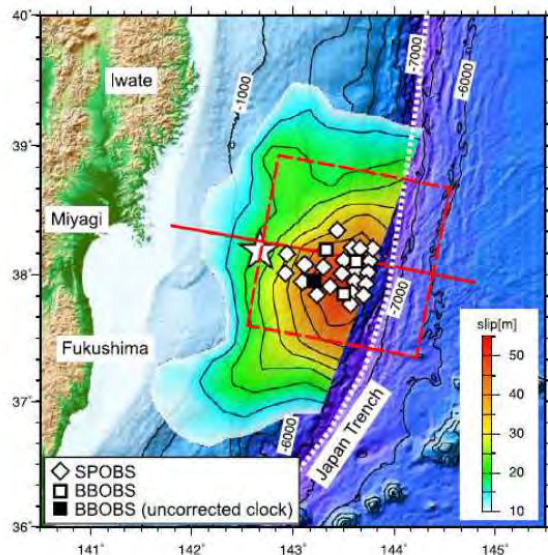


Fig. 1. Bathymetric map showing the locations of ocean bottom seismographs (OBSs) used in this study and total slip distribution larger than 10 m of the 2011 Tohoku-Oki earthquake (Yagi and Fukahata, 2011). The star is the initial rupture location of the Tohoku-Oki earthquake (Chu et al., 2011). The open diamonds and the open squares are the location of short-period OBS (SPOBS) and broad-band OBS (BBOBS), respectively, used in this work. The BBOBS with uncorrected clock is indicated by the solid square. The red dashed rectangle indicates the grid-search area for the hypocenter locations. The red solid line is the survey line for the crustal structure (Ito et al., 2005; Kodaira et al., 2012) and the differential topography (Fujiwara et al., 2011). The dotted line indicates the axis of the Japan Trench.

海底地震計の設置位置と3.11地震のすべり分布  
Obana et al. (2013) <sup>(31)</sup>

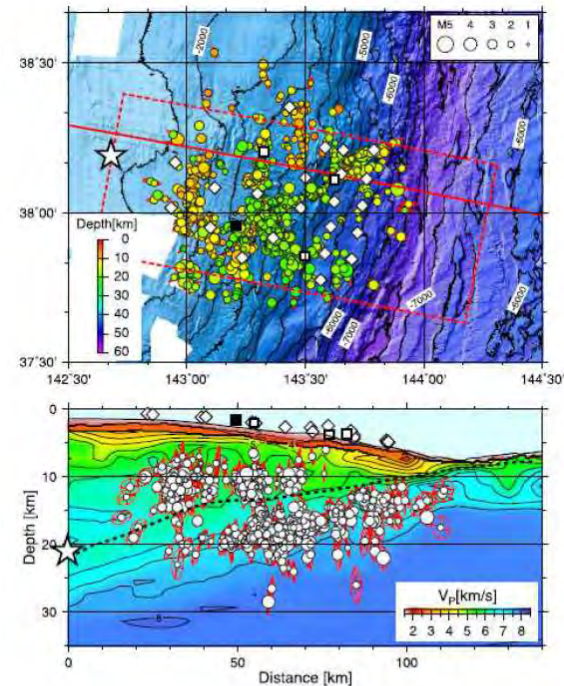


Fig. 2. Hypocenters and error ellipsoids of the earthquakes. Earthquakes within the red dotted rectangle on the map were projected onto the P-wave velocity model used for locating earthquakes (Ito et al., 2005). The top of the oceanic crust is indicated by the dotted line on the cross section. Symbols are the same as Fig. 1.

3.11地震の余震分布とP波速度構造の関係  
Obana et al. (2013) <sup>(31)</sup>

### 固着域に関する分析（7 / 7）：まとめ

◎2011年東北地方太平洋沖地震では、すべりの不均質性が認められ、固着が強い領域で大きなすべりが発生した。

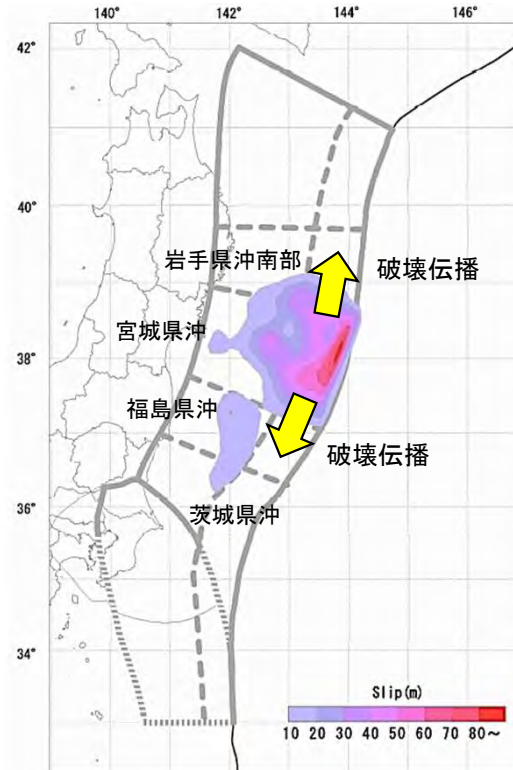
◎2011年東北地方太平洋沖型の地震発生にはスーパーサイクルがあり、過去にも同じ海域で同等規模の津波を発生させる地震が一定のサイクルで発生していたと推定される。

◎2011年東北地方太平洋沖地震の大きなすべりは、①付加体の幅、②プレート境界深部の固着の程度と関係していると考えられる。



## 破壊伝播の検討 (1 / 6) : 波源領域

第994回審査会合  
資料3-2 P.3.1-9再掲



東北地方太平洋沖地震の地震時のすべり量の分布  
地震調査研究推進本部 (2019) <sup>(17)</sup> に一部加筆

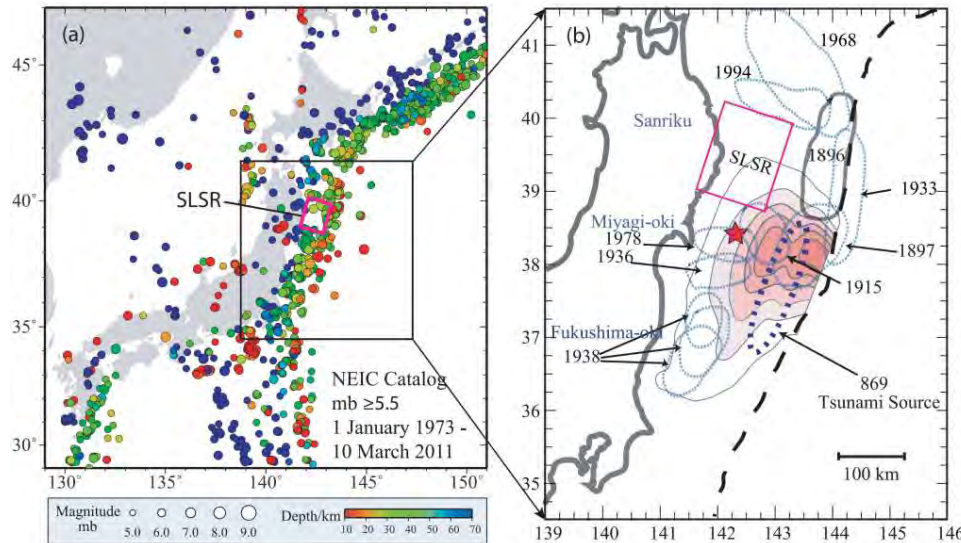
- ・ 2011年東北地方太平洋沖地震のすべり量の大きい領域は、宮城県沖の海溝寄りに位置し、その大きい応力変化量が周辺のセグメントとの構造境界を超えて、北方向には岩手県沖南部へと、南方向には茨城県沖へと破壊の伝播を引き起こしたものと考えられるとされている。  
地震調査研究推進本部 (2019) <sup>(17)</sup> による



## 破壊伝播の検討 (2 / 6) : 波源領域

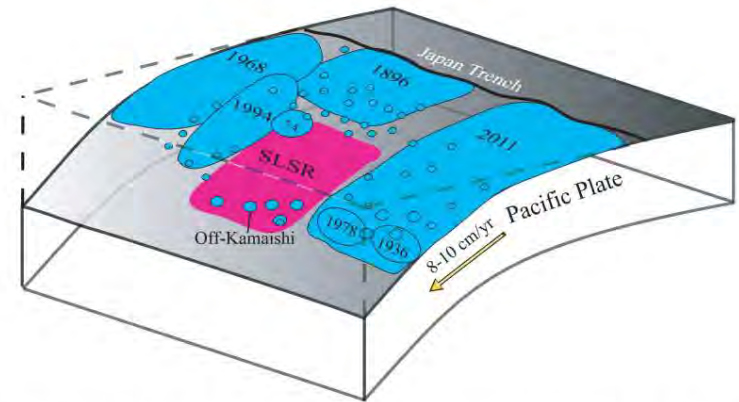
### 岩手県沖南部の固着度に関する分析 (1 / 2)

第994回審査会合  
資料3-2 P.3.1-10再掲



**Figure 1.** (a) Seismicity from the NEIC catalog around Japan from 1973 to 2011 prior to the 11 March 2011 Tohoku-Oki earthquake with  $m_b \geq 5.5$ . Hypocentral depths are indicated by the color scale, and symbol size increases with seismic magnitude. The magenta rectangular region indicates the SLSR. The black rectangle indicates the zoomed-in region in Figure 1b. (b) Map showing the location of the Sanriku low-seismicity region (SLSR), and schematic rupture zone of historic large earthquakes along the northeast Honshu coast [ERC, 1998] with blue dotted ellipsoidal shapes and a gray dotted shape for the 1896 tsunami earthquake source area [Tanioka and Satake, 1996] updip of the SLSR, respectively. Slip contours of 1, 10, 20, 30, 40, and 50 m for 2011 Tohoku-Oki rupture model of Yue and Lay [2011] are shown along with a red star for the USGS/NEIC epicentral location. The darkly dotted ellipse indicates the approximate location of the 896 Jogan tsunami source region [Minoura et al., 2001]. The dashed curve indicates the position of the trench.

1973年～2011年におけるM5.5以上の震源分布と低地震活動領域 (SLSR) の位置  
Ye et al. (2012) (33)



**Figure 12.** Schematic map of the Japan megathrust fault showing the distribution of rupture zone of historic large events and the 2011 Tohoku earthquake (large blue regions), and aftershocks (small blue regions) along the megathrust from Japan Trench. We plot the southern end of the 1896 rupture zone as extending to about 39°N, north of the aseismic zone seen in Figure 2e, consistent with the southern extent of the tsunami model of Aida [1977] and the region of strong inundation on the Iwate coast indicated by Hatori [1974]. The convergence velocity of the Pacific Plate is indicated by a yellow arrow. The magenta region highlights the SLSR on the megathrust. The SLSR is largely aseismic, but does have modest-size patches of seismogenic regions downdip, including the off-Kamaishi repeater zone. The shallower portion of the SLSR is almost devoid of moderate-size thrust events, but seismic activity is high in the 1896 rupture zone region further updip.

既往地震の震源概略図  
Ye et al. (2012) (33)

- 過去の地震発生履歴, すべり欠損分布及び2011年東北地方太平洋沖地震後の余震分布等の分析から, 岩手県沖南部には非地震性のすべりにより歪みが解放される低地震活動領域 (SLSR (Sanriku low-seismicity region)) が存在するとされている。  
Ye et al. (2012) (33) による
- 岩手県沖南部については, 過去の地震発生履歴から, 蓄積されている歪みを地震としてはほとんど解放しておらず, さらに, 1989年, 1992年, 1994年の三陸沖の地震の後に非地震性のすべりが起こったことから, 岩手県沖南部で蓄積される歪みは小さく, カップリング (固着) は周辺の領域に比べると弱いと考えられるとされている。



## 破壊伝播の検討 (3/6) : 波源領域

### 岩手県沖南部の固着度に関する分析 (2/2)

第994回審査会合  
資料3-2 P.3.1-11再掲

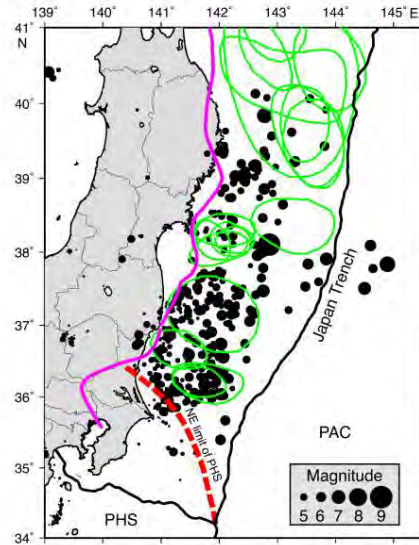


Fig. 1. Hypocenters of mainshock and aftershocks in a 24-hour period for the 2011 Tohoku earthquake (black circles) and aftershock areas for  $M \geq 7$  earthquakes since 1926 (green lines, Uchida *et al.*, 2009). Hypocenter data are from the Japan Meteorological Agency. Red dashed line shows down-dip limit of the Philippine Sea Plate (Uchida *et al.*, 2009). Thick pink line shows the western limit of interplate earthquake distribution from Igarashi *et al.* (2001) and Uchida *et al.* (2009).

2011年東北地方太平洋沖地震後24時間の地震分布 (黒丸) と1926年以降に発生したM7以上の余震域 (緑線) の関係  
Uchida *et al.* (2011) <sup>(35)</sup>

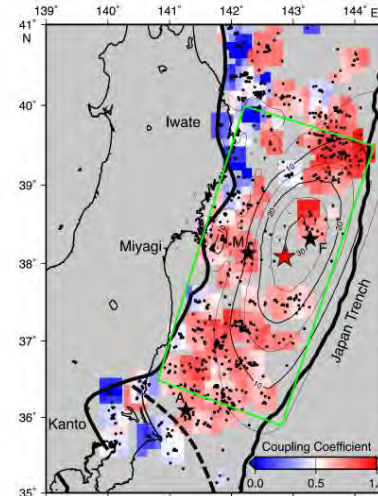


Fig. 2. Interplate coupling coefficient estimated from small repeating earthquakes for the period from 1993 to March 2007 (color). Distribution of small repeating earthquakes (black dots) and coseismic slip area (contours, Iinuma *et al.* (2011)) are also shown in this figure. Bold lines denote the down-dip limit of interplate earthquakes (Igarashi *et al.*, 2001; Uchida *et al.*, 2009) and the trench axis. Dashed bold line denotes northeastern limit of the Philippine Sea plate (Uchida *et al.*, 2009). The averaged coupling coefficient is estimated for every 0.3 degree by 0.3 degree windows that have three or smaller repeating earthquake groups. The red star indicates the hypocenter of the 2011 Tohoku earthquake. Stars marked by M, F and A indicate the hypocenter of the 2005 Miyagi-oki earthquake ( $M 7.2$ ), the  $M 7.3$  earthquake on March 9, 2011 and the largest aftershock on March 11, 2011 ( $M 7.7$ ), respectively.

1993年~2007年における微小繰り返し地震データから推定されるカップリング率  
Uchida *et al.* (2011) <sup>(35)</sup>

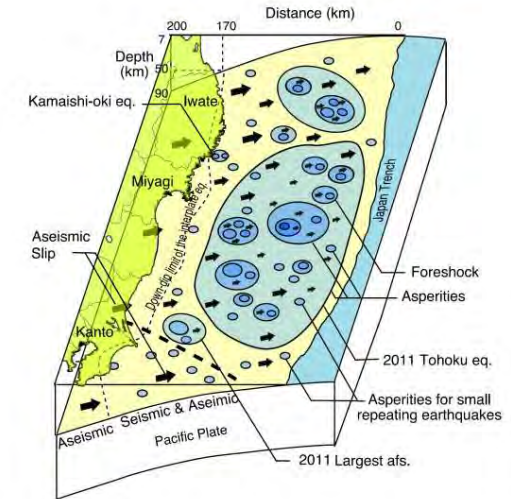


Fig. 4. Schematic figure showing the distribution of the hierarchical structured asperities at Tohoku. The circles show asperities that have internal structures. The arrows indicate aseismic slip. The dashed bold line shows the NE limit of the Philippine Sea plate and the dashed thin line shows the down-dip limit of the interplate earthquake. The area between the down-dip limit and the Japan trench has both seismic and aseismic slip.

アスペリティの階層構造の模式図  
Uchida *et al.* (2011) <sup>(35)</sup>

- 微小繰り返し地震データ等を用いた2011年東北地方太平洋沖地震の震源域におけるカップリング率およびアスペリティの階層構造に関する分析結果から、岩手県沖南部のカップリング (固着) は、福島県沖、茨城県沖のカップリング (固着) よりも弱く、本震の破壊伝播を防ぐ領域であるとされている。  
Uchida *et al.* (2011) <sup>(35)</sup> による

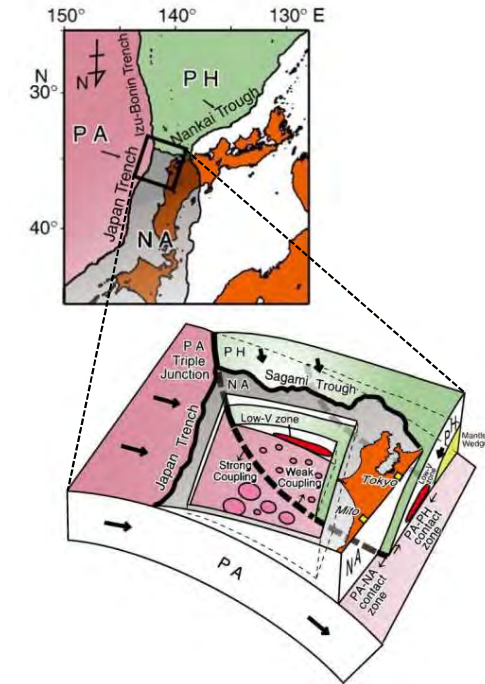
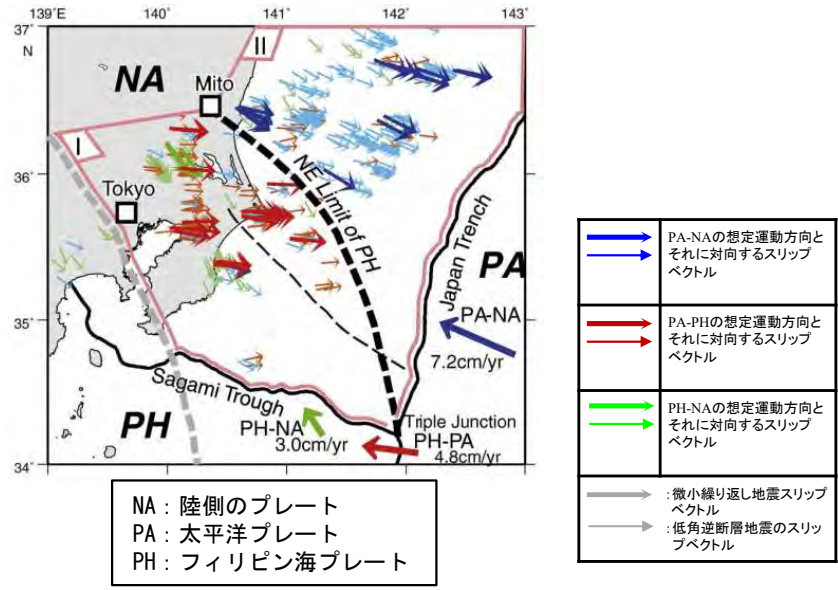
以上から、2011年東北太平洋沖地震の破壊は、蓄積される歪みの量が小さい岩手県沖南部で消滅し、一方、蓄積される歪みの量が岩手県沖南部よりも大きい宮城県沖、福島県沖、茨城県沖には伝播したことから、蓄積される歪みの量が小さい領域が破壊伝播の境界に関係したと考えられる。



## 破壊伝播の検討 (4/6) : 波源領域

第994回審査会合  
資料3-2 P.3.1-12再掲

房総沖の固着度及びテクトニクス的背景に関する分析 (1/2)



プレート上面における微小繰り返し地震と低角逆断層地震のすべり方向  
Uchida et al. (2009) <sup>(36)</sup> に一部加筆

太平洋プレート上面のプレート間カップリング模式図  
Uchida et al. (2009) <sup>(36)</sup>

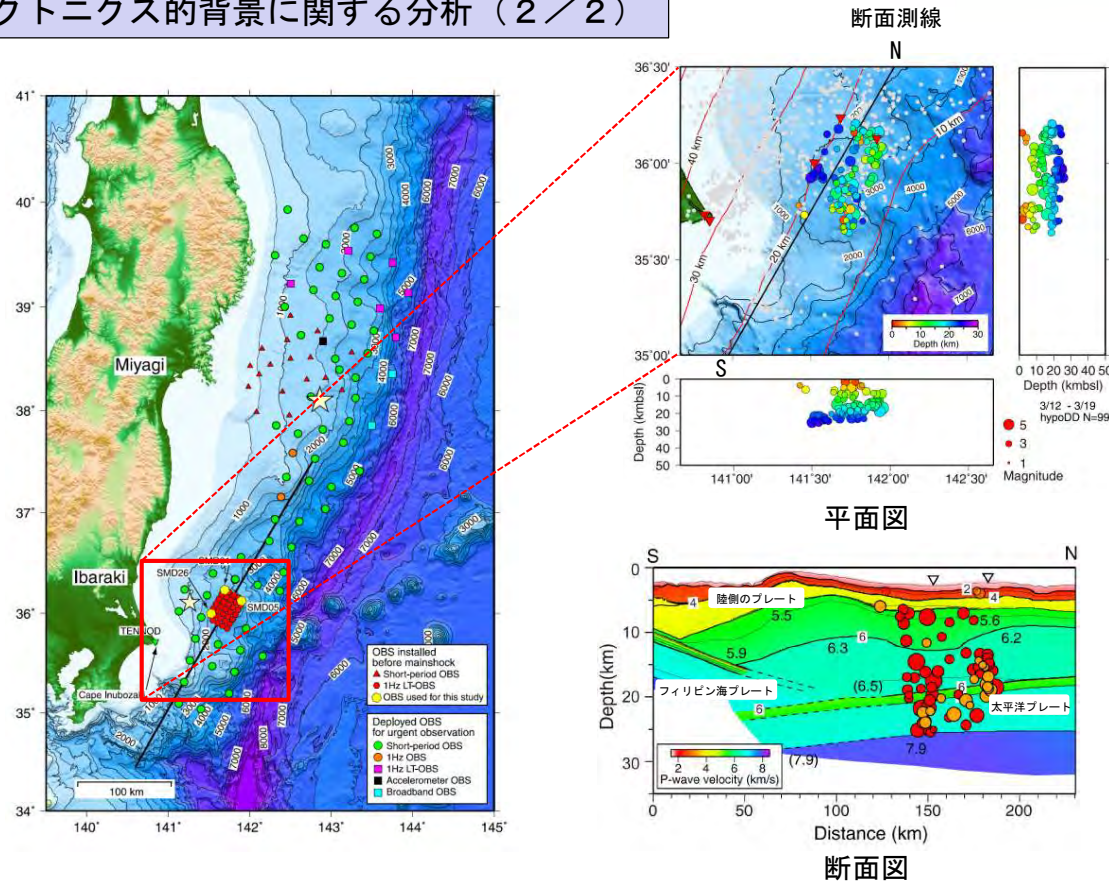
- 房総沖の相模トラフ周辺では、陸側のプレートの下にフィリピン海プレートが、更に下方には太平洋プレートが沈み込み、茨城県から千葉県沿岸の南東方向に向かってフィリピン海プレートの北東端が太平洋プレートに接しているとされている。
- 地震学的見地から、太平洋プレートの上盤側をなすプレートの違いによって、フィリピン海プレートの北東境界を境にカップリング（固着）が異なり、房総沖で蓄積される歪みの量は茨城県沖よりも小さいとされている。

Uchida et al. (2009) <sup>(36)</sup> による

## 破壊伝播の検討 (5/6) : 波源領域

第994回審査会合  
資料3-2 P.3.1-13再掲

### 房総沖の固着度及びテクトニクス的背景に関する分析 (2/2)



2011年東北地方太平洋沖地震の余震分布 (3月12日-19日) と  
プレート境界面の位置関係 Shinohara et al. (2011) <sup>(37)</sup> に一部加筆

- 2011年東北地方太平洋沖地震の余震分布に関する分析から、フィリピン海プレート北東境界の位置と2011年東北地方太平洋沖地震の破壊域南端が一致している。フィリピン海プレートは、破壊伝播のバリアとして作用する重要な役割を果たす可能性があると考えられている。  
Shinohara et al. (2011) <sup>(37)</sup> による

以上から、テクトニクス背景から茨城県沖と房総沖の間に2011年東北地方太平洋沖地震の破壊伝播を防ぐ構造境界 (破壊のバリア) が存在したと考えられる。

◎蓄積される歪みの量が小さい領域や構造境界が, 2011年東北地方太平洋沖地震の破壊伝播の境界と対応づけられる。



## 大すべり域・超大すべり域の検討 (1/4) : 内閣府 (2012) <sup>(38)</sup> 関連の知見 (1/2)

第994回審査会合  
資料3-2 P.3.1-15再掲

内閣府(2012) <sup>(38)</sup> では、2011年東北地方太平洋沖地震の津波断層モデルにおける大きなすべり領域の割合を以下のとおり整理されている。

- ①平均すべり量の2倍以上の面積比は、全体面積の18%程度である(下表参照)。
- ②平均すべり量の4倍程度の面積比は、全体面積の約5%である。

2011年東北地方太平洋沖地震の津波断層モデルにおける大きなすべり領域の割合

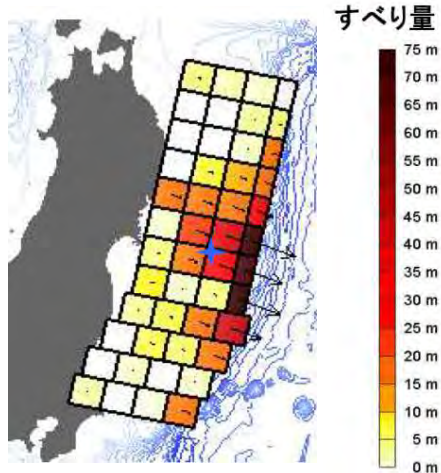
参考文献	M	大きなすべり領域 (平均×1.5倍以上)		大きなすべり領域 (平均×2倍以上)	
		割合(%)	個数	割合(%)	個数
①Fujii et al. (2011)	9.0	23	1	18	1
②今村ほか(2011)		20	2	20	2
③内閣府検討モデル (参考資料)		25	2	17	2
④津波高+地殻変動を合わせたインバージョン結果		26	1	15	1
平均	—	24%	1.5個	18%	1.5個

内閣府(2012) <sup>(38)</sup> に一部加筆

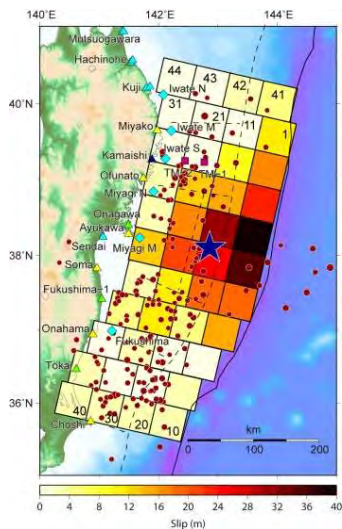


## 大すべり域・超大すべり域の検討 (2/4) : 内閣府 (2012) (38) 関連の知見 (2/2)

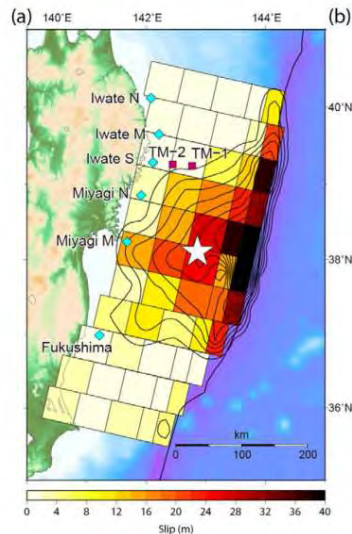
第994回審査会合  
資料3-2 P.3.1-16再掲



JNESモデル  
(杉野ほか (2013) (39))



藤井・佐竹44枚モデル



藤井・佐竹55枚モデル

各研究機関の波源モデルのすべり分布特性表

	JNESモデル	藤井・佐竹 44枚モデル (Ver6.2)	藤井・佐竹 55枚モデル (Ver8.0)	平均
波源面積 (km <sup>2</sup> )	112,000	110,000	110,000	110,667
モーメントマグニチュード Mw	9.11	9.00	9.02	9.04
平均すべり量 (m)	11.40	8.02	9.49	9.64
平均すべり量の2倍以上の面積比	12.10%	18.20%	18.20%	16.17%
平均すべり量の4倍以上の面積比	6.30%	2.30%	2.30%	3.63%

- 各研究機関において、2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波を良好に再現するインバージョンモデルが提案されている。
- これらインバージョンモデルの全体の波源域面積における平均すべり量に比べて大きいすべり量を有する面積の割合は、内閣府(2012) (38) とおおむね整合的である。

Aftershocks within one day located by JMA (solid circles) and the locations of OBP gauges (squares), GPS wave gauges (diamonds), and coastal tide or wave gauges (triangles)

審査資料の再チェックを行い、「各研究機関の波源モデルのすべり分布特性表中の一部記載の誤り」を修正(100,000km<sup>2</sup>を110,000km<sup>2</sup>に、107,000km<sup>2</sup>を110,667km<sup>2</sup>に修正)した。



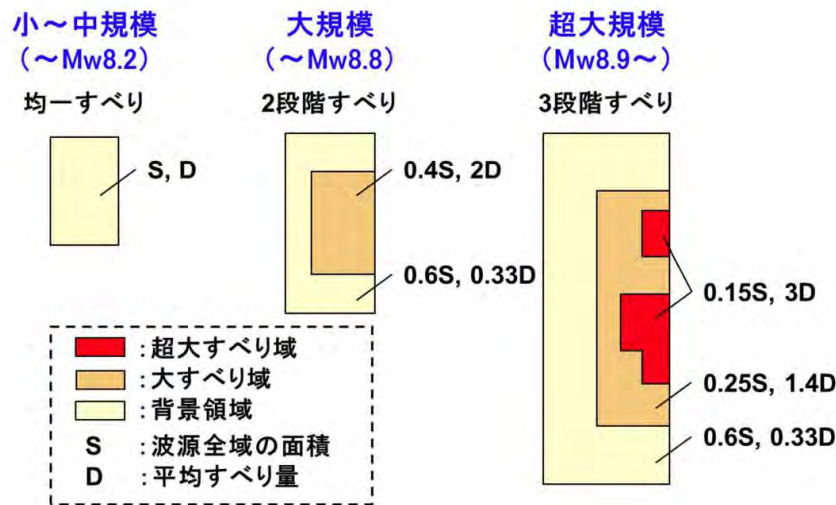


## 大すべり域・超大すべり域の検討 (3/4) : 杉野ほか (2014) (40) の知見

第994回審査会合  
資料3-2 P.3.1-17再掲

杉野ほか(2014) (40) では、プレート間地震による津波に係る特性化波源モデル(Mw8.9~)のすべり分布について以下のとおり提案されている。

- ・ 大すべり域 : すべり量は平均すべり量の1.4倍, 全体面積の25%程度
- ・ 超大すべり域 : すべり量は平均すべり量の3倍, 全体面積の15%程度



微視的波源特性に係る波源領域内の空間的すべり分布の設定方法  
杉野ほか (2014) (40)

表5 東北地震津波の特性化波源モデルの各諸元

領域	小断層の数	面積(km <sup>2</sup> )	すべり量(m)	モーメントマグニチュードMw	
波源全体	5147	134593	10.4(平均)	9.1	
内訳	超大すべり域	792	20189	31.2	-
	大すべり域	1312	33648	14.6	-
	背景すべり域	3043	80756	3.5	-

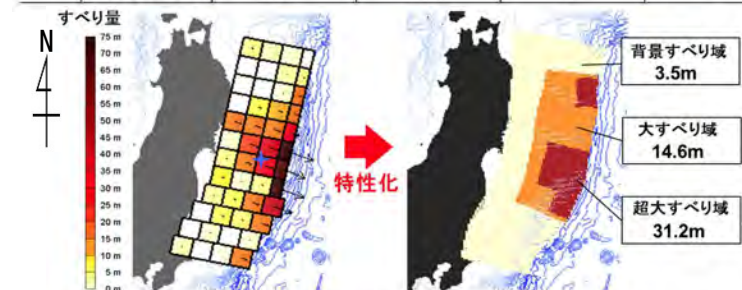
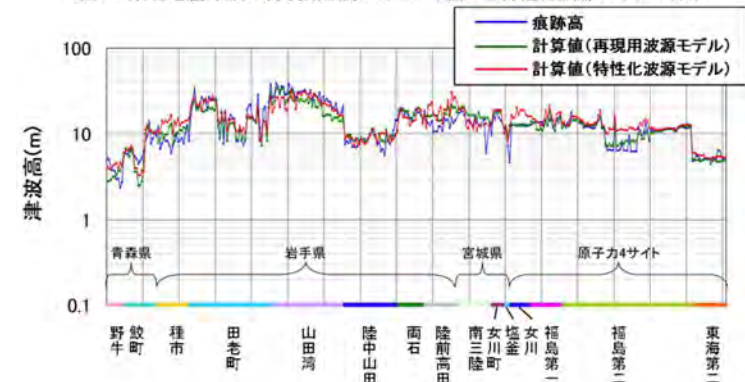


図8 東北地震津波の再現用波源モデル (左) と特性化波源モデル (右)



東北地震津波の痕跡高と計算津波高の比較

## 大すべり域・超大すべり域の検討 (4 / 4) : まとめ

第994回審査会合  
資料3-2 P. 3.1-18再掲

### ・内閣府 (2012) <sup>(38)</sup> の知見

- ✓ 2011年東北地方太平洋沖地震の津波断層モデルにおける大きなすべり領域の割合について、平均すべり量の2倍以上の面積比は全体面積の18%程度、平均すべり量の4倍程度の面積比は全体面積の約5%と整理されている。
- ✓ また、これは、その他各研究機関の波源モデル (P. 3.1-16参照) のすべり分布特性とも整合的である。

### ・杉野ほか (2014) <sup>(40)</sup> の知見

- ✓ プレート間地震による津波に係る特性化波源モデル (Mw8.9~) のすべり分布について以下のとおり提案されている。
  - 大すべり域：すべり量は平均すべり量の1.4倍、全体面積の25%程度
  - 超大すべり域：すべり量は平均すべり量の3倍、全体面積の15%程度

# 目 次

1. 津波堆積物調査（現地調査）
2. 日本海東縁部に設定された地方自治体による波源モデル
3. 2011年東北地方太平洋沖地震を始めとするM9クラスの超巨大地震から得られた知見
  - 3-1. 2011年東北地方太平洋沖地震から得られた知見
  - 3-2. 世界のM9クラスの超巨大地震から得られた知見の整理
  - 3-3. まとめ
4. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波
  - 4-1. 2011年東北地方太平洋沖地震による津波等の再現性確認
  - 4-2. 分岐断層に関する検討
  - 4-3. ライズタイムの影響検討
  - 4-4. 動的破壊特性の不確かさの影響確認
5. チリ沖に想定される地震に伴う津波の影響検討
6. 陸上の斜面崩壊に起因する津波
  - 6-1. 地すべり地形分布図
  - 6-2. 二層流モデルの適用性について
7. 海底地すべりに起因する津波
  - 7-1. 急傾斜部を対象とした地形判読
  - 7-2. 海底地すべり海上音波探査記録
  - 7-3. 海底地すべり地形崩壊量算定
  - 7-4. ハワイ付近の海底地すべりの影響について
8. 火山現象に起因する津波
  - 8-1. kinematic landslideモデルによる追加検討
9. 津波発生要因の組合せに関する検討
  - 9-1. 組合せ対象地すべりエリアの選定
  - 9-2. 線形足し合せ水位評価地点の妥当性確認
10. 津軽海峡・発電所専用港湾及び津波の周期特性
  - 10-1. 検討方法
  - 10-2. 日本海側からの津波に対する検討
  - 10-3. 太平洋側からの津波に対する検討
  - 10-4. まとめ
11. 津波の伝播特性について

## 固着域に関する分析 (1 / 9)

第994回審査会合  
資料3-2 P. 3. 2-2再掲

### 地震学的・地質学的見地からの検討

沈み込み帯	チリ	カスケード	アラスカ・アリューシャン	カムチャツカ	スマトラ～アンダマン
地震学的・地質学的見地	<ul style="list-style-type: none"> <li>過去にM9クラスの巨大地震が発生 (=1960年, M9.5)</li> <li>約300年間隔で繰り返し発生している。 宍倉 (2013) <sup>(41)</sup></li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>過去にM9クラスの巨大地震が発生 (=1700年, M9.0)</li> <li>約500年間隔で繰り返し発生している。 佐竹 (2013) <sup>(18)</sup></li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>過去にM9クラスの巨大地震が発生 (=1964年, M9.2)</li> <li>約600～1000年間隔で繰り返し発生している。 Shennan et al. (2007) <sup>(42)</sup></li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>過去にM9クラスの巨大地震が発生 (=1952年, M9.0)</li> <li>約100～400年間隔で繰り返し発生している。 谷岡 (2013) <sup>(43)</sup></li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>過去にM9クラスの巨大地震が発生 (=2004年, M9.1)</li> <li>約500年間隔で繰り返し発生している。 Rajendran (2013) <sup>(44)</sup></li> </ul>
震源域	<p style="text-align: right;">佐竹 (2013) <sup>(18)</sup> に一部加筆</p>				

- 地震発生履歴, 津波堆積物調査等の知見収集の結果, 世界のプレート境界面では複数の領域を震源域とするM9クラスの巨大地震が, 数百年間隔で繰り返し発生している。



## 固着域に関する分析 (2 / 9) : 蓄積される歪みの量・すべり量

第994回審査会合  
資料3-2 P. 3. 2-3再掲

世界のプレート境界面で発生したM9クラスの巨大地震の歪みの蓄積量

	チリ	カスケード	アラスカ・アリューシャン	カムチャツカ	スマトラ～アンダマン	備考
平均発生間隔	約300年 <sup>(41)</sup>	約500年 <sup>(18)</sup>	約600～1000年 <sup>(42)</sup>	約100～400年 <sup>(43)</sup>	約500年 <sup>(44)</sup>	地震学的・地質学的知見から得られる平均発生間隔
既往地震の最大すべり量	25～30m (1960年) <sup>(45)</sup>	19m (1700年) <sup>(46)</sup>	22m (1964年) <sup>(47)</sup>	11.4m (1952年) <sup>(48)</sup>	23m (2004年) <sup>(49)</sup>	地震学的・地質学的知見から得られる最大すべり量
						調和的な関係がある
歪みの蓄積量	385年間で 24～29m <small>(P. 3. 2-4参照)</small>	500年間で 16～19m <small>(P. 3. 2-5参照)</small>	600年間で 20～24m 1,000年間で 33～40m <small>(P. 3. 2-6参照)</small>	100年間で 3～4m 400年間で 14～17m <small>(P. 3. 2-7参照)</small>	500年間で 4～22m <small>(P. 3. 2-8参照)</small>	プレートテクトニクス, 地震学的・測地学的知見等から算出される歪みの蓄積量

• プレート境界毎にM9クラスの巨大地震の平均発生間隔・既往地震の最大すべり量の関係と、各プレートの沈み込み速度・カップリング係数から算定される歪みの蓄積量とを比較した結果、両者には調和的な関係があり、M9クラスの巨大地震を発生させる歪みの蓄積量には限度があると考えられる。

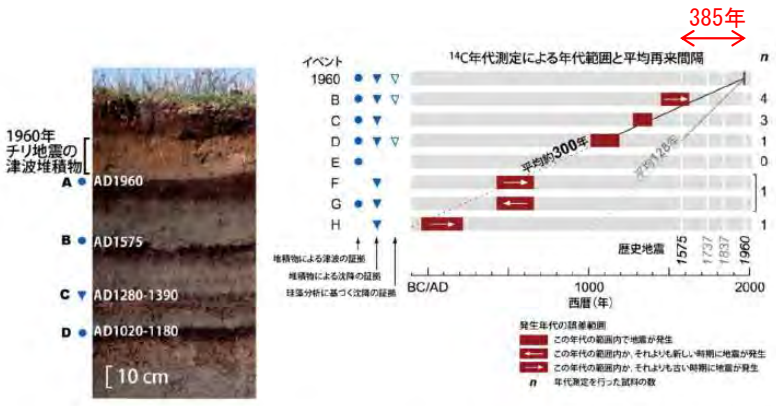


## 固着域に関する分析 (3 / 9) : 蓄積される歪みの量・すべり量

第994回審査会合  
資料3-2 P. 3. 2-4再掲

チリ

【平均発生間隔 (A)】

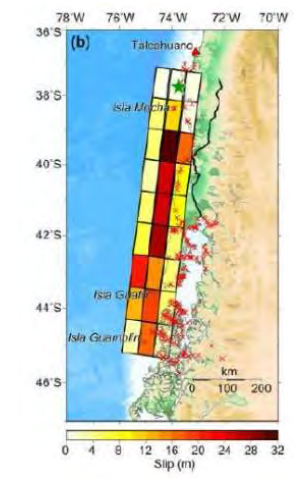


第2図 Maullinにおいて観察される津波堆積物とその歴史。Cisternas et al. (2005)<sup>3)</sup>に基づく。  
Figure 2. Tsunami deposit observed in Maullin and its history. Based on Cisternas et al. (2005).

宍倉 (2013)<sup>(41)</sup> に一部加筆

【1960年のすべり量分布 (B)】

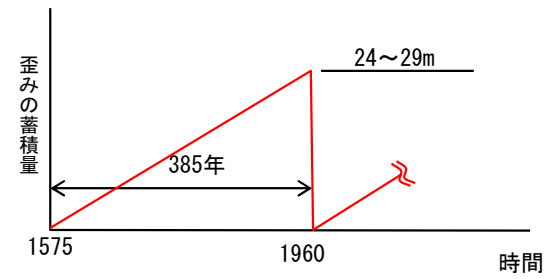
- ・ 最大すべり量25~30m
- ・ 平均すべり量11m



Fujii and Satake (2013)<sup>(45)</sup>

【歪みの蓄積量 (C)】

- ①プレートの沈み込み速度 : 6.3~7.5cm/年 (McCaffrey, 2008)<sup>(50)</sup>
- ②カップリング係数 : 0.82~1.0 (地震学的)  
0.96 (測地的) (Scholz and Campos, 2012)<sup>(51)</sup>
- ③歪みの蓄積量 : ① (6.3~7.5cm/年) × 385年 (1960-1575)  
× ② (=1.0とする) = **24~29m**



・ 平均発生間隔 (A) ・ 既往地震の最大すべり量 (B) の関係と、各プレートの沈み込み速度 ・ カップリング係数 ・ 既往地震の発生間隔から算定される歪みの蓄積量 (C) には調和的な関係があり、M9クラスの巨大地震を発生させる歪みの蓄積量には限度があると考えられる。

## 固着域に関する分析 (4 / 9) : 蓄積される歪みの量・すべり量

第994回審査会合  
資料3-2 P. 3. 2-5再掲

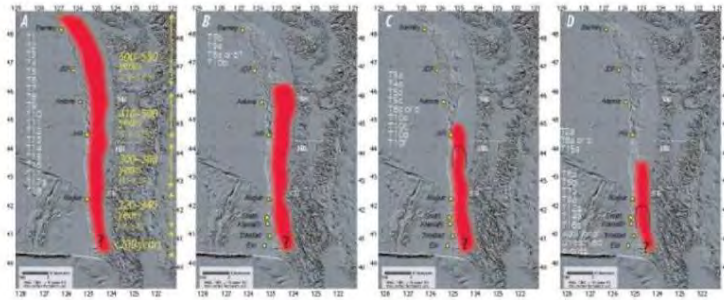
### カスケード

【平均発生間隔 (A)】  
最新のタービダイトと沿岸地質データの対比から、過去約1万年間に発生した41回の地震の平均発生間隔は約240年であり、このうちM9クラスの地震は約半分である(約500年間隔)。

【1700年のすべり量分布 (B)】  
・ 最大すべり量19m  
・ 平均すべり量14m

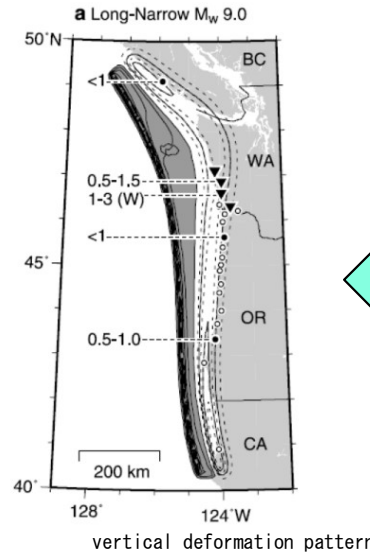
【歪みの蓄積量 (C)】

- ①プレートの沈み込み速度: 3.2-3.8cm/年 (McCaffrey, 2008) <sup>(50)</sup>
- ②カップリング係数: 1.0 (地震学的)  
1.0 (測地学的) (Scholz and Campos, 2012) <sup>(51)</sup>
- ③歪みの蓄積量: ① (3.2-3.8cm/年) × 500年  
× ② (=1.0とする) = **16~19m**

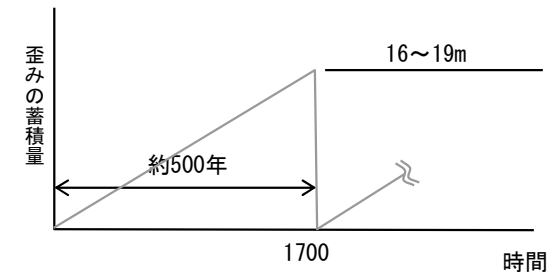
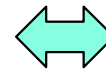


第4図 沿岸と深海で得られた古地震痕跡から推定される大地震の震源域。Aはカスケード沈み込み帯全城が破壊するもので、19回記録されている。Bは4回、Cは10-12回、Dは7-8回以上記録されている。Goldfinger et al. (2012)<sup>(50)</sup>による。

佐竹 (2013) <sup>(18)</sup>



Satake et al. (2003) <sup>(46)</sup>



・ 平均発生間隔 (A) ・ 既往地震の最大すべり量 (B) の関係と、各プレートの沈み込み速度・カップリング係数・既往地震の発生間隔から算定される歪みの蓄積量 (C) には調和的な関係があり、M9クラスの巨大地震を発生させる歪みの蓄積量には限度があると考えられる。



## 固着域に関する分析 (5 / 9) : 蓄積される歪みの量・すべり量

第994回審査会合  
資料3-2 P.3.2-6再掲

### アラスカ・アリューシャン

#### 【平均発生間隔 (A)】

- 泥炭とシルトの組 (peat-silt couplets) による地震時の地殻変動量の推定から、1964年の地震を除けば、約600年間隔 (推定誤差を考慮すると最小で180年間隔) で巨大地震が発生。
- 最大は1964年とその前のイベントとの間隔で約1,000年となる。

#### 【1964年のすべり量分布 (B)】

- 最大すべり量22m
- 平均すべり量8.6m

#### 【歪みの蓄積量 (C)】

- プレートの沈み込み速度 : 5.5-6.6cm/年 (McCaffrey, 2008) <sup>(50)</sup>
- カップリング係数 : 0.5~0.72 (地震学的)  
0.62 (測地学的) (Scholz and Campos, 2012) <sup>(51)</sup>
- 歪みの蓄積量 : ① (5.5-6.6cm/年) × 600年 or 1000年  
× ② (=0.6とする) = 20~24m (600年)  
33~40m (1000年)

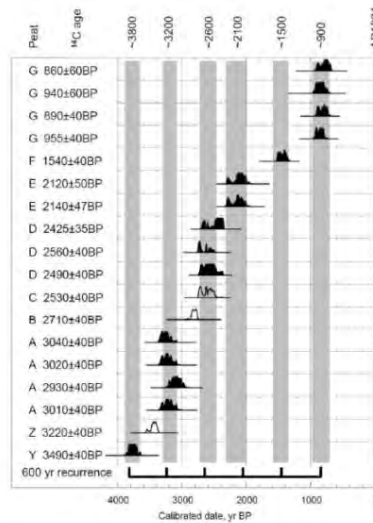
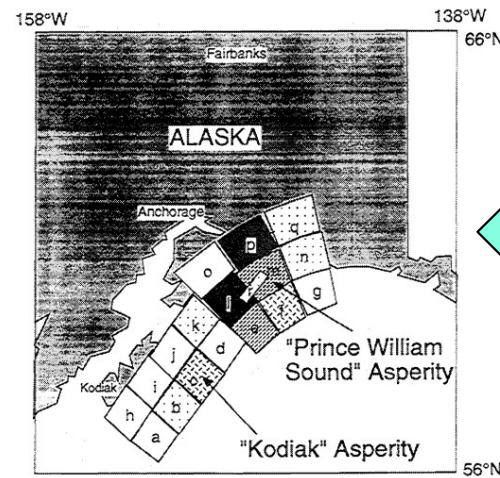


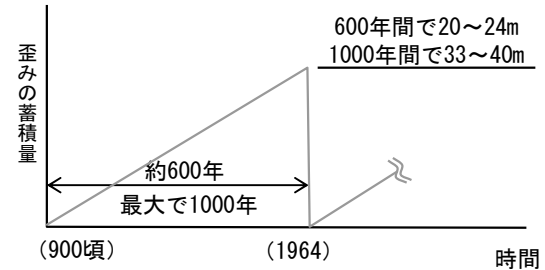
Figure 15 - Calibration of radiocarbon samples taken from the top of the peat layers submerged following co-seismic subsidence. Diatom analysis shows peat Z, peat B and Peat C (open histograms) do not record co-seismic submergence. All dates from in situ plant macrofossils or tree stumps rooted in a peat layer. Calibrations based on OxCal v3.10 (Reimer et al., 2004) (Ramsey, 2001). Shaded areas indicate 95% probability age range of great earthquakes ~900, ~1500, ~2100, ~2500, ~3200 and ~3800 cal yr BP.

