



目次

1. 既往津波等の検討
 - 1-1. 既往津波の文献調査
 - 1-2. 津波堆積物調査
 - 1-3. 行政機関による既往評価の整理
 - 1-4. 既往津波等の検討のまとめ
2. 数値シミュレーション
 - 2-1. 津波の計算条件
 - 2-2. 数値シミュレーションモデルの妥当性検討
 - 2-3. 敷地及び敷地付近における評価方針
3. 地震による津波
 - 3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波
 - 3-2. 三陸沖から根室沖に想定される地震に伴う津波
 - 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波
 - 3-2-2. 内閣府(2020)モデルによる津波
 - 3-2-3. 三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波
 - 3-3. チリ沖に想定される地震に伴う津波
 - 3-4. 海域活断層に想定される地震に伴う津波
 - 3-5. 地震による津波のまとめ
4. **地震以外の要因による津波**
 - 4-1. **陸上の斜面崩壊に起因する津波**
 - 4-2. 海底地すべりに起因する津波
 - 4-3. 火山現象に起因する津波
 - 4-4. 地震以外の要因による津波のまとめ
5. 津波発生要因の組合せに関する検討
 - 5-1. 組合せ対象候補の抽出
 - 5-2. 津波発生要因の組合せ
6. 基準津波の策定
 - 6-1. 防波堤等の影響検討
 - 6-1-1. 地震による津波
 - 6-1-2. 地震以外の要因による津波
 - 6-1-3. 津波発生要因の組合せ
 - 6-2. 基準津波の選定
 - 6-3. 基準津波選定結果の検証
 - 6-3-1. 既往津波との比較
 - 6-3-2. 行政機関による既往評価との比較
7. 基準津波

 : 本資料の掲載範囲

 : 本資料での主なご説明範囲

4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波（1 / 2 3）

陸上の斜面崩壊に起因する津波の検討フロー

陸上の斜面崩壊に起因する津波は、地震による津波に比べて短波長成分が卓越するため減衰傾向が大きくなること、及び津軽海峡の外で発生する陸上の斜面崩壊の崩壊方向を考慮すると津軽海峡内に入りにくいことより、陸上の斜面崩壊に起因する津波については、津軽海峡内を検討対象とし、以下のフローで検討を実施した。

検討フロー

【ステップ1】：津軽海峡内地すべり地形の抽出

防災科学技術研究所（以下「防災科研」という。）による地すべり地形分布図データベースに示されている地すべり地形のうち、津軽海峡内の地すべり地形を対象として抽出

【ステップ2】：発電所に影響のある津波を発生させる可能性がある地すべり地形の抽出 及びエリア毎の検討対象地すべり地形の選定

- ・ステップ1で抽出した地すべり地形のうち発電所に影響のある津波を発生させる可能性がある地すべり地形を以下を基本方針として抽出し、エリア毎に検討対象地すべり地形を選定
 - ▶海沿いにあり、滑落した場合に海に突入する可能性がある。（小規模なものは除く。）
 - ▶隣接する地すべり群のうち、地すべり土塊頂部が接する、或いは頂部が重複するものは、保守側の設定として、一塊の地すべりとして考慮※1

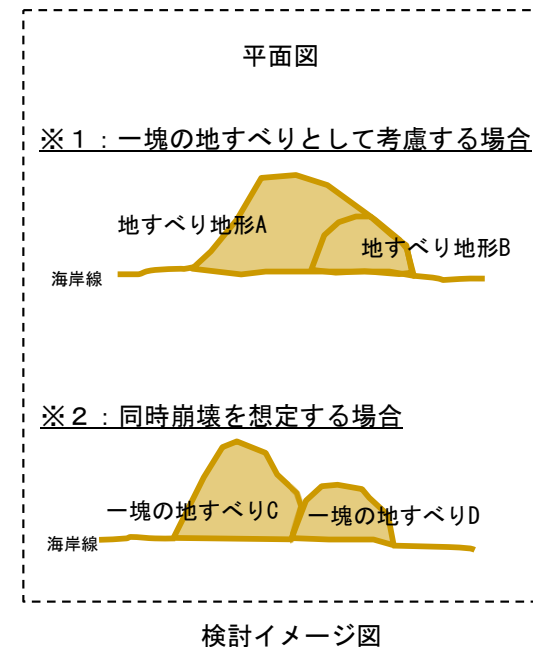
▶なお、上記の一塊の地すべりが近接し、崩壊方向が同方向の場合、安全評価上、これらの同時崩壊（連動）を想定※2

【ステップ3】：検討対象地すべり地形の選定

ステップ2でエリア毎に抽出した地すべり地形から、崩壊規模、敷地との距離・位置関係等を考慮して敷地への影響が最も大きくなる地すべり地形を選定

【ステップ4】：数値シミュレーションの実施

数値シミュレーションにより敷地への影響を評価
（二層流モデル及びkinematic landslideモデルを用いて総合的に評価）



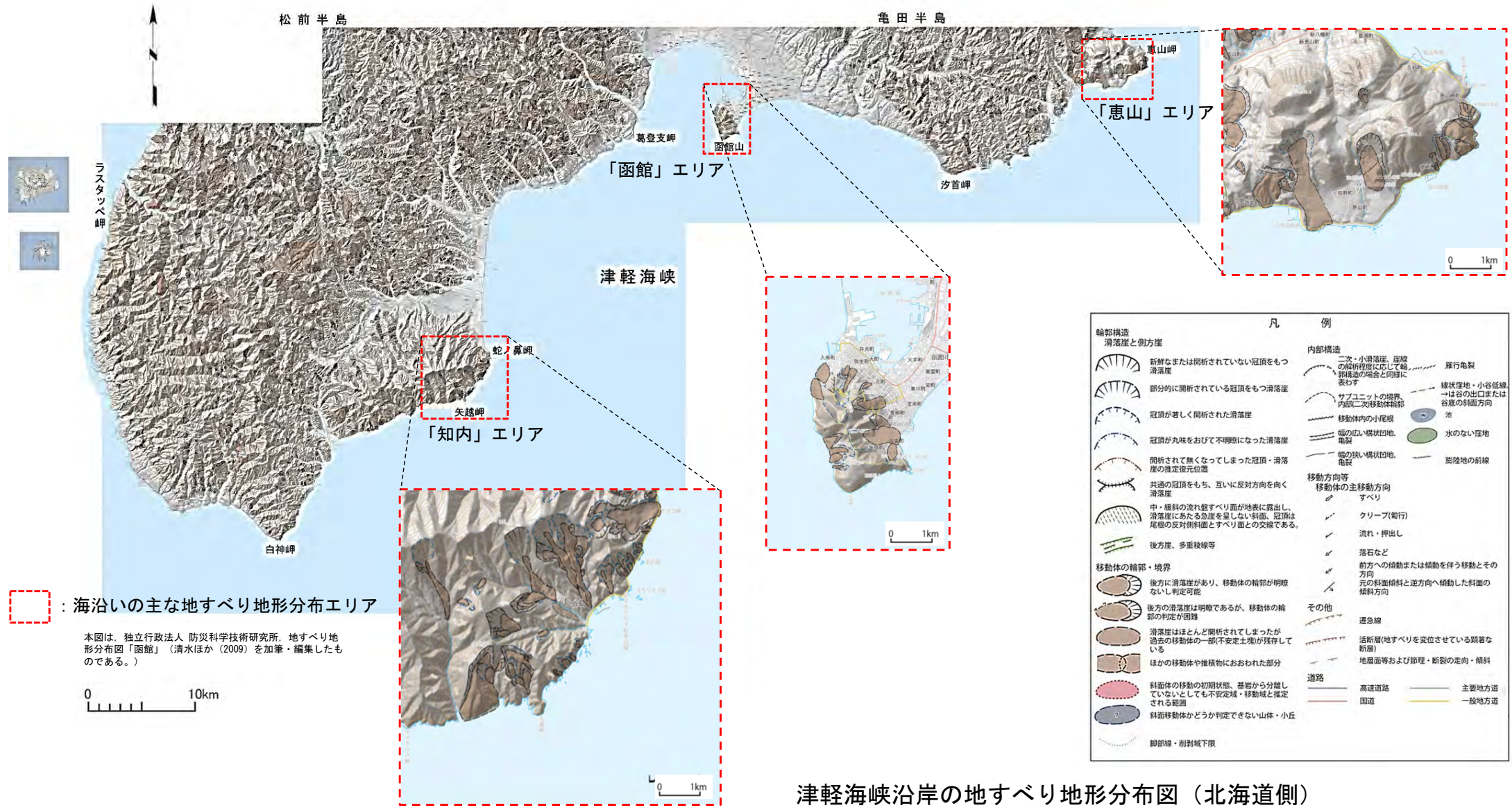


4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波 (2 / 23)

津軽海峡内地すべり地形の抽出【ステップ1】 (1 / 2) : 地すべり地形分布図 (北海道側)

防災科研による地すべり地形分布図データベースに示されている地すべり地形を確認した結果※, 「恵山」, 「函館」及び「知内」エリアの海沿いに比較的規模の大きな地すべり地形が認められた。

※詳細情報は第1023回審査会合 資料1-2 P. 7. 1-3~P. 7. 1-9参照



津軽海峡沿岸の地すべり地形分布図 (北海道側)

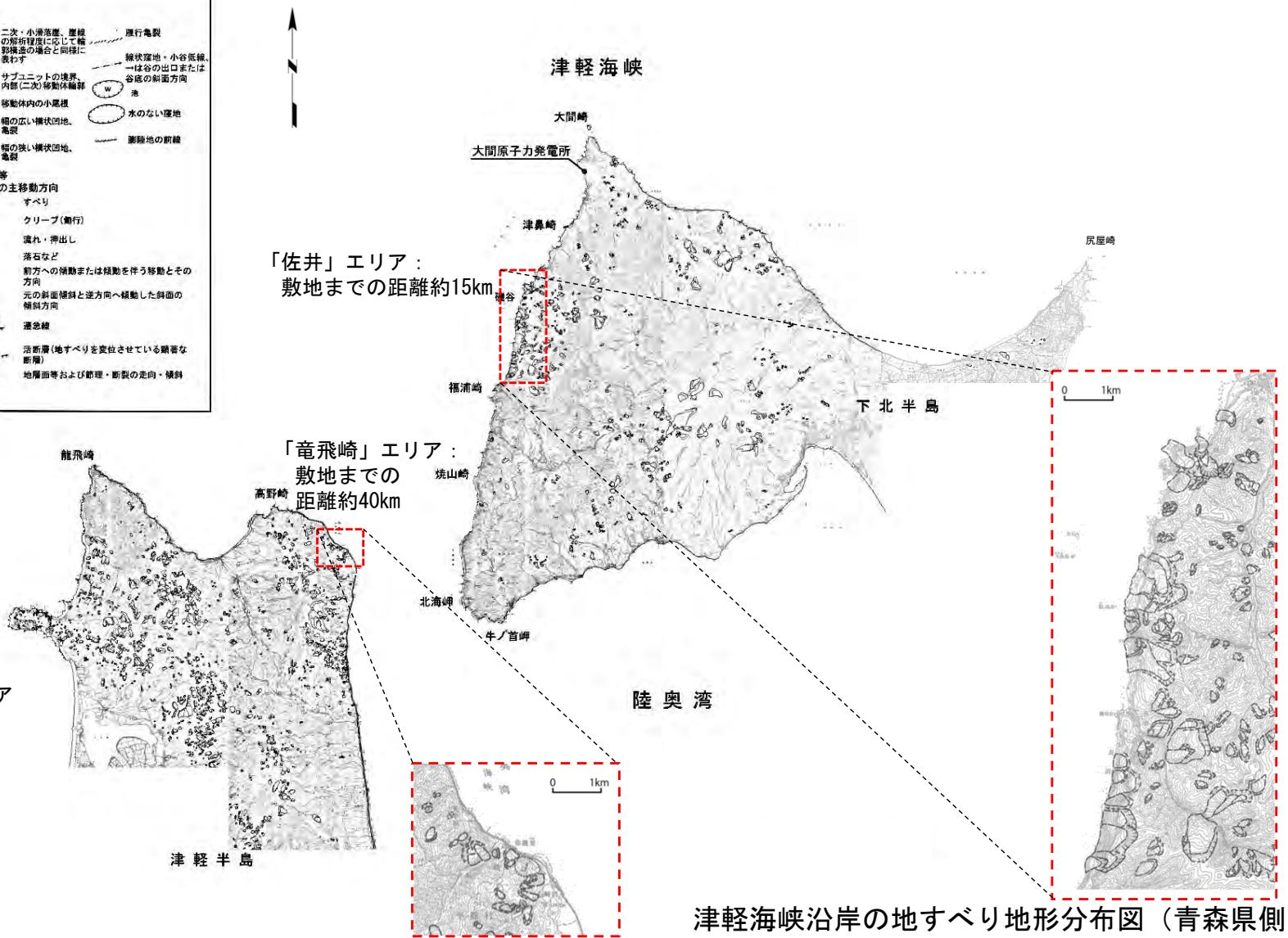
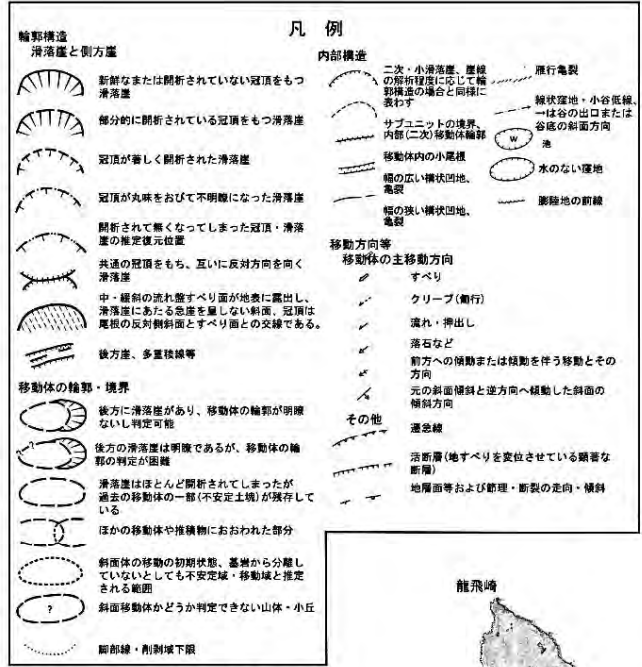


