

# I . 地震に起因する津波の評価

## 3. 海洋プレート内地震

---

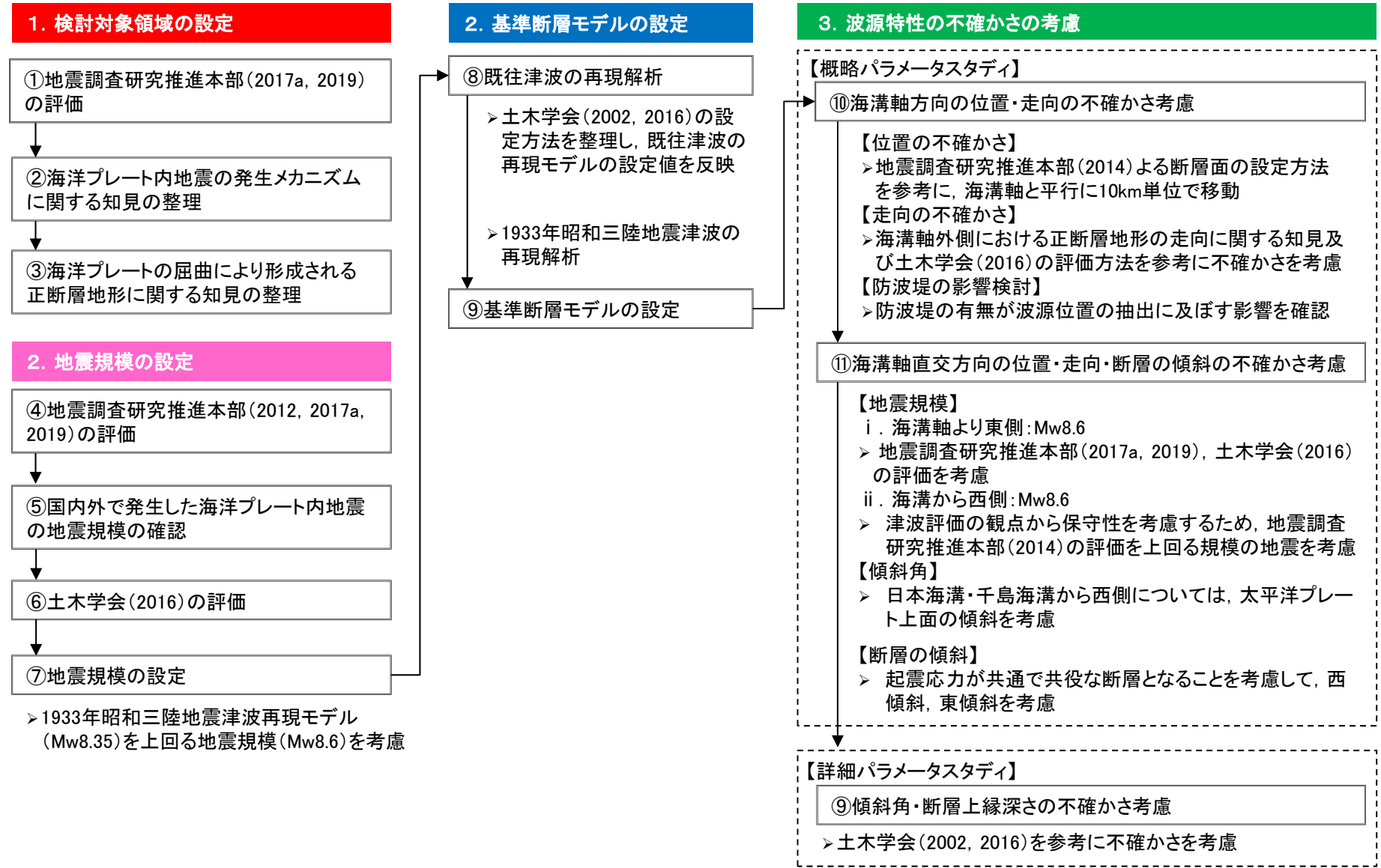
- 3. 1 評価フロー
- 3. 2 検討対象領域の設定
- 3. 3 地震規模の設定
- 3. 4 基準断層モデルの設定
- 3. 5 波源特性の不確かさの考慮
- 3. 6 「海洋プレート内地震」に起因する津波の評価

# 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 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】

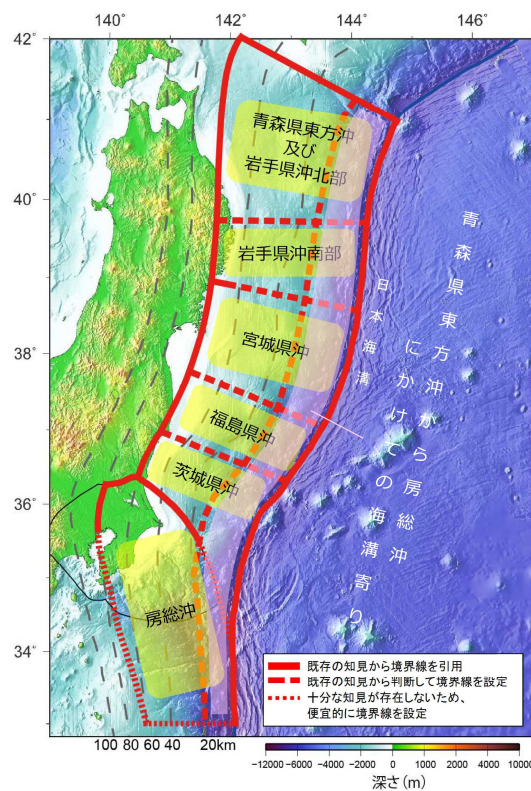


## I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

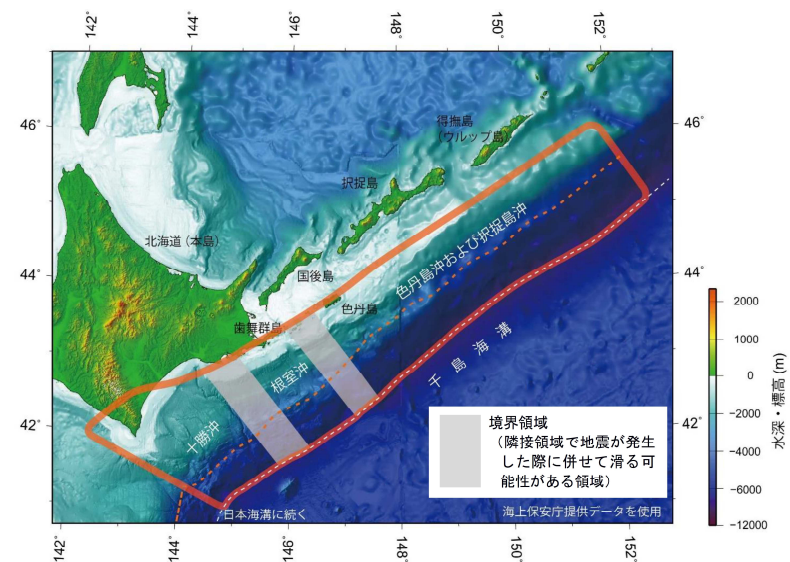
### 3.2 検討対象領域の設定

#### ■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(2017a)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



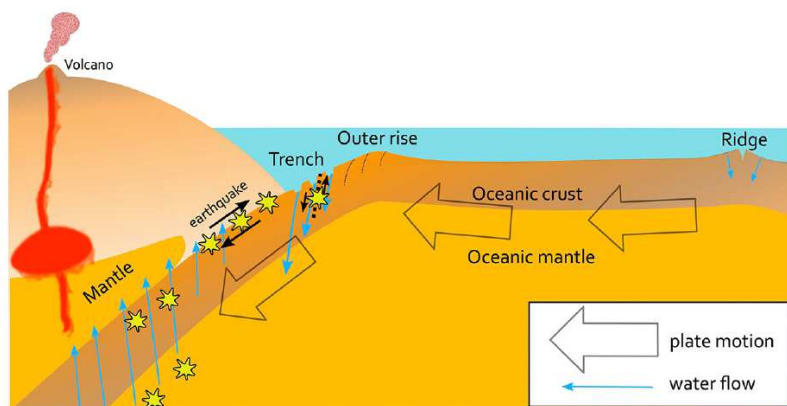
地震調査研究推進本部(2017a)における  
千島海溝沿いの評価対象領域

I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

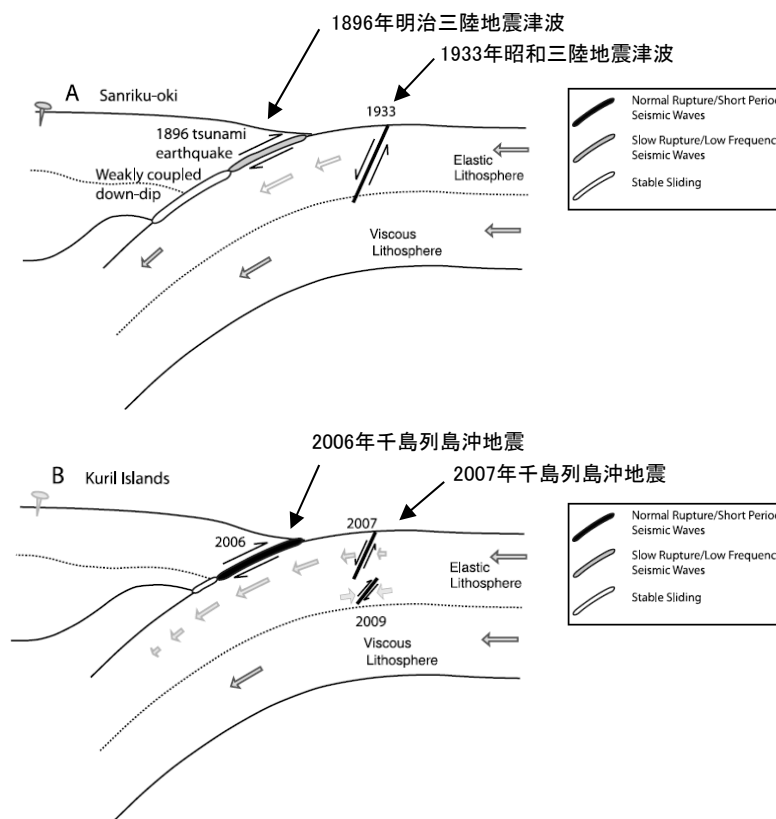
3.2 検討対象領域の設定

■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))



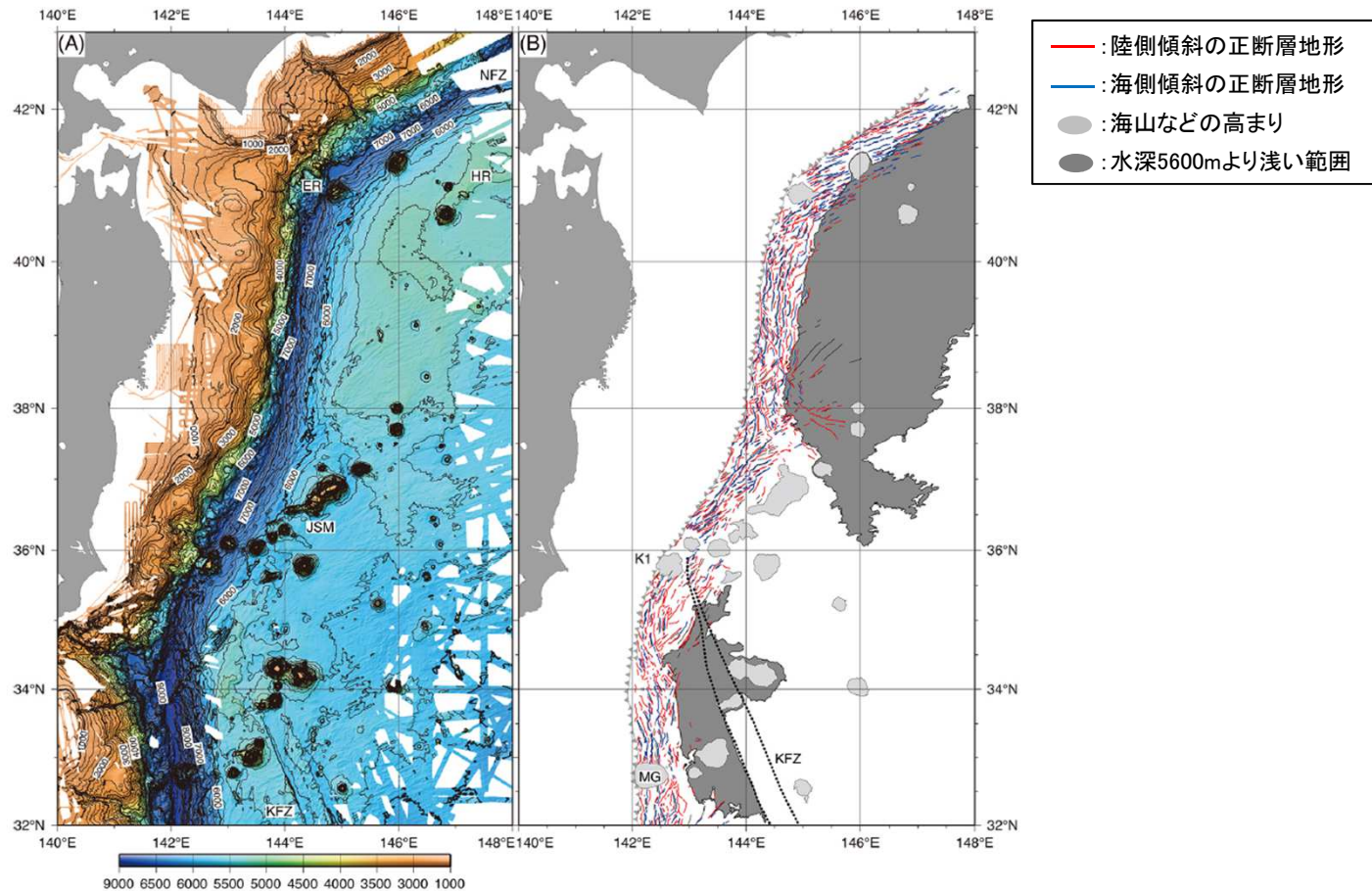
日本海溝沿い・千島海溝沿いで発生したアウターライズ地震  
(Lay et al.(2011))

I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

3.2 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 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 <sup>注2</sup>	備考	評価の信頼度 <sup>注4</sup>
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。	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 <sup>注3</sup> 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

## 3.3 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(2017a)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(2017a))

項目	将来の地震発生確率等 <sup>注1</sup>	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 <sup>注3</sup>	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

3.3 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 $\text{Nm}^{-2}$	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	$7.0 \times 10^{10}$	Kirby et al. (2008)
c	30/03/1965	Rat Island	7.2	50	80	60	50	1.2	$7.0 \times 10^{10}$	Abe (1972)
d	30/03/1965	Rat Island	7.2	50	40	30	50	6	$5.0 \times 10^{10}$	Beck and Christensen (1991)
e	19/08/1977	Sunda	8.2	200	70	40	45	3	$6.4 \times 10^{10}$	Gusman et al. (2009)
f	19/08/1977	Sunda	8.2	200	25	29	45	9	$4.0 \times 10^{10}$	Spence (1986), Lynnes and Lay (1988)
g	04/05/1990	Mariana	7.3	40	25	29	48	3.4	$4.0 \times 10^{10}$	Satake et al. (1992)
h	04/05/1990	Mariana	7.3	70	40	40	48	1.5	$4.0 \times 10^{10}$	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	$4.0 \times 10^{10}$	Fromm et al. (2006)
k	13/01/2007	Kuril	7.9	120	40	35	45	1.9	$5.0 \times 10^{10}$	Fujii and Satake (2008)
l	13/01/2007	Kuril	8.0	130	30	-	37	6.4	$4.0 \times 10^{10}$	Tanioka et al. (2008)

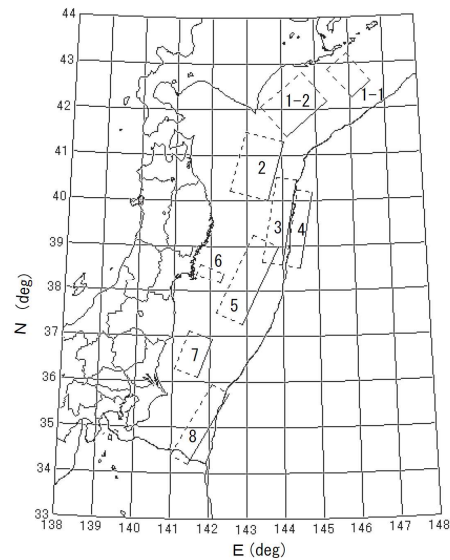
I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

3.3 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))】



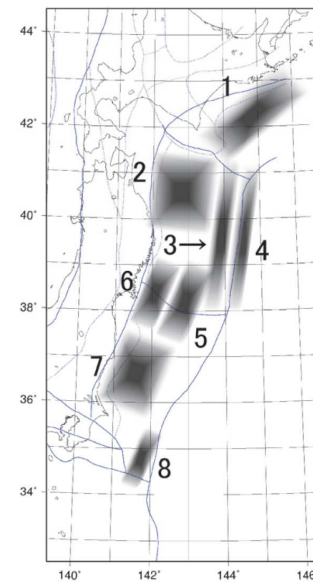
断層モデルの位置

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 $\delta$ (度)	すべり角 $\lambda$ (度)	剛性率 $\mu$ $\times 10^{10}$	$M_0$ $\times 10^{20}$	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/m<sup>2</sup>、地震モーメントM<sub>0</sub>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 <sub>w</sub>	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

### 3.3 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。

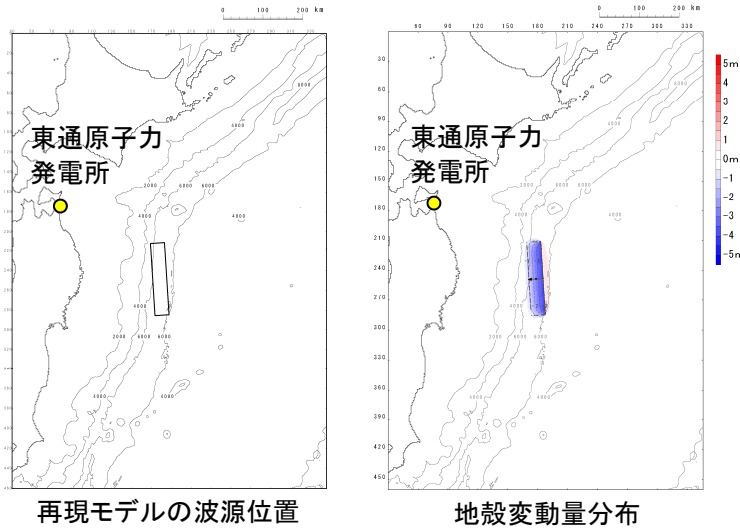
# I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

## 3.4 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。

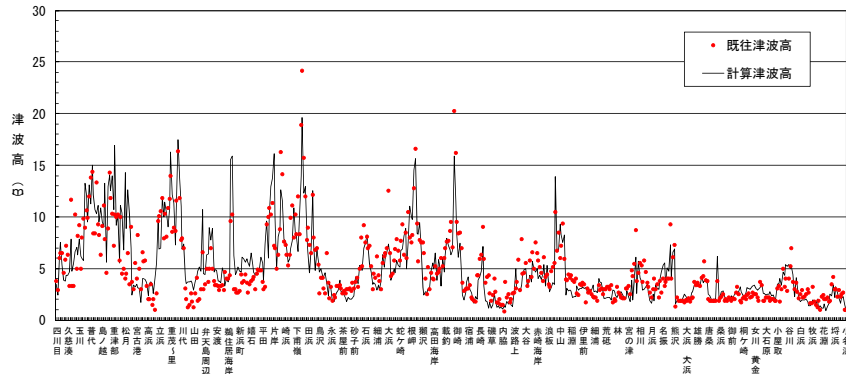


断層パラメータ		設定方法	設定値
モーメントマグニチュード*	Mw	$(\log M_0 - 9.1) / 1.5$	8.35
長さ	L(km)	土木学会(2016)	185
幅	W(km)	土木学会(2016)	50
剛性率	$\mu$ (N/m <sup>2</sup> )	土木学会(2016)	$7.0 \times 10^{10}$
すべり量	D <sub>max</sub> (m)	土木学会(2016)	6.6
地震モーメント	Mo(N・m)	$\mu$ LWD	$4.27 \times 10^{21}$
走向	$\theta$ (°)	土木学会(2002)	180
断層上縁深さ	d(km)	土木学会(2002)※1	1
傾斜角	$\delta$ (°)	土木学会(2016)	45
すべり角	$\lambda$ (°)	土木学会(2016)	270
ライズタイム	$\tau$ (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及び不確かさの考慮方法」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	$\kappa$	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)

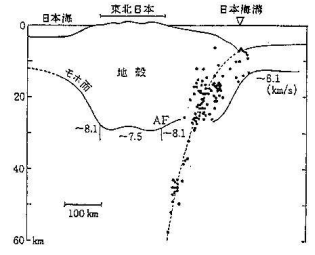
※2: 再現性の確認に用いた計算条件等の詳細は、補足説明資料「VII. 計算条件等 3. 既往津波の再現解析」に記載。

# I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

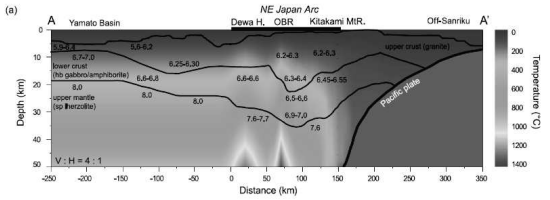
## 3.4 基準断層モデルの設定

### ■ 既往津波の再現解析: 剛性率の設定

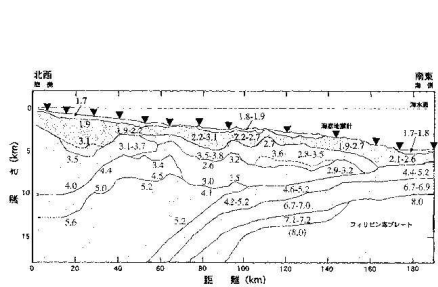
- 土木学会 (2016) 等を参考として,  $7.0 \times 10^{10} (\text{N/m}^2)$  とした。



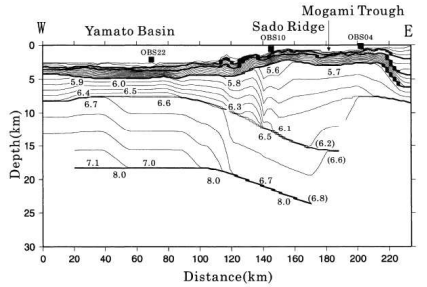
(a) 東北日本周辺 (吉井, 1977)



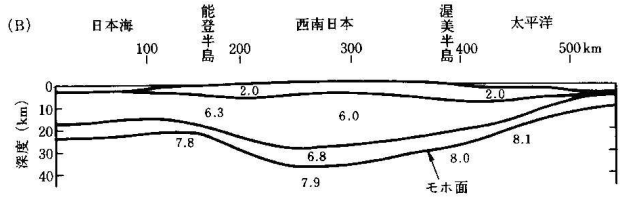
(b) 東北日本周辺 (武藤・大園, 2012) ©日本地質学会)



(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			
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"> <li>西南日本陸側プレート内</li> <li>日本海東縁部</li> <li>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)</li> </ul>	$Vp=6.0\text{km/s}$ $Vp/Vs=1.6\sim 1.7$ $\rho=2.7\sim 2.8\text{g/cm}^3$ 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"> <li>海洋プレート内</li> <li>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)</li> </ul>	$Vp=8.0\sim 8.1\text{km/s}$ $Vp/Vs=1.75\sim 1.80$ $\rho=3.2\sim 3.5\text{g/cm}^3$ 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"> <li>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)</li> </ul>	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

3.4 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。

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

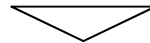
ここで、

L : 断層長さ(km)

$V_r$  : 破壊伝播速度(km/s)

$\tau$  : ある1点で断層ずれを形成する時間(=立上り時間)(s)

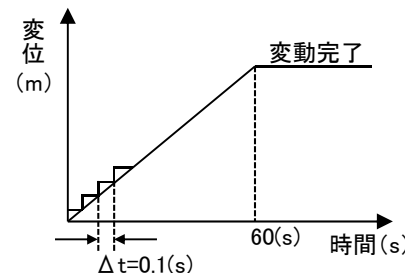
- 日本海溝沿いで発生しているM8クラスの地震の断層長さL: 150(km)~200(km)程度(土木学会(2002)), 破壊伝播速度 $V_r$ : 2.4(km/s)~3.0(km/s)(地震調査研究推進本部(2009)), ある1点で断層ずれを形成する時間(=立上り時間) $\tau$ : 5(s)程度(相田(1986))とすると、津波初期変位分布のライズタイムは、55(s)~88(s)程度となる。



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 $\Delta t$ : 0.1(s)を用いて一様に変位を与える。

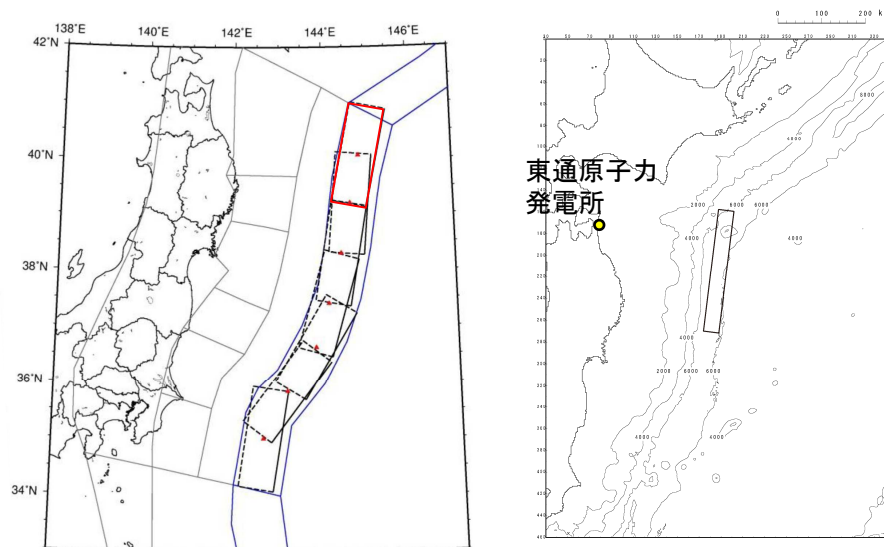


## I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

### 3.4 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 ( $M_w$ ) 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 ( $M_w 8.35$ ) を基本として、これを上回るよう土木学会 (2016) を参考に  $M_w 8.6$  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	$M_w$	土木学会 (2016)	8.6
長さ	$L$ (km)	既往津波再現モデルに、 $M_w$ 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	$\mu$ ( $N/m^2$ )	既往津波再現モデルに基づき設定。	$7.0 \times 10^{10}$
地震モーメント	$M_0$ (Nm)	$\mu LWD$	$1.00 \times 10^{22}$
走向	$\theta$ ( $^\circ$ )	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	$\delta$ ( $^\circ$ )		45
すべり角	$\lambda$ ( $^\circ$ )	走向とすべり方向に基づき設定。	270
ライズタイム	$\tau$ (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

3.4 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



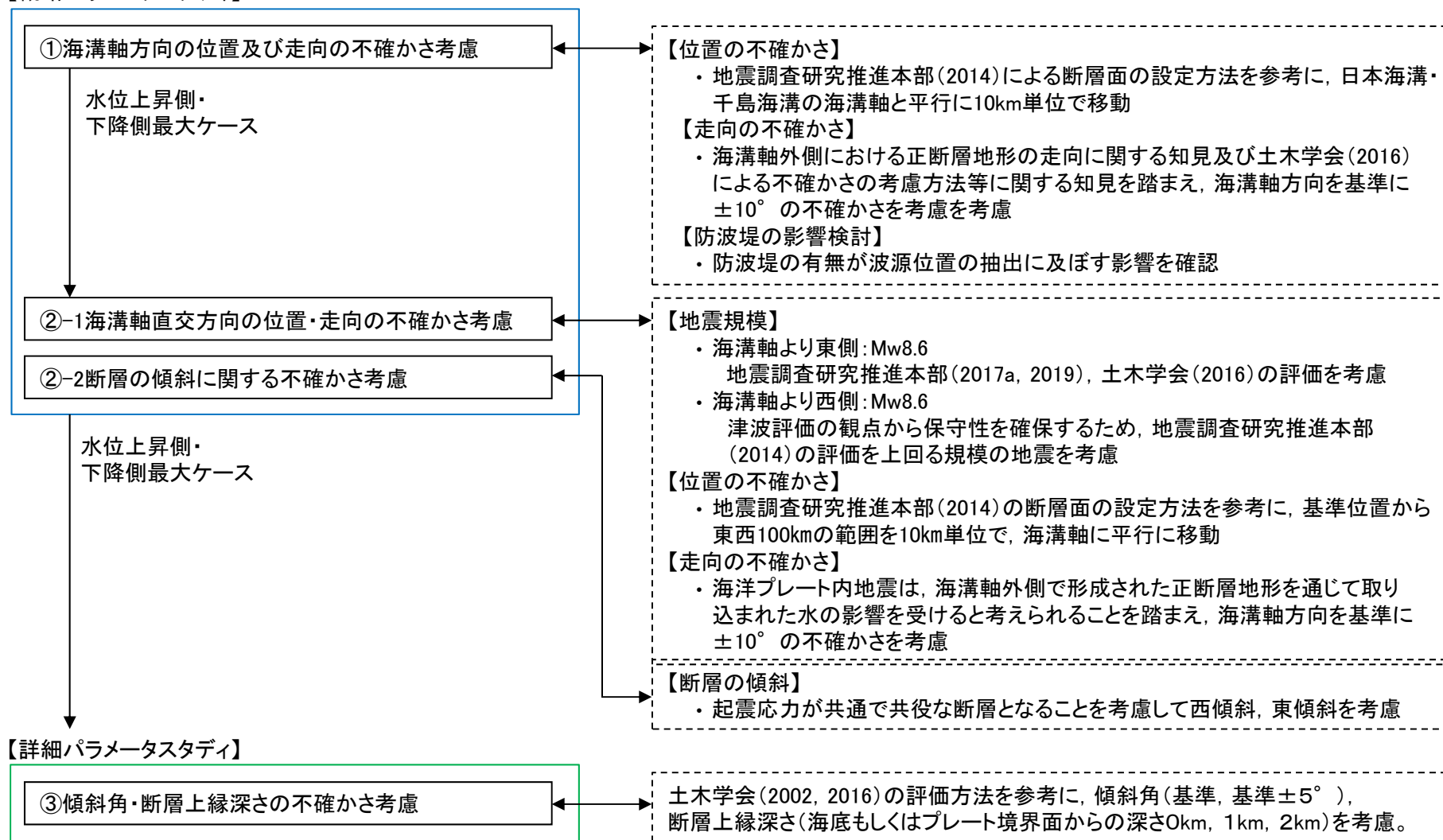
# I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

## 3.5 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】



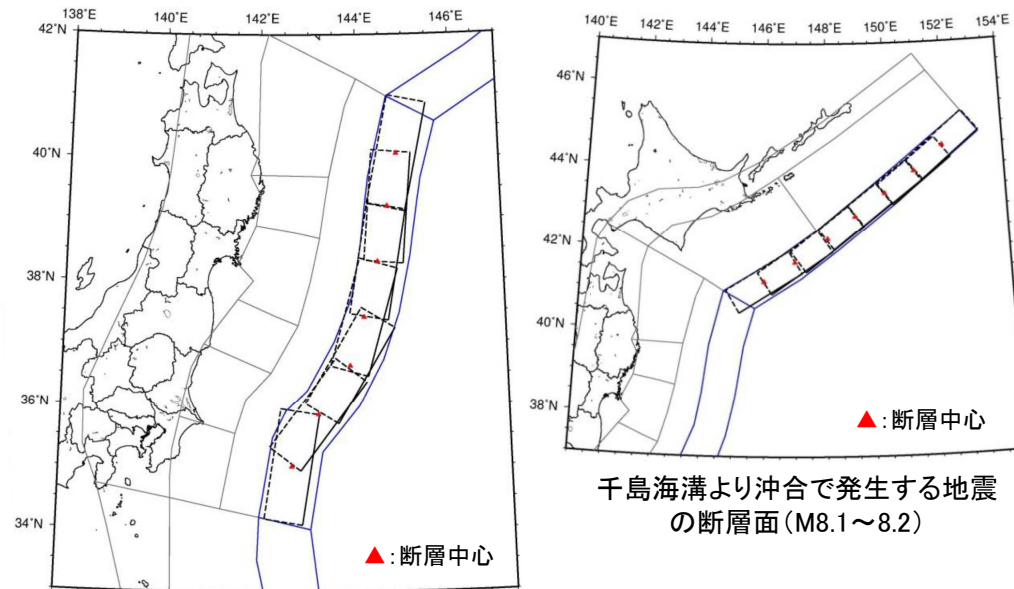
I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

3.5 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】



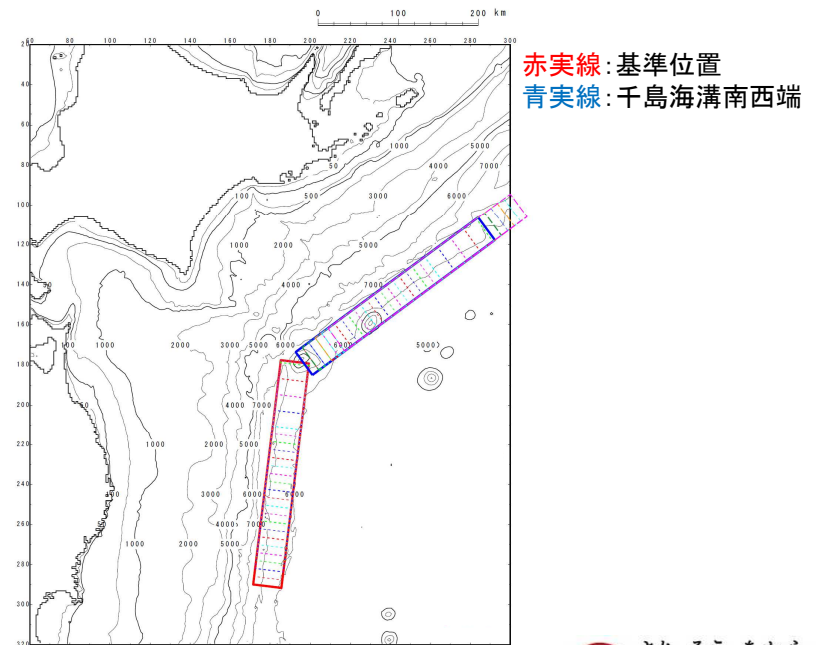
日本海溝より沖合で発生する地震の断層面 (M8.1~8.2)

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

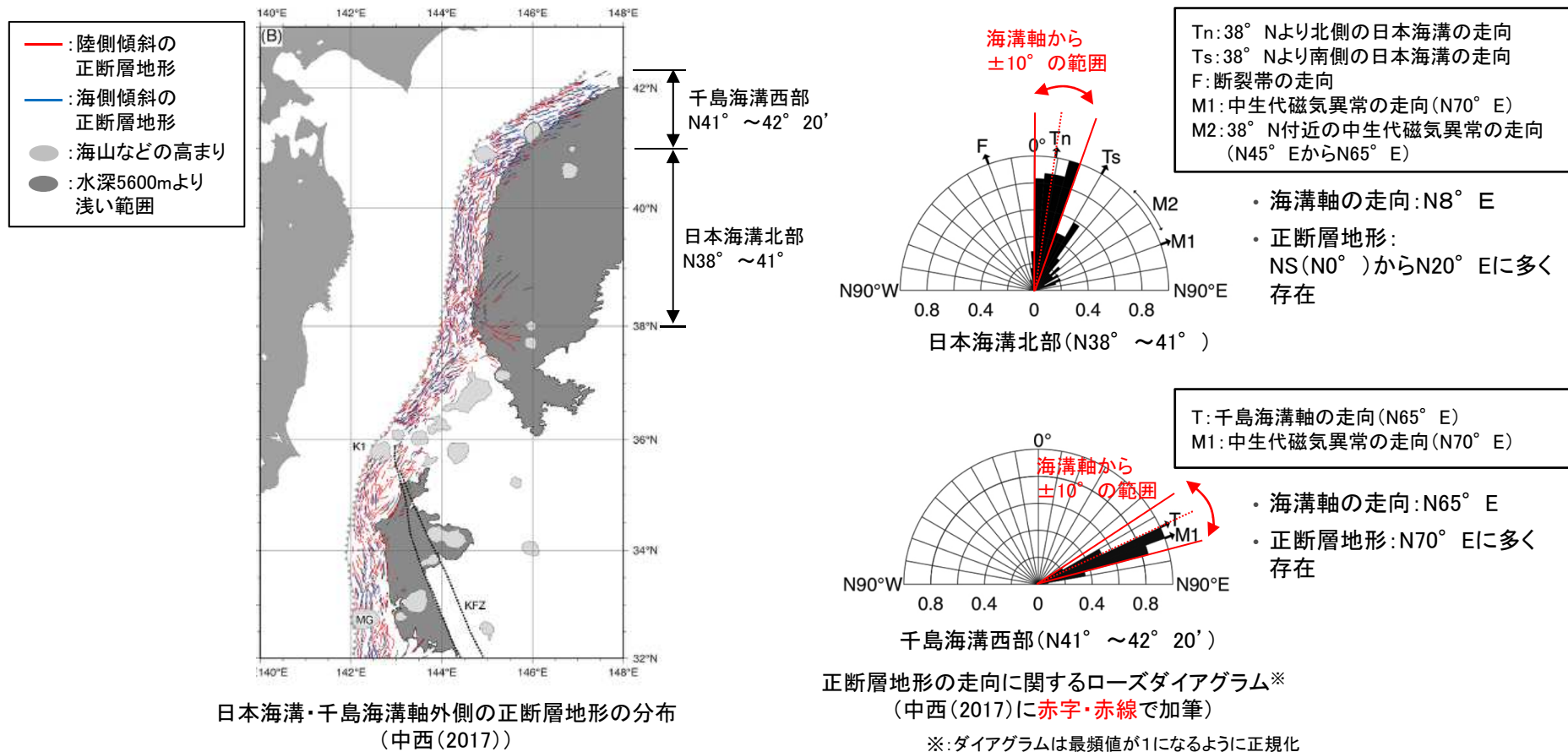
基準位置から北東へ移動の断層配置図

I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

3.5 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。



日本海溝・千島海溝軸外側の正断層地形の分布  
(中西(2017))

## 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 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 $\delta$ (度)	20	45
走向 $\theta$ (度)	188	188
すべり角 $\epsilon$ (度)	75	270
領域に対応する既往最大地震津波	1896年	1933年, 1611年

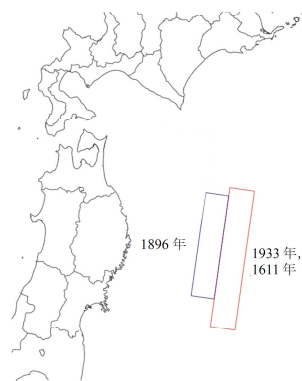
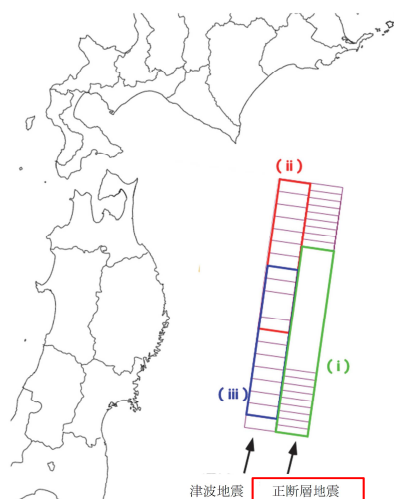


図 6.4.2-1 既往津波に対応する基本断層モデルの位置



※ 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 $\pm 5$ 度	—
	走向	基本, 基本 $\pm 10$ 度	—
	すべり方向	基本, 基本 $\pm 10$ 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。

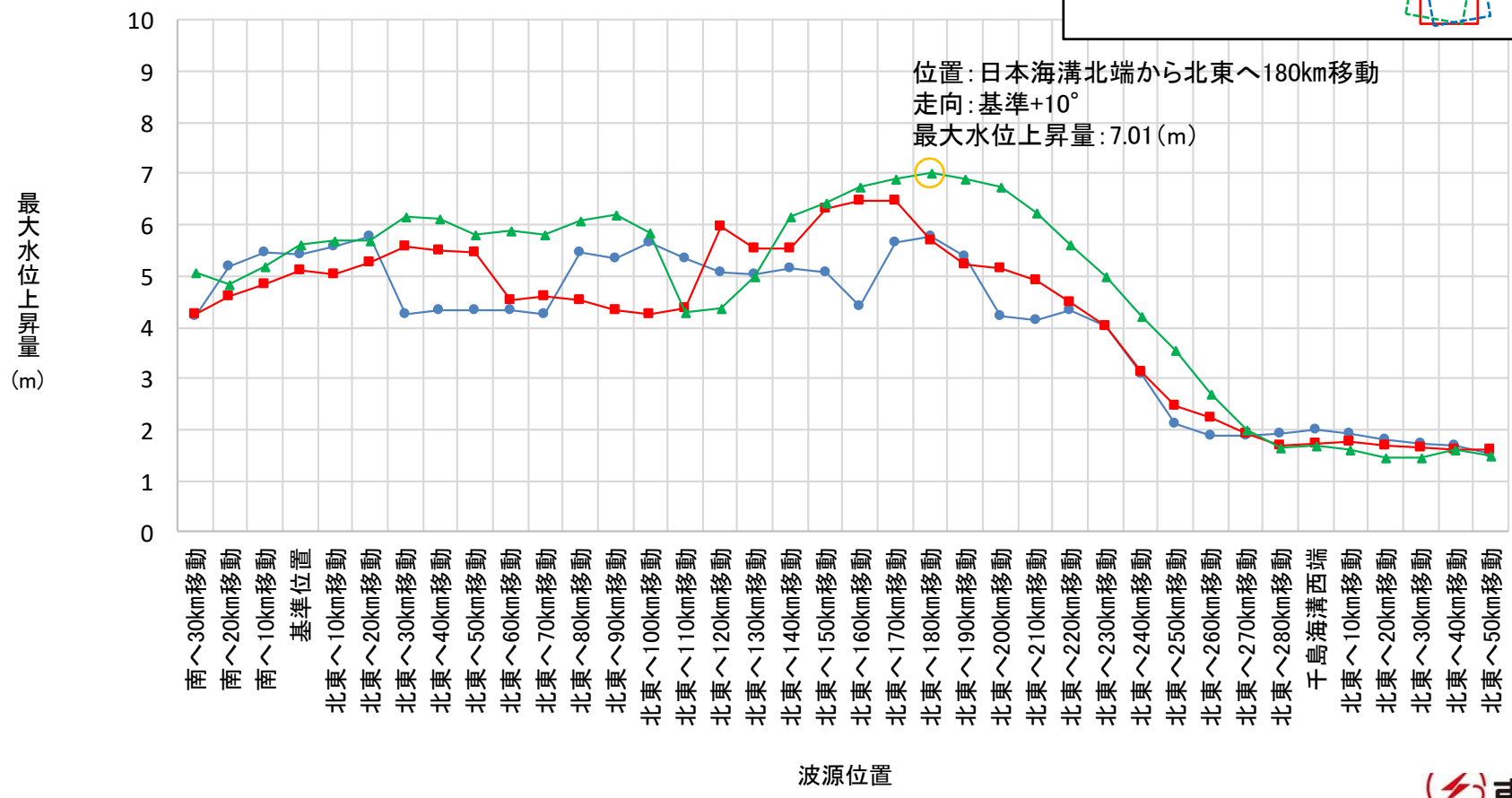
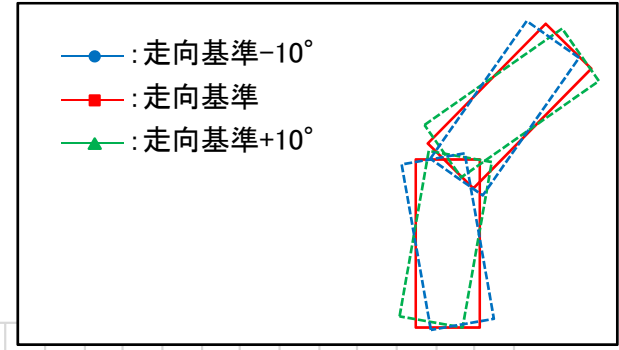
# I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

## 3.5 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。



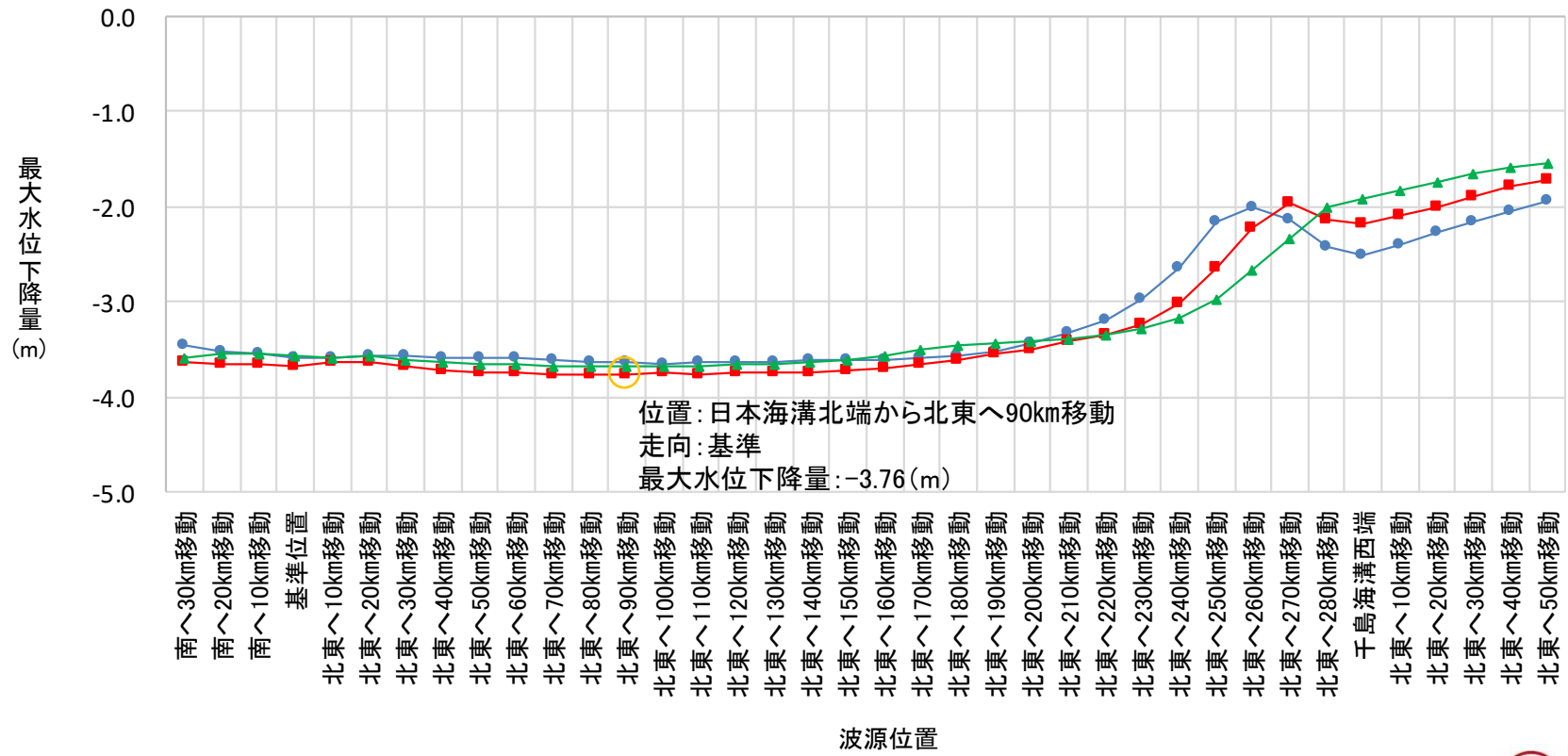
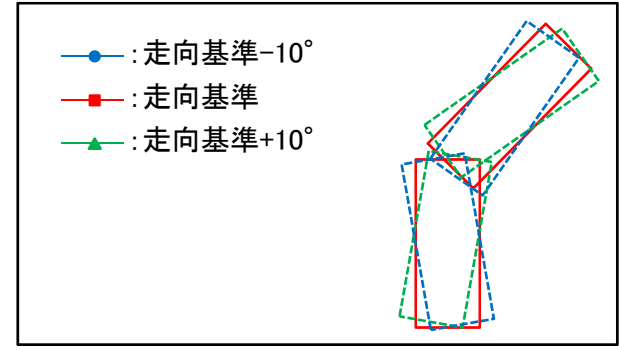
# I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

## 3.5 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

3.5 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

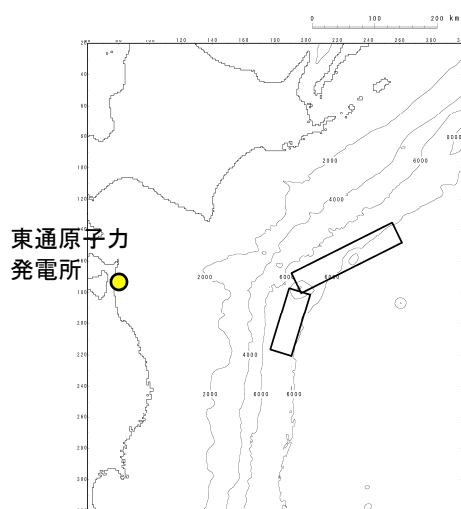
- 海溝軸方向の概略パラメータスタディ及び港湾部の防波堤の有無に関する影響検討結果(詳細は次頁以降に示す)を踏まえ、以下のケースを対象に海溝軸直交方向の概略パラメータスタディを実施する。

【水位上昇側】

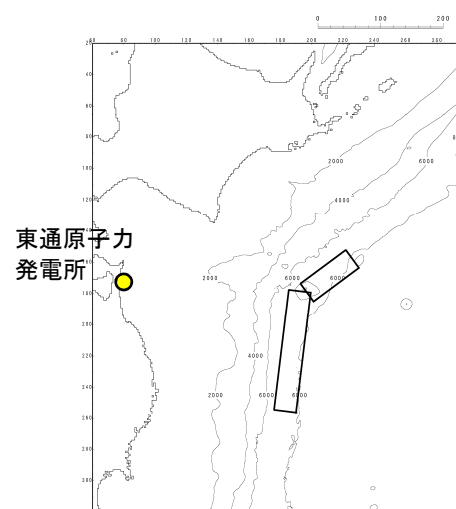
位置	走向	最大水位上昇量(m)			
		敷地前面	取水口前面	補機冷却海水系取水口前面	放水路護岸前面
日本海溝北端から北東へ 180km移動	基準+10°	7.01	3.13	3.16	1.42