Shennan et al, (2007) <sup>(42)</sup>



Slip in meters  
0-5 5-10 10-15 15-20 20-25

Johnson et al. (1996) <sup>(47)</sup>



- 平均発生間隔 (A) ・ 既往地震の最大すべり量 (B) の関係と、各プレートの沈み込み速度・カップリング係数・既往地震の発生間隔から算定される歪みの蓄積量 (C) には調和的な関係があり、M9クラスの巨大地震を発生させる歪みの蓄積量には限度があると考えられる。



## 固着域に関する分析 (6/9) : 蓄積される歪みの量・すべり量

第994回審査会合  
資料3-2 P.3.2-7再掲

### カムチャツカ

#### 【平均発生間隔 (A)】

津波堆積物調査の結果から、調査地点で大きなばらつきがあるものの100年~400年に1回は5mを超える津波が発生している。

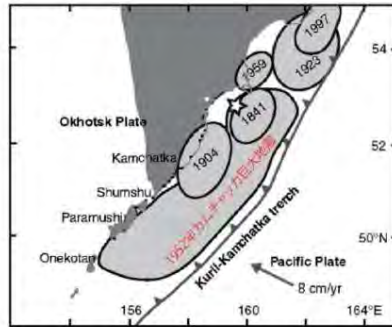
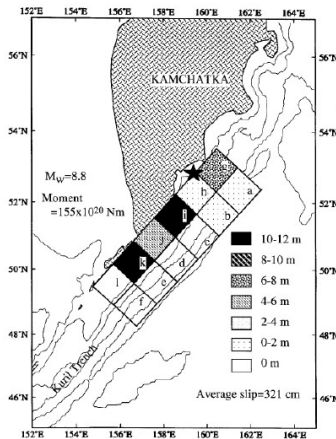


図2 カムチャツカ沖で発生した最近の巨大地震の震源域 (Fedotov et al., 1982)。赤は1952年カムチャツカ巨大地震の震源を示す。Maclusky et al.(2010)の図に追記した。

谷岡 (2013) (43)

#### 【1952年のすべり量分布 (B)】

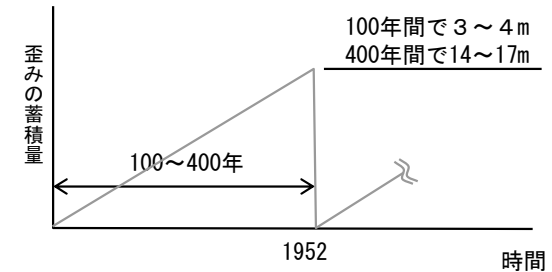
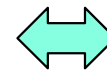
- ・ 最大すべり量11.4m
- ・ 平均すべり量3.2m



Johnson and Satake (1999) (48)

#### 【歪みの蓄積量 (C)】

- ①プレートの沈み込み速度 : 6.9-8.4cm/年 (McCaffrey, 2008) (50)
- ②カップリング係数 : 0.51 (地震学的)  
0.48~0.67 (測地学的) (Scholz and Campos, 2012) (51)
- ③歪みの蓄積量 : ① (6.9-8.4cm/年) × 100年 or 400年  
× ② (=0.5とする) = **3~4m (100年)**  
**14~17m (400年)**



平均発生間隔 (A) ・ 既往地震の最大すべり量 (B) の関係と、各プレートの沈み込み速度・カップリング係数・既往地震の発生間隔から算定される歪みの蓄積量 (C) には調和的な関係があり、M9クラスの巨大地震を発生させる歪みの蓄積量には限度があると考えられる。



## 固着域に関する分析 (7/9) : 蓄積される歪みの量・すべり量

第994回審査会合  
資料3-2 P.3.2-8再掲

### スマトラ～アンダマン

#### 【平均発生間隔 (A)】

津波堆積物調査の結果から、2004年の地震発生領域では、約500年間隔で巨大地震が発生している。

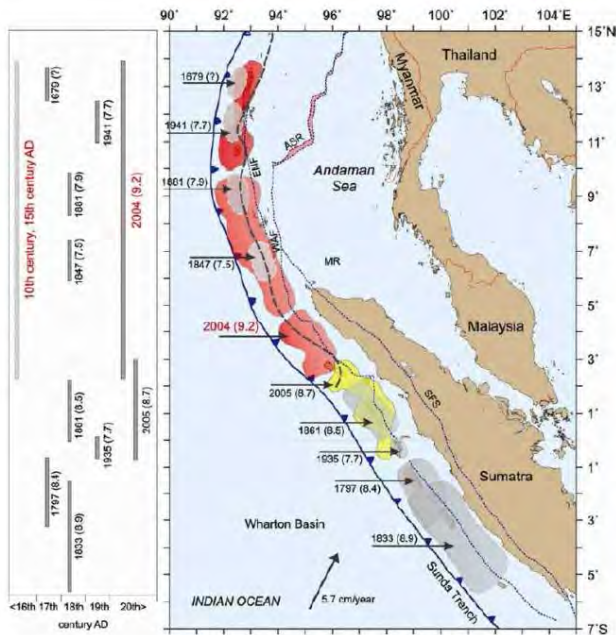
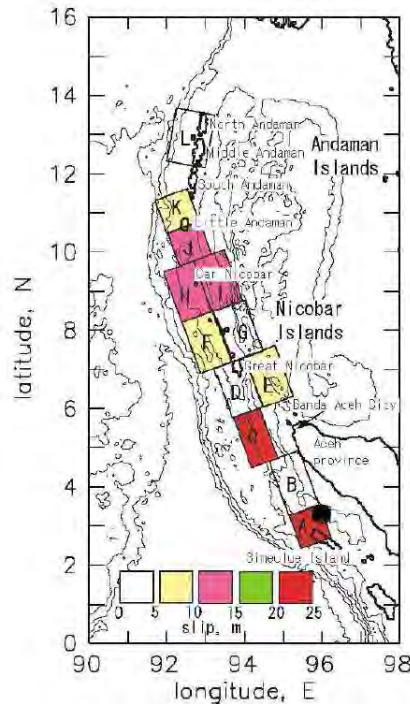


Figure 9. (Right) Seismotectonic setting of the Sumatra-Andaman subduction zone showing rupture areas (shaded) of significant earthquakes. (Left) Three spatial and temporal rupture estimates. Faults marked on the overriding plate are EMF, WAF, SFS and ASR (from Natunovopop<sup>3</sup>). Historical earthquake ruptures are shaded in grey (from refs 18, 53 and 55); the 2004 and 2005 ruptures are in red and yellow respectively (from Chlieh et al.<sup>7</sup>). EMF: Eastern Margin Fault; WAF: West Andaman Fault; ASR: Andaman Spreading Ridge; SFS: Sumatra Fault System

Rajendran (2013) (44)

#### 【2004のすべり量分布 (B)】

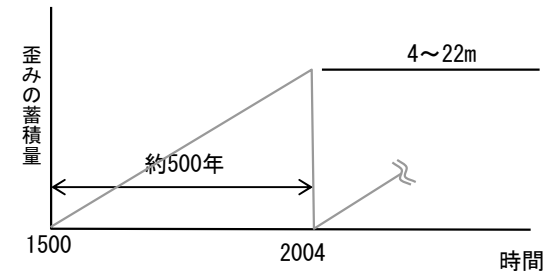
- ・ 最大すべり量23m
- ・ 平均すべり量8.8m



Tanioka et al. (2006) (49)

#### 【歪みの蓄積量 (C)】

- ①プレートの沈み込み速度: 1.6-4.4cm/年 (McCaffrey, 2008) (50)
- ②カップリング係数: 0.5~0.83 (地震学的)  
1.0 (測地学的) (Scholz and Campos, 2012) (51)
- ③歪みの蓄積量: ① (1.6-4.4cm/年) × 500年  
× ② (=0.5~1.0とする) = **4~22m**



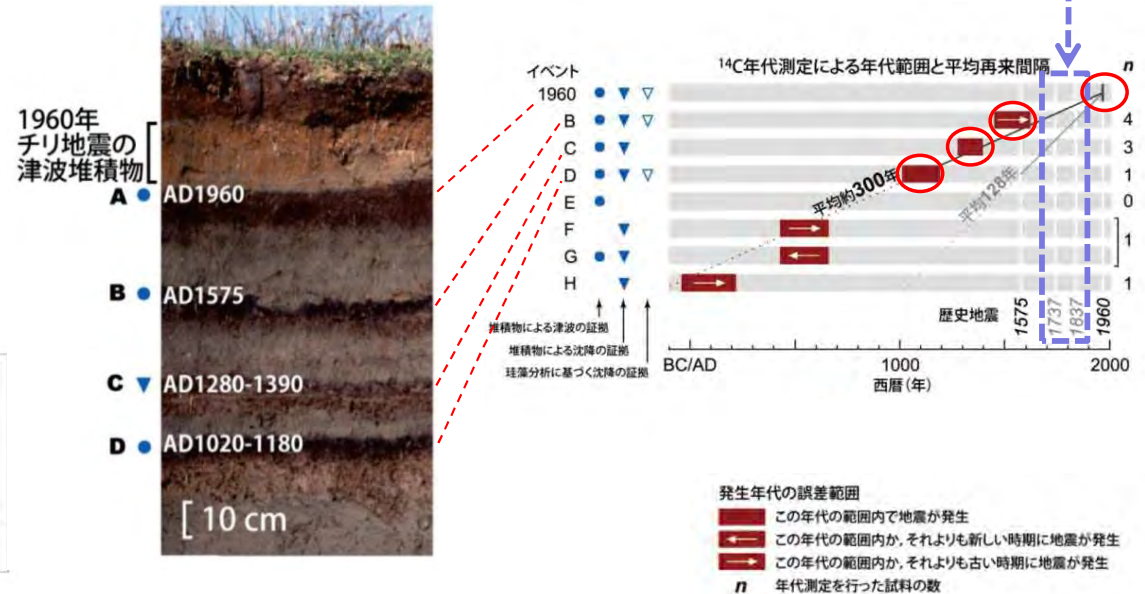
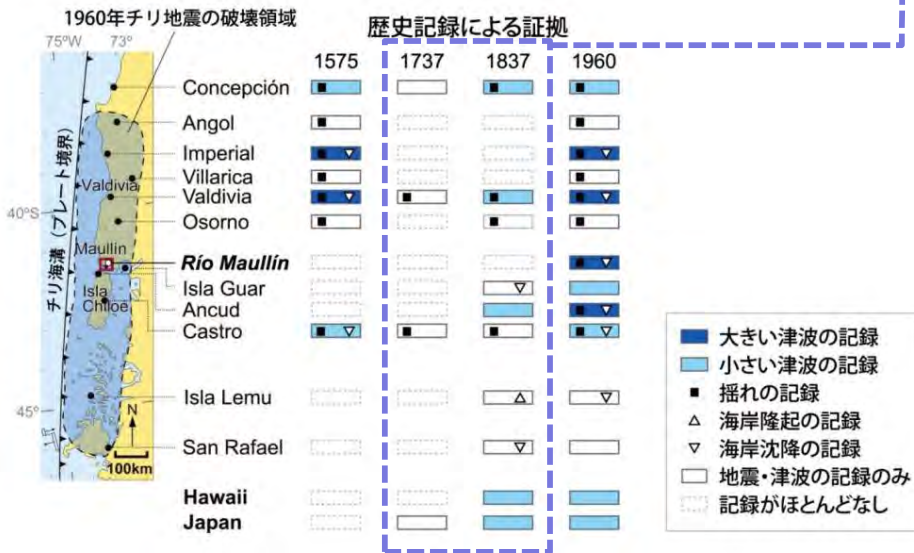
- ・ 平均発生間隔 (A) ・ 既往地震の最大すべり量 (B) の関係と、各プレートの沈み込み速度・カップリング係数・既往地震の発生間隔から算定される歪みの蓄積量 (C) には調和的な関係があり、M9クラスの巨大地震を発生させる歪みの蓄積量には限度があると考えられる。

固着域に関する分析 (8 / 9) : 地震発生間隔

第994回審査会合  
資料3-2 P.3.2-9再掲

1960年チリ地震規模の発生間隔

スーパーサイクルの間に一回り規模の小さい地震が発生



1960年チリ地震の破壊領域  
及び歴史記録による沿岸各地における揺れ, 津波, 隆起・沈降

宍倉 (2013) (41) に一部加筆

Maullin において観察される津波堆積物とその履歴

宍倉 (2013) (41) に一部加筆

1960年チリ地震の破壊域における既往地震に関し、津波高、揺れ、海岸の隆起・沈降に係る歴史記録より、1737年及び1837年の地震は、1960年の地震に比べて規模が小さかったと考えられる。

津波堆積物に係る分析より、1960年チリ地震と同様の規模の地震は、約300年間隔\*で発生していると考えられる。

\*西暦1000~2000年の間に4回(A~D)のイベントが発生。

- チリ地震震源付近における津波堆積物の分布と分析から、1960年チリ地震規模 (Mw9.5) の巨大地震は、その領域で約300年間隔で発生していると推定される。  
宍倉 (2013) (41) による
- 1960年チリ地震規模 (Mw9.5) の地震の間で、規模の小さな地震が発生しており、1960年チリ地震規模の地震を引き起こす約300年間隔のスーパーサイクルが存在すると考えられる。

### 固着域に関する分析 (9 / 9) : まとめ

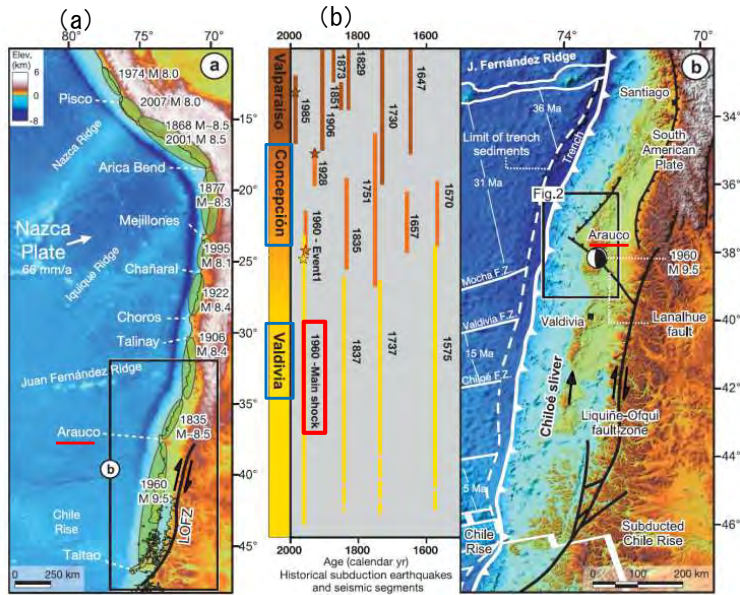
◎世界のM9クラスの巨大地震は、数百年間隔で繰り返し発生しており、固着域で蓄積される歪みの量（すべり量）には限度があると考えられる。

◎チリ沖では、1960年チリ地震規模（Mw9.5）の地震を引き起こす約300年間隔のスーパーサイクルが存在すると考えられる。

破壊伝播の検討 (1/7) : 波源領域

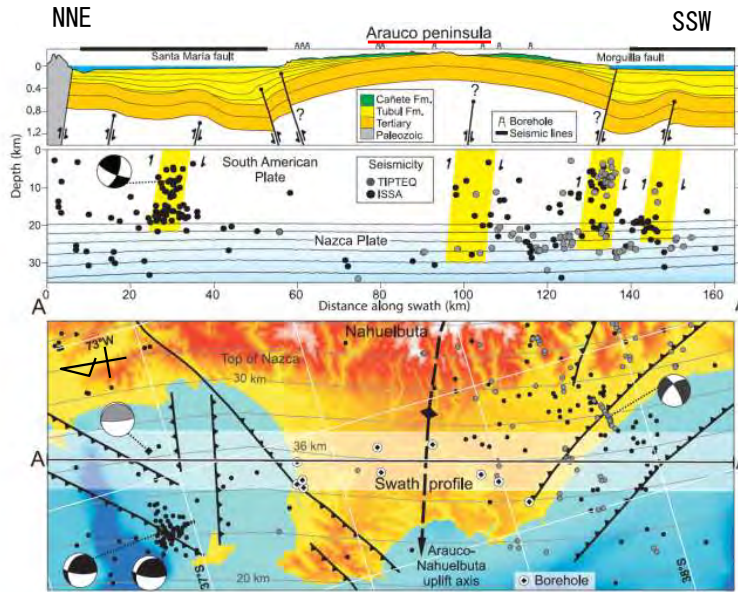
第994回審査会合  
資料3-2 P.3.2-11再掲

チリ沖 (北端)



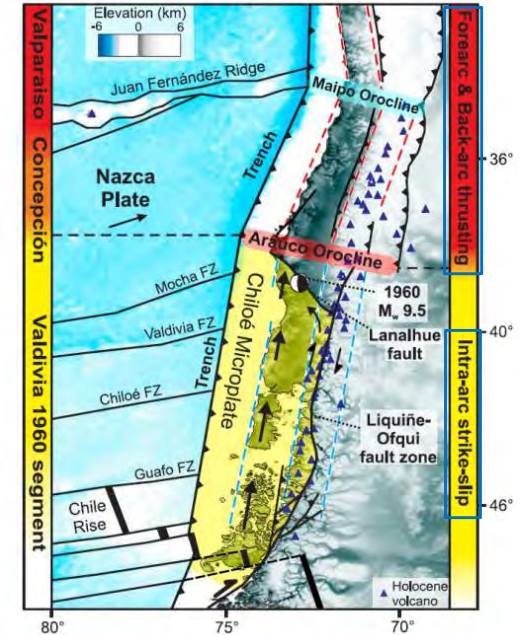
(a) 主要なM8以上の沈み込み地震のセグメント  
(b) Arauco半島の位置と主要な歴史地震の領域の関係

Valdivia沖に位置する1960年チリ地震の発生領域とConcepcion沖の既往地震発生領域とは別領域であり、これら領域の境界は、Arauco半島の沖合とほぼ一致する。



Arauco半島沿いの地殻構造の縦断面図

Arauco半島には東西方向に背斜軸が存在する。



地震構造モデル

Arauco半島以南の地震構造モデルを Intra-arc strike-slip, 以北の地震構造モデルをForearc & Back-arc thrustingに区分しており、Arauco半島を挟んで運動形態が異なる。

Melnick et al. (2009) (52) に一部加筆

「チリ沖で約300年間隔で繰り返し発生させるM9クラスの巨大地震領域の北端は、Arauco半島の地下構造が不連続な位置と一致している」とされている。

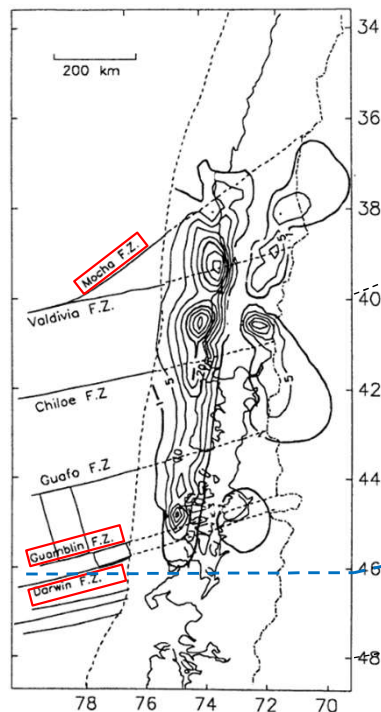
Melnick et al. (2009) (52) による

破壊伝播の検討 (2/7) : 波源領域

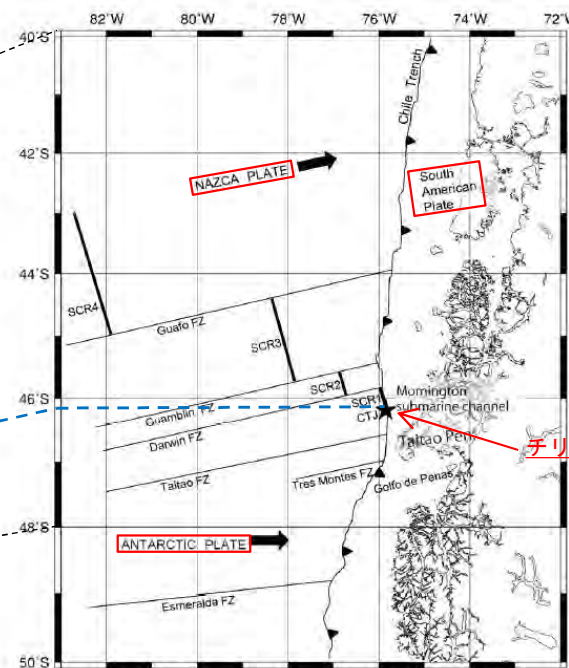
第994回審査会合  
資料3-2 P.3.2-12再掲

チリ沖 (南端)

1960年チリ地震の地殻変動データをもとに、インバージョン法によりすべり量分布を推定した結果、1960年チリ地震の北端はMocha断裂帯、南端はGuambin断裂帯とDarwin断裂帯の位置と一致している。



Barrientos and Ward (1990) (53)による1960年チリ地震のすべり量分布の南端の位置と「チリ沖三重会合点」はほぼ一致している。



南米チリ沖の46° 30' S付近はナスカプレート、南極プレート、南米プレートの境界である「チリ沖三重会合点」が存在する。

チリ沖三重会合点 (CTJ)

1960年チリ地震の地殻変動データを基にしたインバージョン解析により得られたすべり分布と主要な断裂帯の位置関係

チリ沖三重会合点 (CTJ)

松本ほか (2010) (54) に一部加筆

Barrientos and Ward (1990) (53) に一部加筆

- 1960年チリ地震の南端は、主要な断裂帯及びプレート境界が破壊伝播のバリアとなっている可能性がある。

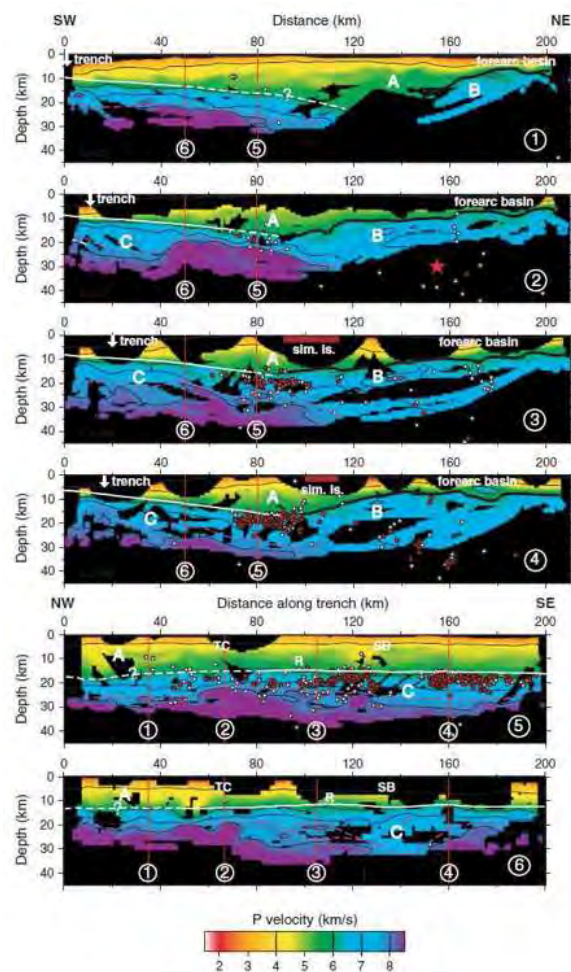
破壊伝播の検討 (3/7) : 波源領域

第994回審査会合  
資料3-2 P.3.2-13再掲

スマトラ島沖

- 「2004年スマトラ～アンダマン地震の発生領域と2005年の地震の発生領域の境界部の地下構造について、P波速度構造による分析から、当該範囲には厚い海洋性地殻が存在し、これが破壊伝播のバリアとして作用する可能性がある」とされている。

Tang et al. (2013)<sup>(55)</sup>による



測線位置  
Tang et al. (2013)<sup>(55)</sup>

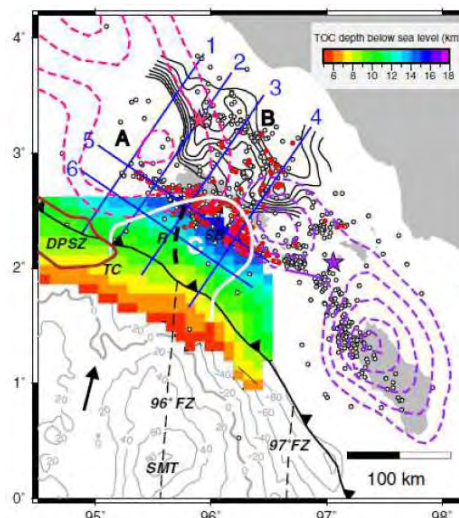


Figure 3. Velocity cross-sections extracted from the velocity model inverted from the first-arrival travel-time tomography (contoured at 4, 6, 7, and 8 km/s). Relocated earthquake locations are plotted within  $\pm 10$  km of Line 1-4 and  $\pm 5$  km of Line 5-6. Thick black lines: top of the backstop; Solid white lines: the TOC constrained by the MCS data; Dashed white lines: unconstrained TOC; Dashed purple lines: possible oceanic Moho interface approximated by the 7.6 km/s velocity contours; Thin red lines: intersection location of velocity cross-sections; 'sim. is.' = Simeulue Island, SB = segment boundary. Other symbols and labels same as in Figure 2.

P波速度構造  
Tang et al. (2013)<sup>(55)</sup>

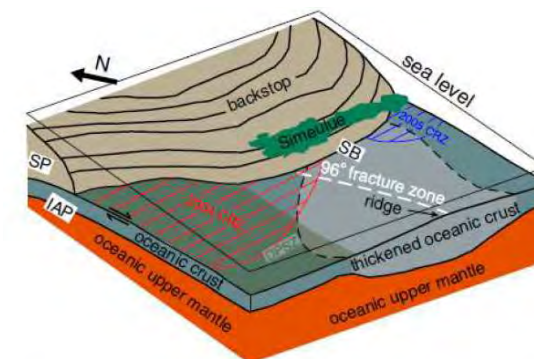


Figure 4. Cartoon illustrating the segmentation of the 2004-2005 megathrust rupture in the Sumatra subduction zone around Simeulue Island. The accretionary complex removed for simplicity. CRZ: coseismic rupture zone; SP: Sunda plate. Other labels same as in Figures 2 and 3.

2004年と2005年の地震の境界部における  
地下構造の模式図  
Tang et al. (2013)<sup>(55)</sup>

破壊伝播の検討 (4/7) : 波源領域

第994回審査会合  
資料3-2 P.3.2-14再掲

アラスカ・アリューシャン

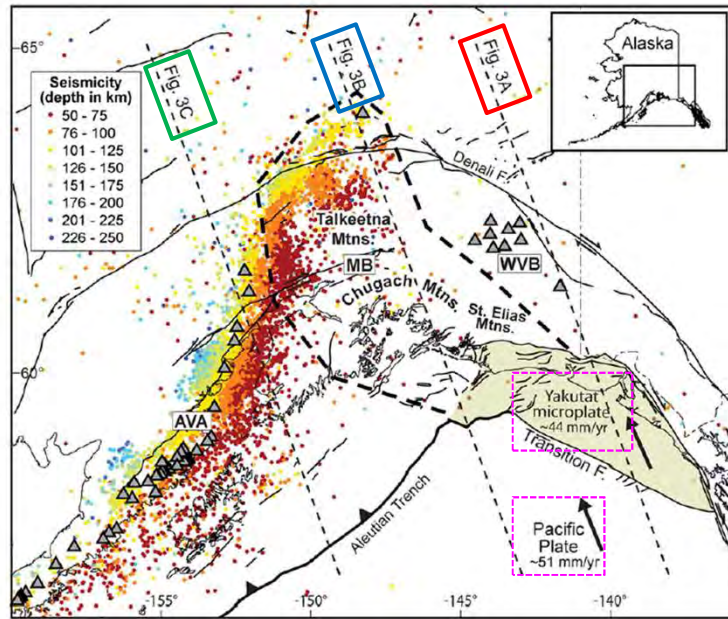


Fig. 2. Map of southern Alaska illustrating slab seismicity (>50 km depth; Alaska Earthquake Information Center catalog) and locations of transects shown in Fig. 3. Additional symbols are the same as in Fig. 1. Note the northeastward increase in the gap between slab seismicity and the trench as well as the paucity of seismicity deeper than 50 km along the northeastern edge of the slab.

アラスカ南部における深さ50km以上のスラブ地震の平面分布

Finzel et al. (2011) <sup>(56)</sup> に一部加筆

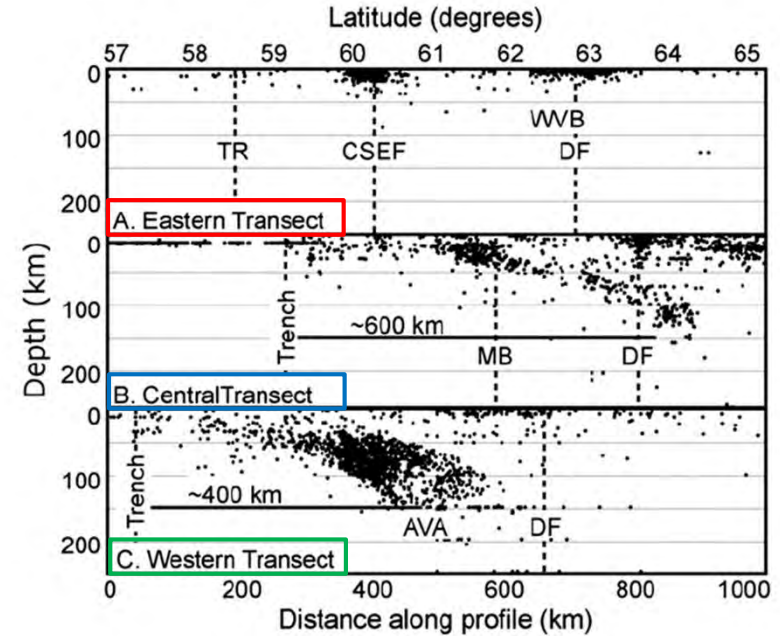


Fig. 3. Cross-sections showing changes in seismicity (within ~50 km of each transect) between eastern, central, and western transects across southern Alaska (Alaska Earthquake Information Center catalog). Locations of transects shown on Fig. 2. Note that seismicity from all depths is shown and transects are aligned parallel with present-day plate motions. DF—Denali fault; TR—Transition fault; see Fig. 1 for additional abbreviations. Default depths of 10 km and 33 km are assigned for events with poorly constrained depths in oceanic and continental areas, respectively.

アラスカ南部における深さ50km以上のスラブ地震の断面分布

Finzel et al. (2011) <sup>(56)</sup> に一部加筆

- ・「アラスカ南部では、太平洋プレートが北米プレートに北～北西方向に沈み込んでおり（～51mm/年）、会合部ではYakutatマイクロプレートが形成されている」とされている。  
Finzel et al. (2011) <sup>(56)</sup> による
- ・「深さ50km以上のスラブ内地震の分布から、沈み込んだYakutatマイクロプレートの範囲を推定するとともに、その地震分布から、プレートの沈み込み形状が西から東へフラットに遷移する特徴があるとしている」とされている。 Finzel et al. (2011) <sup>(56)</sup> による



破壊伝播の検討 (5/7) : 波源領域

第994回審査会合  
資料3-2 P.3.2-15再掲

アラスカ・アリューシャン

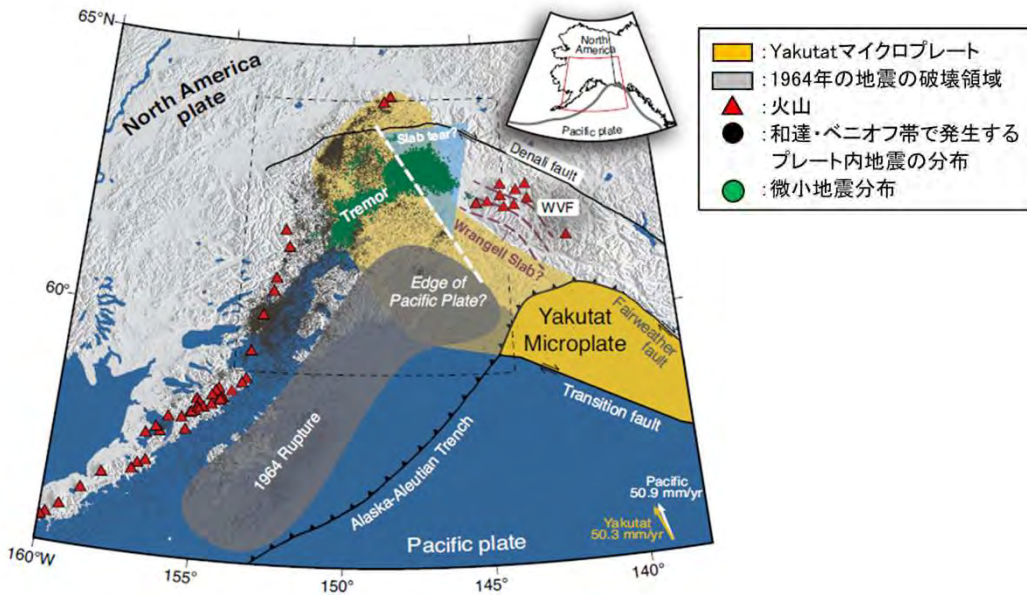


Figure 1. Tectonic setting in south-central Alaska (USA) with volcanoes (red triangles), Wadati-Benioff zone seismicity >30 km depth (black dots), A.D. 1964 rupture patch (Plafker et al., 1994a), subducted Yakutat terrane (Eberhart-Phillips et al., 2006), Wrangell volcanic field (WVF), and observed tectonic tremor activity (green circles). Dashed box refers to map in Figure 2. Velocity vectors are taken from Elliott et al. (2010). Previously proposed slab tear (Fuis et al., 2008) and Wrangell slab (Stephens et al., 1984) are drawn as a light blue triangle and dashed purple lines, respectively.

アラスカ南部のテクトニクス的背景と  
1964年アラスカ地震の破壊領域等の関係

Wech (2016) (57) に一部加筆

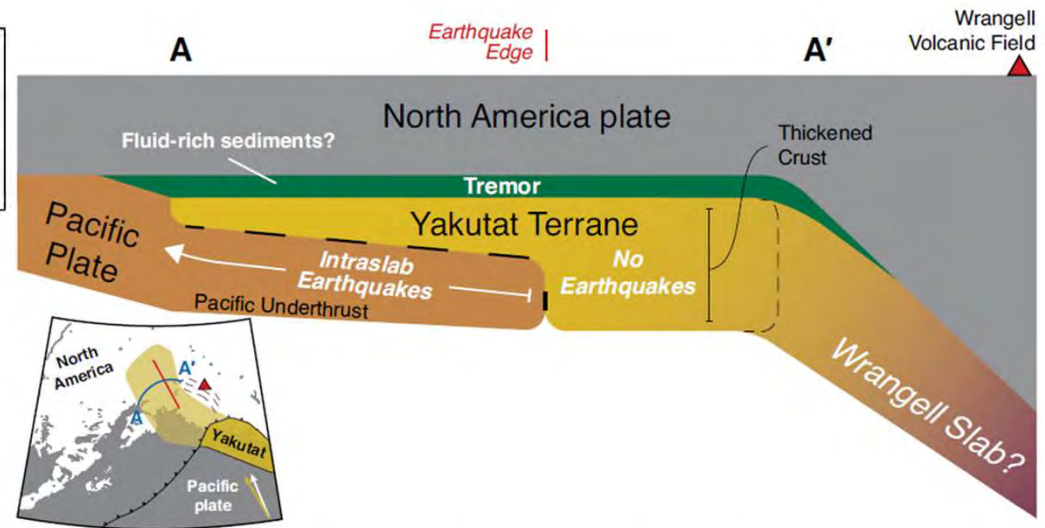


Figure 4. Schematic along-strike cross section of potential configuration of Pacific plate, Yakutat terrane, North America plate, and Wrangell slab. Intraslab seismicity is limited to Pacific plate. Tremor occurs at the Yakutat–North America interface. Wrangell slab is an obliquely subducting extension of the Yakutat microplate causing Wrangell volcanism.

太平洋プレート, Yakutat terrane, 北米プレート等の模式図

Wech (2016) (57)

ほぼ海洋性のマイクロプレートであるYakutat terrane (テレイン: 周囲と地質形成の過程が異なる地殻の層) は部分的に太平洋プレートと結合し, アラスカ・アリューシャン沈み込み帯の端部で太平洋プレートに乗り上げている。

- 「アラスカ南部のテクトニクス的背景, 火山の配列, 微小地震分布等から島弧会合部の地下構造を推定し, 同会合部がM9クラスの1964年アラスカ地震の破壊領域の端部(北東端)になっていることを示している」とされている。 Wech (2016) (57) による

破壊伝播の検討 (6/7) : 波源領域

第994回審査会合  
資料3-2 P.3.2-16再掲

アラスカ・アリューシャン

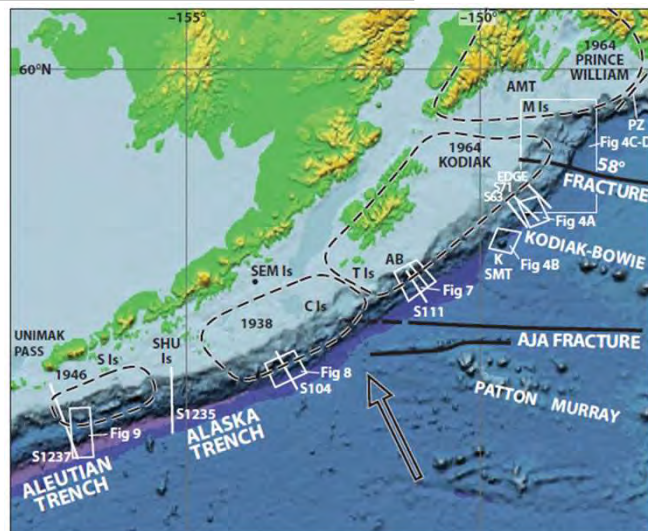


Figure 1. Map of the western Gulf of Alaska ocean basin and the Alaska convergent margin. Dashed lines enclose aftershock areas of the 1938, 1946, and 1964 great earthquakes. The Prince William and Kodiak ruptures are separated to emphasize the two main asperities of the 1964 event. The width of the Kodiak margin from the trench to the volcanic arc narrows southwest from the Kenai Peninsula to one-third this width at Sanak Island. The wider subducted plate is ~10 m.y. old beneath the northeastern volcanoes, whereas in the southwest it is only ~3.5 m.y. old. Large arrow indicates convergence vector at 64 mm/yr. S prefix is given to seismic lines and original cruise line numbers. Seismic data of lines 1237 and 1235 were acquired by RV Ewing; seismic data of lines 111, 71, and 63 were acquired by RV Lee. Field data for both is archived at the US Geological Survey in Menlo Park, California, USA. M Is—Middleton Island; K SMT—Kodiak Seamount; C Is—Chirikof Island; T Is—Trinity Islands; SEM Is—Semidi Island; SHU Is—Shumagin Islands; S Is—Sanak Island; AMT—Amatuli Trough; AB—Albatross Bank; PZ—general area of the Pamplona zone.

アラスカのテクトニクス背景と既往地震の破壊領域の関係  
Huene et al. (2012) (58)

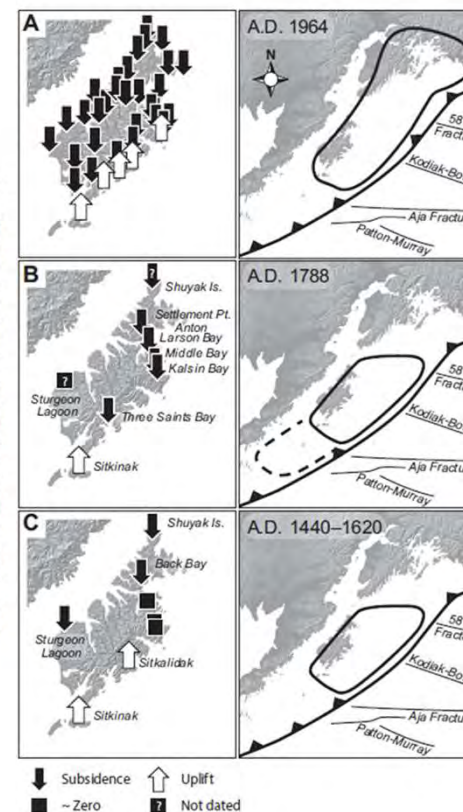


Figure 3. Summary of coseismic land motion, inferred segment ruptures, and selected features of subducting lower-plate relief that may influence earthquake rupture on Kodiak Island, Alaska (von Huene et al., 2012). A: A.D. 1964 (observations from Plafker, 1969). B: A.D. 1788. C: A.D. 1440–1620. Relative ground motions are inferred from sediment stratigraphy and microfossil analyses where present (see Fig. 2B) and from Sitkinak Island (Briggs et al., 2014). Extent of Kodiak segment (solid outline) is from von Huene et al. (2012); dashed line for the 1788 rupture indicates alternative interpretation (e.g., Briggs et al., 2014) of historical documentary evidence.

1964年アラスカ地震の震源域における既往地震の発生領域  
Shennan et al. (2014) (59)

- 「M9クラスの1964年アラスカ地震の破壊領域の端部と、Patton-Murray ridge, Aja Fracture Zoneの沈み込み部は一致することから、これらプレート境界面の起伏が破壊のバリアとして作用する可能性がある」とされている。 Huene et al. (2012) (58) による
- なお、「Patton-Murray ridge, Aja Fracture Zoneの沈み込み部は、既往地震 (A. D. 1440-1620, A. D. 1788) の端部とも一致している」とされている。 Shennan et al. (2014) (59) による

破壊伝播の検討 (7/7) : まとめ

◎チリ沖, スマトラ島沖及びアラスカ・アリューシャンを対象とした検討から, 構造境界が, 世界のM9クラスの地震の破壊伝播の境界と対応づけられる。

## 大すべり域・超大すべり域の検討 (1/4)

第994回審査会合  
資料3-2 P.3.2-18再掲

- 内閣府(2012)<sup>(38)</sup>では、世界の巨大地震の津波断層モデルにおける大きなすべり領域の割合を以下のとおり整理されている。
- 平均すべり量の2倍以上の面積比は、全体面積の20%程度である。

M9以上の既往地震の津波断層モデルにおける大きなすべり領域の割合

地震名・参考文献	M※	大きなすべり領域 (平均×1.5倍以上)		大きなすべり領域 (平均×2倍以上)	
		割合(%)	個数	割合(%)	個数
1960年チリ地震 Fujii and Satake(投稿中)	9.5	30	3	19	2
1964年アラスカ地震 Johnson and Satake(1996)	9.2	30	2	25	1
2004年スマトラ島沖地震 Fujii and Satake(2007)	9.1	18	1	18	1
1952年カムチャツカ地震 Johnson and Satake(1999)	9.0	33	2	25	3
2010年チリ地震 Fujii and Satake(投稿中)	8.8	22	3	11	2
平均	—	27%	2.2個	20%	1.8個

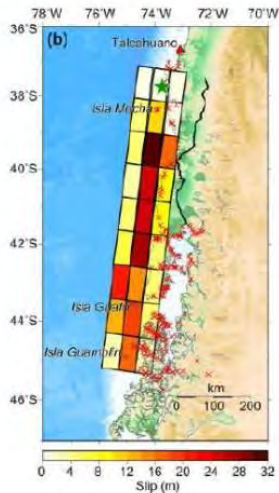
※マグニチュードはUSGSによる

内閣府(2012)<sup>(38)</sup>に一部加筆

## 大すべり域・超大すべり域の検討 (2/4)

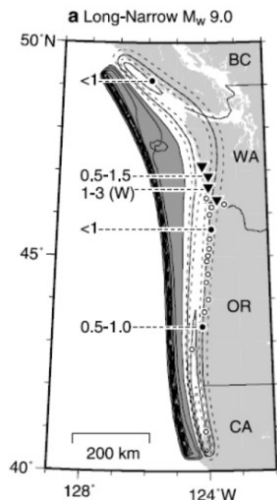
第994回審査会合  
資料3-2 P.3.2-19再掲

【1960年チリ】



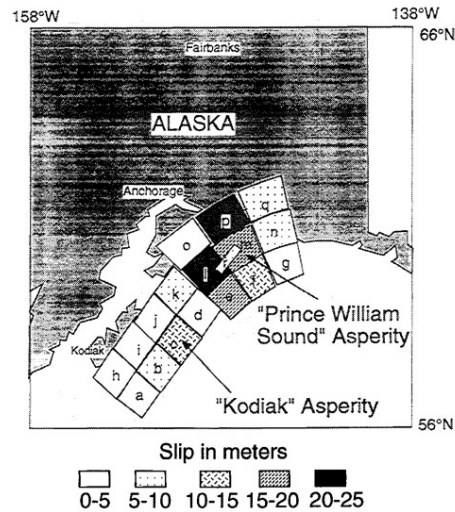
Fujii and Satake (2013) (45)

【1700年カスケード】



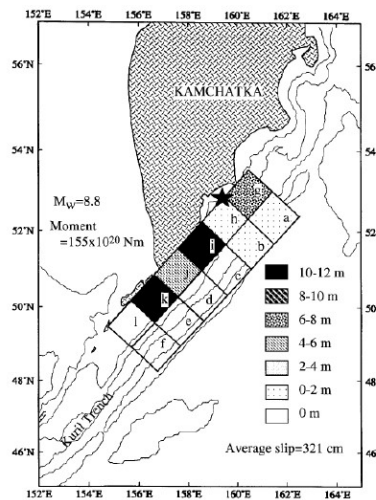
Satake et al. (2003) (46)

【1964年アラスカ・アリューシャン】



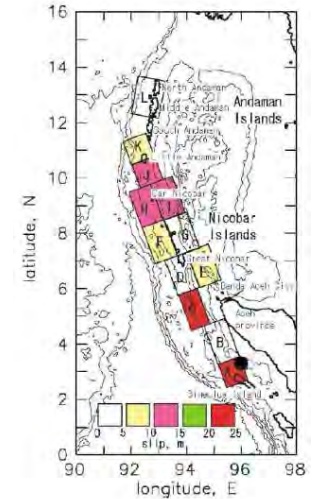
Johnson et al. (1996) (47)

【1952年カムチャツカ】



Johnson and Satake (1999) (48)

【2004年スマトラ】



Tanioka et al. (2006) (49)

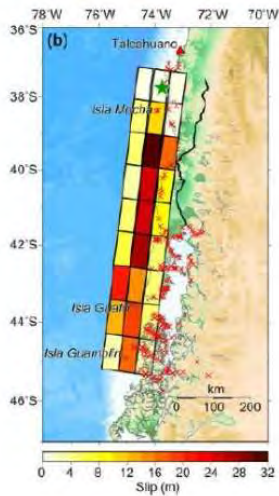
	1960年チリ Fujii and Satake (2013) (45)	1700年カスケード Satake et al. (2003) (46)	1964年アラスカ・ アリューシャン Johnson et al. (1996) (47)	1952年カムチャツカ Johnson and Satake (1999) (48)	2004年スマトラ Tanioka et al. (2006) (49)
平均すべり量 (A)	11m	14m	8.6m	3.2m	8.8m
最大すべり量 (B)	25~30m	19m	22m	11.4m	23m
最大すべり量/平均すべり量 (B) / (A)	2.3~2.7	1.4	2.6	3.6	2.6

- 世界の巨大地震の津波断層モデルにおける各研究機関の主な波源モデルのすべり分布特性を整理した結果、最大すべり量と平均すべり量との比は1.4~3.6程度である。

大すべり域・超大すべり域の検討 (3/4)

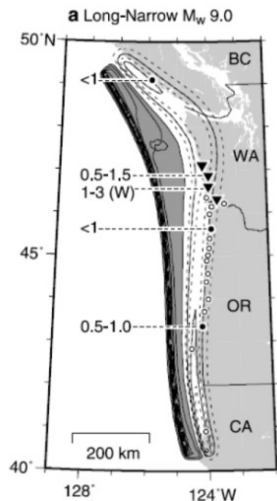
第994回審査会合  
資料3-2 P.3.2-20再掲

【1960年チリ】



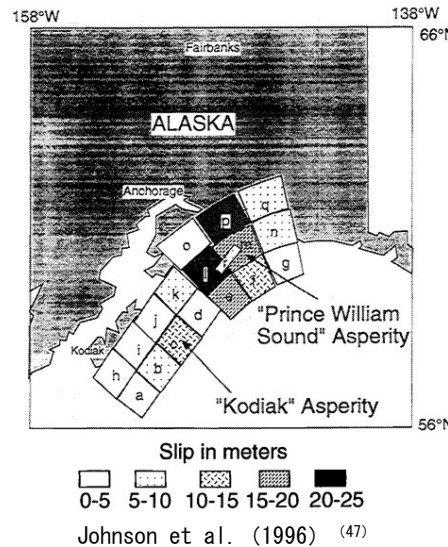
Fujii and Satake (2013) (45)

【1700年カスケード】



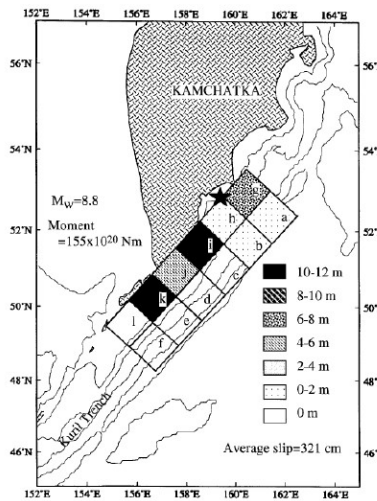
Satake et al. (2003) (46)

【1964年アラスカ・アリューシャン】



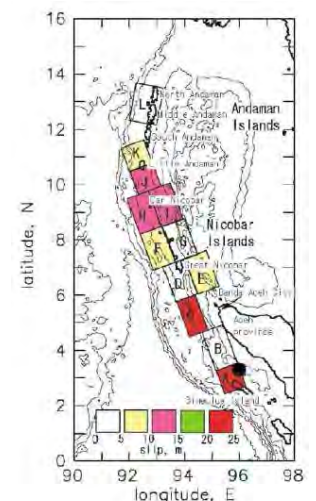
Johnson et al. (1996) (47)

【1952年カムチャツカ】



Johnson and Satake (1999) (48)

【2004年スマトラ】



Tanioka et al. (2006) (49)

	1960年チリ Fujii and Satake (2013) (45)	1700年カスケード Satake et al. (2003) (46)	1964年アラスカ・アリューシャン Johnson et al. (1996) (47)	1952年カムチャツカ Johnson and Satake (1999) (48)	2004年スマトラ Tanioka et al. (2006) (49)
平均すべり量の2倍以上の面積比	19%	—※	25%	25%	14%

※Satake et al (2003) (46) では、平均すべり量及び最大すべり量については言及されているが、すべりの面積比については言及されていないため不明。

- 世界の巨大地震の津波断層モデルにおける各研究機関の主な波源モデルのすべり分布特性を整理した結果、全体の波源域面積に対する平均すべり量の2倍以上の面積比は14%~25%である。

### 大すべり域・超大すべり域の検討 (4/4) : まとめ

- ・ 内閣府(2012)<sup>(38)</sup>では、世界の巨大地震の津波断層モデルにおける大きなすべり領域の割合について、平均すべり量の2倍以上の面積比は全体面積の20%程度と整理されている。
- ・ また、各研究機関の主な波源モデルのすべり分布特性を整理した結果、最大すべり量と平均すべり量の比は1.4~3.6程度であり、全体の波源域面積に対する平均すべり量の2倍以上の面積比は14%~25%である。

(余白)



# 目 次

1. 津波堆積物調査（現地調査）
2. 日本海東縁部に設定された地方自治体による波源モデル
3. 2011年東北地方太平洋沖地震を始めとするM9クラスの超巨大地震から得られた知見
  - 3-1. 2011年東北地方太平洋沖地震から得られた知見
  - 3-2. 世界のM9クラスの超巨大地震から得られた知見の整理
  - 3-3. まとめ
4. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波
  - 4-1. 2011年東北地方太平洋沖地震による津波等の再現性確認
  - 4-2. 分岐断層に関する検討
  - 4-3. ライズタイムの影響検討
  - 4-4. 動的破壊特性の不確かさの影響確認
5. チリ沖に想定される地震に伴う津波の影響検討
6. 陸上の斜面崩壊に起因する津波
  - 6-1. 地すべり地形分布図
  - 6-2. 二層流モデルの適用性について
7. 海底地すべりに起因する津波
  - 7-1. 急傾斜部を対象とした地形判読
  - 7-2. 海底地すべり海上音波探査記録
  - 7-3. 海底地すべり地形崩壊量算定
  - 7-4. ハワイ付近の海底地すべりの影響について
8. 火山現象に起因する津波
  - 8-1. kinematic landslideモデルによる追加検討
9. 津波発生要因の組合せに関する検討
  - 9-1. 組合せ対象地すべりエリアの選定
  - 9-2. 線形足し合せ水位評価地点の妥当性確認
10. 津軽海峡・発電所専用港湾及び津波の周期特性
  - 10-1. 検討方法
  - 10-2. 日本海側からの津波に対する検討
  - 10-3. 太平洋側からの津波に対する検討
  - 10-4. まとめ
11. 津波の伝播特性について



### 3-3. まとめ

#### 2011年東北地方太平洋沖地震から得られた知見の整理結果

■固着域に関する分析 (P. 3. 1-8参照)

- 2011年東北地方太平洋沖地震では、すべりの不均質性が認められ、固着が強い領域で大きなすべりが発生した。
- 2011年東北地方太平洋沖型の地震発生にはスーパーサイクルがあり、過去にも同じ海域で同等規模の津波を発生させる地震が一定のサイクルで発生していたと推定される。

■破壊伝播の検討に基づく波源の連動領域 (P. 3. 1-14参照)

- 蓄積される歪みの量が小さい領域や構造境界が2011年東北地方太平洋沖地震の破壊伝播の境界と対応づけられる。

■大すべり域・超大すべり域の分析 (P. 3. 1-18参照)

- 平均すべり量の2倍以上の面積比は全体面積の18%程度、平均すべり量の4倍程度の面積比は全体面積の約5%。

#### 世界のM9クラスの超巨大地震から得られた知見の整理結果

■固着域に関する分析 (P. 3. 2-10参照)

- 世界のM9クラスの巨大地震は、数百年間隔で繰り返して発生しており、固着域で蓄積される歪みの量には限度があると考えられる。
- チリ沖では、1960年チリ地震規模(Mw9.5)の地震を引き起こす約300年間隔のスーパーサイクルが存在すると考えられる。

■破壊伝播の検討に基づく波源の連動領域 (P. 3. 2-17参照)

- 構造境界が世界のM9クラスの地震の破壊伝播の境界と対応づけられる。

■大すべり域・超大すべり域の分析 (P. 3. 2-21参照)

- 平均すべり量の2倍以上の面積比は全体面積の20%程度。
- 最大すべり量と平均すべり量の比は1.4~3.6程度、全体の波源域面積に対する平均すべり量の2倍以上の面積比は14%~25%。



2011年東北地方太平洋沖地震及び世界のM9クラスの超巨大地震から得られた「固着域」, 「波源の連動領域」及び「大すべり域・超大すべり域」に係る知見は整合的であり、基準波源モデルはこれらの知見を参照して設定する。

# 目 次

1. 津波堆積物調査（現地調査）
2. 日本海東縁部に設定された地方自治体による波源モデル
3. 2011年東北地方太平洋沖地震を始めとするM9クラスの超巨大地震から得られた知見
  - 3-1. 2011年東北地方太平洋沖地震から得られた知見
  - 3-2. 世界のM9クラスの超巨大地震から得られた知見の整理
  - 3-3. まとめ
4. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波
  - 4-1. 2011年東北地方太平洋沖地震による津波等の再現性確認
  - 4-2. 分岐断層に関する検討
  - 4-3. ライズタイムの影響検討
  - 4-4. 動的破壊特性の不確かさの影響確認
5. チリ沖に想定される地震に伴う津波の影響検討
6. 陸上の斜面崩壊に起因する津波
  - 6-1. 地すべり地形分布図
  - 6-2. 二層流モデルの適用性について
7. 海底地すべりに起因する津波
  - 7-1. 急傾斜部を対象とした地形判読
  - 7-2. 海底地すべり海上音波探査記録
  - 7-3. 海底地すべり地形崩壊量算定
  - 7-4. ハワイ付近の海底地すべりの影響について
8. 火山現象に起因する津波
  - 8-1. kinematic landslideモデルによる追加検討
9. 津波発生要因の組合せに関する検討
  - 9-1. 組合せ対象地すべりエリアの選定
  - 9-2. 線形足し合せ水位評価地点の妥当性確認
10. 津軽海峡・発電所専用港湾及び津波の周期特性
  - 10-1. 検討方法
  - 10-2. 日本海側からの津波に対する検討
  - 10-3. 太平洋側からの津波に対する検討
  - 10-4. まとめ
11. 津波の伝播特性について

### 3.11地震による津波等の再現確認

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設定手順の妥当性を示すことを目的として、東北地方太平洋沖地震（以下「3.11地震」という。）による津波等の再現性を確認した。

#### 【検討概要】

- ① 3.11地震発生海域を対象に、M9クラスの超巨大地震から得られた知見（3章参照）を参照した2つの特性化波源モデル<sup>※1</sup>を作成する。
- 1) 3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデル (P.4.1-3~P.4.1-7参照)
- 2) 3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデル (P.4.1-13~P.4.1-15参照)
- ② 上記①の1), 2)のモデルを用いて、右記のデータを対象として再現計算を行い広域の津波痕跡高、観測波形等の再現性が良好であることを確認する。
- 3.11地震の広域（青森県北部～茨城県南部）の津波痕跡高 (P.4.1-8~P.4.1-11参照)
- 3.11地震の震源付近の地殻変動量及び宮城県の沖合の観測波形<sup>※2</sup> (P.4.1-16~P.4.1-20参照)
- ③ 上記で再現性が確認された3.11地震の特性化波源モデル設定の考え方を、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反映する。(P.4.1-25参照)