4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波 (3 / 23)

津軽海峡内地すべり地形の抽出【ステップ1】 (2 / 2) : 地すべり地形分布図 (青森県側)

防災科研による地すべり地形分布図データベースに示されている地すべり地形を確認した結果※, 「佐井」及び「竜飛崎」エリアの海沿いに比較的規模の大きな地すべり地形が認められた。

※詳細情報は第1023回審査会合資料1-2 P. 7. 1. 10~P. 7. 1. 16参照



海沿いの主な地すべり地形分布エリア

津軽海峡沿岸の地すべり地形分布図 (青森県側)

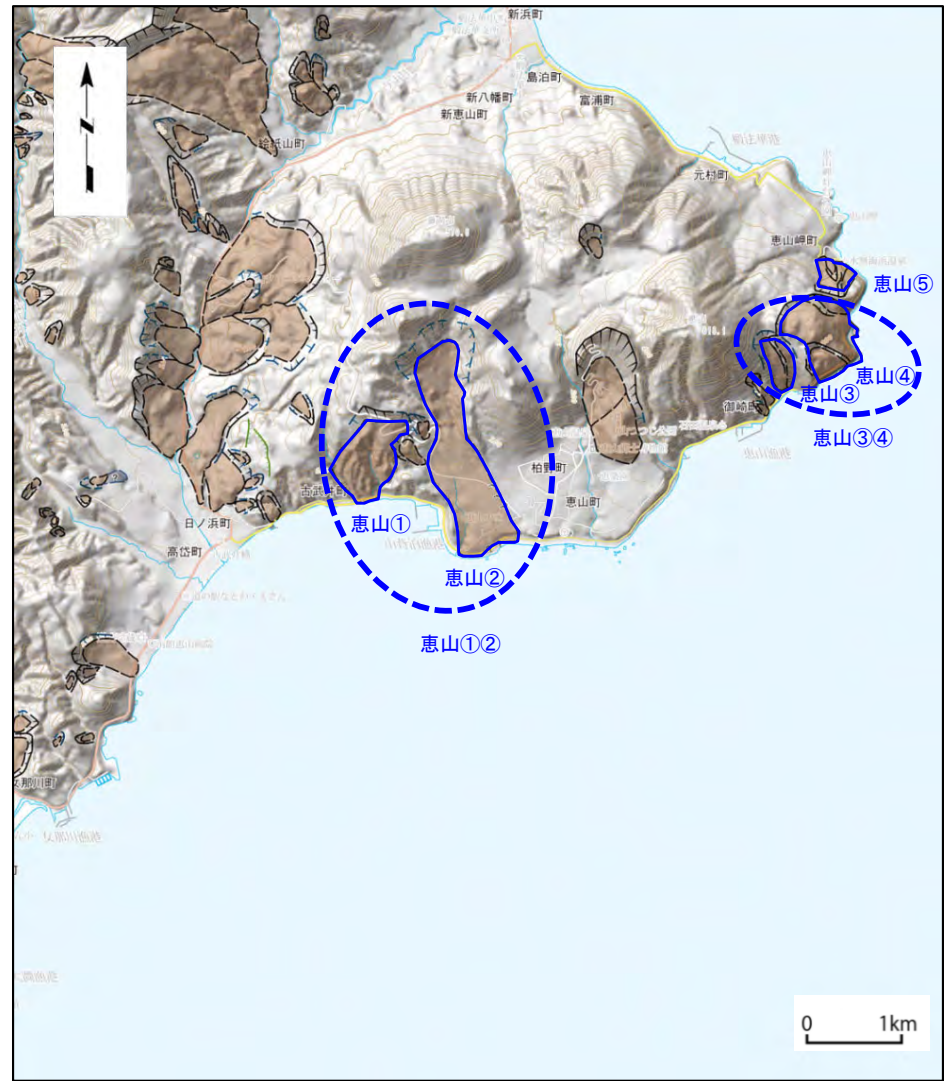
本図は、独立行政法人 防災科学技術研究所、地すべり地形分布図「野辺地・八戸」(清水ほか(2009))及び「青森・仙台」(清水・大八木(1987))を加筆・編集したものである。

(余白)



4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波 (4 / 23)

発電所に影響のある津波を発生させる可能性がある地すべり地形の抽出 及びエリア毎の検討対象地すべり地形の選定【ステップ2】 (1 / 7) : (北海道側・恵山)



- ・ 恵山エリアの検討対象地すべり地形の抽出に係り、防災科研地すべり地形分布図に記載されている地すべり地形より、発電所に影響のある津波を発生させる可能性がある地すべり地形として左記に示す3つのブロックを抽出した。
- ・ 恵山エリアの地すべりブロックを比較した結果、地すべりブロック「恵山①②」の概算体積が最も大きいことより、「恵山①②」を恵山エリアの検討対象地すべり地形に選定する。

地すべりブロックの概算体積の比較

ブロック	一塊の地すべりとして考慮※1						同時崩壊（連動）を想定※2	
	A 面積 (m ²)	L 長さ (m)	W 平均幅 (m)	n※3 係数	D 厚さ (D=W×n) (m)	V (A×D) 概算体積 (一塊) (m ³)	ブロック	V (A×D) 概算体積 (同時崩壊) (m ³)
恵山①	423,892	852	674	1/10	67	2.84 × 10 ⁷	恵山①②	8.41 × 10 ⁷
恵山②	1,031,468	2,103	542	1/10	54	5.57 × 10 ⁷		
恵山③	132,247	566	278	1/7	40	5.29 × 10 ⁶	恵山③④	3.63 × 10 ⁷
恵山④	449,789	902	691	1/10	69	3.10 × 10 ⁷		
恵山⑤	96,771	310	364	1/10	36	3.48 × 10 ⁶	—	—

※1 隣接する地すべり群のうち、地すべり土塊頂部が接する、或いは頂部が重複するものは、一塊の地すべりとして考慮
 ※2 一塊の地すべりが近接し、崩壊方向が同方向の場合、これらの同時崩壊（連動）を想定
 ※3 地すべりの厚さの係数nは、高速道路調査会(1985)に従い下記のとおりとした。

幅：W	係数：n
50~100m	幅の1/5~1/7
200m前後	幅の1/7~1/10
300m以上	幅の1/10~1/15



4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波 (5 / 23)

発電所に影響のある津波を発生させる可能性がある地すべり地形の抽出 及びエリア毎の検討対象地すべり地形の選定【ステップ2】 (2 / 7) : (北海道側・函館)



- ・函館エリアの検討対象地すべり地形の抽出に係り、防災科研地すべり地形分布図に記載されている地すべり地形より、発電所に影響のある津波を発生させる可能性がある地すべり地形として左記に示す3つのブロックを抽出した。
- ・函館エリアの地すべりブロックを比較した結果、地すべりブロック「函館①」の概算体積が最も大きいことより、「函館①」を函館エリアの検討対象地すべり地形に選定する。

地すべりブロックの概算体積の比較

一塊の地すべりとして考慮※1

同時崩壊（連動）を想定※2

ブロック	A 面積 (m ²)	L 長さ (m)	W 平均幅 (m)	n ^{※3} 係数	D 厚さ (D=W×n) (m)	V (A×D) 概算体積 (一塊) (m ³)	ブロック	V (A×D) 概算体積 (同時崩壊) (m ³)
函館①-1	315,591	911	380	1/10	38	1.20×10 ⁷	函館①	1.74×10 ⁷
函館①-2	71,384	344	263	1/7	38	2.71×10 ⁶		
函館①-3	77,824	427	240	1/7	34	2.65×10 ⁶		
函館②	118,669	343	406	1/10	41	4.87×10 ⁶	函館②③	1.11×10 ⁷
函館③	115,803	268	536	1/10	54	6.25×10 ⁶		
函館④	70,433	363	285	1/7	41	2.89×10 ⁶	函館④⑤⑥	5.59×10 ⁶
函館⑤	55,520	449	146	1/7	21	1.17×10 ⁶		
函館⑥	51,369	336	207	1/7	30	1.54×10 ⁶		

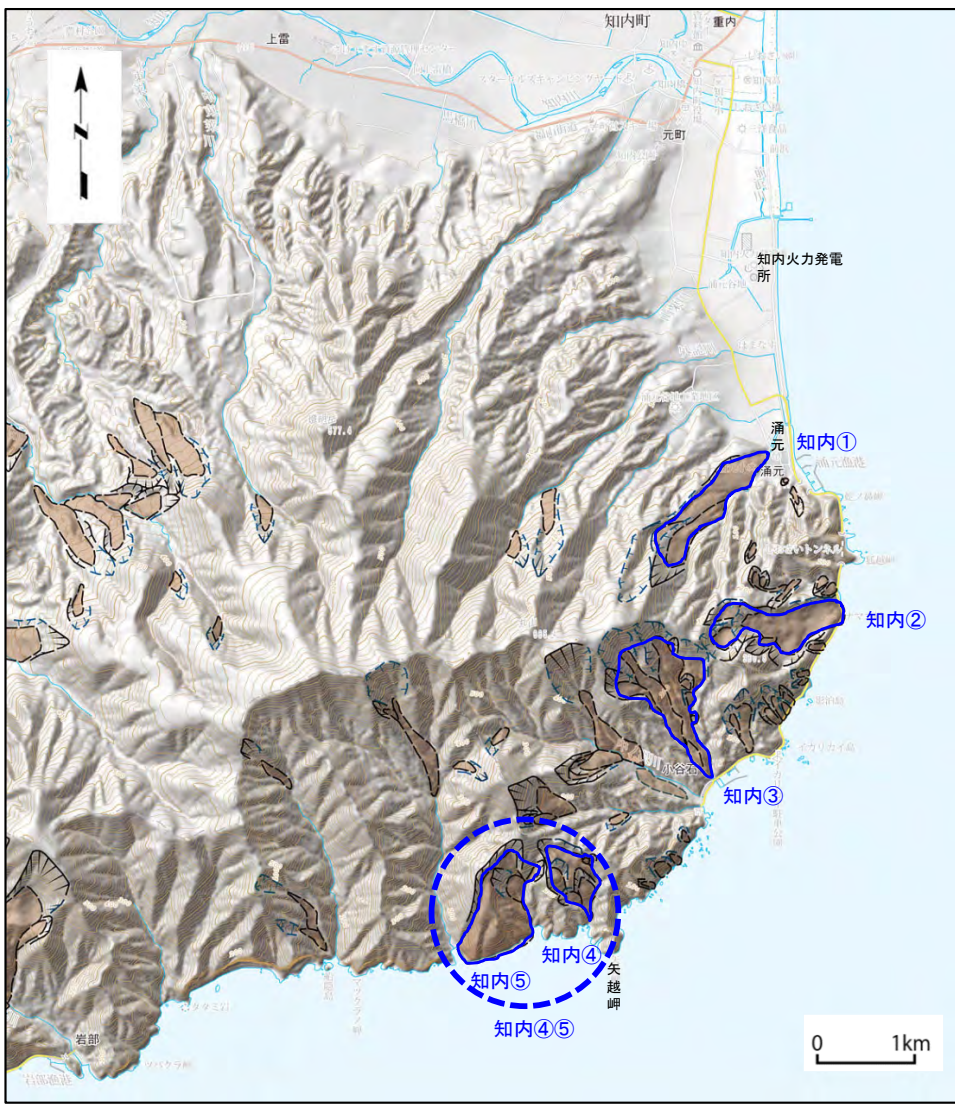
※1 隣接する地すべり群のうち、地すべり土塊頂部が接する、或いは頂部が重複するものは、一塊の地すべりとして考慮
 ※2 一塊の地すべりが近接し、崩壊方向が同方向の場合、これらの同時崩壊（連動）を想定
 ※3 地すべりの厚さの係数nは、高速道路調査会(1985)に従い下記のとおりとした。