【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)

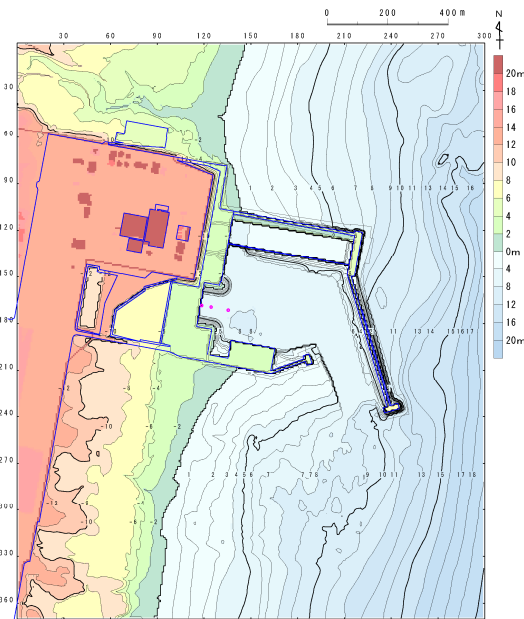
## I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

## 3.5 波源特性の不確かさの考慮

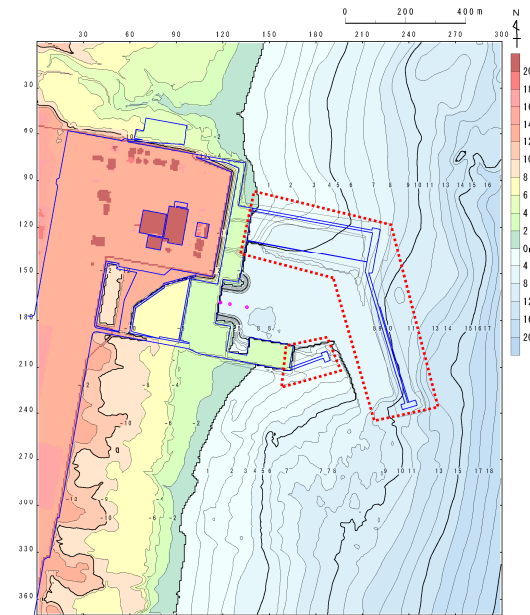
## ■防波堤の影響検討: 検討方針

- 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

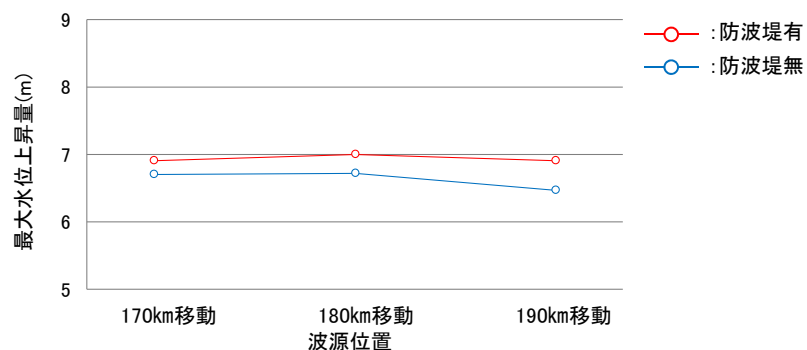
3.5 波源特性の不確かさの考慮

■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

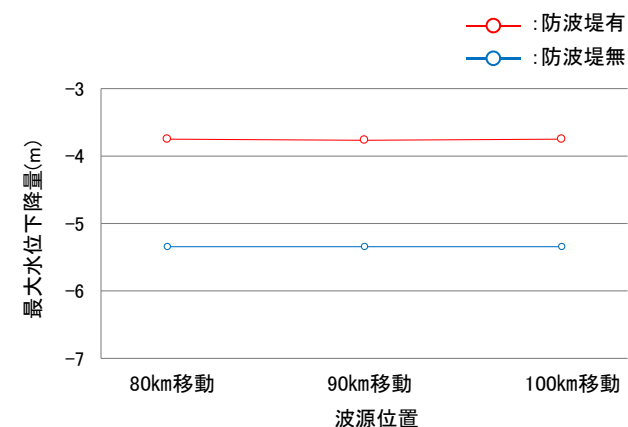
3.5 波源特性の不確かさの考慮

■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

### 3.5 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)

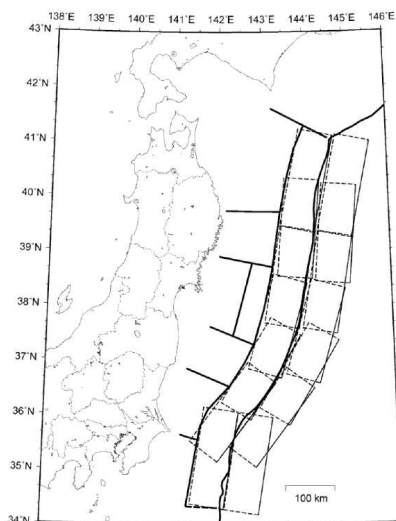


図 5.1.3.2-6 三陸沖北部から房総沖のプレート内地震（正断層型）の断層面  
(2013年における検討の従来モデル、検討モデルで使用)

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	Mw8.2
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

3.5 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】

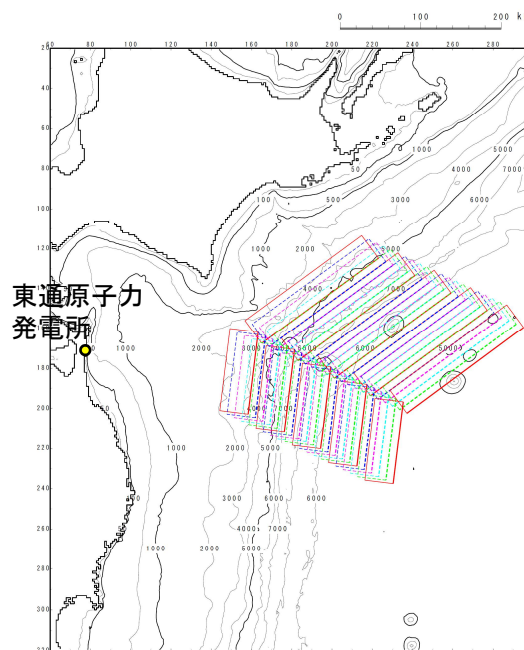
- 地震調査研究推進本部(2014)の評価から、西方向の位置の不確かさを考慮する際の地震規模は、基準断層モデルの地震規模(Mw8.6)よりも小さいと考えられる。
- ただし、海溝付近で発生する地震に伴う津波は発電所の津波高さに与える影響が大きいことを踏まえ、保守性を確保する観点から、基準断層モデルの地震規模(Mw8.6)を考慮する。

【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。

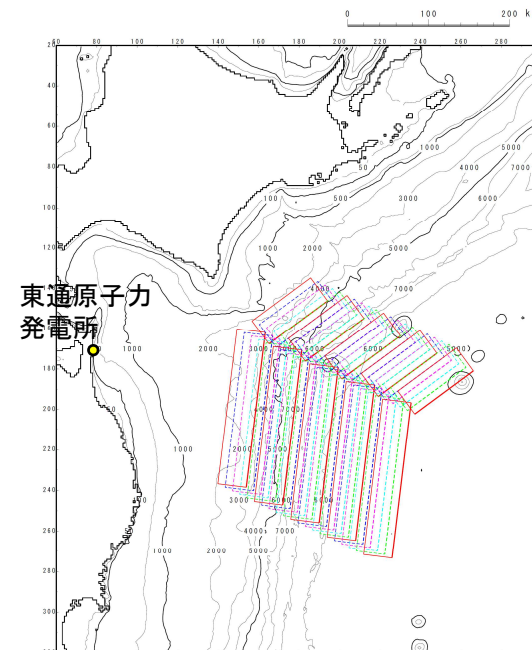
位置の変動範囲

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



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

3.5 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】

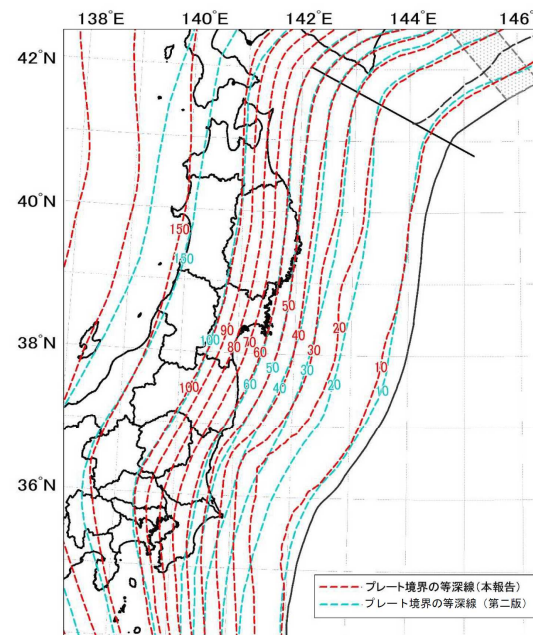
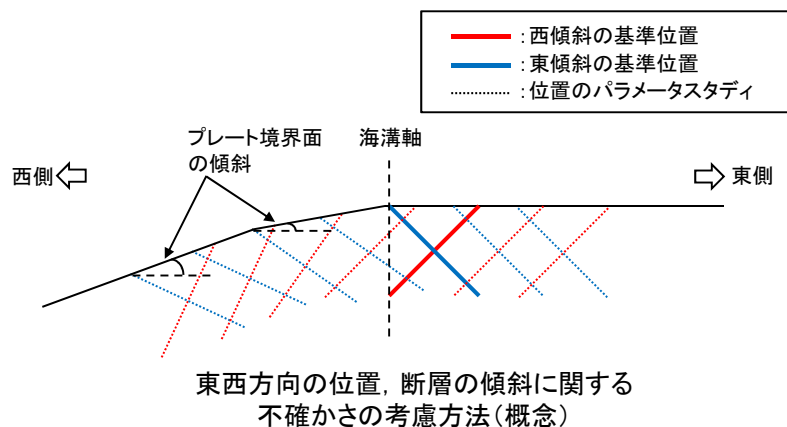
- 海洋プレート内地震は、海溝軸外側で形成された正断層地形を通じて取り込まれた水の影響を受けると考えられることから(尾鼻・藤江(2017)), 海溝軸方向と同様に、海溝軸方向を基準に $\pm 10^\circ$ とする。

【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))

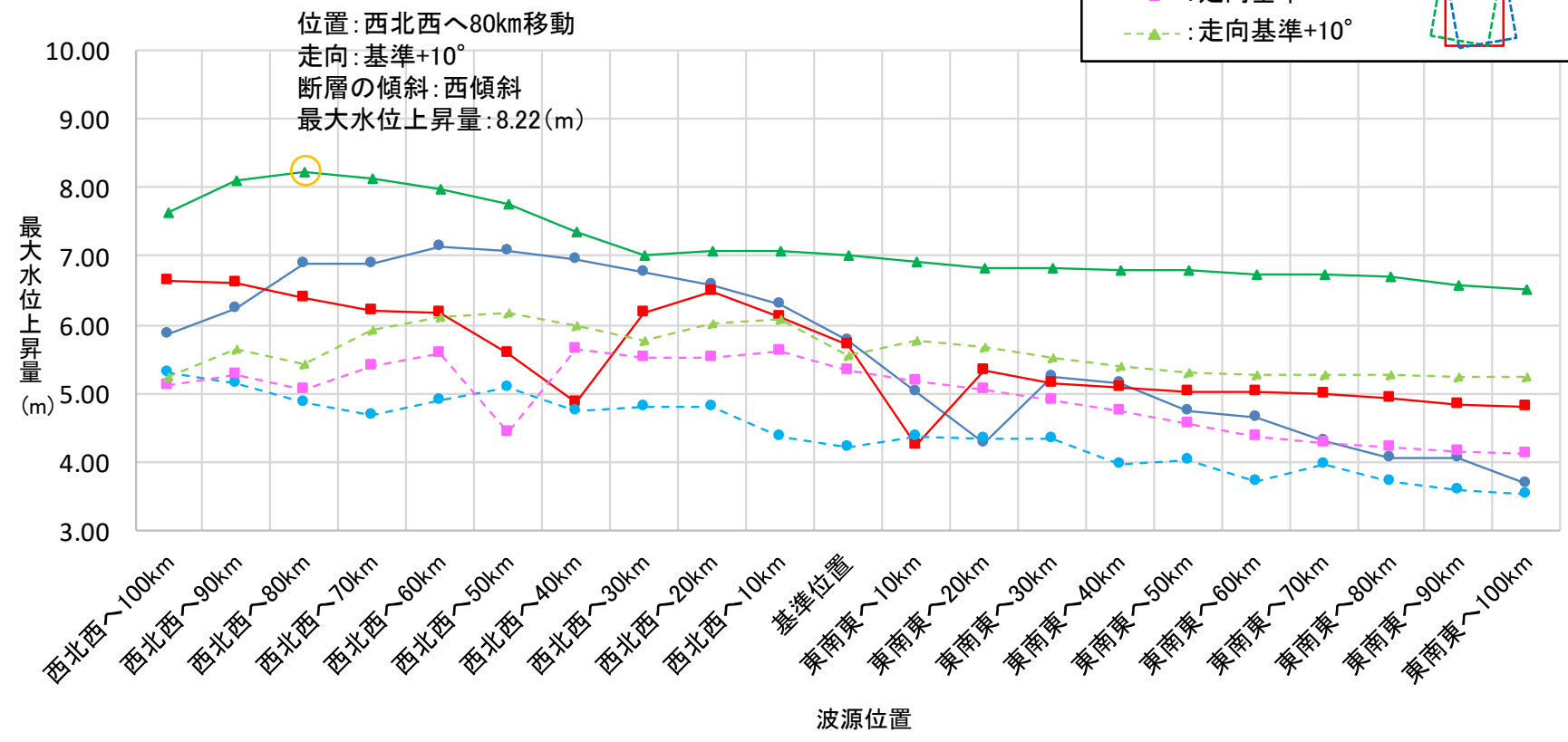
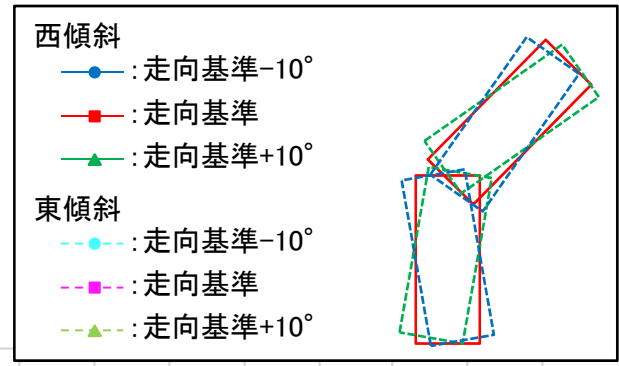
# I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

## 3.5 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: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。

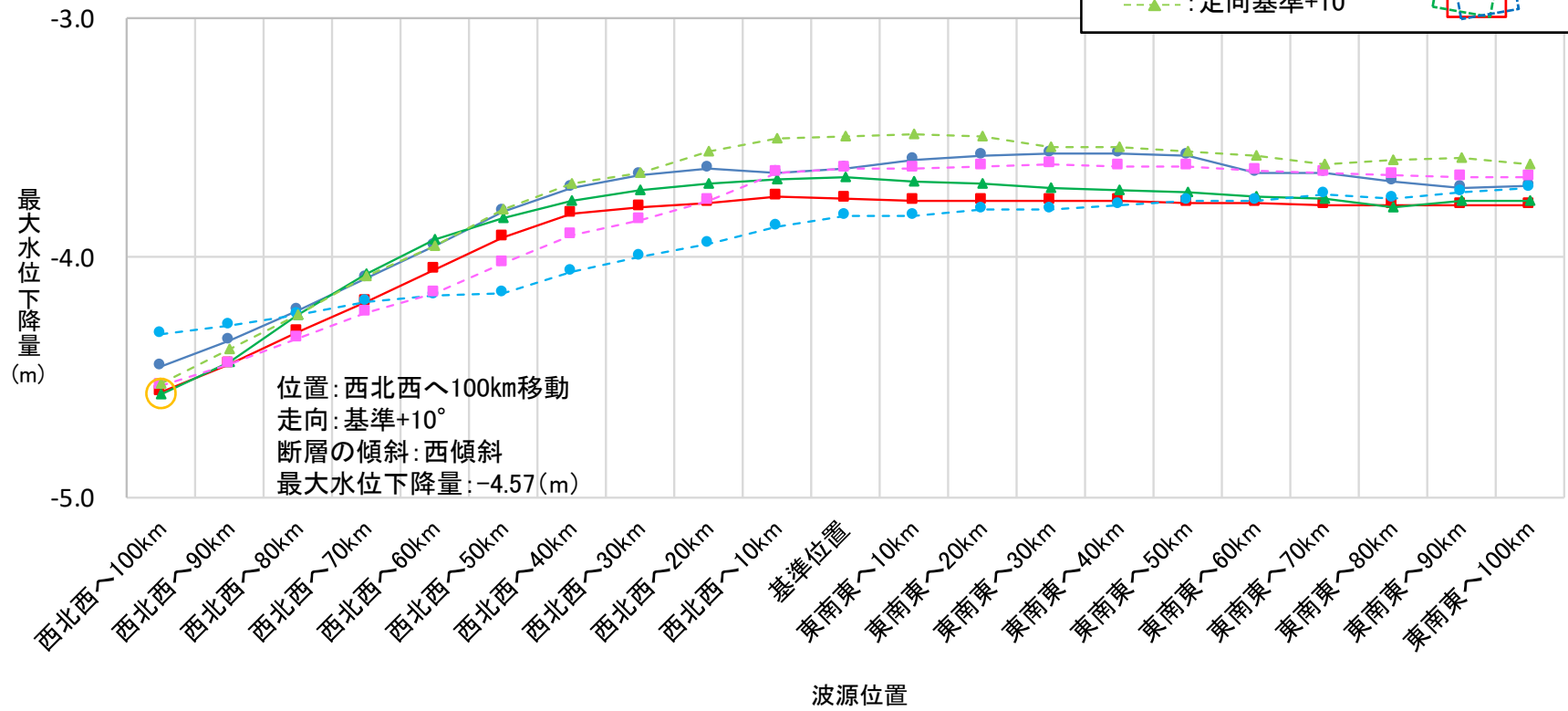
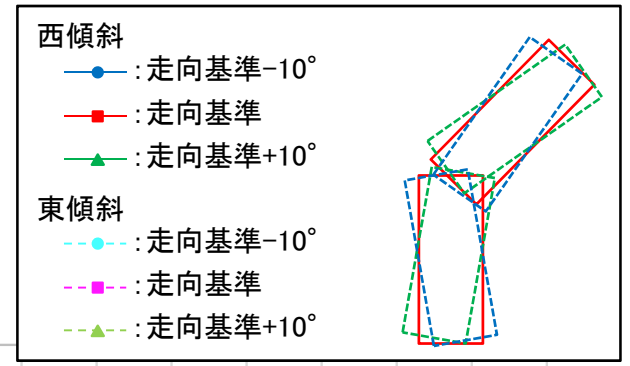


# I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

## 3.5 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: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

3.5 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

3.5 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<sup>※1, 2</sup>した。

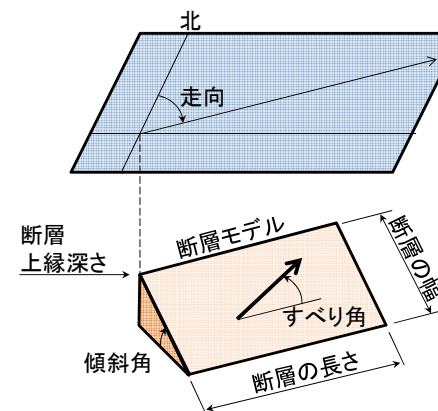
※1: 土木学会(2002)では, プレート間逆断層地震のハーバードCMTIによる発震機構解(1976.1~2000.1に発生したMw6.0以上, 深さ60km以下の地震)及び既往の断層モデルのばらつきから変動範囲を設定。

※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

3.5 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

3.5 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	-4.59
				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

### 3.6 「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

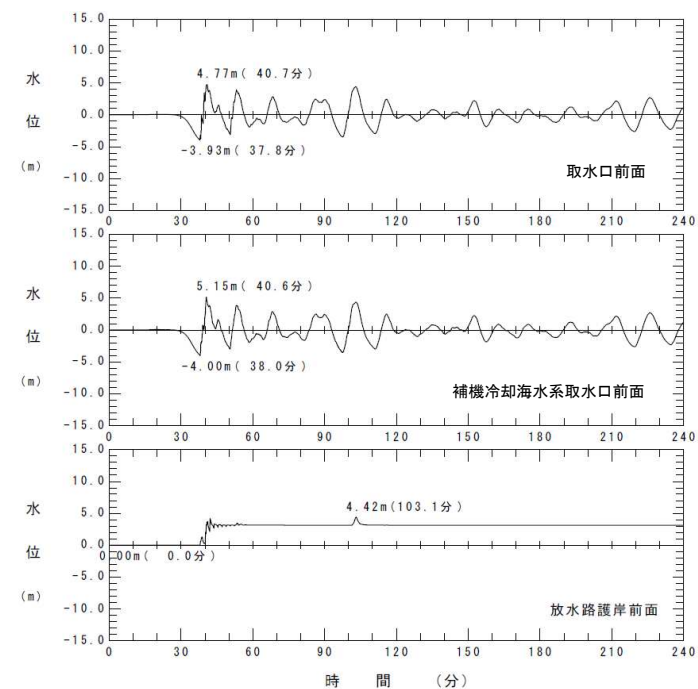
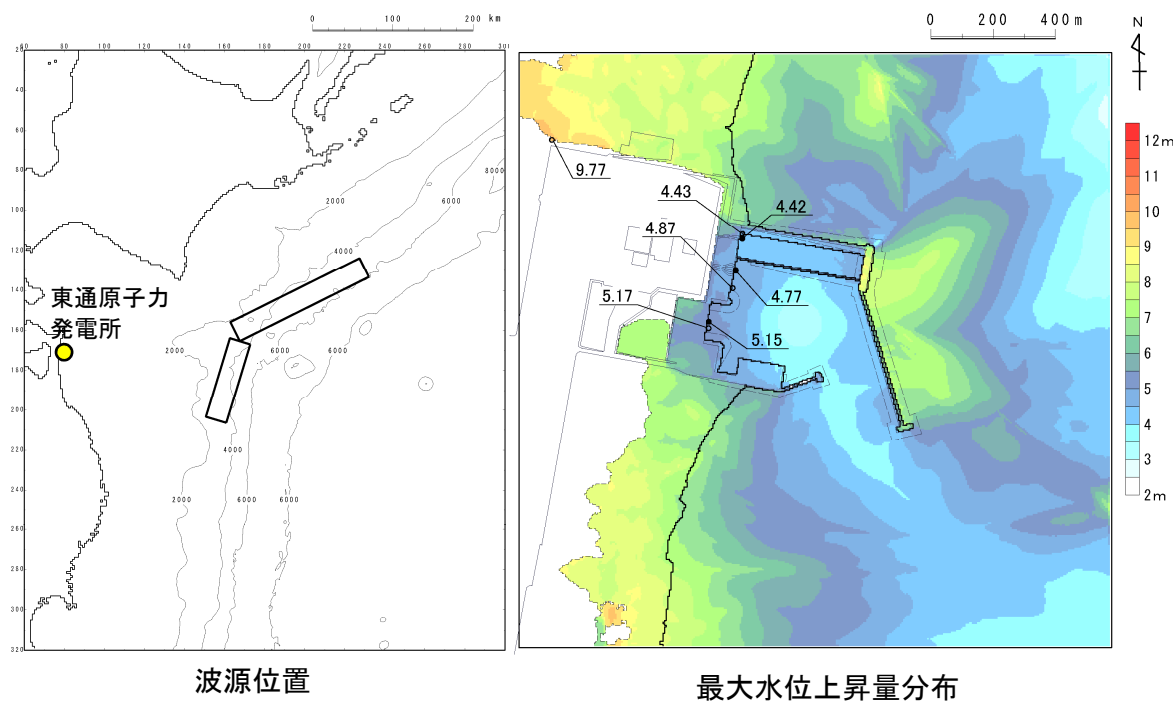
※:補機冷却海水系取水設備の詳細は、補足説明資料「VII. 計算条件等 4. 津波水位の評価位置」に記載。

## I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

### 3.6 「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※

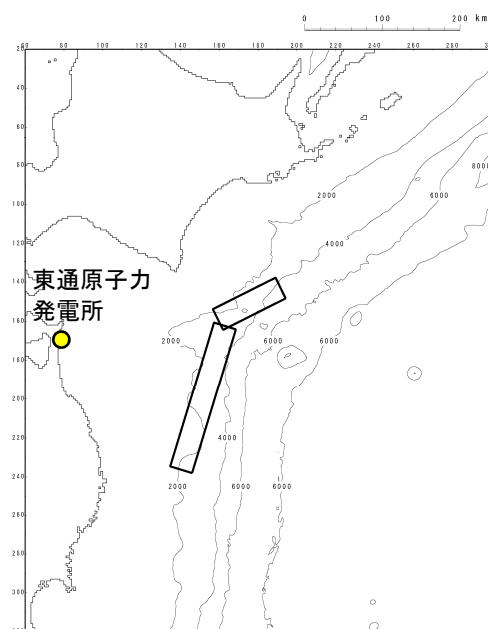
※: 水位時刻歴波形は, 各取放水設備前面の中央位置に該当するメッシュで抽出(抽出位置は, 補足説明資料「VII. 計算条件等 4. 津波水位の評価位置」記載)

## I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

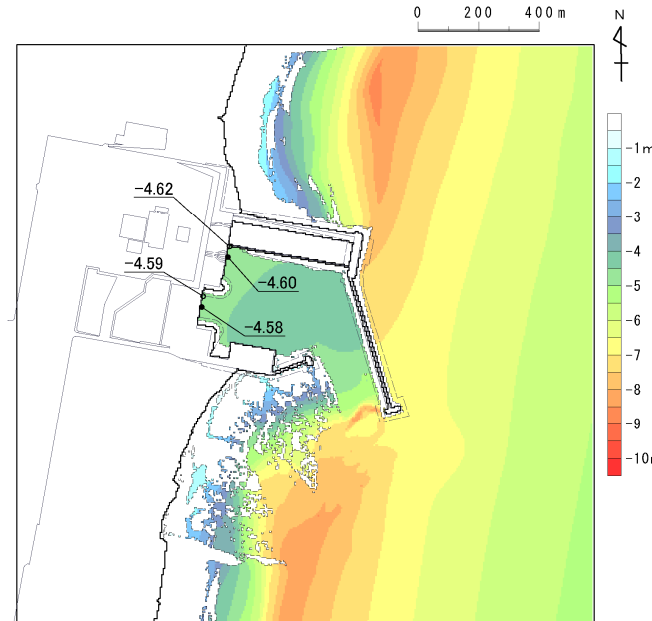
### 3.6 「海洋プレート内地震」に起因する津波の評価

#### ■ 詳細パラメータスタディ結果: 水位下降側

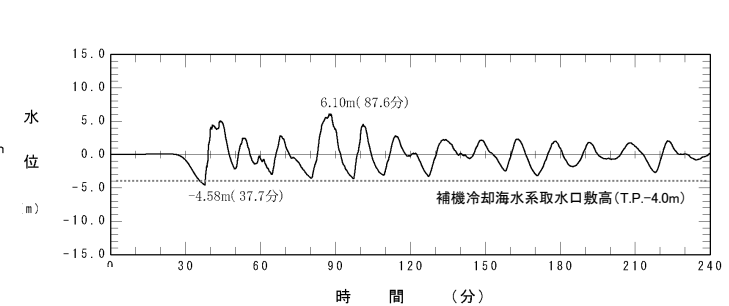
位置		走向	断層の傾斜	傾斜角	断層上縁深さ	補機冷却海水系取水口前面	
海溝軸方向	海溝軸直交方向					最大水位下降量(m)	取水口敷高を下回る継続時間(分)
日本海溝北端から北東へ90km移動	西北西へ100km移動	基準+10°	西傾斜	基準+5° (54°)	13km	-4.59	1.9



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「VII. 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「VII. 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

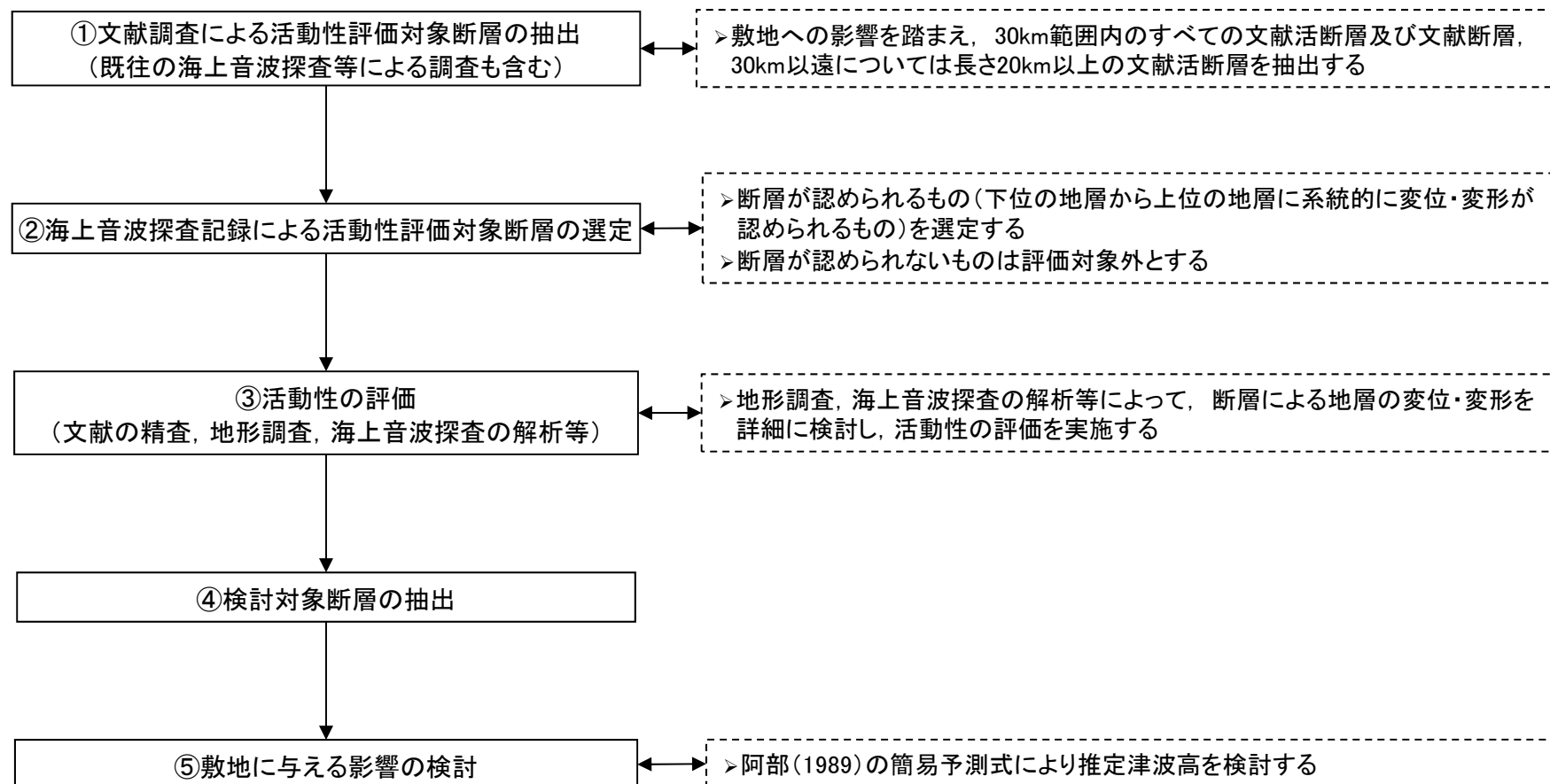
---

- 4. 1 検討方針
- 4. 2 文献調査
- 4. 3 活動性の評価
- 4. 4 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 検討方針

- 検討フローを以下に示す。

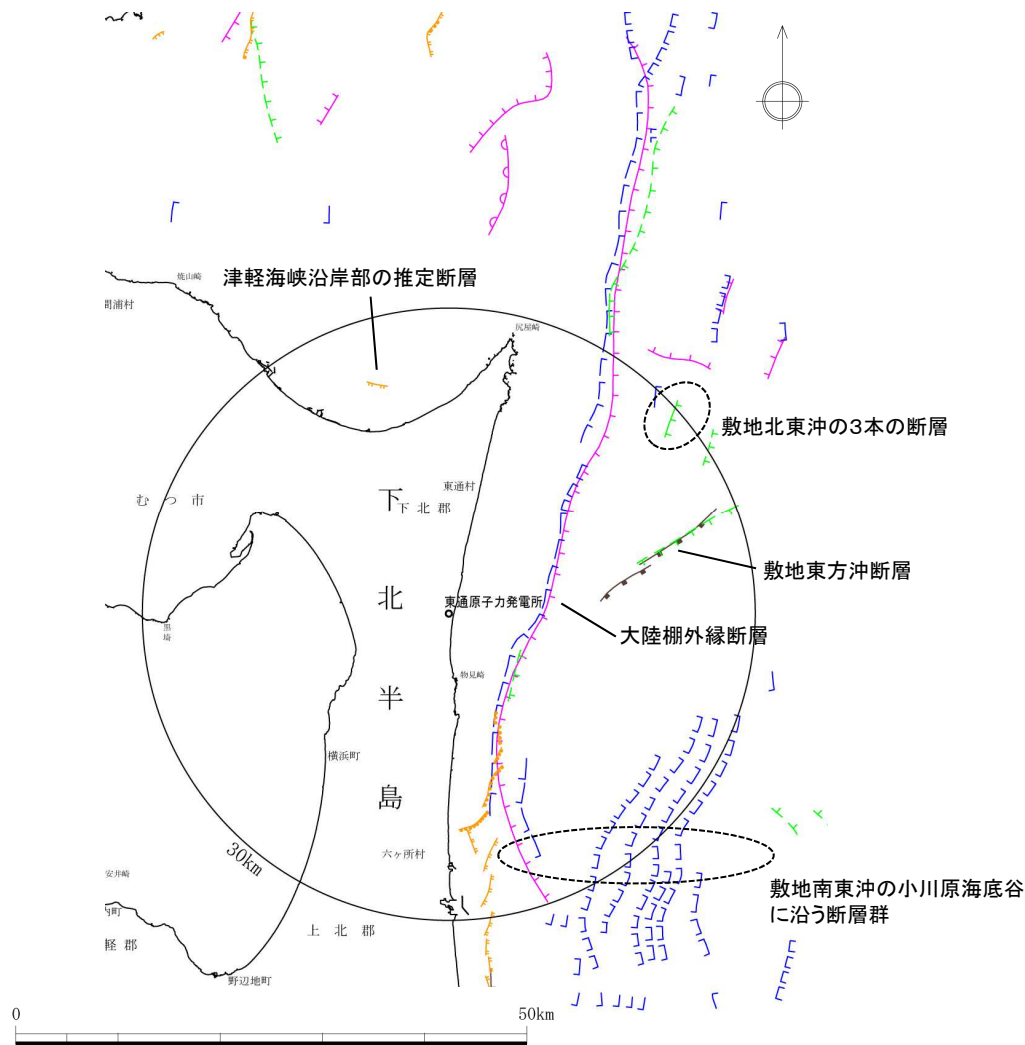




## I. 地震に起因する津波の評価 4. 海域の活断層による地殻内地震

### 4.2 文献調査(敷地を中心とする半径30km範囲)

- 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。



文献による敷地周辺海域の断層分布図

#### 【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
- 活拗曲

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

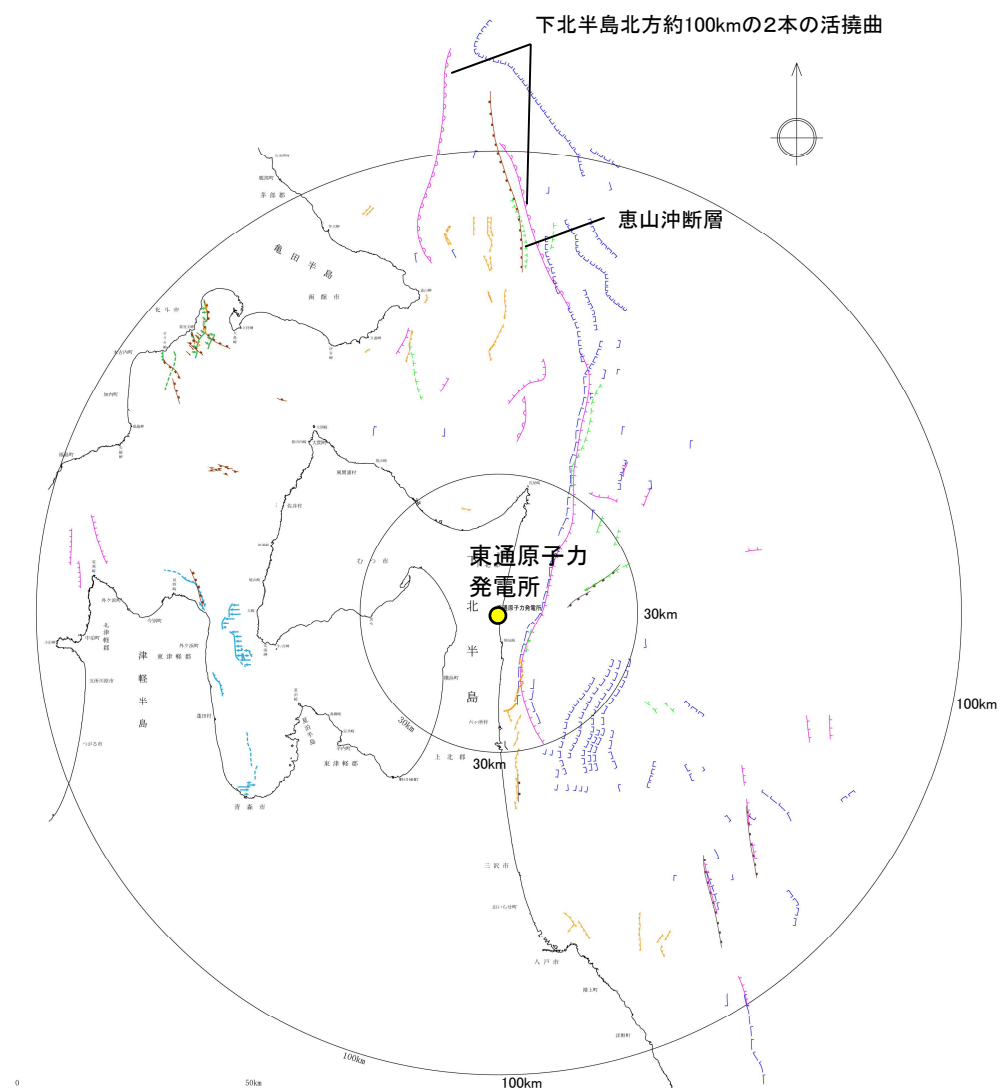
- 「鹿部」(海上保安庁, 2001) 「恵山岬」(海上保安庁, 1981)
- 「尻屋崎」(海上保安庁, 1998) 「むつ小川原」(海上保安庁, 1982)
- 「八戸」(海上保安庁, 1996) 「函館湾」(海上保安庁, 1999)

- 断層・拗曲
- 伏在断層
- 伏在推定断層・推定断層

# 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 文献調査(敷地を中心とする半径30km以遠)

・ 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。



文献による敷地周辺海域の断層分布図

### 【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 (紫線)
- 活撓曲 (紫線)

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 (緑線)
- 活撓曲 (緑線)

産業技術総合研究所・東海大学 (2012)

- 活断層 (青線)
- 活撓曲 (青線)

電源開発株式会社 (2008)

- 活断層・活撓曲 (茶色線)
- 第四紀後期の活動性を否定できない箇所 (茶色線)

日本原燃株式会社 (2009)

- 活断層 (黒線)

#### 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 (緑線)
- 伏在断層 (緑線)

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 (青線)
- 推定断層 (青線)

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)

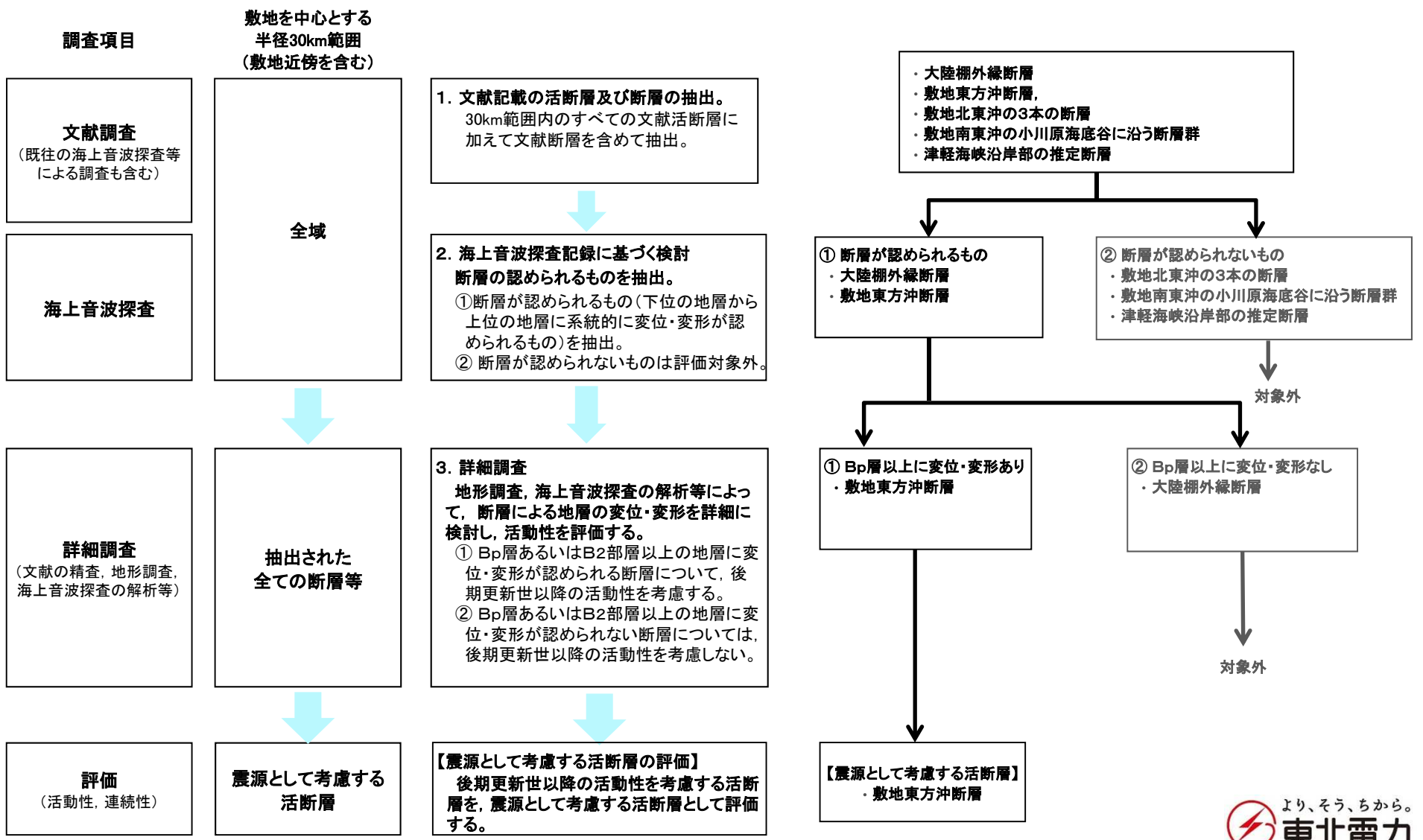
- 断層・撓曲 (茶色線)
- 伏在断層 (茶色線)
- 伏在推定断層・推定断層 (茶色線)

\*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

## 4.3 活動性の評価(敷地を中心とする半径30km範囲)

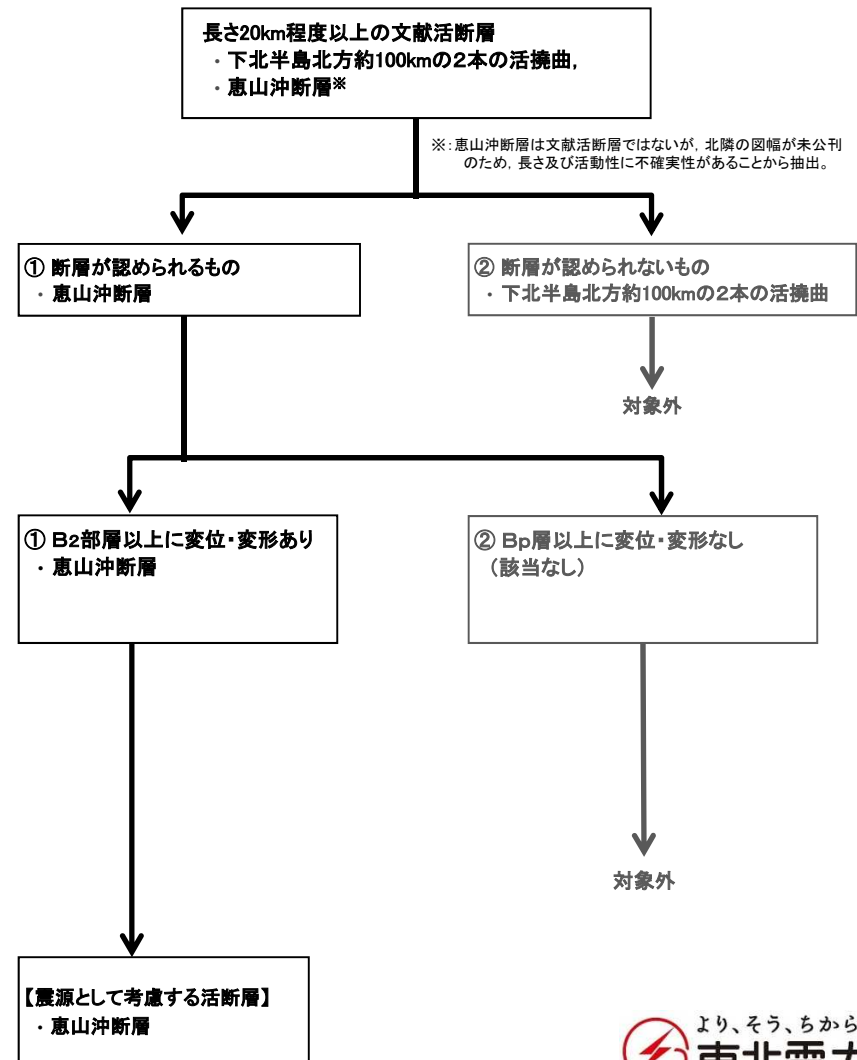
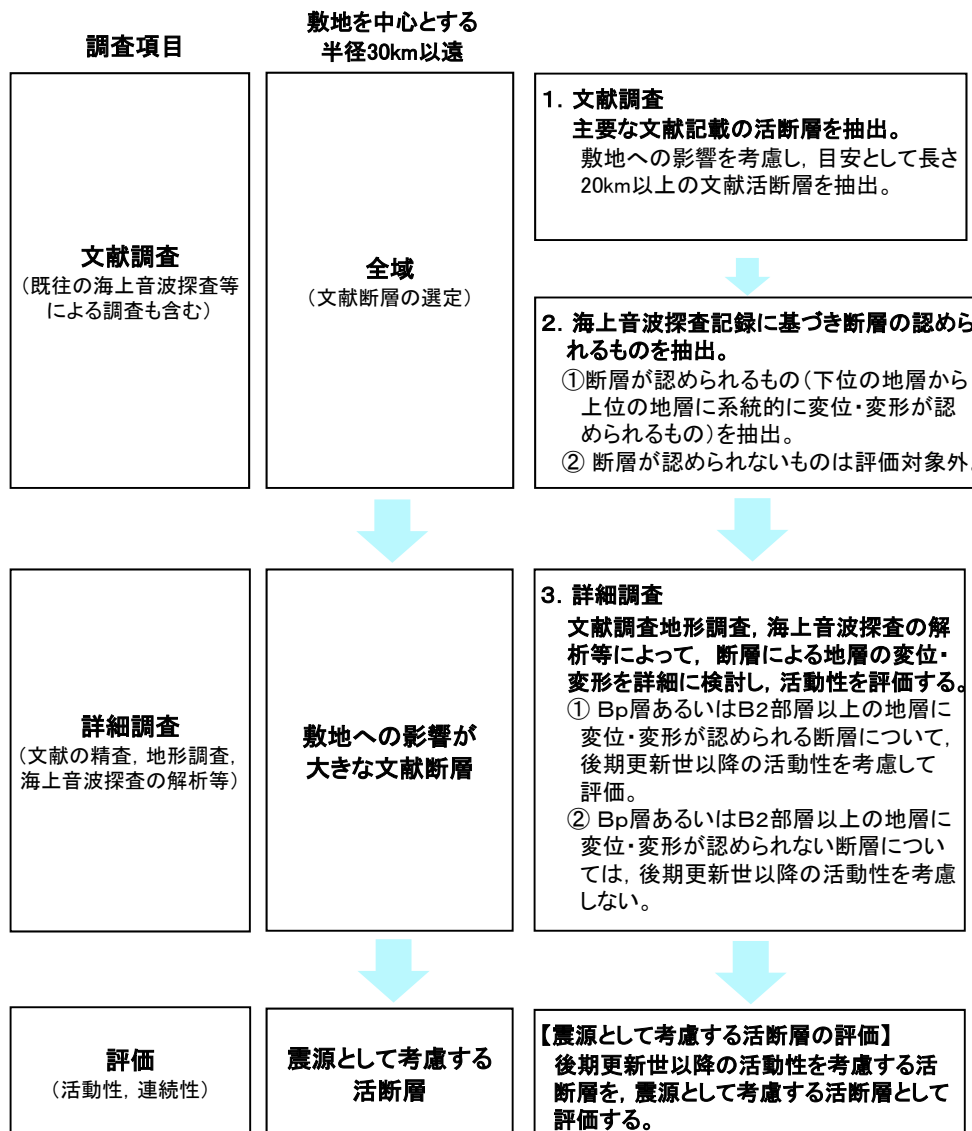
抽出した5つの断層の活動性評価の結果、「敷地東方沖断層」を検討対象として選定した。