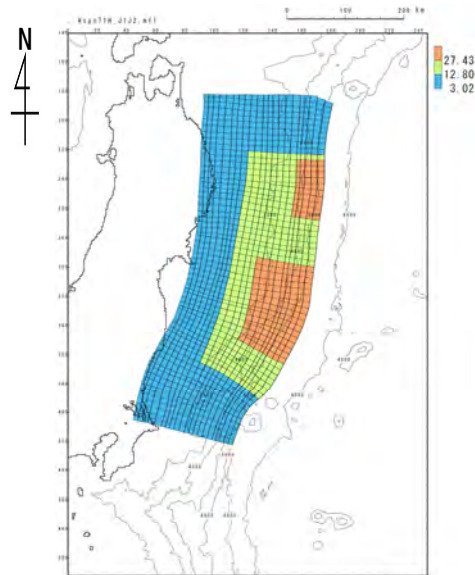
※1：特性化波源モデル：波源の特性を主要なパラメータで表したモデル

※2：「3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデル」に対し、保守性を考慮することを目的として「すべり量強調モデル」及び「分岐断層や海底地すべり等が存在する可能性を考慮したモデル」を検討する。これらモデルが保守的設定となっていることについても確認する。(P.4.1-21~P.4.1-24参照)

3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデルによる再現性確認 (1 / 9)

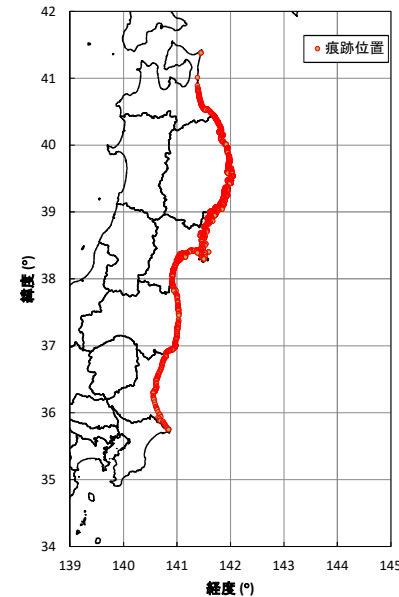
検討方針

- 「3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデル」(P.4.1-25参照)が、広域の津波特性(津波痕跡高)を適切に考慮しているかを確認するため、「3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデル」による計算津波高と青森県北部～茨城県南部における3.11地震の津波痕跡高とを比較する。



3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデル※

痕跡高の再現性を確認



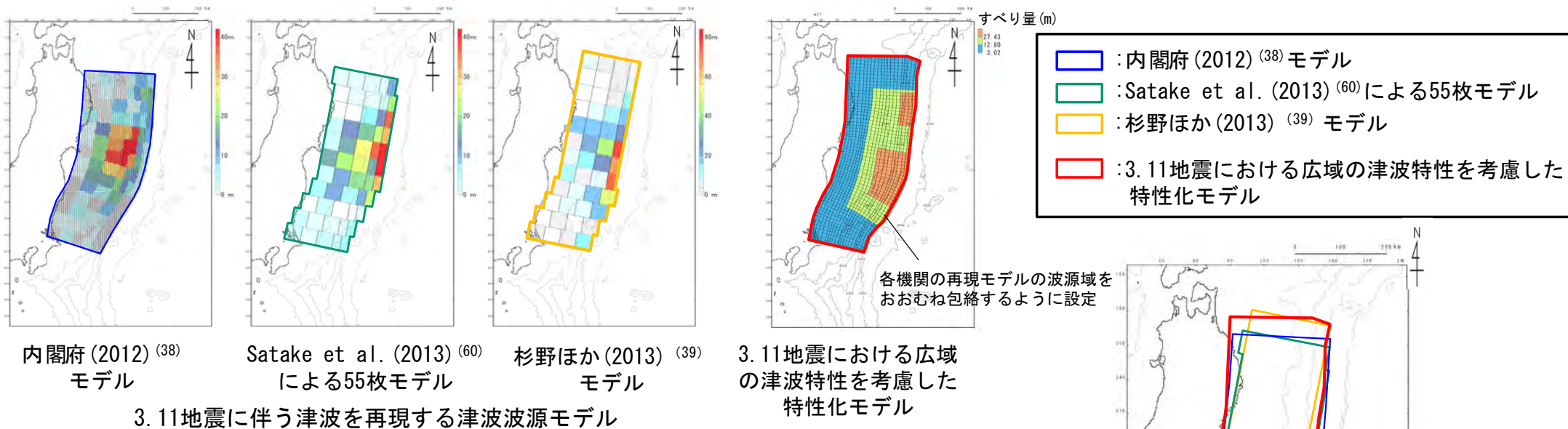
痕跡位置

※ 3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデルの設定方法及びパラメータはP.4.1-4～P.4.1-7参照。

3. 11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデルによる再現性確認 (2 / 9)

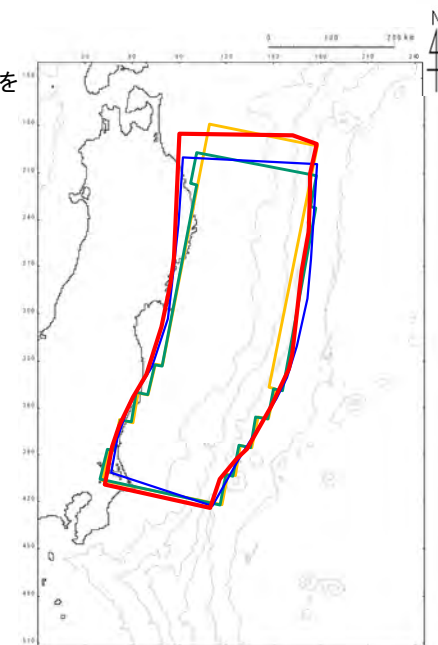
巨視的波源特性: 想定波源域の設定

- 「3. 11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデル」の波源域は、各機関等で提案されている3. 11地震に伴う津波の再現モデルのうち、津波波形等のインバージョン解析により作成した内閣府 (2012) <sup>(38)</sup> モデル, Satake et al. (2013) <sup>(60)</sup> による55枚モデル及び杉野ほか (2013) <sup>(39)</sup> モデルの波源域を参照して、各機関の再現モデルの波源域をおおむね包絡するように設定した。



各津波波源モデルの比較

モデル	Mw	波源面積
内閣府 (2012) <sup>(38)</sup> モデル	9.0	119,974km <sup>2</sup>
Satake et al. (2013) <sup>(60)</sup> による55枚モデル	9.0	110,000km <sup>2</sup>
杉野ほか (2013) <sup>(39)</sup> モデル	9.1	112,000km <sup>2</sup>
3. 11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデル	9.13	129,034km <sup>2</sup>



波源域の比較

3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデルによる再現性確認 (3 / 9)

微視的波源特性: 大すべり域・超大すべり域のすべり分布位置の設定

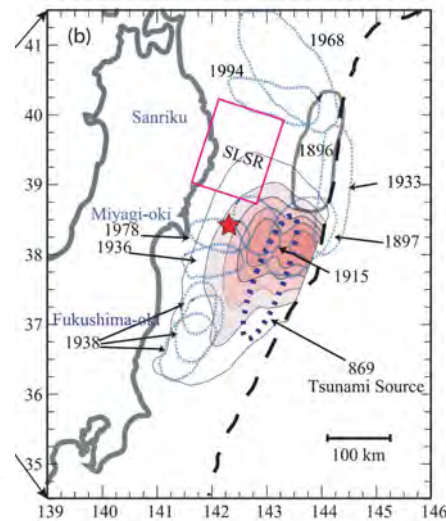
- 「3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデル」の大すべり域・超大すべり域のすべり分布位置については、3.11地震及び世界のM9クラスの超巨大地震に係る最新の科学的・技術的知見に基づく、各領域の固着等に関する分析結果を踏まえて設定した。

◇超大すべり域の設定

- 岩手県沖南部：低地震活動域を考慮して、典型的なプレート間地震の発生領域を除く範囲に設定。
- 宮城県沖：3.11地震時のすべり分布形状を考慮するとともに、固着の破壊を助長する長期的な非地震性すべりの発生領域を除く範囲を考慮して、福島県沖を含む範囲に設定。

◇大すべり域の設定

- 岩手県沖・宮城県沖の超大すべり域を取り囲むように設定。



(b) Map showing the location of the Sanriku low-seismicity region (SLSR), and schematic rupture zone of historic large earthquakes along the northeast Honshu coast [ERC, 1998] with blue dotted ellipsoidal shapes and a gray dotted shape for the 1896 tsunami earthquake source area [Tanioka and Satake, 1996] updip of the SLSR, respectively. Slip contours of 1, 10, 20, 30, 40, and 50 m for 2011 Tohoku-Oki rupture model of Yue and Lay [2011] are shown along with a red star for the USGS/NEIC epicentral location. The darkly dotted ellipse indicates the approximate location of the 896 Jogan tsunami source region [Minoura et al., 2001]. The dashed curve indicates the position of the trench.

低地震活動域 (SLSR) の位置

Ye et al. (2012) (33)

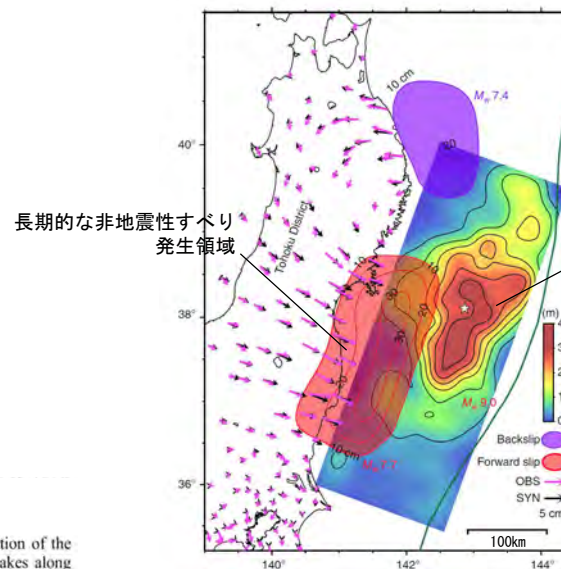


Figure 2 | Distribution of total deviations and the result of a two-source inversion. The red and purple contours represent the distributions of the forward slip by the very long-term transient event and the backslip by the northern source, which were obtained through the two-source inversion of the total deviations (pink arrows). The black arrows denote synthetic deviations computed for the inversion result. The co-seismic slip distribution of the 2011 Tohoku earthquake<sup>8</sup> is also displayed with the epicentre (white star) and Japan Trench (dark green line). The black bar at the bottom right denotes 100 km.

長期的な非地震性すべり発生領域

3.11地震のすべり分布

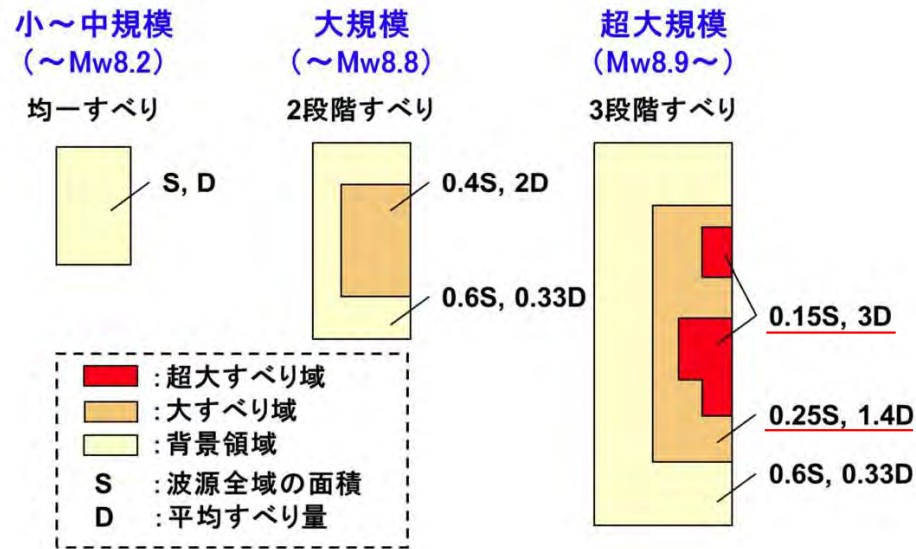
3.11地震のすべり分布及び

長期的な非地震性すべり発生領域  
Yokota and Koketsu (2015) (61) に一部加筆

3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデルによる再現性確認 (4 / 9)

微視的波源特性: 大すべり域・超大すべり域の設定

- 「3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデル」の大すべり域・超大すべり域のすべり量及び面積比率については、杉野ほか(2014)<sup>(40)</sup>を参考に設定した。
  - 大すべり域：津波断層の平均すべり量の1.4倍，全体面積の40%程度（超大すべり域を含む）
  - 超大すべり域：津波断層の平均すべり量の3倍，全体面積の15%程度



微視的波源特性に係る波源領域内の空間的すべり分布の設定方法  
杉野ほか (2014)<sup>(40)</sup>

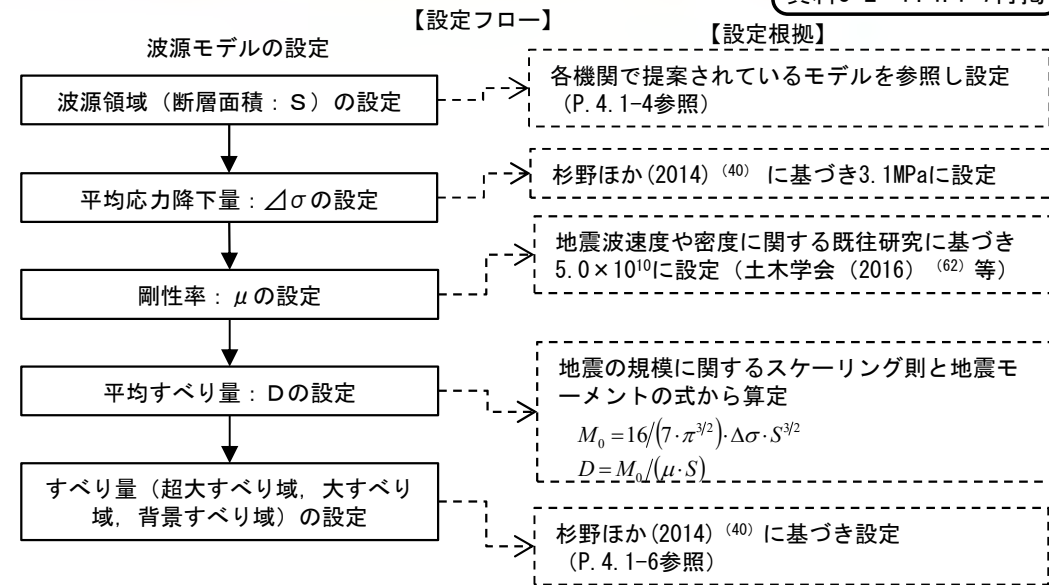
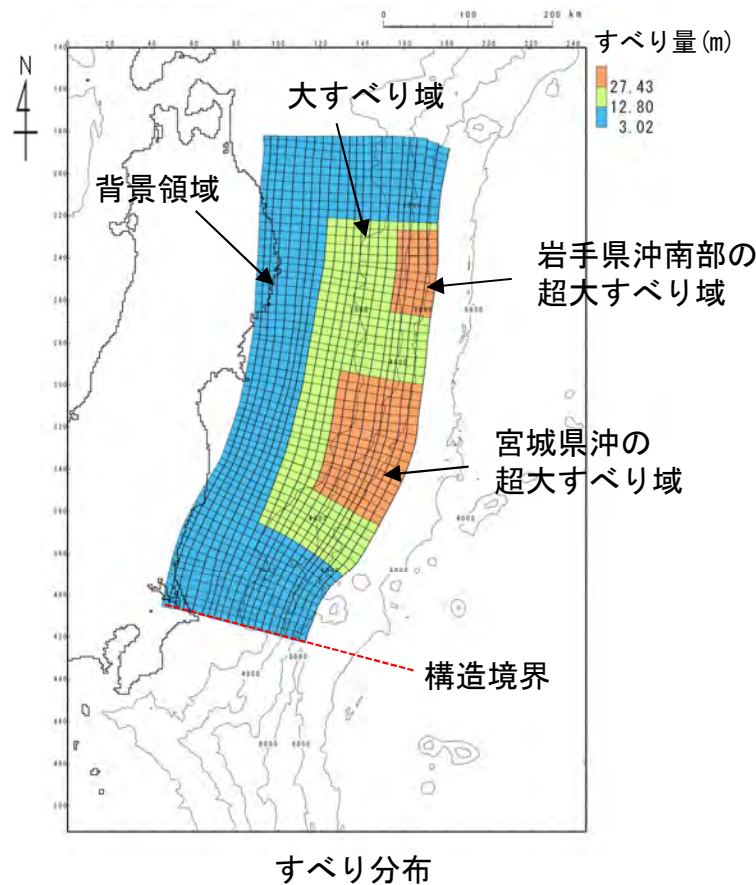




3. 11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデルによる再現性確認 (5 / 9)

特性化波源モデルのパラメータ

- 「3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデル」のパラメータは以下のとおり。



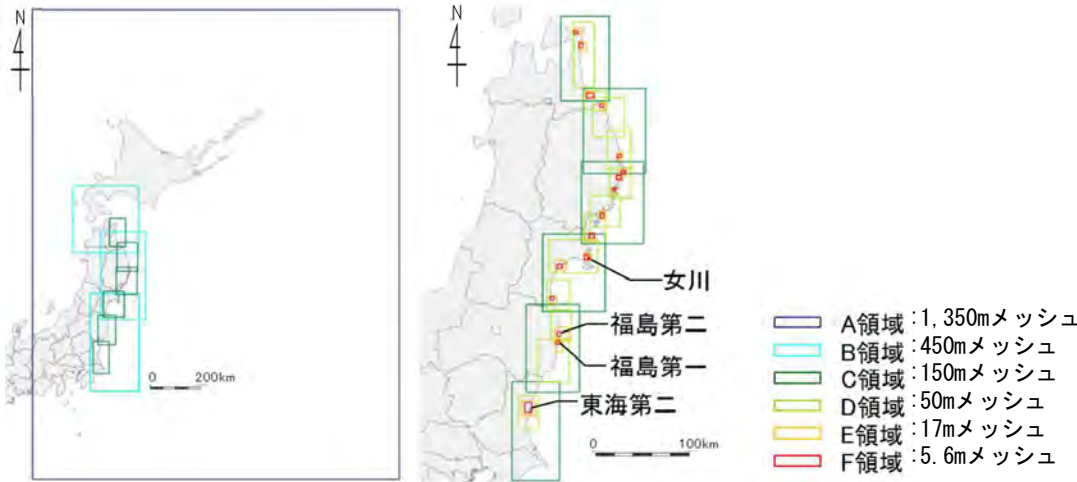
3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデルのパラメータ

		3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデル【モデル化後の値】	備考【設計値】
モーメントマグニチュード Mw		9.13	9.11
面積 S (km <sup>2</sup> )		129,034	—
平均応力降下量 Δσ (MPa)		3.26	3.1
剛性率 μ (N/m <sup>2</sup> )		$5.0 \times 10^{10}$	—
地震モーメント M <sub>0</sub> (N・m)		$6.21 \times 10^{22}$	$5.90 \times 10^{22}$
平均すべり量 D (m)		9.62	9.14
すべり量	背景領域 (m) (面積及び面積比率)	3.02 (72,841km <sup>2</sup> , 56.5%)	3.02 (77,420km <sup>2</sup> , 60%)
	大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	12.80 (35,497km <sup>2</sup> , 27.5%)	12.80 (32,259km <sup>2</sup> , 25%)
	超大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	27.43 (20,696km <sup>2</sup> , 16.0%)	27.43 (19,355km <sup>2</sup> , 15%)
ライズタイム τ (s)		60	—

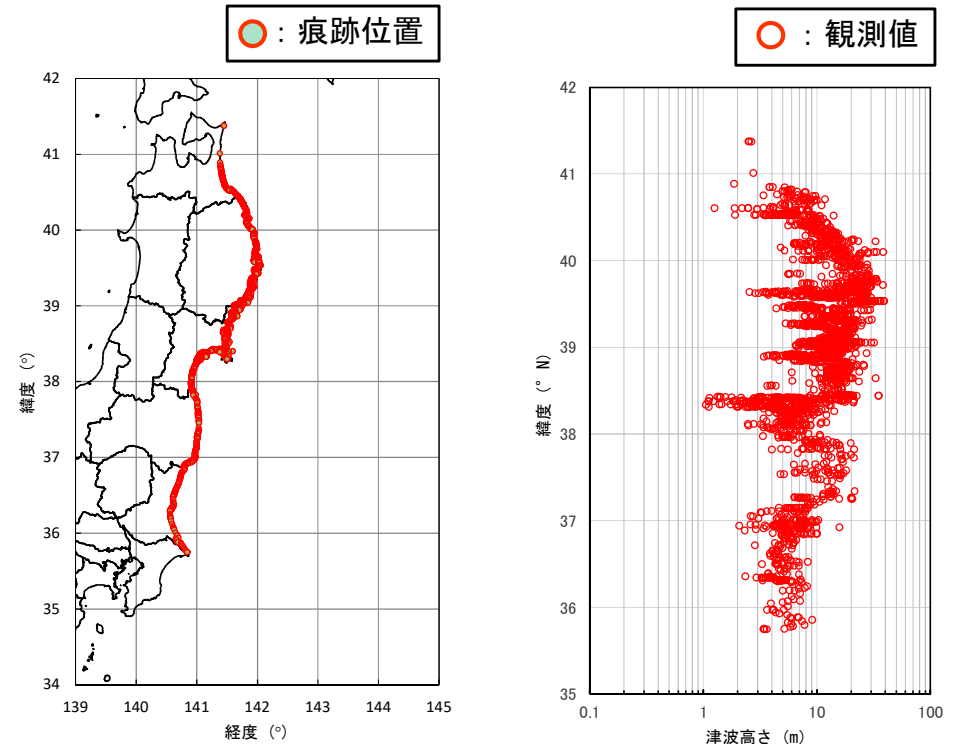
3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデルによる再現性確認 (6 / 9)

津波痕跡高

- 「3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデル」による計算津波高との比較対象とする津波痕跡高の範囲は、杉野ほか(2014)<sup>(40)</sup>を参考に、3.11地震の津波波源に直接面した沿岸の青森県北部～茨城県南部とした。



杉野ほか(2014)<sup>(40)</sup>の計算領域  
杉野ほか(2014)<sup>(40)</sup>に一部加筆



青森県北部～茨城県南部における3.11地震に伴う津波痕跡高※  
東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ (2012)

※：津波特性を把握するために十分な痕跡数を確保する観点から、海岸線沿いから1,000m以内、信頼度Aのデータ(総数：2,686)を用いる。

3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデルによる再現性確認 (7 / 9)

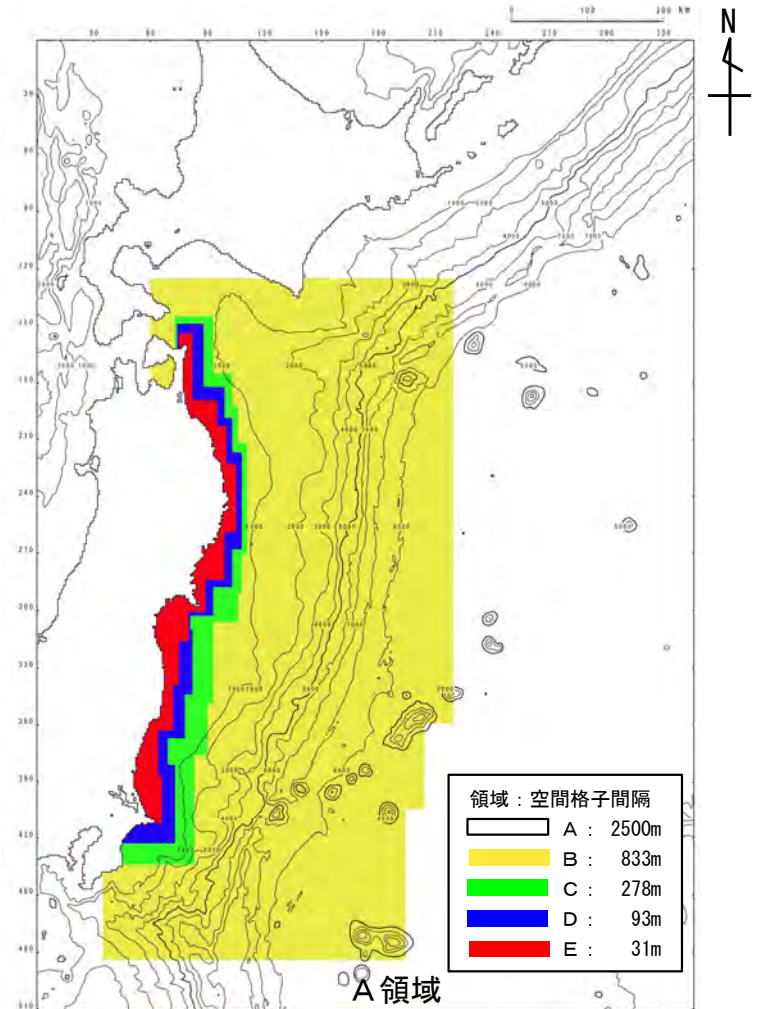
津波解析条件

- 再現性を確認する数値シミュレーションの主な計算条件は以下のとおり。

主な計算条件

項目 \ 領域	A領域	B領域	C領域	D領域	E領域
計算格子間隔 $\Delta s$	2.5 km	833m (2500/3)	278m (2500/9)	93m (2500/27)	31m (2500/81)
計算時間間隔 $\Delta t$	0.1秒				
基礎方程式	線形長波式	非線形長波式(浅水理論)			
沖合境界条件	自由透過	外側の格子領域と水位・流量を接続			
陸側境界条件	完全反射条件	完全反射条件 (海底露出を考慮)	小谷ほか(1998) <sup>(63)</sup> の 遡上境界条件		
外力条件	波源モデルを用いてMansinha and Smylie(1971) <sup>(64)</sup> の方法により計算される海底面変位を海面上に与える。				
海底摩擦	考慮しない	マンニングの粗度係数 $n = 0.03m^{-1/3} s$ (土木学会(2016) <sup>(62)</sup> より)			
水平渦動粘性係数	考慮しない				
潮位条件	T. P. -0.40m (地震発生時の潮位)				
計算時間	津波発生後4時間				

注：海域地形モデル  
A領域：ETPO  
B領域～E領域：M7000シリーズ



計算領域とその水深及び格子分割

3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデルによる再現性確認 (8 / 9)

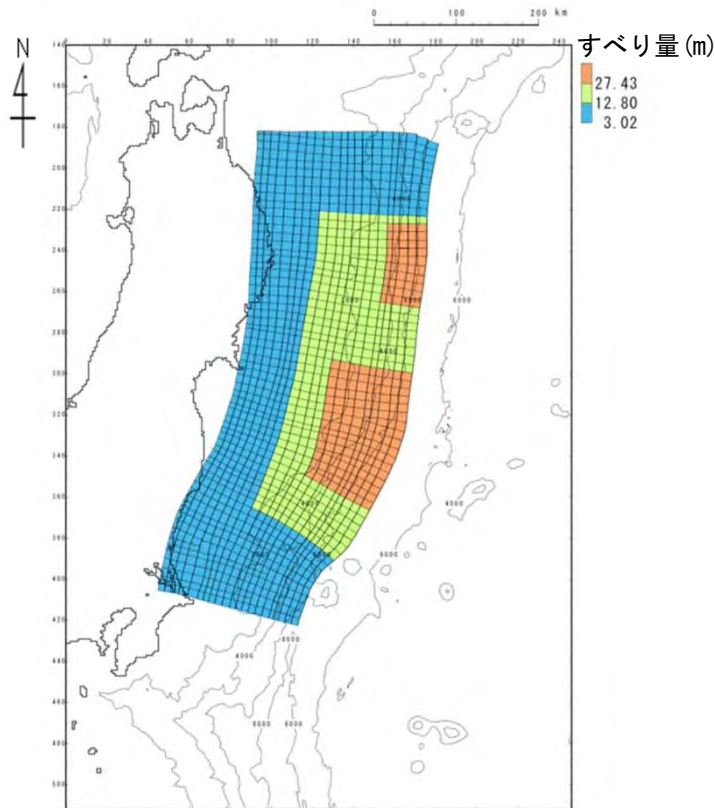
再現性の確認結果

- 「3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデル」による計算津波高と青森県北部～茨城県南部における3.11地震の津波痕跡高とを比較した結果,  $K=0.99$ ,  $\kappa=1.40$ であり再現性は良好であることを確認した。

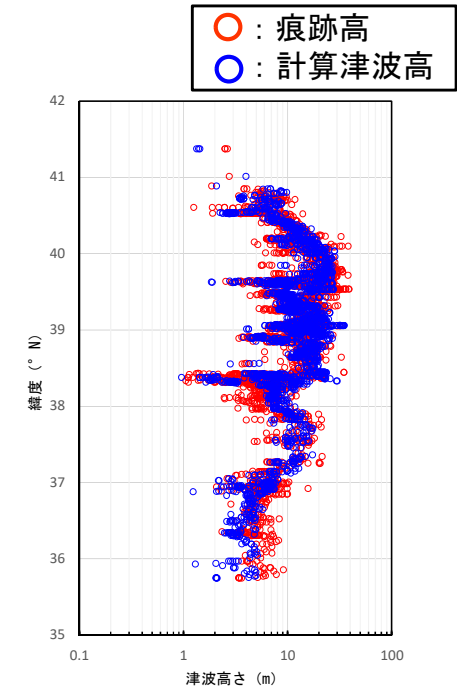
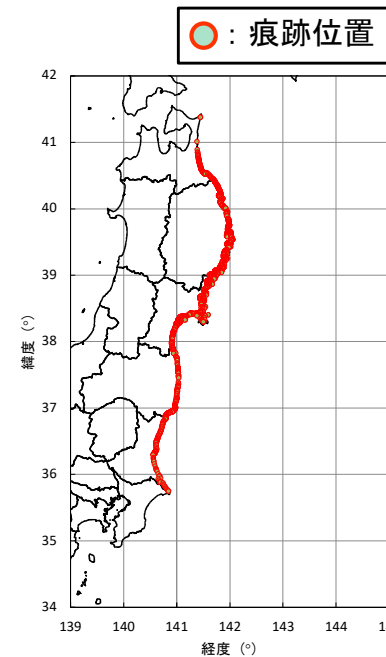
【痕跡高の再現性の確認結果】

	K	$\kappa$	n
3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデル	0.99	1.40	2,686

※：再現性の目安  $0.95 < K < 1.05$ ,  $\kappa < 1.45$  (土木学会 (2016) (62))



3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデル



痕跡高と計算津波高の比較

3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデルによる再現性確認 (9/9)

まとめ

- 「3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデル」は、青森県北部～茨城県南部における3.11地震の津波痕跡高を良好に再現することができるモデルであり、広域の津波特性（津波痕跡高）を適切に考慮できるモデルであることを確認した。

(余白)

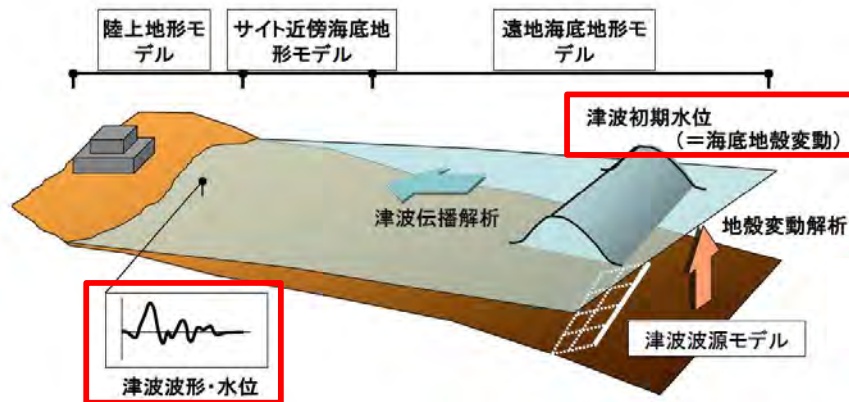
3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルによる再現性確認 (1/8)

検討方針

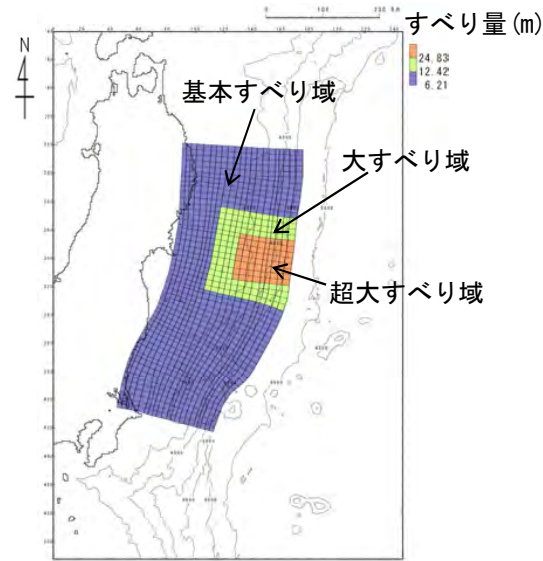
- 「3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデル」(P.4.1-14参照)※が、大すべり域の破壊特性を適切に考慮しているかを確認するために、杉野ほか(2013)<sup>(39)</sup>を参考に、破壊特性が表れる震源域の地殻変動量(プレート境界の破壊)及び沖合の観測波形(津波伝播)について、3.11地震の実現象とシミュレーション結果とを比較しモデルの妥当性を示す。
- ここで、地震モーメントの設定方法の違いによる影響を確認するために、大すべり域、超大すべり域を設定することに伴う地震モーメントの補正を、波源モデルの全領域のすべり量で行っている「3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデル」※と「背景領域により地震モーメントを補正した特性化モデル(内閣府(2012)<sup>(38)</sup>に基づくモデル)」※とを比較して前者の妥当性を示す。

【確認項目】

- 地殻変動量(プレート境界の破壊)
- 沖合の観測波形(津波伝播)

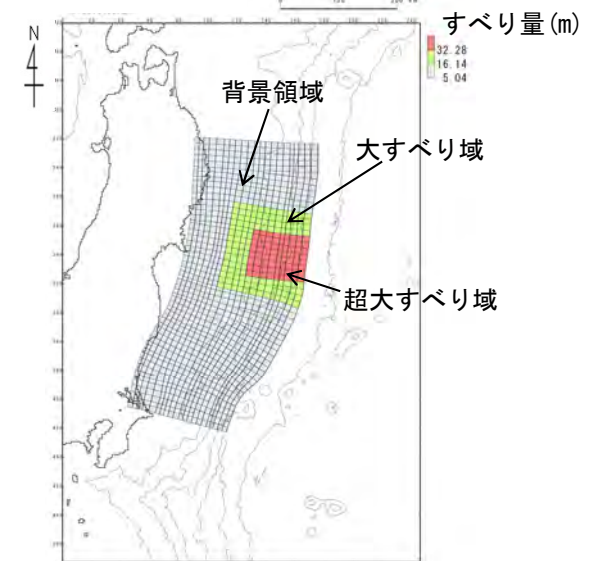


杉野ほか(2013)<sup>(39)</sup>に一部加筆



3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデル※

(全域で地震モーメントを補正した特性化波源モデル)



背景領域により地震モーメントを補正した特性化モデル※

(内閣府(2012)<sup>(38)</sup>に基づくモデル)

※各特性化波源モデルの設定方法及びパラメータはP.4.1-14, P.4.1-15参照。

3. 11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルによる再現性確認 (2/8)

第994回審査会合  
資料3-2 P. 4.1-14再掲

特性化波源モデルの設定方法

(1) 巨視的波源特性：想定波源域の設定

- 大すべり域の破壊特性（地震特性）を特性化波源モデルに反映する観点から、想定波源域は地震調査研究推進本部（2019）<sup>(17)</sup>による「東北地方太平洋沖型の地震」の想定波源域と同様に、岩手県沖南部～茨城県沖に設定した。

(2) 微視的波源特性：大すべり域・超大すべり域の設定

- 世界のM9クラスの超巨大地震の解析事例の調査に基づき大すべり域・超大すべり域のすべり量及び全体面積に占める面積比率を示している内閣府（2012）<sup>(38)</sup>を参照した。（P. 3.1-18, P. 3.2-21参照）
  - 大すべり域：津波断層の平均すべり量の2倍，全体面積の20%程度（超大すべり域を含む）
  - 超大すべり域：津波断層の平均すべり量の4倍，全体面積の5%程度
- 大すべり域・超大すべり域の配置及び面積は，震源の全体的な破壊の動きをとらえていると考えられる長周期観測地震動に基づいて推定された震源モデル（Wu et al. (2012)<sup>(65)</sup>）のすべり分布を参考に設定した。

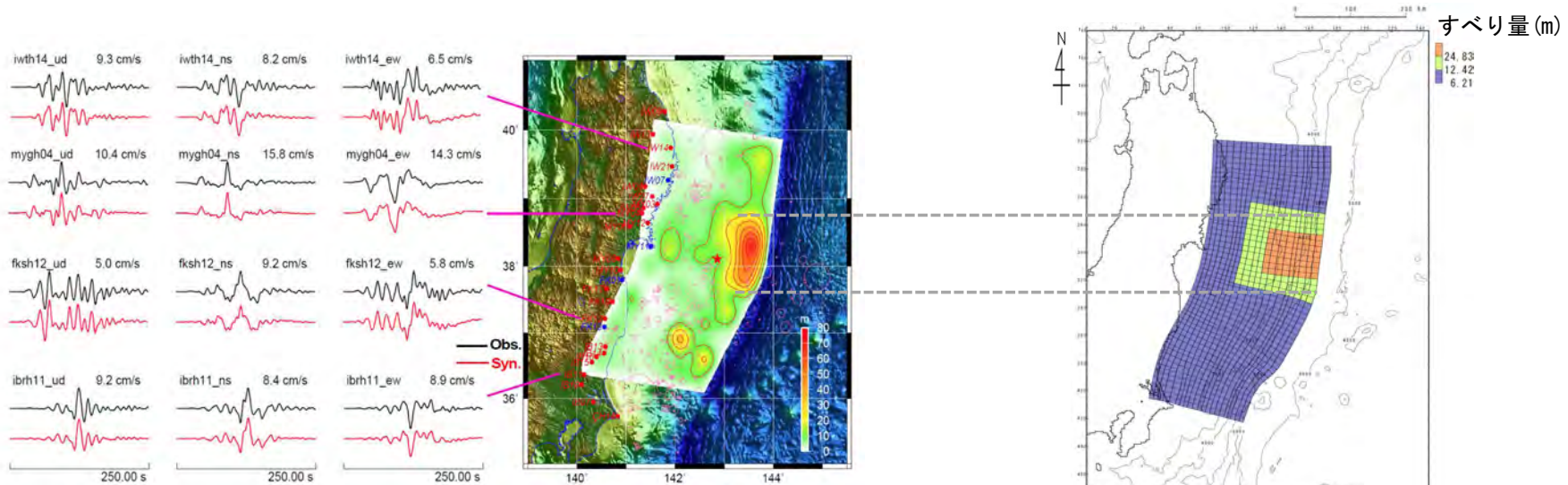


Figure 2. Waveform comparison and slip distribution map. Left: Comparison of synthetic waveforms (red) with the observation data (black); Right: Slip distribution inferred from the long-period seismic waves (<0.1Hz).

長周期地震動に基づくすべり分布  
Wu et al. (2012)<sup>(65)</sup>に一部加筆

3. 11地震における宮城県沖の  
破壊特性を考慮した特性化モデルのすべり分布  
(全域で地震モーメントを補正した特性化波源モデル)



3. 11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルによる再現性確認 (3/8)

特性化波源モデルのパラメータ

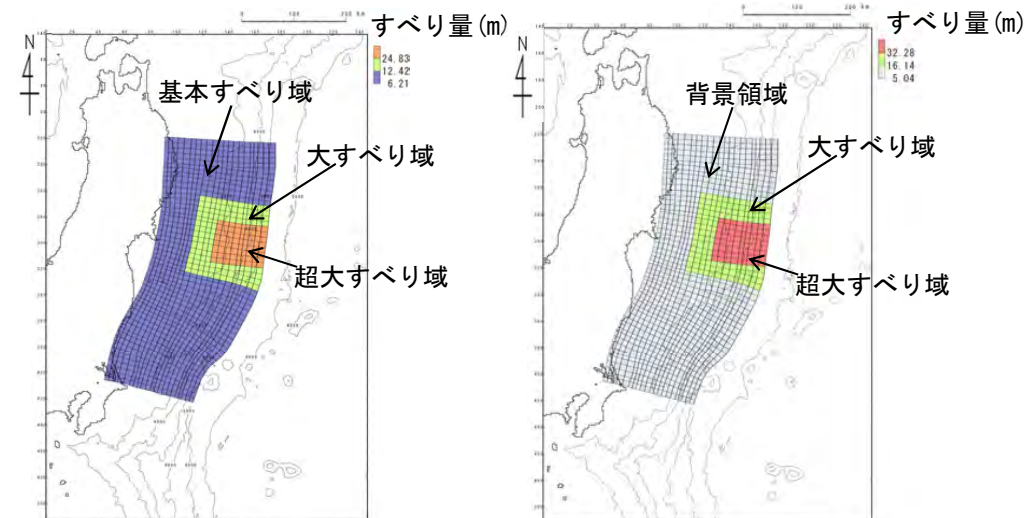
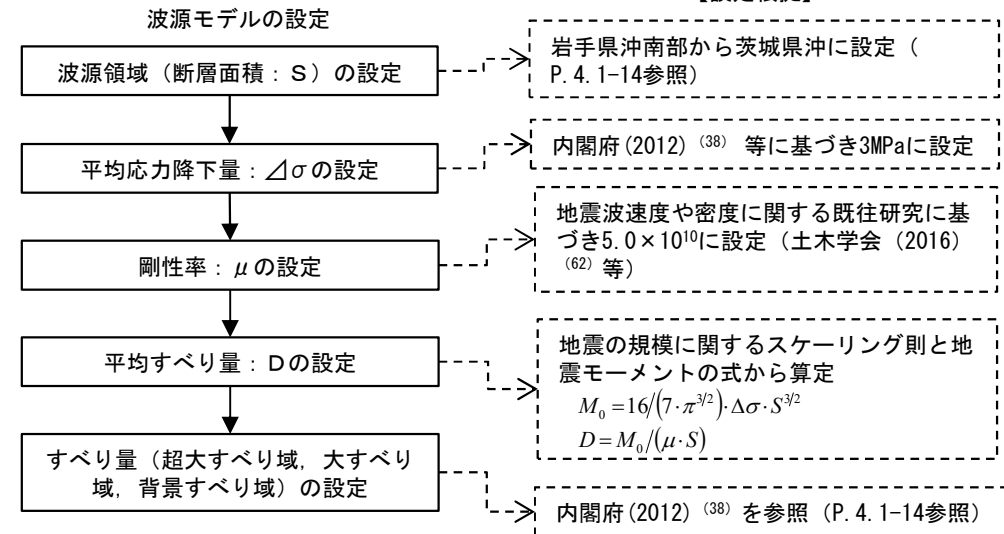
- 「3. 11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデル」及び「背景領域により地震モーメントを補正した特性化モデル」のパラメータは以下のとおり。

特性化波源モデルのパラメータ

	3. 11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデル (全域で地震モーメントを補正した特性化波源モデル) 【モデル化後の値】	備考 【設計値】	背景領域により地震モーメントを補正した特性化モデル (内閣府 (2012) <sup>(38)</sup> に基づくモデル) 【モデル化後の値】	備考 【設計値】
モーメントマグニチュード Mw	9.04	9.02	9.04	9.02
面積 S (km <sup>2</sup> )	107,357	—	107,357	—
平均応力降下量 Δσ (MPa)	3.13	3	3.18	3
剛性率 μ (N/m <sup>2</sup> )	5.0 × 10 <sup>10</sup>	—	5.0 × 10 <sup>10</sup>	—
地震モーメント Mo (N・m)	4.52 × 10 <sup>22</sup>	4.33 × 10 <sup>22</sup>	4.59 × 10 <sup>22</sup>	4.33 × 10 <sup>22</sup>
平均すべり量 D (m)	8.43	8.07	8.55	8.07
すべり量	基本すべり域 (m) (面積及び面積比率)	6.21 (85,165km <sup>2</sup> , 79.3%)	6.21 (85,885km <sup>2</sup> , 80%)	—
	背景領域 (m) (面積及び面積比率)	—	—	5.04 (85,165km <sup>2</sup> , 79.3%)
	大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	12.42 (14,114km <sup>2</sup> , 13.2%)	12.42 (16,104km <sup>2</sup> , 15%)	16.14 (14,114km <sup>2</sup> , 13.2%)
	超大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	24.83 (8,078km <sup>2</sup> , 7.5%)	24.83 (5,368km <sup>2</sup> , 5%)	32.28 (8,078km <sup>2</sup> , 7.5%)
ライズタイム τ (s)	60	—	60	—

【設定フロー】

【設定根拠】



3. 11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデル (全域で地震モーメントを補正した特性化波源モデル)

背景領域により地震モーメントを補正した特性化モデル (内閣府 (2012) <sup>(38)</sup> に基づくモデル)

3. 11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルによる再現性確認 (4/8)

第994回審査会合  
資料3-2 P.4.1-16再掲

3. 11地震の地殻変動量 (地球物理学的知見)

- 3. 11地震の震源付近の地殻変動量として, Fujiwara et al. (2011)<sup>(66)</sup>では, 3. 11地震前後の海底地形データの比較から, 宮城県沖の海溝軸付近において, 水平方向に50~56m, 上下方向 (水平変位に伴う鉛直変位も含む) に11m ( $\sigma=8.53$ ) ~16m ( $\sigma=9.35$ ) の変位が生じたとされている。

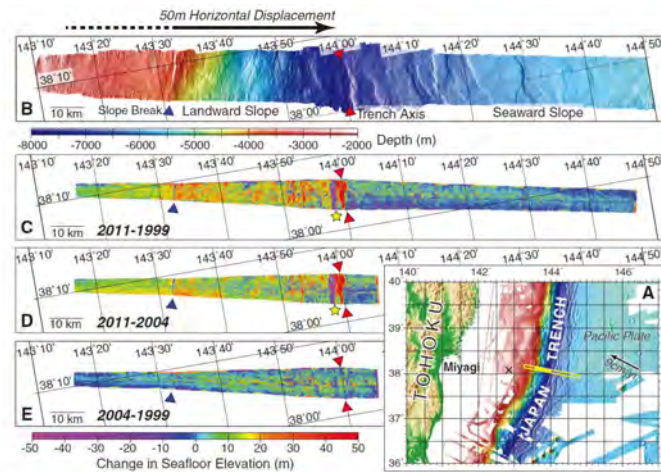


Fig. 1. Changes in sea-floor elevation between bathymetric data before and after the 2011 Tohoku-Oki earthquake. (A) Location map with bathymetric survey track shown as yellow line. Coseismic horizontal displacement is estimated over the landward slope indicated by solid portion of yellow line. Cross shows the epicenter. (B) Multibeam bathymetry collected in 2011. Red triangles mark the trench axis; the blue triangle marks the landward slope break. Change in sea-floor elevation by subtracting the 1999 bathymetric data from the 2011 data (C), the 2004 data from the 2011 data (D), and the 1999 data from the 2004 data (E). The yellow star marks location of probable submarine landslide.

調査位置図 (Fujiwara et al. (2011)<sup>(66)</sup>)

陸側斜面及び海側斜面の地震時の変位

Table S1.

Estimated coseismic displacements caused by the 11 March 2011 Tohoku-Oki Earthquake in the outermost landward slope area, off Miyagi in the Tohoku district.

Survey Years	Landward Slope					Seaward Slope
	Horizontal Displacement		Seafloor Elevation (Fig. 1)	Vertical Displacement	Additional Uplift	Seafloor Elevation
	Distance	Direction				
2011-1999	56 m	113°	+16 m ( $\sigma=9.35$ )	+10 m ( $\sigma=7.50$ )	+6 m	$\pm 0$ m ( $\sigma=5.32$ )
2011-2004	50 m	117°	+11 m ( $\sigma=8.53$ )	+7 m ( $\sigma=7.22$ )	+4 m	$\pm 0$ m ( $\sigma=8.42$ )
2004-1999	20 m	235°	$\pm 0$ m ( $\sigma=7.44$ )	+1 m ( $\sigma=7.26$ )	-1 m	$\pm 0$ m ( $\sigma=8.17$ )

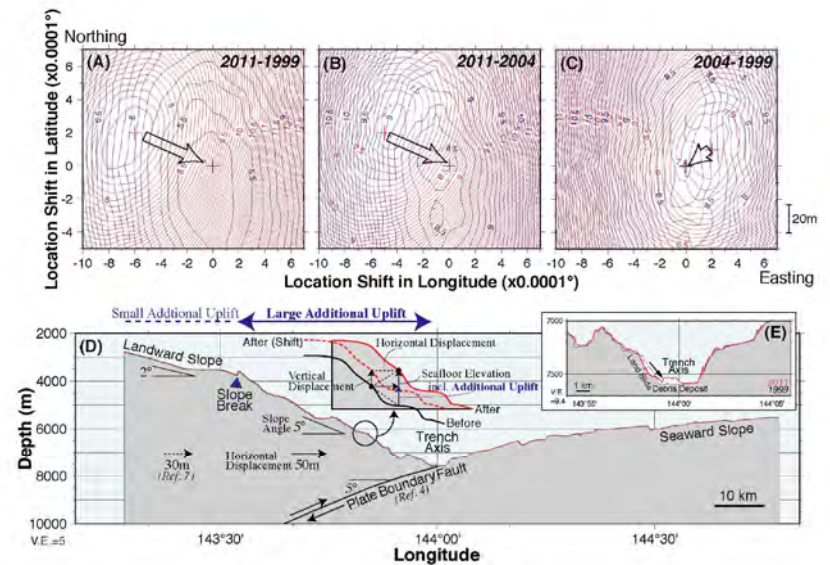


Fig. S1.

Contour maps showing standard deviations ( $\sim$ variances) of depth differences between different surveys for given shifted locations. (A) Comparison between 1999 and 2011 data, (B) comparison between 2004 and 2011 data, and (C) comparison between 2004 and 1999 data, respectively. Red and blue contours show standard deviations of the landward slope and the seaward slopes, respectively. Crosses indicate the minimum peaks of the standard deviations. Arrows show vectors of horizontal shifts from landward to seaward. (D) Schematic cross-section showing coseismic displacement. A sum of a vertical displacement and an additional uplift for a sloping seafloor correspond the observed seafloor elevation changes shown in Fig. 1. The inset is for illustrative purposes (not to scale). (E) Bathymetric cross section at the trench. Red and black indicate 2011 and 1999 data.

