

3. 想定波源域の設定

- 3. 1 設定方針
- 3. 2 検討対象領域の選定
- 3. 3 波源モデルの設定
- 3. 4 津波予測計算
- 3. 5 まとめ

3. 想定波源域の設定

3.1 設定方針

■保守的設定①: 想定波源域の設定

- ・ 基準断層モデルの保守性を確保する観点から、最新の科学的・技術的知見から想定される波源域及び地震規模を上回る地震を考慮する。具体的には、構造境界(破壊のバリア)の破壊伝播を1つ考慮した(=2連動)連動型地震を想定する。
- ・ 基準断層モデルの想定波源域は、発電所の津波高さに与える影響が最も大きい領域を確認した上で設定する。具体的には、十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震に追加して、千島海溝沿いで発生する津波、超巨大地震(東北地方太平洋沖型)に伴う津波の影響を確認する。

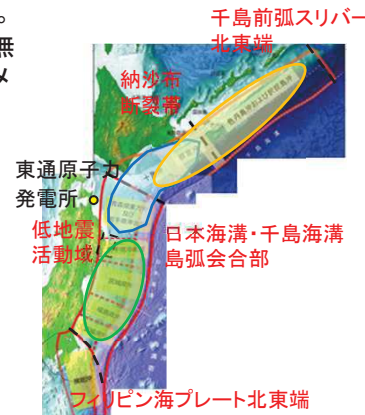
■保守的設定②: 大すべり域・超大すべり域の設定

- ・ 国内外で発生している巨大地震の地震学的・地質学的・測地学的知見等から、青森県東方沖及び岩手県沖北部で発生し得る最大すべり量は1968年十勝沖地震に伴うすべり量と考えられるが、保守的設定の観点から、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する。

1. 検討対象領域の選定

①十勝沖・根室沖から千島前弧スリバー北東端

- ・ 破壊伝播に関する検討等から、十勝沖・根室沖の固着域を起点とする破壊が構造境界(破壊のバリア)を跨ぐ可能性は低いと評価。
- ・ ただし、千島海溝沿いでは、ほぼ空白域が無く既往地震が発生しているとともに、各セグメントにアスペリティが分布することを踏まえ、保守的設定の観点から、本領域を考慮。



(地震調査研究推進本部(2017, 2019)に一部加筆)

②十勝沖・根室沖から岩手県沖北部

- ・ 国内外で発生した巨大地震の破壊領域とテクトニクス背景の関係等を踏まえると、日本海溝・千島海溝島弧会合部を跨ぐ地震発生の可能性は低いと評価。
- ・ ただし、青森県東方沖及び岩手県沖北部のすべりは発電所の津波高さに与える影響が大きいことを踏まえ、保守的設定の観点から、本領域を考慮。

③超巨大地震(東北地方太平洋沖型)

- ・ 超巨大地震(東北地方太平洋沖型)が発電所の津波高さに与える影響を確認。

2. 波源モデルの設定(=大すべり域・超大すべり域の設定)

(1) 大すべり域・超大すべり域の面積, すべり量

- ・ 広域の津波特性を考慮できる杉野ほか(2014)の知見を踏まえて設定。

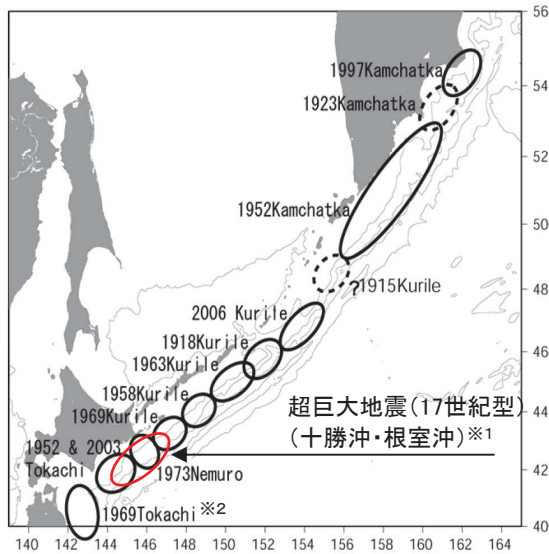
(2) 大すべり域・超大すべり域の位置

- ・ 2004年スマトラ～アンダマン地震のすべり分布、青森県東方沖及び岩手県沖北部、並びに千島海溝沿いのアスペリティ分布等を参考に位置を設定。

3. 想定波源域の設定

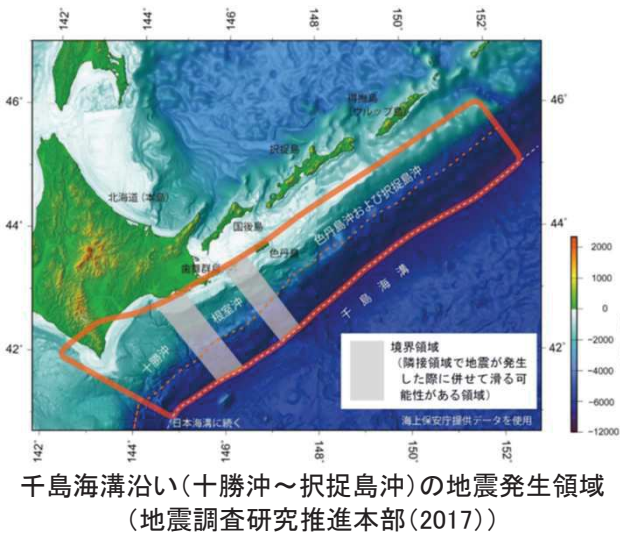
3.2 検討対象領域の選定: 十勝沖・根室沖から千島前弧スリバー北東端

- 千島海溝沿いでは、ほぼ空白域無く既往地震が発生し、各セグメントにアスペリティが分布しているとともに、地震調査研究推進本部(2017)では「現時点で解明されている知見の中で最大の地震は17世紀の地震(Mw8.8)であるが、北方領土における津波堆積物の分布が不明瞭であり、規模がより大きくなる可能性がある。」としていることを踏まえ、保守的設定の観点から、過去に発生した記録はないものの、納沙布断裂帯の破壊伝播を考慮した十勝沖・根室沖から千島前弧スリバー北東端を波源域とする連動型地震を想定した。

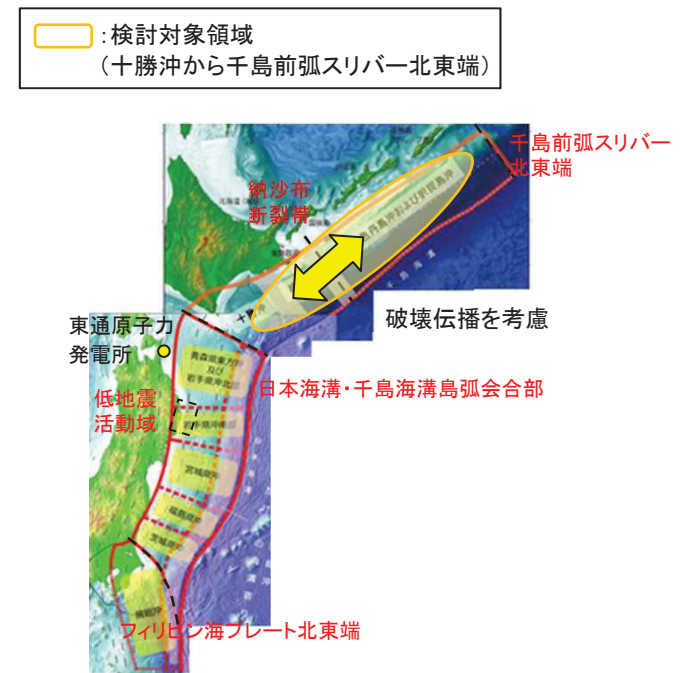


千島海溝沿いで発生した既往地震の震源域
(文部科学省(2007)に一部加筆)

※1: 文部科学省(2012)で示されている超巨大地震(17世紀型)の断層モデルを基に記載。
※2: 1968年Tokachi (=1968年十勝沖地震)の誤記と考えられる。



千島海溝沿い(十勝沖～択捉島沖)の地震発生領域
(地震調査研究推進本部(2017))



検討対象領域
～構造境界(破壊のバリア)の破壊伝播考慮範囲～
(地震調査研究推進本部(2017, 2019)に一部加筆)

3. 想定波源域の設定

3.2 検討対象領域の選定: 十勝沖・根室沖から岩手県沖北部

- 日本海溝・千島海溝島弧会合部は、アラスカ・アリューシャン島弧会合部と同様に、破壊のバリアとして作用すると考えられるが、敷地前面の青森県東方沖及び岩手県沖北部のすべりは発電所の津波高さに与える影響が大きいことを踏まえ、保守的設定の観点から、島弧会合部の破壊伝播を考慮し、十勝沖・根室沖から岩手県沖北部を波源域とする連動型地震を想定した。

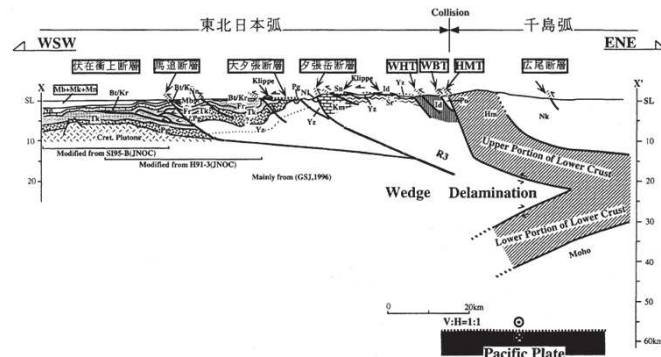


図2 日高衝突帯ならびに前縁褶曲・衝上断層帯の地下構造断面図。
断面線の位置は図1のX-X'。断面図下に主要な出典を示した。略称は図1と同じ。Ito et al. (1998) および伊藤ら (1999) を改変。

日本海溝・千島海溝島弧会合部のテクトニクス背景 (伊藤 (2000))

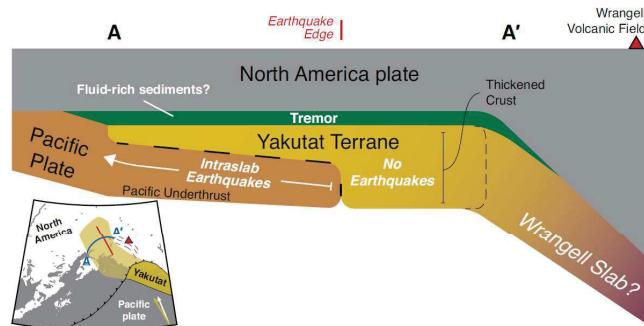


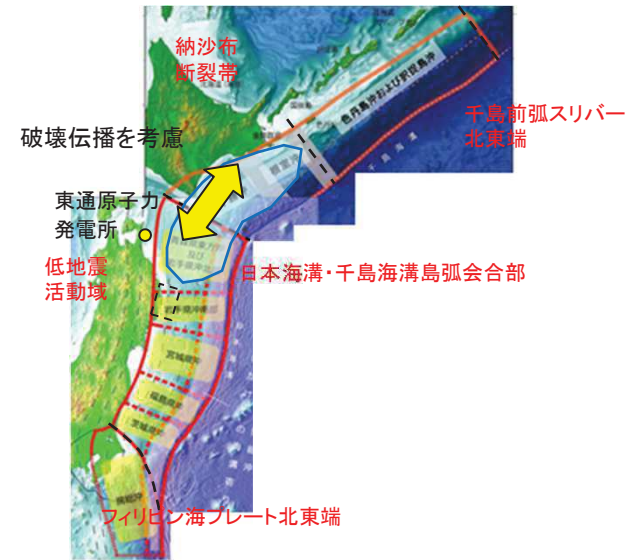
Figure 4. Schematic along-strike cross section of potential configuration of Pacific plate, Yakutat terrane, North America plate, and Wrangell slab. Intraslab seismicity is limited to Pacific plate. Tremor occurs at the Yakutat–North America interface. Wrangell slab is an obliquely subducting extension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

アラスカ・アリューシャン島弧会合部のテクトニクス背景 (Wech (2016))

日高山脈の地下深部において、千島弧は、下部地殻内で上下に裂けて分離(デラミネーション)し、上部地殻を含めた上半分は日高主衝上断層によって西側に衝上し、上部マントルを含めた下半分は下降している。また、東北日本弧は、その分離(デラミネーション)した千島弧の中へウェッジ状に突入している(伊藤(2000))。

ほぼ海洋性のマイクロプレートであるYakutat terrane(テレイン; 周囲と地質形成の過程が異なる地殻の層)は部分的に太平洋プレートと結合し、アラスカ・アリューシャン沈み込み帯の端部で太平洋プレートに乗り上げている(Wech(2016))。

検討対象領域
(十勝沖・根室沖から岩手県沖北部)

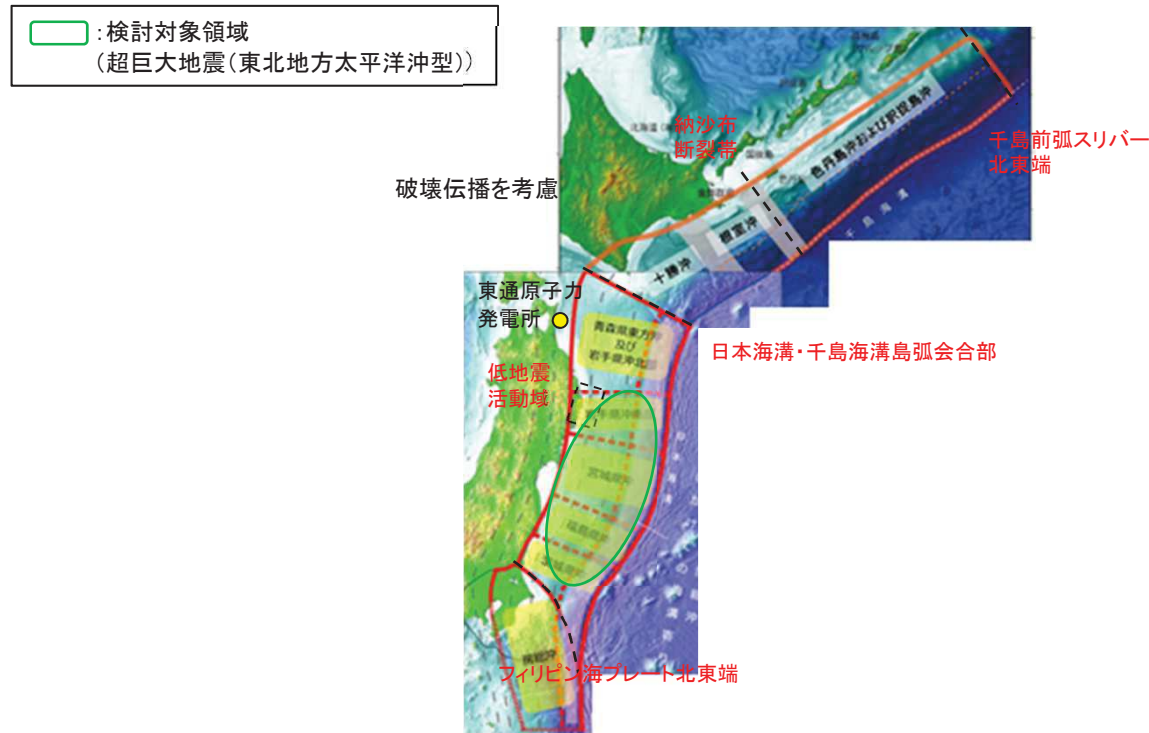


検討対象領域
～構造境界(破壊のバリア)の破壊伝播考慮範囲～
(地震調査研究推進本部(2017, 2019)に一部加筆)

3. 想定波源域の設定

3.2 検討対象領域の選定:超巨大地震(東北地方太平洋沖型)

- 超巨大地震(東北地方太平洋沖型)が発電所の津波高さに与える影響を確認するため、検討対象領域として選定した。
- なお、本検討は各波源域が発電所の津波高さに与える影響を確認するものであることを踏まえ、検討に用いる波源モデルは、3.11地震に伴う津波の広域の痕跡高を良好に再現する特性化モデルとした。



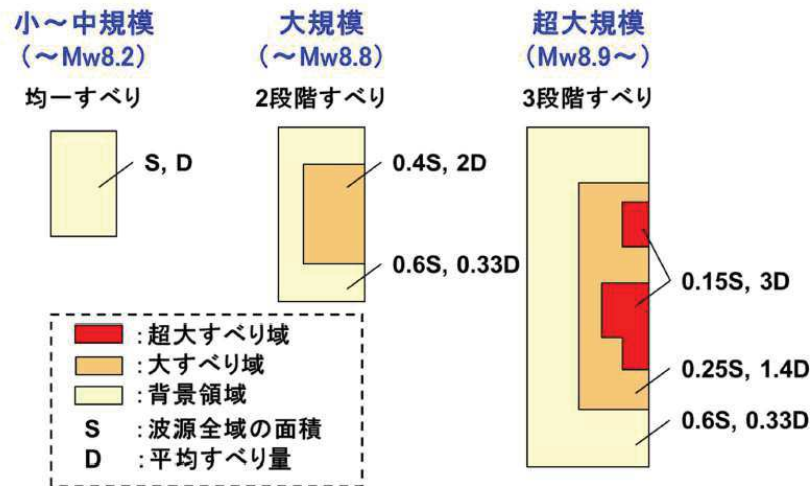
検討対象領域
(地震調査研究推進本部(2017, 2019)に一部加筆)

3. 想定波源域の設定

3.3 波源モデルの設定: 大すべり域・超大すべり域の設定

■大すべり域・超大すべり域の面積, すべり量

- 各検討対象領域の波源モデルは、発電所の津波高さに与える影響を比較するため、広域の津波特性を考慮できる杉野ほか(2014)の知見を踏まえて設定した。
 - 大すべり域: 津波断層の平均すべり量の1.4倍, 全体面積の40%程度(超大すべり域を含む)
 - 超大すべり域: 津波断層の平均すべり量の3倍, 全体面積の15%程度



杉野ほか(2014)によるMw8.9以上の規模の地震の大すべり域・超大すべり域の設定方法

表5 東北地震津波の特性化波源モデルの各諸元

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

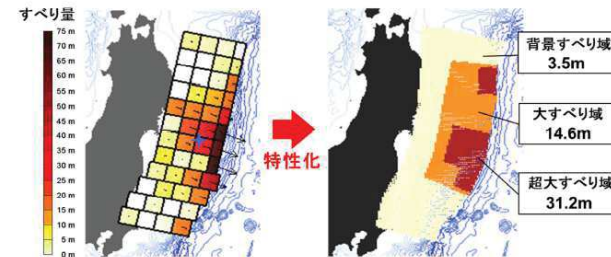
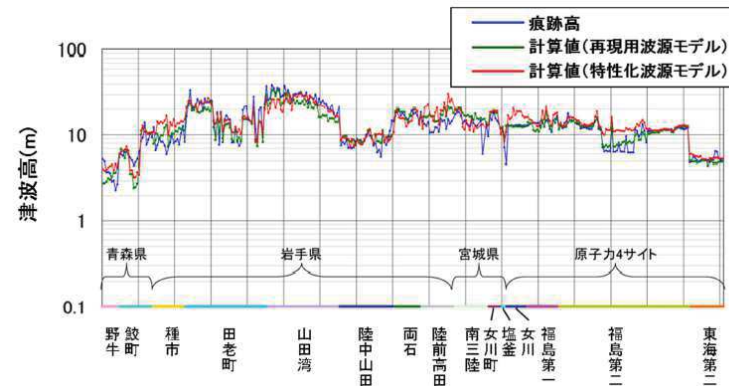


図8 東北地震津波の再現用波源モデル(左)と特性化波源モデル(右)



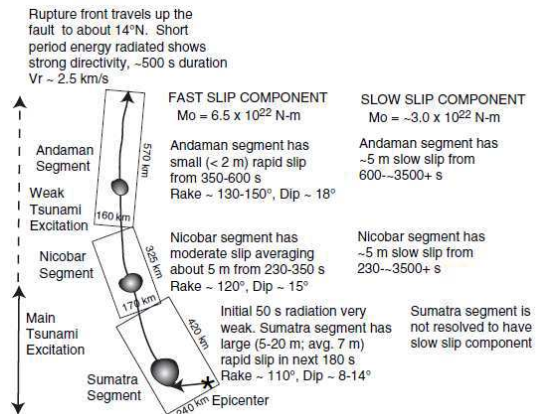
3.11地震に伴う津波の痕跡高と杉野ほか(2014)による計算津波高の比較

3. 想定波源域の設定

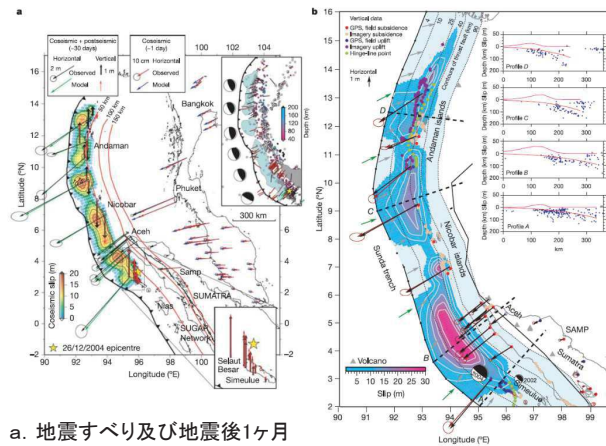
3.3 波源モデルの設定: 大すべり域・超大すべり域の設定

■大すべり域・超大すべり域の位置①

- 十勝沖・根室沖から千島前弧スリバー北東端、並びに十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震で考慮する大すべり域・超大すべり域は、複数のセグメントの連動破壊が見られた2004年スマトラ～アンダマン地震のすべり分布及び活断層の連動時における断層セグメント間の相互作用に関する知見を参考として、セグメント毎に設定した。



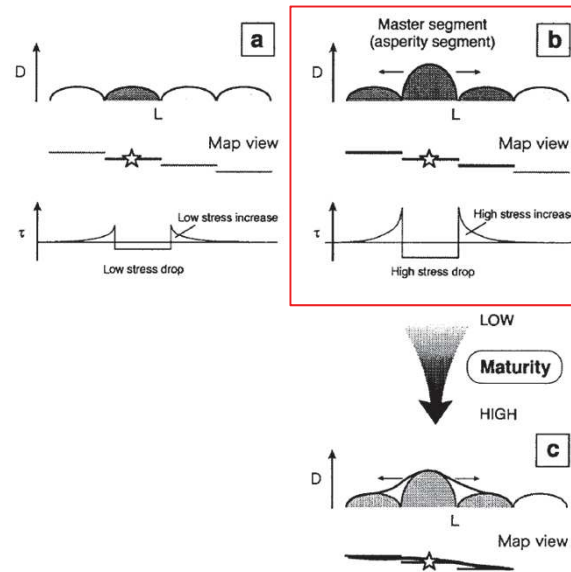
2004年スマトラ～アンダマン地震の破壊過程 (Lay et al.(2005))



a. 地震すべり及び地震後1ヶ月の余効すべりによる測地データから算定されたすべり分布

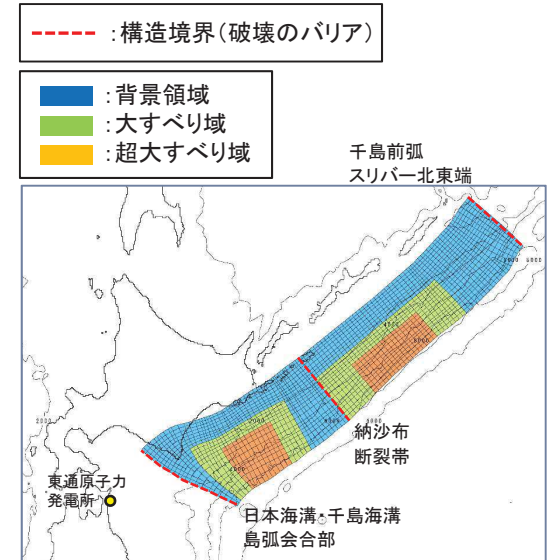
b. 地震前後の地震すべりによる測地データから算定されたすべり分布

測地データから算定された2004年スマトラ～アンダマン地震のすべり分布 (Subarya et al.(2006))

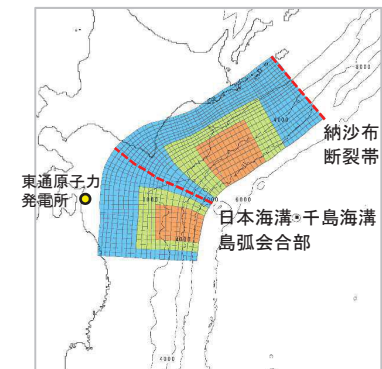


- a) 平均変位量の小さなセグメントによる単独破壊
- b) 変位量が大い特異なセグメント(マスターセグメント)が存在する場合の連動破壊→マスターセグメントの応力変化量が大きいため、近傍のセグメントの活動を巻き込む。
- c) b)が時間・変位累積とともに成熟し、3つのセグメントが1つになる。これにより活動セグメント長が長くなるとともに応力降下量が低下し、変位量の頭打ちにもつながる。

断層セグメント間の相互作用に関する模式図 (遠田(2004))に一部加筆



十勝沖・根室沖から千島前弧スリバー北東端の連動型地震



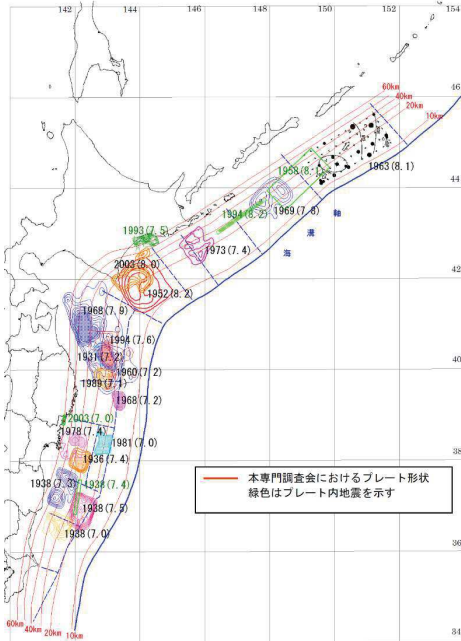
十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震

3. 想定波源域の設定

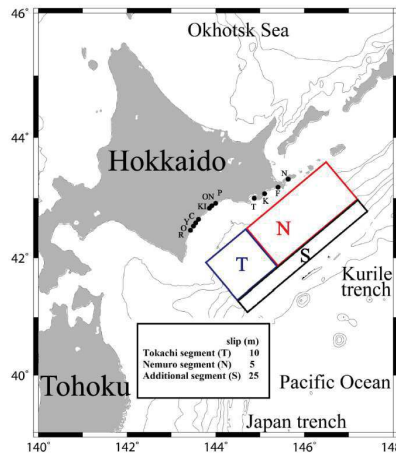
3.3 波源モデルの設定: 大すべり域・超大すべり域の設定

■大すべり域・超大すべり域の位置②

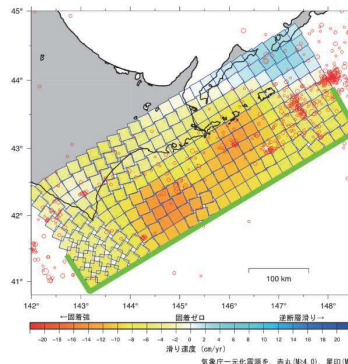
- ・ 十勝沖・根室沖から千島前弧スリバー北東端、並びに十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震で考慮する大すべり域・超大すべり域の位置は、各領域におけるアスペリティ分布等を参考に、以下のとおり設定した。
 - 青森県東方沖及び岩手県沖北部: アスペリティ分布、並びに1968年十勝沖地震の震央位置を参考に設定。
 - 十勝沖・根室沖: アスペリティ分布、17世紀の地震のすべり量分布及びすべり欠損分布を参考に設定。
 - 根室沖から千島前弧スリバー北東端: 発電所に与える影響が大きくなるように、根室沖側(納沙布断裂帯側)に移動させて設定。



日本海溝・千島海溝沿い(十勝沖～択捉島沖)のアスペリティ分布
(内閣府中央防災会議(2006))

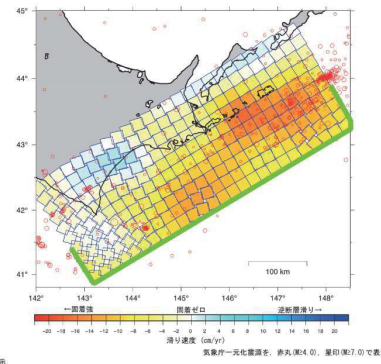


17世紀の地震のすべり量分布
(文部科学省(2012))

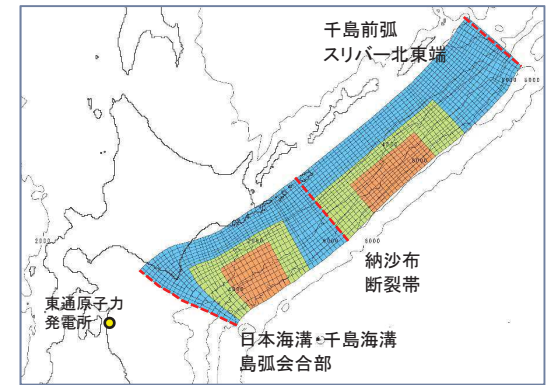


期間: 1999年9月から2003年8月まで

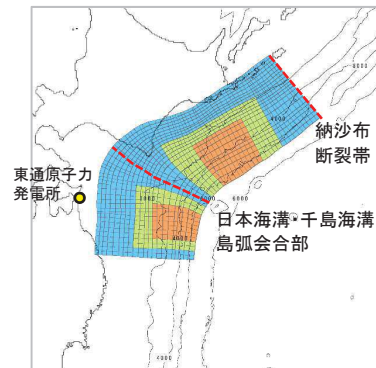
十勝沖・根室沖におけるすべり欠損分布(国土地理院(2012))



期間: 2007年3月から2011年2月まで



十勝沖・根室沖から千島前弧スリバー北東端の連動型地震

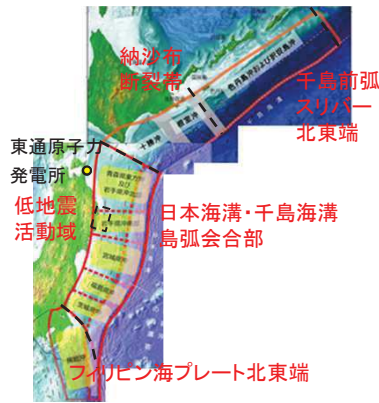


十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震

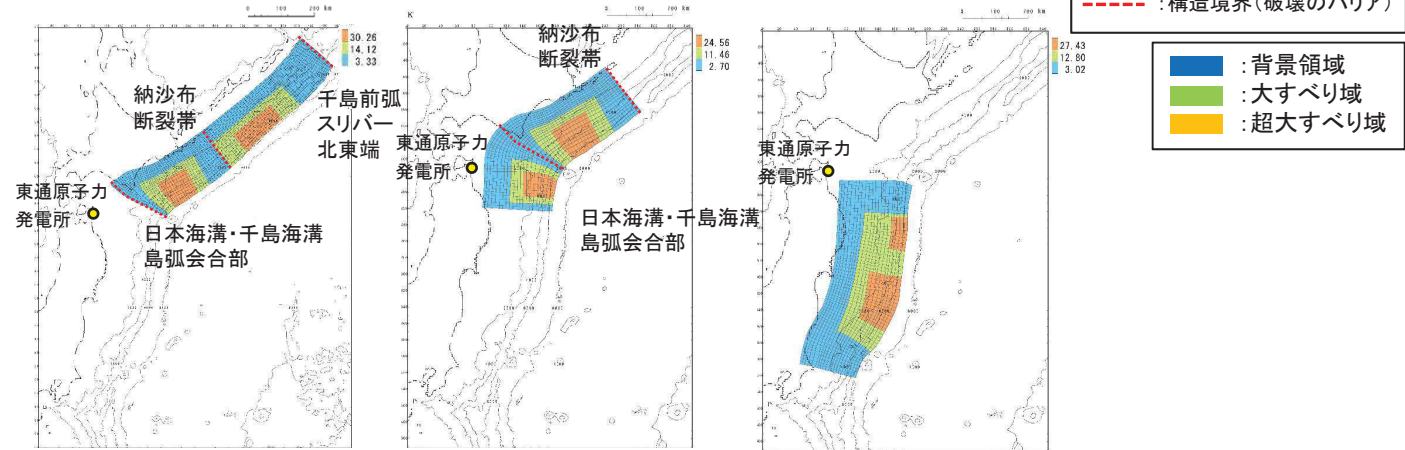
3. 想定波源域の設定

3.3 波源モデルの設定:まとめ(1)

- 設定した各波源モデルのすべり量分布, 断層パラメータを以下に示す。
- なお, 十勝沖・根室沖から千島前弧スリパー北東端の連動型地震, 十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震において, セグメント毎に設定した大すべり域・超大すべり域の面積は, 各セグメントの面積を基に設定した。詳細を次頁に示す。



日本海溝・千島海溝沿いにおける
構造的特徴(破壊のバリア)
(地震調査研究推進本部(2017, 2019)に一部加筆)



