大間原子力発電所審査資料	
資料番号	OM1－CA206－R00
提出年月日	2023年10月25日

大間原子力発電所

基準津波策定のうち，津波発生要因の組合せに関する検討について

2023年10月

電源開発株式会社

資料○

大間原子力発電所
基準津波策定のうち，津波発生要因の組合せに関する検討について

２０２３年１０月２５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）

指摘事項

本資料でご説明

・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	
				概要	本編・補足
S5-36	波源の組合せ	第627回会合 (2018.9.21)	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。	(2)～(4)， (10)～(19)	本編資料 P.440～P.451， P.454～P.480 補足説明資料 P.528～P.539， P.542～P.547
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，防波堤がある場合に水位変動量が最大となるケースの波源と，な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，ない場合の波源も組合せの対象として採用すること。	今後ご説明	
S5-57	三陸沖から根室沖	第1023回会合 (2021.12.24)	三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波の想定波源域について，検討プロセスを記載する観点から，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フロー図において，「すべり領域の配置」として，超大すべり域が2つのケース及び1つのケースについて，「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖のモデル」を追記する等，記載を適正化すること。	－	本編資料P.148， P.170，P.176， P.181，P.208， P.258
S5-58	三陸沖から根室沖	第1023回会合 (2021.12.24)	基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析について，時刻歴波形，パワースペクトル，スナップショットによる分析結果を有機的に用いて要因分析に関する説明を加えるとともに，以下を適正化すること。	－	補足説明資料 P.486，P.487， P.509
			(新納屋～六川目付近) ・最高水位が出ている時間付近のスナップショットを追加すること。	－	補足説明資料 P.498，P.499
			・青森県から北海道沿岸の閉鎖領域において，青森県沖の大すべり域のすべりによる水位変動の増幅がみられ，それが増幅しているため後続波が最大水位になっていること。	－	補足説明資料 P.493～P.497
			(岩屋付近及び大間東岸～易国間付近) ・これら付近の水位が大きくなるのは，各地点の立地特性や海底地形の影響等で励起された20分～30分程度の周期の影響であること。	－	補足説明資料 P.501～P.504
			・内閣府(2020)による津波は，青森県沖の大すべり域の影響が大きく，波長の長い津波が伝搬するため，大間崎を回り込んだ大間崎以西の水位減衰傾向が小さくなること。	－	補足説明資料 P.492， P.505～P.508
S5-59	三陸沖から根室沖	第1023回会合 (2021.12.24)	基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルの比較のまとめ等の記載について，両モデルに対する分析結果を踏まえ，記載を適正化すること。	－	本編資料P.291
S5-60	海底地すべり	第1023回会合 (2021.12.24)	海底地すべり地形の抽出に関して，北海道日高沖に海底地すべりが示されており，「敷地との距離，位置関係を考慮すると影響は小さいと考えられる」と記載されているが，「影響は小さい」とした根拠について説明すること。また，野田・片山(2013)以降も日高舟状海盆に係る知見が新たに出されていることから，併せて記載すること。	－	本編資料P.396

Ⅰ．主な変更内容（１／３）

組合せ対象の選定プロセス

変更点の概要

- 津波の組合せ対象選定の妥当性を示すために，敷地に与える影響が最も大きい，組合せ元とする地震による津波と組合せ先とする地震以外の要因による津波を選定する際の，選定プロセスを追記する。
- なお，組合せ元となる地震による津波のうち水位下降側の津波は，第868回審査会合以降，行政庁による評価を反映したため，日本海東縁部に想定される津波から，内閣府（2020）モデル※による津波に変更した（第1023回審査会合で審議済み）。

※：内閣府の「日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデル検討会」が2020年4月に公表

○第868回審査会合（2020年6月19日） （第868回審査会合 資料2-1 P. 355参照）

- 地震による津波のうち敷地に与える影響が最も大きい日本海東縁部に想定される地震に伴う津波と，地震以外の要因による津波のうち敷地に与える影響が最も大きい佐井エリアの斜面崩壊に起因する津波を組合せ対象として選定するプロセスを記載しなかった。

○今回ご説明 （本編資料P. 440～P. 451参照） コメントNo.S5-36

- 「組合せ元とする地震に伴う津波」と「組合せ先とする津波発生要因による津波」の組合せの対象選定の妥当性を示すために，津波発生要因に係る敷地の立地特性と発生要因の関係性を考慮した選定プロセスを記載する。

✓ 組合せ元とする地震の選定

地震による津波のうち，敷地へ及ぼす影響が大きいのは，「日本海東縁部に想定される地震に伴う津波」（上昇側）と「内閣府（2020）モデルによる津波」（下降側）であるため，この２つの津波を発生させる地震を「組合せ元とする地震」として選定する。

✓ 組合せ先とする津波発生要因の選定

組合せ先とする津波発生要因は，その他の地震，海底地すべり，陸上の斜面崩壊，山体崩壊を組合せ対象の候補として検討した結果から，陸上の斜面崩壊を選定する。

Ⅰ．主な変更内容（２／３）

陸上の斜面崩壊のうち，佐井エリアを組合せ対象として選定するプロセス

変更点の概要

- 陸上の斜面崩壊のうち，佐井エリアを組合せ対象として選定するプロセスを追加する。

〇第868回審査会合（2020年6月19日）　（第868回審査会合 資料2-2 P. 302～P. 322参照）

- 陸上の斜面崩壊のうち，敷地に与える影響が最も大きい佐井エリアの斜面崩壊を組合せ先として選定した。

〇今回ご説明　（本編資料P. 447, P. 448，P. 454～P. 469参照）　コメントNo.S5-36

- 検討対象とした５エリアの陸上の斜面崩壊のうち，敷地が津軽海峡に位置する立地特性を踏まえ，敷地との位置関係，津波の伝播経路等を考慮し，組合せ元とする地震と組合せた際に影響が大きくなると考えられるエリアの候補として，佐井エリア，知内エリアの２エリアを抽出した。
- 抽出された津波発生要因の組合せを対象に，詳細地形を考慮の上，組合せ時間差（T_{max}）を基本とした同一波動場の組合せ数値シミュレーションにより，敷地における水位を評価した。
- 敷地における水位を比較した結果，敷地へ与える影響が大きい組合せ対象として，佐井エリアを選定した。

Ⅰ．主な変更内容（３／３）

水位変動量が最も大きくなる組合せ時間差の選定プロセス

変更点の概要

- 線形足し合せによる水位変動量が最も大きくなる組合せ時間差（T_{max}）を抽出し，T_{max}を用いて同一波動場における組合せ数値シミュレーションを行った場合でも，必ずしも水位変動量が最も大きくならない場合がある。
- 上記を踏まえ，同一波動場における組合せ数値シミュレーションによる水位変動量が最も大きくなる組合せ時間差を設定するために，線形足し合せによる水位変動量が最も大きくなるT_{max}を抽出した上で，同一波動場における数値シミュレーションにおいては，T_{max}前後の時間帯についても水位変動量を検討し水位変動量が最も大きくなる組合せ時間差を選定する方法に変更する。

○第868回審査会合（2020年6月19日） （第868回審査会合 資料2-1 P.356参照）

- 地震による津波と地震以外の要因による津波のそれぞれの水位時刻歴波形を用いて，線形足し合せにより水位変動量が最も大きくなる組合せ時間差（T_{max}）を選定した。

○今回ご説明 （本編資料P.470参照） コメントNo.S5-36

- まず，線形足し合せによる水位変動量が最も大きくなる組合せ時間差（T_{max}）を抽出する。
- 次に，T_{max}の±５秒程度※1を目安にその範囲で，組合せ時間差を1.6秒※1ピッチでずらした同一波動場における組合せ数値シミュレーションを実施し，水位変動量が最も大きくなる組合せ時間差を確認する。
- 上記で求めた水位変動量のピークが生じる時間差の付近で，さらに組合せ時間差のピッチを1/2に縮めた上で時間をずらした同一波動場における組合せ数値シミュレーションを実施し，水位変動量が最も大きくなる組合せ時間差を確認する。
- 同様の検討を0.2秒※1（計算時間間隔※2）のピッチまで繰り返し，T_{max}付近において水位変動量が最も大きくなる組合せ時間差を選定する。

※１：P.(16)参照。

※２：P.40，47参照。

Ⅱ．検討の概要（１／１４）

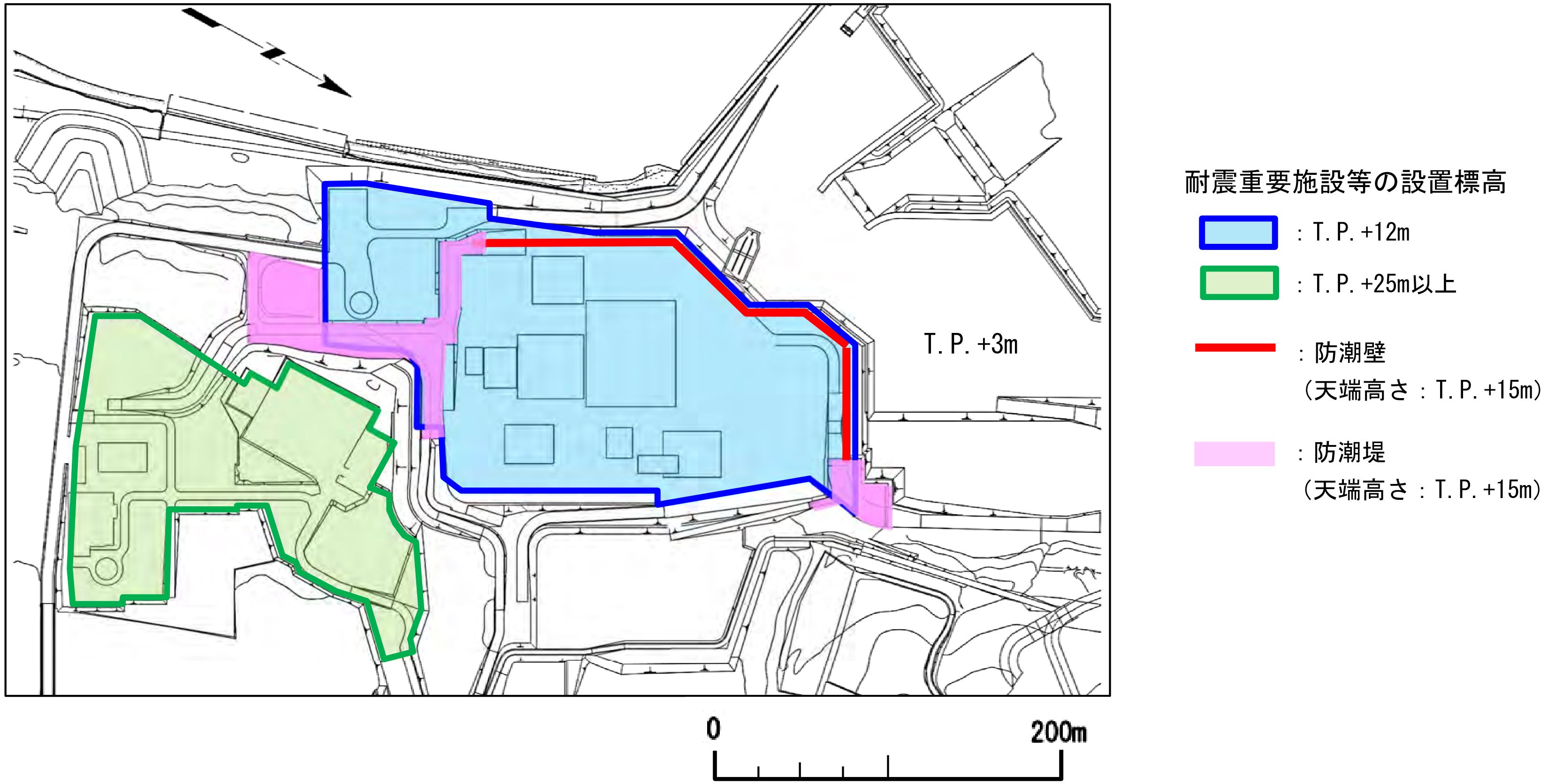
本資料の説明内容

- 本資料で説明する主な内容は以下のとおり。
  - ✓ 津波発生要因の組合せとして，津波発生要因に係る敷地の立地特性，津波発生要因の関連性を踏まえ，地震と因果関係があると考えられる津波発生要因との組合せについて検討する。

Ⅱ．検討の概要（２／１４）

耐震重要施設等の設置位置 ＜本編資料　２－３．敷地及び敷地付近における評価方針＞より　（本編資料P.70より）

・耐震重要施設等は，T.P.+12m及びT.P.+25m以上の敷地に設置される。

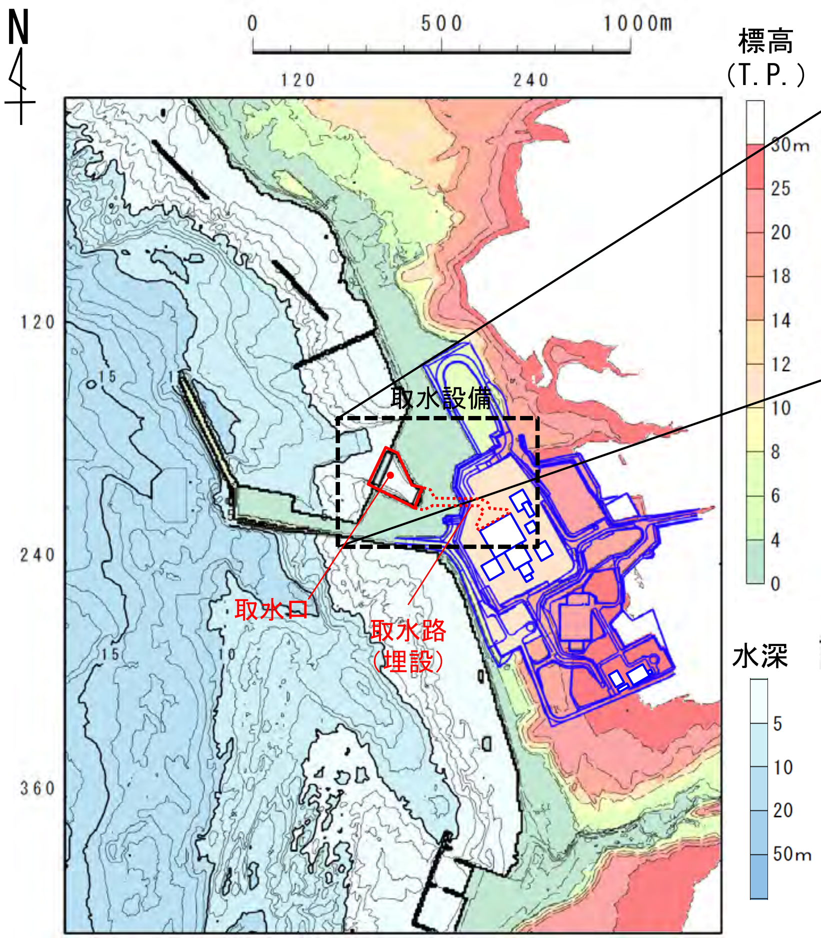


耐震重要施設等の設置位置

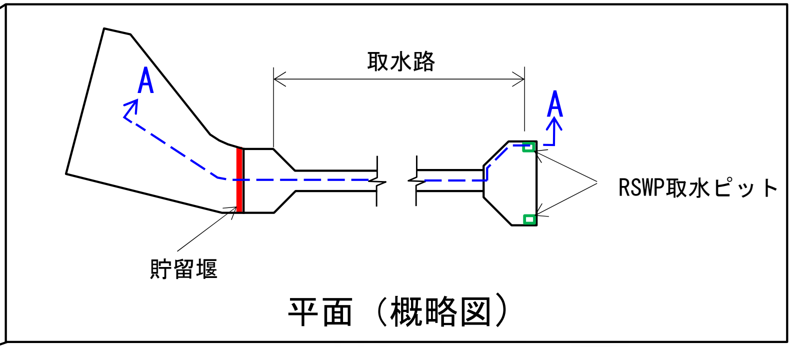
Ⅱ．検討の概要（３／１４）

取水設備の概要　<本編資料　２−３．敷地及び敷地付近における評価方針>より　（本編資料P. 73より）

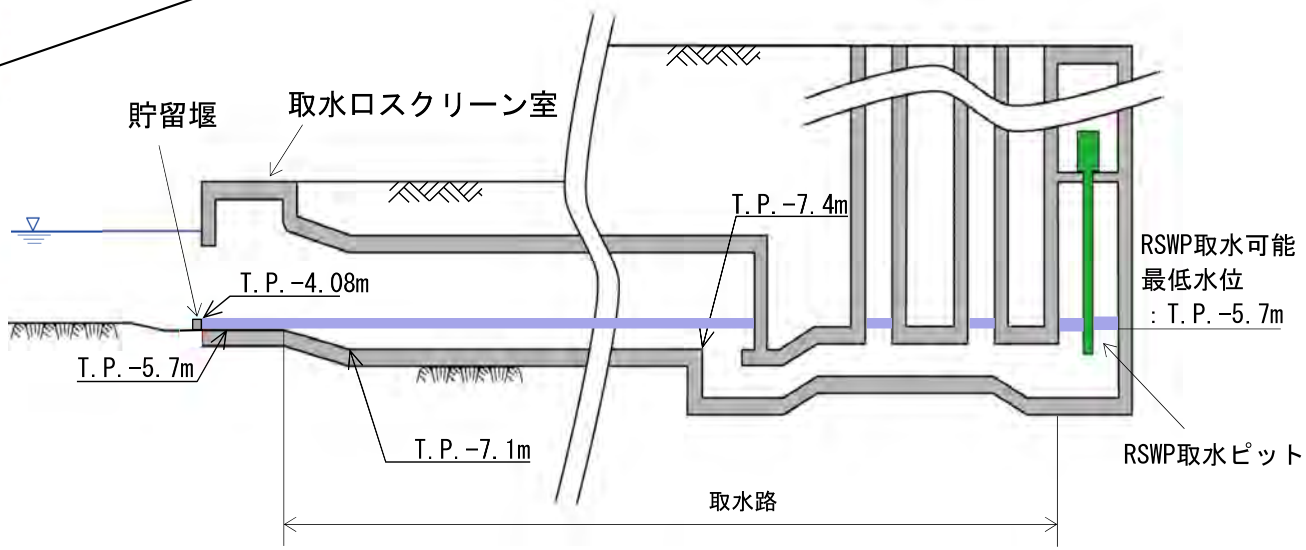
- 原子炉機器冷却水系に必要な海水は，取水口から埋設された取水路を経て敷地内の原子炉補機冷却海水ポンプ（RSWP）取水ピットへ導き取水する。
- また，原子炉補機冷却海水系の取水確保に係る対策として，下降側の津波に対して常に取水できるように，取水口スクリーン室前面に貯留堰を設置する。



取水設備位置図



平面（概略図）



A-A断面（概略図）

：津波水位が貯留堰天端高さを下回る場合に，RSWPの取水に必要な海水が取水路内等に確保される水量（約6,600m^3）

津波発生要因の組合せに関する検討の概要（１／１１）

津波発生要因の組合せに関する検討の流れ

1．検討対象とする組合せ

- 津波発生要因に係る敷地の立地特性と発生要因の関係性を踏まえ，「組合せ元とする地震に伴う津波」と「組合せ先とする津波発生要因による津波」の組合せについて検討する。（P.(10)，P.(11)参照）

↓

2．組合せ対象候補の抽出

- 「組合せ元とする地震」と「組合せ先とする津波発生要因」との組合せについて，組合せ元とする地震の震源からの距離，発生メカニズム，各々の敷地への津波の影響を考慮し，敷地に与える影響が大きくなると考えられる組合せ対象候補を抽出する。（P.(12)～P.(14)参照）

↓

3．組合せ対象の選定

- 抽出された津波発生要因の組合せ候補を対象に，詳細地形を考慮の上，組合せ時間差(T_{max})を基本とした同一波動場の組合せ数値シミュレーションにより，敷地における水位を評価する。
- 敷地における水位を比較し，敷地へ与える影響が大きい組合せ対象となる陸上の斜面崩壊エリアを選定する。(P.(15)参照)

↓

4．組合せ時間差の選定

- 選定された敷地へ与える影響が大きい組合せを対象とする。
- 同一波動場における数値シミュレーションにより，取水口スクリーン室前面における線形足し合せによる水位変動量が最も大きくなる組合せ時間差（T_{max}）±５秒程度の範囲において，1.6秒ピッチで水位変動量が最も大きくなる時間差を確認する。
- その後，求めた時間差を中心として，探索範囲及びピッチを絞り込み，水位変動量が最も大きくなる組合せ時間差を選定する。(P.(16)，P.(17)参照)

↓

5．組合せ結果の確認

- 津波発生要因の組合せと組合せ前の単独ケースの水位を比較する。
- 下降側については，津波発生要因の組合せと組合せ前の単独ケースの津波水位が貯留堰天端高さを下回る継続時間を比較する。さらに，津波水位が貯留堰天端高さを下回る継続時間と，原子炉補機冷却海水ポンプの運転可能継続時間を比較する。（P.(18)，P.(19)参照）

（余白）

津波発生要因の組合せに関する検討の概要（２／１１）

コメントNo.S5-36

１． 検討対象とする組合せ（１／２）

＜本編資料　５－１．組合せ対象候補の抽出＞より　（本編資料P. 443より）

- 津波発生要因に係る敷地の立地特性と発生要因の関係性を踏まえ，下図のとおり「組合せ元とする地震に伴う津波」と「組合せ先とする津波発生要因による津波」の組合せについて検討する。

組合せ元とする地震　　組合せ先とする津波発生要因

【プレート間地震とその他の地震】

プレート間地震 ←①→ その他の地震

・内閣府（2020）モデルによる地震※1　（4. 01m／-4. 89m）
・三陸沖から根室沖のプレート間地震（3. 69m／-3. 53m）

・日本海東縁部に想定される地震（5. 85m／-3. 78m）
・三陸沖の海洋プレート内地震（2. 90m／-2. 57m）
・チリ沖に想定される地震（3. 06m／-3. 48m）
・海域活断層に想定される地震（2. 25m／-2. 46m）

【地震と地震以外の要因】

プレート間地震 ←②→ 海底地すべり
プレート間地震 ←③→ 陸上の斜面崩壊
プレート間地震 ←④→ 山体崩壊

・内閣府（2020）モデルによる地震※1　（4. 01m／-4. 89m）
・三陸沖から根室沖のプレート間地震（3. 69m／-3. 53m）

その他の地震 ←②→ 海底地すべり
その他の地震 ←③→ 陸上の斜面崩壊
その他の地震 ←④→ 山体崩壊

・日本海東縁部に想定される地震※1　（5. 85m／-3. 78m）
・三陸沖の海洋プレート内地震（2. 90m／-2. 57m）
・チリ沖に想定される地震（3. 06m／-3. 48m）
・海域活断層に想定される地震（2. 25m／-2. 46m）

海底地すべり
・海底地すべり（0. 53m／-0. 53m）

陸上の斜面崩壊
・陸上の斜面崩壊（4. 97m／-3. 49m）

山体崩壊
・渡島大島の山体崩壊（3. 09m／-3. 12m）

①プレート間地震とその他の地震
②地震と海底地すべり
③地震と陸上の斜面崩壊
④地震と山体崩壊

（　）：各検討における最大水位上昇量／最大水位下降量

※1：敷地へ及ぼす影響を考慮して組合せ元とする地震

津波発生要因の組合せに関する検討の概要（３／１１）

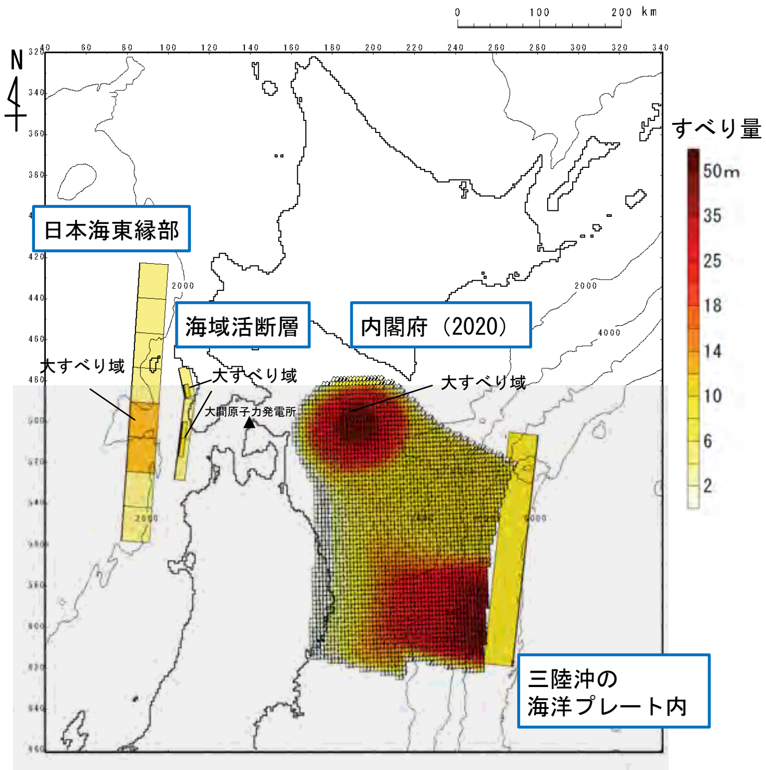
コメントNo.S5-36

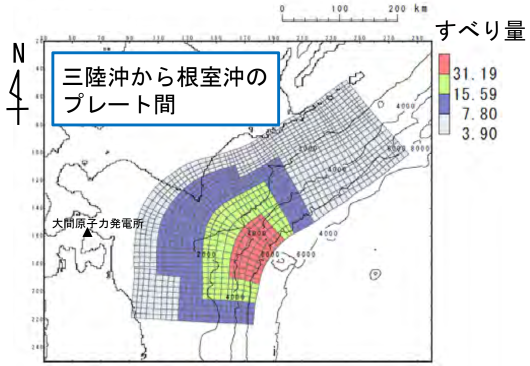
１．検討対象とする組合せ（２／２）

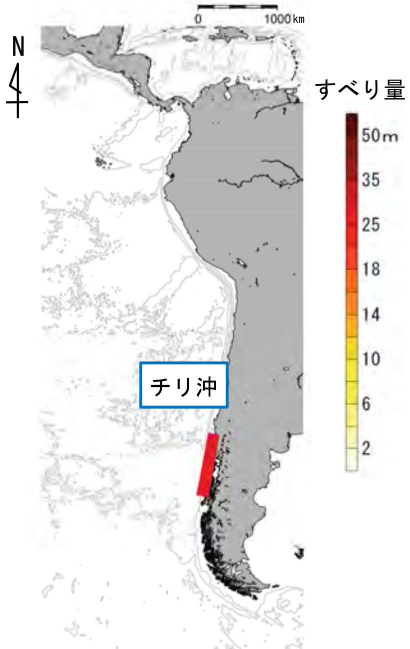
＜本編資料　５-１．組合せ対象候補の抽出＞より　（本編資料P. 444より）

- 前頁に挙げた組合せの検討対象とする津波の波源の位置関係を以下に示す。

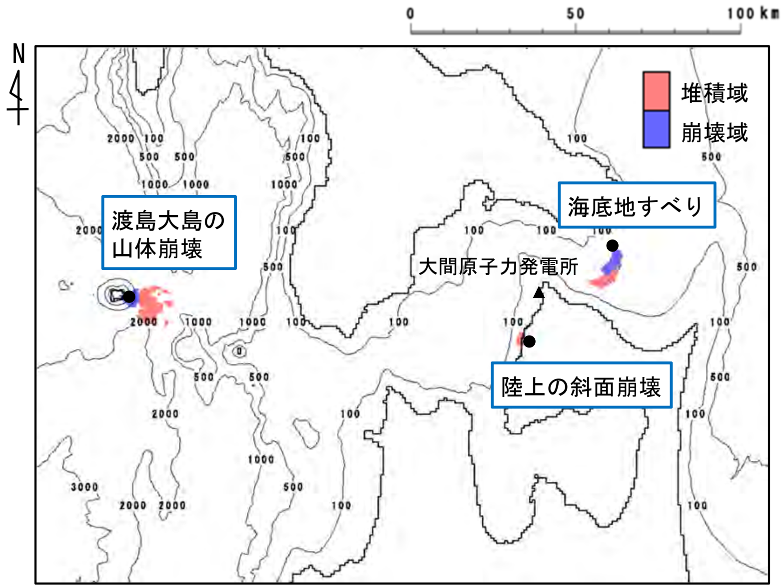
【地震による津波の波源】







【地震以外の要因による津波の波源】



津波発生要因の組合せに関する検討の概要（４／１１）

コメントNo.S5-36

２．組合せ対象候補の抽出（１／３）

＜本編資料　５-１．組合せ対象候補の抽出＞より　（本編資料P. 445～P. 451より）

- 「組合せ元とする地震」と「組合せ先とする津波発生要因」との組合せ（P.（10）①～④）について，組合せ元とする地震の震源からの距離，発生メカニズム，各々の敷地への津波の影響を考慮し，敷地に与える影響が大きくなると考えられる組合せ対象候補として，以下を抽出する。

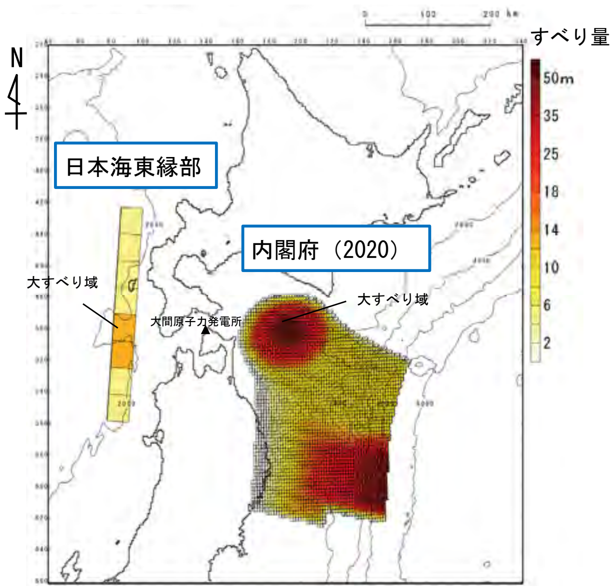
【組合せ元とする地震】

- 組合せ元とする地震は，津波による敷地への影響を考慮して，上昇側は日本海東縁部に想定される地震，下降側は内閣府（2020）モデルによる地震とする。

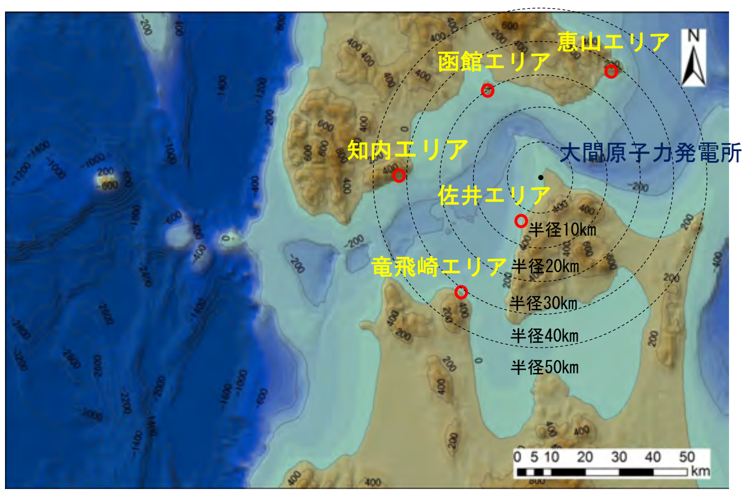
【組合せ先とする津波発生要因】

- 組合せ先とする津波発生要因は，組合せ元とする地震の震源からの距離，発生メカニズム，各々の敷地への津波の影響を考慮し，敷地に与える影響が大きくなると考えられる津波発生要因として，陸上の斜面崩壊を対象※とする。

※海底地すべりは，発生エリアが陸上の斜面崩壊と同様に津軽海峡内に位置する。
海底地すべりによる津波の敷地における最大水位上昇量は0.5m程度であり，
陸上の斜面崩壊に起因する津波（最大水位上昇量4.97m）よりも敷地への影響が有意に小さい。



組合せ元とする地震
（日本海東縁部，内閣府（2020））



組合せ先とする津波発生要因
（陸上の斜面崩壊）

津波発生要因の組合せに関する検討の概要（５／１１）

コメントNo.S5-36

２．組合せ対象候補の抽出（２／３）

＜本編資料　５-１．組合せ対象候補の抽出＞より　（本編資料P. 447～P. 448より）

【組合せ先とする陸上の斜面崩壊エリアの候補の抽出】

- 組合せ先とする陸上の斜面崩壊としては，検討対象とした５エリア（恵山，函館，知内，佐井，竜飛崎）の陸上の斜面崩壊が候補として挙げられる。
- 陸上の斜面崩壊の単独ケースの検討において，５エリアの陸上の斜面崩壊のうち敷地に与える影響が最も大きいのは，佐井エリアである。
- 組合せ対象の選定にあたり，敷地が津軽海峡に位置する立地特性を踏まえ，敷地との位置関係，津波の伝播経路等の要因により，組合せた際に単独最大ケース（佐井エリア）との組合せの影響が最も大きくなると言い切れない。
- このため，５エリアの陸上の斜面崩壊の伝播特性（最大水位上昇量分布）から，敷地に与える影響が大きくなると考えられる組合せ対象の候補となるエリアを抽出する。
- 概略影響検討による津軽海峡内の伝播特性（最大水位上昇量分布）を比較した結果，斜面崩壊の規模が相対的に大きく，斜面崩壊の方向が津軽海峡内に向いている佐井エリア，知内エリアの最大水位上昇量が，津軽海峡内の敷地前面の広い範囲において大きいことを確認した。
- 以上より，敷地が津軽海峡内に位置する立地特性を踏まえ，組合せ元とする地震と組合せた際に影響が大きくなると考えられるエリアの候補として，佐井エリア，知内エリアを抽出した。

＜組合せ対象の陸上の斜面崩壊エリアの抽出手順＞

０．組合せ対象の候補となる陸上の斜面崩壊

・５エリア（恵山，函館，知内，佐井，竜飛崎）

↓

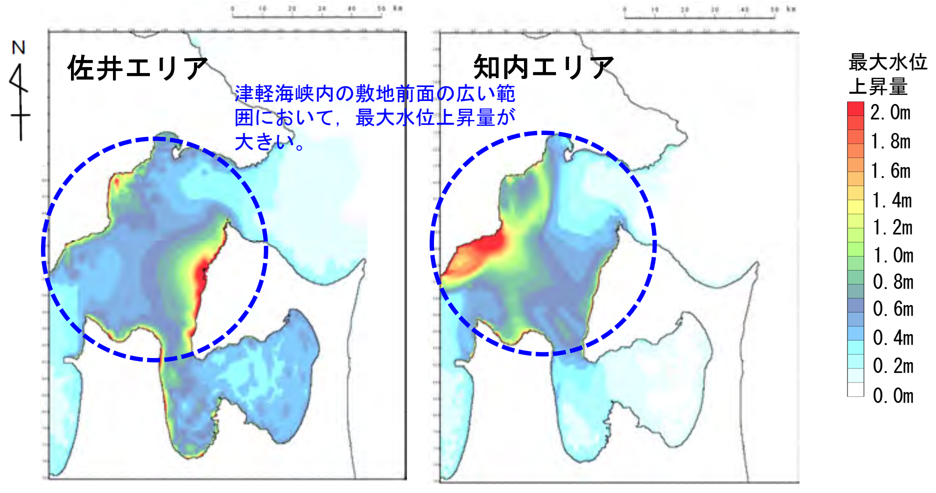
１．組合せ対象の候補となる陸上の斜面崩壊エリアの抽出

・敷地が津軽海峡に位置する立地特性を踏まえ，敷地との位置関係，津波の伝播経路等の要因により，組合せた際に単独最大ケース（佐井エリア）との組合せの影響が最も大きくなると言い切れない。
・このため，５エリアの陸上の斜面崩壊の伝播特性（最大水位上昇量分布）から，敷地に与える影響が大きくなると考えられる組合せ対象の候補となるエリアを抽出する。

↓ ・佐井エリア ・知内エリア

２．同一波動場における組合せ数値シミュレーションによる水位の評価

・「５－２．津波発生要因の組合せ」において検討を実施する。



津軽海峡内の最大水位上昇量分布
（佐井エリア，知内エリアを抜粋。その他のエリアはP. 448を参照。）

津波発生要因の組合せに関する検討の概要（６／１１）

コメントNo.S5-36

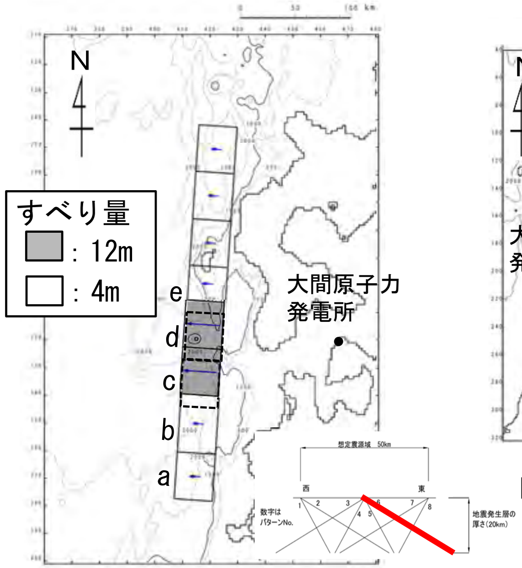
２．組合せ対象候補の抽出（３／３）

＜本編資料　５-２．津波発生要因の組合せ＞より　（本編資料P. 458，P. 461，P. 465，P. 468より）

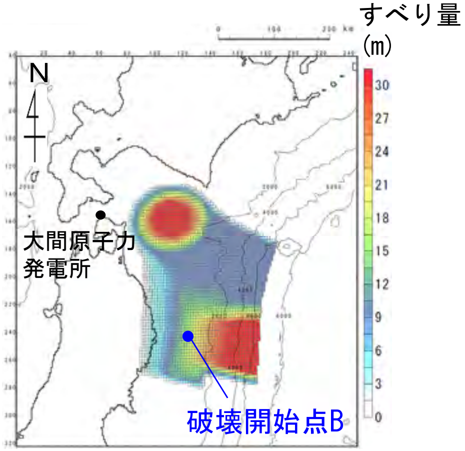
- 敷地に与える影響が大きくなると考えられる組合せ対象候補として，以下を抽出する。
  - ➢ 組合せ元とする地震：【上昇側】日本海東縁部に想定される地震
    【下降側】内閣府（2020）モデルによる地震
  - ➢ 組合せ先とする津波発生要因：佐井エリアの斜面崩壊，知内エリアの斜面崩壊

上昇側
津波発生要因の組合せ
・日本海東縁部の地震に起因する津波
東西方向中央，東傾斜（δ=30°）のW=40.0km
アスペリティ位置c+dを北方へ10km移動，
上縁深さ５km

下降側
津波発生要因の組合せ
・内閣府（2020）モデルによる津波
内閣府（2020）モデル
破壊開始点：B（岩手県沖）

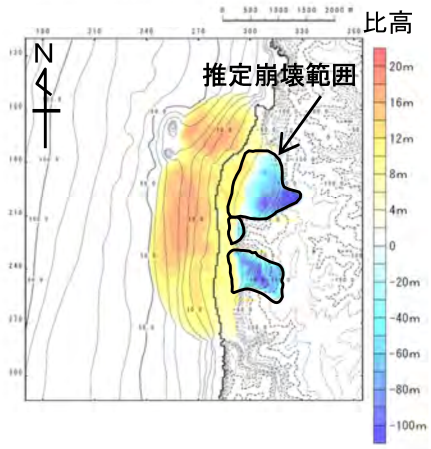


日本海東縁部に
想定される地震

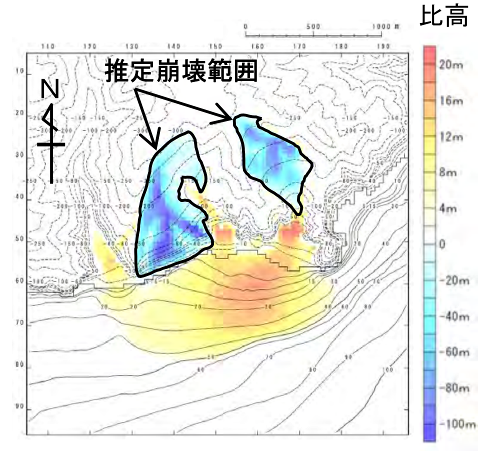


内閣府（2020）モデル
による地震

組合せ元とする地震
（日本海東縁部，内閣府（2020））



佐井エリアの斜面崩壊



知内エリアの斜面崩壊

組合せ先とする津波発生要因
（陸上の斜面崩壊）

津波発生要因の組合せに関する検討の概要（７／１１）

コメントNo.S5-36

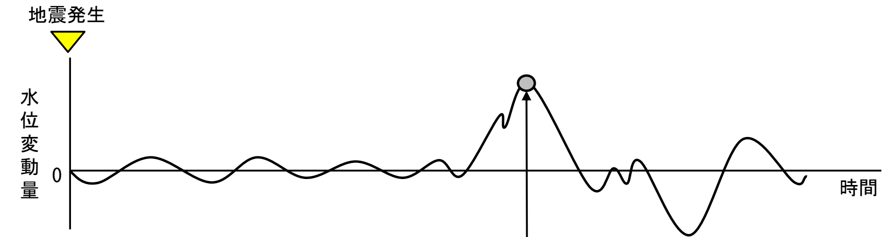
３．組合せ対象の選定

＜本編資料　５-２．津波発生要因の組合せ＞より　（本編資料P.455，P.469より）

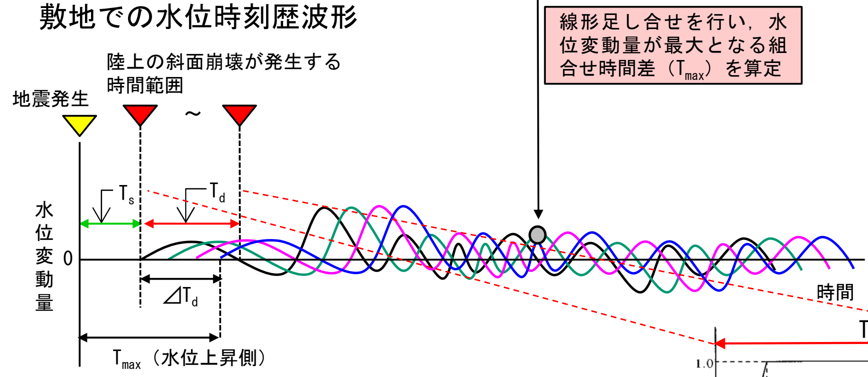
- 抽出された組合せ対象候補について，詳細地形を考慮の上，組合せ時間差（T_{max}）を基本とした同一波動場の組合せ数値シミュレーションにより，敷地における水位を評価した。
- 敷地における水位を比較した結果，敷地へ与える影響が大きい組合せ対象として，佐井エリアを選定した。
- 以上より，敷地に与える影響が大きい組合せは以下のとおり。
  - ➢ 【上昇側】日本海東縁部に想定される地震と佐井エリアの斜面崩壊
  - ➢ 【下降側】内閣府（2020）モデルによる地震と佐井エリアの斜面崩壊

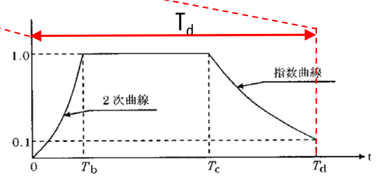
線形足し合せによる組合せ時間差（T_{max}）の設定

■地震による津波の敷地での水位時刻歴波形



■陸上の斜面崩壊に起因する津波の
敷地での水位時刻歴波形





Noda et al.（2002）に一部加筆

T_s：斜面崩壊位置への地震動到達に要する時間
（各断層面から斜面崩壊位置までの等価震源距離÷地震波（S波）速度）
T_d：斜面崩壊位置での地震動継続時間
⊿T_d：斜面崩壊位置に地震動が到達してから斜面崩壊が発生するまでの時間差
T_{max}：組合せ時間差（T_{max}=T_s+⊿T_d）

地震による津波と斜面崩壊に起因する津波の組合せの検討結果

波源	敷地における最大水位上昇量	取水口スクリーン室前面における最大水位下降量
日本海東縁部に想定される地震 ＋ 佐井エリアの斜面崩壊（T_{max}＝39.6s）	6.59m	―
内閣府（2020）モデルによる地震 ＋ 佐井エリアの斜面崩壊（T_{max}＝304.4s）	―	-5.22m
日本海東縁部に想定される地震 ＋ 知内エリアの斜面崩壊（T_{max}＝137.2s）	5.65m	―
内閣府（2020）モデルによる地震 ＋ 知内エリアの斜面崩壊（T_{max}＝193.8s）	―	-4.70m

津波発生要因の組合せに関する検討の概要（８／１１）

コメントNo.S5-36

J-POWER

４．組合せ時間差の選定（１／２）

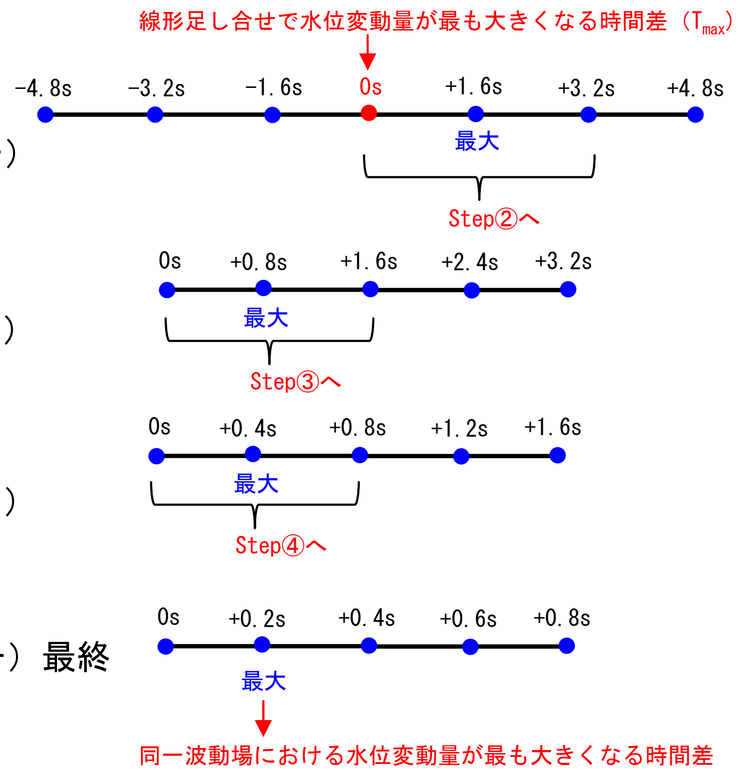
＜本編資料　５－２．津波発生要因の組合せ＞より　（本編資料P. 470より）

- 選定した組合せ対象において，水位変動量が最も大きくなる組合せ時間差を選定する。
- 同一波動場における数値シミュレーションにより，取水口スクリーン室前面における線形足し合せによる水位変動量が最も大きくなる組合せ時間差（T_{max}）の前後の範囲（以下「探索範囲」という。）※1において，組合せ時間差を一定の時間間隔（以下「ピッチ」という。）でずらした計算を行い，水位変動量が最大となる組合せ時間差を選定する。
- 確実にピークを捉えるために，数値シミュレーションの計算時間間隔0.2秒※2ピッチまで，組合せ時間差を段階的に確認する。
- まず，T_{max}を中心として，探索範囲を±５秒程度の範囲とし，1.6秒ピッチで同一波動場における水位変動量が最も大きくなる時間差を確認する（Step①※3）。その後，前のStepで求めた時間差を中心として，探索範囲及びピッチを絞り込み，水位変動量が最も大きくなる組合せ時間差を選定する（Step②～Step④）。

同一波動場における
水位変動量が最も大きくなる組合せ時間差の検討（イメージ）

※１：探索範囲は，地震動継続時間内とする。
※２：P. 40，P. 47参照。
※３：水位がピークとなる時間差が確認されない場合，ピークとなる水位が確認されるまで，範囲を拡大する。

■Step①（1.6sピッチ）
■Step②（0.8sピッチ）
■Step③（0.4sピッチ）
■Step④（0.2sピッチ）最終



Step①：T_{max}を中心として，±５秒程度の範囲で，1.6秒ピッチ（0.2秒×２³）で同一波動場における水位変動量が最も大きくなる時間差を確認する※3。

Step②：Step①で求めた時間差を中心として，±1.6秒の範囲で，0.8秒ピッチ（0.2秒×２²，Step①の半分）で同一波動場における水位変動量が最も大きくなる時間差を確認する。

Step③：Step②で求めた時間差を中心として，±0.8秒の範囲で，0.4秒ピッチ（ 0.2秒×２，Step②の半分）で同一波動場における水位変動量が最も大きくなる時間差を確認する。

Step④：Step③で求めた時間差を中心として，±0.4秒の範囲で，0.2秒ピッチ（計算時間間隔※2，Step③の半分）で同一波動場における水位変動量が最も大きくなる時間差を確認する。

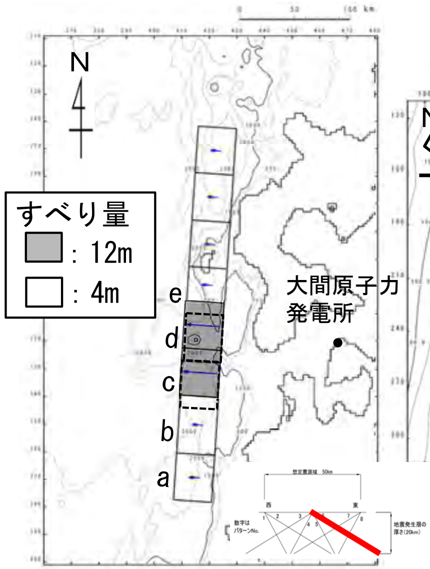
津波発生要因の組合せに関する検討の概要（９／１１）

コメントNo.S5-36

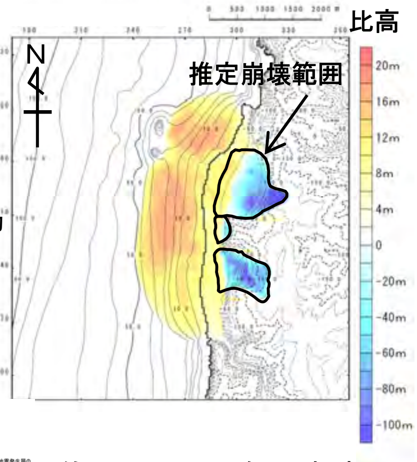
４．組合せ時間差の選定（２／２）

＜本編資料　５-２．津波発生要因の組合せ＞より　（本編資料P.471～P.475より）

- 同一波動場における数値シミュレーションにより，組合せ時間差のStep①～Step④を検討した結果，水位変動量が最も大きくなる組合せ時間差は，上昇側は39.6s，下降側は301.6sとなった。
- 水位変動量が最も大きくなる組合せ時間差を考慮した数値シミュレーションの結果，敷地における最大水位上昇量は6.59m，取水口スクリーン室前面における最大水位下降量は-5.32mとなった。

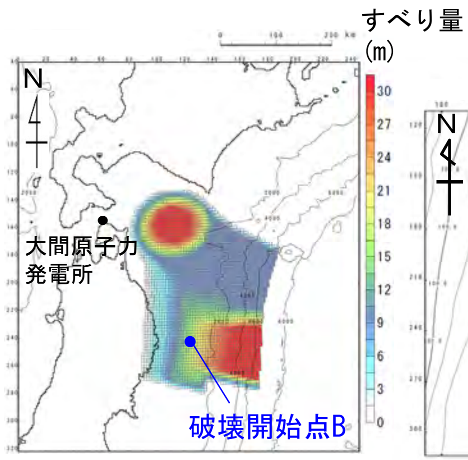


日本海東縁部の地震

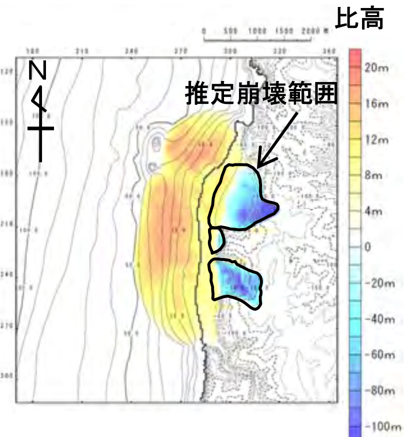


佐井エリアの斜面崩壊

上昇側の波源モデル組合せ



内閣府（2020）モデル
による地震



佐井エリアの斜面崩壊

下降側の波源モデル組合せ

組合せ時間差の検討結果（上昇側）

線形足し合せによる組合せ時間差（T_{max}）	最大水位上昇量
39.6s	6.59m

Step①～Step④ →

水位変動量が最も大きくなる組合せ時間差	最大水位上昇量
39.6s	6.59m

：Step④の最大水位上昇ケース

組合せ時間差の検討結果（下降側）

線形足し合せによる組合せ時間差（T_{max}）	最大水位下降量
304.4s	-5.22m

Step①～Step④ →

水位変動量が最も大きくなる組合せ時間差	最大水位下降量
301.6s	-5.32m

：Step④の最大水位下降ケース

津波発生要因の組合せに関する検討の概要（１０／１１）

コメントNo.S5-36

５．組合せ結果の確認（１／２）

＜本編資料　５-２．津波発生要因の組合せ＞より　（本編資料P. 477より）

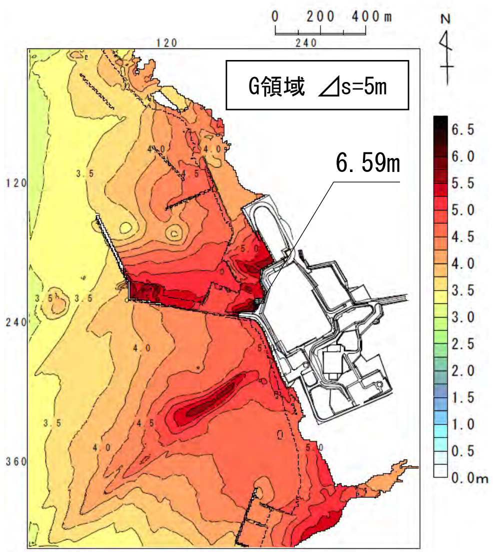
- 選定した津波発生要因の組合せ対象と組合せ前の単独ケースについて，水位変動量を比較した。
- 最大水位上昇量，最大水位下降量ともに，津波発生要因の組合せの方が水位変動量が大きくなることを確認した。

津波発生要因の組合せの検討結果

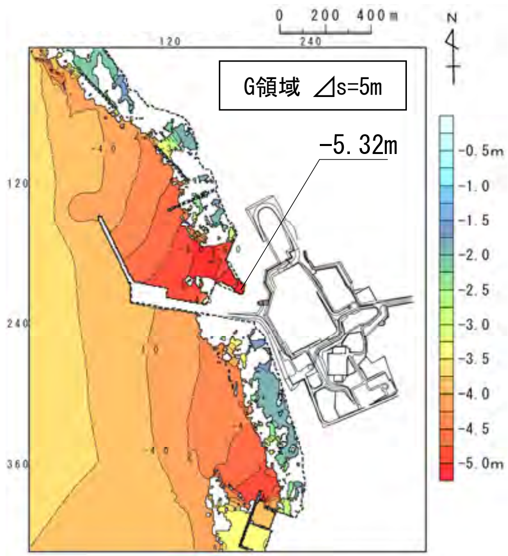
区分	津　波	敷地における最大水位上昇量	取水口スクリーン室前面における最大水位下降量
組合せ	日本海東縁部に想定される地震 ＋ 佐井エリアの斜面崩壊 （組合せ時間差＝39. 6s）	6. 59m （P. 472参照）	―
	内閣府（2020）モデルによる地震 ＋ 佐井エリアの斜面崩壊 （組合せ時間差＝301. 6s）	―	―5. 32m （P. 474参照）

津波発生要因の組合せ前の単独ケースの検討結果

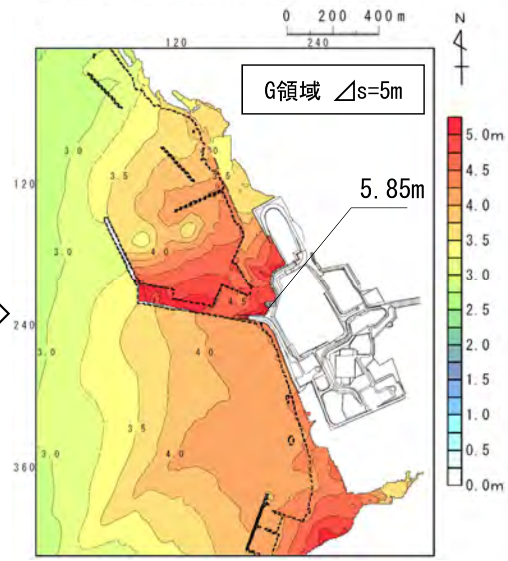
区分	津　波	敷地における最大水位上昇量	取水口スクリーン室前面における最大水位下降量
地震による津波	日本海東縁部に想定される地震に伴う津波	5. 85m （P. 139参照）	―
	内閣府（2020）モデルによる津波	―	-4. 89m （P. 286参照）



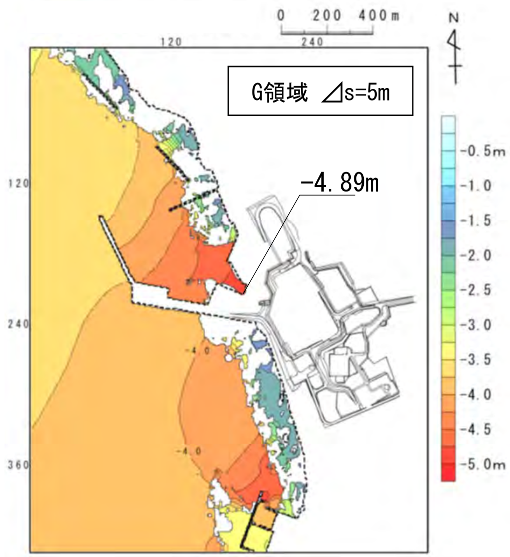
日本海東縁部に想定される地震と佐井エリアの斜面崩壊の組合せによる津波の最大水位上昇量分布



内閣府（2020）モデルによる地震と佐井エリアの斜面崩壊の組合せによる津波の最大水位下降量分布



日本海東縁部に想定される地震に伴う津波の最大水位上昇量分布



内閣府（2020）モデルによる津波の最大水位下降量分布

津波発生要因の組合せに関する検討の概要（１１／１１）

コメントNo.S5-36

J-POWER

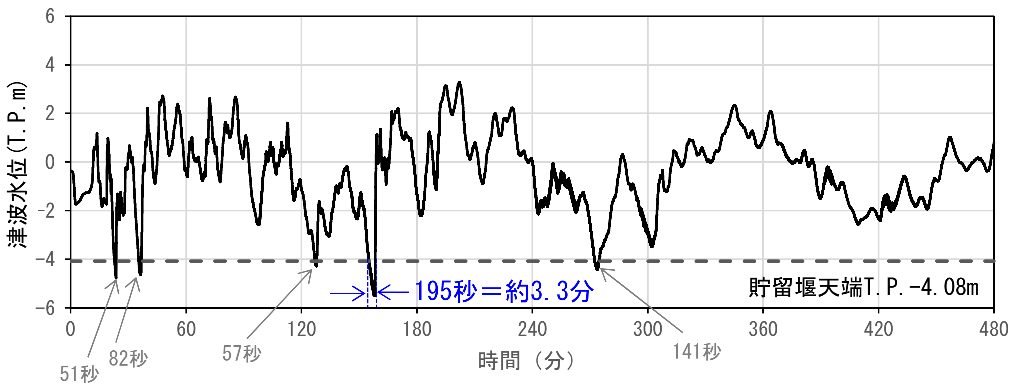
５．組合せ結果の確認（２／２）

＜本編資料　５−２．津波発生要因の組合せ＞より　（本編資料P. 479，P. 480より）

- 選定した津波発生要因の組合せ対象と組合せ前の単独ケースについて，貯留堰天端高さを下回る継続時間を比較した。
- 下降側の組合せ対象として選定した「内閣府（2020）モデルによる地震と佐井エリアの斜面崩壊の組合せによる津波」は，津波水位が貯留堰天端高さを下回るケースの中で最も継続時間が長くなることを確認した。
- また，津波水位が貯留堰天端高さを下回る継続時間（最長約3.3分）は，海水貯留量（約6,600m³）に対するRSWP（取水量：３m³／秒）の運転可能継続時間（約35分）に比べて短く，原子炉補機冷却系に必要な取水が確保されることを確認した。

貯留堰天端高さを下回る津波の一覧

区分	津　波	取水口スクリーン室前面における最大水位下降量	朔望平均干潮位（T.P.−0.37m）を考慮した最低水位	貯留堰天端高さ（T.P.−4.08m）を下回る継続時間	隆起/沈降
地震による津波	日本海東縁部に想定される地震に伴う津波	−3.78m	T.P.−4.15m	40秒	0.03m隆起（考慮する）
	内閣府（2020）モデルによる津波	−4.89m	T.P.−5.26m	175秒	1.37m沈降（保守側に考慮しない）
組合せ	内閣府（2020）モデルによる地震＋佐井エリアの斜面崩壊（組合せ時間差＝301.6s）	−5.32m	T.P.−5.69m	195秒	1.37m沈降（保守側に考慮しない）



貯留堰前面における水位時刻歴波形
（内閣府（2020）モデルによる地震と佐井エリアの斜面崩壊の組合せによる津波）

貯留堰天端高さ（T.P.−4.08m）を下回る継続時間	RSWP運転可能継続時間
約3.3分（195秒）	約35分

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

津波発生要因の選定

【既往津波等の検討】
既往津波等に関する文献調査により，詳細検討を行う津波発生要因を選定。
津波堆積物調査により，津波堆積物の分布を確認。

検討波源の選定

【地震による津波】

- 日本海東縁部
  - 【日本海東縁部】
    - 青森県西方沖から北海道南西沖に想定される地震
- 三陸沖から根室沖のプレート境界付近
  - 【三陸沖から根室沖】
    - ■プレート間地震
      - 三陸沖から根室沖に想定される地震（プレート間地震と津波地震の連動）
    - ■内閣府（2020）
      - 日本海溝（三陸・日高沖）に想定される地震
    - ■海洋プレート内地震
      - 三陸沖の海溝軸沖合に想定される地震
- チリ沖のプレート境界付近
  - 【チリ沖】
    - チリ沖に想定される地震
- 海域活断層
  - 【海域の活断層による地殻内地震】
    - 奥尻海盆東縁断層等の連動など

【地震以外の要因による津波】

- 陸上の斜面崩壊
  - 敷地周辺斜面部の地形調査に基づき斜面崩壊地形を抽出
- 海底地すべり
  - 敷地周辺海域の海底地形調査に基づき海底地すべり地形を抽出
- 火山現象
  - 渡島大島の山体崩壊

津波の評価

〈基準波源モデルの設定〉

- 日本海東縁部で最大規模の1993年北海道南西沖地震津波を再現するモデルを上回る規模の連動とすべりの不均質性を考慮した波源モデルを設定（Mw8.1，8.2）
- 2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波の波源モデルを参考に連動とすべりの不均質性を考慮した波源モデルを設定（Mw9.0）
- 日本海溝（三陸・日高沖）モデルを設定（Mw9.08）
- 国内外で最大規模の1933年昭和三陸津波を再現するモデルを上回る規模（Mw8.6）を考慮
- 歴史上最大規模の超巨大地震1960年チリ地震津波を再現するモデルを考慮（Mw9.4）
- 断層長さから推定津波高を算定する簡易式等により敷地に与える影響はないことを確認

波源特性の不確かさ考慮（ﾊﾟﾗﾒｰﾀｽﾀﾃﾞｨ）

- 佐井エリアに波源モデルを設定（V＝0.08km³）
- 下北半島西部北東沖に波源モデルを設定（V=0.52km³）
- 1741年の崩壊量と同規模の崩壊量を考慮（V=2.1km³）

複数の手法を用いて評価

【地震による津波と地震以外の要因による津波の組合せ】

因果関係があると考えられる津波発生要因の組合せ

・地震：【上昇側】日本海東縁部に想定される地震，【下降側】内閣府(2020)モデルによる地震
・地震以外の要因：佐井エリアの斜面崩壊

基準津波の策定

防波堤等の影響検討

基準津波の策定

敷地付近の想定津波群の包絡線が既往津波高等を上回っていること及び，敷地の基準津波が行政機関の津波評価を上回っていることを確認

基準津波に対する安全性

年超過確率 ←（参照）→
・敷地における最高水位※1
・取水ロｽｸﾘｰﾝ室前面における最低水位※1

取水性の確保

※１：敷地における最大水位変動量に，
朔望平均満潮位（T.P.+0.55m），朔望平均干潮位（T.P.-0.37m）を考慮。

目　次

：本資料の掲載範囲

：本資料での主なご説明範囲

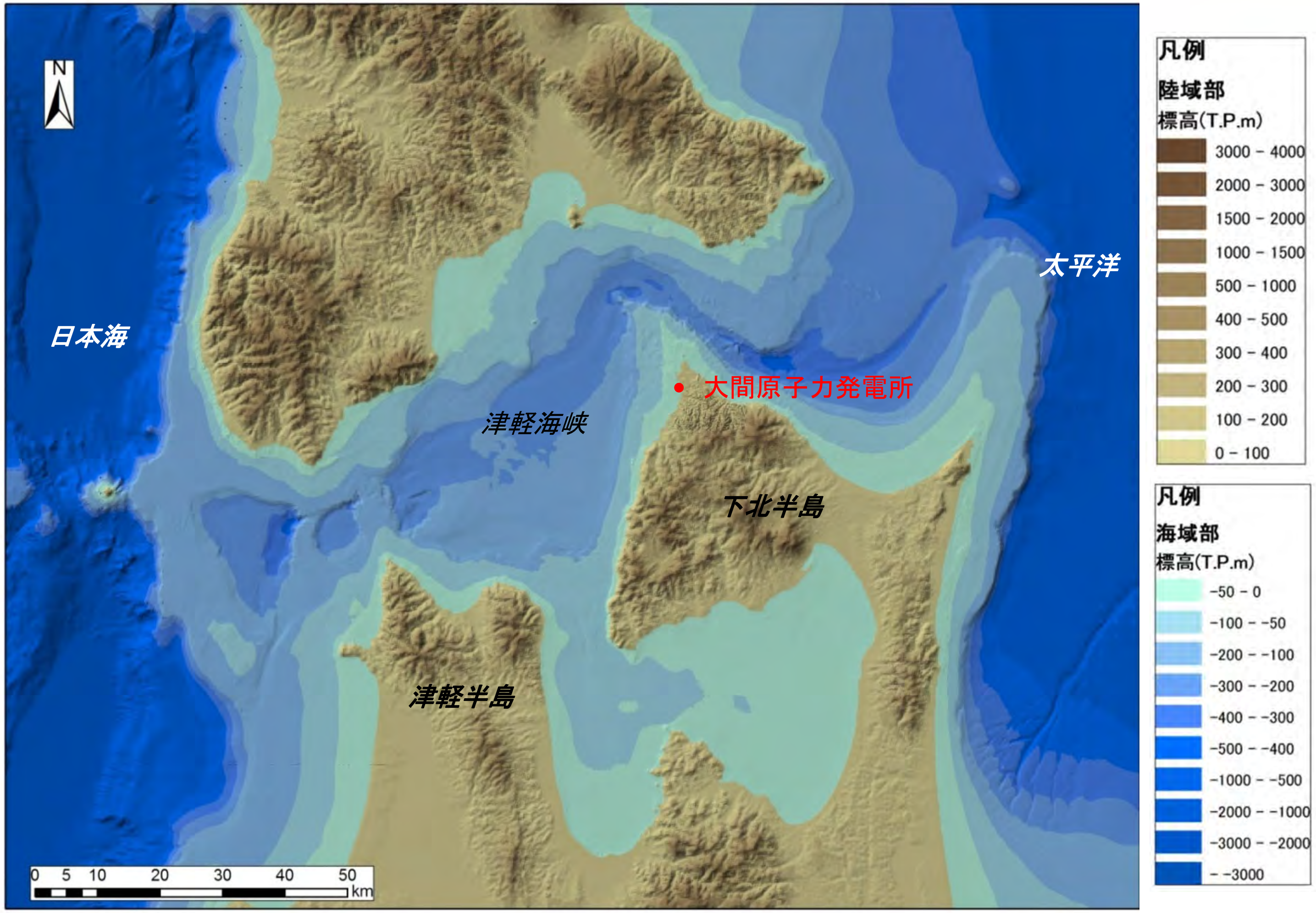
目　次

：本資料の掲載範囲

：本資料での主なご説明範囲

1－1．既往津波の文献調査（１／１５）

第1023回審査会合
資料1-1　P.1.1-2再掲



大間原子力発電所　位置図

【対象とする津波】
- 日本海側近地津波
- 太平洋側近地津波
- 遠地津波

敷地が津軽海峡内に位置していることから，近地津波を日本海側と太平洋側とで発生海域別に区分するとともに，遠地津波も対象とし，津軽海峡沿岸及び敷地に影響を及ぼしたと考えられる津波を各海域別に抽出した。

1－1．既往津波の文献調査（２／１５）

日本海側の近地津波（１／４）

東北地方の日本海側沿岸に影響を及ぼしたと考えられる津波規模mが２以上の近地津波を下表に示す。

発生年月日	発生場所 (緯度・経度)	地震 規模 M	津波 規模 m	地震・津波の概要	函館・松前等の 津波高さ　(m)
701年(大宝元年) 5月12日	若狭湾	—	＜ 2 ＞	丹波：地震うこと3日。若狭湾内の凡海郷(おうしあま)が海に没したという「冠島伝説」があるが，疑わしい。	記録なし
850年(嘉祥3年) 一月一日	山形県沖 39.0° N,139.7° E	≒7.0	2	出羽：地裂け，山崩れ，国府の城柵は傾倒し，圧死多数。最上川の岸崩れ，海水は国府から6里（3km）のところまで迫った。	記録なし
863年(貞観5年) 7月10日	新潟県沖	—	＜ 2 ?＞	越中・越後：山崩れ，谷埋まり，水湧き，民家破壊し，圧死多数。直江津付近にあった数個の小島が壊滅したという。確実な史料に津波記事なし。	記録なし
887年(仁和3年) 8月2日	新潟県南部沖	—	＜ 2 ＞	越後で津波を伴い，溺死者数千という。京都有感。越後に関する史料の信憑性不十分。	記録なし
1092年(寛治6年) 9月13日	新潟県沖	—	＜ 2 ?＞	越後：柏崎～岩船間の沿岸，海府浦・親不知大津波におそわる。「地震」とある古記あるも，地震の状況を記した古記録未発見。疑わしい。	記録なし
1341年(興国2年) 10月31日	青森県西方沖	—	＜ 3 ?＞	津軽十三湖：『東日流(つがる)外三郡誌』によれば，地震とともに三丈（9m）余の津波が津軽半島十三湖を襲い，26,000人が溺死したとある。史料は偽書とされ，極めて疑わしい。	記録なし
1614年(慶長19年) 11月26日	越後高田	—	2	従来，越後高田の地震とされていたもの。大地震の割に史料が少なく，震源については検討すべきことが多い。京都で家屋・社寺などが倒壊し，死2，傷370という。京都付近の地震とする説がある。	記録なし
1741年(寛保元年) 8月28日	渡島大島火山 41.6° N,139.4° E	6.9	3 ＜ 3.5＞	渡島西岸・津軽・佐渡：渡島大島この月の上旬より活動，13日に噴火した。19日早朝に津波，北海道で死1467，流出家屋729，船1521破壊。津軽で田畑の損も多く，流失潰家約100，死37。佐渡・能登・若狭にも津波。	松前：5.8 函館：— 三厩：2.5～3.0

- 「発生場所（緯度・経度）及び地震規模 M」は，次の値を示している。
  1922年以前の地震：宇佐美ほか（2013）
  1923年以降の地震：気象庁の発表による。
- 「津波規模 m」は，宇佐美ほか（2013）による。ただし，[　]は羽鳥による値（宇佐美ほか（2013）より引用），＜　＞は羽鳥（1984）による値で，宇佐美ほか（2013）と異なる場合のみ示している。
- 「地震・津波の概要」は，宇佐美ほか（2013）及び国立天文台編（2013）等を参照している。
- 「函館・松前等の津波高さ」は，渡辺（1998）等の資料をもとに示している。

□：津波の規模，津波被害の大きさ等から，津軽海峡沿岸及び敷地に影響を及ぼしたと考えられる津波

1－1．既往津波の文献調査（３／１５）

日本海側の近地津波（２／４）

東北地方の日本海側沿岸に影響を及ぼしたと考えられる津波規模mが２以上の近地津波を下表に示す。

発生年月日	発生場所 (緯度・経度)	地震規模 M	津波規模 m	地震・津波の概要	函館・松前等の 津波高さ　(m)
1792年(寛政4年) 6月13日	積丹半島沖 $43^{3}/_{4}$°N,140.0°E	≒7.1	2 ＜1＞	後志：津波があった。忍路で港頭の岸壁が崩れ，海岸に引き上げていた夷船漂流，出漁中の夷人5人溺死。美国でも溺死若干。	記録なし
1833年(天保4年) 12月7日	山形県沖 38.9°N,139.25°E	$7^{1}/_{2}$ $\pm^{1}/_{4}$	2 ＜2.5＞	羽前・羽後・越後・佐渡：庄内地方で特に被害が大きく，潰家475，死42。津波が本荘から新潟に至る海岸と佐渡を襲い，能登で大破流出家約345，死約100。	松前：1.2 函館：1～2
1940年(昭和15年) 8月2日	積丹半島沖 44°21.5′N,139°49.0′E	7.5	2	「積丹半島沖地震」：震害はほとんどなく，津波による被害が大きかった。波高は，羽幌・天塩2m，利尻3m，金沢・宮津1m。天塩河口で溺死10。	松前：1.0 函館：－
1964年(昭和39年) 6月16日	新潟県沖 38°22.2′N,139°12.7′E	7.5	2	「新潟地震」：新潟・秋田・山形の各県を中心に被害があり，死26，家屋全壊1960，半壊6640，浸水15297，その他船舶・道路の被害も多かった。津波が日本海沿岸一帯を襲い，波高は新潟県沿岸で4m以上に達した。粟島が約1m隆起した。	松前：－ 函館：0.68
1983年(昭和58年) 5月26日	秋田・青森県沖 40°21.6′N,139°04.4′E	7.7	2.5 [3]	「昭和58年日本海中部地震」：被害は秋田県で最も多く，青森・北海道がこれに次ぐ。日本全体で死104（うち津波によるもの100），傷163（同104），建物全壊934，半壊2115，流失52，一部破損3258，船沈没255，流失451，破損1187。津波は早い所では津波警報発令以前に沿岸に到達した。石川・京都・島根など遠方の府県にも津波による被害が発生した。	松前：1.88，3.50 函館：0.69 大間：0.30 小泊：3.34～5.59
1993年(平成5年) 7月12日	北海道南西沖 42°46.9′N,139°10.8′E	7.8	[3]	「平成5年北海道南西沖地震」：地震に加えて津波による被害が大きく，死202，不明28，傷323。特に地震後間もなく津波に襲われた奥尻島の被害は甚大で，島南端の青苗地区は火災もあって壊滅状態。夜10時すぎの闇のなかで多くの人命，家屋等が失われた。津波の高さは青苗の市街地で10mを越えたところがある。	松前：1.18 函館：0.40 大間：0.75 小泊：1.62

- 「発生場所（緯度・経度）及び地震規模 M」は，次の値を示している。
  1922年以前の地震：宇佐美ほか（2013）
  1923年以降の地震：気象庁の発表による。
- 「津波規模 m」は，宇佐美ほか（2013） による。ただし，[ ]は羽鳥による値（宇佐美ほか（2013）より引用），＜ ＞は羽鳥（1984）による値で，宇佐美ほか（2013）と異なる場合のみ示している。
- 「地震・津波の概要」は，宇佐美ほか（2013）及び国立天文台編(2013) 等を参照している。
- 「函館・松前等の津波高さ」は，渡辺（1998）等の資料をもとに示している。

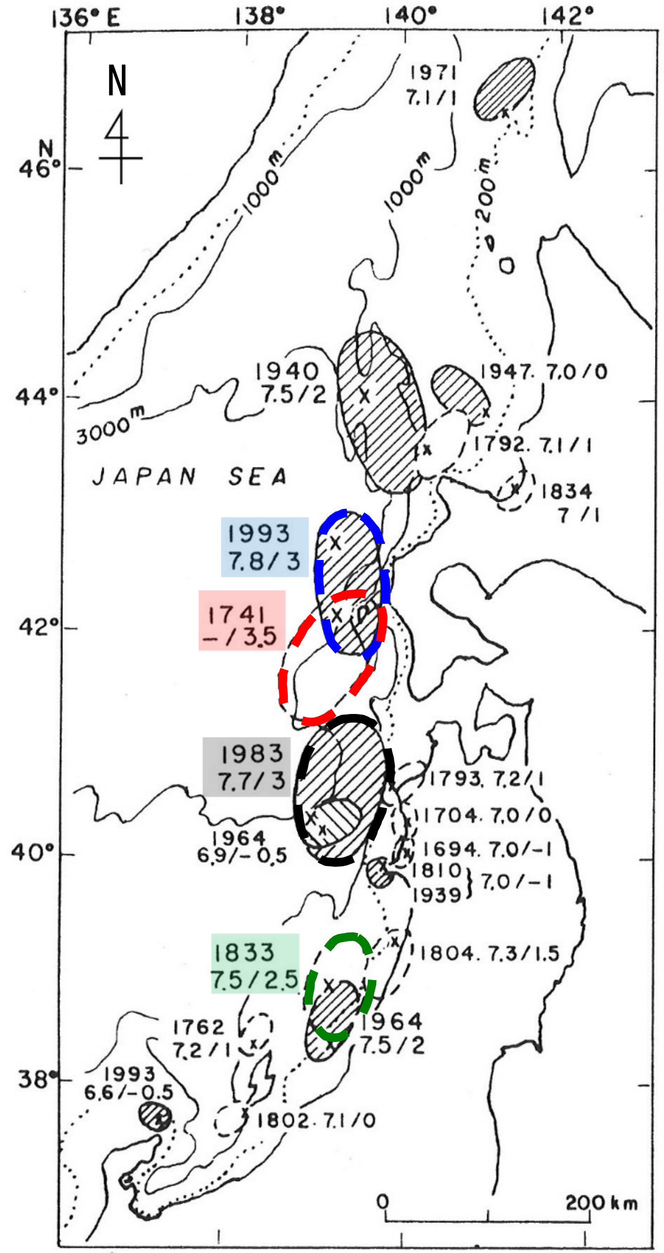
□：津波の規模，津波被害の大きさ等から，津軽海峡沿岸及び敷地に影響を及ぼしたと考えられる津波

日本海側の近地津波（３／４）

津軽海峡沿岸及び敷地に影響を及ぼしたと考えられる津波として，津波の規模，発生位置，既往津波高の分布及び津波による被害の大きさを考慮し，以下の津波を抽出した。

・1741年渡島大島火山津波
・1833年山形県沖津波
・1983年日本海中部地震津波
・1993年北海道南西沖地震津波

敷地近傍の大間においては，これらの津波のうち1983年日本海中部地震津波では0.30m，1993年北海道南西沖地震津波では0.75mの既往津波高が記録されている。

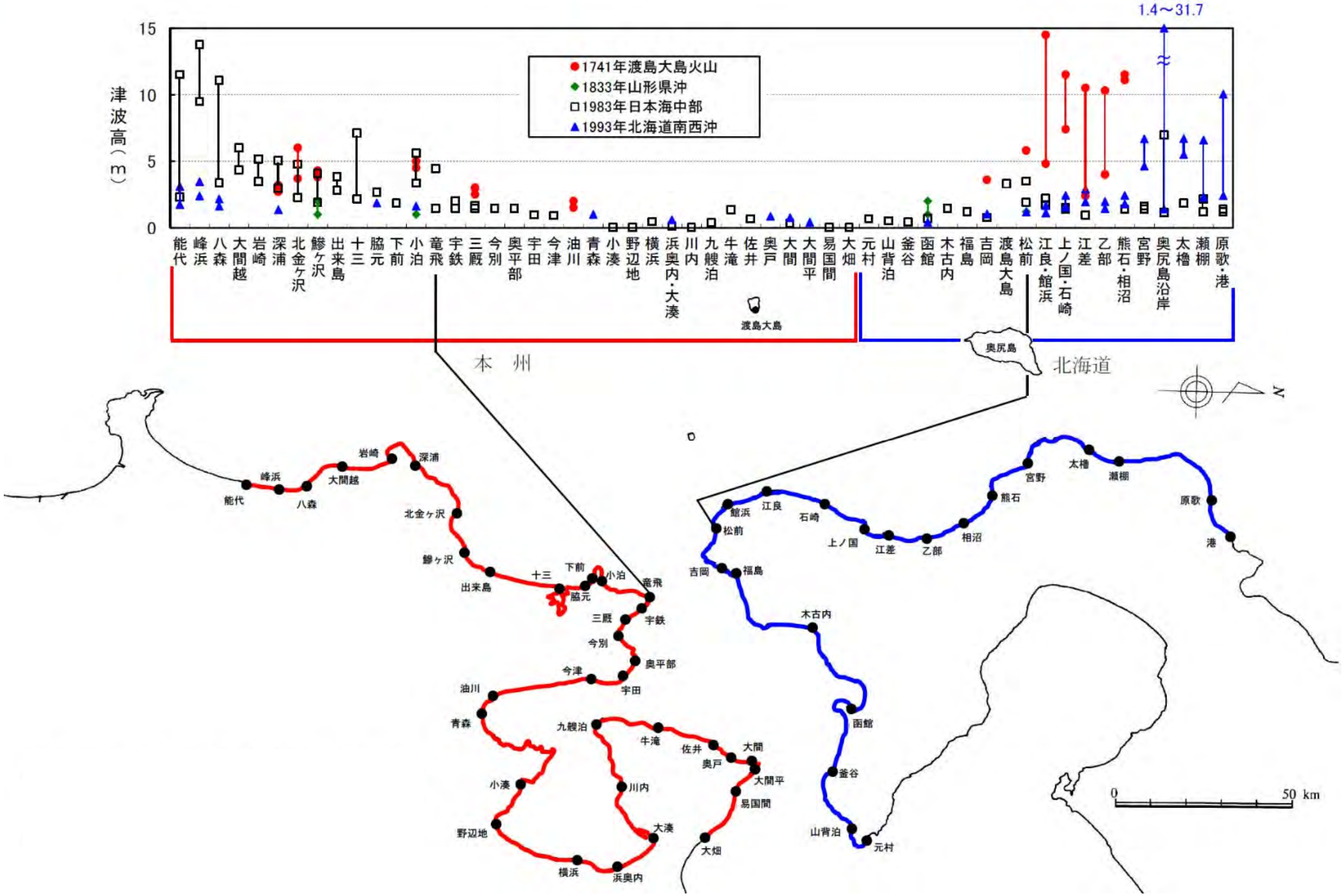


日本海東縁部で発生した津波の波源域

羽鳥（1994）に一部加筆

1－1．既往津波の文献調査（５／１５）

日本海側の近地津波（４／４）



近地津波（日本海側）既往津波高の比較

・日本海側の近地津波の検討対象海域として日本海東縁部を選定した。
・また，同海域で発生した津波のうち津軽海峡沿岸及び敷地に最も影響を及ぼしたと考えられる津波として，波源の位置，既往津波高の分布等を考慮し，1741年渡島大島火山津波を選定した。

1－1．既往津波の文献調査（６／１５）

太平洋側の近地津波（１／５）

東北地方の太平洋側沿岸に影響を及ぼしたと考えられる津波規模mが２以上の近地津波を下表に示す。

発生年月日	発生場所 (緯度・経度)	地震 規模 M	津波 規模 m	地震・津波の概要	函館・八戸等の 津波高さ　(m)
869年(貞観11年) 7月13日	三陸沖 37.5～39.5°N 143～145°E	8.3 $\pm{}^{1}/_{4}$	4	三陸沿岸：城郭・倉庫・門櫓・垣壁など崩れ落ち倒潰するもの無数．津波が多賀城下を襲い，溺死約1千。三陸沖の巨大地震とみられる。	記録なし
1611年(慶長16年) 12月2日	三陸沖 39.0°N,144.4°E	≒8.1	4	三陸沿岸および北海道東岸：三陸地方で強震。震害は未発見，津波の被害が大きかった。伊達領内で死1783，南部・津軽で人馬の死3千余という。三陸沿岸で家屋の流出が多く，北海道東部でも溺死が多かった。津波の波源が1933年三陸沖津波とほぼ一致する。	記録なし
1640年(寛永17年) 7月31日	北海道噴火湾 42.1°N,140.7°E	－	2 (1～2)	北海道噴火湾：駒ヶ岳噴火に伴い津波があり，死700余，昆布舟流出100余。	記録なし
1677年(延宝5年) 4月13日	青森県東方沖 41.0°N,$142^{1}/_{4}$°E	$7^{1}/_{4}$～$7^{1}/_{2}$	2	陸中：八戸に震害。1時間後に津波が来て，家屋流潰約70。余震が多かった。1968年十勝沖地震と似ている。	風間浦村下風呂：1～2 八戸：津波
1763年(宝暦12年) 1月29日	青森県東方沖 41.0°N,$142^{1}/_{4}$°E	7.4	1 (2)	陸奥八戸：11月初めより地震があり，この日大地震。寺院・民家が破損した。平館で家潰1，死3。函館でも強く感じた。津波があり，余震が多かった。1968年十勝沖地震と似ているので，もっと沖の大きな地震かもしれない。	函館：1～2？ 八戸：4～5
1793年(寛政5年) 2月17日	三陸沖 38.5°N,144.5°E	8.0～8.4	2 [2.5]	陸前・陸中・磐城：仙台封内で家屋損壊1千余，死12。沿岸に津波が来て，大槌・両石で流潰家71，死9。気仙沼で流出家300余。余震が多かった。宮城県沖の巨大地震と考えられる。	函館：－ 八戸：1～2
1835年(天保6年) 7月20日	宮城県沖 38.5°N,142.5°E	≒7.0	(1～2)	仙台：仙台城で石垣崩れ，藩内で被害。岩手県藤沢町で石垣崩れ，蔵の壁を損じた。	記録なし
1843年(天保14年) 4月25日	根室半島沖 42.0°N,146.0°E	≒7.5	2	釧路・根室：厚岸国泰寺で被害があった。津波があり，全体で死46。家屋破壊76。八戸にも津波。松前・津軽で強く感じ，江戸でも有感。	函館：1 八戸：－
1856年(安政3年) 8月23日	青森県東方沖 41.0°N,$142^{1}/_{2}$°E	≒7.5	2 [2.5]	日高・胆振・渡島・津軽・南部：震害は少なかったが，津波が三陸及び北海道の南岸を襲った。南部藩で流失93，潰106，溺死26，八戸藩でも死3など。余震が多かった。1968年十勝沖地震に津波の様子がよく似ており，もう少し海溝寄りの地震かもしれない。	函館：3～3.9 八戸：3？
1894年(明治27年) 3月22日	根室半島沖 $42^{1}/_{2}$°N,146°E	7.9	2 [2.5]	根室南西沖：根室・厚岸で家屋・土蔵に被害。死1，家屋潰12，津波は宮古4m，大船渡1.5mなど。	函館：0.5 八戸：－
1896年(明治29年) 6月15日	三陸沖 $39^{1}/_{2}$°N,144°E	$8^{1}/_{4}$	4 [3.5]	「明治三陸地震津波」：震害はない。津波が北海道より牡鹿半島にいたる海岸に襲来し，死者は青森343，宮城3452，北海道6，岩手18158，家屋流失全半壊1万以上，船の被害約7千，波高は吉浜24.4m，綾里38.2m，田老14.6mなど。津波はハワイやカリフォルニアに達した。Mは津波を考慮したもの。	函館：1.8 大畑：2.4 八戸：3.0
1897年(明治30年) 8月5日	宮城県沖 38.3°N,143.3°E	7.7	1 [2] (1～2)	宮城県沖：津波により三陸沿岸に小被害。津波の高さは盛町で3m，釜石で1.2m。	記録なし

- 「発生場所（緯度・経度）及び地震規模 M」は，次の値を示している。
  1922年以前の地震：宇佐美ほか（2013）
  1923年以降の地震：気象庁の発表による。
- 「津波規模 m」は，宇佐美ほか（2013）による。ただし，［ ］は羽鳥による値（宇佐美ほか（2013）より引用），（ ）は渡辺（1998）による値で，宇佐美ほか（2013）と異なる場合のみ示している。
  なお，〈 〉は，国立天文台編（2013）による値で宇佐美ほか（2013）と異なる場合のみ示している。
- 「地震・津波の概要」は，宇佐美ほか（2013）及び国立天文台編（2013）等を参照している。
- 「函館・八戸等の津波高さ」は，次の値を示している。
  2003年以前の津波：渡辺（1998）等
  2011年の津波：東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ（2012）等

：津波の規模，津波被害の大きさ等から，津軽海峡沿岸及び敷地に影響を及ぼしたと考えられる津波

1-1．既往津波の文献調査（７／１５）

太平洋側の近地津波（２／５）

東北地方の太平洋側沿岸に影響を及ぼしたと考えられる津波規模mが２以上の近地津波を下表に示す。

発生年月日	発生場所（緯度・経度）	地震規模 M	津波規模 m	地震・津波の概要	函館・八戸等の津波高さ　(m)
1933年(昭和8年) 3月3日	三陸沖 39° 07.7′ N,145° 07.0′ E	8.1	3	「三陸地震津波」：震害は少なかった。津波が太平洋岸を襲い，三陸沿岸で被害は甚大。死・不明3064，家屋流失4034，倒壊1817，浸水4018。波高は綾里湾で28.7mにも達した。日本海溝付近で発生した巨大な正断層型地震と考えられている 。	函館：0.9 大間：1.3程度 八戸：1.5～4.7
1952年(昭和27年) 3月4日	十勝沖 41° 42.3′ N,144° 09.0′ E	8.2	2 [2.5]	「十勝沖地震」：北海道南部・東北北部に被害があり，津波が関東地方に及ぶ。波高は北海道で3m前後，三陸沿岸で1～2m。死28，不明5，家屋全壊815，半壊1324，流失91。	函館：0.32 八戸：2.0
1958年(昭和33年) 11月7日	エトロフ島沖 44° 18.0′ N,148° 30.0′ E	8.1	1 [2] (2)	択捉島沖　：釧路地方で電信線・鉄道・道路に小被害があった。太平洋岸各地に津波があり，小被害。	函館：0.26 八戸：0.51
1963年(昭和38年) 10月13日	エトロフ島沖 44° 02.9′ N,149° 49.5′ E	8.1	2 [3]	択捉島沖：津波があり，三陸海岸で軽微な被害。花咲で1.2m，八戸で1.3mなど。	函館：0.60 ＊ 八戸：1.30 ＊
1963年(昭和38年) 10月20日	エトロフ島沖 44° 05.6′ N,150° 00.3′ E	6.7	2	エトロフ島沖：ウルップ島で10～15m，エトロフ島で8m と震源付近で局地的に大きな津波で被害があった。	函館：― 八戸：0.50 ＊
1968年(昭和43年) 5月16日	青森県東方沖 40° 41.9′ N,143° 35.7′ E	7.9	2 [2.5]	「1968年十勝沖地震」：青森県を中心に北海道南部・東北地方に被害。死52，傷330，建物全壊673，半壊3004。青森県下で道路損壊が多かった。津波があり，三陸沿岸3～5m，えりも町 3m，浸水529，船舶流失沈没127。コンクリート造建築の被害が目だった。	函館：0.97 大間：0.2～1.1 八戸：1.54～4.82
1969年(昭和44年) 8月12日	北海道東方沖 43° 22.6′ N,147° 54.3′ E	7.8	0 [2.5] (1)	北海道東方沖：津波により北海道東部に軽微な被害あり。検潮記録による津波の高さは花咲129cm，釧路93cm，八戸109cmなど。	函館：0.41＊ 八戸：1.08＊
1973年(昭和48年) 6月17日	根室半島沖 43° 03.5′ N,145° 58.2′ E	7.4	0 [2] (1)	「1973年6月17日根室半島沖地震」：根室・釧路地方に被害。全体で傷26，家屋全壊2，一部破損1。小津波があり，波高は花咲で2.8m，浸水275，船舶流失沈没10。また，6月24日の余震（M 7.1，m = 0）で傷1，家屋一部破損2。小津波があった。	函館：0.27 八戸：0.50
1994年(平成6年) 10月4日	北海道東方沖 43° 22.5′ N,147° 40.4′ E	8.2	[3] (2)	「平成6年北海道東方沖地震」：北海道東部を中心に被害があり，傷437，住宅全壊61，半壊348。津波は花咲で173cm，八戸で72cmなど。震源に近い択捉島では死・不明10など，地震と津波で大きな被害。	函館：0.50 八戸：0.72
2003年(平成15年) 9月26日	十勝沖 41° 46.7′ N,144° 04.7′ E	8.0	[2.5] 〈2〉	「平成15年十勝沖地震」：太平洋プレート上面の逆断層型プレート間地震で1952年とほぼ同じ場所。不明2，傷849，住宅全壊116，半壊368。北海道及び本州の太平洋岸に最大4m程度の津波。	函館：0.8 大間：0.31＊ 八戸：1.0
2011年(平成23年) 3月11日	三陸沖 38° 06.2′ N,142° 51.6′ E	9.0	4	「東北地方太平洋沖地震」：日本海溝付近から沿岸部近くまでの太平洋プレートと陸側プレートの境界面(東西幅200km)が震源。死者行方不明者18000余。貞観地震の再来かといわれる浸水域の広い，高い津波が東日本の太平洋岸の広域に襲来した。津波は姉吉で38.8mであり，明治三陸津波より高くなった。	函館：1.42～3.02 大間港：0.91 八戸：1.91～8.41

- 「発生場所（緯度・経度）及び地震規模 M」は，次の値を示している。
  1922年以前の地震：宇佐美ほか（2013）
  1923年以降の地震：気象庁の発表による。
- 「津波規模 m」は，宇佐美ほか（2013）による。 ただし，［ ］は羽鳥による値（宇佐美ほか（2013） より引用），（ ）は渡辺（1998） による値で，宇佐美ほか（2013） と異なる場合のみ示している。
  なお，〈 〉は，　国立天文台編（2013） による値で宇佐美ほか（2013） と異なる場合のみ示している。
- 「地震・津波の概要」は，宇佐美ほか（2013） 及び国立天文台編（2013） 等を参照している。
- 「函館・八戸等の津波高さ」は，次の値を示している。
  2003年以前の津波：渡辺（1998） 等
  2011年の津波：東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ（2012） 等
  なお，＊は検潮記録の全振幅を表わし，津波の高さとしてはこの値の1／2程度である。

□：津波の規模，津波被害の大きさ等から，津軽海峡沿岸及び敷地に影響を及ぼしたと考えられる津波

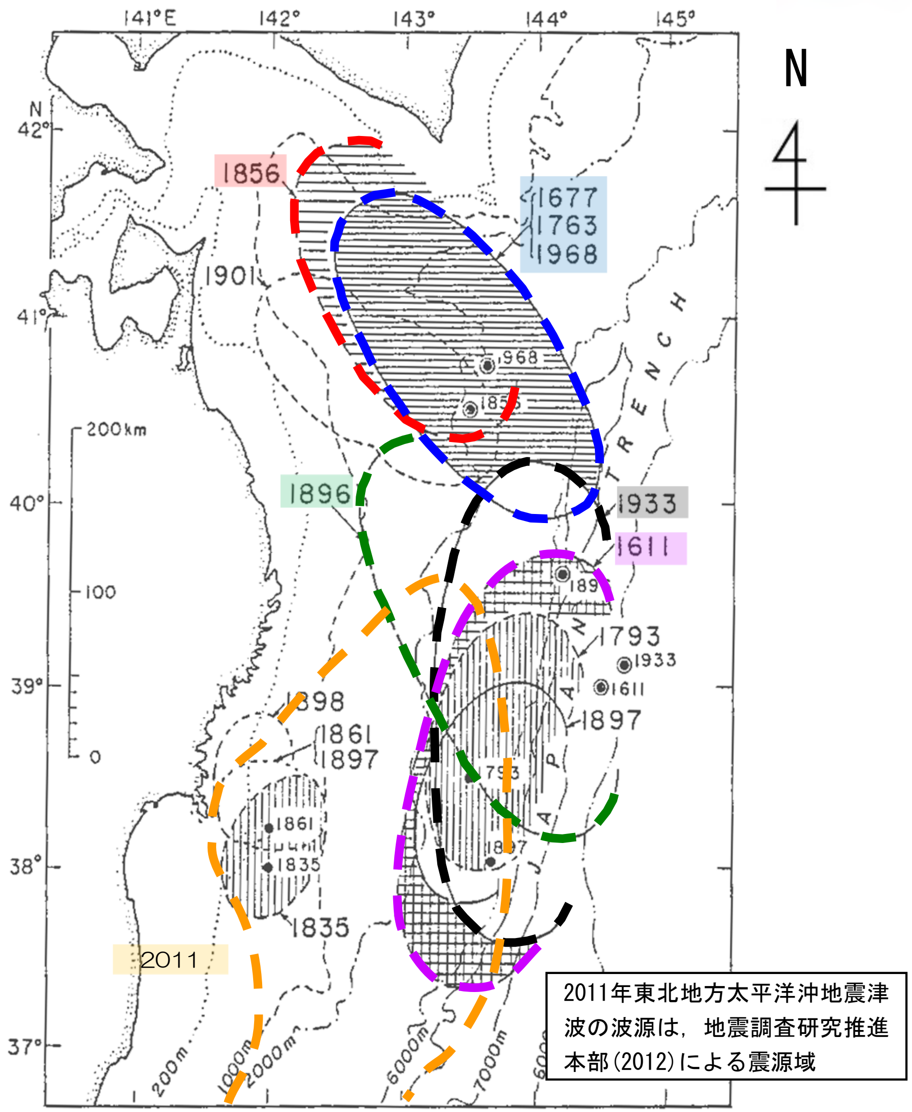
1-1．既往津波の文献調査（８／１５）

太平洋側の近地津波（３／５）

津軽海峡沿岸及び敷地に影響を及ぼしたと考えられる津波として，津波の規模，発生位置，既往津波高の分布及び津波による被害の大きさを考慮し，以下の津波を抽出した。

- 869年三陸沖津波※
- 1611年慶長三陸津波
- 1677年青森県東方沖津波
- 1763年青森県東方沖津波
- 1856年青森県東方沖津波
- 1896年明治三陸津波
- 1933年昭和三陸津波
- 1968年十勝沖地震津波
- 2011年東北地方太平洋沖地震津波

敷地近傍の大間においては，これらの津波のうち，1933年昭和三陸津波では約1.3m，1968年十勝沖地震津波では0.2m～1.1m，2011年東北地方太平洋沖地震津波では大間港の潮位観測から0.91mの既往津波高が記録されている。



※：869年三陸沖津波の波源域は，羽鳥（1975）に記載されていない。

青森県東方沖から三陸沖で発生した津波の波源域

羽鳥（1975）に一部加筆

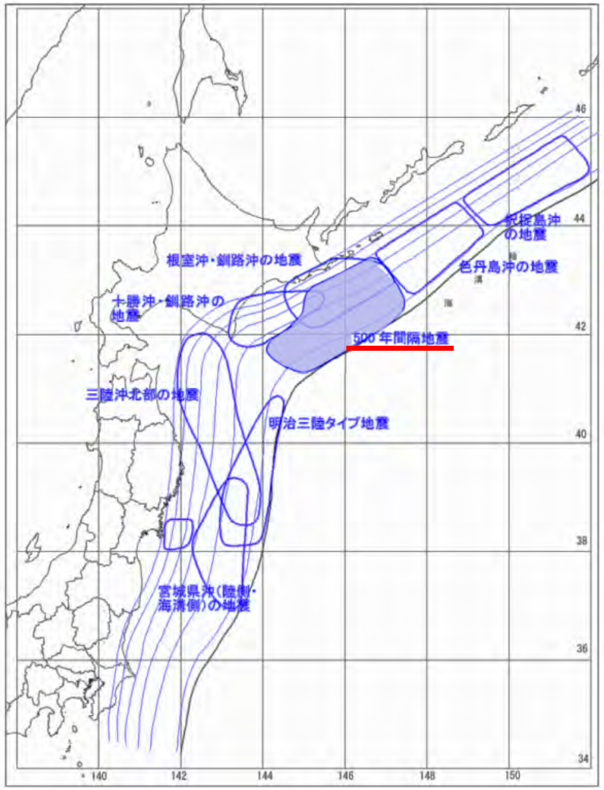
1-1. 既往津波の文献調査（９／１５）

太平洋側の近地津波（４／５）

- 北海道東部地域に分布する津波堆積物を対象とした研究から，十勝沖・根室沖連動型地震に伴う津波が発生していることが知られている。
- 地震調査研究推進本部（2017a） では，それらの研究成果に基づき，十勝沖の地震と根室沖の地震が過去に約340～380年の間隔で連動しているものとして評価されている。
- 中央防災会議（2006） では，十勝沖・根室沖連動型地震を“500 年間隔地震”とみなし，最後の活動が17世紀初頭であるとされている。

十勝地域の津波	発生時期 (cal.B.P.)	再来間隔（年）	発生時期 (cal.B.P.)	根室地域の津波
津波1	17世紀初頭			津波1
		400～500		
津波2	12～13世紀			津波2
		300～400		
津波3	9世紀			津波3
		500		
津波4	1630-(4世紀？)		1430+	津波4
		(300+)	？	津波5
津波5	AD/BC？		1930+	津波6
		(500+)	？	津波7，8
津波6	2590-		2440+	津波9
		300+		
津波7	2870～2920			津波10
		400+		津波11
津波8	3220～3460		3340+	津波12
		400		
津波9	3690～3720		3830+	津波13
		500+		
津波10	4200+		4300+	津波14
		300～350		
津波11	4580		4700+	津波15
		300		
津波12	4860+		4930+	津波16
		100		
津波13	5000-		4980+	津波17
		>600		
津波14	5640+		？	津波18
		600		
津波15	6370-			

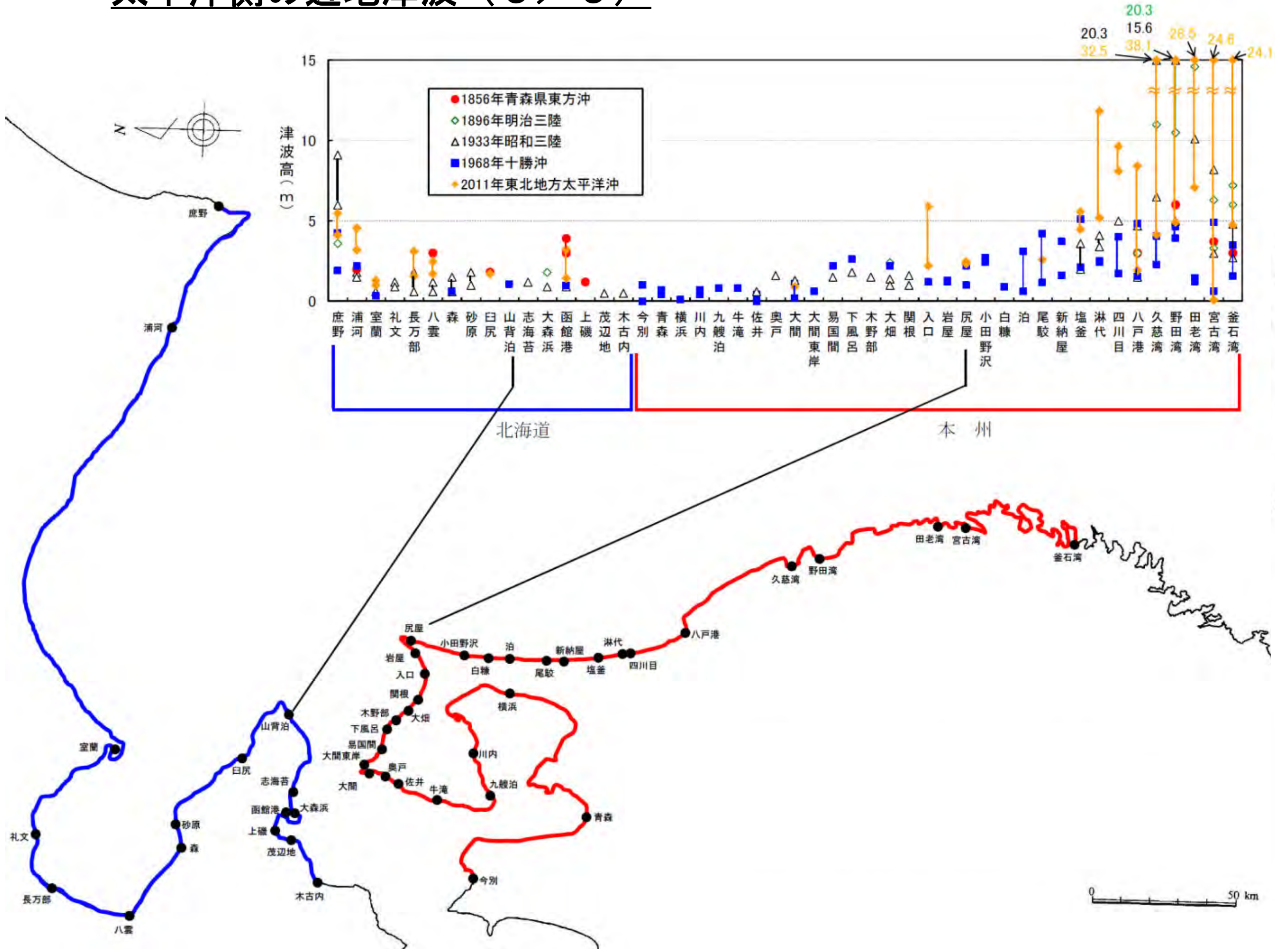
津波堆積物に基づく十勝～根室地方の古津波の対比
平川ほか（2005）



津波を発生させる断層領域の模式図
中央防災会議（2006） に一部加筆

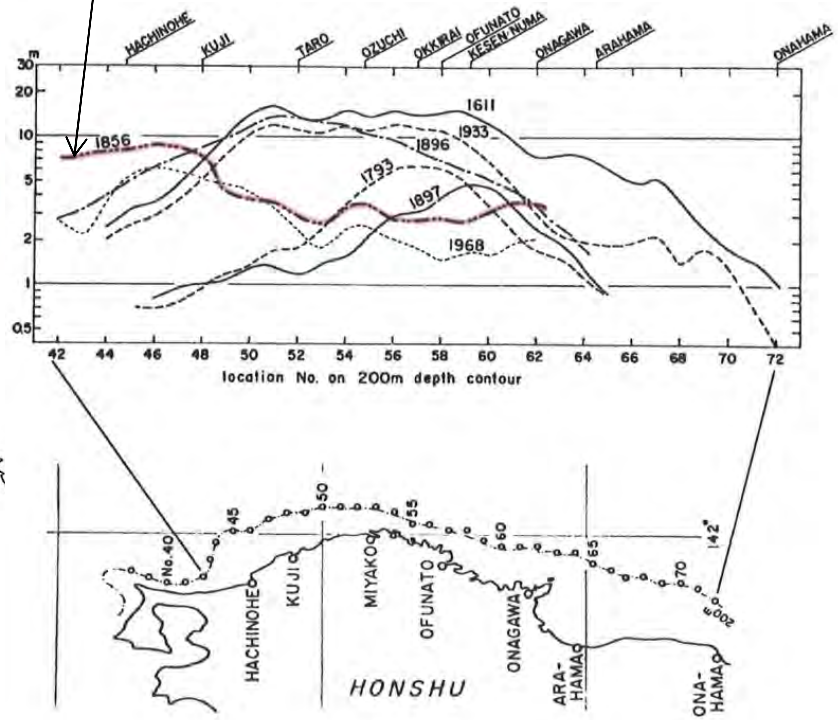
1-1．既往津波の文献調査（１０／１５）

太平洋側の近地津波（５／５）



近地津波（太平洋側）の既往津波高の比較

相田（1977）による既往津波再現計算によれば，八戸付近より北方においては，図中に示される全ての津波の中で1856年青森県東方沖津波が最大となっている。



近地津波（太平洋側）の計算津波高の分布

相田（1977）に一部加筆

・太平洋側の近地津波の検討対象海域として，津波堆積物を対象とした研究も踏まえ，三陸沖から根室沖を選定した。
・また，同海域で発生した津波のうち津軽海峡沿岸及び敷地に最も影響を及ぼしたと考えられる津波として，波源の位置，既往津波高の分布，既往研究成果（相田（1977））等を考慮し，1856年青森県東方沖津波を選定した。

（余白）

1-1．既往津波の文献調査（１１／１５）

遠地津波（１／４）

東北地方の沿岸に影響を及ぼしたと考えられる遠地津波を下表に示す。

発生年月日	発生場所 （緯度・経度）	地震 規模 M	津波 規模 m	地震・津波の概要	函館・八戸等の 津波高さ　(m)
1586年(天正14年) 7月10日	ペルーのリマ沖 12.3゜ S,77.7゜ W	7.7	4	津波の高さはリマで26m，10km内陸まで浸入。三陸の陸前海岸で津波あり。	記録なし
1687年(貞享4年) 10月20日	ペルーのカヤオ沖 15.2゜ S,75.9゜ W	7.6	3	カヤオ，チャシカイ，ピスコで津波があった。三陸沿岸の塩釜で高さ約50cm，12～13回押し寄せた。沖縄でも3回津波が押し寄せた。	記録なし
1700年(元禄12年) 1月26日	北米北西部沖 (カスケード地帯)	9ｸﾗｽ ［ 9? ］	3～4	米国やカナダ沿岸における津波の高さは5～7mと推定。日本沿岸各地の津波の高さは岩手県宮古3m，同大槌と和歌山県田辺で2m，茨城県那珂湊や静岡県清水(三保)で約2mと推定される。宮古と田辺では津波による被害があったという。	記録なし
1730年(享保15年) 7月8日	チリのバル パライソ沖 33.1゜ S,71.6゜ W	8.7	4	バルパライソは浸水が激しく，港は破壊された。コンセプシオンは全滅。津波は三陸の陸前沿岸に襲来，牡鹿半島で田畑が浸水した。	記録なし
1751年(宝暦元年) 5月25日	チリの コンセプシオン沖 36.8゜ S,71.6゜ W	8.5	3	古いコンセプシオンは全滅。津波は日本沿岸へ襲来，三陸沿岸の大槌，牡鹿および気仙沼で床まで浸水した。	記録なし
1780年(安永9年) 6月29日	千島列島 ウルップ島南東沖 46.0゜ N,151.0゜ E	7.5	3	ウルップ島で津波の高さ10～12m。同島東岸に停泊中のロシア船が山上に打ち上げられた。津波は北海道東岸へ襲来した。	記録なし
1837年(天保8年) 11月7日	チリ南部沖 39.8゜ S,73.2゜ W	8.0 ［ 9 1/4 ］	3	コンセプシオン，バルデビアで大津波。津波によりハワイ諸島で大被害。三陸沿岸陸前の気仙沼湾，本吉，牡鹿及び宮城の3郡で潮あふれる。	記録なし
1868年(慶応4年) 8月13日	チリ北部アリカ沖 18.5゜ S,70.4゜ W	8.5 ［ 9.0 ］	4	「アリカ地震」　チリ北部で大津波となり太平洋に波及した。アリカで津波の高さ14m，死者25,000人ともいわれる。ハワイ島で大被害。日本沿岸では函館で2m，宮城県本吉郡，伊豆下田，沖縄那覇港でも観測。	函館：2
1877年(明治10年) 5月10日	チリのイキケ沖 19.6゜ S,70.2゜ W	8.3 ［ 9.0 ］	4	「イキケ地震」　1868年以上の大地震。太平洋沿岸全域に波及。チリ沿岸では1.2～24m。ハワイ諸島で1.2～6.6m。日本沿岸では，函館2.4m，釜石3m，東京湾0.7m。函館と三陸沿岸で被害。房総半島で死者を含む被害があった。	函館：2.4
1918年(大正7年) 9月7日	千島列島 ウルップ島東方沖 45.5゜ N,151.5゜ E	8.2 ［ 8.5 ］	3	津波の高さはウルップ島東岸で12m。日本沿岸では，根室1m，函館0.5m，三陸沿岸1m以下。父島では1.4mで家屋浸水12，橋梁流失2の被害。	函館：0.5
1922年(大正11年) 11月11日	チリのアタカマ沖 28.5゜ S,70　゜ W	8.3 ［ 8.7 ］	3	「アタカマ地震」　チリ沿岸で大津波となり，太平洋沿岸各地に波及した。ペルーのカヤオで24m。日本沿岸の津波の最大全振幅は，花咲60cm，鮎川65cmなど。大船渡で家屋30棟が波に洗われた（高さ1～2mか）。	函館：－

- 「発生場所（緯度・経度），地震規模 M」は次の値を示している。
  1996年以前の地震：渡辺　(1998)
  2010年の地震：気象庁の発表による。
  ただし，地震規模の［　］は，Abe (1979) による遠地津波のMt（渡辺 (1998) より引用）を示している。
- 「津波規模 m」は，次の値を示している。
  1996年以前の津波：渡辺 (1998)
  2010年の津波：羽鳥 (2011)
- 「地震・津波の概要」は，次の値を示している。
  1996年以前の津波：渡辺 (1998)
  2010年の津波：今村ほか (2010) 及び都司ほか (2010)
- 「函館・八戸等の津波高さ」は，次の値を示している。
  1996年以前の津波：渡辺 (1998) 等
  2010年の津波：気象庁の発表による。

■：津波の規模，津波被害の大きさ等から，津軽海峡沿岸及び敷地に影響を及ぼしたと考えられる津波

1-1．既往津波の文献調査（１２／１５）

遠地津波（２／４）

東北地方の沿岸に影響を及ぼしたと考えられる遠地津波を下表に示す。

発生年月日	発生場所 (緯度・経度)	地震 規模 M	津波 規模 M	地震・津波の概要	函館・八戸等の 津波高さ　(m)
1946年(昭和21年) 4月1日	アリューシャン 列島東部 52.8°N,162.5°E	7.4 [9.3]	4	「アリューシャン津波」　アリューシャンのウニマク島で30.5m，ハワイ諸島で2～17mの高さとなるなど太平洋沿岸各地で被害をもたらした。日本沿岸の津波の最大全振幅は鮎川56cm，八戸20cmなど。	函館：－ 八戸：0.2＊
1952年(昭和27年) 11月4日	カムチャツカ 半島南東沖 52.3°N,161.0°E	8.5 [9.0]	3	「カムチャツカ津波」　カムチャツカ半島で4～13mの津波。ハワイ諸島で10mに達するなど太平洋沿岸全域に影響した。日本沿岸における津波の高さは1～3m程度。北海道，三陸沿岸，下田，尾鷲など広範囲で家屋の浸水があり，三陸沿岸では漁業関係の被害があった。	函館：1.5 八戸：1.8
1960年(昭和35年) 5月22日	チリ南部沖 39.5°S,74.5°W	8.5 [9.4]	4	「チリ地震津波」　チリ沿岸で9～25mの津波。太平洋沿岸各地に波及し，ハワイで10mに達する。24日2時頃から津波が日本各地に襲来，波高は三陸沿岸で0.8～6.1m，その他で0.9～4.1m。北海道南岸・三陸沿岸・志摩半島付近で被害が大きく，沖縄でも被害があった。日本全体で死・不明142（うち沖縄で3），家屋全壊1500余，半壊2千余。	函館：2.2～2.9 八戸：1.8～5.3
1964年(昭和39年) 3月28日	アラスカ湾 61.1°N,147.5°W	9.2 [9.1]	4	アラスカ湾沿岸で4.2～30mの津波。日本では三陸沿岸で漁業施設に若干の被害があった。	函館：0.38 八戸：0.60
1965年(昭和40年) 2月4日	アリューシャン列島 51.3°N,178.6°E	8.7 [8.6]	3	アリューシャンで10mの津波。三陸沿岸で漁業施設にわずかの被害があった。	函館：0.17 八戸：0.48
1996年(平成8年) 2月17日	インドネシアのｲﾘｱﾝ･ｼﾞｬﾔ沖 0.950°S,137.016°E	8.1	3	インドネシアのビアック島で最大7.7m（津波到達時の潮位上）に達した。日本沿岸での津波の最大全振幅は，父島で1.95m，串本で1.70m。土佐清水では漁船20艘が転覆し，八丈島で漁船に被害があった。	函館：0.22＊ 八戸：－
2010年(平成22年) 2月27日	チリ中部沿岸 36.1°S,72.6°W	8.6	3.5	チリ沿岸部で平均5～9mの津波(遡上高さ)，最大は28mを超えた。日本沿岸での最大は気仙沼湾奥で3.0m(全振幅)。青森沿岸および津軽海峡内では津波高は1.0m以下である。	函館：0.53 八戸：0.84

- 「発生場所（緯度・経度），地震規模 M」は次の値を示している。
  1996年以前の地震：渡辺（1998）
  2010年の地震：気象庁の発表による。
  ただし，地震規模の［　］は，Abe（1979）による遠地津波のMt（渡辺（1998）より引用）を示している。
- 「津波規模 m」は，次の値を示している。
  1996年以前の津波：渡辺（1998）
  2010年の津波：羽鳥（2011）
- 「地震・津波の概要」は，次の値を示している。
  1996年以前の津波：渡辺（1998）
  2010年の津波：今村ほか（2010）及び都司ほか（2010）
- 「函館・八戸等の津波高さ」は，次の値を示している。
  1996年以前の津波：渡辺（1998）等
  2010年の津波：気象庁の発表による。
  なお，＊は検潮記録の全振幅で，津波の高さとしてはこの値の1／2程度である。

■：津波の規模，津波被害の大きさ等から，津軽海峡沿岸及び敷地に影響を及ぼしたと考えられる津波

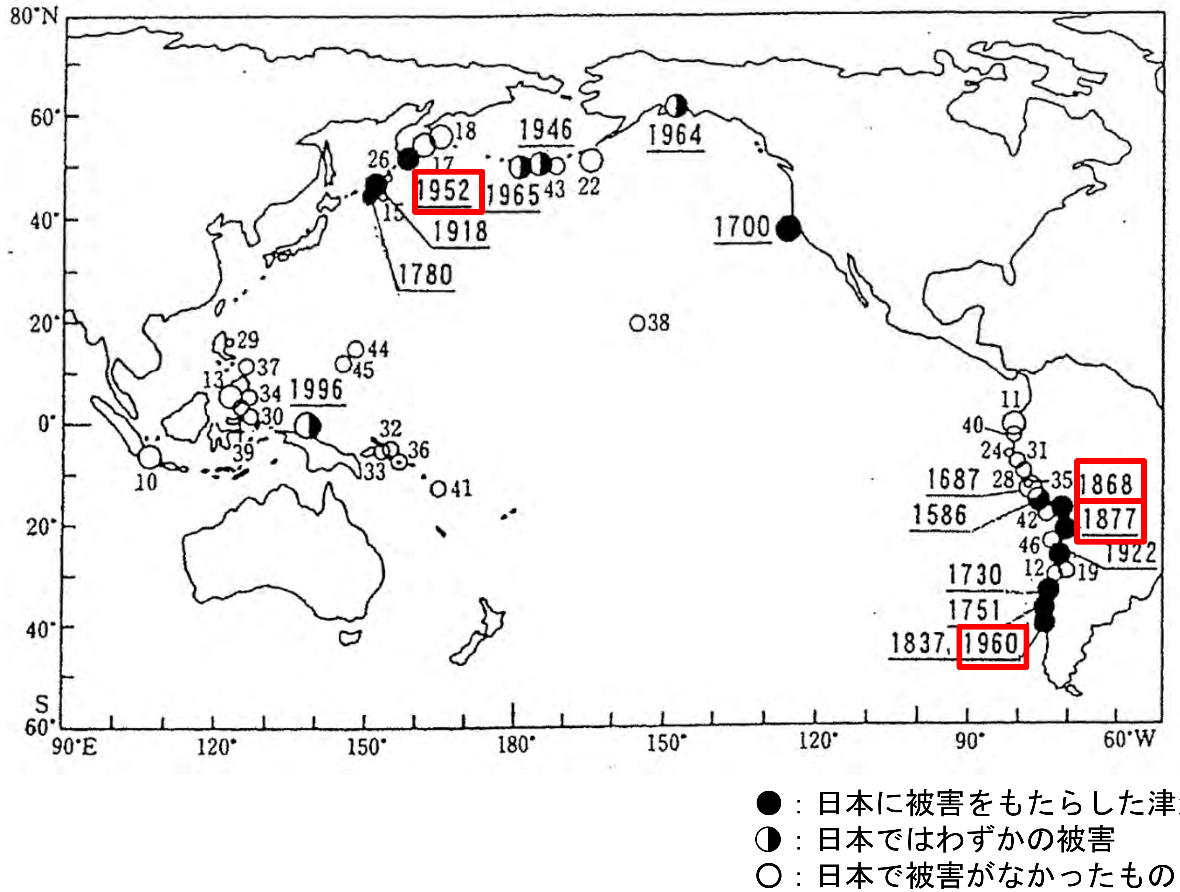
1-1．既往津波の文献調査（１３／１５）

遠地津波（３／４）

津軽海峡沿岸及び敷地に影響を及ぼしたと考えられる津波として，函館における既往津波高が１m程度以上である以下の津波を抽出した。

- 1868年チリ・アリカ地震津波
- 1877年チリ・イキケ地震津波
- 1952年カムチャツカ津波
- 1960年チリ地震津波

敷地近傍の大間港においては，1960年チリ地震津波ではT.P.＋2.0mの既往津波高が記録されている。

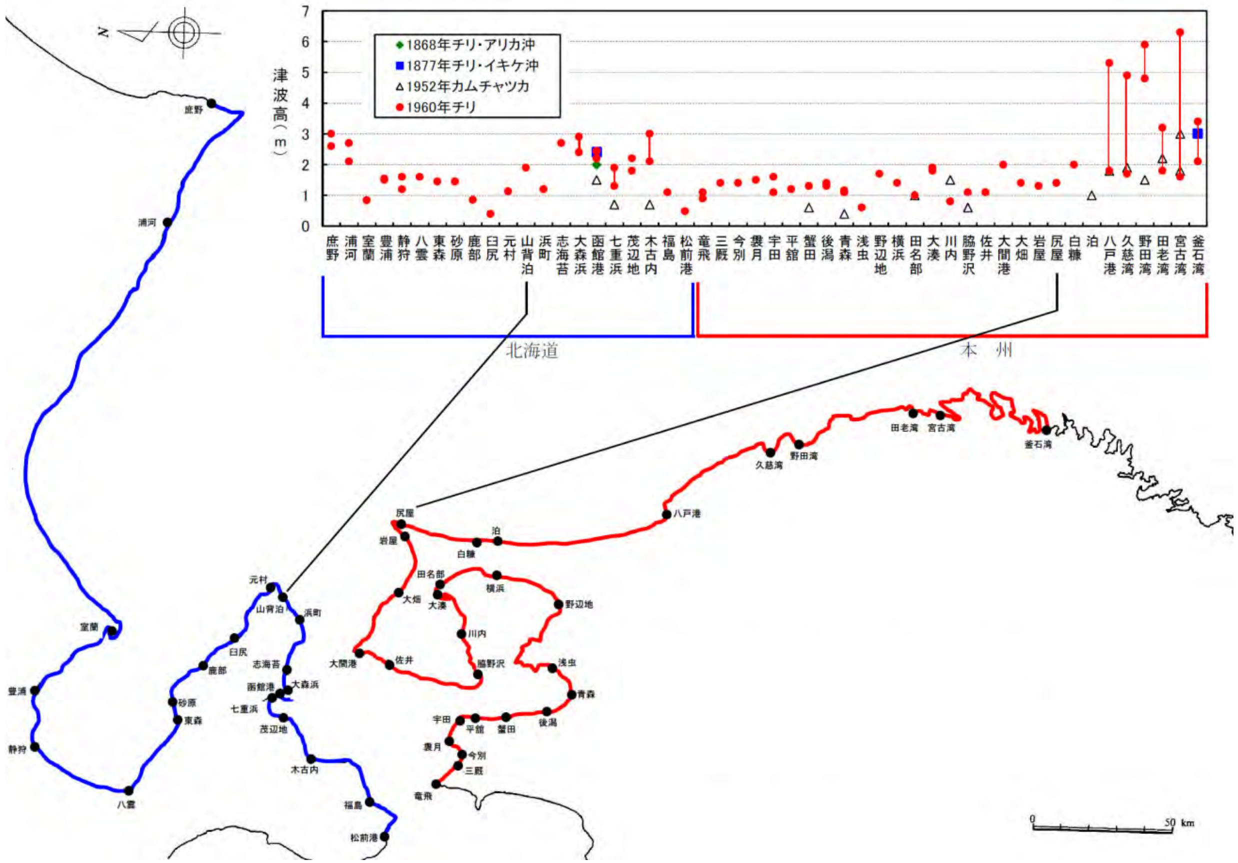


東北地方沿岸に影響を及ぼした遠地津波

渡辺（1998）に一部加筆

1－1．既往津波の文献調査（１４／１５）

遠地津波（４／４）



遠地津波の既往津波高の比較

・遠地津波の検討対象海域としてチリ沖を選定した。
・また，同海域で発生した津波のうち津軽海峡沿岸及び敷地に最も影響を及ぼしたと考えられる津波として，波源の位置，既往津波高の分布を考慮し，1960年チリ地震津波を選定した。

１－１．既往津波の文献調査（１５／１５）

まとめ

既往津波の文献調査により選定された検討対象海域，並びに津軽海峡沿岸及び敷地に最も影響を及ぼしたと考えられる津波は以下のとおり。

既往津波の文献調査結果

検討対象海域	津軽海峡沿岸及び敷地に最も影響を及ぼしたと考えられる津波
日本海東縁部	1741年渡島大島火山津波
三陸沖から根室沖	1856年青森県東方沖津波
チリ沖	1960年チリ地震津波

（余白）

目　次

：本資料の掲載範囲

：本資料での主なご説明範囲

1-2．津波堆積物調査（1／6）

津波堆積物調査のフロー

・津波堆積物については，以下のフローのとおり，文献調査と現地調査により評価した。

文献調査

【調査範囲】
津軽海峡の沿岸並びにその付近の日本海側及び太平洋側の沿岸のうち，敷地を中心とする半径約200kmの範囲を対象に調査

事前調査

【抽出する環境】
・津波堆積物が堆積・残存している可能性がある沿岸の堤間湿地，湖沼，海成段丘崖等を地形図及び空中写真判読により抽出
・人工改変の有無の確認，現地状況等を考慮（現地概査）

現地調査地点の選定

現地調査

【調査項目】
・イベント堆積物※の分布確認，層相の観察
・X線CTスキャン，放射性炭素年代測定，珪藻化石分析等

※：津波，高潮，洪水，土石流等による堆積物

評価

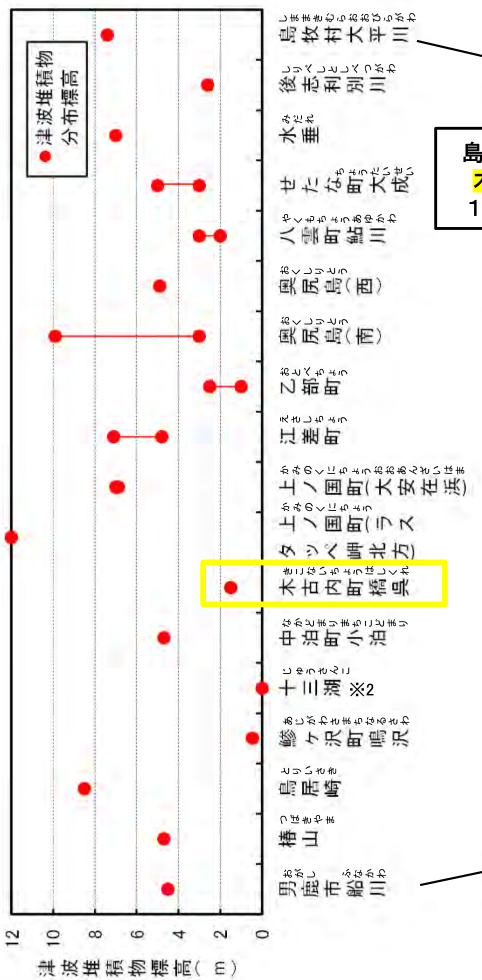
文献調査：信頼性の高い津波堆積物を抽出・評価
現地調査：津波堆積物の可能性のあるイベント堆積物から可能性が高いものを評価

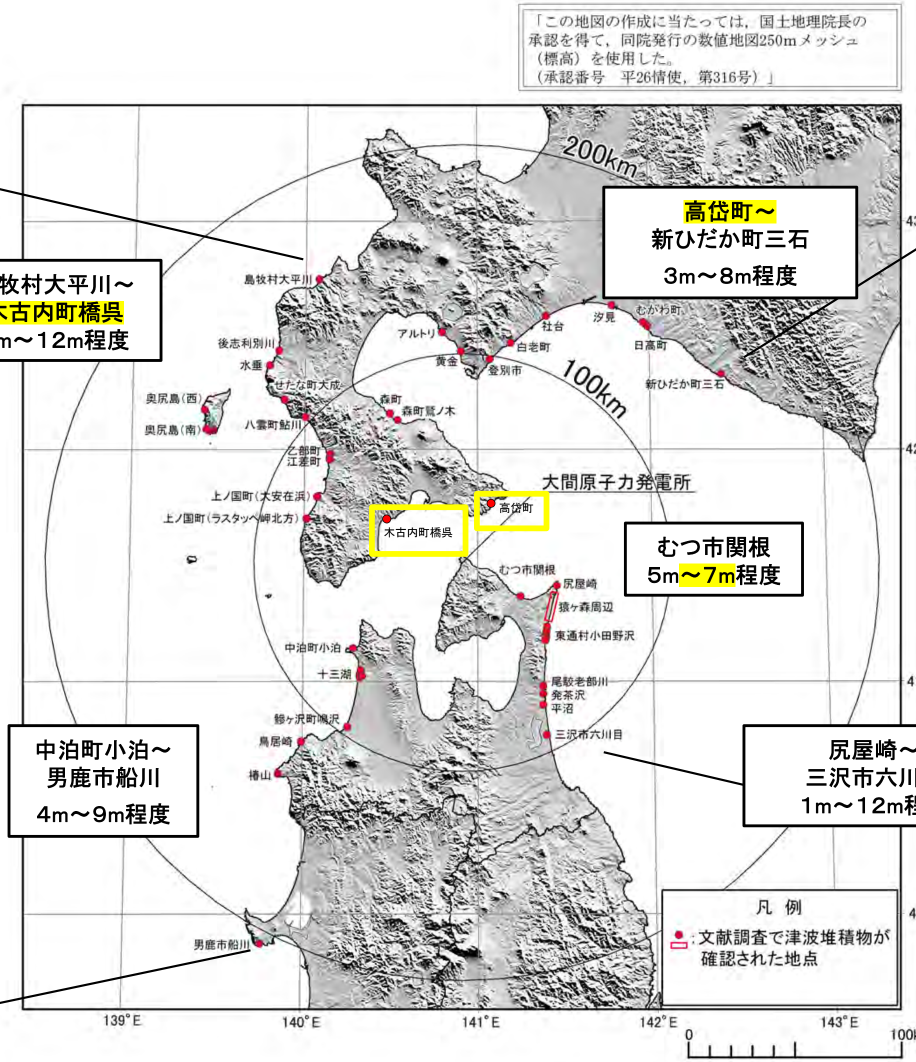
第1023回審査会合
資料1-1　P.1.2-3一部修正

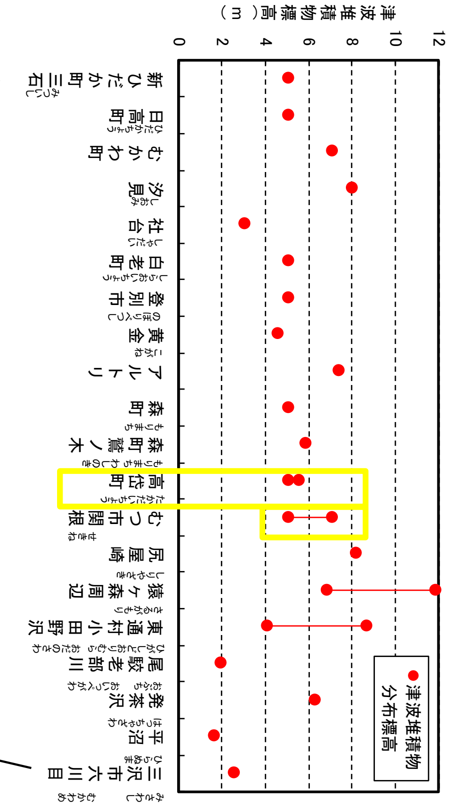
1-2．津波堆積物調査（２／６）

文献調査：まとめ

・文献調査結果※1によると，津波堆積物は太平洋側及び日本海側の各地点で確認されているが，大間周辺では確認されていない。







津波堆積物調査結果（文献調査）

※2：十三湖の津波堆積物は，湖底下に存在し標高0mより深い。

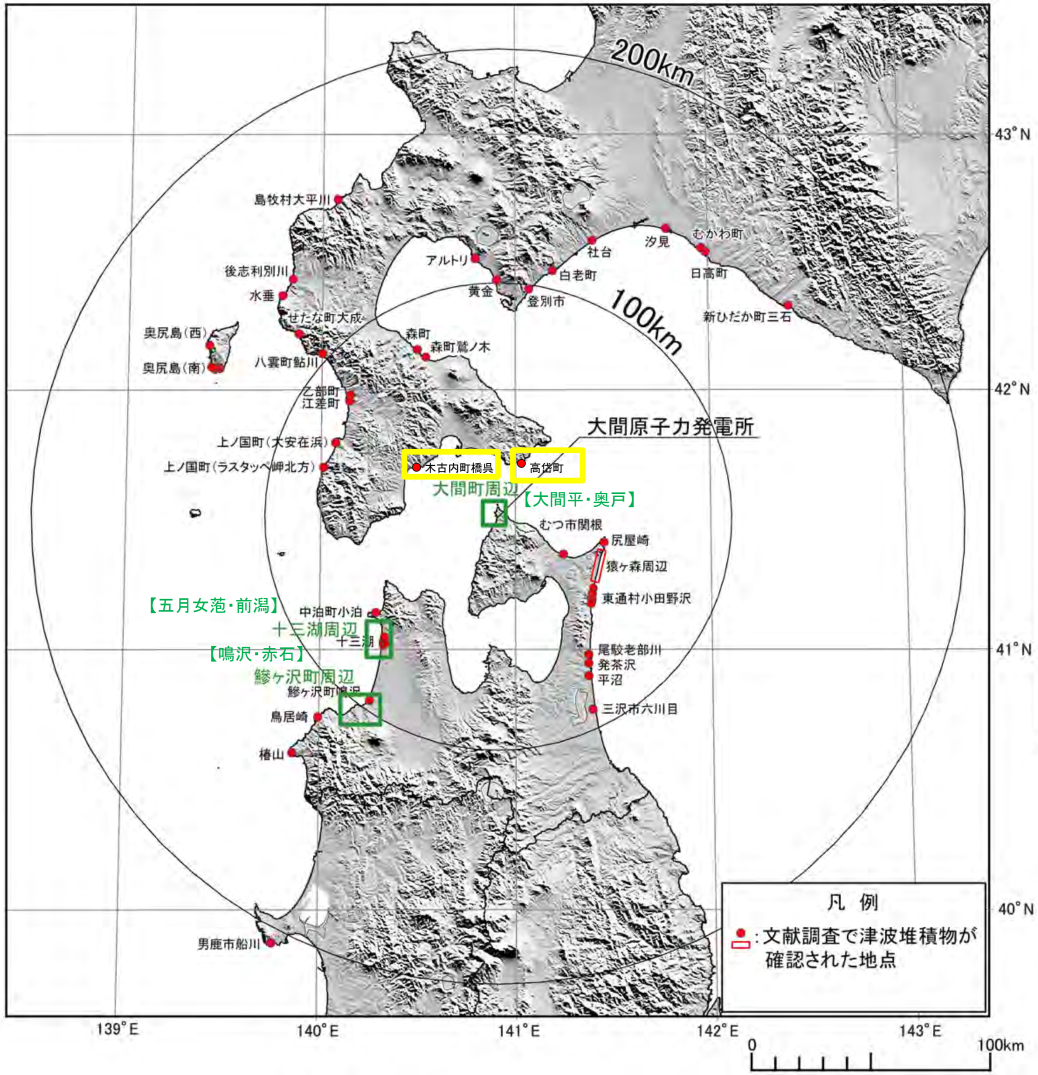
※1：調査文献
谷川ほか(2014)，東北電力㈱(2014)，北海道(2012)
西村・宮地(1998)，髙清水ほか(2007)，北海道(2013)
国交省ほか(2014)，佐藤・箕浦(1987)，箕浦・中谷(1990)
箕浦(1990)，小岩ほか(2013)，熊谷ほか(2017)
リサイクル燃料貯蔵㈱(2014)，Tanigawa et al.(2014)
Kawakami et al.(2017)，加瀬ほか(2016)，加瀬ほか(2018)
文科省ほか(2019)，北海道地質研究所(2015)，髙橋ほか(2018)
加瀬ほか（2021）※3，Ishimura et al.（2022）※3

※3：第1023回審査会合以降の新たな知見を追加した。

1-2．津波堆積物調査（３／６）

事前調査及び現地調査地点の選定

「この地図の作成に当たっては，国土地理院長の承認を得て，同院発行の数値地図250mメッシュ（標高）を使用した。
（承認番号　平26情使，第316号）」



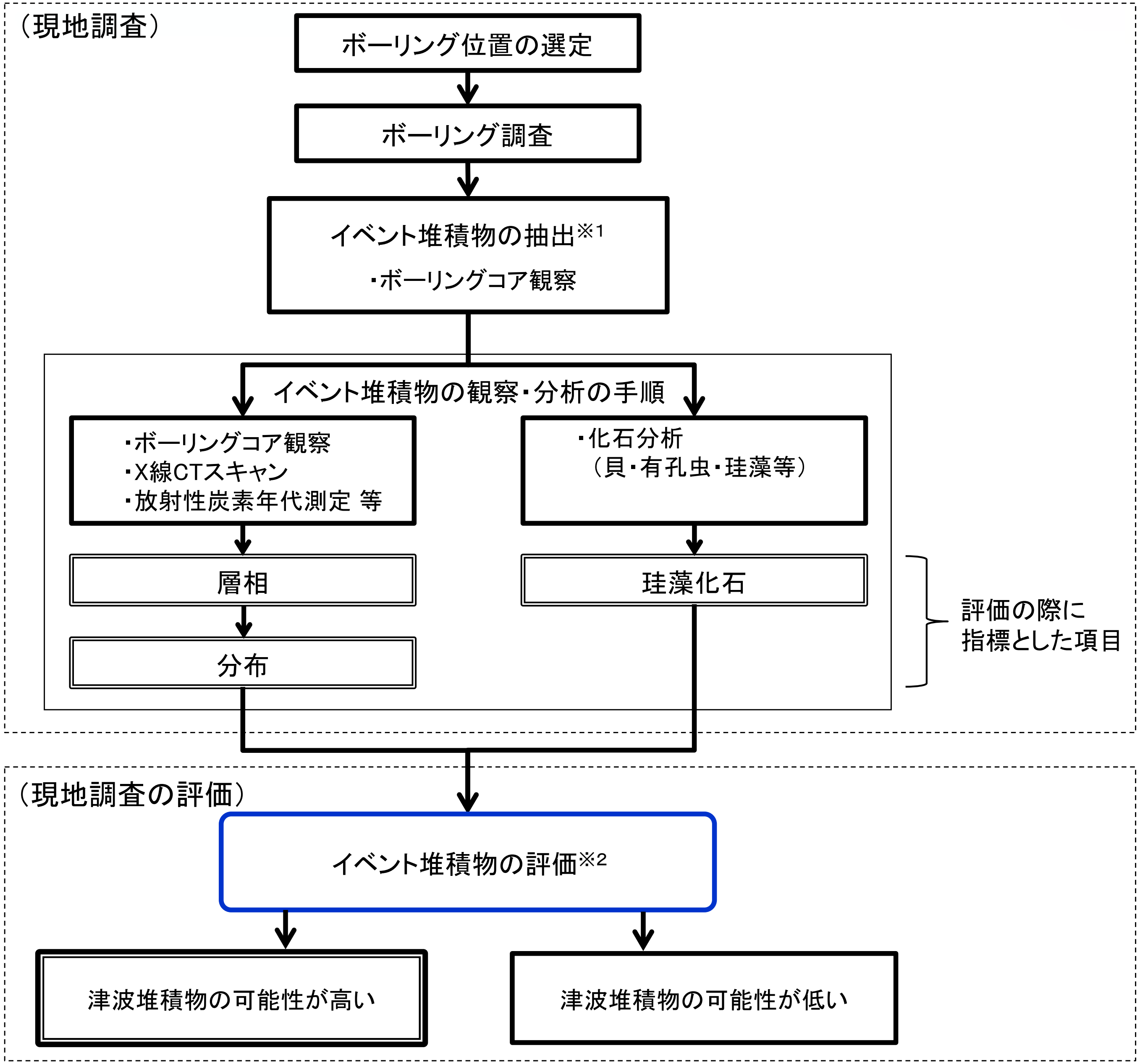
津波堆積物調査位置

- 文献調査の結果，これまで津波堆積物が確認されていない敷地に近い大間周辺について，大間平（おおまだいら）及び奥戸（おこっぺ）周辺を現地調査地点に選定した。選定の際には，津波堆積物が堆積・残存している可能性がある沿岸の堤間湿地，湖沼，海成段丘崖等を地形図及び空中写真判読により抽出し，現地踏査により人工改変の有無を確認した。

- さらに，敷地から遠方であるものの，日本海東縁部で発生する津波の敷地への影響を考慮して，既に歴史津波と対比される複数の津波堆積物が確認されている十三湖（五月女萢(そとめやち)・前潟(まえかた)）及び，その周辺で地形図や空中写真判読により津波堆積物が堆積・残存している可能性があると判断された鰺ヶ沢町周辺（鳴沢（なるさわ）・　赤石（あかいし））も，現地調査地点に選定した。

１−２．津波堆積物調査（４／６）

現地調査及び評価フロー



※1：イベント堆積物は，津波，高潮，高波，河川の洪水，土石流等，特殊な自然現象により運搬された砂や礫等が堆積した地層である。これらの堆積物は，静穏な環境で堆積したシルト等の細粒層中に堆積し，堆積環境の急変を示唆する。このため，細粒層中に挟在する，主として砂層もしくは礫を抽出した。

※2：イベント堆積物に対する津波堆積物の評価基準

指標とした項目	特 徴
層相	明瞭な下面境界，級化構造・偽礫・葉理等が認められる。
分布	汀線方向及び内陸方向の良好な連続性，内陸に向かう薄層化・細粒化等が認められる。
珪藻化石	海成生物遺骸を含む，現在の海成堆積物と類似する等。

層相・分布・珪藻化石の各項目について評価し，津波堆積物の可能性について総合的に評価する。
なお，化石分析の結果から，貝や有孔虫は評価に適するものが認められなかったため，化石については珪藻化石を指標とした。

（余白）

1-2．津波堆積物調査（５／６）

現地調査結果※1：まとめ

※1：現地調査の詳細は，第1023回審査会合　資料1-2「1．津波堆積物調査（現地調査）」参照。

- 津軽半島西部の十三湖周辺の五月女萢地点，前潟地点及び鰺ヶ沢町周辺の鳴沢地点，赤石地点で認められるイベント堆積物は，イベント堆積物に対する津波堆積物の評価基準に記載した津波堆積物の特徴を有するため，津波堆積物の可能性が高いと判断される。
- 敷地近傍の大間町周辺の大間平地点，奥戸地点で認められるイベント堆積物は，内陸に向かって連続しないこと，珪藻化石分析の結果から現世の海水～汽水生種がほとんど認められないこと等から，津波堆積物の可能性が低いと判断される。

津波堆積物調査結果

調査地点			イベント堆積物の調査結果		イベント堆積物の評価※2			
			有無	基底面標高（T.P.）	層相	分布	珪藻化石	津波堆積物の可能性
大間町周辺		大間平	有	約1m～約2m	○	×	△ 微量産出	×
		奥戸	有	約1m～約4m※3	○	×	△ 微量産出	×
十三湖周辺	陸上	五月女萢	有	約0m～約2m※3	○	○	△ 微量産出	○
	湖底	前潟	有	約－7m～約－1m※3	○	○	△ 微量産出	○
鰺ヶ沢町周辺		鳴沢	有	約－1m～約3m※3	○	○	△ 微量産出	○
		赤石	有	約1m～約2m※3	○	△	△ 微量産出	○

凡 例

・イベント堆積物の評価結果
　○：評価基準を満足する
　△：肯定も否定も可能
　×：評価基準を満足しない

・津波堆積物の可能性の評価結果
　○：津波堆積物の可能性が高い
　×：津波堆積物の可能性が低い

※2：イベント堆積物に対する津波堆積物の評価基準

指標とした項目	特 徴
層相	明瞭な下面境界，級化構造・偽礫・葉理等が認められる。
分布	汀線方向及び内陸方向の良好な連続性，内陸に向かう薄層化・細粒化等が認められる。
珪藻化石	海成生物遺骸を含む，現在の海成堆積物と類似する等。

層相・分布・珪藻化石の各項目について評価し，
津波堆積物の可能性を総合的に評価する。

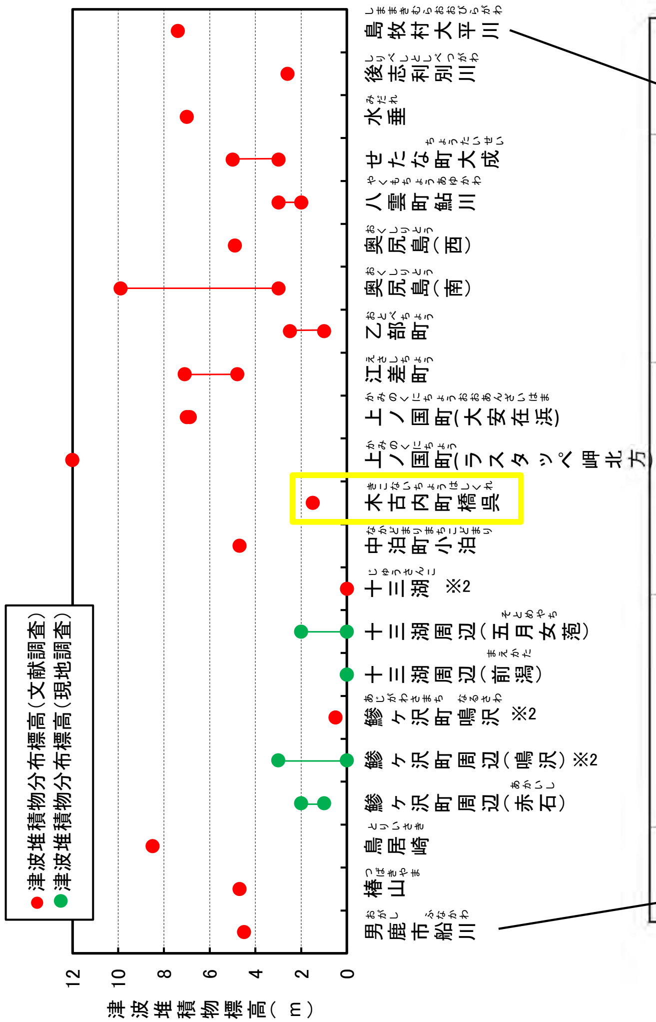
※3：連続性のあるイベント堆積物の基底面標高

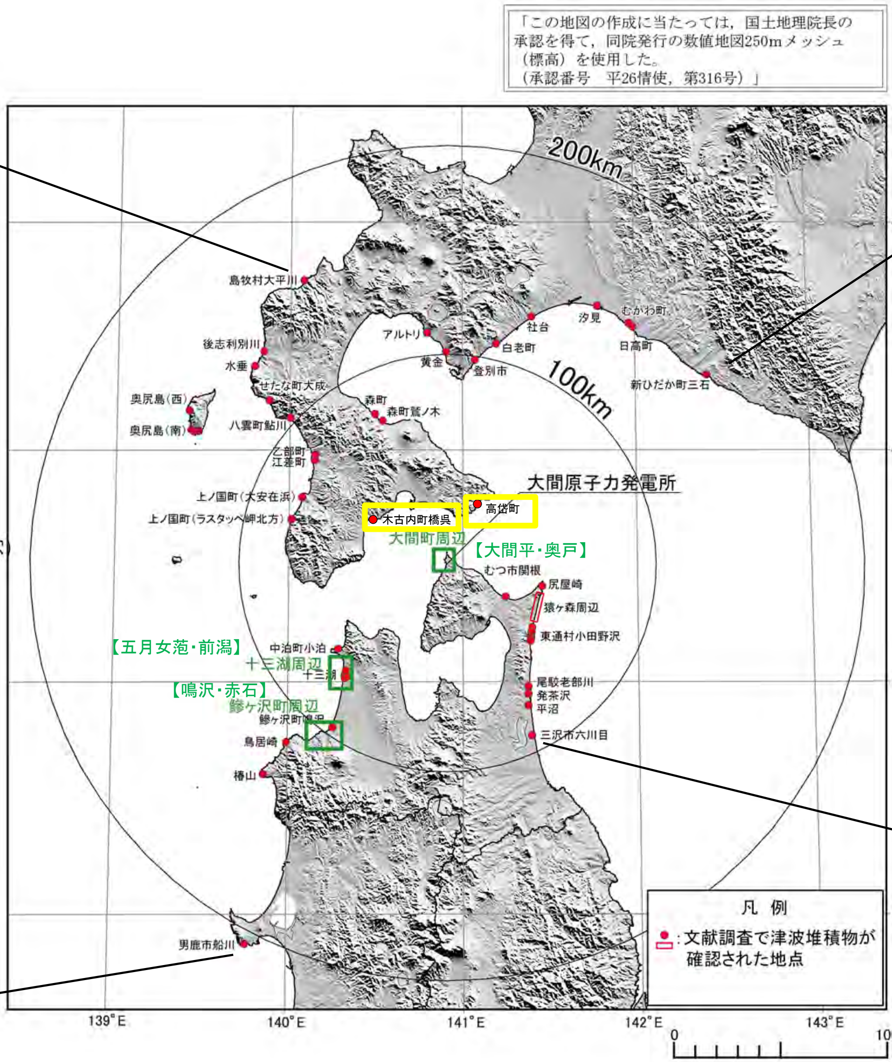
文献調査及び現地調査結果：まとめ

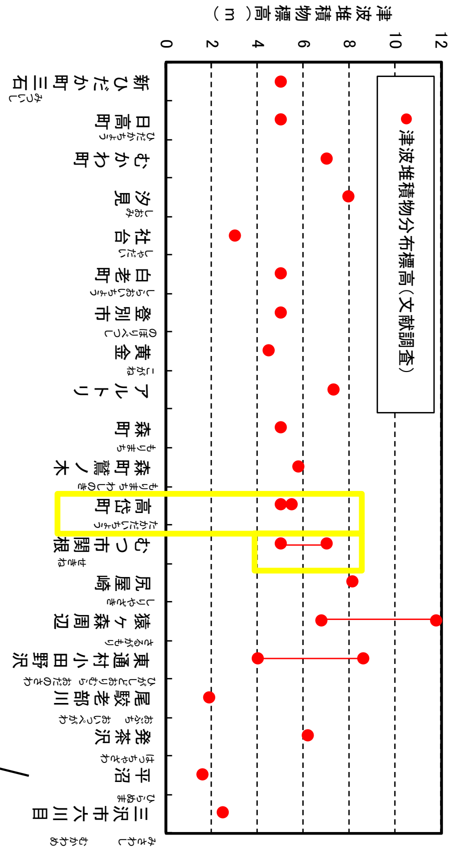
・文献調査※1および現地調査の結果，大間周辺では津波堆積物は確認されなかった。
・現地調査において十三湖周辺（五月女萢，前潟）及び鰺ヶ沢町周辺（鳴沢）で認められた津波堆積物の分布標高は，文献調査結果とも矛盾するものではないことを確認した。

