

大間原子力発電所  
基準津波策定のうち

三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波等について

(コメント回答)

(補足説明資料)

2021年2月19日

電源開発株式会社

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

・ 右上の注記

再掲：過去の審査会合資料を、そのまま引用する場合

一部修正：過去の審査会合資料の内容を、一部修正する場合

誤りを修正：過去の審査会合資料の誤りを、正しい記載とする場合

・ 左下の注記

修正した誤りの内容を記載（誤りの修正がある場合）

(余白)

# 指摘事項(1/5)



本資料でご説明



次回以降ご説明



ご説明済み



・本資料では、審査会合の指摘事項については、下表のとおり回答する。

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



# 指摘事項(2/5)

本資料でご説明

次回以降ご説明

ご説明済み



- ・本資料では、審査会合の指摘事項については、下表のとおり回答する。

No.	項目	指摘時期	コメント内容	該当箇所
S5-6	三陸沖から根室沖	第446回会合 (H29.2.24)	三陸沖から根室沖の波源モデルの妥当性について確認する必要がある。北東端については、納沙布断裂帯が破壊のバリアとの説明であるが、地震学的知見、測地学的知見等のデータを補強し、検討すること。	平成30年3月2日第553回審査会合でご説明済み
S5-7	三陸沖から根室沖	第446回会合 (H29.2.24)	三陸沖から根室沖の波源モデルのうち、大すべり域と超大すべり域のすべり量について、基本すべり量に対してそれぞれ2倍、4倍とした妥当性を説明すること。	平成30年3月2日第553回審査会合でご説明済み
S5-8	三陸沖から根室沖	第446回会合 (H29.2.24)	三陸沖から根室沖ではM9クラスの地震による津波の知見がないため、波源モデルの妥当性の確認がポイントとなる。ガイドに記載された検討事例や、杉野ほか(2014)のように広域的な津波の再現性が確認された知見を参照し、その妥当性を説明すること。	平成30年3月2日第553回審査会合でご説明済み
S5-9	三陸沖から根室沖	第446回会合 (H29.2.24)	三陸沖から根室沖の波源モデルについて、分岐断層をどのように反映しているのか説明すること。	平成30年3月2日第553回審査会合でご説明済み
S5-28	三陸沖から根室沖	第553回会合 (H30.3.2)	三陸沖北部から根室沖に想定されるプレート間地震に伴う津波に関して、事業者が独自に設定した基準波源モデルのパラメータが、東北地方太平洋沖地震の津波痕跡高を再現することを確認する等により、基準波源モデルの設定手順の妥当性を示すこと。	平成30年9月21日第627回審査会合でご説明済み
S5-29	三陸沖から根室沖	第553回会合 (H30.3.2)	基準波源モデルを“選定する妥当性”を説明すること。例えば、三陸沖北部から根室沖に想定されるプレート間地震に伴う津波の検討の際には、津軽海峡開口部付近の太平洋沿岸において、複数の基準波源モデルによる計算津波高と、過去の津波による痕跡高との比較等を示すこと。なお、その際、大すべり域、超大すべり域の位置関係等が分かるように、波源モデル図を重ねた図も提示すること。	平成30年9月21日第627回審査会合でご説明済み
S5-30	三陸沖から根室沖	第627回会合 (H30.9.21)	「三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波」の基準波源モデル策定の手順及び考え方のフロー図において、基準波源モデル①及び②の設定にあたり3.11地震による津波の再現性をどのように反映したのかを示し、基準波源モデル③～⑥との関連性を含め基準波源モデル①及び②の妥当性を説明すること。	本編資料 P.2.3.1-5, 2.3.1-6, 2.3.1-89 ～2.3.1-92, 2.3.1-96～2.3.1-98
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。	補足説明資料 P.4.1-2, 4.1-11～4.1-14
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。	本編資料 P.2.3.1-89, 2.3.1-94～2.3.1-96
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。	本編資料 P.2.3.1-5, 2.3.1-7, 2.3.1-11, 2.3.1-58～2.3.1-60, 2.3.1-64, 2.3.1-65, 2.3.1-68, 2.3.1-69
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。	本編資料 P.2.3.1-8～2.3.1-11

# 指摘事項(3/5)



本資料でご説明



次回以降ご説明



ご説明済み



- ・本資料では、審査会合の指摘事項については、下表のとおり回答する。

No.	項目	指摘時期	コメント内容	該当箇所
S5-35	三陸沖から根室沖	第627回会合 (H30.9.21)	「三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波」の基準波源モデルの妥当性確認のため、計算津波高と既往津波高との比較に関して、本資料で着目すべき太平洋側の沿岸から津軽海峡入口の範囲とそれぞれの津波高を明示すること。また、基準波源モデル①～⑥による計算津波高が、津軽海峡に入る前にどのような傾向を示すのか、津軽海峡内に入り敷地においてどのような傾向を示すのかを示すこと。	本編資料 P.2.3.1-99～2.3.1-105
S5-10	三陸沖	第446回会合 (H29.2.24)	海洋プレート内地震による津波の方が、プレート間地震による津波よりも、敷地への影響が本当に小さいことを確認したいので、詳細パラスタを実施すること。	平成30年3月2日第553回 審査会合でご説明済み
S5-11	チリ沖	第446回会合 (H29.2.24)	1960年チリ津波の再現モデルについて、K&Cモデルから断層幅とすべり量を修正しているのであれば、修正内容が分かるように追記すること。	平成30年3月2日第553回 審査会合でご説明済み
S5-26	津波堆積物	第467回会合 (H29.5.12)	大間崎東側の後背湿地を、津波堆積物調査対象地点から除く根拠とした調査結果を説明すること。	平成30年3月2日第553回 審査会合でご説明済み
S5-25	津波堆積物	第467回会合 (H29.5.12)	津波堆積物調査のうち、奥戸地点のイベント堆積物を津波堆積物として認定しなかった理由について、どのように層厚を認定したのか等、資料を整理し説明すること。	平成30年3月2日第553回 審査会合でご説明済み
S5-24	津波堆積物	第467回会合 (H29.5.12)	加瀬他(2016)が実施した奥尻島の津波堆積物調査の結果など、申請以降の最新文献についても、どのようなツールを用いて調査を行ったかのプロセスも含め説明すること。	平成30年3月2日第553回 審査会合でご説明済み
S5-13	陸上の斜面崩壊	第467回会合 (H29.5.12)	佐井エリアの地すべりブロック⑥、⑦、⑧など、近接していても別々の地すべりと評価するのであれば、根拠を充実させる必要があると考えられる。一塊として評価するか否かも含め、再度検討し説明すること。	平成30年6月8日第585回 審査会合でご説明済み
S5-15	陸上の斜面崩壊	第467回会合 (H29.5.12)	検討対象とする地すべり地形として佐井を選定しているが、敷地からの距離、概算体積だけでなく、地すべり地形の傾斜角、すべりの進行方向、水深なども影響すると考えられる。簡易予測式を用いた評価も実施し説明すること。	平成30年6月8日第585回 審査会合でご説明済み
S5-14	陸上の斜面崩壊	第467回会合 (H29.5.12)	二層流モデルを陸上に適用する妥当性という観点から、Kawamata et al.(2005)における既往津波の再現性を説明すること。	平成30年6月8日第585回 審査会合でご説明済み
S5-16	陸上の斜面崩壊	第467回会合 (H29.5.12)	二層流に用いた佐井の崩壊量が過小評価となっていないか確認したいので、崩壊地形の断面をいくつか提示し、地すべり形状が問題ないことを説明すること。	平成30年6月8日第585回 審査会合でご説明済み
S5-17	海底地すべり	第467回会合 (H29.5.12)	P.38の「海底地すべりに起因する津波の検討フロー」において、海底地すべりを一塊として考慮するか否かを判断する際に、崩壊時期が区別できたとしても、必ずしも別々にすべるとは限らない。適切な記載を検討すること。	平成30年6月8日第585回 審査会合でご説明済み
S5-20	海底地すべり	第467回会合 (H29.5.12)	津軽海峡内の海底地すべり抽出の際、地形の急傾斜部に地すべり地形は無かったことを確認したいので、海保のM7000シリーズ海底地形データ等の資料を整理のうえ説明すること。	平成30年6月8日第585回 審査会合でご説明済み

# 指摘事項(4/5)

本資料でご説明

次回以降ご説明

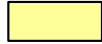
ご説明済み



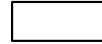
・本資料では、審査会合の指摘事項については、下表のとおり回答する。

No.	項目	指摘時期	コメント内容	該当箇所
S5-18	海底地すべり	第467回会合 (H29.5.12)	検討対象海底地すべり地形の選定について、「地すべり地形の比高・傾斜」、「水深」、「敷地からの距離」等も比較し整理したうえで、説明すること。	平成30年6月8日第585回審査会合でご説明済み
S5-19	海底地すべり	第467回会合 (H29.5.12)	Ms-2の崩壊量の算出方法について、どのようなプロセスですべり線を設定したのか、また、二層流モデルにおけるモデル化も含めて、より明確なフローを作成し説明すること。	平成30年6月8日第585回審査会合でご説明済み
S5-21	海底地すべり	第467回会合 (H29.5.12)	海底地すべりのすべり面の設定について、「乱れた地層の下限」、「B層下面」及び「地すべり移動体を確認し設定」するとしており、それぞれ設定の仕方が違っているが、どれが支配的で、どれが多かったのか、音波探査記録の反射面等を用いて説明すること。	平成30年6月8日第585回審査会合でご説明済み
S5-22	海底地すべり	第467回会合 (H29.5.12)	ハワイ付近の大規模な海底地すべりの影響について、説明すること。	平成30年6月8日第585回審査会合でご説明済み
S5-23	火山現象	第467回会合 (H29.5.12)	渡島大島山体崩壊に関し、kinematic landslideモデルのパラメータである水平移動速度Uと比高変位継続時間Tについて、二層流モデルの解析値を説明すること。	平成30年6月8日第585回審査会合でご説明済み
S5-36	波源の組合せ	第627回会合 (H30.9.21)	地震による津波と地震以外の要因による津波の組合せに関して、日本海東縁部に想定される地震に伴う津波と、佐井エリアの斜面崩壊に起因する津波とを組み合わせることの妥当性、取水口前面位置において、水位時刻歴波形を線形に足し合わせて算出している妥当性を説明すること。	2020年6月19日第868回審査会合でご説明 次回以降、再度ご説明
S5-2	共通事項	第446回会合 (H29.2.24)	津軽海峡内での津波の伝播では、反射による増幅や山体崩壊による津波等の周期特性による影響を検討する必要がある。津軽海峡内の固有周期を含めて、津軽海峡内の津波の伝播について分析すること。	平成30年9月21日第627回審査会合でご説明済み
S5-37	全般事項	第627回会合 (H30.9.21)	波源パラメータの設定の記載等において、原論文として引用した土木学会(2002)と、土木学会(2016)とが混在している。最新の文献である土木学会(2016)に統一するか、あるいは、土木学会(2002)を引用するのであればその理由を記載すること。	2020年6月19日第868回審査会合でご説明済み
S5-38	全般事項	第627回会合 (H30.9.21)	防波堤等の有無が津波に与える影響に関して、防波堤が有った方が津波が大きくなるという結論について、各ケースの検討結果をまとめたうえで説明すること。	2020年6月19日第868回審査会合でご説明 次回以降、S5-42に含めて再度ご説明
S5-42	全般事項	第868回会合 (2020.6.19)	防波堤の有無の影響検討について、防波堤が有る場合に水位変動量が最大となるケースの波源と、無い場合に水位変動量が最大となるケースの波源が異なることを踏まえ、無い場合の波源も組合せの対象として採用すること。	次回以降ご説明

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

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

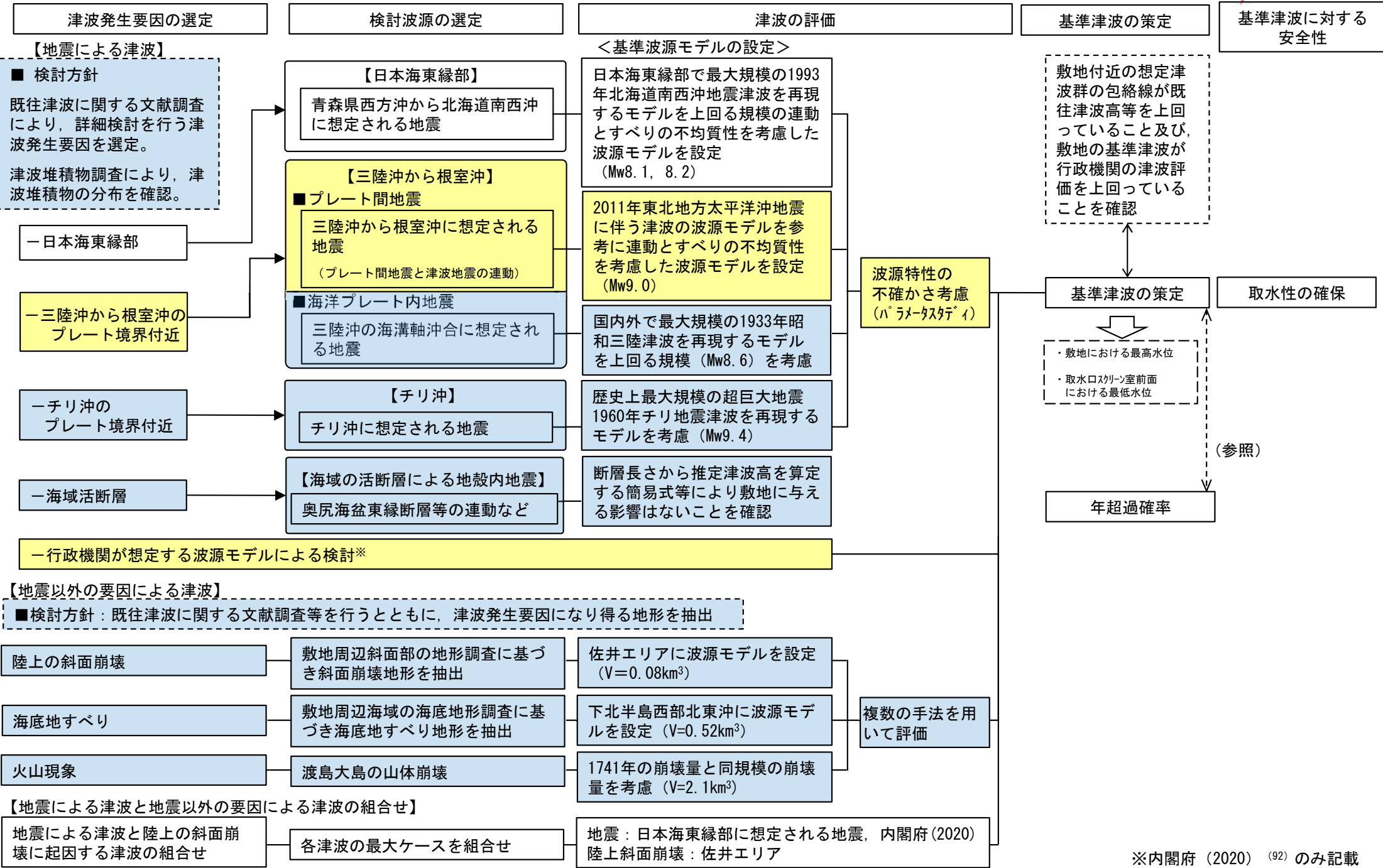
(余白)



# 評価の概要

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

第868回審査会合  
資料2-1 P.5一部修正



※内閣府(2020) (92)のみ記載

# 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
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. 線形足し合せ評価位置の検討
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
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. 線形足し合せ評価位置の検討
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<sup>3-2</sup>

- 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。

## ①巨視的波源特性の設定

### ■ 検討項目

- 固着域に関する分析  
⇒ すべり量設定
- 破壊伝播の検討  
⇒ 波源領域設定

## ②微視的波源特性等の設定

### ■ 検討項目

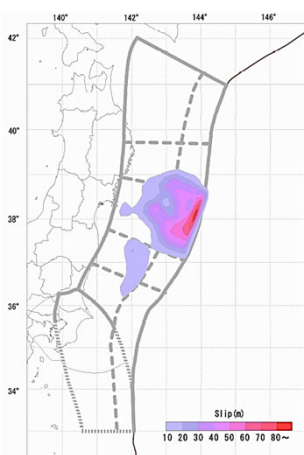
- 平均応力降下量の設定
- 剛性率の設定
- 平均すべり量の設定
- 大すべり域、超大すべり域の設定
- プレート面形状のモデル化

## ③不確かさの考慮

### ■ 検討項目

- すべり量の不確かさ
- 大すべり域の位置の不確かさ
- 破壊様式の不確かさ

知見の収集・分析結果を反映



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) (91)

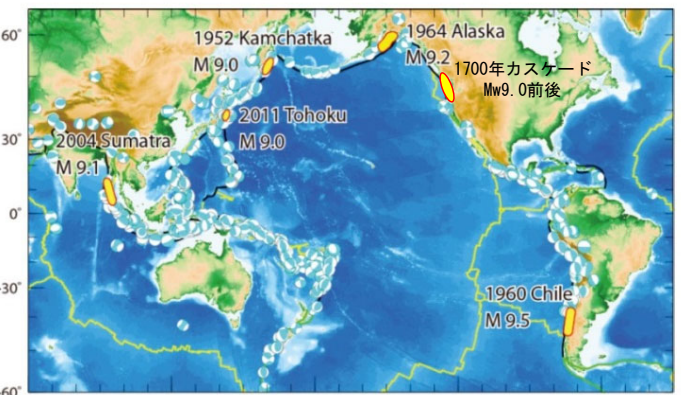
## 2011年東北地方太平洋沖地震

### 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	平均発生間隔は550年 ~600年程度 <sup>注5</sup>	8.3	8.6~ 8.6	1,000	—	—	10以上	
	15~17世紀 <sup>注7</sup> 2011/ 3/11 14:46								9.0 <sup>注8</sup> 9.1~ 9.4 <sup>注8</sup>

地震調査研究推進本部 (2019) (91)

## 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

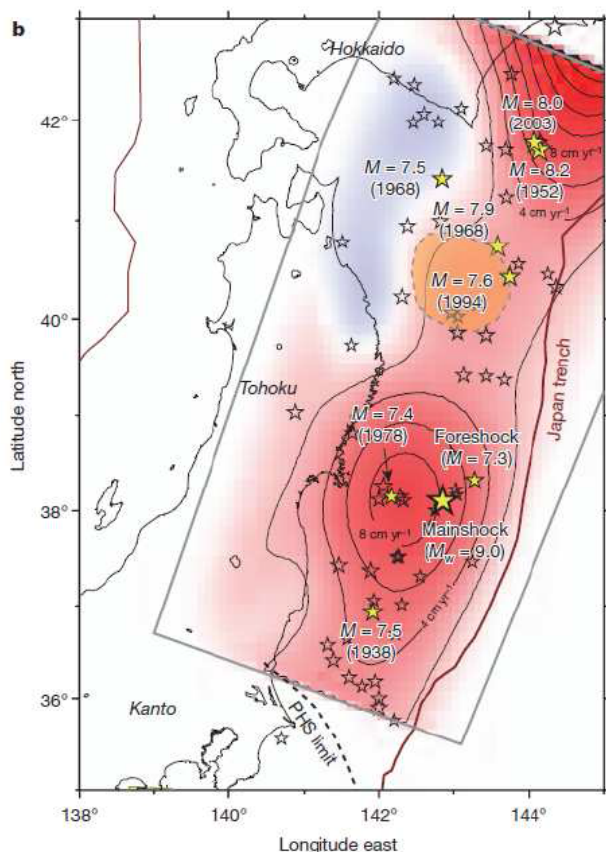
# 目 次

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
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. 線形足し合せ評価位置の検討
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

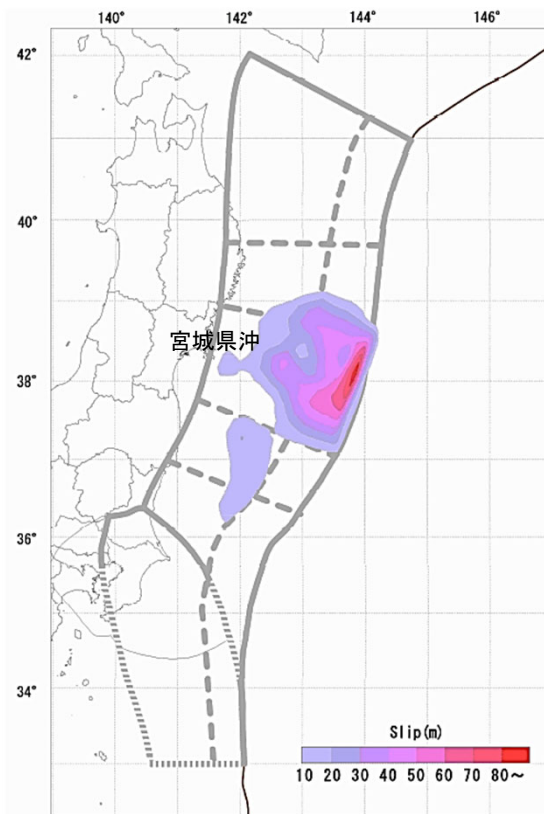
## 固着域に関する分析 (1 / 5) : 蓄積される歪みの量

第627回審査会合  
資料1-2 P.66一部修正

### 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



2000年4月～2011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) <sup>(19)</sup>



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>(91)</sup> 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。  
Ozawa et al. (2011) <sup>(19)</sup> 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。  
地震調査研究推進本部 (2019) <sup>(91)</sup> による
- 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。

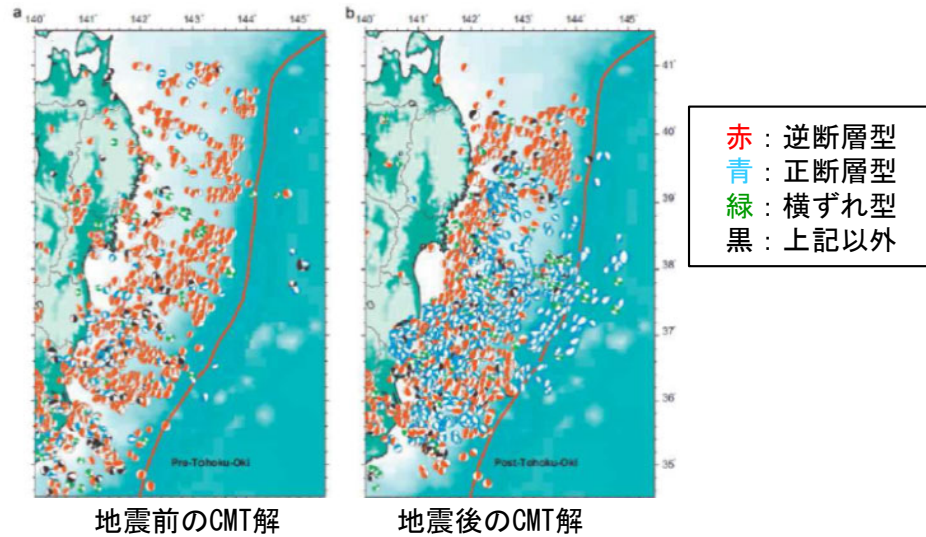


## 固着域に関する分析 (2 / 5) : 蓄積される歪みの量

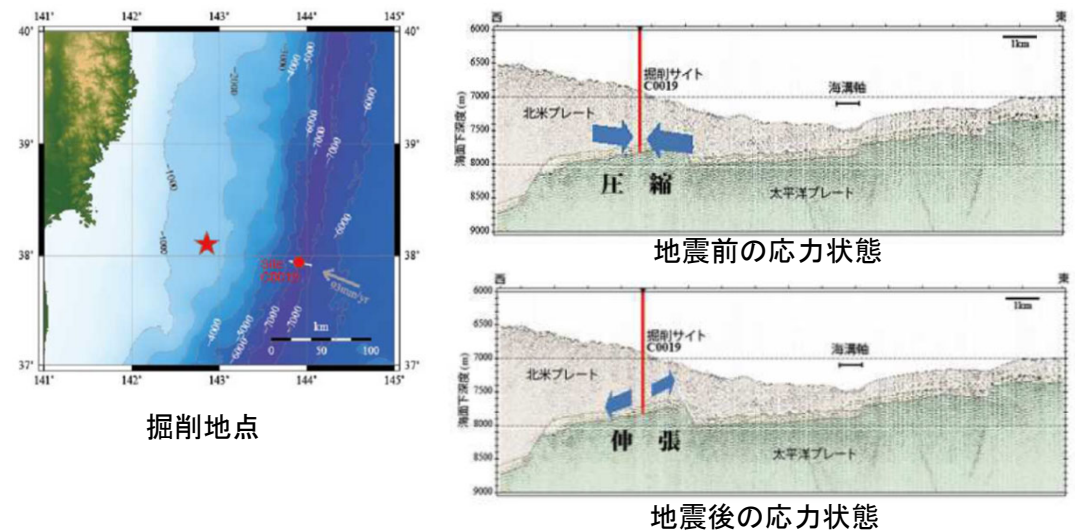
第627回審査会合  
資料1-2 P.67再掲

### 2011年東北地方太平洋沖地震後の応力状態

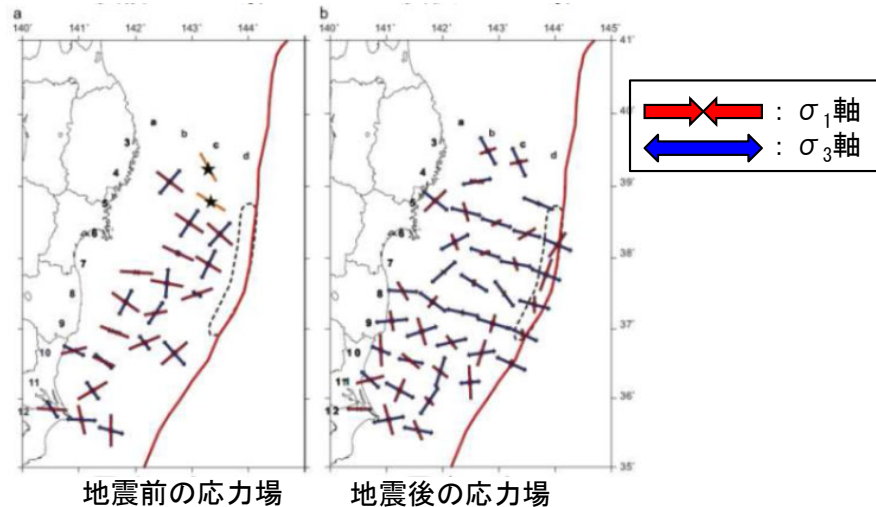
#### ■地震学的見地



#### ■地球物理学的見地



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) (21)



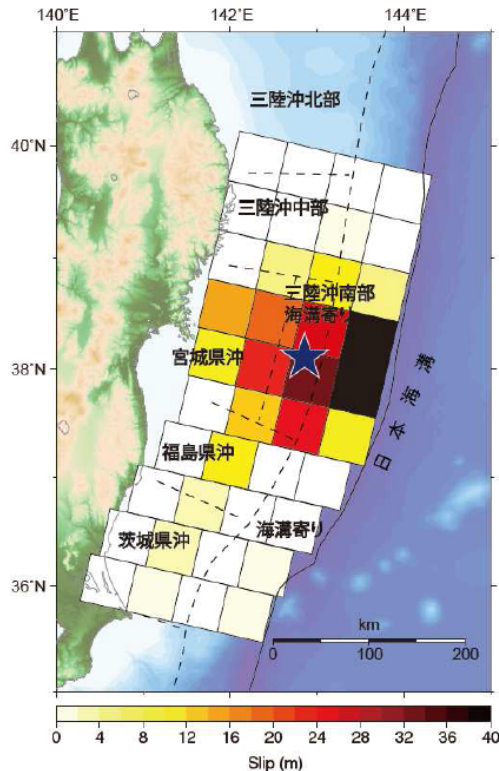
• 地震学的・地球物理学的見地から、2011年東北地方太平洋沖地震発生前後で、応力状態が変化していることより、それを引き起こした歪みはほぼ解放されたと考えられている。  
Hasegawa et al. (2012) (20), JAMSTEC (2013) (21) による

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

## 固着域に関する分析 (3 / 5) : 蓄積される歪みの量

第627回審査会合  
資料1-2 P.68再掲

### スーパーサイクル



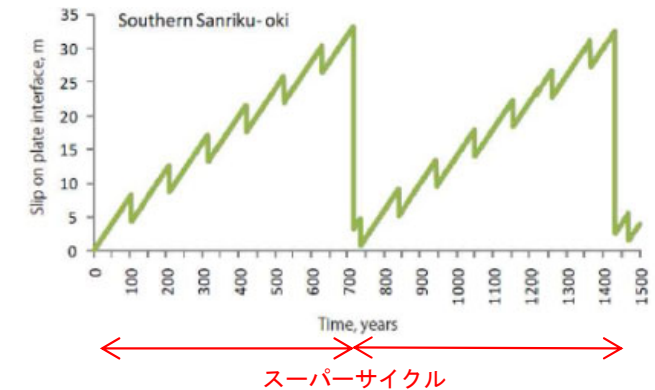
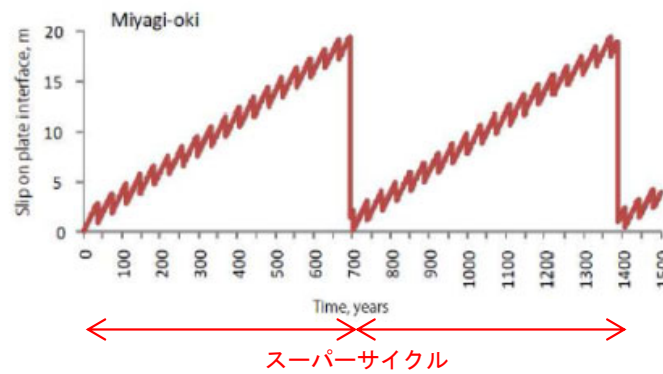
津波波形のインバージョンによる2011年東北地方太平洋沖地震のすべり分布  
佐竹 (2011) (22)

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



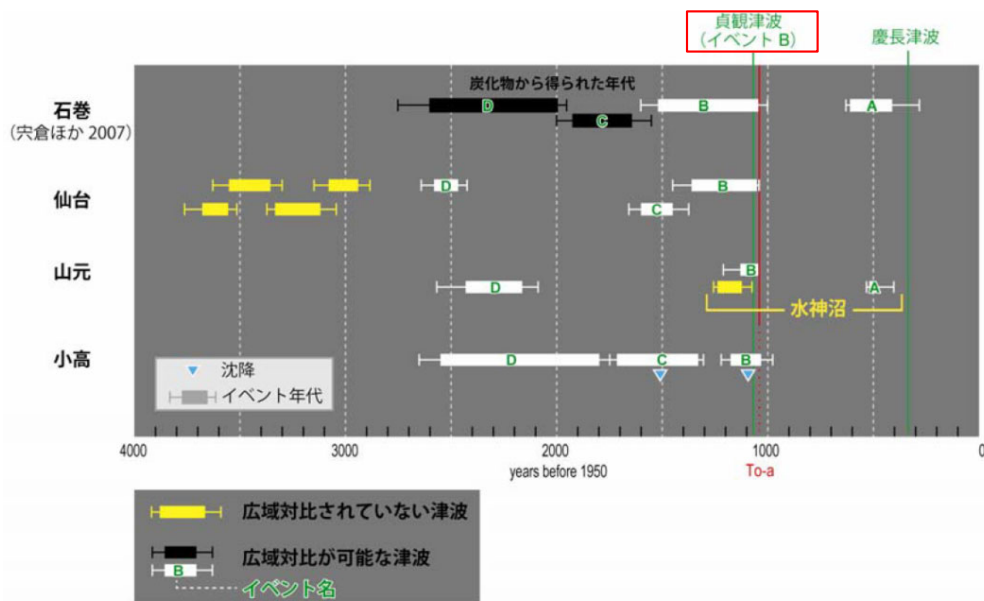
宮城県沖及び三陸沖南部における地震発生サイクルのモデル  
佐竹 (2011) (22) に一部加筆

- 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とから、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。  
佐竹 (2011) (22) による

## 固着域に関する分析 (4 / 5) : 蓄積される歪みの量

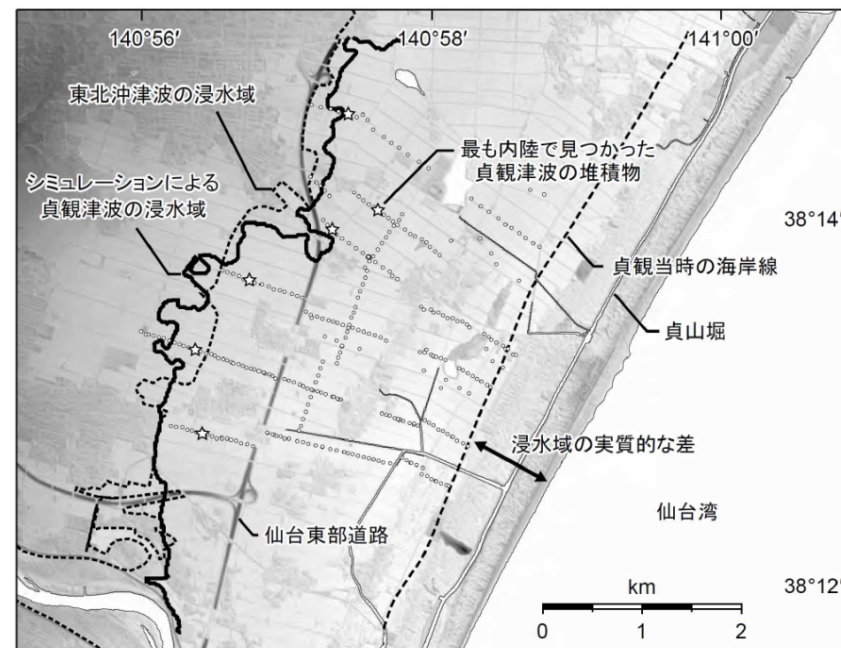
第627回審査会合  
資料1-2 P.69再掲

### 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  
文部科学省研究開発局ほか (2010) <sup>(23)</sup> 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) <sup>(24)</sup>

- 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る。  
菅原ほか (2013) <sup>(24)</sup>, 行谷ほか (2010) <sup>(25)</sup>, 穴倉ほか (2012) <sup>(26)</sup> による
- 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 / 5) : まとめ

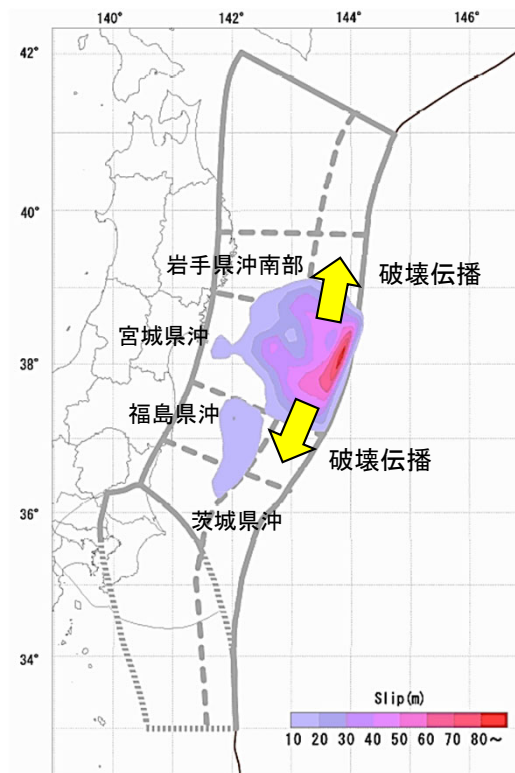
第627回審査会合  
資料1-2 P.70再掲

◎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 (1 / 6) : 波源領域

第627回審査会合  
資料1-2 P.71一部修正



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>(91)</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。  
地震調査研究推進本部 (2019) <sup>(91)</sup> による

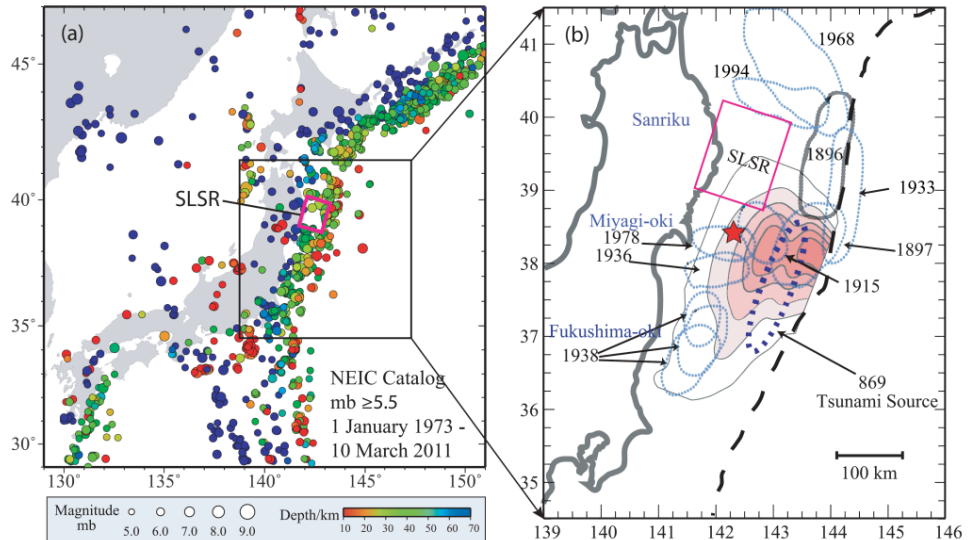




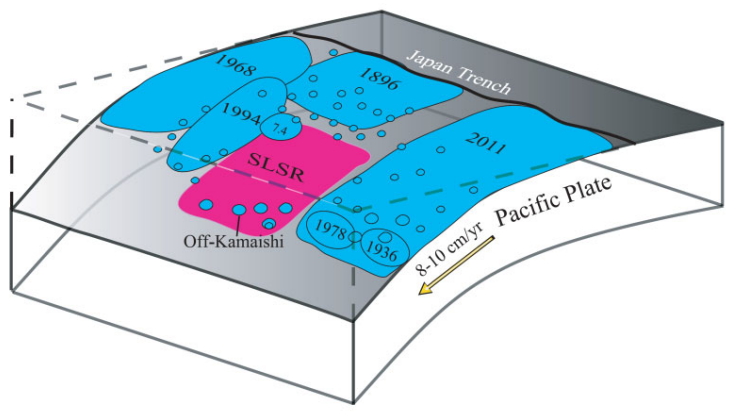
## 破壊伝播の検討 (2 / 6) : 波源領域

第627回審査会合  
資料1-2 P.72一部修正

### 岩手県沖南部の固着度に関する分析 (1 / 2)



**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.



**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) (27)

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) (27)