幅：W	係数：n
50~100m	幅の1/5~1/7
200m前後	幅の1/7~1/10
300m以上	幅の1/10~1/15



4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波 (6 / 23)

発電所に影響のある津波を発生させる可能性がある地すべり地形の抽出 及びエリア毎の検討対象地すべり地形の選定【ステップ2】 (3 / 7) : (北海道側・知内)



- ・ 知内エリアの検討対象地すべり地形の抽出に係り、防災科研地すべり地形分布図に記載されている地すべり地形より、発電所に影響のある津波を発生させる可能性がある地すべり地形として左記に示す4つのブロックを抽出した。
- ・ 知内エリアの地すべりブロックを比較した結果、地すべりブロック「知内④⑤」の概算体積が最も大きいことより、「知内④⑤」を知内エリアの検討対象地すべり地形に選定する。

地すべりブロックの概算体積の比較

一塊の地すべりとして考慮※1

同時崩壊（連動）を想定※2

ブロック	A 面積 (m ²)	L 長さ (m)	W 平均幅 (m)	n ^{※3} 係数	D 厚さ (D=W×n) (m)	V (A×D) 概算体積 (一塊) (m ³)	ブロック	V (A×D) 概算体積 (同時崩壊) (m ³)
知内①	430,006	1,533	341	1/10	34	1.46 × 10 ⁷	—	—
知内②	451,699	1,350	465	1/10	47	2.12 × 10 ⁷	—	—
知内③	647,199	1,557	445	1/10	45	2.91 × 10 ⁷	—	—
知内④	244,337	792	447	1/10	45	1.10 × 10 ⁷	知内④⑤	4.26 × 10 ⁷
知内⑤	564,304	919	561	1/10	56	3.16 × 10 ⁷		

※1 隣接する地すべり群のうち、地すべり土塊頂部が接する、或いは頂部が重複するものは、一塊の地すべりとして考慮
 ※2 一塊の地すべりが近接し、崩壊方向が同方向の場合、これらの同時崩壊（連動）を想定
 ※3 地すべりの厚さの係数nは、高速道路調査会(1985)に従い下記のとおりとした。

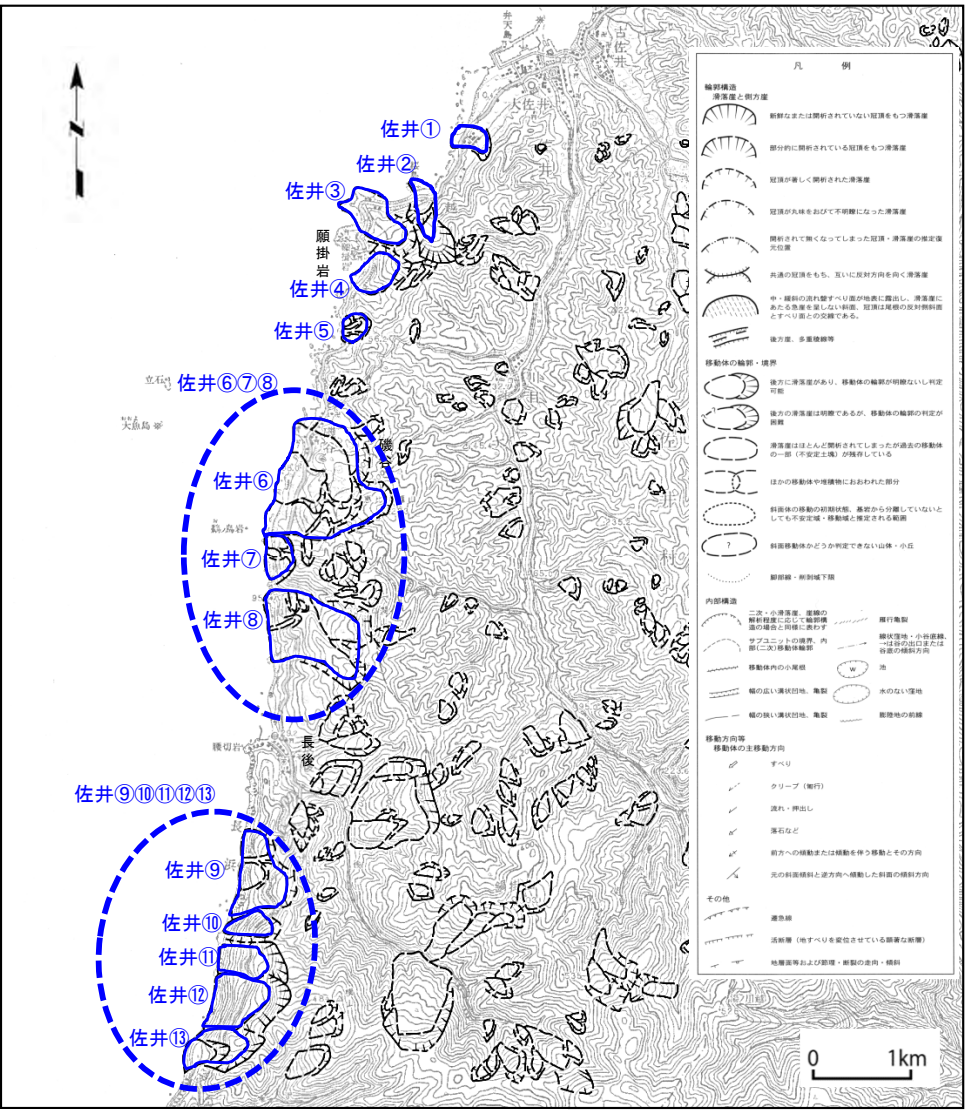
幅：W	係数：n
50～100m	幅の1/5～1/7
200m前後	幅の1/7～1/10
300m以上	幅の1/10～1/15



4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波（7 / 23）

発電所に影響のある津波を発生させる可能性がある地すべり地形の抽出 及びエリア毎の検討対象地すべり地形の選定【ステップ2】（4 / 7）：（青森県側・佐井）

- ・ 佐井エリアの検討対象地すべり地形の抽出に係り、防災科研地すべり地形分布図に記載されている地すべり地形より、発電所に影響のある津波を発生させる可能性がある地すべり地形として左記に示す7つのブロックを抽出した。
- ・ 佐井エリアの地すべりブロックを比較した結果、地すべりブロック「佐井⑥⑦⑧」は概算体積が最も大きいこと及び、その量はより大間側に位置する地すべりブロック「佐井①～⑤」に比べ1オーダー以上大きいことより、「佐井⑥⑦⑧」を佐井エリアの検討対象地すべり地形に選定する。



地すべりブロックの概算体積の比較
一塊の地すべりとして考慮※1

ブロック	A 面積 (m ²)	L 長さ (m)	W 平均幅 (m)	n※3 係数	D 厚さ (D=W×n) (m)	V (A×D) 概算体積 (一塊) (m ³)
佐井①	73,479	370	220	1/7	31	2.28 × 10 ⁶
佐井②	105,395	640	200	1/7	29	3.06 × 10 ⁶
佐井③	212,478	720	370	1/10	37	7.86 × 10 ⁶
佐井④	134,744	500	360	1/10	36	4.85 × 10 ⁶
佐井⑤	55,539	270	240	1/7	34	1.89 × 10 ⁶
佐井⑥	1,045,718	1,220	1,150	1/10	115	1.20 × 10 ⁸
佐井⑦	94,847	250	430	1/10	43	4.08 × 10 ⁶
佐井⑧	602,174	960	710	1/10	71	4.28 × 10 ⁷
佐井⑨	324,323	500	920	1/10	92	2.98 × 10 ⁷
佐井⑩	91,810	450	240	1/7	34	3.12 × 10 ⁶
佐井⑪	140,255	500	300	1/10	30	4.21 × 10 ⁶
佐井⑫	263,699	540	550	1/10	55	1.45 × 10 ⁷
佐井⑬	189,042	630	330	1/10	33	6.24 × 10 ⁶

同時崩壊（連動）を想定※2

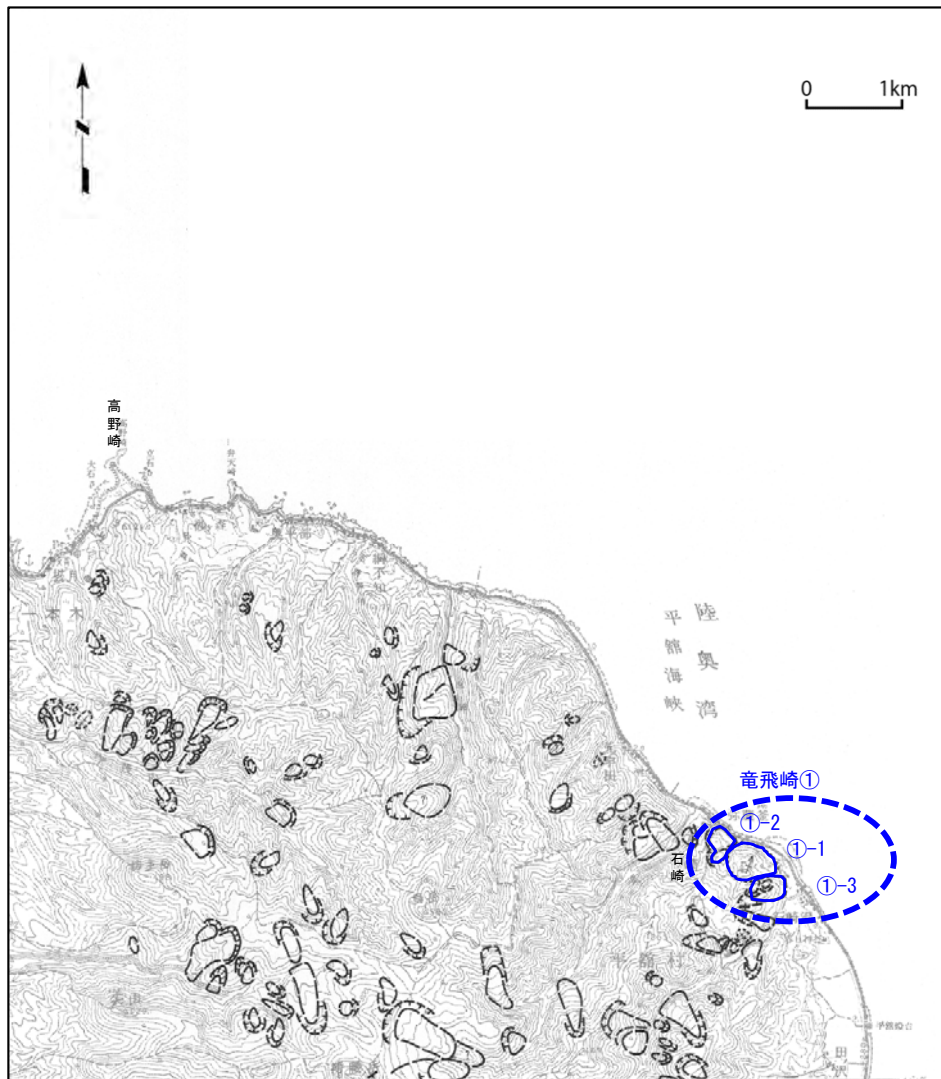
ブロック	V (A×D) 概算体積 (同時崩壊) (m ³)
—	—
—	—
—	—
—	—
—	—
—	—
佐井⑥⑦⑧	1.67 × 10 ⁸
佐井⑨⑩⑪⑫⑬	5.79 × 10 ⁷

※1 隣接する地すべり群のうち、地すべり土塊頂部が接する、或いは頂部が重複するものは、一塊の地すべりとして考慮
 ※2 一塊の地すべりが近接し、崩壊方向が同方向の場合、これらの同時崩壊（連動）を想定
 ※3 地すべりの厚さの係数nは、高速道路調査会(1985)に従い下記のとおりとした。

幅：W	係数：n
50～100m	幅の1/5～1/7
200m前後	幅の1/7～1/10
300m以上	幅の1/10～1/15



発電所に影響のある津波を発生させる可能性がある地すべり地形の抽出 及びエリア毎の検討対象地すべり地形の選定【ステップ2】 (5 / 7) : (青森県側・竜飛崎)



- ・ 竜飛崎エリアの検討対象地すべり地形の抽出に係り、防災科研地すべり地形分布図に記載されている地すべり地形より、発電所に影響のある津波を発生させる可能性がある地すべり地形として左記に示す1つのブロックを抽出した。
- ・ 「竜飛崎①」を竜飛崎エリアの検討対象地すべり地形に選定する。

地すべりブロックの概算体積の比較

一塊の地すべりとして考慮※1

同時崩壊 (連動) を想定※2

ブロック	A 面積 (m ²)	L 長さ (m)	W 平均幅 (m)	n ^{※3} 係数	D 厚さ (D=W×n) (m)	V (A×D) 概算体積 (一塊) (m ³)	ブロック	V (A×D) 概算体積 (同時崩壊) (m ³)
竜飛崎①-1	162,650	400	513	1/10	51	8.30×10 ⁶	竜飛崎①	1.37×10 ⁷
竜飛崎①-2	63,701	363	273	1/7	39	2.48×10 ⁶		
竜飛崎①-3	83,911	384	245	1/7	35	2.94×10 ⁶		