日本海側

太平洋側







津波堆積物調査結果（文献調査及び現地調査）

※2：湖底下に存在し，標高0mより深い箇所に位置する津波堆積物も含む。

※1：調査文献
谷川ほか(2014)，東北電力(株)(2014)，北海道(2012)
西村・宮地(1998)，高清水ほか(2007)，北海道(2013)
国交省ほか(2014)，佐藤・箕浦(1987)，箕浦・中谷(1990)
箕浦(1990)，小岩ほか(2013)，熊谷ほか(2017)
リサイクル燃料貯蔵(株)(2014)，Tanigawa et al.(2014)
Kawakami et al.(2017)，加瀬ほか(2016)，加瀬ほか(2018)
文科省ほか(2019)，北海道地質研究所(2015)，高橋ほか(2018)
加瀬ほか（2021）※3，Ishimura et al.（2022）※3

※3：第1023回審査会合以降の新たな知見を追加した。

（補足）１−２．津波堆積物調査

津波堆積物に係る文献調査のプロセス

・大間原子力発電所の津波評価に係る新たな科学的・技術的知見のうち津波堆積物に関する文献の収集及び整理のプロセスは以下のとおり。

【ステップ１】
主に津軽海峡内，青森県及び北海道南部沿岸の津波堆積物に関する文献等について，津波に係るデータベース，学術論文及び国・自治体等の検討資料を収集

【ステップ２】
ステップ１で収集した知見のうち，原則として既往の津波堆積物分布標高の知見を上回るものを対象として，大間原子力発電所の津波評価へ考慮する必要がある知見を年度毎を基本に抽出・反映

津波堆積物に係る主な情報ソース

①東北大学災害科学国際研究所　津波痕跡データベース
②産業技術総合研究所（AIST）津波堆積物データベース
③学術論文
- 日本地球惑星科学連合
- 日本第四紀学会
- 日本地震学会
- 日本地質学会
- 日本堆積学会
- 歴史地震研究会
- 津波工学研究報告
- 北海道立総合研究開発機構
- 産業技術総合研究所（AIST）
- その他

④国・自治体（青森県・北海道）の検討会情報
⑤周辺原子力事業者調査結果

→

大間原子力発電所の津波評価に係る主な知見

【津軽海峡内】
- リサイクル燃料貯蔵㈱（2014）
- 加瀬ほか（2021）

【日本海側】
（青森県沿岸）
- 佐藤・箕浦（1987），箕浦・中谷（1990），箕浦（1990），小岩ほか（2013），熊谷ほか（2017），国交省ほか（2014）

（北海道沿岸）
- 北海道（2013），国交省ほか（2014），Kawakami et al.（2017），加瀬ほか（2016），加瀬ほか(2018)，文科省ほか(2019)，北海道地質研究所(2015)

【太平洋側】
（青森県沿岸）
- 谷川ほか（2014），東北電力㈱（2014），Tanigawa et al.(2014)，高橋ほか（2018），Ishimura et al.（2022）

（北海道沿岸）
- 西村・宮地（1998），髙清水ほか（2007），北海道（2012）

（余白）

目　次

：本資料の掲載範囲

：本資料での主なご説明範囲

１－３．行政機関による既往評価の整理（１／７）

検討方針

- 津波防災の観点から行政機関による敷地周辺の既往評価について整理する。
- 行政機関における津波評価については，大間付近への影響の有無を確認すると共に，「６－３－２．行政機関による既往評価との比較」における検討対象を確認するため，発電所周辺で評価を実施している行政機関の津波評価について整理する。
- 対象とする行政機関は，青森県及び敷地周辺で検討された国交省ほか，北海道及び内閣府とした。

〇青森県（2015）による検討
　・H24青森県太平洋側想定地震津波，H24青森県平舘断層想定地震津波，F18（隣接LRR）想定地震津波（P.31，P.32）
〇国交省ほか（2014）及び北海道（2017）※による検討
　・日本海東縁部のうち，津軽海峡西方のF17及びF18断層（P.33，P.34）
〇内閣府（2020）による検討
　・最大クラスの津波断層モデルのうち，日本海溝（三陸・日高沖）モデル（P.35）

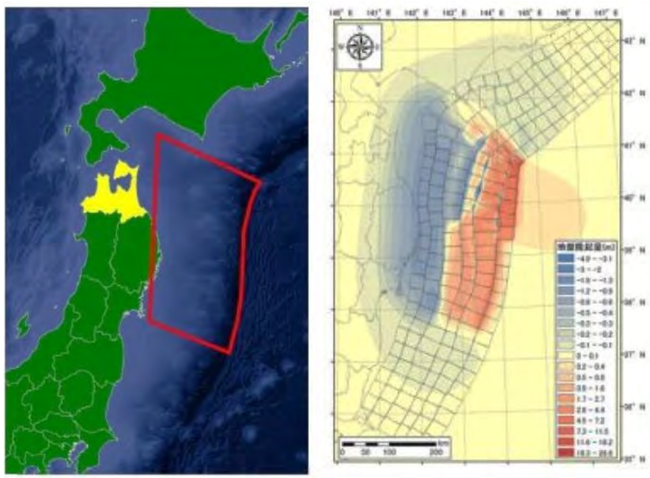
※：北海道(2017)では，国交省ほか(2014) の内容を検討したうえ，北海道南西沖地震の経験等を踏まえ，津波断層モデルを設定している。

1-3．行政機関による既往評価の整理（２／７）

青森県（2015）による検討（１／２）

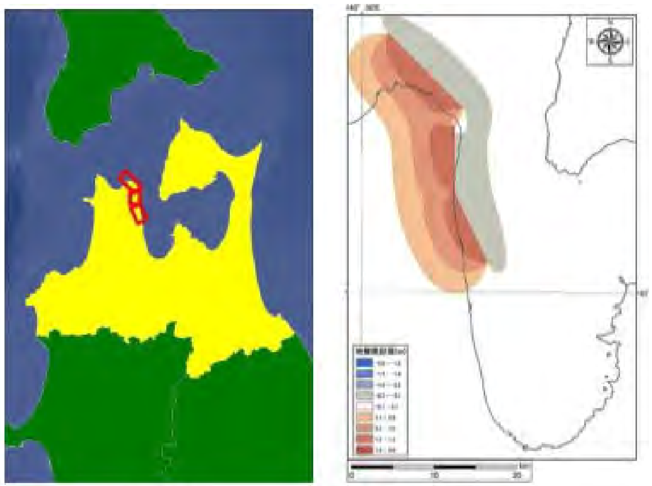
- 青森県（2015）では，H24青森県太平洋側想定地震津波，H24青森県平舘断層想定地震津波及び国交省ほか（2014）のF18（隣接LRR）想定地震津波を想定津波として大間周辺の津波浸水評価を実施している。

注：青森県（2021）では，上記想定地震津波に加え，内閣府（2020）による日本海溝（三陸・日高沖）モデル，千島海溝（十勝・根室沖）モデルを用いて津波浸水想定の見直しを実施しているが，内閣府（2020）による津波評価との比較は，P.280～P.292で実施していることから，ここでは，上記の3つの想定地震津波の評価と比較する。



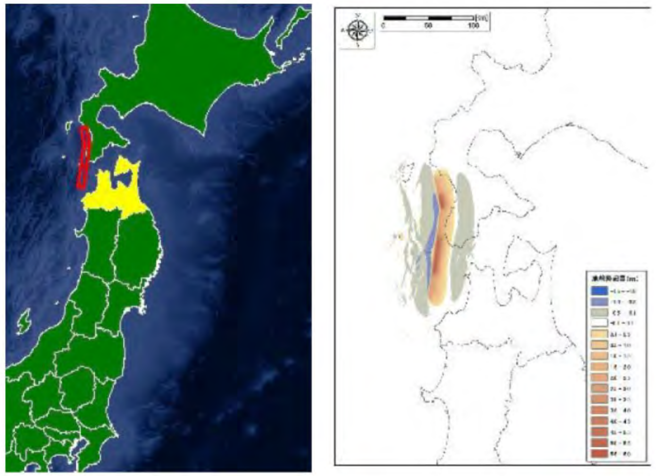
震源域　地盤変動量

H24青森県太平洋側想定地震津波
（Mw＝9.0）



震源域　地盤変動量

H24青森県平舘断層想定地震津波
（Mw＝6.8）



震源域　地盤変動量

F18（隣接LRR）想定地震津波
（Mw＝7.7）

青森県（2015）

1-3．行政機関による既往評価の整理（３／７）

青森県（2015）による検討（２／２）

- 青森県（2015）における想定津波の大間町の海岸線の津波水位は，1.9m～5.9mとされている。

市町村	海岸線の津波水位（T.P.m）	代表地点※1				
		最大波の津波水位（T.P.m）※2	影響開始時間※3	第一波到達時間※3	最大波到達時間※3	備考
階上町	16.2～20.0	16.7～17.7	13分	44分	第一波が最大	
八戸市	7.5～23.1	9.6～20.9	13分	44分	第一波が最大	
おいらせ町	14.8～23.5	15.6～21.1	13分	51分	第一波が最大	
三沢市	7.3～16.7	8.3～14.7	11分	43分	第一波が最大	
六ヶ所村	6.5～12.4	7.1～7.9	6分	37分	第一波が最大	
東通村	3.6～15.4	3.2～8.5	6分	37分	第一波が最大	
風間浦村	3.5～11.3	4.4～5.7	22分	52分	第一波が最大	
大間町	1.9～ 5.9	1.9～3.6	17分	17分	56分	
佐井村	1.5～ 5.5	1.5～2.2	9分	10分	11分	
むつ市	1.3～ 8.3	1.3～6.4	8分	9分	第一波が最大	
横浜町	1.5～ 1.7	1.5～1.7	60分	171分	第一波が最大	
野辺地町	1.5～ 1.8	1.6～1.7	－	41分	177分	※4
平内町	1.1～ 3.3	1.3～2.0	7分	10分	第一波が最大	
青森市	1.6～ 3.7	1.7～3.2	0分	2分	5分	
蓬田村	1.8～ 2.2	1.8～2.0	0分	1分	26分	
外ヶ浜町	1.4～ 9.7	1.5～3.7	0分	0分	1分	
今別町	1.6～ 3.9	1.8～3.3	27分	29分	53分	
中泊町	4.4～22.6	4.3～10.4	12分	18分	第一波が最大	
五所川原市	4.6～10.7	4.4～7.4	17分	18分	第一波が最大	
つがる市	7.2～11.3	5.6～8.9	16分	18分	第一波が最大	
鰺ヶ沢町	3.3～12.0	6.2～10.5	12分	15分	17分	
深浦町	4.1～21.4	5.6～12.5	3分	6分	第一波が最大	

津波の水位・影響開始時間等

※１：各市町村の代表地区の海岸線から、１００ｍ～５００ｍ程度沖合に設定した地点。
海岸地形の影響を大きく受ける前の、また引き波も含めた潮位の変動を確認するため、水深がある地点で、各市町村に複数設定しています。

※２：各市町村の各代表地点における、最大の津波水位を記載しています。

※３：影響開始時間、第一波到達時間及び最大波到達時間は、各代表地点の値のうち、最短のものを記載しています。

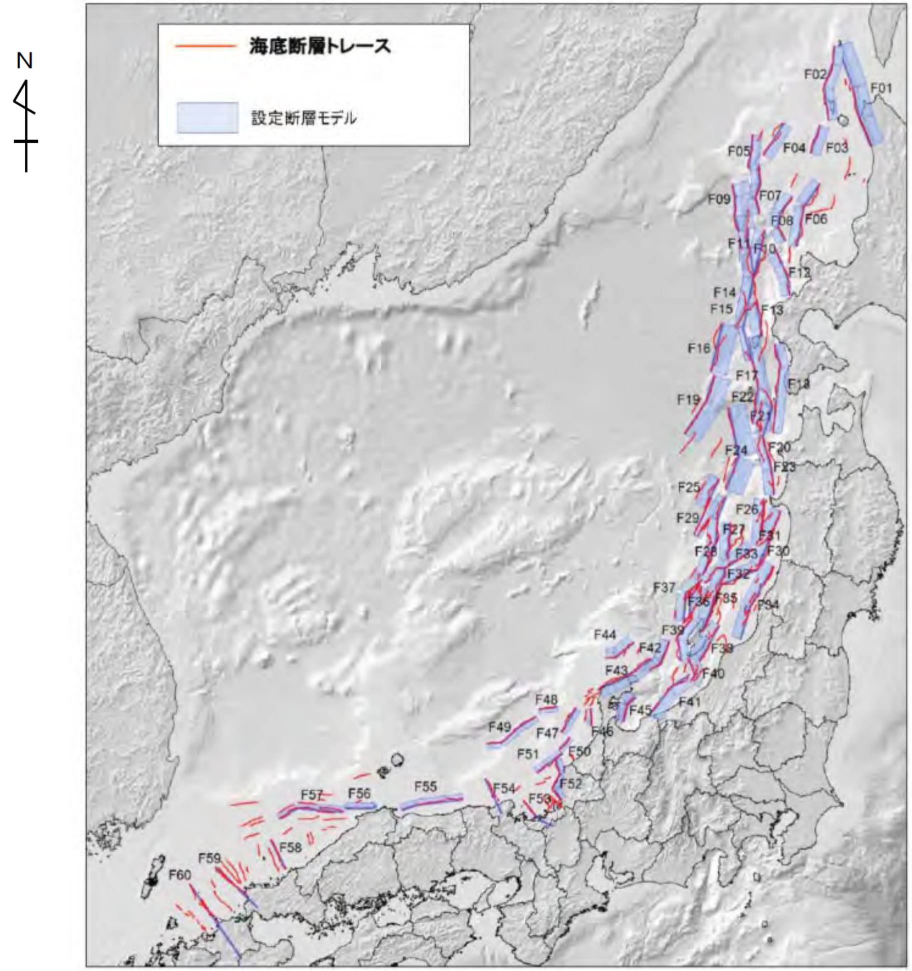
※４：野辺地町で想定した津波のうち、最短で到達する第一波は、影響開始時間の基準である初期水位±２０ｃｍに満たない津波水位であることから、同町の影響開始時間については記載していません。

青森県（2015）に一部加筆

1-3．行政機関による既往評価の整理（4／7）

国交省ほか（2014）による検討

- 国交省ほか（2014）（日本海における大規模地震に関する調査検討会）において，日本海における最大クラスの津波断層モデルの設定に関する検討が実施され，60個の津波断層モデル（F01～F60）が示されている。
- これら60断層毎の大間町の平均津波高は1.5m，最大津波高は2.8mとされている。



津波断層モデル位置図

国交省ほか（2014）に一部加筆

60断層毎の市町村毎の平均津波高・最大津波高

都道府県名	市区町村名	平地 平均津波高（m）	平地 最大津波高（m）	全体 平均津波高（m）	全体 最大津波高（m）
北海道	羅臼町	0.1	0.1	0.1	0.3
北海道	斜里町	1.0	1.2	0.5	1.3
北海道	小清水町	0.9	1.1	0.8	1.1
北海道	網走市	0.8	1.2	0.9	1.5
北海道	北見市	0.8	1.0	0.9	1.2
北海道	湧別町	1.0	1.3	1.0	1.3
北海道	紋別市	0.9	1.3	0.9	1.3
北海道	興部町	0.8	1.0	0.8	1.0
北海道	雄武町	1.1	1.3	1.1	1.5
北海道	枝幸町	1.6	2.3	1.7	2.9
北海道	浜頓別町	2.1	2.5	2.1	2.5
北海道	猿払村	2.6	3.5	2.9	3.7
北海道	稚内市	4.2	7.1	4.2	8.2
北海道	礼文町	5.5	9.6	6.1	17.6
北海道	利尻富士町	4.1	4.5	4.3	9.4
北海道	利尻町	3.2	4.4	2.6	5.7
北海道	豊富町	4.3	5.5	4.3	5.5
北海道	幌延町	4.5	5.7	5.0	6.4
北海道	天塩町	4.7	5.0	3.8	5.0
北海道	遠別町	3.0	4.2	3.0	4.2
北海道	初山別村	2.3	2.9	2.4	4.2
北海道	羽幌町	2.9	3.4	2.8	5.4
北海道	苫前町	4.1	4.5	4.0	5.4
北海道	小平町	5.2	6.6	5.5	7.8
北海道	留萌市	4.3	6.5	5.8	8.7
北海道	増毛町	4.5	5.7	6.9	12.2
北海道	石狩市	2.7	4.8	4.3	9.9
北海道	小樽市	2.5	3.9	2.8	6.1
北海道	余市町	2.2	3.2	2.3	4.2
北海道	古平町	2.9	3.8	3.0	5.3
北海道	積丹町	4.0	4.3	6.7	14.9
北海道	神恵内村	10.4	11.4	11.7	20.3
北海道	泊村	4.0	7.5	6.3	14.1
北海道	共和町	4.6	5.8	4.7	6.0
北海道	岩内町	3.6	5.2	6.0	12.7
北海道	蘭越町	7.6	7.8	9.2	15.9
北海道	寿都町	3.4	4.6	6.7	16.5
北海道	島牧村	7.4	8.4	9.6	19.1
北海道	せたな町	5.9	8.3	8.5	23.4
北海道	奥尻町	6.5	12.4	8.7	18.8
北海道	八雲町	5.8	6.6	5.9	9.5
北海道	乙部町	7.2	8.6	7.8	11.2
北海道	江差町	5.7	7.0	7.6	12.8
北海道	上ノ国町	5.2	5.7	7.0	10.5
北海道	松前町	8.6	9.5	7.8	13.5
北海道	福島町	4.0	4.2	3.7	8.2
北海道	知内町	1.7	2.1	1.7	2.2
北海道	木古内町	1.8	2.5	2.2	3.5
北海道	北斗市	1.4	1.7	1.4	2.3
北海道	函館市	1.0	1.6	0.8	1.7
青森県	東通村	0.5	0.6	0.5	0.7
青森県	むつ市	0.5	0.8	0.6	2.3
青森県	風間浦村	0.5	0.5	0.6	1.5
青森県	大間町	1.3	1.9	1.5	2.8
青森県	佐井村	1.2	1.5	1.2	2.7
青森県	横浜町	0.4	0.5	0.4	0.5
青森県	野辺地町	0.6	0.7	0.5	1.0
青森県	平内町	0.7	1.1	0.7	1.3

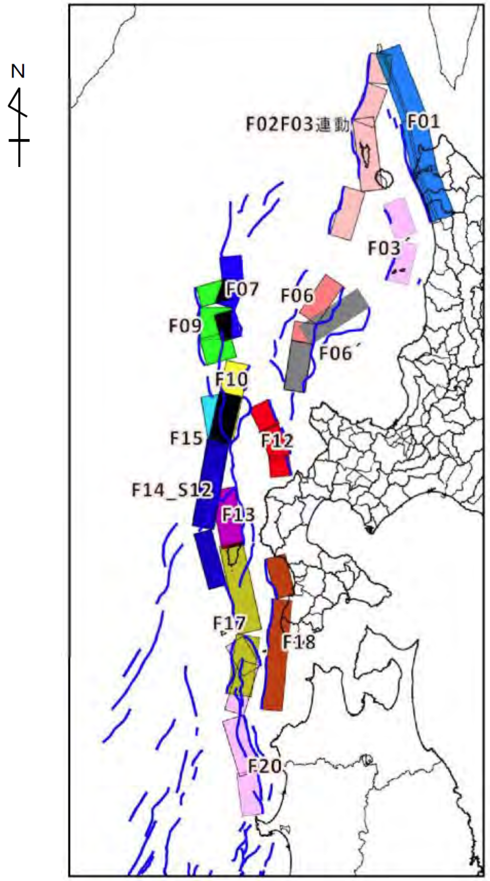
平地：海岸線から200m程度の範囲に於いて標高が８ｍ以下となっている箇所。

1-3．行政機関による既往評価の整理（5／7）

北海道（2017）による検討

- 北海道（2017）では，国交省ほか（2014）の内容を検討したうえ，北海道南西沖地震津波の経験等を踏まえ，津波断層モデルを設定している。
- これらの津波断層モデルによる大間町への影響については示されていない※。

※：北海道沿岸地域への影響評価は実施されているが，大間町への影響については示されていない。
敷地への影響については，「6-3-2．行政機関による既往評価との比較」で確認する。



津波断層モデル

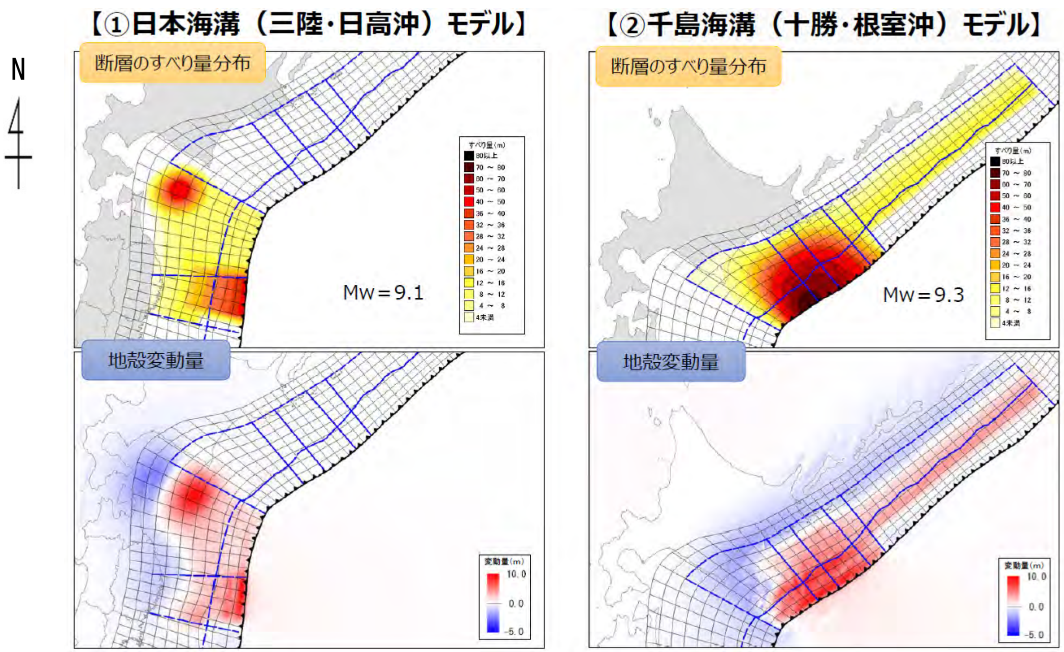
北海道（2017）

1-3．行政機関による既往評価の整理（６／７）

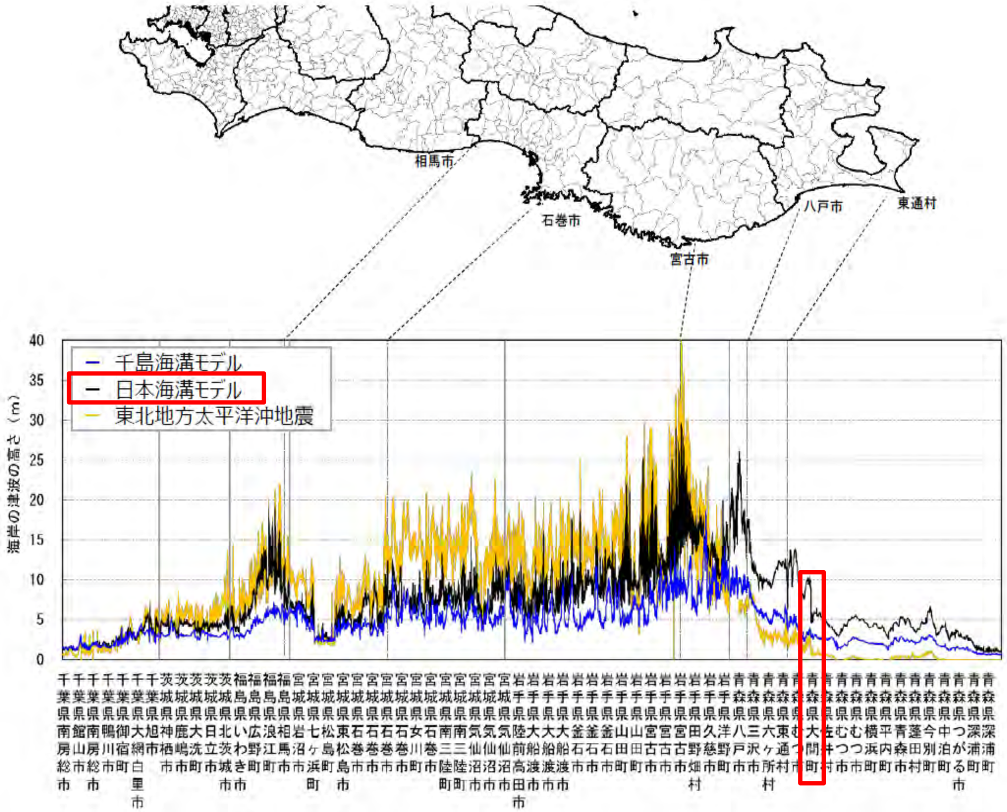
第1023回審査会合
資料1-1　P.1.3-7再掲

内閣府（2020）による検討

- 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）では，最大クラスの津波断層モデルを設定している。
- これらの津波断層モデルによる大間町の海岸の津波の高さは，約５ｍ～10ｍとされている。



津波断層モデル



想定される沿岸での津波の高さ（青森県以南）

内閣府（2020）に一部加筆

1-3．行政機関による既往評価の整理（7／7）

まとめ

- 行政機関による既往評価を整理した結果、それぞれの大間町における津波の水位は以下のとおりである。
- これらのうち，内閣府（2020）の津波モデルによる大間町への津波の影響は，沿岸で10m程度に達し，他の行政機関の津波モデルに比べて顕著に大きいことが確認できた。よって，内閣府（2020）の津波モデルについては，「3-2-2．内閣府（2020）モデルによる津波」で敷地への影響について詳細検討を実施する。

行政機関の津波評価による大間町の津波水位

行政機関	大間町の津波水位	備考
青森県（2015）	1.9m～5.9m （海岸線の津波水位）	「6-3-2．行政機関による既往評価との比較」において，敷地への影響を確認する。
国交省ほか（2014）	2.8m （最大津波高）	
北海道（2017）	— （公表値なし）	
内閣府（2020）	約５m～10m （沿岸での津波高さ）	「3-2-2．内閣府（2020）モデルによる津波」において，敷地への影響について詳細検討を実施する。

目　次

：本資料の掲載範囲

：本資料での主なご説明範囲

1－4．既往津波等の検討のまとめ

- 既往津波に関する文献調査の結果，津軽海峡沿岸及び敷地へ及ぼす影響の大きい海域として「日本海東縁部」，「三陸沖から根室沖」及び「チリ沖」が選定された。
- 津波堆積物に関する文献調査及び現地調査の結果，大間地点の敷地近傍では津波堆積物は確認されず，既往津波に関する文献調査の結果と矛盾するものではないことが確認された。
- これらの調査結果を受けた敷地における津波の影響評価を行う際には，上記３海域に海域活断層を加えることとし，基準津波の策定に係り将来発生する津波として不確かさを考慮した検討を「３．地震による津波」において行うこととする。
- 内閣府(2020)の津波モデルによる大間町への津波の影響は，沿岸で10mにおよび他の行政機関の津波モデルに比べて顕著に大きいため，内閣府（2020)の津波モデルについては，「３－２－２．内閣府（2020）モデルによる津波」で敷地への影響について詳細検討を実施する。

目　次

：本資料の掲載範囲

：本資料での主なご説明範囲

２-１．津波の計算条件（１／１５）

近地津波の計算条件（１／４）：日本の近海域の津波シミュレーション方法

- 日本の近海域における数値シミュレーションの計算条件及び基礎方程式は以下のとおり。

日本近海域計算条件一覧

項目＼領域	A領域	B領域	C領域	D領域	E領域	F領域	G領域
計算格子間隔⊿s※	2.5ｋｍ	833m (2500/3)	278m (2500/9)	93m (2500/27)	31m (2500/81)	10m (2500/243)	5m (2500/486)
計算時間間隔⊿t	0.2秒						
基礎方程式	線形長波	非線形長波式					
沖合境界条件	自由透過 遠地津波の場合は沖合の波形を境界条件として入射する。	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			小谷ほか(1998)の遡上境界条件			
外力条件	断層モデルを用いてMansinha and Smylie(1971)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	マニングの粗度係数　n ＝ 0.03$m^{-1/3}$s （土木学会（2016）より）					
水平渦動粘性係数	考慮しない						
潮位条件	T.P.±0.0m						
計算時間	太平洋側近地津波：津波発生後8時間　日本海側近地津波：津波発生後6時間 遠地津波：沖合波形入射後16時間						

※：津波の空間波形の１波長の１/20以下となるように設定した。

【基礎方程式:非線形長波[浅水理論]の連続式及び運動方程式】

連続式:

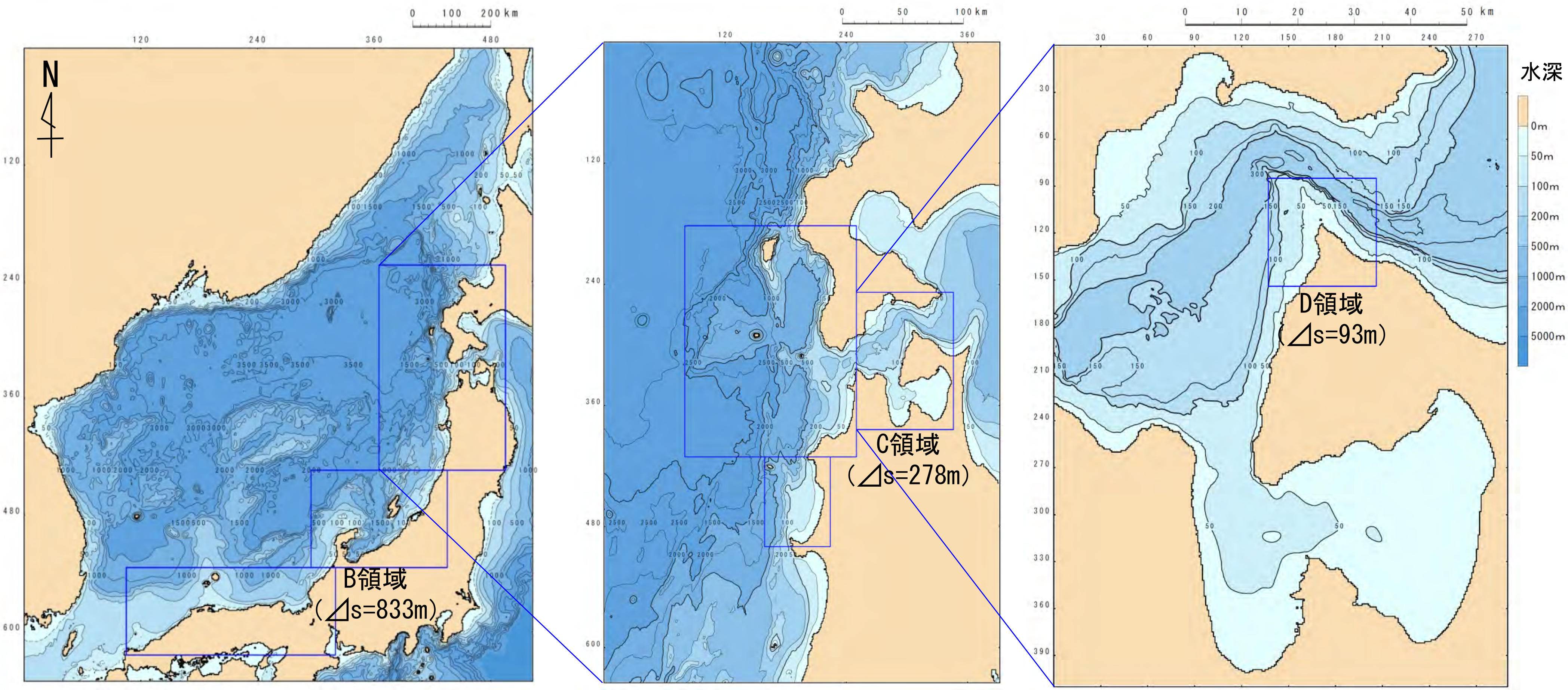
$$\frac{\partial \eta}{\partial t}+\frac{\partial Q_x}{\partial x}+\frac{\partial Q_y}{\partial y}=0$$

運動方程式:

$$\begin{cases} \dfrac{\partial Q_x}{\partial t}+\dfrac{\partial}{\partial x}\left(\dfrac{Q_x^{\,2}}{D}\right)+\dfrac{\partial}{\partial y}\left(\dfrac{Q_xQ_y}{D}\right)+gD\dfrac{\partial \eta}{\partial x}+\dfrac{gn^2}{D^{7/3}}Q_x\sqrt{Q_x^{\,2}+Q_y^{\,2}}=0 \\ \dfrac{\partial Q_y}{\partial t}+\dfrac{\partial}{\partial x}\left(\dfrac{Q_xQ_y}{D}\right)+\dfrac{\partial}{\partial y}\left(\dfrac{Q_y^{\,2}}{D}\right)+gD\dfrac{\partial \eta}{\partial y}+\dfrac{gn^2}{D^{7/3}}Q_y\sqrt{Q_x^{\,2}+Q_y^{\,2}}=0 \end{cases}$$

x, y	:位置(水平直交座標)
g	:重力加速度
D	:全水深(＝静水深＋水位)
η	:静水面からの水位
n	:Manningの粗度係数
Qx, Qy	:x, y方向の単位幅当たりの流量(＝流速×全水深)

近地津波の計算条件（２／４）：日本海側近地津波計算領域

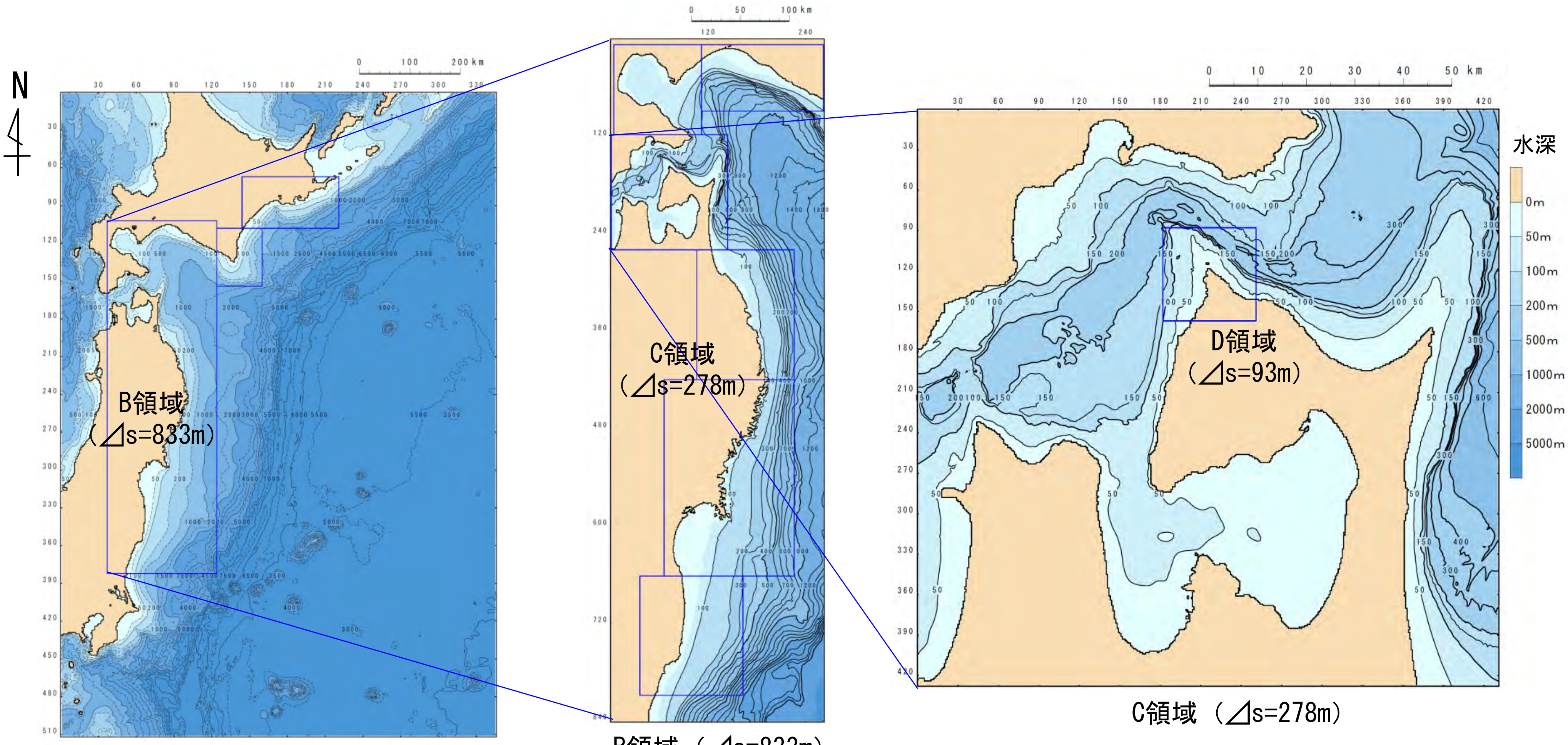


A領域（⊿s=2500m）　B領域（⊿s=833m）　C領域（⊿s=278m）

各領域の地形モデルは，海域についてはM7000（日本水路協会）等を，陸域については国土地理院50mメッシュ（標高）等を用いて作成した。

２-１．津波の計算条件（３／１５）

近地津波の計算条件（３／４）：太平洋側近地津波計算領域



A領域（⊿s=2500m）

B領域（⊿s=833m）

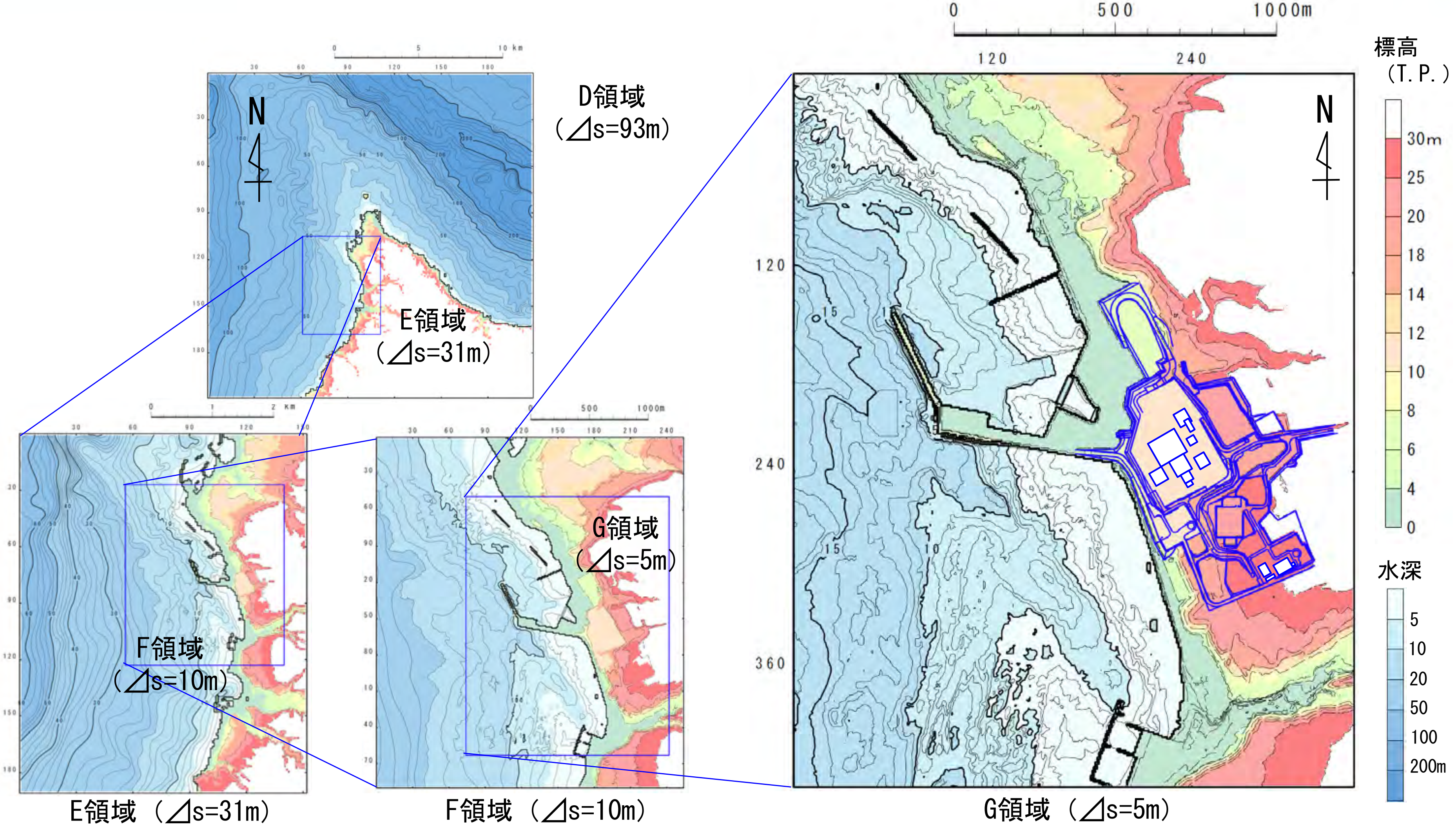
C領域（⊿s=278m）

各領域の地形モデルは，海域についてはM7000（日本水路協会）等を，陸域については国土地理院50mメッシュ（標高）等を用いて作成した。

第1023回審査会合
資料1-1　P.2.1-5再掲

2-1．津波の計算条件（４／１５）

近地津波の計算条件（４／４）：敷地周辺の計算領域



E領域（⊿s=31m）　F領域（⊿s=10m）　G領域（⊿s=5m）

敷地周辺の地形モデルは，敷地前面の港湾施設の影響を考慮した予測計算を行うために，深浅測量による詳細な海底地形図等※を用いて作成した。

※：G領域の地形データ：海底地形データ：深浅測量データ（平成29年測量），陸域地形データ：航空レーザー測量による0.5mメッシュデータ（平成25年測量）

（余白）

２－１．津波の計算条件（５／１５）

遠地津波の計算条件（１／２）：遠地津波シミュレーション方法

遠地津波の太平洋伝播計算の計算条件及び基礎方程式を下表のとおり設定した。

太平洋伝播計算条件一覧

項目	計算条件
計算領域	太平洋全域
計算格子間隔⊿s	緯度・経度方向共に10分（赤道で約18.5km）
計算時間間隔⊿t	20秒
基礎方程式	線形Boussinesqの式（地球座標系）
沖側境界条件	自由透過条件
陸上境界条件	陸上遡上は考慮せず完全反射条件
初期条件	Mansinha and Smylie（1971）の方法によって計算される海底面変位を海面上に与える。
コリオリカ	考慮する
計算時間	地震発生後42時間

【基礎方程式：地球座標系で表された連続式及び線形分散波理論式】

連続式：

$$\frac{\partial \eta}{\partial t}+\frac{1}{R\cos\lambda}\left[\frac{\partial(M\cos\lambda)}{\partial\lambda}+\frac{\partial N}{\partial\phi}\right]=0$$

運動方程式：

（緯度方向）
$$\frac{\partial M}{\partial t}+\frac{gh}{R}\frac{\partial\eta}{\partial\lambda}+fN-\frac{1}{R}\frac{\partial}{\partial\lambda}\left[\frac{h^3}{3}F_3\right]=0$$

（経度方向）
$$\frac{\partial N}{\partial t}+\frac{1}{R\cos\lambda}\frac{\partial\eta}{\partial\phi}-fN-\frac{1}{R\cos\lambda}\frac{\partial}{\partial\phi}\left[\frac{h^3}{3}F_3\right]=0$$

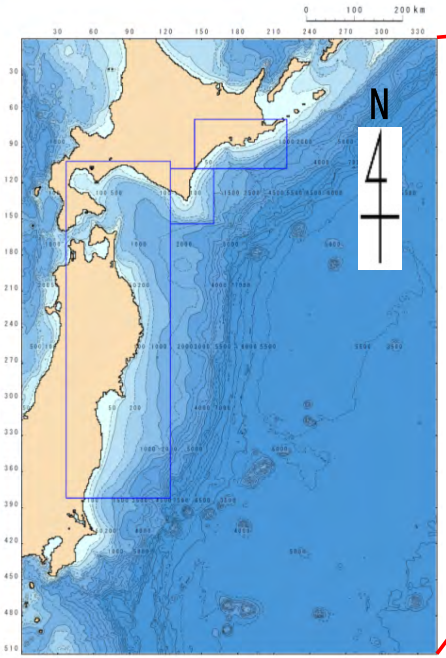
$$F_3=\frac{1}{R\cos\lambda}\left[\frac{\partial^2}{\partial t\partial\lambda}(u\cos\lambda)+\frac{\partial^2 v}{\partial t\partial\phi}\right]$$

R　：地球の半径
M・N　：緯度・経度方向の線流量
u, v　：緯度・経度方向の流速
h　：水深
λ, ϕ　：緯度，経度座標
η　：水位
f　：コリオリ係数
g　：重力加速度

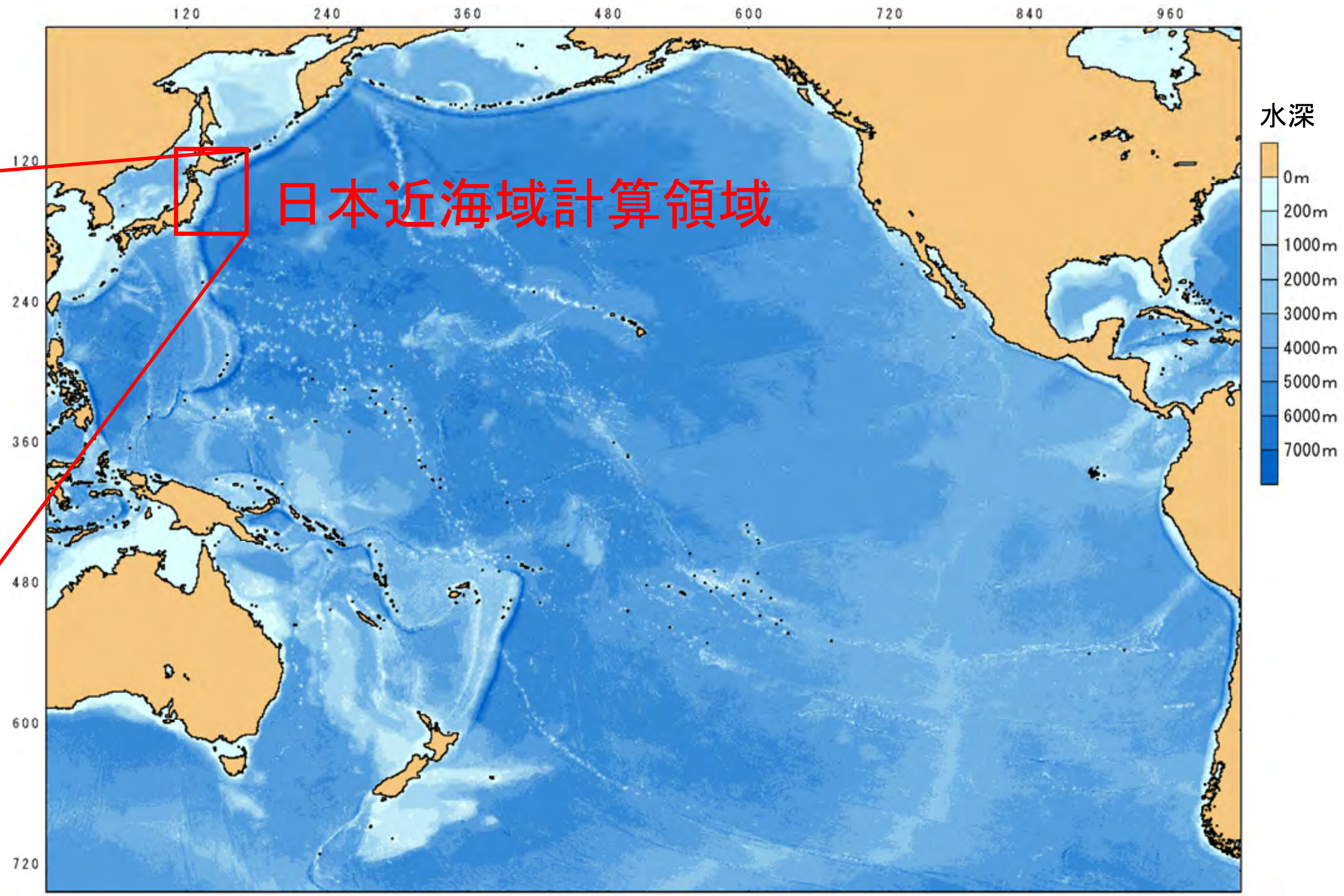
2-1．津波の計算条件（６／１５）

遠地津波の計算条件（２／２）：太平洋伝播計算領域

A領域（⊿s=2500m）



波形を境界条件として
日本近海域計算領域に入射



太平洋伝播計算領域（⊿s=10分）

■活用データ
National Oceanic and Atmospheric Administration (2010) : Global Relief Model (ETOPO1).

- 太平洋伝播計算領域の地形モデルは，NOAA（2010）による地形データを用いて作成した。
- 太平洋伝播計算で得られた日本列島沖合の波形を日本近海域計算の境界条件として入射することにより，太平洋側の近地津波の数値シミュレーションと同様の計算を実施した。

２-１．津波の計算条件（７／１５）

地震以外の要因による津波の計算条件（１／７）：伝播領域の津波シミュレーション方法

伝播領域における数値シミュレーションの計算条件及び基礎方程式は以下のとおり。

伝播領域　計算条件一覧

項目＼領域	A領域	B領域	C領域	D領域	E領域	F領域	G領域
計算格子間隔⊿s	2.5ｋｍ	833m (2500/3)	278m (2500/9)	93m (2500/27)	31m (2500/81)	10m (2500/243)	5m (2500/486)
計算時間間隔⊿t	0.2秒，0.25秒						
基礎方程式	線形長波式	非線形長波式					
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			小谷ほか(1998)の遡上境界条件			
外力条件	kinematic landslideモデルを用いて地盤変位を海面上に与える。または，二層流モデルで得られた波形を境界条件として与える。						
海底摩擦	考慮しない	マニングの粗度係数　ｎ ＝ 0.03$m^{-1/3}$s（土木学会（2016）より）					
水平渦動粘性係数	考慮しない						
潮位条件	T.P.±0.0m						
計算時間	陸上の斜面崩壊及び海底地すべりに起因する津波：津波発生後3時間 火山現象に起因する津波：津波発生後6時間						

【基礎方程式：非線形長波[浅水理論]の連続式及び運動方程式】

連続式：
$$\frac{\partial \eta}{\partial t}+\frac{\partial Q_x}{\partial x}+\frac{\partial Q_y}{\partial y}=0$$

運動方程式：
$$\begin{cases}\dfrac{\partial Q_x}{\partial t}+\dfrac{\partial}{\partial x}\left(\dfrac{Q_x^2}{D}\right)+\dfrac{\partial}{\partial y}\left(\dfrac{Q_xQ_y}{D}\right)+gD\dfrac{\partial \eta}{\partial x}+\dfrac{gn^2}{D^{7/3}}Q_x\sqrt{Q_x^2+Q_y^2}=0\\[2ex]\dfrac{\partial Q_y}{\partial t}+\dfrac{\partial}{\partial x}\left(\dfrac{Q_xQ_y}{D}\right)+\dfrac{\partial}{\partial y}\left(\dfrac{Q_y^2}{D}\right)+gD\dfrac{\partial \eta}{\partial y}+\dfrac{gn^2}{D^{7/3}}Q_y\sqrt{Q_x^2+Q_y^2}=0\end{cases}$$

x, y　：位置（水平直交座標）
g　：重力加速度
D　：全水深（＝静水深＋水位）
η　：静水面からの水位
n　：Manningの粗度係数
Qx, Qy　：x, y方向の単位幅当たりの流量（＝流速×全水深）

第1023回審査会合
資料1-1　P.2.1-10再掲

２－１．津波の計算条件（８／１５）

地震以外の要因による津波の計算条件（２／７）：波源域の数値シミュレーション方法（１／３）

評価方針

波源域の数値シミュレーション方法として，二層流モデルとkinematic landslide モデルの２つの手法を用いて敷地への影響を総合的に評価した。

波源域の数値シミュレーション方法

二層流モデル（P.49参照）

kinematic landslide モデル（P.50参照）

評価方針

敷地への影響を総合的に評価
（安全側の評価を採用）

地震以外の要因による津波の計算条件（３／７）：波源域の数値シミュレーション方法（２／３）

二層流モデル

波源域の数値シミュレーション方法の１つとして，Kawamata et al.(2005) で1741年渡島大島火山津波の再現実績のある二層流モデルを採用した。

【基礎方程式：連続式及び運動方程式】

【上層】

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

$$\frac{\partial M_1}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{M_1^2}{D_1}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{M_1N_1}{D_1}\right)+gD_1\frac{\partial \eta_1}{\partial x}-FD_x=0$$

$$\frac{\partial N_1}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{M_1N_1}{D_1}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{N_1^2}{D_1}\right)+gD_1\frac{\partial \eta_1}{\partial y}-FD_y=0$$

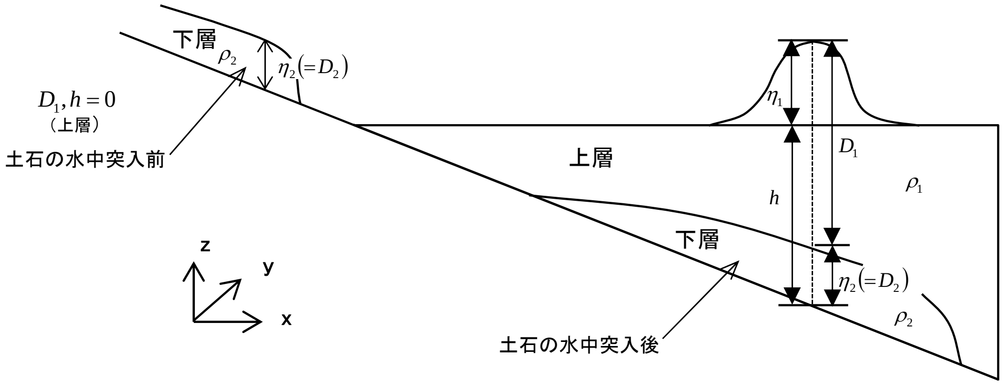
【下層】

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

$$\frac{\partial M_2}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{M_2^2}{D_2}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{M_2N_2}{D_2}\right)+gD_2\left(\alpha\frac{\partial D_1}{\partial x}+\frac{\partial \eta_2}{\partial x}-\frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\tau_x}{\rho_2}+\alpha FD_x=DIFF_x$$

$$\frac{\partial N_2}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{M_2N_2}{D_2}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{N_2^2}{D_2}\right)+gD_2\left(\alpha\frac{\partial D_1}{\partial y}+\frac{\partial \eta_2}{\partial y}-\frac{\partial h}{\partial y}\right)+\frac{\tau_y}{\rho_2}+\alpha FD_y=DIFF_y$$

ここに，添え字の1，2：それぞれ上層，下層を示す。
η ：水位変動（η_1 ：静水面からの水位変化量，η_2 ：土石の厚さ），
h ：水深，　D：全水深，　M，N ：x，y方向の線流量，
g ：重力加速度，　ρ ：密度（ρ_1 ：海水1.03g/cm^3，ρ_2 ：土石2.0g/cm^3）
α ：密度比（$=\rho_1/\rho_2$），
τ_x/ρ，τ_y/ρ ：x，y方向の底面摩擦力



二層流モデル中の変数の定義

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

n ：Manningの粗度係数
FD_x，　FD_y ：x，y方向の形状抵抗，

$$FD_x=\frac{1}{2}C_D\rho_1\bar{u}\sqrt{\bar{u}^2+\bar{v}^2}\delta_m\qquad FD_y=\frac{1}{2}C_D\rho_1\bar{v}\sqrt{\bar{u}^2+\bar{v}^2}\delta_m$$

C_D ：抗力係数，
δ_m ：土石先端部での最大高さ（投影面積に相当）
u，v ：土石先端部の海水に対する相対速度
$DIFF_x$，　$DIFF_y$ ：x，y方向の水平拡散項

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

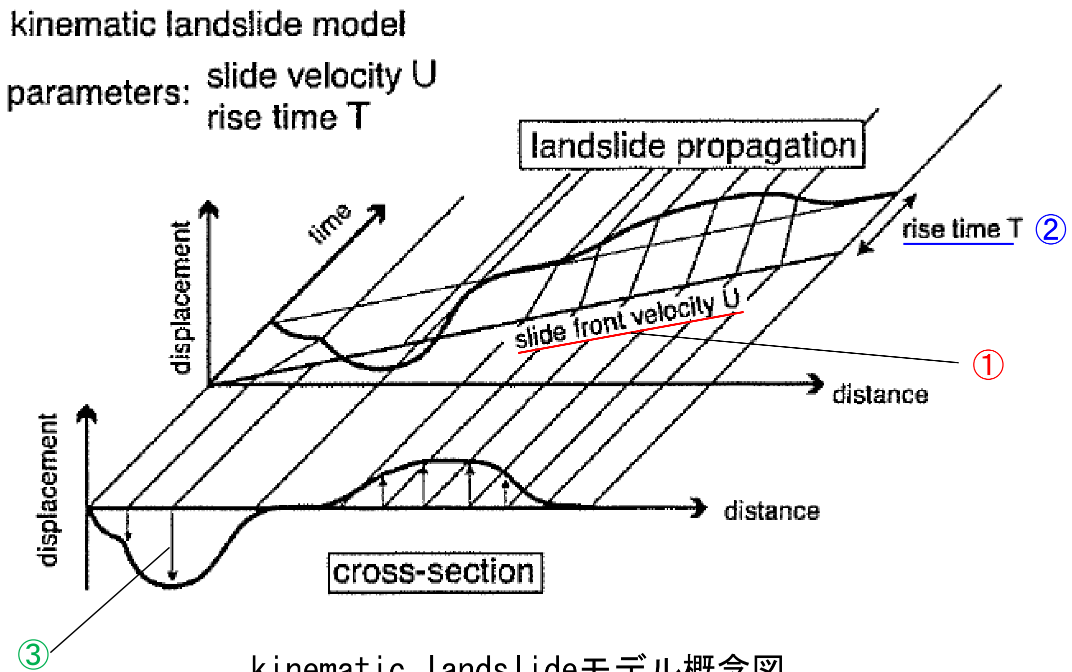
ν ：水平拡散係数

地震以外の要因による津波の計算条件（４／７）：波源域の数値シミュレーション方法（３／３）

kinematic landslide モデル

波源域の数値シミュレーション方法の１つとして，Satake（2007）で1741年渡島大島火山津波の再現実績のあるkinematic landslide モデルを採用した。

kinematic landslide モデルを用いた解析の概要
✓ 崩壊土砂が①水平移動速度Uで移動し，堆積域の各地点における比高変化が②継続時間Tで終了すると仮定して，③崩壊前後の地形変化量（比高変化）を海面上に与えて津波を発生させる。

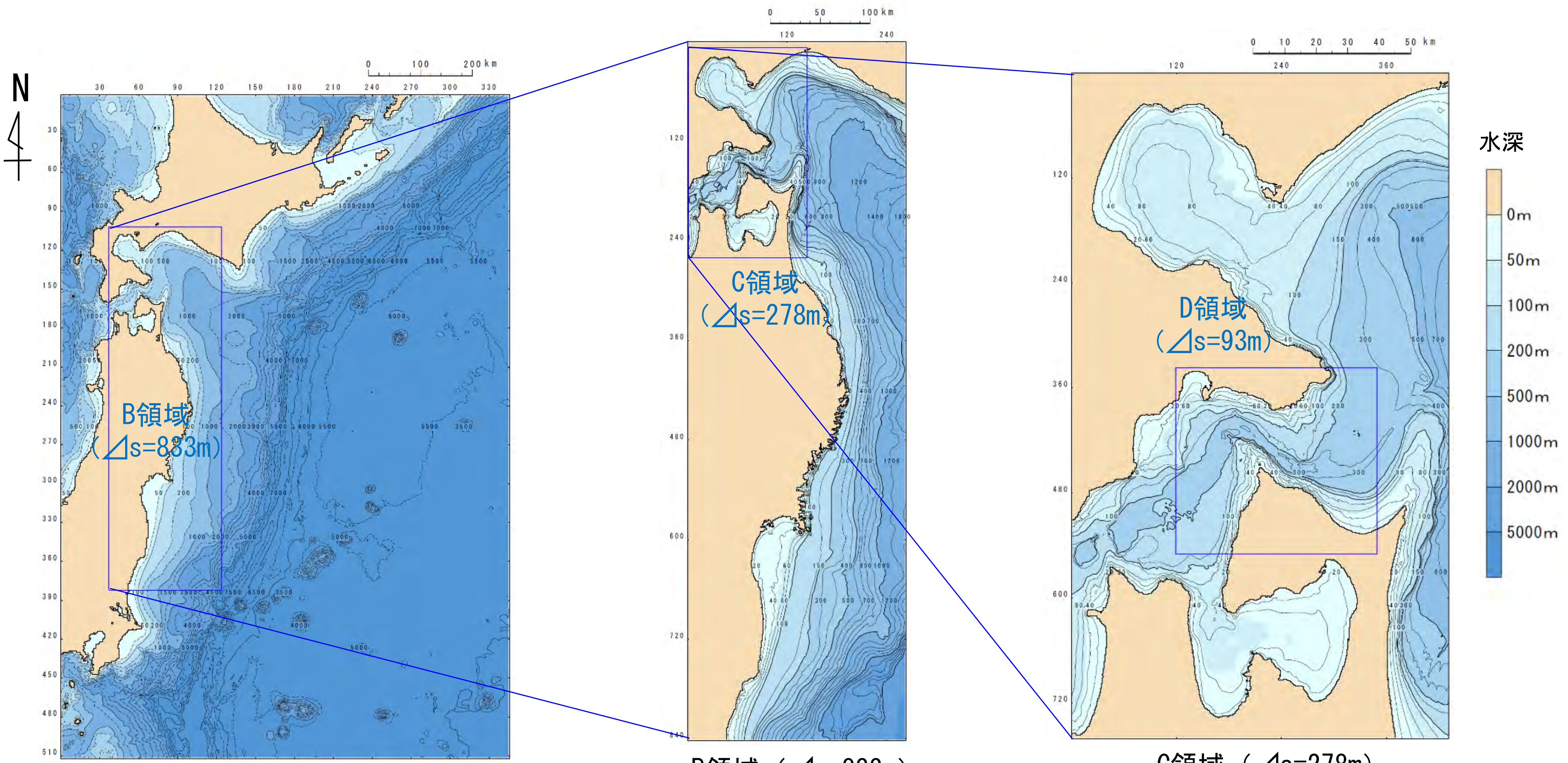


kinematic landslideモデル概念図
Satake（2007）

第1023回審査会合
資料1-1　P.2.1-13再掲

２-１．津波の計算条件（１１／１５）

地震以外の要因による津波の計算条件（５／７）：陸上の斜面崩壊及び海底地すべりに起因する津波の計算領域

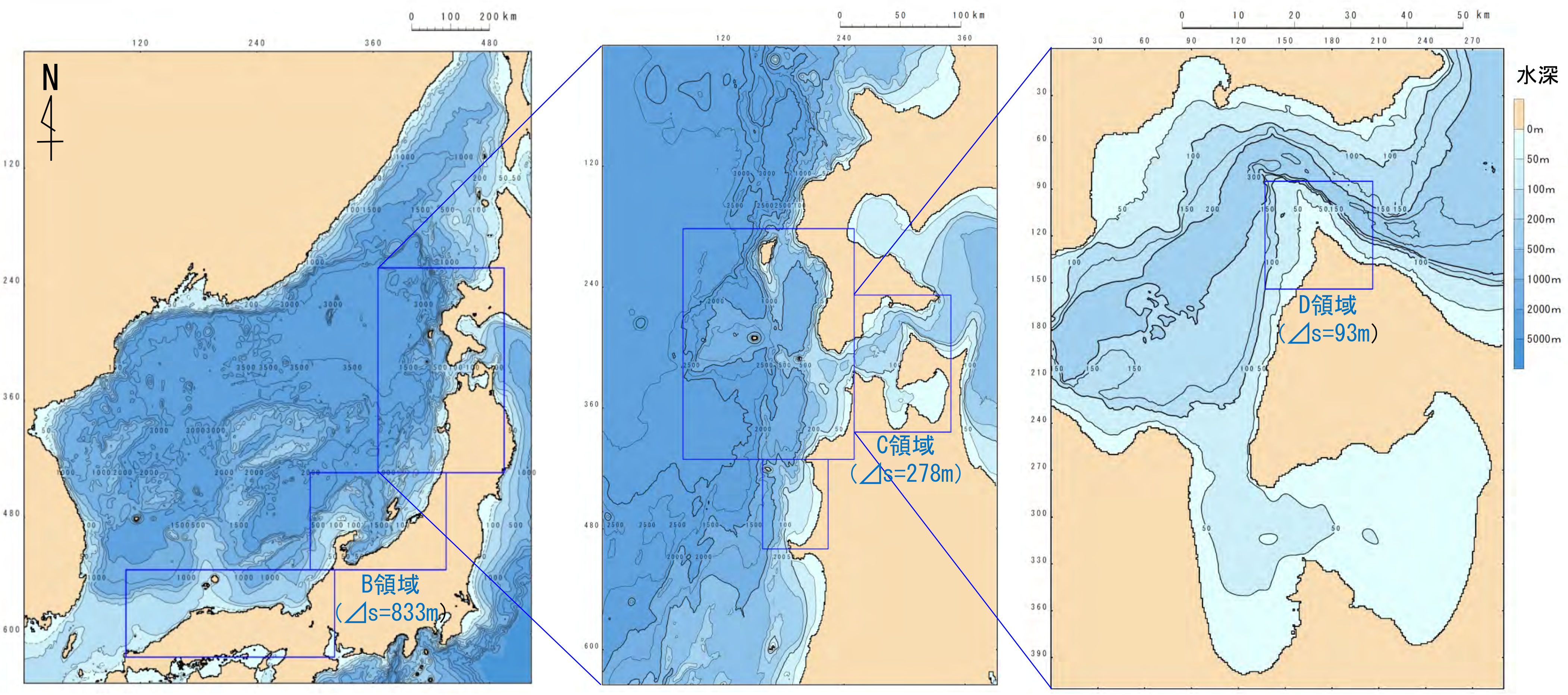


A領域（⊿s=2500m）　B領域（⊿s=833m）　C領域（⊿s=278m）

各領域の地形モデルは，海域についてはM7000（日本水路協会）等を，陸域については国土地理院50mメッシュ（標高）等を用いて作成した。

２-１．津波の計算条件（１２／１５）

地震以外の要因による津波の計算条件（６／７）：火山現象に起因する津波の計算領域

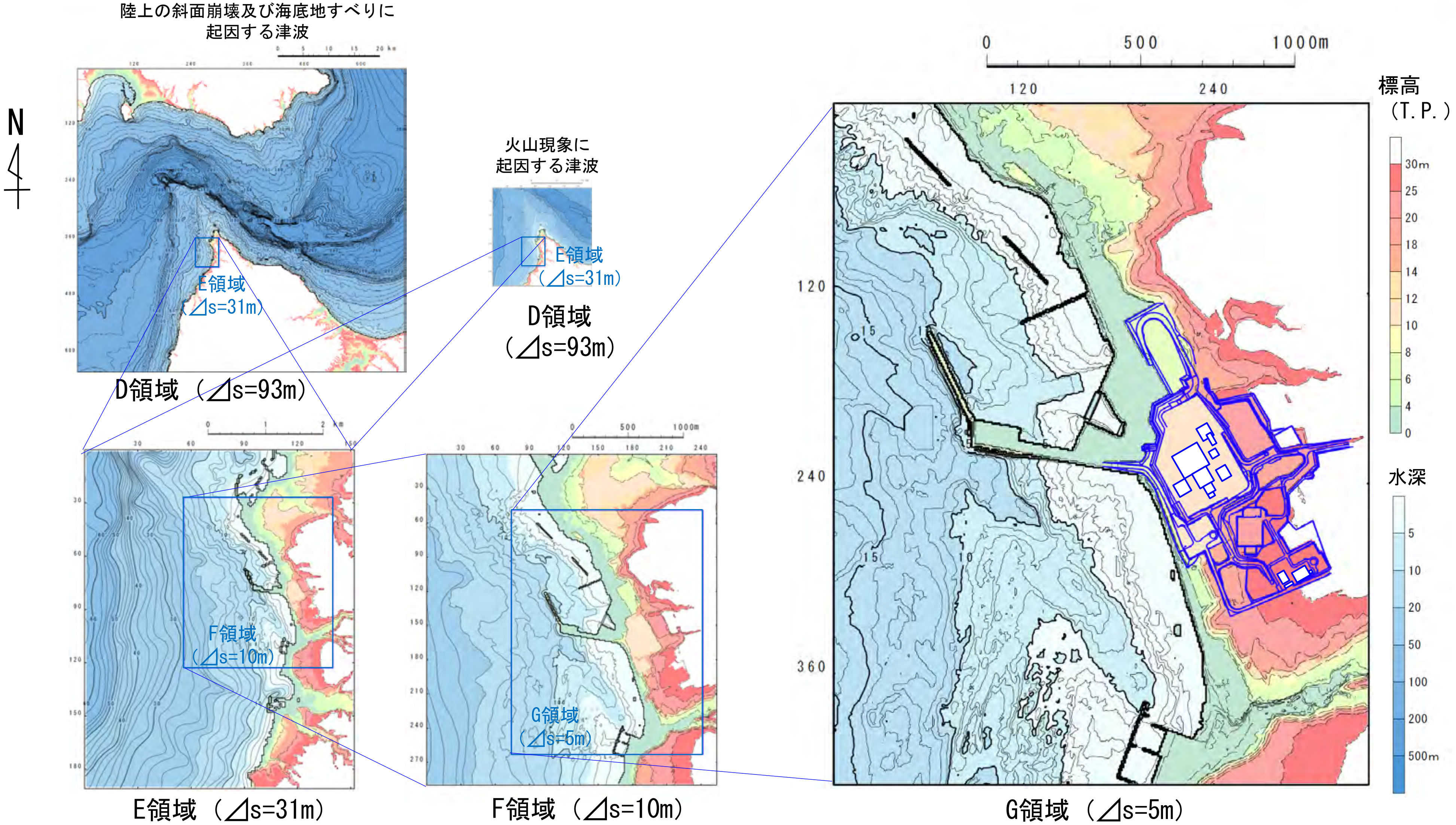


A領域（⊿s=2500m）　B領域（⊿s=833m）　C領域（⊿s=278m）

各領域の地形モデルは，海域についてはM7000（日本水路協会）等を，陸域については国土地理院50mメッシュ（標高）等を用いて作成した。

２－１．津波の計算条件（１３／１５）

地震以外の要因による津波の計算条件（７／７）：敷地周辺計算領域



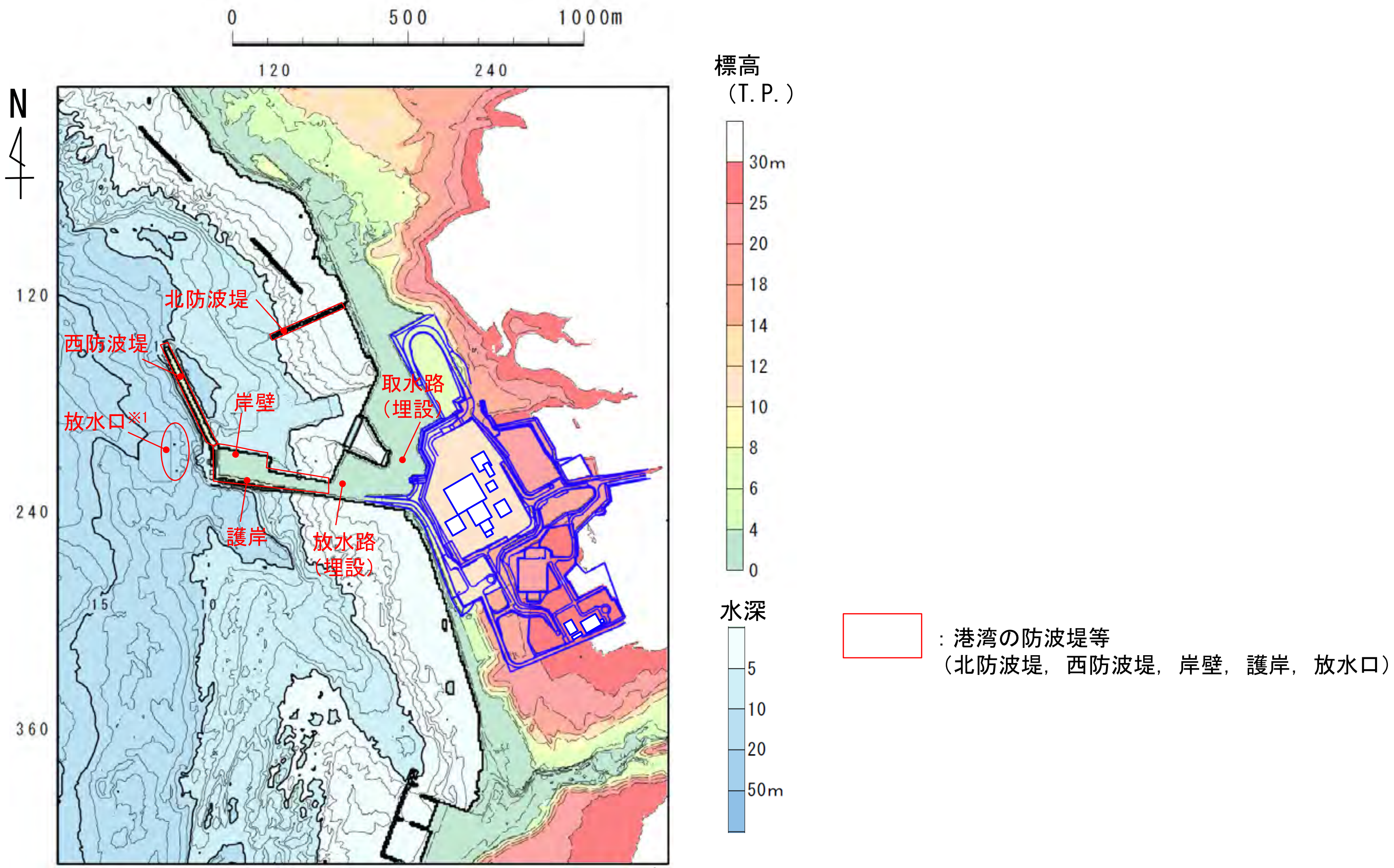
敷地周辺の地形モデルは，敷地前面の港湾施設の影響を考慮した予測計算を行うために，深浅測量による詳細な海底地形図等※を用いて作成した。

※G領域の地形データ：海底地形データ：深浅測量データ（平成29年測量），陸域地形データ：航空レーザー測量による0.5mメッシュデータ（平成25年測量）

２-１．津波の計算条件（１４／１５）

港湾の防波堤等の取扱い（１／２）

・数値シミュレーションは，港湾の防波堤等がある状態で実施することを基本とする。



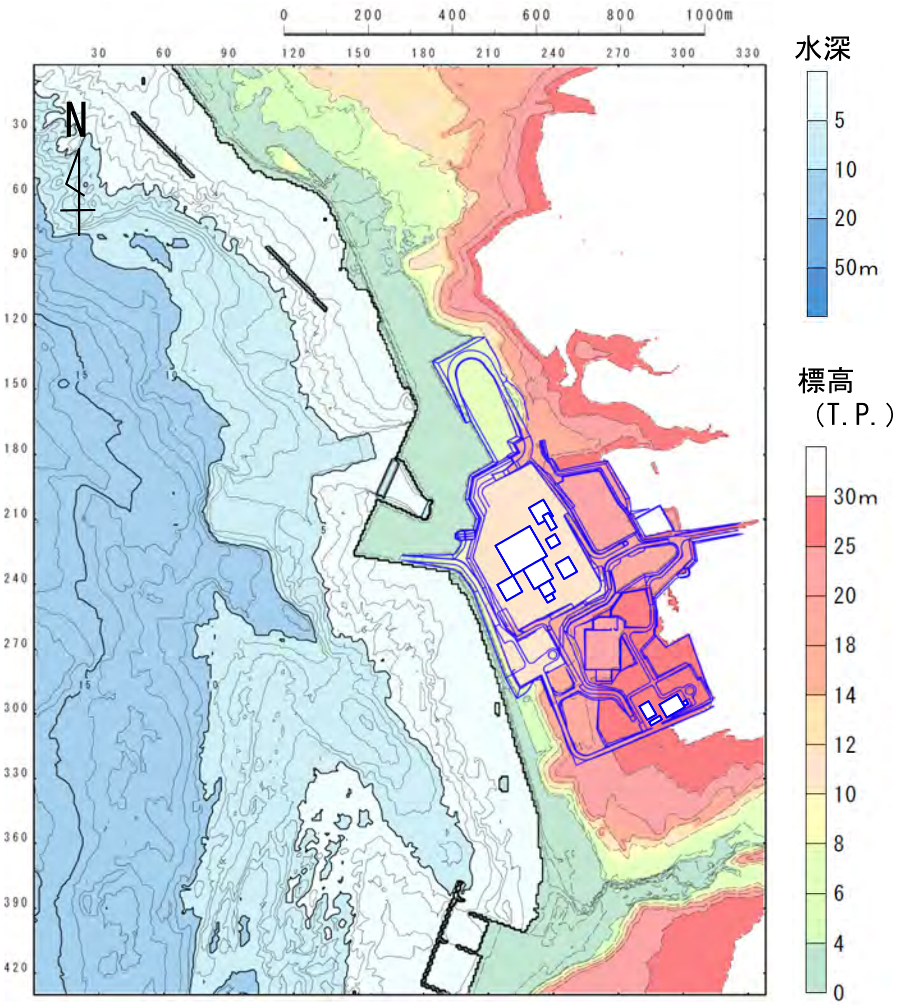
※1：T.P.－11.6mから水中放水

港湾の防波堤等位置図

２－１．津波の計算条件（１５／１５）

港湾の防波堤等の取扱い（２／２）

「６－１．防波堤等の影響検討」において考慮する港湾の防波堤等がない場合に用いる地形モデルは以下のとおり。



港湾の防波堤等なしの地形モデル

（余白）

目　次

：本資料の掲載範囲

：本資料での主なご説明範囲

2-2．数値シミュレーションモデルの妥当性検討（１／１０）

第1023回審査会合
資料1-1　P.2.2-2再掲

再現性評価の検討方針

- 基準津波の策定に係る数値シミュレーションを行う前提として，計算手法，地形モデル等の妥当性を確認するため，既往津波高と数値シミュレーションにより計算される津波高（以下「計算津波高」という。）との比較により，既往津波の再現性を確認した。
- 対象とする既往津波は，既往津波高の信頼性や文献調査で得られた津軽海峡沿岸及び敷地への影響を考慮して以下の津波を選定した。
  - ➢ 既往津波高の信頼性が高く敷地への影響が最大級である津波：**①1993年北海道南西沖地震津波**
  - ➢ 日本海側近地津波：**②1741年渡島大島火山津波※1**
  - ➢ 太平洋側近地津波：**③1856年青森県東方沖地震津波※1**
  - ➢ 遠地津波：**④1960年チリ地震津波※1**
- 再現性の評価の指標としては，相田（1977）による，既往津波高と計算津波高との比から求める幾何平均値K及びバラツキをあらわす幾何標準偏差κを用いた。

※１：②～④は，文献調査の結果，津軽海峡沿岸及び敷地に最も影響を及ぼしたと考えられる各海域の既往津波

■相田（1977）による幾何平均値と幾何標準偏差

$$\log K = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} \log K_i \qquad \log\kappa = \left\{ \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} (\log K_i)^2 - (\log K)^2 \right\}^{1/2} \qquad K_i = \frac{R_i}{H_i}$$

ここで，

R_i：i番目の地点の観測値（既往津波高）

H_i：計算値（計算津波高）

n：既往津波高の個数

再現性の目安（土木学会（2016））

0.95＜K＜1.05，　κ＜1.45

2-2．数値シミュレーションモデルの妥当性検討（２／１０）

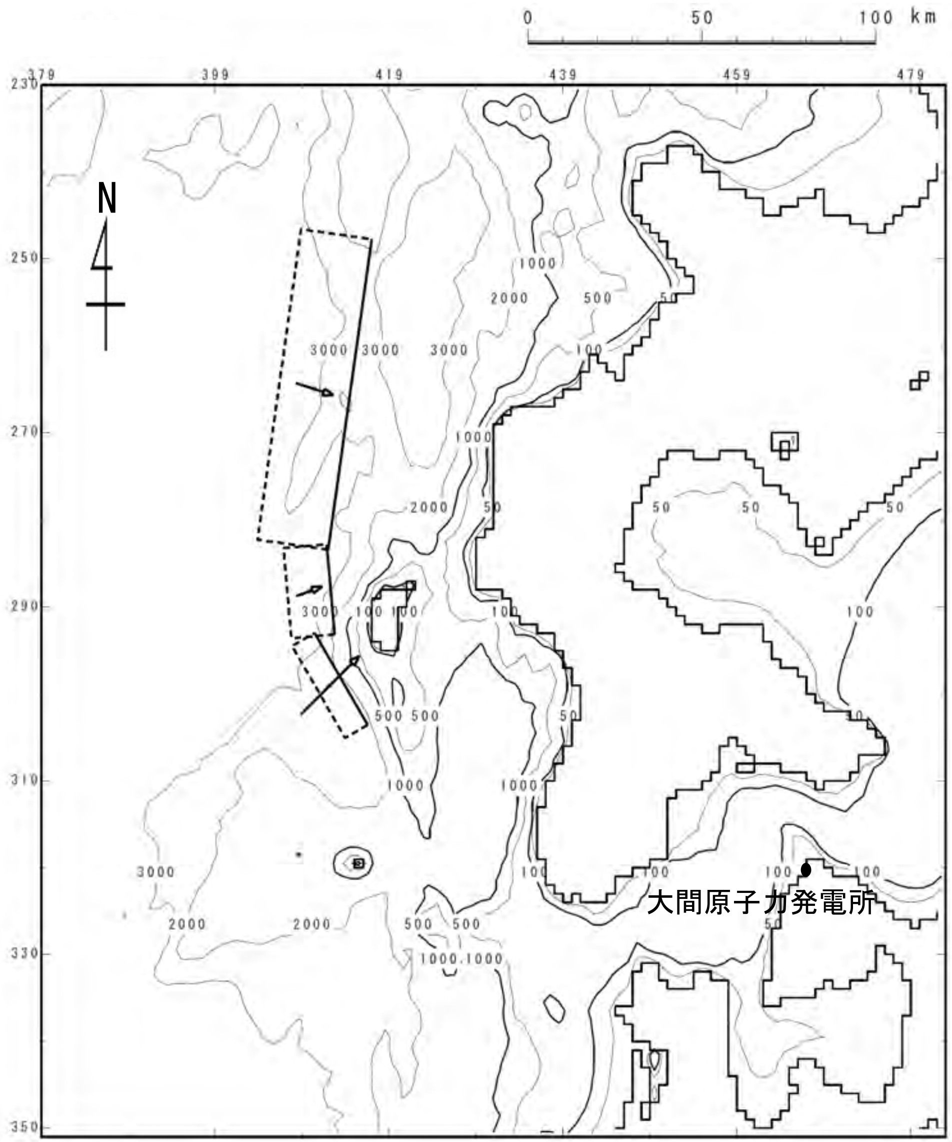
第1023回審査会合
資料1-1　P.2.2-3再掲

①1993年北海道南西沖地震津波（１／２）：波源モデル

- 数値シミュレーションの計算手法，地形モデル等の妥当性を確認するため，既往津波高の信頼性が高く敷地への影響が最大級である1993年北海道南西沖地震津波を対象とし，同津波高の再現性が良好とされる高橋ほか（1995）DCRC-26モデルを用いた再現計算を実施した。

波源モデルのパラメータ

項　　目	諸　　元		
	北側	中央	南側
ﾓｰﾒﾝﾄﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ Mw	7.8		
長さ L（km）	90	26	30.5
幅 W（km）	25	25	15
すべり量 D（m）	5.71	4.00	12.00
剛性率 μ（N/m²）	3.5×10^{10}		
地震ﾓｰﾒﾝﾄ Mo（N・m）	7.33×10^{20}		
走向 θ（°）	188	175	150
上縁深さ d（km）	10	5	5
傾斜角 δ（°）	35	60	60
すべり角 λ（°）	80	105	105
ライズタイム τ（s）	0		



1993年北海道南西沖地震津波波源モデル

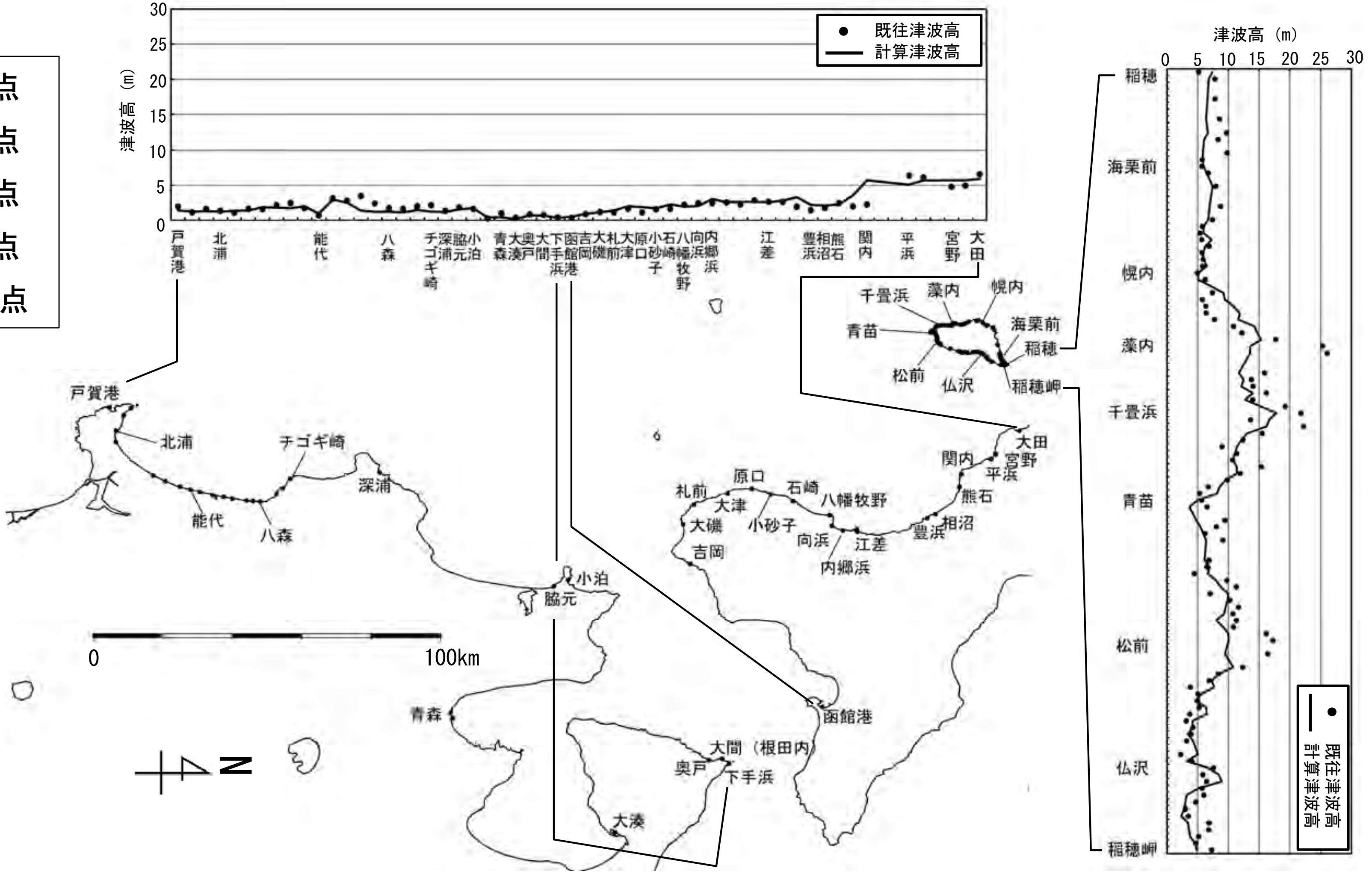
2-2．数値シミュレーションモデルの妥当性検討（３／１０）

第1023回審査会合
資料1-1　P.2.2-4再掲

①1993年北海道南西沖地震津波（２／２）：再現性評価結果

- 北海道南部沿岸：27地点
- 奥尻島　　　　：98地点
- 青森県沿岸　　：９地点
- 秋田県北部沿岸：19地点

計：153地点



既往津波高と計算津波高の比較

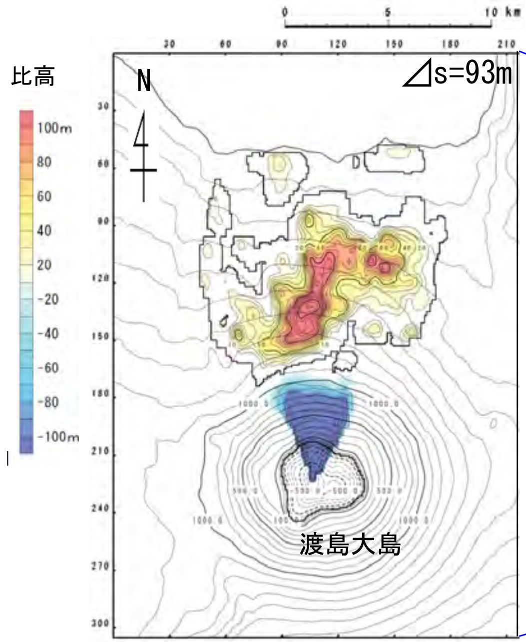
数値シミュレーションによる検証結果は，K＝1.049，κ＝1.38（n＝153）であり，既往津波の再現性は良好であると判断される。

2-2．数値シミュレーションモデルの妥当性検討（４／１０）

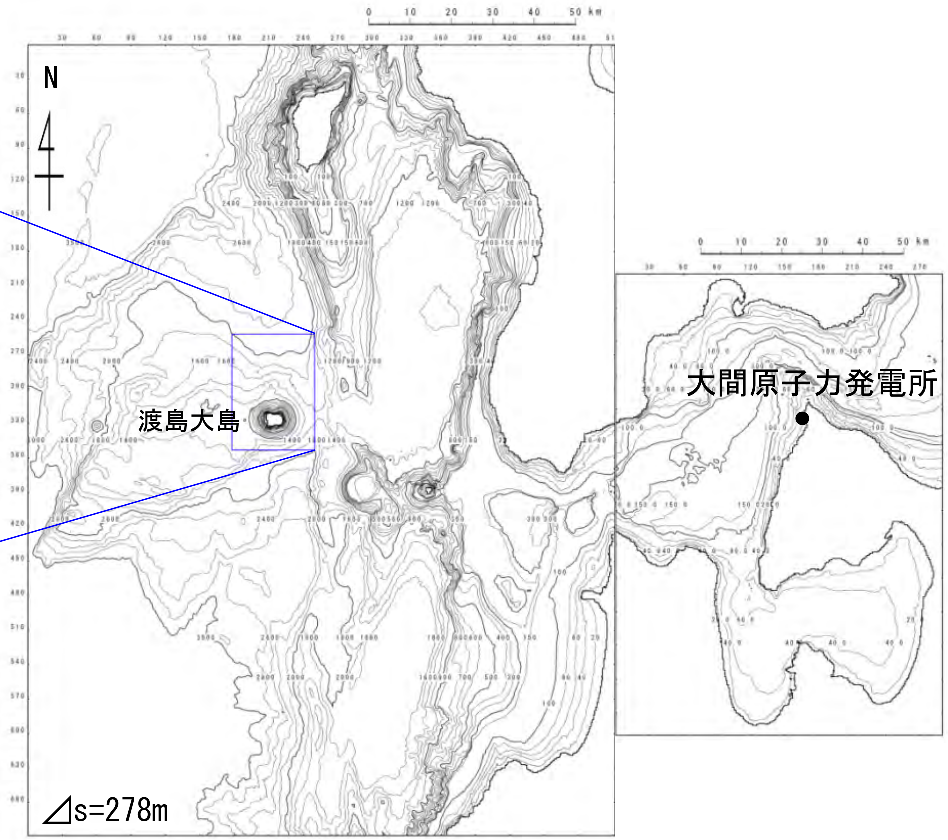
第1023回審査会合
資料1-1　P.2.2-5再掲

②1741年渡島大島火山津波（１／２）：波源モデル

- 1741年渡島大島火山津波の波源モデルは，Satake（2007）のkinematic landslideモデル（水平移動速度Ｕ：40m/s，比高変位継続時間Ｔ：120s）を採用した。



Satake（2007）に基づく比高分布



解析領域図

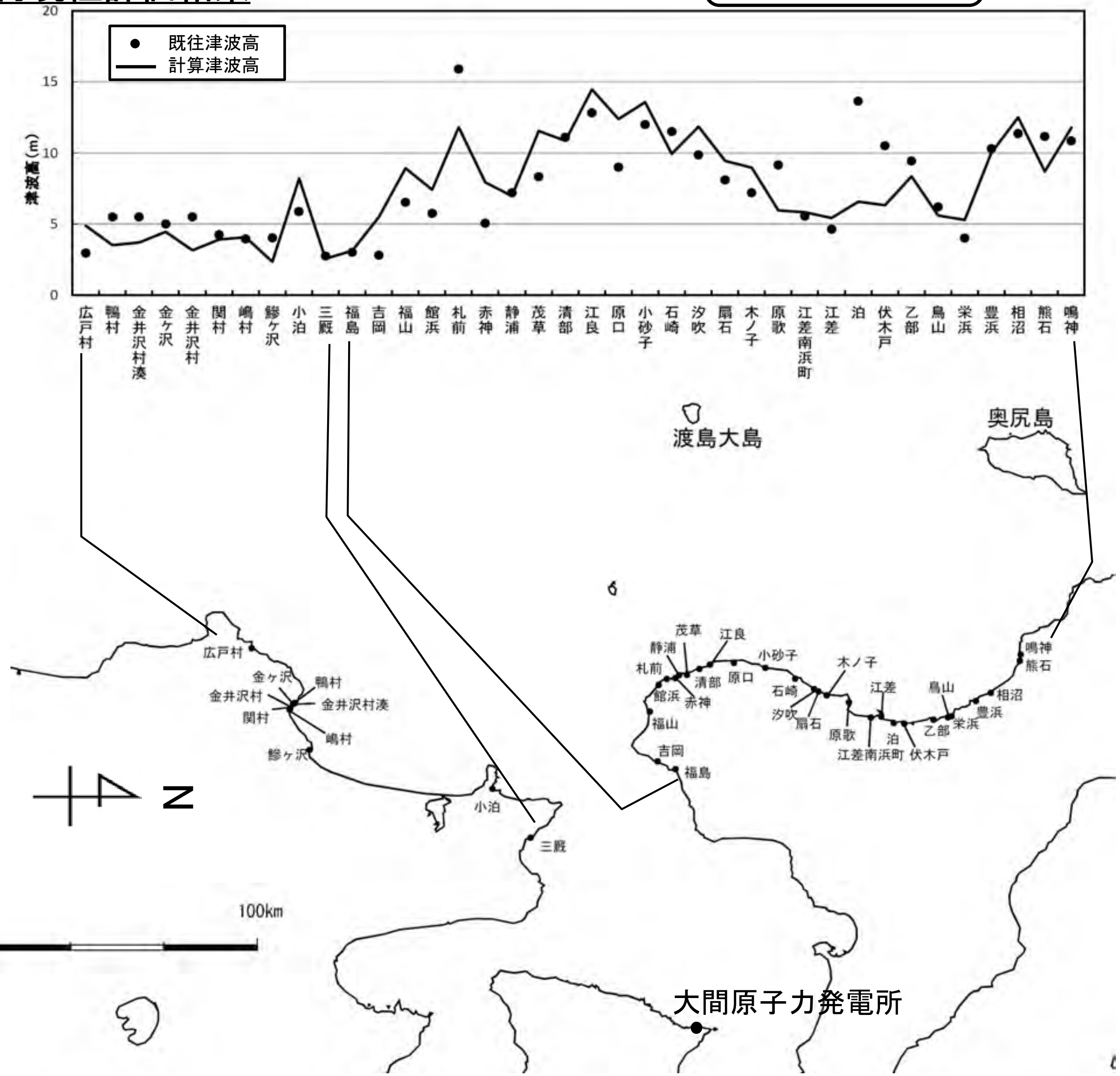
2-2．数値シミュレーションモデルの妥当性検討（5／10）

第1023回審査会合
資料1-1　P.2.2-6再掲

②1741年渡島大島火山津波（2／2）：再現性評価結果

- 北海道南部沿岸：28地点
- 青森県沿岸　　　：10地点

　　　　　　　計：38地点



既往津波高と計算津波高の比較

数値シミュレーションによる検証結果は，K=1.00，κ=1.37（n=38）であり，既往津波の再現性は良好であると判断される。

2-2．数値シミュレーションモデルの妥当性検討（６／１０）

③1856年青森県東方沖地震津波（１／２）：波源モデル

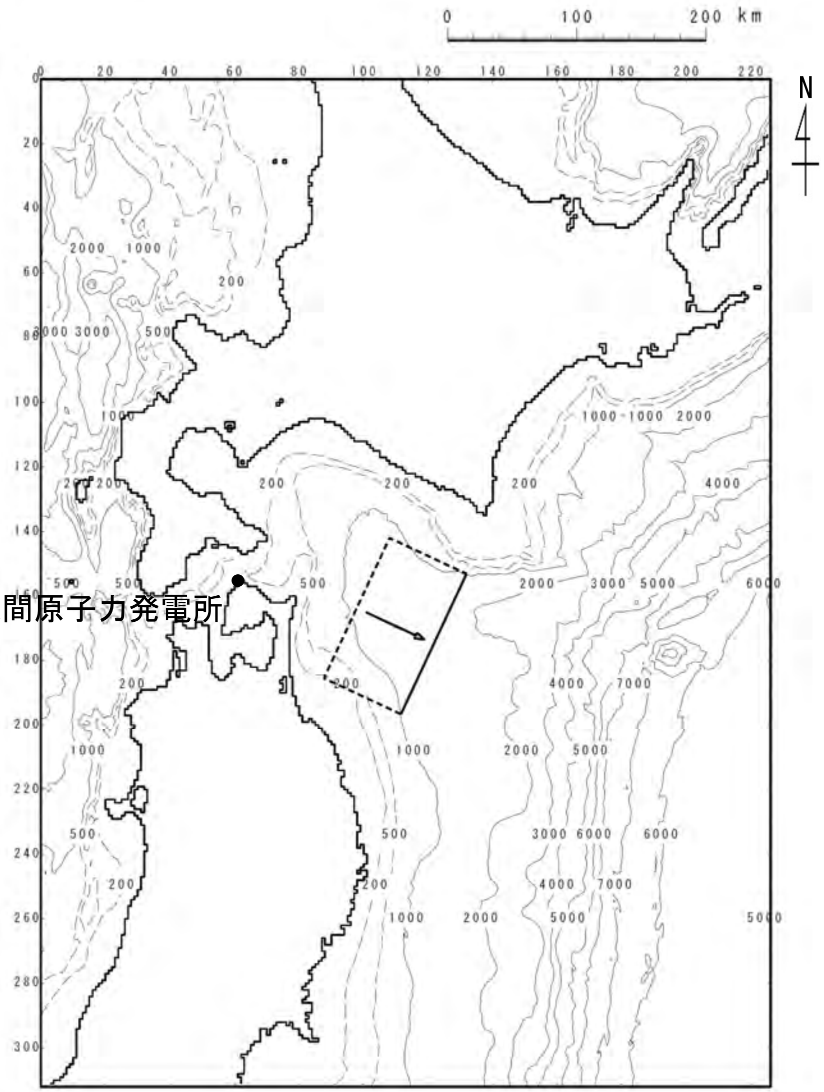
第1023回審査会合
資料1-1　P.2.2-7再掲

- 1856年青森県東方沖地震津波の波源モデルは土木学会（2002）で津波痕跡高との比較を実施している断層モデルを基本とし，既往津波高を良好に再現するようすべり量を修正したモデル（以下「修正土木学会モデル」という。）を採用した。

波源モデルのパラメータ

項目	諸元
ﾓｰﾒﾝﾄﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ Mw	8.35(8.28)
長さ L（km）	120
幅 W（km）	70
すべり量 D※1（m）	10.0(7.8)
剛性率 μ（N/m²）	5.0×10^{10}
地震ﾓｰﾒﾝﾄ Mo（N・m）	4.20×10^{21} (3.28×10^{21})
走向 θ（°）	205
上縁深さ d（km）	26
傾斜角 δ（°）	20
すべり角 λ（°）	90
ライズタイム τ（s）	60

※１：土木学会（2002）のすべり量を修正して設定。
( )：修正前の値。



修正土木学会モデル

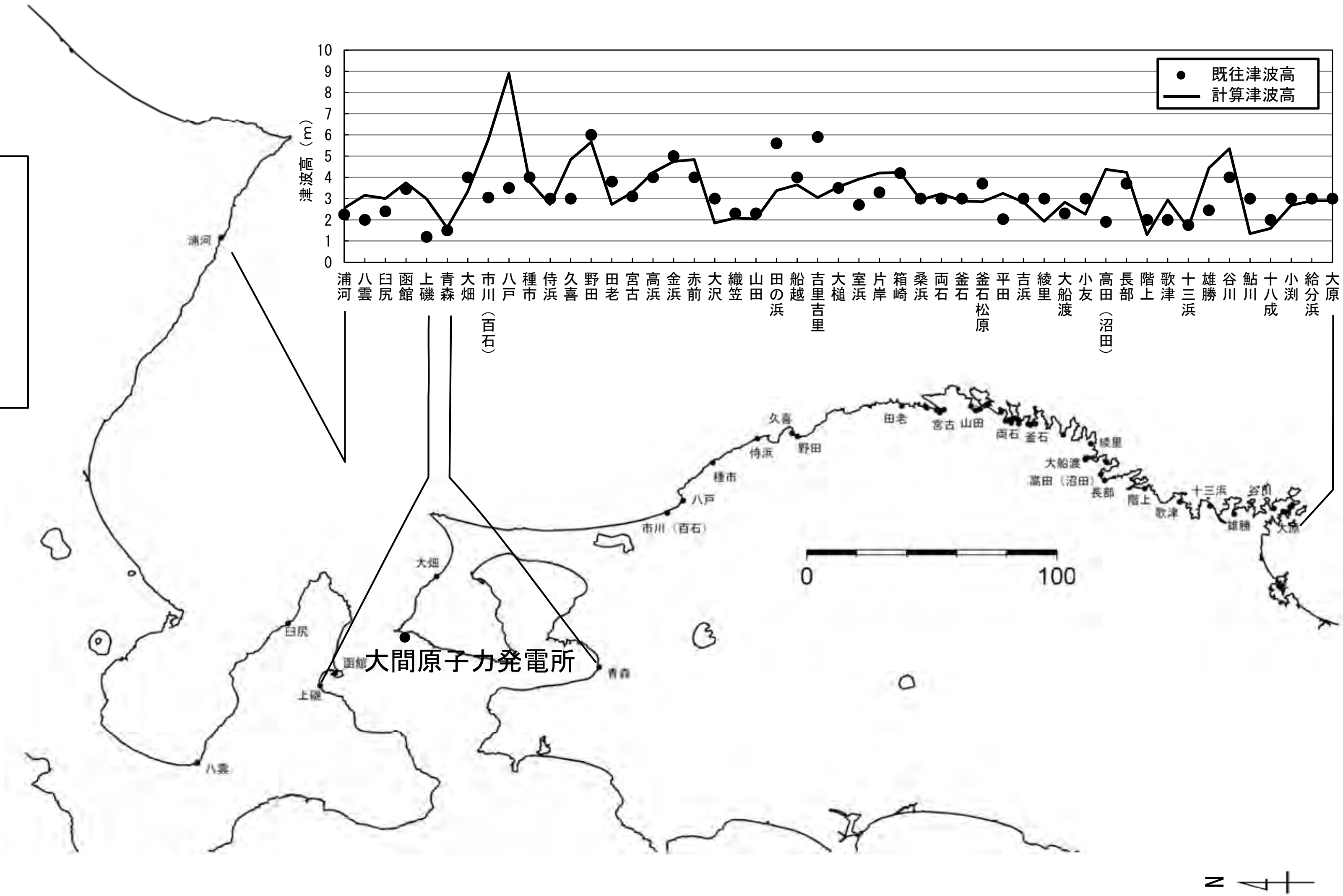
2-2．数値シミュレーションモデルの妥当性検討（７／１０）

第1023回審査会合
資料1-1　P.2.2-8再掲

③1856年青森県東方沖地震津波（２／２）：再現性評価結果

- 北海道南部沿岸：５地点
- 青森県沿岸　：４地点
- 岩手県沿岸　：27地点
- 宮城県沿岸　：13地点

計　：49地点



既往津波高と計算津波高の比較

数値シミュレーションによる検証結果は，K=0.96，κ=1.447（n=49）であり，既往津波の再現性は良好であると判断される。

２-２．数値シミュレーションモデルの妥当性検討（８／１０）

第1023回審査会合
資料1-1　P.2.2-9再掲

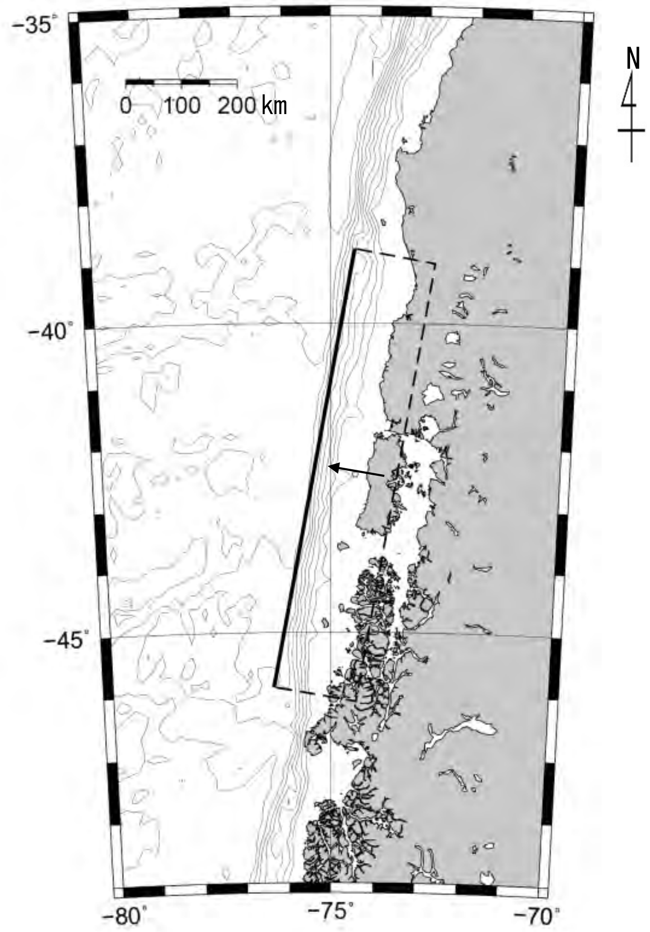
④1960年チリ地震津波（１／２）：波源モデル

- 1960年チリ地震津波の波源モデルはKanamori and Cipar（1974）の波源モデルを基本とし，既往津波高を良好に再現するよう幅とすべり量を修正したモデル（以下「修正K&Cモデル」という。）を採用した。

波源モデルのパラメータ

項　目	諸　元
ﾓｰﾒﾝﾄﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ Ｍｗ	9.43(9.46)
長さ Ｌ（km）	800
幅 Ｗ※（km）	150(200)
すべり量 Ｄ※（m）	28.8(24.0)
剛性率 μ （N/m^2）	5.0×10^{10}
地震ﾓｰﾒﾝﾄ Ｍo（N・m）	1.73×10^{23}(1.92×10^{23})
走向 θ （°）	10
上縁深さ ｄ（km）	1
傾斜角 δ （°）	10
すべり角 λ （°）	90
ライズタイム τ （s）	0

※：Kanamori and Cipar（1974） の幅及びすべり量を修正して設定。
（ ）:修正前の値。



修正K&Cモデル

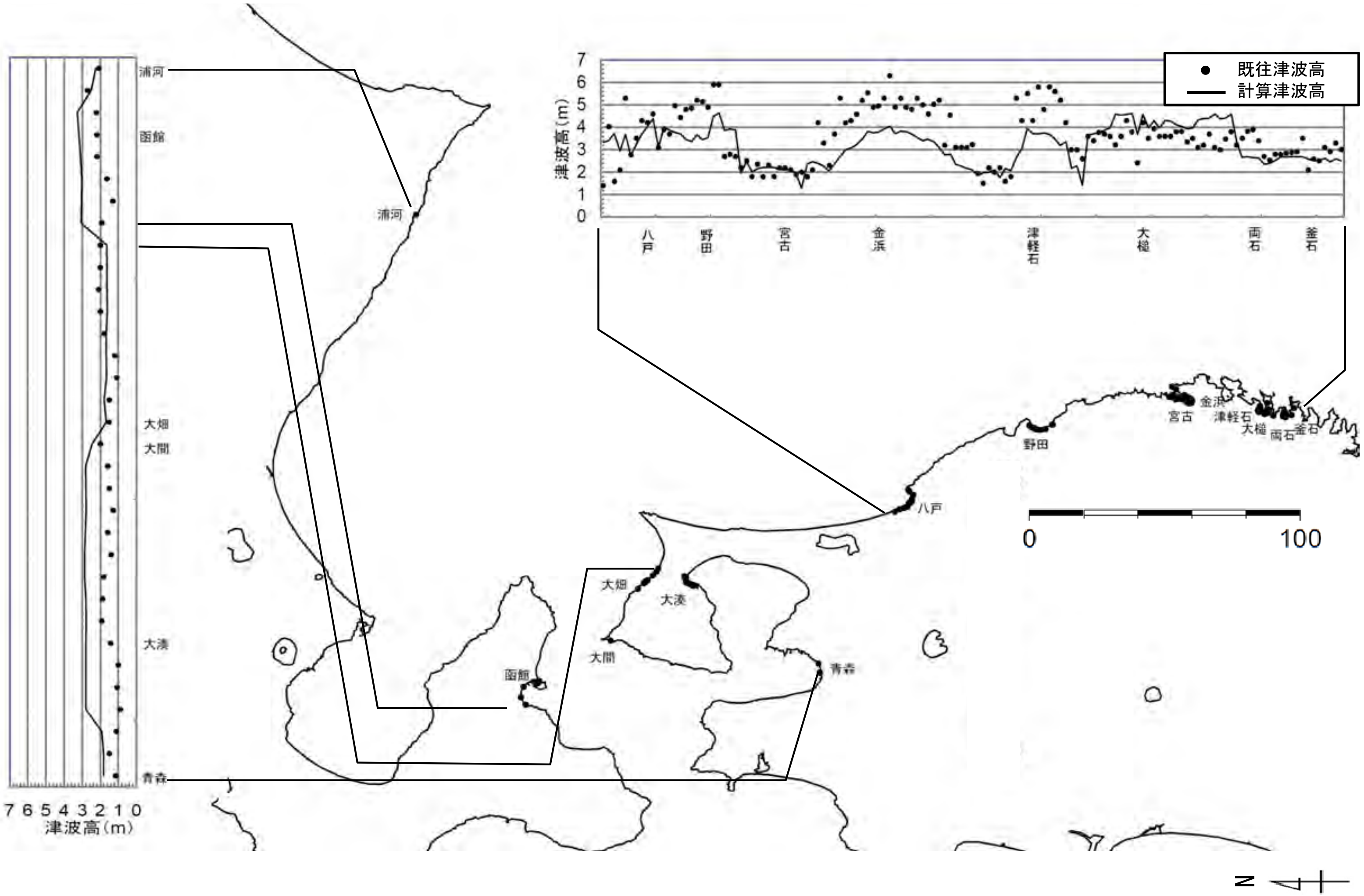
2-2．数値シミュレーションモデルの妥当性検討（９／１０）

第1023回審査会合
資料1-1　P.2.2-10再掲

④1960年チリ地震津波（２／２）：再現性評価結果

- 北海道南部沿岸：　８地点
- 青森県沿岸　　：　38地点
- 岩手県沿岸　　：122地点

計：168地点



既往津波高と計算津波高の比較

数値シミュレーションによる検証結果は，　K=1.00，　κ=1.43　（n=168）であり，既往津波の再現性は良好であると判断される。

2-2．数値シミュレーションモデルの妥当性検討（１０／１０）

第1023回審査会合
資料1-1　P.2.2-11再掲

まとめ

- 既往津波高と計算津波高を比較した結果は，下表のとおりである。
- いずれの既往津波に対しても，再現性の目安を満たしていることから，再現性は良好であり計算手法，地形モデル等の妥当性が確認できた。

既往津波	K　幾何平均値	κ　幾何標準偏差	n　既往津波高の個数
1993年北海道南西沖地震津波	1.049	1.38	153
1741年渡島大島火山津波	1.00	1.37	38
1856年青森県東方沖地震津波	0.96	1.447	49
1960年チリ地震津波	1.00	1.43	168

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

（余白）

目　次

：本資料の掲載範囲

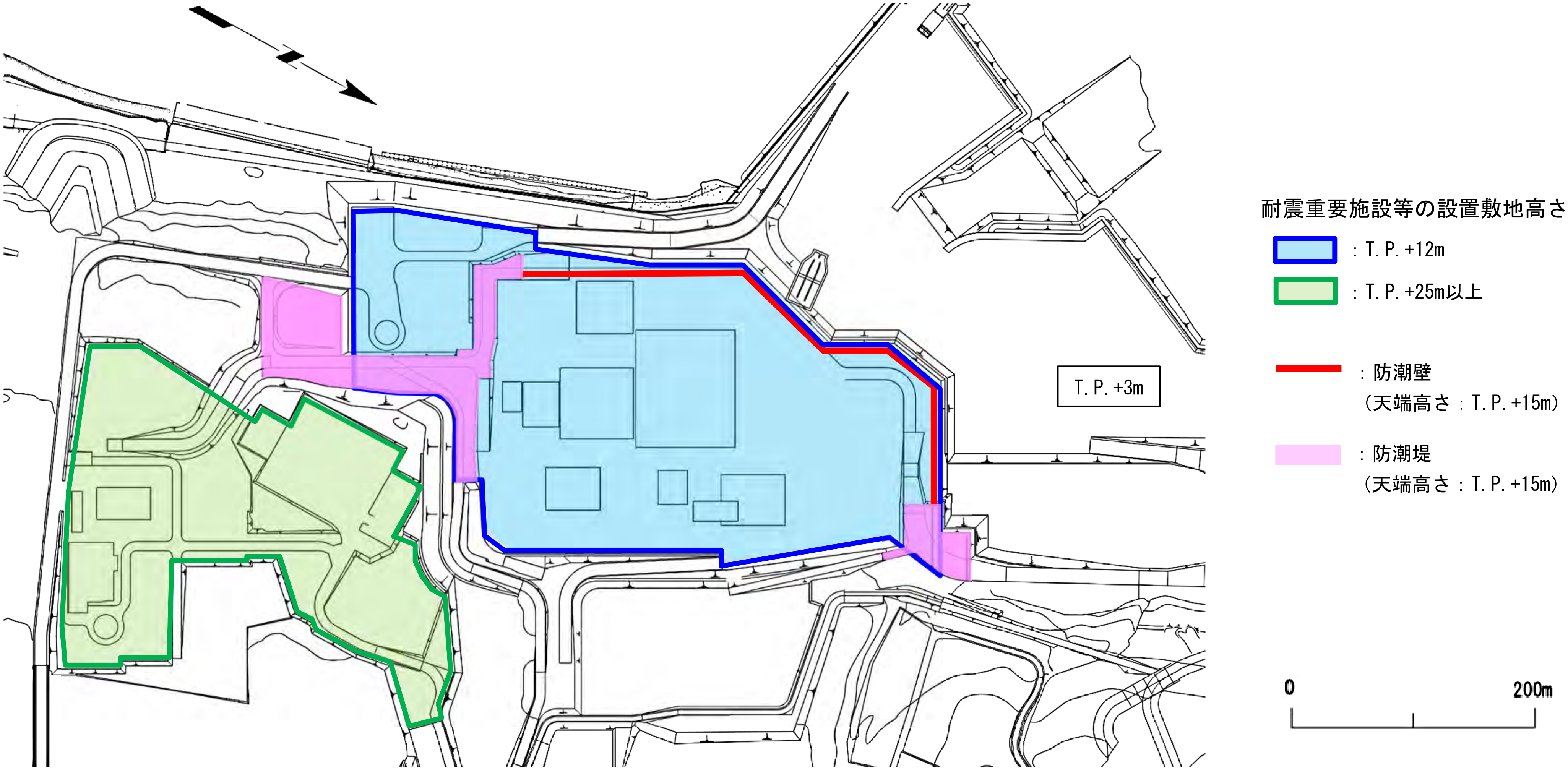
：本資料での主なご説明範囲

2-3．敷地及び敷地付近における評価方針（１／４）

第1023回審査会合
資料1-1　P.2.3-2再掲

耐震重要施設等の設置箇所

・耐震重要施設等が設置されるのは，T.P.+12m及びT.P.+25m以上の敷地である。
・なお，耐震重要施設等が設置されるT.P.+12mの敷地には，自主対策として高さ３mの防潮壁または防潮堤を設置する。



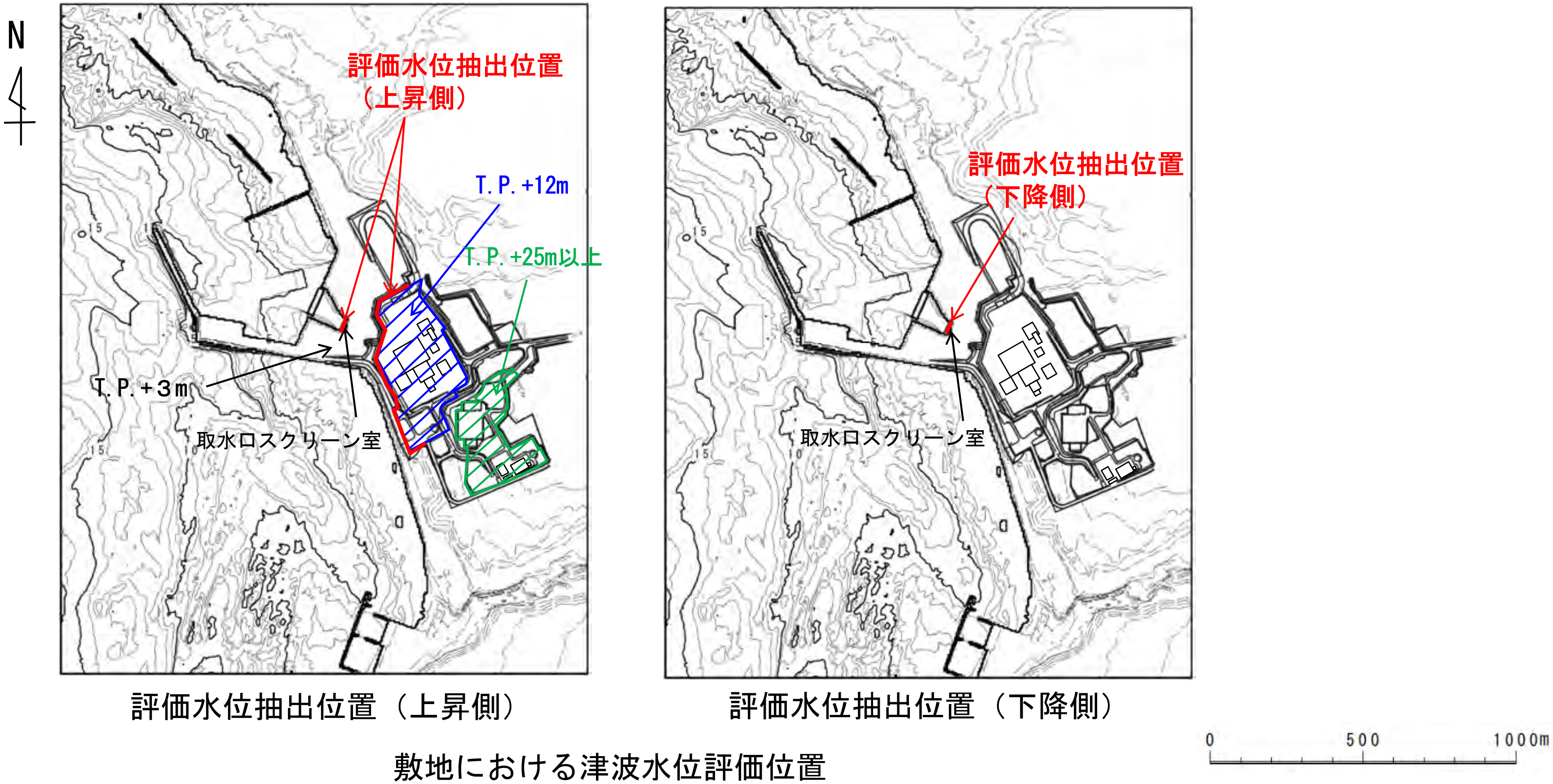
２-３．敷地及び敷地付近における評価方針（２／４）

敷地における津波水位評価位置の考え方

- 津波による水位変動に対する敷地の安全性を評価する際には，津波による水位上昇に対して耐震重要施設等が設置される敷地に津波が到達しないこと，また，津波による水位下降に対して原子炉補機冷却水が十分に確保されることを評価する必要がある。このため，下記により評価水位抽出位置を設定する。

【評価水位抽出位置（上昇側）】：耐震重要施設等が設置される敷地（T.P.+12m及びT.P.+25m以上）の安全性に影響を与える可能性のある津波水位を抽出するため，T.P.+12mの敷地の前面に位置を設定
また，T.P.＋３mの敷地へ遡上しない津波に対しては，取水口スクリーン室前面に位置を設定

【評価水位抽出位置（下降側）】：取水路からの原子炉補機冷却水の取水確保を評価するために取水口スクリーン室前面に位置を設定



評価水位抽出位置（上昇側）　　評価水位抽出位置（下降側）

敷地における津波水位評価位置

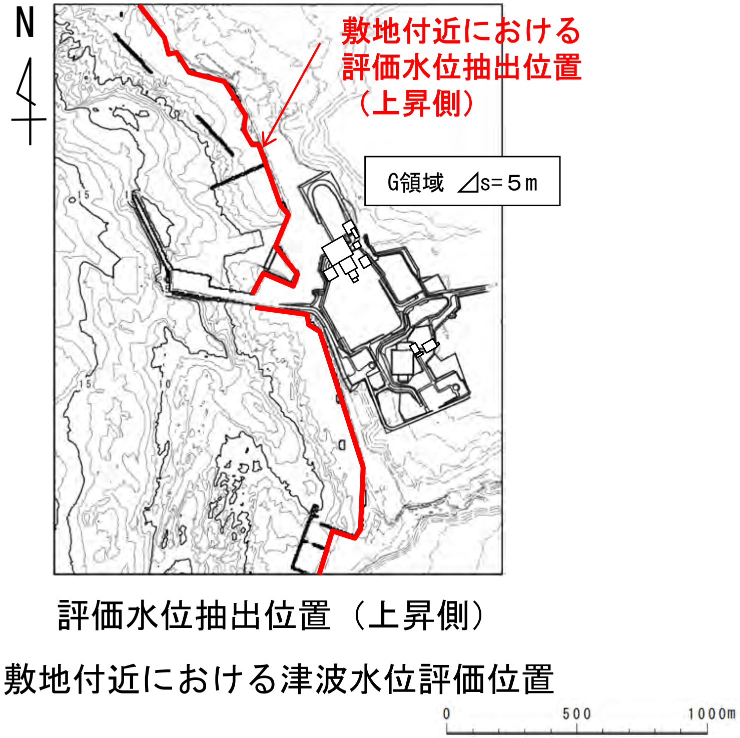
2-3．敷地及び敷地付近における評価方針（３／４）

第1023回審査会合
資料1-1　P.2.3-4再掲

敷地へ及ぼす影響の大きな波源域選定の考え方

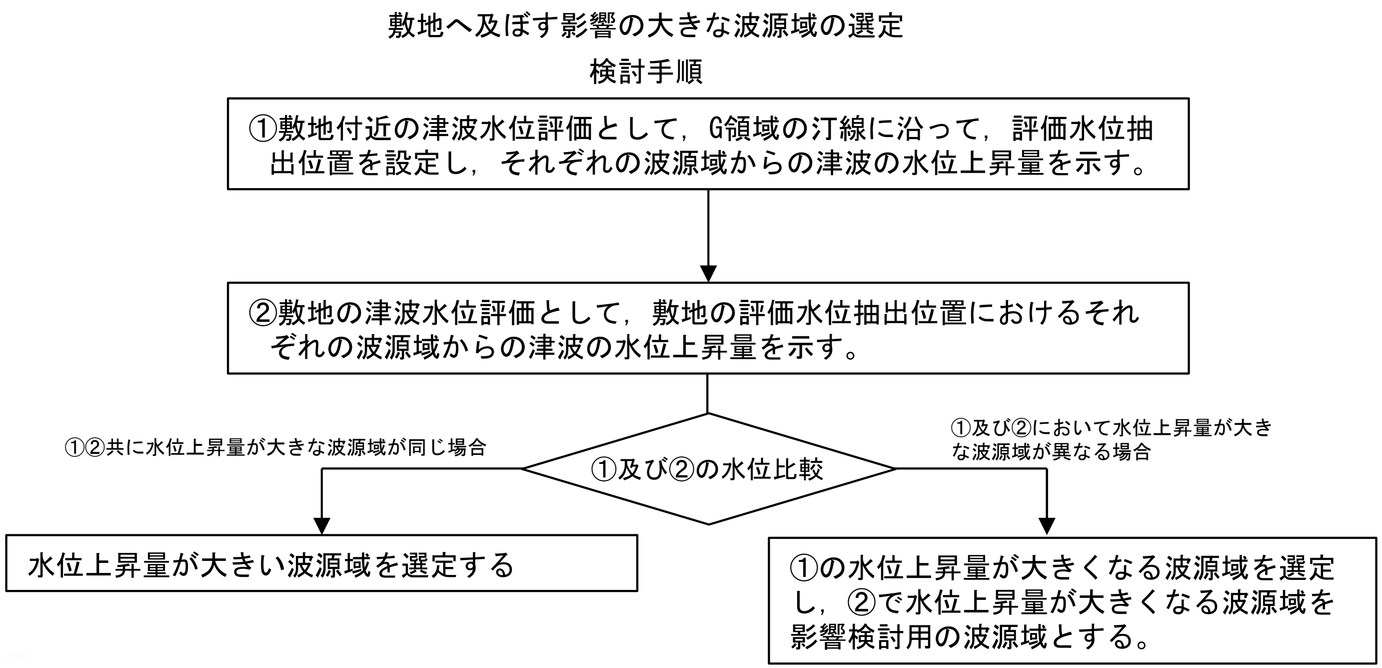
- 敷地における津波水位を評価する前提として，敷地へ及ぼす影響の大きな波源域を選定する際に数値シミュレーション結果を用いて検討する場合には，下記により評価水位抽出位置（上昇側）を設定した上で検討する。

  ✓ 敷地へ及ぼす影響の大きな海域の波源域を選定する際には，耐震重要施設等が設置される敷地に津波が到達しないことを確認する必要があるが，敷地のみの検討だけでは，不確かさの検討によって敷地へ及ぼす影響の逆転現象が生じて波源域選定を誤る可能性を否定しきれない。したがって，津波による敷地付近沿岸への影響を大局的に把握することが有効であるため，敷地のみならず敷地付近をも含めた評価水位抽出位置を設定して検討する。
  ✓ 検討手順は以下のとおり。
  - ➢ 敷地付近の津波水位評価として，敷地を含めた南北約２kmの範囲（G領域）における汀線に沿って，評価水位抽出位置を設定し，それぞれの波源域からの津波の水位上昇量を示す。
  - ➢ また，敷地の津波水位評価として敷地の評価水位抽出位置におけるそれぞれの波源域からの津波の水位上昇量を示す。
  - ➢ 比較対象の波源域で，敷地付近及び敷地において全ての水位が上回る場合には，その領域を選定する。一方，敷地付近に及ぼす影響が大きな波源域に対して，敷地の水位が上回る領域がある場合には，前者を敷地へ及ぼす影響の大きな領域として選定する一方で，後者を影響検討用の波源域として扱う。



評価水位抽出位置（上昇側）

敷地付近における津波水位評価位置



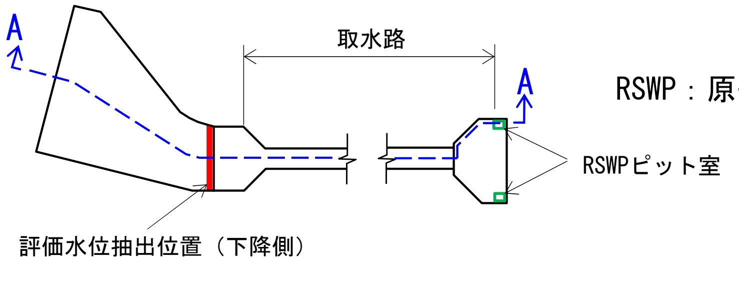
２－３．敷地及び敷地付近における評価方針（４／４）

評価水位抽出位置と取水設備との関係

・取水路からの原子炉補機冷却水の取水確保を評価するために，取水口スクリーン室前面を評価水位抽出位置とする。
・原子炉補機冷却水の取水確保の評価については，「６－２．基準津波の選定」において，海水貯留量（約6,600m^3）に対する原子炉補機冷却海水ポンプ（RSWP,取水量毎秒３m^3）の運転可能時間と津波が貯留堰天端高さを下回る継続時間を比較することにより実施する。なお，この際RSWP以外の循環水ポンプ及びタービン補機冷却海水ポンプは，稼働していない状況である※。

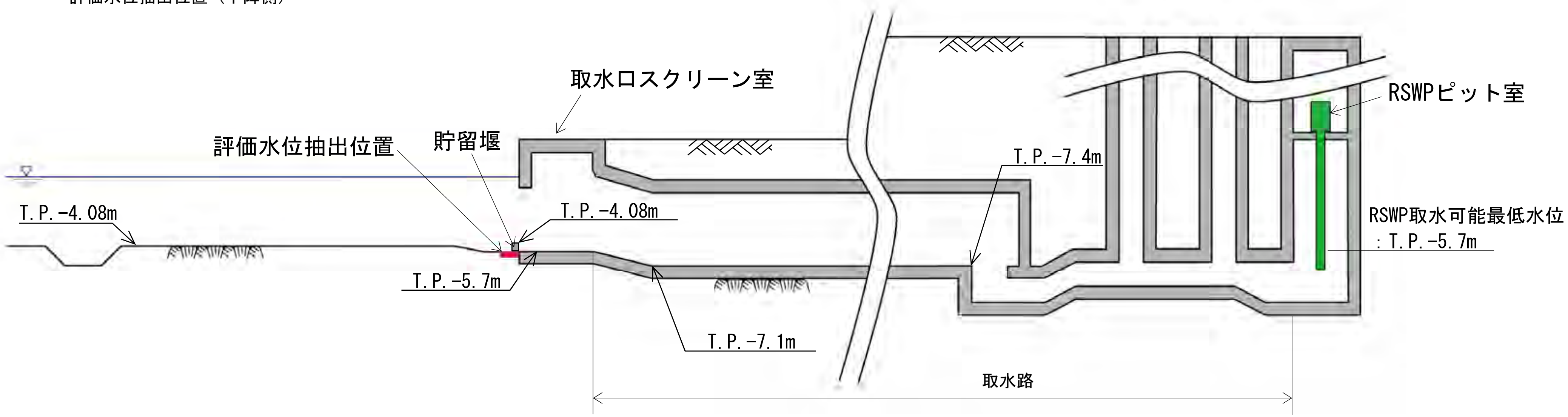
※：津波による水位低下時には，循環水ポンプ及びタービン補機冷却海水ポンプは手動停止しており，RSWPは全６台稼働する。

平面（概略図）



RSWP：原子炉補機冷却海水ポンプ

A-A断面（概略図）



注：基準津波の最低水位に対し，原子炉補機冷却水を常時取水できるように貯留堰を設置する。

（余白）

目　次

：本資料の掲載範囲

：本資料での主なご説明範囲

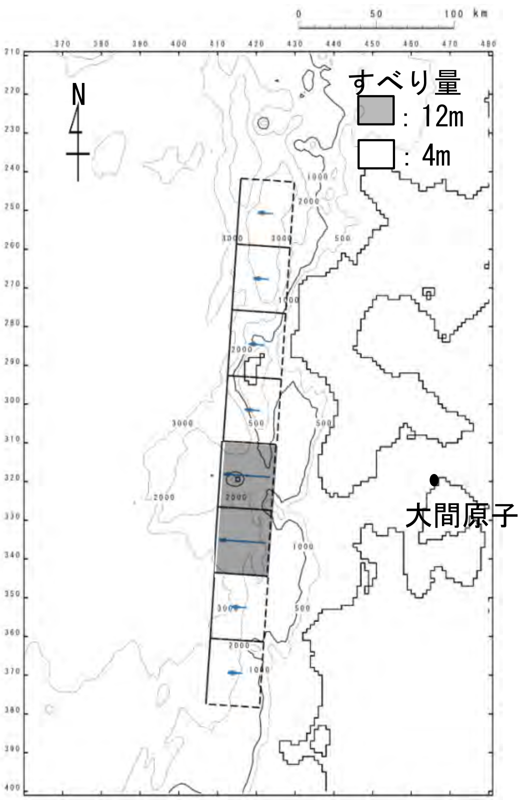
3－1．日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（１／６５）

日本海東縁部に想定される地震に伴う津波の検討フロー

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-2再掲

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

基準波源モデルの設定



概略パラメータスタディ

（ステップ１）

変動パラメータ※1
・東西方向位置・傾斜角及び傾斜方向
・アスペリティ※2位置（断層長さの約1/10を考慮して約40kmﾋﾟｯﾁで移動）

ステップ１において最大水位上昇ケース及び最大水位下降ケースとなる２つの波源モデルを，ステップ２の検討対象とする。

（ステップ２）

変動パラメータ※1
・アスペリティ※2位置（ステップ１で影響が大きい位置をさらに細かく約10kmﾋﾟｯﾁで移動）

詳細パラメータスタディ

概略パラメータスタディにおいて最大水位上昇ケース及び最大水位下降ケースとなる２つの波源モデルを，詳細パラメータスタディの検討対象とする。

変動パラメータ※1
・走向
・アスペリティ数※2及び位置
・上縁深さ

※１：変動幅は敷地への影響及び科学的知見を考慮し設定。

※２：「大すべり域」を以下「アスペリティ」という。

３－１．日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（２／６５）

日本海東縁部について（１／６）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-3再掲

- 日本海東縁部はひずみ集中帯であり，明瞭なプレート境界が存在しない一方で，Ｍ７クラスの地震に伴い1983年日本海中部地震津波，1993年北海道南西沖地震津波等の津波が発生している。
- 日本海東縁部は明瞭なプレート境界が形成されていないことから地震の発生メカニズムが複雑であるため，基準波源モデルの設定に先立ち，テクトニクスと地震メカニズム，ひずみ集中帯，地殻構造と大地震の関係に関する既往の知見を整理する。

3-1.日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（３／６５）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-4再掲

日本海東縁部について（２／６）

テクトニクスと地震メカニズム

- 日本海東縁部で発生する地震の特性及び様式を把握することを目的として，「テクトニクスと地震メカニズム」に関する知見を整理する。
  - ✓ 現在の日本海の地形と地質構造は，3000-1500万年前の日本海形成時に作られた構造（日本列島の大陸からの分離，日本海盆における海洋性地殻の形成等）と，約1000万年前より以降の変動によって形成された構造（日本列島に沿った縁辺部の地殻変動）が重なり合っているとされている。　大竹ほか編（2002）による
  - ✓ 日本海東縁部の北海道西方沖から新潟県沖には，多くの断層・褶曲が分布した「ひずみ集中帯」と呼ばれている領域があるとされている。「ひずみ集中帯」は，西に位置するユーラシアプレート（若しくはアムールプレート）と東に位置する北米プレート（若しくはオホーツクプレート）の幅の広いプレート境界とされている。　国交省ほか（2014）による
  - ✓ 日本海東縁部で発生する地震は，主としてプレート相対運動に伴う東西方向からの圧縮力を受けて発生するとされている。明瞭なプレート境界が存在する太平洋側の海溝沿いとは異なり，日本海東縁部では，プレート境界が南北方向に分布する何条かの断層・褶曲帯（「ひずみ集中帯」）より成り，幅をもった領域全体で圧縮力によるひずみを解消するものとされている。　地震調査研究推進本部（2003）による
  - ✓ 日本海ではマグニチュード７前後からそれ以上の大地震が繰り返し発生してきたが，それらは活断層の破壊によって発生したとされている。　岡村（2019）による
  - ✓ 日本海東縁部で発生する地震は，内陸の活断層タイプの地震と同様の発生メカニズムを持つとされている。日本海東縁部では逆断層タイプの地震が発生するとされている。　国交省ほか（2014）による

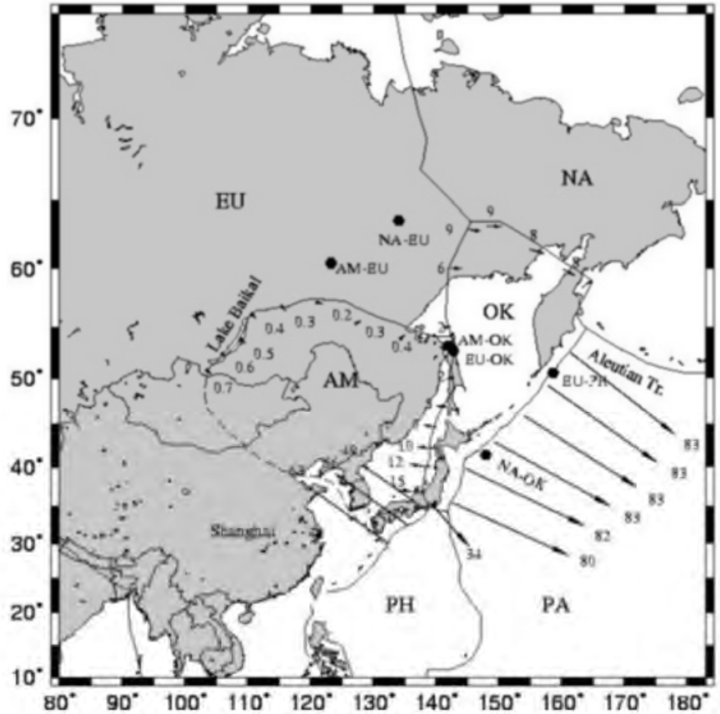


図３　日本列島周辺のプレート運動（Wei and Seno (1998)）
EU：ユーラシアプレート，NA：北米プレート，OK：オホーツクプレート，
AM：アムールプレート，PA：太平洋プレート，PH：フィリピン海プレート

国交省ほか（2014）

3－1．日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（４／６５）

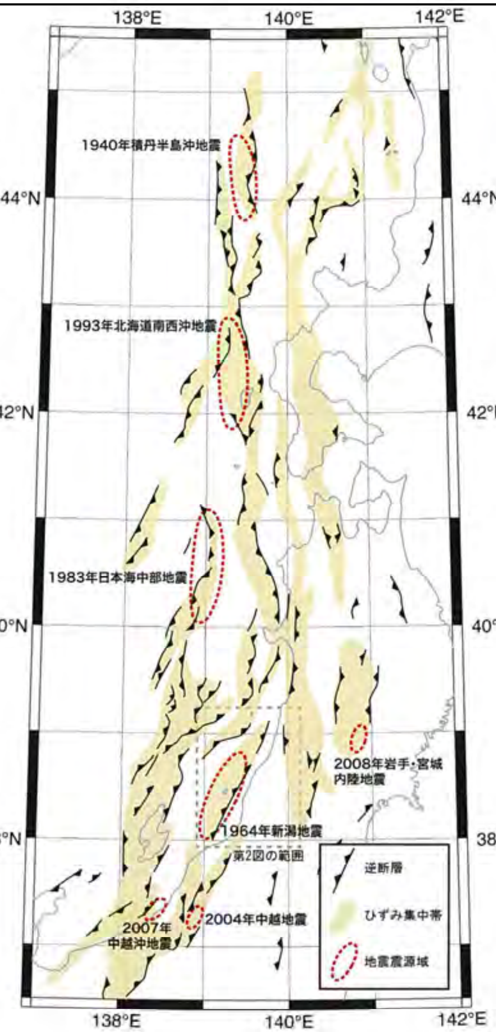
第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-5再掲

日本海東縁部について（３／６）

地質構造に基づいたひずみ集中帯

- 日本海東縁部で発生する地震の発生範囲を把握することを目的として，「ひずみ集中帯」に関する知見を整理する。
  - ✓ 日本海東縁部は，1500万年以上前の日本海の拡大時に，正断層が発達しリフトが多数形成され，その後，約300万年前以降の東西圧縮応力により，それらの古い正断層が逆断層として再活動しているとされている。
  - ✓ 日本海東縁部には背斜構造と逆断層が連続する断層，褶曲帯がいくつも発達している。一方，断層や褶曲が全く見られないゾーンも断層，褶曲の間に分布する。このことは，日本海東縁部では地殻のひずみは断層，褶曲帯に集中してきたことを示しており，断層，褶曲帯は約300万年間に地殻の短縮ひずみが集中した場所であるとされている。
  - ✓ 日本海東縁部の背斜構造を断層関連褶曲と考えることにより，上部地殻を切る逆断層の位置を大まかに推定し，最近約300万年間に変位が蓄積されてきた場所で，地質学的な時間スケールでみた地殻のひずみ集中帯の分布として，背斜構造全体の幅がマッピングされている。

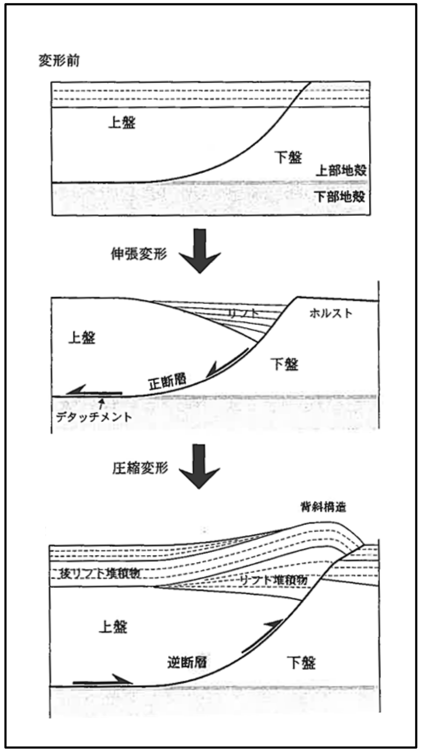
大竹ほか編（2002）による



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

地質構造に基づいたひずみ集中帯

岡村ほか（2019）
（大竹ほか編（2002）などを基に一部修正）



圧縮応力場及び伸張応力場で形成される
模式的な断層とそれに伴う構造

大竹ほか編（2002）に一部加筆

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

3-1.日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（５／６５）

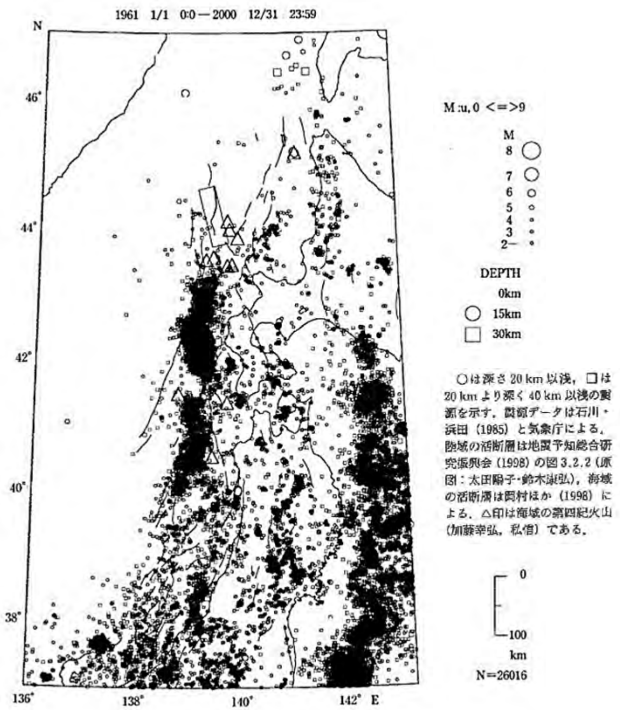
第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-6再掲

日本海東縁部について（４／６）

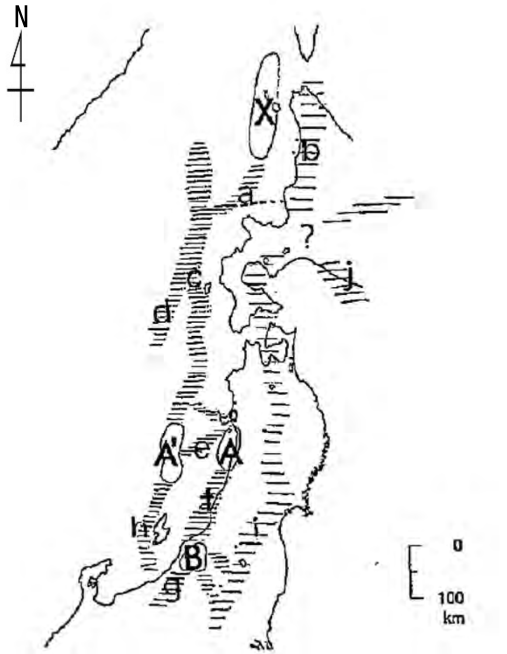
地震活動からみたひずみ集中帯

- 日本海東縁部で発生する地震の発生範囲を把握することを目的として，「地震活動からみたひずみ集中帯」に関する知見を整理する。
  - ✓ 積丹半島北西沖から男鹿半島沖では，ほぼ東経139°線に沿う海域の地震帯が明瞭で近年の大地震は，北から1940年積丹半島沖地震(M7.5)，1993年北海道南西沖地震(M7.8)，1983年日本海中部地震(M7.7)の順に配列し，南北走向の震源の並びが鮮明に浮かび上がっているとされている。
  - ✓ このほぼ南北走向の地震帯は，数十kmの幅をもつ１本の明瞭な帯で特徴づけられ，西側に接する海底は，日本海で最も深い水深3000m級の日本海盆であり，日本海の拡大期に海洋性リソスフェアとして形成されたと推定されるため，この地域だけが島弧プレートと背弧の海洋プレートの境界が明瞭で，その境界域にひずみと変動が集中しているものと考えられるとされている。
  - ✓ 右図は，地震活動からみた日本海東縁部のひずみ集中帯の分布図であり，日本海の東縁では，南北走向に近いいくつかのひずみ集中帯が枝分かれしたり，合流したりしながら全体の変動帯を構成しているとされている。

大竹ほか編（2002）による



日本海東縁の浅い地震（深さ30km以浅）の震源（1961-2000年）と活断層の分布



地震活動からみた日本海東縁部のひずみ集中帯と地震空白域（長円で囲んだ領域，AかA’とB，X）

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

大竹ほか編（2002）に一部加筆

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（６／６５）

日本海東縁部について（５／６）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-7再掲

地殻構造と大地震との関係

- 日本海東縁部の断層の分布箇所及び深さ方向の特性を把握することを目的として，「地殻構造と大地震との関係」に関する知見を整理する。
  - ✓ 富山湾より北東側の日本海東縁部では，ほぼ南北方向に伸びる断層の集中帯とそれに斜交する北東－南西方向の断層帯が認められるとされている。
  - ✓ 南北方向の断層集中帯は規模の大きな断層が重複して分布するのに対して，北東－南西方向の断層帯では断層規模はやや小さく，断層の集中度も低いとされている。
  - ✓ 断層面の傾斜は東傾斜と西傾斜が交互に現れるとされている。
  - ✓ 過去に発生した規模の大きい地震は，南北方向の断層集中帯に沿って発生しているとされている。

