

東通原子力発電所1号炉審査資料	
資料番号	A1-CA-0100
提出年月日	2021年12月16日

東通原子力発電所 津波の評価について (コメント回答)

2021年12月16日
東北電力株式会社

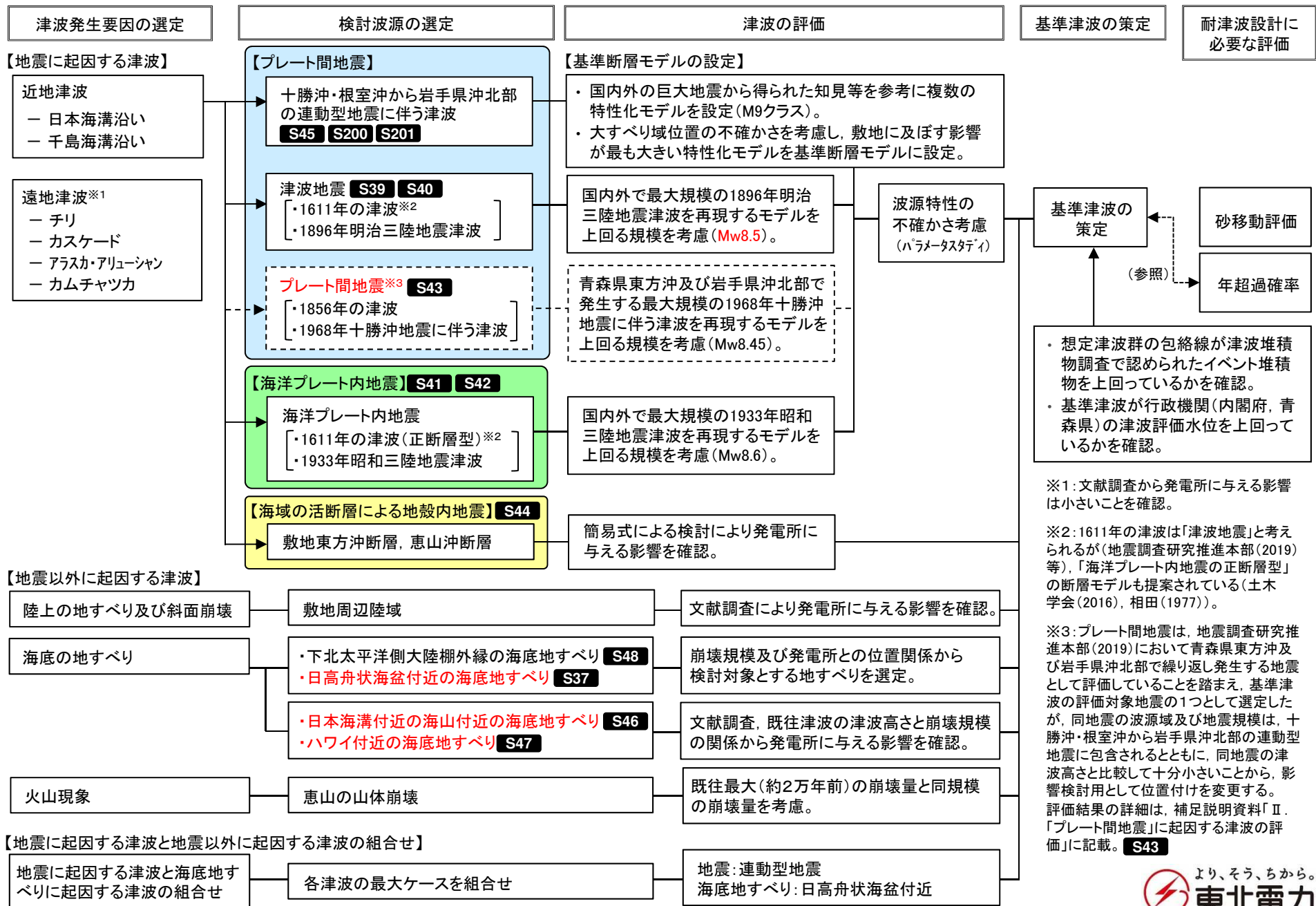
審査会合におけるコメント:連動型地震に起因する津波

No.	コメント時期	コメント内容	説明資料
S45	2016年8月26日 第394回審査会合	連動型地震に起因する津波が最も影響が大きいことを確認するため、沖合地点の水位時刻歴波形を示すこと。	第I章 第5節
S200	2021年7月9日 第989回審査会合	特性化モデル③及び④の想定津波群は、内閣府(2020)の想定津波群の評価結果を上回るものの、平沼～天ヶ森付近では部分的に内閣府(2020)の想定津波群の津波高さが大きくなる要因について説明すること。	第I章 第1節 第1.6.3項 補足説明資料 第I章 第12節
S201	2021年7月9日 第989回審査会合	内閣府(2020)のすべり量等のモデル化の手法に関する考え方の取扱い、並びに特性化モデルと内閣府(2020)の津波高を比較することの位置付けについて説明すること。	第I章 第1節 第1.6.3項

審査会合におけるコメント: 連動型地震以外に起因する津波

No.	コメント時期	コメント内容	説明資料
S37	2016年4月28日 第358回審査会合	海底地すべり地形調査において、日高舟状海盆付近の海底地すべりに関する知見を加えること。	第Ⅱ章 第1節 第1.4.1項, 第1.4.3項, 第1.4.5項, 第1.5項 補足説明資料 第Ⅴ章 第3節
S39	2016年8月26日 第394回審査会合	津波地震について、地震規模の不確かさを考慮する方法と、土木学会(2002)を参考として波源特性の不確かさを考慮する方法の両方を示した上で、地震規模の設定について再度説明すること。	第Ⅰ章 第2節 第2.1項, 第2.4項, 第2.5項, 第2.6項, 第2.7項
S40	2016年8月26日 第394回審査会合	千島海溝沿いで発生する津波地震を考慮する必要性について検討すること。	第Ⅰ章 第2節 第2.3項, 第2.6項
S41	2016年8月26日 第394回審査会合	海洋プレート内地震の波源位置の不確かさについて、現状、アウターライズ領域での南北方向の検討を実施しているが、東西方向(海溝軸直交方向)の検討も実施すること。合わせて、起震応力が共通で共役な断層となることも踏まえた検討も実施すること(西落ち傾斜, 東落ち傾斜)。	第Ⅰ章 第3節 第3.6項, 第3.7項
S42	2016年8月26日 第394回審査会合	海洋プレート内地震の断層上縁深さの設定根拠を説明すること。	補足説明資料 第Ⅳ章 第1節
S43	2016年8月26日 第394回審査会合	各断層モデルによる計算結果の比較から、プレート間地震は連動型地震に包含されるため、その位置付けを整理すること。	補足説明資料 第Ⅱ章
S44	2016年8月26日 第394回審査会合	海域活断層による地殻内地震の選定プロセスを明確にすること。	第Ⅰ章 第4節 第4.2項, 第4.3項, 第4.4項
S46	2016年8月26日 第394回審査会合	日本海溝海側の海山付近における海底地すべりについて、最新の知見を収集すること。	第Ⅱ章 第1節 第1.4.1項, 第1.4.6項, 第1.5項
S47	2016年8月26日 第394回審査会合	ハワイ諸島付近の海底地すべりについて、情報を収集し、発電所に与える影響を検討すること。	第Ⅱ章 第1節 第1.4.1項, 第1.4.7項, 第1.5項
S48	2016年8月26日 第394回審査会合	海底地すべりに起因する津波の評価において抽出した海底地すべりの厚さの算定根拠を資料に明記すること。	第Ⅱ章 第1節 第1.4.3項 補足説明資料 第Ⅴ章 第2節

基準津波評価フロー



※1: 文献調査から発電所に与える影響は小さいことを確認。
 ※2: 1611年の津波は「津波地震」と考えられるが(地震調査研究推進本部(2019)等)、「海洋プレート内地震の正断層型」の断層モデルも提案されている(土木学会(2016)、相田(1977))。
 ※3: プレート間地震は、地震調査研究推進本部(2019)において青森県東方沖及び岩手県沖北部で繰り返し発生する地震として評価していることを踏まえ、基準津波の評価対象地震の1つとして選定したが、同地震の波源域及び地震規模は、十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震に含まれるとともに、同地震の津波高さと比較して十分小さいことから、影響検討用として位置付けを変更する。評価結果の詳細は、補足説明資料「Ⅱ. 「プレート間地震」に起因する津波の評価」に記載。 **S43**

目次

I. 地震に起因する津波の評価

1. 十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震	5
2. 津波地震	31
3. 海洋プレート内地震	62
4. 海域の活断層による地殻内地震	101
5. 地震に起因する津波の評価結果のまとめ	110

II. 地震以外に起因する津波の評価

1. 地すべり及び斜面崩壊	116
2. 火山現象	169
3. 地震以外に起因する津波の評価結果のまとめ	177

III. 地震に起因する津波と地震以外に起因する津波の組合せの評価

1. 基本方針	181
2. 組合せ時間の設定	182
3. 地震に起因する津波と地震以外に起因する津波の組合せ評価	186

I . 地震に起因する津波の評価

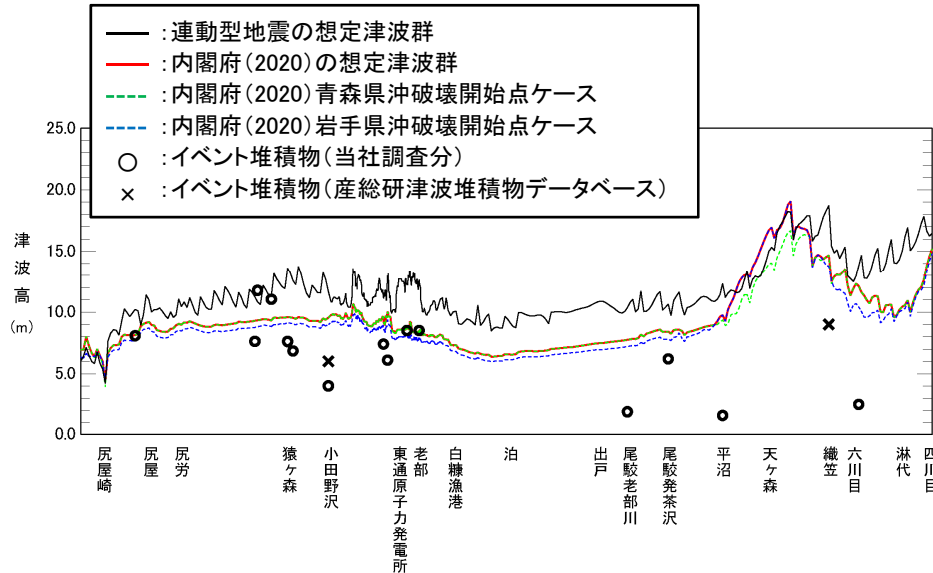
1. 十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震

I. 地震に起因する津波の評価 1. 十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震 本説明(コメント回答)の概要

No.	コメント時期	コメント内容
S200	2021年7月9日 第989回審査会合	特性化モデル③及び④の想定津波群は、内閣府(2020)の想定津波群の評価結果を上回るものの、平沼～天ヶ森付近では部分的に内閣府(2020)の想定津波群の津波高さが大きくなる要因について説明すること。
S201	2021年7月9日 第989回審査会合	内閣府(2020)のすべり量等のモデル化の手法に関する考え方の取扱い、並びに特性化モデルと内閣府(2020)の津波高を比較することの位置付けについて説明すること。

■ 平沼～天ヶ森付近の部分的な範囲で内閣府(2020)の想定津波群の津波高さが大きくなる要因分析 **S200**

- 内閣府(2020)日本海溝(三陸・日高沖)モデルの青森県沖に破壊開始点を設定したケース、岩手県沖に破壊開始点を設定したケース及び連動型地震の想定津波群に支配的な基準断層モデル①を対象に、津波の伝播特性(スナップショット)及び青森県沿岸の津波高(水位時刻歴波形)の比較から分析する。



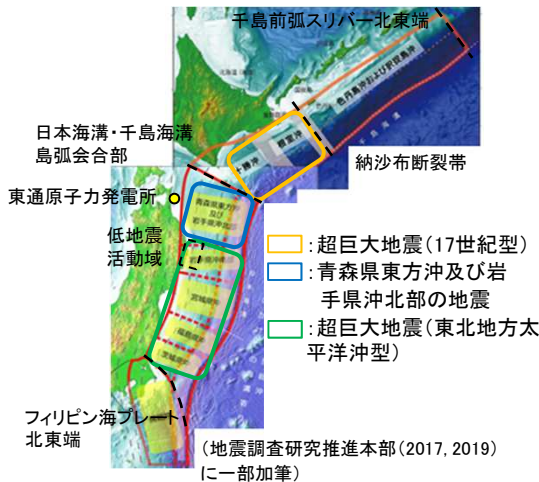
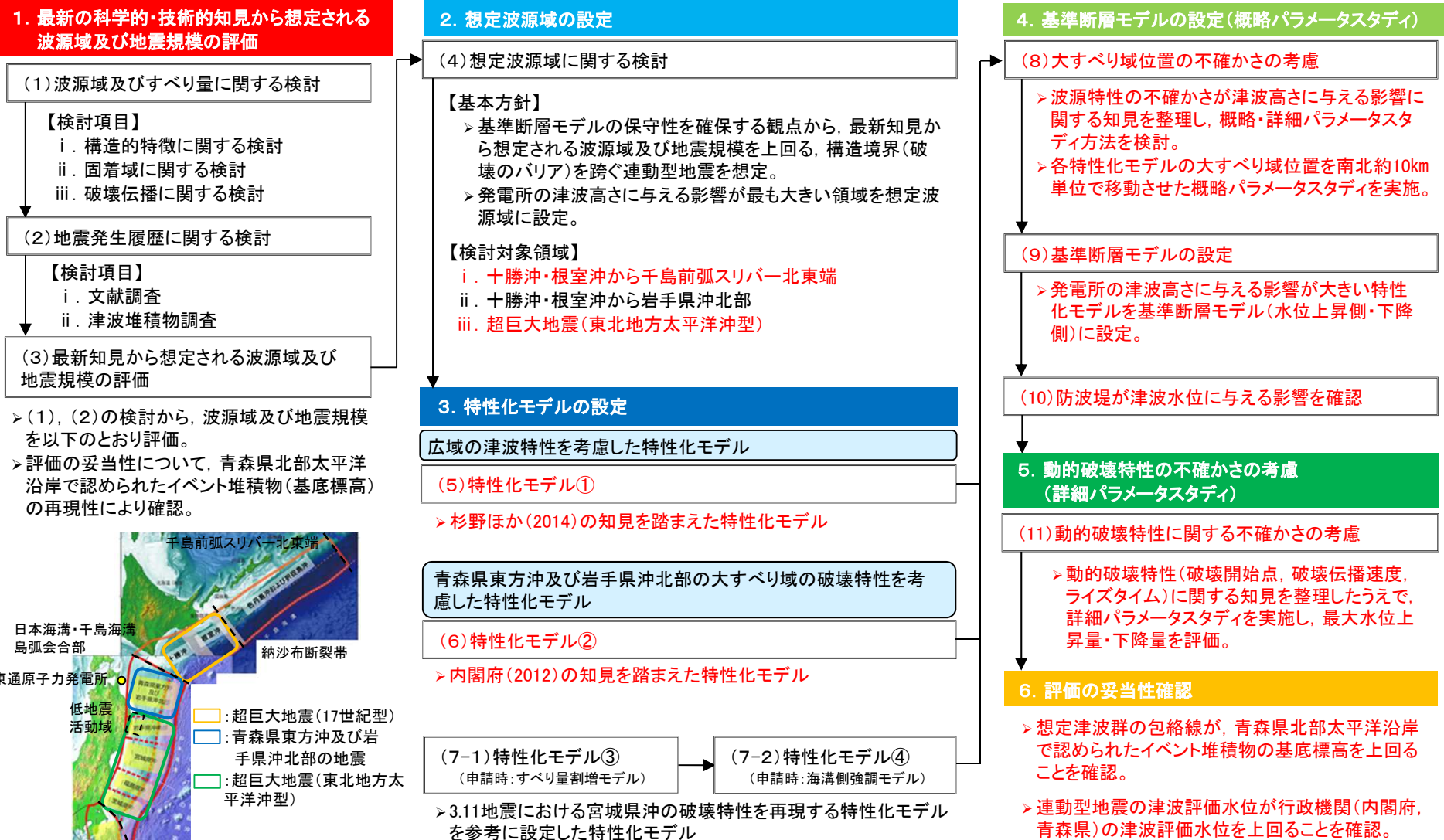
連動型地震と内閣府(2020)の想定津波群の比較

■ 内閣府(2020)のモデル化手法に関する考え方の取扱い等 **S201**

- 内閣府(2020)モデルと国内外で発生したM9クラスの地震の平均応力降下量, Murotani et al.(2013)によるM7～9クラスの地震の断層面積と地震モーメント, 平均すべり量と地震モーメントの関係を比較し、内閣府(2020)によるすべり量等のモデル化の手法に関する考え方の取扱い、並びに内閣府(2020)の津波高を比較することの位置付けを整理する。

連動型地震に起因する津波の評価の全体概要

- ・ 発電所の津波高さに与える影響が最も大きい「十勝沖・根室沖から岩手県沖北部」を想定波源域とし(平成29年8月10日第496回審査会合), 3.11地震から得られた知見等を参考に複数の特性化モデルを設定し, 大すべり域位置の不確かさを考慮(概略パラメータスタディ)したうえで, 敷地に最も大きな影響を及ぼすモデルを基準断層モデルに設定した。
- ・ 基準断層モデルを対象に動的破壊特性の不確かさを考慮(詳細パラメータスタディ)し, 各評価地点における最大水位上昇量・下降量の評価を行った。
- ・ 評価の妥当性を確認するため, 想定津波群の包絡線とイベント堆積物, 行政機関(内閣府, 青森県)による津波評価との比較を行った。



I. 地震に起因する津波の評価 1. 十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震

1. 1 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価
 1. 1. 1 評価概要
 1. 1. 2 波源域及びすべり量に関する検討
 1. 1. 3 地震発生履歴に関する検討
 1. 1. 4 波源域及び地震規模の評価
 1. 5 動的破壊特性の不確かさの考慮(詳細パラメータスタディ)
 1. 5. 1 検討方針
 1. 5. 2 動的破壊特性の不確かさに関する知見の整理
 1. 5. 3 詳細パラメータスタディ
 1. 5. 4 概略・詳細パラメータスタディ方法の妥当性確認
1. 2 想定波源域の設定
 1. 2. 1 設定方針
 1. 2. 2 検討対象領域の選定
 1. 2. 3 波源モデルの設定
 1. 2. 4 津波予測計算
 1. 2. 5 まとめ
1. 3 特性化モデルの設定
 1. 3. 1 3.11地震から得られた知見の整理
 1. 3. 2 基本方針(設定フロー)
 1. 3. 3 広域の津波特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル①)
 1. 3. 4 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(特性化モデル②, ③, ④)
 1. 3. 5 まとめ
1. 4 基準断層モデルの設定(概略パラメータスタディ)
 1. 4. 1 検討方針
 1. 4. 2 概略・詳細パラメータスタディ方法の検討
 1. 4. 3 概略パラメータスタディ
 1. 4. 4 基準断層モデルの設定
 1. 4. 5 防波堤の影響検討
1. 6 評価の妥当性確認
 1. 6. 1 検討方針
 1. 6. 2 イベント堆積物との比較
 1. 6. 3 行政機関(内閣府)による津波評価との比較
 1. 6. 4 行政機関(青森県)による津波評価との比較
 1. 6. 5 まとめ

1. 6 評価の妥当性確認

- 1. 6. 1 検討方針
- 1. 6. 2 イベント堆積物との比較
- 1. 6. 3 行政機関(内閣府)による津波評価との比較
- 1. 6. 4 行政機関(青森県)による津波評価との比較
- 1. 6. 5 まとめ

1.6 評価の妥当性確認

1.6.1 検討方針

- 敷地前面海域(青森県東方沖及び岩手県沖北部)ではM9クラスの巨大地震が発生した記録がないことを踏まえ、保守的設定の観点から、最新の科学的・技術的知見から想定される波源域及び地震規模を上回る地震を考慮することを基本とし、想定波源域の設定にあたっては、構造境界(破壊のバリア)の破壊伝播を考慮した十勝沖・根室沖と青森県東方沖及び岩手県沖北部の連動を考慮するとともに、大すべり域・超大すべり域の設定にあたっては、3.11地震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した。
- また、波源特性の不確かさの考慮にあたっては、国内外のプレート境界で発生している巨大地震に係る知見等を収集・整理し、保守的設定となるように破壊開始点、破壊伝播速度及びライズタイムの不確かさを組み合わせた。
- 今回評価した津波が十分保守的になっているかを確認するため、青森県北部太平洋沿岸で認められたイベント堆積物ならびに行政機関(内閣府、青森県)の津波評価との比較を行う。

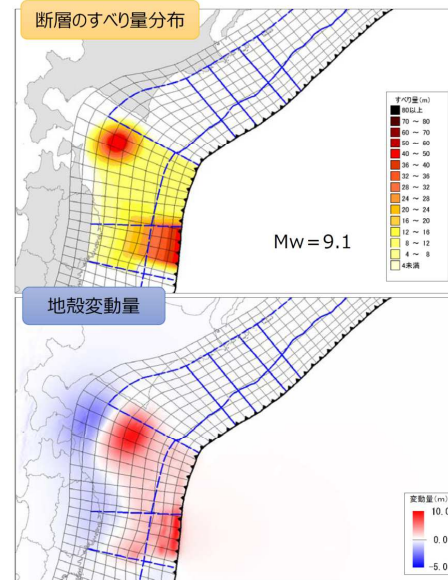
【青森県北部太平洋沿岸で認められたイベント堆積物】



調査地点	イベント堆積物※1		
	有無	基底標高(T.P.)	
尻屋崎	有	約8.1m	
猿ヶ森周辺	タテ沼付近①	有	約7.6m※2
	タテ沼付近②	有	約11.8m
	猿ヶ森川	有	約11.0m※2
	材木沢	有	約7.6m
	大川	有	約6.8m
小田野沢	有	約4m	
東京電力敷地内	有	約7.4m	
東北電力敷地内	A測線	有	約6.1m
	B測線	人工改変	/
	C測線	有	約8.6m
	D測線	有	約8.4m
尾駮老部川	有	約1.9m	
尾駮発茶沢	有	約6.2m	
平沼	有	約1.6m	
六川目	有	約2.5m	

※1:各イベント堆積物の詳細は、補足説明資料「I. 「十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震」に起因する津波の評価 3. 津波堆積物調査」に記載。
 ※2:イベント堆積物の基底標高を確認することは出来なかったことから、確認できた下限標高を記載。

【行政機関(内閣府、青森県)の津波評価】



内閣府の津波波源モデル
日本海溝(三陸・日高沖)モデル(Mw9.1)
(内閣府(2020a))



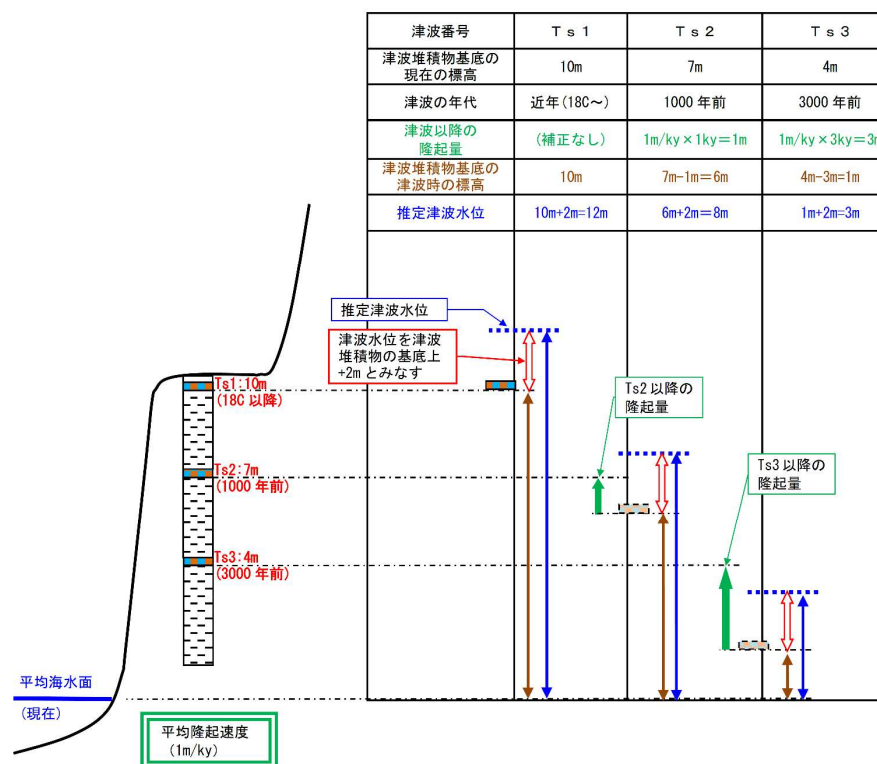
青森県の想定波源域(Mw9.0)
(青森県海岸津波対策検討会
(2015))

1.6 評価の妥当性確認

1.6.2 イベント堆積物との比較: 津波堆積物と津波評価についての知見

S201

- 津波堆積物と数値シミュレーションを組み合わせる歴史津波の波源を推定する取り組みが行われているもの(菅原ほか(2013)他), それらの評価の多くは堆積物分布と浸水域が一致すると仮定している。
- 一方, Goto et al.(2011)は, 津波堆積物分布と浸水域とは必ずしも一致せず, 従来の評価手法による推定では津波を過小評価してしまう可能性を指摘している。
- 国土交通省・内閣府・文部科学省(2014)は, 上記知見を踏まえ, 津波堆積物を用いて津波の評価を行う際, 堆積物の基底標高(地盤変動補正後)に2mを加えた値を推定津波水位として評価を行っている。



津波水位推定の考え方(国土交通省・内閣府・文部科学省(2014))

以上の知見を踏まえ, 数値シミュレーションによる津波水位がイベント堆積物の基底標高を2m以上上回ることを確認する。

1.6 評価の妥当性確認

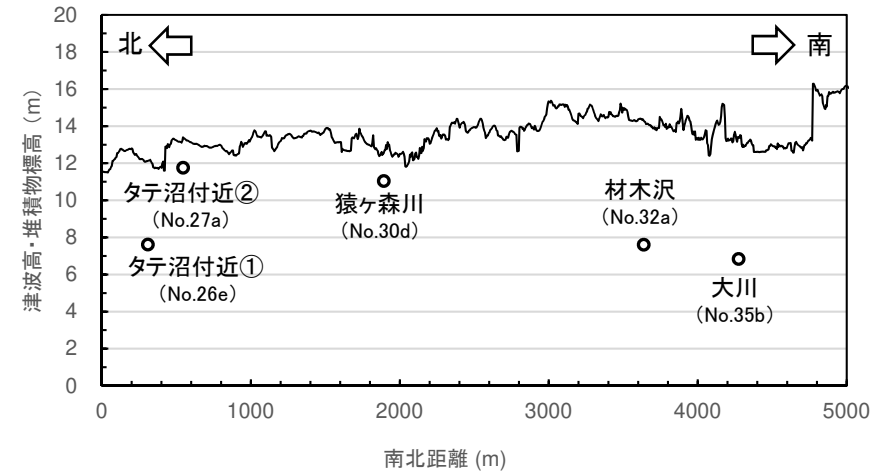
1.6.2 イベント堆積物との比較

- 連動型地震による想定津波群^{※1}とイベント堆積物の比較を以下に示す。
- 連動型地震による想定津波群は、猿ヶ森周辺のタテ沼付近^②を除くイベント堆積物の基底標高を2m以上上回っていることを確認した。
- なお、想定津波群とタテ沼付近^②の関係について、津波高さは13.4m、イベント堆積物の基底標高は11.8mであるが、(1)解析に用いた地形データは現状の地形であり、猿ヶ森川のイベント堆積物が堆積した以降に形成された砂丘を考慮していること、(2)タテ沼付近^②の堆積年代(A.D.50年頃)当時の汀線位置^{※2}及び標高^{※3}を考慮すれば、十分2m以上上回るものと考えられる。

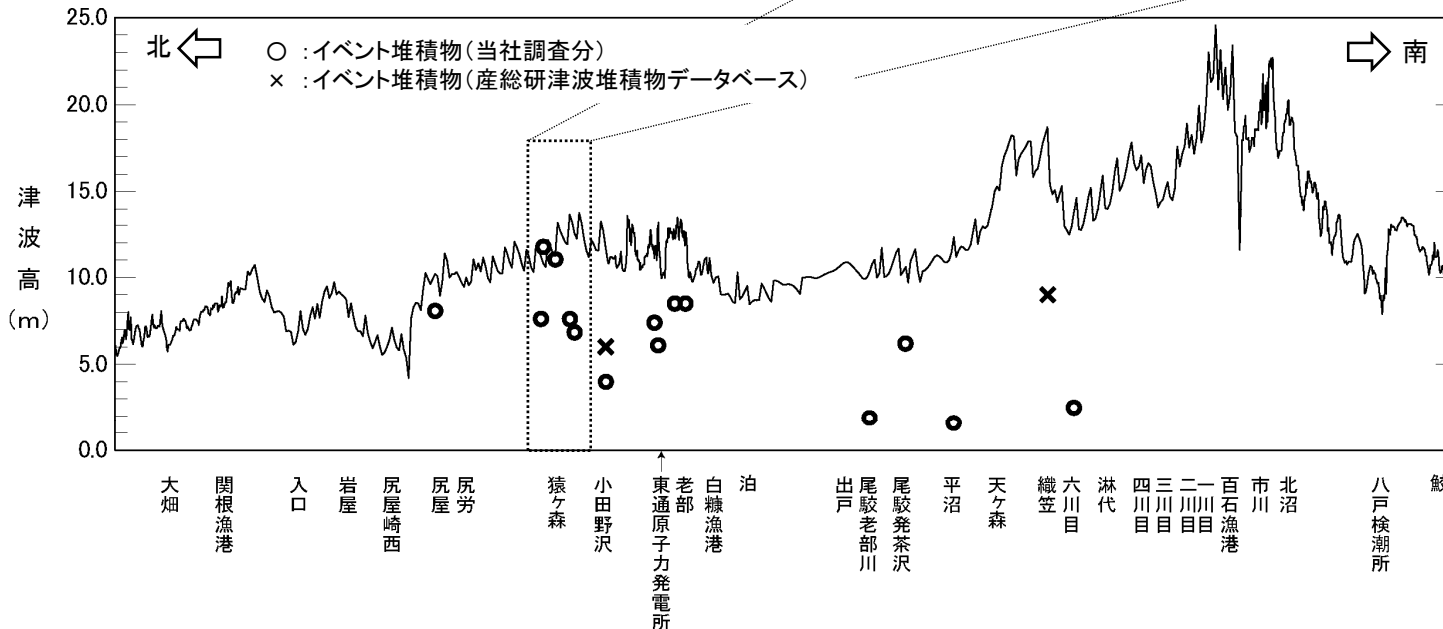
※1: 想定津波群の詳細は、補足説明資料「VI. 計算条件等 5. 想定津波群の作成方法」に記載。

※2: Tanigawa et al.(2014)は小田野沢付近で津波堆積物調査を実施し、海岸付近の浜堤列と最も上位にあるイベント堆積物の堆積年代(180年～470年前)の関係から、当該イベント堆積物が堆積した当時の海岸線位置は、現在の海岸線から内陸約200mの位置と評価している。

※3: 下北半島は、隆起速度: <math>< 0.5\text{m/ka}</math>の曲動地域のため(小池・町田(2001)), 堆積当時の標高は、現在の標高よりも低い。



猿ヶ森周辺における想定津波群(空間格子間隔5m)とイベント堆積物の比較



汀線位置における想定津波群(空間格子間隔278m)とイベント堆積物の比較

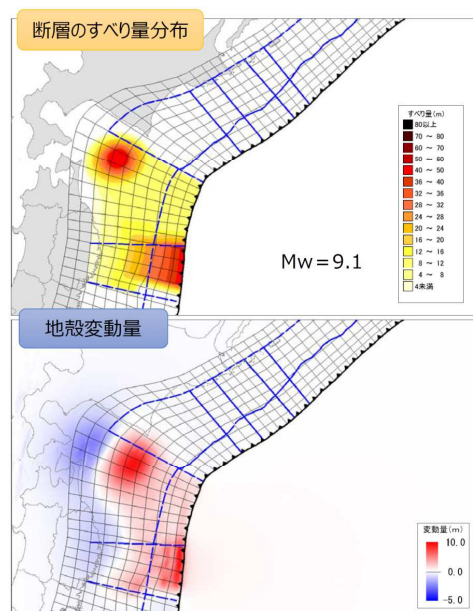
1.6 評価の妥当性確認

1.6.3 行政機関(内閣府)による津波評価との比較

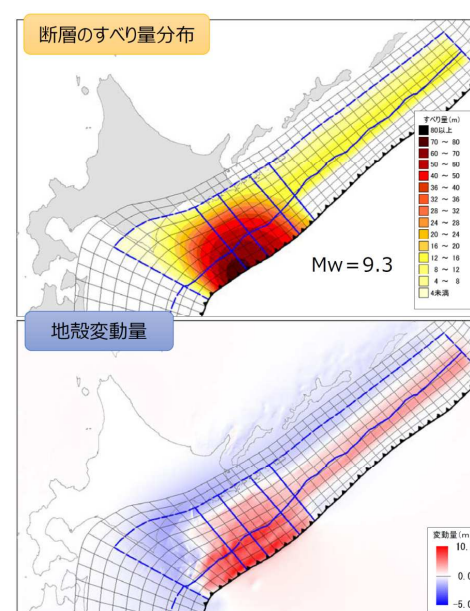
S201

■内閣府(2020a)の津波評価(1/5)

- 内閣府(2020a)は、東日本大震災の教訓を踏まえ、津波堆積物調査等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津波を検討している。
- 津波断層モデルの構築について、岩手県から北海道の太平洋沿岸地域における津波堆積物資料を基に推定することを基本とし、東北地方～北海道日高支庁以西及び北海道東部の各海岸での津波堆積物は、その海岸に面した海域で発生した津波によるものと考え、大きな津波を発生させる地震の領域を、岩手県沖から北海道日高地方の沖合の日本海溝沿いの領域「日本海溝(三陸・日高沖)モデル」と、襟裳岬から東の千島海溝沿いの領域「千島海溝(十勝・根室沖)モデル」とに区別している。
- なお、日本海溝沿いと千島海溝沿いの地震の連動性について、「津波堆積物の年代資料からは詳細な分析は困難であるが、日本海溝(三陸・日高沖)モデルと千島海溝(十勝・根室沖)モデルのそれぞれから推計される津波は、二つの領域での地震が連動したか否かに関わらず、それぞれの領域における最大の津波によると考えられる津波堆積物を説明するモデルとなっている。」としている。



日本海溝(三陸・日高沖)モデル
(内閣府(2020a))



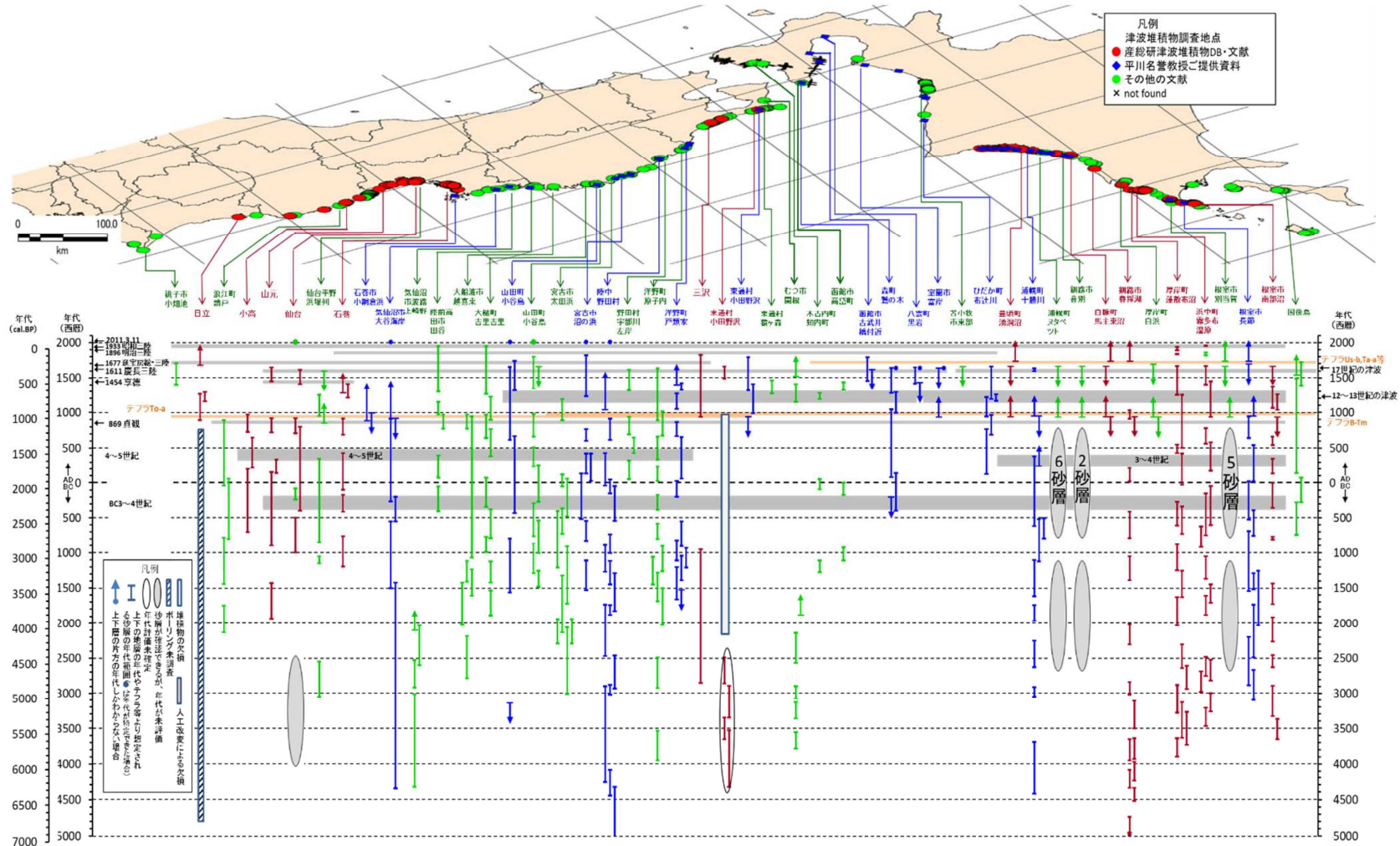
千島海溝(十勝・根室沖)モデル
(内閣府(2020a))

1.6 評価の妥当性確認

1.6.3 行政機関(内閣府)による津波評価との比較

■内閣府(2020a)の津波評価(2/5)

- 内閣府(2020a)は、岩手県から北海道太平洋沿岸地域における津波堆積物資料(産総研津波堆積物データベース, 各種文献等)から, 最大の津波によると考えられる津波堆積物は, 岩手県から北海道の日高支庁以西の海岸領域では, 12~13世紀あるいは1611年慶長三陸地震または17世紀に発生した津波によるものが相当し, 北海道の十勝支庁から根室支庁にかけての海岸領域では, 12~13世紀あるいは17世紀に発生した津波によるものとしている。



津波断層モデルの構築に用いた津波堆積物の調査資料(内閣府(2020a))

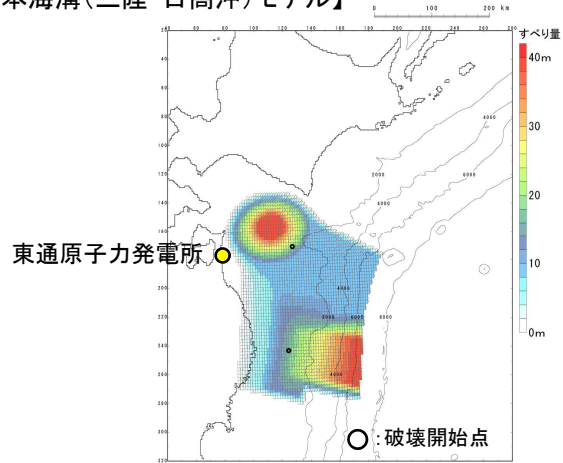
1.6 評価の妥当性確認

1.6.3 行政機関(内閣府)による津波評価との比較

■内閣府(2020a)の津波評価(3/5)

- 各モデルのすべり量分布, 破壊開始点位置及び主な断層諸元を以下に示す。
- 破壊開始点について, 日本海溝(三陸・日高沖)モデルは青森県, 岩手県沖の大すべり域に各々1箇所, 千島海溝(十勝・根室沖)モデルについては十勝沖・根室沖の大すべり域周辺に3箇所設定している。

【日本海溝(三陸・日高沖)モデル】

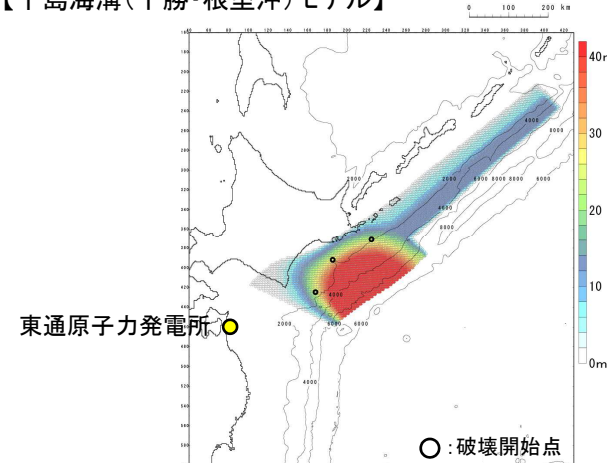


すべり量分布(合計)及び破壊開始点位置※2

主な断層諸元

パラメータ	設定値	備考(設定内容)
モーメントマグニチュード [*] (Mw)	9.08※3	(logMo-9.1)/1.5
断層面積(S)	76,332 (km ²)	内閣府(2020b)
平均すべり量(D)	14.76 (m)	内閣府(2020b)
最大すべり量(D _{max})	40.00 (m)	内閣府(2020b)
剛性率(μ)	4.63 × 10 ¹⁰ (N/m ²)	内閣府開示データ
地震モーメント(Mo)	5.21 × 10 ²² (Nm) ※3	μ · S · D
平均応力降下量(Δσ)	6.02 (MPa) ※3	7/16 · Mo · (S/π) ^{-3/2}
破壊伝播速度(Vr)	2.5 (km/s)	内閣府(2020a)
ライズタイム(τ)	60 (s)	内閣府(2020a)

【千島海溝(十勝・根室沖)モデル】



すべり量分布(合計)及び破壊開始点位置※2

主な断層諸元

パラメータ	設定値	備考(設定内容)
モーメントマグニチュード [*] (Mw)	9.29※3	(logMo-9.1)/1.5
断層面積(S)	123,141 (km ²)	内閣府(2020b)
平均すべり量(D)	18.77 (m)	内閣府(2020b)
最大すべり量(D _{max})	78.09 (m)	内閣府(2020b)
剛性率(μ)	4.63 × 10 ¹⁰ (N/m ²)	内閣府開示データ
地震モーメント(Mo)	1.07 × 10 ²³ (Nm) ※3	μ · S · D
平均応力降下量(Δσ)	6.03 (MPa) ※3	7/16 · Mo · (S/π) ^{-3/2}
破壊伝播速度(Vr)	2.5 (km/s)	内閣府(2020a)
ライズタイム(τ)	60 (s)	内閣府(2020a)

※2: 内閣府(2020b)に基づき作成

※3: 内閣府(2020b)及び内閣府開示データに基づき算定

1.6 評価の妥当性確認

1.6.3 行政機関(内閣府)による津波評価との比較

S201

■内閣府(2020a)の津波評価(4/5)

- ・ 解析条件を以下に示す。

項目	本検討での計算条件
支配方程式	非線形長波式
初期水位	断層モデルから計算される鉛直変位に水平変位の寄与を加算し、Kajiuraフィルターを適用 ※地殻変動計算は東京大学地震研究所で開発された有限要素コードを用いて海洋研究開発機構で計算された結果を使用
動的断層パラメータの設定	破壊伝播速度 2.5km/s ライズタイム 60秒 ※破壊開始点については日本海溝モデルで2パターン、千島海溝モデルで3パターン考慮。今回示す計算結果はこれらを含めて表示。
潮位条件	朔望平均満潮位
計算格子間隔	陸域：10m 海域：10 m～3,240 m (ネスティング)
境界条件	陸側：小谷ほか(1998) 沖側：完全無反射
地震による地盤変動	<p>海域：隆起・沈降を考慮 陸域：沈降のみ考慮</p> <p>※海岸での津波の高さは陸域の沈降量を加算</p> <p>陸域の隆起量をゼロとし、海岸からの距離が10kmの範囲で海底の隆起量を低減しスムーズに接続</p>
計算時間	12時間
計算時間間隔	C.F.L.条件を満たすとともに計算の安定性等を考慮して設定
打ち切り水深	1cm
堤防等施設	<ul style="list-style-type: none"> ・津波が越流した段階で破堤 ・地震動による影響(破壊・沈下)は震度6弱以上のエリアを対象とし、地震発生から2分後に破壊・沈下とした。 <p>※過去の被害等を参考に震度6弱を閾値としたが、実際にはこれより小さな震度でも地盤条件等により影響が出る場合もあることに留意。 なお、沈下量は各道県で浸水想定が作成された際のデータを参考に設定。なお、若手・宮城については今回は耐震性が図られていないと仮定。</p>

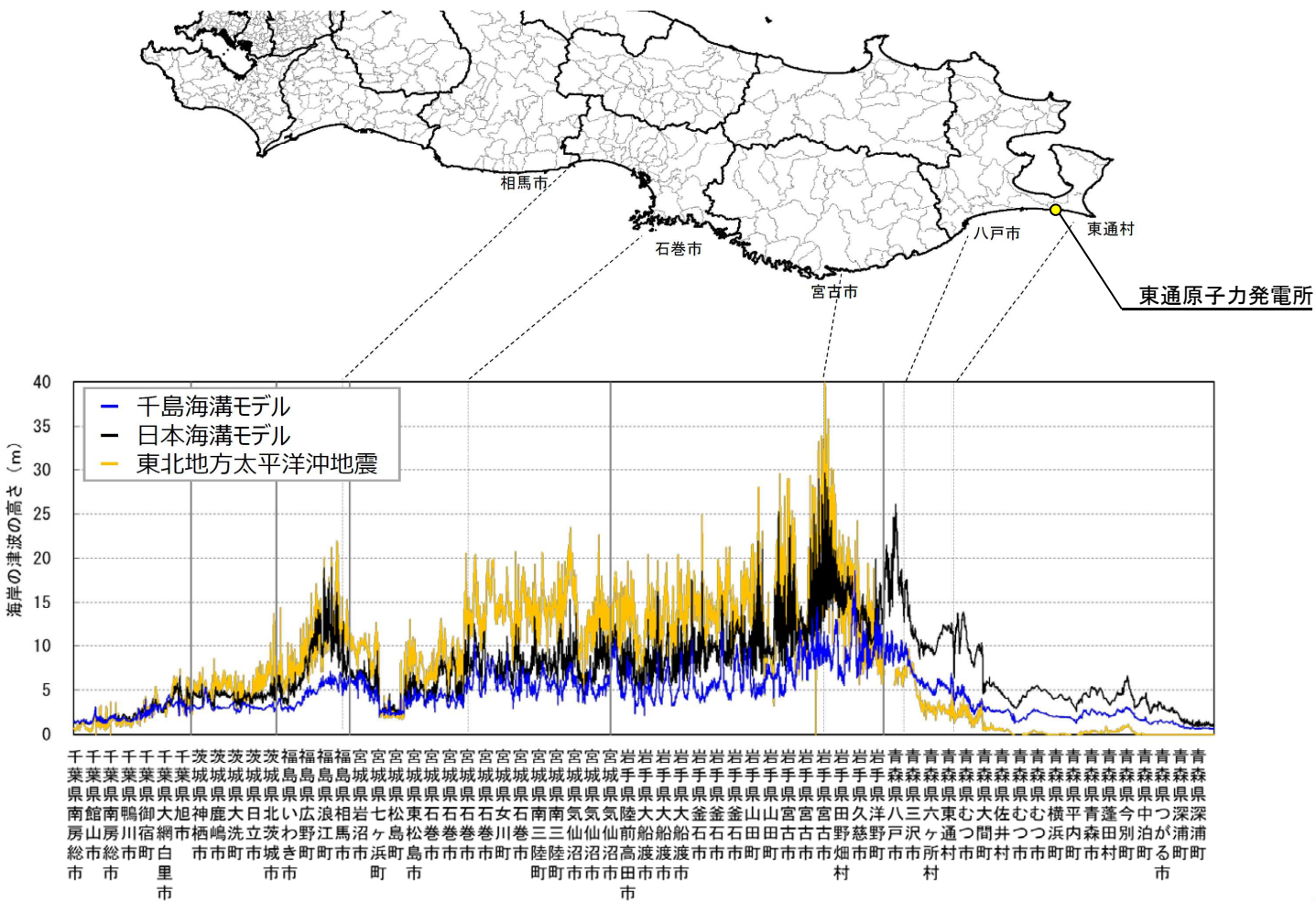
- ・各種データについては、各機関でとりまとめられた成果を収集するとともに、各道県からも津波浸水想定に用いているデータ等を提供いただいた。
- ・なお、宮城県については最新の堤防データ等が未整備のため、震災前のデータを用いて計算を行った。

1.6 評価の妥当性確認

1.6.3 行政機関(内閣府)による津波評価との比較

■内閣府(2020a)の津波評価(5/5)

- ・ 青森県以南の沿岸での津波高さを以下に示す。
- ・ 発電所が立地する青森県沿岸の津波高さは、日本海溝(三陸・日高沖)モデルの影響が大きいことを確認した。



東北地方太平洋沖型地震及び内閣府(2020a)モデルによる青森県以南の沿岸での津波高さ

1.6 評価の妥当性確認

1.6.3 行政機関(内閣府)による津波評価との比較

S201

■ 基準津波策定にあたっての内閣府(2020a)による津波波源モデルの取扱い及び内閣府(2020a)による津波評価の反映方法(1/4)

【検討方針】

- 震源の断層面積(S)と地震モーメント(M_0)は自己相似の関係があり(例えば, Kanamaori and Anderson(1975), Somerville et al.(1999)), この関係は円形破壊面を仮定した場合, 断層面全体における平均応力降下量($\Delta\sigma$)は地震規模(M_w)に依らず一定であることに対応する(入倉(2004))。
- Murotani et al.(2013)は, 国内外で発生したM9クラスの巨大地震※の地震モーメントと断層面積の関係は, 日本付近で発生したM7~8クラスのプレート境界地震の関係(Murotani et al.(2008))と同様であり, その平均応力降下量は0.82MPa~3.00MPaの範囲にあるとしている。
- 以上を踏まえ, 特性化モデル①~④は, 内閣府(2012), 杉野ほか(2014)と同様に, 円形破壊面を仮定したスケーリング則を用いて設定している。
- ここでは, 内閣府(2020)による津波波源モデルと国内外で発生したM9クラスの巨大地震の平均応力降下量及びスケーリング則との比較から, 基準津波策定にあたっての内閣府(2020a)による津波波源モデルの取扱い及び内閣府(2020a)による津波評価の反映方法を整理する。

※: 3.11地震, 2020年チリ地震, 2004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年カムチャツカ地震

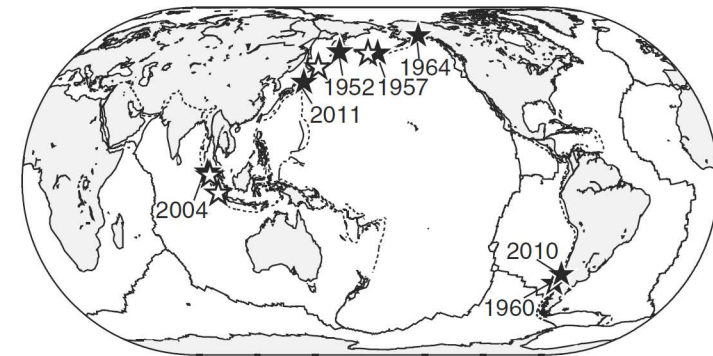
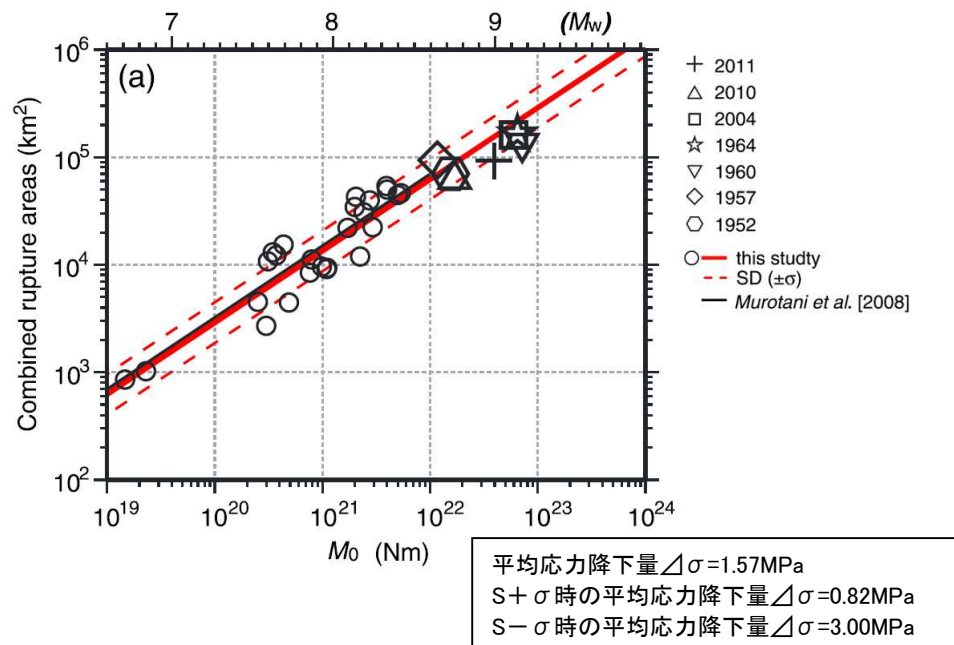


Figure 1. Plate-boundary earthquakes of $M_w \geq 8.5$ (white stars) that have occurred since 1950 from USGS and the seven earthquakes compiled in this paper (black stars). Solid lines indicate transform and spreading plate boundaries. Dashed lines represent subduction boundaries.

M9クラスの巨大地震発生域
(Murotani et al.(2013))

M7~9クラスの地震の断層面積(S)と地震モーメントの関係(Murotani et al.(2013))

1.6 評価の妥当性確認

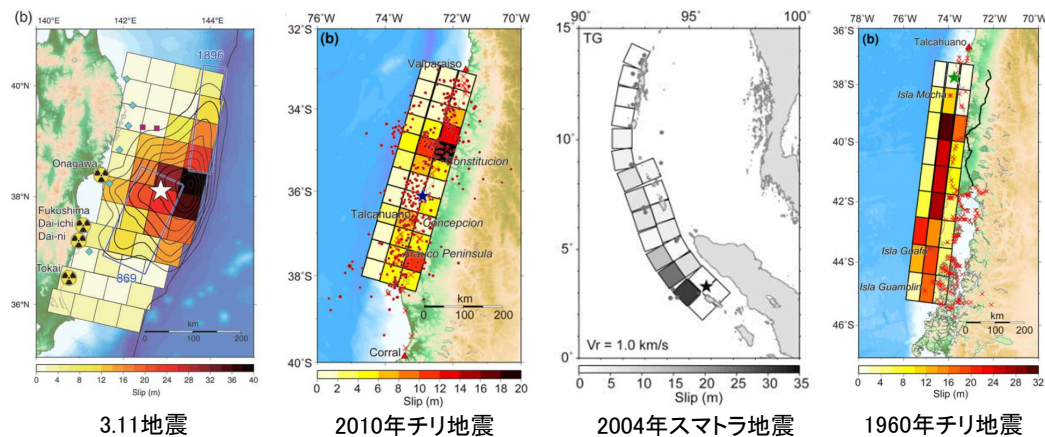
1.6.3 行政機関(内閣府)による津波評価との比較

■ 基準津波策定にあたっての内閣府(2020a)による津波波源モデルの取扱い及び内閣府(2020a)による津波評価の反映方法(2/4)

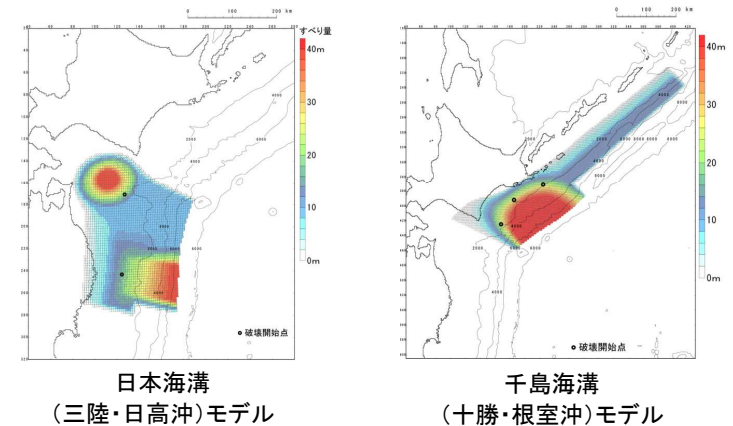
- Murotani et al.(2013)で整理されているM9クラスの巨大地震の断層モデルと内閣府(2020)の日本海溝(三陸・日高沖)モデル及び千島海溝(十勝・根室沖)モデルの地震規模(Mw), 断層面積(S), 地震モーメント(Mo)及び平均応力降下量($\Delta\sigma$)の比較を以下に示す。
- 日本海溝(三陸・日高沖)モデル, 千島海溝(十勝・根室沖)モデルの平均応力降下量($\Delta\sigma$)は約6(MPa)であり, M9クラスの巨大地震の平均応力降下量を大きく上回ることを確認した。

地震	地震規模 Mw	断層面積 S (10 ³ km ²)	地震モーメント Mo (10 ²² Nm)	平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	備考
3.11地震	9.0	110	3.9	2.60	Satake et al.(2013)
2010年チリ地震	8.8	90	1.7	1.53	Fujii and Satake (2013)
2004年スマトラ地震	9.1	220	6.0	1.42	Fujii and Satake (2007)
1964年アラスカ地震	9.1	184.16	6.5	2.00	Johnson and Satake (1996)
1960年チリ地震	9.2	135	7.2	3.54	Fujii and Satake (2013)
1957年アリューシャン地震	8.6	172.5	1.2	0.41	Johnson et al. (1994)
1952年カムチャツカ地震	8.7	120	1.5	0.88	Johnson and Satake (1999)
日本海溝(三陸・日高沖)モデル	9.1	76.3	5.2	6.02	内閣府(2020a)
千島海溝(十勝・根室沖)モデル	9.3	123.14	10.7	6.03	内閣府(2020a)

【Murotani et al.(2013)で用いた巨大地震(代表例)】



【内閣府(2020a)】



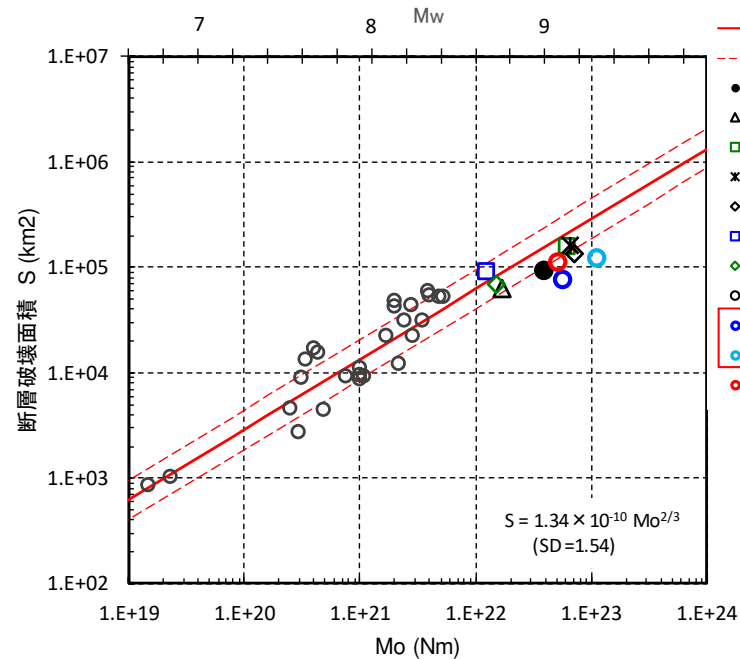
1.6 評価の妥当性確認

1.6.3 行政機関(内閣府)による津波評価との比較

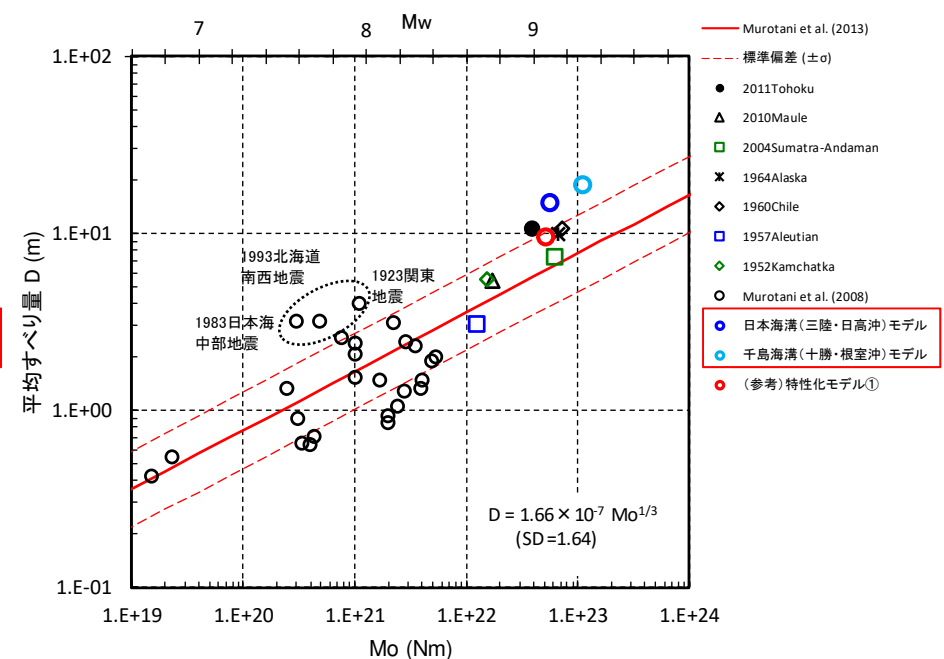
S201

■ 基準津波策定にあたっての内閣府(2020a)による津波波源モデルの取扱い及び内閣府(2020a)による津波評価の反映方法(3/4)

- Murotani et al.(2013)によるM7～9クラスの地震の断層面積(S)と地震モーメント(M_0), 平均すべり量(D)と地震モーメント(M_0)の関係に対する内閣府(2020a)による日本海溝(三陸・日高沖)モデル, 千島海溝(十勝・根室沖)モデルの比較を以下に示す。
- 内閣府(2020a)モデルは, 断層面積に対して地震モーメント, 平均すべり量が大きく, 過去に発生した巨大地震のスケージング則から大きく外れることを確認した。



断層面積(S)と地震モーメント(M_0)の関係
(Murotani et al.(2013)一部修正・加筆)



平均すべり量(D)と地震モーメント(M_0)の関係
(Murotani et al.(2013)一部修正・加筆)

1.6 評価の妥当性確認

1.6.3 行政機関(内閣府)による津波評価との比較

S201

■ 基準津波策定にあたっての内閣府(2020a)による津波波源モデルの取扱い及び内閣府(2020a)による津波評価の反映方法(4/4)

- ・ 内閣府(2020a)による津波波源モデルの評価上の反映方法を整理するため、国内外で発生したM9クラスの地震の平均応力降下量, Murotani et al.(2013)によるM7~9クラスの地震の断層面積(S)と地震モーメント(M_0), 平均すべり量(D)と地震モーメント(M_0)の関係と比較した。
- ・ 検討の結果, 内閣府(2020a)による津波波源モデルは, そのモデル設定の特性^{※1}から, 過去に発生した巨大地震の平均応力降下量を大きく上回るとともに, スケーリング則から大きく外れることを確認した。
- ・ 以上から, 基準津波の策定にあたっては, 内閣府(2020a)によるすべり量等のモデル化の手法は考慮せず, 行政機関による既往評価^{※2}と位置付けて, 内閣府(2020)の津波波源モデルによって評価される津波水位との比較を行う。

※1: 岩手県から北海道太平洋沿岸地域における過去6000年間の津波堆積物資料を基に推定されたモデル

※2: 基準津波及び耐津波設計方針に係る審査ガイド, 原子力規制委員会, 平成25年6月

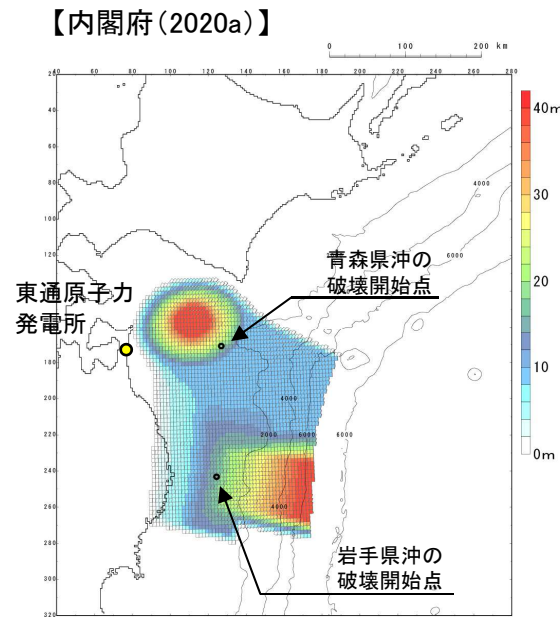
1.6 評価の妥当性確認

1.6.3 行政機関(内閣府)による津波評価との比較

■十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震による津波評価と内閣府(2020a)による津波評価の比較(1/5)

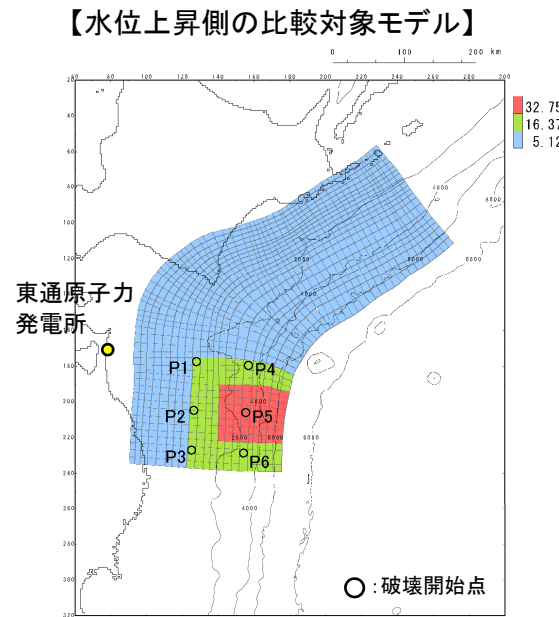
- 内閣府(2020a)による津波評価は、発電所の津波水位に与える影響が大きい日本海溝(三陸・日高沖)モデルの断層諸元に基づき実施する※1。比較検討に用いる地形は、内閣府(2020a)の解析条件にあわせ、防波堤無し地形を用いる。
- 内閣府(2020a)との水位下降側の比較は、防波堤無し地形での影響が大きい基準断層モデル②とする。

※1:津波解析条件の詳細は、補足説明資料「VI. 計算条件 2. 津波解析条件」に記載。



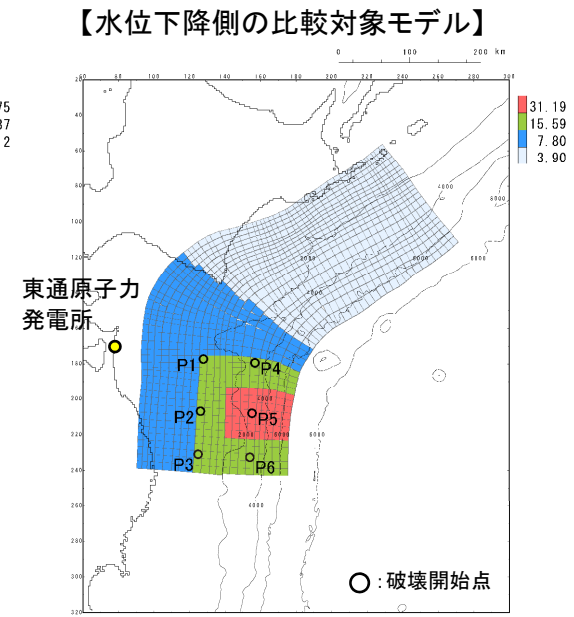
日本海溝(三陸・日高沖)モデル※2

※2:内閣府(2020b)に基づき作成



基準断層モデル①

- 破壊開始点:P6
- 破壊伝播速度:2.0(km/s)
- ライズタイム:60(s)



基準断層モデル②

- 破壊開始点:P4
- 破壊伝播速度:1.0(km/s)
- ライズタイム:60(s)

1.6 評価の妥当性確認

1.6.3 行政機関(内閣府)による津波評価との比較

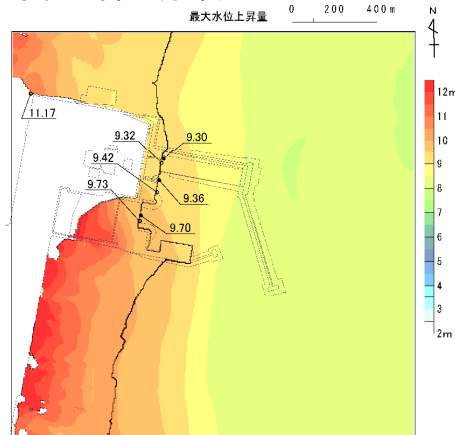
■ 十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震による津波評価と内閣府(2020a)による津波評価の比較(2/5)

- ・ 十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震と内閣府(2020a)による日本海溝(三陸・日高沖)モデルの水位上昇側の評価結果の比較を以下に示す。
- ・ 比較の結果, 十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震の評価結果は, 内閣府(2020a)の評価結果を上回っていることを確認した。

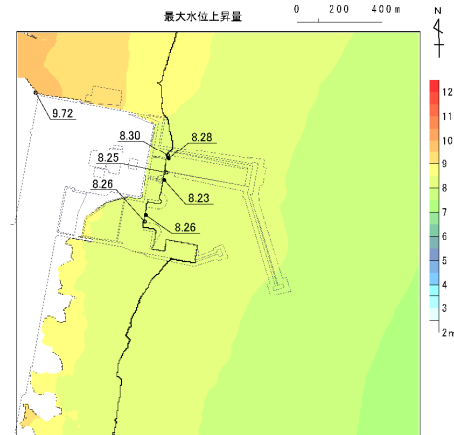
【水位上昇側】

波源モデル		最大水位上昇量(m)				備考
		敷地前面	取水口前面	補機冷却海水系取水口前面	放水路護岸前面	
十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震	基準断層モデル①	11.17	9.42	9.73	9.32	防波堤無し
日本海溝(三陸・日高沖)モデル※	青森県沖に破壊開始点を設定したケース	9.72	8.25	8.26	8.30	同上
	岩手県沖に破壊開始点を設定したケース	8.98	7.75	7.74	7.80	同上

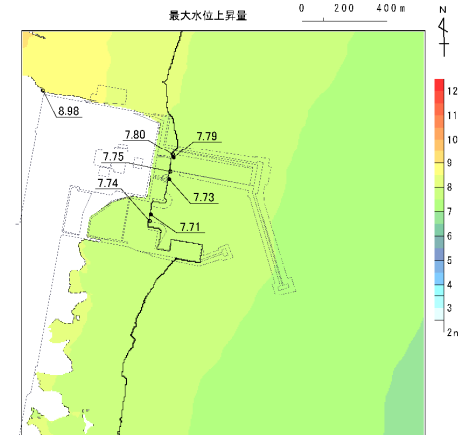
(最大水位上昇量分布)



十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震(基準断層モデル①)



日本海溝(三陸・日高沖)モデル※
(青森県沖に破壊開始点を設定したケース)



日本海溝(三陸・日高沖)モデル※
(岩手県沖に破壊開始点を設定したケース)

※:内閣府(2020b)に基づき解析

1.6 評価の妥当性確認

1.6.3 行政機関(内閣府)による津波評価との比較

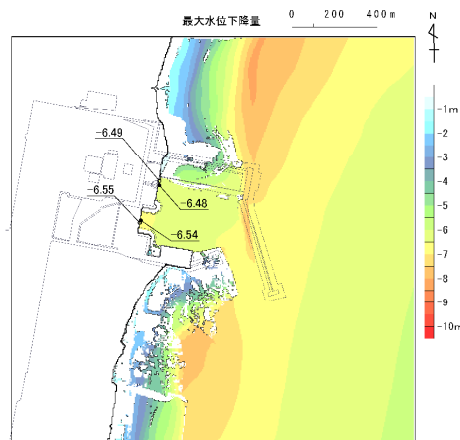
■十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震による津波評価と内閣府(2020a)による津波評価の比較(3/5)

- 十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震と内閣府(2020a)による日本海溝(三陸・日高沖)モデルの水位下降側の評価結果の比較を以下に示す。
- 比較の結果、十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震の評価結果は、内閣府(2020a)の評価結果を上回っていることを確認した。

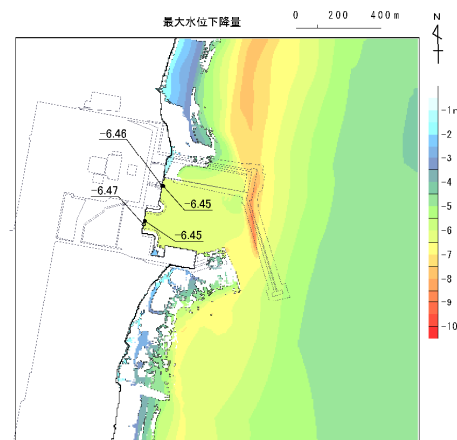
【水位下降側】

波源モデル		最大水位下降量(m)	備考
		補機冷却海水系取水口前面	
十勝沖・根室沖から 岩手県沖北部の連動型地震	基準断層モデル②	-6.55	防波堤無し
日本海溝(三陸・日高沖) モデル※	青森県沖に破壊開始点を 設定したケース	-6.47	同上
	岩手県沖に破壊開始点を 設定したケース	-6.08	同上

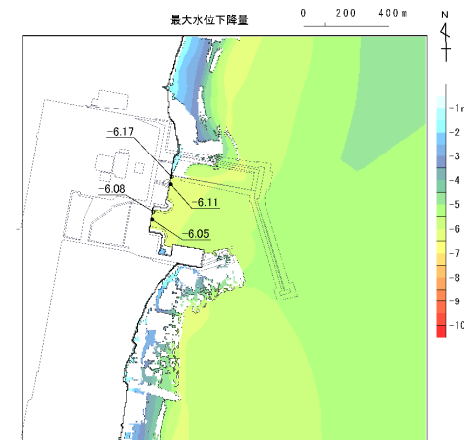
(最大水位下降量分布)