- 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。  
Ye et al. (2012) (27) 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。  
地震調査研究推進本部 (2012 (17), 2019 (91)) による



## 破壊伝播の検討 (3 / 6) : 波源領域

第627回審査会合  
資料1-2 P.73一部修正

### 岩手県沖南部の固着度に関する分析 (2 / 2)

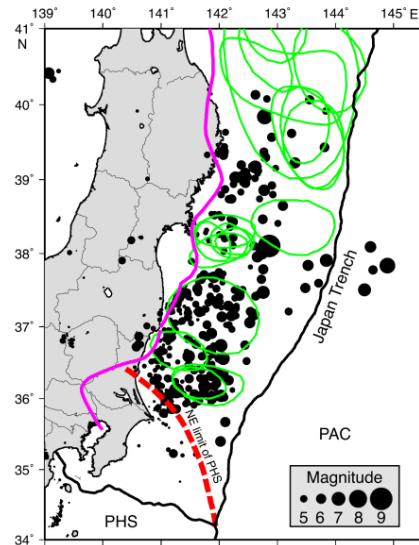


Fig. 1. Hypocenters of mainshock and aftershocks in a 24-hour period for the 2011 Tohoku earthquake (black circles) and aftershock areas for  $M \geq 7$  earthquakes since 1926 (green lines, Uchida *et al.*, 2009). Hypocenter data are from the Japan Meteorological Agency. Red dashed line shows down-dip 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>(28)</sup>

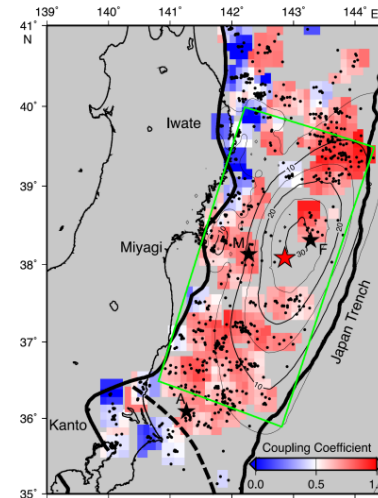


Fig. 2. Interplate coupling coefficient estimated from small repeating earthquakes for the period from 1993 to March 2007 (color). Distribution of small repeating earthquakes (black dots) and coseismic slip area (contours, Iinuma *et al.* (2011)) are also shown in this figure. Bold lines denote the down-dip 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>(28)</sup>

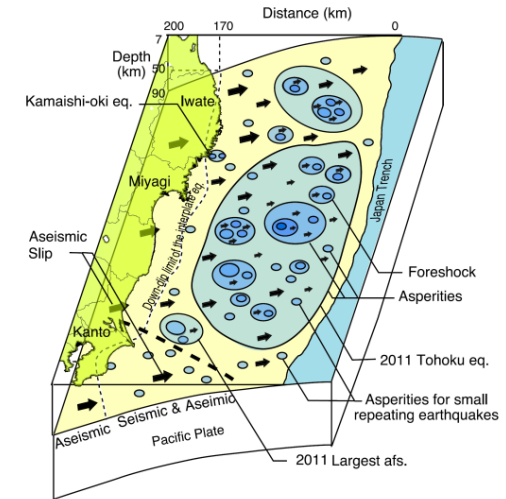


Fig. 4. Schematic figure showing the distribution of the hierarchical structured asperities at Tohoku. The circles show asperities that have internal structures. The arrows indicate aseismic slip. The dashed bold line shows the NE limit of the Philippine Sea plate and the dashed thin line shows the down-dip 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>(28)</sup>

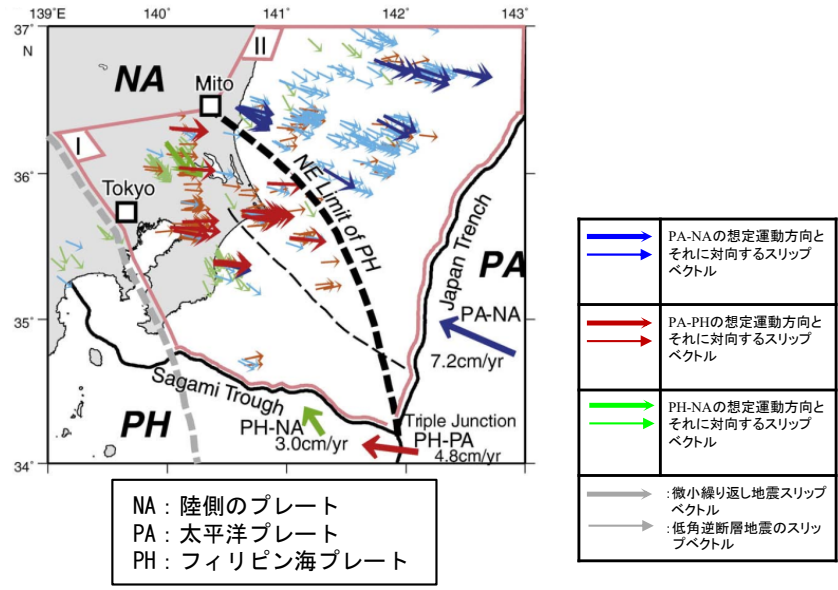
- 微小繰り返し地震データ等を用いた2011年東北地方太平洋沖地震の震源域におけるカップリング率およびアスペリティの階層構造に関する分析結果から、岩手県沖南部のカップリング (固着) は、福島県沖、茨城県沖のカップリング (固着) よりも弱く、本震の破壊伝播を防ぐ領域である。  
Uchida *et al.* (2011) <sup>(28)</sup> による

- 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。

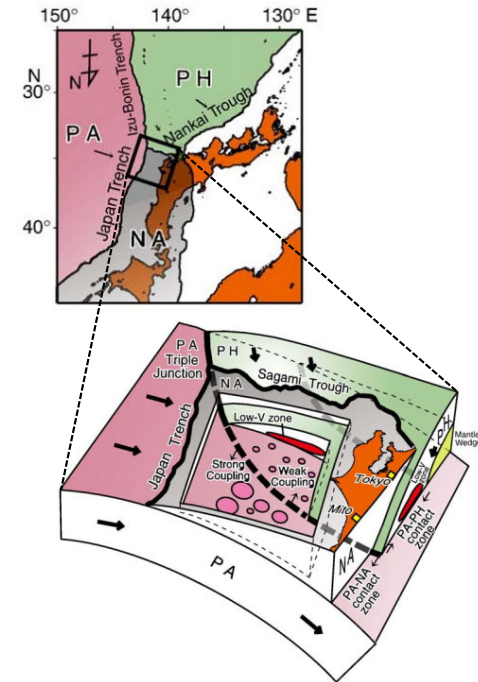
## 破壊伝播の検討 (4/6) : 波源領域

第627回審査会合  
資料1-2 P.74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>(29)</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>(29)</sup>

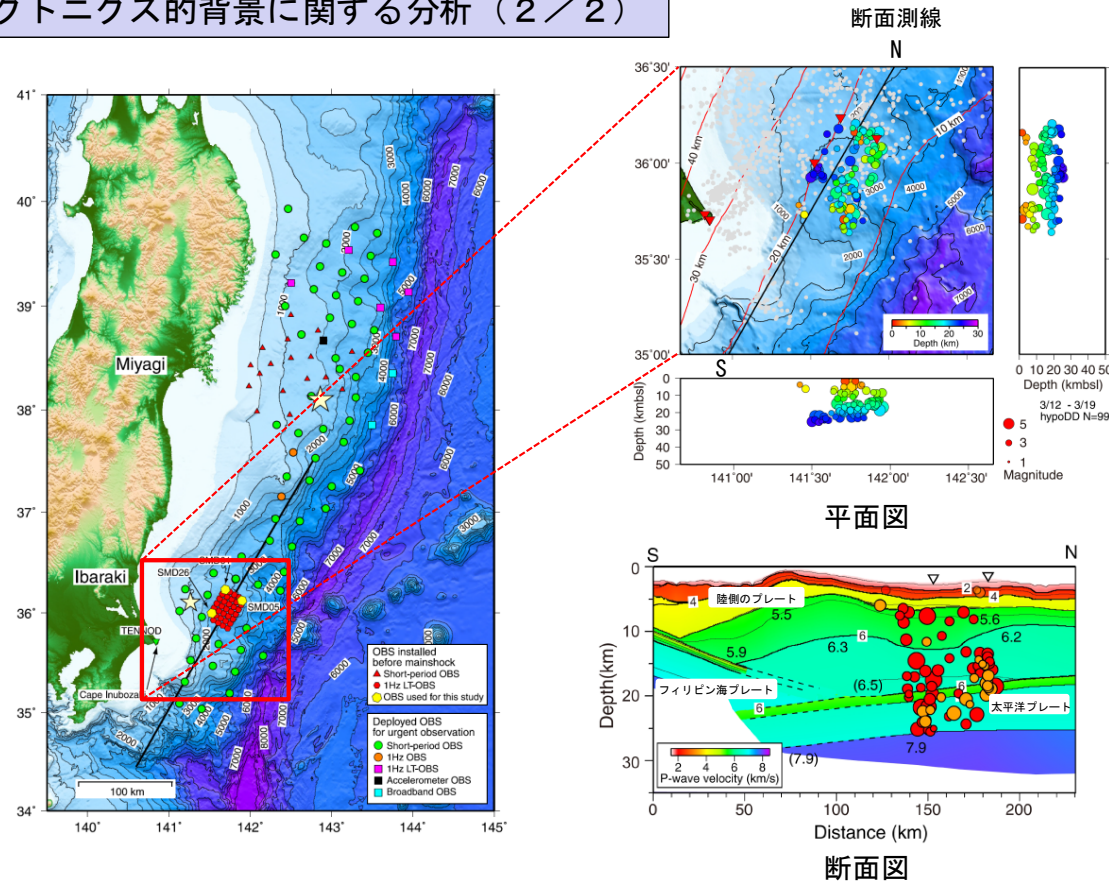
- 房総沖の相模トラフ周辺では、陸側のプレートの下にフィリピン海プレートが、更に下方には太平洋プレートが沈み込み、茨城県から千葉県沿岸の南東方向に向かってフィリピン海プレートの北東端が太平洋プレートに接している。
  - 地震学的見地から、太平洋プレートの上盤側をなすプレートの違いによって、フィリピン海プレートの北東境界を境にカップリング（固着）が異なり、房総沖で蓄積される歪みの量は茨城県沖よりも小さい。
- Uchida et al. (2009) <sup>(29)</sup> による



破壊伝播の検討 (5/6) : 波源領域

第627回審査会合  
資料1-2 P.75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>(30)</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。  
Shinohara et al. (2011) <sup>(30)</sup> による

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。

内閣府(2012) <sup>(31)</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。

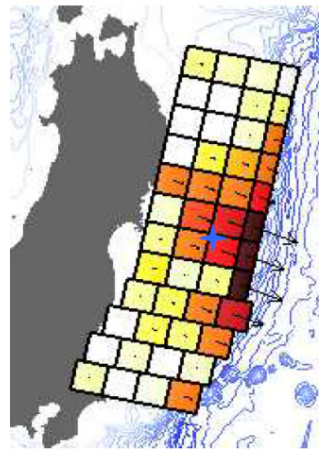
2011年東北地方太平洋沖地震の津波断層モデルにおける大きなすべり領域の割合

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>(31)</sup> に一部加筆

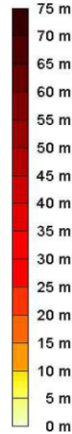
## 大すべり域・超大すべり域の検討 (2 / 4) : 内閣府 (2012) (31) 関連の知見 (2 / 2)

第627回審査会合  
資料1-2 P. 78誤りを修正



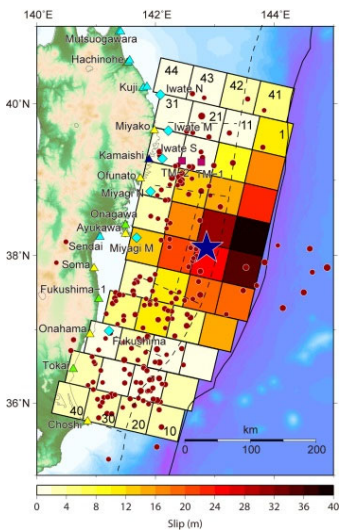
JNESモデル  
(杉野ほか2013) (32)

すべり量

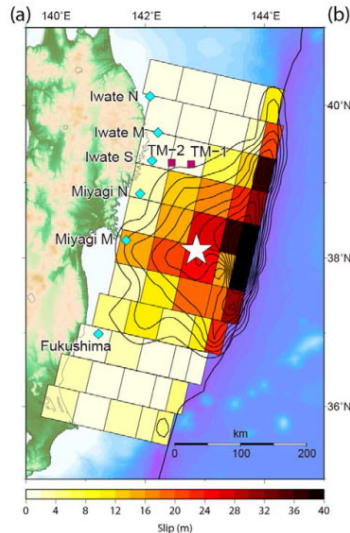


各研究機関の波源モデルのすべり分布特性表

	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%



藤井・佐竹44枚モデル



藤井・佐竹55枚モデル

- 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) (31) と概ね整合的である。

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。

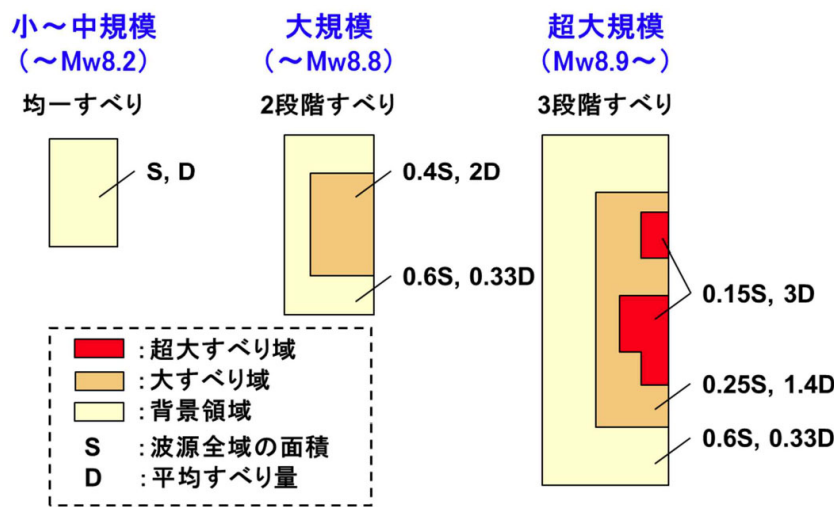


大すべり域・超大すべり域の検討 (3 / 4) : 杉野ほか (2014) <sup>(33)</sup> の知見

第627回審査会合  
資料1-2 P. 79再掲

杉野ほか(2014) <sup>(33)</sup> 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) <sup>(33)</sup>

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	-

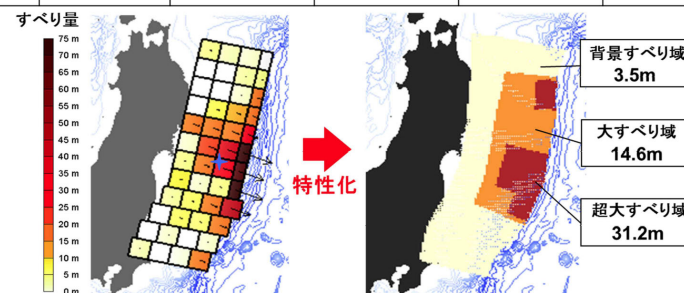
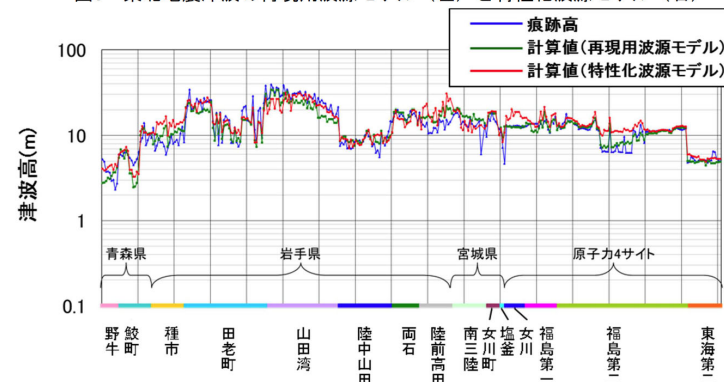


図8 東北地震津波の再現用波源モデル (左) と特性化波源モデル (右)



東北地震津波の痕跡高と計算津波高の比較



### ・内閣府 (2012) <sup>(31)</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. 3.1-14参照) のすべり分布特性とも整合的である。

### ・杉野ほか (2014) <sup>(33)</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

(余白)

# 目次

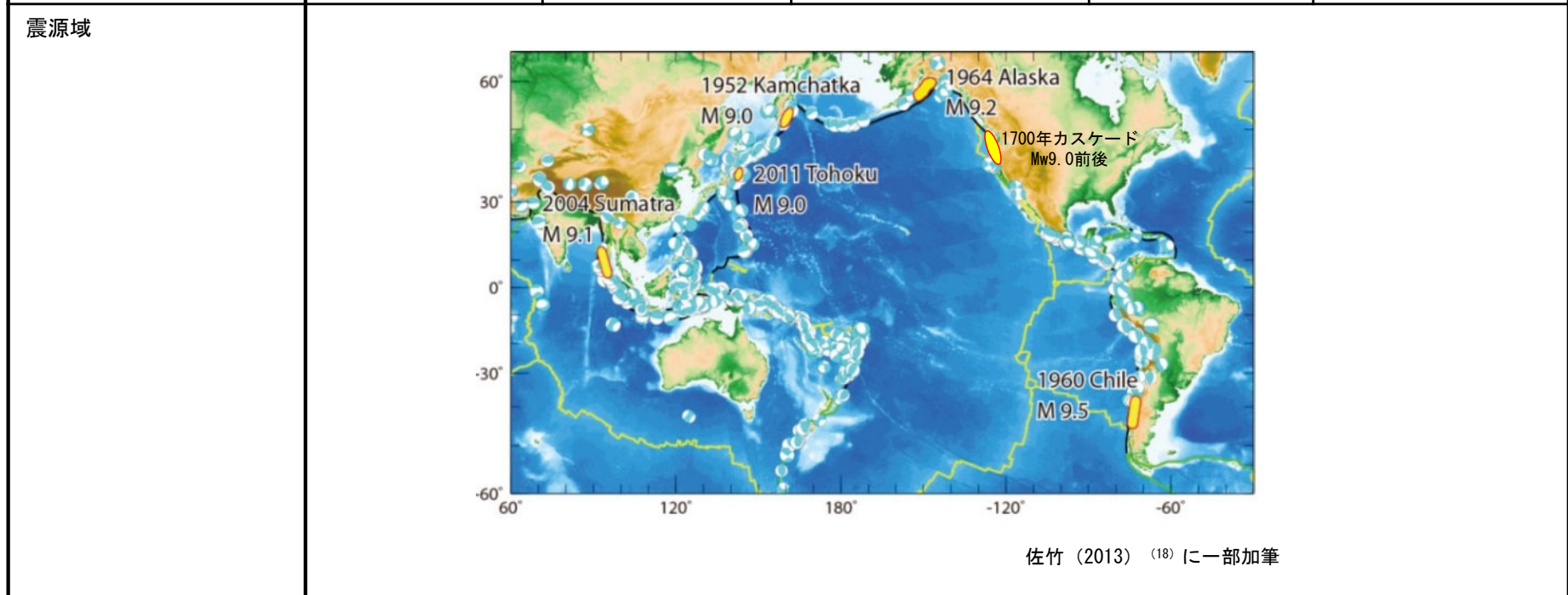
1. 津波堆積物調査（現地調査）
2. 日本海東縁部に設定された地方自治体による波源モデル
3. 2011年東北地方太平洋沖地震を始めとするM9クラスの超巨大地震から得られた知見
  - 3-1. 2011年東北地方太平洋沖地震から得られた知見
  - 3-2. 世界のM9クラスの超巨大地震から得られた知見の整理
  - 3-3. まとめ
4. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波
  - 4-1. 2011年東北地方太平洋沖地震による津波等の再現性確認
  - 4-2. 分岐断層に関する検討
  - 4-3. ライズタイムの影響検討
5. チリ沖に想定される地震に伴う津波の影響検討
6. 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. 線形足し合せ評価位置の検討
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627回審査会合  
資料1-2 P.83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>(34)</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>(35)</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>(36)</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>(37)</sup></li> </ul>



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。

# 3-2. 世界のM9クラスの超巨大地震から得られた知見 (2/19)



## 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627回審査会合  
資料1-2 P.84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>(34)</sup>	約500年 <sup>(18)</sup>	約600～1000年 <sup>(35)</sup>	約100～400年 <sup>(36)</sup>	約500年 <sup>(37)</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>(38)</sup>	19m (1700年) <sup>(39)</sup>	22m (1964年) <sup>(40)</sup>	11.4m (1952年) <sup>(41)</sup>	23m (2004年) <sup>(42)</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 1000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627回審査会合  
資料1-2 P. 85再掲

チリ

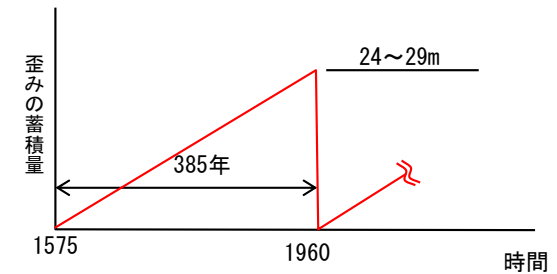
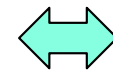
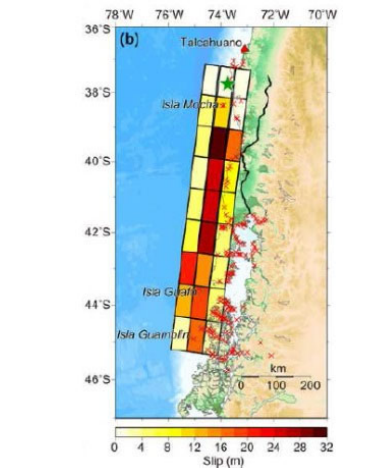
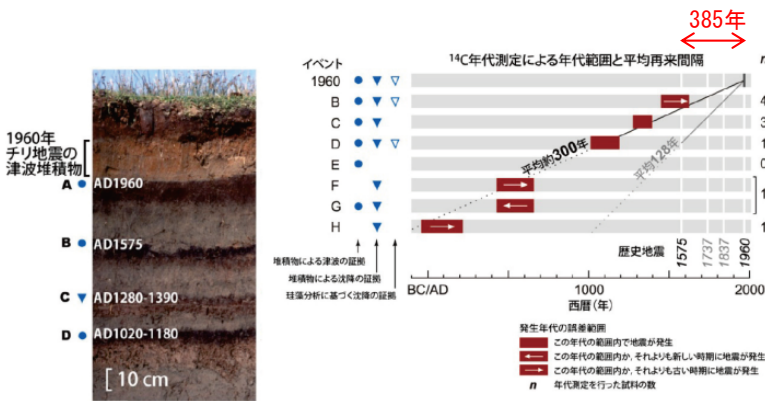
【平均発生間隔 (A)】

【1960年のすべり量分布 (B)】

【歪みの蓄積量 (C)】

- ・ 最大すべり量25~30m
- ・ 平均すべり量11m

- ①プレートの沈み込み速度 : 6.3~7.5cm/年 (McCaffrey, 2008) <sup>(43)</sup>
- ②カップリング係数 : 0.82~1.0 (地震学的)  
0.96 (測地学的) (Scholz and Campos, 2012) <sup>(44)</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**



第2図 Maullinにおいて観察される津波堆積物とその履歴。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).

尖倉 (2013) <sup>(34)</sup> に一部加筆

Fujii and Satake (2013) <sup>(38)</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 (4 / 9) : 蓄積される歪みの量・すべり量

第627回審査会合  
資料1-2 P.86再掲

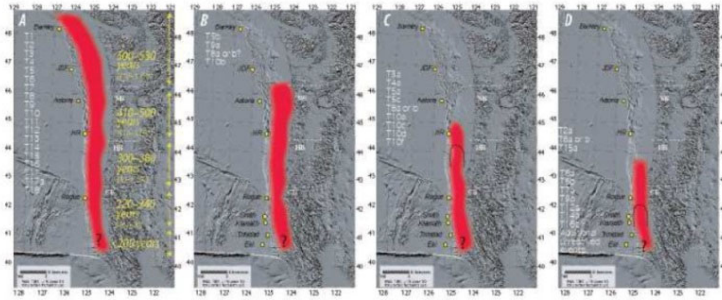
### カスケード

【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

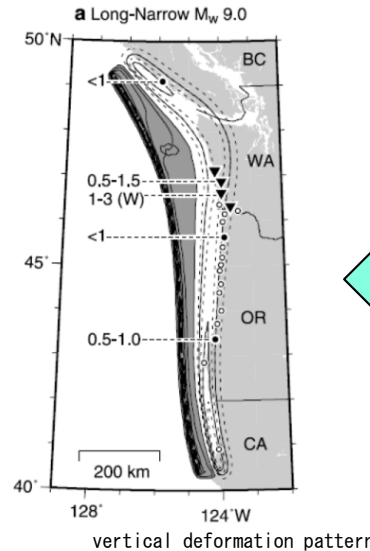
【歪みの蓄積量 (C)】

- ①プレートの沈み込み速度: 3.2-3.8cm/年 (McCaffrey, 2008) <sup>(43)</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>(44)</sup>
- ③歪みの蓄積量: ① (3.2-3.8cm/年) × 500年  
× ② (=1.0とする) = **16~19m**

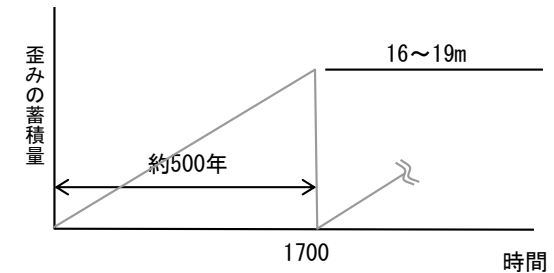
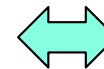


第4図 沿岸と深海で得られた古地震痕跡から推定される大地震の震源域。Aはカスケード沈み込み帯全城が破壊するもので、19回記録されている。Bは4回、Cは10-12回、Dは7-8回以上記録されている。Goldfinger et al. (2012)<sup>(45)</sup>による。

佐竹 (2013) <sup>(18)</sup>



Satake et al. (2003) <sup>(39)</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627回審査会合  
資料1-2 P. 87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1000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>(43)</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>(44)</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)

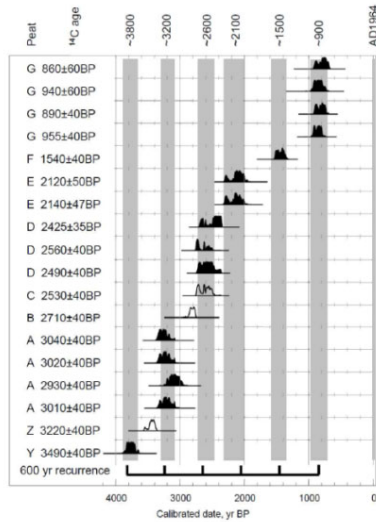
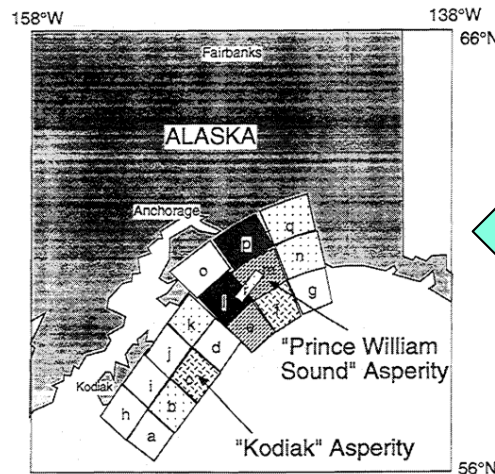


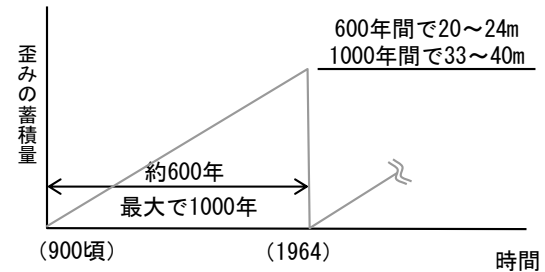
Figure 15 - Calibration of radiocarbon samples taken from the top of the peat layers submerged following co-seismic subsidence. Diatom analysis shows peat Z, peat B and Peat C (open histograms) do not record co-seismic submergence. All dates from in situ plant microfossils or tree stumps rooted in a 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>(35)</sup>



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

Johnson et al. (1996) <sup>(40)</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627回審査会合  
資料1-2 P.88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。

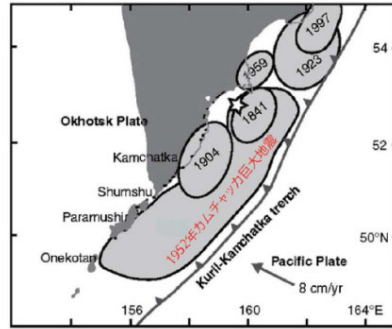
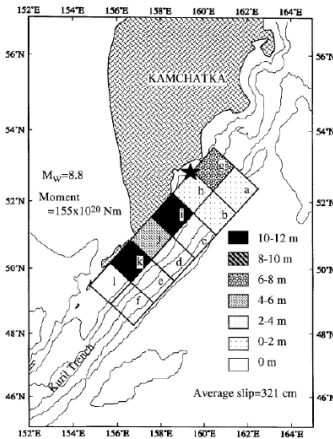


図2 カムチャツカ沖で発生した最近の巨大地震の震源域 (Fedotov et al., 1982) ☆は1952年カムチャツカ巨大地震の震源を示す。MacInnes et al.(2010)の図に追記した。

谷岡 (2013) (36)

#### 【1952年のすべり量分布 (B)】

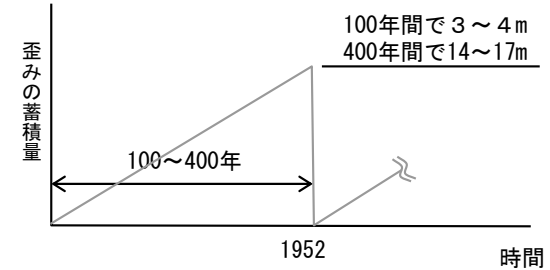
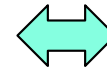
- ・ 最大すべり量11.4m
- ・ 平均すべり量3.2m



Johnson and Satake (1999) (41)

#### 【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) (43)
- 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) (44)
- 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627回審査会合  
資料1-2 P.89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。

【2004のすべり量分布 (B)】  
・最大すべり量23m  
・平均すべり量8.8m

【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) (43)
- 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) (44)
- 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**

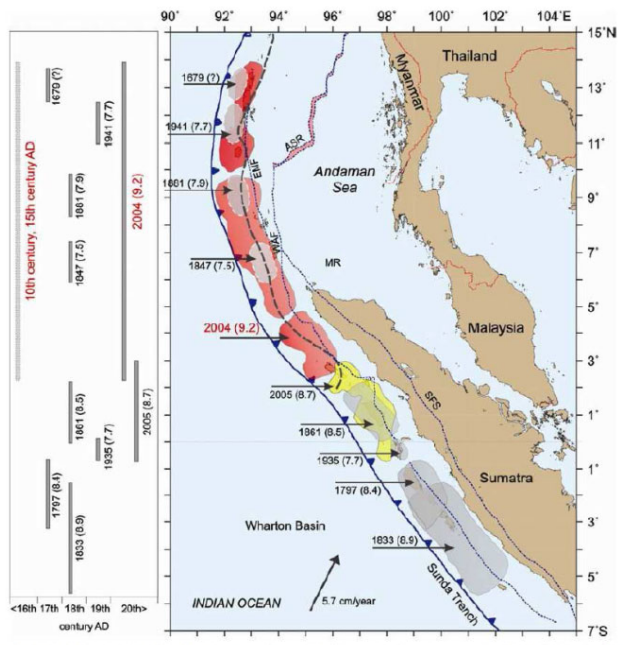
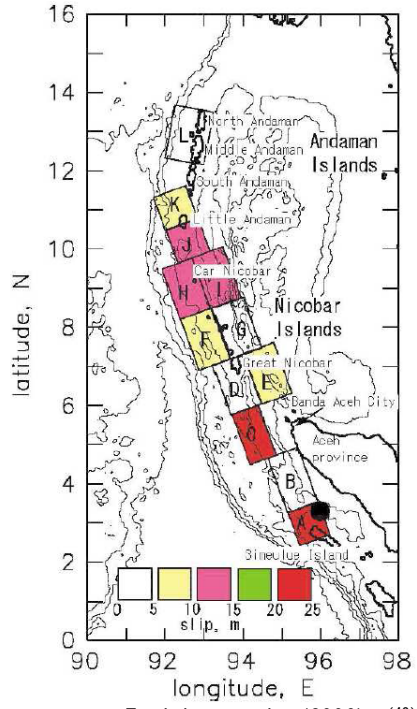
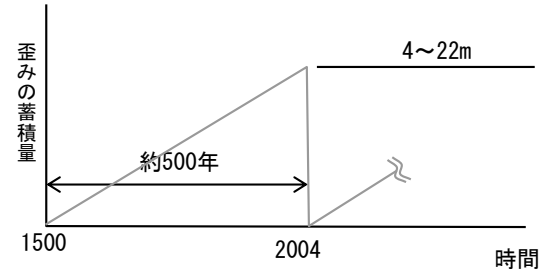
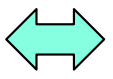


Figure 9 (Right) Seismotectonic setting of the Sumatra-Andaman subduction zone showing rupture areas (shaded) of significant earthquakes. (Left) Three spatial and temporal rupture estimates. Faults marked on the overriding plate are EMF, WAF, SFS and ASR (from Natunwajyo<sup>1</sup>). Historical earthquake 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>6</sup>). EMF: Eastern Margin Fault; WAF: West Andaman Fault; ASR: Andaman Spreading Ridge; SFS: Sumatra Fault System

Rajendran (2013) (37)



Tanioka et al. (2006) (42)



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。

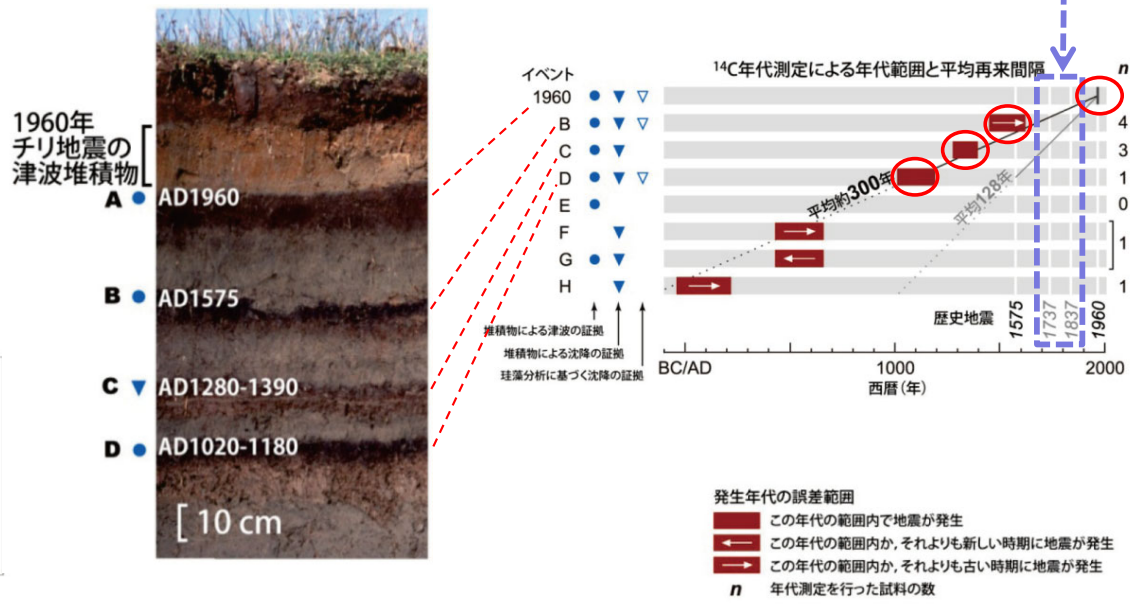
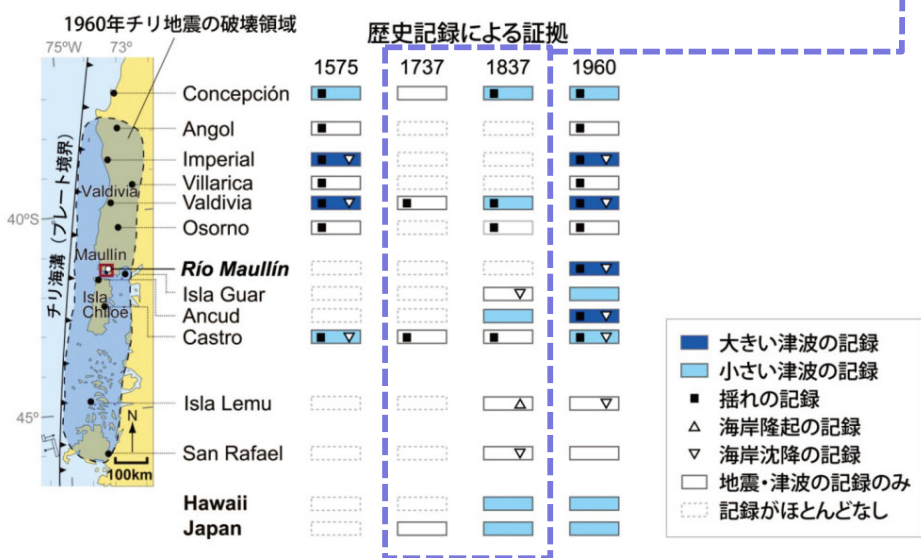