岡村（2019）による

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

小平（2013）による

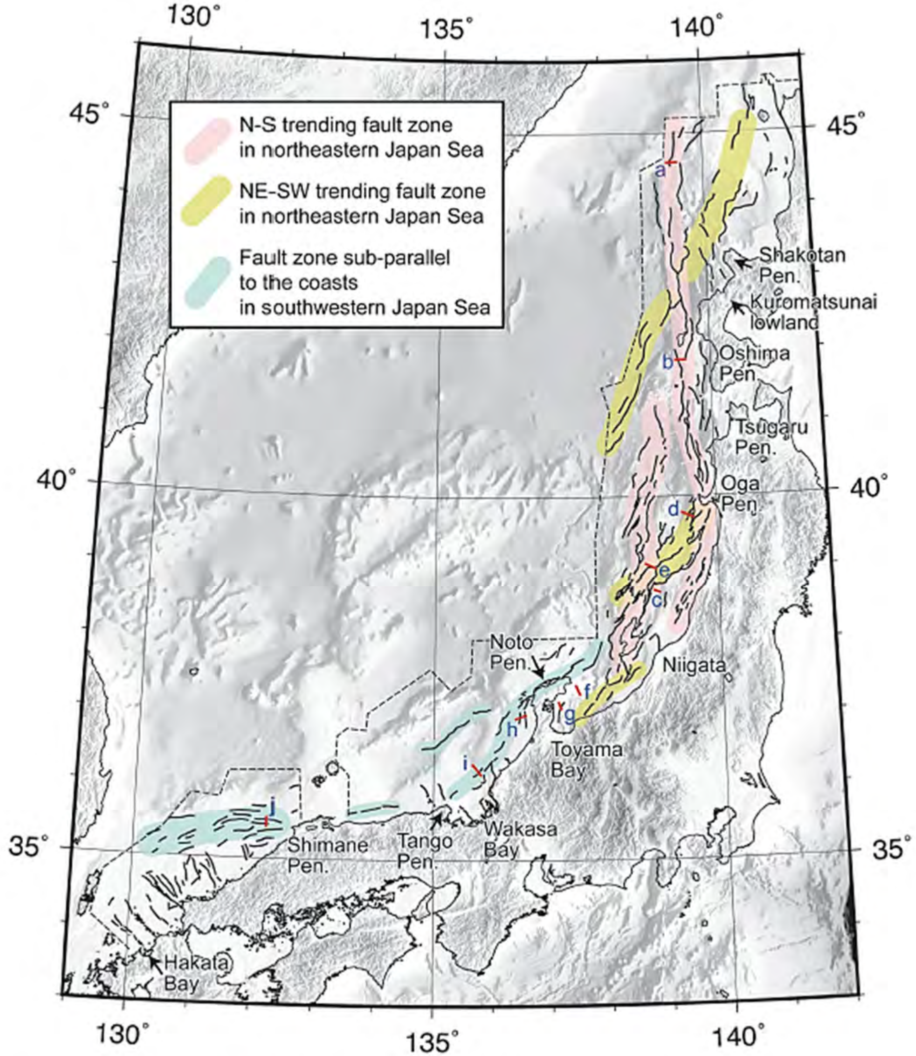


Fig. 4.　Map showing major active faults in Japan Sea
Active faults are shown by solid black lines. Red bars and small capitals are locations of the seismic profiles shown in Fig. 3. Broken lines indicate the outline of the areas covered with dense seismic survey lines. Faults are concentrated in colored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

岡村（2019）

3－1．日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（７／６５）

日本海東縁部について（６／６）

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

- ✓ ユーラシアプレートと北米プレートの間には，明瞭なプレート境界が存在せず，東西方向に数十km程度の幅をもち南北方向に伸びるひずみ集中帯でＭ７クラスの地震が発生する。
- ✓ 内陸の活断層タイプの地震と同様の発生メカニズムを持つ。
- ✓ プレートの相対運動に伴う東西圧縮力によるひずみを解消することで逆断層タイプの地震が発生する。
- ✓ 日本海の拡大時に形成された古い正断層が逆断層として再活動している。
- ✓ 活断層タイプで断層面は東傾斜及び西傾斜の双方が存在する。

3－1．日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（８／６５）

基準波源モデルの設定（基本方針）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-9再掲

- 波源モデルの各諸元の検討においては，日本海東縁部における科学的知見を検討の上，2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえたすべりの不均質性を考慮した「特性化波源モデル」※を基準波源モデルとして設定する。

- 想定波源域については，地震調査研究推進本部（2003）の評価対象領域を基本とし，既往地震，ひずみ集中帯，海底地形，余震分布，地殻構造等を踏まえ評価対象領域を策定し，2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえた破壊領域の連動を考慮して設定する。
- 基準波源モデルのパラメータに関しては，既往津波の波源モデル，国交省ほか（2014）のスケーリング則等の科学的知見を検討の上設定する。主な考え方は以下のとおり。
  - ✓ 日本海東縁部にはプレート間のように明瞭なプレート境界が存在せず，一意的に断層面が想定できないことから，ひずみ集中帯という日本海東縁部の特性を踏まえ，想定波源域の中に逆断層タイプの東傾斜及び西傾斜の双方が存在することを考慮する。
  - ✓ すべり量の設定については，活断層などの内陸地震の断層面積と地震モーメントの経験的関係式によると，地震規模が一定以上の場合平均すべり量は一定値となることを参照し，最大すべり量に関する知見を整理の上，保守的に設定した最大すべり量を各波源モデルに適用することとする。
  - ✓ すべりの不均質性の設定については，日本海東縁部の既往津波に対して，すべりの不均質性を考慮し，既往津波の再現性がおおむね確認されている根本ほか（2009）の知見を対象とし，その内容及び妥当性について確認の上適用する。

※：波源の特性を主要なパラメータで表したモデル

３－１．日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（９／６５）

基準波源モデルの設定（設定手順）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-10再掲

以下の手順に基づき，基準波源モデルを設定する。

基準波源モデル　設定手順

① 想定波源域の設定
（南北方向，東西方向，深さ方向）

P.85～P.103

↓

② 傾斜方向・傾斜角・断層幅の設定

P.104，P.105

↓

③ 走向・すべり角・上縁深さの設定

P.106

↓

④ 最大すべり量の設定

P.107～P.115

↓

⑤ すべりの不均質性の設定

P.116～P.118

↓

⑥ 剛性率：μの設定

P.119，P.120

↓

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

↓

⑦ ライズタイム：τの設定

P.121，P.122

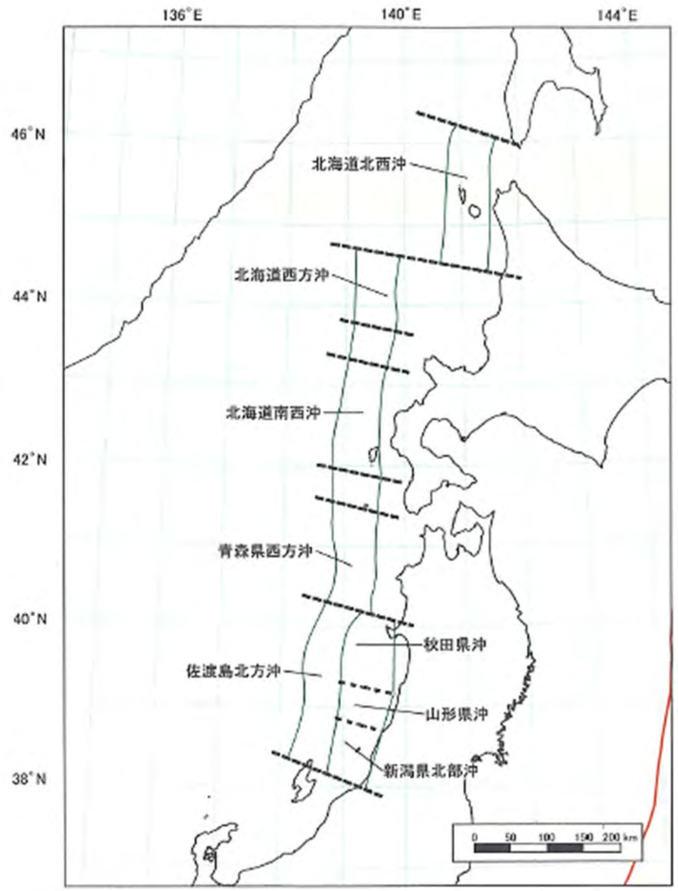
3－1．日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（１０／６５）

① 想定波源域の設定（１／１９）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-11再掲

基本方針

想定波源域は，地震・津波に対する防災の観点から，地震に関する調査や研究を政府として一元的に推進するために設置された政府の特別機関である地震調査研究推進本部が整理した地震調査研究推進本部（2003）の評価対象領域を基本とし，この評価対象領域に係る既往研究を参照（次ページ参照）して設定する。



日本海東縁部の評価対象領域

地震調査研究推進本部（2003）

日本海東縁部で発生する地震は，主としてプレート相対運動に伴う東西方向からの圧縮力を受けて発生するとされている。明瞭なプレート境界が存在する太平洋側の海溝沿いとは異なり，日本海東縁部では，プレート境界が南北方向に分布する何条かの断層・褶曲帯（以下，「ひずみ集中帯」という。）より成り，幅をもった領域全体で圧縮力によるひずみを解消するものとされている。

地震調査研究推進本部（2003）による

3－1．日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（１１／６５）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-12再掲

① 想定波源域の設定（２／１９）

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

【南北・東西方向共通】

- ✓ 既往地震の規模（P.87）
  ：断層面積（断層分布範囲）に関連する地震規模の確認
- ✓ 既往地震の波源域（P.88）：既往地震の発生範囲の確認
- ✓ ひずみ集中帯内における既往地震規模の偏り（P.89）
  ：将来の地震の発生範囲及び規模の推定

【南北方向】

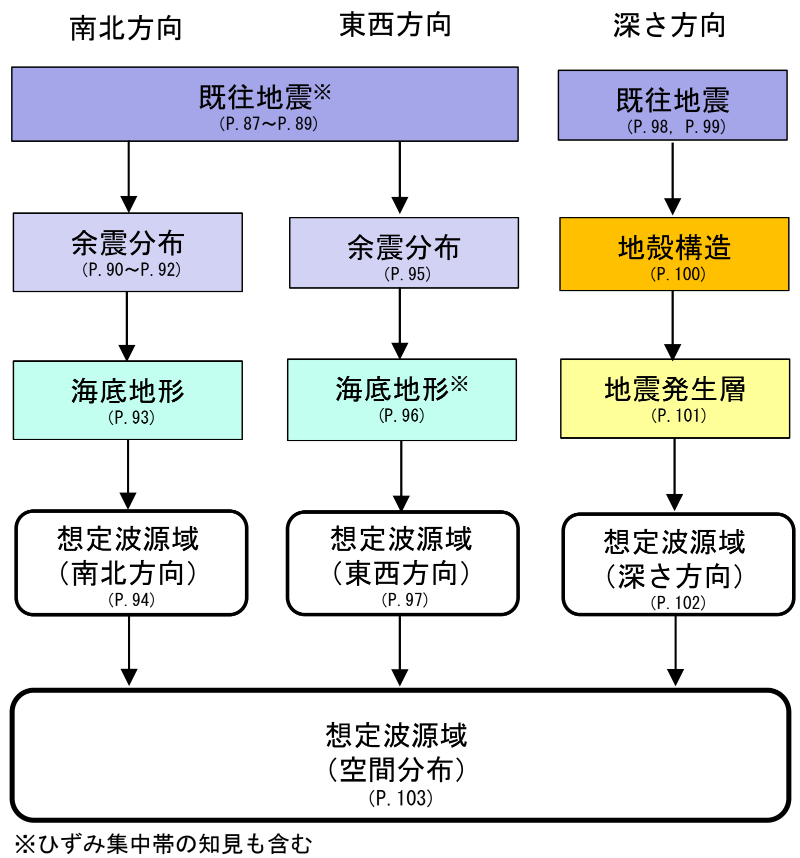
- ✓ 余震分布に関する知見（P.90～P.92）
  ：既往地震の発生場所の確認
- ✓ 海底地形に関する知見（P.93）
  ：火山，海台等の破壊のバリアとなり得る海底地形と既往地震の関係の確認

【東西方向】

- ✓ 余震分布に関する知見（P.95）：既往地震の発生場所の確認
- ✓ 地形・ひずみ集中帯に関する知見（P.96）
  ：将来の地震の発生範囲の推定

【深さ方向】

- ✓ 地殻構造と既往大地震の断層面の関係（P.98，P.99）
  ：既往地震の断層下端とモホ面の関係確認
- ✓ 地殻構造に基づく波源モデルの設定（P.100）
  ：地殻構造調査結果に基づく地殻厚さ評価の確認
- ✓ 地震発生層の知見（P.101）：地震発生層の厚さに関する知見の確認



想定波源域設定の検討イメージ

3-1．日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（１２／６５）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-13再掲

① 想定波源域の設定（３／１９）：南北・東西方向（１／３）

既往地震の規模

日本海東縁部の大地震活動域の既往最大Mw

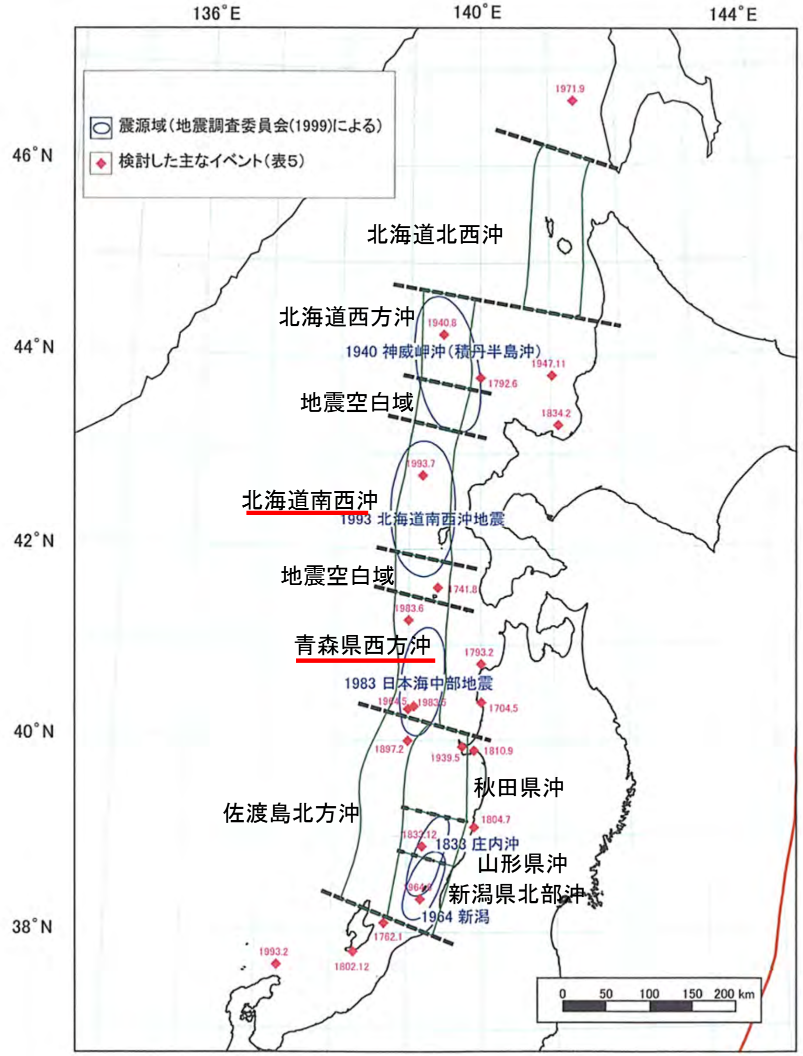
海域	発生年	既往最大Mw（＝Mmax）	地震発生間隔
北海道北西沖	なし	－	3900年程度
北海道西方沖	1940	7.7	1400～3900年程度
北海道南西沖	1993	7.8	500～1400年程度
青森県西方沖	1983	7.7	500～1400年程度
秋田県沖	なし	－	1000年程度以上
山形県沖	1833	7.8	1000年程度以上
新潟県北部沖	1964	7.5	1000年程度以上
佐渡島北方沖	なし	－	500～1000年程度

土木学会（2011）より作成

- 地震規模は，断層面積（断層分布範囲）に関連するため，既往地震の規模について整理した。
- 日本海東縁部において敷地への津波の影響が大きいと考えられる北海道南西沖及び青森県西方沖で発生した既往地震津波のうち，最も地震規模が大きいものは1993年北海道南西沖地震津波（Mw＝7.8）とされている。

地震調査研究推進本部（2003）による

以上から，既往地震の最大規模はMw7.8 である。



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

地震調査研究推進本部（2003）に一部加筆

3－1．日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（１３／６５）

① 想定波源域の設定（４／１９）：南北・東西方向（２／３）

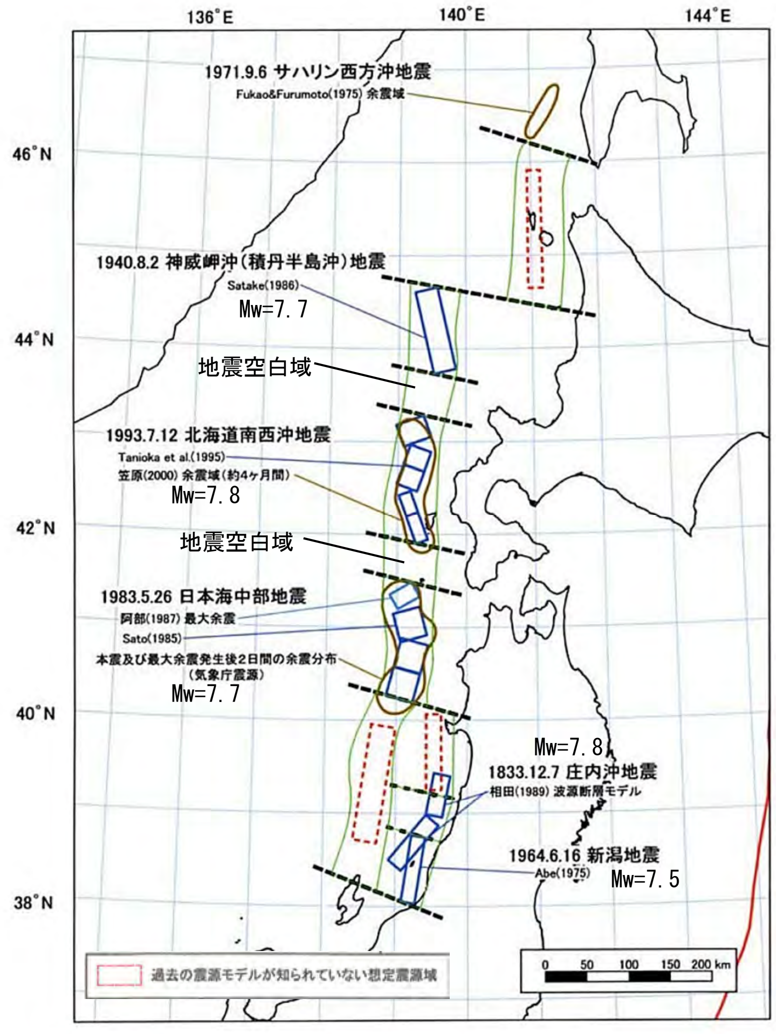
第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-14再掲

既往地震の波源域

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

地震調査研究推進本部（2003）による

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



過去の震源モデル・余震域，及び想定震源域

地震調査研究推進本部（2003）に一部加筆

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（１４／６５）

POWER

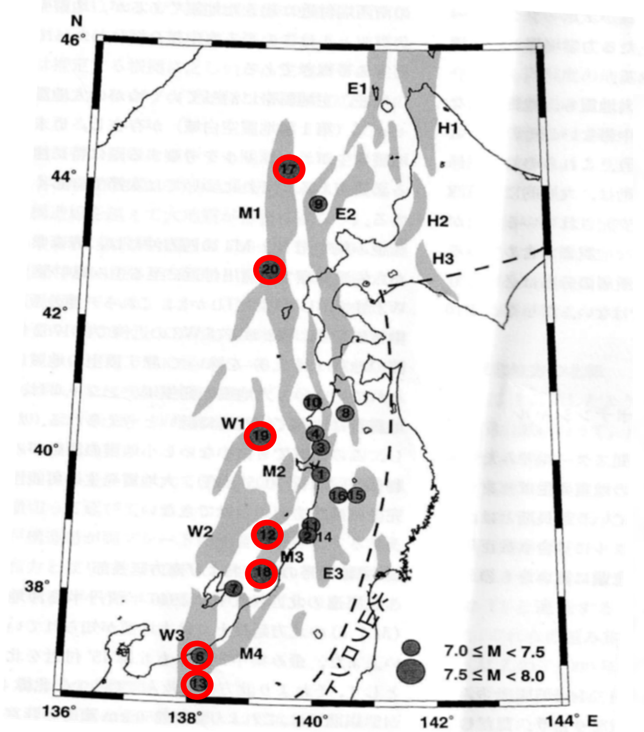
① 想定波源域の設定（５／１９）：南北・東西方向（３／３）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-15再掲

ひずみ集中帯内における既往地震規模の偏り

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

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



EHMW：説明の便宜上，ひずみ集中帯に付された符号

「主地震帯」で発生した地震（○印）

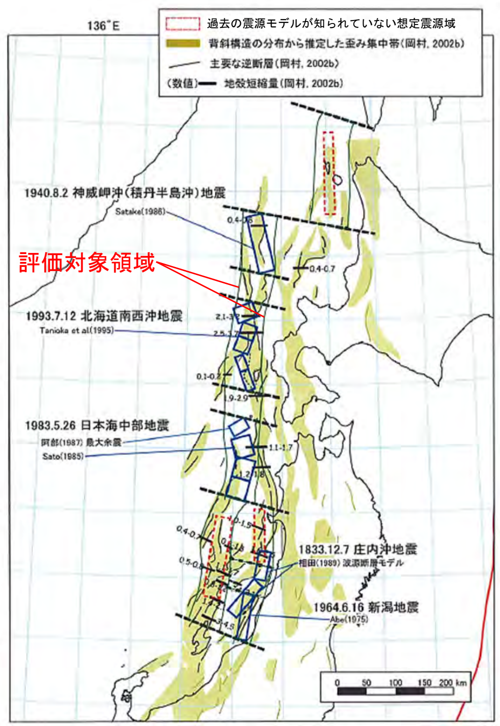
表 12.1　日本海東縁に発生した浅発大地震（$M \geq 7$）

番号	年	地域／地震名	緯度（°N）	経度（°E）	M	備考
1	830	出羽	39.8	140.1	7.0-7.5	S
2	850	出羽	38.9	139.9	7.0	S
3	1694	能代地方	40.2	140.1	7.0	S
4	1704	羽後・津軽	40.4	140.0	7.0±¼	S
5	1741	渡島大島	41.6	139.4	(6.9)	M(噴火？)
6	1751	越後・越中	37.1	138.2	7.0-7.4	M
7	1762	佐渡	38.1	138.7	7.0	S
8	1766	津軽	40.7	140.5	7¼±¼	S
9	1792	後志沖	43¾	140.0	7.1	S
10	1793	鰺ヶ沢地震	40.85	139.95	6.9-7.1	S
11	1804	象潟地震	39.05	139.95	7.0±0.1	S
12	1833	庄内沖	38.9	139.25	7½±¼	M
13	1847	善光寺地震	36.7	138.2	7.4	M
14	1894	庄内地震	38.9	139.9	7.0	S
15	1896	陸羽地震	39.5	140.7	7.2±0.2	S
16	1914	秋田仙北地震	39.5	140.4	7.1	S
17	1940	積丹半島沖地震	44.25	139.47	7.5	M
18	1964	新潟地震	38.35	139.18	7.5	M
19	1983	日本海中部地震	40.36	139.08	7.7	M
20	1993	北海道南西沖地震	42.78	139.18	7.8	M

（注1）糸魚川—静岡構造線以東，火山フロント以西で発生した M 7以上の大地震を表示。
（注2）震源要素は原則として宇佐美（1996）および気象庁の地震カタログによる。ただし，No.2の震央は萩原（1989）に従って庄内平野東縁断層帯の観音寺断層付近とした。
（注3）備考欄のMは主地震帯に発生したもの，Sはそれ以外の地震。

備考欄のMを主地震帯の地震，Sをその他の地震としている

大竹ほか編（2002）に一部加筆



ひずみ集中帯と想定震源域の分布

地震調査研究推進本部（2003）に一部加筆

3－1．日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（１５／６５）

① 想定波源域の設定（６／１９）：南北方向（１／５）

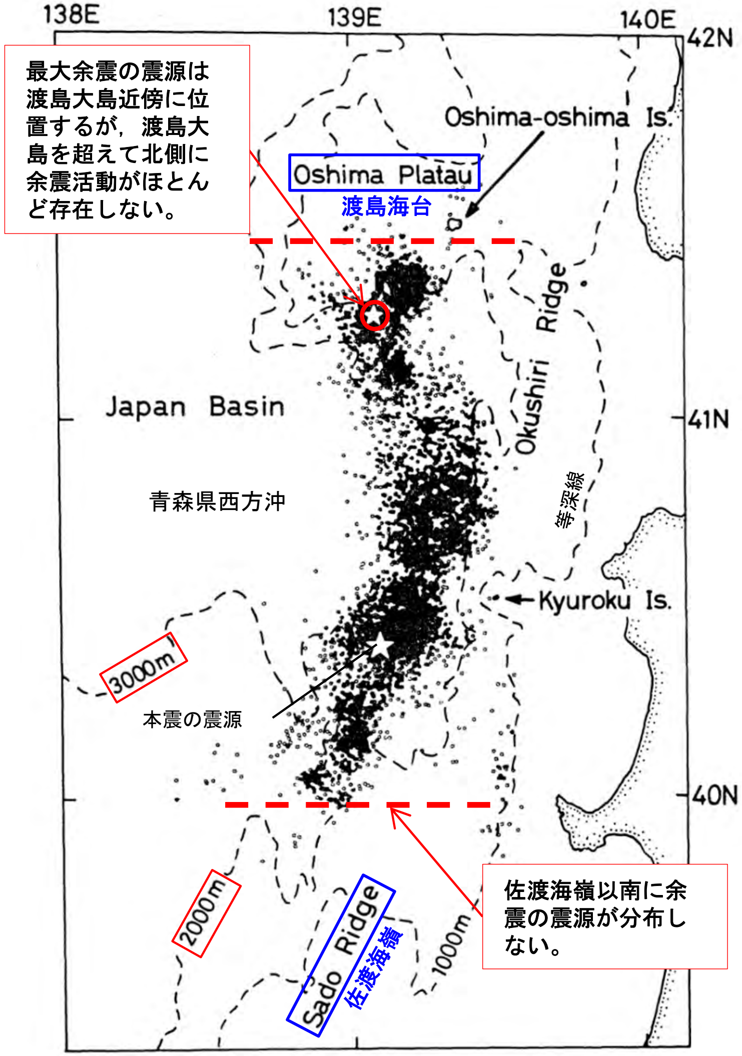
第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-16再掲

余震分布に関する知見（青森県西方沖）

- 青森県西方沖で発生した1983年日本海中部地震の余震域は，海深2,000mと3,000mの等深線に沿ってほぼ南北に長くのびて，北端は渡島海台（松前海台），南端は佐渡海嶺で区切られるとされている。
- 1983年6月21日に発生した最大余震（右図の赤○印）に伴う二次余震の余震域も，渡島大島の南西の領域までしか拡がっていないとされている。

海野ほか（1985）による

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



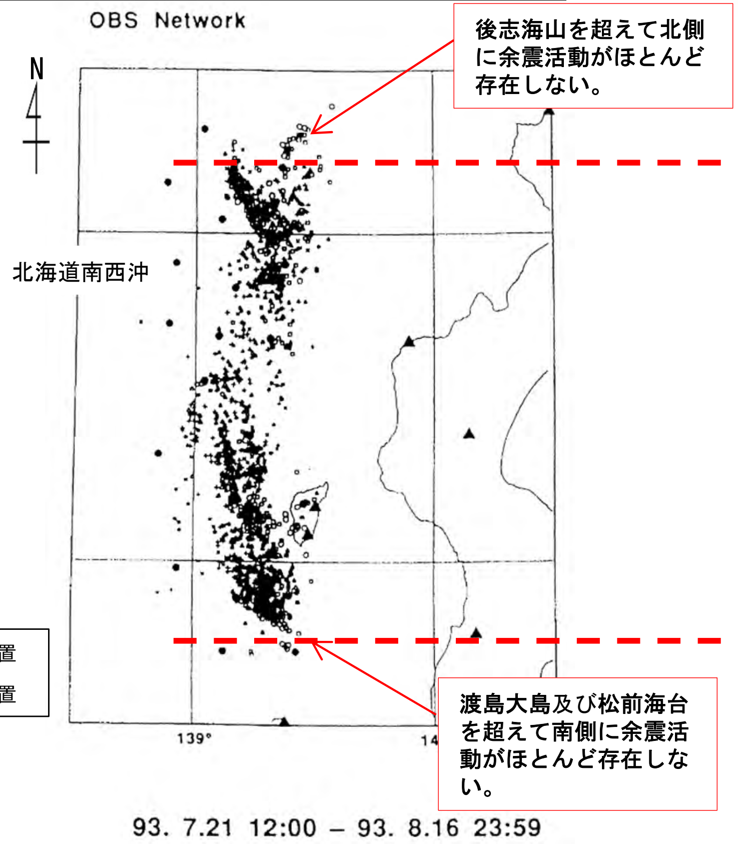
1983年日本海中部地震の余震分布

海野ほか（1985）に一部加筆

３－１．日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（１６／６５）

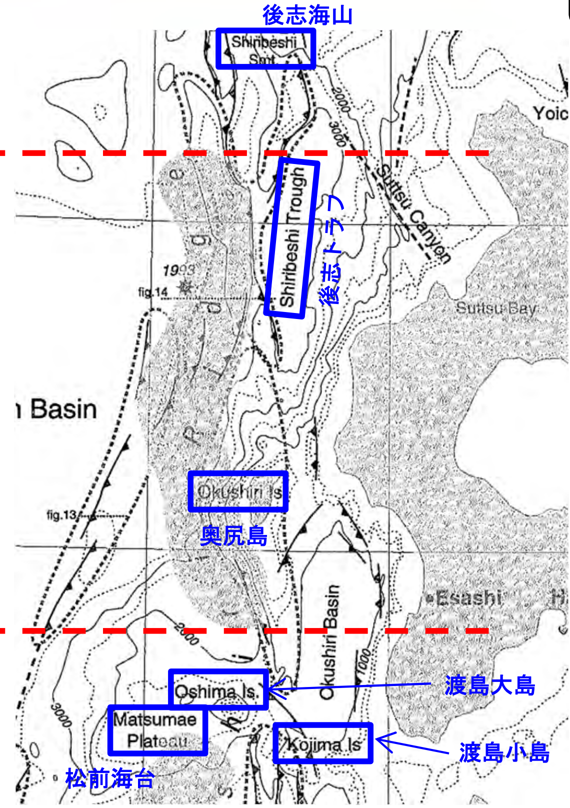
① 想定波源域の設定（７／１９）：南北方向（２／５）

余震分布に関する知見
（北海道南西沖）



1993年北海道南西沖地震の余震分布

日野ほか（1994）に一部加筆



北海道南西沖の活構造

岡村ほか（1998）に一部加筆

グレーの領域は1993年北海道南西沖地震の余震域。破線で囲った範囲は主要な隆起帯。

- 1993年北海道南西沖地震の余震域は，後志トラフ西方から奥尻島南方の松前海台北方で止まっていることが示されている。

日野ほか（1994）による

- 北海道南西沖地震の破壊域と日本海中部地震の破壊域の間には，渡島大島・渡島小島などの活火山が分布している。また，北海道南西沖地震の破壊域と積丹沖地震の破壊域との間には，後志海山が分布する。これらの火山周辺では活断層の規模が明らかに小さくなっている。そのことから，火山の存在が断層破壊領域を規制する可能性があるとされている。

岡村・倉本（1999）による

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

① 想定波源域の設定（８／１９）：南北方向（３／５）

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.1-18再掲

余震分布に関する知見

- 日野ほか（1994）では，「余震の震源が集中しているそれぞれの面は，本震を構成するいくつかのサブイベントの破壊面に対応するものであり，得られた余震分布はこうした破壊群の詳細な**空間分布**を示すものである可能性が高い。」とされている。
- 1983年日本海中部地震及び1993年北海道南西沖地震の余震分布域（深さ方向も含む３次元的分布域）は，おおむね南北方向340kmの範囲に包含されることが確認できた。

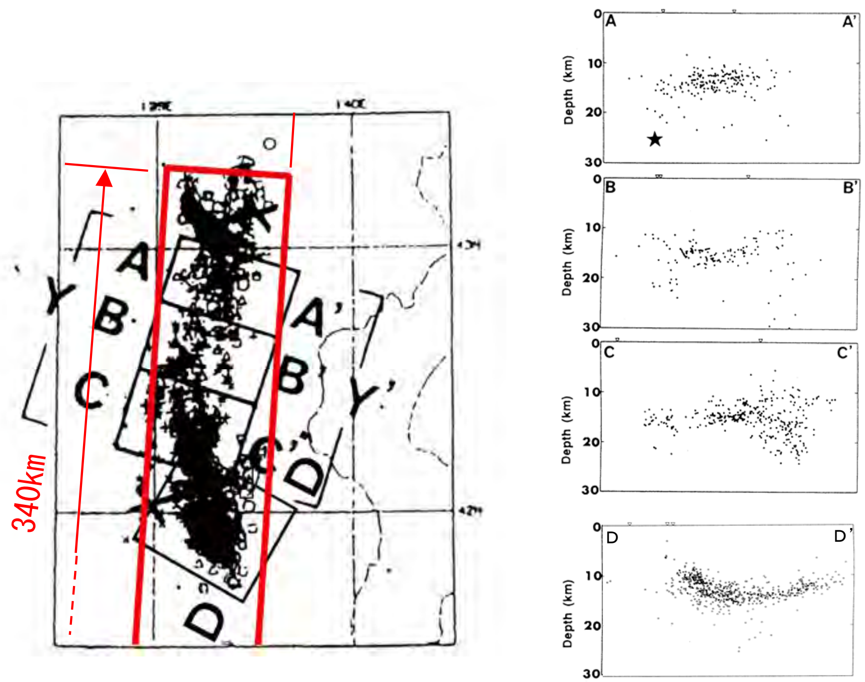


図３ 海底地震観測による，1993年北海道南西沖地震の余震域のうち「中部」での余震分布（7月21日～8月16日）．★印は北海道大学理学部（1993）による本震の位置．

1993年北海道南西沖地震の余震分布

日野ほか（1994）に一部加筆

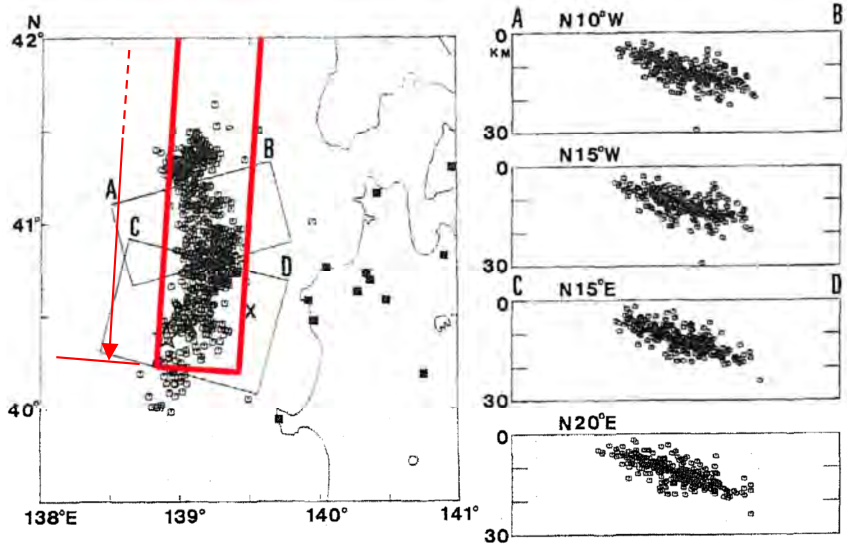


Fig. 8. Aftershock distribution determined for Model I-1. Epicenter distribution is shown on the left and depth distributions on the right, projected on the cross sections perpendicular to the directions of N10°W and N15°W for the northern sampling block and N15°E and N20°E for the southern sampling block. Squares indicate the seismograph stations. A star indicates the epicenter of the main shock (Kosuga *et al.*, 1984). A cross marks the location of Kyuroku Island.

1983年日本海中部地震の余震分布

Sato et al. (1986) に一部加筆

3－1．日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（１８／６５）

POWER

① 想定波源域の設定（９／１９）：南北方向（４／５）

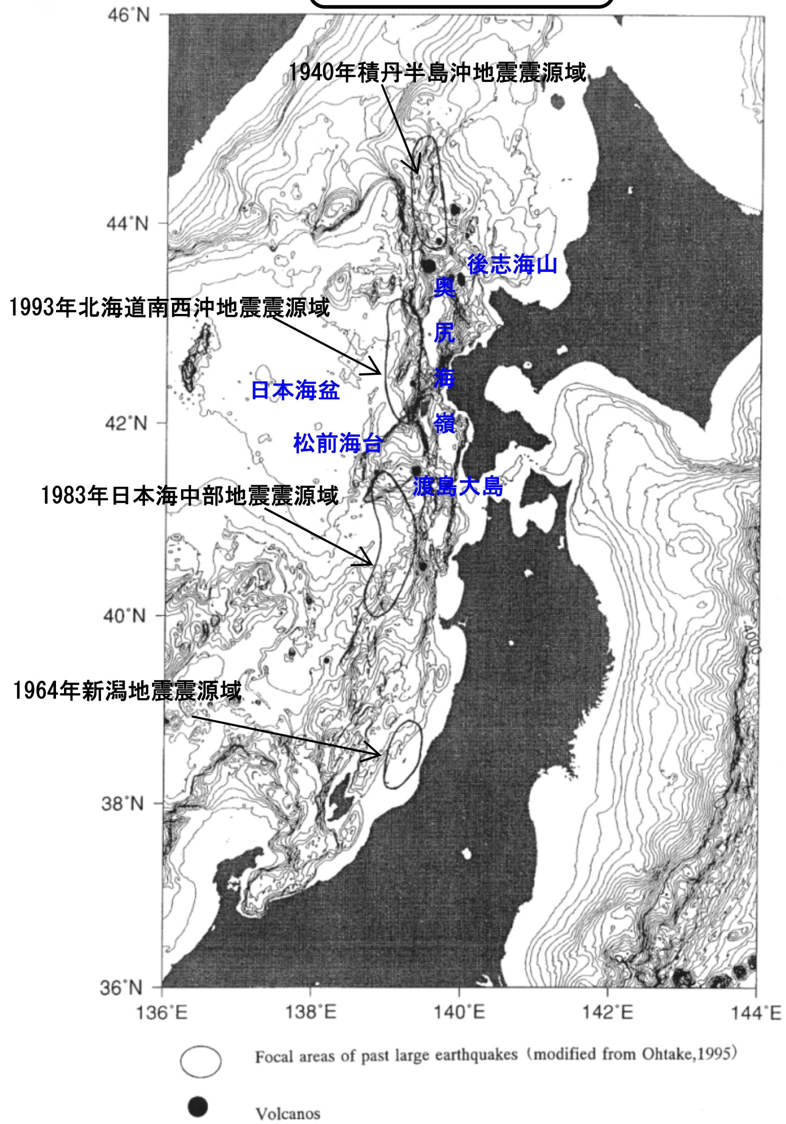
第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-19再掲

海底地形に関する知見（北海道南西沖～青森県西方沖）

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

海上保安庁水路部（2001）による

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



震源域と海域火山体等の分布

海上保安庁水路部（2001）に一部加筆

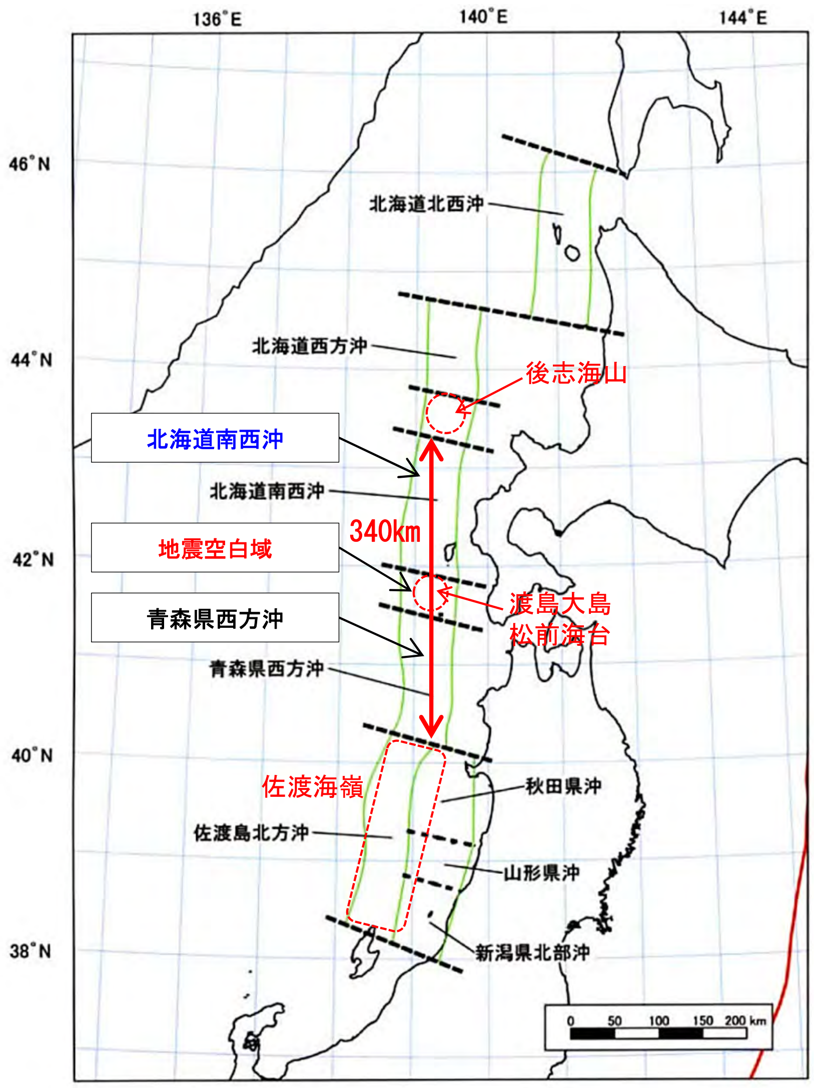
3－1．日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（１９／６５）

① 想定波源域の設定（１０／１９）：南北方向（５／５）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-20再掲

想定波源域（南北方向）の考え方

- 日本海東縁部で発生した既往地震津波のうち最も地震規模の大きいものは1993年北海道南西沖地震津波（Mw＝7.8）である。
- 「既往地震に関する知見」，「余震分布に関する知見」，「海底地形に関する知見」から，地震調査研究推進本部（2003）の評価対象領域をまたぎ，既往地震規模を上回る連動地震が発生する可能性は低いものと考えられる。
- しかし，2011年東北地方太平洋沖地震では，広い領域で地震が連動したことを踏まえ，青森県西方沖とその北方に隣接する地震空白域及び北海道南西沖との連動の可能性は低いと考えられるが，青森県西方沖から北海道南西沖が連動するものとして，安全評価上,深さ方向を含めたＬ＝340kmを想定波源域の南北方向範囲に設定した。



日本海東縁部の想定波源域（南北方向）

地震調査研究推進本部（2003）に一部加筆

3－1．日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（２０／６５）

① 想定波源域の設定（１１／１９）：東西方向（１／３）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-21再掲

余震分布に関する知見

- 日野ほか（1994）では，「余震の震源が集中しているそれぞれの面は，本震を構成するいくつかのサブイベントの破壊面に対応するものであり，得られた余震分布はこうした破壊群の詳細な**空間分布**を示すものである可能性が高い。」とされている。
- 1983年日本海中部地震及び1993年北海道南西沖地震の余震分布域（深さ方向も含む３次元的分布域）は，おおむね東西方向50kmの範囲に包含されることが確認できた。

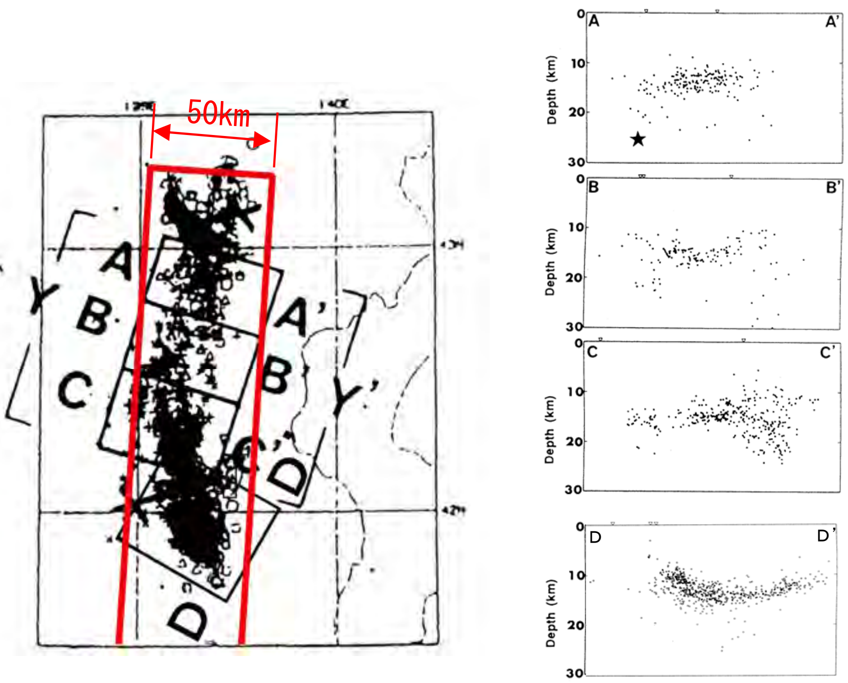


図3　海底地震観測による，1993年北海道南西沖地震の余震域のうち「中部」での余震分布（7月21日～8月16日）．★印は北海道大学理学部（1993）による本震の位置．

1993年北海道南西沖地震の余震分布

日野ほか（1994）に一部加筆

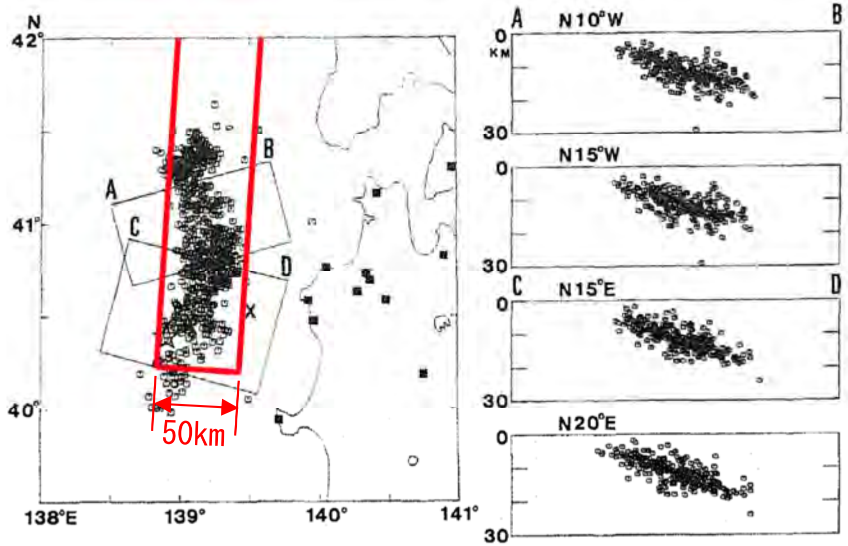


Fig. 8.　Aftershock distribution determined for Model I-1. Epicenter distribution is shown on the left and depth distributions on the right, projected on the cross sections perpendicular to the directions of N10°W and N15°W for the northern sampling block and N15°E and N20°E for the southern sampling block. Squares indicate the seismograph stations. A star indicates the epicenter of the main shock (Kosuga *et al.*, 1984). A cross marks the location of Kyuroku Island.

1983年日本海中部地震の余震分布

Sato et al.（1986）に一部加筆

3－1．日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（２１／６５）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-22再掲

① 想定波源域の設定（１２／１９）：東西方向（２／３）

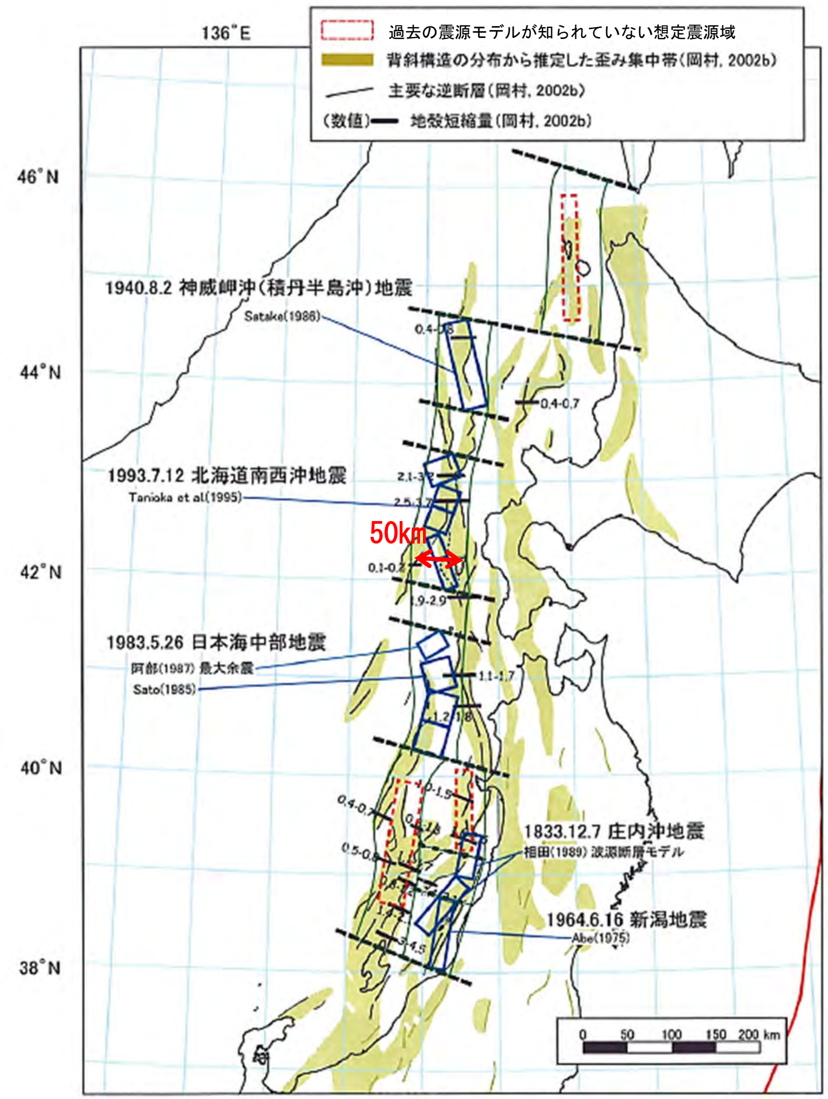
地形・ひずみ集中帯に関する知見

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

大竹ほか編（2002）による

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

以上から，深さ方向を含む東西方向の幅は50km程度と考えられる。



想定震源域及びひずみ集中帯の分布

地震調査研究推進本部（2003）に一部加筆

３－１．日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（２２／６５）

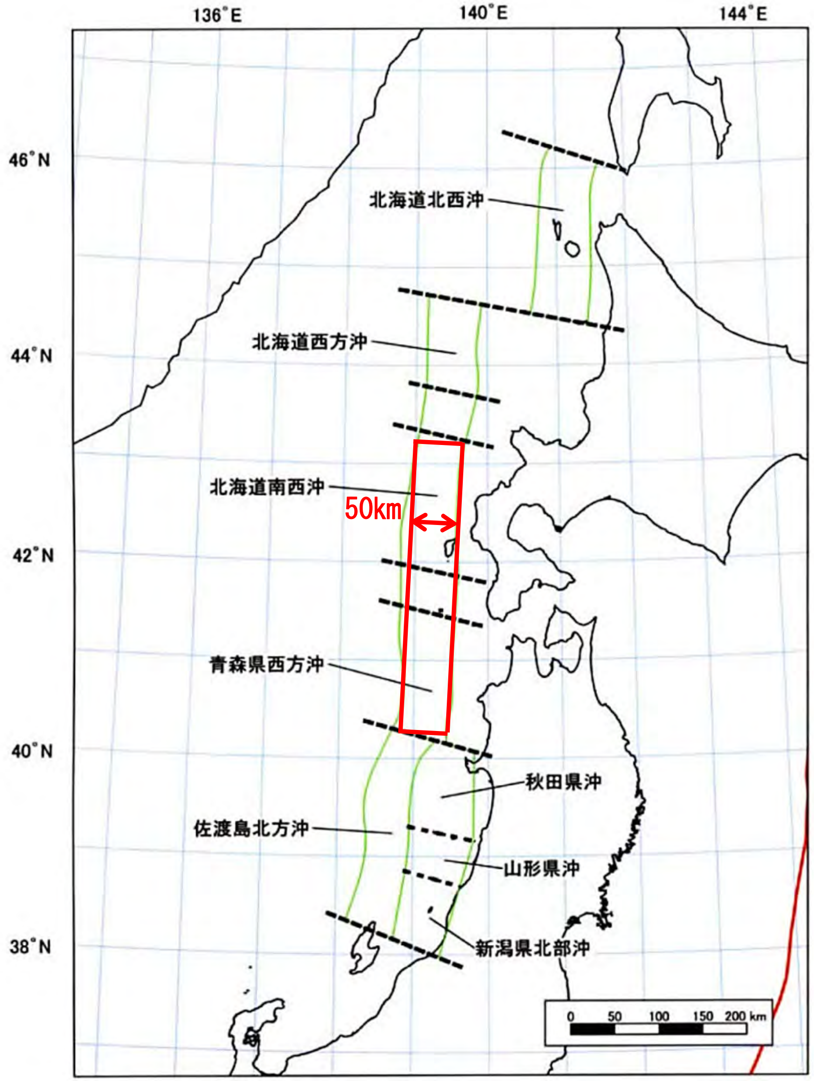
J-POWER

① 想定波源域の設定（１３／１９）：東西方向（３／３）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-23再掲

想定波源域（東西方向）の考え方

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



日本海東縁部の想定波源域（東西方向）

地震調査研究推進本部（2003）に一部加筆

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（２３／６５）

① 想定波源域の設定（１４／１９）：深さ方向（１／５）

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.1-24再掲

地殻構造と既往大地震の断層面の関係（１／２）

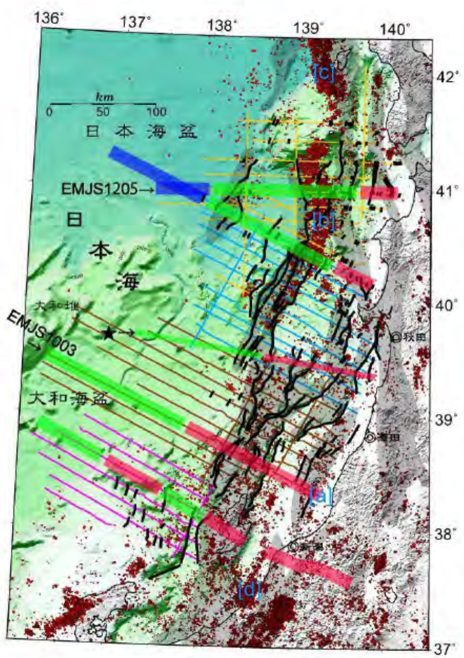
- 1983年日本海中部地震は，島弧地殻と遷移地殻の境界で生じた。震源域の西端に東傾斜の逆断層を伴う非対称な背斜が認められる（この断層はモホ面付近まで達している）とされている。

  小平（2013）による

- また，1983年日本海中部地震震源付近のモホ面は，海底面から20km以浅に分布することが示されている。

  小平（2013）及びNo et al.（2014） による

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



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

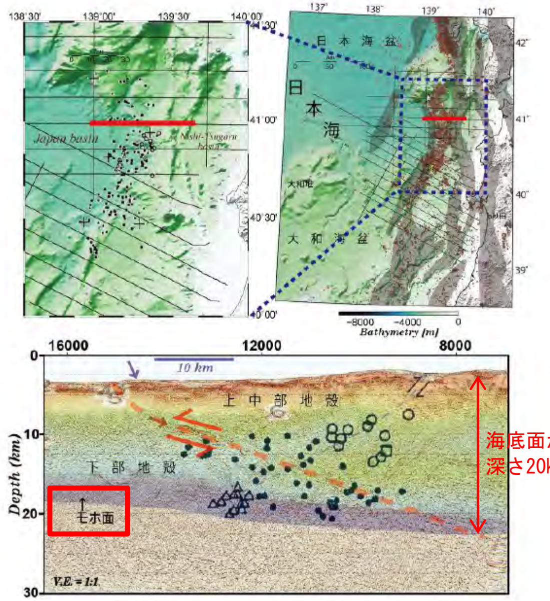


図 5 （上）測線図。赤線の範囲を下図に表示しました。右上図の震源分布は気象庁一元化震源と地震年報 23)による震源（深さ：0～50 km、期間：2000～2011 年、マグニチュード：$M_J>1$）。左上図の震源分布は海底地震観測と陸上観測網の統合処理で得られた余震分布 21)。（下）マルチチャンネル反射法地震探査によって得られた深度断面と海底地震計による地震波速度構造と海陸統合処理によって得られた余震分布 21)の結果との比較。

●：日本海中部地震直後に得られた震源

△，○：震源域東側に形成さえている背斜に関連した西傾斜の逆断層によるものであると推定されるクラスター状の震源

小平（2013）に一部加筆

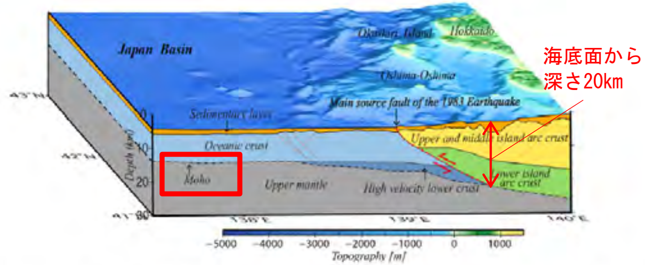


Fig. 10. Perspective image of the relationship between the source faults, crustal structure, and topography within the study area.

1983年日本海中部地震の震源断層の模式図

No et al.（2014）に一部加筆

3－1．日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（２４／６５）

① 想定波源域の設定（１５／１９）：深さ方向（２／５）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-25再掲

地殻構造と既往大地震の断層面の関係（２／２）

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

- また，1993年北海道南西沖地震震源付近のモホ面は，海底面から20km以浅に分布することが示されている。

大竹ほか編（2002）による

以上から，1993年北海道南西沖地震発生領域付近における地震発生層である地殻の厚さは20km程度であると考えられる。

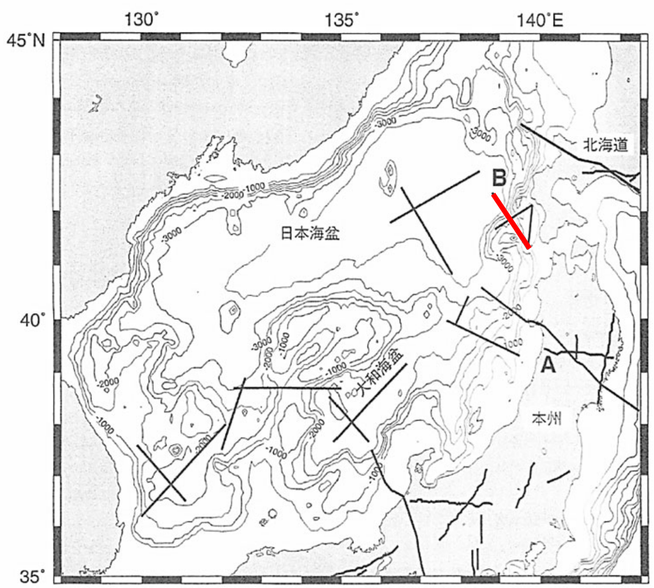


図3.1　これまでに実施された地殻構造探査の測線位置
水深を500 m ごとのコンターで示す（Nishizawa and Asada, 1999 に加筆，陸上の探査測線は吉井，1994による）。

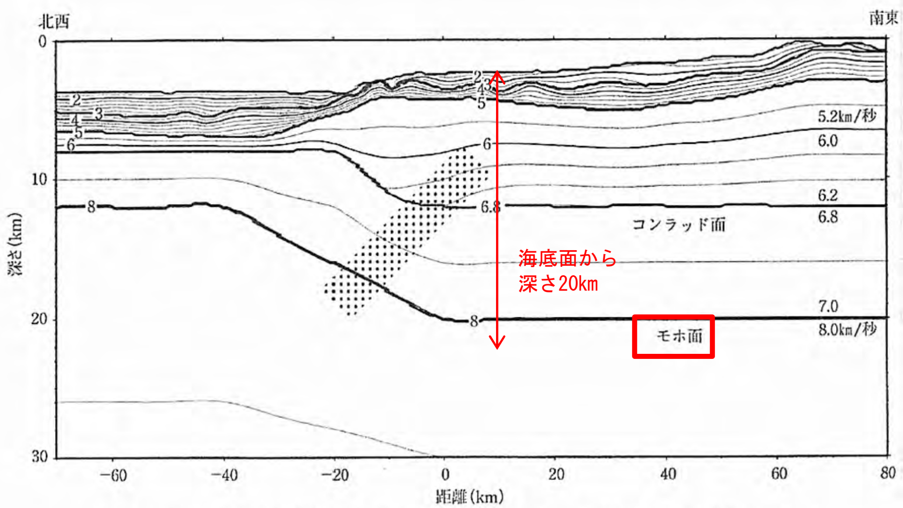


図3.3　日本海盆から沿岸付近に至る測線（図3.1 の B）に沿った地殻構造（日野ほか，1995）
P 波速度を 0.1 km/秒ごとのコンターで示す．ハッチは 1993 年北海道南西沖地震（M 7.8）の断層面．

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

大竹ほか編（2002）に一部加筆

3-1．日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（２５／６５）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-26再掲

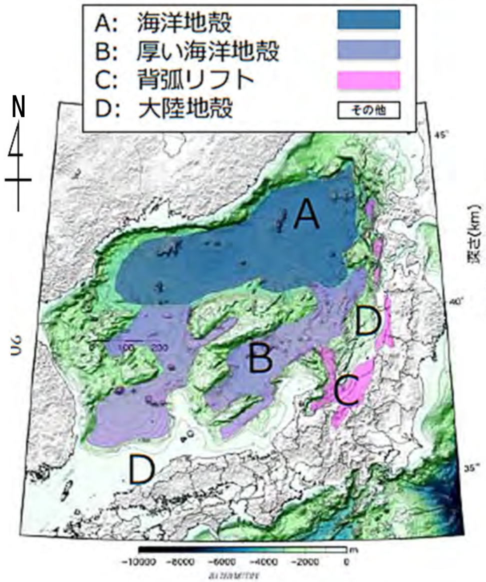
① 想定波源域の設定（１６／１９）：深さ方向（３／５）

地殻構造に基づく波源モデルの設定

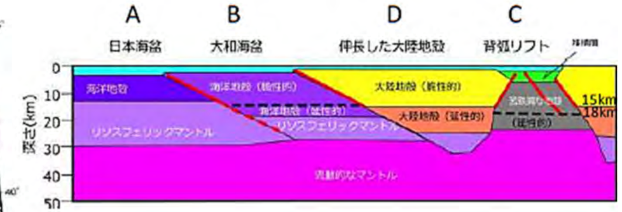
- 国交省ほか（2014）では，地殻構造調査等に基づき，断層下端の深さを以下のように設定されている。
  ✓ 海洋地殻と大陸地殻の境界に位置する断層及び海洋地殻と厚い海洋地殻の境界に位置する断層下端の深さは海面下18km，他の断層は15km。

- 内田ほか（2019）では，「ひずみ集中帯プロジェクトの成果に基づき，遷移地殻の日本海中部地震の震源域での断層モデルの下端（モホ面）を海底下16km」に設定されている。

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



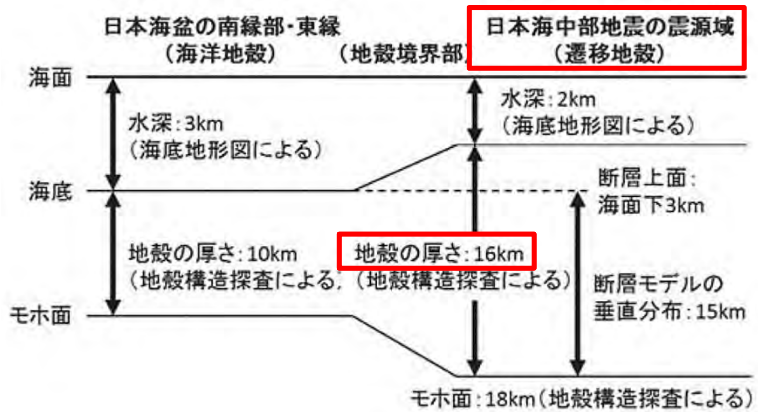
地震発生層の深さ推定のための
地殻区分



・大陸地殻内・・・・・・・	15 km
・背弧リフト内・・・・・・	18 km
・背弧リフト縁・・・・・・	15 km
・海洋地殻/大陸地殻境界・・	18 km
・海洋地殻/厚い海洋地殻・・	18 km (25 km)

日本海東縁部の地震発生層
（断層の深さ）の概念図

国交省ほか（2014）に一部加筆



日本海東縁部における地殻構造の概念図

内田ほか（2019）に一部加筆

３－１．日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（２６／６５）

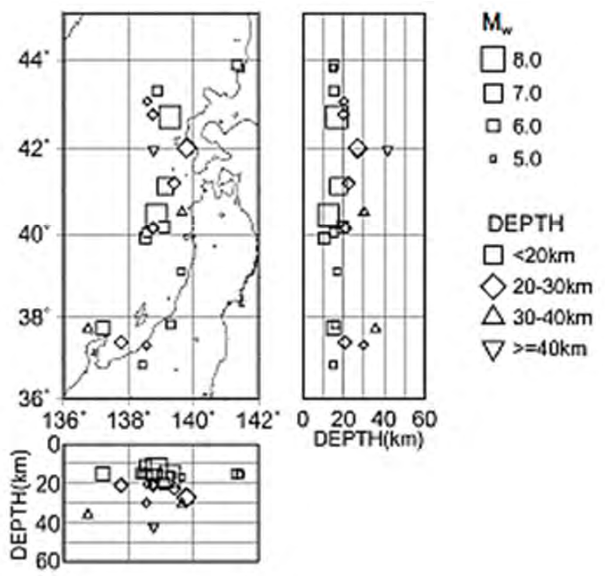
① 想定波源域の設定（１７／１９）：深さ方向（４／５）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-27再掲

地震発生層の知見

- 土木学会（2016）では，「ハーバードCMT解より，1976年1月～2000年1月に発生したMw5.0以上，深さ60km以下の地震を抽出した結果，震源深さは，おおむね15km～20kmに集中しており，地震発生層の厚さに上限がある」とされている。
- 地震調査研究推進本部（2003）では，「日本海東縁部で発生した地震の余震分布等に関わる知見を基に評価対象地震の深さは20km程度以浅」と設定されている。
- 根本ほか（2009）のアスペリティモデルは，「地震調査研究推進本部（2003）に従い地震発生層厚さを20km」と設定されている。

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



ハーバードCMT解の深さ分布

土木学会（2016）

３－１. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（２７／６５）

① 想定波源域の設定（１８／１９）：深さ方向（５／５）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-28再掲

想定波源域（深さ方向）の考え方

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

3－1．日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（２８／６５）

① 想定波源域の設定（１９／１９）：まとめ

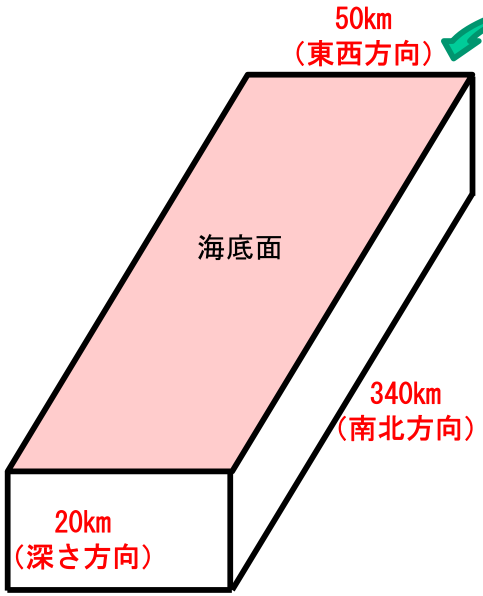
第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-29再掲

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

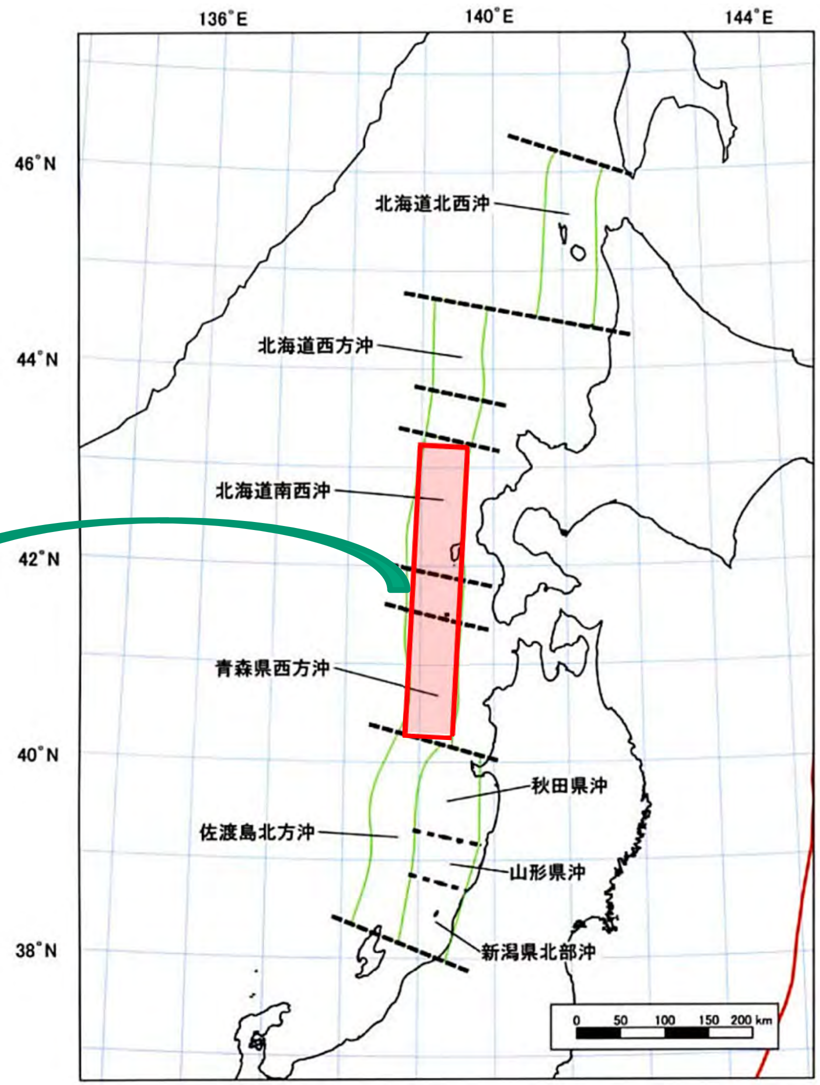
南北方向：北海道南西沖～青森県西方沖の340kmの範囲（深さ方向含む）
（P.94参照）

東西方向：想定震源域内の50kmの範囲（深さ方向含む）
（P.97参照）

深さ方向：海底から海底下20kmまでの範囲
（P.102参照）



想定波源域3Dイメージ



日本海東縁部の想定波源域

３－１．日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（２９／６５）

J-POWER

② 傾斜方向・傾斜角・断層幅の設定（１／２）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-30再掲

- 傾斜方向・傾斜角・断層幅の設定に関わる既往の知見について整理する。

✓ 断層面の傾斜は東傾斜と西傾斜が交互に現れるとされている。

岡村（2019）による

✓ 東北日本海沖の活断層の傾斜角は，形成時は正断層のため高角であったものが，日本海の拡大による地殻の伸展変形の進行に伴って回転（傾斜）した結果，45°　前後の傾斜を示すものが多く見られるとされている。

国交省ほか（2014）による

✓ 既往津波の断層モデルの傾斜角・傾斜方向の分析結果から，日本海東縁部では既往地震の断層傾斜方向が一定でなく，西傾斜・東傾斜の双方が発生しており，傾斜角はおおむね30°～60°の範囲で痕跡高を説明することができるとされており，鉛直断面内の断層形状として東西両方向傾斜，傾斜角30°及び60°の８パターン（次ページ参照）が提示されている。

土木学会（2016）による

既往津波の再現性が確認されている断層モデル

対象津波	モデル M_w	面積 (km²)	L (km)	W (km)	D (m)	d (km)	θ (度)	δ (度)	λ (度)	データ数	K	κ	備　考
1833年天保山形沖(A)	7.82	1250	50	25	6.4	0	10	60	90	27	1.04	1.42	土木学会(2002) (相田(1989)を修正;陸岸近く)
		1750	70	25	6.4	0	40	60	120				
1833年天保山形沖(B)	7.76	3960	132	30	4.0	0	208	45	90	27	1.17	1.28	土木学会(2002)(沖合)
1940年積丹沖	7.70	4050	135	30	3.2	0	347	40	90	20	1.02	1.42	土木学会(2002) (Satake(1986)を修正)
1964年新潟	7.35	900	45	20	3.3	1	202	60	90	検潮	―	―	Noguera and Ku.Abe(1992)
		300	20	15	3.0	1	189	60	90				
同上	7.51	813	32.5	25	5.3	0	200	60	52	検潮	―	―	加藤・安藤(1995)
		813	32.5	25	2.9	0	200	60	90				
1983年日本海中部	7.74	1200	40	30	7.6	2	22	40	90	218	1.12	1.46	相田(1984) Model-10
		1800	60	30	3.05	3	355	25	80				
1993年北海道南西沖	7.84	2250	90	25	5.71	10	188	35	80	249	0.96	1.51	高橋武之ら(1995) DCRC-26モデル
		650	26	25	4.00	5	175	60	105				
		458	30.5	15	12	5	150	60	105				

L:断層長さ，W:断層幅，D:すべり量，d:上縁深さ，θ:走向，δ:傾斜角，λ:すべり角，K:幾何平均値，κ:幾何標準偏差

土木学会（2016）に一部加筆

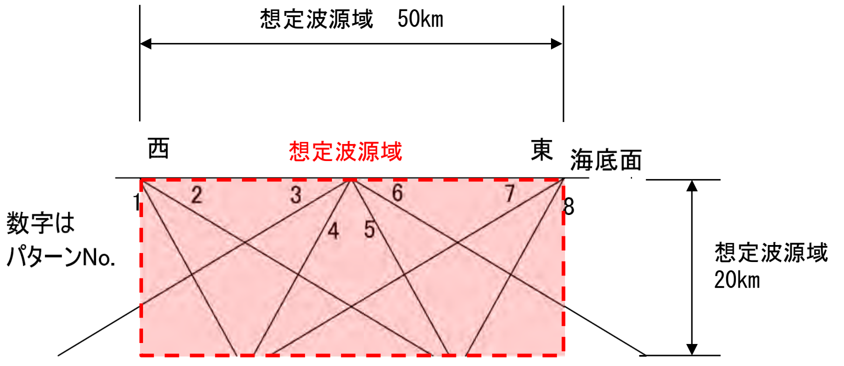
3－1．日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（３０／６５）

② 傾斜方向・傾斜角・断層幅の設定（２／２）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-31再掲

- 傾斜角に関する前ページの知見を踏まえると傾斜角は，45°前後であり，おおむね30°～60°の範囲と考えられるが，以下の考えに基づき津波評価上，保守側の設定を想定し30°と60°の２ケースについて検討することとする。
  - ✓ 初期水位（鉛直地盤変動量）が最も高くなるのは高角ケース（60°）である。
  - ✓ 地殻変動により移動する水の量が最も多くなるのは低角ケース（30°）である。

- 上記より，前ページの知見及び上記の考えとも整合し，傾斜方向・傾斜角の検討パターンを体系的に提示している土木学会（2016）の８パターンを想定波源域（東西方向50km，深さ方向20km）に当てはめたケースを傾斜方向・傾斜角の検討対象とする。ここで，断層幅は，傾斜角を考慮の上，深さ方向の想定波源域20kmを飽和するように設定する。
- 傾斜方向・傾斜角の検討対象と想定波源域（東西方向50km，深さ方向20km）との関係は下図のとおりである。ここで，検討８パターンの断層位置は断層上端を想定波源域の西端，中央，東端とし，傾斜角は60°東傾斜・西傾斜，及び30°東傾斜・西傾斜の断層を，位置の不確かさを考慮して，それぞれ２ケースずつ考慮することとし，検討８パターンの断層を想定波源域とおおむね合致する範囲に配置している※。



鉛直面内の断層形状

土木学会（2016）に一部加筆

※：すべての断層が想定波源域内に収まることを基本とするが，本配置においてパターン６及び３は下部で想定波源域からはみ出す。パターン６及び３を除外すると，30°東傾斜・西傾斜の断層位置の不確かさを考慮できなくなること，また，パターン６のケースは津波水位評価上，敷地に与える影響が保守側の設定になる（第1023回審査会合 資料1－2 「２－１－１．傾斜方向・傾斜角パターン影響検討」参照）ことから許容することとし，これ以上の想定波源域を大きくはみ出すパターンは検討対象としない。

3-1.日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（３１／６５）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-32再掲

③ 走向・すべり角・上縁深さの設定

• 以下の知見を基に走向，すべり角及び上縁深さをそれぞれ設定した。

［走向］　海底地形の等水深線の走向に基づき3.8°及び183.8°と設定

✓ ハーバードCMT解による走向と等水深線の走向の関係の分析結果から，走向は等水深線に沿って南北に分布しているとされている（左下図参照）。

土木学会（2016）による

［すべり角］　90°に設定

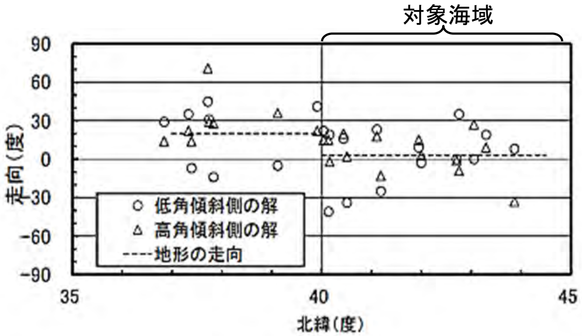
✓ ハーバードCMT解による日本海東縁部の断層のすべり角は，90°程度であるとされている（中央下図参照）。　土木学会（2016）による

✓ 東北地方から北海道地方の沿岸にかけては，90°に近い断層すべり角となったとされている（右図参照）。　国交省ほか（2014）による

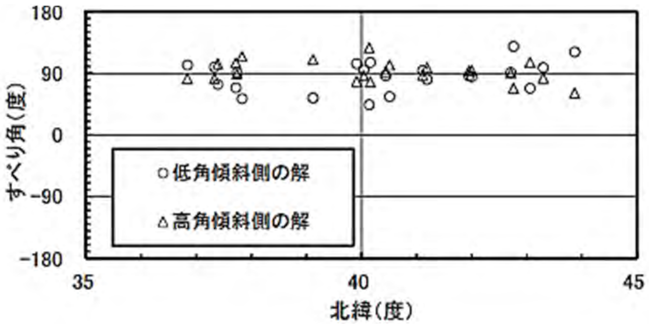
✓ すべり角90°で津波の初期水位が最大になると考えられる。

［上縁深さ］　１kmに設定

✓ 日本海東縁部の既往津波に対して，すべりの不均質性を考慮し，既往津波の再現性がおおむね確認されている根本ほか（2009）のアスペリティモデルは，日本海東縁部の地震発生層の上限深さを考慮して海底面より深さ１kmに上縁深さが設定されている。　根本ほか（2009）による



ハーバードCMT解による断層走向と地形走向
土木学会（2016）に一部加筆



ハーバードCMT解による断層のすべり角
土木学会（2016）

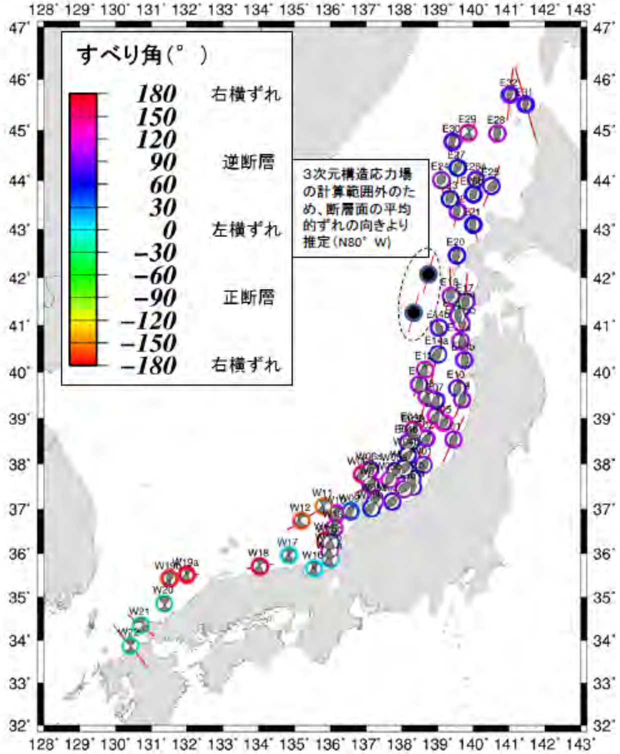


図32　3次元構造応力場により推定したすべり角の分布
（佐藤・他, 2014）

国交省ほか（2014）

3－1．日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（３２／６５）

④ 最大すべり量の設定（１／９）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-33再掲

基本方針

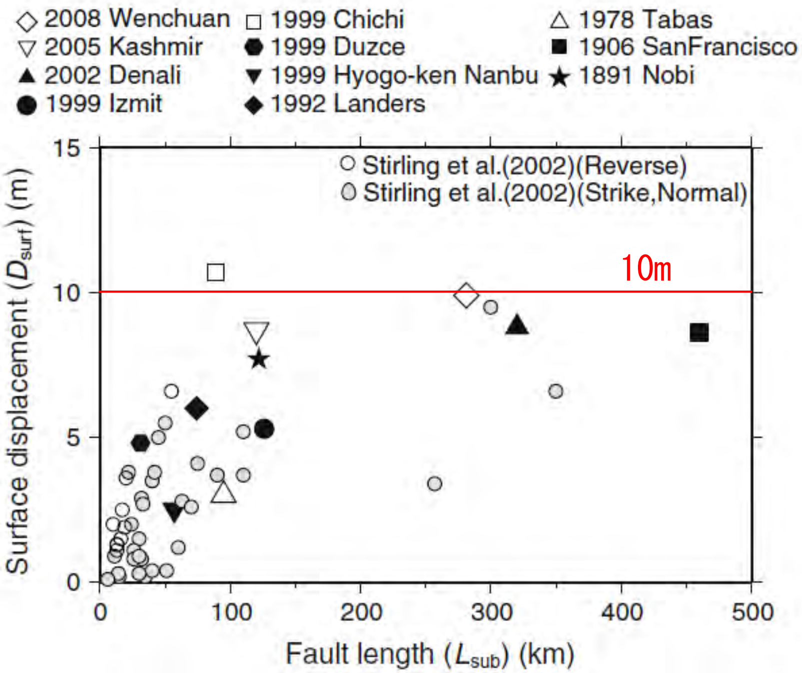
- 最大すべり量は，既往地震，スケーリング則及び既往津波の再現モデルの科学的知見を整理の上，安全評価上保守側の設定とする。具体的には以下のとおり。
  - ✓ 日本海東縁部の地震と同様のタイプ（活断層タイプ）である世界の内陸で発生した地震の最大すべり量の知見（P.108参照）
  - ✓ 日本海東縁部及び活断層で発生する地震規模に係るスケーリング則から設定される最大すべり量の知見（P.109～P.112参照）
  - ✓ 日本海東縁部で発生した既往津波の断層モデルのすべり量（P.113，P.114参照）

3－1．日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（３３／６５）

④ 最大すべり量の設定（２／９）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-34再掲

既往地震に関する検討



断層長さと最大地表変位量との比較

Murotani et al.(2015) に一部加筆

- 日本海東縁部は，明瞭なプレート境界が形成されておらず，地震の発生様式は内陸地殻内地震と同様なものと考えられる。このため，世界の内陸地殻内地震のすべり量の知見を参照する。
- 世界の内陸で発生した地震を分析した結果，地表で観測された最大変位量は，震源断層での最大すべり量と１：１の比例関係にあり，震源断層長さが約100km以上の場合，地表最大変位量は10m程度で飽和するとされている。

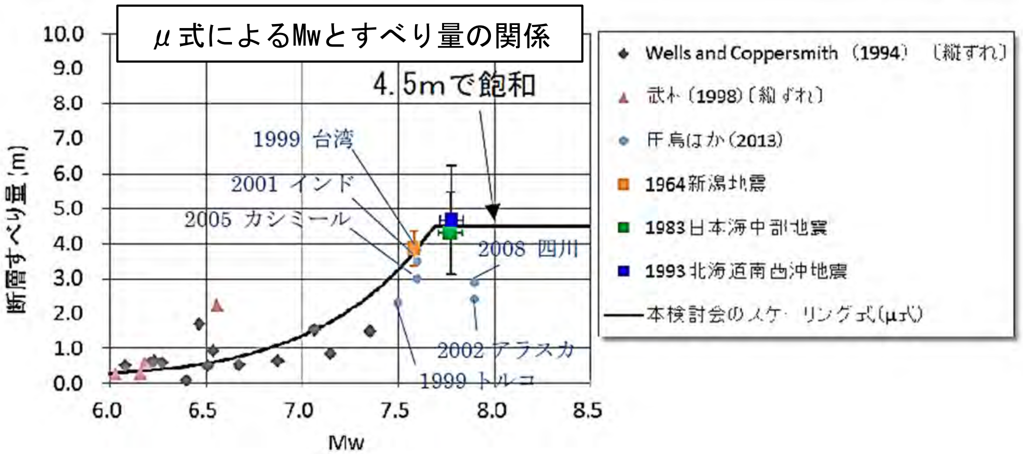
Murotani et al.（2015）による

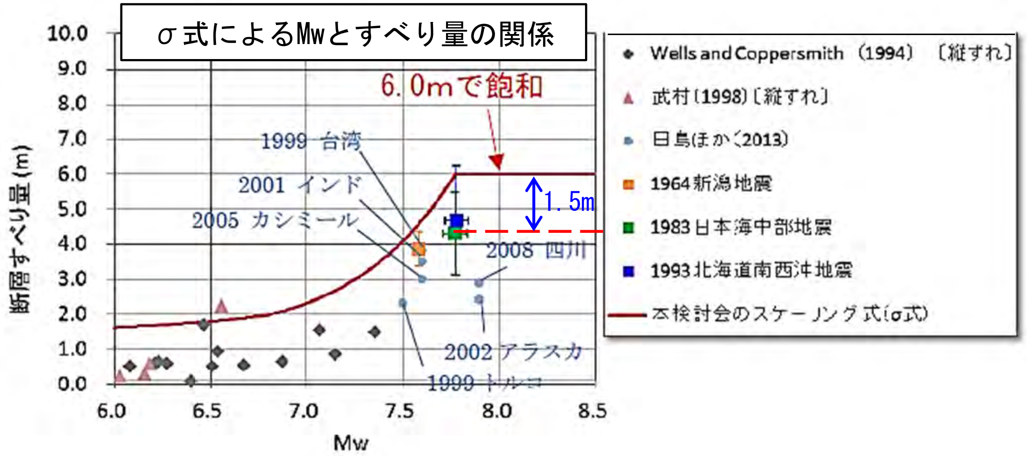
3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（３４／６５）

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.1-35再掲

④ 最大すべり量の設定（３／９）

スケーリング則①：国交省ほか（2014）





国交省ほか（2014）に一部加筆

地震規模とすべり量の関係（日本海における大規模地震に関する調査検討会）

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

国交省ほか（2014）による

3－1．日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（３５／６５）

④ 最大すべり量の設定（４／９）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-36再掲

スケーリング則②：地震調査研究推進本部（2016）

- 地震調査研究推進本部（2016）『レシピ』の方法では，「活断層で発生する地震の地震規模（地震モーメントMo（N・m））を震源断層の面積Ｓ（km^2）との経験的関係より算出するとし，地震の規模に応じて３段階でS-Mo関係式を使い分ける」とされている。
- 日本海東縁部に想定した基準波源モデルはMw＝8.1，8.2であり，地震規模（7.4＜Mw）の関係式が適用される。
- この関係式から算出される平均すべり量は2.86mとなる。また，アスペリティのすべり量は，震源断層全体の平均すべり量の２倍とされており5.72mとなる。

【地震調査研究推進本部（2016）『レシピ』のS-M_0関係式】

$$M_0 = \left(S/2.23\times10^{15}\right)^{3/2}\times10^{-7}$$ （Mw<6.5）　Somerville et al.(1999)の式

$$M_0 = \left(S/4.24\times10^{11}\right)^{2}\times10^{-7}$$ （6.5≦Mw≦7.4）　入倉・三宅(2001)の式

$$\boxed{M_0 = S\times10^{17}}$$ （7.4＜Mw）　Murotani et al.(2015)の式

M_0：地震モーメント(N・m)　S：断層面積（km^2）
M_w：モーメントマグニチュード

上記S-M_0関係式に以下を代入して算出した平均すべり量Dは，2.86m（面積によらず一定）となる。
- 平均すべり量：D＝Mo/μS
- 基準波源モデルの面積：S=7.9×10^{3}km^2，13.6×10^{3}km^2
- 剛性率：μ＝3.5×10^{10}(N/m^2)（土木学会（2016））

【アスペリティのすべり量】
D_a＝5.72m（平均すべり量の２倍）

3－1．日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（３６／６５）

④ 最大すべり量の設定（５／９）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-37再掲

スケーリング則③：土木学会（2016）

- 土木学会（2016）では，「国交省ほか（2014）を参照して，日本海東縁部の地震規模（地震モーメントMo（N・m））を断層面積Ｓ（m^2）との経験的関係式より算出するとし，地震の規模に応じて３段階でS-Mo関係式を使い分ける検討例」が示されている。
- 日本海東縁部に想定した基準波源モデルはMw＝8.1，8.2であり，地震規模（7.7≦Mw）の関係式が適用される。
- この関係式から算出される平均すべり量は4.5mとなる。また，アスペリティのすべり量は，平均すべり量の２倍とされており9.0mとなる。

【土木学会（2016）のS-M_0関係式】

$$M_0 = \left(S/2.23\times10^9\right)^{3/2}\times10^{-7}$$ （Mw＜6.5）　Somerville et al.(1999)の式

$$M_0 = \left(S/4.24\times10^5\right)^{2}\times10^{-7}$$ （6.5≦Mw＜7.7）　入倉・三宅(2001)の式

$$\boxed{M_0 = 1.575\times S\times10^{11}}$$ （7.7≦Mw※）　日本海東縁部の既往地震の平均すべり量4.5mで頭打ちとなる関係式（剛性率μ：3.5×10^{10}(N/m^2)）

M_0：地震モーメント(N・m)　S：断層面積(m^2)
M_w：モーメントマグニチュード

※：世界の地殻内地震の地震規模と地殻厚さを検討した結果，地殻厚さが40km未満の領域ではMw8.0を超える地震が発生していないことを踏まえ，Mwの上限は8.0とされている。

上記S-M_0関係式に以下を代入して算出した平均すべり量Dは，4.5m（面積によらず一定）となる。
- 平均すべり量：D=Mo/μS
- 基準波源モデルの面積：S＝$7.9\times10^3$$km^2$，$13.6\times10^3$$km^2$
- 剛性率：μ＝3.5×10^{10}(N/m^2)（土木学会（2016））

【アスペリティのすべり量】
D_a＝9.0m（平均すべり量の２倍）

3-1．日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（３７／６５）

J-POWER

④ 最大すべり量の設定（６／９）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-38再掲

スケーリング則：まとめ

国交省ほか（2014），地震調査研究推進本部（2016）及び土木学会（2016）のそれぞれのスケーリング則に基づき設定される最大すべり量は下表のとおりであり，その最大値は12mである。

スケーリング則に基づく最大すべり量

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

３－１．日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（３８／６５）

J-POWER

④ 最大すべり量の設定（７／９）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-39再掲

既往津波の再現性が確認されている断層モデルの検討

- 日本海東縁部で発生した既往津波の波源モデルのうち，すべり量の最大値は，1993年北海道南西沖地震津波の再現モデルDCRC-26モデルの12mである。

土木学会（2016）による

既往津波の再現性が確認されている断層モデル

対象津波	モデル M_w	面積 (km²)	L (km)	W (km)	D (m)	d (km)	θ (度)	δ (度)	λ (度)	データ数	K	κ	備考
1833年天保山形沖(A)	7.82	1250	50	25	6.4	0	10	60	90	27	1.04	1.42	土木学会(2002)
		1750	70	25	6.4	0	40	60	120				(相田(1989)を修正;陸岸近く)
1833年天保山形沖(B)	7.76	3960	132	30	4.0	0	208	45	90	27	1.17	1.28	土木学会(2002)(沖合)
1940年積丹沖	7.70	4050	135	30	3.2	0	347	40	90	20	1.02	1.42	土木学会(2002) (Satake(1986)を修正)
1964年新潟	7.35	900	45	20	3.3	1	202	60	90	検潮	－	－	Noguera and Ku.Abe(1992)
		300	20	15	3.0	1	189	60	90				
同上	7.51	813	32.5	25	5.3	0	200	60	52	検潮	－	－	加藤・安藤(1995)
		813	32.5	25	2.9	0	200	60	90				
1983年日本海中部	7.74	1200	40	30	7.6	2	22	40	90	218	1.12	1.46	相田(1984) Model-10
		1800	60	30	3.05	3	355	25	80				
1993年北海道南西沖	7.84	2250	90	25	5.71	10	188	35	80	249	0.96	1.51	高橋武之ら(1995) DCRC-26モデル
		650	26	25	4.00	5	175	60	105				
		458	30.5	15	12	5	150	60	105				

L:断層長さ，W:断層幅，D:すべり量，d:上縁深さ，θ:走向，δ:傾斜角，λ:すべり角，K:幾何平均値，κ:幾何標準偏差

土木学会（2016）に一部加筆

3－1．日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（３９／６５）

④ 最大すべり量の設定（８／９）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-40再掲

DCRC-26モデルのすべり量

- 高橋ほか（1994）では，高橋ほか（1995）DCRC-26モデルの先行モデルであるDCRC-17aモデル（最大すべり量12m）の構築で重視した考え方として「奥尻島初松前での20mにも達する高い打ち上げ高を再現できなくてはならない。」とされている。
- 一方，高橋ほか（1995）によると，DCRC-26モデルによる北海道南西岸の津波打ち上げ高分布によると，江差以南では津波痕跡高に比べて計算津波高が大きい（右下図参照）。

以上から，DCRC-26モデルの最大すべり量12mは，奥尻島の特定地点で観測された津波の高い打ち上げ高さの再現を目的として設定された値であり，特に北海道南西岸では計算津波高が大きくなることから，大間の津波評価に対しては，保守的設定であると考えられる。

表1 DCRC-26 モデルの断層パラメータ

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

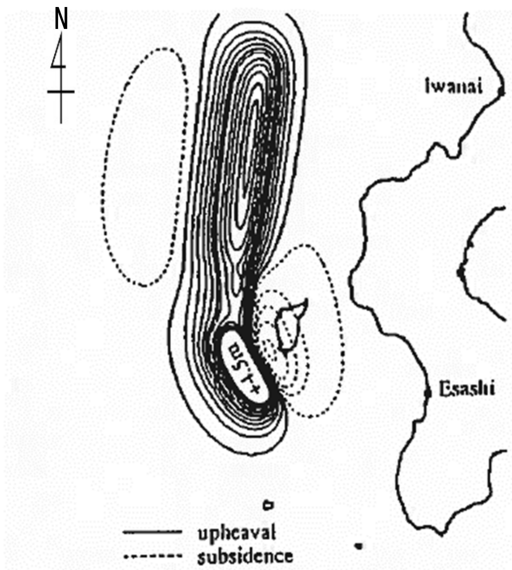


図1 DCRC-26 モデルにおける地盤変位

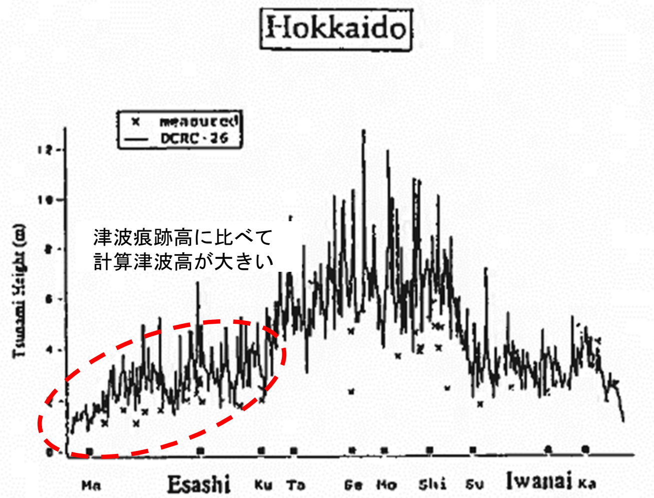


図3 DCRC-26 モデルにおける津波打ち上げ高分布

高橋ほか（1995）に一部加筆

3－1．日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（４０／６５）

④ 最大すべり量の設定（９／９）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-41再掲

まとめ

- 波源モデルの最大すべり量として，Murotani et al.（2015）によると最大すべり量が約10mで飽和すること（P.108参照），国交省ほか（2014）等のスケーリング則に基づく最大すべり量の最大値が12mであること（P.112参照），また，北海道南西沖地震津波の局所的に大きな津波を再現する波源モデルの最大すべり量が12mであること（P.113，P.114参照）を考慮し，最大すべり量は，それらを包絡するように安全評価上12mと設定する。

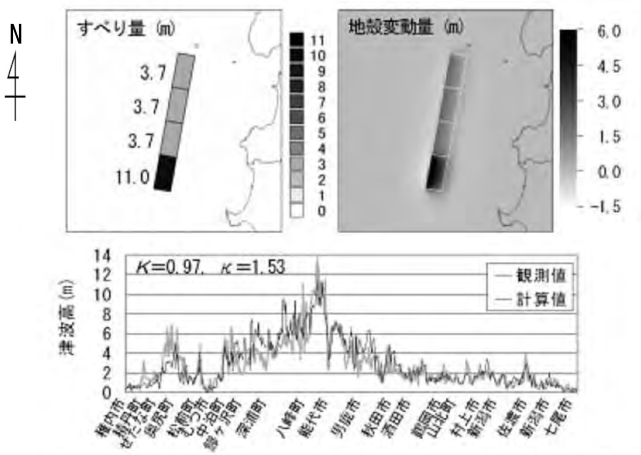
3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（４１／６５）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-42再掲

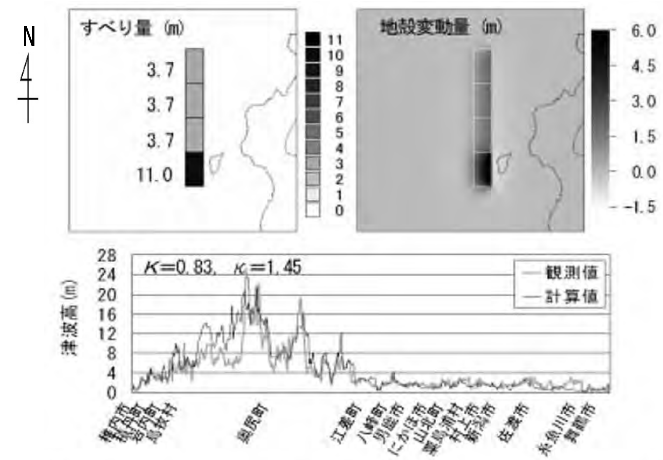
⑤ すべりの不均質性の設定（１／３）

根本ほか（2009）

- 2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえてすべりの不均質性を考慮し，敷地への津波の影響評価として津軽海峡入口に津波が集中するようなすべり分布を検討することを目的とし，アスペリティと背景領域との面積比及びすべり量比を設定する。
- 日本海東縁部の既往津波に対して，すべりの不均質性を考慮し，既往津波の再現性がおおむね確認されている根本ほか（2009）の知見の適用を念頭におき，その内容及び妥当性について整理する。（P.117, P.118参照）
- 根本ほか（2009）では，「アスペリティモデルは，アスペリティ位置の推定が困難な地震空白域等に適用する場合に，４つのセグメントのいずれかがアスペリティに相当するセグメントと考えて，アスペリティ（平均すべり量の２倍のすべり量）位置を変化させた４ケースの計算を行えば，４ケースの計算による最大値が観測値（既往津波高）をほぼ包含することができる。」とされている。
- 根本ほか（2009）による　不均質モデルの設定は以下のとおり。
  - ✓ 断層面を４セグメントに分割して，そのうち１セグメントをアスペリティ領域，残りの３セグメントを背景領域とする。
  - ✓ アスペリティ領域のすべり量は平均すべり量の２倍とする。
  - ✓ 背景領域のすべり量は平均すべり量の2/3倍とする。



アスペリティモデルの断層モデルと計算津波高
【1983年日本海中部地震】



アスペリティモデルの断層モデルと計算津波高
【1993年北海道南西沖地震】

日本海東縁部の代表的な既往地震を再現するアスペリティモデル

根本ほか（2009）

3－1．日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（４２／６５）

⑤ すべりの不均質性の設定（２／３）：根本ほか（2009）の妥当性確認

根本ほか（2009）の不均質すべりモデルのスケーリング則の妥当性

- 根本ほか（2009）の不均質モデルのスケーリング則の妥当性を確認するため，大すべり域の面積比及びすべり量比について，根本ほか（2009）と日本海における最大クラスの津波断層モデルの設定に関する検討である国交省ほか（2014）とを比較した。
- その結果，根本ほか（2009）と国交省ほか（2014）のスケーリング則はおおむね整合的であることが確認できた。

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

根本ほか（2009）及び国交省ほか（2014）のスケーリング則の比較

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

３-１.日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（４３／６５）

⑤ すべりの不均質性の設定（３／３）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-44再掲

まとめ

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

３－１．日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（４４／６５）

⑥ 剛性率の設定（１／２）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-45再掲

土木学会（2016）

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

震源付近の媒質の剛性率の標準値

海　域	根　拠	剛性率
・西南日本陸側プレート内 ・日本海東縁部 ・プレート境界浅部（断層面全体が深さ 20km 以浅に存在する場合）	Vp=6.0km/s Vp/Vs=1.6～1.7 ρ=2.7～2.8g/cm^3 とすれば， μ=3.36×10^{10}～3.94×10^{10} N/m^2 となる。この中間的値とする。	3.5×10^{10} N/m^2 (3.5×10^{11} dyne/cm^2)
・海洋プレート内 ・プレート境界深部（断層面全体が深さ 20km 以深に存在する場合）	Vp=8.0～8.1km/s Vp/Vs=1.75～1.80 ρ=3.2～3.5g/cm^3 とすれば， μ=6.31×10^{10}～7.50×10^{10} N/m^2 となる。この中間的値とする。	7.0×10^{10} N/m^2 (7.0×10^{11} dyne/cm^2)
・プレート境界中央部（断層面が深さ 20km 以浅と以深にまたがって存在する場合）	浅部と深部の中間的値とする。	5.0×10^{10} N/m^2 (5.0×10^{11} dyne/cm^2)

土木学会（2016）に一部加筆

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-46再掲

⑥ 剛性率の設定（２／２）

P波速度の範囲から推定される剛性率

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

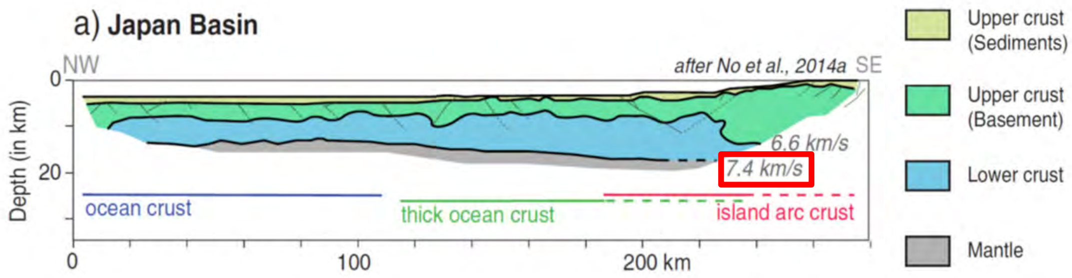
前ページ及び以上から，剛性率は3.5×10^{10}N/m^{2}とした。

青森県～秋田県沖（日本海盆～1983年日本海中部地震震源域）

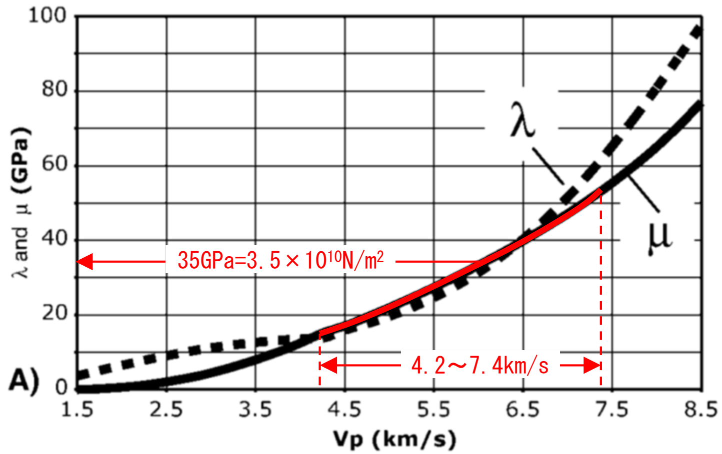
※1：Brocher(2005)は，様々な環境におけるボアホールデータ，地震波トモグラフィデータ，実験データ等を集約し，堆積層～上部マントルにおけるＰ波速度と密度等の経験式関係を提示している。

after Tamaki (1988)

Depth contour interval 1000 m



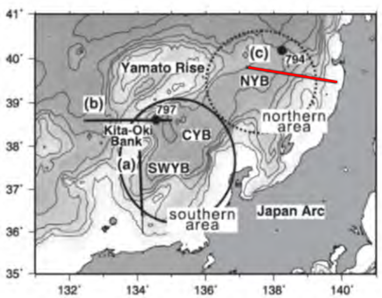
Van Horne et al.（2017）に一部加筆

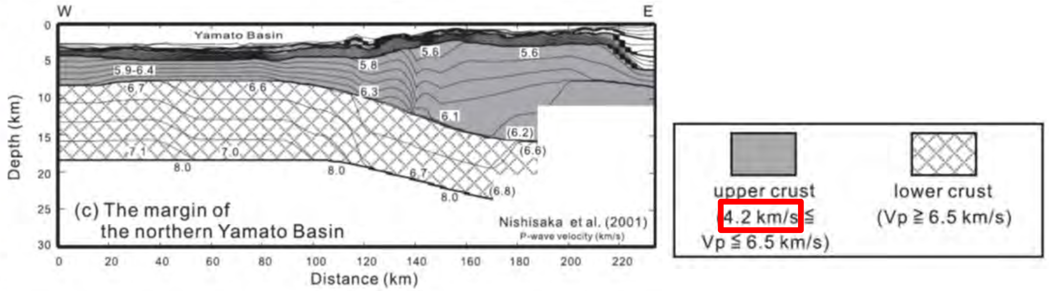


Brocher（2005）に一部加筆

Ｐ波速度とラメ定数の経験的関係※2

秋田県沖（大和海盆～最上トラフ）





Sato et al.（2006）に一部加筆

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

反射法及び海底地震計による日本海東縁部のＰ波速度構造

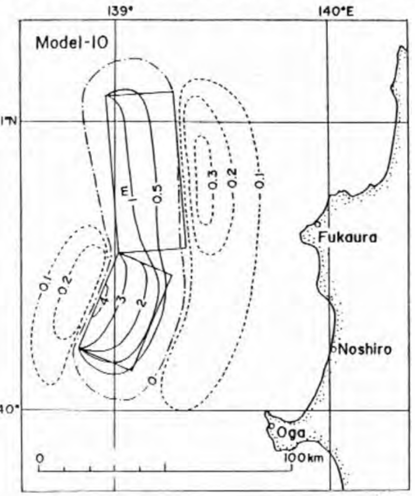
3-1．日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（４６／６５）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-47再掲

⑦ ライズタイムの設定（１／２）

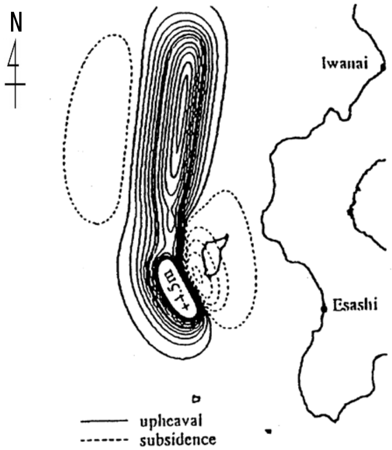
- 日本海東縁部で至近に発生し，観測データが充実している1983年日本海中部地震津波及び1993年北海道南西沖津波を対象に，その再現モデルのライズタイムを参照する。
- 土木学会（2016）には1983年日本海中部地震津波及び1993年北海道南西沖津波の痕跡高を説明できる断層モデルとして，それぞれ，相田（1984）のモデル，高橋ほか（1995）のモデルが示されている。
- これらのモデルでは，断層モデルから計算された地盤変位を初期条件としていることから，ライズタイムは考慮していない（０秒）と推定される。
- 首藤（1996）は，1993年北海道南西沖地震津波に関し，検潮記録と解析波形の比較を行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

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

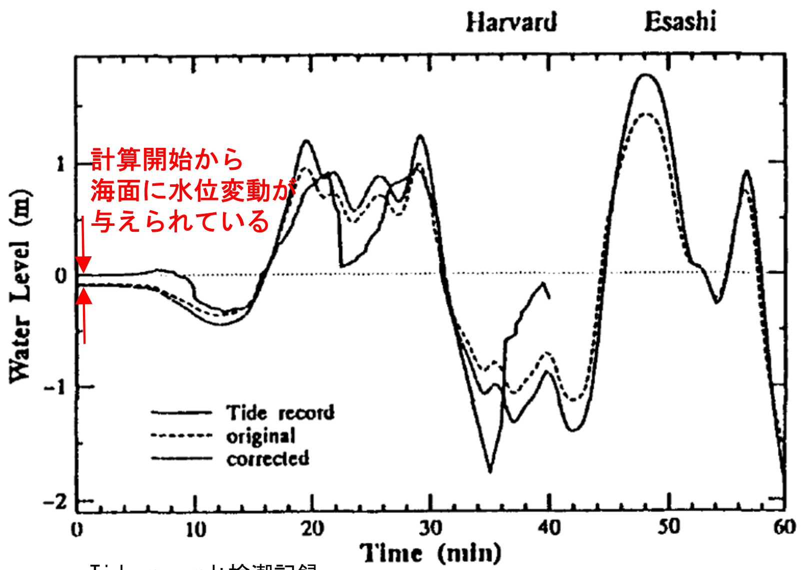


1983年日本海中部地震津波
断層モデル
相田（1984）に一部加筆

図 1に DCRC-26 モデルによる地盤変位を示す。奥尻島は沈降領域に入っており、表 2に示した沈降量も GPS による実測結果 3)を満足している。
この地盤変位を初期条件とし、線形長波理論により計算を行った。ただし、沖側境界としては自由透過、陸側境界としては最低水深 10m の完全反射条件を用いた。また、空間格子間隔は 450m、時間間隔は 1 秒とした。



1993年北海道南西沖地震津波
断層モデル
高橋ほか（1995）に一部加筆



Tide record:検潮記録
original:解析波形

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

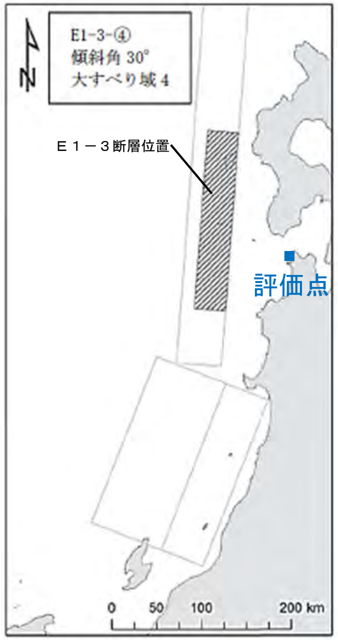
3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（４７／６５）

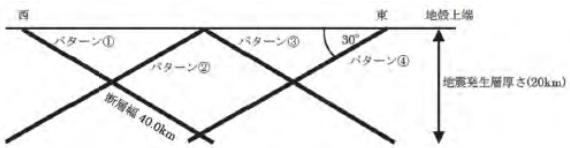
⑦ ライズタイムの設定（２／２）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-48再掲

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

前ページ及び以上から，ライズタイムは，保守的設定として０秒とした。





断層の東西断面

検討波源位置図

注：右表の検討ケースと傾斜角は異なる

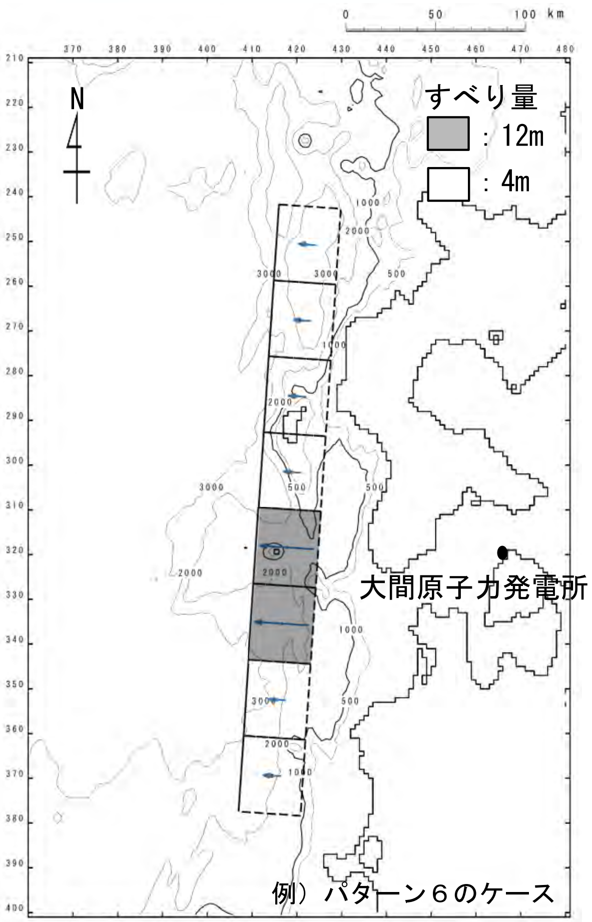
ライズタイムに関するパラメータスタディの結果

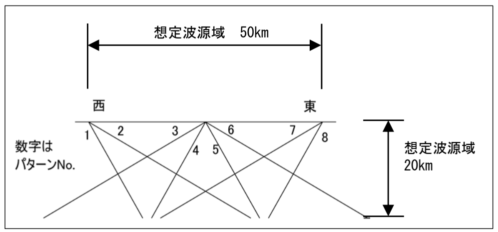
ライズタイム（秒）	領域	南北位置 ※南から 1-6	東西位置・傾斜方向 傾斜パターン①～④	傾斜角（度）	大すべり域位置 ※北から 1-4	位置詳細	上縁深さ（km）	水位（m）
0	E1	3	④	37.5	4	基本	0	7.89
10	E1	3	④	37.5	4	基本	0	7.81
30	E1	3	④	37.5	4	基本	0	7.51
60	E1	3	④	37.5	4	基本	0	7.31

土木学会（2016）に一部加筆

基準波源モデルの設定：まとめ（１／２）

以下のフロー及び設定根拠に基づき，基準波源モデルを設定した。





東西位置，傾斜角パターン
土木学会（2016）に一部加筆

基準波源モデル

基準波源モデル設定フロー

設定根拠

基準波源モデル設定フロー		設定根拠
① 想定波源域の設定 （南北方向，東西方向，深さ方向）	南北・東西方向	既往地震，ひずみ集中帯，余震分布，海底地形の知見等より南北方向340km，東西方向50kmと設定 →P.85～P.97
	深さ方向	既往地震，地殻構造，地震発生層の知見より20kmと設定 →P.85，P.86，P.98～P.102
② 傾斜方向・傾斜角・断層幅の設定		断層傾斜，既往津波の断層モデル等に関する知見より８パターン設定 →P.104，P.105
③ 走向・すべり角・上縁深さの設定		既往津波の断層モデル及び既往地震のハーバードCMT解等に基づき設定 →P.106
④ 最大すべり量の設定		既往地震の最大地表変位量，スケーリング則及び既往津波の断層モデルの最大すべり量を参考に12mと設定 →P.107～P.115
⑤ すべりの不均質性の設定		すべりの不均質性が考慮されている根本ほか（2009）に基づき設定 →P.116～P.118
⑥ 剛性率：μの設定		地震波速度や密度に関する既往研究に基づき3.5×10^{10}N/m^{2}に設定 →P.119，P.120
モーメントマグニチュード：Mwの算出 $Mw=(\log Mo-9.1)/1.5$ ここで，$Mo=\mu LWD$		
⑦ ライズタイム：τの設定		1983年日本海中部地震津波及び1993年北海道南西沖地震津波の再現性が高いモデル等を参照し0sに設定 →P.121，P.122

3-1．日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（４９／６５）

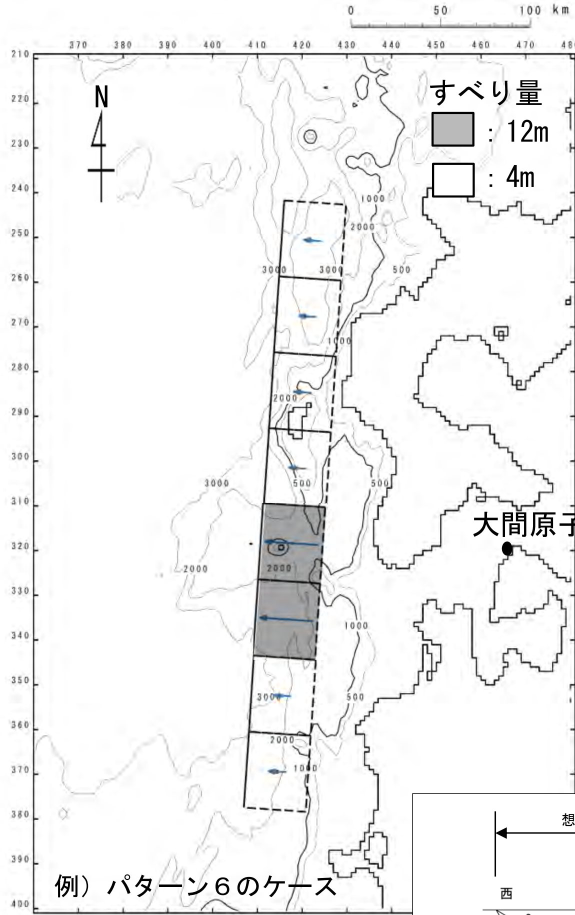
基準波源モデルの設定：まとめ（２／２）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-50再掲

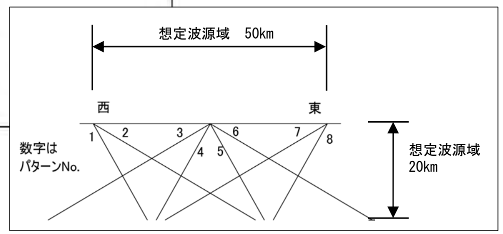
- 想定波源域は，安全評価上，青森県西方沖から北海道南西沖が連動するものとして，Ｌ＝340kmの領域とした。
- すべりの不均質性を考慮し，アスペリティ領域と背景領域を設定した。

基準波源モデルのパラメータ

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



基準波源モデル



東西位置，傾斜角パターン
土木学会（2016）に一部加筆

（余白）

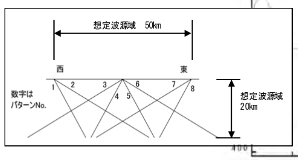
3－1．日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（５０／６５）

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.1-52再掲

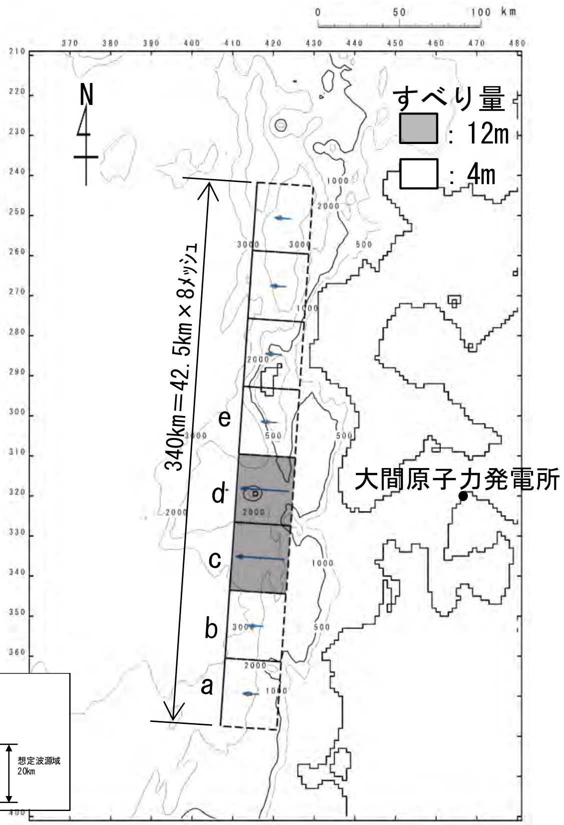
パラメータスタディ

○パラメータスタディは，概略と詳細の２段階で実施するものとし，概略パラスタは津波水位に対して支配的因子，詳細パラスタは津波水位に対して従属的因子の位置づけである（第1023回審査会合 資料1-2 P.2.2-2～P.2.2-7参照）。パラスタ詳細は以下のとおり。

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



東西位置，傾斜角パターン
土木学会（2016）に一部加筆



基準波源モデル

概略パラメータスタディ（ステップ１）

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

概略パラメータスタディ（ステップ２）

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

詳細パラメータスタディ

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

３－１．日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（５１／６５）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-53再掲

基準波源モデルの諸元及びパラメータスタディ整理表

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

項　目	基準波源モデル			パラメータスタディ		
	諸　元		主な設定根拠	概略/詳細パラスタ	変　動　幅	根拠又は パラスタ未実施の理由
	高角断層 （傾斜角60°）	低角断層 （傾斜角30°）				
ﾓｰﾒﾝﾄﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ Mw	8.1	8.2	Mw=(logMo-9.1)/1.5	—	—	保守的に設定した 他諸元からの算定値
長さ　L（km）	340		青森県西方沖から 北海道南西沖	—	—	保守的に想定波源域の 南北方向全域を考慮
幅　W（km）	23.1	40.0	想定波源域厚さ（20km）， 傾斜角	—	—	保守的に想定波源域の 深さ方向全域を考慮
すべり量　D（m）	12.0（アスペリティ領域：全面積の25%） 4.0（背景領域：全面積の75%）		既往地震の知見， 根本ほか（2009）等	—	—	既往の知見に照らして保守的に すべり量の上限を考慮
剛性率 μ (N/m^2)	3.5×10^{10}		土木学会（2016）等	—	—	すべり量を最大で固定している ため，剛性率の値が津波評価に 影響しない
地震ﾓｰﾒﾝﾄ Mo （N・m）	1.65×10^{21}	2.86×10^{21}	Mo＝μLWD	—	—	保守的に設定した 他諸元からの算定値
走向　θ（°）	東傾斜：3.8，西傾斜：183.8		海底地形の等水深線の走向	詳細パラスタ	±10°	既存断層パラメータの走向の標 準偏差相当
上縁深さ　d （km）	1		根本ほか（2009）等	詳細パラスタ	0～5km	想定波源域及び既往津波の波源 モデルの変動幅
断層面　傾斜角　δ（°）	60	30	土木学会（2016）等	概略パラスタ	60°，30°	既往津波の波源モデルの変動幅
断層面　傾斜方向	東傾斜，西傾斜			概略パラスタ	東傾斜，西傾斜	日本海東縁部の特性を考慮
断層面　東西方向位置	東西方向25kmﾋﾟｯﾁ			概略パラスタ	東西方向25kmﾋﾟｯﾁ	想定波源域の範囲を考慮
すべり角　λ（°）	90		土木学会（2016）等	—	—	初期水位が最大となる設定
ライズタイム　τ（s）	0		1993年北海道南西沖地震津 波の痕跡高の再現性が高い モデル等	—	—	既往津波を再現する設定かつ津 波高さが大きくなる設定
アスペリティ位置 （個数を含む）	断層長さ方向に８分割し，そのうち２セ グメントを津軽海峡前面に配置		根本ほか（2009）	概略パラスタ	南北方向40km及び10kmﾋﾟｯﾁ	根本ほか（2009）の配置に対し てさらに細かい配置を考慮
				詳細パラスタ	一つ及び二つ	

3－1．日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（５２／６５）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-54再掲

パラメータスタディ因子の妥当性について

日本海東縁部に想定される地震に伴う津波に関するパラメータスタディ検討因子は，土木学会（2016）におけるパラメータスタディを原則実施する因子とも整合する。

表 3.1−1　パラメータスタディの因子（○：パラメータスタディを原則実施する因子）

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

※1 基本断層モデルを地震活動域全体に設定する場合を除く
※2 すべり方向のばらつきを考慮して走向に連動
※3 応力場のばらつきを考慮して傾斜角に連動
※4 西傾斜，東傾斜
※5 調査により明確な場合は固定
※6 不明な断層は両方向

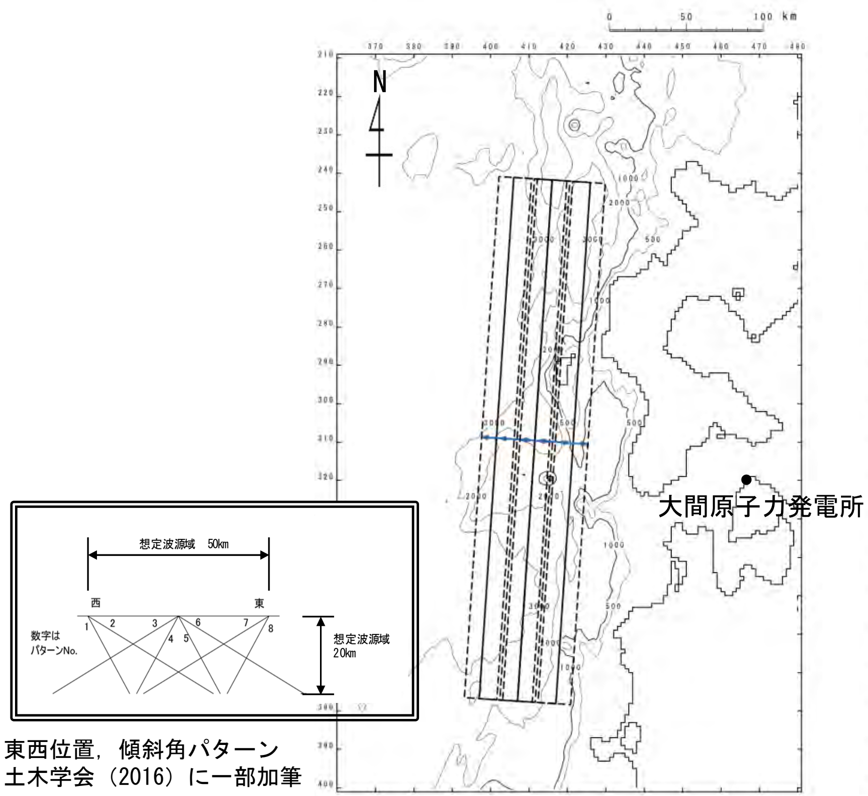
土木学会（2016）に一部加筆

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（５３／６５）

第1023回審査会合
資料1-1　P. 3. 1-55再掲

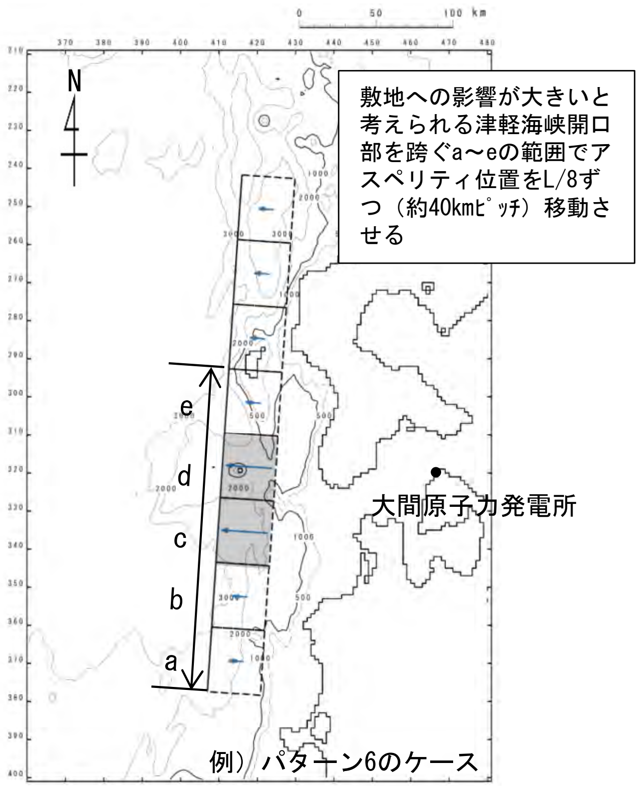
概略パラメータスタディ（１／４）
：東西方向位置・傾斜角・傾斜方向，アスペリティ位置変化ケース

すべり量
：12m
：4m



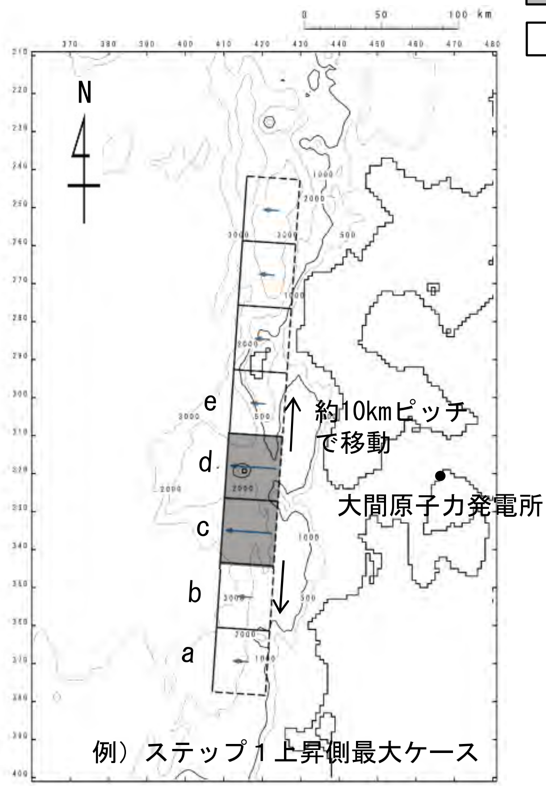
東西位置，傾斜角パターン
土木学会（2016）に一部加筆

東西方向位置・傾斜角・傾斜方向変化ケース



アスペリティ位置変化ケース（例）

（ステップ１）



アスペリティ位置変化ケース（例）

（ステップ２）

・概略パラメータスタディ（ステップ１）として，東西方向位置・傾斜角及び傾斜方向並びにアスペリティ位置を組合せた検討を実施した。なお，アスペリティ位置は，敷地への影響が大きいと考えられる津軽海峡開口部を跨ぐa～eの範囲で移動させた。

・概略パラメータスタディ（ステップ２）として，津波の津軽海峡への入射の影響をさらに細かく検討するために，ステップ１における最大水位変動ケースの波源モデルを対象に，最大となったアスペリティ位置cdを北方及び南方へ約10km（隣接セグメントをさらに４分割した距離）ピッチで移動させた場合の検討を実施した。

3－1．日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（５４／６５）

概略パラメータスタディ（２／４）：検討結果

概略パラメータスタディの結果は以下のとおりである。

概略パラメータスタディ（ステップ１）結果一覧

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

概略パラメータスタディ（ステップ２）結果一覧

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

：概略パラスタ（ステップ１）　最大水位上昇／下降ケース

：概略パラスタ（ステップ２）　最大水位上昇ケース

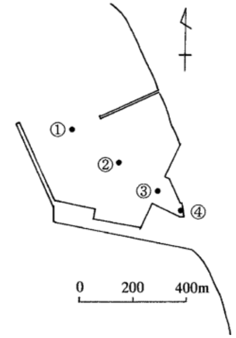
：概略パラスタ（ステップ２）　最大水位下降ケース

3-1．日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（５５／６５）

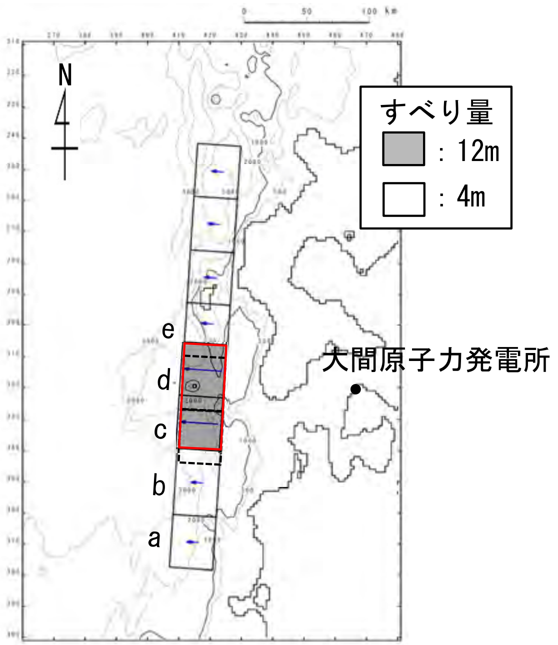
第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-57再掲

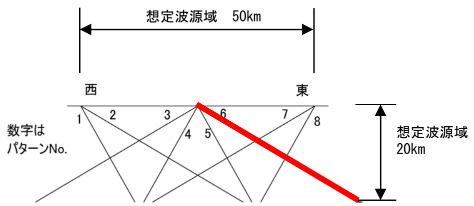
概略パラメータスタディ（３／４）：最大水位上昇ケース検討結果

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

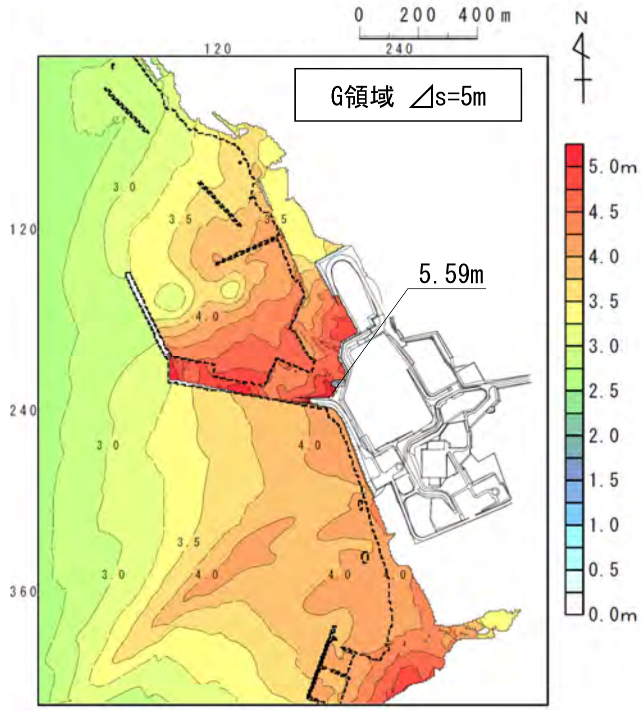


最大水位上昇ケース
東西方向中央，東傾斜（δ=30°）の
W=40.0km，アスペリティ位置c＋dを
北方へ10km移動

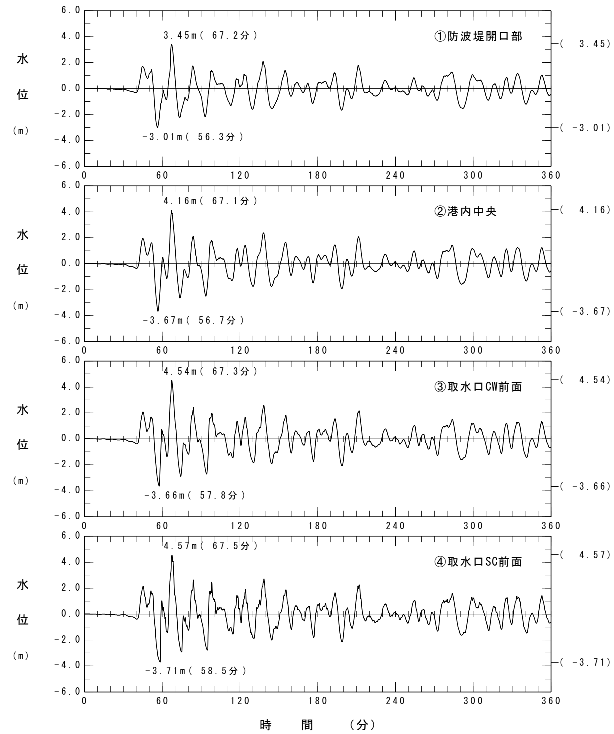




波源モデル



最大水位上昇量分布



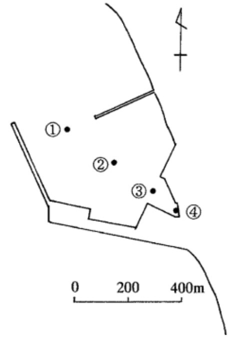
水位時刻歴波形

3－1．日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（５６／６５）

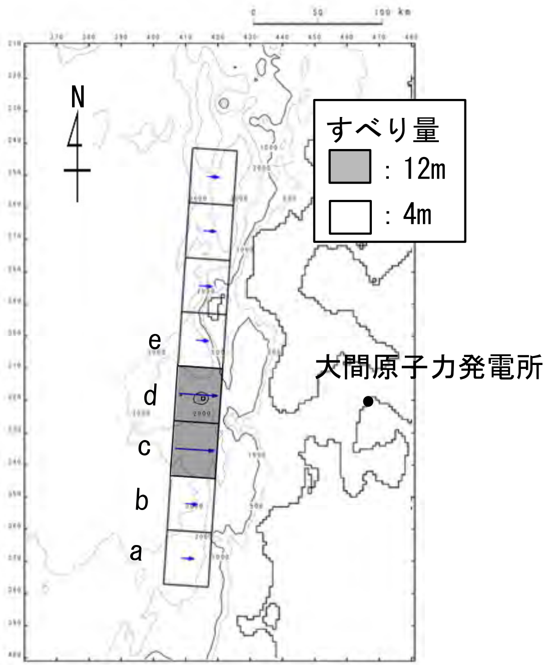
第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-58再掲

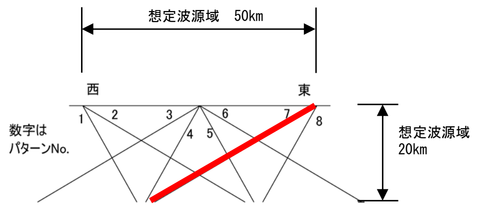
概略パラメータスタディ（４／４）：最大水位下降ケース検討結果

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

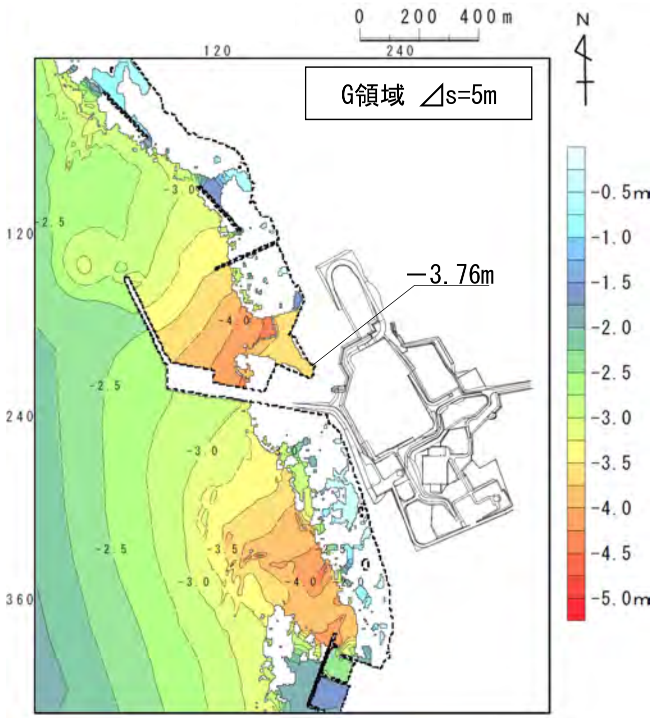


最大水位下降ケース
東西方向東端，西傾斜（δ=30°）の
W=40.0km，アスペリティ位置c＋d

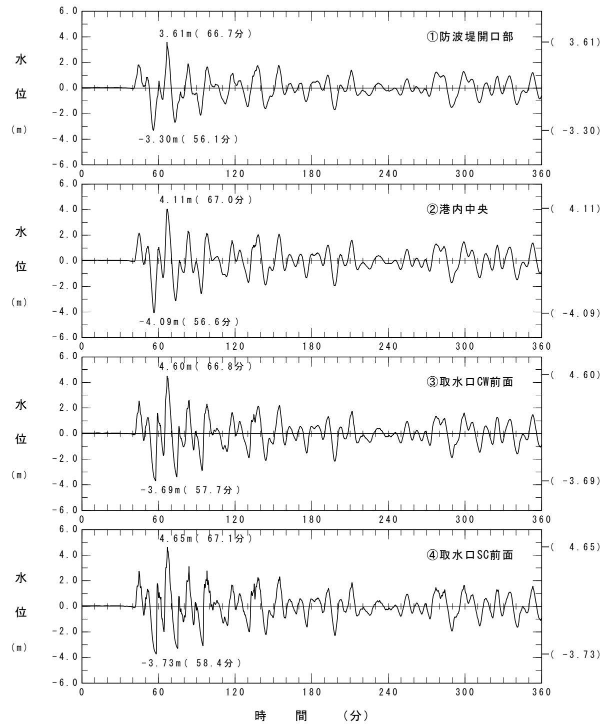




波源モデル



最大水位下降量分布



水位時刻歴波形

3-1．日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（５７／６５）

詳細パラメータスタディ（１／８）：（ｉ）走向変化ケース

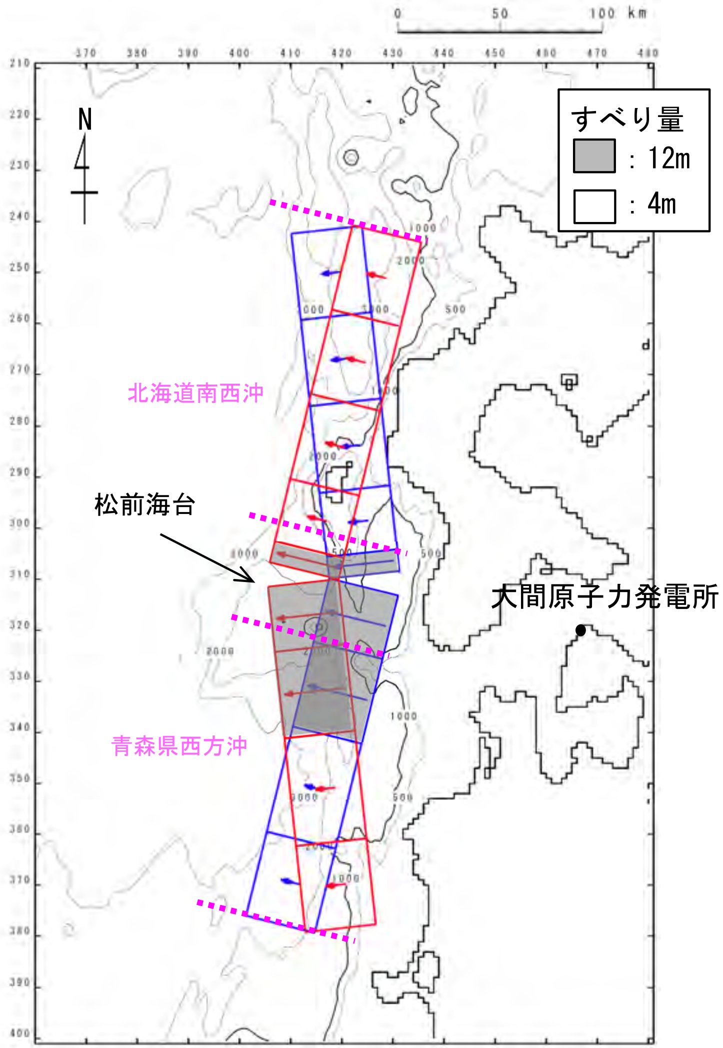
第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-59再掲

- 走向を変化させる検討を実施した。
- 走向の変動は，土木学会（2002）の既往の断層モデルにおける走向のばらつきに関する標準偏差に基づき±10°とした。
- 断層長が340kmと超大であり，既往地震においても走向は必ずしも一定でないことを考慮して，既往地震の空白域である松前海台付近で南北に２分割（L=170km×２）し，分割した断層がそれぞれ異なる走向を有しながら連動することを想定した。

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

（注）・日本海溝および千島海溝（南部）沿い海域では，ハーバードCMTによる発震機構解（1976年1月～2000年1月に発生したM_w6.0以上，深さ60km以下の地震）を解析対象とした。
・日本海東縁部では，発震機構解の節面の特定が困難であるため，津波の痕跡高を説明できる断層モデルのパラメータを用いてばらつきを評価した。
・「すべり方向」は，スリップベクトルの水平投影が真北から時計回りになす角度である。
・日本海東縁部のデータ数のうち括弧内の値は，走向に対して適用した１枚断層換算のモデル数である。
・日本海東縁部（南部）の新潟地震モデルにはNoguera and Abe（1992）を採用している。天保山形沖地震（1833）は沖合・沿岸近くの両モデルを採用している。
・荻原マップは荻原尊禮編(1991)による。

土木学会（2002）に一部加筆



詳細パラメータスタディ
走向変化ケース（例示）

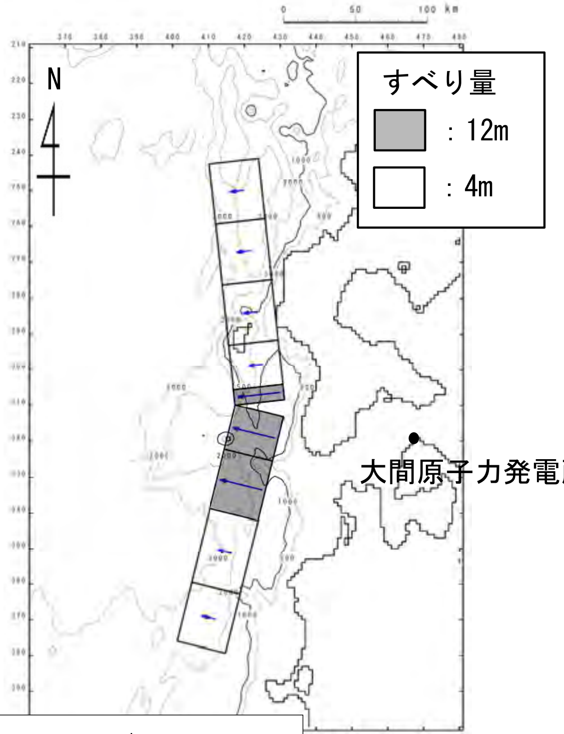
3－1．日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（５８／６５）

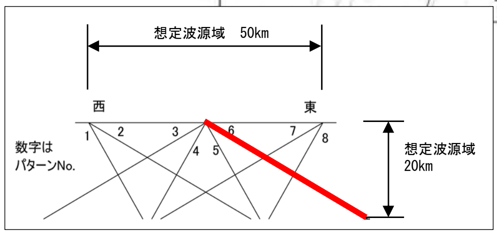
詳細パラメータスタディ（２／８）：（ｉ）走向変化ケースの検討結果

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-60再掲

詳細パラメータスタディの検討結果（走向変化ケース）は以下のとおりである。

例示ケース
東西方向中央，東傾斜（δ=30°）の
W=40.0km，アスペリティ位置c＋dを北方
へ10km移動，北－10°，南＋10°





例示ケースの波源モデル

詳細パラメータスタディ結果一覧
（走向変化ケース）

概略パラスタ	アスペリティ位置	東西位置，傾斜パターン	傾斜角	走向	最大水位上昇量	最大水位下降量	備考
上昇側	cdを北方へ10km移動	6	30°	北+10° 南-10°	4.53m	－3.62m	
				北±0° 南±0°	5.59m	－3.72m	P.131 参照
				北-10° 南+10°	5.50m	－3.71m	例示ケース
下降側	cd	7	30°	北+10° 南-10°	4.52m	－3.70m	
				北±0° 南±0°	5.28m	－3.76m	P.132 参照
				北-10° 南+10°	5.29m	－3.72m	