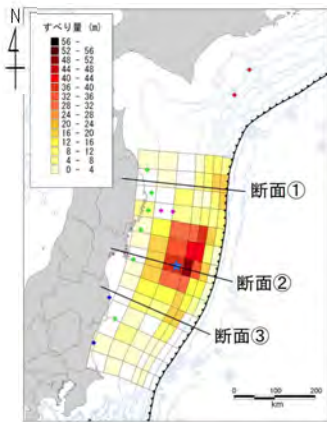
地震時変位の概略断面図 (図 : (D))

3. 11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルによる再現性確認 (5/8)

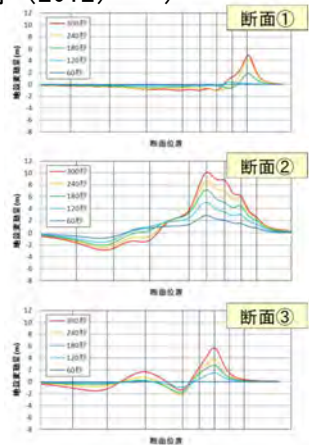
3. 11地震の地殻変動量 (3. 11地震に伴う津波の再現モデル)

- 各機関等で提案されている3. 11地震に伴う津波の再現モデルのうち、津波波形等のインバージョン解析により作成した内閣府 (2012) (38)モデル, Satake et al. (2013) (60)による55枚モデルの地殻変動量から、大すべり域の破壊特性を考慮した際の最大鉛直変位は12m程度であることが確認される。

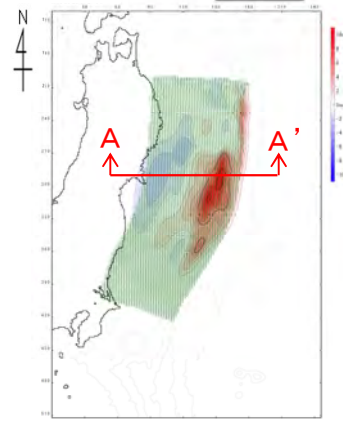
【内閣府 (2012) モデル】 (内閣府 (2012) (38))



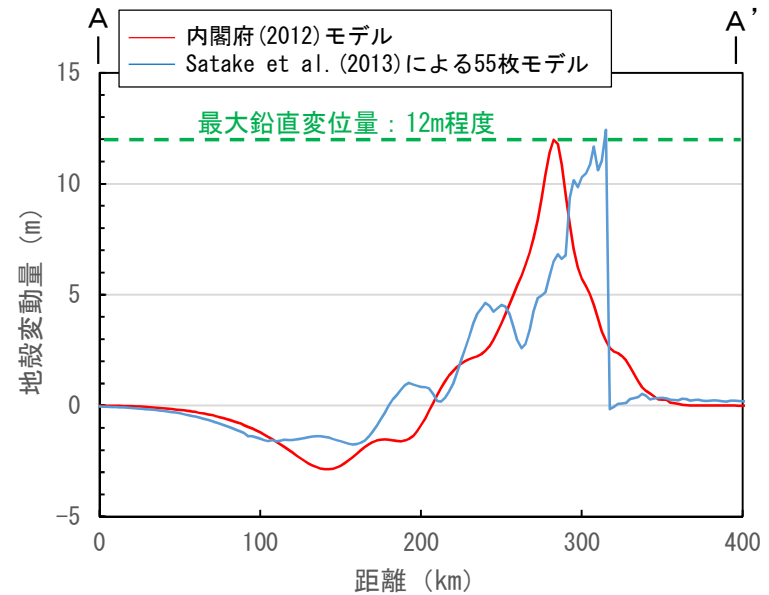
すべり量分布 (合計)



地殻変動量 (上下動) の時間変化  
(ライズタイム: 300s)

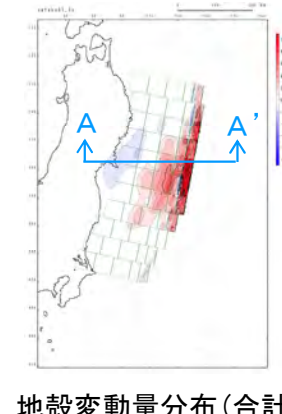
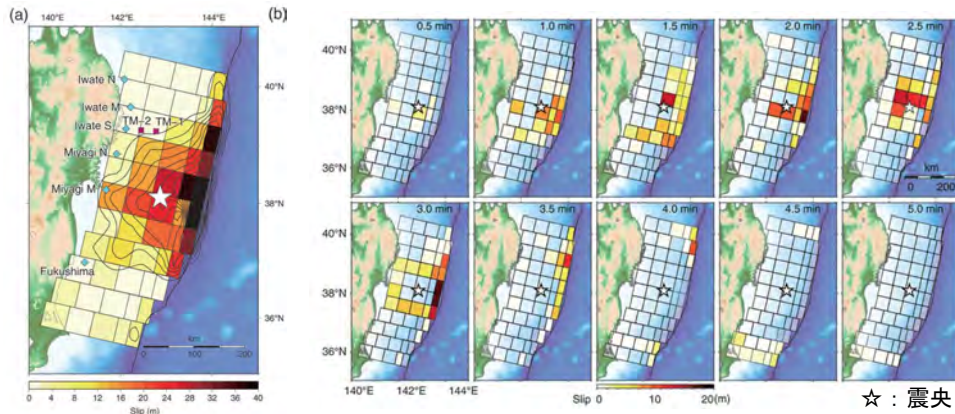


地殻変動量分布 (合計)



地殻変動量 (断面図) (合計)

【Satake et al. (2013) による55枚モデル】 (Satake et al. (2013) (60))



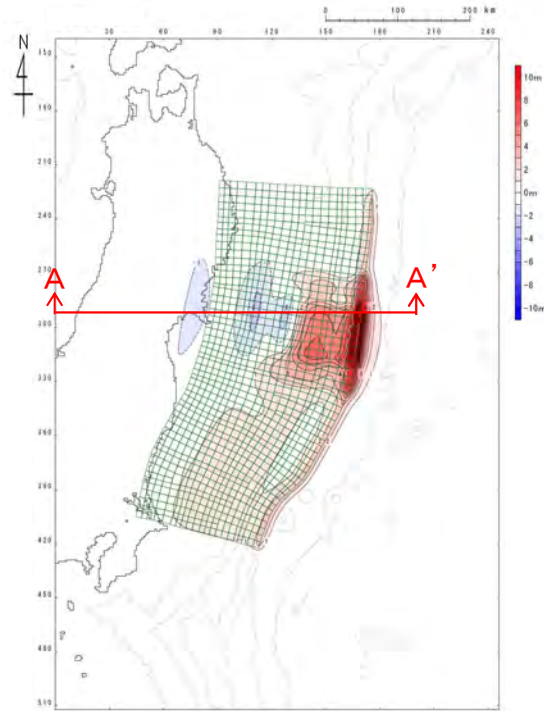
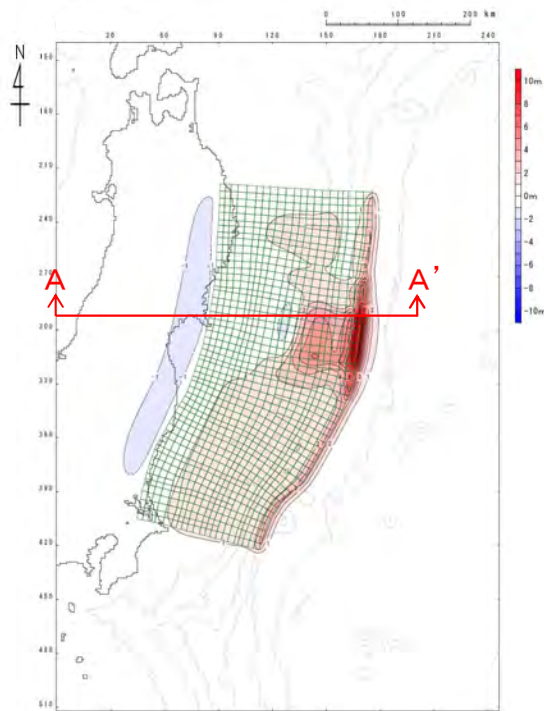
地殻変動量分布 (合計)

- 以上の地球物理学的知見 (P. 4. 1-16) 及び再現モデルによる地殻変動量(上記) から、3. 11地震による震源域の最大鉛直変位は12m程度と考えられる。

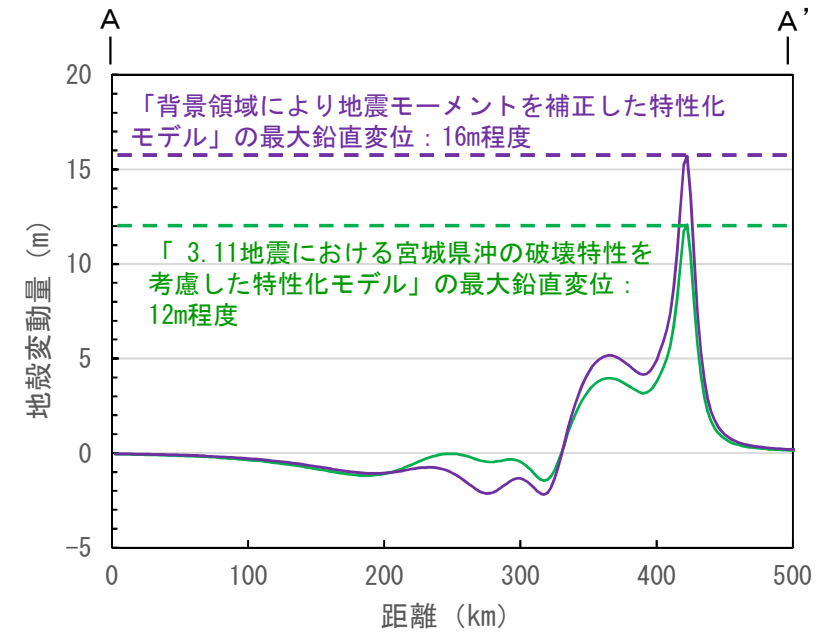
3. 11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルによる再現性確認 (6/8)

地殻変動量 (プレート境界の破壊) の比較

- 「3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデル」の最大鉛直変位は12m程度 (右図) であり, 3.11地震による震源付近の最大鉛直変位 (12m, P.4.1-17参照) と整合的であることを確認した。
- 一方, 「背景領域により地震モーメントを補正した特性化モデル」の最大鉛直変位は16m程度 (右図) であり, 3.11地震による震源付近の最大鉛直変位 (12m, P.4.1-17参照) に比べて大きく, 整合性はやや劣ることを確認した。



— 3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデル  
— 背景領域により地震モーメントを補正した特性化モデル



3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルの地殻変動量分布 (ライズタイム：300s相当)

背景領域により地震モーメントを補正した特性化モデルの地殻変動量分布 (ライズタイム：300s相当)

地殻変動量 (断面図)

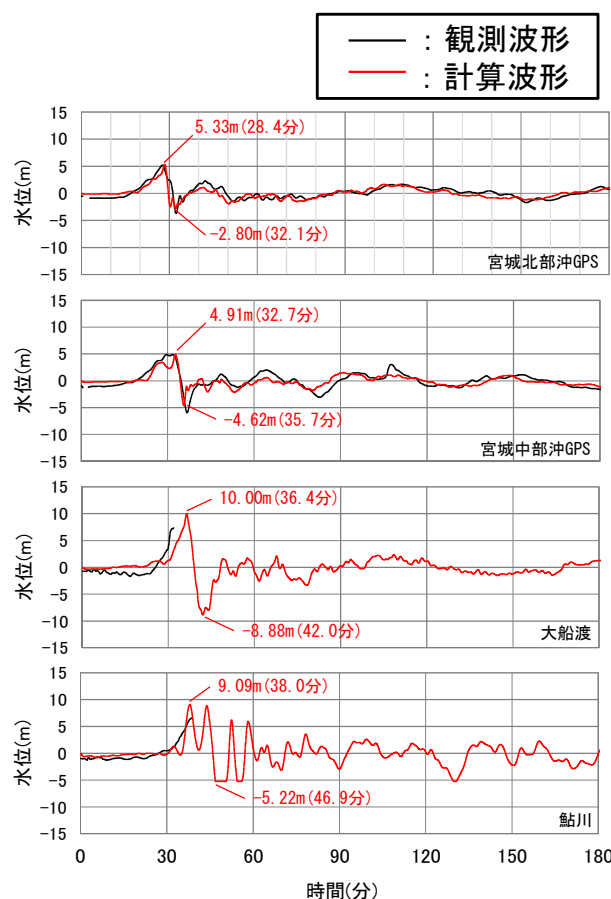
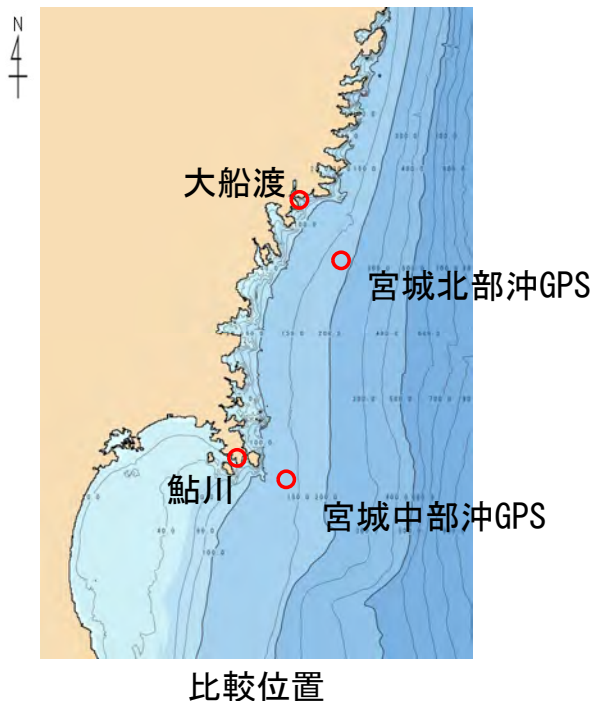
(全域で地震モーメントを補正した特性化波源モデル)

(内閣府 (2012) <sup>(38)</sup> に基づくモデル)

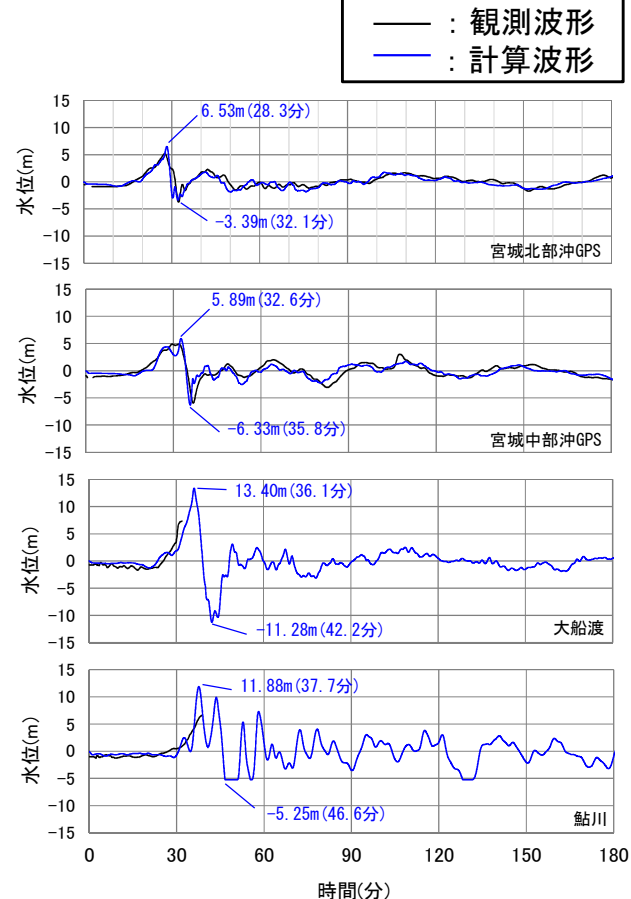
3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルによる再現性確認 (7/8)

沖合の観測波形 (津波伝播) の比較

- 「3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデル」による計算波形は、大すべり域周辺沿岸海域の観測波形に見られる津波特性 (津波水位, 周期, 津波の到達時間) と整合的であることを確認した。
- 一方, 「背景領域により地震モーメントを補正した特性化モデル」は, 周期, 津波の到達時間の整合性は良いものの, 津波水位は相対的に大きく, 整合性はやや劣ることを確認した。



3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデル  
(全域で地震モーメントを補正した特性化波源モデル)



背景領域により地震モーメントを補正した特性化モデル  
(内閣府 (2012) (38) に基づくモデル)

3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルによる再現性確認 (8/8)

まとめ

- 「3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデル」は、3.11地震の大すべり域の地殻変動量（プレート境界の破壊）及び沖合の観測波形（津波伝播）について整合的に説明できるモデルであり、大すべり域の破壊特性を適切に考慮できるモデルであることを確認した。
- 一方、「背景領域により地震モーメントを補正した特性化モデル」では、3.11地震の大すべり域の地殻変動量（プレート境界の破壊）及び沖合いの観測波形（津波伝播）は相対的に大きく、整合性はやや劣ることを確認した。
- 以上より、「3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデル」の設定は妥当であると判断する。

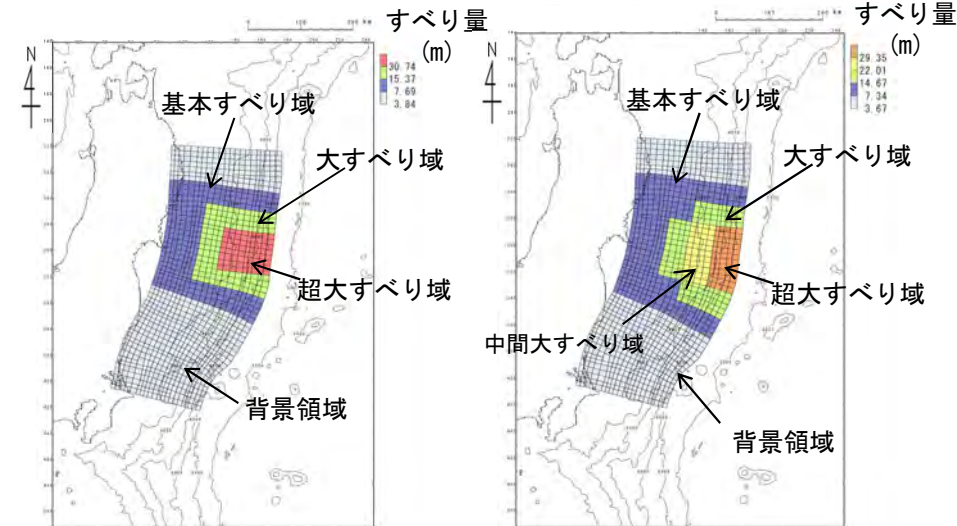
(補足) 3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルによる再現性確認 (1/4)

検討方針

- 「3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデル」に対し、更なる保守性を考慮することを目的として、以下の2つの波源モデルを設定し、これらのモデルが「3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデル」に対して保守的設定となっていることを確認する。これにより「3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデル」を参考に設定した特性化モデルに対し、「基準波源モデル③」及び「基準波源モデル④」が保守的設定となっていることを確認する(本編資料P.2.3.1-6参照)。
- (1) すべりの不確かさを踏まえ、超大すべり域等のすべり量を割り増した波源モデル(以下、「すべり量強調モデル」という。)を設定した。すべり量の割り増しは、背景的領域にすべり量が小さな領域として、基本すべり域のすべり量の半分のすべり量を全体面積の50%に対して考慮し設定した。
- (2) (1)の波源モデルに対し、分岐断層や海底地すべりの影響を考慮した特性化波源モデル(以下、「分岐断層や海底地すべり等が存在する可能性を考慮したモデル」という。)を設定した。

各波源モデルのパラメータ

		(1)すべり量 強調モデル 【モデル化後の値】	備考 【設計値】	(2)分岐断層や海底地すべり 等が存在する可能性を 考慮したモデル 【モデル化後の値】	備考 【設計値】
モーメントマグニチュード Mw		9.04	9.02	9.04	9.02
面積 S (km <sup>2</sup> )		107,357	—	107,357	—
平均応力降下量 Δσ (MPa)		3.11	3	3.17	3
剛性率 μ (N/m <sup>2</sup> )		5.0 × 10 <sup>10</sup>	—	5.0 × 10 <sup>10</sup>	—
地震モーメント Mo (N・m)		4.49 × 10 <sup>22</sup>	4.33 × 10 <sup>22</sup>	4.58 × 10 <sup>22</sup>	4.33 × 10 <sup>22</sup>
平均すべり量 D (m)		8.37	8.07	8.53	8.07
すべり量	基本すべり域 (m) (面積及び面積比率)	7.69 (27,680km <sup>2</sup> , 25.8%)	7.69 (32,207km <sup>2</sup> , 30%)	7.34 (31,800km <sup>2</sup> , 29.6%)	7.34 (32,207km <sup>2</sup> , 30%)
	背景領域 (m) (面積及び面積比率)	3.84 (57,485km <sup>2</sup> , 53.5%)	3.84 (53,678km <sup>2</sup> , 50%)	3.67 (50,682km <sup>2</sup> , 47.2%)	3.67 (53,678km <sup>2</sup> , 50%)
	大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	15.37 (14,114km <sup>2</sup> , 13.2%)	15.37 (16,104km <sup>2</sup> , 15%)	14.67 (13,143km <sup>2</sup> , 12.2%)	14.67 (10,736km <sup>2</sup> , 10%)
	中間大すべり域 (m) (面積及び面積比率)			22.01 (5,531km <sup>2</sup> , 5.2%)	22.01 (5,368km <sup>2</sup> , 5%)
	超大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	30.74 (8,078km <sup>2</sup> , 7.5%)	30.74 (5,368km <sup>2</sup> , 5%)	29.35 (6,201km <sup>2</sup> , 5.8%)	29.35 (5,368km <sup>2</sup> , 5%)
ライズタイム τ (s)		60	—	60	—



(1) すべり量強調モデル

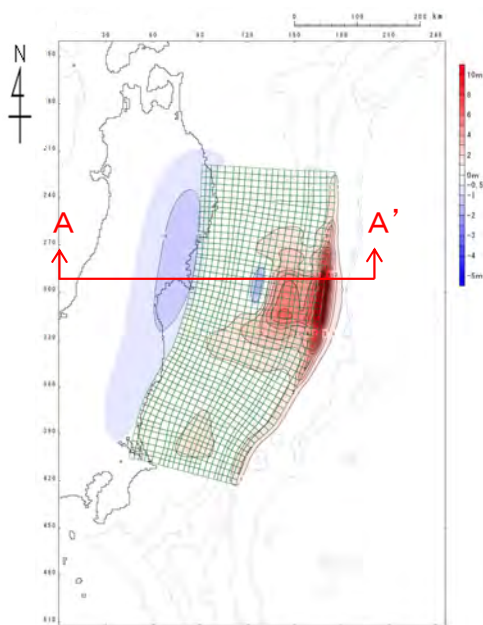
(2) 分岐断層や海底地すべり等  
が存在する可能性を考慮した  
モデル

(補足) 3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルによる再現性確認 (2/4)

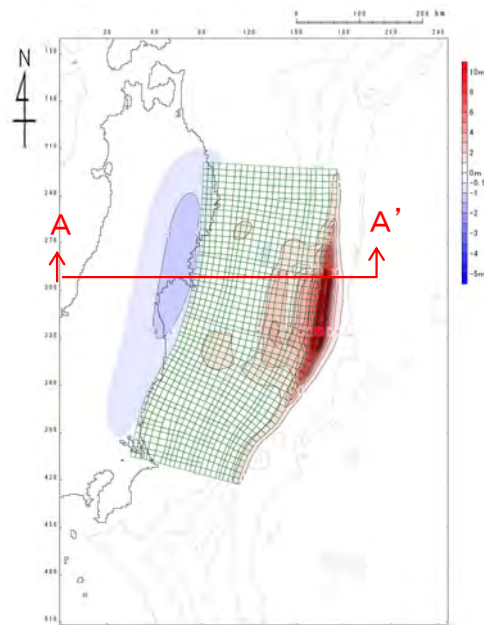
第994回審査会合  
資料3-2 P.4.1-22再掲

地殻変動量 (プレート境界の破壊) の比較

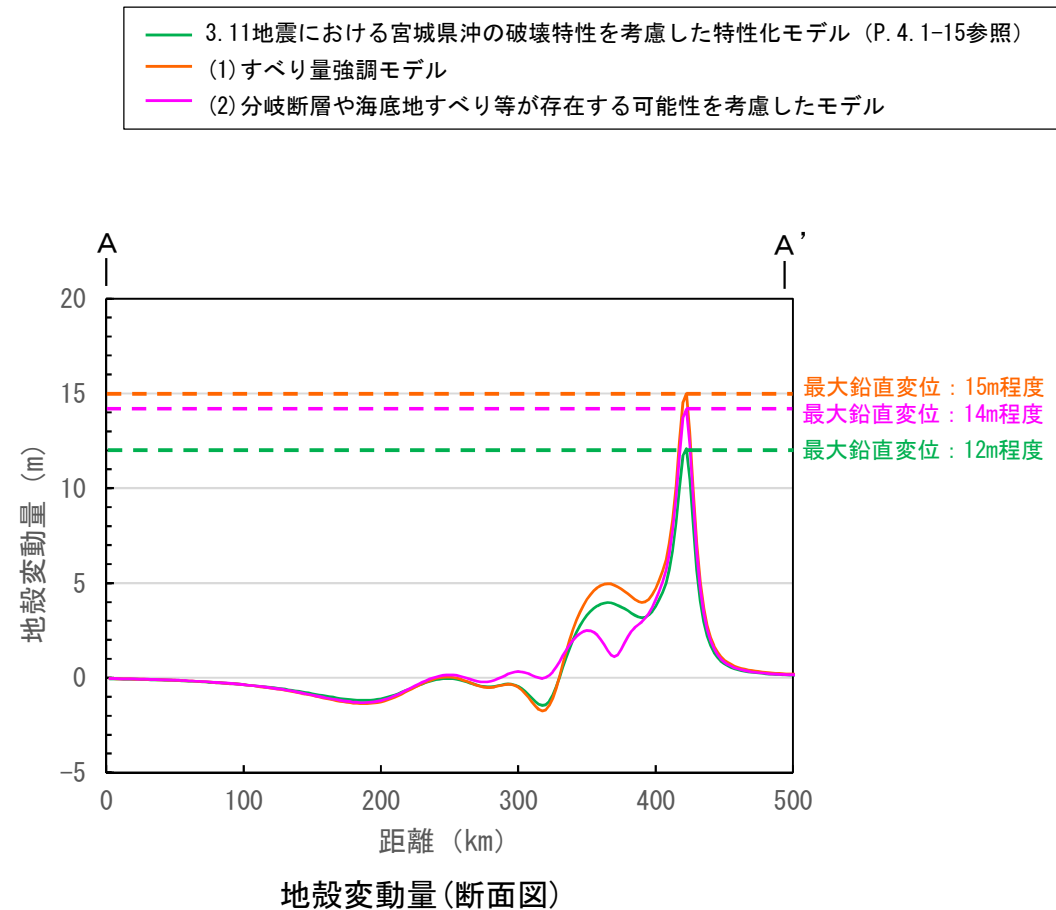
- 「3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデル」(P.4.1-15参照)、「(1)すべり量強調モデル」及び「(2)分岐断層や海底地すべり等が存在する可能性を考慮したモデル」(P.4.1-21参照)の地殻変動量を比較した結果、「(1)すべり量強調モデル」及び「(2)分岐断層や海底地すべり等が存在する可能性を考慮したモデル」の最大鉛直変動量は、「3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデル」による最大鉛直変位(12m, P.4.1-17参照)を上回ることを確認した。



(1) すべり量強調モデルの地殻変動量分布  
(ライズタイム: 300s相当)



(2) 分岐断層や海底地すべり等が存在する可能性を考慮したモデルの地殻変動量分布  
(ライズタイム: 300s相当)





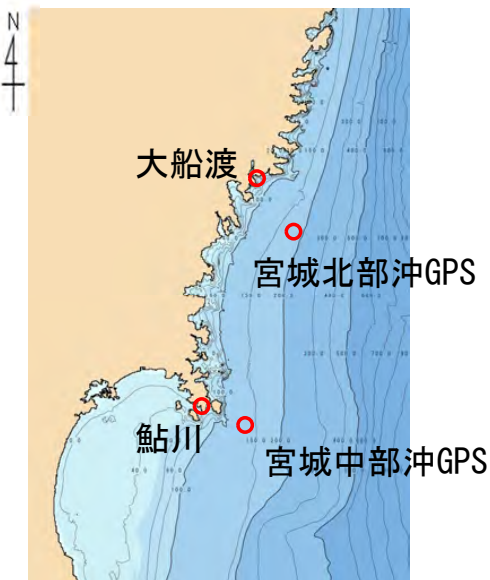
(補足) 3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルによる再現性確認 (3 / 4)

第994回審査会合

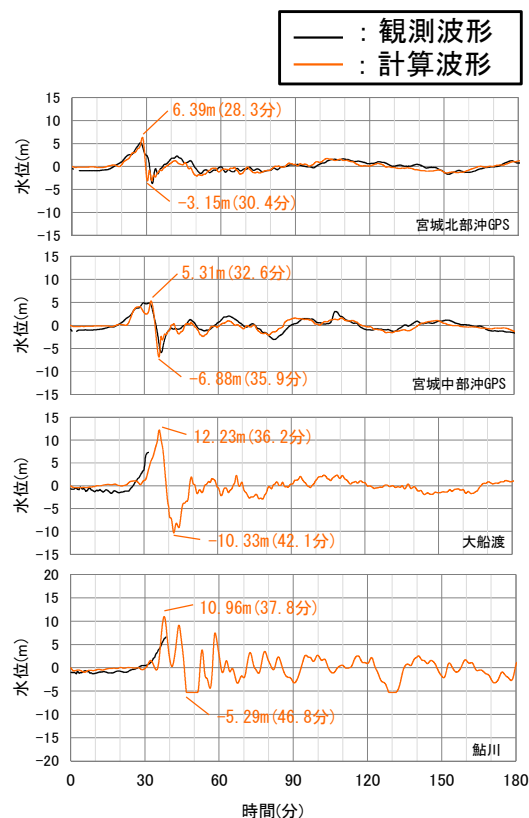
資料3-2 P.4.1-23再掲

沖合の観測波形 (津波伝播) の比較

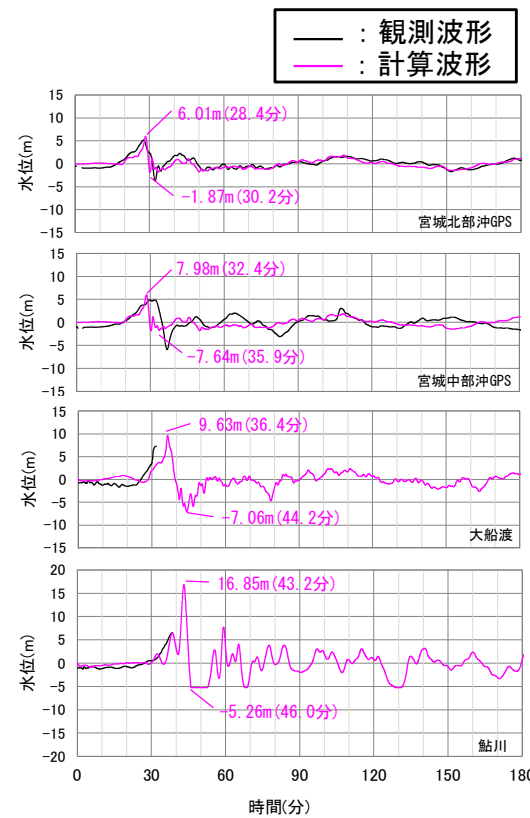
- 「(1)すべり量強調モデル」及び「(2)分岐断層や海底地すべり等が存在する可能性を考慮したモデル」(P.4.1-21参照)の計算津波波形と3.11地震の大すべり域周辺沿岸海域の観測波形を比較した結果、これらの計算津波波形は観測波形に比べ相対的に大きいことを確認した(左図及び中央図参照)。
- 一方、「3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデル」の計算波形と3.11地震の大すべり域周辺沿岸海域の観測波形とは整合的である(右図参照)。



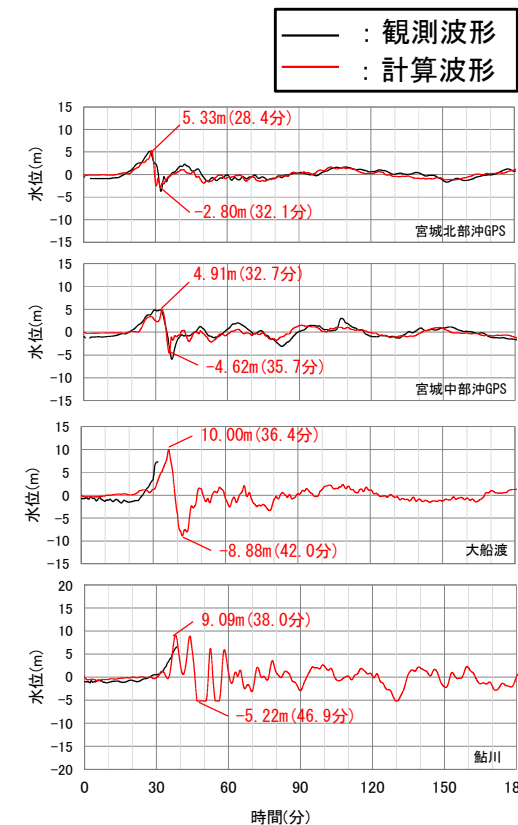
比較位置



(1) すべり量強調モデル



(2) 分岐断層や海底地すべり等が存在する可能性を考慮したモデル



(参考)

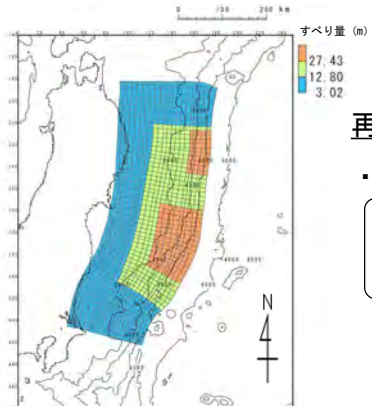
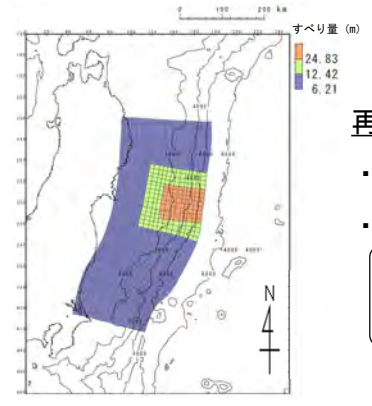
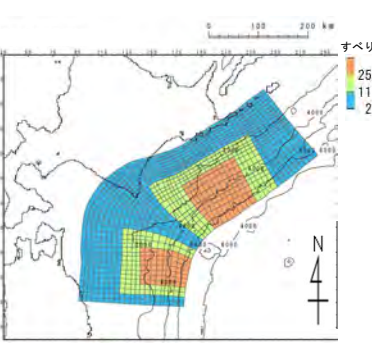
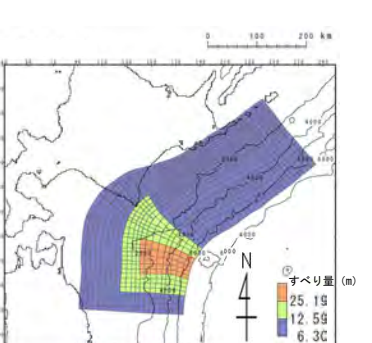
3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデル (P.4.1-19参照)

### まとめ

- 「3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデル」は、3.11地震の大すべり域の地殻変動量（プレート境界の破壊）及び沖合いの観測波形（津波伝播）について整合的に説明できるモデルであり、大すべり域の破壊特性を適切に考慮できるモデルであることを確認した。
- 一方、「(1)すべり量強調モデル」及び「(2)分岐断層や海底地すべり等が存在する可能性を考慮したモデル」の地殻変動量（プレート境界の破壊）及び沖合いの観測波形（津波伝播）は、「3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデル」を上回ることを確認した。
- したがって、「(1)すべり量強調モデル」及び「(2)分岐断層や海底地すべり等が存在する可能性を考慮したモデル」は、「3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデル」に対して保守的設定となっていることを確認した。

(参考) 3.11地震・津波の知見を反映したすべり領域の配置： 3.11地震による津波等の再現性

- 基準波源モデルの設定手順の妥当性を示すことを目的とし、3.11地震による津波等の再現性を踏まえた以下の検討を行い、すべり領域の配置を設定する。
  - 【ステップ1】 3.11地震の発生海域に、3.11地震の津波痕跡高等を再現できる特性化波源モデルを設定する。
  - 【ステップ2】 【ステップ1】で設定した特性化波源モデル設定の考え方を、三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波の波源モデルに反映し、特性化モデルを設定する。

<p>【ステップ1】</p> <p>3.11地震による津波等の再現性を確認</p>	<p>(1)3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデル</p>  <p>再現性確認対象</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>広域の津波痕跡高</li> </ul> <p>青森県北部～茨城県南部</p> <p>既往津波高の数：約2,600個</p> <p>(P. 4.1-10参照)</p>	<p>(2)3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデル</p>  <p>再現性確認対象</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>波源の地殻変動量</li> <li>観測津波波形</li> </ul> <p>沖合GPS波浪計：2箇所</p> <p>陸上潮位計：2箇所</p> <p>(P. 4.1-18, P. 4.1-19参照)</p>
<p>【ステップ2】</p> <p>三陸沖から根室沖のプレート間地震の波源設定に【ステップ1】の考え方を反映</p>	<p>(1)十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の広域の津波特性を考慮した特性化モデル</p>  <p>超大すべり域及び大すべり域の配置・形状及び面積比率を反映</p> <p>⇒この波源モデルに、日本海溝・千島海溝島弧会合部のテクトニクス背景及び地震学駅知見を踏まえた更なる保守性を考慮し、基準波源モデル①を設定</p>	<p>(2) 3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデル</p>  <p>超大すべり域及び大すべり域の配置・形状及び面積比率を反映</p> <p>⇒ この波源モデルに、3.11地震を踏まえた更なる保守性を考慮し、基準波源モデル③④を設定</p>

(余白)

# 目 次

1. 津波堆積物調査（現地調査）
2. 日本海東縁部に設定された地方自治体による波源モデル
3. 2011年東北地方太平洋沖地震を始めとするM9クラスの超巨大地震から得られた知見
  - 3-1. 2011年東北地方太平洋沖地震から得られた知見
  - 3-2. 世界のM9クラスの超巨大地震から得られた知見の整理
  - 3-3. まとめ
4. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波
  - 4-1. 2011年東北地方太平洋沖地震による津波等の再現性確認
  - 4-2. 分岐断層に関する検討
  - 4-3. ライズタイムの影響検討
  - 4-4. 動的破壊特性の不確かさの影響確認
5. チリ沖に想定される地震に伴う津波の影響検討
6. 陸上の斜面崩壊に起因する津波
  - 6-1. 地すべり地形分布図
  - 6-2. 二層流モデルの適用性について
7. 海底地すべりに起因する津波
  - 7-1. 急傾斜部を対象とした地形判読
  - 7-2. 海底地すべり海上音波探査記録
  - 7-3. 海底地すべり地形崩壊量算定
  - 7-4. ハワイ付近の海底地すべりの影響について
8. 火山現象に起因する津波
  - 8-1. kinematic landslideモデルによる追加検討
9. 津波発生要因の組合せに関する検討
  - 9-1. 組合せ対象地すべりエリアの選定
  - 9-2. 線形足し合せ水位評価地点の妥当性確認
10. 津軽海峡・発電所専用港湾及び津波の周期特性
  - 10-1. 検討方法
  - 10-2. 日本海側からの津波に対する検討
  - 10-3. 太平洋側からの津波に対する検討
  - 10-4. まとめ
11. 津波の伝播特性について

## 4-2. 分岐断層に関する検討（1 / 5）



基準波源モデル⑤⑥が分岐断層の影響も考慮されたモデルとなっていることを確認するため、分岐断層に関する検討を実施した。



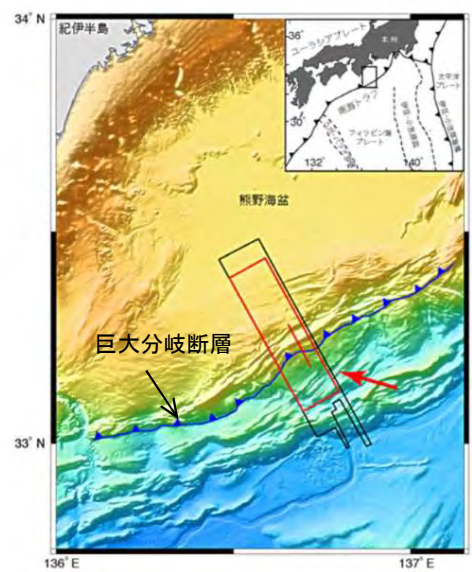
## 4-2. 分岐断層に関する検討 (2 / 5)

### 分岐断層に関する知見の整理 (1 / 3) : 分岐断層の分布

- 南海トラフの地下構造は、フィリピン海プレートが日本列島の下に沈み込み、付加体※が発達しているとされている。  
※海洋プレートが陸側のプレートの下に沈み込む際に海洋底堆積物が陸側に押しつけられ、くさび状に堆積物が厚くなっている場所。
- 紀伊半島沖熊野灘付近における付加体の底面にはプレート境界断層とそこから枝分かれする分岐断層が存在する。また、同分岐断層は、たとえば1944年の東南海地震時に津波を引き起こした要因と考えられているとされている。

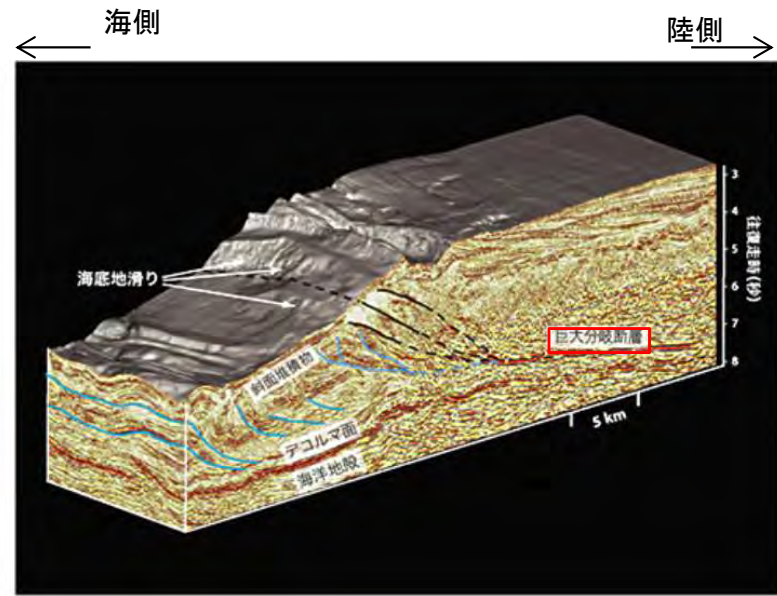
JAMSTEC (2007) <sup>(67)</sup>, (2011) <sup>(68)</sup> による

一方、日本海溝沿い及び千島海溝沿いについては、南海トラフのように海底下の地質構造と関連付けた津波を発生させる分岐断層の存在を示す文献は確認されない。



調査範囲

黒枠：調査範囲  
赤枠：右図(図化範囲 (矢印は視線方向))



地質構造図

三次元反射法音波探査による地質構造

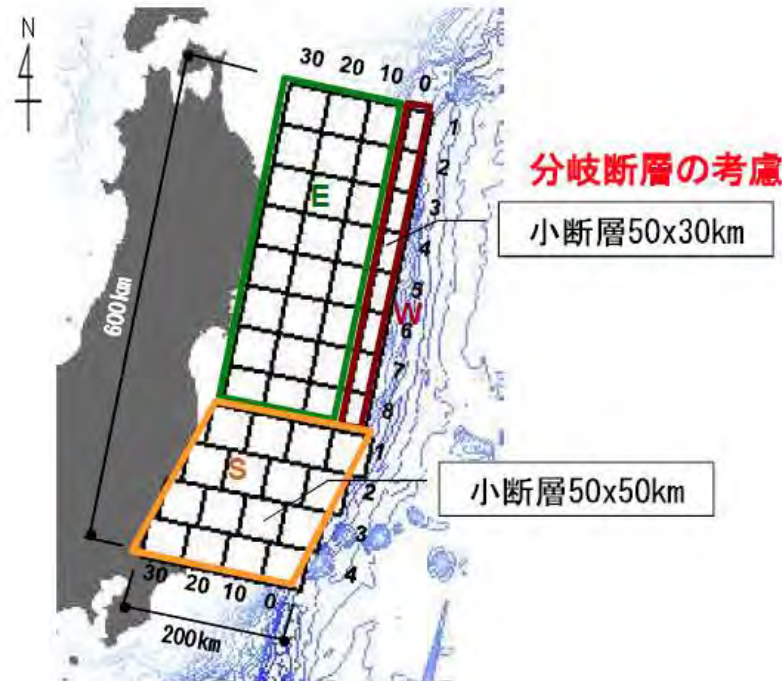


## 4-2. 分岐断層に関する検討 (3 / 5)

### 分岐断層に関する知見の整理 (2 / 3) : 津波波源モデル

- 杉野ほか (2013) <sup>(39)</sup> では, 3.11地震に伴う津波の沖合い観測波形に見られた短周期と長周期の異なる性質の波形のうち, 短周期波形の発生要因として分岐断層の可能性を考慮して津波波源モデルを設定している\*。

\*「ただし, 最新の調査によるとこの部分ではプレート境界が滑ったとする報告があり, 分岐断層によるものではない可能性もあることを付け加えておく。」とも記載されている。



津波波源モデルの小断層の配置

杉野ほか (2013) <sup>(39)</sup> より

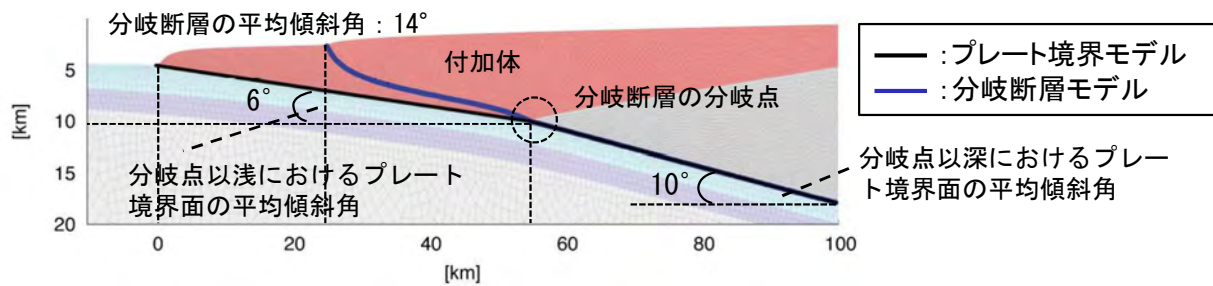




# 4-2. 分岐断層に関する検討 (4 / 5)

## 分岐断層に関する知見の整理 (3 / 3) : 波源特性

- ・ 奥村・後藤 (2013) <sup>(69)</sup> による南海トラフの熊野灘外縁部に認められる分岐断層に係る断層破壊シミュレーション※<sup>1</sup>, 並びに同シミュレーションから得られる地殻変動の最終変位を波源の初期波形とした津波伝播シミュレーション※<sup>2</sup>から, 分岐断層に伴う特性は以下のとおり整理される。
  - 分岐断層破壊シナリオに伴う津波は, プレート境界破壊シナリオに伴う津波よりも周期 (波長) が短い。
- ・ これは, 分岐断層破壊シナリオの方が, 周期特性が比較的顕著に現れる海溝沿いにおける隆起域の距離が短い (断層幅が狭い) ためと考えられる。



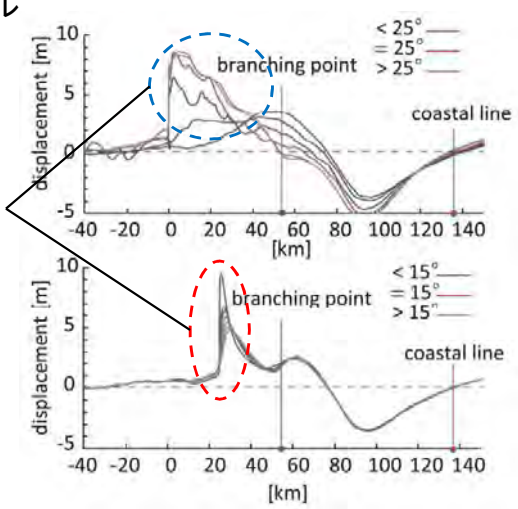
地質構造モデル

※1: 動力学モデル (断層に働く応力状態, 断層面の摩擦特性をモデル化し, すべりそのものを力学に基づいて発生させる方法) を用いて実施。  
ここでは, 分岐断層以浅のプレート境界に破壊が伝播する場合 (プレート境界破壊シナリオ) と, 分岐断層に破壊が伝播する場合 (分岐断層破壊シナリオ) をそれぞれ独立に取り扱っている。  
※2: 非線形長波理論を用いて実施, 空間格子間隔: 50m, 時間格子間隔: 0.1秒, 計算時間: 1.5時間。

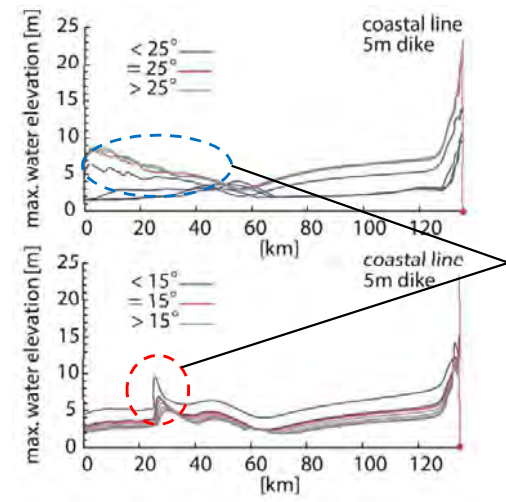
プレート境界破壊シナリオ

分岐断層破壊シナリオでは, プレート境界破壊シナリオに比べ短波長の地殻変動が卓越する。

分岐断層破壊シナリオ



地殻の上下変動の比較



海面の最大変位分布

津波についても分岐断層破壊シナリオでは, プレート境界破壊シナリオに比べ短波長の波形が卓越する。

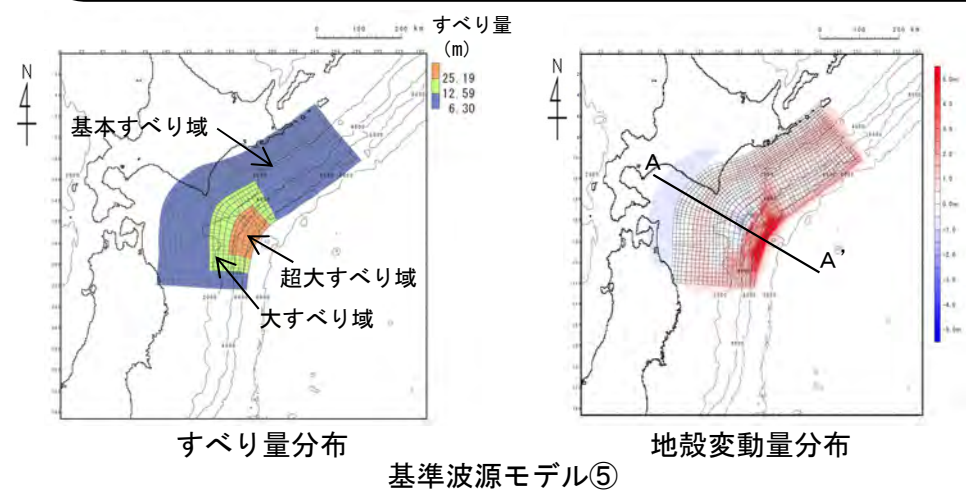
シミュレーション結果



# 4-2. 分岐断層に関する検討 (5 / 5)

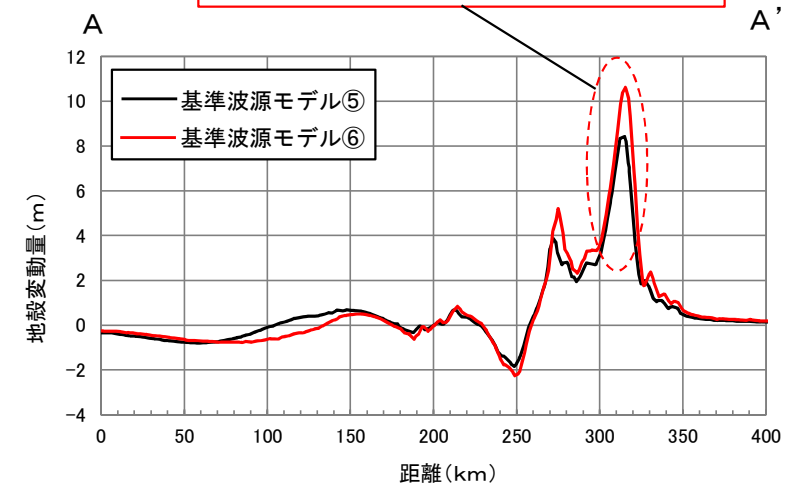
## 分岐断層の影響考慮

- ・ 基準波源モデル⑤及び基準波源モデル⑥の波源域地殻変動量は以下の図に示すとおりであり、基準波源モデル⑥では、下記のとおり基準波源モデル⑤に比べて、分岐断層の影響をより反映したモデルとなっている。
  - ✓ 基準波源モデル⑤及び基準波源モデル⑥共に超大すべり域が浅部に設定されていることから、奥村・後藤 (2013) <sup>(69)</sup> の分岐断層破壊シナリオに伴う地殻変動 (浅部で短波長成分が卓越) に類似する形の地殻変動が考慮されている。
  - ✓ さらに、基準波源モデル⑥は基準波源モデル⑤に比べ、海溝軸付近の短波長の隆起量がより強調されている。

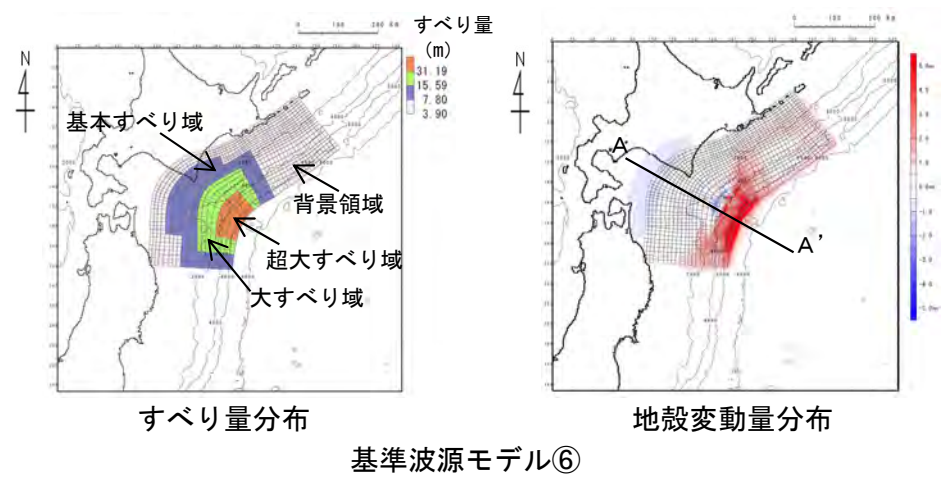


・ 奥村・後藤 (2013) <sup>(69)</sup> の分岐断層シナリオに伴う地殻変動の形に類似

・ 基準波源モデル⑥では、基準波源モデル⑤に比べ、海溝軸付近の短波長成分がより強調されている。



地殻変動量の比較



# 目 次

1. 津波堆積物調査（現地調査）
2. 日本海東縁部に設定された地方自治体による波源モデル
3. 2011年東北地方太平洋沖地震を始めとするM9クラスの超巨大地震から得られた知見
  - 3-1. 2011年東北地方太平洋沖地震から得られた知見
  - 3-2. 世界のM9クラスの超巨大地震から得られた知見の整理
  - 3-3. まとめ
4. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波
  - 4-1. 2011年東北地方太平洋沖地震による津波等の再現性確認
  - 4-2. 分岐断層に関する検討
  - 4-3. ライズタイムの影響検討
  - 4-4. 動的破壊特性の不確かさの影響確認
5. チリ沖に想定される地震に伴う津波の影響検討
6. 陸上の斜面崩壊に起因する津波
  - 6-1. 地すべり地形分布図
  - 6-2. 二層流モデルの適用性について
7. 海底地すべりに起因する津波
  - 7-1. 急傾斜部を対象とした地形判読
  - 7-2. 海底地すべり海上音波探査記録
  - 7-3. 海底地すべり地形崩壊量算定
  - 7-4. ハワイ付近の海底地すべりの影響について
8. 火山現象に起因する津波
  - 8-1. kinematic landslideモデルによる追加検討
9. 津波発生要因の組合せに関する検討
  - 9-1. 組合せ対象地すべりエリアの選定
  - 9-2. 線形足し合せ水位評価地点の妥当性確認
10. 津軽海峡・発電所専用港湾及び津波の周期特性
  - 10-1. 検討方法
  - 10-2. 日本海側からの津波に対する検討
  - 10-3. 太平洋側からの津波に対する検討
  - 10-4. まとめ
11. 津波の伝播特性について

## 4-3. ライズタイムの影響検討（1 / 6）



- ・ 波源モデル設定の妥当性確認に関連し、世界のM9クラスの超巨大地震のライズタイムに関する知見を踏まえ、三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波の検討に関し、ライズタイムが津波水位に与える影響について検討を実施した。