十勝沖・根室沖から岩手県沖北部
の連動型地震(基準断層モデル②)



日本海溝(三陸・日高沖)モデル※
(青森県沖に破壊開始点を
設定したケース)



日本海溝(三陸・日高沖)モデル※
(岩手県沖に破壊開始点を
設定したケース)

※:内閣府(2020b)に基づき解析

1.6.3 行政機関(内閣府)による津波評価との比較

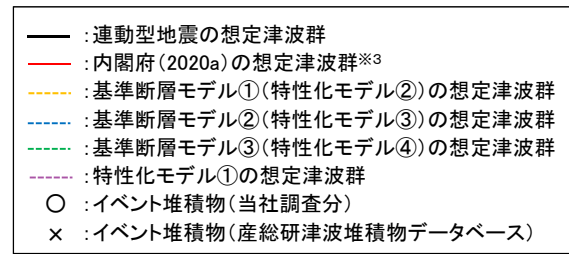
■ 十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震による津波評価と内閣府(2020a)による津波評価の比較(4/5)

- 青森県北部太平洋沿岸の汀線位置における十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震の想定津波群^{※1}と内閣府(2020a)による日本海溝(三陸・日高沖)モデルの想定津波群^{※2}の比較を以下に示す。
- 比較の結果、十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震の評価結果は、内閣府(2020a)の評価結果を上回っていることを確認した。なお、青森県南部における天ヶ森付近の部分的な範囲において内閣府(2020a)の想定津波群が大きくなる要因については、補足説明資料「I. 「十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震」に起因する津波の評価 12. 内閣府(2020)の津波評価」に示す。

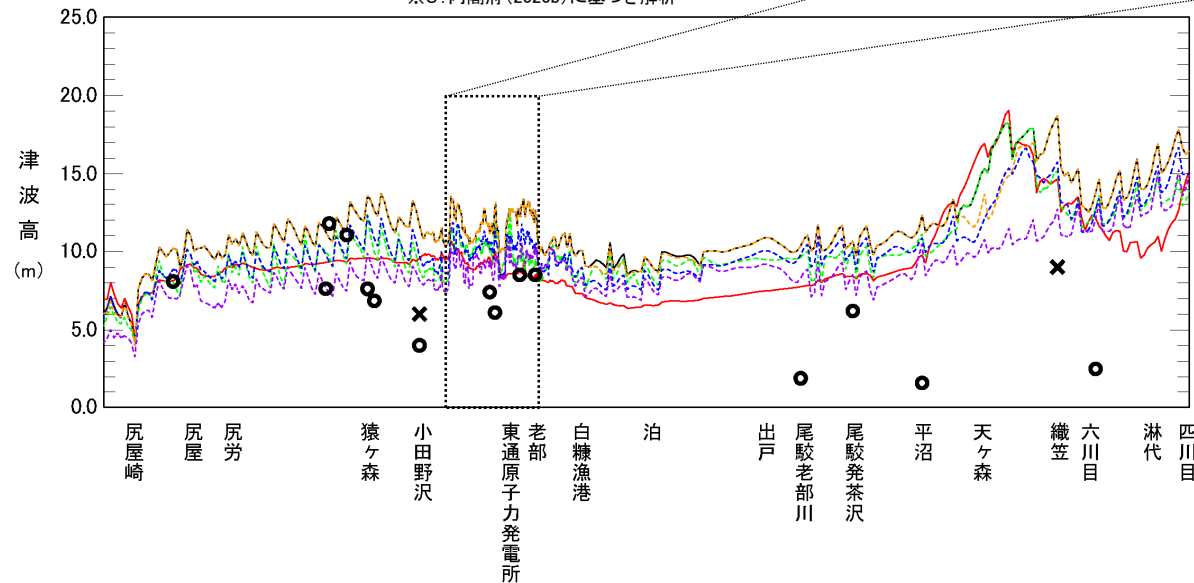
※1: 連動型地震の想定津波群の詳細は、補足説明資料「VI. 計算条件等 5. 想定津波群の作成方法」に記載
 ※2: 内閣府(2020a)の想定津波群の詳細は、補足説明資料「VI. 計算条件等 5. 想定津波群の作成方法」に記載



比較対象範囲

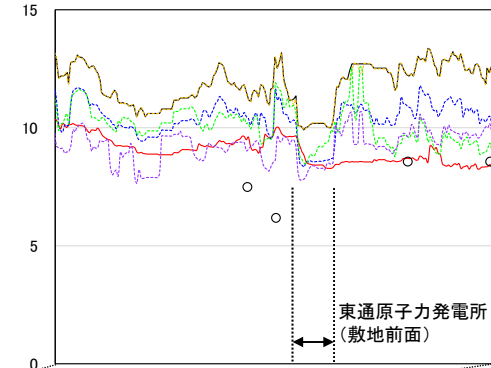


※3: 内閣府(2020b)に基づき解析



青森県北部太平洋沿岸の汀線位置における十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震の想定津波群とイベント堆積物及び内閣府(2020a)による日本海溝(三陸・日高沖)モデルの想定津波群の比較^{※4}

※4: 基準断層モデル以外の特性化モデルを対象に実施した詳細パラメータスタディの想定津波群は、補足説明資料「VI. 計算条件等 5. 想定津波群の作成方法」に記載。



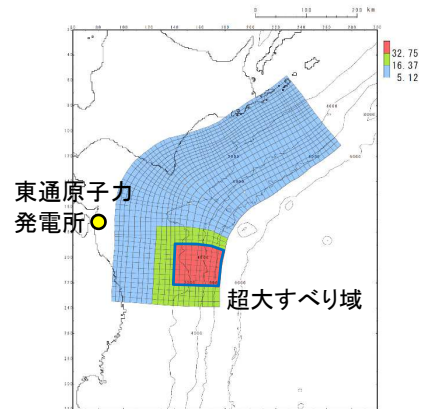
1.6 評価の妥当性確認

1.6.3 行政機関(内閣府)による津波評価との比較

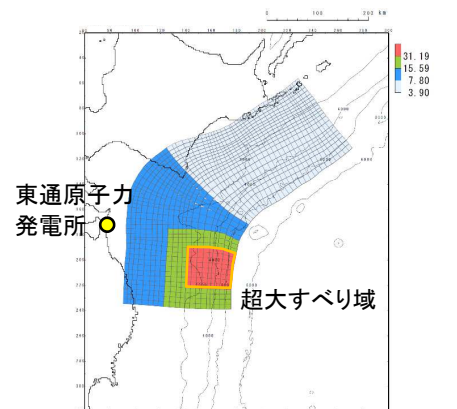
■十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震による津波評価と内閣府(2020a)による津波評価の比較(5/5)

- ・ 基準断層モデル①, ②, ③の超大すべり域位置, 内閣府(2020a)による日本海溝(三陸・日高沖)モデルのすべり域位置^{※1}と津波伝播特性の検討結果の比較を以下に示す。
- ・ 津波伝播特性の検討結果との比較から, 日本海溝(三陸・日高沖)モデルのすべり域のうち青森県沖のすべり域は, 青森県太平洋沿岸全域の津波高さに及ぼす影響が大きい, 発電所地点に与える影響が大きいすべり域の位置は, 基準断層モデル①, ②, ③の超大すべり域の位置関係から, 日本海溝沿いにおける大きなすべりであることを確認した。

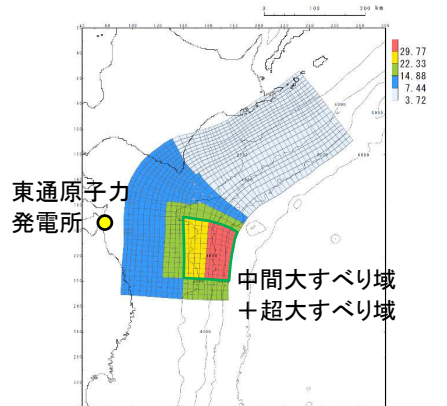
※1: 本比較では, 平均すべり量(14.76m)の2倍の領域を超大すべり域と定義



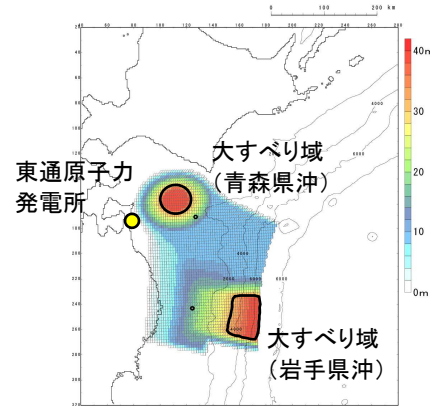
基準断層モデル①
(特性化モデル②, 南へ約100km移動)



基準断層モデル②
(特性化モデル③, 南へ約100km移動)

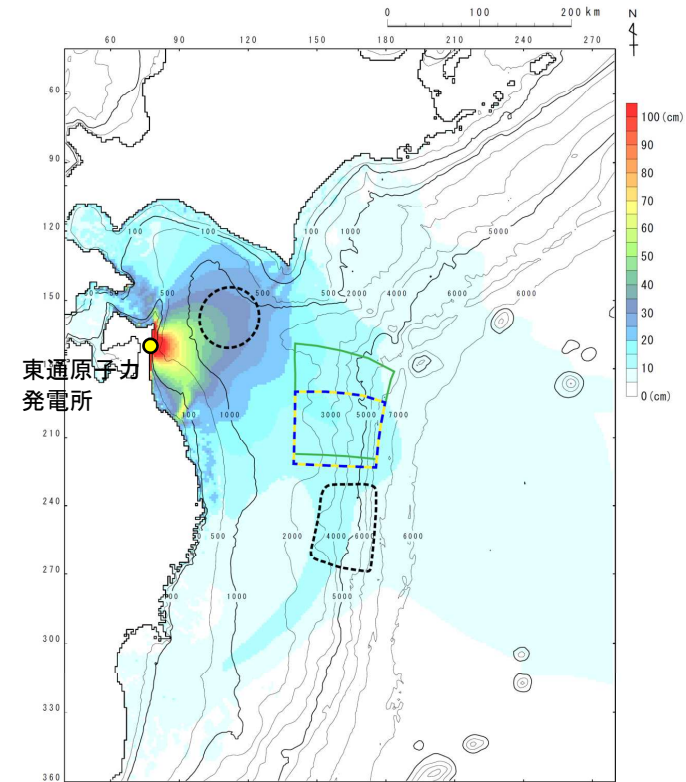


基準断層モデル③
(特性化モデル④, 南へ約40km移動)



日本海溝(三陸・日高沖)モデル
(内閣府(2020a))

- : 基準断層モデル①(特性化モデル②, 南へ約100km移動)
- : 基準断層モデル②(特性化モデル③, 南へ約100km移動)
- : 基準断層モデル③(特性化モデル④, 南へ約40km移動)
- : 日本海溝(三陸・日高沖)モデル(内閣府(2020a))



大すべり域の重ね合わせ図^{※2}

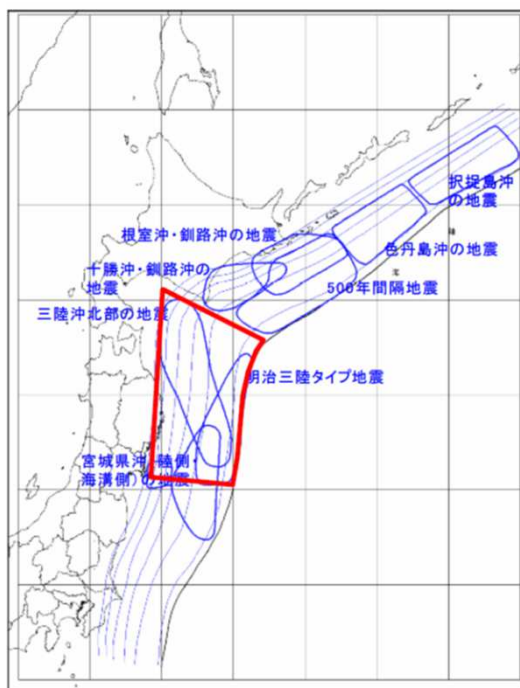
※2: 背景は津波伝播特性の検討結果。検討結果の詳細は, 補足説明資料「VI. 計算条件 6. 破壊伝播特性の検討」に記載。

1.6 評価の妥当性確認

1.6.4 行政機関(青森県)による津波評価との比較

■青森県海岸津波対策検討会(2012)の津波評価(1/2)

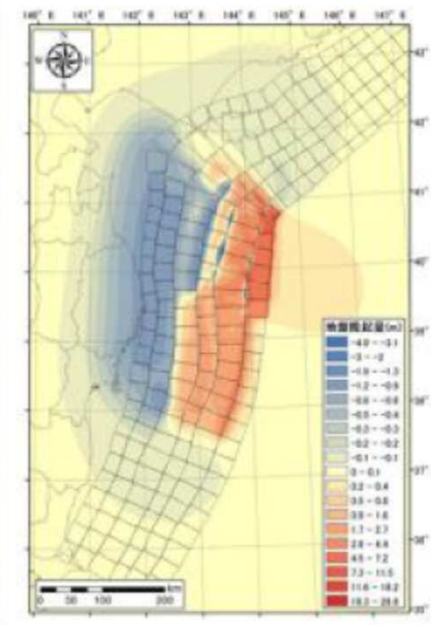
- 青森県海岸津波対策検討会(2012)においては、太平洋沿岸に最大クラスの津波をもたらす地震として、中央防災会議「日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会」で検討された「三陸沖北部の地震(Mw8.4)」と「明治三陸タイプ地震(Mw8.6)」の領域を網羅する「H24青森県太平洋側独自断層モデル(Mw9.0)(以下、「青森県独自断層モデル」という。)」を設定し、評価を実施している。
- 青森県独自断層モデルは、3.11地震から得られた知見を踏まえ、青森県東方沖及び岩手県沖北部の海溝沿いに大すべり域を設定している。
- なお、青森県(2021)では、青森県独自断層モデルに加え、内閣府(2020a)による日本海溝(三陸・日高沖)モデル、千島海溝(十勝・根室沖)モデルを用いた津波解析を実施し、それらの最大包絡から津波浸水想定を再評価しているが、内閣府(2020a)による津波評価との比較は、「6.3 行政機関(内閣府)による津波評価との比較」で実施していることから、行政機関(青森県)による津波評価との比較は、青森県独自断層モデルの評価と比較する。



H24青森県太平洋側独自断層モデルの想定波源域
(中央防災会議(2006)に一部加筆)



震源域



地盤変動量

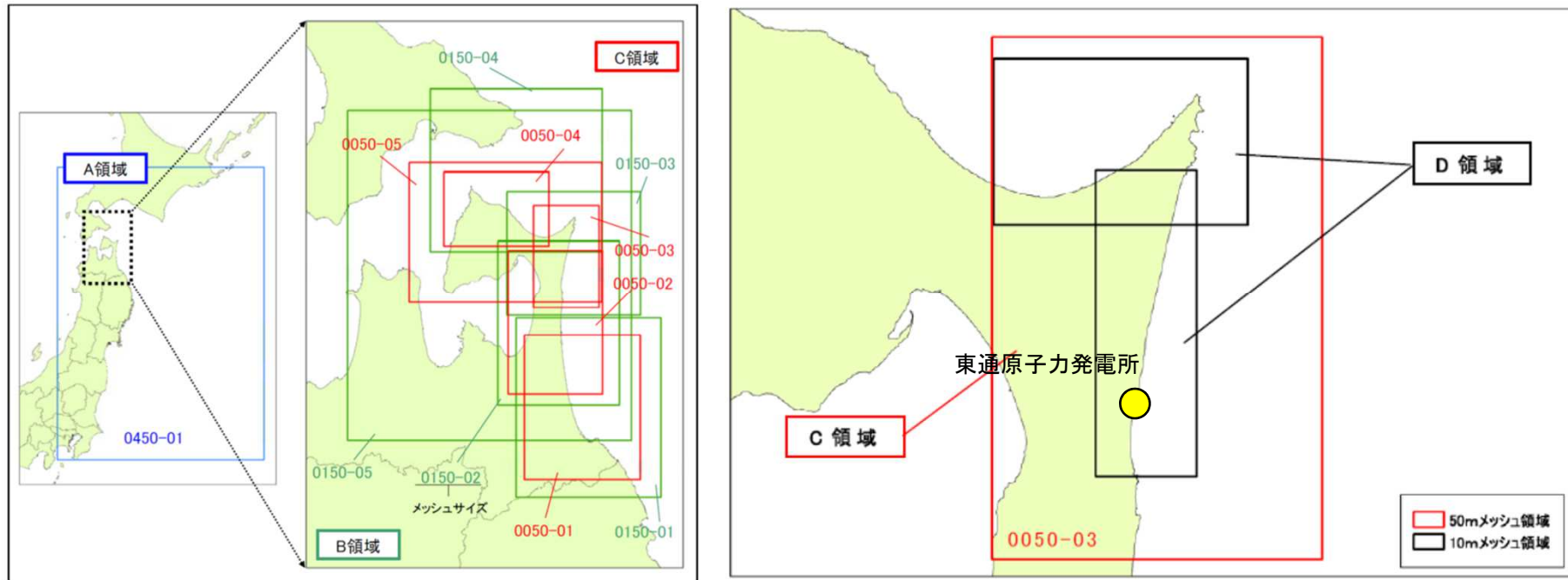
H24青森県太平洋側独自断層モデル(Mw9.0)の震源域及び地盤変動量
(青森県海岸津波対策検討会(2015))

1.6 評価の妥当性確認

1.6.4 行政機関(青森県)による津波評価との比較

■青森県海岸津波対策検討会(2012)の津波評価(2/2)

- 解析条件を以下に示す。



解析領域(青森県海岸津波対策検討会(2012)に一部加筆)

解析条件

計算格子間隔	A領域: 450m, B領域: 150m, C領域: 50m, D領域: 10m
初期潮位	T.P.+0.681m
計算時間	4時間
計算時間間隔	0.1秒

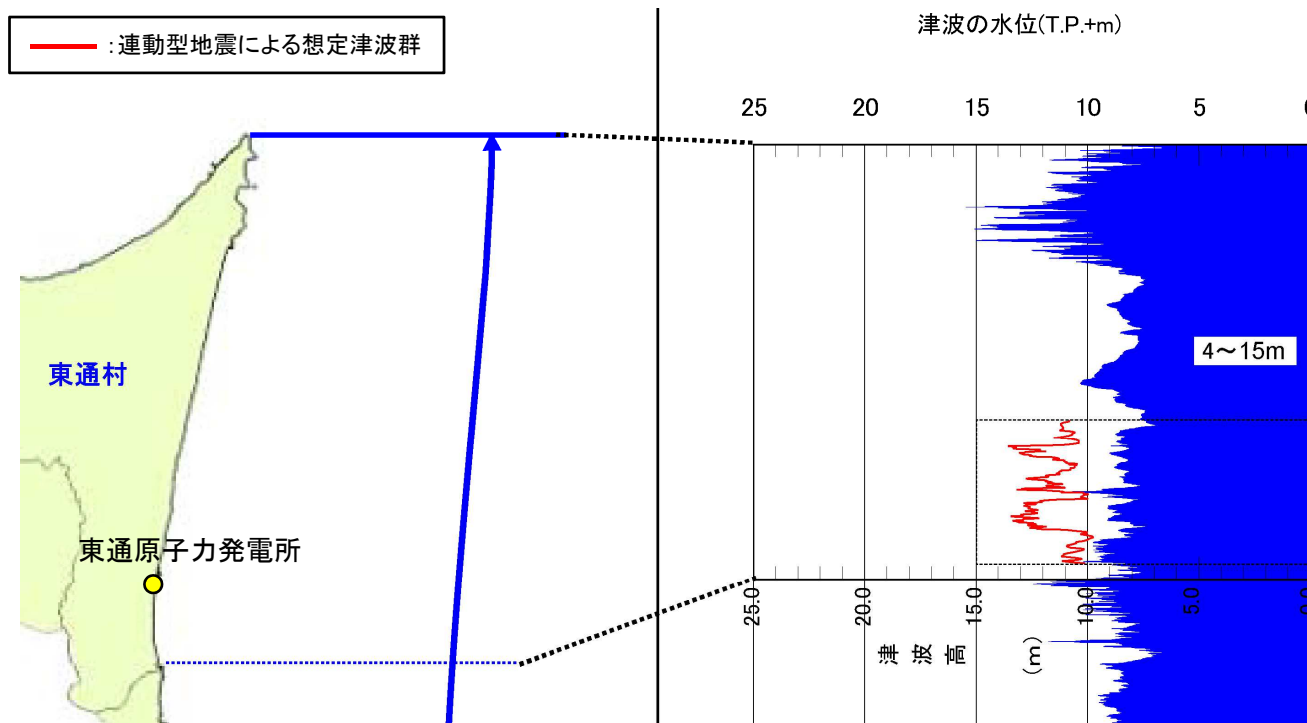
1.6 評価の妥当性確認

1.6.4 行政機関(青森県)による津波評価との比較

■十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震による津波評価と青森県海岸津波対策検討会(2012)による津波評価の比較(3/3)

- ・ 十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震による想定津波群^{※1}と青森県海岸津波対策検討会(2012)による東通村周辺の海岸線上の津波水位の比較を以下に示す。
- ・ 比較の結果、十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震の評価結果は、青森県海岸津波対策検討会(2012)の評価結果を上回っていることを確認した。

※1:連動型地震の想定津波群の詳細については、補足説明資料「VI. 計算条件等 5. 想定津波群の作成方法」に記載



十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震による想定津波群の包絡線と
青森県海岸津波対策検討会(2012)による東通村周辺の海岸線上の津波水位の比較^{※2}
(青森県海岸津波対策検討会(2012)に一部加筆)

※2:青森県評価では朔望平均満潮位を考慮しているのに対し、想定津波群では未考慮

1.6 評価の妥当性確認

1.6.5 まとめ

- ・ 今回評価した津波が十分保守的になっているかを確認するため、青森県北部太平洋沿岸で認められたイベント堆積物ならびに行政機関(内閣府, 青森県)の津波評価との比較を行った。
- ・ 比較の結果, 十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震による津波水位は, 青森県北部太平洋沿岸で認められたイベント堆積物ならびに行政機関(内閣府, 青森県)の津波水位を上回ることを確認した。
- ・ 以上から, 「十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震」に起因する津波評価の妥当性を確認した。

I . 地震に起因する津波の評価

2. 津波地震

- 2. 1 本説明(コメント回答)の概要
- 2. 2 評価フロー
- 2. 3 検討対象領域の設定
- 2. 4 地震規模の設定
- 2. 5 基準断層モデルの設定
- 2. 6 波源特性の不確かさの考慮
- 2. 7 「津波地震」に起因する津波の評価

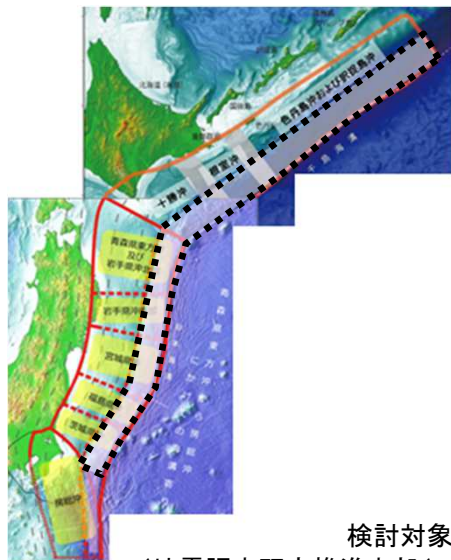
I. 地震に起因する津波の評価 2. 津波地震

2.1 本説明(コメント回答)の概要

No.	コメント時期	コメント内容
S39	2016年8月26日 第394回審査会合	津波地震について、地震規模の不確かさを考慮する方法と、土木学会(2002)を参考として波源特性の不確かさを考慮する方法の両方を示した上で、地震規模の設定について再度説明すること。
S40	2016年8月26日 第394回審査会合	千島海溝沿いで発生する津波地震を考慮する必要性について検討すること。

■ 検討対象領域の設定 S40

- 地震調査研究推進本部(2017, 2019)による津波地震の評価対象領域に係る評価を踏まえ、津波地震の検討対象領域を日本海溝から千島海溝までとする。
- 日本海溝・千島海溝島弧会合部付近ではスロー地震活動域が分布しており、島弧会合部を跨ぐ津波地震の発生可能性は低いと考えられるが、保守的に島弧会合部を跨ぐ津波地震も考慮する。



検討対象領域
(地震調査研究推進本部(2017, 2019)に一部加筆)

■ 地震規模の設定 S39

- 地震調査研究推進本部では、次の地震の規模について、1896年明治三陸地震津波クラスと評価している。
- 1896年明治三陸地震津波は国内外で発生した最大規模の地震であるが、土木学会(2009)は、日本付近で発生した過去の固有地震のマグニチュード幅は0.3~0.6程度の範囲に分布するとしている。また、Murotani et al.(2013)は、M7~9クラスまでに適用可能なスケールリング則から、マグニチュード幅は±0.2の範囲に分布するとしている。
- 以上から、基準断層モデルの地震規模は、保守的に1896年明治三陸地震津波の痕跡高を再現するモデル(Mw8.28)を上回るMw8.5を考慮する。



津波地震の評価においては、基準断層モデルの地震規模を不確かさを考慮しMw8.5とした上で、土木学会(2002, 2016)を参考に、波源特性の不確かさを考慮する。

I. 地震に起因する津波の評価 2. 津波地震

2.2 評価フロー

以下のフローに基づき評価を実施した。

【評価フロー】

SO : 審査会合コメント
朱書き部 : 今回追加 or 変更箇所

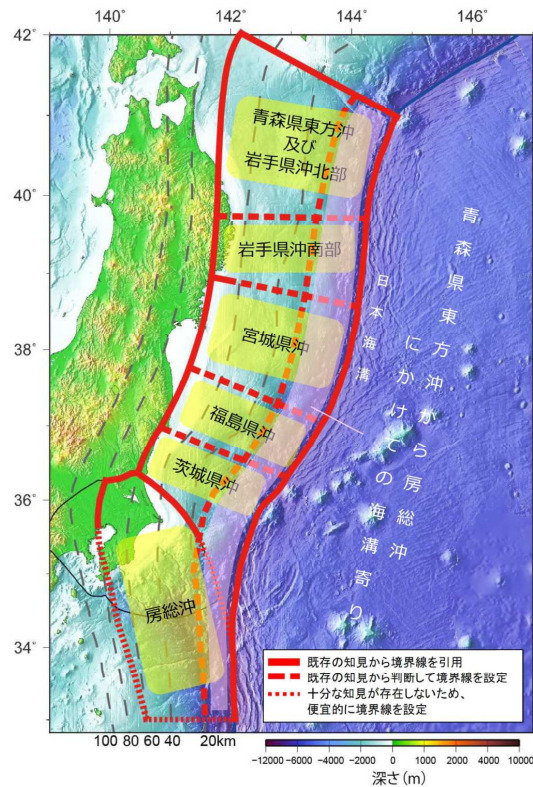


I. 地震に起因する津波の評価 2. 津波地震

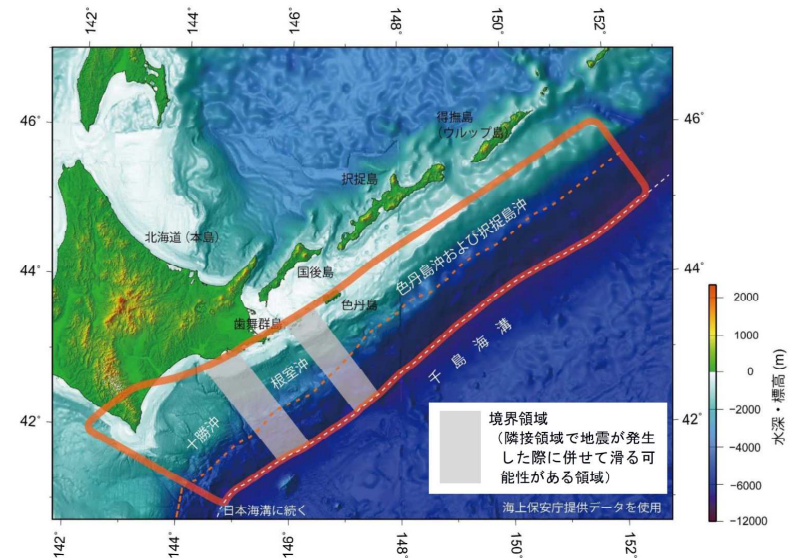
2.3 検討対象領域の設定

■地震調査研究推進本部の評価

- 日本海溝沿いにおける津波地震の発生領域について、地震調査研究推進本部(2019)は、1611年の慶長三陸地震及び1896年の明治三陸地震タイプの地震が特定の領域で繰り返し発生する地震であると判断できるほどの知見はないことを踏まえ、青森県東方沖から房総沖にかけての海溝よりのいずれかの場所で同様の地震が発生する可能性があるとして評価している。
- また、千島海溝沿いについて、地震調査研究推進本部(2017)は、顕著な被害を伴った津波地震は知られていないが、同じ太平洋プレートと陸のプレートの境界である日本海溝では被害の大きい津波地震が発生していることを踏まえ、1963年の地震、1973年根室半島沖地震、1975年の地震及び2003年十勝沖地震の津波地震の発生領域を基に、発生領域として海溝寄りの領域を設定している。



地震調査研究推進本部(2019)における
日本海溝沿いの評価対象領域



地震調査研究推進本部(2017)における
千島海溝沿いの評価対象領域

I. 地震に起因する津波の評価 2. 津波地震

2.3 検討対象領域の設定

■ 日本海溝・千島海溝島弧会合部を跨ぐ津波地震に関する評価

- Nishikawa et al.(2019)は、日本海溝沿いのスロー地震活動域と過去に発生した地震との位置関係を整理し、1896年明治三陸地震はスロー地震活動域の浅部で発生したことを示している。
- Tanaka et al.(2019)は、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・千島海溝島弧会合部付近におけるスロー地震活動域を整理し、島弧会合部浅部で超低周波地震が発生しているとともに、既往地震(1968年, 1994年, 2003年)はスロー地震活動域を避けるように発生していることを示している。

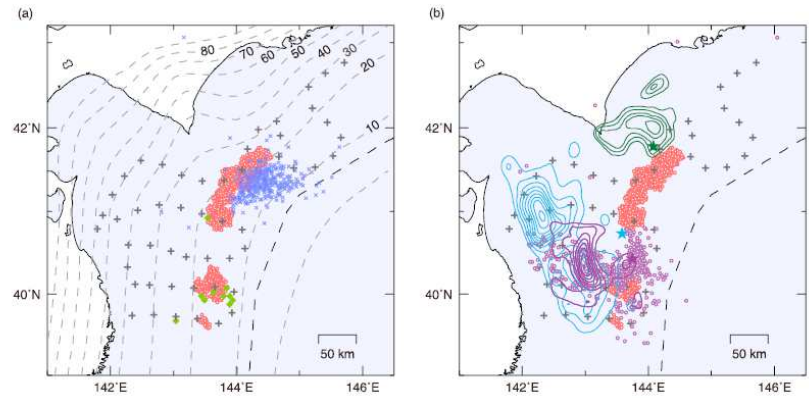
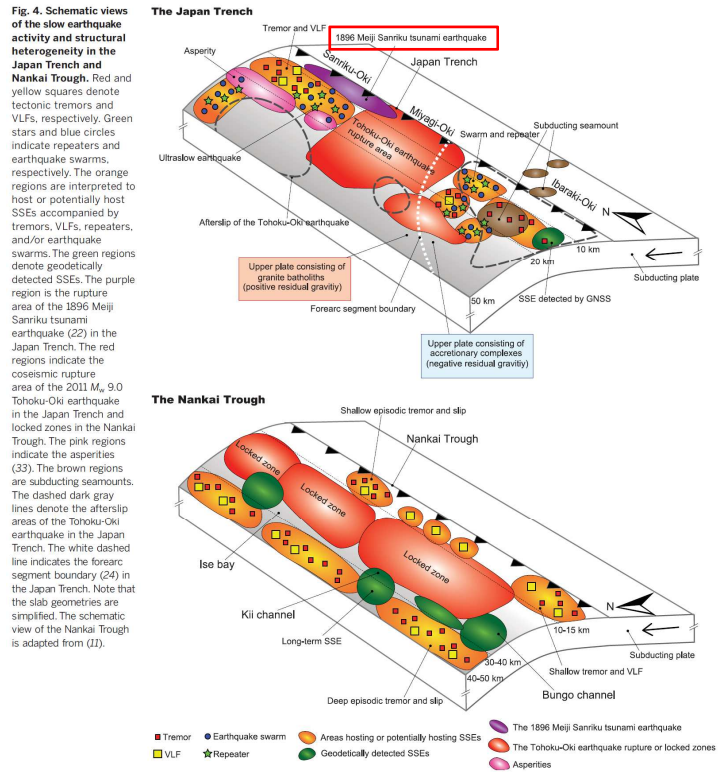


Figure 3. Locations of tremor sources determined in this study (red circles). (a) Comparison with locations of very low frequency earthquakes determined by an array signal processing method (blue crosses; Asano et al., 2008) and a cross-correlation analysis (light green diamonds; Matsuzawa et al., 2015) 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; Yamana & Kikuchi, 2004), 1994 Sanriku-Oki (purple; Nagai et al., 2001), and 2003 Tokachi-Oki earthquakes (green; Yamana & 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.

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))に一部加筆

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))

上記地震学的知見から、日本海溝・千島海溝島弧会合部を跨ぐ津波地震の発生可能性は低いと考えられる。

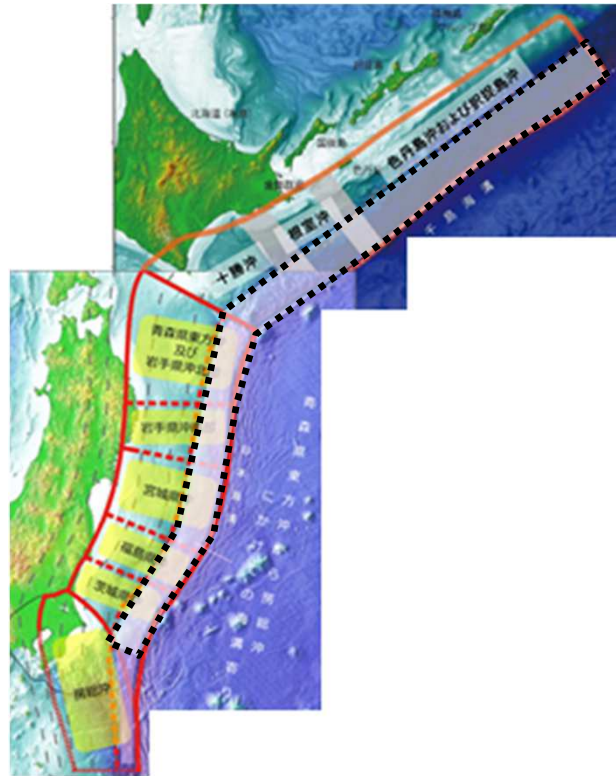


I. 地震に起因する津波の評価 2. 津波地震

2.3 検討対象領域の設定

■まとめ

- 地震調査研究推進本部(2017, 2019)の評価を踏まえ、検討対象領域は日本海溝から千島海溝を対象とする。
- 日本海溝・千島海溝島弧会合部付近ではスロー地震活動域が分布していることから、島弧会合部を跨ぐ津波地震の発生可能性は低いと考えられるが、安全側に島弧会合部を跨ぐ津波地震も考慮する。



検討対象領域

(地震調査研究推進本部(2017, 2019)に一部加筆)

I. 地震に起因する津波の評価 2. 津波地震
2.4 地震規模の設定

■地震調査研究推進本部の評価:日本海溝沿い

- 地震調査研究推進本部(2012, 2019)では, 日本海溝沿いで発生する次の津波地震の規模を1896年明治三陸地震津波の規模(Mt8.6~Mt9.0)^{※1}とし, その信頼度を「A」と評価している。

※1:地震調査研究推進本部(2012, 2019)では, 1896年明治三陸地震津波の地震規模について以下のとおり評価している。

→ Mt8.6, 9.0はともに阿部(2003)^{※2}による値。阿部(2003)によると「遡上高の平均値に阿部(1999)のMt決定法を適用すると9.0が求められるが, この値は過大評価気味である」とのことであるが, 本報告ではMt9.0も十分考えられると判断した。

※2:阿部(2003)の知見, 津波地震のMtとMwの関係の詳細は, 補足説明資料「Ⅲ.「津波地震」に起因する津波の評価 1. 阿部(2003)及びMtとMwの関係」に記載。

次の三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート間地震(津波地震)の発生確率等
(地震調査研究推進本部(2012))

項目	将来の地震発生確率等 ^{注2}	備考	評価の信頼度 ^{注4}
今後10年以内の発生確率 #	9%程度 (2%程度)	約412年間に顕著な津波を伴った地震が三陸沖北部から房総沖の海溝寄りに4回発生していると判断し, 平均発生間隔を103年(=412年/4回)とし, ポアソン過程により三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのどこかで発生する確率を算出した。また, 1896年の地震の断層長が三陸沖北部から房総沖の海溝寄り全体の0.25倍程度を占めることから, 特定の海域では同様の地震が412年に1回発生するものとして, ポアソン過程から発生確率を算出した。	C
今後20年以内の発生確率 #	20%程度 (5%程度)		
今後30年以内の発生確率 #	30%程度 (7%程度)		
今後40年以内の発生確率 #	30%程度 (9%程度)		
今後50年以内の発生確率 #	40%程度 (10%程度)		
今後100年以内の発生確率 #	60%程度 (20%程度)		
今後300年以内の発生確率 #	90%程度以上 (50%程度)		
次の地震の規模	Mt8.6-Mt9.0 ^{注3}		

注2 評価時点がどの時点でもポアソン過程を用いているため確率は変化しない。

注3 Mの推定値のばらつきについて, 「程度」及び「前後」を使用。「程度」は「前後」よりばらつきが大きい場合に使用した。

注4 評価の信頼度

■規模の評価の信頼度:A

想定地震と同様な過去の地震の規模から想定規模を推定した。過去の地震データが比較的多くあり, 規模の信頼性は高い。

■発生確率の評価の信頼度:C

想定地震と同様な過去の地震データが少なく, 必要に応じ地震学的知見を用いて発生確率を求めたため, 発生確率の値の信頼性はやや低い。

今後の新しい知見により値が大きく変わり得る。

I. 地震に起因する津波の評価 2. 津波地震

2.4 地震規模の設定

■地震調査研究推進本部の評価:千島海溝沿い

- 地震調査研究推進本部(2017)では、十勝沖から択捉島沖で発生する次の津波地震の規模をMt8.0程度と評価している。
- 千島海溝沿いで発生した津波地震で顕著な被害を及ぼしたものは記録に無いが、隣接する日本海溝沿いでは、より規模の大きな津波地震が発生し、多数の死傷者を伴っており(1896年明治三陸地震, M8.2, Mt8.6~9.0), 規模の大きな津波地震が発生する可能性は否定できないとしている。

次の十勝沖から択捉島沖の海溝寄りのプレート間地震(津波地震等)
(地震調査研究推進本部(2017))

項目	将来の地震発生確率等 ^{注1}	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	20%程度 ^{注2} 40%程度 50%程度 60%程度 70%程度	1900年以降の117年間に、Mt8.0程度の地震が3回発生しているため、発生頻度を39.0年に1回とし、ポアソン過程から発生確率を算出した
次の地震の規模	Mt8.0程度 ^{注3}	過去に発生した地震のMtを参考にして判断した。津波地震である場合はMはMtより小さい。

注1 評価時点がどの時点でもポアソン過程を用いているため確率は変化しない。

注2 海溝型地震の発生確率表記のルールでは、当該の地震の発生確率をその最新の発生時刻、平均発生間隔、ばらつきを用いて算定する。有効桁数は1として計算結果を丸めて以下の表記の規程を適用する。

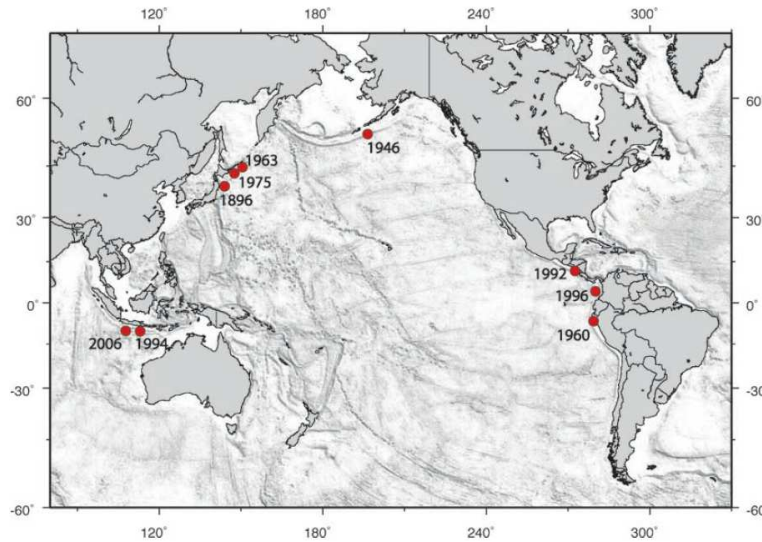
<計算結果(%)> → <評価としての表記例>
10以上94.5未満 → 「d0%程度」

注3 この報告書では、Mの数値の推定のばらつきについて、「程度」及び「前後」を使用した。「程度」は「前後」よりばらつきが大きい場合に使用した。

I. 地震に起因する津波の評価 2. 津波地震
2.4 地震規模の設定

■国内外で発生した津波地震の地震規模に関する知見

- 1896年明治三陸地震津波 (M_w 8.3, 土木学会(2016))は, 国内外で発生した最大規模の地震である。



Date	Geographical Region	M_w	m_b	M_s	M_f	Deaths
1896/06/15	Japan			7.2	8.0	26360
1946/04/01	Aleutian Islands	8.2		7.3	9.3	165
1960/11/20	Peru	7.6	7.0	7.0		66
1963/10/20	Kurile Islands	7.8	7.1	7.2		
1975/06/10	Kurile Islands	7.5	5.6	7.0		
1992/09/02	Nicaragua	7.7	5.4	7.2		179
1994/06/02	Java	7.8	5.7	7.1		250
1996/02/21	Peru	7.5	5.8	6.6		12
2006/07/17	Java	7.7	6.2	7.2		668

Tsunami Earthquakes, Figure 1
Map of tsunami earthquakes (listed in Table 1). Location for 1896 earthquake from [2] and for 2006 earthquake from the Global CMT catalog. All other earthquake locations from the Centennial Earthquake Catalog [18]

世界の津波地震発生位置 (POLET and KANAMORI(2008))に一部加筆)

I. 地震に起因する津波の評価 2. 津波地震

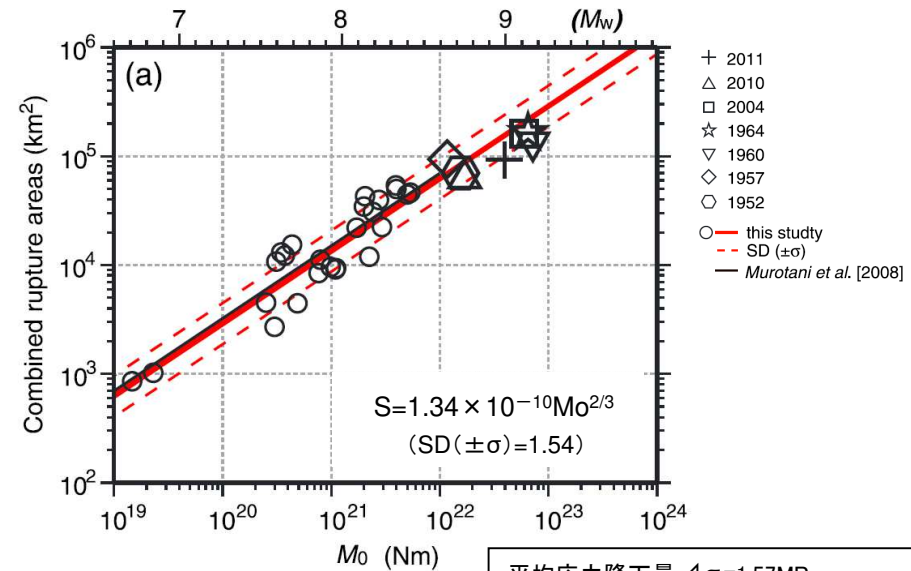
2.4 地震規模の設定

■地震規模(Mw)の分布幅に関する知見の整理

- 土木学会(2009)では、日本付近でほぼ同じ領域が破壊したと考えられる過去の固有地震の規模範囲を整理し、「マグニチュードの決定精度に問題はあると思われるが、マグニチュード幅は0.3~0.6程度の範囲に分布している。」としている。
- Murotani et al.(2013)によるM7~9クラスまでに適用可能なスケーリング則($M_0 = 16 / (7 \cdot \pi^{3/2}) \cdot \Delta\sigma \cdot S^{3/2}$)から、破壊領域(S)と M_0 の関係式の平均応力降下量を算定すると1.57MPaであり、標準偏差SD($\pm\sigma$)を考慮すると最小で0.82MPa、最大で3.0MPaとなる。
- 破壊領域(S)を固定した場合の各平均応力降下量のMwを算定すると、 $\Delta\sigma = 1.57\text{MPa}$ によるMwに対して $\Delta\sigma = 0.82\text{MPa}$ は-0.2、 $\Delta\sigma = 3.00\text{MPa}$ は+0.2となる。

過去の固有地震の規模範囲
(土木学会(2009))

海域	M_j の範囲	M_t の範囲
宮城県沖: 5地震	7.3~7.5	—
三陸沖北部: 4地震	7.4~7.9	7.6~8.2
十勝沖: 2003, 1952, 1843	8.0~8.2	8.0~8.2
南海: 1946, 1854	8.0~8.4	8.1~8.3

破壊領域(S)と M_0 の関係(Murotani et al.(2013))

以上から、地震規模(Mw)の分布幅は、基準 ± 0.2 と整理される。

I. 地震に起因する津波の評価 2. 津波地震

2.4 地震規模の設定

S39

■まとめ

- 地震調査研究推進本部(2012, 2019)では, 日本海溝沿いで発生する次の地震の規模を1896年明治三陸地震津波と評価している。また, 地震調査研究推進本部(2017)では, 千島海溝沿いで発生する次の地震規模をMt8.0程度と評価しているが, 日本海溝沿いではより規模の大きな津波地震が発生していることを踏まえ, Mt8.0程度よりも規模が大きい津波地震が発生する可能性は否定できないとしている。
- 1896年明治三陸地震津波は国内外で発生した最大規模の地震であるが, 地震規模の分布幅について, 土木学会(2009)は, 日本付近でほぼ同じ領域が破壊したと考えられる過去の固有地震の規模範囲を整理し, マグニチュード幅は0.3~0.6程度の範囲に分布するとしている。また, Murotani et al.(2013)は, M7~9クラスまでに適用可能なスケーリング則から, マグニチュード幅は±0.2の範囲に分布するとしている。
- 以上から, 基準断層モデルの地震規模は, 国内外で発生した最大規模の1896年明治三陸地震津波の痕跡高を再現するモデル(Mw8.28)を上回るMw8.5を考慮する。

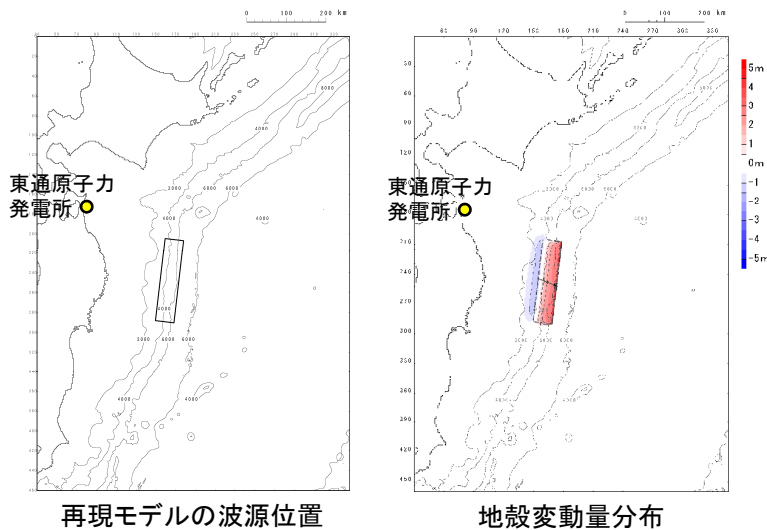
I. 地震に起因する津波の評価 2. 津波地震

2.5 基準断層モデルの設定

■ 既往津波の再現解析

【再現モデルの設定】

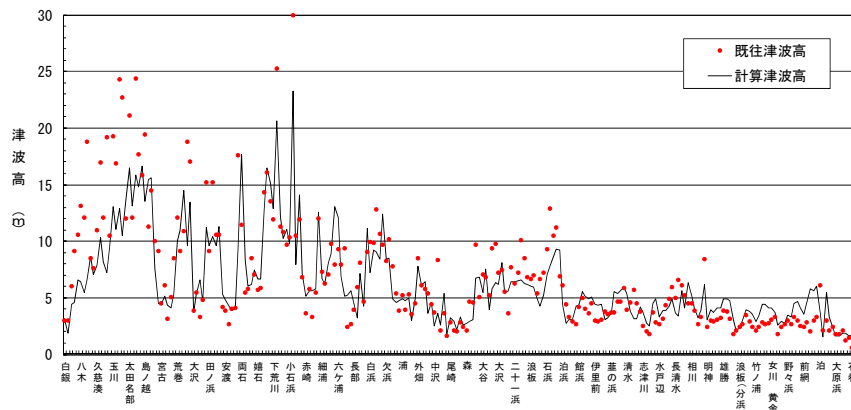
- 土木学会(2016)を参考として、1896年明治三陸地震津波の再現モデルを設定した。



断層パラメータ		設定方法	設定値
モーメントマグニチュード*	Mw	$(\log M_0 - 9.1) / 1.5$	8.28
長さ	L(km)	土木学会(2016)	210
幅	W(km)	土木学会(2016)	50
剛性率	μ (N/m ²)	土木学会(2016)	3.5×10^{10}
すべり量	D_{\max} (m)	土木学会(2016)を基本として、再現性が確認できるすべり量に補正。	9.0
地震モーメント	M_0 (N・m)	μ LWD	3.31×10^{21}
走向	θ (°)	土木学会(2002)を基本として、再現性が確認できる走向に補正。	190
断層上縁深さ	d(km)	土木学会(2016)	1
傾斜角	δ (°)	土木学会(2016)	20
すべり角	λ (°)	土木学会(2016)	75
ライズタイム	τ (s)	相田(1986)	60

【再現性の確認結果※】

- 土木学会(2016)の目安 ($0.95 < K < 1.05$, $\kappa < 1.45$) を満足しており、各断層パラメータの設定値が妥当であることを確認した。



既往津波	K	κ	n	既往津波高
1896年明治三陸地震津波	1.00	1.44	246	伊木(1897), 松尾(1933)

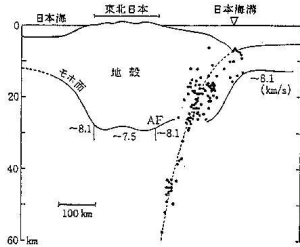
※: 再現性の確認に用いた計算条件等の詳細は、補足説明資料「VI. 計算条件等 3. 既往津波の再現解析」に記載。

I. 地震に起因する津波の評価 2. 津波地震

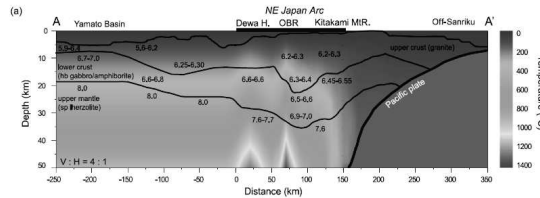
2.5 基準断層モデルの設定

■ 既往津波の再現解析: 剛性率の設定

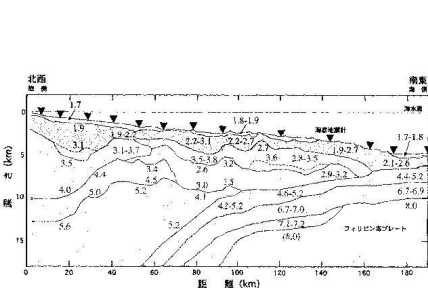
- 土木学会 (2016) 等を参考として, $3.5 \times 10^{10} (\text{N/m}^2)$ とした。



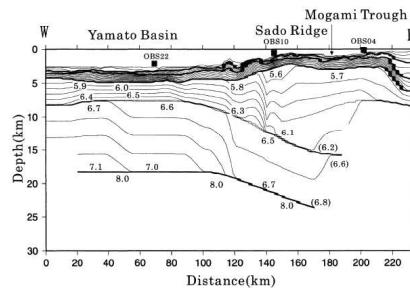
(a) 東北日本周辺 (吉井, 1977)



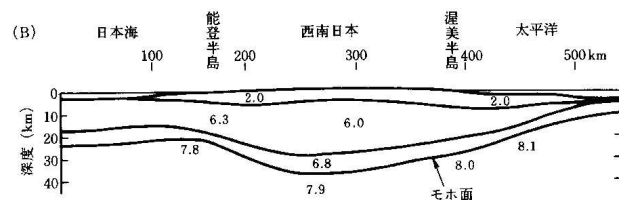
(b) 東北日本周辺 (武藤・大園, 2012) ©日本地質学会)



(c) 日向灘沖 (宮町・後藤, 1999)



(d) 秋田沖日本海東縁部 (西坂ほか, 2001)



(e) 西南日本周辺 (周藤・牛来, 1997)

P波速度構造に関する既往研究例(土木学会(2016))

Vp/Vs比に関する既往研究例(伊藤・大東(1996))

地域	上部地殻	下部地殻	上部マントル	文献・備考
近畿	1.67		1.78	Yoshiyama(1957)
西南日本	1.68		1.75~1.79	角田(1968)
紀伊半島	1.716±0.021			渡辺・黒磯(1967)
東北			1.77	宇津(1969)
中国	1.70~1.71	1.73		Hashizume(1970)
東北	1.66	1.75	1.70~1.75 1.75~1.80	堀内ら(1977) マンツルの値は火山フロントの東西
近畿北部	1.70			黒磯・渡辺(1977)
函館群発	(1.66)			高波ら(1980) 表層の値
中部東海	1.68±0.02	1.75~1.81	1.77	Ukawa and Fukao(1981) 真のVp, Vsから求めた値
四国	(1.58-1.65) 1.73	1.75	1.73	岡野・木村(1983) ()内は表層の値
飛騨周辺	1.67±0.01			橋田・鶴川(1995)
長野県	1.69±0.01			
北関東	1.71±0.01			
甲府周辺	1.69±0.01			
富士箱根	1.69~1.78			
甲府周辺	1.66~1.71			
日光付近	1.682±0.016	1.686*	1.90	大東・伊藤(1995) *は真のVp, Vsから求めた値
長野県西部	1.700±0.053	1.686*		
兵庫県南部	1.680±0.023	1.76*	1.76*	

震源付近の媒質の剛性率(土木学会(2016))

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

I. 地震に起因する津波の評価 2. 津波地震

2.5 基準断層モデルの設定

■ライズタイムの設定

- 実際の地震の震源過程(=初期破壊から震源域全体に破壊が及ぶ過程)が終了するのに要する時間が数秒から1分程度であることに対して、相田(1986)は津波解析上の変動時間(以下、「津波初期変位分布のライズタイム」という。)の設定方法を以下のとおり示している。

$$\text{津波初期変位分布のライズタイム(s)} = (L(\text{km}) / V_r(\text{km/s})) + \tau(\text{s})$$

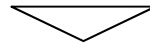
ここで、

L : 断層長さ(km)

V_r : 破壊伝播速度(km/s)

τ : ある1点で断層ずれを形成する時間(=立上り時間)(s)

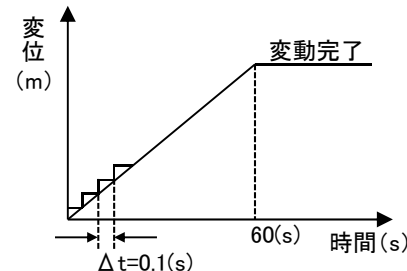
- 日本海溝沿いで発生しているM8クラスの地震の断層長さL:150(km)~200(km)程度(土木学会(2002)), 破壊伝播速度 V_r :2.4(km/s)~3.0(km/s)(地震調査研究推進本部(2009)), ある1点で断層ずれを形成する時間(=立上り時間) τ :5(s)程度(相田(1986))とすると、津波初期変位分布のライズタイムは、55(s)~88(s)程度となる。



以上を踏まえ、津波初期変位分布のライズタイムを60(s)に設定した*。

※:津波初期変位分布の解析上の考慮方法

- Mansinha and Smylie(1971)の方法により計算される津波初期変位分布(=断層面全体の鉛直変位分布)を破壊終了時変位、その変動終了時間:60(s)(=ライズタイム)として、津波解析と同様の時間格子間隔 Δt :0.1(s)を用いて一様に変位を与える。

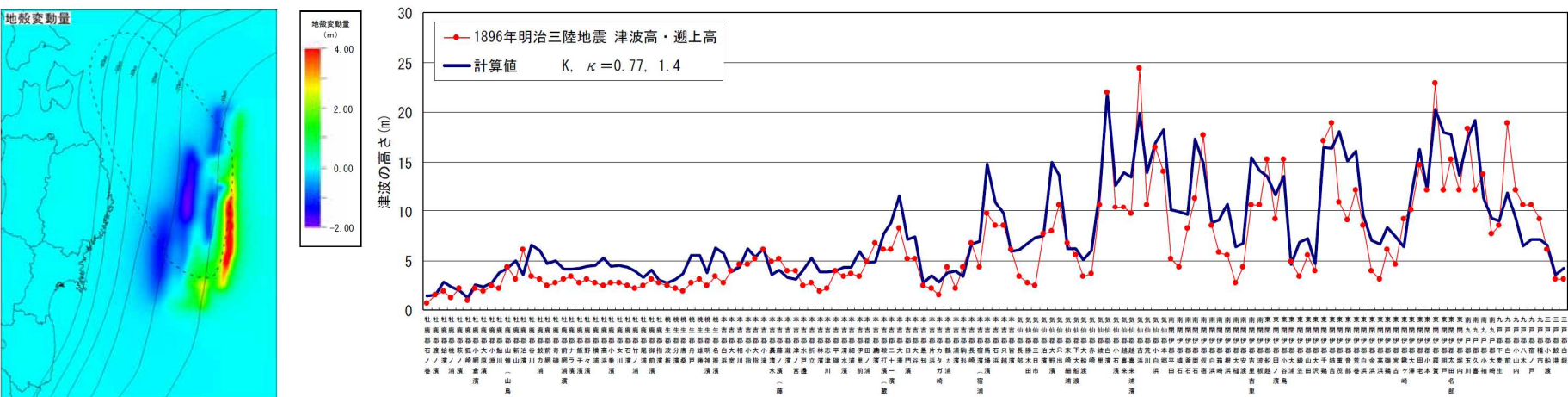
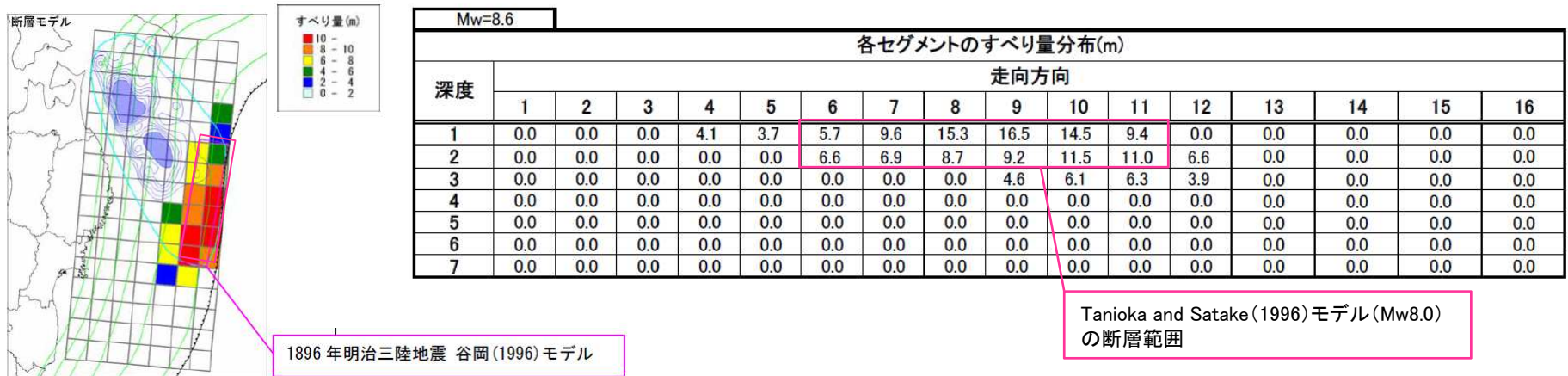


I. 地震に起因する津波の評価 2. 津波地震

2.5 基準断層モデルの設定

■設定方針

- 中央防災会議(2005)では、1896年明治三陸地震津波の痕跡高を用いたインバージョン手法により、すべりの不均質性を考慮した断層モデル(断層面積:約23km², 代表長さ:約330km, 平均幅:約70km)を推定している。
- 同モデルは、申請時の基準断層モデル(Mw8.3)やTanioka and Satake(1996)の断層モデル(Mw8.0)よりも地震規模が大きいとともに(Mw8.5^{*}), 痕跡高よりも計算値が大きい(K=0.77, $\kappa=1.4$)。
- ※:すべり量, 面積から剛性率を逆算すると $\mu=5.24 \times 10^{10}$ (N/m²)であるが, 土木学会(2002)を参考に設定した再現モデルの $\mu=3.5 \times 10^{10}$ (N/m²)を用いるとMw8.48である。
- 以上から, 基準断層モデルは, 中央防災会議(2005)の断層モデルのすべり分布を参考に設定する。



1896年明治三陸地震津波の痕跡高を用いたインバージョンモデル及び痕跡高と計算値の比較(中央防災会議(2005)に一部加筆)

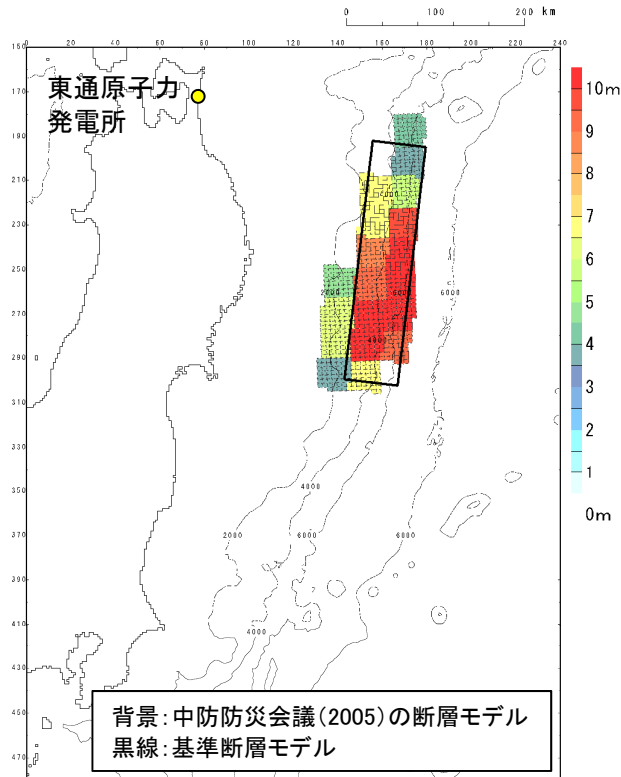
I. 地震に起因する津波の評価 2. 津波地震

2.5 基準断層モデルの設定

S39

■ 基準断層モデルの設定: 長さ, 幅, すべり量, 剛性率, 断層上縁深さ, 傾斜角, ライズタイムの設定

- 既往津波(1896年明治三陸地震津波)の再現モデル, 中央防災会議(2005)の断層モデルのすべり分布を参考に, 土木学会(2002)に示されるMwに関連する断層パラメータのスケーリング則を適用して, 長さ, 幅, すべり量, 剛性率, 地震モーメント, 傾斜角, ライズタイムを以下のとおり設定した。



基準断層モデル
(波源位置: 1896年明治三陸地震津波発生位置)

諸元

断層パラメータ		設定方法	設定値
モーメントマグニチュード	Mw	地震規模(Mw)の分布幅に関する知見, 国内外で発生した最大規模の1896年明治三陸地震津波の地震規模を踏まえて設定	8.5
長さ	L(km)	中央防災会議(2005)のすべり分布を参考に, 既往津波再現モデルに, Mwに関連する断層パラメータのスケーリング則(限界を設定しない)を適用して設定。	271
幅	W(km)		64
すべり量	D(m)		11.60
剛性率	μ (N/m ²)	既往津波再現モデルに基づき設定。	3.5×10^{10}
地震モーメント	Mo(Nm)	μ LWD	7.08×10^{21}
断層上縁深さ	d(km)	既往津波再現モデルに基づき設定。	1
傾斜角	δ (°)		20
すべり角	λ (°)		75
ライズタイム	τ (s)	既往津波再現モデルに基づき設定。	60

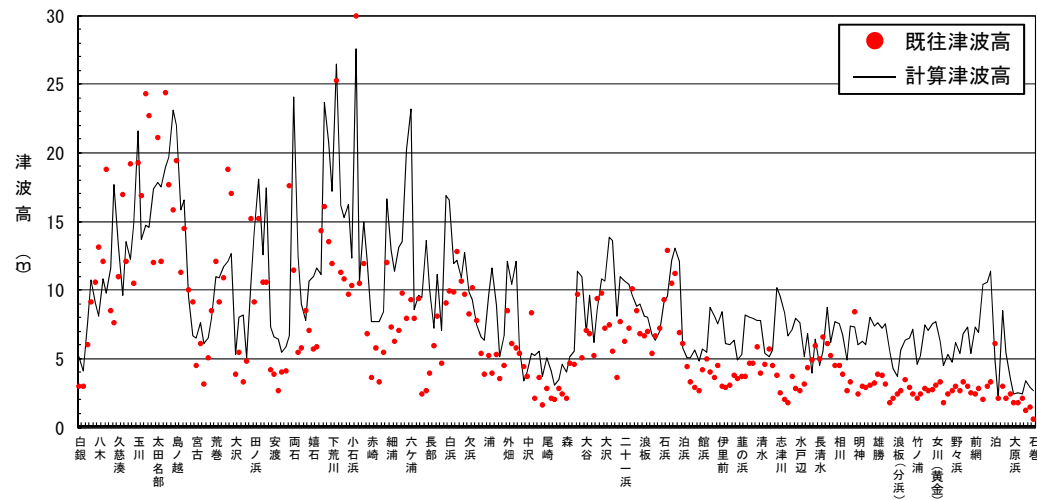
1896年明治三陸地震津波の痕跡高と比較し, 設定した断層モデルの妥当性を確認する。

I. 地震に起因する津波の評価 2. 津波地震

2.5 基準断層モデルの設定

■ 基準断層モデルの設定: 1896年明治三陸地震津波の痕跡高との比較

- 設定した断層モデルは1896年明治三陸地震津波の痕跡高よりも十分に大きく($K=0.66$), 安全側の設定になっていることを確認した。



1896年明治三陸地震津波の痕跡高と計算津波高の比較

1896年明治三陸地震津波の痕跡高との比較(K, κ)

断層モデル	K	κ	n	既往津波高
基準断層モデル	0.66	1.54	246	伊木(1897), 松尾(1933)
(参考) 中央防災会議(2005)	0.77	1.4	143*	

※: 痕跡高と計算値の比較図(p45)から読み取り

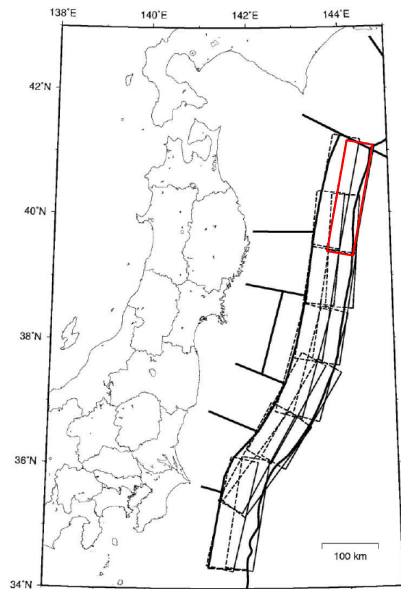
I. 地震に起因する津波の評価 2. 津波地震

2.5 基準断層モデルの設定

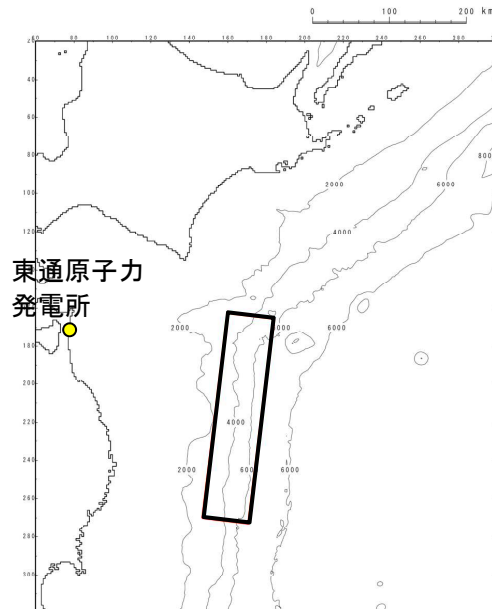
S39

■ 基準断層モデルの設定

- 地震調査研究推進本部(2014)による津波地震の断層面の設定方法を参考として、発電所に影響が大きい位置(日本海溝北端)を基準位置とした。
- 上記波源位置における走向, すべり角を含めた諸元を以下に示す。



三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート間地震(津波地震)の断層面
(地震調査研究推進本部(2014)に一部加筆)



基準断層モデル
(波源位置: 基準)

諸元

断層パラメータ		設定方法	設定値
モーメント マグニチュード*	Mw	地震規模(Mw)の分布幅に関する知見, 国内外で発生した最大規模の1896年明治三陸地震津波の地震規模を踏まえて設定	8.5
長さ	L(km)	既往津波再現モデル, 中央防災会議(2005)のすべり分布を参考に, Mwに関連する断層パラメータのスケーリング則(限界を設定しない)を適用して設定。	271
幅	W(km)		64
すべり量	D(m)		11.60
剛性率	μ (N/m ²)	既往津波再現モデルに基づき設定。	3.5×10^{10}
地震モーメント	Mo(Nm)	μ LWD	7.08×10^{21}
走向	θ (°)	地震調査研究推進本部(2014)の津波地震の断層面を参考に設定。	197
断層上縁深さ	d(km)	既往津波再現モデルに基づき設定。	1
傾斜角	δ (°)		20
すべり角	λ (°)	走向とすべり方向に基づき設定。	83.6
ライズタイム	τ (s)	既往津波再現モデルに基づき設定。	60

I. 地震に起因する津波の評価 2. 津波地震

2.5 基準断層モデルの設定

■ 基準断層モデルによる計算結果

- ・ 基準断層モデル(Mw8.5)による計算結果を示す。
- ・ 水位上昇側については、申請時の基準断層モデル(Mw8.3)の計算結果もあわせて示す。

【水位上昇側】

	最大水位上昇量(m)				備考
	敷地前面	取水口前面	補機冷却海水系取水口前面	放水路護岸前面	
基準断層モデル (Mw8.5)	6.66	5.94	5.96	5.72	
申請時 基準断層モデル (Mw8.3)	6.46	4.74	—	4.43	補機冷却海水系取水口を反映する前の地形による計算結果

【水位下降側】

	最大水位下降量(m)	備考
	補機冷却海水系取水口前面	
基準断層モデル (Mw8.5)	-4.09	

I. 地震に起因する津波の評価 2. 津波地震

2.6 波源特性の不確かさの考慮

■波源特性の不確かさの考慮方法

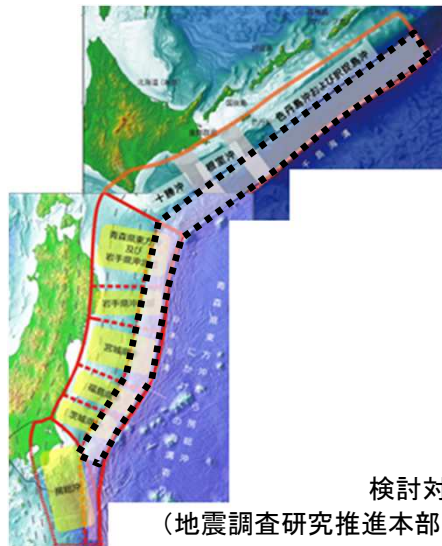
- 土木学会(2016)を参考として波源位置及び走向を変動させた概略パラメータスタディを実施し、敷地前面における水位上昇量及び補器冷却海水系取水口前面における水位下降量が最大となるケースを対象に、傾斜角及びすべり角を変動させた詳細パラメータスタディを実施した。
- 走向、傾斜角、すべり角の変動範囲については、土木学会(2002, 2016)を参考に設定^{※1}した。

※1:土木学会(2002)では、走向について、日本海溝の形状を考慮して変動範囲を設定。傾斜角、すべり角については、プレート間逆断層地震のハーバードCMTによる発震機構解(1976.1~2000.1に発生したMw6.0以上、深さ60km以下の地震)及び既往津波の断層モデルのばらつきから変動範囲を設定。

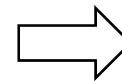
【概略パラメータスタディ】

検討対象領域	変動範囲	
	位置	走向 ^{※2}
日本海溝沿い	基準(日本海溝北端) 南へ10km, 20km, 30km移動	基準, 基準±5°, 基準+10°
日本海溝～ 千島海溝沿い	基準(日本海溝北端)から 北東へ10km～260km移動(10km単位)	
千島海溝沿い	千島海溝南西端から北東へ10km, 20km, 30km, 40km, 50km移動	