：詳細パラスタ（走向変化ケース）　最大水位上昇ケース

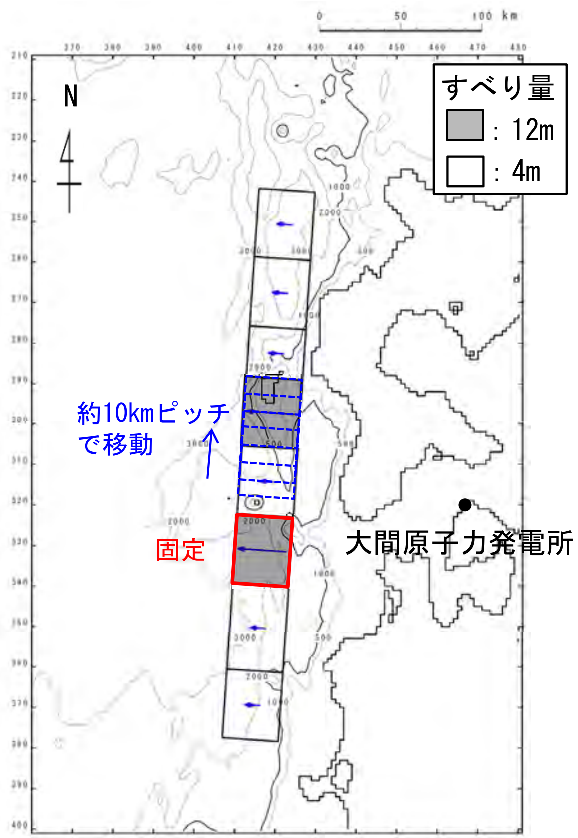
：詳細パラスタ（走向変化ケース）　最大水位下降ケース

3-1.日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（５９／６５）

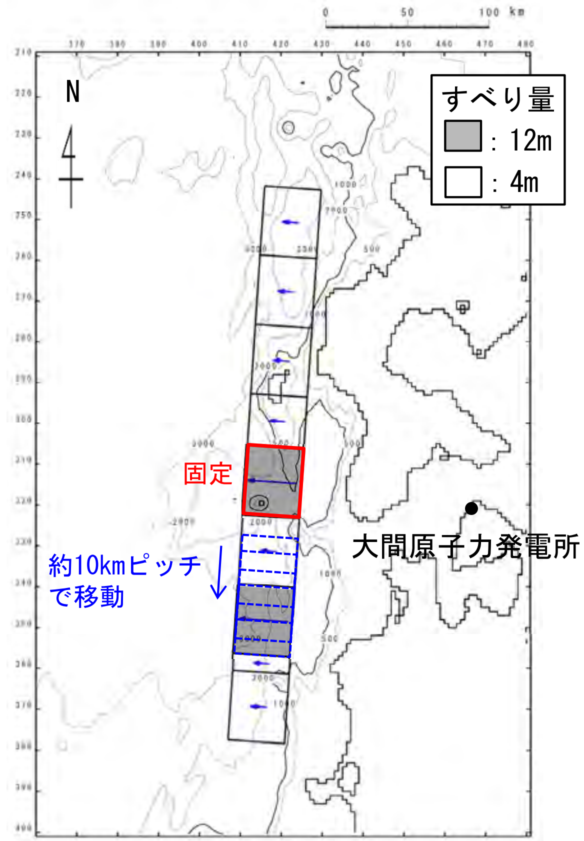
詳細パラメータスタディ（３／８）：（ⅱ）アスペリティ数及び位置の変化ケース

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-61再掲

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



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



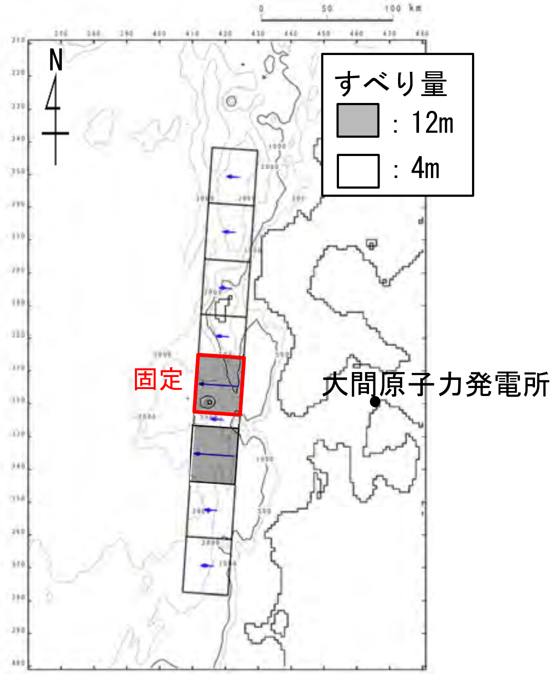
詳細パラメータスタディ
アスペリティ数及び位置の変化ケース
（例：南側を南方へ移動）

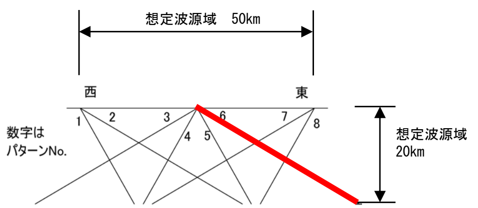
第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-62再掲

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

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

例示ケース
東西方向中央，東傾斜（δ=30°）の
W=40.0km，アスペリティ位置は基準（c+dを
北方へ10km移動）の南側を南方へ10km移動





例示ケースの波源モデル

詳細パラメータスタディ結果一覧
（アスペリティ数及び位置の変化ケース）

概略パラスタ	東西位置，傾斜パターン	傾斜角	アスペリティ位置		最大水位上昇量	最大水位下降量	備考
			北側	南側			
上昇側	6	30°	北方へ40km	基準	3.83m	－3.00m	
			北方へ30km		3.94m	－3.03m	
			北方へ20km		4.46m	－3.30m	
			北方へ10km		5.12m	－3.66m	
			基準		5.59m	－3.72m	P.131参照
				南方へ10km	5.28m	－3.70m	例示ケース
				南方へ20km	5.03m	－3.69m	
				南方へ30km	4.73m	－3.67m	
				南方へ40km	4.05m	－3.65m	
下降側	7	30°	北方へ40km	基準	3.95m	－2.99m	
			北方へ30km		4.15m	－3.48m	
			北方へ20km		4.64m	－3.68m	
			北方へ10km		5.18m	－3.73m	
			基準		5.28m	－3.76m	P.132参照
				南方へ10km	5.26m	－3.73m	
				南方へ20km	5.01m	－3.72m	
				南方へ30km	4.43m	－3.71m	
				南方へ40km	3.74m	－3.69m	

：詳細パラスタ（アスペリティ数及び位置の変化ケース）　最大水位上昇ケース

：詳細パラスタ（アスペリティ数及び位置の変化ケース）　最大水位下降ケース

3-1.日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（６１／６５）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-63再掲

詳細パラメータスタディ（５／８）：(iii)上縁深さ変化ケース

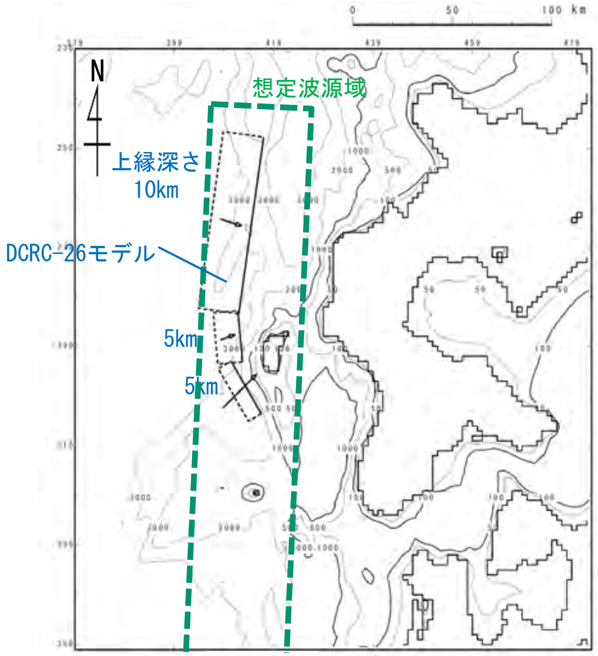
- 想定波源域の設定において，深さ方向の想定波源域（地震発生層）は海底下20kmの範囲と設定した。（P.103参照）
- 断層幅は，傾斜角を考慮の上で，この想定波源域を飽和するように設定しており，断層下端を海底下20km以深に設定する必要はないと考えられるが，上縁深さの違いが津波水位に与える影響を考慮することを目的とし，上縁深さを変化させる検討を実施した。
- 上縁深さの変動幅は，土木学会（2016）の再現性が確認されている断層モデルの上縁深さ及び断層下端深さを参照し，０km～５km（１kmピッチ）を考慮した。下記の２点により，これ以上のパラスタ検討は不要と判断する。
  - ✓ 既往津波の再現性が確認されている断層モデルの上縁深さは，おおむね０km～５kmである。
  - ✓ 既往津波の再現性が確認されている断層モデルのうち，上縁深さが10kmとされている1993年北海道南西沖地震津波に関するDCRC-26モデルの北側断層の断層下端深さは海底下24.34kmであり，パラスタで上縁深さ５kmを考慮することでこの断層下端深さよりも深部の海底下25kmまで検討することになる（第1023回審査会合 資料1-2 P.2.1.2-2参照）。

既往津波の再現性が確認されている断層モデルの上縁深さ

対象津波	モデル M_w	面積 (km²)	L (km)	W (km)	D (m)	d (km)	θ (度)	δ (度)	λ (度)	データ数	K	κ	備考
1833年天保山形沖(A)	7.82	1250	50	25	6.4	0	10	60	90	27	1.04	1.42	土木学会(2002)(相田(1989)を修正;陸岸近く)
		1750	70	25	6.4	0	40	60	120				
1833年天保山形沖(B)	7.76	3960	132	30	4.0	0	208	45	90	27	1.17	1.28	土木学会(2002)(沖合)
1940年積丹沖	7.70	4050	135	30	3.2	0	347	40	90	20	1.02	1.42	土木学会(2002)(Satake(1986)を修正)
1964年新潟	7.35	900	45	20	3.3	1	202	60	90	検潮	─	─	Noguera and Ku.Abe(1992)
		300	20	15	3.0	1	189	60	90				
同上	7.51	813	32.5	25	5.3	0	200	60	52	検潮	─	─	加藤・安藤(1995)
		813	32.5	25	2.9	0	200	60	90				
1983年日本海中部	7.74	1200	40	30	7.6	2	22	40	90	218	1.12	1.46	相田(1984) Model-10
		1800	60	30	3.05	3	355	25	80				
1993年北海道南西沖	7.84	2250	90	25	5.71	10	188	35	80	249	0.96	1.51	高橋武之ら(1995) DCRC-26モデル
		650	26	25	4.00	5	175	60	105				
		458	30.5	15	12	5	150	60	105				

L:断層長さ，W:断層幅，D:すべり量，d:上縁深さ，θ:走向，δ:傾斜角，λ:すべり角，K:幾何平均値，κ:幾何標準偏差

土木学会（2016）に一部加筆



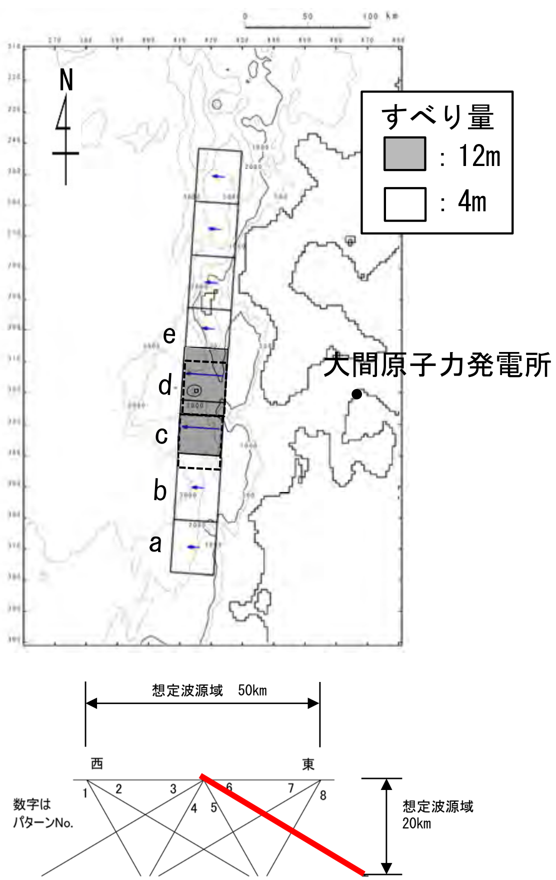
1993年北海道南西沖地震波源モデル
（DCRC-26モデル）と想定波源域

詳細パラメータスタディ（６／８）：（iii）上縁深さ変化ケース検討結果

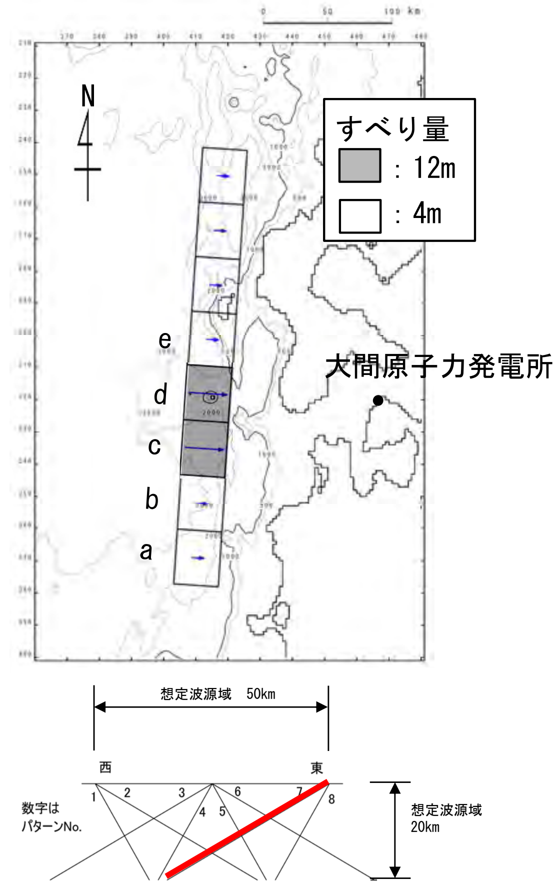
第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-64再掲

詳細パラメータスタディ結果（上縁深さ変化ケース）は以下のとおりである。

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



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



最大ケースの波源モデル

詳細パラメータスタディ結果一覧
（上縁深さ変化ケース）

概略パラスタ	傾斜パターン	傾斜角	上縁深さ	最大水位上昇量	最大水位下降量	備考
上昇側	6	30°	０km	5.32m	−3.71m	
			１km	5.59m	−3.72m	P.131参照
			２km	5.59m	−3.72m	
			３km	5.69m	−3.73m	
			４km	5.77m	−3.73m	
			５km	5.85m	−3.73m	
下降側	7	30°	０km	5.14m	−3.75m	
			１km	5.28m	−3.76m	P.132参照
			２km	5.48m	−3.78m	
			３km	5.63m	−3.78m	
			４km	5.74m	−3.78m※	
			５km	5.82m	−3.77m	

※：小数第３位まで考慮すると，上縁深さ４kmで最大。

:詳細パラスタ（上縁深さ変化ケース）　最大水位上昇ケース
:詳細パラスタ（上縁深さ変化ケース）　最大水位下降ケース

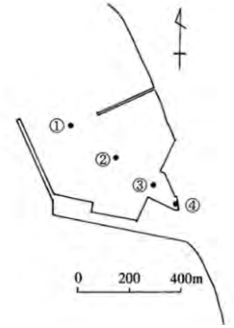
3－1．日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（６３／６５）

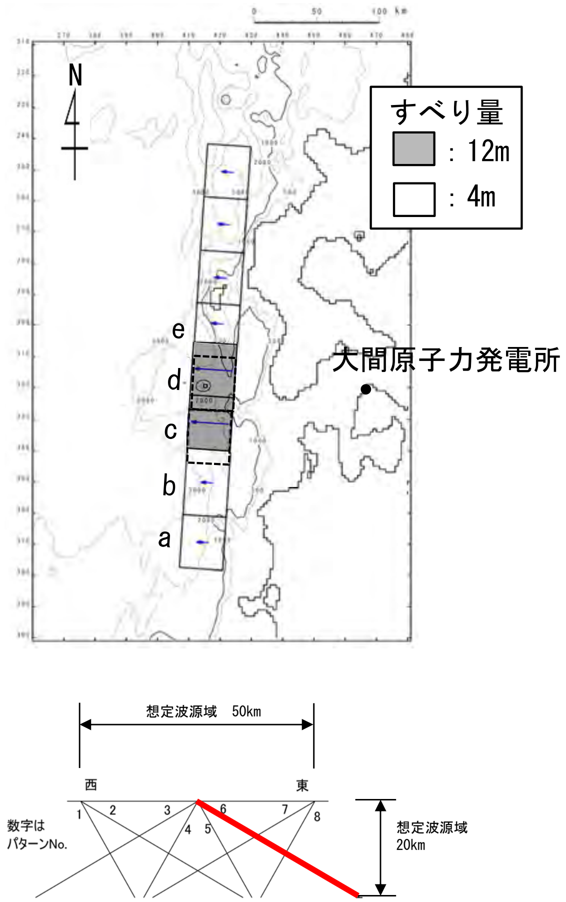
第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-65再掲

詳細パラメータスタディ（７／８）：最大水位上昇ケース検討結果

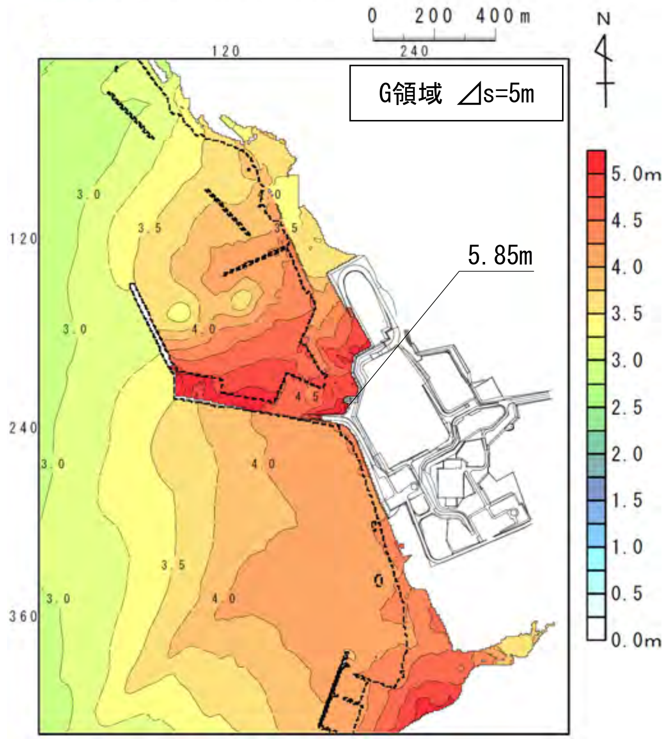
敷地における詳細パラメータスタディの最大水位上昇ケース検討結果は以下のとおりである。

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

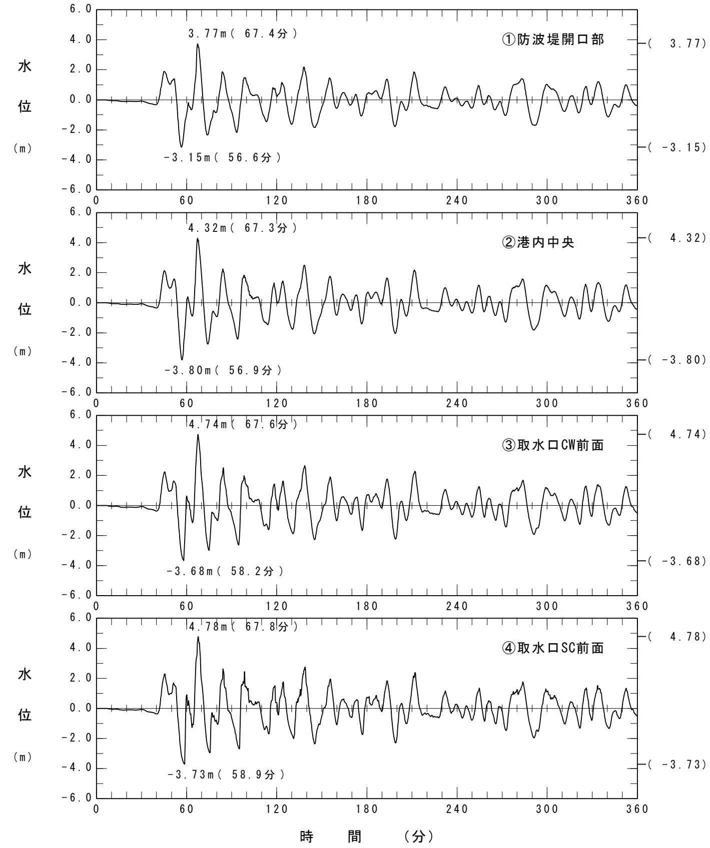




波源モデル



最大水位上昇量分布



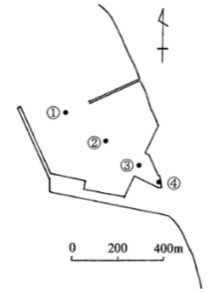
水位時刻歴波形

3－1．日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（６４／６５）

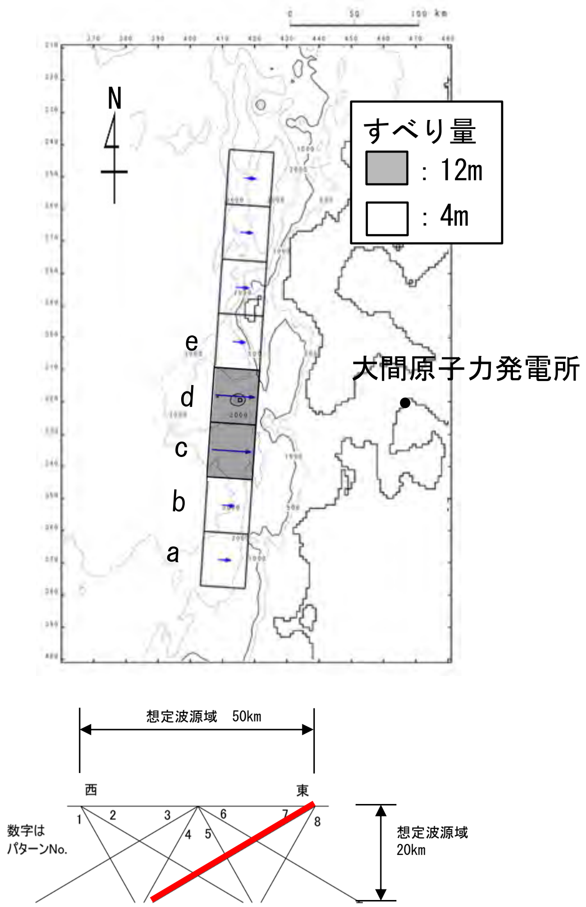
詳細パラメータスタディ（８／８）：最大水位下降ケース検討結果

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-66再掲

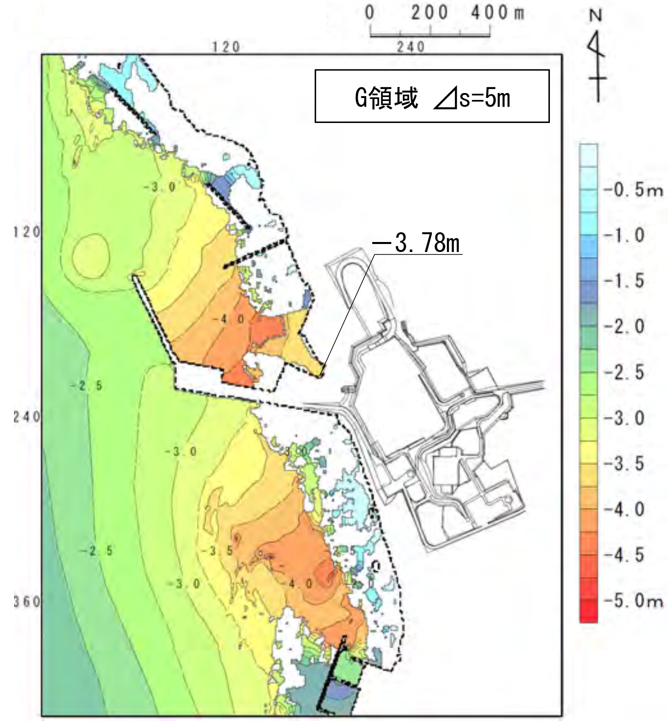
取水口スクリーン室前面における詳細パラメータスタディの最大水位下降ケース検討結果は以下のとおりである。



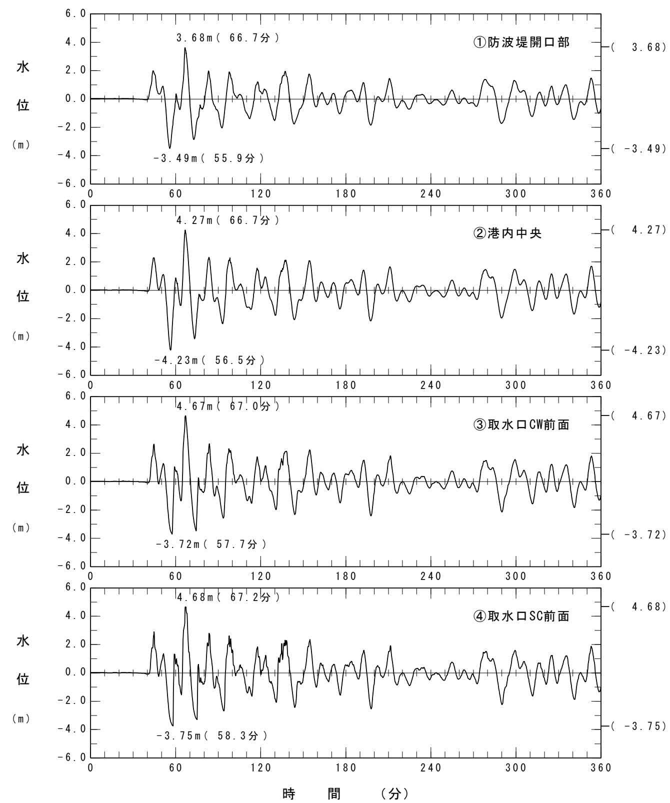
最大水位下降ケース
東西方向東端，西傾斜（δ=30°）のW=40.0km，アスペリティ位置c＋d
上縁深さ４km



波源モデル



最大水位下降量分布



水位時刻歴波形

３－１．日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（６５／６５）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.1-67再掲

日本海東縁部に想定される地震に伴う津波検討結果

日本海東縁部に想定される地震に伴う津波の検討結果は下表のとおりである。

各パラメータスタディの最大ケース一覧表

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

（余白）

目　次

：本資料の掲載範囲

：本資料での主なご説明範囲

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（１／１２８）

三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波の検討フロー

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-3再掲

- 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波については，2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえて，破壊領域の連動やすべりの不均質性を考慮の上，以下のフローを基本として検討を実施した。

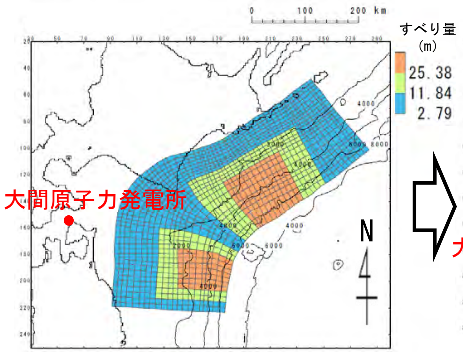
三陸沖から根室沖のプレート間地震

・東北地方太平洋沖地震津波の知見を参照し，プレート間地震と津波地震との連動型地震を考慮する。

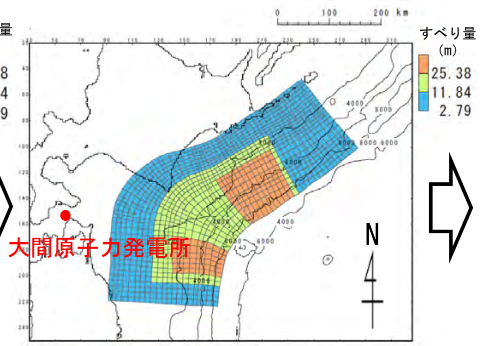
・津波地震の波源は本波源に包含される。

基準波源モデルの設定

広域津波痕跡高の再現性を考慮
（P.148参照）

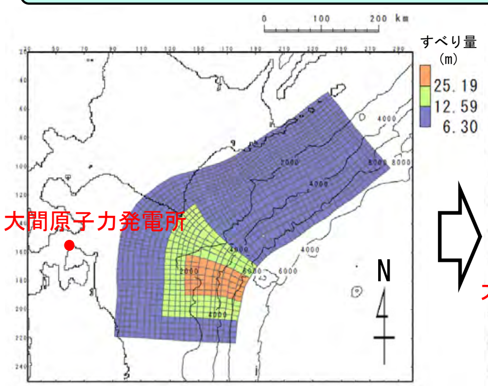


岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の
広域の津波特性を考慮した特性化モデル

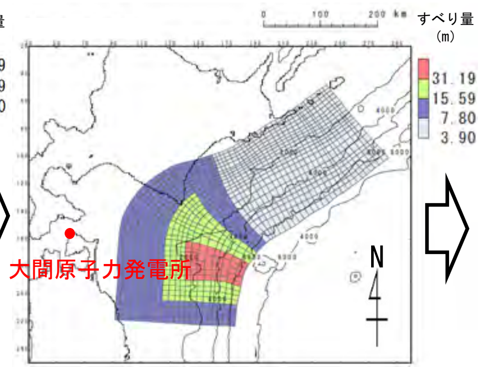


基準波源モデル①

沖合等の観測津波波形等の再現性を考慮（P.148参照）



3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデル



基準波源モデル②，③，④のうち
基準波源モデル③を代表例として記載

概略パラメータスタディ

変動パラメータ※

・アスペリティの位置
（青森県東方沖及び岩手県北部の超大すべり域，十勝沖及び根室沖のそれぞれ，基準配置を10kmﾋﾟｯﾁで移動）

変動パラメータ※

・アスペリティの位置
（日本海溝と千島海溝の島弧会合部を跨がないように基準配置を10kmﾋﾟｯﾁで移動）

詳細パラメータスタディ

概略パラメータスタディにおいて最大水位上昇ケース及び最大水位下降ケースとなる２つの波源モデルを，詳細パラメータスタディの検討対象とする。

変動パラメータ※

・破壊開始点
・破壊伝播速度
・ライズタイム

概略パラメータスタディにおいて最大水位上昇ケース及び最大水位下降ケースとなる２つの波源モデルを，詳細パラメータスタディの検討対象とする。

変動パラメータ※

・破壊開始点
・破壊伝播速度
・ライズタイム

※：変動幅は敷地への影響及び科学的知見を考慮し設定。

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（２／１２８）

三陸沖から根室沖のプレート間について

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-4再掲

- 日本海溝は，日本列島が位置する北米プレートの下方に，東方から太平洋プレートが沈み込んでいるプレート境界であるとされている。千島海溝は，日本列島が位置する北米プレートの下方に，南東方から太平洋プレートが沈み込んでいるプレート境界であるとされている。
- プレート境界が固着していることにより，沈み込みに伴って，両プレートの境界にはひずみが蓄積されており，過去にはＭ９クラスの2011年東北地方太平洋沖地震やＭ８クラスの1896年明治三陸地震，1968年十勝沖地震等このひずみを解放する巨大地震及び津波が発生しているとされている。

地震調査研究推進本部（2019，2017a）等による

（余白）

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（３／１２８）

基準波源モデルの設定（基本方針）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-5再掲

- 2011年東北地方太平洋沖地震（以下「3.11地震」という。）や世界のＭ９クラスの超巨大地震に関する科学的知見を検討※１の上，すべりの不均質性を考慮した「**特性化波源モデル**」※２を基準波源モデルとして設定する。

- 想定波源域については，地震調査研究推進本部（2019，2017a）の評価対象領域を基本とし，固着と蓄積されるひずみに関する分析，及び破壊伝播の検討を踏まえ，3.11地震を踏まえた破壊領域の連動を考慮して設定する。

- 基準波源モデルのパラメータに関しては，世界のＭ９クラスの超巨大地震を対象としたスケーリング則等の科学的知見を検討の上設定する。主な考え方は以下のとおり。
  - ✓ プレート境界が明瞭であるため，波源断層面はプレート境界面とする。
  - ✓ すべり量の設定については，3.11地震を含む世界のＭ９クラスの超巨大地震を参照して平均応力降下量を保守的に設定した上で，地震モーメントと波源断層面積の経験的関係を用いて地震モーメントを推定することで算定する。
  - ✓ すべりの不均質性の設定については，3.11地震を含む世界のＭ９クラスの超巨大地震のすべり量分布を参照して設定する。

- また，基準波源モデルは，「テクトニクス的背景・地震学的見地に基づくモデル」に加え，大間原子力発電所の立地特性を踏まえた保守的観点を考慮して「大間の立地特性を考慮したモデル」についても設定する。

※１：第1023回審査会合 資料1-2「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」参照。
※２：波源の特性を主要なパラメータで表したモデル

3-2-1．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（4／128）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-6一部修正

コメントNo.S5-57

基準波源モデル策定の手順及び考え方

特性化モデル ／ すべり量・面積比設定

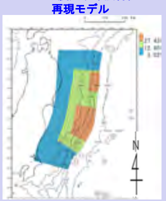
世界のＭ９クラスの超巨大地震から得られた知見（3.11地震含む）

3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデルのすべり量・面積比

杉野ほか（2014）の知見（P.200参照）
- 背景領域：平均すべり量の0.33倍，全体面積の60%程度
- 大すべり域：平均すべり量の1.4倍，全体面積の25%程度
- 超大すべり域：平均すべり量の3倍，全体面積の15%程度

知見を反映 ⇨

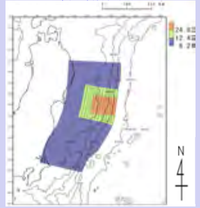
3.11地震広域津波特性再現モデル



3.11地震の広域の津波特性を再現できることを確認（P.200参照）

内閣府（2012）の知見
- 大すべり域　：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：平均すべり量の４倍，全体面積の５%程度

3.11地震破壊特性再現モデル



3.11地震における破壊特性を再現できることを確認（P.225参照）

⇦ 知見を反映

3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルのすべり量・面積比

Ｍ９クラス地震の知見を分析・検討し，背景領域，大すべり域及び超大すべり域のすべり量を１：２：４となるような特性化を検討(P.225参照)
- 背景領域：基本すべり量，全体面積の80%程度
- 大すべり域：基本すべり量の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：基本すべり量の４倍，全体面積の５%程度

基準波源モデル ／ 特性化モデルを基にしたすべり領域の配置

テクトニクス的背景・地震学的見地に基づくモデル

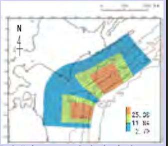
すべり量・面積比・すべり領域の配置反映

すべり量・面積比反映

大間の立地特性を考慮したモデル

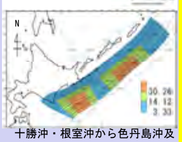
3.11津波の知見を反映（広域津波痕跡高の再現性を考慮）

- 日本海溝と千島海溝の島弧会合部を跨がないように，大すべり域，超大すべり域を配置
- 三陸沖から根室沖にはＭ９クラスの地震・津波の痕跡がないため，3.11地震における広域の津波痕跡高を再現したモデル（P.200参照）のすべり領域の配置を参照



岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル

- 十勝沖から択捉島沖に，「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル」の設定の考え方を反映して配置
- 色丹島沖及び択捉島沖の超大すべり域及び大すべり域は敷地に近い西端に設定



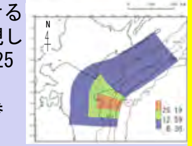
十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル※3

※3：左記モデルとの比較の結果，敷地の汀線沿いにおいては最大水位上昇量が小さいものの，取水口スクリーン室前面においては最大水位上昇量が大きいため，影響検討用の波源域として扱う

3.11地震・津波の知見を反映

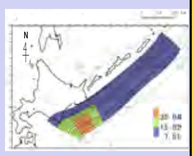
3.11地震・津波の知見を反映（沖合等の観測津波波形等の再現性を考慮）

- 日本海溝と千島海溝の島弧会合部を跨がないように大すべり域・超大すべり域を配置
- 三陸沖から根室沖にはＭ９クラスの地震・津波の痕跡がないため，3.11地震における破壊特性を再現したモデル（P.225参照）のすべり領域の配置を参照



3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデル

- 十勝沖から択捉島沖に，「3.11地震における宮城県沖の破壊特性を参考に設定した特性化モデル」の設定の考え方を反映して配置
- 十勝・根室沖の超大すべり域は，十勝沖・根室沖の地質学的，測地学的知見を踏まえて設定



十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の破壊特性を考慮した特性化モデル※4

※4：敷地への影響が小さいので，左記モデルで代表させる

3.11地震・津波の知見を反映（津軽海峡内及び大間専用港湾に特化した津波挙動を考慮）

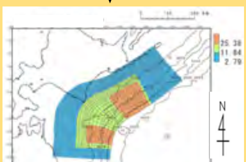
- 津軽海峡内の津波挙動への影響を考慮して大すべり域等を津軽海峡前面に配置
- 3.11地震で浅部海溝軸沿いにも大きなすべりが観測されたこと及び大間専用港湾では短周期の波で顕著な水位増幅特性が認められることを考慮し，津波工学的観点から超大すべり域を海溝軸沿い浅部のみに配置
  →比較的短周期の波が卓越するため，津軽海峡内の反射等による津波挙動の特徴や，専用港湾における水位増幅特性が現れやすい配置。（P.260，「第1023回審査会合 資料1-2 4-4-3.基準波源モデル⑤⑥と基準波源モデル①～④の関連性」参照）

基準波源モデル⑤

分岐断層・海底地すべりの考慮

3.11地震を踏まえた更なる保守性考慮

島弧会合部に大すべり域を配置



基準波源モデル①

基準波源モデル②

配置は同様に設定

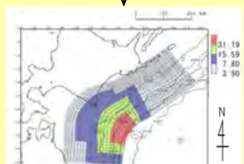
すべり量割り増し

基準波源モデル③

分岐断層 海底地すべりの考慮 →

基準波源モデル④

すべり量割り増し



基準波源モデル⑥

不確かさの考慮 ／ 概略パラスタ ／ 詳細パラスタ

概略パラスタ※1 ｜ 概略パラスタ※1 ｜ 概略パラスタ※1 ｜ 概略パラスタ※1 ｜ 概略パラスタ※1 ｜ 概略パラスタ※1

津軽海峡開口部付近の太平洋沿岸において，各基準波源モデルの計算津波高と既往津波高等とを比較

概略パラスタ最大ケース ⇒ 基準波源モデル（再定義）

詳細パラスタ※2

概略パラスタ最大ケース ⇒ 基準波源モデル（再定義）

詳細パラスタ※2

基準津波の策定

設定した波源モデルによる計算津波高が津軽海峡沿岸の既往津波高等を上回っていることを確認

注：津軽海峡の津波特性を念頭に3.11地震・津波の知見を反映したモデル（基準波源モデル⑤⑥）と3.11地震・津波の知見を反映したモデル（基準波源モデル①～④）との関連性については，「第1023回審査会合 資料1-2 4-4-3.基準波源モデル⑤⑥と基準波源モデル①～④の関連性」参照。

※1：大すべり域・超大すべり域の位置を南北約10km単位で移動
※2：波源特性（破壊開始点，破壊伝播速度，ライズタイム）の不確かさの考慮

基準波源モデルの設定（設定手順）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-7再掲

以下の手順に基づき，特性化モデルを検討の上，基準波源モデルを設定する。

基準波源モデル　設定手順

想定波源域の設定	P.151～P.180
↓	
プレート境界面形状，断層面積：Sの設定	P.187，P.188
↓	
平均応力降下量：⊿σの設定	P.229，P.230ほか
↓	
剛性率：μの設定	P.189，P.190
↓	
平均すべり量：Dの算定 地震の規模に関するスケーリング則と地震モーメントの式から算定 $M_0 = 16/(7\cdot\pi^{3/2})\cdot\Delta\sigma\cdot S^{3/2}$ $D = M_0/(\mu\cdot S)$ Mo：地震モーメント（N・m） D：平均すべり量(m) ⊿σ：平均応力降下量（Pa） S：断層面積（m^2） μ：剛性率(N/m^2)	
↓	
大すべり域，超大すべり域の設定 大すべり域及び超大すべり域のすべり量及び面積を設定	P.200，第1023回審査会合 資料1-2 P.3.1-18，P.3.2-21
↓	
すべり角：λの設定	P.191
↓	
モーメントマグニチュード：Mwの算定 Mw=(logMo-9.1)/1.5 ここで，Mo=μＳＤ	
↓	
ライズタイム：τの設定	P.192

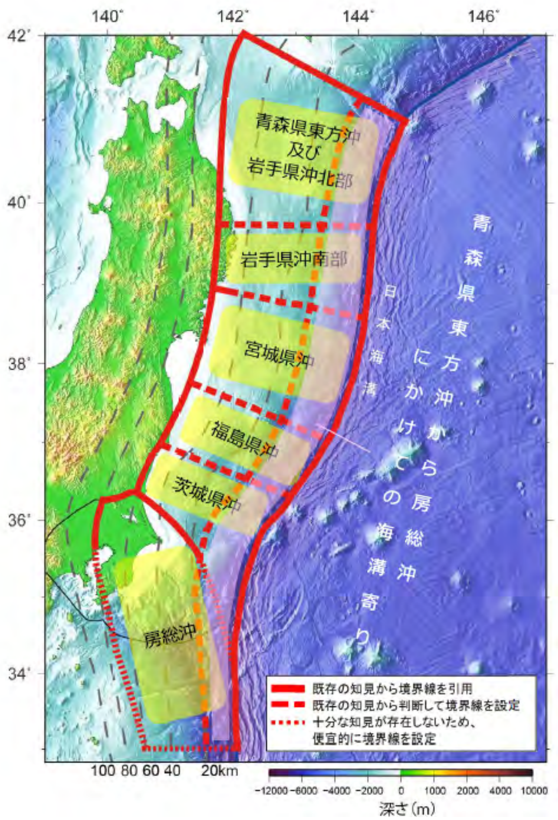
（余白）

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（6／１２８）

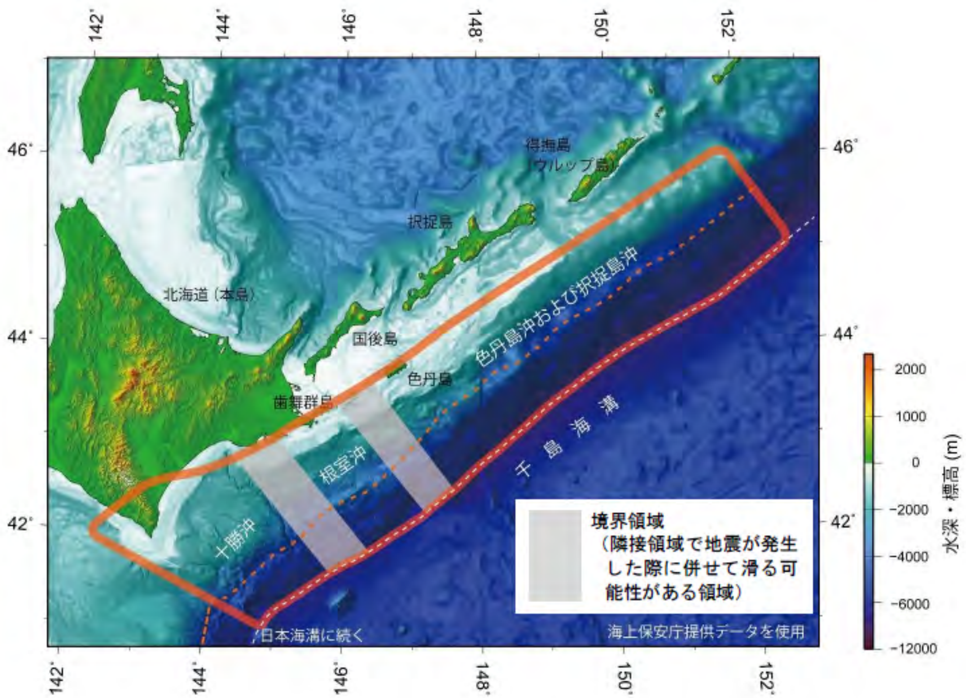
想定波源域の設定（１／３０）：基本方針

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-9再掲

想定波源域は，地震・津波に対する防災の観点から，地震に関する調査や研究を政府として一元的に推進するために設置された政府の特別機関である地震調査研究推進本部が整理した，地震調査研究推進本部（2019，2017a）の評価対象領域を基本とし，この評価対象領域に係る既往研究を参照（次ページ参照）して設定する。



三陸沖から房総沖にかけての評価対象領域の区分け
地震調査研究推進本部（2019）



千島海溝沿いの評価対象領域
地震調査研究推進本部（2017a）

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（7／１２８）

想定波源域の設定（２／３０）：既往研究

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-10再掲

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

- ✓ 既往地震と震源域（P.153，P.154）：既往地震発生範囲，地震調査研究推進本部の評価対象領域等の確認
- ✓ 固着域と蓄積されるひずみに関する分析（P.155～P.161）：地震発生箇所及び地震規模に係るひずみの蓄積状況の確認
- ✓ 破壊伝播の検討（P.162～P.168）：地震発生範囲に係る破壊の境界に関する情報の確認
- ✓ 検討対象波源域の選定（P.169～P.180）：敷地への影響を考慮した破壊領域の連動を考慮

既往地震と震源域
（P.153，P.154）

↓

固着域と蓄積されるひずみに関する分析
（P.155～P.161）

↓

破壊伝播の検討
（P.162～P.168）

↓

検討対象波源域の選定
（P.169～P.180）

↓

想定波源域

想定波源域設定の検討イメージ

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（８／１２８）

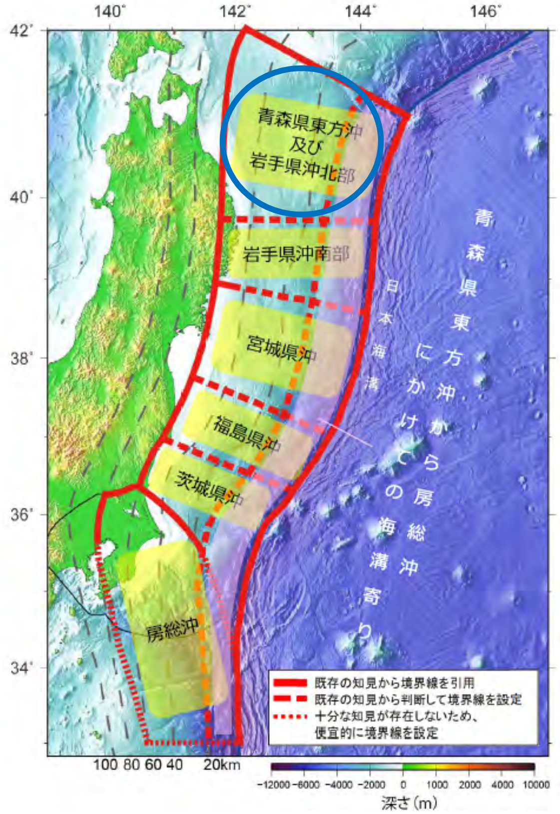
想定波源域の設定（３／３０）：既往地震と震源域（１／２）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-11再掲

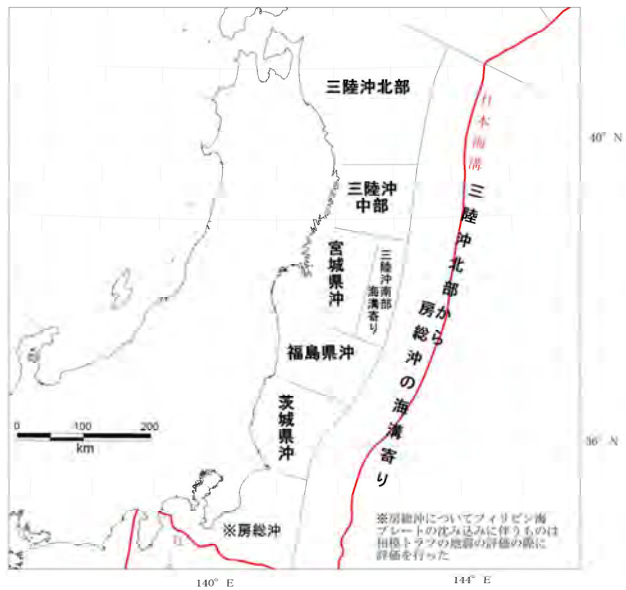
三陸沖から房総沖

青森県東方沖及び岩手県沖北部ではM８クラスのプレート間地震が平均97年間隔で発生している
地震調査研究推進本部（2019）

三陸沖から房総沖にかけての主な地震と主な震源域
地震調査研究推進本部（2012）



三陸沖から房総沖にかけての評価対象領域の区分け
地震調査研究推進本部（2019）に一部加筆



（参考）三陸沖から房総沖にかけての評価対象領域の区分け
地震調査研究推進本部（2012）

・地震調査研究推進本部（2019）では，既往地震の震源域等を根拠とし，三陸沖から房総沖の震源域を上図（中央）のような領域に分けて設定されており，青森県東方沖及び岩手県沖北部では，Ｍ８クラスの地震が平均97年間隔で発生しているとされている。

・2011年東北地方太平洋沖地震は，岩手県沖南部～茨城県沖にかけての領域が連動したＭ９クラスの地震であり，おおむねその震源域は青森県東方沖及び岩手県沖北部には達していない。

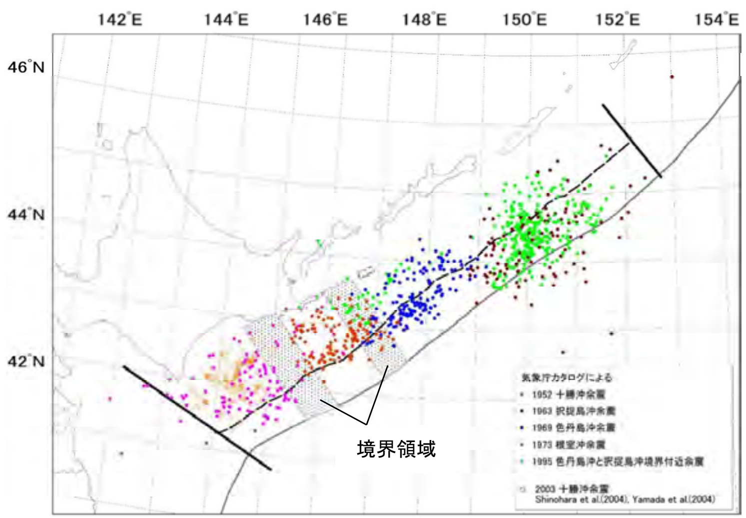
３−２−１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（９／１２８）

想定波源域の設定（４／３０）：既往地震と震源域（２／２）

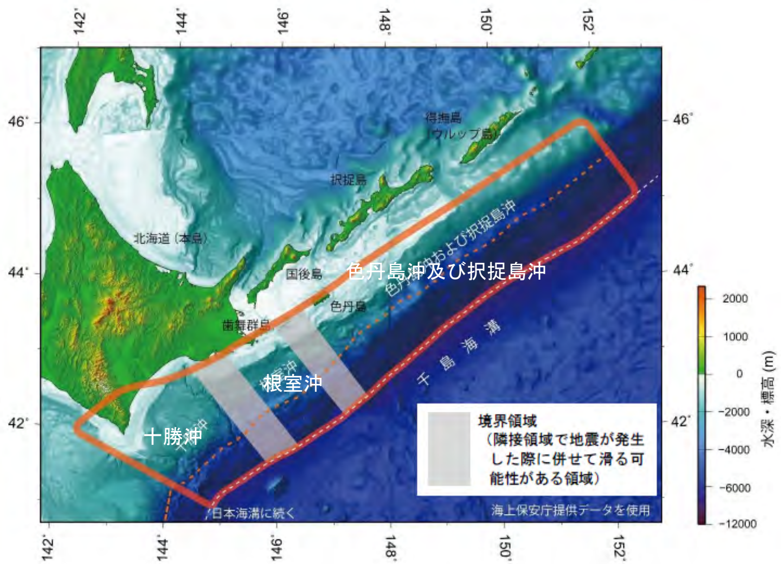
第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-12再掲

十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖

プレート間巨大地震の発生間隔
十勝沖：80.3年
根室沖：65.1年
色丹島沖及び択捉島沖：35.5年
地震調査研究推進本部（2017a）

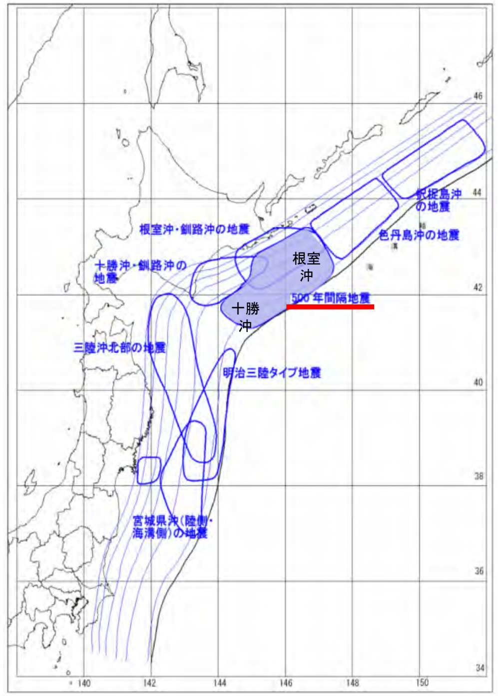


近年のプレート間巨大地震の余震分布
地震調査研究推進本部（2017a）に一部加筆



千島海溝沿いの評価対象領域※
地震調査研究推進本部（2017a）に一部加筆

※地震調査研究推進本部（2017a）では，過去の地震の震源域の多様性を考慮し，十勝沖・根室沖・色丹島沖及び択捉島沖が連動する「超巨大地震（17世紀型）」を評価している。



津波を発生させる断層領域の模式図
中央防災会議（2006）に一部加筆

・地震調査研究推進本部（2017a）では，既往地震の巨大地震の震源域等を根拠とし，十勝沖，根室沖，及び色丹島沖及び択捉島沖の震源域を上図（中央）のような領域に分けて設定されており，Ｍ８程度の地震が十勝沖・根室沖では約65年～80年間隔で発生しており，色丹島沖及び択捉島沖では約35年間隔で発生しているとされている。

以上から，十勝沖・根室沖では，連動型地震である“500年間隔地震”の間で，Ｍ８程度の地震が約65年～80年間隔で発生しており，中央防災会議（2006）に示されるような“ 500年間隔地震”規模の地震を引き起こす連動型地震が存在すると考えられる。

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（１０／１２８）

想定波源域の設定（５／３０）：固着域と蓄積されるひずみに関する分析（１／７）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-13再掲

青森県東方沖及び岩手県沖北部（固着度）

- アスペリティ分布の解析から，青森県東方沖及び岩手県沖北部のアスペリティ（右図：ＡとＢ）のうち，1968年の地震と1994年の地震の共通アスペリティ（右図：Ｂ）のカップリング率はほぼ100%であるとされている。また，個々のアスペリティが単独で動けばＭ７クラスの地震（=1994年）を，連動するとＭ８クラスの地震（=1968年）を引き起こすとされている。　Yamanaka and Kikuchi(2004)，永井ほか（2001）による
- 上記知見を引用し，3.11地震が青森県東方沖及び岩手県沖北部の手前で破壊が止まったのは，この領域では過去の大地震でひずみをほとんど解放してしまったためと考えれば説明可能とされている。　地震調査研究推進本部（2012）による

以上から，Ｍ９クラスの巨大地震を発生させる宮城県沖の固着度と比較して，青森県東方沖及び岩手県沖北部の固着度は大きくないと考えられる。

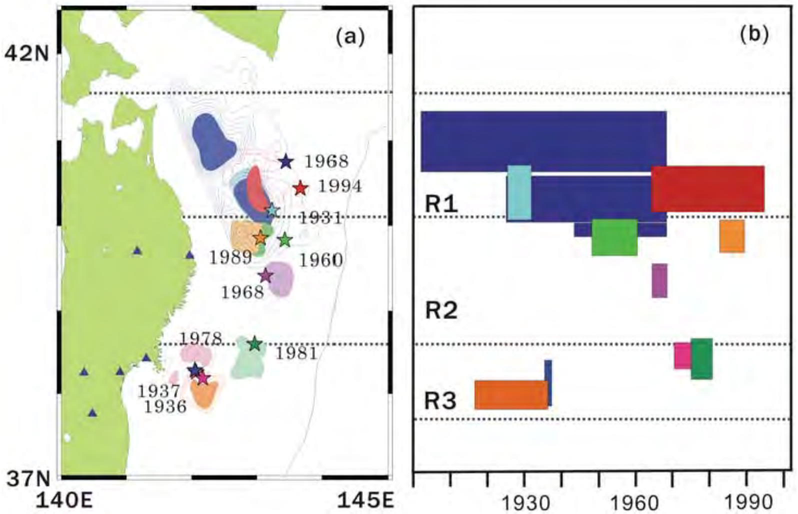


Figure 10. (a) Asperity map. (b) Space-time distribution of the seismic moment release based on the slip-predictable model. The width of the rectangle indicates the moment accumulation given by time D_a/V_{plate}, where D_a is the average seismic slip in asperities and V_{plate} = 0.1 m yr^{-1}.

（a）アスペリティ位置

（b）プレートの沈み込み速度から推定される地震モーメント解放量
Yamanaka and Kikuchi(2004)

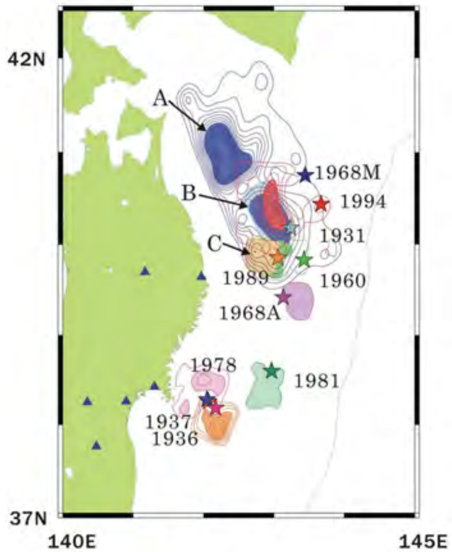


Figure 6. Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan. Stars show the main shock epicenters. Contour lines show the moment release distribution. The interval of the contour lines is 0.5 m. Each earthquake is distinguished by color. We painted the area within the value of half the maximum slip as an asperity.

アスペリティの活動パターンと地震規模の関係
Yamanaka and Kikuchi(2004)，永井ほか（2001）

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（１１／１２８）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-14再掲

想定波源域の設定（６／３０）：固着域と蓄積されるひずみに関する分析（２／７）

青森県東方沖及び岩手県沖北部（蓄積されるひずみの量・すべり量）

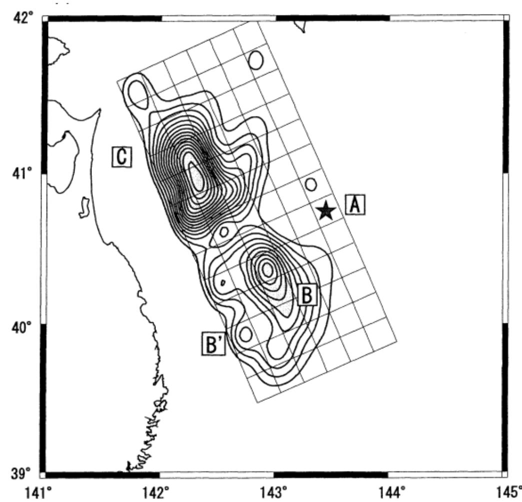
【平均発生間隔】
・青森県東方沖及び岩手県沖北部の
　　　　　　　　　Ｍ８クラスのプレート間地震

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[注1]		
			M	Mt	Mw
青森県東方沖及び岩手県沖北部のプレート間巨大地震	1677/ 4/13	平均発生間隔は97.0年	7.9 (7 3/4～8.0)[注9]	7.7	
	1763/ 1/29		7.4 (7.9)[注9]	7.9	
	1856/ 8/23		7.5 (7.8～8.0)[注9]	7.6	
	1968/ 5/16 09:48		7.9	8.2	8.2

注 9:宇佐美・他(2013)によれば、津波の記録等から、1677 年、1763 年、1856 年のいずれの地震も 1968 年十勝沖地震に似ており、()内の M となる可能性があることを指摘している。

※注1の解説については省略　　　　地震調査研究推進本部（2019）に一部加筆

【1968年地震のすべり量】
・最大すべり量6.5～9.3m



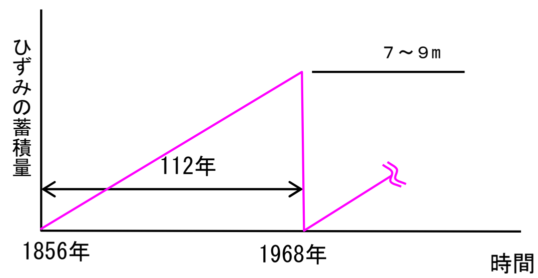
Contour of the moment release. The contour increment is 3×10[16] Nm/km². The source mainly consists of two asperities, the southwestern region B, and the northwestern region C.

1968年地震の応力解放量分布
永井ほか（2001）

【ひずみの蓄積量】
①プレートの沈み込み速度：6.2-8.1cm/年（McCaffrey, 2008）

②カップリング係数：1.0（地震学的）
（Yamanaka and Kikuchi(2004)）

③ひずみの蓄積量：①（6.2-8.1cm/年）×112年（1968-1856）×②（1.0）＝７～９m



P.162で当該領域で蓄積されるひずみの量を中程度としているのは，カップリング係数が大きくても，プレートの沈み込み速度と地震の発生間隔との関係で，蓄積されるひずみの量が中程度になると考えられるため。

- 青森県東方沖及び岩手県沖北部の領域におけるプレート間巨大地震のうち最大規模の地震は，1968年の地震Mw8.2であるため，当該地震を検討対象とするとされている。　地震調査研究推進本部（2019）による
- 1968年地震のインバージョン解析結果から，1968年地震の北側のアスペリティの最大すべり量は9.3m，南側のアスペリティの最大すべり量は6.5mであるとされている。　永井ほか（2001）による

以上から，平均発生間隔・既往地震の最大すべり量の関係と，地震の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ひずみの蓄積量（７～９m）には調和的な関係があると考えられる。

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（１２／１２８）

想定波源域の設定（７／３０）：固着域と蓄積されるひずみに関する分析（３／７）

青森県東方沖及び岩手県沖北部（付加体の幅とすべり量）

- 3.11地震ではプレート境界浅部でもすべりが発生したことに着目し，地震探査で得られた宮城県沖の地震波速度構造を模した沈み込みプレート境界モデルを用いた２次元動的破壊シミュレーションを実施して，付加体の幅の違いがプレート境界浅部のすべり量に与える影響を検討し，付加体の幅が小さいほどプレート境界浅部のすべり量が増大する傾向があるとされている。　Kozdon and Dunham(2013) による
- 日本海溝の沈み込み帯におけるマルチチャネル反射法地震探査結果から，青森県東方沖及び岩手県沖北部の付加体（P波速度：3～4km/s以下の領域）の幅は宮城県沖よりも広いとされている。　Tsuru et al.(2002) による

以上から，青森県東方沖及び岩手県沖北部においてダイナミックオーバーシュート（第1023回審査会合　資料1-2 P.3.1-6, P.3.1-7参照）が発生したとしても，そのすべり量は3.11地震のすべり量よりも小さいと考えられる。

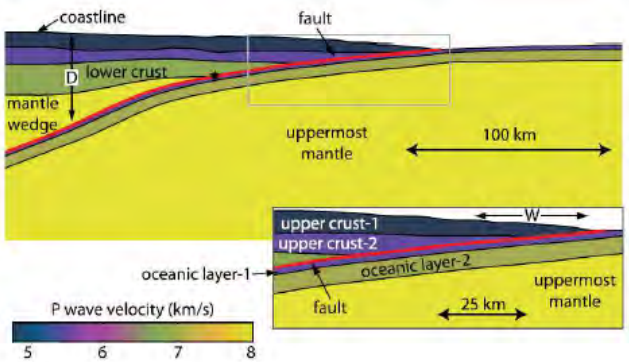


Figure 2. (a) *P*-wave velocity structure for the dynamic rupture simulations (no vertical exaggeration). The geometry and piecewise constant material properties are derived from Miura *et al.* (2001, 2005). The velocity-weakening region ($b-a>0$) starts updip at horizontal distance W from the trench and ends downdip at depth D below sea level. The nucleation location for all simulations is indicated with the black star. The inset shows the velocity structure near the trench axis, where the dip angle is 6° from horizontal and 7° from the seafloor.

宮城県沖のプレート境界モデル
（２次元動的破壊シミュレーションモデル）
Kozdon and Dunham (2013)

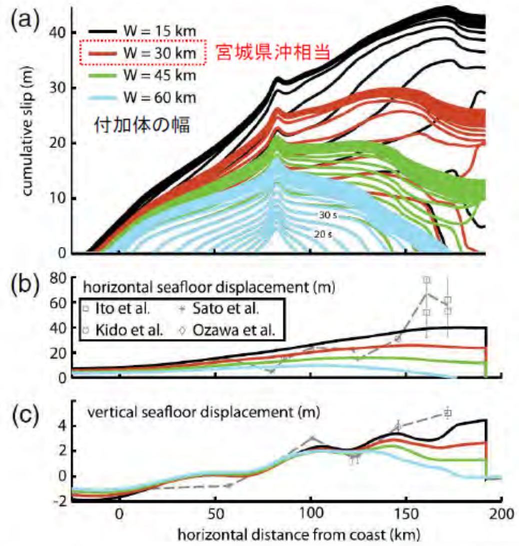


Figure 11. (a) Influence of horizontal extent W of shallow velocity-strengthening region on cumulative slip (plotted every 5 s). Shown for maximum effective normal stress $\bar{\sigma}_{max}=40$ MPa and seismogenic depth $D=45$ km. (b) Horizontal and (c) vertical seafloor displacement compared with various observations (dashed line). The color version of this figure is available only in the electronic edition.

動的破壊シミュレーションによる付加体の幅と
断層すべり量，水平・上下変位の関係
Kozdon and Dunham (2013) に一部加筆

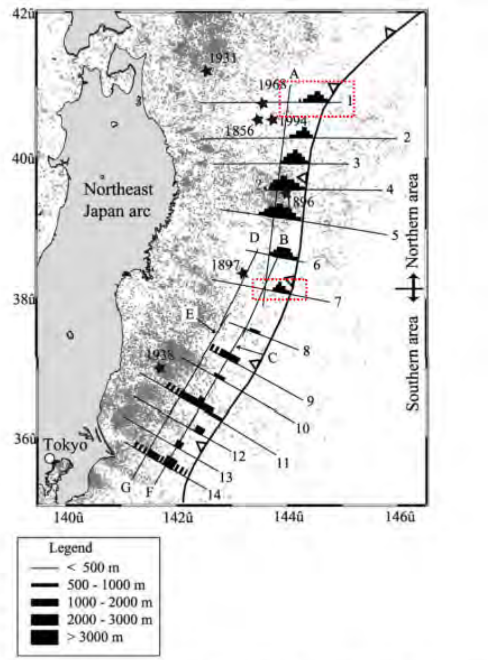


Figure 17. Map view of the low velocity sedimentary units observed on MCS sections in the Japan Trench margin. Small dots represent background seismicity taken from JMA (Japan Meteorological Agency) HypoCatalog.

日本海溝沿いにおける付加体（低速度堆積物）の分布
Tsuru et al. (2002) に一部加筆

3－2－1．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（１３／１２８）

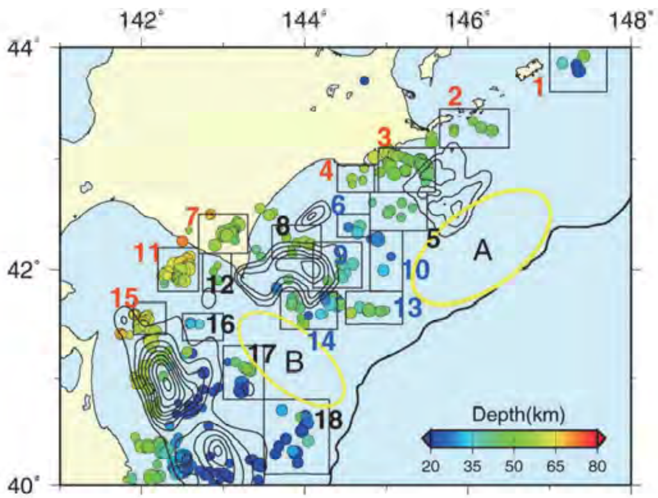
第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-16再掲

想定波源域の設定（８／３０）：固着域と蓄積されるひずみに関する分析（４／７）

十勝沖・根室沖（固着度）

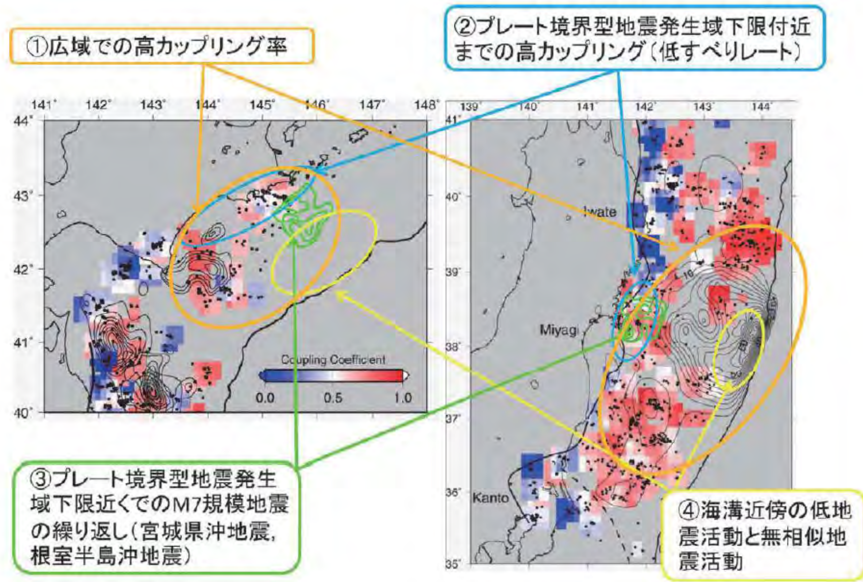
- 小繰り返し地震（相似地震）の活動及びそれから推定されるプレート間地震すべりについて，3.11地震で大きなすべりを生じた宮城県沖における特徴との類似性から，十勝沖・根室沖で巨大地震が発生する可能性があるとされている。
- また，日本海溝・千島海溝島弧会合部付近の低地震活動（左図：空白域B）は，プレートの折れ曲がりが影響している可能性も考えられるとされている。

東北大学（2012）による



第１図．北海道南東沖の小繰り返し地震グループの分布（丸印）．丸の色はグループの地震の平均の深さを示す．コンターは Yamanaka and Kikuchi (2004) による M7 以上の地震のすべり量分布．矩形は第３図で平均の積算すべりを推定した領域を示す．　黄色楕円は繰り返し地震活動が低い場所．

東北大学（2012）



第2図．北海道南東沖（左）および東北地方東方沖（右）の繰り返し地震分布（黒丸）およびそれにより推定したプレート間カップリング率（カラー）の比較。カップリング率は0.3°×0.3°のグリッドごとに，3つ以上の小繰返し地震グループが存在する場所について推定した。緑および黒のコンターはM7以上の地震すべり量分布。関東地方の沖の破線は，フィリピン海プレートの北東限。

東北大学（2012）

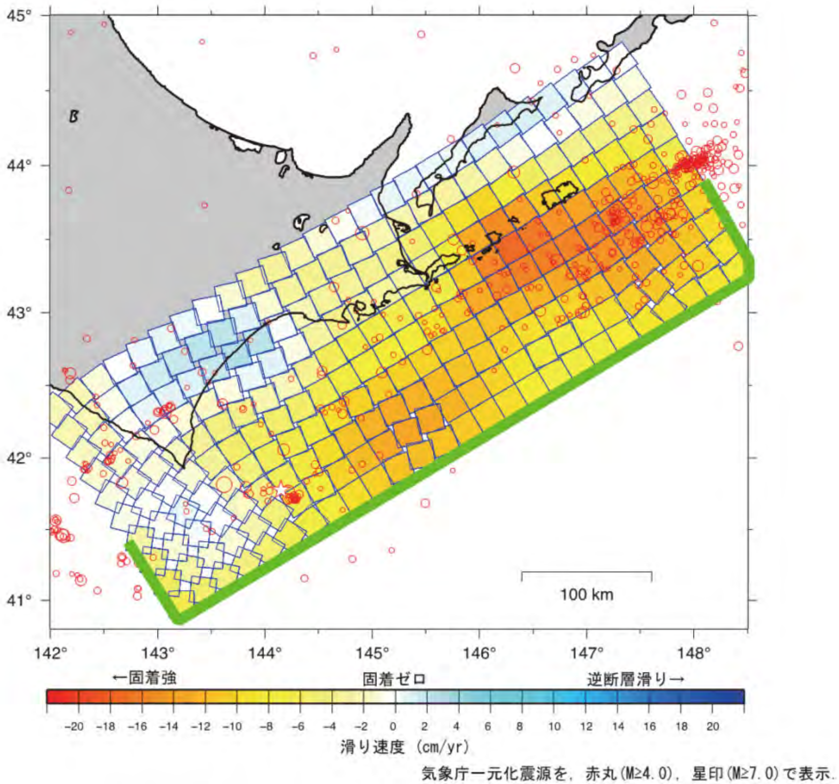
【宮城県沖における特徴】
特徴①：大すべり域を中心とする広域で高いカップリング率が推定される。
特徴②：プレート境界型地震の発生域下限付近まで高カップリング領域が存在。
特徴③：プレート境界型地震の発生下限付近でのＭ７クラスの地震（の繰り返し）が存在。
特徴④：海溝近傍の低地震活動と低繰り返し地震活動。

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（１４／１２８）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-17再掲

想定波源域の設定（９／３０）：固着域と蓄積されるひずみに関する分析（５／７）

十勝沖・根室沖（蓄積されるひずみの量）



すべり欠損分布（2007年3月～2011年2月）
国土地理院（2012）

- GNSS連続観測結果による北海道地方の地殻変動から推定される北海道南東沖（十勝沖・根室沖）のすべり欠損速度（固着）の分析結果から，特に十勝沖～釧路沖の海溝寄りと根室沖の陸寄りにすべり欠損の大きな領域が存在しているとされている。これより，当該領域の固着は相対的に強く，大きなひずみが蓄積されていると推定されるとされている。

国土地理院（2012）による

以上から，十勝沖・根室沖の領域は，500年間隔地震の震源域に相当すると考えられる。

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-18再掲

想定波源域の設定（１０／３０）：固着域と蓄積されるひずみに関する分析（６／７）

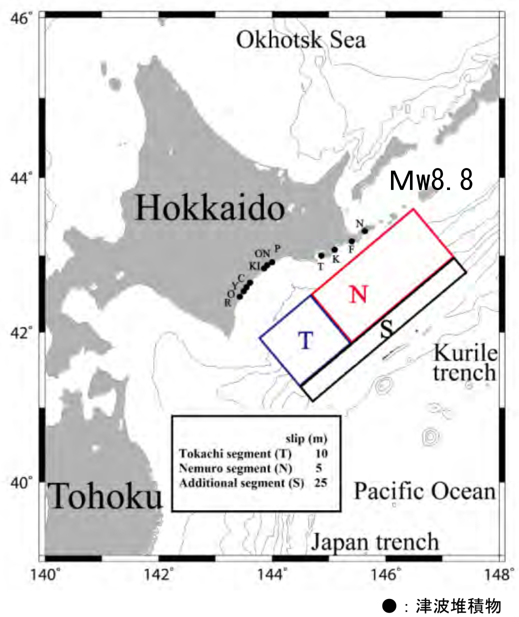
十勝沖・根室沖（蓄積されるひずみの量・すべり量）

【平均発生間隔】
・十勝沖～根室沖の連動型地震
・約500年

十勝地域の津波	発生時期 (cal.B.P.)	再来間隔 (年)	発生時期 (cal.B.P.)	根室地域の津波
津波1	17世紀初頭			津波1
		400～500		
津波2	12～13世紀			津波2
		300～400		
津波3	9世紀			津波3
		500		
津波4	1630-（4世紀？）		1430+	津波4
		(300+)	?	津波5
津波5	AD/BC？		1930+	津波6
		(500+)	?	津波7，8
津波6	2590-		2440+	津波9
		300+		
津波7	2870～2920			津波10
		400+		津波11
津波8	3220～3460		3340+	津波12
		400		
津波9	3690～3720		3830+	津波13
		500+		
津波10	4200+		4300+	津波14
		300～350		
津波11	4580		4700+	津波15
		300		
津波12	4860+		4930+	津波16
		100		
津波13	5000-		4980+	津波17
		>600		
津波14	5640+		?	津波18
		600		
津波15	6370-			

中央防災会議（2005）

【17世紀の地震のすべり量分布】
・最大すべり量25m

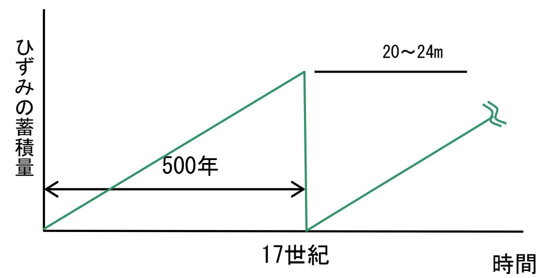


文部科学省（2013）

【ひずみの蓄積量】

①プレートの沈み込み速度：6.9-8.2cm/年（McCaffrey, 2008）
②カップリング係数：0.59（地震学的）（Scholz and Campos, 2012）

③ひずみの蓄積量：①（6.9-8.2cm）×500年
×②（＝0.59）＝20～24m



P.162で当該領域で蓄積されるひずみの量を大としているのは，カップリング係数が0.6程度でも，プレートの沈み込み速度と地震の発生間隔との関係で，蓄積されるひずみの量が大となると考えられるため。

- 前ページの検討を踏まえ，十勝沖・根室沖連動型地震である“500年間隔地震”のひずみに関する検討を行った。

以上から，文部科学省（2013）による500年間隔地震の最大すべり量（25m）と，プレートの沈み込み速度・カップリング係数・地震の発生間隔から算定されるひずみの蓄積量（20～24m）には調和的な関係があると考えられる。

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-19再掲

想定波源域の設定（１１／３０）：固着域と蓄積されるひずみに関する分析（７／７）

まとめ

◎青森県東方沖及び岩手県沖北部
・Ｍ８クラスのプレート間地震が平均97年間隔で発生する。
・プレートの沈み込み速度・カップリング係数・平均発生間隔から推定されるひずみの蓄積量は７～９m程度である。なお，津波地震との連動の有無やスーパーサイクルの存在に関する知見は得られていない。

◎十勝沖・根室沖
・500年間隔の連動地震（Mw8.8）の間に，Ｍ８クラスの地震が平均65～80年間隔で発生していると考えられる。
・プレートの沈み込み速度・カップリング係数・平均発生間隔から推定されるひずみの蓄積量は20～24m程度である。

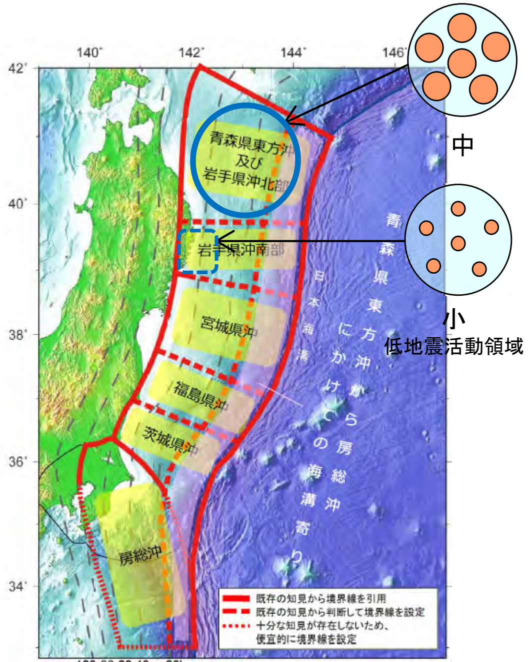
◎色丹島沖及び択捉島沖
・Ｍ８クラスの地震が平均35年間隔で発生する。

3－2－1．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（17／128）

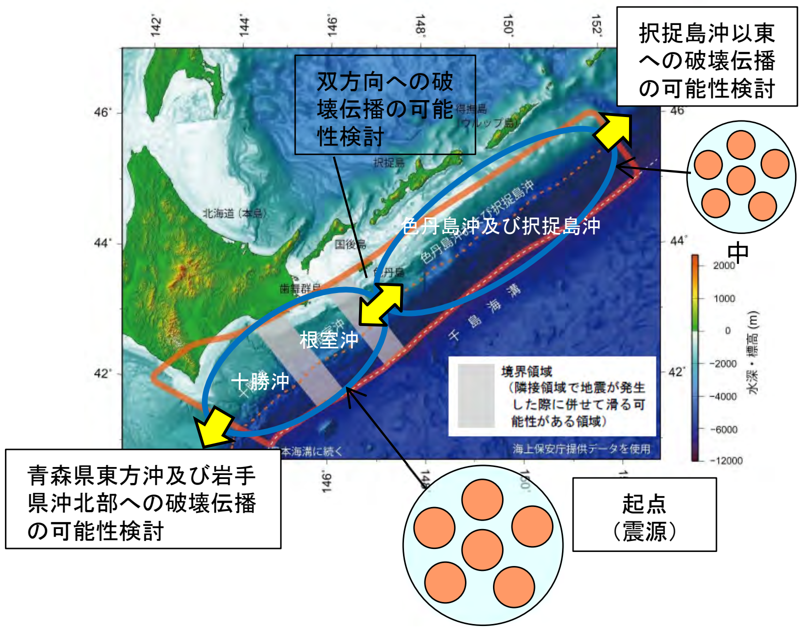
第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-20再掲

想定波源域の設定（１２／３０）：破壊伝播の検討（１／７）

青森県東方沖及び岩手県沖北部・十勝沖・根室沖・色丹島沖及び択捉島沖

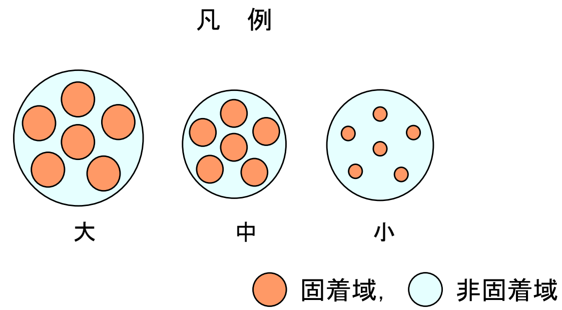


地震調査研究推進本部（2019）に一部加筆



地震調査研究推進本部（2017a）に一部加筆

青森県東方沖及び岩手県沖北部，十勝沖・根室沖，色丹島沖及び択捉島沖に蓄積されるひずみの分析結果



蓄積されるひずみ量のイメージ
Seno（2014）を参考に作成

- 3.11地震及び世界のＭ９クラスの超巨大地震から得られた知見より，固着と破壊伝播が関連していると考えられることより（第1023回審査会合　資料1-2 P.3.3-2参照），青森県東方沖及び岩手県沖北部，十勝沖・根室沖及び色丹島沖・択捉島沖の固着（蓄積されるひずみの量）について検討する。
- 前述（P.155～P.161）の青森県東方沖及び岩手県沖北部，十勝沖・根室沖及び色丹島沖・択捉島沖に対する固着域と蓄積されるひずみに関する分析結果から，青森県東方沖及び岩手県沖北部，色丹島沖・択捉島沖は，十勝沖・根室沖に比べ蓄積されるひずみ量が相対的に小さいと評価する。
- 岩手県沖南部には低地震活動領域が存在するためひずみは蓄積されにくく（第1023回審査会合　資料1-2　P.3.1-10，P.3.1-11参照），また，2011年東北地方太平洋沖地震の震源域の北端がおおむね岩手県沖南部であることを踏まえると，青森県東方沖及び岩手県沖北部からの破壊が南方の岩手県沖南部に伝播することはないと考えられる。

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（１８／１２８）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-21再掲

想定波源域の設定（１３／３０）：破壊伝播の検討（２／７）

青森県東方沖及び岩手県沖北部と十勝沖・根室沖との間に位置する島弧会合部（１／２）

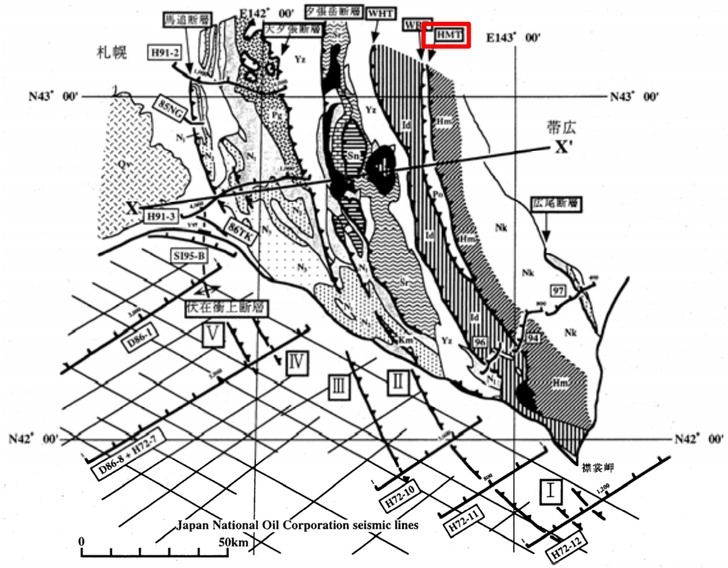


図１　日高衝突帯ならびに前縁褶曲・衝上断層帯の地質概略と主な反射法地震探査測線図。X—X' は図２の断面位置を示す。伊藤ら（1999）を改変。
【地質】主として，地質調査所（1982，1996）による。Nk：中の川層群，Hm：日高変成岩類（主帯），Po：ポロシリ・オフィオライト（西帯），Id：イドンナップ帯，Yz：蝦夷層群，Sr：空知層群，Km：神威古潭変成岩類，Sn：沙流川層—ニセウ層，Pg：古第三系，N1～N3：地質調査所（1982）に同じ。Qv：第四紀火山岩類。HMT：日高主衝上断層，WBT：西縁衝上断層，WHT：日高西部断層群
【測線】94・96・97：日高深部構造反射法探査，85NG・86TK：浅野ら（1990），Y97：佐藤ら（1998），その他の測線は石油公団（1973，1987，1993，1996）。

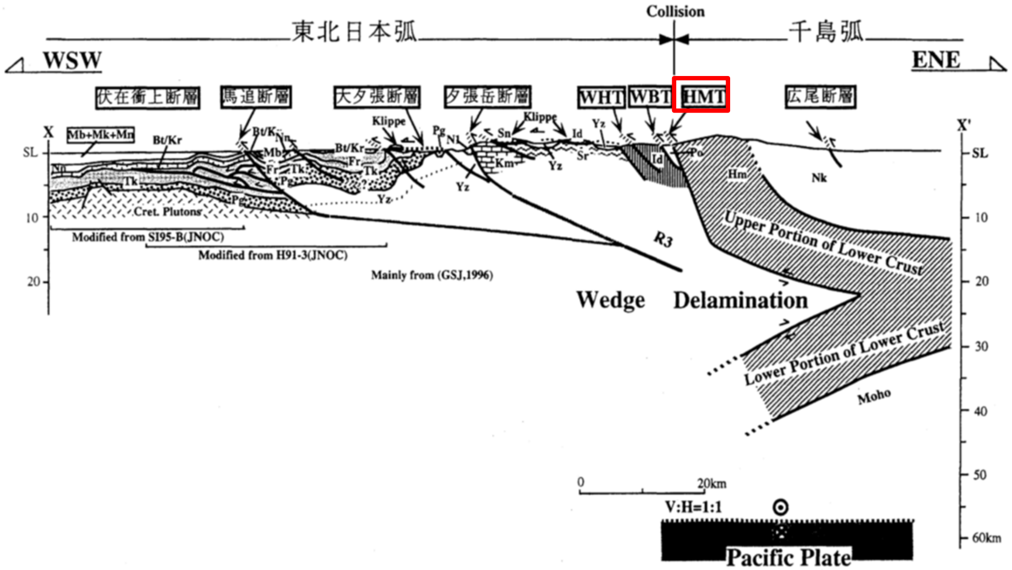


図２　日高衝突帯ならびに前縁褶曲・衝上断層帯の地下構造断面図。
断面線の位置は図１の X—X'。断面図下に主要な出典を示した。略称は図１に同じ。Ito *et al.*（1998）および伊藤ら（1999）を改変。

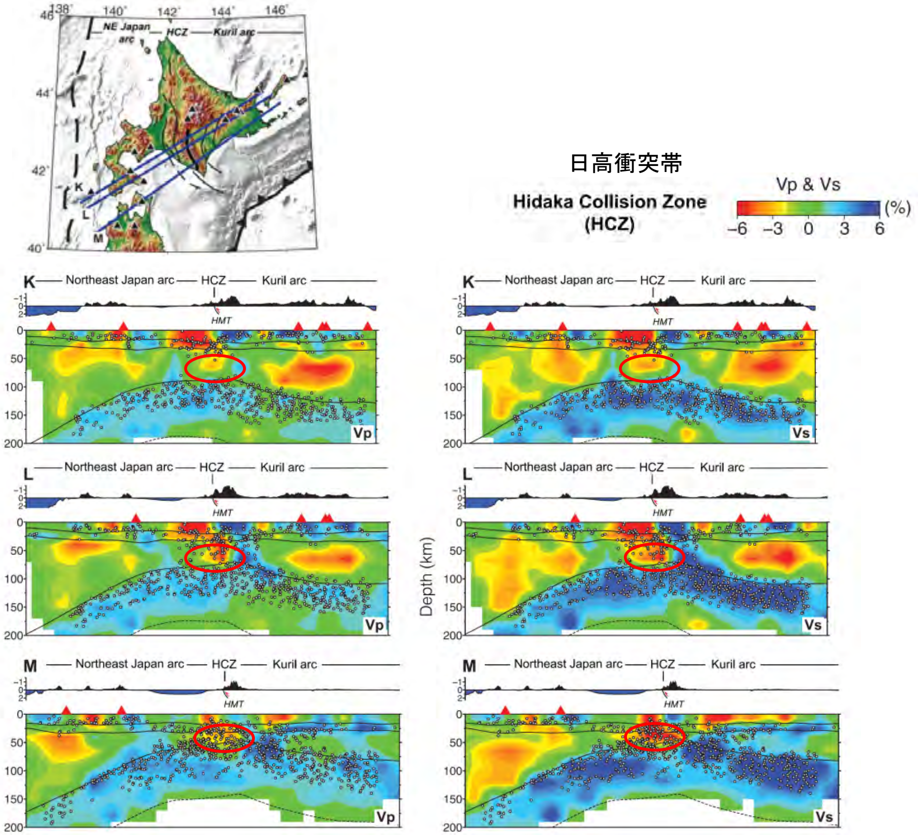
伊藤（2000）に一部加筆

- 3.11地震及び世界のＭ９クラスの超巨大地震から得られた知見より，構造境界と破壊伝播が関連していると考えられることより（第1023回審査会合　資料1-2 P.3.3-2参照），青森県東方沖及び岩手県沖北部と十勝沖・根室沖との間に位置する島弧会合部について検討した。
- 千島海溝南西端は，日本海溝との島弧会合部に位置し，その会合部（衝突帯）では，日高山脈が形成されているとされている。（日高造山運動）。
木村（2002）による
- 千島弧はその下部地殻内で上下に裂けて分離（デラミネーション）するとともに，上部地殻を含めて上半分は日高主衝上断層によって西側に衝上し，上部マントルを含めて下半分は下降する。一方，東北日本弧側はデラミネーションした千島弧のなかに楔（ウェッジ）状に突入するとされている。
伊藤（2000）による

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（１９／１２８）

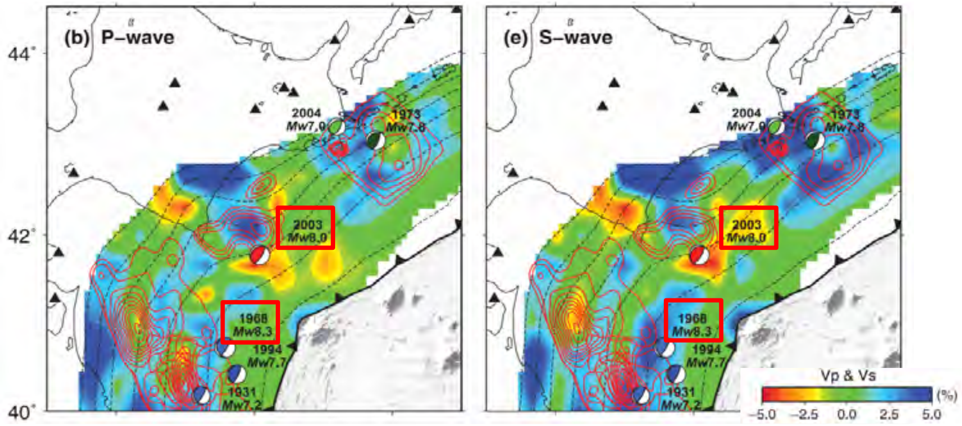
想定波源域の設定（１４／３０）：破壊伝播の検討（３／７）

青森県東方沖及び岩手県沖北部と十勝沖・根室沖との間に位置する島弧会合部（２／２）



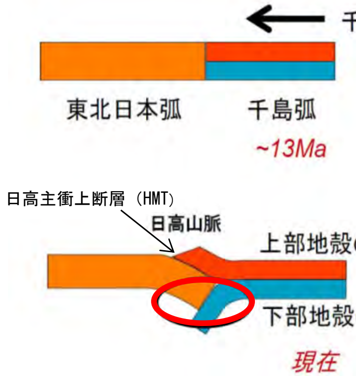
The red triangles denote active arc volcanoes. White dots denote the relocated earthquakes by this study within a 20 km width along each profile.

日高衝突帯おける地震波トモグラフィ鉛直分布
(HMT：Hidaka main thrust)　　Liu et al.(2013)



日本海溝・千島海溝島弧改造部付近の地震波トモグラフィと既往地震発生域の関係
Liu et al.(2013) に一部加筆

The red contour lines in (b) and (e) denote the coseismic slip distributions of the megathrust earthquakes in 1931, 1968 and 1994 (Nagai et al. 2001; Yamanaka & Kikuchi 2004), in 2003 (Yamanaka & Kikuchi 2003),and in 1973 and 2004 (Katsumata & Yamanaka 2006; Yamanaka 2006). The inner contour lines denote larger slips.



千島弧の前弧スリバーの西進，東北日本弧との衝突による
日高山脈形成過程の模式図　日野ほか（2008）に一部加筆

- 千島弧と東北日本弧が衝突する日高衝突帯では，地震波速度の高速度域が，低速度域に押し付けられている形状を呈する。
- 千島弧と東北日本弧の衝突により，剥落した千島弧の地殻下部物質の剥落に相当する低速度領域（左図赤〇部）がプレート境界面と接している。
- 1968年十勝沖地震と2003年十勝沖地震の震源は，この接触領域によって隔てられている。

- 地震波トモグラフィによる青森県東方沖及び岩手県沖北部と十勝沖・根室沖との間に位置する島弧会合部付近の３次元地殻不均質構造の分析と既往地震発生履歴の関係から，日高衝突帯における下部地殻の剥落に相当する低速度領域が，破壊（地震）の構造境界になる可能性があるとされている。
Liu et al.(2013)，日野ほか（2008）による

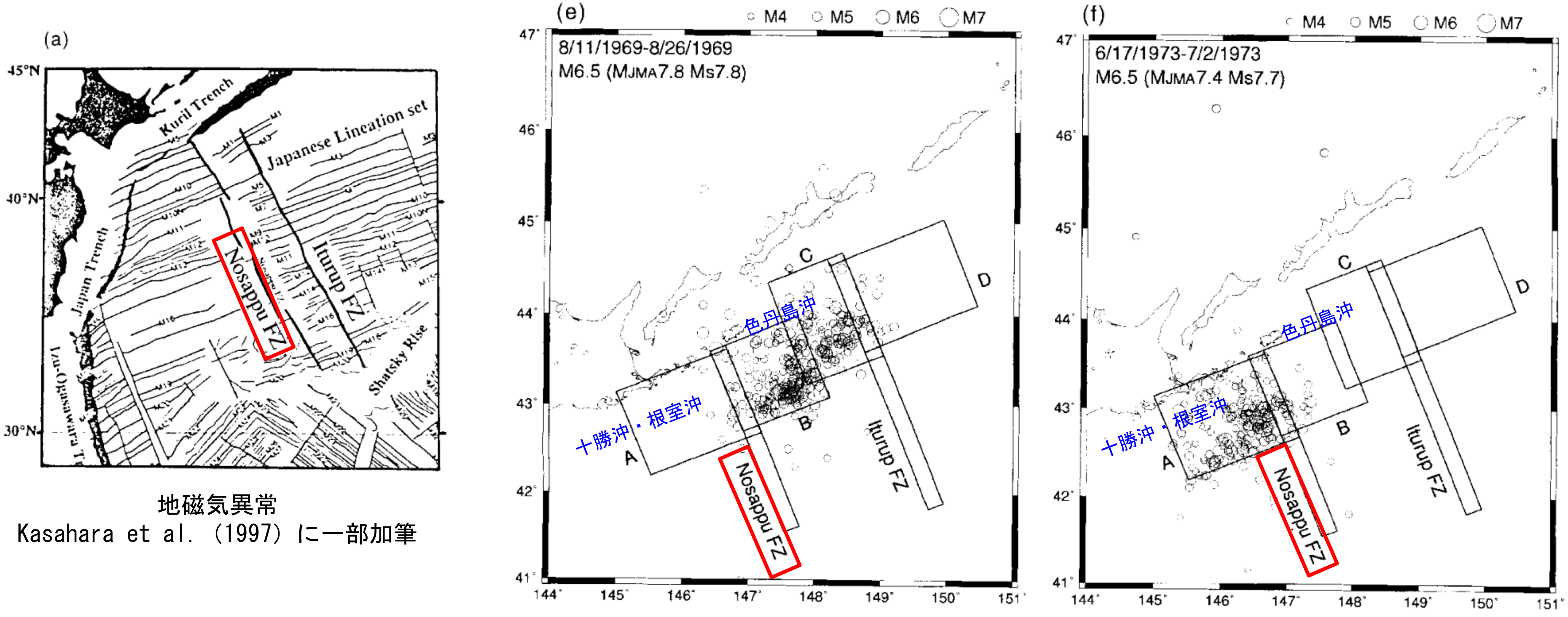
前ページ及び以上から，青森県東方沖及び岩手県沖北部と十勝沖・根室沖との間に位置する島弧会合部は，破壊伝播の境界になる可能性があると考えられる。

3－2－1．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（２０／１２８）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-23再掲

想定波源域の設定（１５／３０）：破壊伝播の検討（４／７）

南千島沖（１／２）



地磁気異常
Kasahara et al. (1997) に一部加筆

1969年南千島沖地震の余震域　　1973年根室沖地震の余震域

Kasahara et al. (1997) に一部加筆

- 3.11地震及び世界のＭ９クラスの超巨大地震から得られた知見より，構造境界と破壊伝播が関連していると考えられることより（第1023回審査会合 資料1-2 P.3.3-2参照），南千島沖の構造境界について検討した。

- 南千島沖の太平洋プレート上には地磁気異常の縞模様に明瞭な食い違いがあり，その食い違い境界に存在する納沙布断裂帯と呼ばれる断裂帯を挟んで両側で重力・地殻構造・堆積物の厚さが明瞭に変化しているとされている。また，この構造線の海溝側への延長線は最近数十年間に色丹島沖～択捉島沖に起きた地震活動のブロック境界と一致しており，古い海洋プレートの構造が現在の地震活動ブロック構造を支配する原因の一つと考えられるとされている。

Kasahara et al. (1997) による

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（２１／１２８）

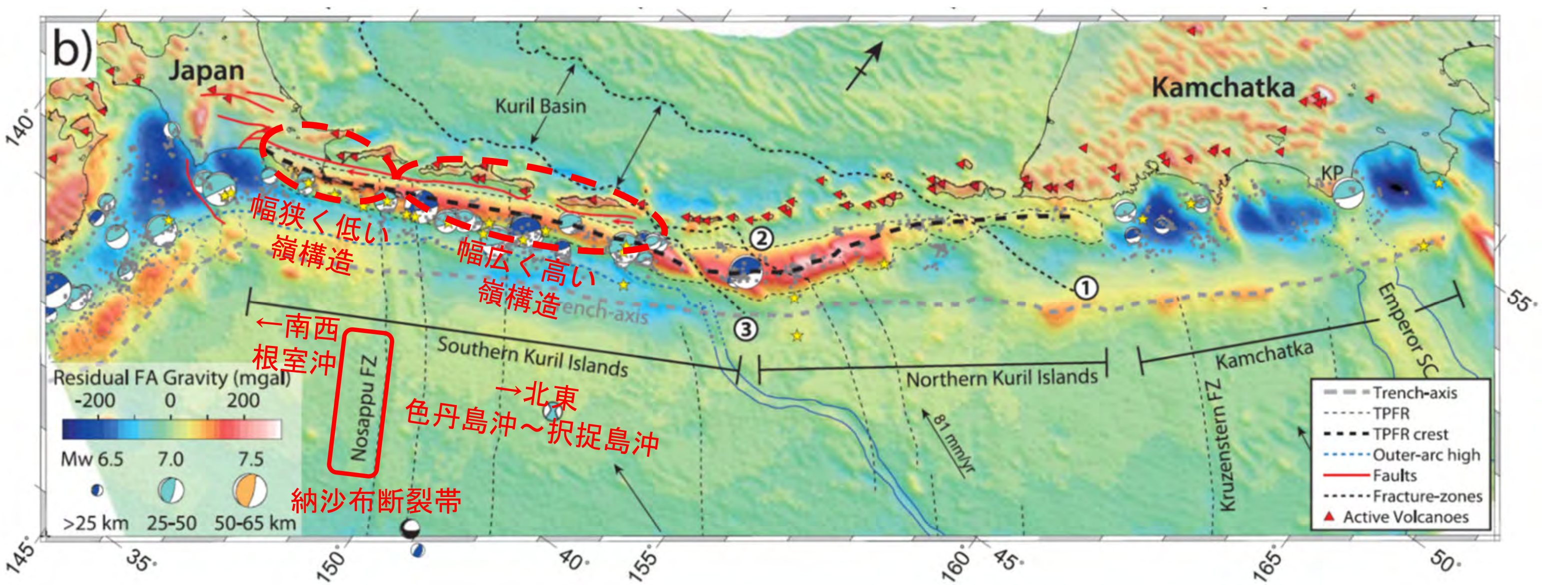
第1023回審査会合
資料1-1　P. 3. 2. 1-24再掲

想定波源域の設定（１６／３０）：破壊伝播の検討（５／７）

南千島沖（２／２）

- Bassett and Watts (2015) では，「納沙布断裂帯が前弧地形の変化位置にあたり，以下のとおり，納沙布断裂帯の南西側で海溝軸に平行な嶺構造 (TPFR) の重力異常が狭く小さくなることや地震の分布を考慮すると，納沙布断裂帯の位置にテクトニックなセグメンテーションが生じているとみられる」とされている。
  - ✓ 海溝軸に平行な嶺構造(TPFR)はプレート間の摩擦特性を反映しているため，長期的な地震活動に関する海溝軸方向の１次的なセグメンテーションに対応する。
  - ✓ そのうえで，納沙布断裂帯が（１）前弧地形の変化位置にあたり，（２）南西側でTPFRの重力異常が狭く弱くなることや，（３）地震の分布に差異があることを考慮すると，２次的なセグメンテーション構造を形成している。

前ページ及び以上から，納沙布断裂帯は，十勝沖・根室沖で発生する地震の破壊領域の東の境界になると考えられる。



Bassett and Watts (2015) に一部加筆

千島～カムチャッカ沈み込み帯
（コンターは重力異常の短波長成分，黒破線はTPFRの嶺，灰色破線は海溝軸を表す。）

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（２２／１２８）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-25再掲

想定波源域の設定（１７／３０）：破壊伝播の検討（６／７）

千島前弧スリバー

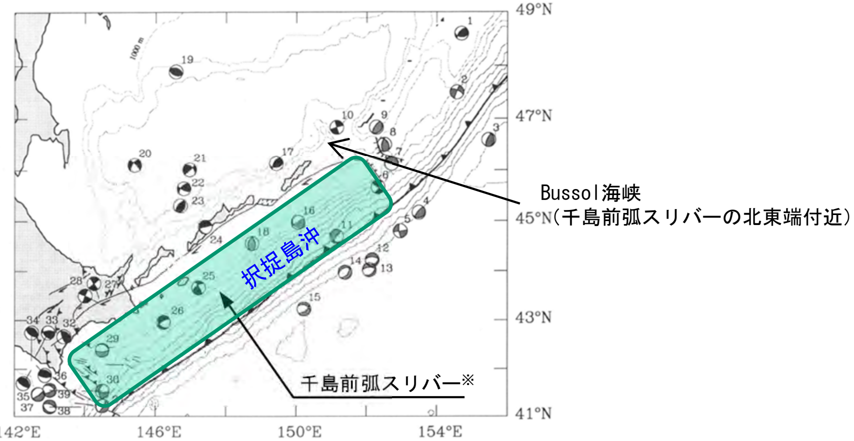
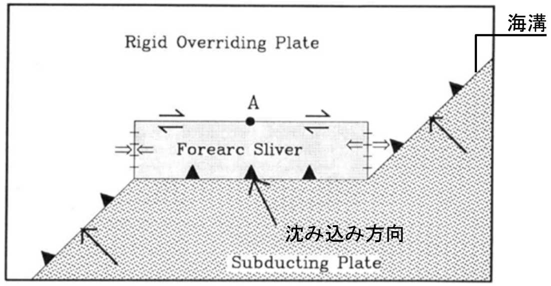
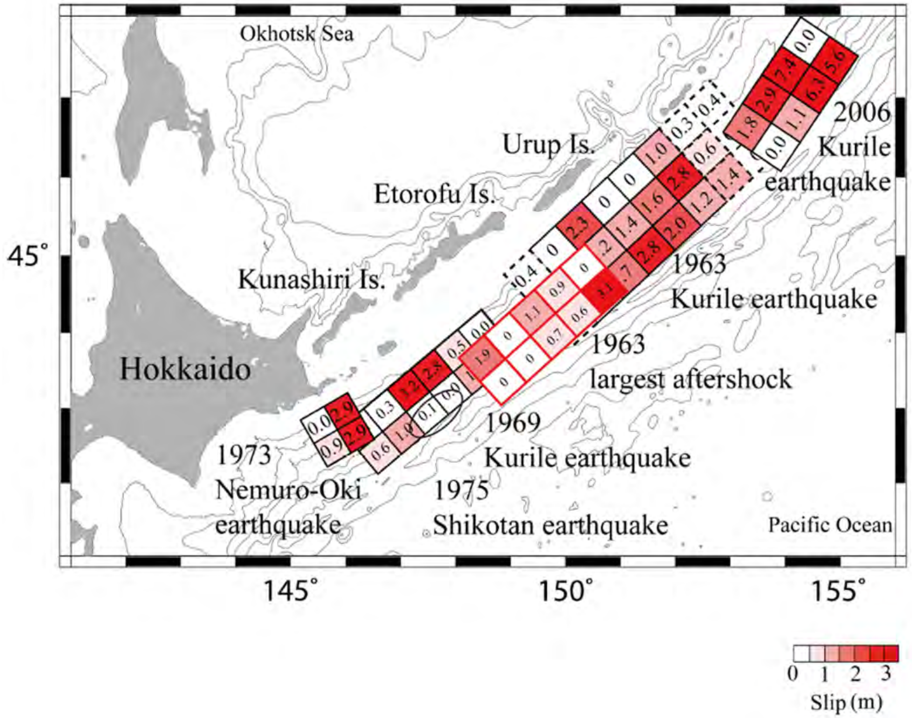


Fig. 6. Bathymetry and nonsubduction earthquakes in the vicinity of the southern Kuril forearc sliver. Epicentral parameters are given in Table 2. All published focal mechanisms for shallow nonthrust earthquakes are shown. Focal mechanisms with solid quadrants are believed to have occurred within the upper plate. Focal mechanisms with graytone quadrants record deformation with a less certain origin. Bathymetric contour intervals are 1000 m. All fault locations are taken from *Le Pichon et al.* [1984] and *Kimura* [1986].

千島前弧スリバー（Demets(1992) に一部加筆）



斜め沈み込み帯におけるプレート運動（概要図）
（Demets(1992) に一部加筆）



津波波形インバージョンにより推定した根室半島沖～中千島沖で
発生した地震のすべり分布

文部科学省（2013）

※前弧スリバー：　島弧あるいは陸弧の前弧部分が，背弧及びそれから後方のプレートと独立して運動する部分。
地学団体研究会編（2000）

- 太平洋プレートは，千島海溝で斜めに沈み込んでおり，それに伴いBussol海峡～十勝沖の範囲において千島前弧スリバーが形成され，背弧側とは別の剛体運動をしているとされている。　Demets(1992) による
- 千島前弧スリバーの北東端位置は，1963年の地震と2006年の地震の境界に一致するとされている。　文部科学省（2013）による

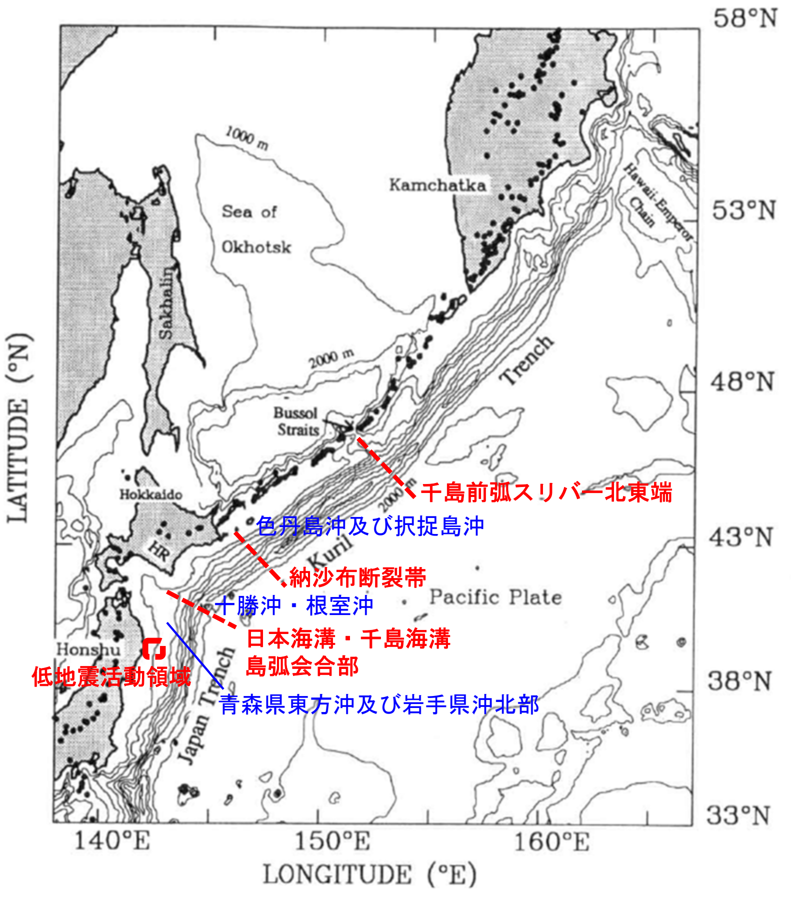
以上から，千島前弧スリバー北東端は択捉島沖で発生する地震の破壊領域の北東の境界になると考えられる。

3－2－1．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（２３／１２８）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-26再掲

想定波源域の設定（１８／３０）：破壊伝播の検討（７／７）

まとめ



青森県東方沖から千島海溝沿いにおける構造的特徴（破壊のバリア）
に関する検討結果

Demets(1992) に一部加筆

◎青森県東方沖及び岩手県沖北部は，Ｍ８クラスの地震で蓄積するひずみを解消すると考えられ，蓄積されるひずみの量は，十勝沖・根室沖に比べ小さい。また，さらに南方の岩手県沖南部では，ひずみは蓄積されにくく（低地震活動領域：第1023回審査会合　資料1-2 P.3.1-10，P.3.1-11参照），2011年東北地方太平洋沖地震の破壊域であることを踏まえると，青森県東方沖及び岩手県沖北部の破壊がさらに南方の岩手県沖南部に伝播することはないと考えられるため，青森県東方沖及び岩手県沖北部と岩手県沖南部の境界を想定波源域の南の境界とする。

◎日本海溝と千島海溝の島弧会合部付近には地殻構造の不連続による破壊のバリアが存在すると考えられるため，青森県東方沖及び岩手県沖北部と十勝沖・根室沖との境界は，破壊の境界となり得ると考えられる。

◎十勝沖・根室沖と色丹島沖及び択捉島沖との境界に存在する納沙布断裂帯は破壊の伝播を規制した破壊のバリアと考えられるため，納沙布断裂帯は，破壊の境界となると考えられる。

◎色丹島沖及び択捉島沖の北東に存在する千島前弧スリバーの北東端は破壊の伝播を規制した破壊のバリアと考えられるため，破壊の境界となると考えられる。

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（２４／１２８）

想定波源域の設定（１９／３０）：検討対象波源域の選定（１／１２）

検討概要

【検討対象波源域の検討方針】（第994回審査会合から変更なし）

- 基準波源モデルの設定に先立ち，検討対象とする海域を選定する目的で，検討対象波源域を検討する。ここでは，以下の２つの領域の連動を考慮したＭ９クラスの地震を考慮（P.171参照）。
  - ✓ 青森県東方沖及び岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の連動
  - ✓ 十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の連動

【検討手順】

- 敷地へ及ぼす影響の大きい海域（想定波源域）を選定するため，特性化モデルによる津波数値シミュレーションを実施する。（第994回審査会合から変更なし）
- ここで，「テクトニクス的背景・地震学的見地に基づくモデル」に関する検討を基本とするように資料構成を見直したことに伴い，検討対象とする特性化モデルは以下の２種類とする（P.172参照）。
  - ✓ 広域の津波特性を考慮した特性化モデル：超大すべり域が２つのモデル
  - ✓ 大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデル：超大すべり域が１つのモデル

【検討結果】

- 超大すべり域が２つのモデルを対象とした想定波源域（P.175，P.176）
  - ➢ 岩手県沖北部から十勝沖・根室沖
- 超大すべり域が１つのモデルを対象とした想定波源域（P.179，P.180）
  - ➢ 岩手県沖北部から十勝沖・根室沖

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（２５／１２８）

J-POWER

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-28一部修正

コメントNo.S5-57

想定波源域の設定（２０／３０）：検討対象波源域の選定（２／１２）

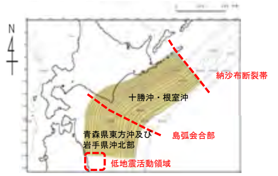
第994回審査会合と本検討との変更箇所の比較

: 第994回審査会合からの変更箇所

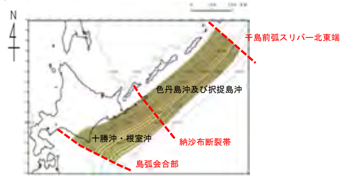
＜超大すべり域が２つのモデル＞

【第994回審査会合】

○検討対象とする連動領域



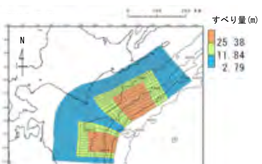
青森県東方沖及び岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の連動



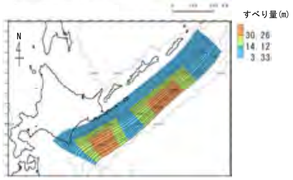
十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の連動

広域の津波特性を考慮

○検討対象特性化モデル（超大すべり域が２つ）



岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル

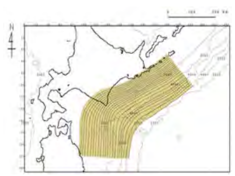


十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル

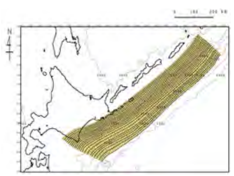
○敷地への影響検討（超大すべり域が２つ）

✓ 超大すべり域が２つのモデルでは，上昇側は十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の津波の影響が大きく，下降側は岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の津波の影響が大きい。

○検討対象波源域の選定（超大すべり域が２つ）



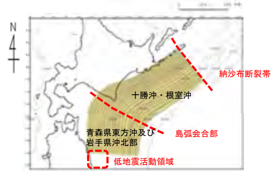
岩手県沖北部から十勝沖・根室沖



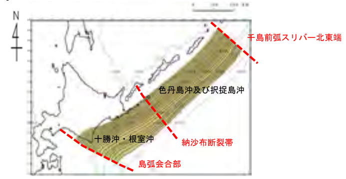
十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖

【本検討】

○検討対象とする連動領域



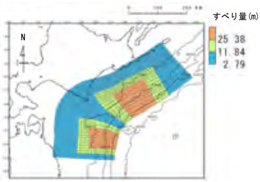
青森県東方沖及び岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の連動



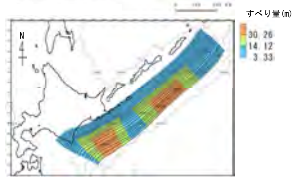
十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の連動

広域の津波特性を考慮

○検討対象特性化モデル（超大すべり域が２つ）



岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル

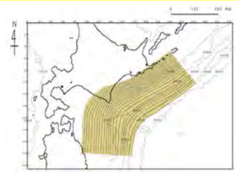


十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル

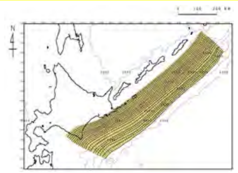
○敷地への影響検討（超大すべり域が２つ）

✓ 超大すべり域が２つのモデルでは，敷地付近も含めて考慮すると岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の津波の影響が大きい。なお，十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖は，影響検討用の波源域として扱う。（P.175参照）

○検討対象波源域の選定（超大すべり域が２つ）



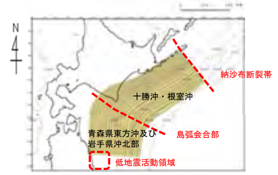
岩手県沖北部から十勝沖・根室沖



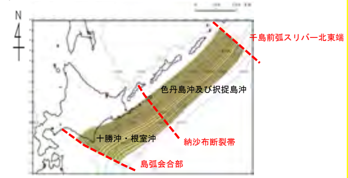
十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖
【影響検討用】

＜超大すべり域が１つのモデル＞
【本検討】
（第994回審査会合からの変更なし）

○検討対象とする連動領域



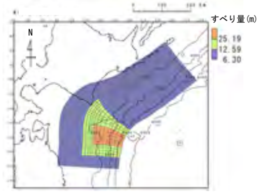
青森県東方沖及び岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の連動



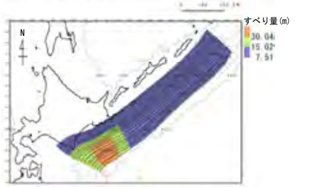
十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の連動

破壊特性を考慮

○検討対象特性化モデル（超大すべり域が１つ）



岩手県沖北部から青森県東方沖の破壊特性を考慮した特性化モデル

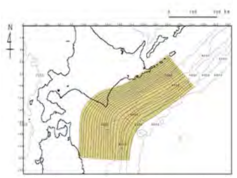


十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の破壊特性を考慮した特性化モデル

○敷地への影響検討（超大すべり域が１つ）

✓超大すべり域が１つのモデルでは，岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の津波の影響が大きい（P.179参照）。

○検討対象波源域の選定（超大すべり域が１つ）



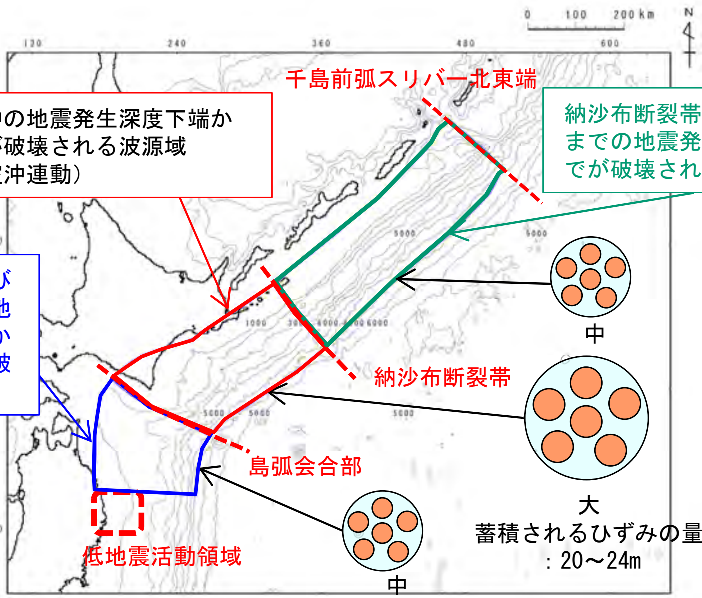
岩手県沖北部から十勝沖・根室沖

3-2-1．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（26／128）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-29再掲

想定波源域の設定（２１／３０）：検討対象波源域の選定（３／１２）

検討方針



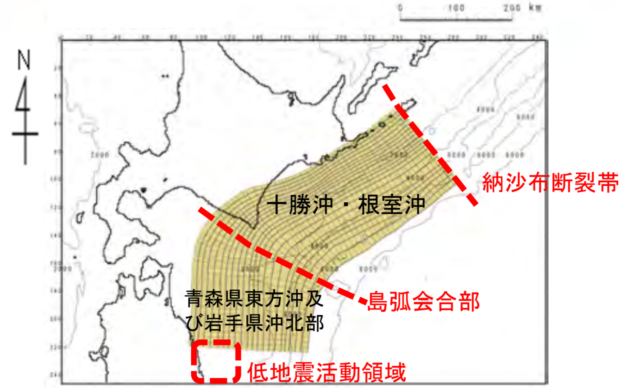
既往の知見を踏まえた波源領域とひずみ量

凡　例　大　中　小

蓄積されるひずみ量のイメージ
Seno（2014）を参考に作成

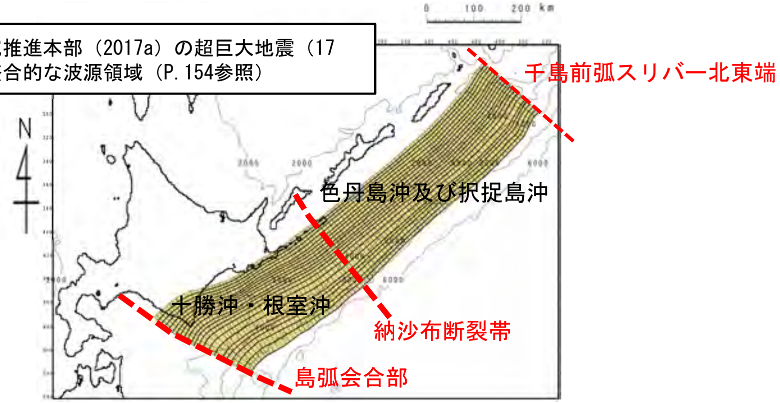
固着域，非固着域

青森県東方沖及び岩手県沖北部～色丹島沖・択捉島沖に亘る領域は，左図のとおり３つの波源域に分割できると考えられるが，安全評価上，右図のように破壊伝播の可能性が低いと評価される波源域の境界を一つ跨ぐ２つの領域の連動を考慮したＭ９クラス地震を考慮



青森県東方沖及び岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の連動型地震

地震調査研究推進本部（2017a）の超巨大地震（17世紀型）と整合的な波源領域（P.154参照）



十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の連動型地震
安全評価上の波源領域

- 巨大地震想定に当たり，安全評価上の波源領域として以下のとおり想定することとした。
  - ✓ 青森県東方沖及び岩手県沖北部と十勝沖・根室沖の間に位置する島弧会合部付近には地殻構造の不連続による破壊のバリアが存在すると考えられ，この境界を跨ぐ破壊伝播の可能性は低いと評価されるが，青森県東方沖及び岩手県沖北部から十勝沖・根室沖が一連の波源域として連動することを想定したＭ９クラスの波源を設定する。
  - ✓ 十勝沖・根室沖と色丹島沖及び択捉島沖との境界に存在する納沙布断裂帯は破壊の伝播を規制した破壊のバリアと考えられ，この境界を跨ぐ破壊伝播の可能性は低いと評価されるが，十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖が一連の波源域として連動することを想定したＭ９クラスの波源を設定する。
  - ✓ なお，3.11地震では，津波地震の領域である付加体での大きなすべりが高い津波を発生させたことを踏まえ，プレート間地震と津波地震の連動を考慮する。

3－2－1．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（27／128）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-30再掲

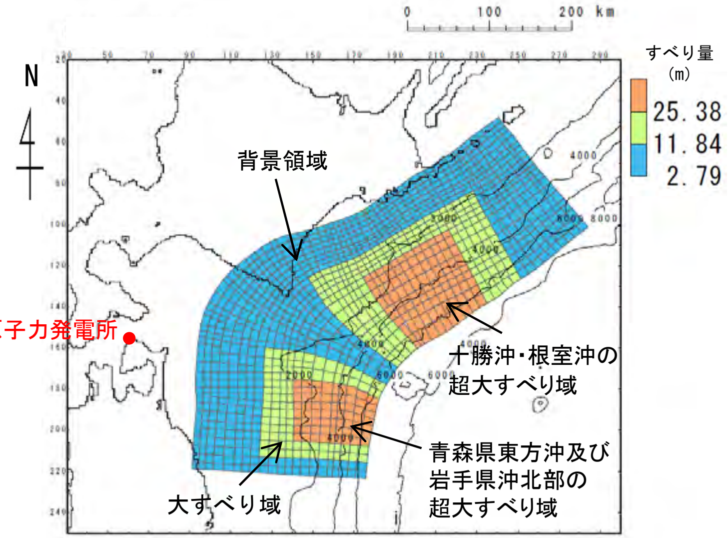
想定波源域の設定（２２／３０）：検討対象波源域の選定（４／１２）

検討対象モデル

- 大間の基準波源モデル策定に係り，津波水位への影響が大きいすべり分布の観点では，超大すべり域の数が２つのモデルと１つのモデルとの２つのグループに分けることができる。
- 検討対象波源域の選定に係り，超大すべり域の数の影響を加味するため，以下の２種類のモデルを検討対象モデルに選定し，十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖にも，これらのモデルの設定の考え方を反映した特性化モデルを設定することとする。
  - ✓ 超大すべり域が２つのモデル：「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル」
    （P.173～P.176，P.193～P.207参照）
  - ✓ 超大すべり域が１つのモデル：「岩手県沖北部から青森県東方沖の破壊特性を考慮した特性化モデル」※
    （P.177～P.180，P.225～P.231参照）

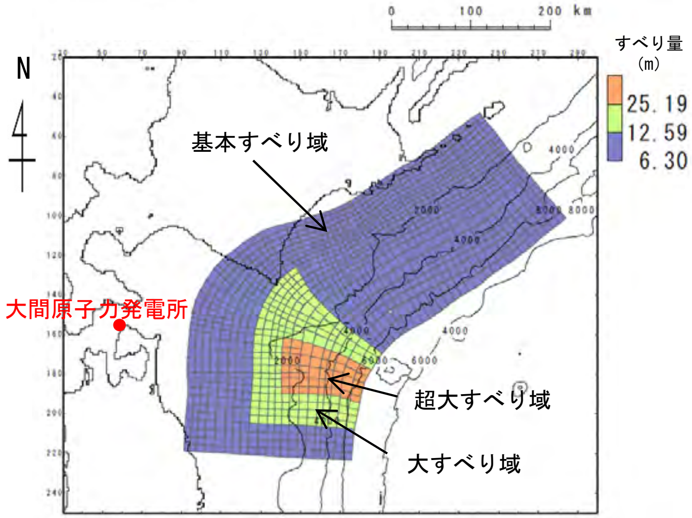
※：「青森県東方沖及び岩手県沖北部から十勝沖・根室沖」と「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖」の領域比較を明確にするために，ここ「検討対象波源域の選定」では「3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデル」を「岩手県沖から青森県東方沖の破壊特性を考慮した特性化モデル」と称する。

【超大すべり域が２つのモデル】



岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の
広域の津波特性を考慮した特性化モデル

【超大すべり域が１つのモデル】



岩手県沖北部から青森県東方沖の破壊
特性を考慮した特性化モデル

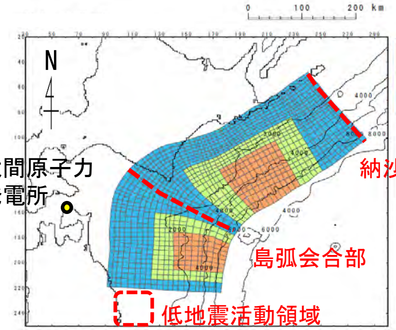
3－2－1．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（２８／１２８）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-31再掲

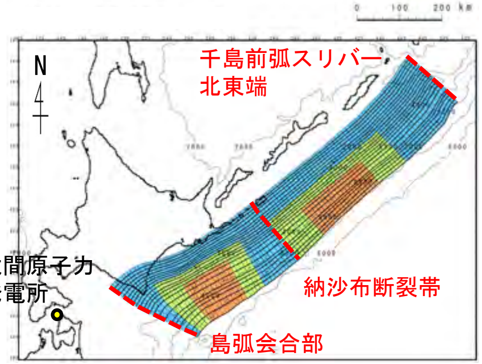
想定波源域の設定（２３／３０）：検討対象波源域の選定（５／１２）

超大すべり域が２つのモデル（１／４）：特性化モデル設定方針

- 検討対象波源域の選定に関する超大すべり域が２つのモデルを対象とした検討は，「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル」及び十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖に，このモデルの設定の考え方を反映した特性化モデル「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル」を比較することで実施した。（「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル」の設定の考え方は，P.207参照）



岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の
広域の津波特性を考慮した特性化モデル



※：色丹島沖及び択捉島沖の超大すべり域の位置は，大すべり域が敷地に近くなるように想定波源域の西端に設定し，そのほぼ中央に配置

十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の
広域の津波特性を考慮した特性化モデル※

		岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル【モデル化後の値】	備　考【設計値】
ﾓｰﾒﾝﾄﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ Mw		9.06	9.05
面積 S (km^2)		110,472	—
平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)		3.27	3.1
剛性率 μ (N/m^2)		5.0×10^{10}	—
地震ﾓｰﾒﾝﾄMo (N・m)		4.93×10^{22}	4.67×10^{22}
平均すべり量 D (m)		8.93	8.46
すべり量	基本すべり域(m)(面積及び面積比率)	2.79 (64,419km^2, 58.3%)	2.79 (66,283km^2, 60%)
	大すべり域(m)(面積及び面積比率)	11.84 (26,782km^2, 24.2%)	11.84 (27,618km^2, 25%)
	超大すべり域(m)(面積及び面積比率)	25.38 (19,271km^2, 17.5%)	25.38 (16,571km^2, 15%)
ライズタイム τ (s)		60	—

		十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル【モデル化後の値】	備　考【設計値】
ﾓｰﾒﾝﾄﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ Mw		9.21	9.20
面積 S (km^2)		157,100	—
平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)		3.19	3.1
剛性率 μ (N/m^2)		5.0×10^{10}	—
地震ﾓｰﾒﾝﾄMo (N・m)		8.15×10^{22}	7.92×10^{22}
平均すべり量 D (m)		10.38	10.09
すべり量	基本すべり域(m)(面積及び面積比率)	3.33 (92,651km^2, 59.0%)	3.33 (94,260km^2, 60%)
	大すべり域(m)(面積及び面積比率)	14.12 (38,911km^2, 24.8%)	14.12 (39,275km^2, 25%)
	超大すべり域(m)(面積及び面積比率)	30.26 (25,538km^2, 16.2%)	30.26 (23,565km^2, 15%)
ライズタイム τ (s)		60	—

3－2－1．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（２９／１２８）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-32再掲

想定波源域の設定（２４／３０）：検討対象波源域の選定（６／１２）

超大すべり域が２つのモデル（２／４）：特性化モデル詳細パラメータ

詳細パラメータ一覧

			岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル【モデル化後の値】	備　考【設計値】
ﾓｰﾒﾝﾄﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ Mw			9.06	9.05
平均応力降下量 ⊿σ (MPa)			3.27	3.1
剛性率 μ (N/m^2)			5.0×10^{10}	―
地震ﾓｰﾒﾝﾄMo (N・m)			4.93×10^{22}	4.67×10^{22}
平均すべり量 D (m)			8.93	8.46
波源全体	面積 S (km^2)		110,472	―
波源全体	すべり量	基本すべり域(m)（面積及び面積比率）	2.79 (64,419km^2, 58.3%)	2.79 (66,283km^2, 60%)
波源全体	すべり量	大すべり域(m)（面積及び面積比率）	11.84 (26,782km^2, 24.2%)	11.84 (27,618km^2, 25%)
波源全体	すべり量	超大すべり域(m)（面積及び面積比率）	25.38 (19,271km^2, 17.5%)	25.38 (16,571km^2, 15%)
青森県東方沖及び岩手県沖北部	面積 S (km^2)		40,959	―
青森県東方沖及び岩手県沖北部	すべり量	基本すべり域(m)（面積及び面積比率）	2.79 (23,827km^2, 58.2%)	2.79 (24,575km^2, 60%)
青森県東方沖及び岩手県沖北部	すべり量	大すべり域(m)（面積及び面積比率）	11.84 (9,971km^2, 24.3%)	11.84 (10,240km^2, 25%)
青森県東方沖及び岩手県沖北部	すべり量	超大すべり域(m)（面積及び面積比率）	25.38 (7,161km^2, 17.5%)	25.38 (6,144km^2, 15%)
十勝沖・根室沖	面積 S (km^2)		69,513	―
十勝沖・根室沖	すべり量	基本すべり域(m)（面積及び面積比率）	2.79 (40,592km^2, 58.4%)	2.79 (41,708km^2, 60%)
十勝沖・根室沖	すべり量	大すべり域(m)（面積及び面積比率）	11.84 (16,812km^2, 24.2%)	11.84 (17,378km^2, 25%)
十勝沖・根室沖	すべり量	超大すべり域(m)（面積及び面積比率）	25.38 (12,109km^2, 17.4%)	25.38 (10,427km^2, 15%)

			十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル【モデル化後の値】	備　考【設計値】
ﾓｰﾒﾝﾄﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ Mw			9.21	9.20
平均応力降下量 ⊿σ (MPa)			3.19	3.1
剛性率 μ (N/m^2)			5.0×10^{10}	―
地震ﾓｰﾒﾝﾄMo (N・m)			8.15×10^{22}	7.92×10^{22}
平均すべり量 D (m)			10.38	10.09
波源全体	面積 S (km^2)		157,100	―
波源全体	すべり量	基本すべり域(m)（面積及び面積比率）	3.33 (92,651km^2, 59.0%)	3.33 (94,260km^2, 60%)
波源全体	すべり量	大すべり域(m)（面積及び面積比率）	14.12 (38,911km^2, 24.8%)	14.12 (39,275km^2, 25%)
波源全体	すべり量	超大すべり域(m)（面積及び面積比率）	30.26 (25,538km^2, 16.2%)	30.26 (23,565km^2, 15%)
十勝沖・根室沖	面積 S (km^2)		69,513	―
十勝沖・根室沖	すべり量	基本すべり域(m)（面積及び面積比率）	3.33 (40,592km^2, 58.4%)	3.33 (41,708km^2, 60%)
十勝沖・根室沖	すべり量	大すべり域(m)（面積及び面積比率）	14.12 (16,812km^2, 24.2%)	14.12 (17,378km^2, 25%)
十勝沖・根室沖	すべり量	超大すべり域(m)（面積及び面積比率）	30.26 (12,109km^2, 17.4%)	30.26 (10,427km^2, 15%)
色丹島沖及び択捉島沖	面積 S (km^2)		87,587	―
色丹島沖及び択捉島沖	すべり量	基本すべり域(m)（面積及び面積比率）	3.33 (52,059km^2, 59.5%)	3.33 (52,552km^2, 60%)
色丹島沖及び択捉島沖	すべり量	大すべり域(m)（面積及び面積比率）	14.12 (22,099km^2, 25.2%)	14.12 (21,897km^2, 25%)
色丹島沖及び択捉島沖	すべり量	超大すべり域(m)（面積及び面積比率）	30.26 (13,429km^2, 15.3%)	30.26 (13,138km^2, 15%)

注：各領域における面積比率は，その領域に対する面積比率を記載。

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（３０／１２８）

J-POWER

想定波源域の設定（２５／３０）：検討対象波源域の選定（７／１２）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-33一部修正

超大すべり域が２つのモデル（３／４）：検討結果

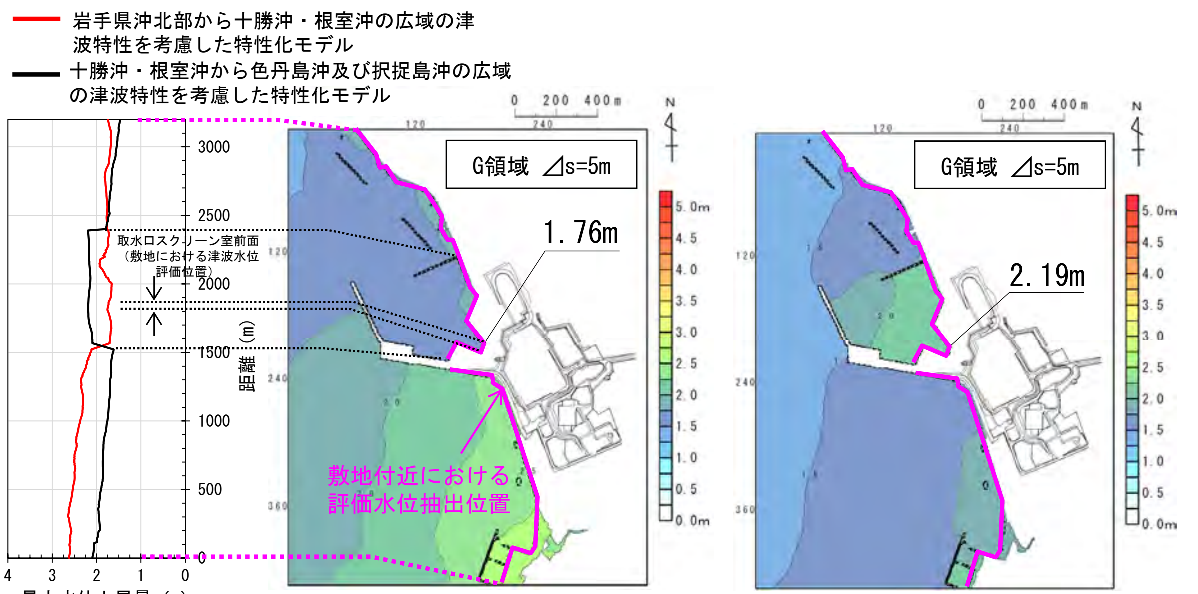
- 超大すべり域が２つのモデルに係る「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖」及び「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖」を対象とした，敷地へ及ぼす影響の大きな波源域の選定について，下記の数値シミュレーション結果①②を用いて検討する。（考え方：P.72参照）

  ① 敷地付近における津波水位評価位置である汀線沿いの最大水位上昇量を比較すると，専用港湾内を除いて「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル」の方が「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル」に比べ最大水位上昇量が大きい。

  ② 一方，敷地における津波水位評価位置である取水口スクリーン室前面においては，専用港湾内での増幅の影響により，「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル」（最大水位上昇量2.19m）の方が「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル」（最大水位上昇量1.76m）に比べ最大水位上昇量が大きい。

- 上記のとおり，①と②において水位上昇量が大きな波源が異なるため，①で水位が大きくなる「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖」を敷地に及ぼす影響の大きな波源域として選定し，②で水位が大きくなる「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖」を影響検討用の波源域とする。

- なお，影響検討用波源とした「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル」に対し，概略パラメータスタディを行い，「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル」に対し保守性を考慮した基準波源モデル①（P.223）と比較を行った結果，基準波源モデル①の方が，上昇側，下降側共に敷地に与える影響が大きいことを確認した（第1023回審査会合 資料1-2「４－１．検討対象波源域の選定」参照）。

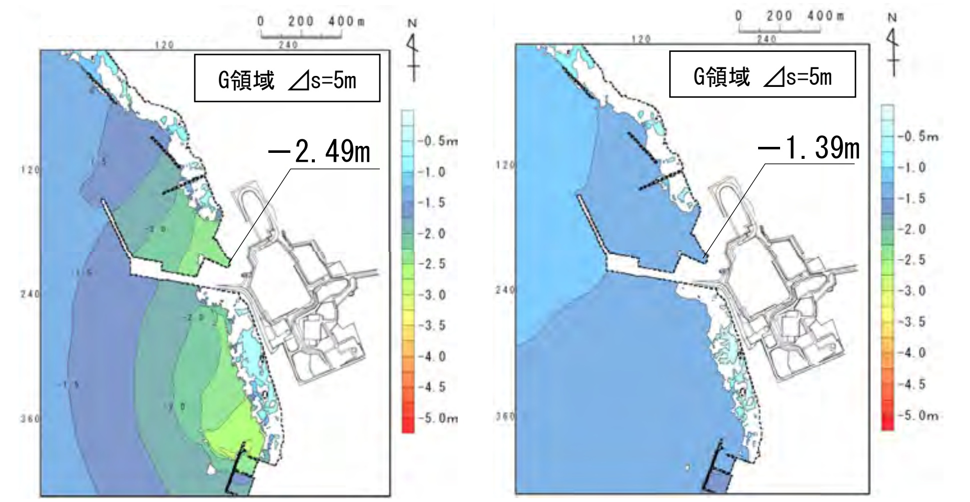


敷地付近における評価水位抽出位置の水位

岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル　十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル

最大水位上昇量分布

専用港湾の影響を受けた局所的な水位の増幅により両ケースで水位が逆転する可能性が否定できないため最大水位下降量についても参考に示す。



岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル　十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル

最大水位下降量分布（参考）

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（３１／１２８）

想定波源域の設定（２６／３０）：検討対象波源域の選定（８／１２）

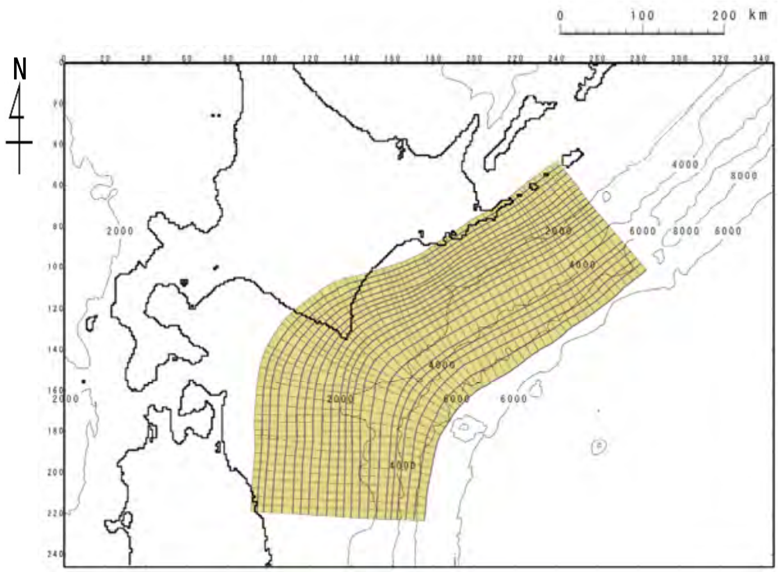
第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-34一部修正

コメントNo.S5-57

超大すべり域が２つのモデル（４／４）：まとめ

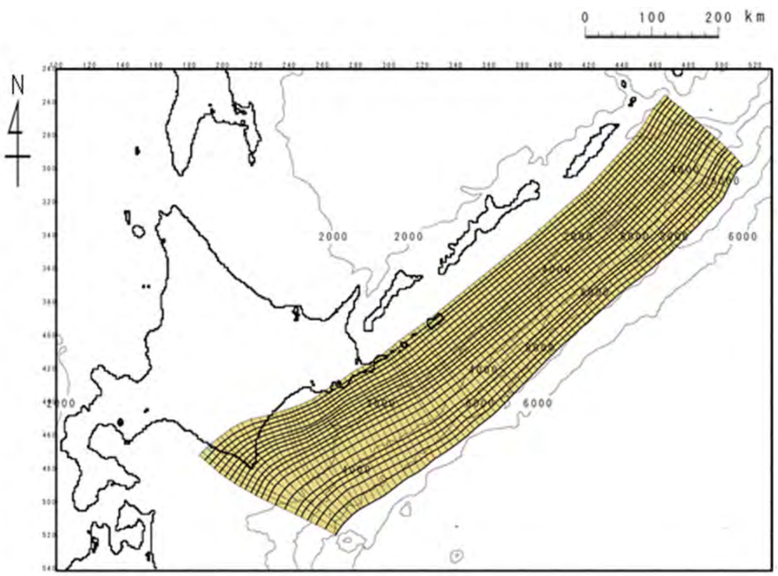
- 「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖」，「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖」の波源域について，超大すべり域が２つのモデルを対象に大間原子力発電所への津波の影響を検討した結果，敷地付近も含めて考慮すると「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル」に比べ，「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル」の影響が大きいことが確認できたことから，超大すべり域が２つのモデルを対象とした基準波源モデルの想定波源域は，「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖」とする。

- なお，「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖」は，影響検討用の波源域として扱う（第1023回審査会合 資料1-2「４－１．検討対象波源域の選定」参照）。



岩手県沖北部から十勝沖・根室沖

基準波源モデルの想定波源域
【超大すべり域が２つのモデル】



十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖

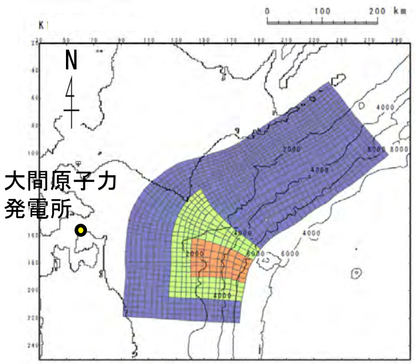
影響検討用の波源域
【超大すべり域が２つのモデル】

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-35再掲

想定波源域の設定（２７／３０）：検討対象波源域の選定（９／１２）

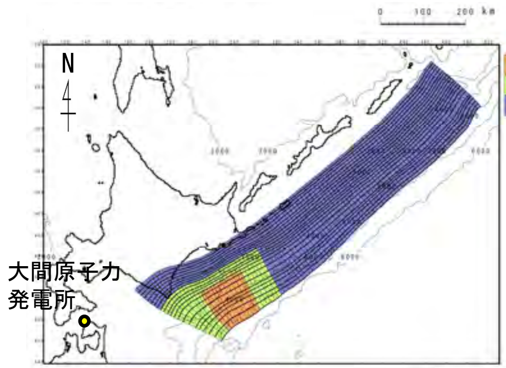
超大すべり域が１つのモデル（１／４）：特性化モデル設定方針

- 検討対象波源域の選定に関する超大すべり域が１つのモデルを対象とした検討は，「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の破壊特性を考慮した特性化モデル」及び十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖に，このモデルの設定の考え方を反映した特性化モデル「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の破壊特性を考慮した特性化モデル」を比較することで実施した。



※１：モデル設定の考え方は，
P.225～P.231参照

岩手県沖北部から青森県東方沖の破壊特性を考慮した特性化モデル※１



※２：超大すべり域の位置は，敷地に近い十勝沖・根室沖の地震学的，測地学的知見を踏まえて設定。

十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の破壊特性を考慮した特性化モデル※２

		岩手県沖北部から青森県東方沖の破壊特性を考慮した特性化モデル【モデル化後の値】	備　考【設計値】
ﾓｰﾒﾝﾄﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ　Mw		9.04	9.04
面積 S　(km^2)		110,472	—
平均応力降下量 ⊿σ　(MPa)		3.05	3
剛性率 μ　(N/m^2)		5.0×10^{10}	—
地震ﾓｰﾒﾝﾄMo　(N・m)		4.59×10^{22}	4.52×10^{22}
平均すべり量 D　(m)		8.31	8.19
すべり量	基本すべり域(m)（面積及び面積比率）	6.30（87,732km^2，79.4%）	6.30（88,377km^2，80%）
	大すべり域(m)（面積及び面積比率）	12.59（16,438km^2，14.9%）	12.59（16,571km^2，15%）
	超大すべり域(m)（面積及び面積比率）	25.19（6,302km^2，5.7%）	25.19（5,524km^2，５%）
ライズタイム τ　(s)		60	—

		十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の破壊特性を考慮した特性化モデル【モデル化後の値】	備　考【設計値】
ﾓｰﾒﾝﾄﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ　Mw		9.20	9.19
面積 S　(km^2)		157,100	—
平均応力降下量 ⊿σ　(MPa)		3.10	3
剛性率 μ　(N/m^2)		5.0×10^{10}	—
地震ﾓｰﾒﾝﾄMo　(N・m)		7.93×10^{22}	7.67×10^{22}
平均すべり量 D　(m)		10.10	9.76
すべり量	基本すべり域(m)（面積及び面積比率）	7.51（125,126km^2, 79.6%）	7.51（125,680km^2, 80%）
	大すべり域(m)（面積及び面積比率）	15.02（20,878km^2, 13.3%）	15.02（23,565km^2, 15%）
	超大すべり域(m)（面積及び面積比率）	30.04（11,096km^2, 7.1%）	30.04（7,855km^2, ５%）
ライズタイム τ　(s)		60	—

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（３３／１２８）

J-POWER

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-36再掲

想定波源域の設定（２８／３０）：検討対象波源域の選定（１０／１２）

超大すべり域が１つのモデル（２／４）：特性化モデル詳細パラメータ

詳細パラメータ一覧

			岩手県沖北部から青森県東方沖の破壊特性を考慮した特性化モデル【モデル化後の値】	備　考【設計値】
ﾓｰﾒﾝﾄﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ　Mw			9.04	9.04
平均応力降下量　⊿σ　(MPa)			3.05	3
剛性率　μ　(N/m²)			5.0×10^{10}	―
地震ﾓｰﾒﾝﾄMo　(N・m)			4.59×10^{22}	4.52×10^{22}
平均すべり量　D　(m)			8.31	8.19
波源全体	面積 S　(km²)		110,472	―
	すべり量	基本すべり域(m)（面積及び面積比率）	6.30（87,732km², 79.4%）	6.30（88,377km², 80%）
		大すべり域(m)（面積及び面積比率）	12.59（16,438km², 14.9%）	12.59（16,571km², 15%）
		超大すべり域(m)（面積及び面積比率）	25.19（6,302km², 5.7%）	25.19（5,524km², ５%）
青森県東方沖及び岩手県沖北部	面積 S　(km²)		40,959	―
	すべり量	基本すべり域(m)（面積及び面積比率）	6.30（23,789km², 58.1%）	―
		大すべり域(m)（面積及び面積比率）	12.59（10,868km², 26.5%）	―
		超大すべり域(m)（面積及び面積比率）	25.19（6,302km², 15.4%）	―
十勝沖・根室沖	面積 S　(km²)		69,513	―
	すべり量	基本すべり域(m)（面積及び面積比率）	6.30（63,943km², 92.0%）	―
		大すべり域(m)（面積及び面積比率）	12.59（5,570km², 8.0%）	―
		超大すべり域(m)（面積及び面積比率）	25.19（0km², 0.0%）	―