十勝沖・根室沖から千島前弧スリパー北東端の連動型地震
十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震
超巨大地震(東北地方太平洋沖型)

		十勝沖・根室沖から千島前弧スリパー北東端の連動型地震	十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震	超巨大地震(東北地方太平洋沖型)
モーメントマグニチュード(Mw)		9.21	9.05	9.13
断層面積(S)		157,100(km ²)	110,472(km ²)	129,034(km ²)
平均応力降下量(Δσ)		3.19(MPa)	3.17(MPa)	3.26(MPa)
地震モーメント(Mo)		8.15 × 10 ²² (Nm)	4.77 × 10 ²² (Nm)	6.21 × 10 ²² (Nm)
平均すべり量(D)		10.38(m)	8.64(m)	9.62(m)
すべり量	背景領域(0.33D) (面積及び面積比率)	3.33(m) (92,651(km ²), 59.0%)	2.70(m) (64,419(km ²), 58.3%)	3.02(m) (72,341(km ²), 56.5%)
	大すべり域(1.4D) (面積及び面積比率)※	14.12(m) (38,911(km ²), 24.8%)	11.46(m) (26,783(km ²), 24.3%)	12.80(m) (35,497(km ²), 27.5%)
	超大すべり域(3D) (面積及び面積比率)	30.26(m) (25,538(km ²), 16.2%)	24.56(m) (19,271(km ²), 17.4%)	27.43(m) (20,696(km ²), 16.0%)
破壊形態		同時破壊	同時破壊	同時破壊
ライズタイム		60(s)	60(s)	60(s)

※:超大すべり域を含まない面積及び面積比率

3. 想定波源域の設定

3.3 波源モデルの設定:まとめ(2)

十勝沖・根室沖から千島前弧スリパー北東端の連動型地震				
モーメントマグニチュード(Mw)		9.21		
平均応力降下量($\Delta\sigma$)		3.19(MPa)		
地震モーメント(Mo)		8.15×10^{22} (Nm)		
平均すべり量(D)		10.38(m)		
断層面全体	面積(S)		157,100(km ²)	
	背景領域	すべり量	3.33(m)	
		面積及び面積比率	92,651(km ²), 59.0%	
	大すべり域	すべり量	14.12(m)	
		面積及び面積比率※	38,911(km ²), 24.8%	
	超大すべり域	すべり量	30.26(m)	
		面積及び面積比率	25,538(km ²), 16.2%	
	千島前弧スリパー北東端～納沙布断裂帯	面積(S)		87,587(km ²)
		背景領域	すべり量	3.33(m)
			面積及び面積比率	52,059(km ²), 59.5%
		大すべり域	すべり量	14.12(m)
			面積及び面積比率※	22,099(km ²), 25.2%
超大すべり域		すべり量	30.26(m)	
		面積及び面積比率	13,429(km ²), 15.3%	
根室沖～十勝沖		面積(S)		69,513(km ²)
		背景領域	すべり量	3.33(m)
			面積及び面積比率	40,592(km ²), 58.4%
		大すべり域	すべり量	14.12(m)
			面積及び面積比率※	16,812(km ²), 24.2%
	超大すべり域	すべり量	30.26(m)	
		面積及び面積比率	12,109(km ²), 17.4%	

※: 超大すべり域を含まない面積及び面積比率

十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震				
モーメントマグニチュード(Mw)		9.05		
平均応力降下量($\Delta\sigma$)		3.17(MPa)		
地震モーメント(Mo)		4.77×10^{22} (Nm)		
平均すべり量(D)		8.64(m)		
断層面全体	面積(S)		110,472(km ²)	
	背景領域	すべり量	2.70(m)	
		面積及び面積比率	64,419(km ²), 58.3%	
	大すべり域	すべり量	11.46(m)	
		面積及び面積比率※	26,783(km ²), 24.3%	
	超大すべり域	すべり量	24.56(m)	
		面積及び面積比率	19,271(km ²), 17.4%	
	根室沖～十勝沖	面積(S)		69,513(km ²)
		背景領域	すべり量	2.70(m)
			面積及び面積比率	40,592(km ²), 58.4%
		大すべり域	すべり量	11.46(m)
			面積及び面積比率※	16,812(km ²), 24.2%
超大すべり域		すべり量	24.56(m)	
		面積及び面積比率	12,109(km ²), 17.4%	
青森県東方沖及び岩手県沖北部		面積(S)		40,959(km ²)
		背景領域	すべり量	2.70(m)
			面積及び面積比率	23,827(km ²), 58.2%
		大すべり域	すべり量	11.46(m)
			面積及び面積比率※	9,971(km ²), 24.3%
	超大すべり域	すべり量	24.56(m)	
		面積及び面積比率	7,162(km ²), 17.5%	

※: 超大すべり域を含まない面積及び面積比率

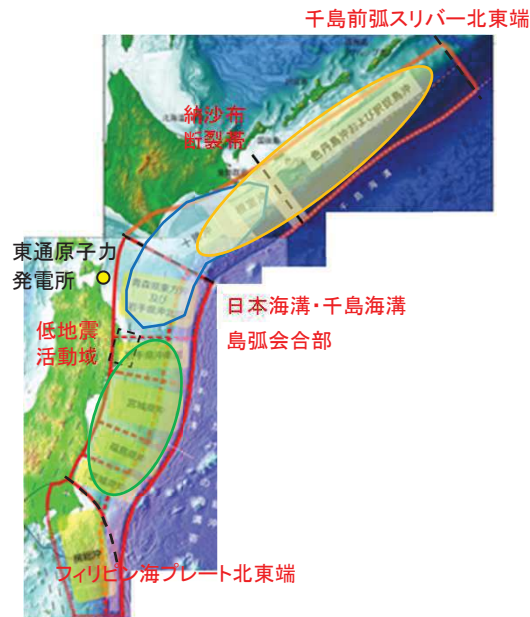
3. 想定波源域の設定

3.4 津波予測計算:最大水位上昇量, 最大水位下降量

- 各評価位置における最大水位上昇量・最大水位下降量を以下に※, 水位時刻歴波形, 並びに最大水位上昇量分布の比較を次頁以降に示す。

※:津波解析条件, 津波水位の評価位置の詳細を補足説明資料「5. 津波解析条件」に, 各ケースのスナップショットを「6. 千島海溝・日本海溝沿いで発生する津波解析結果(スナップショット)」に記載。

 	:十勝沖・根室沖から千島前弧スリバー北東端の連動型地震
 	:十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震
 	:超巨大地震(東北地方太平洋沖型)



検討対象領域
(地震調査研究推進本部(2017, 2019)に一部加筆)

【水位上昇側】

下線:最大ケース

	最大水位上昇量(m)		
	敷地前面	取水口前面	放水路護岸前面
十勝沖・根室沖から千島前弧スリバー北東端の連動型地震	4.78	3.00	—
十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震	<u>6.64</u>	<u>6.15</u>	<u>6.27</u>
超巨大地震(東北地方太平洋沖型)	4.30	3.92	3.22

【水位下降側】

	最大水位下降量(m)
	取水口前面
十勝沖・根室沖から千島前弧スリバー北東端の連動型地震	-2.99
十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震	<u>-4.28</u>
超巨大地震(東北地方太平洋沖型)	-3.52

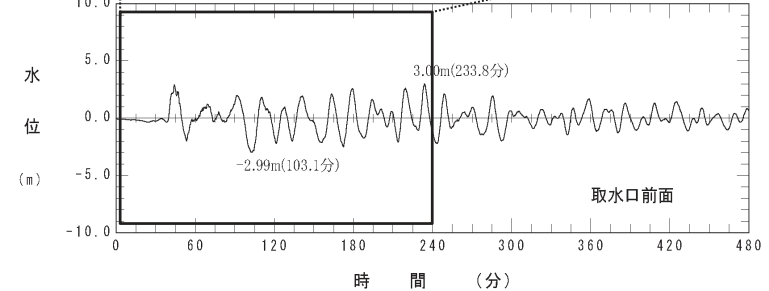
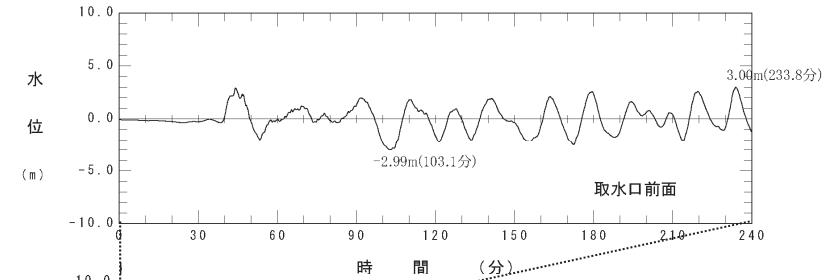
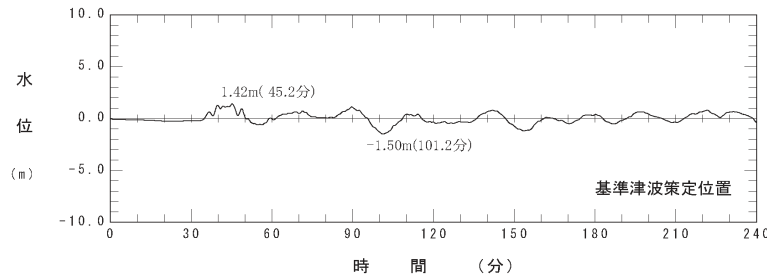
3. 想定波源域の設定

3.4 津波予測計算:水位時刻歴波形の比較

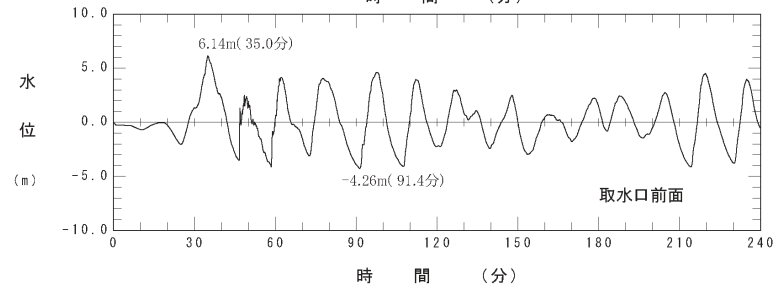
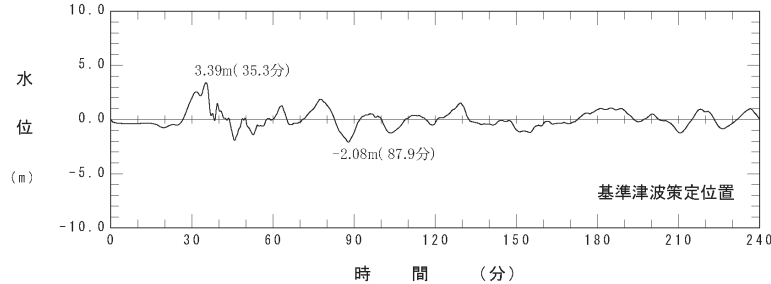
- ・ 基準津波策定位置(左図), 並びに取水口前面(右図)における水位時刻歴波形※を以下に示す。
- ・ 基準津波策定位置, 取水口前面のいずれの位置においても十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震による津波が水位の上昇側, 下降側ともに最も影響が大きいことを確認した。

※: 基準津波策定位置及び水位時刻歴波形抽出位置の詳細は, 補足説明資料「5. 津波解析条件」に記載。

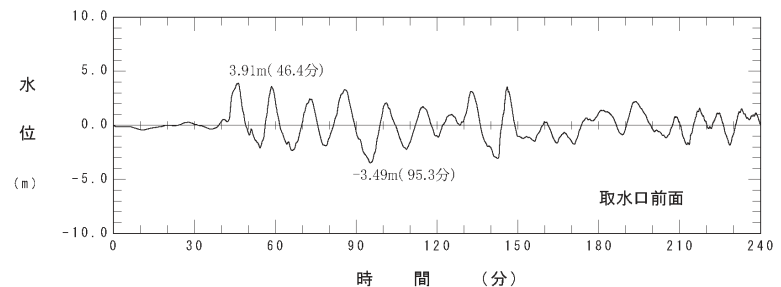
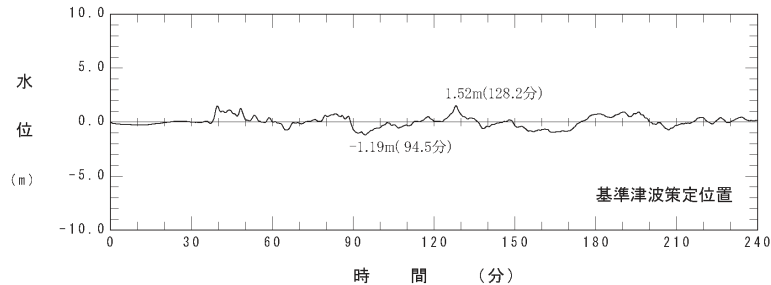
【十勝沖・根室沖から千島前弧スリパー北東端の連動型地震】



【十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震】



【超巨大地震(東北地方太平洋沖型)】

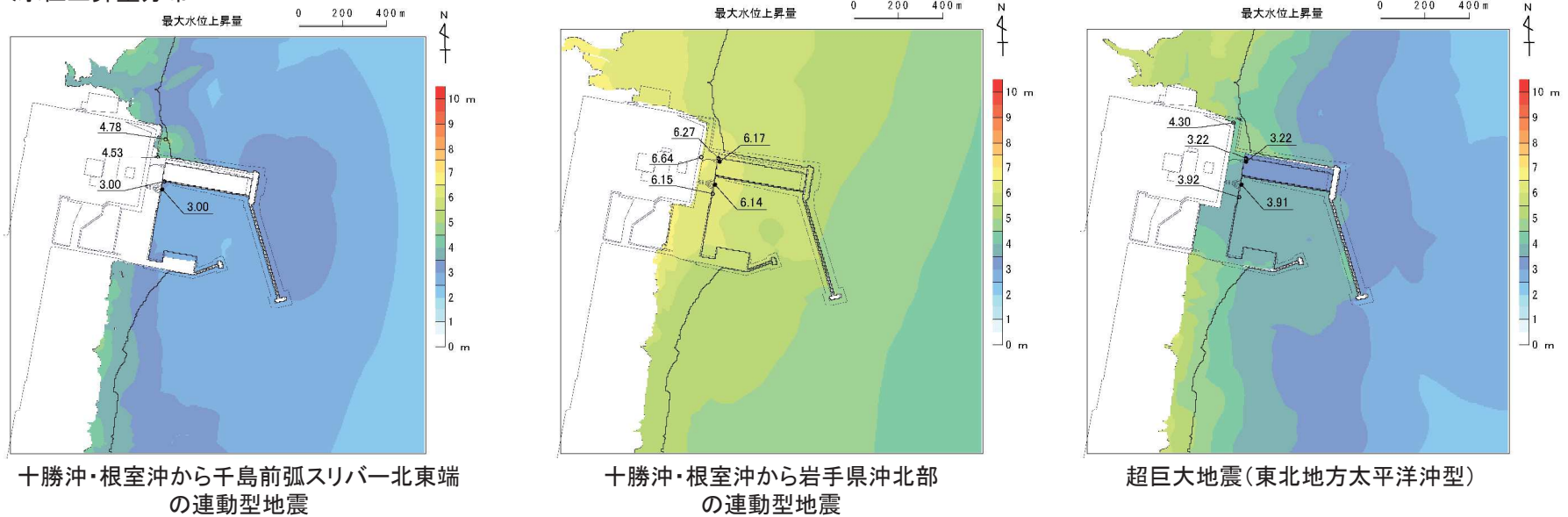


3. 想定波源域の設定

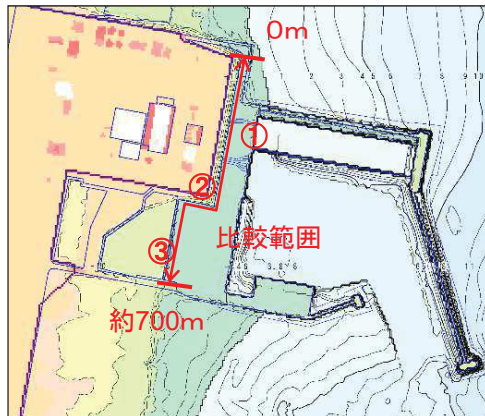
3.4 津波予測計算:最大水位上昇量の比較

- 最大水位上昇量分布, 並びに敷地前面における最大水位上昇量の比較を以下に示す。
- 敷地前面全体に亘って, 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の影響が最も大きいことを確認した。

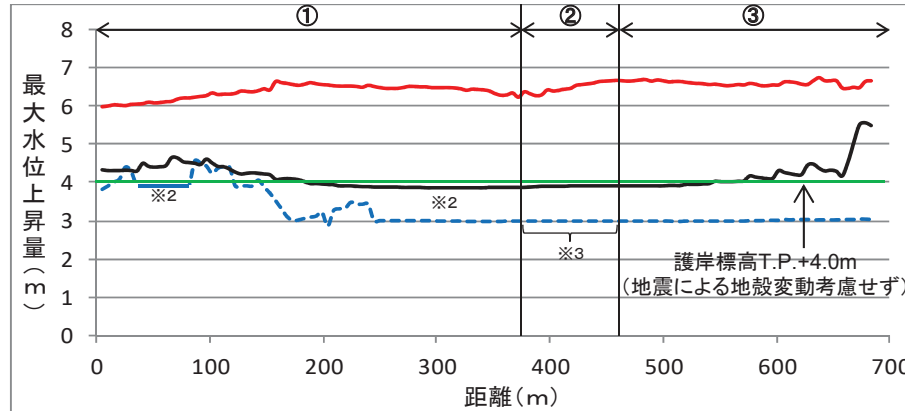
■最大水位上昇量分布



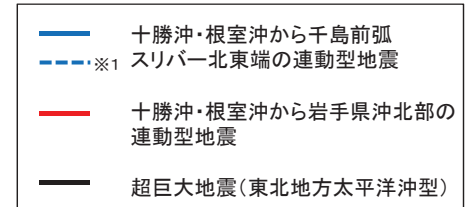
■敷地前面における最大水位上昇量の比較



最大水位上昇量の比較範囲



敷地前面における最大水位上昇量の比較

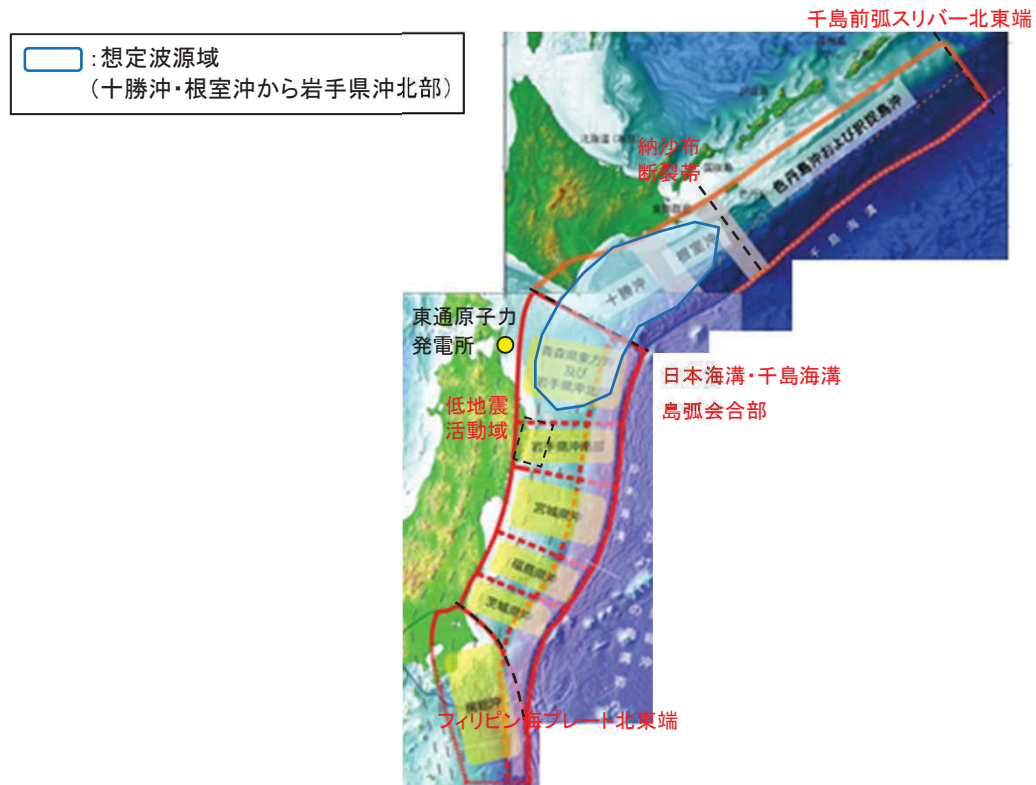


※1: 比較範囲に津波が到達していない部分を破線で示す。なお、比較範囲に到達していない部分については、東方向最寄地点の最大水位上昇量を用いている。
 ※2: 地震による地殻変動で護岸標高が低下することにより、津波が比較範囲に到達する区間は実線で示している。
 ※3: 比較範囲(②)が汀線に直交し、かつ津波が到達していない区間であるため、東方向最寄地点の最大水位上昇量(一定値)とした。

3. 想定波源域の設定

3.5 まとめ

- 以上から、基準断層モデルの想定波源域は、十勝沖・根室沖から岩手県沖北部に設定する。



基準断層モデルの想定波源域
(地震調査研究推進本部(2017, 2019)に一部加筆)

4. 特性化モデルの設定

- 4. 1 本説明(コメント回答)の基本方針
- 4. 2 設定フロー
- 4. 3 広域の津波特性を考慮した特性化モデル
- 4. 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
- 4. 5 まとめ

4. 特性化モデルの設定

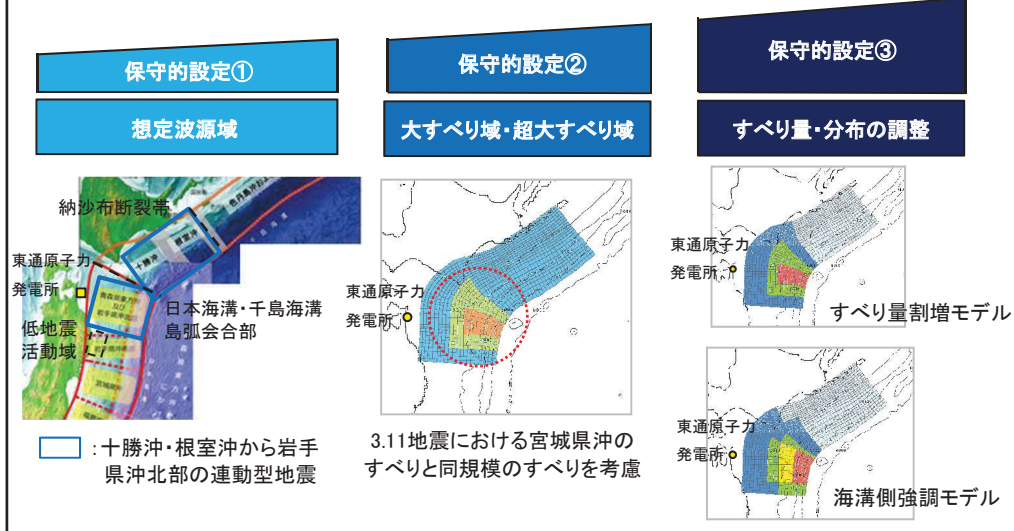
4.1 本説明(コメント回答)の基本方針

No.	コメント時期	コメント内容
S31	平成28年4月28日 第358回審査会合	広域の痕跡高に着目した基準断層モデルについて検討すること。
S32	平成28年4月28日 第358回審査会合	特性化モデルの設定方法のうち、大すべり域・超大すべり域を設定することによるMwの調整を波源域全体で調整しているが、他機関の手法との比較等を行い、モデル設定の妥当性・保守性を示すこと。

■第358回審査会合での説明

【基準断層モデルの設定】

- 想定波源域の保守的設定として、構造境界(破壊のバリア)を跨ぐ、十勝沖・根室沖から青森県東方沖及び岩手県沖北部の連動を考慮(日本海溝・千島海溝島弧会合部の破壊伝播を考慮)。
- 大すべり域の保守的設定として、青森県東方沖及び岩手県沖北部で発生する最大規模の地震と考えられる1968年十勝沖地震のすべりを上回るすべりを考慮することとし、3.11地震における宮城県沖のすべりと同規模のすべりを考慮する。
- 更なる保守性確保の観点から、すべり量を約20%割増したすべり量割増モデル及び杉野ほか(2013)を参考に、短周期の波を考慮した海溝側強調モデルを設定。



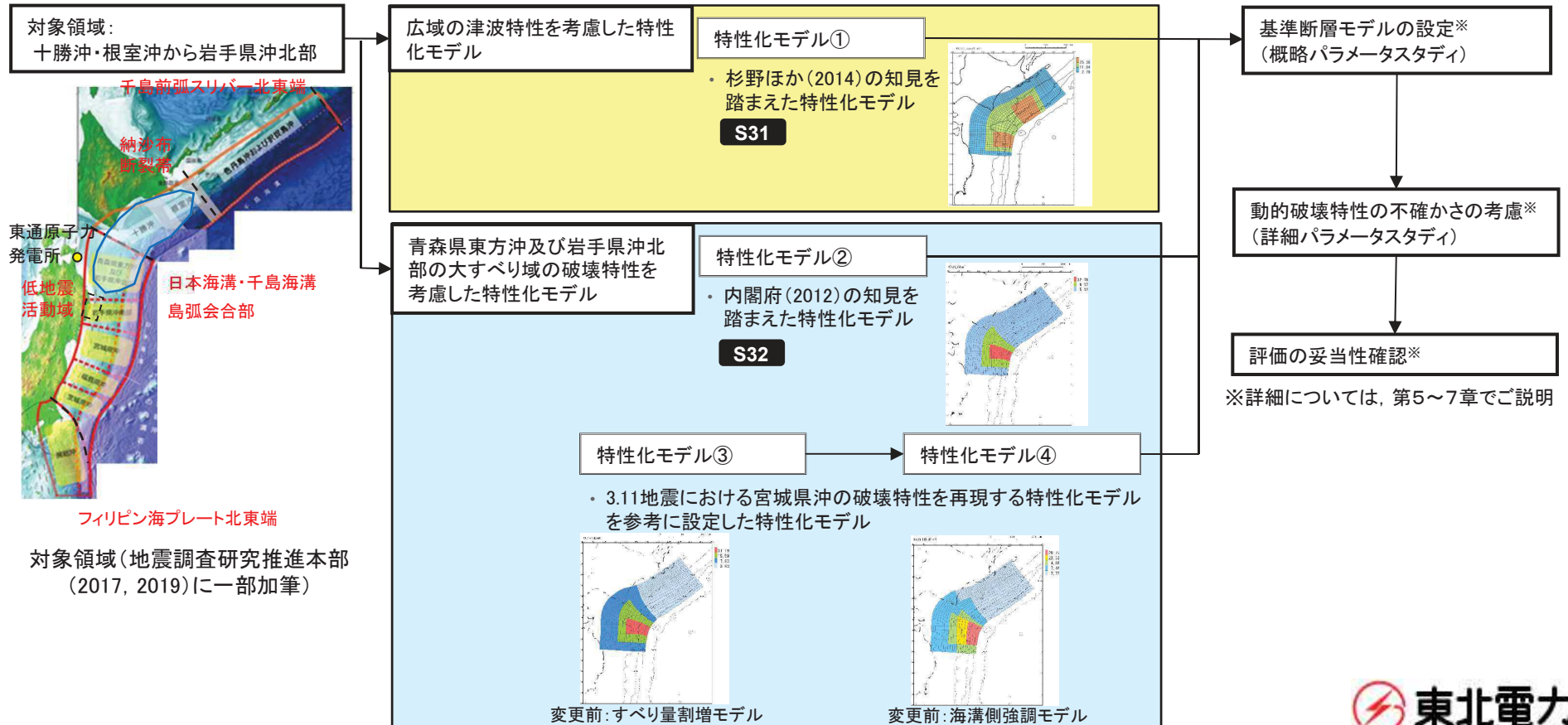
■本説明(コメント回答)の基本方針

- 3.11地震において、震源断層モデル(地震特性)と津波波源モデル(津波特性)に違いが見られたことを踏まえ、次の2つの観点から特性化モデルを設定する。
 - 広域の津波特性を考慮した特性化モデル
 - 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
- (1)広域の津波特性を考慮したモデルとして、杉野ほか(2014)の知見を踏まえた特性化モデル①を設定する。 **S31**
- (2)青森県東方沖及び岩手県沖北部の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデルとして、Mwを背景領域で調整している内閣府(2012)の知見を踏まえた特性化モデル②を設定する。 **S32**
- 3.11地震の震源断層モデル(地震特性)と津波波源モデル(津波特性)の断層面積に違いが見られたことを踏まえ、申請時のすべり量割増モデルを特性化モデル③、海溝側強調モデルを特性化モデル④に位置付けを変更する。

4. 特性化モデルの設定

4.2 設定フロー

- 3.11地震において、震源断層モデル(地震特性)と津波波源モデル(津波特性)に違いが見られたことを踏まえ、(1)広域の津波特性を考慮した特性化モデル、(2)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の2つの観点から、複数の特性化モデルを設定する。
 - 広域の津波特性を考慮したモデルとして、杉野ほか(2014)の知見を踏まえた特性化モデル①を設定する。
 - 青森県東方沖及び岩手県沖北部の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデルとして、Mwを背景領域で調整している内閣府(2012)の知見を踏まえた特性化モデル②を設定する。また、3.11地震の震源断層モデル(地震特性)と津波波源モデル(津波特性)の断層面積の違い等を考慮し、申請時のすべり量割増モデルを特性化モデル③、海溝側強調モデルを特性化モデル④に位置付けを変更する。

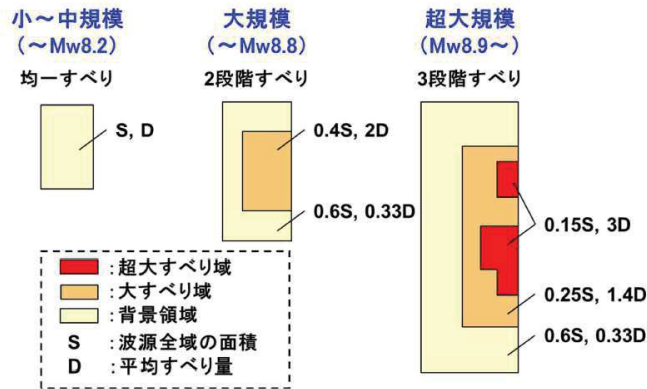


4.3 広域の津波特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル①)

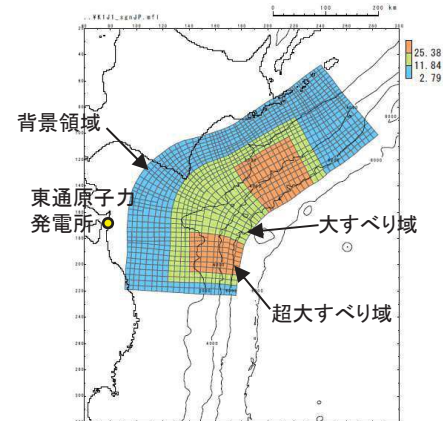
■特性化モデル①の設定

- ・ 広域の津波特性(痕跡高)を考慮するため、杉野ほか(2014)の知見を踏まえた特性化モデルを設定した。
- ・ 大すべり域・超大すべり域は、固着域に関する分析結果、並びに複数セグメントの連動破壊が見られた2004年スマトラ～アンダマン地震のすべり分布を参考に、セグメント毎に配置した。断層パラメータの設定方法の詳細を次頁に示す※。

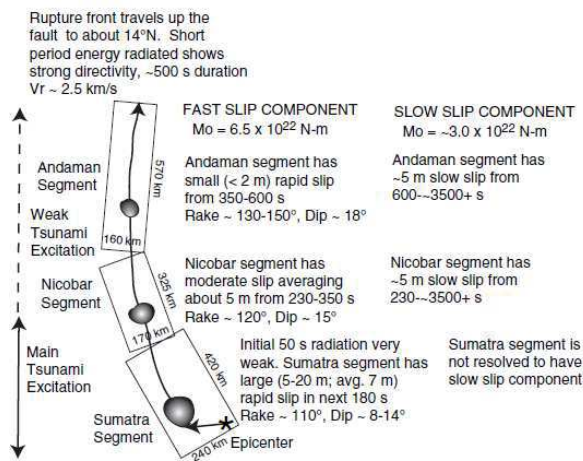
※:各パラメータは、3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデルの設定方法を踏まえて設定した。同モデルの設定方法の詳細は、補足説明資料「8. 3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデル」に記載。



大すべり域・超大すべり域の設定方法 (杉野ほか(2014))



すべり量分布



2004年スマトラ～アンダマン地震の破壊過程 (Lay et al.(2005))

諸元		特性化モデル①
モーメントマグニチュード(Mw)		9.08
断層面積(S)		110,472 (km ²)
平均応力降下量(Δσ)		3.45 (MPa)
地震モーメント(Mo)		5.19 × 10 ²² (Nm)
平均すべり量(D)		8.46 (m)
すべり量	背景領域(0.33D) (面積及び面積比率)	2.79 (m) (58,609 (km ²), 53.1%)
	大すべり域(1.4D) (面積及び面積比率)※	11.84 (m) (32,593 (km ²), 29.5%)
	超大すべり域(3D) (面積及び面積比率)	25.38 (m) (19,271 (km ²), 17.4%)