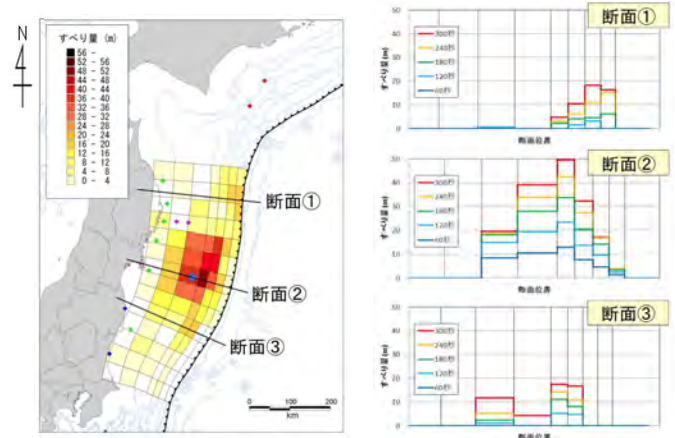


# 4-3. ライズタイムの影響検討 (2/6)

## 世界のM9クラスの超巨大地震のライズタイム：3.11地震

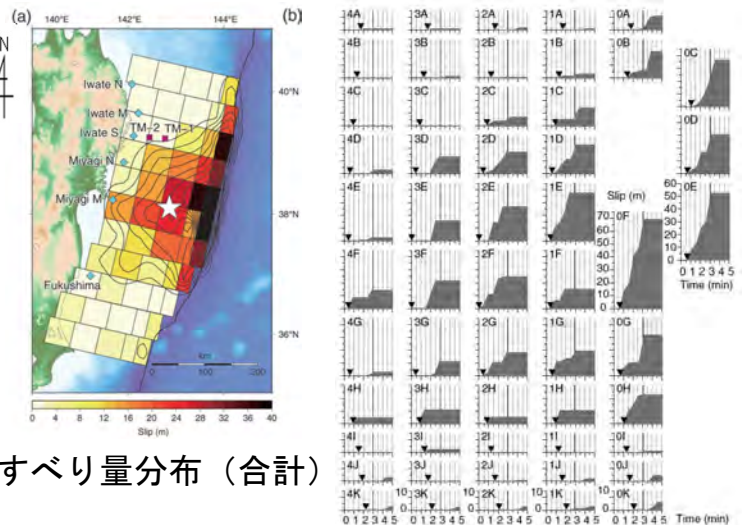
・ 3.11地震に伴う津波の再現モデルのうち、津波波形等をインバージョンした内閣府(2012)モデル<sup>(38)</sup>、Satake et al. (2013)<sup>(60)</sup>による55枚モデル及び杉野ほか(2013)<sup>(39)</sup>モデルのライズタイム※は以下のとおりである。  
※大きなすべりを生じた領域における破壊開始から破壊終了までの時間。

【内閣府(2012)モデル】 (内閣府 (2012) <sup>(38)</sup>)



すべり量分布 (合計) すべり量の時間変化

【Satake et al. (2013)による55枚モデル】 (Satake et al. (2013) <sup>(60)</sup>)

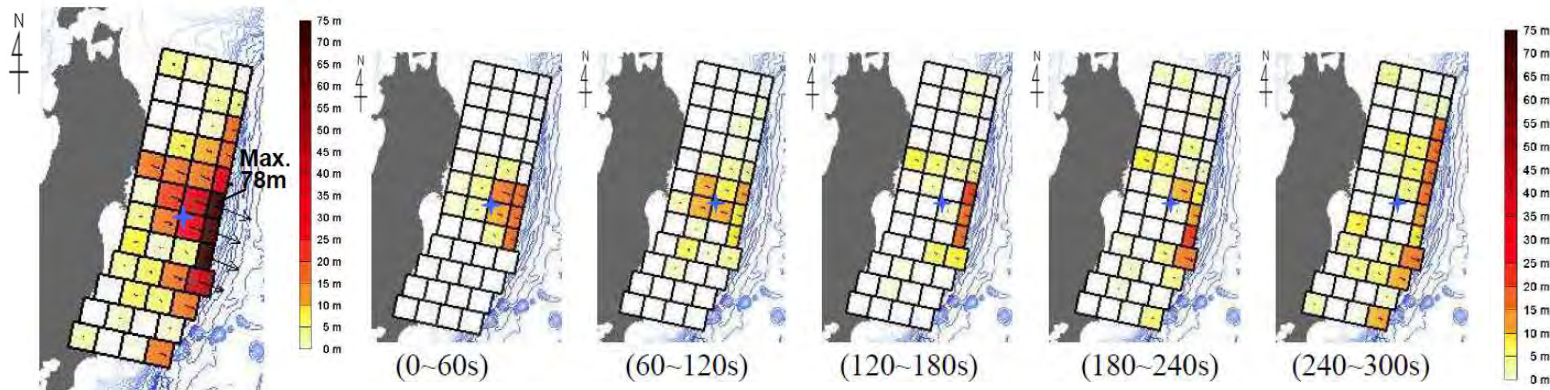


すべり量分布 (合計) すべり量の時間変化

3.11地震に伴う津波の再現モデルのライズタイム

モデル	ライズタイム
内閣府(2012) <sup>(38)</sup> モデル	300s
Satake et al. (2013) <sup>(60)</sup> モデル	210s
杉野ほか(2013) <sup>(39)</sup> モデル	300s

【杉野ほか(2013)モデル】 (杉野ほか(2013) <sup>(39)</sup>)



すべり量分布 (合計) (確定波源モデル) すべり量の時間変化 (確定波源モデル) ☆：震央



# 4-3. ライズタイムの影響検討 (3 / 6)

## 世界のM9クラスの巨大地震のライズタイム：2004年スマトラ～アンダマン地震

- Fujii and Satake(2007) <sup>(70)</sup> では、2004年スマトラ～アンダマン地震を対象として、破壊伝播速度(0.5km/s～3.0km/s)、ライズタイム(60s～180s)を変化させた津波波形のインバージョン解析を実施して、2004年スマトラ～アンダマン地震の再現モデルを策定している。
- 検討の結果、破壊伝播速度を1.0km/s、ライズタイム※を180sとした場合に、最も観測結果が一致しているとしている。  
※各断層ブロックの破壊開始から破壊終了までの時間。

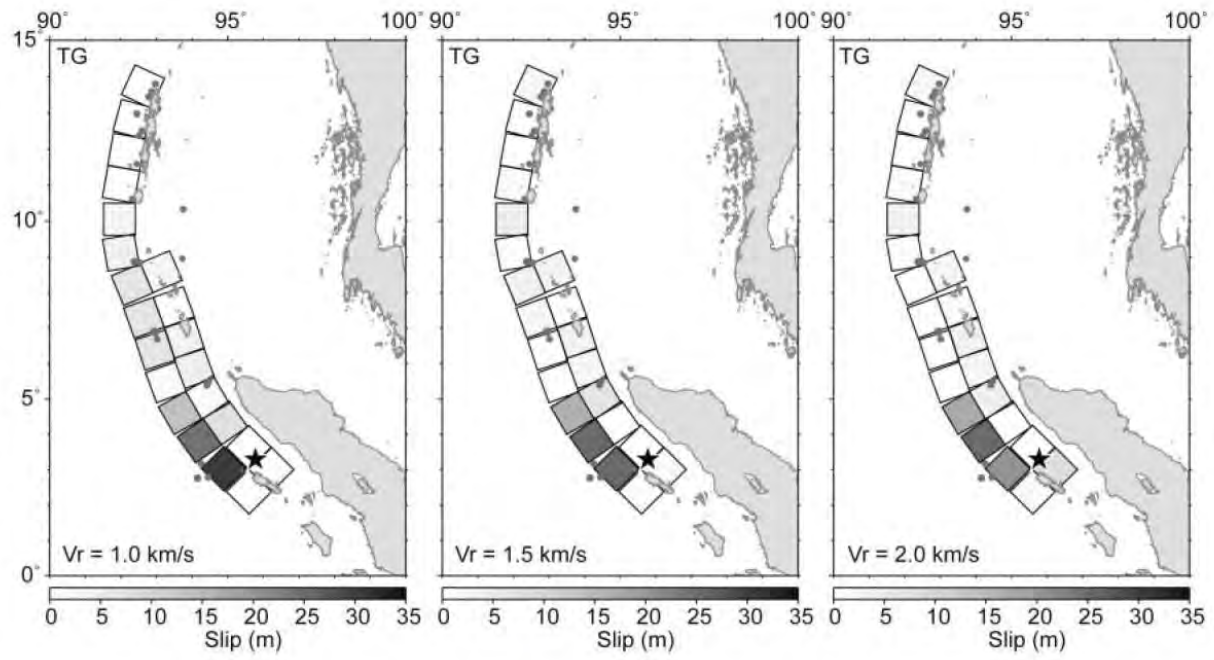


Figure 7. Slip distribution estimated by inversion of tide gauge (TG) data. Rupture velocity is 1.0 (left), 1.5 (center) and 2.0 (right) km/sec. Rise time for each subfault is 3 min.

Star shows the mainshock epicenter. Circles indicate aftershocks within one day after the mainshock.

Table 4  
Variance Reductions (%) for Three Different Inversions with Different Rupture Velocities and Rise Times

$V_r$ (km/sec)	Tide Gauge Data			Satellite Altimeter Data			TG+SA Data		
	1 min	2 min	3 min	1 min	2 min	3 min	1 min	2 min	3 min
0.5	23.1	20.8	18.8	27.8	29.5	31.0	22.0	20.1	18.3
1.0	32.8	33.4	34.2	33.8	36.4	38.2	29.8	31.0	32.1
1.5	29.3	29.5	29.8	31.1	33.8	35.5	26.8	27.3	27.8
2.0	30.2	29.9	29.7	29.7	32.3	34.2	27.2	27.3	27.4
2.5	28.4	28.2	28.3	28.4	30.6	32.9	25.0	25.2	25.6
3.0	28.5	28.4	28.5	27.4	29.7	31.9	24.9	25.2	25.6



## 4-3. ライズタイムの影響検討 (4 / 6)

### パラメータスタディ (1 / 3) : 検討範囲の設定

- ライズタイムが津波評価に与える影響を把握するために、ライズタイムに対するパラメータスタディを実施した。
- パラメータスタディの検討範囲は、国内外で発生した巨大地震のライズタイムに関する知見収集結果等を踏まえ以下のとおり設定した。

国内外で発生した巨大地震のライズタイム

地震	ライズタイム	備考
3.11地震	210s~300s	大きなすべりを生じた領域における破壊開始から破壊終了までの時間
2004年スマトラ~アンダマン地震	180s	各ブロックの破壊開始から破壊終了までの時間
三陸沖から根室沖のプレート間地震 (基準津波の策定で検討)	60s	内閣府 (2012) <sup>(38)</sup> より設定

パラメータスタディ範囲の設定

基本ケース	パラメータスタディ範囲 (追加検討ケース)
60s	90s, 120s, 180s, 300s



# 4-3. ライズタイムの影響検討 (5 / 6)

## パラメータスタディ (2 / 3) : 検討対象ケース

パラメータスタディの対象ケースは、三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波のうち、最大水位上昇ケース及び最大水位下降ケースとした。

パラメータスタディ範囲の設定

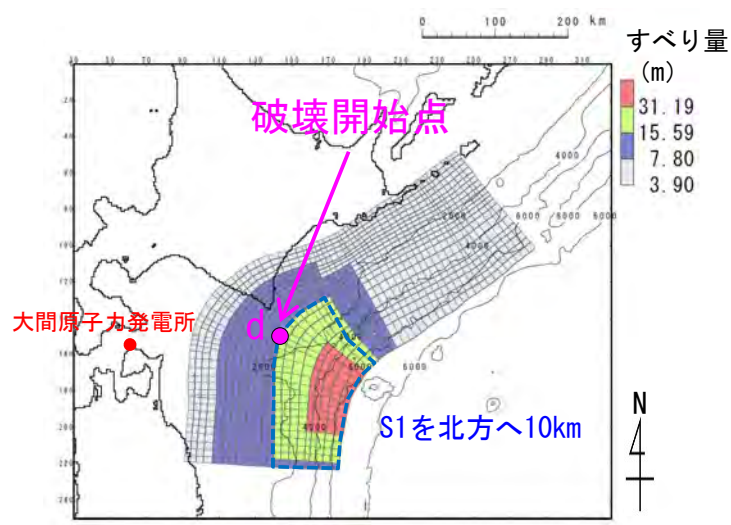
基本ケース	パラメータスタディ範囲 (追加検討ケース)
60s	90s, 120s, 180s, 300s

**最大水位上昇ケース**

- ・ 基準波源モデル⑥
- ・ アスペリティ位置：S1を北方へ10km移動
- ・ 破壊開始点d
- ・ 破壊伝播速度2.0km/s

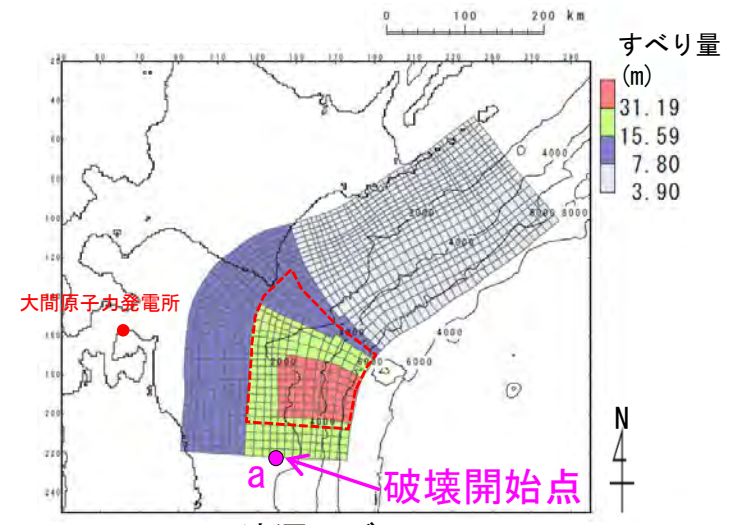
**最大水位下降ケース**

- ・ 基準波源モデル③
- ・ アスペリティ位置：基準配置を南方へ40km移動
- ・ 破壊開始点a
- ・ 破壊伝播速度2.0km/s



波源モデル

⋯ : S1のアスペリティ位置



波源モデル

⋯ : 基準配置のアスペリティ位置





# 4-3. ライズタイムの影響検討 (6 / 6)

## パラメータスタディ (3 / 3) : 検討結果

- ライズタイムが敷地の津波評価に与える影響検討結果は以下のとおり。
- 上昇側, 下降側共, ライズタイムが長いケースの水位変動量は, 基本ケース (60s) の水位変動量に比べ小さくなることを確認した。

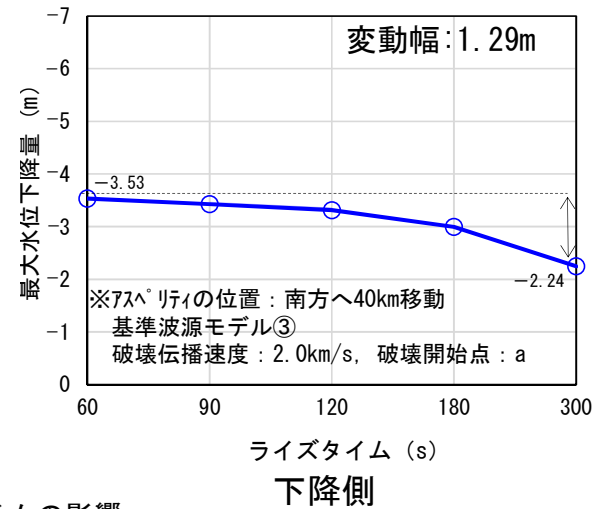
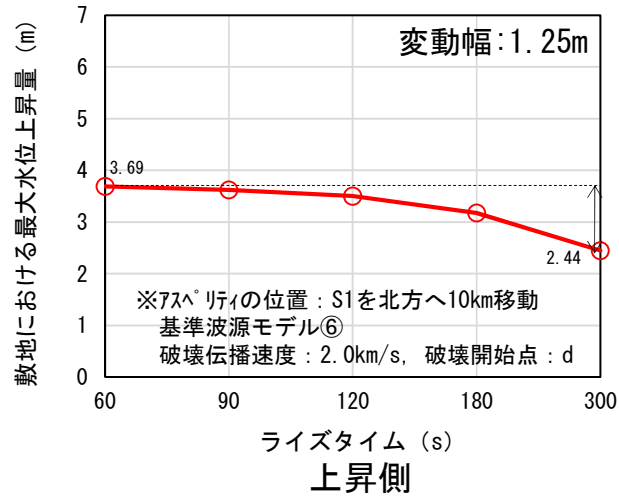
パラメータスタディ範囲の設定

項目	基本ケース	変動範囲	ケース数
ライズタイム	60s	90s, 120s, 180s, 300s	5

ライズタイムの影響検討結果

評価区分	タイプ	アスペリティの位置	破壊伝播速度	破壊開始点	ライズタイム	最大水位上昇量	最大水位下降量
上昇側	基準波源モデル⑥	S1を北方へ10km移動	2.0km/s	d	60s	3.69m	-2.39m
					90s	3.62m	-2.35m
					120s	3.50m	-2.28m
					180s	3.18m	-2.16m
					300s	2.44m	-1.89m
下降側	基準波源モデル③	南方へ40km移動	2.0km/s	a	60s	3.47m	-3.53m
					90s	3.47m	-3.43m
					120s	3.42m	-3.31m
					180s	3.27m	-3.00m
					300s	3.02m	-2.24m

: 最大水位上昇ケース  
 : 最大水位下降ケース



ライズタイムの影響

(余白)

# 目 次

1. 津波堆積物調査（現地調査）
2. 日本海東縁部に設定された地方自治体による波源モデル
3. 2011年東北地方太平洋沖地震を始めとするM9クラスの超巨大地震から得られた知見
  - 3-1. 2011年東北地方太平洋沖地震から得られた知見
  - 3-2. 世界のM9クラスの超巨大地震から得られた知見の整理
  - 3-3. まとめ
4. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波
  - 4-1. 2011年東北地方太平洋沖地震による津波等の再現性確認
  - 4-2. 分岐断層に関する検討
  - 4-3. ライズタイムの影響検討
  - 4-4. 動的破壊特性の不確かさの影響確認
5. チリ沖に想定される地震に伴う津波の影響検討
6. 陸上の斜面崩壊に起因する津波
  - 6-1. 地すべり地形分布図
  - 6-2. 二層流モデルの適用性について
7. 海底地すべりに起因する津波
  - 7-1. 急傾斜部を対象とした地形判読
  - 7-2. 海底地すべり海上音波探査記録
  - 7-3. 海底地すべり地形崩壊量算定
  - 7-4. ハワイ付近の海底地すべりの影響について
8. 火山現象に起因する津波
  - 8-1. kinematic landslideモデルによる追加検討
9. 津波発生要因の組合せに関する検討
  - 9-1. 組合せ対象地すべりエリアの選定
  - 9-2. 線形足し合せ水位評価地点の妥当性確認
10. 津軽海峡・発電所専用港湾及び津波の周期特性
  - 10-1. 検討方法
  - 10-2. 日本海側からの津波に対する検討
  - 10-3. 太平洋側からの津波に対する検討
  - 10-4. まとめ
11. 津波の伝播特性について



## 4-4. 動的破壊特性の不確かさの影響確認 (1 / 14)

### 検討方針

- 本編資料では、基準波源モデル①～⑥を、3.11地震・津波の再現性を考慮した基準波源モデル(基準波源モデル①～④)及び津軽海峡内及び大間専用港湾に特化した津波挙動を考慮した基準波源モデル(基準波源モデル⑤⑥)のそれぞれの概略パラメータスタディ最大ケースを対象に、詳細パラメータスタディを実施し、敷地への影響が最も大きくなるケースを抽出した。
- ここでは、基準波源モデル①～⑥のそれぞれの概略パラメータスタディ最大ケース(全ケース)を対象に詳細パラメータスタディを実施し、本編資料で抽出した敷地への影響が最も大きくなるケースの妥当性を示す。

### 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波検討結果

(本編資料P. 2. 3. 1-135参照)

モデル	パラメータスタディ	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
3.11地震・津波の再現性等を 考慮した基準波源モデル (基準波源モデル①②③④)	概略パラメータスタディ	3.62m	-3.49m
	詳細パラメータスタディ	3.62m	-3.53m (基準波源モデル③)
津軽海峡内及び大間専用港湾 に特化した津波挙動を考慮し た基準波源モデル (基準波源モデル⑤⑥)	概略パラメータスタディ	3.59m	-2.94m
	詳細パラメータスタディ	3.69m (基準波源モデル⑥)	-3.11m

# 4-4. 動的破壊特性の不確かさの影響確認 (2 / 14)

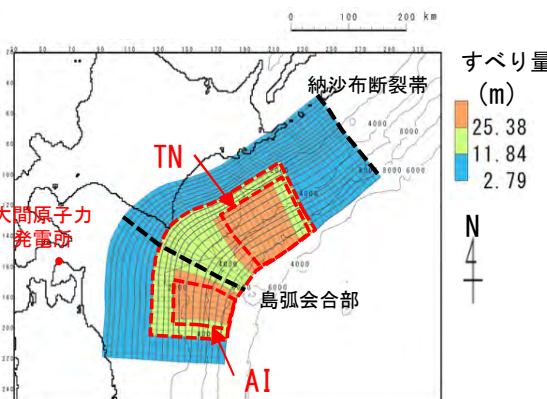
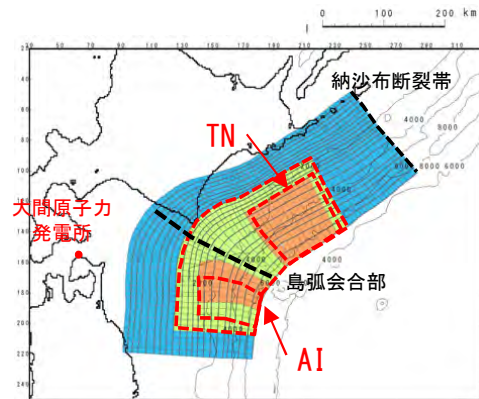


## 基準波源モデル①：概略パラメータスタディ

基準波源モデル①に対する概略パラメータスタディの結果は以下のとおりである。(詳細は、本編資料P.2.3.1-102参照)

**最大水位上昇ケース**  
 ・基準波源モデル①  
 ・アスペリティ位置：AIを北方へ20km移動  
 TNを西方へ10km移動

**最大水位下降ケース**  
 ・基準波源モデル①  
 ・アスペリティ位置：AIを北方へ10km移動  
 TNを西方へ20km移動



AI：青森県東方沖及び岩手県沖北部の超大すべり域  
 TN：十勝沖及び根室県沖の超大すべり域

：基準配置のアスペリティ位置

概略パラメータスタディ結果一覧

基準波源モデル	アスペリティの位置		最大水位上昇量	最大水位下降量
	AI	TN		
基準波源モデル①	北方へ約20km	東方へ約10km	2.43m	-2.07m
		基準位置	2.49m	-1.88m
		西方へ約10km	2.55m	-1.80m
		西方へ約20km	2.53m	-1.92m
	北方へ約10km	東方へ約10km	2.30m	-2.00m
		基準位置	2.39m	-1.97m
		西方へ約10km	2.50m	-2.04m
	基準位置	西方へ約20km	2.51m	-2.15m
		東方へ約10km	2.15m	-1.96m
		基準位置	2.26m	-1.92m
	南方へ約10km	西方へ約10km	2.30m	-1.95m
		西方へ約20km	2.29m	-2.03m
東方へ約10km		2.06m	-2.05m	
基準位置		2.17m	-1.92m	
西方へ約10km		2.07m	-2.00m	
		西方へ約20km	2.22m	-2.07m

：概略パラスタ 最大水位上昇ケース  
 ：概略パラスタ 最大水位下降ケース

# 4-4. 動的破壊特性の不確かさの影響確認 (3 / 14)



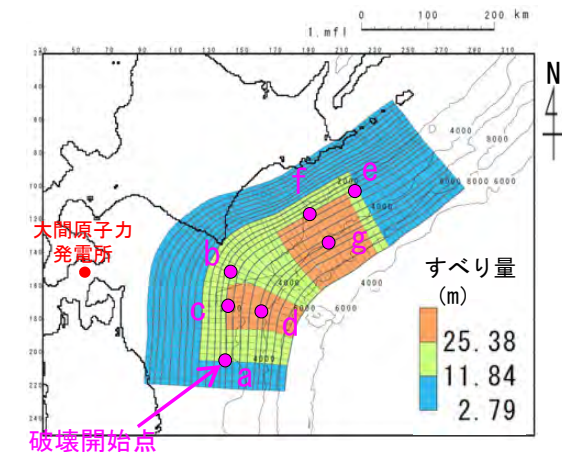
## 基準波源モデル①：詳細パラメータスタディ (1 / 2)

### 検討ケース

- 基準波源モデル①の概略パラメータスタディの最大ケースに対し、以下に示す破壊開始点、破壊伝播速度及びライズタイムを組合せた検討を実施した。

### 詳細パラメータスタディ

項目	変動範囲	備考
破壊開始点	<p>青森県東方沖及び岩手県沖北部</p> <p>✓プレート境界面深度20kmを基本として、大すべり域の「南端:a」, 「中央部:c」(超大すべり域深部下端に相当)、不確かさ考慮として、「超大すべり域中央部:d」に1箇所配置</p> <p>十勝沖及び根室沖</p> <p>✓プレート境界面深度20kmを基本として、大すべり域の「北端:e」, 「中央部:f」(超大すべり域深部下端に相当)、不確かさ考慮として、「超大すべり域中央部:g」に1箇所配置</p> <p>日本海溝と千島海溝の境界上:b</p> <p>計7箇所</p>	右図のとおり設定
破壊伝播速度	<ul style="list-style-type: none"> <li>1.0km/s</li> <li>2.0km/s</li> <li>2.5km/s</li> <li>∞※ (基準：概略パラスタケース) ※∞は全域同時に破壊開始</li> </ul>	<p>1.0km/s : Fujii and Satake (2007) (70) による2004年インド洋津波を再現する最適値</p> <p>2.0km/s : Satake et al. (2013) (60) による2011年東北地方太平洋沖地震再現モデル</p> <p>2.5km/s : 内閣府 (2012) (38) の南海トラフ大地震モデル</p>
ライズタイム	<ul style="list-style-type: none"> <li>60s (基準：概略パラスタケース)</li> </ul>	<p>世界のM9クラスの超巨大地震から得られたライズタイムに関する知見及びそれらを踏まえた影響検討を考慮して60秒固定とした。</p> <p>(補足説明資料「4-3.ライズタイムの影響検討」参照)</p>



基準波源モデル①  
概略パラスタ最大ケース  
(代表として上昇側最大ケースを例示)

# 4-4. 動的破壊特性の不確かさの影響確認 (4 / 1 4)



## 基準波源モデル①：詳細パラメータスタディ (2 / 2)

## 詳細パラメータスタディ結果一覧 (基準波源モデル①)

### 検討結果

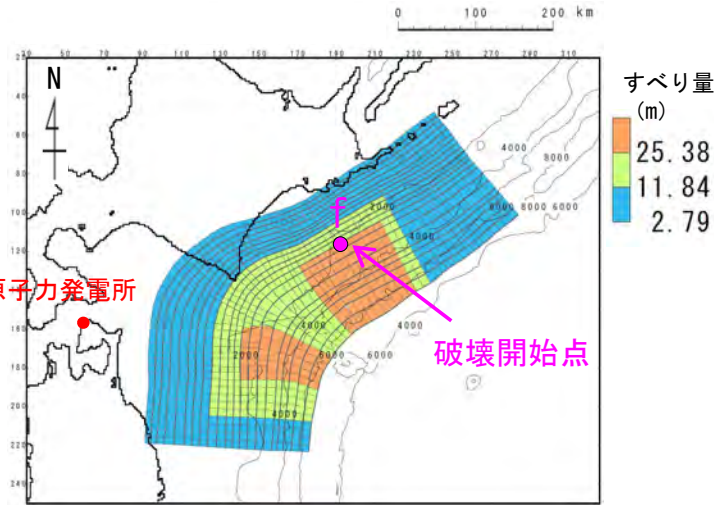
基準波源モデル①に対する詳細パラメータスタディの結果は以下のとおりである。

上昇側

上昇側

大間原子力発電所

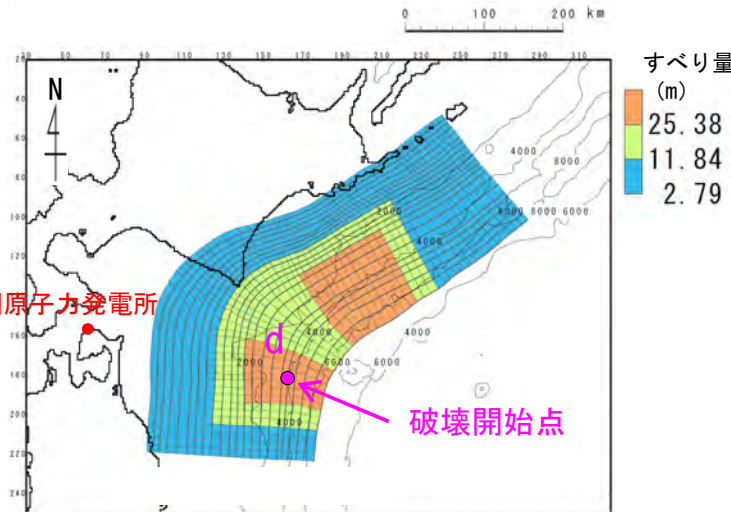
破壊開始点



下降側

大間原子力発電所

破壊開始点



最大ケース波源モデル (基準波源モデル①)

■ : 上昇側最大ケース

■ : 下降側最大ケース

タイプ	アスペリティの位置	ライズタイム	破壊伝播速度	破壊開始点	最大水位 上昇量	最大水位 下降量
基準波源モデル①	基準配置をAIを北方へ20km, TNを西方へ10km	60s	1.0km/s	a	2.26m	-2.22m
				b	2.45m	-1.70m
				c	2.17m	-1.96m
				d	2.55m	-1.99m
				e	2.78m	-1.88m
				f	2.82m	-1.84m
				g	2.79m	-1.79m
			2.0km/s	a	2.19m	-1.81m
				b	2.45m	-1.61m
				c	2.22m	-1.82m
				d	2.50m	-1.87m
				e	2.57m	-1.78m
				f	2.67m	-1.81m
				g	2.68m	-1.88m
			2.5km/s	a	2.24m	-1.80m
				b	2.46m	-1.65m
				c	2.30m	-1.74m
				d	2.50m	-1.89m
				e	2.58m	-1.77m
				f	2.66m	-1.81m
				g	2.68m	-1.88m
-	-	-	∞	-	2.55m	-1.80m

下降側

タイプ	アスペリティの位置	ライズタイム	破壊伝播速度	破壊開始点	最大水位 上昇量	最大水位 下降量
基準波源モデル①	基準配置をAIを北方へ10km, TNを西方へ20km	60s	1.0km/s	a	2.22m	-1.99m
				b	2.22m	-1.96m
				c	2.10m	-1.77m
				d	2.42m	-2.16m
				e	2.88m	-2.12m
				f	2.92m	-2.13m
				g	3.00m	-2.12m
			2.0km/s	a	2.26m	-2.19m
				b	2.37m	-2.09m
				c	2.18m	-2.18m
				d	2.43m	-2.33m
				e	2.75m	-1.97m
				f	2.82m	-2.13m
				g	2.89m	-2.08m
			2.5km/s	a	2.31m	-2.24m
				b	2.40m	-2.11m
				c	2.25m	-2.21m
				d	2.41m	-2.32m
				e	2.69m	-2.04m
				f	2.73m	-2.16m
				g	2.79m	-2.13m
-	-	-	∞	-	2.51m	-2.15m

(余白)

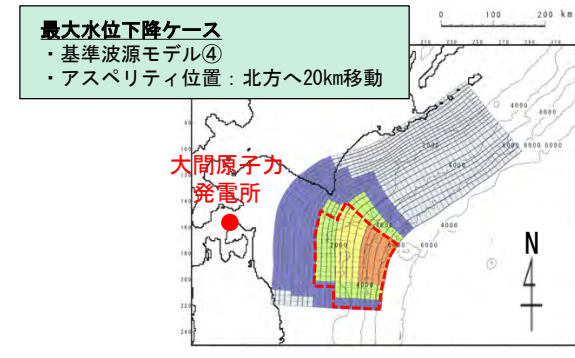
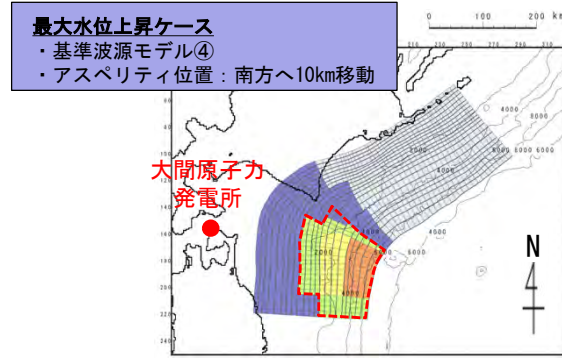
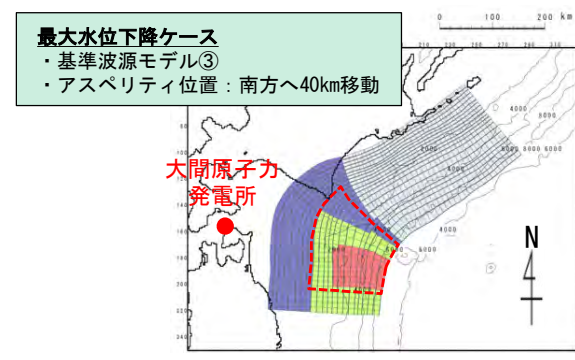
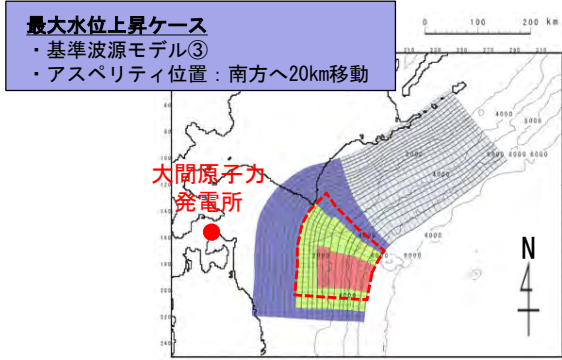
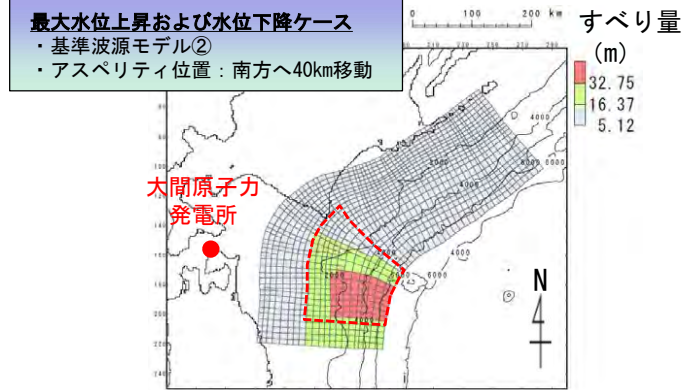


# 4-4. 動的破壊特性の不確かさの影響確認 (5 / 14)



## 基準波源モデル②～④：概略パラメータスタディ

基準波源モデル②～④に対する概略パラメータスタディの結果は以下のとおりである。（詳細は、本編資料P. 2. 3. 1-103～P. 2. 3. 1-105参照）



：基準配置のアスペリティ位置

概略パラメータスタディ結果一覧

基準波源モデル	アスペリティの位置	最大水位上昇量	最大水位下降量
基準波源モデル②	北方へ50km	2.98m	-2.22m
	北方へ40km	3.18m	-2.24m
	北方へ30km	3.43m	-2.70m
	北方へ20km	3.49m	-2.81m
	北方へ10km	3.50m	-2.90m
	基準位置	3.52m	-3.01m
	南方へ10km	3.48m	-2.95m
	南方へ20km	3.50m	-3.01m
	南方へ30km	3.55m	-3.01m
	南方へ40km	3.62m	-3.04m
基準波源モデル③	北方へ50km	3.08m	-2.33m
	北方へ40km	3.15m	-2.63m
	北方へ30km	3.22m	-2.92m
	北方へ20km	3.29m	-3.09m
	北方へ10km	3.29m	-3.24m
	基準位置	3.33m	-3.36m
	南方へ10km	3.50m	-3.43m
	南方へ20km	3.57m	-3.41m
	南方へ30km	3.56m	-3.44m
	南方へ40km	3.50m	-3.49m
基準波源モデル④	北方へ50km	3.17m	-3.36m
	北方へ40km	3.34m	-3.35m
	北方へ30km	3.48m	-3.37m
	北方へ20km	3.55m	-3.47m
	北方へ10km	3.57m <sup>※</sup>	-3.38m
	基準位置	3.57m <sup>※</sup>	-3.24m
	南方へ10km	3.57m <sup>※</sup>	-3.26m

※：小数第3位まで考慮すると南方へ10kmで最大。

：概略パラスタ 最大水位上昇ケース  
：概略パラスタ 最大水位下降ケース



## 4-4. 動的破壊特性の不確かさの影響確認 (6 / 14)

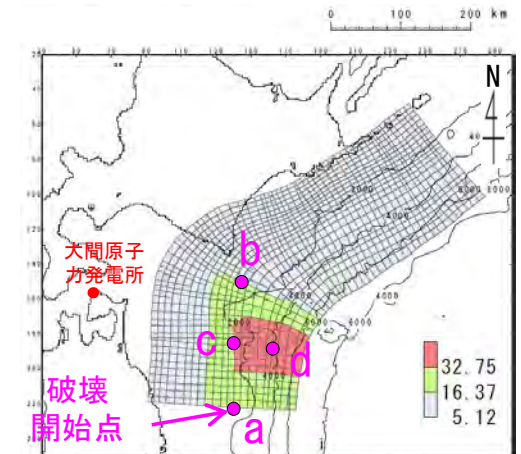
### 基準波源モデル②～④：詳細パラメータスタディ

#### 検討ケース

- 基準波源モデル②～④に対し、以下に示す破壊開始点、破壊伝播速度及びライズタイムを組合せた検討を実施した。

#### 詳細パラメータスタディ

項目	変動範囲	備考
破壊開始点	<ul style="list-style-type: none"> <li>✓プレート境界面深度20kmを基本として、大すべり域の「南端:a」, 「北端:b」, 「中央部:c」(超大すべり域深部下端に相当)の3箇所配置</li> <li>✓不確かさ考慮として、「超大すべり域中央部:d」に1箇所配置</li> </ul>	右図のとおり設定
破壊伝播速度	<ul style="list-style-type: none"> <li>• 1.0km/s</li> <li>• 2.0km/s</li> <li>• 2.5km/s</li> <li>• ∞※ (基準:概略パラスタケース) ※∞は全域同時に破壊開始</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>1.0km/s: Fujii and Satake (2007)<sup>(70)</sup>による2004年インド洋津波を再現する最適値</li> <li>2.0km/s: Satake et al. (2013)<sup>(60)</sup>による2011年東北地方太平洋沖地震再現モデル</li> <li>2.5km/s: 内閣府(2012)<sup>(38)</sup>の南海トラフ大地震モデル</li> </ul>
ライズタイム	<ul style="list-style-type: none"> <li>• 60s (基準:概略パラスタケース)</li> </ul>	<p>世界のM9クラスの超巨大地震から得られたライズタイムに関する知見及びそれらを踏まえた影響検討を考慮して60秒固定とした。 (補足説明資料「4-3.ライズタイムの影響検討」参照)</p>



基準波源モデル②～④  
概略パラスタ最大ケース  
(代表として基準波源モデル②の  
上昇側最大ケースを例示)

# 4-4. 動的破壊特性の不確かさの影響確認 (7 / 14)



## 基準波源モデル②：詳細パラメータスタディ

検討結果

基準波源モデル②に対する詳細パラメータスタディの結果は以下のとおりである。

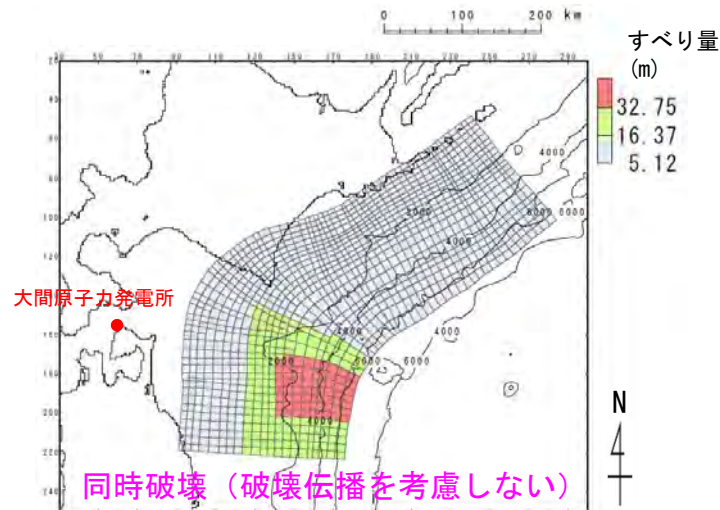
### 詳細パラメータスタディ結果一覧

#### 上昇側および下降側

タイプ	アスペリティの位置	ライズタイム	破壊伝播速度	破壊開始点	最大水位 上昇量	最大水位 下降量
基準波源モデル②	基準配置を南方へ40km	60s	1.0km/s	a	3.22m	-2.89m
				b	3.10m	-2.48m
				c	3.12m	-2.83m
				d	3.36m	-2.38m
			2.0km/s	a	3.48m	-2.99m
				b	3.37m	-2.68m
				c	3.31m	-2.86m
				d	3.53m	-2.33m
			2.5km/s	a	3.50m	-3.00m
				b	3.39m	-2.74m
				c	3.39m	-2.86m
				d	3.56m	-2.48m
-	-	-	∞	-	3.62m	-3.04m

: 上昇側最大ケース
  : 下降側最大ケース

上昇側  
および  
下降側



(基準波源モデル②)

最大ケースの波源モデル



# 4-4. 動的破壊特性の不確かさの影響確認 (8 / 14)

## 基準波源モデル③：詳細パラメータスタディ

検討結果

基準波源モデル③に対する詳細パラメータスタディの結果は以下のとおりである。

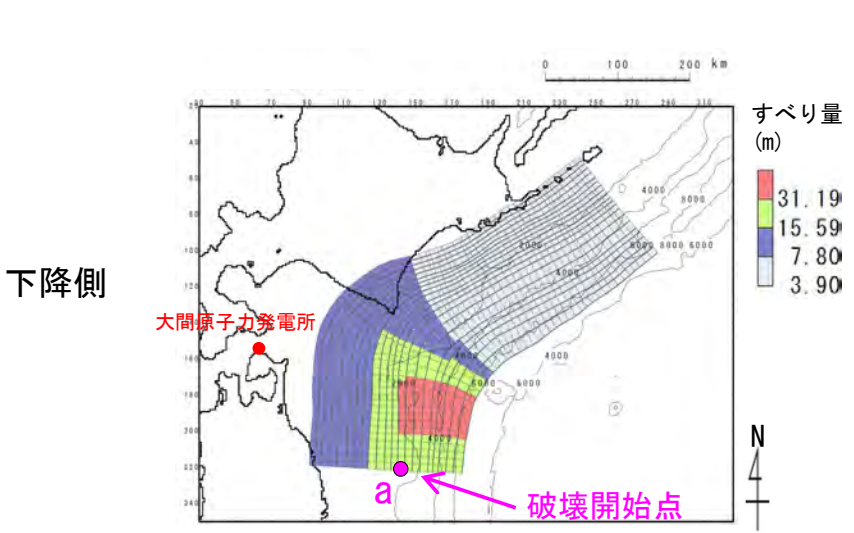
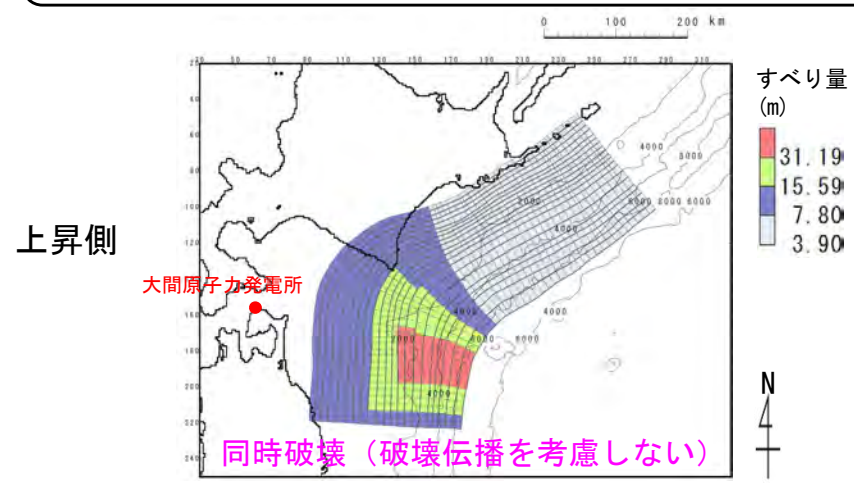
詳細パラメータスタディ結果一覧

上昇側

タイプ	アスペリティの位置	ライズタイム	破壊伝播速度	破壊開始点	最大水位上昇量	最大水位下降量
基準波源モデル③	基準配置を南方へ20km	60s	1.0km/s	a	3.16m	-3.08m
				b	3.23m	-2.49m
				c	3.10m	-2.62m
				d	3.30m	-2.39m
			2.0km/s	a	3.33m	-3.32m
				b	3.43m	-2.97m
				c	3.33m	-3.04m
				d	3.45m	-3.03m
			2.5km/s	a	3.42m	-3.33m
				b	3.47m	-3.07m
				c	3.38m	-3.11m
				d	3.50m	-3.11m
-	-	-	∞	-	3.57m	-3.41m

下降側

タイプ	アスペリティの位置	ライズタイム	破壊伝播速度	破壊開始点	最大水位上昇量	最大水位下降量
基準波源モデル③	基準配置を南方へ40km	60s	1.0km/s	a	3.25m	-3.42m
				b	3.00m	-2.74m
				c	3.04m	-3.06m
				d	3.31m	-2.36m
			2.0km/s	a	3.47m	-3.53m
				b	3.28m	-3.13m
				c	3.32m	-3.26m
				d	3.44m	-3.11m
			2.5km/s	a	3.49m	-3.52m
				b	3.34m	-3.21m
				c	3.35m	-3.29m
				d	3.47m	-3.21m
-	-	-	∞	-	3.50m	-3.49m



(基準波源モデル③)

最大ケースの波源モデル

■ : 上昇側最大ケース

■ : 下降側最大ケース

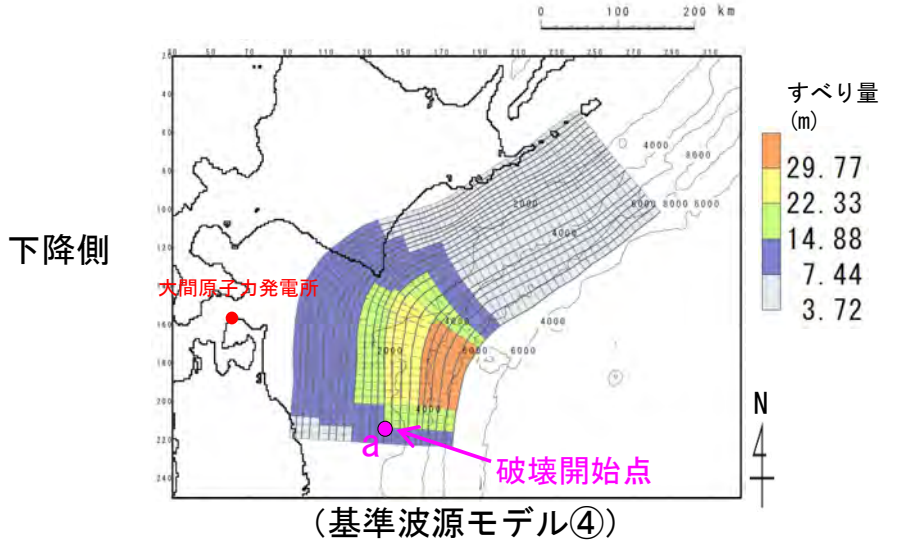
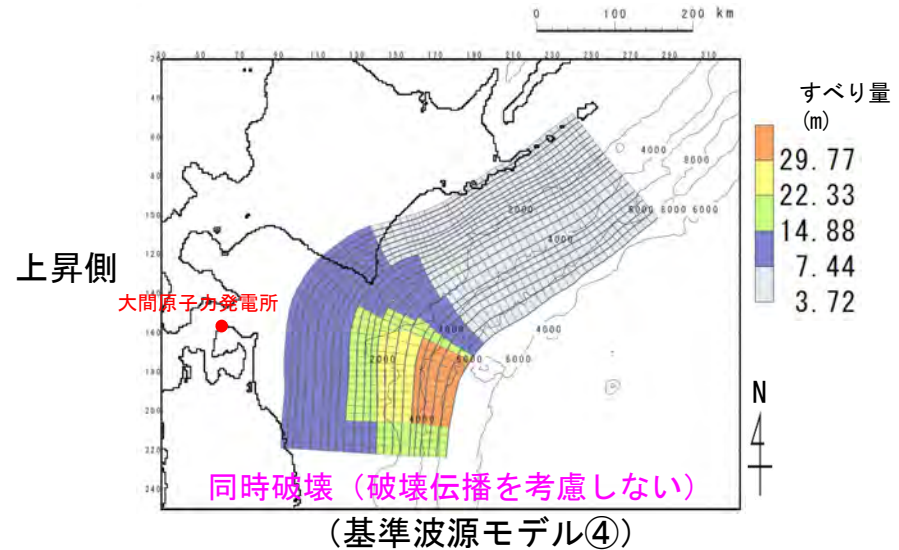


# 4-4. 動的破壊特性の不確かさの影響確認 (9 / 14)

## 基準波源モデル④：詳細パラメータスタディ

検討結果

基準波源モデル④に対する詳細パラメータスタディの結果は以下のとおりである。



最大ケースの波源モデル

### 詳細パラメータスタディ結果一覧

上昇側

タイプ	アスペリティの位置	ライズタイム	破壊伝播速度	破壊開始点	最大水位上昇量	最大水位下降量
基準波源モデル④	基準配置を南方へ10km	60s	1.0km/s	a	3.16m	-3.36m
				b	3.06m	-2.54m
				c	2.99m	-2.65m
				d	3.28m	-2.83m
			2.0km/s	a	3.32m	-3.39m
				b	3.35m	-2.89m
				c	3.26m	-2.99m
				d	3.40m	-3.05m
			2.5km/s	a	3.34m	-3.37m
				b	3.38m	-2.97m
				c	3.34m	-3.05m
				d	3.44m	-3.08m
-	-	-	∞	-	3.57m	-3.26m

下降側

タイプ	アスペリティの位置	ライズタイム	破壊伝播速度	破壊開始点	最大水位上昇量	最大水位下降量
基準波源モデル④	基準配置を北方へ20km	60s	1.0km/s	a	3.11m	-3.26m
				b	3.46m	-2.79m
				c	3.03m	-2.78m
				d	3.35m	-3.10m
			2.0km/s	a	3.33m	-3.46m
				b	3.62m	-3.20m
				c	3.35m	-3.28m
				d	3.50m	-3.31m
			2.5km/s	a	3.39m	-3.47m*
				b	3.63m	-3.27m
				c	3.43m	-3.34m
				d	3.53m	-3.34m
-	-	-	∞	-	3.55m	-3.47m*

※：小数第3位まで考慮すると2.5km/sで最大。

■ : 上昇側最大ケース      ■ : 下降側最大ケース

(余白)



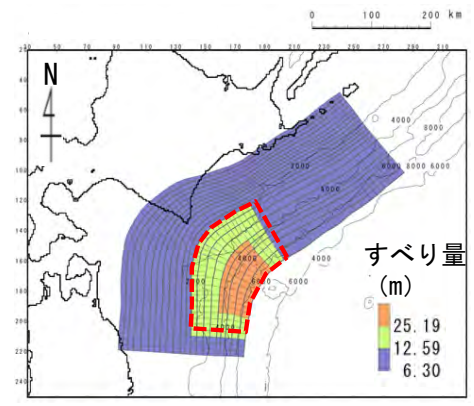
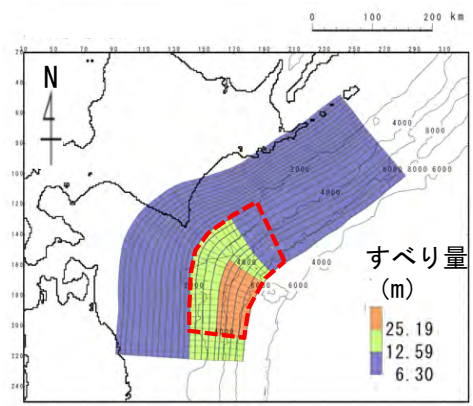
# 4-4. 動的破壊特性の不確かさの影響確認 (10/14)

## 基準波源モデル⑤⑥：概略パラメータスタディ

基準波源モデル⑤⑥に対する概略パラメータスタディの結果は以下のとおりである。(詳細は、本編資料P. 2. 3. 1-123参照)

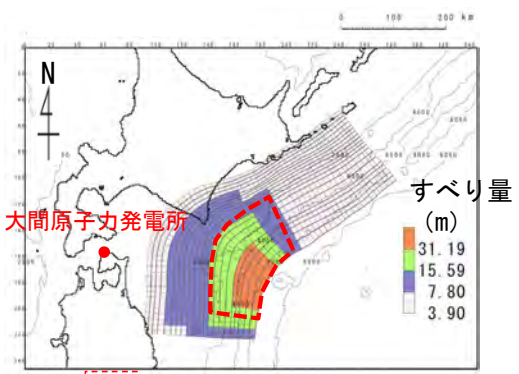
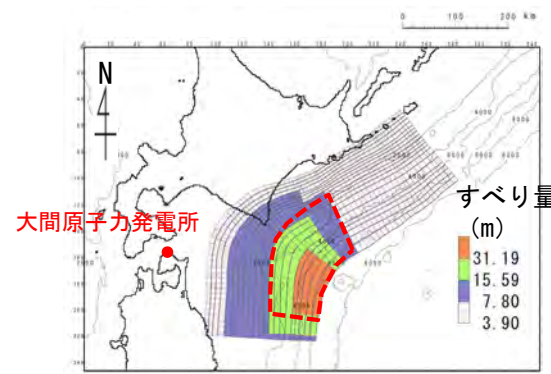
**最大水位上昇ケース**  
 ・基準波源モデル⑤  
 ・アスペリティ位置：S1