## 固着域に関する分析 (8/9) : 地震発生間隔

第627回審査会合  
資料1-2 P.90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) (34) 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) (34) 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<sup>\*</sup>で発生していると考えられる。

<sup>\*</sup>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) (34) 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。

◎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。

(余白)

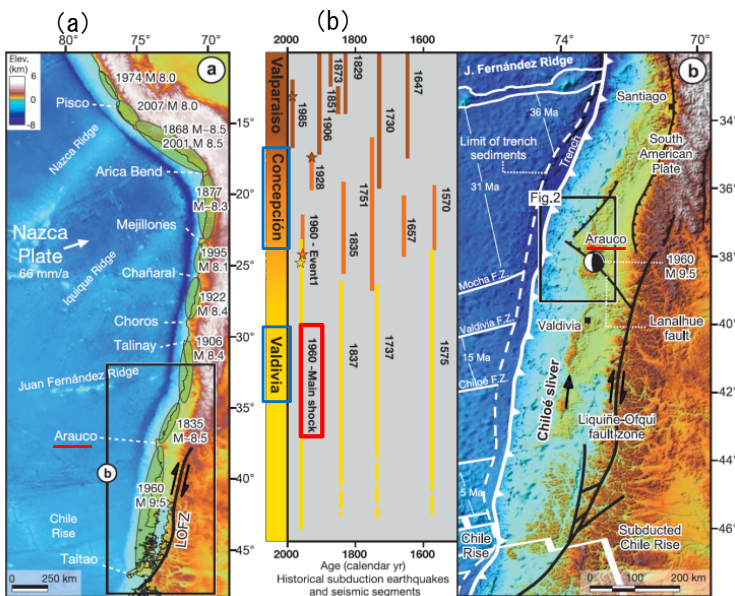




## 破壊伝播の検討 (1/6) : 波源領域

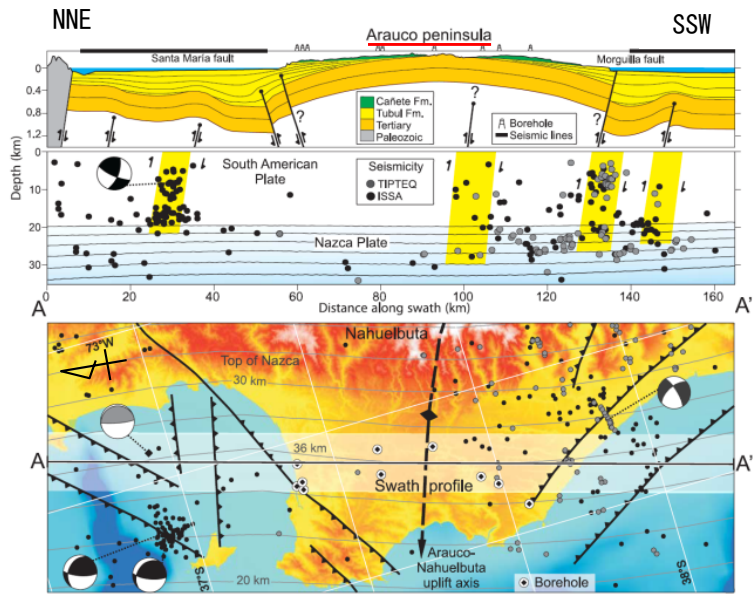
第627回審査会合  
資料1-2 P.93再掲

### チリ沖 (北端)



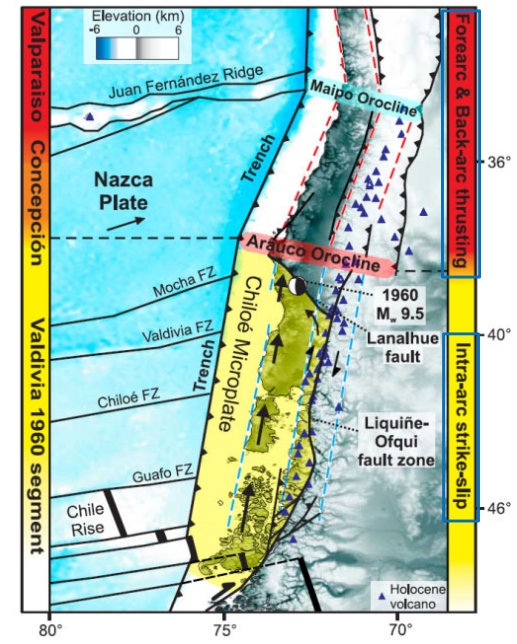
(a) 主要なM8以上の沈み込み地震のセグメント  
(b) Arauco半島の位置と主要な歴史地震の領域の関係

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) (45) に一部加筆

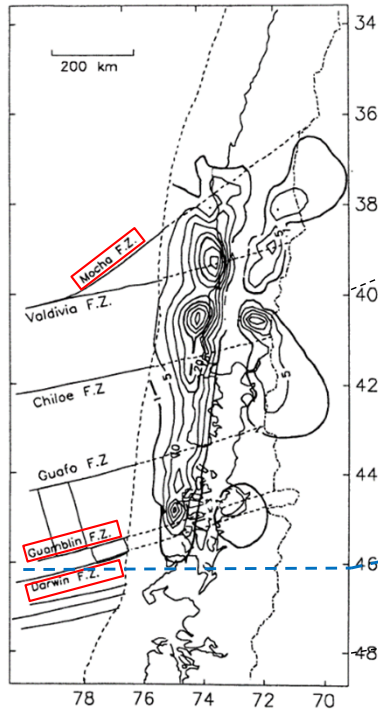
チリ沖で約300年間隔で繰り返し発生させるM9クラスの巨大地震領域の北端は、Arauco半島の地下構造が不連続な位置と一致している。  
Melnick et al. (2009) (45) による

## 破壊伝播の検討 (2/6) : 波源領域

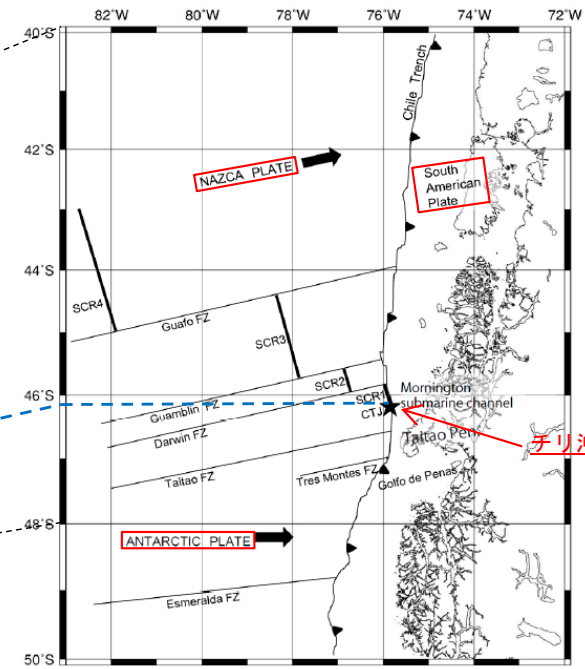
第627回審査会合  
資料1-2 P.94再掲

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) (46)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) (47) に一部加筆

Barrientos and Ward (1990) (46) 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 (3/6) : 波源領域

第627回審査会合  
資料1-2 P.95再掲

アラスカ・アリューシャン

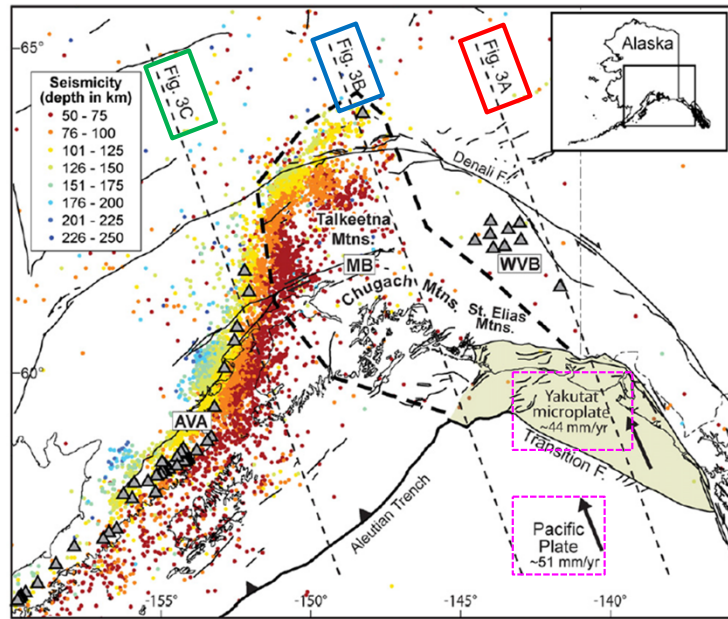


Fig. 2. Map of southern Alaska illustrating slab seismicity (>50 km depth; Alaska Earthquake Information Center catalog) and locations of transects shown in Fig. 3. Additional symbols are the same as in Fig. 1. Note the northeastward increase in the gap between slab seismicity and the trench as well 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>(48)</sup> に一部加筆

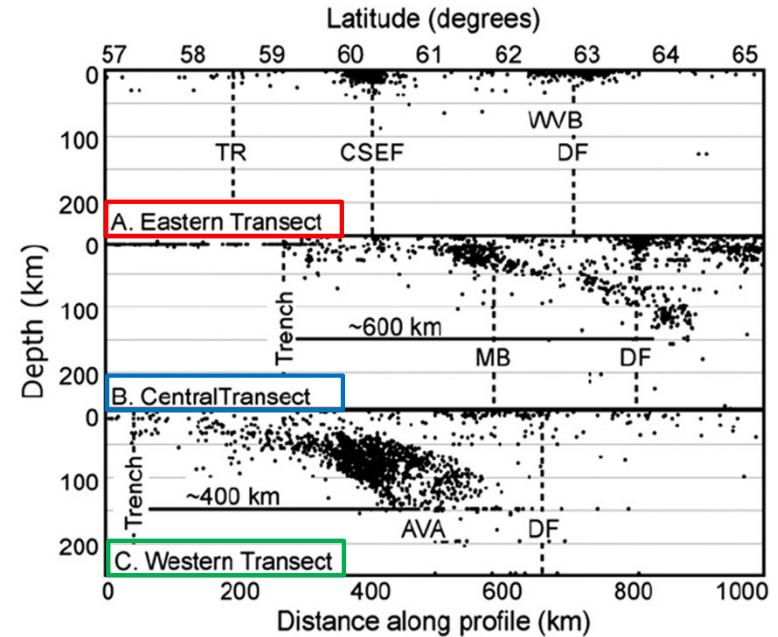


Fig. 3. Cross-sections showing changes in seismicity (within ~50 km of each transect) between eastern, central, and western transects across southern Alaska (Alaska Earthquake Information Center catalog). Locations of transects shown on Fig. 2. Note that seismicity from all depths is shown and transects 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>(48)</sup> に一部加筆

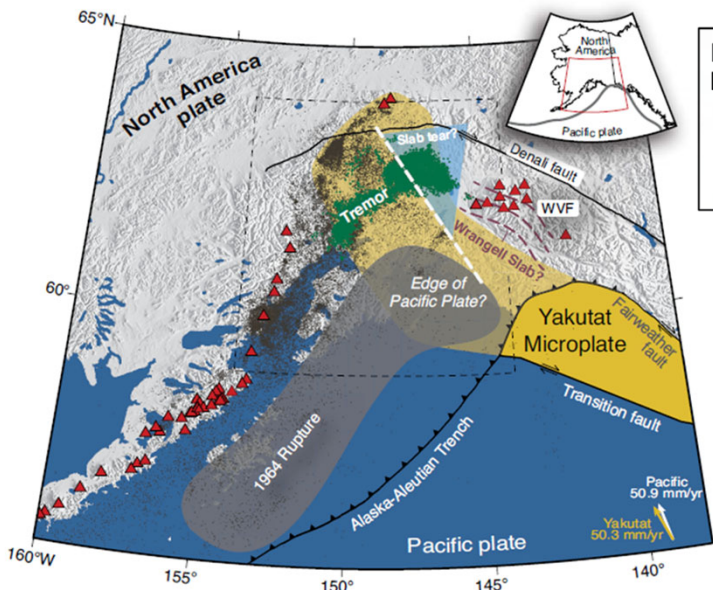
- ・ アラスカ南部では、太平洋プレートが北米プレートに北～北西方向に沈み込んでおり（～51mm/年）、会合部ではYakutatマイクロプレートが形成されている。  
Finzel et al. (2011) <sup>(48)</sup> による
- ・ 深さ50km以上のスラブ内地震の分布から、沈み込んだYakutatマイクロプレートの範囲を推定するとともに、その地震分布から、プレートの沈み込み形状が西から東へフラットに遷移する特徴があるとしている。  
Finzel et al. (2011) <sup>(48)</sup> による



破壊伝播の検討 (4/6) : 波源領域

第627回審査会合  
資料1-2 P.96再掲

アラスカ・アリユーション



- : Yakutatマイクロプレート
- : 1964年の地震の破壊領域
- : 火山
- : 和達・ベニオフ帯で発生するプレート内地震の分布
- : 微小地震分布

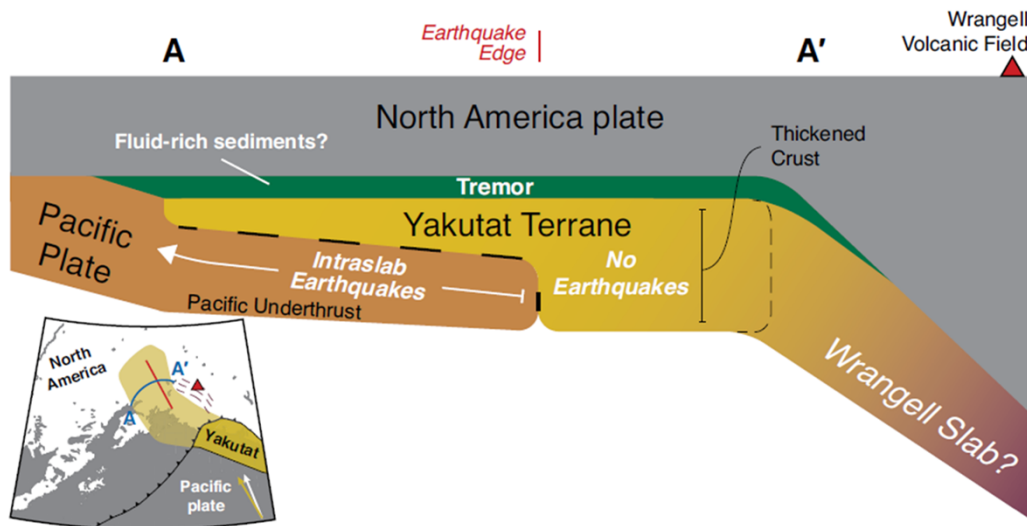


Figure 4. Schematic along-strike cross section of potential configuration of Pacific plate, Yakutat terrane, North America plate, and Wrangell slab. Intraslab seismicity is limited to Pacific plate. Tremor occurs at the Yakutat–North America interface. Wrangell slab is an obliquely subducting extension 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) (49)

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) (49) に一部加筆

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・アリユーショ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。  
Wech (2016) (49) による

## 破壊伝播の検討 (5/6) : 波源領域

第627回審査会合  
資料1-2 P.97再掲

アラスカ・アリューシャン

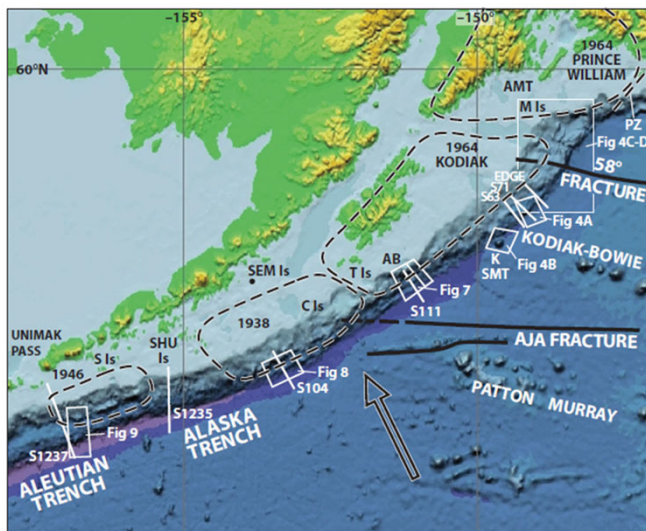


Figure 1. Map of the western Gulf of Alaska ocean basin and the Alaska convergent margin. Dashed lines enclose aftershock areas of the 1938, 1946, and 1964 great earthquakes. The Prince William and Kodiak ruptures are separated to emphasize the two main asperities of the 1964 event. The width of the 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) (50)

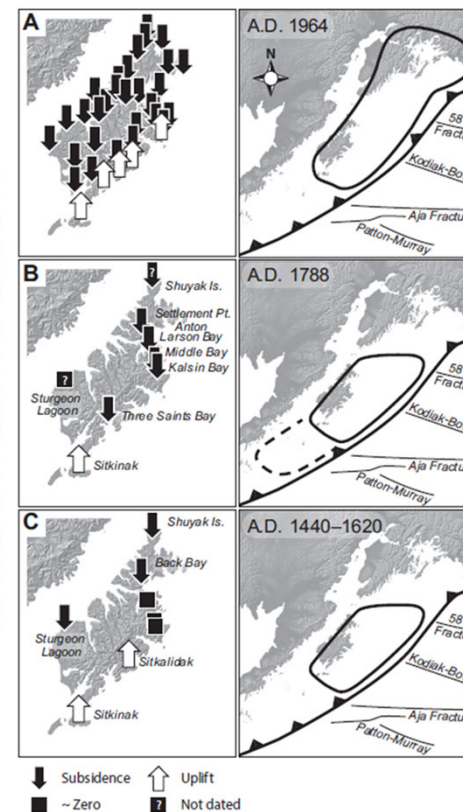


Figure 3. Summary of coseismic land motion, inferred segment ruptures, and selected features of subducting lower-plate relief that may influence earthquake rupture on Kodiak Island, Alaska (von Huene et al., 2012). A: A.D. 1964 (observations from Plafker, 1969). B: A.D. 1788. C: A.D. 1440–1620. Relative 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) (51)

- 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。  
Huene et al. (2012) (50) 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。  
Shennan et al. (2014) (51) による



◎チリ沖及びアラスカ・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627回審査会合  
資料1-2 P.99再掲

- 内閣府(2012)<sup>(31)</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>(31)</sup>に一部加筆

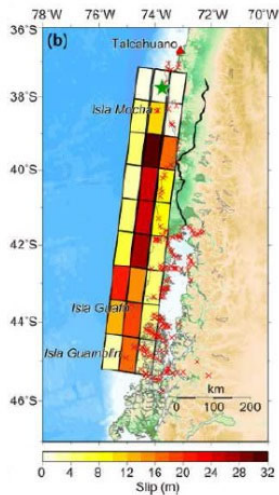
# 3-2. 世界のM9クラスの超巨大地震から得られた知見 (17/19) 3.2-19



## 大すべり域・超大すべり域の検討 (2/4)

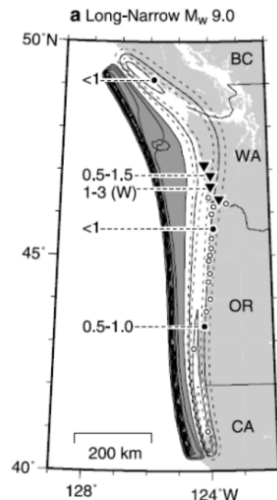
第627回審査会合  
資料1-2 P.100再掲

【1960年チリ】



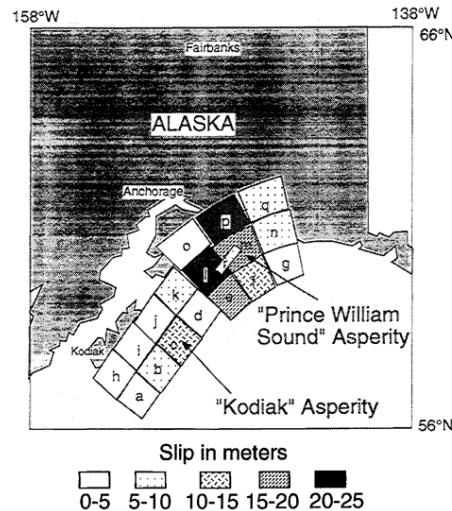
Fujii and Satake (2013) (38)

【1700年カスケード】



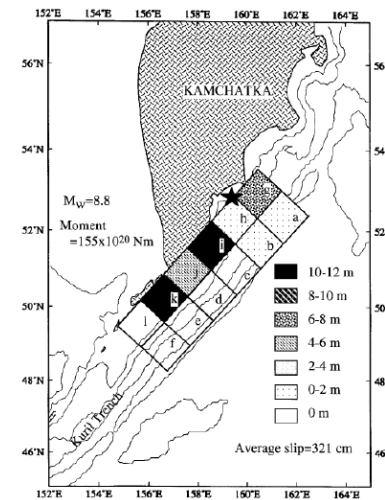
Satake et al. (2003) (39)

【1964年アラスカ・アリューシャン】



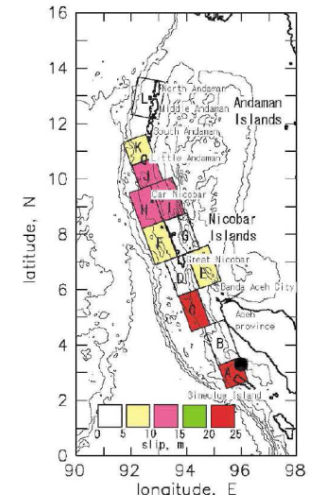
Johnson et al. (1996) (40)

【1952年カムチャツカ】



Johnson and Satake (1999) (41)

【2004年スマトラ】



Tanioka et al. (2006) (42)

	1960年チリ Fujii and Satake (2013) (38)	1700年カスケード Satake et al. (2003) (39)	1964年アラスカ・ アリューシャン Johnson et al. (1996) (40)	1952年カムチャツカ Johnson and Satake (1999) (41)	2004年スマトラ Tanioka et al. (2006) (42)
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。

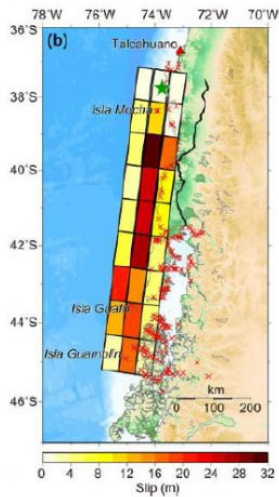
# 3-2. 世界のM9クラスの超巨大地震から得られた知見 (18/19) 3.2-20



## 大すべり域・超大すべり域の検討 (3/4)

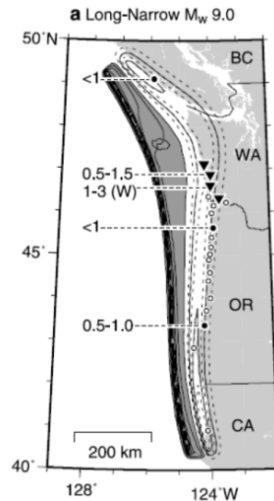
第627回審査会合  
資料1-2 P.101再掲

【1960年チリ】



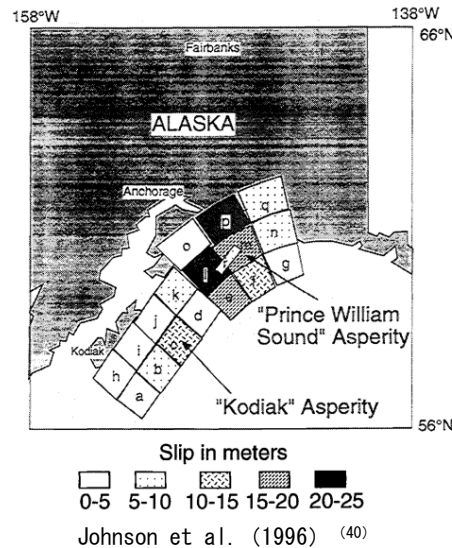
Fujii and Satake (2013) (38)

【1700年カスケード】



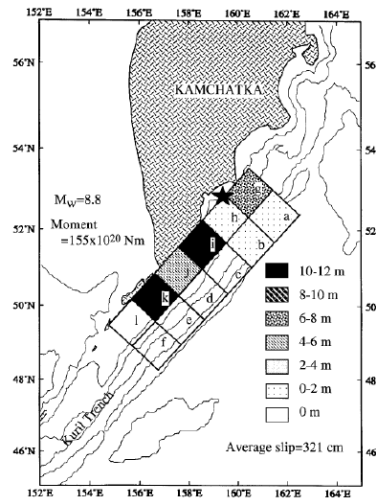
Satake et al. (2003) (39)

【1964年アラスカ・アリユーション】



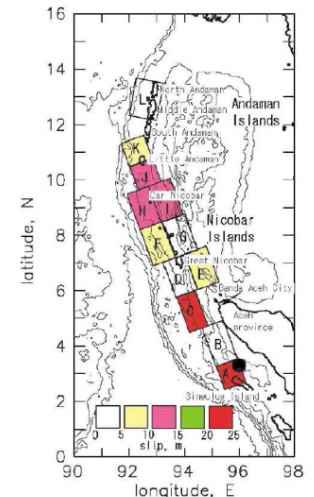
Johnson et al. (1996) (40)

【1952年カムチャツカ】



Johnson and Satake (1999) (41)

【2004年スマトラ】



Tanioka et al. (2006) (42)

	1960年チリ Fujii and Satake (2013) (38)	1700年カスケード Satake et al. (2003) (39)	1964年アラスカ・ アリユーション Johnson et al. (1996) (40)	1952年カムチャツカ Johnson and Satake (1999) (41)	2004年スマトラ Tanioka et al. (2006) (42)
平均すべり量の2倍以上の面積比	19%	—※	25%	25%	14%

※Satake et al (2003) (39) 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。

- ・ 内閣府(2012)<sup>(31)</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。



# 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
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. 線形足し合せ評価位置の検討
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



## 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. 1-6参照)

- 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. 1-12参照)

- 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. 1-16参照)

- 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。

(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
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. 線形足し合せ評価位置の検討
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

第627回審査会合  
資料1-2 P. 107一部修正

コメントNo.S5-31

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) 大すべり域の破壊特性を考慮した特性化波源モデル  
(P. 4. 1-3~P. 4. 1-5参照)

2) 広域の津波特性を考慮した特性化波源モデル  
(P. 4. 1-16~P. 4. 1-20参照)

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観測波形、広域の津波痕跡高等の再現性が良好であることを確認する。

3.11地震の震源付近の地殻変動量及び宮城県沖の観測波形<sup>※2</sup>  
(P. 4. 1-6~P. 4. 1-10参照)

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. 1-21~P. 4. 1-24参照)

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：「大すべり域の破壊特性を考慮した特性化波源モデル」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. 1-11~P. 4. 1-14参照)





大すべり域の破壊特性を考慮した特性化波源モデルによる再現性確認 (1 / 8)

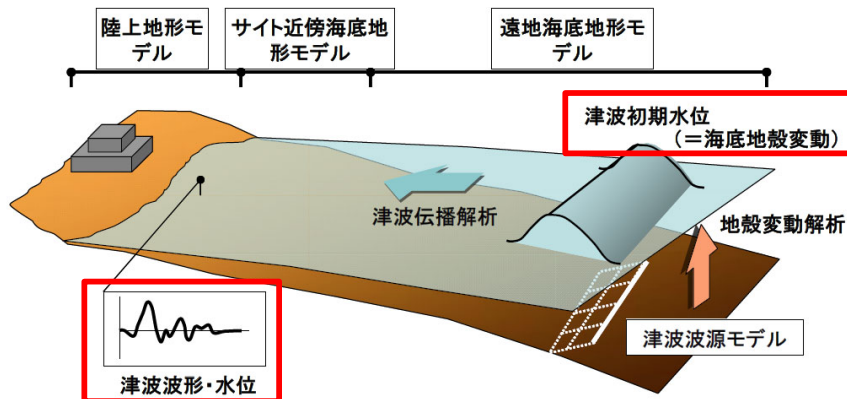
第627回審査会合  
資料1-2 P.108一部修正

検討方針

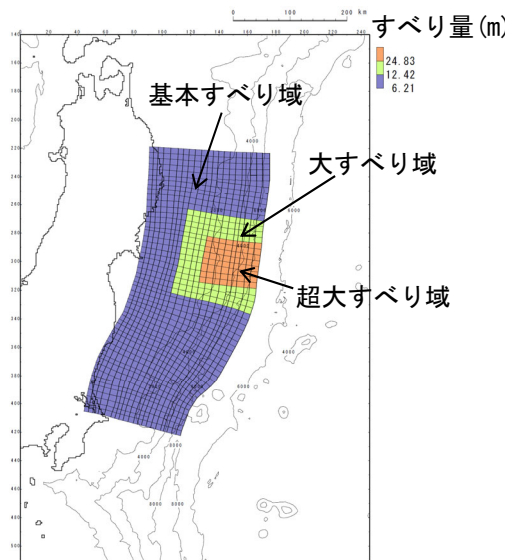
- 「大すべり域の破壊特性を考慮した特性化波源モデル」(P. 4.1-4参照)※が、大すべり域の破壊特性を適切に考慮しているかを確認するために、杉野ほか(2013)<sup>(32)</sup>を参考に、破壊特性が表れる震源域の地殻変動量(プレート境界の破壊)及び沖合の観測波形(津波伝播)について、3.11地震の実現象とシミュレーション結果とを比較しモデルの妥当性を示す。
- ここで、地震モーメントの設定方法の違いによる影響を確認するために、大すべり域、超大すべり域を設定することに伴う地震モーメントの補正を、波源モデルの全領域のすべり量で行っている「大すべり域の破壊特性を考慮した特性化波源モデル」※と「背景領域のみのすべり量で行う特性化波源モデル(内閣府(2012)<sup>(31)</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】

- I. 地殻変動量(プレート境界の破壊)
- II. 沖合の観測波形(津波伝播)

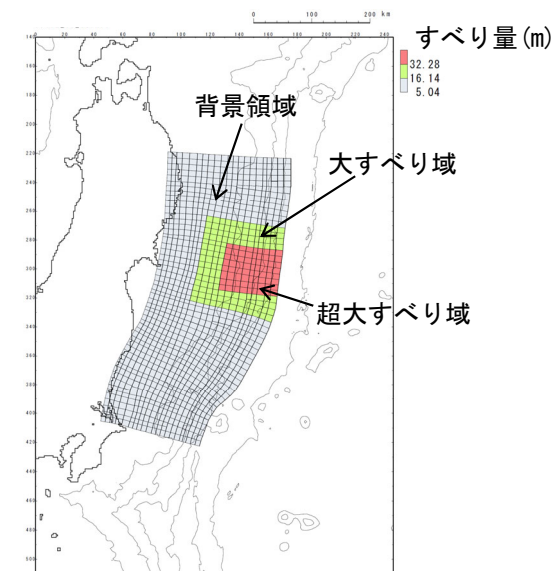


杉野ほか(2013)<sup>(32)</sup>に一部加筆



大すべり域の破壊特性を考慮した特性化波源モデル※

(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波源モデル※

(内閣府(2012)<sup>(31)</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. 4.1-4, P. 4.1-5参照。

## 大すべり域の破壊特性を考慮した特性化波源モデルによる再現性確認 (2 / 8)

第627回審査会合  
資料1-2 P.109一部修正

## 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>(91)</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>(31)</sup>を参照した。（P. 3. 1-16, 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>(52)</sup>）のすべり分布を参考に設定した。

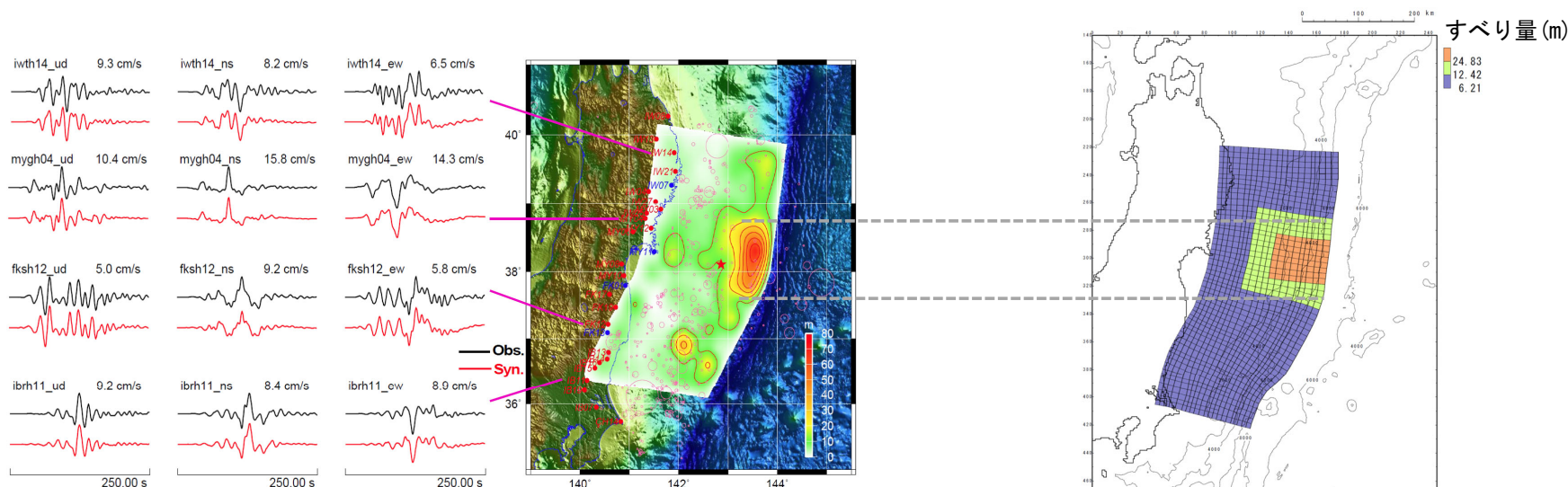


Figure 2. Waveform comparison and slip distribution map. Left: Comparison of synthetic waveforms (red) with the observation data (black); Right: Slip distribution inferred from the long-period seismic waves (<math>< 0.1\text{Hz}</math>).