# 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

## 4.3 活動性の評価(敷地を中心とする半径30km以遠)

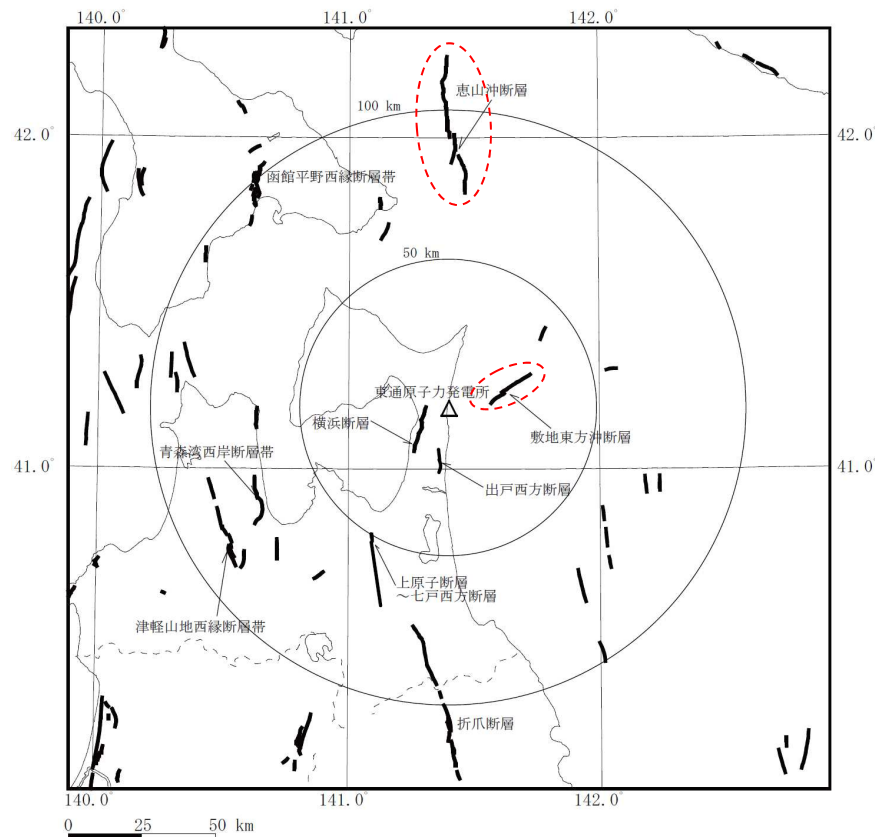
- 抽出した2つの断層の活動性評価の結果、「恵山沖断層」を検討対象として選定した。



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

4.3 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

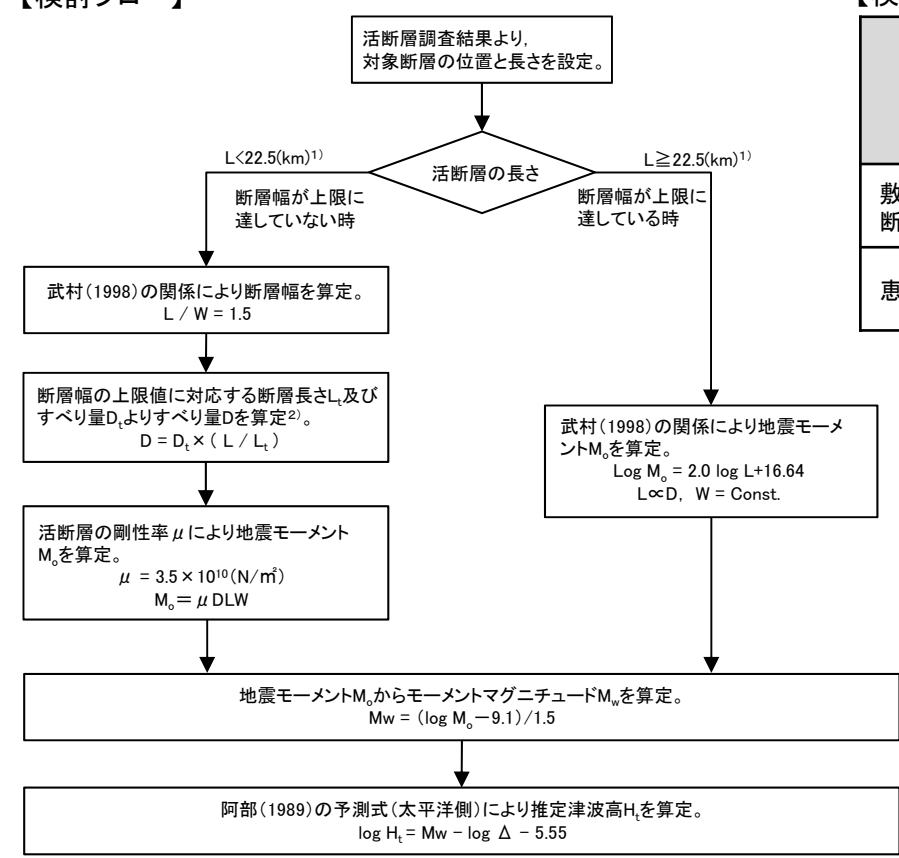
断層名	断層長さ L(km)	敷地からの 距離 Δ(km)
敷地東方沖断層	14.5	20
恵山沖断層	47	97

# 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

## 4.4 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 <sup>18</sup>	20	0.4
恵山沖断層	7.3	47	15.0	3.91	9.64 × 10 <sup>19</sup>	97	0.6

1) 断層幅の上限Wtは、地震発生層の厚さHtを15kmとし、傾斜角δを90° (45~90°のうちMwが最大となる値)とした際には、Wt = Ht / sin δ = 15kmとなる。また、断層幅の上限に対応する断層長さLtはLt = 1.5 × Wt = 22.5kmとなる。

2) 断層幅の上限に対応するすべり量Dtは、モーメントマグニチュードをMwt = (log Lt + 3.77) / 0.75 = 6.83、地震モーメントをMwt = 10<sup>2</sup> (1.5Mwt + 9.1) = 2.21 × 10<sup>19</sup> N・m、剛性率をμ = 3.50 × 10<sup>10</sup> N/m<sup>2</sup>とした際には、Dt = Mwt / (μ Lt Wt) = 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。

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)			



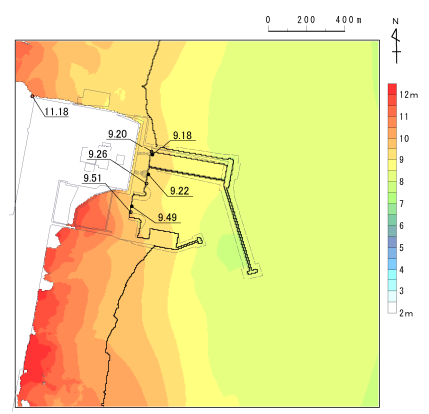
I. 地震に起因する津波の評価 5. 地震に起因する津波の評価結果のまとめ

5.1 水位上昇側

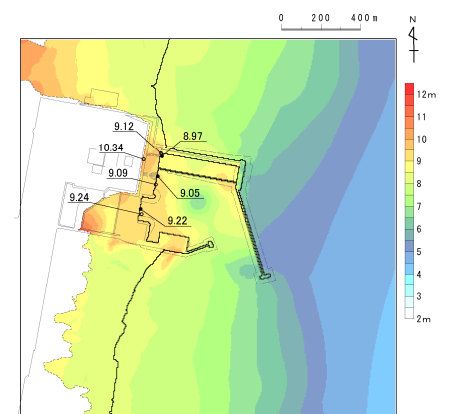
■最大水位上昇量分布及び敷地前面における最大水位上昇量の比較

- ・「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。

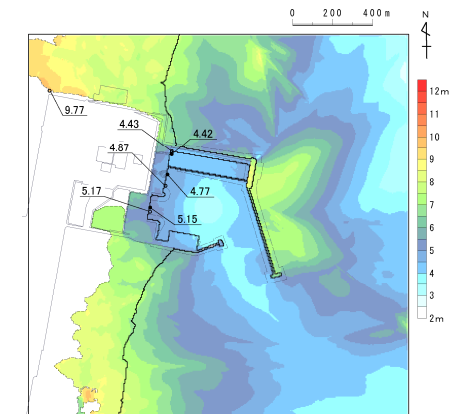
【最大水位上昇量分布】



十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震

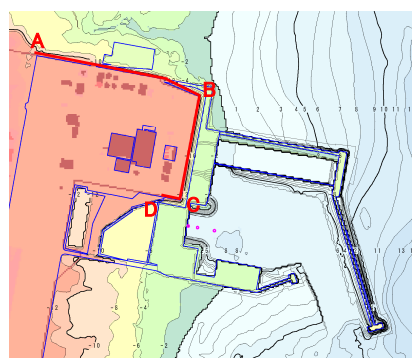


津波地震



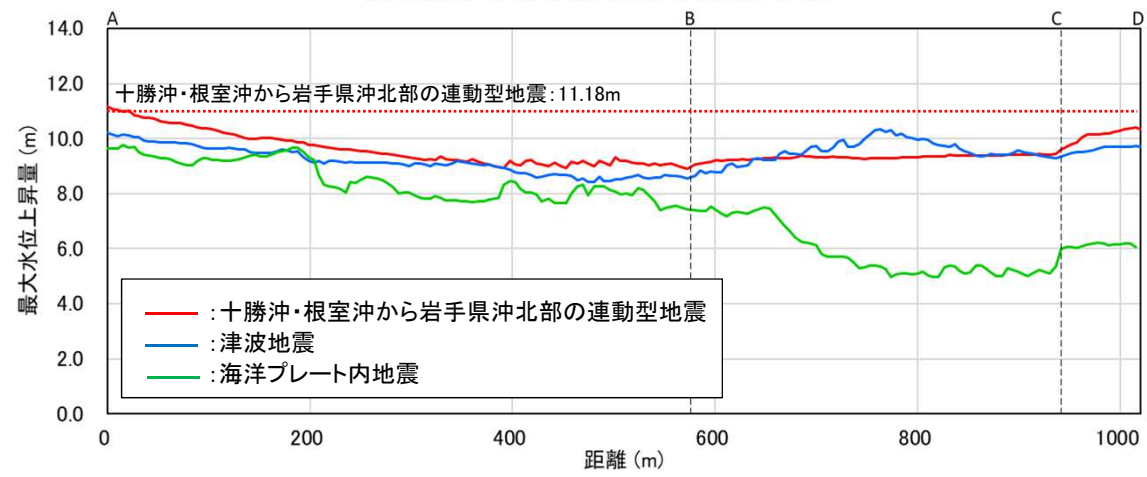
海洋プレート内地震

【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

敷地前面における最大水位上昇量の比較

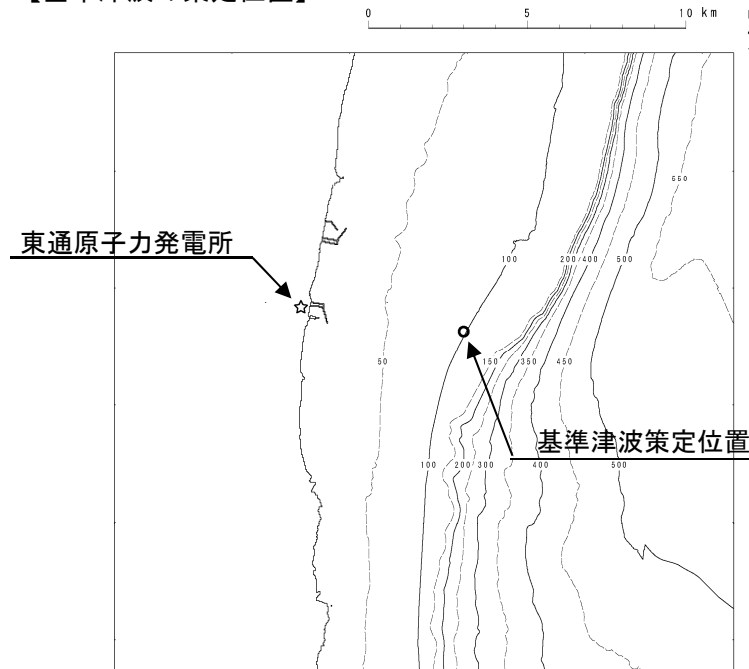


## 5.1 水位上昇側

### ■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。

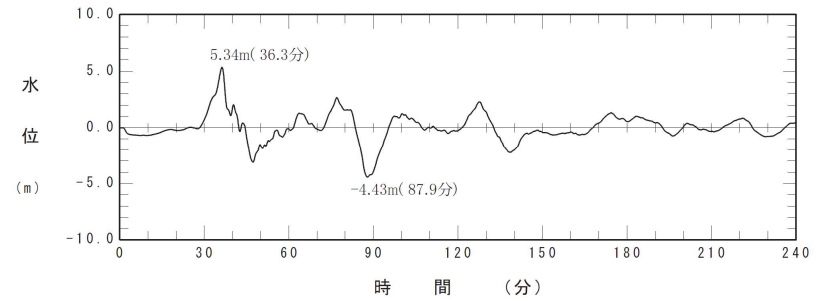
【基準津波の策定位置】



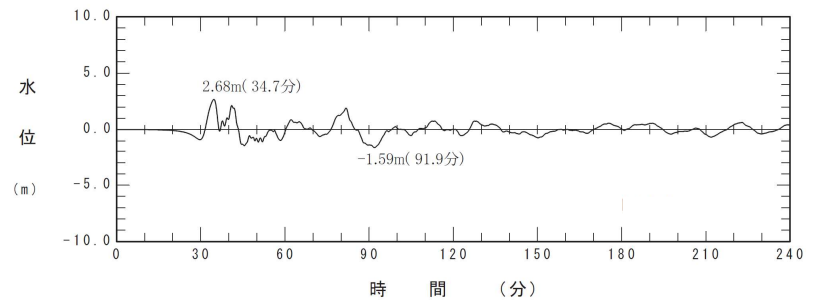
【最大水位上昇量の比較】

	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

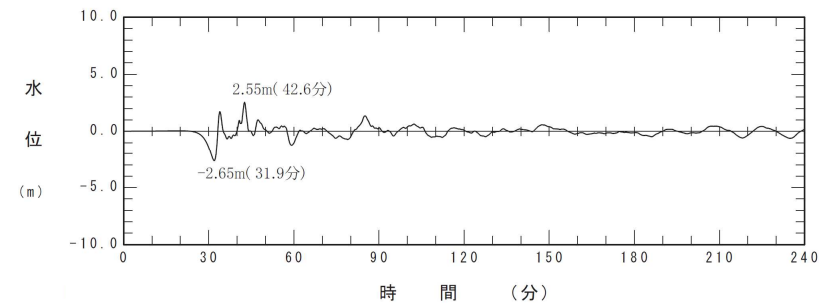
【水位時刻歴波形の比較】



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

余白

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

- ・ 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。

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※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
			基準断層モデル③	-5.24	4.4
		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)		

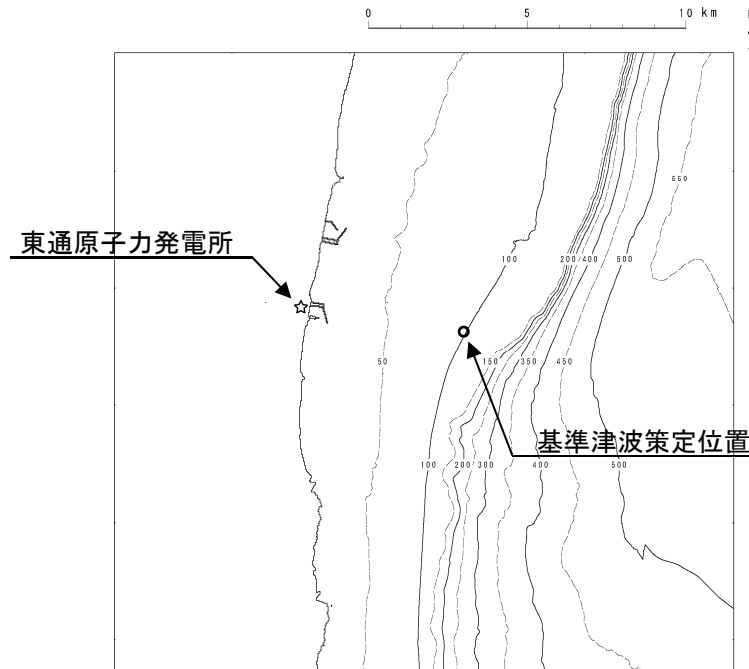
※:補機冷却海水系取水設備の詳細は、補足説明資料「VII. 計算条件等 4. 津波水位の評価位置」に記載。

## 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。

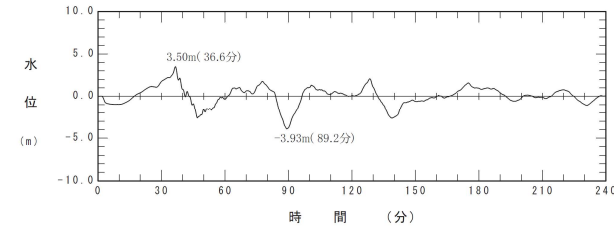
【基準津波の策定位置】



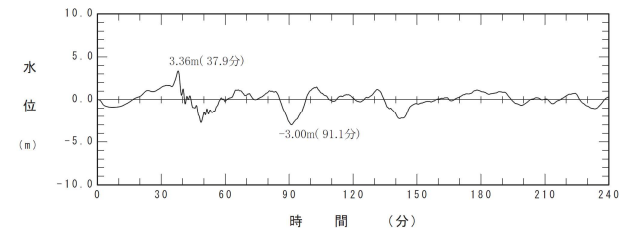
【最大水位下降量の比較】

		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

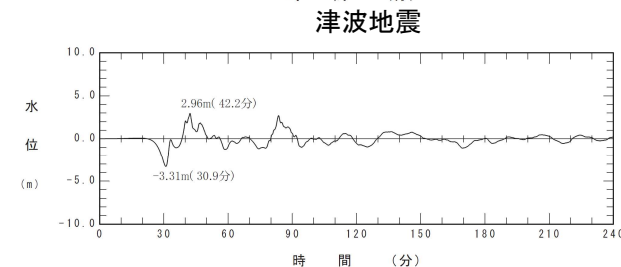
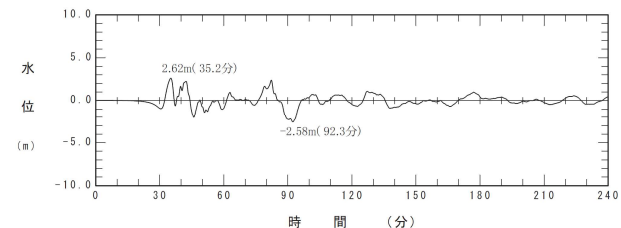
【水位時刻歴波形の比較】



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)



余白

## 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

---

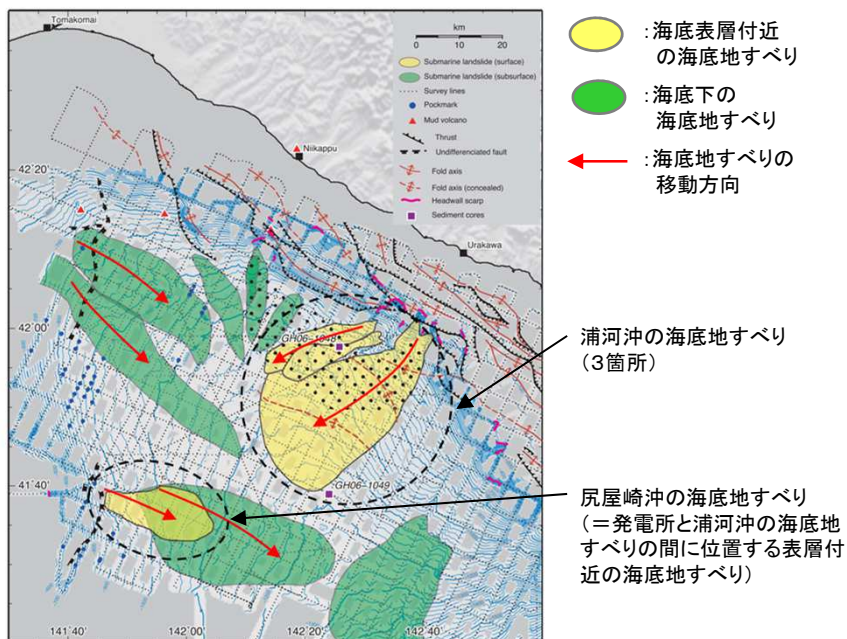
1. 1 本説明(コメント回答)の概要
1. 2 既往津波に関する文献調査
1. 3 陸上地すべり及び斜面崩壊に起因する津波の評価
1. 4 海底地すべりに起因する津波の評価
1. 5 「地すべり等」に起因する津波の評価

### 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
S209	2022年1月28日 第1027回審査会合	日高舟状海盆の海底地すべりのうち発電所と浦河沖の海底地すべりの間に位置する表層付近の海底地すべりについて、同時活動した場合の影響を定量的に検討すること。

■第1027回審査会合での説明とコメント内容の関係

- 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、11箇所の海底地すべりうち崩壊規模が最も大きく、発電所方向(南西方向)に移動する浦河沖の海底地すべり(3箇所)を評価対象地すべりとして選定。



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

■本説明(コメント回答)の概要

- 発電所と浦河沖の海底地すべりの間に位置する表層付近の海底地すべり(以下、「尻屋崎沖の海底地すべり」に名称を変更)について、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るため、発電所に与える影響は小さいと考えられるが、浦河沖の海底地すべりと同時活動した可能性があることを踏まえ、評価対象地すべりとして追加。
- 海底地すべり地形の詳細判読の結果、尻屋崎沖の海底地すべりは地すべり土塊の繰り返しの移動により形成された可能性があると考えられるとともに、海底地すべりの傾斜角(約0.2~0.3°)及び水深(約700~1100m)から、海底地すべりの活動に伴う津波はほとんど発生していないと考えられる。
- ただし、発電所の津波高さに及ぼす影響を定量的に確認するため、影響検討として、津波高さに影響がある水深効果を考慮せず、地すべりの伝播速度及びライズタイムを任意に設定できるKinematic landslideモデルを用いて、①尻屋崎沖の海底地すべり単独、②浦河沖の海底地すべりの同時活動を考慮した津波解析を実施。
- 浦河沖の海底地すべりとの同時活動を考慮した津波高さは、浦河沖(単独)の津波高さと同程度であり、尻屋崎沖の海底地すべりが発電所の津波高さに与える影響はほとんどないことを確認した。



## 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. 4 海底地すべりに起因する津波の評価

---

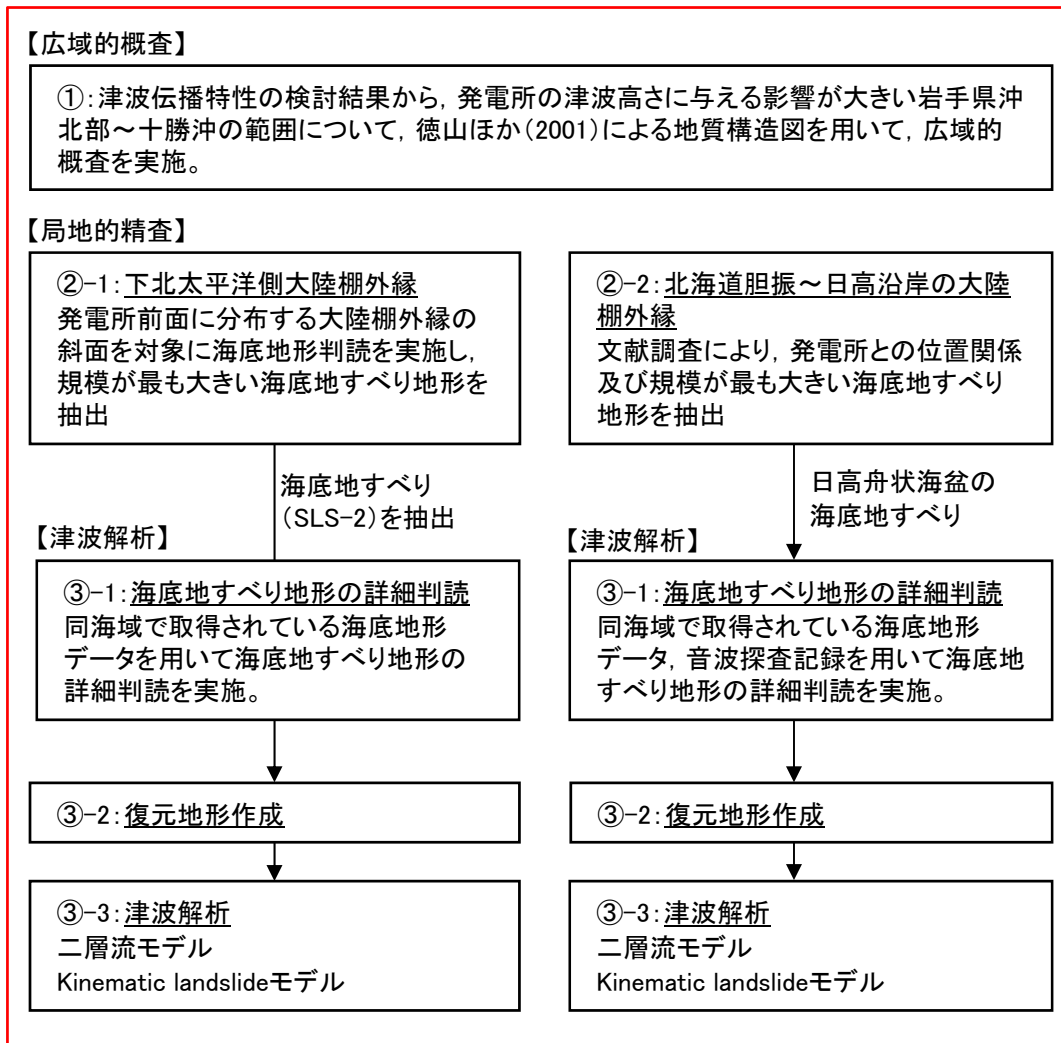
- 1. 4. 1 検討概要
- 1. 4. 2 広域的概査
- 1. 4. 3 局地的精査
- 1. 4. 4 津波解析の検討方針
- 1. 4. 5 下北太平洋側大陸棚外縁の海底地すべり
- 1. 4. 6 日高舟状海盆の海底地すべり
- 1. 4. 7 日本海溝付近における海山付近の海底地すべり
- 1. 4. 8 ハワイ付近の海底地すべり

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

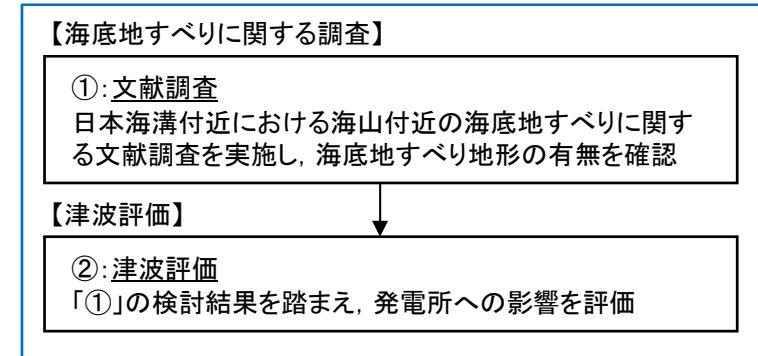
1.4.1 検討概要

- 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。

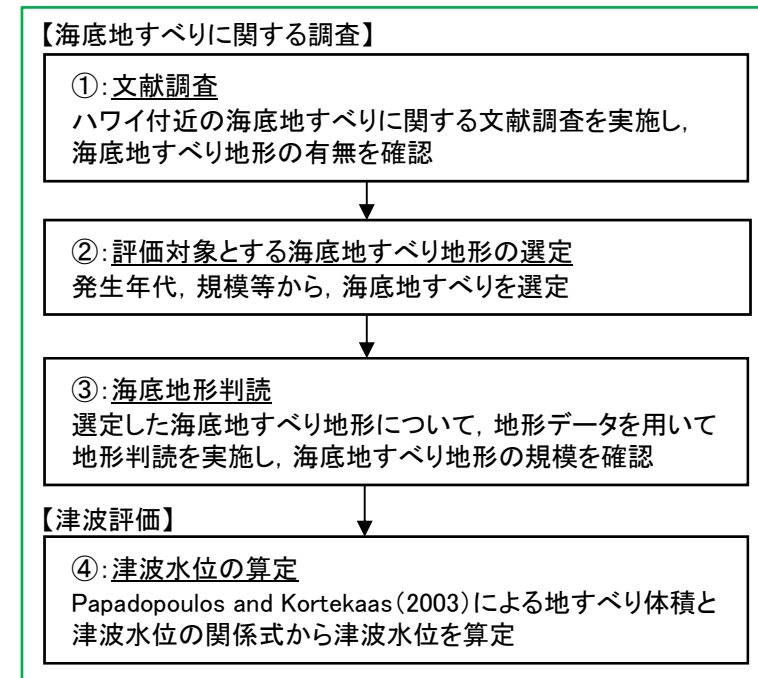
■岩手県沖北部～十勝沖の範囲の海底地すべり



■日本海溝付近における海山付近の海底地すべり



■ハワイ付近の海底地すべり

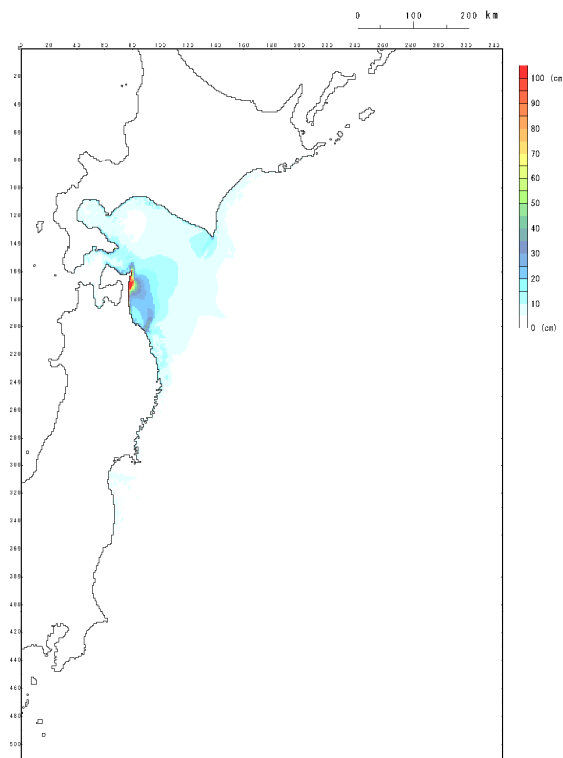


Ⅱ. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊 1.4 海底地すべりに起因する津波の評価

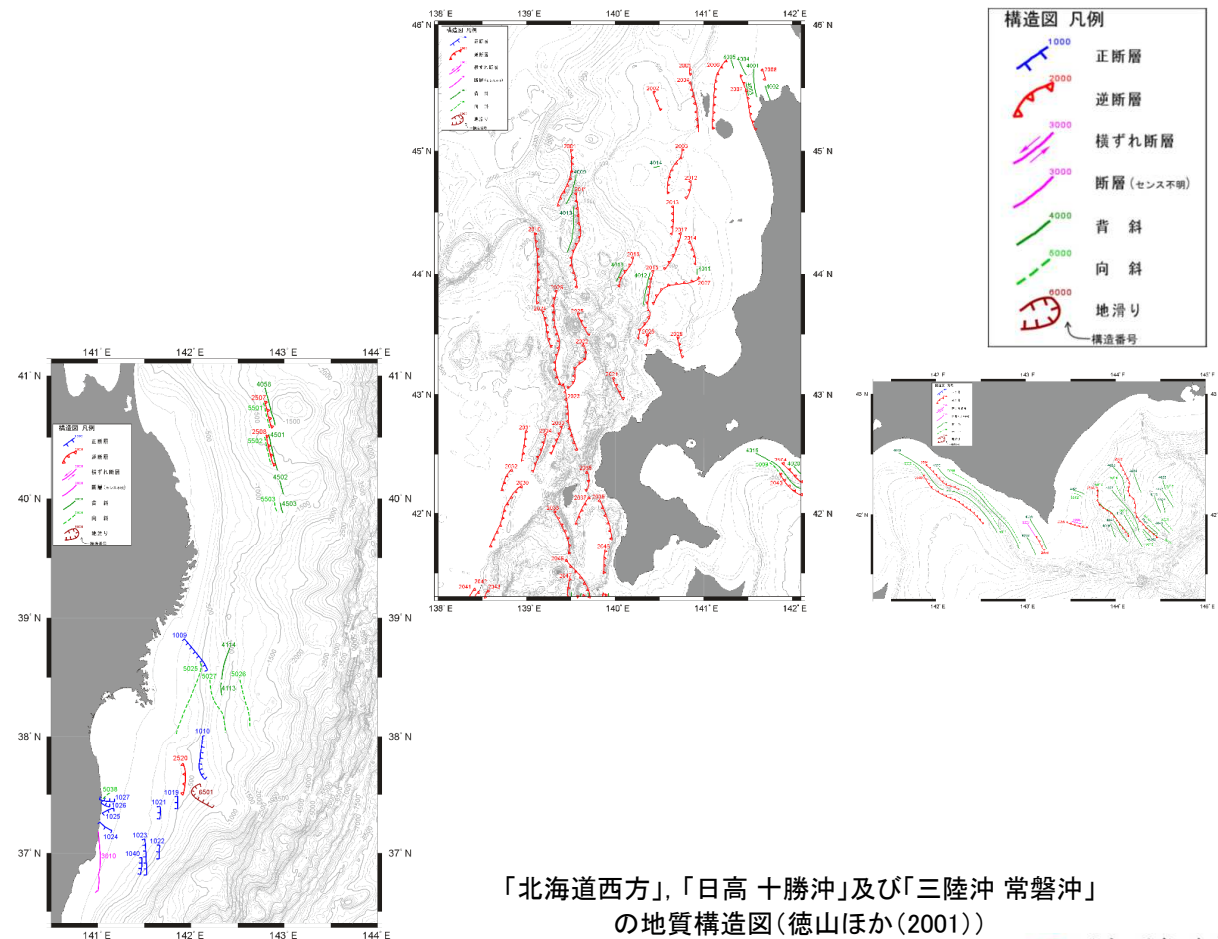
1.4.2 広域的概査

- 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「Ⅶ. 計算条件等 7. 津波伝播特性の検討」に記載。



津波伝播特性検討による最高水位分布図



「北海道西方」,「日高十勝沖」及び「三陸沖 常磐沖」の地質構造図(徳山ほか(2001))

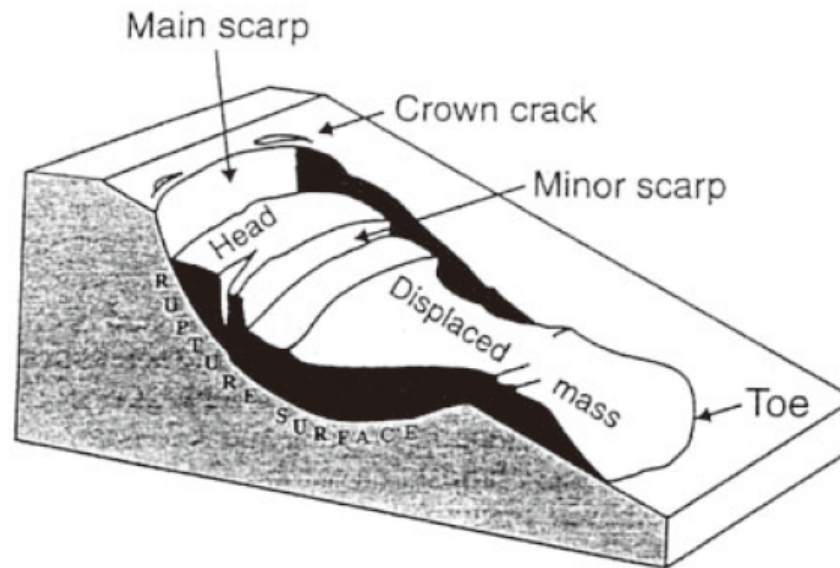
## II. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊 1.4 海底地すべりに起因する津波の評価

### 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 $1^{\circ}$  ~  $2^{\circ}$  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。

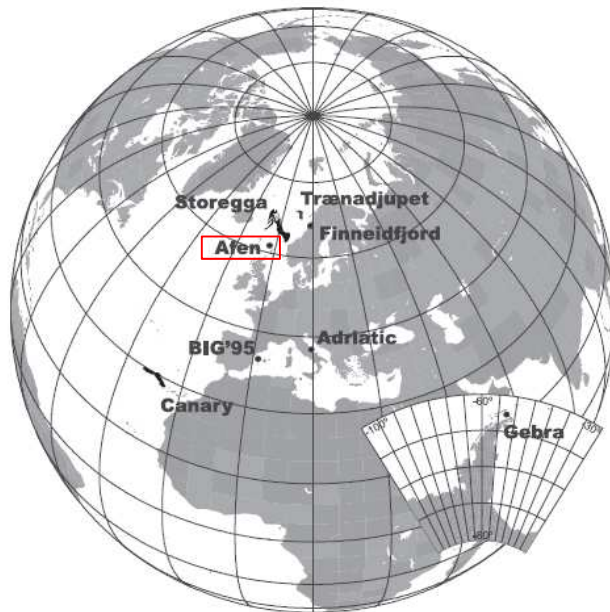


Fig. 1. Location of the studied instabilities. Gebra Slide is located off the northern tip of the Antarctic Peninsula.

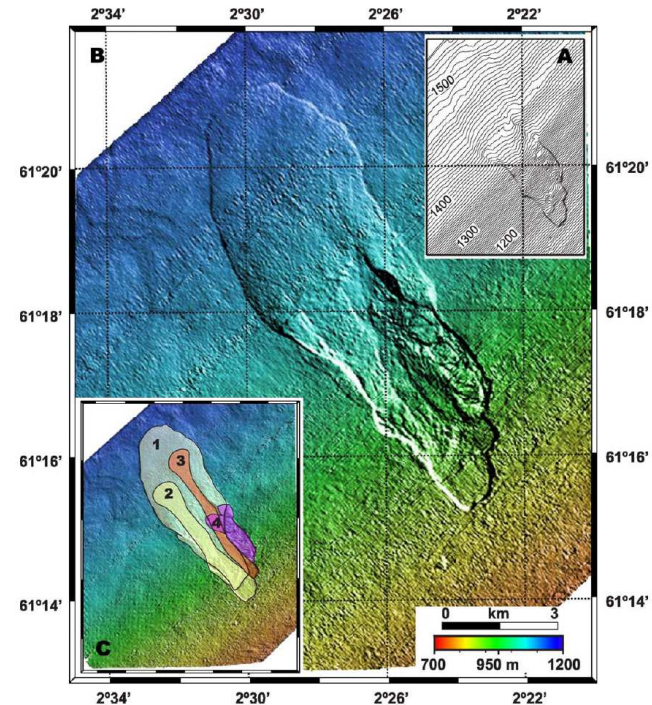


Fig. 6. (A) Detailed bathymetry of the Afen Slide extracted from commercial 3D seismic data assuming a sound speed of  $1500 \text{ m s}^{-1}$  in water. Note that the morphological expression of the main depositional lobe on the seafloor is very low (cf. Table 4). (B) Acoustic image of Afen Slide extracted 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).

Canals et al. (2004)

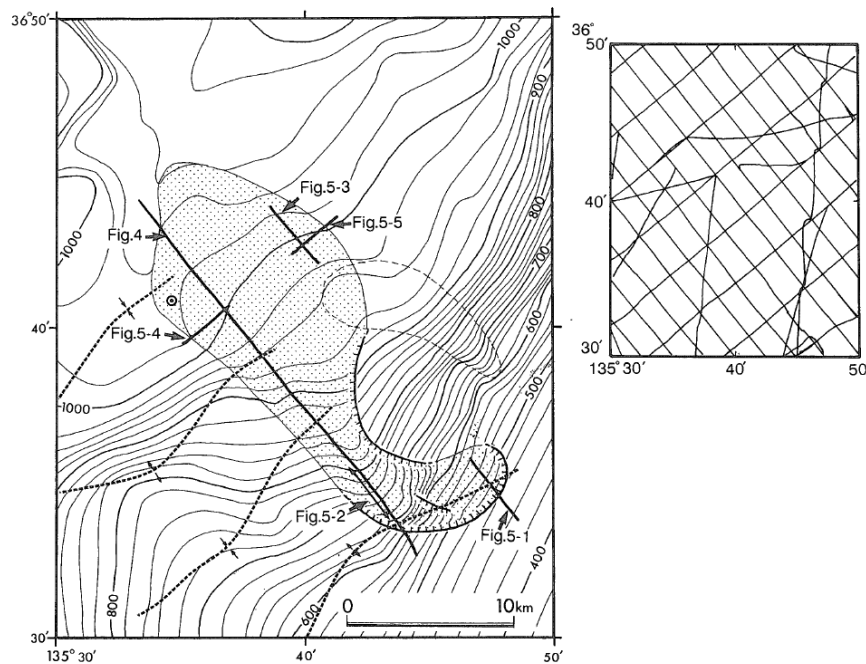
## II. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊 1.4 海底地すべりに起因する津波の評価

### 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)

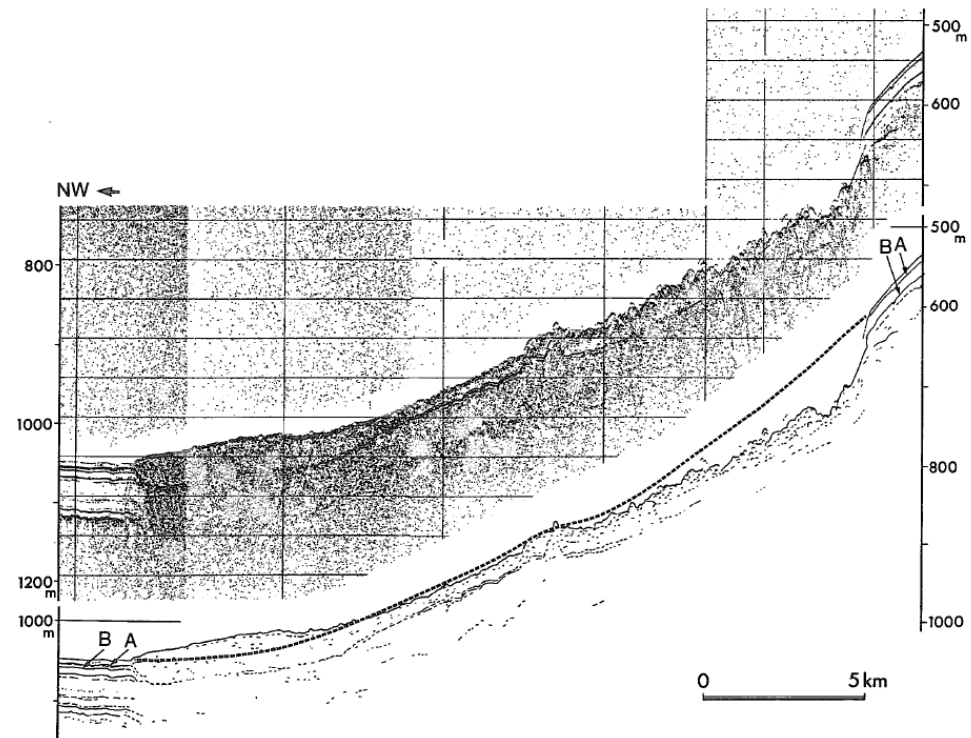
##### 【大陸斜面で発生した海底地すべり(山本(1991))】

- ・ 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。

山本(1991)



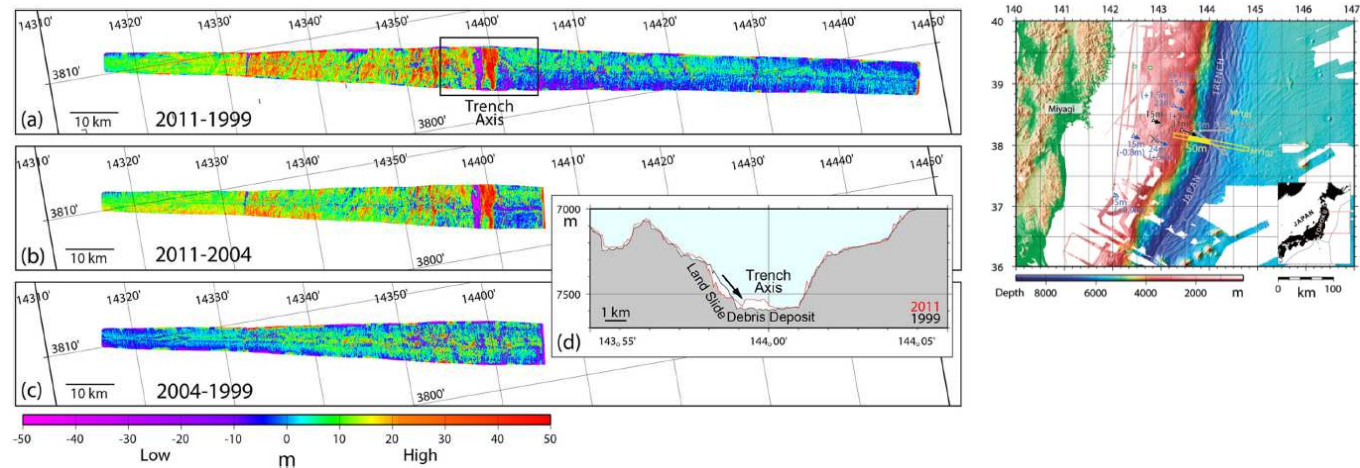
Ⅱ. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊 1.4 海底地すべりに起因する津波の評価

1.4.3 局地的精査

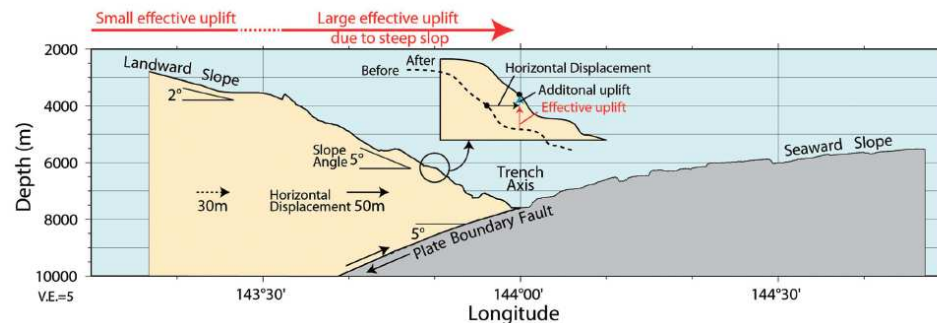
■文献調査: 海底地すべりの既往事例 (3/3)

【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))



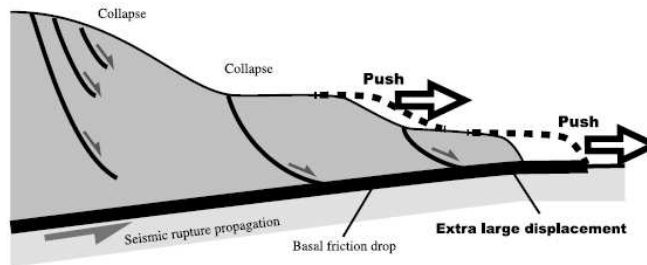
3.11地震に伴う海底変動の模式図(小平ほか(2012))

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))】

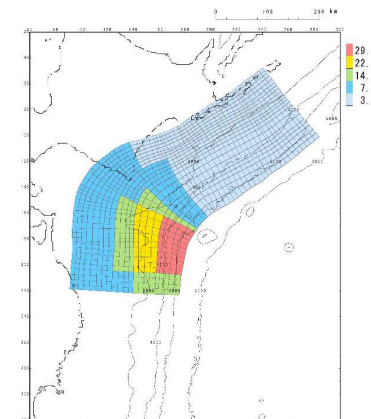
- Kawamura et al.(2012)は, 2011年東北地方太平洋沖地震による大きなプレートの運動(水平移動)によって, 不安定な状態が潜在していた海底地すべりの活動が, 2011年東北地方太平洋沖地震に伴う巨大津波発生に寄与した可能性があるとしている。