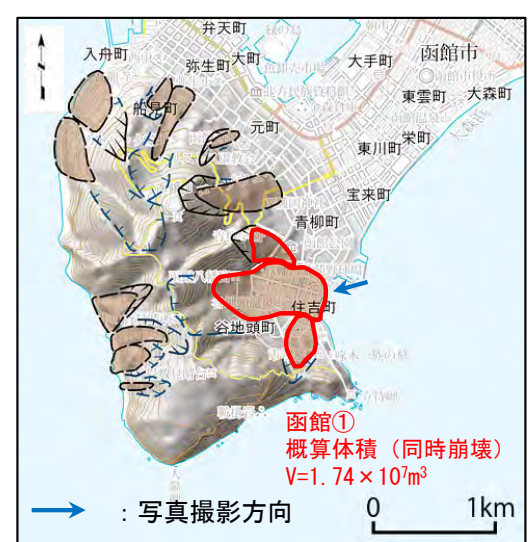
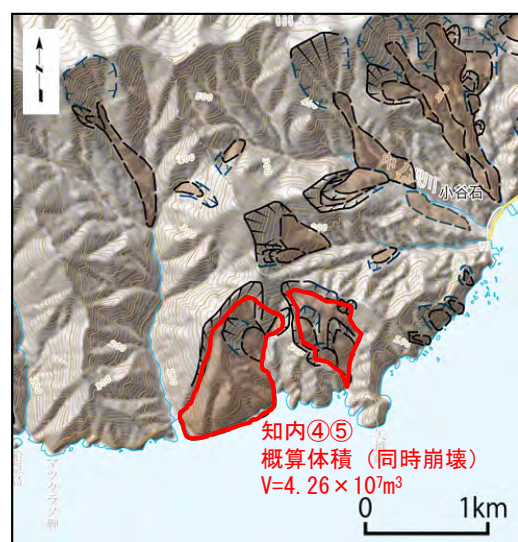
※1 隣接する地すべり群のうち、地すべり土塊頂部が接する、或いは頂部が重複するものは、一塊の地すべりとして考慮
 ※2 一塊の地すべりが近接し、崩壊方向が同方向の場合、これらの同時崩壊 (連動) を想定
 ※3 地すべりの厚さの係数nは、高速道路調査会(1985)に従い下記のとおりとした。

幅: W	係数: n
50~100m	幅の1/5~1/7
200m前後	幅の1/7~1/10
300m以上	幅の1/10~1/15

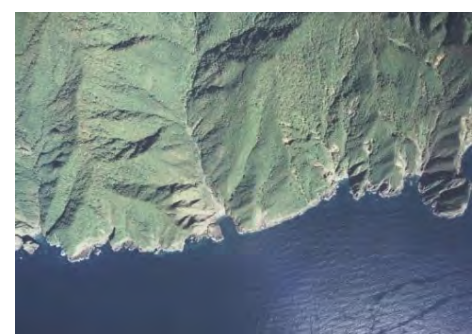


発電所に影響のある津波を発生させる可能性がある地すべり地形の抽出
及びエリア毎の検討対象地すべり地形の選定【ステップ2】 (6 / 7) : 各エリアの検討対象地すべり地形の比較 (1 / 2)

各エリア毎に選定した検討対象地すべり地形は以下のとおりである。



防災科学技術研究所 (2009) に一部加筆



「国土地理院の空中写真」

「知内」エリア



既に地すべり後の凹地形を呈している



「国土地理院の空中写真」

「函館」エリア



「国土地理院の空中写真」

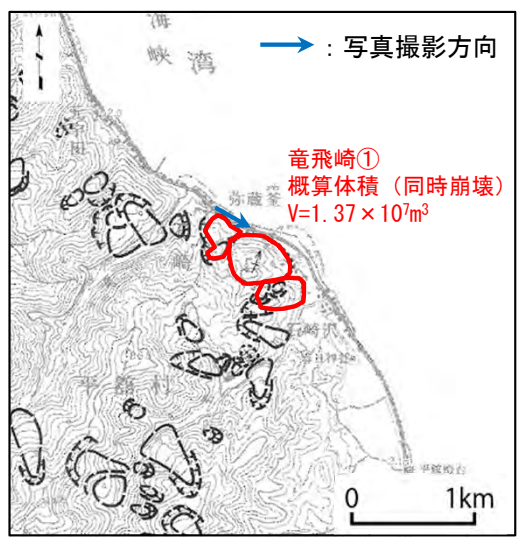
「恵山」エリア

4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波 (10/23)

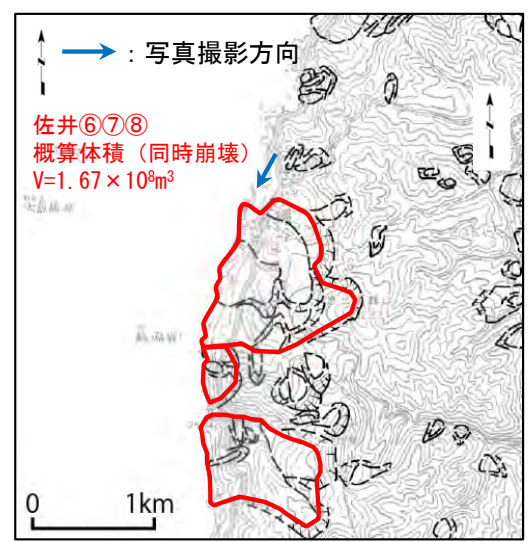


発電所に影響のある津波を発生させる可能性がある地すべり地形の抽出
及びエリア毎の検討対象地すべり地形の選定【ステップ2】 (7/7) : 各エリアの検討対象地すべり地形の比較 (2/2)

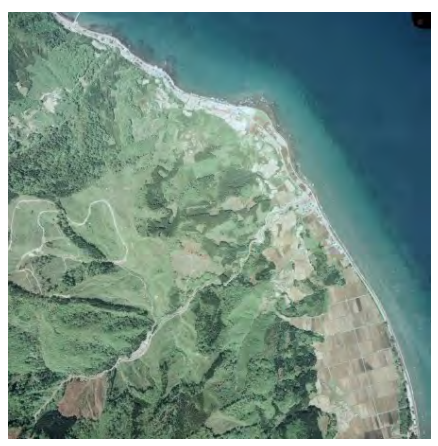
各エリア毎に選定した検討対象地すべり地形は以下のとおりである。



防災科学技術研究所 (1987) に一部加筆

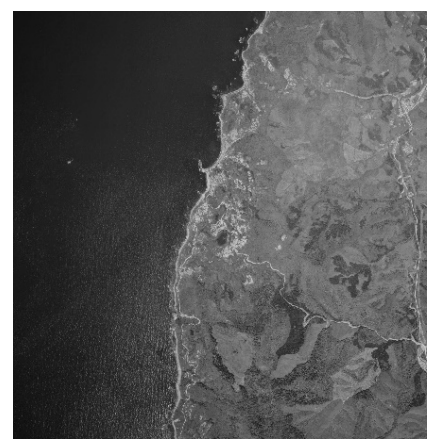


防災科学技術研究所 (2009) に一部加筆



「国土地理院の空中写真」

「竜飛崎」エリア

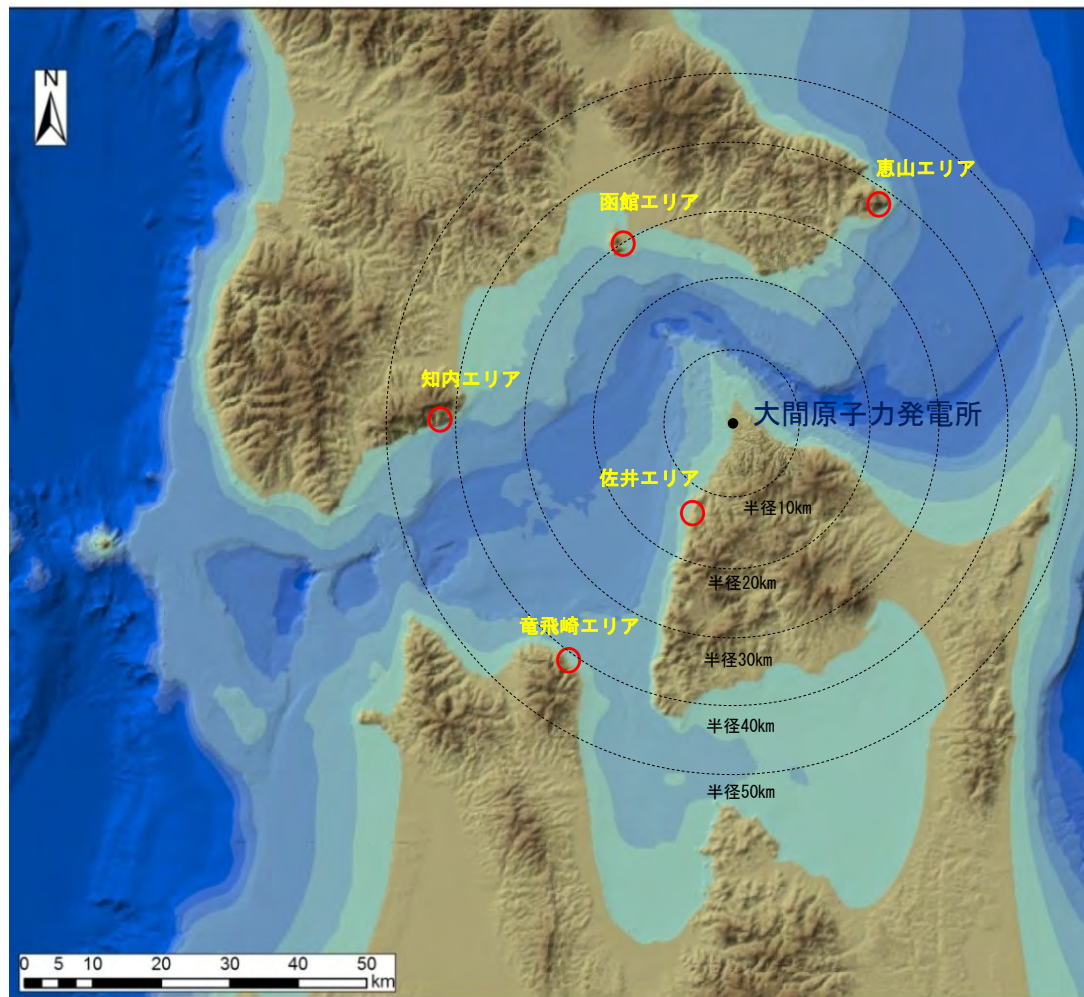


「国土地理院の空中写真」

「佐井」エリア



検討対象地すべり地形の選定【ステップ3】



各エリア検討対象地すべり地形 地すべり規模

エリア	概算体積	敷地までの距離
恵山	$8.41 \times 10^7 \text{m}^3$	約40km
函館	$1.74 \times 10^7 \text{m}^3$	約30km
知内	$4.26 \times 10^7 \text{m}^3$	約40km
佐井	$1.67 \times 10^8 \text{m}^3$	約15km
竜飛崎	$1.37 \times 10^7 \text{m}^3$	約40km