長周期地震動に基づくすべり分布  
Wu et al. (2012) <sup>(52)</sup> に一部加筆

大すべり域の破壊特性  
を考慮した特性化波源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)



大すべり域の破壊特性を考慮した特性化波源モデルによる再現性確認 (3 / 8)

第627回審査会合  
資料1-2 P.110一部修正

特性化波源モデルのパラメータ

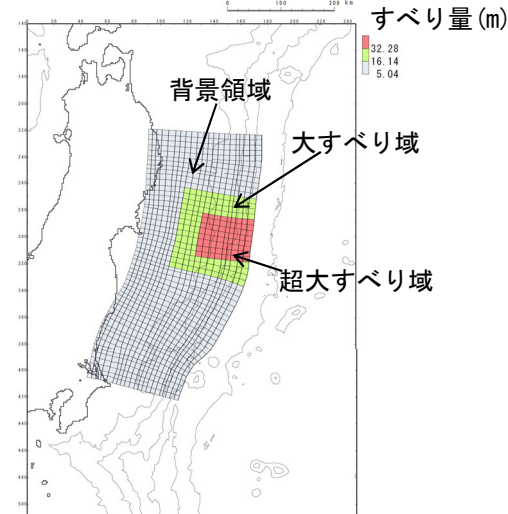
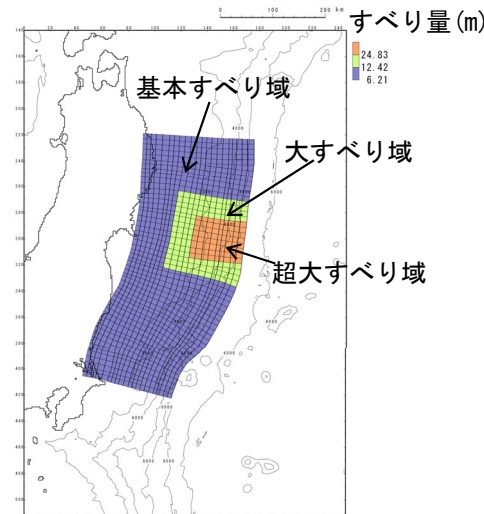
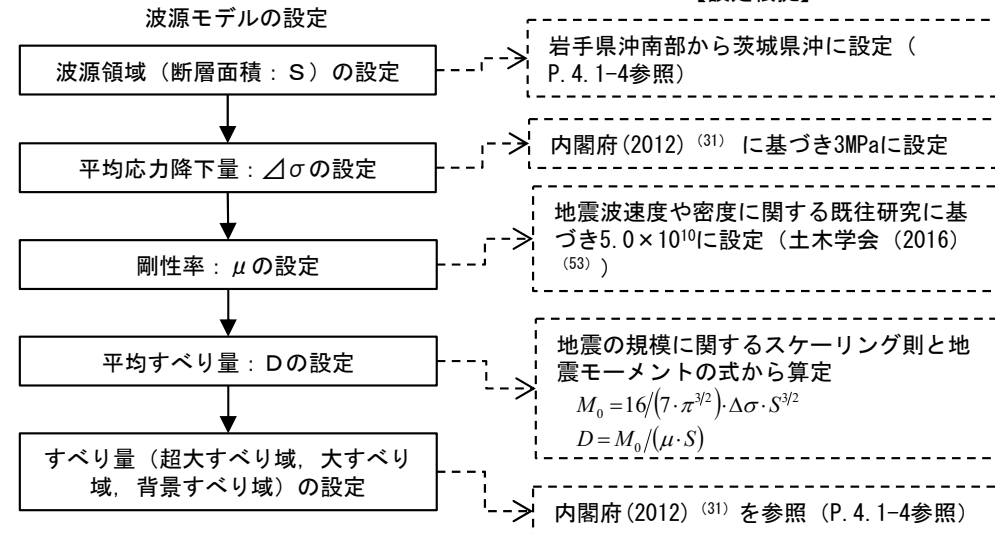
- 「大すべり域の破壊特性を考慮した特性化波源モデル」及び「背景領域により地震モーメントを補正した特性化波源モデル」のパラメータは以下のとおり。

特性化波源モデルのパラメータ

	大すべり域の破壊特性を考慮した特性化波源モデル (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波源モデル (内閣府(2012) <sup>(31)</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%)	5.04 (85,885km <sup>2</sup> , 80%)
	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%)	16.14 (16,104km <sup>2</sup> , 15%)
	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%)	32.28 (5,368km <sup>2</sup> , 5%)
ライズタイム τ (s)	60	—	60	—	

【設定フロー】

【設定根拠】



大すべり域の破壊特性を考慮した特性化波源モデル (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波源モデル (内閣府(2012)<sup>(31)</sup>に基づくモデル)



大すべり域の破壊特性を考慮した特性化波源モデルによる再現性確認 (4 / 8)

第627回審査会合  
資料1-2 P.111一部修正

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) (54) 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。

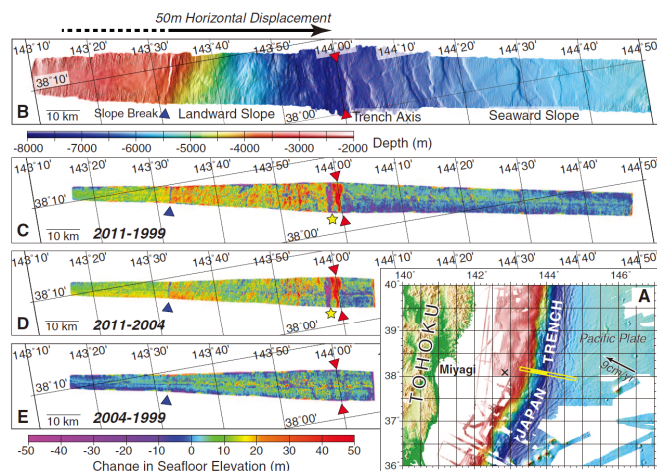


Fig. 1. Changes in sea-floor elevation between bathymetric data before and after the 2011 Tohoku-Oki earthquake. (A) Location map with bathymetric survey track shown as yellow line. Coseismic horizontal displacement is estimated over the landward slope indicated by solid portion of yellow line. Cross 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) (54))

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 ( $\sigma=8.17$ )

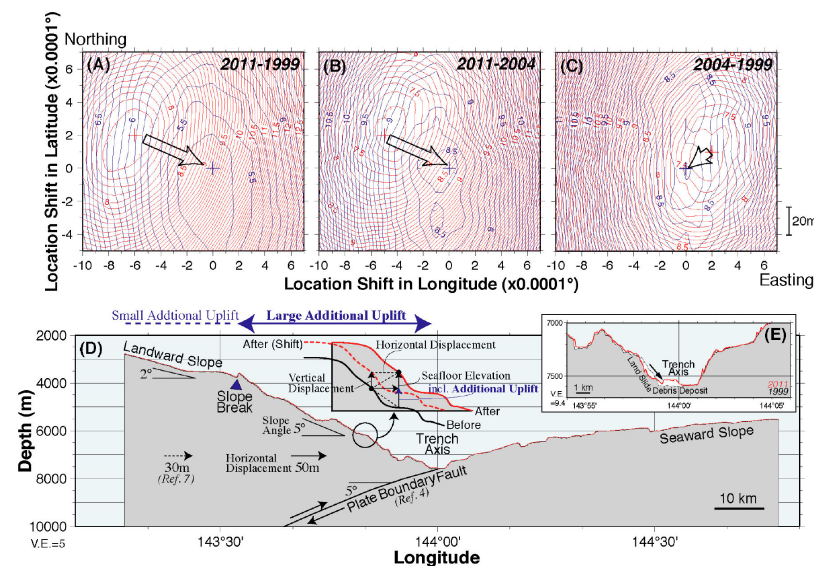


Fig. S1.

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))

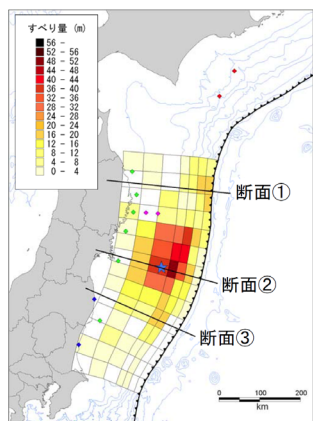
大すべり域の破壊特性を考慮した特性化波源モデルによる再現性確認 (5 / 8)

第627回審査会合  
資料1-2 P.112一部修正

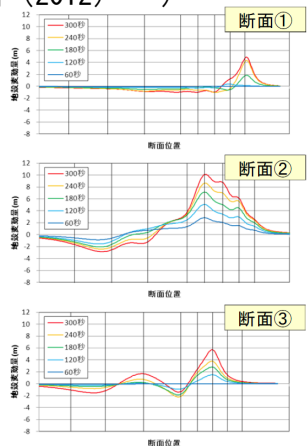
3.11地震の地殻変動量 (3.11地震に伴う津波の再現モデル)

- 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)<sup>(55)</sup>モデル, Satake et al. (2013)<sup>(56)</sup>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。

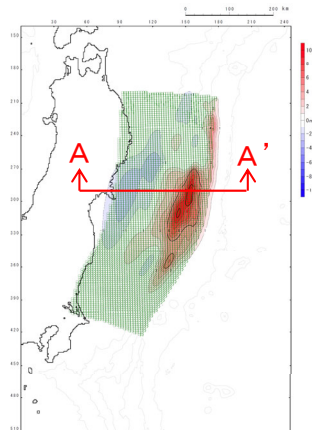
【内閣府(2012)モデル】 (内閣府(2012)<sup>(55)</sup>)



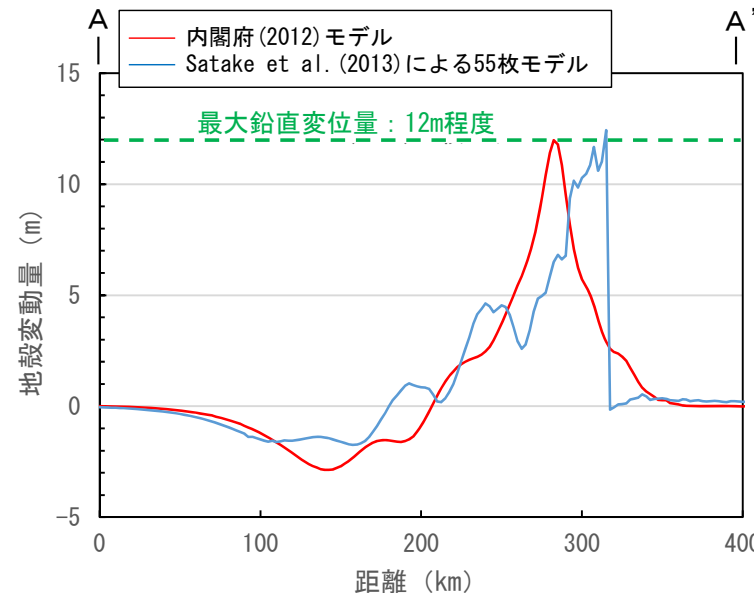
すべり量分布 (合計)



地殻変動量 (上下動) の時間変化  
(ライズタイム: 300s)

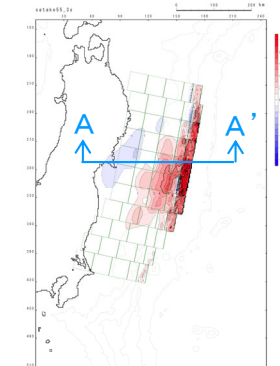
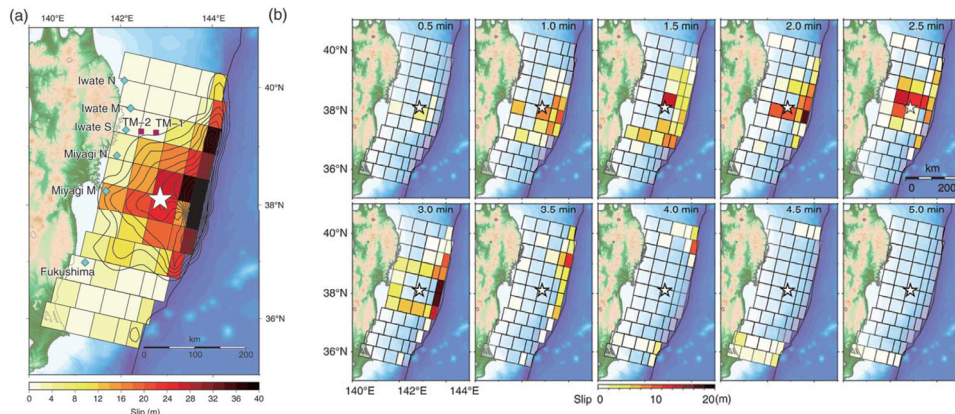


地殻変動量分布 (合計)



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)<sup>(56)</sup>)



地殻変動量分布 (合計)

- 以上の地球物理学的知見 (P. 4. 1-6) 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。

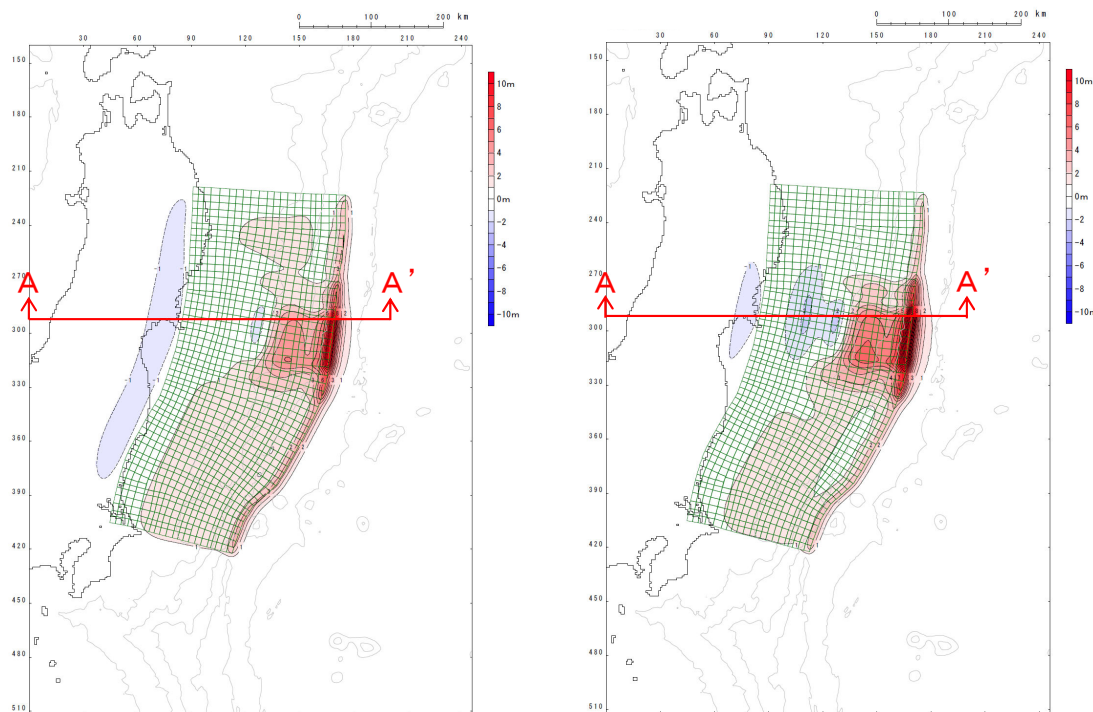


大すべり域の破壊特性を考慮した特性化波源モデルによる再現性確認 (6 / 8)

第627回審査会合  
資料1-2 P.113一部修正

地殻変動量 (プレート境界の破壊) の比較

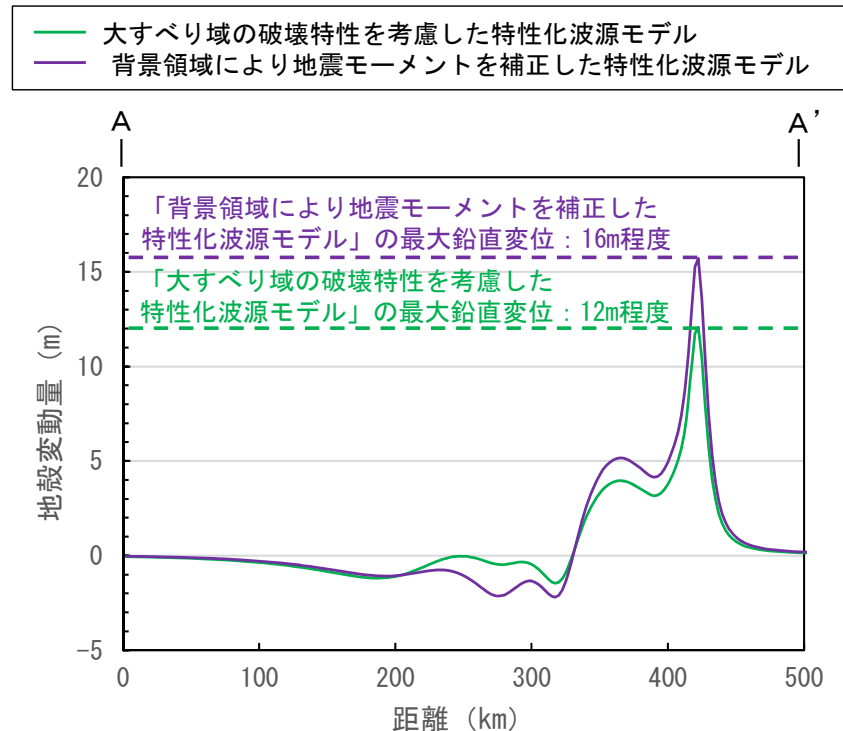
- 「大すべり域の破壊特性を考慮した特性化波源モデル」の最大鉛直変位は12m程度 (右図) であり, 3.11地震による震源付近の最大鉛直変位 (12m, P.4.1-7参照) と整合的であることを確認した。
- 一方, 「背景領域により地震モーメントを補正した特性化波源モデル」の最大鉛直変位は16m程度 (右図) であり, 3.11地震による震源付近の最大鉛直変位 (12m, P.4.1-7参照) に比べて大きく, 整合性はやや劣ることを確認した。



大すべり域の破壊特性を考慮した  
特性化波源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  
特性化波源モデルの地殻変動量分布  
(ライズタイム: 300s相当)

(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) (31) に基づくモデル)



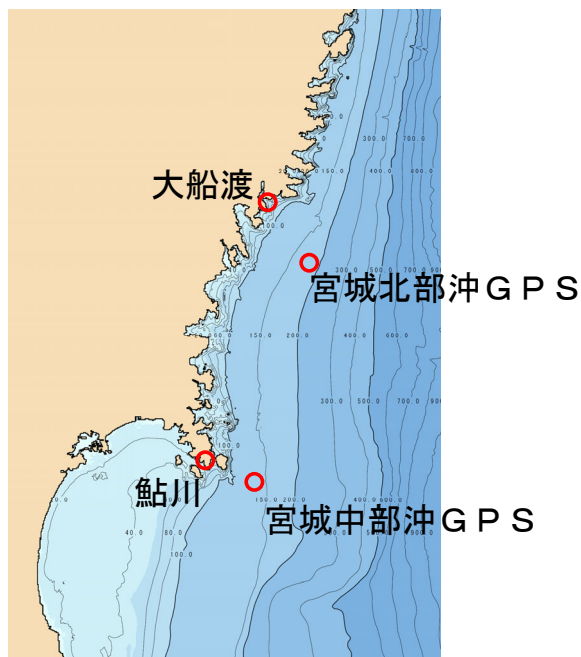
地殻変動量 (断面図)

## 大すべり域の破壊特性を考慮した特性化波源モデルによる再現性確認 (7 / 8)

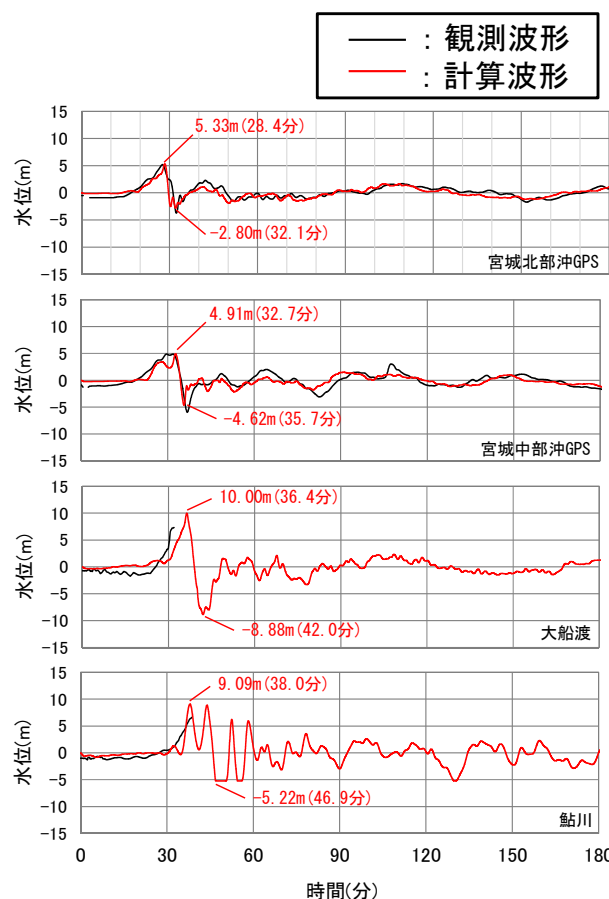
第627回審査会合  
資料1-2 P.114一部修正

### 沖合の観測波形 (津波伝播) の比較

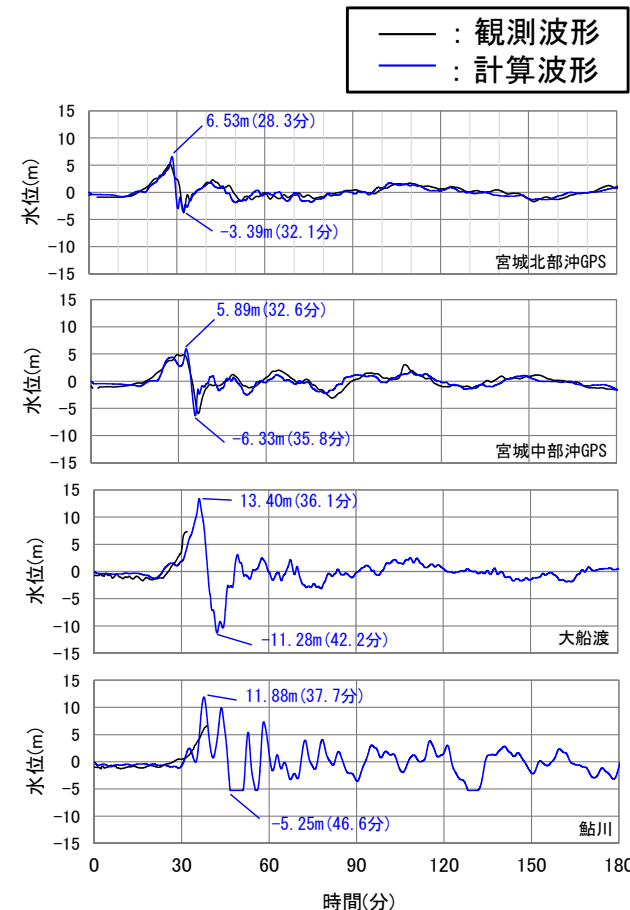
- 「大すべり域の破壊特性を考慮した特性化波源モデル」による計算波形は、大すべり域周辺沿岸海域の観測波形に見られる津波特性 (津波水位, 周期, 津波の到達時間) と整合的であることを確認した。
- 一方, 「背景領域により地震モーメントを補正した特性化波源モデル」は, 周期, 津波の到達時間の整合性は良いものの, 津波水位は相対的に大きく, 整合性はやや劣ることを確認した。



比較位置



大すべり域の破壊特性を考慮した特性化波源モデル  
(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波源モデル  
(内閣府 (2012) (31) に基づくモデル)

大すべり域の破壊特性を考慮した特性化波源モデルによる再現性確認 (8 / 8)第627回審査会合  
資料1-2 P.115一部修正

## まとめ

- 「大すべり域の破壊特性を考慮した特性化波源モデル」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波源モデル」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、「大すべり域の破壊特性を考慮した特性化波源モデル」の設定は妥当であると判断する。

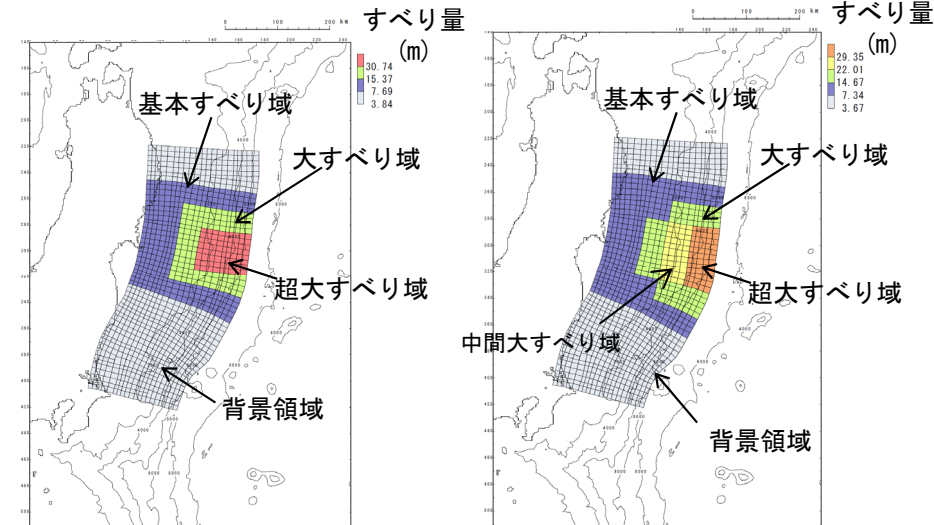
(補足) 大すべり域の破壊特性を考慮した特性化波源モデルによる再現性確認 (1/4)

検討方針

- 「大すべり域の破壊特性を考慮した特性化波源モデル」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「大すべり域の破壊特性を考慮した特性化波源モデル」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「基準波源モデル③④のベースモデル」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. 1-5参照)。
  - 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。
  - (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 <sup>*</sup> 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

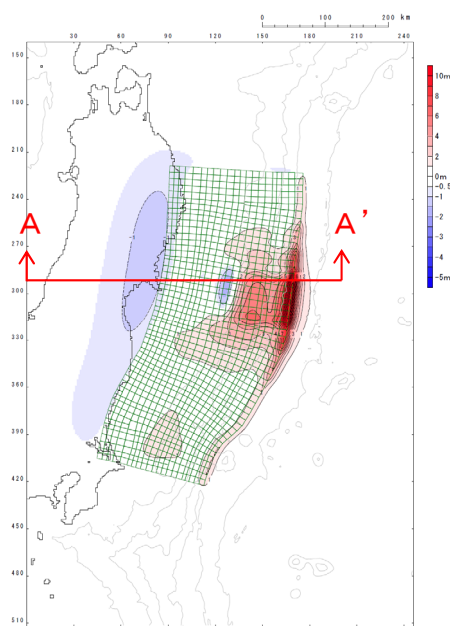
(2) 分岐断層や海底地すべり等  
が存在する可能性を考慮した  
モデル



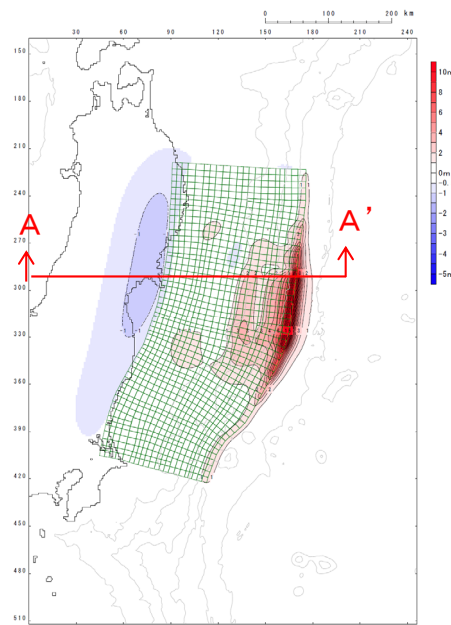
(補足) 大すべり域の破壊特性を考慮した特性化波源モデルによる再現性確認 (2 / 4)

地殻変動量 (プレート境界の破壊) の比較

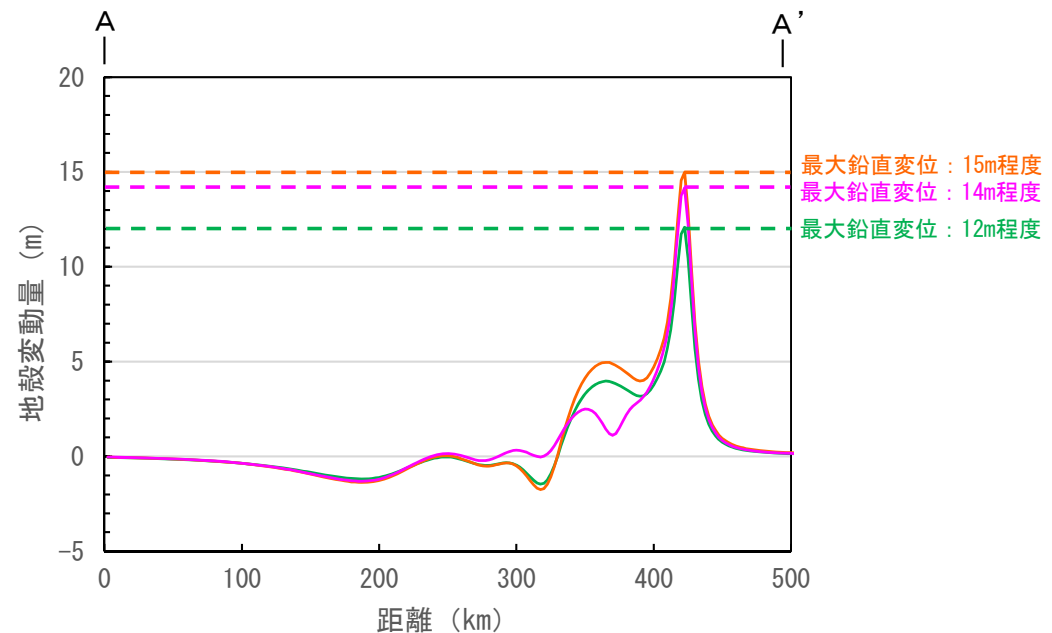
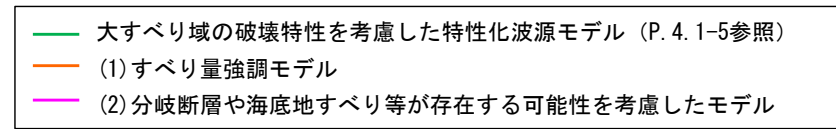
- 「大すべり域の破壊特性を考慮した特性化波源モデル」(P. 4. 1-5参照), 「(1)すべり量強調モデル」および「(2)分岐断層や海底地すべり等が存在する可能性を考慮したモデル」(P. 4. 1-11参照)の地殻変動量を比較した結果, 「(1)すべり量強調モデル」および「(2)分岐断層や海底地すべり等が存在する可能性を考慮したモデル」の最大鉛直変位は, 「大すべり域の破壊特性を考慮した特性化波源モデル」による最大鉛直変位 (12m, P. 4. 1-7参照)を上回ることを確認した。



(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)



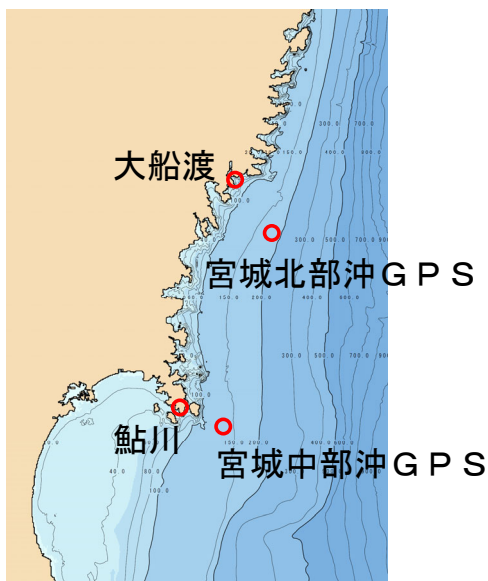
地殻変動量 (断面図)



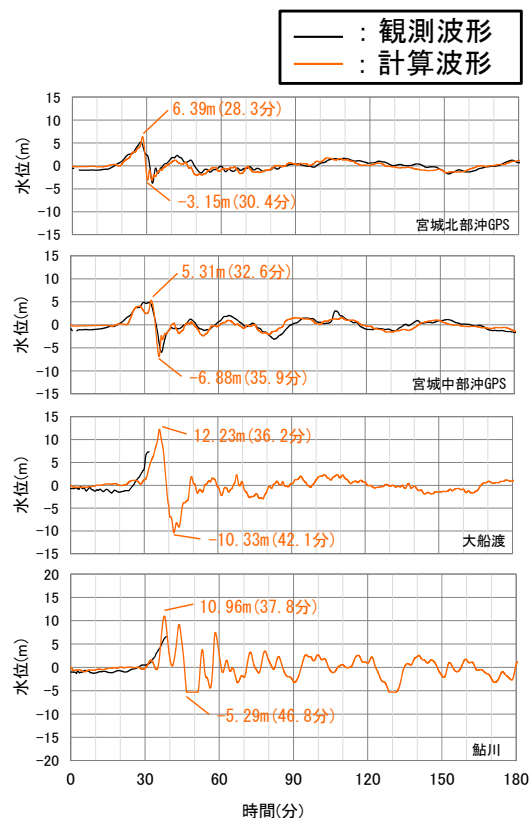
(補足) 大すべり域の破壊特性を考慮した特性化波源モデルによる再現性確認 (3 / 4)

沖合の観測波形 (津波伝播) の比較

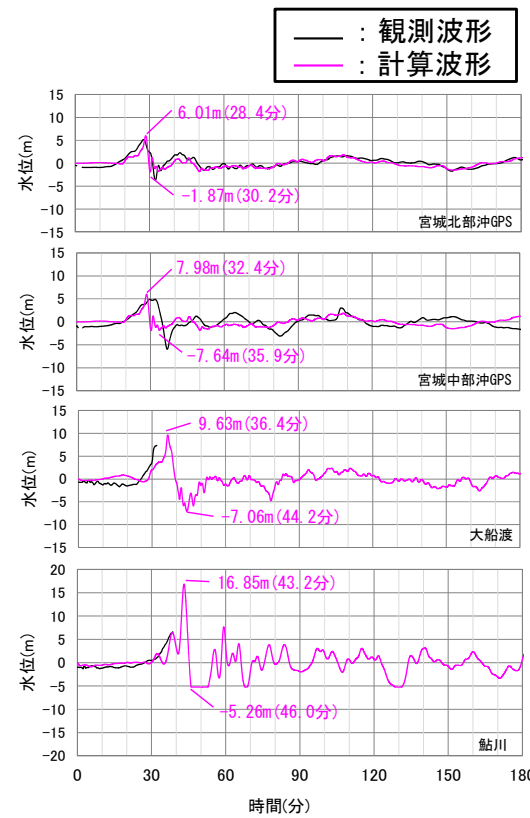
- 「(1)すべり量強調モデル」および「(2)分岐断層や海底地すべり等が存在する可能性を考慮したモデル」(P. 4.1-11参照)の計算津波波形と3.11地震の大すべり域周辺沿岸海域の観測波形を比較した結果、これらの計算津波波形は観測波形に比べ相対的に大きいことを確認した(左図及び中央図参照)。
- 一方、「大すべり域の破壊特性を考慮した特性化波源モデル」の計算波形と3.11地震の大すべり域周辺沿岸海域の観測波形とは整合的である(右図参照)。



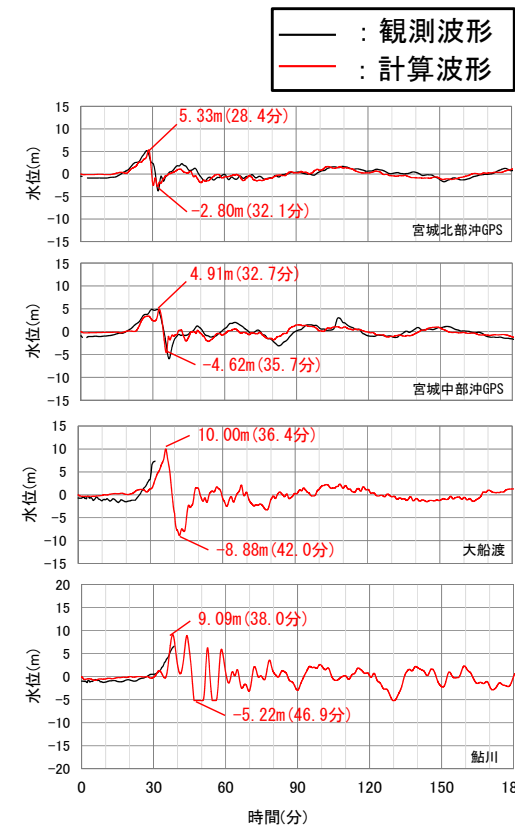
比較位置



(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)

大すべり域の破壊特性を考慮した特性化波源モデル (P. 4.1-9参照)

(補足) 大すべり域の破壊特性を考慮した特性化波源モデルによる再現性確認 (4/4)

まとめ

- 「大すべり域の破壊特性を考慮した特性化波源モデル」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」および「(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「大すべり域の破壊特性を考慮した特性化波源モデル」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」および「(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、「大すべり域の破壊特性を考慮した特性化波源モデル」に対して保守的設定となっていることを確認した。

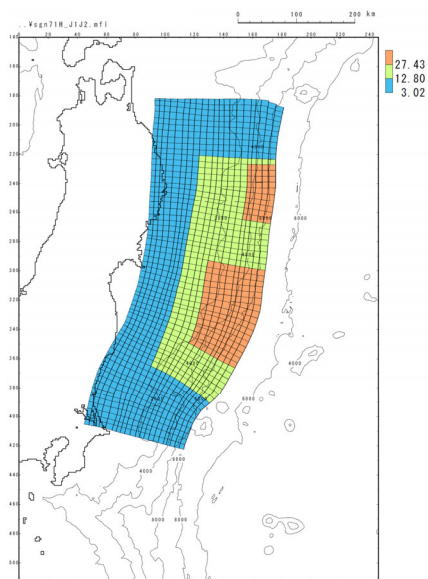
(余白)

広域の津波特性を考慮した特性化波源モデルによる再現性確認 (1/9)

第627回審査会合  
資料1-2 P.117再掲

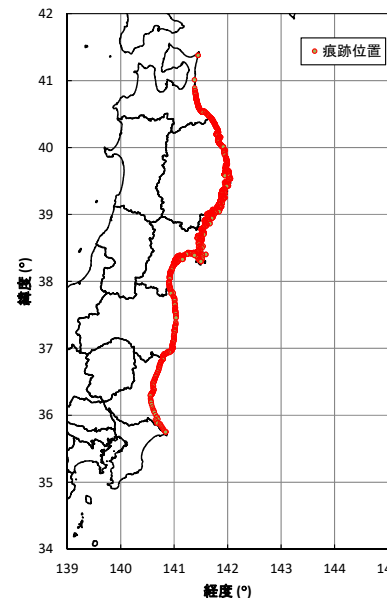
検討方針

- 「広域の津波特性を考慮した特性化波源モデル」(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、「広域の津波特性を考慮した特性化波源モデル」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。



広域の津波特性を考慮した  
特性化波源モデル※

痕跡高の再  
現性を確認



痕跡位置

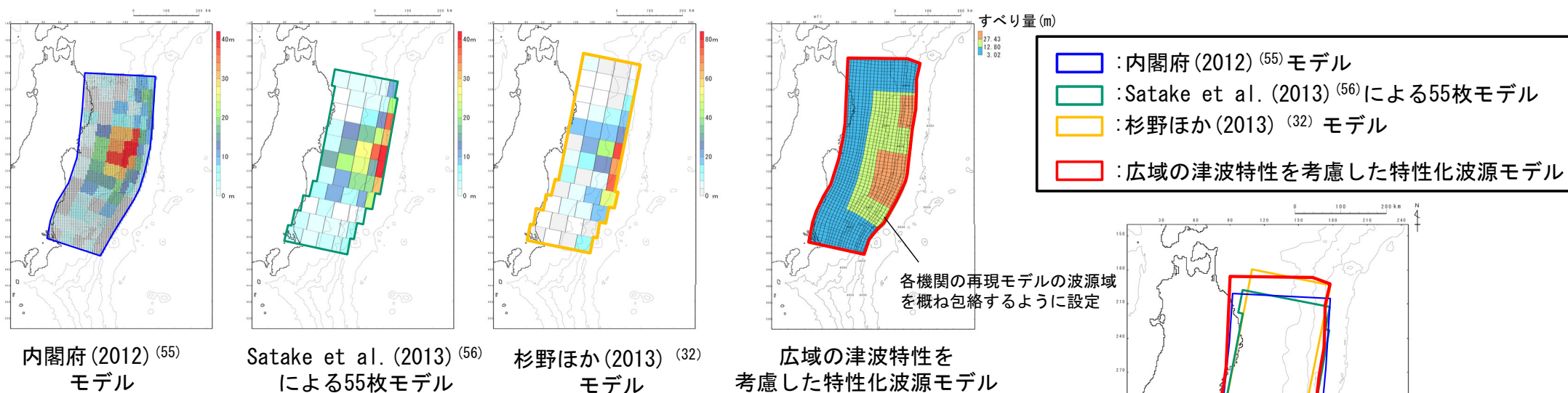
※広域の津波特性を考慮した特性化波源モデルの設定方法及びパラメータはP.4.1-17～P.4.1-20参照。

広域の津波特性を考慮した特性化波源モデルによる再現性確認 (2/9)