※: 超大すべり域を除いた面積比率

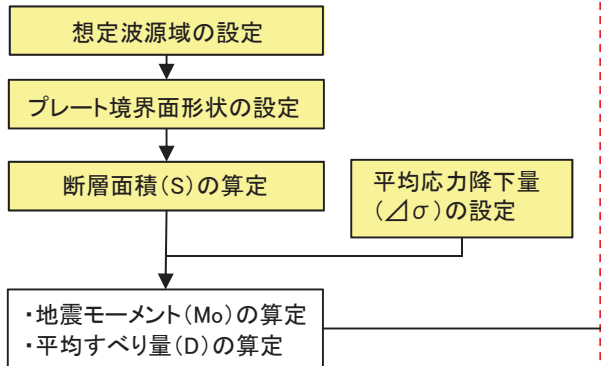
4. 特性化モデルの設定

4.3 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)

コメントS31

■ : 与条件

1. 巨視的波源特性の設定



➢ スケーリング則の適用
(円形破壊面を仮定した関係式)

各パラメーター一覧

パラメータ	設定方法	設定値
断層面積(S)	十勝沖・根室沖～岩手県沖北部	110,472(km ²)
地震発生深さ	地震調査研究推進本部(2004,2012)	海溝軸～深さ60km
平均応力降下量(Δσ)	内閣府(2012), 杉野ほか(2014)	3.1(MPa)
剛性率(μ)	土木学会(2016)	5.0 × 10 ¹⁰ (N/m ²)
地震モーメント(M ₀)	16/(7π ^{3/2})・Δσ・S ^{3/2}	4.67 × 10 ²² (Nm)
平均すべり量(D)	16/(7π ^{3/2})・Δσ・S ^{1/2} /μ	8.46(m)

2. 微視的波源特性の設定

大すべり域・超大すべり域・背景領域の設定

➢ 各領域のすべり量の算定

■ 大すべり域

パラメータ	設定方法	設定値
すべり量(D ₁)	平均すべり量(D)の1.4倍 ^{※1} 杉野ほか(2014)	11.84(m)

■ 超大すべり域

パラメータ	設定方法	設定値
すべり量(D ₂)	平均すべり量(D)の3倍 ^{※2} 杉野ほか(2014)	25.38(m)

■ 背景領域

パラメータ	設定方法	設定値
すべり量(D ₀)	平均すべり量(D)の0.33倍 ^{※3} 杉野ほか(2014)	2.79(m)

※1: 全体面積の40%(超大すべり域を含む)に相当するすべり量

※2: 全体面積の15%に相当するすべり量

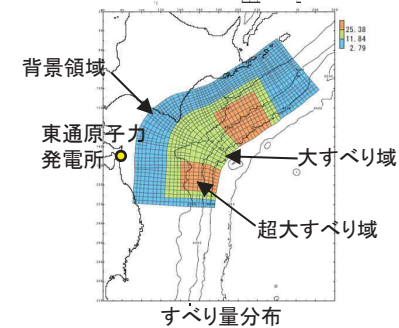
※3: 全体面積の60%に相当するすべり量

3. 特性化モデルの設定

断層モデルへの微視的波源特性の反映

➢ 設定したプレート境界面に微視的波源特性を反映。

モーメントマグニチュード(M_w)の算定



諸元	内容	諸元	内容
モーメントマグニチュード(M _w)	9.08	背景領域	すべり量 2.79(m)
地震発生深さ	海溝軸～深さ60km	背景領域	断層面積(面積比率) 58,609(km ²) (53.1%)
断層面積(S)	110,472(km ²)	大すべり域	すべり量 11.84(m)
平均応力降下量(Δσ) (=7/16・M ₀ ・(S/π) ^{-3/2})	3.45(MPa)	大すべり域	断層面積(面積比率) [※] 32,593(km ²) (29.5%)
剛性率(μ)	5.0 × 10 ¹⁰ (N/m ²)	超大すべり域	すべり量 25.38(m)
地震モーメントM ₀	5.19 × 10 ²² (Nm)	超大すべり域	断層面積(面積比率) 19,271(km ²) (17.4%)
すべり角λ	太平洋プレートの運動方向に基づいて設定	ライズタイムτ	60(s)

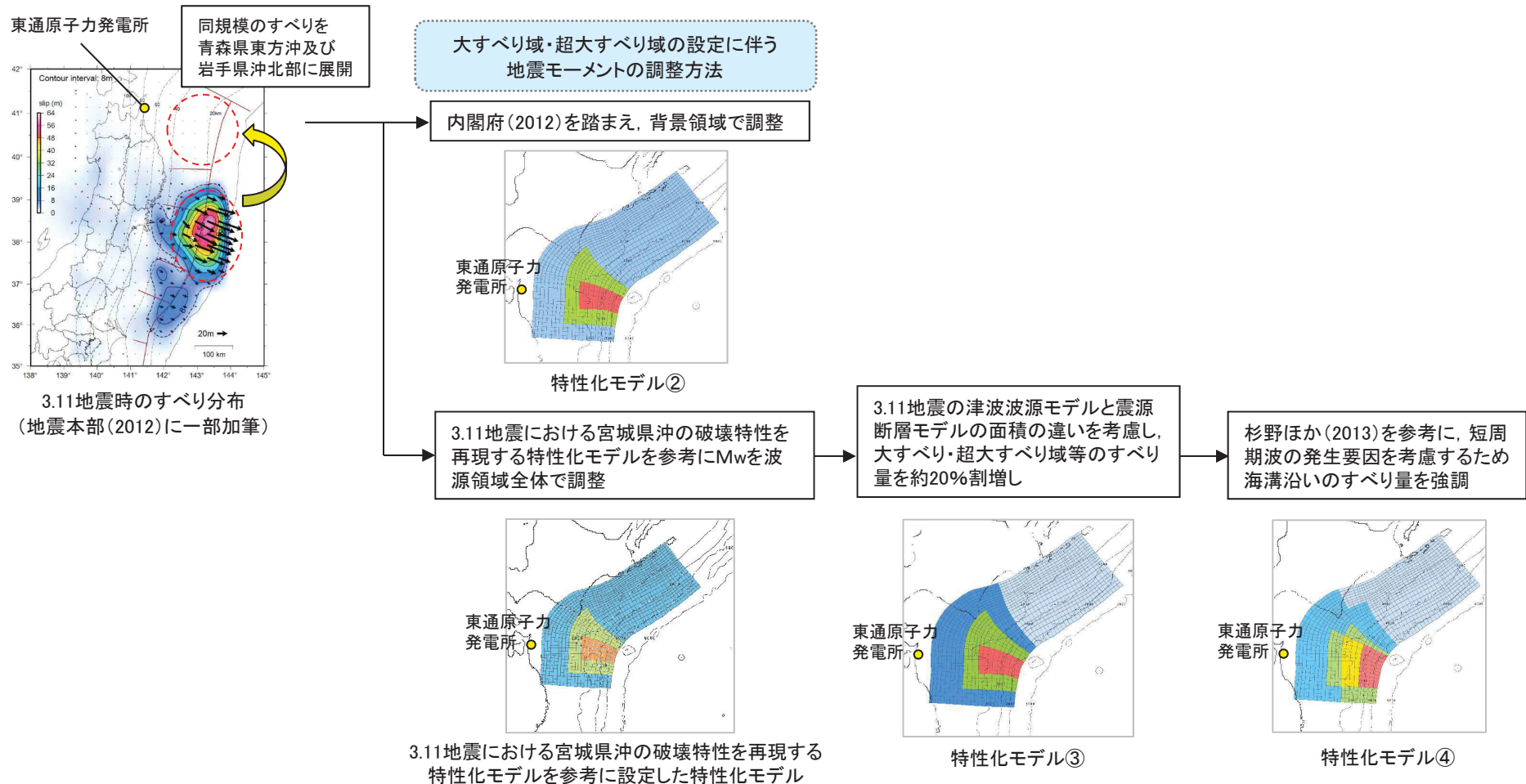
※: 超大すべり域を除いた面積比率

4.4 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)

■特性化モデル②, ③, ④の設定

- 国内外で発生している巨大地震の地震学的・地質学的・測地学的知見から、青森県東方沖及び岩手県沖北部で発生するすべり量は、1968年十勝沖地震が最大規模と考えられるが、保守性の観点から、3.11地震における宮城県沖のすべりと同規模のすべりを考慮した。
- 大すべり域・超大すべり域等は津波高さに与える影響が大きいことを踏まえ、すべり量、すべり分布が異なる複数の波源モデルを設定することとし、内閣府(2012)の知見を踏まえた特性化モデル②、3.11地震における宮城県沖の破壊特性を再現する特性化モデルを参考に設定した特性化モデル※を基に、すべり量を約20%割増した特性化モデル③及び杉野ほか(2013)を参考に、短周期の波の発生要因を考慮した特性化モデル④を設定した。

※:3.11地震における宮城県沖の破壊特性を再現する特性化モデルの設定方法の詳細は、補足説明資料「9. 3.11地震における宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデル」に記載。

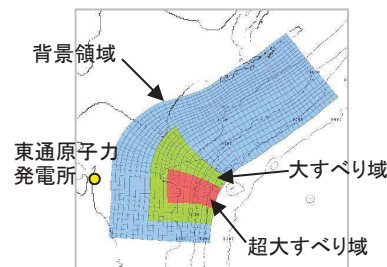


4. 特性化モデルの設定

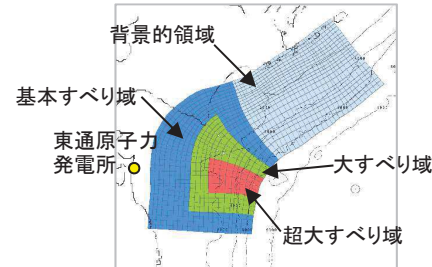
4.4 青森県東方沖及び岩手県沖北部の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル②, ③, ④)

■特性化モデル②, ③, ④の設定

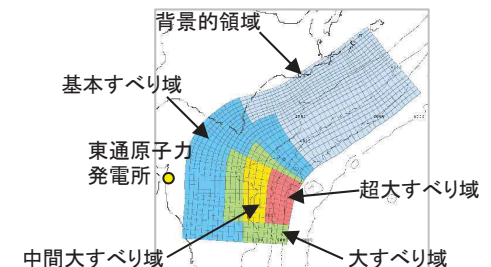
- 各特性化モデルのすべり分布及び主要な断層パラメータを以下に示す。また、各特性化モデルの断層パラメータの設定方法、並びに設定に反映した知見等の詳細を次頁以降に示す。



特性化モデル②



特性化モデル③



特性化モデル④

諸元		特性化モデル②	特性化モデル③	特性化モデル④
モーメントマグニチュード(Mw)		9.04	9.05	9.04
断層面積(S)		110,472(km ²)	110,472(km ²)	110,472(km ²)
平均応力降下量(Δσ)		3.07(MPa)	3.14(MPa)	3.08(MPa)
地震モーメント(Mo)		4.62 × 10 ²² (Nm)	4.73 × 10 ²² (Nm)	4.65 × 10 ²² (Nm)
すべり量	背景領域(背景的領域) (面積及び面積比率)	5.12(m) (87,732(km ²), 79.4%)	3.90(m) (48,879(km ²), 44.2%)	3.72(m) (52,259(km ²), 47.3%)
	基本すべり域 (面積及び面積比率)		7.80(m) (61,593(km ²), 55.8%※1)	7.44(m) (58,213(km ²), 52.7%※3)
	大すべり域 (面積及び面積比率)	16.37(m) (22,740(km ²), 20.6%※1)	15.59(m) (22,740(km ²), 20.6%※2)	14.88(m) (23,191(km ²), 21.0%※4)
	中間大すべり域 (面積及び面積比率)			22.33(m) (11,714(km ²), 10.6%※2)
	超大すべり域 (面積及び面積比率)	32.75(m) (6,302(km ²), 5.7%)	31.19(m) (6,302(km ²), 5.7%)	29.77(m) (5,696(km ²), 5.2%)
	平均すべり量	8.19(m)	8.19(m)	8.19(m)

※1: 大すべり域・超大すべり域をあわせた領域の面積比率, ※2: 超大すべり域をあわせた領域の面積比率

※3: 大すべり域・中間大すべり域・超大すべり域をあわせた領域の面積比率, ※4: 中間大すべり域・超大すべり域をあわせた領域の面積比率

4. 特性化モデルの設定

4.4 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)

■ : 与条件

1. 巨視的波源特性の設定

▶ 特性化モデル①と共通のため、詳細は記載省略

各パラメーター一覧

パラメータ	設定方法	設定値
断層面積 (S)	十勝沖・根室沖～岩手県沖北部	110,472 (km ²)
地震発生深さ	地震調査研究推進本部 (2004,2012)	海溝軸～深さ60km
平均応力降下量 (Δσ)	内閣府 (2012), Murotani et al. (2013)	3 (MPa)
剛性率 (μ)	土木学会 (2016)	5.0 × 10 ¹⁰ (N/m ²)
地震モーメント (M ₀)	16/(7π ^{3/2}) · Δσ · S ^{3/2}	4.52 × 10 ²² (Nm)
平均すべり量 (D)	16/(7π ^{3/2}) · Δσ · S ^{1/2} / μ	8.19 (m)

2. 微視的波源特性の設定

(1) 大すべり域・超大すべり域の設定

- ▶ 断層面積 (S₂, S₄) の算定
- ▶ すべり量 (D₂, D₄) の算定
- ▶ 地震モーメント (M₀₂, M₀₄) の算定

■ 大すべり域

パラメータ	設定方法	設定値
断層面積 (S ₂)	断層面積 (S) の15% ※	16,571 (km ²)
すべり量 (D ₂)	平均すべり量 (D) の2倍 内閣府 (2012)	16.37 (m)
剛性率 (μ)	土木学会 (2016)	5.0 × 10 ¹⁰ (N/m ²)
地震モーメント (M ₀₂)	μ · S ₂ · D ₂	1.36 × 10 ²² (Nm)

■ 超大すべり域

パラメータ	設定方法	設定値
断層面積 (S ₄)	断層面積 (S) の5%	5,524 (km ²)
すべり量 (D ₄)	平均すべり量 (D) の4倍 内閣府 (2012)	32.75 (m)
剛性率 (μ)	土木学会 (2016)	5.0 × 10 ¹⁰ (N/m ²)
地震モーメント (M ₀₄)	μ · S ₄ · D ₄	9.04 × 10 ²¹ (Nm)

※: 大すべり域と超大すべり域をあわせた領域の面積比率は20%。

(2) 地震モーメントの調整 (背景領域の設定)

■ 背景領域

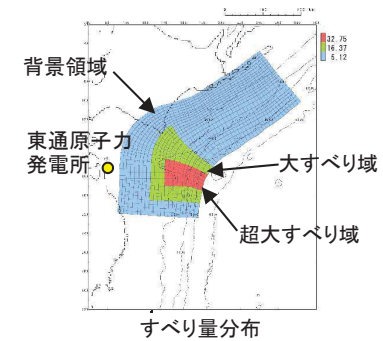
パラメータ	設定方法	設定値
地震モーメント (M _{0b})	M _{0b} = (M ₀₂ + M ₀₄)	2.26 × 10 ²² (Nm)
断層面積 (S _b)	断層面積の80%	88,378 (km ²)
剛性率 (μ)	土木学会 (2016)	5.0 × 10 ¹⁰ (N/m ²)
すべり量 (D _b)	M _{0b} / S _b / μ	5.12 (m)

3. 特性化モデルの設定

断層モデルへの微視的波源特性の反映

- ▶ 設定したプレート境界面に微視的波源特性を反映。

モーメントマグニチュード (M_w) の算定



諸元	内容	諸元	内容	
モーメントマグニチュード (M _w)	9.04	背景領域	すべり量	5.12 (m)
地震発生深さ	海溝軸～深さ60km		断層面積 (面積比率)	87,732 (km ²) (79.4%)
断層面積 (S)	110,472 (km ²)	大すべり域	すべり量	16.37 (m)
平均応力降下量 (Δσ) (=7/16 · M ₀ · (S/π) ^{-3/2})	3.07 (MPa)		断層面積 (面積比率) ※	22,740 (km ²) (20.6%)
剛性率 (μ)	5.0 × 10 ¹⁰ (N/m ²)	超大すべり域	すべり量	32.75 (m)
地震モーメント M ₀	4.62 × 10 ²² (Nm)		断層面積 (面積比率)	6,302 (km ²) (5.7%)
すべり角 λ	太平洋プレートの運動方向に基づいて設定	ライズタイム τ	60 (s)	

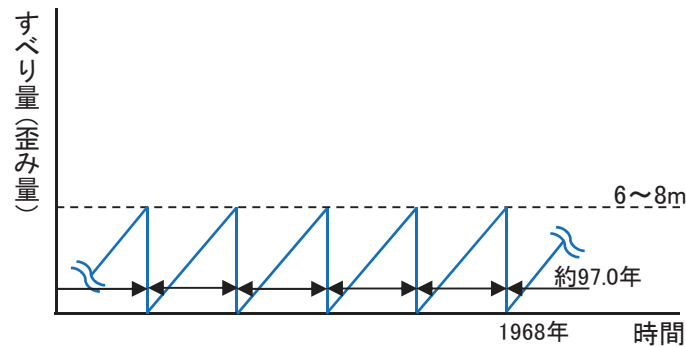
※: 大すべり域と超大すべり域をあわせた領域の面積比率

4. 特性化モデルの設定

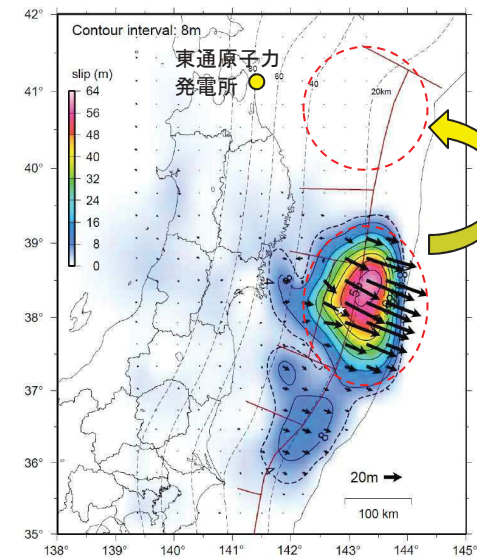
4.4 青森県東方沖及び岩手県沖北部の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル③, ④)

- 国内外で発生している巨大地震の地震学的・地質学的・測地学的知見から、青森県東方沖及び岩手県沖北部については、1968年十勝沖地震に伴うすべりが最大規模と評価されるが、3.11地震時における宮城県沖のすべりと同規模のすべりを考慮する。

■青森県東方沖及び岩手県沖北部におけるすべり量(歪み量)

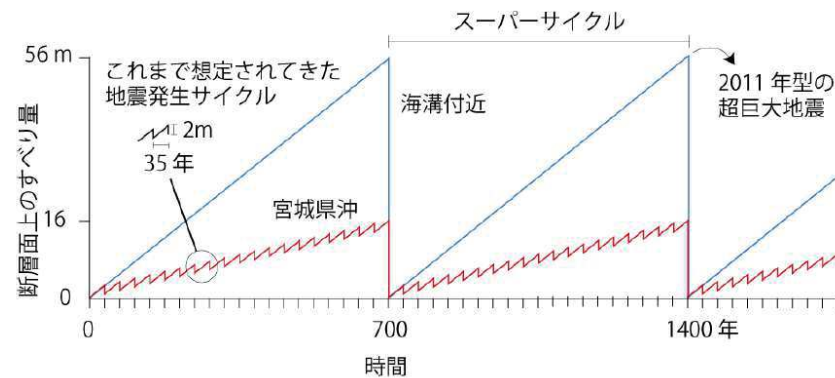


■大すべり域・超大すべり域の設定(概念)



3.11地震時のすべり分布
(地震調査研究推進本部(2012)に一部加筆)

■宮城県沖におけるすべり量(歪み量)

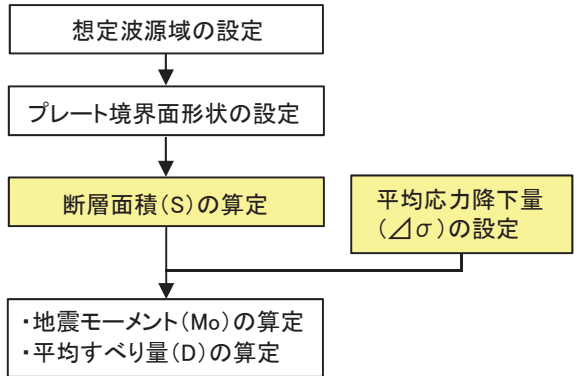


宮城県沖と海溝軸周辺における地震のサイクルとすべり量モデル
(佐竹(2011b))

4. 特性化モデルの設定

4.4 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③, ④)

1. 巨視的波源特性の設定



- スケーリング則の適用 (円形破壊面を仮定した関係式)

各パラメーター一覧

パラメータ	設定方法	設定値
断層面積(S)	根室沖～岩手県沖北部	110,472(km ²)
地震発生深さ	地震調査研究推進本部(2004,2012)	海溝軸～深さ60km
平均応力降下量(Δσ)	内閣府(2012), Murotani et al.(2013)	3(MPa)
剛性率(μ)	土木学会(2016)	5.0 × 10 ¹⁰ (N/m ²)
地震モーメント(Mo)	16/(7π ^{3/2})・Δσ・S ^{3/2}	4.52 × 10 ²² (Nm)
平均すべり量(D)	16/(7π ^{3/2})・Δσ・S ^{1/2} /μ	8.19(m)

2. 微視的波源特性の設定

(1) 大すべり域・超大すべり域の設定

- 断層面積(S₂, S₄)の算定
- すべり量(D₂, D₄)の算定
- 地震モーメント(M_{o2}, M_{o4})の算定

■大すべり域

パラメータ	設定方法	設定値
断層面積(S ₂)	断層面積(S)の15% ※	16,571(km ²)
すべり量(D ₂)	平均すべり量(D)の2倍 内閣府(2012)	16.37(m)
剛性率(μ)	土木学会(2016)	5.0 × 10 ¹⁰ (N/m ²)
地震モーメント(M _{o2})	μ・S ₂ ・D ₂	1.36 × 10 ²² (Nm)

■超大すべり域

パラメータ	設定方法	設定値
断層面積(S ₄)	断層面積(S)の5%	5,524(km ²)
すべり量(D ₄)	平均すべり量(D)の4倍 内閣府(2012)	32.75(m)
剛性率(μ)	土木学会(2016)	5.0 × 10 ¹⁰ (N/m ²)
地震モーメント(M _{o4})	μ・S ₄ ・D ₄	9.04 × 10 ²¹ (Nm)

※: 大すべり域と超大すべり域をあわせた領域の面積比率は20%。

(2) 地震モーメントの調整(すべり量の調整)

(2)-1 基本すべり域の設定

■基本すべり域

パラメータ	設定方法	設定値
断層面積(S _b)	断層面積の80%	88,378(km ²)
すべり量(D _b)	平均すべり量(D)	8.19(m)
剛性率(μ)	土木学会(2016)	5.0 × 10 ¹⁰ (N/m ²)
地震モーメント(M _{ob})	μ・S _b ・D _b	3.62 × 10 ²² (Nm)

(2)-2 各領域の地震モーメント(合計)の算定

$$M_o' = M_{o2} + M_{o4} + M_{ob} = 5.88 \times 10^{22} \text{ (Nm)}$$

(2)-3 地震モーメントの調整(すべり量の調整)

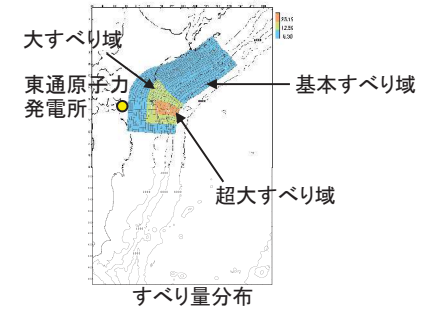
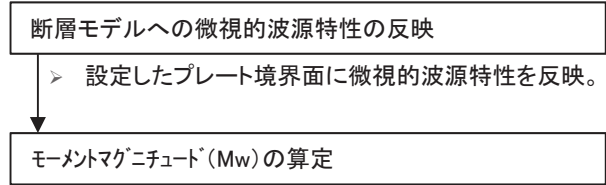
$$M_o / M_o' = 4.52 \times 10^{22} \text{ (Nm)} / 5.88 \times 10^{22} \text{ (Nm)} = 0.77$$

- 上記倍率を用いて、基準断層モデルに反映する各領域のすべり量を一律に調整する。

	調整前	調整後
基本すべり域	8.19(m)	6.30(m)
大すべり域	16.37(m)	12.59(m)
超大すべり域	32.75(m)	25.19(m)

3. 基準断層モデルの設定

■ : 与条件



諸元	内容	諸元	内容
モーメントマグニチュード(Mw)	9.04	基本すべり域	すべり量
地震発生深さ	海溝軸～深さ60km	断層面積(面積比率)	87,732(km ²) (79.4%)
断層面積(S)	110,472(km ²)	大すべり域	すべり量
平均応力降下量(Δσ) (=7/16・Mo・(S/π) ^{-3/2})	3.05(MPa)	断層面積(面積比率)※	12,590(km ²) (20.6%)
剛性率(μ)	5.0 × 10 ¹⁰ (N/m ²)	超大すべり域	すべり量
地震モーメントMo	4.59 × 10 ²² (Nm)	断層面積(面積比率)	25,190(km ²) (5.7%)
すべり角λ	太平洋プレートの運動方向に基づいて設定	ライズタイムτ	60(s)

※: 大すべり域と超大すべり域をあわせた領域の面積比率

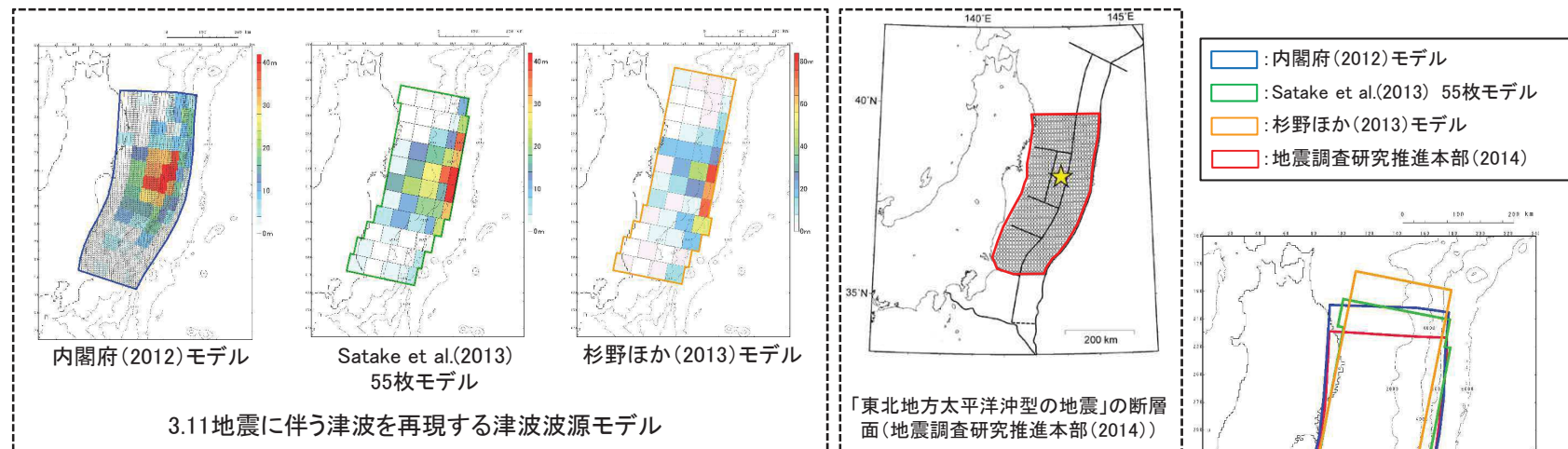
4. 特性化モデルの設定

4.4 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③)

■特性化モデル③: 3.11地震から得られた知見の反映

- 3.11地震に伴う津波を広域に再現するモデルの断層面積は、地震調査研究推進本部(2014)が評価した「東北地方太平洋沖型の地震」の断層面積と比較して大きい。
- 断層面積の違いは、発電所の津波高さに大きな影響を与える大すべり域・超大すべり域等のすべり量の算定に直接的に関係することを踏まえ、3.11地震における宮城県沖の破壊特性を再現する特性化モデルを参考に設定した特性化モデルの大すべり域・超大すべり域等のすべり量を約20%割増した。

【3.11地震に伴う津波を広域に再現するモデル】



3.11地震に伴う津波を再現する津波波源モデル

「東北地方太平洋沖型の地震」の断層面(地震調査研究推進本部(2014))

3.11地震・津波特性を再現する断層モデルのモーメントマグニチュード及び面積

モデル	Mw	断層面積
内閣府(2012)モデル	9.0	119,974(km ²)
Satake et al.(2013)55枚モデル	9.0	110,000(km ²)
杉野ほか(2013)モデル	9.1	112,000(km ²)
地震調査研究推進本部(2014)	9.0	約10万(km ²)

波源領域の比較

4. 特性化モデルの設定

4.4 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③)

1. 巨視的波源特性の設定

特性化モデル①と共通のため、詳細は記載省略

各パラメーター一覧

パラメータ	設定方法	設定値
断層面積 (S)	十勝沖・根室沖～岩手県沖北部	110,472 (km ²)
地震発生深さ	地震調査研究推進本部 (2004,2012)	海溝軸～深さ60km
平均応力降下量 (Δσ)	内閣府 (2012), Murotani et al.(2013)	3 (MPa)
剛性率 (μ)	土木学会 (2016)	5.0 × 10 ¹⁰ (N/m ²)
地震モーメント (M ₀)	16/(7π ^{3/2}) · Δσ · S ^{3/2}	4.52 × 10 ²² (Nm)
平均すべり量 (D)	16/(7π ^{3/2}) · Δσ · S ^{1/2} / μ	8.19 (m)

2. 微視的波源特性の設定

(1) 大すべり域・超大すべり域・背景的領域の設定

- 断層面積 (S₂, S₄, S_{0.5}) の算定
- すべり量 (D₂, D₄, D_{0.5}) の算定
- 地震モーメント (M₀₂, M₀₄, M_{00.5}) の算定

■ 大すべり域

パラメータ	設定方法	設定値
断層面積 (S ₂)	断層面積 (S) の15%	16,571 (km ²)
すべり量 (D ₂)	平均すべり量 (D) の2倍 内閣府 (2012)	16.37 (m)
剛性率 (μ)	土木学会 (2016)	5.0 × 10 ¹⁰ (N/m ²)
地震モーメント (M ₀₂)	μ · S ₂ · D ₂	1.36 × 10 ²² (Nm)

■ 超大すべり域

パラメータ	設定方法	設定値
断層面積 (S ₄)	断層面積 (S) の5%	5,524 (km ²)
すべり量 (D ₄)	平均すべり量 (D) の4倍 内閣府 (2012)	32.75 (m)
剛性率 (μ)	土木学会 (2016)	5.0 × 10 ¹⁰ (N/m ²)
地震モーメント (M ₀₄)	μ · S ₄ · D ₄	9.04 × 10 ²¹ (Nm)

■ 背景的領域

パラメータ	設定方法	設定値
断層面積 (S _{0.5})	断層面積 (S) の50%	55,236 (km ²)
すべり量 (D _{0.5})	平均すべり量 (D) の0.5倍	4.09 (m)
剛性率 (μ)	土木学会 (2016)	5.0 × 10 ¹⁰ (N/m ²)
地震モーメント (M _{00.5})	μ · S _{0.5} · D _{0.5}	1.13 × 10 ²² (Nm)

(2) 地震モーメントの調整(すべり量の調整)

(2)-1 基本すべり域の設定

■ 基本すべり域

パラメータ	設定方法	設定値
断層面積 (S ₁)	断層面積 (S) の30%	33,142 (km ²)
すべり量 (D ₁)	平均すべり量 (D)	8.19 (m)
剛性率 (μ)	土木学会 (2016)	5.0 × 10 ¹⁰ (N/m ²)
地震モーメント (M ₀₁)	μ · S ₁ · D ₁	1.36 × 10 ²² (Nm)

(2)-2 各領域の地震モーメント(合計)の算定

$$M_o' = M_{02} + M_{04} + M_{00.5} + M_{01} = 4.75 \times 10^{22} \text{ (Nm)}$$

(2)-3 地震モーメントの調整(すべり量の調整)

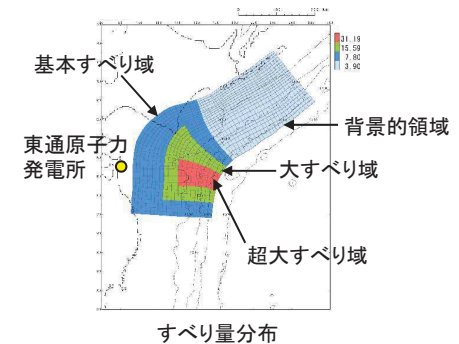
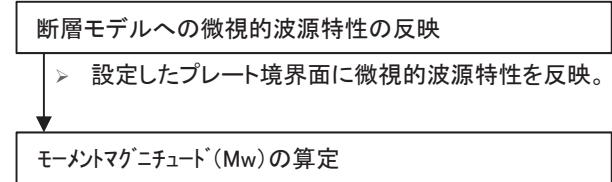
$$M_o / M_o' = 4.52 \times 10^{22} \text{ (Nm)} / 4.75 \times 10^{22} \text{ (Nm)} = 0.95$$