			十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の破壊特性を考慮した特性化モデル【モデル化後の値】	備　考【設計値】
ﾓｰﾒﾝﾄﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ　Mw			9.20	9.19
平均応力降下量　⊿σ　(MPa)			3.10	3
剛性率　μ　(N/m²)			5.0×10^{10}	―
地震ﾓｰﾒﾝﾄMo　(N・m)			7.93×10^{22}	7.67×10^{22}
平均すべり量　D　(m)			10.10	9.76
波源全体	面積 S　(km²)		157,100	―
	すべり量	基本すべり域(m)（面積及び面積比率）	7.51（125,126km², 79.6%）	7.51（125,680km², 80%）
		大すべり域(m)（面積及び面積比率）	15.02（20,878km², 13.3%）	15.02（23,565km², 15%）
		超大すべり域(m)（面積及び面積比率）	30.04（11,096km², 7.1%）	30.04（7,855km², ５%）
十勝沖・根室沖	面積 S　(km²)		69,513	―
	すべり量	基本すべり域(m)（面積及び面積比率）	7.51（37,539km², 54.0%）	―
		大すべり域(m)（面積及び面積比率）	15.02（20,878km², 30.0%）	―
		超大すべり域(m)（面積及び面積比率）	30.04（11,096km², 16.0%）	―
色丹島沖及び択捉島沖	面積 S　(km²)		87,587	―
	すべり量	基本すべり域(m)（面積及び面積比率）	7.51（87,587km², 100.0%）	―
		大すべり域(m)（面積及び面積比率）	15.02（0km², 0.0%）	―
		超大すべり域(m)（面積及び面積比率）	30.04（0km², 0.0%）	―

注：波源全体として大すべり域及び超大すべり域を設定したため，設計値は波源全体として記載した。
モデル化後の値は，青森県東方沖及び岩手県沖北部，十勝沖・根室沖，色丹島沖及び択捉島沖とに分けて記載した。

3－2－1．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（３４／１２８）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-37一部修正

想定波源域の設定（２９／３０）：検討対象波源域の選定（１１／１２）

超大すべり域が１つのモデル（３／４）：検討結果

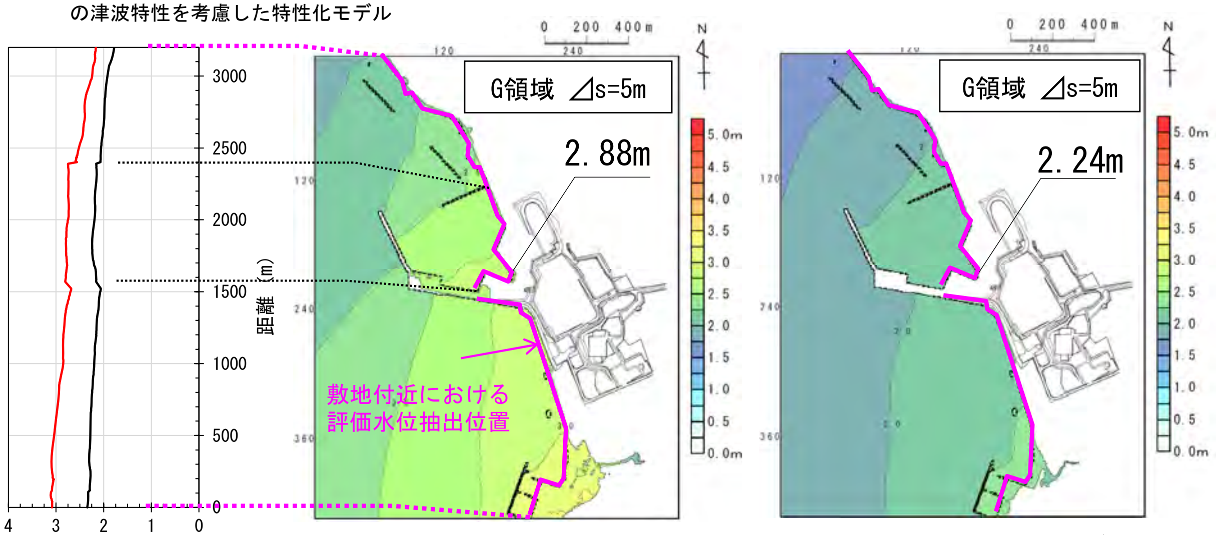
- 超大すべり域が１つのモデルに係る「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖」及び「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖」を対象とした，敷地へ及ぼす影響の大きな波源域の選定について，下記の数値シミュレーション結果①②を用いて検討する。（考え方：P.72参照）

① 敷地付近における津波水位評価位置である汀線沿いの最大水位上昇量を比較すると，「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の破壊特性を考慮した特性化モデル」の方が「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の破壊特性を考慮した特性化モデル」に比べて影響が大きい。

② また，敷地における津波水位評価位置である取水口スクリーン室前面においても，「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の破壊特性を考慮した特性化モデル」（最大水位上昇量2.88m）の方が 「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の破壊特性を考慮した特性化モデル」 （最大水位上昇量2.24m）に比べ影響が大きい。

- 上記のとおり，①②共に水位上昇量が大きな波源が同じであるため，水位が大きくなる「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖」を敷地に及ぼす影響の大きな波源域として選定する。

岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル
十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル



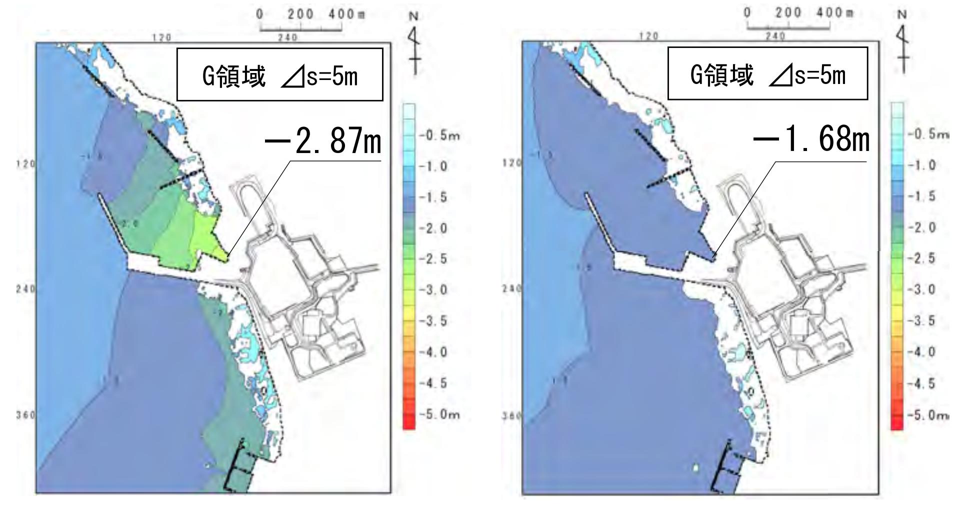
敷地付近における評価水位抽出位置の水位

岩手県沖北部から青森県東方沖の破壊特性を考慮した特性化モデル

十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の破壊特性を考慮した特性化モデル

最大水位上昇量分布

専用港湾の影響を受けた局所的な水位の増幅により両ケースで水位が逆転する可能性が否定できないため最大水位下降量についても参考に示す。



岩手県沖北部から青森県東方沖の破壊特性を考慮した特性化モデル

十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の破壊特性を考慮した特性化モデル

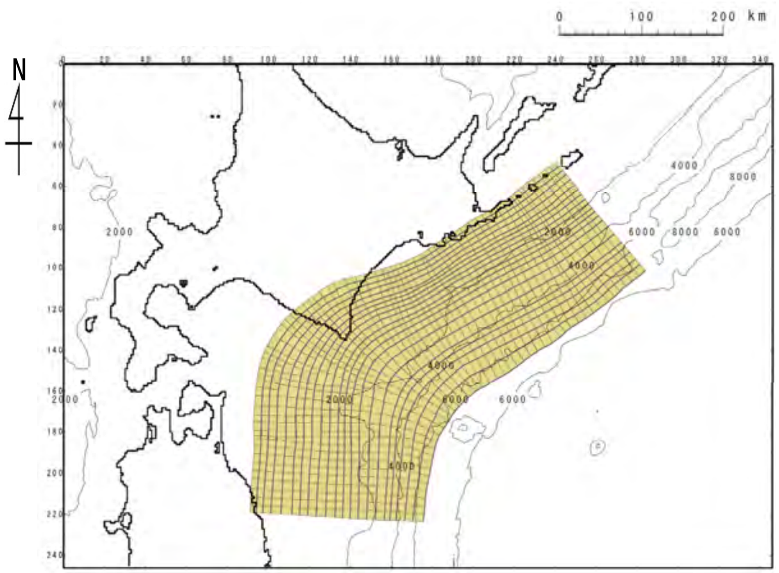
最大水位下降量分布（参考）

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（３５／１２８）

想定波源域の設定（３０／３０）：検討対象波源域の選定（１２／１２）

超大すべり域が１つのモデル（４／４）：まとめ

「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖」，「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖」の波源域について，超大すべり域が１つのモデルを対象に大間原子力発電所への津波の影響を検討した結果，「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の破壊特性を考慮した特性化モデル」に比べ，「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の破壊特性を考慮した特性化モデル」の影響が大きいことが確認できた（P.179）ことから，超大すべり域が１つのモデルを対象とした基準波源モデルの想定波源域は，「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖」とする。



岩手県沖北部から十勝沖・根室沖

基準波源モデルの想定波源域
【超大すべり域が１つのモデル】

3－2－1．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（36／128）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-39一部修正

POWER

コメントNo.S5-57

基準波源モデル策定の手順及び考え方

特性化モデル

すべり量・面積比設定

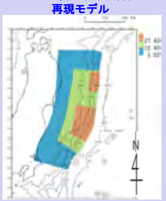
世界のＭ９クラスの超巨大地震から得られた知見（3.11地震含む）

3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデルのすべり量・面積比

杉野ほか（2014）の知見（P.200参照）
- 背景領域：平均すべり量の0.33倍，全体面積の60%程度
- 大すべり域：平均すべり量の1.4倍，全体面積の25%程度
- 超大すべり域：平均すべり量の3倍，全体面積の15%程度

知見を反映

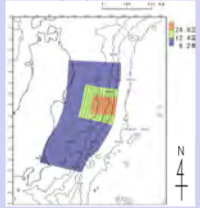
3.11地震広域津波特性再現モデル



3.11地震の広域の津波特性を再現できることを確認（P.200参照）

内閣府（2012）の知見
- 大すべり域：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：平均すべり量の４倍，全体面積の５%程度

3.11地震破壊特性再現モデル



3.11地震における破壊特性を再現できることを確認（P.225参照）

知見を反映

3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルのすべり量・面積比

Ｍ９クラス地震の知見を分析・検討し，背景領域，大すべり域及び超大すべり域のすべり量を１：２：４となるような特性化を検討（P.225参照）
- 背景領域：基本すべり量，全体面積の80%程度
- 大すべり域：基本すべり量の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：基本すべり量の４倍，全体面積の５%程度

基準波源モデル

特性化モデルを基にしたすべり領域の配置

テクトニクス的背景・地震学的見地に基づくモデル

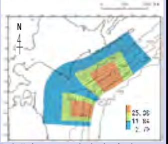
すべり量・面積比・すべり領域の配置反映

すべり量・面積比反映

大間の立地特性を考慮したモデル

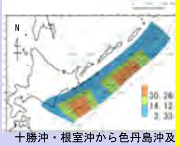
3.11津波の知見を反映（広域津波痕跡高の再現性を考慮）

- 日本海溝と千島海溝の島弧会合部を跨がないように，大すべり域，超大すべり域を配置
- 三陸沖から根室沖にはＭ９クラスの地震・津波の痕跡がないため，3.11地震における広域の津波痕跡高を再現したモデル（P.200参照）のすべり領域の配置を参照



岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル

- 十勝沖から択捉島沖に，「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル」の設定の考え方を反映して配置
- 色丹島沖及び択捉島沖の超大すべり域及び大すべり域は敷地に近い西端に設定

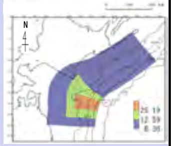


十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル※3

※3：左記モデルとの比較の結果，敷地の汀線沿いにおいては最大水位上昇量が小さいものの，取水口スクリーン室前面においては最大水位上昇量が大きいため，影響検討用の波源域として扱う

3.11地震・津波の知見を反映

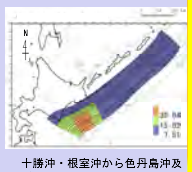
- 日本海溝と千島海溝の島弧会合部を跨がないように大すべり域・超大すべり域を配置
- 三陸沖から根室沖にはＭ９クラスの地震・津波の痕跡がないため，3.11地震における破壊特性を再現したモデル（P.225参照）のすべり領域の配置を参照



3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデル

3.11地震・津波の知見を反映（沖合等の観測津波波形等の再現性を考慮）

- 十勝沖から択捉島沖に，「3.11地震における宮城県沖の破壊特性を参考に設定した特性化モデル」の設定の考え方を反映して配置
- 十勝沖・根室沖の超大すべり域は，十勝沖・根室沖の地質学的，測地学的知見を踏まえて設定



十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の破壊特性を考慮した特性化モデル※4

※4：敷地への影響が小さいので，左記モデルで代表させる

3.11地震・津波の知見を反映（津軽海峡内及び大間専用港湾に特化した津波挙動を考慮）

- 津軽海峡内の津波挙動への影響を考慮して大すべり域等を津軽海峡前面に配置
- 3.11地震で浅部海溝軸沿いにも大きなすべりが観測されたこと及び大間専用港湾では短周期の波で顕著な水位増幅特性が認められることを考慮し，津波工学的観点から超大すべり域を海溝軸沿い浅部のみに配置
→比較的短周期の波が卓越するため，津軽海峡内の反射等による津波挙動の特徴や，専用港湾における水位増幅特性が現れやすい配置。（P.260，「第1023回審査会合 資料1-2 4-4-3.基準波源モデル⑤⑥と基準波源モデル①～④の関連性」参照）

基準波源モデル⑤
分岐断層・海底地すべりの考慮

3.11地震を踏まえた更なる保守性考慮

島弧会合部に大すべり域を配置

配置は同様に設定

すべり量割り増し

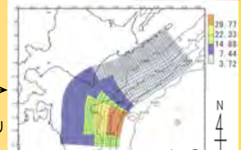
すべり量割り増し

基準波源モデル①

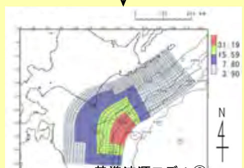
基準波源モデル②

基準波源モデル③

分岐断層
海底地すべり
の考慮



基準波源モデル④



基準波源モデル⑥

不確かさの考慮

概略パラスタ

概略パラスタ※1　概略パラスタ※1　概略パラスタ※1　概略パラスタ※1　概略パラスタ※1　概略パラスタ※1

津軽海峡開口部付近の太平洋沿岸において，各基準波源モデルの計算津波高と既往津波高等とを比較

概略パラスタ最大ケース
⇒ 基準波源モデル（再定義）

概略パラスタ最大ケース
⇒ 基準波源モデル（再定義）

詳細パラスタ

詳細パラスタ※2　詳細パラスタ※2

基準津波の策定

設定した波源モデルによる計算津波高が津軽海峡沿岸の既往津波高等を上回っていることを確認

注：津軽海峡の津波特性を念頭に3.11地震・津波の知見を反映したモデル（基準波源モデル⑤⑥）と3.11地震・津波の知見を反映したモデル（基準波源モデル①～④）との関連性については，「第1023回審査会合 資料1-2 4-4-3.基準波源モデル⑤⑥と基準波源モデル①～④の関連性」参照。

※1：大すべり域・超大すべり域の位置を南北約10km単位で移動
※2：波源特性（破壊開始点，破壊伝播速度，ライズタイム）の不確かさの考慮

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（３７／１２８）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-40再掲

特性化モデルの検討

基本方針＆反映すべき3.11地震・津波等の知見

【基本方針】

- 基準波源モデルの検討に先立ち，3.11地震及び津波等から得られた以下の知見を踏まえて特性化モデルを設定する。

【3.11地震・津波等の知見】

- 3.11地震及び津波の杉野ほか（2013）等による再現モデルから得られた知見を整理した結果（P.183～P.185参照），3.11地震の地震特性を再現するモデル（震源断層モデル），津波特性を再現するモデル（津波波源モデル）の比較等から，特性化モデルの設定にあたって反映が必要な知見として，以下２点が挙げられる。

ⅰ．地震特性（＝破壊メカニズム）を再現するモデルと，津波特性（＝広域沿岸部の痕跡高）を再現するモデルは異なる。（P.183参照）

杉野ほか（2013）による

ⅱ．広域に亘って，時間的・空間的に複雑なすべり分布の不均一性が見られたが，沿岸の津波高さに大きな影響を及ぼしたのは，正対する海域で生じた大きなすべり領域である。（P.184，P.185参照）

Satake et al.(2013)，杉野ほか（2013）による

- 三陸沖から十勝沖・根室沖等のプレート間地震に係る特性化モデルの検討に資する地震学的知見等が得られている。

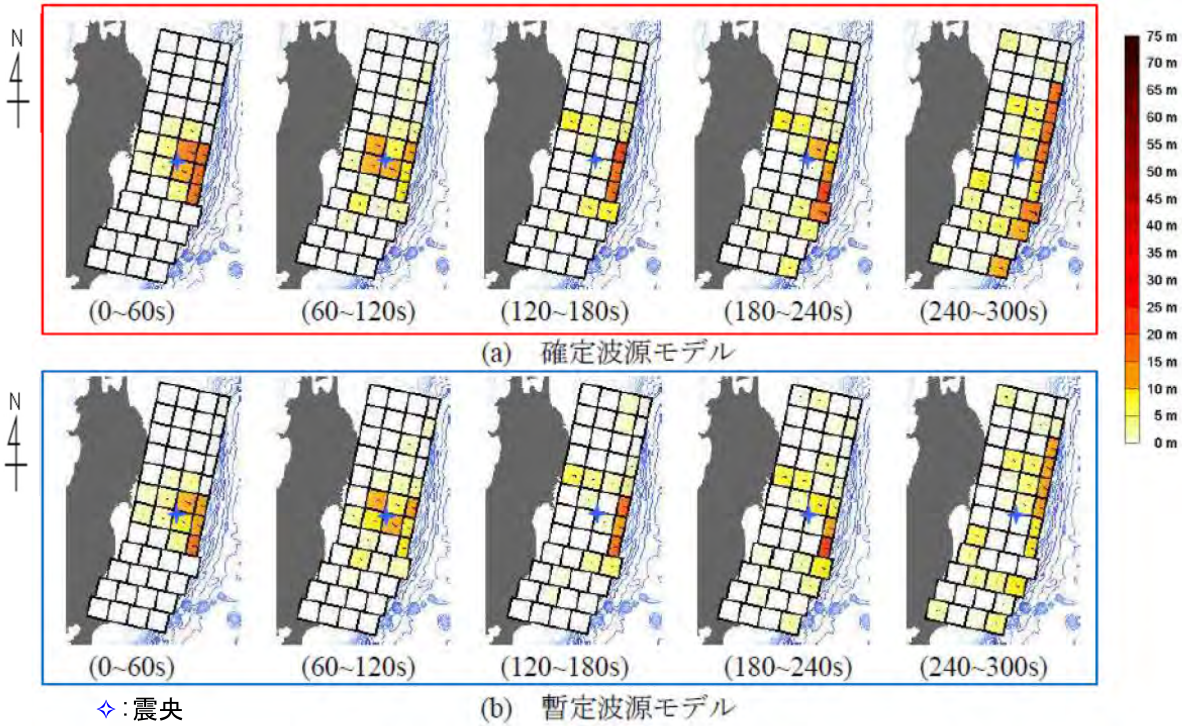
⇒特性化モデルの検討には，これらの知見を反映する。

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（３８／１２８）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-41再掲

特性化モデルの検討：3.11地震・津波の知見ⅰ

- 杉野ほか（2013）では，沿岸の痕跡高（広域の津波特性）を再現するモデル（＝確定波源モデル）　と3.11地震の破壊メカニズム（地震特性）が現れる沖合いの観測波形及び観測地殻変動量をターゲットとしたインバージョン解析により求められたモデル（＝暫定波源モデル）とを得ており，前者のモデルのすべり量は後者のモデルのすべり量の1.2倍とされている。
- 杉野ほか（2013）では，両者のモデルの意義を以下のとおり整理されている。
  - ➢ 確定波源モデルは，波源想定等の工学的側面において意義がある。
  - ➢ 暫定波源モデルは，実現象に近い破壊メカニズムを表していると考えられ，理学的側面において意義がある。
  - ➢ 理学・工学の両方の観点から全ての現象（プレート境界の破壊，津波伝播，津波遡上）を共通のモデルでより良く説明・再現できることが理想であるが，両モデルの差を埋めるのは，今後検討すべき課題である。



3.11地震を再現する津波波源モデルのすべり分布の経時変化
杉野ほか（2013）に一部加筆

■確定波源モデル

沿岸の痕跡高（広域の津波特性）を再現するため破壊メカニズムを再現する暫定波源モデルのすべり量を1.2倍したモデル

■暫定波源モデル

破壊メカニズム（地殻変動量，沖合いの観測波形）　を再現するモデル

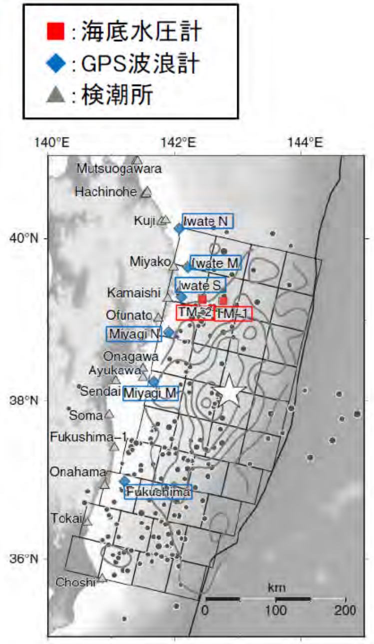
３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（３９／１２８）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-42再掲

特性化モデルの検討：3.11地震・津波の知見 ii （１／２）

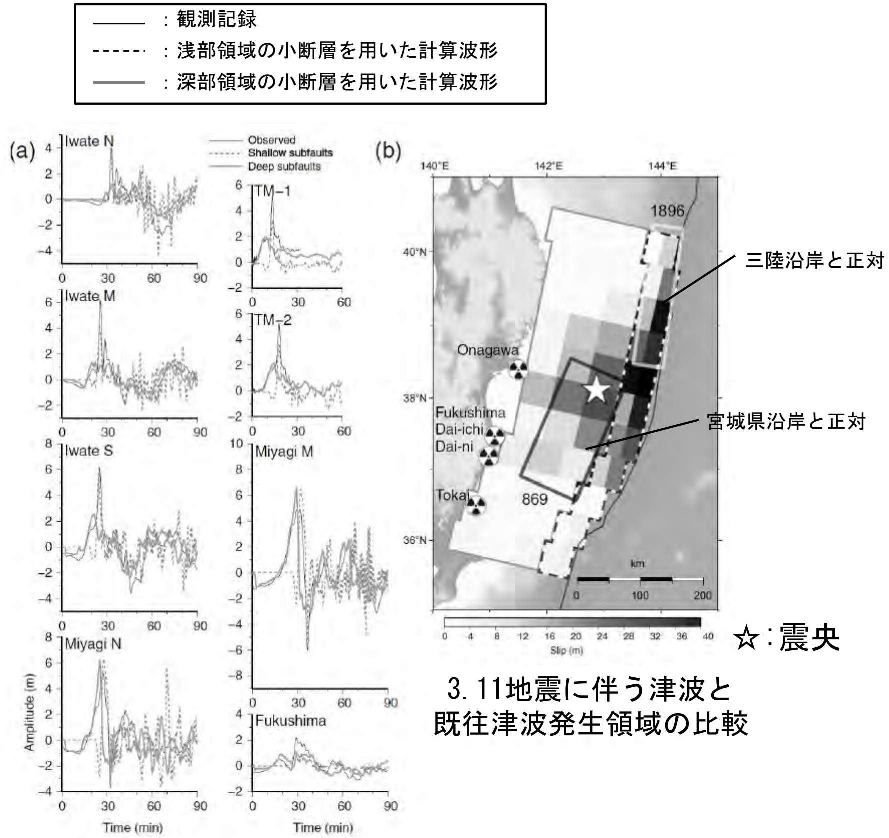
- 津波波形インバージョン解析から推定された断層モデルを用いて，宮城県沿岸，三陸沿岸の津波高さに寄与したすべり領域の分析を実施し，宮城県沿岸の津波高さに寄与したすべり領域は，869年貞観地震に伴う津波の発生領域であり，三陸沿岸の津波高さに寄与したすべり領域は，1896年明治三陸地震津波の発生領域であったとされている。

Satake et al.(2013) による



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

津波波形の比較位置



3.11地震に伴う津波と
既往津波発生領域の比較

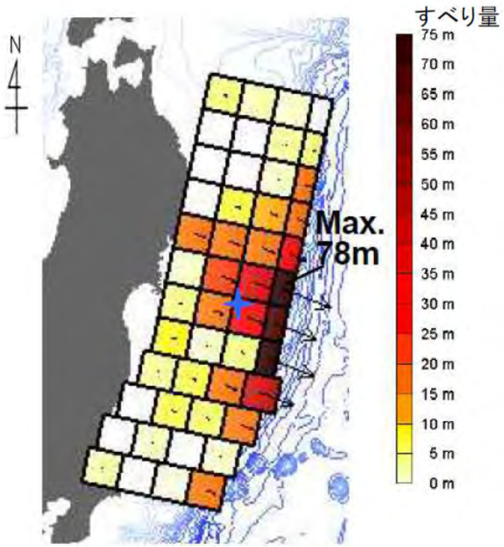
観測波形と計算波形の比較
3.11地震に伴う津波特性の分析
Satake et al.(2013) に一部加筆

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（４０／１２８）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-43再掲

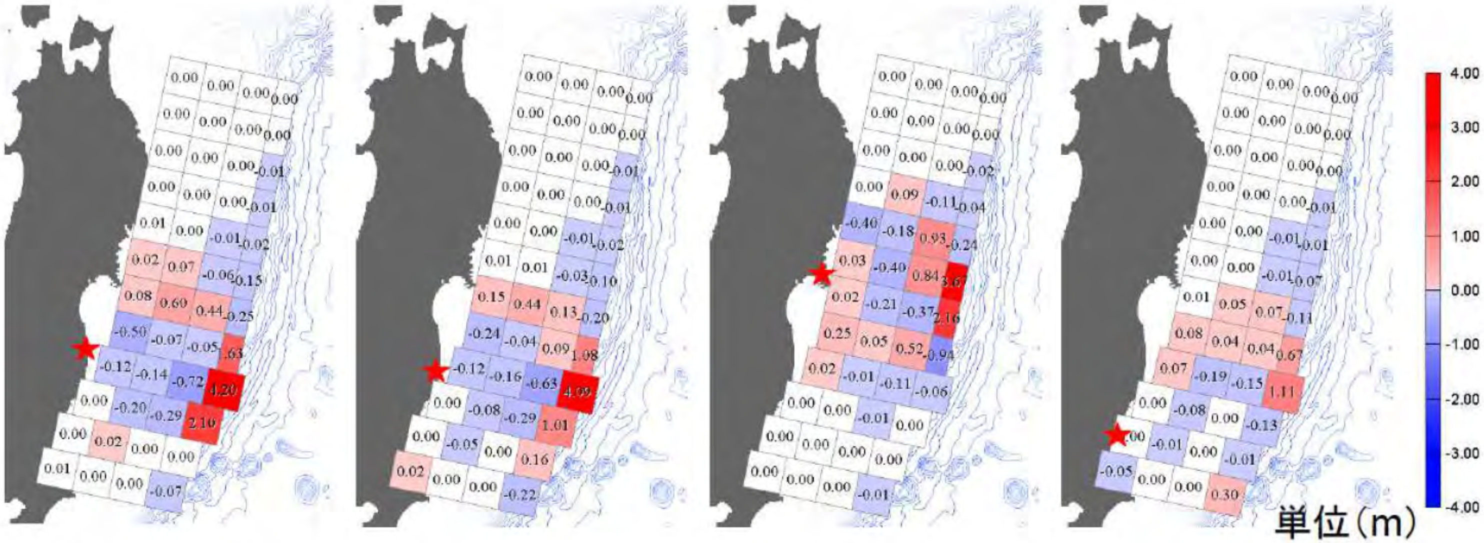
特性化モデルの検討：3.11地震・津波の知見ⅱ（２／２）

- 杉野ほか（2013）は，観測津波波形，観測地殻変動データ等を用いたジョイントインバージョン解析から推定された津波波源モデルを用いて，原子力サイト沖合150m水深点の最大津波高に寄与した3.11地震のすべり領域の分析を実施し，各サイトの津波高さに寄与したすべり領域は，ほぼ正対する海域のすべり領域であったことを示している。



✧：震央

津波波源モデル
杉野ほか（2013）



(a) 福島第一 NPP　(b) 福島第二 NPP　(c) 女川 NPP　(d) 東海第二 NPP

★：原子力サイト

原子力サイトの沖合150m水深点の最大波高における小断層の波高内訳
杉野ほか（2013）

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（４１／１２８）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-44再掲

特性化モデルの検討： 3.11地震・津波等の知見の反映方針

- 特性化モデルのパラメータの設定には，以下の知見を反映する。

【地震調査研究推進本部，内閣府等の知見の反映】

✓ プレート境界面の形状，剛性率，すべり角，ライズタイム（P.187～P.192）

（超大すべり域が２つのモデル及び１つのモデルの両方に反映）

【杉野ほか（2013）等の知見の反映】

大すべり域の配置，すべり分布，すべり量等の設定にあたり，杉野ほか（2013）等の知見を反映する

✓ 知見ｉの反映

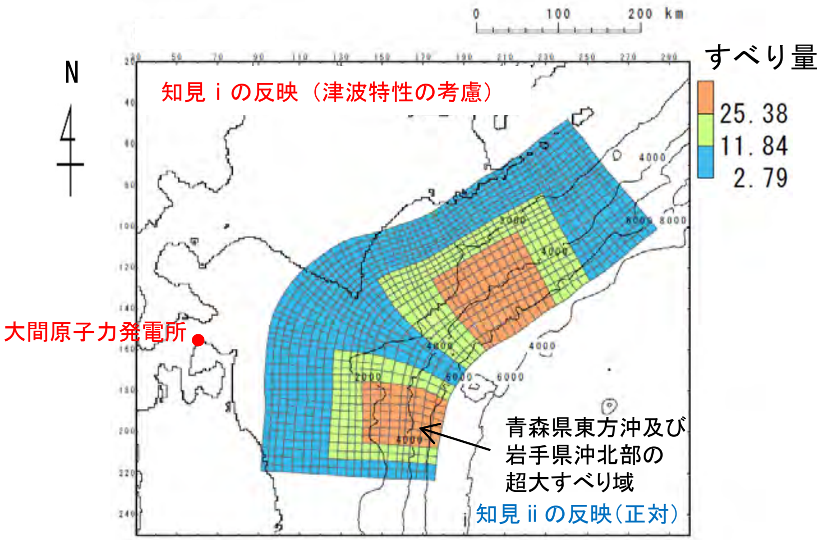
次の２つのモデルを基本として設定する。

➢ 津波特性の考慮：広域の津波特性（沿岸部の痕跡高）を考慮した特性化モデル（P.193～P.207）
（超大すべり域が２つのモデル）

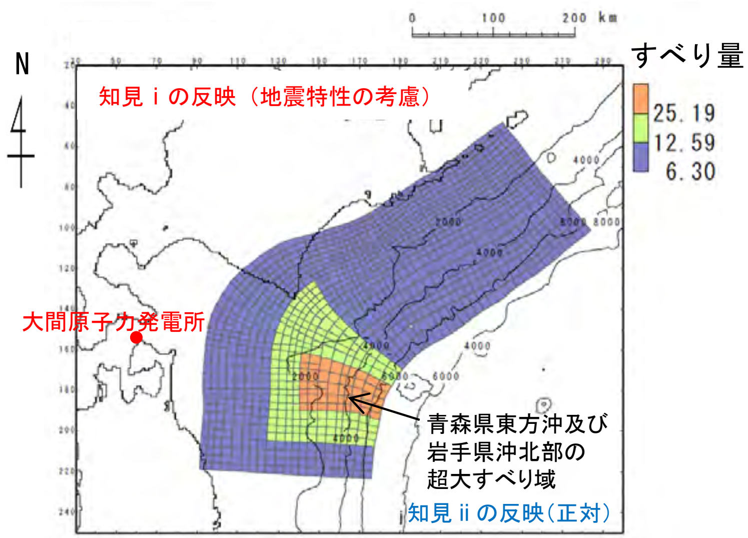
➢ 地震特性の考慮：大すべり域（アスペリティ，固着等）の破壊特性を考慮した特性化モデル（P.225～P.231）
（超大すべり域が１つのモデル）

✓ 知見ⅱの反映

青森県東方沖及び岩手県沖北部の大すべり域は，津軽海峡開口部前面とほぼ正対し，津軽海峡内に位置する発電所の津波高さに与える影響が大きいことを踏まえて設定する。（超大すべり域が２つのモデル及び１つのモデルの両方に反映）



岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の
広域の津波特性を考慮した特性化モデル
（P.207）



3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデル
（P.231）

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（４２／１２８）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-45再掲

特性化モデルの検討： 波源因子（１／６）

プレート境界面形状（プレート間地震の下限深さ）

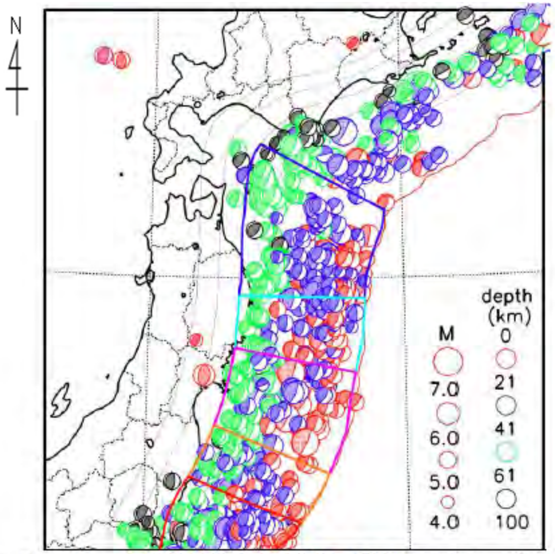


図４－２　プレート境界付近の低角逆断層型地震の分布（気象庁資料）
震源データとして Global CMT を用いた。1977 年 1 月から 2016 年 7 月までの地震について、太平洋プレート上面深さ±10km の範囲で発生したものをプロットした。赤線は海溝軸、灰色線は横田・他（2017）による太平洋プレート上面の等深線（20km 間隔）

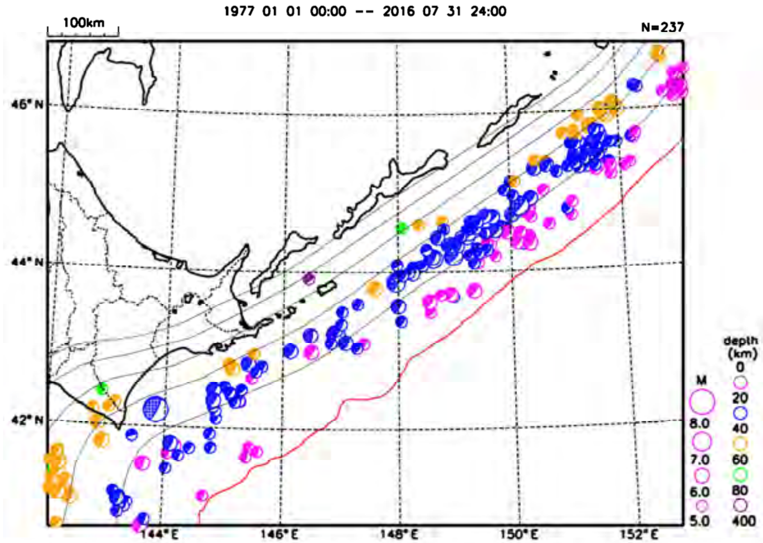


図 4-1　プレート境界付近の低角逆断層型地震の分布。1977 年 1 月から 2016 年 7 月までの Mw5.0 以上の地震について、太平洋プレートの上面深度から±10km の範囲で発生したものをプロットした。震源球のサイズは M、色は震源の深さを表す。赤線は海溝軸、黒線は太平洋プレート上面の等深線（20km 間隔）を示す。使用したプレートモデルは横田・他（2017）による（気象庁作成）。

低角逆断層型地震の分布（1977年～2016年）

地震調査研究推進本部（2019）　　地震調査研究推進本部（2017a）

- 地震調査研究推進本部(2017a, 2019) では，「深さ60km以深で発生した低角逆断層地震がわずかであるとの知見に基づき，プレート間地震が60kmより深い場所で発生する可能性は低いと考え，太平洋プレート上面の深さ60kmの等深線を深さ下限の境界」とされている。

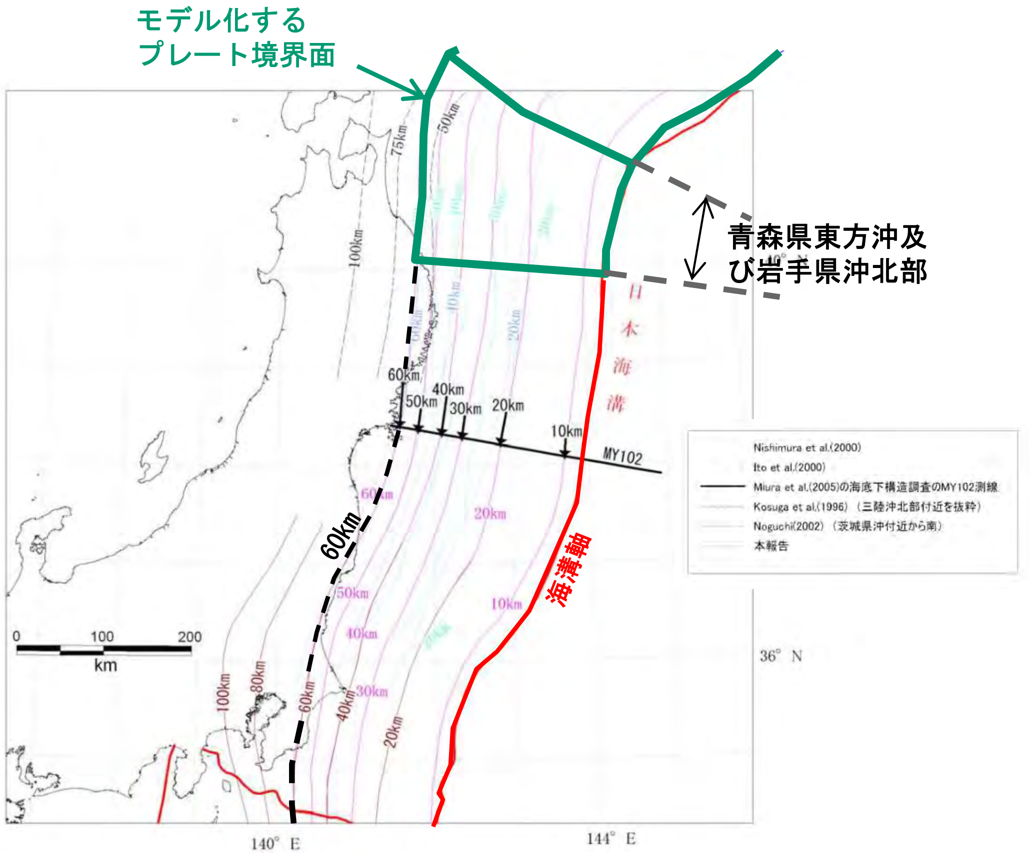
以上から，三陸沖～択捉島沖のプレート間地震の下限深さは60km程度と考えられる。

3－2－1．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（４３／１２８）

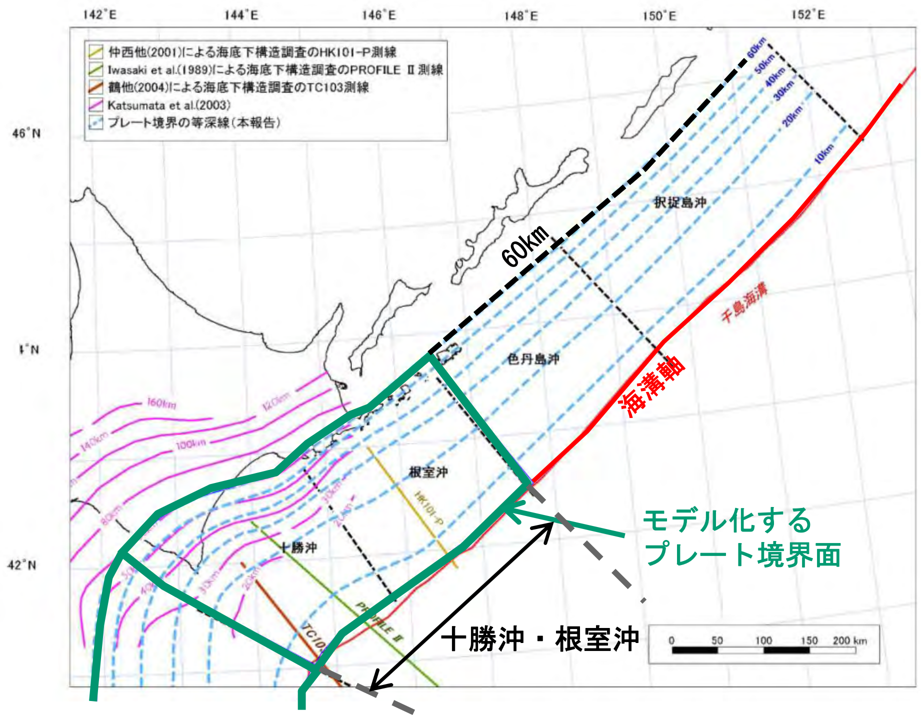
第1023回審査会合
資料1-1 P.3.2.1-46再掲

特性化モデルの検討： 波源因子（２／６）

プレート境界面形状，断層面積の設定



微小地震の震源分布に基づくプレート境界面の推定等深線（三陸沖～房総沖）
地震調査研究推進本部（2012）に一部加筆



微小地震の震源分布に基づくプレート境界面の推定等深線（十勝沖～根室沖）
地震調査研究推進本部（2004）に一部加筆

・地震調査研究推進本部（2004，2012）が示している微小地震の震源分布に基づくプレート境界面の推定等深線をプレート境界面の形状として，地震発生域の深さの下限（60km）から海溝軸までを波源域として考慮した。

・これを基にモデル化し，断層面積を算出・設定した。

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（４４／１２８）

特性化モデルの検討：　波源因子（３／６）

剛性率の設定（１／２）

- 土木学会（2016）では，「地震波速度や密度に関する既往研究に基づき，海域毎に標準値が設定されており，断層全体が深さ20km以浅と以深にまたがって存在する場合の剛性率は5.0×10^{10}N/m^2」とされている。

震源付近の媒質の剛性率の標準値

海　域	根　拠	剛性率
・西南日本陸側プレート内 ・日本海東縁部 ・プレート境界浅部（断層面全体が深さ 20km 以浅に存在する場合）	Vp=6.0km/s Vp/Vs=1.6～1.7 ρ=2.7～2.8g/cm^3 とすれば， μ=3.36×10^{10}～3.94×10^{10} N/m^2 となる。この中間的値とする。	3.5×10^{10} N/m^2 (3.5×10^{11} dyne/cm^2)
・海洋プレート内 ・プレート境界深部（断層面全体が深さ 20km 以深に存在する場合）	Vp=8.0～8.1km/s Vp/Vs=1.75～1.80 ρ=3.2～3.5g/cm^3 とすれば， μ=6.31×10^{10}～7.50×10^{10} N/m^2 となる。この中間的値とする。	7.0×10^{10} N/m^2 (7.0×10^{11} dyne/cm^2)
・プレート境界中央部（断層面が深さ 20km 以浅と以深にまたがって存在する場合）	浅部と深部の中間的値とする。	5.0×10^{10} N/m^2 (5.0×10^{11} dyne/cm^2)

土木学会（2016）に一部加筆

J-POWER

特性化モデルの検討： 波源因子（４／６）

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.2.1-48再掲

剛性率の設定（２／２）

- 地震調査研究推進本部（2017b）「津波レシピ」では，「全国１次地下構造モデル（暫定版）（地震調査委員会，2012）の物性に基づく日本周辺のプレート境界周辺の媒質の剛性率を記載しており，断層全体が深さ20km以浅と以深にまたがって存在する場合の剛性率は5.0×10^{10}N/m^2」とされている。

前ページ及び以上から，想定した波源域は深さ20km以浅の浅部と以深の深部とを跨ぐことより，剛性率は5.0×10^{10}N/m^{2}と設定した。

日本周辺のプレート境界周辺の媒質の剛性率

深さ（土木学会，2016の分類を参考）	全国１次地下構造モデル（暫定版）の物性値	剛性率
断層面全体が深さ20km以浅に存在する場合	上部地殻の物性値 $\beta = 3.4$ km/s $\rho = 2.7$ g/cm^3 $\Rightarrow\ \mu = 3.12\times10^{10}$ N/m^2 下部地殻の物性値 $\beta = 3.8$ km/s $\rho = 2.8$ g/cm^3 $\Rightarrow\ \mu = 4.04\times10^{10}$ N/m^2 この中間的値とする。	3.5×10^{10} N/m^2
断層面全体が深さ20km以深に存在する場合	マントルの物性値 $\beta = 4.5$ km/s $\rho = 3.2$ g/cm^3 $\Rightarrow\ \mu = 6.48\times10^{10}$ N/m^2	6.5×10^{10} N/m^2
断層面全体が深さ20km以浅と以深にまたがって存在する場合	上記の中間的な値とする。	5.0×10^{10} N/m^2

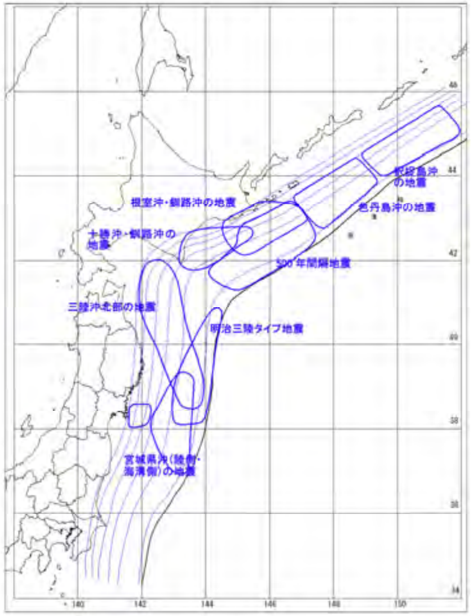
地震調査研究推進本部（2017b）に一部加筆

3-2-1．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（46／128）

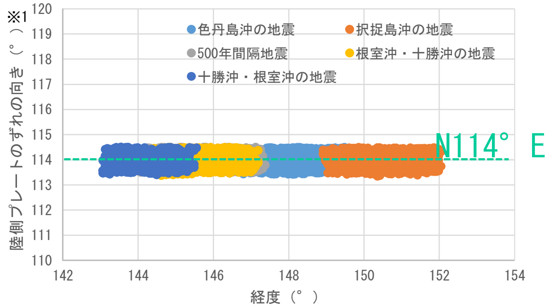
第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-49再掲

特性化モデルの検討： 波源因子（５／６）

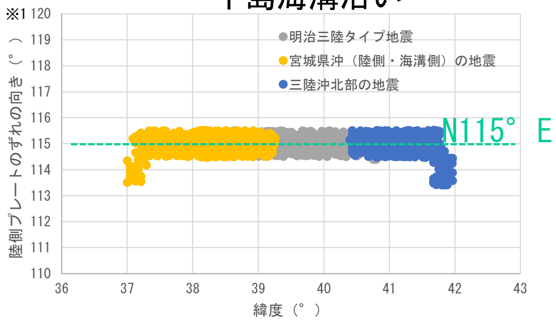
すべり角の設定



津波を発生させる断層領域（津波の断層域）の模式図
中央防災会議（2006）

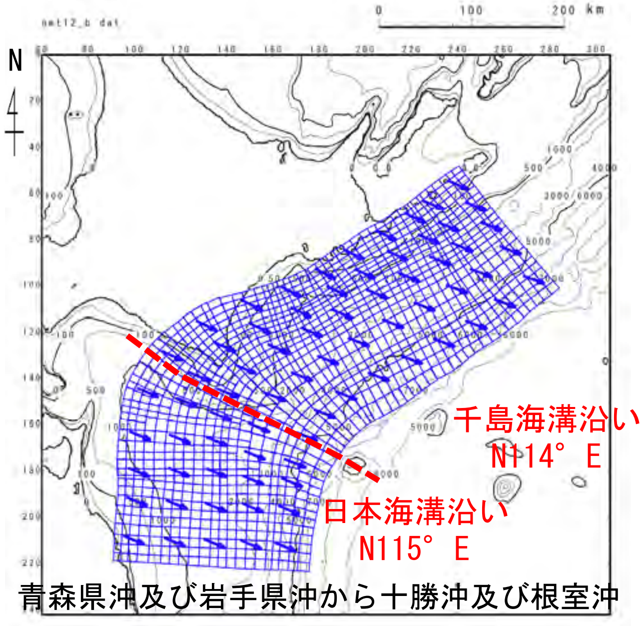


千島海溝沿い



日本海溝沿い

各断層モデルの陸側プレート（北米プレート）のずれの向きの分布
中央防災会議（2006）のデータを使用
※1：縦軸の角度は北から時計周り



基準波源モデル設定で考慮する
陸側プレートのずれの向き ※2

※2：ずれの方向ベクトルは40km～60km間隔程度で表示

- 中央防災会議（2006）では，日本海溝，千島海溝沿いの大きな地震（Ｍ７程度以上）について，インバージョン手法によって波源モデルを設定しており，各波源モデルのすべり角はGPS観測によるプレート相対運動方向（陸側プレートのずれの向き：千島海溝沿いN114° E，日本海溝沿いN115° E）と整合するように設定されている。

以上から，千島海溝沿い及び日本海溝沿いの陸側プレート（北米プレート）のずれの向きを，それぞれN114° E及びN115° Eに設定した。
基準波源モデルの各要素のすべり角は，プレートの傾斜に応じて，陸側のプレートのずれの向きと整合するように設定した。

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（４７／１２８）

特性化モデルの検討：　波源因子（６／６）

ライズタイムの設定

- 内閣府(2012) を参考に，ライズタイムは60秒間を基本とした。

○破壊伝播速度及びライズタイム：

破壊伝播速度及びライズタイムについては、平均的に利用されている値を参考に、東北地方太平洋沖地震の解析結果も踏まえ、次のとおりに設定する。なお、東北地方太平洋沖地震では、海溝沿いの破壊伝播速度は、それよりも深い場所に比べ遅いとの解析結果もあるが、トラフ沿いの領域の幅が狭く、５秒程度の差しか見込めないことから、今回の解析では、破壊速度は全域で同じとする。

破壊速度　　　：　2.5km/s
ライズタイム　：　１分

内閣府（2012）に一部加筆

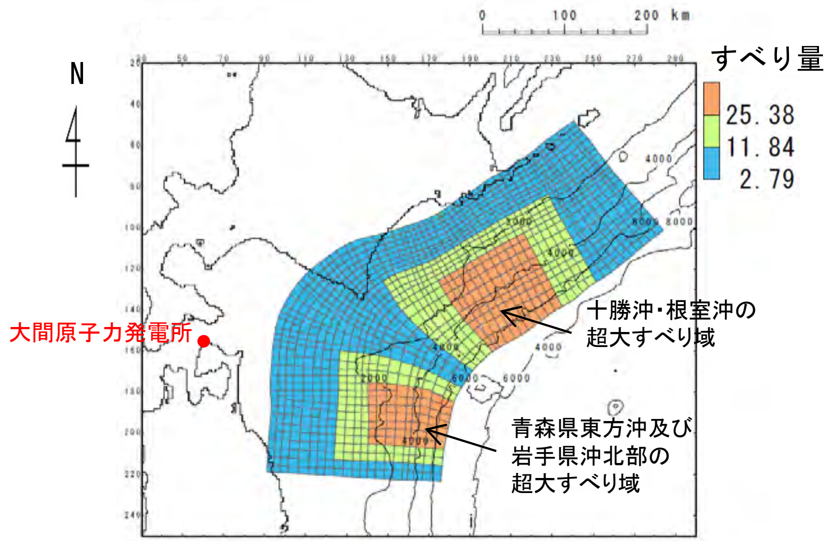
第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-51再掲

広域の津波特性を考慮した特性化モデルの超大すべり域の配置（1／6）

基本方針

- 岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデルの設定に係り，同海域では過去に「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の連動型地震」が発生した記録が無いことから，まず，同領域でM9クラスの巨大地震が発生した場合の津波の影響範囲と超大すべり域の配置の関係を整理するため，
  - ✓「3.11地震に伴う津波の影響範囲と超大すべり域位置の関係」（P.194参照）
  - ✓「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖で確認されている津波堆積物及びそれを再現する津波波源」（P.195～P.197参照）

  に関する知見を収集し，超大すべり域の配置を検討する（P.198参照）。



岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の
広域の津波特性を考慮した特性化モデル

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（４９／１２８）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-52再掲

広域の津波特性を考慮した特性化モデルの超大すべり域の配置（２／６）

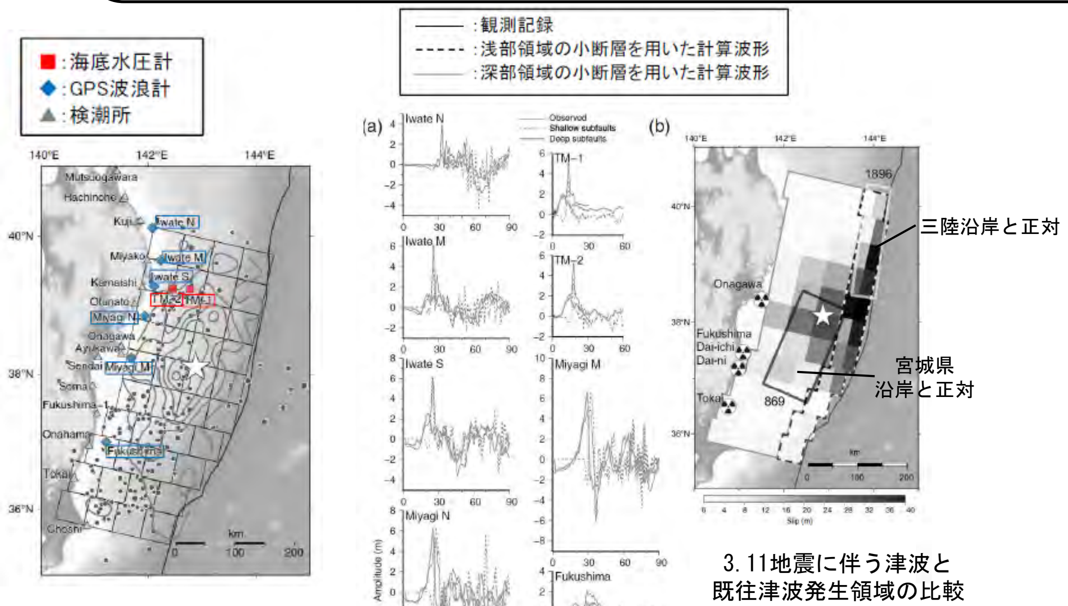
3.11地震に伴う津波の影響範囲と超大すべり域位置の関係

- 津波波形インバージョン解析から推定された断層モデルを用いて，宮城県沿岸，三陸沿岸の津波高さに寄与したすべり領域の分析を実施し，宮城県沿岸の津波高さに寄与したすべり領域は，869年貞観地震に伴う津波の発生領域であり，三陸沿岸の津波高さに寄与したすべり領域は，1896年明治三陸地震津波の発生領域であったとされている。

Satake et al.(2013) による

- 杉野ほか（2013）は，観測津波波形，観測地殻変動データ等を用いたジョイントインバージョン解析から推定された津波波源モデルを用いて，原子力サイト沖合150m水深点の最大津波高に寄与した3.11地震のすべり領域の分析を実施し，各サイトの津波高さに寄与したすべり領域は，ほぼ正対する海域のすべり領域であったことを示している。

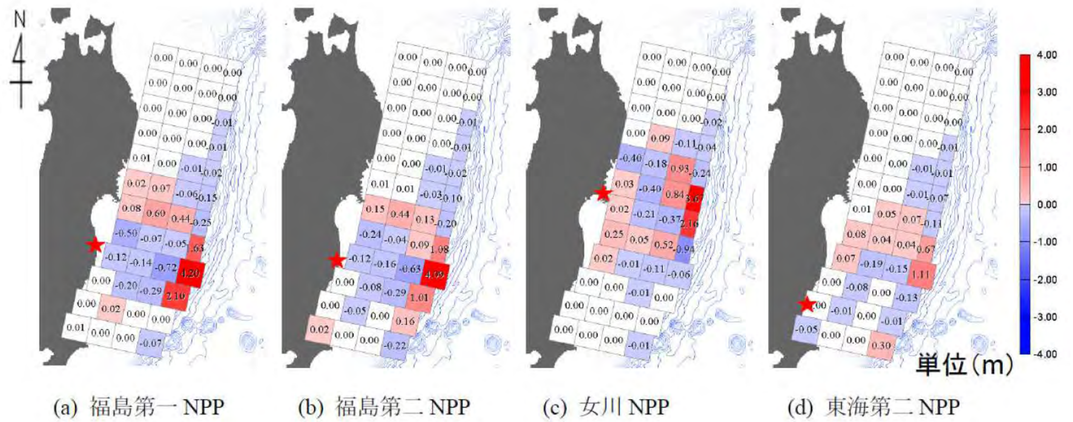
以上から，3.11地震に伴う津波の沿岸の津波高さに影響を及ぼすすべり領域は，正対する海域で生じる大きなすべり領域であると考えられる。



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

観測波形と計算波形の比較
3.11地震に伴う津波特性の分析
Satake et al.(2013) に一部加筆

3.11地震に伴う津波と
既往津波発生領域の比較



原子力サイトの沖合150m水深点の最大波高における
小断層の波高内訳
杉野ほか（2013）

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（５０／１２８）

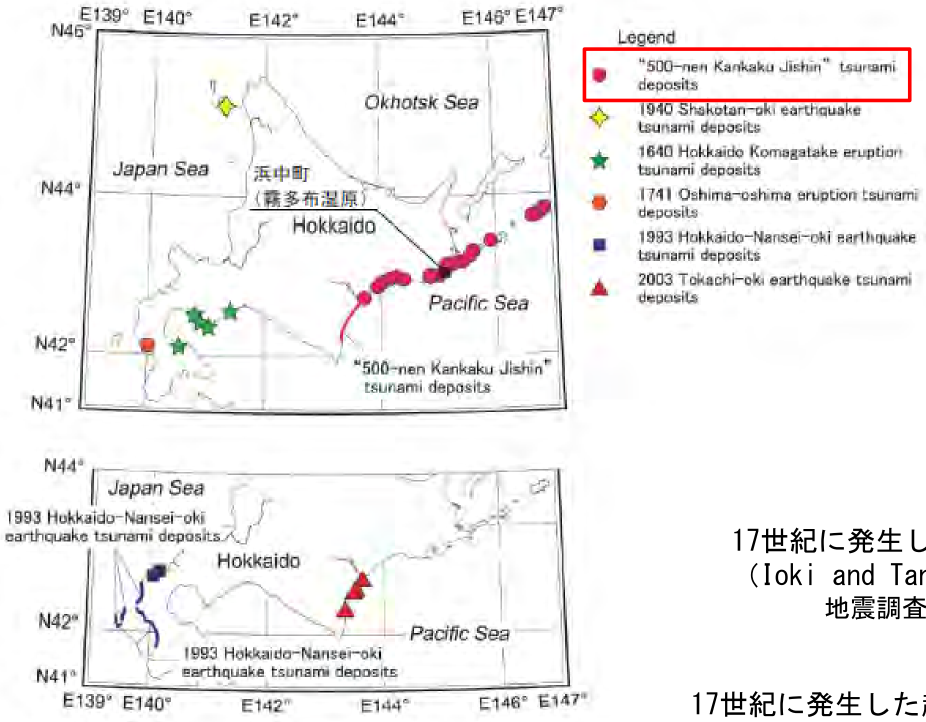
J-POWER

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-53再掲

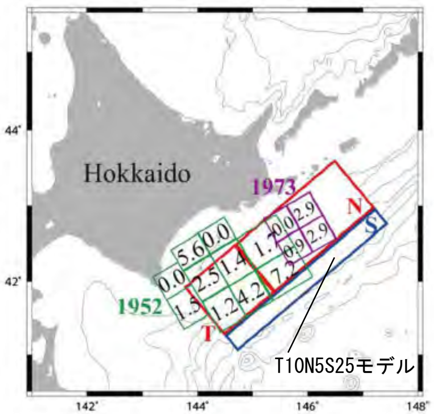
広域の津波特性を考慮した特性化モデルの超大すべり域の配置（３／６）

17世紀に発生した超巨大地震に伴う津波の津波堆積物及び再現モデル（十勝沖・根室沖）

- 17世紀の津波（500年間隔地震津波）の津波堆積物分布を説明する断層モデルは複数提案されているが，地震調査研究推進本部（2017a），佐竹（2017）は，津波堆積物の平面的な分布及び十勝海岸の津波高さを再現する波源モデルは，Ioki and Tanioka（2016）が提案するプレート間地震と津波地震の連動を考慮した波源モデル（T10N5S25モデル）であるとしている。



北海道沿岸における津波堆積物の分布
高清水（2013）に一部加筆



17世紀に発生した超巨大地震に伴う津波の再現モデル
（Ioki and Tanioka（2016）によるT10N5S25モデル）
地震調査研究推進本部（2017a）に一部加筆

17世紀に発生した超巨大地震に伴う津波の再現モデル
の断層パラメータ
Ioki and Tanioka（2016）

Table 1
Fault models and their parameters of the 17th century great earthquake.

Fault model	Length (km)	Width (km)	Depth (km)	Strike (deg)	Dip (deg)	Rake (deg)	Slip (m)
T	100	100	14	228	15	90	10
N	200	100	14	228	15	90	5
S	300	30	6.7	228	15	90	0-35

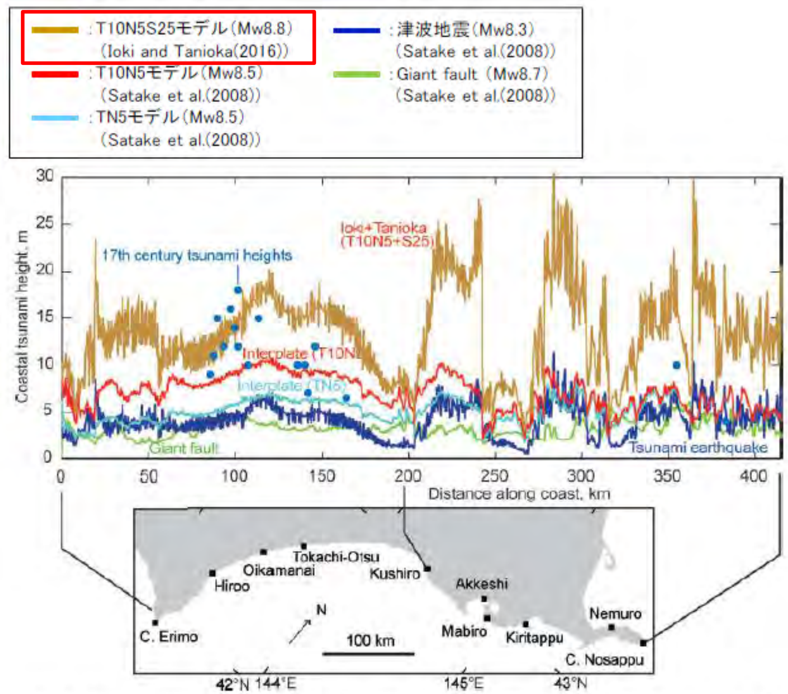


Fig. 12. Tsunami heights along the Pacific coast of Hokkaido (Satake *et al.* 2008; Ioki and Tanioka, 2016) from combined model of interplate and tsunami earthquakes (brown), giant fault (green), interplate earthquakes (red for T10N5, light blue for TN5) and tsunami earthquake model (dark blue). Coastal tsunami heights by Hirakawa *et al.* (2000) are also shown.

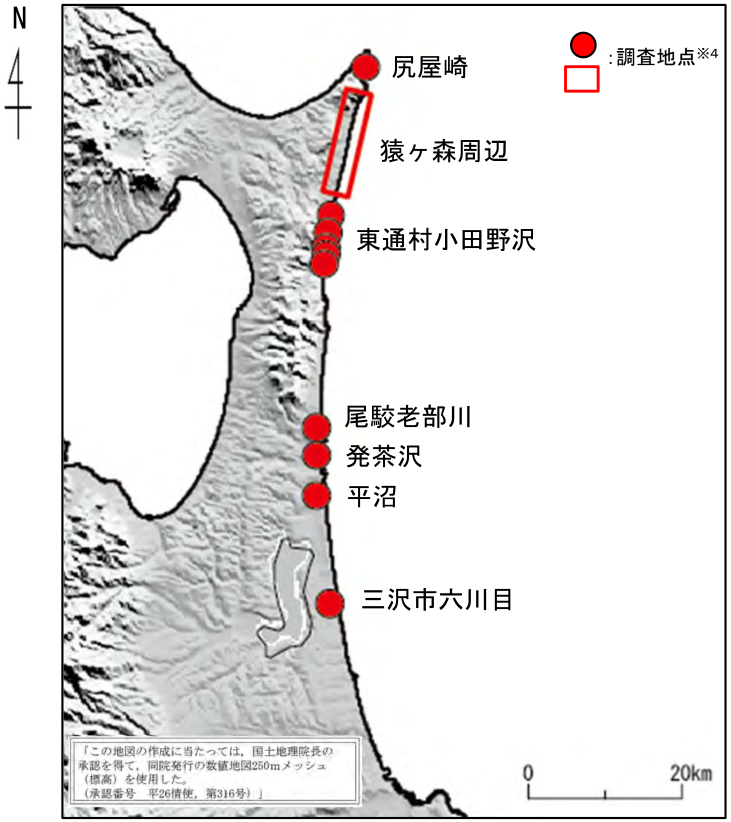
既往再現モデルによる北海道南東部沿岸での津波高さ
佐竹（2017）に一部加筆

広域の津波特性を考慮した特性化モデルの超大すべり域の配置（4／6）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-54再掲

青森県北部太平洋沿岸の津波堆積物（イベント堆積物）

- 文献調査結果によると，青森県北部太平洋沿岸を対象に実施された津波堆積物調査により，広範囲にわたり，津波起因の可能性があるイベント堆積物が確認されている。



津波堆積物調査結果（文献調査）

青森県北部太平洋沿岸で確認された津波起因の可能性があるイベント堆積物

調査地点			イベント堆積物	
			有無	基底標高(T.P.)
尻屋崎			有	約8.1m※1
猿ヶ森周辺			有	約6.8m～約11.8m※1，2
東通村小田野沢	小田野沢		有	約4m※3
	東京電力敷地内		有	約7.4m※3
	東北電力敷地内	A測線	有	約6.1m※3
		B測線	人工改変	／
		C測線	有	約8.6m※3
		D測線	有	約8.4m※3
尾駮老部川			有	約1.9m※3
発茶沢			有	約6.2m※3
平沼			有	約1.6m※3
三沢市六川目			有	約2.5m※3

※1：高橋ほか（2018）によるイベント堆積物の基底標高
※2：猿ヶ森周辺の基底標高の最小値～最大値（6.8m，7.6m，7.6m，11.0m，11.8m）
※3：東北電力株式会社（2014）によるイベント堆積物の基底標高
※4：調査地点は，東北電力株式会社（2014）及び高橋ほか（2018）から推定して記載

3-2-1．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（52／128）

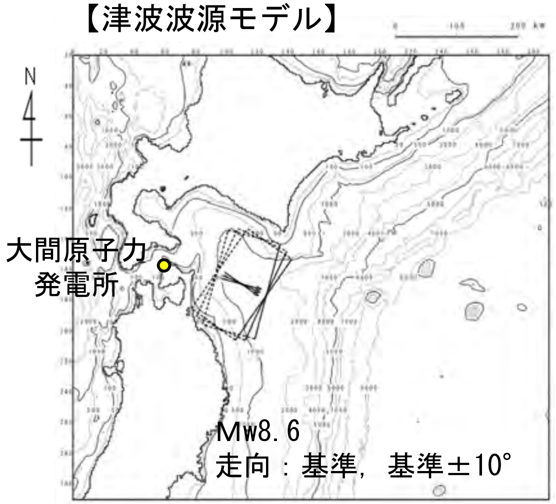
第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-55再掲

広域の津波特性を考慮した特性化モデルの超大すべり域の配置（5／6）

青森県北部太平洋沿岸の津波堆積物（イベント堆積物）を再現する波源モデル

- 三陸沖から根室沖で発生した既往津波のうち津軽海峡沿岸及び敷地に最も影響を及ぼしたと考えられる1856年青森県東方沖津波の再現モデル（Mw8.35）※1及び同モデルを基本に地震規模の不確かさを考慮した津波波源モデル（①②）を設定して，±10°の走向の不確かさを考慮した数値シミュレーションを実施した結果，K，κの値から青森県北部太平洋沿岸に分布する津波堆積物（イベント堆積物）の分布をおおむね再現できることを確認した。

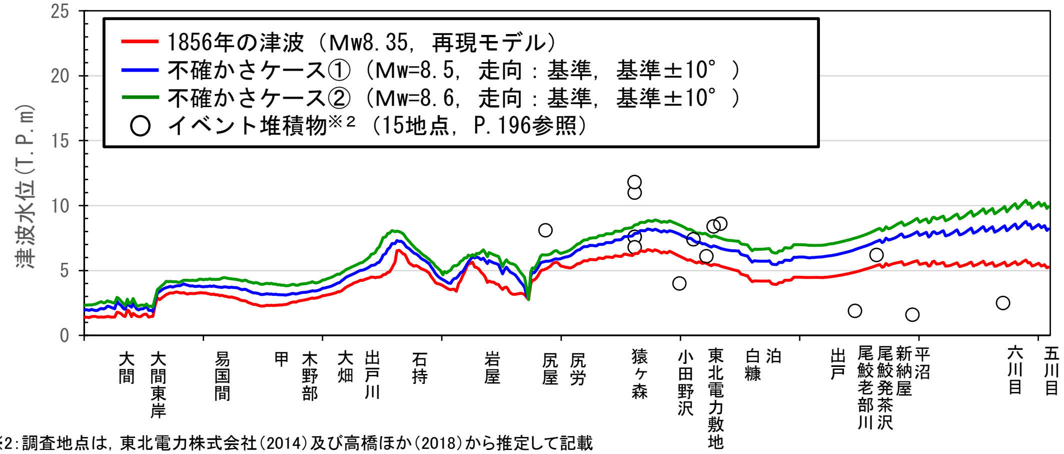
【津波波源モデル】



波源位置

主な断層パラメータ

断層パラメータ		1856年の津波【再現モデル】	1856年の津波の不確かさケース①【基準】	1856年の津波の不確かさケース②【基準】
ﾓｰﾒﾝﾄﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ	Mw	8.35	8.5	8.6
長さ	L(km)	120	143	160
幅	W(km)	70	83	93
走向	θ(°)	205	205	205
断層上縁深さ	d(km)	26	26	26
傾斜角	δ(°)	20	20	20
すべり角	λ(°)	90	90	90
すべり量	D(m)	10.0	11.90	13.35



※2:調査地点は，東北電力株式会社(2014)及び高橋ほか(2018)から推定して記載

海岸線位置における不確かさを考慮した想定津波群※3(空間格子間隔278m)とイベント堆積物の比較

再現性の確認結果

波源モデル	K	κ	n
1856年の津波の再現モデル	1.00	1.76	15
1856年の津波の不確かさケース①（不確かさを考慮した想定津波群※3）	0.78	1.85	
1856年の津波の不確かさケース②（不確かさを考慮した想定津波群※3）	0.71	1.88	

K:幾何平均，κ：幾何標準偏差，n：イベント堆積物の個数

※1：再現モデルの再現性の確認結果は，P.64参照。
※3：想定津波群の作成方法は，第1023回審査会合 資料1-2 P.12.1-2参照。

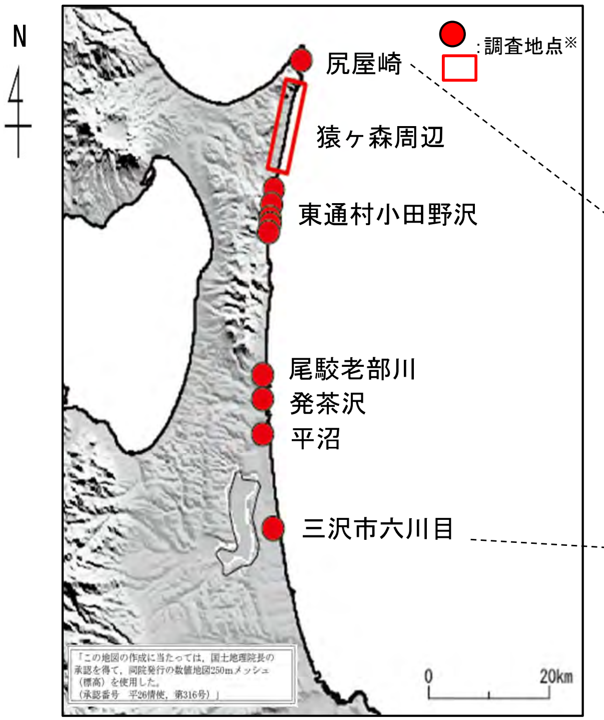
３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（５３／１２８）

広域の津波特性を考慮した特性化モデルの超大すべり域の配置（６／６）

まとめ

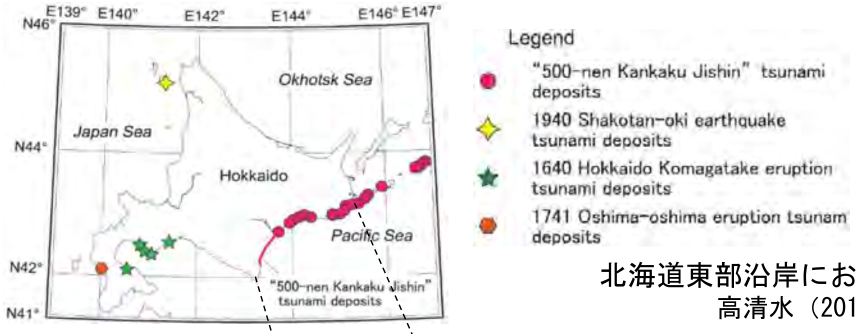
- Ｍ９クラスの巨大地震が発生した場合の津波の影響範囲と超大すべり域の配置の関係を整理するため，「3.11地震に伴う津波の影響範囲と超大すべり域位置の関係」，「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖で確認されている津波堆積物及びそれを再現する津波波源」に関する知見を収集した。
- 3.11地震に伴う津波は広範囲に影響を及ぼしたが沿岸部の津波高さに大きく寄与したのは，正対する海域の大きなすべりであるとともに，北海道東部沿岸，青森県北部太平洋沿岸の津波堆積物の分布を再現する津波波源は，3.11地震と同様に，正対する海域で発生した津波によるものであることを確認した。

以上から，岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデルの超大すべり域は，青森県東方沖及び岩手県沖北部，十勝沖・根室沖の各領域に配置する。

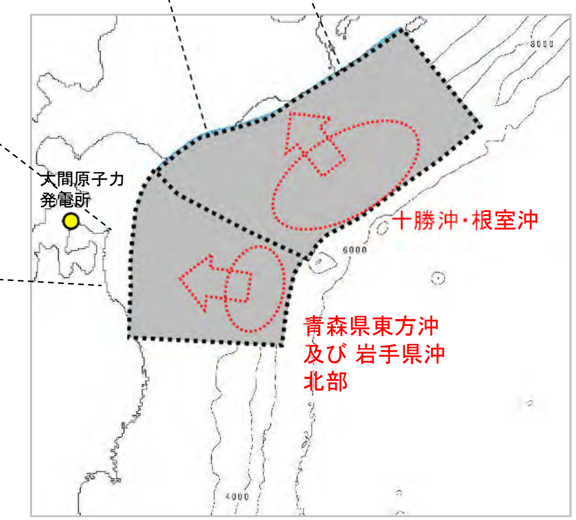


津波堆積物調査結果（文献調査）

※:調査地点は，東北電力株式会社(2014)及び高橋ほか(2018)から推定して記載



北海道東部沿岸における津波堆積物の分布
高清水（2013）に一部加筆



（余白）

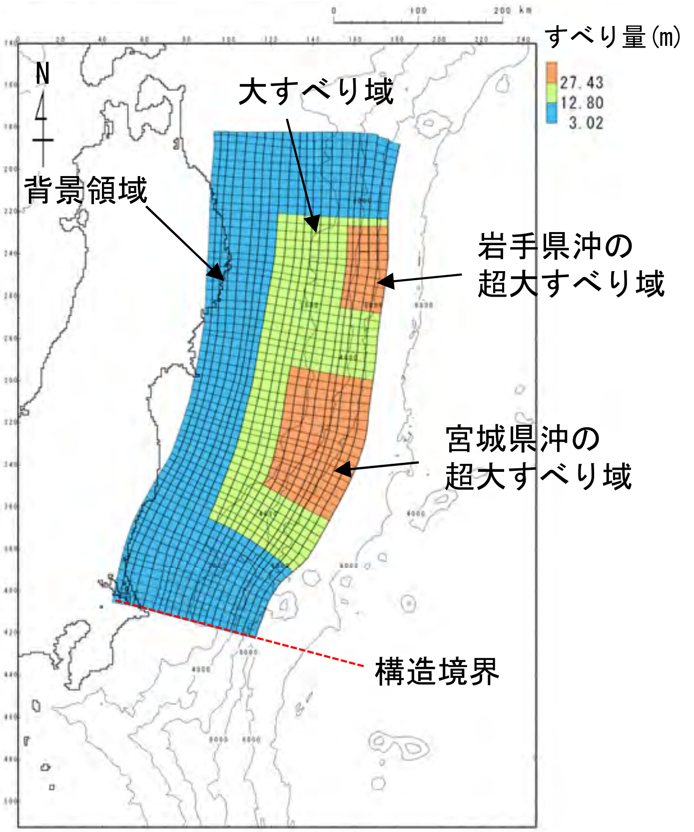
３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（５４／１２８）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-58再掲

広域の津波特性を考慮した特性化モデルの設定（１／８）

設定方針

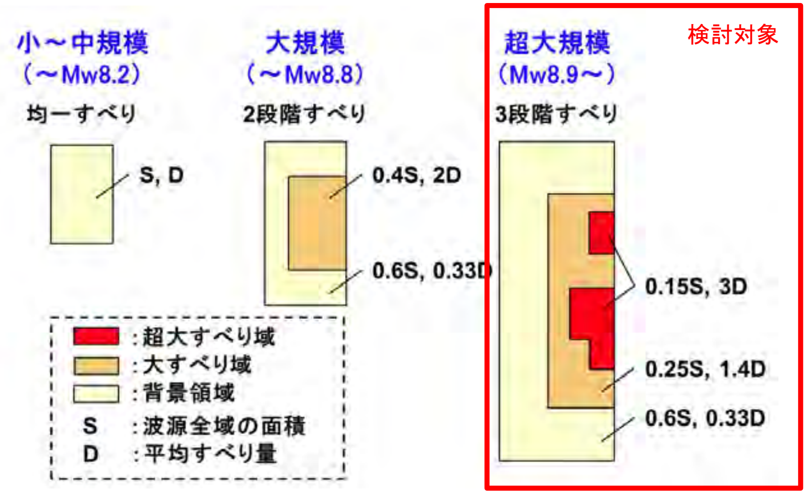
- 岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデルは，3.11地震における広域の津波特性（痕跡高）を考慮した特性化モデル※から得られた下記の知見，及び3.11地震における大すべりの発生形態から得られた知見（P.204参照）を反映して設定する。



3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデル※

【3.11地震における広域の津波特性（痕跡高）を考慮した特性化モデルから得られた知見の反映】

- 超大すべり域の位置の設定に反映
  超大すべり域を複数配置することで広域の津波痕跡を再現でき，その位置はアスペリティ，固着等の地震学的・測地学的知見を踏まえて配置する。
- 大すべり域・超大すべり域のすべり量の設定に反映
  杉野ほか（2014）に示されるすべり量比率，面積比率を踏まえて設定する。



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）に一部加筆

※第1023回審査会合 資料1-2 「４－２－２.2011年東北地方太平洋沖地震による津波等の再現性確認」参照

３−２−１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（５５／１２８）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-59再掲

広域の津波特性を考慮した特性化モデルの設定（２／８）

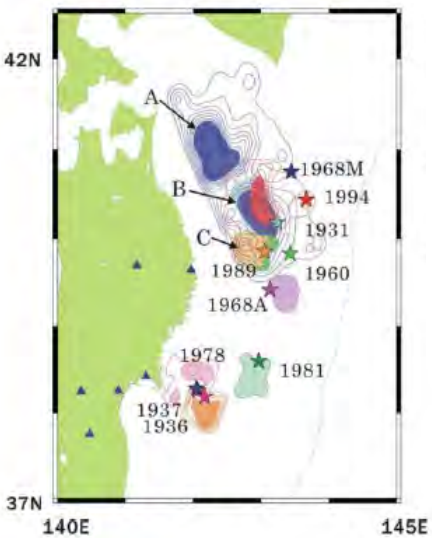
超大すべり域の位置：十勝沖・根室沖，青森県東方沖及び岩手県沖北部におけるアスペリティと地震活動パターン

- 青森県東方沖及び岩手県沖北部について，アスペリティ分布の解析から，アスペリティ（左図：ＡとＢ）のうち，1968年の地震と1994年の地震の共通アスペリティＢのカップリング率はほぼ100%に近く，個々のアスペリティが単独で動けばＭ７クラスの地震（=1994年）を，連動するとＭ８クラスの地震（=1968年）を引き起こすとされている。

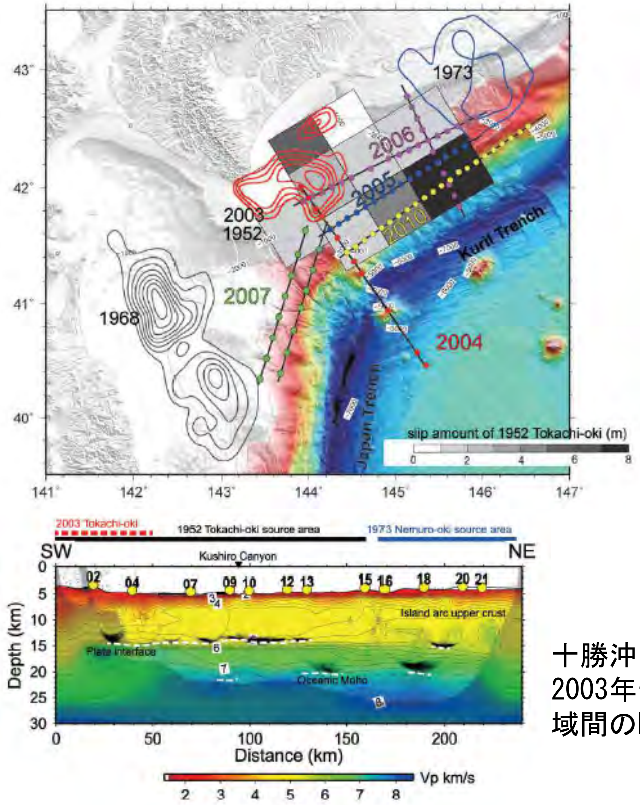
Yamanaka and Kikuchi(2004)，永井ほか（2001）による

- 十勝沖・根室沖について，2003年十勝沖と1973年根室沖の両地震の地震時すべり域，両震源域間の空白域（1952年十勝沖地震震源域）の各領域のP波速度構造から，プレート境界面からの反射波が2003年と1973年のアスペリティ内で観測されず，空白域で強反射が観測されたことから，この領域のすべり様式は，地震時に特定の条件下で十勝沖または根室沖のアスペリティに同期してすべるが，地震間は基本的に単独では地震性すべりを起こさない条件付き安定すべり域である可能性が示唆されるとされている。

Azuma et al.（2012），東（2012）による



青森県東方沖及び岩手県沖北部における
アスペリティの活動パターンと地震規模の関係
Yamanaka and Kikuchi(2004)，永井ほか（2001）



十勝沖・根室沖におけるアスペリティと
2003年十勝沖～1973年根室沖の震源
域間のP波速度構造（2010年測線）
東（2012）

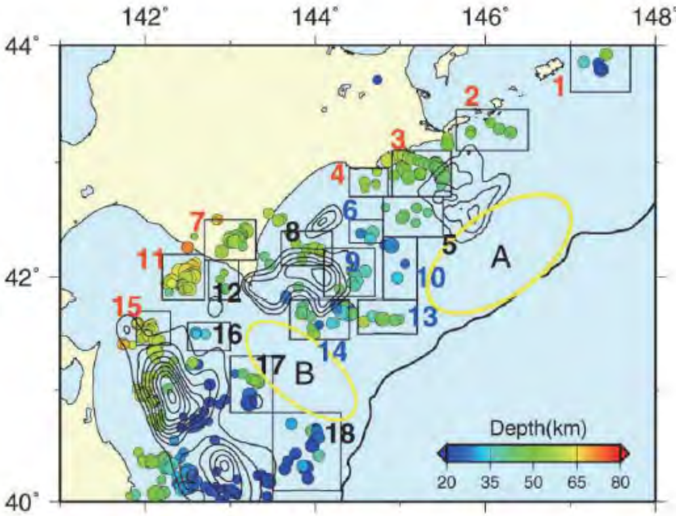
広域の津波特性を考慮した特性化モデルの設定（３／８）

超大すべり域の位置：十勝沖・根室沖における地震学的見地

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-60再掲

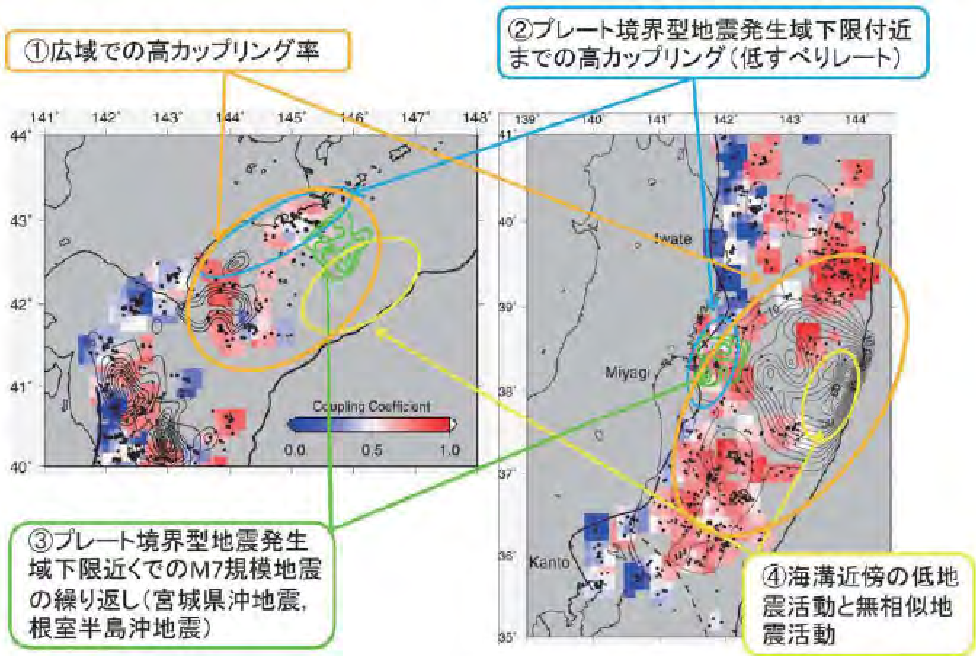
- 小繰り返し地震（相似地震）の活動及びそれから推定されるプレート間地震すべりについて，3.11地震で大きなすべりを生じた宮城県沖における特徴との類似性から，十勝沖・根室沖で巨大地震が発生する可能性があるとされている。

東北大学（2012）による



第1図．北海道南東沖の小繰り返し地震グループの分布（丸印）．丸の色はグループの地震の平均の深さを示す。
コンターはYamanaka and Kikuchi(2004) によるM7以上の地震すべり量分布。
矩形は第3図で平均の積算すべりを推定した領域を示す．黄色楕円は繰り返し地震活動が低い場所。

東北大学(2012)



第2図．北海道南東沖（左）および東北地方東方沖（右）の繰り返し地震分布（黒丸）およびそれにより推定したプレート間カップリング率（カラー）の比較。カップリング率は0.3°×0.3°のグリッドごとに，3つ以上の小繰返し地震グループが存在する場所について推定した。緑および黒のコンターはM7以上の地震すべり量分布。
関東地方の沖の破線は，フィリピン海プレートの北東限。

東北大学(2012)

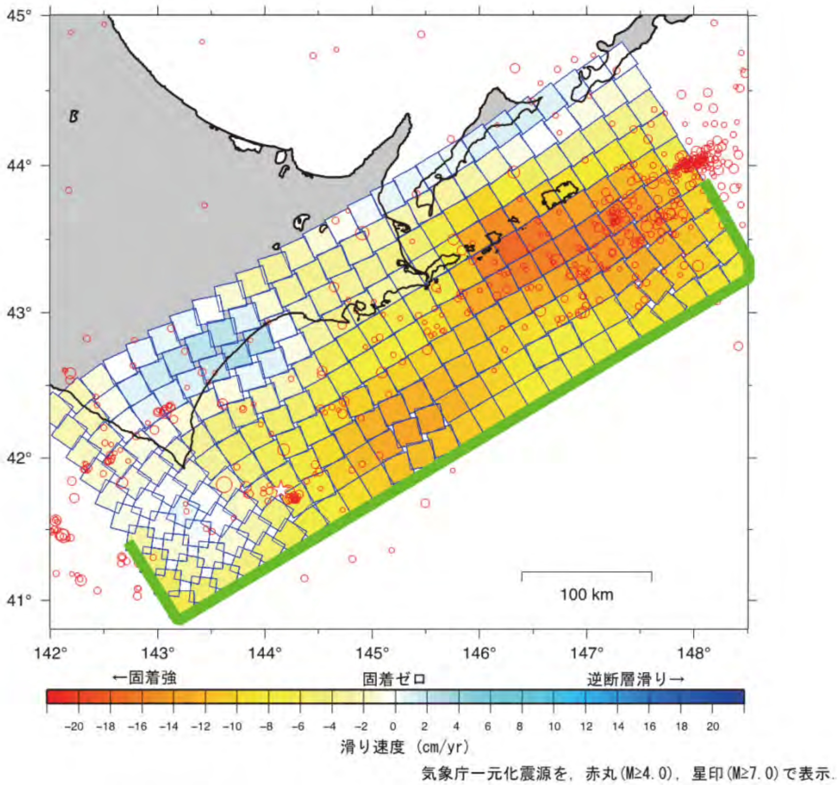
【宮城県沖における特徴】
特徴①：大すべり域を中心とする広域で高いカップリング率が推定される。
特徴②：プレート境界型地震の発生域下限付近まで高カップリング領域が存在。
特徴③：プレート境界型地震の発生域下限付近でのＭ７クラスの地震（の繰り返し）が存在。
特徴④：海溝近傍の低地震活動と低繰り返し地震活動。

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（５７／１２８）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-61再掲

広域の津波特性を考慮した特性化モデルの設定（４／８）

超大すべり域の位置：十勝沖・根室沖における測地学的見地



すべり欠損分布（2007年3月～2011年2月）
国土地理院（2012）

- GNSS連続観測結果による北海道地方の地殻変動から推定される北海道南東沖（十勝沖・根室沖）のすべり欠損速度（固着）の分析結果から，特に十勝沖～釧路沖の海溝寄りと根室沖の陸寄りにすべり欠損の大きな領域が存在している。これより，当該領域の固着は相対的に強く，大きなひずみが蓄積されていると推定される。　国土地理院（2012）による
- この領域は，500年間隔地震の震源域とほぼ同じと考えられる。

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（５８／１２８）

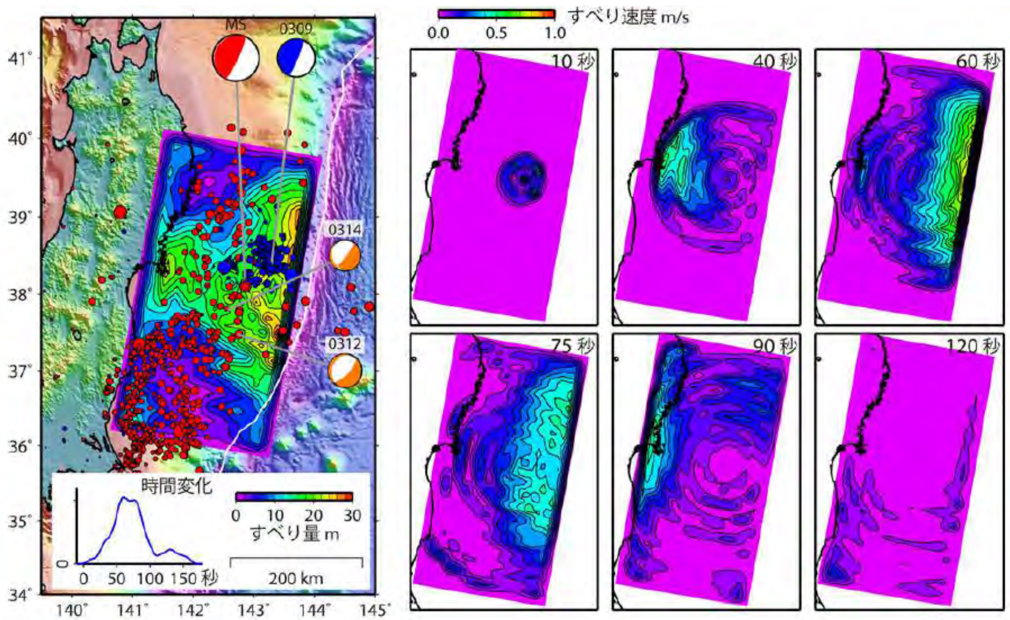
第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-62再掲

広域の津波特性を考慮した特性化モデルの設定（５／８）

3.11地震における大すべりの発生形態に係る知見

- 岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデルの設定に反映する3.11地震における大すべりの発生形態に係る知見は以下のとおり。

  ✓ 超大すべり域のすべり量分布の設定に反映する知見
    - 宮城県沖における浅部領域の大きなすべりの発生要因である深部の破壊を起点としたダイナミックオーバーシュート（下図及び第1023回審査会合 資料1-2 P.3.1-6, P.3.1-7参照）を踏まえた，3.11地震の広域の津波特性を考慮した特性化モデルのうち宮城県沖のすべり量分布
    - 十勝沖・根室沖，青森県東方沖及び岩手県沖北部の地震学的・測地学的知見（アスペリティ，固着等）



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

Ide et al.(2011)

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（５９／１２８）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-63再掲

広域の津波特性を考慮した特性化モデルの設定（６／８）

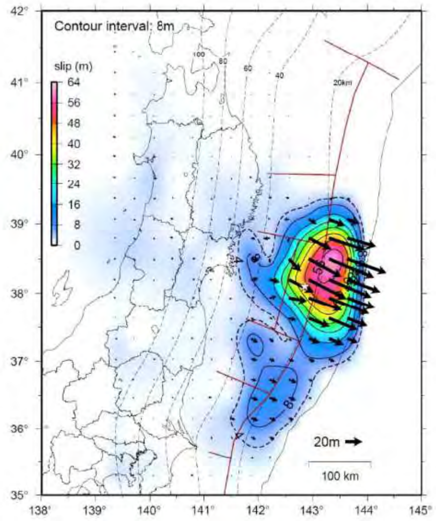
大すべりの発生形態を踏まえた超大すべり域の位置

- 青森県東方沖及び岩手県沖北部で発生している既往地震の震源深さ（約20km）は，3.11地震時に宮城県沖の浅部領域をオーバーシュートさせた（破壊の起点となった）震源深さと同程度である。

地震調査研究推進本部（2012），Yamanaka and Kikuchi(2004)による

- 十勝沖・根室沖における高カップリング領域及び小繰り返し地震（相似地震）の活動領域は，3.11地震で大きなすべりを生じた宮城県沖における特徴と類似する。　東北大学（2012）による

以上から，3.11地震の広域の津波特性を考慮した特性化モデルにおける宮城県沖の超大すべり域のすべり量分布位置を各領域に設定する。



3.11地震時の震源位置とすべり分布
地震調査研究推進本部（2012）

星印は本震の震央，点線はプレート境界面の深さ，ベクトル(→)は計算によって求めた地下のプレート境界面上でのすべりを示す。

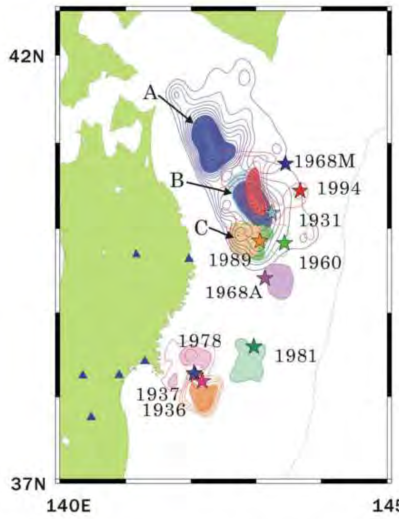
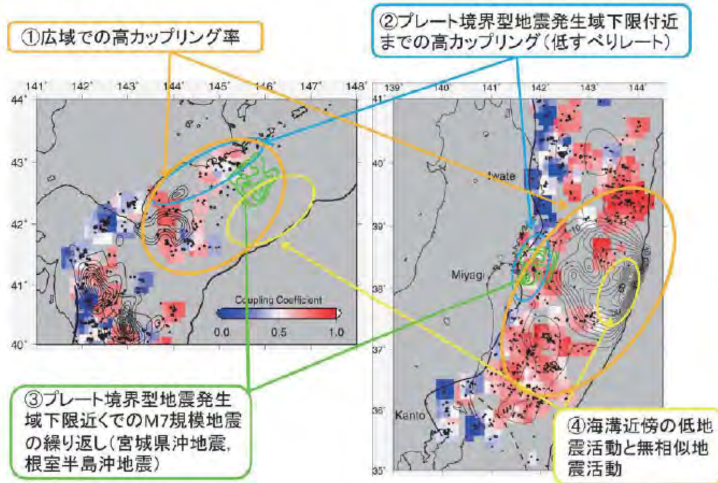


Figure 6. Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan. Stars show the main shock epicenters. Contour lines show the moment release distribution. The interval of the contour lines is 0.5 m. Each earthquake is distinguished by color. We painted the area within the value of half the maximum slip as an asperity.

青森県東方沖及び岩手県沖北部におけるアスペリティ分布，既往地震の震源
Yamanaka and Kikuchi(2004)



第2図. 北海道南東沖(左)および東北地方東方沖(右)の繰り返し地震分布(黒丸)およびそれにより推定したプレート間カップリング率(カラー)の比較. カップリング率は0.3°×0.3°のグリッドごとに，3つ以上の小繰返し地震グループが存在する場所について推定した. 緑および黒のコンターはM7以上の地震すべり量分布。関東地方の沖の破線は，フィリピン海プレートの北東限。

【宮城県沖における特徴】
特徴①：大すべり域を中心とする広域で高いカップリング率が推定される。
特徴②：プレート境界型地震の発生域下限付近まで高カップリング領域が存在。
特徴③：プレート境界型地震の発生域下限付近でのＭ７クラスの地震（の繰り返し）が存在。
特徴④：海溝近傍の低地震活動と低繰り返し地震活動。

十勝沖・根室沖と宮城県沖のカップリング領域及び地震活動の比較
東北大学（2012）

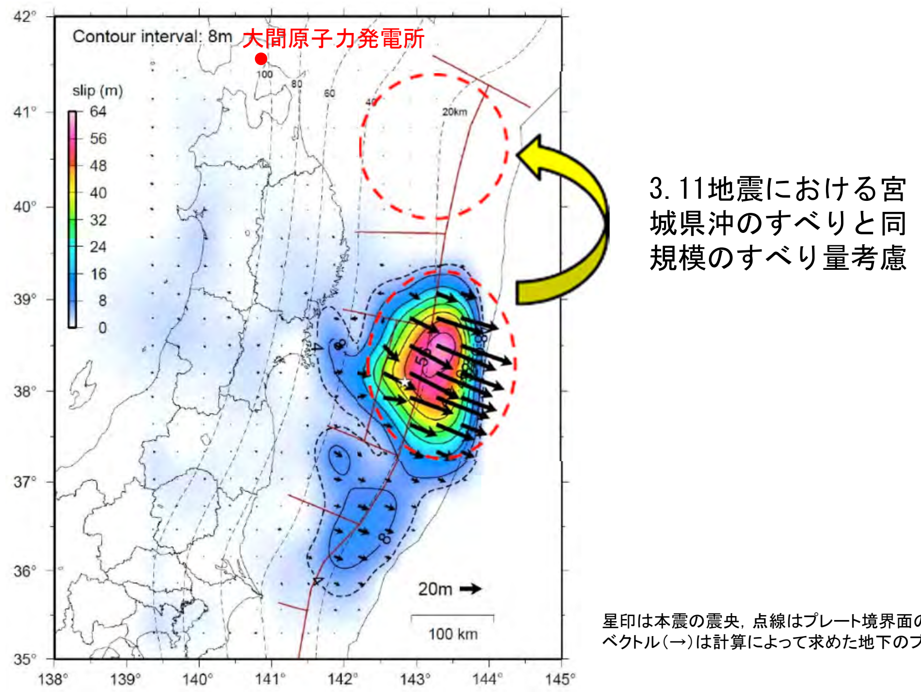
3－2－1．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（60／128）

広域の津波特性を考慮した特性化モデルの設定（7／8）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-64再掲

超大すべり域のすべり量：青森県東方沖及び岩手県沖北部

- 青森県東方沖及び岩手県沖北部については，1968年十勝沖地震に伴うすべり量（７ｍ～９ｍ程度）が最大規模と評価される（P.155，P.156参照）。
- しかし，津軽海峡開口部前面とほぼ正対する青森県東方沖及び岩手県沖北部の大すべり域は，発電所の津波高さに与える影響が大きいことを踏まえ，最新の科学的・技術的知見から想定されるすべりを上回る規模のすべりとして，3.11地震時における宮城県沖のすべりと同規模のすべりを考慮する。



星印は本震の震央，点線はプレート境界面の深さ，
ベクトル(→)は計算によって求めた地下のプレート境界面上でのすべりを示す。

3.11地震時のすべり分布
地震調査研究推進本部（2012）に一部加筆

大すべり域・超大すべり域の設定（概念）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-65再掲

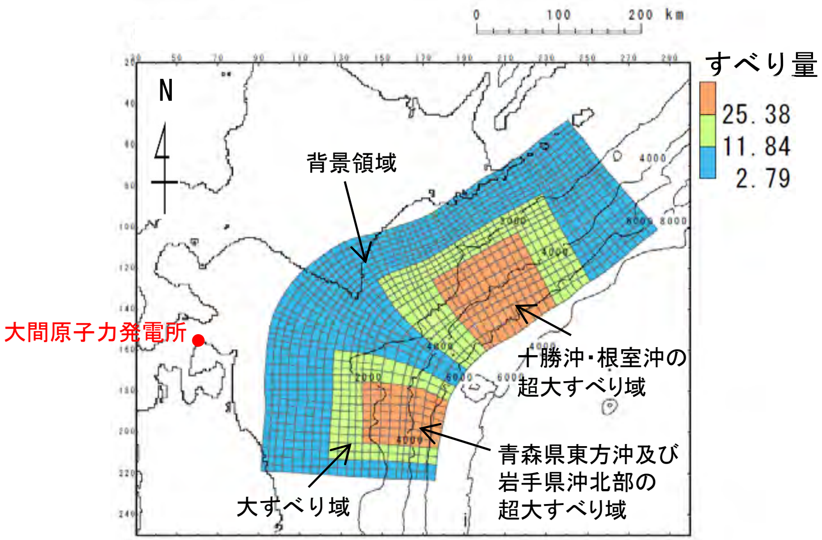
広域の津波特性を考慮した特性化モデルの設定（8／8）

岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の特性化モデル

3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデル及び3.11地震における大すべりの発生形態から得られた知見を踏まえて，岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデルの大すべり域及び超大すべり域については以下のとおり設定した。

【青森県東方沖及び岩手県沖北部の大すべり域・超大すべり域】
- 超大すべり域の位置：アスペリティ分布及び1968年十勝沖地震の震源位置を踏まえて設定。
- 超大すべり域のすべり量：1968年十勝沖地震に伴うすべりが最大規模と評価されるが，津軽海峡開口部前面の超大すべり域は発電所の津波高さに与える影響が大きいことを踏まえ，保守的に3.11地震時における宮城県沖と同規模のすべりを考慮。すべり量は杉野ほか（2014）を踏まえて設定。
- 超大すべり域のすべり量分布：3.11地震の震源深さとの類似性を考慮し，3.11地震の広域の津波特性を考慮した特性化モデルの宮城県沖の超大すべり域のすべり量分布を参考に設定。
- 大すべり域・超大すべり域の面積：青森県東方沖及び岩手県沖北部の断層面積を基に，杉野ほか（2014）に示される面積比率を踏まえて設定。

【十勝沖・根室沖の大すべり域・超大すべり域】
- 超大すべり域の位置：地震学的，測地学的知見を踏まえて設定。
- 超大すべり域のすべり量：すべり量は杉野ほか（2014）を踏まえて設定。500年間隔地震を再現するモデルのすべり量と同等であることを確認(P.160参照）。
- 超大すべり域のすべり量分布：宮城県沖の高カップリング領域及び小繰り返し地震（相似地震）の活動領域との類似性を考慮し，3.11地震の広域の津波特性を考慮した特性化モデルの宮城県沖の超大すべり域のすべり量分布を参考に設定。
- 大すべり域・超大すべり域の面積：十勝沖から根室沖の断層面積を基に，杉野ほか（2014）に示される面積比率を踏まえて設定。



岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル

		岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル【モデル化後の値】	備　考【設計値】
ﾓｰﾒﾝﾄﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ　Mw		9.06	9.05
面積 S　(km^2)		110,472	―
平均応力降下量 $\Delta\sigma$　(MPa)		3.27	3.1
剛性率 μ　(N/m^2)		5.0×10^{10}	―
地震ﾓｰﾒﾝﾄMo　(N・m)		4.93×10^{22}	4.67×10^{22}
平均すべり量 D　(m)		8.93	8.46
すべり量	基本すべり域(m) (面積及び面積比率)	2.79 (64,419km^2, 58.3%)	2.79 (66,283km^2, 60%)
	大すべり域(m) (面積及び面積比率)	11.84 (26,782km^2, 24.2%)	11.84 (27,618km^2, 25%)
	超大すべり域(m) (面積及び面積比率)	25.38 (19,271km^2, 17.5%)	25.38 (16,571km^2, 15%)
ライズタイム τ　(s)		60	―

3－2－1．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（６２／１２８）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-66一部修正

コメントNo.S5-57

基準波源モデル策定の手順及び考え方

特性化モデル／すべり量・面積比設定

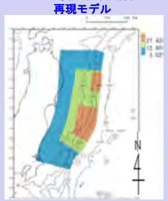
世界のＭ９クラスの超巨大地震から得られた知見（3.11地震含む）

3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデルのすべり量・面積比

杉野ほか（2014）の知見（P.200参照）
・背景領域：平均すべり量の0.33倍，全体面積の60%程度
・大すべり域：平均すべり量の1.4倍，全体面積の25%程度
・超大すべり域：平均すべり量の3倍，全体面積の15%程度

知見を反映

3.11地震広域津波特性再現モデル



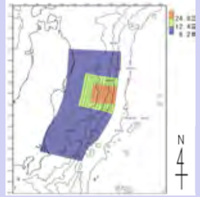
3.11地震の広域の津波特性を再現できることを確認（P.200参照）

内閣府（2012）の知見

・大すべり域　：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：平均すべり量の４倍，全体面積の５%程度

3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルのすべり量・面積比

3.11地震破壊特性再現モデル



3.11地震における破壊特性を再現できることを確認（P.225参照）

知見を反映

Ｍ９クラス地震の知見を分析・検討し，背景領域，大すべり域及び超大すべり域のすべり量を１：２：４となるような特性化を検討（P.225参照）
・背景領域：基本すべり量，全体面積の80%程度
・大すべり域：基本すべり量の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：基本すべり量の４倍，全体面積の５%程度

基準波源モデル／特性化モデルを基にしたすべり領域の配置

テクトニクス的背景・地震学的見地に基づくモデル

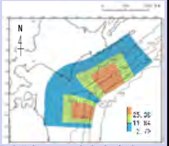
すべり量・面積比・すべり領域の配置反映

すべり量・面積比反映

大間の立地特性を考慮したモデル

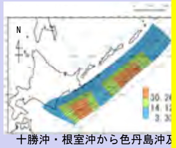
3.11津波の知見を反映（広域津波痕跡高の再現性を考慮）

・日本海溝と千島海溝の島弧会合部を跨がないように，大すべり域，超大すべり域を配置
・三陸沖から根室沖にはＭ９クラスの地震・津波の痕跡がないため，3.11地震における広域の津波痕跡高を再現したモデル（P.200参照）のすべり領域の配置を参照



岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル

・十勝沖から択捉島沖に，「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル」の設定の考え方を反映して配置
・色丹島沖及び択捉島沖の超大すべり域及び大すべり域は敷地に近い西端に設定

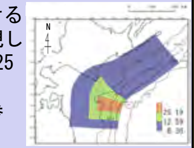


十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル※3

3.11地震・津波の知見を反映

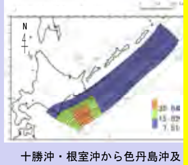
3.11地震・津波の知見を反映（沖合等の観測津波波形等の再現性を考慮）

・日本海溝と千島海溝の島弧会合部を跨がないように大すべり域・超大すべり域を配置
・三陸沖から根室沖にはＭ９クラスの地震・津波の痕跡がないため，3.11地震における破壊特性を再現したモデル（P.225参照）のすべり領域の配置を参照



3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデル

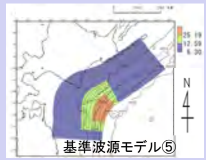
・十勝沖から択捉島沖に，「3.11地震における宮城県沖の破壊特性を参考に設定した特性化モデル」の設定の考え方を反映して配置
・十勝・根室沖の超大すべり域は，十勝沖・根室沖の地質学的，測地学的知見を踏まえて設定



十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の破壊特性を考慮した特性化モデル※4

3.11地震・津波の知見を反映（津軽海峡内及び大間専用港湾に特化した津波挙動を考慮）

・津軽海峡内の津波挙動への影響を考慮して大すべり域等を津軽海峡前面に配置
・3.11地震で浅部海溝軸沿いにも大きなすべりが観測されたこと及び大間専用港湾では短周期の波で顕著な水位増幅特性が認められることを考慮し，津波工学的観点から超大すべり域を海溝軸沿い浅部のみに配置
→比較的短周期の波が卓越するため，津軽海峡内の反射等による津波挙動の特徴や，専用港湾における水位増幅特性が現れやすい配置。（P.260，「第1023回審査会合 資料1-2 4-4-3.基準波源モデル⑤⑥と基準波源モデル①～④の関連性」参照）



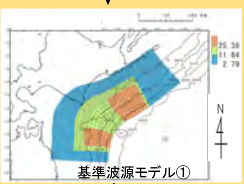
基準波源モデル⑤
分岐断層・海底地すべりの考慮

3.11地震を踏まえた更なる保守性考慮

※3：左記モデルとの比較の結果，敷地の汀線沿いにおいては最大水位上昇量が小さいものの，取水口スクリーン室前面においては最大水位上昇量が大きいため，影響検討用の波源域として扱う

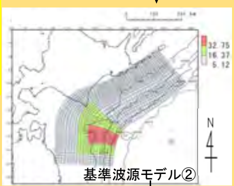
※4：敷地への影響が小さいので，左記モデルで代表させる

島弧会合部に大すべり域を配置



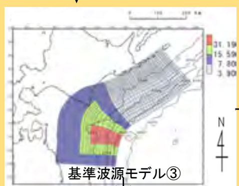
基準波源モデル①

配置は同様に設定



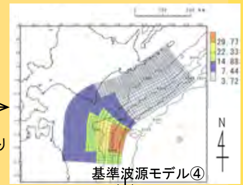
基準波源モデル②

すべり量割り増し



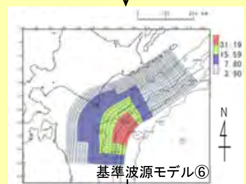
基準波源モデル③

分岐断層
海底地すべり
の考慮



基準波源モデル④

すべり量割り増し



基準波源モデル⑥

不確かさの考慮／概略パラスタ

概略パラスタ※1（基準波源モデル①）
概略パラスタ※1（基準波源モデル②）
概略パラスタ※1（基準波源モデル③）
概略パラスタ※1（基準波源モデル④）
概略パラスタ※1（基準波源モデル⑤）
概略パラスタ※1（基準波源モデル⑥）

津軽海峡開口部付近の太平洋沿岸において，各基準波源モデルの計算津波高と既往津波高等とを比較

概略パラスタ最大ケース
⇒ 基準波源モデル（再定義）

概略パラスタ最大ケース
⇒ 基準波源モデル（再定義）

詳細パラスタ

詳細パラスタ※2

詳細パラスタ※2

基準津波の策定

設定した波源モデルによる計算津波高が津軽海峡沿岸の既往津波高等を上回っていることを確認

注：津軽海峡の津波特性を念頭に3.11地震・津波の知見を反映したモデル（基準波源モデル⑤⑥）と3.11地震・津波の知見を反映したモデル（基準波源モデル①～④）との関連性については，「第1023回審査会合 資料1-2 4-4-3.基準波源モデル⑤⑥と基準波源モデル①～④の関連性」参照。

※1：大すべり域・超大すべり域の位置を南北約10km単位で移動
※2：波源特性（破壊開始点，破壊伝播速度，ライズタイム）の不確かさの考慮

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（６３／１２８）

基準波源モデル①：（１／１５）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-67再掲

基本方針

- 基準波源モデル①は，「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖」を対象として広域の津波特性を考慮した特性化モデルに対し保守性を考慮して設定することを基本とする。（P.210～P.223）

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（６４／１２８）

基準波源モデル①：（２／１５）

設定方針

- 3.11地震時に大きなすべりが生じた宮城県沖のテクトニクス的背景及び地震学的知見等から，大きなすべりが生じる構造的特徴を整理し(P.211～P.215)，日本海溝・千島海溝島弧会合部のテクトニクス的背景等の類似性及び地震学的見地から，同領域で3.11地震時で見られた大きなすべりが発生する可能性を検討する（P.216～P.221）。
- 上記検討から得られた知見を踏まえ，岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデルに保守性を考慮した基準波源モデル①を設定する。

3－2－1．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（65／128）

基準波源モデル①（3／15）：大きなすべりが生じる構造的特徴（1／5）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-69再掲

付加体の幅

- 3.11地震ではプレート境界浅部でもすべりが発生したことに着目し，地震探査で得られた宮城県沖の地震波速度構造を模した沈み込みプレート境界モデルを用いた２次元動的破壊シミュレーションを実施して，付加体の幅の違いがプレート境界浅部のすべり量に与える影響を検討し，付加体の幅が小さいほどプレート境界浅部のすべり量が増大する傾向があるとされている。　Kozdon and Dunham（2013）による
- 日本海溝の沈み込み帯におけるマルチチャンネル反射法地震探査結果から，3.11地震で大きなすべりが発生した宮城県沖における付加体（P波速度：3～4km/s以下の領域）の幅は，他領域と比べて狭いとされている。　Tsuru et al.（2002）による

以上から，付加体の幅が狭いほど大きなすべりが発生すると考えられる。

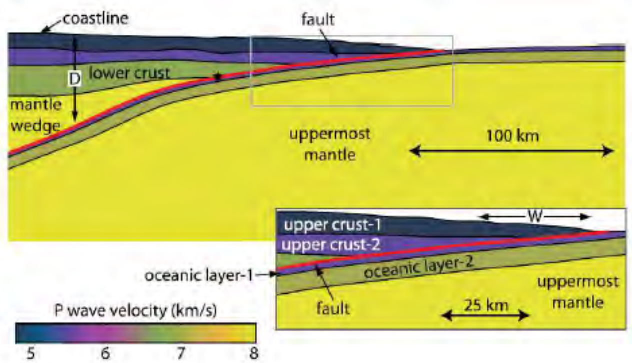


Figure 2. (a) P-wave velocity structure for the dynamic rupture simulations (no vertical exaggeration). The geometry and piecewise constant material properties are derived from Miura et al. (2001, 2005). The velocity-weakening region ($b-a>0$) starts updip at horizontal distance W from the trench and ends downdip at depth D below sea level. The nucleation location for all simulations is indicated with the black star. The inset shows the velocity structure near the trench axis, where the dip angle is 6° from horizontal and 7° from the seafloor.

宮城県沖のプレート境界モデル
（２次元動的破壊シミュレーションモデル）
Kozdon and Dunham（2013）

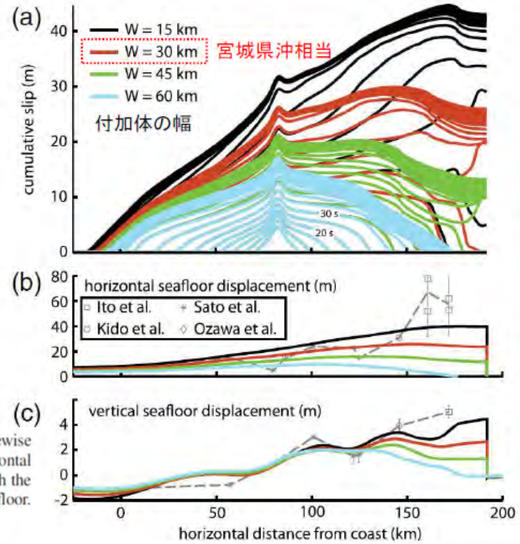


Figure 11. (a) Influence of horizontal extent W of shallow velocity-strengthening region on cumulative slip (plotted every 5 s). Shown for maximum effective normal stress $\bar{\sigma}_{max} = 40$ MPa and seismogenic depth $D = 45$ km. (b) Horizontal and (c) vertical seafloor displacement compared with various observations (dashed line). The color version of this figure is available only in the electronic edition.

動的破壊シミュレーションによる付加体の幅と断層すべり量，水平・上下変位の関係
Kozdon and Dunham（2013）に一部加筆

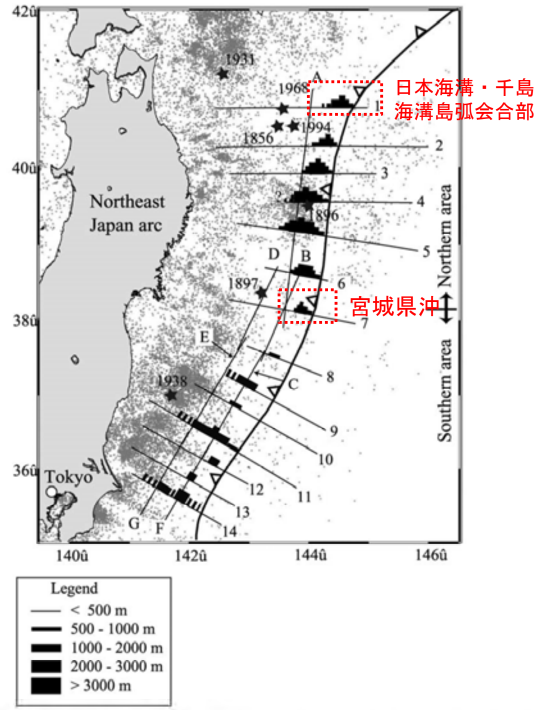


Figure 17. Map view of the low velocity sedimentary units observed on MCS sections in the Japan Trench margin. Small dots represent background seismicity taken from *JMA (Japan Meteorological Agency) HypoCatalog*.

日本海溝沿いにおける付加体（低速度堆積物）の分布
Tsuru et al.（2002）に一部加筆

基準波源モデル①（４／１５）：大きなすべりが生じる構造的特徴（２／５）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-70再掲

海溝軸付近における島弧地殻の地震波速度

- 地震波トモグラフィーの結果から，3.11地震で大きなすべりが発生した宮城県沖に顕著な高速度域があることを確認し，海溝軸付近に比較的高速度域の島弧地殻が分布することと3.11地震の大きなすべりには関連があるとされている。

Liu and Zhao（2018）による

以上から，海溝軸付近に比較的高速度域の島弧地殻が分布する箇所で大きなすべりが発生すると考えられる。

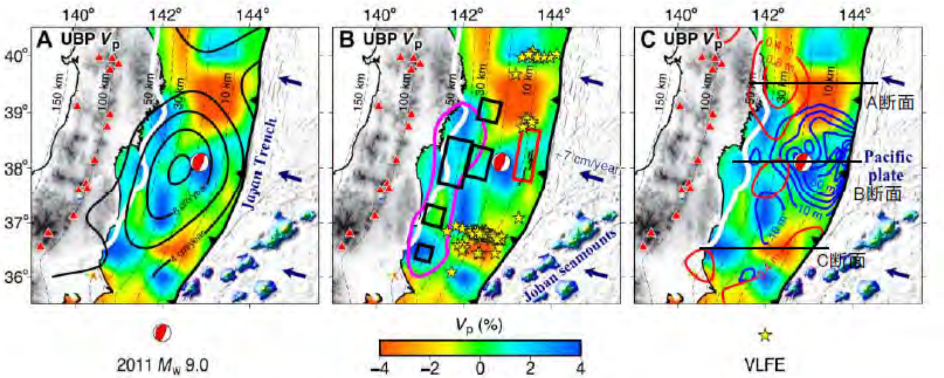


Fig. 4. V_p tomography and characteristics of the 2011 Tohoku-oki earthquake. The colors in (**A** to **C**) show V_p tomography along the UBP obtained by this study. Black bold contour lines in (A) denote the back-slip rate (*5*). In (B), the yellow stars mark epicenters of very low frequency earthquakes (VLFEs) (*24*); the red rectangle denotes a slow slip event (*22*) preceding the 2011 Tohoku-oki earthquake; the black rectangles show locations of coseismic strong ground motions (*39*); the magenta contour line marks the site of coseismic high-frequency P-wave radiation with a relatively low seismic moment during the 2011 Tohoku-oki earthquake (*40*); and the black short lines near the trench indicate seafloor traces of normal faults (*34*). The blue and red contour lines in (C) denote the coseismic slip (*1*) and the afterslip (*43*), respectively. The other labeling is the same as that in Fig. 2.

P波速度分布と3.11地震のすべり量分布等との関係
Liu and Zhao（2018）に一部加筆

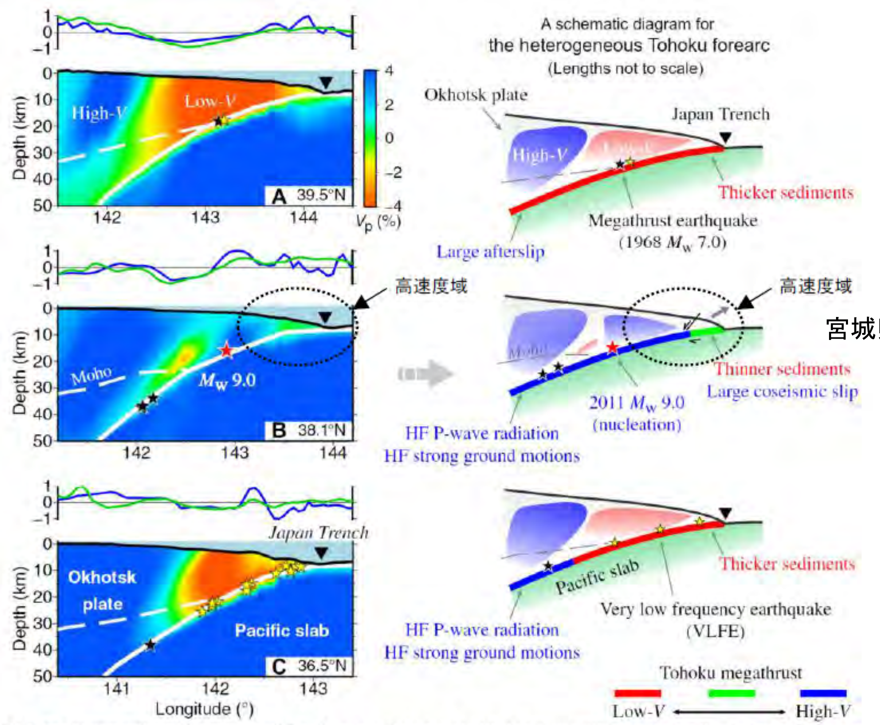


Fig. 5. Vertical cross sections of V_p tomography (left) and corresponding cartoons (right). The east-west vertical cross sections are along the three profiles shown in Fig. 1C. The normalized residual topography (blue line) and gravity (green line) along each profile are shown atop each cross section. The red and blue colors in (**A** to **C**) denote low and high V_p perturbations, respectively, whose scale is shown beside (A). The white bold and dashed lines in (A) to (C) denote the UBP and the forearc Moho, respectively. The red star denotes the mainshock hypocenter of the 2011 Tohoku-oki earthquake (M_w 9.0). The black and yellow stars indicate other megathrust earthquakes (M_w 7.0 to 8.0) during 1917 to 2017 and the VLFEs (*24*) within a 40-km width of each profile, respectively. Note that the hypocenters of the VLFEs and the megathrust earthquakes are set on the UBP, because their accurate focal depths are unclear for most of them. The reverse triangle denotes the Japan Trench axis. HF, high-frequency. In the right panels, the red, green, and blue lines denote low-, normal-, and high-V_p anomalies atop the subducting Pacific plate, respectively, according to the tomographic results of this study. The gray dashed line denotes the forearc Moho.

プレート境界におけるP波速度分布とそのイメージ
Liu and Zhao（2018）に一部加筆

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（６７／１２８）

基準波源モデル①（５／１５）：大きなすべりが生じる構造的特徴（３／５）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-71再掲

プレート境界の構造的特徴

- 機器観測された全ての巨大地震は，滑らかな地形が沈み込む海域で発生し，起伏の激しい地形を伴うプレート境界ではクリープしており，超巨大地震は発生していないとされている。
- また，沈み込む海山は，起伏の激しい地形の典型例であり，海山が沈み込む領域では中小規模の地震を伴うが，大地震を発生する証拠は得られておらず，3.11地震の破壊の南側の停止は，フィリピン海プレートが下盤となる位置ではなく，海山が沈み込む領域で生じたとされている。　Wang and Bilek（2014）による

以上から，プレート境界が滑らかな形状を呈する沈み込む海域で大きなすべりが発生すると考えられる。

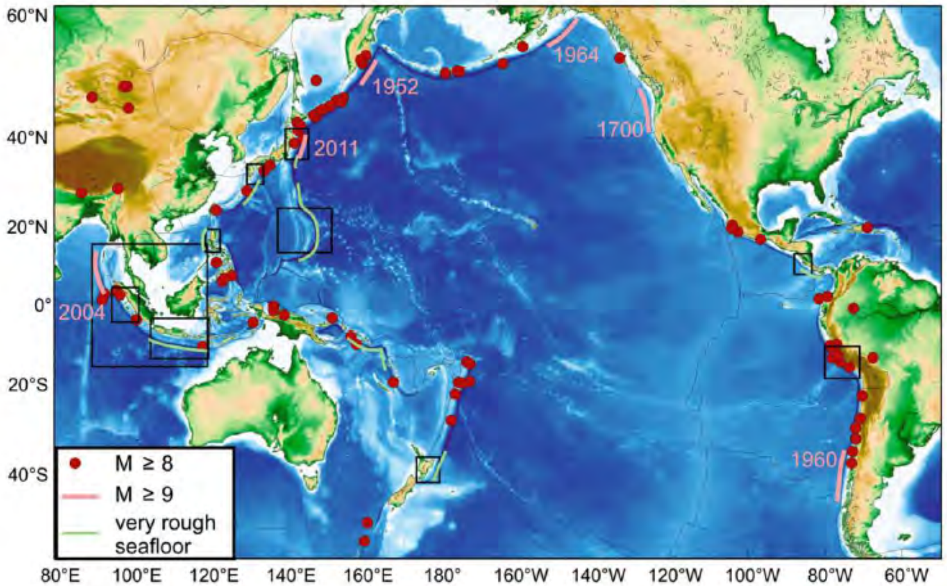


Fig. 1. World map showing general lack of correlation between rugged subducting seafloor and great megathrust earthquakes and showing locations of map areas of Fig. 2 through 10 ar 14. Rupture extents of giant ($M_w \geq 9$) events are indicated with pink lines. Epicentre locations of other great ($M_w \geq 8$) events are from the USGS/NOAA catalogue for the time period 1903–2012.

起伏の激しい海底と巨大地震の発生位置の分布
Wang and Bilek（2014）

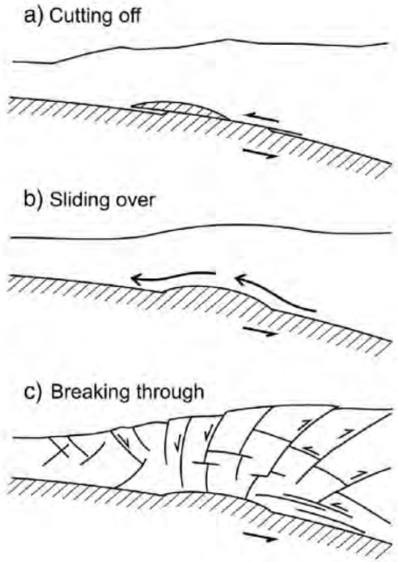


Fig. 11. Scenarios of seamount subduction seen in the literature. (a) "Cutting off": The top part of or the entire seamount is sheared off. (b) "Sliding over": The upper plate frictionally slides over the seamount without severe internal damage. (c) "Breaking through": The seamount forces its way through by severely damaging its surrounding and itself (modified from Wang and Bilek (2011)). We consider (a) unlikely and (b) mechanically impossible. Scenario (c) is supported by field observations and sandbox experiments.

沈み込む海山とプレート境界上盤のシナリオ
Wang and Bilek（2014）

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（６８／１２８）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-72再掲

基準波源モデル①（６／１５）：大きなすべりが生じる構造的特徴（４／５）

スロー地震活動域

- 防災科学技術研究所のS-netによる地震記録や，その他の地震学的及び測地学的な観測記録を使用して，日本海溝沿いで発生している地震現象（テクトニック微動，超低周波地震，スロースリップ，群発地震，小繰り返し地震）の空間分布から，スロー地震多発域（三陸沖北部，茨城県沖）と3.11地震の破壊が停止した領域が一致する一方で，3.11地震で大きなすべりが生じた宮城県沖のスロー地震活動は低調であったとされている。
- また，スロー地震が多発している茨城県沖は，沈み込む海山等の不均質な地質構造に対応していることから，同領域は周囲との摩擦特性が異なり，2012年にコスタリカで発生した地震（Mw7.6）や2016年にエクアドルで発生した地震（Mw7.8）のように，地震の破壊を妨げる領域の可能性があるとされている。　　　　Nishikawa et al.（2019）による

以上から，スロー地震が低調である箇所で大きなすべりが発生すると考えられる。

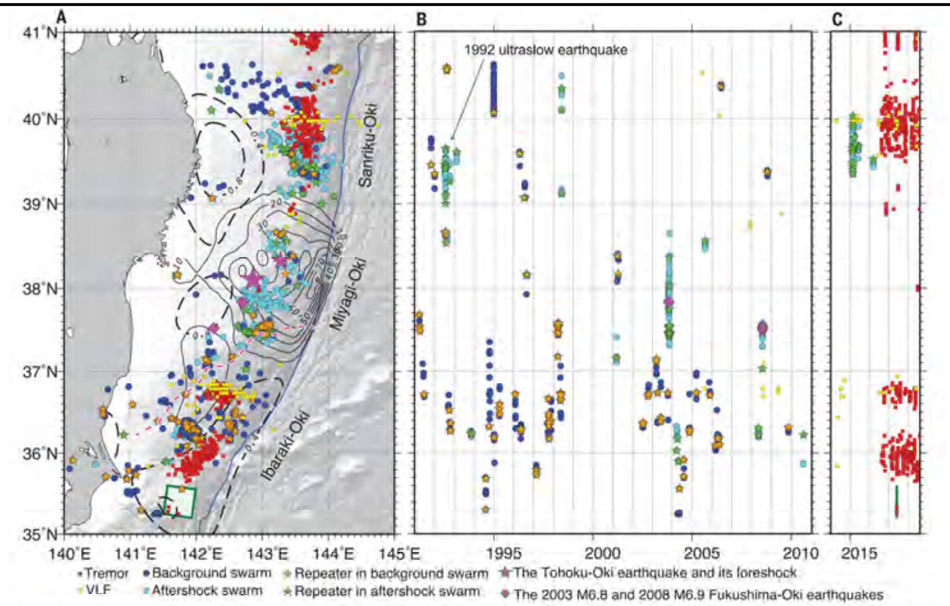
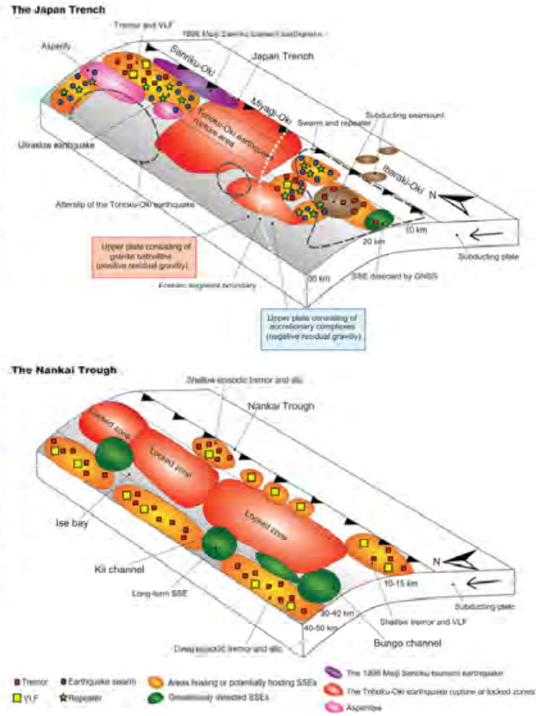


Fig. 3. Slow earthquake activity in the Japan Trench. (**A**) Epicenters of the tectonic tremors, VLFs, and earthquake swarms containing repeaters. Red squares indicate tremors with a duration of 80 s or longer. Yellow squares denote VLFs. Blue circles represent events of background swarms containing repeaters (orange stars). Cyan circles are events of aftershock swarms containing repeaters (green stars). The green square denotes the June 2017 SSE. Magenta diamonds indicate the 2003 *M* 6.8 and 2008 *M* 6.9 Fukushima-Oki earthquakes. Magenta large stars denote the epicenters of the Tohoku-Oki earthquake and its largest foreshock (M_w 7.3). The solid and dashed black contours indicate the coseismic slip (*17*) and afterslip (*20*) distributions of the Tohoku-Oki earthquake at 10-m and 0.4-m intervals, respectively. The magenta dashed line indicates the forearc segment boundary (*24*). (**B** and **C**) Space-time distributions of the tectonic tremors, VLFs, and earthquake swarms containing repeaters during the 1991–2010 and 2014–2018 time periods, respectively.

日本海溝におけるスロー地震活動
Nishikawa et al.（2019）

Fig. 4. Schematic views of the slow earthquake activity and structural heterogeneity in the Japan Trench and Nankai Trough. Red and yellow squares denote tectonic tremors and VLFs, respectively. Green stars and blue circles indicate repeaters and earthquake swarms, respectively. The orange regions are interpreted to host or potentially host SSEs accompanied by tremors, VLFs, repeaters, and/or earthquake swarms. The green regions denote geodetically detected SSEs. The purple region is the rupture area of the 1896 Meiji Sanriku tsunami earthquake (*22*) in the Japan Trench. The red regions indicate the coseismic rupture area of the 2011 M_w 9.0 Tohoku-Oki earthquake in the Japan Trench and locked zones in the Nankai Trough. The pink regions indicate the asperities (*33*). The brown regions are subducting seamounts. The dashed dark gray lines denote the afterslip areas of the Tohoku-Oki earthquake in the Japan Trench. The white dashed line indicates the forearc segment boundary (*24*) in the Japan Trench. Note that the slab geometries are simplified. The schematic view of the Nankai Trough is adapted from (*11*).



日本海溝および南海トラフにおけるスロー地震活動と
構造的不均質性の関係（概略図）
Nishikawa et al.（2019）

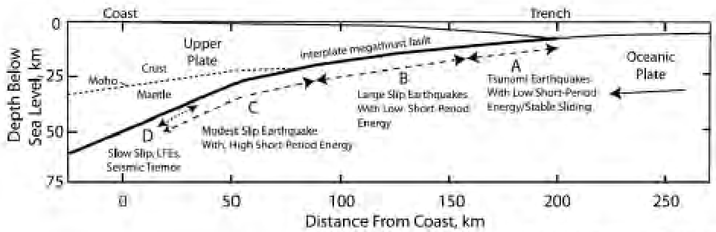
３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（６９／１２８）

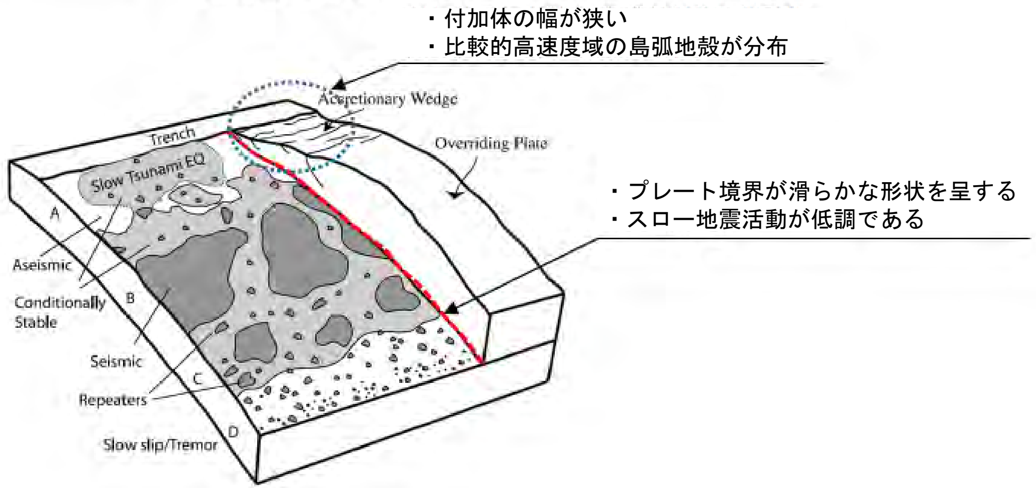
第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-73再掲

基準波源モデル①（７／１５）：大きなすべりが生じる構造的特徴（５／５）

まとめ

- 3.11地震時に大きなすべりが生じた宮城県沖のテクトニクス的背景及び地震学的見地等から，大きなすべりが生じるプレート境界は以下の構造的特徴を有するものと考えられる。
  - ✓ 付加体の幅が狭い。(P.211)
  - ✓ 海溝軸付近には比較的高速度域の島弧地殻が分布する。(P.212)
  - ✓ プレート境界が滑らかな形状を呈する。(P.213)
  - ✓ スロー地震活動が低調である。(P.214)





大きなすべりを発生させるプレート境界の構造的特徴※
※：Lay et al.（2012）によるプレート境界の領域区分図を引用

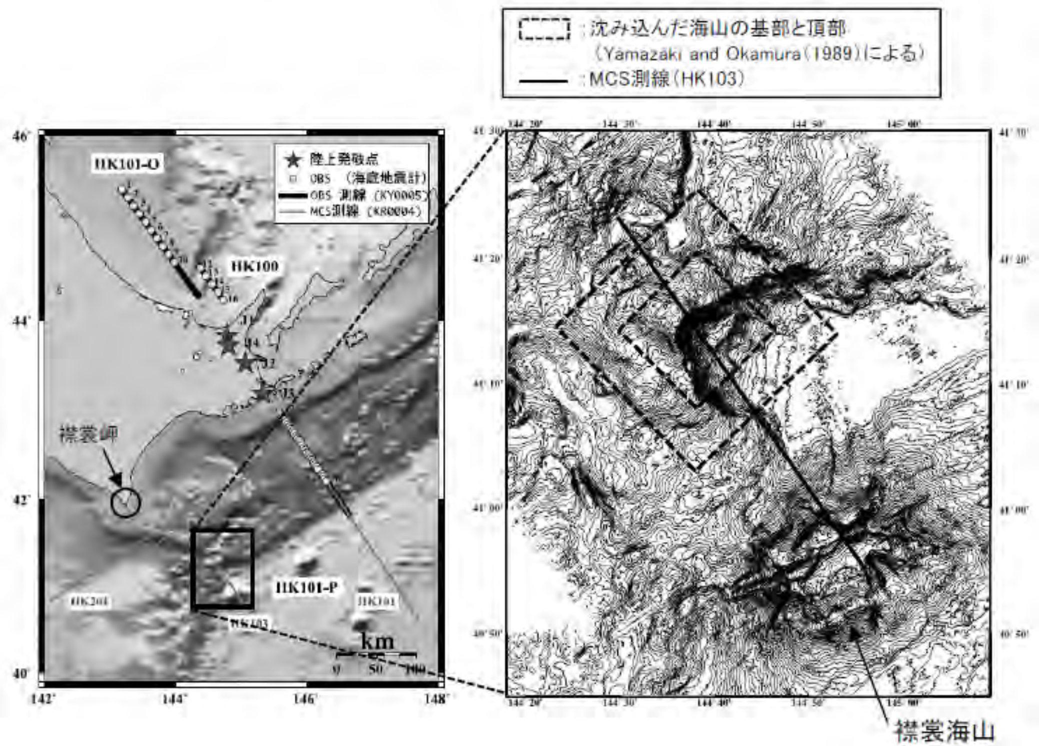
３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（７０／１２８）

基準波源モデル①（８／１５）：日本海溝・千島海溝島弧会合部における大きなすべりの発生可能性（１／６）

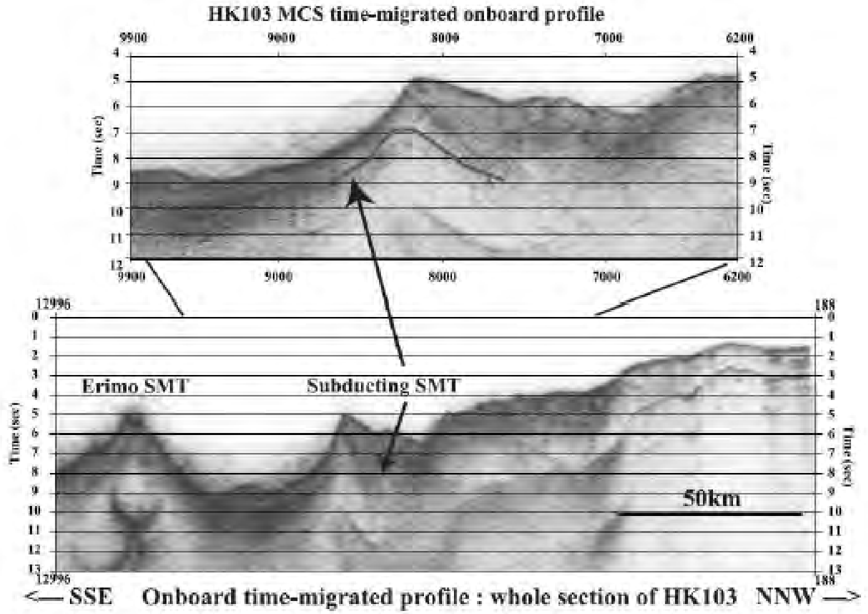
第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-74再掲

襟裳岬沖の沈み込む海山

- 襟裳岬沖の海溝軸海側には襟裳海山が存在し，その陸側斜面下には，地磁気異常から沈み込んだ海山が存在するとされている。　Yamazaki and Okamura（1989）による
- 襟裳海山周辺を対象としたマルチチャンネル反射法探査，海底地形精査・地磁気・重力異常探査を実施し，海底地形図（下：中央図），襟裳海山及び沈み込む海山直上を北西-南東に横切るMCS処理記録（下：右図）から，沈み込む海山を明瞭にイメージングされている。　木戸ほか（2002）による



沈み込んだ海山付近の海底地形
木戸ほか（2002）に一部加筆



襟裳海山及び沈み込む海山直上のプロファイル
（MCS処理記録（測線：HK103））
木戸ほか（2002）

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（７１／１２８）

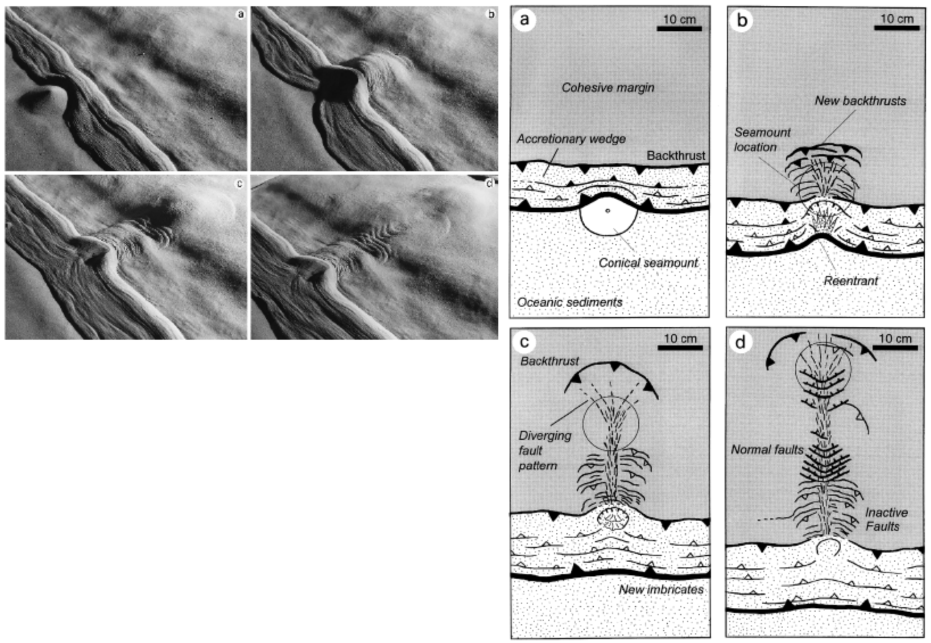
基準波源モデル①（９／１５）：日本海溝・千島海溝島弧会合部における大きなすべりの発生可能性（２／６）

沈み込む海山と上盤プレートの相互作用

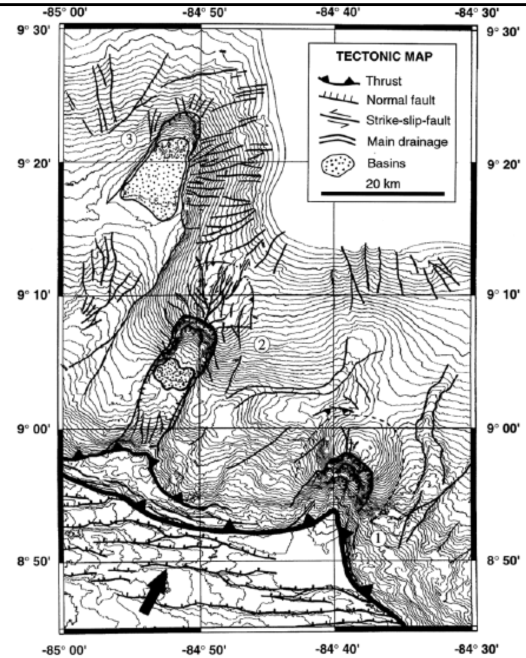
第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-75再掲

- Dominguez et al.（1998）は，海山の沈み込みによる陸側斜面の構造的特徴について，海山の沈み込みを模した砂箱実験とコスタリカ沖中米海溝陸側斜面の実地形との比較から，次のとおり整理している。
  - ✓ 沈み込んでいく海山の前面には，海側に傾斜するバックスラストが形成され，海山の進行とともに新たに陸側に形成されるとともに，沈み込んでいる海山の頂上付近から陸側のバックスラストへ発散していく横ずれ断層のネットワークが形成される。
  - ✓ 海山が完全に沈み込み，海山の海側で再び付加体が形成され始め，沈み込む堆積物の底付けが行われるようになると，海山の海側には陸側に傾斜する正断層群が形成される。

前頁及び以上から，日本海溝・千島海溝島弧会合部付近には襟裳岬沖に沈み込む海山が存在し，この海側で付加帯が形成されると考えられる。



砂箱を用いた実験に基づく沈み込む海山による陸側斜面の変形構造（左：実験，右：模式図）
Dominguez et al.（1998）



コスタリカ沖の海底地形図（○数字：沈み込む海山位置）
Dominguez et al.（1998）

3－2－1．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（72／128）

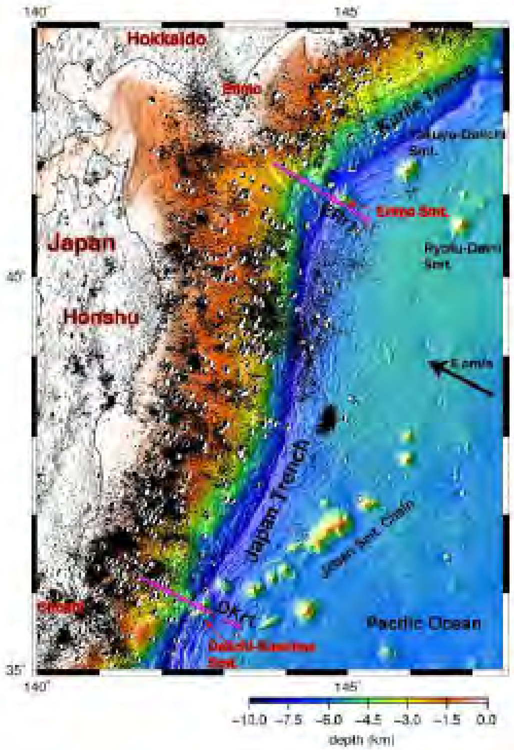
基準波源モデル①（１０／１５）：日本海溝・千島海溝島弧会合部における大きなすべりの発生可能性（３／６）

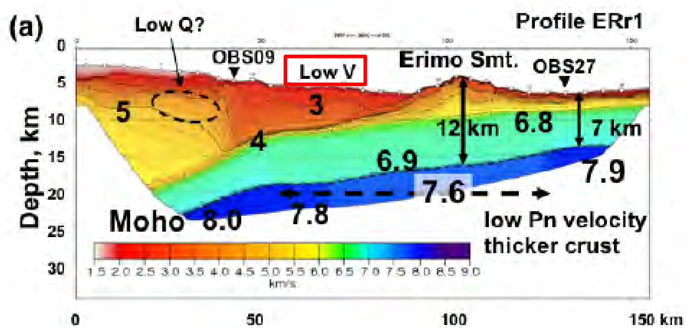
第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-76再掲

襟裳岬沖の沈み込む海山付近の地殻構造

- 襟裳海山とその陸側に沈み込む海山を横切る地震波トモグラフィーから，典型的なプレート境界の構造と比較して，襟裳海山は地殻が厚く，海溝軸付近の陸側のプレートについては，沈み込む海山の影響により低速度の島弧地殻が分布するとされている。 Nishizawa et al.（2009）による

以上から，日本海溝・千島海溝島弧会合部付近の海溝軸付近の陸側のプレートには沈み込む海山の影響による低速度の島弧地殻が分布すると考えられる。





襟裳海山（ａ）とその陸側に沈み込む海山を
横切る地震波トモグラフィー（Vp）
Nishizawa et al.（2009）

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（７３／１２８）

基準波源モデル①（１１／１５）：日本海溝・千島海溝島弧会合部における大きなすべりの発生可能性（４／６）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-77再掲

島弧会合部のテクトニクス的背景

- 千島海溝南西端は，日本海溝との島弧会合部に位置し，その会合部（衝突帯）では，日高山脈が形成されている（日高造山運動）。
  木村（2002）による
- 千島弧はその下部地殻内で上下に裂けて分離（デラミネーション）するとともに，上部地殻を含めて上半分は日高主衝上断層によって西側に衝上し，上部マントルを含めて下半分は下降する。一方，東北日本弧側はデラミネーションした千島弧のなかに楔（ウェッジ）状に突入する。
  伊藤（2000）による

以上から，日本海溝・千島海溝島弧会合部付近のプレート境界は複雑な形状を呈すると考えられる。

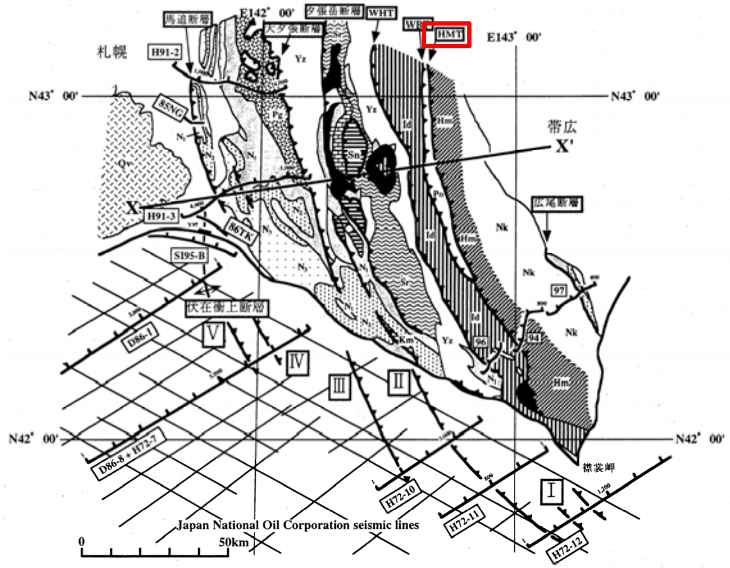


図１　日高衝突帯ならびに前縁褶曲・衝上断層帯の地質概略と主な反射法地震探査測線図。X―X' は図２の断面位置を示す。伊藤ら（1999）を改変。
【地質】主として，地質調査所（1982，1996）による。Nk：中の川層群，Hm：日高変成岩類（主帯），Po：ポロシリ・オフィオライト（西帯），Id：イドンナップ帯，Yz：蝦夷層群，Sr：空知層群，Km：神威古潭変成岩類，Sn：沙流川層―ニセウ層，Pg：古第三系，N1～N3：地質調査所（1982）に同じ。Qv：第四紀火山岩類。HMT：日高主衝上断層，WBT：西縁衝上断層，WHT：日高西部断層群
【測線】94・96・97：日高深部構造反射法探査，85NG・86TK：浅野ら（1990），Y97：佐藤ら（1998），その他の測線は石油公団（1973，1987，1993，1996）。

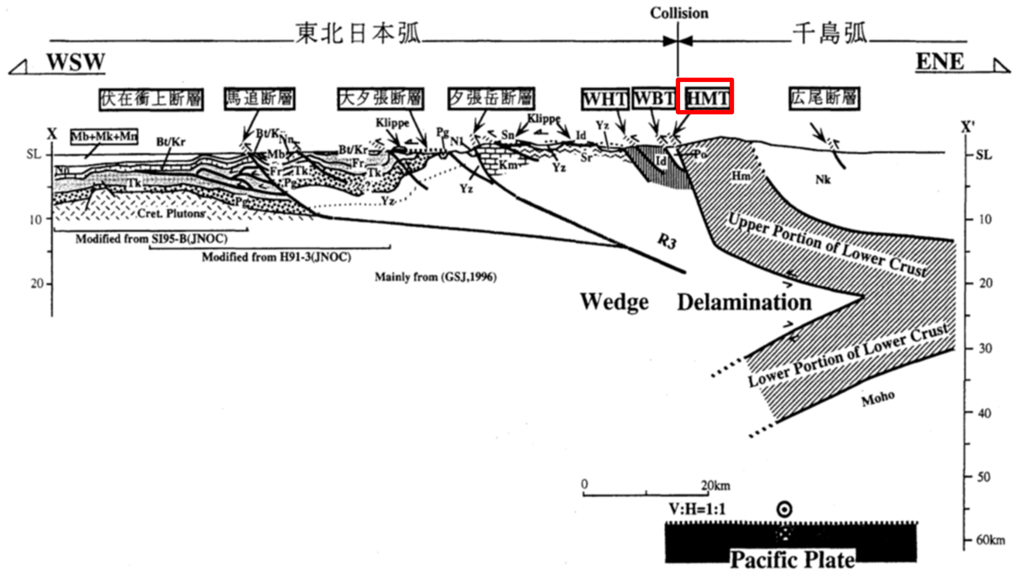


図２　日高衝突帯ならびに前縁褶曲・衝上断層帯の地下構造断面図。
断面線の位置は図１の X―X'。断面図下に主要な出典を示した。略称は図１に同じ。Ito *et al.*（1998）および伊藤ら（1999）を改変。

伊藤（2000）に一部加筆

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（７４／１２８）

基準波源モデル①（１２／１５）：日本海溝・千島海溝島弧会合部における大きなすべりの発生可能性（５／６）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-78再掲

スロー地震活動域

- 防災科学技術研究所のS-netによる地震記録から日本海溝及び千島海溝（南部）沿いで発生している地震現象を整理し，島弧会合部付近における浅部領域（深さ約20km以浅）にスロー地震活動域が存在するとされている。

Nishikawa et al.（2019），　Tanaka et al.（2019）による

以上から，日本海溝・千島海溝島弧会合部付近の浅部領域にスロー地震活動域が存在すると考えられる。

●～●:スロー地震発生位置
☆:超低周波地震，地震(M＞4.5)発生位置

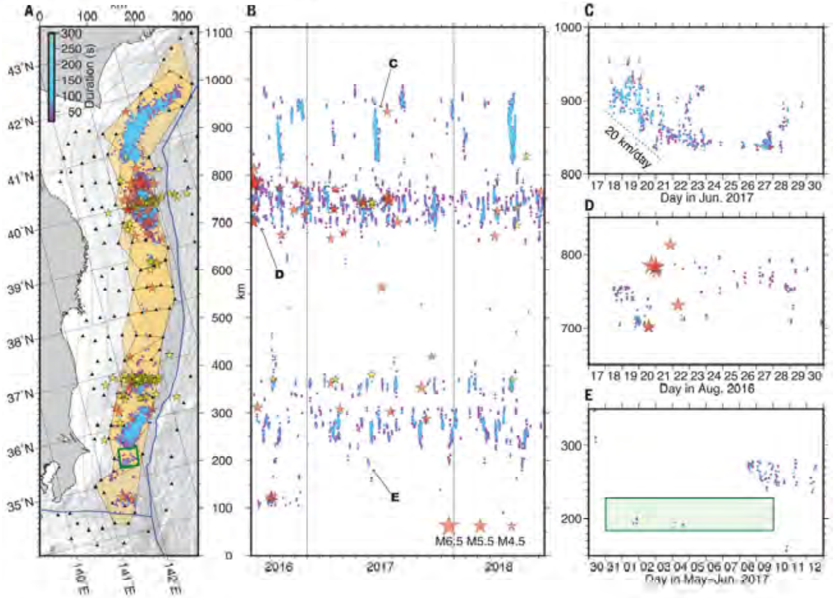


Fig. 1. Tremor activity in the Japan Trench. (**A**) Epicenters of the tectonic tremors. Dots indicate the epicenters of the tremors, which are colored according to their duration (see the color scale). Yellow and red stars are VLFs and $M > 4.5$ ordinary earthquakes, respectively, with the ordinary earthquake epicenters taken from the Japan Meteorological Agency (JMA) catalog. Black triangles are S-net observatories. The green square denotes the June 2017 SSE that was detected by our GNSS analysis. The orange shaded polygons indicate the 18 overlapping subregions used for our tremor detection. The top of the Pacific Plate is indicated by the black contours at 10-km depth intervals. (**B**) Space-time distribution of the tectonic tremors. We used Japanese Standard Time (JST: UTC + 9 hours). The vertical lines indicate 1 January 2017 and 1 January 2018. (**C** to **E**) Enlarged views of (B). The green shaded region in (E) denotes the spatiotemporal extent of the June 2017 SSE.