第627回審査会合  
資料1-2 P.118再掲

巨視的波源特性: 想定波源域の設定

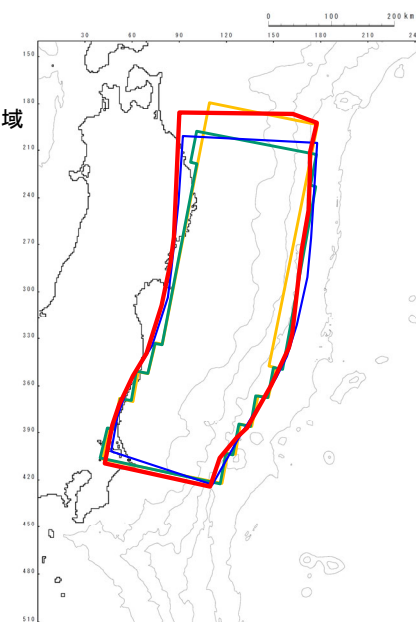
- 「広域の津波特性を考慮した特性化波源モデル」の波源域は、各機関等で提案されている3.11地震に伴う津波の再現モデルのうち、津波波形等のインバージョン解析により作成した内閣府(2012)<sup>(55)</sup>モデル、Satake et al.(2013)<sup>(56)</sup>による55枚モデル及び杉野ほか(2013)<sup>(32)</sup>モデルの波源域を参照して、各機関の再現モデルの波源域を概ね包絡するように設定した。



3.11地震に伴う津波を再現する津波波源モデル

各津波波源モデルの比較

モデル	Mw	波源面積
内閣府(2012) <sup>(55)</sup> モデル	9.0	119,974km <sup>2</sup>
Satake et al.(2013) <sup>(56)</sup> による55枚モデル	9.0	110,000km <sup>2</sup>
杉野ほか(2013) <sup>(32)</sup> モデル	9.1	112,000km <sup>2</sup>
広域の津波特性を考慮した特性化波源モデル	9.13	129,034km <sup>2</sup>



波源域の比較



広域の津波特性を考慮した特性化波源モデルによる再現性確認 (3/9)

第627回審査会合  
資料1-2 P.119一部修正

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

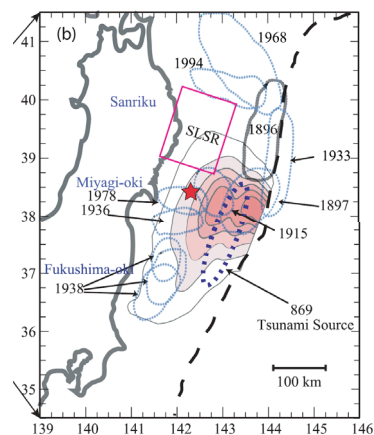
- 「広域の津波特性を考慮した特性化波源モデル」の大すべり域・超大すべり域のすべり分布位置については、3.11地震及び世界のM9クラスの超巨大地震に係る最新の科学的・技術的知見に基づく、各領域の固着等に関する分析結果を踏まえて設定した。

◇超大すべり域の設定

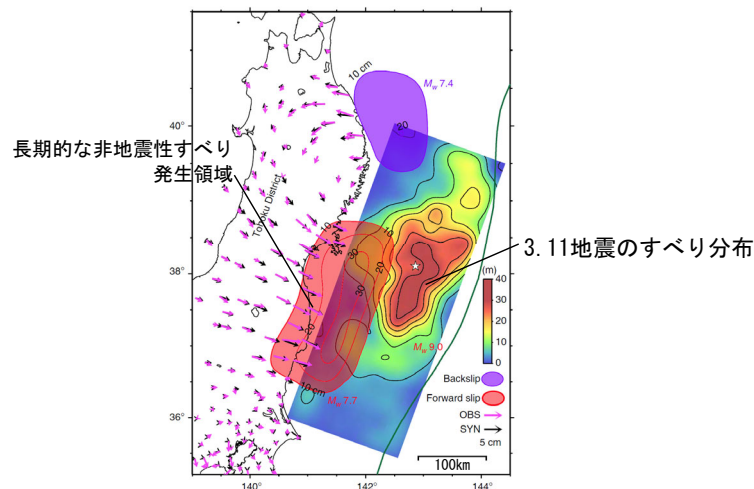
- 岩手県沖南部：低地震活動域を考慮して、典型的なプレート間地震の発生領域を除く範囲に設定。
- 宮城県沖：3.11地震時のすべり分布形状を考慮すると共に、固着の破壊を助長する長期的な非地震性すべりの発生領域を除く範囲を考慮して、福島県沖を含む範囲に設定。

◇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。



低地震活動域 (SLSR) の位置  
Ye et al. (2012) (27)



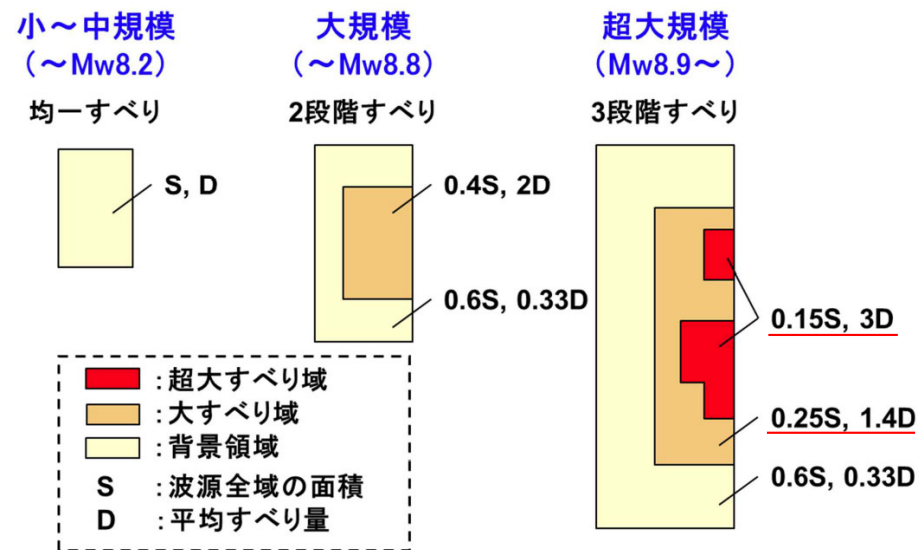
3.11地震のすべり分布及び  
長期的な非地震性すべり発生領域  
Yokota et al. (2015) (57) に一部加筆

広域の津波特性を考慮した特性化波源モデルによる再現性確認 (4/9)

第627回審査会合  
資料1-2 P.120再掲

微視的波源特性: 大すべり域・超大すべり域の設定

- 「広域の津波特性を考慮した特性化波源モデル」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>(33)</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

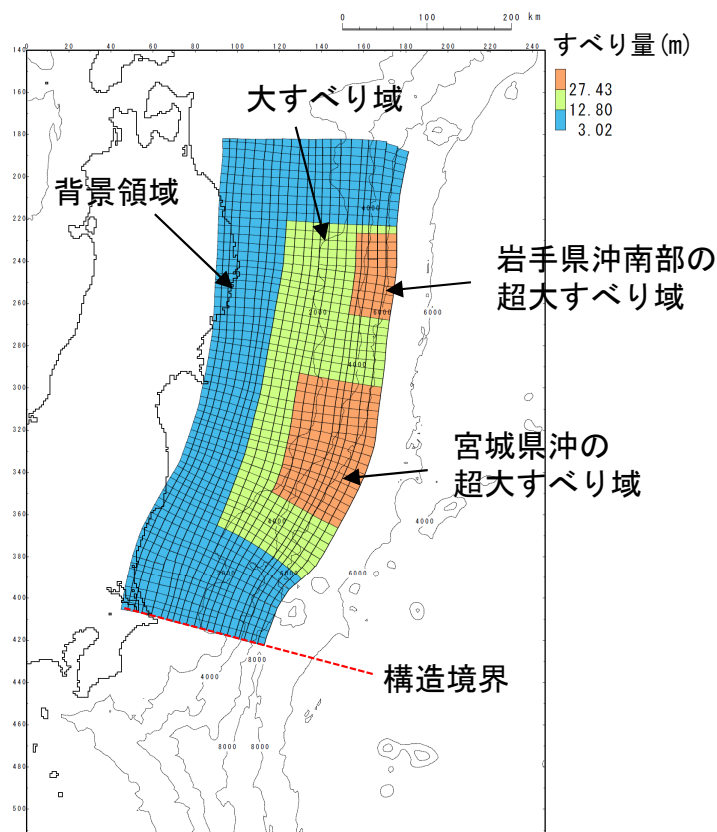


微視的波源特性に係る波源領域内の空間的すべり分布の設定方法  
杉野ほか (2014)<sup>(33)</sup>

広域の津波特性を考慮した特性化波源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

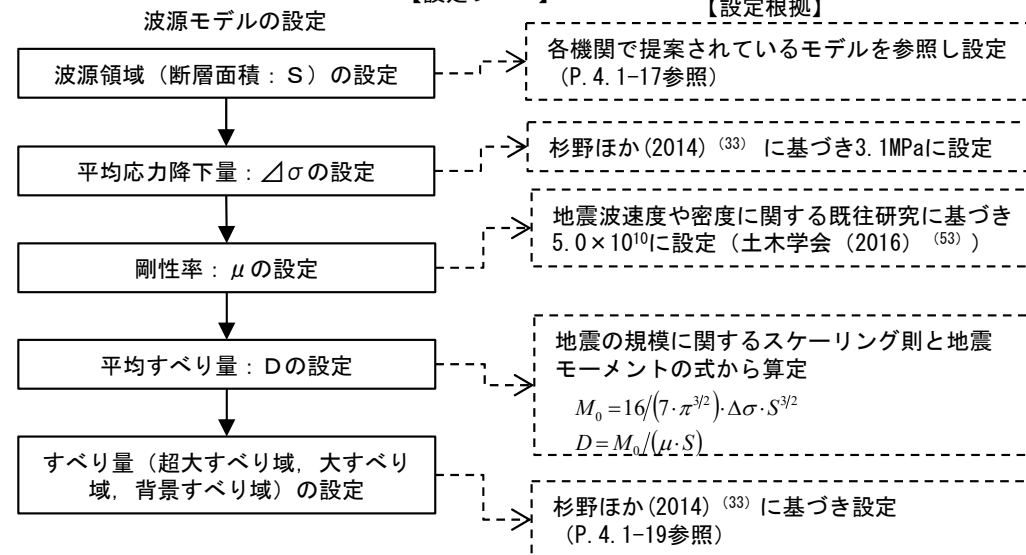
- 「広域の津波特性を考慮した特性化波源モデル」のパラメータは以下のとおり。



すべり分布

【設定フロー】

【設定根拠】



広域の津波特性を考慮した特性化波源モデルのパラメータ

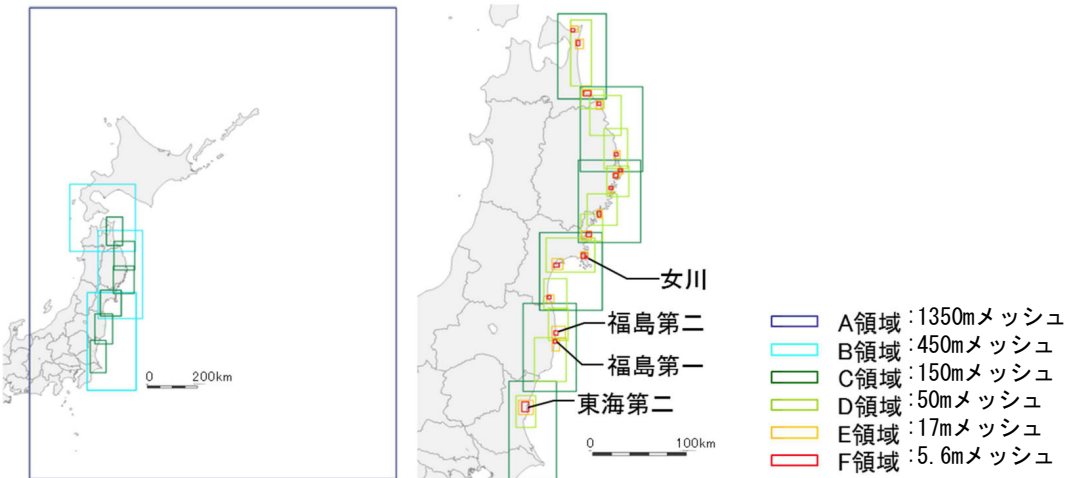
		広域の津波特性を考慮した特性化波源モデル【モデル化後の値】	備考【設計値】
モーメントマグニチュード Mw		9.13	9.11
面積 S (km <sup>2</sup> )		129,034	—
平均応力降下量 Δσ (MPa)		3.26	3.1
剛性率 μ (N/m <sup>2</sup> )		5.0 × 10 <sup>10</sup>	—
地震モーメント Mo (N・m)		6.21 × 10 <sup>22</sup>	5.90 × 10 <sup>22</sup>
平均すべり量 D (m)		9.62	9.14
すべり量	背景領域 (m) (面積及び面積比率)	3.02 (72,841km <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	—

広域の津波特性を考慮した特性化波源モデルによる再現性確認 (6/9)

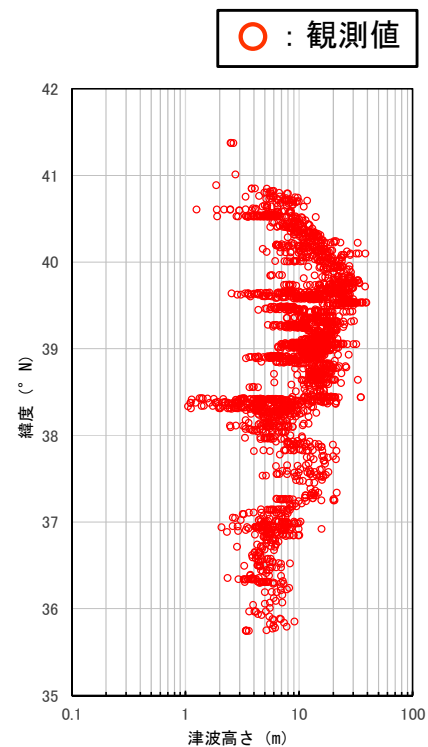
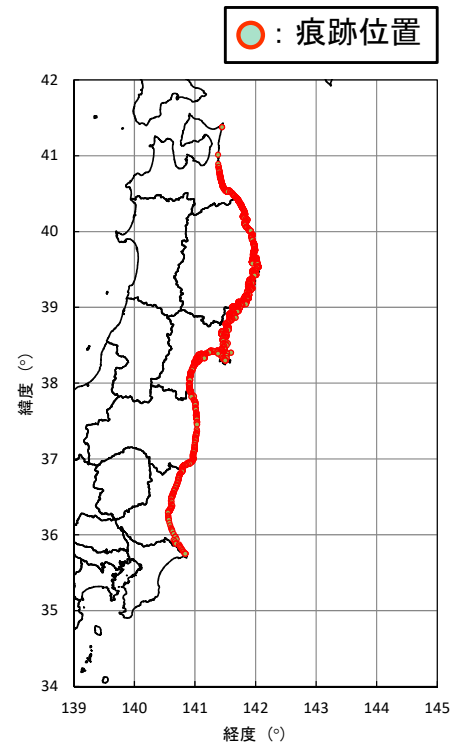
第627回審査会合  
資料1-2 P.122再掲

津波痕跡高

- 「広域の津波特性を考慮した特性化波源モデル」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>(33)</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>(33)</sup>の計算領域  
杉野ほか(2014)<sup>(33)</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1000m以内、信頼度Aのデータ（総数：2,686）を用いる。



広域の津波特性を考慮した特性化波源モデルによる再現性確認 (7/9)

第627回審査会合  
資料1-2 P.123一部修正

コメントNo.S5-37

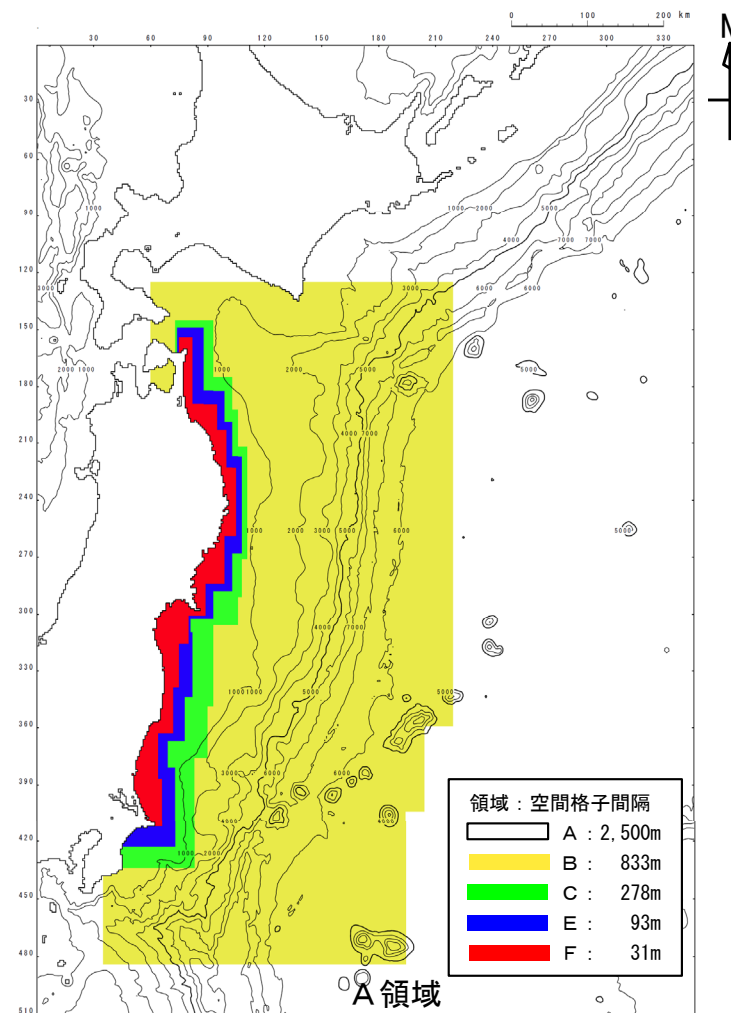
津波解析条件

- 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Δs	2.5 km	833m (2500/3)	278m (2500/9)	93m (2500/27)	31m (2500/81)
計算時間間隔Δt	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	外側の大格子領域と水位・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>(58)</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>(59)</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>(53)</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

広域の津波特性を考慮した特性化波源モデルによる再現性確認 (8 / 9)

第627回審査会合  
資料1-2 P.124一部修正

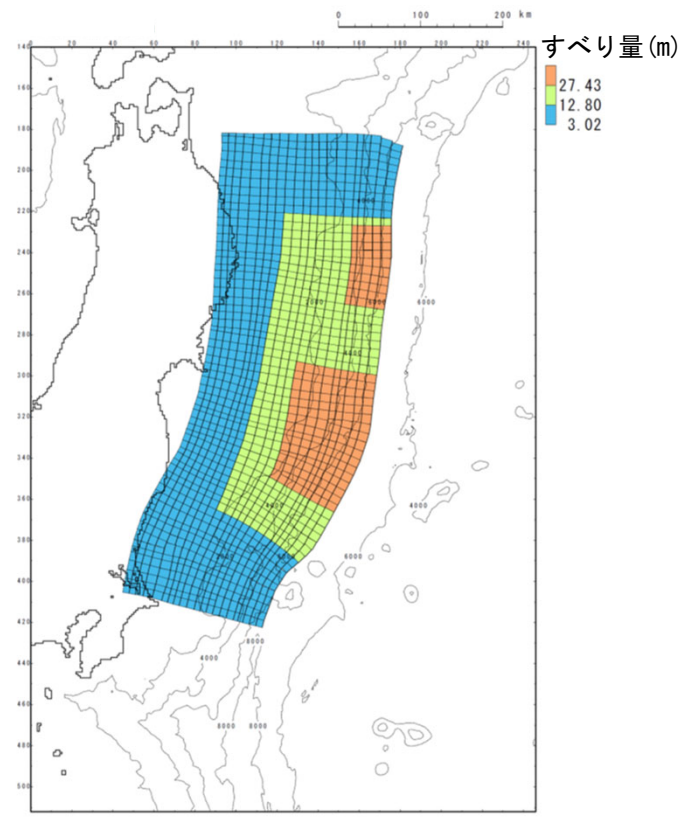
再現性の確認結果

- 「広域の津波特性を考慮した特性化波源モデル」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。

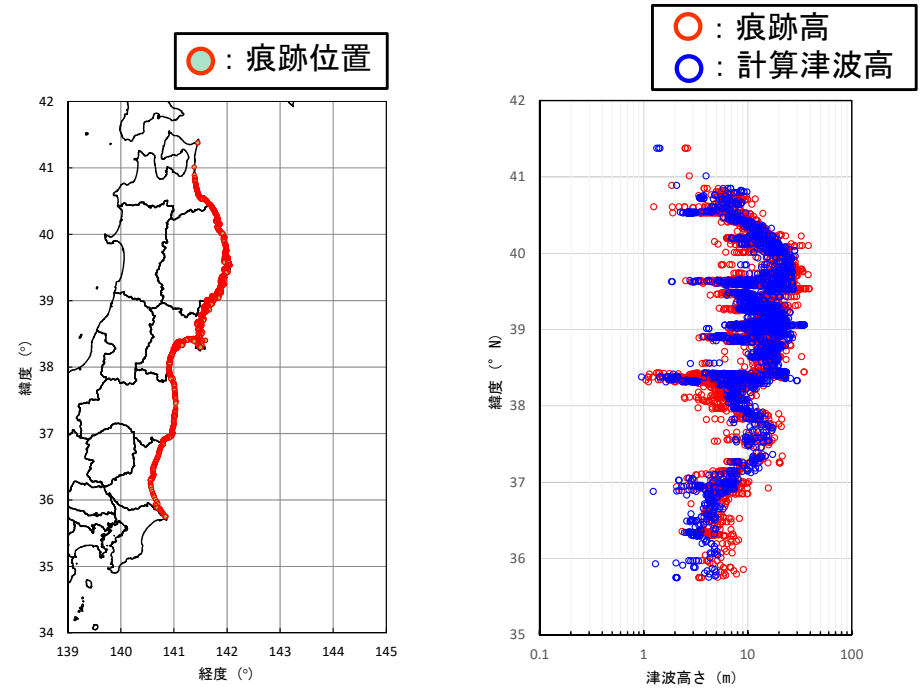
【痕跡高の再現性の確認結果】

	K	$\kappa$	n
広域の津波特性を考慮した特性化波源モデル	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) (53))



広域の津波特性を考慮した特性化波源モデル



痕跡高と計算津波高の比較

広域の津波特性を考慮した特性化波源モデルによる再現性確認 (9/9)

第627回審査会合  
資料1-2 P.125再掲

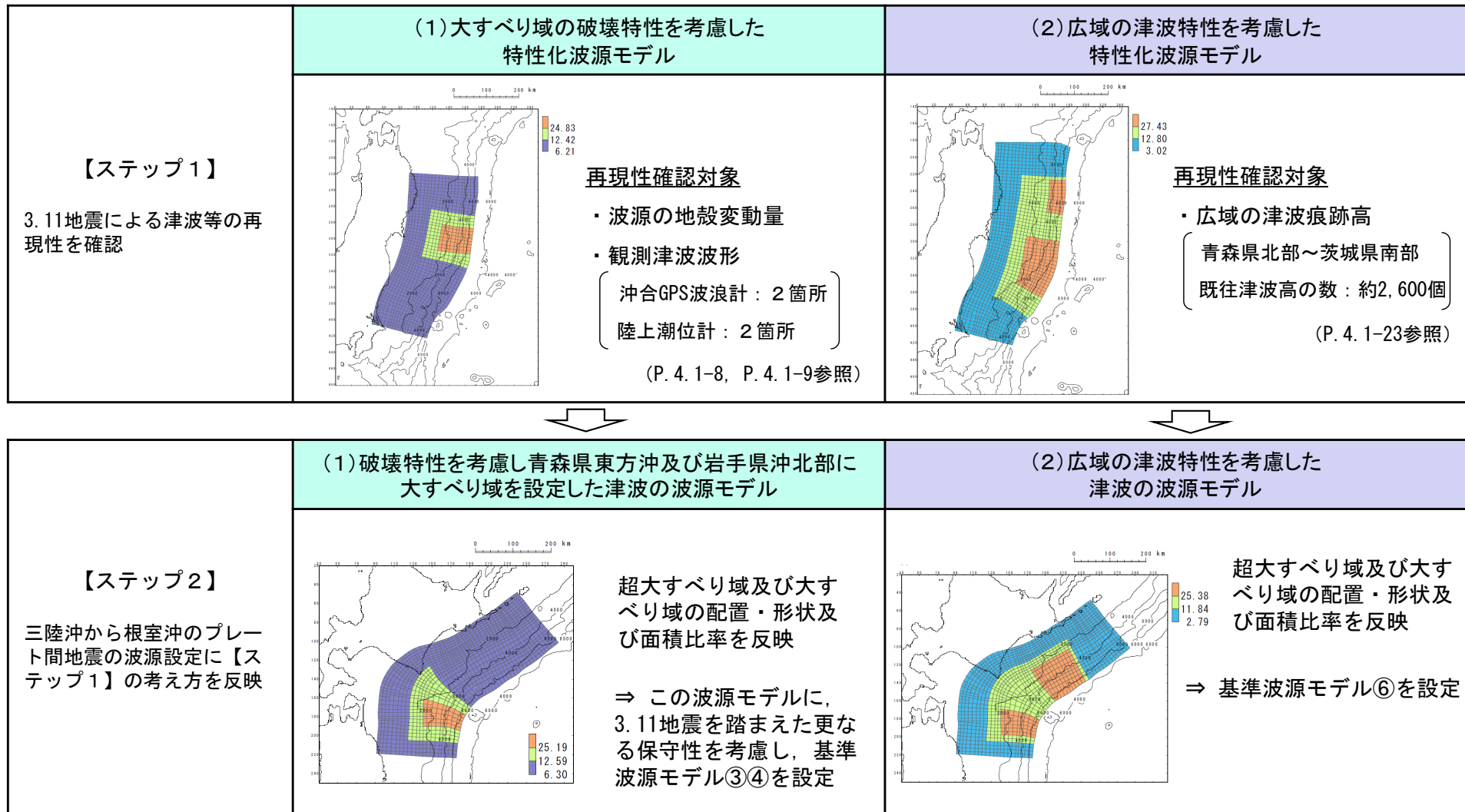
まとめ

- 「広域の津波特性を考慮した特性化波源モデル」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。

(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

第627回審査会合  
資料1-1  
P.110一部修正

- 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、基準波源モデル③④⑥を設定する。





# 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
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. 線形足し合せ評価位置の検討
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

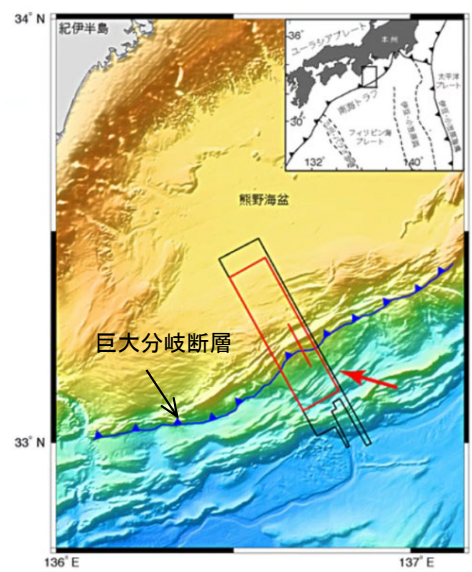
基準波源モデル①②が分岐断層の影響も考慮されたモデルとなっていることを確認するため、分岐断層に関する検討を実施した。



# 4-2. 分岐断層に関する検討 (2 / 5)

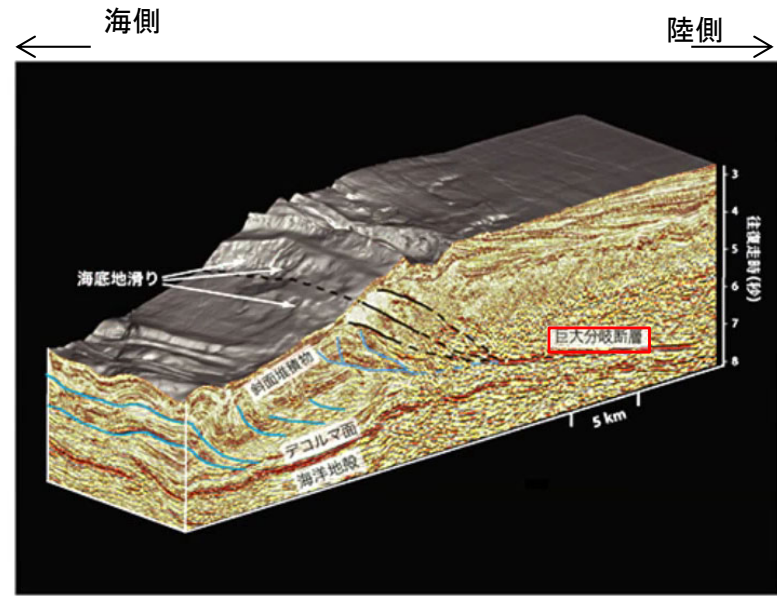
## 分岐断層に関する知見の整理 (1 / 3) : 分岐断層の分布

- 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。  
※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、例えば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。  
JAMSTEC (2007) <sup>(60)</sup>, (2011) <sup>(61)</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

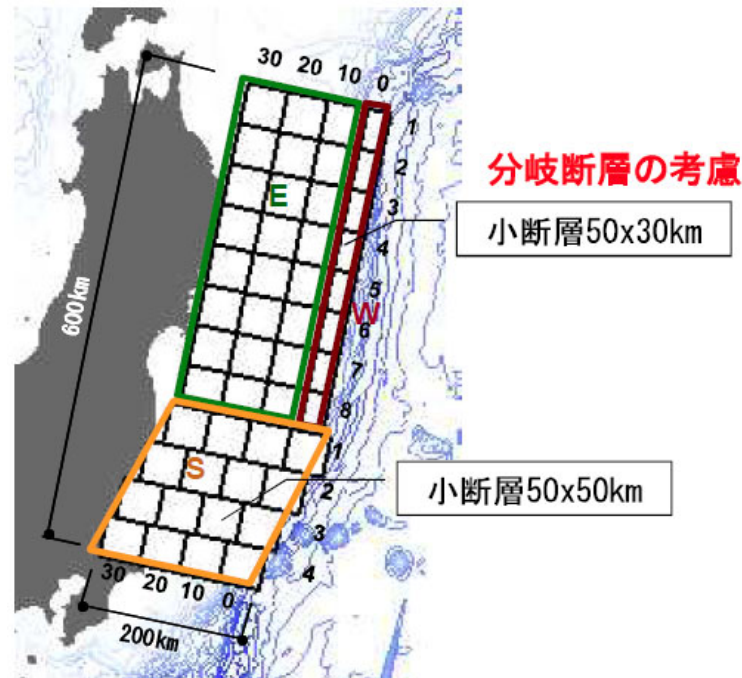
(JAMSTEC (2007) <sup>(60)</sup>) に一部加筆

## 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>(32)</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

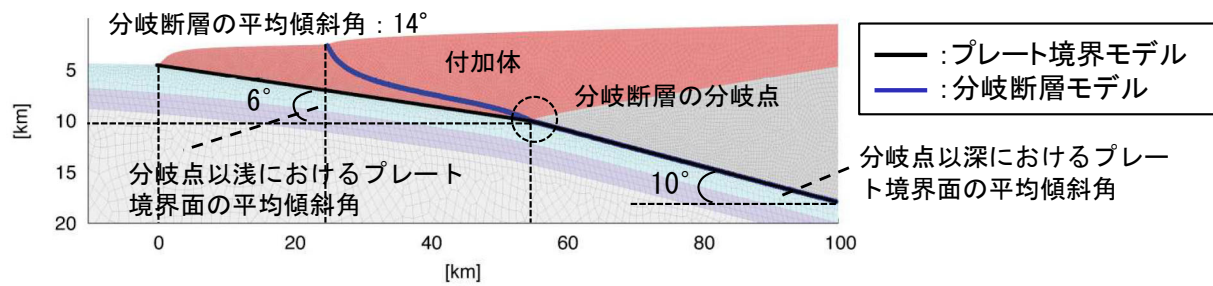
杉野ほか (2013) <sup>(32)</sup> より



# 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>(62)</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※1, 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※2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。



※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。

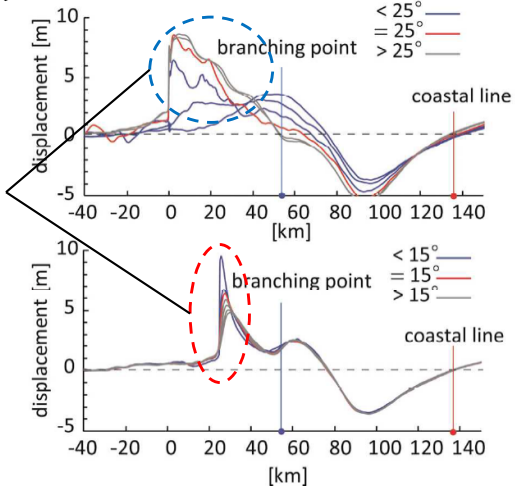
※2: 非線形長波理論を用いて実施, 空間格子間隔: 50m, 時間格子間隔: 0.1秒, 計算時間: 1.5時間。

地質構造モデル

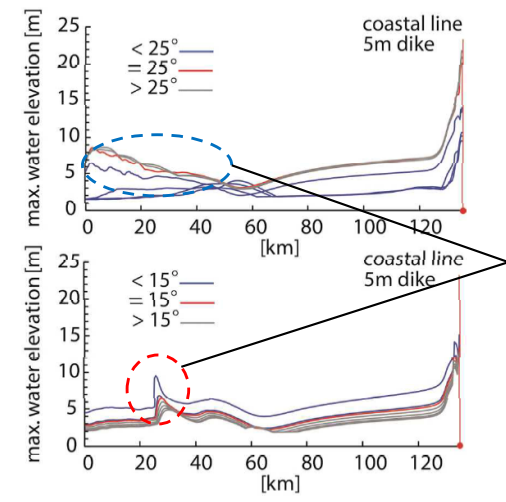
プレート境界破壊シナリオ

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

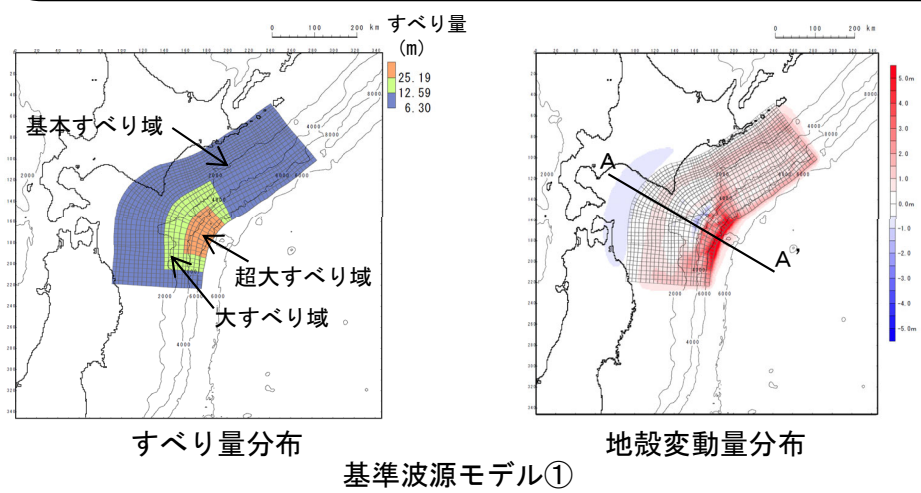




# 4-2. 分岐断層に関する検討 (5 / 5)

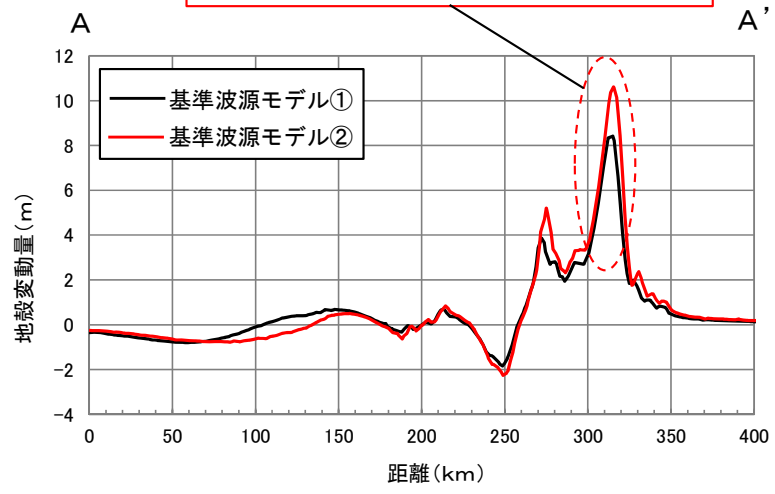
## 分岐断層の影響考慮

- ・ 基準波源モデル①及び基準波源モデル②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②では、下記のとおり基準波源モデル①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①及び基準波源モデル②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>(62)</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②は基準波源モデル①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。

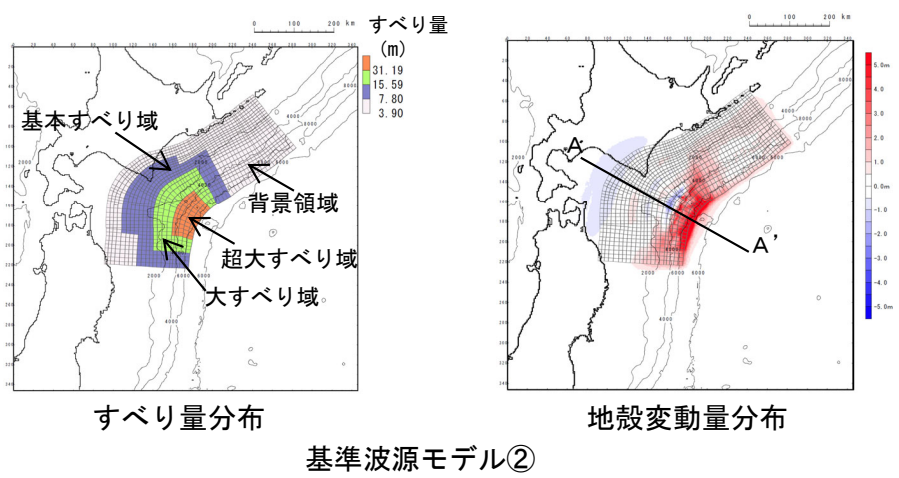


・ 奥村・後藤 (2013)<sup>(62)</sup> の分岐断層シナリオに伴う地殻変動の形に類似

・ 基準波源モデル②では、基準波源モデル①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
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. 線形足し合せ評価位置の検討
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。