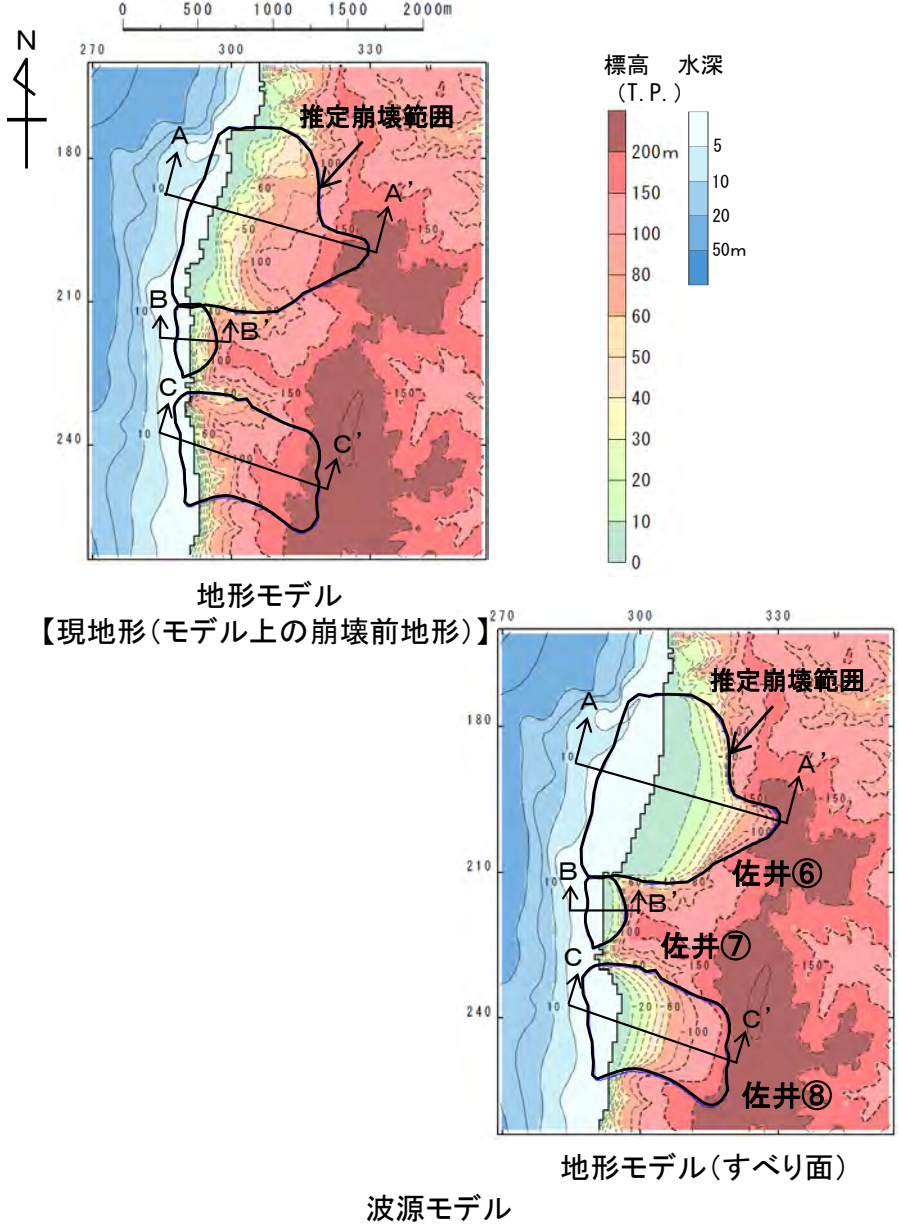
各エリア検討対象地すべり地形位置

各エリアの検討対象地すべり地形のうち、佐井エリアの検討対象地すべり地形が、概算体積が最も大きいこと、敷地までの距離が最も近いこと、及び概略影響比較（補足説明資料（補足3）参照）を踏まえ、佐井エリアの検討対象地すべり地形を全体の検討対象地すべり地形として選定した。



数値シミュレーション【ステップ4】 (1/11) : 解析モデル①<二層流モデル> (1/7)

すべり面及び崩壊量の設定【佐井エリアの地すべり地形】



数値シミュレーションは、詳細な崩壊地形を対象として実施するため、ここでは、すべり面及び崩壊量を設定する。

- 解析モデル①として二層流モデルを採用した※。
- 検討対象地すべり地形の推定すべり面は、高速道路調査会(1985)等を参照し、以下の考えに基づき設定した(P.381~P.383参照)。

- ・推定された地すべり厚さDが地すべりブロック中央部付近の代表的な厚さとする。
- ・地すべりブロック縦断方向に対しては、ブロック中央部付近でおおむね一定勾配を呈し、ブロック頭部に向かって漸増的に急勾配化させる。ブロック端部では、頭部とは逆に中央部から末端部に向かって徐々に緩勾配化させる。
- ・横断方向に対しては、ブロック中央部付近では一定勾配を呈し、ブロック側方境界部に向か

(1)椅子型すべり面 (2)舟底型すべり面 (3)階段型すべり面 (4)層状すべり面

馬蹄形地すべりの頭部横断面 角形地すべりの頭部横断面

縦断形状 横断形状

すべり面形状例 高速道路調査会(1985)に一部加筆

- 現地形を解析モデル上の崩壊前地形と設定した。
- 作成した現地形モデルとすべり面モデルより算出した佐井エリアの検討対象地すべり地形(佐井⑥⑦⑧)の崩壊量は $7.74 \times 10^7 \text{m}^3$ である。

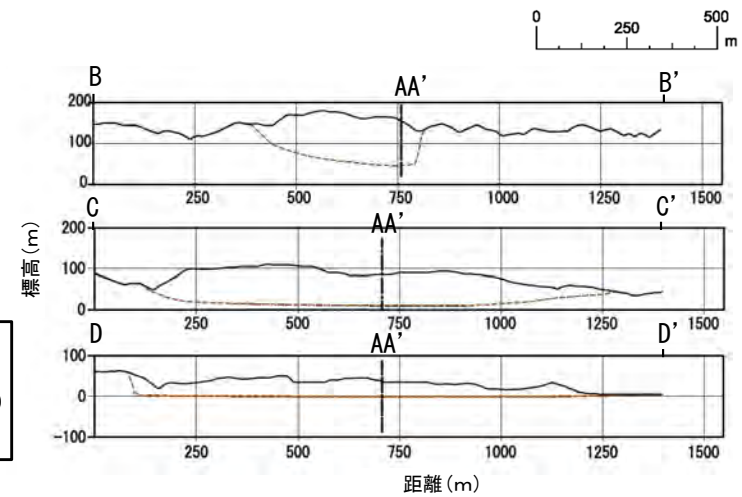
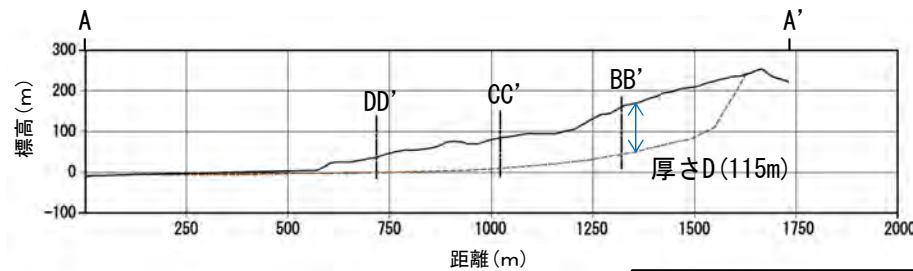
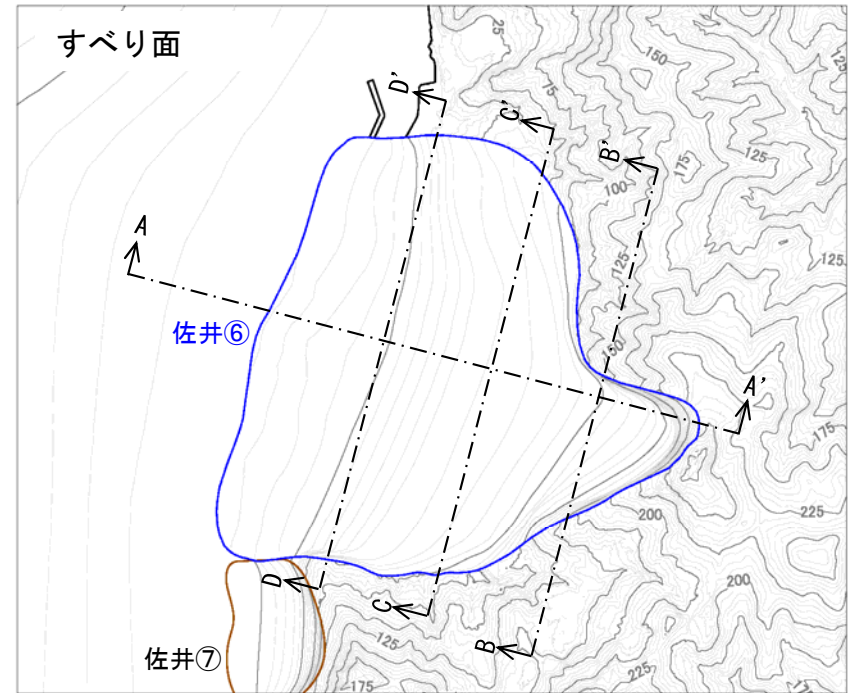
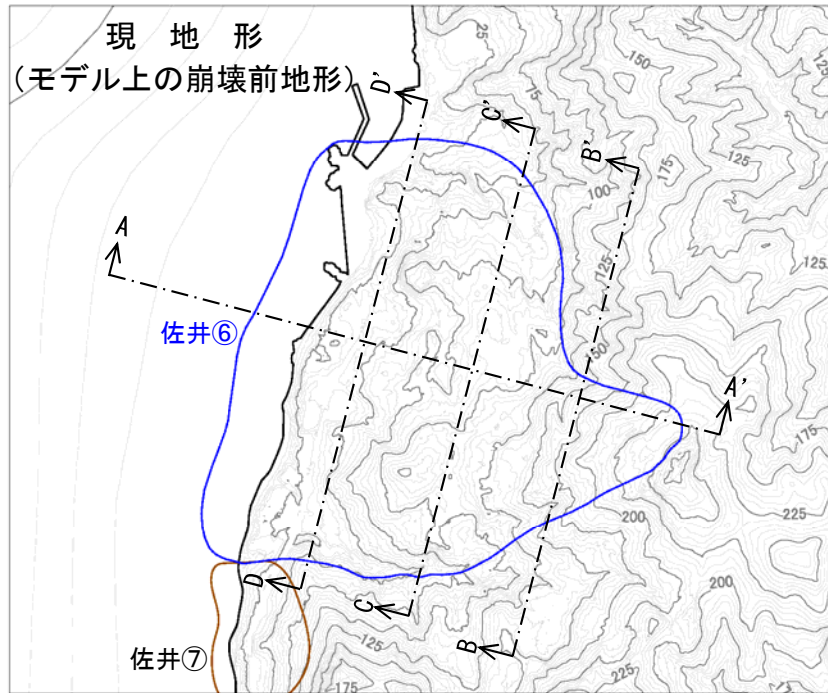
※：第1023回審査会合資料1-2 「7-2. 二層流モデルの適用性について」参照。

4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波 (13/23)



数値シミュレーション【ステップ4】 (2/11) : 解析モデル①<二層流モデル> (2/7)

検討対象地すべり地形 縦断面図 (1/3) 【ブロック佐井⑥】



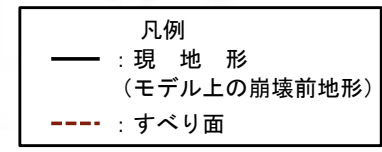
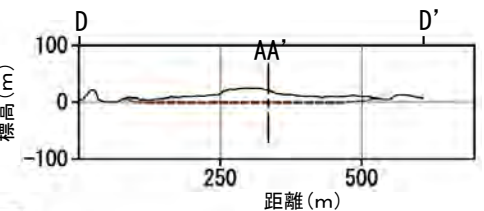
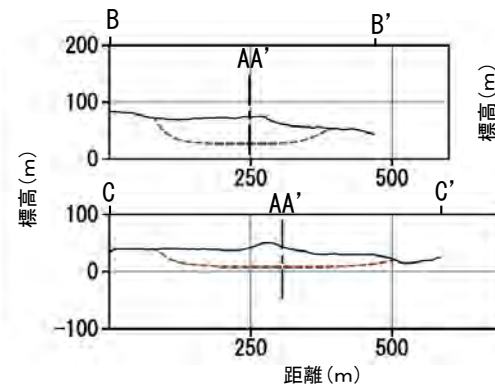
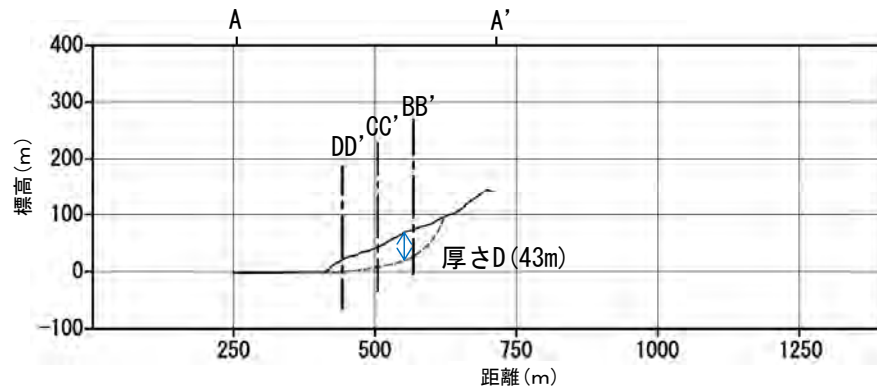
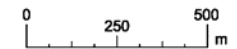
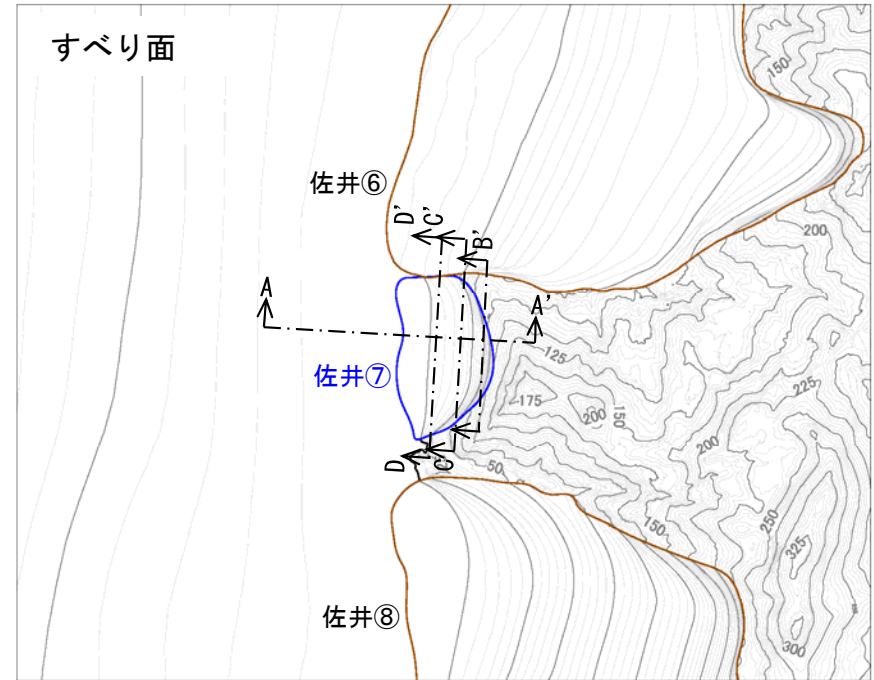
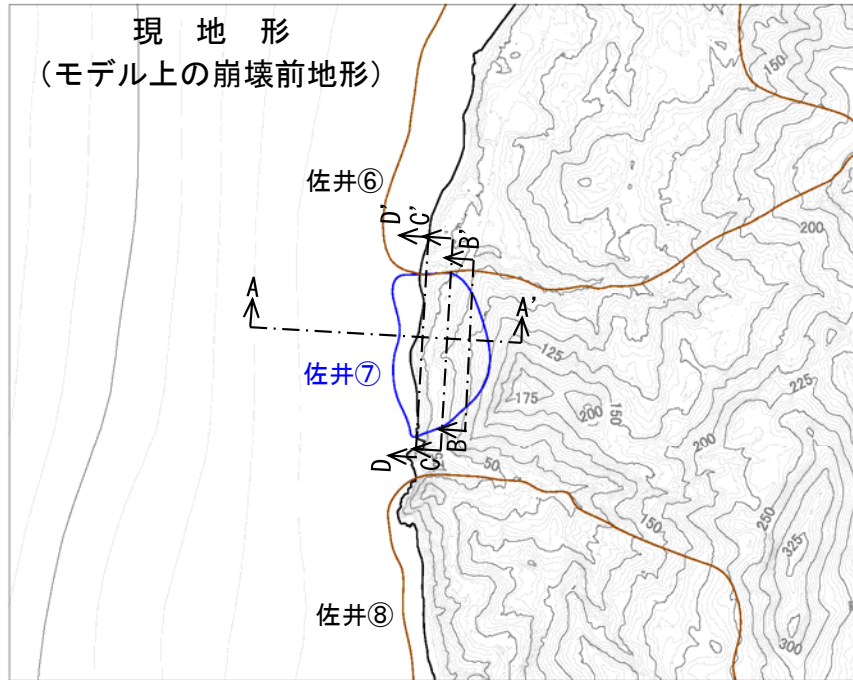
凡例
 — : 現地形
 (モデル上の崩壊前地形)
 - - - : すべり面