**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。



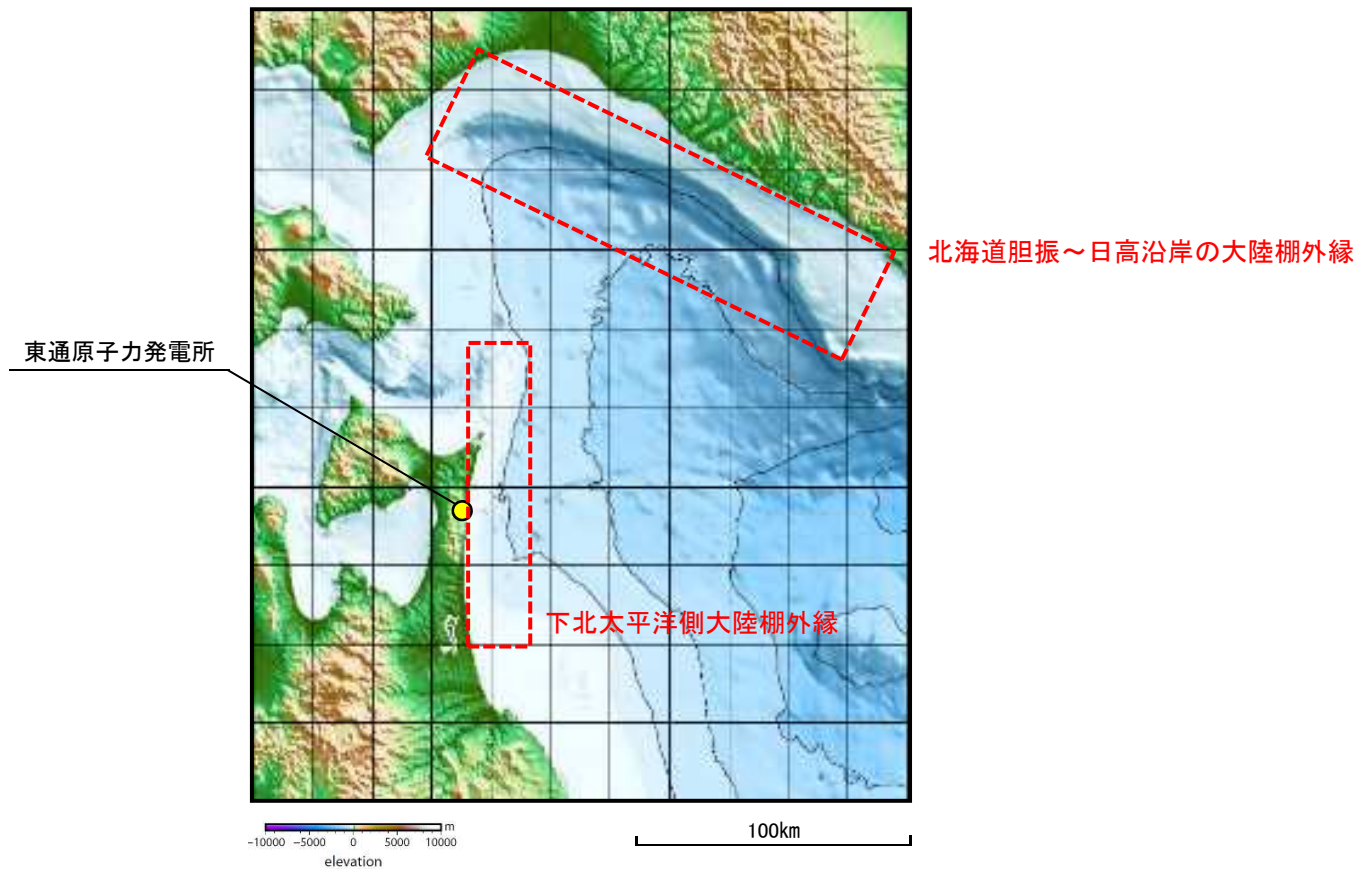
「十勝沖・根室沖から三陸沖北部の連動型地震」のうち  
特性化モデル④

## 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

## ■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。



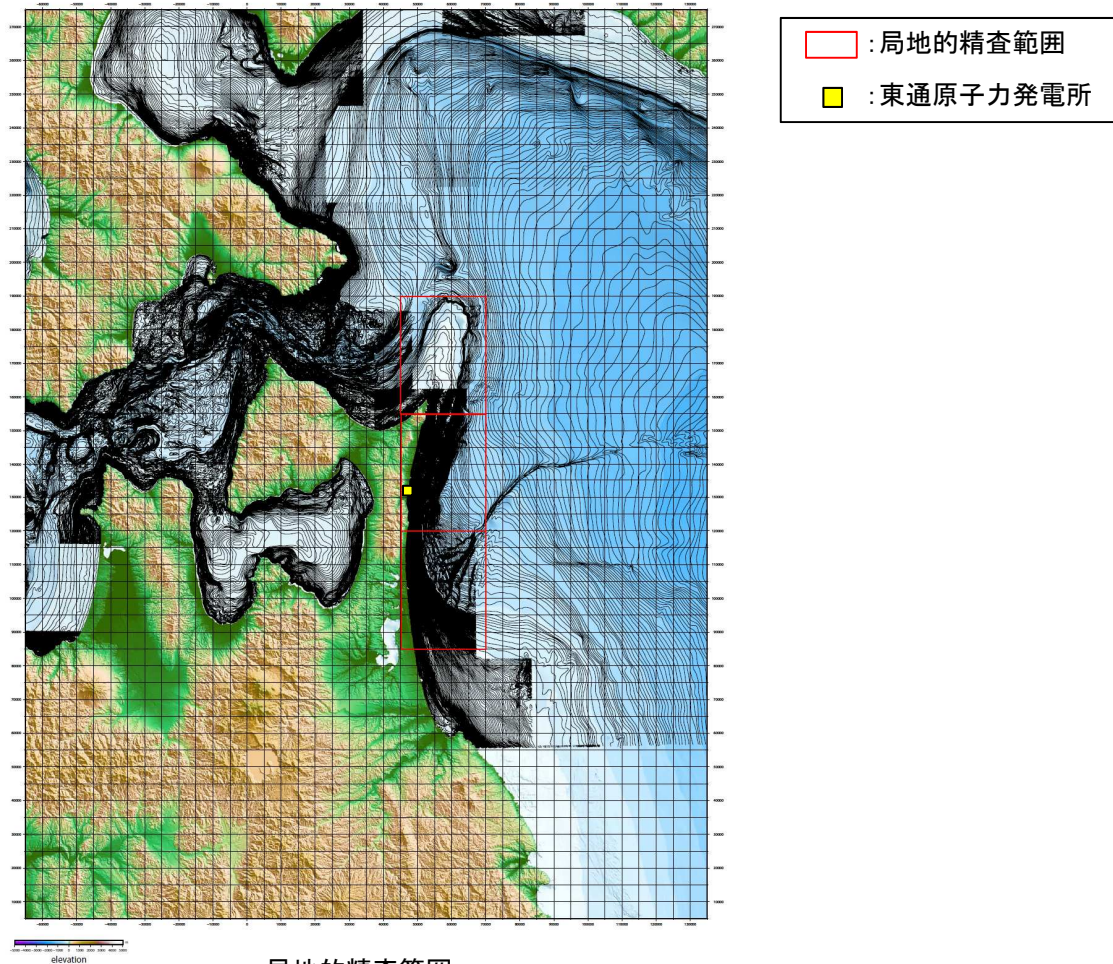
局地的精査範囲

## 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。



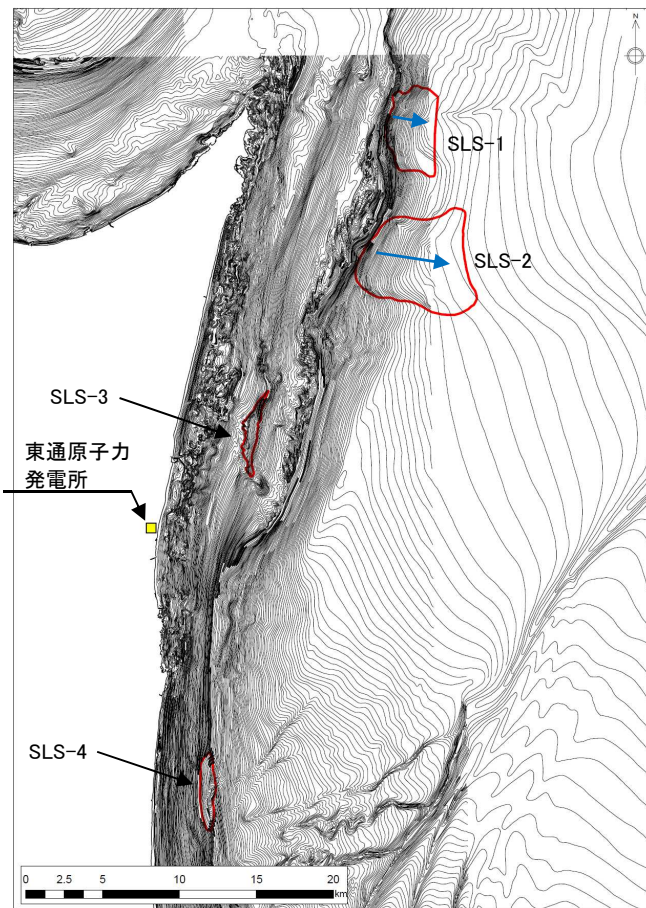
Ⅱ. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊 1.4 海底地すべりに起因する津波の評価

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。

→ :海底地すべりの移動方向※1



海底地すべり地形分布図

抽出した海底地すべりの諸元※2

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 <sup>2</sup> )	15.4	36.5	3.2	3.8	海底地形図からの読み取り
体積(km <sup>3</sup> )	0.52	1.00	0.01	0.04	SLS-1, SLS-2: 現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

※1: 海底地すべりの移動方向は、海底地すべり前後の地形から推定した。海底地すべり前後の地形の詳細は、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。

※2: 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。

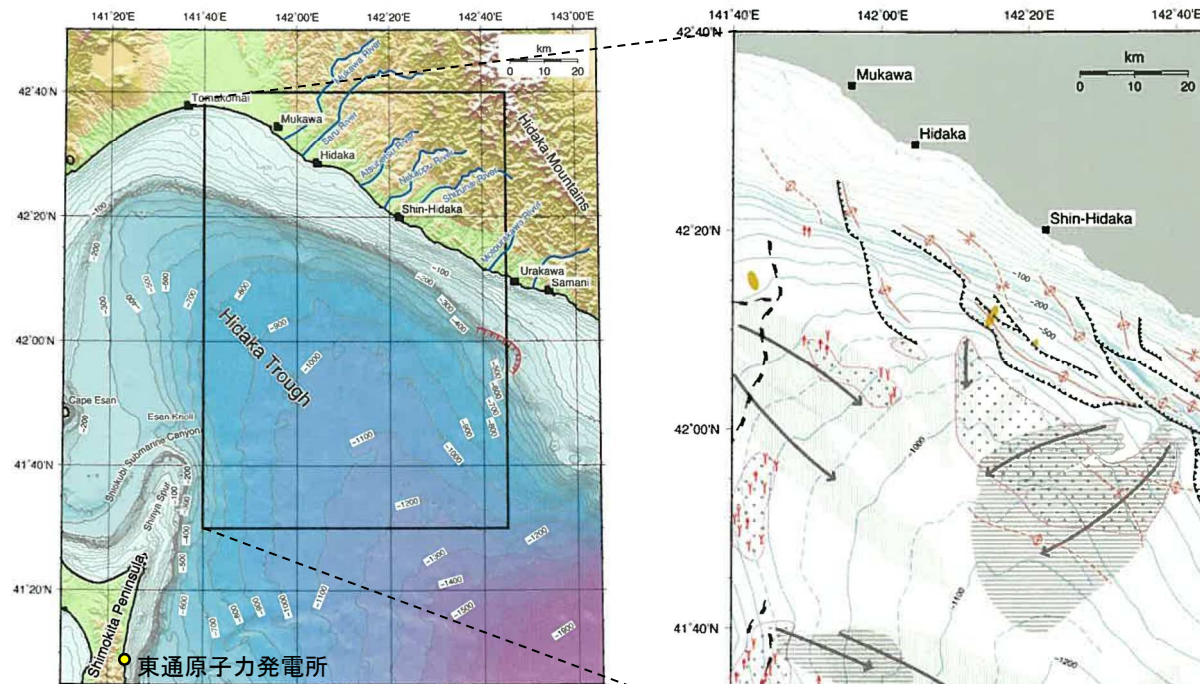
II. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊 1.4 海底地すべりに起因する津波の評価

1.4.3 局地的精査

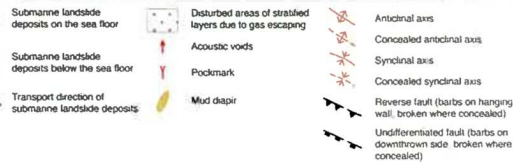
S209

■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、浦河沖の大陸棚斜面に、最も規模が大きい海底地すべりが分布するとしている。



陸上及び海底地形



海底地すべり堆積物と脱ガス構造の分布

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

S209

■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, 本海域周辺において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。

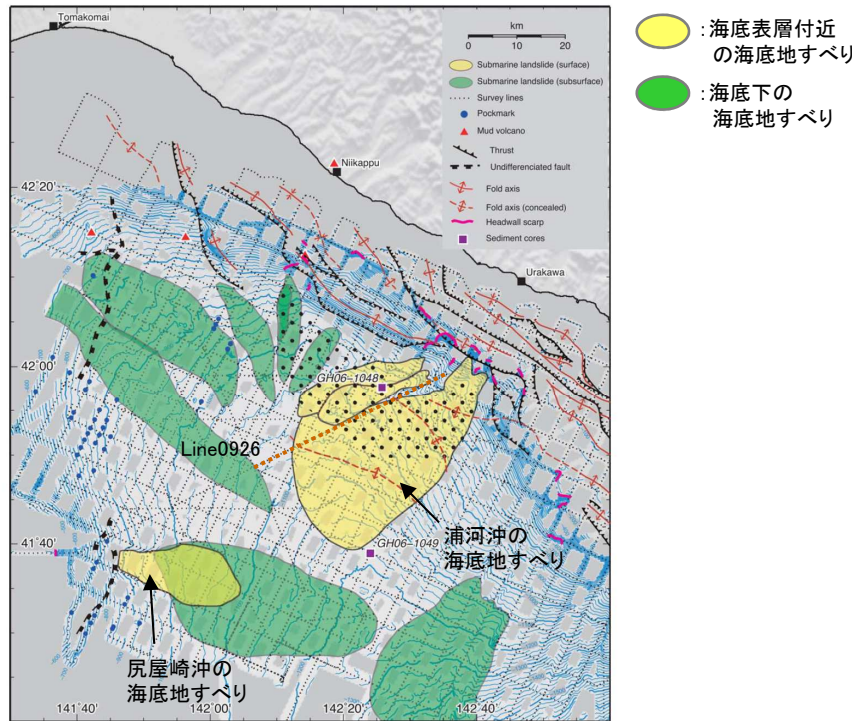


Figure 5. Bathymetry and spatial distribution of MTDs on the surface (yellow) and in the subsurface (green) of the Hidaka Trough. The dotted area indicates the area in which vertically elongate features are concentrated (Figure 10).

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)

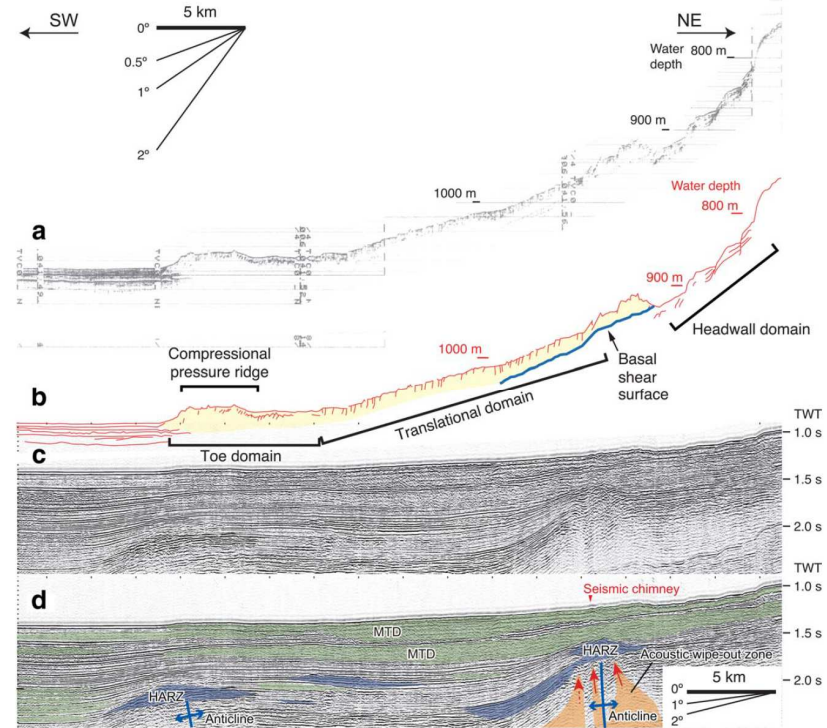


Figure 9. (a) SBP records and (c) seismic records of the MTDs. (b) and (d) Interpretations of Figures 9a and 9c, respectively. The survey line is 0926 in Figure 2.

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

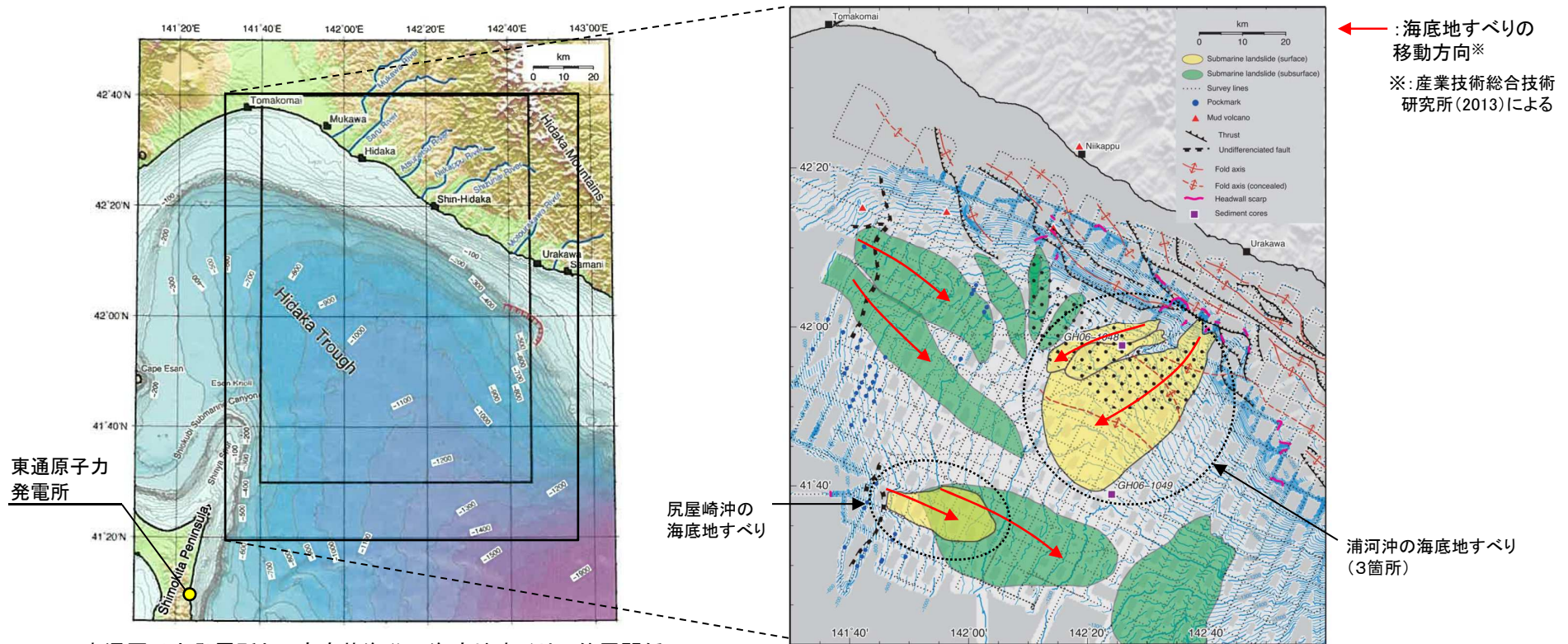
II. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊 1.4 海底地すべりに起因する津波の評価

1.4.3 局地的精査

S209

■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)を評価の対象とする。
- また、発電所と浦河沖の海底地すべりの間に位置する尻屋崎沖の海底地すべりについて、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が、浦河沖の海底地すべりと同時活動した可能性があることを踏まえ、評価の対象とする。
- なお、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とともに、海底表層付近に分布する海底地すべりと発生時期が明確に異なることから、評価の対象外とする。

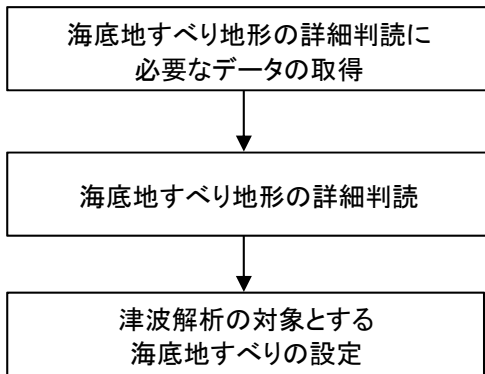




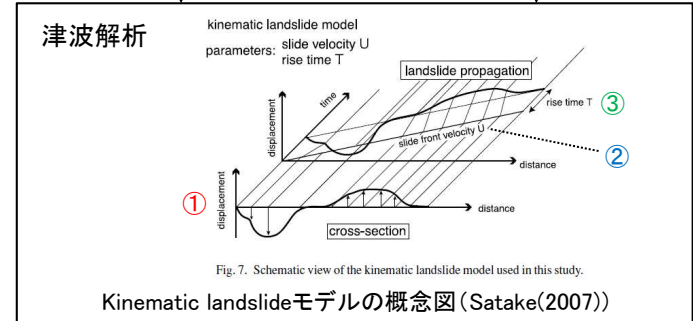
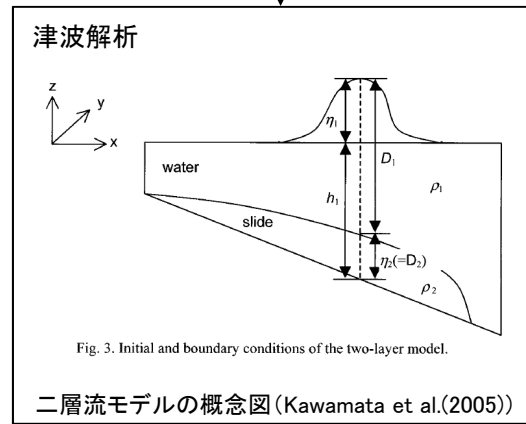
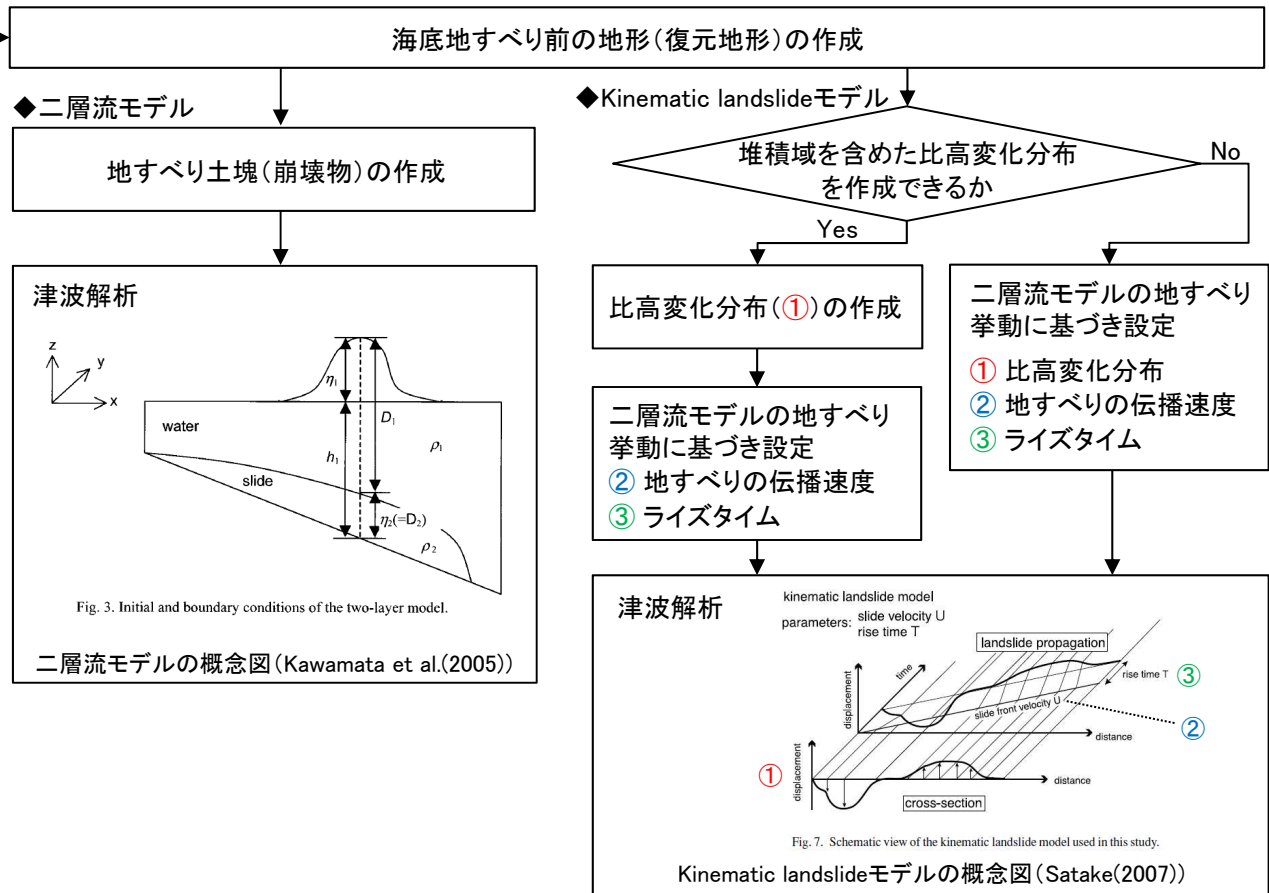
### 1.4.4 津波解析の検討方針

- 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))を用いて津波解析を実施する。
- 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)を作成し、海底地すべり地形(現地形)もしくは海底地すべりのすべり面との差から得られる地すべり土塊(崩壊物)を用いて実施する。
- Kinematic landslideモデルについては、Satake(2007)による1741年渡島大島の山体崩壊による津波の評価方法を踏まえ、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ことを基本とする。ただし、海底地すべり堆積域の海底地形データの解像度が低いなど、海底地形データから比高変化分布を作成できない場合には、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。また、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、水位への影響が大きくなるよう保守的に設定する。

#### STEP1: 解析対象とする海底地すべりの設定



#### STEP2: 津波解析

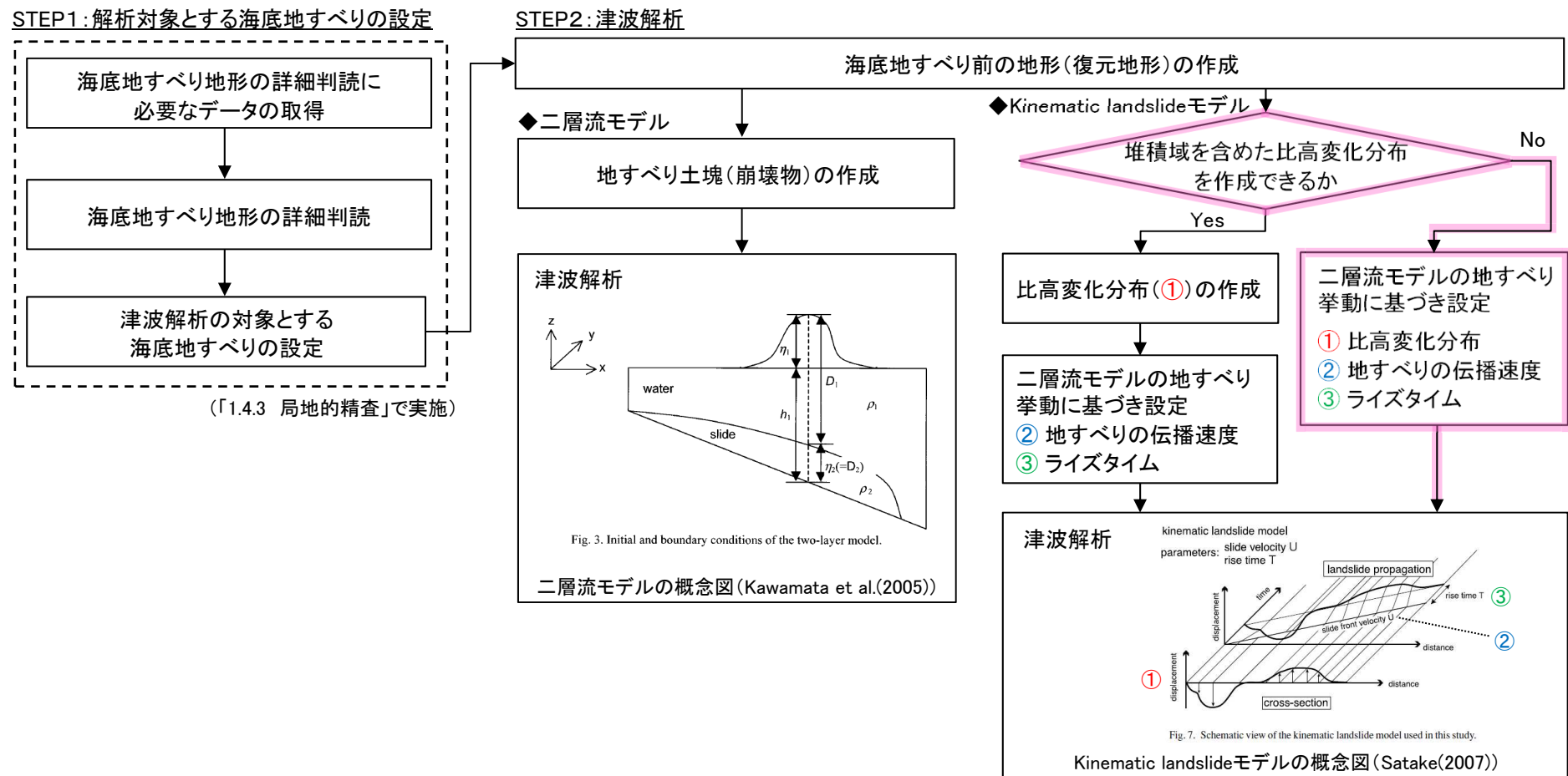


II. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊 1.4 海底地すべりに起因する津波の評価

1.4.5 下北太平洋側大陸棚外縁の海底地すべり

■検討概要

- 以下フローに基づき津波解析を実施した。
- Kinematic landslideモデルに用いる比高変化分布について、海底地すべり堆積域の海底地形データの解像度が低く、海底地形データから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地すべりの挙動に基づき設定する。解析に用いる比高変化分布、地すべり伝播速度及びライズタイムについては、二層流モデルによる地すべり挙動に基づき、水位への影響が大きくなるように保守的に設定する。

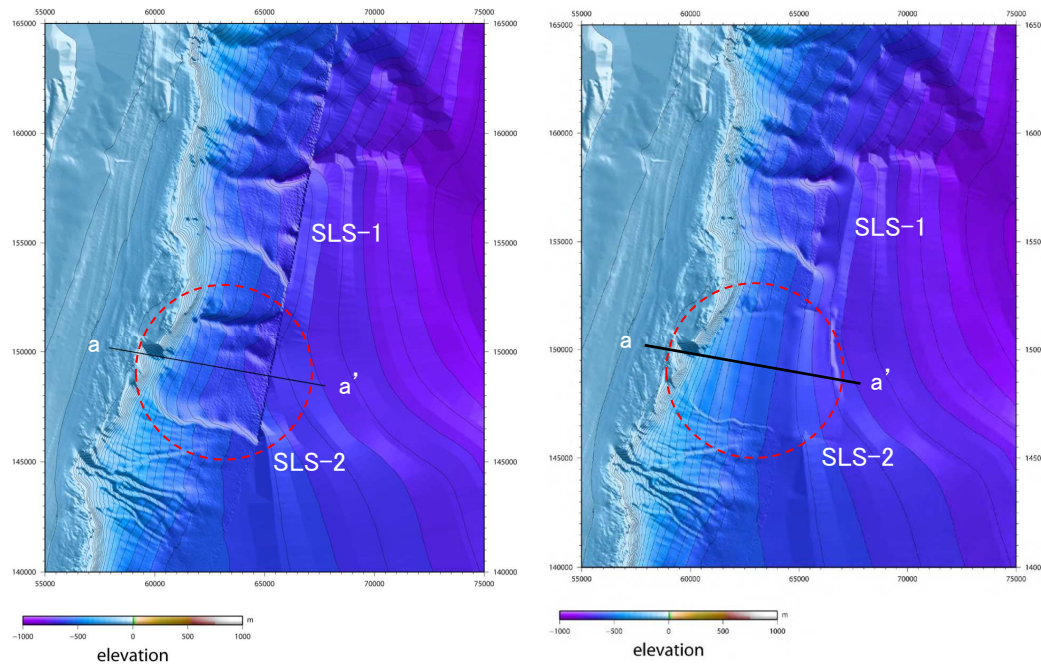


## Ⅱ. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊 1.4 海底地すべりに起因する津波の評価

### 1.4.5 下北太平洋側大陸棚外縁の海底地すべり

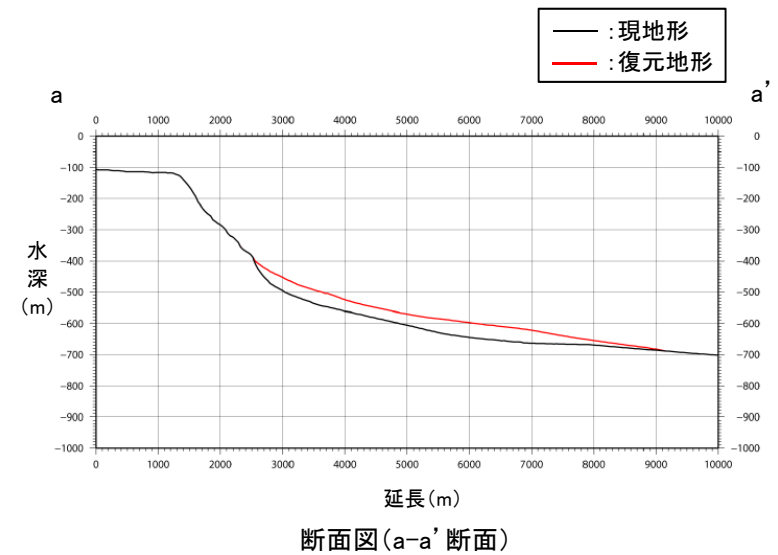
#### ■海底地すべり前の地形(復元地形)の作成

- 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)

### 1.4.5 下北太平洋側大陸棚外縁の海底地すべり

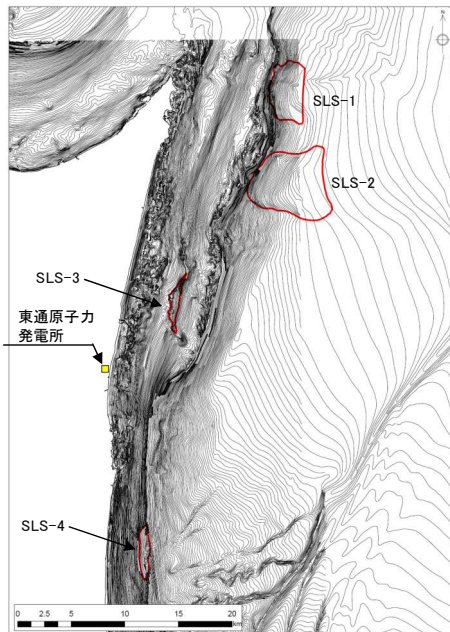
■津波解析(二層流モデル):パラメータの設定

- ・ 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。

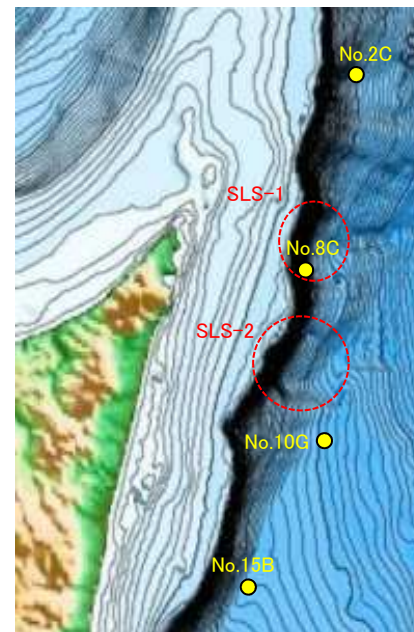
【パラメータの設定】

項目	設定値	備考
海水密度 $\rho 1$ (g/cm <sup>3</sup> )	1.03	一般値
崩壊物の密度 $\rho 2$ (g/cm <sup>3</sup> )	1.724	共同調査結果より
上層(水)の海底摩擦 (m <sup>-1/3</sup> ・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 <sup>-1/3</sup> ・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

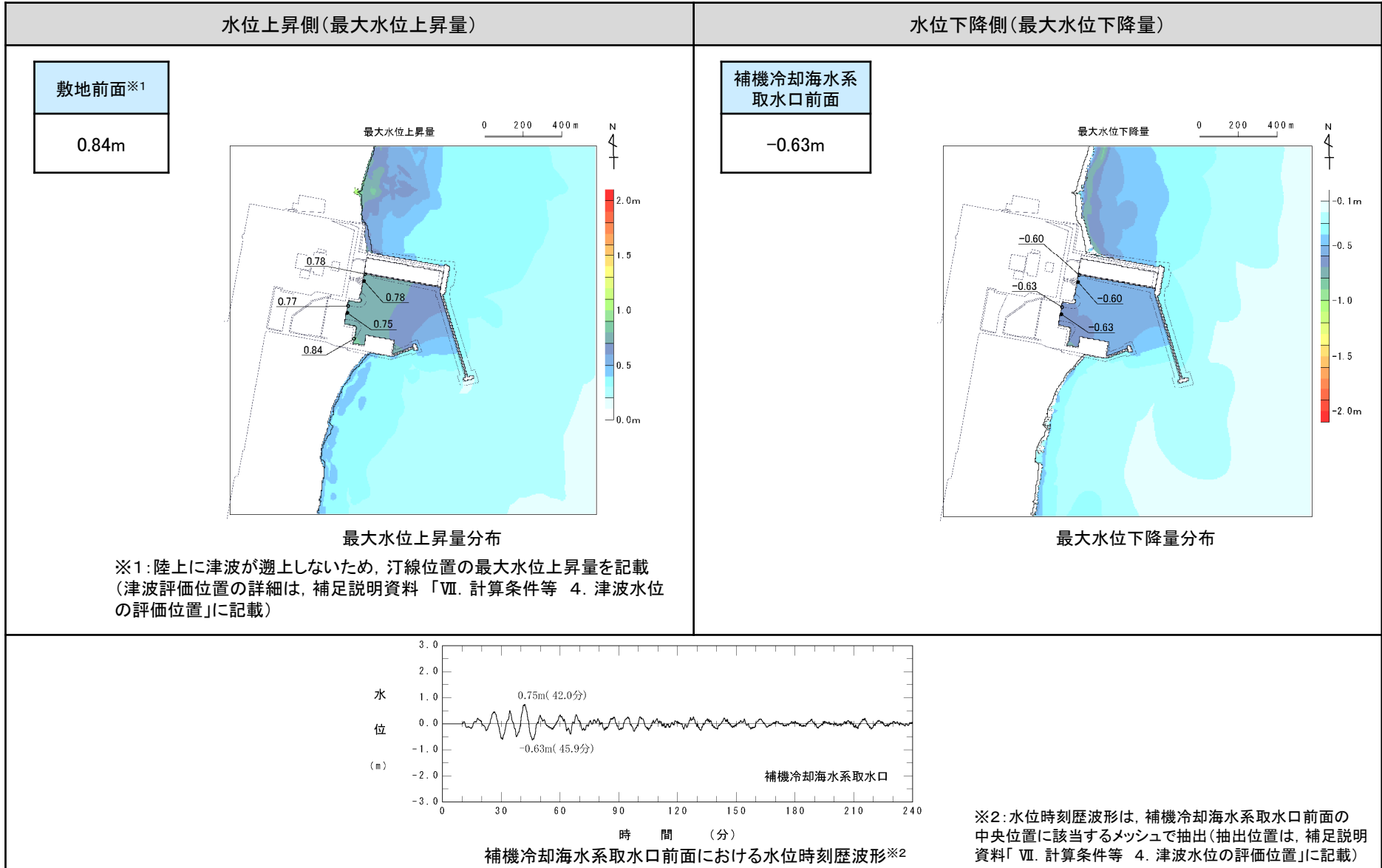


試料採取位置

試料番号	湿潤密度 (g/cm <sup>3</sup> )
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  
 1.4.5 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

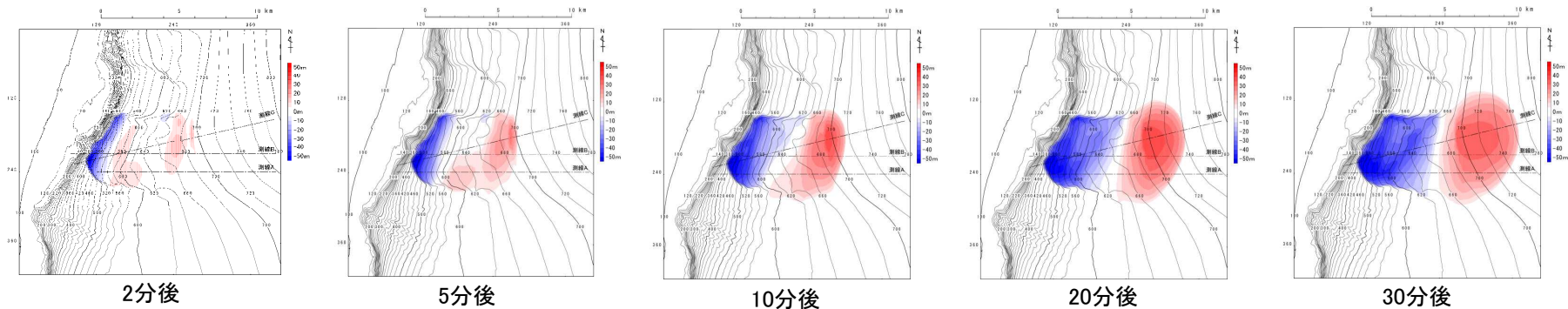


### 1.4.5 下北太平洋側大陸棚外縁の海底地すべり

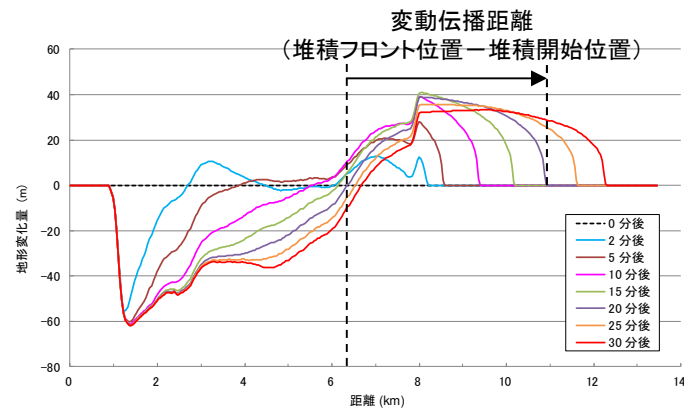
#### ■津波解析 (Kinematic landslideモデル) : パラメータの設定

- 解析に用いる各パラメータは、二層流モデルによる地すべり挙動に基づき、水位への影響が大きくなるように保守的に設定する。
- 二層流モデルから得られる地すべり発生2分後～30分後の地すべり挙動(スナップショット)を以下に示す。これから、地すべり発生20分後～30分後で概ね崩壊域が形成されることを踏まえ、比高変化量が大きく、地すべり伝播速度及びライズタイムが保守的となる地すべり発生20分後の比高変化分布を用いる。
- 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。

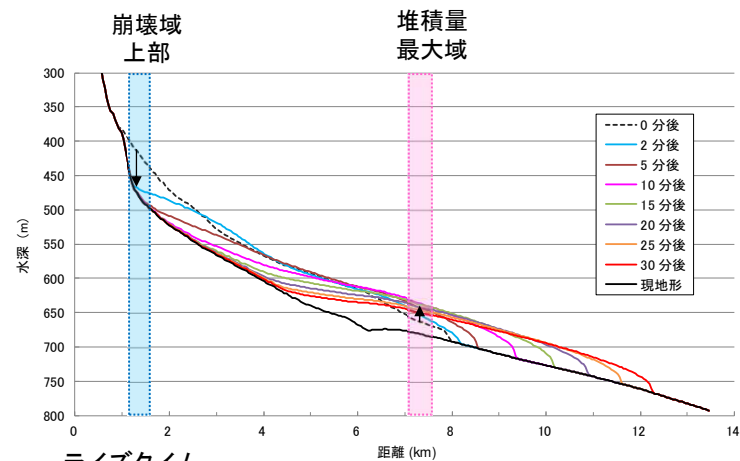
【二層流モデルから得られる地すべり挙動(スナップショット)(青:崩壊域, 赤:堆積域)】



【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  
 = 変動伝播距離(堆積フロント位置 - 堆積開始位置) ÷ 伝播時間  
 = 4.69km ÷ 1200s = 3.91m/s ≒ 4m/s

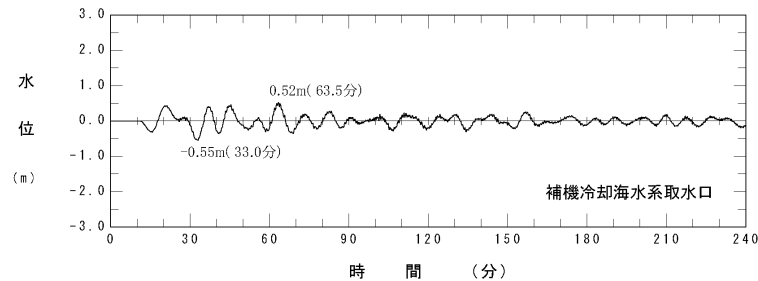
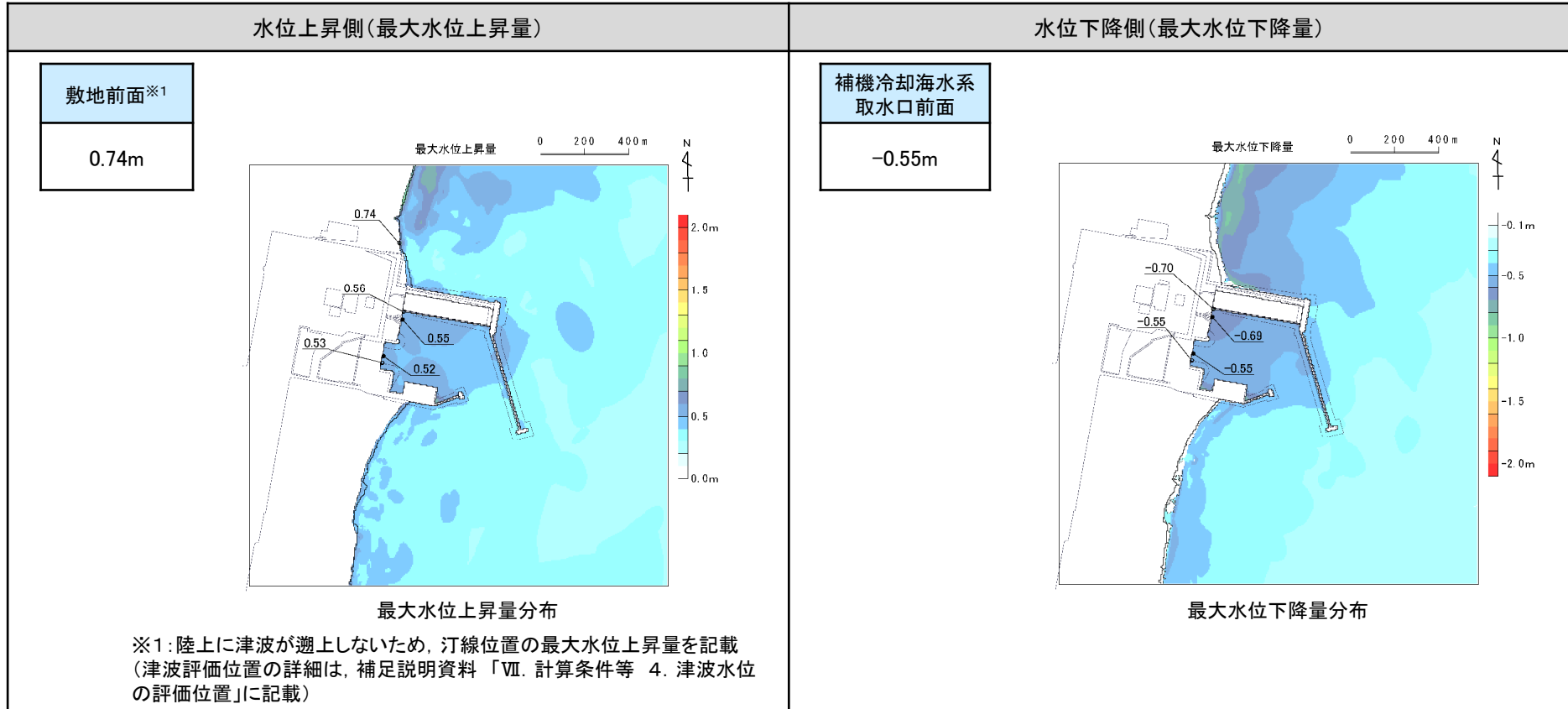


ライズタイム  
 変動は30分間継続するが、崩壊域上部では2分程度で変動終了することから、保守的に2分(120s)に設定

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  
 1.4.5 下北太平洋側大陸棚外縁の海底地すべり

第1027回審査会合 (R4.1.28)  
 資料1-1 p378 再掲

■津波解析 (Kinematic landslideモデル) : 解析結果



補機冷却海水系取水口前面における水位時刻歴波形※2

※2: 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「VII. 計算条件等 4. 津波水位の評価位置」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

### 1.4.5 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「Ⅶ. 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。



1.4.6 日高舟状海盆の海底地すべり

1.4.6.1 検討概要

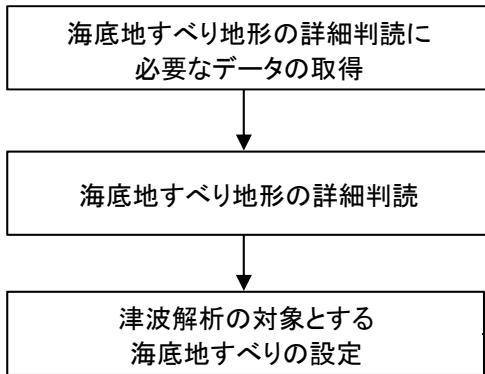
■浦河沖の海底地すべり

- 以下フローに基づき津波解析を実施した。
- Kinematic landslideモデルに用いる比高変化分布について、海底地形データから堆積域を含めた比高変化分布を作成できることから、海底地すべり前の地形(復元地形)と海底地すべり地形(現地形)の差から得られる比高変化分布を用いる。また、解析に用いる地すべり伝播速度及びライズタイムについては、二層流モデルによる地すべり挙動に基づき、水位への影響が大きくなるように保守的に設定する。

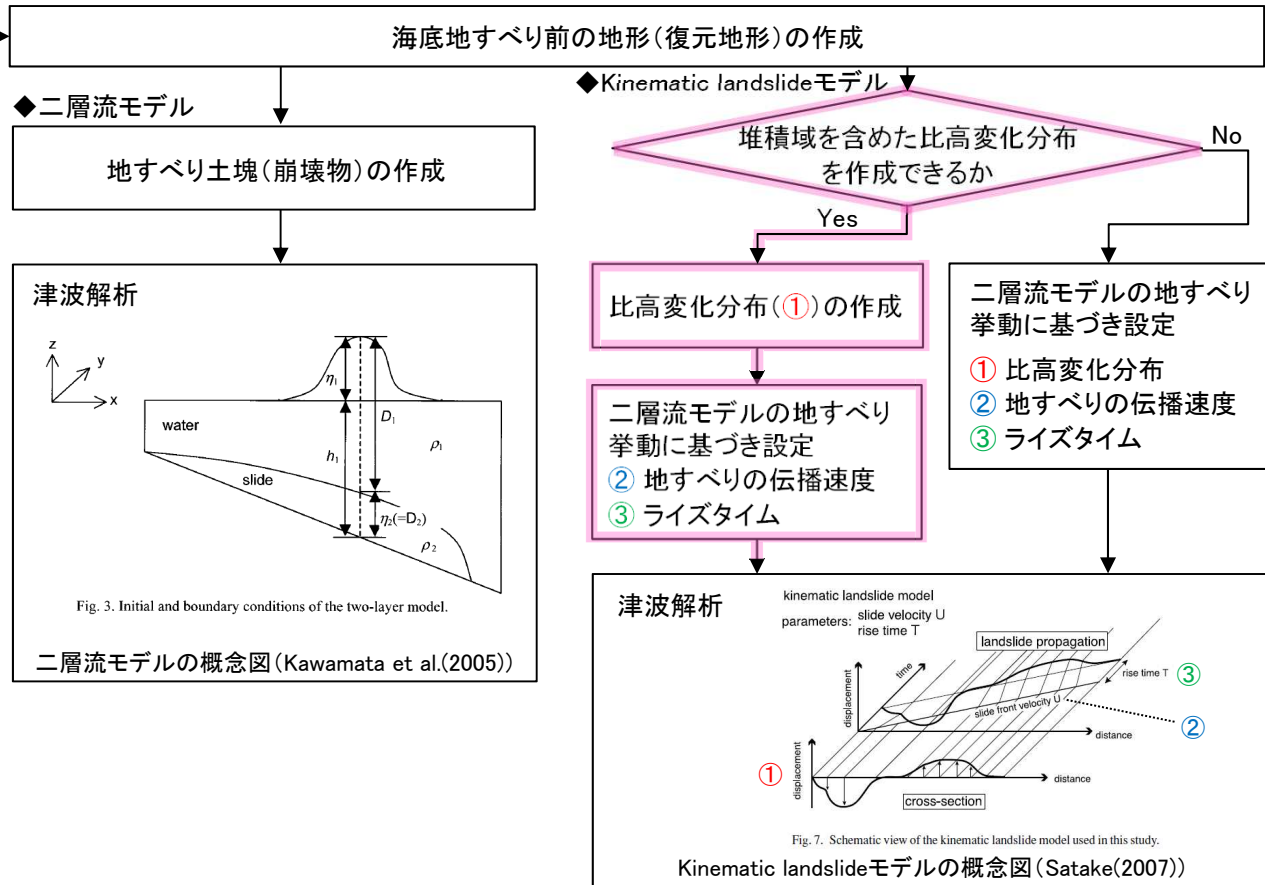
■尻屋崎沖の海底地すべり

- 海底地すべり地形の詳細判読の結果から、海底地すべりの活動に伴う津波はほとんど発生していないと評価した。ただし、発電所の津波高さに及ぼす影響を定量的に確認するため、影響検討として、Kinematic landslideモデルを用いて保守的な条件で津波解析を実施する。

STEP1: 解析対象とする海底地すべりの設定



STEP2: 津波解析



1.4.6 日高舟状海盆の海底地すべり

1.4.6.2 海底地すべり地形の詳細判読に用いたデータ

- 産業技術総合研究所(経済産業省委託事業にて取得)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。

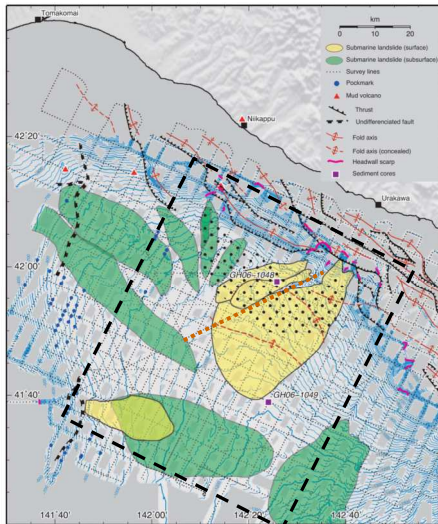
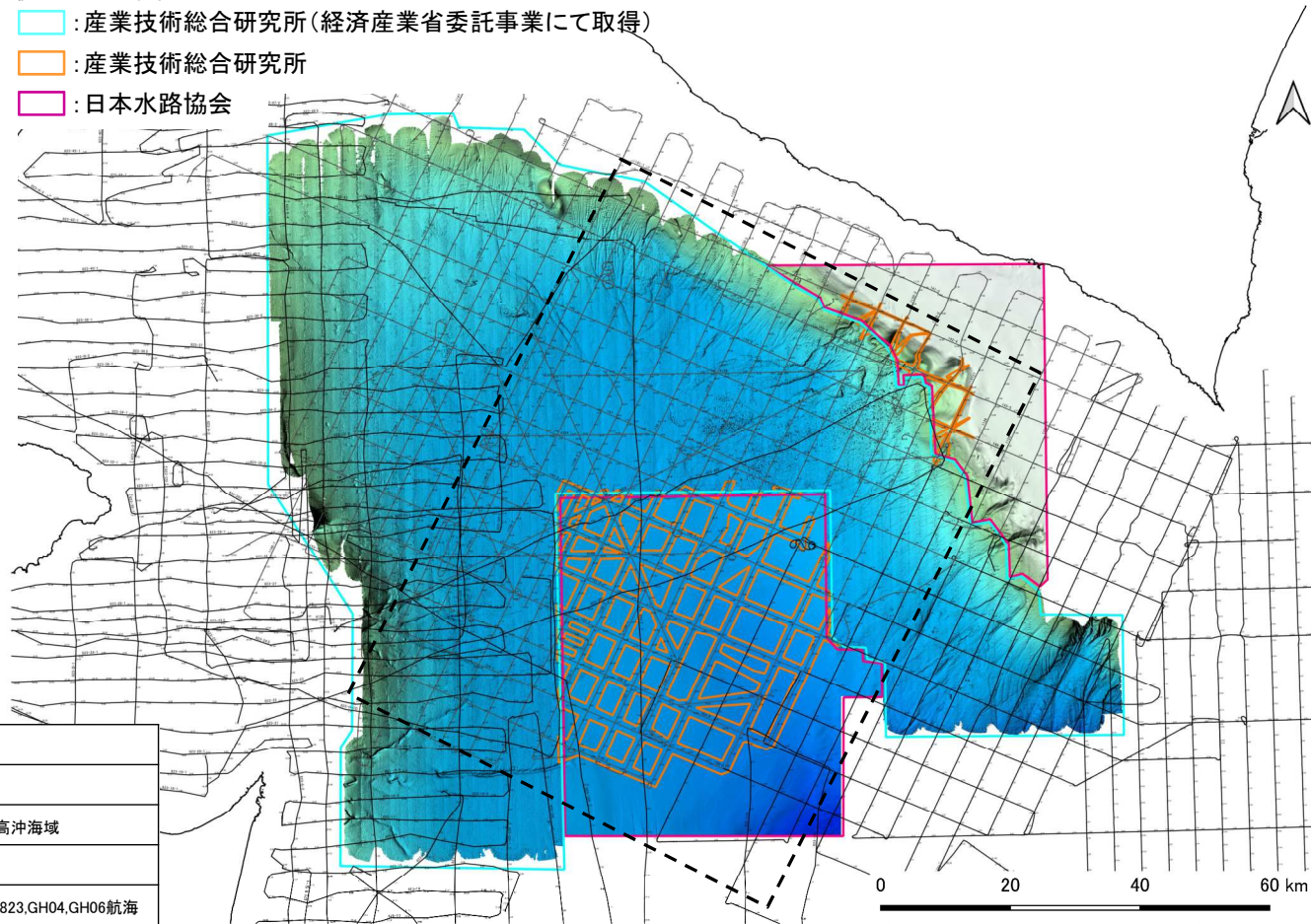


Figure 5. Bathymetry and spatial distribution of MTDs on the surface (yellow) and in the subsurface (green) of the Hidaka Trough. The dotted area indicates the area in which vertically elongate features are concentrated (Figure 10).