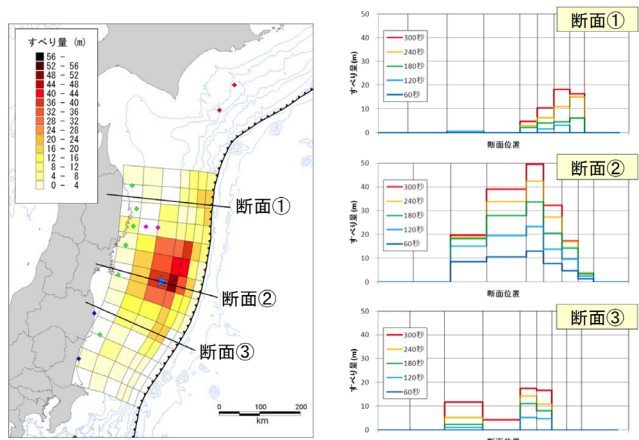


# 4-3. ライズタイムの影響検討 (2/6)

## 世界のM9クラスの超巨大地震のライズタイム: 3.11地震

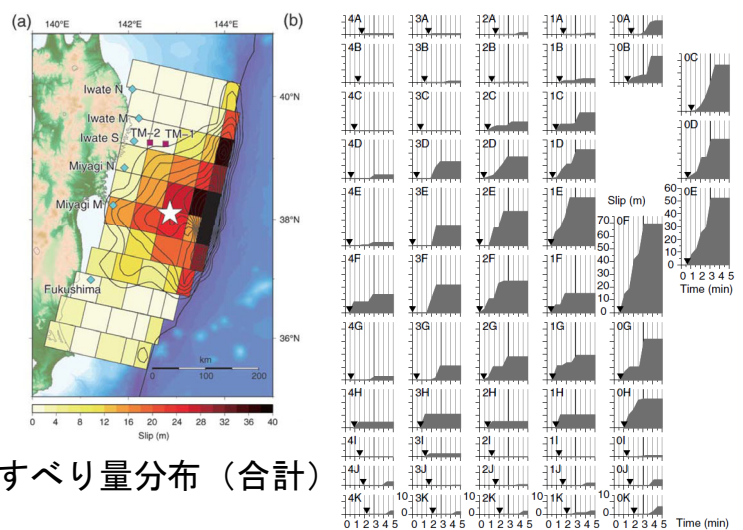
• 3.11地震に伴う津波の再現モデルのうち、津波波形等をインバージョンした内閣府(2012)モデル<sup>(55)</sup>, Satake et al. (2013)<sup>(56)</sup>による55枚モデル及び杉野ほか(2013)<sup>(32)</sup>モデルのライズタイム※は以下のとおりである。  
※大きなすべりを生じた領域における破壊開始から破壊終了までの時間。

【内閣府(2012)モデル】 (内閣府 (2012) <sup>(55)</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>(56)</sup>)

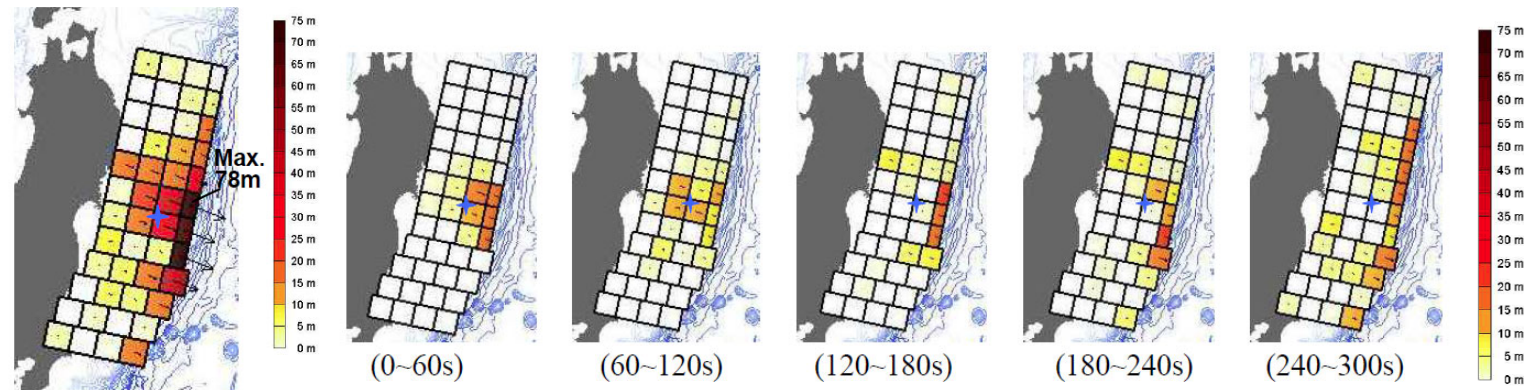


すべり量分布 (合計) すべり量の時間変化

### 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>(55)</sup> モデル	300(s)
Satake et al. (2013) <sup>(56)</sup> モデル	210(s)
杉野ほか(2013) <sup>(32)</sup> モデル	300(s)

【杉野ほか(2013)モデル】 (杉野ほか(2013) <sup>(32)</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)





### 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>(63)</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。

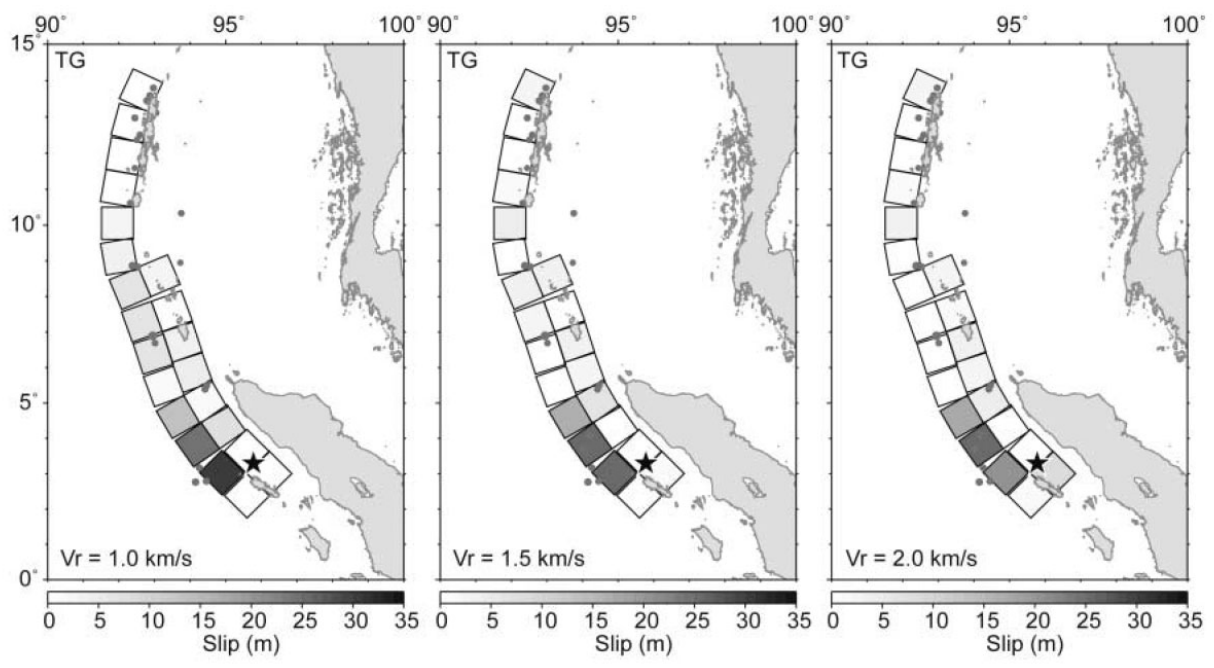


Figure 7. Slip distribution estimated by inversion of tide gauge (TG) data. Rupture velocity is 1.0 (left), 1.5 (center) and 2.0 (right) km/sec. Rise time for each subfault is 3 min.

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

2004年スマトラ～アンダマン沖地震の津波インバージョン結果  
(Fujii and Satake(2007) <sup>(63)</sup> に一部加筆)





## 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>(31)</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

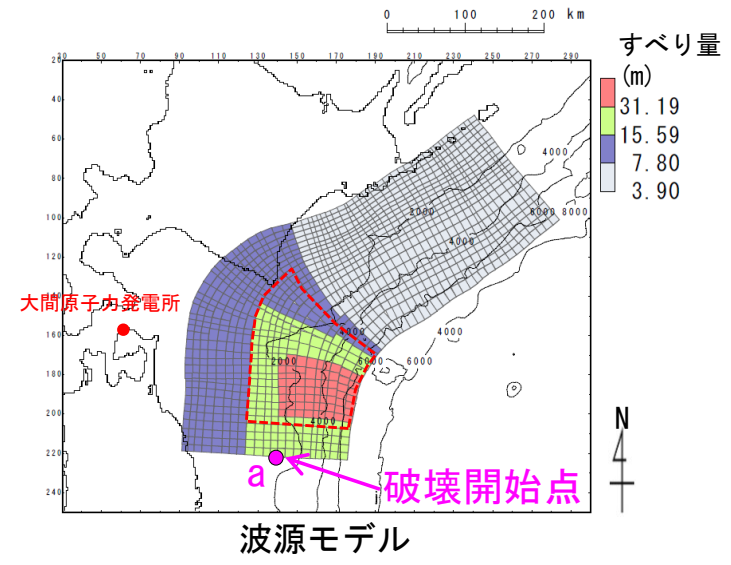
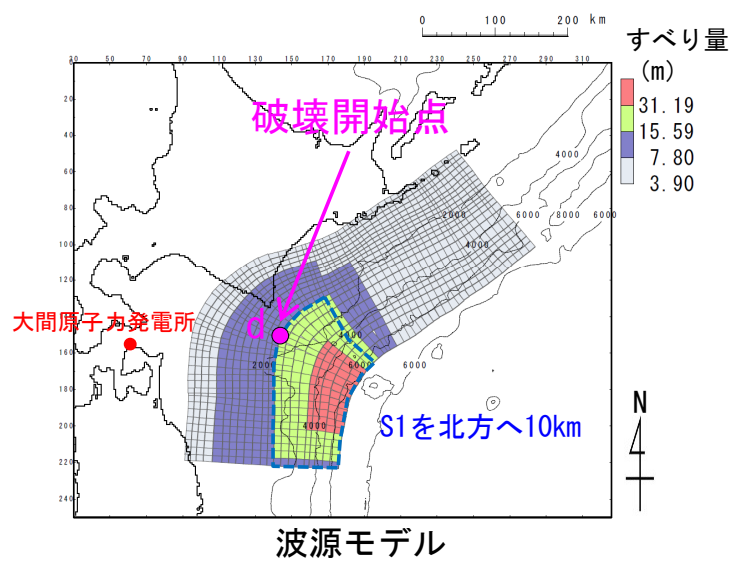
基本ケース	パラメータスタディ範囲 (追加検討ケース)
60s	90s, 120s, 180s, 300s

**最大水位上昇ケース**

- ・ 基準波源モデル②
- ・ 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



⋯ : S1のアスペリティ位置

⋯ : 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

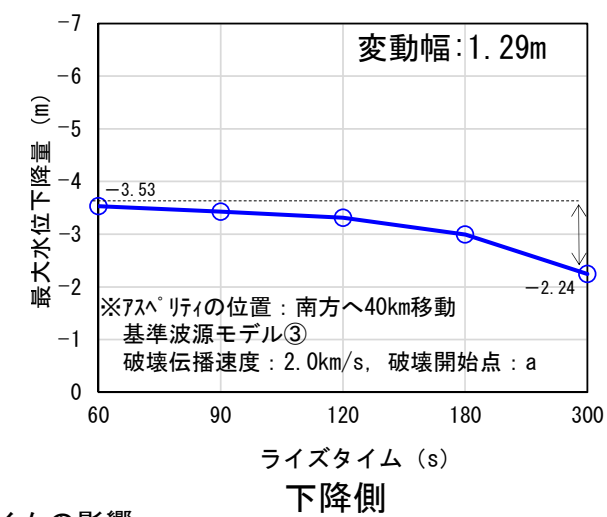
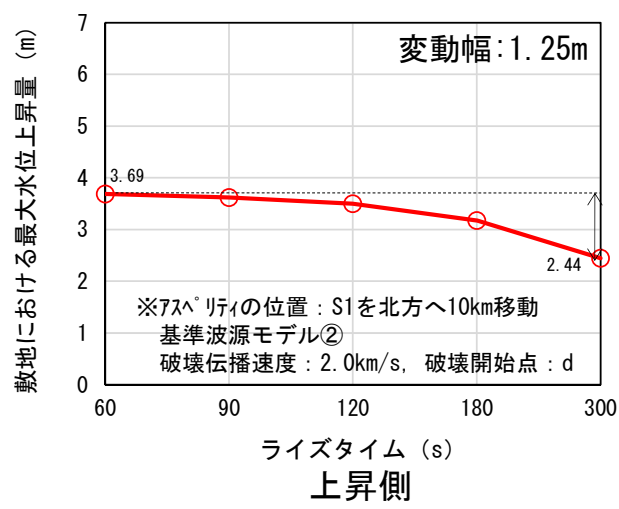
- ライズタイムが敷地の津波評価に与える影響検討結果は以下のとおり。
- 上昇側, 下降側共, ライズタイムが長いケースの水位変動量は, 基本ケース (60s) の水位変動量に比べ小さくなることを確認した。

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②	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



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
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. 線形足し合せ評価位置の検討
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





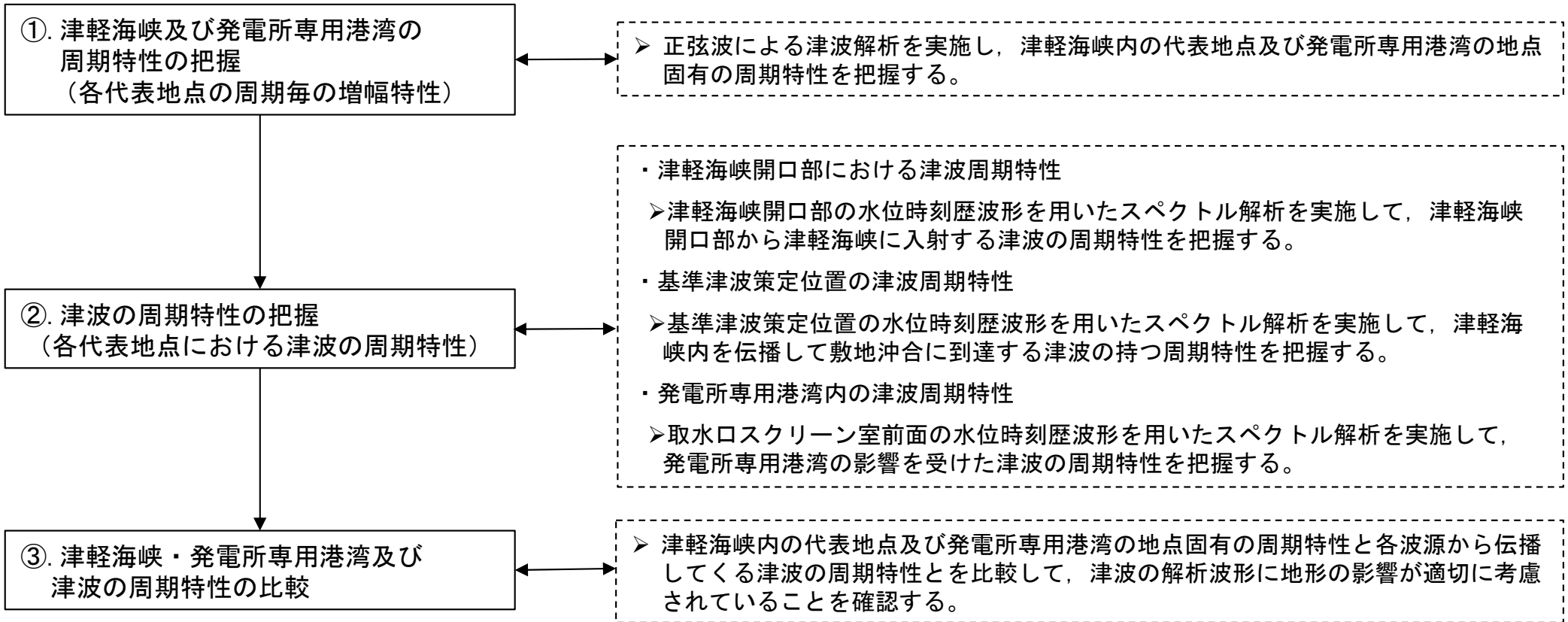
# 10. 津軽海峡・発電所専用港湾及び津波の周期特性

## 検討方針

- 津波水位評価に津軽海峡や発電所専用港湾の影響が考慮されていることを確認するため、津軽海峡、発電所専用港湾及び津波の周期特性について検討する。
- 評価フロー及び評価内容は以下のとおり。

### 【評価フロー】

### 【評価内容】



(余白)

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
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. 線形足し合せ評価位置の検討
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



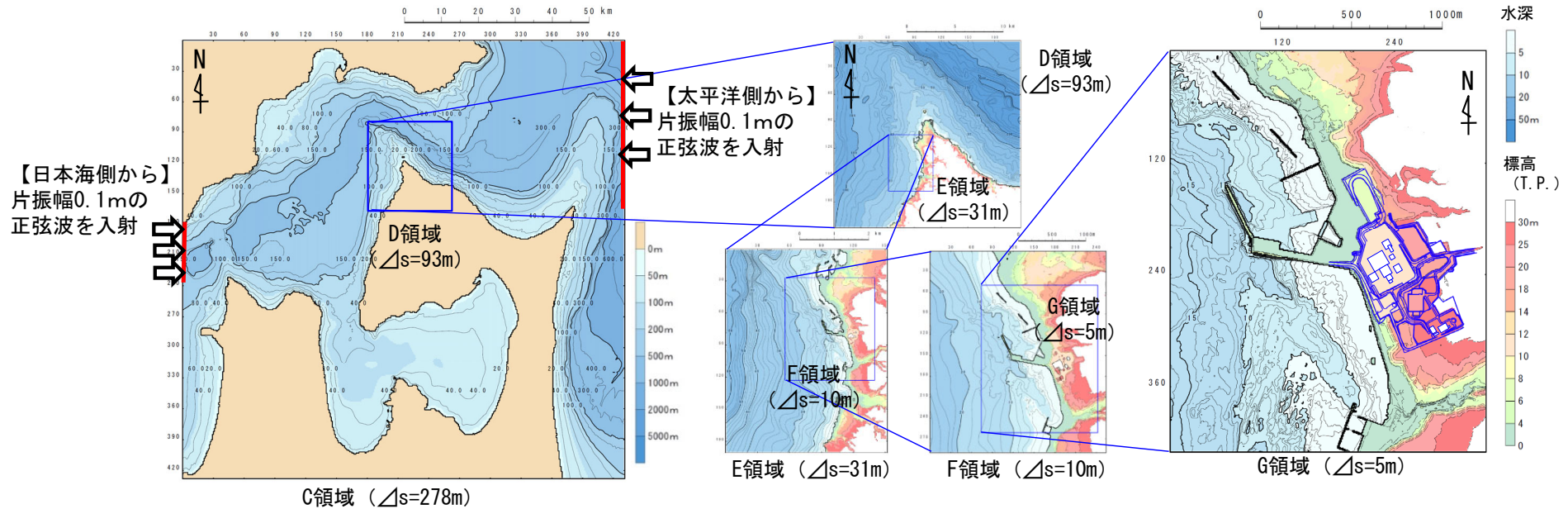
# 10-1. 検討方法 (1/4)

## ①. 津軽海峡及び発電所専用港湾の周期特性の把握 (1/2) : 計算条件

- 周期を変化させた正弦波による津波解析を実施して、津軽海峡及び発電所専用港湾の周期特性を把握する。下記に主な計算条件を示す。

計算条件一覧

項目 \ 領域	C領域	D領域	E領域	F領域	G領域
計算格子間隔 $\Delta s$	278m (2500/9)	93m (2500/27)	31m (2500/81)	10m (2500/243)	5m (2500/486)
計算時間間隔 $\Delta t$	0.2秒				
基礎方程式	非線形長波				
沖合境界条件	<ul style="list-style-type: none"> <li>沖側境界：正弦波による水位変動を流量として入射し、岸からの反射波については自由透過させる。</li> <li>側面水域境界：自由透過</li> </ul>				
陸側境界条件	完全反射条件	小谷ほか(1998) <sup>(58)</sup> の遡上境界条件			
入射波	正弦波：5波以上、振幅:0.1m、周期：5分~40分(1分ピッチ)、40分~150分(10分ピッチ)、150分~360分(30分ピッチ)				
海底摩擦	マンニングの粗度係数 $n = 0.03 \text{m}^{-1/3} \text{s}$ (土木学会(2016) <sup>(53)</sup> より)				
水平渦動粘性係数	考慮しない				
潮位条件	T.P. $\pm 0.0\text{m}$				
計算時間	4時間を基本とし、入射周期が長いケースは5波相当の時間とする。				





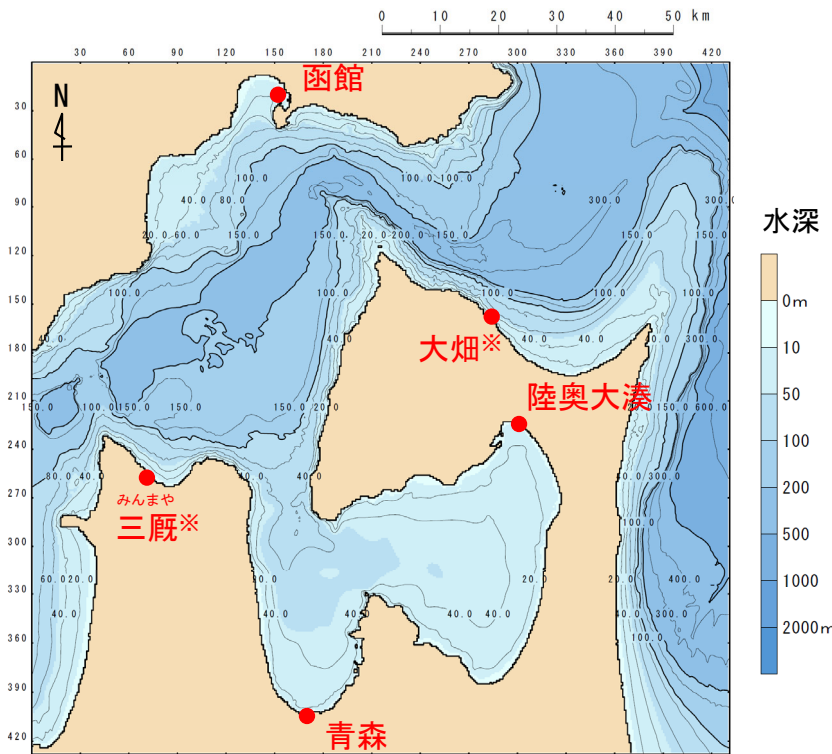
# 10-1. 検討方法 (2/4)

## ①. 津軽海峡及び発電所専用港湾の周期特性の把握 (2/2) : 評価方法・代表地点

正弦波入射解析による周期特性把握方法は以下のとおりとする。

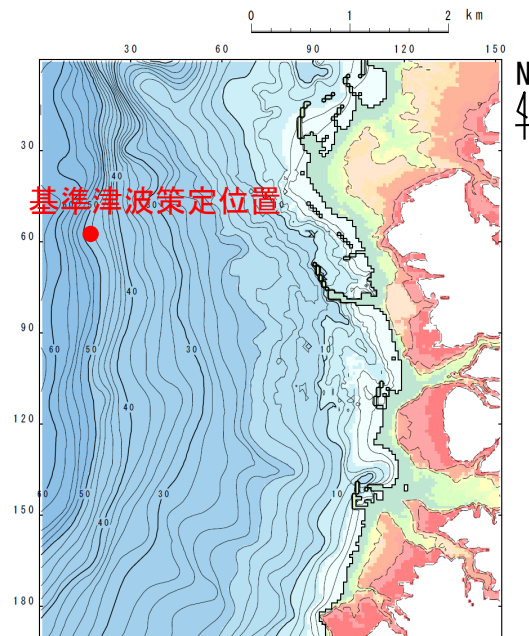
- 各周期における最大水位上昇量分布を確認し、津波の増幅特性と地形の関係性を把握する。
- 津軽海峡や発電所専用港湾において最大水位の代表地点を複数設定(下図)し、各周期に対して水位の増幅等を分析することで、津軽海峡や発電所専用港湾の周期特性を把握する。

太平洋側からの津波に対する検討結果は、P.10.3-2, P.10.3-3に記載



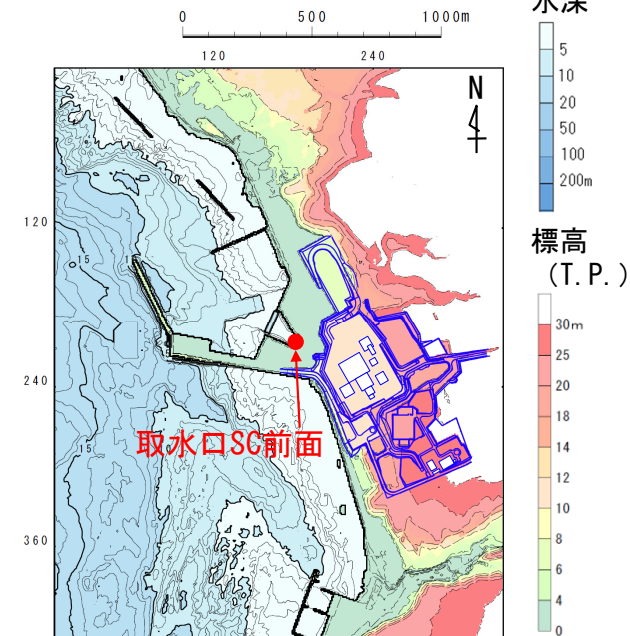
C領域 (Δs=278m)

※「大畑」は太平洋側からの津波のみ、「三厩」は日本海側からの津波のみを対象とする。



E領域 (Δs=31m)

周期特性の代表地点



G領域 (Δs=5m)





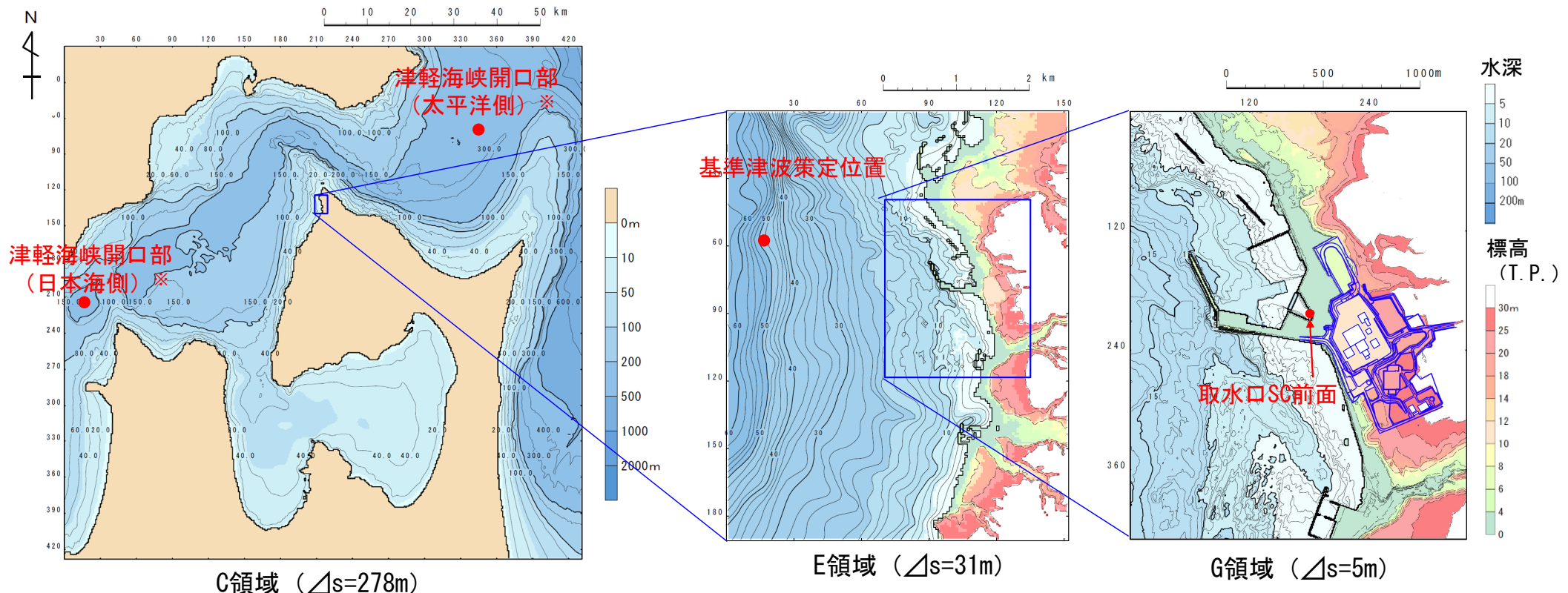
# 10-1. 検討方法 (3 / 4)

## ②. 津波の周期特性の把握：評価方法・代表地点

各波源から発電所に到達する津波の周期特性の把握のため、以下の目的に応じた地点の時刻歴波形を用いてスペクトル解析を実施する。

- ・津軽海峡開口部の津波周期特性把握：津軽海峡開口部
- ・敷地沖合の津波周期特性把握：基準津波策定位置
- ・発電所専用港湾の影響を受けた発電所地点の周期特性把握：敷地内の代表点として、取水口スクリーン室前面

太平洋側からの津波に対する検討結果は、P. 10. 3-5～P. 10. 3-12参照。



※「火山現象に起因する津波」は、日本海側のみを対象とする。  
また、「陸上の斜面崩壊に起因する津波」は、津軽海峡内で発生するため両地点とも対象としない。

スペクトル解析代表地点

## 10-1. 検討方法（4 / 4）

### ③. 津軽海峡・発電所専用港湾及び津波の周期特性の比較

「①. 津軽海峡及び発電所専用港湾の周期特性の把握」において正弦波解析により把握した各地点の固有の周期特性と「②. 津波の周期特性の把握」において検討した各代表地点における津波の周期特性とを比較して、津波の解析波形に地形の影響が適切に考慮されていることを確認する。

(余白)

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
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. 線形足し合せ評価位置の検討
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

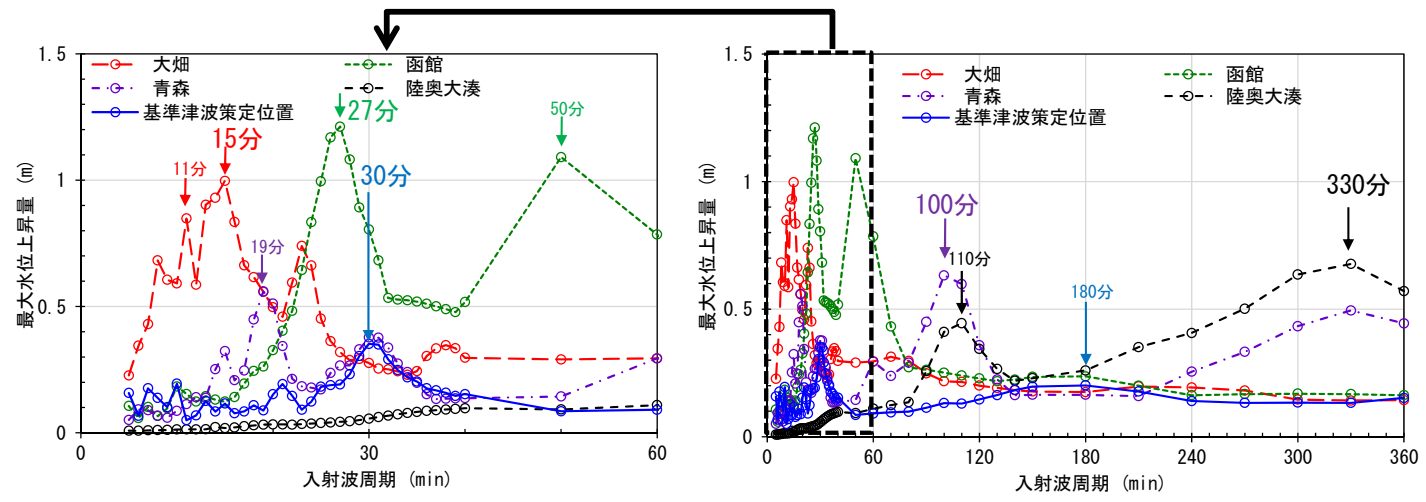


# 10-3. 太平洋側からの津波に対する検討 (1 / 13)

## ①. 津軽海峡及び発電所専用港湾の周期特性の把握：評価結果 (1 / 2)

### 津軽海峡内

- 津軽海峡内の代表地点における正弦波の増幅特性は以下のとおり。
- 基準津波策定位置では、他の代表地点に比べ顕著な水位増幅傾向は認められない。

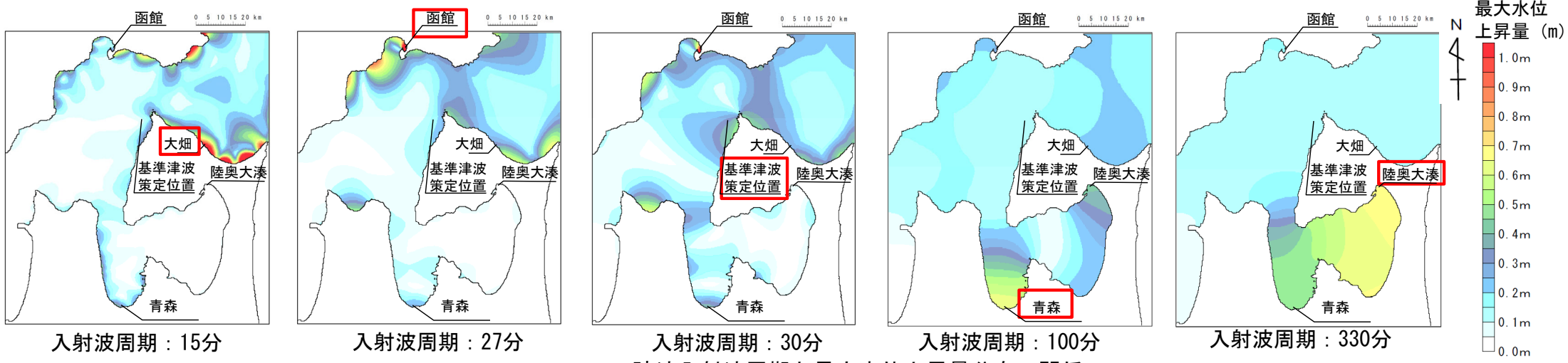


代表地点において水位の増幅が認められる周期

代表地点	顕著な水位の増幅が認められる周期
大畑	11分, 15分
函館	27分, 50分
青森	19分, 100分
陸奥大湊	110分, 330分
基準津波策定位置	30分, 180分