- 上記倍率を用いて、特性化モデルに反映する各領域のすべり量を一律に調整する。

	調整前	調整後
背景的領域	4.09 (m)	3.90 (m)
基本すべり域	8.19 (m)	7.80 (m)
大すべり域	16.37 (m)	15.59 (m)
超大すべり域	32.75 (m)	31.19 (m)

3. 特性化モデルの設定

■ : 与条件



諸元	内容	諸元	内容
モーメントマグニチュード (Mw)	9.05	基本すべり域	すべり量 7.80 (m)
地震発生深さ	海溝軸～深さ60km	断層面積	61,593 (km ²) (面積比率) ※1 (55.8%)
断層面積 (S)	110,472 (km ²)	背景的領域	すべり量 3.90 (m)
平均応力降下量 (Δσ) (=7/16 · Mo · (S/π) ^{-3/2})	3.14 (MPa)	断層面積	48,879 (km ²) (面積比率) (44.2%)
剛性率 (μ)	5.0 × 10 ¹⁰ (N/m ²)	大すべり域	すべり量 15.59 (m)
地震モーメント Mo	4.73 × 10 ²² (Nm)	断層面積	22,740 (km ²) (面積比率) ※2 (20.6%)
すべり角 λ	太平洋プレートの運動方向に基づいて設定	超大すべり域	すべり量 31.19 (m)
ライズタイム τ	60 (s)	断層面積	6,302 (km ²) (面積比率) (5.7%)

※1: 大すべり域と超大すべり域をあわせた領域の面積比率
※2: 超大すべり域をあわせた領域の面積比率

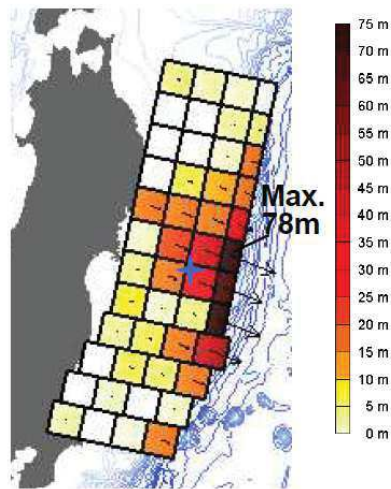
4. 特性化モデルの設定

4.4 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④)

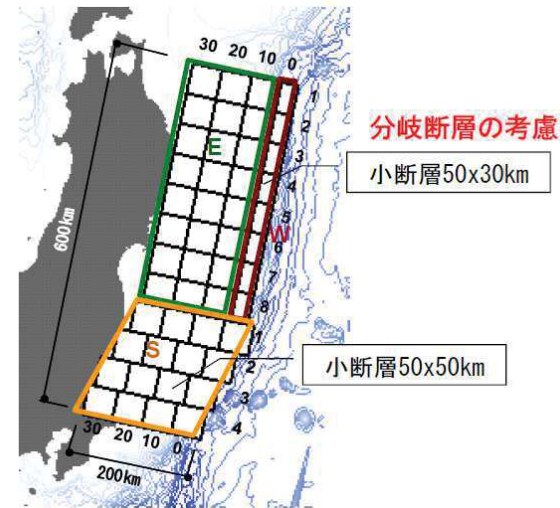
■特性化モデル④: 3.11地震から得られた知見の反映

- ・ 杉野ほか(2013)では, 3.11地震に伴う津波の沖合い観測波形に見られた短周期と長周期の異なる性質の波の発生要因を分岐断層の活動によるものと仮定して津波波源モデルを設定している。
- ・ 3.11地震後の日本海溝付近における海底調査や, 3.11地震の各種すべり分布モデル等から, 上記要因は分岐断層によるものではないと考えられるが, 分岐断層や日本海溝付近の海底地すべりは短周期の波を発生させる要因の1つと考えられる。
- ・ 以上の知見を踏まえ, 特性化モデル③を基本として, 未知なる分岐断層や海底地すべり等が存在する可能性を考慮した特性化モデル④を設定した。

【杉野ほか(2013)モデル】



すべり量分布(合計)



津波波源モデルの小断層の配置

4. 特性化モデルの設定

4.4 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④)

1. 巨視的波源特性の設定

特性化モデル①と共通のため、詳細は記載省略

各パラメーター一覧

パラメータ	設定方法	設定値
断層面積(S)	十勝沖・根室沖～岩手県沖北部	110,472(km ²)
地震発生深さ	地震調査研究推進本部(2004,2012)	海溝軸～深さ60km
平均応力降下量(Δσ)	内閣府(2012), Murotani et al.(2013)	3(MPa)
剛性率(μ)	土木学会(2016)	5.0 × 10 ¹⁰ (N/m ²)
地震モーメント(M ₀)	16/(7π ^{3/2}) · Δσ · S ^{3/2}	4.52 × 10 ²² (Nm)
平均すべり量(D)	16/(7π ^{3/2}) · Δσ · S ^{1/2} / μ	8.19(m)

2. 微視的波源特性の設定

(1) 大すべり域・超大すべり域・背景的領域・中間大すべり域の設定

- 断層面積(S₂, S₄, S_{0.5}, S₃)の算定
- すべり量(D₂, D₄, D_{0.5}, D₃)の算定
- 地震モーメント(M₀₂, M₀₄, M_{00.5}, M₀₃)の算定

■大すべり域

パラメータ	設定方法	設定値
断層面積(S ₂)	断層面積(S)の10%	11,047(km ²)
すべり量(D ₂)	平均すべり量(D)の2倍 内閣府(2012)	16.37(m)
剛性率(μ)	土木学会(2016)	5.0 × 10 ¹⁰ (N/m ²)
地震モーメント(M ₀₂)	μ · S ₂ · D ₂	9.04 × 10 ²¹ (Nm)

■超大すべり域

パラメータ	設定方法	設定値
断層面積(S ₄)	断層面積(S)の5%	5,524(km ²)
すべり量(D ₄)	平均すべり量(D)の4倍 内閣府(2012)	32.75(m)
剛性率(μ)	土木学会(2016)	5.0 × 10 ¹⁰ (N/m ²)
地震モーメント(M ₀₄)	μ · S ₄ · D ₄	9.04 × 10 ²¹ (Nm)

■背景的領域

パラメータ	設定方法	設定値
断層面積(S _{0.5})	断層面積(S)の50%	55,236(km ²)
すべり量(D _{0.5})	平均すべり量(D)の0.5倍	4.09(m)
剛性率(μ)	土木学会(2016)	5.0 × 10 ¹⁰ (N/m ²)
地震モーメント(M _{00.5})	μ · S _{0.5} · D _{0.5}	1.13 × 10 ²² (Nm)

■中間大すべり域

パラメータ	設定方法	設定値
断層面積(S ₃)	断層面積(S)の5%	5,524(km ²)
すべり量(D ₃)	平均すべり量(D)の3倍	24.56(m)
剛性率(μ)	土木学会(2016)	5.0 × 10 ¹⁰ (N/m ²)
地震モーメント(M ₀₃)	μ · S ₃ · D ₃	6.78 × 10 ²¹ (Nm)

(2) 地震モーメントの調整(すべり量の調整)

(2)-1 基本すべり域の設定

■基本すべり域

パラメータ	設定方法	設定値
断層面積(S ₁)	断層面積(S)の30%	33,142(km ²)
すべり量(D ₁)	平均すべり量(D)	8.19(m)
剛性率(μ)	土木学会(2016)	5.0 × 10 ¹⁰ (N/m ²)
地震モーメント(M ₀₁)	μ · S ₁ · D ₁	1.36 × 10 ²² (Nm)

(2)-2 各領域の地震モーメント(合計)の算定

$$M_o' = M_{02} + M_{04} + M_{00.5} + M_{03} + M_{01} = 4.97 \times 10^{22} \text{ (Nm)}$$

(2)-3 地震モーメントの調整(すべり量の調整)

$$M_o / M_o' = 4.52 \times 10^{22} \text{ (Nm)} / 4.97 \times 10^{22} \text{ (Nm)} = 0.91$$

- 上記倍率を用いて、特性化モデルに反映する各領域のすべり量を一律に調整する。

領域	調整前	調整後
背景的領域	4.09(m)	3.72(m)
基本すべり域	8.19(m)	7.44(m)
大すべり域	16.37(m)	14.88(m)
中間大すべり域	24.56(m)	22.33(m)
超大すべり域	32.75(m)	29.77(m)

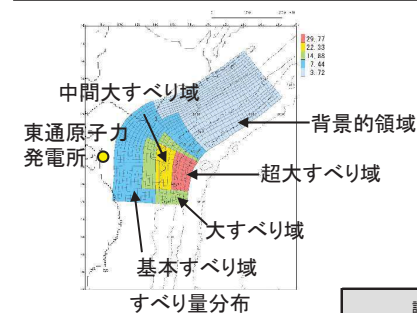
■ : 与条件

3. 特性化モデルの設定

断層モデルへの微視的波源特性の反映

設定したプレート境界面に微視的波源特性を反映。

モーメントマグニチュード(Mw)の算定



諸元	内容
モーメントマグニチュード(Mw)	9.04
地震発生深さ	海溝軸～深さ60km
断層面積(S)	110,472(km ²)
平均応力降下量(Δσ) (=7/16 · Mo · (S/π) ^{-3/2})	3.08(MPa)
剛性率(μ)	5.0 × 10 ¹⁰ (N/m ²)
地震モーメントMo	4.65 × 10 ²² (Nm)
すべり角λ	太平洋プレートの運動方向に基づいて設定
ライズタイムτ	60(s)

諸元	内容
基本すべり域	すべり量 7.44(m) 断層面積 58,213(km ²) (面積比率)※1 (52.7%)
背景的領域	すべり量 3.72(m) 断層面積 52,259(km ²) (面積比率) (47.3%)
大すべり域	すべり量 14.88(m) 断層面積 23,191(km ²) (面積比率)※2 (21.0%)
中間大すべり域	すべり量 22.33(m) 断層面積 11,714(km ²) (面積比率)※3 (10.6%)
超大すべり域	すべり量 29.77(m) 断層面積 5,696(km ²) (面積比率) (5.2%)

※1: 大すべり域、中間大すべり域及び超大すべり域をあわせた領域の面積比率

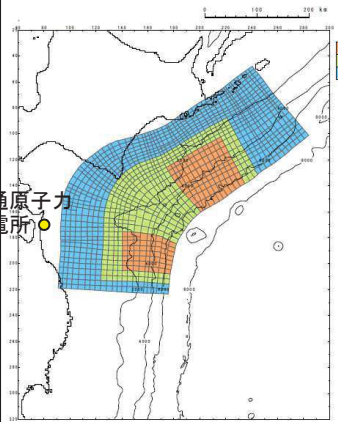
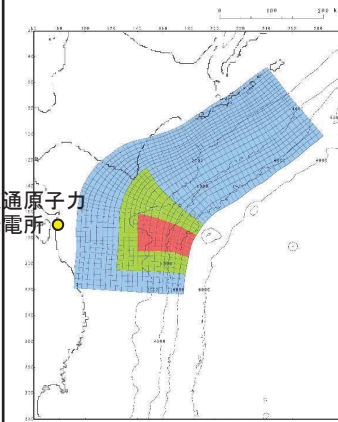
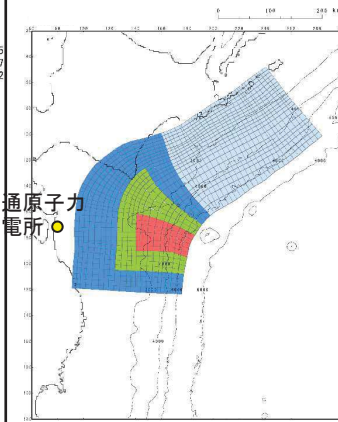
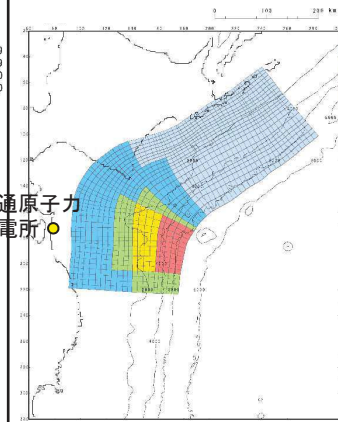
※2: 中間大すべり域・超大すべり域をあわせた領域の面積比率

※3: 超大すべり域をあわせた領域の面積比率

4. 特性化モデルの設定

4.5 まとめ

- 設定した4つの特性化モデルを以下に示す。

諸元	特性化モデル①	特性化モデル②	特性化モデル③	特性化モデル④	
すべり量分布					
モーメントマグニチュード(Mw)	9.08	9.04	9.05	9.04	
断層面積(S)	110,472(km ²)	110,472(km ²)	110,472(km ²)	110,472(km ²)	
平均応力降下量(Δσ)	3.45(MPa)	3.07(MPa)	3.14(MPa)	3.08(MPa)	
地震モーメント(Mo)	5.19 × 10 ²² (Nm)	4.62 × 10 ²² (Nm)	4.73 × 10 ²² (Nm)	4.65 × 10 ²² (Nm)	
すべり量	背景領域(背景的領域) (面積及び面積比率)	2.79(m) (58,609(km ²), 53.1%)	5.12(m) (87,732(km ²), 79.4%)	3.90(m) (48,879(km ²), 44.2%)	3.72(m) (52,259(km ²), 47.3%)
	基本すべり域 (面積及び面積比率)	/			
	大すべり域 (面積及び面積比率)	11.84(m) (32,593(km ²), 29.5%)	16.37(m) (22,740(km ²), 20.6%※ ¹)	15.59(m) (22,740(km ²), 20.6%※ ²)	14.88(m) (23,191(km ²), 21.0%※ ⁴)
	中間大すべり域 (面積及び面積比率)	/			
	超大すべり域 (面積及び面積比率)	25.38(m) (19,271(km ²), 17.4%)	32.75(m) (6,302(km ²), 5.7%)	31.19(m) (6,302(km ²), 5.7%)	29.77(m) (5,696(km ²), 5.2%)
	平均すべり量	8.46(m)	8.19(m)	8.19(m)	8.19(m)

※1: 大すべり域・超大すべり域をあわせた領域の面積比率, ※2: 超大すべり域をあわせた領域の面積比率

※3: 大すべり域・中間大すべり域・超大すべり域をあわせた領域の面積比率, ※4: 中間大すべり域・超大すべり域をあわせた領域の面積比率

5. 基準断層モデルの設定(概略パラメータスタディ)

- 5. 1 本説明(コメント回答)の基本方針
- 5. 2 概略・詳細パラメータスタディ方法の検討
- 5. 3 概略パラメータスタディ
- 5. 4 基準断層モデルの設定
- 5. 5 防波堤の影響検討

5.1 本説明(コメント回答)の基本方針(1)

No.	コメント時期	コメント内容
S33	平成28年4月28日 第358回審査会合	特性化モデルの大すべり域が、最も厳しい位置となっているか確認すること。
S35	平成28年4月28日 第358回審査会合	防波堤の有無が、基準津波の水位に与える影響について検討すること。

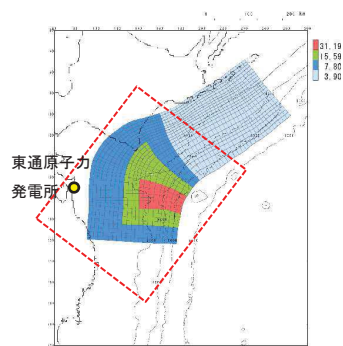
■ 第358回審査会合での説明

【大すべり域位置の不確かさの考慮】

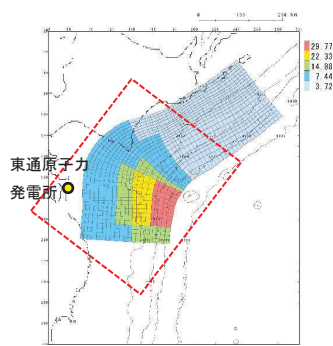
- ・ 大すべり域位置を南北約50km単位で移動。
- ・ 各評価位置での水位上昇量及び取水口前面での水位下降量が最大となるケースを対象に防波堤が無い場合の影響検討を実施。

不確かさ項目	変動範囲
大すべり域位置	北へ約50km 南へ約50km, 100km, 150km

: 大すべり域等



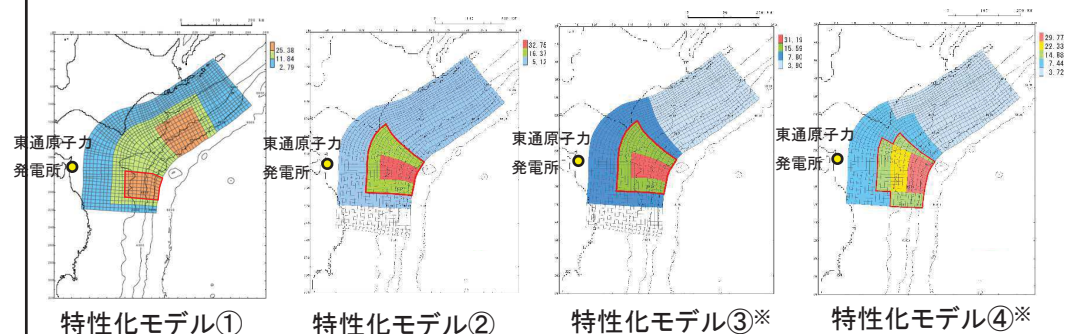
すべり量割増モデル



海溝側強調モデル

■ 本説明(コメント回答)の基本方針

- ・ 各特性化モデルの大すべり域位置を南北約10km単位で移動させ、水位上昇側・下降側各々で発電所に与える影響が最も大きいモデルを基準断層モデルに設定する。 **S33**
- ・ 設定した基準断層モデルの大すべり域位置を、南北約20kmの範囲において10km単位で移動させたケースを対象に、防波堤の有無両条件で数値解析を実施し、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。 **S35**



: 大すべり域等

※: 大すべり域等に合わせて、基本すべり域も移動させる。

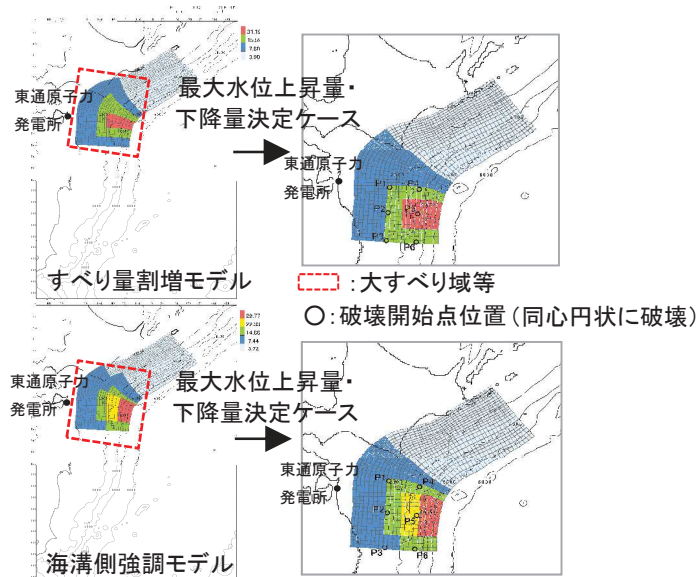
5.1 本説明(コメント回答)の基本方針(2)

No.	コメント時期	コメント内容
S34	平成28年4月28日 第358回審査会合	特性化モデルの破壊伝播速度およびライズタイムの不確かさを考慮した場合の影響を検討すること。
S97	平成29年8月10日 第496回審査会合	波源特性の不確かさの考慮にあたっては、破壊伝播速度やライズタイム等も含め、各パラメータが津波高さ等に与える影響について体系的に整理しながら、検討すること。

■第358回審査会合での説明

【波源特性の不確かさの検討方法】

- すべり量割増モデルと海溝側強調モデルを対象に大すべり域位置を南北約50km単位で移動させ、それぞれのモデルにおいて、敷地への影響が最も大きくなる位置を抽出。
- 抽出されたケースを対象に、巨大地震特有の不確かさである破壊開始点の不確かさを考慮して、津波水位を評価。



不確かさとして考慮する要素	パラメータスタディ範囲
破壊開始点	同時破壊, 位置:P1~P6

■本説明(コメント回答)の基本方針

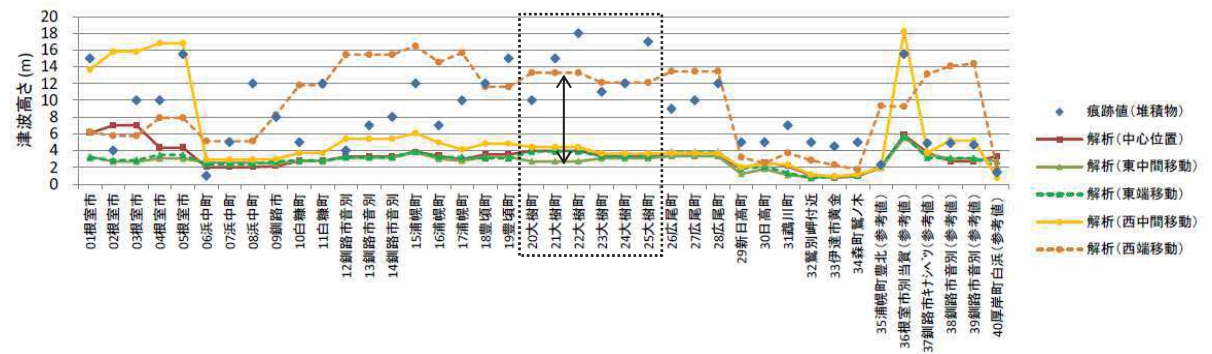
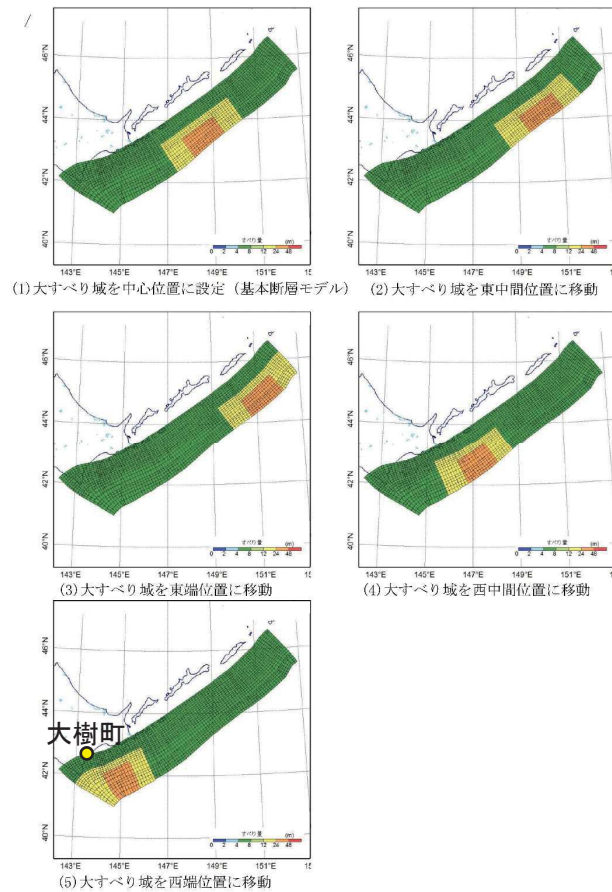
- 下記に示す手順にて概略・詳細パラメータスタディを行う。更に、各不確かさが津波水位に与える影響について整理し、パラメータスタディ方法の妥当性を確認する。 **S34 S97**
- ① 波源特性の不確かさが津波高さに与える影響に関する知見を整理し、概略・詳細パラメータスタディ方法について検討する。
- ② 検討結果を踏まえ、各特性化モデルを対象に、大すべり域位置の不確かさを考慮(概略パラメータスタディ)し、敷地に及ぼす影響が最も大きいモデルを基準断層モデルに設定する。
- ③ 動的破壊特性(破壊開始点, 破壊伝播速度, ライズタイム)に関する知見を整理し、詳細パラメータスタディ方法について検討する。
- ④ 検討結果を踏まえて、基準断層モデルを対象に破壊開始点, 破壊伝播速度, ライズタイムの詳細パラメータスタディを実施する。
- ⑤ 各不確かさが津波水位に与える影響について分析・整理し、パラメータスタディの方法の妥当性を確認する。

不確かさとして考慮する要素	パラメータスタディ範囲
破壊開始点	同時破壊, 位置:P1~P6
破壊伝播速度	1.0, 1.5, 2.0, 2.5km/s
ライズタイム	60, 90, 120, 180, 300s

5. 基準断層モデルの設定(概略パラメータスタディ)

5.2 概略・詳細パラメータスタディ方法の検討

- 土木学会(2016)では、波源特性の不確かさに関する検討として、千島海溝沿いに波源を想定し、概略パラメータスタディ(大すべり域位置)及び詳細パラメータスタディ(破壊開始点、破壊伝播速度、ライズタイム)を実施し、各因子が津波水位に与える影響について分析を行っている。
- 大すべり域の位置を左下図のように東西に移動させた5ケースについて解析(概略パラメータスタディ)を実施したところ、大樹町において、敷地前面に大すべり域が位置するケースで水位が最大となり、各ケースで最大水位上昇量に約3~13mのばらつきが見られた。



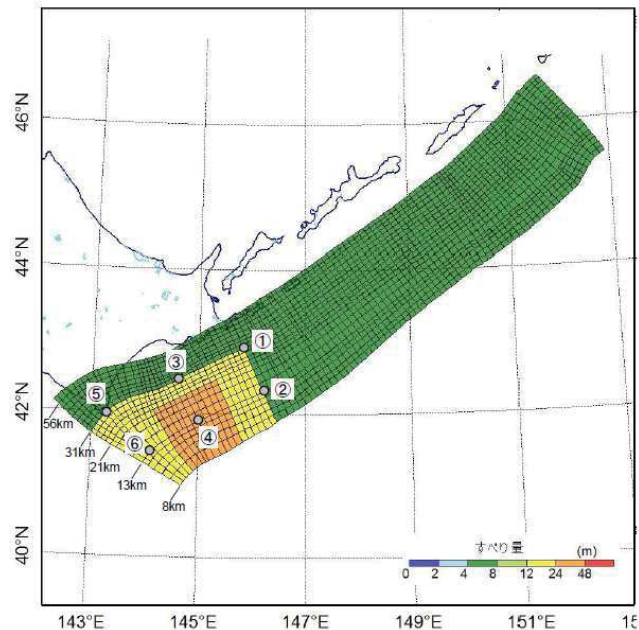
概略パラメータスタディ(大すべり域の位置)による北海道太平洋沿岸での最大津波高さ
(土木学会(2016)に一部加筆)

千島海溝沿いの概略パラメータスタディの断層モデル
(土木学会(2016)に一部加筆)

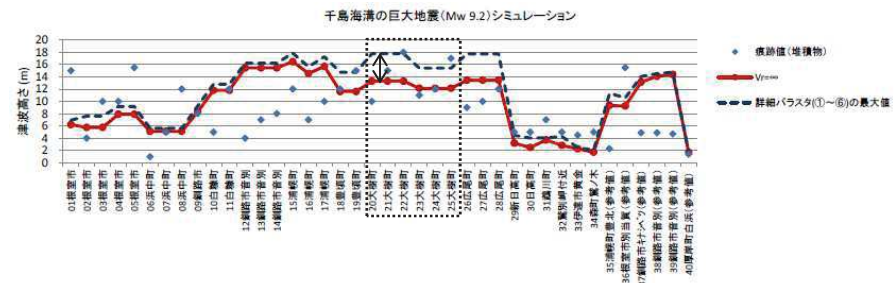
5. 基準断層モデルの設定(概略パラメータスタディ)

5.2 概略・詳細パラメータスタディ方法の検討(2)

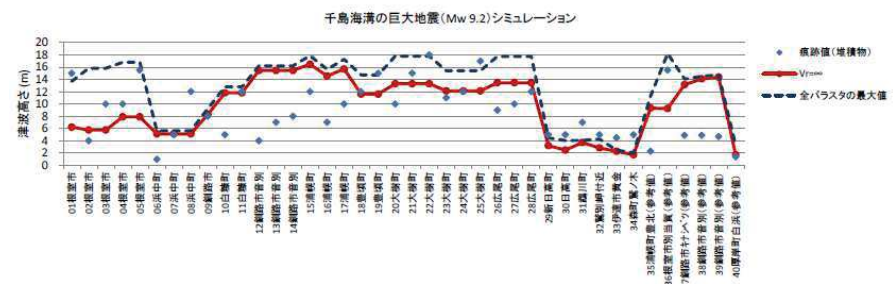
- 概略パラメータスタディの結果、大樹町で津波水位が最も大きくなる大すべり域を西端に配置したモデルを対象に、破壊開始点を大すべり域の周辺5ヶ所と超大すべり域の中心1ヶ所に設定し、更に破壊伝播速度を1.0, 2.0, 2.5, 3.0km/sとした詳細パラメータスタディを実施している。
- 同時破壊ケースに対し、詳細パラメータスタディを行った場合の最高津波高さを比較すると、大樹町において約4mの上昇が見られた。
- 土木学会(2016)ではパラメータスタディの手順として、「より支配的と考えられる因子に関するパラメータスタディを行った後、その中で敷地にもっとも影響を与えた断層モデルを用いて、その他の従属的な因子に関するパラメータスタディを行うことを基本とする。」としている。



詳細パラメータスタディに用いる破壊開始点
(土木学会(2016)に一部加筆)



(1) 詳細パラメータスタディの結果



(2) 全パラメータスタディ(概略+詳細)の結果

同時破壊ケースと詳細パラメータスタディ最大ケースの最高津波高さの比較
(土木学会(2016)に一部加筆)

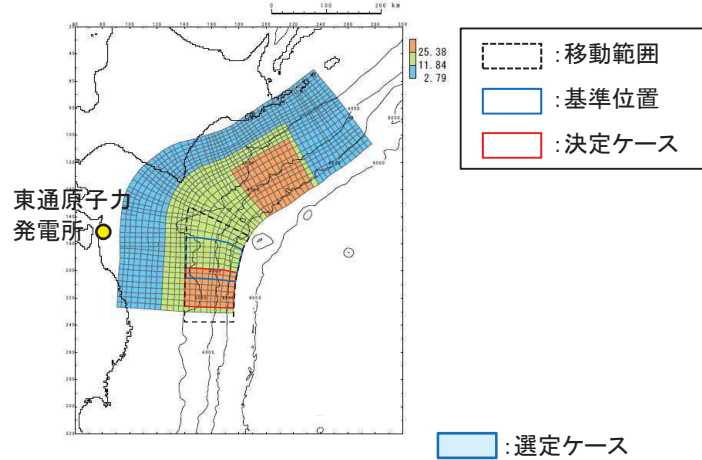
以上を踏まえ、4つの特性化モデルを対象に、概略パラメータスタディ(大すべり域位置)を実施し、発電所に及ぼす影響が最も大きいモデルを基準断層モデルを設定する。次に、詳細パラメータスタディ(破壊開始点、破壊伝播速度、ライズタイム)を実施する。

5. 基準断層モデルの設定(概略パラメータスタディ)

5.3 概略パラメータスタディ:水位上昇側(1)

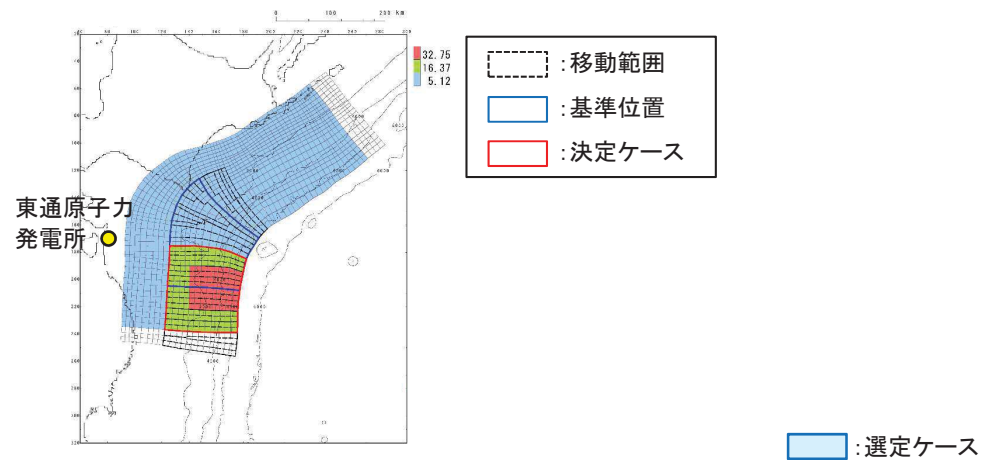
- 大すべり域等の位置を南北約10km単位で移動させて、敷地への影響が最も大きい特性化モデルを以下のとおり選定した。