**最大水位下降ケース**  
 ・基準波源モデル⑤  
 ・アスペリティ位置：基準を南方へ10km移動



**最大水位上昇ケース**  
 ・基準波源モデル⑥  
 ・アスペリティ位置：S1を北方へ10km移動

**最大水位下降ケース**  
 ・基準波源モデル⑥  
 ・アスペリティ位置：S1を北方へ20km移動



：基準配置のアスペリティ位置

## 概略パラメータスタディ (ステップ1) 結果一覧

	アスペリティの位置	最大水位上昇量	最大水位下降量
基準波源モデル⑤	北方へ200km (N3)	1.59m	-1.38m
	北方へ80km (N2)	1.53m	-1.54m
	北方へ40km (N1)	2.04m	-2.26m
	基準	2.83m	-2.88m
	南方へ40km (S1)	3.47m	-2.55m
基準波源モデル⑥	北方へ200km (N3)	1.36m	-1.21m
	北方へ80km (N2)	1.47m	-1.51m
	北方へ40km (N1)	2.18m	-2.24m
	基準	3.21m	-2.74m
	南方へ40km (S1)	3.50m	-2.91m

## 基準波源モデル⑤ 概略パラメータスタディ (ステップ2) 結果一覧

	アスペリティの位置	最大水位上昇量	最大水位下降量	
基準波源モデル⑤	上昇側	S1を北方へ30km	3.26m	-3.03m
		S1を北方へ20km	3.34m	-3.02m
		S1を北方へ10km	3.38m	-2.81m
		S1	3.47m	-2.55m
	下降側	基準を北方へ30km	2.26m	-2.41m
		基準を北方へ20km	2.49m	-2.54m
		基準を北方へ10km	2.68m	-2.73m
		基準	2.83m	-2.88m
		基準を南方へ10km	3.26m	-3.03m
	基準を南方へ20km	3.34m	-3.02m	
	基準を南方へ30km	3.38m	-2.81m	

## 基準波源モデル⑥ 概略パラメータスタディ (ステップ2) 結果一覧

	アスペリティの位置	最大水位上昇量	最大水位下降量
基準波源モデル⑥	S1を北方へ30km	3.44m	-2.94m
	S1を北方へ20km	3.55m	-2.94m*
	S1を北方へ10km	3.59m	-2.82m
	S1	3.50m	-2.91m

※: 小数第3位まで考慮すると、S1を北方へ20kmで最大



# 4-4. 動的破壊特性の不確かさの影響確認 (11/14)

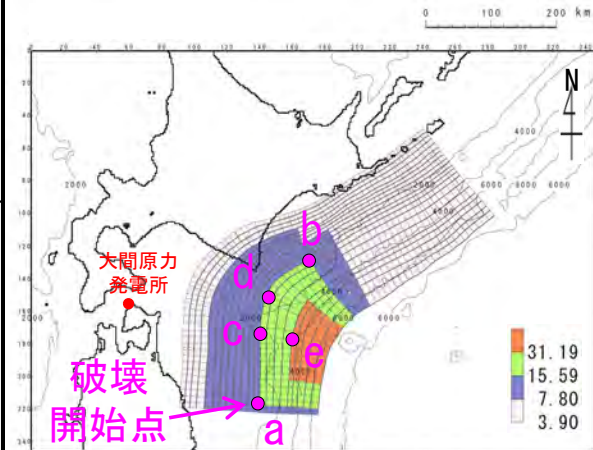
## 基準波源モデル⑤⑥：詳細パラメータスタディ

### 検討ケース

- 基準波源モデル⑤⑥に対し、以下に示す破壊開始点、破壊伝播速度及びライズタイムを組合せた検討を実施した。

### 詳細パラメータスタディ

項目	変動範囲	備考
破壊開始点	<ul style="list-style-type: none"> <li>✓プレート境界面深度20km（大すべり域深部下端に相当）を基本として、大すべり域深部下端の「南端:a」, 「北端:b」, 「超大すべり域背後:c」, 「日本海溝と千島海溝の境界上:d」の4箇所配置</li> <li>✓不確かさ考慮として、「大すべり域中央部:e」に1箇所（超大すべり域深部下端に相当）配置</li> </ul>	右図のとおり設定
破壊伝播速度	<ul style="list-style-type: none"> <li>1.0km/s</li> <li>2.0km/s</li> <li>2.5km/s</li> <li>∞※（基準：概略パラスタケース） ※∞は全域同時に破壊開始</li> </ul>	<p>1.0km/s : Fujii and Satake (2007) (70) による2004年インド洋津波を再現する最適値</p> <p>2.0km/s : Satake et al. (2013) (60) による2011年東北地方太平洋沖地震再現モデル</p> <p>2.5km/s : 内閣府 (2012) (38) の南海トラフ大地震モデル</p>
ライズタイム	<ul style="list-style-type: none"> <li>60s（基準：概略パラスタケース）</li> </ul>	<p>世界のM9クラスの超巨大地震から得られたライズタイムに関する知見及びそれらを踏まえた影響検討を考慮して60秒固定とした。 （補足説明資料「4-3. ライズタイムの影響検討」参照）</p>



基準波源モデル⑤⑥  
概略パラスタ最大ケース  
(代表として基準波源モデル⑥の上昇側最大ケースを例示)



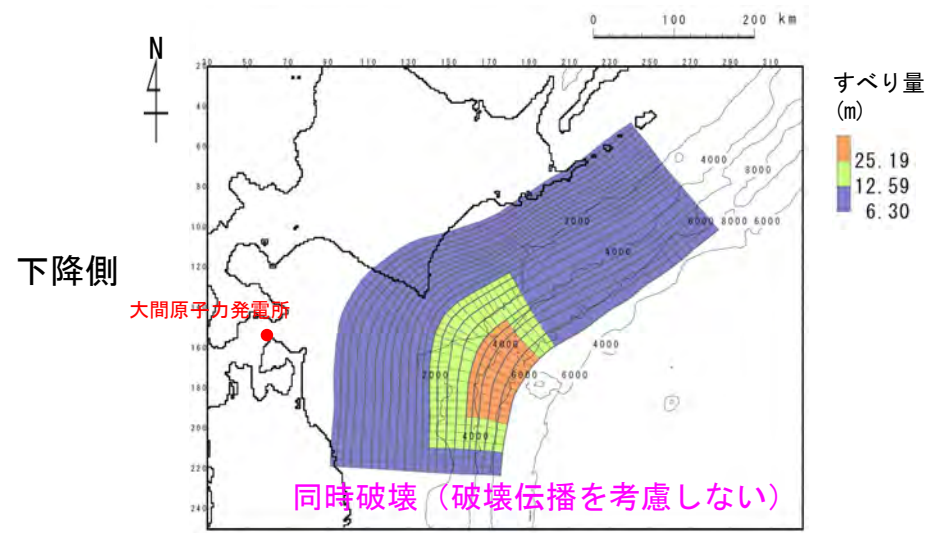
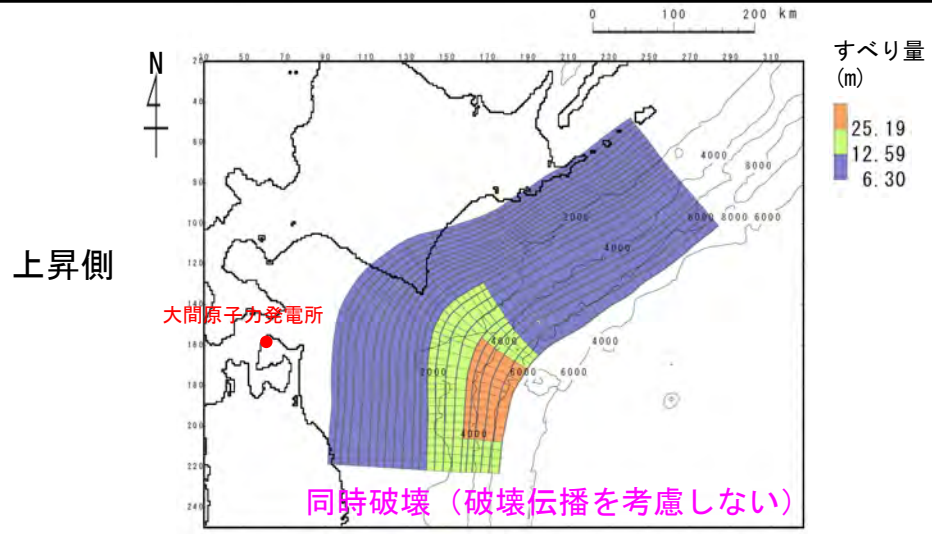


# 4-4. 動的破壊特性の不確かさの影響確認 (12/14)

## 基準波源モデル⑤：詳細パラメータスタディ

検討結果

基準波源モデル⑤に対する詳細パラメータスタディの結果は以下のとおりである。



(基準波源モデル⑤)  
最大ケースの波源モデル

## 詳細パラメータスタディ結果一覧

上昇側

タイプ	アスぺリティの位置	ライズタイム	破壊伝播速度	破壊開始点	最大水位上昇量	最大水位下降量
基準波源モデル⑤	S1	60s	1.0km/s	a	3.13m	-3.02m
				b	2.70m	-1.99m
				c	2.64m	-2.12m
				d	2.57m	-1.84m
				e	2.60m	-2.27m
			2.0km/s	a	3.38m	-2.88m
				b	2.78m	-2.04m
				c	3.03m	-2.34m
				d	2.73m	-2.13m
				e	2.74m	-2.35m
			2.5km/s	a	3.42m	-2.81m
				b	2.97m	-2.13m
				c	3.15m	-2.38m
				d	2.91m	-2.20m
				e	2.84m	-2.37m
∞	-	3.47m	-2.55m			

下降側

タイプ	アスぺリティの位置	ライズタイム	破壊伝播速度	破壊開始点	最大水位上昇量	最大水位下降量
基準波源モデル⑤	基準を南方へ10km	60s	1.0km/s	a	2.57m	-2.76m
				b	3.15m	-2.50m
				c	2.88m	-2.41m
				d	2.92m	-2.43m
				e	2.55m	-2.44m
			2.0km/s	a	2.85m	-2.92m
				b	3.26m	-2.79m
				c	2.93m	-2.72m
				d	2.93m	-2.73m
				e	2.82m	-2.66m
			2.5km/s	a	2.87m	-2.95m
				b	3.27m	-2.84m
				c	2.90m	-2.78m
				d	2.91m	-2.78m
				e	2.83m	-2.73m
∞	-	3.26m	-3.03m			

■ : 上昇側最大ケース    ■ : 下降側最大ケース

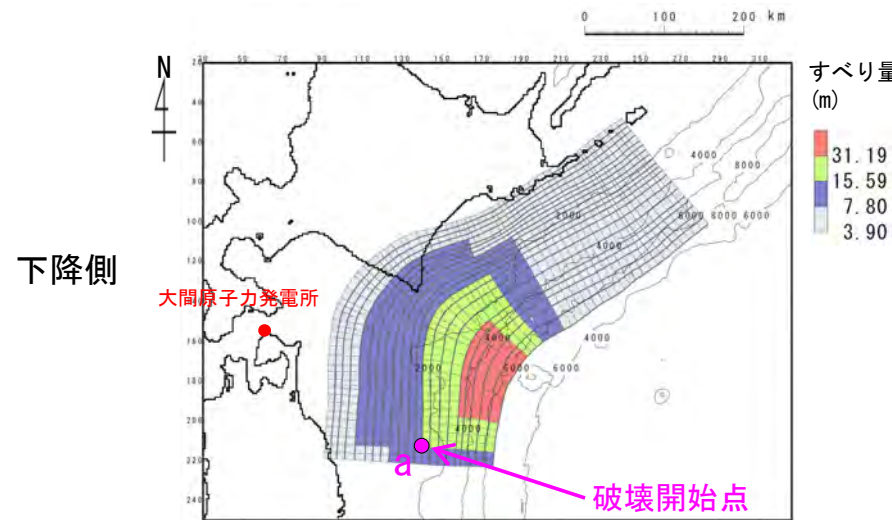
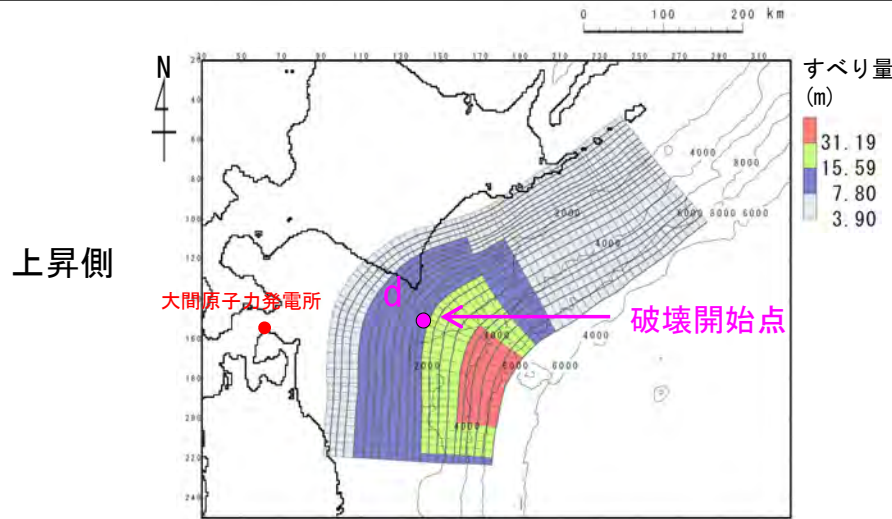
# 4-4. 動的破壊特性の不確かさの影響確認 (13/14)



## 基準波源モデル⑥：詳細パラメータスタディ

### 検討結果

基準波源モデル⑥に対する詳細パラメータスタディの結果は以下のとおりである。



(基準波源モデル⑥)  
最大ケースの波源モデル

### 上昇側 詳細パラメータスタディ結果一覧

タイプ	アスペリティの位置	ライズタイム	破壊伝播速度	破壊開始点	最大水位上昇量	最大水位下降量
基準波源モデル⑥	S1を北方へ10km	60s	1.0km/s	a	3.22m	-3.13m
				b	3.38m	-2.10m
				c	3.36m	-2.32m
				d	3.11m	-2.22m
				e	2.98m	-2.69m
			2.0km/s	a	3.46m	-3.03m
				b	3.63m	-2.31m
				c	3.63m	-2.56m
				d	3.69m	-2.39m
				e	3.53m	-2.70m
			2.5km/s	a	3.47m	-2.99m
				b	3.57m	-2.40m
				c	3.60m	-2.61m
				d	3.67m	-2.47m
				e	3.54m	-2.72m
∞	-	3.59m	-2.82m			

### 下降側

タイプ	アスペリティの位置	ライズタイム	破壊伝播速度	破壊開始点	最大水位上昇量	最大水位下降量
基準波源モデル⑥	S1を北方へ20km	60s	1.0km/s	a	2.97m	-3.00m
				b	3.61m	-2.26m
				c	3.22m	-2.45m
				d	3.28m	-2.35m
				e	3.03m	-2.78m
			2.0km/s	a	3.36m	-3.11m※
				b	3.50m	-2.60m
				c	3.61m	-2.74m
				d	3.63m	-2.67m
				e	3.53m	-2.81m
			2.5km/s	a	3.41m	-3.11m
				b	3.46m	-2.67m
				c	3.59m	-2.79m
				d	3.61m	-2.73m
				e	3.54m	-2.83m
∞	-	3.55m	-2.94m			

■ : 上昇側最大ケース

■ : 下降側最大ケース

※: 小数第3位まで考慮すると、2.0km/sで最大

## 4-4. 動的破壊特性の不確かさの影響確認 (14 / 14)



## まとめ

- 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を目的として、基準波源モデル①～⑥の概略パラメータスタディにおける最大水位上昇ケース及び最大水位下降ケースの全ケースを対象に詳細パラメータスタディを実施した。
- その結果、概略パラメータスタディ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波源モデルのみを対象に詳細パラメータスタディを実施して選定した決定ケースと本検討で選定した決定ケースとは同じであることが確認できた。

## 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波検討結果

モデル	パラメータスタディ	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
基準波源モデル①	概略パラメータスタディ	2.55m	-2.15m
	詳細パラメータスタディ	2.82m	-2.33m
基準波源モデル②	概略パラメータスタディ	3.62m	-3.04m
	詳細パラメータスタディ	3.62m	-3.04m
基準波源モデル③	概略パラメータスタディ	3.57m	-3.49m
	詳細パラメータスタディ	3.57m	-3.53m
基準波源モデル④	概略パラメータスタディ	3.57m	-3.47m
	詳細パラメータスタディ	3.57m	-3.47m
基準波源モデル⑤	概略パラメータスタディ	3.47m	-3.03m
	詳細パラメータスタディ	3.47m	-3.03m
基準波源モデル⑥	概略パラメータスタディ	3.59m	-2.94m
	詳細パラメータスタディ	3.69m	-3.11m

(余白)

# 目 次

1. 津波堆積物調査（現地調査）
2. 日本海東縁部に設定された地方自治体による波源モデル
3. 2011年東北地方太平洋沖地震を始めとするM9クラスの超巨大地震から得られた知見
  - 3-1. 2011年東北地方太平洋沖地震から得られた知見
  - 3-2. 世界のM9クラスの超巨大地震から得られた知見の整理
  - 3-3. まとめ
4. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波
  - 4-1. 2011年東北地方太平洋沖地震による津波等の再現性確認
  - 4-2. 分岐断層に関する検討
  - 4-3. ライズタイムの影響検討
  - 4-4. 動的破壊特性の不確かさの影響確認
5. チリ沖に想定される地震に伴う津波の影響検討
6. 陸上の斜面崩壊に起因する津波
  - 6-1. 地すべり地形分布図
  - 6-2. 二層流モデルの適用性について
7. 海底地すべりに起因する津波
  - 7-1. 急傾斜部を対象とした地形判読
  - 7-2. 海底地すべり海上音波探査記録
  - 7-3. 海底地すべり地形崩壊量算定
  - 7-4. ハワイ付近の海底地すべりの影響について
8. 火山現象に起因する津波
  - 8-1. kinematic landslideモデルによる追加検討
9. 津波発生要因の組合せに関する検討
  - 9-1. 組合せ対象地すべりエリアの選定
  - 9-2. 線形足し合せ水位評価地点の妥当性確認
10. 津軽海峡・発電所専用港湾及び津波の周期特性
  - 10-1. 検討方法
  - 10-2. 日本海側からの津波に対する検討
  - 10-3. 太平洋側からの津波に対する検討
  - 10-4. まとめ
11. 津波の伝播特性について

## 5. チリ沖に想定される地震に伴う津波の影響検討（1 / 5）

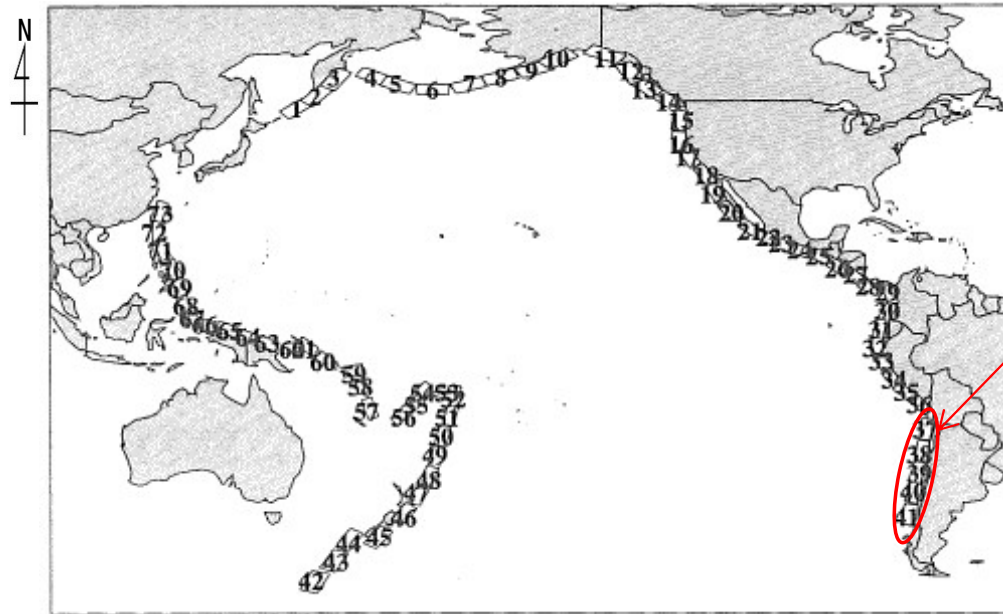


チリ沖の波源位置に関する敷地への津波の影響を把握するため、チリ沖に複数の波源モデルを設定して、チリ沖に想定される地震に伴う津波の影響検討を実施した。

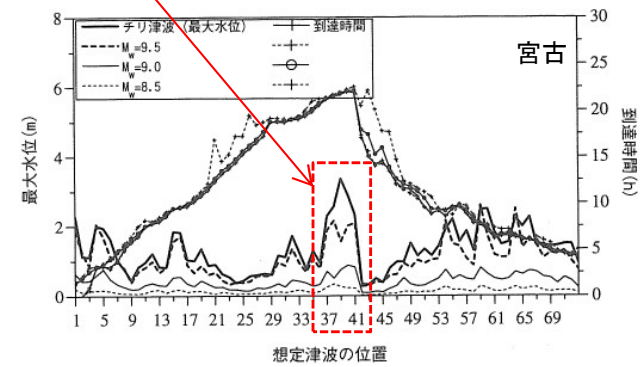
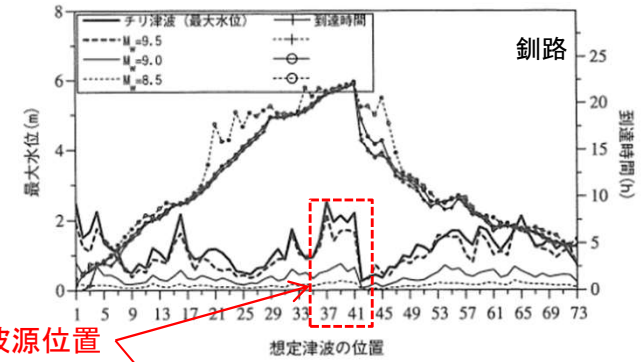
# 5. チリ沖に想定される地震に伴う津波の影響検討 (2 / 5)



## チリ沖の波源位置に関する敷地への影響検討 : 既往研究



チリ沖の波源位置  
No. 37~41



日本沿岸部における遠地津波の到達時間と最大水位  
河田ほか (1998) (71) に一部加筆

河田ほか (1998) (71) によると環太平洋地震帯上に1960年チリ地震をベースとした想定津波モデルを配置※し、数値計算により到達時間・最大水位を評価した結果、北海道・東北地方 (釧路・宮古) ではチリからの津波が最も大きくなる傾向にあるとされている。

※対象とするNo. 1~No. 73の地域で実際に大地震が発生するかは別にして、初期波形のみを想定して、それによるわが国沿岸部への影響を調べたとされている。

河田ほか (1998) (71) による

# 5. チリ沖に想定される地震に伴う津波の影響検討 (3 / 5)



## チリ沖の波源位置に関する敷地への影響検討 : 波源モデル

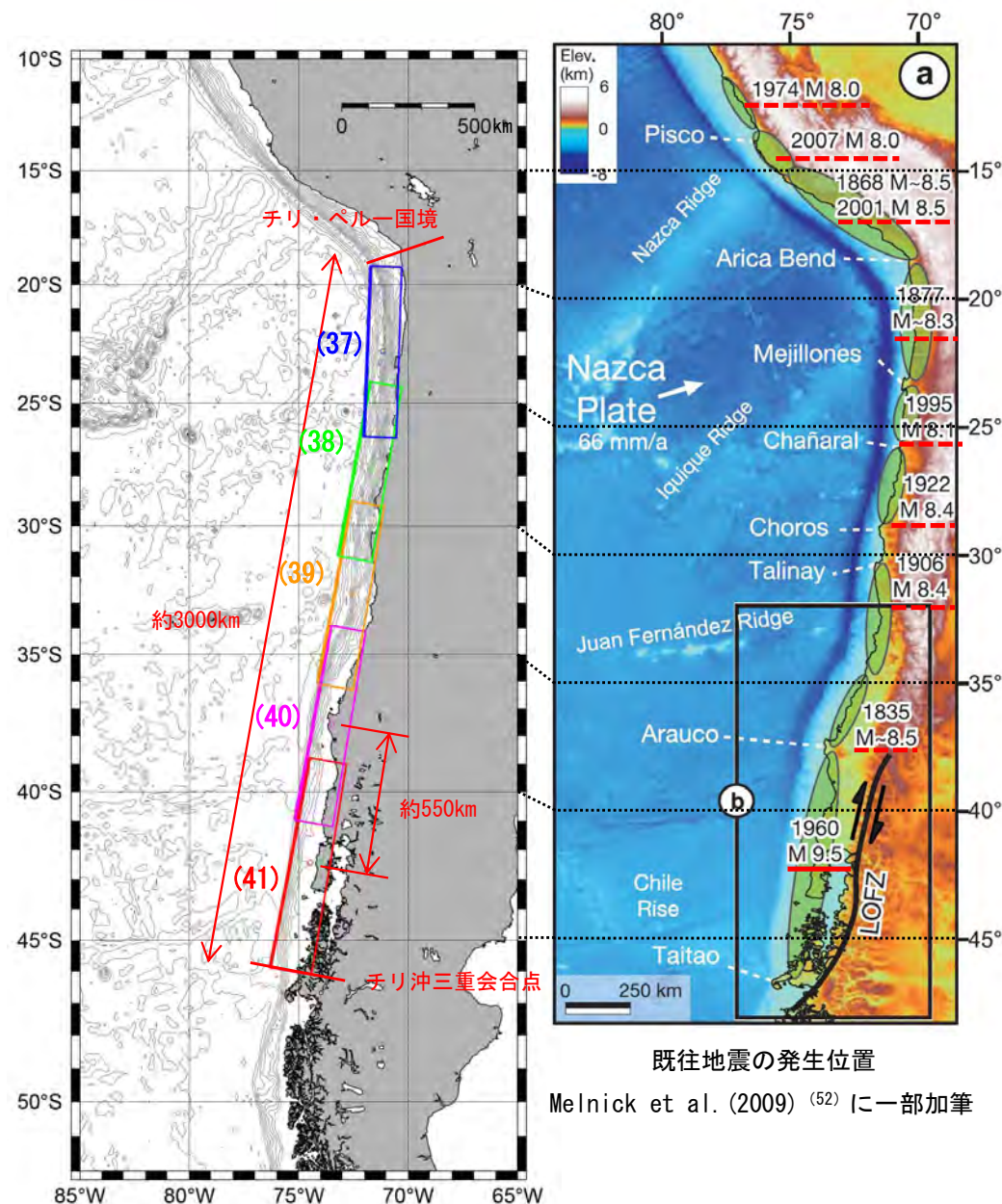
- チリ沖では、プレート境界約3000kmのうちM9.5規模の地震はその南端に位置する1960年チリ地震の発生域で発生している。
- チリ沖の約3000kmのプレート境界のうち、敷地へ及ぼす影響の大きな波源位置を確認するため、河田ほか (1998) (71) と同様の位置に波源モデルを設定して検討を実施した。

波源モデルのパラメータ

項目	諸元				
位置 (右図に対応)	(37)	(38)	(39)	(40)	(41)※1
モーメントマグニチュード $M_w$	9.4				
長さ $L$ (km)	800				
幅 $W$ (km)	150				
すべり量 $D$ (m)	28.8				
剛性率 $\mu$ (N/m <sup>2</sup> )	$5.0 \times 10^{10}$				
地震モーメント $M_0$ (N・m)	$1.73 \times 10^{23}$				
走向 $\theta$ (°) ※2	2	10			
上縁深さ $d$ (km)	1				
傾斜角 $\delta$ (°)	10				
すべり角 $\lambda$ (°)	90				
ライズタイム $\tau$ (s)	0				

※1: 基準波源モデルとして採用した1960年チリ地震津波の再現モデル (修正K&Cモデル)

※2: (37) のケースのみ海溝軸に合わせて走向を変化させた



既往地震の発生位置

Melnick et al. (2009) (52) に一部加筆

波源モデル位置

( ): 河田ほか (1998) (71) の波源位置



# 5. チリ沖に想定される地震に伴う津波の影響検討 (4 / 5)

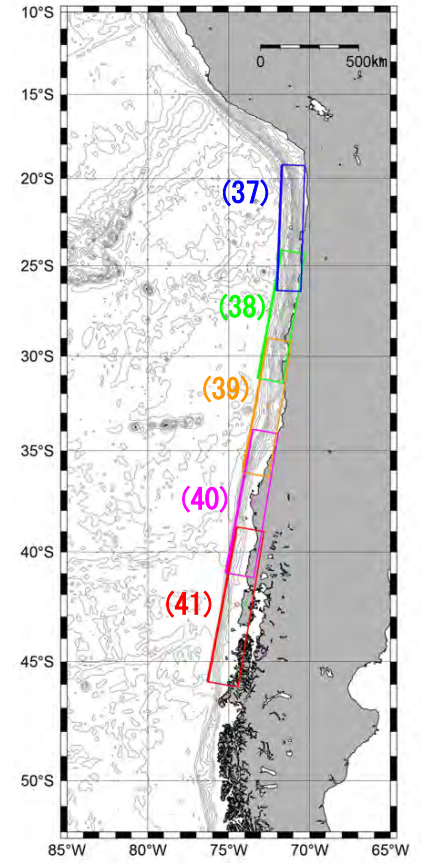
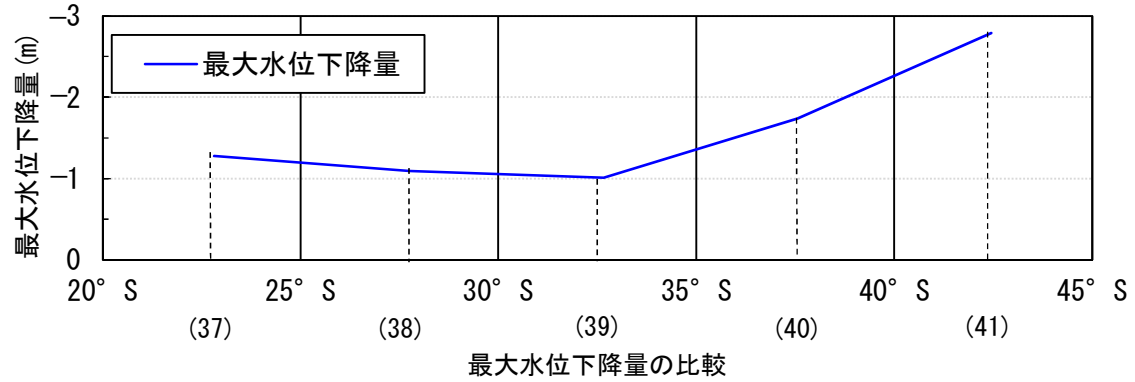
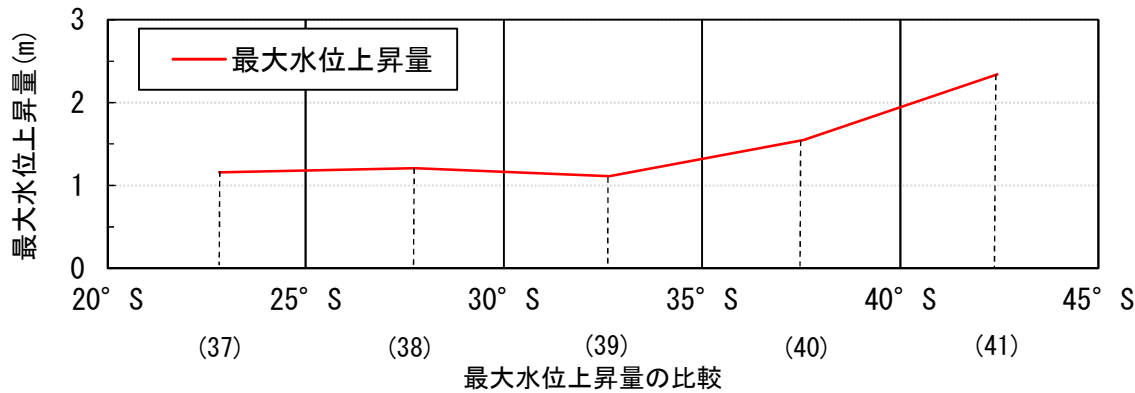


## 波源位置に関する影響検討：敷地における影響評価結果 (1 / 2)

- 敷地においては1960年チリ地震位置 (41) のケースが水位上昇量，水位下降量ともに最大となり，基準波源モデルの配置箇所である1960年チリ地震の発生位置に波源を設定する場合の影響が最も大きいことが確認された。
- よって，基準津波策定に係りチリ沖に想定される地震に伴う津波に関し実施した位置の検討範囲は妥当と考えられる。

敷地における最大水位変動量

波源位置	(37)	(38)	(39)	(40)	(41)
最大水位上昇量 (m)	1.16	1.21	1.11	1.55	2.34
最大水位下降量 (m)	-1.28	-1.09	-1.01	-1.74	-2.79



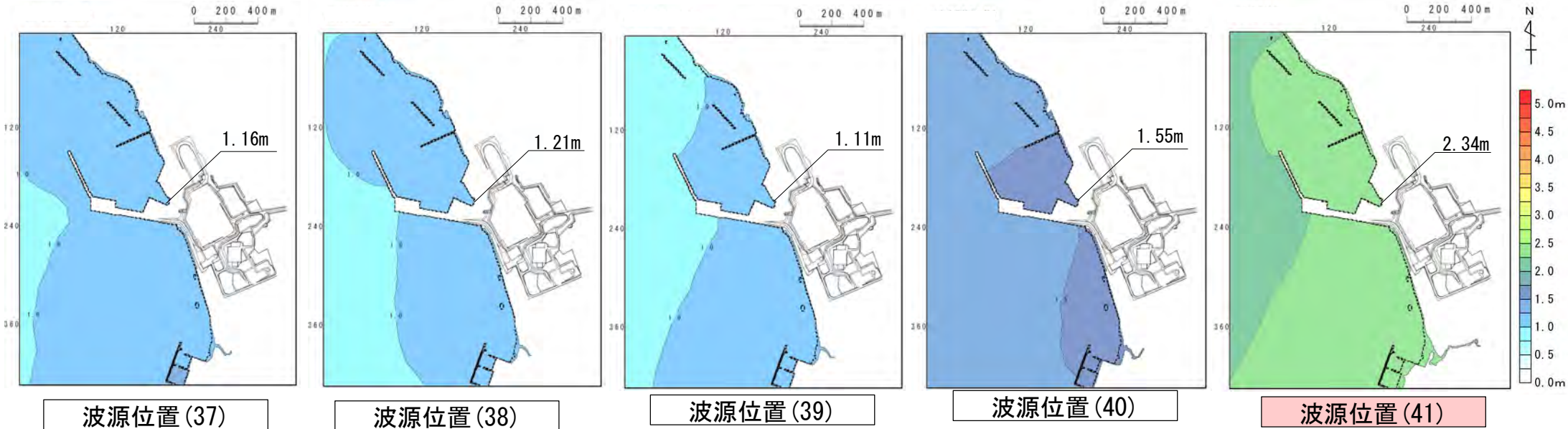
波源モデル位置 (修正K&CモデルMw=9.4)

( ) : 河田ほか(1998) (71) の波源位置

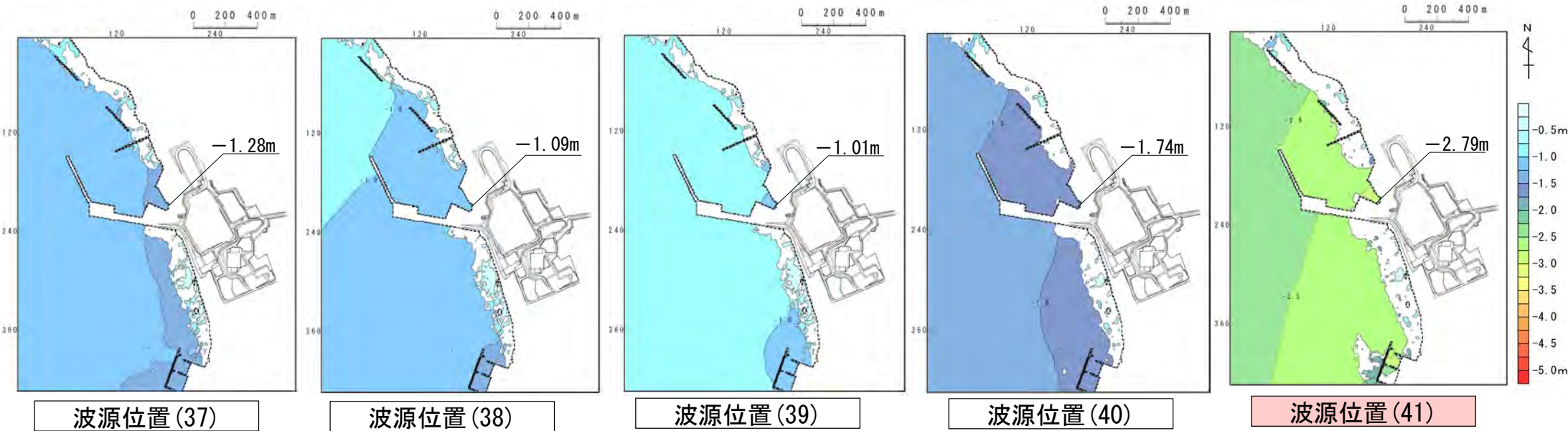
# 5. チリ沖に想定される地震に伴う津波の影響検討 (5 / 5)



## 波源位置に関する影響検討：敷地における影響評価結果 (2 / 2)



最大水位上昇量分布



最大水位下降量分布

( ) : 河田ほか(1998) (71) の波源位置

# 目次

1. 津波堆積物調査（現地調査）
2. 日本海東縁部に設定された地方自治体による波源モデル
3. 2011年東北地方太平洋沖地震を始めとするM9クラスの超巨大地震から得られた知見
  - 3-1. 2011年東北地方太平洋沖地震から得られた知見
  - 3-2. 世界のM9クラスの超巨大地震から得られた知見の整理
  - 3-3. まとめ
4. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波
  - 4-1. 2011年東北地方太平洋沖地震による津波等の再現性確認
  - 4-2. 分岐断層に関する検討
  - 4-3. ライズタイムの影響検討
  - 4-4. 動的破壊特性の不確かさの影響確認
5. チリ沖に想定される地震に伴う津波の影響検討
6. 陸上の斜面崩壊に起因する津波
  - 6-1. 地すべり地形分布図
  - 6-2. 二層流モデルの適用性について
7. 海底地すべりに起因する津波
  - 7-1. 急傾斜部を対象とした地形判読
  - 7-2. 海底地すべり海上音波探査記録
  - 7-3. 海底地すべり地形崩壊量算定
  - 7-4. ハワイ付近の海底地すべりの影響について
8. 火山現象に起因する津波
  - 8-1. kinematic landslideモデルによる追加検討
9. 津波発生要因の組合せに関する検討
  - 9-1. 組合せ対象地すべりエリアの選定
  - 9-2. 線形足し合せ水位評価地点の妥当性確認
10. 津軽海峡・発電所専用港湾及び津波の周期特性
  - 10-1. 検討方法
  - 10-2. 日本海側からの津波に対する検討
  - 10-3. 太平洋側からの津波に対する検討
  - 10-4. まとめ
11. 津波の伝播特性について

## 6-1. 地すべり地形分布図（1 / 15）



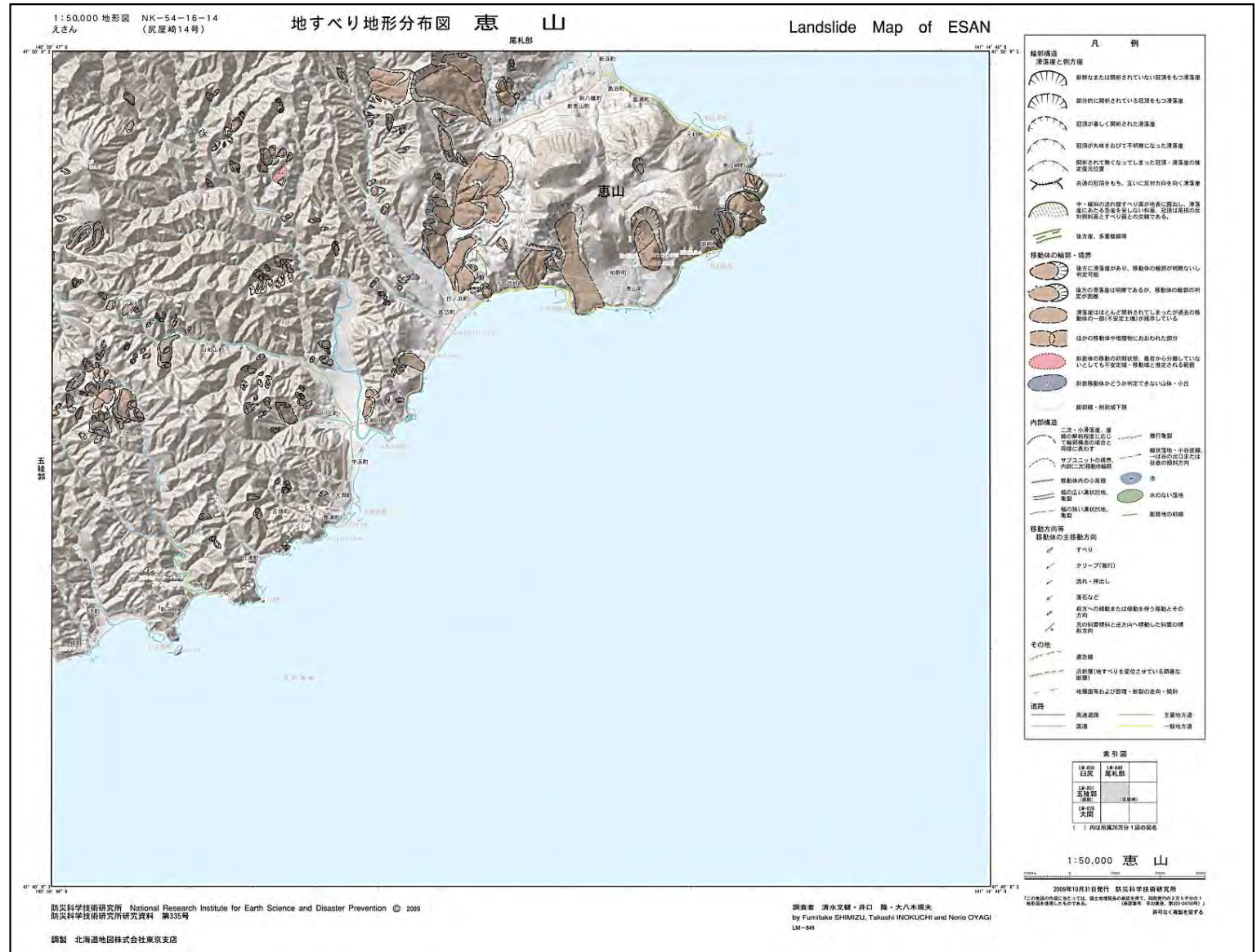
津軽海峡内を対象として、防災科学研究所による地すべり地形分布図を整理した。



# 6-1. 地すべり地形分布図 (2 / 15)

## 津軽海峡内地すべり地形の抽出 (1 / 14) : 地すべり地形分布図 (北海道側・恵山)

江差 ESASHI LM-858	館 TATE LM-854	大沼公園 ONUMAKOEN LM-852	臼尻 USUJIRI LM-850	尾札部 OSATSURE LM-848
上ノ国 KAMINOKUNI LM-859	木古内 KIKONAI LM-855	函館 HAKODATE LM-853	五稜郭 GORYOKAKU LM-851	<b>恵山 ESAN LM-849</b>
大千軒岳 DAISENGENAKE LM-860	知内 SHIRIUCHI LM-856		大間 OMA (第42集刊行済)	
松前 MATSUMAE LM-861	渡島福島 OSHIMA- FUKUSHIMA LM-857	<b>【函館】</b>	佐井 SAI (第42集刊行済)	



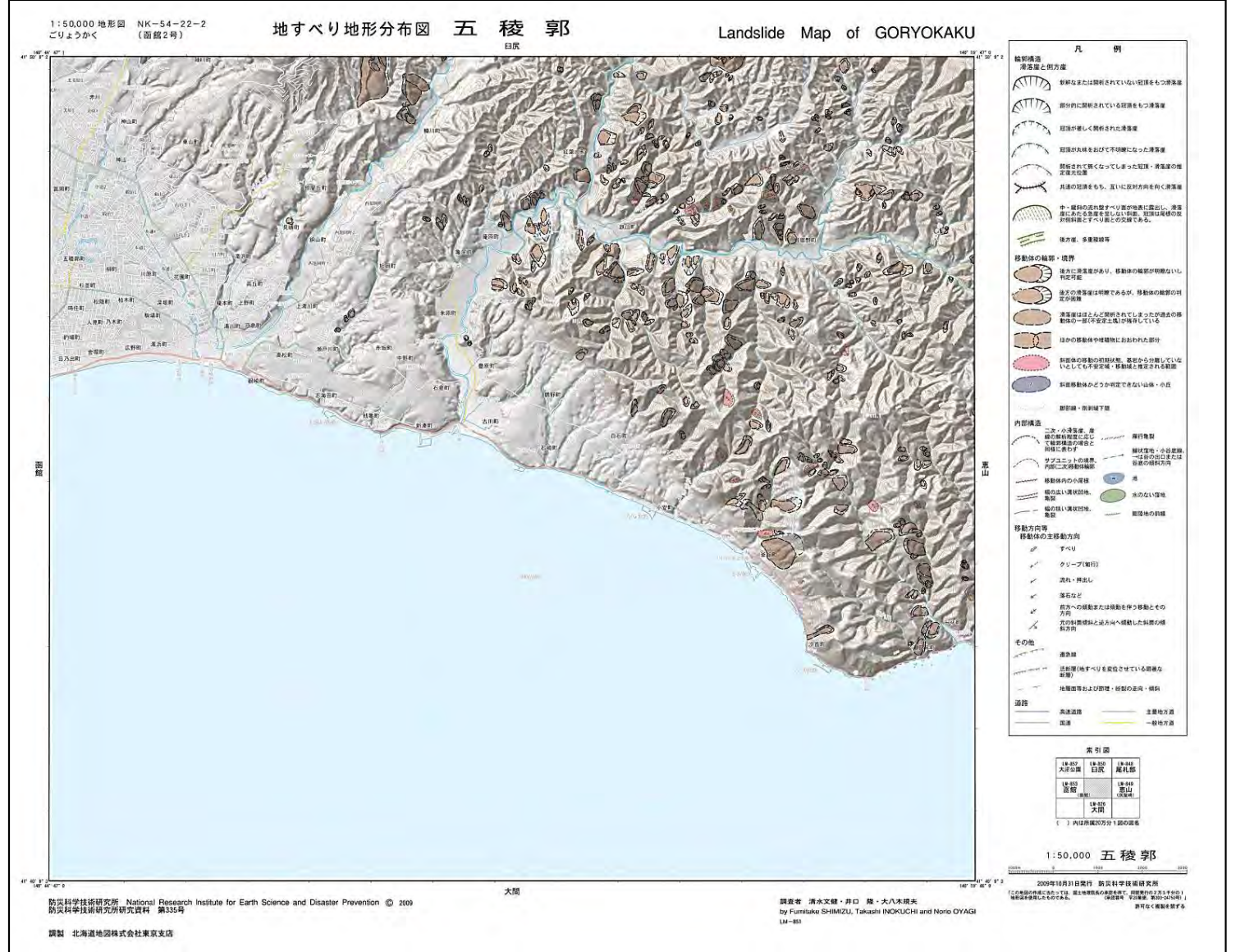
・ 恵山周辺の海沿いに大きな地すべり地形が複数ある。



# 6-1. 地すべり地形分布図 (3 / 15)

## 津軽海峡内地すべり地形の抽出 (2 / 14) : 地すべり地形分布図 (北海道側・五稜郭)

江差 ESASHI LM-858	館 TATE LM-854	大沼公園 ONUMAKOEN LM-852	臼尻 USUJIRI LM-850	尾札部 OSATSURE LM-848
上ノ国 KAMINOKUNI LM-859	木古内 KIKONAI LM-855	函館 HAKODATE LM-853	<b>五稜郭 GORYOKAKU LM-851</b>	恵山 ESAN LM-849
大千軒岳 DAISENGENAKE LM-860	知内 SHIRUUCHI LM-856		大間 OMA (第42集刊行済)	
松前 MATSUMAE LM-861	渡島福島 OSHIMA- FUKUSHIMA LM-857	<b>【函館】</b>	佐井 SAI (第42集刊行済)	



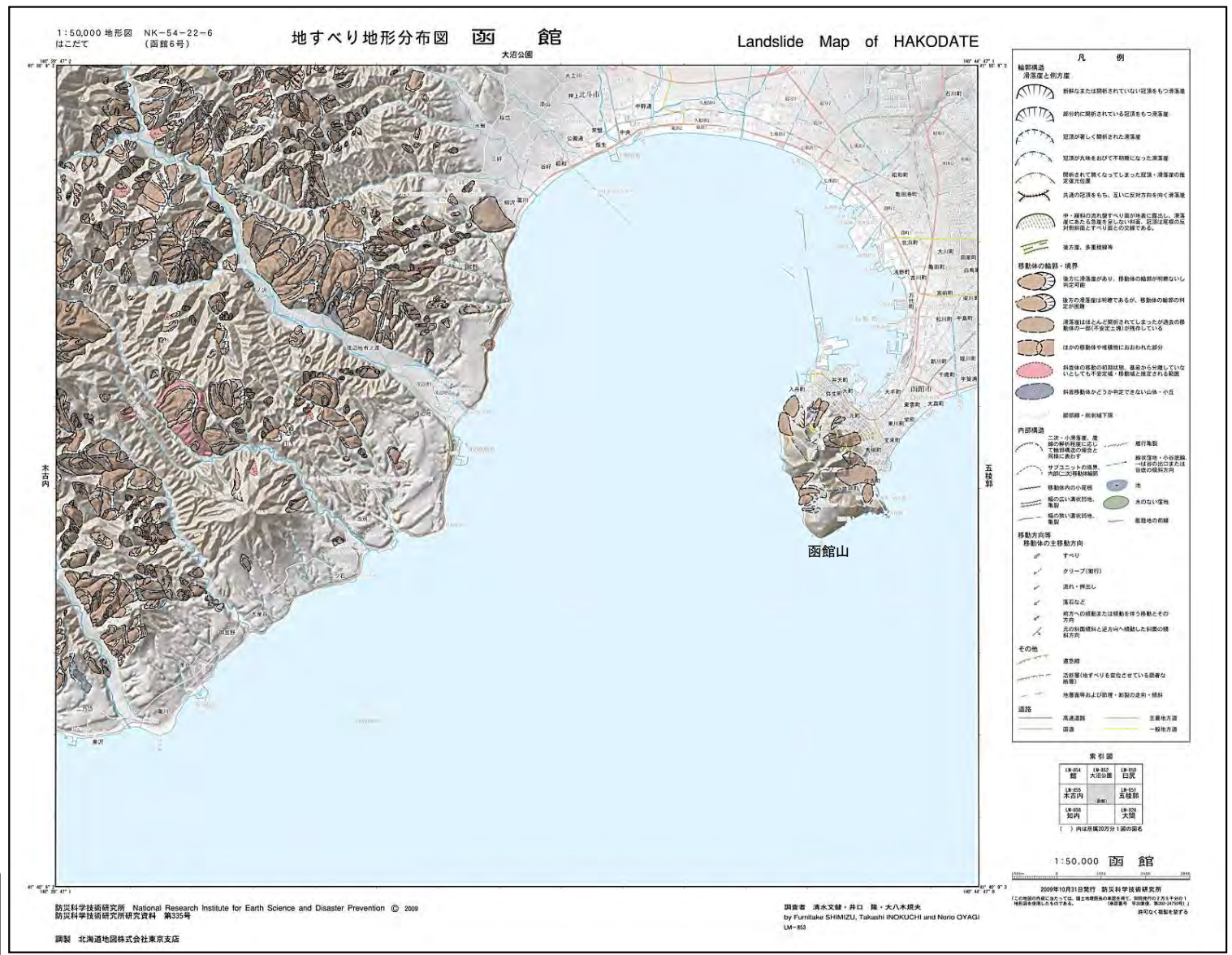
・海沿いに大きな地すべり地形はない。



# 6-1. 地すべり地形分布図 (4 / 15)

## 津軽海峡内地すべり地形の抽出 (3 / 14) : 地すべり地形分布図 (北海道側・函館)

江差 ESASHI LM-858	館 TATE LM-854	大沼公園 ONUMAKOEN LM-852	臼尻 USUJIRI LM-850	尾札部 OSATSURE LM-848
上ノ国 KAMINOKUNI LM-859	木古内 KIKONAI LM-855	<b>函館 HAKODATE LM-853</b>	五稜郭 GORYOKAKU LM-851	恵山 ESAN LM-849
大千軒岳 DAISENGENAKE LM-860	知内 SHIRIUCHI LM-856		大間 OMA (第42集刊行済)	
松前 MATSUMAE LM-861	渡島福島 OSHIMA- FUKUSHIMA LM-857	<b>【函館】</b>	佐井 SAI (第42集刊行済)	