4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波 (14/23)



数値シミュレーション【ステップ4】 (3/11) : 解析モデル①<二層流モデル> (3/7)

検討対象地すべり地形 縦断面図 (2/3) 【ブロック佐井⑦】

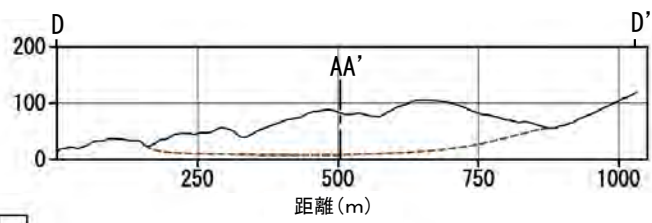
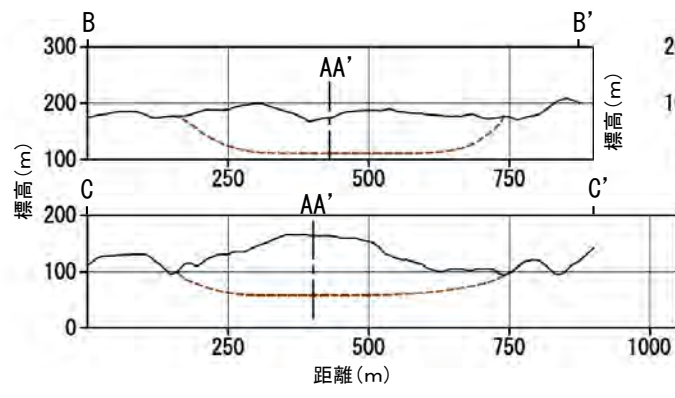
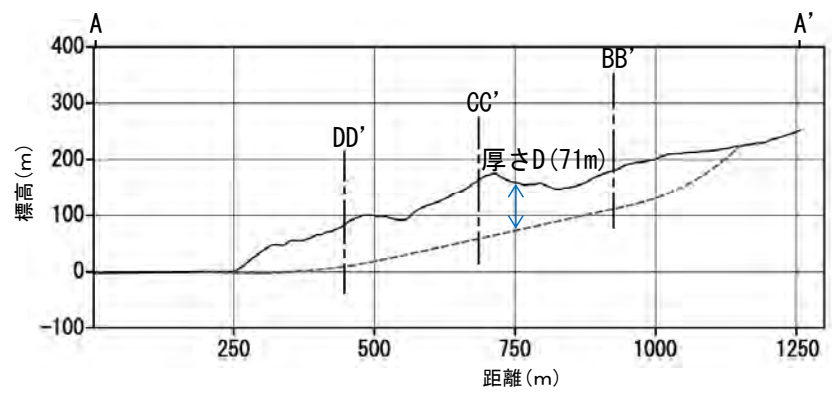
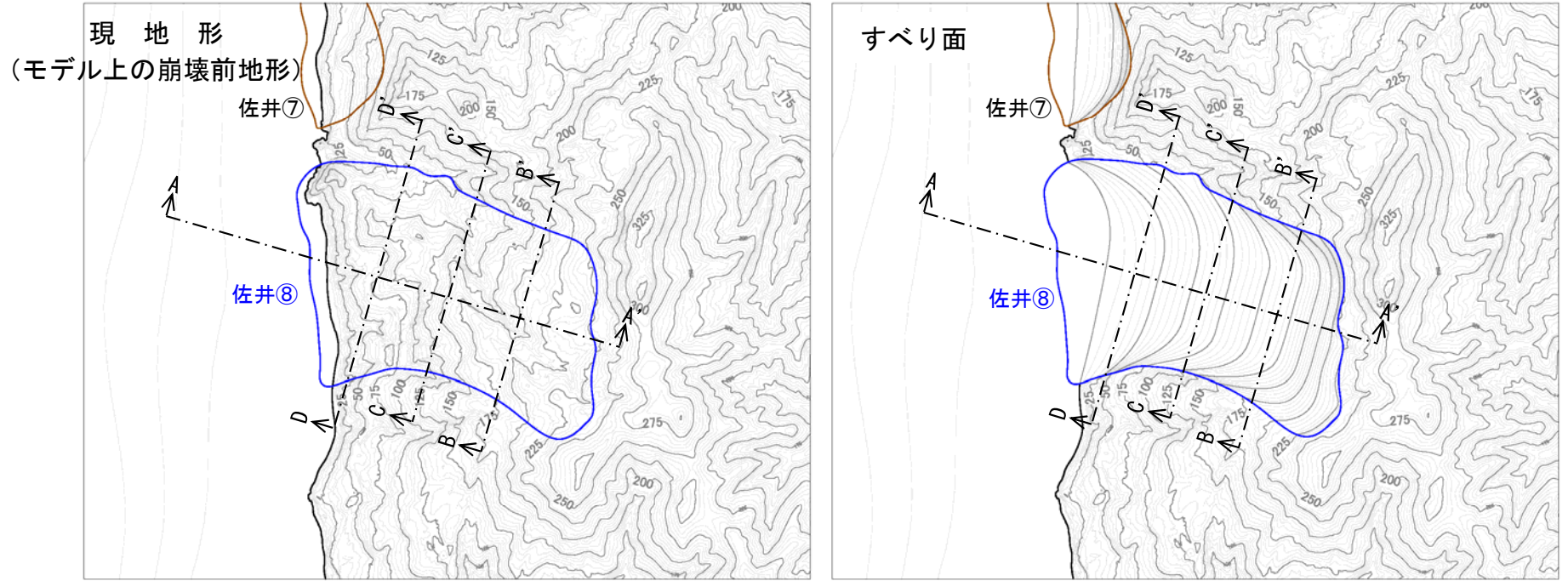


4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波 (15 / 23)



数値シミュレーション【ステップ4】 (4 / 11) : 解析モデル①<二層流モデル> (4 / 7)

検討対象地すべり地形 縦断面図 (3 / 3) 【ブロック佐井⑧】



凡例
 — : 現地形
 (モデル上の崩壊前地形)
 - - - : すべり面



4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波 (16 / 23)

数値シミュレーション【ステップ4】 (5 / 11) : 解析モデル①<二層流モデル> (5 / 7)

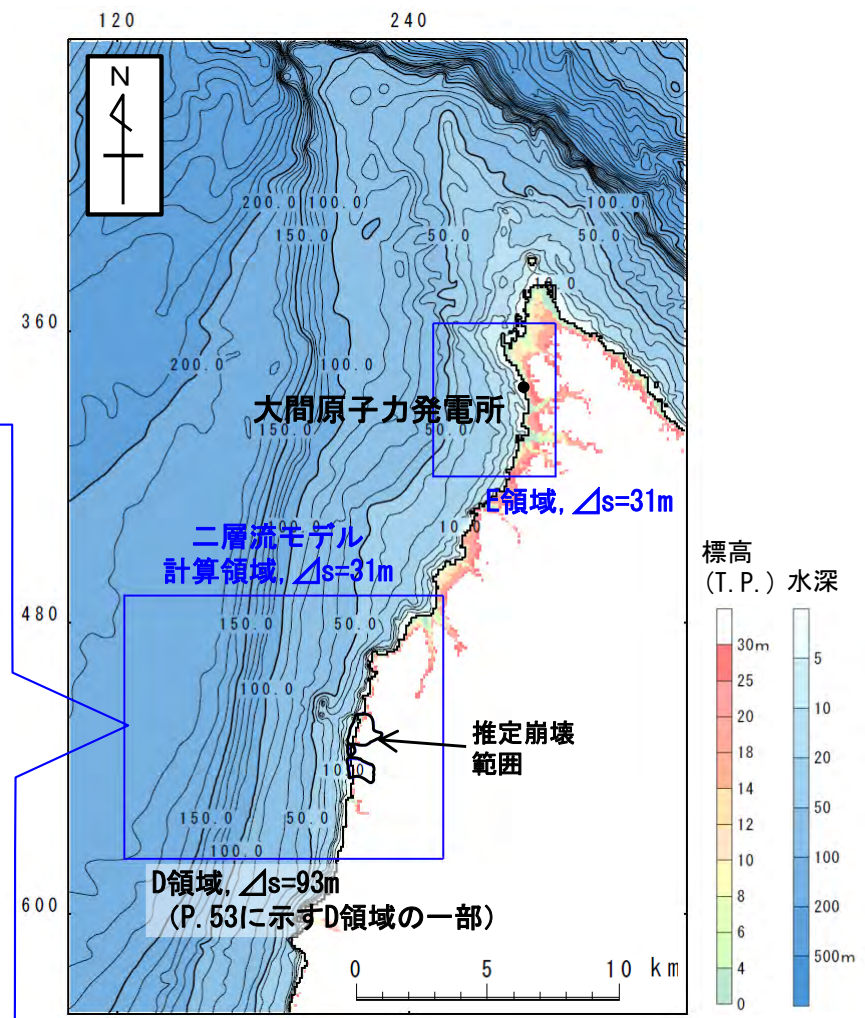
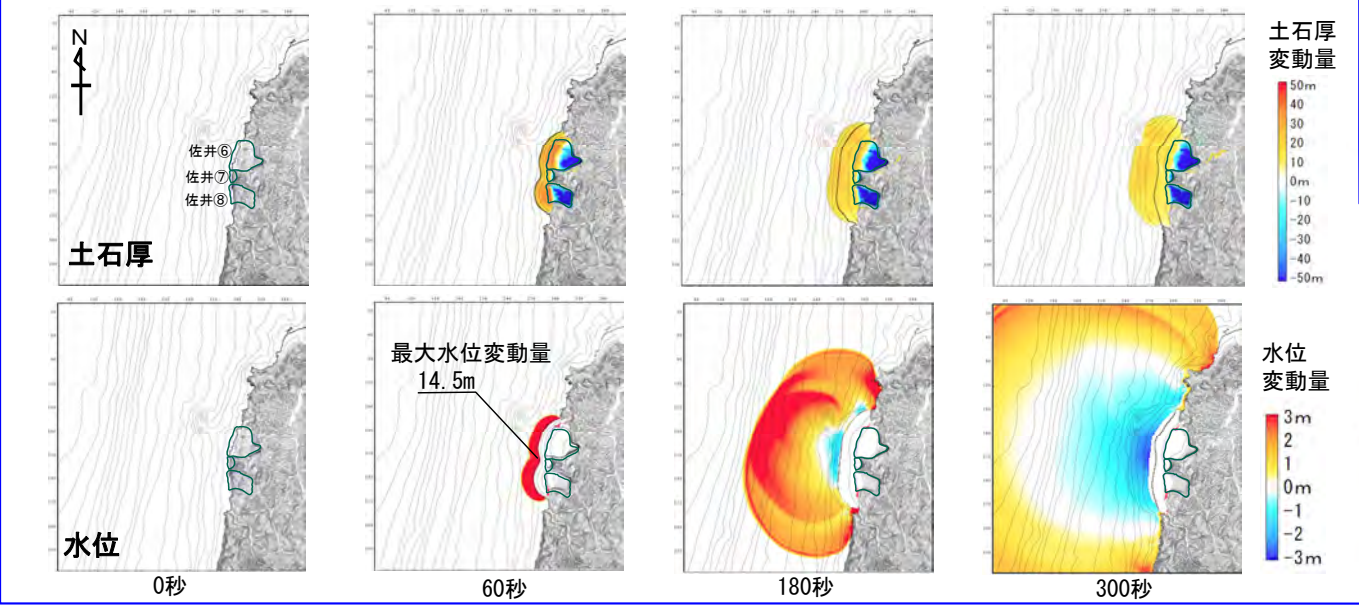
計算条件【佐井エリアの地すべり地形】