■特性化モデル①



位置	敷地前面 最大水位上昇量(m)
北へ約30km	8.13
北へ約20km	8.56
北へ約10km	8.32
基準位置	7.98
南へ約10km	7.35
南へ約20km	7.92
南へ約30km	8.20
南へ約40km	10.10
南へ約50km	10.45
南へ約60km	9.61
南へ約70km	7.74

■特性化モデル②



位置	敷地前面 最大水位上昇量(m)
北へ約50km	6.66
北へ約40km	7.71
北へ約30km	8.61
北へ約20km	8.95
北へ約10km	9.25
基準位置	10.06
南へ約10km	10.01
南へ約20km	10.20
南へ約30km	10.03
南へ約40km	9.80
南へ約50km	9.13

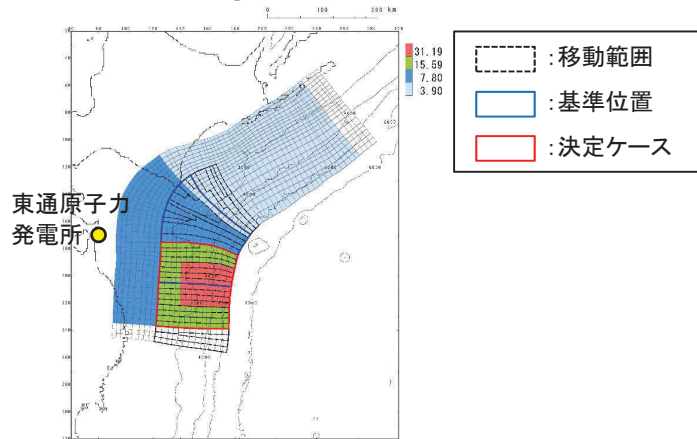
位置	敷地前面 最大水位上昇量(m)
南へ約60km	9.41
南へ約70km	8.88
南へ約80km	9.76
南へ約90km	10.32
南へ約100km	10.68
南へ約110km	9.98
南へ約120km	9.97
南へ約130km	9.78
南へ約140km	9.53
南へ約150km	9.54

5. 基準断層モデルの設定(概略パラメータスタディ)

5.3 概略パラメータスタディ:水位上昇側(2)

- 大すべり域等の位置を南北約10km単位で移動させて、敷地への影響が最も大きい特性化モデルを以下のとおり選定した。

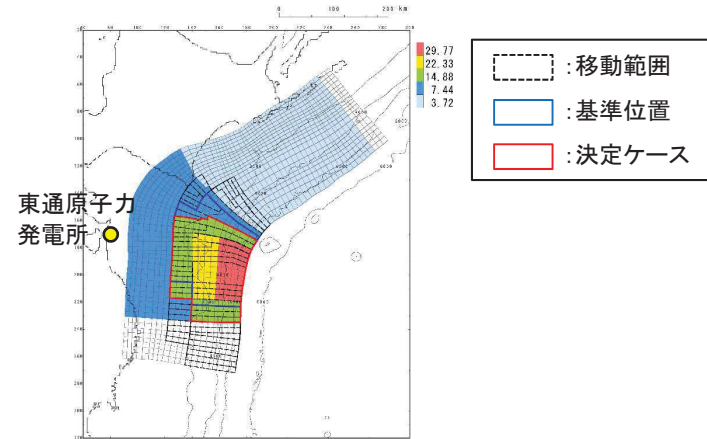
■特性化モデル③



■ : 選定ケース

位置	敷地前面 最大水位上昇量(m)
北へ約50km	6.05
北へ約40km	7.27
北へ約30km	7.78
北へ約20km	8.09
北へ約10km	8.21
基準位置	8.80
南へ約10km	8.73
南へ約20km	8.94
南へ約30km	8.95
南へ約40km	8.66
南へ約50km	8.10

■特性化モデル④



■ : 選定ケース

位置	敷地前面 最大水位上昇量(m)
北へ約50km	7.87
北へ約40km	7.55
北へ約30km	7.90
北へ約20km	9.70
北へ約10km	10.28
基準位置	9.72
南へ約10km	9.80
南へ約20km	10.26
南へ約30km	10.15
南へ約40km	10.45
南へ約50km	10.42

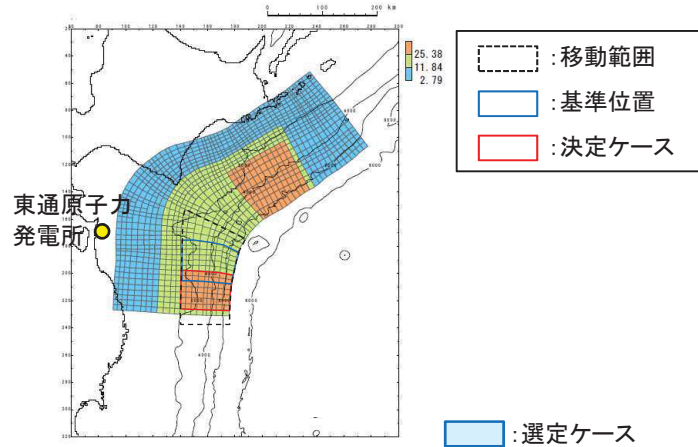
位置	敷地前面 最大水位上昇量(m)
南へ約60km	10.00
南へ約70km	9.39
南へ約80km	9.25
南へ約90km	9.37
南へ約100km	8.76
南へ約110km	8.52
南へ約120km	7.38
南へ約130km	6.33
南へ約140km	5.89
南へ約150km	6.04

5. 基準断層モデルの設定(概略パラメータスタディ)

5.3 概略パラメータスタディ:水位下降側(1)

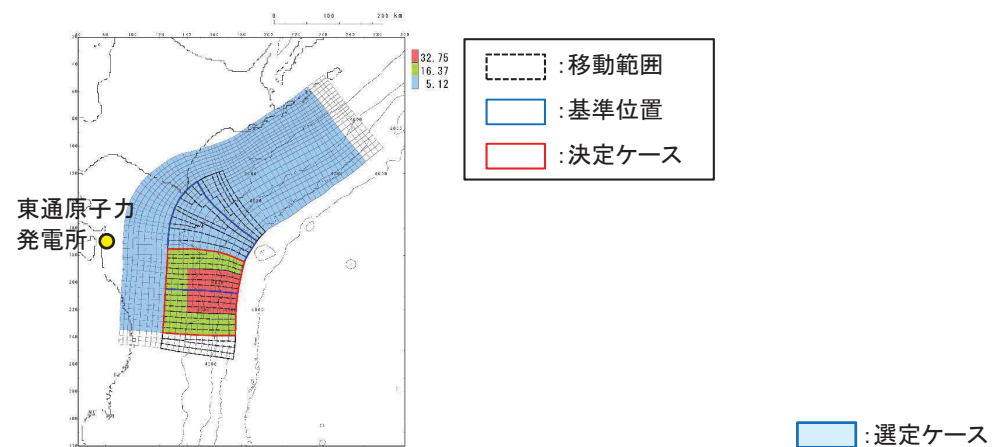
- 大すべり域等の位置を南北約10km単位で移動させて、敷地への影響が最も大きい特性化モデルを以下のとおり選定した。

■特性化モデル①



位置	補機冷却海水系 取水口前面 最大水位下降量(m)
北へ約30km	-4.34
北へ約20km	-4.51
北へ約10km	-4.50
基準位置	-4.45
南へ約10km	-4.40
南へ約20km	-4.44
南へ約30km	-4.42
南へ約40km	-4.50
南へ約50km	-4.54
南へ約60km	-4.59
南へ約70km	-4.58

■特性化モデル②



位置	補機冷却海水系 取水口前面 最大水位下降量(m)
北へ約50km	-4.72
北へ約40km	-4.76
北へ約30km	-4.54
北へ約20km	-4.68
北へ約10km	-4.69
基準位置	-4.73
南へ約10km	-4.82
南へ約20km	-4.83
南へ約30km	-4.85
南へ約40km	-4.86
南へ約50km	-4.85

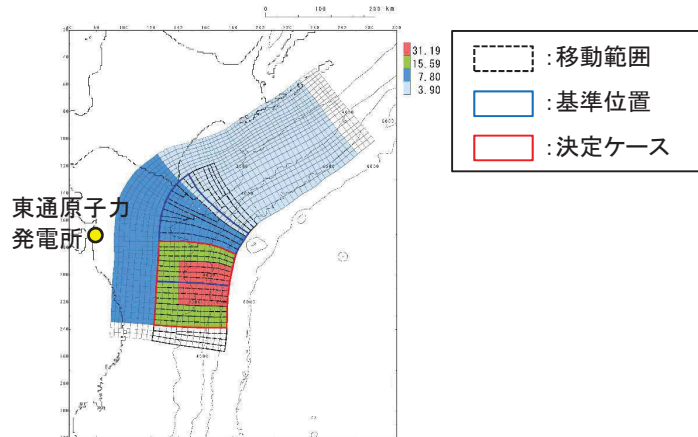
位置	補機冷却海水系 取水口前面 最大水位下降量(m)
南へ約60km	-4.89
南へ約70km	-4.88
南へ約80km	-4.85
南へ約90km	-4.87
南へ約100km	-4.87
南へ約110km	-4.87
南へ約120km	-4.85
南へ約130km	-4.79
南へ約140km	-4.72
南へ約150km	-4.69

5. 基準断層モデルの設定(概略パラメータスタディ)

5.3 概略パラメータスタディ:水位下降側(2)

- 大すべり域等の位置を南北約10km単位で移動させて、敷地への影響が最も大きい特性化モデルを以下のとおり選定した。

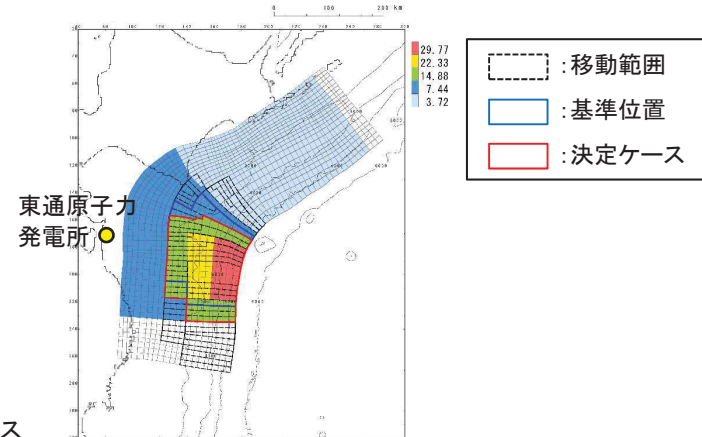
■特性化モデル③



 : 選定ケース

位置	補機冷却海水系 取水口前面 最大水位下降量(m)
北へ約50km	-4.22
北へ約40km	-4.34
北へ約30km	-4.46
北へ約20km	-4.62
北へ約10km	-4.64
基準位置	-4.74
南へ約10km	-4.76
南へ約20km	-4.87
南へ約30km	-4.90
南へ約40km	-5.02
南へ約50km	-4.99

■特性化モデル④



 : 選定ケース

位置	補機冷却海水系 取水口前面 最大水位下降量(m)
北へ約50km	-4.38
北へ約40km	-4.60
北へ約30km	-4.73
北へ約20km	-4.99
北へ約10km	-5.02
基準位置	-5.02
南へ約10km	-4.96
南へ約20km	-4.98
南へ約30km	-5.06
南へ約40km	-5.09
南へ約50km	-5.08

位置	補機冷却海水系 取水口前面 最大水位下降量(m)
南へ約60km	-5.04
南へ約70km	-5.07
南へ約80km	-5.04
南へ約90km	-5.04
南へ約100km	-5.03
南へ約110km	-5.02
南へ約120km	-4.98
南へ約130km	-4.92
南へ約140km	-4.81
南へ約150km	-4.76

5. 基準断層モデルの設定(概略パラメータスタディ)

5.3 概略パラメータスタディ:まとめ

- 各特性化モデルを対象に、大すべり域等の位置を南北約10km単位で移動させた検討を踏まえ下記の通り基準断層モデルを選定した。
- 発電所の津波高さに与える影響が大きい特性化モデルは、水位上昇側で特性化モデル②、水位下降側で特性化モデル③であることを確認した。

【水位上昇側】

特性化モデル			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	
広域の津波特性を考慮したモデル	特性化モデル①	南へ約50km移動	10.45	8.17	8.89	7.70	
	特性化モデル②	南へ約100km移動	10.68	8.86	9.06	8.69	基準断層モデル①
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モデル	特性化モデル③	南へ約100km移動	9.80	8.19	8.40	7.96	
	特性化モデル④	南へ約40km移動	10.45	8.67	8.81	8.18	

【水位下降側】

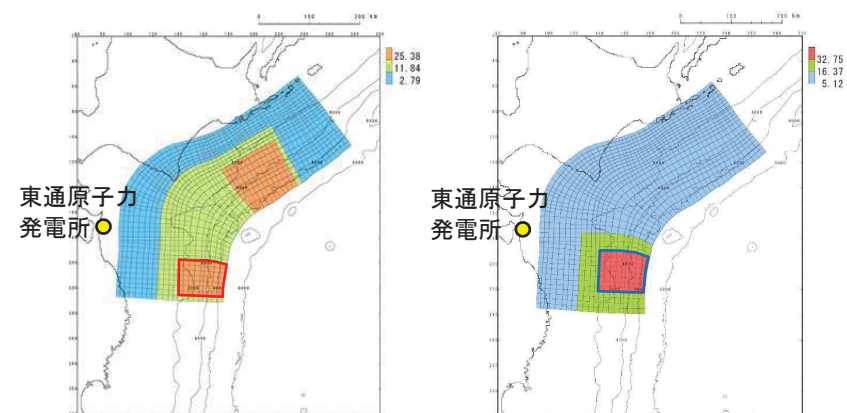
特性化モデル			最大水位下降量(m)	備考
			補機冷却海水系取水口前面	
広域の津波特性を考慮したモデル	特性化モデル①	南へ約60km移動	-4.59	
	特性化モデル②	南へ約60km移動	-4.89	
青森県東方沖及び岩手県沖北部の大すべり域の破壊特性を考慮したモデル	特性化モデル③	南へ約100km移動	-5.10	基準断層モデル②
	特性化モデル④	南へ約40km移動	-5.09	

次に、各特性化モデルの大すべり域の位置ならびに津波の遡上分布(最大水位上昇量・下降量分布)の比較を行い、上記特性化モデルを基準断層モデルとして設定することの妥当性を確認する。

5. 基準断層モデルの設定(概略パラメータスタディ)

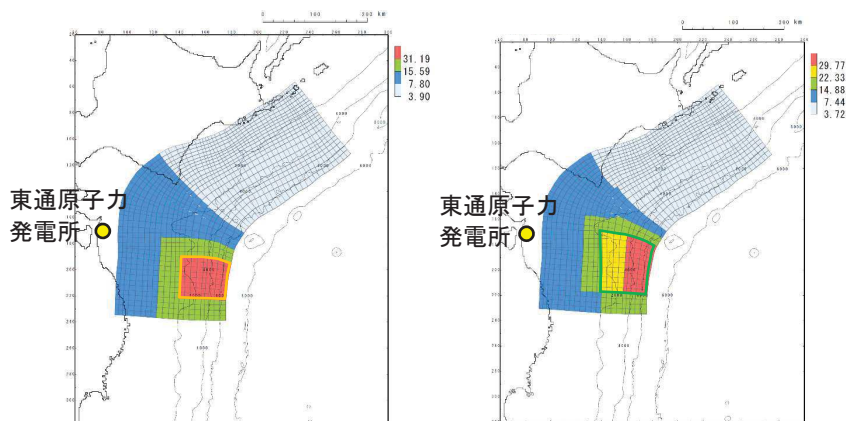
5.4 基準断層モデルの設定:大すべり域の位置の比較

- 各特性化モデルの最大水位上昇ケースの大すべり域位置と津波伝播特性の検討結果の比較を以下に示す。
- 発電所の津波高さに与える影響が大きい大すべり域は、各特性化モデルでほぼ同様の位置(発電所南側)であり、津波伝播特性の検討結果と調和的であり、発電所に与える影響が大きい大すべり域を設定していることを確認した。



特性化モデル①
(南へ約50km移動)

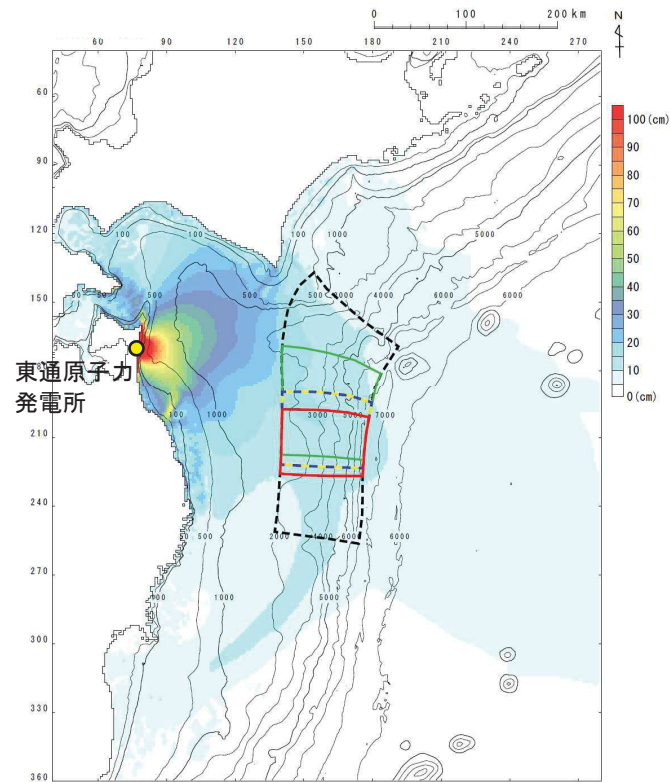
特性化モデル②
(南へ約100km移動)



特性化モデル③
(南へ約100km移動)

特性化モデル④
(南へ約40km移動)

- 特性化モデル①(南へ約50km移動)
- 特性化モデル②(南へ約100km移動)
- 特性化モデル③(南へ約100km移動)
- 特性化モデル④(南へ約40km移動)
- 大すべり域の移動範囲



大すべり域の重ね合わせ図※

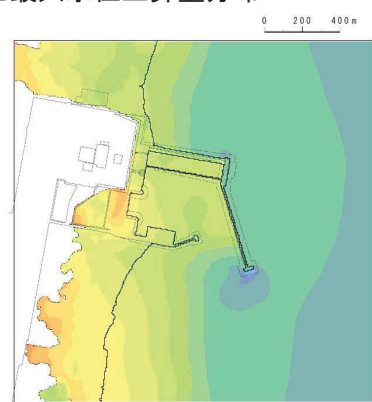
※:背景は津波伝播特性の検討結果

5. 基準断層モデルの設定(概略パラメータスタディ)

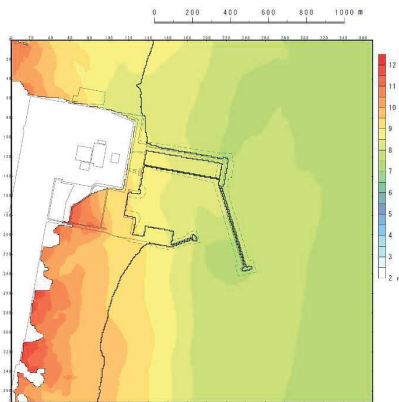
5.4 基準断層モデルの設定:最大水位上昇量・下降量分布の比較

- 各特性化モデルの最大水位上昇量分布, 最大水位下降量分布を以下に示す。
- 水位上昇側について, 特性化モデル②は, 発電所全体の津波高さに及ぼす影響が最も大きいことを確認した。
- 水位下降側について, 特性化モデル③は, 港湾内全体の津波高さに及ぼす影響が最も大きいことを確認した。

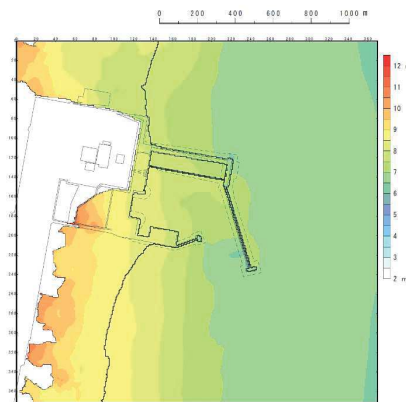
■最大水位上昇量分布



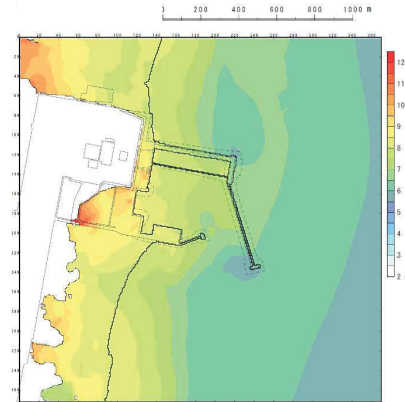
特性化モデル①
(南へ約50km移動)



特性化モデル②
(南へ約100km移動)



特性化モデル③
(南へ約100km移動)

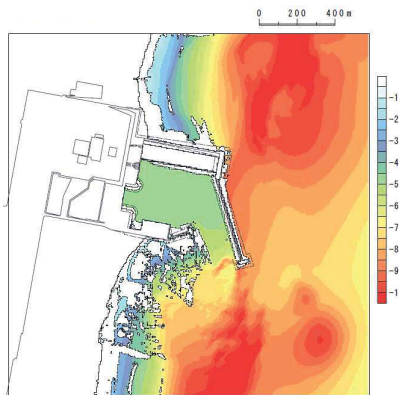


特性化モデル④
(南へ約40km移動)

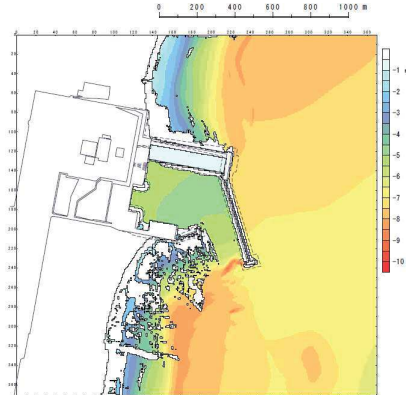
■最大水位下降量分布



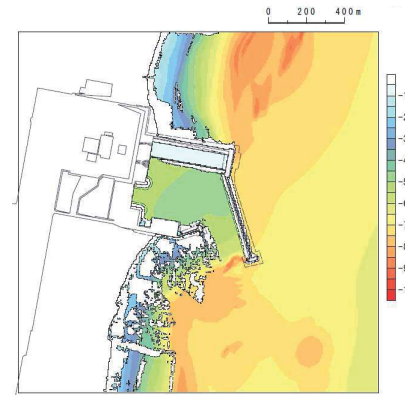
特性化モデル①
(南へ約60km移動)



特性化モデル②
(南へ約60km移動)



特性化モデル③
(南へ約100km移動)



特性化モデル④
(南へ約40km移動)

5. 基準断層モデルの設定(概略パラメータスタディ)

5.4 基準断層モデルの設定:まとめ

- ・ 以上より, 基準断層モデルを以下のとおり設定する。

■基準断層モデル①(水位上昇側)

	特性化モデル	大すべり域 位置	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①	特性化モデル②	南へ約100km移動	10.68	8.86	9.06	8.69

■基準断層モデル②(水位下降側)

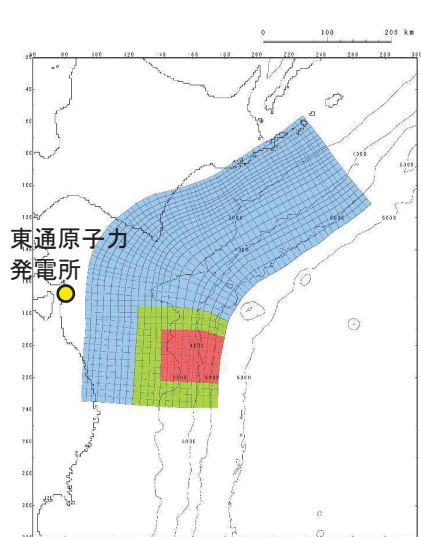
	特性化モデル	大すべり域 位置	最大水位下降量(m)
			補機冷却海水 系取水口前面
基準断層モデル②	特性化モデル③	南へ約100km移動	-5.10

5. 基準断層モデルの設定(概略パラメータスタディ)

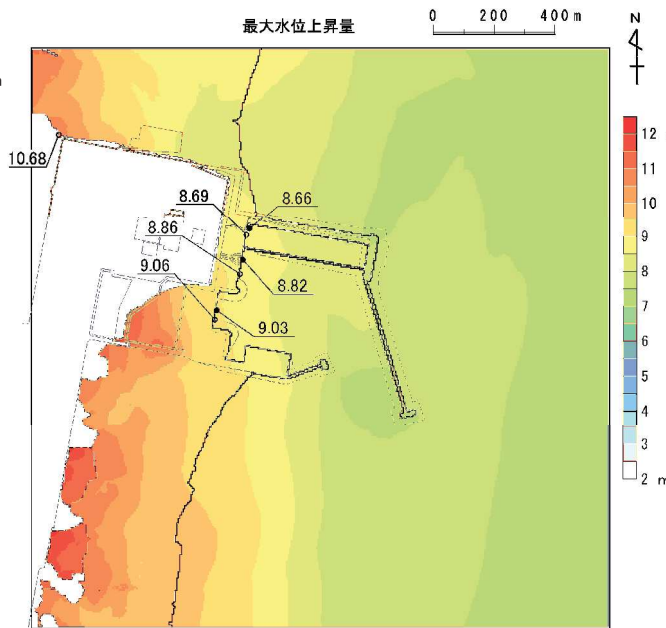
5.4 基準断層モデルの設定: 基準断層モデル①(水位上昇側)

■ 基準断層モデル①(水位上昇側)

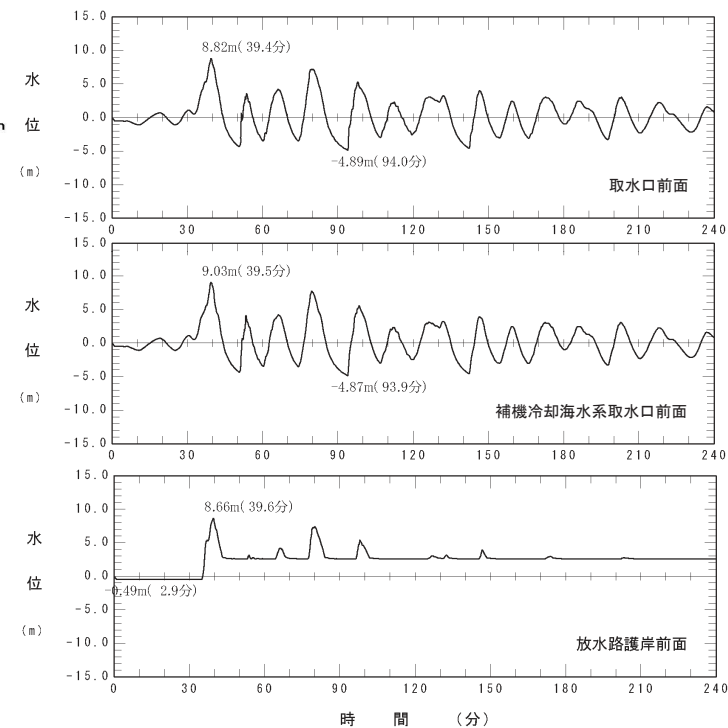
特性化モデル	大すべり域位置	最大水位上昇量(m)			
		敷地前面	取水口前面	補機冷却海水系取水口前面	放水路護岸前面
特性化モデル②	南へ約100km移動	10.68	8.86	9.06	8.69



すべり量分布



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※

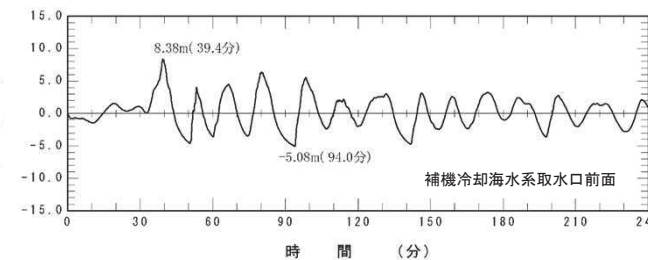
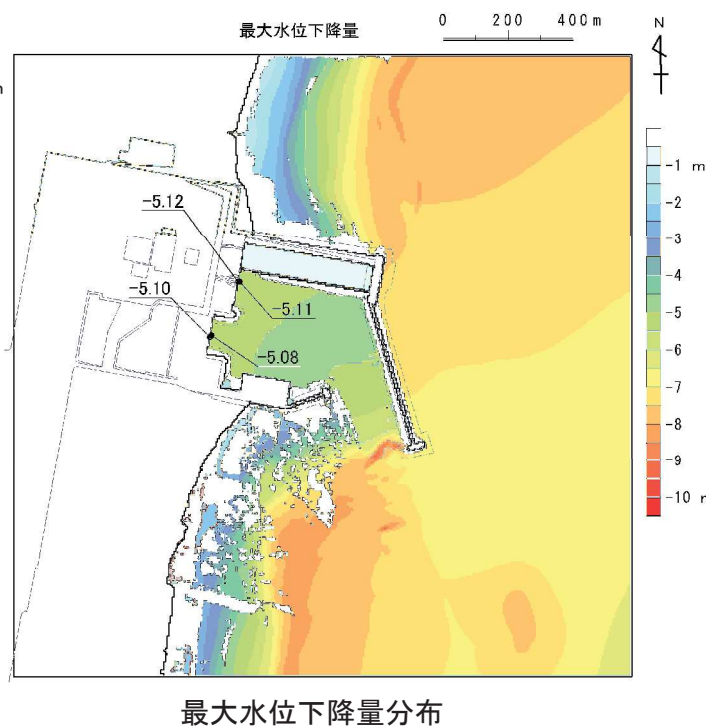
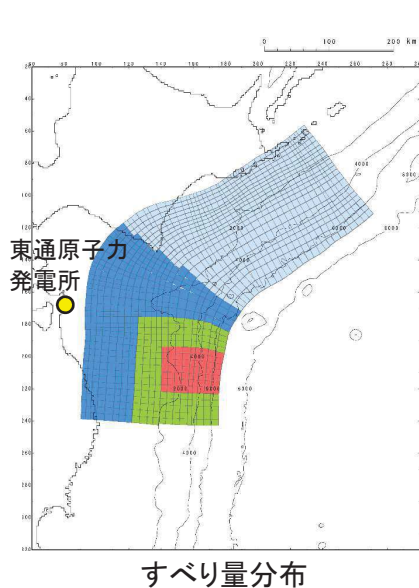
※: 水位時刻歴波形は, 各取放水設備前面の中央位置に該当するメッシュで抽出(抽出位置は, 補足説明資料「5. 3 津波水位の評価位置」に記載)

5. 基準断層モデルの設定(概略パラメータスタディ)

5.4 基準断層モデルの設定: 基準断層モデル②(水位下降側)

■ 基準断層モデル②(水位下降側)

特性化モデル	大すべり域位置	最大水位下降量(m)
		補機冷却海水系取水口前面
特性化モデル③	南へ約100km移動	-5.10



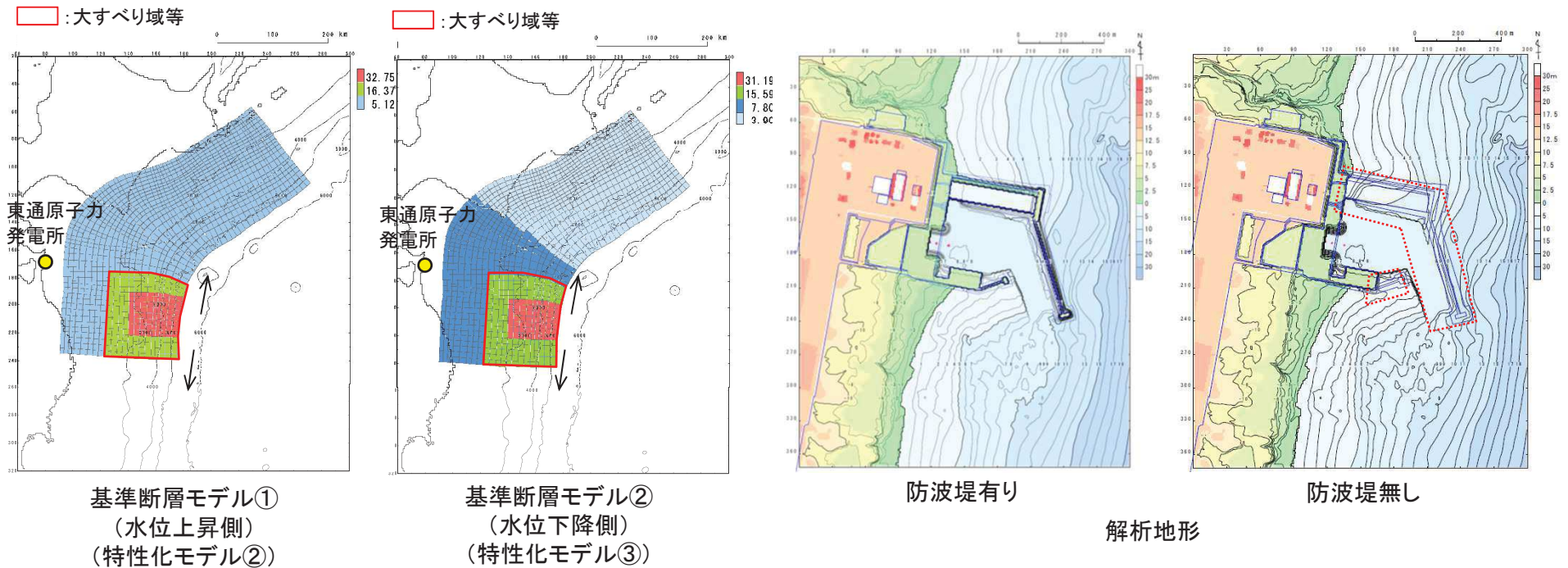
補機冷却海水系取水口前面における水位時刻歴波形※

※: 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「5.3 津波水位の評価位置」に記載)