日本海溝及び千島海溝（南部）のスロー地震活動
Nishikawa et al.（2019）

○　:テクトニック微動活動発生位置
◆，×:超低周波地震発生位置
＋　:観測機器設置位置
—:1968年十勝沖地震のアスペリティ
—:1994年三陸沖地震のアスペリティ
○:余震
—:2003年十勝沖地震のアスペリティ
☆:各地震の震央

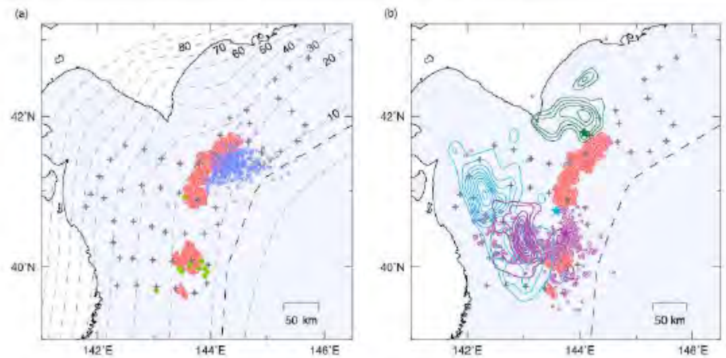


Figure 3. Locations of tremor sources determined in this study (red circles). (a) Comparison with locations of very low frequency earthquakes determined by an array signal processing method (blue crosses; Asano et al., 2008) and a cross-correlation analysis (light green diamonds; Matsuzawa et al., 2015) using land-based stations. Broken lines indicate contours of the depths to the plate interface at 10-km intervals defined by Kita et al. (2010) and Nakajima and Hasegawa (2006). (b) Comparison with the epicenters (stars) and slip distributions (contours) of the 1968 Tokachi-Oki (light blue; Yamanaka & Kikuchi, 2004), 1994 Sanriku-Oki (purple; Nagai et al., 2001), and 2003 Tokachi-Oki earthquakes (green; Yamanaka & Kikuchi, 2003). Purple circles denote 7-day aftershocks ($M \geq 3.0$) of the 1994 Sanriku-Oki earthquake listed in the Japan Meteorological Agency earthquake catalog. Plus signs indicate the stations used in the analysis.

島弧会合部付近におけるスロー地震活動域と
既往地震のアスペリティ分布の比較
Tanaka et al.（2019）

３−２−１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（７５／１２８）

基準波源モデル①（１３／１５）：日本海溝・千島海溝島弧会合部における大きなすべりの発生可能性（６／６）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-79再掲

まとめ

- 日本海溝・千島海溝島弧会合部における大きなすべりの発生可能性について検討した結果，日本海溝・千島海溝島弧会合部付近は，そのテクトニクス的背景及び地震学的見地から，大すべりが発生するプレート境界の構造的特徴を有していないことから，3.11地震時に見られたような大すべりが発生する可能性は極めて低いと考えられる。

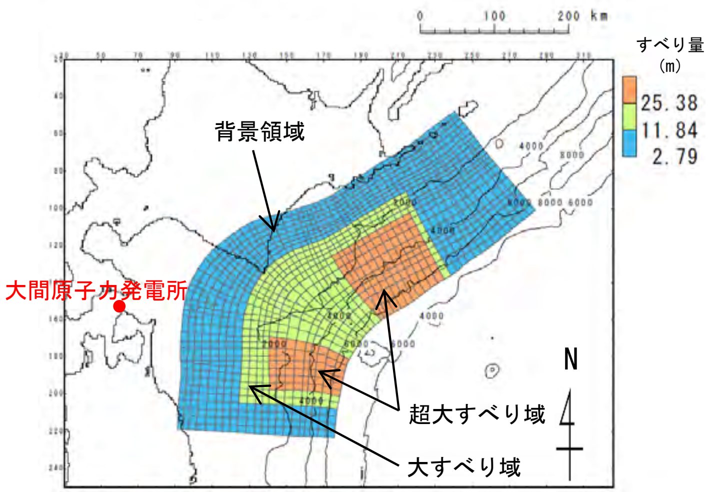
大きなすべりが生じる 3.11地震等のプレート境界の構造的特徴 (P.215)	比較 ⟺	日本海溝・千島海溝島弧会合部付近の テクトニクス的背景及び地震学的見地
• 付加体の幅が狭い。	整合しない	• 付加体の幅が広い。(P.211) • 襟裳岬沖に沈み込む海山が存在し，この海側で付加帯が形成される。（P.216，P.217）
• 海溝軸付近には比較的高速度域の島弧地殻が分布する。	整合しない	・海溝軸付近の陸側のプレートには沈み込む海山の影響による低速度の島弧地殻が分布する。（P.218）
• プレート境界が滑らかな形状を呈する。	整合しない	・プレート境界は複雑な形状を呈する。（P.219）
• スロー地震活動が低調である。	整合しない	・浅部領域にスロー地震活動域が存在する。(P.220)

3-2-1．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（76／128）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-80再掲

基準波源モデル①（１４／１５）：まとめ（１／２）

- 右のフロー及び設定根拠に基づき，3.11地震・津波の知見を反映（広域津波痕跡高の再現性を考慮）した岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の基準波源モデルを設定した。（基準波源モデル①）



3.11地震・津波の知見を反映（広域津波痕跡高の再現性を考慮）した基準波源モデル

3.11地震・津波の知見を反映（広域津波痕跡高の再現性を考慮）した基準波源モデル（P.148参照）の設定フロー

想定波源域の設定

↓

プレート境界面形状，断層面積：Sの設定

↓

平均応力降下量：⊿σ（3.1MPa）の設定

↓

剛性率：μの設定

↓

平均すべり量：Dの算定

地震の規模に関するスケーリング則と地震モーメントの式から算定

$$M_0 = 16/\left(7\cdot\pi^{3/2}\right)\cdot\Delta\sigma\cdot S^{3/2}$$
$$D = M_0/(\mu\cdot S)$$

Mo　：地震モーメント（N・m）
D　：平均すべり量(m)
⊿σ：平均応力降下量（Pa）
S　：断層面積（m^2）
μ　：剛性率(N/m^2)

↓

大すべり域，超大すべり域の設定

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

↓

すべり量設定

平均応力降下量が約3.1MPaとして，大すべり域，超大すべり域のすべり量が，それぞれ平均すべり量の1.4倍，３倍となるようにすべり量を設定し，各すべり域のすべり量を設定

↓

すべり角：λの設定

↓

モーメントマグニチュード：Mwの算定

Mw=(logMo-9.1)/1.5
ここで，Mo=μＳＤ

↓

ライズタイム：τの設定

設定根拠

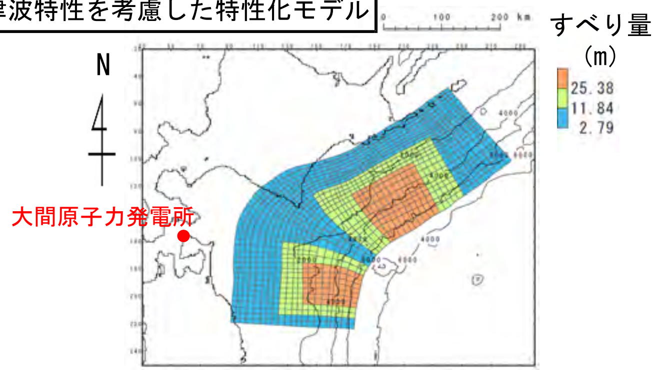
- 想定波源域の設定：既往地震，固着及び破壊伝播に関する検討に基づき，青森県東方沖及び岩手県沖北部から根室沖に設定
→P.151～P.180
- プレート境界面形状，断層面積：地震調査研究推進本部（2004，2012）の微小地震の震源分布に基づくプレート境界面の推定等深線より，地震発生域の深さの下限（60km）から海溝軸までを考慮
→P.187，P.188
- 平均応力降下量：杉野ほか（2014）に基づき，平均応力降下量3.1MPaを考慮
- 剛性率：地震波速度や密度に関する既往研究に基づき5.0×10^{10}N/m^2に設定（土木学会（2016）等）
→P.189，P.190
- 大すべり域，超大すべり域：杉野ほか(2014）に基づき設定
→P.200
- すべり角：すべり角は，陸側プレートのずれの向きに基づいて設定（中央防災会議（2006））
→P.191
- ライズタイム：平均的に利用されている値を参考に3.11地震の解析結果も踏まえ60sに設定（内閣府（2012））
→P.192

3－2－1．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（７７／１２８）

基準波源モデル①（１５／１５）：まとめ（２／２）

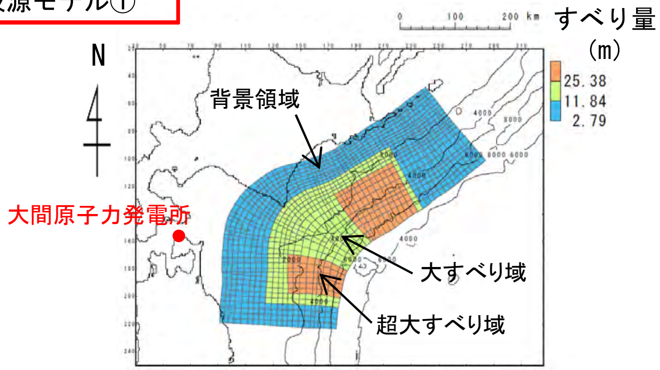
- 基準波源モデル①は，岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル（P.207参照）に対し，以下の保守性を考慮して設定する。
  - ✓ 日本海溝・千島海溝島弧会合部は，そのテクトニクス的背景及び地震学的見地から，3.11地震で見られた大きなすべりが発生する可能性は極めて低いと考えられるため超大すべり域は配置しないが，保守的観点から同領域に大すべり域を設定する。なお，この際，杉野ほか（2014）の面積比率を保持する位置に超大すべり域及び大すべり域を移動させた。

岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル



保守性を考慮

基準波源モデル①



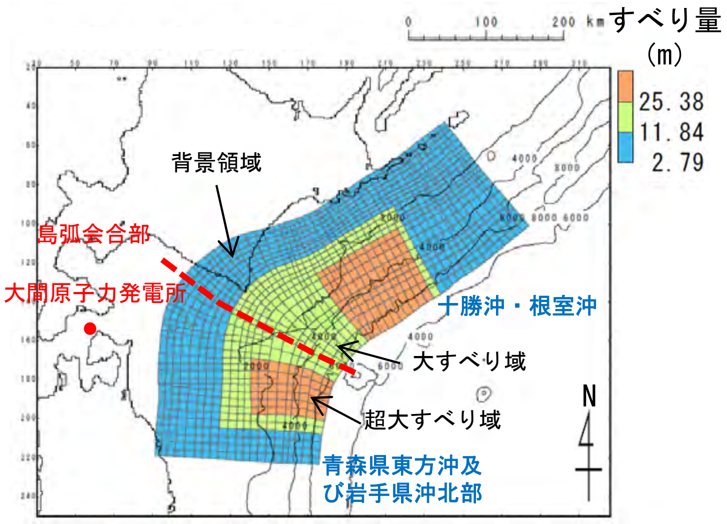
基準波源モデル①のパラメータ

項　目	基準波源モデル① 【モデル化後の値】	主な設定根拠	備　考 【設計値】
ﾓｰﾒﾝﾄﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ　Mw	9.06	Mw=(logMo-9.1)/1.5	9.05
地震発生深さ	海溝軸～深さ60km	地震調査研究推進本部 （2017a，2019）	—
断層面積 S　（km^2）	110,472	青森県東方沖及び岩手県沖北部から十勝沖・根室沖	—
平均応力降下量 $\Delta\sigma$　（MPa）	3.26	杉野ほか（2014） （設計値3.1MPa）	3.1
剛性率 μ　（N/m^2）	5.0×10^{10}	土木学会（2016）	—
地震ﾓｰﾒﾝﾄMo　（N・m）	4.92×10^{22}	$Mo=16/(7\cdot\pi^{3/2})\cdot\Delta\sigma\cdot S^{3/2}$	4.67×10^{22}
平均すべり量 D　（m）	8.90	$D=Mo/(\mu\cdot S)$	8.46
すべり量　背景領域　（m） （面積及び面積比率）	2.79 （63,895km^2，57.8%）	杉野ほか（2014）	2.79 （66,283km^2，60%）
すべり量　大すべり域　（m） （面積及び面積比率）	11.84 （27,829km^2，25.2%）		11.84 （27,618km^2，25%）
すべり量　超大すべり域　（m） （面積及び面積比率）	25.38 （18,748km^2，17.0%）		25.38 （16,571km^2，15%）
すべり角 λ（°）	陸側プレートのずれの向きに基づいて設定	中央防災会議（2006）	—
ライズタイム τ　（s）	60	内閣府（2012）	—

3-2-1．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（78／128）

基準波源モデル①：まとめ（補足）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-82再掲



基準波源モデル①

基準波源モデル①の詳細パラメータ

			基準波源モデル① 【モデル化後の値】	備　考 【設計値】
ﾓｰﾒﾝﾄﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ　Mw			9.06	9.05
平均応力降下量 $\Delta\sigma$　(MPa)			3.26	3.1
剛性率 μ　(N/m^2)			5.0×10^{10}	—
地震ﾓｰﾒﾝﾄMo　(N・m)			4.92×10^{22}	4.67×10^{22}
平均すべり量 D　(m)			8.90	8.46
波源全体	面積 S　(km^2)		110,472	—
	すべり量	背景領域(m) (面積及び面積比率)	2.79 (63,895km^2, 57.8%)	2.79 (66,283km^2, 60%)
		大すべり域(m) (面積及び面積比率)	11.84 (27,829km^2, 25.2%)	11.84 (27,618km^2, 25%)
		超大すべり域(m) (面積及び面積比率)	25.38 (18,748km^2, 17.0%)	25.38 (16,571km^2, 15%)
青森県東方沖及び岩手県沖北部	面積 S　(km^2)		40,959	—
	すべり量	背景領域(m) (面積及び面積比率)	2.79 (23,789km^2, 58.1%)	2.79 (24,575km^2, 60%)
		大すべり域(m) (面積及び面積比率)	11.84 (10,531km^2, 25.7%)	11.84 (10,240km^2, 25%)
		超大すべり域(m) (面積及び面積比率)	25.38 (6,639km^2, 16.2%)	25.38 (6,144km^2, 15%)
十勝沖・根室沖	面積 S　(km^2)		69,513	—
	すべり量	背景領域(m) (面積及び面積比率)	2.79 (40,106km^2, 57.7%)	2.79 (41,708km^2, 60%)
		大すべり域(m) (面積及び面積比率)	11.84 (17,298km^2, 24.9%)	11.84 (17,378km^2, 25%)
		超大すべり域(m) (面積及び面積比率)	25.38 (12,109km^2, 17.4%)	25.38 (10,427km^2, 15%)

注：各領域における面積比率はその領域面積に対する比率を記載

3－2－1．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（７９／１２８）

3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデル（１／７）

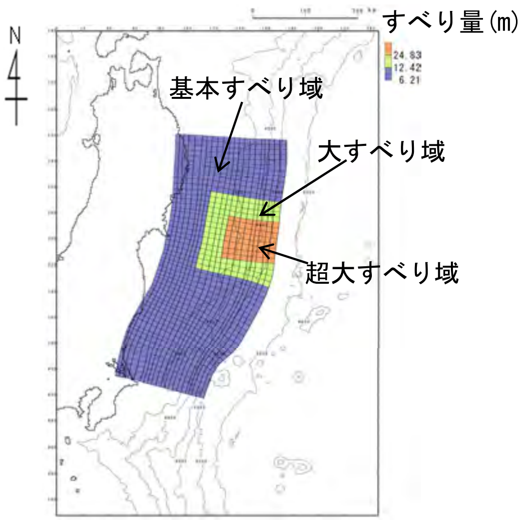
第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-83再掲

設定方針

- 3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデル※から得られた知見，及び3.11地震における大すべりの発生形態から得られた知見（＝広域の津波特性を考慮した特性化モデルと共通）（P.204参照）を踏まえ，青森県東方沖及び岩手県沖北部の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデルを設定する。
- なお，青森県東方沖及び岩手県沖北部の大すべり域は発電所の津波高さに与える影響が大きいことを踏まえ，保守性を確保する観点から，最新の科学的・技術的知見から想定されるすべりを上回る規模のすべりを考慮して特性化モデルを設定する。

【3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルから得られた知見】

- 大すべり域・超大すべり域のすべり量等：内閣府（2012）に示されるすべり量，面積比率を踏まえて設定する。
  - ✓ 大すべり域：津波断層の基本すべり量の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：津波断層の基本すべり量の４倍，全体面積の５%程度
- 大すべり域・超大すべり域の設定に伴う地震モーメントの調整方法：3.11地震における宮城県沖の破壊特性を再現するためには，波源領域全体でMwを調整する必要がある。



3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデル

3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルのパラメータ

		宮城県沖の大すべり域の破壊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】
ﾓｰﾒﾝﾄﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ　Mw		9.04	9.02
面積 S　(km²)		107,357	―
平均応力降下量 ⊿σ　(MPa)		3.13	3
剛性率 μ　(N/m²)		5.0×10^{10}	―
地震ﾓｰﾒﾝﾄMo　(N・m)		4.52×10^{22}	4.33×10^{22}
平均すべり量 D　(m)		8.43	8.07
すべり量	基本すべり域(m)（面積及び面積比率）	6.21（85,165km², 79.3%）	6.21（85,885km², 80%）
	大すべり域(m)（面積及び面積比率）	12.42（14,114km², 13.2%）	12.42（16,104km², 15%）
	超大すべり域(m)（面積及び面積比率）	24.83（8,078km², 7.5%）	24.83（5,368km², ５%）
ライズタイム τ　(s)		60	―

※第1023回審査会合 資料1-2 「4-2-2.2011年東北地方太平洋沖地震による津波等の再現性確認」参照

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（８０／１２８）

3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデル（２／７）

大すべり域・超大すべり域の位置
（基準波源モデル①のうち青森県東方沖及び岩手県沖北部の超大すべり域の設定方針と共通）

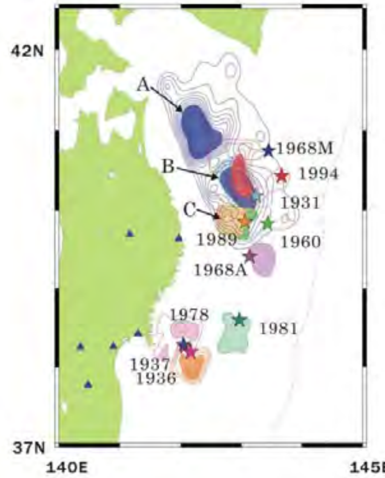
第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-84再掲

- アスペリティ分布の解析から，青森県東方沖及び岩手県沖北部のアスペリティ（下図：ＡとＢ）のうち，1968年の地震と1994年の地震の共通アスペリティ（下図：Ｂ）のカップリング率はほぼ100%であるとされている。また，個々のアスペリティが単独で動けばＭ７クラスの地震（=1994年）を，連動するとＭ８クラスの地震（=1968年）を引き起こすとされている。　Yamanaka and Kikuchi(2004)，永井ほか（2001）による

以上の地震学的見地を踏まえ，大すべり域・超大すべり域を配置する。

【超大すべり域が１つのケースの位置の設定について】

- 広域の津波特性を考慮した特性化モデル（P.207）については，超大すべり域が２つであるため，北海道東部沿岸と青森県北部太平洋沿岸の津波堆積物を考慮し，これらに正対する海域にそれぞれ超大すべり域を設定した。
- 一方，3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定する特性化モデル（P.231）は，超大すべり域が１つであり，日本海溝・千島海溝島弧会合部を跨がずに設定するものであるため，北海道東部沿岸と青森県北部太平洋沿岸の津波堆積物のうち，敷地に与える影響が大きい沿岸に正対する位置に配置する。
- 島弧会合部は，北海道の襟裳岬から東南東方の海域へ続いていることを考慮すると，津軽海峡開口部（津軽海峡への入り口）が位置する海域と同じ海域である青森県東部沿岸に正対する海域に超大すべり域を配置することが，大間地点の敷地へ及ぼす津波高の影響が大きくなると考えられる。
- なお，第1023回審査会合　資料1-2 P.4.3-8に示すとおり，超大すべり域の形状はやや異なるものの，青森県東部沿岸の沖合から北海道東部沿岸の沖合に超大すべり域の位置を移動させた場合の，敷地に及ぼす津波高の検討を行った結果，青森県東部沿岸の沖合に超大すべり域を配置（S1配置）したケースのスペクトル強度がほぼ全ての周期で上回っており，超大すべり域を青森県東部沿岸の沖合いに配置することは妥当と考えられる。



青森県東方沖及び岩手県沖北部における
アスペリティの活動パターンと地震規模の関係
Yamanaka and Kikuchi(2004)，永井ほか（2001）

3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデル（３／７）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-85再掲

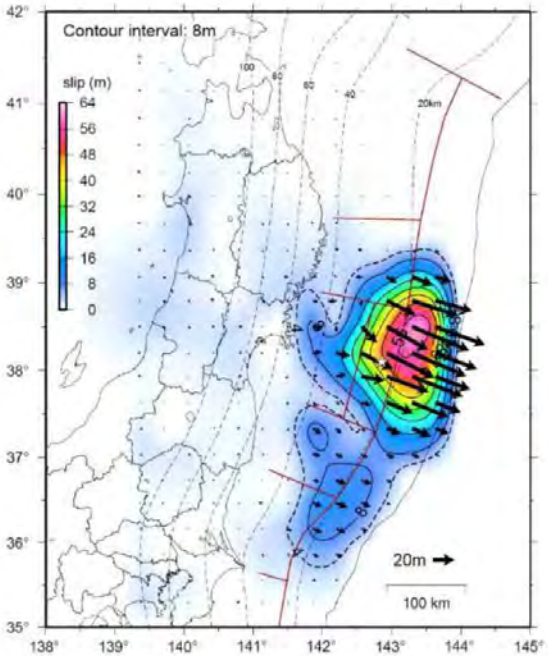
大すべり域・超大すべり域のすべり量分布
（基準波源モデル①のうち青森県東方沖及び岩手県沖北部の超大すべり域の設定方針と共通）

- 青森県東方沖及び岩手県沖北部で発生している既往地震の震源深さ（約20km）は，3.11地震時に宮城県沖の浅部領域をオーバーシュートさせた（破壊の起点となった）震源深さと同程度である。

地震調査研究推進本部（2012），Yamanaka and Kikuchi(2004）による

以上から，3.11地震における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のすべり量分布を設定する。

星印は本震の震央，点線はプレート境界面の深さ，ベクトル(→)は計算によって求めた地下のプレート境界面上でのすべりを示す。



3.11地震時の震源位置とすべり分布
地震調査研究推進本部（2012）

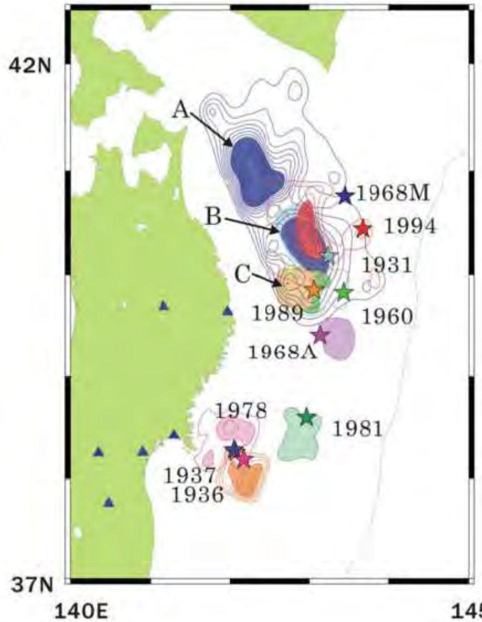


Figure 6. Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan. Stars show the main shock epicenters. Contour lines show the moment release distribution. The interval of the contour lines is 0.5 m. Each earthquake is distinguished by color. We painted the area within the value of half the maximum slip as an asperity.

青森県東方沖及び岩手県沖北部における
アスペリティ分布，既往地震の震源
Yamanaka and Kikuchi(2004)

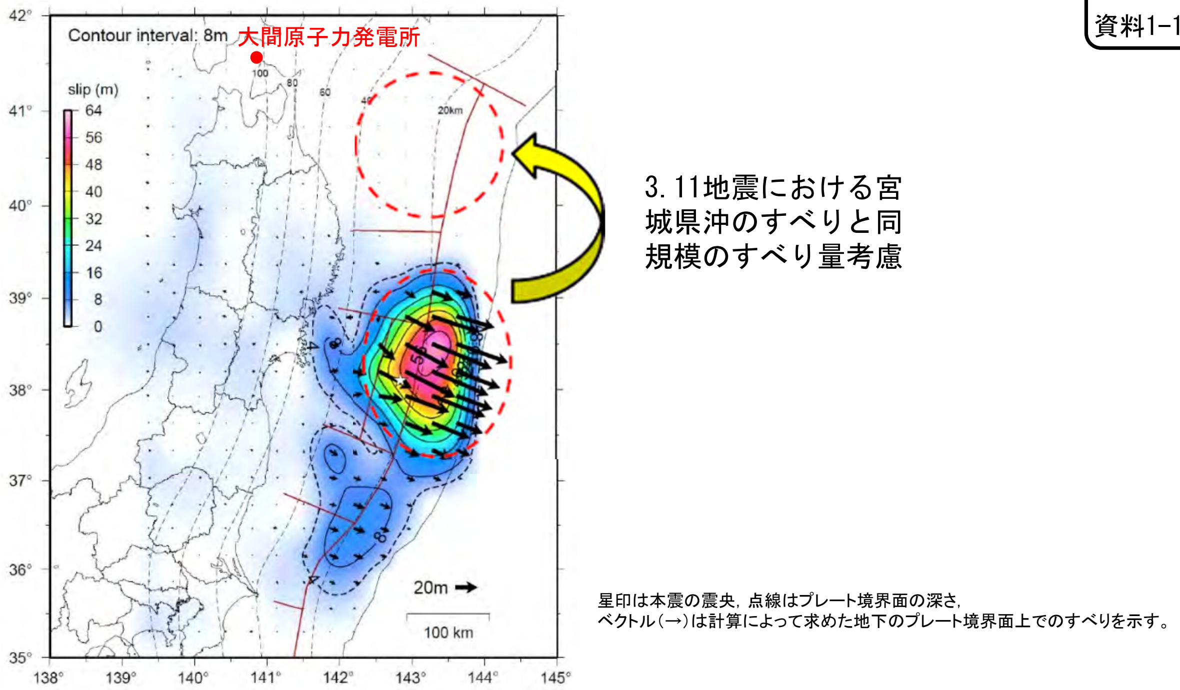
３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（８２／１２８）

3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデル（４／７）

大すべり域・超大すべり域のすべり量
（基準波源モデル①のうち青森県東方沖及び岩手県沖北部の超大すべり域の設定方針と共通）（P.206再掲）

- 青森県東方沖及び岩手県沖北部については，1968年十勝沖地震に伴うすべり量（７ｍ～９ｍ程度）が最大規模と評価される（P.155，P.156参照）。
- しかし，津軽海峡開口部前面とほぼ正対する青森県東方沖及び岩手県沖北部の大すべり域は，発電所の津波高さに与える影響が大きいことを踏まえ，保守性確保の観点から最新の科学的・技術的知見から想定されるすべりを上回る規模のすべりとして，3.11地震時における宮城県沖のすべり量と同規模のすべり量を考慮する。

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-86再掲



3.11地震時のすべり分布
地震調査研究推進本部（2012）に一部加筆

大すべり域・超大すべり域の設定（概念）

3-2-1．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（83／128）

3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデル（5／7）

平均応力降下量（1／2）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-87再掲

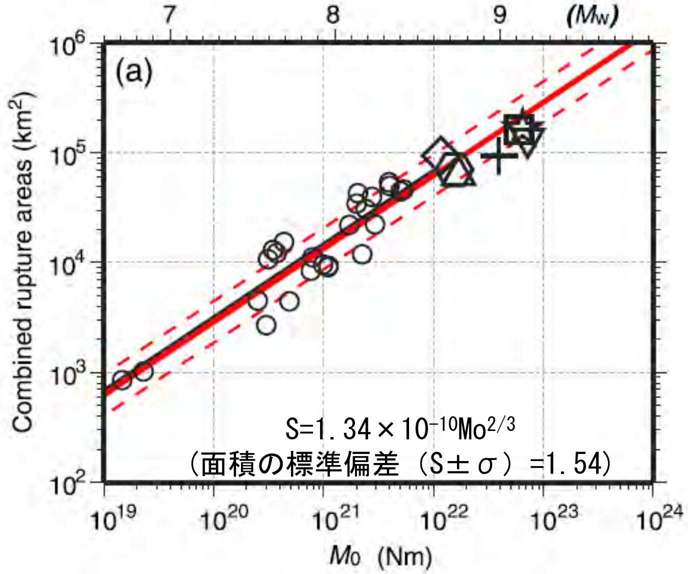
津波観測データを用いた解析による平均応力降下量の整理

Earthquake	Reference	data	M0 (N m)	Mw	S (km2)	σ (MPa)	log10(⊿σ)	地震別中央値
2003 Tokachi-oki	Tanioka et al. (2004)	Tu	1.00E+21	8	9600	2.6	0.41	0.41
1946 Nankai	Satake (1993)	Tu, G	3.90E+21	8.3	59400	0.7	-0.15	-0.05
	Kato and Ando (1997)	Tu, G	4.00E+21	8.3	54000	0.8	-0.10	
	Tanioka and Satake (2001a)	Tu	5.30E+21	8.4	52650	1.1	0.04	
	Baba et al. (2002)	Tu	4.90E+21	8.4	52650	1	0.00	
1944 Tonankai	Satake (1993)	Tu, G	2.00E+21	8.1	48600	0.5	-0.30	-0.22
	Kato and Ando (1997)	Tu, G	2.80E+21	8.2	43200	0.8	-0.10	
	Tanioka and Satake (2001b)	Tu	2.00E+21	8.1	42525	0.6	-0.22	
東北地方太平洋沖地震	内閣府	Tsunami+GPS	4.21E+22	9.0	1.20E+05	2.5	0.39	0.39
2010年チリ地震	Lorito et al.(2011)	GPS+Tsunami+InSAR	1.55E+22	8.8	130000	0.8	-0.08	-0.08
2004年スマトラ地震	Lorito et al.(2010)	GPS+Tsunami+衛星	6.63E+22	9.15	315000	0.9	-0.03	0.07
	Fujii and Satake	Tsunami+衛星	6.00E+22	9.12	220000	1.5	0.16	

M0:地震モーメント，Mw:モーメントマグニチュード，S:断層面積，σ:応力降下量

	中央値の平均値
log(⊿σ)	0.09
⊿σ	1.2
+標準偏差	2.2

内閣府(2012)に一部加筆



破壊領域（S）とMoの関係
Murotani et al.（2013）に一部加筆

平均応力降下量⊿σ=1.57MPa
S＋σ時の平均応力降下量⊿σ=0.82MPa
S－σ時の平均応力降下量⊿σ=3.00MPa

- 内閣府（2012）では，「巨大地震の津波断層モデルの平均応力降下量の平均値は1.2MPaであり，平均値に標準偏差を加えた値は2.2MPaであること等を踏まえ保守的に，南海トラフにおける巨大地震の津波断層モデルで用いる平均応力降下量として3.0MPa」を採用されている。
- Murotani et al.（2013）によると，日本付近で発生したＭ７～８クラスの11個のプレート境界地震及び７つの巨大地震※1の津波断層モデルを説明するスケーリング則において，円形破壊面を仮定したスケーリング則※2から，S-Moの関係式の平均応力降下量⊿σを算定すると1.57MPaであり，面積の標準偏差（S±σ）を考慮すると，平均応力降下量⊿σは最大で3.0MPa程度となる。

※1：2011年東北地方太平洋沖地震，2010年チリ地震，2004年スマトラ地震，1964年アラスカ・アリューシャン地震，1960年チリ地震，1957年アリューシャン地震，1952年カムチャツカ地震

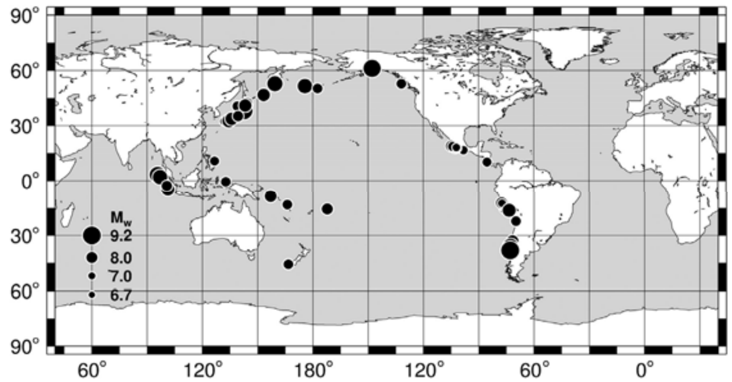
※2：$Mo=16/(7\cdot\pi^{3/2})\cdot⊿\sigma\cdot S^{3/2}$

3-2-1．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（84／128）

3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデル（6／7）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-88再掲

平均応力降下量（2／2）



分析に使用した地震の発生位置

導出した回帰係数及び既往文献との比較

Table 3
Self-Similar Scaling Relations, Regression Coefficients, and Standard Deviations

	M_0-Rupture Area (S)		M_0-Average Slip (D)		M_0-Total Asperity Area (S_a)		$S-S_a$		M_0-D_{max}	
	c_2	σ	c_1	σ	c_2	σ	C_1	σ	c_2	σ
Present study	1.77×10^{-10}	1.498	1.23×10^{-07}	1.527	4.16×10^{-11}	1.613	0.24	1.40	5.00×10^{-07}	1.508
Murotani *et al.* (2013)	1.34×10^{-10}	1.540	1.66×10^{-07}	1.640	2.81×10^{-11}	1.720	0.20	1.41	—	—
Murotani *et al.* (2008)	1.48×10^{-10}	1.610	1.48×10^{-07}	1.720	2.89×10^{-11}	1.780	0.20	1.41	—	—
Somerville *et al.* (2002)	2.41×10^{-10}	—	1.14×10^{-07}	—	5.62×10^{-11}	—	0.25	—	—	—

The equations used in the regressions are $\log(D)=\log(c_1)+\frac{1}{3}\log(M_0)$, $\log(S)=\log(c_2)+\frac{2}{3}\log(M_0)$.

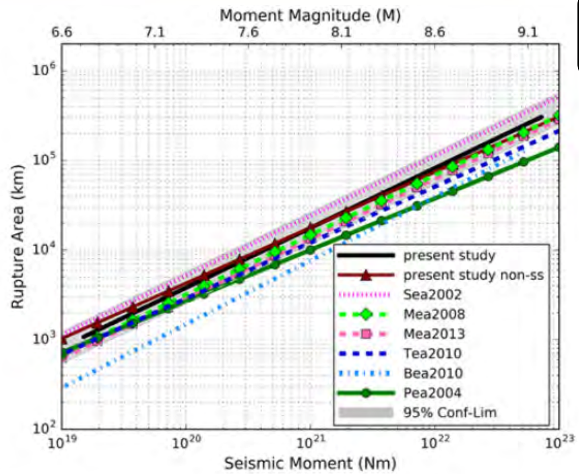


Figure 6. Scaling relations of the rupture area from various studies with respect to seismic moment (Sea2002, Somerville *et al.*, 2002; Mea2013, Murotani *et al.*, 2013; Mea2008, Murotani *et al.*, 2008; Tea2010, Strasser *et al.*, 2010; Bea2010, Blaser *et al.*, 2010; and Pea2004, Papazachos *et al.*, 2004). The shaded area indicates the ±1 standard deviation limits of this study's self-similar model. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

破壊領域(S)とM_0の関係

Skarlatoudis et al.(2016)

平均応力降下量⊿σ=1.03MPa
S+σ時の平均応力降下量⊿σ=0.56MPa
S−σ時の平均応力降下量⊿σ=1.90MPa

- Skarlatoudis et al.(2016) では，世界の沈み込み帯で発生したプレート間地震44個（Mw6.75-9.1)の不均質断層モデルを分析し，地震動及び津波の予測に用いるためのスケーリング関係を導出されている。
- ここで得られたS-M_0関係に円形破壊面を仮定したスケーリング則※を適用すると，面積の標準偏差（±σ）の範囲で，平均応力降下量⊿σは最大で1.9MPa程度となり，Murotani et al.(2013) で求められた応力降下量より小さい（P.229参照）。

前ページ及び以上から，平均応力降下量は，保守的設定として3.0MPaに設定した。

※：$M_0=16/(7\cdot\pi^{3/2})\cdot⊿\sigma\cdot S^{3/2}$

3－2－1．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（８５／１２８）

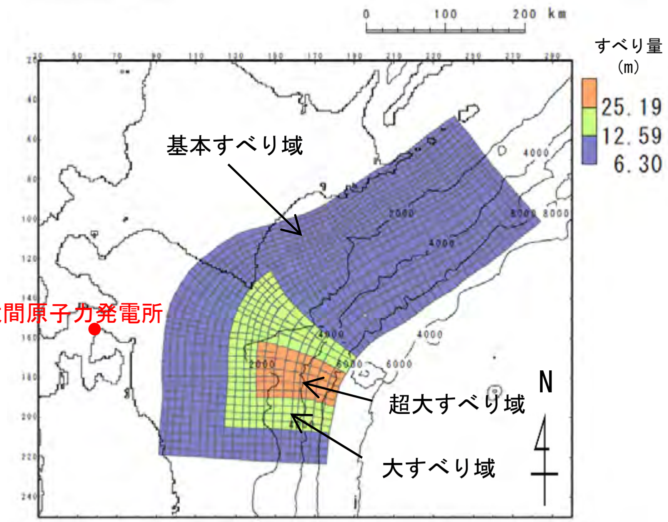
3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデル（７／７）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-89再掲

- 3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデルは，最新の科学的・技術的知見から想定されるすべり量を上回る規模のすべり量を考慮することとし，大すべり域・超大すべり域の設定に伴う地震モーメントの調整は，3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に波源領域全体で実施して設定する。

3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した
特性化モデルを参考に設定した特性化モデルのパラメータ

項　目		3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデル【モデル化後の値】	主な設定根拠	備　考【設計値】
ﾓｰﾒﾝﾄﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ　Mw		9.04	Mw=(logMo-9.1)/1.5	9.04
地震発生深さ		海溝軸～深さ60km	地震調査研究推進本部（2017a，2019）	―
断層面積 S　(km^2)		110,472	青森県東方沖及び岩手県沖北部から十勝沖・根室沖	―
平均応力降下量 ⊿σ　(MPa)		3.05	内閣府（2012）等（設計値３MPa）	３
剛性率 μ　(N/m^2)		5.0×10^{10}	土木学会（2016）等	―
地震ﾓｰﾒﾝﾄMo　(N・m)		4.59×10^{22}	$Mo=16/(7\cdot\pi^{3/2})\cdot⊿\sigma\cdot S^{3/2}$	4.52×10^{22}
平均すべり量 D　(m)		8.31	D=Mo/(μ・S)	8.19
すべり量	基本すべり域 (m)（面積及び面積比率）	6.30（87,732km^2，79.4%）	3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデル(P.225，第1023回審査会合 資料1-2 P.3.1-18，P.3.2-21参照)	6.30（88,377km^2，80%）
	大すべり域 (m)（面積及び面積比率）	12.59（16,438km^2，14.9%）		12.59（16,571km^2，15%）
	超大すべり域 (m)（面積及び面積比率）	25.19（6,302km^2，5.7%）		25.19（5,524km^2，５%）
すべり角 λ（°）		陸側プレートのずれの向きに基づいて設定	中央防災会議（2006）	―
ライズタイム τ　(s)		60	内閣府（2012）	―



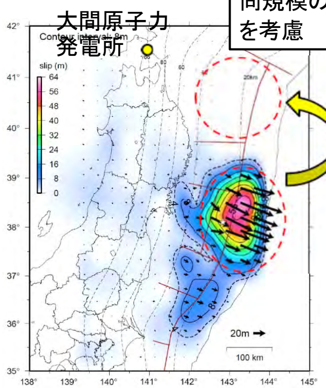
3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデル

3-2-1．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（86／128）

基準波源モデル②，③，④

設定概要

- 青森県東方沖及び岩手県沖北部の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデルとして，青森県東方沖及び岩手県沖北部の大すべり域は津波高さに与える影響が大きいことを踏まえ，最新の科学的・技術的知見から想定されるすべりを上回る規模のすべりを考慮する。基準波源モデルは，大すべり域・超大すべり域のすべり量，すべり分布が異なる複数の波源モデルを設定することとし，内閣府（2012）の知見を踏まえた基準波源モデル②，3.11地震における宮城県沖の破壊特性を再現する特性化モデルを参考に設定した特性化モデルを基に，すべり量を約20%割増した基準波源モデル③及び杉野ほか（2013）を参考に，短周期の波の発生要因を考慮した基準波源モデル④を設定した。
- なお，岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の各基準波源モデルの超大すべり域の位置は，アスペリティ分布及び1968年の地震の震源位置を踏まえて設定した（基準波源モデル①と同様）。

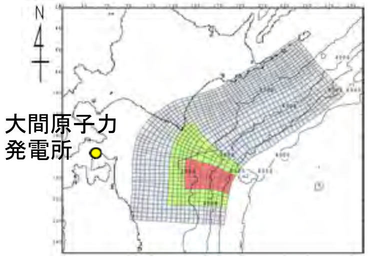


同規模のすべりを考慮

3.11地震時の震源位置とすべり分布
地震調査研究推進本部（2012）に一部加筆

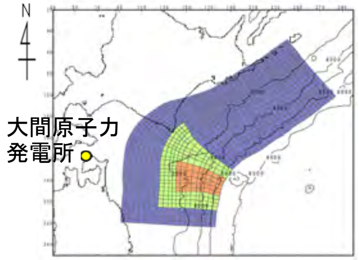
大すべり域・超大すべり域の設定に伴う
地震モーメントの調整方法

内閣府（2012）を踏まえ背景領域で調整



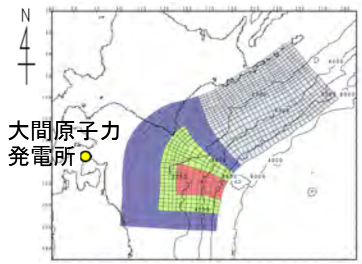
基準波源モデル②※

3.11地震における宮城県沖の破壊特性を再現する特性化モデルを参考にMwを波源領域全体で調整



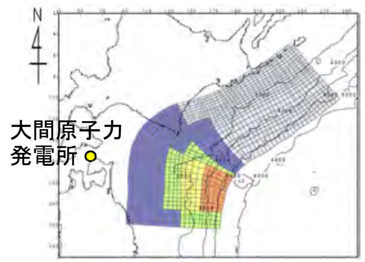
3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した
特性化モデルを参考に設定した特性化モデル※

3.11地震の津波波源モデルと震源断層モデルの面積の違いを考慮し，大すべり・超大すべり域等のすべり量を約20%割増し



基準波源モデル③※

杉野ほか（2013）を参考に，短周期の波の発生要因を考慮するため，海溝沿いのすべり量を強調



基準波源モデル④

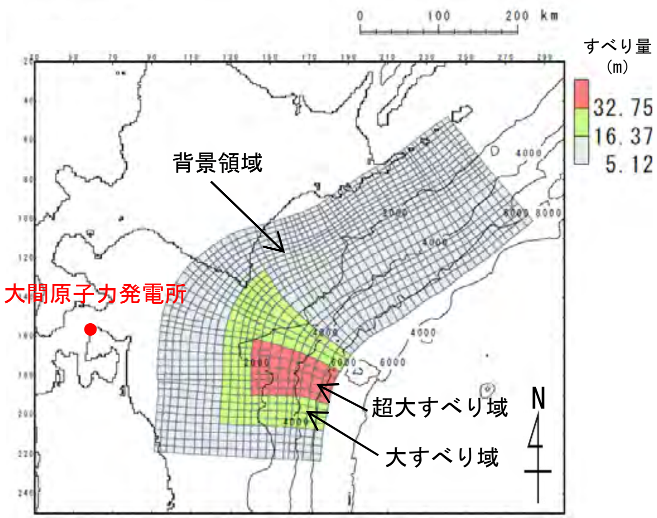
※：大すべり域・超大すべり域のすべり分布及び面積は同一。

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（８７／１２８）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-91再掲

基準波源モデル②
：まとめ（１／２）

右のフロー及び設定根拠に基づき，3.11地震・津波の知見を反映した基準波源モデルを設定した。



3.11地震・津波の知見を反映した基準波源モデル

3.11地震・津波の知見を反映した基準波源モデル（P.148参照）の設定フロー

想定波源域の設定
↓
プレート境界面形状，断層面積：Sの設定
↓
平均応力降下量：⊿σ（３MPa）の設定
↓
剛性率：μの設定
↓
平均すべり量：Dの算定

地震の規模に関するスケーリング則と地震モーメントの式から算定

$$M_0=16/(7\cdot\pi^{3/2})\cdot\Delta\sigma\cdot S^{3/2}$$
$$D=M_0/(\mu\cdot S)$$

Mo　：地震モーメント（N・m）
D　：平均すべり量(m)
⊿σ：平均応力降下量（Pa）
S　：断層面積（m²）
μ　：剛性率(N/m²)

↓
大すべり域，超大すべり域の設定

・大すべり域：平均すべり量の２倍，全体面積の20％程度※１
・超大すべり域　：平均すべり量の４倍，全体面積の５％程度

※１：超大すべり域を含む

↓
すべり量設定

平均応力降下量が約３MPaとして，大すべり域，超大すべり域のすべり量が，それぞれ平均すべり量の２倍，４倍となるようにすべり量を設定し，各すべり域のすべり量を設定

↓
すべり角：λの設定
↓
モーメントマグニチュード：Mwの算定

Mw=(logMo-9.1)/1.5
ここで，Mo=μＳＤ

↓
ライズタイム：τの設定

設定根拠

- 既往地震，固着及び破壊伝播に関する検討に基づき，青森県東方沖及び岩手県沖北部から根室沖に設定
→P.151～P.180
- 地震調査研究推進本部（2004，2012）の微小地震の震源分布に基づくプレート境界面の推定等深線より，地震発生域の深さの下限（60km）から海溝軸までを考慮
→P.187，P.188
- 3.11地震を含む世界の巨大地震のばらつきを考慮した平均応力降下量３MPaを考慮（内閣府（2012）等）
→P.229，P.230
- 地震波速度や密度に関する既往研究に基づき5.0×10¹⁰N/m²に設定（土木学会（2016）等）
→P.189，P.190
- 3.11地震を含む世界の巨大地震の大すべり域を参照して設定（内閣府（2012））
→第1023回審査会合 資料1-2 P.3.1-18，P.3.2-21参照
- すべり角は，陸側プレートのずれの向きに基づいて設定（中央防災会議（2006））
→P.191
- 平均的に利用されている値を参考に3.11地震の解析結果も踏まえ60sに設定（内閣府（2012））
→P.192

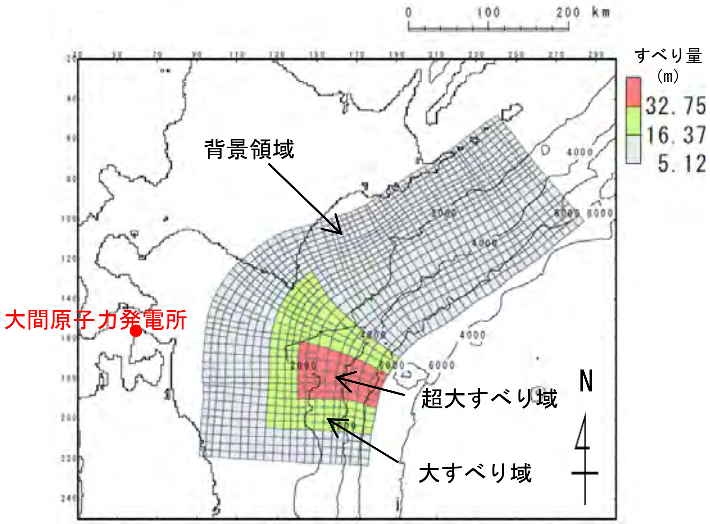
３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（８８／１２８）

基準波源モデル②：まとめ（２／２）

- 基準波源モデル②は，最新の科学的・技術的知見から想定されるすべり量を上回る規模のすべり量を考慮することとし，大すべり域・超大すべり域の設定に伴う地震モーメントの調整は，内閣府（2012）を踏まえ，背景領域で実施して設定する。

基準波源モデル②のパラメータ

項　目		基準波源モデル② 【モデル化後の値】	主な設定根拠	備　考 【設計値】
ﾓｰﾒﾝﾄﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ　Mw		9.04	Mw=(logMo-9.1)/1.5	9.04
地震発生深さ		海溝軸～深さ60km	地震調査研究推進本部 （2017a，2019）	—
断層面積 S （km^2）		110,472	青森県東方沖及び岩手県沖北部から十勝沖・根室沖	—
平均応力降下量 ⊿σ （MPa）		3.07	内閣府（2012）等 （設計値３MPa）	3
剛性率 μ （N/m^2）		5.0×10^{10}	土木学会（2016）等	—
地震ﾓｰﾒﾝﾄMo （N・m）		4.62×10^{22}	$Mo=16/(7\cdot\pi^{3/2})\cdot\varDelta\sigma\cdot S^{3/2}$	4.52×10^{22}
平均すべり量 D （m）		8.37	D=Mo/(μ・S)	8.19
すべり量	背景領域 （m） （面積及び面積比率）	5.12 （87,732km^2，79.4%）	内閣府（2012）	5.12 （88,377km^2，80%）
	大すべり域 （m） （面積及び面積比率）	16.37 （16,438km^2，14.9%）		16.37 （16,571km^2，15%）
	超大すべり域 （m） （面積及び面積比率）	32.75 （6,302km^2，5.7%）		32.75 （5,524km^2，５%）
すべり角 λ （°）		陸側プレートのずれの向きに基づいて設定	中央防災会議（2006）	—
ライズタイム τ （s）		60	内閣府（2012）	—



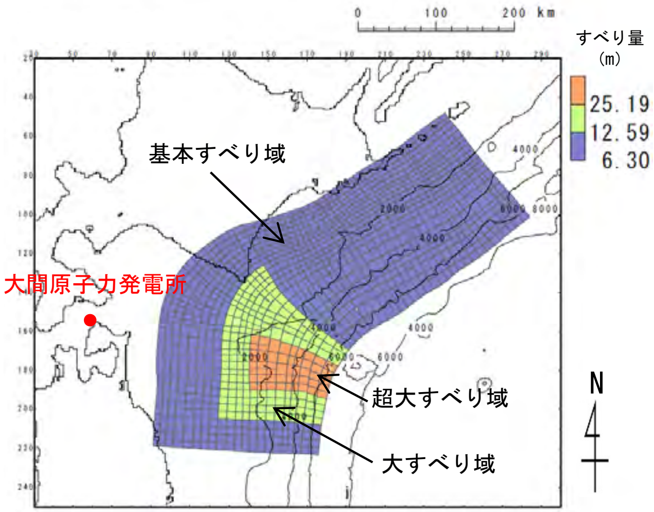
基準波源モデル②

3-2-1．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（89／128）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-93再掲

基準波源モデル③④ ：まとめ

右のフロー及び設定根拠に基づき，3.11地震・津波の知見を反映（沖合等の観測津波波形等の再現性を考慮）した波源モデルを設定した。



3.11地震・津波の知見を反映（沖合等の観測津波波形等の再現性を考慮）した波源モデル

※１：基本すべり域，大すべり域及び超大すべり域のすべり量が１：２：４となるように設定した基本すべり域のすべり量（D_1）
基本すべり量（D_1）は，以下の関係式を満足する条件として設定した。

$Mo=Mo_1+Mo_2+Mo_4$
➢地震モーメント（$Mo_1=\mu \cdot S_1 \cdot D_1$，$Mo_2=\mu \cdot S_2 \cdot D_2$，$Mo_4=\mu \cdot S_4 \cdot D_4$）
➢断層面積（S_1，S_2，S_4）
➢すべり量（D_1，D_2（$2 \cdot D_1$），D_4（$4 \cdot D_1$））
ここで，下付き数字1は基本すべり域，2は大すべり域，4は超大すべり域を表す。

3.11地震・津波の知見を反映（沖合等の観測津波波形等の再現性を考慮）した波源モデル（P.148参照）の設定フロー

設定フロー	設定根拠
想定波源域の設定	既往地震，固着及び破壊伝播に関する検討に基づき，青森県東方沖及び岩手県沖北部から根室沖に設定 →P.151～P.180
プレート境界面形状，断層面積：Sの設定	地震調査研究推進本部（2004，2012）の微小地震の震源分布に基づくプレート境界面の推定等深線より，地震発生域の深さの下限（60km）から海溝軸までを考慮 →P.187，P.188
平均応力降下量：⊿σ（３MPa）の設定	3.11地震を含む世界の巨大地震のばらつきを考慮した平均応力降下量３MPaを考慮（内閣府（2012）　等） →P.229，P.230
剛性率：μの設定	地震波速度や密度に関する既往研究に基づき5.0×10^{10}N/m²に設定（土木学会（2016）等） →P.189，P.190
平均すべり量：Dの算定 地震の規模に関するスケーリング則と地震モーメントの式から算定 $M_0=16/(7\cdot\pi^{3/2})\cdot\Delta\sigma\cdot S^{3/2}$ $D=M_0/(\mu\cdot S)$ Mo：地震モーメント（N・m） D：平均すべり量(m) ⊿σ：平均応力降下量（Pa） S：断層面積（m²） μ：剛性率(N/m²)	
大すべり域，超大すべり域の設定 ・大すべり域：基本すべり量※１の２倍，全体面積の20%程度※２ ・超大すべり域　：基本すべり量※１の４倍，全体面積の５%程度 ※２：超大すべり域を含む	3.11地震を含む世界の巨大地震の大すべり域を参照して設定（内閣府（2012）ほか） →第1023回審査会合 資料1-2 P.3.1-18，P.3.2-21参照
すべり量設定 平均応力降下量が約３MPaとして，大すべり域，超大すべり域のすべり量が，それぞれ基本すべり域のすべり量の２倍，４倍となるようにすべり量を設定し，各すべり域のすべり量を設定	
すべり角：λの設定	すべり角は，陸側プレートのずれの向きに基づいて設定（中央防災会議（2006）） →P.191
モーメントマグニチュード：Mwの算定 Mw=(logMo-9.1)/1.5 ここで，Mo=μＳＤ	
ライズタイム：τの設定	平均的に利用されている値を参考に3.11地震の解析結果も踏まえ60sに設定（内閣府（2012）） →P.192

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（９０／１２８）

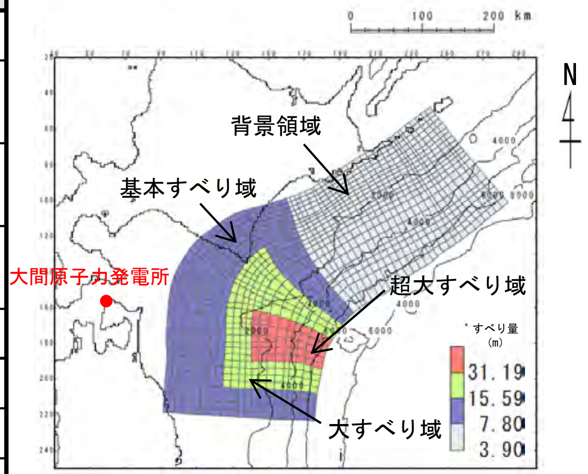
第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-94再掲

基準波源モデル③（１／２）

- 基準波源モデル③は，3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデル（P.231参照）に対し，すべりの不確かさを踏まえ，より保守側の設定として大すべり域・超大すべり域等のすべり量が約20％割増し（P.237参照）になるように，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する。

基準波源モデル③のパラメータ

項　目		基準波源モデル③ 【モデル化後の値】	主な設定根拠	備　考 【設計値】
ﾓｰﾒﾝﾄﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ　Mw		9.05	Mw=(logMo-9.1)/1.5	9.04
地震発生深さ		海溝軸～深さ60km	地震調査研究推進本部 （2017a，2019）	―
断層面積 S （km^2）		110,472	青森県東方沖及び岩手県沖北部から十勝沖・根室沖	―
平均応力降下量 $\Delta\sigma$ （MPa）		3.14	内閣府（2012）等 （設計値３MPa）	３
剛性率 μ （N/m^2）		5.0×10^{10}	土木学会（2016）等	―
地震ﾓｰﾒﾝﾄMo （N・m）		4.73×10^{22}	$Mo=16/(7\cdot\pi^{3/2})\cdot\Delta\sigma\cdot S^{3/2}$	4.52×10^{22}
平均すべり量 D （m）		8.57	$D=Mo/(\mu\cdot S)$	8.19
すべり量	基本すべり域 （m） （全体面積の30%）	7.80 （38,853km^2，35.2%）	すべりの不確かさを踏まえ，より保守側の設定として超大すべり域等のすべり量が約20%割増し（P.237参照）になるように，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	7.80 （33,141km^2，30%）
	背景領域 （m） （基本すべり域のすべり量の0.5倍，全体面積の50%程度）	3.90 （48,879km^2，44.2%）		3.90 （55,236km^2，50%）
	大すべり域 （m） （基本すべり域のすべり量の２倍，全体面積の15%程度）	15.59 （16,438km^2，14.9%）		15.59 （16,571km^2，15%）
	超大すべり域 （m） （基本すべり域のすべり量の４倍，全体面積の5%程度）	31.19 （6,302km^2，5.7%）		31.19 （5,524km^2，５%）
すべり角 λ （°）		陸側プレートのずれの向きに基づいて設定	中央防災会議（2006）	―
ライズタイム τ （s）		60	内閣府（2012）	―



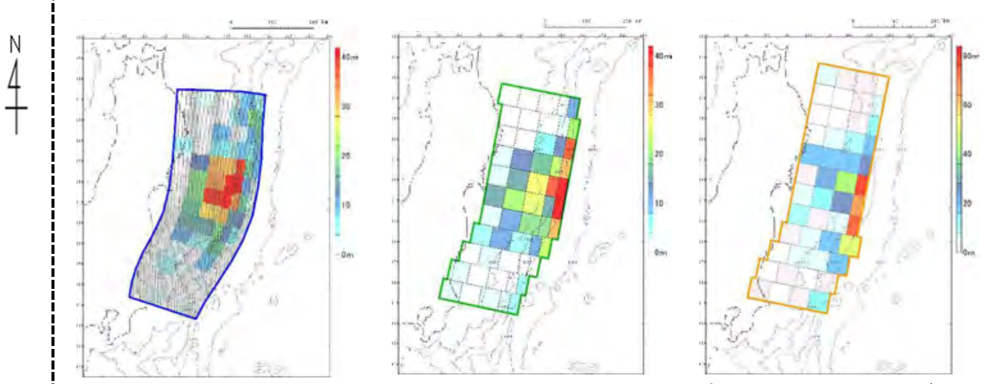
基準波源モデル③

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（９１／１２８）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-95再掲

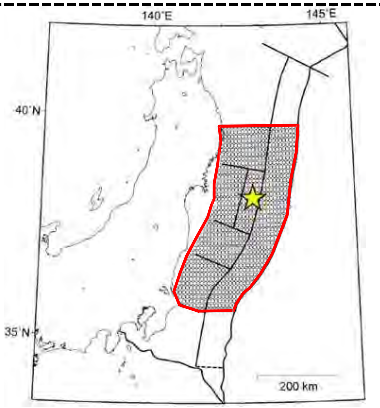
基準波源モデル③（２／２）：すべり量の割増しに係る3.11地震・津波の知見

- 3.11地震に伴う津波を広域に再現するモデルの断層面積は，地震調査研究推進本部（2014）が評価した「東北地方太平洋沖型の地震」の断層面積と比較して約10%～20%大きい。
- 断層面積の違いは，発電所の津波高さに大きな影響を与える大すべり域・超大すべり域等のすべり量の算定に直接的に関係することを踏まえ，3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデルの大すべり域・超大すべり域等のすべり量を約20%割増しする。

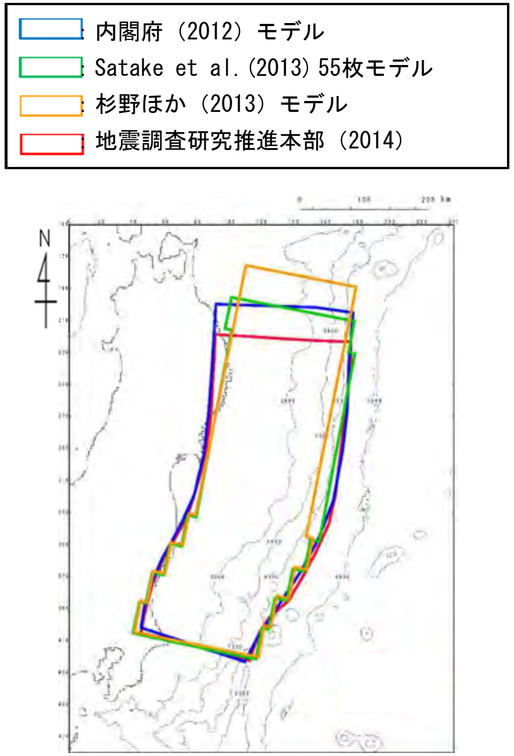


内閣府（2012）モデル　Satake et al.(2013) 55枚モデル　杉野ほか（2013）モデル

3.11地震に伴う津波を再現する津波波源モデル



「東北地方太平洋沖型の地震」の断層面
地震調査研究推進本部（2014）



波源領域の比較

3.11地震・津波特性を再現する断層モデルのモーメントマグニチュード及び面積

モデル	Mw	断層面積
内閣府(2012)モデル	9.0	119,974(km²)
Satake et al.(2013) 55枚モデル	9.0	110,000(km²)
杉野ほか(2013)モデル	9.1	112,000(km²)
地震調査研究推進本部(2014)	9.0	約10万(km²)

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（９２／１２８）

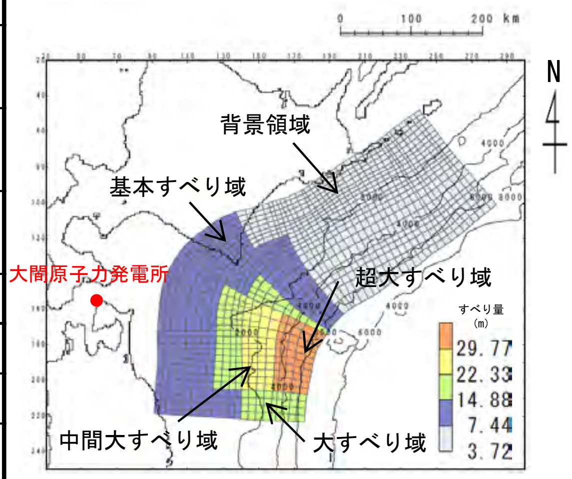
第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-96再掲

基準波源モデル④（１／２）

• 基準波源モデル④は，基準波源モデル③（P.236参照）に対し，海底地すべりや分岐断層の影響（P.239参照）を考慮して設定した。

基準波源モデル④のパラメータ

項　目		基準波源モデル④ 【モデル化後の値】	主な設定根拠	備　考 【設計値】
ﾓｰﾒﾝﾄﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ　Mw		9.04	Mw=(logMo-9.1)/1.5	9.04
地震発生深さ		海溝軸～深さ60km	地震調査研究推進本部 （2017a，2019）	―
断層面積 S　（km^2）		110,472	青森県東方沖及び岩手県沖北部から十勝沖・根室沖	―
平均応力降下量 ⊿σ　（MPa）		3.08	内閣府（2012）等 （設計値３MPa）	3
剛性率 μ　（N/m^2）		5.0×10^{10}	土木学会（2016）等	―
地震ﾓｰﾒﾝﾄMo　（N・m）		4.65×10^{22}	$Mo=16/(7\cdot\pi^{3/2})\cdot⊿\sigma\cdot S^{3/2}$	4.52×10^{22}
平均すべり量 D　（m）		8.42	D=Mo/(μ・S)	8.19
すべり量	基本すべり域　（m） （全体面積の30%）	7.44 （35,022km^2，31.7%）	基準波源モデル③に対し，海底地すべりや分岐断層の影響を考慮し，浅部海溝軸沿いに超大すべり域を配置。また，超大すべり域と大すべり域の間に中間大すべり域を配置。	7.44 （33,141km^2，30%）
	背景領域　（m） （基本すべり域のすべり量の0.5倍，全体面積の50%程度）	3.72 （52,259km^2，47.3%）		3.72 （55,236km^2，50%）
	大すべり域　（m） （基本すべり域のすべり量の２倍，全体面積の10%程度）	14.88 （11,477km^2，10.4%）		14.88 （11,047km^2，10%）
	中間大すべり域　（m） （基本すべり域のすべり量の３倍，全体面積の5%程度）	22.33 （6,018km^2，5.4%）		22.33 （5,524km^2，５%）
	超大すべり域　（m） （基本すべり域のすべり量の４倍，全体面積の5%程度）	29.77 （5,696km^2，5.2%）		29.77 （5,524km^2，５%）
すべり角 λ（°）		陸側プレートのずれの向きに基づいて設定	中央防災会議（2006）	―
ライズタイム τ　（s）		60	内閣府（2012）	―



基準波源モデル④

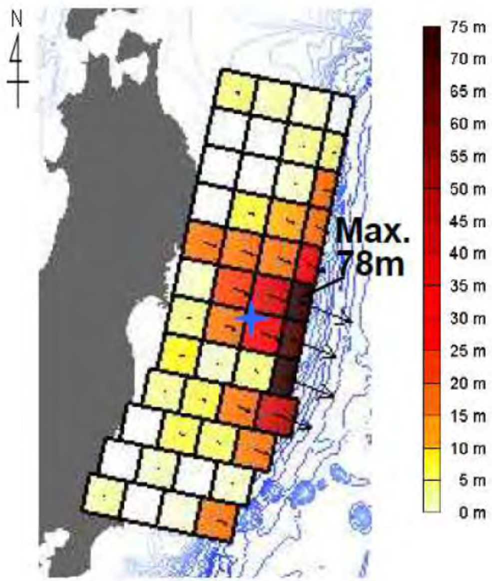
３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（９３／１２８）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-97再掲

基準波源モデル④（２／２）　：3.11地震から得られた知見の反映

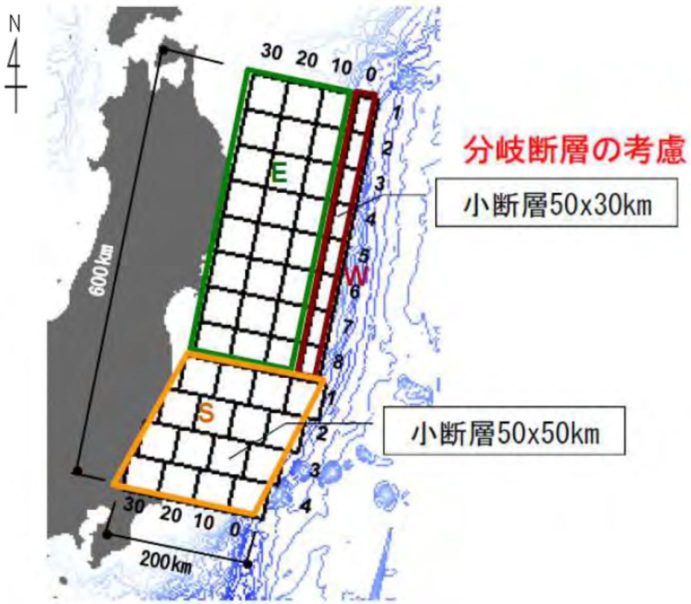
- 杉野ほか（2013）では，3.11地震に伴う津波の沖合い観測波形に見られた短周期と長周期の異なる性質の波の発生要因を分岐断層の活動によるものと仮定して，浅部海溝軸沿いに分岐断層を考慮する大きなすべり領域を配置した津波波源モデルを設定している※。

※「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。



☆:震央

すべり量分布（合計）



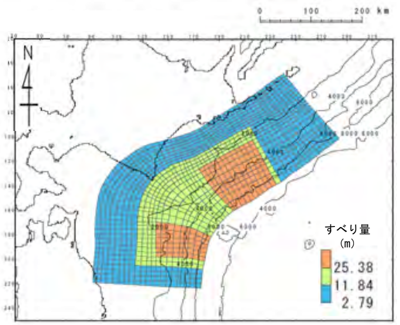
津波波源モデルの小断層の配置

杉野ほか（2013）モデル

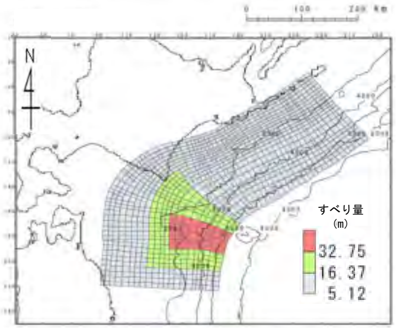
第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-98再掲

3.11地震・津波の再現性等を考慮した基準波源モデル

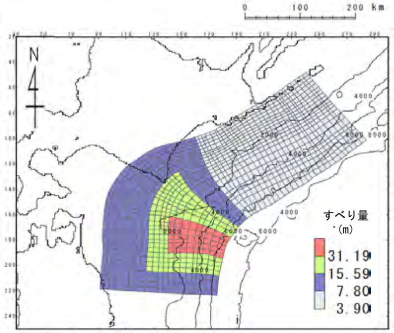
- 設定した3.11地震・津波の再現性等を考慮した基準波源モデル（基準波源モデル①～④）は以下のとおり。



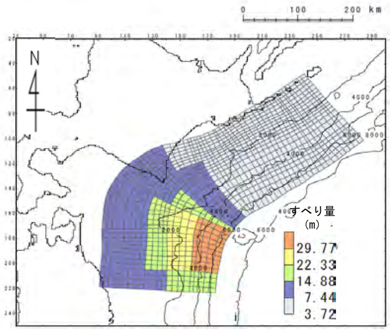
基準波源モデル①



基準波源モデル②



基準波源モデル③



基準波源モデル④

基準波源モデル①～④のパラメータ

諸元		基準波源モデル①	基準波源モデル②	基準波源モデル③	基準波源モデル④
モーメントマグニチュード（Mw）		9.06	9.04	9.05	9.04
断層面積（S）		110,472（km^2）	110,472（km^2）	110,472（km^2）	110,472（km^2）
平均応力降下量（⊿σ）		3.26（MPa）	3.07（MPa）	3.14（MPa）	3.08（MPa）
地震モーメント（Mo）		4.92×10^{22}（N・m）	4.62×10^{22}（N・m）	4.73×10^{22}（N・m）	4.65×10^{22}（N・m）
すべり量	背景領域（背景的領域）（面積及び面積比率）	2.79（m）（63,895（km^2），57.8%）	5.12（m）（87,732（km^2），79.4%）	3.90（m）（48,879(km^2)，44.2%）	3.72（m）（52,259(km^2)，47.3%）
	基本すべり域（面積及び面積比率）			7.80（m）（38,853(km^2)，35.2%）	7.44（m）（35,022(km^2)，31.7%）
	大すべり域（面積及び面積比率）	11.84（m）（27,829（km^2），25.2%）	16.37（m）（16,438（km^2），14.9%）	15.59（m）（16,438(km^2)，14.9%）	14.88（m）（11,477(km^2)，10.4%）
	中間大すべり域（面積及び面積比率）				22.33（m）（6,018(km^2)，5.4%）
	超大すべり域（面積及び面積比率）	25.38（m）（18,748（km^2），17.0%）	32.75（m）（6,302（km^2），5.7%）	31.19（m）（6,302(km^2)，5.7%）	29.77（m）（5,696(km^2)，5.2%）
	平均すべり量	8.90（m）	8.37（m）	8.57（m）	8.42（m）

注：表中の値はモデル化後の値

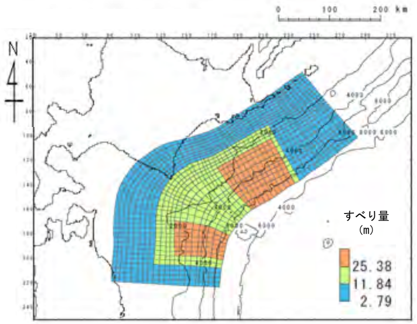
３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（９５／１２８）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-99再掲

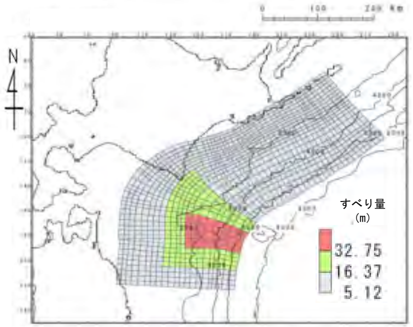
パラメータスタディ：基準波源モデル①～④

〇パラメータスタディは，概略と詳細の２段階で実施するものとし，概略パラスタは津波水位に対して支配的因子，詳細パラスタは津波水位に対して従属的因子の位置づけである。パラスタ詳細は以下のとおり。

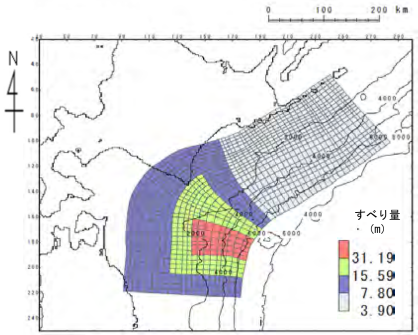
- 概略パラスタのステップとして，各基準波源モデルに対しアスペリティの位置を変化させる検討を実施した。
- 詳細パラスタとして，概略パラスタにおける最大水位上昇ケース及び最大水位下降ケースとなる２つの波源モデルを対象に，破壊様式の不確かさの考慮として，破壊開始点，破壊伝播速度及びライズタイムを組合せた検討を実施した。



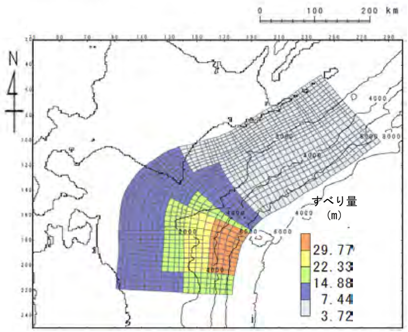
基準波源モデル①



基準波源モデル②



基準波源モデル③



基準波源モデル④

概略パラメータスタディ

基準波源モデル	変動範囲	ケース数
基準波源モデル①	両方の超大すべり域に対し基準を10kmピッチで移動。移動範囲は，青森県東方沖及び岩手県沖北部の超大すべり域：北方へ10km（N1），20km(N2)，南方へ10km（S1）。十勝沖及び根室沖の超大すべり域：東方へ10km（E1），西方へ10km（W1），20km（W2）。	16
基準波源モデル②	基準を10kmピッチで移動。移動範囲は，北方へ10km（N1）～50km（N5），南方へ10km（S1）～50km（S5）。	11
基準波源モデル③	基準を10kmピッチで移動。移動範囲は，北方へ10km（N1）～50km（N5），南方へ10km（S1）～50km（S5）。	11
基準波源モデル④	基準を10kmピッチで移動。移動範囲は，北方へ10km（N1）～50km（N5），南方へ10km（S1）。	7

詳細パラメータスタディ

項目	変動範囲	ケース数	
破壊開始点	大すべり域の南端，北端，中央部（超大すべり域深部下端に相当）及び超大すべり域中央部	4	計１３
破壊伝播速度	1.0km/s，2.0km/s，2.5km/s，∞※（基準：概略パラスタケース） ※∞は全域同時に破壊開始	4	
ライズタイム	60s（基準：概略パラスタケース）	1	

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（９６／１２８）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-100再掲

基準波源モデル①の諸元及びパラメータスタディ整理表

基準波源モデル①の各パラメータに対し，パラスタ実施の考え方について以下のとおり整理した。

項　目		基準波源モデル① 諸元【設計値】	基準波源モデル① 主な設定根拠	パラメータスタディ 概略/詳細パラスタ	パラメータスタディ 変動幅	パラメータスタディ 根拠又はパラスタ未実施の理由
ﾓｰﾒﾝﾄﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ Mw		9.05	Mw=(logMo-9.1)/1.5	―	―	他諸元からの算定値
地震発生深さ		海溝軸～深さ60km	地震調査研究推進本部（2017a, 2019）	―	―	各調査により地震発生域が明確
断層面積 S （km^2）		110,472	青森県東方沖及び岩手県沖北部から十勝沖・根室沖	―	―	安全評価上，２つの領域の連動を考慮
平均応力降下量 ⊿σ（MPa）		3.1	杉野ほか（2014）	―	―	既往巨大地震の応力降下量に保守性を考慮。杉野ほか（2014）を考慮。
剛性率 μ （N/m^2）		5.0×10^{10}	土木学会（2016）	―	―	既往の地下構造情報を基に設定
地震ﾓｰﾒﾝﾄMo （N・m）		4.67×10^{22}	$Mo=16/(7\cdot\pi^{3/2})\cdot⊿\sigma\cdot S^{3/2}$	―	―	他諸元からの算定値
平均すべり量 D （m）		8.46	$D=Mo/(\mu\cdot S)$	―	―	他諸元からの算定値
すべり量	背景領域（m）（面積及び面積比率）	2.79 (66,283km^2, 60%)	杉野ほか（2014）	―	―	すべり量：既往研究による知見を反映した他諸元からの設定値 面積：安全評価上，２つの領域の連動を考慮した上で，既往研究による設定値を考慮
	大すべり域 （m）（面積及び面積比率）	11.84 (27,618km^2, 25%)				
	超大すべり域 （m）（面積及び面積比率）	25.38 (16,571km^2, 15%)				
すべり角 λ（°）		陸側プレートのずれの向きに基づいて設定	中央防災会議（2006）	―	―	観測データを基に設定
ライズタイム τ （s）		60	内閣府（2012）等	―	―	感度解析により保守的設定であることを確認（第1023回審査会合 資料1-2「４－２－１．ライズタイムの影響検討」参照）
アスペリティの位置		下北半島太平洋沖 北海道東部太平洋沖	両海域のアスペリティ分布等を踏まえて配置	概略パラスタ	10kmﾋﾟｯﾁ	10kmﾋﾟｯﾁで位置の影響がほぼ無いことを確認。（第1023回審査会合 資料1-2 P.4.3-4参照）
破壊開始点		―	―	―	―	概略パラスタで，基準波源モデル②～④に比べて，影響が小さいことを確認
破壊伝播速度		∞	―	―	―	

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（９７／１２８）

基準波源モデル②③④の諸元及びパラメータスタディ整理表

基準波源モデル②③④の各パラメータに対し，パラスタ実施の考え方について以下のとおり整理した。

項　目		基準波源モデル②③④（基準波源モデル③を代表とする） 諸元【設計値】	主な設定根拠	パラメータスタディ 概略/詳細パラスタ	変 動 幅	根拠又はパラスタ未実施の理由
ﾓｰﾒﾝﾄﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ Mw		9.04	Mw=(logMo-9.1)/1.5	—	—	他諸元からの算定値
地震発生深さ		海溝軸～深さ60km	地震調査研究推進本部（2017a, 2019）	—	—	各調査により地震発生域が明確
断層面積 S （km^2）		110,472	青森県東方沖及び岩手県沖北部から十勝沖・根室沖	—	—	安全評価上，２つの領域の連動を考慮
平均応力降下量 ⊿σ（MPa）		3	内閣府（2012）等	—	—	既往巨大地震の応力降下量に保守性を考慮
剛性率 μ （N/m^2）		5.0×10^{10}	土木学会（2016）	—	—	既往の地下構造情報を基に設定
地震ﾓｰﾒﾝﾄMo （N・m）		4.52×10^{22}	Mo=16/(7・$\pi^{3/2}$)・⊿σ・$S^{3/2}$	—	—	他諸元からの算定値
平均すべり量 D （m）		8.19	D=Mo/(μ・S)	—	—	他諸元からの算定値
すべり量	基本すべり域 （m）（面積及び面積比率）	7.80 (33,141km^2, 30%)	内閣府（2012），3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデル等	—	—	すべり量：既往研究による知見を反映した他諸元からの設定値 面積：安全評価上，２つの領域の連動を考慮した上で，既往研究による設定値を考慮
すべり量	背景領域 （m）（面積及び面積比率）	3.90 (55,236km^2, 50%)				
すべり量	大すべり域 （m）（面積及び面積比率）	15.59 (16,517km^2, 15%)				
すべり量	超大すべり域 （m）（面積及び面積比率）	31.19 (5,524km^2, ５%)				
すべり角 λ（°）		陸側プレートのずれの向きに基づいて設定	中央防災会議（2006）	—	—	観測データを基に設定
ライズタイム τ （s）		60	内閣府（2012）等	—	—	感度解析により保守的設定であることを確認（第1023回審査会合 資料1-2「４－２－１．ライズタイムの影響検討」参照）
アスペリティの位置		下北半島太平洋沖	青森県東方沖及び岩手県沖北部のアスペリティ分布を踏まえて配置	概略パラスタ	10kmﾋﾟｯﾁ	10kmﾋﾟｯﾁで位置の影響がほぼ無いことを確認。（第1023回審査会合 資料1-2 P.4.3-4参照）
破壊開始点		—	—	詳細パラスタ	大すべり域周辺に配置	プレート境界面深度，大すべり域の配置を考慮
破壊伝播速度		∞	—	詳細パラスタ	1.0，2.0，2.5km/s	既往巨大津波研究

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（９８／１２８）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-102再掲

基準波源モデル①～④　パラスタ因子の妥当性について

- 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波に関するパラメータスタディ検討因子は，土木学会（2016）におけるパラメータスタディを原則実施する因子ともおおむね整合する。

注）P.265に示す基準波源モデル⑤⑥のパラスタ因子についても同様。

表 3.1−1　パラメータスタディの因子（○：パラメータスタディを原則実施する因子）

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

※1 基本断層モデルを地震活動域全体に設定する場合を除く
※2 すべり方向のばらつきを考慮して走向に連動
※3 応力場のばらつきを考慮して傾斜角に連動
※4 西傾斜，東傾斜
※5 調査により明確な場合は固定
※6 不明な断層は両方向

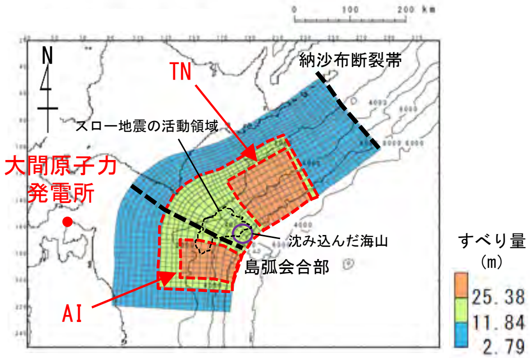
土木学会（2016）に一部加筆

（余白）

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（99／128）

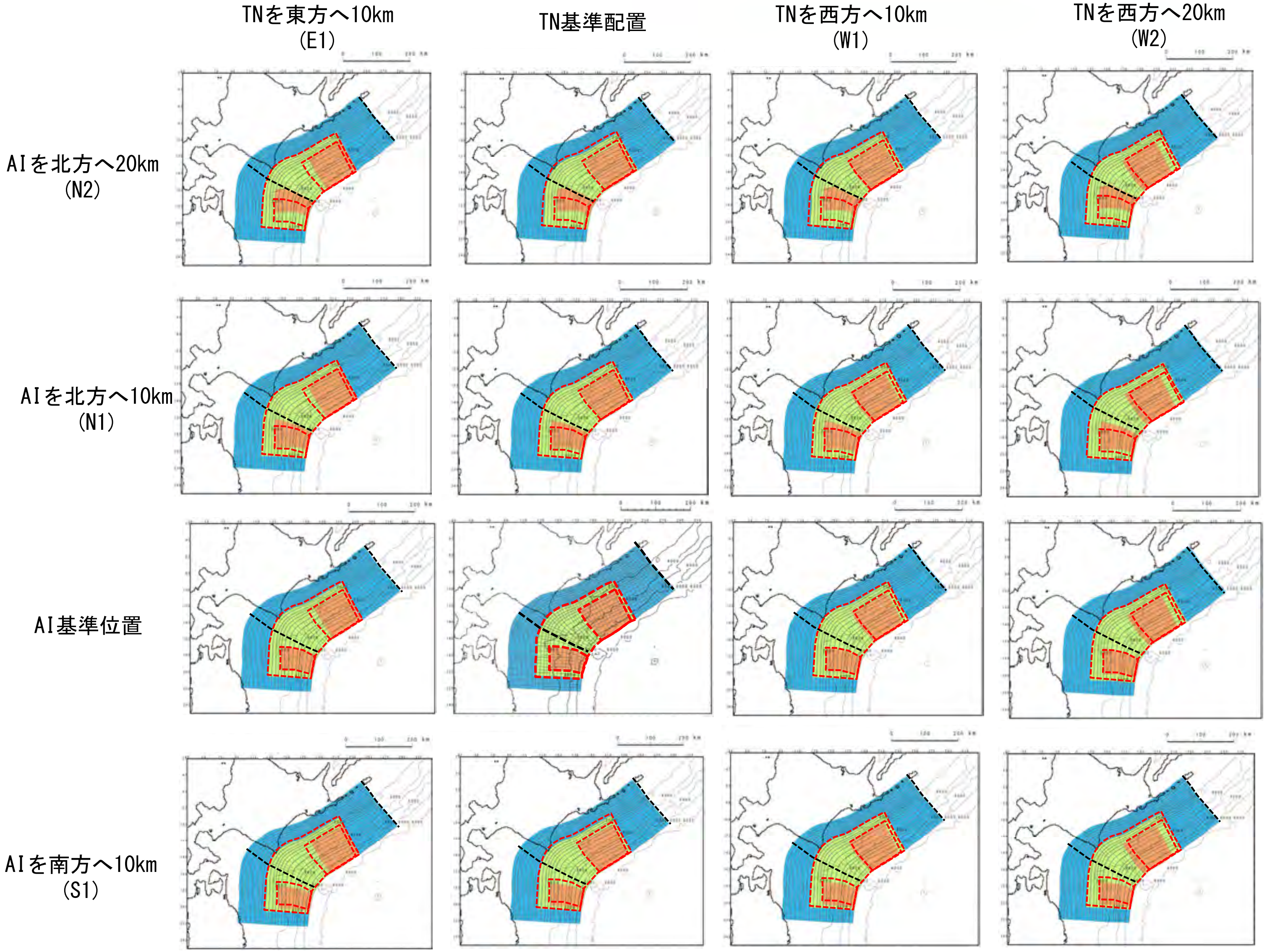
第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-104再掲

概略パラメータスタディ（1／7）：アスペリティ位置の不確かさ<基準波源モデル①>



基準波源モデル①
基準配置

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



超大すべり域等の位置の不確かさの考慮

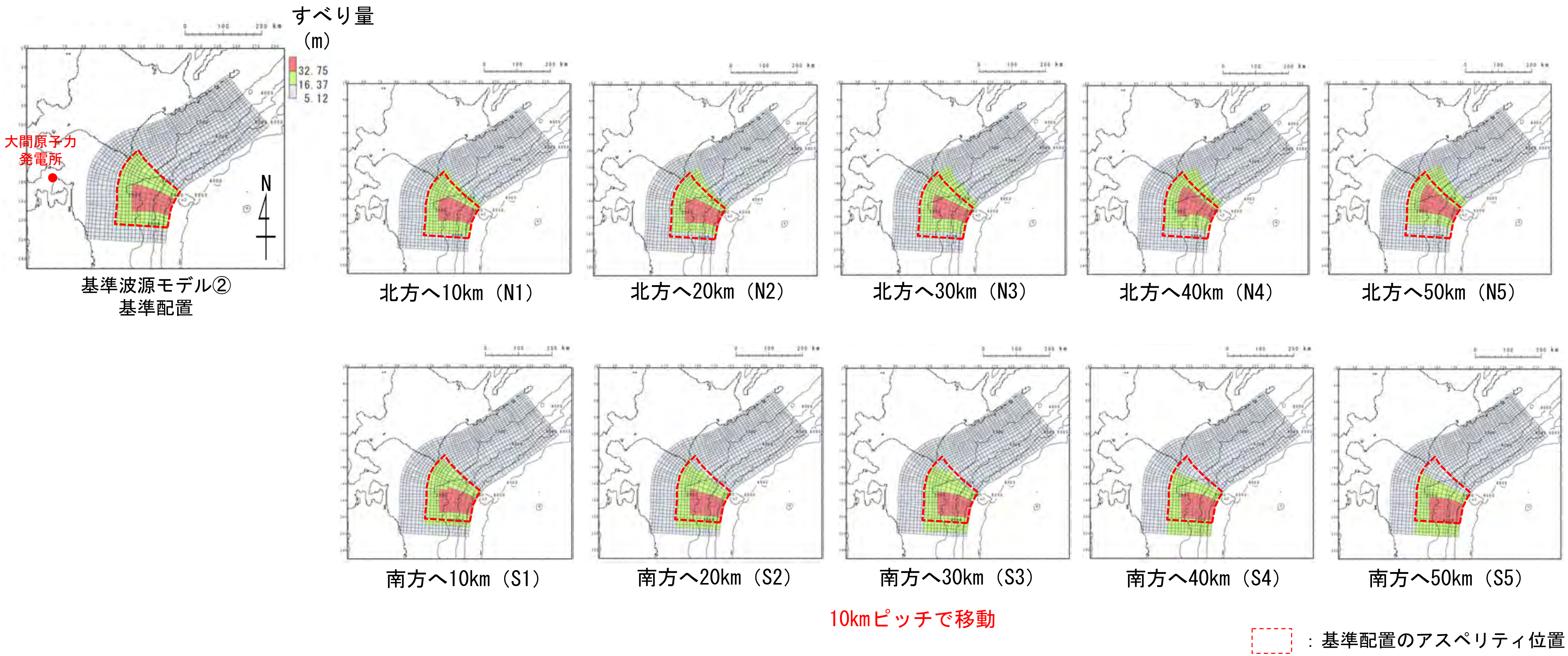
：基準配置のアスペリティ位置

- 概略パラメータスタディとして，超大すべり域の位置の不確かさの考慮のため，基準波源モデル①に対して，十勝沖・根室沖の超大すべり域の位置を固定せず，位置のパラメータスタディ（16パターン）を実施した。

3-2-1．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（100／128）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-105再掲

概略パラメータスタディ（２／７）：アスペリティ位置の不確かさ＜基準波源モデル②＞

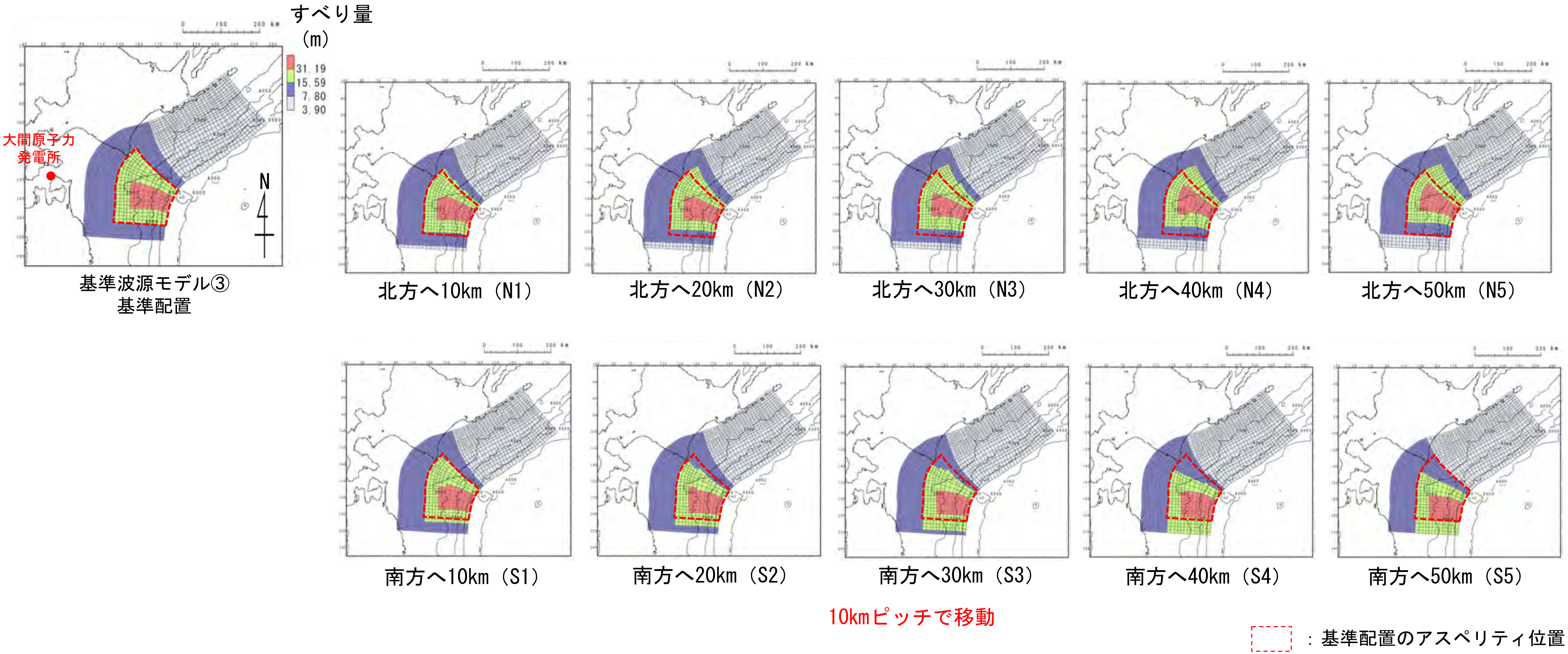


- 概略パラメータスタディとして，大すべり域等の位置の不確かさの考慮のため，基準波源モデル②に対して，位置のパラメータスタディ（11パターン）を実施した。

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（101／128）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-106再掲

概略パラメータスタディ（３／７）：アスペリティ位置の不確かさ＜基準波源モデル③＞

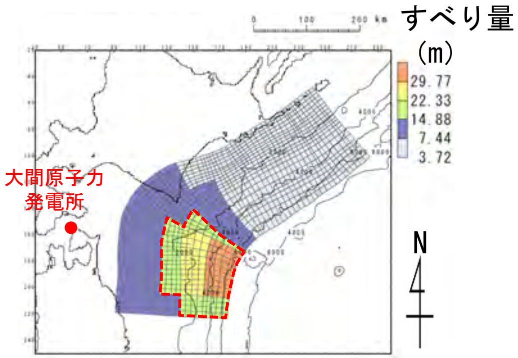


- 概略パラメータスタディとして，大すべり域等の位置の不確かさの考慮のため，基準波源モデル③に対して，位置のパラメータスタディ（11パターン）を実施した。

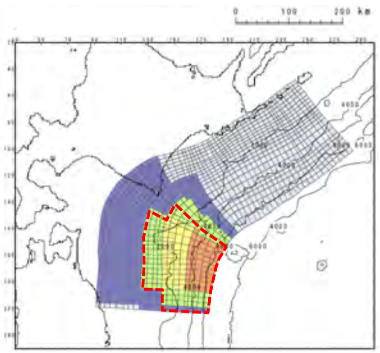
３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（１０２／１２８）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-107再掲

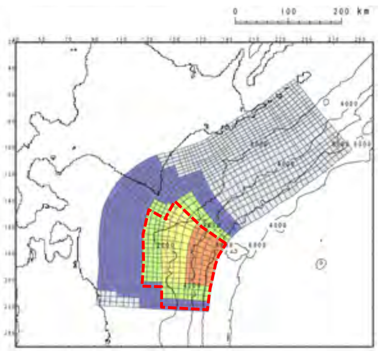
概略パラメータスタディ（４／７）：アスペリティ位置の不確かさ＜基準波源モデル④＞



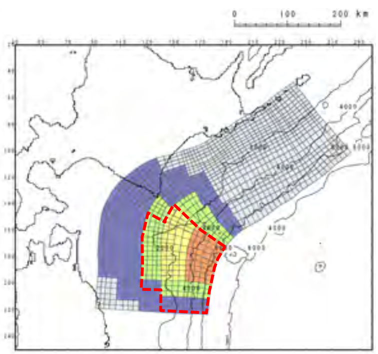
基準波源モデル④
基準配置



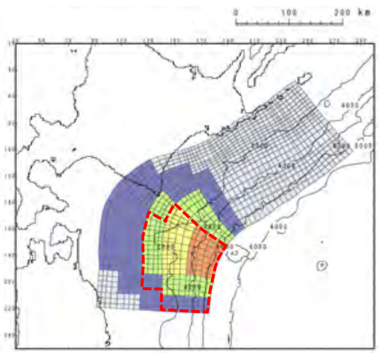
北方へ10km（N1）



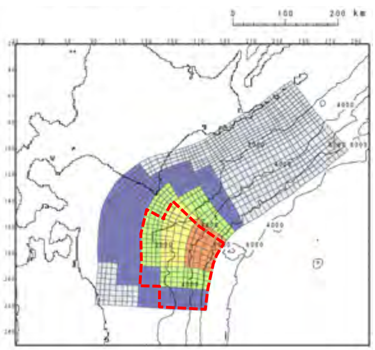
北方へ20km（N2）



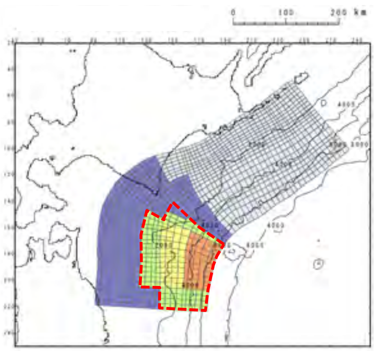
北方へ30km（N3）



北方へ40km（N4）



北方へ50km（N5）



南方へ10km（S1）

10kmピッチで移動

：基準配置のアスペリティ位置

- 概略パラメータスタディとして，大すべり域等の位置の不確かさの考慮のため，基準波源モデル④に対して，位置のパラメータスタディ（７パターン）を実施した。

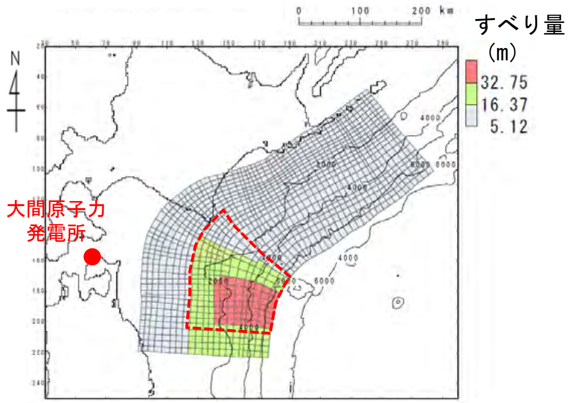
３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（１０３／１２８）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-108再掲

概略パラメータスタディ（５／７）：検討結果＜基準波源モデル①～④＞

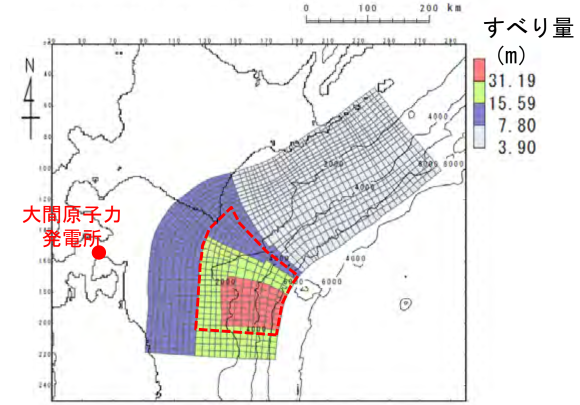
• 基準波源モデル①～④に対する概略パラメータスタディの結果は以下のとおりである。

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：南方へ40km移動



（基準波源モデル②）

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：南方へ40km移動



（基準波源モデル③）
最大ケースの波源モデル

：基準配置のアスペリティ位置

概略パラメータスタディ結果一覧

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

基準波源モデル	アスペリティの位置※	最大水位上昇量	最大水位下降量
基準波源モデル②	北方へ50km	2.98m	−2.22m
	北方へ40km	3.18m	−2.24m
	北方へ30km	3.43m	−2.70m
	北方へ20km	3.49m	−2.81m
	北方へ10km	3.50m	−2.90m
	基準位置	3.52m	−3.01m
	南方へ10km	3.48m	−2.95m
	南方へ20km	3.50m	−3.01m
	南方へ30km	3.55m	−3.01m
	南方へ40km	3.62m	−3.04m
	南方へ50km	3.57m	−2.93m
基準波源モデル③	北方へ50km	3.08m	−2.33m
	北方へ40km	3.15m	−2.63m
	北方へ30km	3.22m	−2.92m
	北方へ20km	3.29m	−3.09m
	北方へ10km	3.29m	−3.24m
	基準位置	3.33m	−3.36m
	南方へ10km	3.50m	−3.43m
	南方へ20km	3.57m	−3.41m
	南方へ30km	3.56m	−3.44m
	南方へ40km	3.50m	−3.49m
	南方へ50km	3.34m	−3.28m
基準波源モデル④	北方へ50km	3.17m	−3.36m
	北方へ40km	3.34m	−3.35m
	北方へ30km	3.48m	−3.37m
	北方へ20km	3.55m	−3.47m
	北方へ10km	3.57m	−3.38m
	基準位置	3.57m	−3.24m
	南方へ10km	3.57m	−3.26m

：概略パラスタ　最大水位上昇ケース
：概略パラスタ　最大水位下降ケース

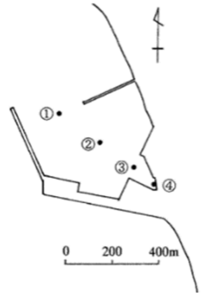
※：アスペリティの位置についてはP.246～P.249に示す。

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（１０４／１２８）

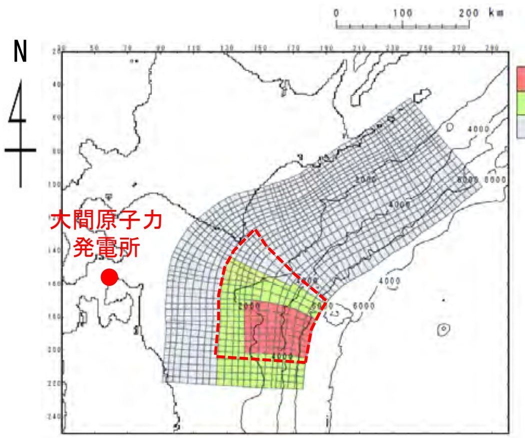
概略パラメータスタディ（６／７）：最大水位上昇ケース検討結果＜基準波源モデル①～④＞

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-109再掲

- 基準波源モデル①～④に対する敷地における概略パラメータスタディの最大水位上昇ケース検討結果は以下のとおりである。

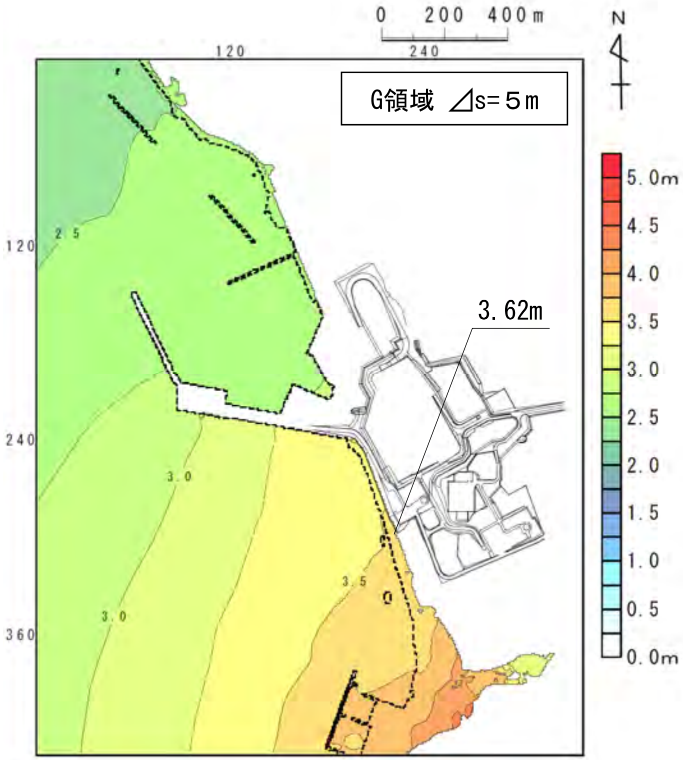


最大水位上昇ケース
・基準波源モデル②
・アスペリティ位置：南方へ40km移動

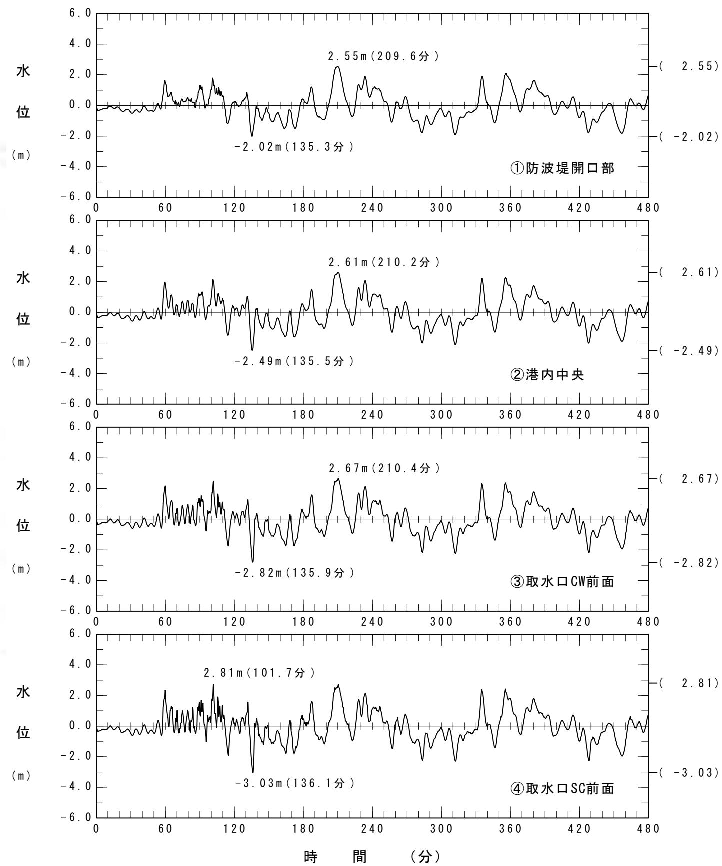


最大水位上昇ケースの波源モデル

：基準配置のアスペリティ位置



最大水位上昇量分布



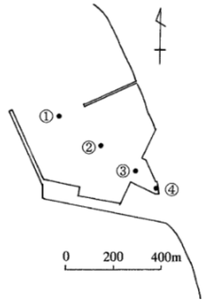
水位時刻歴波形

最大水位上昇ケース
（基準波源モデル②）

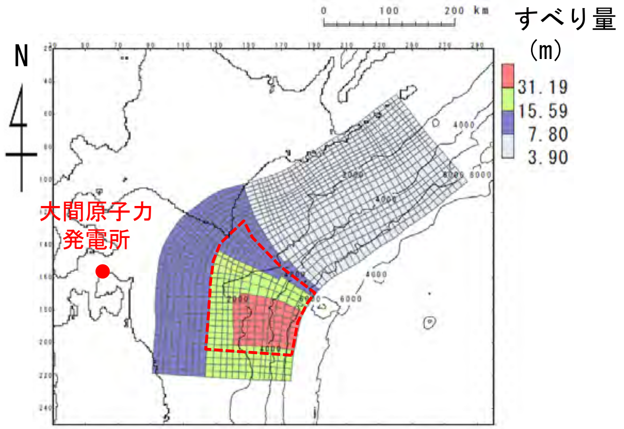
概略パラメータスタディ（７／７）：最大水位下降ケース検討結果＜基準波源モデル①～④＞

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-110再掲

- 基準波源モデル①～④に対する取水口スクリーン室前面における概略パラメータスタディの最大水位下降ケース検討結果は以下のとおりである。

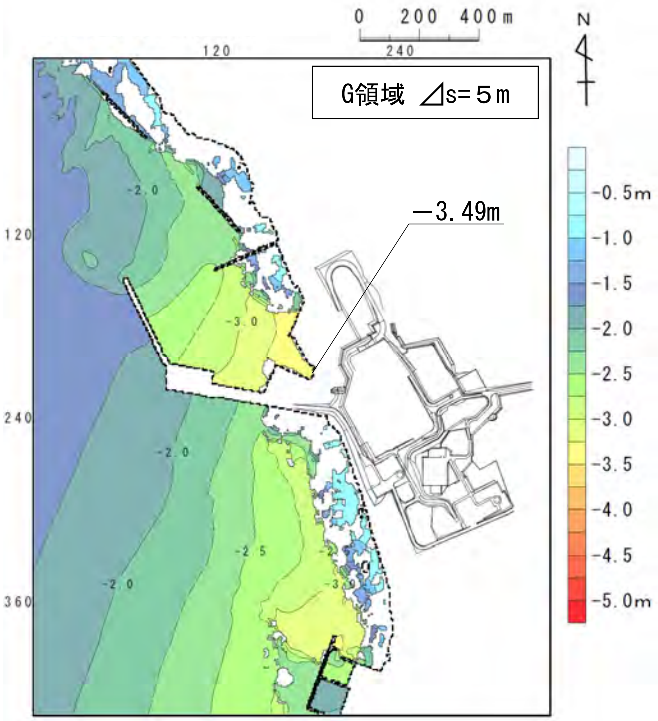


最大水位下降ケース
・基準波源モデル③
・アスペリティ位置：南方へ40km移動

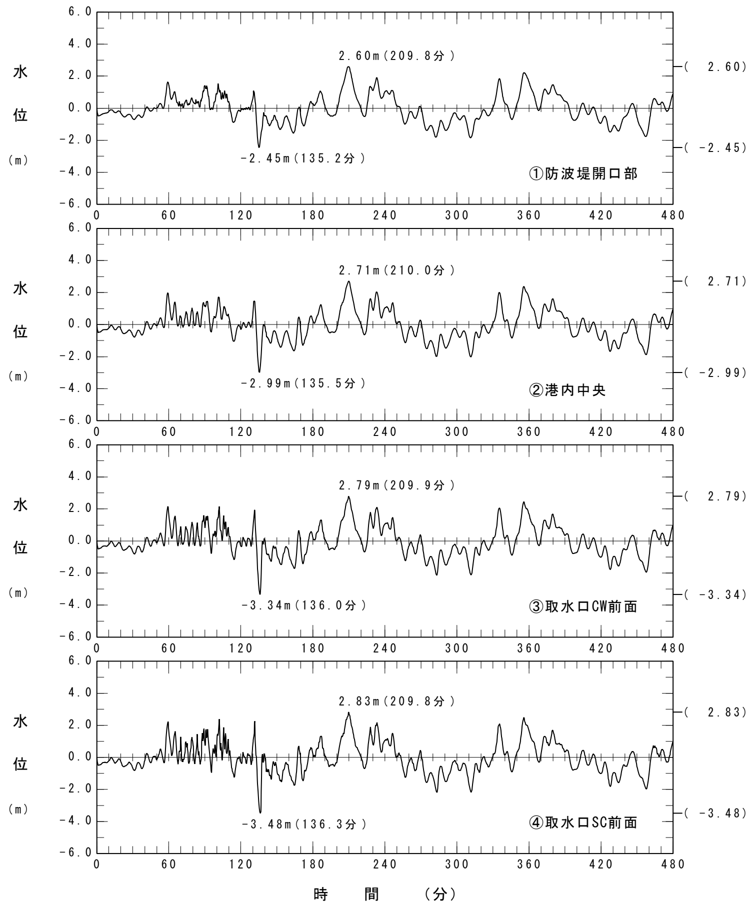


最大水位下降ケースの波源モデル

：基準配置のアスペリティ位置



最大水位下降量分布



水位時刻歴波形

最大水位下降ケース
（基準波源モデル③）

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（１０６／１２８）

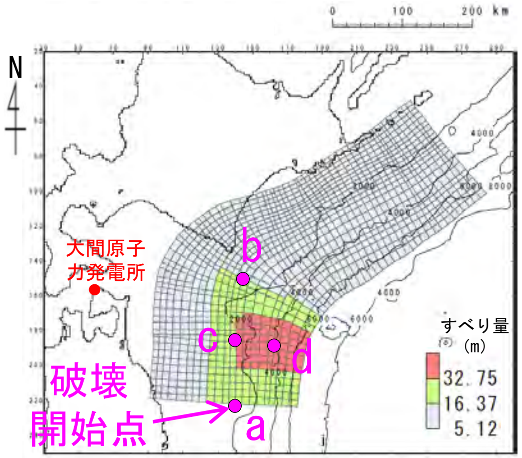
詳細パラメータスタディ（１／４）：破壊開始点・破壊伝播速度・ライズタイム<基準波源モデル①～④>

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-111再掲

- 基準波源モデル①～④に対し，以下に示す破壊開始点，破壊伝播速度及びライズタイムを組合せた検討を実施した。

詳細パラメータスタディ

項目	変動範囲	備考
破壊開始点	✓プレート境界面深度20kmを基本として，大すべり域の「南端:a」，「北端:b」，「中央部:c」（超大すべり域深部下端に相当）の３箇所配置 ✓不確かさ考慮として，「超大すべり域中央部：d」に1箇所配置	右図のとおり設定（P.254参照）
破壊伝播速度	・1.0km/s ・2.0km/s ・2.5km/s ・∞※（基準：概略パラスタケース） ※：∞は全域同時に破壊開始	1.0km/s：Fujii and Satake（2007）による2004年インド洋津波を再現する最適値 2.0km/s：Satake et al.（2013）による2011年東北地方太平洋沖地震再現モデル 2.5km/s：内閣府（2012）の南海トラフ大地震モデル
ライズタイム	・60s（基準：概略パラスタケース）	世界のＭ９クラスの超巨大地震から得られたライズタイムに関する知見及びそれらを踏まえた影響検討を考慮して60秒固定とした。 （第1023回審査会合　資料1-2「４－２－１.ライズタイムの影響検討」参照）



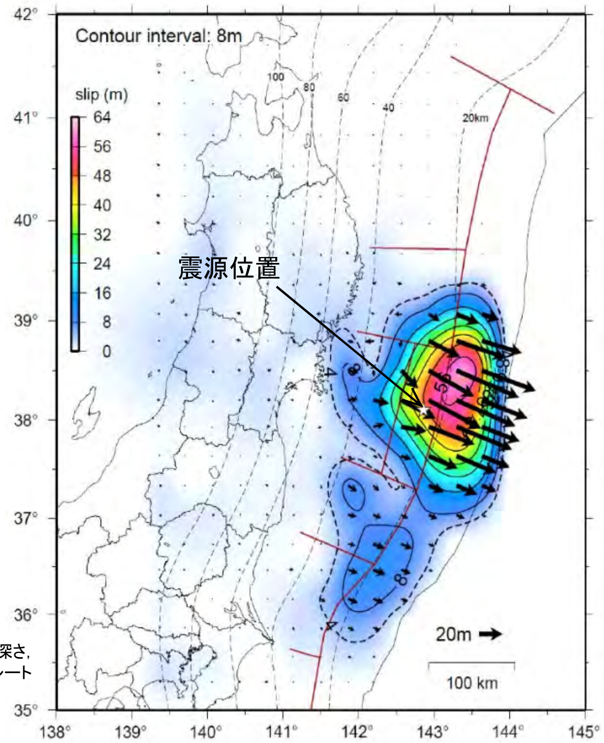
基準波源モデル①～④
概略パラスタ最大ケース
（基準波源モデル②）
※代表として上昇側を例示

3-2-1．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（107／128）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-112再掲

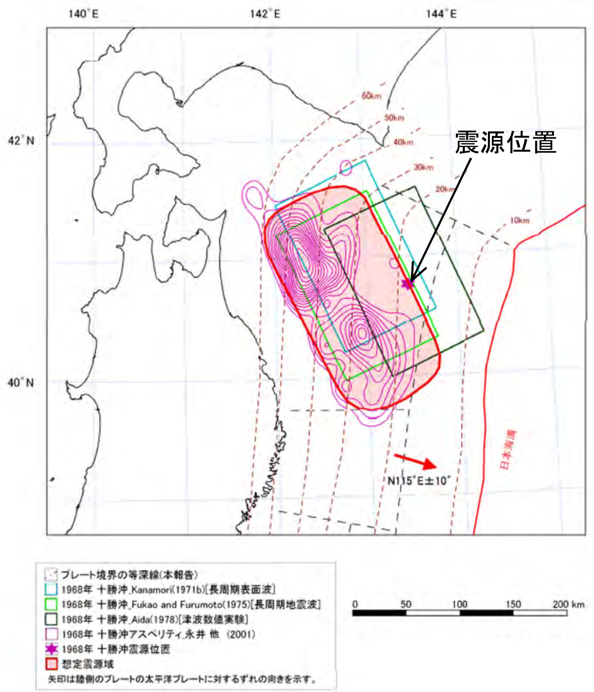
詳細パラメータスタディ（２／４）：破壊開始点の不確かさ

星印は本震の震央，点線はプレート境界面の深さ，ベクトル(→)は計算によって求めた地下のプレート境界面上でのすべりを示す。



東北地方太平洋沖地震の震源域

地震調査研究推進本部（2012）に一部加筆



青森県東方沖及び岩手県沖北部の想定震源域

地震調査研究推進本部（2012）に一部加筆

- 2011年東北地方太平洋沖地震の震源位置はプレート境界面等深線20km付近である。
- 1968年十勝沖地震の震源位置はプレート境界面等深線20km付近である。

地震調査研究推進本部（2012）による

- プレート境界面等深線20kmに破壊開始点を設定することを基本として，不確かさの考慮として破壊開始点を複数ケース設定した。

詳細パラメータスタディ（３／４）：破壊伝播速度の不確かさ

• 破壊伝播速度の設定は，以下に示すＭ９クラスの地震を対象に設定された津波モデルの破壊伝播速度を参照して，1.0km/s，2.0km/s及び2.5km/sを検討対象に設定した。

Ｍ９クラスの地震を対象として設定された破壊伝播速度

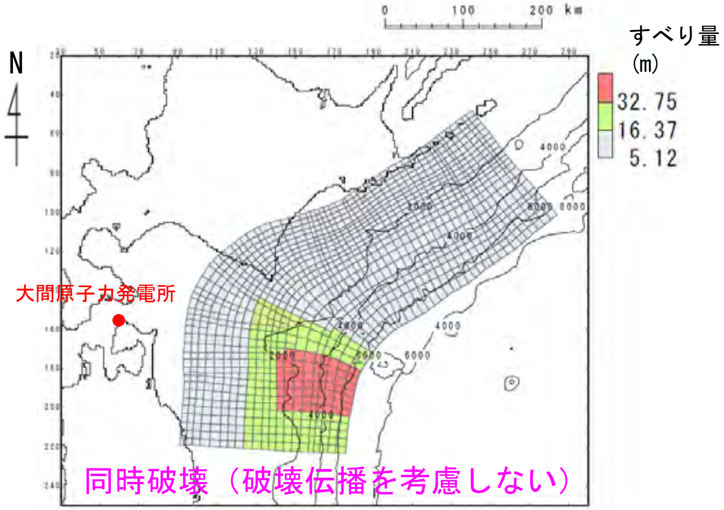
地震	文献	破壊伝播速度 (km/s)	設定根拠
2004年 スマトラ～アンダマン地震	Fujii and Satake.(2007)	1.0	津波波形を用いたインバージョン
2011年 東北地方太平洋沖地震	Satake et al.（2013）	2.0	津波波形等を用いたインバージョン
南海トラフ巨大地震	内閣府（2012）	2.5	平均的に利用されている値を参考に，東北地方太平洋沖地震の解析結果も踏まえて設定。

詳細パラメータスタディ（４／４）：検討結果＜基準波源モデル①～④＞

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-114再掲

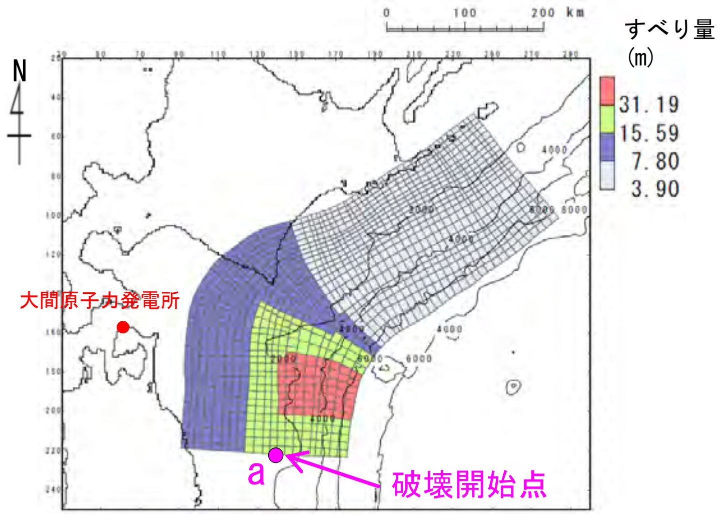
- 基準波源モデル①～④に対する詳細パラメータスタディの結果は以下のとおりである。

上昇側



基準波源モデル②

下降側



基準波源モデル③

最大ケースの波源モデル

詳細パラメータスタディ結果一覧

上昇側

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

下降側

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

:上昇側・下降側最大ケース

基準波源モデル⑤⑥の詳細パラメータスタディとの比較はP.273, P.274参照。

（余白）

3-2-1．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（110／128）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-116一部修正

コメントNo.S5-57

基準波源モデル策定の手順及び考え方

特性化モデル

すべり量・面積比設定

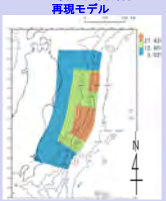
世界のＭ９クラスの超巨大地震から得られた知見（3.11地震含む）

3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデルのすべり量・面積比

杉野ほか（2014）の知見（P.200参照）
- 背景領域：平均すべり量の0.33倍，全体面積の60%程度
- 大すべり域：平均すべり量の1.4倍，全体面積の25%程度
- 超大すべり域：平均すべり量の3倍，全体面積の15%程度

知見を反映

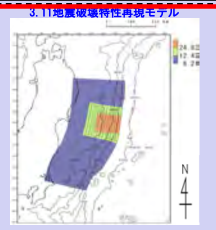
3.11地震広域津波特性再現モデル



3.11地震の広域の津波特性を再現できることを確認（P.200参照）

内閣府（2012）の知見
- 大すべり域　：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：平均すべり量の４倍，全体面積の５%程度

3.11地震破壊特性再現モデル



3.11地震における破壊特性を再現できることを確認（P.225参照）

知見を反映

3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルのすべり量・面積比

Ｍ９クラス地震の知見を分析・検討し，背景領域，大すべり域及び超大すべり域のすべり量を１：２：４となるような特性化を検討（P.225参照）
- 背景領域：基本すべり量，全体面積の80%程度
- 大すべり域：基本すべり量の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：基本すべり量の４倍，全体面積の５%程度

基準波源モデル

特性化モデルを基にしたすべり領域の配置

テクトニクス的背景・地震学的見地に基づくモデル

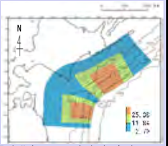
すべり量・面積比・すべり領域の配置反映

すべり量・面積比反映

大間の立地特性を考慮したモデル

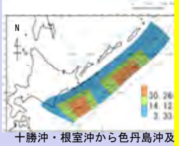
3.11津波の知見を反映（広域津波痕跡高の再現性を考慮）

- 日本海溝と千島海溝の島弧会合部を跨がないように，大すべり域，超大すべり域を配置
- 三陸沖から根室沖にはＭ９クラスの地震・津波の痕跡がないため，3.11地震における広域の津波痕跡高を再現したモデル（P.200参照）のすべり領域の配置を参照



岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル

- 十勝沖から択捉島沖に，「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル」の設定の考え方を反映して配置
- 色丹島沖及び択捉島沖の超大すべり域及び大すべり域は敷地に近い西端に設定



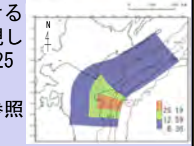
十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル※3

※3：左記モデルとの比較の結果，敷地の汀線沿いにおいては最大水位上昇量が小さいものの，取水口スクリーン室前面においては最大水位上昇量が大きいため，影響検討用の波源域として扱う

3.11地震・津波の知見を反映

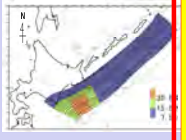
3.11地震・津波の知見を反映（沖合等の観測津波波形等の再現性を考慮）

- 日本海溝と千島海溝の島弧会合部を跨がないように大すべり域・超大すべり域を配置
- 三陸沖から根室沖にはＭ９クラスの地震・津波の痕跡がないため，3.11地震における破壊特性を再現したモデル（P.225参照）のすべり領域の配置を参照



3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデル

- 十勝沖から択捉島沖に，「3.11地震における宮城県沖の破壊特性を参考に設定した特性化モデル」の設定の考え方を反映して配置
- 十勝・根室沖の超大すべり域は，十勝沖・根室沖の地質学的，測地学的知見を踏まえて設定



十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の破壊特性を考慮した特性化モデル※4

※4：敷地への影響が小さいので，左記モデルで代表させる

3.11地震・津波の知見を反映（津軽海峡内及び大間専用港湾に特化した津波挙動を考慮）

- 津軽海峡内の津波挙動への影響を考慮して大すべり域等を津軽海峡前面に配置
- 3.11地震で浅部海溝軸沿いにも大きなすべりが観測されたこと及び大間専用港湾では短周期の波で顕著な水位増幅特性が認められることを考慮し，津波工学的観点から超大すべり域を海溝軸沿い浅部のみに配置
→比較的短周期の波が卓越するため，津軽海峡内の反射等による津波挙動の特徴や，専用港湾における水位増幅特性が現れやすい配置。（P.260，「第1023回審査会合 資料1-2 4-4-3.基準波源モデル⑤⑥と基準波源モデル①～④の関連性」参照）

基準波源モデル⑤

分岐断層・海底地すべりの考慮

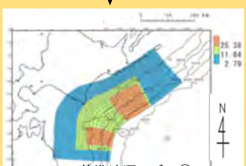
3.11地震を踏まえた更なる保守性考慮

島弧会合部に大すべり域を配置

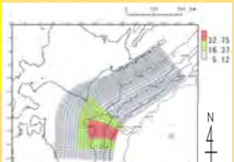
配置は同様に設定

すべり量割り増し

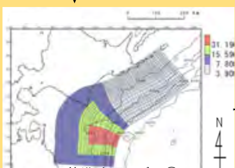
すべり量割り増し



基準波源モデル①

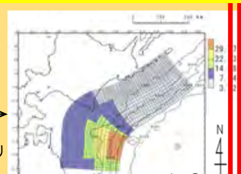


基準波源モデル②

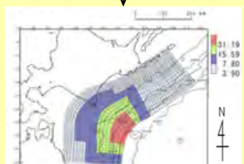


基準波源モデル③

分岐断層
海底地すべり
の考慮



基準波源モデル④



基準波源モデル⑥

不確かさの考慮

概略パラスタ

概略パラスタ※1　概略パラスタ※1　概略パラスタ※1　概略パラスタ※1　概略パラスタ※1　概略パラスタ※1

津軽海峡開口部付近の太平洋沿岸において，各基準波源モデルの計算津波高と既往津波高等とを比較

概略パラスタ最大ケース
⇒ 基準波源モデル（再定義）

概略パラスタ最大ケース
⇒ 基準波源モデル（再定義）

詳細パラスタ

詳細パラスタ※2　詳細パラスタ※2

基準津波の策定

設定した波源モデルによる計算津波高が津軽海峡沿岸の既往津波高等を上回っていることを確認

注：津軽海峡の津波特性を念頭に3.11地震・津波の知見を反映したモデル（基準波源モデル⑤⑥）と3.11地震・津波の知見を反映したモデル（基準波源モデル①～④）との関連性については，「第1023回審査会合 資料1-2 4-4-3.基準波源モデル⑤⑥と基準波源モデル①～④の関連性」参照。

※1：大すべり域・超大すべり域の位置を南北約10km単位で移動
※2：波源特性（破壊開始点，破壊伝播速度，ライズタイム）の不確かさの考慮

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（１１１／１２８）

津軽海峡内及び大間専用港湾に特化した津波挙動を考慮した基準波源モデルの設定（１／２）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-117再掲

基本方針

- 大間原子力発電所の立地特性を踏まえた保守的観点を考慮して，津軽海峡内及び大間専用港湾に特化した津波挙動を考慮した基準波源モデルを設定する。

【大間の立地特性】：津軽海峡内に位置する。

ⅰ：太平側から伝播してくる津波は津軽海峡開口部から津軽海峡内に侵入する。

ⅱ：津軽海峡は，北海道と本州に挟まれたほぼ閉じた海域であるため，陸奥湾を含む海峡内の反射等により局所的に津波水位が増幅する可能性がある（第1023回審査会合　資料1-2 P.11.3-2参照）　。

【大間の立地特性を踏まえた保守的観点】：すべり領域を保守的な位置に配置する。

ⅰ：津波高さに与える影響が大きい大すべり域等を津軽海峡前面（津軽海峡開口部に正対する位置）に配置する。

ⅱ：津軽海峡及び大間専用港湾の津波挙動並びに3.11地震・津波の知見を踏まえて，超大すべり域を浅部海溝軸沿いに配置する（詳細次頁参照）。

- なお，基準波源モデル①～④の検討において，敷地への影響が，3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデルを参考に設定したモデルに比べて，3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定したモデルの方が大きかったことを踏まえ，すべり量・面積比については3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルのすべり量・面積比を反映することとする。

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（１１２／１２８）

津軽海峡内及び大間専用港湾に特化した津波挙動を考慮した基準波源モデルの設定（２／２）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-118再掲

すべり領域の配置

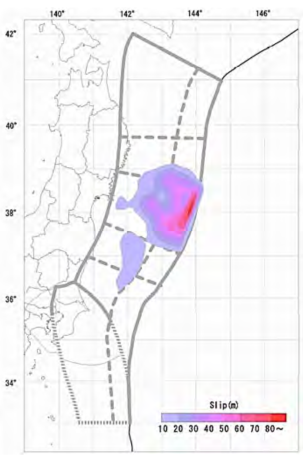
- 以下の知見及び検討結果を反映して，津軽海峡内及び大間専用港湾に特化した津波挙動を考慮した基準波源モデルのすべり領域の配置を設定する。

【津軽海峡及び大間専用港湾の津波挙動】
- ・基準津波策定位置では，周期30分の波に水位の増幅が認められる（第1023回審査会合 資料1-2 P.11.3-3参照）。
- ・取水口スクリーン室前面では，周期７分及び10分の波に顕著な水位の増幅が認められる（第1023回審査会合 資料1-2 P.11.3-3参照）。

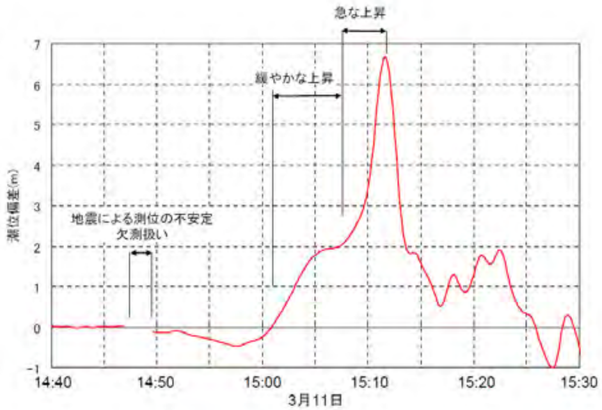
【3.11地震・津波の知見】
- ・3.11地震で大きなすべりは浅部海溝軸沿いにも分布する（左図）。
- ・岩手県南部沖GPS波浪計では，まず長周期の津波波形が観測され，その後に短周期で高い水位の津波が観測された（右図）。

⇒ 上記より，以下の２点を考慮して大間の立地特性を踏まえた保守的観点から，超大すべり域を浅部海溝軸沿いに配置する。
- ✓ 津軽海峡内及び大間専用港湾の津波挙動を念頭に，比較的短周期の津波を考慮する。
- ✓ 3.11地震において岩手県南部沖GPS波浪計では，まず長周期の津波波形が観測されたものの，その後に短周期で高い津波が観測されたことから，大間の立地特性を考慮して短周期の波に着目する。

【3.11地震の知見】



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）



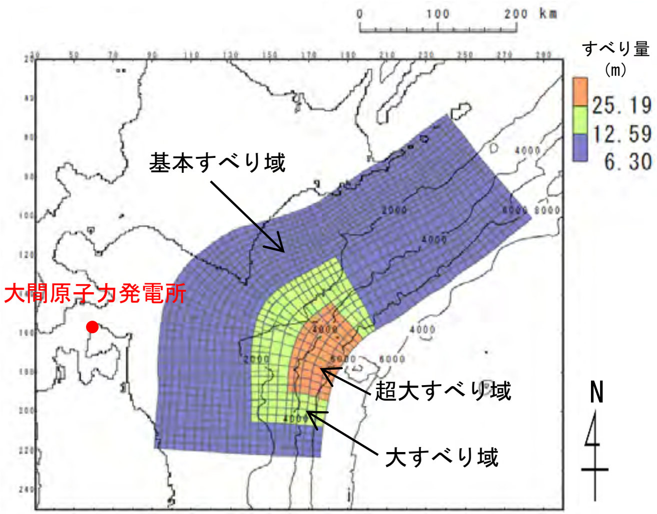
岩手南部沖GPS波浪計が捉えた津波の第一波
港湾空港技術研究所（2011）

3－2－1．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（113／128）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-119再掲

基準波源モデル⑤⑥ ：まとめ

右のフロー及び設定根拠に基づき，3.11地震・津波の知見を反映（津軽海峡内及び大間専用港湾に特化した津波挙動を考慮）した基準波源モデルを設定した。



3.11地震・津波の知見を反映（津軽海峡内及び大間専用港湾に特化した津波挙動を考慮）した基準波源モデル

※１：基本すべり域，大すべり域及び超大すべり域のすべり量が１：２：４となるように設定した基本すべり域のすべり量（D_1）

基本すべり量（D_1）は，以下の関係式を満足する条件として設定した。

$Mo=Mo_1+Mo_2+Mo_4$
- ➢地震ﾓｰﾒﾝﾄ（$Mo_1=\mu\cdot S_1\cdot D_1$，$Mo_2=\mu\cdot S_2\cdot D_2$，$Mo_4=\mu\cdot S_4\cdot D_4$）
- ➢断層面積（S_1，S_2，S_4）
- ➢すべり量（D_1，D_2（$2\cdot D_1$），D_4（$4\cdot D_1$））

ここで，下付き数字1は基本すべり域，2は大すべり域，4は超大すべり域を表す。

3.11地震・津波の知見を反映（津軽海峡内及び大間専用港湾に特化した津波挙動を考慮）した基準波源モデル（P.148参照）の設定フロー

想定波源域の設定
↓
プレート境界面形状，断層面積：Sの設定
↓
平均応力降下量：⊿σ（３MPa）の設定
↓
剛性率：μの設定
↓
平均すべり量：Dの算定

地震の規模に関するスケーリング則と地震モーメントの式から算定

$$M_0=16/\left(7\cdot\pi^{3/2}\right)\cdot\Delta\sigma\cdot S^{3/2}$$
$$D=M_0/(\mu\cdot S)$$

- Mo　：地震モーメント（N・m）
- D　：平均すべり量(m)
- ⊿σ：平均応力降下量（Pa）
- S　：断層面積（m^2）
- μ　：剛性率(N/m^2)

↓
大すべり域，超大すべり域の設定
- ・大すべり域：基本すべり量※１の２倍，全体面積の20%程度※２
- ・超大すべり域　：基本すべり量※１の４倍，全体面積の５%程度

※２：超大すべり域を含む

↓
すべり量設定

平均応力降下量が約３MPaとして，大すべり域，超大すべり域のすべり量が，それぞれ基本すべり域のすべり量の２倍，４倍となるようにすべり量を設定し，各すべり域のすべり量を設定

↓
すべり角：λの設定
↓
モーメントマグニチュード：Mwの算定

Mw=(logMo-9.1)/1.5
　ここで，Mo=μＳＤ

↓
ライズタイム：τの設定

設定根拠

- 既往地震，固着及び破壊伝播に関する検討に基づき，青森県東方沖及び岩手県沖北部から根室沖に設定
→P.151～P.180
- 地震調査研究推進本部（2004，2012）の微小地震の震源分布に基づくプレート境界面の推定等深線より，地震発生域の深さの下限（60km）から海溝軸までを考慮
→P.187，P.188
- 3.11地震を含む世界の巨大地震のばらつきを考慮した平均応力降下量３MPaを考慮（内閣府(2012) 等）
→P.229，P.230
- 地震波速度や密度に関する既往研究に基づき$5.0\times10^{10}N/m^2$に設定（土木学会（2016）等）
→P.189，P.190
- 3.11地震を含む世界の巨大地震の大すべり域を参照して設定（内閣府(2012) ほか）
→第1023回審査会合 資料1-2 P.3.1-18，P.3.2-21参照
- すべり角は，陸側プレートのずれの向きに基づいて設定（中央防災会議（2006））
→P.191
- 平均的に利用されている値を参考に3.11地震の解析結果も踏まえ60sに設定（内閣府（2012））
→P.192

3－2－1．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（114／128）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-120再掲

基準波源モデル⑤

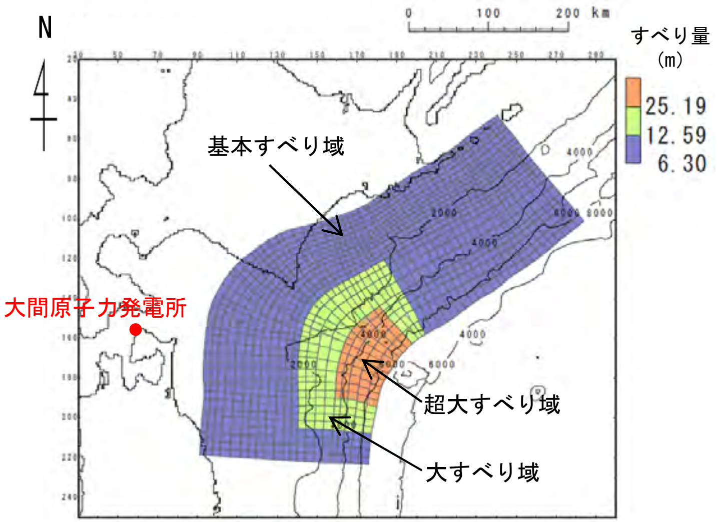
- 基準波源モデル⑤は，3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルのすべり量・面積比※1を反映し，すべり領域の配置は，大間原子力発電所の立地特性を踏まえた保守的観点で配置（P.259，P.260参照）して設定する。
- なお，超大すべり域を浅部海溝軸沿いに配置し比較的短周期の波を卓越させることにより，未知なる海溝軸付近の海底地すべりや分岐断層※2の影響も考慮されている。

※１：大すべり域・超大すべり域の設定に伴う地震モーメントの調整は，波源領域全体で実施。

※２：第1023回審査会合 資料1-2 「４－２－３．分岐断層に関する検討」参照。

基準波源モデル⑤のパラメータ

項　目		基準波源モデル⑤ 【モデル化後の値】	主な設定根拠	備　考 【設計値】
ﾓｰﾒﾝﾄﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ　Mw		9.04	Mw=(logMo−9.1)/1.5	9.04
地震発生深さ		海溝軸～深さ60km	地震調査研究推進本部（2017a，2019）	―
断層面積 S （km^2）		110,472	青森県東方沖及び岩手県沖北部から十勝沖・根室沖	―
平均応力降下量 ⊿σ （MPa）		3.08	内閣府（2012）等	3
剛性率 μ （N/m^2）		5.0×10^{10}	土木学会（2016）等	―
地震ﾓｰﾒﾝﾄMo （N・m）		4.64×10^{22}	$Mo=16/(7\cdot\pi^{3/2})\cdot⊿\sigma\cdot S^{3/2}$	4.52×10^{22}
平均すべり量 D （m）		8.41	D=Mo/(μ・S)	8.19
すべり量	基本すべり域 （m） （面積及び面積比率）	6.30 （87,616km^2，79.3%）	3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデル（P.225，第1023回審査会合 資料1-2 P.3.1-18，P.3.2-21参照）	6.30 （88,377km^2，80%）
	大すべり域 （m） （面積及び面積比率）	12.59 （15,790km^2，14.3%）		12.59 （16,571km^2，15%）
	超大すべり域 （m） （面積及び面積比率）	25.19 （7,066km^2，6.4%）		25.19 （5,524km^2，５%）
すべり角 λ （°）		陸側プレートのずれの向きに基づいて設定	中央防災会議（2006）	―
ライズタイム τ （s）		60	内閣府（2012）	―