- 二層流モデルの計算条件は下表のとおりである。なお、佐井⑥⑦⑧が同時に崩壊開始（同時に海域に突入）するものとした。
- 敷地への津波の伝播シミュレーションは、二層流モデル計算領域の境界部で得られた時刻歴波形を津波伝播計算領域に接続して実施した。

主な計算条件

項目	内容	設定根拠
海水密度	$\rho_1=1.03 \text{ (g/cm}^3\text{)}$	一般値
崩壊物の密度	$\rho_2=2.0 \text{ (g/cm}^3\text{)}$	
上層(水)の粗度係数	$n=0.025 \text{ (s/m}^{1/3}\text{)}$	Kawamata et al. (2005) で1741年渡島大島火山津波を再現された値
下層(土砂)の粗度係数	$n=0.4 \text{ (s/m}^{1/3}\text{)}$	
抗力係数	$C_b=2.0$	
水平拡散係数	$\nu=0.1 \text{ (m}^2\text{/s)}$	
計算時間間隔	$\Delta t=1.0 \times 10^{-5} \text{ (s)}$	計算の安定性を考慮して設定

二層流モデル計算結果 (土石厚分布 (上段), 水位分布 (下段))



4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波 (17/23)



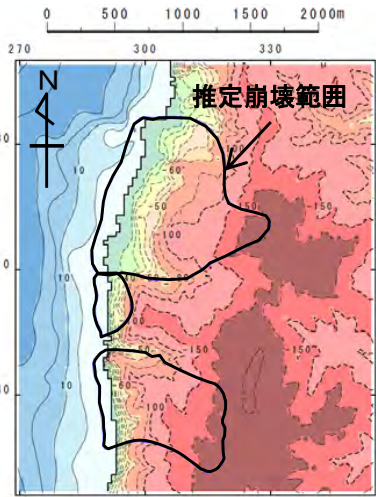
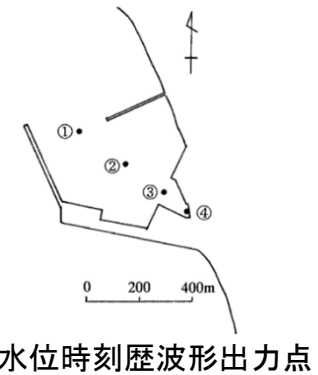
数値シミュレーション【ステップ4】 (6/11) : 解析モデル①<二層流モデル> (6/7)

計算結果【佐井エリアの地すべり地形】

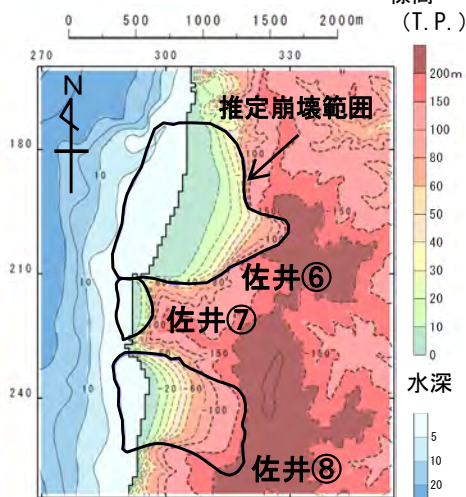
陸上の斜面崩壊に起因する津波の二層流モデルによる計算結果 (上昇側) は下表のとおりである。

陸上の斜面崩壊に起因する津波検討結果 (上昇側)

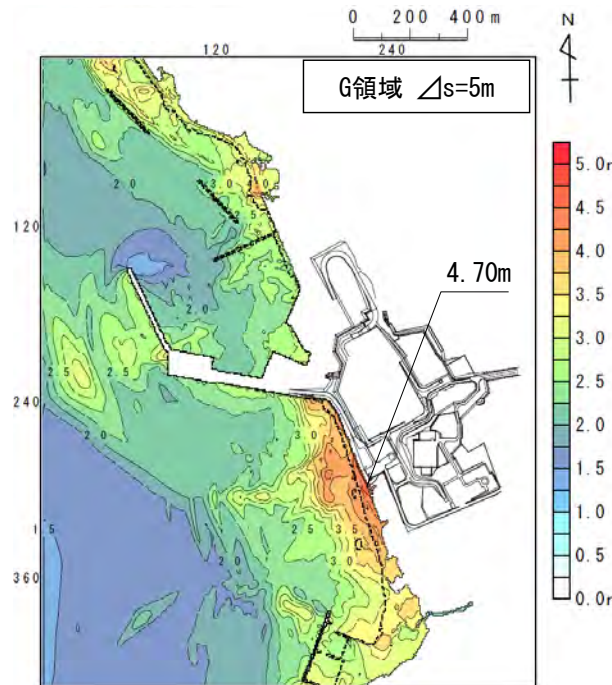
検討対象	解析モデル	敷地における最大水位上昇量
佐井エリアの地すべり地形	二層流モデル	4.70m



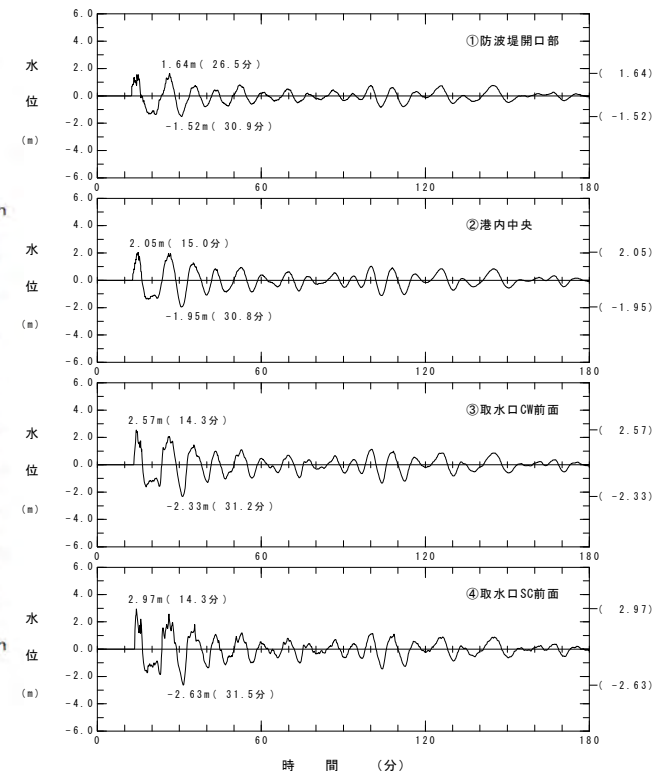
【現地形(モデル上の崩壊前地形)】



波源モデル



最大水位上昇量分布



水位時刻歴波形

4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波（18/23）



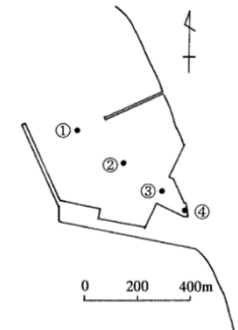
数値シミュレーション【ステップ4】（7/11）：解析モデル①<二層流モデル>（7/7）

計算結果【佐井エリアの地すべり地形】

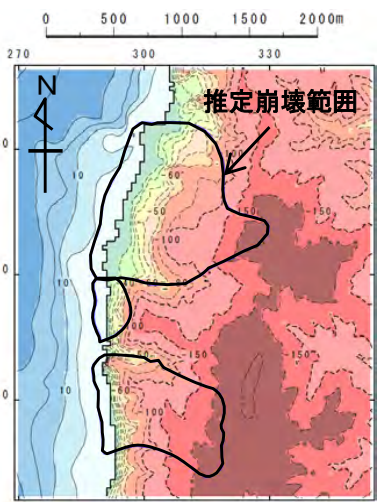
陸上の斜面崩壊に起因する津波の二層流モデルによる計算結果（下降側）は下表のとおりである。

陸上の斜面崩壊に起因する津波検討結果（下降側）

検討対象	解析モデル	取水口スクリーン室前面における最大水位下降量
佐井エリアの地すべり地形	二層流モデル	-2.64m

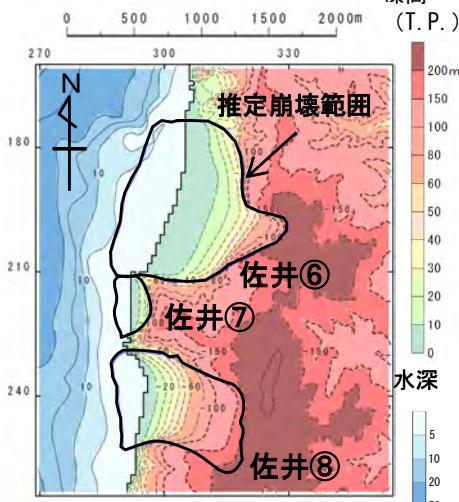


水位時刻歴波形出力点

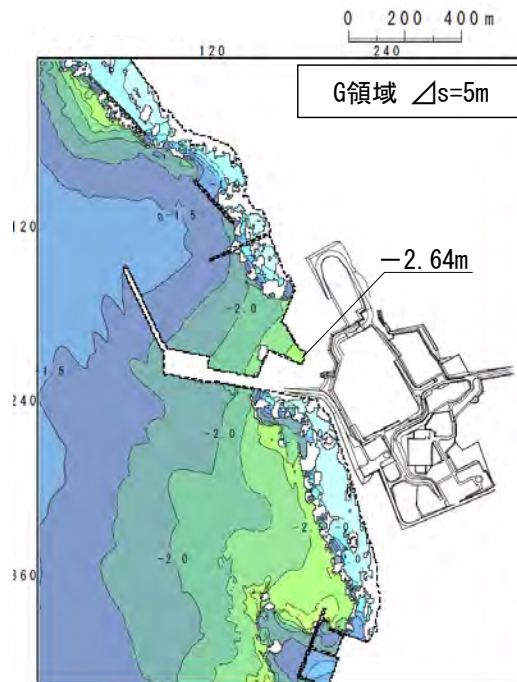


地形モデル
【現地形(モデル上の崩壊前地形)】

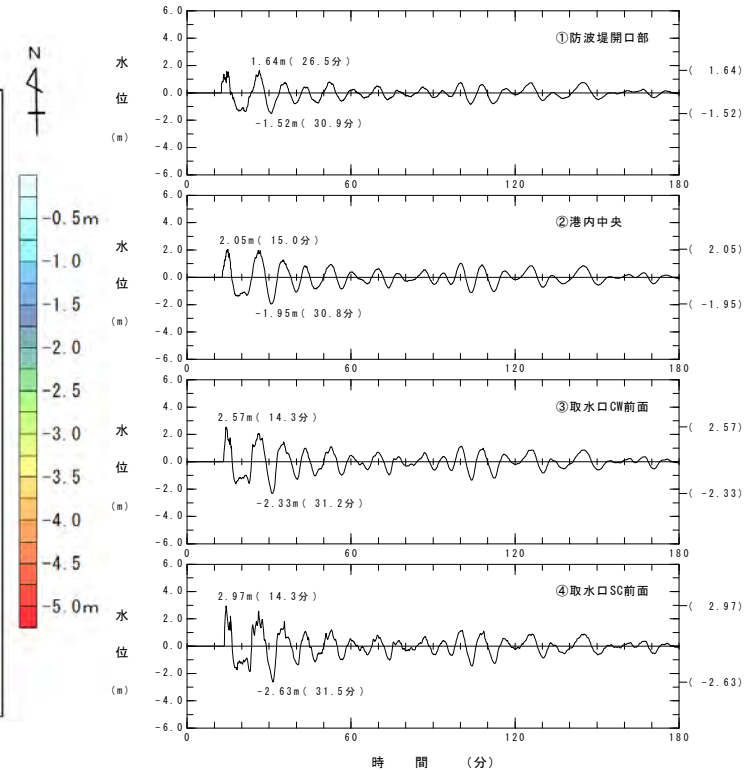
波源モデル



地形モデル(すべり面)