5. 基準断層モデルの設定(概略パラメータスタディ)

5.5 防波堤の影響検討

- 概略パラメータスタディで抽出した大すべり域位置が、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、各基準断層モデルの大すべり域位置の前後20km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。
- 基準断層モデルのすべり量分布及び数値解析に用いた地形を以下に示す。



5. 基準断層モデルの設定(概略パラメータスタディ)

5.5 防波堤の影響検討:まとめ

- ・ 各基準断層モデルの解析結果を以下に示す。
- ・ 各基準断層モデルともに, 防波堤の有無が大すべり域の選定位置に与える影響はないことを確認した。
- ・ 以上より, 基準断層モデル(大すべり域位置)の妥当性を確認した。

■基準断層モデル①(水位上昇側)

下線:最大ケース

特性化モデル	大すべり域位置	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	
		防波堤有	防波堤無	防波堤有	防波堤無	防波堤有	防波堤無	防波堤有	防波堤無
特性化モデル②	南へ約80km移動	9.76	9.86	8.39	8.46	8.72	8.86	8.08	8.21
	南へ約90km移動	10.32	10.37	8.64	8.73	8.90	9.08	8.50	8.39
	南へ約100km移動 (基準断層モデル①)	<u>10.68</u>	<u>10.79</u>	<u>8.86</u>	<u>8.95</u>	<u>9.06</u>	<u>9.22</u>	<u>8.69</u>	<u>8.66</u>
	南へ約110km移動	9.98	10.16	8.73	8.35	8.99	8.70	8.23	7.97
	南へ約120km移動	9.97	10.05	8.28	8.07	8.60	8.50	8.04	7.91

■基準断層モデル②(水位下降側)

特性化モデル	大すべり域位置	最大水位下降量(m)	
		補機冷却海水系取水口前面	
		防波堤有	防波堤無
特性化モデル③	南へ約80km移動	-5.05	-6.43
	南へ約90km移動	-5.09	-6.57
	南へ約100km移動 (基準断層モデル②)	<u>-5.10</u>	<u>-6.70</u>
	南へ約110km移動	-5.06	-6.67
	南へ約120km移動	-5.03	-6.67

6. 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)

- 6. 1 本説明(コメント回答)の基本方針
- 6. 2 動的破壊特性の不確かさに関する知見の整理
- 6. 3 詳細パラメータスタディ
- 6. 4 概略・詳細パラメータスタディ方法の妥当性確認

6.1 本説明(コメント回答)の基本方針

No.	コメント時期	コメント内容
S34	平成28年4月28日 第358回審査会合	特性化モデルの破壊伝播速度およびライズタイムの不確かさを考慮した場合の影響を検討すること。
S97	平成29年8月10日 第496回審査会合	波源特性の不確かさの考慮にあたっては、破壊伝播速度やライズタイム等も含め、各パラメータが津波高さ等に与える影響について体系的に整理しながら、検討すること。

■第358回審査会合での説明

【波源特性の不確かさの検討方法】

- すべり量割増モデルと海溝側強調モデルを対象に大すべり域位置を南北約50km単位で移動させ、それぞれのモデルにおいて、敷地への影響が最も大きくなる位置を抽出。
- 抽出されたケースを対象に、巨大地震特有の不確かさである破壊開始点の不確かさを考慮して、津波水位を評価。

不確かさとして考慮する要素	パラメータスタディ範囲
破壊開始点	同時破壊, 位置:P1~P6

■本説明(コメント回答)の基本方針

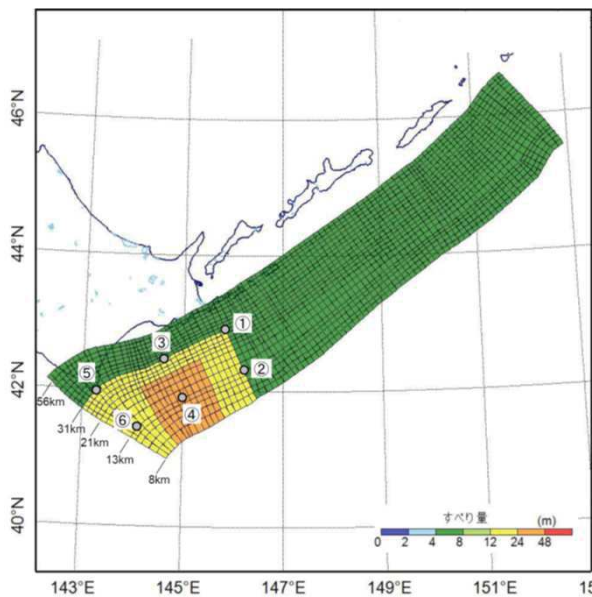
- 下記に示す手順にて概略・詳細パラメータスタディを行う。更に、各不確かさが津波水位に与える影響について整理し、パラメータスタディ方法の妥当性を確認する。 **S34 S97**
- ① 波源特性の不確かさが津波高さに与える影響に関する知見を整理し、概略・詳細パラメータスタディ方法について検討する。
- ② 検討結果を踏まえ、各特性化モデルを対象に、大すべり域位置の不確かさを考慮(概略パラメータスタディ)し、敷地に及ぼす影響が最も大きいモデルを基準断層モデルに設定する。
- ③ 動的破壊特性(破壊開始点, 破壊伝播速度, ライズタイム)に関する知見を整理し、詳細パラメータスタディ方法について検討する。
- ④ 検討結果を踏まえて、基準断層モデルを対象に破壊開始点, 破壊伝播速度, ライズタイムの詳細パラメータスタディを実施する。
- ⑤ 各不確かさが津波水位に与える影響について分析・整理し、パラメータスタディの方法の妥当性を確認する。

不確かさとして考慮する要素	パラメータスタディ範囲
破壊開始点	同時破壊, 位置:P1~P6
破壊伝播速度	1.0, 1.5, 2.0, 2.5km/s
ライズタイム	60, 90, 120, 180, 300s

6. 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)

6.2 動的破壊特性の不確かさに関する知見の整理:破壊開始点

- 地震調査研究推進本部(2016)では、地震の破壊が進む方向には地域性があり、三陸沖では浅部から深部に破壊が進む傾向があるとしている。これは、3.11地震の破壊形態と一致している。
- また、土木学会(2016)では、千島海溝沿いの巨大地震に伴う津波の例示計算として、左下図のように大すべり域を囲むように破壊開始点を設定し、詳細パラメータスタディを実施している。
- 日本海溝沿いで発生した3.11地震及び青森県東方沖及び岩手県沖北部で発生する最大規模の地震と考えられる1968年十勝沖地震の震源は、共にプレート境界等深線約20km付近に位置している(地震調査研究推進本部(2012))。



千島海溝沿いの地震における破壊開始点の設定例(土木学会(2016))

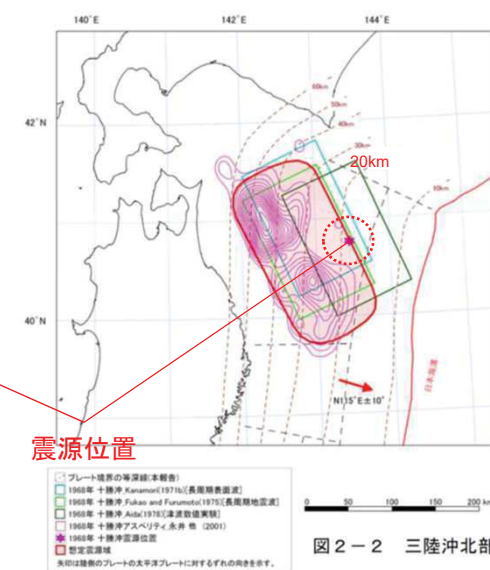
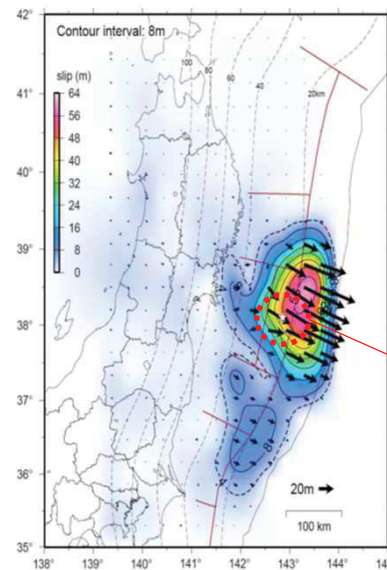


図2-2 三陸沖北部の想定震源域

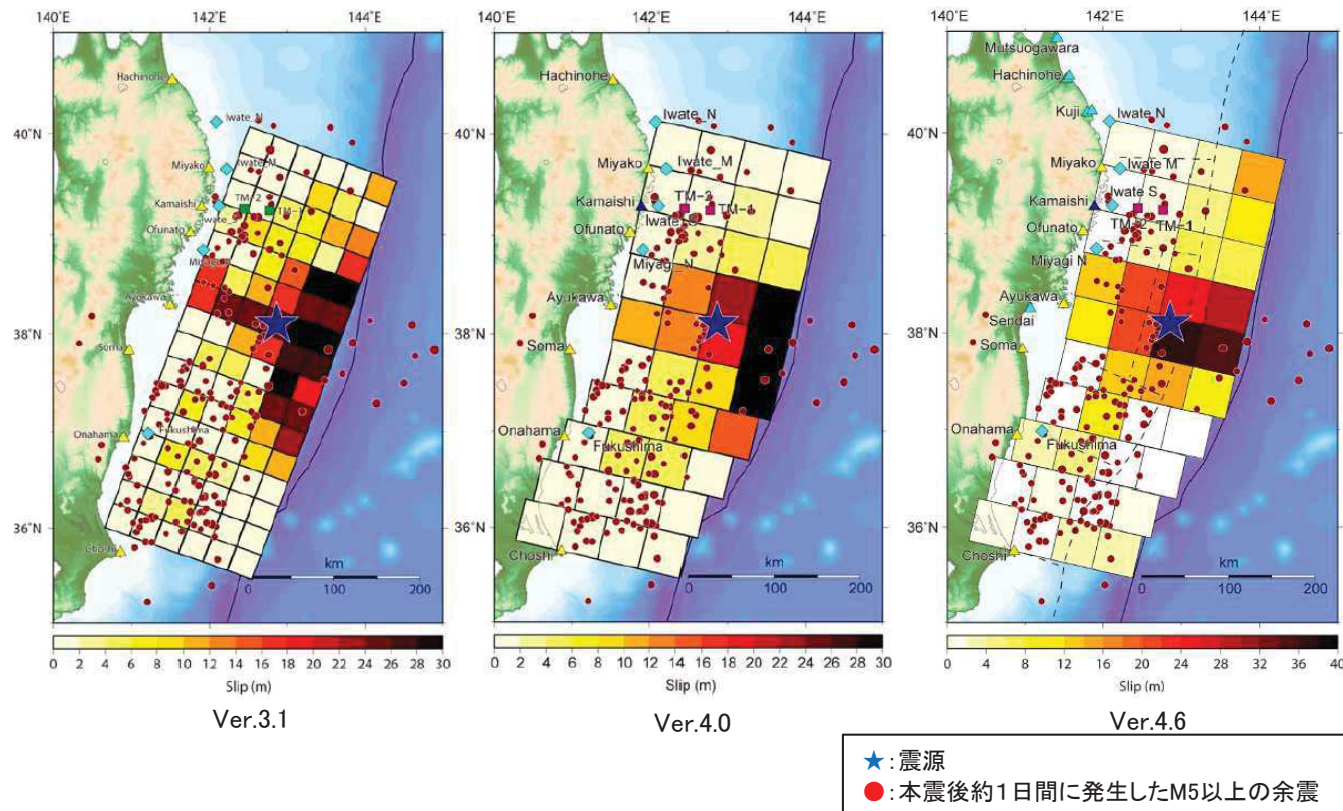
3.11地震(左)及び1968年十勝沖地震(右)の想定震源域
(地震調査研究推進本部(2012)に一部加筆)

以上を踏まえ、破壊開始点は、等深線約20km付近と、仮に深部から浅部に向けて破壊が進行する可能性も考慮し、大すべり域を取り囲むように計6ヶ所設定する。

6. 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)

6.2 動的破壊特性の不確かさに関する知見の整理:破壊伝播速度, ライズタイム

- M8クラスの地震の破壊継続時間は数10~120秒(土木学会(2002))であるのに対し, M9クラスの3.11地震に伴う津波を再現する内閣府(2012)モデルの破壊継続時間は300秒, 平均破壊伝播速度は約2km/sである。また, 藤井・佐竹による再現モデル(ver.3.1,ver.4.0,ver.4.6)では, 破壊伝播速度を2.0km/sと設定している。



藤井・佐竹による3.11地震の津波波源の再現モデル

6. 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)

6.2 動的破壊特性の不確かさに関する知見の整理:破壊伝播速度, ライズタイム

- Fujii and Satake (2007)は、破壊伝播速度(0.5km/s~3.0km/s), ライズタイム(60s~180s)を変化させた津波波形のインバージョン解析を実施し、2004年スマトラ~アンダマン地震の再現モデルを検討している。検討の結果、破壊伝播速度を1.0km/s, ライズタイム^{※1}を180sとした場合に、観測値と解析値が最も整合するとしている。
- Hirata et al.(2006)は2004年スマトラ~アンダマン地震に起因する津波の、衛星観測による海面測量データを用い、津波波形のインバージョン解析を実施し、破壊伝播速度を0.7km^{※2}, ライズタイムを150sとした場合に観測値と解析値が最も整合するとしている。

※1:各断層ブロックの破壊開始から破壊終了までの時間, ※2:Lay et al.(2005)によると、北側のセグメントが非常にゆっくりすべたとされている

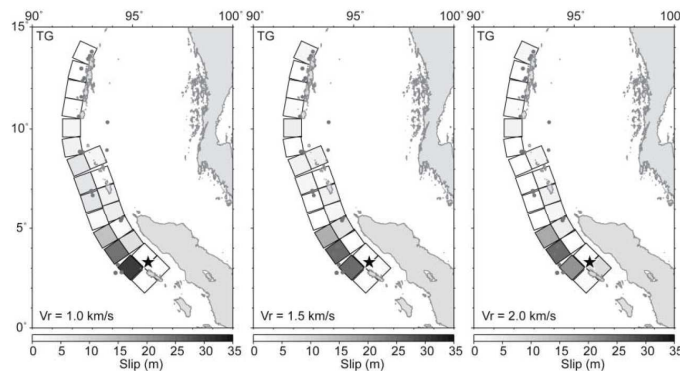


Figure 7. Slip distribution estimated by inversion of tide gauge (TG) data. Rupture velocity is 1.0 (left), 1.5 (center) and 2.0 (right) km/sec. Rise time for each subfault is 3 min.

Table 4

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

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

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

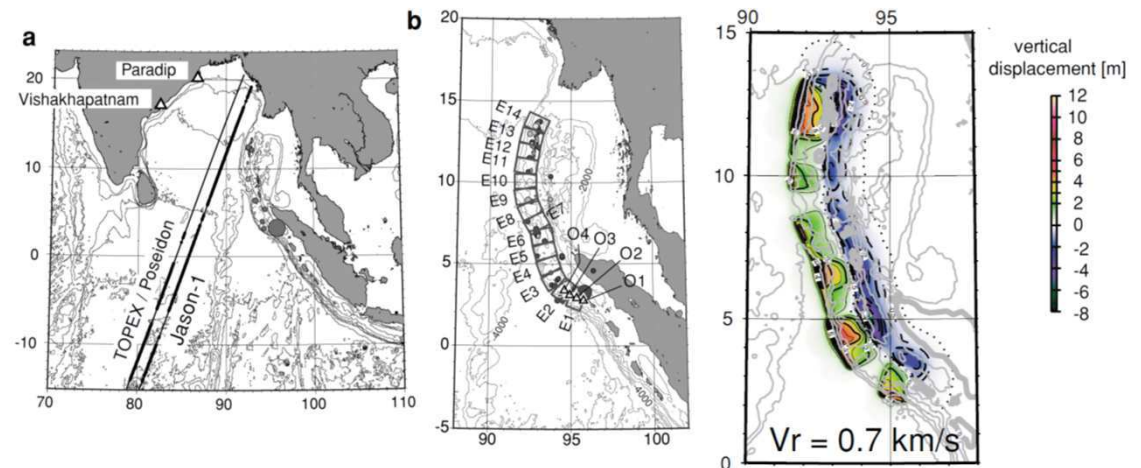


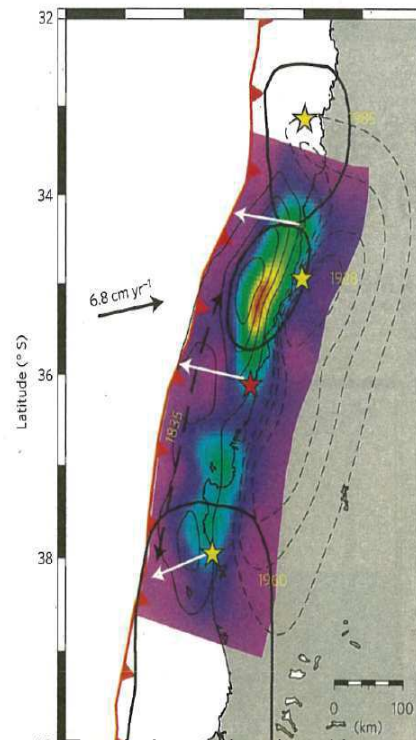
Fig. 1. (a) Ground tracks of satellite altimetry with Jason-1 and TOPEX/Poseidon (thin lines). Two satellites passed across the Indian Ocean two hours after the occurrence of the great Sumatra earthquake (Gower, 2005; JPL/NASA, 2005). Closed circles on the ground tracks indicate the points that sea surface height (SSH) difference from two successive cycles before and after the great Sumatra earthquake can be defined. The epicenters of mainshock and aftershocks two hours after the great event are also shown. (b) Subfault setting for the inversion in this study. We model the entire aftershock zone, with a length of 1400 km along the northern Sumatra-Nicobar-Andaman trench, using 14 subfaults placed parallel to the trench (E1-E14). O_1 to O_4 (triangles) indicate possible rupture initiation points. Aftershock distribution, including the mainshock epicenter, within 1 day after the occurrence of the mainshock is also shown.

2004年スマトラ~アンダマン地震津波発生時の衛星軌道(左)及び
数値モデルによる海底地形変化(右)
(Hirata et al.(2006))

6. 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)

6.2 動的破壊特性の不確かさに関する知見の整理:破壊伝播速度, ライズタイム

- Lorito et al.(2010)は、津波波形のインバージョン解析を実施して、2010年チリ地震の再現モデルを策定している。
- 検討の結果、津波波形のデータセットには破壊伝播速度を決定できるほどの感度がないものの、地震動のインバージョン結果から、破壊伝播速度を2.25km/sとしている。



2010年チリ地震の津波インバージョン結果(Lorito et al.(2010))

6. 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)

6.2 動的破壊特性の不確かさに関する知見の整理:破壊伝播速度, ライズタイム

- ・ 内閣府(2012)は南海トラフで発生する巨大地震に起因する津波の評価を実施している。
- ・ 破壊伝播速度及びライズタイムは、平均的に利用されている値を参考に3.11地震の解析結果も踏まえ、破壊伝播速度2.5km/s, ライズタイム60sと設定している。

○破壊伝播速度及びライズタイム:

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

破壊速度 : 2.5km/s

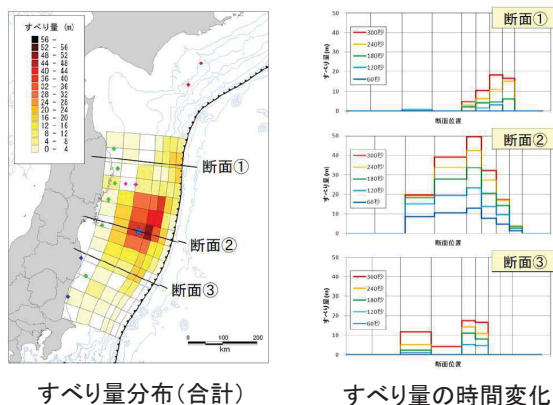
ライズタイム : 1分

内閣府(2012)の南海トラフにおける最大クラスの波源モデルの破壊伝播速度及びライズタイム

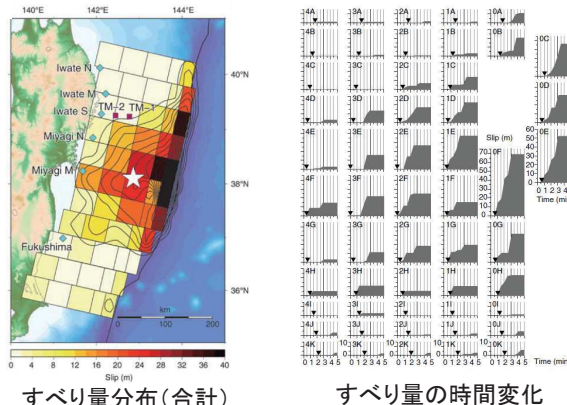
6.2 動的破壊特性の不確かさに関する知見の整理:破壊伝播速度, ライズタイム

- 3.11地震に伴う津波を再現する波源モデルのうち, 津波波形等をインバージョンした内閣府(2012)モデル, Satake et al.(2013)55枚モデル, 杉野ほか(2013)モデルの破壊伝播速度, ライズタイムは以下のとおりである。

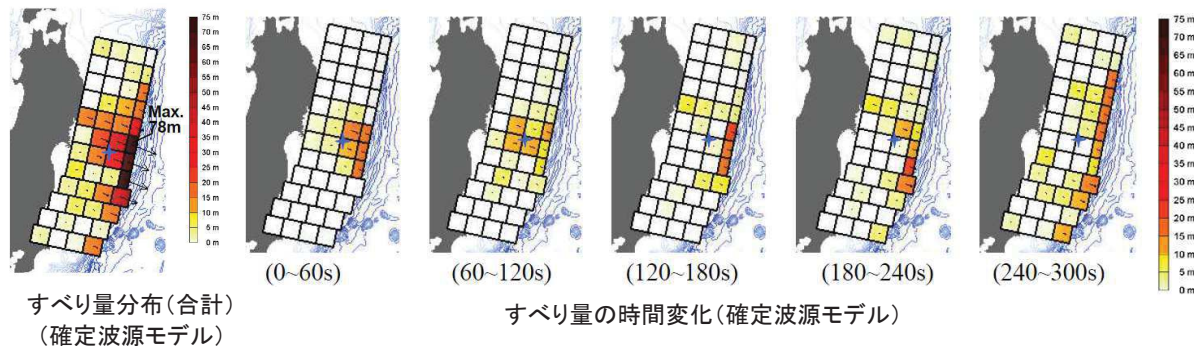
【内閣府(2012)モデル】



【Satake et al.(2013)55枚モデル】



【杉野ほか(2013)モデル】



【3.11地震に伴う津波再現モデルの破壊伝播速度及びライズタイム】

出典	破壊伝播速度(km/s)	ライズタイム(s)
内閣府(2012)モデル	2.0 ^{※1}	300
Satake et al.(2013) 55枚モデル	2.0	210
杉野ほか(2013)モデル	1.5 ^{※1, 2}	300

※1:破壊開始点と各小断層の中心点との距離を各小断層の最初のすべりが現れる時間で除した破壊伝播速度から算定した平均破壊速度(杉野ほか(2013), 杉野ほか(2014))。

※2:杉野ほか(2013)は, 長周期観測地震動に基づいて推定された震源断層モデル(Wu et al.(2012))の破壊伝播速度は約1.8(km/s)であり, 再現モデルの破壊伝播速度1.5(km/s)と, ほぼ整合するとしている。

6. 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)

6.2 動的破壊特性の不確かさに関する知見の整理:破壊伝播速度, ライズタイム

- 3.11地震の津波波形等をインバージョンした再現モデルから, 3.11地震で大きなすべりを生じた領域におけるライズタイムは210s~300sであり, M8クラスの地震のライズタイム(数秒から1分程度(相田(1986)))と比較して長い特徴がある。
- 相田(1986)では, M8クラスの地震を対象としたライズタイム※1を60sとしている。

■相田(1986)による津波解析上の変動時間(初期変位分布のライズタイム)の設定方法

- 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)は津波初期変位分布のライズタイム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)

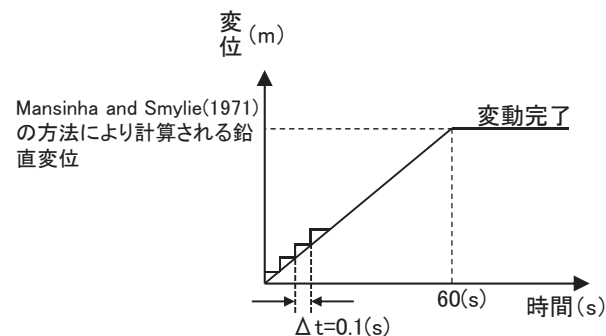
V_r : 破壊伝播速度(km/s)

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(2016)), 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。

※1: 津波解析上におけるライズタイムの考慮方法

Mansinha and Smylie(1971)の方法により計算される各グリッドにおける初期水位変位を, 変動開始から終了までの時間を60sとして津波解析と同様の時間格子間隔 Δt : 0.1sを用いて階段状に与えている。



解析上のライズタイムの考慮方法(概念)

6. 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)

6.2 動的破壊特性の不確かさに関する知見の整理:破壊伝播速度, ライズタイム

- 国内外で発生した巨大地震の破壊伝播特性に関する知見収集結果を踏まえ、破壊伝播速度, ライズタイムのパラメータスタディ範囲を設定した。

巨大地震の波源モデルにおける破壊伝播特性の設定例

地震	破壊伝播速度	ライズタイム	備考
3.11地震	1.5~2.0km/s	210~300s	大きなすべりを生じた領域における破壊開始から破壊終了までの時間
2004年スマトラ~アンダマン地震	0.7*~1.0km/s	150~180s	各断層ブロックの破壊開始から破壊終了までの時間
2010年チリ地震	2.25km/s	—	
南海トラフの巨大地震	2.5km/s	60s	

※:Lay et al.(2005)によると、北側のセグメントが非常にゆっくりすべたとされている



■パラメータスタディ範囲の設定

- 国内外の巨大地震の検討事例を参考に、下記のとおり詳細パラメータスタディ範囲を設定した。

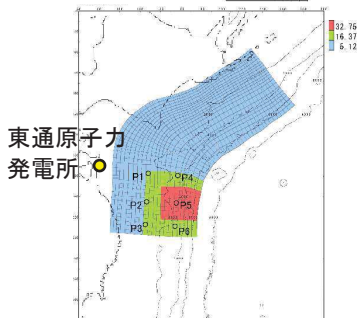
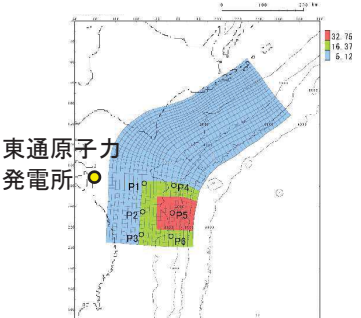
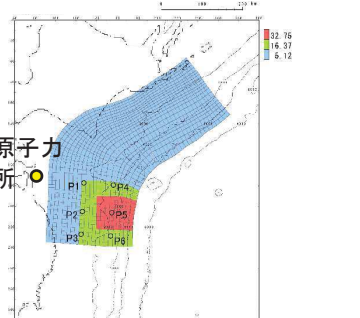
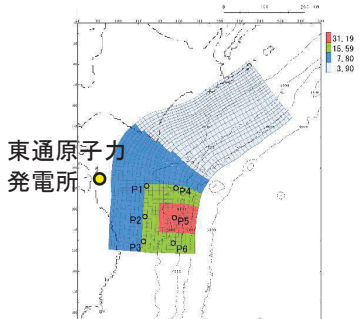
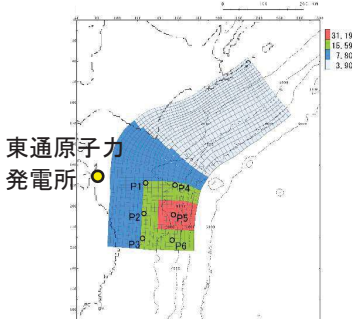
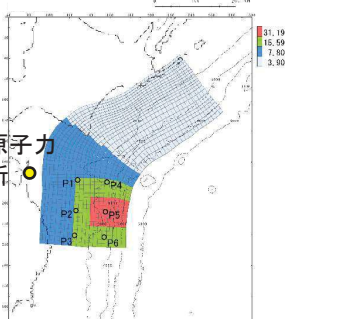
パラメータスタディ範囲の設定

	基本ケース	パラメータスタディ範囲
破壊伝播速度	2.0km/s	1.0, 1.5, 2.5km/s
ライズタイム	60s	90, 120, 180, 300s

6. 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)

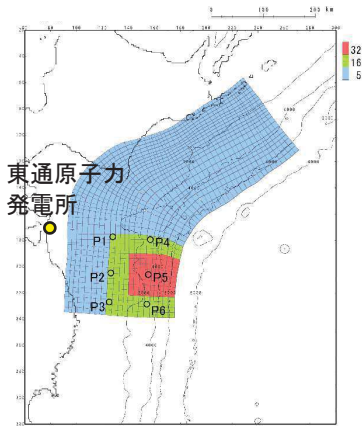
6.2 動的破壊特性の不確かさに関する知見の整理:まとめ

- 以上を踏まえ、基準断層モデル①、②を対象に下記に示すフローにて詳細パラメータスタディを実施した。

		(1)破壊開始点	(2)破壊伝播速度	(3)ライズタイム
破壊開始点		・同時破壊 ・大すべり域の周辺(P1~P6)	敷地への影響が最大となる破壊開始点	敷地への影響が最大となる破壊開始点
破壊伝播速度		2.0km/s(基本ケース)	1.0, 1.5, 2.0, 2.5km/s	敷地への影響が最大となる破壊伝播速度
ライズタイム		60s(基本ケース)	60s(基本ケース)	60, 90, 120, 180, 300s
波源モデル	基準断層モデル①			
	基準断層モデル②			

6. 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)

6.3 詳細パラメータスタディ: 基準断層モデル①

項目	解析条件
破壊開始点	・同時破壊 ・大すべり域の周辺(P1~P6)
破壊伝播速度	1.0, 1.5, 2.0, 2.5km/s
ライズタイム	60, 90, 120, 180, 300s
波源モデル	

破壊開始点	破壊伝播速度 (km/s)	ライズタイム (s)	最大水位上昇量 (m)
			敷地前面
同時破壊	∞	60	10.68
P1	2.0		9.91
P2			9.78
P3			10.06
P4			9.01
P5			9.00
P6			<u>11.18</u>

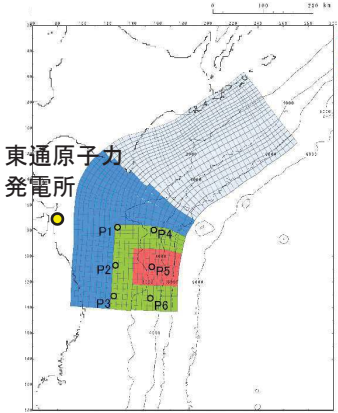
下線部: 最大ケース

破壊開始点	破壊伝播速度 (km/s)	ライズタイム (s)	最大水位上昇量 (m)
			敷地前面
P6	1.0	60	11.06
	1.5		11.15
	2.0		<u>11.18</u>
	2.5		11.05

破壊開始点	破壊伝播速度 (km/s)	ライズタイム (s)	最大水位上昇量 (m)
			敷地前面
P6	2.0	60	<u>11.18</u>
		90	10.62
		120	10.01
		180	9.12
		300	8.49

6. 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)

6.3 詳細パラメータスタディ: 基準断層モデル②

項目	解析条件
破壊開始点	・同時破壊 ・大すべり域の周辺(P1~P6)
破壊伝播速度	1.0, 1.5, 2.0, 2.5km/s
ライズタイム	60, 90, 120, 180, 300s
波源モデル	

破壊開始点	破壊伝播速度 (km/s)	ライズタイム (s)	最大水位下降量 (m)
			補機冷却海水系 取水口前面
同時破壊	∞		-5.097
P1	2.0	60	-5.06
P2			-5.03
P3			-5.03
P4			<u>-5.100</u>
P5			-5.08
P6			-5.07