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)
- オレンジ枠: 産業技術総合研究所
- 紫枠: 日本水路協会



	使用データ
メタンハイドレート 資源開発研究 コンソーシアム	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 1.4.6 日高舟状海盆の海底地すべり

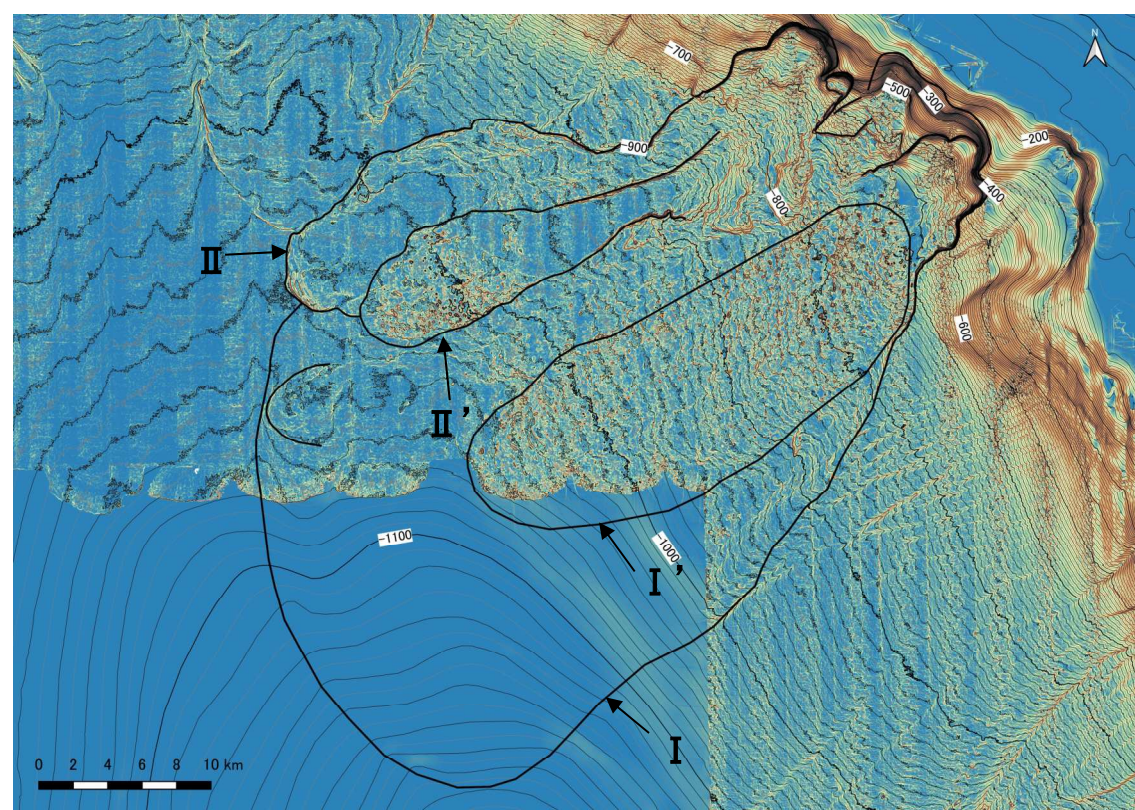
### 1.4.6.3 海底地すべり地形の詳細判読及び津波解析の対象とする海底地すべり

S209

#### ■浦河沖の海底地すべり:海底地すべり地形の詳細判読

- 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判読を実施した※<sup>1</sup>。
- 詳細判読の結果、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。
- 斜面上部の明瞭な滑落崖、音波探査記録から推定されるすべり面の形状及び地すべり土塊内部の複雑な変形から、発生形態は円弧すべり型であり、海底地すべり滑落崖(上流側)の傾斜は5～15°程度、崖上部の水深は約200～400mである。

※1:詳細判読に用いた音波探査記録の詳細については、補足説明資料「V. 地震以外に起因する津波の評価 第3章 3.1 浦河沖の海底地すべり」に記載。



- 【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※<sup>2</sup>】
- ・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

※2:各評価は当社の解釈による

浦河沖の海底地すべりの傾斜量図

## 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 日高舟状海盆の海底地すべり

### 1.4.6.3 海底地すべり地形の詳細判読及び津波解析の対象とする海底地すべり

S209

#### ■ 浦河沖の海底地すべり: 津波解析の対象とする海底地すべり

- Noda et al.(2013)による浦河沖の海底地すべり地形, 当社が詳細判読により求めた海底地すべり地形及び両者の重ね合わせ図を以下に示す。当社が判読した海底地すべり地形は, 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。

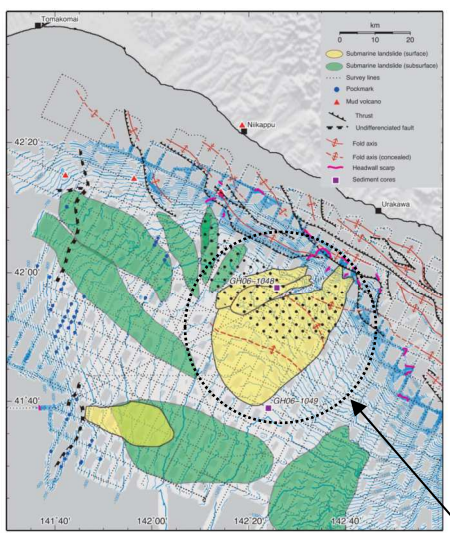
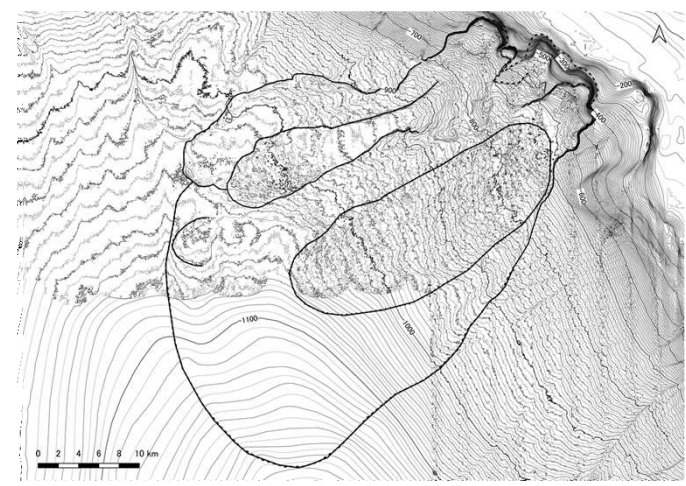
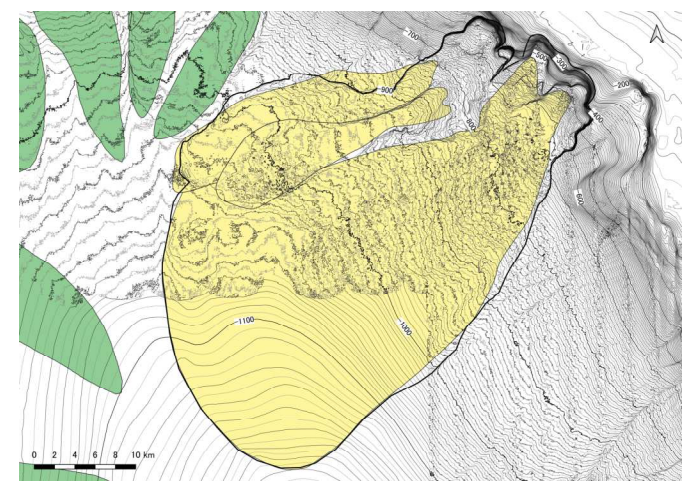


Figure 5. Bathymetry and spatial distribution of MTDs on the surface (yellow) and in the subsurface (green) of the Hidaka Trough. The dotted area indicates the area in which vertically elongate features are concentrated (Figure 10).



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

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)

浦河沖の海底地すべり

## 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

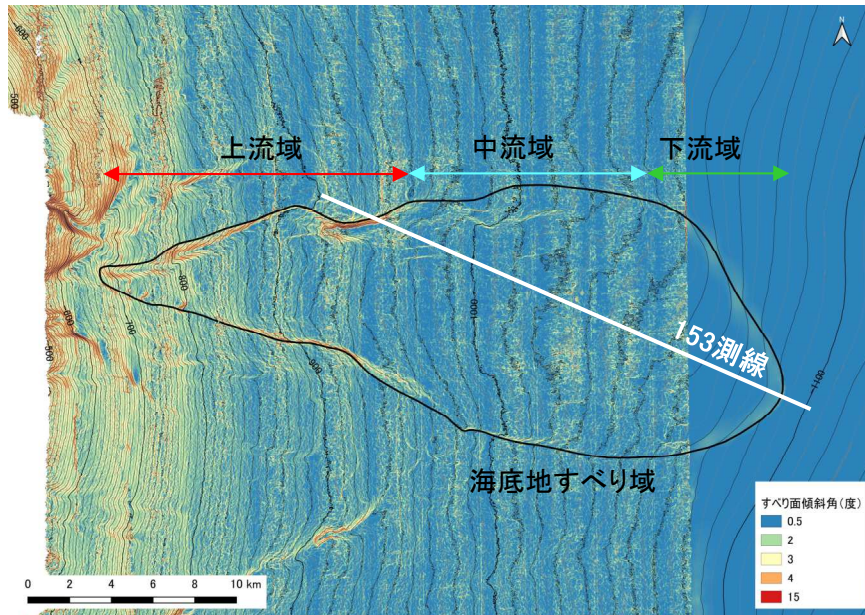
### 1.4.6 日高舟状海盆の海底地すべり

#### 1.4.6.3 海底地すべり地形の詳細判読及び津波解析の対象とする海底地すべり

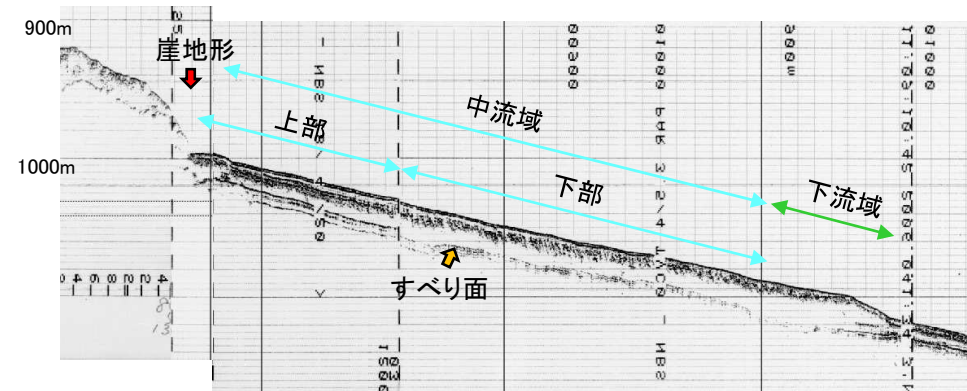
##### ■尻屋崎沖の海底地すべり:海底地すべり地形の詳細判読(1/2)

- Noda et al.(2013)が指摘する尻屋崎沖の海底地すべりについて、同海域で取得されている海底地形データ及び音波探査記録を用いて、海底地すべり地形の判読を実施した\*。
- 海底地すべりの上流域には比高約20~30mの崖地形、下流域には比高約10m程度のマウンド状の微高地が認められ、全体の地形は概ね平滑で、崩落岩塊を示唆するような小起伏群(流れ山)は認められない。
- 中流域から下流域に認められる地すべり土塊の堆積構造(内部構造)について、中流域(上部)では成層構造が認められ、中流域(下部)には堆積構造の乱れ、下流域では地すべり土塊の移動に伴う圧縮変形による隆起地形が見られる。
- Noda et al.(2013)は、「音波探査記録より、同地すべりは土石流(debris flow)や濁流(turbidity currents)に発展していないようである」としていることも踏まえると、尻屋崎沖の海底地すべりの発形態は、並進すべり型であり、厚さ約15~25mの板状の地すべり土塊が、0.2~0.3°程度の極めて緩やかに傾斜した層理面をすべり面として、東~南東方向に数100~1000m程度移動した(スライドした)ものと考えられる。

※:詳細判読に用いた音波探査記録の詳細については、補足説明資料「V. 地震以外に起因する津波の評価 第3章 3.2 尻屋崎沖の海底地すべり」に記載。



尻屋崎沖の海底地すべり地形



尻屋崎沖の海底地すべりの音波探査記録(153測線)

1.4.6 日高舟状海盆の海底地すべり

1.4.6.3 海底地すべり地形の詳細判読及び津波解析の対象とする海底地すべり

■ 尻屋崎沖の海底地すべり:海底地すべり地形の詳細判読(2/2)

- Noda et al.(2013)による尻屋崎沖の海底地すべり地形, 当社が詳細判読した海底地すべり地形及び両者の重ね合わせ図を以下に示す。当社が判読した海底地すべり地形は, Noda et al.(2013)に示される海底地すべり形状と整合的である。

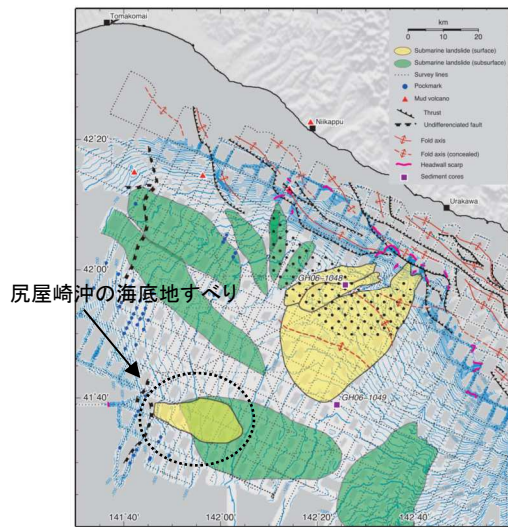
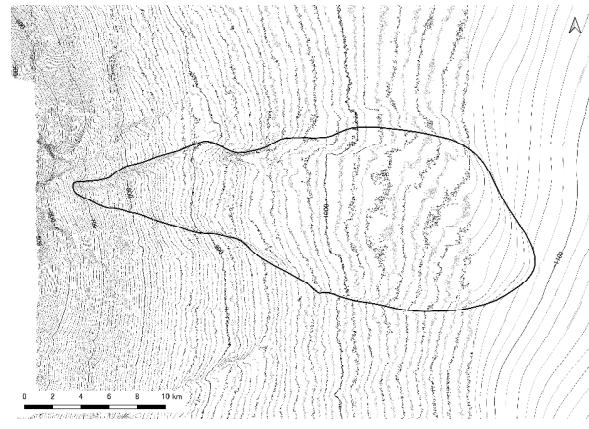
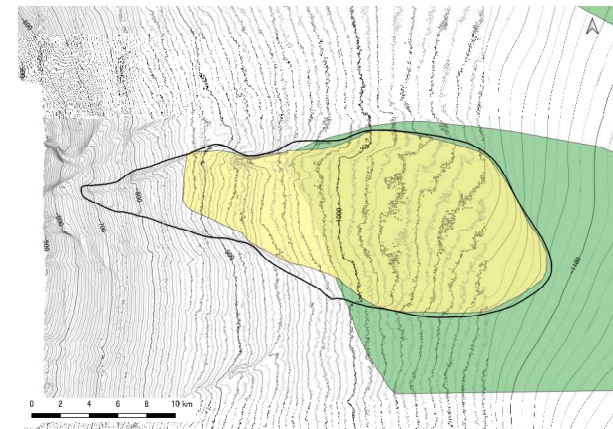


Figure 5. Bathymetry and spatial distribution of MTDs on the surface (yellow) and in the subsurface (green) of the Hidaka Trough. The dotted area indicates the area in which vertically elongate features are concentrated (Figure 10).

Noda et al.(2013)による  
尻屋崎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尻屋崎沖の海底地すべり地形



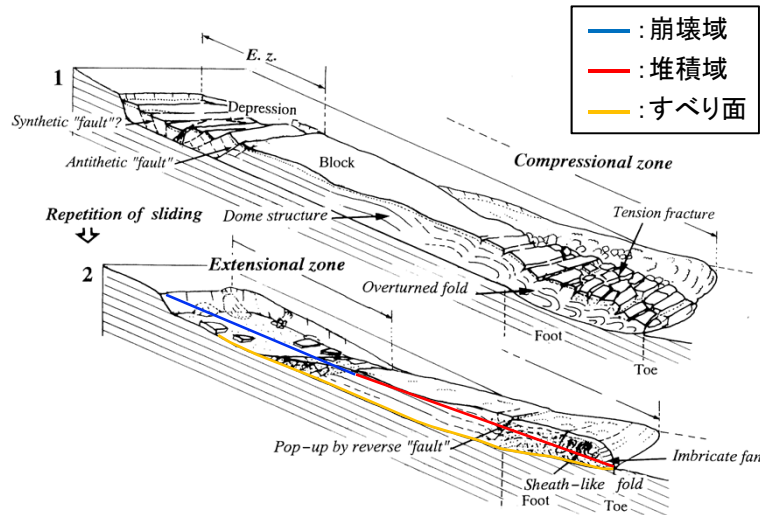
Noda et al.(2013)による海底地すべり地形と当社が  
詳細判読した海底地すべり地形の重ね合わせ図

1.4.6 日高舟状海盆の海底地すべり

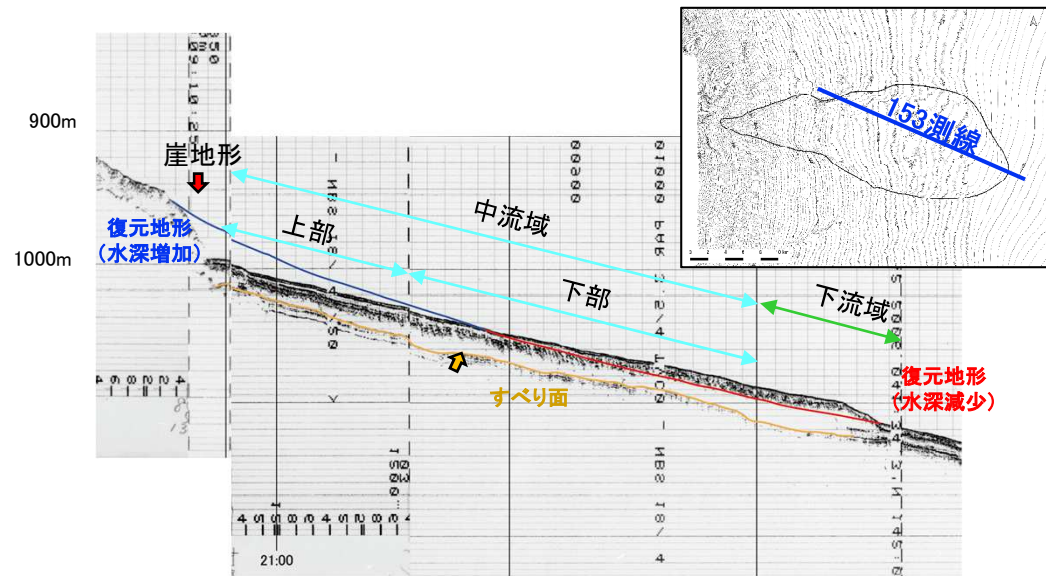
1.4.6.3 海底地すべり地形の詳細判読及び津波解析の対象とする海底地すべり

■ 尻屋崎沖の海底地すべり: 津波解析の対象とする海底地すべり

- 田近(1995)は、陸上地すべりを対象に、繰り返し滑動してきた地すべり(左下図2)と新たに滑動した地すべり(左下図1)の地すべり地形、地すべり堆積物の構成及び内部の変形構造の比較から、並進すべりの発達過程を明らかにしている。それによると、上流域に崩壊域、中流域に移動体、下流域に圧縮性構造を有する地すべりは、地すべり土塊の繰り返しの移動により形成されたとしている。また、陸上地すべりと海底地すべりの形成過程には共通性があるとしている。
- 尻屋崎沖の海底地すべり地形及び内部構造は、田近(1995)が明らかにした流れ盤斜面における地すべりと概ね一致していることから、尻屋崎沖の海底地すべりは、地すべり土塊の繰り返しの移動により形成された可能性が考えられる。
- また、尻屋崎沖の海底地すべりのすべり面の傾斜は $0.2\sim 0.3^\circ$ 程度と極めて緩く、地すべりの発生水深も約700~1100mと深いことを踏まえれば、尻屋崎沖の海底地すべりに伴う津波はほとんど発生していないと考えられる。



流れ盤斜面における地すべり(並進すべり)の内部構造及び発達過程の模式図 (田近(1995)に一部加筆)



尻屋崎沖の海底地すべり部の音波探査記録(153測線)

以上から、尻屋崎沖の海底地すべりが発電所の津波高さに与える影響は極めて小さいと考えられる\*。

\*: 発電所の津波高さに及ぼす影響を定量的に確認するため、津波高さに影響がある水深効果を考慮せず、また、地すべりの伝播速度及びライズタイムを任意に設定できるKinematic landslideモデルを用いて、保守的な条件設定で津波解析を実施した。詳細は、補足説明資料「V. 地震以外に起因する津波の評価 第3章 3.2 尻屋崎沖の海底地すべり」に記載。

1.4.6 日高舟状海盆の海底地すべり 1.4.6.4 浦河沖の海底地すべり

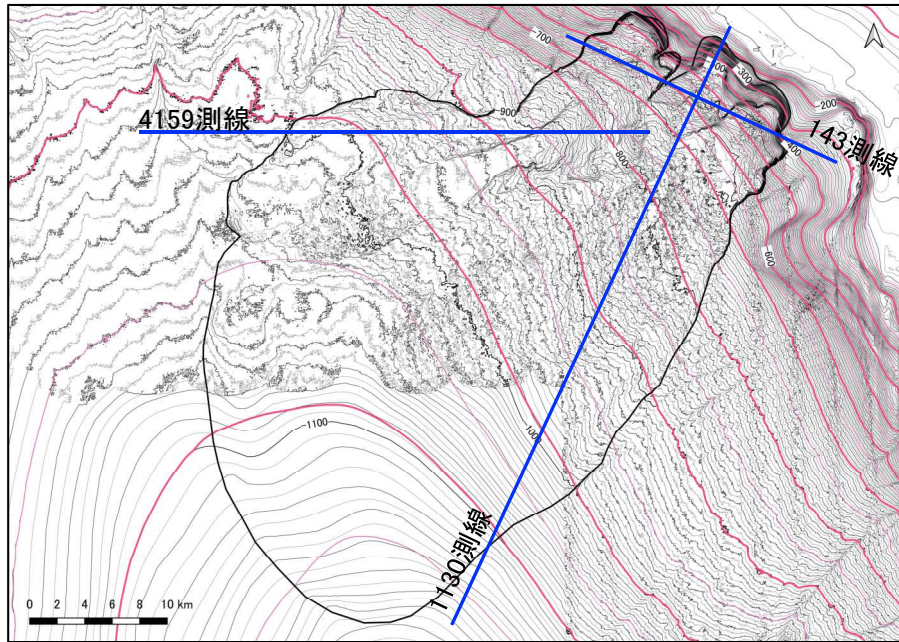
第1027回審査会合(R4.1.28)  
資料1-1 p384 再掲

S209

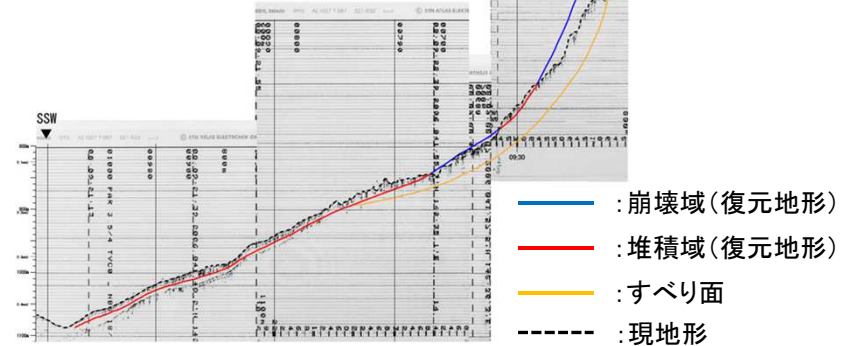
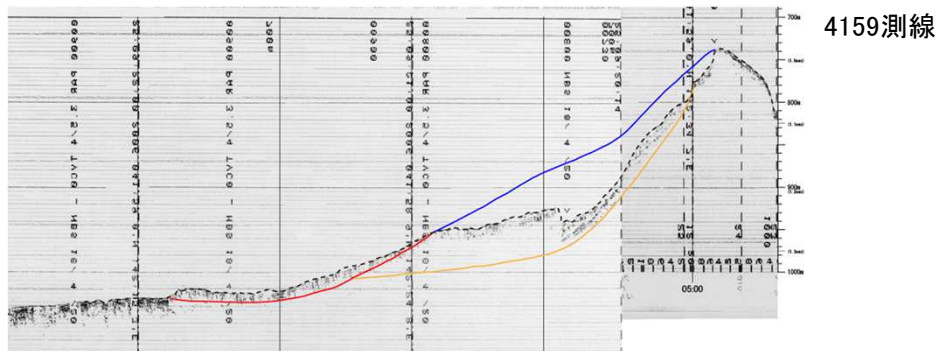
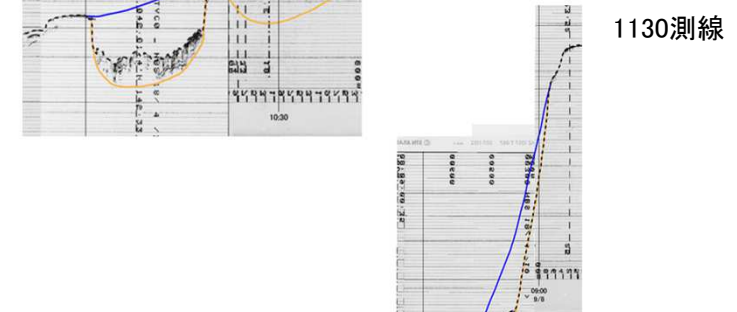
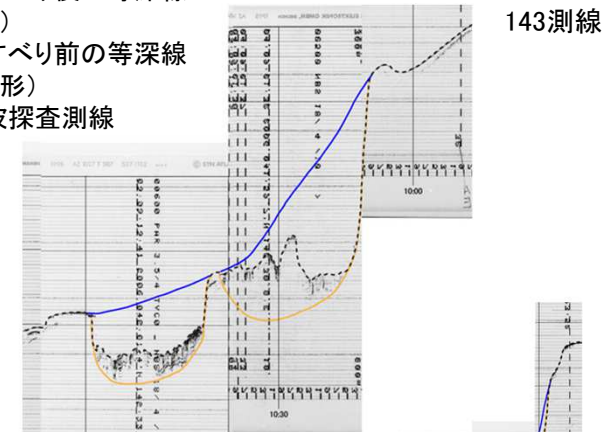
■海底地すべり前の地形(復元地形)の作成(1/2)

- 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



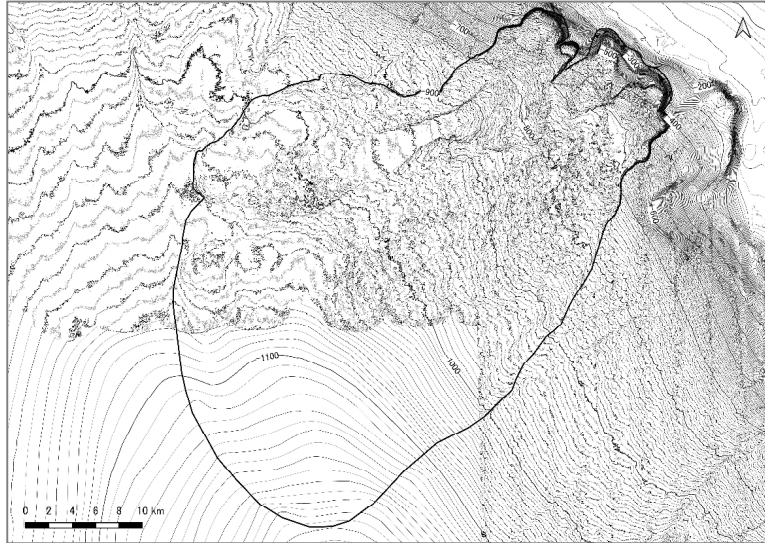


II. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊 1.4 海底地すべりに起因する津波の評価  
1.4.6 日高舟状海盆の海底地すべり 1.4.6.4 浦河沖の海底地すべり

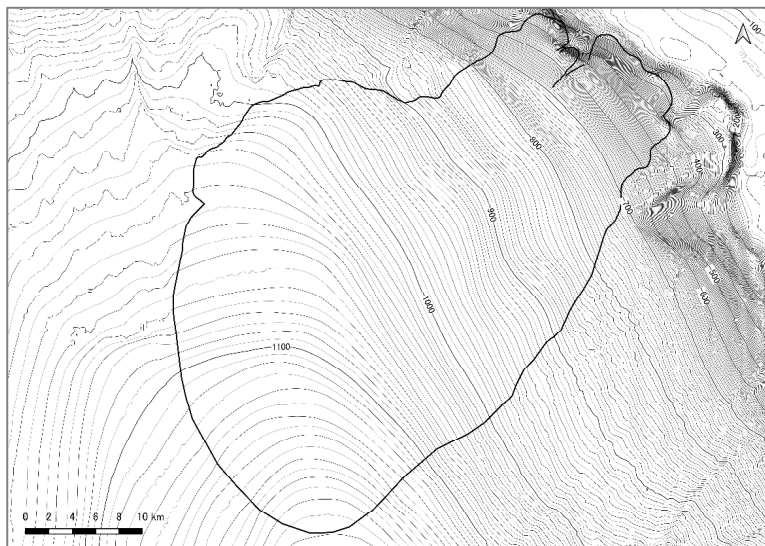
■海底地すべり前の地形(復元地形)の作成(2/2)

- ・ 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。

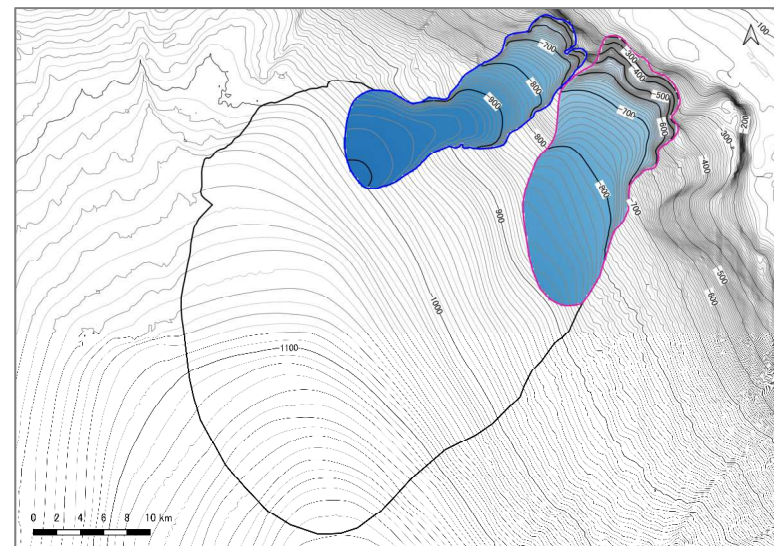
海底地すべり地形(現地形)



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)



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 日高舟状海盆の海底地すべり 1.4.6.4 浦河沖の海底地すべり

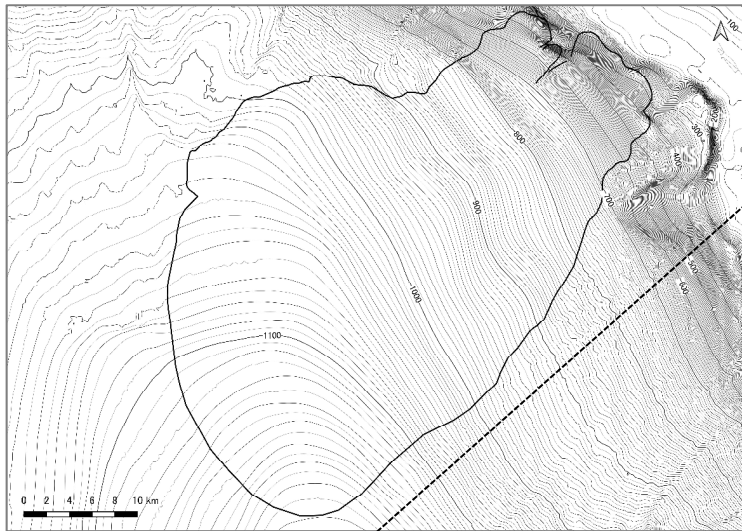
第1027回審査会合 (R4.1.28)  
 資料1-1 p386 再掲

S209

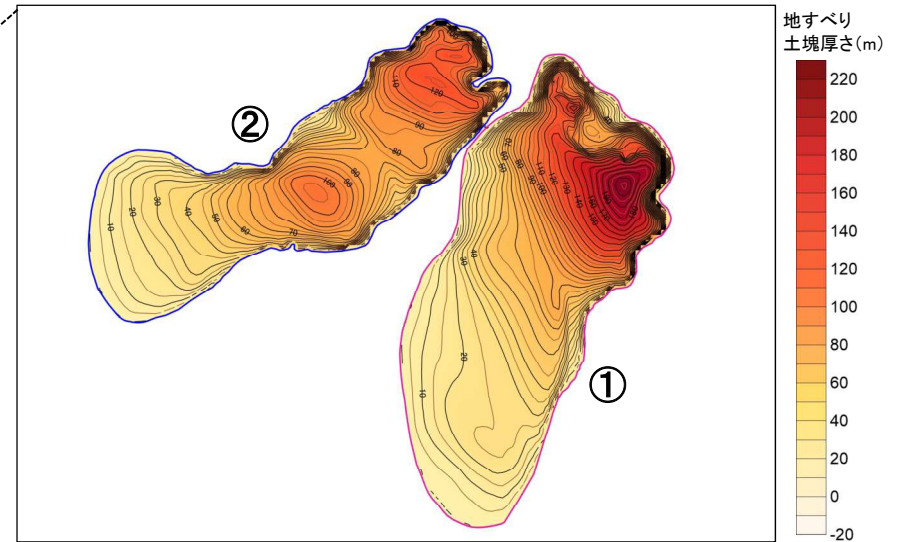
■二層流モデルに用いる地すべり土塊(崩壊物)の作成

- 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。

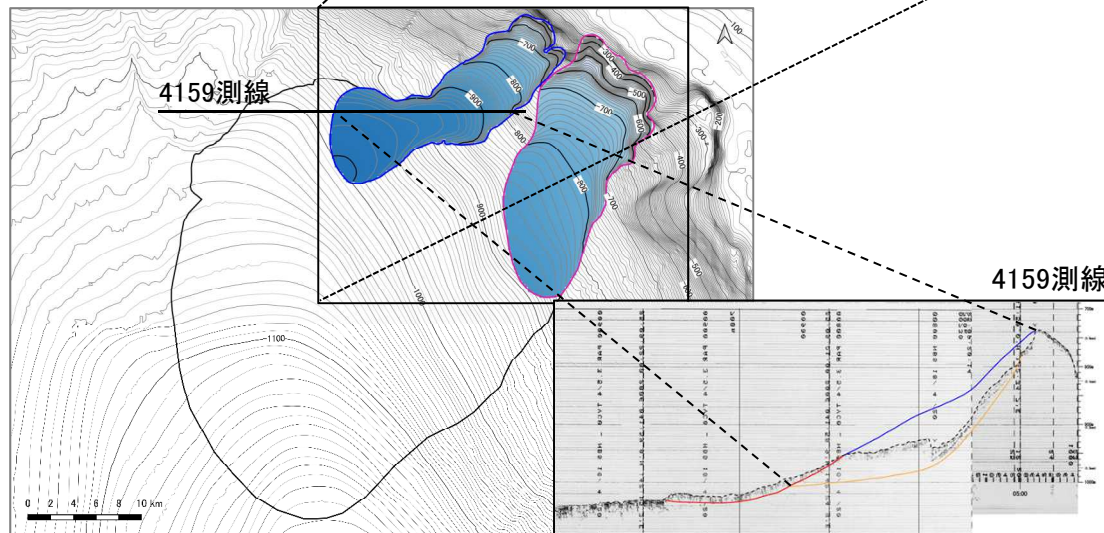
海底地すべり前の地形(復元地形)(A)



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 <sup>3</sup> )	10.0	7.6

- (Blue line) : 崩壊域(復元地形)
- (Red line) : 堆積域(復元地形)
- (Yellow line) : すべり面
- - - (Dashed line) : 現地形

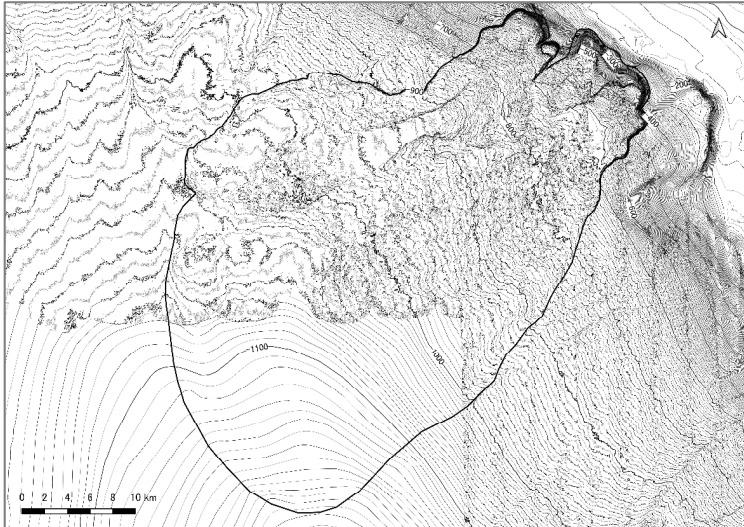
II. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊 1.4 海底地すべりに起因する津波の評価  
1.4.6 日高舟状海盆の海底地すべり 1.4.6.4 浦河沖の海底地すべり

第1027回審査会合 (R4.1.28)  
資料1-1 p387 再掲

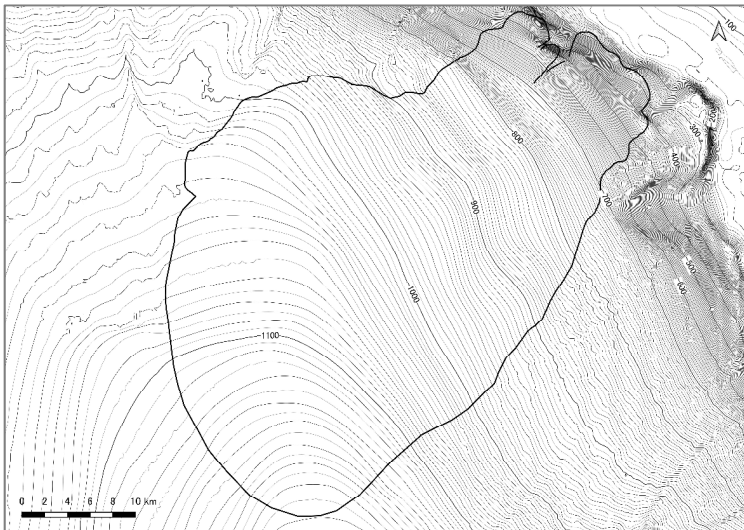
■ Kinematic landslideモデルに用いる比高変化分布の作成

- 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。

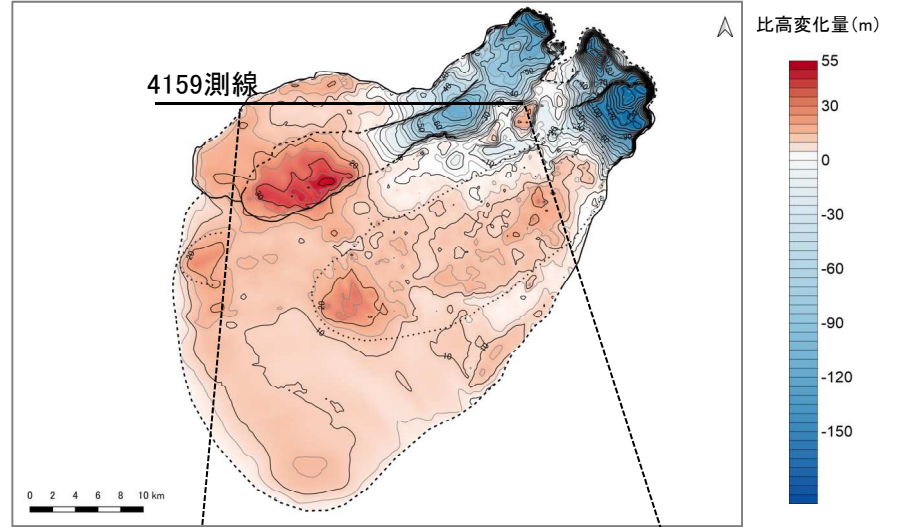
海底地すべり地形(現地形) (A)



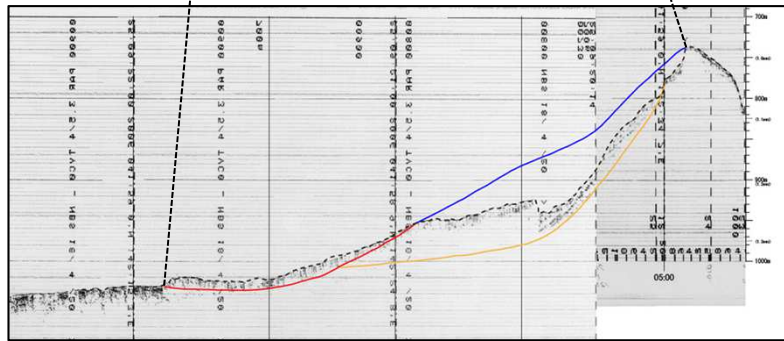
海底地すべり前の地形(復元地形) (B)



比高変化分布(A-B)



4159測線



- (Blue) : 崩壊域(復元地形)
- (Red) : 堆積域(復元地形)
- (Yellow) : すべり面
- - - (Dashed) : 現地形

## 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

### 1.4.6 日高舟状海盆の海底地すべり 1.4.6.4 浦河沖の海底地すべり

第1027回審査会合 (R4.1.28)  
資料1-1 p388 再掲

S209

#### ■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 $\rho_1$ (g/cm <sup>3</sup> )	1.03	一般値
崩壊物の密度 $\rho_2$ (g/cm <sup>3</sup> )	1.34	Noda et al.(2013)
上層(水)の海底摩擦 (m <sup>-1/3</sup> ・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 <sup>-1/3</sup> ・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】

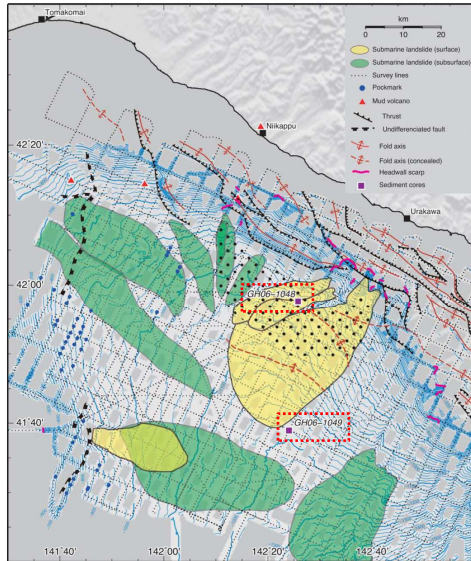


Figure 5. Bathymetry and spatial distribution of MTDs on the surface (yellow) and in the subsurface (green) of the Hidaka Trough. The dotted area indicates the area in which vertically elongate features are concentrated (Figure 10).