※2:海溝軸を跨がない範囲で変動範囲を設定



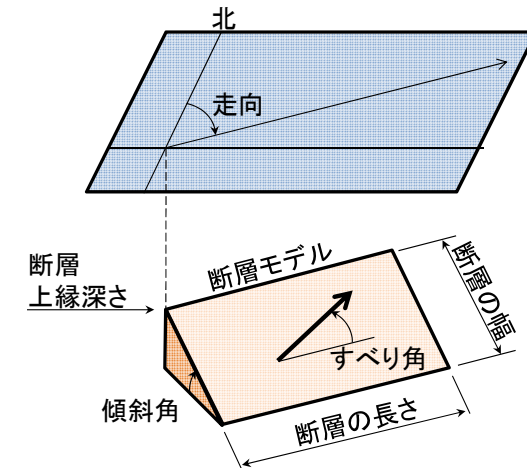
最大水位上昇量・
下降量最大ケース



【詳細パラメータスタディ】

項目	変動範囲
傾斜角	基準, 基準±5°
すべり角	基準, 基準±10°

(参考)断層パラメータ



I. 地震に起因する津波の評価 2. 津波地震

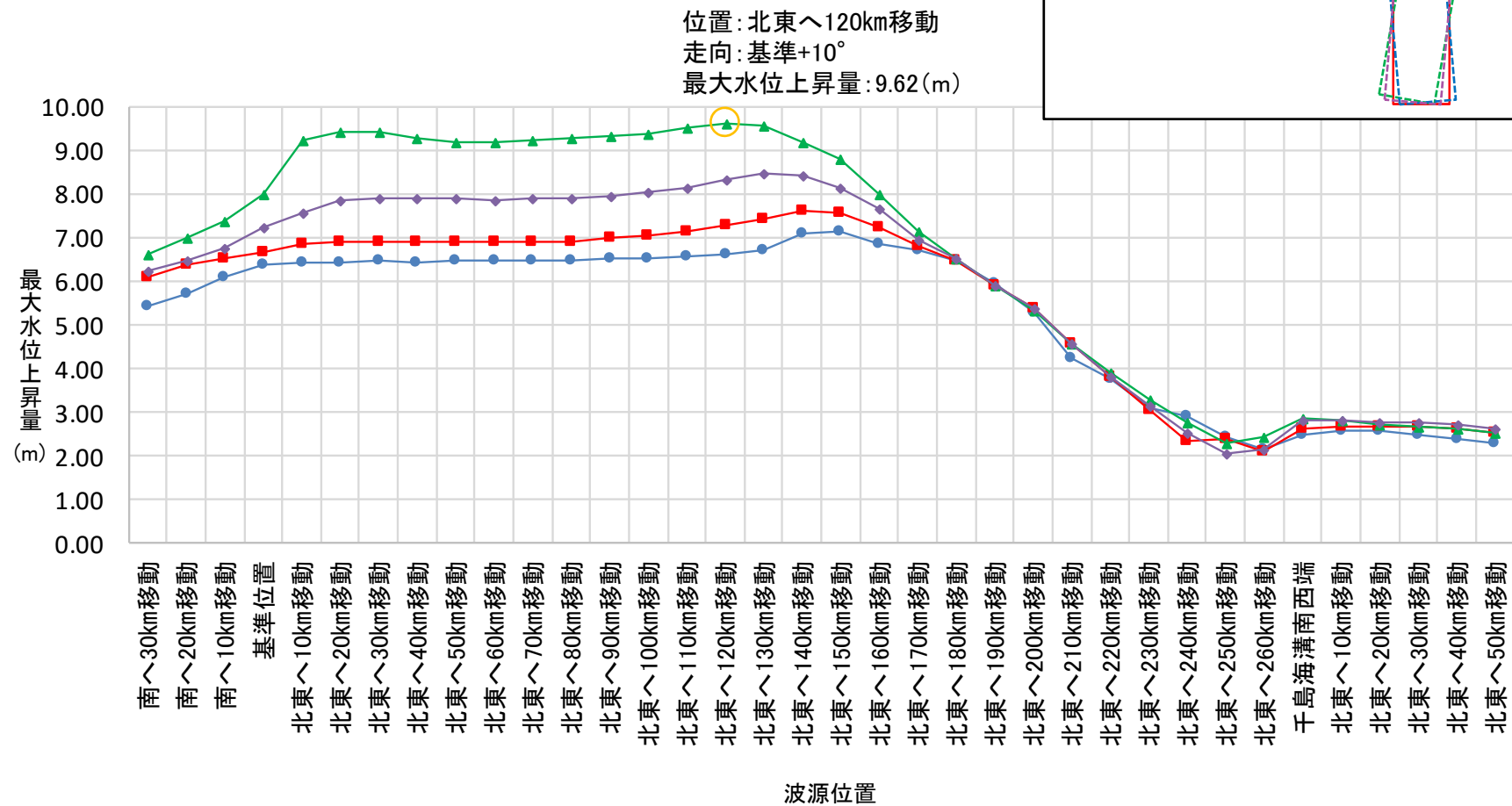
2.6 波源特性の不確かさの考慮

S39 S40

■概略パラメータスタディ結果: 水位上昇側

- 敷地前面における最大水位上昇量を以下に示す※。

※: 計算結果の詳細は、補足説明資料「Ⅲ. 「津波地震」に起因する津波の評価 2. 概略パラメータスタディ結果」に記載。



I. 地震に起因する津波の評価 2. 津波地震

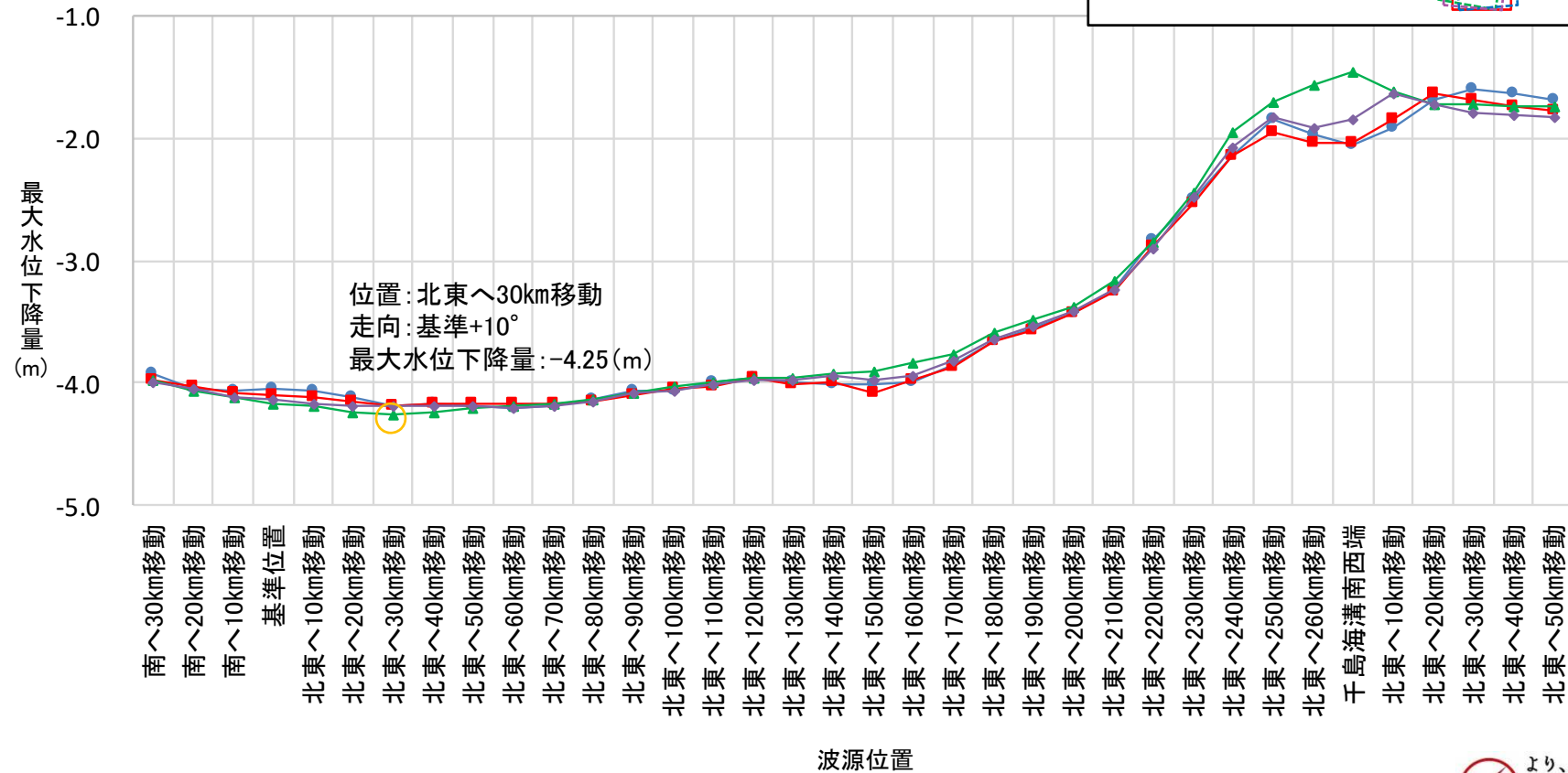
2.6 波源特性の不確かさの考慮

S39 S40

■概略パラメータスタディ結果：水位下降側

- 補機冷却海水系取水口前面における最大水位下降量を以下に示す※。

※：計算結果の詳細は、補足説明資料「Ⅲ.「津波地震」に起因する津波の評価 2. 概略パラメータスタディ結果」に記載。



I. 地震に起因する津波の評価 2. 津波地震
 2.6 波源特性の不確かさの考慮

■概略パラメータスタディ結果:まとめ

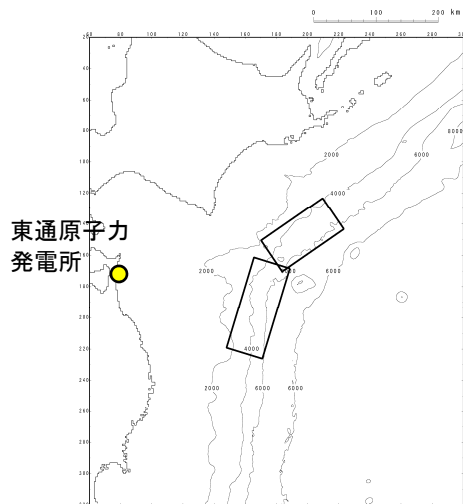
- 概略パラメータスタディ及び港湾部の防波堤の有無に関する影響検討結果(詳細は次頁以降に示す)を踏まえ、以下のケースを対象に詳細パラメータスタディを実施する。

【水位上昇側】

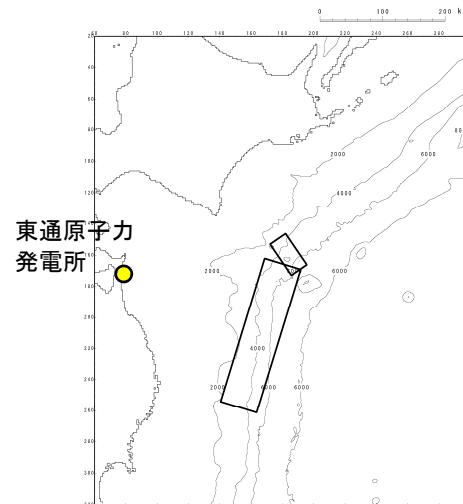
位置	走向	最大水位上昇量(m)			
		敷地前面	取水口前面	補機冷却海水系取水口前面	放水路護岸前面
日本海溝北端から北東へ 120km移動	基準+10°	9.62	8.62	8.76	8.35

【水位下降側】

位置	走向	最大水位下降量(m)
		補機冷却海水系取水口前面
日本海溝北端から北東へ 30km移動	基準+10°	-4.25



断層位置(水位上昇側)



断層位置(水位下降側)

I. 地震に起因する津波の評価 2. 津波地震

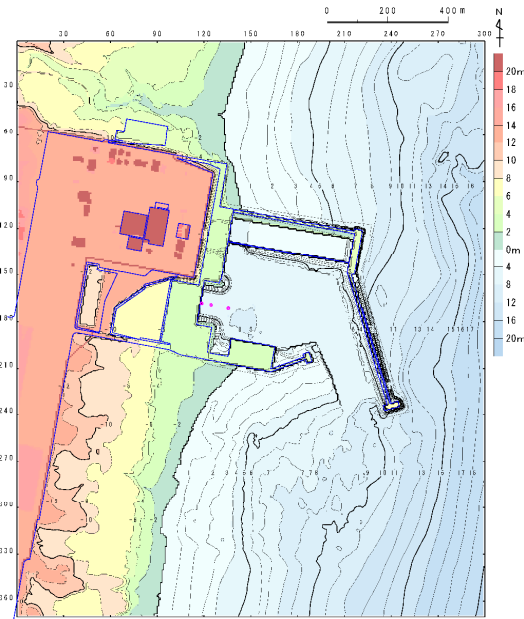
2.6 波源特性の不確かさの考慮

S39 S40

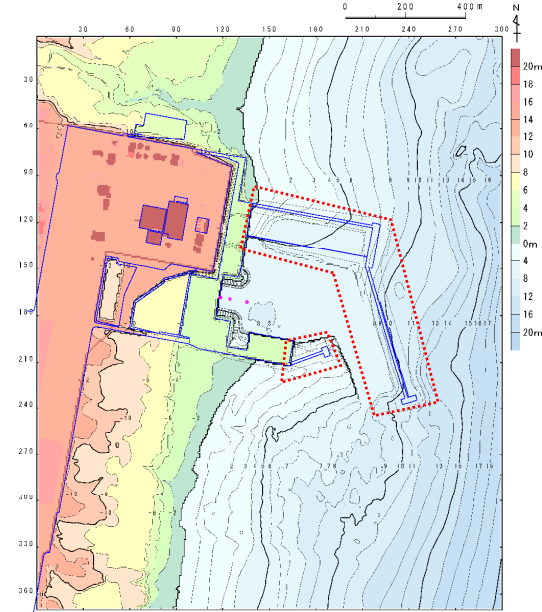
■防波堤の影響検討: 検討方針

- 概略パラメータスタディで抽出した波源位置が、防波堤が無い場合でも選定位置として妥当であるかを確認するため、水位上昇側・下降側決定ケースの波源位置の前後10kmの範囲を対象に防波堤無し地形を用いてパラメータスタディを実施した。
- 解析に用いた地形を以下に示す。

【解析地形】



防波堤有り



防波堤無し

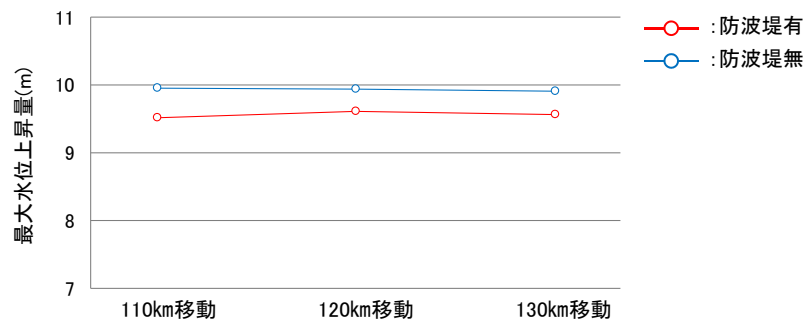
2.6 波源特性の不確かさの考慮

■防波堤の影響検討:水位上昇側

- 防波堤無しの場合の地形を用いたパラメータスタディの結果、防波堤の有無が波源位置の選定に与える影響(傾向)に有意な差は認めれないことを確認した。

下線:最大ケース

		敷地前面		取水口前面		補機冷却海水系 取水口前面		放水路護岸前面	
		有り	無し	有り	無し	有り	無し	有り	無し
日本海溝北端から北東へ 110km移動	基準-5°	6.57	6.89	5.73	5.36	5.60	5.32	5.63	5.67
	基準	7.13	7.73	6.62	6.35	6.75	6.42	6.35	6.19
	基準+5°	8.14	9.10	7.63	7.39	7.58	7.22	7.32	7.61
	基準+10°	9.52	<u>9.96</u>	8.57	<u>8.22</u>	8.72	8.22	8.26	8.52
日本海溝北端から北東へ 120km移動 (水位上昇側決定位置)	基準-5°	6.63	6.92	5.82	5.51	5.78	5.46	5.73	5.84
	基準	7.29	7.85	6.80	6.49	6.89	6.53	6.47	6.32
	基準+5°	8.33	9.22	7.74	7.50	7.74	7.35	7.41	7.73
	基準+10°	<u>9.62</u>	9.94	<u>8.62</u>	8.21	<u>8.76</u>	<u>8.25</u>	<u>8.35</u>	<u>8.52</u>
日本海溝北端から北東へ 130km移動	基準-5°	6.71	7.11	5.98	5.74	6.04	5.80	5.85	6.02
	基準	7.44	8.00	6.99	6.71	7.02	6.68	6.64	6.52
	基準+5°	8.44	9.28	7.82	7.55	7.85	7.41	7.47	7.80
	基準+10°	9.57	9.91	8.55	8.10	8.68	8.13	8.28	8.39



敷地前面位置の比較※

※: 走向不確かさケースの最大値をプロット

I. 地震に起因する津波の評価 2. 津波地震

2.6 波源特性の不確かさの考慮

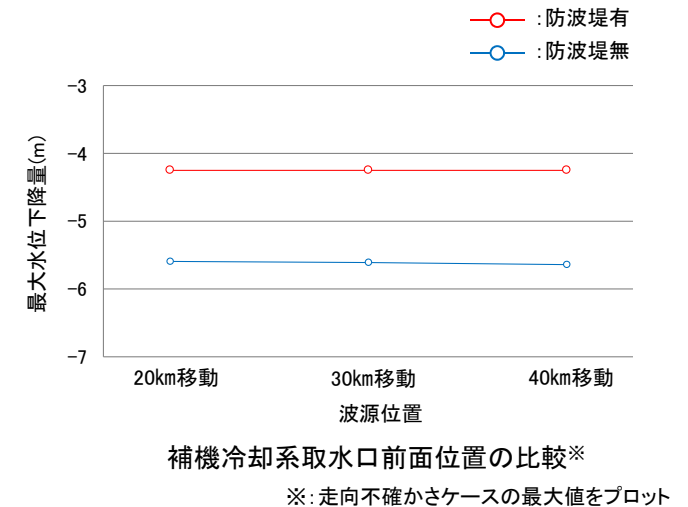
S39 S40

■防波堤の影響検討:水位下降側

- 防波堤無しの場合の地形を用いたパラメータスタディの結果、防波堤の有無が波源位置の選定に与える影響(傾向)に有意な差は認めれないことを確認した。

下線:最大ケース

		補機冷却海水系取水口前面	
		有り	無し
日本海溝北端から北東へ 20km移動	基準-5°	-4.11	-5.50
	基準	-4.15	-5.59
	基準+5°	-4.19	-5.59
	基準+10°	-4.24	-5.59
日本海溝北端から北東へ 30km移動 (水位下降側決定位置)	基準-5°	-4.18	-5.52
	基準	-4.18	-5.61
	基準+5°	-4.18	-5.60
	基準+10°	<u>-4.25</u>	-5.60
日本海溝北端から北東へ 40km移動	基準-5°	-4.17	-5.54
	基準	-4.18	-5.61
	基準+5°	-4.19	<u>-5.64</u>
	基準+10°	-4.24	-5.61



I. 地震に起因する津波の評価 2. 津波地震

2.6 波源特性の不確かさの考慮

S39 S40

■詳細パラメータスタディ結果: 水位上昇側

- ・ 敷地前面における最大水位上昇量を以下に示す。

パラメータの変動範囲				最大水位上昇量(m)
波源位置	走向	傾斜角	すべり角	敷地前面
日本海溝北端から 北東へ120km移動	基準+10°	基準-5°	基準-10°	8.58
			基準	8.52
			基準+10°	8.16
		基準	基準-10°	9.69
			基準	9.62
			基準+10°	9.13
		基準+5°	基準-10°	<u>10.34</u>
			基準	10.29
			基準+10°	10.15

I. 地震に起因する津波の評価 2. 津波地震

2.6 波源特性の不確かさの考慮

S39 S40

■ 詳細パラメータスタディ結果: 水位下降側

- 補機冷却海水系取水口前面における最大水位下降量を以下に示す。

パラメータの変動範囲				最大水位下降量(m)
波源位置	走向	傾斜角	すべり角	補機冷却海水系取水口前面
日本海溝北端から 北東へ30km移動	基準+10°	基準-5°	基準-10°	-4.17
			基準	-4.18
			基準+10°	-4.16
		基準	基準-10°	-4.26
			基準	-4.25
			基準+10°	-4.23
		基準+5°	基準-10°	-4.26
			基準	-4.27
			基準+10°	-4.26

I. 地震に起因する津波の評価 2. 津波地震

2.7 「津波地震」に起因する津波の評価

S39 S40

■津波水位

- 各評価位置における最大水位上昇量及び最大水位下降量を以下に示す。
- 水位上昇側については、申請時(Mw8.3)の計算結果もあわせて示す。

【水位上昇側】

波源モデル	位置	走向	傾斜角	すべり角	最大水位上昇量(m)				備考
					敷地前面	取水口前面	補機冷却海水系取水口前面	放水路護岸前面	
津波地震	日本海溝北端から北東へ120km移動	基準+10°	基準+5°	基準-10°	10.34	9.09	9.24	9.12	
<参考>申請時(Mw8.3)	日本海溝北端	基準+10°	基準+5°	基準+10°	7.82	6.09	—	5.96	補機冷却海水系取水口を反映する前の地形による計算結果

【水位下降側】

波源モデル	位置	走向	傾斜角	すべり角	補機冷却海水系取水口前面		備考
					最大水位下降量(m)	取水口敷高を下回る継続時間(分)	
津波地震	日本海溝北端から北東へ30km移動	基準+10°	基準+5°	基準	-4.27	1.3	

I. 地震に起因する津波の評価 2. 津波地震

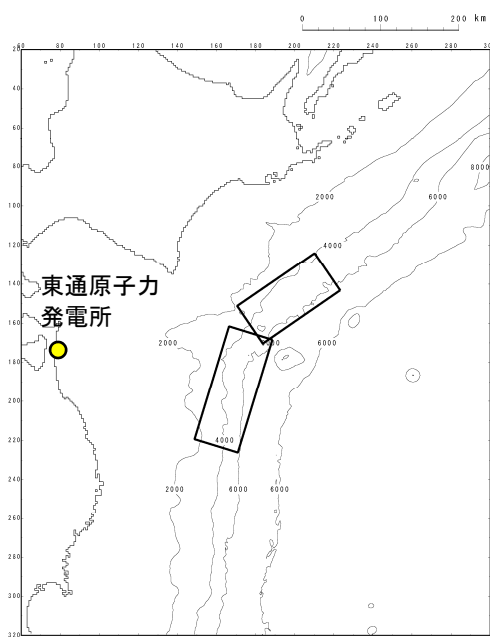
2.7 「津波地震」に起因する津波の評価

S39

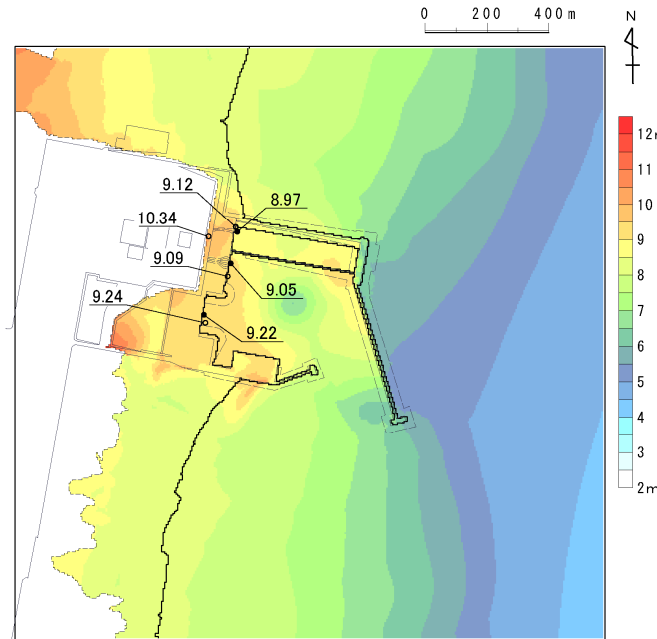
S40

■ 詳細パラメータスタディ結果: 水位上昇側

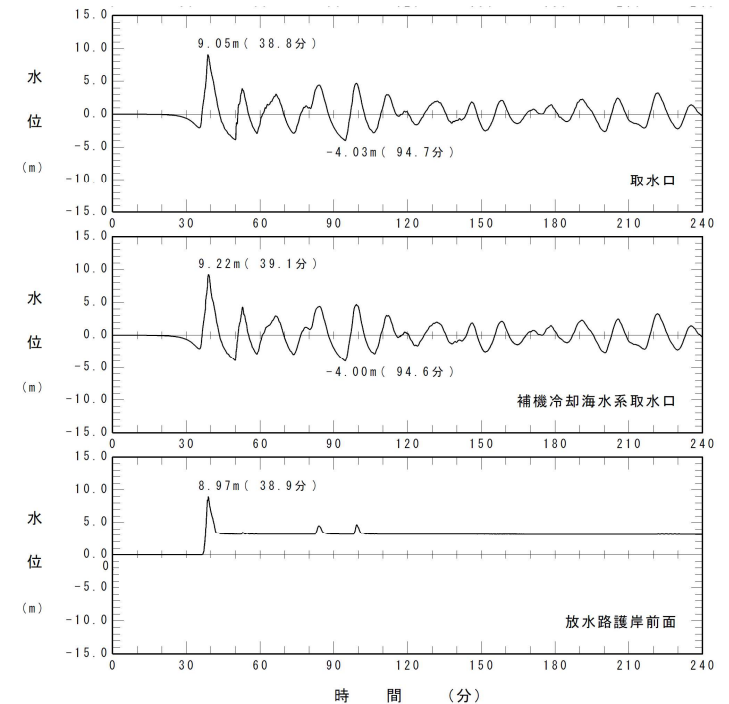
位置	走向	傾斜角	すべり角	最大水位上昇量(m)			
				敷地前面	取水口前面	補機冷却海水系取水口前面	放水路護岸前面
日本海溝北端から北東へ 120km移動	基準+10°	基準+5°	基準-10°	10.34	9.09	9.24	9.12



波源位置



最大水位上昇量分布



取水口前面, 補機冷却海水系取水口前面, 放水路護岸前面における水位時刻歴波形※

※: 水位時刻歴波形は, 各取放水設備前面の中央位置に該当するメッシュで抽出(抽出位置は, 補足説明資料「VI. 計算条件等 4. 津波水位の評価位置」に記載)

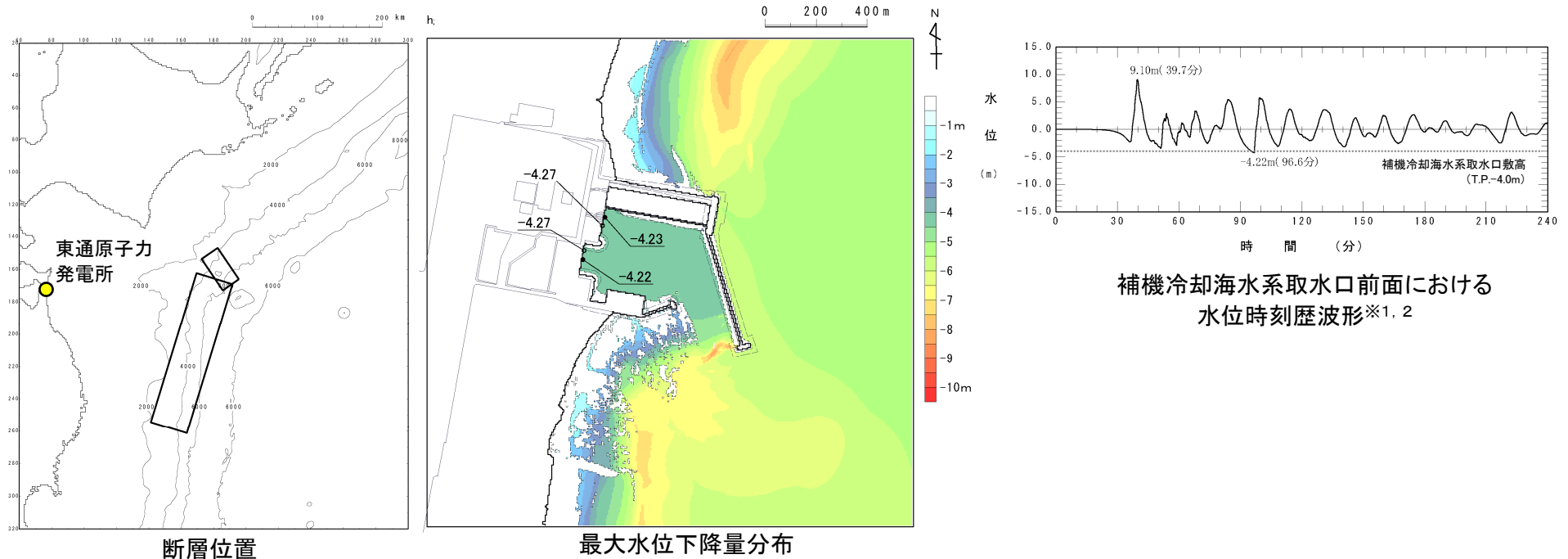
I. 地震に起因する津波の評価 2. 津波地震

2.7 「津波地震」に起因する津波の評価

S39 S40

■ 詳細パラメータスタディ結果: 水位下降側

位置	走向	傾斜角	すべり角	補機冷却海水系取水口前面	
				最大水位下降量(m)	取水口敷高を下回る継続時間(分)
日本海溝北端から北東へ 30km移動	基準+10°	基準+5°	基準	-4.27	1.3



補機冷却海水系取水口前面における
水位時刻歴波形※1, 2

※1: 水位時刻歴波形は、補機冷却海水系取水口前面の中央位置に該当するメッシュで抽出(抽出位置は、補足説明資料「VI. 計算条件等 4. 津波水位の評価位置」に記載)

※2: 補機冷却海水系取水設備の詳細は、補足説明資料「VI. 計算条件等 4. 津波水位の評価位置」に記載。

I . 地震に起因する津波の評価

3. 海洋プレート内地震

- 3. 1 本説明(コメント回答)の概要
- 3. 2 評価フロー
- 3. 3 検討対象領域の設定
- 3. 4 地震規模の設定
- 3. 5 基準断層モデルの設定
- 3. 6 波源特性の不確かさの考慮
- 3. 7 「海洋プレート内地震」に起因する津波の評価

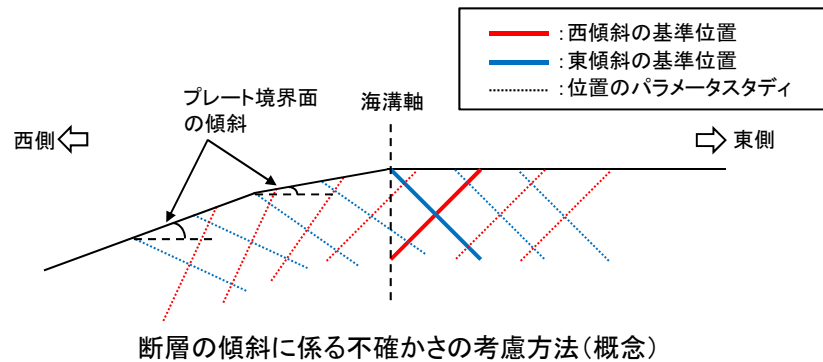
I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

3.1 本説明(コメント回答)の概要

No.	コメント時期	コメント内容
S41	2016年8月26日 第394回審査会合	海洋プレート内地震の波源位置の不確かさについて、現状、アウターライズ領域での南北方向の検討を実施しているが、東西方向(海溝軸直交方向)の検討も実施すること。合わせて、起震応力が共通で共役な断層となることも踏まえた検討も実施すること(西落ち傾斜, 東落ち傾斜)。
S42	2016年8月26日 第394回審査会合	海洋プレート内地震の断層上縁深さの設定根拠を説明すること。

■断層の傾斜に係る不確かさの考慮 S41

- 起震応力が共通で共役な断層となることを考慮して西傾斜及び東傾斜を考慮する。
- 沈み込んだ海洋プレート内に設定する断層モデルの傾斜角は、プレート境界面の傾斜を考慮して設定する。



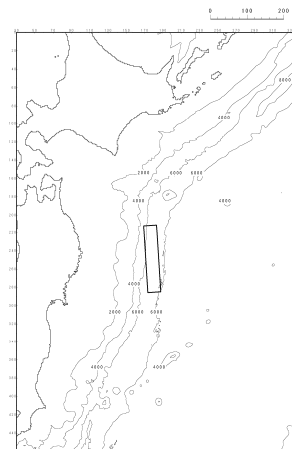
■検討対象領域の設定(今回変更)

- 地震調査研究推進本部(2017, 2019)の評価、海洋プレート内地震の発生メカニズム及び海洋プレートの屈曲により形成される正断層地形に関する知見を踏まえ、日本海溝沿いに加えて、千島海溝沿いも検討対象領域に追加する。

■断層上縁深さの設定 S42

- 土木学会(2002, 2016)による既往津波の再現モデル、基準断層モデルにおける設定方法及び不確かさの考慮方法を整理し、本評価に反映する※。

※: 詳細は、補足説明資料「IV. 「海洋プレート内地震」に起因する津波の評価 1. 断層上縁深さの設定及び不確かさの考慮方法」に記載。



1933年昭和三陸地震津波の
再現モデルの波源位置

断層パラメータ	設定方法	設定値	
モーメントマグニチュード ¹⁾	Mw	(logM ₀ -9.1)/1.5	8.35
長さ	L(km)	土木学会(2016)	185
幅	W(km)	土木学会(2016)	50
剛性率	μ (N/m ²)	土木学会(2016)	7.0×10^{10}
すべり量	D _{max} (m)	土木学会(2016)	6.6
地震モーメント	Mo(N・m)	μ LWD	4.27×10^{21}
走向	θ (°)	土木学会(2002)	180
断層上縁深さ	d(km)	土木学会(2002)	1
傾斜角	δ (°)	土木学会(2016)	45
すべり角	λ (°)	土木学会(2016)	270
ライズタイム	τ (s)	相田(1986)	60

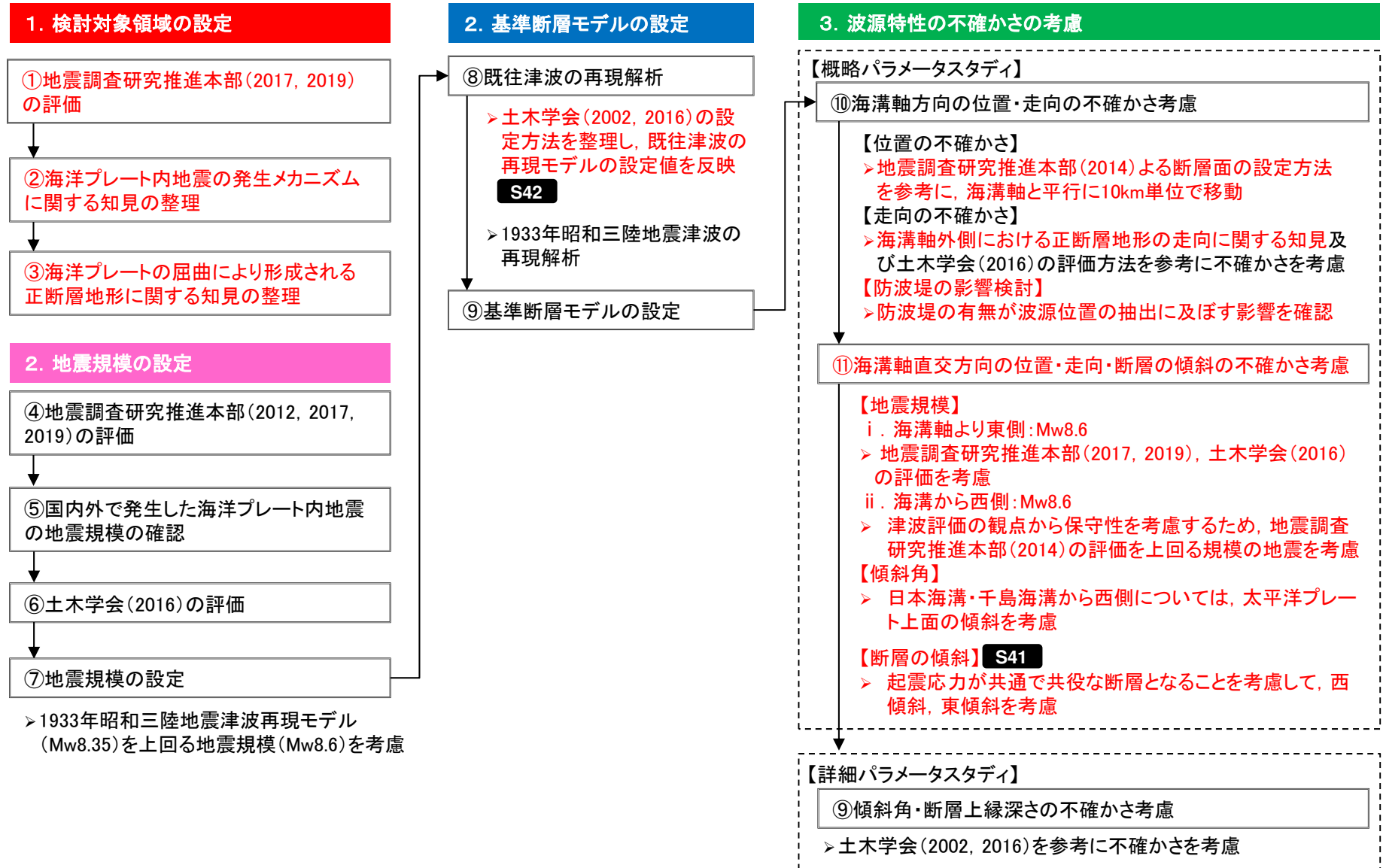
I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

3.2 評価フロー

以下のフローに基づき評価を実施した。

【評価フロー】

S : 審査会合コメント
朱書き部 : 今回追加 or 変更箇所

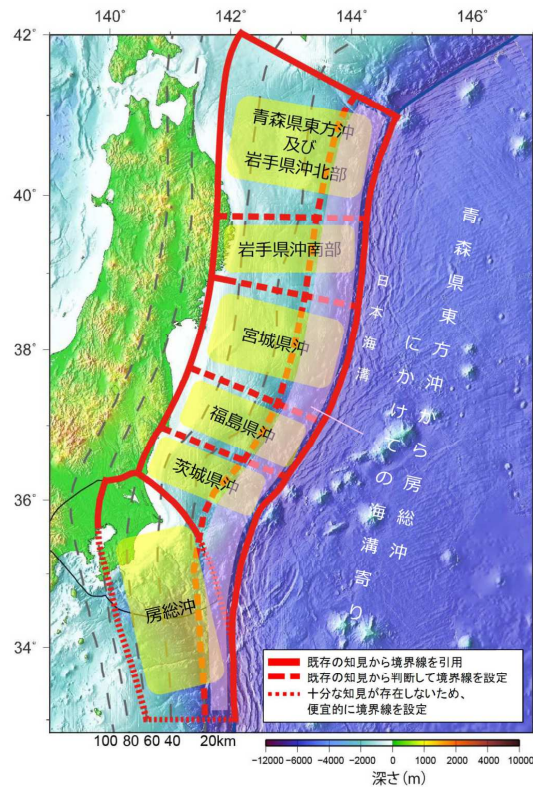


I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

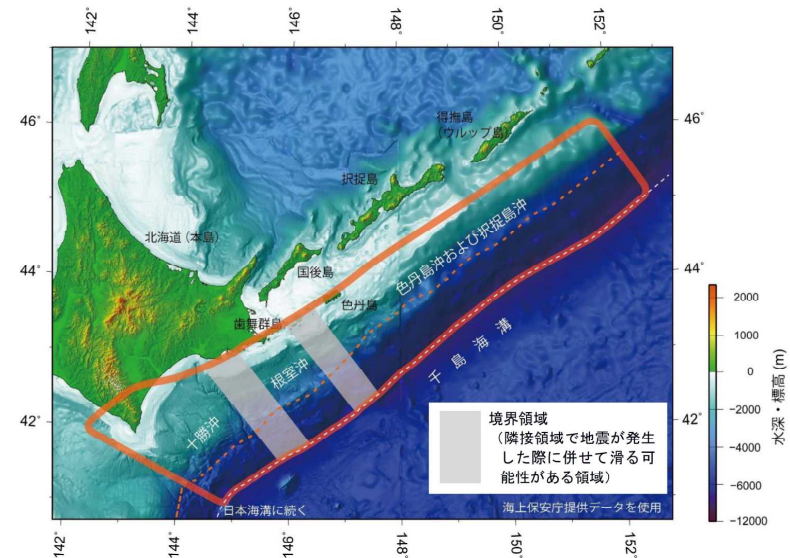
3.3 検討対象領域の設定

■地震調査研究推進本部の評価

- 日本海溝軸外側における海洋プレート内地震の発生領域について、地震調査研究推進本部(2019)は、津波等により大きな被害をもたらした地震としては、三陸沖付近で1933年に発生した正断層型の地震(昭和三陸地震, M8.1)があり、同様の地震は海溝軸外側の領域内のどこでも発生する可能性があるとして評価している。
- また、千島海溝沿いについて、地震調査研究推進本部(2017)は、過去に十勝沖から択捉島沖において地震が発生した履歴は無いが、択捉島沖の北東側では2007年にM8.2(Mw8.1)が、隣接する日本海溝沿いの領域では1933年にM8.1(Mw8.4)の地震(昭和三陸地震)が発生しているため、同様の規模の地震は海溝軸外側のどこでも発生する可能性があるとして評価している。



地震調査研究推進本部(2019)における
日本海溝沿いの評価対象領域



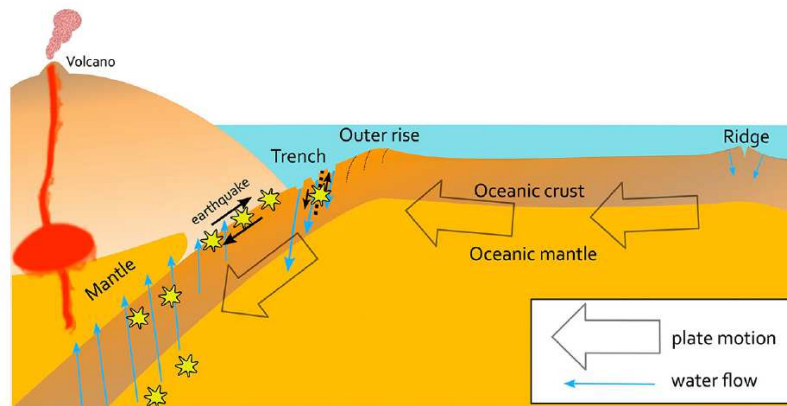
地震調査研究推進本部(2017)における
千島海溝沿いの評価対象領域

I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

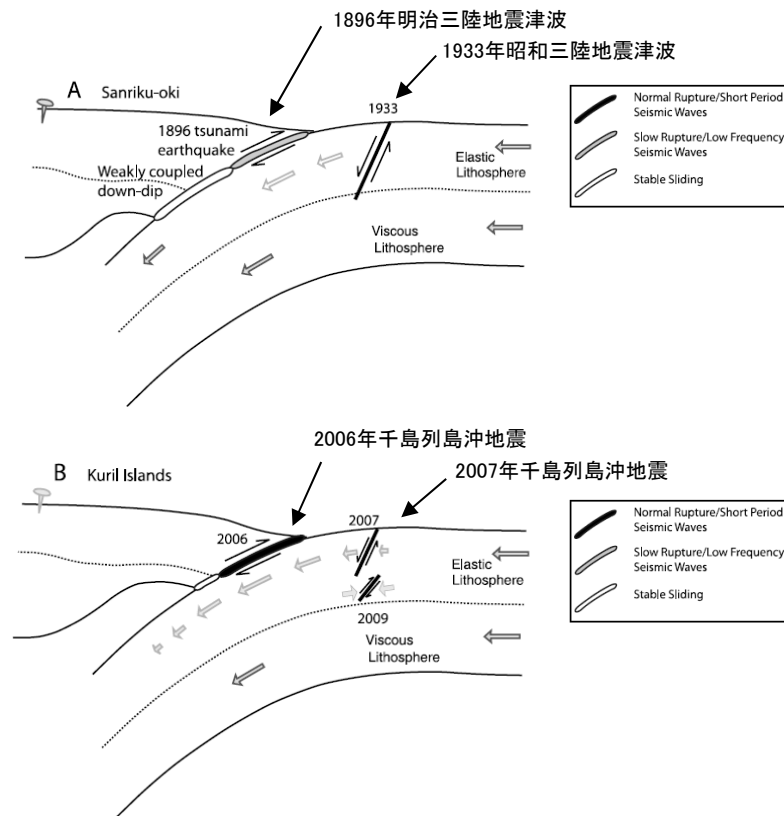
3.3 検討対象領域の設定

■海洋プレート内地震の発生メカニズムに関する知見

- 尾鼻・藤江(2017)は、海溝軸外側は、海洋プレートの沈み込みによる屈曲によりプレート浅部に伸張応力場が生じ、海洋性地殻を断ち切る正断層によって形成された地塁・地溝構造(正断層)が発達しており、この構造を通じてプレート内に取り込まれた水が地震活動に影響を及ぼすとしている。
- また、Lay et al.(2011)は、プレート屈曲に伴う伸張応力によって生じる海洋プレート内地震(アウターライズ地震)について、1896年明治三陸地震と1933年昭和三陸地震や2006年と2007年の千島列島沖地震のように、プレート間地震発生後(歪み解放後)に、連動して発生した事例があるとしている。



海洋プレートによる水輸送と地震活動の模式図
(尾鼻・藤江(2017))



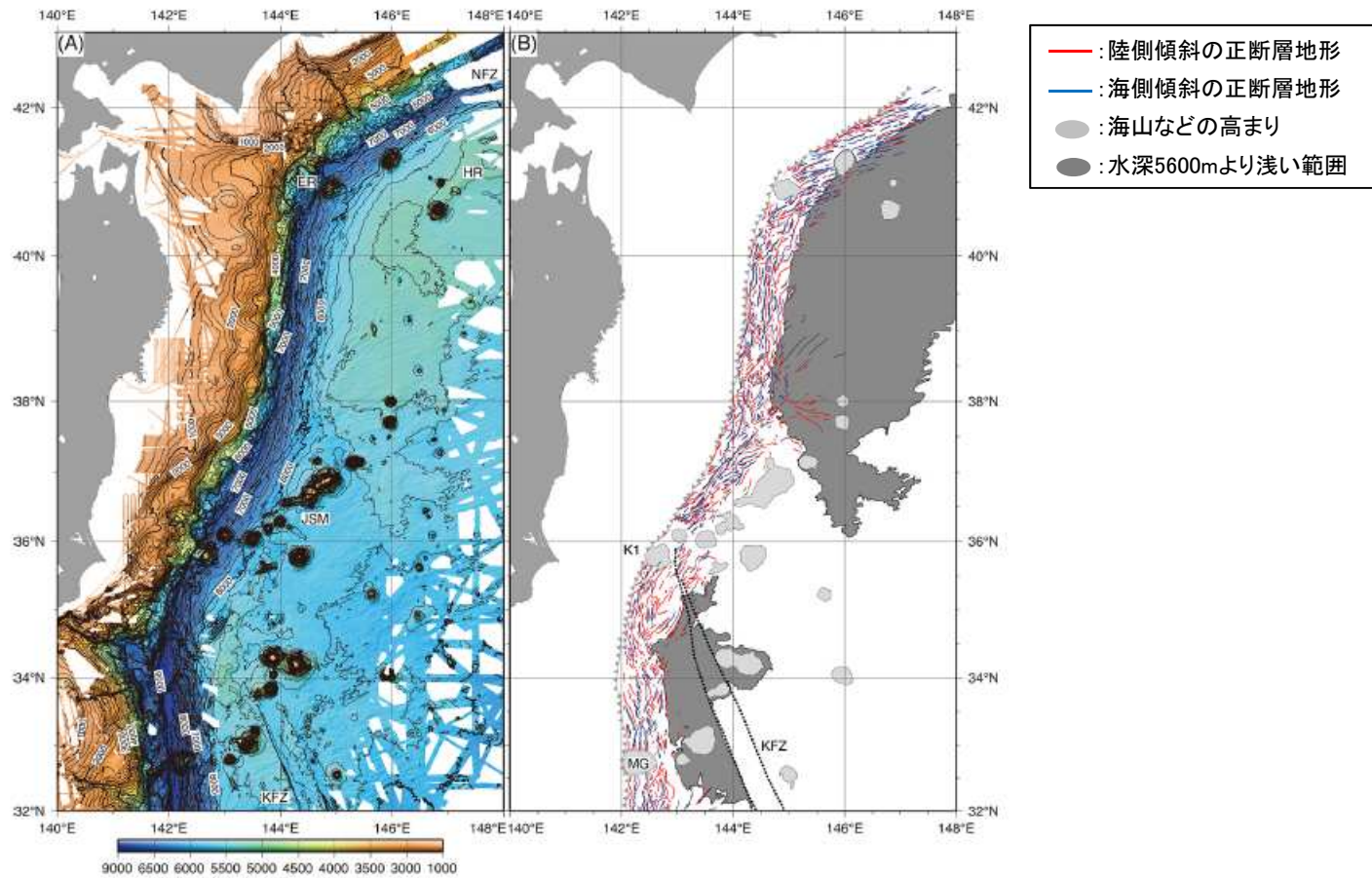
日本海溝沿い・千島海溝沿いで発生したアウターライズ地震
(Lay et al.(2011))

I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

3.3 検討対象領域の設定

■海洋プレートの屈曲により形成される正断層地形に関する知見

- 中西(2017)は、マルチビーム音響測深機により取得された海底地形データから作成された海底地形図から、日本海溝・千島海溝の海溝軸外側に正断層地形が多く分布し、その範囲は海溝軸から80km程度に見られるとしている。



(左) 日本海溝～千島海溝南西部の海底地形図

(右) 正断層地形

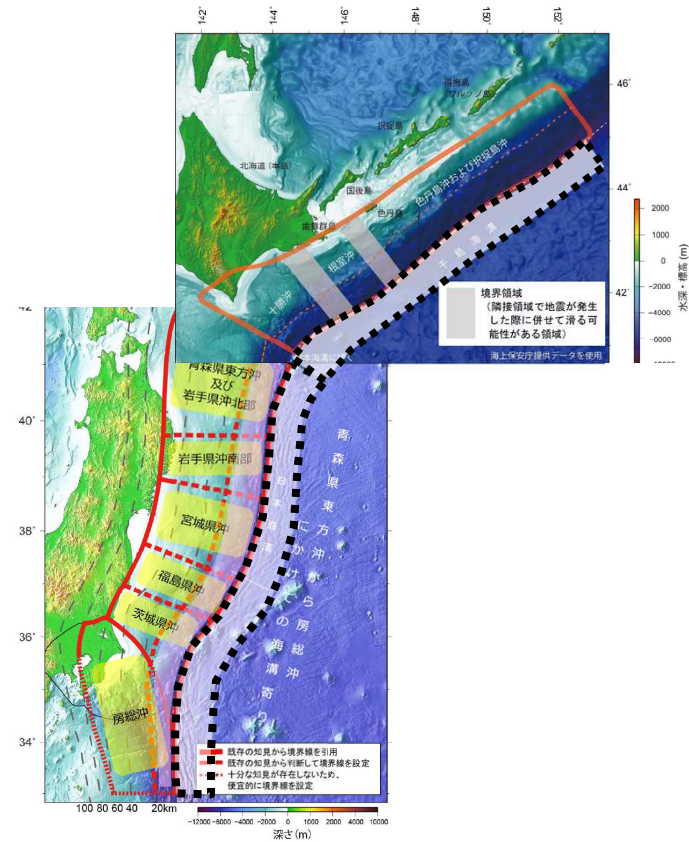
(中西(2017)に一部加筆)

I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

3.3 検討対象領域の設定

■まとめ

- 地震調査研究推進本部(2017, 2019)の評価, 海洋プレート内地震の発生メカニズム及び海洋プレートの屈曲により形成される正断層地形に関する知見を踏まえ, 検討対象領域は日本海溝から千島海溝沿いを対象とする。



検討対象領域

(地震調査研究推進本部(2017, 2019)に一部加筆)

I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

3.4 地震規模の設定

■地震調査研究推進本部の評価:日本海溝沿い

- 地震調査研究推進本部(2012, 2019)では, 次の地震の規模を1933年昭和三陸地震津波のMから「M8.2前後」と評価している*。
- 地震調査研究推進本部(2012)では, 上記評価の信頼度を「B」と評価している。

※:地震調査研究推進本部(2012)では, 1933年昭和三陸地震津波の地震規模について以下のとおり評価している。

→プレート内の正断層型の地震については, 過去400年間に1933年の昭和三陸地震の1例しかないことを踏まえ, 次の地震の規模は, 過去に発生した地震を参考にして, M8.2前後、Mt8.3前後と推定した。

次の三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート内地震(正断層型)の発生確率等
(地震調査研究推進本部(2012))

項目	将来の地震発生確率等 ^{注2}	備考	評価の信頼度 ^{注4}
今後10年以内の発生確率 #	1%~2% (0.3%~0.6%)	M8程度のプレート内正断層型地震については, 三陸沖北部~房総沖の海溝寄り全体では過去400年間に1933年の三陸地震の1例しかないことと, 三陸沖海溝外縁の断層地形及び正断層地震の総モーメントの推定から, 同様の地震が400~750年に1回発生するものとして, ボアソン過程により三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのどこかで発生する確率を算出した。また, 1933年の地震の断層長が三陸沖北部から房総沖の海溝寄り全体の0.25倍程度を占めることから, 特定の海域では同様の地震が1600~3000年に1回発生するものとして, ボアソン過程から発生確率を算出した。 #三陸沖北部から房総沖の海溝寄り全体での発生確率を示す。()は特定の海域の値。	C
今後20年以内の発生確率 #	3%~5% (0.7%~1%)		
今後30年以内の発生確率 #	4%~7% (1%~2%)		
今後40年以内の発生確率 #	5%~10% (1%~2%)		
今後50年以内の発生確率 #	6%~10% (2%~3%)		
今後100年以内の発生確率 #	10%~20% (3%~6%)		
今後300年以内の発生確率 #	30%~50% (10%~20%)		
次の地震の規模	M8.2前後 ^{注3} Mt8.3前後		

注2 評価時点がどの時点でもボアソン過程を用いているため確率は変化しない。

注3 Mの推定値のばらつきについて、「程度」及び「前後」を使用。「程度」は「前後」よりばらつきが大きい場合に使用した。

注4 評価の信頼度

■規模の評価の信頼度:B

想定地震と同様な過去の地震の規模から想定規模を推定した。過去の地震データが多くはなく, 規模の信頼性は中程度である。

■発生確率の評価の信頼度:C

想定地震と同様な過去の地震データが少なく, 必要に応じ地震学的知見を用いて発生確率を求めたため, 発生確率の値の信頼性はやや低い。今後の新しい知見により値が大きく変わり得る。

I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

3.4 地震規模の設定

■地震調査研究推進本部の評価:千島海溝沿い

- 地震調査研究推進本部(2017)は、十勝沖から択捉島沖では過去に海溝軸外側の領域で地震が発生した履歴はないものの、択捉島の北東側で2007年にM8.2、隣接する日本海溝沿いの領域では1933年にM8.1(昭和三陸地震)の正断層型の地震が発生していることから、1933年昭和三陸地震と同様の規模の地震が千島海溝でも発生する可能性があるとし、次の地震の規模を「M8.2前後」と評価している。

千島海溝沿いにおける次の海溝軸外側で発生する地震の発生確率等
(地震調査研究推進本部(2017))

項目	将来の地震発生確率等 ^{注1}	備考
今後10年以内の発生確率	不明	対象領域で過去に発生した地震は無い。 ただし、隣接する領域では過去に M8.2 の地震が発生している。
今後20年以内の発生確率	不明	
今後30年以内の発生確率	不明	
今後40年以内の発生確率	不明	
今後50年以内の発生確率	不明	
次の地震の規模	M8.2 前後 ^{注3}	領域外で過去に発生した地震の M を参考にして判断した。領域内で発生していないため、信頼性はほかの評価に比べて低い。

注3：この報告書では、Mの数値の推定のばらつきについて、「程度」及び「前後」を使用した。「程度」は「前後」よりばらつきが大きい場合に使用した。

I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

3.4 地震規模の設定

■国内外で発生した海洋プレート内地震の地震規模に関する知見

- 1933年昭和三陸地震津波は、国内外における海溝外縁隆起帯で発生した最大規模の海洋プレート内地震である。

海溝軸外側(海溝外縁隆起帯)で発生した主な海洋プレート内地震の断層パラメータ
(Alvarez-Gomez et al.(2012)に一部加筆)

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)

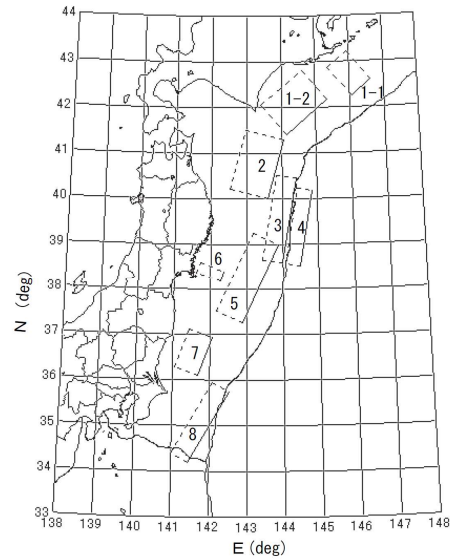
I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

3.4 地震規模の設定

■土木学会(2016)の評価

- 1611年の津波について、地震調査研究推進本部(2012, 2019)は津波地震と評価しているが、土木学会(2016)では海洋プレート内地震であった場合、その地震規模をMw8.6と評価している。

【既往津波の痕跡高を説明できる断層モデル(土木学会(2016))】



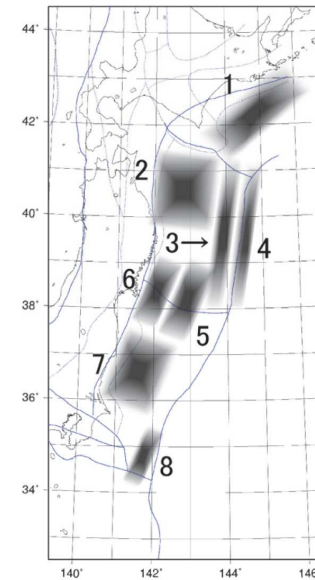
断層モデルの位置

断層パラメータ

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 $\times 10^{10}$	M_0 $\times 10^{20}$	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

剛性率の単位はN/m²、地震モーメントM₀の単位はN・mである。

【海域の領域区分と既往最大Mw(土木学会(2016))】



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

I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

3.4 地震規模の設定

■まとめ

- 地震調査研究推進本部(2012, 2019)では, 次の地震の規模を1933年昭和三陸地震津波と評価し, また, 同地震は国内外における海溝外縁隆起帯で発生した最大規模の海洋プレート内地震である。
- ただし, 地震調査研究推進本部(2012)では次の地震の規模の信頼度を「B」と評価しているとともに, 1611年の津波について, 地震調査研究推進本部(2012, 2019)では津波地震と評価しているものの, 土木学会(2002)では海洋プレート内地震であった場合, その地震規模をMw8.6と評価している。
- 以上から, 基準断層モデルの地震規模は, 1933年昭和三陸地震津波の痕跡高を再現するモデル(Mw8.35)を上回るMw8.6を考慮する。

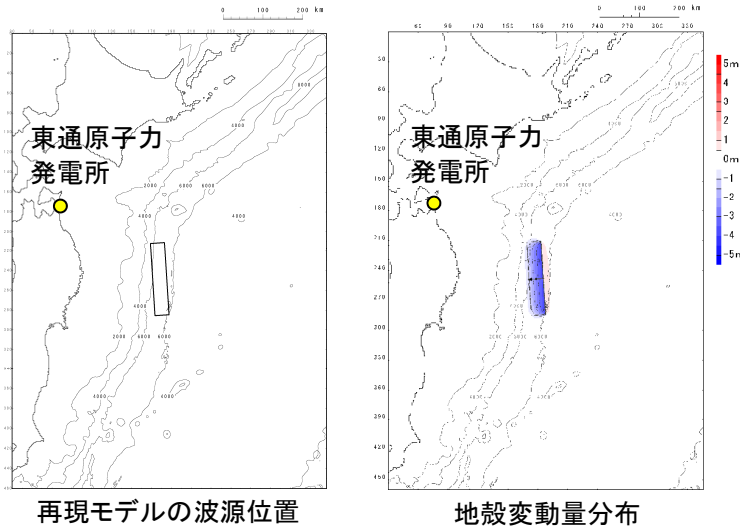
I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

3.5 基準断層モデルの設定

■ 既往津波の再現解析

【再現モデルの設定】

- 土木学会(2016)を参考として、1933年昭和三陸地震津波の再現モデルを設定した。

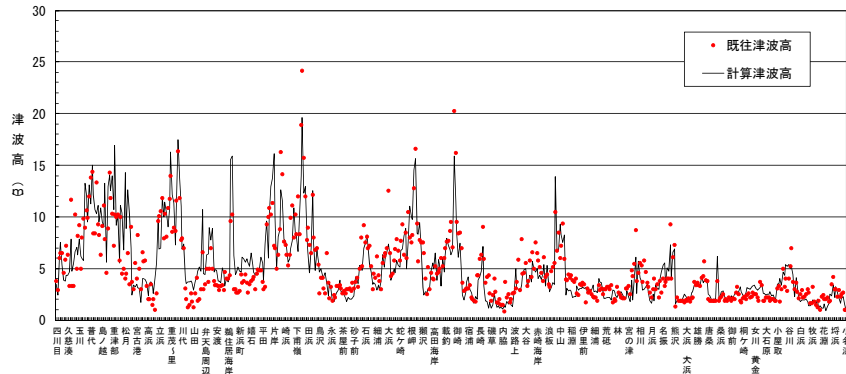


断層パラメータ		設定方法	設定値
モーメントマグニチュード*	Mw	$(\log M_0 - 9.1) / 1.5$	8.35
長さ	L(km)	土木学会(2016)	185
幅	W(km)	土木学会(2016)	50
剛性率	μ (N/m ²)	土木学会(2016)	7.0×10^{10}
すべり量	D _{max} (m)	土木学会(2016)	6.6
地震モーメント	M ₀ (N・m)	μ LWD	4.27×10^{21}
走向	θ (°)	土木学会(2002)	180
断層上縁深さ	d(km)	土木学会(2002)※1	1
傾斜角	δ (°)	土木学会(2016)	45
すべり角	λ (°)	土木学会(2016)	270
ライズタイム	τ (s)	相田(1986)	60

※1: 土木学会(2002)による設定根拠の詳細は、補足説明資料「IV. 「海洋プレート内地震」に起因する津波の評価 1. 断層上縁深さの設定根拠」に記載。

【再現性の確認結果※2】

- 土木学会(2016)の目安 ($0.95 < K < 1.05$, $\kappa < 1.45$) を満足しており、各断層パラメータの設定値が妥当であることを確認した。



既往津波	K	κ	n	既往津波高
1933年昭和三陸地震津波	1.00	1.43	553	松尾(1933), 地震研究所(1934)

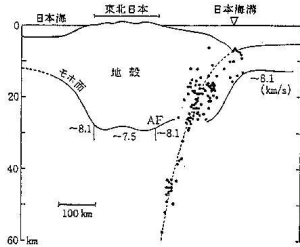
※2: 再現性の確認に用いた計算条件等の詳細は、補足説明資料「VI. 計算条件等 3. 既往津波の再現解析」に記載。

I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

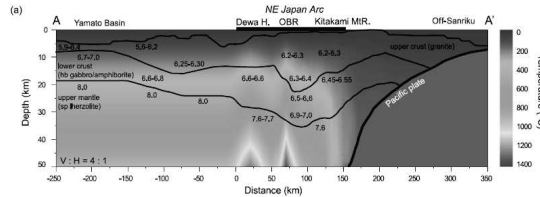
3.5 基準断層モデルの設定

■ 既往津波の再現解析：剛性率の設定

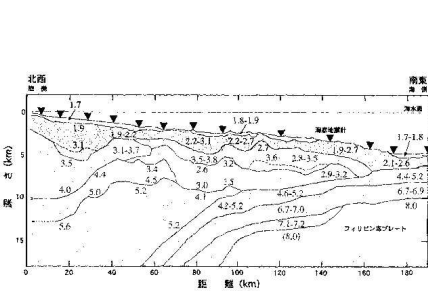
- 土木学会(2016)等を参考として、 $7.0 \times 10^{10} (\text{N}/\text{m}^2)$ とした。



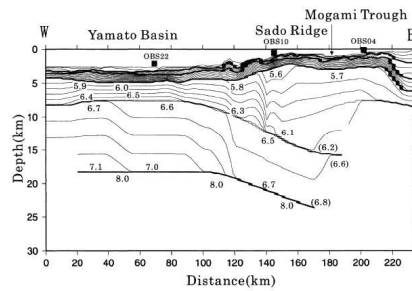
(a) 東北日本周辺 (吉井, 1977)



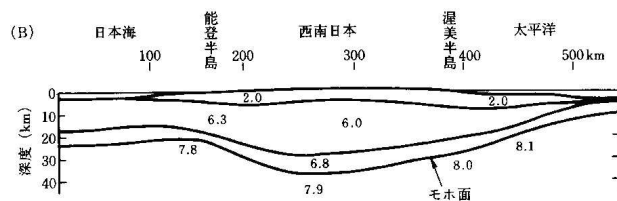
(b) 東北日本周辺 (武藤・大園, 2012) ©日本地質学会)



(c) 日向灘沖 (宮町・後藤, 1999)



(d) 秋田沖日本海東縁部 (西坂ほか, 2001)



(e) 西南日本周辺 (周藤・牛来, 1997)

P波速度構造に関する既往研究例(土木学会(2016))

Vp/Vs比に関する既往研究例(伊藤・大東(1996))

地域	上部地殻	下部地殻	上部マントル	文献・備考
近畿	1.67		1.78	Yoshiyama(1957)
西南日本	1.68		1.75~1.79	角田(1968)
紀伊半島	1.716±0.021			渡辺・黒磯(1967)
東北			1.77	宇津(1969)
中国	1.70~1.71	1.73		Hashizume(1970)
東北	1.66	1.75	1.70~1.75 1.75~1.80	堀内ら(1977) マンタルの値は火山フロントの東西
近畿北部	1.70			黒磯・渡辺(1977)
函館群発	(1.66)			高波ら(1980) 表層の値
中部東海	1.68±0.02	1.75~1.81	1.77	Ukawa and Fukao(1981) 真のVp, Vsから求めた値
四国	(1.58-1.65) 1.73	1.75	1.73	岡野・木村(1983) ()内は表層の値
飛騨周辺	1.67±0.01			橋田・鶴川(1995)
長野県	1.69±0.01			
北関東	1.71±0.01			
甲府周辺	1.69±0.01			
富士箱根	1.69~1.78			
甲府周辺	1.66~1.71			
日光付近	1.682±0.016	1.686*	1.90	大東・伊藤(1995) *は真のVp, Vsから求めた値
長野県西部	1.700±0.053	1.686*		
兵庫県南部	1.680±0.023	1.76*	1.76*	

震源付近の媒質の剛性率(土木学会(2016))

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)	$Vp=6.0\text{km/s}$ $Vp/Vs=1.6\sim 1.7$ $\rho=2.7\sim 2.8\text{g/cm}^3$ とすれば, $\mu=3.36\times 10^{10}\sim 3.94\times 10^{10}\text{N/m}^2$ となる。この中間的値とする。	$3.5\times 10^{10}\text{N/m}^2$ ($3.5\times 10^{11}\text{dyne/cm}^2$)
・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)	$Vp=8.0\sim 8.1\text{km/s}$ $Vp/Vs=1.75\sim 1.80$ $\rho=3.2\sim 3.5\text{g/cm}^3$ とすれば, $\mu=6.31\times 10^{10}\sim 7.50\times 10^{10}\text{N/m}^2$ となる。この中間的値とする。	$7.0\times 10^{10}\text{N/m}^2$ ($7.0\times 10^{11}\text{dyne/cm}^2$)
・プレート境界中央部 (断層面が深さ20km以浅と以深にまたがって存在する場合)	浅部と深部の中間的値とする。	$5.0\times 10^{10}\text{N/m}^2$ ($5.0\times 10^{11}\text{dyne/cm}^2$)

I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

3.5 基準断層モデルの設定

■ライズタイムの設定

- 実際の地震の震源過程(=初期破壊から震源域全体に破壊が及ぶ過程)が終了するのに要する時間が数秒から1分程度であることに対して、相田(1986)は津波解析上の変動時間(以下、「津波初期変位分布のライズタイム」という。)の設定方法を以下のとおり示している。

$$\text{津波初期変位分布のライズタイム}(s) = (L(\text{km}) / V_r(\text{km/s})) + \tau(s)$$

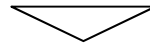
ここで、

L : 断層長さ(km)

V_r : 破壊伝播速度(km/s)

τ : ある1点で断層ずれを形成する時間(=立上り時間)(s)

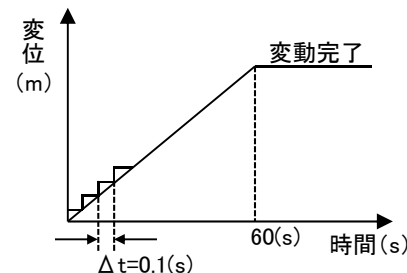
- 日本海溝沿いで発生しているM8クラスの地震の断層長さL: 150(km)~200(km)程度(土木学会(2002)), 破壊伝播速度 V_r : 2.4(km/s)~3.0(km/s)(地震調査研究推進本部(2009)), ある1点で断層ずれを形成する時間(=立上り時間) τ : 5(s)程度(相田(1986))とすると、津波初期変位分布のライズタイムは、55(s)~88(s)程度となる。



以上を踏まえ、津波初期変位分布のライズタイムを60(s)に設定した*。

※: 津波初期変位分布の解析上の考慮方法

- Mansinha and Smylie(1971)の方法により計算される津波初期変位分布(=断層面全体の鉛直変位分布)を破壊終了時変位、その変動終了時間: 60(s)(=ライズタイム)として、津波解析と同様の時間格子間隔 Δt : 0.1(s)を用いて一様に変位を与える。

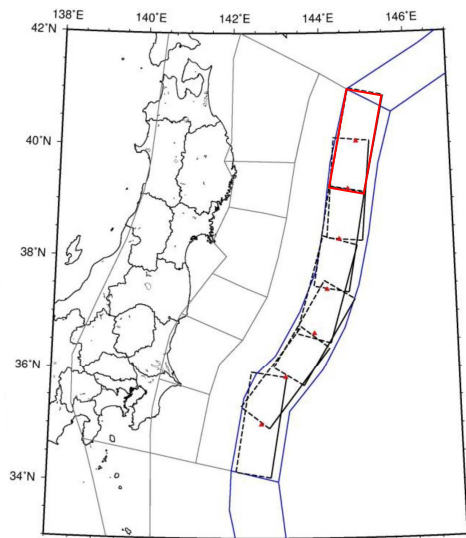


I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

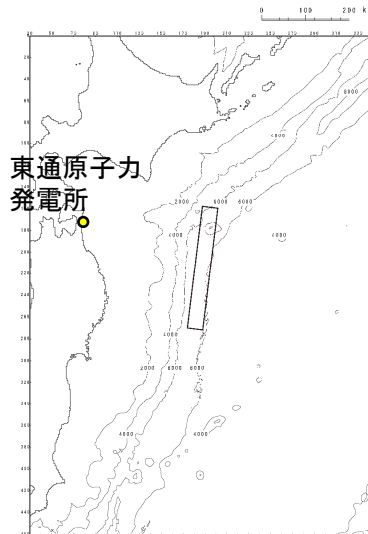
3.5 基準断層モデルの設定

■ 基準断層モデルの設定

- 基準断層モデルの地震規模(Mw)は、地震調査研究推進本部(2012, 2019)及び土木学会(2016)の評価を考慮して、国内外における海溝軸外側で発生した地震のうち最大規模の1933年昭和三陸地震津波を再現するモデル(Mw8.35)を基本として、これを上回るよう土木学会(2016)を参考にMw8.6にスケールリングして設定した。
- 波源位置(基準位置)は、地震調査研究推進本部(2014)による海洋プレート内地震の断層面の設定方法を参考として、発電所に影響が大きい位置(日本海溝北端)を基準位置とした。
- 上記波源位置における走向, すべり角を含めた諸元を以下に示す。



海溝軸外側の海洋プレート内地震の断層面
(地震調査研究推進本部(2014)に一部加筆)



基準断層モデル
(波源位置: 基準)

諸元

断層パラメータ		設定方法	設定値
モーメントマグニチュード	Mw	土木学会(2016)	8.6
長さ	L(km)	既往津波再現モデルに、Mwに関連する断層パラメータのスケールリング則(幅に限界あり)を適用して設定。	283
幅	W(km)		50
すべり量	D(m)		10.1
剛性率	μ (N/m ²)	既往津波再現モデルに基づき設定。	7.0×10^{10}
地震モーメント	Mo(Nm)	μ LWD	1.00×10^{22}
走向	θ (°)	日本海溝の形状に合わせて設定。	190
断層上縁深さ	d(km)	既往津波再現モデルに基づき設定。	1
傾斜角	δ (°)		45
すべり角	λ (°)	走向とすべり方向に基づき設定。	270
ライズタイム	τ (s)	既往津波再現モデルに基づき設定。	60

I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

3.5 基準断層モデルの設定

■基準断層モデルによる計算結果

- ・ 基準断層モデルによる計算結果を示す。

【水位上昇側】

	最大水位上昇量(m)			
	敷地前面	取水口前面	補機冷却海水系 取水口前面	放水路護岸 前面
基準断層モデル	5.12	4.05	4.00	3.17

【水位下降側】

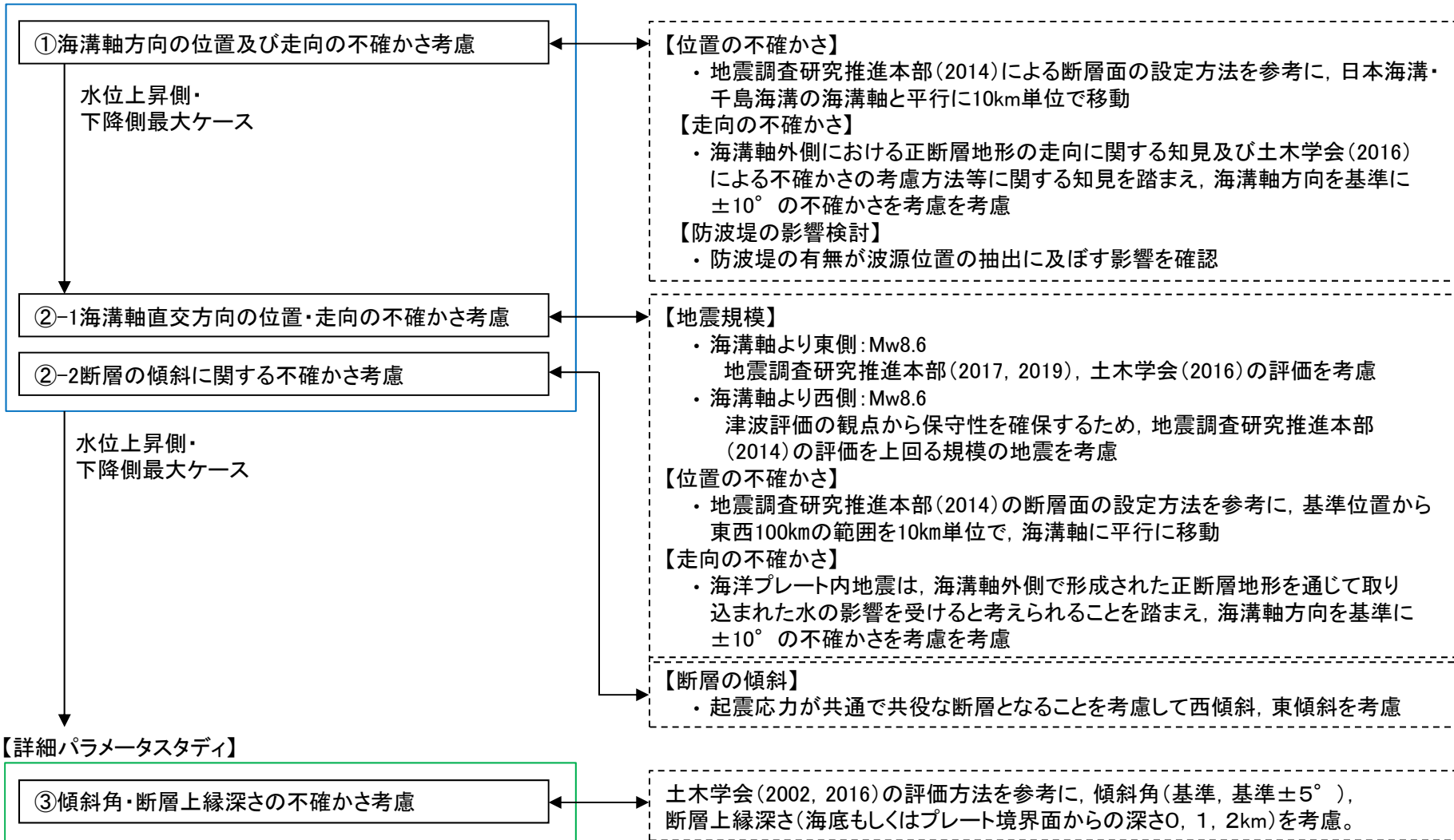
	最大水位下降量(m)
	補機冷却海水系取水口前面
基準断層モデル	-3.67

I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震
 3.6 波源特性の不確かさの考慮

■検討方針

- ・ 波源特性の不確かさの考慮方法を以下に示す。

【概略パラメータスタディ】



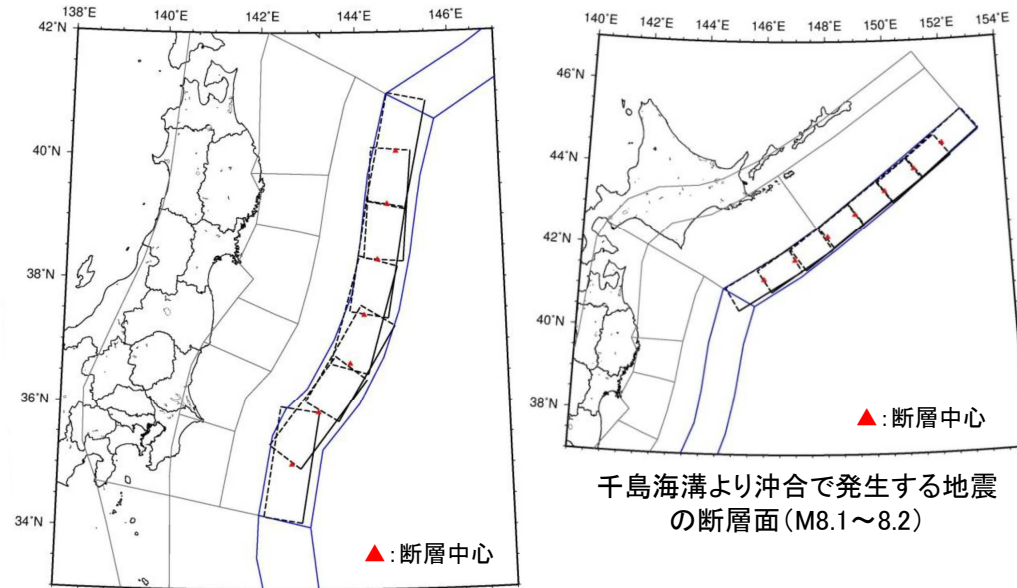
I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