下線部: 最大ケース

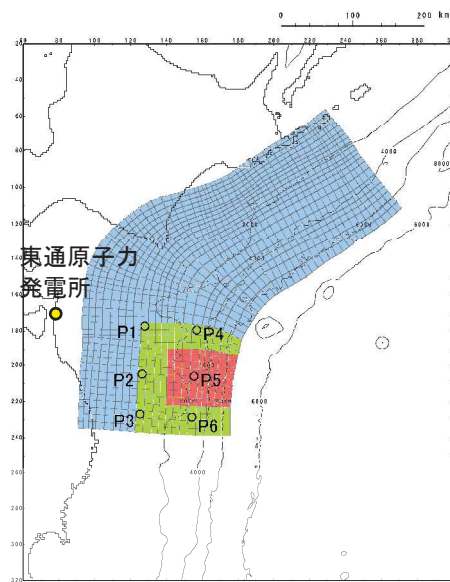
破壊開始点	破壊伝播速度 (km/s)	ライズタイム (s)	最大水位下降量 (m)
			補機冷却海水系 取水口前面
P4	1.0	60	<u>-5.101</u>
	1.5		-5.100
	2.0		-5.100
	2.5		-5.099

破壊開始点	破壊伝播速度 (km/s)	ライズタイム (s)	最大水位下降量 (m)
			補機冷却海水系 取水口前面
P4	1.0	60	<u>-5.101</u>
		90	-5.10
		120	-5.09
		180	-5.07
		300	-5.02

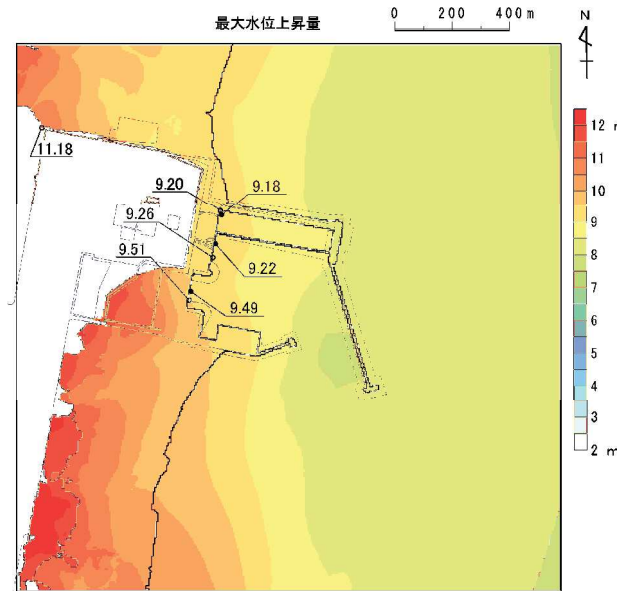
6. 動的破壊特性の不確かさの考慮(詳細パラメータスタディ)

6.3 詳細パラメータスタディ: 基準断層モデル①

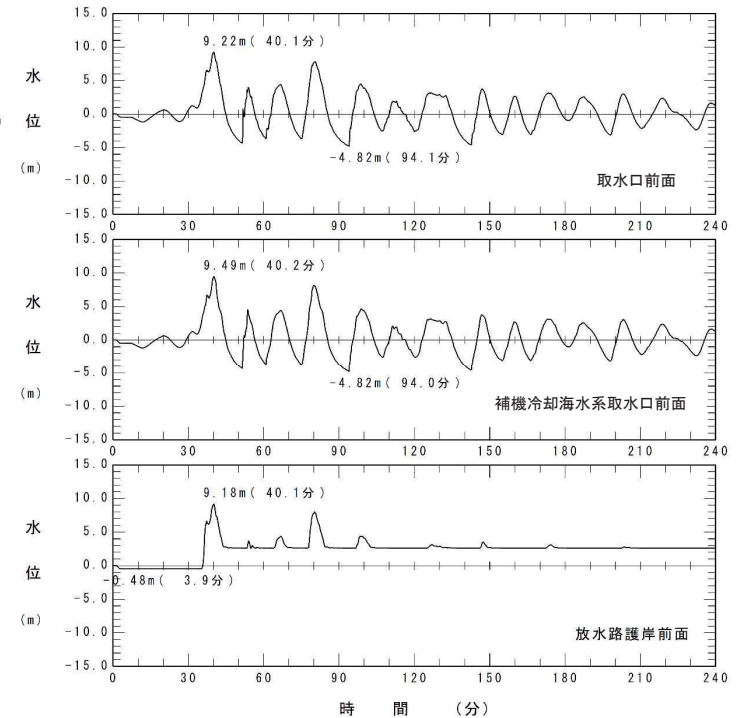
波源モデル	破壊開始点	破壊伝播速度 (km/s)	ライズタイム (s)	最大水位上昇量(m)			
				敷地前面	取水口 前面	補機冷却海水 系取水口前面	放水路 護岸前面
基準断層モデル①	P6	2.0	60	11.18	9.26	9.51	9.20



すべり量分布



最大水位上昇量分布



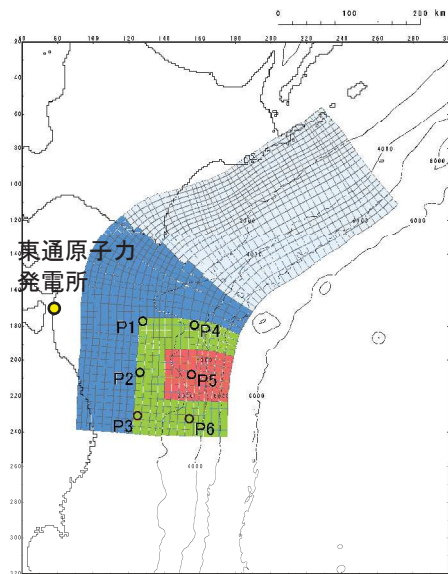
取水口前面, 補機冷却海水系取水口前面, 放水路護岸前面における水位時刻歴波形※

※: 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「5.3 津波水位の評価位置」に記載)

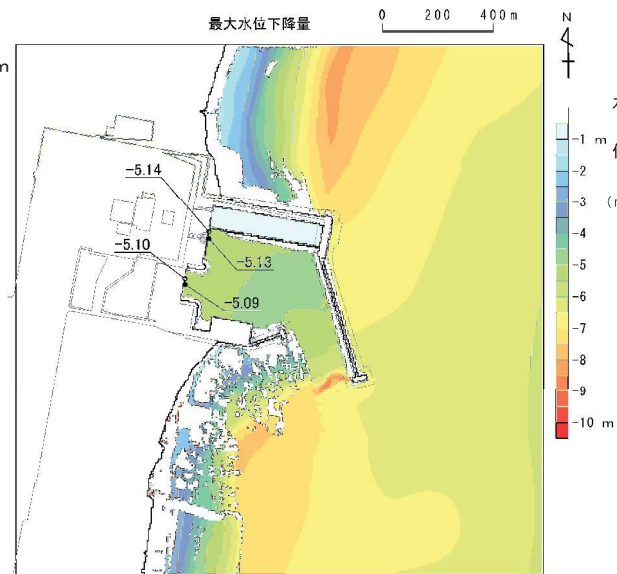
6. 動的破壊特性の不確かさの考慮(詳細パラメータスタディ)

6.3 詳細パラメータスタディ: 基準断層モデル②

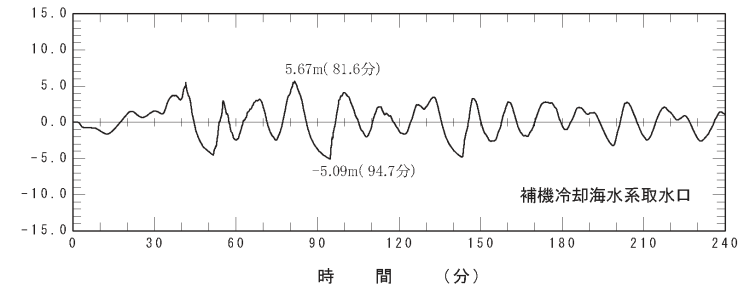
波源モデル	破壊開始点	破壊伝播速度 (km/s)	ライズタイム (s)	最大水位下降量(m)
				補機冷却海水系取水口前面
基準断層モデル②	P4	1.0	60	-5.10



すべり量分布



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※

※: 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「5.3 津波水位の評価位置」に記載)

6. 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)

6.3 詳細パラメータスタディ:まとめ

- 各評価位置における水位上昇側, 下降側の評価値を以下に示す。

■水位上昇側

波源モデル	大すべり域位置	破壊開始点	破壊伝播速度(km/s)	ライズタイム(s)	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①	南へ約100km移動	P6	2.0	60	11.18	9.26	9.51	9.20
《参考》申請時(敷地前面最大ケース)海溝側強調モデル	南へ約50km移動	P6	2.0	60	10.95	8.83		8.73

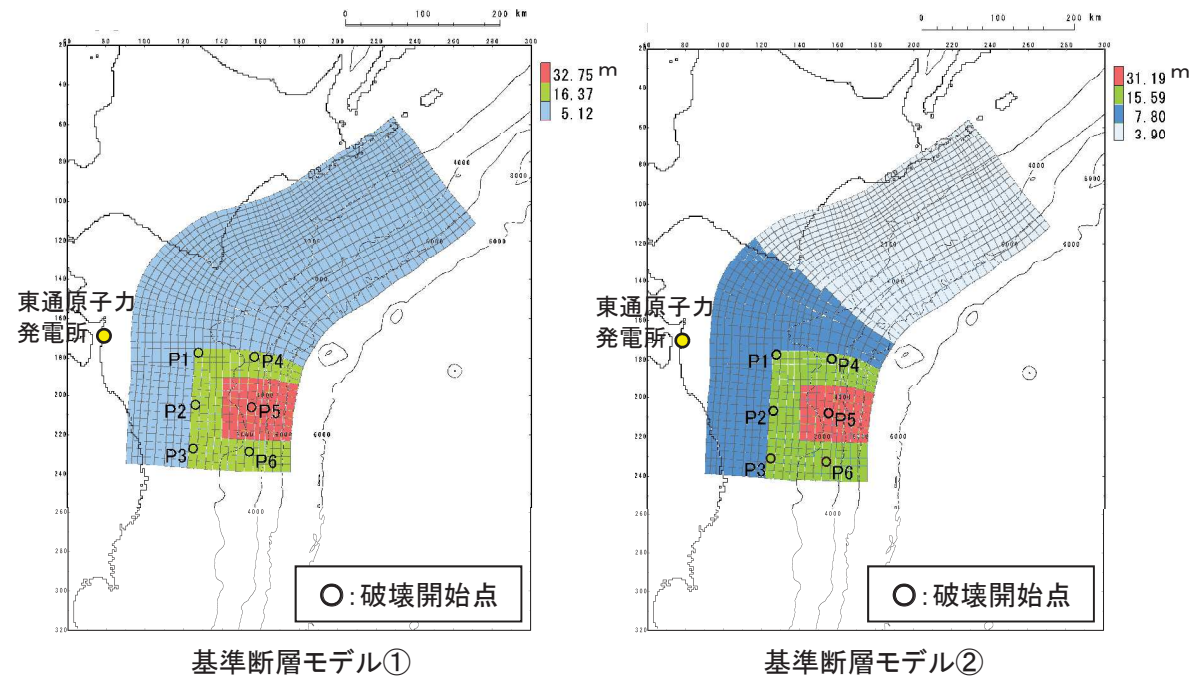
■水位下降側

波源モデル	大すべり域位置	破壊開始点	破壊伝播速度(km/s)	ライズタイム(s)	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②	南へ約100km移動	P4	1.0	60	-5.10
《参考》申請時(取水口前面最大ケース)すべり量割増モデル	南へ約100km移動	P4	2.0	60	

6. 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)

6.4 概略・詳細パラメータスタディ方法の妥当性確認

- 概略・詳細パラメータスタディは、土木学会(2016)の方法を踏まえ、概略パラメータスタディとして、津波水位に与える影響が大きい大すべり域の不確かさを考慮し、発電所に及ぼす影響が最も大きいモデルを対象に、詳細パラメータスタディとして、動的破壊特性に係る不確かさを考慮した(順序:破壊開始点⇒破壊伝播速度⇒ライズタイム)。
- 上記、パラメータスタディ方法の妥当性を確認するため、各パラメータが水位上昇側及び水位下降側の津波水位に与える影響を分析した。



基準断層モデル①, ②のすべり量分布及び破壊開始点

6. 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)

6.4 概略・詳細パラメータスタディ方法の妥当性確認:水位上昇側

- ・ 基準断層モデル①によるパラメータスタディ結果(最大水位上昇量)を用いて、各パラメータが津波水位に与える影響について分析した。
- ・ 大すべり域の位置の変動幅が最も大きく、概略パラメータスタディとして考慮するパラメータとして設定することの妥当性を確認した。
- ・ また、詳細パラメータスタディで考慮した動的破壊特性に係る不確かさについて、破壊開始点及びライズタイムの不確かさの変動幅が大きいが、ライズタイムについては基本ケース(60s)が最も保守的であることから、パラメータスタディ方法(破壊開始点⇒破壊伝播速度⇒ライズタイム)は妥当であることを確認した。

概略 パラメータ スタディ	項目	変動幅※	津波水位に与える影響
	大すべり域の位置	±2.1m	南側へ移動すると津波水位は大きくなる。



詳細 パラメータ スタディ	項目	変動幅※	津波水位に与える影響
	破壊開始点	±1.1m	発電所から離れた位置で、かつプレート境界面の浅部に設定すると津波水位は大きくなる。

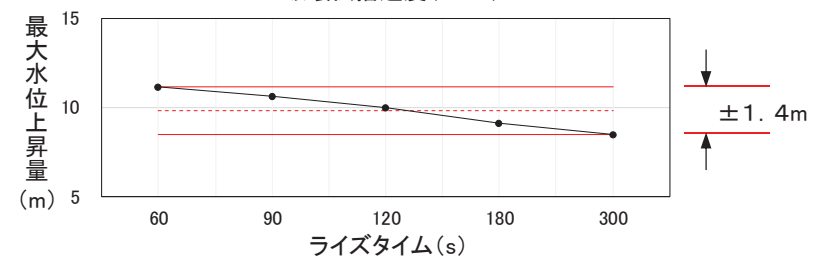
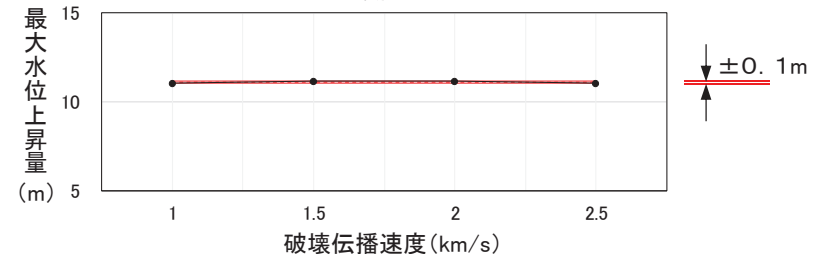
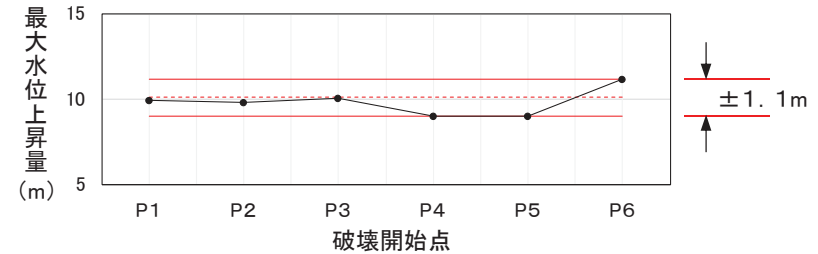
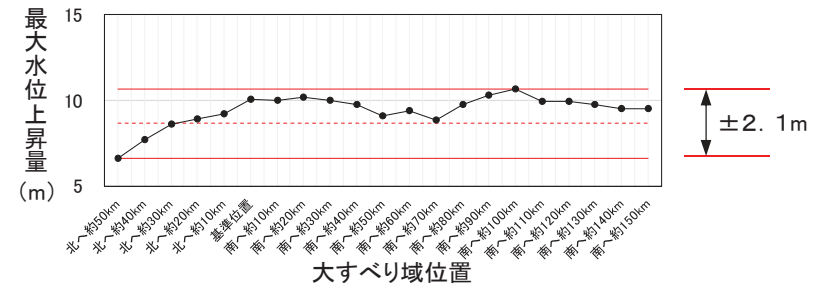


詳細 パラメータ スタディ	項目	変動幅※	津波水位に与える影響
	破壊伝播速度	±0.1m	有意な傾向は認められないが、基本ケース(2.0km/s)の津波水位が最も大きい。



詳細 パラメータ スタディ	項目	変動幅※	津波水位に与える影響
	ライズタイム	±1.4m	ライズタイムが長くなると津波水位は小さくなり、基本ケース(60s)は保守的である。

※:変動幅は、(最大値-最小値)/2より算出



6. 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)

6.4 概略・詳細パラメータスタディ方法の妥当性確認:水位下降側

- ・ 基準断層モデル②によるパラメータスタディ結果(最大水位下降量)を用いて、各パラメータが津波水位に与える影響について分析した。
- ・ 大すべり域の位置の変動幅が最も大きく、概略パラメータスタディとして考慮するパラメータとして設定することの妥当性を確認した。
- ・ また、詳細パラメータスタディで考慮した動的破壊特性に係る不確かさについて、各因子ともに不確かさの変動幅は小さく、津波水位に与える影響についても有意な傾向は認められないが、ライズタイムについては基本ケース(60s)が最も保守的であることから、パラメータスタディ方法(破壊開始点⇒破壊伝播速度⇒ライズタイム)は妥当であることを確認した。

概略 パラメータ スタディ	項目	変動幅※	津波水位に与える影響
	大すべり域の位置	±0.5m	南側へ移動すると津波水位は大きくなる。



詳細 パラメータ スタディ	項目	変動幅※	津波水位に与える影響
	破壊開始点	±0.1m	有意な傾向は認められない。

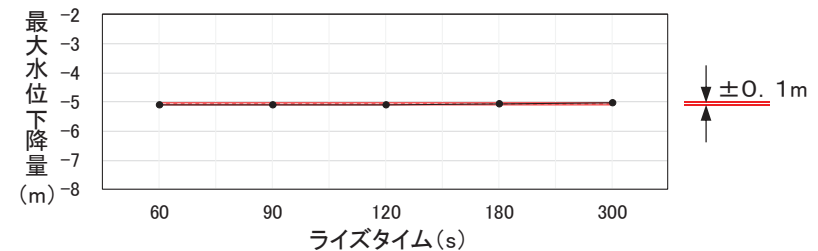
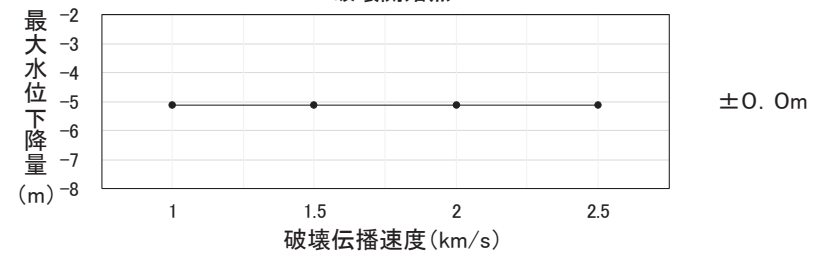
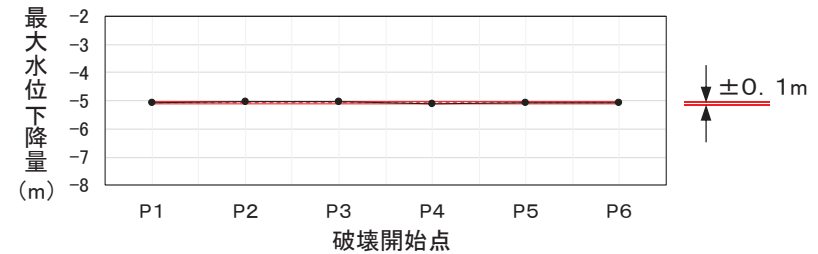
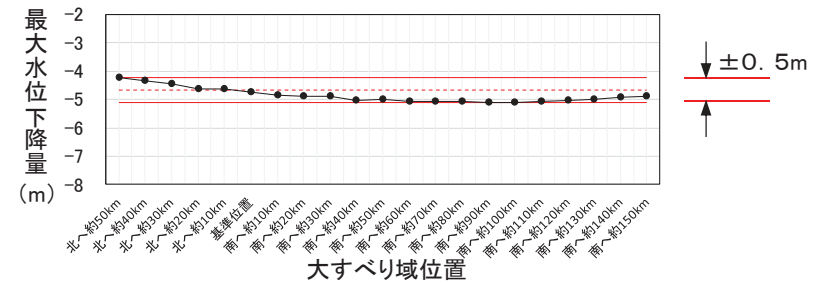


詳細 パラメータ スタディ	項目	変動幅※	津波水位に与える影響
	破壊伝播速度	±0.0m	津波水位に与える影響はほとんどない。



詳細 パラメータ スタディ	項目	変動幅※	津波水位に与える影響
	ライズタイム	±0.1m	ライズタイムが長くなると水位下降量は小さくなり、基本ケース(60s)は保守的である。

※:変動幅は、(最大値-最小値)/2より算出



7. 評価の妥当性確認

- 7. 1 本説明(コメント回答)の基本方針
- 7. 2 検討方針
- 7. 3 イベント堆積物との比較
- 7. 4 行政機関(青森県)による津波評価との比較
- 7. 5 まとめ

7. 評価の妥当性確認

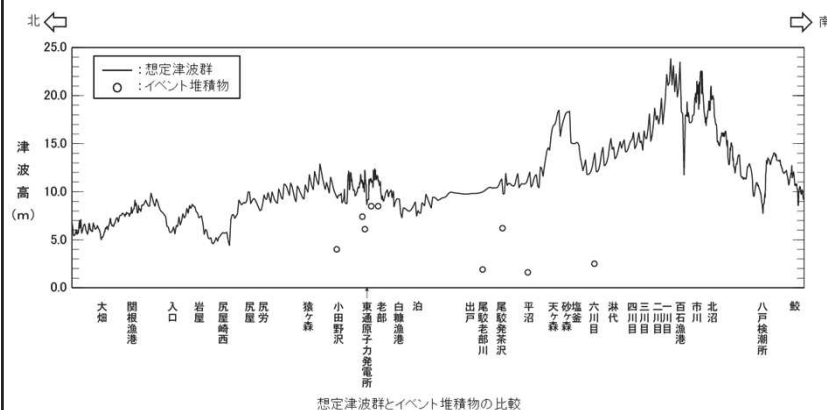
7.1 本説明(コメント回答)の基本方針

No.	コメント時期	コメント内容
S36	平成28年4月28日 第358回審査会合	青森県の津波評価を踏まえて、基準津波高さの妥当性を確認すること。
S96	平成29年8月10日 第496回審査会合	津波評価の妥当性確認にあたり、想定津波群とイベント堆積物との比較を行う場合は、イベント堆積物の層厚も考慮した上で、既往津波の規模感を説明すること。

■第496回審査会合での説明

【イベント堆積物との比較】

- 「十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震」に起因する津波のうち特性化モデルの想定津波群による沿岸における津波高さが、青森県北部太平洋沿岸で認められたイベント堆積物の基底標高を十分上回っていることを確認。



■本説明(コメント回答)の基本方針

【イベント堆積物との比較】

- 津波堆積物分布は必ずしも浸水域と一致しないことを踏まえ、堆積物を用いた津波規模の評価に関する知見を整理し、評価方針について検討する。
- 検討結果を踏まえ、イベント堆積物分布と特性化モデルの想定津波群との比較を行い、連動型地震に起因する津波の評価の妥当性について確認する。 **S96**

【行政機関(青森県)による津波評価結果との比較】

- 特性化モデルによる想定津波群の包絡線が、行政機関(青森県)による津波評価を上回っていることを確認する。 **S36**

7. 評価の妥当性確認

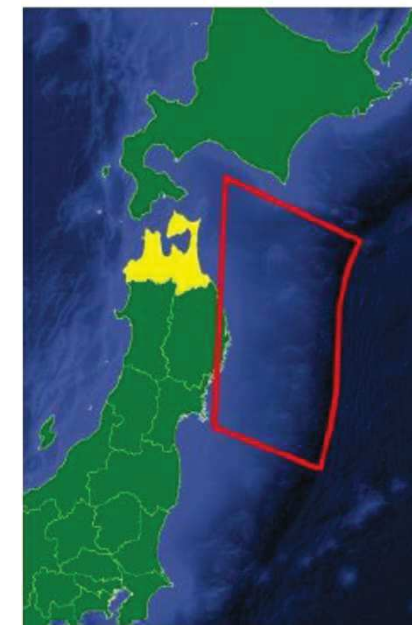
7.2 検討方針

- 発電所前面海域(青森県東方沖及び岩手県沖)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(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.)	推定年代(年)	
尻屋崎	有	約8.1m	A.D.190年頃	
猿ヶ森周辺	タテ沼付近①	有	約7.6m※2	A.D.1650年頃より後
	タテ沼付近②	有	約11.8m	A.D.50年頃
	猿ヶ森川	有	約11.0m※2	A.D.1300年頃
	材木沢	有	約7.6m	A.D.1550年頃
	大川	有	約6.8m	A.D.1450年頃より後
小田野沢	有	約4m	A.D.1700年頃	
東京電力敷地内	有	約7.4m	A.D.1400年頃	
東北電力敷地内	A測線	有	約6.1m	B.C.500年頃
	B測線	人工改変	/	/
	C測線	有	約8.6m	B.C.750年頃
	D測線	有	約8.4m	B.C.2800年頃
尾駮老部川	有	約1.9m	B.C.2000年頃	
尾駮発茶沢	有	約6.2m	B.C.2950年頃	
平沼	有	約1.6m	A.D.550年頃	
六川目	有	約2.5m	B.C.4700年頃以前	



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

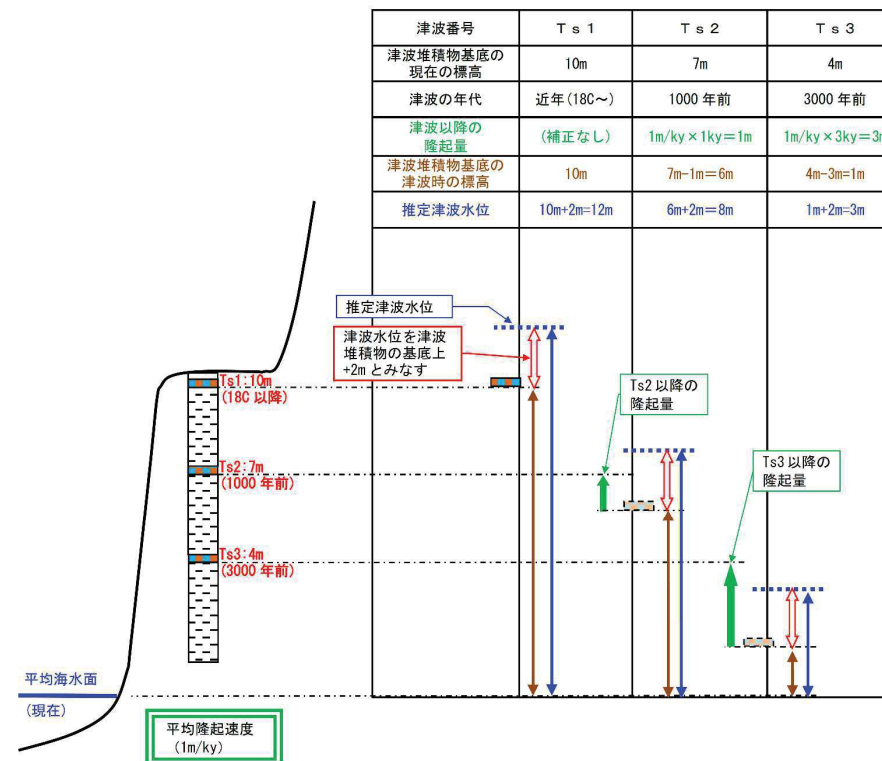
※1:各イベント堆積物の詳細は、補足説明資料「3.津波堆積物調査」に記載。

※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。

7. 評価の妥当性確認

7.3 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

- 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行われている。
- しかし, 津波堆積物の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が指摘されている(Goto et al.(2011))。
- 国土交通省・内閣府・文部科学省(2014)は, 上記のような知見を踏まえ, 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。

7. 評価の妥当性確認

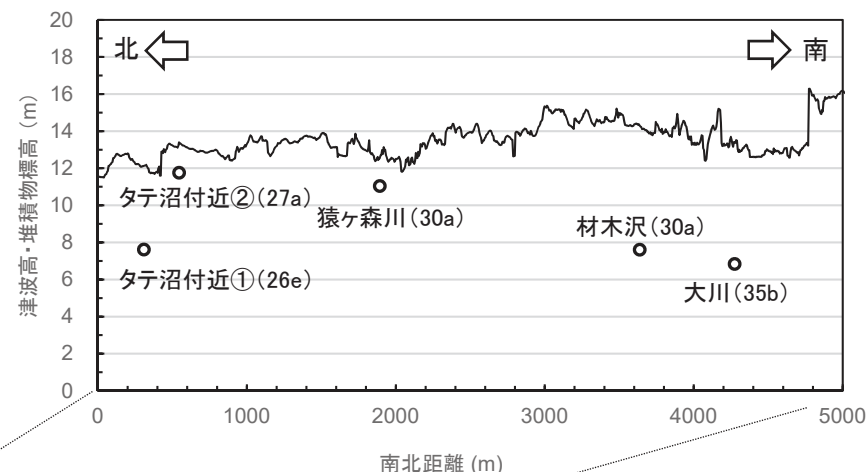
7.3 イベント堆積物との比較

- ・ 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。

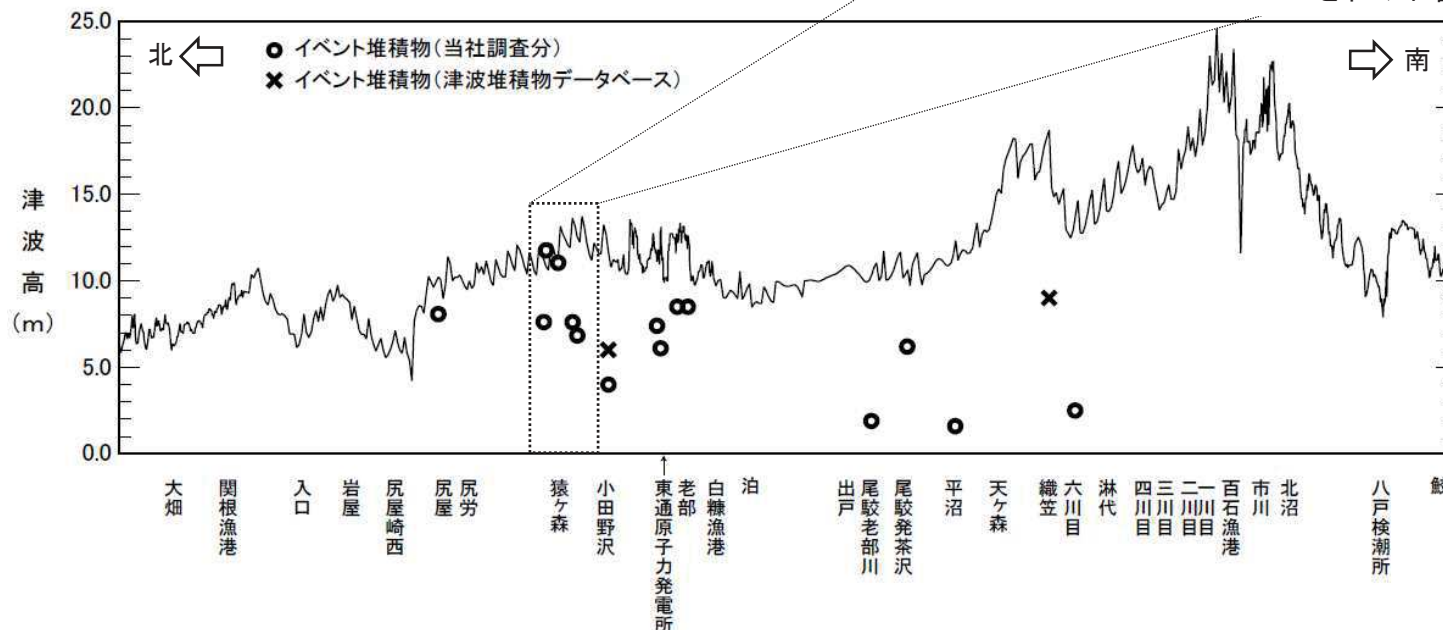
※1: 想定津波群の詳細は、補足説明資料「4. 想定津波群の作成方法」に記載。

※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

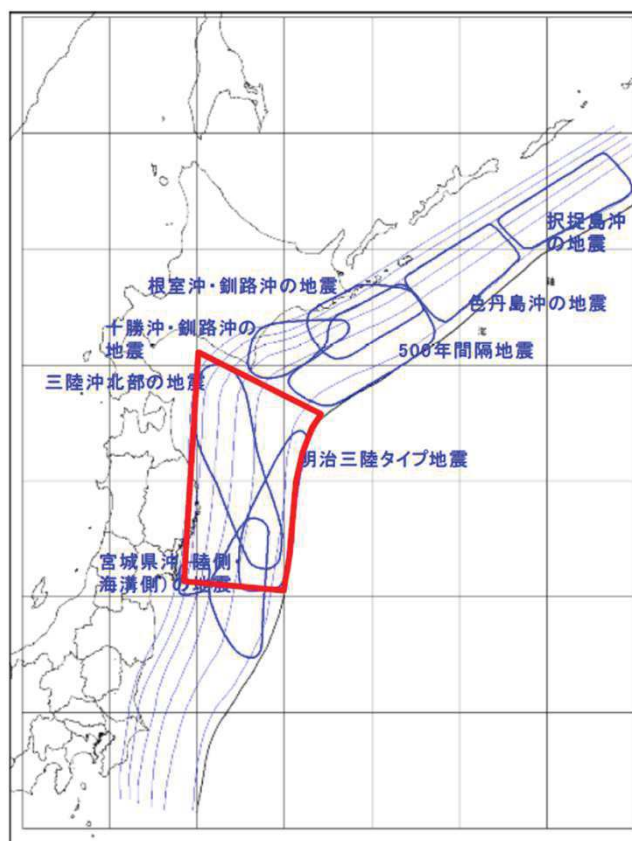


汀線位置における想定津波群(空間格子間隔278m)とイベント堆積物の比較

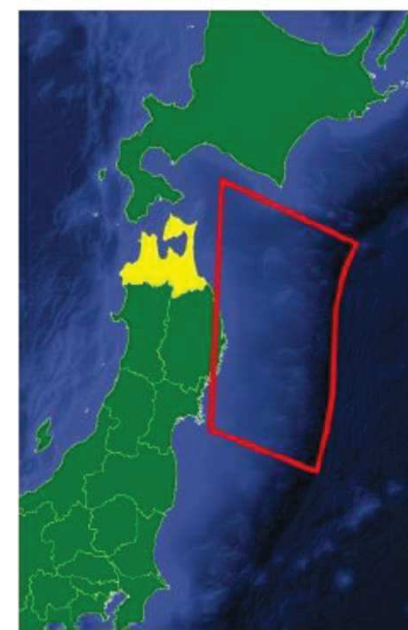
7. 評価の妥当性確認

7.4 行政機関(青森県)による津波評価との比較

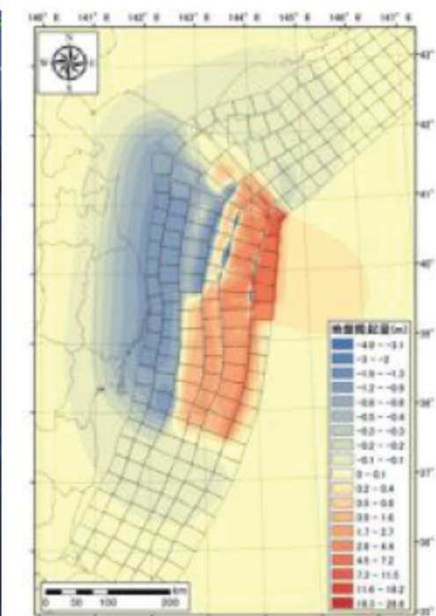
- 青森県海岸津波対策検討会(2012, 2015)においては、太平洋沿岸に最大クラスの津波をもたらす地震として、中央防災会議「日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会」で検討された「三陸沖北部の地震(Mw=8.4)」と「明治三陸タイプ地震(Mw=8.6)」の領域を網羅する「H24青森県太平洋側独自断層モデル(Mw=9.0)」を設定し、評価を実施している。
- 3.11地震から得られた知見を踏まえ、青森県東方沖及び岩手県沖北部の海溝沿いに大すべり域を設定している。