太字：最も水位の増幅率が大きな周期

津軽海峡内における正弦波入射波周期と最大水位上昇量の関係



正弦波入射波周期と最大水位上昇量分布の関係

□：該当周期で水位の増幅が認められる地点



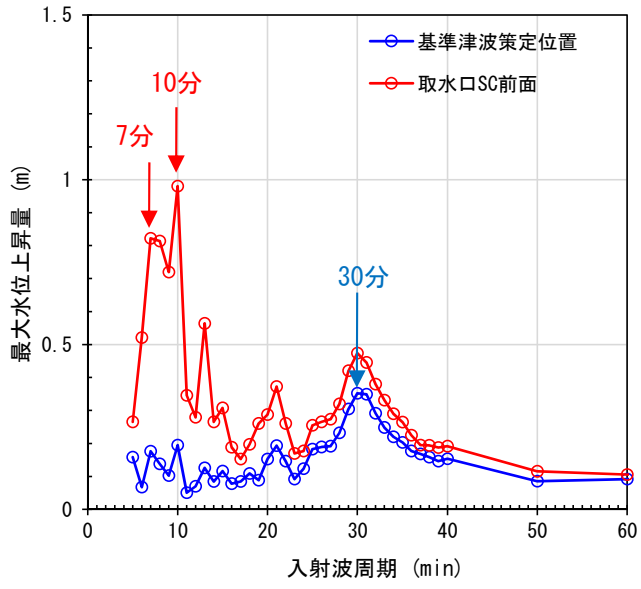


# 10-3. 太平洋側からの津波に対する検討 (2 / 13)

## ①. 津軽海峡及び発電所専用港湾の周期特性の把握：評価結果 (2 / 2)

### 発電所専用港湾周辺

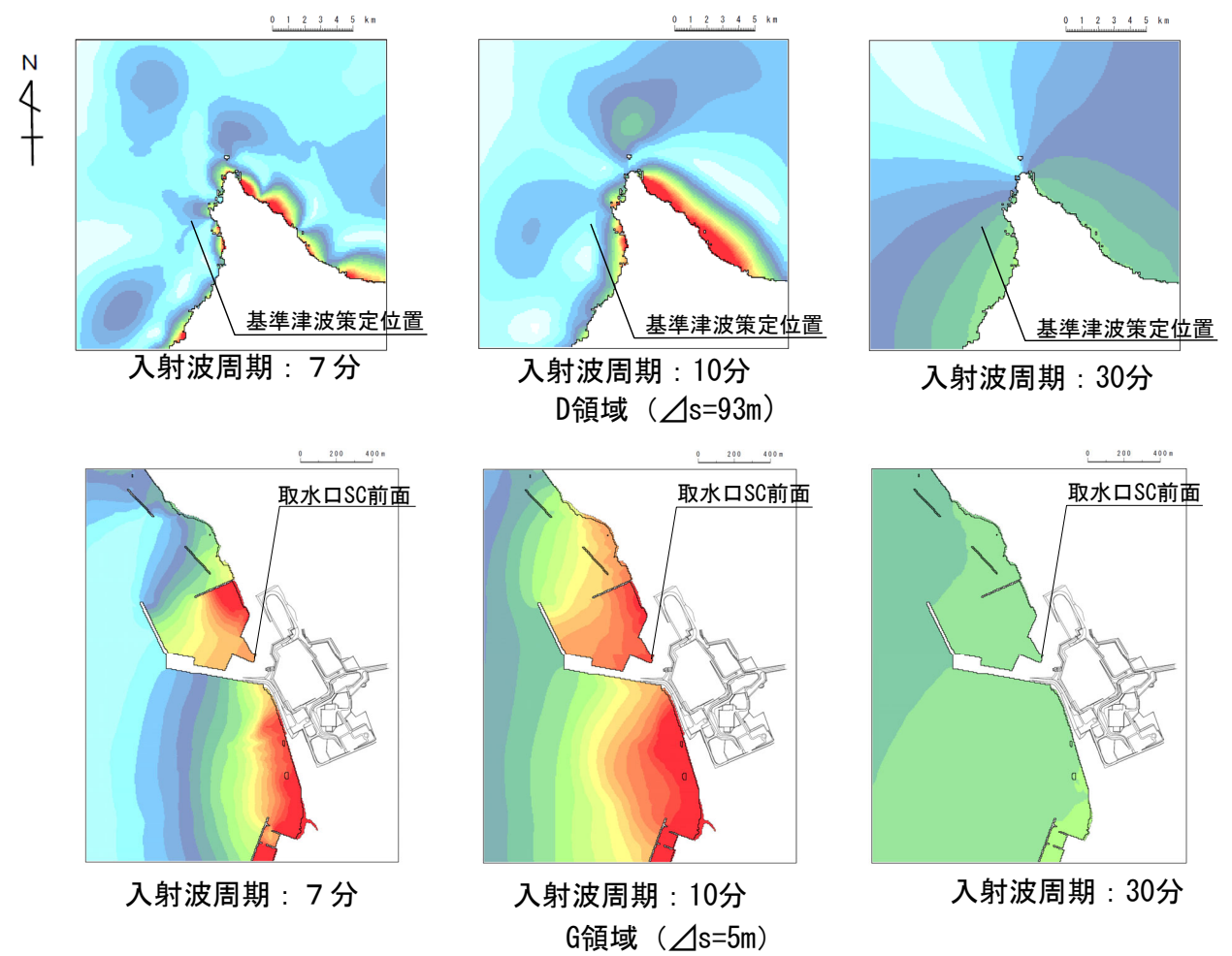
- ・ 発電所専用港湾周辺の代表地点における正弦波の増幅特性は以下のとおり。
- ・ 基準津波策定位置では，水位の増幅率は大きくないものの，周期30分に水位の増幅が認められる。
- ・ 取水口スクリーン室前面においても，周期30分で水位の増幅が認められ，さらに周期7分及び10分では顕著な水位の増幅が認められる。



発電所専用港湾周辺における正弦波入射波周期と最大水位上昇量の関係

代表地点において水位の増幅が認められる周期

代表地点	顕著な水位増幅が認められる周期
基準津波策定位置	30分
取水口スクリーン室前面	7分, 10分



正弦波入射波周期と最大水位上昇量分布の関係

(余白)

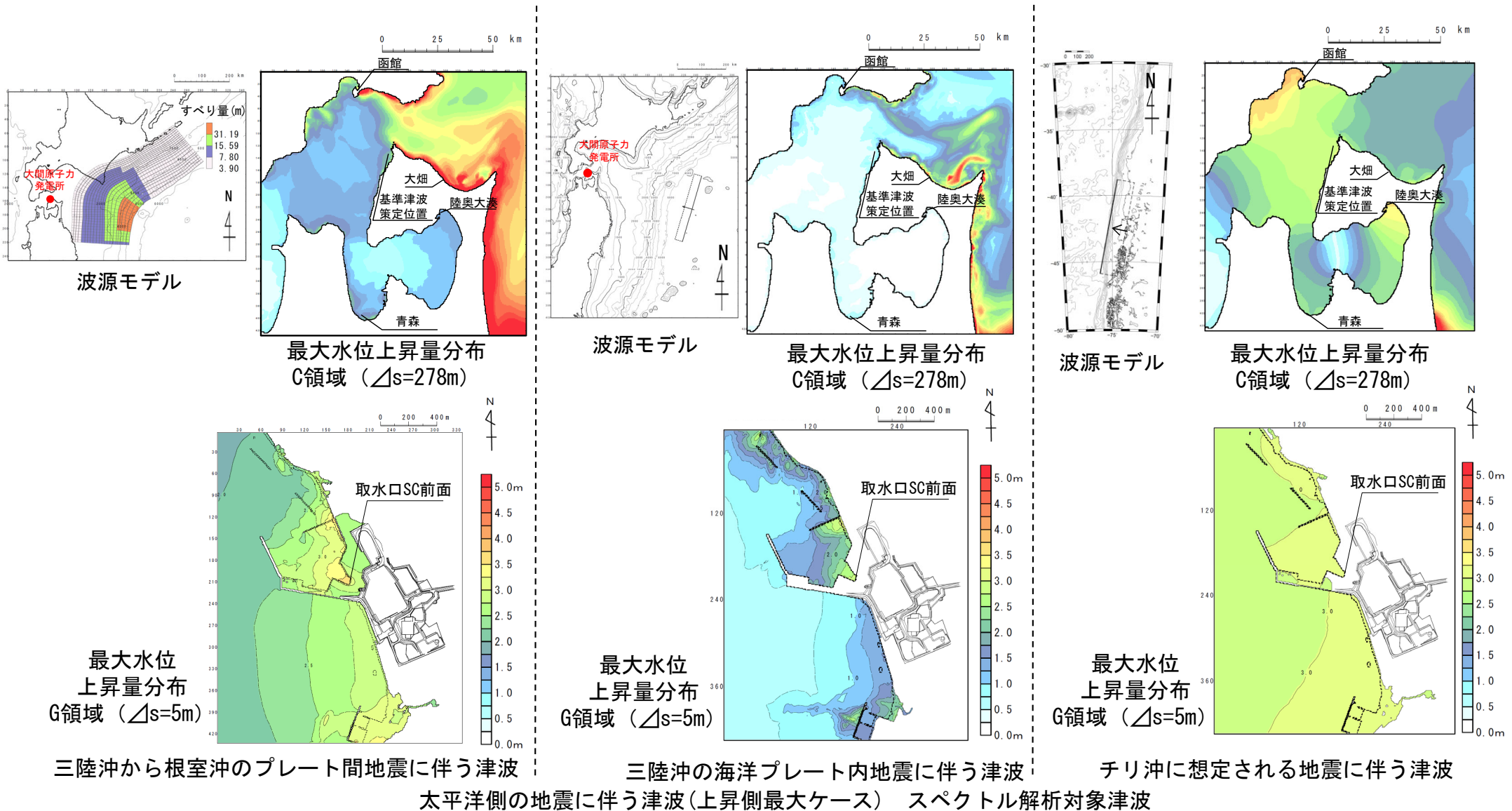


# 10-3. 太平洋側からの津波に対する検討 (3 / 13)

## ・太平洋側からの津波

### ②. 津波の周期特性の把握：スペクトル解析対象津波

太平洋側の地震に伴う津波のスペクトル解析の対象とした波源及び最大水位上昇量は以下のとおり。





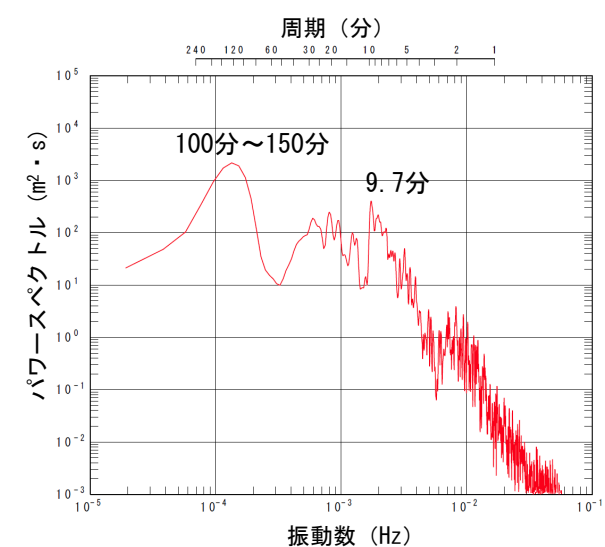
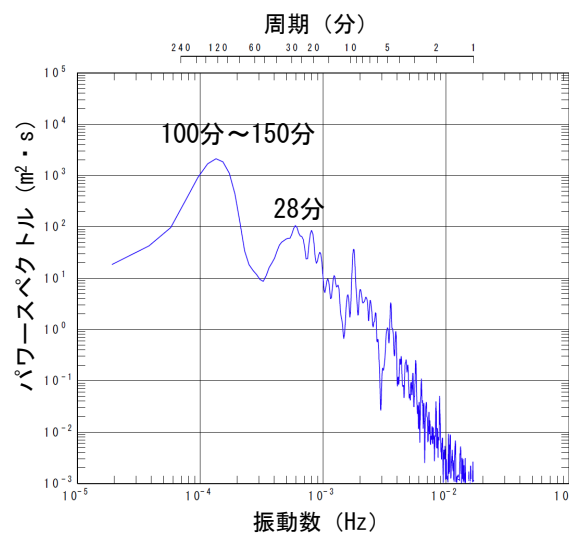
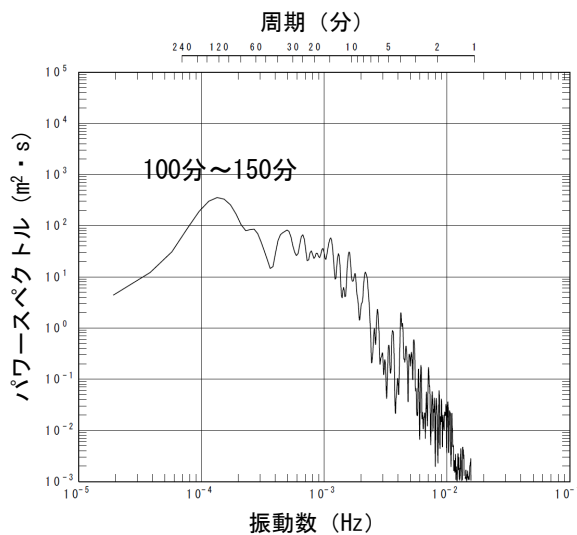
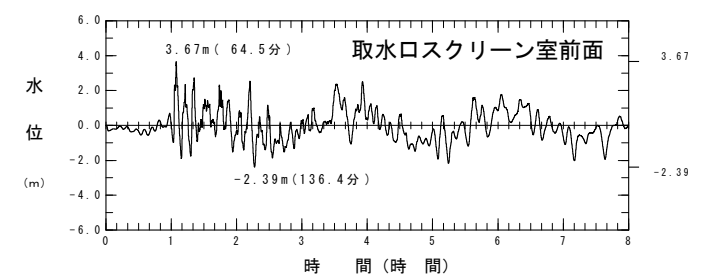
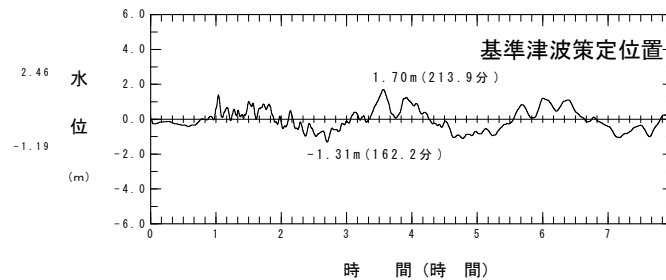
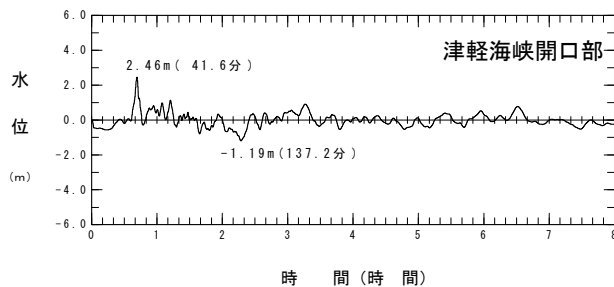
# 10-3. 太平洋側からの津波に対する検討 (4 / 13)

## (1) 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (P. 10.3-5左図参照) (1 / 2)

### ②. 津波の周期特性の把握：スペクトル解析結果

三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波のスペクトル解析結果は以下のとおり。

- ・ 津軽海峡開口部：津軽海峡入射時には、周期100分～150分が卓越している。
- ・ 基準津波策定位置：津軽海峡内の伝播に伴い、周期100分～150分の強度が増し、周期28分程度にもピークが現れる。
- ・ 取水口スクリーン室前面：さらに発電所専用港湾内への伝播に伴い、周期10分程度にもピークが現れる。



津軽海峡開口部

基準津波策定位置

取水口スクリーン室前面

三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波(上昇側最大ケース)  
スペクトル解析結果

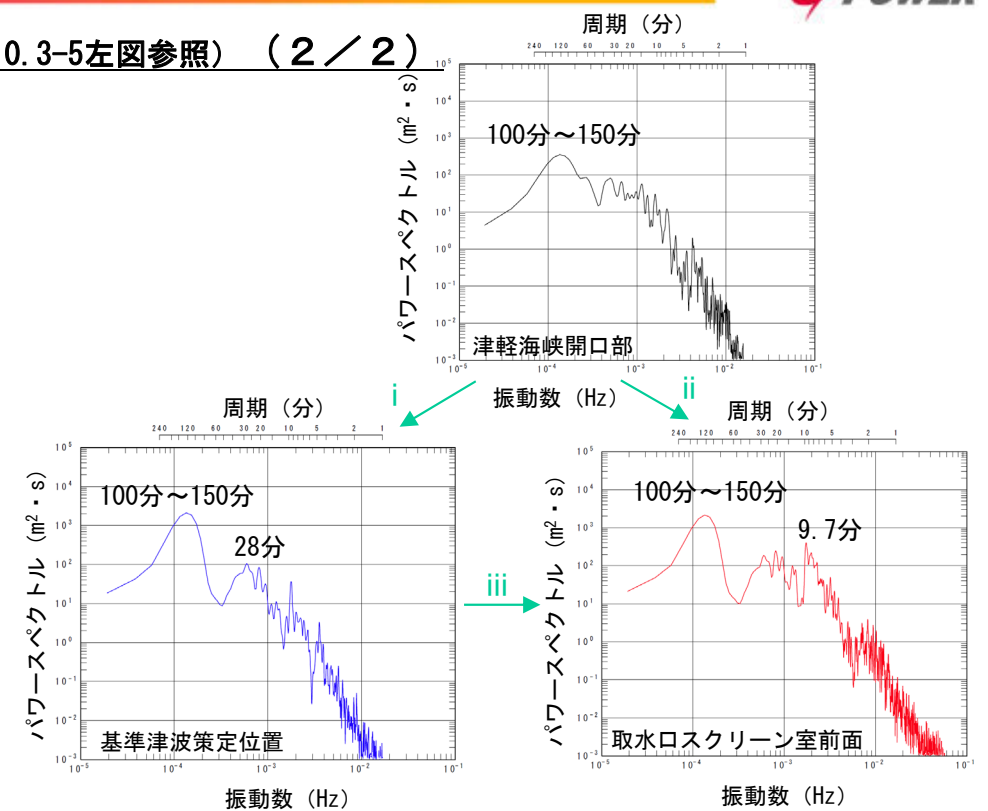


# 10-3. 太平洋側からの津波に対する検討 (5/13)

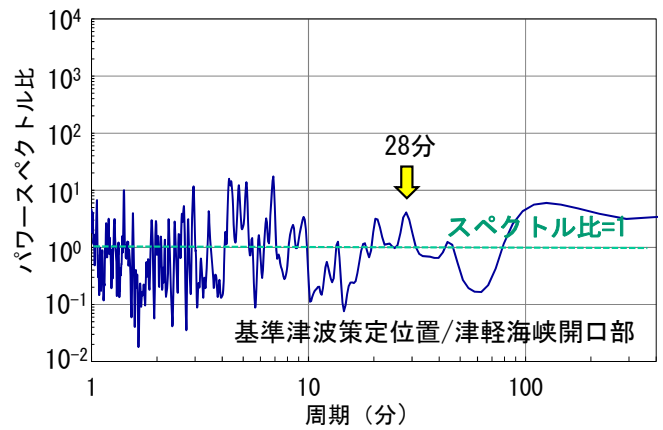
## (1) 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (P.10.3-5左図参照) (2/2)

### ②. 津波の周期特性の把握：スペクトル比

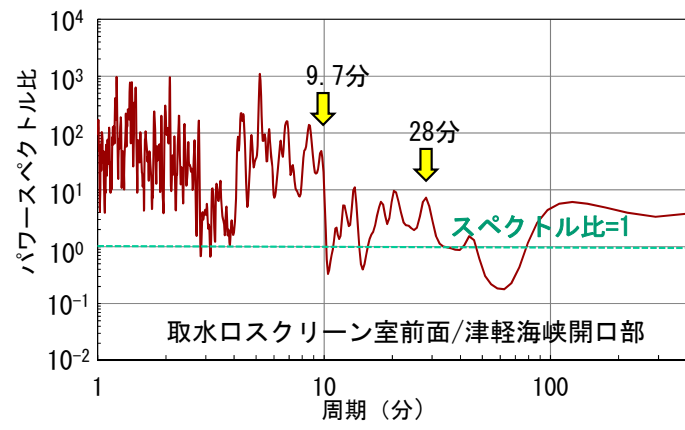
- 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波の代表地点のスペクトル比を比較した。
- i 【津軽海峡開口部→基準津波策定位置】  
スペクトル比はおおむね1付近または短周期（約4分以下）では1以下に分布する。基準津波策定位置において卓越する周期28分にもピークが認められる。
- ii 【津軽海峡開口部→取水口スクリーン室前面】  
取水口スクリーン室前面で顕著な増幅特性を示した10分程度以下の短周期のスペクトル比が1を超えて大きくなる。基準津波策定位置において卓越する周期28分にもピークが認められる。
- iii 【基準津波策定位置→取水口スクリーン室前面】  
取水口スクリーン室前面で顕著な増幅特性を示した10分程度以下の短周期のスペクトル比が1を超えて大きくなる。



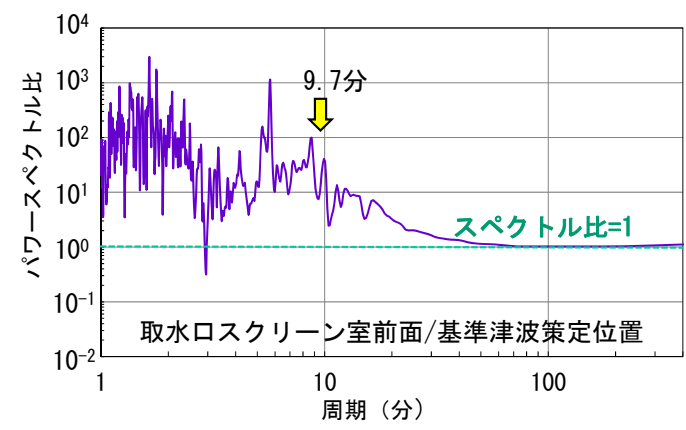
三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波(上昇側最大ケース) スペクトル解析結果



i 津軽海峡開口部→基準津波策定位置



ii 津軽海峡開口部→取水口スクリーン室前面



iii 基準津波策定位置→取水口スクリーン室前面

三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波(上昇側最大ケース)代表地点間のスペクトル比





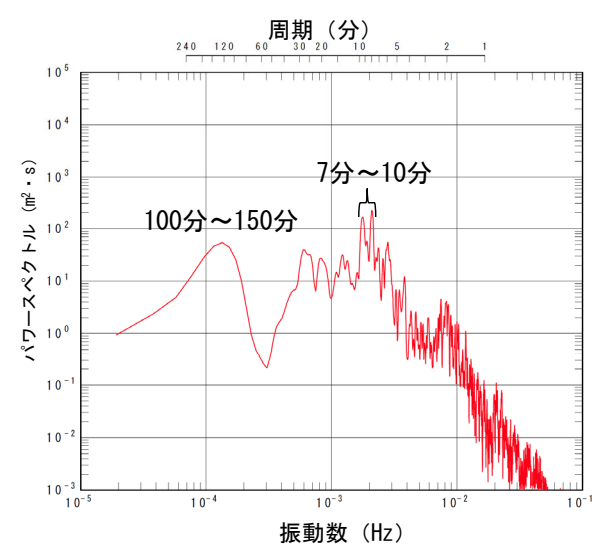
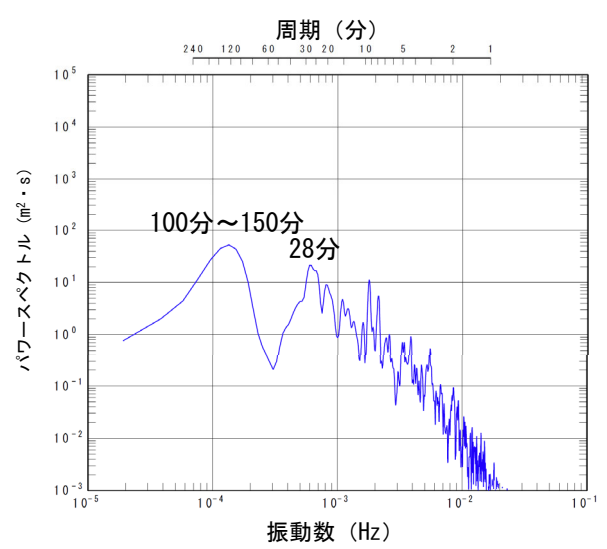
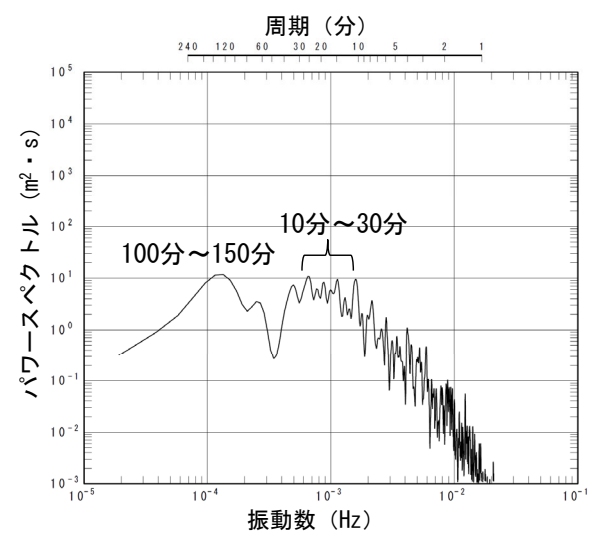
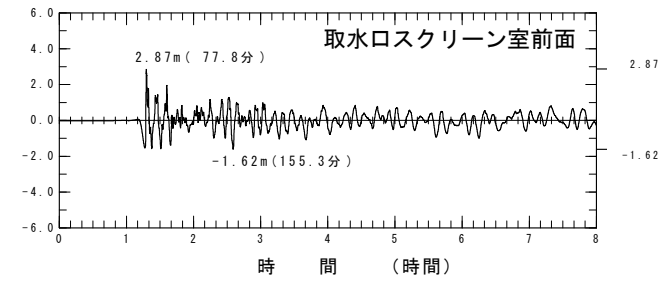
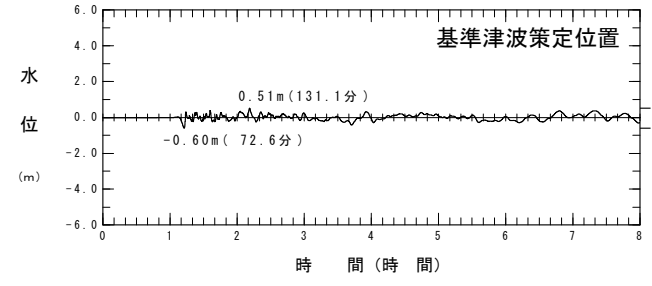
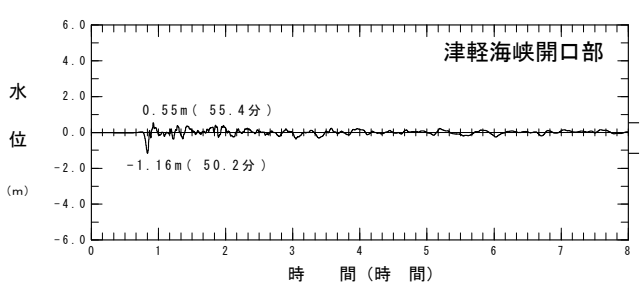
# 10-3. 太平洋側からの津波に対する検討 (6/13)

## (2) 三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波 (P.10.3-5中央図参照) (1/2)

### ②. 津波の周期特性の把握：スペクトル解析結果

三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波のスペクトル解析結果は以下のとおり。

- ・ 津軽海峡開口部：津軽海峡入射時には、周期100分～150分及び10分～30分程度が卓越している。
- ・ 基準津波策定位置：津軽海峡内の伝播に伴い、周期100分～150分の強度が増し、周期28分程度にもピークが現れる。
- ・ 取水口スクリーン室前面：さらに発電所専用港湾内への伝播に伴い、周期7分～10分程度の強度が顕著に増す。



津軽海峡開口部

基準津波策定位置

取水口スクリーン室前面

三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波(上昇側最大ケース)  
スペクトル解析結果

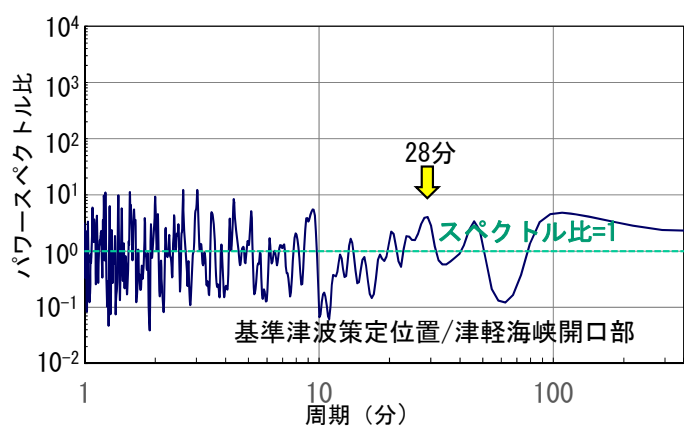
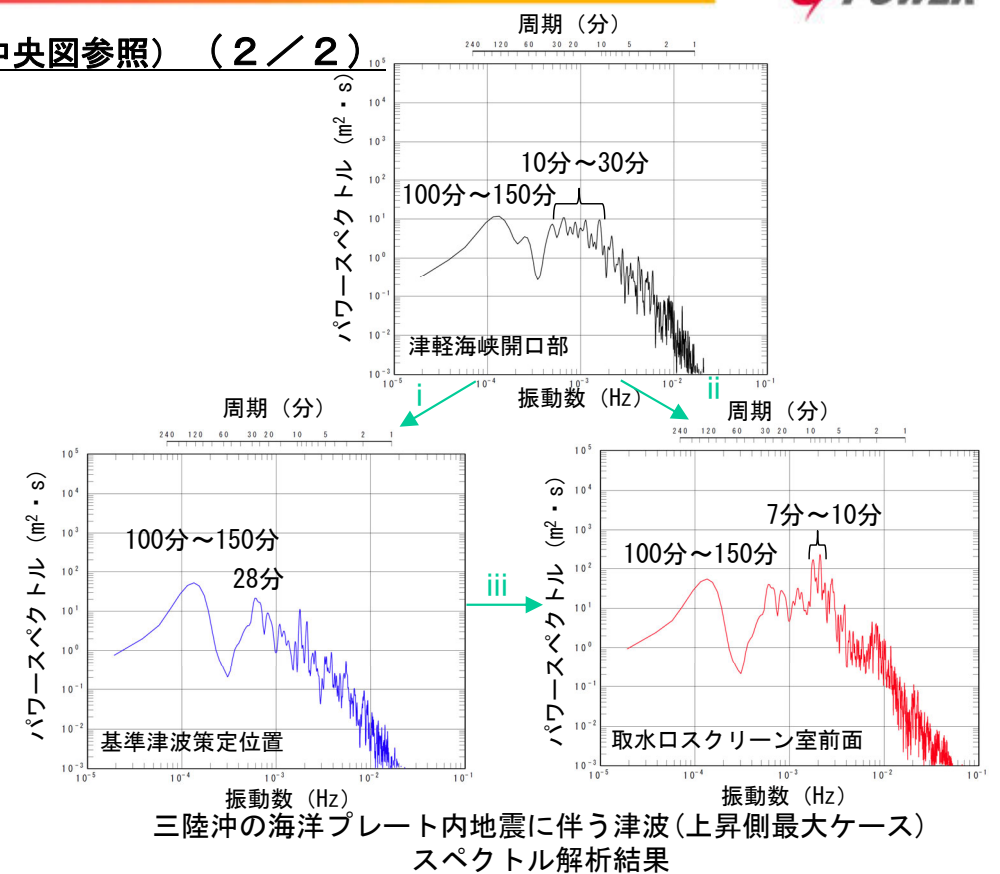


# 10-3. 太平洋側からの津波に対する検討 (7/13)

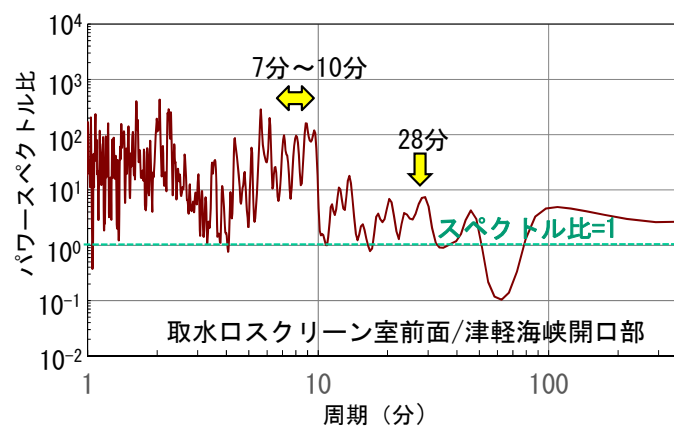
## (2) 三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波 (P.10.3-5中央図参照) (2/2)

### ②. 津波の周期特性の把握：スペクトル比

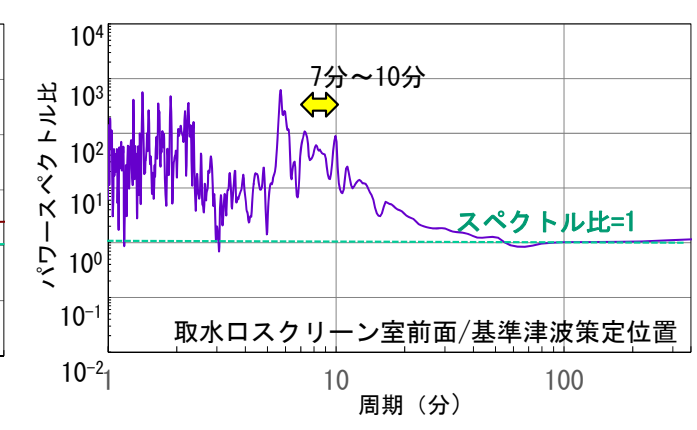
- 三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波の代表地点のスペクトル比を比較した。
  - i 【津軽海峡開口部→基準津波策定位置】  
スペクトル比は1付近に分布する。基準津波策定位置において卓越する周期28分にもピークが認められる。
  - ii 【津軽海峡開口部→取水口スクリーン室前面】  
取水口スクリーン室前面で顕著な増幅特性を示した7分～10分程度以下の短周期のスペクトル比が1を超えて大きくなる。基準津波策定位置において卓越する周期28分にもピークが認められる。
  - iii 【基準津波策定位置→取水口スクリーン室前面】  
取水口スクリーン室前面で顕著な増幅特性を示した7分～10分程度以下の短周期のスペクトル比が1を超えて大きくなる。



i 津軽海峡開口部→基準津波策定位置



ii 津軽海峡開口部→取水口スクリーン室前面



iii 基準津波策定位置→取水口スクリーン室前面

三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波(上昇側最大ケース)代表地点間のスペクトル比



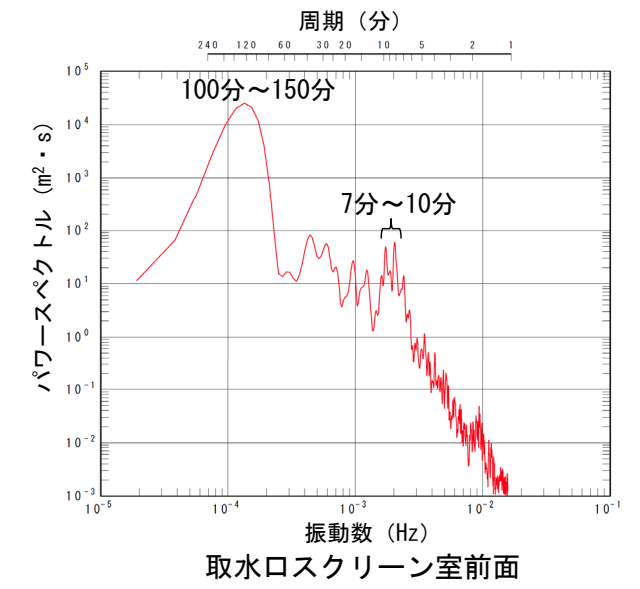
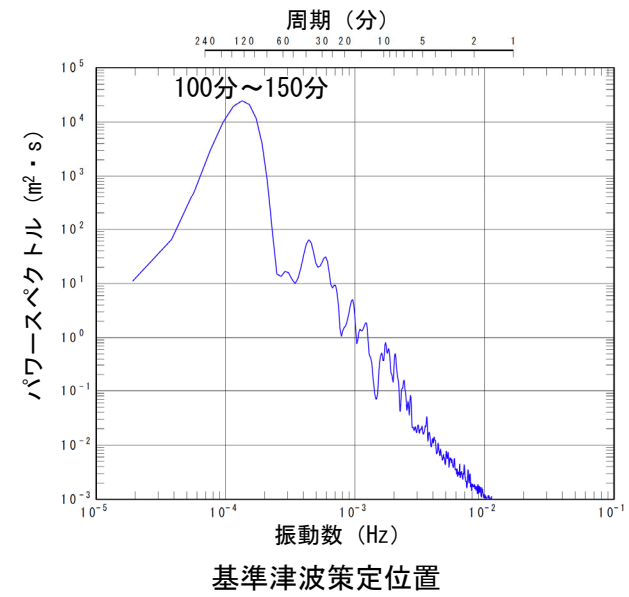
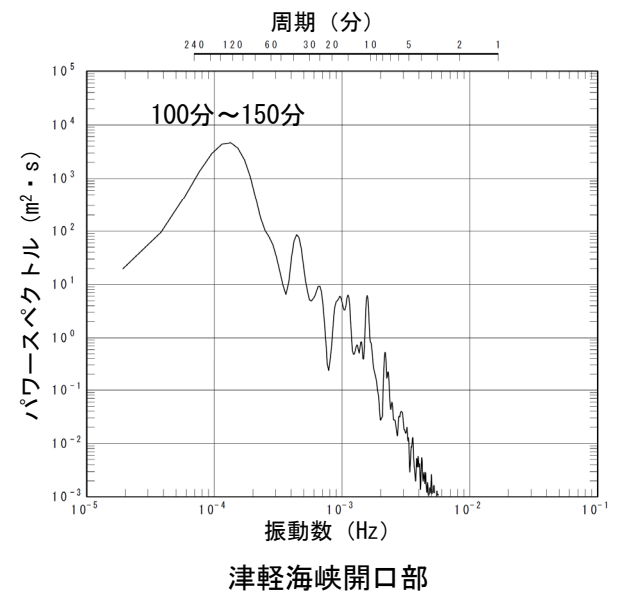
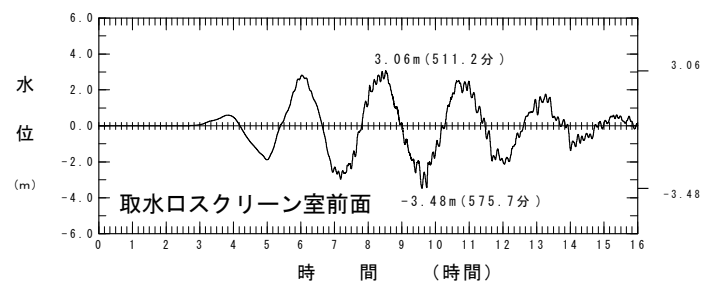
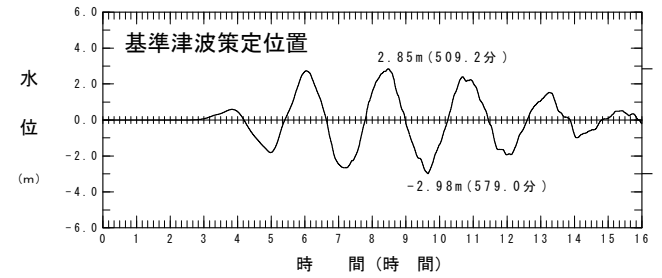
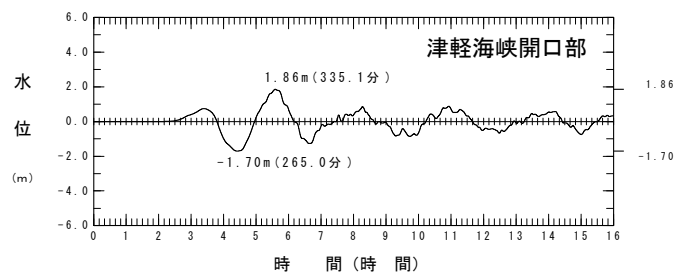
# 10-3. 太平洋側からの津波に対する検討 (8/13)