3.6 波源特性の不確かさの考慮

■概略パラメータスタディ: 海溝軸方向における位置の変動範囲の設定

- 地震調査研究推進本部(2014)による海洋プレート内地震の断層面の設定方法を参考に, 日本海溝・千島海溝の海溝軸と平行に10km単位で移動させる。

【地震調査研究推進本部(2014)におけるプレート内地震断層面の設定方法】



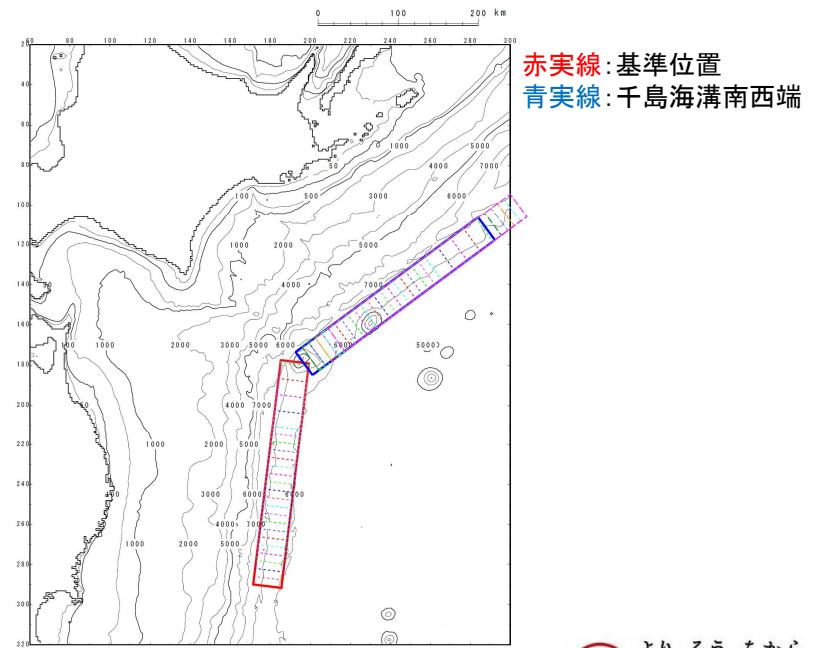
日本海溝より沖合で発生する地震の断層面 (M8.1~8.2)

千島海溝より沖合で発生する地震の断層面 (M8.1~8.2)

M \geq 8.1のプレート内地震断層面の設定方法
(地震調査研究推進本部(2014)に一部加筆)

【位置の変動範囲】

検討対象領域	変動範囲
日本海溝沿い	基準(日本海溝北端) 南へ10km, 20km, 30km移動
日本海溝～ 千島海溝沿い	基準(日本海溝北端)から 北東へ10km～280km移動(10km単位)
千島海溝沿い	千島海溝南西端から北東へ10km, 20km, 30km, 40km, 50km移動



赤実線: 基準位置
青実線: 千島海溝南西端

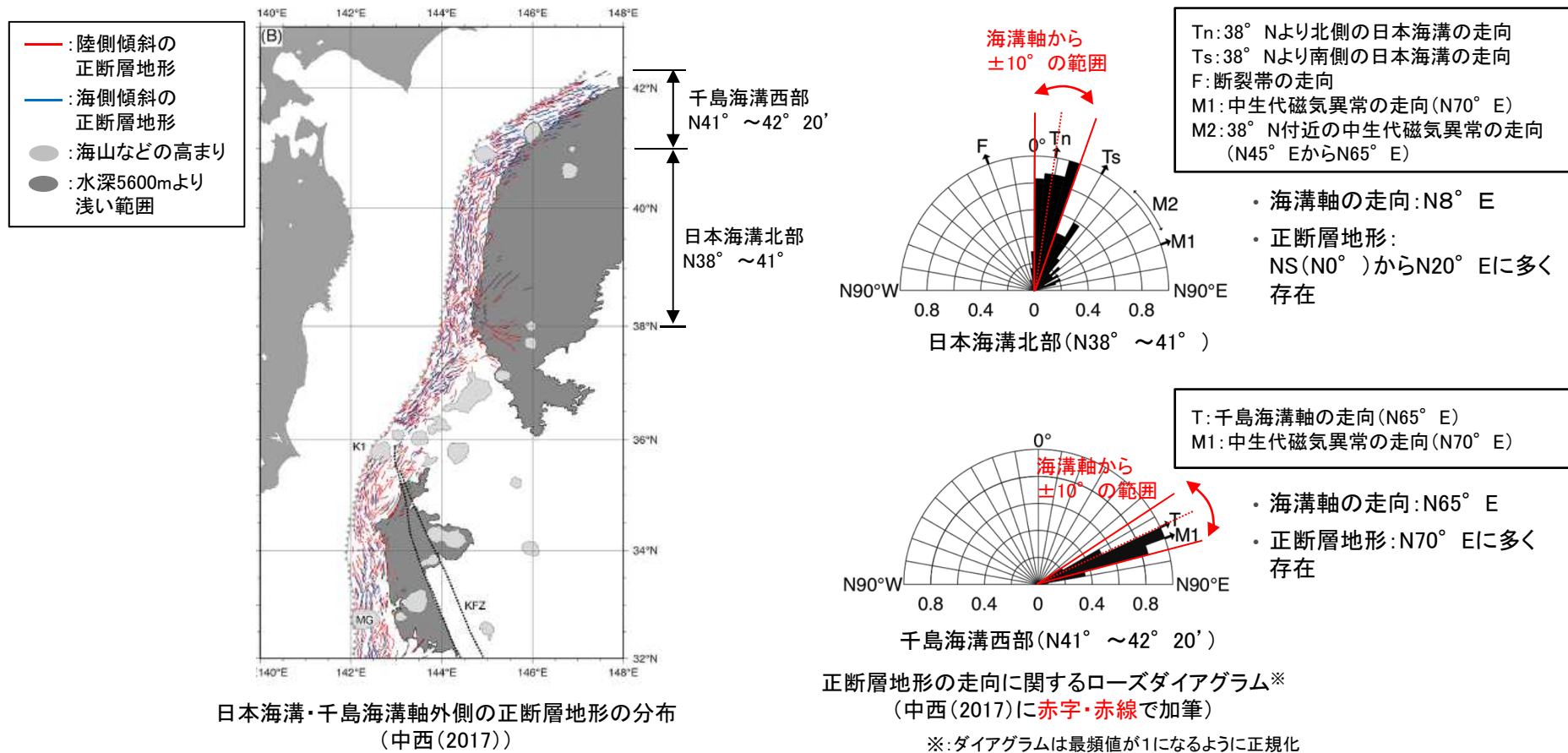
基準位置から北東へ移動の断層配置図

I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

3.6 波源特性の不確かさの考慮

■海溝軸方向における走向の変動範囲の設定(1/2): 海溝軸外側における正断層地形の走向に関する知見(中西(2017))

- 中西(2017)は, マルチビーム音響測深機により取得された海底地形データから作成された海底地形図から日本海溝・千島海溝軸外側の正断層地形を判読し, 走向は海溝軸から $\pm 10^\circ$ の範囲にあるとしている。



I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

3.6 波源特性の不確かさの考慮

■海溝軸方向における走向の変動範囲の設定(2/2):土木学会(2016)による不確かさの考慮方法及び検討事例

- 土木学会(2016)は、不確かさの考慮範囲について、不確定性の程度を考慮して合理的と考えられるパラメータの変動範囲を適切に設定するとしている。
- また、日本海溝沿いにおける海洋プレート内地震の検討事例を示しており、走向の不確かさについては基準 $\pm 10^\circ$ の範囲で考慮している。

【土木学会(2016)による海洋プレート内地震の検討事例】

表 6.4.2-1 基本断層モデルの諸元

パラメータ	津波地震	正断層地震
モーメントマグニチュード M_w	8.3	8.6
断層長さ L (km)	210	283
断層幅 W (km)	50	50
上縁深さ d (km)	1	1
平均すべり量 D (m)	9.7	10.1
傾斜角 δ (度)	20	45
走向 θ (度)	188	188
すべり角 ϵ (度)	75	270
領域に対応する既往最大地震津波	1896年	1933年, 1611年

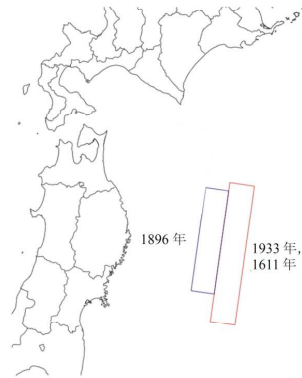
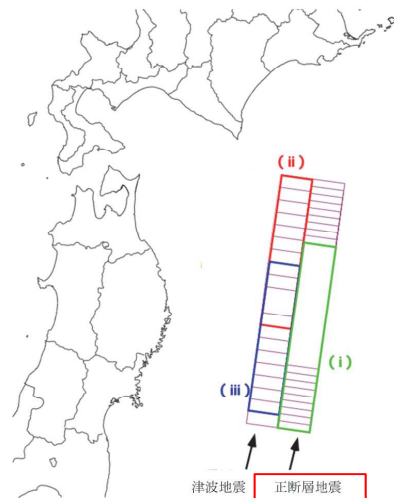


図 6.4.2-1 既往津波に対応する基本断層モデルの位置



※ 図中の(i)～(iii)は、詳細パラメータスタディの対象とした断層位置を表す。

図 6.4.3-1 概略パラメータスタディにおける基本断層モデルの位置

表 6.4.1-1 日本海溝沿いの海溝軸付近に想定する津波における検討方法

検討ステップ	検討項目およびその内容	備考	
①基本断層モデルの設定	既往津波の痕跡高を説明できる断層モデルに基づいて設定	—	
②概略パラメータスタディ	波源位置による影響を評価	—	
③詳細パラメータスタディ	上縁深さ	0km, 1km, 2km	プレート内正断層地震のみ
	傾斜角	基本, 基本 ± 5 度	—
	走向	基本, 基本 ± 10 度	—
	すべり方向	基本, 基本 ± 10 度	津波地震のみ

海溝軸外側における正断層地形の走向に関する知見(中西(2017))及び土木学会(2016)による不確かさの考慮方法等に関する知見を踏まえ、走向の不確かさの考慮範囲は、海溝軸方向を基準に $\pm 10^\circ$ とする。

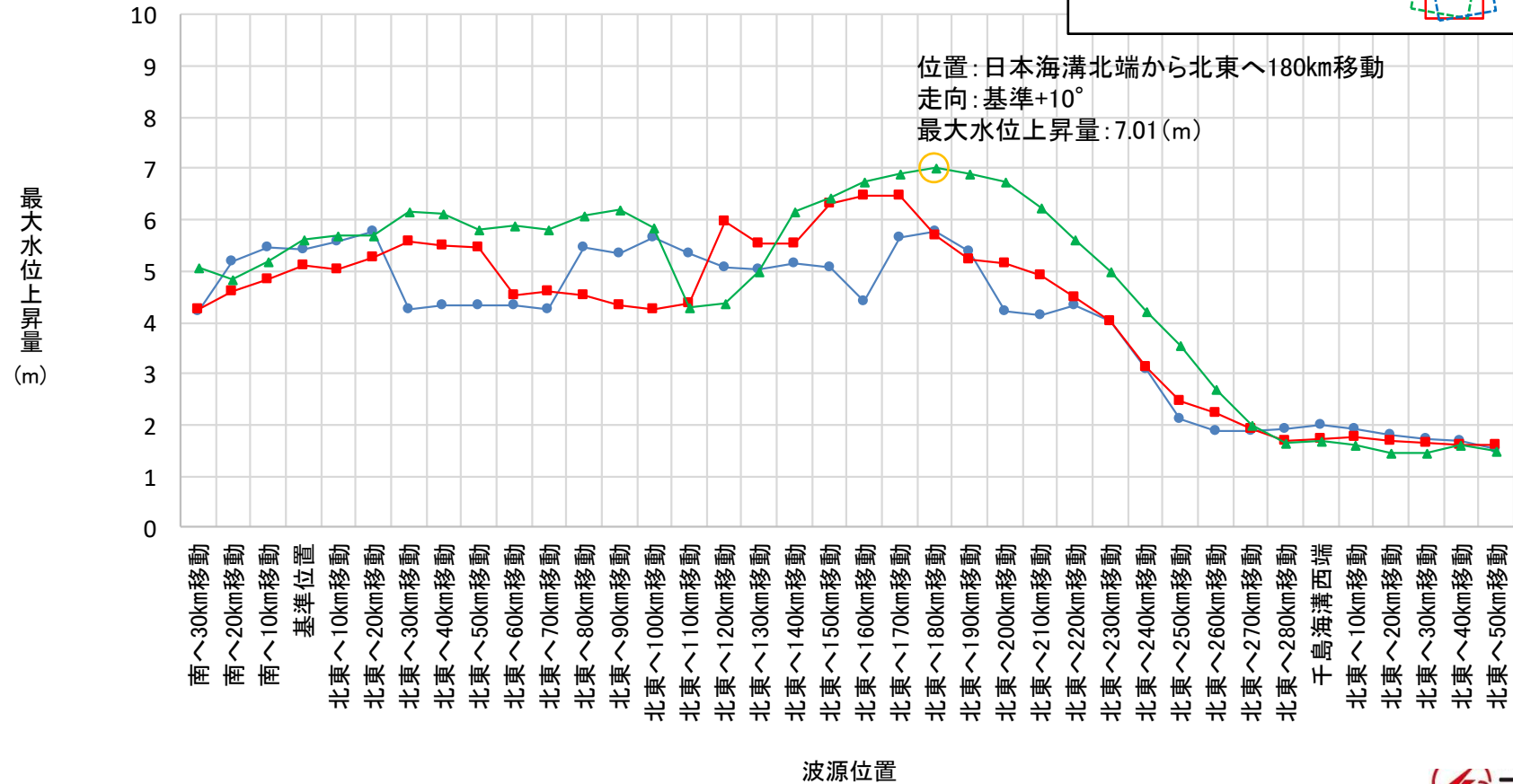
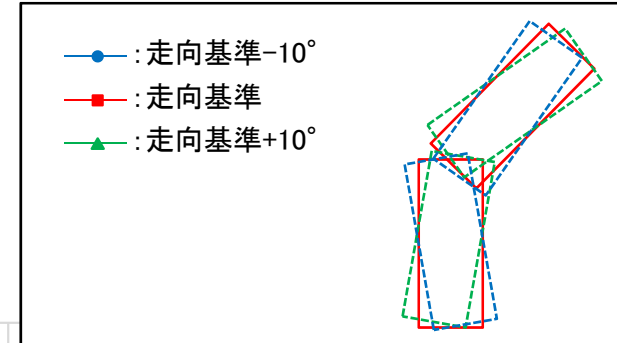
I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

3.6 波源特性の不確かさの考慮

■海溝軸方向の概略パラメータスタディ結果：水位上昇側

- 敷地前面における最大水位上昇量を以下に示す※。

※：計算結果の詳細は、補足説明資料「IV. 「海洋プレート内地震」に起因する津波の評価 2. 概略パラメータスタディ結果」に記載。



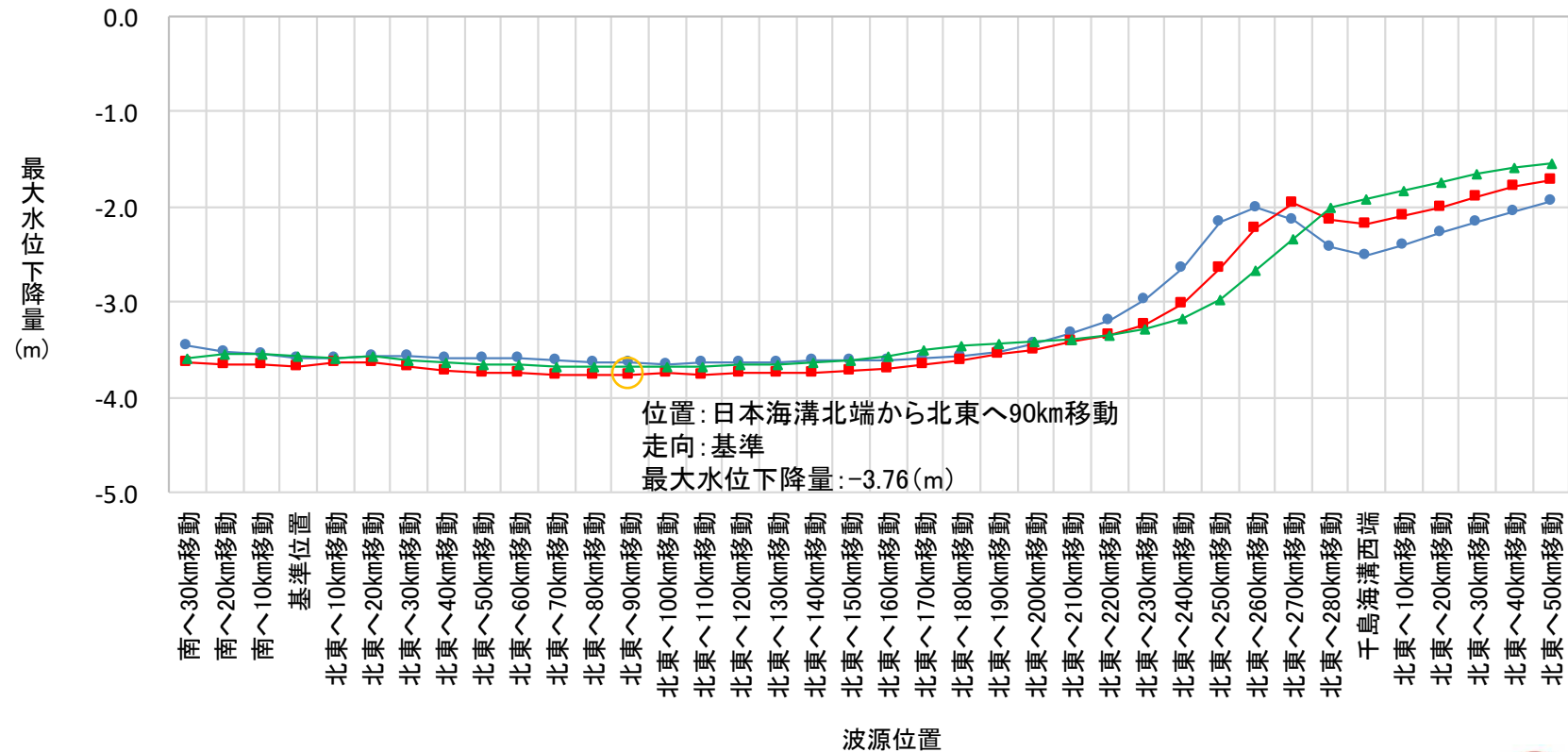
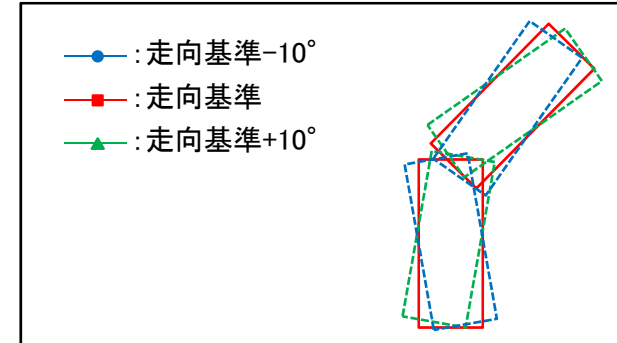
I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

3.6 波源特性の不確かさの考慮

■海溝軸方向の概略パラメータスタディ結果：水位下降側

- 補機冷却海水系取水口前面における最大水位下降量を以下に示す※。

※：計算結果の詳細は、補足説明資料「IV. 「海洋プレート内地震」に起因する津波の評価 2. 概略パラメータスタディ結果」に記載。



I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

3.6 波源特性の不確かさの考慮

■海溝軸方向の概略パラメータスタディ結果:まとめ

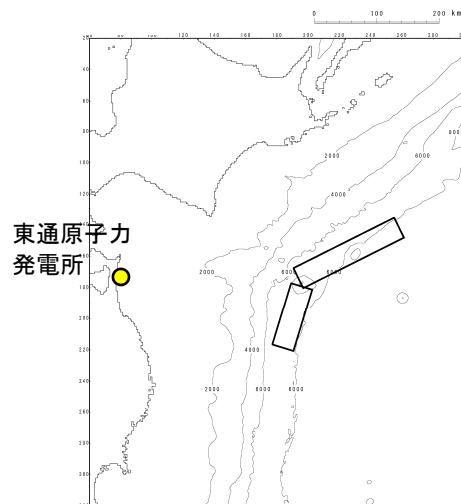
- 海溝軸方向の概略パラメータスタディ及び港湾部の防波堤の有無に関する影響検討結果(詳細は次頁以降に示す)を踏まえ、以下のケースを対象に海溝軸直交方向の概略パラメータスタディを実施する。

【水位上昇側】

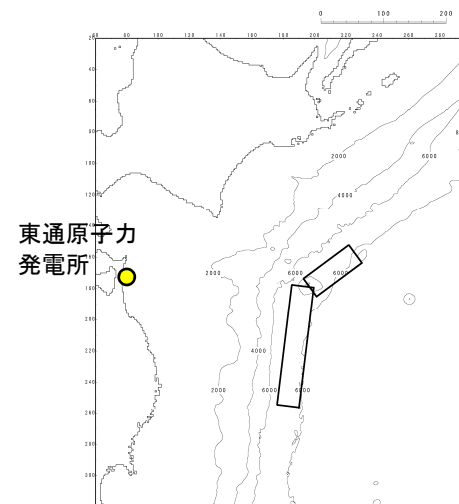
位置	走向	最大水位上昇量(m)			
		敷地前面	取水口前面	補機冷却海水系取水口前面	放水路護岸前面
日本海溝北端から北東へ 180km移動	基準+10°	7.01	3.13	3.16	1.42

【水位下降側】

位置	走向	最大水位下降量(m)
		補機冷却海水系取水口前面
日本海溝北端から北東へ 90km移動	基準	-3.76



断層位置(水位上昇側)



断層位置(水位下降側)

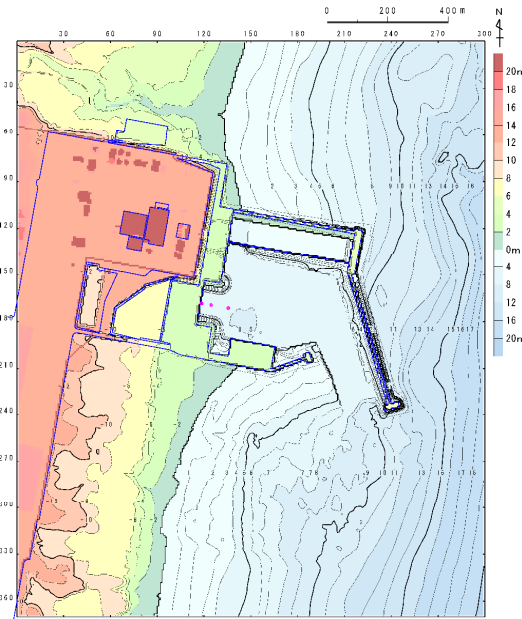
I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

3.6 波源特性の不確かさの考慮

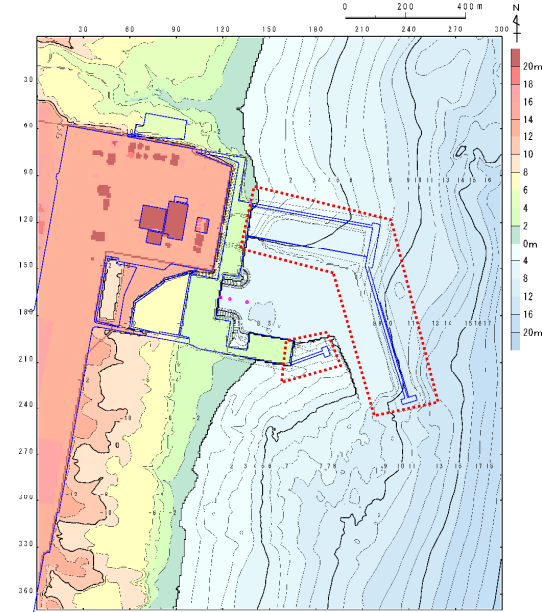
■防波堤の影響検討: 検討方針

- 海溝軸方向の概略パラメータスタディで抽出した波源位置が、防波堤が無い場合でも選定位置として妥当であるかを確認するため、水位上昇側・下降側決定ケースの波源位置の前後10kmの範囲を対象に防波堤無し地形を用いてパラメータスタディを実施した。
- 解析に用いた地形を以下に示す。

【解析地形】



防波堤有り



防波堤無し

I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

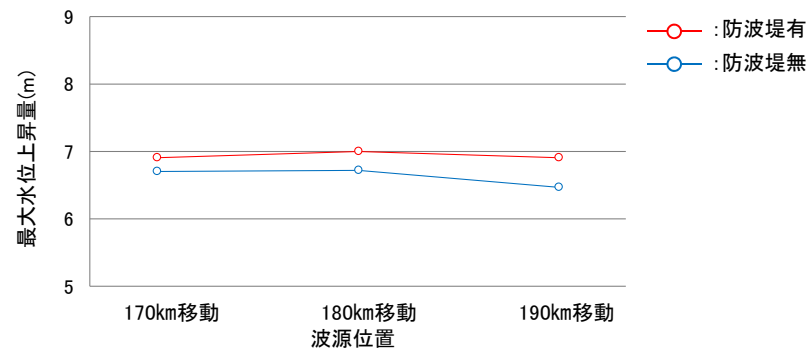
3.6 波源特性の不確かさの考慮

■防波堤の影響検討:水位上昇側

- 防波堤無しの地形を用いたパラメータスタディの結果, 防波堤の有無が波源位置の選定に与える影響(傾向)に有意な差は認めれないことを確認した。

下線: 最大ケース

		敷地前面		取水口前面		補機冷却海水系 取水口前面		放水路護岸前面	
		有り	無し	有り	無し	有り	無し	有り	無し
日本海溝北端から北東へ 170km移動	基準-10°	5.67	4.86	3.09	4.50	3.05	5.11	1.45	5.66
	基準	6.46	4.70	3.09	4.88	<u>3.44</u>	4.97	<u>1.52</u>	5.09
	基準+10°	6.91	6.71	3.10	6.63	3.18	6.63	1.46	6.06
日本海溝北端から北東へ 180km移動 (水位上昇側決定位置)	基準-10°	5.78	5.24	<u>3.23</u>	4.54	2.89	4.97	1.45	5.68
	基準	5.71	5.38	3.08	4.68	3.29	4.63	0.83	4.59
	基準+10°	<u>7.01</u>	<u>6.72</u>	3.13	<u>6.76</u>	3.16	<u>6.83</u>	1.42	6.07
日本海溝北端から北東へ 190km移動	基準-10°	5.38	5.82	3.10	4.01	2.89	4.56	0.84	4.93
	基準	5.24	5.57	2.99	4.37	2.96	4.24	0.00	3.76
	基準+10°	6.91	6.47	3.19	6.70	3.23	6.83	1.36	<u>6.28</u>



敷地前面位置の比較*

※: 走向不確かさケースの最大値をプロット

I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

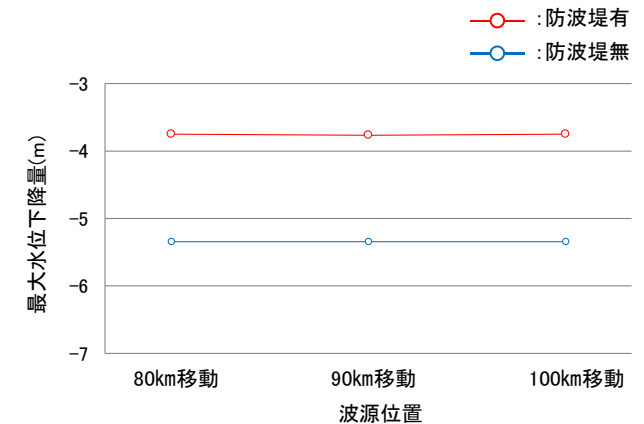
3.6 波源特性の不確かさの考慮

■防波堤の影響検討: 水位下降側

- 防波堤無しの地形を用いたパラメータスタディの結果, 防波堤の有無が波源位置の選定に与える影響(傾向)に有意な差は認めれないことを確認した。

下線: 最大ケース

		補機冷却海水系取水口前面	
		有り	無し
日本海溝北端から北東へ 80km移動	基準-10°	-3.63	-4.99
	基準	-3.75	-5.32
	基準+10°	-3.68	<u>-5.34 (-5.342)</u>
日本海溝北端から北東へ 90km移動 (水位下降側決定位置)	基準-10°	-3.63	-4.99
	基準	<u>-3.76</u>	-5.32
	基準+10°	-3.67	-5.34 (-5.340)
日本海溝北端から北東へ 100km移動	基準-10°	-3.64	-4.99
	基準	-3.75	-5.32
	基準+10°	-3.67	-5.34 (-5.338)



補機冷却系取水口前面位置の比較※

※: 走向不確かさケースの最大値をプロット

I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

3.6 波源特性の不確かさの考慮

■概略パラメータスタディ: 海溝軸直交方向における地震規模及び位置の変動範囲の設定(1/2)

- 地震調査研究推進本部(2014)の確率論的評価では、地震調査研究推進本部(2012)の長期評価に基づき、1933年昭和三陸地震と同規模の地震(M8.2, 断層幅100km)を海溝の東側と西側に想定している。

【地震調査研究推進本部(2014)の確率論的評価の概要】(地震調査研究推進本部(2014)に一部加筆)

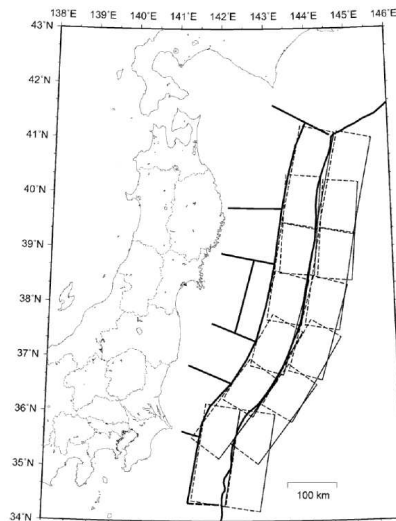


図 5.1.3.2-6 三陸沖北部から房総沖のプレート内地震(正断層型)の断層面
(2013年における検討の従来モデル、検討モデルで使用)

表 5.1.2.2-2 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート内地震(正断層型)の諸元

	長期評価	設定モデル
30年発生確率	4%~7%	5.1%
50年発生確率	6%~10%	8.3%
マグニチュード	M8.2前後, M8.3前後	M _w 8.2
震源域	図 5.1.2.2-1 のオの領域内、具体的な地域は特定できない 長さ 200km 程度 幅 100km 程度	領域内に長さ 200km、幅 100km、傾斜角 45°、上端深さ 0km の矩形の断層面を南北 7 列 × 東西 1 列並べて、そのいずれかで等確率で地震が発生すると仮定(断層数 7)

(注) 設定モデルの確率計算では、平均発生間隔=575年(400~750年の中央値)のポアソン過程を仮定した。また $M_w = M_j$ と仮定した。

I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

3.6 波源特性の不確かさの考慮

■概略パラメータスタディ: 海溝軸直交方向における地震規模及び位置の変動範囲の設定(2/2)

【地震規模の設定】

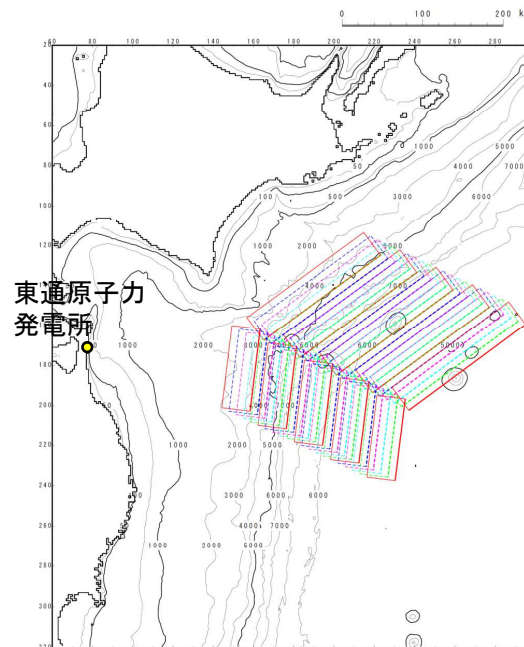
- 地震調査研究推進本部(2014)の評価から、西方向の位置の不確かさを考慮する際の地震規模は、基準断層モデルの地震規模(Mw8.6)よりも小さいと考えられる。
- ただし、海溝付近で発生する地震に伴う津波は発電所の津波高さに与える影響が大きいことを踏まえ、保守性を確保する観点から、基準断層モデルの地震規模(Mw8.6)を考慮する。

【位置の変動範囲の設定】

- 地震調査研究推進本部(2014)の評価を踏まえ、基準位置から東西100km範囲を10km単位で移動させる。

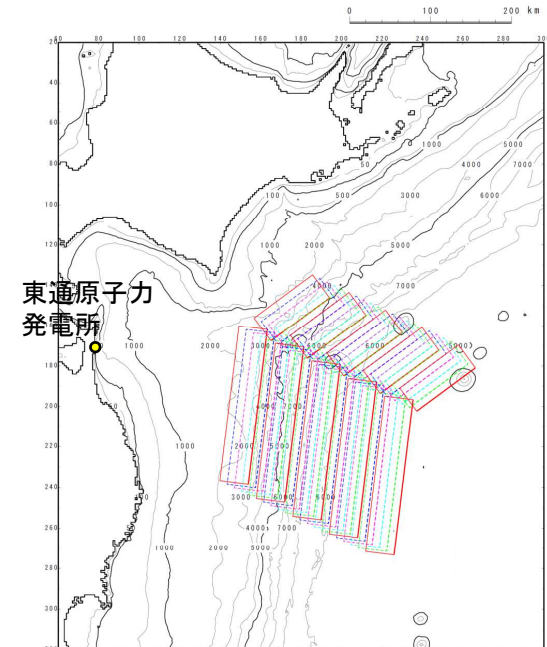
位置の変動範囲

項目	変動範囲
位置	<ul style="list-style-type: none"> 基準位置 西北西へ100kmまで10km単位で移動 東南東へ100kmまで10km単位で移動



上昇側決定ケース
(北東へ180km移動, 走向: 基準)

赤実線: 基準位置(中央), 50km単位移動



下降側決定ケース
(北東へ90km移動, 走向: 基準)

赤実線: 基準位置(中央), 50km単位移動

I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

3.6 波源特性の不確かさの考慮

S41

■概略パラメータスタディ: 海溝軸直交方向における走向の変動範囲の設定及び断層の傾斜の不確かさの考慮方法

【走向の変動範囲の設定】

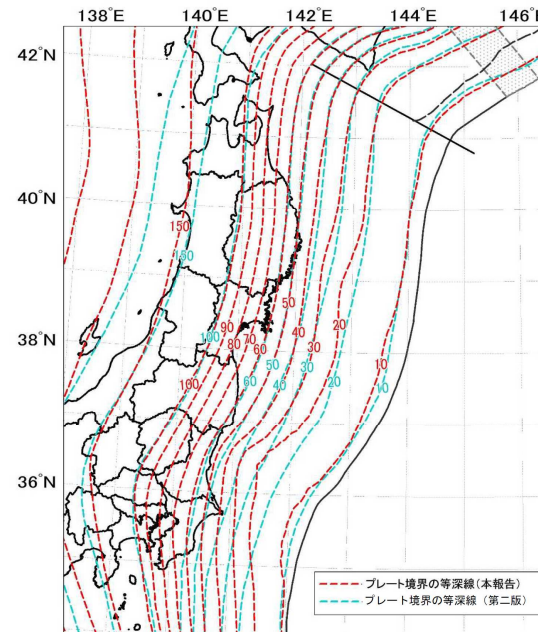
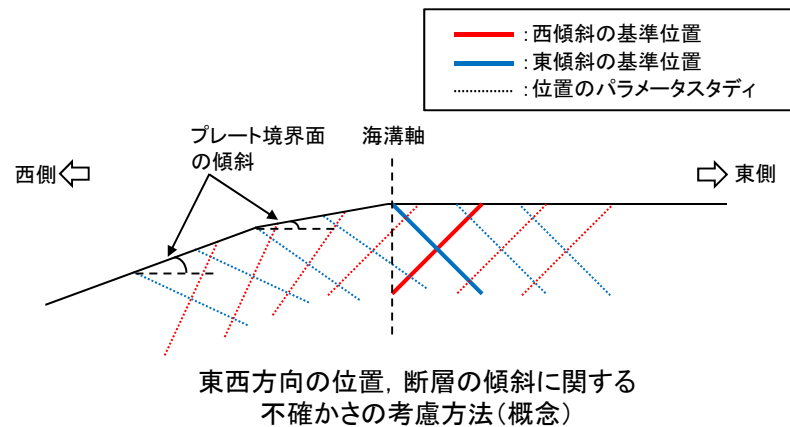
- 海洋プレート内地震は、海溝軸外側で形成された正断層地形を通じて取り込まれた水の影響を受けると考えられることから(尾鼻・藤江(2017)), 海溝軸方向と同様に、海溝軸方向を基準に $\pm 10^\circ$ とする。

【断層の傾斜の不確かさの考慮】

- 起震応力が共通で共役な断層となることを考慮して、西傾斜及び東傾斜を考慮する。
- 沈み込んだ海洋プレート内地震の傾斜角は、プレート境界面の傾斜を考慮して設定する。なお、日本海溝と千島海溝のプレート境界面の傾斜に有意な差はないことから、日本海溝のプレート境界面の傾斜を基本に設定する。

走向と断層の傾斜の変動範囲

項目	変動範囲
走向	基準, 基準 $\pm 10^\circ$
断層の傾斜	西傾斜(基準), 東傾斜



千島海溝西部から日本海溝における
プレート境界と推定等深線図
(地震調査研究推進本部(2019))

I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

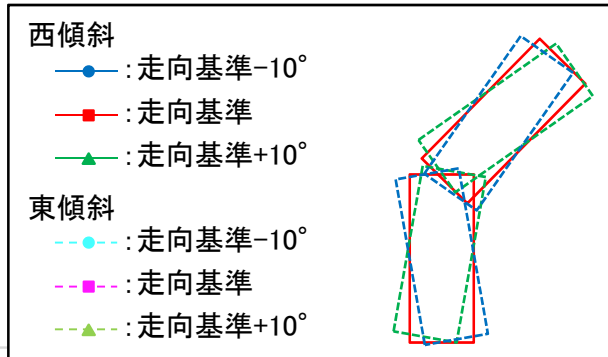
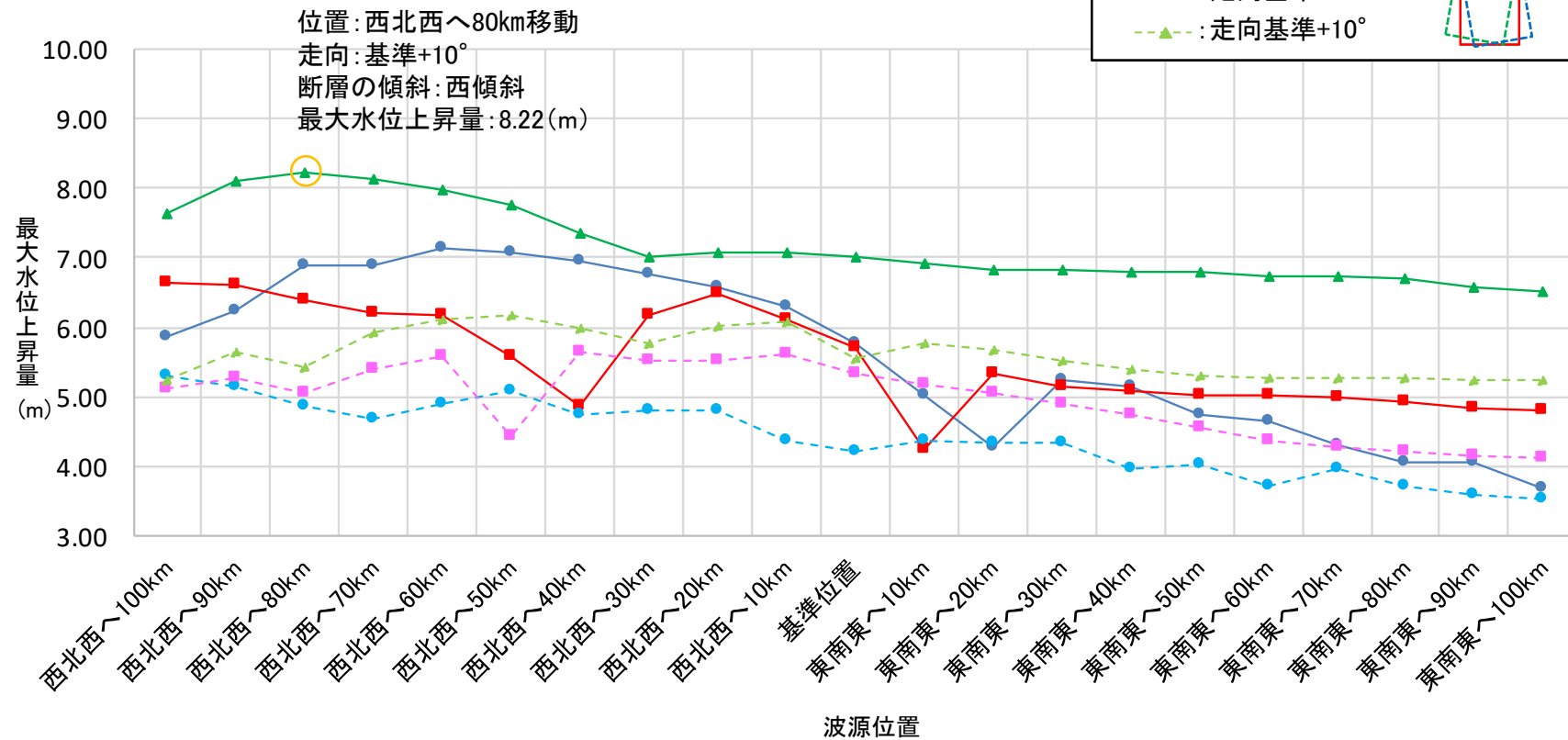
3.6 波源特性の不確かさの考慮

S41

■海溝軸直交方向の概略パラメータスタディ結果:水位上昇側

- 敷地前面における最大水位上昇量を以下に示す※。

※: 計算結果の詳細は、補足説明資料「IV. 「海洋プレート内地震」に起因する津波の評価 2. 概略パラメータスタディ結果」に記載。



I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

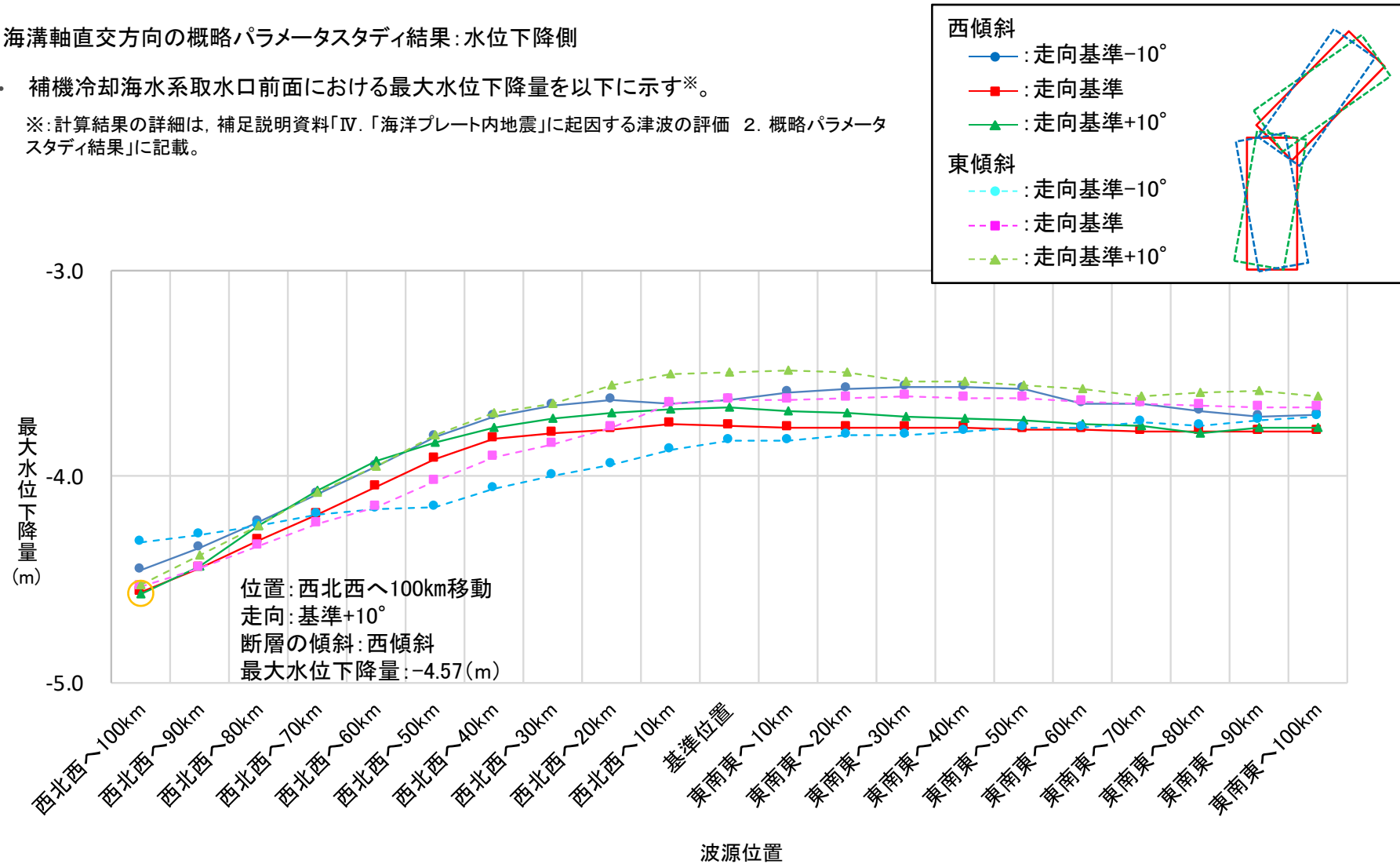
3.6 波源特性の不確かさの考慮

S41

■海溝軸直交方向の概略パラメータスタディ結果:水位下降側

- 補機冷却海水系取水口前面における最大水位下降量を以下に示す*。

*: 計算結果の詳細は、補足説明資料「IV. 「海洋プレート内地震」に起因する津波の評価 2. 概略パラメータスタディ結果」に記載。



I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

3.6 波源特性の不確かさの考慮

■海溝軸直交方向の概略パラメータスタディ結果:まとめ

- 海溝軸直交方向の概略パラメータスタディ結果を以下に示す。

【水位上昇側】

位置		走向	断層の傾斜	最大水位上昇量(m)			
海溝軸方向	海溝軸直交方向			敷地前面	取水口前面	補機冷却海水系取水口前面	放水路護岸前面
日本海溝北端から北東へ180km移動	西北西へ80km移動	基準+10°	西傾斜	8.22	4.65	4.93	4.38

【水位下降側】

位置		走向	断層の傾斜	最大水位下降量(m)
海溝軸方向	海溝軸直交方向			補機冷却海水系取水口前面
日本海溝北端から北東へ90km移動	西北西へ100km移動	基準+10°	西傾斜	-4.57

I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

3.6 波源特性の不確かさの考慮

■ 詳細パラメータスタディ: 傾斜角及び断層上縁深さの変動範囲の設定

- 土木学会(2002, 2016)を参考として, 概略パラメータスタディの各評価位置における最大水位上昇ケース, 最大水位下降ケースを対象に, 傾斜角及び断層上縁深さを変動させた詳細パラメータスタディを実施した。
- 各パラメータの変動範囲については, 土木学会(2002, 2016)等を参考に設定^{※1, 2}した。

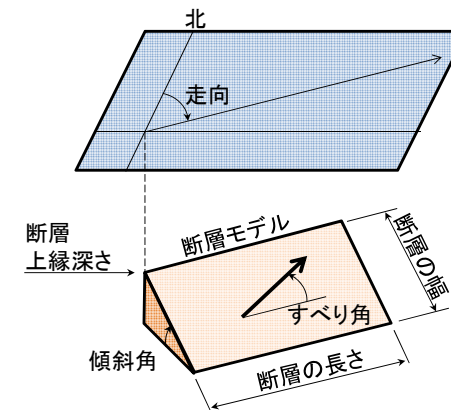
※1: 土木学会(2002)では, プレート間逆断層地震のハーバードCMTIによる発震機構解(1976.1~2000.1に発生したMw6.0以上, 深さ60km以下の地震)及び既往の断層モデルのばらつきから変動範囲を設定。

※2: 日本海溝沿いでは, 2005年11月15日(Mw7.1), 2011年3月11日(Mw7.7)に海洋プレート内地震が発生しており, 傾斜角はそれぞれ約45°(岩淵(2013)), 42°(Lay et al.(2011))である。

【詳細パラメータスタディ】

項目		変動範囲
傾斜角		基準, 基準±5°
断層上縁深さ	アウターライズ領域 (海溝から東側)	0km, 1km(基準), 2km
	沈み込んだ領域 (海溝から西側)	各波源位置のプレート境界面からの深さ: 0km, 1km(基準), 2km

(参考)断層パラメータ



I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

3.6 波源特性の不確かさの考慮

■ 詳細パラメータスタディ結果: 水位上昇側

- ・ 敷地前面における最大水位上昇量を以下に示す。

波源特性の不確かさ						最大水位上昇量(m)
海溝軸方向	海溝軸直交方向	走向	断層の傾斜	傾斜角	断層上縁深さ※	敷地前面
日本海溝北端から 北東へ180km移動	西北西へ80km移動	基準+10°	西傾斜	基準-5° (48°)	7km	8.10
					8km(基準)	7.97
					9km	7.83
				基準 (53°)	7km	8.87
					8km(基準)	8.22
					9km	8.09
				基準+5° (58°)	7km	9.77
					8km(基準)	9.50
					9km	8.94

※: 陸のプレートを含む深さ(プレート境界面からの深さは0km, 1km(基準), 2km)。

I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

3.6 波源特性の不確かさの考慮

■ 詳細パラメータスタディ結果：水位下降側

- 補機冷却海水系取水口前面における最大水位下降量を以下に示す。

波源特性の不確かさ						最大水位下降量(m)
海溝軸方向	海溝軸直交方向	走向	断層の傾斜	傾斜角	断層上縁深さ※	補機冷却海水系 取水口前面
日本海溝北端から 北東へ90km移動	西北西へ100km移動	基準+10°	西傾斜	基準-5° (49°)	11km	-4.54
					12km(基準)	-4.56
					13km	-4.58
				基準 (54°)	11km	-4.56
					12km(基準)	-4.57
					13km	<u>-4.59</u>
				基準+5° (59°)	11km	-4.56
					12km(基準)	-4.57
					13km	-4.58

※：陸のプレートを含む深さ(プレート境界面からの深さは0km, 1km(基準), 2km)。

I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

3.7 「海洋プレート内地震」に起因する津波の評価

■津波水位

- 各評価位置における最大水位上昇量及び最大水位下降量を以下に示す。

【水位上昇側】

波源特性の不確かさ						最大水位上昇量(m)			
位置		走向	断層の傾斜	傾斜角	断層上縁深さ	敷地前面	取水口前面	補機冷却海水系取水口前面	放水路護岸前面
海溝軸方向	海溝軸直交方向								
日本海溝北端から北東へ180km移動	西北西へ80km移動	基準+10°	西傾斜	基準+5° (58°)	7km	9.77	4.87	5.17	4.43

【水位下降側】

波源特性の不確かさ						補機冷却海水系取水口前面	
位置		走向	断層の傾斜	傾斜角	断層上縁深さ	最大水位下降量(m)	取水口敷高を下回る継続時間(分)
海溝軸方向	海溝軸直交方向						
日本海溝北端から北東へ90km移動	西北西へ100km移動	基準+10°	西傾斜	基準+5° (54°)	13km	-4.59	1.9

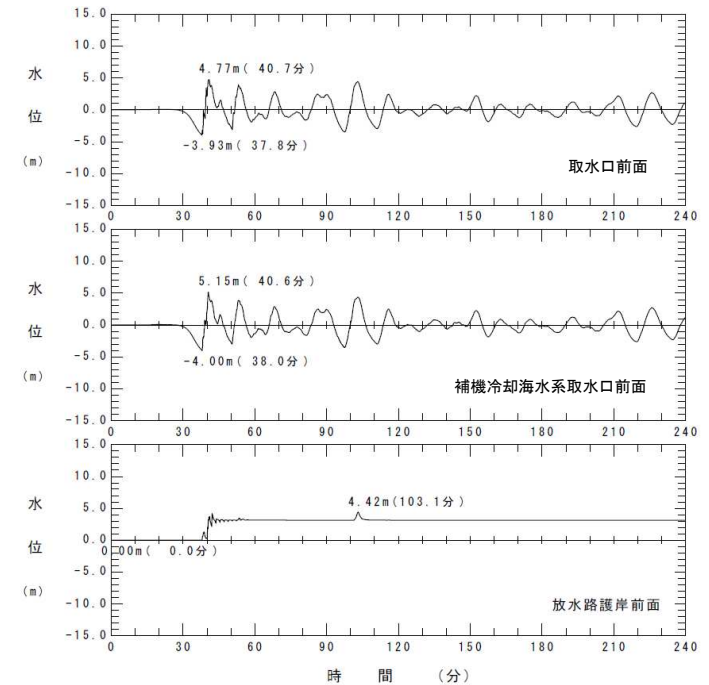
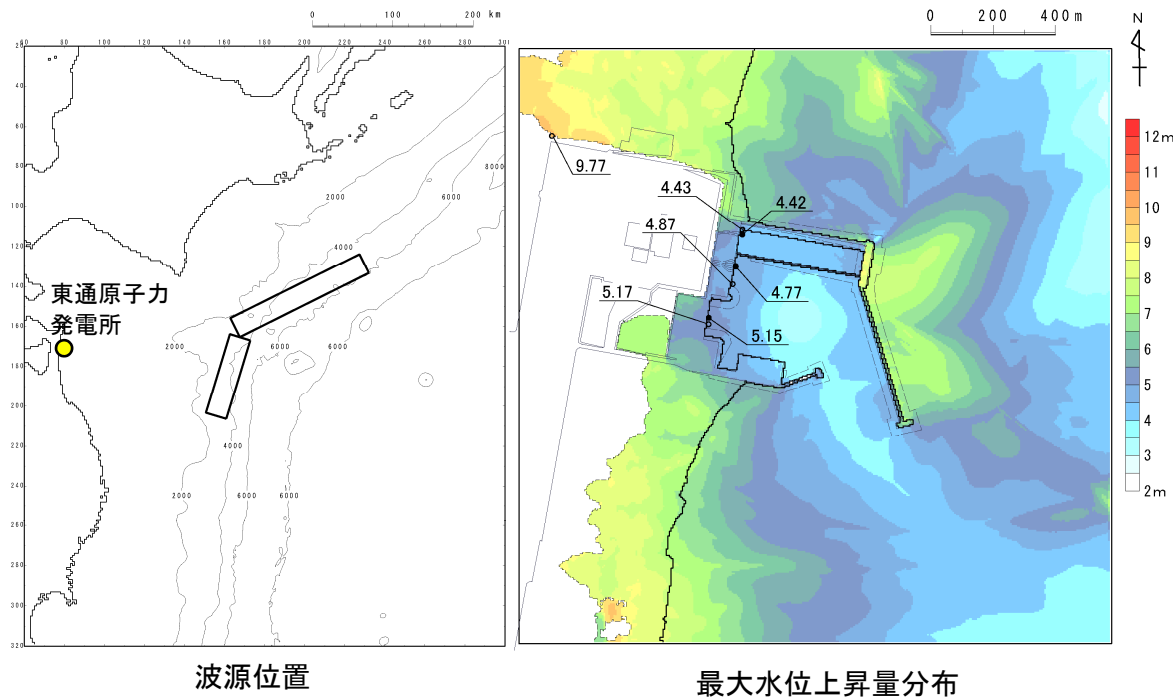
I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

3.7 「海洋プレート内地震」に起因する津波の評価

S41

■ 詳細パラメータスタディ結果: 水位上昇側

位置		走向	断層の傾斜	傾斜角	断層上縁深さ	最大水位上昇量(m)			
海溝軸方向	海溝軸直交方向					敷地前面	取水口前面	補機冷却海水系取水口前面	放水路護岸前面
日本海溝北端から北東へ180km移動	西北西へ80km移動	基準+10°	西傾斜	基準+5°(58°)	7km	9.77	4.87	5.17	4.43



取水口前面, 補機冷却海水系取水口前面, 放水路護岸前面における水位時刻歴波形※

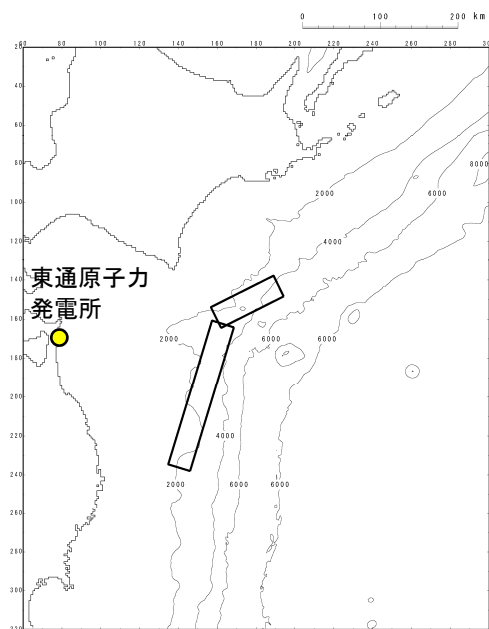
※: 水位時刻歴波形は, 各取放水設備前面の中央位置に該当するメッシュで抽出(抽出位置は, 補足説明資料「VI. 計算条件等 4. 津波水位の評価位置」記載)

I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

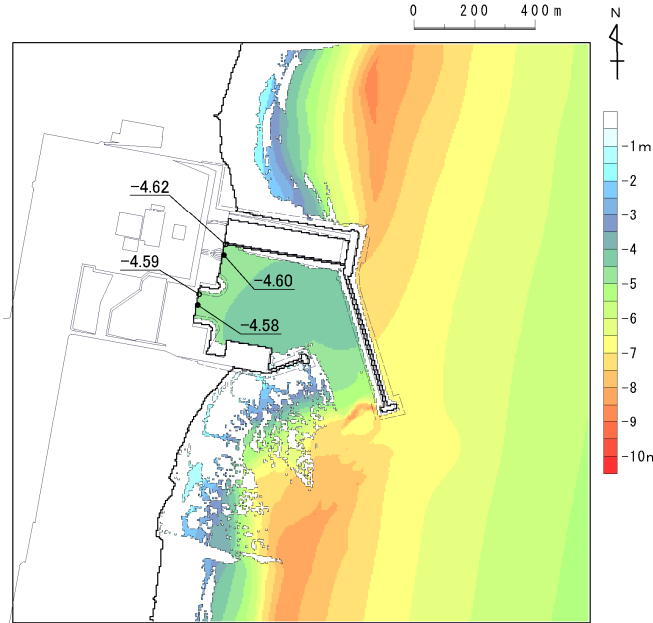
3.7 「海洋プレート内地震」に起因する津波の評価

■ 詳細パラメータスタディ結果: 水位下降側

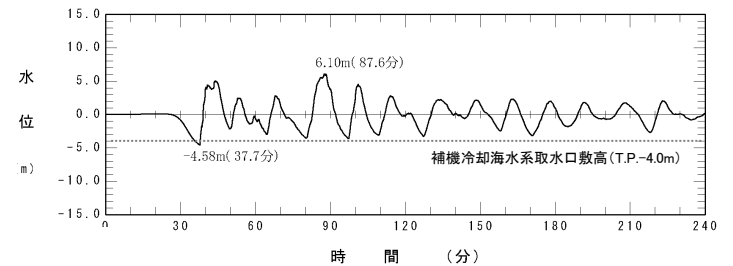
位置		走向	断層の傾斜	傾斜角	断層上縁深さ	補機冷却海水系取水口前面	
海溝軸方向	海溝軸直交方向					最大水位下降量(m)	取水口敷高を下回る継続時間(分)
日本海溝北端から北東へ90km移動	西北西へ100km移動	基準+10°	西傾斜	基準+5°(54°)	13km	-4.59	1.9



波源位置



最大水位下降量分布

補機冷却海水系取水口前面における
水位時刻歴波形※1, 2

※1: 水位時刻歴波形は、補機冷却海水系取水口前面の中央位置に該当するメッシュで抽出(抽出位置は、補足説明資料「VI. 計算条件等 4. 津波水位の評価位置」に記載)

※2: 補機冷却海水系取水設備の詳細は、補足説明資料「VI. 計算条件等 4. 津波水位の評価位置」に記載。

I . 地震に起因する津波の評価

4. 海域の活断層による地殻内地震

- 4. 1 本説明(コメント回答)の概要
- 4. 2 検討方針
- 4. 3 文献調査
- 4. 4 活動性の評価
- 4. 5 検討結果

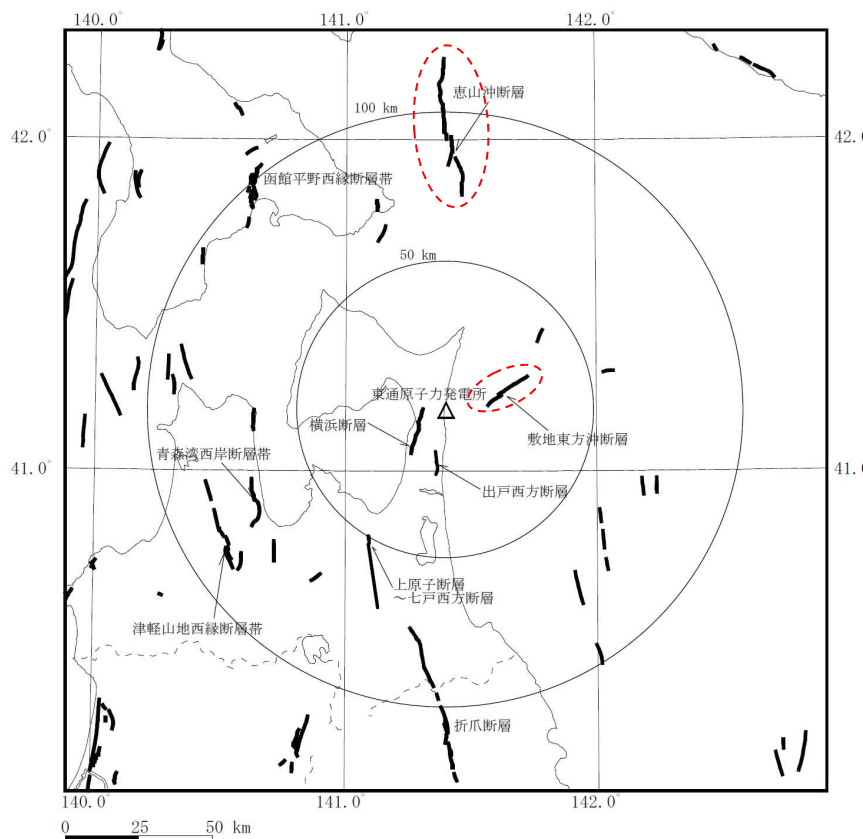
I. 地震に起因する津波の評価 4. 海域の活断層による地殻内地震

4.1 本説明(コメント回答)の概要

No.	コメント時期	コメント内容
S44	2016年8月26日 第394回審査会合	海域活断層による地殻内地震の選定プロセスを明確にすること。

■ 選定プロセスの明確化 **S44**

- ・ 敷地周辺海域における文献断層を対象に、敷地への影響を考慮した活動性評価を実施し、評価対象とする活断層を選定した。



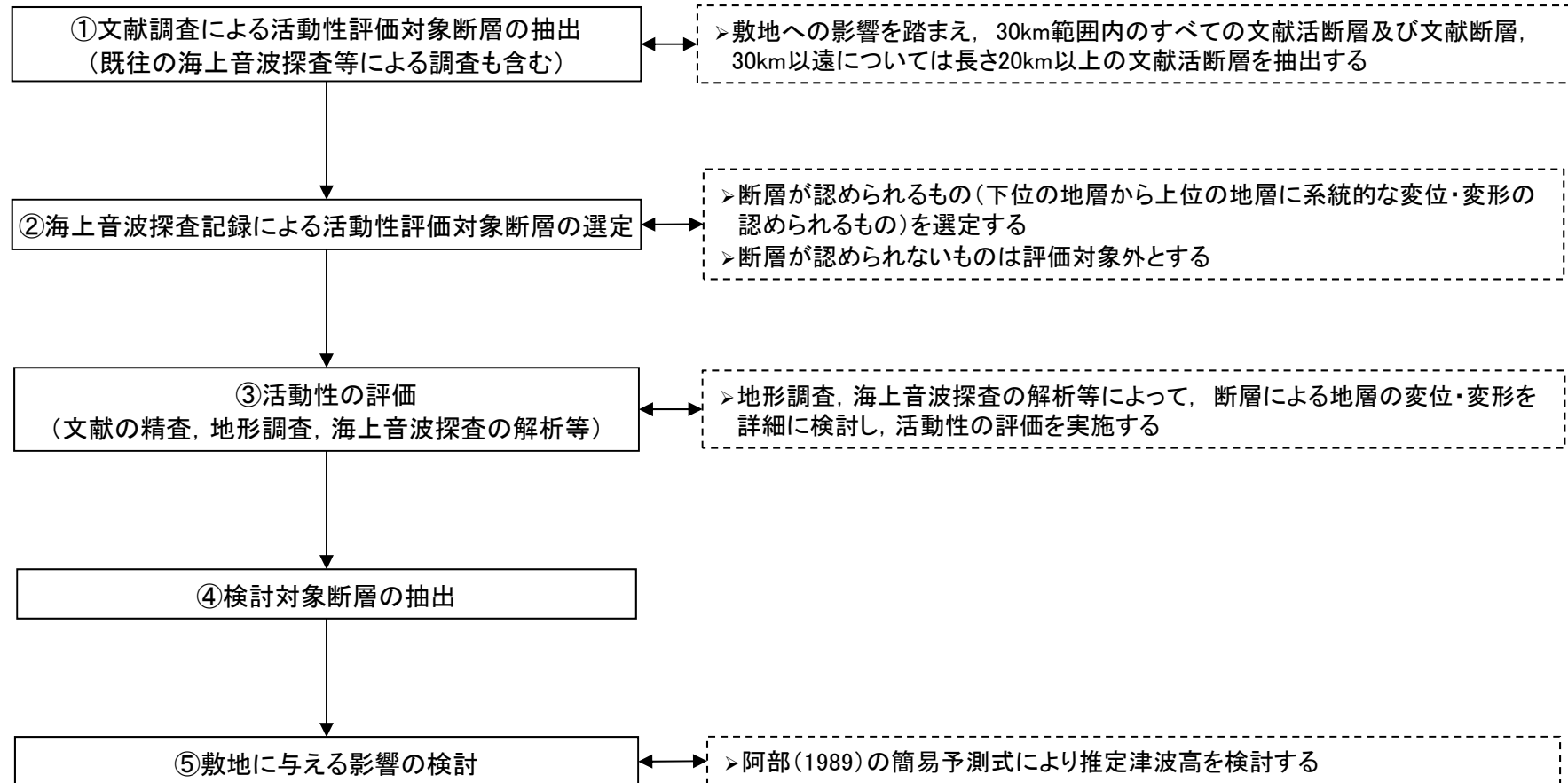
敷地周辺海域の主な活断層分布

活断層は当社の「震源として考慮する活断層」及び「新編」日本の活断層」等による

I. 地震に起因する津波の評価 4. 海域の活断層による地殻内地震

4.2 検討方針

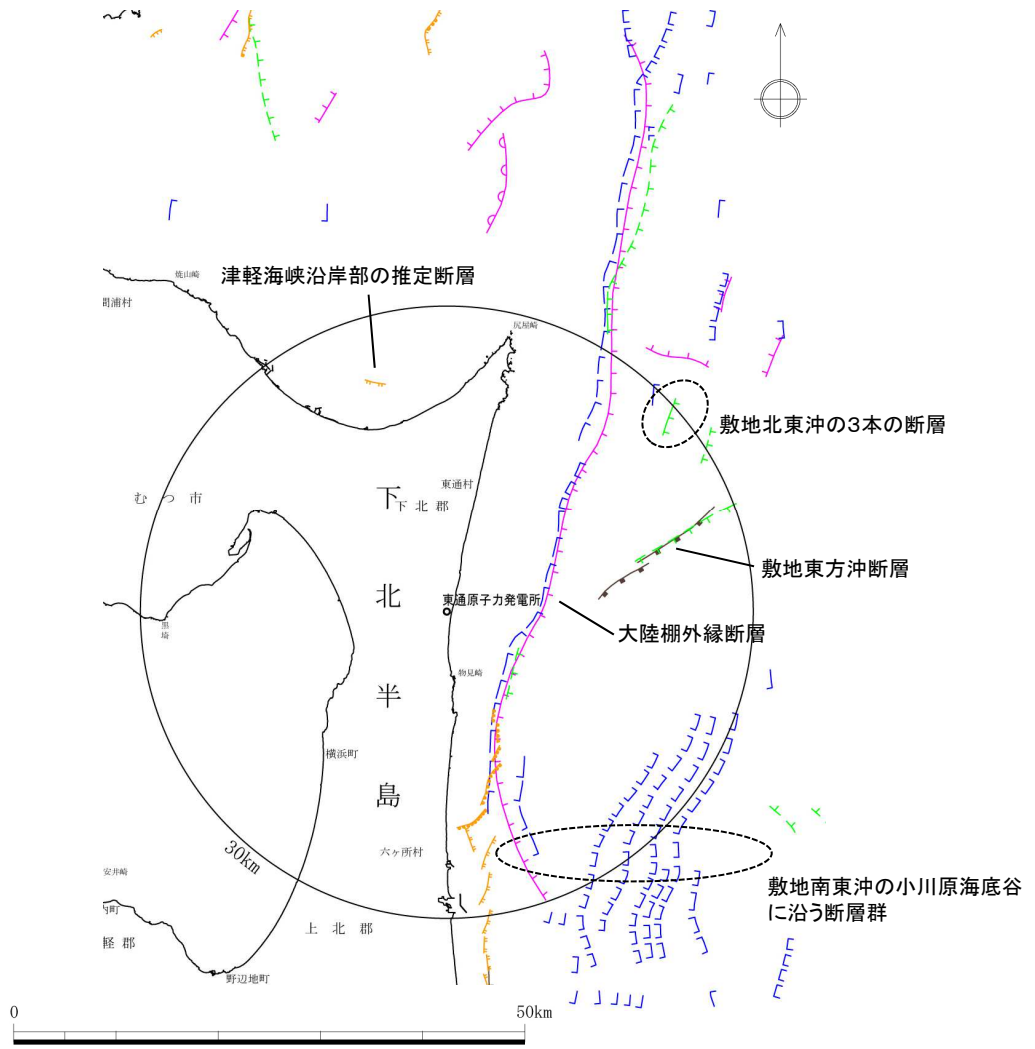
- ・ 検討フローを以下に示す。



I. 地震に起因する津波の評価 4. 海域の活断層による地殻内地震
4.3 文献調査(敷地を中心とする半径30km範囲)

S44

・ 文献調査結果を踏まえ、以下に示す5断層を活動性評価対象断層として抽出した。



【文献に記載されている活断層及び断層】

- ・ 津軽海峡沿岸部の推定断層
- ・ 敷地北東沖の3本の断層
- ・ 敷地東方沖断層
- ・ 大陸棚外縁断層
- ・ 敷地南東沖の小川原海底谷に沿う断層

凡例

- 「新編」日本の活断層 (活断層研究会, 1991)
- 活断層
 - 活撓曲
- 20万分の1海洋地質図
- 「下北半島沖海底地質図」(地質調査所, 1993) *1
 - 「八戸沖海底地質図」(地質調査所, 1978) *1
- 断層
 - 伏在断層
- 20万分の1海底地質構造図
- 「室蘭沖」(海上保安庁, 1975) 「日高舟状海盆」(海上保安庁, 1975)
 - 「下北半島沖」(海上保安庁, 1975) 「八戸沖」(海上保安庁, 1973)
- 断層
 - 推定断層
- 5万分の1海底地質構造図
- 「鹿部」(海上保安庁, 2001) 「恵山岬」(海上保安庁, 1981)
 - 「尻屋崎」(海上保安庁, 1998) 「むつ小川原」(海上保安庁, 1982)
 - 「八戸」(海上保安庁, 1996) 「函館湾」(海上保安庁, 1999)
- 断層・撓曲
 - 伏在断層
 - 伏在推定断層・推定断層