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



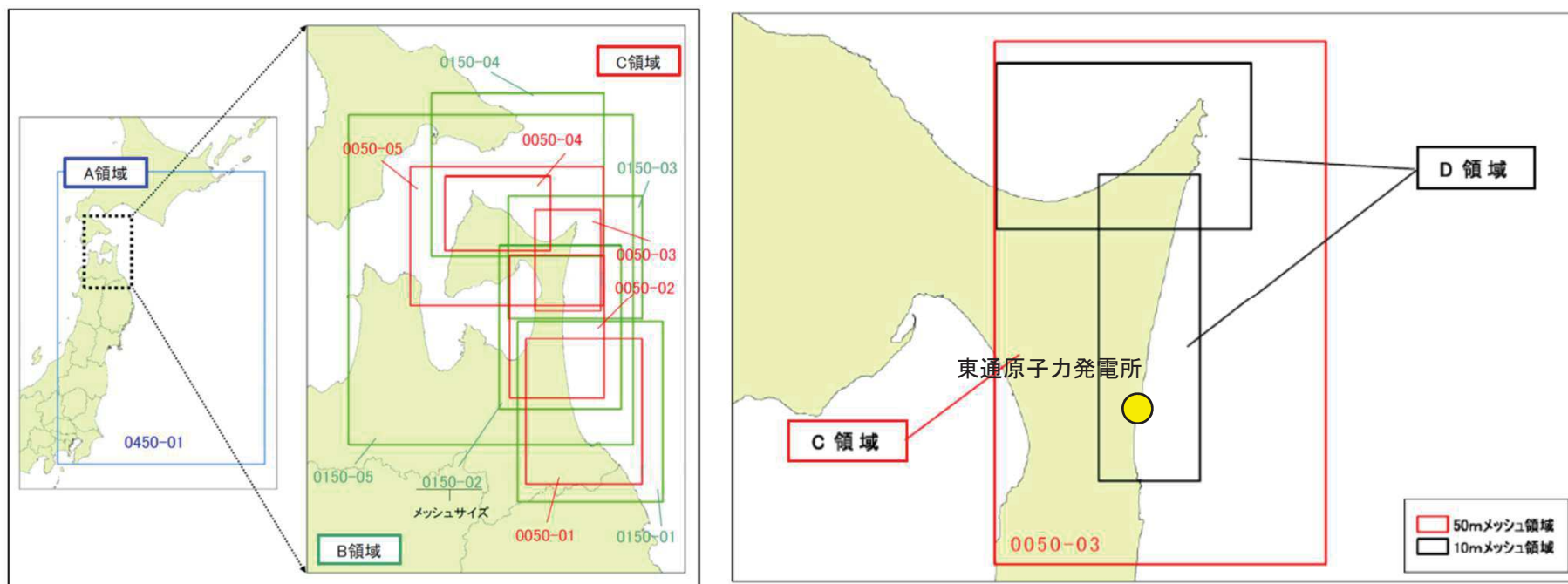
地盤変動量

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))

7. 評価の妥当性確認

7.4 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)による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

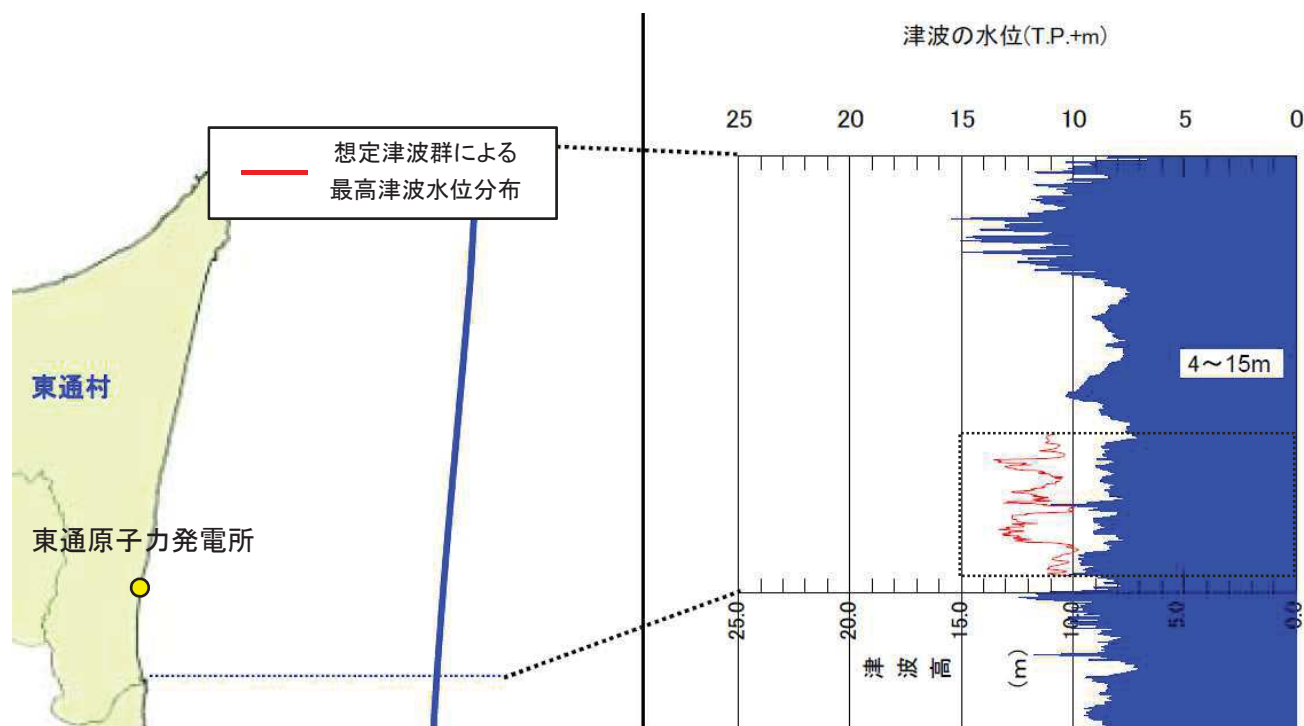
計算格子間隔	A領域:450m, B領域:150m, C領域:50m, D領域:10m
初期潮位	T.P.+0.681m
計算時間	4時間
計算時間間隔	0.1秒

7. 評価の妥当性確認

7.4 行政機関(青森県)による津波評価との比較

- ・ 連動型地震による想定津波群と青森県による津波評価の比較を以下に示す。
- ・ 行政機関(青森県)の津波評価結果との比較の結果, 連動型地震による想定津波群の包絡線※1が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「4. 想定津波群の作成方法」に記載



H24青森県太平洋側独自断層モデルによる東通村周辺の海岸線上の津波水位と連動型地震に起因する津波の想定津波群との比較※2

(青森県海岸津波対策検討会(2012)に一部加筆)

※2: 青森県評価では期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

7. 評価の妥当性確認

7.5 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(青森県)の津波評価との比較を行った。
- ・ 比較の結果、連動型地震による想定津波群は、イベント堆積物ならびに行政機関(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。

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. 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
3. 社団法人土木学会原子力土木委員会津波評価部会(2016):原子力発電所の津波評価技術2016
4. 相田勇(1977):三陸沖の古い津波のシミュレーション, 東京大学地震研究所彙報, Vol.52, pp.71-101
5. 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
6. 杉野英治・呉長江・是永眞理子・根本信・岩渕洋子・蛭沢勝三(2013):原子力サイトにおける2011東北地震津波の検証, 日本地震工学会論文集, 第13巻, 第2号(特集号)
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・蛭沢勝三・亀田弘行・今村文彦(2014):プレート間地震による津波の特性化波源モデルの提案, 日本地震工学会論文集, 第14巻, 第5号
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.Koji Minoura · Shinichi Hirano · Tsutomu Yamada(2013):Identification and possible recurrence of an oversized tsunami on the Pacific coast of northern Japan, Nat Hazards 68:631-643, Springer, DOI 10.1007/s11069-013-0640-z
- 11.Naoki Uchida, Junichi Nakajima, Akira Hasegawa, Toru Matsuzawa(2009): What controls interplate coupling?: Evidence for abrupt change in coupling across a border between two overlying plates in the NE Japan subduction zone, Earth and Planetary Science Letters 283,111-121
- 12.Masanao Shinohara, Tomoaki Yamada, Kazuo Nakahigashi, Shin'ichi Sakai, Kimihiro Mochizuki, Kenji Uehira, Yoshihiro Ito, Ryusuke Azuma, Yuka Kaiho, Tetsuo No, Hajime Shiobara, Ryota Hino, Yoshio Murai, Hiroshi Yakiwara, Toshinori Sato, Yuya Machida, Takashi Shinbo, Takehi Isse, Hiroki Miyamachi, Koichiro Obana, Narumi Takahashi, Shuichi Kodaira, Yoshiyuki Kaneda, Kenji Hirata, Sumio Yoshikawa, Kazushige Obara, Takaya Iwasaki, and Naoshi Hirata(2011):Aftershock observation of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake by using ocean bottom seismometer network, Earth Planets Space, 63, 835-840
- 13.穴倉正展(2013):1960年チリ地震(Mw 9.5)の履歴と余効変動, 地震予知連絡会 会報, 第89巻, 12-7
- 14.Kusala Rajendran(2013):On the recurrence of great subduction zone earthquakes, CURRENT SCIENCE, VOL.104, NO.7,pp.880-892
- 15.Daniel Melnick,Bodo Bookhagen,Manfred R. Strecker, and Helmut P. Echtler(2009):Segmentation of megathrust rupture zones from fore-arc deformation patterns over hundreds to millions of years, Arauco peninsula, Chile, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 114, B01407, doi:10.1029/2008JB005788
- 16.Genyang Tang, Penny J. Barton, Lisa C. McNeill, Timothy J. Henstock, Frederik Tilmann, Simon M. Dean, Muhammad D. Jusuf, Yusuf S. Djajadihardja, Haryadi Permana, Frauke Klingelhoefer, and Heidrun Kopp(2013):3-D active source tomography around Simeulue Island offshore Sumatra: Thick crustal zone responsible for earthquake segment boundary, GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, VOL. 40, 48-53, doi:10.1029/2012GL054148
- 17.Emily S. Finzel, Jeffrey M. Trop, Kenneth D. Ridgway, Eva Enkelmann(2011):Upper plate proxies for flat-slab subduction processes in southern Alaska, Earth and Planetary Science Letters 303,348-360, doi:10.1016/j.epsl.2011.01.014
- 18.Aaron G. Wech(2016):Extending Alaska's plate boundary: Tectonic tremor generated by Yakutat subduction, GEOLOGY,v.44,no.7,p.587-590, doi:10.1130/G37817.1

参考文献②

19. Roland Von Huene, John J. Miller, and Wilhelm Weinrebe (2012) : Subducting plate geology in three great earthquake ruptures of the western Alaska margin, Kodiak to Unimak, *Geosphere*, v.8, no. 3, p.628–644, doi:10.1130/GES00715
20. Ian Shennan, Natasha Barlow, Gary Carver, Frank Davies, Ed Garrett, and Emma Hocking (2014) : Great tsunamigenic earthquakes during the past 1000yr on the Alaska megathrust, *GEOLOGY*, doi:10.1130/G35797.1
21. Richard W. Briggs, Simon E. Engelhart, Alan R. Nelson, Tina Dura, Andrew C. Kemp, Peter J. Haeussler, D. Reide Corbett, Stephen J. Angster, and Lee-Ann Bradley (2014) : Uplift and subsidence reveal a nonpersistent megathrust rupture boundary (Sitkinak Island, Alaska), *Geophys. Res. Lett.*, 41, 2289–2296, doi:10.1002/2014GL059380.
22. 木村学(2002) : プレート収束帯のテクトニクス学, 東京大学出版会
23. 長谷川昭・中島淳一・内田直希・弘瀬冬樹・北左枝子・松澤暢(2010) : 日本列島下のスラブの三次元構造と地震活動, *地学雑誌*, 第119巻, 第2号, pp.190–204
24. Charles Demets (1992) : Oblique Convergence and Deformation Along the Kuril and Japan Trenches, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, Vol.97, No.B12, pp.17,615–17,625
25. 伊藤谷生(2000) : 日高衝突帯—前縁褶曲・衝突断層帯の地殻構造, *石油技術協会誌*, 第65巻, 第1号, pp.103–109
26. Xin Liu, Dapeng Zhao and Sanzhong Li (2013) : Seismic heterogeneity and anisotropy of the southern Kuril arc: insight into megathrust earthquakes, *Geophysical Journal International*, 1069–1090, doi:10.1093/gji/ggt150
27. 文部科学省(2008) : プレート境界及びその周辺域の3次元地殻不均質構造の推定, 東南海・南海地震等海溝型地震に関する調査研究, 平成20年度成果報告書, 3.1.1.2
28. JUNZO KASAHARA, TOSHINORI SATO, KIMIHIRO MOCHIZUKI AND KAZUO KOBAYASHI (1997) : Paleotectonic structures and their influence on recent seismo-tectonics in the south Kuril subduction zone, *The Island Arc*, 6, 267–280
29. 文部科学省(2013) : 根室沖等の地震に関する調査研究 成果報告書(平成23年度)
30. 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004) : 千島海溝沿いの地震活動の長期評価(第二版)について
31. 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
32. 文部科学省測地学分科会(2012) : 「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画」平成24年度年次報告(機関別), 課題番号1006, 北海道周辺の超巨大地震の発生サイクル及び震源過程の解明・プレート運動の解明による衝突帯モデルの構築
33. 佐竹建治(2013) : 第197回地震予知連絡会 重点検討課題「世界の巨大地震・津波」概要, *地震予知連絡会 会報*, 第89巻, 12–6
34. Kenji Satake, Kelin Wang, Brian F. Atwater (2003) : Fault slip and seismic moment of the 1700 Cascadia earthquake inferred from Japanese tsunami descriptions, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 108, NO. B11, 2535
35. Robert C. Witter, Yinglong Zhang, Kelin Wang, Chris Goldfinger, George R. Priest and Jonathan C. Allan (2012) : Coseismic slip on the southern Cascadia megathrust implied by tsunami deposits in an Oregon lake and earthquake-triggered marine turbidites, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL.117, B10303

参考文献③

36. Shinzaburo Ozawa, Takuya Nishimura, Hisashi Suito, Tomokazu Kobayashi, Mikio Tobita & Tetsuro Imakiire(2011): Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-Oki earthquake, nature LETTER
37. 西村卓也(2013): 測地データから推定された環太平洋地域のプレート間カップリング, 地震予知連絡会 会報, 第89巻, 12-15
38. Akira Hasegawa, Keisuke Yoshida, Youichi Asano, Tomomi Okada, Takeshi Iinuma, Yoshihiro Ito(2012): Change in stress field after the 2011 great Tohoku-Oki earthquake, Earth and Planetary Science Letters 355-356, pp231-243
39. JAMSTEC(2013): 東北地方太平洋沖地震における巨大地震・津波発生メカニズムの解明～地球深部探査船「ちきゅう」の科学的成果が「SCIENCE」誌に3編同時掲載～, プレリリース
40. Lin W., M. Conin, J.C. Moore, F.M. Chester, Y. Nakamura, J.J. Mori, L. Anderson, E.E. Brodsky, N. Eguchi, B. Cook, T. Jeppson, M. Wolfson-Schwehr, Y. Sanada, S. Saito, Y. Kido, T. Hirose, J.H. Behrmann, M. Ikari, K. Ujiie, C. Rowe, J. Kirkpatrick, S. Bose, C. Regalla, F. Remitti, V. Toy, P. Fulton, T. Mishima, T. Yang, T. Sun, T. Ishikawa, J. Sample, K. Takai, J. Kameda, S. Toczko, L. Maeda, S. Kodaira, R. Hino, D. Saffer(2013): Stress state in the largest displacement area of the 2011 Tohoku-oki Earthquake, Science 339, 687-690
41. 菅原大助・今村文彦・松本秀明・後藤和久・箕浦幸治(2011): 地質学的データを用いた西暦869年貞観地震津波の復元について, 自然災害科学, 29-4, pp.501-516
42. 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
43. 澤井祐紀・宍倉正展・岡村行信・高田圭太・松浦旅人・Than Tin Aung・小松原純子・藤井雄士郎・藤原治・佐竹健治・鎌滝孝信・佐藤伸枝(2007): ハンディジオスライサーを用いた宮城県仙台平野(仙台市・名取市・岩沼市・亘理町・山元町)における古津波痕跡調査, 活断層・古地震研究報告, No.7, pp.47-80
44. 澤井祐紀・宍倉正展・小松原純子(2008): ハンドコアラを用いた宮城県仙台平野(仙台市・名取市・岩沼市・亘理町・山元町)における古津波痕跡調査, 活断層・古地震研究報告, No.8, pp.17-70
45. 行谷佑一・佐竹健治・山木滋(2010): 宮城県石巻・仙台平野および福島県請戸川河口低地における869年貞観地震津波の数値シミュレーション, 活断層・古地震研究報告, No.10, pp.1-21
46. 宍倉正展・澤井祐紀・岡村行信・小松原純子・Than Tin Aung・石山達也・藤原治・藤野滋弘(2007): 石巻平野における津波堆積物の分布と年代, 活断層・古地震研究報告, No.7, pp.31-46
47. 宍倉正展・藤原治・澤井祐紀・行谷佑一・谷川晃一郎(2012): 2011年東北地方太平洋沖地震による津波堆積物の仙台・石巻平野における分布限界, 活断層・古地震研究報告, No.12, pp.45-61
48. 文部科学省研究開発局・国立大学法人東北大学大学院理学研究科・国立大学法人東京大学地震研究所・独立法人産業技術総合研究所(2010): 宮城県沖地震における重点的調査観測総括成果報告書, 390pp
49. 佐竹健治(2011a): 日本海溝の巨大地震のスーパーサイクル, 地震予知連絡会 会報, 第86巻, 3-15
50. 佐竹健治(2011b): 東北地方太平洋沖地震の断層モデルと巨大地震発生のスーパーサイクル, 科学, Vol.81, No.10

参考文献④

51. 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2002):三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価について
52. R. McCaffrey(2008):Global Frequency of Magnitude 9 Earthquakes, *Geology*, DR2008063
53. YUSHIRO FUJII and KENJI SATAKE(2012):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
54. Christopher H. Scholz and Jaime Campos(2012):The seismic coupling of subduction zones revisited, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 117, B05310, doi:10.1029/2011JB009003
55. Tetsuzo Seno(2014):Stress drop as a criterion to differentiate subduction zones where Mw 9 earthquakes can occur , *Tectonophysics* 621 , 198-210
56. Yamanaka, Y. and M. Kikuchi (2004):Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data, *J. Geophys. Res.*, 109,B07307,doi:10.1029/2003JB002683
57. 永井理子・菊地正幸・山中佳子(2001):三陸沖における再来大地震の震源過程の比較研究－1968年十勝沖地震と1994年三陸はるか沖地震の比較－, *地震*2, 54, 267-280
58. Satoshi Ide, Annemarie Baltay, Gregory C. Beroza(2011):Shallow Dynamic Overshoot and Energetic Deep Rupture in the 2011 Mw9.0 Tohoku-Oki Earthquake, *Science*,vol. 332,1426,DOI:10.1126/science.1207020
59. 井出哲(2011):東北沖地震の二面性－浅部のすべり過ぎと深部の高周波震動－, 東京大学大学院理学系学科, プレスリリース
60. 長谷川昭(2015):2011年東北沖地震の震源域で何が起きたか?－東北沖地震の発生機構－, *地震ジャーナル*, 60号
61. Tetsuro Tsuru, Jin-Oh Park, Seiichi Miura, Shuichi Kodaira, Yukari Kido, Tsutomu Hayashi(2002):Along-arc structural variation of the plate boundary at the Japan Trench margin: Implication of interplate coupling, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 107, NO. B12, 2357, doi:10.1029/2001JB001664
62. Koichiro Obana, Shuichi Kodaira, Masanao Shinohara, Ryota Hino, Kenji Uehira, Hajime Shiobara, Kazuo Nakahigashi, Tomoaki Yamada, Hiroko Sugioka, Aki Ito, Yasuyuki Nakamura, Seiichi Miura, Tetsuo No, Narumi Takahash(2013):Aftershocks near the updip end of the 2011 Tohoku-Oki earthquake, *Earth and Planetary Science Letters*,382,111-116, doi.org/10.1016/j.epsl.2013.09.007
63. 文部科学省測地学分科会(2013):「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画」平成25年度年次報告(機関別), 課題番号1205, アスペリティの特性解明に向けた観測研究
64. Jeremy E. Kozdon and Eric M. Dunham(2013):Rupture to the Trench: Dynamic Rupture Simulations of the 11 March 2011 Tohoku Earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.103, No.2B, pp.1275-1289, doi: 10.1785/0120120136
65. 文部科学省(2007):択捉島沖等の地震に関する調査研究成果報告書(平成19年度)
66. Ioki, K. and Y. Tanioka, Y(2016a):Re-estimated fault model of the 17th century great earthquake off Hokkaido using tsunami deposit data, *Earth and Planetary Science Letters*, 433, 133-138.
67. 東北大学理学研究科(2012):千島海溝沿い小繰り返し地震の解析結果について, *地震予知連絡会 会報*, 第88巻, 12-3
68. 国土地理院(2012):千島海溝沿いの滑り欠損速度分布について, *地震予知連絡会 会報*, 第88巻, 12-2

参考文献⑤

69. Robert McCaffrey (2009) : The Tectonic Framework of the Sumatran Subduction Zone, Annual Review of Earth and Planetary Sciences, Vol. 37, 345–366, DOI: 10.1146/annurev.earth.031208.100212
70. 遠田晋次 (2004) : 断層セグメントの多重破壊とスケーリング則, 月刊地球号外, 46, 168–174
71. Thorne Lay, Hiroo Kanamori, Charles J. Ammon, Meredith Nettles, Steven N. Ward, Richard C. Aster, Susan L. Beck, Susan L. Bilek, Michael R. Brudzinski, Rhett Butler, Heather R. DeShon, Goran Ekstrom, Kenji Satake, Stuart Sipkin (2005) : The Great Sumatra–Andaman Earthquake of 26 December 2004, SCIENCE, VOL 308, 1127–1133
72. Cecep Subarya, Mohamed Chlieh, Linette Prawirodirdjo, Jean–Philippe Avouac, Yehuda Bock, Kerry Sieh, Aron J. Meltzner, Danny H. Natawidjaja & Robert McCaffrey (2006) : Plate–boundary deformation associated with the great Sumatra–Andaman earthquake, ARTICLES, NATURE, Vol 440, doi:10.1038
73. Junji Koyama, Kazunori Yoshizawa, Kiyoshi Yomogida, and Motohiro Tsuzuki (2012) : Variability of megathrust earthquakes in the world revealed by the 2011 Tohoku–oki Earthquake, Earth Planets Space, 64, pp.1189–1198
74. 小山順二・都筑基博・蓬田清 (2012) : 斜め衝突帯の巨大地震(1) 相模トラフ, 北海道大学地球物理学研究報告, No.75, pp.161–174
75. Lingling Ye, Thorne Lay, and Hiroo Kanamori (2012) : The Sanriku–Oki low–seismicity region on the northern margin of the great 2011 Tohoku–Oki earthquake rupture, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 117, B02305, doi:10.1029/2011JB008847
76. 羽鳥徳太郎 (2000) : 三陸沖歴史津波の規模の再検討, 津波工学研究報告17, pp.39–48
77. 佐竹健治・行谷佑一・山木滋 (2008) : 石巻・仙台平野における869年貞観津波の数値シミュレーション, 活断層・古地震研究報告, No.8, pp.71–89
78. 中央气象台 (1933) : 昭和八年三月三日三陸沖強震及津波報告, 驗震時報, Vol.7, No.2別刷
79. 岸力 (1969) : 1968年十勝沖地震調査報告, 津波—北海道東北沿岸—, 1968年十勝沖地震調査委員会編『1968年十勝沖地震調査報告』, pp.207–256
80. 東北大学大学院工学研究科附属災害制御研究センター (2004) : 2003年十勝沖地震津波調査報告, 津波工学研究報告, 第21号, 第2編
81. 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループによるデータ (<http://www.coastal.jp/ttjt/>), 2012/12/29
82. チリ津波合同調査班 (1961) : 1960年5月24日チリ地震津波に関する論文及び報告, 丸善
83. 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
84. 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
85. 渡辺偉夫 (1998) : 日本被害津波総覧 [第2版], 東京大学出版会
86. 気象庁 (2007) : 千島列島東方の地震について(2006年11月15日Mj7.9 および2007年1月13日Mj8.2), 地震予知連絡会 会報, 第78巻, 2–4
87. 都司嘉宣・上田和枝・佐竹健治 (1998) : 日本で記録された1700年1月(元禄十二年十二月)北米巨大地震による津波, 地震第2輯, 第51巻, pp.1–17
88. 菅原大助 (2014) : 津波堆積物と津波の規模について, 地学雑誌, 123(6), 797–812

参考文献⑥

89. 文部科学省測地学学科会(2012):「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画」平成24年度年次報告(成果の概要)
90. KOICHIRO TANIGAWA, YUKI SAWAI, MASANOBU SHISHIKURA, 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
91. 岡村行信・行谷佑一(2011): 17世紀に発生した千島海溝の連動型地震の再検討, 活断層・古地震研究報告, No.11, p.15-20
92. 町田洋・新井房夫(2003): 新編 火山灰アトラス[日本列島とその周辺]について, 東京大学出版会, 336p
93. Koji Minoura, Shu Nakaya and Masao Uchida(1994): Tsunami deposits in a lacustrine sequence of the Sanriku coast, northeast Japan, Sedimentary Geology, 89, 25-31
94. 谷川晃一郎・澤井祐紀・宍倉正展・藤原治・行谷佑一・松本弾(2013): 青森県太平洋岸で検出された津波堆積物, 日本第四紀学会講演要旨集, No.43, 16-17
95. 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
96. 鎌田隆史・菅原大助・箕浦幸治・根本直樹・山田努(2015): 猿ヶ森砂丘に挟在する再堆積層の成因: 下北半島後期完新世砂丘の起源の考察, 日本地質学会第122年学術大会, 講演要旨, R21-O-4
97. 谷川晃一郎(2017):: 青森県六ヶ所村平沼における津波堆積物調査, 活断層・古地震研究報告, No.17, p.1-14
98. 谷川晃一郎・澤井祐紀・宍倉正展・藤原治・行谷佑一(2014): 青森県三沢市で検出されたイベント堆積物, 第四紀研究, 53(1), p.55-62
99. 藤原治・鎌滝孝信・田村亨(2003): 内湾における津波堆積物の粒度分布と津波波形との関連 - 房総半島南端の完新統の例 -, 第四紀研究, 42(2), p.67-81
100. 後藤和久・菅原大助・西村裕一・藤野滋弘・小松原純子・澤井祐紀・清水康博(2017): 津波堆積物の認定手順, 津波工学研究報告, 第33号, p.45-54
101. 千釜章・多田省一郎・青沼正光(1998): 下北半島における津波の伝承の解釈と埋没ヒバ林の成因, 地震, 第2輯, 第51巻, 61-73頁
102. 小池一之(1974): 砂浜海岸線の変化について(予報), 地理学評論, 47-11
103. 西村裕一(2009): 津波堆積物の時空間分布に基づく古地震の調査研究, 地震, 第2輯, 第61巻特集号, S497-S508頁
104. 石村大輔, 市原季彦, 阪田知洋, 大畑雅彦, 高田裕哉(2015): 高密度群列ハンディジオスライサー調査による津波堆積物の連続性と地層対比: 岩手県山田町小谷島を例として, 活断層研究, 43号, 53-60
105. Takumi Yoshii, Shiro Tanaka, Masafumi Matsuyama(2017): Tsunami deposits in a super-large wave flume, Marine Geology, No.391, 98-107
106. 後藤和久・箕浦幸治(2012): 2011年東北地方太平洋沖地震津波の反省に立った津波堆積学の今後のあり方, 堆積学研究, 第71巻, 第2号, 105-117
107. Satoko Murotani, Kenji Satake, 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
108. 地震調査研究推進本部(2016): 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)

参考文献⑦

109. 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
110. 藤井雄士郎・佐竹健治:2011年東北地方太平洋沖地震の津波波源再現モデル, <http://iisee.kenken.go.jp/staff/fujii/OffTohokuPacific2011/>
111. 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
112. Kenji Hirata, Kenji Satake, Yuichiro Tanioka, Tsurane Kuragano, Yohei Hasegawa, Yutaka Hayashi, Nobuo Hamada(2006):The 2004 Indian Ocean tsunami: Tsunami source model from satellite altimetry, Earth Planets Space, 58, 195-201, 2006
113. S.Lorito, F.Romano, S.Atzori, X.Tong, A.Avallone, J.McCloskey, M.Cocco, E.Boschi and A.Piatanesi(2010):Limited overlap between the seismic gap and coseismic slip of the great 2010 Chile earthquake,nature geoscience LETTERS, DOI:10.1038/NNGEO1073
114. Kenji Satake, Yushiro Fujii, Tomoya Harada and Yuichi Namegaya(2013):Time and Space Distribution of Coseismic Slip of the 2011 Tohoku Earthquake as 1 Inferred from Tsunami Waveform Data, Bulletin of the Seismological Society of America, 103 (2B): 1473-1492.
115. Changjiang Wu,Hideaki Tsutsumi, Hongjun Si, Yusuke Saijo(2012):Rupture Process of the 2011Mw9.0 Tohoku Earthquake And Strong Motion Simulation from the Viewpoint of NPP Seismic Design,15th World Conference on Earthquake Engineering
116. 相田勇(1986):津波波源の推定, 水工学シリーズ86-B-2, 土木学会水理委員会
117. Mansinha, L. and D. E. Smylie(1971):The displacement fields of inclined faults, Bull. Seism. Soc. Amer., Vol.61, No.5, pp.1433-1440
118. 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)
119. 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, 46-50.
120. 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
121. 小池一之・町田洋(2001):日本の海成段丘アトラス
122. 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)