基準波源モデル⑤

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（１１５／１２８）

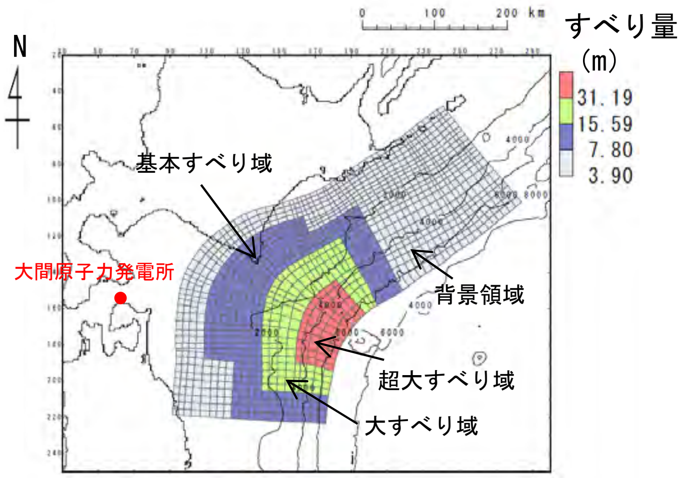
第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-121再掲

基準波源モデル⑥

- 基準波源モデル⑥は，基準波源モデル⑤（P.262参照）に対し，すべりの不確かさを踏まえ，より保守側の設定として大すべり域・超大すべり域等のすべり量が約20%割増し（P.237参照）になるように，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する。

基準波源モデル⑥のパラメータ

項　目	基準波源モデル⑥ 【モデル化後の値】	主な設定根拠	備　考 【設計値】
ﾓｰﾒﾝﾄﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ　Mw	9.04	Mw=(logMo−9.1)/1.5	9.04
地震発生深さ	海溝軸～深さ60km	地震調査研究推進本部（2017a, 2019）	—
断層面積 S　(km^2)	110,472	地震調査研究推進本部（2017a, 2019）	—
平均応力降下量 $\Delta\sigma$　(MPa)	3.08	内閣府（2012）等 （設計値３MPa）	3
剛性率 μ　(N/m^2)	5.0×10^{10}	土木学会（2016）等	—
地震ﾓｰﾒﾝﾄMo　(N・m)	4.64×10^{22}	$Mo=16/(7\cdot\pi^{3/2})\cdot\Delta\sigma\cdot S^{3/2}$	4.52×10^{22}
平均すべり量 D　(m)	8.40	$D=Mo/(\mu\cdot S)$	8.19
すべり量：基本すべり域　(m) （全体面積の30%）	7.80 (30,619km^2, 27.7%)	すべりの不確かさを踏まえ，より保守側の設定として超大すべり域等のすべり量が約20%割増し（P.237参照）になるように，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	7.80 (33,141km^2, 30%)
すべり量：背景領域　(m) （基本すべり域のすべり量の0.5倍，全体面積の50%程度）	3.90 (56,997km^2, 51.6%)		3.90 (55,236km^2, 50%)
すべり量：大すべり域　(m) （基本すべり域のすべり量の２倍，全体面積の15%程度）	15.59 (15,790km^2, 14.3%)		15.59 (16,571km^2, 15%)
すべり量：超大すべり域　(m) （基本すべり域のすべり量の４倍，全体面積の5%程度）	31.19 (7,066km^2, 6.4%)		31.19 (5,524km^2, ５%)
すべり角 λ　(°)	陸側プレートのずれの向きに基づいて設定	中央防災会議（2006）	—
ライズタイム τ　(s)	60	内閣府（2012）	—



基準波源モデル⑥

（余白）

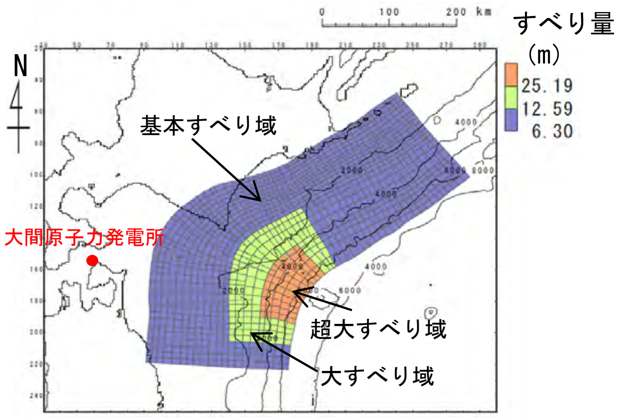
3-2-1．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（116／128）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-123再掲

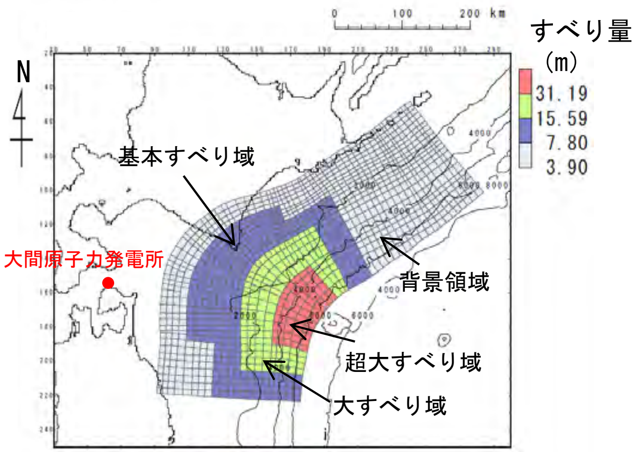
パラメータスタディ：基準波源モデル⑤⑥

○パラメータスタディは，概略と詳細の２段階で実施するものとするものとし，概略パラスタは津波水位に対して支配的因子，詳細パラスタは津波水位に対して従属的因子の位置づけである（第1023回審査会合　資料1-2 P.4.3-3 ～P.4.3-7参照）　。パラスタ詳細は以下のとおり。

- 概略パラスタのステップ１として，各基準波源モデルに対しアスペリティの位置を変化させる検討を実施した。
- 概略パラスタのステップ２として，ステップ１における各基準波源モデル毎の最大水位上昇ケース及び最大水位下降ケースとなる２つの波源モデルを対象に，アスペリティをさらに細かく移動させた検討を実施した。
- 詳細パラスタとして，概略パラスタにおける最大水位上昇ケース及び最大水位下降ケースとなる２つの波源モデルを対象に，破壊様式の不確かさの考慮として，破壊開始点，破壊伝播速度，ライズタイムを組合せた検討を実施した。



基準波源モデル⑤



基準波源モデル⑥

概略パラメータスタディ（ステップ１）

項目	変動範囲	ケース数	
アスペリティの位置	基準，北方へ40km（N1），80km(N2)，200km(N3)，南方へ40km(S1)	5	計 5

概略パラメータスタディ（ステップ２）

項目	変動範囲	ケース数	
アスペリティの位置	S1(ステップ1)，S1を北方へ約10km，20km，30km移動 （約10kmﾋﾟｯﾁで移動）	4	計 4

詳細パラメータスタディ

項目	変動範囲	ケース数	
破壊開始点	大すべり域深部の南端，北端，超大すべり域背後及び日本海溝と千島海溝の境界上大すべり域中央部	5	計 １６
破壊伝播速度	1.0km/s，2.0km/s，2.5km/s， ∞※（基準：概略パラスタケース） ※：∞は全域同時に破壊開始	4	
ライズタイム	60s（基準：概略パラスタケース）	1	

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（１１７／１２８）

基準波源モデル⑤⑥の諸元及びパラメータスタディ整理表

基準波源モデル⑤⑥の各パラメータに対し，パラスタ実施の考え方について以下のとおり整理した。

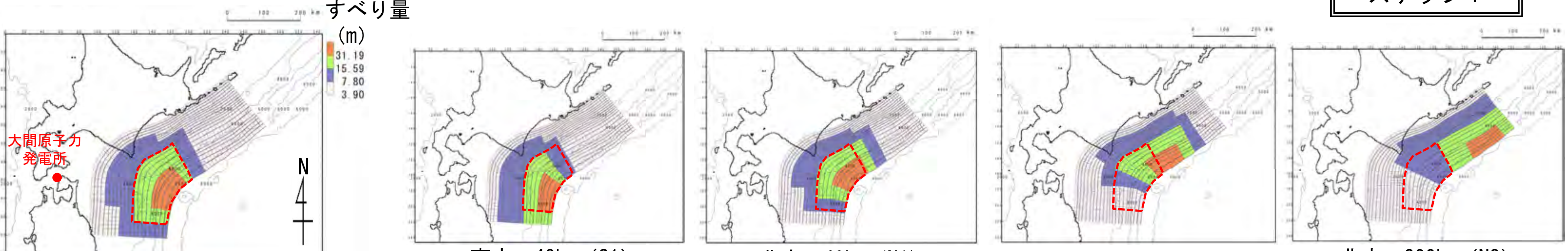
項　目		基準波源モデル⑤⑥（基準波源モデル⑤を代表とする） 諸元【設計値】	主な設定根拠	パラメータスタディ 概略/詳細パラスタ	変 動 幅	根拠又はパラスタ未実施の理由
ﾓｰﾒﾝﾄﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ Mw		9.04	Mw=(logMo-9.1)/1.5	—	—	他諸元からの算定値
地震発生深さ		海溝軸～深さ60km	地震調査研究推進本部（2017a, 2019）	—	—	各調査により地震発生域が明確
断層面積 S （km^2）		110,472	青森県東方沖及び岩手県沖北部から十勝沖・根室沖	—	—	安全評価上，２つの領域の連動を考慮
平均応力降下量 ⊿σ（MPa）		3	内閣府（2012）等	—	—	既往巨大地震の応力降下量に保守性を考慮
剛性率 μ （N/m^2）		5.0×10^{10}	土木学会（2016）	—	—	既往の地下構造情報を基に設定
地震ﾓｰﾒﾝﾄMo （N・m）		4.52×10^{22}	$Mo=16/(7\cdot\pi^{3/2})\cdot⊿\sigma\cdot S^{3/2}$	—	—	他諸元からの算定値
平均すべり量 D （m）		8.19	$D=Mo/(\mu\cdot S)$	—	—	他諸元からの算定値
すべり量	基本すべり域 （m）（面積及び面積比率）	6.30 (88,377km^2, 80%)	3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデル	—	—	すべり量：既往研究による知見を反映した他諸元からの設定値 面積：安全評価上，２つの領域の連動を考慮した上で，既往研究による設定値を考慮
すべり量	大すべり域 （m）（面積及び面積比率）	12.59 (16,571km^2, 15%)				
すべり量	超大すべり域 （m）（面積及び面積比率）	25.19 (5,524km^2, ５%)				
すべり角 λ （°）		陸側プレートのずれの向きに基づいて設定	中央防災会議（2006）	—	—	観測データを基に設定
ライズタイム τ （s）		60	内閣府（2012）等	—	—	感度解析により保守的設定であることを確認（第1023回審査会合 資料1-2「４－２－１．ライズタイムの影響検討」参照）
アスペリティの位置		津軽海峡前面に配置	敷地への影響が大きな位置	概略パラスタ	200km～10kmﾋﾟｯﾁ	10kmﾋﾟｯﾁで位置の影響がほぼ無いことを確認。（第1023回審査会合 資料1-2 P.4.3-4参照）
破壊開始点		—	—	詳細パラスタ	大すべり域周辺に配置	プレート境界面深度，大すべり域の配置を考慮
破壊伝播速度		∞	—	詳細パラスタ	1.0, 2.0, 2.5km/s	既往巨大津波研究

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（１１８／１２８）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-125再掲

概略パラメータスタディ（１／４）：アスペリティ位置の不確かさ<基準波源モデル⑤⑥>

ステップ１



基準波源モデル⑥
基準配置

南方へ40km（S1）

北方へ40km（N1）

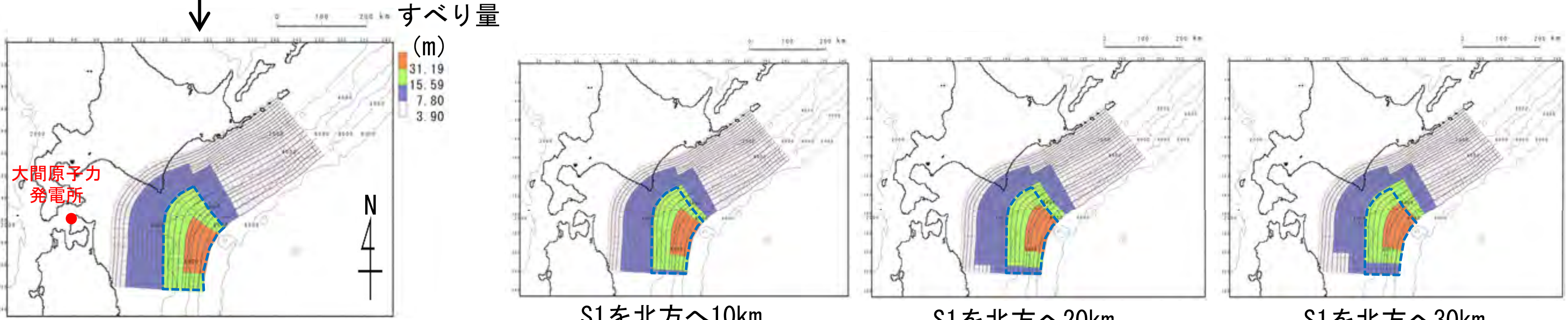
北方へ80km（N2）

北方へ200km（N3）

40～120kmﾋﾟｯﾁで移動

：基準配置の
アスペリティ位置

ステップ２



基準波源モデル⑥
ステップ1基準配置から南方へ40km（S1）

S1を北方へ10km

S1を北方へ20km

S1を北方へ30km

10kmﾋﾟｯﾁで移動

：S1の
アスペリティ位置

注：基準波源モデル⑥を代表例として記載

- 概略パラメータスタディ（ステップ１）として，大すべり域等の位置の不確かさの考慮のため，各基準波源モデルに対して，位置のパラメータスタディ（各５パターン）を実施した。
- 概略パラメータスタディ（ステップ２）として，ステップ１における各基準波源モデル毎の最大水位変動ケースの波源モデルを対象に，最大となったアスペリティ位置S1を北方へ約10kmピッチで移動させた場合の検討を実施した※。

※：アスペリティ位置の影響に関わる周期特性の検討は，第1023回審査会合 資料1-2 P.4.3-8，P.4.3-9に示す。

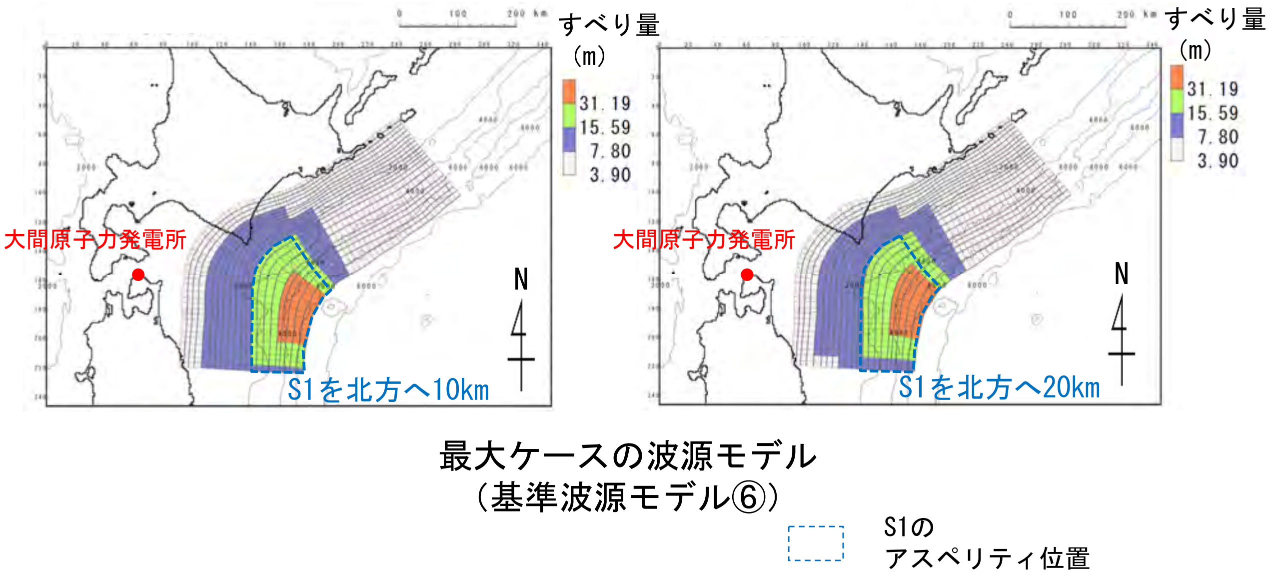
3-2-1．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（119／128）

概略パラメータスタディ（２／４）：検討結果<基準波源モデル⑤⑥>

基準波源モデル⑤⑥に対する概略パラメータスタディの結果は以下のとおりである。

最大水位上昇ケース
- 基準波源モデル⑥
- ｱｽﾍﾟﾘﾃｨ位置：S1を北方へ10km移動

最大水位下降ケース
- 基準波源モデル⑥
- ｱｽﾍﾟﾘﾃｨ位置：S1を北方へ20km移動



最大ケースの波源モデル
（基準波源モデル⑥）

概略パラメータスタディ（ステップ１）結果一覧

	アスペリティの位置※1	最大水位上昇量	最大水位下降量
基準波源モデル⑤	北方へ200km(N3)	1.59m	−1.38m
	北方へ80km(N2)	1.53m	−1.54m
	北方へ40km(N1)	2.04m	−2.26m
	基準	2.83m	−2.88m
	南方へ40km(S1)	3.47m	−2.55m
基準波源モデル⑥	北方へ200km(N3)	1.36m	−1.21m
	北方へ80km(N2)	1.47m	−1.51m
	北方へ40km(N1)	2.18m	−2.24m
	基準	3.21m	−2.74m
	南方へ40km(S1)	3.50m	−2.91m

概略パラメータスタディ（ステップ２）結果一覧

	アスペリティの位置※1	最大水位上昇量	最大水位下降量
基準波源モデル⑥	S1を北方へ30km	3.44m	−2.94m
	S1を北方へ20km	3.55m	−2.94m※2
	S1を北方へ10km	3.59m	−2.82m
	S1	3.50m	−2.91m

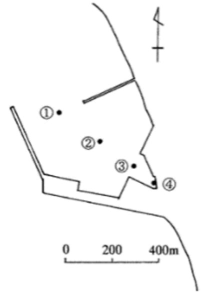
：概略パラスタ（ステップ１）　最大水位上昇／下降ケース
：概略パラスタ（ステップ２）　最大水位上昇ケース
：概略パラスタ（ステップ２）　最大水位下降ケース

※1：アスペリティの位置についてはP.267に示す。
※2：小数第３位まで考慮すると，S1を北方へ20kmで最大。

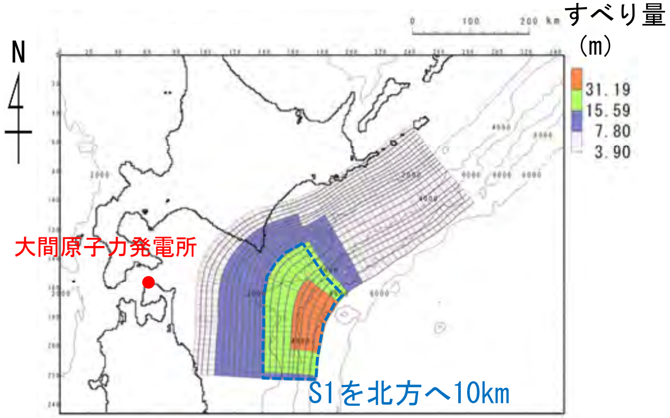
第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-127再掲

概略パラメータスタディ（3／4）：最大水位上昇ケース検討結果<基準波源モデル⑤⑥>

基準波源モデル⑤⑥に対する敷地における概略パラメータスタディの最大水位上昇ケース検討結果は以下のとおりである。

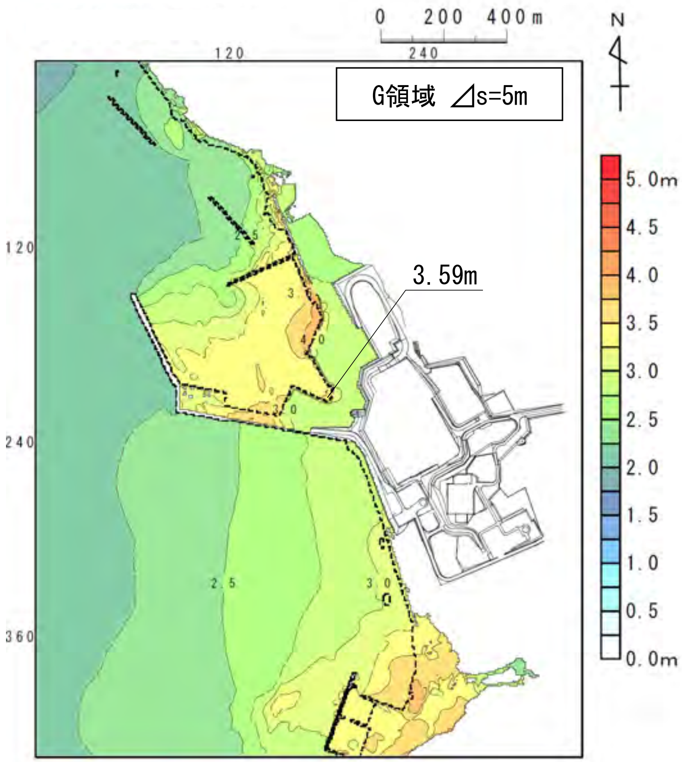


最大水位上昇ケース
- 基準波源モデル⑥
- ｱｽﾍﾟﾘﾃｨ位置：S1を北方へ10km移動

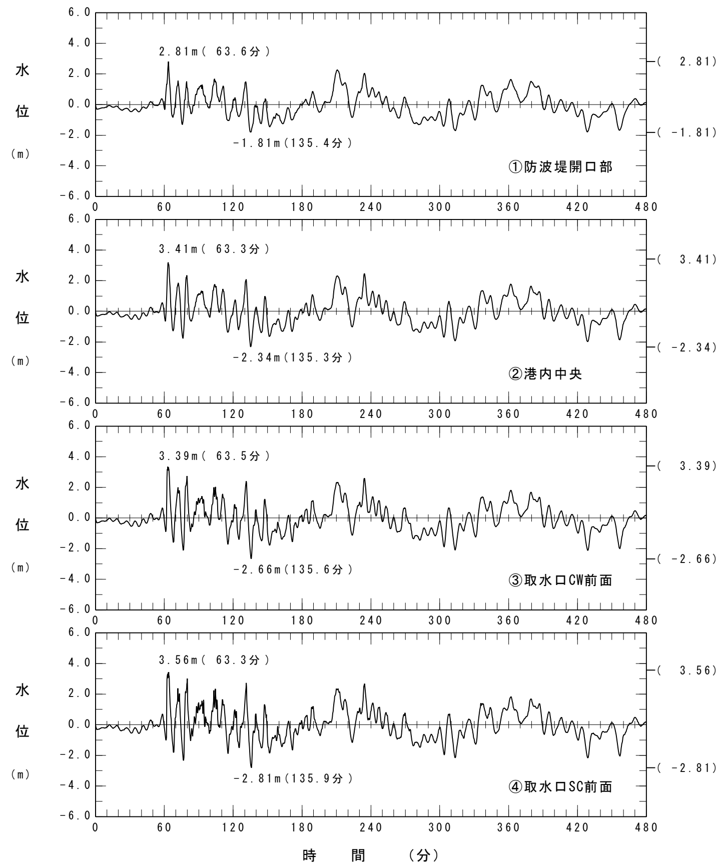


波源モデル

S1の：アスペリティ位置



最大水位上昇量分布



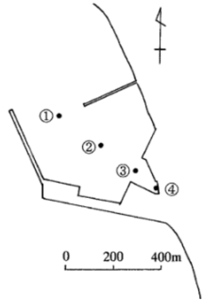
水位時刻歴波形

最大水位上昇ケース
（基準波源モデル⑥）

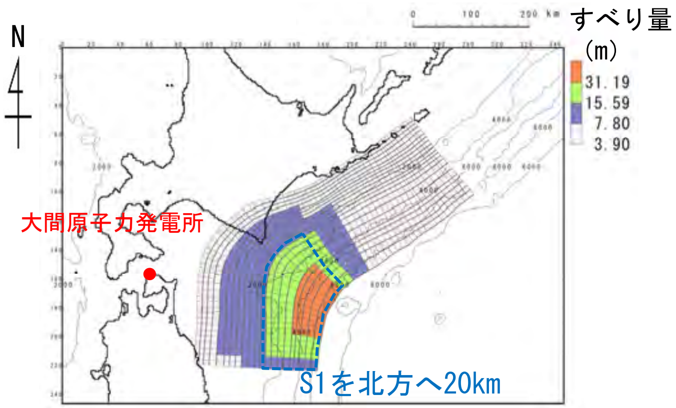
第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-128再掲

概略パラメータスタディ（４／４）：最大水位下降ケース検討結果＜基準波源モデル⑤⑥＞

- 基準波源モデル⑤⑥に対する取水口スクリーン室前面における概略パラメータスタディの最大水位下降ケース検討結果は以下のとおりである。

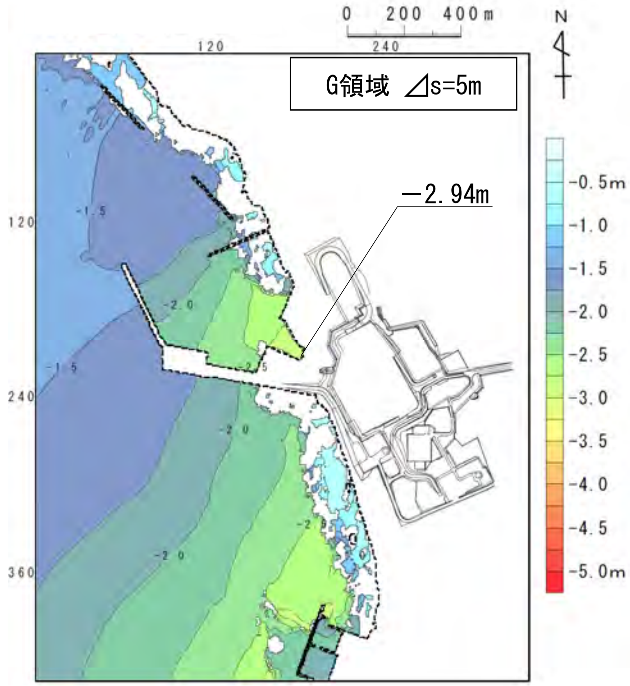


最大水位下降ケース
・基準波源モデル⑥
・ｱｽﾍﾟﾘﾃｨ位置：S1を北方へ20km移動

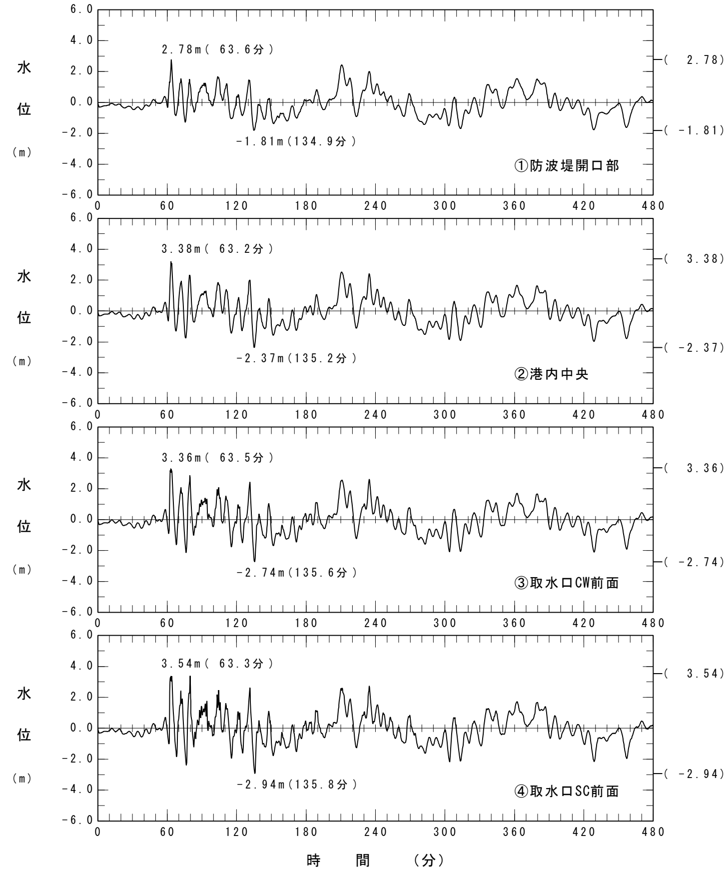


波源モデル

S1の
アスペリティ位置



最大水位下降量分布



水位時刻歴波形

最大水位下降ケース
（基準波源モデル⑥）

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（１２２／１２８）

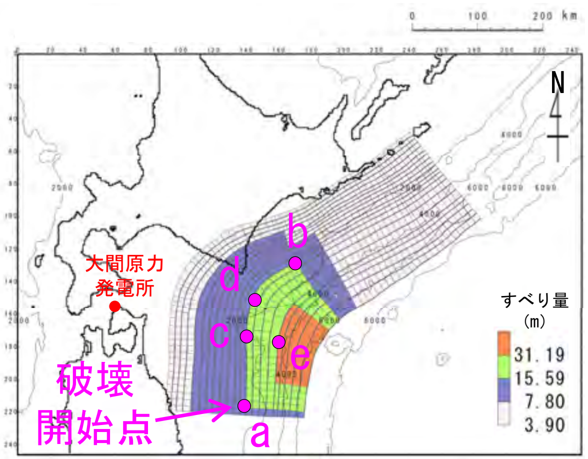
詳細パラメータスタディ（１／２）：破壊開始点・破壊伝播速度・ライズタイム<基準波源モデル⑤，⑥>

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-129再掲

- 基準波源モデル⑤，⑥に対し，以下に示す破壊開始点，破壊伝播速度及びライズタイムを組合せた検討を実施した。

詳細パラメータスタディ

項目	変動範囲	備考
破壊開始点	✓プレート境界面深度20km（大すべり域深部下端に相当）を基本として，大すべり域深部下端の「南端:a」，「北端:b」，「超大すべり域背後:c」，「日本海溝と千島海溝の境界上:d」の４箇所配置 ✓不確かさ考慮として，「大すべり域中央部：e」に1箇所（超大すべり域深部下端に相当）配置	右図のとおり設定（P.254参照）
破壊伝播速度	・1.0km/s ・2.0km/s ・2.5km/s ・∞※（基準：概略パラスタケース） ※：∞は全域同時に破壊開始	1.0km/s：Fujii and Satake（2007）による2004年インド洋津波を再現する最適値 2.0km/s：Satake et al.（2013）による2011年東北地方太平洋沖地震再現モデル 2.5km/s：内閣府（2012）の南海トラフ大地震モデル
ライズタイム	・60s（基準：概略パラスタケース）	世界のＭ９クラスの超巨大地震から得られたライズタイムに関する知見及びそれらを踏まえた影響検討を考慮して60秒固定とした。 （第1023回審査会合 資料1-2「４－２－１．ライズタイムの影響検討」参照）



基準波源モデル⑤，⑥
概略パラスタ最大ケース
（基準波源モデル⑥）
※代表として上昇側を例示

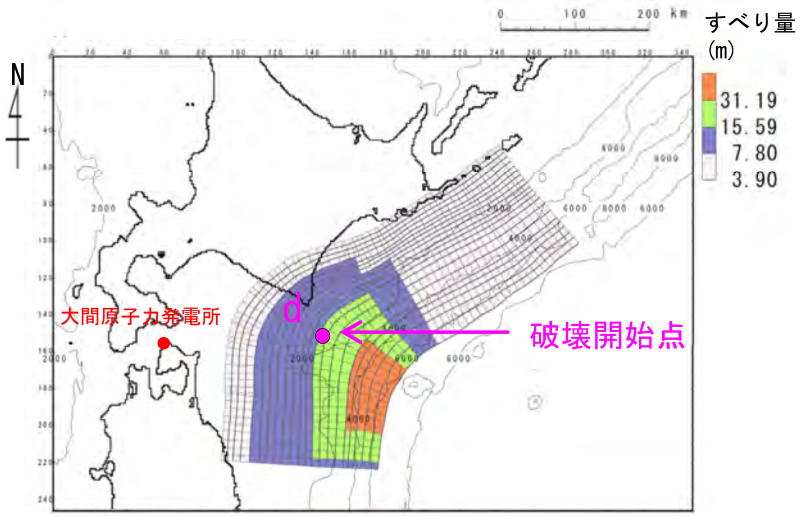
３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（１２３／１２８）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-130再掲

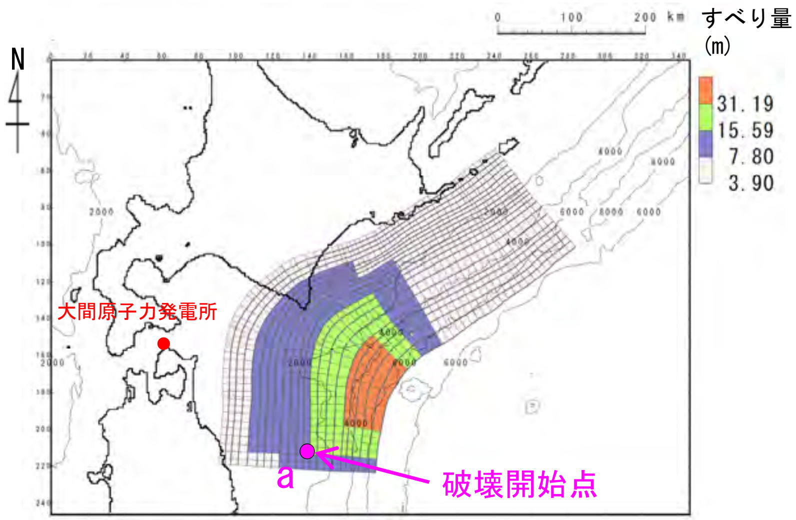
詳細パラメータスタディ（２／２）：検討結果＜基準波源モデル⑤，⑥＞

基準波源モデル⑤，⑥に対する詳細パラメータスタディの結果は以下のとおりである。

上昇側



下降側



最大ケースの波源モデル
（基準波源モデル⑥）

詳細パラメータスタディ結果一覧

上昇側

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

下降側

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

:上昇側・下降側最大ケース

※:小数第３位まで考慮すると2.0km/sで最大。

基準波源モデル①～④の詳細パラメータスタディとの比較はP.273，P.274参照。

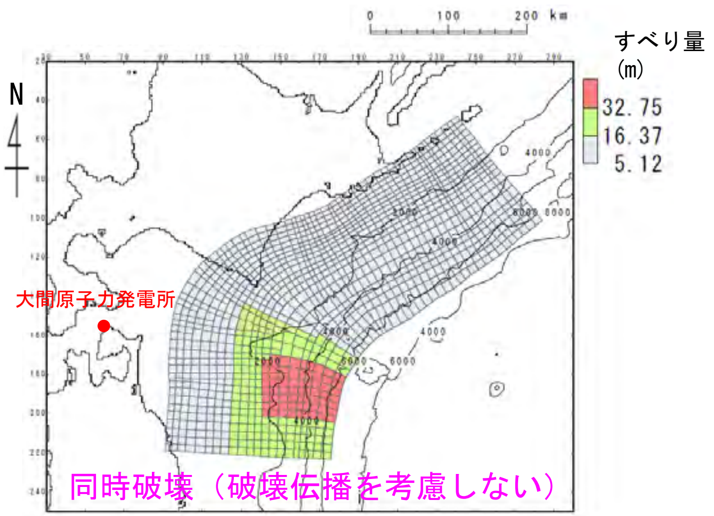
３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（１２４／１２８）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-131再掲

まとめ（１／４）：最大水位上昇ケースの選定

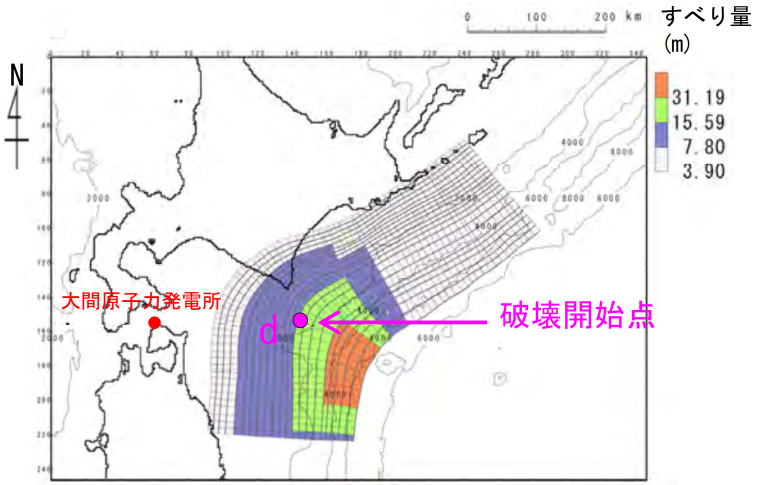
最大水位上昇ケースを選定するために，基準波源モデル①～④と基準波源モデル⑤，⑥の上昇側の詳細パラメータスタディ結果を比較した。

基準波源モデル①～④に対する最大水位上昇ケース



（基準波源モデル②）

基準波源モデル⑤，⑥に対する最大水位上昇ケース



（基準波源モデル⑥）

上昇側詳細パラメータスタディ結果一覧

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

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

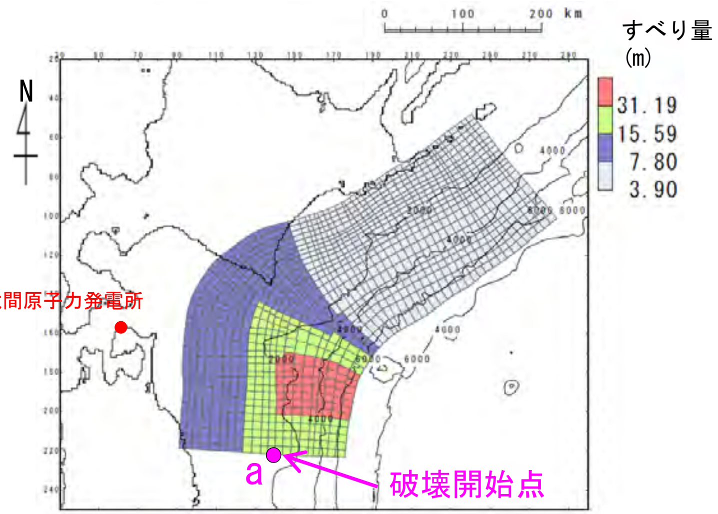
：基準波源モデル①～④の最大水位上昇ケース

：基準波源モデル①～⑥の最大水位上昇ケース

まとめ（２／４）：最大水位下降ケースの選定

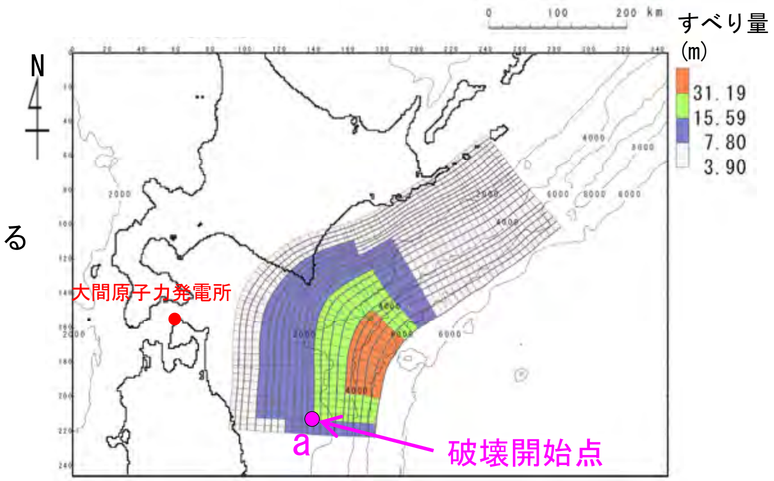
最大水位下降ケースを選定するために，基準波源モデル①～④と基準波源モデル⑤⑥の下降側の詳細パラメータスタディ結果を比較した。

基準波源モデル①～④に対する最大水位下降ケース



（基準波源モデル③）

基準波源モデル⑤，⑥に対する最大水位下降ケース



（基準波源モデル⑥）

下降側詳細パラメータスタディ結果一覧

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

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

※：小数第３位まで考慮すると2.0km/sで最大。

：基準波源モデル①～⑥の最大水位下降ケース

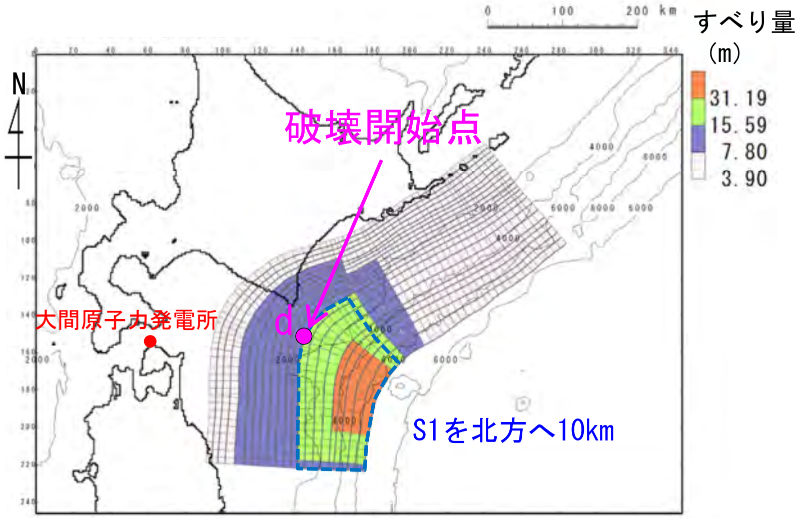
：基準波源モデル⑤⑥の最大水位下降ケース

まとめ（３／４）：最大水位上昇ケース

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-133再掲

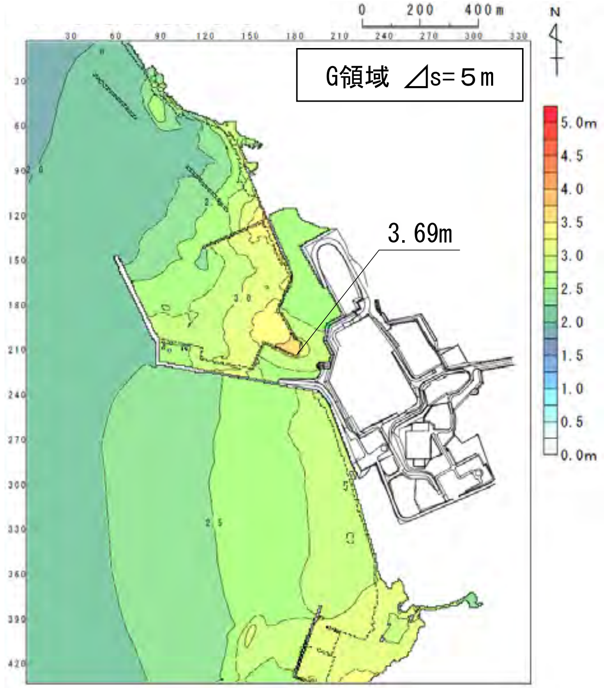
敷地における最大水位上昇ケース検討結果は以下のとおりである。

最大水位上昇ケース
- 基準波源モデル⑥
- ｱｽﾍﾟﾘﾃｨ位置：S1を北方へ10km移動
- 破壊開始点d
- ライズタイム60s
- 破壊伝播速度2.0km/s



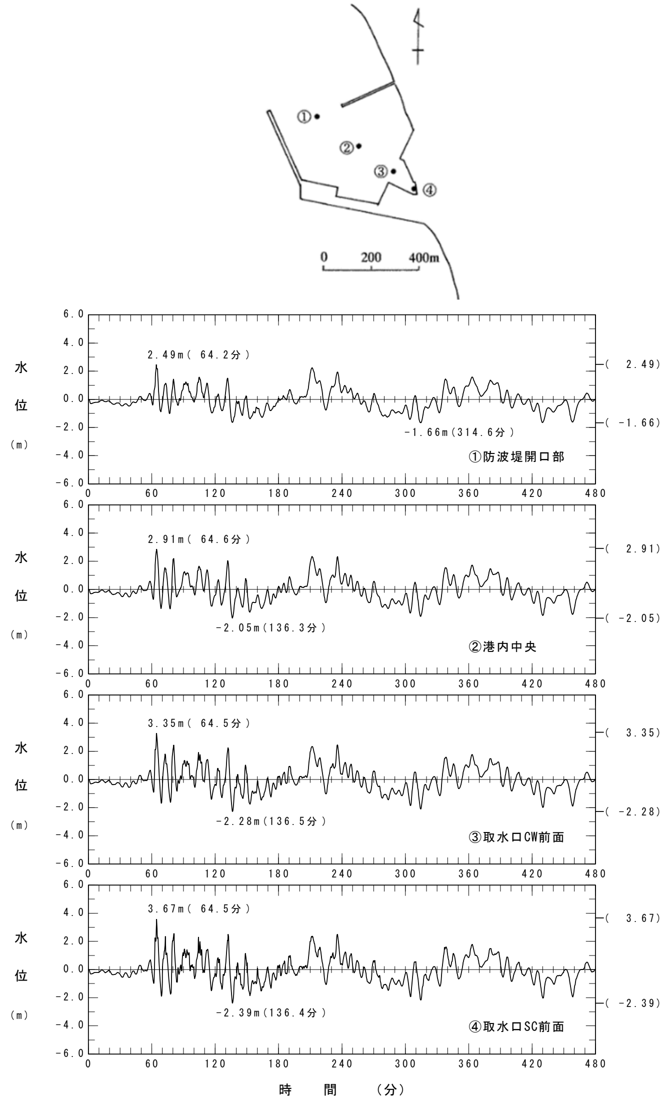
波源モデル

S1の アスペリティ位置



最大水位上昇量分布

最大水位上昇ケース
（基準波源モデル⑥）



水位時刻歴波形

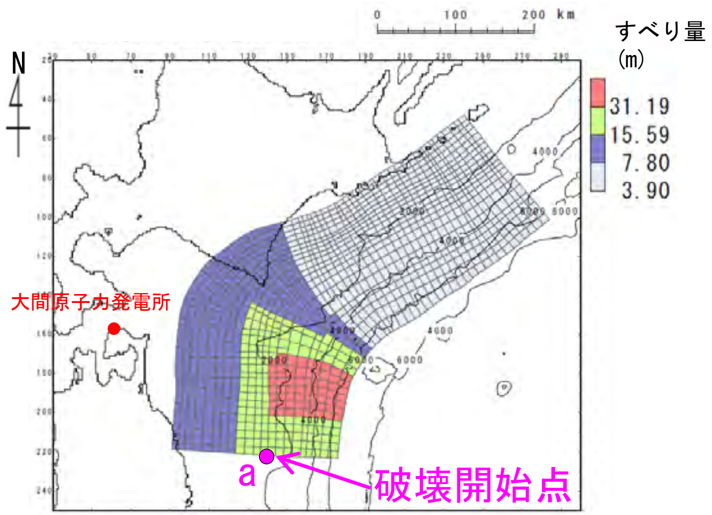
３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（１２７／１２８）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-134再掲

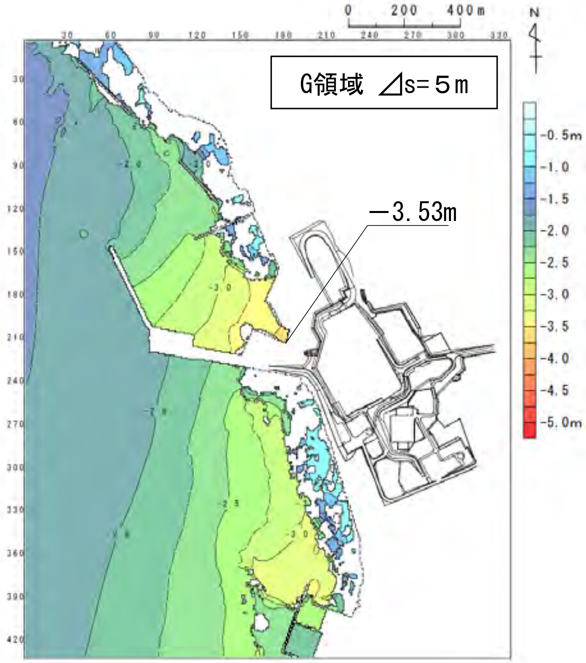
まとめ（４／４）：最大水位下降ケース

取水口スクリーン室前面における最大水位下降ケース検討結果は以下のとおりである。

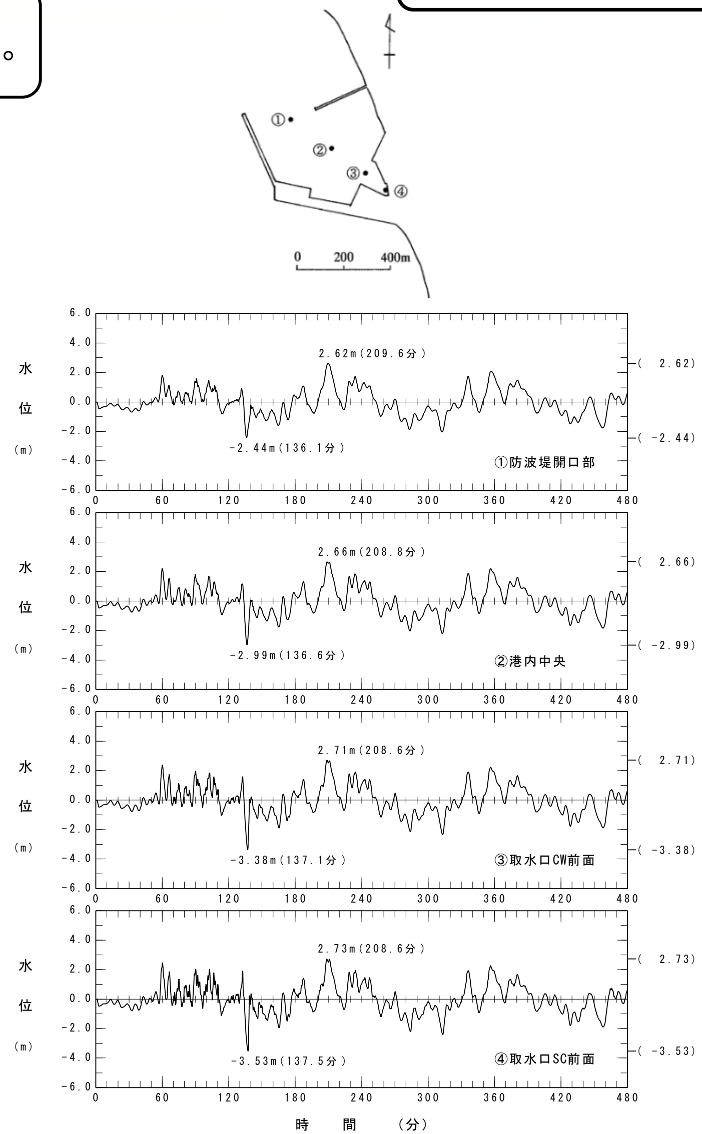
最大水位下降ケース
- 基準波源モデル③
- ｱｽﾍﾟﾘﾃｨ位置：基準配置を南方へ40km移動
- 破壊開始点a
- ライズタイム60s
- 破壊伝播速度2.0km/s



波源モデル



最大水位下降量分布



水位時刻歴波形

最大水位下降ケース
（基準波源モデル③）

３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（１２８／１２８）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.1-135再掲

三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波検討結果

三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波の検討結果は下表のとおりである。

三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波検討結果

モデル	パラメータスタディ	敷地における最大水位上昇量	取水口スクリーン室前面における最大水位下降量
3.11地震・津波の再現性等を考慮した基準波源モデル（基準波源モデル①②③④）	概略パラメータスタディ※	3.62m	－3.49m
	詳細パラメータスタディ	3.62m	－3.53m（基準波源モデル③）
津軽海峡内及び大間専用港湾に特化した津波挙動を考慮した基準波源モデル（基準波源モデル⑤⑥）	概略パラメータスタディ※	3.59m	－2.94m
	詳細パラメータスタディ	3.69m（基準波源モデル⑥）	－3.11m

※内閣府（2020）等との比較を「補足説明資料　（補足１）津軽海峡開口部付近沿岸から大間崎付近の分析」に示す。
評価水位抽出位置における水位分布の比較は「第1023回審査会合 資料1-2　4-4-2.基準波源モデル①～⑥の水位分布比較」参照。

（余白）

目　次

：本資料の掲載範囲

：本資料での主なご説明範囲

３－２－２．内閣府（2020）モデルによる津波（1／１３）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.2-2再掲

検討方針

- 「１－３．行政機関による既往評価の整理」において，内閣府（2020）の津波モデルによる大間町への津波の影響は，沿岸で10m程度に達し，他の行政機関の津波モデルに比べて顕著に大きいことを確認した。
- 上記より，内閣府（2020）モデルの検討概要，敷地への影響，位置づけ及び反映方針について検討する。

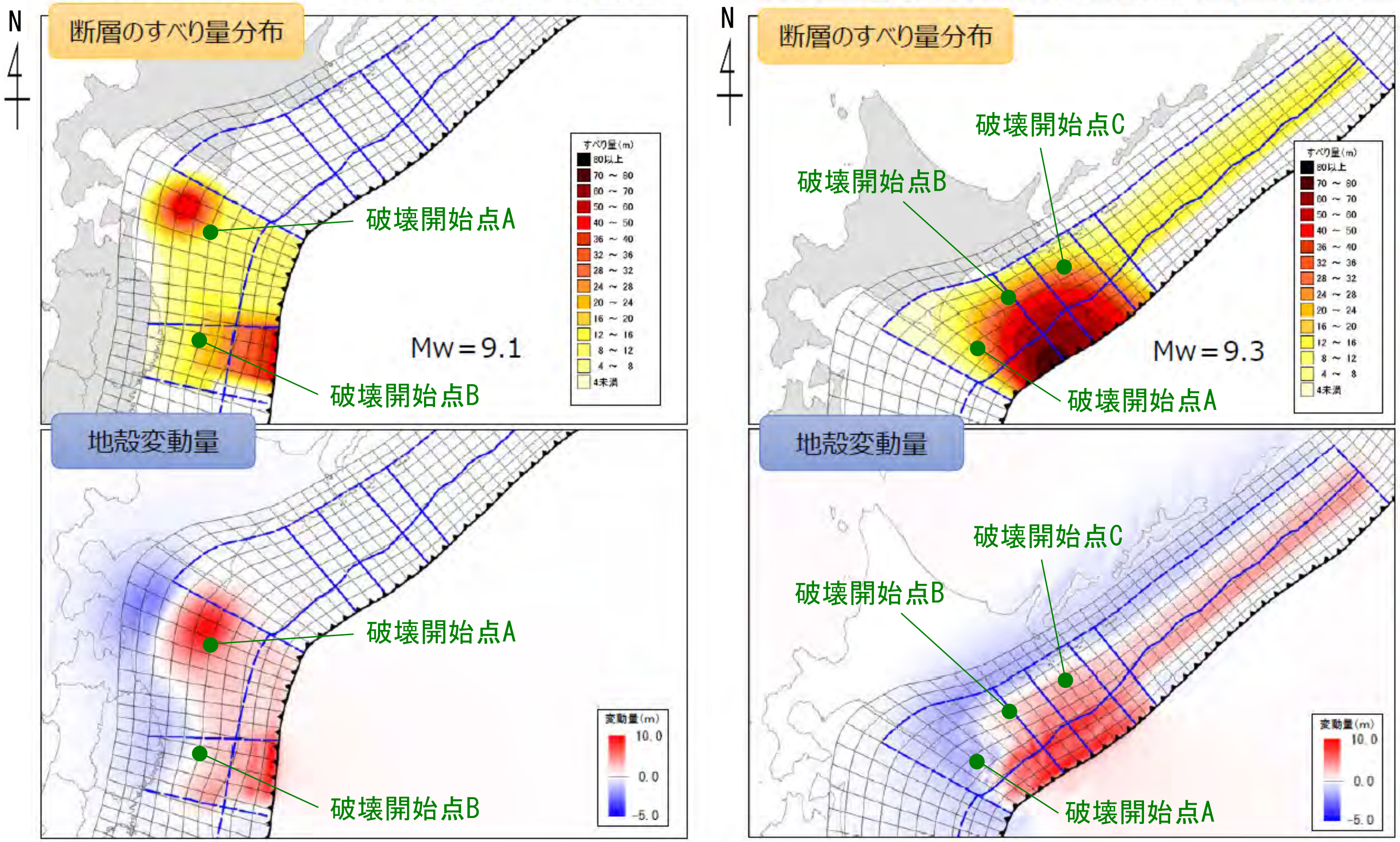
３－２－２．内閣府（2020）モデルによる津波（２／１３）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.2-3再掲

内閣府（2020）による検討概要（１／３）

- 内閣府（2020a）（日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデル検討会)において，東日本大震災の教訓を踏まえ，津波堆積物調査などの科学的な知見をベースに，あらゆる可能性を考慮した最大クラスの巨大な地震・津波に関する検討が実施された。
- 内閣府（2020a）で示された最大クラスの津波断層モデルは以下の２つである。
- これらの中から，大間原子力発電所への影響が比較的大きい津波断層モデルを抽出して，数値シミュレーションを実施し，敷地における水位変動量を算定する。

【①日本海溝（三陸･日高沖）モデル】　【②千島海溝（十勝･根室沖）モデル】



内閣府（2020a）に一部加筆

内閣府（2020a）による最大クラスの津波断層モデル

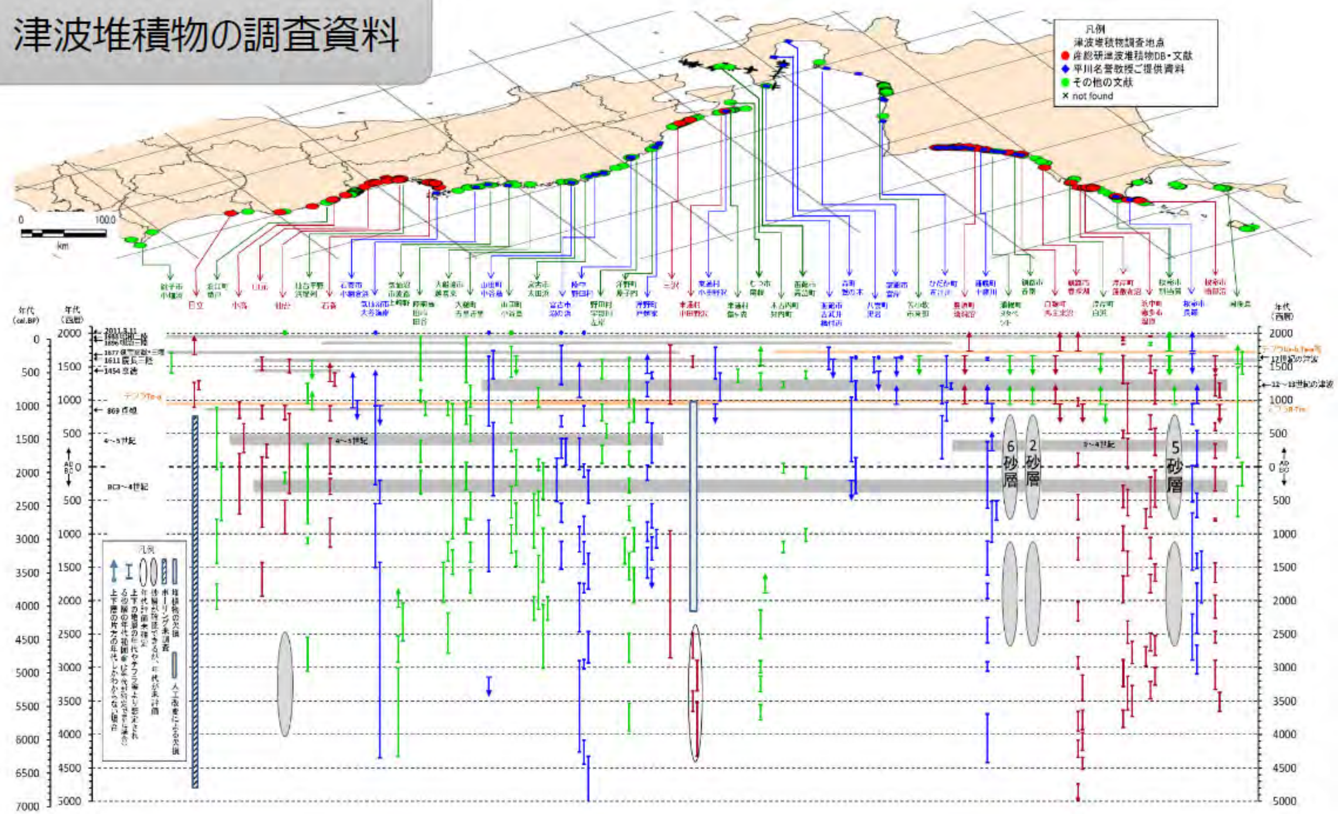
３－２－２．内閣府（2020）モデルによる津波（３／１３）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.2-4再掲

内閣府（2020）による検討概要（２／３）

内閣府（2020a）で示された最大クラスの津波断層モデルの主な設定根拠は以下のとおりである。
- ✓ おおむね過去6,000年間の津波堆積物等の調査資料を活用
- ✓ 内陸部での津波堆積物分布位置における浸水深は津波堆積物分布標高＋２～３ｍとして取り扱い（第９回議事要旨より）
- ✓ 防災上の観点から高い津波高のデータのみを使用（第13回議事要旨より）
- ✓ 津波堆積物について堆積年代を区別することなく再現する（津波堆積物の地点まで津波を浸水させる）津波断層モデルを逆解析により設定

津波堆積物の調査資料



内閣府（2020a）

津波堆積物の調査資料

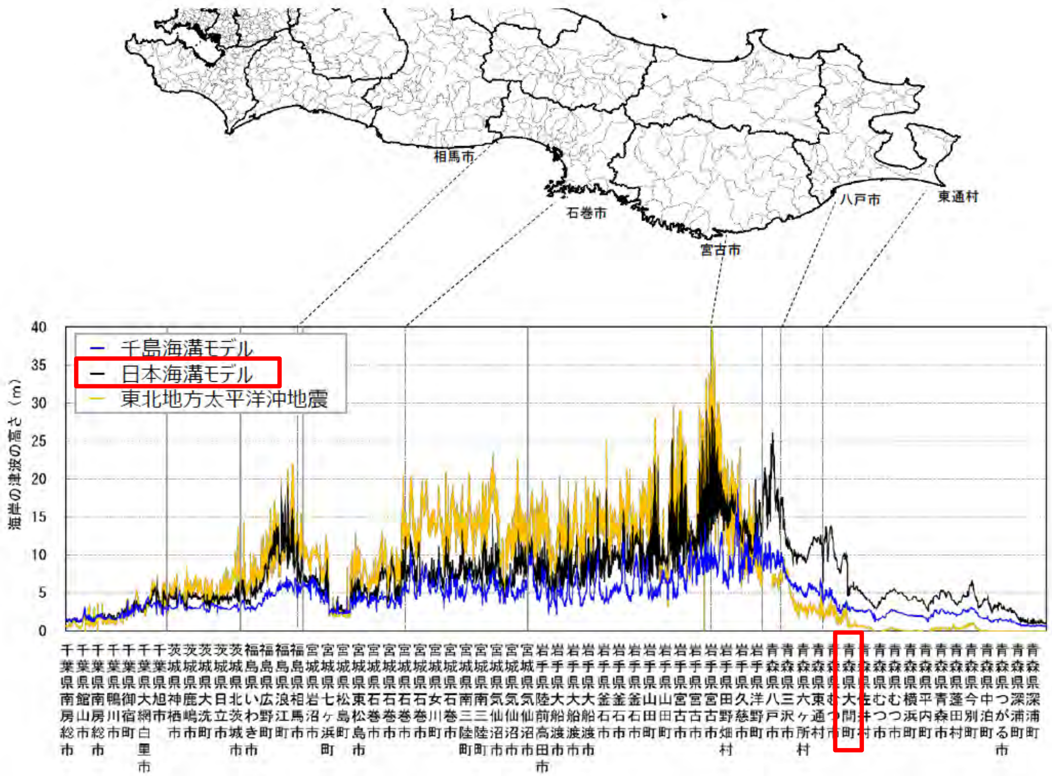
３－２－２．内閣府（2020）モデルによる津波（４／１３）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.2-5再掲

内閣府（2020）による検討概要（３／３）

- 内閣府（2020a）で示された想定される沿岸での津波の高さは以下のとおりであり，大間町における津波の高さは，日本海溝（三陸・日高沖）モデルの影響が大きい。
- また，内閣府（2020a）では，「今回の検討対象領域で地震が発生した場合，海域で発生した津波は，震源域に面した海岸に大きな津波として伝播する特性を持つことから，東北地方の沖合で発生した地震による津波は，東北地方の海岸では大きいのに比して，北海道の襟裳岬より東の海岸への影響は小さく，逆に，北海道東部の太平洋沿岸で発生した地震による津波は，北海道東部の太平洋の海岸では大きいのに比して，東北地方の海岸，北海道の日高支庁以西の海岸への影響は小さい。」とされている。

以上より，内閣府（2020a）の２つのモデルのうち，ここでの検討対象は日本海溝（三陸・日高沖）モデルとする。



内閣府（2020a）に一部加筆

想定される沿岸での津波の高さ（青森県以南）

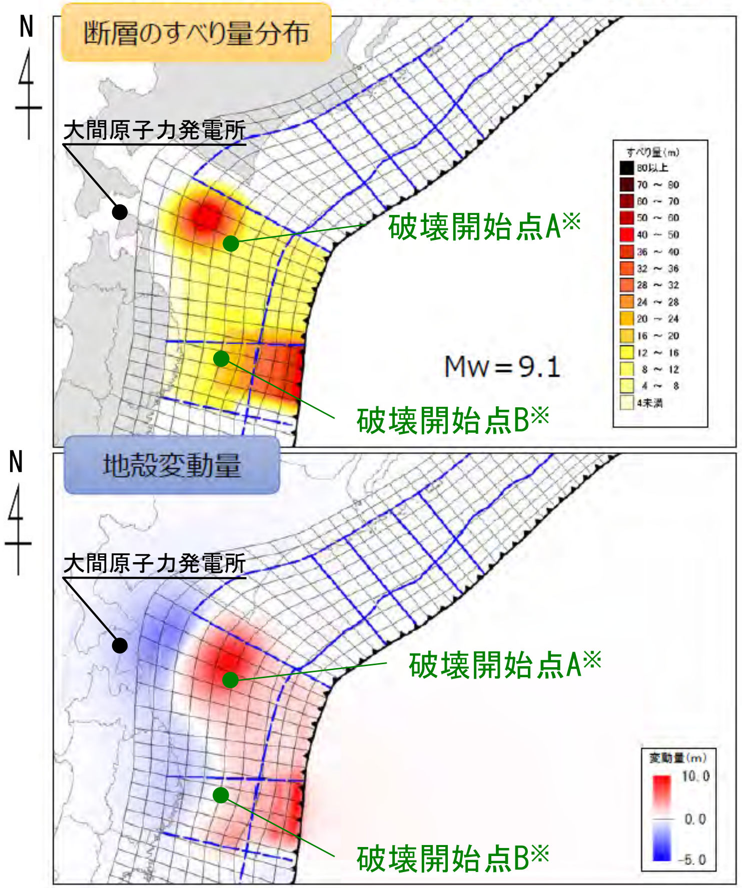
３－２－２．内閣府（2020）モデルによる津波（５／１３）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.2-6再掲

内閣府（2020）の波源モデルによる検討

- 検討対象とする内閣府（2020）の日本海溝（三陸・日高沖）モデルの波源パラメータは以下のとおりである。

【①日本海溝（三陸･日高沖）モデル】



内閣府（2020a）に一部加筆

※：内閣府（2020b）では，日本海溝（三陸・日高沖）モデルに対し破壊開始点A,Bの２点設定している。

日本海溝（三陸・日高沖）の波源モデル

日本海溝（三陸・日高沖）モデルの波源パラメータ

	日本海溝（三陸・日高沖）モデル	設定根拠	備考
ﾓｰﾒﾝﾄﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ Mw	9.08	Mw=(logMo-9.1)/1.5	内閣府（2020b）及び内閣府開示データに基づき算定
面積 S （km^2）	76,332	内閣府（2020b）	―
平均応力降下量 ⊿σ （MPa）	6.02	$⊿\sigma=7/16・Mo・(S/\pi)^{-3/2}$	内閣府（2020b）及び内閣府開示データに基づき算定
剛性率 μ （N/m^2）	4.63×10^{10}	内閣府開示データ	―
地震ﾓｰﾒﾝﾄMo （N・m）	5.21×10^{22}	Mo=μSD	内閣府（2020b）及び内閣府開示データに基づき算定
平均すべり量 D （m）	14.76	内閣府（2020b）	―
最大すべり量 D_{max} （m）	40.00	内閣府（2020b）	―
破壊伝播速度（km/s）	2.5	内閣府（2020a）	―
ライズタイム τ （s）	60	内閣府（2020a）	―

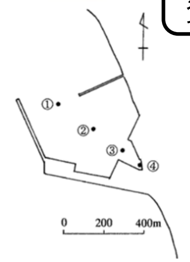
３－２－２．内閣府（2020）モデルによる津波（６／１３）

内閣府（2020）の波源モデルによる検討結果（上昇側）

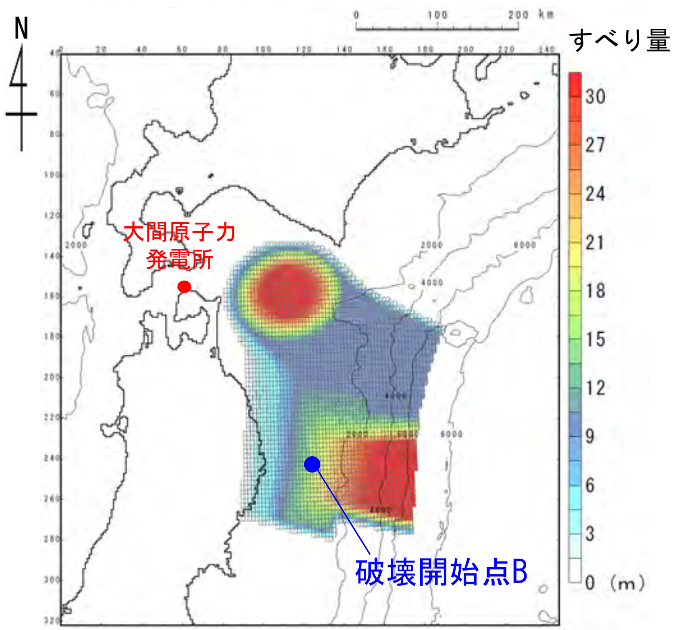
- 内閣府（2020）の波源モデルによる検討結果(上昇側)は以下のとおりである。

内閣府（2020）の上昇側最大ケース

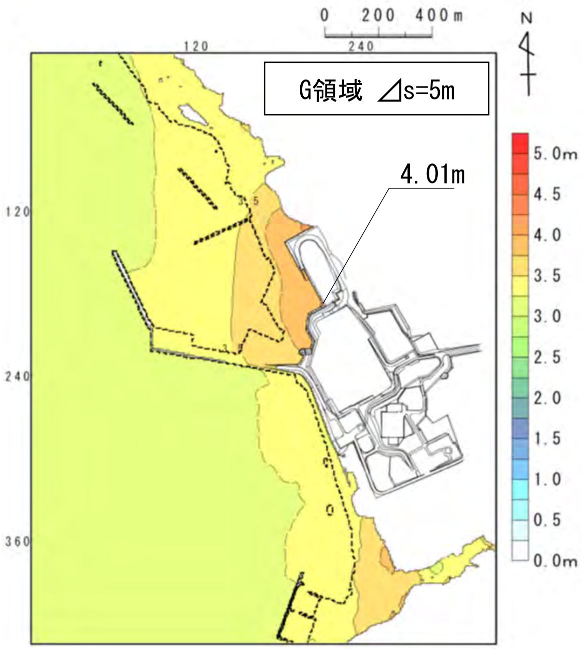
モデル	破壊開始点	敷地における 最大水位上昇量
日本海溝（三陸・日高沖） モデル	A	3.96m
	B	4.01m



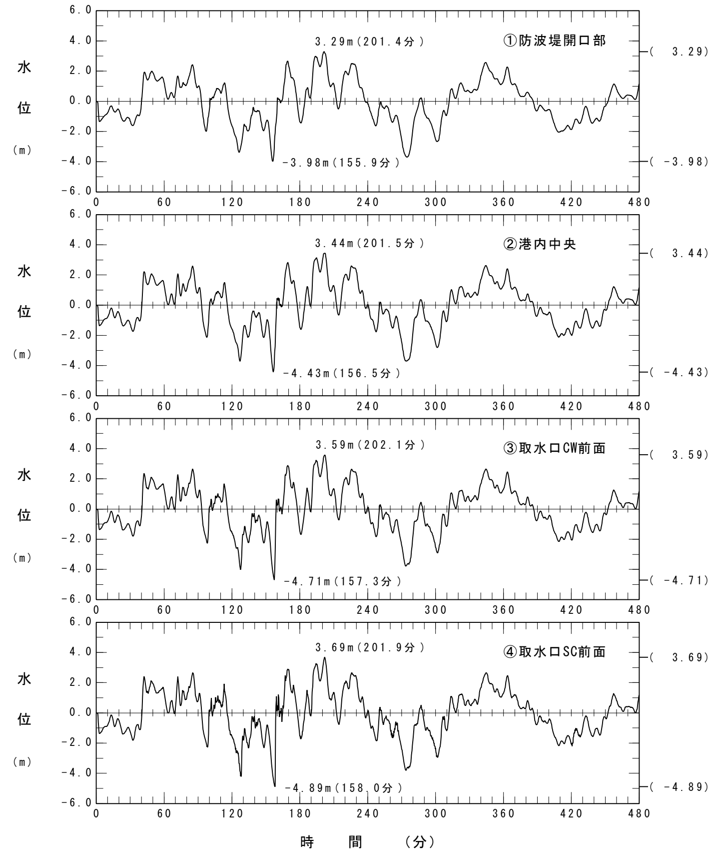
水位時刻歴波形
出力点



波源モデル（すべり量分布）
内閣府（2020b）に基づき作成



最大水位上昇量分布



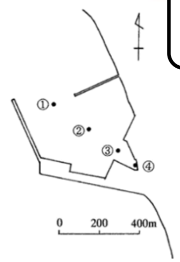
水位時刻歴波形

内閣府（2020）の上昇側最大ケース

3－2－2．内閣府（2020）モデルによる津波（7／13）

内閣府（2020）の波源モデルによる検討結果（下降側）

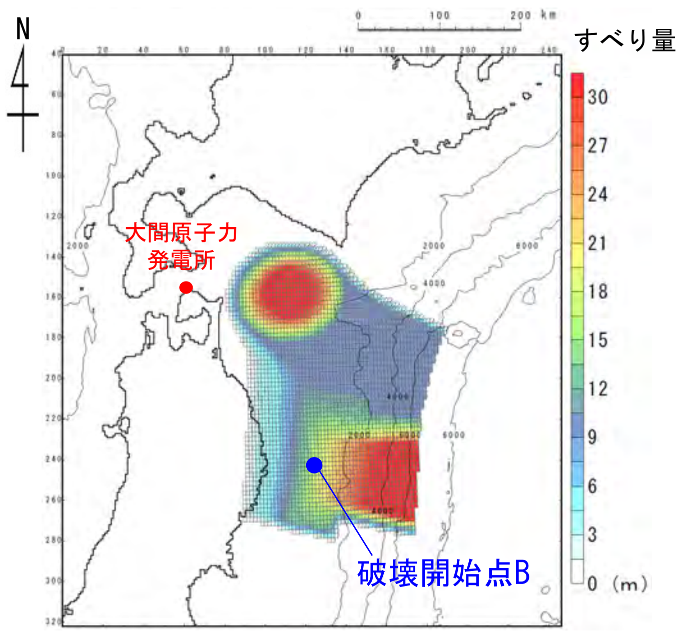
- 内閣府（2020）の波源モデルによる検討結果(下降側)は以下のとおりである。



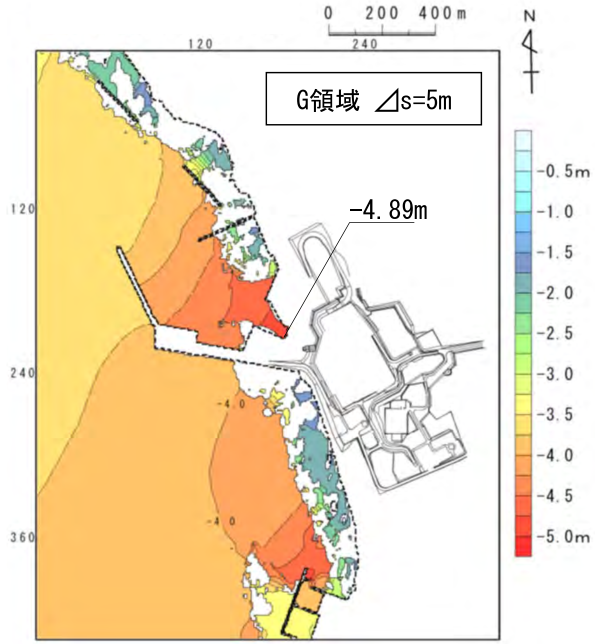
水位時刻歴波形
出力点

内閣府（2020）の下降側最大ケース

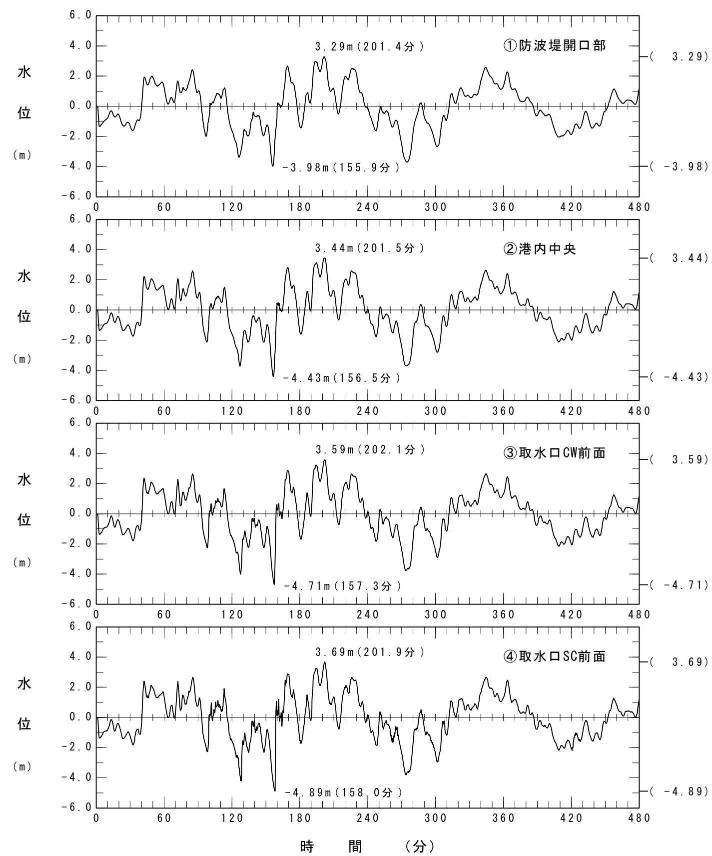
モデル	破壊開始点	取水口スクリーン室前面における最大水位下降量
日本海溝（三陸・日高沖）モデル	A	－4.58m
	B	－4.89m



波源モデル（すべり量分布）
内閣府（2020b）に基づき作成



最大水位下降量分布



水位時刻歴波形

内閣府（2020）の下降側最大ケース

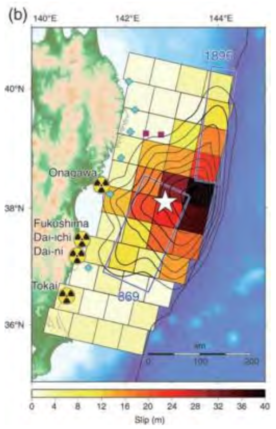
３－２－２．内閣府（2020）モデルによる津波（８／１３）

内閣府（2020）の位置づけ（１／４）：既往の大規模地震との比較（１／３）

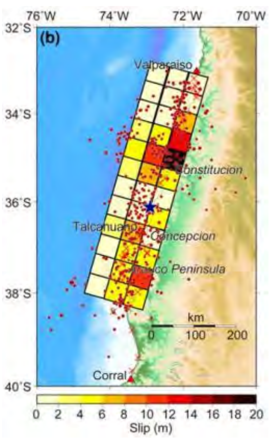
- Murotani et al.（2013）は，プレート境界地震のスケーリング関係について，日本付近で発生したＭ７～８クラスのプレート境界地震（Murotani et al.（2008））に，７つの巨大地震（2011年東北地方太平洋沖地震，2010年チリ地震，2004年スマトラ地震，1964年アラスカ地震，1960年チリ地震，1957年アリューシャン地震，1952年カムチャッカ地震）を追加し，Ｍ７～９クラスまでに適用可能なスケーリング則を提案している。
- Murotani et al.（2013）で整理されているＭ９クラスの巨大地震の断層モデルと内閣府（2020）の日本海溝（三陸・日高沖）モデルの地震規模（Mw），断層面積（S），地震モーメント（Mo），平均すべり量（D）及び平均応力降下量（⊿σ）の比較を以下に示す。
- 日本海溝（三陸・日高沖）モデルの平均すべり量（D）は14.76（m），平均応力降下量（⊿σ）は約６（MPa）であり，Ｍ９クラスの巨大地震の平均すべり量及び平均応力降下量を大きく上回ることを確認した。

地震	地震規模 Mw	断層面積 S（10^3km^2）	地震モーメント Mo（10^{22}Nm）	平均すべり量 D（m）	平均応力降下量 ⊿σ（MPa）	備考
2011年東北地方太平洋沖地震	9.0	110	3.9	10.6	2.60	Satake et al.(2013)
2010年チリ地震	8.8	90	1.7	5.4	1.53	Fujii and Satake(2013)
2004年スマトラ地震	9.1	220	6.0	7.5	1.42	Fujii and Satake(2007)
1964年アラスカ地震	9.1	184.16	6.5	9.9	2.00	Johnson et al.(1996)
1960年チリ地震	9.2	135	7.2	10.6	3.54	Fujii and Satake(2013)
1957年アリューシャン地震	8.6	172.5	1.2	3.1	0.41	Johnson et al.(1994)
1952年カムチャッカ地震	8.7	120	1.5	5.5	0.88	Johnson and Satake(1999)
日本海溝(三陸・日高沖)モデル	9.1	76.3	5.2	14.76	6.02	内閣府(2020)

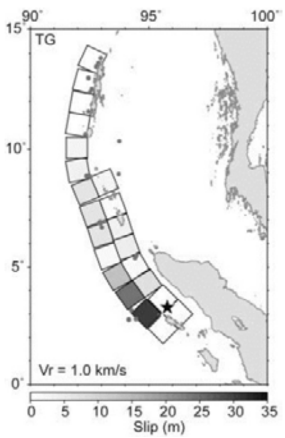
■Murotani et al.(2013)で用いた巨大地震(代表例)



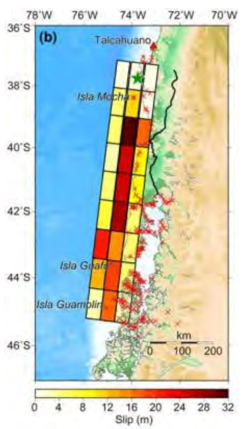
2011年東北地方太平洋沖地震



2010年チリ地震

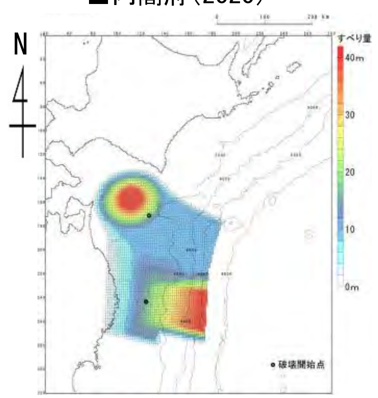


2004年スマトラ地震



1960年チリ地震

■内閣府(2020)

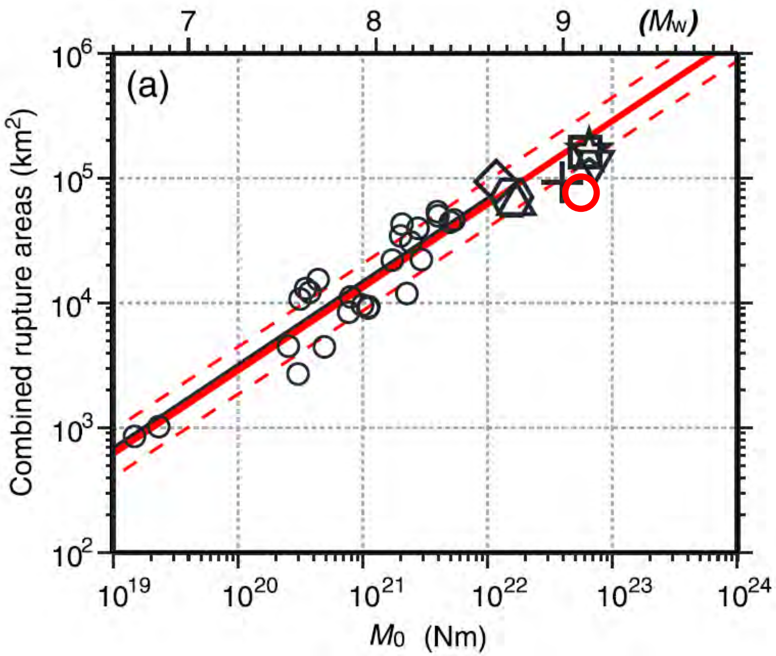


日本海溝
(三陸・日高沖)のモデル

３－２－２．内閣府（2020）モデルによる津波（９／１３）

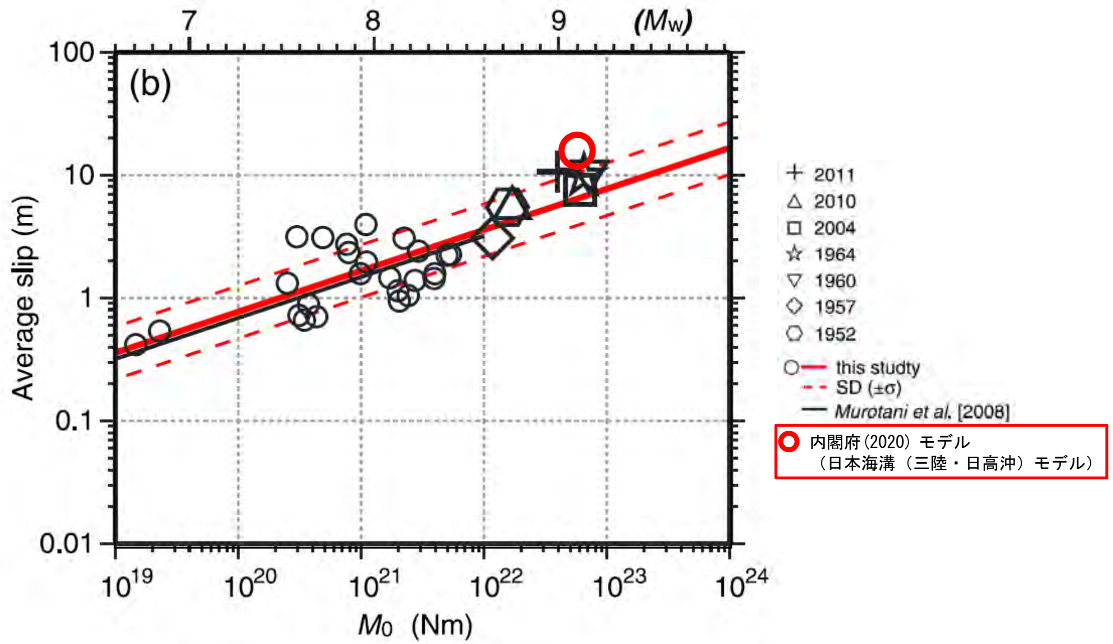
内閣府（2020）の位置づけ（２／４）：既往の大規模地震との比較（２／３）

- Murotani et al.（2013）に示されるスケーリング則のうち破壊領域（S）とMoの関係及び平均すべり量（D）とMoの関係に，内閣府（2020）モデル（日本海溝（三陸・日高沖）モデル）を追加し，その関係を比較した。
- その結果，内閣府（2020）モデルは既往の大規模地震に比べると，地震規模に対して，１σ以上破壊領域の面積が小さく，かつ１σ以上平均すべり量が大きい設定となっていることが確認できた。



破壊領域(S)とMoの関係※

Murotani et al.(2013) に一部加筆



平均すべり量(D)とMoの関係※

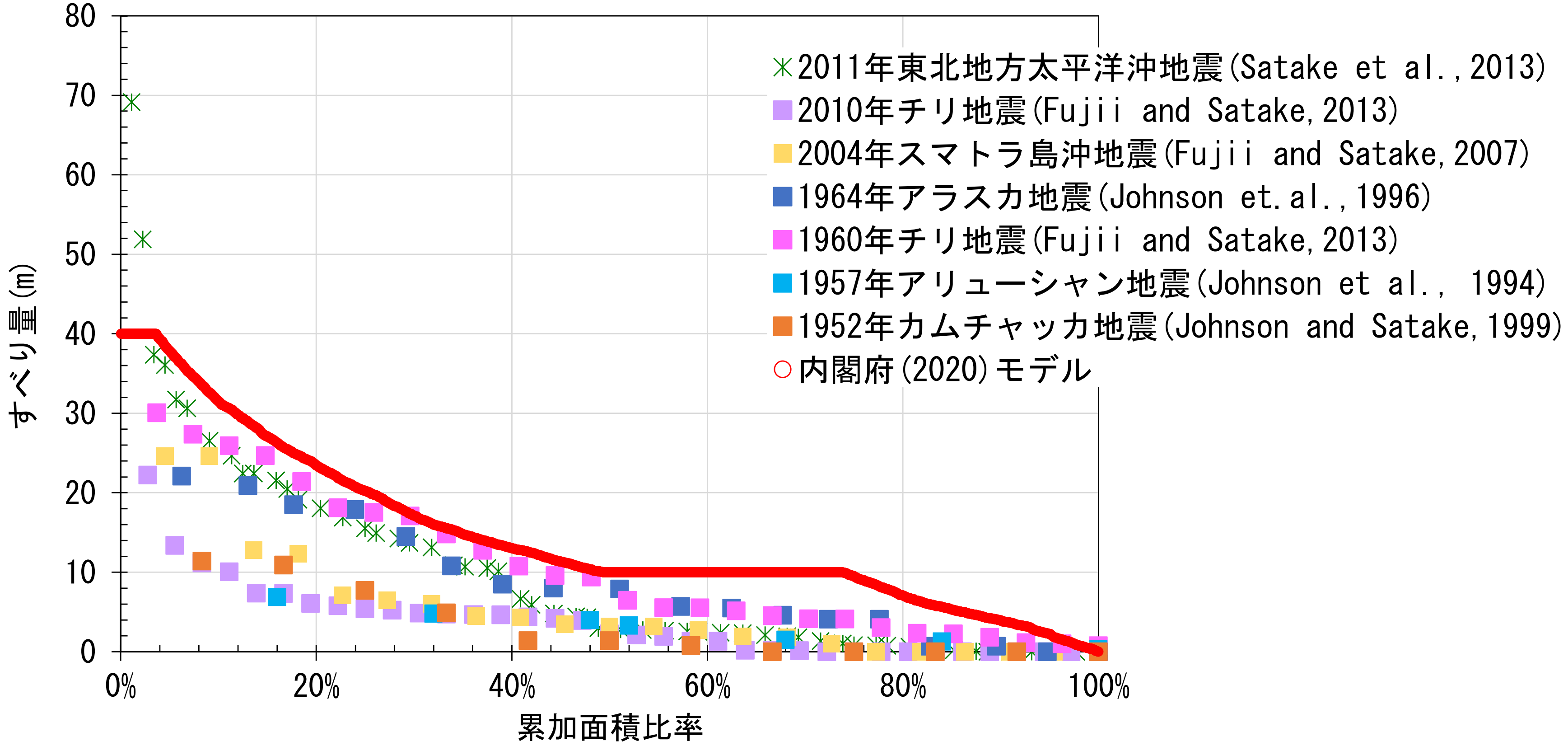
Murotani et al.(2013) に一部加筆

※：内閣府（2020b）及び内閣府開示データに基づき算定

３－２－２．内閣府（2020）モデルによる津波（１０／１３）

内閣府（2020）の位置づけ（３／４）：既往の大規模地震との比較（３／３）

- Murotani et al.（2013）で整理されているＭ９クラスの巨大地震の断層モデルと内閣府（2020）の日本海溝（三陸・日高沖）モデルを対象に，すべり量と累加面積比率の関係を比較した。
- その結果，内閣府(2020)モデルは，2011年東北地方太平洋沖地震の海溝軸付近に設定された大きなすべり量を除いて，波源全体にわたり過去の超巨大地震に比べすべり量が大きく設定されていることが確認できた。



超巨大地震におけるすべり量と
累加面積比率の分布

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.2-12再掲

内閣府（2020）の位置づけ（４／４）：まとめ

- 内閣府（2020）モデルの特徴をまとめると，以下のとおりである。
  - ✓ 2011年東北地方太平洋沖地震・津波の教訓を踏まえ，今後の地震・津波対策の想定は，「あらゆる可能性を考慮した最大クラスの巨大な地震・津波を検討していくべきである」とし，「最大クラスの津波に対しては，避難を軸に総合的な津波対策をする必要がある」と提言している中央防災会議「東北地方太平洋沖地震を教訓とした地震・津波対策に関する専門調査会」報告（平成23年９月）を踏まえた検討であるとされており，これは住民等の生命を守ることを最優先とした検討であると考えられる。
  - ✓ 高い津波高（津波堆積物の分布高さ＋浸水深）のデータを対象とし堆積年代を区別することなく，一つのモデルで，それら全てを包絡するように設定されていることから，当該モデルの水位分布はいわば，津波の発生メカニズムに因らず，パラメータスタディを含めたあらゆるモデルの想定津波群に相当すると考えられる。（P.283参照）
  - ✓ 既往の大規模地震に比べ，その破壊領域の面積の割に大きなすべり量，応力降下量が設定されており，地震規模に係るスケーリング則に合わない。（P.287～P.289参照）

地震	地震規模※ Mw	平均すべり量※ D(m)	平均応力降下量※ ⊿σ(Mpa)	断層面積※ S(10^3km^2)	平均すべり量／断層面積 D(m)／S(10^3km^2)	平均応力降下量／断層面積 ⊿σ(Mpa)／S(10^3km^2)
2011年東北地方太平洋沖地震	9.0	10.6	2.60	110	0.096	0.024
2010年チリ地震	8.8	5.4	1.53	90	0.060	0.017
2004年スマトラ地震	9.1	7.5	1.42	220	0.034	0.006
1964年アラスカ地震	9.1	9.9	2.00	184.16	0.054	0.011
1960年チリ地震	9.2	10.6	3.54	135	0.079	0.026
1957年アリューシャン地震	8.6	3.1	0.41	172.5	0.018	0.002
1952年カムチャッカ地震	8.7	5.5	0.88	120	0.046	0.007

地震	地震規模※ Mw	平均すべり量※ D(m)	平均応力降下量※ ⊿σ(Mpa)	断層面積※ S(10^3km^2)	平均すべり量／断層面積 D(m)／S(10^3km^2)	平均応力降下量／断層面積 ⊿σ(Mpa)／S(10^3km^2)
日本海溝(三陸・日高沖)モデル	9.1	14.76	6.02	76.3	0.193	0.079

※：P.287参照

コメントNo.S5-59

内閣府（2020）モデルの反映方針

- 内閣府（2020）の最大クラスの津波断層モデルは，津波堆積物について堆積年代を区別することなく再現する逆解析により設定されており，破壊領域の面積の割に大きなすべり量が設定されている。このすべり量は，スケーリング則を用いて策定される最大すべり量を大幅に上回る設定である。
- このため，内閣府（2020）の最大クラスの津波断層モデルのすべり量等のパラメータ及びこれらの設定に用いたモデル化の手法については，「３－２－１．三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波」の波源モデルの検討には採用しない。
- ただし，内閣府（2020）モデルによる敷地における津波水位（P. 285, P. 286参照）が，基準波源モデル①～⑥による津波水位（P. 277参照）を上回ることを踏まえ，内閣府（2020）モデルによる敷地における影響が，他の地震による津波の影響と比較して大きい場合には，基準津波選定の際に敷地への影響が大きい波源モデルとして選定することとする（P. 366参照）。

３－２－２．内閣府（2020）モデルによる津波（１３／１３）

内閣府（2020）の波源モデルによる検討結果

- 内閣府（2020）モデルによる津波の検討結果は下表のとおりである。

各パラメータスタディの最大ケース一覧表

	敷地における 最大水位上昇量	取水口スクリーン室前面における 最大水位下降量
内閣府（2020）モデルによる津波	4.01m	－4.89m

目　次

：本資料の掲載範囲

：本資料での主なご説明範囲

３－２－３．三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波（１／３３）

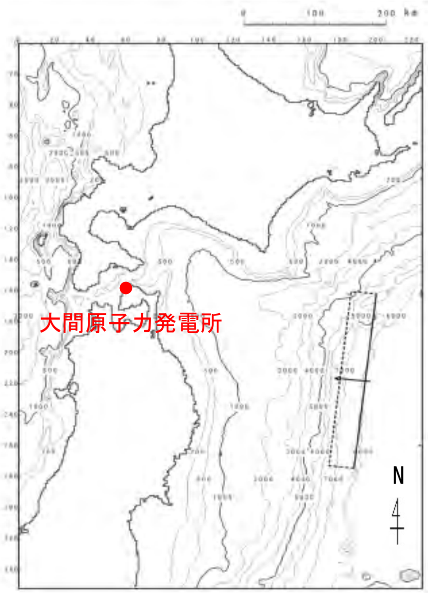
三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波の検討フロー

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.3-2再掲

- 三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波については，既往地震が海洋プレート内の正断層型であることを踏まえ，地震調査研究推進本部（2019）等を参照の上，以下のフローで検討を実施した。

三陸沖の海洋プレート内地震

基準波源モデルの設定



基準波源モデル

⇒

概略パラメータスタディ

変動パラメータ※
・断層の位置
・走向
・傾斜方向

⇒

詳細パラメータスタディ

概略パラメータスタディにおいて最大水位上昇ケース及び最大水位下降ケースとなる２つの波源モデルを詳細パラメータスタディの検討対象とする。

変動パラメータ※
・傾斜角
・上縁深さ

※：変動幅は敷地への影響及び科学的知見を考慮し設定。

３－２－３．三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波（２／３３）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.3-3再掲

三陸沖の海洋プレート内について

- 三陸沖の海洋プレート内では，太平洋プレートの沈み込みに伴って，海溝軸よりも沖合の太平洋プレートの内部が破壊することによってＭ８クラスの1933年昭和三陸津波のような正断層型の地震に伴う津波が発生している。

３－２－３．三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波（３／３３）

基準波源モデルの設定（基本方針）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.3-4再掲

- 三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波の検討に当たっては，既往地震及び関連する断層パラメータに係る知見を検討の上，既往最大の地震規模を考慮した基準波源モデルを設定する。
- 想定波源域については，土木学会（2016）の領海区分を基本とし，大間原子力発電所への影響を考慮して敷地に最も近づくように設定する。
- 基準波源モデルのパラメータに関しては，1933年昭和三陸地震津波の波源モデルを基本とし，1933年昭和三陸地震の地震規模を保守的に考慮したスケーリング則を適用すること等を考慮し設定する。なお，海洋プレート内地震に対する不均質モデルの特性化に関する知見がないため，均質モデルとして検討する。

３－２－３．三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波（４／３３）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.3-5再掲

基準波源モデルの設定（設定手順）

以下の手順に基づき，基準波源モデルを設定する。

基準波源モデル　設定手順

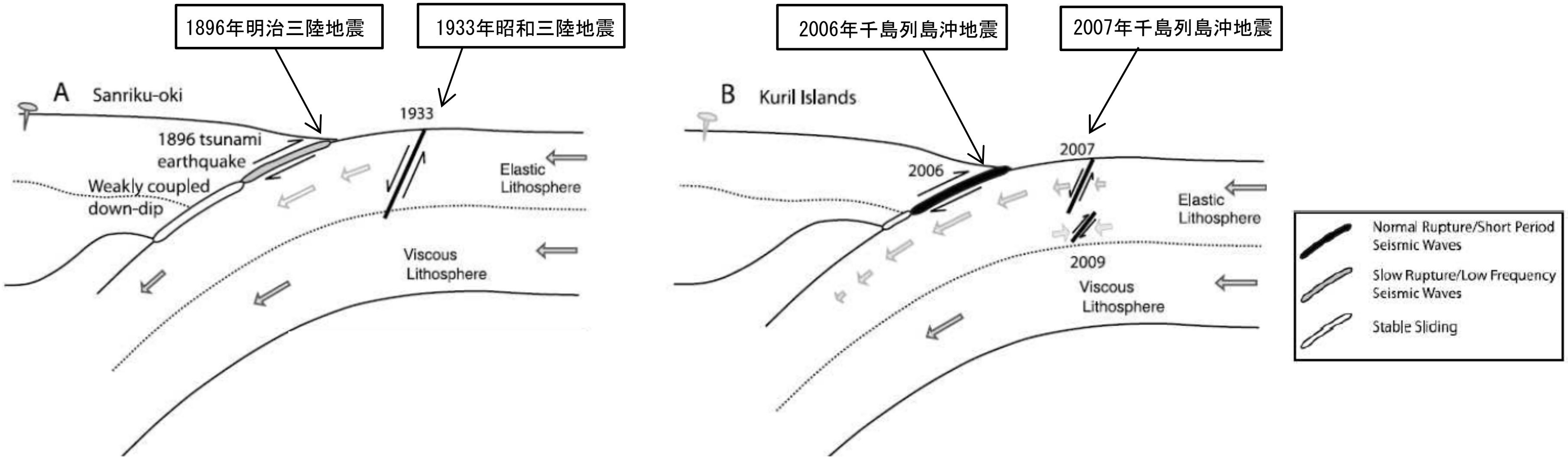
手順	参照
①想定波源域の設定	P.298，P.299
②地震規模：Mwの設定	P.300～P.303
③剛性率：μの設定	P.304，P.305
④長さ:L，幅:W，すべり量:Dの設定	P.306
⑤上縁深さ:d，傾斜角:δ，すべり角:λの設定	P.306
⑥走向：θの設定	P.306
⑦ライズタイム：τの設定	P.307，P.308

３－２－３．三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波（５／３３）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.3-6再掲

① 想定波源域の設定（１／２）：既往地震の発生様式

海洋プレート内地震の発生様式



A. 日本海溝沿い（三陸沖）　　　　B. 千島海溝沿い

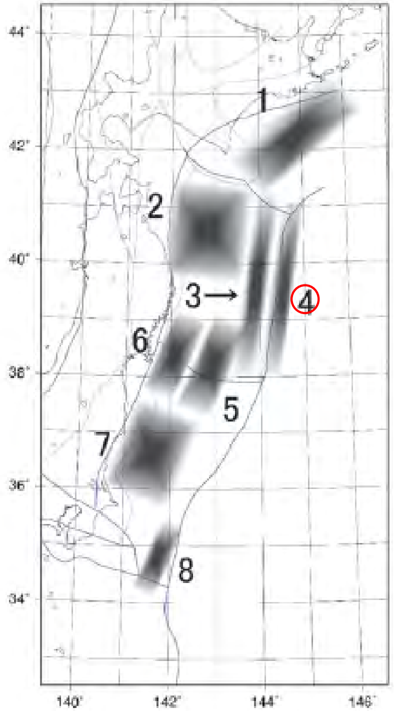
沈み込み帯模式図　Lay et　al.（2011）に一部加筆

- 上図に示すとおり，日本海溝・千島海溝沿いではプレート間地震の発生後（歪み解放後）に，海溝軸沖合で正断層型の海洋プレート内地震が発生している。
- 文献調査によれば，敷地に影響を及ぼす可能性がある海洋プレート内地震は，三陸沖の日本海溝沿いで1933年に発生した『正断層型の海洋プレート内地震』と同様のタイプの地震であると考えられる。

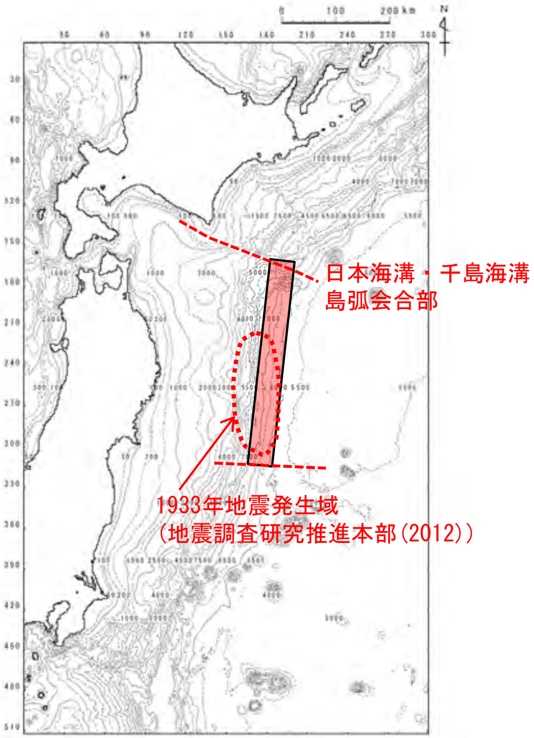
３－２－３．三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波（６／３３）

① 想定波源域の設定（２／２）：安全評価上の想定波源域の考え方

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.3-7再掲



海域の領域区分
土木学会（2016）に一部加筆



想定波源域

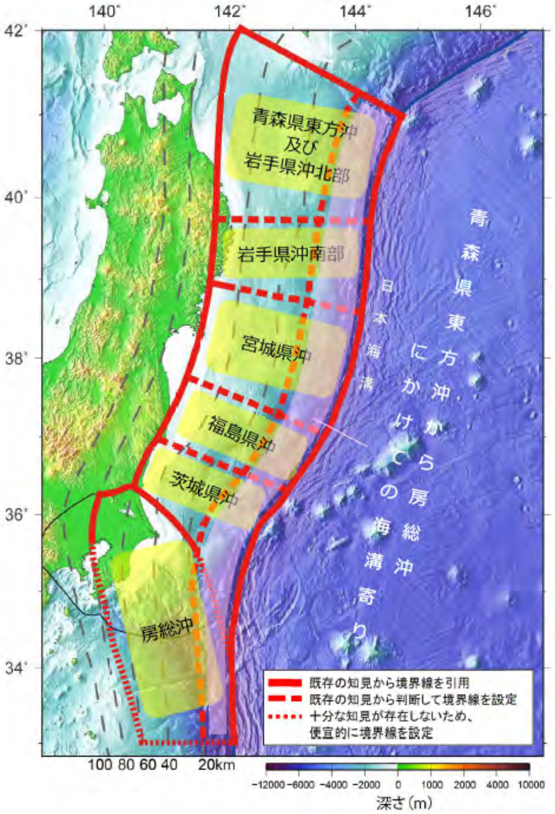
- 想定波源域は，1933年昭和三陸地震の発生域を含めることとし，その北端は津軽海峡内に位置する大間原子力発電所への影響を考慮して，日本海溝・千島海溝の島弧会合部に接するよう『領域４』※の北端とした。

※：土木学会（2016）において1933年昭和三陸地震の発生位置に基づき設定された三陸沖の海洋プレート内地震の海域の領域区分

３－２－３．三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波（７／３３）

② 地震規模の設定（１／４）：既往地震の発生履歴

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.2.3-8再掲



次の海溝軸外側の地震の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等	備考
今後10年以内の発生確率 今後20年以内の発生確率 今後30年以内の発生確率 今後40年以内の発生確率 今後50年以内の発生確率	2% 5% 7% 9% 10%程度	1600年から2011年3月11日14時46分までの約411年間に顕著な津波を伴った地震が海溝軸外側で1回発生したと判断し、発生頻度を411.2年に1回とし、ポアソン過程を用いて海溝軸外側のどこかで発生する確率を算出した。 1896年の明治三陸地震後の1933年の昭和三陸地震のようにプレート間地震の数十年後に発生することがあるため、東北地方太平洋沖地震後、長期間に渡って注意する必要がある。
次の地震の規模	M8.2前後	過去に発生した地震のM、Mtを参考にして判断した。

地震調査研究推進本部（2019）に一部加筆

- 地震調査研究推進本部（2019）では，「青森県東方沖及び岩手県沖北部から房総沖の海溝軸外側で発生した正断層型の海洋プレート内地震は1933年の1例しかなく，次の地震の規模を1933年の昭和三陸地震の規模」とされている。

以上から，本検討において対象とする地震規模は，1933年昭和三陸地震の規模を基本として検討する。

３−２−３．三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波（８／３３）

② 地震規模の設定（２／４）：既往地震の規模（１／２）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.3-9再掲

世界の海洋プレート内地震（正断層型）

主な海溝寄りのプレート内地震（正断層型）の緒元

Id.	Date dd/mm/yyyy	Place	M_W	Length km	Width km	Bottom km	Dip °	Slip m	Rigidity Nm^{-2}	Reference
a	03/02/1933	Sanriku	8.4	185	100	70	45	3.3	–	Kanamori (1971)
b	03/02/1933	Sanriku	8.4	220	35	25	45	8	7.0×10^{10}	Kirby et al. (2008)
c	30/03/1965	Rat Island	7.2	50	80	60	50	1.2	7.0×10^{10}	Abe (1972)
d	30/03/1965	Rat Island	7.2	50	40	30	50	6	5.0×10^{10}	Beck and Christensen (1991)
e	19/08/1977	Sunda	8.2	200	70	40	45	3	6.4×10^{10}	Gusman et al. (2009)
f	19/08/1977	Sunda	8.2	200	25	29	45	9	4.0×10^{10}	Spence (1986), Lynnes and Lay (1988)
g	04/05/1990	Mariana	7.3	40	25	29	48	3.4	4.0×10^{10}	Satake et al. (1992)
h	04/05/1990	Mariana	7.3	70	40	40	48	1.5	4.0×10^{10}	Satake et al. (1992)
i	04/05/1990	Mariana	7.3	70	40	–	48	–	–	Yoshida et al. (1992)
j	04/09/2001	Juan Fernandez Ridge	6.7	70	26	30	51	1	4.0×10^{10}	Fromm et al. (2006)
k	13/01/2007	Kuril	7.9	120	40	35	45	1.9	5.0×10^{10}	Fujii and Satake (2008)
l	13/01/2007	Kuril	8.0	130	30	–	37	6.4	4.0×10^{10}	Tanioka et al. (2008)

Álvarez-Gómez et al.(2012)に一部加筆

- 1933年昭和三陸地震の規模(Mw＝8.4)は，海溝軸沖合のプレート内地震（正断層型）としては国内外においても最大級である。

３－２－３．三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波（９／３３）

② 地震規模の設定（３／４）：既往地震の規模（２／２）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.3-10再掲

世界の海洋プレート内地震（正断層型）

- 世界の海洋プレート内正断層地震について，Álvarez-Gómez et al.(2012)（P.301参照）に記載された2007年千島（Kuril)地震以降の地震を確認した。
- Romano et al.(2020)では，「2008年～2019年までに以下に示すMw８を超える２つのプレート内正断層地震が発生した」とされている。
- 上記を加えても，1933年昭和三陸地震の規模(Mw＝8.4)は，海溝軸沖合のプレート内地震（正断層型）としては国内外において最大級であることを確認した。

2008年～2019年に発生した津波を伴う大規模な正断層地震

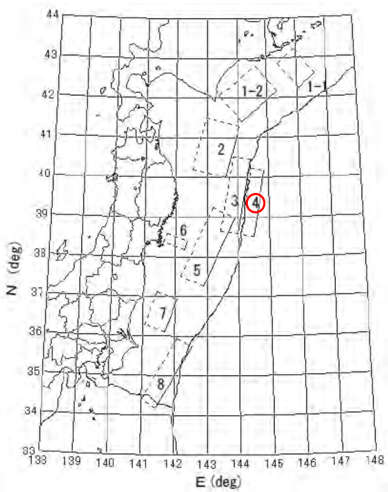
日付	位置	Mw
2009.9.29	サモア （アウターライズ）	8.1
2017.9.8	メキシコ （スラブ内）	8.2

Romano et al.(2020)より作成

3-2-3．三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波（１０／３３）

② 地震規模の設定（４／４）：安全評価上の地震規模の考え方

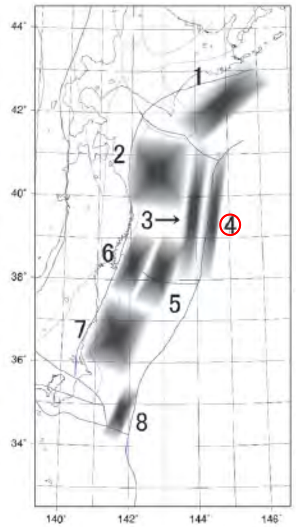
第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.3-11再掲



番号	断層長 L (km)	断層幅 W (km)	すべり量 D (m)	傾斜角 δ (度)	すべり角 λ (度)	剛性率 μ ×10¹⁰	M_0 ×10²⁰	Mw	対応する既往津波
1-1	60	100	2.2	27	115	5.0	6.6	7.81	1973年
1-2	130	100	3.5	20	115	5.0	22.8	8.17	1952年
2	150	100	6.0	20	80	5.0	45.0	8.37	1968年
3	210	50	9.7	20	75	3.5	35.6	8.30	1896年
4	185	50	6.6	45	270	7.0	42.7	8.354	1933年
5	210	70	4.0	15	85	5.0	29.4	8.246	1793年
6	26	65	2.0	20	85	7.0	2.4	7.52	1978年
7	100	60	2.3	10	85	5.0	6.9	7.83	1938年
8	200	50	6.5	20	95	3.5	22.8	8.17	1677年

剛性率μの単位はN/m^2，地震モーメントM_0の単位はN・mである。

既往津波の痕跡高を説明できる断層モデルの位置と断層パラメータ
土木学会（2016）に一部加筆



領　域	既往最大M_w	対応する既往津波
1	8.2	1952年
2	8.4	1968年
3	8.3	1896年
4	8.6	1611年
5	8.2	1793年
6	7.7	1978年
7	7.9	1938年
8	8.2	1677年

海域の領域区分と既往最大モーメントマグニチュード
土木学会（2016）に一部加筆

- 青森県東方沖及び岩手県沖北部から房総沖の海溝軸沖合で発生した正断層型の海洋プレート内地震は1933年の1例しかなく，当該海域における次の地震規模としても同程度が想定されている。（P.300）
- 1933年昭和三陸地震の規模(Mw＝8.4)は，海溝軸沖合のプレート内地震（正断層型）としては国内外においても最大級である。（P.301，P.302）
- しかし，相田（1977）では，1611年慶長地震（Mw=8.6）※を海溝軸沖合で発生した正断層型地震と評価されていることを考慮し，土木学会（2016）では『領域4』における既往最大モーメントMwを8.6とされている。

以上から，本検討における安全評価上の地震規模をMw＝8.6とする。

※：津波地震であるという説もある。（地震調査研究推進本部（2019），中央防災会議（2005）等）

３－２－３．三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波（１１／３３）

J-POWER

③ 剛性率の設定（１／２）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.3-12再掲

- 土木学会（2016）では，「地震波速度や密度に関する既往研究に基づき，海域毎に標準値が設定されており，海洋プレート内の剛性率は7.0×10^{10}N/m^2」とされている。

震源付近の媒質の剛性率の標準値

海　域	根　拠	剛性率
・西南日本陸側プレート内 ・日本海東縁部 ・プレート境界浅部（断層面全体が深さ 20km 以浅に存在する場合）	Vp=6.0km/s Vp/Vs=1.6～1.7 ρ=2.7～2.8g/cm^3 とすれば， μ=3.36×10^{10}～3.94×10^{10} N/m^2 となる。この中間的値とする。	3.5×10^{10} N/m^2 (3.5×10^{11} dyne/cm^2)
・海洋プレート内 ・プレート境界深部（断層面全体が深さ 20km 以深に存在する場合）	Vp=8.0～8.1km/s Vp/Vs=1.75～1.80 ρ=3.2～3.5g/cm^3 とすれば， μ=6.31×10^{10}～7.50×10^{10} N/m^2 となる。この中間的値とする。	7.0×10^{10} N/m^2 (7.0×10^{11} dyne/cm^2)
・プレート境界中央部（断層面が深さ 20km 以浅と以深にまたがって存在する場合）	浅部と深部の中間的値とする。	5.0×10^{10} N/m^2 (5.0×10^{11} dyne/cm^2)

土木学会（2016）に一部加筆

３－２－３．三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波（１２／３３）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.3-13再掲

③ 剛性率の設定（２／２）

- 1933年昭和三陸地震の断層モデルを検討した文献において採用された剛性率を調査した。
- その結果，いずれの文献※においても剛性率７×10^{11}dyne/cm^2(=７×10^{10}N/m^2) が採用されており，この値は当該海域で発生するプレート内地震の剛性率として妥当であると考えられる。

前ページ及び以上から，剛性率は７×10^{10}N/m^{2}とした。

※：佐藤編(1989)「日本の地震断層パラメーター・ハンドブック」に記載された1933年昭和三陸地震のモデルのうち，文献中に剛性率が明記されているものを対象とした。

波源モデルのパラメータ

Earthquake	M	Model	L (km)	w (km)	δ	θ_d	θ_s	M_0 (dyn-cm ×10^{28})	μ (dyn/cm^2 ×10^{11})	u_s (m)	u_d (m)	d_{max} (m)	d_{avg} (m)	S_d (km^2 ×10^4)	E_t (erg ×10^{21})
1611 Dec. 2 (KEICHO 16)	8.1	KC-3	245	50	45°	N90°W	N90°E	6.9	7.0	0	8.0	−4.79	−1.99	1.63	4.75
1793 Feb. 17 (KANSEI 5)	7.1	KN-7	120	30	20	N65W	N65W	0.63	4.5	0	− 3.9	2.27	1.05	0.39	0.29
1856 Aug. 23 (ANSEI 3)	7.7	D-7	120	70	40	N65W	N65W	3.1	4.5	0	− 8.1	4.05	1.43	1.19	1.66
1896 Jun. 15 (MEIJI 29)	7.6	MJ-6	210	50	20	S66W	N80W	5.9	4.5	−6.7	−10.6	5.51	1.87	1.61	3.77
1897 Aug. 5 (MEIJI 30)	7.7	KN-5	120	30	20	N65W	N65W	0.56	4.5	0	− 3.5	1.68	0.60	0.56	0.14
1931 Mar. 9 (SYOWA 6)	7.6	HC-2	100	30	20	N78W	N78W	0.1	4.5	0	− 0.74	0.097	0.03	0.69	0.002
1933 Mar. 3 (SYOWA 8)	8.3	SY-3	185	50	45	N90W	N90E	4.3	7.0	0	6.6	−3.98	−1.66	1.16	2.36

M, earthquake magnitude: L, w, fault length and width: δ, dip angle of faulting; θ_d, dip direction; θ_s, slip direction; M_0, seismic moment; μ, rigidity; u_s, u_d, strike slip and dip slip components of average dislocation; d_{max}, the maximum vertical displacement in the source area; d_{avg}, average vertical displacement; S_d, displaced area; E_t, tsunami energy.

相田(1977)

width of the fault plane. Assuming that the size of the aftershock area one day after the occurrence of the main shock represents the size of the fault plane, L = 185 km and w = 100 km can be obtained from fig. 6. With these values and $\mu = 0.7\times10^{12}$ dyne/cm^2,

Kanamori(1971)

comparable to that of the seismic model. The seismic moment of the present model is obtained to be (3–7)×10^{28} dyne-cm assuming a rigidity of 7×10^{11} dyne/cm^2 and it includes that for the seismic model (4.3×10^{28} dyne-cm). It is possible to understand the initial motion of the tsunami consistently by using a larger ratio of the length to the width and using a lower dip angle than that of the seismic model.

Abe(1978)

3-2-3. 三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波（１３／３３）

④⑤⑥ 長さ・幅・すべり量・上縁深さ・傾斜角・すべり角・走向の設定

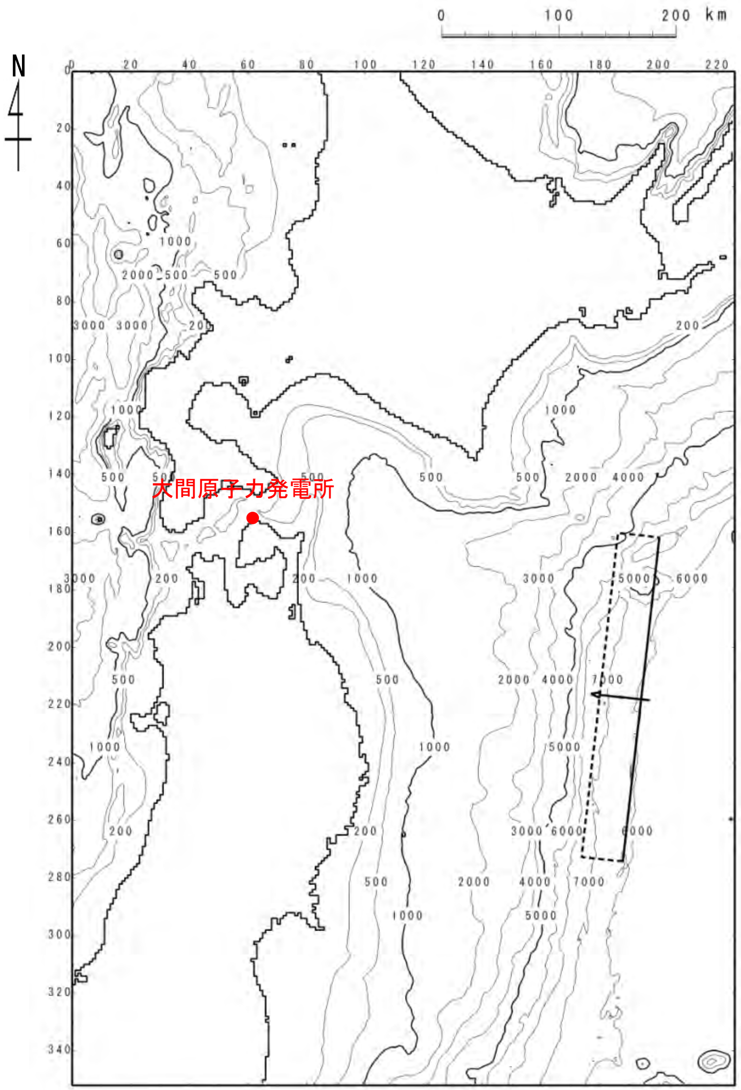
第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.3-14再掲

- 波源のパラメータの長さＬ，幅Ｗ，すべり量Ｄは，土木学会（2016）を参考に，1933年昭和三陸地震津波の既往津波高の再現性が高いモデル（Mw8.35）を基本として，スケーリング則を用いてMw8.6となるよう設定した。
- 波源のパラメータの上縁深さｄ，傾斜角δ，すべり角λは，土木学会（2016）を参考に，1933年昭和三陸地震津波の既往津波高の再現性が高いモデル（Mw8.35）のパラメータを採用した。
- 走向θは海溝軸の向きと一致するように設定した。

設定パラメータ

項　目	諸　元	設定根拠
長さ　Ｌ※（km）	283（185）	土木学会（2016）を参考に，1933年昭和三陸地震津波の既往津波高の再現性が高いモデル（Mw8.35）を基本として，スケーリング則を用いてMw8.6となるよう設定
幅　Ｗ　（km）	50	
すべり量　Ｄ※（m）	10.1（6.6）	
上縁深さ　ｄ　（km）	1	土木学会（2016）を参考に，1933年昭和三陸地震津波の既往津波高の再現性が高いモデル（Mw8.35）のパラメータを採用
傾斜角　δ　（°）	45	
すべり角　λ　（°）	270	
走向　θ　（°）	190	海溝軸の向き

※土木学会(2016)を参考に1933年昭和三陸地震モデルの長さ及びすべり量にスケーリング則を適用して設定。
諸元の( )：スケーリング則適用前の1933年昭和三陸地震モデルのパラメータ。



基準波源モデル

３－２－３．三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波（１４／３３）

⑦ ライズタイムの設定（１／２）

- 基準波源モデルは土木学会（2002）を参考に，1933年の再現性が高いモデル（Mw8.35）を基本としてスケーリング則を用いてMw8.6となるよう設定し，発生位置を調整したモデルである。
- 土木学会（2002）に示される1933年昭和三陸地震津波の波源パラメータは相田（1977）による再現モデルを基にしている。
- 相田（1977）は，「ライズタイムを60秒」と設定されている。

津波痕跡高との比較を実施している断層モデル

海域小区分	対象津波	M_w モデル	S (km²)	L (km)	W (km)	D (m)	d (km)	θ (°)	δ (°)	λ (°)	μ (×10¹⁰ N/m²)	すべり方向(°)	データ数	K	κ	備考	タイプ
千島海溝沿い	1952年十勝沖	8.17	13000	130	100	3.5	1	220	20	76	5.0	144.86	25	1.236	1.462	(参考)七省庁, Aida(1978)モデル	プレート間逆断層地震
	1973年根室半島沖	7.81	6000	60	100	2.2	2.3	230	27	101	5.0	127.69	検潮	1.01	1.18	(参考)電力, 補正	プレート間逆断層地震
	1994年北海道東方沖	8.41	12800	160	80	5.78	10	230	77	128	7.0	66.06	14	0.752	1.454	(参考)七省庁, 高橋智幸ら(1995)モデル	プレート内逆断層地震
日本海溝沿い	1611年慶長三陸沖	8.58	12250	245	50	10.7	1	180	45	270	7.0	270.00	11	1.003	1.368	補正相田(1977)	プレート内正断層地震
	同上	8.32	10500	210	50	10.3	1	190	20	75	3.5	115.92	11	1.003	1.416	本体系化原案	プレート間津波地震
	1677年房総沖	8.17	10000	200	50	6.5	1	210	20	90	3.5	120.00	15	1.00	1.41	電力, 独自モデル	プレート間津波地震
	1793年宮城県沖	8.246	14700	210	70	4.0	10	205	15	90	5.0	115.00	33	0.997	1.479	本体系化原案	プレート間逆断層地震
	1856年十勝沖	8.28	8400	120	70	7.8	26	205	20	90	5.0	115.00	20	1.001	1.362	本体系化原案	プレート間逆断層地震
	1896年明治三陸沖	8.30	10500	210	50	9.7	1	195	20	90	3.5	105.00	100	1.00	1.544	補正Tanioka and Satake(1996)	プレート間津波地震
	1933年昭和三陸沖	8.354	9250	185	50	6.6	1	180	45	270	7.0	270.00	571	0.95	1.39	電力, 相田(1977)モデル	プレート内正断層地震
	1968年十勝沖	8.36	5000	50	100	5.9	16	195	20	76	5.0	119.86	273	1.019	1.405	本体系化原案	プレート間逆断層地震
			5000	50	100	5.9	8	195	20	76	5.0	119.86					
			5000	50	100	5.9	3	195	20	76	5.0	119.86					
	1897年三陸沖	7.80	3600	120	30	3.5	1	205	20	90	5.0	115.00	13:間接	－	1.6	(参考)相田(1977)	プレート間逆断層地震
	1931年青森県東方沖	7.39	3000	100	30	0.74	50	192	20	90	7.0	102.00	検潮	－	－	(参考)相田(1977)	プレート間逆断層地震
	1938年塩屋沖II	7.72	6000	100	60	1.6	30	200	10	95	5.0	284.92	検潮	0.84	1.32	(参考)電力, 修正Abe(1977)	プレート間逆断層地震
	1938年塩屋沖IV	7.753	3825	85	45	2.0	20	190	80	270	7.0	280.00	検潮	0.62	1.95	(参考)電力, 補正Abe(1977)	プレート内正断層地震
	1938年塩屋沖V	7.70	4275	95	45	1.5	20	190	80	270	7.0	280.00	1	0.419	－	(参考)七省庁, Abe(1977)モデル	プレート内正断層地震
	1968年岩手県沖	7.60	3500	70	50	1.8	1	151	30	31	5.0	123.51	検潮	0.99	1.48	(参考)Aida(1978)	プレート間逆断層地震
														0.82	1.66		
	1978年宮城県沖	7.516	1690	26	65	2	25	190	20	85	7.0	105.32	検潮	－	－	(参考)相田(1978b)	プレート間逆断層地震
	1994年三陸はるか沖	7.66	1800	60	30	0.75	35.4	200	10	90	5.0	110.00	検潮	－	－	(参考)Tanioka et al.(1996) (7セグメント;負のすべり除外)	プレート間逆断層地震
			1350	30	45	0.65	27.1	200	10	90	5.0	110.00					
			1350	30	45	0.93	27.1	200	10	90	5.0	110.00					
			1350	30	45	0.73	19.1	200	10	90	5.0	110.00					
			1350	30	45	1.71	19.1	200	10	90	5.0	110.00					
			1800	60	30	0.56	13.4	200	10	90	5.0	110.00					

L:断層長さ，W:断層幅，D:すべり量，d:上縁深さ，θ:走向，δ:傾斜角，λ:すべり角，μ:剛性率，K:幾何平均値，κ:幾何標準偏差

土木学会(2002）に一部加筆

> この数値実験では，まず仮定された断層パラメータを与えて，MANSINHA and SMYLIE (1971) の方法によって海底面の垂直変位を計算する．それを津波の波源として与えるが，変位は便宜上１分間で終了するように与えてある．しかし津波発生の効果は瞬間的変位を与えた場合と異ならない．
>
> 相田(1977）に一部加筆

3-2-3．三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波（１５／３３）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.3-16再掲

⑦ ライズタイムの設定（２／２）

- 近年発生したMw８クラスのプレート内正断層地震による津波の再現モデルの断層パラメータを確認した。
- Fujii and Satake(2008)では，「2007年千島地震を対象として50秒のライズタイムを設定し津波波形を再現した。」とされており，郷右近ほか（2011）では，「2009年サモア地震を対象として60秒のライズタイムを設定し津波波形を再現した。」とされている。

前ページ及び以上から，本検討におけるライズタイムは60秒に設定した。

2007年千島地震(Mw7.9):ライズタイム50秒

steep bathymetric slopes (Tanioka and Satake, 1996). Tsunami waveforms were calculated assuming a constant rise time (or slip duration) on each subfault; 60 sec for the 2006 event and 50 sec for the 2007 event. Because the subfault size is 50 × 50 km for the 2006 event and 40 × 40 km for the 2007 event, the previously mentioned assumed rise times include the effect of rupture propagation within each subfault.

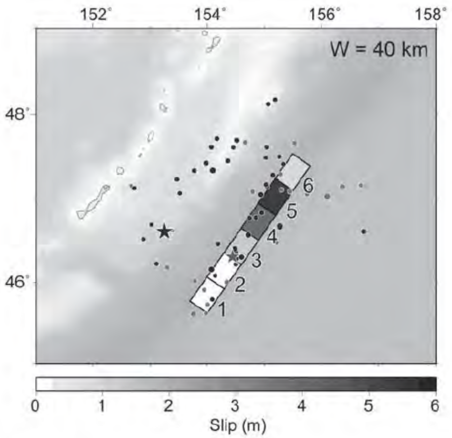


Figure 8. Slip distribution estimated by inversion of tsunami waveforms for the 2007 event with northwest-dipping fault model. Fault width (W) for each subfault is 40 km. Gray star shows the mainshock epicenter. Circles in gray indicate aftershocks within one day after the mainshock. Subfault numbers are also shown. The mainshock and aftershocks of the 2006 event are also shown in black symbols.

Fujii and Satake (2008) に一部加筆

2009年サモア地震※(正断層のMw7.9):ライズタイム60秒

表-2　本研究で決定した断層パラメータ

断層パラメータ	正断層1	正断層2	逆断層
Strike (°)	330	330	175
Dip (°)	48	48	16
Rake (°)	-150	-90	85
Length (km)	52.5	17.5	109
Width (km)	45	45	90
Area (km^2)	2362.5	743.75	9810
Depth (km)	13	13	18
Slip (m)	8.6	8.6	4.1
Time delay (sec)	0	0	-180
Rise time (sec)	60	60	480
Rigidity (Nm^{-2})	3.00E+10	3.00E+10	3.00E+10
Moment (Nm)	0.61E+21	0.19E+21	1.19E+21
Mw (total = 8.13)	7.79	7.45	7.98

郷右近ほか(2011)に一部加筆

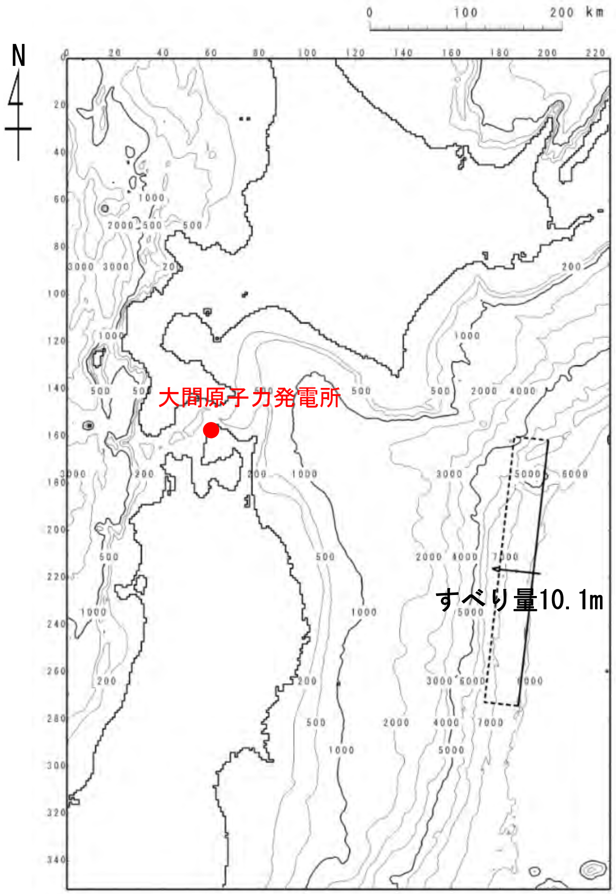
※:アウターライズの正断層型地震とプレート境界の逆断層型地震が時間差をもって発生した双子地震であったとされる。

3-2-3．三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波（１６／３３）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.3-17再掲

基準波源モデルの設定：まとめ（１／２）

以下のフロー及び設定根拠に基づき，基準波源モデルを設定した。



基準波源モデル

基準波源モデル設定フロー	設定根拠
①想定波源域の設定	1933年昭和三陸地震発生位置を参考に設定（土木学会(2016)の領域4），波源域北端は発電所の位置を考慮し，日本海溝北端に設定 →P.298，P.299
②地震規模（Mw8.6）の設定	1611年慶長地震の津波が海洋プレート内地震である場合の地震規模Mw8.6を考慮（相田(1977)，土木学会(2016)）→P.300～P.303
③剛性率：μの設定	剛性率は地震波速度や密度に関する既往研究に基づき7.0×10^{10}N/m^{2}に設定（土木学会(2016)等）→P.304，P.305
④長さ:L，幅:W，すべり量:Dの設定	1933年昭和三陸地震津波の波源パラメータを基本に，土木学会(2016)のスケーリング則に基づき設定 →P.306
⑤上縁深さ:d，傾斜角:δ，すべり角:λの設定	1933年昭和三陸地震津波の波源パラメータに基づき設定（土木学会（2016））→P.306
⑥走向:θの設定	海溝軸の向きと一致するように設定 →P.306
⑦ライズタイム：τの設定	1933年昭和三陸地震津波の再現性が高いモデル（相田（1977）等）に基づき60sに設定。→P.307，P.308

３－２－３．三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波（１７／３３）

基準波源モデルの設定：まとめ（２／２）

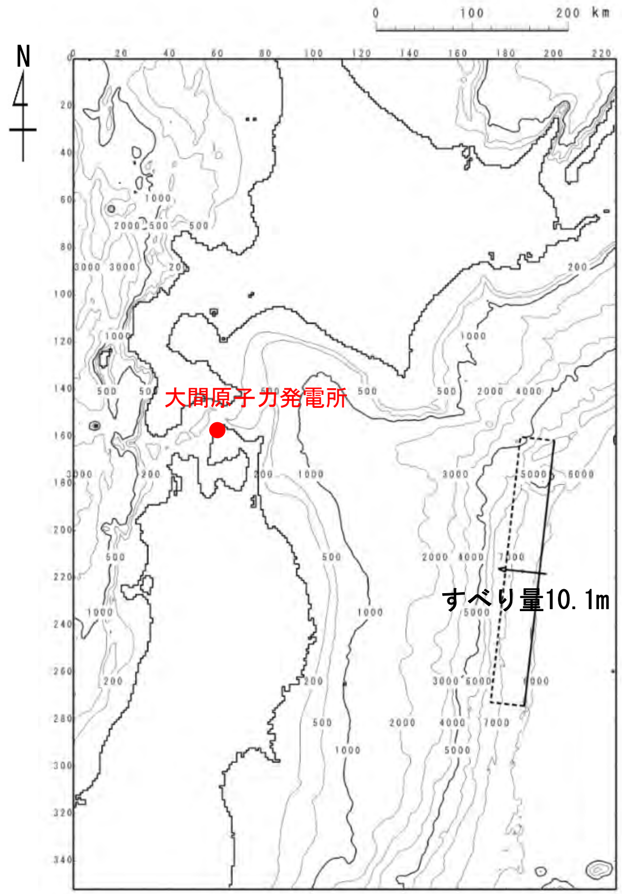
第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.3-18再掲

- 想定波源域は，大間原子力発電所への影響を考慮し，日本海溝・千島海溝の島弧会合部に接するように日本海溝北端部とした（P.299参照）。
- 地震規模は，1611年慶長地震の地震規模を参照し，Mw8.6とした。

基準波源モデルのパラメータ

項　目	諸　元	主な設定根拠
ﾓｰﾒﾝﾄﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ　Mw	8.6	土木学会（2016）
長さ　L※（km）	283（185）	1933年昭和三陸地震津波の痕跡高の再現性が高い波源パラメータを基本に，土木学会（2016）のスケーリング則に基づき設定
幅　W　（km）	50	
すべり量　D※（m）	10.1（6.6）	
剛性率　μ　（N/m^2）	7.0×10^{10}	土木学会（2016）等
地震ﾓｰﾒﾝﾄMo（N・m）	1.00×10^{22}	Mo=μＬＷＤ
走向　θ　（°）	190	海溝軸の向き
上縁深さ d　（km）	1	1933年昭和三陸地震津波の痕跡高の再現性が高い波源モデル
傾斜角　δ　（°）	45	
すべり角　λ　（°）	270	
ライズタイムτ（s）	60	

※：土木学会(2016)を参考に1933年昭和三陸地震モデルの長さ及びすべり量にスケーリング則を適用して設定。
( )：スケーリング則適用前の1933年昭和三陸地震モデルのパラメータ。



基準波源モデル

(余白)

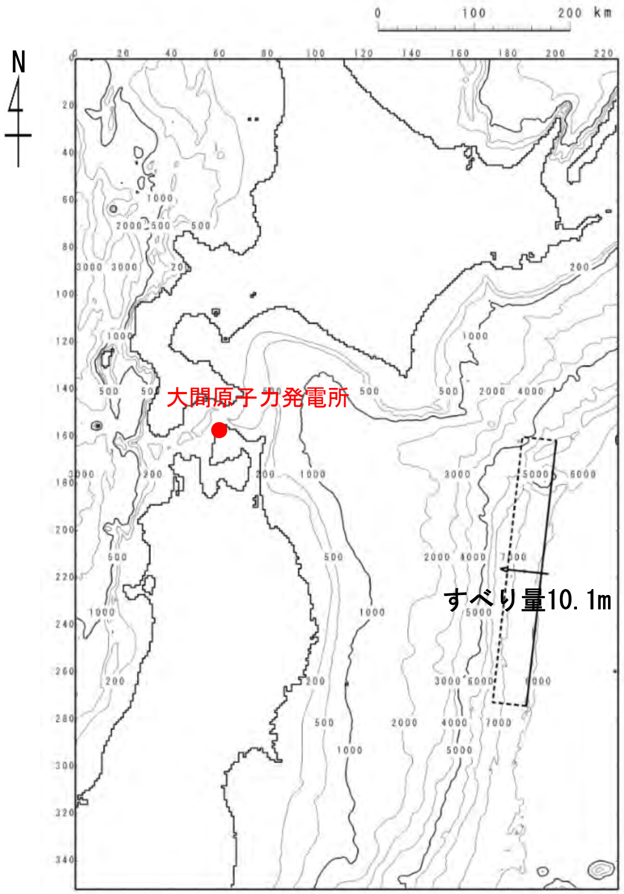
3-2-3. 三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波（１８／３３）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.3-20再掲

パラメータスタディ

〇パラメータスタディは，概略と詳細の２段階で実施するものとし，概略パラスタは津波水位に対して支配的因子，詳細パラスタは津波水位に対して従属的因子の位置づけである 。パラスタ詳細は以下のとおり。

- 概略パラスタとして，断層の位置，走向及び傾斜方向を組合せた検討を実施した。
- 詳細パラスタとして，概略パラスタにおける最大水位上昇ケース及び最大水位下降ケースとなる２つの波源モデルを対象に，傾斜角及び上縁深さを組合せた検討を実施した。



基準波源モデル

概略パラメータスタディ

項目	変動範囲	ケース数	
断層の位置	【南北方向】 基準，南方へ20km，40km	3	計 ７２
	【東西方向】 基準，東へ100kmまで50km単位で移動，西へ50kmまで50km単位で移動	4	
走向	基準（190°），±10°	3	
傾斜方向	西傾斜（基準），東傾斜	2	

詳細パラメータスタディ

項目	変動範囲	ケース数	
傾斜角	基準（45°：概略パラスタケース），基準±5°	3	計 ９
上縁深さ	0km，1km（基準：概略パラスタケース），2km	3	

3-2-3．三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波（１９／３３）

基準波源モデルの諸元及びパラメータスタディ整理表

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

項　目	基準波源モデル		パラメータスタディ		
	諸　元	主な設定根拠	概略/詳細パラスタ	変 動 幅	根拠又はパラスタ未実施の理由
ﾓｰﾒﾝﾄﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ Mw	8.6	土木学会（2016）	—	—	既往津波に比べて保守的である安全評価上の設定
長さ Ｌ（km）	283	1933年昭和三陸地震津波の痕跡高の再現性が高い波源パラメータを基本に，土木学会（2016）のスケーリング則に基づき設定	—	—	安全評価上設定したMw=8.6に基づき，スケーリング則で設定
幅 Ｗ （km）	50		—	—	
すべり量 Ｄ（m）	10.1		—	—	
剛性率 μ （N/m^2）	7.0×10^{10}	土木学会（2016）等	—	—	既往の地下構造情報及び既往モデルを基に設定
地震ﾓｰﾒﾝﾄMo（N・m）	1.00×10^{22}	Mo=μ ＬＷＤ	—	—	他諸元からの算定値
走向 θ （°）	190	海溝軸の向き	概略パラスタ	±10°	既存断層パラメータの走向の標準偏差相当，海底地形調査結果
上縁深さ ｄ （km）	1	1933年昭和三陸地震津波の痕跡高の再現性が高い波源モデル	詳細パラスタ	0km，1km，2km	土木学会（2002）の不確かさ検討例
傾斜角 δ （°）	45		詳細パラスタ	±5°	土木学会（2002）の傾斜角の標準偏差相当
すべり角 λ （°）	270		—	—	鉛直変位量が最大となる設定
ライズタイムτ（s）	60		—	—	既往津波を再現する設定
断層の位置	日本海溝・千島海溝の島弧会合部に接するように設定		概略パラスタ	南方へ20km，40km	断層長の1/10程度
				東方へ100kmまで50km単位 西方へ50kmまで50km単位	地震の発生ﾒｶﾆｽﾞﾑと海底地形
傾斜方向	西傾斜を基準とし東傾斜を設定		概略パラスタ	東傾斜	共役断層の考慮

3-2-3．三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波（２０／３３）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.3-22再掲

パラスタ因子の妥当性について

- 三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波に関するパラメータスタディ検討因子は，土木学会（2016）におけるパラメータスタディを原則実施する因子ともおおむね整合する。

表3.1―1　パラメータスタディの因子（○：パラメータスタディを原則実施する因子）

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

※1 基本断層モデルを地震活動域全体に設定する場合を除く
※2 すべり方向のばらつきを考慮して走向に連動
※3 応力場のばらつきを考慮して傾斜角に連動
※4 西傾斜，東傾斜
※5 調査により明確な場合は固定
※6 不明な断層は両方向

土木学会（2016）に一部加筆

3-2-3．三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波（２１／３３）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.3-23再掲

概略パラメータスタディ（１／８）：断層の位置（南北方向）・走向変化ケース

・断層の南北方向位置と走向を変化させる検討を実施した。

概略パラメータスタディ（断層の位置：南北方向・走向）

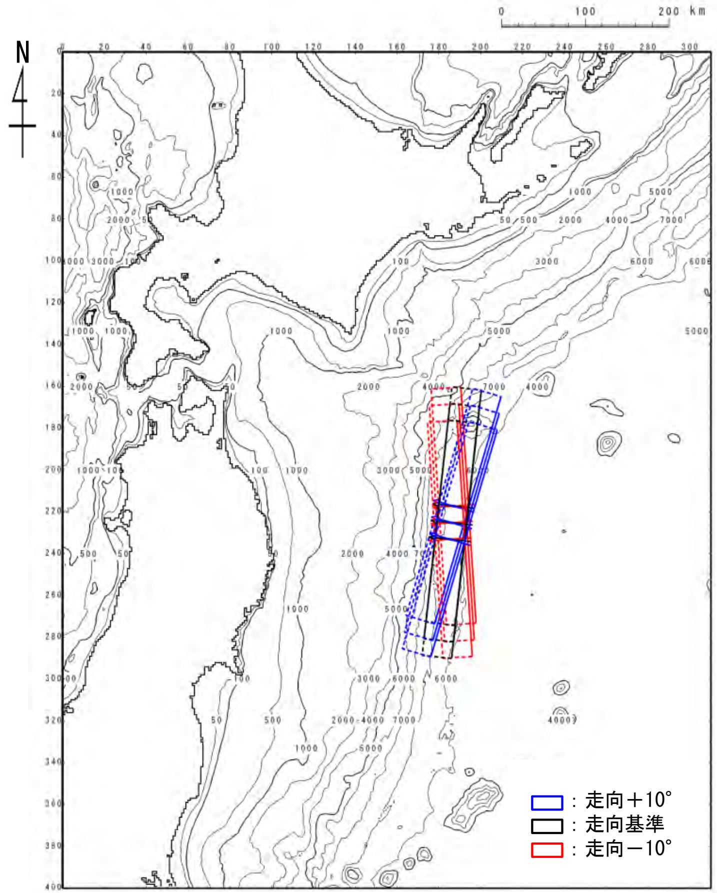
項目	変動範囲	備考
位置	基準，南方へ20km，40km	南北方向の位置については断層長さの1/10程度を目安とした
走向	基準（190°），基準±10°	・土木学会（2002）の走向の　標準偏差相当 ・次ページ参照

既存断層パラメータのばらつきの評価結果

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

(注)・日本海溝および千島海溝（南部）沿い海域では，ハーバードCMTによる発震機構解（1976年1月～2000年1月に発生したM_w6.0以上，深さ60km以下の地震）を解析対象とした。
・日本海東縁部では，発震機構解の節面の特定が困難であるため，津波の痕跡高を説明できる断層モデルのパラメータを用いてばらつきを評価した。
・「すべり方向」は，スリップベクトルの水平投影が真北から時計回りになす角度である。
・日本海東縁部のデータ数のうち括弧内の値は，走向に対して適用した1枚断層換算のモデル数である。
・日本海東縁部（南部）の新潟地震モデルにはNoguera and Abe（1992）を採用している。天保山形沖地震（1833）は沖合・沿岸近くの両モデルを採用している。
・萩原マップは萩原尊禮編(1991)による。

土木学会（2002）に一部加筆

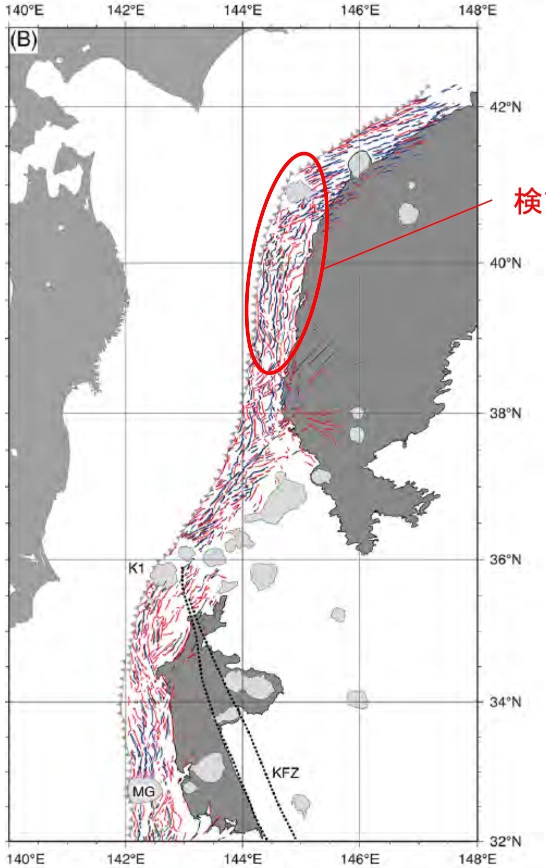


概略パラメータスタディ
（南北方向位置・走向）

３−２−３．三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波（２２／３３）

概略パラメータスタディ（２／８）：走向変化ケース

- 中西（2017）では，「1933年昭和三陸地震の震源域を含む海域を対象とした海底地形調査結果が示されており，北緯38度より北側ではNS（N0°）からN20°Eの断層地形が多く存在しており，これらの断層地形は海溝軸と平行あるいはほぼ平行である。」とされている。
- この範囲は，パラメータスタディにおける走向の変動範囲（190°±10°）と一致する（P.315参照）。



Nakanishi（2011）の研究対象海域の海底地形図（A）と断層地形の記載結果（B）．等深線の間隔は100 mである．赤色の実線，青色の実線，黒色の実線は，それぞれ陸側傾斜の断層地形，海側傾斜の断層地形，直線的に伸びる高まりを示す．薄い灰色の部分は海山などの高まりを示す．濃い灰色の部分は5600 mより浅いところを示す．HR：北海道海膨，ER：襟裳海山，K1：第一鹿島海山，MG：茂木海山，JSM：常磐海山列，NFZ：納沙布断裂帯，KFZ：鹿島断裂帯．

マルチビーム音響測深に基づく断層等地形分布

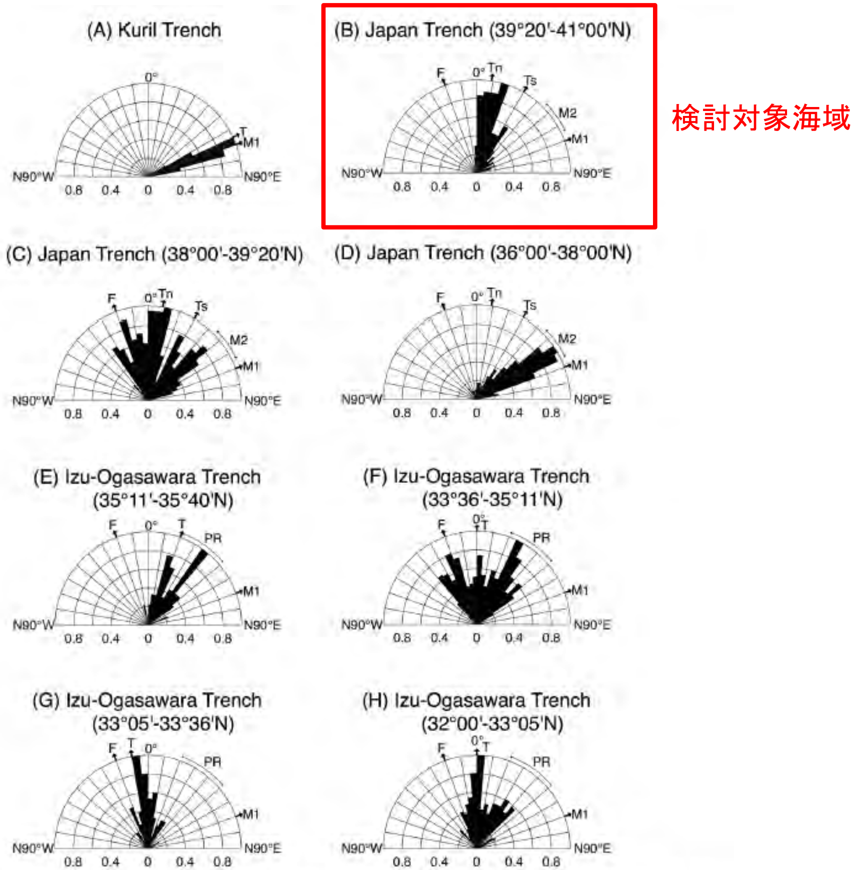


図 5　断層地形の走向に関するローズダイアグラム（Nakanishi, 2011）．F：断裂帯の走向，M1：中生代磁気異常の走向，M2：北緯38度付近の中生代磁気異常の走向，PR：北緯34度30分付近に存在する中央海嶺伝播の痕跡の方向，T：海溝軸の走向，Tn：北緯38度より北側の日本海溝の走向，Ts：北緯38度より南側の日本海溝の走向．ダイアグラムは最頻値が1になるように正規化されている．

断層地形の走向に関するローズダイアグラム

中西(2017)に一部加筆

３-２-３．三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波（２３／３３）

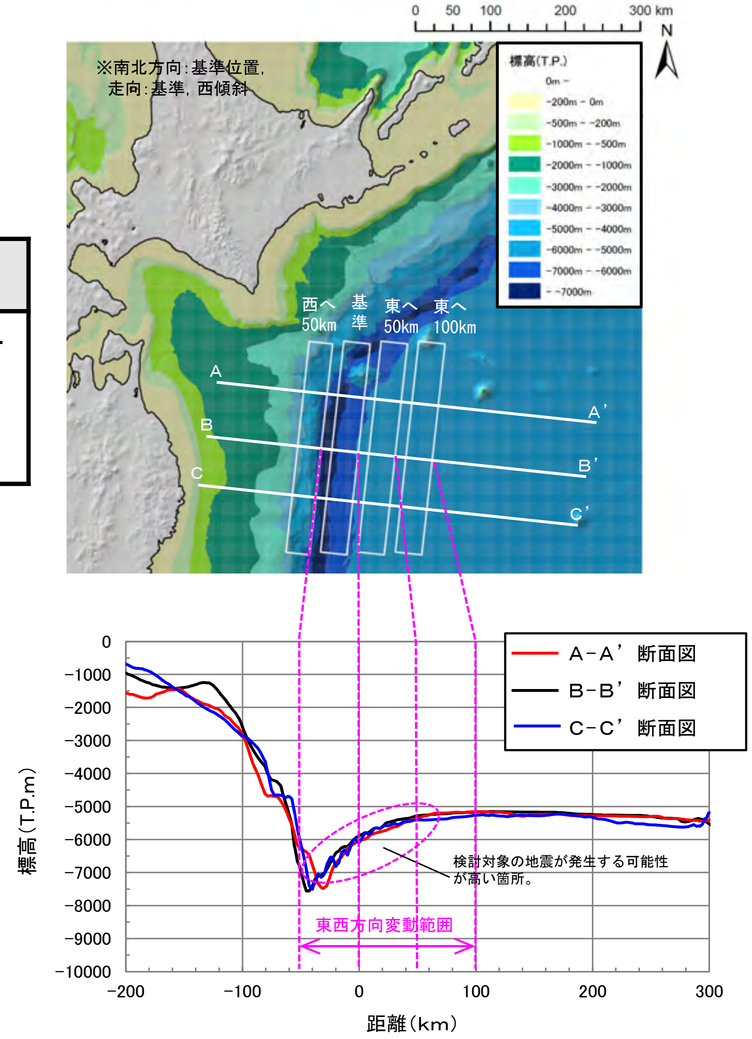
概略パラメータスタディ（３／８）：断層の位置（東西方向）変化ケース

- 断層の東西方向位置を変化させる検討を実施した。

概略パラメータスタディ（断層の位置：東西方向）

項目	変動範囲	備考
位置 （東西方向）	基準，東へ100kmまで50km単位で移動，西へ50kmまで50km単位で移動	・検討対象としている海洋プレート内地震の発生メカニズムと海底地形を考慮し設定した※。 ・P.319参照

※検討対象としている海洋プレート内地震は，海側のプレートが陸側プレートに沈み込みを開始する海溝軸沖合でプレートが下向きに曲げられることにより，伸張応力が作用して発生する正断層型の地震である。よって，基準位置から西に50km，東に100kmの変動範囲は，同様の地震の発生領域を十分に包絡していると考えられる。



海底地形と断層配置の関係

3-2-3．三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波（２４／３３）

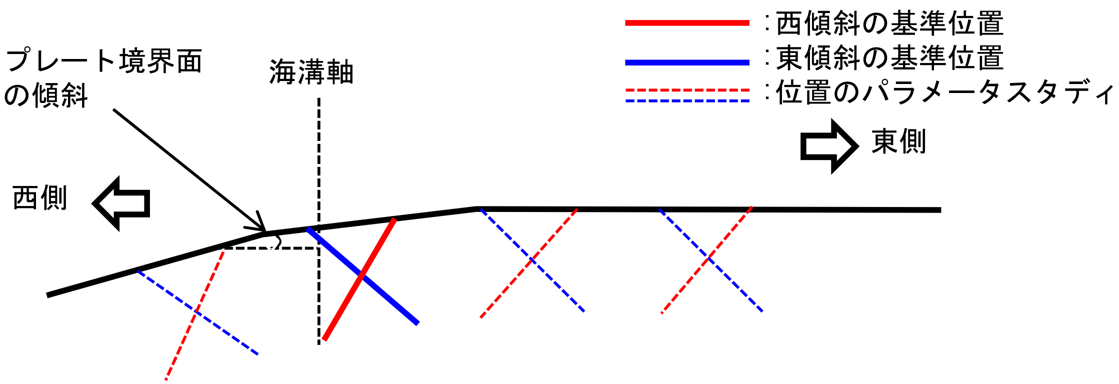
概略パラメータスタディ（４／８）：傾斜角・傾斜方向変化ケース

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.3-26再掲

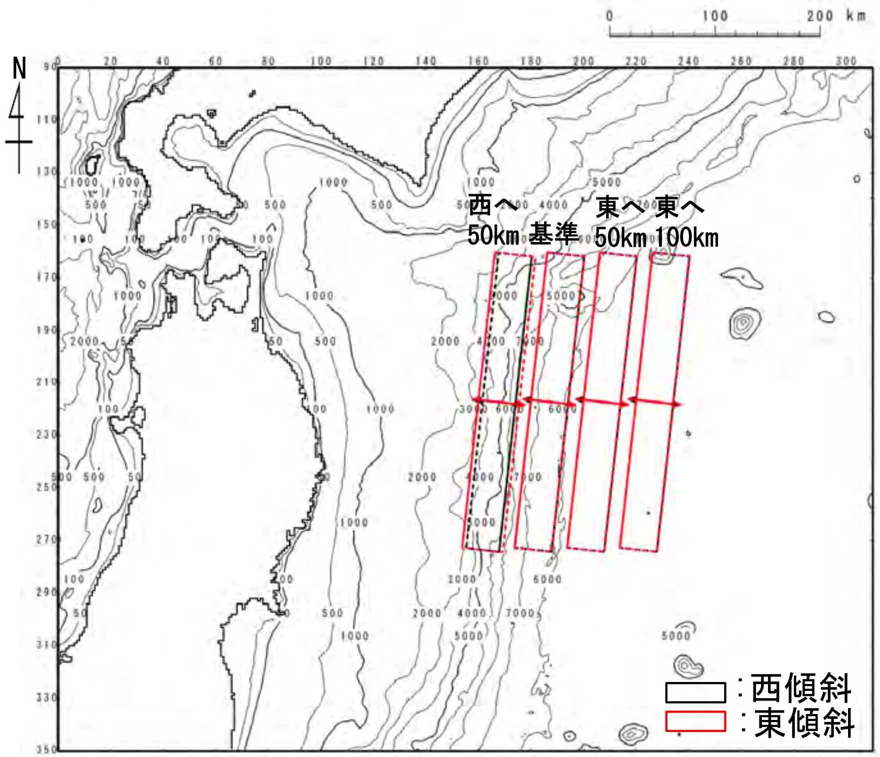
・沈み込んだ海洋プレート内地震の断層モデルの傾斜角は，プレート境界面の傾斜を考慮する。
・また，既に考慮済みである1933年昭和三陸地震の傾斜角の西傾斜ケースに加え，起震応力が共通で共役な断層となることを踏まえた東傾斜ケースについても考慮する。

概略パラメータスタディ（傾斜角・傾斜方向）

項目	変動範囲	備考
傾斜方向	西傾斜（基準），東傾斜	・共役断層の考慮 ・次ページ参照



東西方向の位置，断層の傾斜に関する
不確かさ考慮方法（概念）



南北方向:基準位置，走向:基準のケース

概略パラメータスタディ
（東西方向・傾斜角・傾斜方向）

３-２-３．三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波（２５／３３）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.3-27再掲

概略パラメータスタディ（５／８）：断層の位置（東西方向）及び傾斜方向変化ケース

- Tsuru and Park（2000）では，「1933年昭和三陸地震の震源域を含む海域を対象としたマルチチャンネル音波探査に基づく海底地質調査によれば，以下のとおり，海洋プレート上面の正断層構造は，日本海溝から陸側に約30km，沖合側に約110kmの範囲に存在する」ことが示されている。
  - ✓（海底面に達していない断層を含めた正断層構造は）日本海溝から沖合側に約110kmの位置から確認できる。
  - ✓沈み込んだプレート内では，日本海溝から陸側に約30kmの範囲で正断層構造が確認できる。
- したがって，おおむね海溝軸付近の基準位置から西へ50km，東へ100kmとしたパラメータスタディの範囲（P.317)は1933年昭和三陸地震の震源域を含む海域を対象としたプレート内正断層の分布範囲とほぼ整合的である。
- また， Tsuru and Park（2000）では，「1933年昭和三陸地震の震源域を含む海域に分布する断層の傾斜方向は，東傾斜及び西傾斜の両方向」が示されており，東傾斜を考慮することとも整合的である。

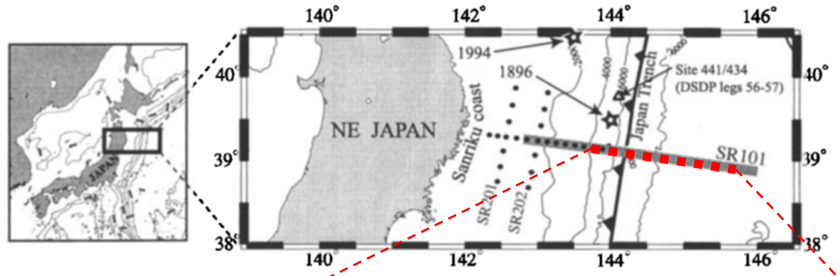


Figure 1. Study area. The thick shaded line shows the MCS survey line of KR97-07 cruise and dots represent OBS locations. Huge interplate earthquakes (e.g., 1994 far-off-Sanriku earthquake) often occur in the study area, and the 1896 Sanriku earthquake generated a large tsunami. Stars indicate epicenters of these earthquakes. A triangle shows locations of sites 441 and 434 by the DSDP legs 56–57.