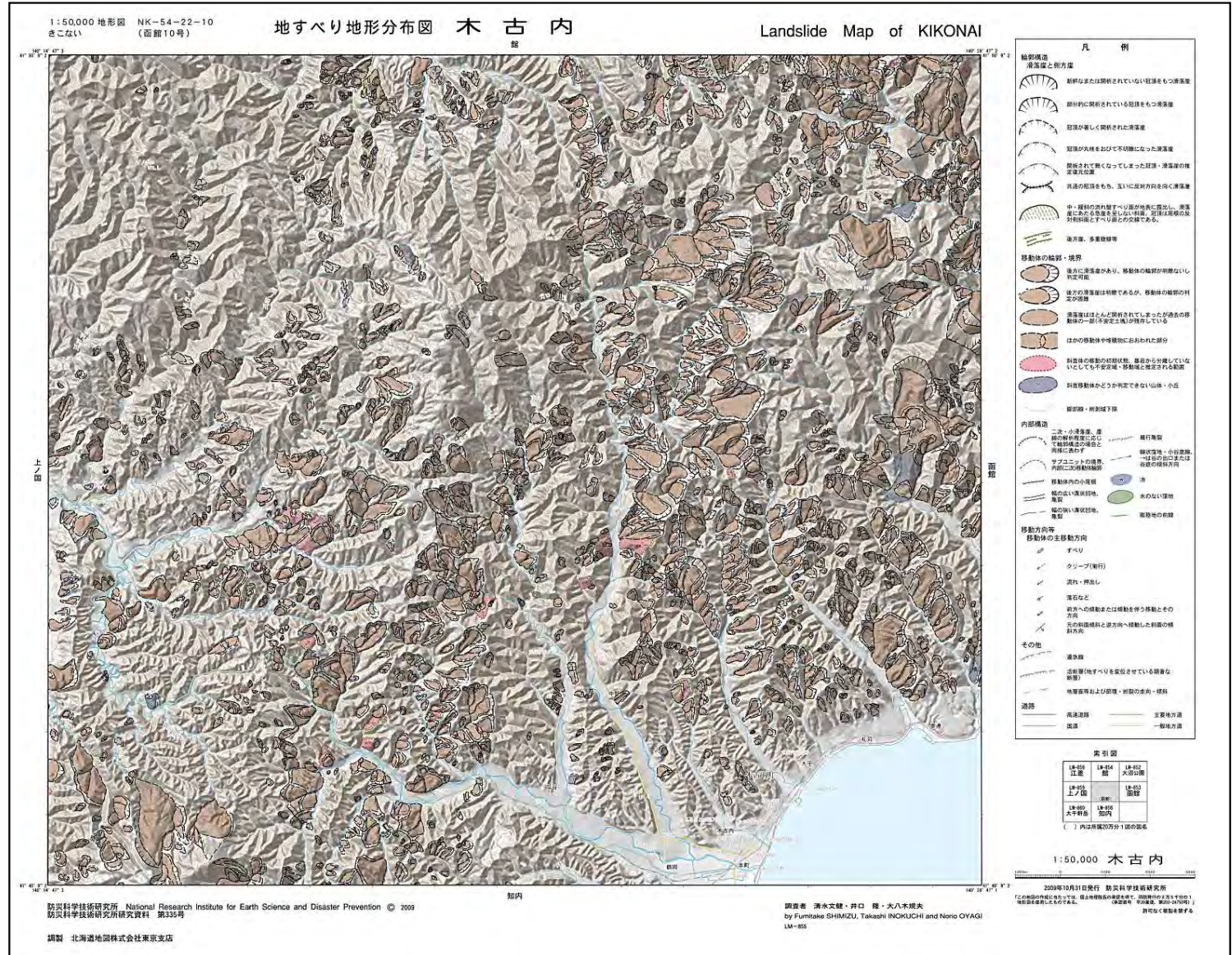
・函館山の海沿いに大きな地すべり地形が複数ある。



# 6-1. 地すべり地形分布図 (5 / 15)

## 津軽海峡内地すべり地形の抽出 (4 / 14) : 地すべり地形分布図 (北海道側・木古内)

江差 ESASHI LM-858	館 TATE LM-854	大沼公園 ONUMAKOEN LM-852	臼尻 USUJIRI LM-850	尾札部 OSATSURE LM-848
上ノ国 KAMINOKUNI LM-859	<b>木古内 KIKONAI LM-855</b>	函館 HAKODATE LM-853	五稜郭 GORYOKAKU LM-851	恵山 ESAN LM-849
大千軒岳 DAISENGENAKE LM-860	知内 SHIRIUCHI LM-856		大間 OMA (第42集刊行済)	
松前 MATSUMAE LM-861	渡島福島 OSHIMA- FUKUSHIMA LM-857	<b>【函館】</b>	佐井 SAI (第42集刊行済)	



・海沿いに大きな地すべり地形はない。

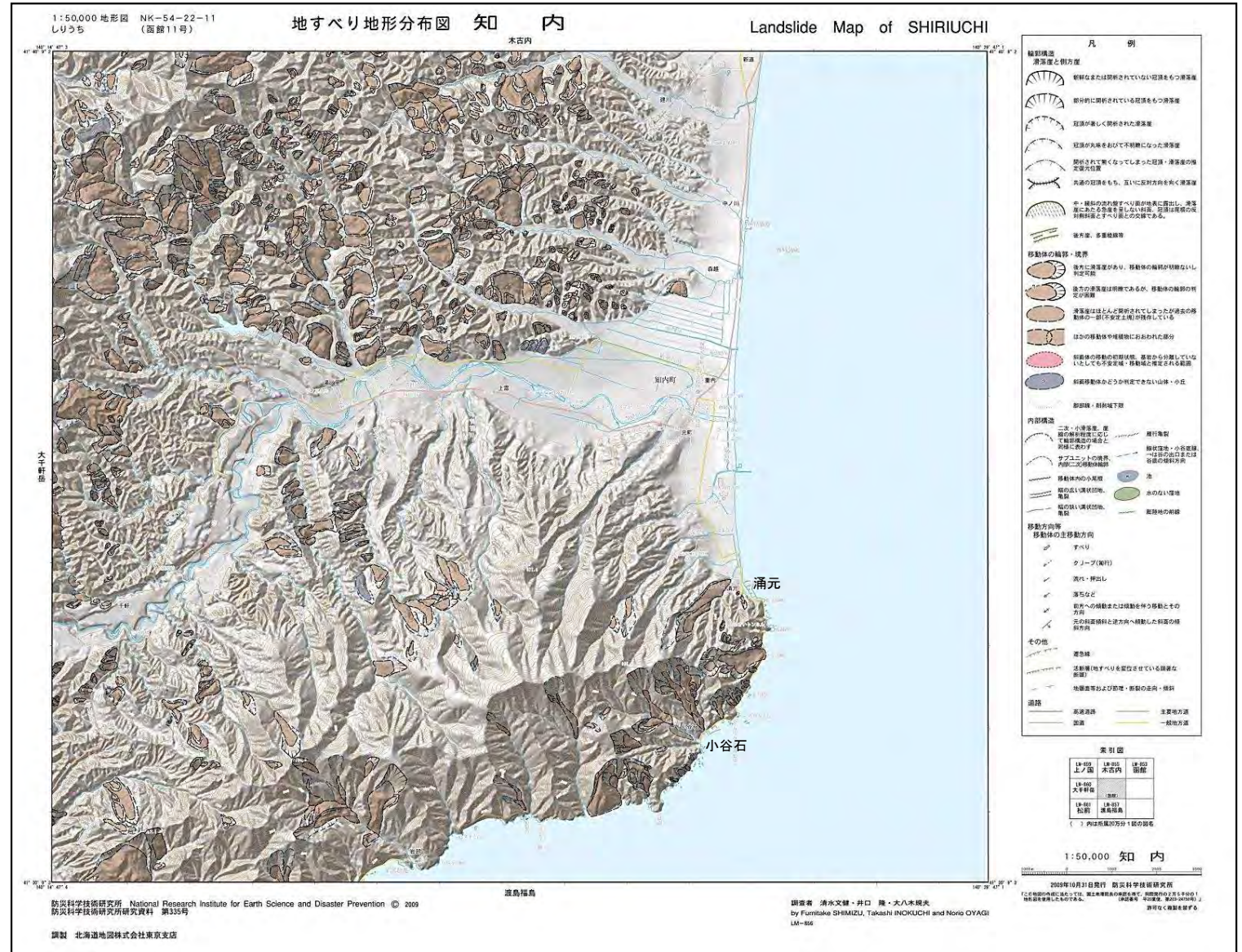




# 6-1. 地すべり地形分布図 (6 / 15)

## 津軽海峡内地すべり地形の抽出 (5 / 14) : 地すべり地形分布図 (北海道側・知内)

江差 ESASHI LM-858	館 TATE LM-854	大沼公園 ONUMAKOEN LM-852	臼尻 USUJIRI LM-850	尾札部 OSATSURE LM-848
上ノ国 KAMINOKUNI LM-859	本古内 KIKONAI LM-855	函館 HAKODATE LM-853	五稜郭 GORYOKAKU LM-851	恵山 ESAN LM-849
大千軒岳 DAISENGENAKE LM-860	<b>知内 SHIRIUCHI LM-856</b>		大間 OMA (第42集刊行済)	
松前 MATSUMAE LM-861	渡島福島 OSHIIMA- FUKUSHIMA LM-857	<b>【函館】</b>	佐井 SAI (第42集刊行済)	



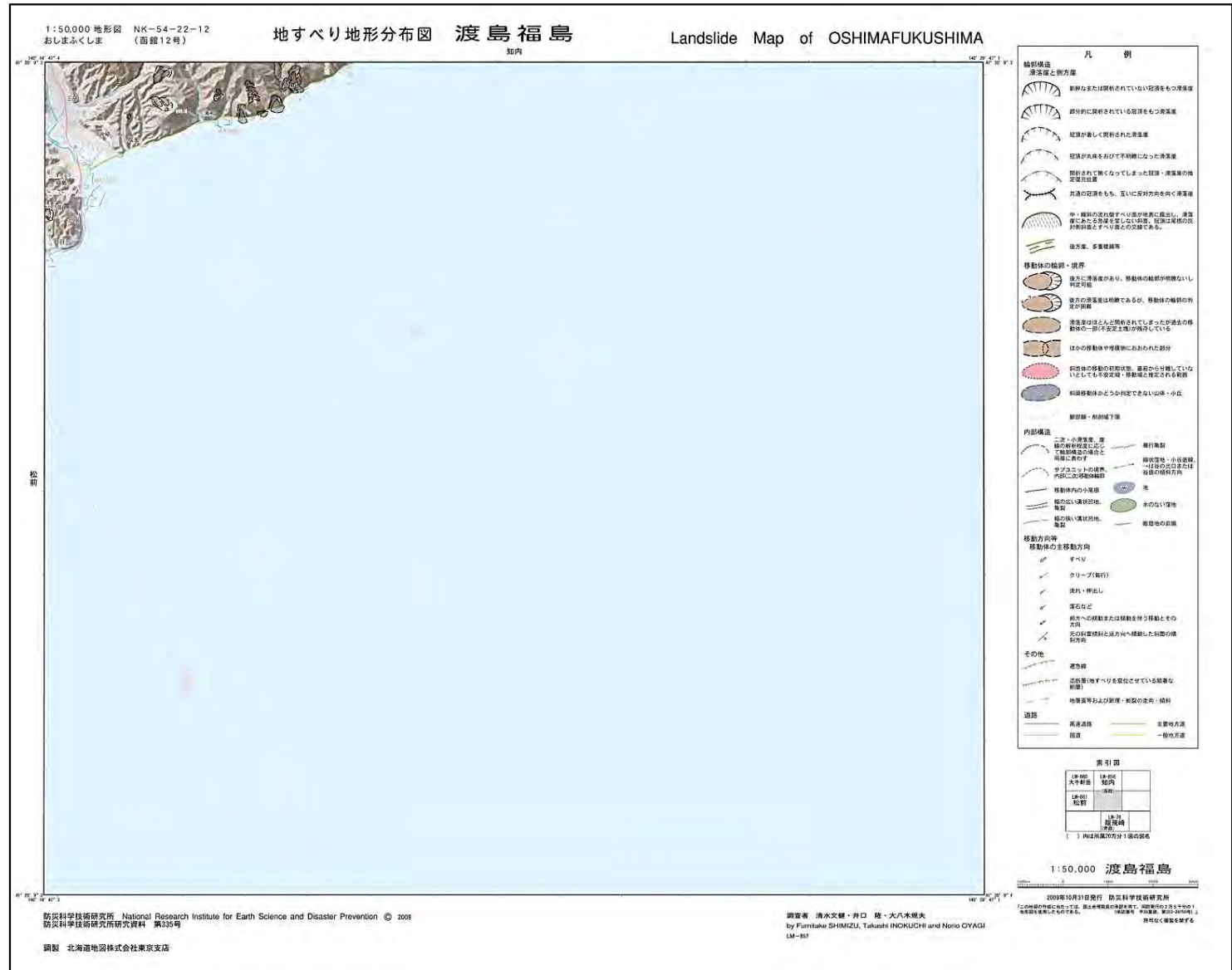
・ 涌元から小谷石周辺の海沿いに大きな地すべり地形が複数ある。



# 6-1. 地すべり地形分布図 (7 / 15)

## 津軽海峡内地すべり地形の抽出 (6 / 14) : 地すべり地形分布図 (北海道側・渡島福島)

江差 ESASHI LM-858	館 TATE LM-854	大沼公園 ONUMAKOEN LM-852	臼尻 USUJIRI LM-850	尾札部 OSATSURE LM-848
上ノ国 KAMINOKUNI LM-859	木古内 KIKONA1 LM-855	函館 HAKODATE LM-853	五稜郭 GORYOAKAKU LM-851	恵山 ESAN LM-849
大千軒岳 DAISENGENAKE LM-860	知内 SHIRIUCHI LM-856		大間 OMA (第42集刊行送)	
松前 MATSUMAE LM-861	渡島福島 OSHIMA- FUKUSHIMA LM-857	【函館】	佐井 SAI (第42集刊行送)	



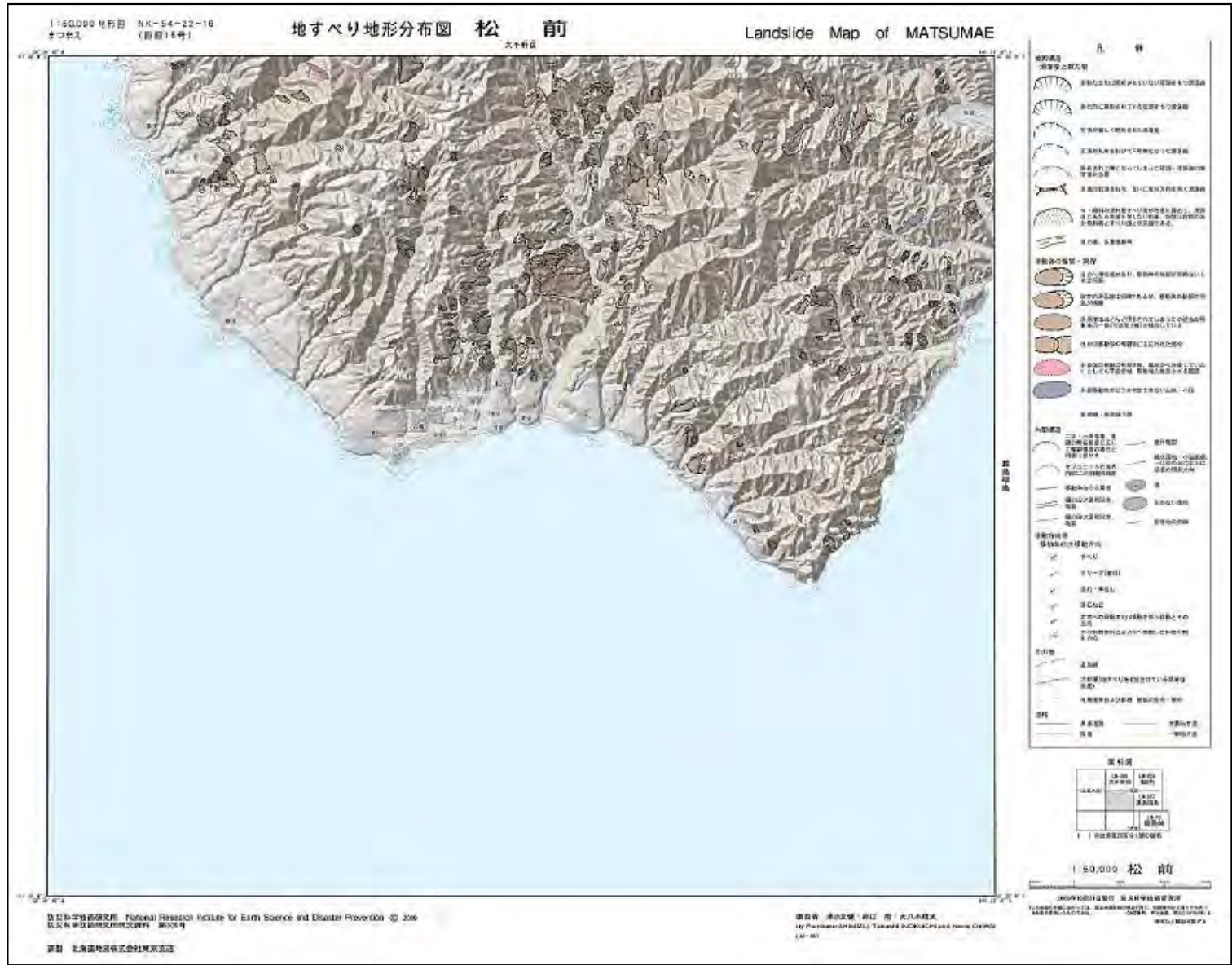
・海沿いに大きな地すべり地形はない。



# 6-1. 地すべり地形分布図 (8 / 15)

津軽海峡内地すべり地形の抽出 (7 / 14) : 地すべり地形分布図 (北海道側・松前)

江差 ESASHI LM-858	館 TATE LM-854	大沼公園 ONUMAKOEN LM-852	臼尻 USUJIRI LM-850	尾札部 OSATSURE LM-848
上ノ国 KAMINOKUNI LM-859	木古内 KIKONAI LM-855	函館 HAKODATE LM-853	五稜郭 GORYOKAKU LM-851	恵山 ESAN LM-849
大千軒岳 DAISENGENAKE LM-860	知内 SHIRIUCHI LM-856	【函館】	大間 OMA (第42集刊行済)	
松前 MATSUMAE LM-861	渡島福島 OSHIIMA- FUKUSHIMA LM-857		佐井 SAI (第42集刊行済)	



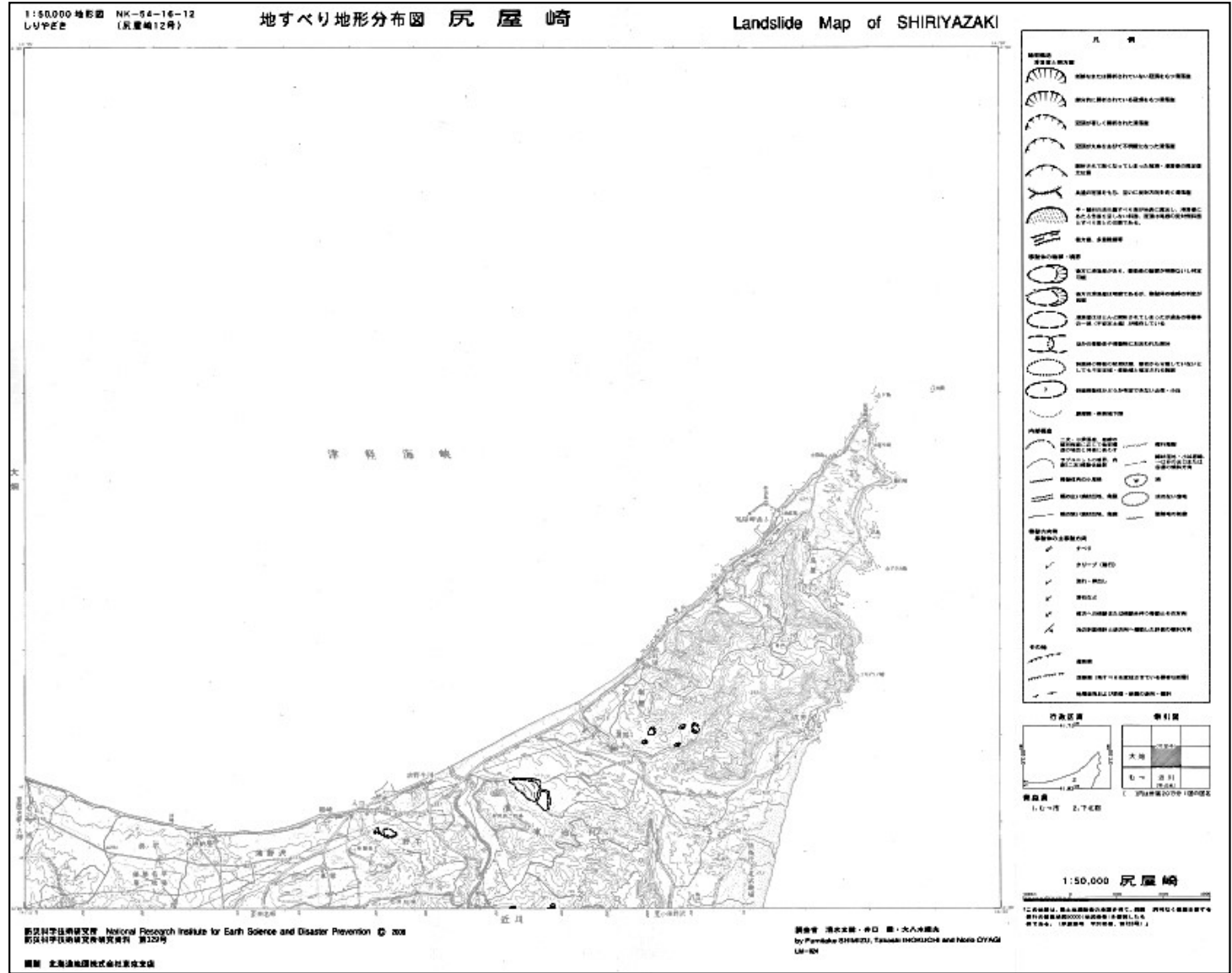
・海沿いに大きな地すべり地形はない。



# 6-1. 地すべり地形分布図 (9 / 15)

## 津軽海峡内地すべり地形の抽出 (8 / 14) : 地すべり地形分布図 (青森県側・尻屋崎)

【函館】	大間 OMA LM-826	【尻屋崎】			
	佐井 SAI LM-827	大畑 OHATA LM-825	尻屋崎 SHIRIYAZAKI LM-824		
【野辺地】		むつ MUTSU LM-832	近川 CHIKAGAWA LM-828		
			陸奥横浜 MUTSUYOKOHAMA LM-829		
		野辺地 NOHEJI LM-833	平沼 HIRANUMA LM-830		
【八戸】		七戸 SHICHINOHE LM-834	三沢 MISAWA LM-831		
		十和田 TOWADA LM-844	八戸 HACHINOHE LM-840	八戸東部 HACHINOHETOBU (地すべり地形なし)	
		田子 TAKKO LM-845	三戸 SANNOHE LM-841	階上岳 HASHIKAMIDAKE LM-837	
		浄法寺 JOBOSHI LM-846	一戸 ICHINOHE LM-842	陸中大野 RIKUCHUONO LM-838	久慈 KUJI LM-835
		荒屋 ARAYA LM-847	葛巻 KUZUMAKI LM-843	陸中間 RIKUCHUSEKI LM-839	陸中野田 RIKUCHUNODA LM-836



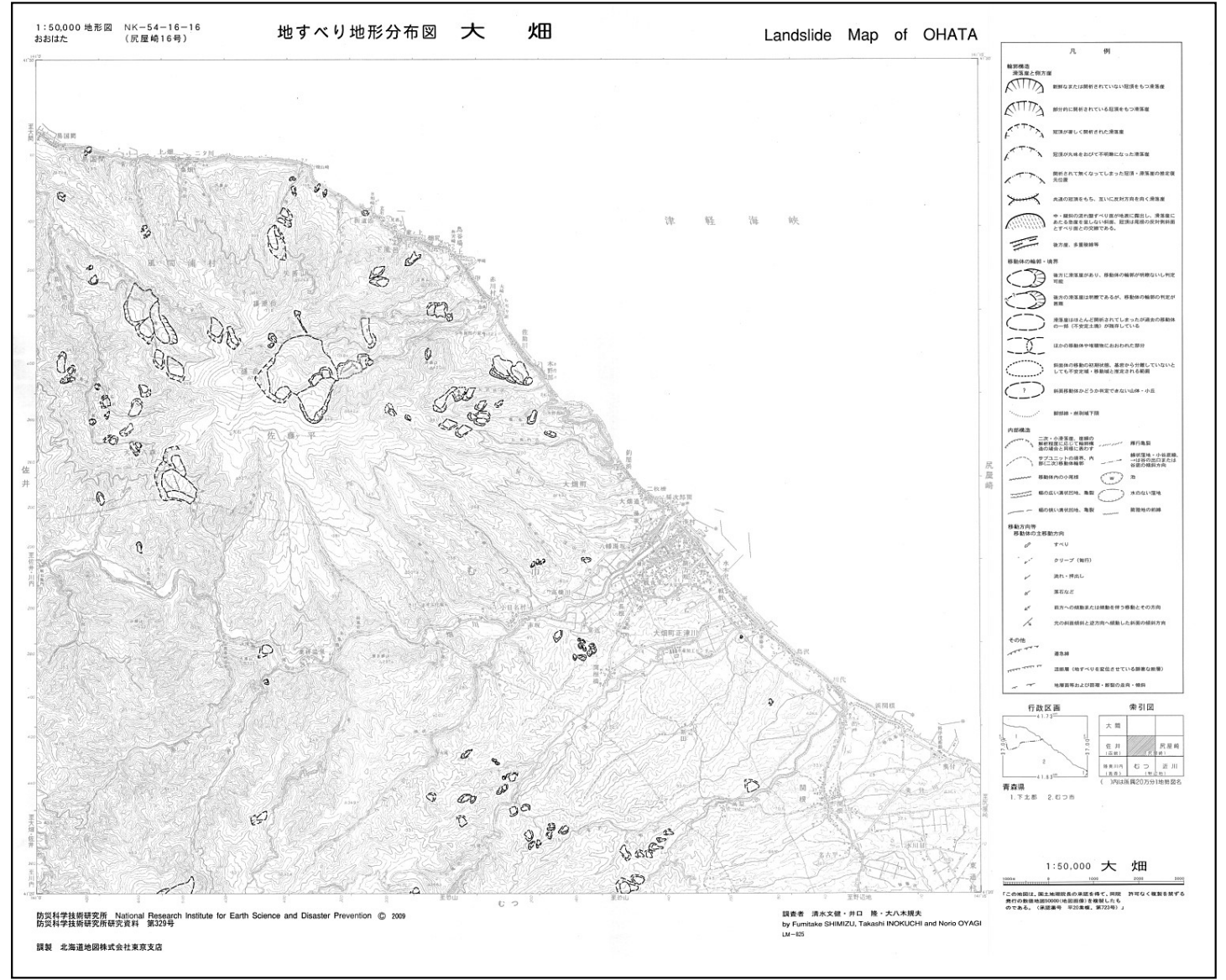
・海沿いに大きな地すべり地形はない。



# 6-1. 地すべり地形分布図 (10/15)

## 津軽海峡内地すべり地形の抽出 (9/14) : 地すべり地形分布図 (青森県側・大畑)

【函館】	大間 OMA LM-826	【尻屋崎】		
	佐井 SAI LM-827	大畑 OHATA LM-825	尻屋崎 SHIRIYAZAKI LM-824	
【野辺地】	むつ MUTSU LM-832	近川 CHIKAGAWA LM-828	陸奥横浜 MUTSUYOKOHAMA LM-829	
	野辺地 NOHEJI LM-833	平沼 HIRANUMA LM-830		
	七戸 SHICHINOHE LM-834	三沢 MISAWA LM-831		
【八戸】	十和田 TOWADA LM-844	八戸 HACHINOHE LM-840	八戸東部 HACHINOHETOBU (地すべり地形なし)	
	田子 TAKKO LM-845	三戸 SANNOHE LM-841	藤上岳 HASHIKAMIDAKE LM-837	
	浄法寺 JOBOSHI LM-846	一戸 ICHINOHE LM-842	陸中大野 RIKUCHUONO LM-838	久慈 KUIJI LM-835
	荒屋 ARAYA LM-847	葛巻 KUZUMAKI LM-843	陸中間 RIKUCHUSEKI LM-839	陸中野田 RIKUCHUNODA LM-836



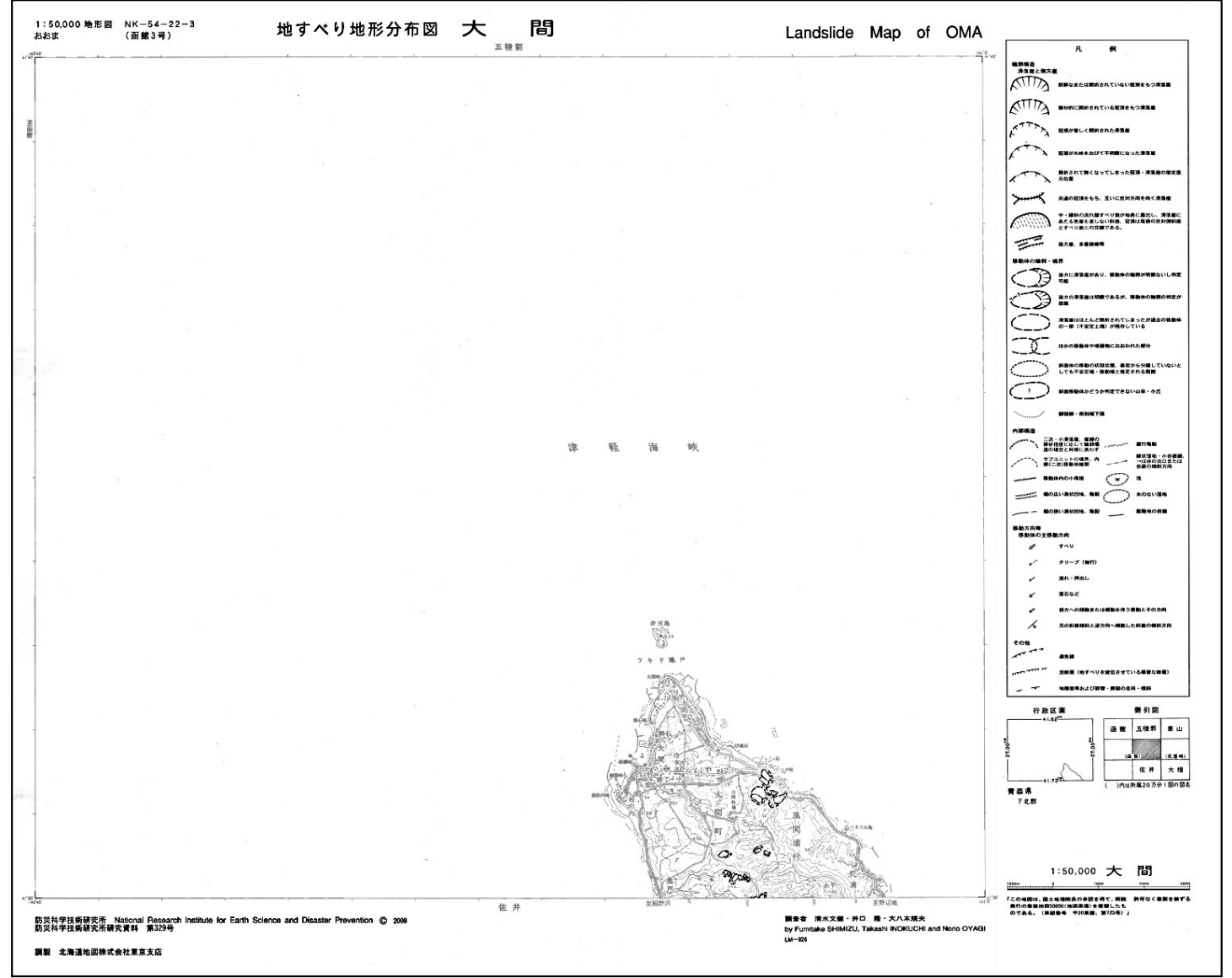
・海沿いに大きな地すべり地形はない。



# 6-1. 地すべり地形分布図 (11 / 15)

## 津軽海峡内地すべり地形の抽出 (10 / 14) : 地すべり地形分布図 (青森県側・大間)

【函館】	大間 OMA LM-826	【尻屋崎】		
	佐井 SAI LM-827	大畑 OHATA LM-825	尻屋崎 SHIRIYAZAKI LM-824	
【野辺地】	むつ MUTSU LM-832	近川 CHIKAGAWA LM-828	陸奥横浜 MUTSUYOKOHAMA LM-829	
	野辺地 NOHEJI LM-833	平沼 HIRANUMA LM-830		
	七戸 SHICHINOHE LM-834	三沢 MISAWA LM-831		
【八戸】	十和田 TOWADA LM-844	八戸 HACHINOHE LM-840	八戸東部 HACHINOHE TOBU (地すべり地形なし)	
	田子 TAKKO LM-845	三戸 SANNHOE LM-841	階上岳 HASHIKAMIDAKE LM-837	
	浄法寺 JOBOJI LM-846	一戸 ICHINOHE LM-842	陸中大野 RIKUCHUONO LM-838	久慈 KUJI LM-835
	芳屋 ARAYA LM-847	葛巻 KUZUMAKI LM-843	陸中間 RIKUCHUSEKI LM-839	陸中野田 RIKUCHUNODA LM-836



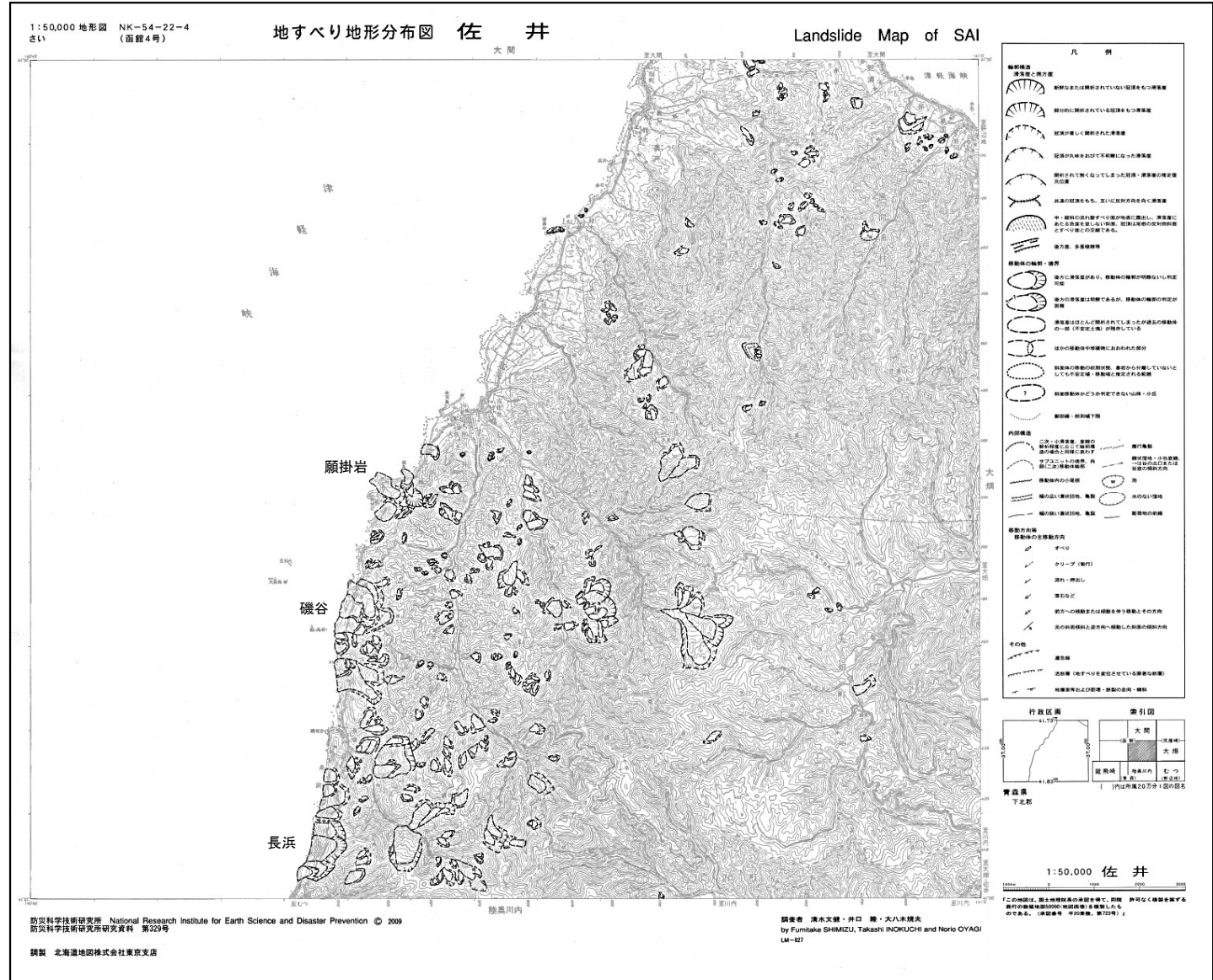
・海沿いに大きな地すべり地形はない。



# 6-1. 地すべり地形分布図 (12/15)

## 津軽海峡内地すべり地形の抽出 (11/14) : 地すべり地形分布図 (青森県側・佐井)

【函館】	大間 OMA LM-826	【尻屋崎】			
	佐井 SAI LM-827	大畑 OHATA LM-825	尻屋崎 SHIRIYAZAKI LM-824		
【野辺地】		むつ MUTSU LM-832	近川 CHIKAGAWA LM-828		
			陸奥横浜 MUTSUYOKOHAMA LM-829		
		野辺地 NOHEJI LM-833	平沼 HIRANUMA LM-830		
【八戸】		七戸 SHICHINOHE LM-834	三沢 MISAWA LM-831		
		十和田 TOWADA LM-844	八戸 HACHINOHE LM-840	八戸東部 HACHINOHE TOBU (地すべり地形なし)	
		田子 TAKKO LM-845	三戸 SANNOHE LM-841	随上岳 HASHIKAMIDAKE LM-837	
		浄法寺 JOBOJI LM-846	一戸 ICHINOHE LM-842	陸中大野 RIKUCHUONO LM-838	久慈 KUIJI LM-835
		荒屋 ARAYA LM-847	葛巻 KUZUMAKI LM-843	陸中間 RIKUCHUSEKI LM-839	陸中野田 RIKUCHUNODA LM-836



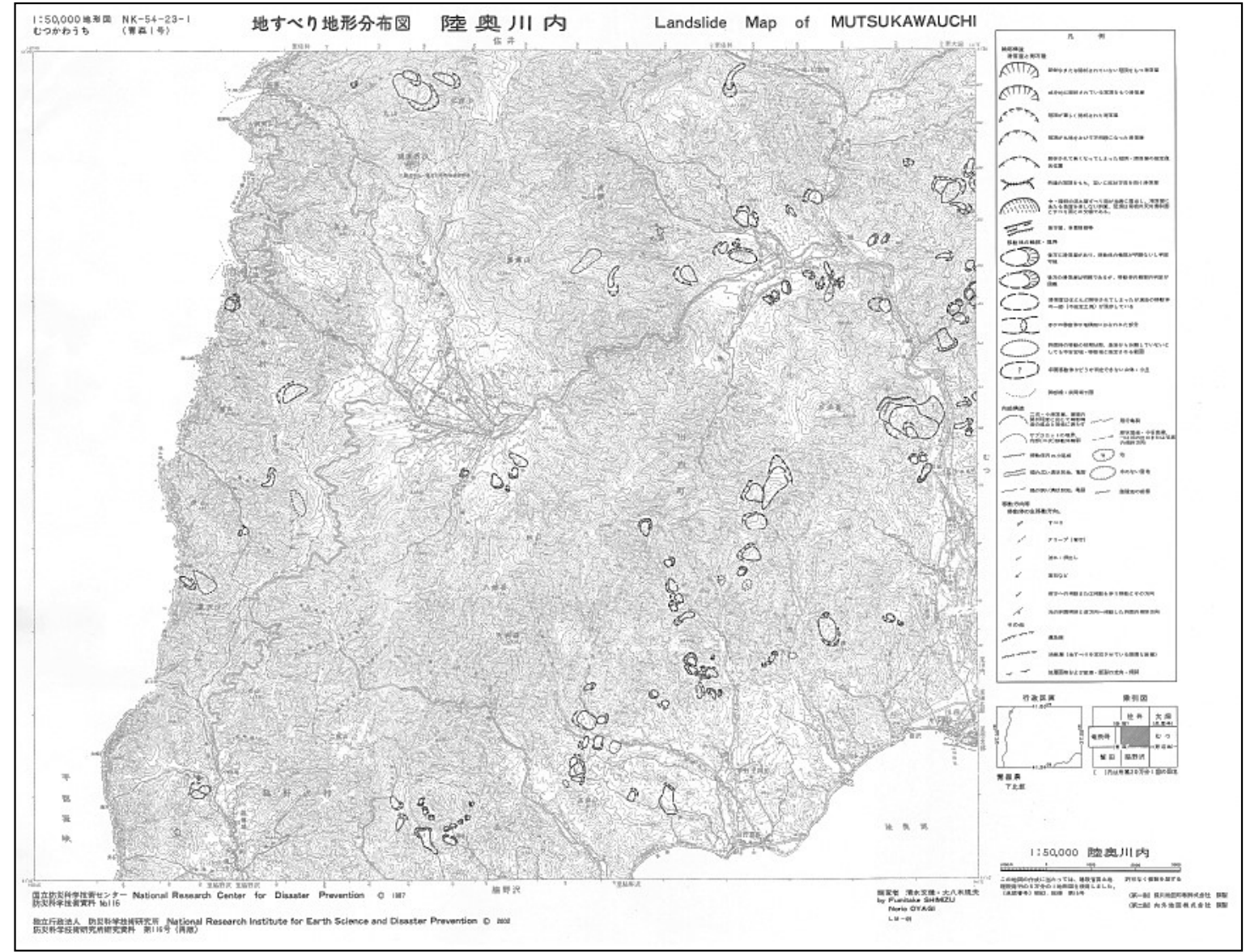
・ 願掛岩から長浜に至る海沿いに大きな地すべり地形が複数ある。



# 6-1. 地すべり地形分布図 (13 / 15)

## 津軽海峡内地すべり地形の抽出 (12 / 14) : 地すべり地形分布図 (青森県側・陸奥川内)

	竜飛崎 TAPPIZAKI LM-76		陸奥川内 MUTSUKAWAUCHI LM-69
	小泊 KODOMARI LM-77	蟹田 KANITA LM-73	脇野沢 WAKINOSAWA LM-70
	金木 KANAGI LM-78	油川 ABURAKAWA LM-74	浅虫 ASAMUSHI LM-71
鯉ヶ沢 AJIGASAWA LM-80	五所川原 GOSHOGAWARA LM-79	青森西部 AOMORISEIBU LM-75	青森東部 AOMORITOBU LM-72



・海沿いに大きな地すべり地形はない。

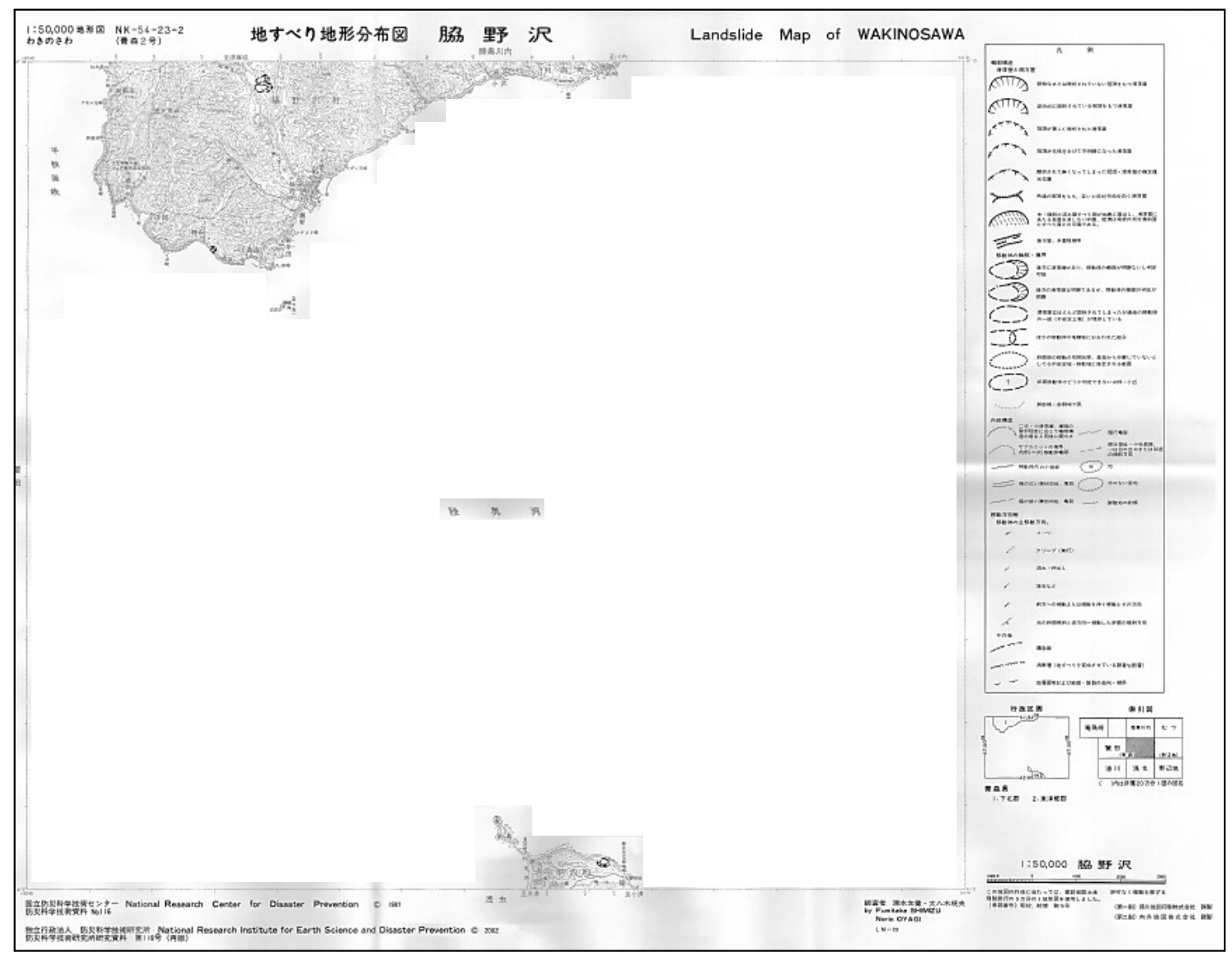




# 6-1. 地すべり地形分布図 (14 / 15)

## 津軽海峡内地すべり地形の抽出 (13 / 14) : 地すべり地形分布図 (青森県側・脇野沢)

竜飛崎 TAPPIZAKI LM-76		陸奥川内 MUTSUKAWAUCHI LM-69
小泊 KODOMARI LM-77	蟹田 KANITA LM-73	<b>脇野沢 WAKINOSAWA LM-70</b>
金木 KANAGI LM-78	油川 ABURAKAWA LM-74	浅虫 ASAMUSHI LM-71
鯨ヶ沢 AJIGASAWA LM-80	五所川原 GOSHOGAWARA LM-79	青森西部 AOMORISEIBU LM-75
		青森東部 AOMORITOBU LM-72



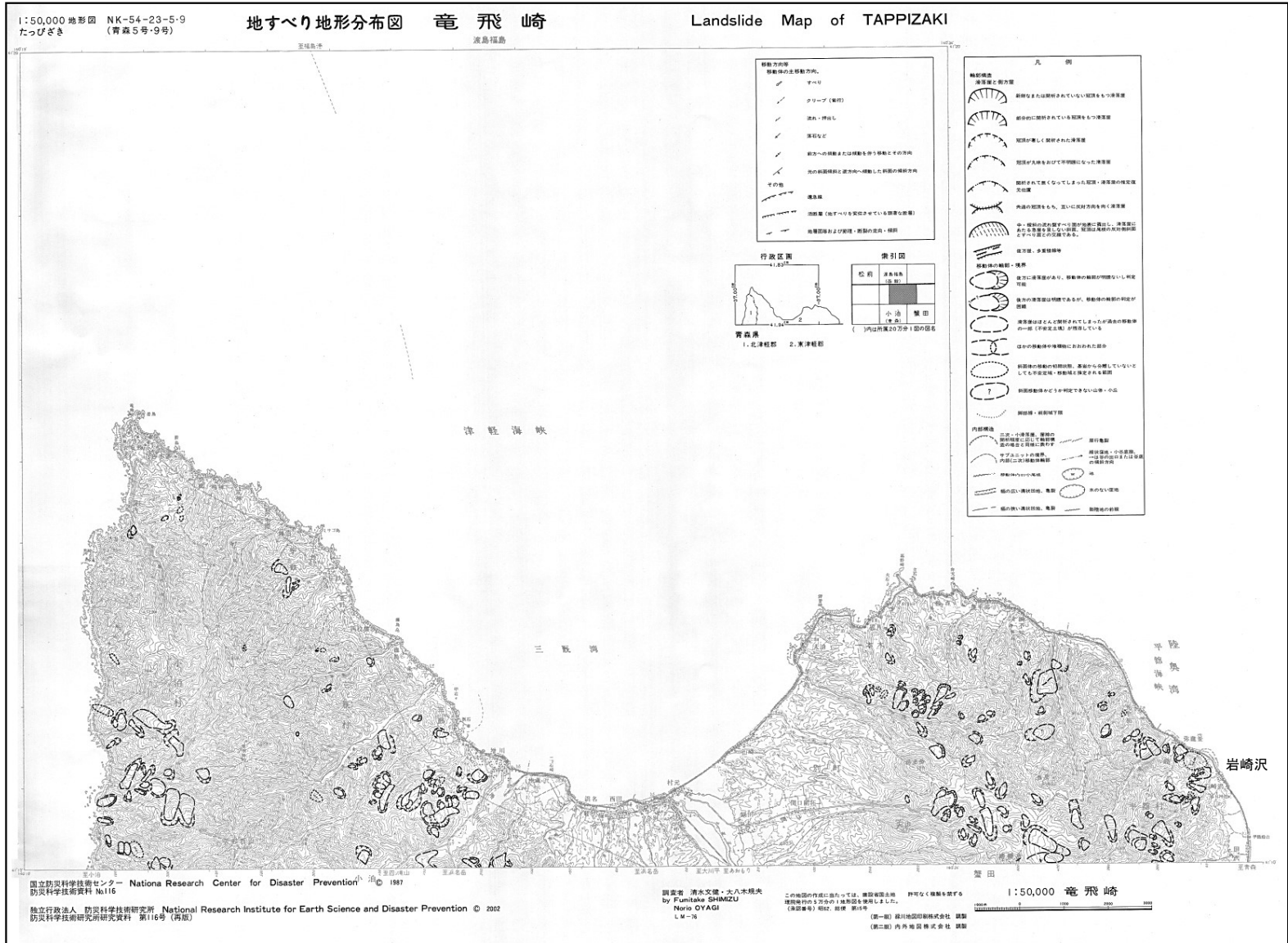
・海沿いに大きな地すべり地形はない。



# 6-1. 地すべり地形分布図 (15 / 15)

## 津軽海峡内地すべり地形の抽出 (14 / 14) : 地すべり地形分布図 (青森県側・竜飛崎)

竜飛崎 TAPPIZAKI LM-76		陸奥川内 MUTSUKAWAUCHI LM-69	
小泊 KODOMARI LM-77	蟹田 KANITA LM-73	脇野沢 WAKINOSAWA LM-70	
金木 KANAGI LM-78	油川 ABURAKAWA LM-74	浅虫 ASAMUSHI LM-71	
鯉ヶ沢 AJIGASAWA LM-80	五所川原 GOSHOGAWARA LM-79	青森西部 AOMORISEIBU LM-75	青森東部 AOMORITOBU LM-72



・岩崎沢周辺の海沿いに大きな地すべり地形がある。

# 目 次

1. 津波堆積物調査（現地調査）
2. 日本海東縁部に設定された地方自治体による波源モデル
3. 2011年東北地方太平洋沖地震を始めとするM9クラスの超巨大地震から得られた知見
  - 3-1. 2011年東北地方太平洋沖地震から得られた知見
  - 3-2. 世界のM9クラスの超巨大地震から得られた知見の整理
  - 3-3. まとめ
4. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波
  - 4-1. 2011年東北地方太平洋沖地震による津波等の再現性確認
  - 4-2. 分岐断層に関する検討
  - 4-3. ライズタイムの影響検討
  - 4-4. 動的破壊特性の不確かさの影響確認
5. チリ沖に想定される地震に伴う津波の影響検討
6. 陸上の斜面崩壊に起因する津波
  - 6-1. 地すべり地形分布図
  - 6-2. 二層流モデルの適用性について
7. 海底地すべりに起因する津波
  - 7-1. 急傾斜部を対象とした地形判読
  - 7-2. 海底地すべり海上音波探査記録
  - 7-3. 海底地すべり地形崩壊量算定
  - 7-4. ハワイ付近の海底地すべりの影響について
8. 火山現象に起因する津波
  - 8-1. kinematic landslideモデルによる追加検討
9. 津波発生要因の組合せに関する検討
  - 9-1. 組合せ対象地すべりエリアの選定
  - 9-2. 線形足し合せ水位評価地点の妥当性確認
10. 津軽海峡・発電所専用港湾及び津波の周期特性
  - 10-1. 検討方法
  - 10-2. 日本海側からの津波に対する検討
  - 10-3. 太平洋側からの津波に対する検討
  - 10-4. まとめ
11. 津波の伝播特性について



## 6-2. 二層流モデルの適用性について (1 / 1 1)

### 検討方針

陸上の斜面崩壊に起因する津波の評価手法として、二層流モデルが適用可能であることを示すことを目的として、Kawamata et al. (2005)<sup>(75)</sup>による二層流モデルを用いた津波の再現性評価の状況をまとめる。



# 6-2. 二層流モデルの適用性について (2 / 1 1)

Kawamata et al. (2005) (1 / 3)

• Kawamata et al. (2005) <sup>(75)</sup> による二層流モデルの基礎方程式は以下のとおりである。

### 【基礎方程式：連続式及び運動方程式】

#### 【上層】

$$\frac{\partial(\eta_1 - \eta_2)}{\partial t} + \frac{\partial M_1}{\partial x} + \frac{\partial N_1}{\partial y} = 0$$

$$\frac{\partial M_1}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{M_1^2}{D_1} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{M_1 N_1}{D_1} \right) + g D_1 \frac{\partial \eta_1}{\partial x} - F D_x - INTF_x = 0$$

$$\frac{\partial N_1}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{M_1 N_1}{D_1} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{N_1^2}{D_1} \right) + g D_1 \frac{\partial \eta_1}{\partial y} - F D_y - INTF_y = 0$$

#### 【下層】

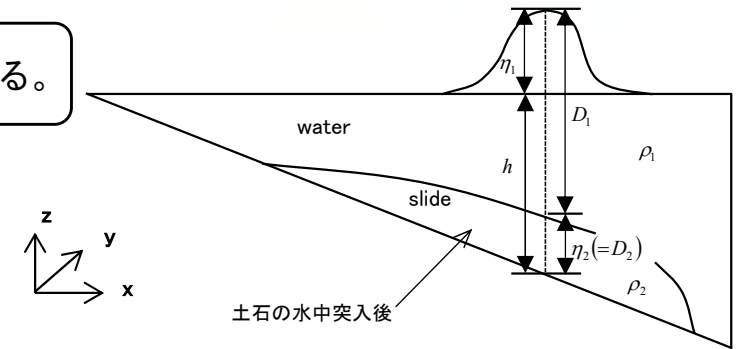
$$\frac{\partial \eta_2}{\partial t} + \frac{\partial M_2}{\partial x} + \frac{\partial N_2}{\partial y} = 0$$

$$\frac{\partial M_2}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{M_2^2}{D_2} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{M_2 N_2}{D_2} \right) + g D_2 \left( \alpha \frac{\partial D_1}{\partial x} + \frac{\partial \eta_2}{\partial x} - \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\tau_x}{\rho_2} + \alpha F D_x + \alpha INTF_x = DIFF_x$$

$$\frac{\partial N_2}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{M_2 N_2}{D_2} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{N_2^2}{D_2} \right) + g D_2 \left( \alpha \frac{\partial D_1}{\partial y} + \frac{\partial \eta_2}{\partial y} - \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\tau_y}{\rho_2} + \alpha F D_y + \alpha INTF_y = DIFF_y$$

ここに、添え字の1, 2 : それぞれ上層, 下層を示す。

- $\eta$  : 水位変動 ( $\eta_1$  : 静水面からの水位変化量,  $\eta_2$  : 土石の厚さ),
- $h$  : 水深,  $D$  : 全水深,  $M, N$  :  $x, y$ 方向の線流量,
- $g$  : 重力加速度,  $\rho$  : 密度 ( $\rho_1$  : 海水1.03g/cm<sup>3</sup>,  $\rho_2$  : 土石2.0g/cm<sup>3</sup>)
- $\alpha$  : 密度比 ( $=\rho_1/\rho_2$ ),
- $\tau_x/\rho, \tau_y/\rho$  :  $x, y$ 方向の底面摩擦力



二層流モデル中の変数の定義

$$\frac{\tau_x}{\rho} = \frac{gn^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} \quad \frac{\tau_y}{\rho} = \frac{gn^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2}$$

$n$  : Manningの粗度係数

$F D_x, F D_y$  :  $x, y$ 方向の形状抵抗,

$$F D_x = \frac{1}{2} C_D \rho_1 \bar{u} \sqrt{u^2 + v^2} \delta_m \quad F D_y = \frac{1}{2} C_D \rho_1 \bar{v} \sqrt{u^2 + v^2} \delta_m$$

$C_D$  : 抗力係数

$\delta_m$  : 土石先端部での最大高さ (投影面積に相当)

$u, v$  : 土石先端部の海水に対する相対速度

$INTF_x, INTF_y$  : 界面抵抗力

$$INTF_x = f_{inter} \bar{u} \sqrt{u^2 + v^2} \quad INTF_y = f_{inter} \bar{v} \sqrt{u^2 + v^2}$$

$f_{inter}$  : 界面抵抗係数

$DIFF_x, DIFF_y$  :  $x, y$ 方向の水平拡散項

$$DIFF_x = \nu \left( \frac{\partial^2 M_2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M_2}{\partial y^2} \right) \quad DIFF_y = \nu \left( \frac{\partial^2 N_2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N_2}{\partial y^2} \right)$$

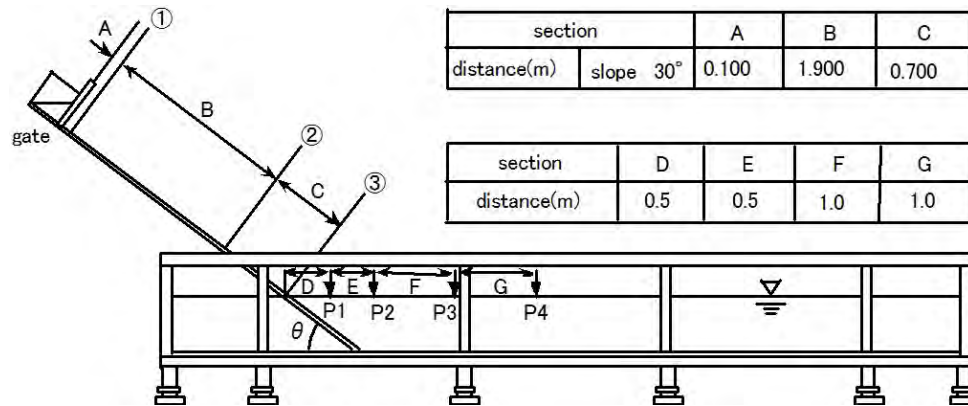
$\nu$  : 水平拡散係数

## 6-2. 二層流モデルの適用性について (3 / 1 1)

### Kawamata et al. (2005) (2 / 3)

- Kawamata et al. (2005) <sup>(75)</sup> では、二層流モデルを用いて陸上部から水中への土砂突入による津波実験を再現しており、水中への突入前の土砂形状及び第一波の発生状況について良好に再現できたとされている。

#### 【計測器の配置】



水理模型実験施設

#### 【模型の諸元】

水路長 : 8.0m  
 水路幅 : 0.4m  
 水深 : 0.6m  
 傾斜  $\theta = 30^\circ, 37^\circ, 45^\circ$  の3ケース  
 実験砂 : 粒径0.6mm,  
 密度2,600kg/m<sup>3</sup> , 重量30kg

section	A	B	C
distance(m)	0.100	1.900	0.700

section	D	E	F	G
distance(m)	0.5	0.5	1.0	1.0

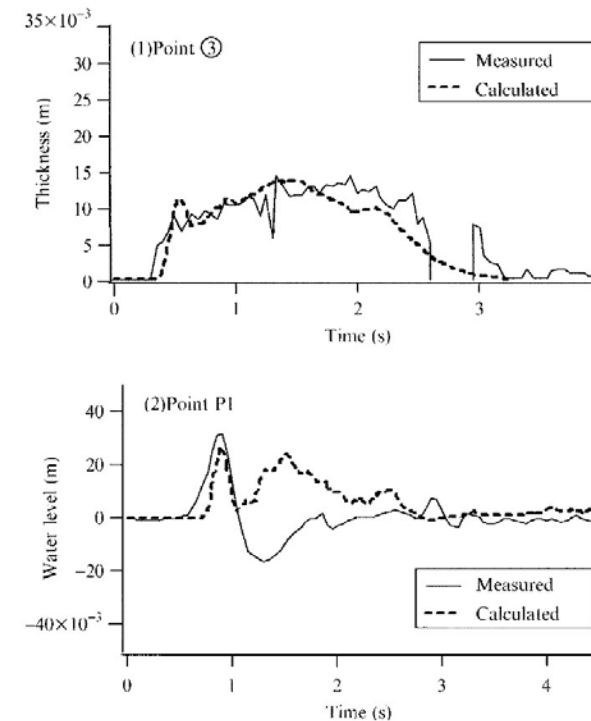


Fig. 5. Comparison between water level and thickness calculated by the revised model and measured values from the hydraulic experiments.