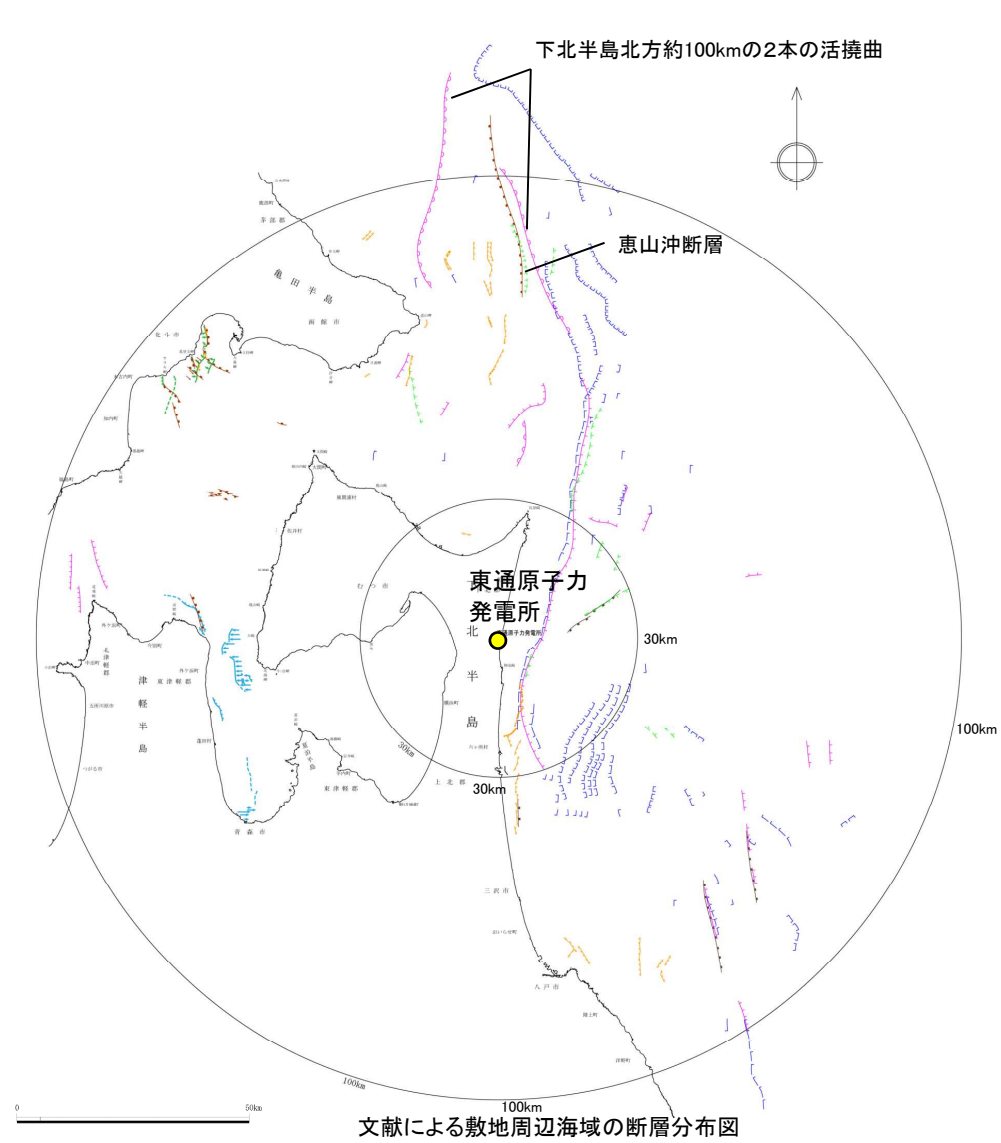
文献による敷地周辺海域の断層分布図

I. 地震に起因する津波の評価 4. 海域の活断層による地殻内地震

4.3 文献調査(敷地を中心とする半径30km以遠)

S44

- 文献調査結果を踏まえ、以下に示す2断層を活動性評価対象断層として抽出した。



【文献に記載されている活断層】

長さ20km程度以上の文献活断層

- 下北半島北方約100kmの2本の活撓曲
- 恵山沖断層

凡例

文献活断層

「新編」日本の活断層 (活断層研究会, 1991)

- 活断層
- 活撓曲

産業技術総合研究所・北海道立総合研究機構地質研究所 (2012)

- 活断層
- 活撓曲

産業技術総合研究所・東海大学 (2012)

- 活断層
- 活撓曲

電源開発株式会社 (2008)

- 活断層・活撓曲
- 第四紀後期の活動性を否定できない箇所

日本原燃株式会社 (2009)

- 活断層

文献断層

20万分の1海洋地質図

- 「下北半島沖海底地質図」(地質調査所, 1993) *1
- 「八戸沖海底地質図」(地質調査所, 1978) *1

- 断層
- 伏在断層

20万分の1海底地質構造図

- 「壱貫沖」(海上保安庁, 1975) 「日高舟状海盆」(海上保安庁, 1975)
- 「下北半島沖」(海上保安庁, 1975) 「八戸沖」(海上保安庁, 1973)

- 断層
- 推定断層

5万分の1海底地質構造図

- 「鹿部」(海上保安庁, 2001) 「恵山岬」(海上保安庁, 1981)
- 「尻屋崎」(海上保安庁, 1998) 「むつ小川原」(海上保安庁, 1982)
- 「八戸」(海上保安庁, 1996) 「函館湾」(海上保安庁, 1999)

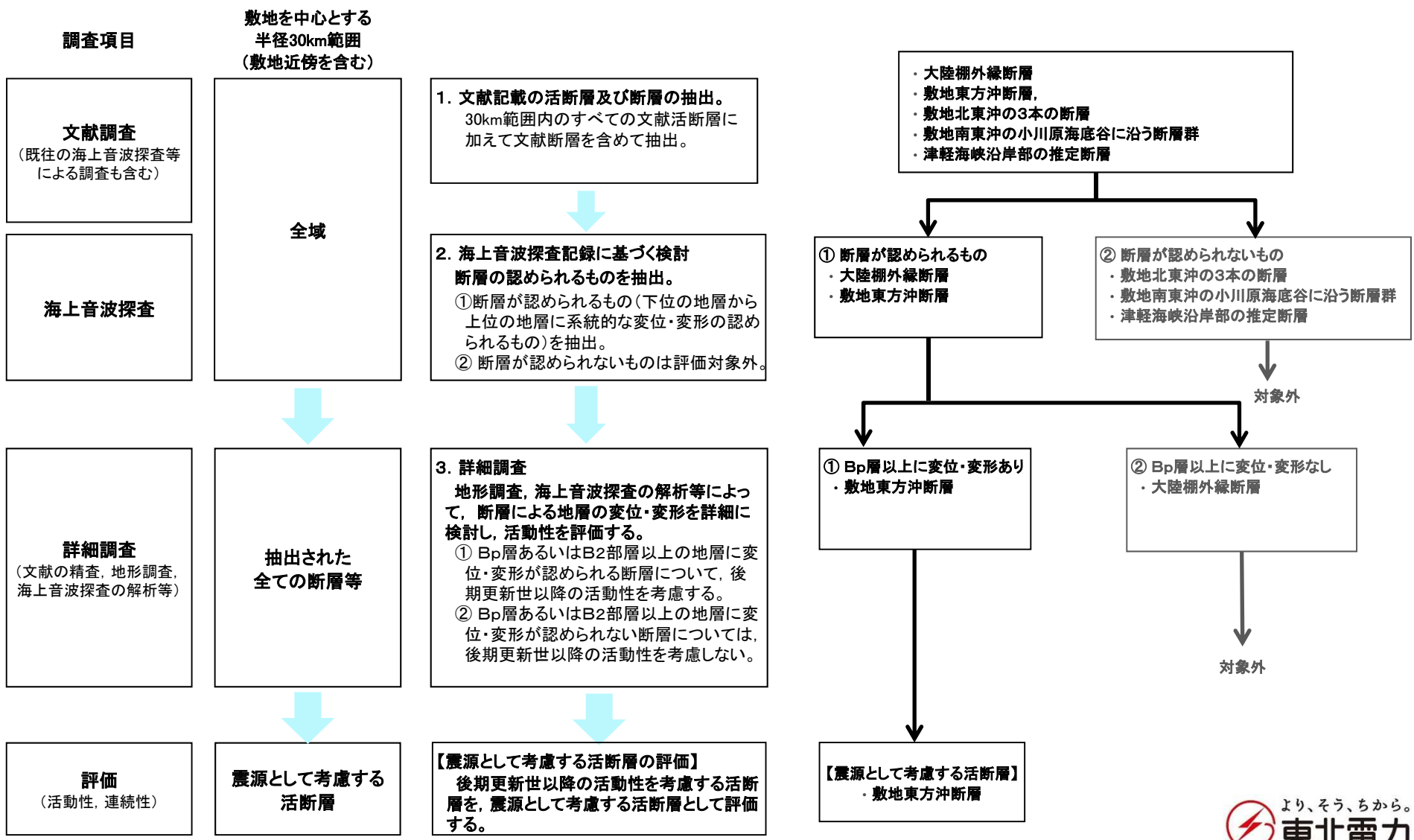
- 断層・撓曲
- 伏在断層
- 伏在推定断層・推定断層

*1 (現 国立研究開発法人産業技術総合研究所地質調査総合センター)

I. 地震に起因する津波の評価 4. 海域の活断層による地殻内地震
4.4 活動性の評価(敷地を中心とする半径30km範囲)

S44

抽出した5つの断層の活動性評価の結果、「敷地東方沖断層」を検討対象として選定した。

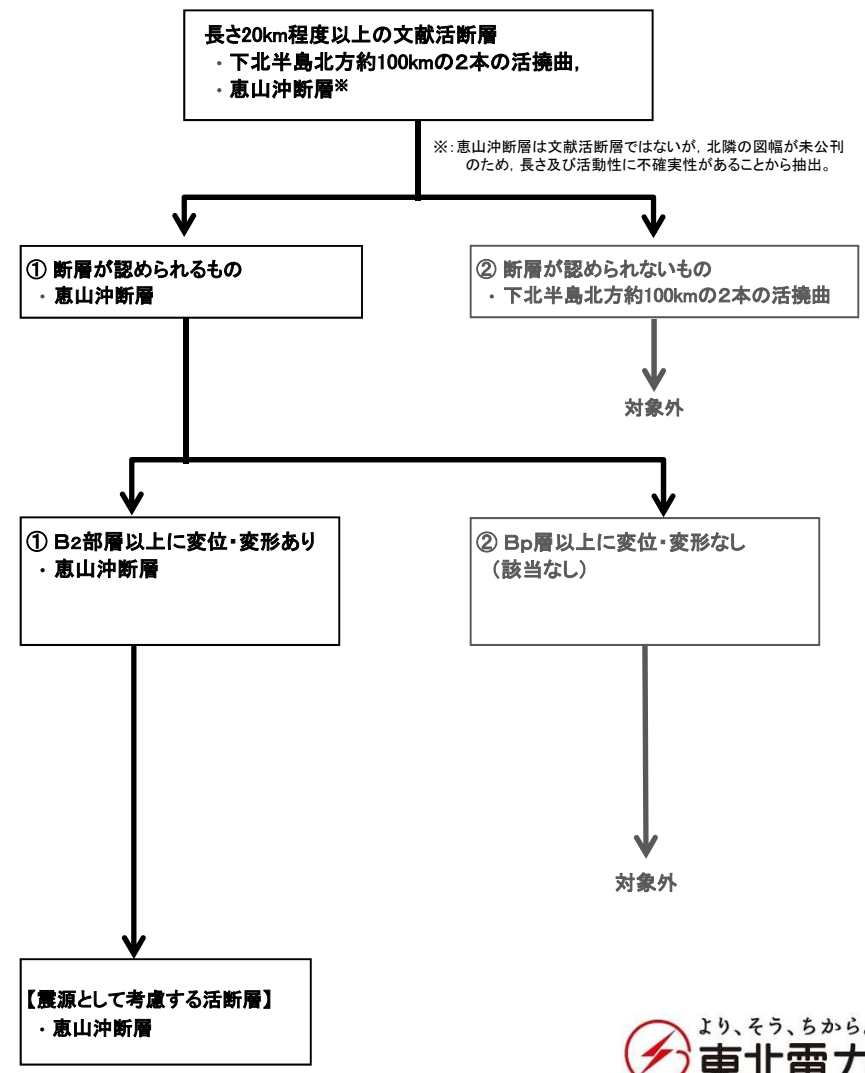


I. 地震に起因する津波の評価 4. 海域の活断層による地殻内地震

4.4 活動性の評価(敷地を中心とする半径30km以遠)

S44

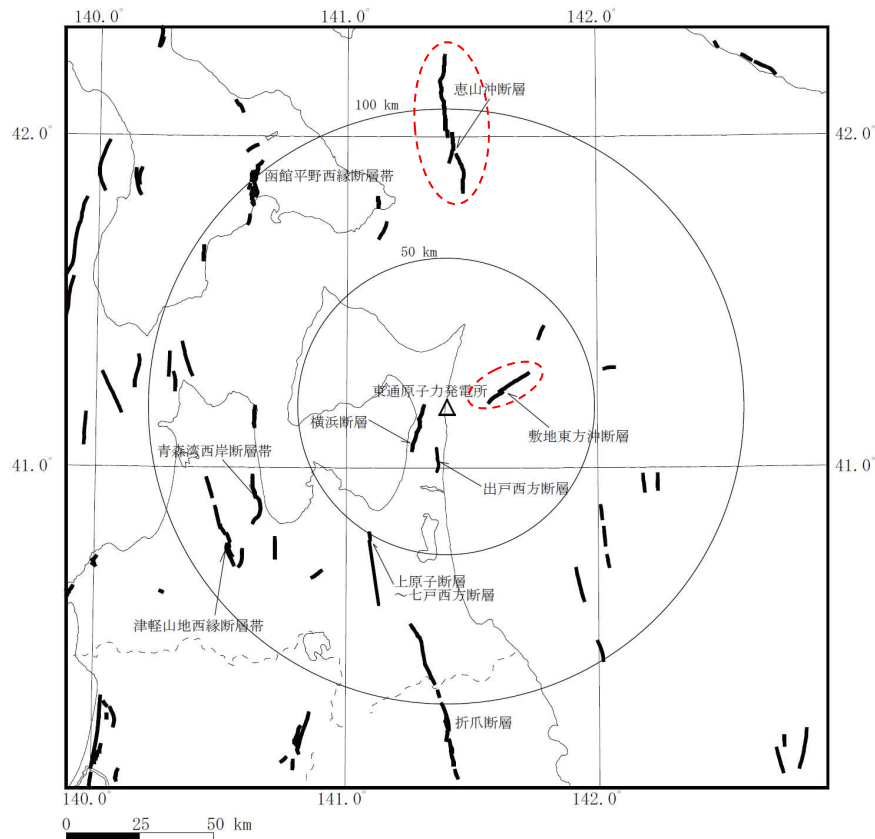
- 抽出した2つの断層の活動性評価の結果、「恵山沖断層」を検討対象として選定した。



I. 地震に起因する津波の評価 4. 海域の活断層による地殻内地震

4.4 活動性の評価:まとめ

- 以上のとおり, 敷地東方沖断層及び恵山沖断層を検討対象断層として抽出した。
- 同断層を対象に阿部(1989)の簡易予測式により推定津波高を検討する。



検討対象とする活断層

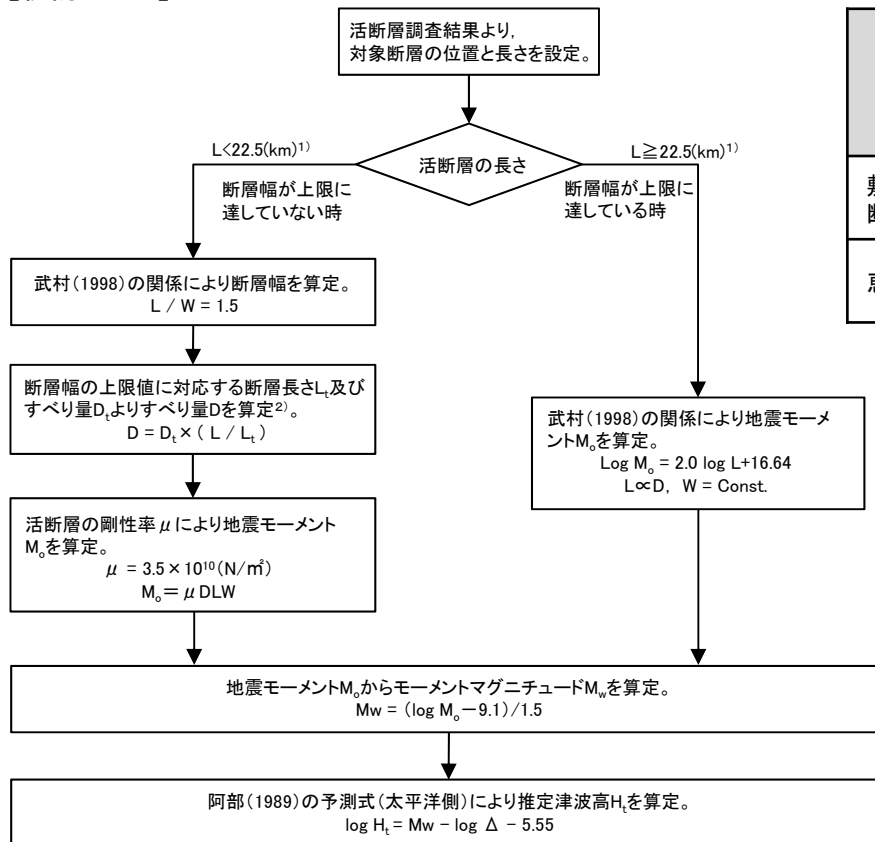
断層名	断層長さ L(km)	敷地からの 距離 Δ(km)
敷地東方沖断層	14.5	20
恵山沖断層	47	97

I. 地震に起因する津波の評価 4. 海域の活断層による地殻内地震

4.5 検討結果

- 推定津波高は最大0.6mであり、プレート間地震及び海洋プレート内地震に起因する津波に伴う津波高と比較して十分小さいことを確認した。

【検討フロー】



【検討結果】

断層名	Mw	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)	津波の伝播距離 Δ (km)	推定津波高 Ht(m)
敷地東方沖断層	6.5	14.5	9.7	1.21	5.91 × 10 ¹⁸	20	0.4
恵山沖断層	7.3	47	15.0	3.91	9.64 × 10 ¹⁹	97	0.6

1) 断層幅の上限W_tは、地震発生層の厚さH_t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_t/sin δ=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=1.5 × W_t=22.5kmとなる。

2) 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_{w,t}=(log L_t+3.77)/0.75=6.83、地震モーメントをM_{0,t}=10⁷(1.5M_{w,t}+9.1)=2.21 × 10¹⁹N・m、剛性率をμ=3.50 × 10¹⁰N/m²とした際には、D_t=M_{0,t}/(μ L_tW_t)=1.87mとなる。

I . 地震に起因する津波の評価

5. 地震に起因する津波の評価結果のまとめ

5. 1 水位上昇側

5. 2 水位下降側

I. 地震に起因する津波の評価 5. 地震に起因する津波の評価結果のまとめ

5.1 水位上昇側

■津波水位の比較

- ・ 水位上昇側の決定ケースは、「十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震」に起因する津波と評価した。
- ・ 地震以外に起因する津波との組合せの評価は、上記決定ケースを対象に実施する。

発生要因	種別	波源モデル		最大水位上昇量(m)			
				敷地前面	取水口前面	補機冷却海水系取水口前面	放水路護岸前面
地震	プレート間地震	十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震	基準断層モデル①	11.18	9.26	9.51	9.20
		津波地震		10.34	9.09	9.24	9.12
	海洋プレート内地震	正断層型の地震		9.77	4.87	5.17	4.43
	海域の活断層による地殻内地震	恵山沖断層		0.6m (阿部(1989)の簡易予測式による推定津波高)			

I. 地震に起因する津波の評価 5. 地震に起因する津波の評価結果のまとめ

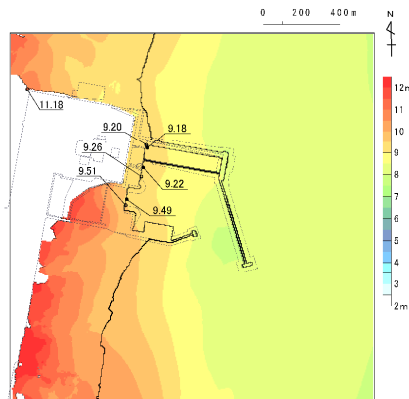
5.1 水位上昇側

S45

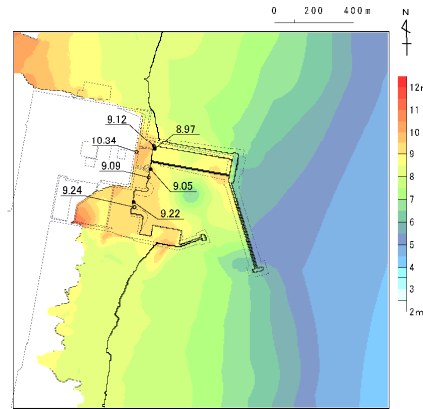
■最大水位上昇量分布及び敷地前面における最大水位上昇量の比較

- 「十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震」に起因する津波が発電所全体に与える影響が大きいことを確認した。

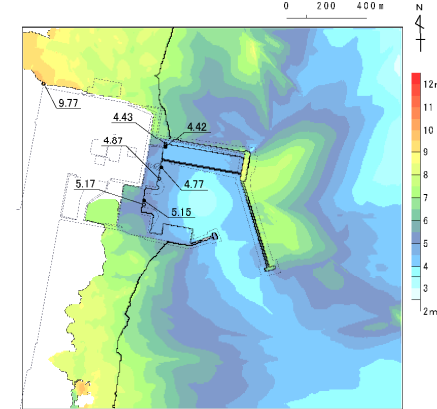
【最大水位上昇量分布】



十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震

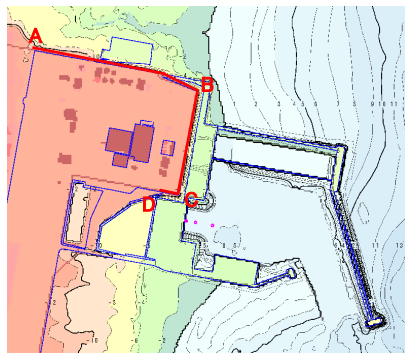


津波地震

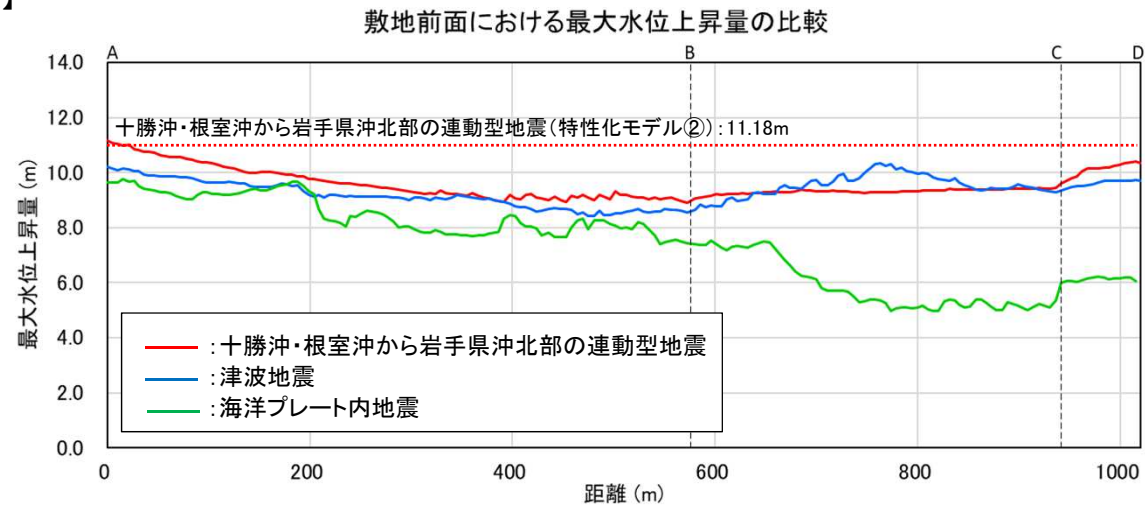


海洋プレート内地震

【敷地前面における最大水位上昇量の比較】



最大水位上昇量の比較範囲

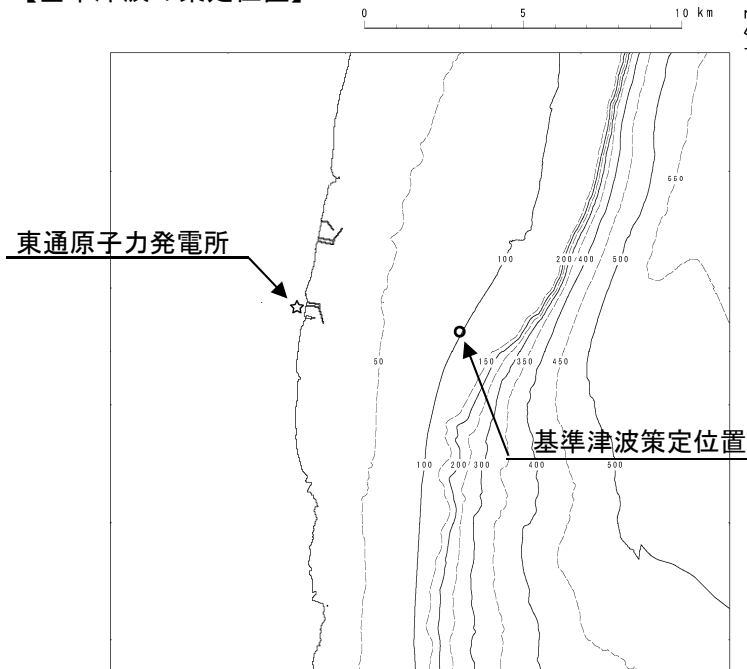


5.1 水位上昇側

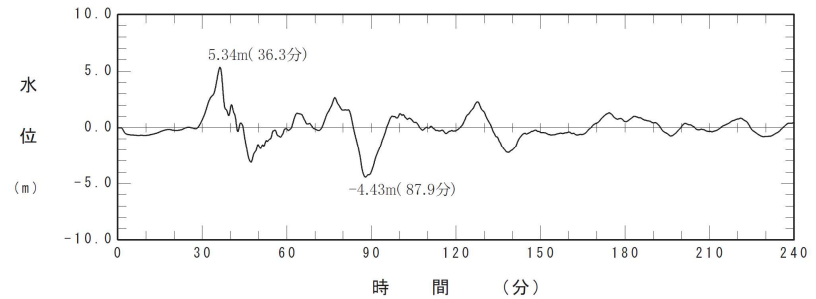
■ 基準津波策定位置における最大水位上昇量及び水位時刻歴波形の比較

- 施設からの反射波の影響が微小となる基準津波策定位置においても、「十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震」に起因する津波の影響が大きいことを確認した。

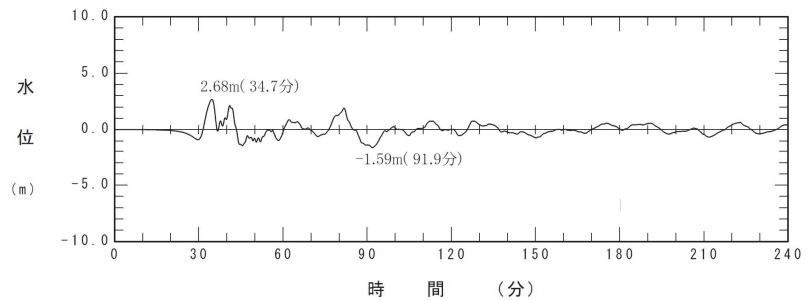
【基準津波の策定位置】



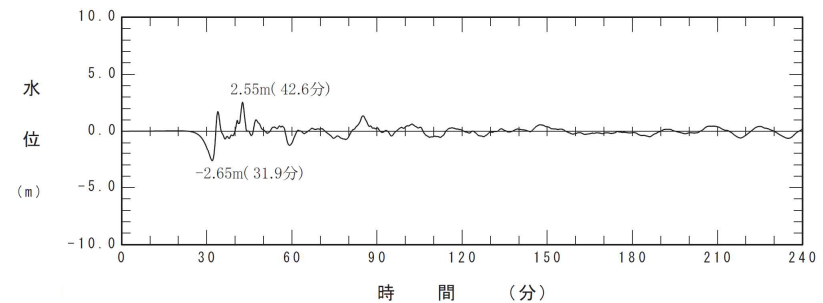
【水位時刻歴波形の比較】



十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震



津波地震



海洋プレート内地震

【最大水位上昇量の比較】

	最大水位上昇量(m)
十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震	5.34
津波地震	2.68
海洋プレート内地震	2.55

I. 地震に起因する津波の評価 5. 地震に起因する津波の評価結果のまとめ

5.2 水位下降側

S45

- ・ 水位下降側の決定ケースは、「十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震」に起因する津波と評価した。
- ・ 地震以外に起因する津波との組合せの評価は、上記決定ケースを対象に実施する。

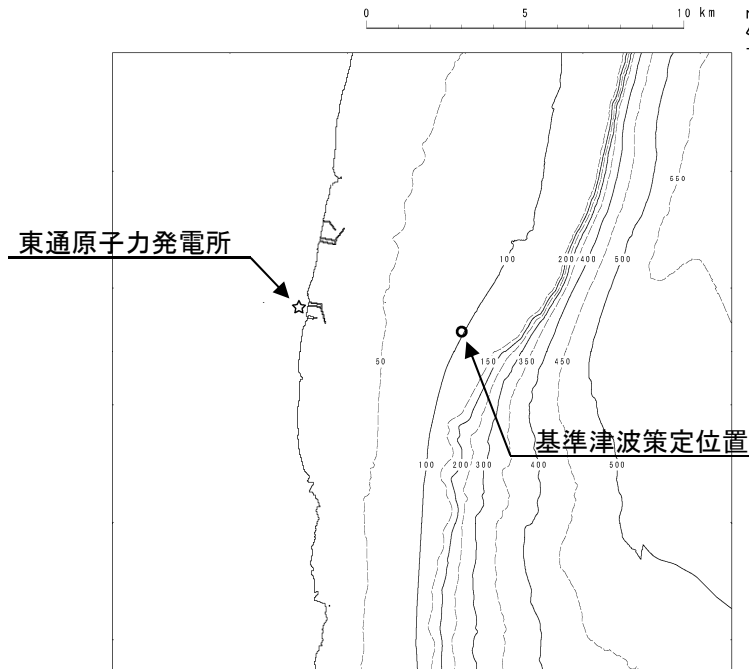
発生要因	種別	波源モデル		補機冷却海水系取水口前面		備考
				最大水位下降量(m)	取水口敷高を下回る継続時間(分)	
地震	プレート間地震	十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震	基準断層モデル②	-5.10	4.2	地震以外に起因する津波との組合せ評価ケース
			基準断層モデル③	-5.24	4.4	地震以外に起因する津波との組合せ評価ケース
		津波地震	-4.27	1.3		
	海洋プレート内地震	正断層型の地震	-4.59	1.9		
	海域の活断層による地殻内地震	恵山沖断層	0.6m (阿部(1989)の簡易予測式による推定津波高)			

5.2 水位下降側

■ 基準津波策定位置における最大水位下降量及び水位時刻歴波形の比較

- 施設からの反射波の影響が微小となる基準津波策定位置においても、「十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震」に起因する津波の影響が大きいことを確認した。

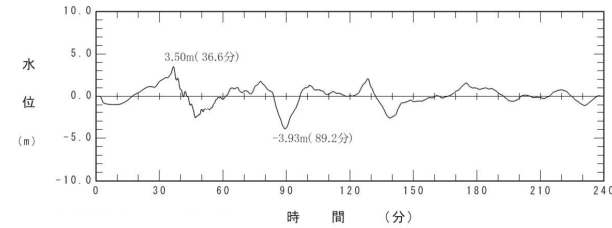
【基準津波の策定位置】



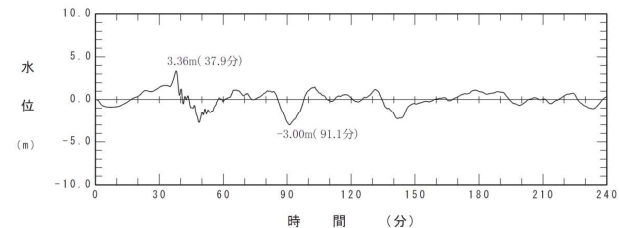
【最大水位下降量の比較】

		最大水位下降量(m)
十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震	基準断層モデル②	-3.93
	基準断層モデル③	-3.00
津波地震		-2.58
海洋プレート内地震		-3.31

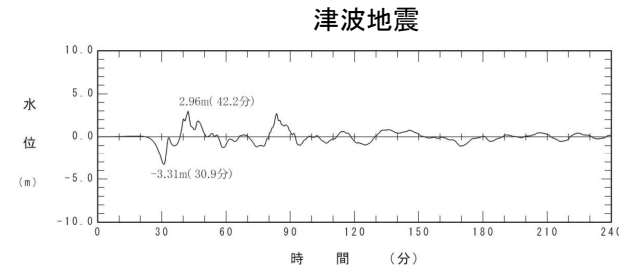
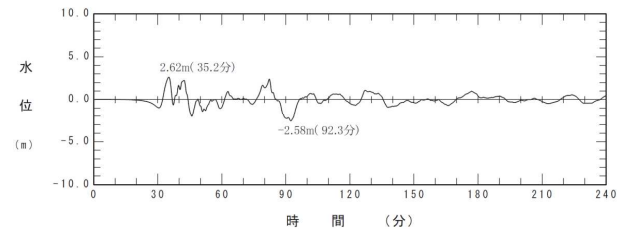
【水位時刻歴波形の比較】



十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震(基準断層モデル②)



十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震(基準断層モデル③)



Ⅱ．地震以外に起因する津波の評価

1．地すべり及び斜面崩壊

1. 1 本説明(コメント回答)の概要
1. 2 既往津波に関する文献調査
1. 3 陸上地すべり及び斜面崩壊に起因する津波の評価
1. 4 海底地すべりに起因する津波の評価
1. 5 「地すべり等」に起因する津波の評価

II. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊

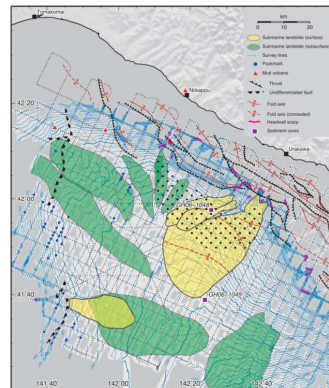
1. 1 本説明(コメント回答)の概要

No.	コメント時期	コメント内容
S37	2016年4月28日 第358回審査会合	海底地すべり地形調査において、日高舟状海盆付近の海底地すべりに関する知見を加えること。
S46	2016年8月26日 第394回審査会合	日本海溝海側の海山付近における海底地すべりについて、最新の知見を収集すること。
S47	2016年8月26日 第394回審査会合	ハワイ諸島付近の海底地すべりについて、情報を収集し、発電所に与える影響を検討すること。
S48	2016年年8月26日 第394回審査会合	海底地すべりに起因する津波の評価において抽出した海底地すべりの厚さの算定根拠を資料に明記すること。

■ 日高舟状海盆付近の海底地すべりの津波評価 **S37**

<本章:第1. 4. 1項~第1. 4. 5項>
<補足説明資料:第V章 第3節>

- 日高舟状海盆付近の海底地すべりに関する知見収集の結果、日高舟状海盆には複数の海底地すべり地形が認められるとともに、その発生要因は、地震起因の可能性あることを踏まえ、海底地すべり地形の詳細判読により復元地形を作成し、二層流モデル及びKinematic Landslideモデルによる津波解析を実施した。



日高舟状海盆に分布する海底地すべり
(Noda et al.(2013)に一部加筆)

■ 下北太平洋側大陸棚外縁の海底地すべり諸元の算定根拠 **S48**

<本章:第1. 4. 3項><補足説明資料:第V章 第2節>

- 抽出した各海底地すべり(SLS-1~SLS-4)の諸元の算定根拠について、断面図等を用いて明記した。

■ 日本海溝海側の海山付近における海底地すべりに関する検討 **S46**

<本章:第1. 4. 6項>

- 日本海溝海側に認められる海山のうち規模の大きい第1鹿島海山及び発電所付近の襟裳海山を対象に、海底地すべりに関する知見を収集し、発電所に与える影響を評価した。

■ ハワイ諸島付近の海底地すべりに関する検討 **S47**

<本章:第1. 4. 7項>

- 後期更新世以降に生じた海底地すべりのうち、巨大津波を伴った可能性があり、面積が大きい「Alikea-2」の海底地すべり地形を対象に、海底地形判読による地すべり規模を確認し、Papadopoulos and Kortekaas(2003)による地すべり体積と津波水位の関係から、発電所周辺における津波水位を算定し、発電所に与える影響を評価した。

Ⅱ. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊

1.2 既往津波に関する文献調査

- ・ 文献調査の結果、敷地周辺において陸上及び海底の地すべり、並びに斜面崩壊による既往津波の記録はない。

【調査した文献】

- ① 宇佐美龍夫・石井寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子(2013):日本被害地震総覧 599-2012, 東京大学出版会
- ② 渡辺偉夫(1998):日本被害津波総覧 [第2版], 東京大学出版会
- ③ 気象庁(1951~2019):地震月報ほか
- ④ 国立天文台編(2021):理科年表, 令和3年, 第94冊, 丸善出版

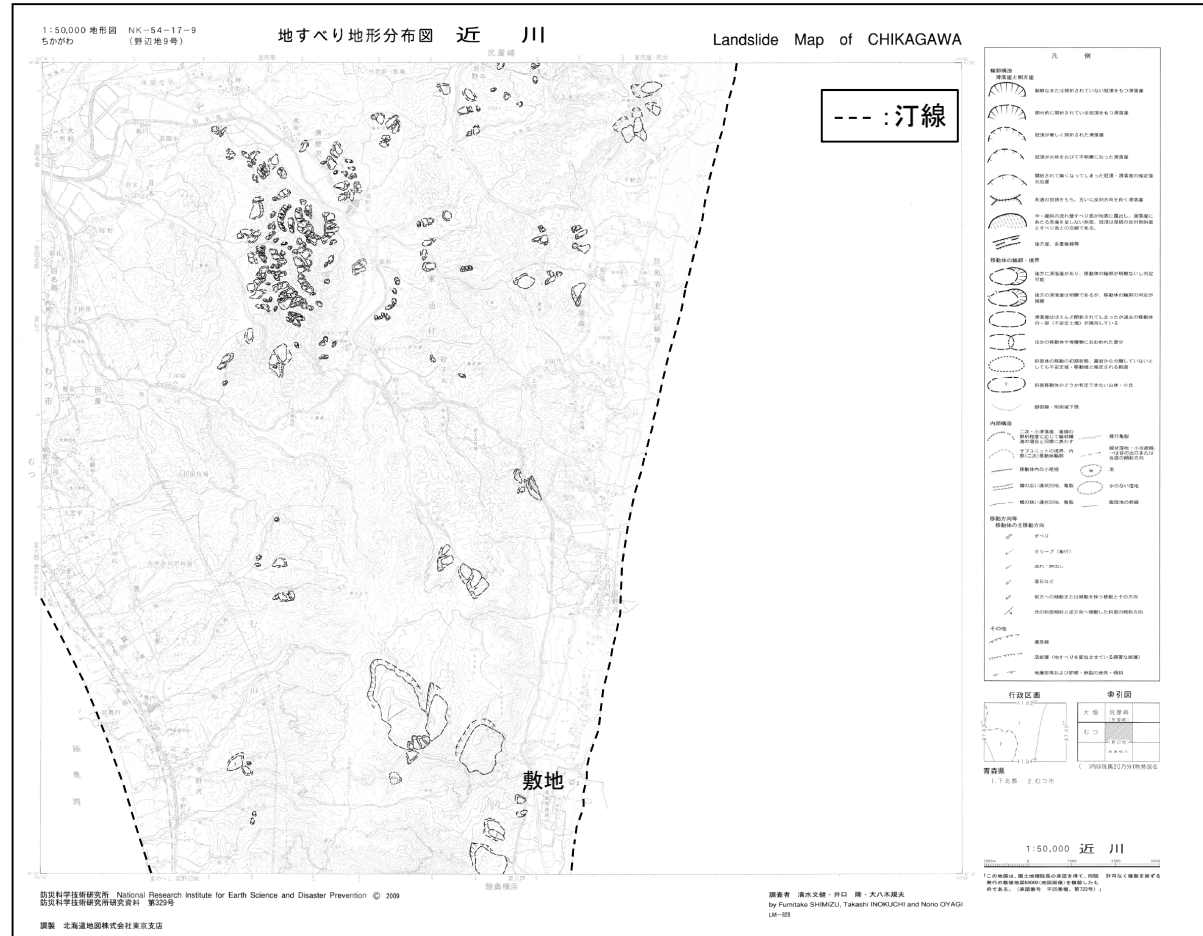
II. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊

1.3 陸上の地すべり及び斜面崩壊に起因する津波の評価

- 防災科学技術研究所(2009)の地すべり地形分布図データベースによれば、敷地周辺陸域の地形について、海岸付近における大規模な地すべり地形は抽出されない。

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

防災科学技術研究所(2009)
(一部加筆)



発電所敷地周辺※(防災科学技術研究所(2009)に一部加筆)

※:近川以外のデータについては、補足説明資料「V. 地震以外に起因する津波の評価 1. 発電所周辺陸域における地すべり」に記載。

以上から、陸上の地すべり及び斜面崩壊に起因する津波の影響は極めて小さいと考えられる。

Ⅱ. 地震以外に起因する津波の評価

1. 4 海底地すべりに起因する津波の評価

- 1. 4. 1 検討概要
- 1. 4. 2 広域的概査
- 1. 4. 3 局地的精査
- 1. 4. 4 下北太平洋側大陸棚外縁の海底地すべり
- 1. 4. 5 日高舟状海盆の海底地すべり
- 1. 4. 6 日本海溝付近における海山付近の海底地すべり
- 1. 4. 7 ハワイ付近の海底地すべり

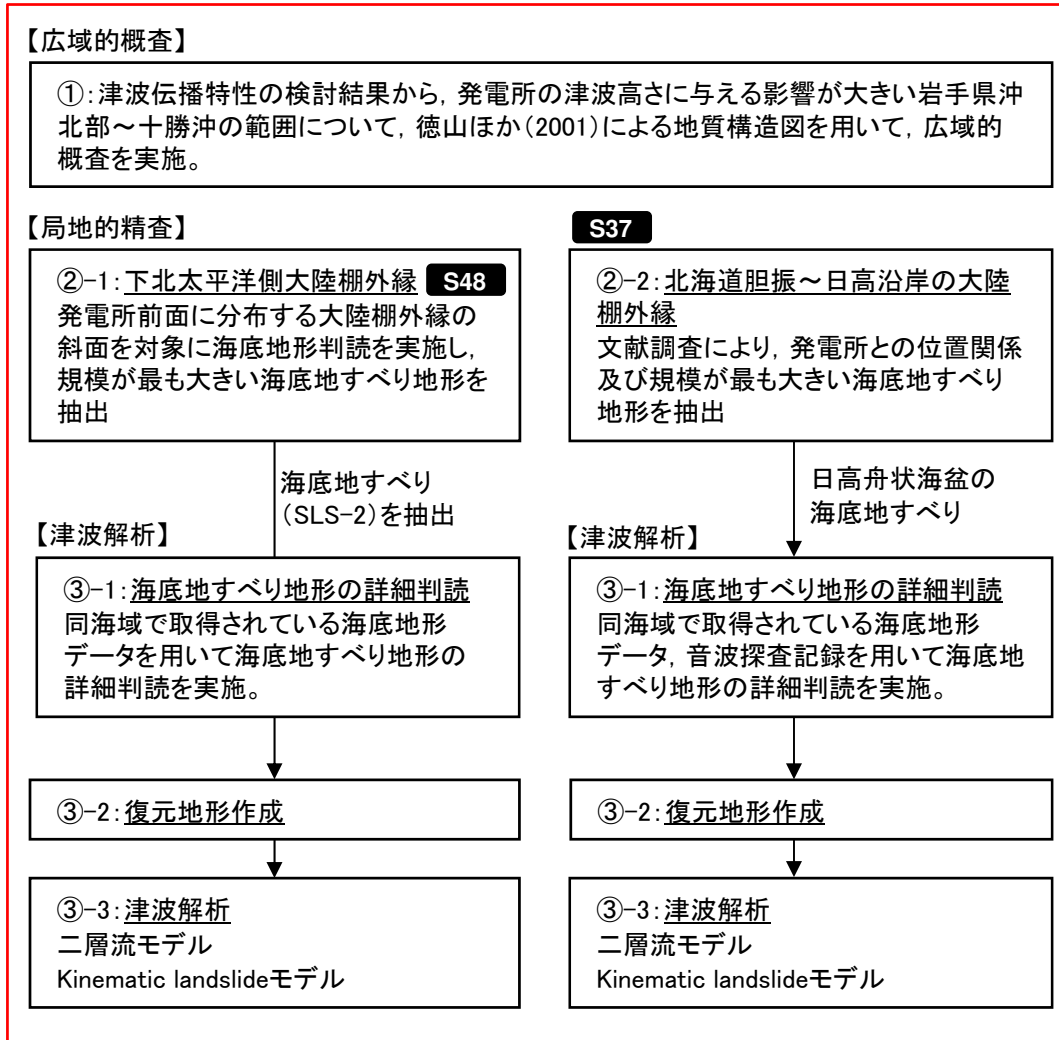
II. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊 1.4 海底地すべりに起因する津波の評価

1.4.1 検討概要

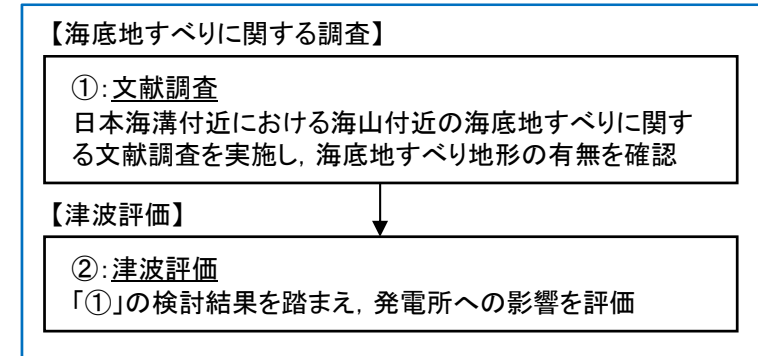
S37 S46 S47 S48

- 以下のとおり、過去に敷地周辺に津波を来襲させた可能性のある海底地すべりに対して評価を実施した。

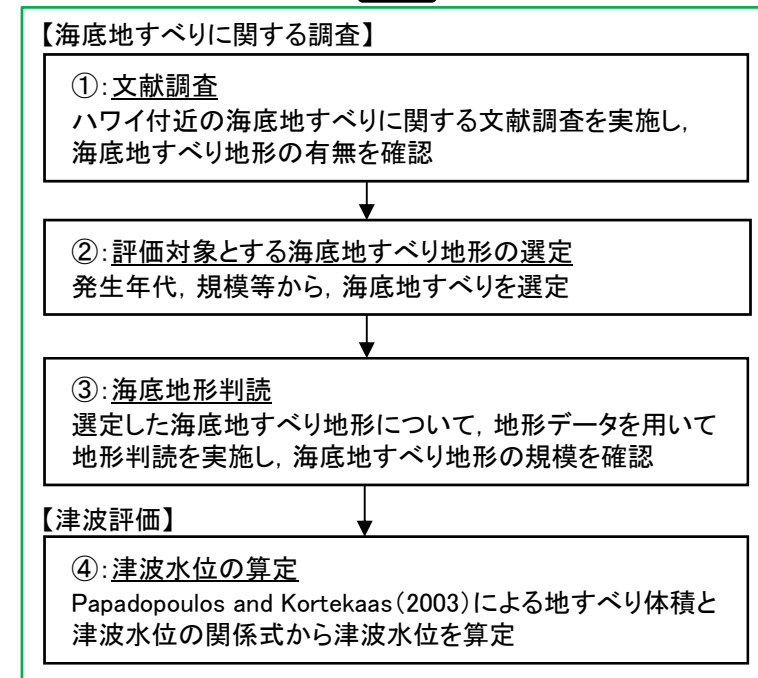
■岩手県沖北部～十勝沖の範囲の海底地すべり



■日本海溝付近における海山付近の海底地すべり **S46**



■ハワイ付近の海底地すべり **S47**

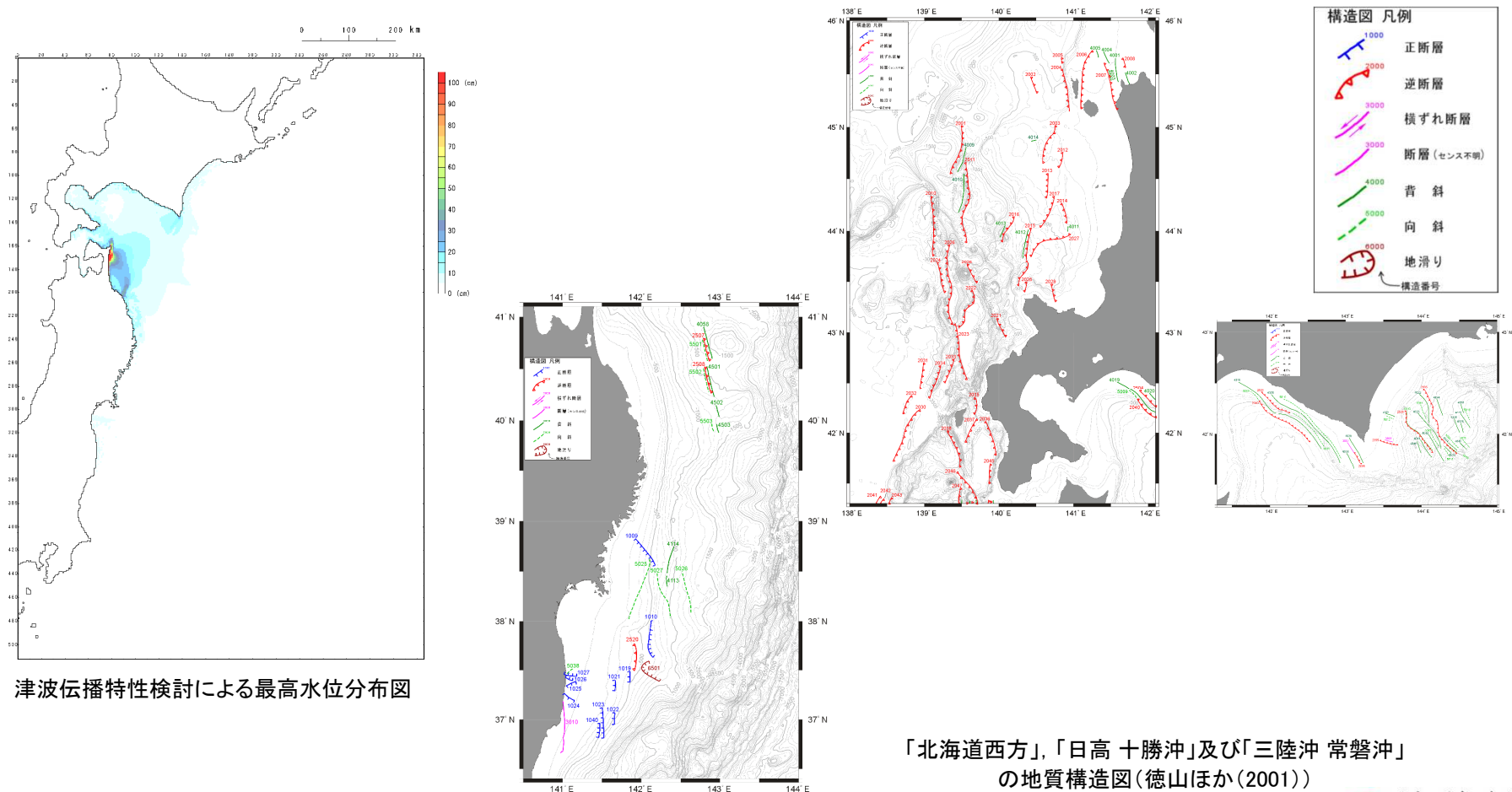


Ⅱ. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊 1.4 海底地すべりに起因する津波の評価

1.4.2 広域的概査

- 津波伝播特性の検討結果※から、発電所の津波高さに与える影響が大きい岩手県沖北部～十勝沖の範囲を対象に、徳山ほか(2001)による地質構造図を用いて、広域的概査を実施した。
- 検討の結果、発電所に影響を及ぼすと考えられる範囲に海底地すべり地形は認められないことを確認した。

※:津波伝播特性の検討の詳細は、補足説明資料「Ⅵ. 計算条件等 6. 津波伝播特性の検討」に記載。



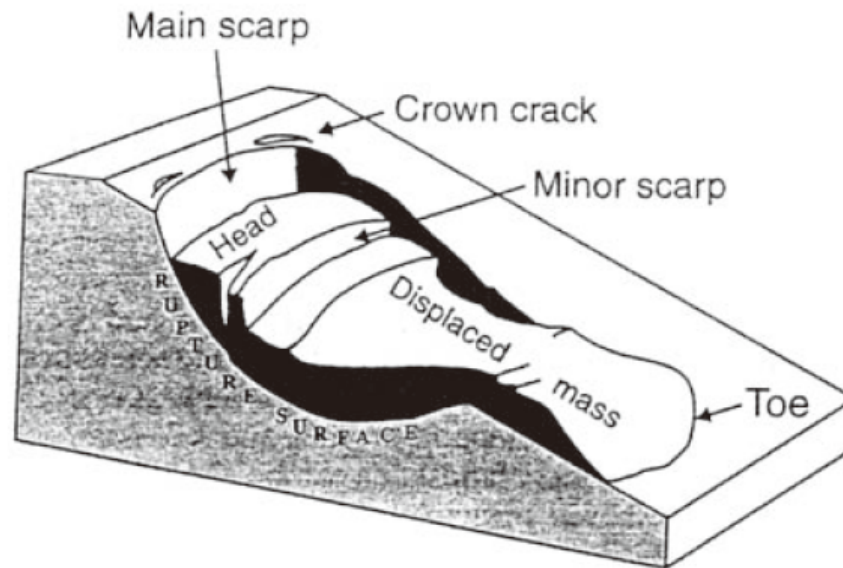
II. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊 1.4 海底地すべりに起因する津波の評価

1.4.3 局地的精査

- 海底地すべりの特徴及び海底地すべりの既往事例に関する文献調査を実施し、局地的精査範囲を設定する。

■文献調査: 海底地すべりの特徴(池原(2005))

- 海底の地すべりは、陸上の地すべりと比較して、その規模が大きく、移動距離も大きい。
- 海底地すべりの発生場所について、火山島や火山斜面、デルタ地形、大陸棚・大陸棚斜面上部、海溝付近の斜面で見られる。また、海底地すべりが発生する斜面は必ずしも急傾斜面であるとは限らない。



海底地すべり地形(痕跡)の模式図(池原(2005))

II. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊 1.4 海底地すべりに起因する津波の評価

1.4.3 局地的精査

■文献調査: 海底地すべりの既往事例(1/3)

【緩斜面で発生した海底地すべり(Canals et al.(2004))】

- ・ フェロー諸島で認められた海底地すべりである。
- ・ 傾斜約 1° ~ 2° の緩斜面, 水深800m付近で発生。規模は, 長さ10km, 幅3km。海底地すべり地形の上部は馬蹄形を呈する。
- ・ 発生要因は, 地震と考えられている。

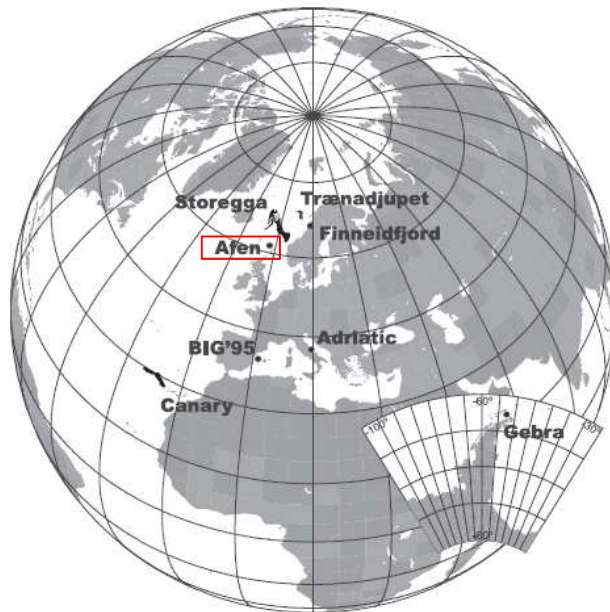


Fig. 1. Location of the studied instabilities. Gebra Slide is located off the northern tip of the Antarctic Peninsula.

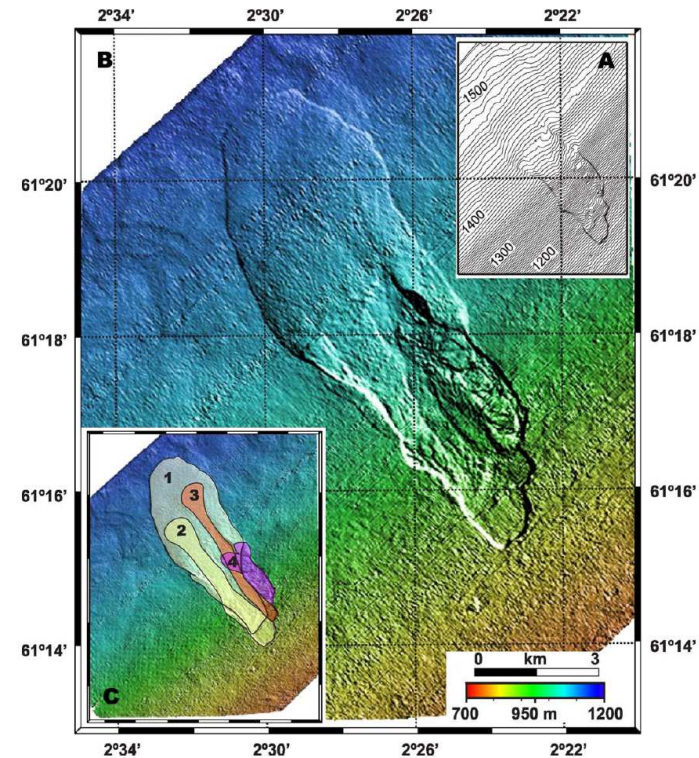


Fig. 6. (A) Detailed bathymetry of the Afen Slide extracted from commercial 3D seismic data assuming a sound speed of 1500 m s^{-1} in water. Note that the morphological expression of the main depositional lobe on the seafloor is very low (cf. Table 4). (B) Acoustic image of Afen Slide extracted from commercial 3D seismic data using the Bulk Line Shift method (for details, see Bulat, 2003 and references therein). Note the small blocky area at the foot of the last failure phase depositional unit (cf. C) (modified from Bulat, 2003). (C) Interpretation of Afen Slide failure phases (1 is oldest, 4 is youngest). Image extracted from seabed picks of commercial 3D seismic data (modified from Wilson et al., 2003b).

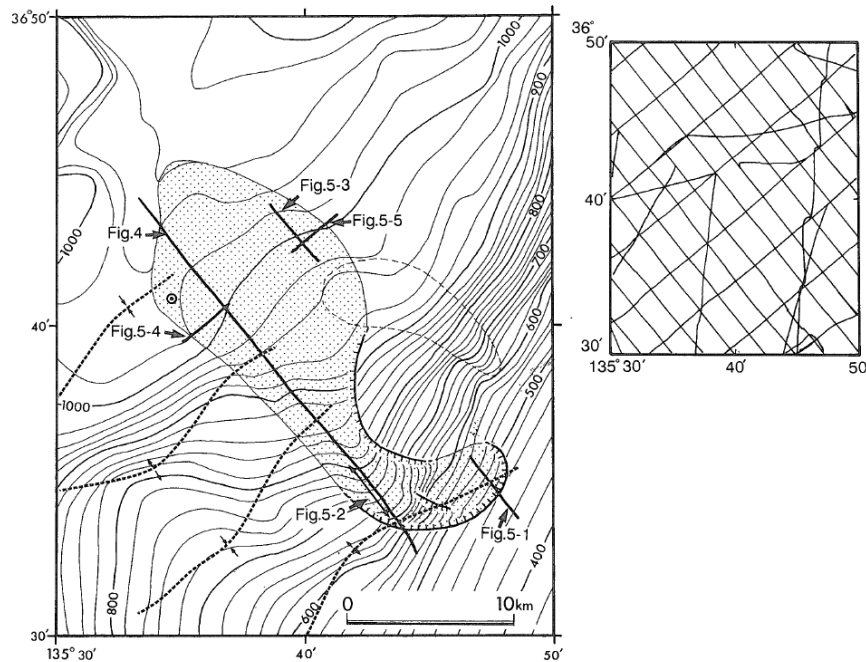
II. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊 1.4 海底地すべりに起因する津波の評価

1.4.3 局地的精査

■文献調査:海底地すべりの既往事例(2/3)

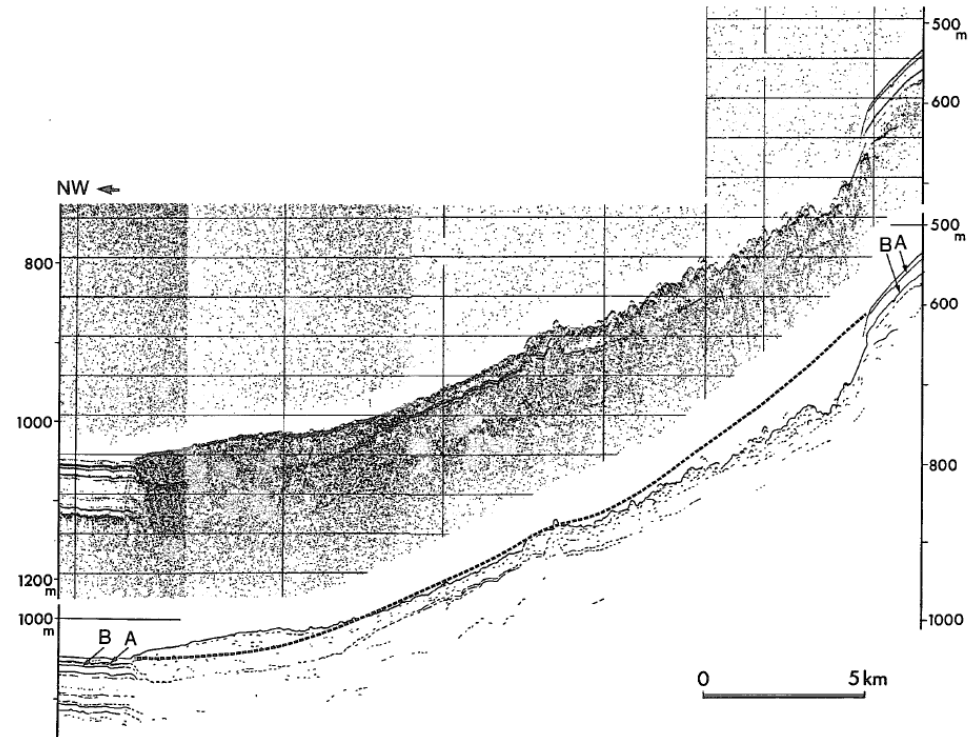
【大陸斜面で発生した海底地すべり(山本(1991))】

- ・ 福井県沖ゲンタツ瀬北方で認められた海底地すべりである。
- ・ 大陸斜面上部水深460m付近で発生。幅約8kmにわたって崩壊し、水深1060mまで達する舌状のマウンドを形成した。
- ・ 発生要因は、斜面上部のより早い堆積速度と背斜による斜面傾斜角の増大もしくは海水準変動に伴う堆積場の移動が考えられている。



第2図 研究海域の海底地形、地質構造、および音波探査測線 太線は3.5kHzSBP記録の位置、◎はコア試料採取位置(St. 6219 P. 540 : 片山・池原, 1988), またハッチをかけた地域はゲンタツ瀬北方海底地すべりを示す。

Fig. 2 Map showing the bathymetric contours, geological structures and survey lines of the study area. Solid lines indicate the location of seismic profiles of Fig. 4-5. "◎" mark indicate the sampling site of the core (St.6219 P.540 : Katayama and Ikehara, 1988). The pointed area indicate the submarine sediment slide area of the northern Gentatsu-se.



第4図 ゲンタツ瀬北方海底地すべりを北西-南東方向に切る3.5kHzSBP記録
破線は海底地すべりが起こらなかった場合に推定される海底面。

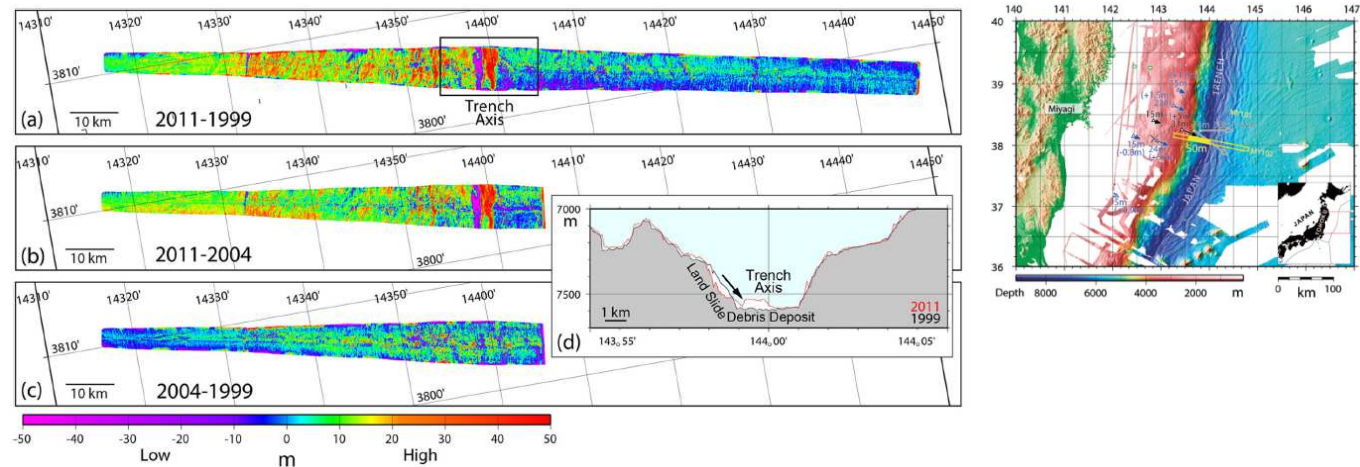
Ⅱ. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊 1.4 海底地すべりに起因する津波の評価

1.4.3 局地的精査

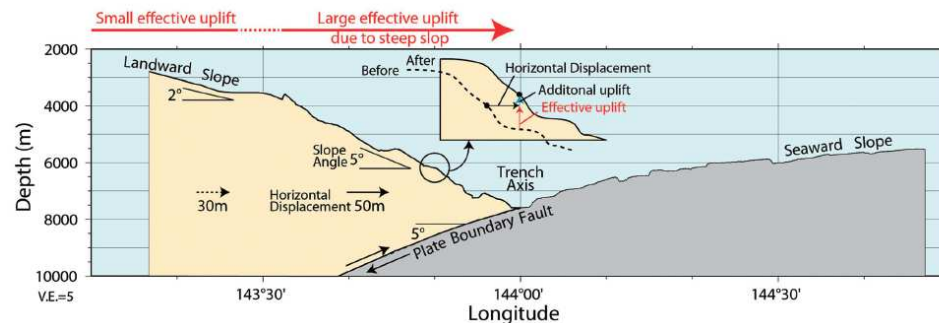
■文献調査: 海底地すべりの既往事例(3/3)

【2011年東北地方太平洋沖地震に伴い日本海溝軸付近で発生した海底地すべり(小平ほか(2012))】

- ・ 小平ほか(2012)は、2011年東北地方太平洋沖地震前後の海底地形データの比較から、陸側海溝斜面で海底地すべりが発生していたとしている。
- ・ 海底地すべりは長さ1kmにわたって崩落し、海溝底に東西幅1.5km、高さ50mのデブリとして堆積したとしている。
- ・ なお、2011年東北地方太平洋沖地震に伴う巨大津波発生に大きく寄与したのは、海溝軸付近で50mを超えた変位が生じたためとしている。



地形データの偏差(小平ほか(2012))



3.11地震に伴う海底変動の模式図(小平ほか(2012))

Ⅱ. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊 1.4 海底地すべりに起因する津波の評価

1.4.3 局地的精査

【2011年東北地方太平洋沖地震に伴い日本海溝軸付近で発生した海底地すべり(Kawamura et al.(2012))】

- Kawamura et al.(2012)は、2011年東北地方太平洋沖地震による大きなプレートの運動(水平移動)によって、不安定な状態が潜在していた海底地すべりが活動したことに伴い、2011年東北地方太平洋沖地震に伴う巨大津波発生に寄与した可能性があるとしている。

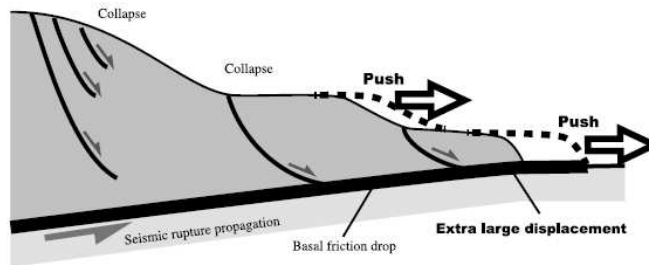
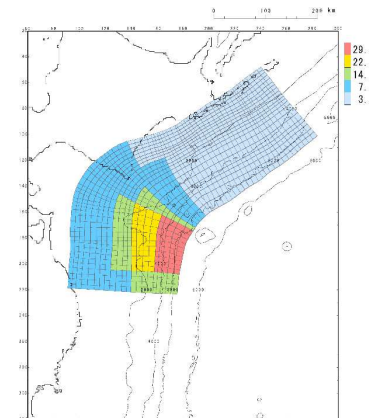


Figure 3. Schematic diagram of tsunamigenic slip at the toe of the trench slope. The submarine landslide was potentially under the instable conditions before the earthquake, and it was moved with rupture propagation along the thrust. The slip at the toe is accelerated by submarine landsliding. The many normal faults at the head of the submarine landslide originated as fault bifurcations.