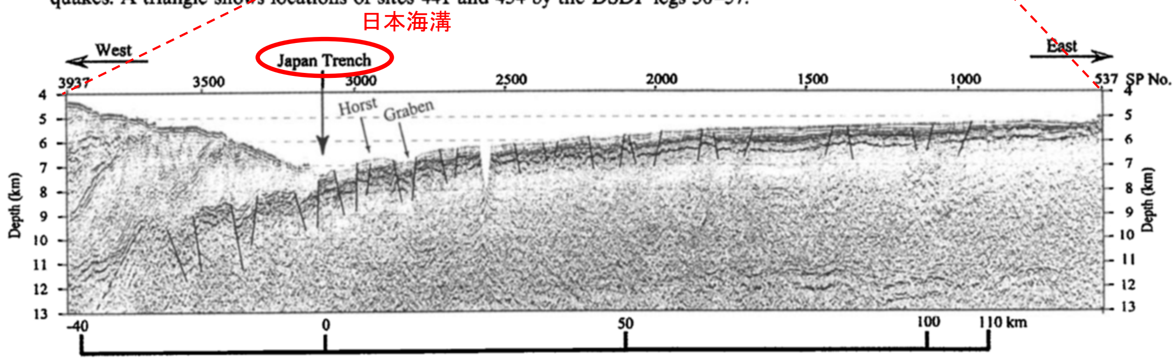


Figure 5. Horst and graben structures with normal faults. Subducting oceanic crust is cut by normal faults and horst-graben structures develop. Vertical exaggeration is 4 times. Data were muted around SP 2550 at data processing.

音波探査に基づく正断層分布

Tsuru and Park（2000）に一部加筆

3-2-3．三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波（２６／３３）

概略パラメータスタディ（６／８）：検討結果

・概略パラメータスタディの結果は以下のとおりである。

概略パラメータスタディ結果一覧

傾斜方向：西傾斜

南北位置	東西位置	走向	最大水位上昇量	最大水位下降量
基準	東へ100km	-10°	1.30m	−1.09m
		基準	1.85m	−1.47m
		+10°	2.71m	−1.61m
	東へ50km	-10°	1.41m	−1.23m
		基準	2.01m	−1.49m
		+10°	2.63m	−1.70m
	基準	-10°	1.63m	−1.27m
		基準	2.24m	−1.53m
		+10°	2.57m	−1.74m
	西へ50km	-10°	1.40m	−1.53m
		基準	1.71m	−1.85m
		+10°	1.99m	−1.65m
南方へ20km	東へ100km	-10°	1.25m	−1.02m
		基準	1.54m	−1.33m
		+10°	2.42m	−1.50m
	東へ50km	-10°	1.25m	−1.08m
		基準	1.63m	−1.31m
		+10°	2.29m	−1.55m
	基準	-10°	1.13m	−1.07m
		基準	1.69m	−1.37m
		+10°	2.14m	−1.57m
	西へ50km	-10°	1.32m	−1.09m
		基準	1.46m	−1.64m
		+10°	1.48m	−1.46m

南北位置	東西位置	走向	最大水位上昇量	最大水位下降量
南方へ40km	東へ100km	-10°	1.12m	−1.02m
		基準	1.23m	−1.15m
		+10°	2.04m	−1.48m
	東へ50km	-10°	1.17m	−1.04m
		基準	1.24m	−1.18m
		+10°	1.83m	−1.52m
	基準	-10°	1.25m	−1.05m
		基準	1.24m	−1.31m
		+10°	1.59m	−1.47m
	西へ50km	-10°	1.57m	−0.91m
		基準	1.35m	−1.35m
		+10°	1.21m	−1.33m

傾斜方向：東傾斜

南北位置	東西位置	走向	最大水位上昇量	最大水位下降量
基準	東へ100km	-10°	1.36m	−1.55m
		基準	1.50m	−2.05m
		+10°	2.28m	−2.48m
	東へ50km	-10°	1.54m	−1.76m
		基準	1.65m	−2.15m
		+10°	2.02m	−2.47m
	基準	-10°	1.46m	−1.79m
		基準	1.79m	−2.17m
		+10°	1.95m	−2.41m
	西へ50km	-10°	1.51m	−1.45m
		基準	1.64m	−1.92m
		+10°	1.97m	−2.25m
南方へ20km	東へ100km	-10°	1.37m	−1.38m
		基準	1.32m	−1.84m
		+10°	2.05m	−2.35m
	東へ50km	-10°	1.47m	−1.52m
		基準	1.37m	−1.91m
		+10°	1.99m	−2.29m
	基準	-10°	1.35m	−1.42m
		基準	1.40m	−1.85m
		+10°	1.93m	−2.18m
	西へ50km	-10°	1.47m	−1.41m
		基準	1.70m	−1.75m
		+10°	1.78m	−1.91m

南北位置	東西位置	走向	最大水位上昇量	最大水位下降量
南方へ40km	東へ100km	-10°	1.27m	−1.20m
		基準	1.22m	−1.62m
		+10°	1.96m	−2.16m
	東へ50km	-10°	1.28m	−1.27m
		基準	1.29m	−1.64m
		+10°	1.90m	−2.05m
	基準	-10°	1.38m	−1.17m
		基準	1.32m	−1.54m
		+10°	1.76m	−1.88m
	西へ50km	-10°	1.68m	−1.24m
		基準	1.66m	−1.62m
		+10°	1.41m	−1.54m

:概略パラスタ　最大水位上昇ケース

:概略パラスタ　最大水位下降ケース

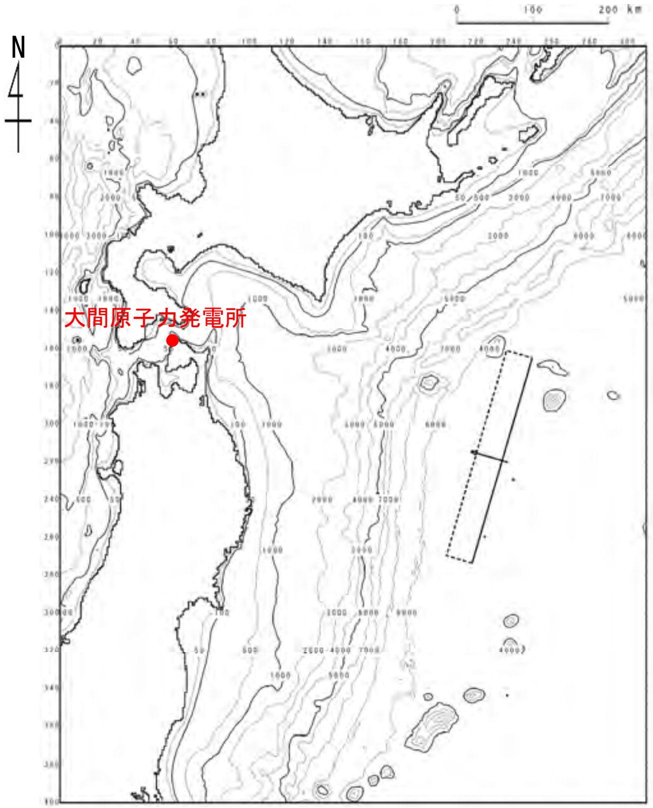
3-2-3．三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波（２７／３３）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.3-29再掲

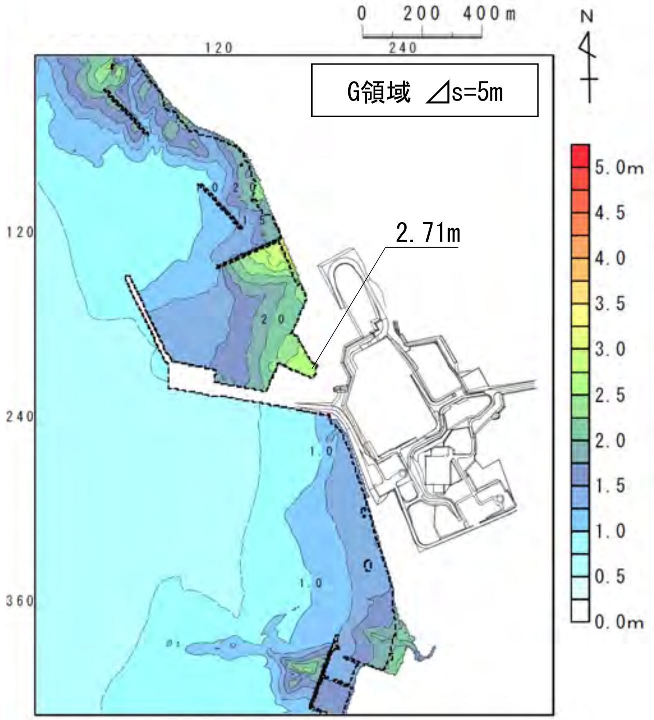
概略パラメータスタディ結果（７／８）：最大水位上昇ケース検討結果

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

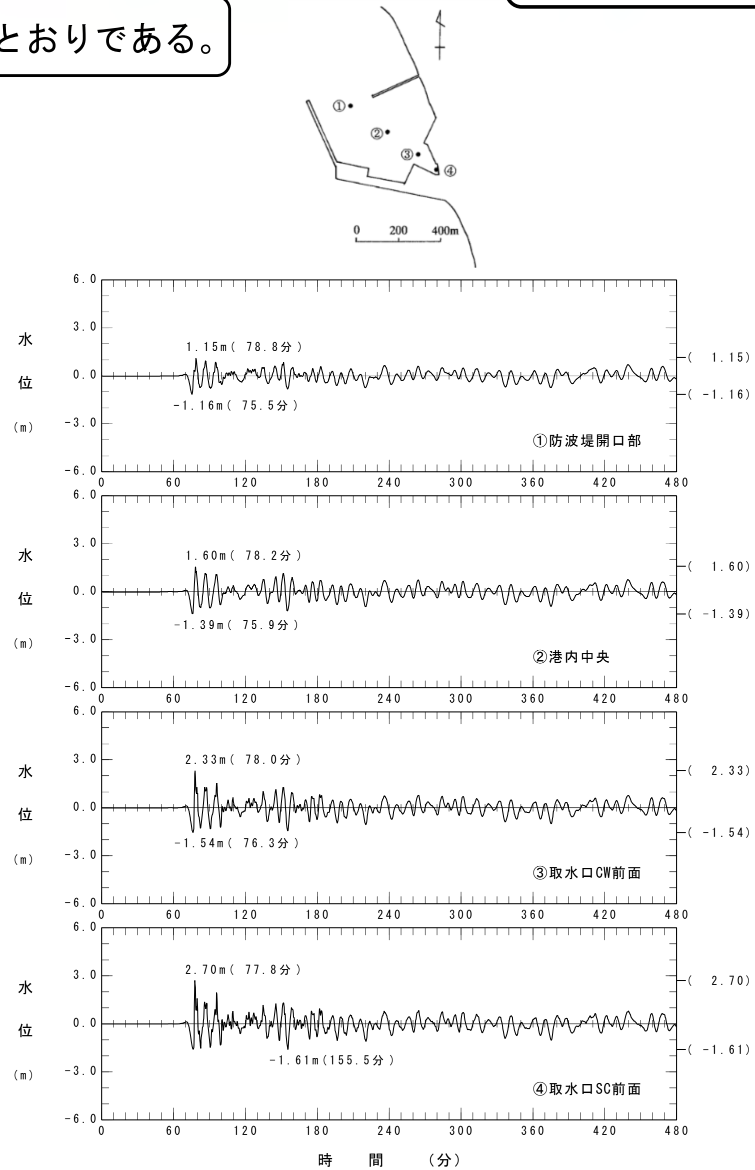
最大水位上昇ケース
- 波源の南北位置：基準
- 波源の東西位置：東へ100km
- 傾斜方向：西傾斜
- 走向：基準+10°



波源モデル



最大水位上昇量分布



水位時刻歴波形

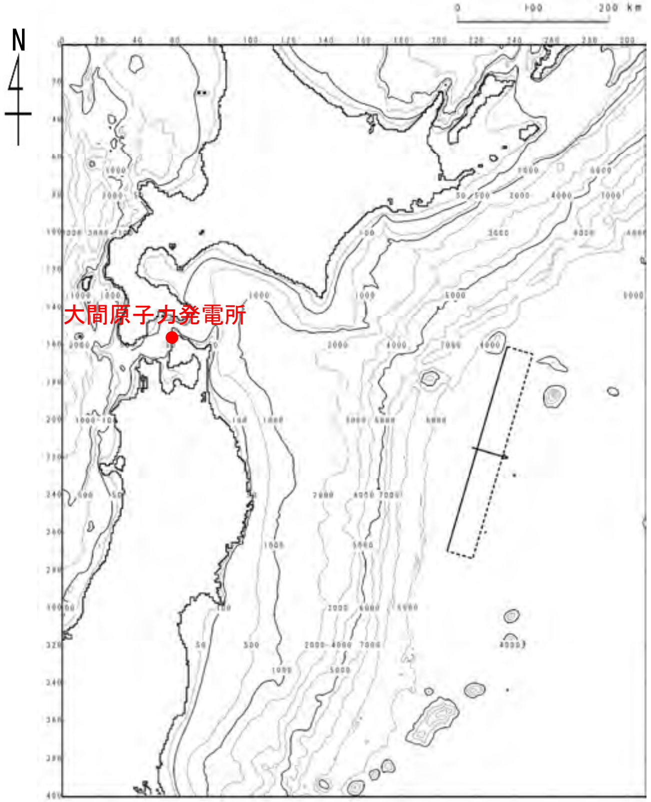
3-2-3．三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波（２８／３３）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.3-30再掲

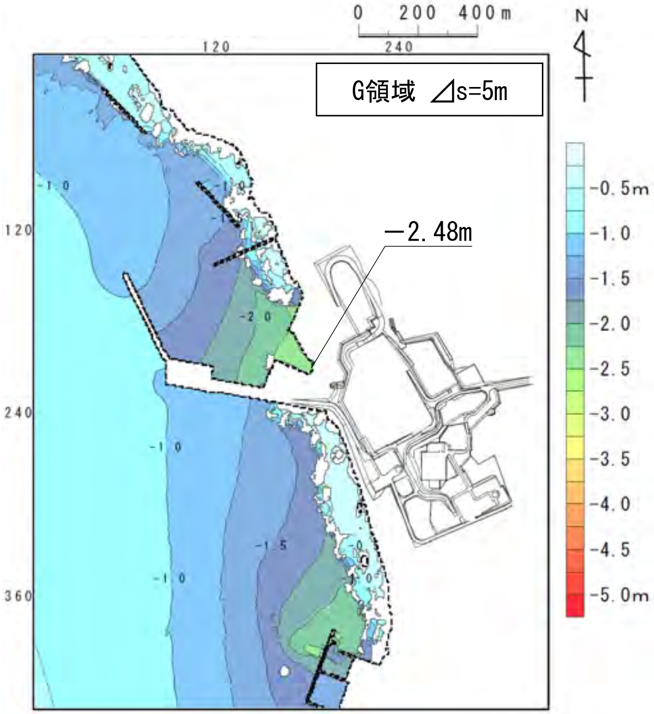
概略パラメータスタディ結果（８／８）：最大水位下降ケース検討結果

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

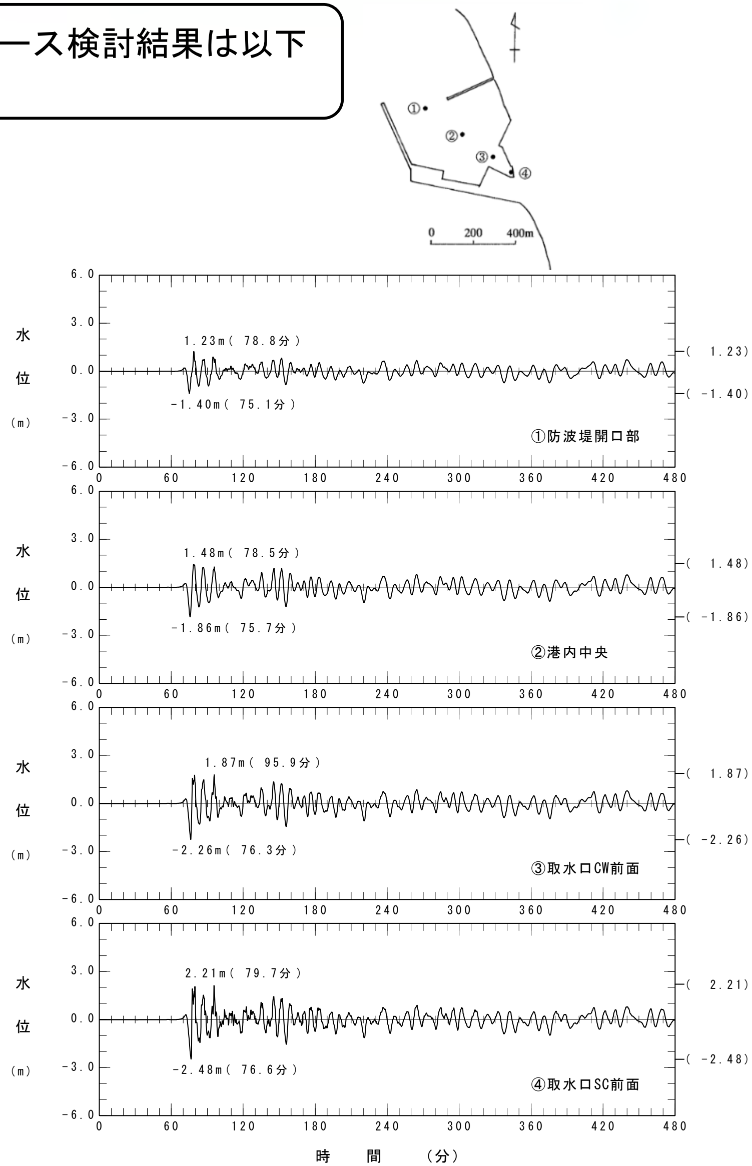
最大水位下降ケース
- 波源の南北位置：基準
- 波源の東西位置：東へ100km
- 傾斜方向：東傾斜
- 走向：基準+10°



波源モデル



最大水位下降量分布



水位時刻歴波形

３－２－３．三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波（２９／３３）

詳細パラメータスタディ（１／４）：傾斜角・上縁深さ変化ケース

・傾斜角及び上縁深さを変化させる検討を実施した。
・各パラメータの変動は，土木学会（2002）の既存断層パラメータの傾斜角のばらつき評価結果（約５°）及び断層上縁深さの不確かさ検討状況（０，１，２km）を参考に設定した。

詳細パラメータスタディ

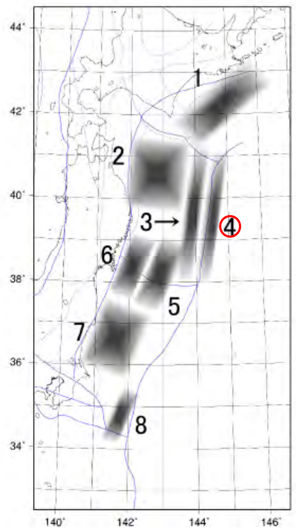
項目		変動範囲	ケース数
傾斜角		基準（45°），基準±５°	土木学会（2002）の傾斜角の標準偏差相当
上縁深さ	海溝より東側の場合	０km，１km（基準），２km	土木学会（2002）の不確かさ検討例を参考に設定
	海溝より西側の場合	各波源位置のプレート境界面からの深さ ０km，１km（基準），２km	

既存断層パラメータのばらつきの評価結果

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

(注)・日本海溝および千島海溝（南部）沿い海域では，ハーバードCMTによる発震機構解（1976年1月～2000年1月に発生した M_w6.0以上，深さ60km以下の地震）を解析対象とした。
・日本海東縁部では，発震機構解の節面の特定が困難であるため，津波の痕跡高を説明できる断層モデルのパラメータを用いてばらつきを評価した。
・「すべり方向」は，スリップベクトルの水平投影が真北から時計回りになす角度である。
・日本海東縁部のデータ数のうち括弧内の値は，走向に対して適用した1枚断層換算のモデル数である。
・日本海東縁部（南部）の新潟地震モデルにはNoguera and Abe（1992）を採用している。天保山形沖地震（1833）は沖合・沿岸近くの両モデルを採用している。
・萩原マップは萩原尊禮編(1991)による。

土木学会（2002）に一部加筆



海域の領域区分

3.2.3　詳細パラメータスタディの結果

3領域で基準断層モデルを位置移動した概略パラメータスタディでの計算ケースのうち，以下の3波源を詳細パラメータスタディの基準断層モデルとした（図3.2.1-4参照）。

(ⅰ)領域4の断層を最も南に配置したケース(岩手県南部～宮城県北部で最大水位上昇量)
(ⅱ)領域3の断層を最も北に配置したケース(北海道南部～岩手県北部で最大水位上昇量)
(ⅲ)領域3の断層を南から2番目に配置したケース(宮城県北部で最大水位上昇量)

上記基準断層モデルについて，同位置で以下のように断層パラメータを変化させた計算を実施した。

(1)領域4（プレート内正断層）
・断層上縁面深さ　：0，1，2km
・傾斜角 δ　：基準，基準±5°
・走向 θ　：基準，基準±10°

(2)領域3（逆断層）
・傾斜角 δ　：基準，基準±5°
・走向 θ　：基準，基準±10°
・すべり方向　：基準，基準±10°
（すべり角はすべり方向を満足するよう変動する。）

断層上縁深さの不確かさ考慮方法

土木学会（2002）に一部加筆

３-２-３．三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波（３０／３３）

J POWER

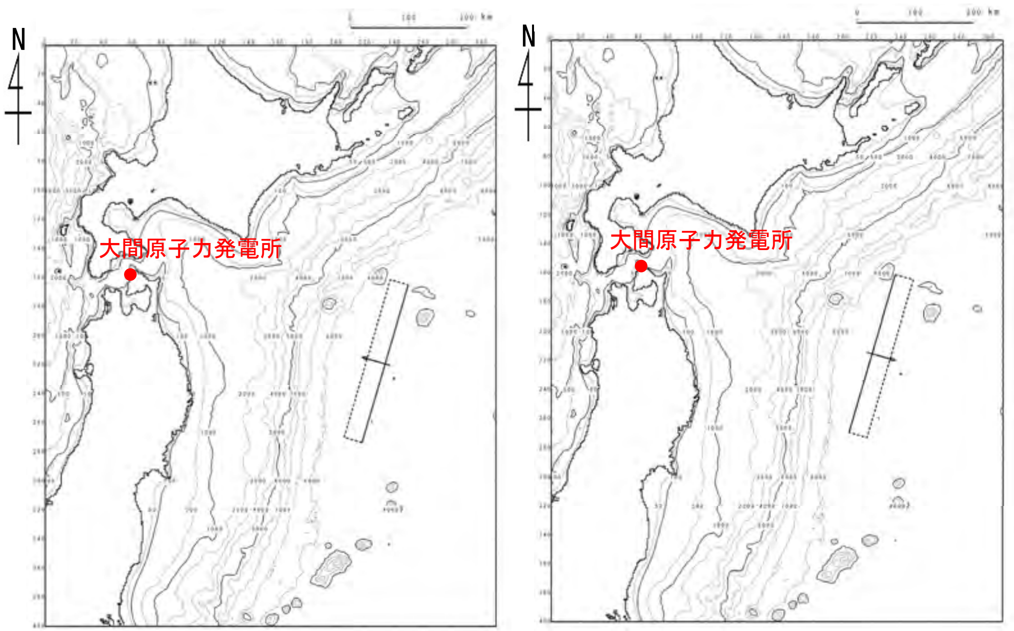
第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.3-32再掲

詳細パラメータスタディ（２／４）：検討結果

・詳細パラメータスタディの結果は以下のとおりである。

最大水位上昇ケース
- 波源の南北位置：基準
- 波源の東西位置：東へ100km
- 傾斜方向：西傾斜
- 走向：基準+10°
- 傾斜角：基準+５°
- 上縁深さ：基準

最大水位下降ケース
- 波源の南北位置：基準
- 波源の東西位置：東へ100km
- 傾斜方向：東傾斜
- 走向：基準+10°
- 傾斜角：基準+５°
- 上縁深さ：基準



最大ケースの波源モデル

詳細パラメータスタディ結果

概略パラスタ	傾斜方向	南北位置	東西位置	走向	傾斜角	上縁深さ	最大水位上昇量	最大水位下降量
上昇側	西傾斜	基準	東へ100km	+10°	－５°	０km	2.55m	－1.68m
						基準	2.54m	－1.65m
						２km	2.52m	－1.63m
					基準	０km	2.71m	－1.61m
						基準	2.71m	－1.61m
						２km	2.70m	－1.63m
					＋５°	０km	2.89m	－1.61m
						基準	2.90m	－1.62m
						２km	2.88m	－1.63m
下降側	東傾斜	基準	東へ100km	+10°	－５°	０km	2.22m	－2.35m
						基準	2.25m	－2.37m
						２km	2.27m	－2.37m
					基準	０km	2.26m	－2.47m
						基準	2.28m	－2.48m
						２km	2.29m	－2.48m
					＋５°	０km	2.28m	－2.56m
						基準	2.29m	－2.57m※
						２km	2.30m	－2.57m

※：小数第３位まで考慮すると，上縁深さ基準（１km）で最大。

：詳細パラスタ　最大水位上昇ケース

：詳細パラスタ　最大水位下降ケース

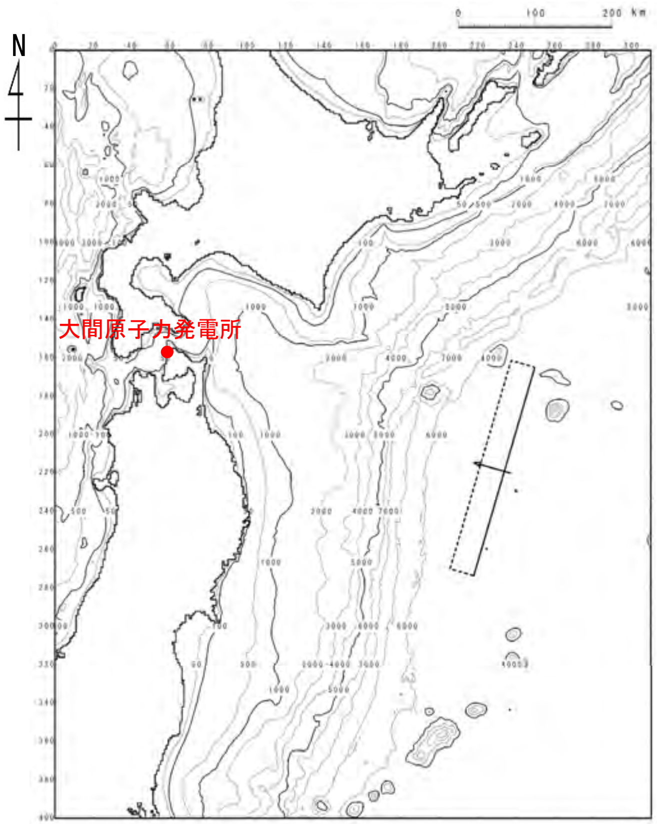
3-2-3. 三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波（３１／３３）

第1023回審査会合
資料1-1　P.3.2.3-33再掲

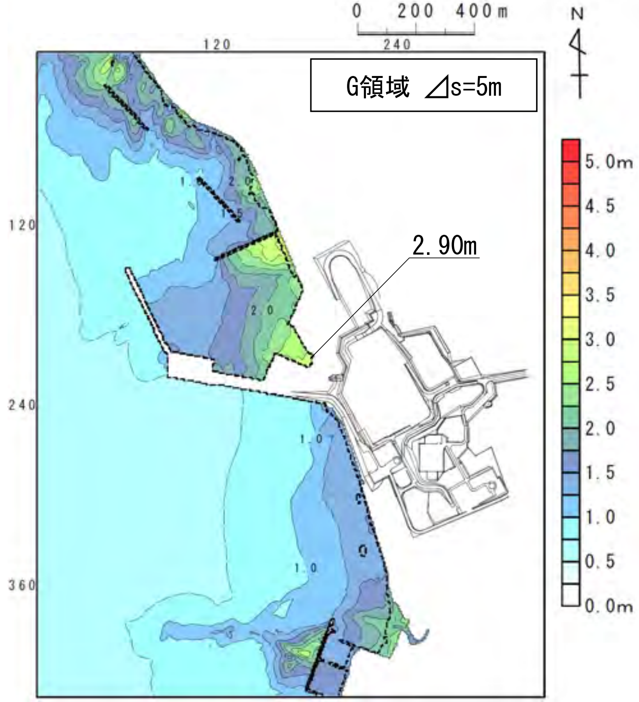
詳細パラメータスタディ結果（３／４）：最大水位上昇ケース検討結果

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

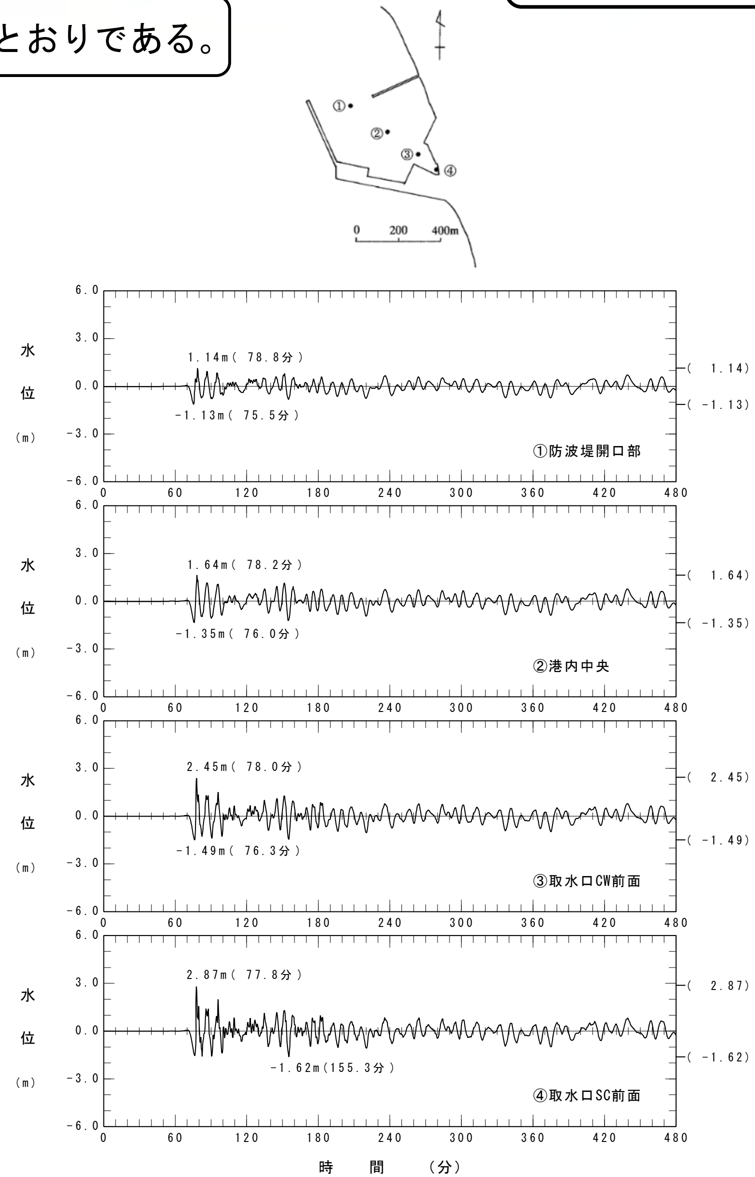
最大水位上昇ケース
- 波源の南北位置：基準
- 波源の東西位置：東へ100km
- 傾斜方向：西傾斜
- 走向：基準+10°
- 傾斜角：基準+5°
- 上縁深さ：基準



波源モデル



最大水位上昇量分布

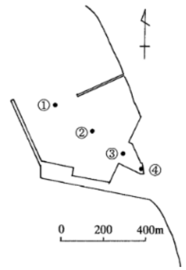


水位時刻歴波形

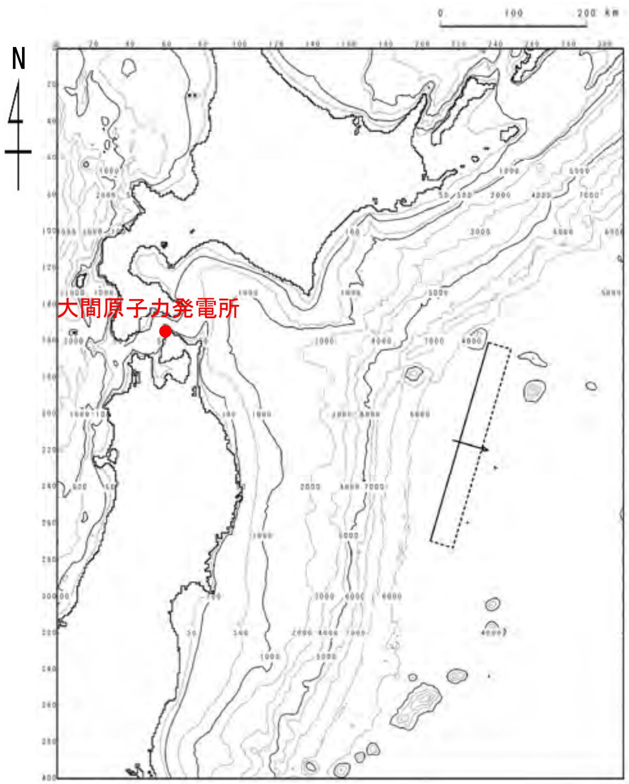
３－２－３．三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波（３２／３３）

詳細パラメータスタディ結果（４／４）：最大水位下降ケース検討結果

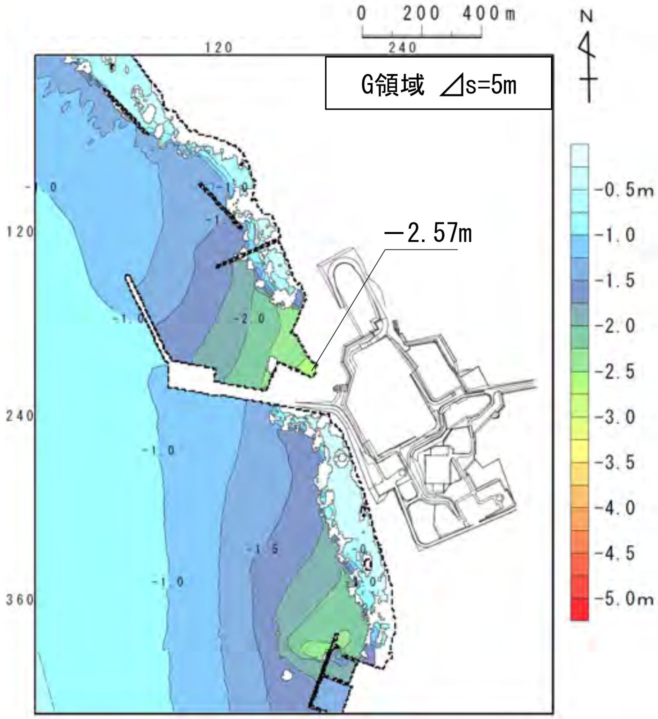
- 取水口スクリーン室前面における詳細パラメータスタディの最大水位下降ケース検討結果は以下のとおりである。



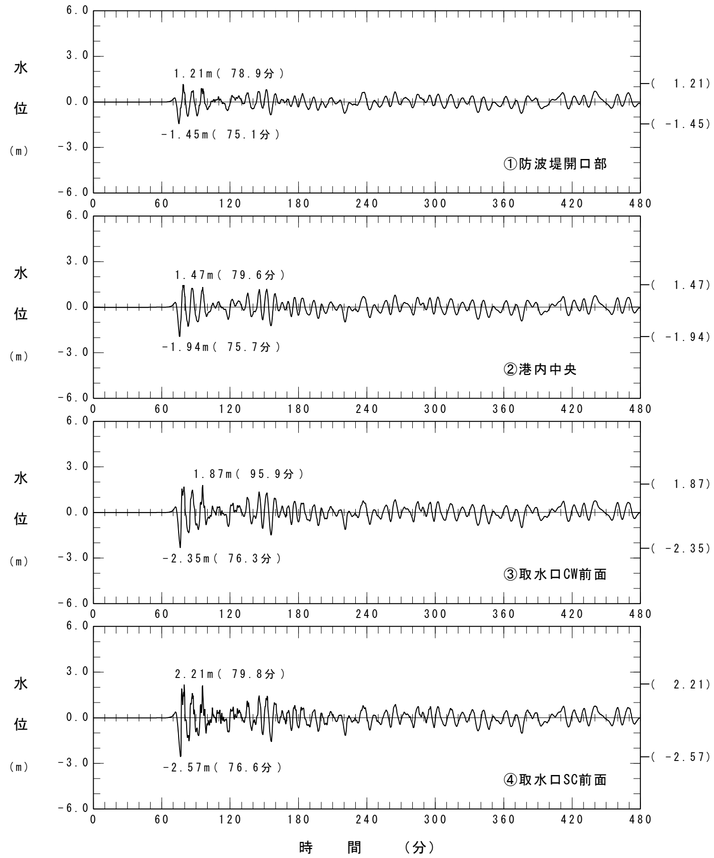
最大水位下降ケース
- 波源の南北位置：基準
- 波源の東西位置：東へ100km
- 傾斜方向：東傾斜
- 走向：基準+10°
- 傾斜角：基準+5°
- 上縁深さ：基準



波源モデル



最大水位下降量分布



水位時刻歴波形

３－２－３．三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波（３３／３３）

三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波検討結果

- 三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波の検討結果は下表のとおりである。

各パラメータスタディの最大ケース一覧表

	敷地における 最大水位上昇量	取水口スクリーン室前面における 最大水位下降量
概略パラメータスタディ	2.71m	－2.48m
詳細パラメータスタディ	2.90m	－2.57m

（余白）

目　次

：本資料の掲載範囲

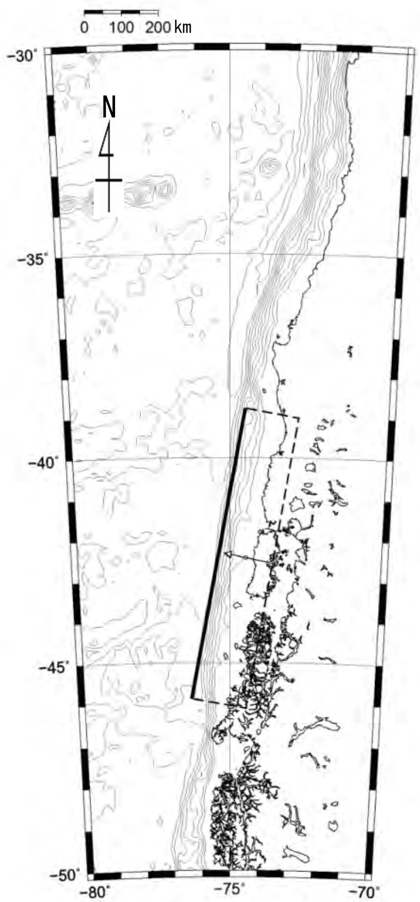
：本資料での主なご説明範囲

３-３．チリ沖に想定される地震に伴う津波（１／２８）

チリ沖に想定される地震に伴う津波の検討フロー

- チリ沖に想定される地震に伴う津波については，1960年チリ地震津波が当該海域における最大規模の津波であることを踏まえ，既往津波高を再現する波源モデルを基本として，以下のフローで検討を実施した。

基準波源モデルの設定



概略パラメータスタディ

変動パラメータ※
・断層の位置
・走向

詳細パラメータスタディ

概略パラメータスタディにおいて最大水位上昇ケース及び最大水位下降ケースとなる２つの波源モデルを詳細パラメータスタディの検討対象とする。

変動パラメータ※
・傾斜角
・上縁深さ

※：変動幅は敷地への影響及び科学的知見を考慮し設定。

３－３．チリ沖に想定される地震に伴う津波（２／２８）

チリ沖について

- ペルー･チリ海溝は，南アメリカプレートの下方に，西方からナスカプレートが沈み込んでいるプレート境界である。
- プレート境界が固着していることにより，沈み込みに伴って，両プレートの境界にはひずみが蓄積されており，過去にはＭ９クラスの1960年チリ地震等，このひずみを解放する巨大地震及び津波が発生している。

３-３．チリ沖に想定される地震に伴う津波（３／２８）

基準波源モデルの設定（基本方針）

- チリ沖に想定される地震に伴う津波の検討に当たっては，1960年チリ地震津波が当該海域における最大規模の津波であること，及び当該海域で発生する津波の敷地への影響が大きいと考えられること※を踏まえ，1960年チリ地震津波の波源モデルを基準波源モデルとして設定する。
- 想定波源域については，既往の知見を基に太平洋を取り巻くプレート間のうち大間原子力発電所への影響が最も大きくなる位置及びチリ沖の破壊伝播の検討を考慮して設定する。
- 基準波源モデルのパラメータに関しては，歴史上最大規模の1960年チリ地震津波の波源モデルを基本とし設定する。なお，遠地からの津波は日本に到達するまでに短周期成分が逸散するため，長周期成分が卓越するように均質モデルとして検討する。

※：第1023回審査会合 資料1－2 「６．チリ沖に想定される地震に伴う津波の影響検討」参照。

３-３．チリ沖に想定される地震に伴う津波（４／２８）

基準波源モデルの設定（設定手順）

以下の手順に基づき，基準波源モデルを設定する。

基準波源モデル　設定手順

①想定波源域の設定 ↓

P.334～P.339

②剛性率：μの設定 ↓

P.340，P.341

③長さ:L，幅:W，すべり量:D
走向:θ，上縁深さ:d
傾斜角:δ，すべり角:λの設定 ↓

P.342

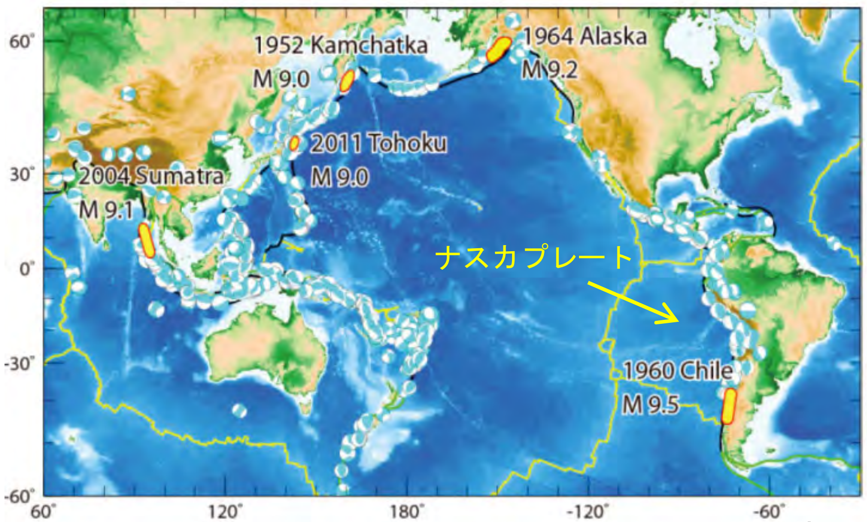
モーメントマグニチュード：Mwの算定
Mw=(logMo-9.1)/1.5
ここで，Mo=μLWD ↓

④ライズタイム：τの設定

P.343

3-3．チリ沖に想定される地震に伴う津波（５／２８）

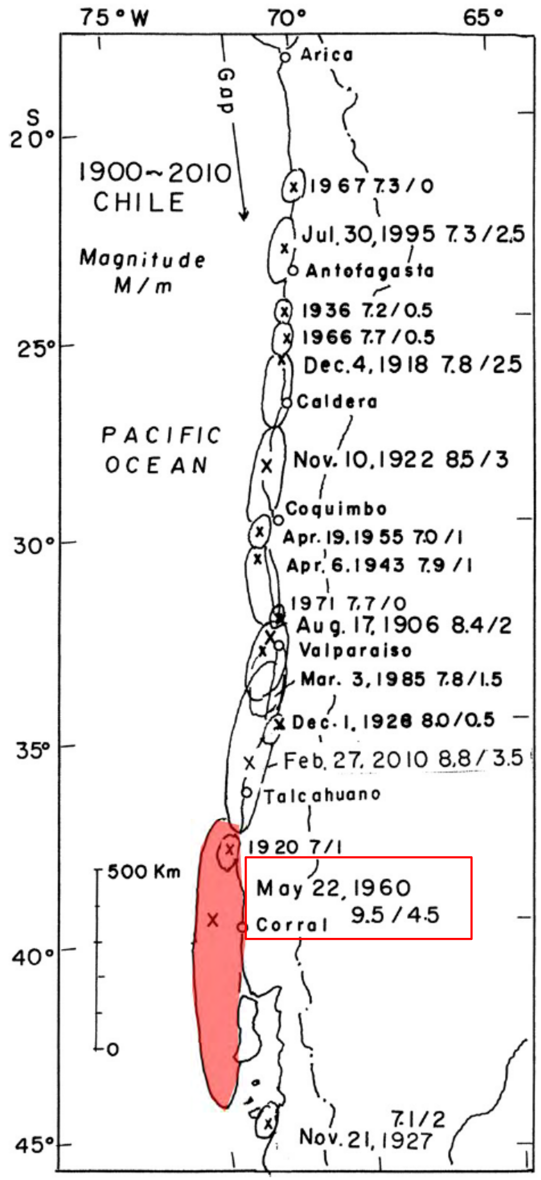
① 想定波源域の設定（１／６）：既往地震の発生履歴



佐竹（2013）に一部加筆

環太平洋の大地震の分布

- 1960年チリ地震は，チリ沖合の海溝沿いにおけるナスカプレートの沈み込みによって発生したプレート間地震であり，歴史上最大の地震（M 9.5）である。
- 文献調査から，チリ沖の波源域で発生した津波のうち，津軽海峡沿岸及び敷地に最も影響を及ぼしたと考えられる津波としても，1960年チリ地震津波を抽出している。



チリ沿岸の津波波源域分布（1900-2010）

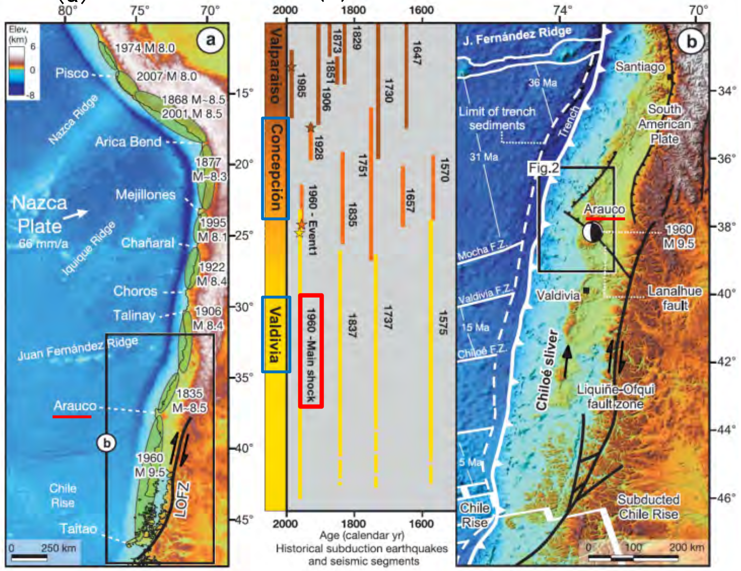
羽鳥（2011）に一部加筆

3-3．チリ沖に想定される地震に伴う津波（６／２８）

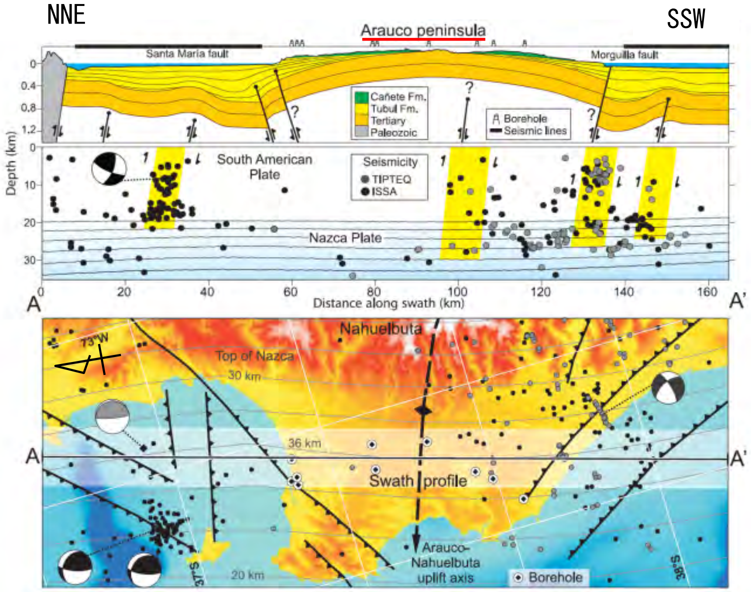
① 想定波源域の設定（２／６）：破壊伝播の検討（１／４）

チリ沖（北端）

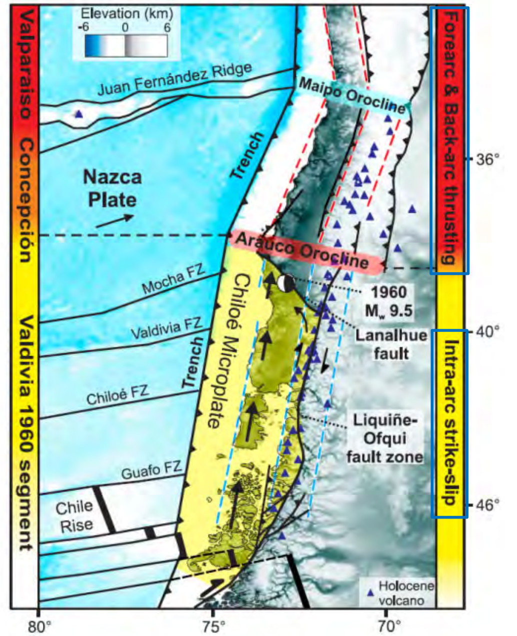
(a)　(b)



（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



Arauco半島沿いの地殻構造の縦断面図



地震構造モデル

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半島には東西方向に背斜軸が存在する。

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)に一部加筆

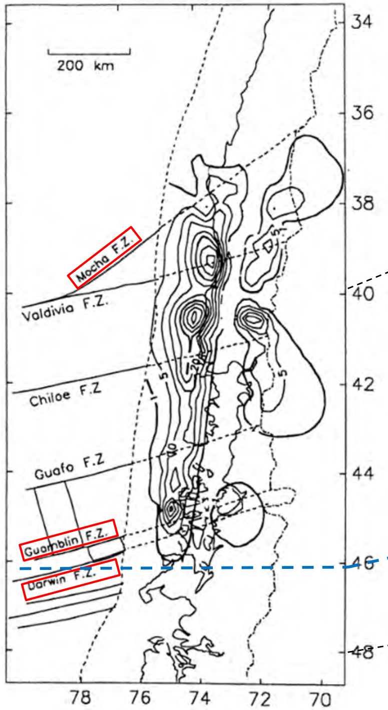
- チリ沖の地震発生範囲に係る破壊の境界に関する知見について確認した。（P.335～P.338）
- チリ沖で約300年間隔で繰り返し発生させるＭ９クラスの巨大地震領域の北端は，Arauco半島の地下構造が不連続な位置と一致していることが示されている。

Melnick et al.(2009)による

① 想定波源域の設定（３／６）：破壊伝播の検討（２／４）

チリ沖（南端）

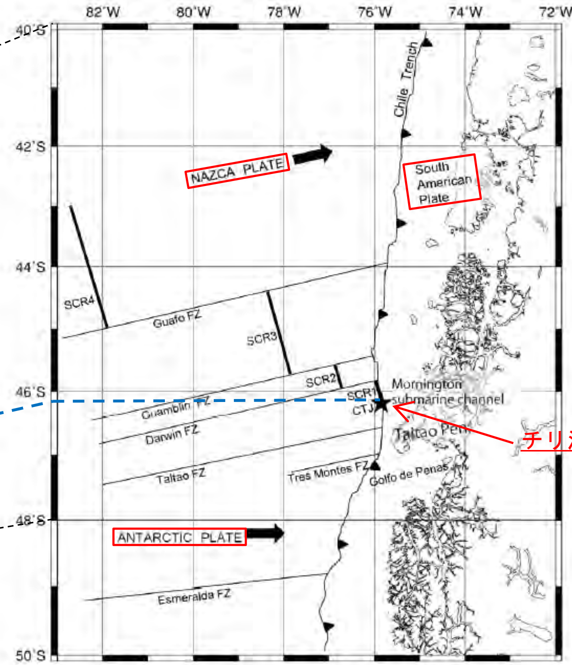
1960年チリ地震の地殻変動データをもとに，インバージョン法によりすべり量分布を推定した結果，1960年チリ地震の北端はMocha断裂帯，南端はGuamblin断裂帯とDarwin断裂帯の位置と一致している。



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

Barrientos and Ward（1990）に一部加筆

Barrientos and Ward（1990）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。



チリ沖三重会合点（CTJ）

松本ほか（2010）に一部加筆

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。

- 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と考えられる。

3-3．チリ沖に想定される地震に伴う津波（８／２８）

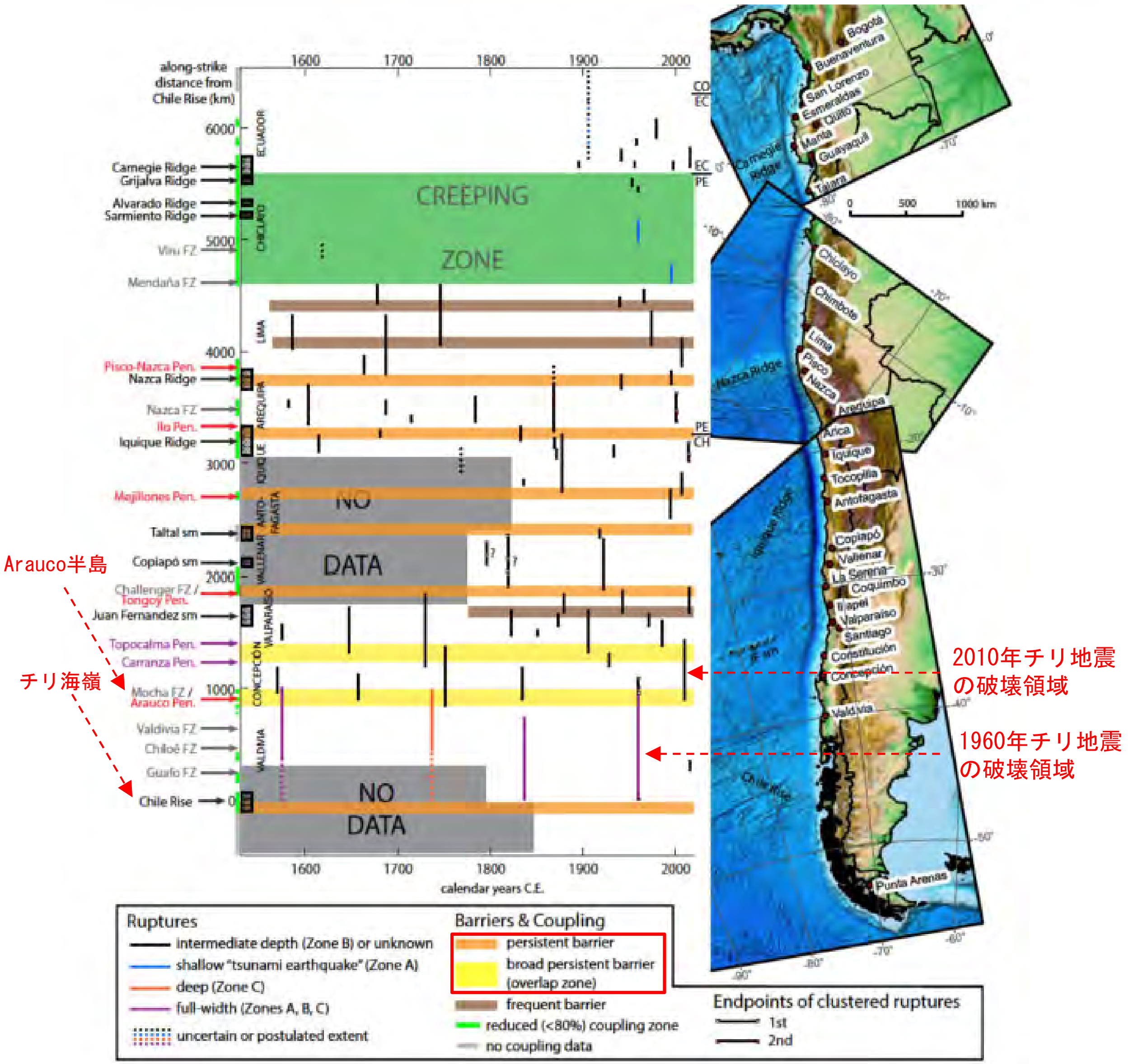
① 想定波源域の設定（４／６）：破壊伝播の検討（３／４）

チリ沖(北端及び南端)

- 1960年チリ地震の破壊領域北端に関する知見
  - ✓ Philibosian and Meltzner（2020）では，「Arauco半島沖は，地震の履歴からみて南北両方向からの破壊が及ぶ（2010年チリ地震（Mw8.8）等は北方から破壊が到達している）が，それより先に破壊が進行しない「恒常的なバリア」※である」と示されている。
  - ✓ Dura et al.（2017）では，「地質及び生物化石調査によれば，過去600年間で７回の巨大地震がArauco半島沖で破壊を停止している」とされている。

- 1960年チリ地震の破壊領域南端に関する知見
  - ✓ Philibosian and Meltzner（2020）では，「チリ海嶺が沈み込む南側（三重会合点付近）は，プレートの収束速度が小さく，M7.5以上の地震も発生していないことから，「恒常的なバリア」※であろう」とされている。

※：恒常的なバリア（persistent barrier）
　Philibosian and Meltzner（2020）では，「その場所を通過 した破壊がひとつも知られていないもの」を指す。



巨大地震の破壊記録（空間的＆時間的）

Philibosian and Meltzner(2020)に一部加筆

３－３．チリ沖に想定される地震に伴う津波（９／２８）

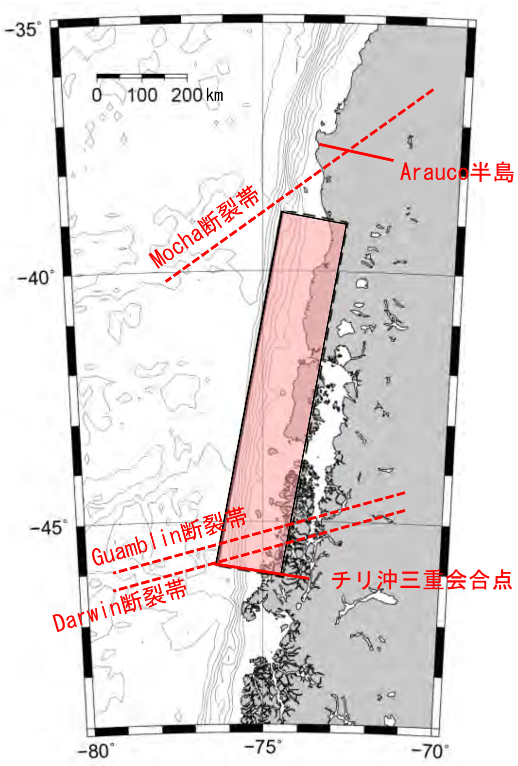
① 想定波源域の設定（５／６）：破壊伝播の検討（４／４）

破壊伝播の検討のまとめ

- 1960年チリ地震の北端及び南端にはそれぞれ構造境界が存在すると考えられる。
- 1960年チリ地震では，この構造境界のほぼ全域が破壊したと考えられる。

３-３．チリ沖に想定される地震に伴う津波（１０／２８）

① 想定波源域の設定（６／６）：安全評価上の想定波源域の考え方



修正K&Cモデル Mw=9.4

1960年チリ地震では構造境界のほぼ全域が破壊したと考えられることから，安全評価上の想定波源域として，1960年チリ地震津波を再現するモデルの範囲とした。

３-３．チリ沖に想定される地震に伴う津波（１１／２８）

② 剛性率の設定（１／２）

- 土木学会（2016）では，「地震波速度や密度に関する既往研究に基づき，海域毎に標準値が設定されており，断層全体が深さ20km以浅と以深にまたがって存在する場合の剛性率は5.0×10^{10}N/m^2」とされている。

震源付近の媒質の剛性率の標準値

海　域	根　拠	剛性率
・西南日本陸側プレート内 ・日本海東縁部 ・プレート境界浅部（断層面全体が深さ20km以浅に存在する場合）	Vp=6.0km/s Vp/Vs=1.6～1.7 ρ=2.7～2.8g/cm^3 とすれば， μ=3.36×10^{10}～3.94×10^{10} N/m^2 となる。この中間的値とする。	3.5×10^{10} N/m^2 (3.5×10^{11} dyne/cm^2)
・海洋プレート内 ・プレート境界深部（断層面全体が深さ20km以深に存在する場合）	Vp=8.0～8.1km/s Vp/Vs=1.75～1.80 ρ=3.2～3.5g/cm^3 とすれば， μ=6.31×10^{10}～7.50×10^{10} N/m^2 となる。この中間的値とする。	7.0×10^{10} N/m^2 (7.0×10^{11} dyne/cm^2)
・プレート境界中央部（断層面が深さ20km以浅と以深にまたがって存在する場合）	浅部と深部の中間的値とする。	5.0×10^{10} N/m^2 (5.0×10^{11} dyne/cm^2)

土木学会（2016）に一部加筆

３－３．チリ沖に想定される地震に伴う津波（１２／２８）

② 剛性率の設定（２／２）

- 1960年チリ地震の断層モデルを検討した文献において採用された剛性率を調査した※。
- その結果，いずれのモデルにおいても剛性率5.0×10^{10}N/m^{2}が採用されており，この値は当該海域で発生するプレート間巨大地震の剛性率として妥当であると考えられる。

前ページ及び以上から，剛性率は5.0×10^{10}N/m^{2}とした。

※：Fujii and Satake(2013)に記載された津波または地殻変動を再現する1960年チリ地震のモデルのうち，剛性率が記載されているものを対象とした。

The total seismic moments from the tsunami and joint inversion results are 7.3 and 7.2 × 10^{22} Nm (Mw = 9.2), respectively, assuming rigidity of 5.0 × 10^{10} N/m^2 for all subfaults. The fault length

Fujii and Satake(2013)

The best USP fault (Fig. 4) dips 20°E and extends 850 km south from the Arauco Peninsula. The best southern endpoint is near the Taito Peninsula. This point is not well constrained due to the lack of information south of 45.3°S; however, reports of uplift in the northern edge of the Peninsula (CERESIS 1986) suggest that faulting reached at least that far south. Seventeen metres of displacement on the 130 km wide fault contributed to a USP moment of 9.4×10^{22} N m ($\lambda=\mu=5\times10^{10}$ Pa). Our best USP fault does not differ notably from Plafker's (1972) model. Fig. 5

Barrientos and Ward(1990)

3-3．チリ沖に想定される地震に伴う津波（１３／２８）

③ 長さ・幅・すべり量・走向・上縁深さ・傾斜角・すべり角の設定

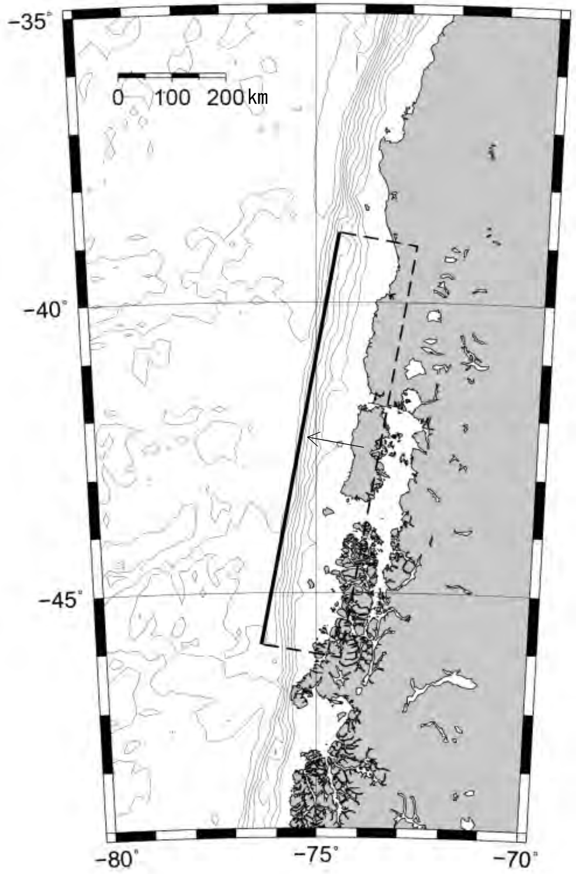
- 波源のパラメータの長さＬ，幅W，すべり量Ｄ，走向θ，上縁深さｄ，傾斜角δ及びすべり角λは，歴史記録上最大の地震である1960年チリ地震津波の既往津波高の再現性が高いモデル※のパラメータを採用した。

設定パラメータ

項　目	諸　元	設定根拠
長さ　Ｌ（km）	800	1960年チリ地震津波の既往津波高の再現性が高いモデルのパラメータを採用
幅　Ｗ※（km）	150（200）	
すべり量　Ｄ※（m）	28.8（24.0）	
走向　θ　（°）	10	
上縁深さｄ（km）	1	
傾斜角　δ　（°）	10	
すべり角　λ　（°）	90	

※Kanamori and Cipar(1974)の幅及びすべり量を修正して設定。

諸元の( )：修正前の値。



修正K&Cモデル（Mw=9.4）

３-３．チリ沖に想定される地震に伴う津波（１４／２８）

④ ライズタイムの設定

- 後藤・佐藤（1993）の1960年チリ地震津波の津波痕跡高さ再現モデルでは，「海底の変位を海面上に与える際には，変動全体が瞬時に完了するもの」とされている。

以上より，ライズタイムは０秒（瞬時に変位完了）とした。

		明治29年	昭和8年	昭和43年	チリ津波	備考
モデル		相田(1977) MJ-6	相田(1977) SY-3	相田(1978) D2	Kanamori	
長さ　＊(km)		210	185	150	800	
幅　(km)		50	50	100	200	
上端の深さ(km)		1	1	1	53	
傾斜角　(°)		20	45	20	10	
傾斜方向　＊		S66° W	N90° W	S66° W	S80° E	
すべり量						
縦ずれ (m)		-10.6	6.6	-2.5	-24.0	+：正断層
横ずれ (m)		-6.7	0.0	-3.2	0.0	+：左ずれ
断層の左上	緯度	40° 57′	40° 10′	41° 35′	—	
	経度	143° 18′	144° 30′	143° 35′	—	
断層の左下	緯度	39° 14′	38° 30′	40° 19′	—	
	経度	144° 15′	144° 30′	144° 13′	—	

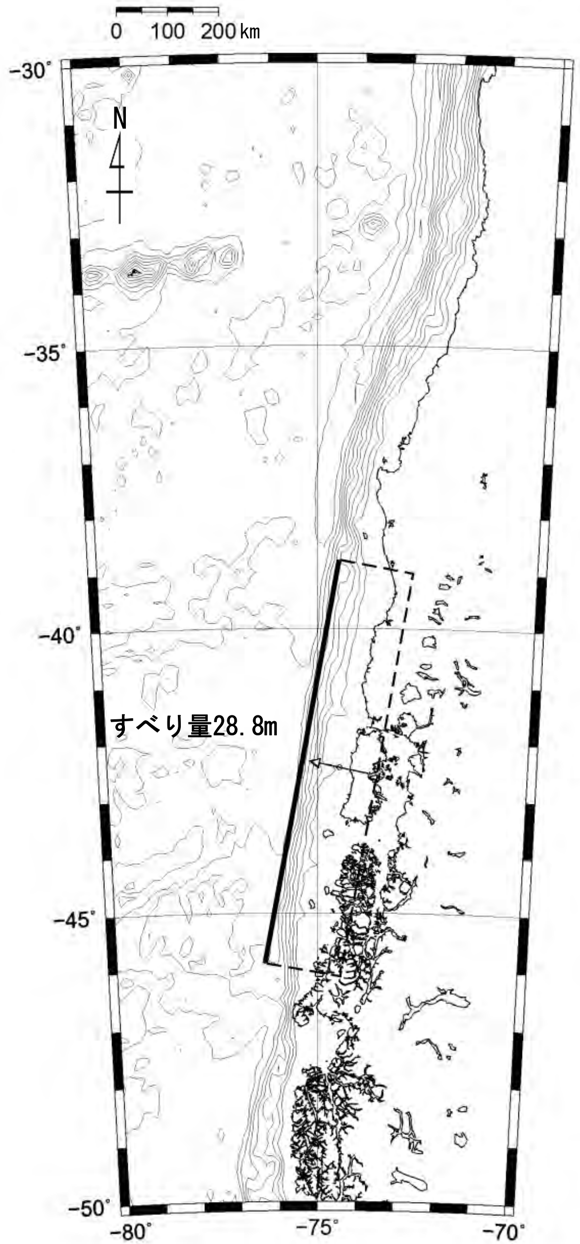
上記の断層パラメータが与えられると，断層近傍の海底面（地表面）での鉛直変位分布は弾性論を基礎としたMansinha and Smylie[10]の方法により計算で求めることができる。この鉛直変位を海面の水位として与えて，津波数値計算の初期条件とする。

海底の変位を海面上に与える際には，変動全体が瞬時に完了するものとしている。実際の地震断層運動においては，変動は瞬間的に生じるのではなく，数秒から100秒程度の継続時間を持つことが知られているが，津波の発生時の水位変動としては，瞬間的に海面上に変化が生じた場合と，1から2分の立ち上がり時間で完了させた場合とでは，ほとんど差がないことが確認されている[11]。

後藤・佐藤(1993)に一部加筆

3-3．チリ沖に想定される地震に伴う津波（１５／２８）

基準波源モデルの設定：まとめ（１／２）



基準波源モデル（修正K&CモデルMw=9.4）

- 以下のフロー及び設定根拠に基づき，基準波源モデルを設定した。

基準波源モデル設定フロー

設定根拠

①想定波源域の設定

既往地震の発生履歴，破壊伝播に関する検討に基づき設定
→P.334～P.339

②剛性率：μの設定

地震波速度や密度に関する既往研究に基づき5.0×10^{10}N/m^{2}に設定（土木学会（2016）等）
→P.340，P.341

③長さ:L，幅:W，すべり量:D
走向:θ，上縁深さ:d
傾斜角:δ，すべり角:λの設定

1960年の地震のKanamori and Cipar（1974）のパラメータのうち，北海道，青森県及び岩手県の痕跡津波高を再現できるように幅Wとすべり量Dを修正
→P.342

モーメントマグニチュード：Mwの算定

$$Mw=(\log Mo-9.1)/1.5$$

ここで，$Mo=\mu LWD$

④ライズタイム：τの設定

1960年チリ地震津波の再現性が高いモデル（後藤・佐藤（1993））に基づき0sに設定
→P.343

3-3．チリ沖に想定される地震に伴う津波（１６／２８）

基準波源モデルの設定：まとめ（２／２）

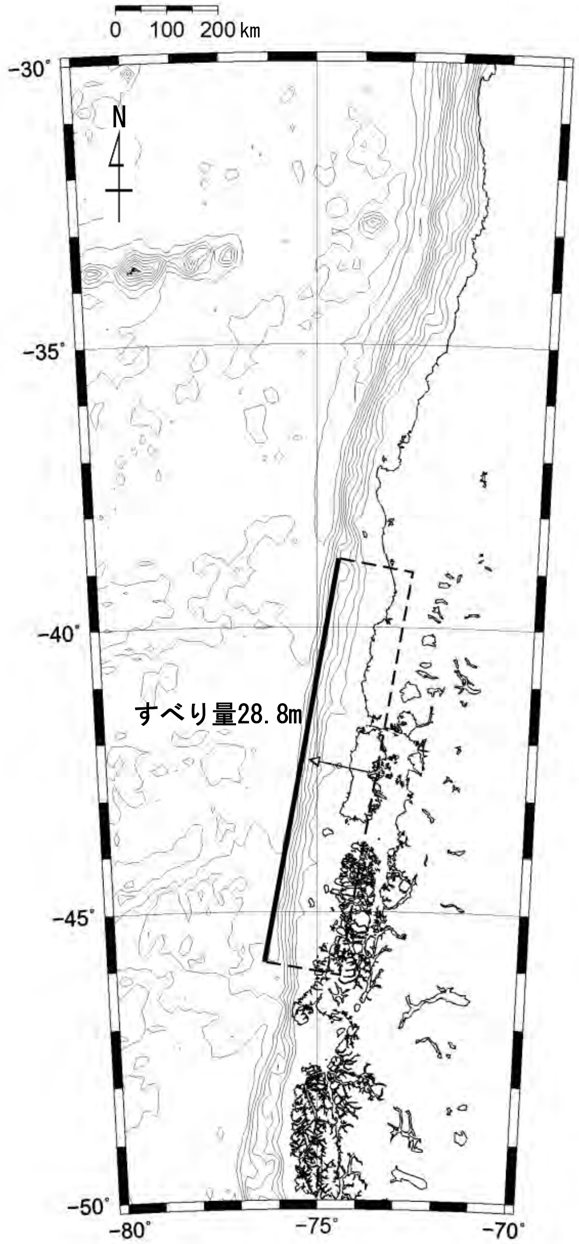
- 想定波源域及び地震規模は，1960年チリ地震津波の既往津波高を再現するモデル※を参照し設定した。

基準波源モデルのパラメータ

項　　目	諸　元	主な設定根拠
ﾓｰﾒﾝﾄﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ Mw	9.43（9.46）	Mw=(logMo-9.1)/1.5
長さ L （km）	800	1960年チリ地震津波の痕跡高の再現性が高いモデル
幅 W※（km）	150（200）	1960年チリ地震津波の痕跡高の再現性が高いモデルを基本とし，再現性が確認できる量に修正
すべり量 D※（m）	28.8（24.0）	
剛性率 μ （N/m²）	5.0×10^{10}	土木学会（2016）等
地震ﾓｰﾒﾝﾄMo（N・m）	1.73×10^{23} (1.92×10^{23})	Mo=μLWD
走向 θ （°）	10	1960年チリ地震津波の痕跡高の再現性が高いモデル
上縁深さ d （km）	1	
傾斜角 δ （°）	10	
すべり角 λ （°）	90	
ライズタイム τ （s）	0	

※：Kanamori and Cipar(1974)の幅及びすべり量を修正して設定。

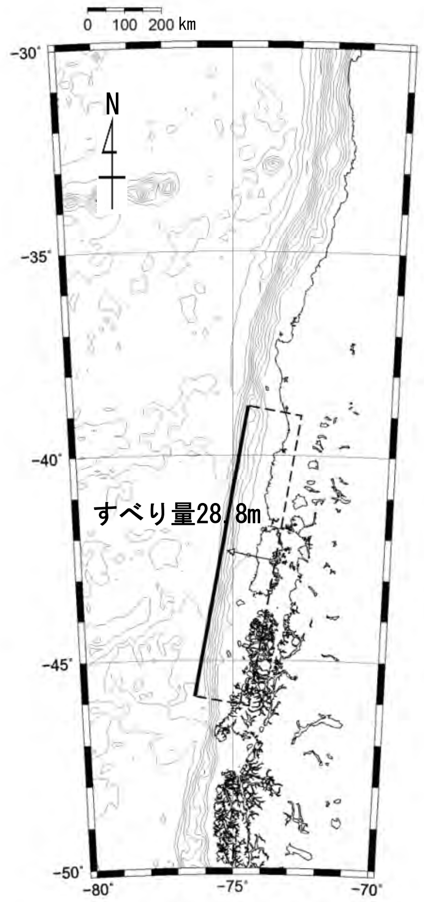
( )：修正前の値。



基準波源モデル

パラメータスタディ

〇パラメータスタディは，概略と詳細の２段階で実施するものとし，概略パラスタは津波水位に対して支配的因子，詳細パラスタは津波水位に対して従属的因子の位置づけである 。パラスタ詳細は以下のとおり。
- 概略パラスタとして，断層の位置，及び走向を組合せた検討を実施した。
- 詳細パラスタとして，概略パラスタにおける最大水位上昇ケース及び最大水位下降ケースとなる２つの波源モデルを対象に，傾斜角及び上縁深さを組合せた検討を実施した。



基準波源モデル

概略パラメータスタディ

項目	変動範囲	ケース数	
断層の位置	基準，北方へ100km，200km	3	計 9
走向	基準（10°），基準±５°	3	

詳細パラメータスタディ

項目	変動範囲	ケース数	
傾斜角	基準（10°：概略パラスタケース）， 基準±５°	3	計 9
上縁深さ	０km， １km（基準：概略パラスタケース）， ２km	3	

３－３．チリ沖に想定される地震に伴う津波（１８／２８）

基準波源モデルの諸元及びパラメータスタディ整理表

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

項　目	基準波源モデル		パラメータスタディ		
	諸　元	主な設定根拠	概略/詳細パラスタ	変 動 幅	根拠又はパラスタ未実施の理由
ﾓｰﾒﾝﾄﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ Mw	9.4	Mw=(logMo-9.1)/1.5	—	—	他諸元からの算定値
長さ Ｌ （km）	800	1960年チリ地震津波の痕跡高の再現性が高いモデル	—	—	既往最大規模の地震津波の再現モデルを適用
幅 Ｗ（km）	150（200）	1960年チリ地震津波の痕跡高の再現性が高いモデルを基本とし，再現性が確認できる量に修正	—	—	
すべり量 Ｄ（m）	28.8（24.0）		—	—	
剛性率 μ （N/m^2）	5.0×10^{10}	土木学会（2016）	—	—	既往の地下構造情報及び既往モデルを基に設定
地震ﾓｰﾒﾝﾄMo（N・m）	1.73×10^{23}	Mo=μLWD	—	—	他諸元からの算定値
走向 θ （°）	10	1960年チリ地震津波の痕跡高の再現性が高いモデル	概略パラスタ	±５°	海溝軸から大きくはみ出さない範囲
上縁深さ ｄ （km）	1		詳細パラスタ	±１km	再現モデルを参照し前後１kmとした
傾斜角 δ （°）	10		詳細パラスタ	±５°	土木学会（2002）の日本海溝・千島海溝の標準偏差を参照
すべり角 λ （°）	90		—	—	鉛直変位量が最大となる設定
ライズタイムτ（s）	0		—	—	既往津波を再現する設定かつ津波高さが大きくなる設定
断層の位置	1960年チリ地震津波を再現するモデルの範囲		概略パラスタ	北方へ100km，200km	プレート境界や構造境界を考慮して波源長さの1/10程度

諸元の（）：修正前の値。

3-3．チリ沖に想定される地震に伴う津波（１９／２８）

パラスタ因子の妥当性について

チリ沖に想定される地震に伴う津波に関するパラメータスタディ検討因子は，土木学会（2016）におけるパラメータスタディを原則実施する因子ともおおむね整合する。

表3.1−1　パラメータスタディの因子（○：パラメータスタディを原則実施する因子）

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

※1 基本断層モデルを地震活動域全体に設定する場合を除く
※2 すべり方向のばらつきを考慮して走向に連動
※3 応力場のばらつきを考慮して傾斜角に連動
※4 西傾斜，東傾斜
※5 調査により明確な場合は固定
※6 不明な断層は両方向

土木学会（2016）に一部加筆

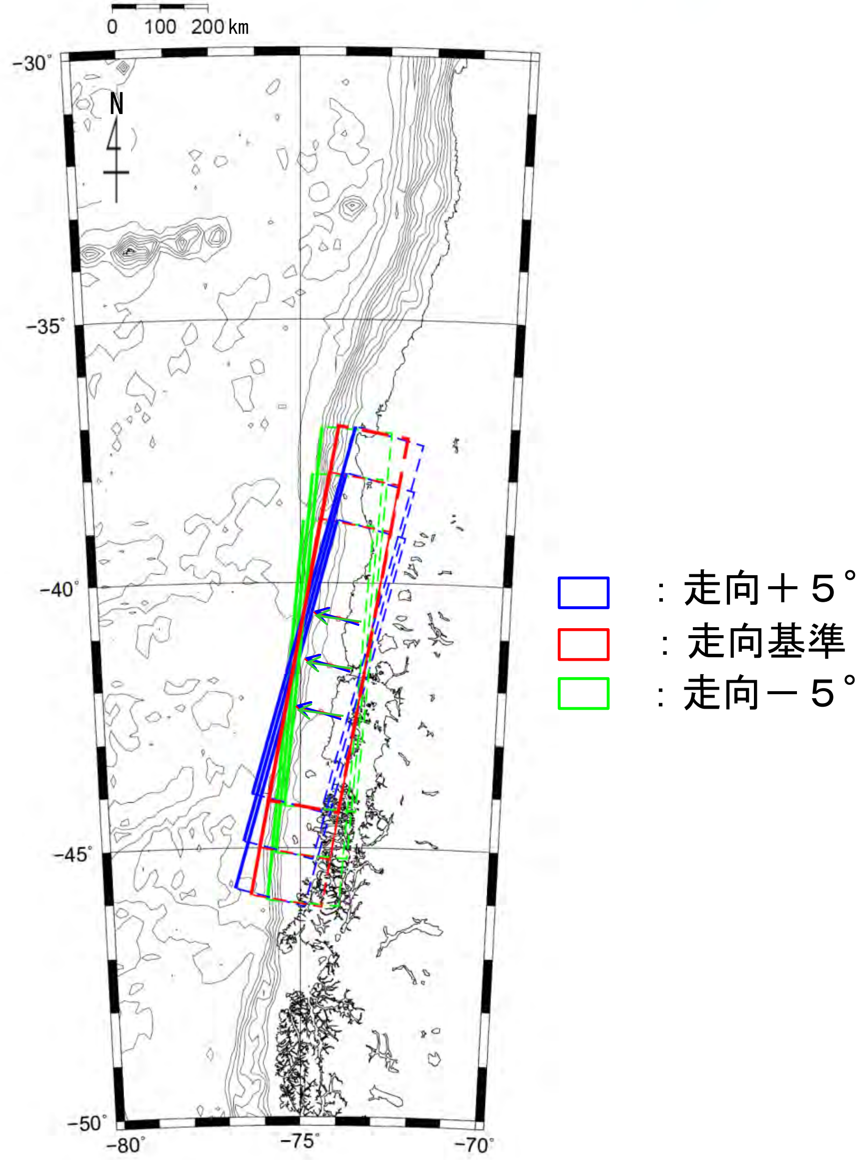
3-3．チリ沖に想定される地震に伴う津波（２０／２８）

概略パラメータスタディ（１／４）：断層の位置・走向変化ケース

断層の位置と走向を変化させる検討を実施した。

概略パラメータスタディ

項目	値の範囲	備考
断層の位置	基準 北方へ100km 北方へ200km	プレート境界（S46°付近）や構造境界（S37°付近）を考慮して波源長さ（800km）の1/10程度を移動。
走向	基準（10°） 基準±５°	海溝軸から大きくはみ出さない範囲で設定。



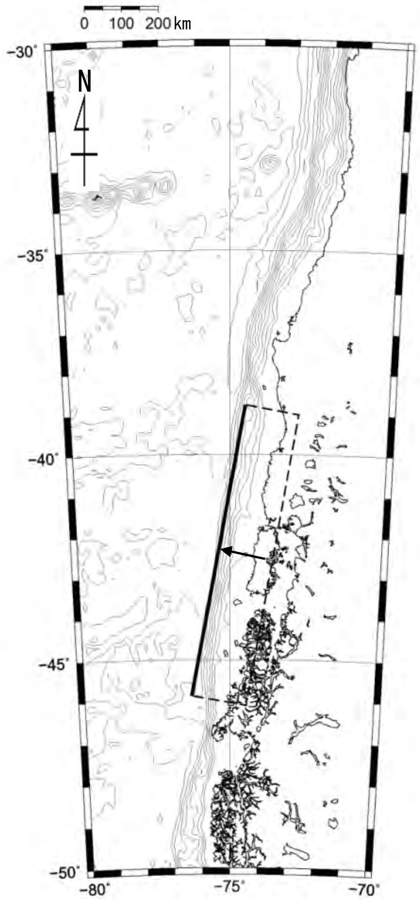
概略パラメータスタディ

３-３．チリ沖に想定される地震に伴う津波（２１／２８）

概略パラメータスタディ（２／４）：検討結果

概略パラメータスタディの結果は以下のとおりである。

最大水位上昇及び最大水位下降ケース
・位置：基準
・走向：基準



最大ケースの波源モデル

概略パラメータスタディ結果一覧

南北位置	走向	最大水位上昇量	最大水位下降量
北方へ+200km	－５°	2.07m	−2.48m
	基準	1.99m	−2.39m
	＋５°	1.87m	−2.00m
北方へ+100km	－５°	2.18m	−2.71m
	基準	2.14m	−2.69m
	＋５°	2.00m	−2.11m
基準	－５°	2.34m	−2.68m
	基準	2.34m※	−2.79m
	＋５°	1.95m	−2.34m

※：小数第３位まで考慮すると基準走向で最大。

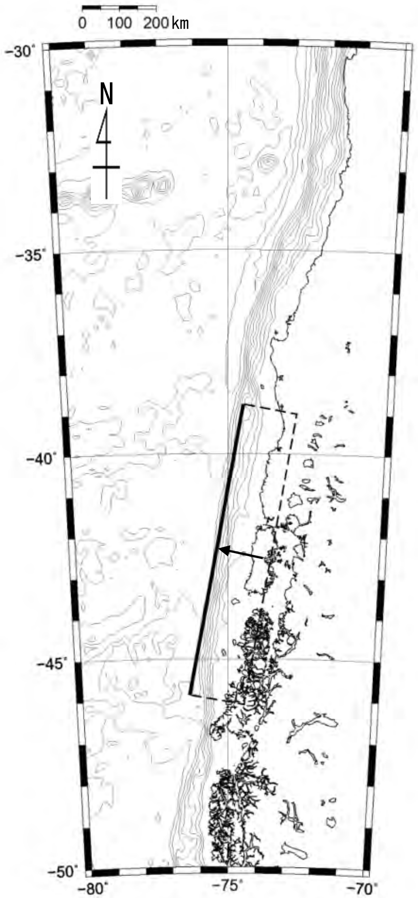
：概略パラスタ　最大水位上昇ケース

：概略パラスタ　最大水位下降ケース

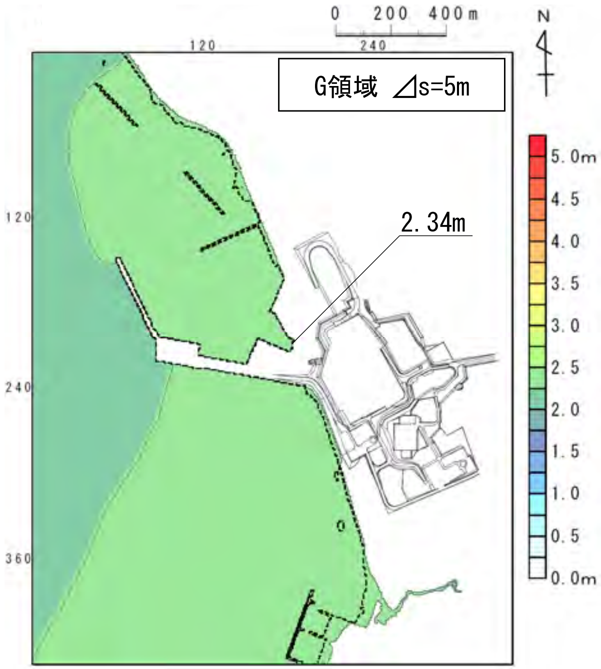
概略パラメータスタディ（３／４）：最大水位上昇ケース検討結果

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

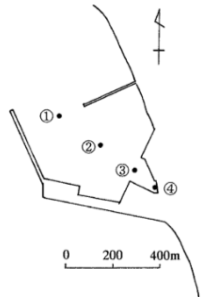
最大水位上昇ケース
・位置：基準
・走向：基準

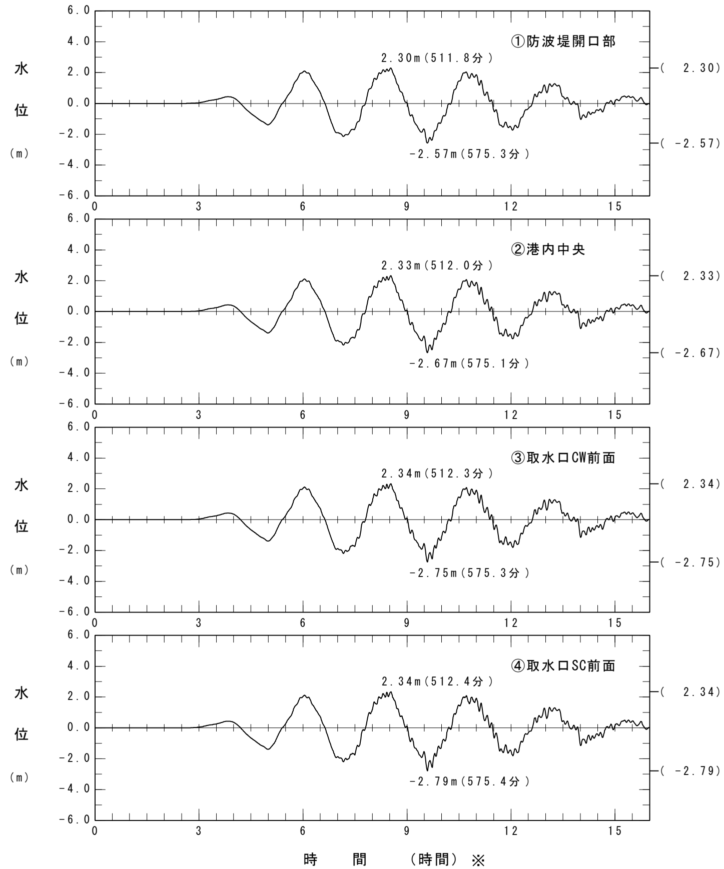


波源モデル



最大水位上昇量分布





水位時刻歴波形

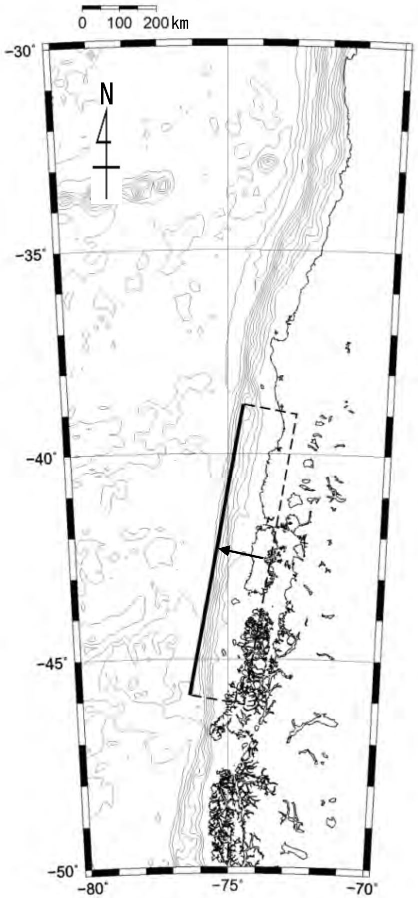
※：地震発生20時間後を０時間としている。

3-3．チリ沖に想定される地震に伴う津波（２３／２８）

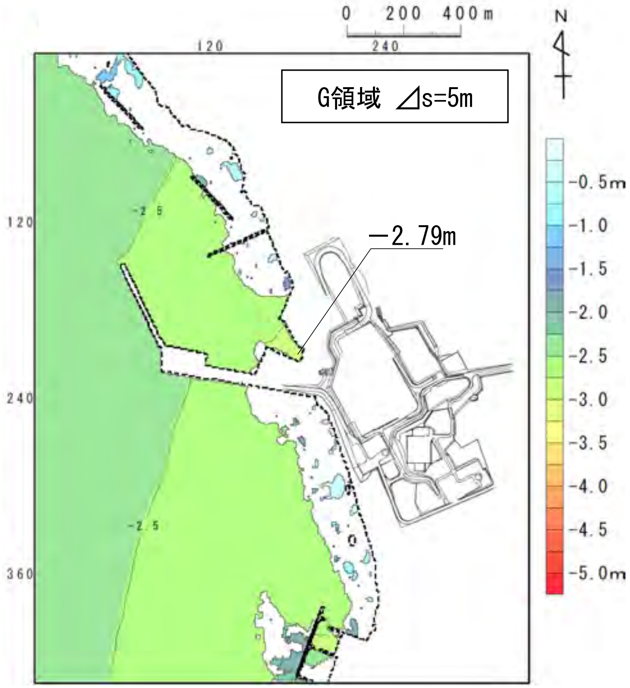
概略パラメータスタディ（４／４）：最大水位下降ケース検討結果

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

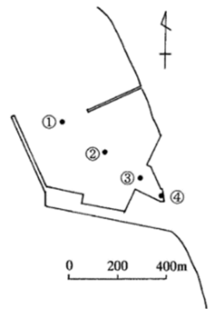
最大水位下降ケース
- 位置：基準
- 走向：基準

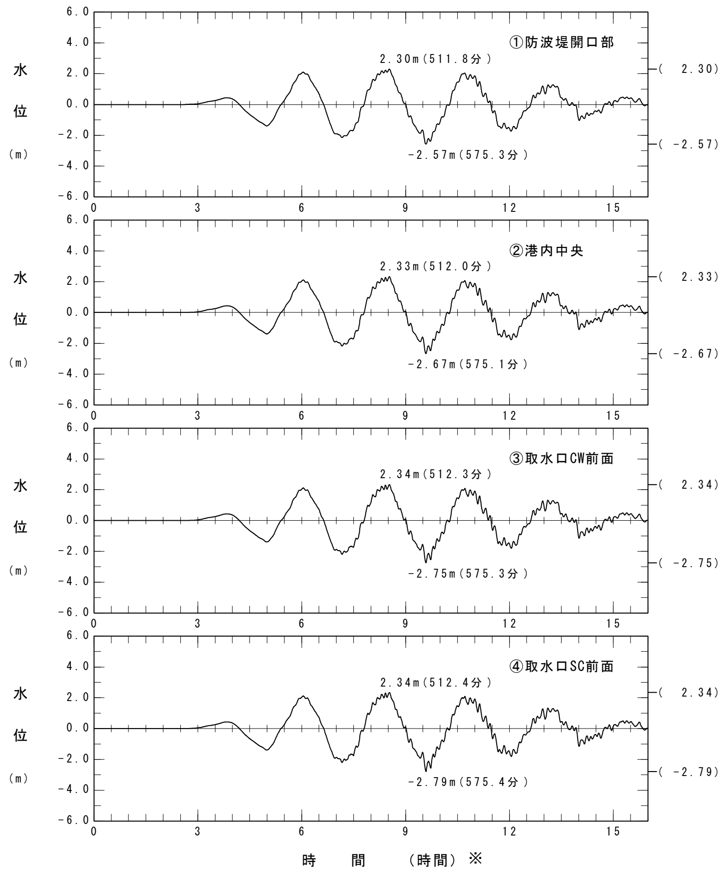


波源モデル



最大水位下降量分布





水位時刻歴波形

※地震発生20時間後を０時間としている。

3-3．チリ沖に想定される地震に伴う津波（２４／２８）

詳細パラメータスタディ（１／４）：傾斜角・上縁深さ変化ケース

傾斜角と上縁深さを変化させる検討を実施した。

詳細パラメータスタディ

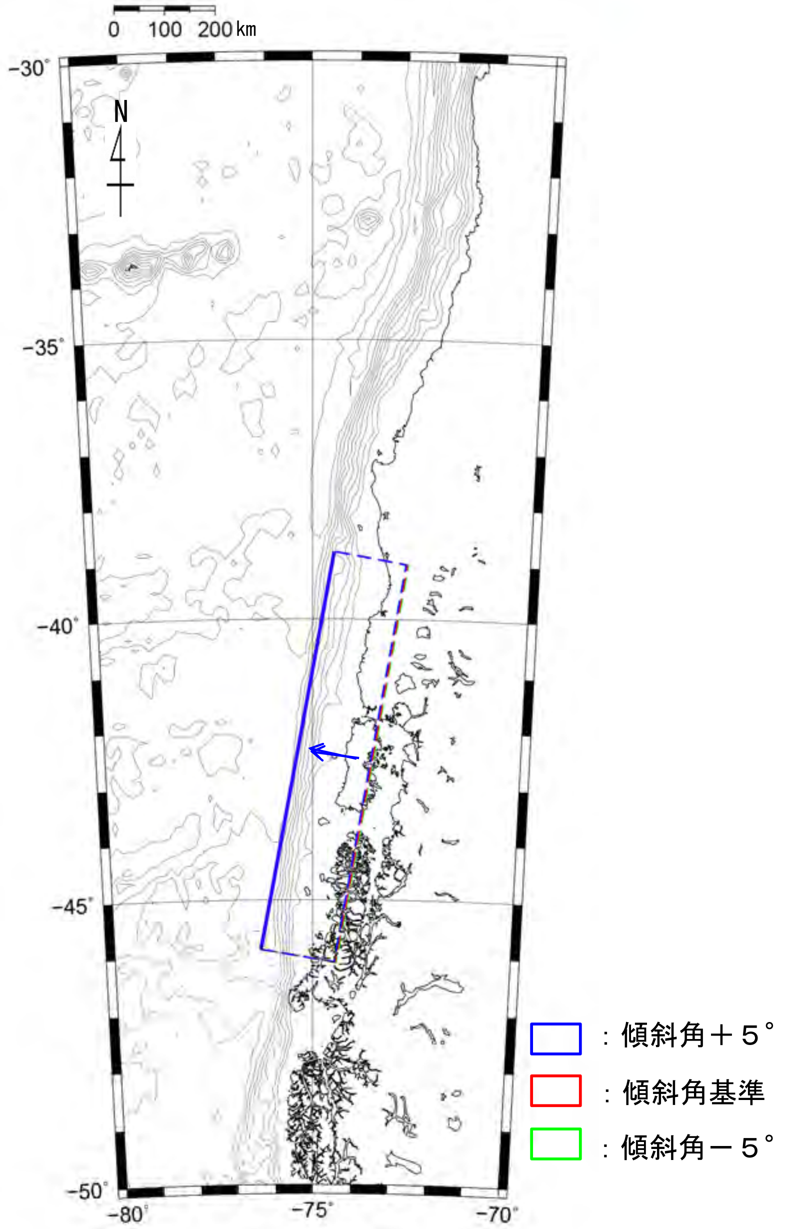
項目	値の範囲	備考
傾斜角	基準（10°） 基準±５°	土木学会（2002）の日本海溝・千島海溝の標準偏差を参照した。
上縁深さ	基準（１km） 基準±１km	再現モデルが１kmであることから，ごく浅いと想定し，±１kmとした。

既存断層パラメータのばらつきの評価結果

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

（注）・日本海溝および千島海溝（南部）沿い海域では，ハーバード CMT による発震機構解（1976 年 1 月～2000 年 1 月に発生した M_w6.0 以上，深さ 60km 以下の地震）を解析対象とした。
・日本海東縁部では，発震機構解の節面の特定が困難であるため，津波の痕跡高を説明できる断層モデルのパラメータを用いてばらつきを評価した。
・「すべり方向」は，スリップベクトルの水平投影が真北から時計回りになす角度である。
・日本海東縁部のデータ数のうち括弧内の値は，走向に対して適用した 1 枚断層換算のモデル数である。
・日本海東縁部（南部）の新潟地震モデルには Noguera and Abe（1992）を採用している。天保山形沖地震（1833）は沖合・沿岸近くの両モデルを採用している。
・萩原マップは萩原尊禮編(1991)による。

土木学会（2002）に一部加筆



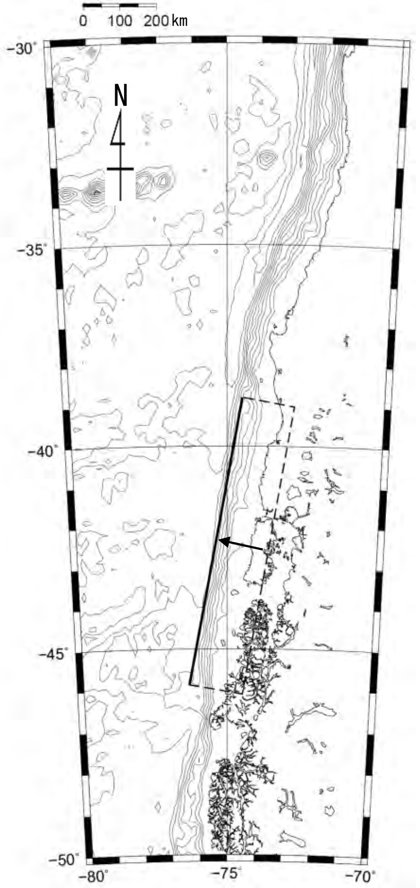
詳細パラメータスタディ

3-3．チリ沖に想定される地震に伴う津波（２５／２８）

詳細パラメータスタディ（２／４）：検討結果

詳細パラメータスタディの結果は以下のとおりである。

最大水位上昇及び最大水位下降ケース
・位置：基準
・走向：基準
・傾斜角：＋５°
・上縁深さ：２km



最大ケースの波源モデル

詳細パラメータスタディ結果一覧

南北位置	走向	傾斜角	上縁深さ	最大水位上昇量	最大水位下降量
基準	基準	－５°	０km	1.39m	－1.73m
			１km	1.38m	－1.74m
			２km	1.43m	－1.83m
		基準	０km	2.35m	－2.79m
			１km	2.34m	－2.79m
			２km	2.37m	－2.86m
		＋５°	０km	3.04m	－3.43m
			１km	3.02m	－3.43m
			２km	3.06m	－3.48m

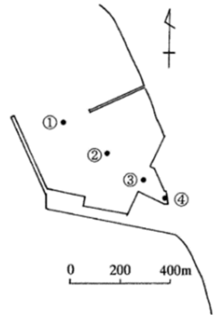
:詳細パラスタ　最大水位上昇ケース

:詳細パラスタ　最大水位下降ケース

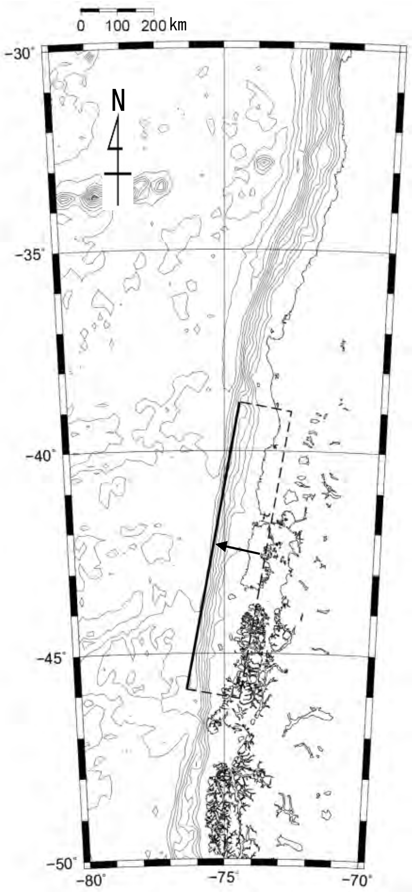
3-3．チリ沖に想定される地震に伴う津波（２６／２８）

詳細パラメータスタディ（３／４）：最大水位上昇ケース検討結果

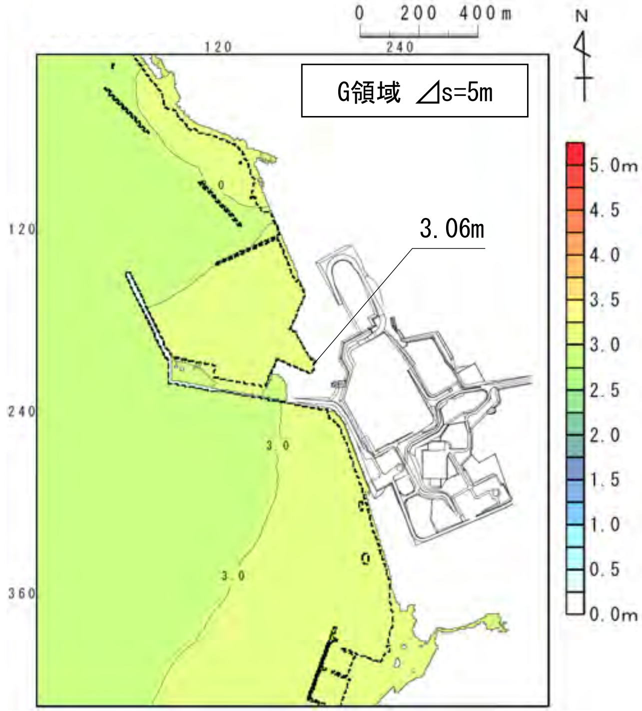
敷地における詳細パラメータスタディの最大水位上昇ケース検討結果は以下のとおりである。



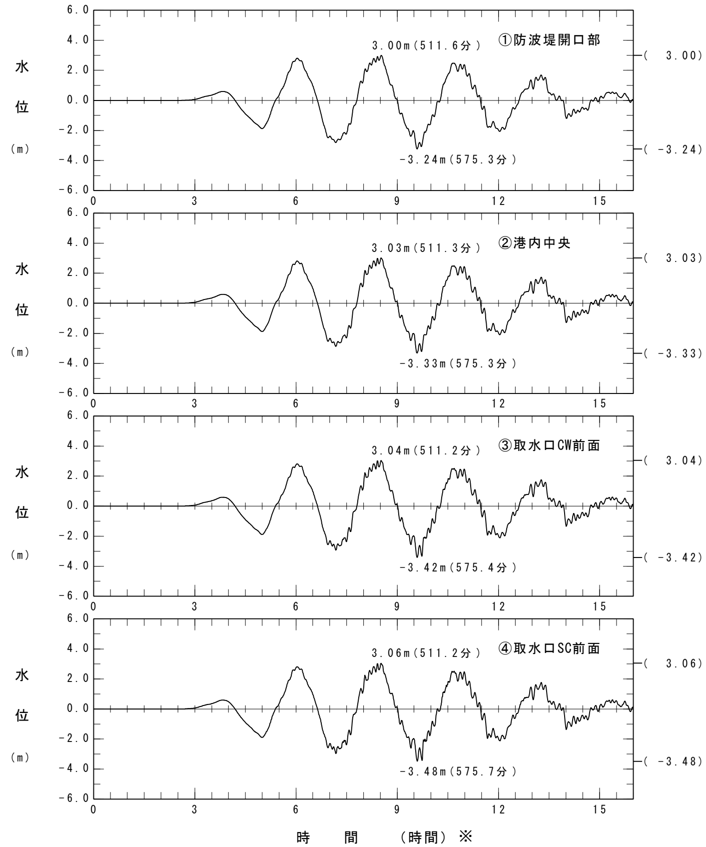
最大水位上昇ケース
- 位置：基準
- 走向：基準
- 傾斜角：＋５°
- 上縁深さ：２km



波源モデル



最大水位上昇量分布



水位時刻歴波形

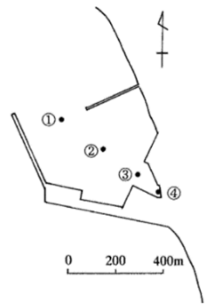
※：地震発生20時間後を０時間としている。

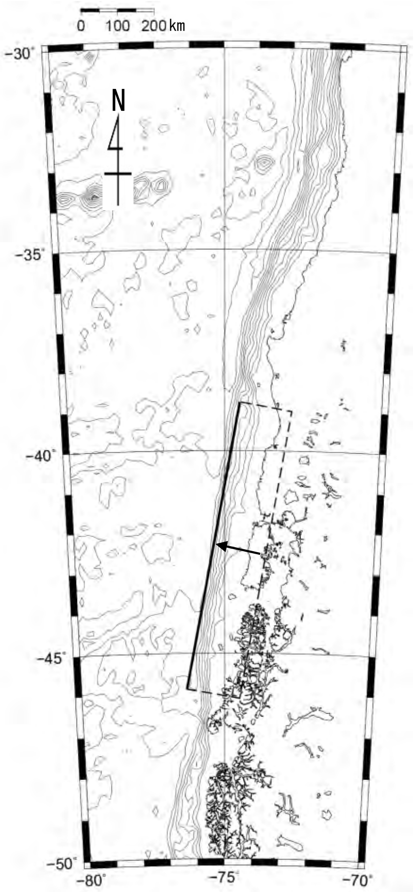
3-3．チリ沖に想定される地震に伴う津波（２７／２８）

詳細パラメータスタディ（４／４）：最大水位下降ケース検討結果

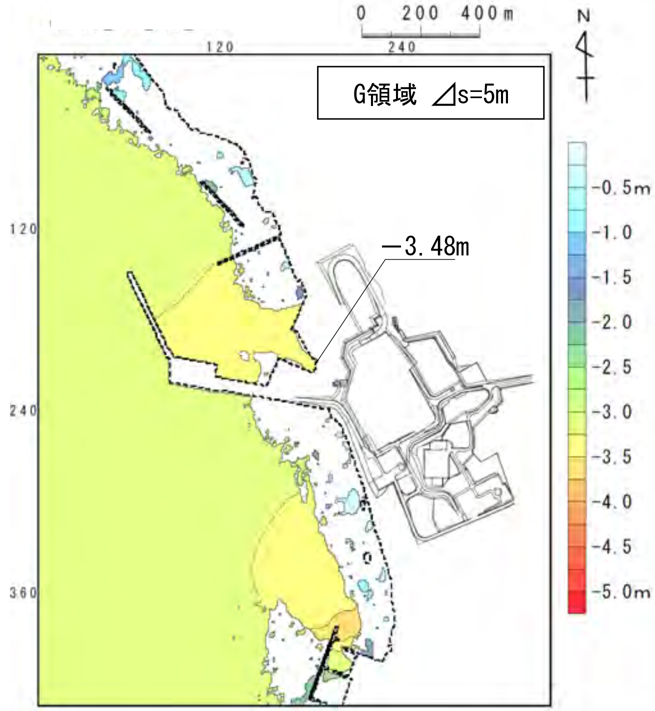
取水口スクリーン室前面における詳細パラメータスタディの最大水位下降ケース検討結果は以下のとおりである。

最大水位下降ケース
- 位置：基準
- 走向：基準
- 傾斜角：＋５°
- 上縁深さ：２km

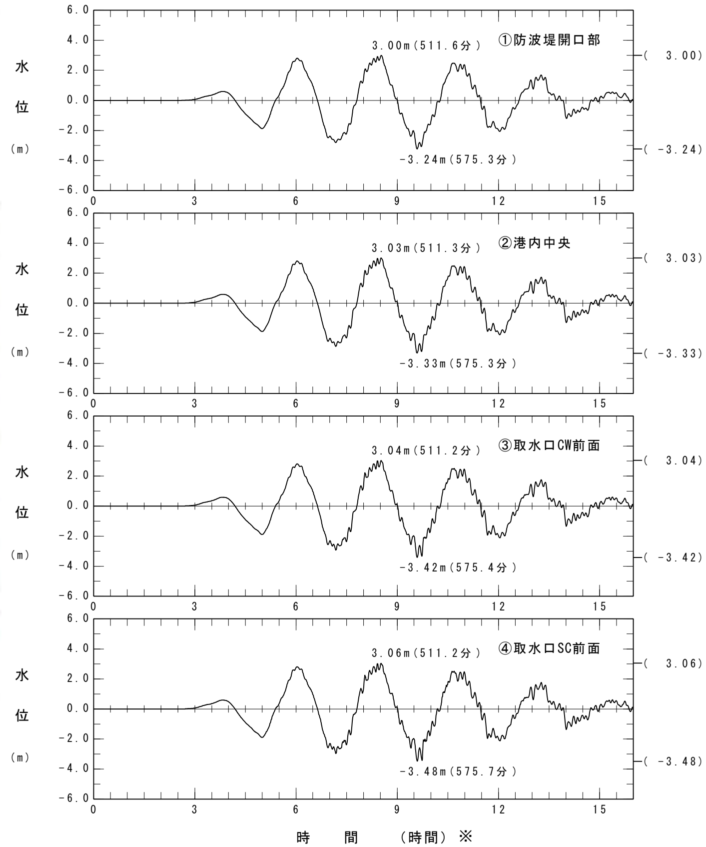




波源モデル



最大水位下降量分布



水位時刻歴波形

※地震発生20時間後を０時間としている。

３-３．チリ沖に想定される地震に伴う津波（２８／２８）

POWER

チリ沖に想定される地震に伴う津波検討結果

チリ沖に想定される地震に伴う津波の検討結果は下表のとおりである。

チリ沖に想定される地震に伴う津波検討結果

	敷地における 最大水位上昇量	取水口スクリーン室前面における 最大水位下降量
概略パラメータスタディ	2.34m	−2.79m
詳細パラメータスタディ	3.06m	−3.48m

（余白）

目　次

：本資料の掲載範囲
：本資料での主なご説明範囲

3-4．海域活断層に想定される地震に伴う津波（１／５）

対象活断層及び評価方針

- 地震規模及び敷地との距離・位置関係を考慮し，津軽海峡周辺において活動が後期更新世以降に及んでいることを否定できない断層のうち主要なものを対象とした。
- さらに，大間付近の仮想的な隆起域を説明する仮想的な活断層（隆起再現断層）についてもその影響を確認する。（P.361参照）
- 阿部（1989）の簡易予測式を用いた推定津波高を基に以下のとおりスクリーニングを実施する。
  ✓推定津波高さが2.90m※１未満の場合は推定津波高さを採用する。
  ✓推定津波高さが2.90m※１以上の場合は，数値シミュレーションにより敷地への影響を確認する。

※１：各検討対象海域の津波による敷地における最大水位上昇量のうち最低値（三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波の敷地における最大水位上昇量）。また，下表のとおり津波波高２ｍ～４ｍ程度では鉄筋コンクリートビルに被害は生じないという知見も参照した。

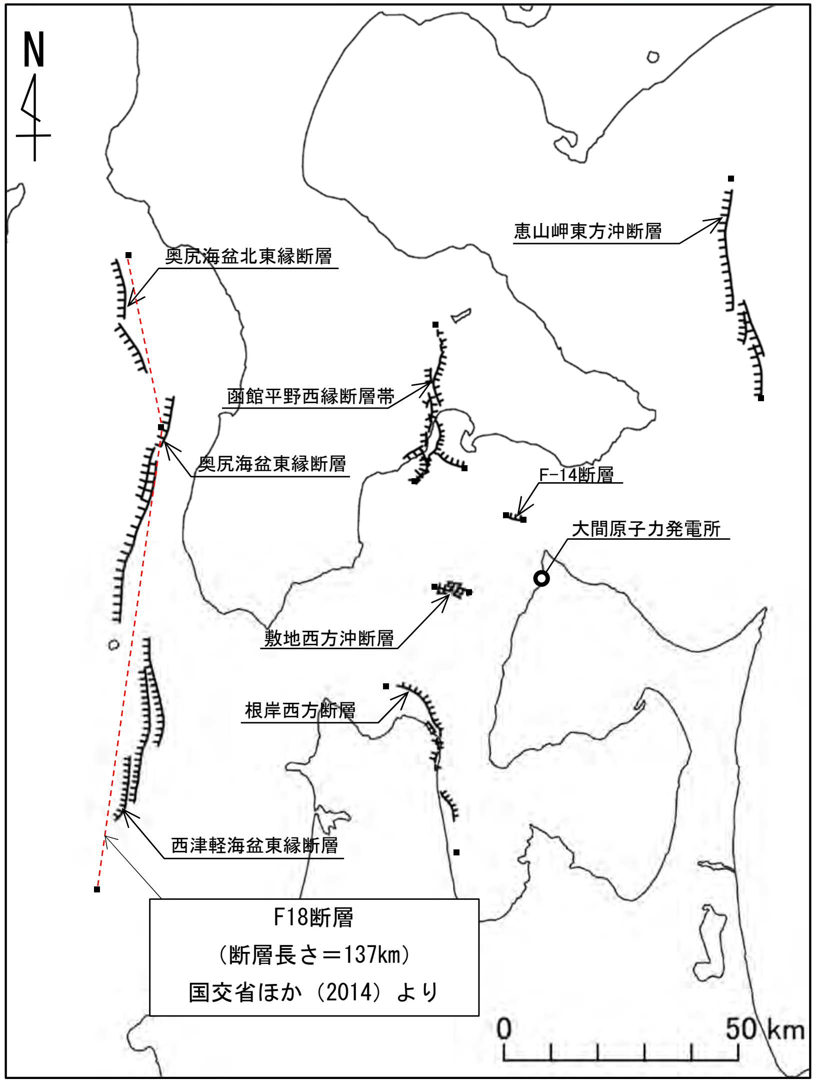
津波波高(m)	1	2	4	8	16	32
木造家屋	部分的破壊	全面破壊				
石造家屋	持ちこたえる			全面破壊		
鉄筋コンクリートビル	持ちこたえる				全面破壊	

【気象庁ＨＰより：津波の高さによってどのような被害が発生するのですか？】

対象断層

場　所	名　称		断層長さ L(km)	津波の伝播距離 ⊿(km)
津軽海峡内	F-14断層		3.4	12
	敷地西方沖断層		7.2	20
	函館平野西縁断層帯	海域南西延長部を含む	33	36
		海域南東延長部を含む	31	33
	根岸西方断層		38	49
太平洋側	恵山岬東方沖断層		47	74
日本海側	奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動※2		137	90

※２：国交省ほか（2014）のF18断層の位置で評価



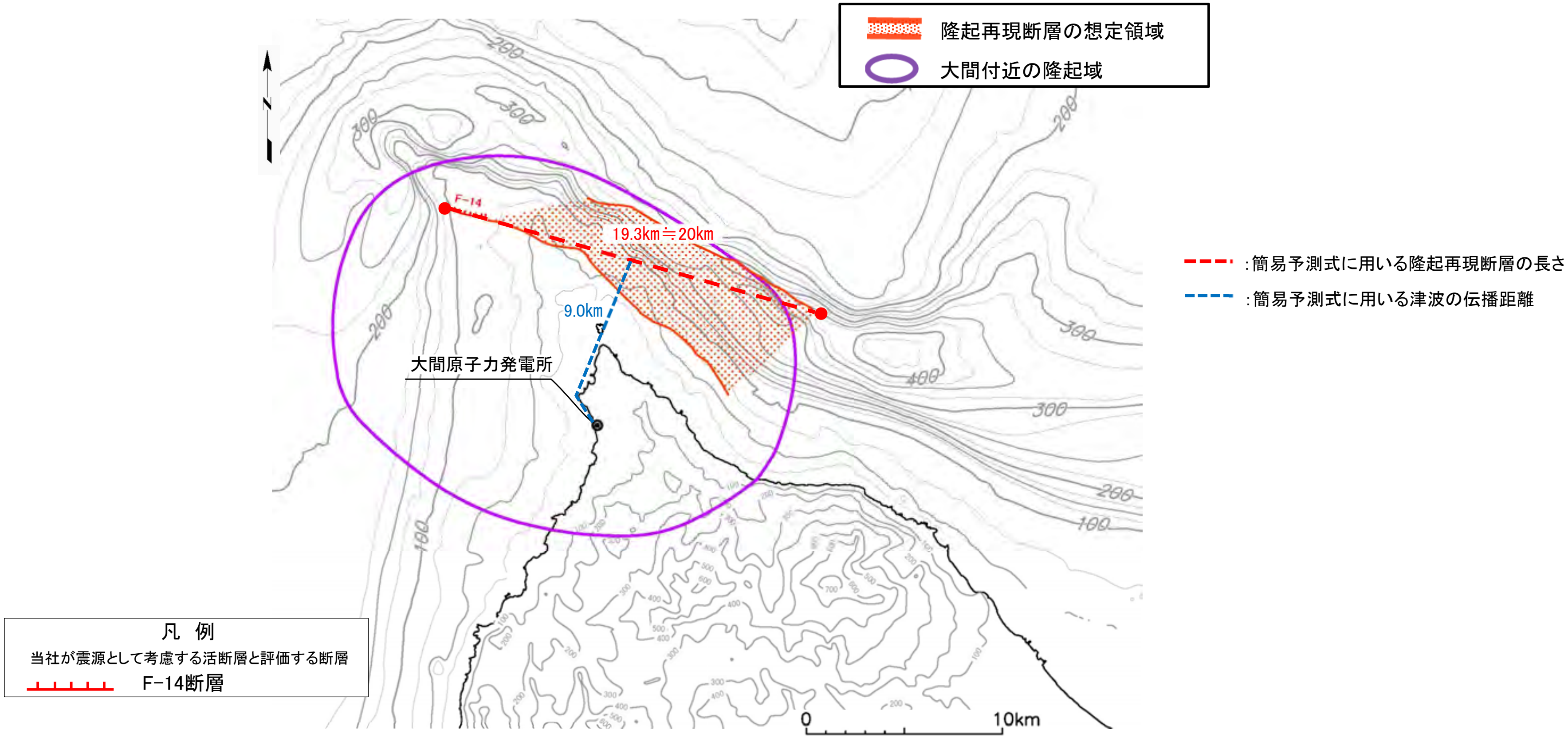
凡　例

（　）：主な活断層（撓曲）
（短線または矢印は落ちの方向を示す）
：断層の端点

活断層分布

隆起再現断層の設定※

- 第922回審査会合において，以下に示すF-14断層を起点とする仮想的な活断層を想定する領域を示した。
- ここでは，隆起再現断層を対象に阿部（1989）の簡易予測式を用いた推定津波高を保守的に評価できるよう隆起再現断層の長さ及び津波の伝播距離を以下のとおり設定する。
  - ✓ 隆起再現断層の長さ：F-14断層及び隆起再現断層の想定領域を考慮し最も長くなるようにF-14断層西端から隆起再現断層の想定領域の北東端を結ぶ直線の長さとする（19.3km≒20km）
  - ✓ 津波の伝播距離：大間原子力発電所から隆起再現断層中心までの最短距離とする（9.0km）



海域は海底地形，陸域は接峰面の等高線を示す。

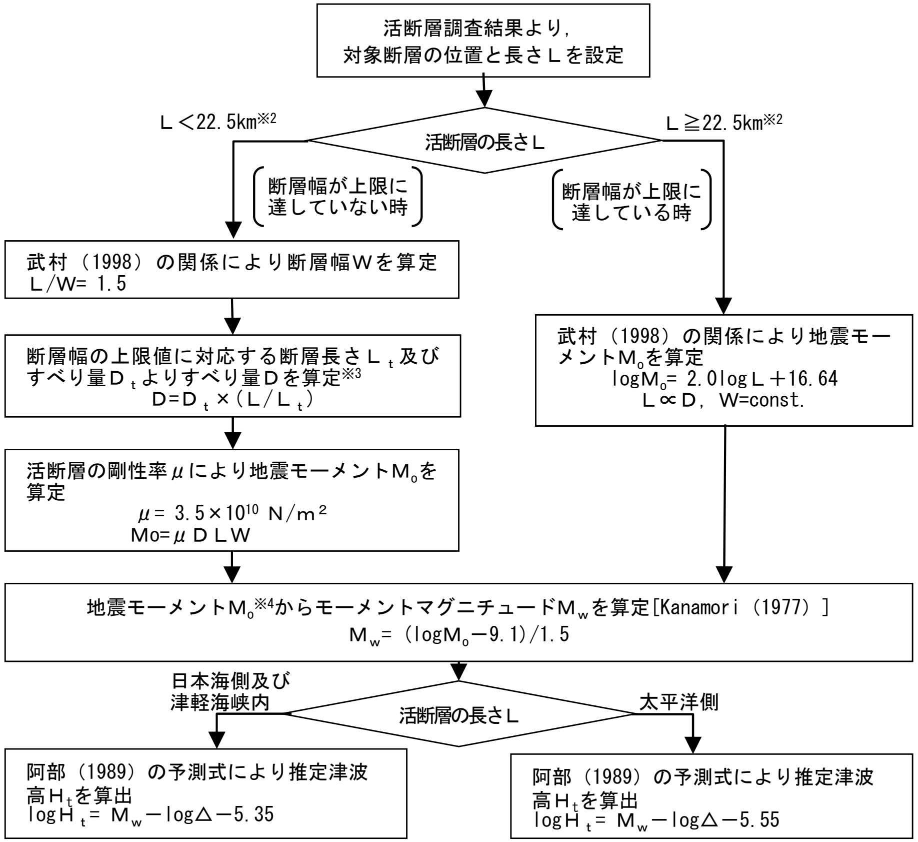
※敷地周辺及び敷地近傍の地質・地質構造に関する審議内容を反映して作成。今後，内陸地殻内地震の地震動評価に係る審議において，上記の検討条件が変更となった場合には，本資料に反映する。

3-4．海域活断層に想定される地震に伴う津波（3／5）

検討結果

- 海域活断層に想定される地震に伴う津波の推定津波高は，最大で奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動※1（以下「奥尻海盆東縁断層等の連動」という。）の3.9mである。
- 奥尻海盆東縁断層等の連動による推定津波高さが2.90mを上回ったため，奥尻海盆東縁断層等の連動による影響評価について数値シミュレーションによる詳細検討を実施する。（P.363，P.364参照）

簡易予測式による推定津波高の算定手順



※2：断層幅の上限W_tは，地震発生層の厚さH_eを15kmとし，傾斜角δを90°（45°～90°のうちM_wが最大となる値）とした際には，$W_t=H_e/\sin\delta$ = 15kmとなる。また，断層幅の上限に対応する断層長さL_tは，$L_t=1.5W_t$ = 22.5kmとなる。
※3：断層幅の上限に対応するすべり量D_tは，モーメントマグニチュードを$M_{wt}=(\log L_t+3.77)/0.75$ = 6.83，地震モーメントを$M_{ot}=10^{(1.5M_{wt}+9.1)}$ = 2.21×10^{19} N・m，剛性率を$\mu=3.50\times10^{10}$ N/m²とした際には，$D_t=M_{ot}/(\mu L_t W_t)$ = 1.87mとなる。
※4：対象となる活断層が海域と陸域に連続して分布する場合には，M_oを海域部の断層長さL_sと全体の断層長さＬとの比で按分した値を用いている。

〔土木学会（2016）を参考に作成〕

簡易予測式による推定津波高の算定結果

場所	名称		断層長さ L (km)	断層幅 W (km)	すべり量 D (m)	地震モーメント Mo (N·m)	海域部の断層長さ L’ (km)	海域部の地震モーメント Mo’ (N·m)	津波の伝播距離 ⊿ (km)	海域部のモーメントマグニチュード Mw	推定津波高 Ht (m)
津軽海峡内	F-14断層		3.4	2.3	0.28	7.66×10^{16}	3.4	7.66×10^{16}	12	5.2	0.1
津軽海峡内	敷地西方沖断層		7.2	4.8	0.60	7.26×10^{17}	7.2	7.26×10^{17}	20	5.8	0.1
津軽海峡内	函館平野西縁断層帯	海域南西延長部を含む	33	15	2.74	4.75×10^{19}	15	2.16×10^{19}	36	6.8	0.8
津軽海峡内	函館平野西縁断層帯	海域南東延長部を含む	31	15	2.58	4.19×10^{19}	14	1.89×10^{19}	33	6.8	0.9
津軽海峡内	根岸西方断層		38	15	3.16	6.30×10^{19}	32	5.31×10^{19}	49	7.1	1.1
太平洋側	恵山岬東方沖断層		47	15	3.91	9.65×10^{19}	47	9.65×10^{19}	74	7.3	0.8
日本海側	奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動※1		137	15	11.4	8.19×10^{20}	137	8.19×10^{20}	90	7.9	3.9

津軽海峡内	隆起再現断層※5	20	13.3	1.66	1.55×10^{19}	20	1.55×10^{19}	9	6.7	2.5

※1：国交省ほか（2014）のF18断層の位置で評価

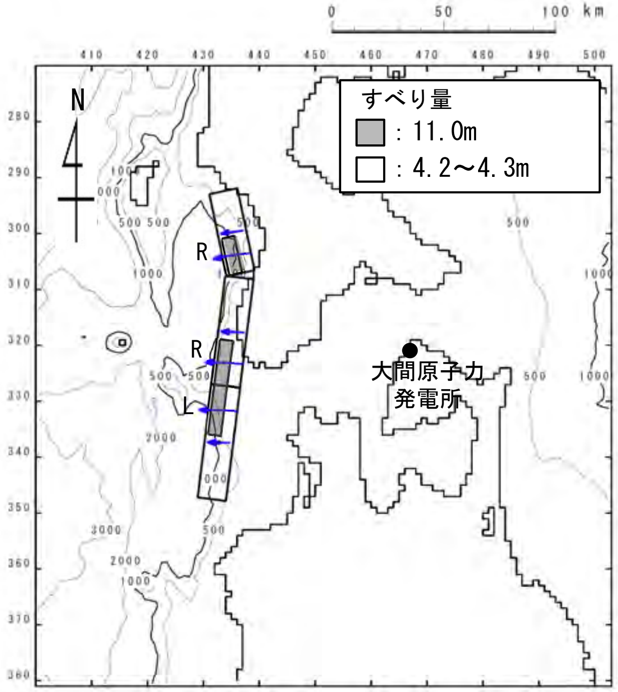
※5：敷地周辺及び敷地近傍の地質・地質構造に関する審議内容を反映して作成。今後，内陸地殻内地震の地震動評価に係る審議において，上記の検討条件が変更となった場合には，本資料に反映する。

奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動による津波の敷地への影響について（１／２）

・奥尻海盆東縁断層等の連動は，国交省ほか（2014）（日本海における大規模地震に関する調査検討会）において検討されたF18断層の位置で評価した。
・したがって，F18断層の断層パラメータを用いて奥尻海盆東縁断層等の連動による津波の敷地への影響について検討する。

検討会公表パラメータ

津波断層モデル	Mw	上縁深さ (T.P.-km)	下縁深さ (T.P.-km)	走向 (°)	傾斜 (°)	すべり角 (°)	断層長さ (km)	断層幅 (km)	平均すべり量 (m)
F18	7.71	2.2	15.0	348	45	87	37.4	18.1	5.52
				7	45	95	100.0	18.1	



波源モデル

3-4．海域活断層に想定される地震に伴う津波（５／５）

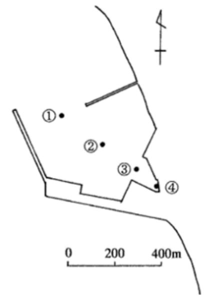
奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動による津波の敷地への影響について（２／２）

・奥尻海盆東縁断層等の連動による津波の検討結果は以下のとおりである。

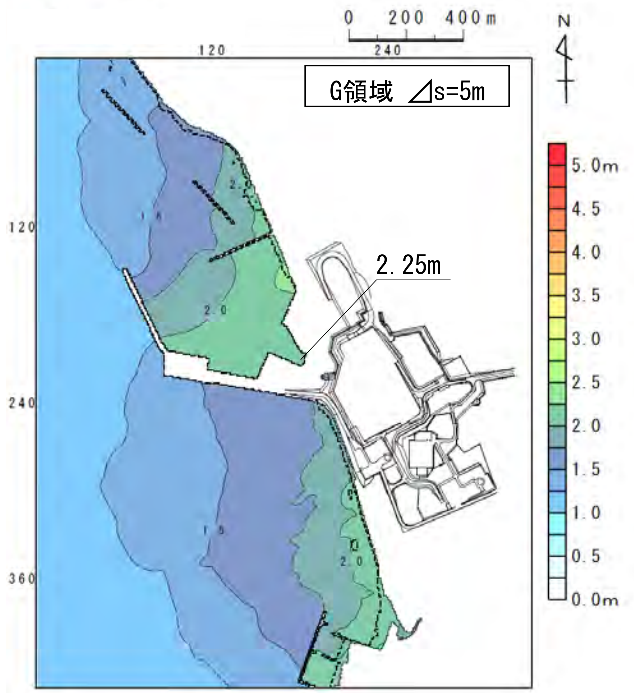
奥尻海盆東縁断層等の連動による津波検討結果

	敷地における最大水位上昇量	取水口スクリーン室前面における最大水位下降量
奥尻海盆東縁断層等の連動※による津波	2.25m	−2.46m

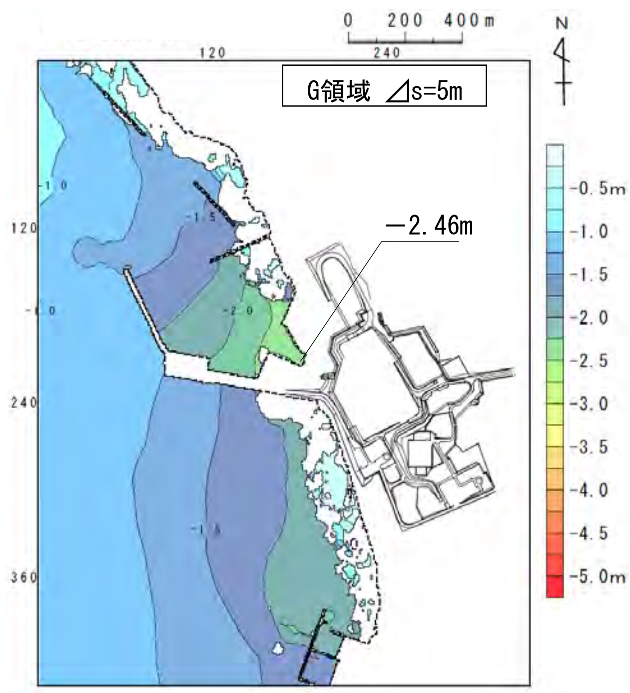
※：国交省ほか（2014）のF18断層の位置で評価



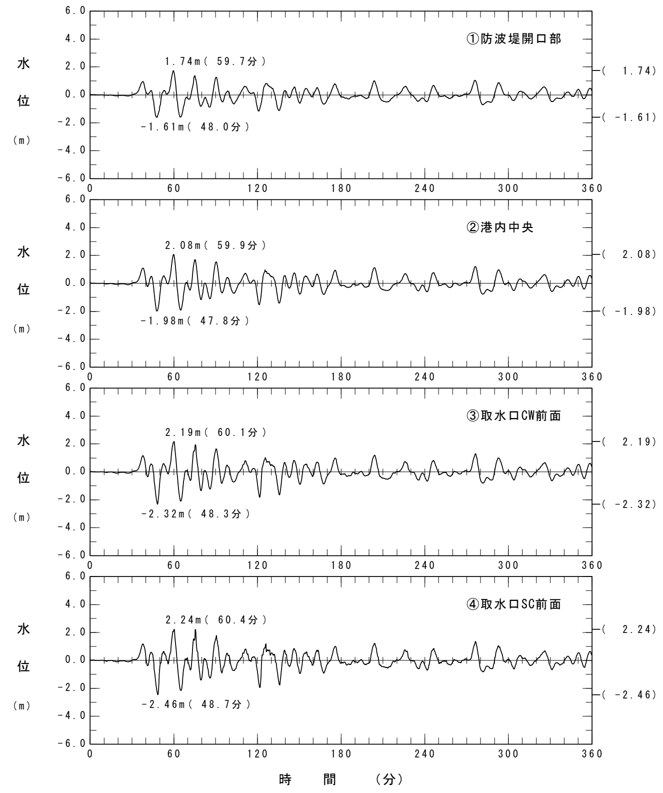
水位時刻歴波形出力点



最大水位上昇量分布



最大水位下降量分布



水位時刻歴波形

目　次

：本資料の掲載範囲

：本資料での主なご説明範囲

3-5．地震による津波のまとめ

地震による津波の検討結果によると，敷地において上昇側は日本海東縁部に想定される地震に伴う津波の影響が最も大きく，下降側は内閣府（2020）の波源モデルによる津波の影響が最も大きい。

地震による津波の検討結果一覧

	敷地における 最大水位上昇量	取水口スクリーン室前面における 最大水位下降量
日本海東縁部に想定される地震に伴う津波	5.85m	−3.78m
三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波	3.69m	−3.53m
内閣府（2020）モデルによる津波	4.01m	−4.89m
三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波	2.90m	−2.57m
チリ沖に想定される地震に伴う津波	3.06m	−3.48m
海域活断層に想定される地震に伴う津波 （奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～ 西津軽海盆東縁断層の連動※による地震）	2.25m	-2.46m

※：国交省ほか（2014）のF18断層の位置で評価