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

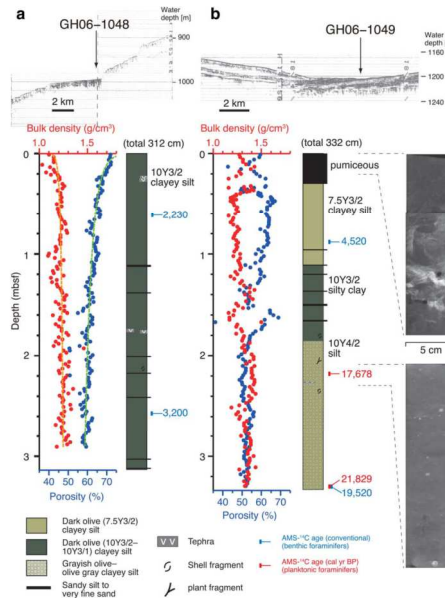


Figure 12. Description, porosity, bulk density, and soft X-radiographs of sediment cores GH06-1048 and 1049. The sampling locations are shown on the SBP records and Figures 2 and 5. Orange and green dashed lines in GH06-1048 are approximated from equations (2) and (3), respectively.

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/cm<sup>3</sup>)に設定。

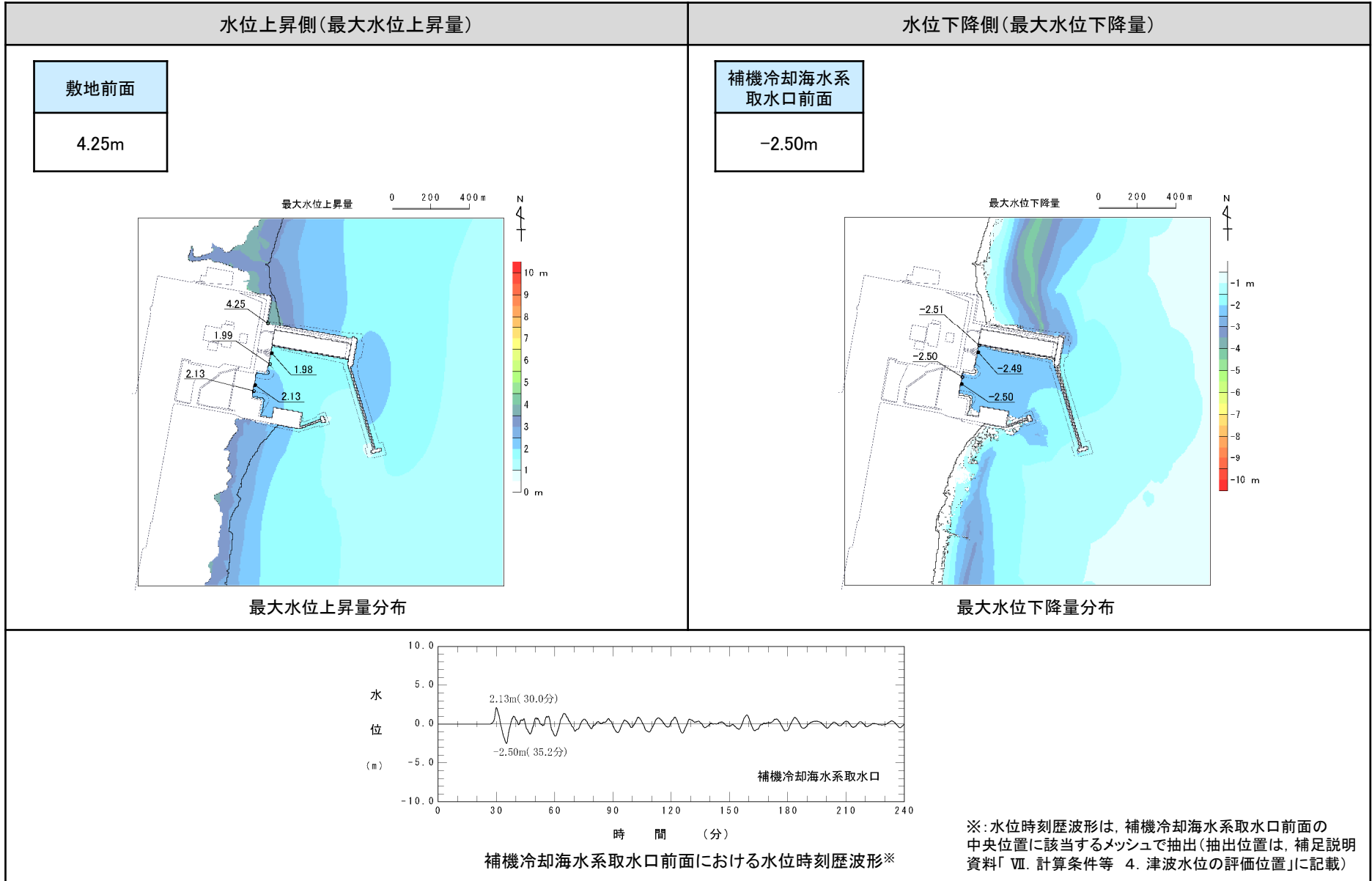
II. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊 1.4 海底地すべりに起因する津波の評価

1.4.6 日高舟状海盆の海底地すべり 1.4.6.4 浦河沖の海底地すべり

第1027回審査会合 (R4.1.28)  
資料1-1 p389 再掲

S209

■津波解析(二層流モデル):解析結果



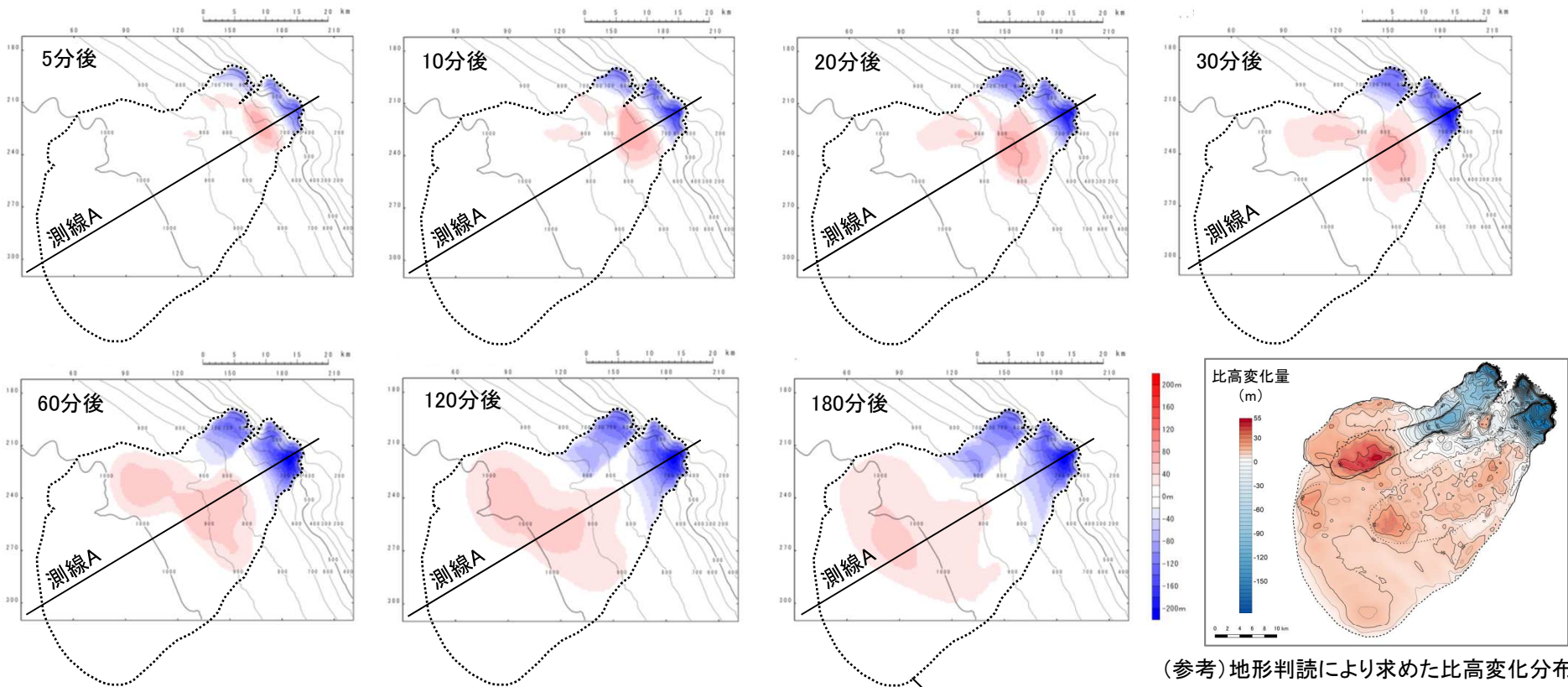
1.4.6 日高舟状海盆の海底地すべり

1.4.6.4 浦河沖の海底地すべり

■津波解析 (Kinematic landslideモデル): パラメータの設定 (1/2)

- ・ 解析に用いる地すべり伝播速度, ライズタイムは, 二層流モデルによる地すべり挙動に基づき, 水位への影響が大きくなるように保守的に設定する。
- ・ 二層流モデルから得られる地すべり発生5分後~180分後の地すべり挙動(スナップショット)を以下に示す。これから, 崩壊域は地すべり発生30分後, 堆積域については地すべり発生180分後に概ね形成されることを踏まえ, 堆積域の比高変化量が大きい地すべり発生30分後の比高変化分布を用いる。

【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)】



地形判読により求めた海底地すべり範囲

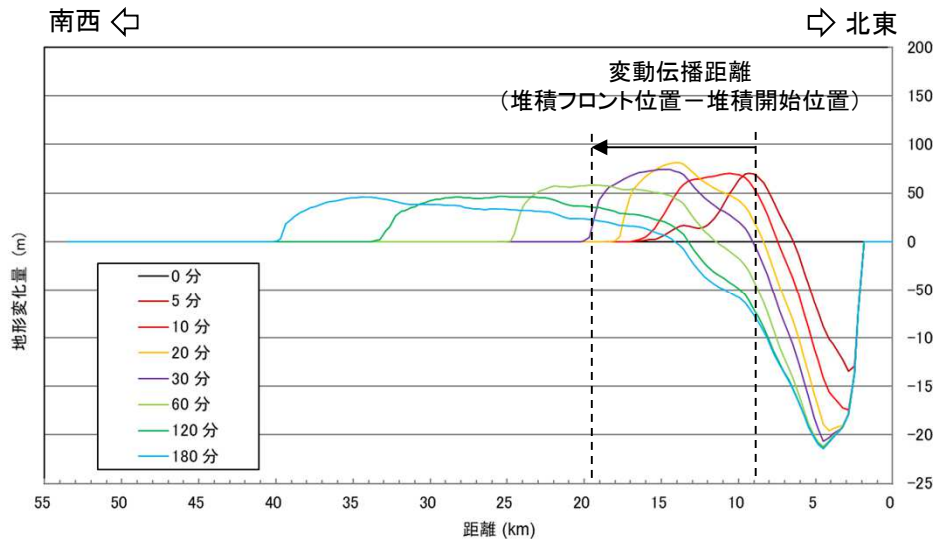
1.4.6 日高舟状海盆の海底地すべり

1.4.6.4 浦河沖の海底地すべり

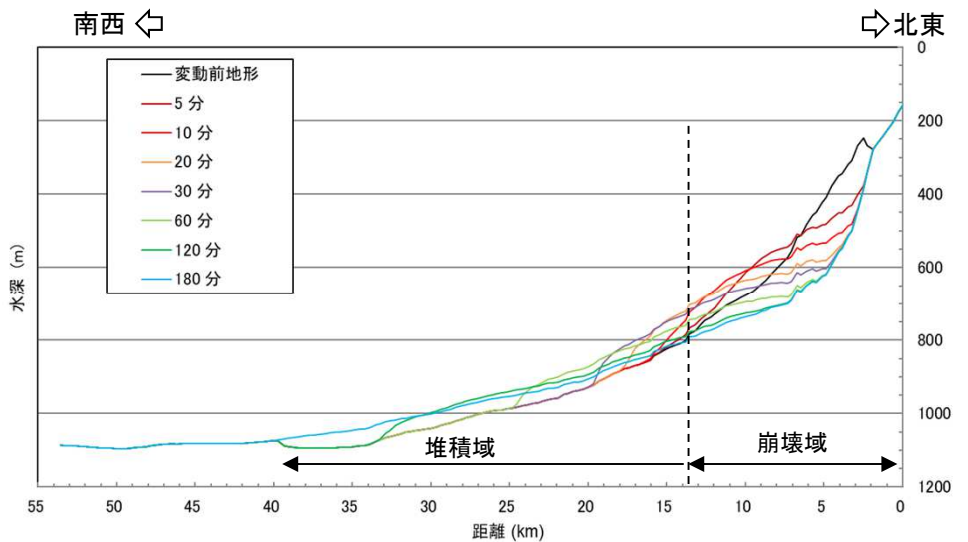
■津波解析 (Kinematic landslideモデル) : パラメータの設定 (2/2)

- 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)】



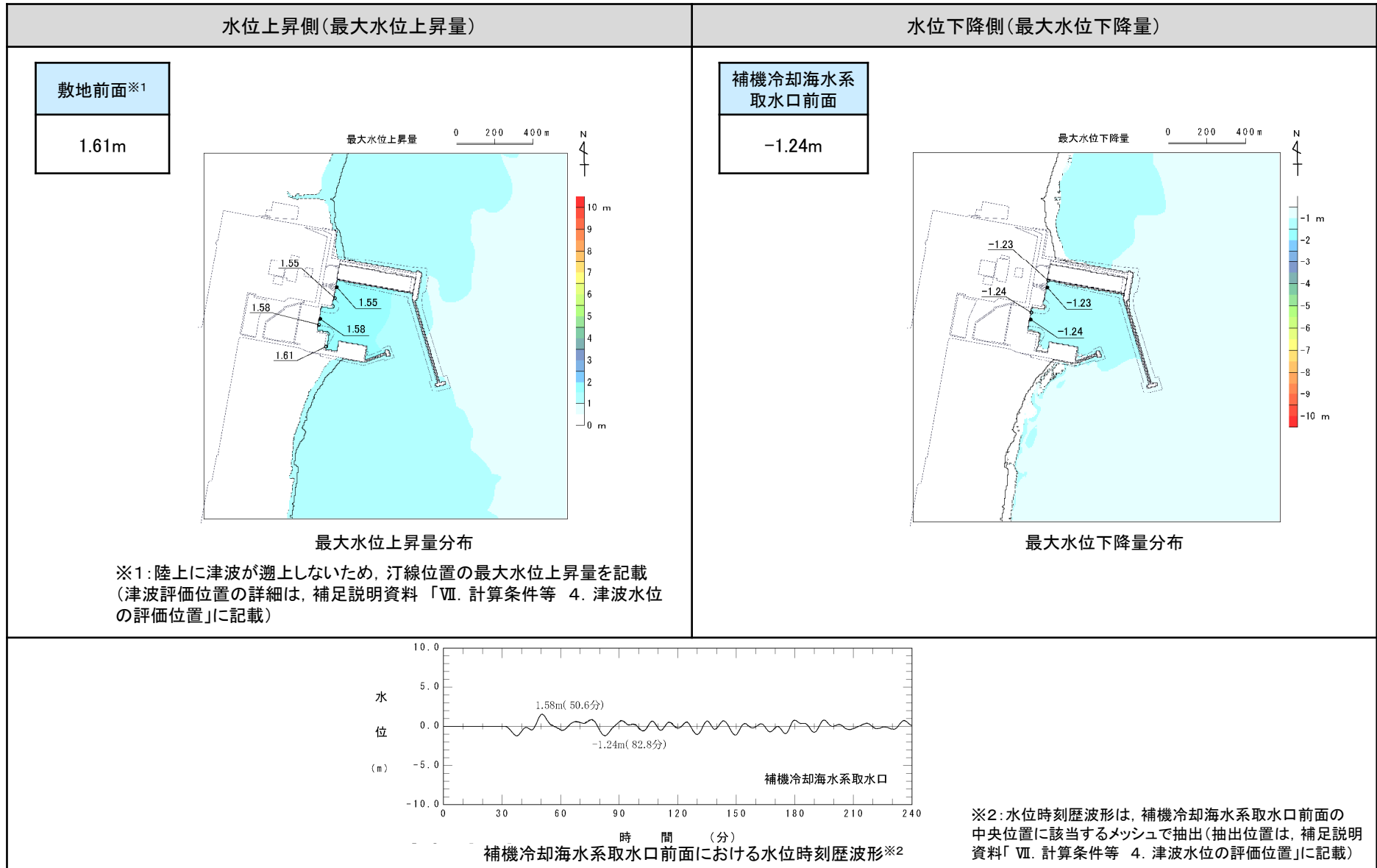
地すべり伝播速度  
 = 変動伝播距離 (堆積フロント位置 - 堆積開始位置) ÷ 伝播時間  
 = 10.72km ÷ 1800s = 5.95m/s ≒ 6m/s



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

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 日高舟状海盆の海底地すべり 1.4.6.5 浦河沖の海底地すべり

■津波解析 (Kinematic landslideモデル) : 解析結果





1.4.6 日高舟状海盆の海底地すべり

第1027回審査会合 (R4.1.28)  
資料1-1 p394 再掲

1.4.6.4 浦河沖の海底地すべり

■津波解析:まとめ

- 日高舟状海盆の海底地すべりのうち浦河沖の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 <sup>※1</sup>	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 <sup>※2</sup> を下回る時間(分)
日高舟状海盆 (浦河沖)	二層流モデル	-2.50	— <sup>※3</sup>
	Kinematic landslideモデル	-1.24	— <sup>※3</sup>

※2:補機冷却海水系取水設備の詳細は, 補足説明資料「Ⅶ. 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。

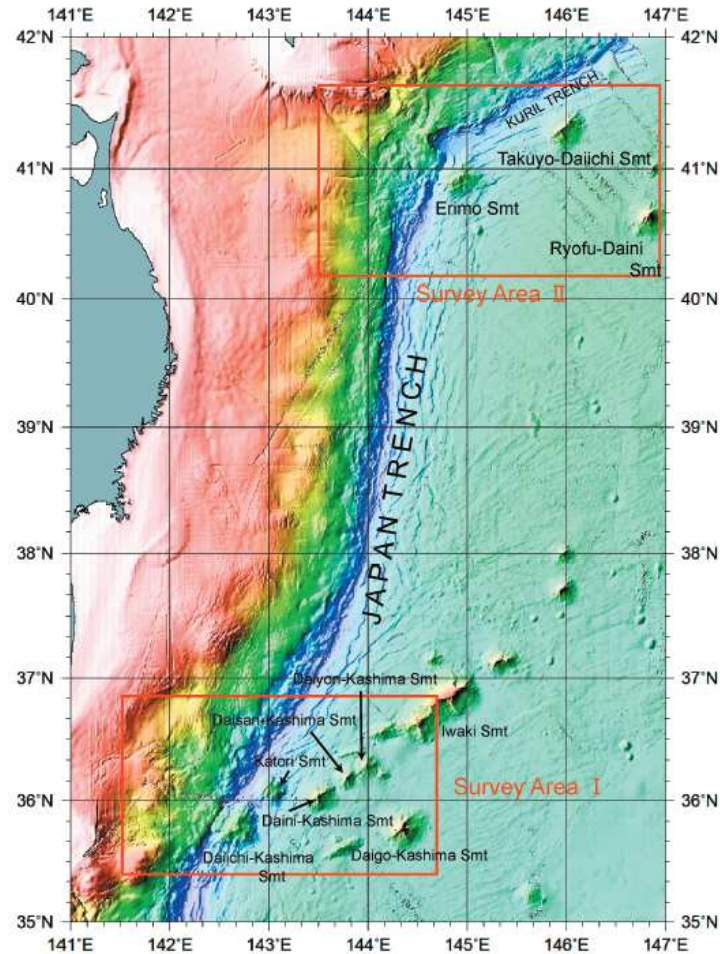
## II. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊 1.4 海底地すべりに起因する津波の評価

### 1.4.7 日本海溝付近における海山付近の海底地すべり

第1027回審査会合 (R4.1.28)  
資料1-1 p395 再掲

#### ■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))。



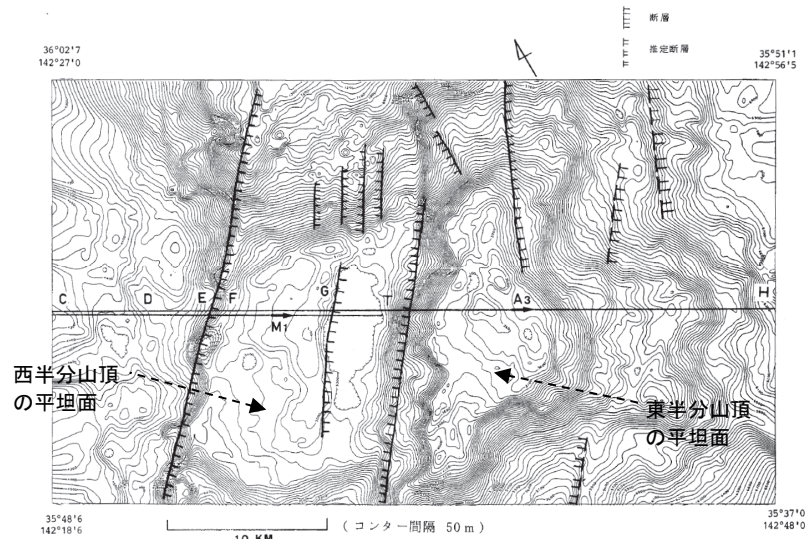
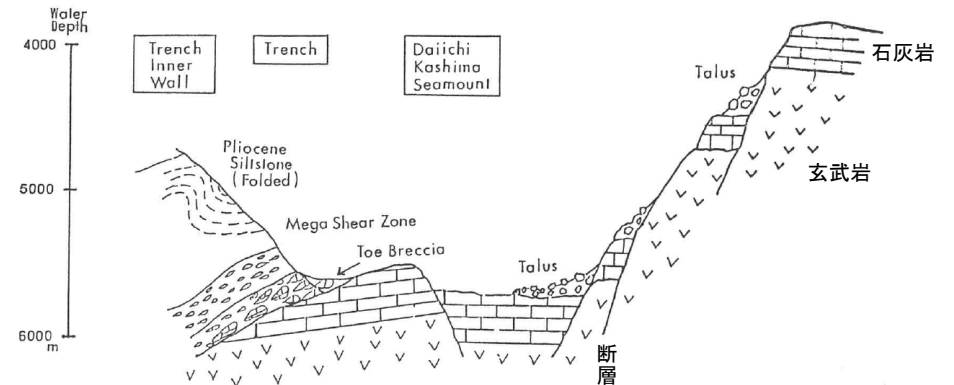
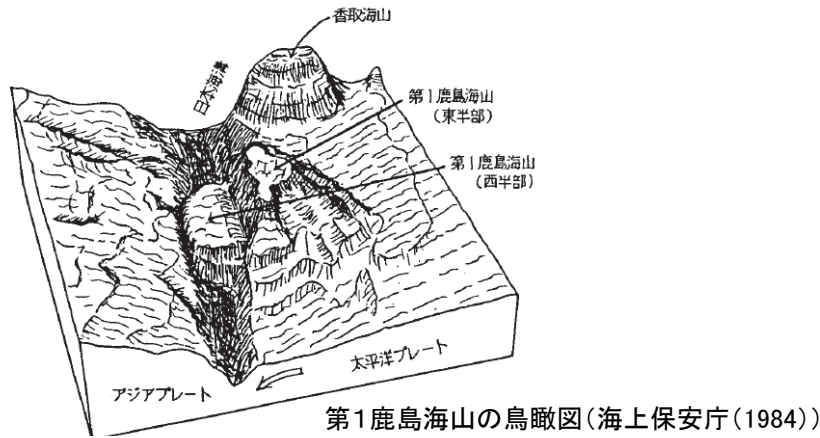
※: 赤枠は、海上保安庁が2006年9月から10月にかけて精密地殻構造探査を実施した範囲。

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  
 1.4.7 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)

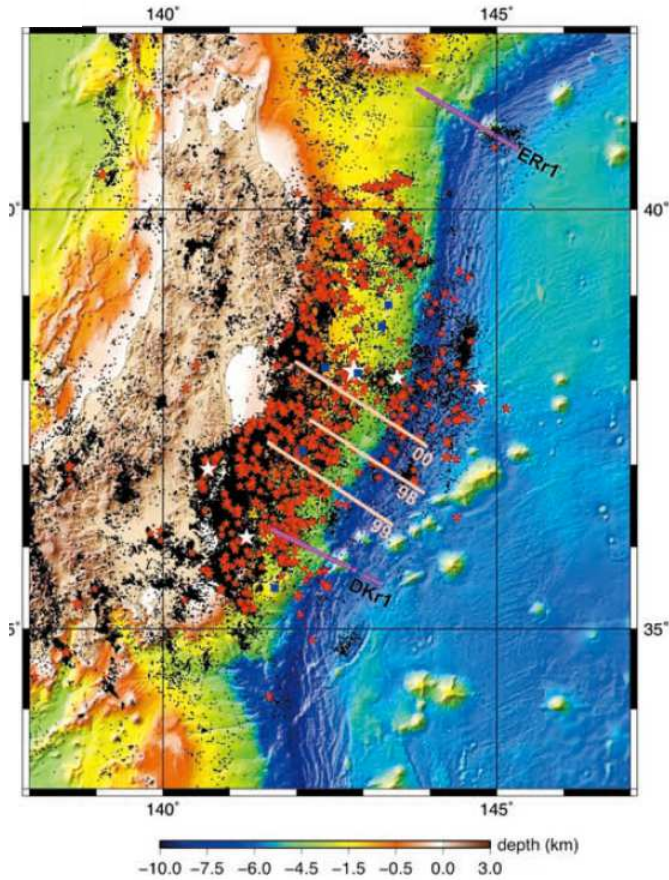
- 第1鹿島海山付近には海溝軸とほぼ平行な断層がいくつか認められる。第1鹿島海山は1つの正断層により東西に二分され、西半分が海溝に沈みこんでいる(海上保安庁(1984), 大島ほか(1985), 藤岡・平(1987))。
- 東半分山頂の平坦面の水深は約3600m, 西半分山頂の平坦面の水深は約5200mであり、その急斜面(比高:約1600m, 傾斜:30度から45度)の下部には、断層による海山の崩壊に伴う石灰岩や玄武岩の堆積物が存在する(大島ほか(1985), 藤岡・平(1987))。



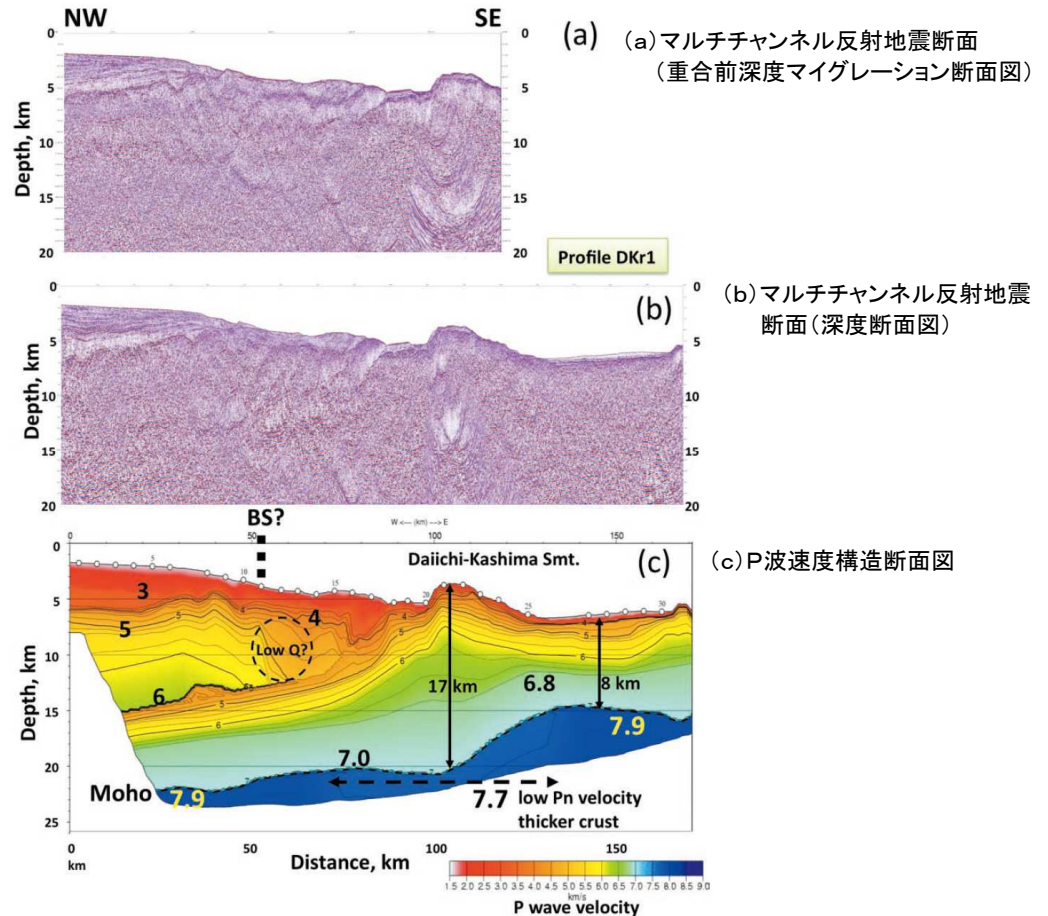
1.4.7 日本海溝付近における海山付近の海底地すべり

■ 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。



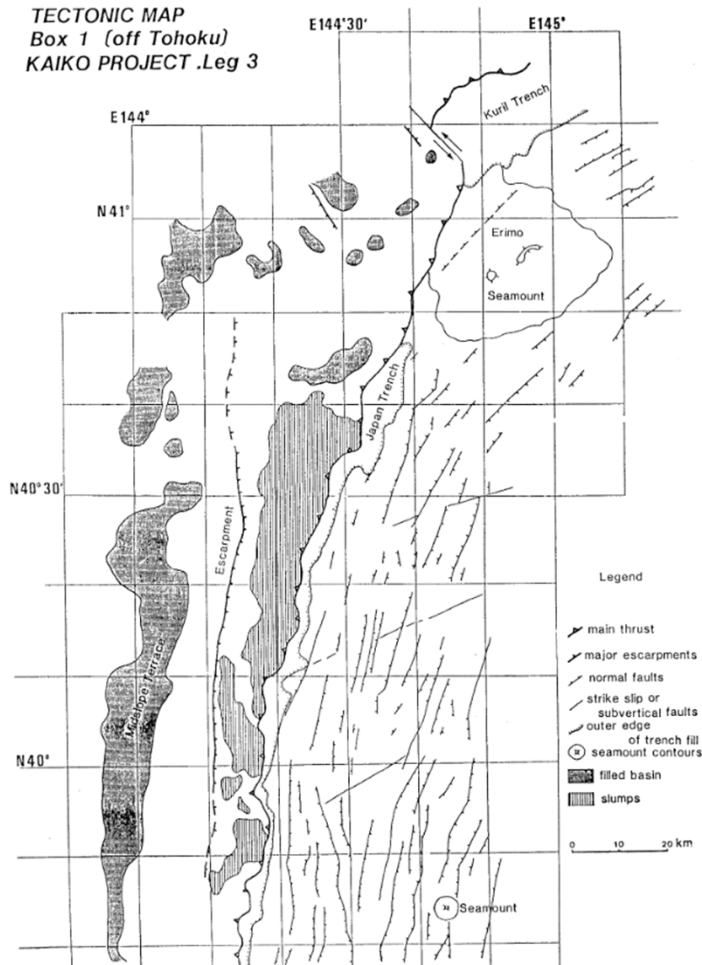
第1鹿島海山を横断する地震学的構造  
(西澤(2012))

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。

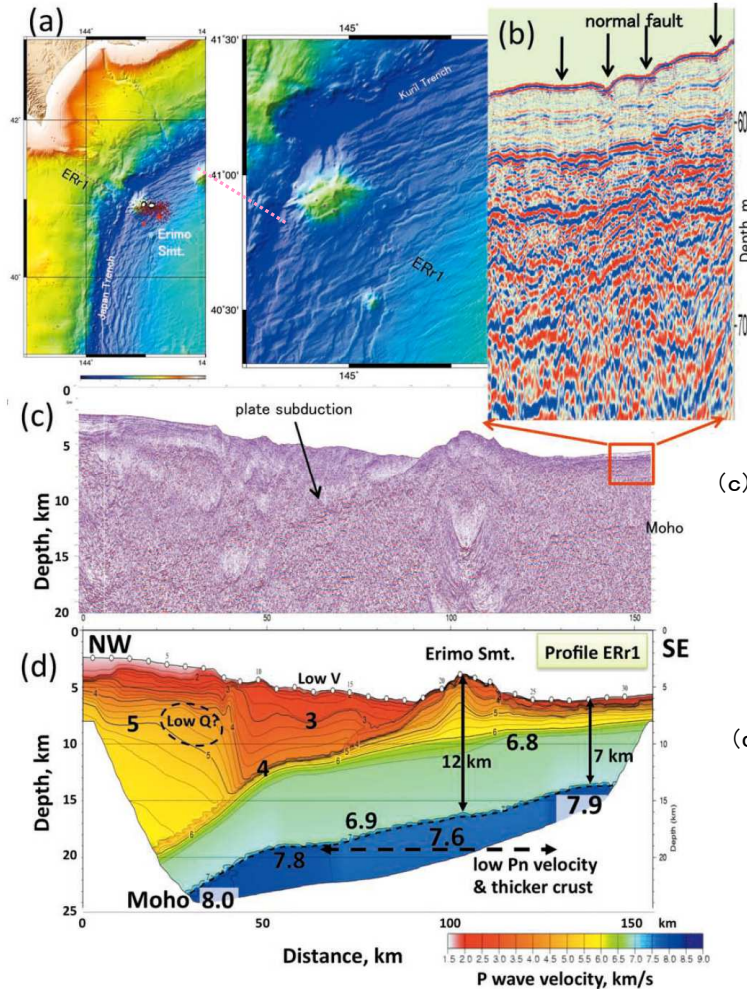
### 1.4.7 日本海溝付近における海山付近の海底地すべり

#### ■ 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

### 1.4.7 日本海溝付近における海山付近の海底地すべり

第1027回審査会合(R4.1.28)  
資料1-1 p399 再掲

#### ■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。

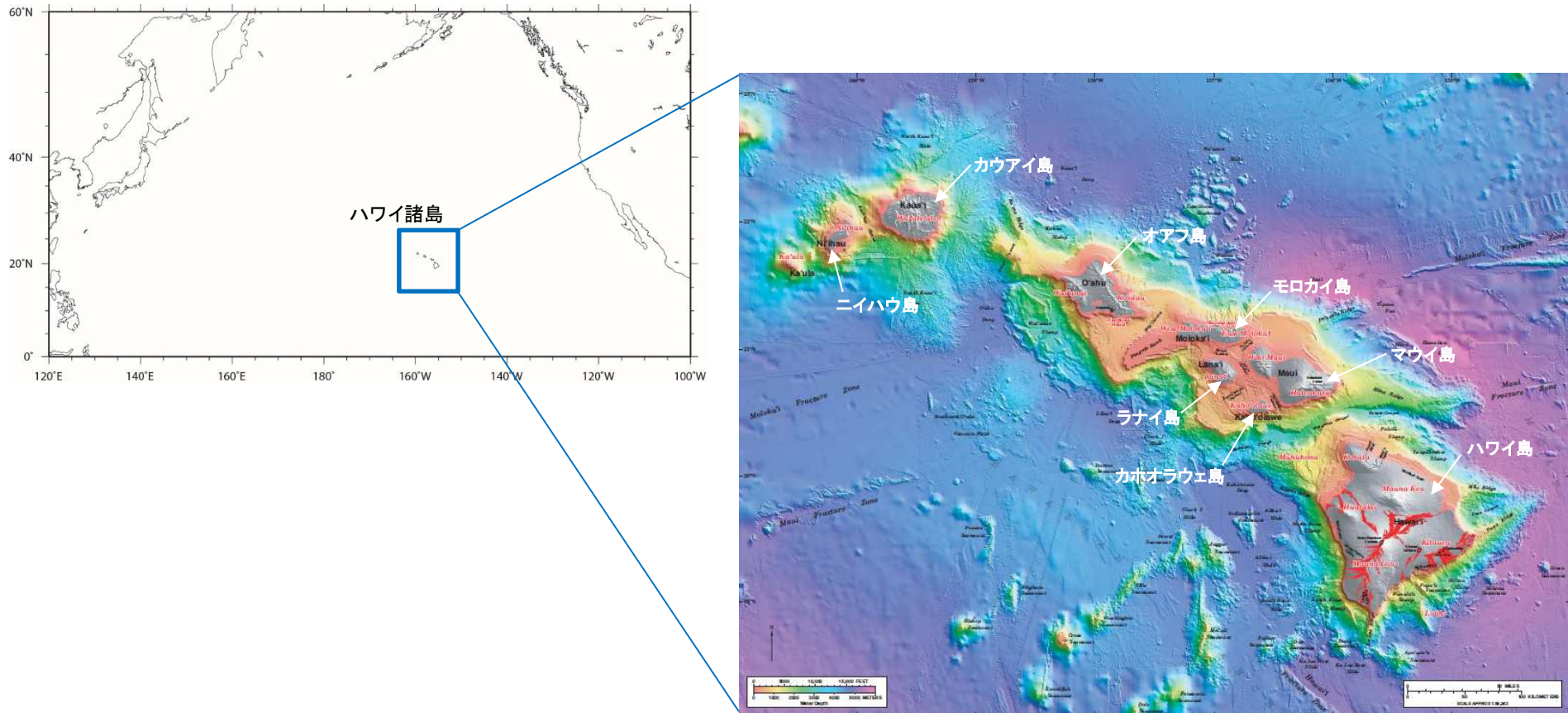
## II. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊 1.4 海底地すべりに起因する津波の評価

### 1.4.8 ハワイ付近の海底地すべり

第1027回審査会合 (R4.1.28)  
資料1-1 p400 再掲

#### ■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

1.4.8 ハワイ付近の海底地すべり

第1027回審査会合(R4.1.28)  
資料1-1 p401 再掲

■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)

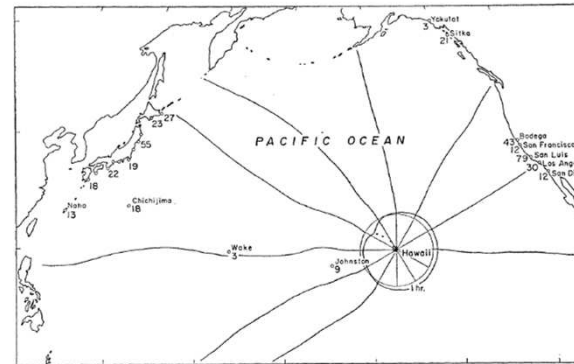
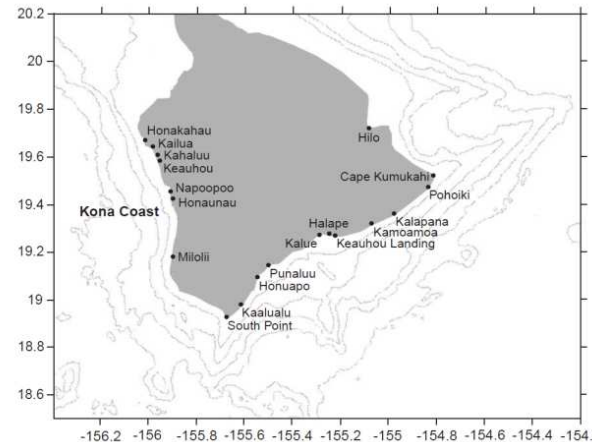


Fig. 7. Distribution of the maximum double amplitude (unit: cm) and wave rays which are emitted from the origin subdivided into equal angles of 30 degrees.

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
Kalue (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

第1027回審査会合(R4.1.28)  
資料1-1 p402 再掲

### 1.4.8 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。

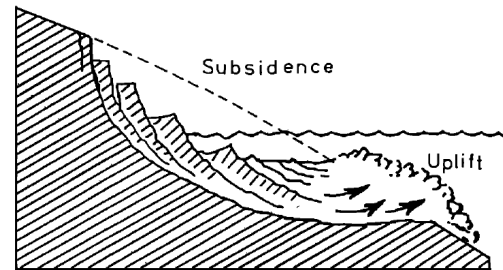
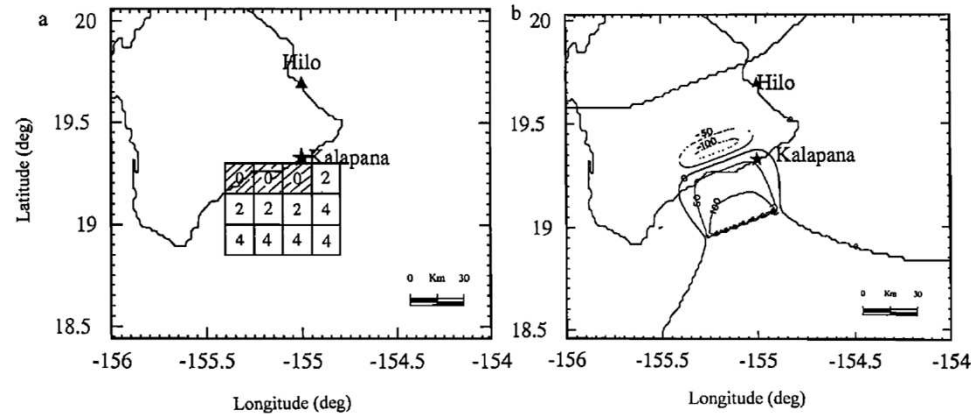


Figure 17. Schematic showing a rotational slumping that causes subsidence and uplift.



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

第1027回審査会合(R4.1.28)  
資料1-1 p403 再掲

### 1.4.8 ハワイ付近の海底地すべり

#### ■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。

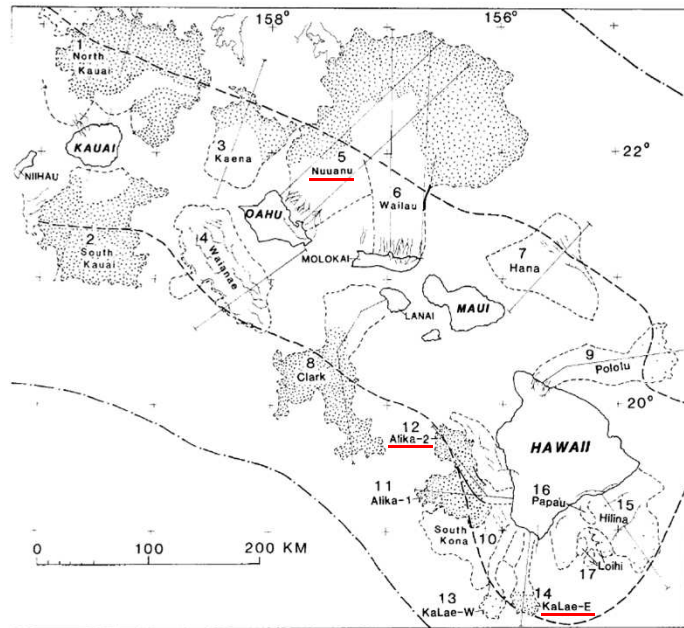


Fig. 2. Map of southeastern Hawaiian Ridge showing major slides bounded by dashed lines identified by number in text and Table 1; compare with Figure 1. Dotted area, hummocky ground (widely spaced where subdued); hachured lines, scarps; thin, downslope-directed lines, submarine canyons and their subaerial 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 <sup>2</sup>	Length, <sup>a</sup> km	Width, <sup>b</sup> km	Type <sup>c</sup>	年代(Ma) <sup>*1</sup>
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 <sup>*2</sup>
17	Loihi	South Hawaii	500	15	10-30	L	0.001~0.115 <sup>*3</sup>
Total			97,600				

Located by number in Figure 2.

<sup>a</sup>Length of Waianae and South Kilauea landslides omits indistinct irregular topography beyond steep toe.

<sup>b</sup>Width at head of landslide.