海溝斜面先端部におけるすべりの模式図(Kawamura et al.(2012))

- ✓ 以上より、日本海溝軸付近で発生する海底地すべりは、地震に伴うプレート運動に起因して発生すると考えられる。
- ✓ 日本海溝軸付近の海底地すべりに起因する津波は、短周期の波を発生させる要因の1つと考えられることから、「十勝沖・根室沖から三陸沖北部の連動型地震」のうち特性化モデル④にて、未知なる分岐断層や海底地すべり等の存在を適切に評価へ反映している。

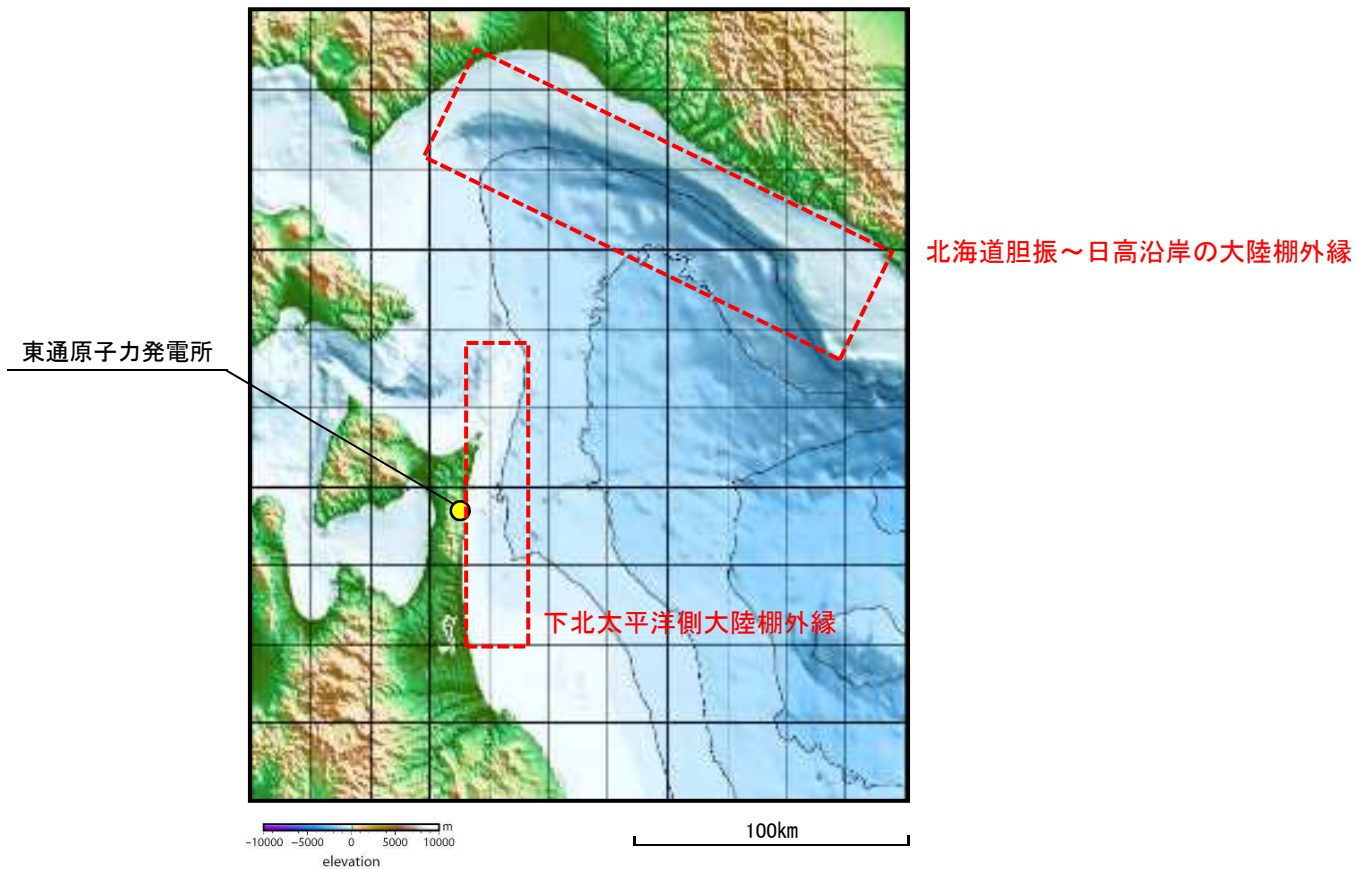


「十勝沖・根室沖から三陸沖北部の連動型地震」のうち
特性化モデル④

1.4.3 局地的精査

■局地的精査範囲の設定

- 海底地すべりの特徴及び海底地すべりの既往事例に関する文献調査結果, 東通発電所前面海域の海底地形の特徴及び海底地すべりに伴う津波の指向性を踏まえ, 局地的精査は, ①下北太平洋側大陸棚外縁, ②北海道胆振～日高沿岸の大陸棚外縁を対象に実施する。



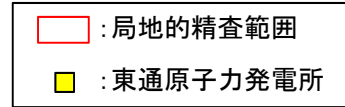
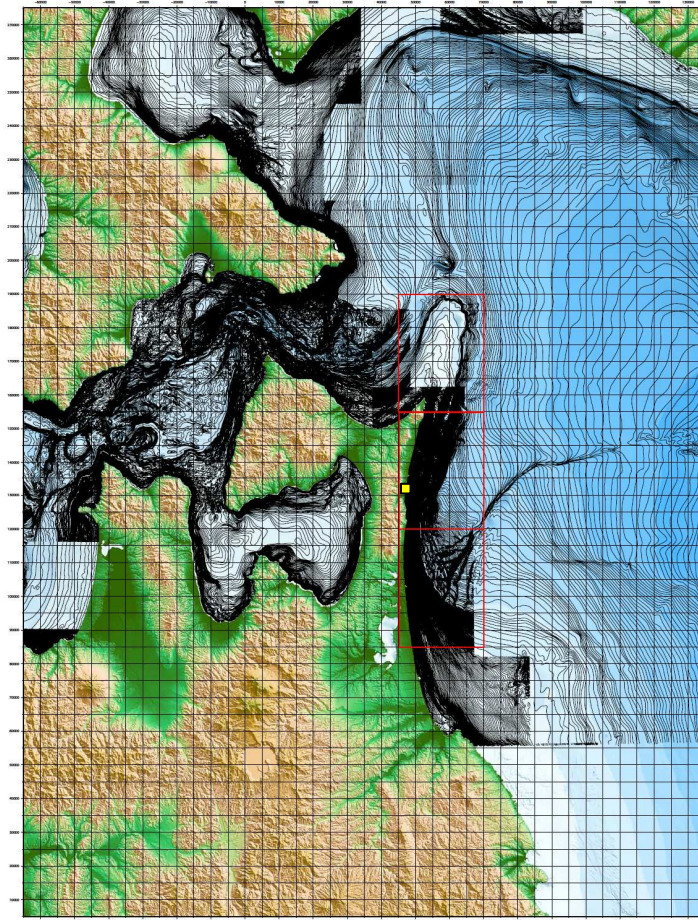
局地的精査範囲

Ⅱ. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊 1.4 海底地すべりに起因する津波の評価

1.4.3 局地的精査

■下北太平洋側大陸棚外縁(1/2)

- 日本水路協会の海底地形データM7000シリーズ, 東京電力(株), リサイクル燃料貯蔵(株), 日本原燃(株)及び当社で実施した海底地形調査結果を用いて, 海底地形判読調査を実施する。



elevation

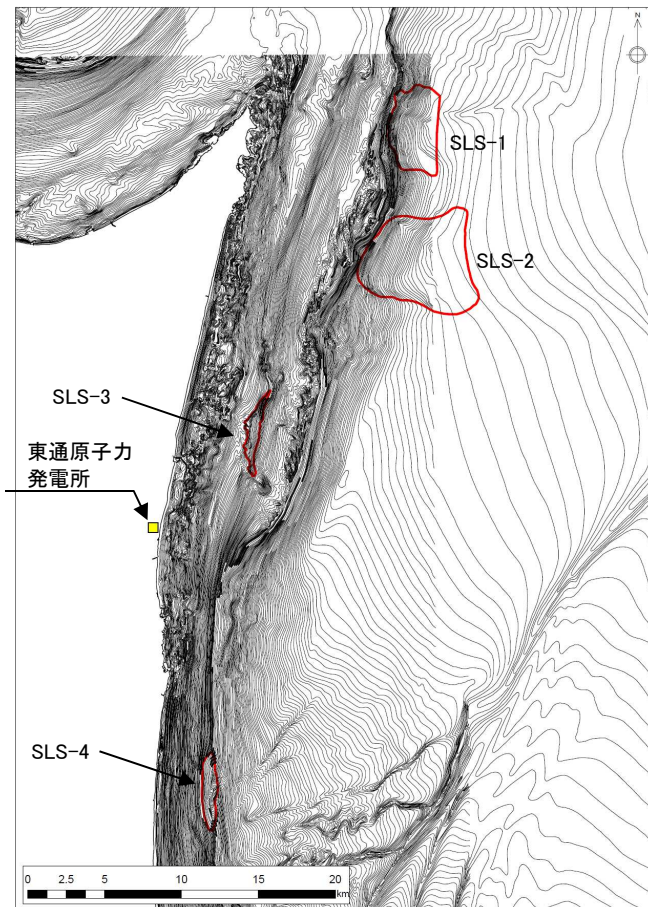
局地的精査範囲

Ⅱ. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊 1.4 海底地すべりに起因する津波の評価

1.4.3 局地的精査

■下北太平洋側大陸棚外縁(2/2)

- 海底地形判読を実施した結果、4箇所の海底地すべり地形を抽出した。
- 海底地すべりに起因する津波は崩壊規模の影響が大きいとともに、地すべりの移動方向(伝播方向)へのエネルギー指向性が強いことを考慮し、最も崩壊規模が大きく、海底地すべり位置が比較的発電所に近い海底地すべり(SLS-2)を評価の対象とする。



海底地すべり地形分布図

抽出した海底地すべりの諸元※

諸元	SLS-1	SLS-2	SLS-3	SLS-4	備考
長さ(m)	3000	6000	1200	1000	海底地形図からの読み取り
幅(m)	5350	5000	5000	5100	海底地形図からの読み取り
比高(m)	300	300	20	100	海底地形図からの読み取り
厚さ(m)	50	50	5	20	SLS-1, SLS-2: 現地地形と復元地形の差分から算定 SLS-3, SLS-4: McAdoo et al.(2000)による地すべり 諸元の算定方法を参考に算定
傾斜(°)	5.71	2.86	0.95	5.71	比高及び長さから算定
面積(km ²)	15.4	36.5	3.2	3.8	海底地形図からの読み取り
体積(km ³)	0.52	1.00	0.01	0.04	SLS-1, SLS-2: 現地地形と復元地形の差分から算定 SLS-3, SLS-4: McAdoo et al.(2000)による地すべり 諸元の算定方法を参考に算定

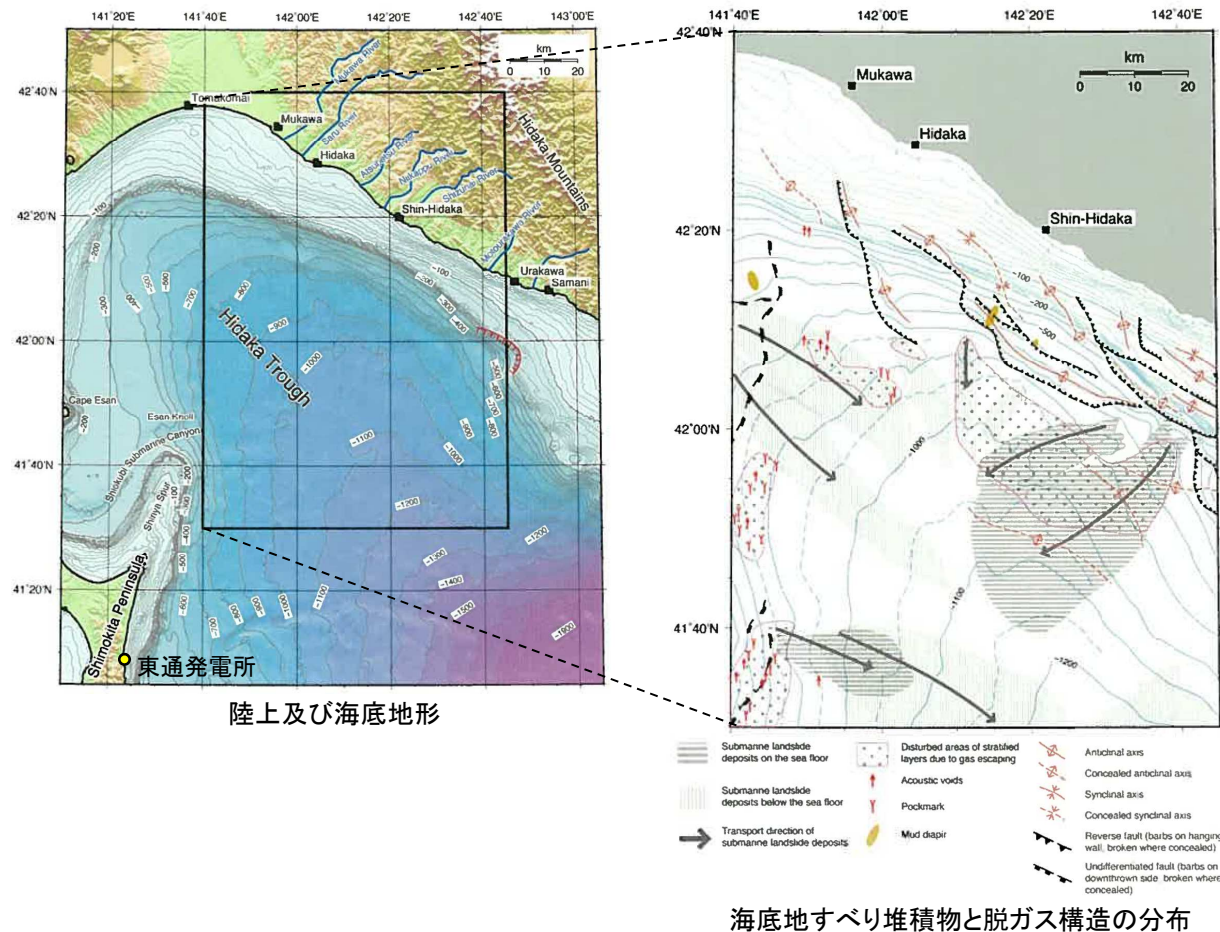
※:各海底地すべり諸元の算定根拠は、補足説明資料「Ⅴ. 地震以外に起因する津波の評価 2. 下北太平洋側大陸棚外縁の海底地すべり」に記載。

II. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊 1.4 海底地すべりに起因する津波の評価

1.4.3 局地的精査

■北海道胆振～日高沿岸大陸棚外縁(1/3)

- 産業技術総合研究所(2013)では、2004年、2006年に実施した海底調査結果を踏まえた海底表層堆積図を示しており、日高舟状海盆には、複数の海底地すべり地形が認められ、浦河付近の大陸棚斜面に、最も規模が大きい海底地すべりが分布するとしている。



日高沖の海洋地質図(産業技術総合研究所(2013)に一部加筆)

II. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊 1.4 海底地すべりに起因する津波の評価

1.4.3 局地的精査

■北海道胆振～日高沿岸大陸棚外縁(2/3)

- Noda et al.(2013), 野田・片山(2014)は, 大陸棚斜面を起点とした複数の海底地すべりが認められ, 海底表層付近に4箇所, 海底下に7箇所存在し, 幅や長さと比較して厚さが薄い(5~30m)のが特徴であるとしている。また, 野田ほか(2010)は, 複数の海底地すべりのうち浦河沖の大陸斜面に分布する海底地すべりが最も規模が大きいとしている。
- 最も規模が大きい浦河沖の海底地すべりの形態について, Noda et al.(2013)は, 小規模な正断層が成層した地層を分断する上部, 堆積体がすべり面上を移動する遷移部, 海盆底の堆積物を押しながら圧縮隆起する先端部に区分されるとしている。
- 海底地すべりの発生要因について, Noda et al.(2013), 野田・片山(2014)は, 本海域には海底下にガスの存在が示唆されていることから, それらが地層中のある面に集中した際に生じる間隙水圧比の増加や, 本海域周辺では地震が多く発生していることから地震の可能性を指摘している。

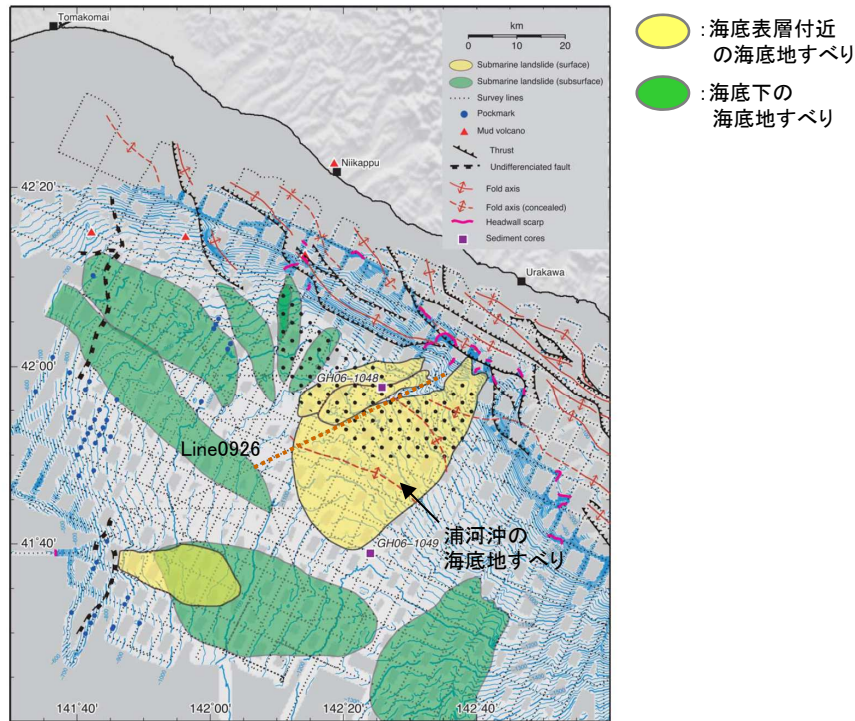


Figure 5. Bathymetry and spatial distribution of MTDs on the surface (yellow) and in the subsurface (green) of the Hidaka Trough. The dotted area indicates the area in which vertically elongate features are concentrated (Figure 10).

海底表層付近に分布する海底地すべり堆積物
(Noda et al.(2013)に一部加筆)

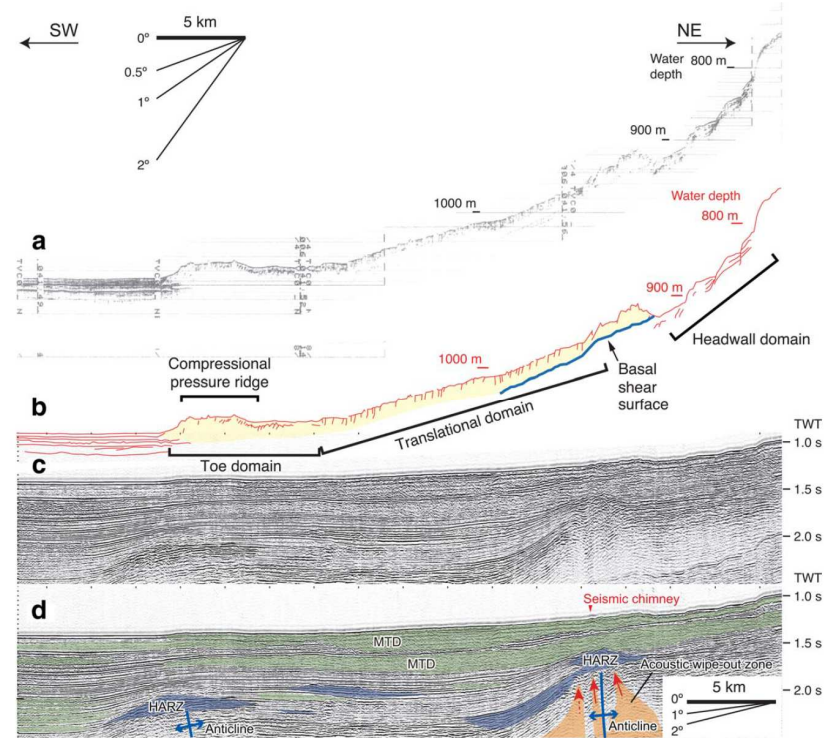


Figure 9. (a) SBP records and (c) seismic records of the MTDs. (b) and (d) Interpretations of Figures 9a and 9c, respectively. The survey line is 0926 in Figure 2.

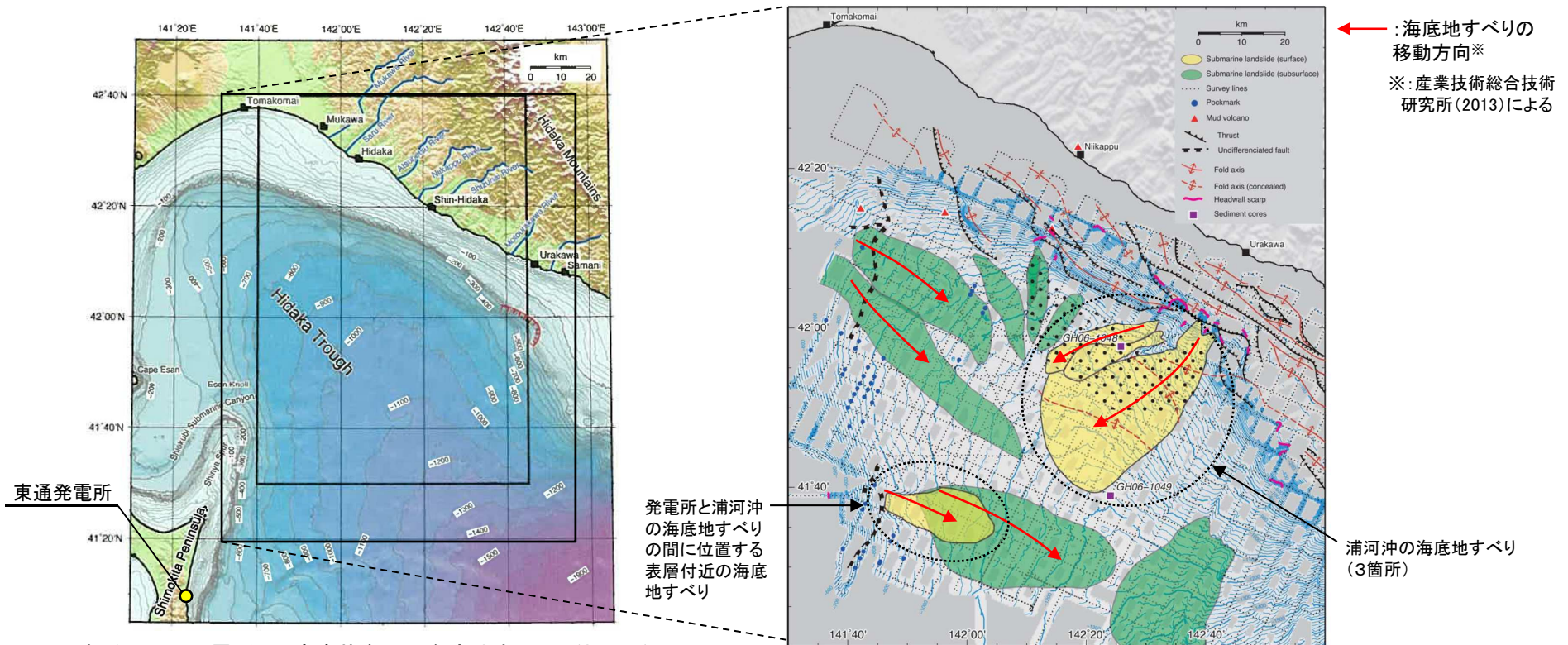
浦河沖(Line0926)における海底地すべり堆積物の形態
(Noda et al.(2013))

II. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊 1.4 海底地すべりに起因する津波の評価

1.4.3 局地的精査

■北海道胆振～日高沿岸大陸棚外縁(3/3):日高舟状海盆の海底地すべり

- Noda et al.(2013)が指摘する日高舟状海盆に認められる11箇所の海底地すべりのうち評価対象とする海底地すべりについて、海底地すべりに起因する津波は崩壊規模の影響が大きいとともに、地すべりの移動方向(伝播方向)へのエネルギー指向性が強いことを考慮し、最も崩壊規模が大きく、発電所の方向(南西方向)に移動する浦河沖の海底地すべり(3箇所)とする。
- なお、発電所と浦河沖の海底地すべりの間に位置する海底表層付近の海底地すべりについては、浦河沖の海底地すべりと比較して崩壊規模が小さいとともに、移動方向が東方向であり、発電所に与える影響は小さいと考えられることから、評価の対象外とする。
- また、海底下に認められる7箇所の海底地すべりについては、浦河沖の海底地すべりと比較して崩壊規模が小さい、もしくは移動方向が発電所方向と異なることから、評価の対象外とする。



東通原子力発電所と日高舟状海盆の海底地すべりの位置関係
(産業技術総合研究所(2013)に一部加筆)

日高舟状海盆の海底地すべり
(Noda et al.(2013)に一部加筆)

II. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊 1.4 海底地すべりに起因する津波の評価

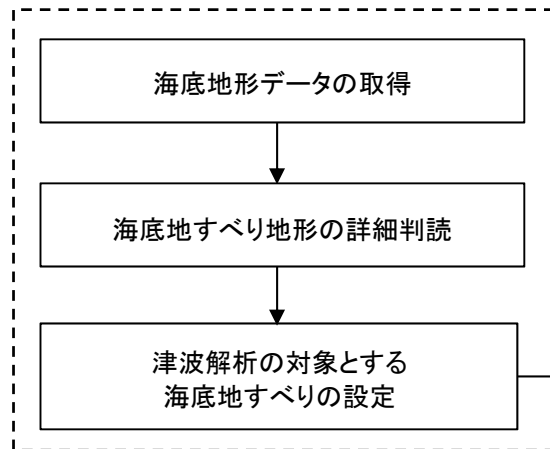
第394回審査会合 (H28.8.26)
資料2-1 p86 一部修正

1.4.4 下北太平洋側大陸棚外縁の海底地すべり

■検討方針

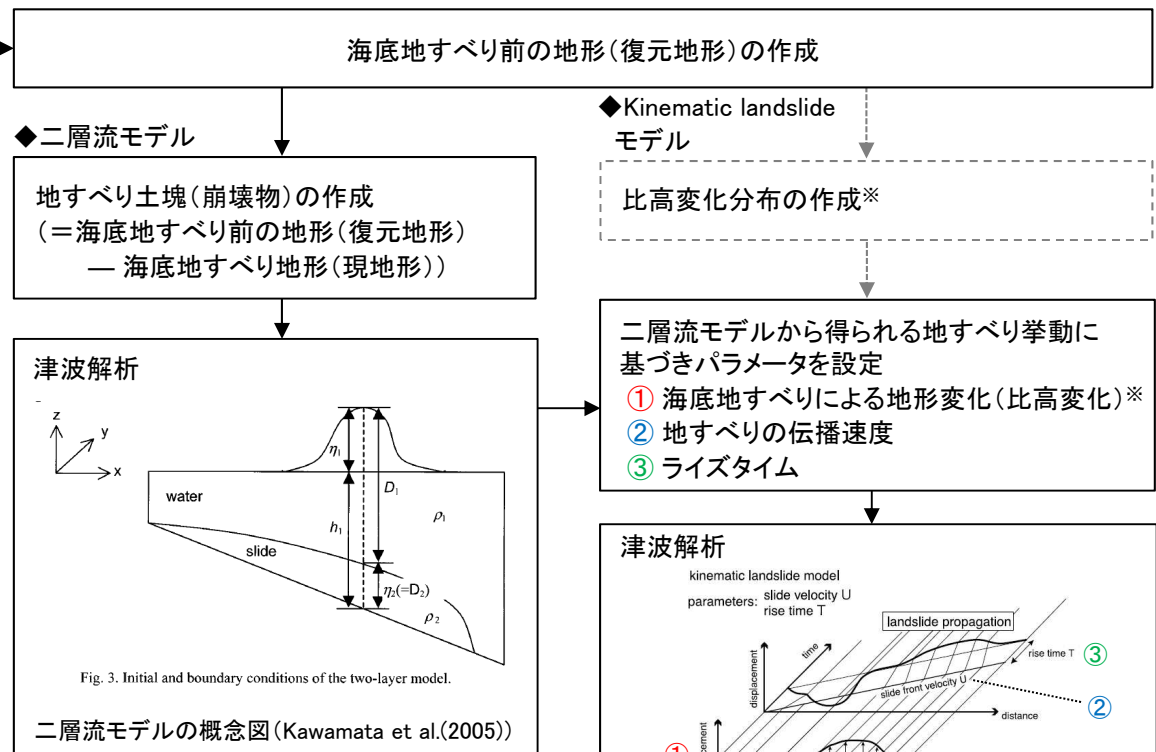
- 以下の検討フローに基づき、二層流モデル(Kawamata et al.(2005)), Kinematic landslideモデル(Satake(2007), 殿最ほか(2015))を用いて津波解を実施する。
- 二層流モデルによる津波解析は、海底地すべり前の地形を復元し、海底地すべり地形との差から得られる地すべり土塊(崩壊物)を用いる。
- Kinematic landslideモデルに用いる海底地すべりによる地形変化(比高変化)、地すべりの伝播速度及びライズタイムは、二層流モデルから得られる地すべり挙動に基づき、保守的に設定する。

STEP1: 津波解析の対象とする海底地すべりの設定

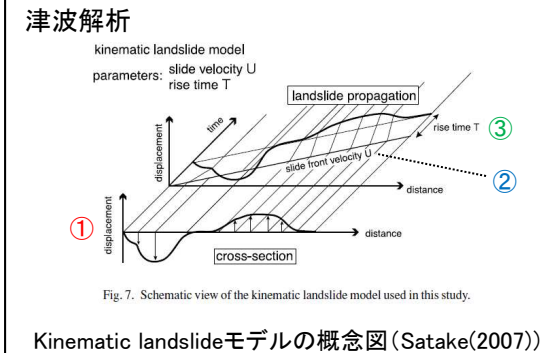


(「1.4.3 局地的精査」で実施)

STEP2: 津波解析



※:海底地すべり地形(現地形)について、地すべり堆積域の海底地形データの解像度が低く、比高変化分布を作成できないため、二層流モデルから得られる海底地すべりの地形変化(比高変化)を用いる。



Kinematic landslideモデルの概念図(Satake(2007))

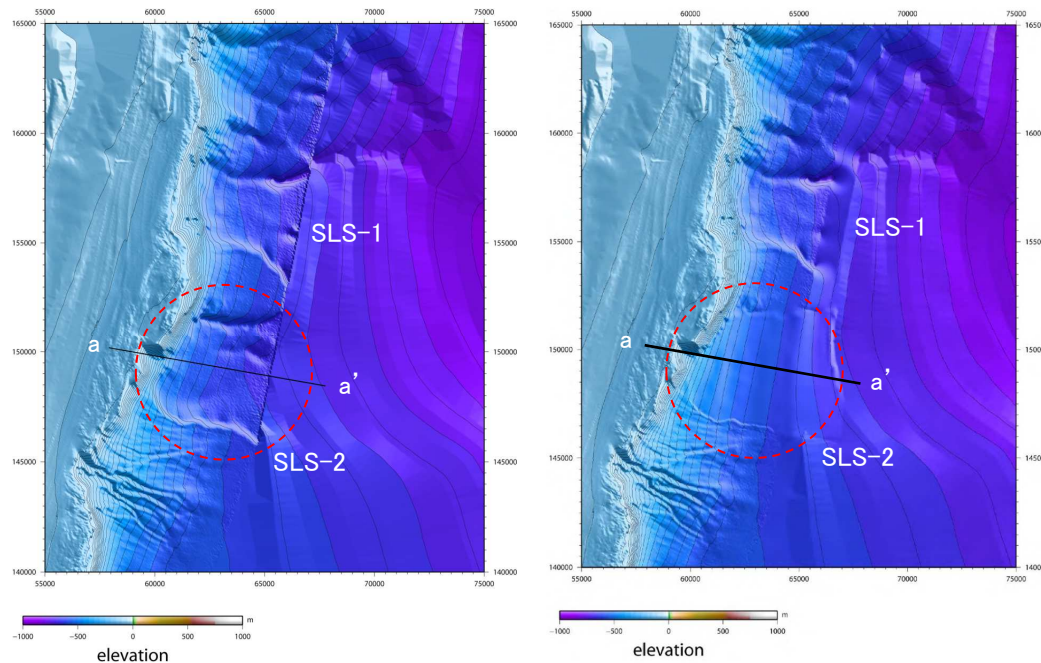
Ⅱ. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊 1.4 海底地すべりに起因する津波の評価

第394回審査会合 (H28.8.26)
資料2-1 p85 一部修正

1.4.4 下北太平洋側大陸棚外縁の海底地すべり

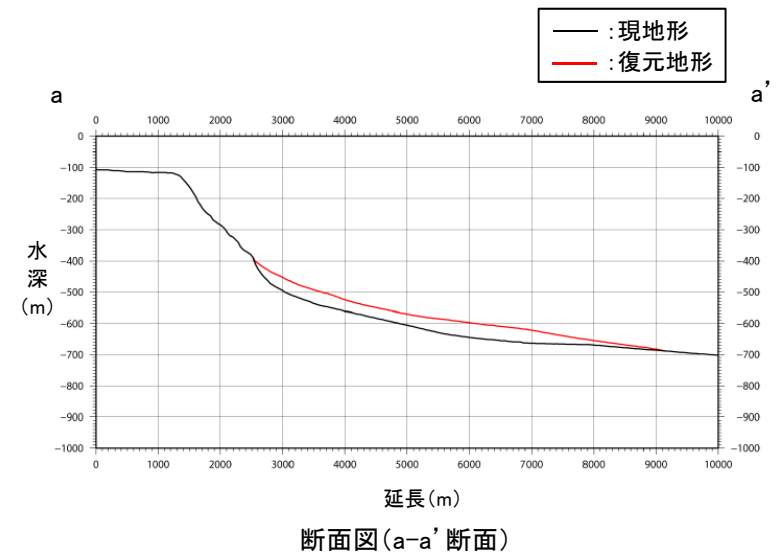
■海底地すべり前の地形(復元地形)の作成

- 海底地すべり地形(SLS-2)と、同地すべり地形周辺における海底地形(等深線)の関係から、海底地すべり前の地形を復元した。



海底地すべり地形(現地形)
(平面図)

海底地すべり前の地形(復元地形)
(平面図)



断面図(a-a'断面)

1.4.4 下北太平洋側大陸棚外縁の海底地すべり

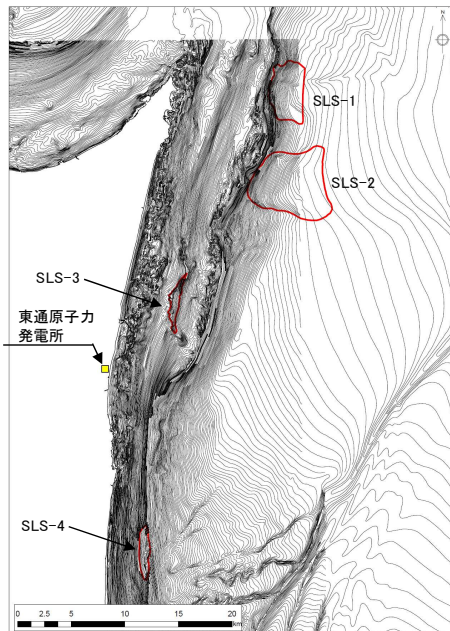
■津波解析(二層流モデル) :パラメータの設定

- ・ 二層流モデルに用いたパラメータを下表に示す。
- ・ 崩壊物の密度については、東京電力(株)、リサイクル燃料貯蔵(株)、日本原燃(株)及び当社で実施した海底地形調査で柱状採泥により採取した試料の室内試験で算定した湿潤密度を用いた。

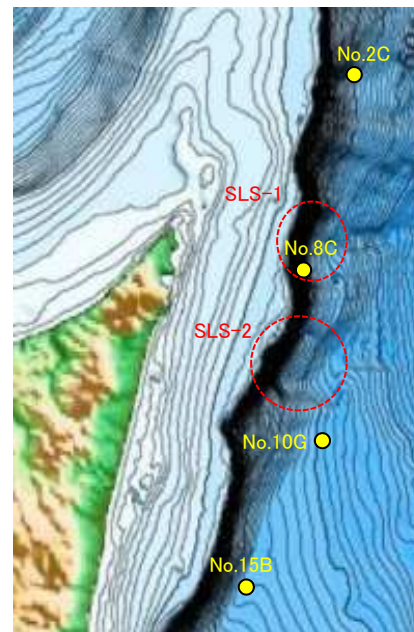
【パラメータの設定】

項目	設定値	備考
海水密度 $\rho 1$ (g/cm ³)	1.03	一般値
崩壊物の密度 $\rho 2$ (g/cm ³)	1.724	共同調査結果より
上層(水)の海底摩擦 (m ^{-1/3} ・s)	0.03	地震に起因する津波と同様
下層(土砂)の粗度係数 (m ^{-1/3} ・s)	0.40	Kawamata et al.(2005)
界面抵抗係数 f_{int}	0.0	Kawamata et al.(2005)
水平渦動粘性係数	考慮しない	地震に起因する津波と同様

【崩壊物の密度の算定】



海底地すべり位置

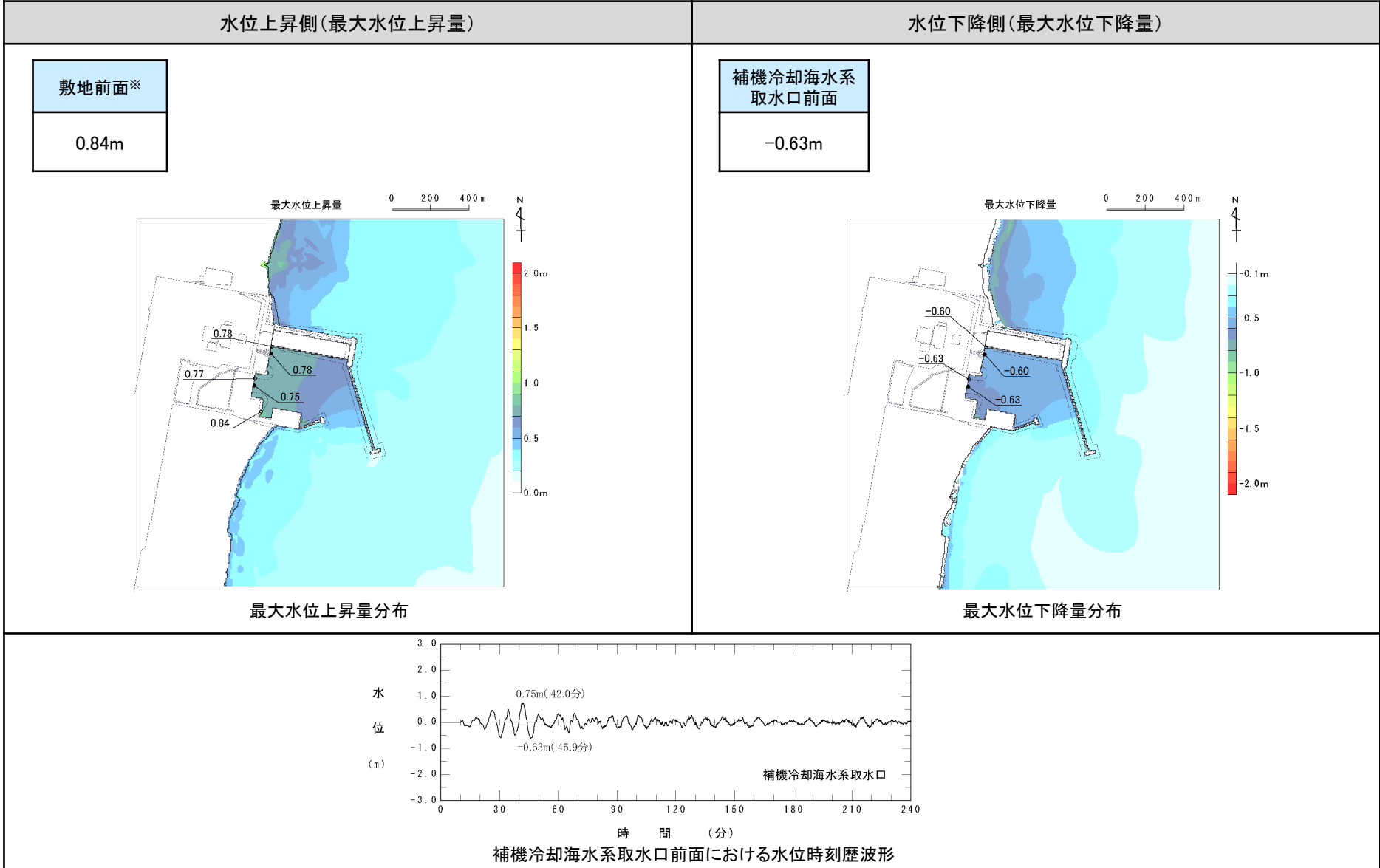


試料採取位置

試料番号	湿潤密度 (g/cm ³)
No.2C	1.651
No.8C	1.796
No.10G	1.745
No.15B	1.703
平均値	1.724

II. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊 1.4 海底地すべりに起因する津波の評価
 1.4.4 下北太平洋側大陸棚外縁の海底地すべり

■津波解析(二層流モデル):解析結果



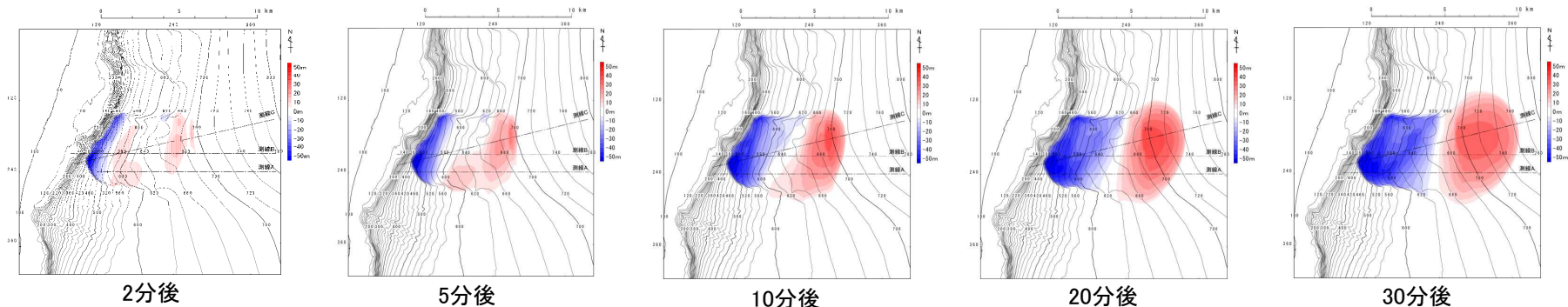
※: 敷地前面まで津波が到達しないため, 敷地周辺での最大水位上昇量を記載

1.4.4 下北太平洋側大陸棚外縁の海底地すべり

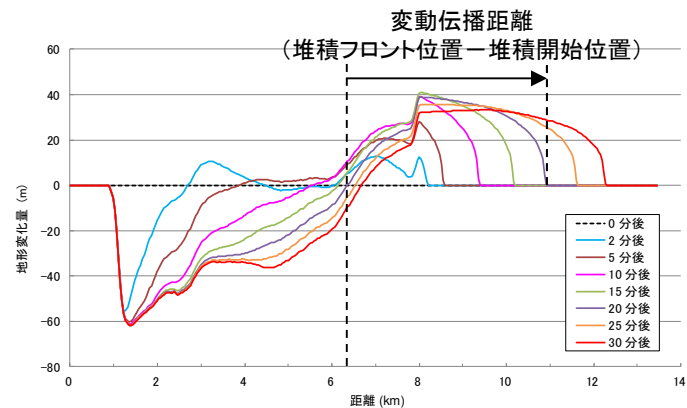
■津波解析 (Kinematic landslideモデル) : パラメータの設定

- 二層流モデルから得られる地すべりの挙動に基づき, Kinematic landslideモデルの解析に用いる地形変化(比高変化), 地すべり伝播速度及びライズタイムを設定する。なお, 解析に用いる地形変化(比高変化)について, 地すべり発生後20分~30分で概ね崩壊域が形成されることを踏まえ, 地すべり発生20分後を用いる。
- 地すべり伝播速度について, 海底地すべり地形(現地形)から, 海底地すべりは大陸棚斜面を滑落(Slide)して発生したと考えられることから, 地震発生後20分後の海底地すべり地形の堆積開始位置と堆積フロント位置を変動伝播距離とし, 4m/sに設定した。
- ライズタイムについては, 地形変化量の時系列から, 崩壊域, 堆積域ともに約30分間変動が継続するものの, 崩壊域の最上部において2分程度で変動終了する範囲もあることから, 保守的に2分(120秒)に設定した。
- 崩壊域, 堆積域の破壊開始位置については, 各領域の頂部に設定した。

【二層流モデルから得られる地すべり挙動(スナップショット)(青:崩壊域, 赤:堆積域)】



【二層流モデルから得られる地すべりの地形断面変化(測線C)】

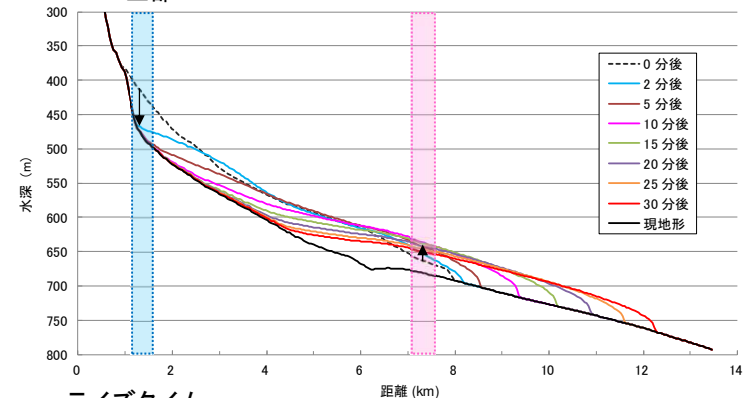


地すべり伝播速度

$$= \text{変動伝播距離(堆積フロント位置 - 堆積開始位置)} \div \text{伝播時間}$$

$$= 4.69\text{km} \div 1200\text{s} = 3.91\text{m/s} \approx 4\text{m/s}$$

崩壊域 上部 堆積量 最大域

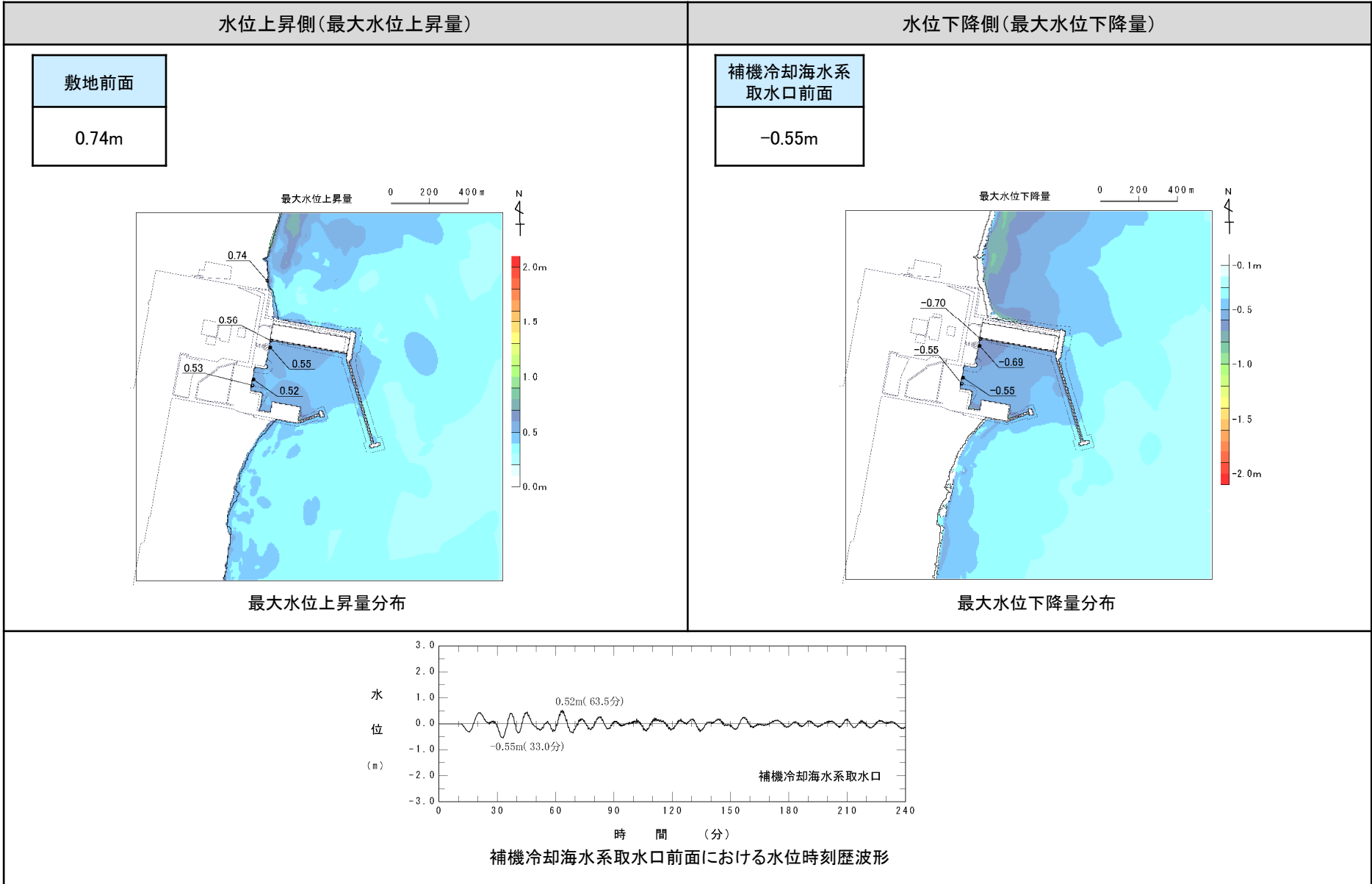


ライズタイム

変動は30分間継続するが, 崩壊域上部では2分程度で変動終了することから, 保守的に2分(120s)に設定

II. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊 1.4 海底地すべりに起因する津波の評価
 1.4.4 下北太平洋側大陸棚外縁の海底地すべり

■津波解析 (Kinematic landslideモデル) : 解析結果



Ⅱ. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊 1.4 海底地すべりに起因する津波の評価

1.4.4 下北太平洋側大陸棚外縁の海底地すべり

■まとめ

- 各海底地すべりの最大水位上昇量, 最大水位下降量を以下に示す。

【水位上昇側】

海底地すべり	モデル	最大水位上昇量(m)			
		敷地前面※3	取水口前面	補機冷却海水系取水口前面	放水路護岸前面
下北太平洋側大陸棚外縁(SLS-2)	二層流モデル	0.84	0.78	0.77	0.00
	Kinematic landslideモデル	0.74	0.56	0.53	0.00

※1:敷地前面まで津波が到達しないため, 敷地周辺での最大水位上昇量を記載

【水位下降側】

海底地すべり	モデル	補機冷却海水系取水口前面	
		最大水位下降量(m)	取水口敷高※2を下回る時間(分)
下北太平洋側大陸棚外縁(SLS-2)	二層流モデル	-0.63	—※3
	Kinematic landslideモデル	-0.55	—※3

※2:補機冷却海水系取水設備の詳細は, 補足説明資料「Ⅵ. 計算条件等 4. 津波水位の評価位置」に記載。

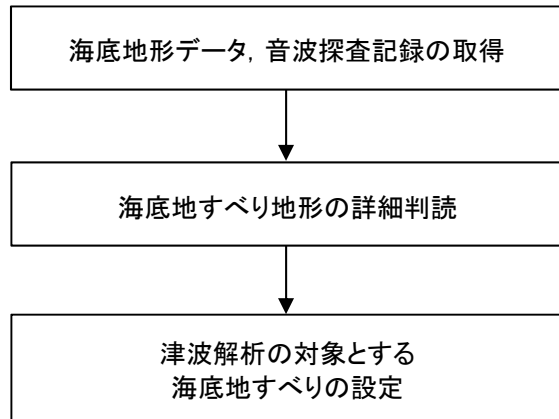
※3:取水口敷高(T.P.-4.0m)を下回らない。

1.4.5 日高舟状海盆の海底地すべり

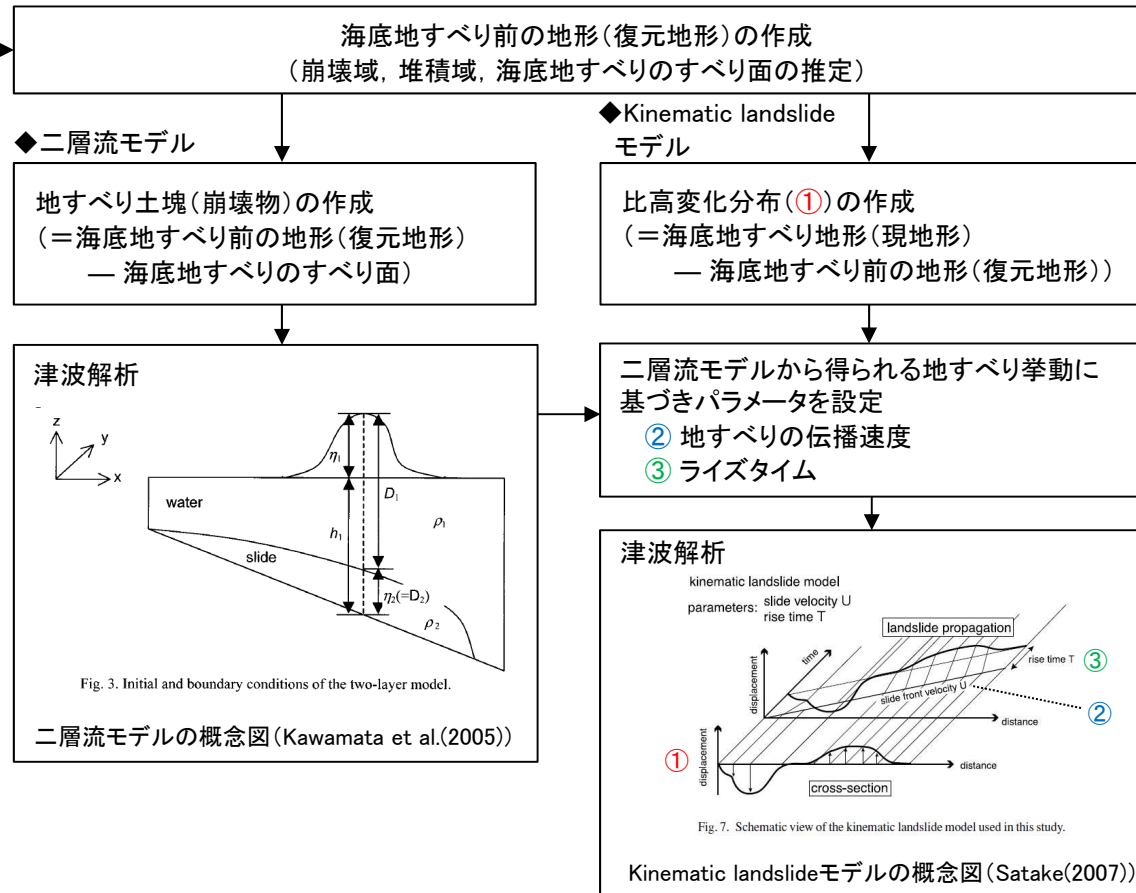
■ 検討方針

- Noda et al.(2013)が指摘する浦河沖の海底地すべり(3箇所)について、同海域で取得されている海底地形データ、並びに音波探査記録を用いて海底地すべり地形の詳細判読を実施し、津波解析の対象とする海底地すべりを保守的に設定する。
- 津波解析は、二層流モデル(Kawamata et al.(2005)), Kinematic landslideモデル(Satake(2007), 殿最ほか(2015))を用いて実施する。
- 二層流モデルについては、海底地すべり前の地形(復元地形)及び海底地すべりのすべり面を作成し、両者の差から得られる地すべり土塊(崩壊物)を用いる。
- Kinematic landslideモデルについては、海底地すべり前後の地形の差から得られる比高変化分布を用いる。なお、地すべりの伝播速度及びライズタイムについては、二層流モデルから得られる地すべり挙動に基づき、保守的に設定する。

STEP1: 津波解析の対象とする海底地すべりの設定



STEP2: 津波解析



1.4.5 日高舟状海盆の海底地すべり

■海底地すべり地形の詳細判読に用いたデータ

- 津波波源モデル※を設定するため、産業技術総合研究所(経済産業省委託事業にて取得)及び産業技術総合研究所による海底地形データ・音波探査記録、並びに日本水路協会M7000シリーズの海底地形データを用いて、海底地すべり地形の詳細判読を実施した。

※:二層流モデルに用いる地すべり土塊(崩壊物), Kinematic landslideモデルに用いる比高変化分布

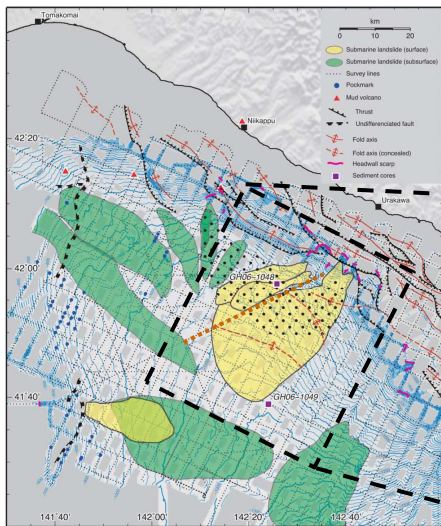
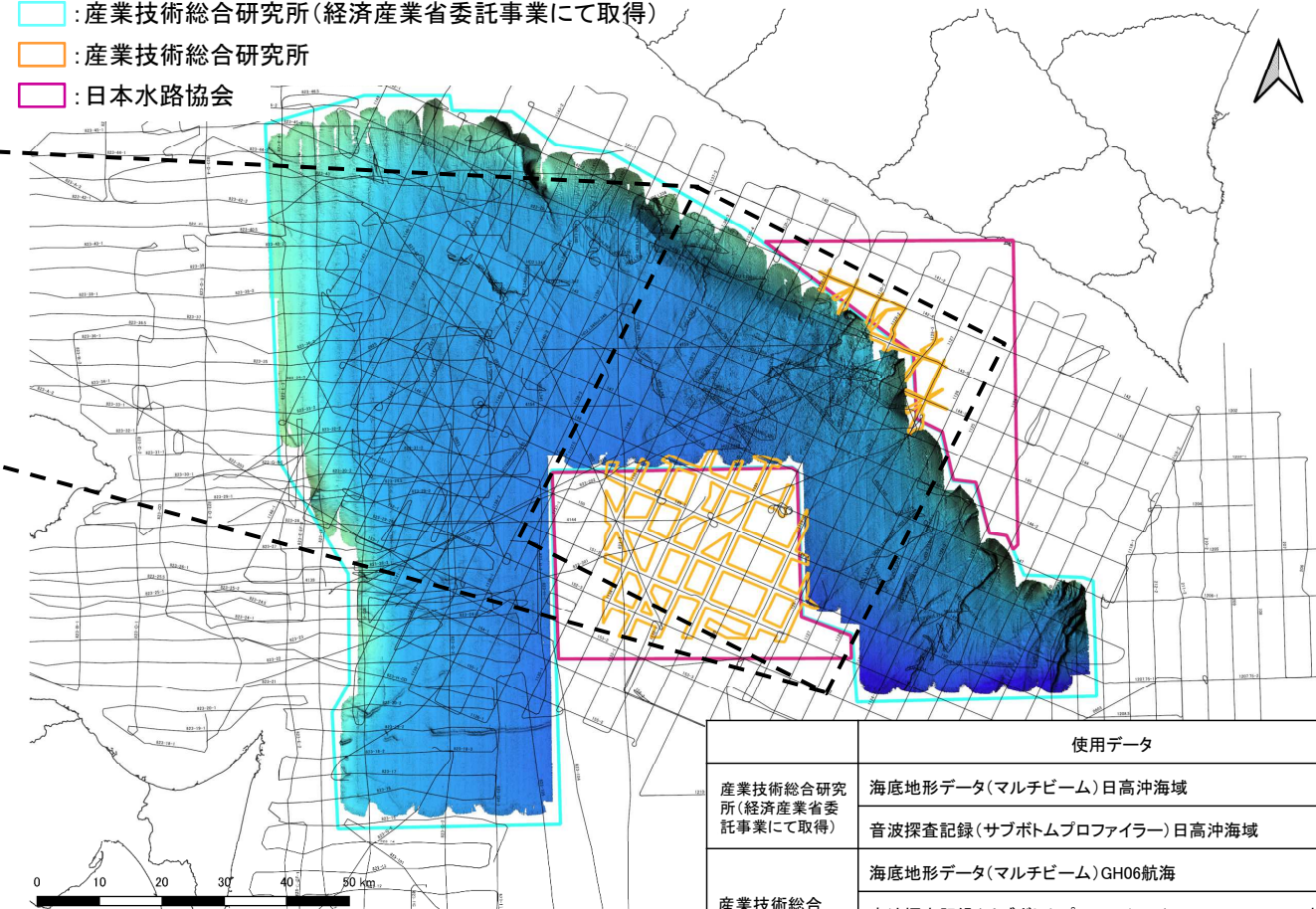


Figure 5. Bathymetry and spatial distribution of MTDs on the surface (yellow) and in the subsurface (green) of the Hidaka Trough. The dotted area indicates the area in which vertically elongate features are concentrated (Figure 10).

海底地すべり地形判読範囲
(Noda et al.(2013)に一部加筆)

使用データ範囲

- 青枠: 産業技術総合研究所(経済産業省委託事業にて取得)
- 黄枠: 産業技術総合研究所
- 紫枠: 日本水路協会



使用データ	
産業技術総合研究所(経済産業省委託事業にて取得)	海底地形データ(マルチビーム)日高沖海域
	音波探査記録(サブボトムプロファイラー)日高沖海域
産業技術総合研究所	海底地形データ(マルチビーム)GH06航海
	音波探査記録(サブボトムプロファイラー)GH823, GH04, GH06航海
	音波探査記録(エアガンまたはGIガン)GH823, GH04, GH06航海
日本水路協会	海底地形デジタルデータ M7006「津軽海峡」

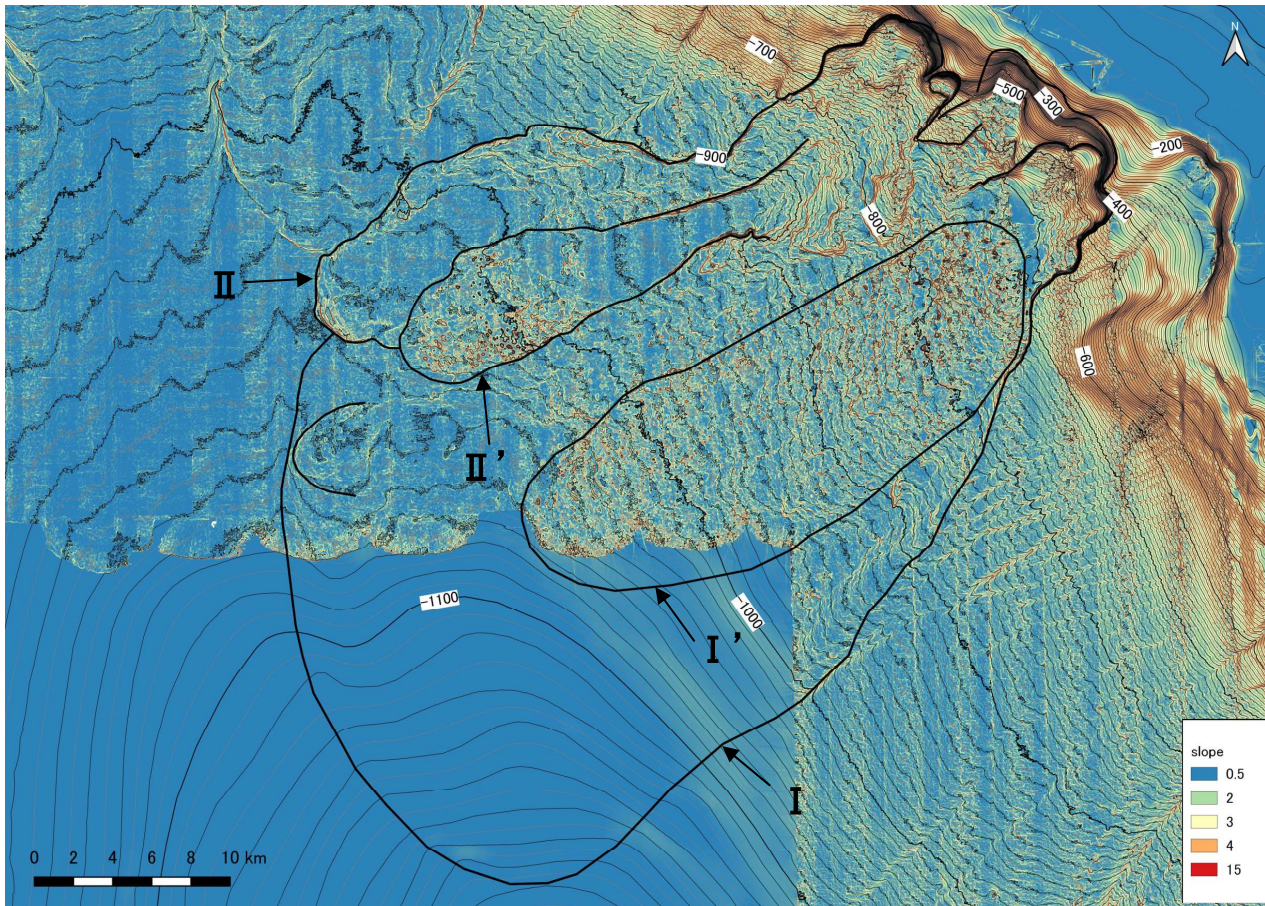
II. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊 1.4 海底地すべりに起因する津波の評価

1.4.5 日高舟状海盆の海底地すべり

S37

■海底地すべり地形の詳細判読結果

- 鈴木(2000), 池原(2005)等による地すべり地形の特徴に関する知見を参考に, 海底地すべり地形の判読を実施した。判読の結果, 浦河沖の海底地すべりは, 地すべり I, 地すべり I', 地すべり II 及び地すべり II' に区分され, 全体として複数回の活動で形成された可能性があることを確認した。なお, 判読した海底地すべりの形状は, Noda et al.(2013)に示される海底地すべり形状と整合的である。



【地形判読調査結果※】

- ✓ 「地すべり I」は, 最も面積が大きい海底地すべりである。
- ✓ 「地すべり I」の上部には「地すべり I'」, 「地すべり II」が形成され, 「地すべり II」の上部には, さらに「地すべり II'」が形成されている。
- ✓ 「地すべり II'」の堆積部と滑落崖の対応関係は不明である。

【傾斜量※】

- ・大陸棚: 0.5° 以下
- ・大陸棚縁辺斜面: 2~4° 程度
- ・海盆底: 0.5~1° 程度
- ・海底地すべり滑落崖: 5~15° 程度

※: 各評価は当社の解釈による

II. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊 1.4 海底地すべりに起因する津波の評価

1.4.5 日高舟状海盆の海底地すべり

■津波解析の対象とする海底地すべりの設定

- Noda et al.(2013)が指摘する浦河沖の海底地すべり(3箇所)について、同海域で取得されている海底地形データ、並びに音波探査記録を用いて海底地すべり地形の詳細判読を実施した。
- 詳細判読の結果、浦河沖の海底地すべりは複数回の活動で形成された可能性があることを確認した。なお、判読した海底地すべりの形状は、Noda et al.(2013)に示される海底地すべり形状と整合的である。
- 津波解析の対象とする海底地すべりについて、浦河沖の海底地すべりは複数回の活動で形成された可能性が考えられるが、保守的に同時活動を考慮する。

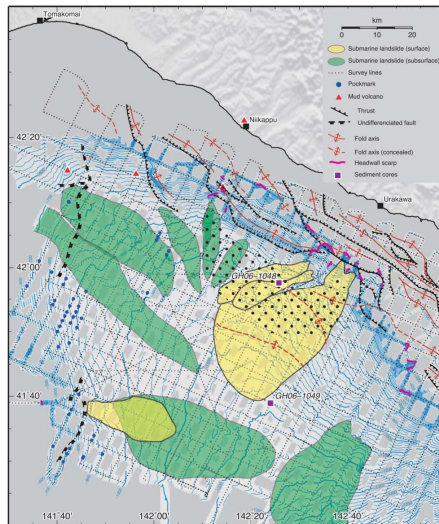
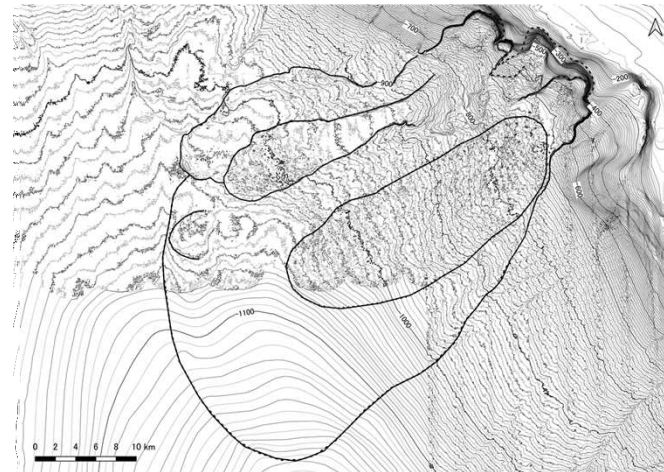
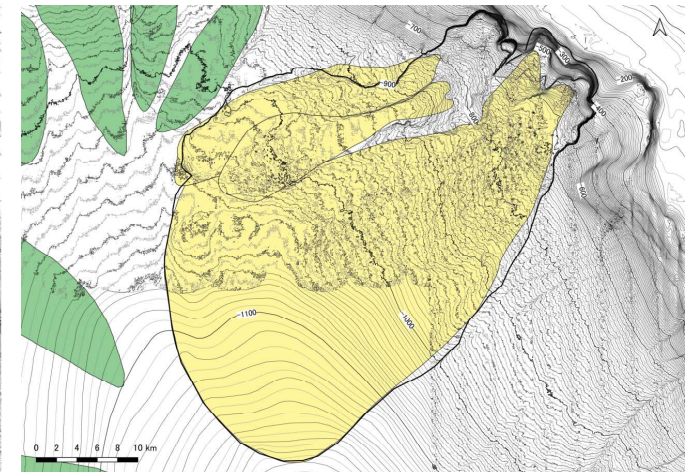


Figure 5. Bathymetry and spatial distribution of MTDs on the surface (yellow) and in the subsurface (green) of the Hidaka Trough. The dotted area indicates the area in which vertically elongate features are concentrated (Figure 10).