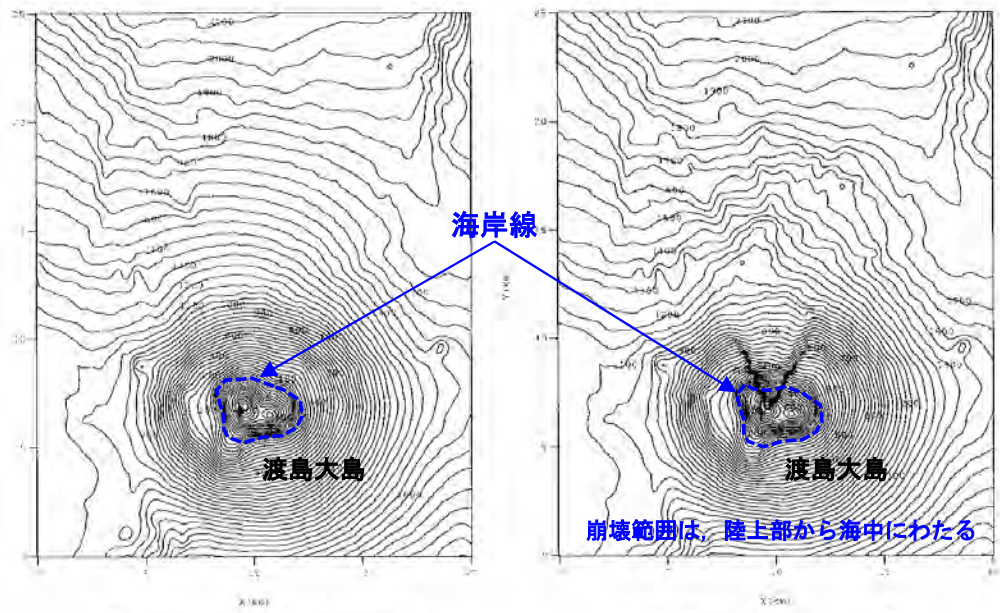
上 : 土砂厚の時間変化 (③地点)  
 下 : 水位の時間変化 (P1地点)



# 6-2. 二層流モデルの適用性について (4 / 1 1)

## Kawamata et al. (2005) (3 / 3)

• Kawamata et al. (2005) <sup>(75)</sup> では、二層流モデルを用いて、陸上から海域への連続した山体崩壊による1741年渡島大島火山津波についてパラメータスタディによる再現計算を実施しており、中国地方から北海道にわたる既往津波高を良好に再現するマンングの粗度係数は0.4であるとされている。



(1) Reconstructed topography (2) Current topography

Fig. 6. Topographic data before and after the sector collapse.

崩壊前後の地形データ  
左：復元地形，右：崩壊後地形

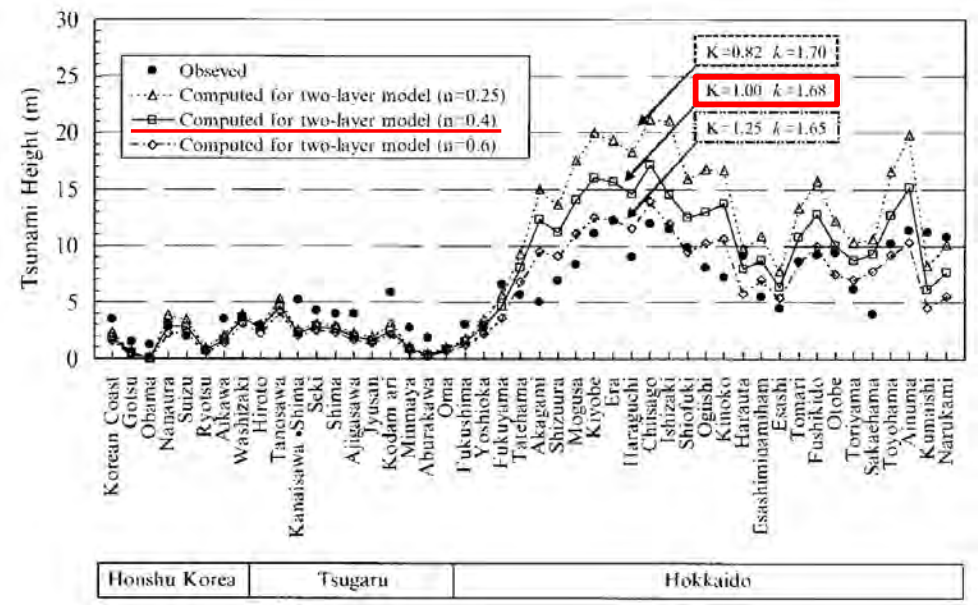


Fig. 10. Distribution of tsunami heights along the Japan Sea for different *n* values.

日本海側沿岸部の最高津波水位分布とnの関係  
Kawamata et al. (2005) <sup>(75)</sup> に一部加筆

## 6-2. 二層流モデルの適用性について (5 / 1 1)

### まとめ

- Kawamata et al. (2005) <sup>(75)</sup> では二層流モデルを用いて、陸上部から水中への土砂突入に関する津波実験及び既往津波（1741年渡島大島津波）の再現性検証が行われている。
- したがって、同様の現象である陸上の斜面崩壊に起因する津波の評価手法として Kawamata et al. (2005) <sup>(75)</sup> を参照した二層流モデルを適用することは妥当であると考えられる。





## 6-2. 二層流モデルの適用性について (6 / 1 1)

### (参考) その他の検討事例 (1 / 6)

- Kawamata et al. (2005) <sup>(75)</sup> のほかに、陸上の斜面崩壊、山体崩壊及び火山噴火に伴う火砕流に起因する津波評価に二層流モデルを適用した検討事例を下表のとおり整理した。
- これらの文献について二層流モデルの適用に関する概要をまとめた (P. 6. 2-8~P. 6. 2-12) 。

二層流モデルの適用事例

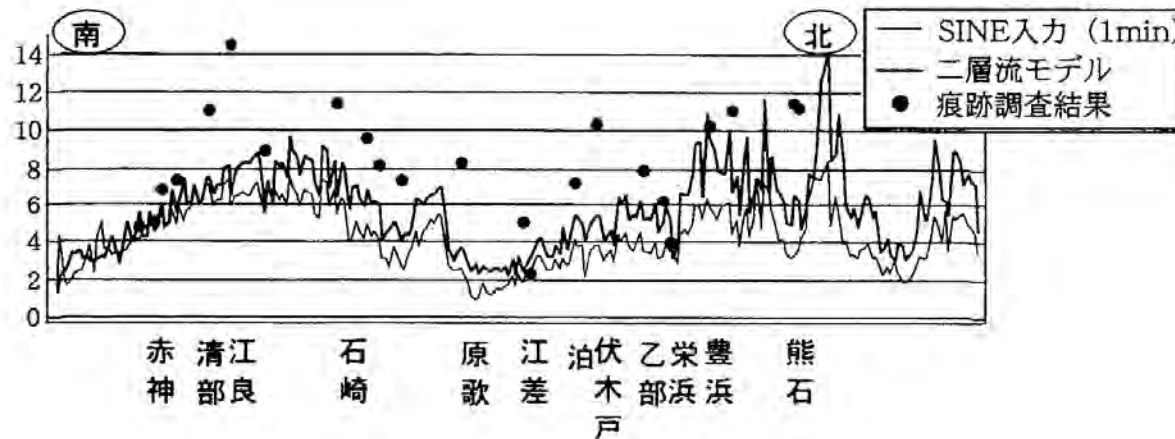
事例 (文献)	二層流モデル適用現象の分類
1741年渡島大島山体崩壊 (松本ほか, 1998) <sup>(76)</sup>	陸上から海中への山体崩壊に伴う津波 (P. 6. 2-8参照)
水理模型実験 (今村ほか, 2001) <sup>(77)</sup>	陸上から水中への土砂突入に伴う津波 (P. 6. 2-9参照)
鬼界カルデラ噴火 (Maeno and Imamura, 2007) <sup>(78)</sup>	陸上から海中への火砕流突入に伴う津波 (P. 6. 2-10参照)
1883年クラカタウ火山噴火 (Maeno and Imamura, 2011) <sup>(79)</sup>	陸上から海中への火砕流突入に伴う津波 (P. 6. 2-11参照)
1792年島原眉山崩壊 (柳澤ほか, 2014) <sup>(80)</sup>	陸上から海中への山体崩壊に伴う津波 (P. 6. 2-12参照)



## 6-2. 二層流モデルの適用性について (7 / 1 1)

### (参考) その他の検討事例 (2 / 6) : 松本ほか (1998)

- 松本ほか(1998)<sup>(76)</sup>は、二層流モデルを用いた津波発生モデルを開発し、1741年渡島大島火山津波の再現計算に二層流モデルを適用している。
- この際、現在の崩壊地形の中央火口丘(寛保岳)から北側の海岸線までを崩壊箇所と推定し、すべての崩壊物が海域へ流れ込んだものと仮定して検討を行っている。
- また、二層流モデル及び既往モデル(土石流の流入時間変化をSINE関数で与えるモデル)による検討結果と痕跡調査結果とを比較し、二層流モデルは、既往モデルに比べ良く波高分布を再現しているとしている。



北海道南西海岸での計算値と実測値の比較

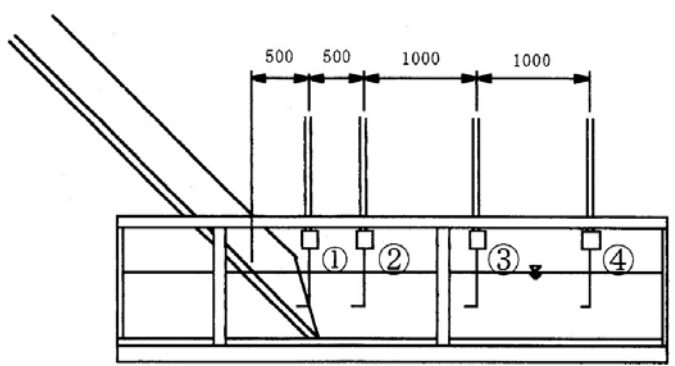
松本ほか (1998)<sup>(76)</sup> より



# 6-2. 二層流モデルの適用性について (8 / 1 1)

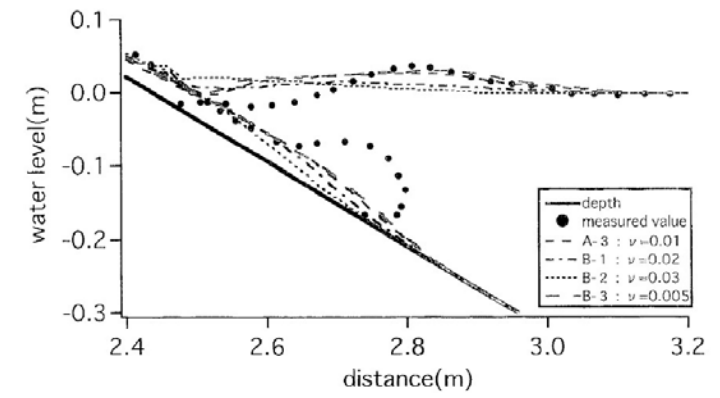
## (参考) その他の検討事例 (3 / 6) : 今村ほか (2001)

- 今村ほか (2001) <sup>(77)</sup> は、土砂突入による津波発生機構を解明することを目的として、陸上部から水中への土砂突入による水理実験を実施して津波の発生過程を整理の上、二層流モデルの適用性について検討を実施している。
- 二層流モデルの適用性検討では、底面粗度係数  $n$ 、水平拡散係数  $\nu$ 、界面抵抗係数  $f_{inter}$  に対してパラメータスタディを実施し、妥当な係数値を推定している。



1次元水路実験装置

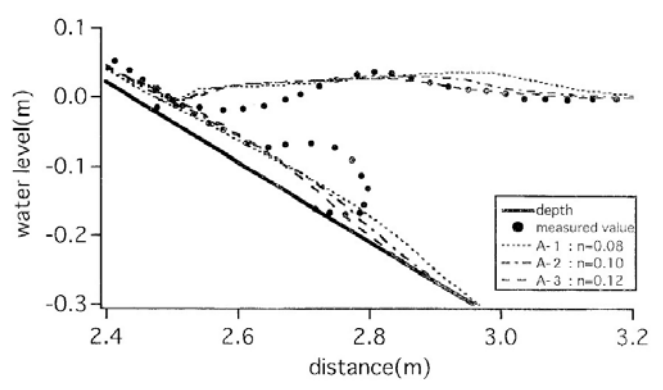
【模型の諸元】  
 水路長 : 8.0m  
 水路幅 : 0.4m  
 水深 : 0.6m  
 傾斜  $\theta = 30^\circ, 37^\circ, 45^\circ$  の3ケース  
 実験砂 : 密度  $2,600\text{kg/m}^3$  , 重量  $30\text{kg}$



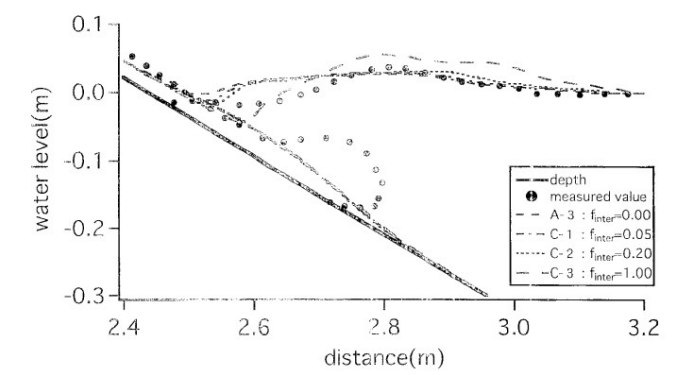
水平拡散係数の変化の影響 (勾配30度, 0.5s)

### パラメータスタディの係数比較ケース

ケース名	底面粗度 $n(\text{s/m}^{1/3})$	水面拡散 $\nu(\text{m}^2/\text{s})$	界面抵抗 $f_{inter}$	突入時間 $t(\text{s})$		
				斜面 $30^\circ$	斜面 $37^\circ$	斜面 $45^\circ$
A-1	0.08	0.01	0.0	1.59	1.21	1.03
A-2	0.10	0.01	0.0	1.86	1.41	1.18
A-3	0.12	0.01	0.0	2.14	1.61	1.35
B-1	0.12	0.02	0.0	2.28	1.74	1.45
B-2	0.12	0.03	0.0	2.34	1.81	1.53
B-3	0.12	0.005	0.0	2.01	1.54	1.28
C-1	0.12	0.01	0.05	2.14	1.61	1.35
C-2	0.12	0.01	0.20	2.14	1.61	1.35
C-3	0.12	0.01	1.00	2.14	-	-
実験	-	-	-	1.85	1.45	1.25



底面粗度係数の変化の影響 (勾配30度, 0.5s)



界面抵抗係数の変化の影響 (勾配30度, 0.5s)



## 6-2. 二層流モデルの適用性について (9 / 1 1)

(参考) その他の検討事例 (4 / 6) : Maeno and Imamura (2007)

- Maeno and Imamura (2007) <sup>(78)</sup> は、約7,300年前の鬼界カルデラ形成噴火時の火砕流の海域突入に伴う津波について、二層流モデルにより数値計算を行っている。
- 火砕流の体積及び崩壊の継続時間を変化させた計算を実施し、周辺への津波の影響について比較・検討を行っている。

火砕流の計算パラメータ

Table 1. Parameters for Numerical Calculations of a Pyroclastic Flow Entering the Sea<sup>a</sup>

Models	Pyroclastic Flow			Tsunami			
	V, km <sup>3</sup>	Q <sub>max</sub> , m <sup>3</sup> /s	T, s	Location 1 η <sub>max</sub> , m	Location 4 η <sub>max</sub> , m	U <sub>0</sub> , m/s	U*, m/s
Model 1a	10	1.0E+08	157	23	2.0	0.8	0.033
Model 1b	10	5.0E+07	314	15	1.7	0.7	0.029
Model 1c	10	2.0E+07	785	15	0.8	0.4	0.016
Model 1d	10	1.0E+07	1571	8	0.5	0.2	0.008
Model 2a	5	1.0E+08	79	17	1.5	0.7	0.029
Model 2b	5	5.0E+07	157	13	1.3	0.6	0.024
Model 2c	5	2.0E+07	393	11	0.8	0.4	0.016
Model 2d	5	1.0E+07	785	10	0.5	0.2	0.008
Model 3b	3	5.0E+07	94	11	0.9	0.4	0.016
Model 3c	3	2.0E+07	236	9	0.7	0.3	0.012
Model 3d	3	1.0E+07	471	8	0.5	0.2	0.008

<sup>a</sup>Q<sub>max</sub>, maximum volume flux; V, volume; T, duration; η<sub>max</sub>, maximum wave height; U<sub>0</sub>, depth-averaged velocity; U\*, shear velocity. Duration of calculations is set to be 2.3 hours for all models.

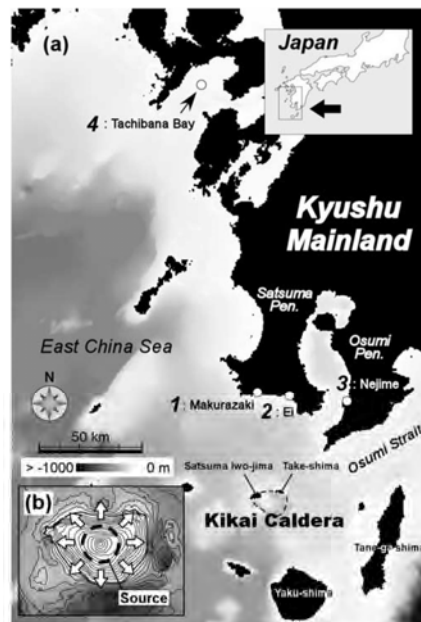


Figure 1. (a) Location of the Kikai caldera, south of Kyushu, Japan. This map also shows the computed area used for the numerical simulations. Tsunami data were collected at four points (1: Makurazaki, 2: Ei, 3: Nejime, 4: Tachibana Bay). (b) In the numerical simulations, pyroclastic flows are generated from a circular source of 4 km radius in the center of the pre-caldera island.

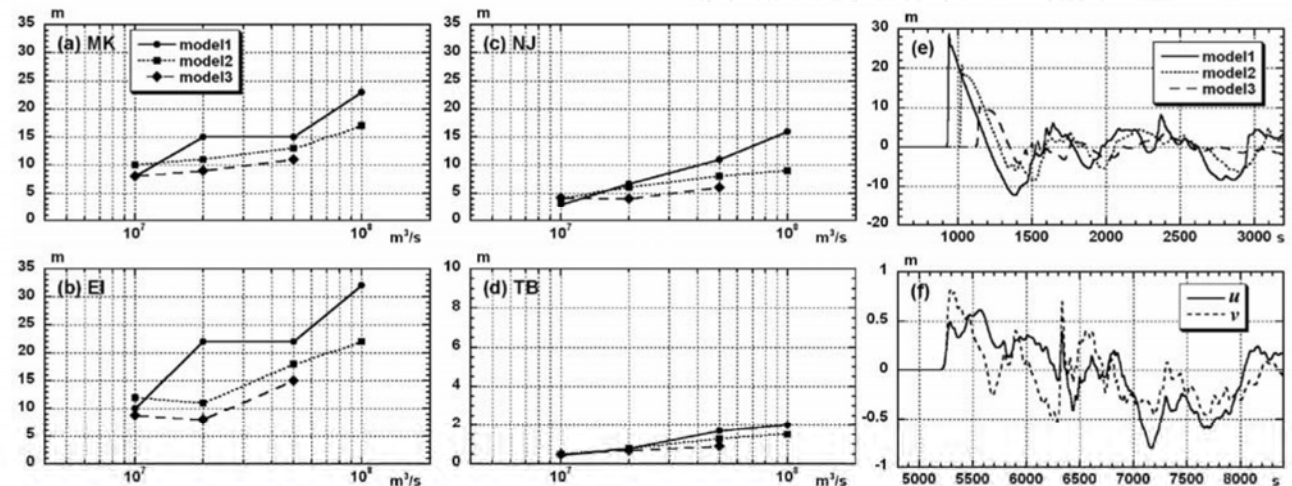


Figure 2. Computed maximum heights of the tsunami with all models at (a) Makurazaki, (b) Ei, (c) Nejime, and (d) Tachibana Bay. (e) Comparison of tsunami waveforms with different volume flux (models 1a, 1b, and 1c). Time in the abscissa is in seconds. The waveforms are computed at the Osumi Strait (See Figure 1). (f) Depth-averaged velocity of tsunami at Tachibana Bay. (u: x-direction; v: y-direction)

各モデルの火砕流の流量と最高津波高の関係 (a, b, c, d)

大隅海峡における波形時刻歴の比較 (e)

橋湾での水深平均流速の比較 (f)

鬼界カルデラの位置と火砕流発生源



# 6-2. 二層流モデルの適用性について (10/11)

(参考) その他の検討事例 (5/6) : Maeno and Imamura (2011)

- Maeno and Imamura (2011) (79) は, 1883年のクラカタウ火山噴火に伴う津波の発生メカニズムについて, カルデラ崩壊・マグマ爆発・火砕流の3ケースを仮定し, それぞれ数値計算を実施しており, そのうち火砕流に伴う数値計算に二層流モデルを使用している。
- 数値計算結果とスンダ海峡沿岸にて噴火直後に得られた津波観測データとを比較した結果, 上記のうち火砕流による津波計算結果が観測データを良好に再現しており, 同津波発生のも最も合理的メカニズムとしては5km<sup>3</sup>以上の火砕流の海域突入と考えられるとしている。

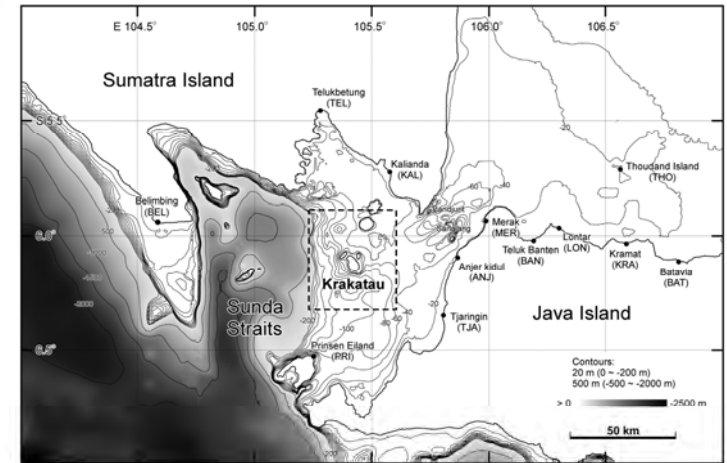


Figure 1. A map of Sunda Strait, Indonesia, and the location of the Krakatau Islands. Numerical tsunami simulation data were compared with observations at 12 locations (circles). The proximal area surrounded by a dashed line has an 83.33 m mesh (Zone A). This is combined with a distal area with a 250 m mesh (Zone B).

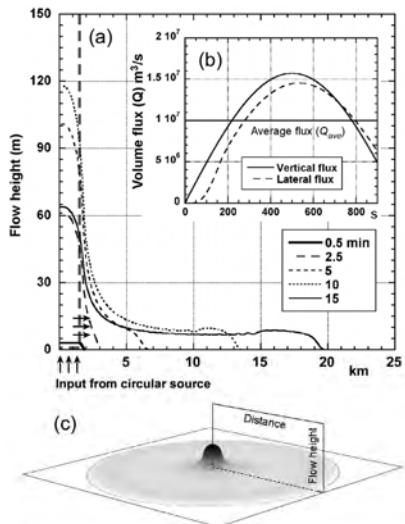


Figure 4. A representative initial condition of pyroclastic flow generation from a circular source. (a) Time profiles of a dense flow layer on a horizontal plane under the condition of the density of 1100 kg/m<sup>3</sup> with the volume of 10 km<sup>3</sup> and the average flux of 10<sup>7</sup> m<sup>3</sup>/s (model DPF10-7La in Table 1). Input flux is controlled following a sine function. Duration of the eruption (*T*) is 1000 s. (b) Initial lateral flux balances with vertical flux where an *x*-axis is seconds. (c) A schematic representation of a flow.

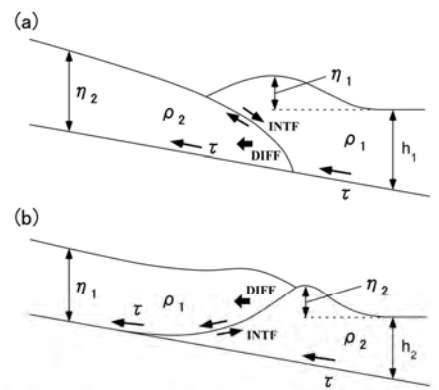


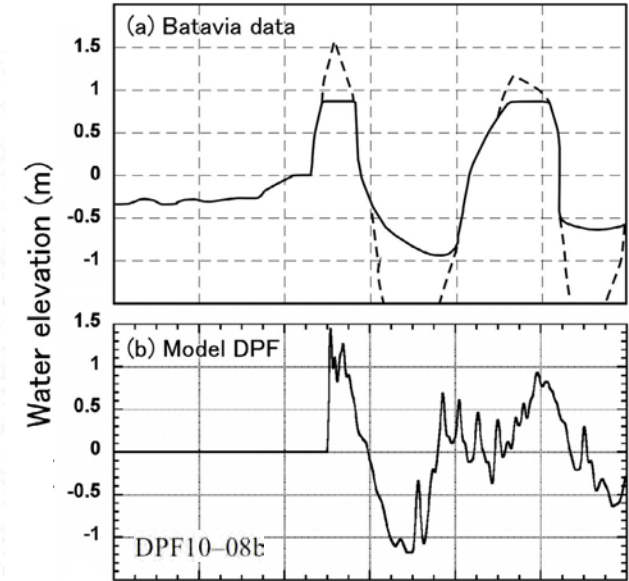
Figure 3. Two-types of two-layer shallow water models, describing pyroclastic flows entering the sea. (a) Dense-type model (DPF), where  $\eta_1$  is the water surface elevation,  $\eta_2$  is the thickness of a dense flow, and  $h_1$  is the still water depth; (b) light-type model (LPF), where  $\eta_1$  is the thickness of a light flow,  $\eta_2$  is the water surface elevation, and  $h_2$  is the still water depth. For both models,  $\rho$  is the density of flow or water,  $\tau$  is the bottom friction, *INTF* is the interfacial shear stress, and *DIFF* is the turbulent diffusion force.

### 火砕流の計算パラメータ

Table 1. Initial Conditions of Numerical Simulations of Tsunamis Generated by Pyroclastic Flows Entering the Sea<sup>a</sup>

Model	<i>V</i>	<i>Q<sub>ave</sub></i>	$\rho$	<i>d</i>	<i>n<sub>o</sub></i>	<i>n<sub>s</sub></i>	<i>f</i>
DPF05-6L	5	1.E+06	1100	3	0.01	0.08	0.20
DPF05-6H	5	1.E+06	1500	3	0.01	0.08	0.20
DPF05-7L	5	1.E+07	1100	3	0.01	0.08	0.20
DPF05-7H	5	1.E+07	1500	3	0.01	0.08	0.20
DPF05-8L	5	1.E+08	1100	3	0.01	0.08	0.20
DPF05-8H	5	1.E+08	1500	3	0.01	0.08	0.20
DPF10-6L	10	1.E+06	1100	3	0.01	0.08	0.20
DPF10-6H	10	1.E+06	1500	3	0.01	0.08	0.20
LPF10-7	10	1.E+07	900	3	0.06	0.06	0.18
DPF10-7La	10	1.E+07	1100	3	0.01	0.08	0.20
DPF10-7Lb	10	1.E+07	1100	3	0.06	0.06	0.06
DPF10-7H	10	1.E+07	1500	3	0.01	0.08	0.20
LPF10-8a	10	1.E+08	900	3	0.01	0.06	0.18
LPF10-8b	10	1.E+08	900	3	0.06	0.06	0.18
DPF10-8a	10	1.E+08	1100	3	0.01	0.08	0.06
DPF10-8b	10	1.E+08	1100	3	0.06	0.06	0.18
DPF20-7	20	1.E+07	1100	3	0.01	0.08	0.20
LPF20-8a	20	1.E+08	900	3	0.06	0.06	0.06
LPF20-8b	20	1.E+08	900	2	0.06	0.06	0.18
LPF20-8M	20	1.E+08	1000	2	0.06	0.06	0.18
DPF20-8a	20	1.E+08	1100	3	0.06	0.06	0.06
DPF20-8b	20	1.E+08	1100	2	0.06	0.06	0.18

<sup>a</sup>*V*, volume of pyroclastic flow (km<sup>3</sup>); *Q<sub>ave</sub>*, average volume flux of pyroclastic flow (m<sup>3</sup>/s);  $\rho$ , density of pyroclastic flow (kg/m<sup>3</sup>); *d*, vent diameter (km); *n<sub>o</sub>* and *n<sub>s</sub>*, bottom drag coefficients for on-land and sea, respectively; *f*, interfacial drag coefficient.



観測記録(a)と計算結果(b)の比較  
(a)の破線は既往研究で推定されたもの  
Maeno and Imamura (2011) (79) より

火砕流発生源モデル

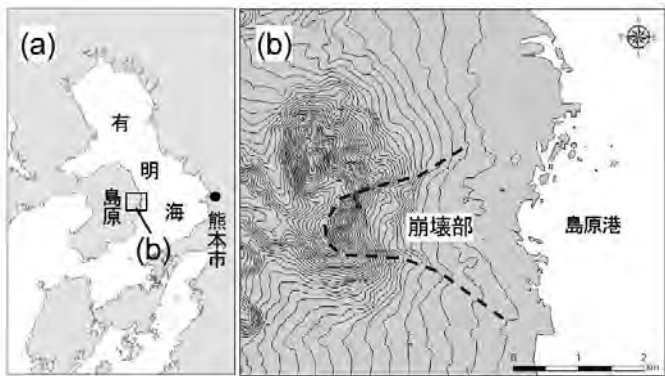
- (a) 火砕流密度が水よりも大きい場合 (DPF)
- (b) 火砕流密度が水よりも小さい場合 (LPF)



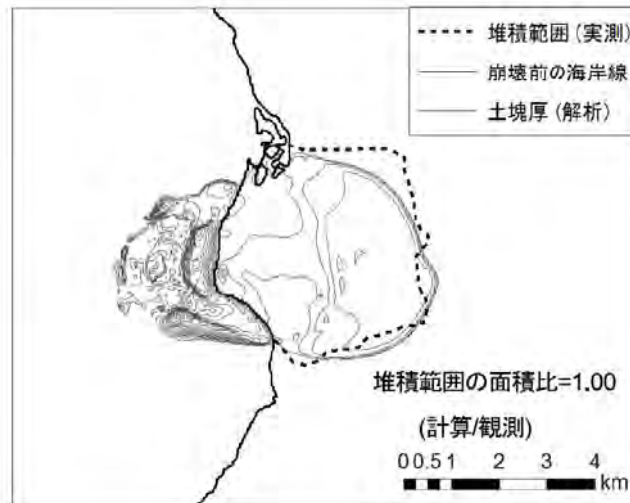
## 6-2. 二層流モデルの適用性について (11 / 11)

### (参考) その他の検討事例 (6 / 6) : 柳澤ほか (2014)

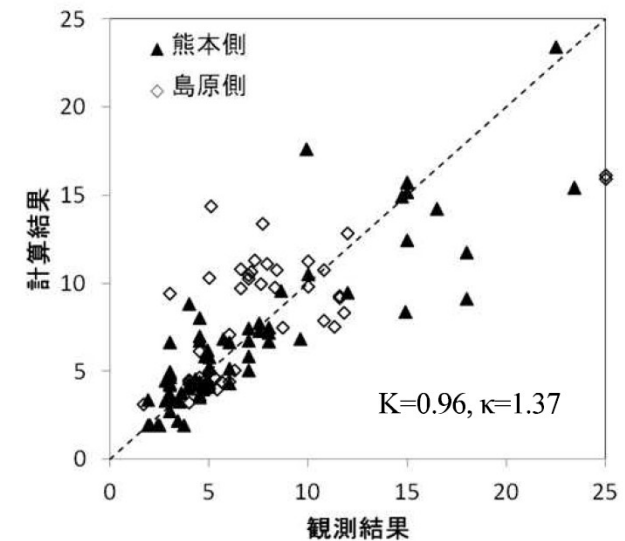
- 柳澤ほか (2014) <sup>(80)</sup> は、二層流モデルの土塊層に土質パラメータを考慮したモデルを構築し、同モデルの妥当性検証として1792年の眉山崩壊による有明海津波の再現計算を実施している。
- まず、津波の発生と伝播に大きく寄与すると考えられる海域における定常状態のせん断強さ  $\tau_{ss}$  及び界面抵抗係数  $f_{inter}$  についてパラメータスタディを実施して崩壊範囲の比較を実施している。
- その後、崩壊範囲の再現性が確認できたケースを対象に、津波解析を実施し、シミュレーション結果は津波痕跡高の分布傾向をよく再現できたとしている。



眉山の地形図



眉山崩壊による堆積範囲とシミュレーションの比較



津波痕跡高とシミュレーションの比較

1. 津波堆積物調査（現地調査）
2. 日本海東縁部に設定された地方自治体による波源モデル
3. 2011年東北地方太平洋沖地震を始めとするM9クラスの超巨大地震から得られた知見
  - 3-1. 2011年東北地方太平洋沖地震から得られた知見
  - 3-2. 世界のM9クラスの超巨大地震から得られた知見の整理
  - 3-3. まとめ
4. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波
  - 4-1. 2011年東北地方太平洋沖地震による津波等の再現性確認
  - 4-2. 分岐断層に関する検討
  - 4-3. ライズタイムの影響検討
  - 4-4. 動的破壊特性の不確かさの影響確認
5. チリ沖に想定される地震に伴う津波の影響検討
6. 陸上の斜面崩壊に起因する津波
  - 6-1. 地すべり地形分布図
  - 6-2. 二層流モデルの適用性について
7. 海底地すべりに起因する津波
  - 7-1. 急傾斜部を対象とした地形判読
  - 7-2. 海底地すべり海上音波探査記録
  - 7-3. 海底地すべり地形崩壊量算定
  - 7-4. ハワイ付近の海底地すべりの影響について
8. 火山現象に起因する津波
  - 8-1. kinematic landslideモデルによる追加検討
9. 津波発生要因の組合せに関する検討
  - 9-1. 組合せ対象地すべりエリアの選定
  - 9-2. 線形足し合せ水位評価地点の妥当性確認
10. 津軽海峡・発電所専用港湾及び津波の周期特性
  - 10-1. 検討方法
  - 10-2. 日本海側からの津波に対する検討
  - 10-3. 太平洋側からの津波に対する検討
  - 10-4. まとめ
11. 津波の伝播特性について



## 7-1. 急傾斜部を対象とした地形判読（1 / 3）

津軽海峡内の海底地形の内，急傾斜部における海底地すべりの有無を確認することを目的とし，急傾斜部を対象とした地形判読を実施した。



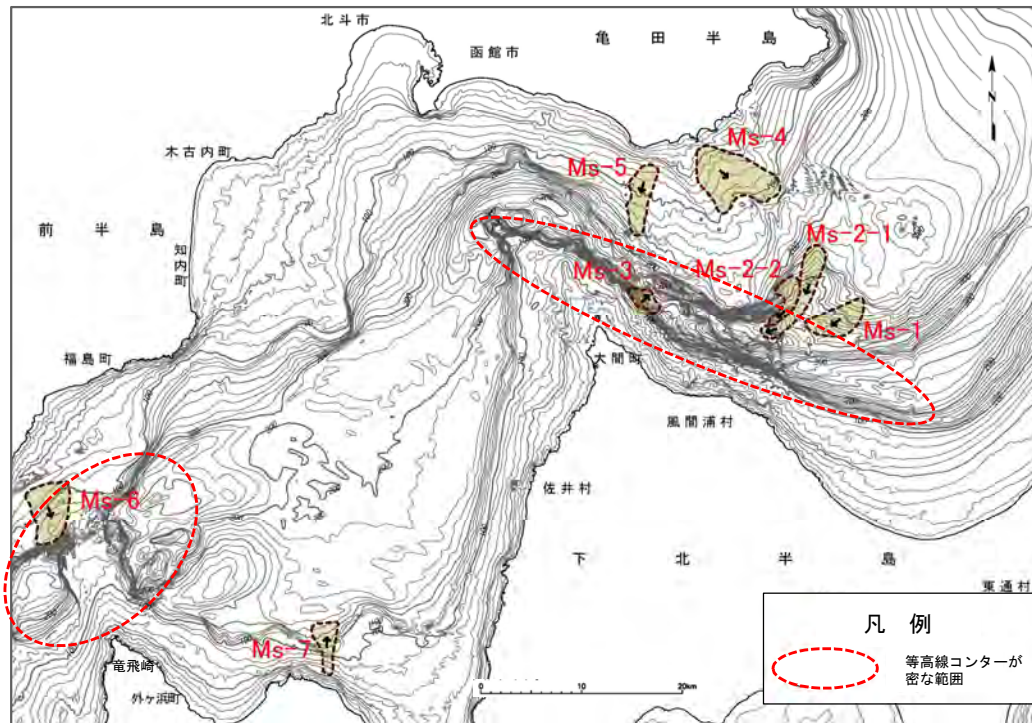


# 7-1. 急傾斜部を対象とした地形判読 (2 / 3)

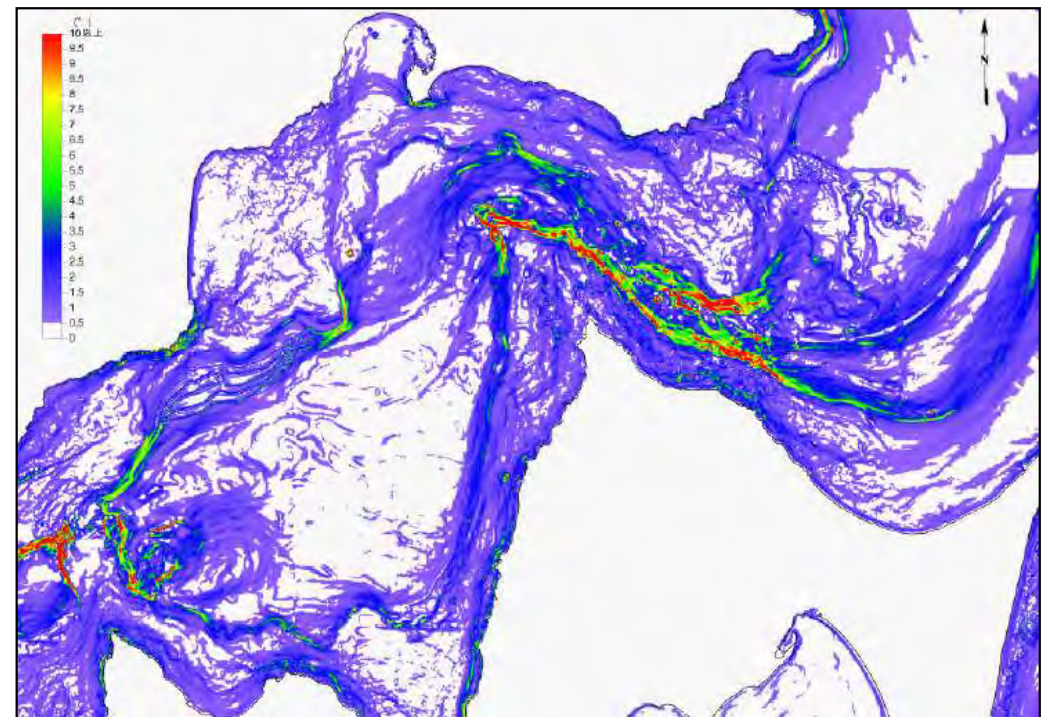
## 津軽海峡内海底地すべり地形の抽出【ステップ1】：急傾斜部の海底地形判読 (1 / 2)

- ・津軽海峡内の海底地形の内、急傾斜部※を対象とし、海底地すべり地形の有無を確認した。
- ・津軽海峡内の海底地形図及び海底地形勾配図より、急傾斜部が分布する範囲は、大間崎北方沖から風間浦村沖にわたる海域及び竜飛崎の北方沖である。

※津軽海峡内に比較的局所的に分布する海底勾配10°以上の箇所を急傾斜部とみなした。



津軽海峡内海底地形図  
(海底地形データM7000シリーズ)



津軽海峡内海底地形勾配図  
(海底地形データM7000シリーズ)



# 7-1. 急傾斜部を対象とした地形判読 (3 / 3)

## 津軽海峡内海底地すべり地形の抽出【ステップ1】：急傾斜部の海底地形判読 (2 / 2)

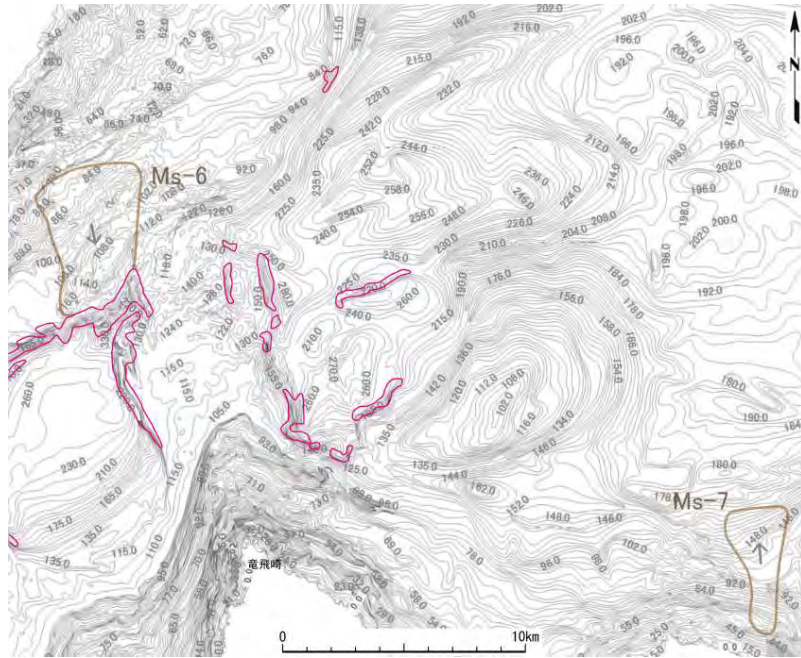
- ・津軽海峡内の海底地形の急傾斜部に対して、海底地すべりの可能性がある地形判読基準に基づき、詳細に地形判読を実施し、地すべり地形の有無を確認した。
- ・その結果、急傾斜部にMs-3は重なるが、それ以外の海底地すべりの可能性がある地形は認められなかった。

【Ms-3を除いた確認結果】

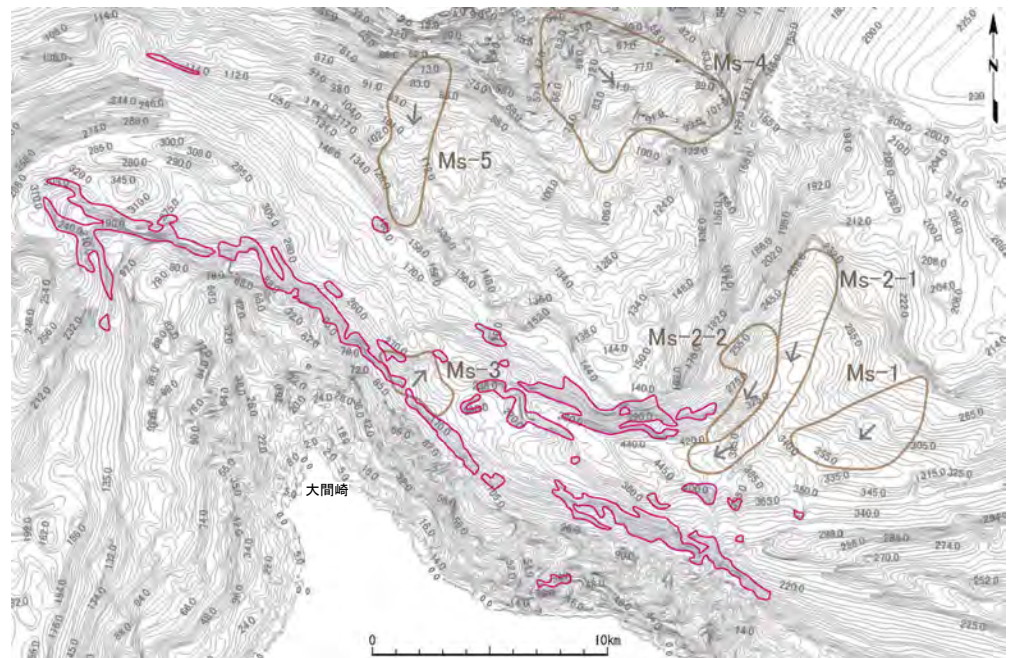
(滑落崖)：急傾斜部には、滑落崖の可能性がある馬蹄形の崖などの地形はない。

(地すべり土塊)：急傾斜部の下部周辺は、相対的に緩斜面であり、そこには扇状地状、舌状の高まり、及び台地状の地形はない。

急傾斜部の下部周辺には、不規則な凹凸、低崖及び凹地が認められる斜面はない。



竜飛崎沖 海底地形図



大間崎北方沖から風間浦村沖 海底地形図

### 海底地すべりの可能性がある地形判読基準

ポイント	典型的特徴
地形	<ul style="list-style-type: none"> <li>・地すべり地形としては滑落崖とその下部にある地すべり土塊(滑落土塊)が対をなす。</li> <li>・陸上の地すべりに比べて、大規模、薄く広がる傾向がある。薄く広がるケースでは土塊は認定しにくいので滑落崖だけを認定する。</li> </ul>
滑落崖	<ul style="list-style-type: none"> <li>・馬蹄形、半円形、コの字形の平面形で、斜面下方へ開く急斜面。</li> <li>・急斜面は平面的に出入りがなくスムーズな形状で、傾斜も一定傾向。</li> <li>・下方に地すべり土塊が対をなして存在すると確実度が上がる。</li> </ul>
地すべり土塊	<ul style="list-style-type: none"> <li>・滑落崖の下部にある扇状地状、舌状の高まり及び台地状を呈す。</li> <li>・典型的な場合には、土塊の表面に不規則な凹凸、低崖、凹地があり、全体として上に凸形の斜面を呈す。</li> </ul>

○：海底勾配10°以上の箇所