<sup>c</sup>D, 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

1.4.8 ハワイ付近の海底地すべり

第1027回審査会合(R4.1.28) 資料1-1 p404 再掲

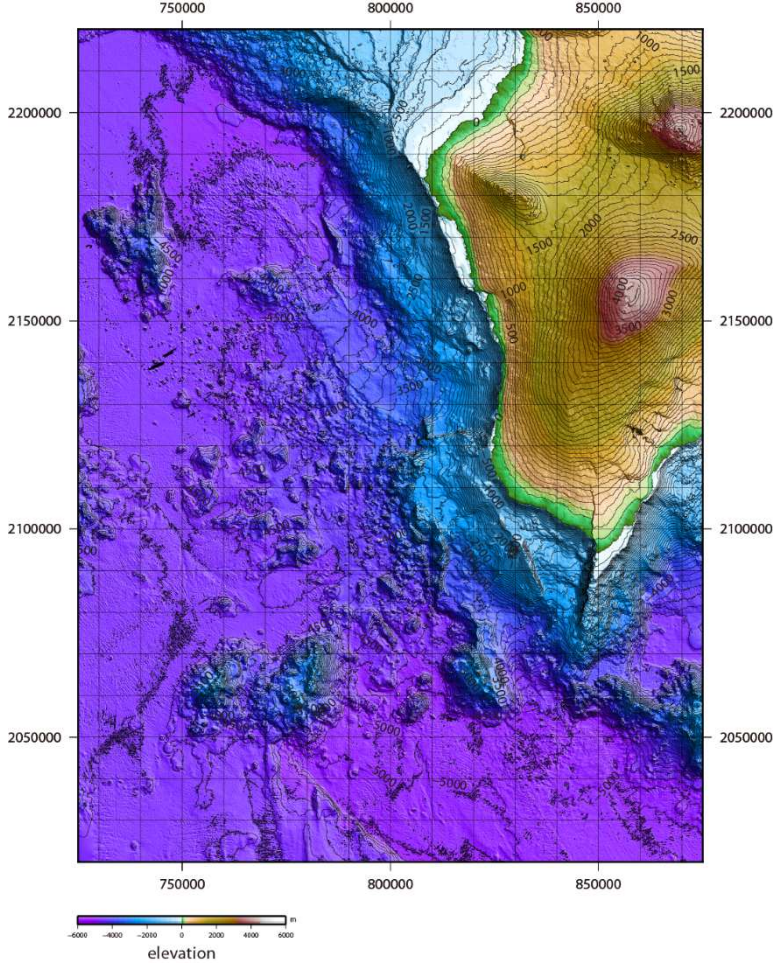
■海底地形判読(1/2)

- 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"> <li>• 馬蹄形、半円形、コの字形の平面形で、斜面下方へ開く急斜面。</li> <li>• 急斜面は平面的に出入りがなくスムーズな形状で、傾斜も一定傾向。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。</li> <li>• 下方に地すべり土塊が対をなして存在することが重要。</li> </ul>
堆積部 (地すべり土塊)	<ul style="list-style-type: none"> <li>• 滑落崖の基部にある扇状地状あるいは舌状の高まり。</li> <li>• 細長い舌状の場合や台地状を呈することもある。</li> <li>• 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。</li> </ul>



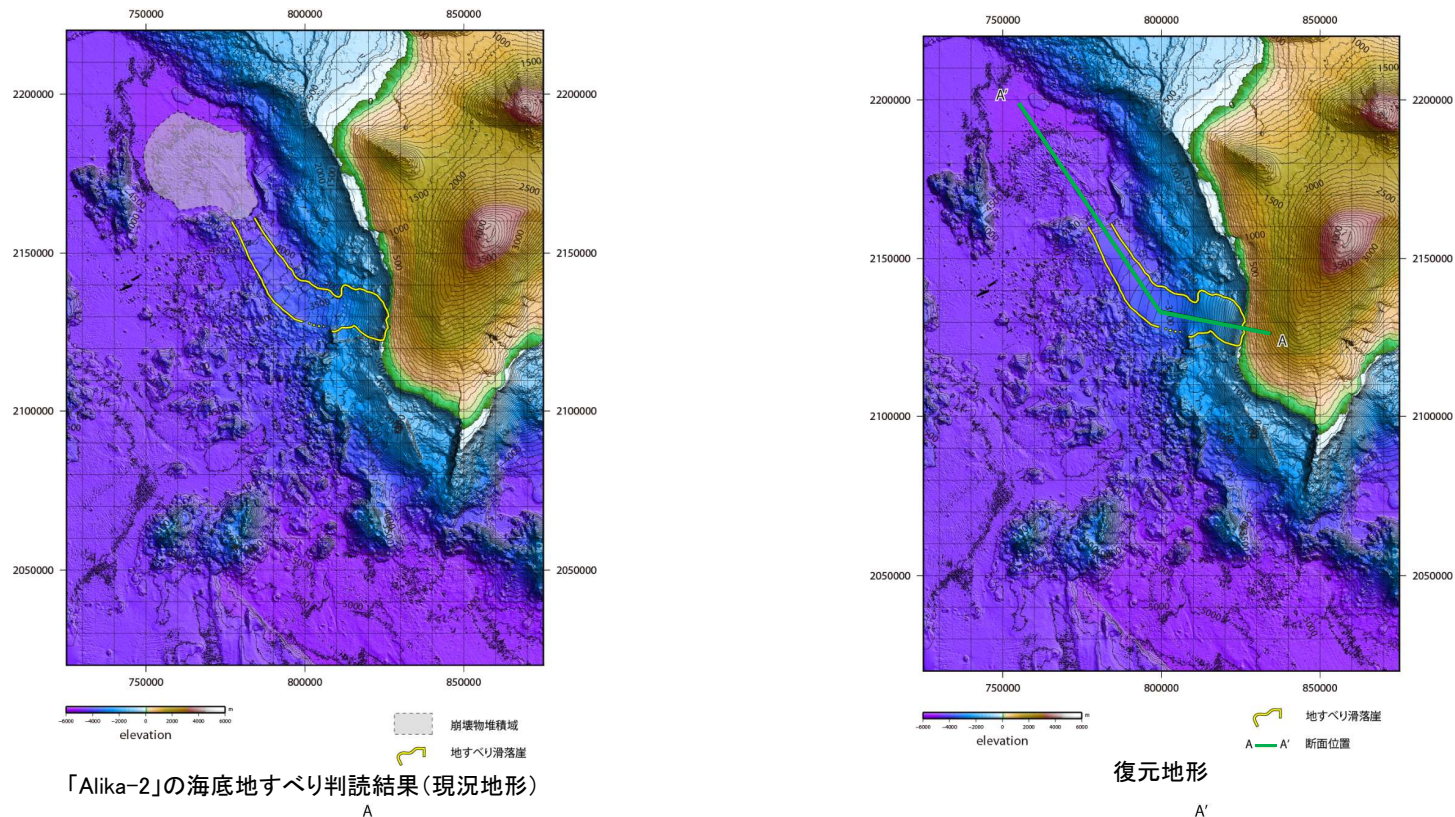
海底地形コンター図及び標高段彩陰影図

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

### 1.4.8 ハワイ付近の海底地すべり

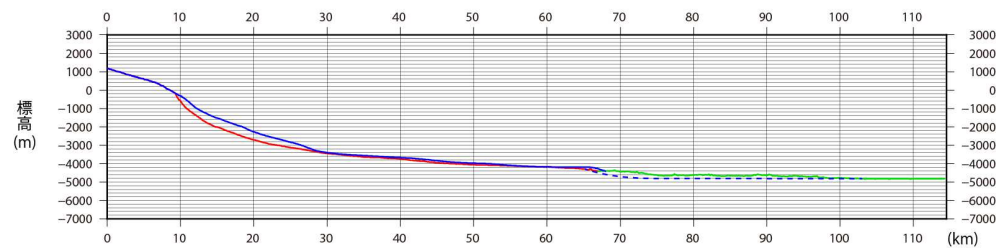
■海底地形判読(2/2)

- 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105km<sup>3</sup>である。



「Alike-2」の海底地すべり判読結果(現況地形)

復元地形



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

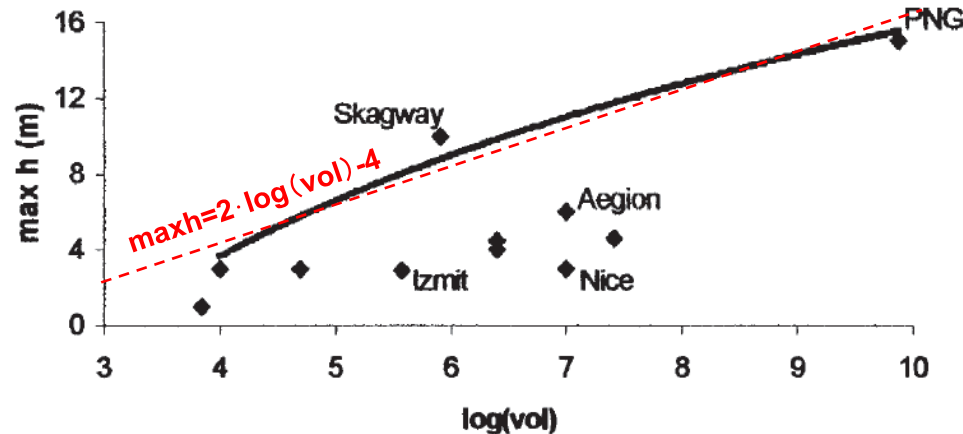
## II. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊 1.4 海底地すべりに起因する津波の評価

第1027回審査会合(R4.1.28)  
資料1-1 p406 再掲

### 1.4.8 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2.5km<sup>3</sup>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105km<sup>3</sup>)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(m<sup>3</sup>)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 <sup>3</sup>
想定津波の地すべり体積 V2	105 km <sup>3</sup>
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

第1027回審査会合(R4.1.28)  
資料1-1 p407 再掲

### 1.4.8 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「Alika-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

- 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 <sup>※1</sup>	0.78	0.77	0.00
		Kinematic landslideモデル	0.74 <sup>※1</sup>	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 <sup>※1</sup>	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 <sup>※2</sup>			

※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「Alike-2」の地すべり体積(約105km<sup>3</sup>)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

第1027回審査会合(R4.1.28)  
資料1-1 p409 再掲

### 1.5 「地すべり等」に起因する津波の評価

- 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「Ⅶ. 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定量的に評価することはできないが、日高舟状海盆の海底地すべりによる敷地前面の最大水位上昇量(4.25m)とハワイ付近の海底地すべりによる津波水位(日本沿岸において最大3.8m程度)の比較から、発電所へ与える影響は、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。

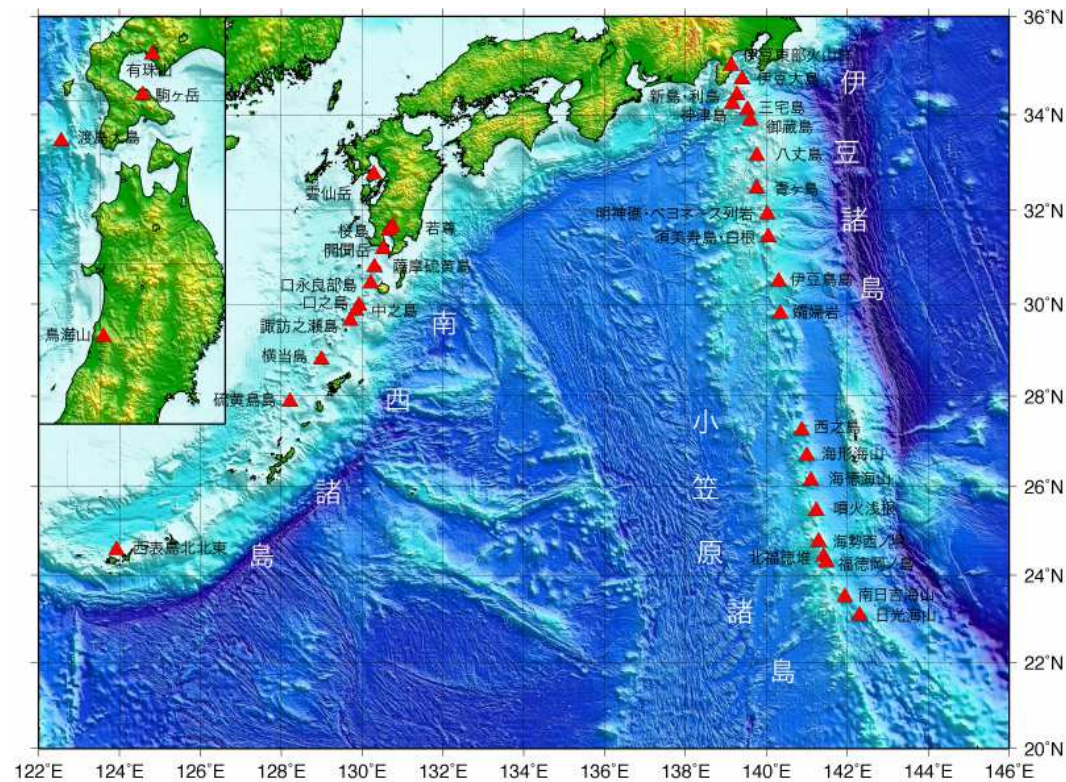
#### 【調査した文献】

- 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。



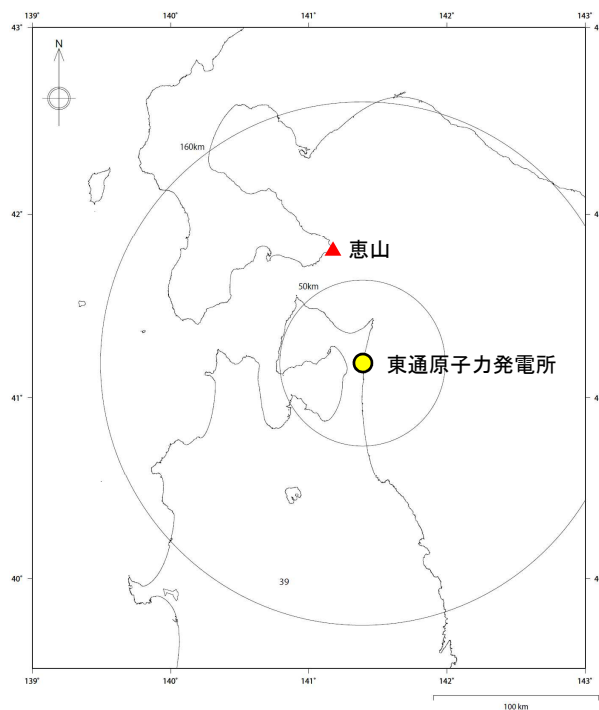
海域の火山

## II. 地震以外に起因する津波の評価 2. 火山現象

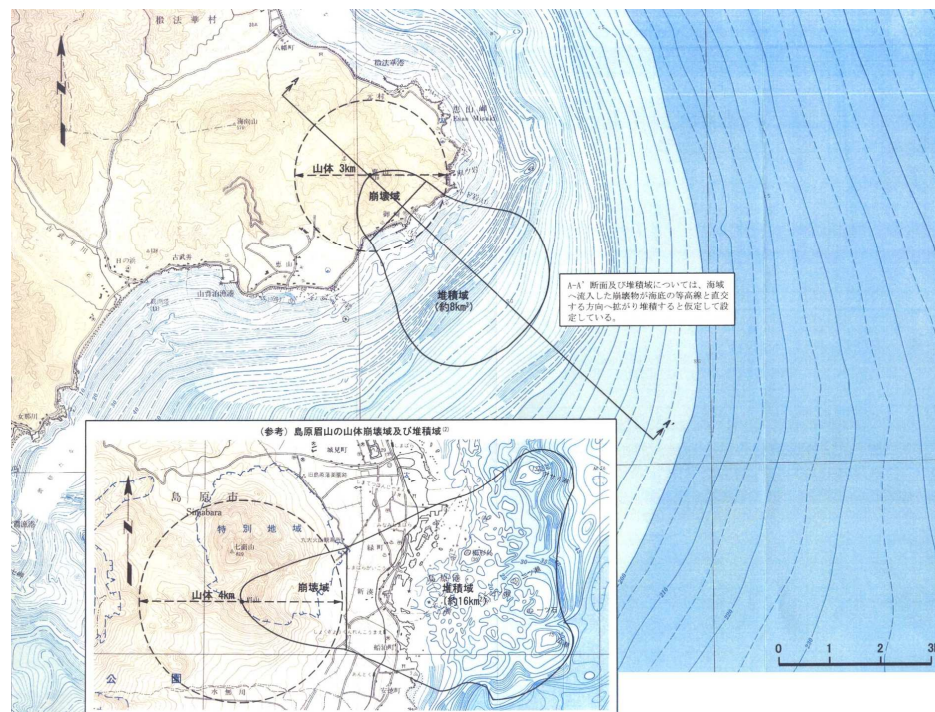
### 2.3 陸域の火山

#### ■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

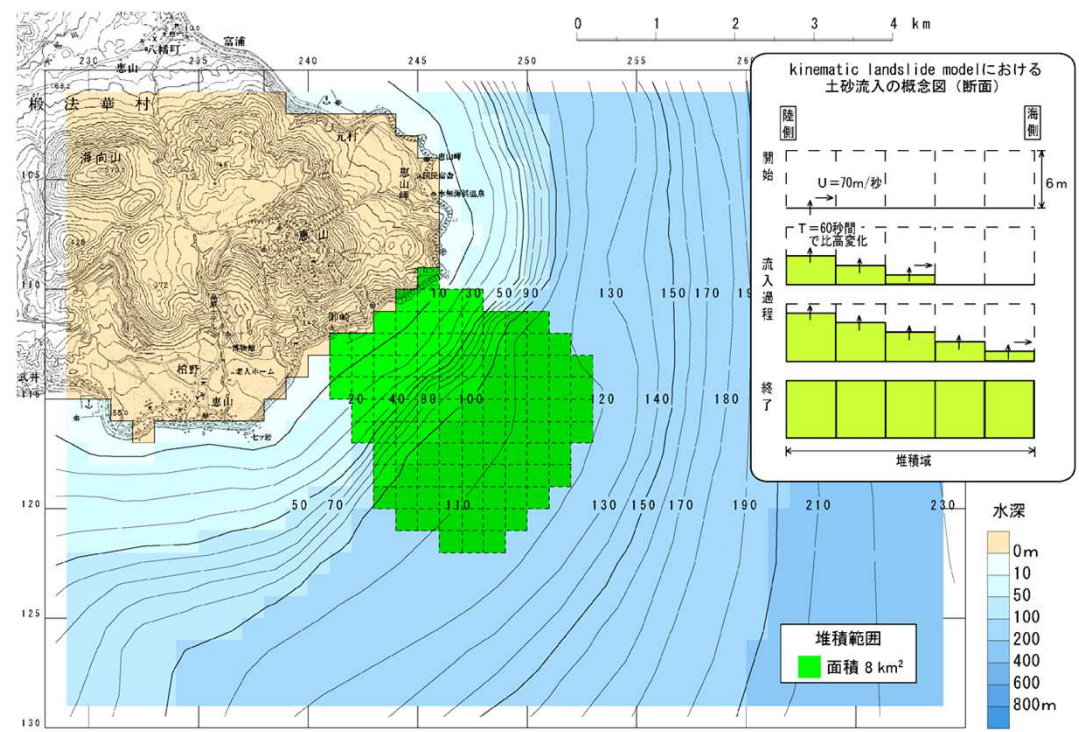
項目	内容	設定根拠
崩壊量 (海域への流入量)	0.05(km <sup>3</sup> )	安全側を考慮し、既往最大の約2万年前の崩壊量と同規模の崩壊物が、海域に流入するものと想定。
堆積物の分布範囲	8(km <sup>2</sup> )	島原眉山(長崎県)が1792年に地震により崩壊し津波を発生させた事例を参考に、恵山の山体の規模を考慮した上で設定。

## 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 <sup>※1</sup>	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 <sup>※2</sup> を下回る時間(分)
恵山	-0.88	— <sup>※3</sup>

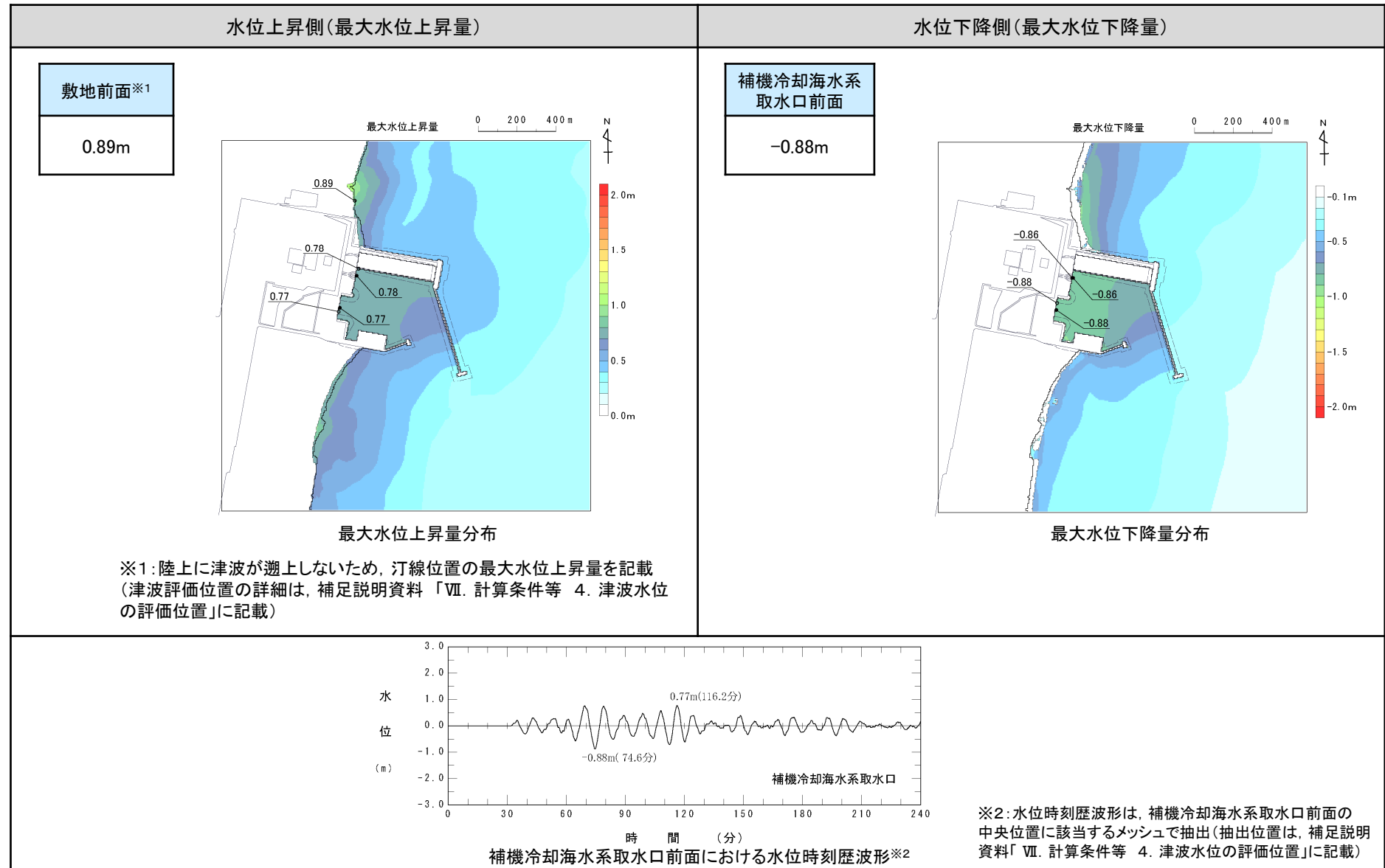
※2:補機冷却海水系取水設備の詳細は, 補足説明資料「VII. 計算条件等 4. 津波水位の評価位置」に記載。

※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 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・下降量分布及び水位時刻歴波形



## 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 <sup>※1</sup>	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 <sup>※2</sup> 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	— <sup>※3</sup>

※1:補機冷却海水系取水設備の詳細は、補足説明資料「VII. 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

## 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

#### ■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に起因する津波(二層流モデル)と評価した。

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	<u>4.25</u>	<u>1.99</u>	<u>2.13</u>	<u>0.00</u>
			Kinematic landslideモデル	1.61	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105km<sup>3</sup>)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 3. 地震以外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に起因する津波(二層流モデル)と評価した。

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 <sup>※1</sup> 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	__ <sup>※2</sup>
			Kinematic landslideモデル	-0.55	__ <sup>※2</sup>
		日高舟状海盆	二層流モデル	<u>-2.50</u>	__ <sup>※2</sup>
			Kinematic landslideモデル	-1.24	__ <sup>※2</sup>
	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 <sup>※3</sup>			
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	__ <sup>※2</sup>

※1: 補機冷却海水系取水設備の詳細は、補足説明資料「VII. 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定量的に評価することはできないが、日高舟状海盆の海底地すべりによる敷地前面の最大水位上昇量(4.25m)とハワイ付近の海底地すべりによる津波水位(日本沿岸において最大3.8m程度)の比較から、発電所へ与える影響は、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。

余白

### 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. 本説明(コメント回答)の概要
2. 評価対象とする津波の選定
3. 評価方針
4. 海底地すべりが発生する時間範囲の算定
5. 組合せ時間の算定位置
6. 組合せ時間(パラメータスタディ範囲)の設定
7. 同波動場での津波解析
8. 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. 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
S210	2022年1月28日 第1027回審査会合	地震に起因する津波と地震以外に起因する津波の組み合わせ対象とする波源の選定根拠を資料に明記すること。
S211	2022年1月28日 第1027回審査会合	連動型地震と日高舟状海盆の海底地すべりの組み合わせ時間を検討する評価地点について、補機冷却海水系取水口前面以外の評価地点も追加すること。
S212	2022年1月28日 第1027回審査会合	連動型地震と日高舟状海盆の海底地すべりを組み合わせる時間設定について、発電所地点の水位時刻歴波形の線形足し合わせにより算定した時間差が、同波動場による解析においても影響が大きくなるとは限らないので、時間差のパラメータスタディを実施する等、最大水位を評価できていることを示すこと。また、本検討については、上昇側だけでなく下降側も検討すること。

#### ■ 評価対象とする津波の選定 **S210**

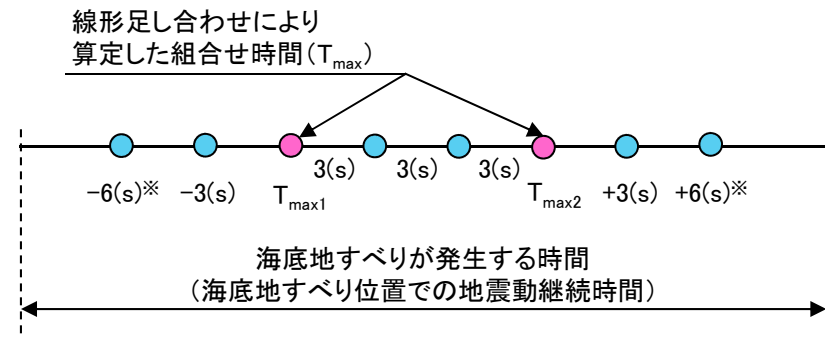
- 津波発生要因に係る敷地の地学的背景、津波発生要因の関連性及び発電所の津波高さや補機冷却海水系取水口敷高を下回る継続時間を与える影響を考慮して、地震に起因する津波と地震以外に起因する津波の組み合わせ対象とする波源の選定根拠を明記した。

#### ■ 組合せ時間の算定位置 **S211**

- 補機冷却海水系取水口前面位置に加え、敷地前面(遡上域)及び取水口前面位置を追加し、発電所の津波高さに及ぼす影響が大きい組合せ時間を算定した。

#### ■ 組合せ時間(パラメータスタディ範囲)の設定 **S212**

- 敷地前面、補機冷却海水系取水口前面及び取水口前面位置で算定した組合せ時間を基本に、日高舟状海盆の海底地すべりの津波周期(約10分=600秒)の1/100に相当する±6秒の範囲を対象に、3秒間隔でパラメータスタディを実施し、津波高さ及び補機冷却海水系取水口敷高を下回る継続時間を評価した。
- なお、上記±6秒の範囲でピークが確認できない場合には、ピークを確認できるまでパラメータスタディ範囲を拡大する。



※: ±6秒の範囲でピークが確認されない場合には、ピークが確認できるまでパラメータスタディ範囲を拡大する。

### 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

## 2. 評価対象とする津波の選定

#### ■基本方針

- 津波発生要因に係る敷地の地学的背景、津波発生要因の関連性及び発電所の津波高さや補機冷却海水系取水口敷高を下回る継続時間に与える影響を考慮して、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を評価する。

#### ■評価対象とする津波の選定

##### 【地震に起因する津波】

- 想定波源域、地震規模が大きく、発電所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の連動型地震」を評価対象とする。

##### 【地震以外に起因する津波】

- 「十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震」の活動により地すべりが励起される可能性を考慮し、発電所に与える影響が最も大きい「日高舟状海盆の海底地すべり(浦河沖の海底地すべり)」を評価対象とする※。
- 「ハワイ付近の海底地すべり」、「恵山の山体崩壊」については、「十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震」の活動との関連性は無いと考えられることから、評価対象外とする。
- 「日本海溝付近における海山の海底地すべり」のほか、短周期の波を発生させる要因の1つとして考えられる未知なる分岐断層(=「その他の地震」)や海底地すべり等が存在する可能性については、「十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震」のうち特性化モデル④で考慮していることから(p.367)、本検討の対象外とする。

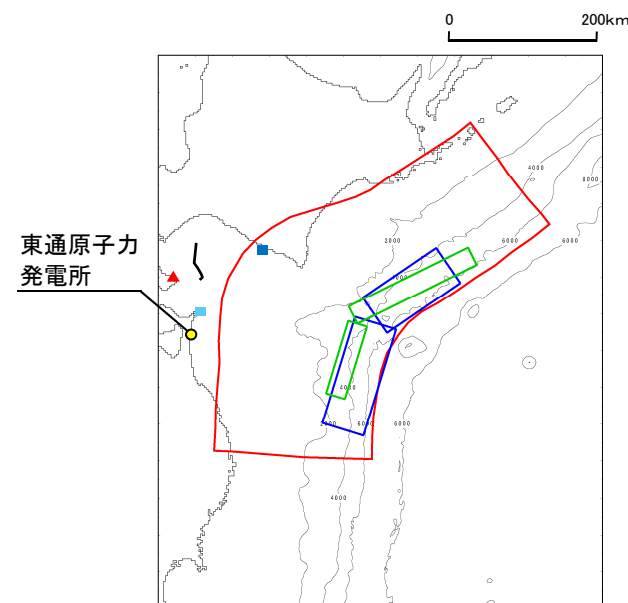
※:海底地すべりに起因する津波のうち日高舟状海盆の海底地すべりを選定することの妥当性については、補足説明資料「Ⅵ. 地震に起因する津波と地震以外に起因する津波の組合せ評価」に記載。

##### <地震に起因する津波>

- 十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震 <右図中: 赤線>
- 津波地震 <右図中: 青線>
- 海洋プレート内地震(正断層型の地震) <右図中: 緑線>
- 海域の活断層による地殻内地震(恵山沖断層) <右図中: 黒線>

##### <地震以外に起因する津波>

- 陸上の地すべり及び斜面崩壊
- 下北太平洋側大陸棚外縁の海底地すべり <右図中: 水色四角>
- 日高舟状海盆の海底地すべり(浦河沖の海底地すべり) <右図中: 藍色四角>
- 日本海溝付近における海山の海底地すべり
- ハワイ付近の海底地すべり
- 恵山の山体崩壊 <右図中: 赤三角>



各津波波源の位置関係

### 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. 評価対象とする津波の選定

S210

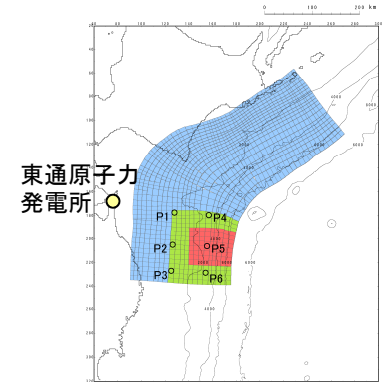
#### ■津波波源の選定

- 各津波発生要因の最大水位上昇量, 最大水位下降量及び補機冷却海水系取水口敷高を下回る継続時間の決定ケースを対象とする。

#### 【地震に起因する津波】 十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震

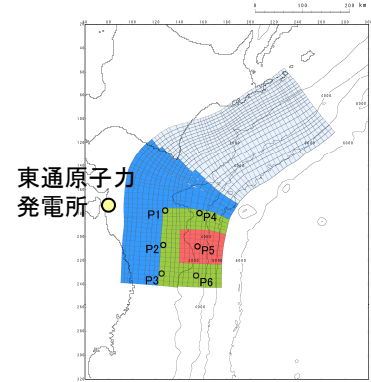
<水位上昇側>

<水位下降側>



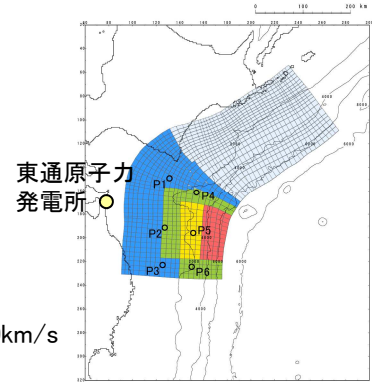
破壊開始点:P6  
破壊伝播速度:2.0km/s  
ライズタイム:60s

基準断層モデル①



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

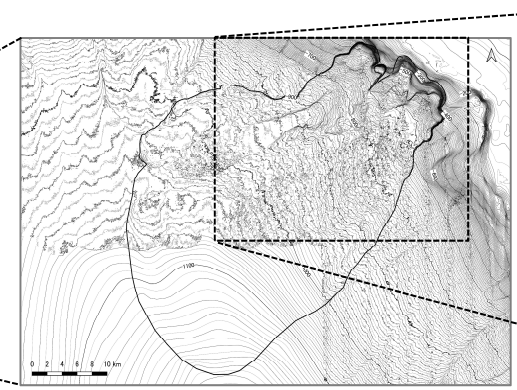
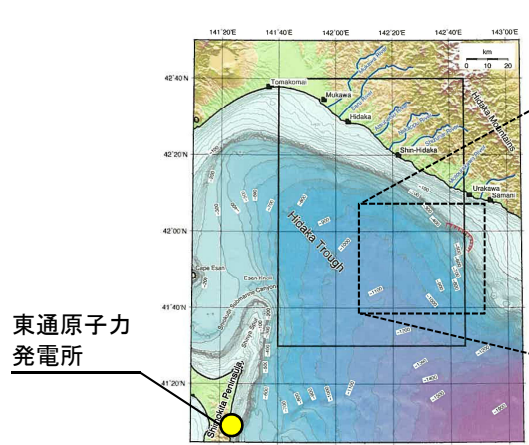
基準断層モデル②



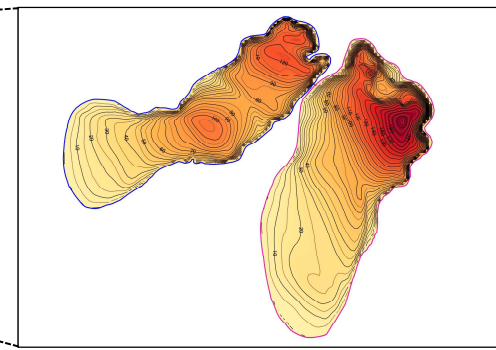
破壊開始点:P1  
破壊伝播速度:1.0km/s  
ライズタイム:60s

基準断層モデル③

#### 【地震以外に起因する津波】 日高舟状海盆の海底地すべり(浦河沖の海底地すべり)(二層流モデル)



海底地すべり地形(現地形)



海底地すべりの地すべり土塊(崩壊物)

海底地すべり位置(産業技術総合研究所(2013)に一部加筆)



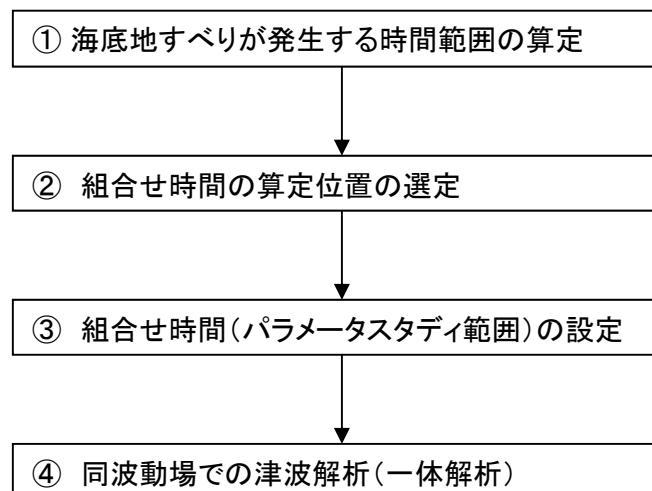
## Ⅲ. 地震に起因する津波と地震以外に起因する津波の組合せの評価

## 3. 評価方針

S211 S212

- 日高舟状海盆の海底地すべりは、十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震による地震動が海底地すべり位置に到達する時間( $T_s$ )から、海底地すべり位置での地震動継続時間( $T_d$ )の時間範囲( $T_s \sim T_s + T_d$ )で発生するものとし、津波解析は同波動場で実施する(一体解析)。
- 地震と海底地すべりの組合せ時間について、発電所敷地前面(遡上域)及び発電所港湾内(海域)の複数地点を対象に、各津波の水位時刻歴波形の線形足し合わせにより、発電所の津波高さ及び補機冷却海水系取水口敷高を下回る継続時間に及ぼす影響が大きい組合せ時間を算定する。
- 津波解析は、上記線形足し合わせにより算定した組合せ時間が同波動場による解析においても影響が大きくなるとは限らないことを踏まえ、各位置で算定した組合せ時間を基本として、日高舟状海盆の海底地すべりに伴う津波の周期(約10分=約600秒)の1/100に相当する±6秒の範囲を対象に、3秒間隔でパラメータスタディを実施し、津波高さ及び補機冷却海水系取水口敷高を下回る継続時間を評価する。なお、±6秒の範囲でピークが確認できない場合には、ピークを確認できるまでパラメータスタディ範囲を拡大する。

## 【評価フロー】



### 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

#### 4. 海底地すべりが発生する時間範囲の算定

S211 S212

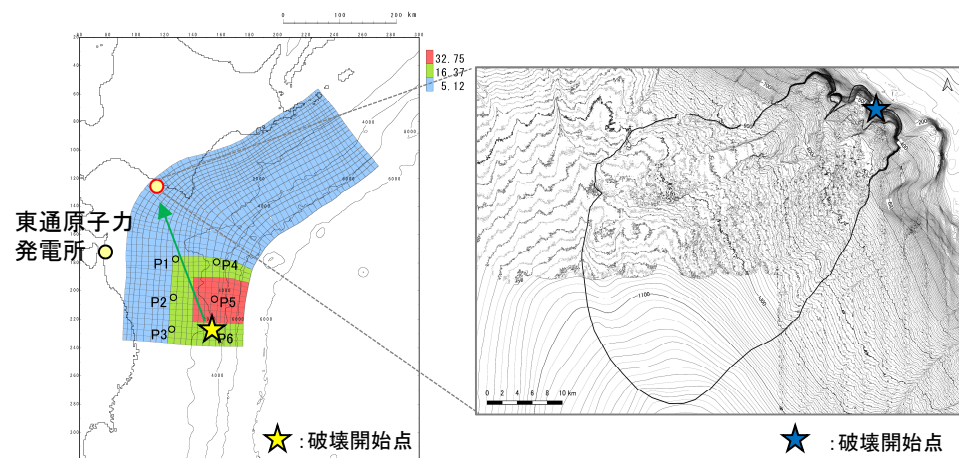
##### ■算定方針

- 十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震による地震動が海底地すべり位置に到達する時間( $T_s$ )から, Noda et al.(2002)による振幅包絡線の経時特性から得られる地震動継続時間( $T_d$ )の範囲( $T_s \sim T_s + T_d$ )で, 日高舟状海盆の海底地すべりが発生することを想定する。

##### ■海底地すべりが発生する時間範囲の設定方法

###### ① 地震動の到達時間( $T_s$ )の算定

- 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( $T_s$ )を算定する。

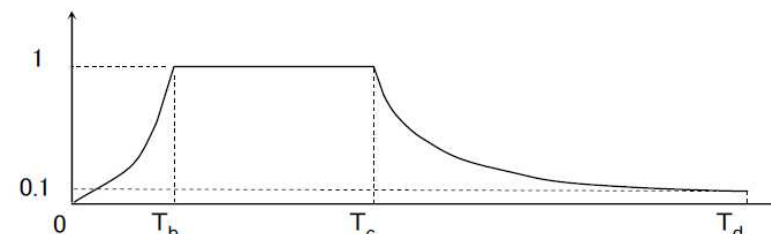


十勝沖・根室沖から岩手県沖北部  
の連動型地震  
水位上昇量決定ケース  
(破壊開始点:P6)

日高舟状海盆の海底地すべり  
(浦河沖の海底地すべり)

###### ② 海底地すべり位置での地震動継続時間( $T_d$ )の算定

- Noda et al.(2002)による振幅包絡線の経時特性から地震動が到達する時間( $T_d$ )を算定する。



$$T_b = 10^{0.5M - 2.93} \quad (\text{立ち上がり部の継続時間})$$

$$T_c - T_b = 10^{0.3M - 1.0} \quad (\text{強震部の継続時間})$$

$$T_d - T_c = 10^{0.17M + 0.54 \log X_{eq} - 0.6} \quad (\text{減衰部の継続時間})$$

Noda et al.(2002)による振幅包絡線の経時特性

### 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

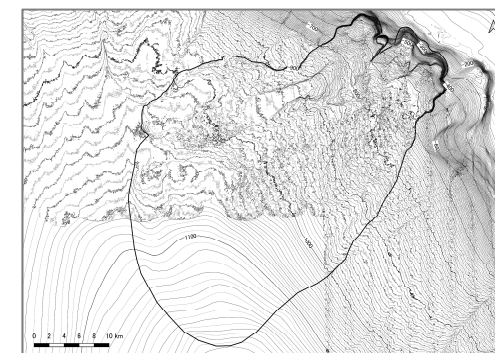
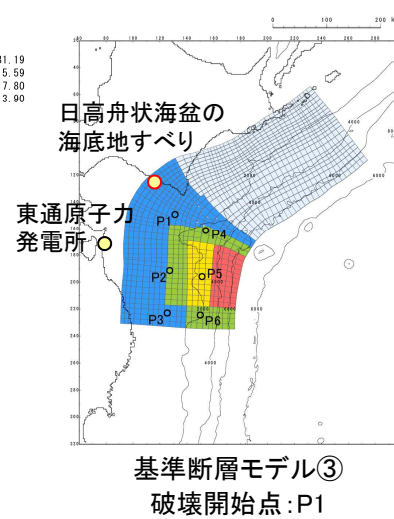
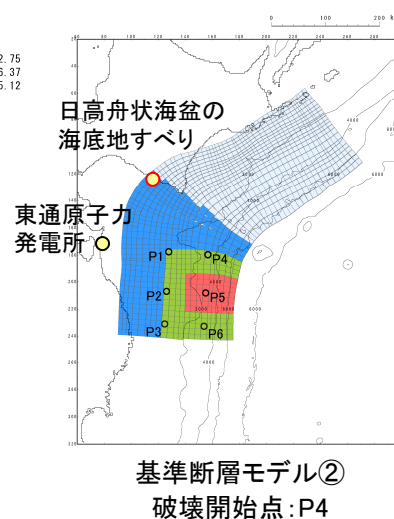
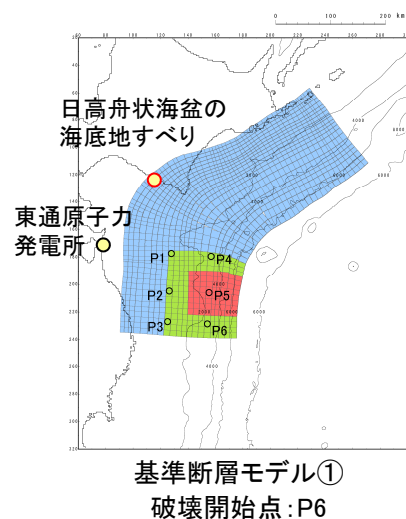
#### 4. 海底地すべりが発生する時間範囲の算定

S211 S212

##### ■地震動の到達時間( $T_s$ )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。

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)



### 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

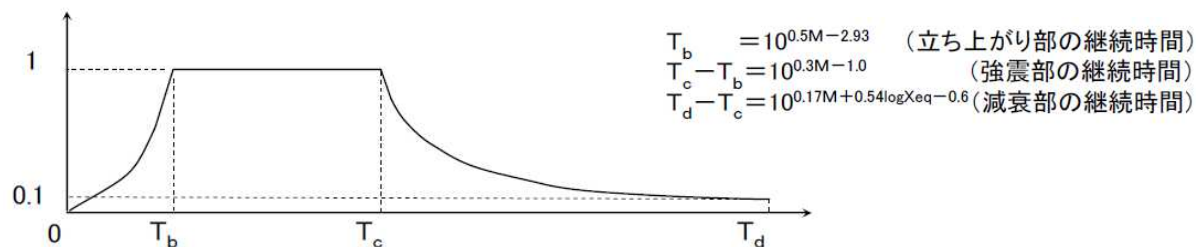
#### 4. 海底地すべりが発生する時間範囲の算定

S211 S212

##### ■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

- 海底地すべり位置に地震動が到達する時間( $T_s$ )と地震動継続時間( $T_d$ )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( $T_s \sim T_s + T_d$ )
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)

### 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

#### 5. 組合せ時間の算定位置

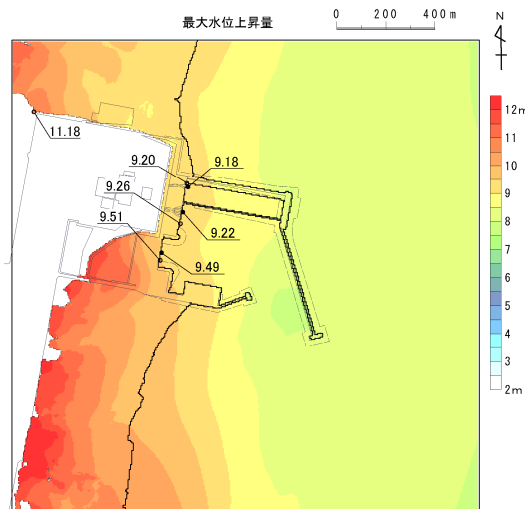
S211 S212

##### ■ 水位上昇側

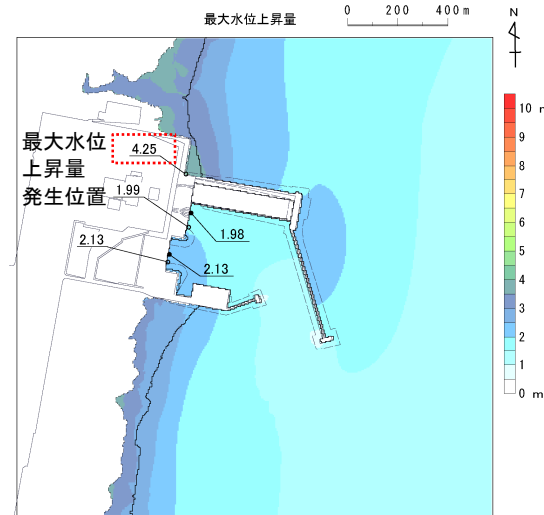
- 敷地前面については、十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震と日高舟状海盆の海底地すべりの最大水位上昇量分布(遡上範囲)の比較から、日高舟状海盆の海底地すべりに伴う津波の最大水位上昇量発生位置を代表地点として、遡上域の津波高さに及ぼす影響が大きい組合せ時間を算定する。
- また、発電所港湾内については、補機冷却海水系取水口前面及び取水口前面位置を対象に、津波高さに及ぼす影響が大きい組合せ時間を算定する。

##### ■ 水位下降側

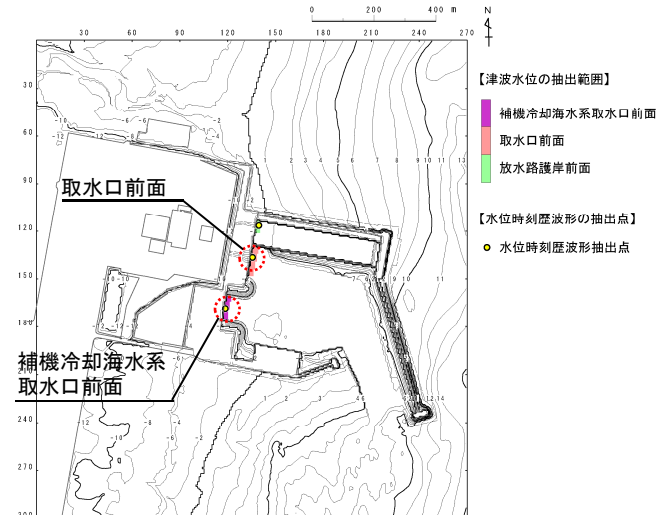
- 水位上昇側と同様に、補機冷却海水系取水口前面、取水口前面位置を対象に、津波高さに及ぼす影響が大きい組合せ時間を算定する。



十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震に伴う津波の最大水位上昇量分布  
(基準断層モデル①)



日高舟状海盆の海底地すべりに伴う津波の最大水位上昇量分布



水位時刻歴波形の抽出位置※

※: 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「Ⅶ. 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

## 6. 組合せ時間(パラメータスタディ範囲)の設定

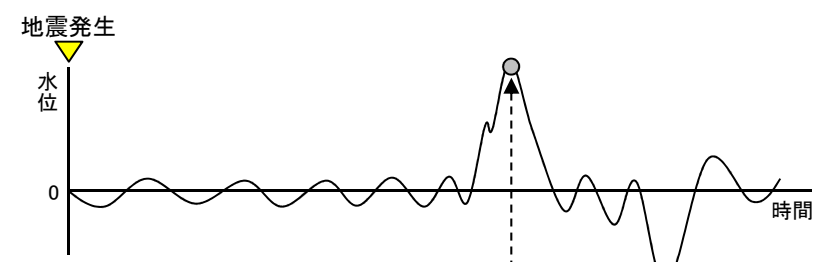
#### ■設定方針

- 津波水位の大小と補機冷却海水系取水口敷高を下回る継続時間の長短には相関性があることを踏まえ※1, 組合せ時間(パラメータスタディ範囲)は, 津波水位に着目して設定する。具体的には, 各算定位置における水位時刻歴波形を用いて, 津波水位が最も高くなる, もしくは最も低くなる組合せ時間( $T_{max}$ )を線形足し合わせにより算定する(【STEP1】)。
- 各位置で算定した組合せ時間( $T_{max}$ )を基本として, 日高舟状海盆の海底地すべりに伴う津波の周期(約10分=約600秒)の1/100に相当する±6秒の範囲を対象に, 3秒間隔でパラメータスタディを実施する(【STEP2】)。

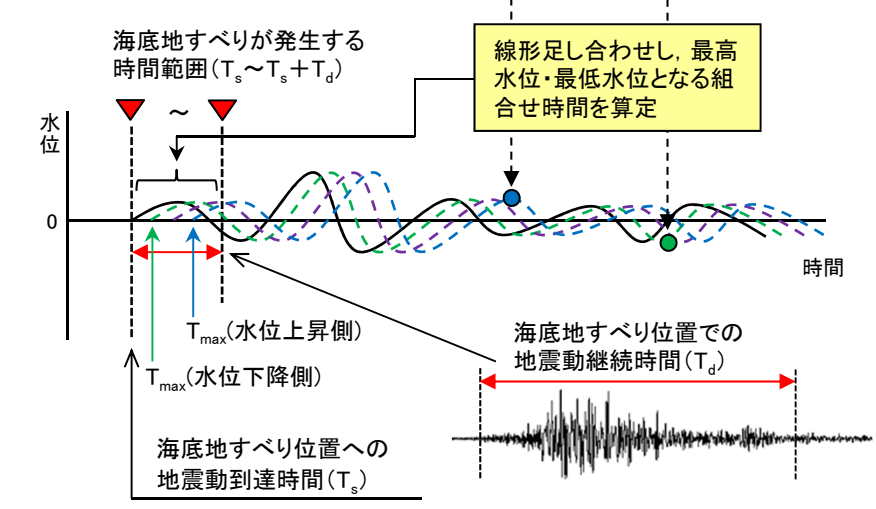
※1:水位下降側の評価方法の詳細は, 補足説明資料「Ⅶ. 計算条件等 5. 水位下降側の評価方法」に記載。

#### 【STEP1】線形足し合わせによる組合せ時間( $T_{max}$ )の算定

##### 地震に起因する津波の水位時刻歴波形



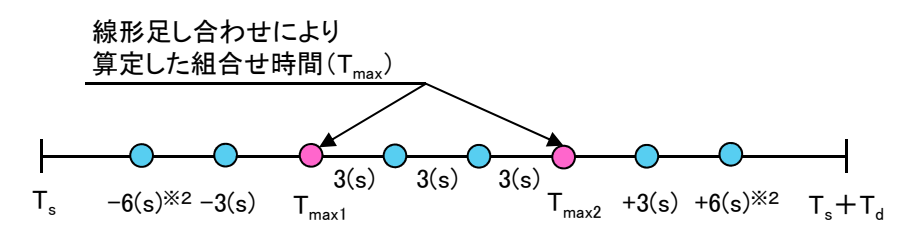
##### 海底地すべりに起因する津波の水位時刻歴波形



#### 【STEP2】組合せ時間(パラメータスタディ範囲)の設定

- STEP1で算定した各算定位置の組合せ時間( $T_{max}$ )を基本に, 日高舟状海盆の海底地すべりの津波周期(約10分=600秒)の1/100に相当する±6秒の範囲を対象に, 3秒間隔でパラメータスタディを実施する。
- 上記±6秒の範囲でピークが確認できない場合には, ピークを確認できるまでパラメータスタディ範囲を拡大する。

#### パラメータスタディ範囲の設定(概念)



※2: ±6秒の範囲でピークが確認されない場合には, ピークが確認できるまでパラメータスタディ範囲を拡大する。

### 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

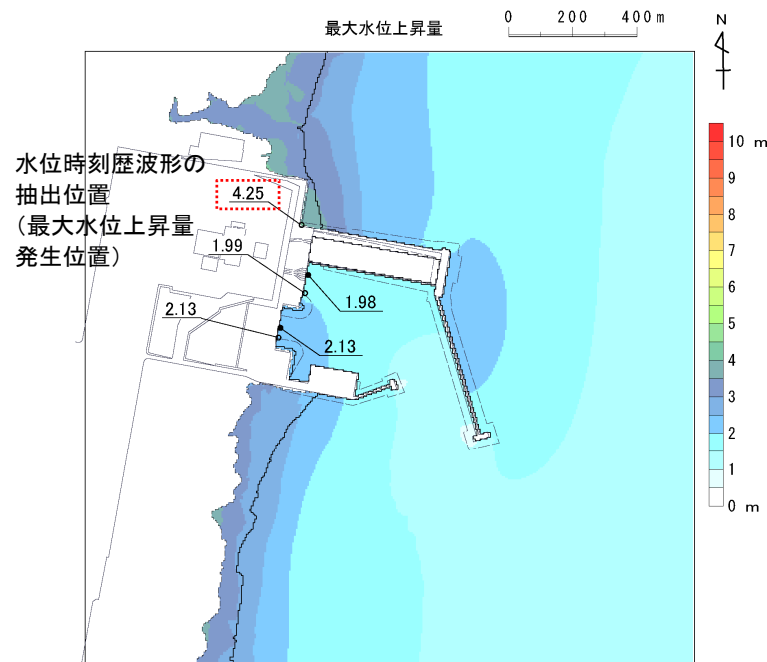
## 6. 組合せ時間(パラメータスタディ範囲)の設定

S211 S212

#### ■線形足し合わせによる組合せ時間(Tmax)の算定(1/4)

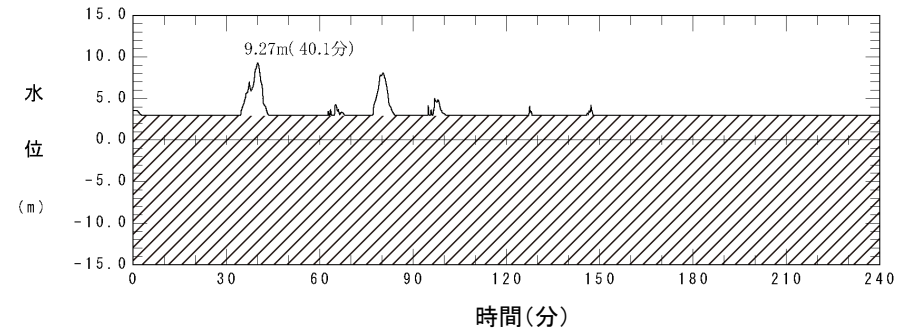
【水位上昇側(基準断層モデル①)】敷地前面(日高舟状海盆の海底地すべりに伴う津波の最大水位上昇量発生位置)