Noda et al.(2013)による
浦河沖の海底地すべり地形
(Noda et al.(2013)に一部加筆)



当社詳細判読による浦河沖の海底地すべり地形



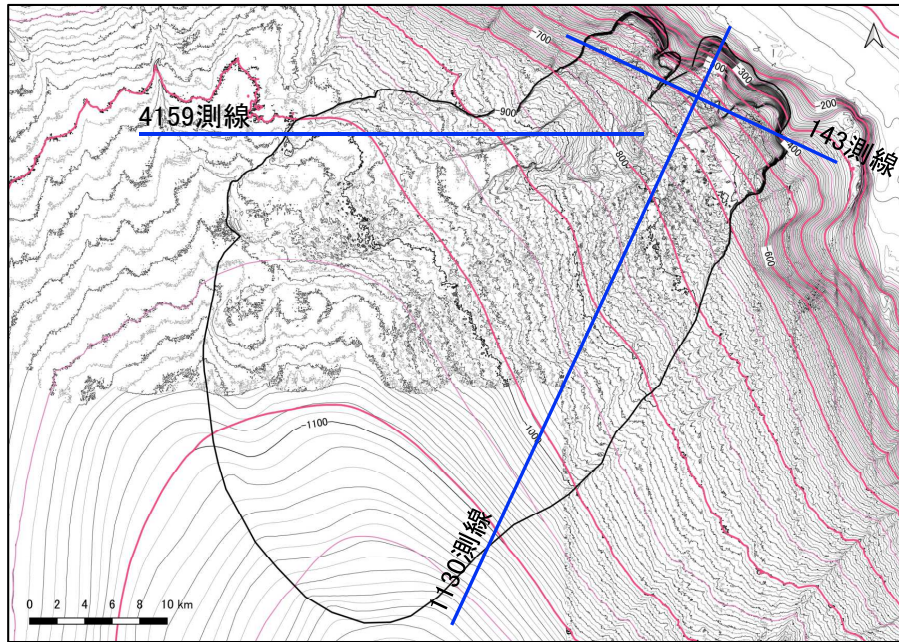
Noda et al.(2013)による海底地すべり地形と当社が
詳細判読した海底地すべり地形の重ね合わせ図

1.4.5 日高舟状海盆の海底地すべり

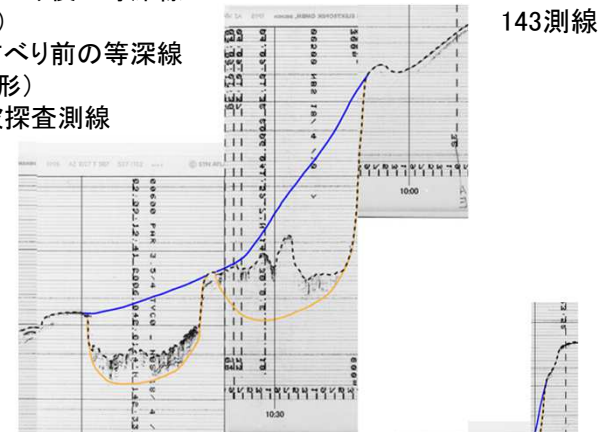
■海底地すべり前の地形(復元地形)の作成(1/2)

- 海底地すべり前の地形(復元地形)は、海上音波探査記録を用いて崩壊域、堆積域及び海底地すべりのすべり面を推定し、海底地すべり地形周辺の海底地形(等深線)との関係、崩壊土量と堆積土量の収支のつり合いを考慮して作成した。
- 海底地すべり前後の等深線図及び海上音波探査記録を用いた崩壊域、堆積域及び海底地すべりのすべり面の推定結果※を以下に示す。
 ※:海上音波探査記録を用いた崩壊域、堆積域及び海底地すべりのすべり面の推定結果の詳細については、補足説明資料「V. 地震以外に起因する津波の評価 3. 日高舟状海盆の海底地すべり」に記載。

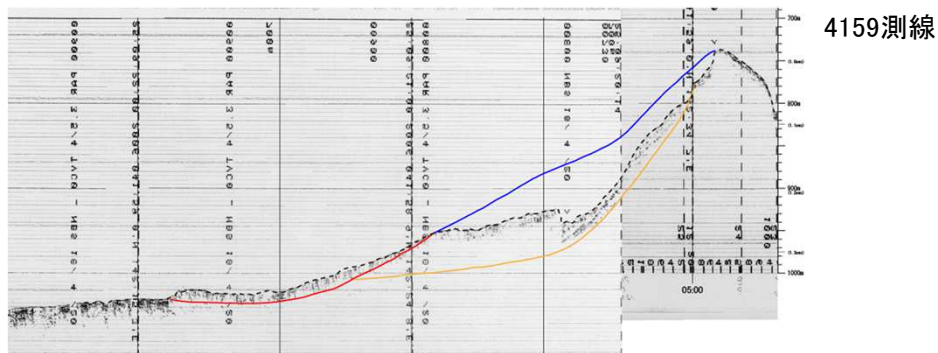
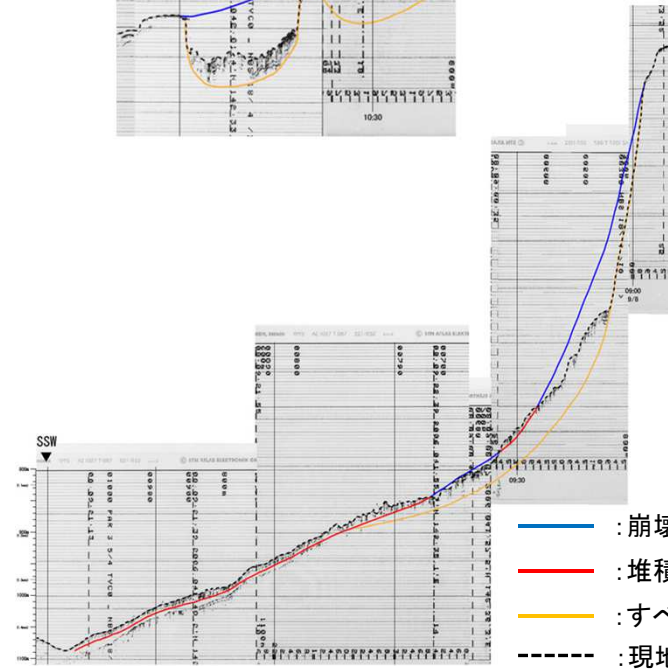
【海底地すべり前後の等深線図及び海上音波探査記録を用いた崩壊域、堆積域及びすべり面の推定結果】



- :海底地すべり後の等深線 (現地形)
- :海底地すべり前の等深線 (復元地形)
- :海上音波探査測線



1130測線



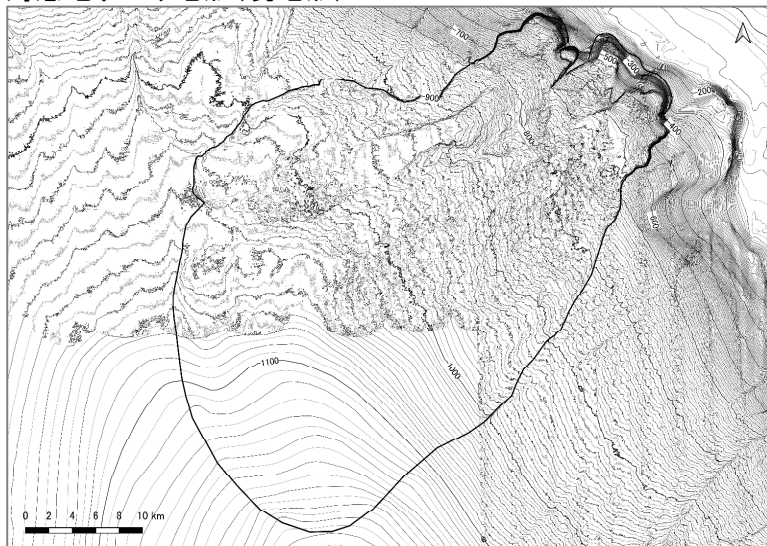
- :崩壊域(復元地形)
- :堆積域(復元地形)
- :すべり面
- - - :現地形

1.4.5 日高舟状海盆の海底地すべり

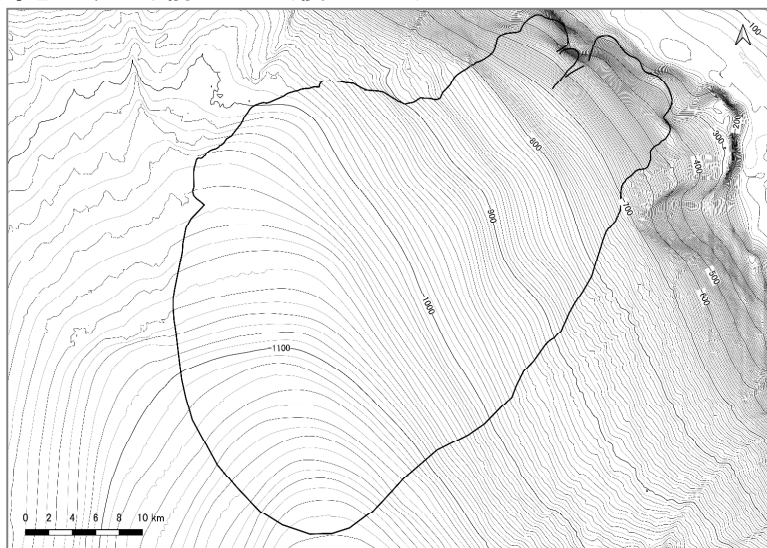
■海底地すべり前の地形(復元地形)の作成(2/2)

- 作成した海底地すべり前の地形(復元地形), 海底地すべりのすべり面を以下に示す。

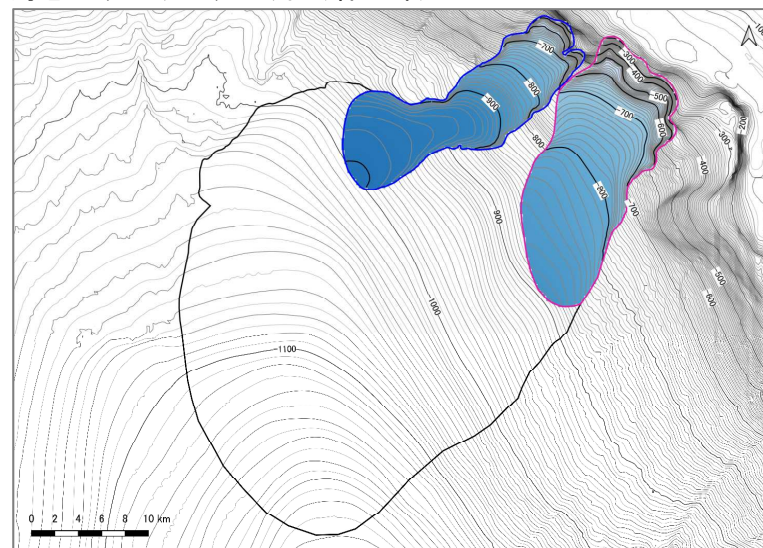
海底地すべり地形(現地形)



海底地すべり前の地形(復元地形)



海底地すべりのすべり面(着色部)

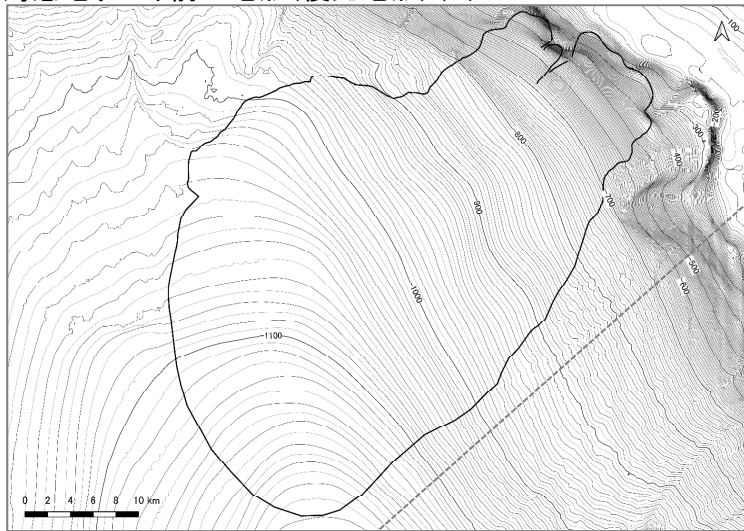


1.4.5 日高舟状海盆の海底地すべり

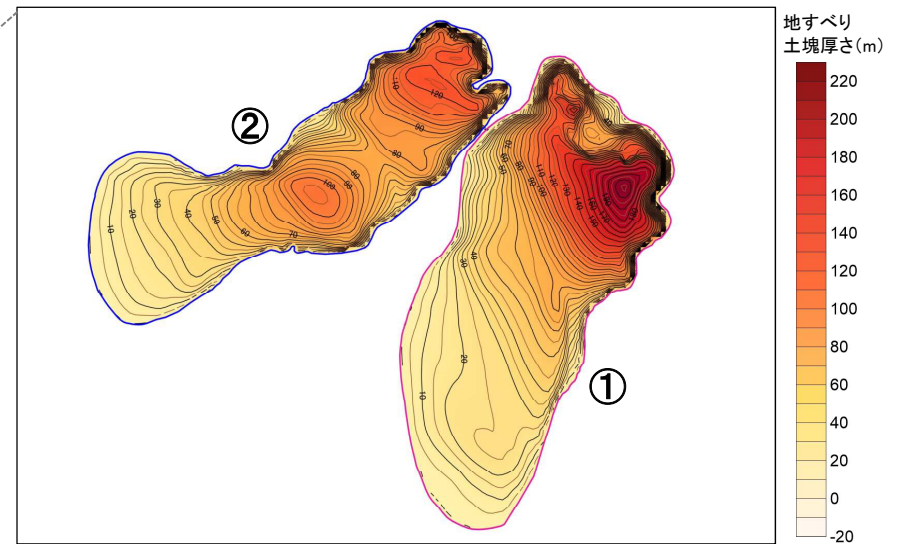
■二層流モデルに用いる地すべり土塊(崩壊物)の作成

- 海底地すべり前の地形(復元地形)と海底地すべりのすべり面から作成した地すべり土塊(崩壊物)を以下に示す。

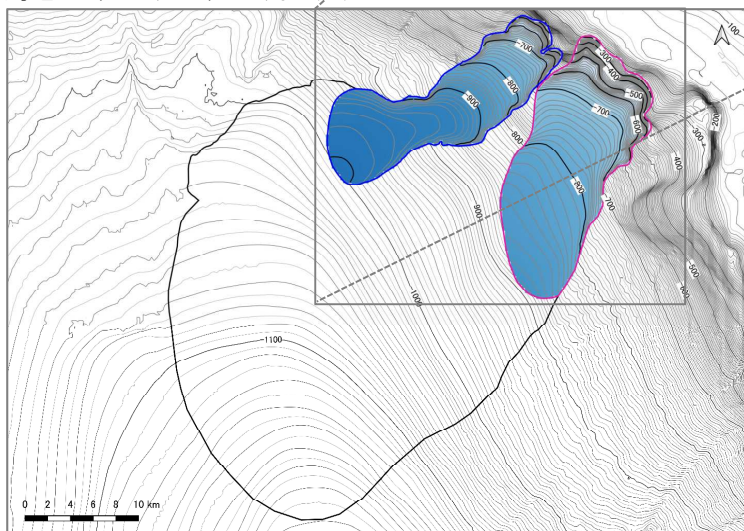
海底地すべり前の地形(復元地形)(A)



地すべり土塊(崩壊物)(A-B)



海底地すべりのすべり面(B)



地すべり土塊(崩壊物)の諸元

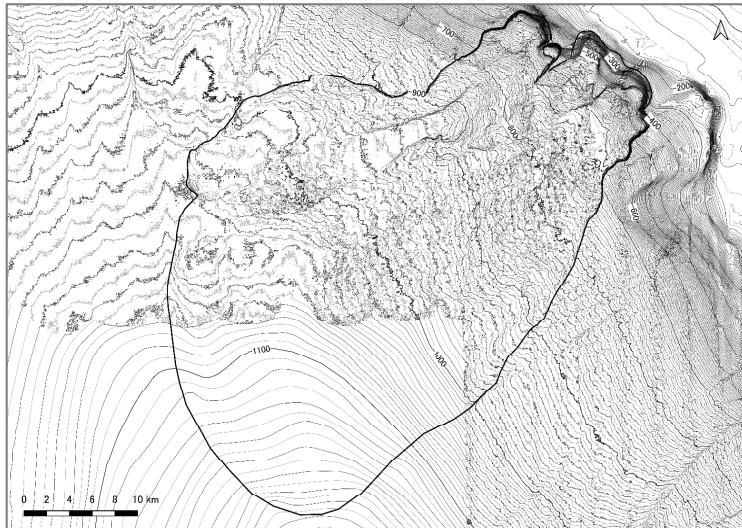
	地すべり土塊①	地すべり土塊②
長さ(km)	22	23
幅(km)	9	5
最大土砂厚(m)	220	130
体積(km ³)	10.0	7.6

1.4.5 日高舟状海盆の海底地すべり

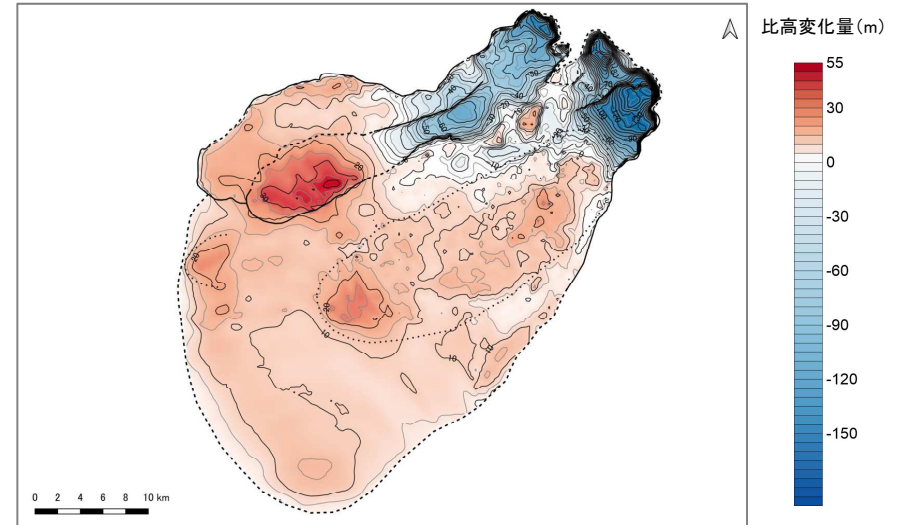
■ Kinematic landslideモデルに用いる比高変化分布の作成

- 海底地すべり地形(現地形)と海底地すべり前の地形(復元地形)から作成した比高変化分布を以下に示す。

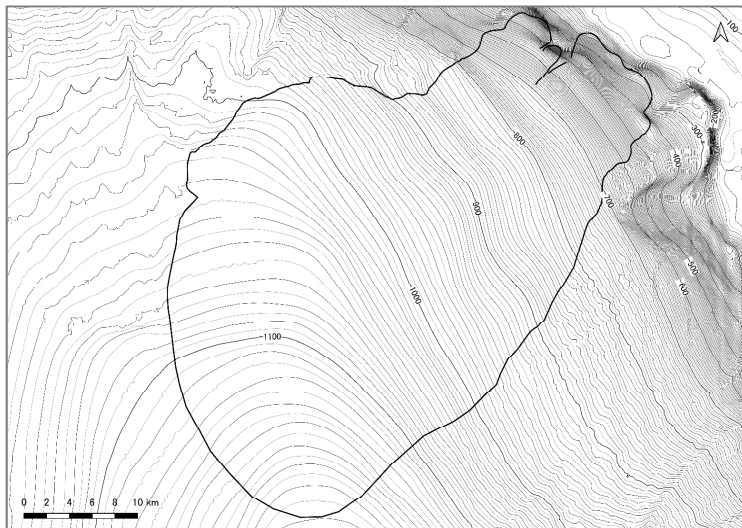
海底地すべり地形(現地形)(A)



比高変化分布(A-B)



海底地すべり前の地形(復元地形)(B)



1.4.5 日高舟状海盆の海底地すべり

■津波解析(二層流モデル):パラメータの設定

- 二層流モデルに用いたパラメータを下表に示す。
- 崩壊物の密度については, Noda et al.(2013)による地すべり位置での密度検層結果ならびに密度と地すべり堆積厚さの関係式に基づき設定した。

【パラメータの設定】

項目	設定値	備考
海水密度 ρ_1 (g/cm ³)	1.03	一般値
崩壊物の密度 ρ_2 (g/cm ³)	1.34	Noda et al.(2013)
上層(水)の海底摩擦 (m ^{-1/3} ・s)	0.03	地震に起因する津波と同様
下層(土砂)の粗度係数 (m ^{-1/3} ・s)	0.40	Kawamata et al.(2005)
界面抵抗係数 f_{int}	0.0	Kawamata et al.(2005)
水平渦動粘性係数	考慮しない	地震に起因する津波と同様

【崩壊物の密度の算定】

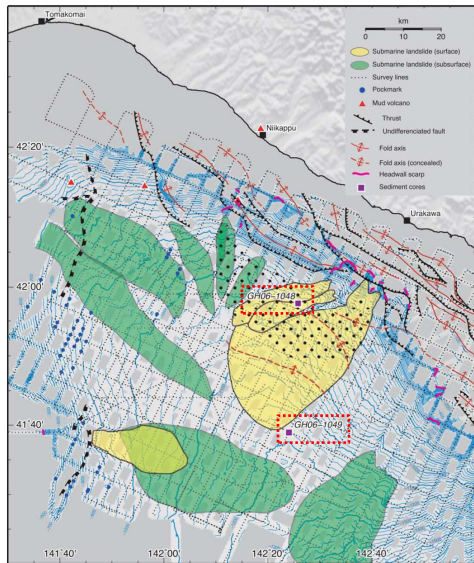


Figure 5. Bathymetry and spatial distribution of MTDs on the surface (yellow) and in the subsurface (green) of the Hidaka Trough. The dotted area indicates the area in which vertically elongate features are concentrated (Figure 10).

ボーリングコア(GH06-1048, 1049)採取位置
(Noda et al.(2013))に一部加筆)

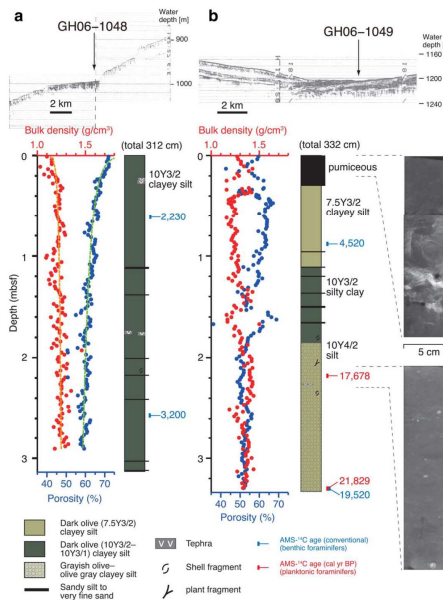


Figure 12. Description, porosity, bulk density, and soft X-radiographs of sediment cores GH06-1048 and 1049. The sampling locations are shown on the SBP records and Figures 2 and 5. Orange and green dashed lines in GH06-1048 are approximated from equations (2) and (3), respectively.

深度方向の密度(Noda et al.(2013))

崩壊物の密度

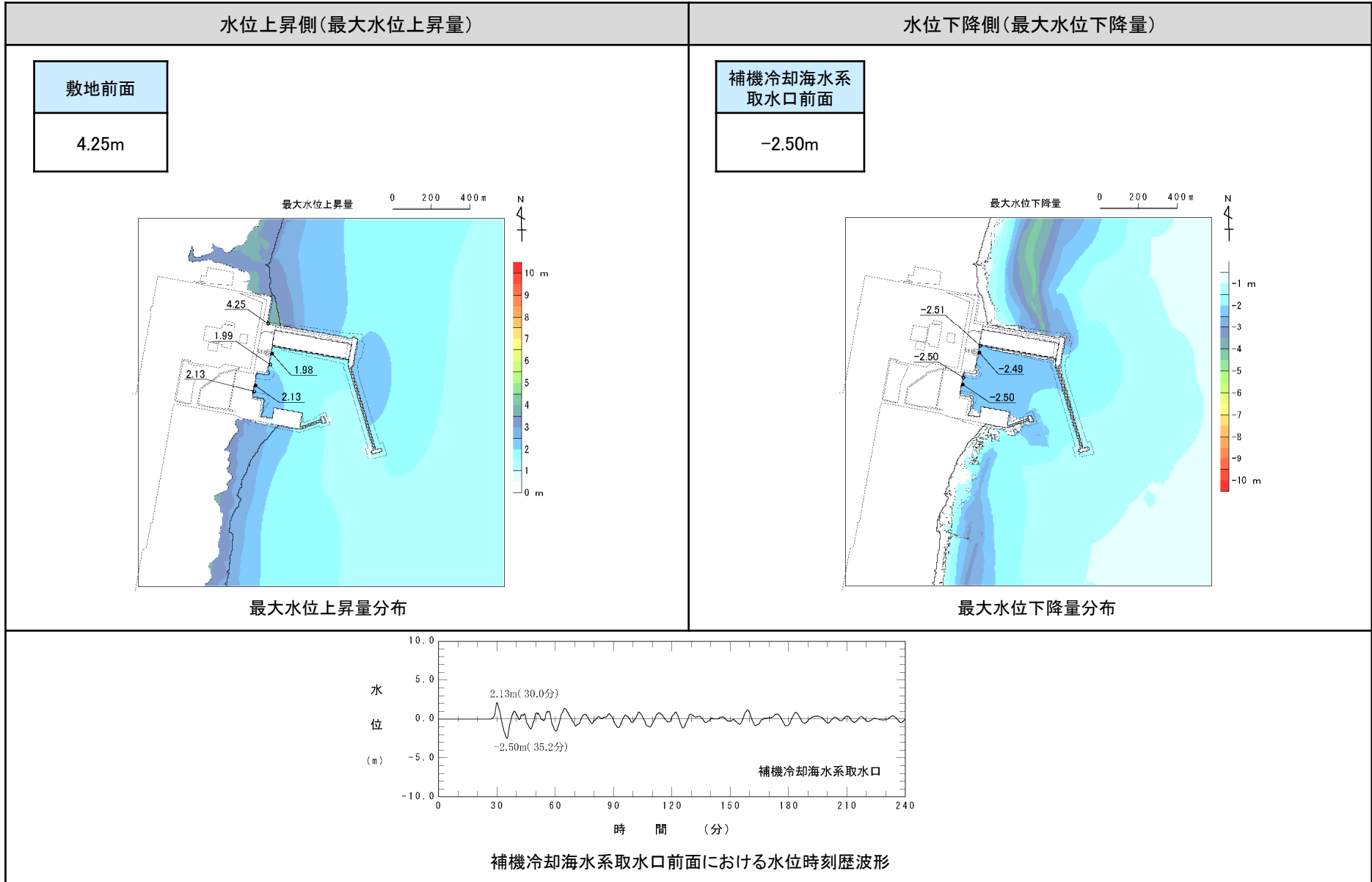
- 密度と地すべり堆積厚さの関係式(Noda et al.(2013))

$$\rho_b(h) = 0.0203\ln(h) + 1.2236$$

- 地すべり I の最大堆積厚さ:h=218(m)より,
 $\rho_2 = 1.34$ (g/cm³)に設定。

II. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊 1.4 海底地すべりに起因する津波の評価
 1.4.5 日高舟状海盆の海底地すべり

■津波解析(二層流モデル):解析結果



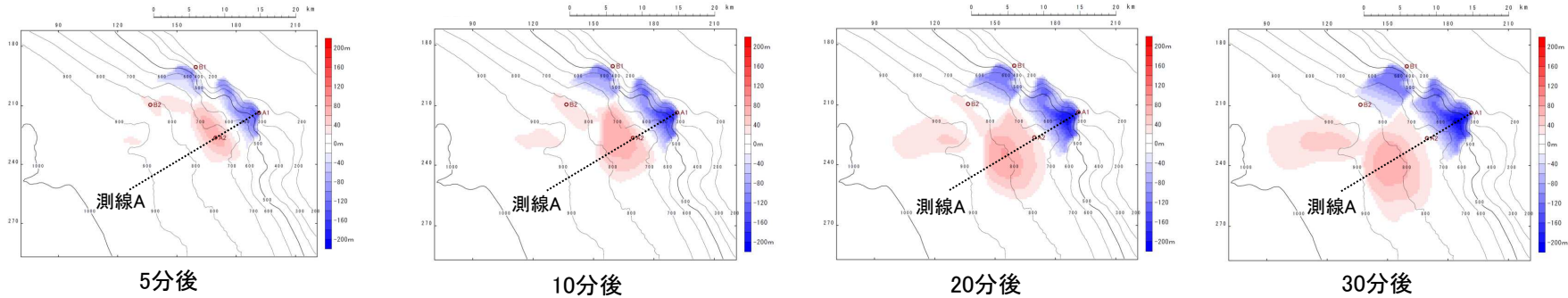
II. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊 1.4 海底地すべりに起因する津波の評価

1.4.5 日高舟状海盆の海底地すべり

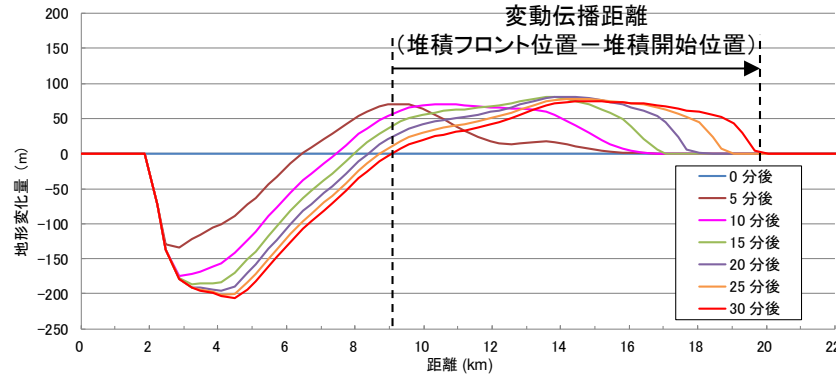
■津波解析 (Kinematic landslideモデル) : パラメータの設定

- 二層流モデルから得られる地すべりの挙動に基づき, Kinematic landslideモデルの解析に必要な地すべり伝播速度およびライズタイムを設定する。
- 地すべり伝播速度について, 海底地すべり地形 (現地形) から, 海底地すべりは大陸棚斜面を滑落 (Slide) して発生したと考えられることから, 概ね崩壊域が形成される地震発生30分後の海底地すべりの堆積開始位置と堆積フロント位置を変動伝播距離とし, 6m/sに設定した。
- ライズタイムについては, 地形変化量の時系列から崩壊域, 堆積域ともに約30分間変動が継続するものの, 地すべり発生5~10分の間に急激に変動が進行することを踏まえ, 保守的に5分 (300秒) に設定した。
- 崩壊域, 堆積域の破壊開始位置については, 各領域の頂部に設定した。

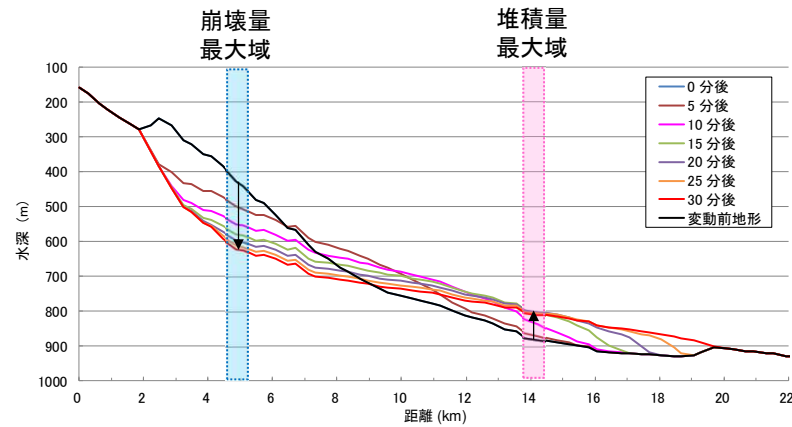
【二層流モデルから得られる地すべり挙動地形変化 (スナップショット) (青: 崩壊域, 赤: 堆積域)】



【二層流モデルから得られる地形断面変化 (測線A)】



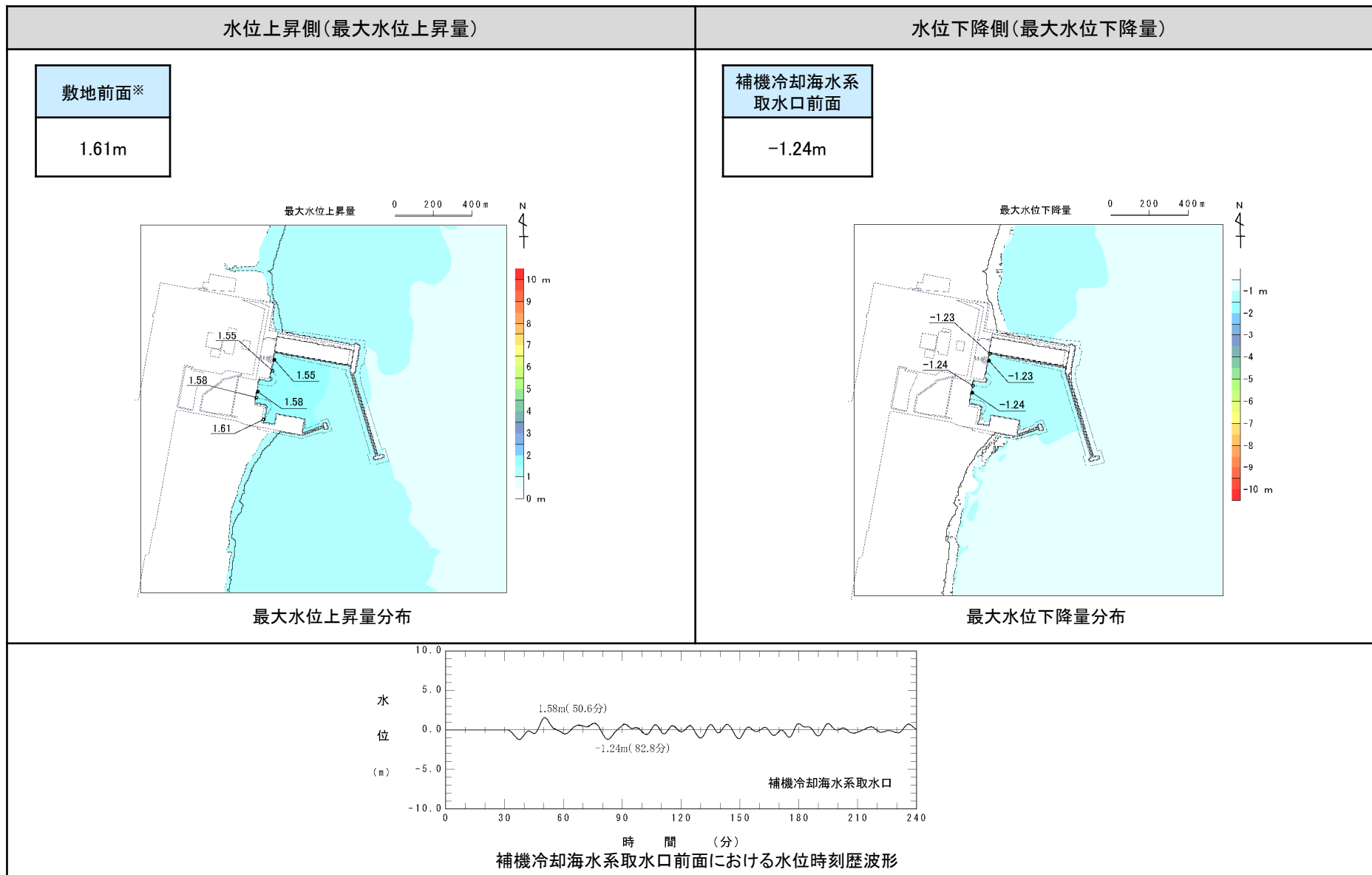
地すべり伝播速度
 = 変動伝播距離 (堆積フロント位置 - 堆積開始位置) ÷ 伝播時間
 = 10.72km ÷ 1800s = 5.95m/s ≒ 6m/s



ライズタイム
 変動は30分間継続するが, 保守的に5分 (300s) に設定

1.4.5 日高舟状海盆の海底地すべり

■津波解析 (Kinematic landslideモデル) : 解析結果



※: 敷地前面まで津波が到達しないため, 敷地周辺での最大水位上昇量を記載

Ⅱ. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊 1.4 海底地すべりに起因する津波の評価

1.4.5 日高舟状海盆の海底地すべり

■まとめ

- 各海底地すべりの最大水位上昇量, 最大水位下降量を以下に示す。

【水位上昇側】

海底地すべり	モデル	最大水位上昇量(m)			
		敷地前面	取水口前面	補機冷却海水系取水口前面	放水路護岸前面
日高舟状海盆 (浦河沖)	二層流モデル	4.25	1.99	2.13	0.00
	Kinematic landslideモデル	1.61 ^{※1}	1.55	1.58	0.00

※1: 敷地前面まで津波が到達しないため, 敷地周辺での最大水位上昇量を記載。

【水位下降側】

海底地すべり	モデル	補機冷却海水系取水口前面	
		最大水位下降量(m)	取水口敷高 ^{※2} を下回る時間(分)
日高舟状海盆 (浦河沖)	二層流モデル	-2.50	— ^{※3}
	Kinematic landslideモデル	-1.24	— ^{※3}

※2: 補機冷却海水系取水設備の詳細は, 補足説明資料「Ⅵ. 計算条件等 4. 津波水位の評価位置」に記載。

※3: 取水口敷高(T.P.-4.0m)を下回らない。

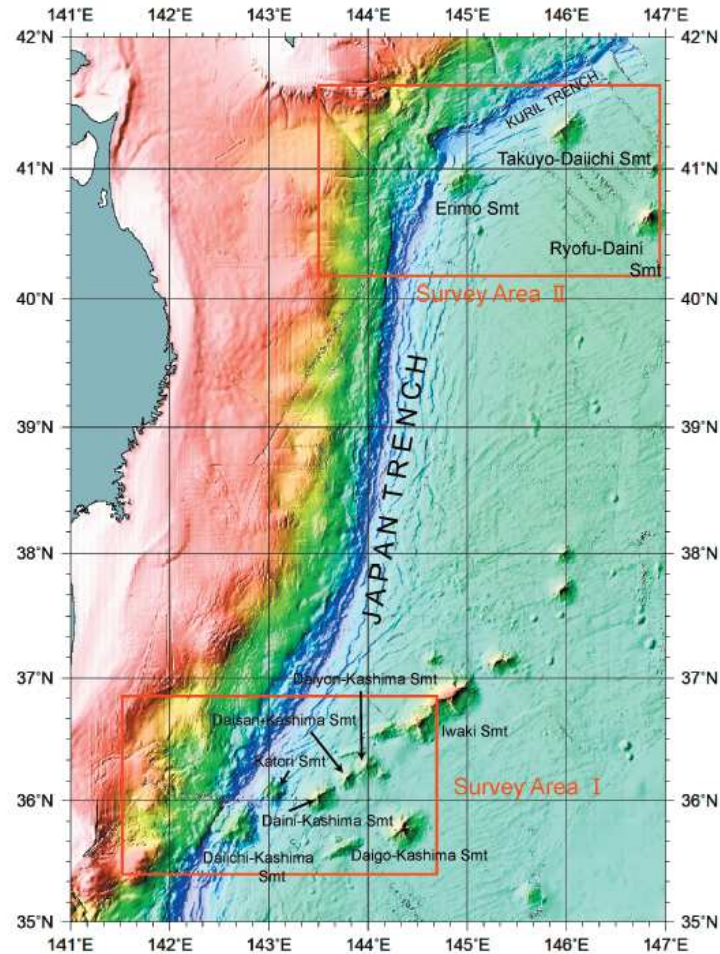
II. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊 1.4 海底地すべりに起因する津波の評価

1.4.6 日本海溝付近における海山付近の海底地すべり

S46

■ 日本海溝付近の海山

- ・ 日本海溝と伊豆・小笠原海溝の会合部付近には第1鹿島海山が存在し、その背後には、香取海山、第2～第5鹿島海山、磐城海山といった一連の海山列が北東側へ続いている。
- ・ また、日本海溝と千島海溝の島弧会合部付近には襟裳海山が存在し、その東側に広がる深海平坦面には拓洋第1海山、凌風第2海山等が分布している(渡邊ほか(2007))。



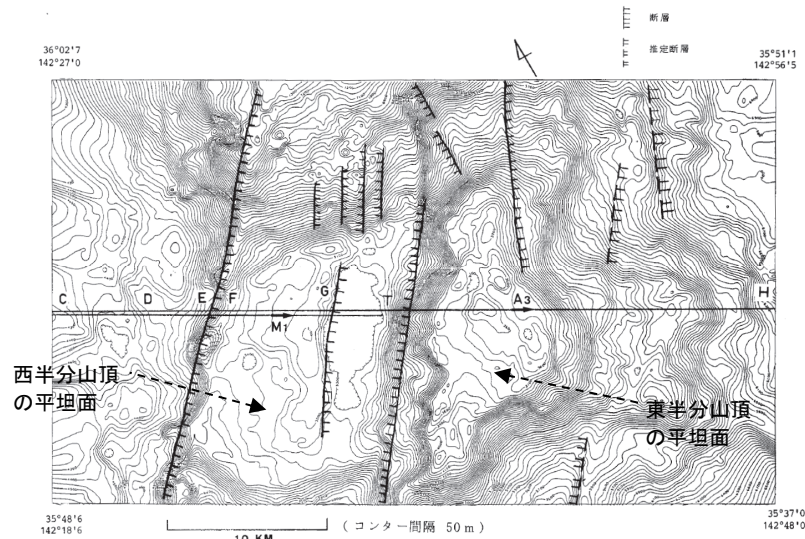
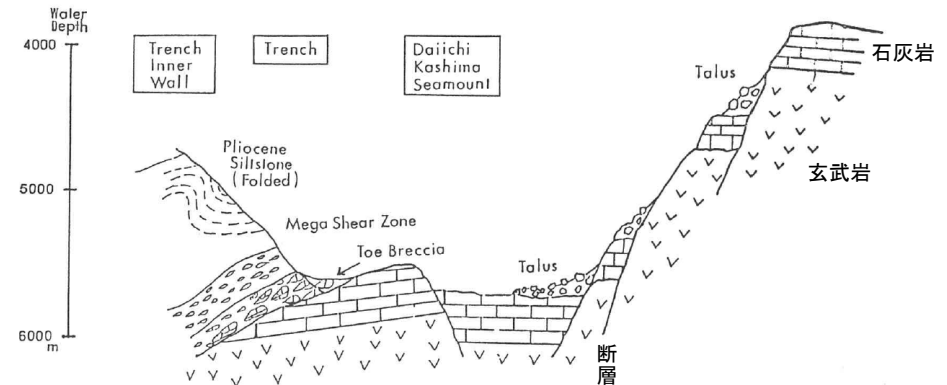
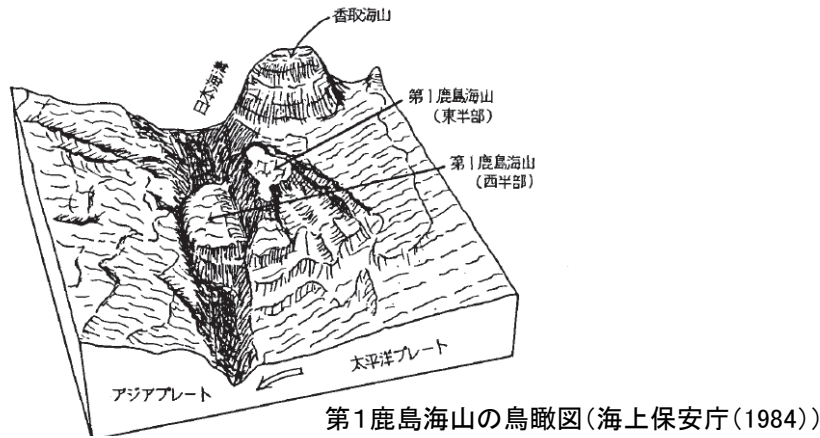
※: 赤枠は、海上保安庁が2006年9月から10月にかけて精密地殻構造探査を実施した範囲。

日本海溝付近の海山※(渡邊ほか(2007))

II. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊 1.4 海底地すべりに起因する津波の評価
 1.4.6 日本海溝付近における海山付近の海底地すべり

■第1鹿島海山(1/2)

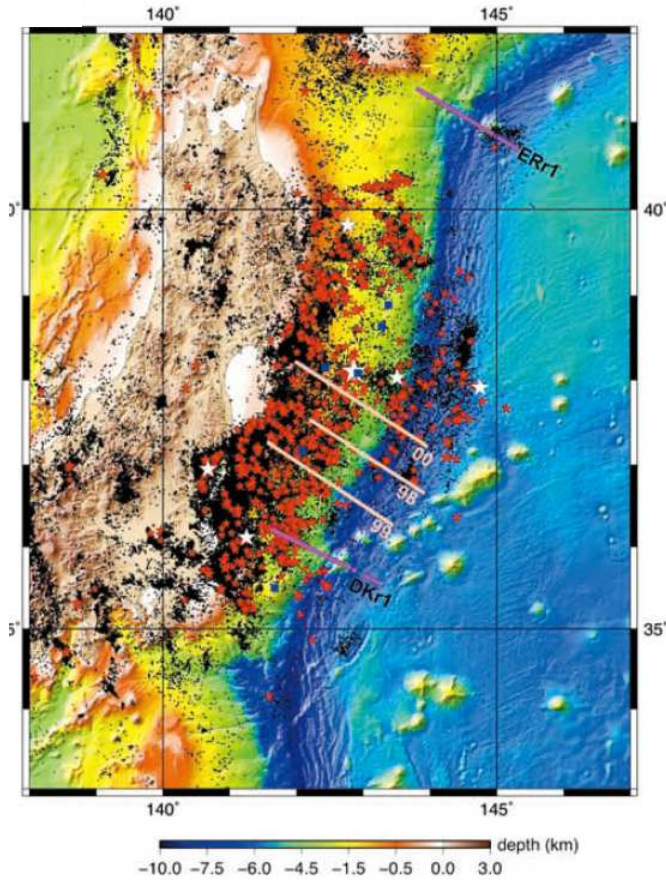
- 第1鹿島海山付近には海溝軸とほぼ平行な断層がいくつか認められる。第1鹿島海山は1つの正断層により東西に二分され、西半分が海溝に沈みこんでいる(海上保安庁(1984), 大島ほか(1985), 藤岡・平(1987))。
- 東半分山頂の平坦面の水深は約3600m, 西半分山頂の平坦面の水深は約5200mであり、その急斜面(比高:約1600m, 傾斜:30度から45度)の下部には、断層による海山の崩壊に伴う石灰岩や玄武岩の堆積物が存在する(大島ほか(1985), 藤岡・平(1987))。



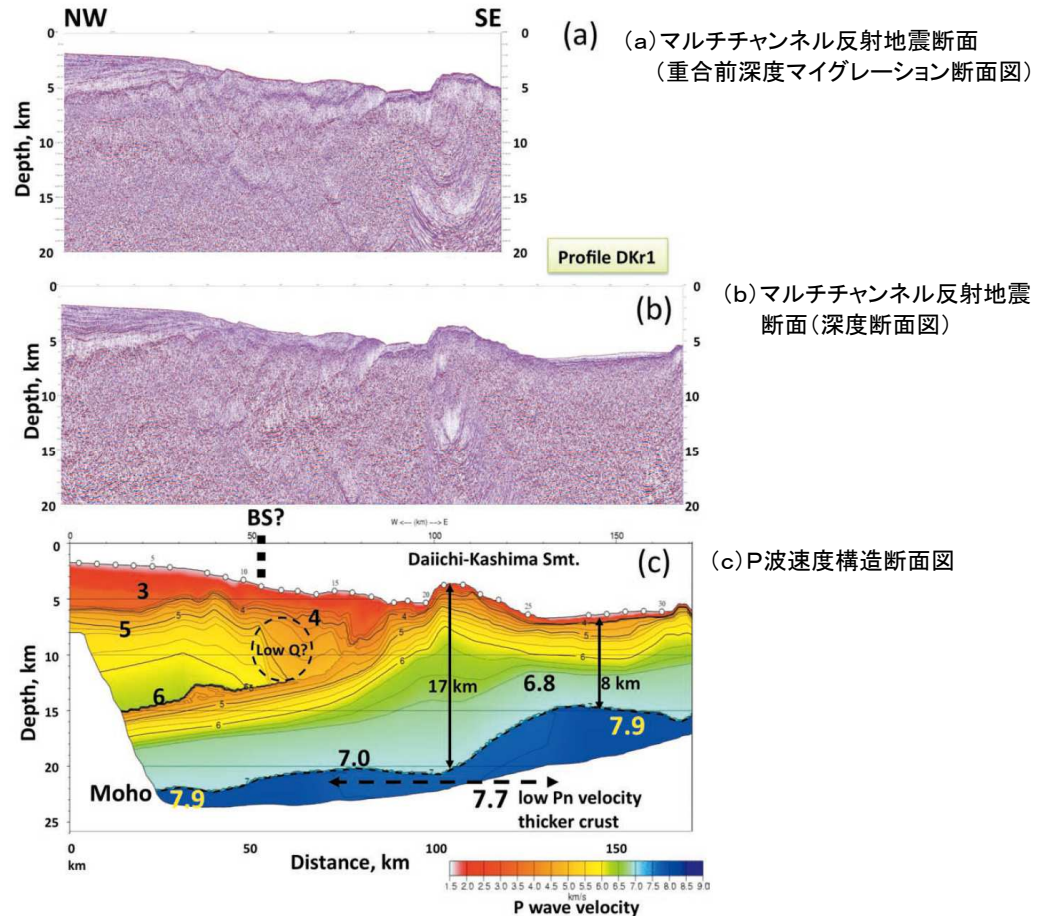
1.4.6 日本海溝付近における海山付近の海底地すべり

■ 第1鹿島海山(2/2)

- 海上保安庁では、第1鹿島海山付近の地殻構造把握を目的とした精密地殻構造探査を実施し(2006年9月から10月)、断層により分断された西半分が海溝へと沈み込んでいる様子を明瞭に得ている(渡邊ほか(2007)、西澤(2012))。



調査位置(DKr1)と3.11地震発生以後の震央分布※(西澤(2012))
 ※:2011年3月11日~2012年5月29日の地震。赤星はM5以上、
 白星はM7以上の震央位置を示す。



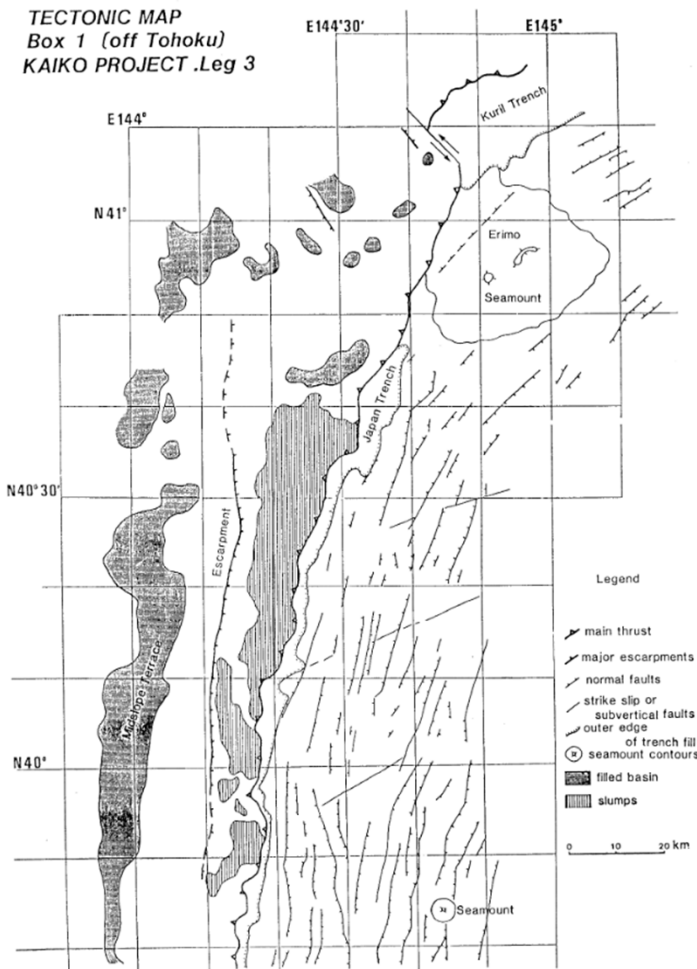
第1鹿島海山を横断する地震学的構造
 (西澤(2012))

以上の知見から、第1鹿島海山には断層の活動に伴う小規模な崩壊が見られるが、大規模な海底地すべり地形は確認されていない。

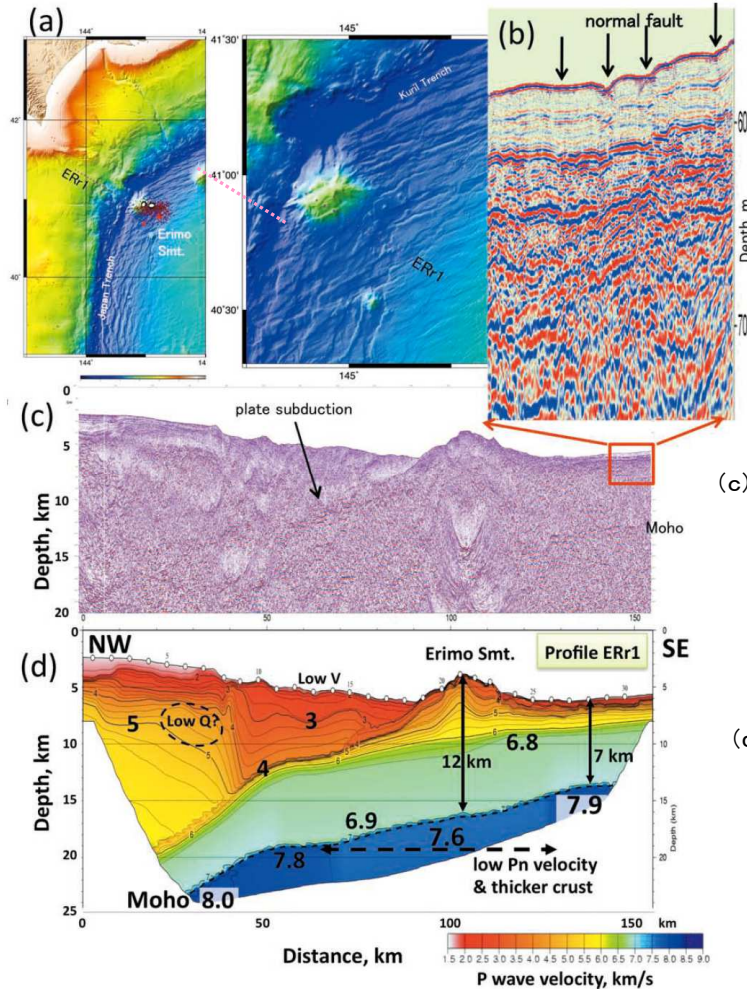
1.4.6 日本海溝付近における海山付近の海底地すべり

■ 襟裳海山

- ・ 襟裳海山は、頂上水深が第1鹿島海山とほぼ同じ約3700m(比高約4200m)である。
- ・ 第1鹿島海山と同様に北東方向の断層によって切られてはいるが、その規模は第1鹿島海山よりはるかに小さいものであり(飯山ほか(1984)), 海上保安庁による精密地殻構造探査結果から、海溝に沈み込みつつある様子が明瞭に得られている(渡邊ほか(2007), 西澤(2012))。
- ・ なお、第1鹿島海山のような断層の活動に伴う小規模な崩壊地形は確認されていない。



襟裳海山付近の海底地質
(飯山ほか(1984))



(a) 測線位置(ピンク点線)及び
2012年3月14日(M6.9)の地震
の余震

(b) 海溝側海側斜面の
horst and graben構造部分の拡大

(c) マルチチャンネル反射地震断面
(深度断面図)

(d) P波速度構造断面図

襟裳海山を横断する地震学的構造
(西澤(2012))

Ⅱ. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊 1.4 海底地すべりに起因する津波の評価

1.4.6 日本海溝付近における海山付近の海底地すべり

■まとめ

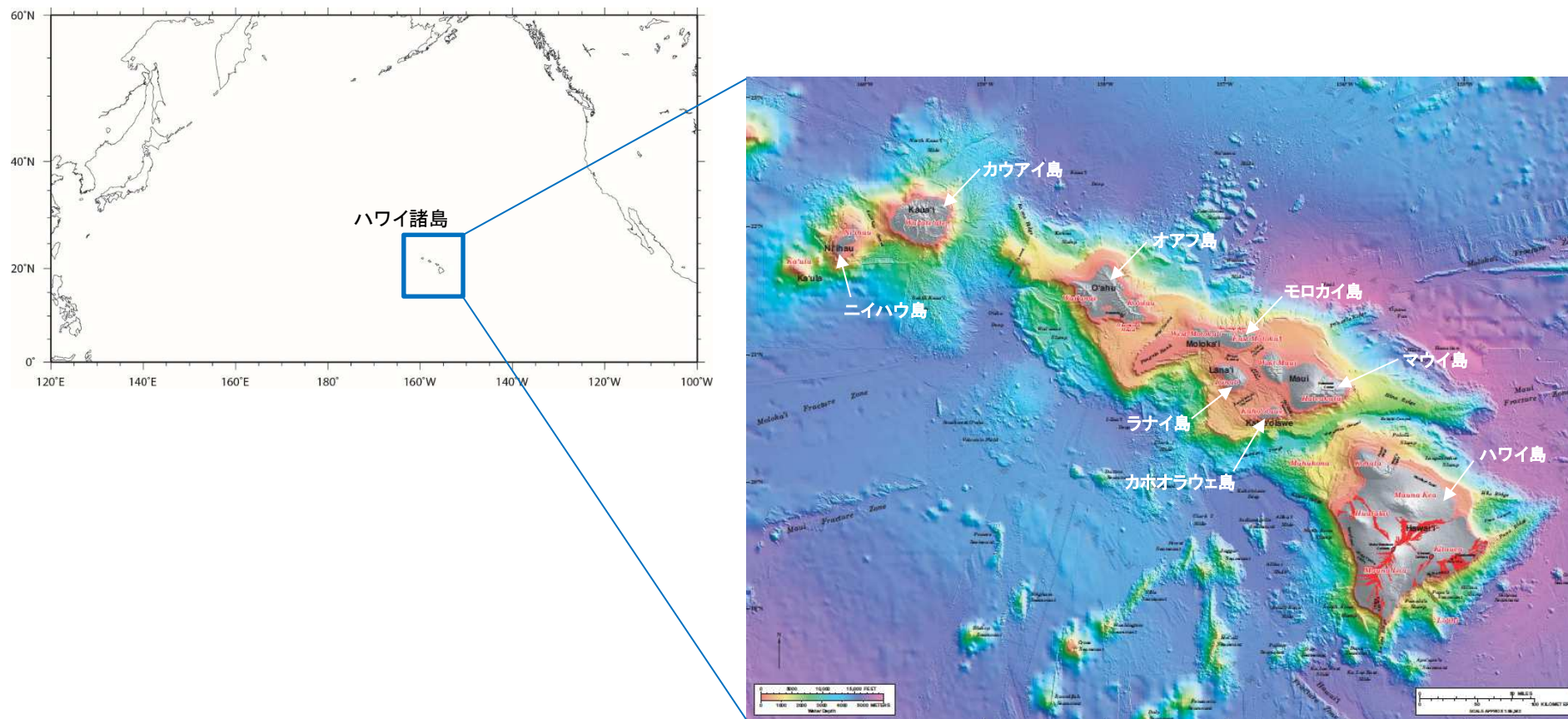
- 日本海溝海側には、日本海溝と伊豆・小笠原海溝の会合部付近に第1鹿島海山が存在し、その背後には、香取海山、第2～第5鹿島海山、磐城海山といった一連の海山列が北東側へ続いている。また、日本海溝と千島海溝の島弧会合部付近には襟裳海山が存在し、その東側に広がる深海平坦面には拓洋第1海山、凌風第2海山等が分布している(渡邊ほか(2007))。
- 上記海山のうち第一鹿島海山には、断層の活動に伴う小規模な崩壊地形が存在するが(大島ほか(1985)、藤岡・平(1987))、大規模な海底地すべりは確認されていない。
- また、襟裳海山についても、第1鹿島海山のような断層の活動に伴う小規模な崩壊地形は確認されていない。
- 以上から、日本海溝付近における海山付近の海底地すべりが発電所に与える影響は極めて小さいと考えられる。

II. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊 1.4 海底地すべりに起因する津波の評価

1.4.7 ハワイ付近の海底地すべり

■ハワイ諸島の概要

- ・ ハワイ諸島は日本の南東約6,400kmの太平洋上に位置しており、ハワイ島、マウイ島、オアフ島、カウアイ島、モロカイ島、ラナイ島、ニイハウ島、カホオラウェ島の8つの島のほか多数の島と環礁からなる。
- ・ ハワイを載せる太平洋プレートは北西方向へ年間10cm程度の速さで動いており、ハワイ諸島は北西へ行くほど古い(佐竹(1997))。



Eakins et. al.(2003)に一部加筆

II. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊 1.4 海底地すべりに起因する津波の評価

1.4.7 ハワイ付近の海底地すべり

■文献調査: 1975年Kalapana津波(1/2)

- 1975年にハワイ島南岸のKalapana付近で強震が発生し、日本沿岸各地で津波が観測され(羽鳥(1976)), その地震規模はMw7.7である(Nettles and Ekström(2004))。
- 日本沿岸における検潮記録の全振幅の最大値は、鮎川検潮所における55cmであり(羽鳥(1976)), ハワイ沿岸では最大15m弱の津波が観測された(Day et al.(2005))。なお、発電所周辺の検潮記録としては、函館検潮所の17cmである(羽鳥(1976))。

No.	Tide station	Initial wave						Maximum wave	
		A			B			Double ampl.	Occurred time, GMT
		Arrival time, GMT	Rise	Period	Arrival time, GMT	Rise			
1	Hanasaki	Nov. 30 8:48	cm 6	min 8	Nov. 30 7:56	cm 10	cm 27	Nov. 30 13:32	
2	Kushiro	?					12	13:08	
3	Hiroo	7:42	15	12			23	10:06	
4	Urakawa	9:00	-6	15	7:42	3	12	12:11	
5	Hakodate	?					17	13:30	
6	Same	8:56	2	10	7:55	2	5	11:15	
7	Miyako	8:50	-8	8	7:35	6	14	9:48	
8	Enoshima	8:46	-4	10					
9	Ayukawa	9:00	-6	8	7:44	4	55	10:44	
10	Onahama	8:10	4				21	9:20	
11	Hitachi	7:27	5	16			24	10:14	
12	Mera	8:28	5	16	7:22	4	19	11:22	
13	Miyake Is.	8:22	4	7			24	10:15	
14	Chichijima	6:53	6	18			18	10:18	
15	Minami-Lzu	7:20	3				20	11:46	
16	Omaezaki	7:33	4	10			14	13:50	
17	Owase	9:14	8	22	7:40	2	22	10:00	
18	Kushimoto	10:00	7	12			22	17:00	
19	Muroto	8:50	3	8			11	11:50	
20	Tosa-Shimizu	8:00	8	22			23	16:23	
21	Aburatsu	?					18	15:32	
22	Naha	8:35	3	18			13	16:43	

A: Evident wave commences. B: Wave front is indefinite. Wave front is determined with the aid of the refraction diagram.

日本沿岸の検潮記録
(羽鳥(1976)に一部加筆)

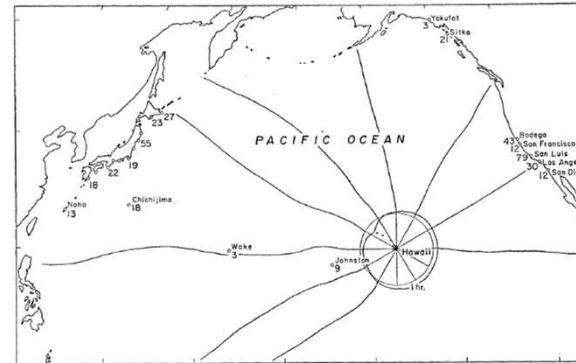


Fig. 7. Distribution of the maximum double amplitude (unit: cm) and wave rays which are emitted from the origin subdivided into equal angles of 30 degrees.

波向線(羽鳥(1976))

→米国沿岸における水位は日本沿岸と大差なく、指向性による影響はみられない



ハワイ沿岸の痕跡地点及び遡上高(Day et al.(2005))

Location	Observed (m)
Honokahau (W)	2.1
Kailua (W)	3.4
Kahaluu (W)	1.8
Keauhou (W)	2.4
Napoopoo (W)	2.4
Honaunau (W)	1.8
Milolii (W)	<1.8
South Point (W)	6.7
Kaalualu (S)	4.0
Honuapo (S)	6.1
Punaluu (S)	6.1
Kalae (S)	9.4
Halape (S)	7.0
Apua Point (S)	14.6
Kamoamoia (S)	6.4
Kalapana (S)	2.6
Pohoiki (S)	2.4
Cape Kumukahi (S)	3.4
Hilo (E)	3.0

II. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊 1.4 海底地すべりに起因する津波の評価

1.4.7 ハワイ付近の海底地すべり

■文献調査:1975年Kalapana津波(2/2)

- Ma et al.(1999)は, ①海底地すべり, ②低角逆断層のいずれでもハワイ周辺の検潮記録を説明できるとし, これらの組合せにより津波が発生したであろうとしている。

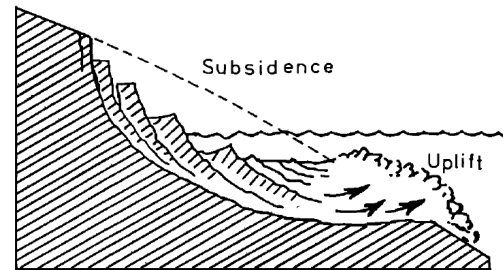
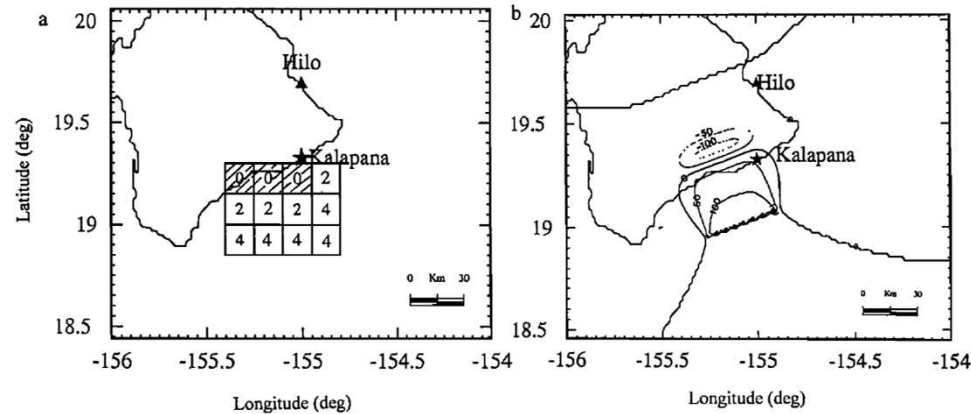


Figure 17. Schematic showing a rotational slumping that causes subsidence and uplift.



1975年Kalapana津波のメカニズムの解釈(上), 地すべりの分布(左下)及び低角逆断層による初期波形(右下)
(Ma et al.(1999))

→左下図のハッチ部は沈降域, 白抜き部は隆起域である。数字は時間遅れ(分)を表す。

II. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊 1.4 海底地すべりに起因する津波の評価

1.4.7 ハワイ付近の海底地すべり

S47

■評価対象の選定

- 横瀬(2007, 2010)は、詳細なDEM データに基づきハワイ諸島の流山地域の微地形解析を実施し、ハワイ諸島で想定されている17の巨大海底地すべり堆積物の中で巨大津波を伴った可能性があるのは、オアフ島東部のNuuanu 地すべり、ハワイ島西部のAlika-2地すべり、ハワイ島南部の東KaLae地すべりの3つに限定されるとしている。
- ハワイ諸島で発生した海底地すべりの特徴、発生年代に関する見も踏まえ(McMurtry et al.(2004), Moore et al.(1989)), 後期更新世以降に生じた海底地すべりのうち、巨大津波を伴った可能性があり、面積が大きい「Alika-2」を評価対象として選定した。

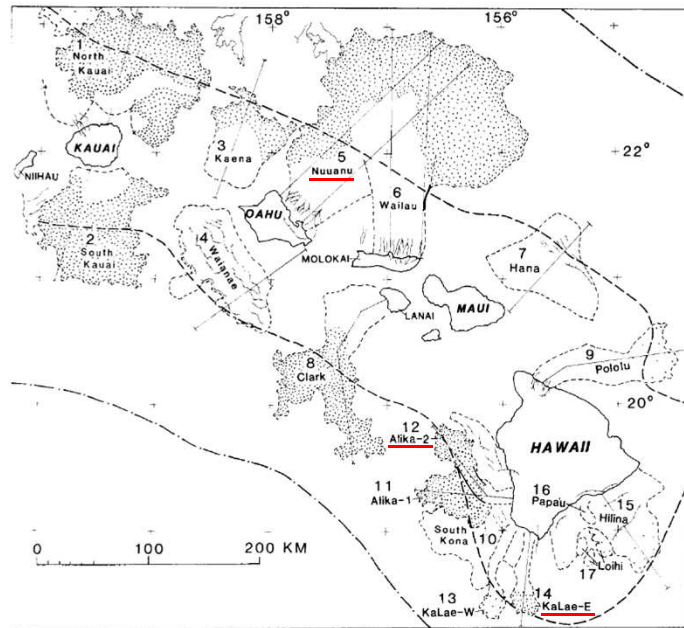


Fig. 2. Map of southeastern Hawaiian Ridge showing major slides bounded by dashed lines identified by number in text and Table 1; compare with Figure 1. Dotted area, hummocky ground (widely spaced where subdued); hachured lines, scarps; thin, downslope-directed lines, submarine canyons and their subaerial counterparts; heavy dashed line, axis of the Hawaiian Deep; dash-dotted line, crest of the Hawaiian Arch.

TABLE 1. Hawaiian Submarine Slides

No.	Name	Location	Area, km ²	Length, ^a km	Width, ^b km	Type ^c	年代(Ma) ^{*1}
1	North Kauai	North Kauai	14,000	140	100	D (0.6-0.9)	5.0
2	South Kauai	South Kauai	6,800	100	50	D (0.6-1.2)	5.0
3	Kaena	NE Oahu	3,900	80	45	D	3.6
4	Waianae	SW Oahu	6,100	50	80	S (1.0)	2.9-3.1
5	Nuuanu	NE Oahu	23,000	235	35	D (0.8-1)	2.1-2.2
6	Wailau	North Molokai	13,000?	<195	40	D (0.7)	1.0±0.1
7	Hana	NE Maui	4,900	85	110	S	0.86
8	Clark	SW Lanai	6,100	150	30	D (0.5-1)	1.3±0.06
9	Pololu	North Hawaii	3,500	130	20	D	0.254-0.306
10	South Kona	West Mauna Loa	4,600	80	80	S	0.200-0.240
11	Alika-1	West Mauna Loa	2,300	88	15	D (0.9-1)	>0.112-0.127
12	Alika-2	West Mauna Loa	1,700	95	15	D (2-5)	>0.112-0.127
13	Ka Lae, west	South Hawaii	850	85	10	D	>0.032-0.060?
14	Ka Lae, east	South Hawaii	950	75	10	D (2)	>0.032-0.060?
15	Hilina	South Hawaii	5,200	40	100	S	>0.010-0.100
16	Papa'u	South Hawaii	200	20	6	SF	0.001~0.005 ^{*2}
17	Loihi	South Hawaii	500	15	10-30	L	0.001~0.115 ^{*3}
Total			97,600				

Located by number in Figure 2.

^aLength of Waianae and South Kilauea landslides omits indistinct irregular topography beyond steep toe.

^bWidth at head of landslide.

^cD, Debris avalanche; (number) is average number of hummocks appearing in GLORIA images per square kilometer; S, Slump; SF, sand rubble flow; L, three unclassified landslides.

- : 後期更新世よりも前に生じた地すべり
- : 巨大津波を伴った可能性のある地すべり
- : 選定した地すべり

※1 McMurtry et al.(2004)

※2 Papa'u(No.16)の年代はMoore et al.(1989)の“several thousand years ago”との記述に基づく。

※3 Loihi(No.17)の年代はGuillou et al.(1997)がLoihi火山東斜面の試料から求めた5±4~102±13kaに基づく。

Moore et al.(1989)に加筆

1.4.7 ハワイ付近の海底地すべり

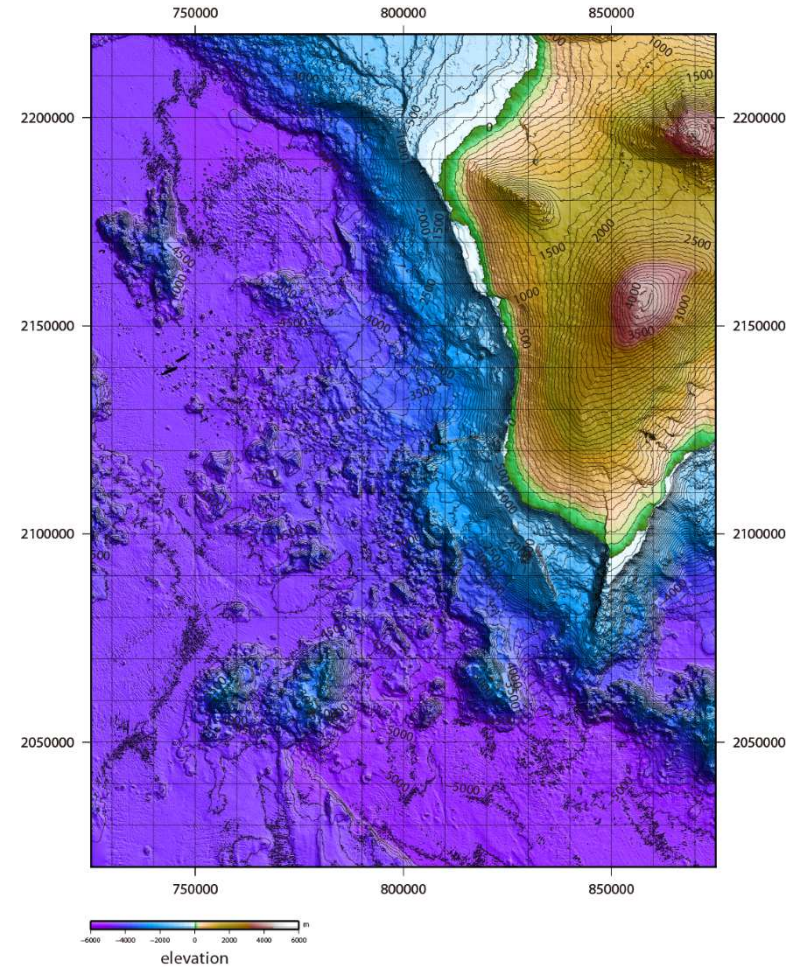
■海底地形判読(1/2)

- Alike-2地すべり周辺(ハワイ島西部周辺)を対象に、ハワイ大学マノア校海洋地球科学技術学部(SOEST)による海底地形デジタルデータ(50mグリッド)を用いて海底地形コンター図及び標高段彩陰影図を作成し、海底地形判読を行った。
- なお、海底地形判読にあたっては、以下の判読基準等に従って、海底地すべりの可能性のある地形を抽出した。

【海底地すべり地形の判断基準】

- ✓ 地すべり地形としては滑落崖とその基部にある地すべり土塊(滑落土塊)が対をなす。陸上の地すべりに比べて大規模で、薄く広がる傾向がある。薄く広がるケースでは土塊は認定しにくいので滑落崖だけを認定する。

崩壊部 (滑落崖)	<ul style="list-style-type: none"> • 馬蹄形、半円形、コの字形の平面形で、斜面下方へ開く急斜面。 • 急斜面は平面的に出入りがなくスムーズな形状で、傾斜も一定傾向。また、地すべり土塊を囲んで側方にも連続することがある。 • 下方に地すべり土塊が対をなして存在することが重要。
堆積部 (地すべり土塊)	<ul style="list-style-type: none"> • 滑落崖の基部にある扇状地状あるいは舌状の高まり。 • 細長い舌状の場合や台地状を呈することもある。 • 典型的な場合には、土塊の表面に不規則な凸凹、低崖、凹地があり、凸形縦断の斜面形を示す。



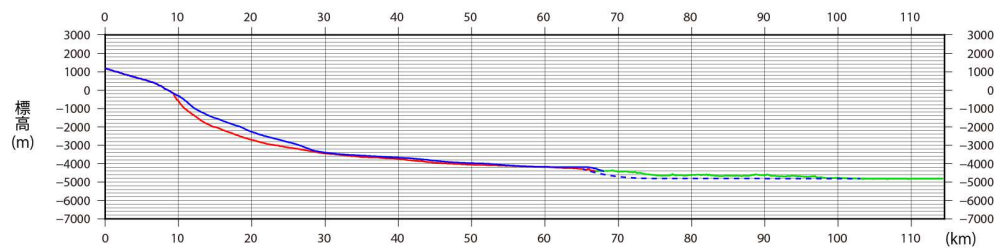
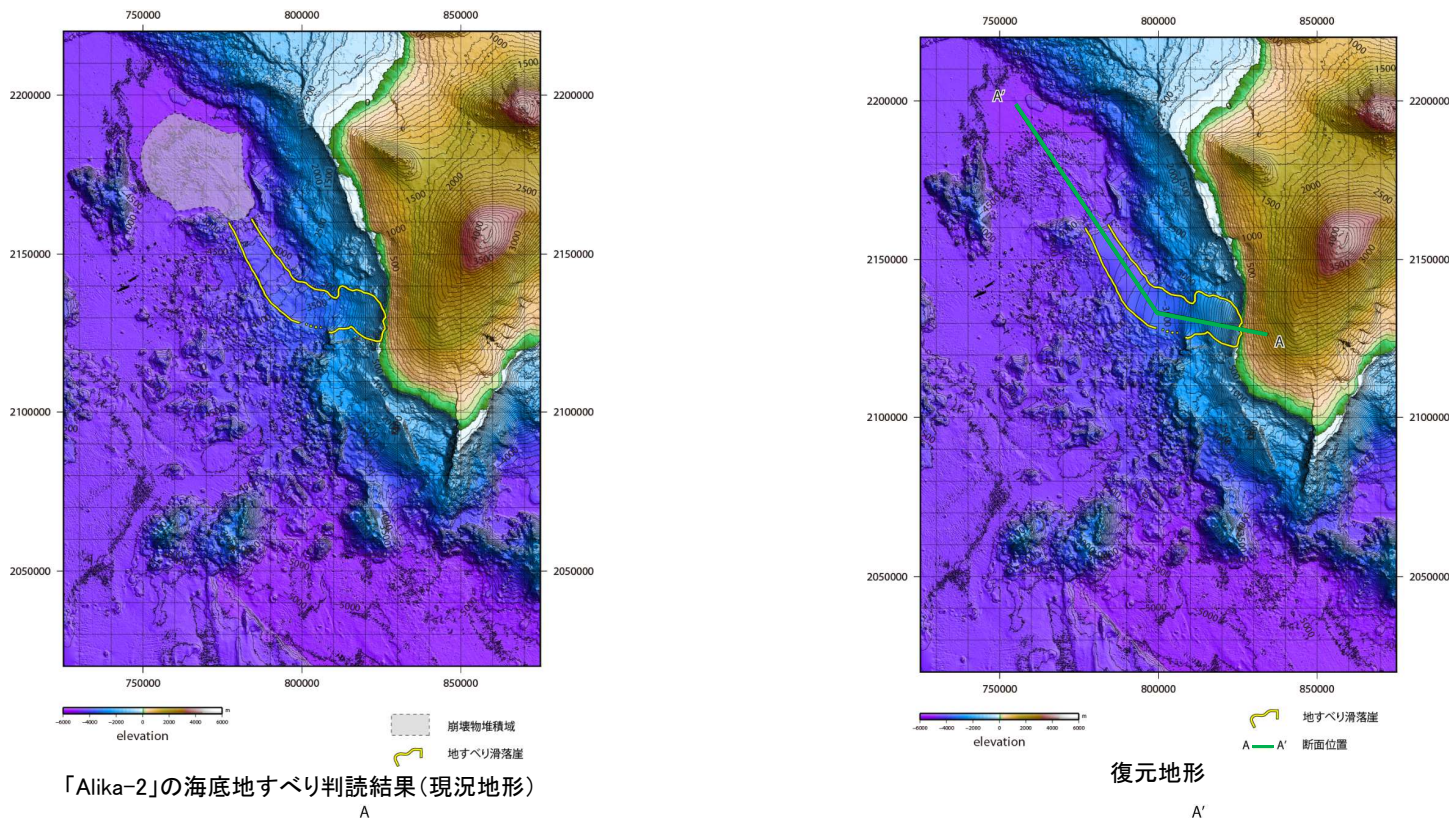
海底地形コンター図及び標高段彩陰影図

ハワイ大学マノア校海洋地球科学技術学部(SOEST)による海底地形デジタルデータを使用

1.4.7 ハワイ付近の海底地すべり

■海底地形判読(2/2)

- 海底地形判読の結果,「Alike-2」付近に海底地すべりと判断される地形(滑落崖, 崩壊物堆積域)が認められたことから(左図), 地すべり滑落崖周辺の現況地形から滑落崖を埋め戻し, 地すべり崩壊前地形を復元した(右図)。
- 復元地形と現況地形との差から地すべり体積(土量)を算定した海底地すべりの体積(土量)は約105km³である。



地形断面図(H:V=1:2.5)

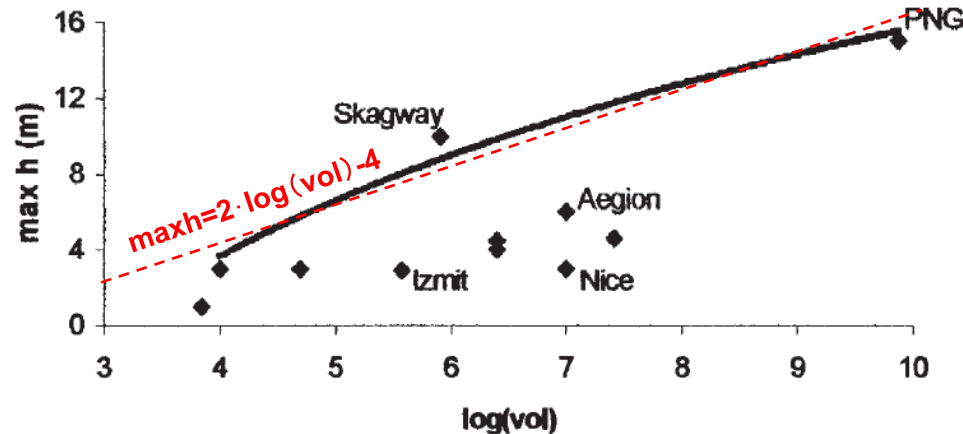
- : すべり面地形(現況地形)
- : 崩壊物堆積域(現況地形)
- - - : 復元地形

II. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊 1.4 海底地すべりに起因する津波の評価

1.4.7 ハワイ付近の海底地すべり

■評価結果

- 「Alika-2」の海底地すべりに伴う津波が発電所に与える影響を確認することを目的に、地すべり規模から津波水位を推定することを検討した。
- 津波水位の推定は、Papadopoulos and Kortekaas(2003)による20世紀以降に発生した世界の地すべり津波のデータ分析に基づく、地すべり体積と沿岸における津波の最高水位の関係が、日本沿岸でも成立すると仮定して推定した。
- Ma et al.(1999)より、1975年Kalapana津波の地すべり体積を2.5km³とし、その地すべりに伴う日本沿岸における津波水位を検潮記録最大全振幅の最大値である55cm(鮎川検潮所)(羽鳥(1976))と仮定する。
- Papadopoulos and Kortekaas(2003)による地すべり体積と津波水位の関係式から、「Alika-2」のような地すべり(地すべり体積約105km³)がハワイで発生した場合の日本沿岸における津波水位は最大で3.8m程度と推定される。



地すべり体積(m³)と沿岸における津波の最高水位の関係※
(Papadopoulos and Kortekaas(2003)に加筆)

※: 赤線は包絡線を直線近似して加筆したもの。PNG(1998パプアニューギニア)及びIzmit(1999トルコ)は断層運動による津波への寄与が含まれる。

- ✓ 地すべり1の体積をV1, 日本沿岸における津波水位をh1とする。地すべり2の体積をV2, 日本沿岸における津波水位をh2とする。
- ✓ Papadopoulos and Kortekaas(2003)の関係により,

$$h2 = a \cdot \log(V2) + b$$

$$h1 = a \cdot \log(V1) + b$$
 両式の差をとれば,

$$h2 - h1 = a (\log(V2) - \log(V1))$$
 よって,

$$h2 = h1 + a \cdot \log(V2/V1)$$
 となる。
- ✓ 添え字1を1975年Kalapana津波, 添え字2を想定津波に対応させると、津波水位h2は以下ようになる。

1975年の日本沿岸における津波水位 h1	0.55m
Papadopoulos and Kortekaas (2003)に基づく比例定数 a	2
1975年の地すべり体積 V1	2.5km ³
想定津波の地すべり体積 V2	105 km ³
想定津波の日本沿岸における津波水位 h2	3.8m

Ⅱ. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊 1.4 海底地すべりに起因する津波の評価

1.4.7 ハワイ付近の海底地すべり

■まとめ

- ・ ハワイ付近の海底地すべり「Alike-2」による日本沿岸における津波水位は最大で3.8m程度と推定される。
- ・ 以上から、日高舟状海盆の海底地すべり(最大水位上昇量:4.25m)と比較して、発電所に与える影響は小さいと考えられる。

Ⅱ. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊

1.5 「地すべり等」に起因する津波の評価

S37 S46 S47

- 各評価位置における最大水位上昇量を以下に示す。

■水位上昇側

種別	波源モデル		最大水位上昇量(m)			
			敷地前面	取水口前面	補機冷却海水系取水口前面	放水路護岸前面
陸上の地すべり及び斜面崩壊			発電所へ与える影響は極めて小さい			
海底地すべり	下北太平洋側大陸棚外縁(SLS-2)	二層流モデル	0.84 ^{※1}	0.78	0.77	0.00
		Kinematic landslideモデル	0.74 ^{※1}	0.56	0.53	0.00
	日高舟状海盆	二層流モデル	<u>4.25</u>	<u>1.99</u>	<u>2.13</u>	<u>0.00</u>
		Kinematic landslideモデル	1.61 ^{※1}	1.55	1.58	0.00
	日本海溝付近における海山		発電所へ与える影響は極めて小さい			
	ハワイ付近		日本沿岸における津波水位は最大で3.8m程度 ^{※2}			

※1: 敷地前面まで津波が到達しないため、敷地周辺での最大水位上昇量を記載。

※2: 1975年Kalapana津波による宮城県鮎川検潮所での検潮記録(全振幅:55cm)と「Alika-2」の地すべり体積(約105km³)から、Papadopoulos and Kortekaas(2003)による地すべり体積と津波水位の関係式を用いて算定。

Ⅱ. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊

1.5 「地すべり等」に起因する津波の評価

S37 S46 S47

- 各評価位置における最大水位下降量を以下に示す。

■水位下降側

種別	波源モデル		補機冷却海水系取水口前面	
			最大水位下降量(m)	取水口敷高※1を下回る時間(分)
陸上の地すべり及び斜面崩壊			発電所へ与える影響は極めて小さい	
海底地すべり	下北太平洋側 大陸棚外縁 (SLS-2)	二層流モデル	-0.63	__※2
		Kinematic landslideモデル	-0.55	__※2
	日高舟状海盆	二層流モデル	<u>-2.50</u>	__※2
		Kinematic landslideモデル	-1.24	__※2
	日本海溝付近における海山		発電所へ与える影響は極めて小さい	
	ハワイ付近		発電所へ与える影響は、日高舟状海盆の海底地すべりよりも小さい※3	

※1: 補機冷却海水系取水設備の詳細は、補足説明資料「Ⅵ. 計算条件等 4. 津波水位の評価位置」に記載。

※2: 取水口敷高(T.P.-4.0m)を下回らない。

※3: Papadopoulos and Kortekaas (2003) による地すべり体積と津波水位の関係式は水位上昇側(遡上高)を算定する式であるため、水位下降側の水位を評価することはできないが、最大水位上昇量の比較から、日高舟状海盆の海底地すべりの影響よりも小さいと考えられる。

Ⅱ．地震以外に起因する津波の評価

2. 火山現象

- 2. 1 既往津波に関する文献調査
- 2. 2 海域の火山
- 2. 3 陸域の火山
- 2. 4 「火山現象」に起因する津波の評価

Ⅱ. 地震以外に起因する津波の評価 2. 火山現象

2.1 既往津波に関する文献調査

- ・ 文献調査の結果、敷地周辺において火山現象による既往津波の記録はない。

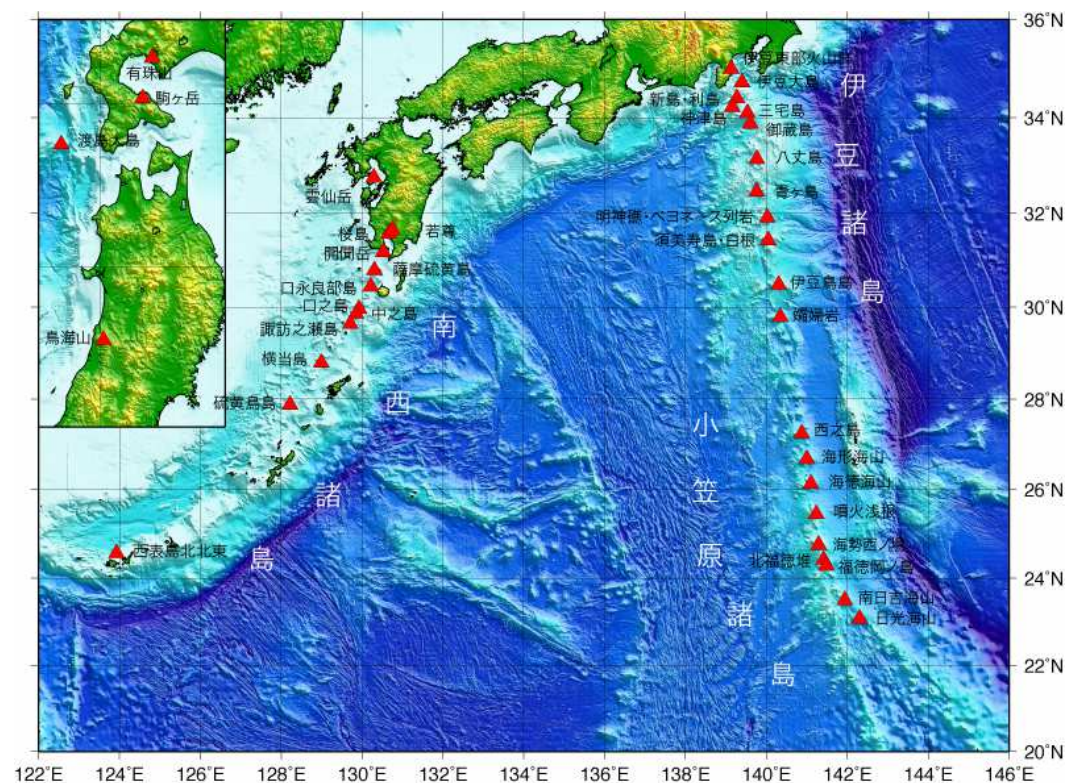
【調査した文献】

- ① 宇佐美龍夫・石井寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子(2013):日本被害地震総覧 599-2012, 東京大学出版会
- ② 渡辺偉夫(1998):日本被害津波総覧 [第2版], 東京大学出版会
- ③ 気象庁(1951~2019):地震月報ほか
- ④ 国立天文台編(2021):理科年表, 令和3年, 第94冊, 丸善

Ⅱ. 地震以外に起因する津波の評価 2. 火山現象

2.2 海域の火山

- 海上保安庁の海域火山データベースから、敷地前面海域に津波を発生させる海底火山の存在は認められない。



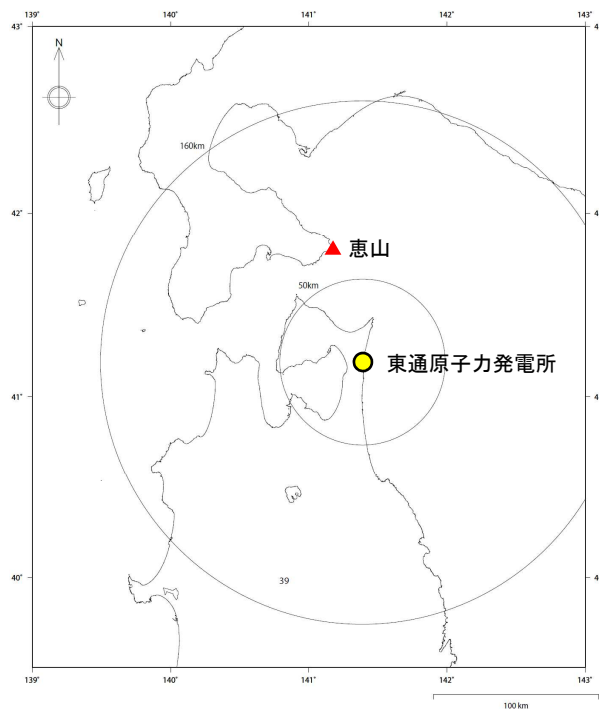
海域の火山

II. 地震以外に起因する津波の評価 2. 火山現象

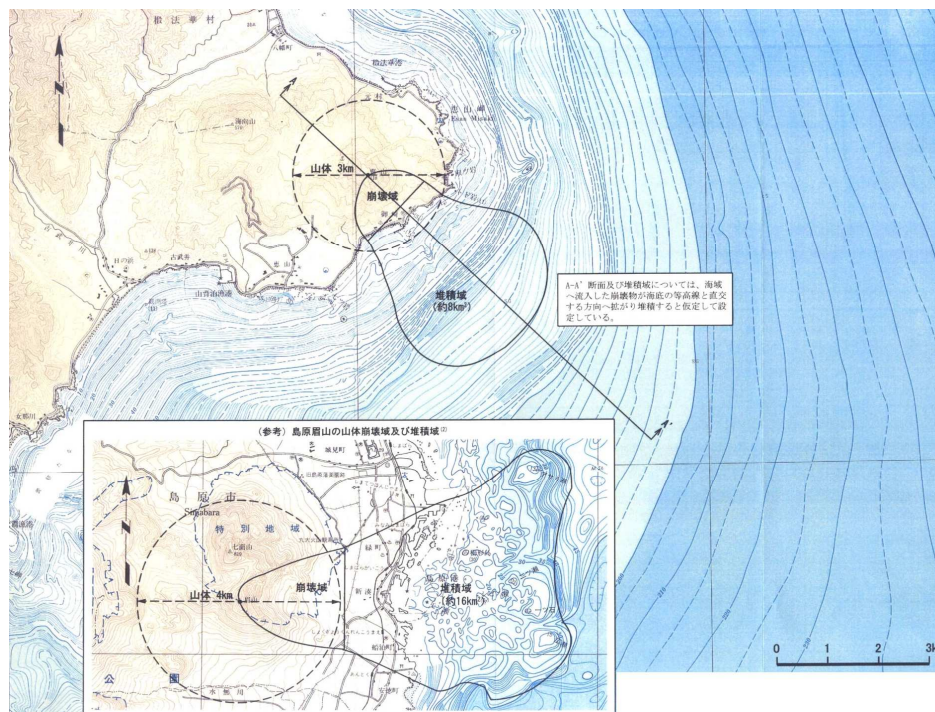
2.3 陸域の火山

■対象火山の選定

- 将来の活動可能性がある火山のうち、敷地に影響を及ぼした可能性がある恵山を対象として、同火山の山体崩壊に伴う津波を数値シミュレーションにより評価した。
- 山体崩壊量及び海域への流入量の設定は、電源開発株式会社(2008)において用いられた下記の推定山体崩壊域及び堆積域に基づき設定した。



恵山の位置



恵山の推定山体崩壊域及び堆積域(平面図)

主な諸元

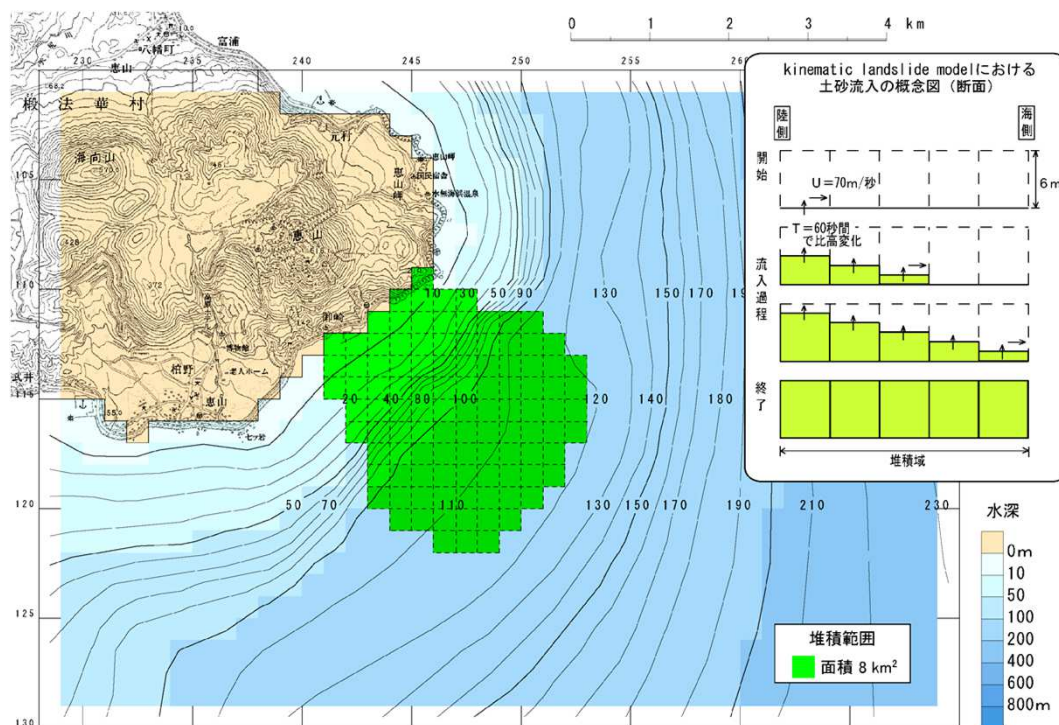
項目	内容	設定根拠
崩壊量 (海域への流入量)	0.05(km ³)	安全側を考慮し、既往最大の約2万年前の崩壊量と同規模の崩壊物が、海域に流入するものと想定。
堆積物の分布範囲	8(km ²)	島原眉山(長崎県)が1792年に地震により崩壊し津波を発生させた事例を参考に、恵山の山体の規模を考慮した上で設定。

II. 地震以外に起因する津波の評価 2. 火山現象

2.3 陸域の火山

■数値シミュレーションの手法及び計算条件

- ・ 数値シミュレーションは、Kinematic landslideモデルを用いて実施した。
- ・ 津波波源モデル、各パラメータは下記の設定値を用いた。



津波波源モデル

各パラメータ設定

項目	内容	設定根拠
堆積域の平均堆積厚さ	6(m)	崩壊物の堆積域に相当する海底面に、崩壊物の平均堆積厚さに相当する比高変化を設定。
崩壊土砂速度	70(m/s)	佐竹・加藤(2002)による1741年渡島大島の山体崩壊による津波検討結果(崩壊土砂速度(67(m/s)))を参考に設定。
比高変化継続時間(ライズタイム)	60(s)	佐竹・加藤(2002)による1741年渡島大島の山体崩壊による津波検討結果を参考に、恵山の海域への崩壊物流入量(0.05(km³))が、1741年渡島大島の海域への崩壊物流入量(2.5±0.3(km³))より小さいことを考慮した上で設定。

II. 地震以外に起因する津波の評価 2. 火山現象

2.3 陸域の火山

■津波解析結果:最大水位上昇量及び最大水位下降量

- 最大水位上昇量, 最大水位下降量ともに約1mであり, 地震に起因する津波に伴う津波高と比較して十分小さいことを確認した。

【水位上昇側】

対象火山	最大水位上昇量(m)			
	敷地前面 ^{※1}	取水口 前面	補機冷却海水 系取水口前面	放水路 護岸前面
恵山	0.89	0.78	0.77	0.00

※1:敷地前面まで津波が到達しないため, 敷地周辺での最大水位上昇量を記載

【水位下降側】

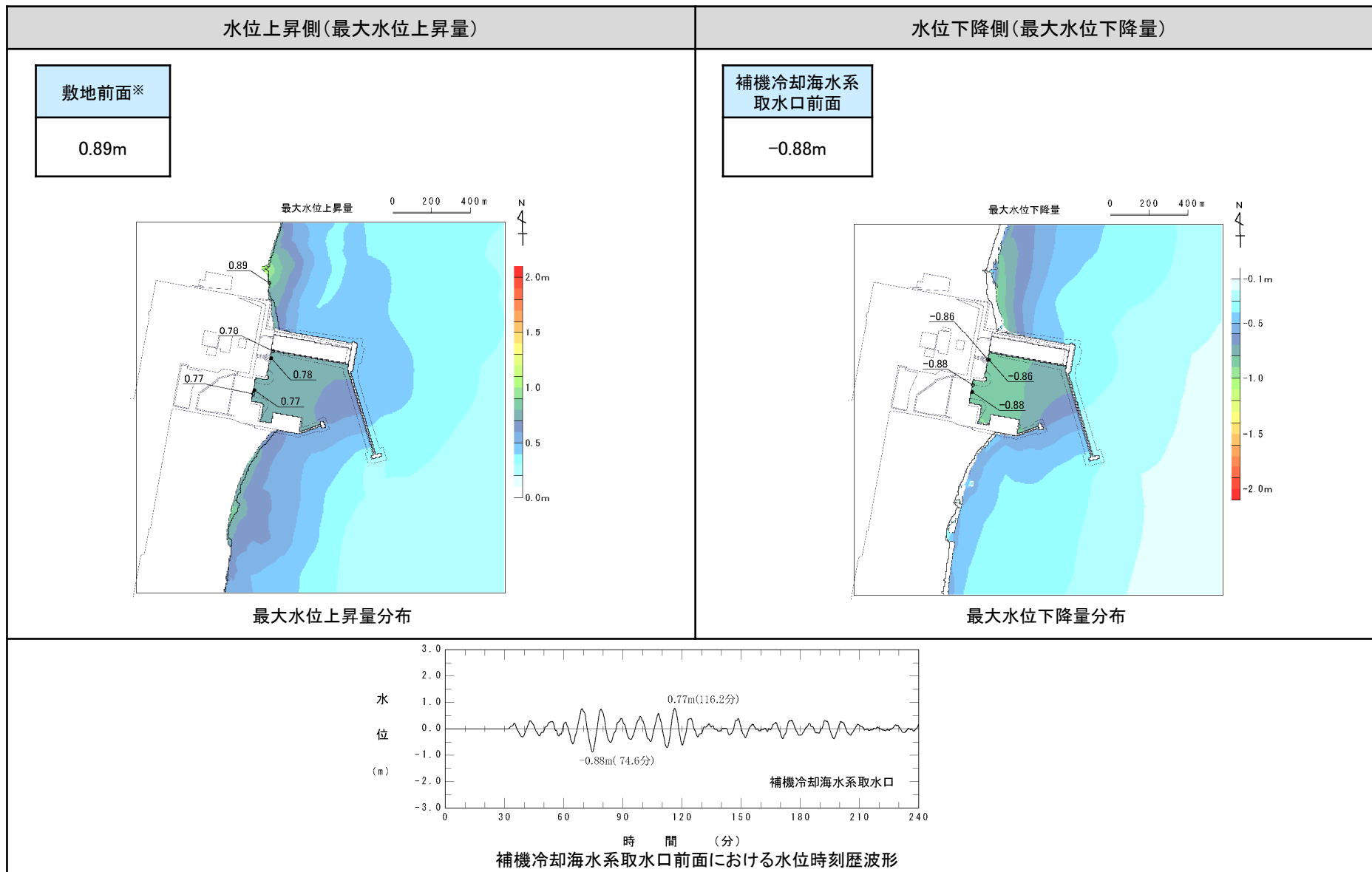
対象火山	補機冷却海水系取水口前面	
	最大水位下降量(m)	取水口敷高 ^{※2} を下回る時間(分)
恵山	-0.88	— ^{※3}

※2:補機冷却海水系取水設備の詳細は, 補足説明資料「VI. 計算条件等 4. 津波水位の評価位置」に記載。

※3:取水口敷高(T.P.-4.0m)を下回らない。

2.3 陸域の火山

■津波解析結果:最大水位上昇量・下降量分布及び水位時刻歴波形



※:敷地前面まで津波が到達しないため、敷地周辺での最大水位上昇量を記載

II. 地震以外に起因する津波の評価 2. 火山現象

2.4 「火山現象」に起因する津波の評価

- 各評価位置における最大水位上昇量及び最大水位下降量を以下に示す。

■水位上昇側

種別	波源モデル		最大水位上昇量(m)			
			敷地前面	取水口前面	補機冷却海水系取水口前面	放水路護岸前面
海域の火山			敷地前面海域に津波を発生させる海底火山の存在は認められない。			
陸域の火山	恵山	Kinematic landslideモデル	0.89 ^{※1}	0.78	0.77	0.00

※:敷地前面まで津波が到達しないため、敷地周辺での最大水位上昇量を記載

■水位下降側

種別	波源モデル		補機冷却海水系取水口前面	
			最大水位下降量(m)	取水口敷高 ^{※2} を下回る時間(分)
海域の火山			敷地前面海域に津波を発生させる海底火山の存在は認められない。	
陸域の火山	恵山	Kinematic landslideモデル	-0.88	— ^{※3}

※1:補機冷却海水系取水設備の詳細は、補足説明資料「VI. 計算条件等 4. 津波水位の評価位置」に記載。

※2:取水口敷高(T.P.-4.0m)を下回らない。

Ⅱ. 地震以外に起因する津波の評価

3. 地震以外に起因する津波の評価結果のまとめ

3. 1 水位上昇側

3. 2 水位下降側

I. 地震に起因する津波の評価 3. 地震に起因する津波の評価結果のまとめ

3.1 水位上昇側

■津波水位の比較

- ・ 水位上昇側の決定ケースは、海底地すべりに起因する津波のうち日高舟状海盆(二層流モデル)に起因する津波と評価した。
- ・ 地震以外に起因する津波との組合せの評価は、上記決定ケースを対象に実施する。

発生要因	種別	波源モデル		最大水位上昇量(m)			
				敷地前面※1	取水口前面	補機冷却海水系取水口前面	放水路護岸前面
地すべり等	陸上の地すべり及び斜面崩壊		発電所へ与える影響は極めて小さい				
	海底地すべり	下北太平洋側大陸棚外縁	二層流モデル	0.84	0.78	0.77	0.00
			Kinematic landslideモデル	0.74	0.56	0.53	0.00
		日高舟状海盆	二層流モデル	4.25	1.99	2.13	0.00
			Kinematic landslideモデル	1.61※1	1.55	1.58	0.00
	日本海溝付近における海山		発電所へ与える影響は極めて小さい				
	ハワイ付近		日本沿岸における津波水位は最大で3.8m程度※2				
火山現象	海域		敷地前面海域に津波を発生させる海底火山の存在は認められない				
	陸域	恵山	Kinematic landslideモデル	0.89	0.78	0.77	0.00

※1: 敷地前面まで津波が到達しない場合には、敷地周辺での最大水位上昇量を記載

※2: 1975年Kalapana津波による宮城県鮎川検潮所での検潮記録(全振幅: 55cm)と「Alike-2」の地すべり体積(約105km³)から、Papadopoulos and Kortekaas(2003)による地すべり体積と津波水位の関係式を用いて算定。

I. 地震に起因する津波の評価 3. 地震に起因する津波の評価結果のまとめ

3.2 水位下降側

■津波水位の比較

- ・ 水位下降側の決定ケースは、海底地すべりに起因する津波のうち日高舟状海盆(二層流モデル)に起因する津波と評価した。
- ・ 地震以外に起因する津波との組合せの評価は、上記決定ケースを対象に実施する。

発生要因	種別	波源モデル		補機冷却海水系取水口前面		
				最大水位下降量(m)	取水口敷高 ^{※1} を下回る時間(分)	
地すべり等	陸上の地すべり及び斜面崩壊		発電所へ与える影響は極めて小さい			
	海底地すべり	下北太平洋側大陸棚外縁	二層流モデル	-0.63	— ^{※2}	
			Kinematic landslideモデル	-0.55	— ^{※2}	
		日高舟状海盆	二層流モデル	<u>-2.50</u>	— ^{※2}	
			Kinematic landslideモデル	-1.24	— ^{※2}	
		日本海溝付近における海山		発電所へ与える影響は極めて小さい		
		ハワイ付近		発電所へ与える影響は、日高舟状海盆の海底地すべりよりも小さい ^{※3}		
火山現象	海域		敷地前面海域に津波を発生させる海底火山の存在は認められない			
	陸域	恵山	Kinematic landslideモデル	-0.88	— ^{※2}	

※1: 補機冷却海水系取水設備の詳細は、補足説明資料「VI. 計算条件等 4. 津波水位の評価位置」に記載。

※2: 取水口敷高(T.P.-4.0m)を下回らない。

※3: Papadopoulos and Kortekaas(2003)による地すべり体積と津波水位の関係式は水位上昇側(遡上高)を算定する式であるため、水位下降側の水位を評価することはできないが、最大水位上昇量の比較から、日高舟状海盆の海底地すべりの影響よりも小さいと考えられる。

Ⅲ. 地震に起因する津波と地震以外に起因する津波の組合せの評価

1. 基本方針
2. 組合せ時間の設定
3. 地震に起因する津波と地震以外に起因する津波の組合せの評価

Ⅲ. 地震に起因する津波と地震以外に起因する津波の組合せの評価

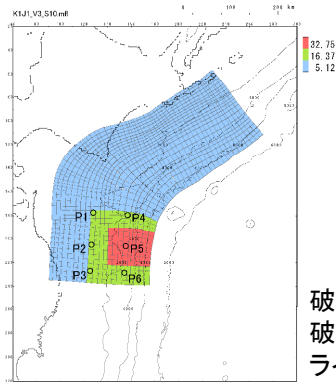
1. 基本方針

- 津波発生要因の関連性を踏まえ、地震に起因する津波と海底地すべりに起因する津波を組み合わせる。検討対象とする各津波は、各津波発生要因の最大水位上昇量・最大水位下降量決定ケースとする。
- 海底地すべりは組み合わせる地震(地震動)により発生するものとし、海底地すべりが発生する時間範囲を考慮のうえ、発電所の津波水位が最も高く(もしくは最も低く)なる海底地すべりが発生する時間(以下、「組合せ時間(T_{max})」という。)を設定して評価を行う。

■地震に起因する津波

【水位上昇側】

十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震

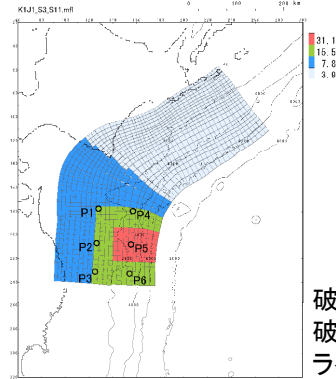


基準断層モデル①

破壊開始点:P6
破壊伝播速度:2.0km/s
ライズタイム:60s

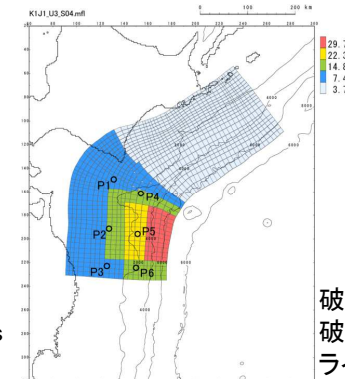
【水位下降側】

十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震



基準断層モデル②

破壊開始点:P4
破壊伝播速度:1.0km/s
ライズタイム:60s



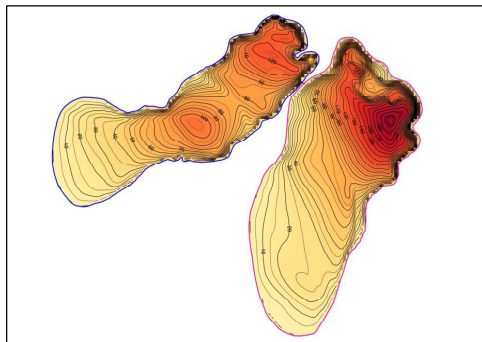
基準断層モデル③

破壊開始点:P1
破壊伝播速度:1.0km/s
ライズタイム:60s

■地震以外に起因する津波

【水位上昇側】【水位下降側】

日高舟状海盆の海底地すべり(二層流モデル)



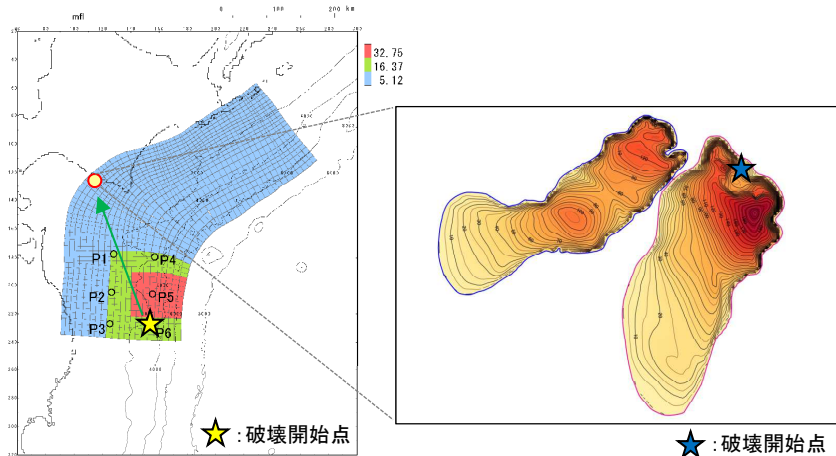
地すべり土塊(崩壊物)

Ⅲ. 地震に起因する津波と地震以外に起因する津波の組合せの評価

2. 組合せ時間の設定: 設定方針

- 組合せ時間は、海底地すべり位置に地震動が到達する時間(T_s)、海底地すべり位置における地震動継続時間(T_d)から海底地すべりが発生する時間範囲($T_s \sim T_s + T_d$)を算定し、その中で、発電所の津波水位が最も高く(もしくは最も低)くなる時間(T_{max})とする。
- なお、組合せ時間(T_{max})は、発電所港湾内で水位が高くなる傾向にあり、水位下降側の評価地点である補機冷却海水系取水口前面位置の水位時刻歴波形を線形に足し合わせて算定する。

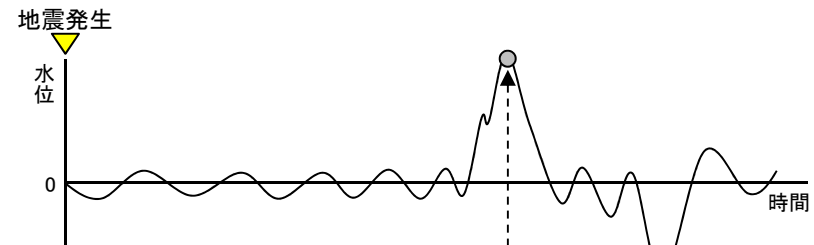
■ 組合せ時間(T_{max}) の設定方法(概念)



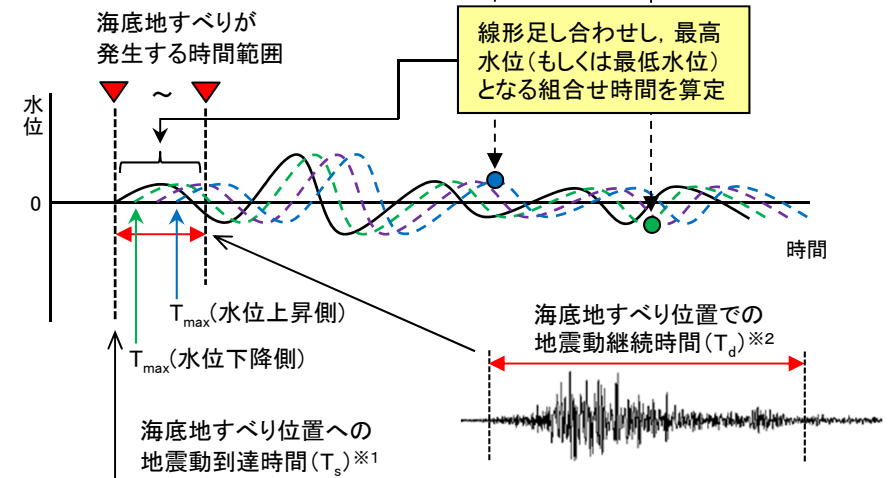
十勝沖・根室沖から岩手県沖北部
の連動型地震
破壊開始点:P6

海底地すべり
(日高舟状海盆)

【地震に起因する津波の水位時刻歴波形】



【海底地すべりに起因する津波の水位時刻歴波形】



※1: 地震の破壊開始点から海底地すべり頂部までの距離(=震源距離)とS波速度から算定。

※2: Noda et al.(2002)による振幅包絡線の経時特性から算定。

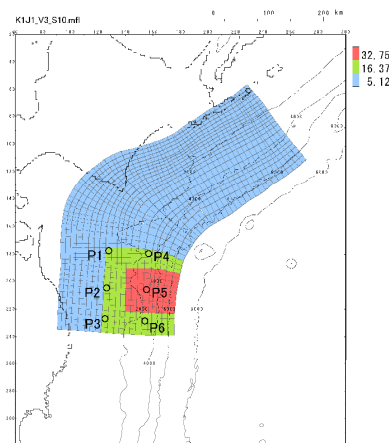
Ⅲ. 地震に起因する津波と地震以外に起因する津波の組合せの評価

2. 組合せ時間の設定: 地震動到達時間の算定

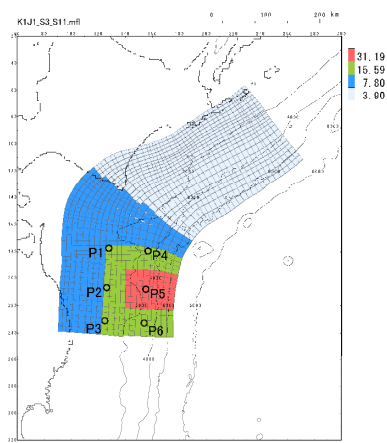
- 各地震の破壊開始点から海底地すべり頂部までの距離(=震源距離)とS波速度(3.4km/s(地震調査研究推進本部(2009)))から、海底地すべり位置に地震動が到達する時間(T_s)を以下のとおり算定した。

海底地すべり位置に地震動が到達する時間(T_s)の算定

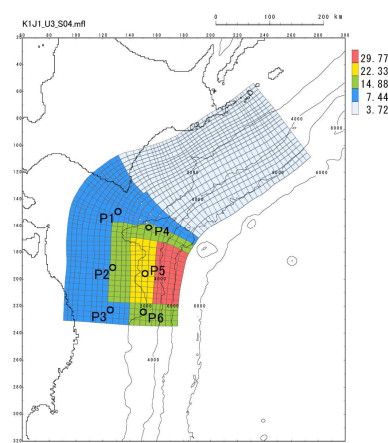
区分	波源モデル	破壊開始点位置	海底地すべり	地震の破壊開始点から海底地すべり頂部までの距離(X)	S波速度	地震動到達時間(T_s)
水位上昇側	基準断層モデル①	P6	日高舟状海盆	258.3(km)	3.4(km/s)	76.0(s)
水位下降側	基準断層モデル②	P4	日高舟状海盆	153.8(km)	3.4(km/s)	45.2(s)
	基準断層モデル③	P1	日高舟状海盆	60.9(km)	3.4(km/s)	17.9(s)



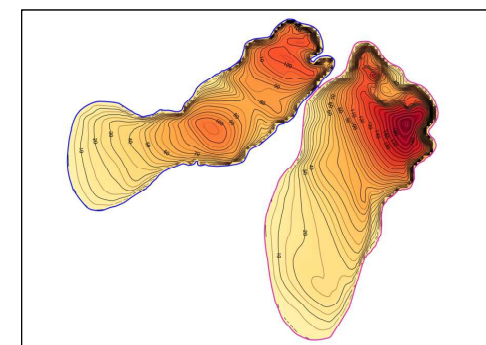
基準断層モデル①
破壊開始点:P6



基準断層モデル②
破壊開始点:P4



基準断層モデル③
破壊開始点:P1



海底地すべりの地すべり土塊(崩壊物)

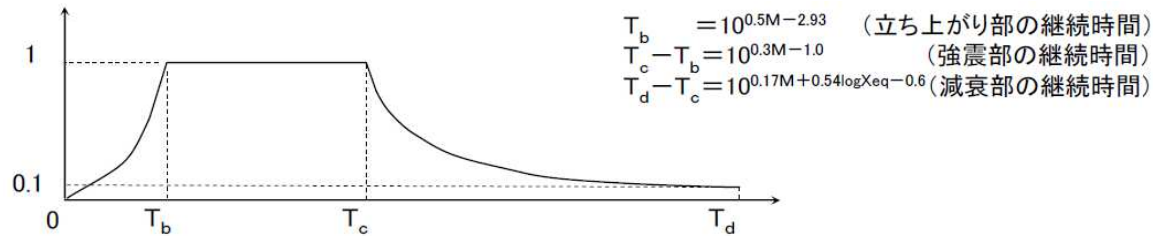
Ⅲ. 地震に起因する津波と地震以外に起因する津波の組合せの評価

2. 組合せ時間の設定: 地震動継続時間及び海底地すべりが発生する時間間隔の算定

■地震動継続時間(T_d)の算定

- Noda et al.(2002)による振幅包絡線の経時特性を参考として、海底地すべり位置での地震動継続時間(T_d)を以下のとおり算定した。

区分	波源モデル	破壊開始点	地震規模	各地震の破壊開始点から海底地すべり頂部までの距離(=震源距離)	振幅包絡線の経時特性		
					T_b	T_c	T_d
水位上昇側	基準断層モデル①	P6	9.05	258.3(km)	38.9(s)	90.4(s)	263.9(s)
水位下降側	基準断層モデル②	P4	9.04	153.8(km)	39.4(s)	91.2(s)	222.9(s)
	基準断層モデル③	P1	9.04	60.9(km)	38.9(s)	90.4(s)	170.0(s)



Noda et al.(2002)による振幅包絡線の経時特性

■海底地すべりが発生する時間範囲の算定

区分	波源モデル	破壊開始点	地震動到達時間(T_s)	地震動継続時間(T_d)	海底地すべりが発生する時間範囲($T_s \sim T_s + T_d$)
水位上昇側	基準断層モデル①	P6	76.0(s)	263.9(s)	76.0(s) ~ 339.9(s)
水位下降側	基準断層モデル②	P4	45.2(s)	222.9(s)	45.2(s) ~ 268.1(s)
	基準断層モデル③	P1	17.9(s)	170.0(s)	17.9(s) ~ 187.9(s)

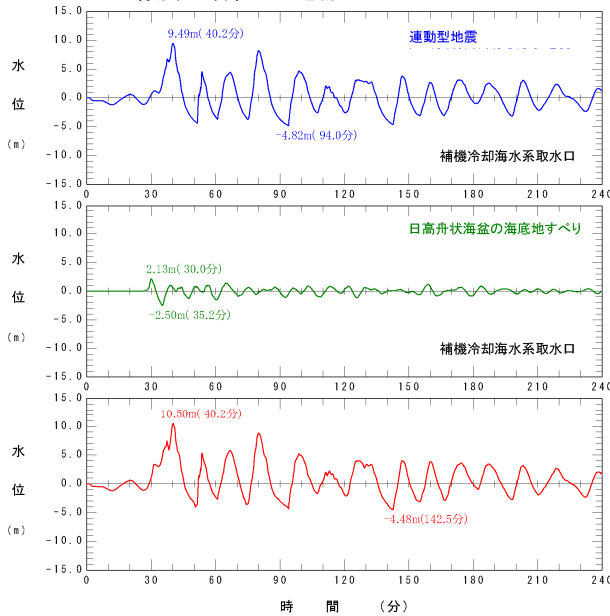
2. 組合せ時間の設定: 組合せ時間の設定

- 各津波の補機冷却海水系取水口前面位置における水位時刻歴波形を線形足し合わせし、組合せ時間(T_{max})を以下のとおり算定した。

区分	波源モデル	破壊開始点	地震動到達時間(T_s)	地震動継続時間(T_d)	海底地すべりが発生する時間範囲($T_s \sim T_s + T_d$)	組合せ時間(T_{max})
水位上昇側	基準断層モデル①	P6	76.0(s)	263.9(s)	76.0(s)~339.9(s)	76.6(s)
水位下降側	基準断層モデル②	P4	45.2(s)	222.9(s)	45.2(s)~268.1(s)	130.4(s)
	基準断層モデル③	P1	17.9(s)	170.0(s)	17.9(s)~187.9(s)	187.9(s)

—:地震に起因する津波
—:海底地すべりに起因する津波
—:線形足し合わせ^{※1}

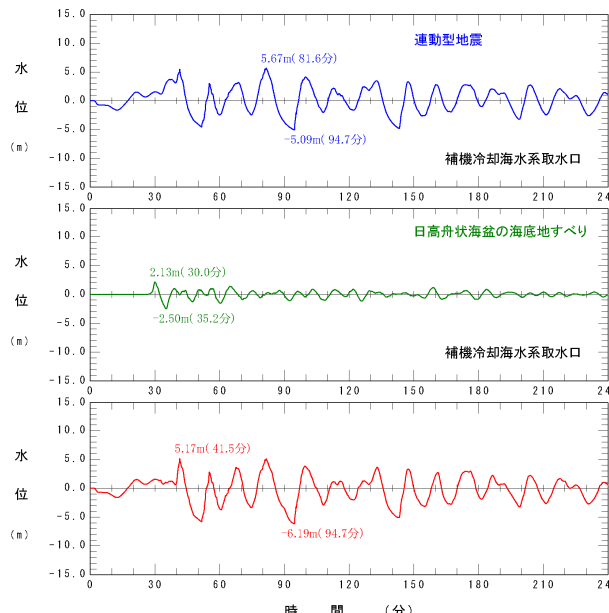
※1:海底地すべりの波形を76.6(s)移動させて(遅らせて)線形足し合わせた波形



水位上昇側
(基準断層モデル①+日高舟状海盆)

—:地震に起因する津波
—:海底地すべりに起因する津波
—:線形足し合わせ^{※2}

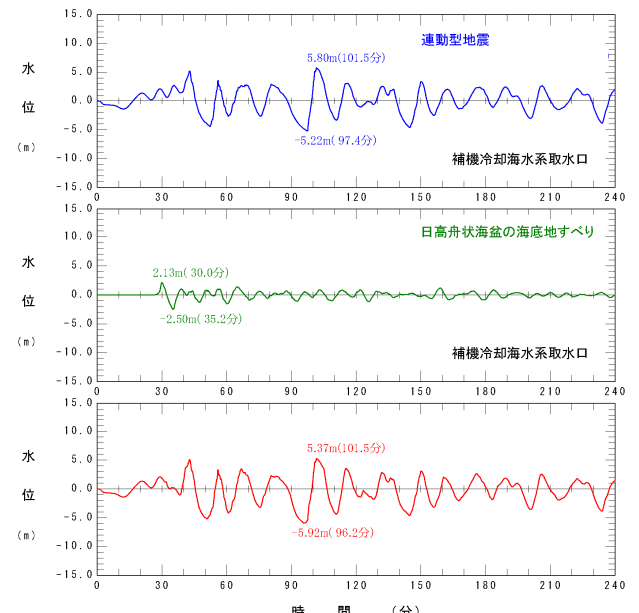
※2:海底地すべりの波形を130.4(s)移動させて(遅らせて)線形足し合わせた波形



水位下降側
(基準断層モデル②+日高舟状海盆)

—:地震に起因する津波
—:海底地すべりに起因する津波
—:線形足し合わせ^{※3}

※3:海底地すべりの波形を187.9(s)移動させて(遅らせて)線形足し合わせた波形



水位下降側
(基準断層モデル③+日高舟状海盆)

Ⅲ. 地震に起因する津波と地震以外に起因する津波の組合せの評価

3. 地震に起因する津波と地震以外に起因する津波の組合せの評価

- 設定した組合せ時間を基に、同波動場で解析を実施した。
- 各評価位置における最大水位上昇量及び最大水位下降量を以下に示す。

【水位上昇側】

波源モデル		最大水位上昇量(m)			
地震	海底地すべり	敷地前面	取水口前面	補機冷却海水系取水口前面	放水路護岸前面
十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型 (基準断層モデル①)	日高舟状海盆 (二層流モデル)	10.12	8.71	9.10	8.66

【水位下降側】

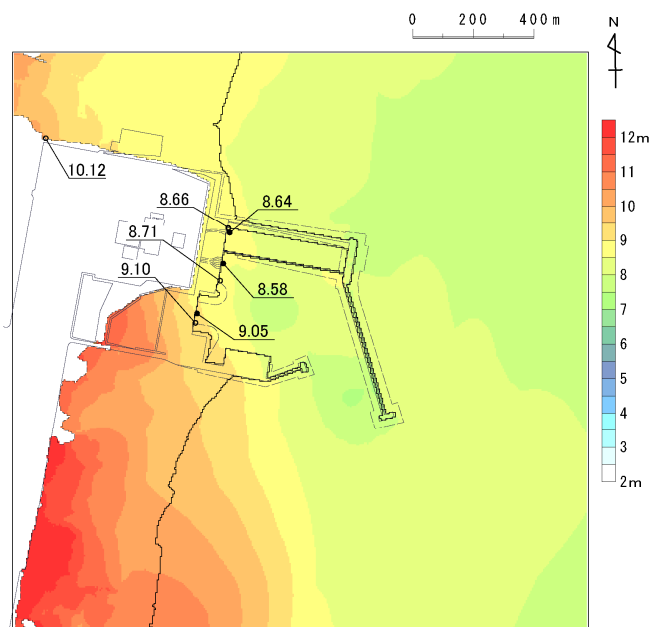
波源モデル		補機冷却海水系取水口前面	
地震	海底地すべり	最大水位下降量(m)	取水口敷高 [※] を下回る時間(分)
十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型 (基準断層モデル②)	日高舟状海盆 (二層流モデル)	-5.11	4.4
十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型 (基準断層モデル③)	日高舟状海盆 (二層流モデル)	-5.29	4.5

※:補機冷却海水系取水設備の詳細は、補足説明資料「Ⅵ. 計算条件等 4. 津波水位の評価位置」に記載。

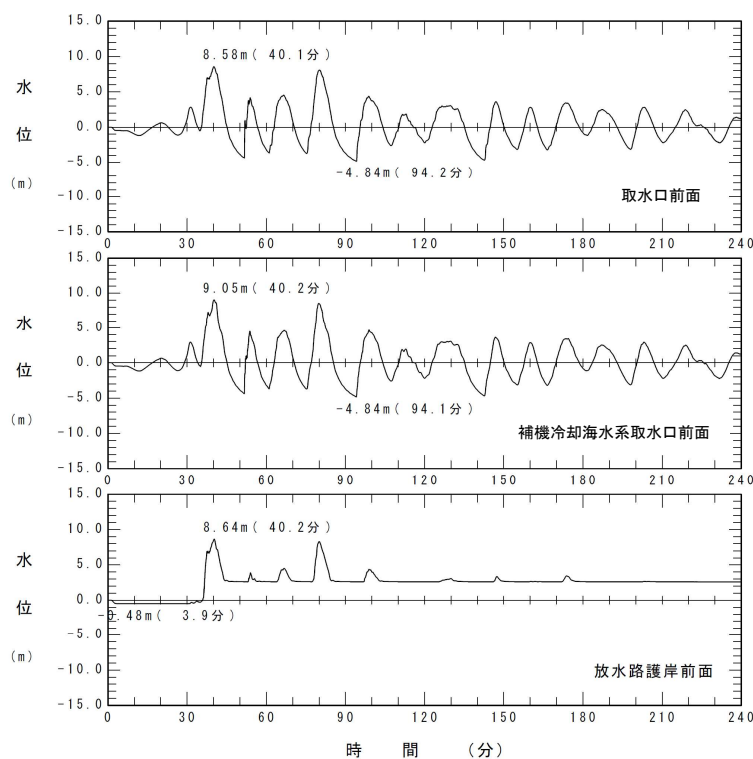
Ⅲ. 地震に起因する津波と地震以外に起因する津波の組合せの評価

3. 地震に起因する津波と地震以外に起因する津波の組合せの評価

波源モデル		最大水位上昇量(m)			
地震	海底地すべり	敷地前面	取水口前面	補機冷却海水系取水口前面	放水路護岸前面
十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型(基準断層モデル①)	日高舟状海盆(二層流モデル)	10.12	8.71	9.10	8.66



最大水位上昇量分布



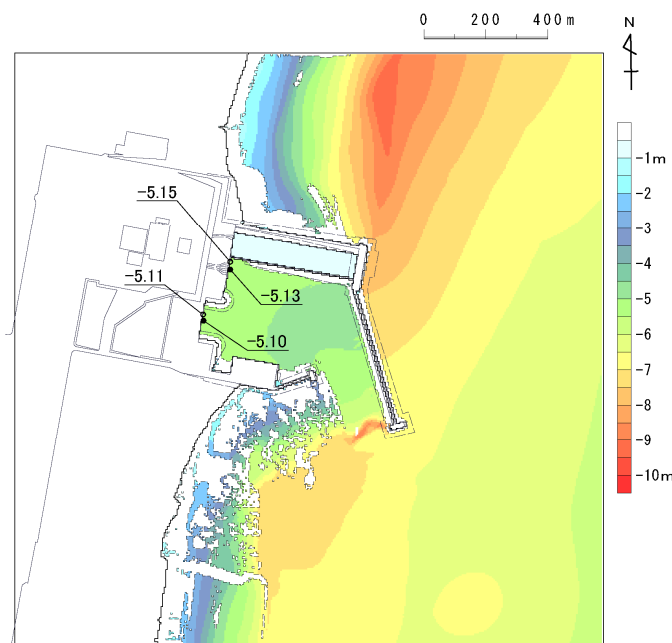
取水口前面, 補機冷却海水系取水口前面, 放水路護岸前面における水位時刻歴波形※

※: 水位時刻歴波形は, 各取放水設備前面の中央位置に該当するメッシュで抽出(抽出位置は, 補足説明資料Ⅵ. 計算条件等 4. 津波水位の評価位置)に記載)

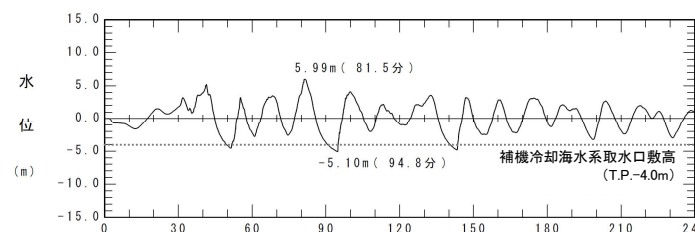
Ⅲ. 地震に起因する津波と地震以外に起因する津波の組合せの評価

3. 地震に起因する津波と地震以外に起因する津波の組合せの評価

波源モデル		補機冷却海水系取水口前面	
地震	海底地すべり	最大水位下降量(m)	取水口敷高を下回る時間(分)
十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型(基準断層モデル②)	日高舟状海盆(二層流モデル)	-5.11	4.4



最大水位下降量分布



補機冷却海水系取水口前面における
水位時刻歴波形※1, 2

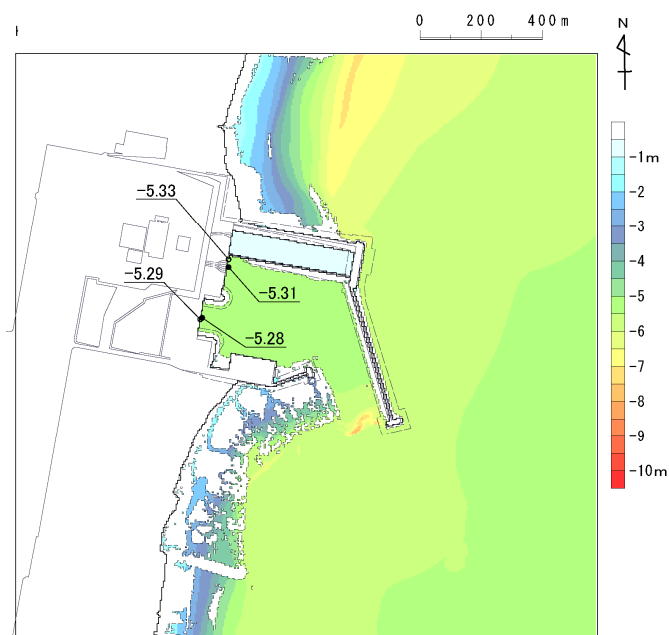
※1: 水位時刻歴波形は、補機冷却海水系取水口前面の中央位置に該当するメッシュで抽出(抽出位置は、補足説明資料「Ⅵ. 計算条件等 4. 津波水位の評価位置」に記載)

※2: 補機冷却海水系取水設備の詳細は、補足説明資料「Ⅵ. 計算条件等 4. 津波水位の評価位置」に記載。

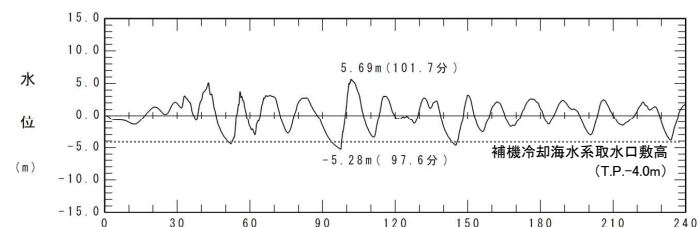
Ⅲ. 地震に起因する津波と地震以外に起因する津波の組合せの評価

3. 地震に起因する津波と地震以外に起因する津波の組合せの評価

波源モデル		補機冷却海水系取水口前面	
地震	海底地すべり	最大水位下降量(m)	取水口敷高を下回る時間(分)
十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型(基準断層モデル③)	日高舟状海盆(二層流モデル)	-5.29	4.5



最大水位下降量分布



補機冷却海水系取水口前面における
水位時刻歴波形※1, 2

※1: 水位時刻歴波形は、補機冷却海水系取水口前面の中央位置に該当するメッシュで抽出(抽出位置は、補足説明資料「Ⅵ. 計算条件等 4. 津波水位の評価位置」に記載)

※2: 補機冷却海水系取水設備の詳細は、補足説明資料「Ⅵ. 計算条件等 4. 津波水位の評価位置」に記載。

参考文献

参考文献①

1. 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2019):日本海溝沿いの地震活動の長期評価(第三版)
2. 公益社団法人土木学会原子力土木委員会津波評価小委員会(2016):原子力発電所の津波評価技術 2016
3. 相田勇(1977):三陸沖の古い津波のシミュレーション, 地震研究所彙報, Vol.52, pp.71-101
4. 内閣府(2020a):日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデルの検討について(概要報告), 日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデル検討会
5. 国立研究開発法人 産業技術総合研究所 地質調査総合センター:津波堆積物データベース, https://gbank.gsj.jp/tsunami_deposit_db
6. Satoko Murotani, Kenji Satake and Yushiro Fujii(2013):Scaling relations of seismic moment, rupture area, average slip and asperity size for M~9 subduction zone earthquakes, Geophysical Research Letters, Vol.40, pp.5070-5074
7. 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2017):千島海溝沿いの地震活動の長期評価(第三版)
8. 杉野英治・岩渕洋子・橋本紀彦・松末和之・蛭澤勝三・亀田弘行・今村文彦(2014):プレート間地震による津波の特性化波源モデルの提案, 日本地震工学会論文集, 第14巻, 第5号
9. 内閣府(2012):南海トラフの巨大地震による震度分布・津波高について(第一次報告) 巻末資料, 南海トラフの巨大地震モデル検討会
10. 青森県海岸津波対策検討会(2015):第7回資料(平成27年3月19日)
11. 菅原大助・今村文彦・松本秀明・後藤和久・箕浦幸治(2013):貞観津波と東日本大震災の津波, 東日本大震災を分析する2 震災と人間・まち・記録, 明石書店, pp.179-188
12. Goto, K., Chagué-Goff, C., Fujino, S., Goff, J., Jaffe, B., Nishimura, Y., Richmond, B., Sugawara, D., Szczuciński, W., Tappin, D.R., Witter, R. and Yulianto, E.(2011): New insights of tsunami hazard from the 2011 Tohoku-oki event. Marine Geology, 290, pp.46-50
13. 国土交通省・内閣府・文部科学省(2014):日本海における大規模地震に関する調査検討会報告書
14. Koichiro Tanigawa, Yuki Sawasi, Masanobu Sshishikura, Yuichi Namegaya and Dan Matsumoto(2014): Geological evidence for an unusually large tsunami on the Pacific coast of Aomori, Northern Japan, JOURNAL OF QUATERNARY SCIENCE, 29(2), 200-208, DOI: 10.1002/jqs.2690
15. 小池一之・町田洋(2001):日本の海成段丘アトラス
16. 内閣府(2020b):G空間情報センターHP, 内閣府 日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデルの検討会/津波断層モデル(3)津波断層パラメータ(最終更新2020年12月16日), <https://www.geospatial.jp/ckan/dataset/2-003>
17. Kanamori, H. and D. L. Anderson (1975): Theoretical basis of some empirical relations in seismology, Bulletin of the Seismological Society of America, 65, 1073-1095.
18. Somerville, P.G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada (1999): Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, Seismological Research Letters, 70, pp.59-80.
19. 入倉孝次郎(2004):強震動予測レシピ — 大地震による強震動の予測手法 —, 京都大学防災研究所年報 第47号 A

参考文献②

20. Satoko Murotani, Hiroe Miyake, and Kazuki Koketsu (2008) : Scaling of characterized slip models for plate-boundary earthquakes, *Earth Planets Space*, 60, 987–991.
21. Kenji Satake, Yushiro Fujii, Tomoya Harada, and Yuichi Namegaya (2013) : Time and Space Distribution of Coseismic Slip of the 2011 Tohoku Earthquake as Inferred from Tsunami Waveform Data, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 103, No. 2B, pp. 1473–1492, doi:10.1785/0120120122
22. Yushiro Fujii and Kenji Satake (2013) : Slip Distribution and Seismic Moment of the 2010 and 1960 Chilean Earthquakes Inferred from Tsunami Waveforms and Coastal Geodetic Data, *Pure and Applied Geophysics*, DOI 10.1007/s00024-012-0524-2
23. Yushiro Fujii and Kenji Satake (2007) : Tsunami Source of the 2004 Sumatra–Andaman Earthquake Inferred from Tide Gauge and Satellite Data, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 97, No. 1A, pp. S192–S207, doi: 10.1785/0120050613
24. Jean M. Johnson and Kenji Satake (1996) : The 1964 Prince William Sound earthquake: Joint inversion of tsunami and geodetic data, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 101, NO. B1, PAGES 523–532
25. Johnson, J.M., Y. Tanioka, L. J. Ruff, K. Satake, H. Kanamori, and L. R. Sykes (1994) : The 1957 great Aleutian earthquake, *Pure Appl. Geophys.*, 142, 3–28.
26. Jean M. Johnson and Kenji Satake (1999) : Asperity Distribution of the 1952 Great Kamchatka Earthquake and its Relation to Future Earthquake Potential in Kamchatka, *Pure and Applied Geophysics*, pp.541–553
27. 青森県海岸津波対策検討会(2012) : 青森県海岸津波対策検討会検討結果(平成24年10月)
28. 青森県(2021) : 津波浸水想定について(解説)(令和3年5月27日)
29. 内閣府中央防災会議 日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会(2006) : 日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会報告について
30. 社団法人土木学会原子力土木委員会津波評価部会(2002) : 原子力発電所の津波評価技術
31. 社団法人土木学会原子力土木委員会津波評価部会(2009) : 確率論的津波ハザード解析の方法(案)
33. 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2012) : 三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価(第二版)について
34. 内閣府中央防災会議事務局(2005) : 資料1 中央防災会議 日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会(第10回)強震動及び津波高さの推計について
35. T. Nishikawa, T. Matsuzawa, K. Ohta, N. Uchida, T. Nishimura, S. Ide (2019) : The slow earthquake spectrum in the Japan Trench illuminated by the S-net seafloor observatories, *Science* 23 Aug 2019, Vol. 365, Issue 6455, pp.808–813
36. Sachiko Tanaka, Takanori Matsuzawa, and Youichi Asano (2019) : Shallow Low-Frequency Tremor in the Northern Japan Trench Subduction Zone, *Geophysical Research Letters*, Vol.46, Issue.10, pp.5217–5224
38. 阿部勝征(2003) : 津波地震とは何か—総論—, 月刊 地球, Vol.25, No.5, pp.337–342
39. 阿部勝征(1999) : 遡上高を用いた津波マグニチュードMtの決定—歴史津波への応用—, 地震第2輯, 第52巻, pp.369–377
40. JASCHA POLET and H. KANAMORI (2009) *Tsunami Earthquake Encyclopedia of Complexity and Systems Science* 200

参考文献③

41. 相田勇(1986):津波波源の推定, 水工学シリーズ 86B-2, 土木学会水理委員会
42. 伊木常誠(1997):三陸地方津浪実況取調報告, 震災予防調査会報告, 第11号, pp.5-34.
43. 松尾春雄(1933):三陸津浪調査報告, 内務省土木試験所報告, 第24号, pp.83-112
44. 伊藤潔・大東明子(1996):地殻および上部マントルにおける V_p/V_s 比,日本地震学会講演予稿集, No.2, B83
45. 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2009):付録3 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)
46. Mansinha, L. and D.E. Smylie(1971):The displacement fields of inclined faults, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.61, No.5, pp.1433-1440
47. Yuichiro Tanioka and Kenji Satake(1996):Fault parameters of the 1896 Sanriku tsunami earthquake estimated from tsunami numerical modeling, GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, Vol.23, No.13, pp.1549-1552
48. 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2014):全国地震動予測地図 2014年版 ~全国の地震動ハザードを概観して~付録-1
49. 尾鼻浩一郎, 藤江剛(2017):アウターライズ地震学 —海溝海側太平洋プレートの地殻構造と地震活動—, 地学雑誌, 第126巻2号, pp.113-123
50. Thorne Lay, Charles J. Ammon, Hiroo Kanamori, Marina J. Kim, and Lian Xue(2011): Outer trench-slope faulting and the 2011 Mw 9.0 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, Earth Planets Space, 63, pp.713-718
51. 中西正男(2017):北太平洋の海溝付近における海洋プレートの屈曲によって生じる断層地形. 地学雑誌, 126, pp.125-146.
52. Jose A. Alvarez-Gomez, Omar Q. Gutierrez Gutierrez, Inigo Aniel-Quiroga, M. Gonzalez(2012):Tsunamigenic potential of outer-rise normal faults at the Middle America trench in Central America, Tectonophysics 574-575, 133-143
53. 地震研究所(1934):昭和8年3月3日三陸地方津浪に関する論文及報告, 東京帝国大学地震研究所彙報, 別冊第1号
54. 岩淵洋(2013):日本海溝海側斜面における地殻伸張速度及びそこで発生する正断層地震について, 海洋情報部研究報告第50号
55. 活断層研究会編(1991):[新編]日本の活断層 分布図と資料, 東京大学出版会
56. 阿部勝征(1989):地震と津波のマグニチュードに基づく津波高の予測, 東京大学地震研究所彙報, Vol.64, pp.51-69
57. 奥田義久(1993):20万分の1海洋地質図「下北半島沖海底地質図」, 地質調査所
58. 玉木賢策(1978):20万分の1海洋地質図「八戸沖海底地質図」, 地質調査所
59. 海上保安庁(1975):20万分の1海底地質構造図「室蘭沖」
60. 海上保安庁(1975):20万分の1海底地質構造図「日高舟状海盆」
61. 海上保安庁(1975):20万分の1海底地質構造図「下北半島沖」
62. 海上保安庁(1973):20万分の1海底地質構造図「八戸沖」
63. 海上保安庁(2001):5万分の1沿岸の海の基本図「鹿部」(海底地形図, 海底地質構造図)及び調査報告

参考文献④

64. 海上保安庁(1981):5万分の1沿岸の海の基本図「恵山岬」(海底地形図, 海底地質構造図)及び調査報告
65. 海上保安庁(1998):5万分の1沿岸の海の基本図「尻屋崎」(海底地形図, 海底地質構造図)及び調査報告
66. 海上保安庁(1982):5万分の1沿岸の海の基本図「むつ小川原」(海底地形図, 海底地質構造図)及び調査報告
67. 海上保安庁(1996):5万分の1沿岸の海の基本図「八戸」(海底地形図, 海底地質構造図)及び調査報告
68. 海上保安庁(1999):5万分の1海底地質構造図「函館湾」(沿岸海域海底活断層調査)
69. 産業技術総合研究所・北海道立総合研究機構地質研究所(2012):沿岸地域における活断層調査 函館平野西縁断層帯(海域部)成果報告書 平成24年5月
70. 産業技術総合研究所・東海大学(2012):沿岸地域における活断層調査 青森湾西岸断層帯(海域部)成果報告書 平成24年5月
71. 電源開発株式会社(2008):大間原子力発電所発電用原子炉設置許可申請書 平成16年3月(平成17年6月一部補正, 平成18年2月一部補正, 平成18年10月一部補正, 平成19年3月一部補正, 平成20年3月一部補正)
72. 日本原燃株式会社(2009):核燃料物質加工事業許可申請書(MOX燃料加工施設)平成17年4月(平成19年2月一部補正, 平成19年5月一部補正, 平成20年10月一部補正, 平成21年4月一部補正, 平成21年6月一部補正)
73. 武村雅之(1998):日本列島における地殻内地震のスケーリング則—地震断層の影響および地震被害との関連—, 地震第2輯, 第51巻2号
74. Noda, A., Tuzino, T., Joshima, M. and Goto, S.(2013):Mass transport-dominated sedimentation in a foreland basin, the Hidaka Trough, northern Japan. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14, no. 8, pp.2638–2660.
75. Papadopoulos, G. A. and S. Kortekaas (2003):Characteristics of Landslide Generated Tsunamis from Observational Data, Submarine Mass Movements and Their Consequences, Volume 19 of the series *Advances in Natural and Technological Hazards Research*, pp.367–374
76. 宇佐美龍夫・石井寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子(2013):日本被害地震総覧 599–2012, 東京大学出版会
77. 渡辺偉夫(1998):日本被害津波総覧[第2版], 東京大学出版会
78. 気象庁(1951～2019):地震月報ほか
79. 国立天文台(2021):理科年表, 令和3年, 第94冊, 丸善出版
80. 防災科学技術研究所(2009):地すべり形分布図 第40集「一関・石巻」, 防災科学技術研究所研究資料, 第325号
81. 徳山英一・本座栄一・木村政昭・倉本真一・芦寿一郎・岡村行信・荒戸裕之・伊藤康人・徐垣・日野亮太・野原壯・阿部寛信・坂井眞一・向山建二郎(2001):日本周辺海域中新世最末期以降の構造発達史
82. 池原研(2005):すべりに伴う物質の移動と変形 第5回 Displacement and deformation of the sliding materials No.5 -海底地すべり Submarine slides-, *J.of the Jpn.Landslide Soc.*, Vol.41,No.5 558–562,pp.112–116

参考文献⑤

83. M. Canals, G. Lastras, R. Urgeles, J. L. Casamor, J. Mienet, A. Cattaneo, M. De Batist, H. Hafliadason, Y. Imbo, J. S. Laberg, J. Locat, D. Long, O. Longva, D. G. Masson, N. Sultan, F. Trincardi, P. Bryn (2004) : Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: case studies from the COSTA project, *Marine Geology* 213, pp.9-72
84. 山本博文(1991): 福井沖大陸斜面の海底地すべり, 地質調査所月報, 第42巻第5号, pp.221-232
85. 小平秀一・富士原敏也・中村武史(2012): 2011年東北地方太平洋沖地震: 海底地形データから明らかにされた海底変動, 地質学雑誌, 第118巻, 第9号, pp.530-534
86. Kiichiro Kawamura, Tomoyuki Sasaki, Toshiya Kanamatsu, Arito Sakaguchi, and Yujiro Ogawa (2012) : Large submarine landslides in the Japan Trench: A new scenario for additional tsunami generation, *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, VOL. 39, L05308, doi:10.1029/2011GL050661
87. B.G.McAdoo, L.F.Pratson, D.L.Orange (2000) : Submarine landslide geomorphology, US continental slope, *Marine Geology*, 169, 103-136
88. 独立行政法人産業技術総合研究所(2013): 日高舟状海盆表層堆積図
89. 野田篤・片山肇(2014): 20万分の1海洋地質図「日高舟状海盆表層堆積図」の出版, *GSJ地質ニュース*, Vol.3, No. 2
90. 野田篤・辻野匠・上嶋正人(2010): 日高トラフにおける海底地すべり堆積物, 日本地質学会, 第117年学術大会, P-57
91. K.KAWAMATA, K.TAKAOKA, K.BAN, F.IMAMURA, S.YAMAKI AND E.KOBAYASHI(2005) : MODEL OF TSUNAMI GENERATION BY COLLAPSE OF VOLCANIC ERUPTION: THE 1741 OSHIMA-OSHIMA TSUNAMI, *Tsunamis: Case Studies and Recent Developments*, pp.79-96
92. Kenji Satake (2007) : Volcanic origin of the 1741 Oshima-Oshima tsunami in the Japan Sea, *Earth Planets Space*, 59, 381-390
93. 殿最浩司, 志方建仁, 村上嘉謙(2015): 海底地すべりに伴う津波の各種計算モデルの再現性検討, *土木学会論文集B3(海洋開発)*, 第71巻 2号, pp. I_557-I_562
94. 鈴木隆介(2000): 建設技術者のための地形図読図入門 第3巻 段丘・丘陵・山地, 古今書院
95. 渡邊奈保子・田賀傑・西下厚志・河原木一・及川光弘・倉持幸志・泉紀明(2007): 第1鹿島海山および襟裳海山周辺海域における精密地殻構造探査: DKr1 およびERr1測線, 海上保安庁, 海洋情報部技報, Vol.25, pp.40-50
96. 海上保安庁(1984): ナローマルチビーム測深機等による第1鹿島海山の調査結果, 地震予知連絡会 会報, 第32巻, 3-17
97. 大島章一・荻野卓司・桂忠彦・池田清・内田摩利夫・永野真男・林田政和・宗田賢二・春日茂・谷伸(1985): 第1鹿島海山の日本海溝陸側海溝斜面へのもぐり込み現象, 海上保安庁, 水路部研究報告, 第20号, pp.25-46
98. 藤岡換太郎・平朝彦(1987): 海山・島弧の衝突と付加テクトニクスー第一鹿島海山の衝突・付加一, *月刊海洋科学*, Vol.19, No.7, pp.390-394
99. 西澤あずさ(2012): 平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震の概要, 海上保安庁, 海洋情報部研究報告第49号, pp.1-14
100. 飯山敏道・中村一明・小林和男(1984): 日仏共同研究“海溝(KAIKO)計画”第1期調査の実施と結果, *地学雑誌*, 93-7, pp.30-42

参考文献⑥

- 101.佐竹健治(1997):ハワイの津波堆積物ーアメリカ地質学会コルディレラ分科会および巡検に参加してー, 地質ニュース518号, pp.21-28
- 102.Eakins, B. W., Robinson J. E., Kanamatsu, T., Naka, J., Smith, J. R., Takahashi, E., Clague, D. A., (2003): Hawaii's Volcanoes Revealed, U.S. Geological Survey Geologic Investigations Series I-2809, <http://geopubs.wr.usgs.gov/i-map/i2809>
- 103.羽鳥徳太郎(1976):1975年ハワイ島(Kalapana)津波と日本沿岸での挙動,地震第2輯, 第29巻, pp.355-363. Nettles_2004_BSSA
- 104.Nettles M. and Göran Ekström(2004):Long-Period Source Characteristics of the 1975 Kalapana, Hawaii, Earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 94, No. 2, pp.422-429
- 105.Day, S. J., P. Watts, S. T. Grilliand J. T. Kirby (2005):Mechanical models of the 1975 Kalapana, Hawaii earthquake and tsunami, Marine Geology, 215, pp.59-92
- 106.Ma, K-F., H. Kanamori and K. Satake (1999):Mechanism of the 1975 Kalapana, Hawaii, earthquake inferred from tsunami data, Journal of Geophysical Research, Vol. 104, Issue B6, pp.13153-13167
- 107.横瀬久芳(2007):ハワイ諸島における巨大海底地すべり, 日本地質学会, 第114年学術大会, S-10
- 108.横瀬久芳(2010): ハワイ諸島の巨大海底地すべり群と津波ー流山の高さ分布におけるフラクタル次元ー, 月刊地球, 号外No.61, pp.71-79
- 109.McMurtry G. M. P. Watts, S. T. Grilliand J. T. Kirby(2004):Giant landslides, mega-tsunamis, and paleo-sea level in the Hawaiian Islands, Marine Geology, Vol. 203, Issues 3-4, pp.219-233
- 110.Moore, J. G., D. A. Clague, R. T. Holcomb, P. W. Lipman, W. R. Normark, and M. E. Torresan(1989):Prodigious submarine landslides on the Hawaiian Ridge, J. Geophys. Res., 94(B12), pp.17465-17484, doi:10.1029/JB094iB12p17465
- 111.Guillou, H., M-O. Garcia, L.Turpin(1997):Unspiked K-Ar dating of young volcanic rocks from Loihi and Pitcairn hot spot seamounts, Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol.78, pp.239-249
- 112.海上保安庁:海域火山データベース, 海洋情報部, (<https://www1.kaiho.mlit.go.jp/GIJUTSUKOKUSAI/kaiikiDB/list-2.htm>)
- 113.電源開発株式会社(2008):大間原子力発電所 原子炉設置許可申請書, 平成16年3月(平成20年3月一部補正)
- 114.佐竹健治・加藤幸弘(2002):1741年寛保津波は渡島大島の山体崩壊によって生じた, 月刊海洋, 号外No.28, pp.150-160
- 115.S.Noda, K.Yashiro, K.Takahashi, M.Takemura, S.Ohno, M.Tohdo and T.Watanabe(2002):RESPONSE SPECTRA FOR DESIGN PURPOSE OF STIFF STRUCTURES ON ROCK SITES OECD-NEA Workshop on the Relations between Seismological SITES,OECD Data and Seismic Engineering Analysis. Oct.16-18, Istanbul