## (3) チリ沖に想定される地震に伴う津波 (P. 10.3-5右図参照) (1/2)

### ②. 津波の周期特性の把握：スペクトル解析結果

チリ沖に想定される地震に伴う津波のスペクトル解析結果は以下のとおり。

- ・ 津軽海峡開口部：津軽海峡入射時には、周期100分～150分程度が卓越している。
- ・ 基準津波策定位置：津軽海峡内の伝播に伴い、周期100分～150分の強度が増す。
- ・ 取水口スクリーン室前面：さらに発電所専用港湾内への伝播に伴い、周期7分～10分程度の強度が顕著に増す。



チリ沖に想定される地震に伴う津波(上昇側最大ケース)  
スペクトル解析結果

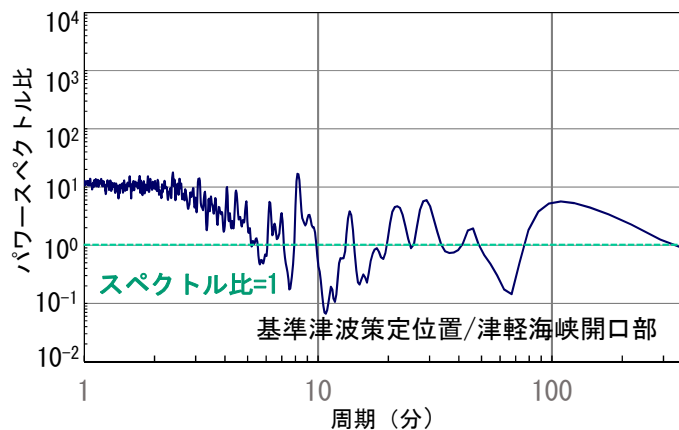
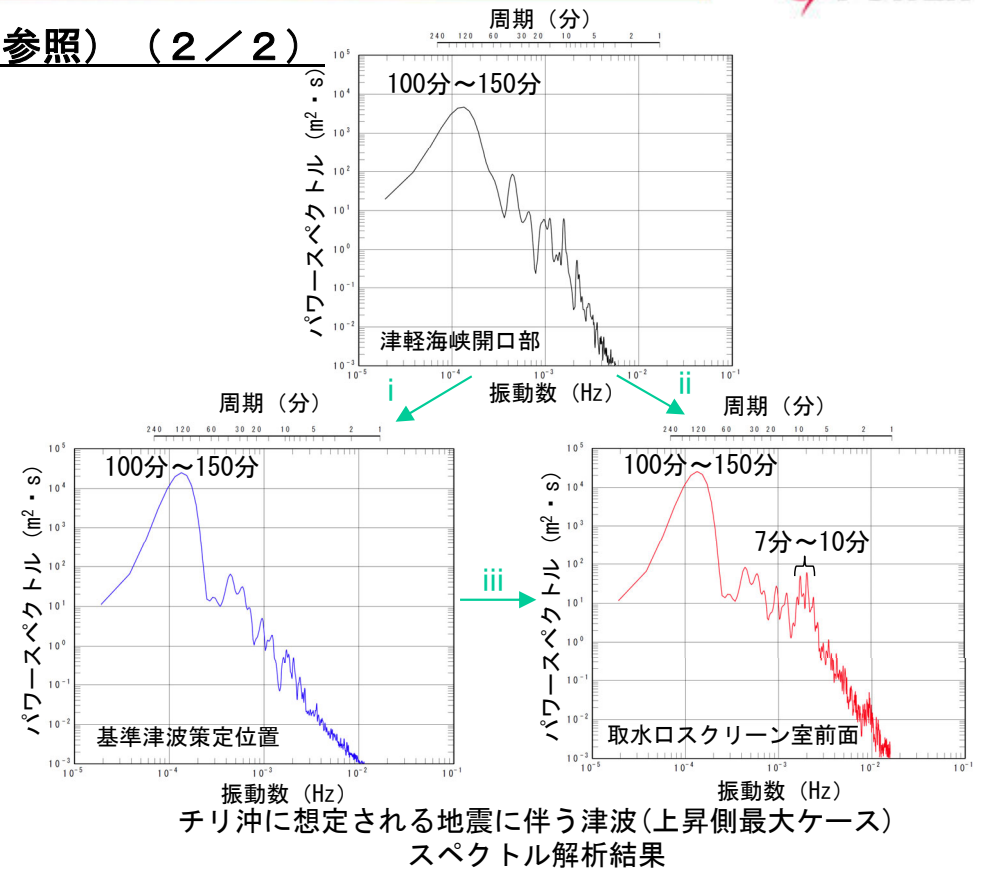


# 10-3. 太平洋側からの津波に対する検討 (9/13)

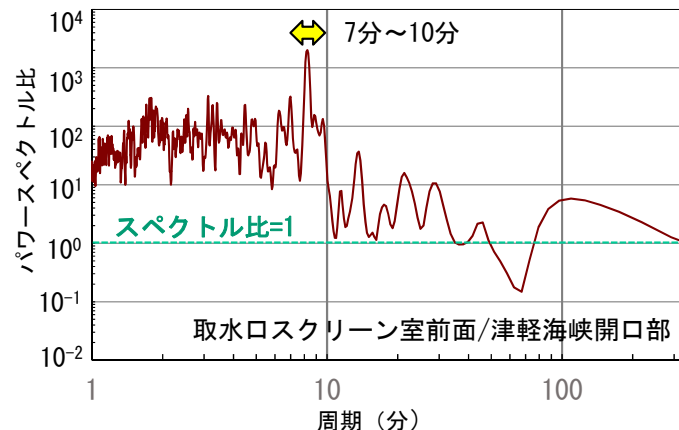
## (3) チリ沖に想定される地震に伴う津波 (P.10.3-5右図参照) (2/2)

### ②. 津波の周期特性の把握：スペクトル比

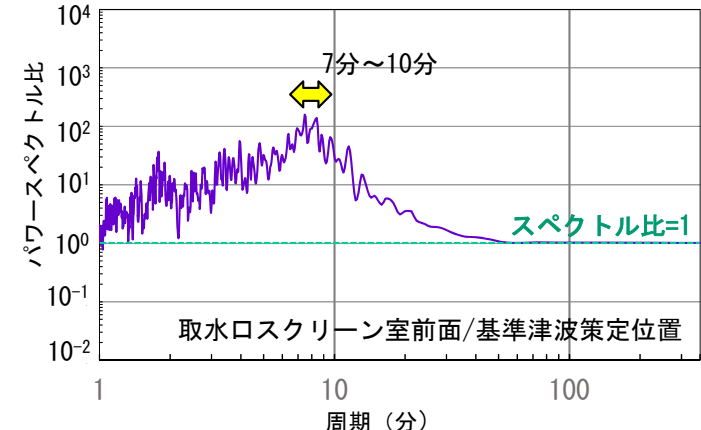
- チリ沖に想定される地震に伴う津波の代表地点のスペクトル比を比較した。
  - i 【津軽海峡開口部→基準津波策定位置】  
周期10分以下の短周期では、ほぼ1を超え増幅傾向を示す。その他の周期帯では、おおむね1付近に分布する。
  - ii 【津軽海峡開口部→取水口スクリーン室前面】  
取水口スクリーン室前面で顕著な増幅特性を示した7分~10分程度以下の短周期のスペクトル比が10を超えて大きくなる。
  - iii 【基準津波策定位置→取水口スクリーン室前面】  
取水口スクリーン室前面で顕著な増幅特性を示した7分~10分程度以下の短周期のスペクトル比が1を超えて大きくなる。



i 津軽海峡開口部→基準津波策定位置



ii 津軽海峡開口部→取水口スクリーン室前面



iii 基準津波策定位置→取水口スクリーン室前面

チリ沖に想定される地震に伴う津波 (上昇側最大ケース) 代表地点間のスペクトル比



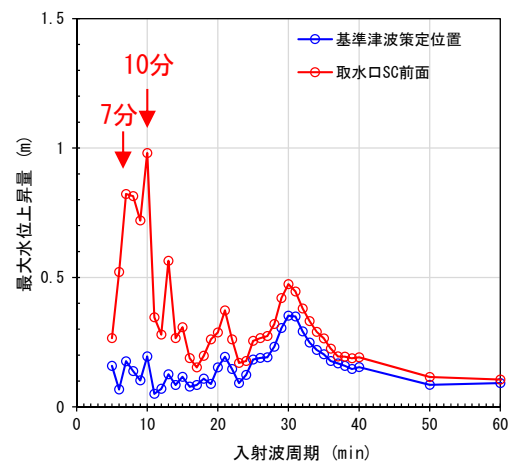
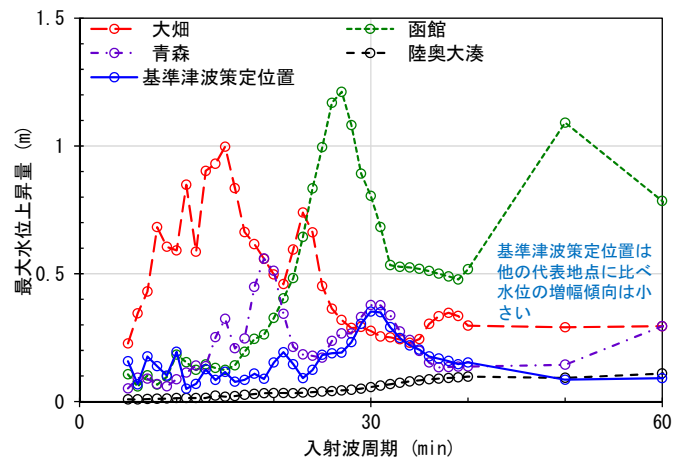


# 10-3. 太平洋側からの津波に対する検討 (10/13)

## ・太平洋側からの津波 ③. 津軽海峡・発電所専用港湾及び津波の周期特性の比較

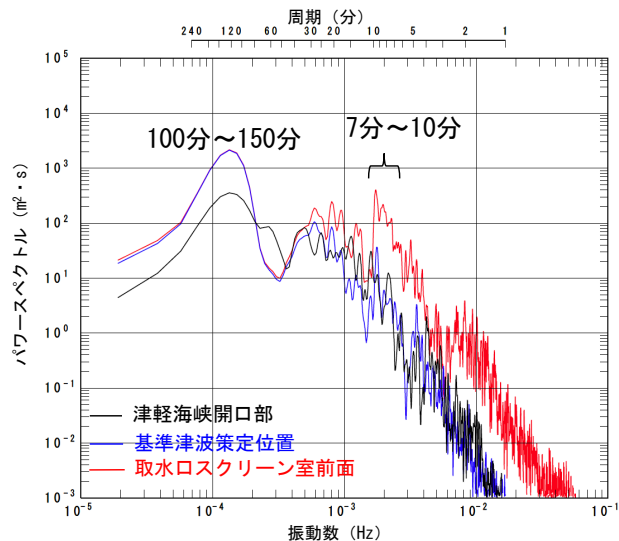
- 「①. 津軽海峡及び発電所専用港湾の周期特性」の検討 (P. 10.3-2, P. 10.3-3参照)では、基準津波策定位置は津軽海峡の他の代表地点に比べ水位の増幅傾向は小さいこと及び取水口スクリーン室前面では、周期7分及び10分で顕著な水位の増幅が確認された。
- 「②. 津波の周期特性」の検討 (P. 10.3-6, P. 10.3-8, P. 10.3-10参照)では、津軽海峡開口部と基準津波策定位置における周期特性には大きな変化は認められないが、取水口スクリーン室前面では、7分~10分の周期が顕著に増幅していることが確認された。
- 以上より、これらの正弦波による各代表地点の周期毎の増幅特性と、スペクトル解析による各代表地点における津波の周期特性とは、整合的な結果を示すため、津波の解析波形には地形の影響が適切に反映されていることが確認できた。

「①. 津軽海峡及び発電所専用港湾の周期特性」評価結果 (各代表地点の周期毎の増幅特性)

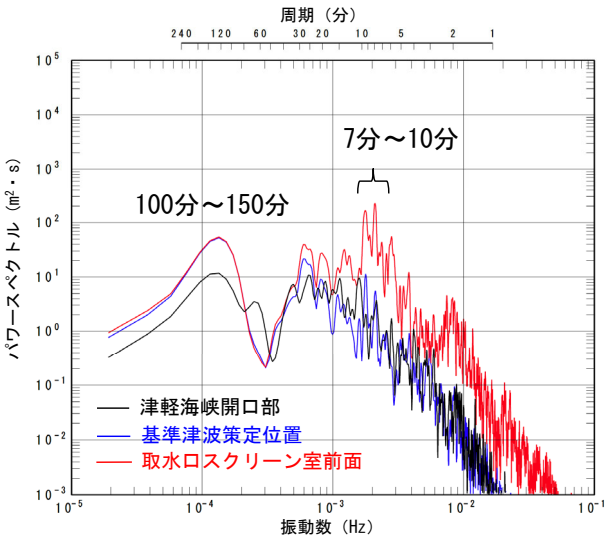


正弦波入射波周期と最大水位上昇量の関係  
太平洋側からの正弦波による解析結果 (P. 10.3-2, P. 10.3-3参照)

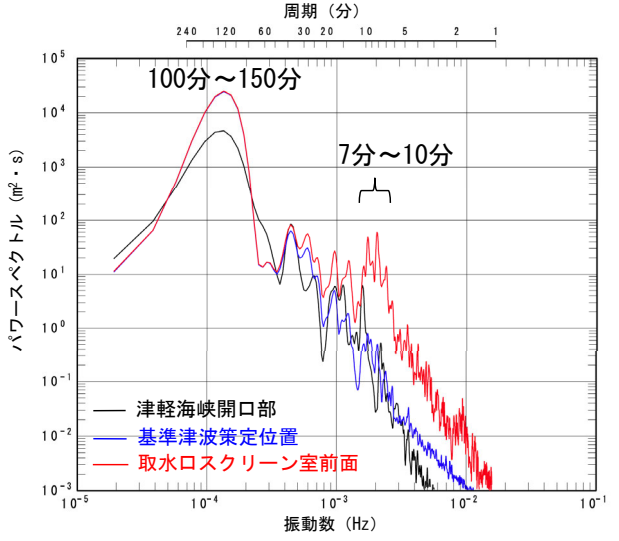
「②. 津波の周期特性」評価結果 (各代表地点における津波の周期特性)



三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (上昇側最大ケース)



三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波 (上昇側最大ケース)



チリ沖に想定される地震に伴う津波 (上昇側最大ケース)





# 10-3. 太平洋側からの津波に対する検討 (11/13)

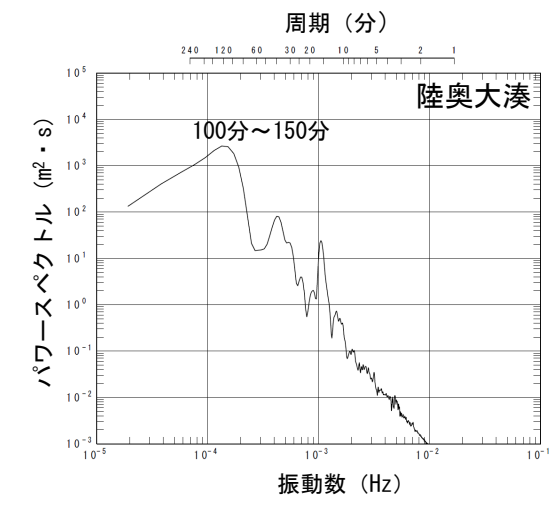
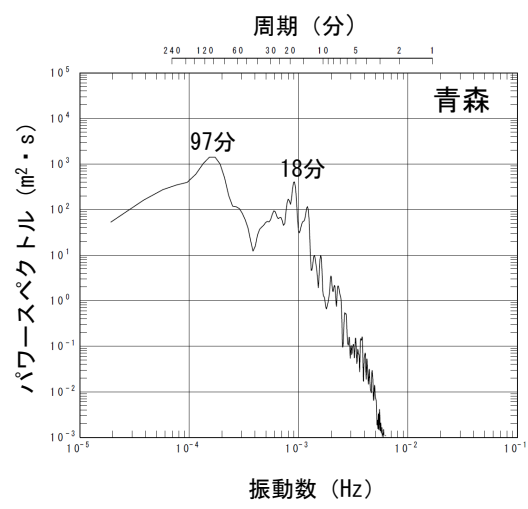
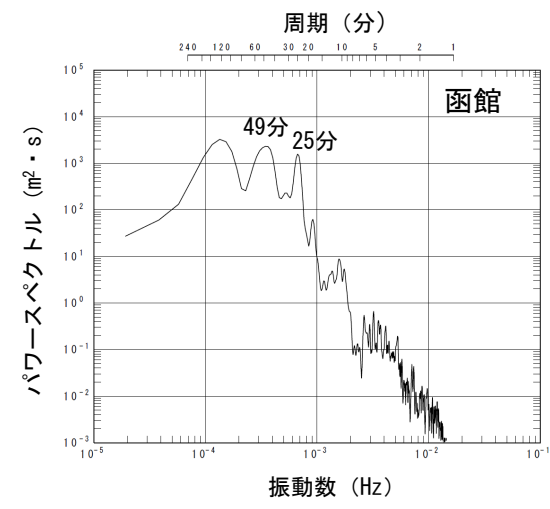
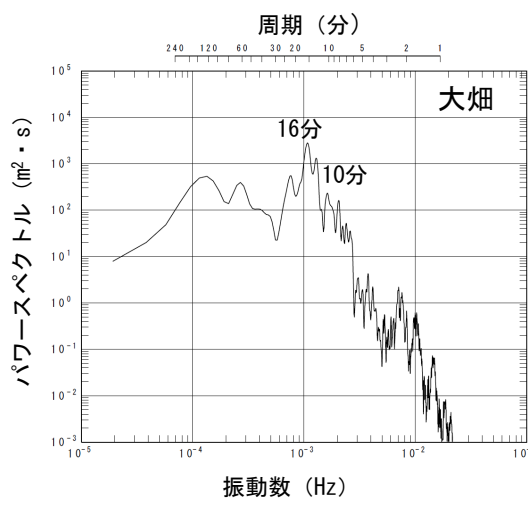
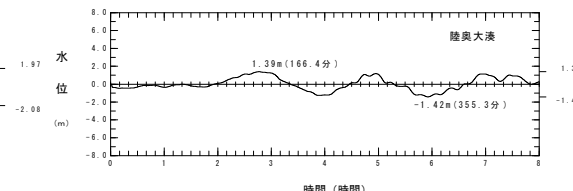
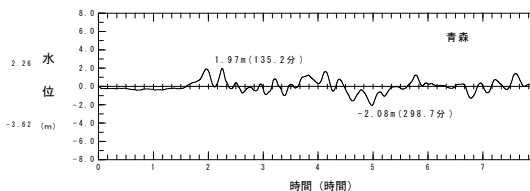
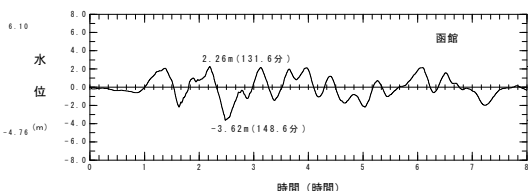
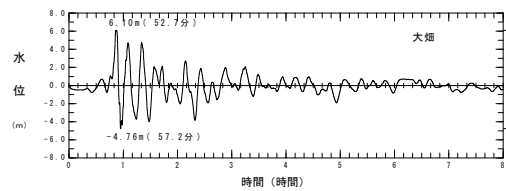
## ③. 【補足】津軽海峡・発電所専用港湾及び津波の周期特性の比較 (1/3)

三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波

- 各代表地点において、三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波の解析波形には、正弦波による解析で得られた水位が増幅する周期と整合する周期にピークが認められた。
- 以上からも、津波の解析波形に津軽海峡の地形の影響が適切に考慮されていることが確認できた。

代表地点において水位の増幅が認められる周期  
(太平洋側からの正弦波による解析結果) (P. 10.3-2参照)

代表地点	顕著な水位の増幅が認められる周期
大畑	11分, 15分
函館	27分, 50分
青森	19分, 100分
陸奥大湊	110分, 330分



三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波(上昇側最大ケース)  
(スペクトル解析結果)



# 10-3. 太平洋側からの津波に対する検討 (12/13)

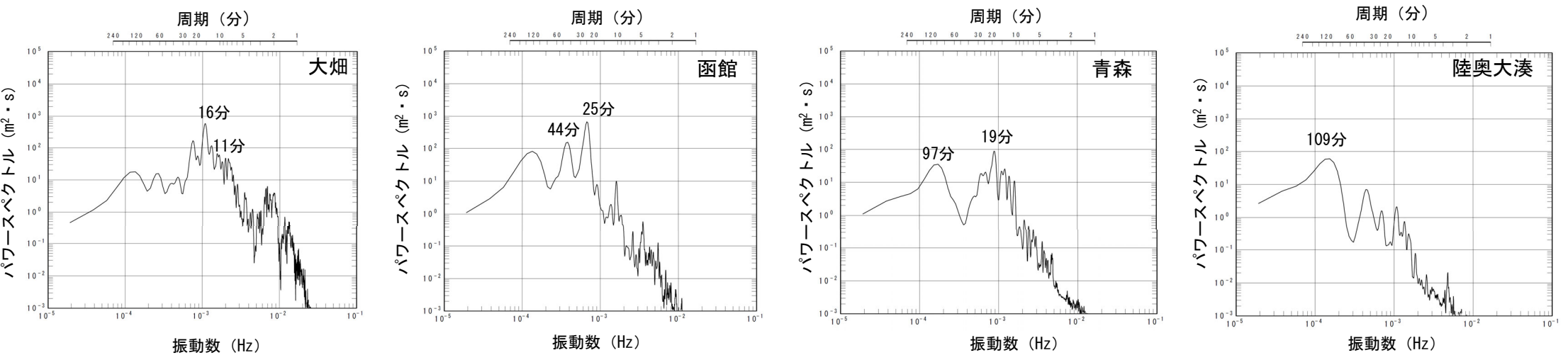
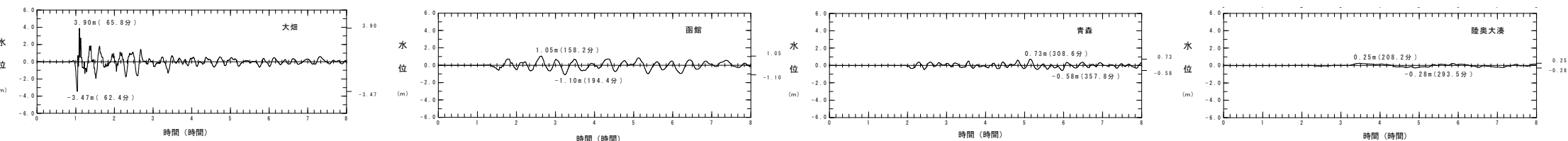
## ③. 【補足】津軽海峡・発電所専用港湾及び津波の周期特性の比較 (2/3)

三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波

- 各代表地点において、三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波の解析波形には、正弦波による解析で得られた水位が増幅する周期と整合する周期にピークが認められた。
- 以上からも、津波の解析波形に津軽海峡の地形の影響が適切に考慮されていることが確認できた。

代表地点において水位の増幅が認められる周期  
(太平洋側からの正弦波による解析結果) (P. 10.3-2参照)

代表地点	顕著な水位の増幅が認められる周期
大畑	11分, 15分
函館	27分, 50分
青森	19分, 100分
陸奥大湊	110分, 330分



三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波(上昇側最大ケース)  
(スペクトル解析結果)



# 10-3. 太平洋側からの津波に対する検討 (13/13)

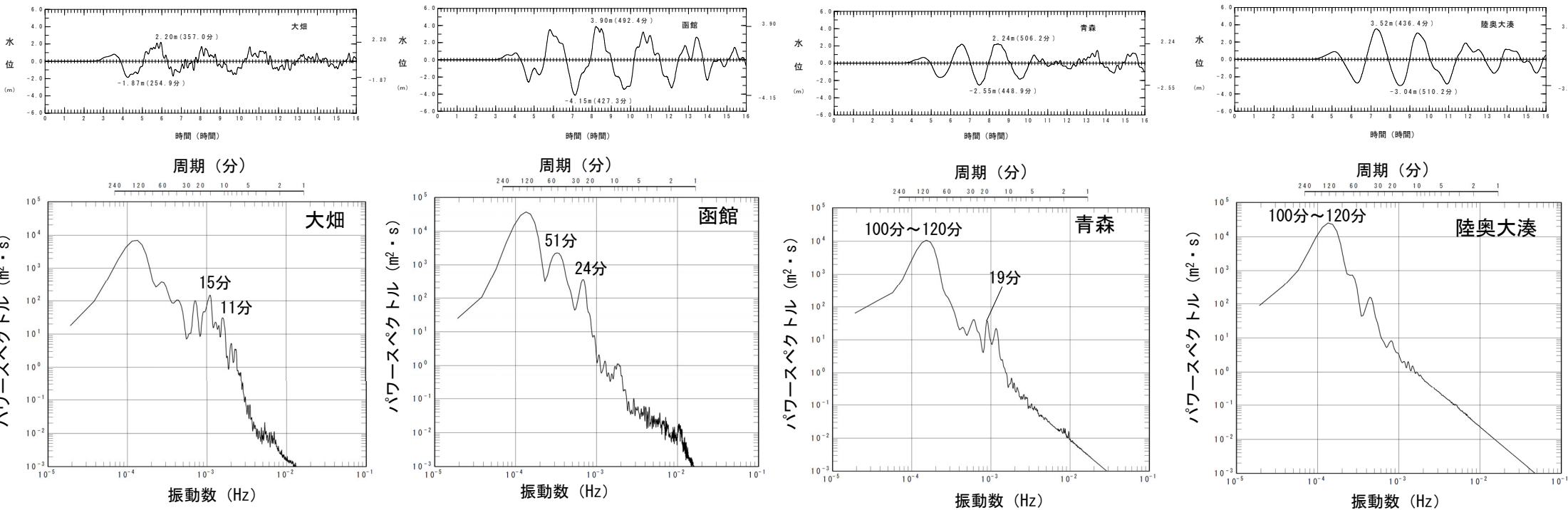
## ③. 【補足】津軽海峡・発電所専用港湾及び津波の周期特性の比較 (3/3)

チリ沖に想定される地震に伴う津波

- 各代表地点において、チリ沖に想定される地震に伴う津波の解析波形には、正弦波による解析で得られた水位が増幅する周期と整合する周期にピークが認められた。
- 以上からも、津波の解析波形に津軽海峡の地形の影響が適切に考慮されていることが確認できた。

代表地点において水位の増幅が認められる周期  
(太平洋側からの正弦波による解析結果) (P. 10.3-2参照)

代表地点	顕著な水位の増幅が認められる周期
大畑	11分, 15分
函館	27分, 50分
青森	19分, 100分
陸奥大湊	110分, 330分



チリ沖に想定される地震に伴う津波(上昇側最大ケース)  
(スペクトル解析結果)

(余白)

# 参考文献



- (17) 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2012) : 三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価 (第二版) について, 173p.
- (18) 佐竹 健治 (2013) : 第197回地震予知連絡会 重点検討課題「世界の巨大地震・津波」概要, pp. 414-416.
- (19) Shinzaburo Ozawa, Takuya Nishimura, Hisashi Suito, Tomokazu Kobayashi, Mikio Tobita & Tetsuro Imakiire (2011) : Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-Oki earthquake, NATURE, Vol. 475, pp. 373-376.
- (20) Akira Hasegawa, Keisuke Yoshida, Youichi Asano, Tomoki Okada (2012) : Change in stress field after the 2011 great Tohoku-Oki earthquake, Earth and Planetary Science Letter 355-356, pp. 231-243.
- (21) 海洋研究開発機構 (2013) : 地球深部探査船「ちきゅう」の掘削調査により明らかにされた東北地方太平洋沖地震震源域の応力状態変化, 海洋研究開発機構 プレスリリース.
- (22) 佐竹健治 (2011) : 日本海溝の巨大地震のスーパーサイクル, 予知連絡会報86.
- (23) 岡村行信, 佐竹健治, 宍倉正展, 藤原 治, 澤井祐紀, 小松原純子, 藤野滋弘, 行谷佑一, 藤井雄士郎, Than Tin, Aung (2010) : 地質調査・津波シミュレーションにもとづく地震発生履歴に関する研究, 文部科学省研究開発局他2010重点成果報告\_宮崎沖.
- (24) 菅原大助・今村文彦・松本秀明・後藤和久・箕浦幸治 (2013) : 貞観津波と東日本大震災の津波, 平川新・今村文彦・東北大学災害科学国際研究所, 東日本大震災を分析する2 震災と人間・まち・記録, 株式会社 明石書店, pp. 179-188.
- (25) 行谷祐一, 佐竹健治, 山本滋 (2010) : 宮城県石巻・仙台平野および福島県請戸川河口低地における869年貞観津波の数値シミュレーション, 活断層・古地震研究報告, No. 10 p. 1-21.
- (26) 宍倉正展, 藤原治, 澤井祐紀, 行谷祐一, 谷川晃一郎 (2012) : 2011東北地方太平洋沖地震による津波堆積物の仙台・石巻平野における分布限界, 活断層・古地震研究報告, No. 12 p. 45-61.
- (27) Lingling Ye, Thorne Lay, and Hiroo Kanamori (2012) : The Sanriku-Oki low-seismicity region on the northern margin of the great 2011 Tohoku-Oki earthquake rupture, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 117, B02305, doi:10.1029/2011JB008847.
- (28) Naoki Uchida and Toru Matsuzawa (2011) : Coupling coefficient, hierarchical structure, and earthquake cycle for the source area of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake inferred from small repeating earthquake data, Earth Planets Space, 63, 675-679.
- (29) Naoki Uchida, Junichi Nakajima, Akira Hasegawa, Toru Matsuzawa (2009) : What controls interplate coupling?: Evidence for abrupt change in coupling across a border between two overlying plates in the NE Japan subduction zone, Earth and Planetary Science, 283 (2009) 111-121.
- (30) Masanao Shinohara, Tomoaki Yamada, Kazuo Nakahigashi, Shin'ichi Sakai, Kimihiro Mochizuki, Kenji Uehira, Yoshihiro Ito, Ryusuke Azuma, Yuka Kaiho, Tetsuo No, Hajime Shiobara, Ryota Hino, Yoshio Murai, Hiroshi Yakiwara, Toshinori Sato, Yuya Machida, Takashi Shinbo, Takehi Isse, Hiroki Miyamachi, Koichiro Obana, Narumi Takahashi, Shuichi Kodaira, Yoshiyuki Kaneda, Kenji Hirata, Sumio Yoshikawa, Kazushige Obara, Takaya Iwasaki, and Naoshi Hirata (2011) : Aftershock observation of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake by using ocean bottom seismometer network, Earth Planets Space, 63, 835-840.
- (31) 内閣府 (2012) : 南海トラフの巨大地震モデル検討会 (第二次報告) 津波断層モデル編ー津波断層モデルと津波高・浸水域等についてー, 南海トラフの巨大地震モデル検討会, 100p.
- (32) 杉野英治, 呉 長江, 是永真理子, 根本 信, 岩渕洋子, 蛭沢勝三 (2013) : 原子力サイトにおける2011 東北地震津波の検証, 日本地震工学会論文集, 第13巻, 第2号 (特集号) .
- (33) 杉野英治, 岩渕洋子, 橋本紀彦, 松末和之, 蛭沢勝三, 亀田弘行, 今村文彦 (2014) : プレート間地震による津波の特性化波源モデルの提案, 日本地震工学会論文集, 第14巻, 第5号.
- (34) 宍倉正展 (2013) : 1960年チリ地震 (Mw9.5) の履歴と余効変動, 地震予知連絡会 会報 第89巻, 12-7.
- (35) Ian Shennan, Antony Long, Natasha Barlow (2007) : Recurrent Holocene Paleoseismicity and Associated Land/Sea-Level Changes in South Central Alaska , I Shennan, AJ Long and N Barlow.
- (36) 谷岡勇市郎 (2013) : アラスカ・アリューシャン・カムチャッカ沈む込み帯の巨大地震について, 地震予知連絡会 会報 第89巻, 12-9.



# 参考文献



- (37) Kusala Rajendran(2013) : On the recurrence of great subduction zone earthquakes, SPECIAL SECTION: EARTH SCIENCES.
- (38) Yushiro Fujii and Kenji Satake (2013) : Slip Distribution and Seismic Moment of the 2010 and 1960 Chilean Earthquakes Inferred from Tsunami Waveforms and Coastal Geodetic Data, Pure Appl. Geophys. 170, pp.1493-1509.
- (39) Kenji Satake, Kelin Wang, Brian F. Atwater (2003) : Fault slip and seismic moment of the 1700 Cascadia earthquake inferred from Japanese tsunami descriptions, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 108, NO. B11, 2535.
- (40) Jean M. Johnson, Kenji Satake, Sanford R Holdahl, Jeanne Sauber (1996) : The 1964 Prince William Sound earthquake: Joint inversion of tsunami and geodetic data, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 101, NO. B1, pp. 523-532.
- (41) Jean M. Johnson and Kenji Satake (1999) : Asperity Distribution of the 1952 Great Kamchatka Earthquake and its Relation to Future Earthquake Potential in Kamchatka, Pure and applied Geophysics, pp. 541-553.
- (42) Yuichiro Tanioka, Yudhicara, Tomohiro Kususose, S. Kathioli, Yuichi Nishimura, Sin-Iti Iwasaki, Kenji Satake (2006) : Rupture process of the 2004 great Sumatra-Andaman earthquake estimated from tsunami waveforms, Earth Planets Space, 58, pp. 203-209.
- (43) R. McCaffrey (2008) : Global Frequency of Magnitude 9 Earthquakes, The Geological Society of America.
- (44) Christopher H. Scholz and Jaime Campos (2012) : The seismic coupling of subduction zones revisited, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 117, B05310, doi:10.1029/2011JB009003, 2012.
- (45) Daniel Melnick, Bodo Bookhagen, Manfred R. Strecker, Helmut P. Echter (2009) : Segmentation of megathrust rupture zones from fore-arc deformation patterns over hundreds to millions of years, Arauco peninsula, Chile, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 114, B01407.
- (46) Sergio E. Barrientos and Steven N. Ward (1990) : The 1960 Chile earthquake: inversion for slip distribution from surface deformation, Geophys. J. Int, 103, pp. 589-598.
- (47) 松本剛・土井明日加・喜瀬慎一郎・阿部なつ江 (2010) : 海洋地球物理観測データに基づくチリ三重点のテクトニクス, 極域科学・宇宙圏・気水圏・生物・地学シンポジウム講演予稿集.
- (48) Emily S. Finzel, Jeffrey M. Trop, Kenneth D. Ridgway, Eva Enkelmann (2011) : Upper plate proxies for flat-slab subduction processes in southern Alaska, Earth and Planetary Science Letters 303 pp. 348-360.
- (49) Aaron G. Wech (2016) : Extending Alaska's plate boundary: Tectonic tremor generated by Yakutat subduction, GEOLOGY, July 2016; v. 44; no. 7; pp. 587-590.
- (50) Roland von Huene, John J. Miller and Wilhelm Weinrebe (2012) : Subducting plate geology in three great earthquake ruptures of the western Alaska margin, Kodiak to Unimak, Geosphere; June 2012 v. 8 no. 3 pp. 628-644.
- (51) Ian Shennan, Natasha Barlow, Gary Carver, Frank Davies, Ed Garrett and Emma Hocking (2014) : Great tsunamigenic earthquakes during the past 1000 yr on the Alaska megathrust, GEOLOGY, doi:10.1130/G35797.1
- (52) Changjiang Wu, Hideaki Tsutsumi, Hongjun Si, Yusuke Saijo (2012) : Rupture Process of the 2011 Mw9.0 Tohoku Earthquake And Strong Motion Simulation from the Viewpoint of NPP Seismic Design, 15th World Conference on Earthquake Engineering.
- (53) 公益社団法人土木学会 原子力土木委員会 津波評価小委員会 (2016) : 原子力発電所の津波評価技術 2016.
- (54) Toshiya Fujiwara, Shuichi Kodaira, Tetsuo No, Yuka Kaiho, Narumi Takahashi, Yoshiyuki Kaneda (2011) : The 2011 Tohoku-Oki Earthquake: Displacement Reaching the Trench Axis, SCIENCE, VOL334.
- (55) 内閣府 (2012) : 平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震の津波断層モデルについて, 南海トラフの巨大地震モデル検討会第12回会合, 参考資料1, 30p.
- (56) Kenji Satake, Yushiro Fujii, Tomoya Harada, Yuichi Namegaya (2013) : Time and Space Distribution of Coseismic Slip of the 2011 Tohoku Earthquake as Inferred from Tsunami Waveform Data, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 103, No. 2B, pp. 1473-1492, May 2013, doi: 10.1785/0120120122.

# 参考文献



- (57) Yusuke Yokota and Kazuki Koketsu (2015) : A very long-term transient event preceding the 2011 Tohoku earthquake, NATURE COMMUNICATIONS, DOI: 10.1038/ncomms6934.
- (58) 小谷美佐・今村文彦・首藤伸夫(1998) : GISを利用した津波遡上計算と被害推定法, 海岸工学論文集, 第45巻, 土木学会, pp. 356-360.
- (59) Mansinha, L. and Smylie, D.E. (1971) : The displacement fields of inclined faults, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 61, No. 5, pp. 1433-1440.
- (60) JAMSTEC (2007) : 紀伊半島沖熊野灘における巨大津波の成因について～三次元反射法音波探査による海底下の地質構造の解析結果～, プレスリリース
- (61) JAMSTEC (2011) : 津波断層の活動痕を初めて発見～地球深部探査船「ちきゅう」による南海トラフ地震発生帯掘削計画の成果～, プレスリリース
- (62) 奥村与志弘・後藤浩之 (2013) : 海溝型地震の分岐断層破壊シナリオで発生する津波の特徴に関する一考察, 土木学会論文集A1 (構造・地震工学), Vol. 69, No. 4 (地震工学論文集第32巻), I\_750-I\_757.
- (63) Yushiro Fujii and Kenji Satake (2007) : Tsunami Source of the 2004 Sumatra-Andaman Earthquake Inferred from Tide Gauge and Satellite Data, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 97, No. 1A, pp. S192-S207, doi:10.1785/0120050613.
- (91) 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2019) : 日本海溝沿いの地震活動の長期評価, 144p.
- (92) 内閣府 (2020) : 日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデル検討会 日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデルの検討について (概要報告)