- ・ 日高舟状海盆の海底地すべりに伴う津波の最大水位上昇量発生位置における各津波の水位時刻歴波形を以下に示す。
- ・ 敷地前面(遡上域)への津波の到達は、日高舟状海盆の海底地すべりに伴う津波の方が早く、海底地すべりが発生する時間範囲:76.0s~339.9sでは、十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震に伴う津波の水位上昇に影響しないことを確認した。

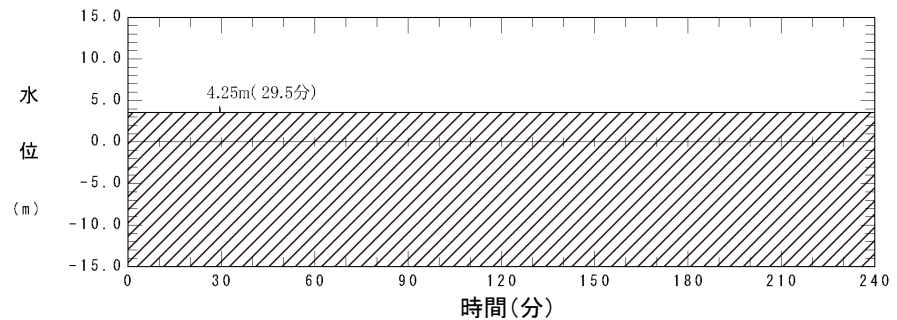


水位時刻歴波形の抽出位置  
(日高舟状海盆の海底地すべりに伴う津波の最大水位上昇量分布)

#### 【各津波の水位時刻歴波形】



十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震に伴う津波  
(基準断層モデル①)※



日高舟状海盆の海底地すべりに伴う津波※

※: 図中斜線部は水位抽出点の地盤の標高を示す

### 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

## 6. 組合せ時間(パラメータスタディ範囲)の設定

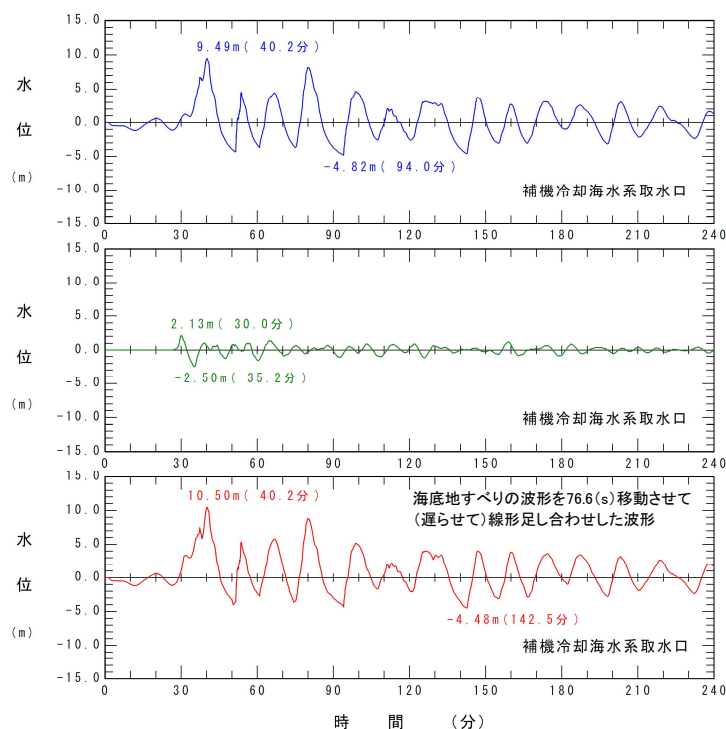
S211 S212

#### ■線形足し合わせによる組合せ時間( $T_{max}$ )の算定(2/4)

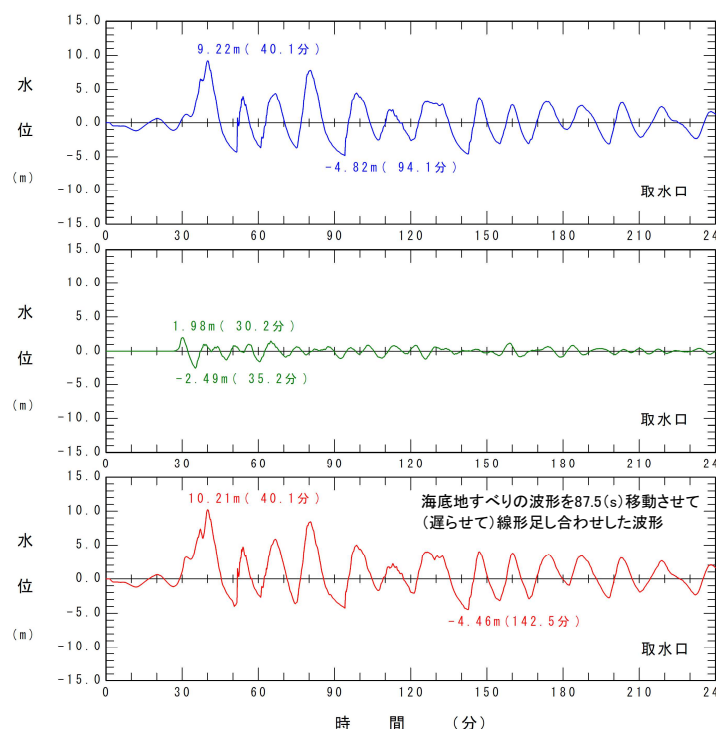
【水位上昇側(基準断層モデル①)】補機冷却海水系取水口前面, 取水口前面

- 各津波の補機冷却海水系取水口前面及び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。

波源モデル		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( $T_{max}$ )	
十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の運動型地震	日高舟状海盆の海底地すべり		補機冷却海水系取水口前面	取水口前面
基準断層モデル①	二層流モデル	76.0(s) ~ 339.9(s)	76.6(s)	87.5(s)



補機冷却海水系取水口前面



取水口前面

— 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



### 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

## 6. 組合せ時間(パラメータスタディ範囲)の設定

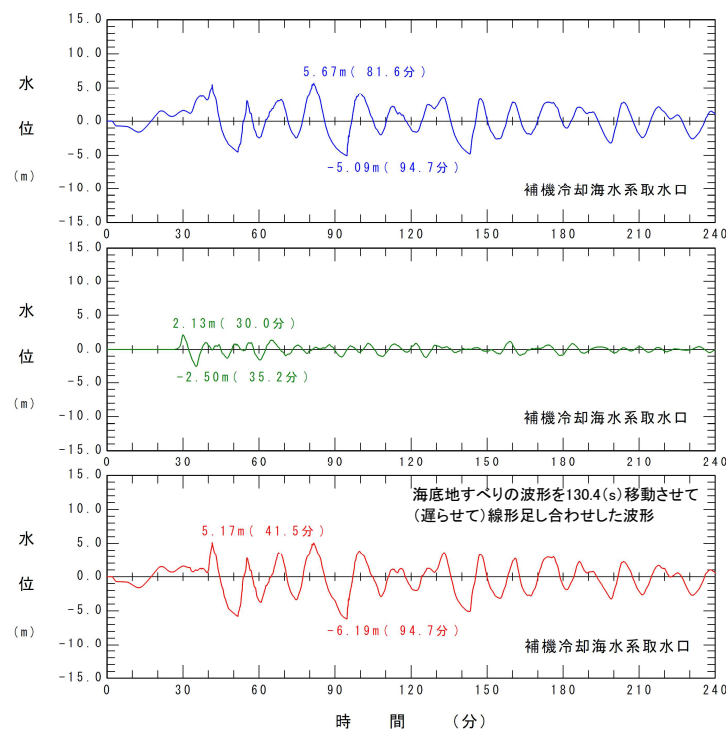
S211 S212

#### ■線形足し合わせによる組合せ時間(T<sub>max</sub>)の算定(3/4)

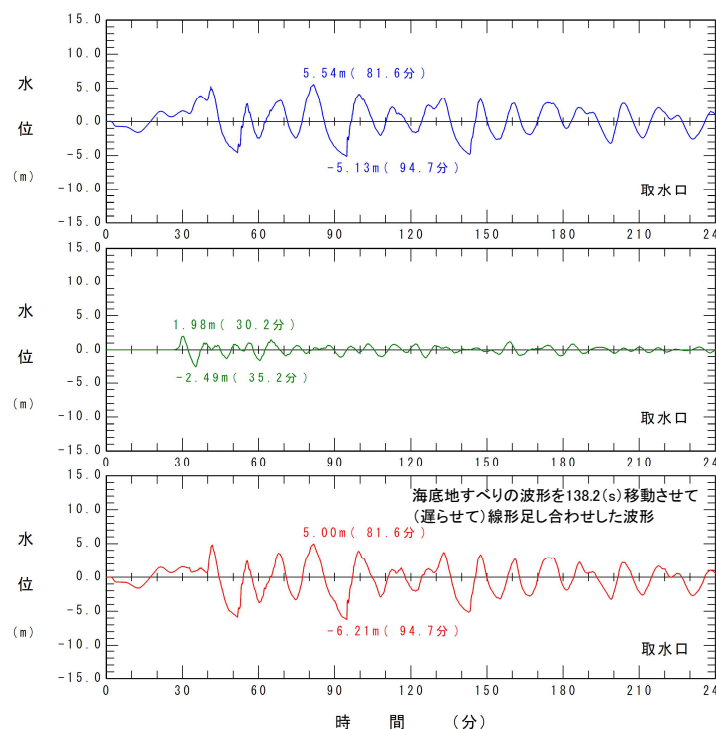
【水位下降側(基準断層モデル②)】補機冷却海水系取水口前面, 取水口前面

- 各津波の補機冷却海水系取水口前面及び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<sub>max</sub>)を以下のとおり算定した。

波源モデル		海底地すべりが発生する時間範囲 (T <sub>s</sub> ~T <sub>s</sub> +T <sub>d</sub> )	組合せ時間(T <sub>max</sub> )	
十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の運動型地震	日高舟状海盆の海底地すべり		補機冷却海水系取水口前面	取水口前面
基準断層モデル②	二層流モデル	45.2(s)~268.1(s)	130.4(s)	138.2(s)



補機冷却海水系取水口前面



取水口前面

— 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

### 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

## 6. 組合せ時間(パラメータスタディ範囲)の設定

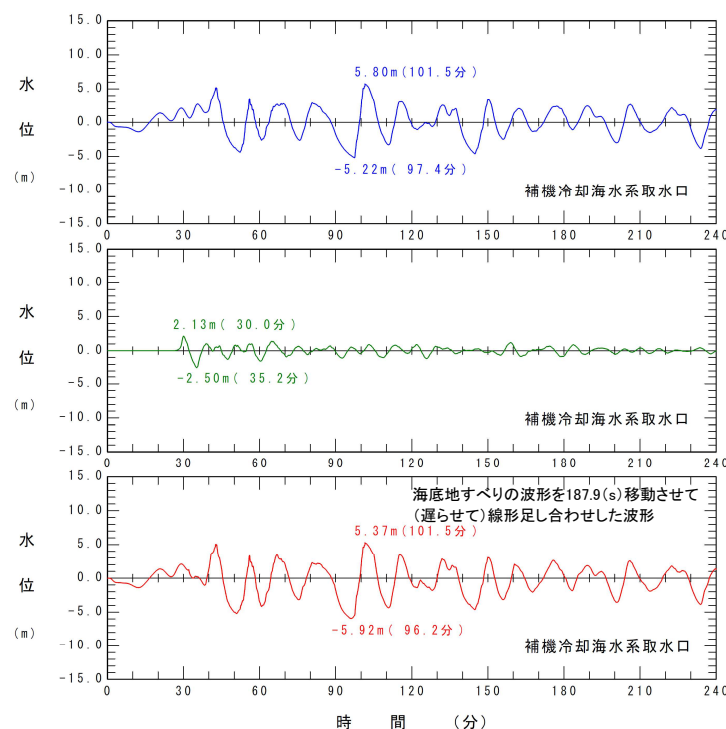
S211 S212

#### ■線形足し合わせによる組合せ時間(T<sub>max</sub>)の算定(4/4)

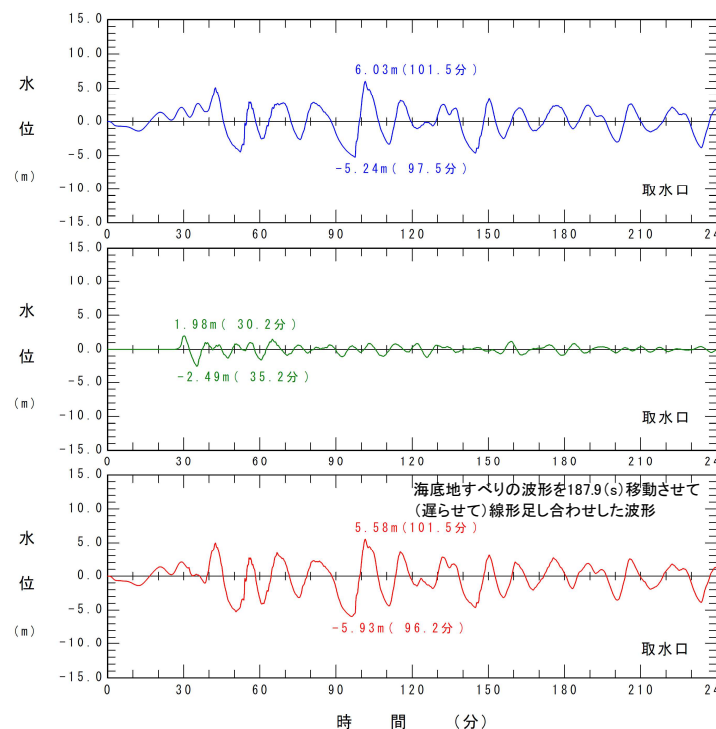
【水位下降側(基準断層モデル③)】補機冷却海水系取水口前面, 取水口前面

- 各津波の補機冷却海水系取水口前面及び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<sub>max</sub>)を以下のとおり算定した。

波源モデル		海底地すべりが発生する時間範囲 (T <sub>s</sub> ~T <sub>s</sub> +T <sub>d</sub> )	組合せ時間(T <sub>max</sub> )	
十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の運動型地震	日高舟状海盆の海底地すべり		補機冷却海水系取水口前面	取水口前面
基準断層モデル③	二層流モデル	17.9(s)~187.9(s)	187.9(s)	187.9(s)



補機冷却海水系取水口前面



取水口前面

—: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

### 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

## 6. 組合せ時間(パラメータスタディ範囲)の設定

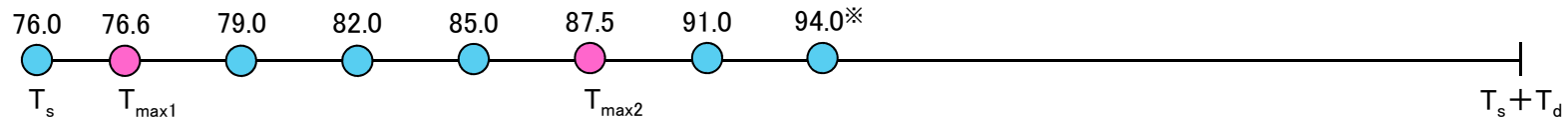
S211 S212

#### ■ 組合せ時間(パラメータスタディ範囲)の設定

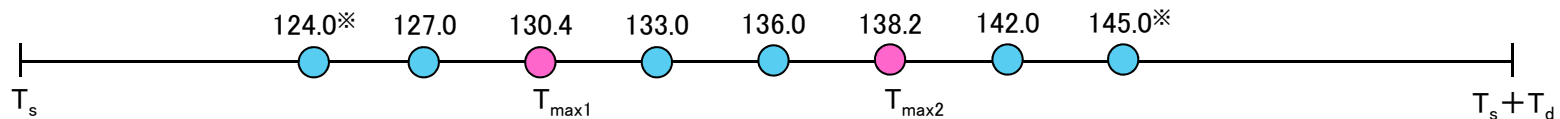
- 線形足し合わせによる組合せ時間( $T_{max}$ )を基本に、組合せ時間(パラメータスタディ範囲)を以下のとおり設定した。

	波源モデル		海底地すべりが発生する時間範囲( $T_s \sim T_s + T_d$ )	線形足し合わせによる組合せ時間		
	十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震	日高舟状海盆の海底地すべり		敷地前面	補機冷却海水系取水口前面( $T_{max1}$ )	取水口前面( $T_{max2}$ )
水位上昇側	基準断層モデル①	二層流モデル	76.0(s)～339.9(s)	重畳しない	76.6(s)	87.5(s)
水位下降側	基準断層モデル②	二層流モデル	45.2(s)～268.1(s)	—	130.4(s)	138.2(s)
	基準断層モデル③	二層流モデル	17.9(s)～187.9(s)	—	187.9(s)	187.9(s)

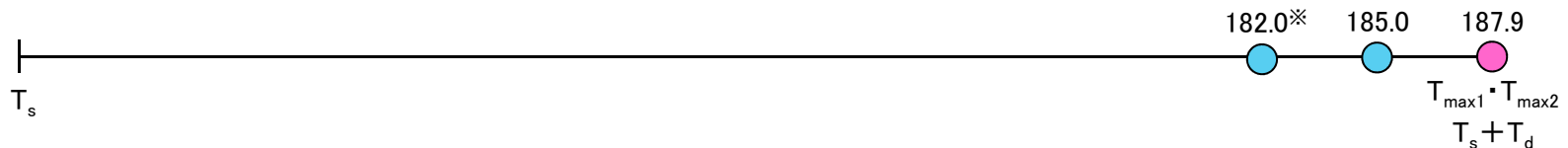
#### 【水位上昇側(基準断層モデル①)】



#### 【水位下降側(基準断層モデル②)】



#### 【水位下降側(基準断層モデル③)】



※:ピークが確認されない場合には、ピークが確認できるまでパラメータスタディ範囲を拡大する。

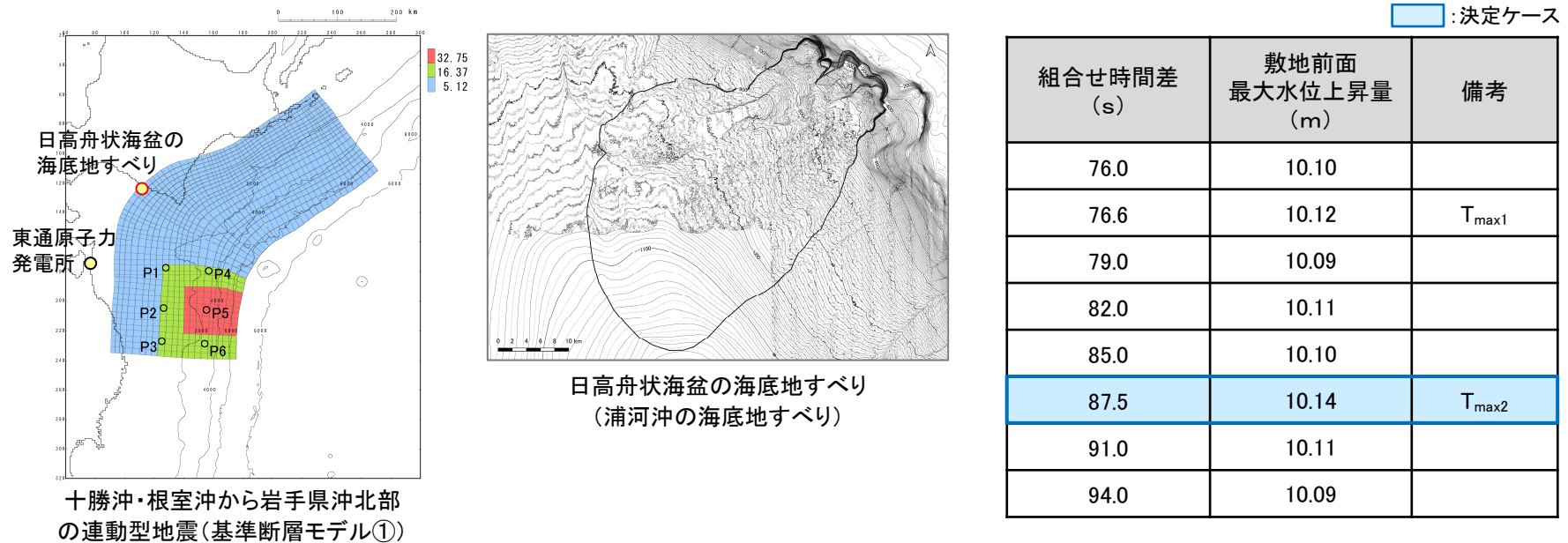
### Ⅲ. 地震に起因する津波と地震以外に起因する津波の組合せの評価

#### 7. 同波動場での津波解析: 水位上昇側

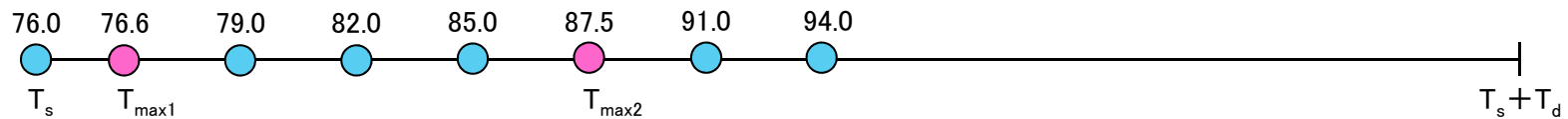
S211 S212

##### ■ 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

- 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)と日高舟状海盆の海底地すべりの組合せ時間をパラメータスタディした結果を以下に示す。



##### 【パラメータスタディ範囲】



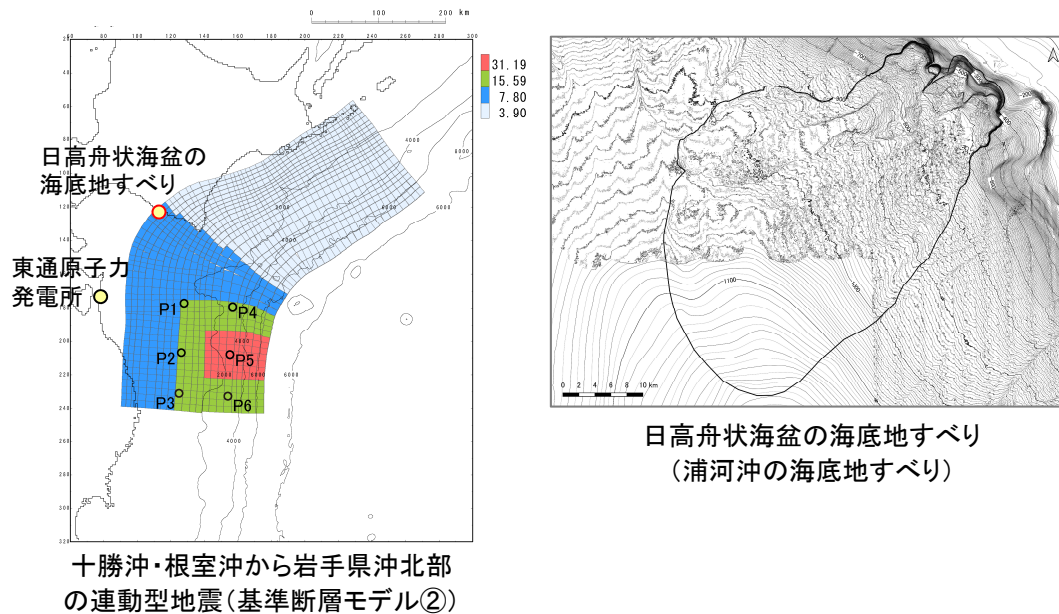
### Ⅲ. 地震に起因する津波と地震以外に起因する津波の組合せの評価

#### 7. 同波動場での津波解析: 水位下降側

S211 S212

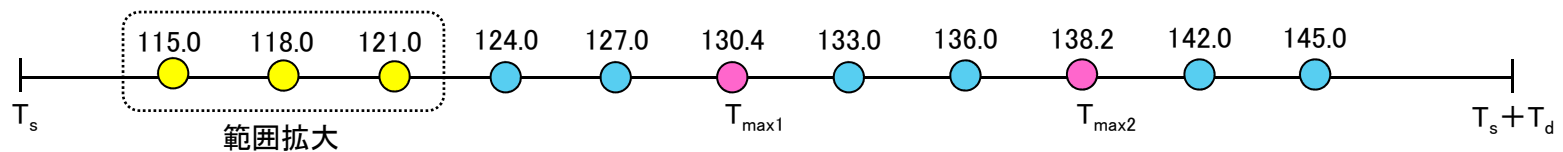
##### ■ 十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震: 基準断層モデル②

- 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②)と日高舟状海盆の海底地すべりの組合せ時間をパラメータスタディした結果を以下に示す。


  : 決定ケース

組合せ時間差 (s)	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)	
115.0	-5.113	4.4	範囲拡大
118.0	-5.114	4.4	範囲拡大
121.0	-5.12 (-5.115)	4.4	範囲拡大
124.0	-5.111	4.4	
127.0	-5.109	4.4	
130.4	-5.110	4.4	$T_{\max 1}$
133.0	-5.109	4.4	
136.0	-5.107	4.4	
138.2	-5.105	4.4	$T_{\max 2}$
142.0	-5.10	4.3	
145.0	-5.10	4.3	

##### 【パラメータスタディ範囲】



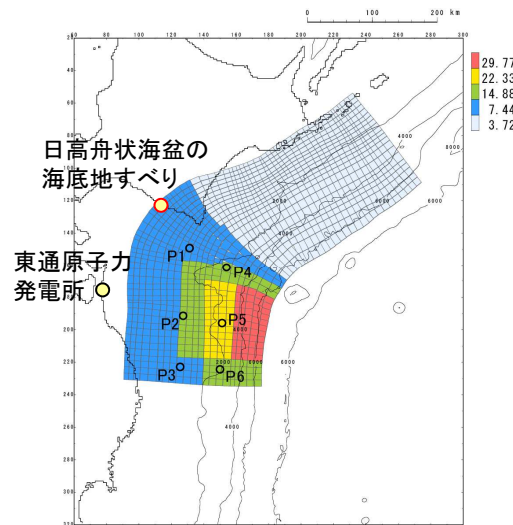
### Ⅲ. 地震に起因する津波と地震以外に起因する津波の組合せの評価

#### 7. 同波動場での津波解析: 水位下降側

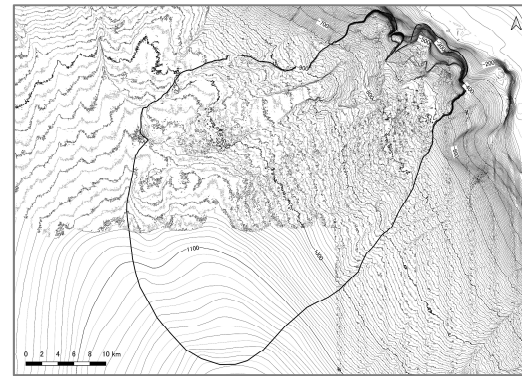
S211 S212

##### ■ 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

- 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)と日高舟状海盆の海底地すべりの組合せ時間をパラメータスタディした結果を以下に示す。



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)



日高舟状海盆の海底地すべり  
(浦河沖の海底地すべり)

決定ケース

組合せ時間差 (s)	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)	
176.0	-5.21	4.2	範囲拡大
179.0	-5.25	4.3	範囲拡大
182.0	-5.286	4.4	
185.0	-5.288	4.5	
187.9	-5.29 (-5.290)	4.5	$T_{max1}$ $T_{max2}$

##### 【パラメータスタディ範囲】



## 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

## 8. 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

S211 S212

- 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)	10.14	8.74	9.03	8.57

## 【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※を下回る継続時間(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)	-5.12	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

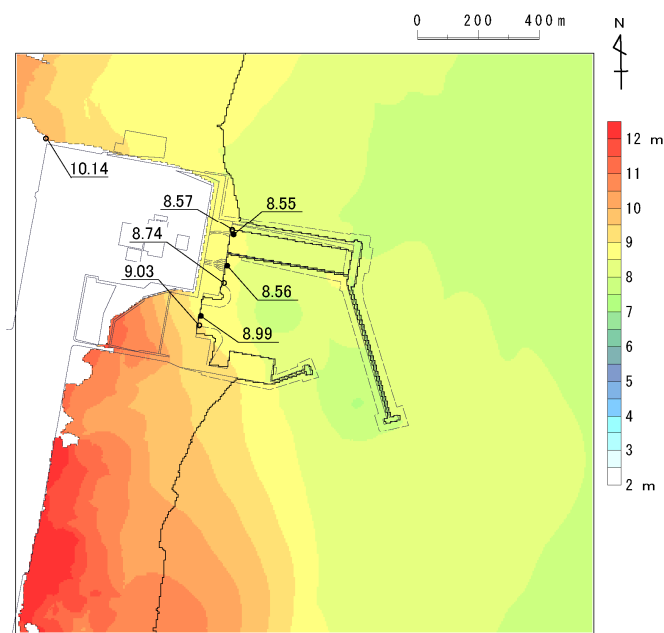
※:補機冷却海水系取水設備の詳細は、補足説明資料「Ⅶ. 計算条件等 4. 津波水位の評価位置」に記載。

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

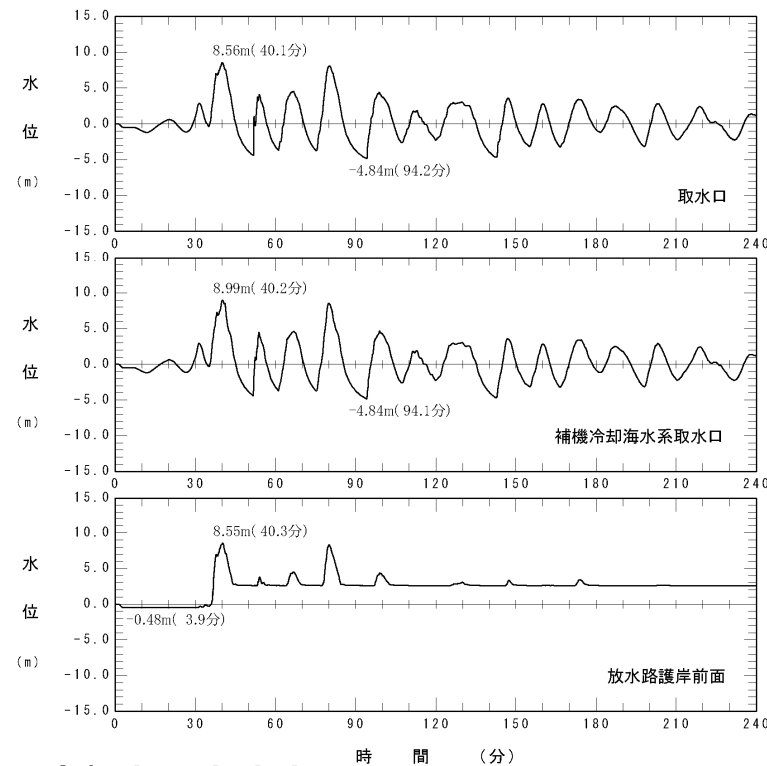
8. 地震に起因する津波と地震以外に起因する津波の組合せの評価

S211 S212

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)	10.14	8.74	9.03	8.57



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「Ⅶ. 計算条件等 4. 津波水位の評価位置」に記載)

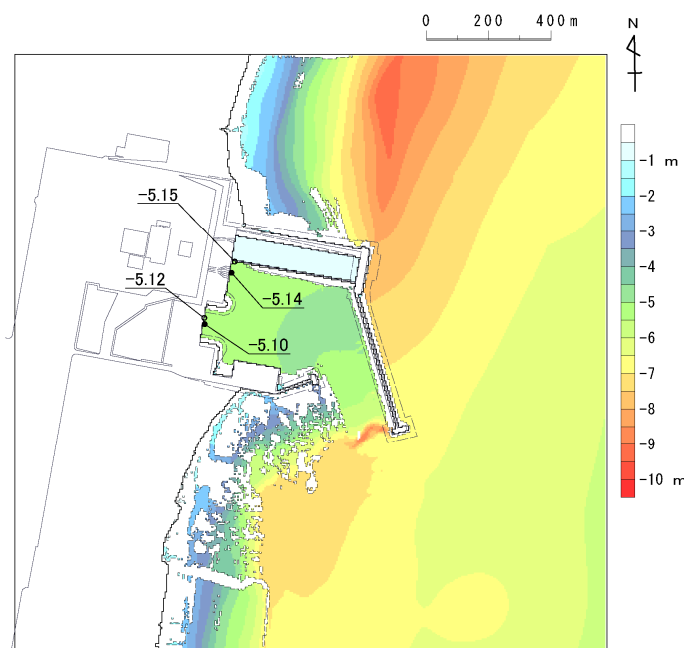


Ⅲ. 地震に起因する津波と地震以外に起因する津波の組合せの評価

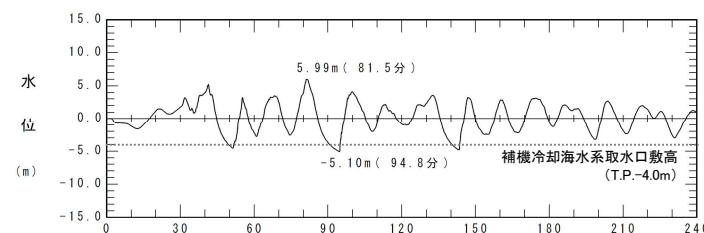
8. 地震に起因する津波と地震以外に起因する津波の組合せの評価

S211 S212

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)	-5.12	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「Ⅶ. 計算条件等 4. 津波水位の評価位置」に記載)

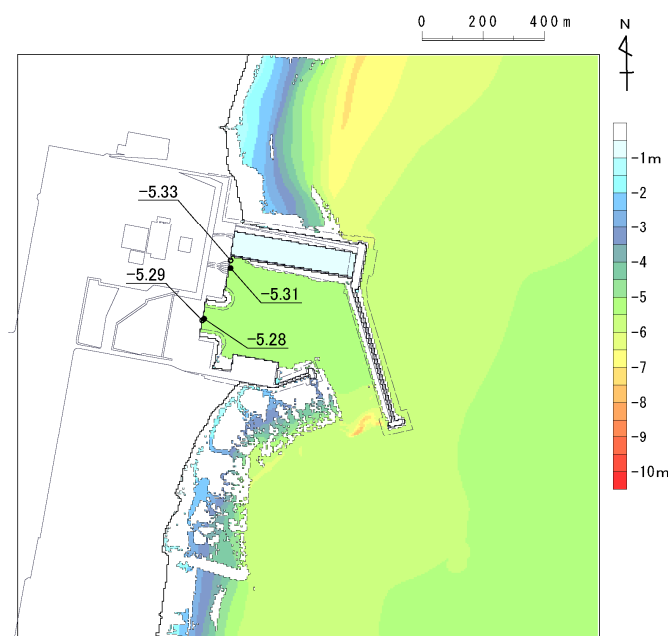
※2: 補機冷却海水系取水設備の詳細は、補足説明資料「Ⅶ. 計算条件等 4. 津波水位の評価位置」に記載。

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

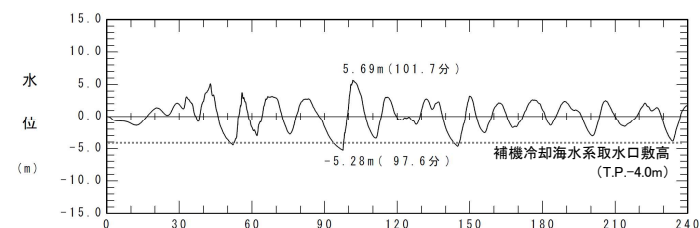
8. 地震に起因する津波と地震以外に起因する津波の組合せの評価

S211 S212

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「Ⅶ. 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「Ⅶ. 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(2020):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](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(2017a):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. 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. 宍倉正展(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 1000 yr 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. Gene Ichinose, Paul Somerville, Hong Kie Thio, Robert Graves, and Dan O'Connell (2007) : Rupture process of the 1964 Prince William Sound, Alaska, earthquake from the combined inversion of seismic, tsunami, and geodetic data, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 112, B07306, doi:10.1029/2006JB004728
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
23. 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
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) : 日高衝突帯一前縁褶曲・衝上断層帯の地殻構造, *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 (2012) : 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 (2013a) : 「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1002, 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. 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

## 参考文献③

34. 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
35. 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
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.Ujii, 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, Vol.339, 687-69
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舘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 TinAung・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

## 参考文献④

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, p.39
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
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(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
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 Takahashi(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(2014):「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. 佐竹健治(2013):第197回地震予知連絡会 重点検討課題「世界の巨大地震・津波」概要, 地震予知連絡会 会報, 第89巻, 12-6

## 参考文献⑤

66. 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)
67. 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
68. Ioki, K. and Y. Tanioka, Y(2016): Re-estimated fault model of the 17th century great earthquake off Hokkaido using tsunami deposit data, Earth and Planetary Science Letters, 433, 133-138
69. 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
70. 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
71. 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
72. 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
73. 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
74. 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
75. 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
76. 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
77. 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
78. 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
79. 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
80. 中央気象台(1933): 昭和八年三月三日三陸沖強震及津波報告, 験震時報, Vol.7, No.2別刷
81. 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
82. 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
83. 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/tjt/>), 2012/12/29
84. 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



## 参考文献⑥

85. 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
86. 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
87. 渡辺偉夫(1998):日本被害津波総覧[第2版], 東京大学出版会
88. 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
89. 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
90. 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
91. 文部科学省測地学分科会(2013b):「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)
92. 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
94. 岡村行信・行谷佑一(2011):17世紀に発生した千島海溝の運動型地震の再検討, 活断層・古地震研究報告, No.11, p.15-20
95. 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
96. 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, p.336
97. 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
98. 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
99. 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](https://gbank.gsj.jp/tsunami_deposit_db)
- 100.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
- 101.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
- 102.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
- 103.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・高清水康博(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
- 104.千釜章・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
- 105.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
- 106.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
- 107.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

## 参考文献⑦

108. Takumi Yoshii, Shiro Tanaka, Masafumi Matsuyama(2017): Tsunami deposits in a super-large wave flume, *Marine Geology*, No.391, 98-107
109. 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
110. 伊藤谷生(2000): 日高衝突帯一前縁褶曲・衝上断層帯の地殻構造, *石油技術協会誌*, 第65巻, 第1号, pp.103-109
111. 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
112. 杉野英治・呉長江・是永真理子・根本信・岩渕洋子・蛭沢勝三(2013): 原子力サイトにおける2011東北地震津波の検証, *日本地震工学会論文集*, 第13巻, 第2号(特集号)
113. 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
114. YOSHINOBU TSUJI, KENJI SATAKE, TAKEO ISHIBE, TOMOYA HARADA, AKIHITO NISHIYAMA, and SATOSHI KUSUMOTO(2014): Tsunami Heights along the Pacific Coast of Northern Honshu Recorded from the 2011 Tohoku and Previous Great Earthquakes, *Pure and Applied Geophysics*
110. 清水水康博(2013): 北海道の津波堆積物研究の現状と課題: 17世紀巨大津波による堆積物の研究を中心に, *地質学雑誌*, 119(9), pp.599-612
111. 佐竹健治(2017): 17世紀に千島・日本海溝で発生した巨大地震, *地震研究所彙報*, Vol.92, pp. 31-47
112. 高田圭太・穴倉正展・今井健太郎・蝦名裕一・後藤和久・越谷信・山本英和・五十嵐厚夫・市原季彦・木下博久・池田哲哉・岩手県県土整備部河川課(2016): 岩手県沿岸における津波堆積物の分布とその年代, *活断層・古地震研報*, Vol.16, pp.1-52
113. K.Satake, F.Nanayama and S.Yamaki: (2008) Fault models of unusual tsunami in the 17th century along the Kuril trench, *Earth Planets Space*, 60, 925-935
114. Ryosuke Azuma, Yoshio Murai, Kei Katsumata, Yuichi Nishimura, Takuji Yamada, Kimihiro Mochizuki, Masanao Shinohara (2012): Was the 1952 Tokachi-oki earthquake ( $M_w = 8.1$ ) a typical underthrust earthquake?: Plate interface reflectivity measurement by an air gun-ocean bottom seismometer experiment in the Kuril Trench, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(8), Q08015, doi.org/10.1029/2012GC004135
115. 東龍介(2012): 北海道太平洋沖海底構造調査結果及び海底地震観測レビュー, *地震予知連絡会 会報*, 第88巻, 12-7
116. BHASKAR KUNDU, V. K. GAHALAUT and J. K. CATHERINE (2012): Seamount Subduction and Rupture Characteristics of the March 11, 2011, Tohoku Earthquake, *JOURNAL GEOLOGICAL SOCIETY OF INDIA* Vol.79, pp.245-251
117. Thorne Lay, Hiroo Kanamori, Charles J. Ammon, Keith D. Koper, Alexander R. Hutko, Lingling Ye, Han Yue, Teresa M. Rushing (2012): Depth-varying rupture properties of subduction zone megathrust faults, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 117, B04311, doi:10.1029/2011JB009133
118. Xin Liu and Dapeng Zhao (2018): Upper and lower plate controls on the great 2011 Tohoku-oki earthquake, *SCIENCE ADVANCES*, Vol.4, No.6, pp.1-7
119. Kimihiro Mochizuki, Tomoaki Yamada, Masanao Shinohara, Yoshiko Yamanaka, Toshihiko Kanazawa (2008): Weak Interplate Coupling by Seamounts and Repeating  $M \sim 7$  Earthquakes, *SCIENCE*, VOL 321, 1194-1197
120. 望月公廣(2011): 茨城沖におけるアスペリティと地下構造, *地震予知連絡会 会報*, 第85巻, 12-17
121. Kelin Wang and Susan L. Bilek (2014): Invited review paper: Fault creep caused by subduction of rough seafloor relief, *Tectonophysics*, 610, 1-24

## 参考文献⑧

122. 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
123. Saeko Kita, Tomomi Okada, Akira Hasegawa, Junichi Nakajima, Toru Matsuzawa (2010) : Anomalous deepening of a seismic belt in the upper-plane of the double seismic zone in the Pacific slab beneath the Hokkaido corner: Possible evidence for thermal shielding caused by subducted forearc crust materials, *Earth and Planetary Science Letters* 290, 415–426
124. 長谷川昭・中島淳一・内田直希・梁田高広・岡田知己・趙大鵬・松澤暢・海野徳仁(2012) : 沈み込み帯の地震の発生機構— 地殻流体に規定されて発生する沈み込み帯の地震—, *地学雑誌*, 121(1), pp.128–160
125. Junichi Nakajima, Yusuke Tsuji, Akira Hasegawa (2009) : Seismic evidence for thermally-controlled dehydration reaction in subducting oceanic crust, *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, VOL. 36, L03303, doi:10.1029/2008GL036865
125. TOSHITSUGU YAMAZAKI and YUKINOBU OKAMURA (1989) : Subducting seamounts and deformation of overriding forearc wedges around Japan, *Tectonophysics*, 160, 207–229
126. 木戸ゆかり・小角幸代・仲西理子・鶴哲郎・金田義行(2002) : 日本海溝と千島海溝の接合点付近に沈み込む海山の地球物理学的特徴—地磁気およびアドミッタンス関数を用いた重力解析—, *情報地質*, 第13巻, 第3号, pp.141–151
127. S. Dominguez, S.E. Lallemand, J. Malavieille and R. vonHueneb (1998) : Upper plate deformation associated with seamount subduction, *Tectonophysics*, 293,207–224
128. Azusa Nishizawa, Kentaro Kaneda, Naoko Watanabe, and Mitsuhiro Oikawa (2009) : Seismic structure of the subducting seamounts on the trench axis: Erimo Seamount and Daiichi-Kashima Seamount, northern and southern ends of the Japan Trench, *Earth Planets Space*, 61, e5–e8
129. Kazushige Obara, Yoshikatsu Haryu, Yoshihiro Ito, Katsuhiko Shiomi (2004) : Low frequency events occurred during the sequence of aftershock activity of the 2003 Tokachi-Oki earthquake; a dynamic process of the tectonic erosion by subducted seamount, *Earth Planets Space*, 56, 347–351
130. 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
131. Yukinobu Okamura, Takumi Tsujino, Kohsaku Arai, Tomoyuki Sasaki, Kenji Satake and Masato Joshima (2008): Fore arc structure and plate boundary earthquake sources along the southwestern Kuril subduction zone, *Journal of Geophysical Research*, Vol.113, B06305
132. Takuya Nishimura, Tomowo Hirasawa, Shin'ichi Miyazaki, Takeshi Sagiya, Takashi Tada, Satoshi Miura and Kazuo Tanaka (2004) : Temporal change of interplate coupling in northeastern Japan during 1995–2002 estimated from continuous GPS observations, *Geophysical Journal International*, Vol.157, Issue 2, pp.901–916
133. Chihiro Hashimoto, Akemi Noda, Takeshi Sagiya and Mitsuhiro Matsu'ura (2009) : Interplate seismogenic zones along the Kuril–Japan trench inferred from GPS data inversion, *Nature Geoscience*, Vol.2, pp.141–144
134. 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

## 参考文献⑨

135. 内閣府中央防災会議 東南海、南海地震等に関する専門調査会(2003):東南海、南海地震等に関する専門調査会(第16回), 参考資料2 強震動と津波の高さの検討に関する資料集, 8. 津波計算における震源破壊伝播速度の効果について
136. 杉野英治・岩渕洋子・阿部雄太(2017):破壊伝播特性の不確かさ影響を考慮した確率論的津波ハザード評価手法, 日本地震工学会論文集 第17巻, 第2号
137. 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
138. Naoyuki Kato and Tetsuzo Seno(2003):Hypocenter depths of large interplate earthquakes and their relation to seismic coupling, Earth and Planetary Science Letters 210,53-63
139. S.T.G. RAGHUKANTH and S. SANGEETHA(2016):A stochastic model for earthquake slip distribution of large events, Geomatics, Natural Hazards and Risk, Vol. 7, No. 2, 493521, doi.org/10.1080/19475705.2014.941418
140. 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>
141. Aki Ito, Gou Fujie, Tetsuro Tsuru, Shuichi Kodaira, Ayako Nakanishi, Yoshiyuki Kaneda(2004):Fault plane geometry in the source region of the 1994 Sanriku-oki earthquake, Earth and Planetary Science Letters, 223, 163-175
142. P. Martin Mai, P. Spudich, and J. Boatwright(2005):Hypocenter Locations in Finite-Source Rupture Models, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 95, No. 3, pp. 965-980, doi: 10.1785/0120040111
143. Diego Melgar and Gavin P. Hayes(2019):The Correlation Lengths and Hypocentral Positions of Great Earthquakes, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 109, No. 6, pp. 2582-2593, doi: 10.1785/0120190164
144. 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
145. 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/>
146. 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
147. 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
148. 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/NCEO107
149. 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
150. 地震調査研究推進本部(2017b):震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)
152. Mansinha, L. and D. E. Smylie(1971):The displacement fields of inclined faults, Bull. Seism. Soc. Amer., Vol.61, No.5, pp.1433-1440
153. 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)

## 参考文献⑩

154. 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
155. 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
156. 小池一之・町田洋(2001) : 日本の海成段丘アトラス
157. 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.
158. 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.
159. 入倉孝次郎(2004) : 強震動予測レシポ — 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
160. Satoko Murotani, Hiroe Miyake, and Kazuki Koketsu (2008) : Scaling of characterized slip models for plate-boundary earthquakes, *Earth Planets Space*, 60, 987-991.
161. 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
162. 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.
163. 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
164. 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)
165. 青森県(2021) : 津波浸水想定について(解説)(令和3年5月27日)
166. 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)
167. 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
168. 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
169. JASCHA POLET and H. KANAMORI(2009) *Tsunami Earthquake Encyclopedia of Complexity and Systems Science* 200
170. 伊木常誠(1897) : 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.
171. 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
172. 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
173. 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(「レシポ」)
174. 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

## 参考文献⑪

175. 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
176. 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
177. 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
178. 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.
179. 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
180. 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
181. 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
182. 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
183. 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
184. 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
185. 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
186. 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
187. 海上保安庁(1975):20万分の1海底地質構造図「室蘭沖」
188. 海上保安庁(1975):20万分の1海底地質構造図「日高舟状海盆」
189. 海上保安庁(1975):20万分の1海底地質構造図「下北半島沖」
190. 海上保安庁(1973):20万分の1海底地質構造図「八戸沖」
191. 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
192. 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
193. 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
194. 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
195. 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
196. 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)
197. 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
198. 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

## 参考文献⑫

199. 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)
200. 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)
201. 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
202. 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.
203. 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
204. 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
205. 渡辺偉夫(1998):日本被害津波総覧[第2版], 東京大学出版会
206. 気象庁(1951～2019):地震月報ほか
207. 国立天文台(2021):理科年表, 令和3年, 第94冊, 丸善出版
208. 防災科学技術研究所(2009):「地すべり地形分布図第42集「野辺地・八戸」」, 地すべり地形分布図データベース, 防災科学技術研究所研究資料, 第329号, <http://lsweb1.ess.bosai.go.jp/pdfview/s42-index.html>
209. 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・坂井真一・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
210. 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
211. 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
212. 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
213. 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
214. 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
215. B.G.McAdoo,L.F.Pratson,D.L.Orange(2000):Submarine landslide geomorphology, US continental slope, *Marine Geology*,169, 103–136
216. 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

## 参考文献⑬

- 217.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
- 218.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
- 219.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
- 220.Kenji Satake(2007):Volcanic origin of the 1741 Oshima-Oshima tsunami in the Japan Sea, Earth Planets Space, 59, 381-390
- 221.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 1\_557-1\_562
- 222.田近淳(1995):堆積岩を起源とする地すべり堆積物の内部構造と堆積相,地下資源調査所報告,第67号, pp.59-145
- 223.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
- 224.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
- 225.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
- 226.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
- 227.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
- 228.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
- 229.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
- 230.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>
- 231.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
- 232.Netts 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
- 233.Day, S. J., P. Watts, S. T. Grilli and J. T. Kirby (2005):Mechanical models of the 1975 Kalapana, Hawaii earthquake and tsunami, Marine Geology, 215, pp.59-92
- 234.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
- 235.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
- 236.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



## 参考文献⑭

---

237. McMurtry G. M. P. Watts, S. T. Grilli and 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
238. 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
239. Guillou, H., M-O. Garcia, L. Turpin (1997) : Unspiked K-Ar dating of young volcanic rocks from Loihi and Pitcairn hot spot sediments, Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol.78, pp.239-249
240. 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>)
241. 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
242. 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