最大水位下降量分布



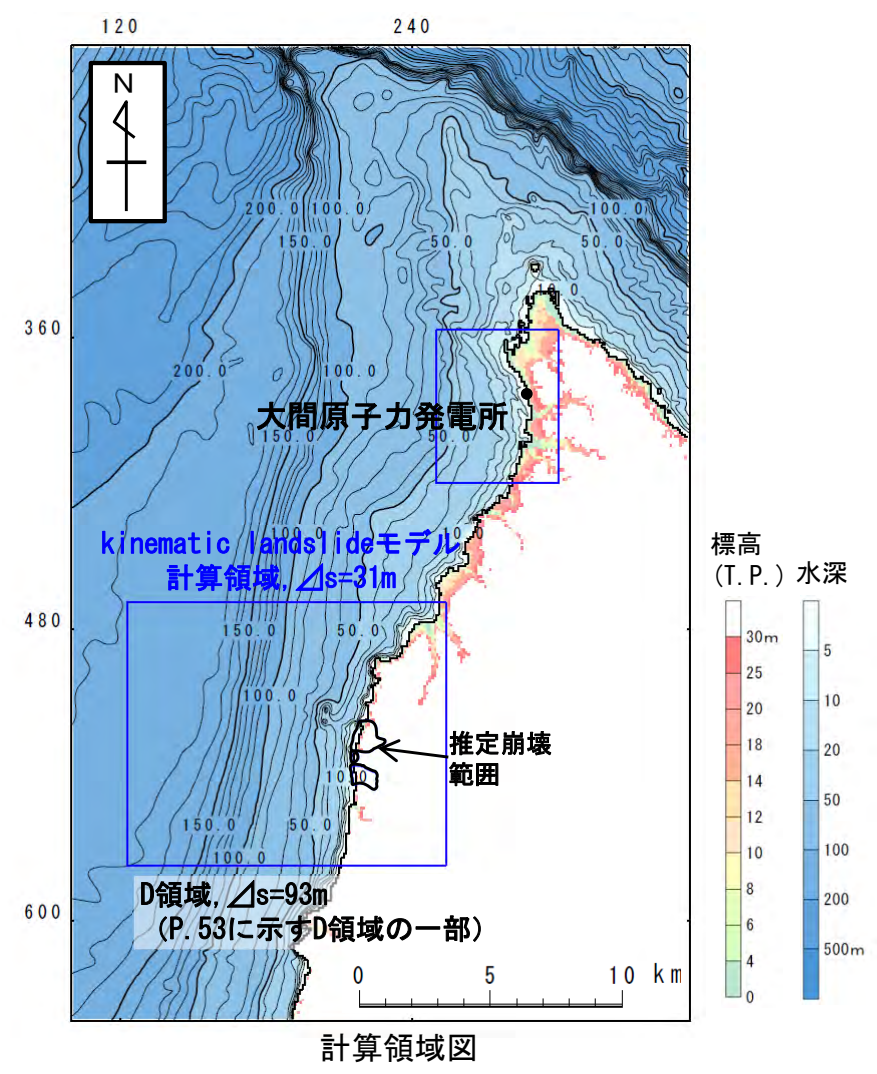
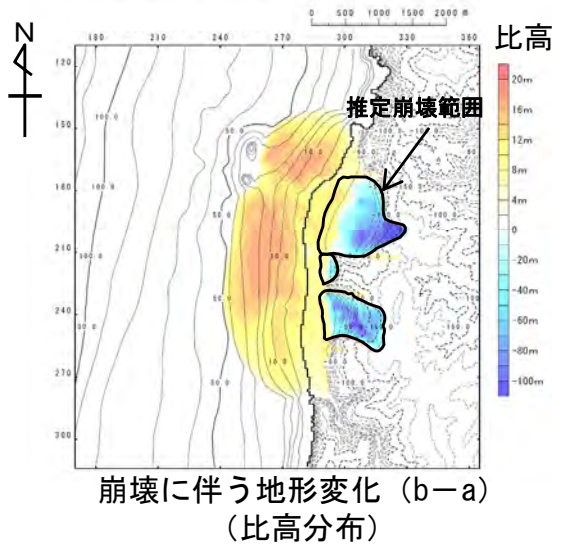
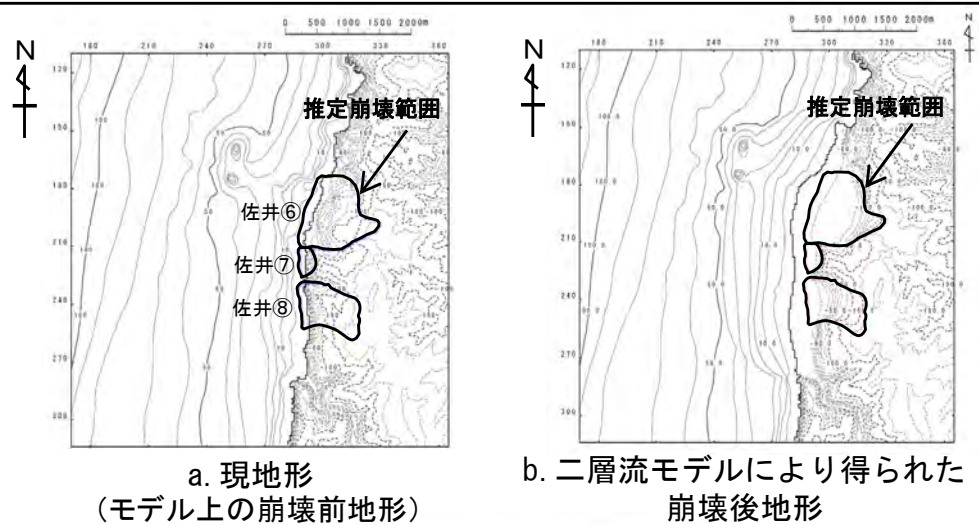
水位時刻歴波形



数値シミュレーション【ステップ4】 (8/11) : 解析モデル②<kinematic landslideモデル> (1/4)

崩壊地形データの作成【佐井エリアの地すべり地形】

- ・ 解析モデル②としてkinematic landslideモデルを採用した。
- ・ kinematic landslideモデルの崩壊地形データ (比高分布) は、現地形 (モデル上の崩壊前地形) と二層流モデルにより得られた崩壊後地形から作成した。なお、佐井⑥⑦⑧の崩壊物が同時に海域に突入するものとした。





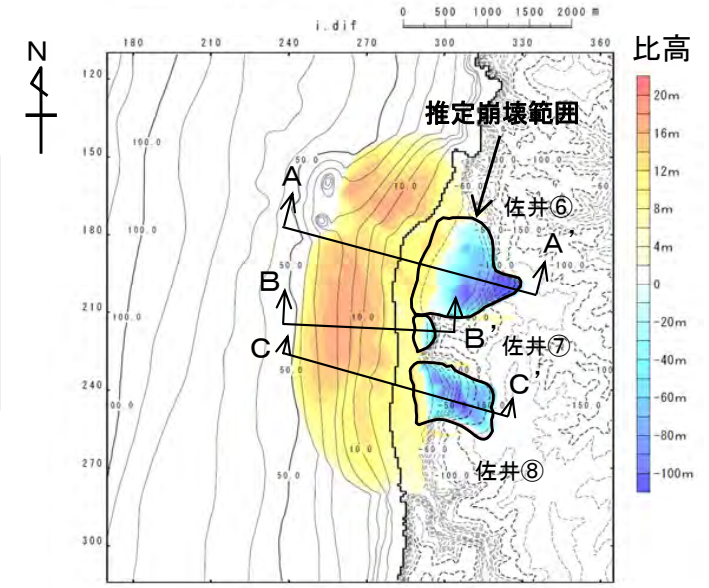
数値シミュレーション【ステップ4】 (9/11) : 解析モデル②<kinematic landslideモデル> (2/4)

パラメータの設定【水平移動速度・比高変化継続時間】

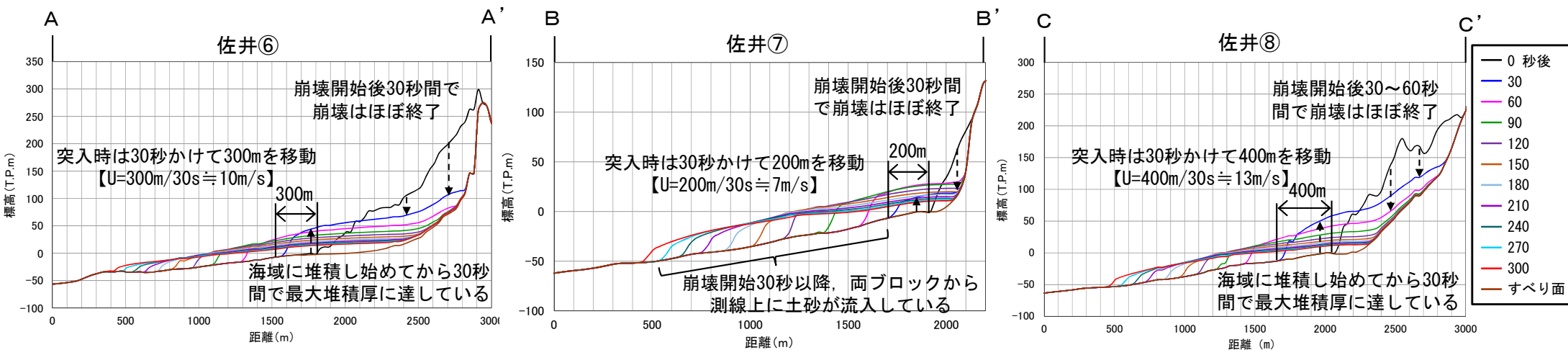
- kinematic landslideモデルで考慮する水平移動速度 U および比高変化継続時間 T は、二層流モデル解析で得られた崩壊測線上の崩壊物の移動状況より下記のとおり設定した。

水平移動速度 U_1 : 10m/s (佐井⑥)
 U_2 : 7m/s (佐井⑦)
 U_3 : 13m/s (佐井⑧)

比高変化継続時間 T : 30秒



kinematic landslideモデルに用いる比高分布



kinematic landslideモデルに用いる U 及び T

(二層流モデル解析による崩壊測線上の崩壊物の移動状況より設定)



4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波 (21 / 23)

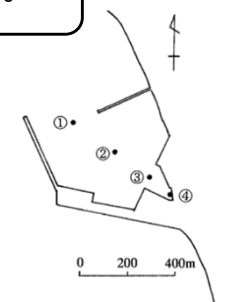
数値シミュレーション【ステップ4】 (10 / 11) : 解析モデル②<kinematic landslideモデル> (3 / 4)

計算結果【佐井エリアの地すべり地形】

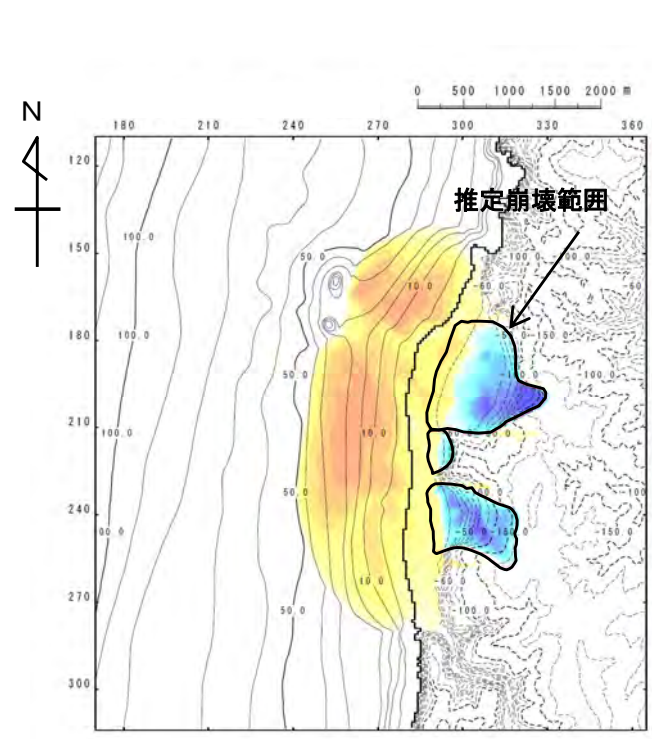
陸上の斜面崩壊に起因する津波のkinematic landslideモデルによる計算結果 (上昇側) は下表のとおりである。

陸上の斜面崩壊に起因する津波検討結果 (上昇側)

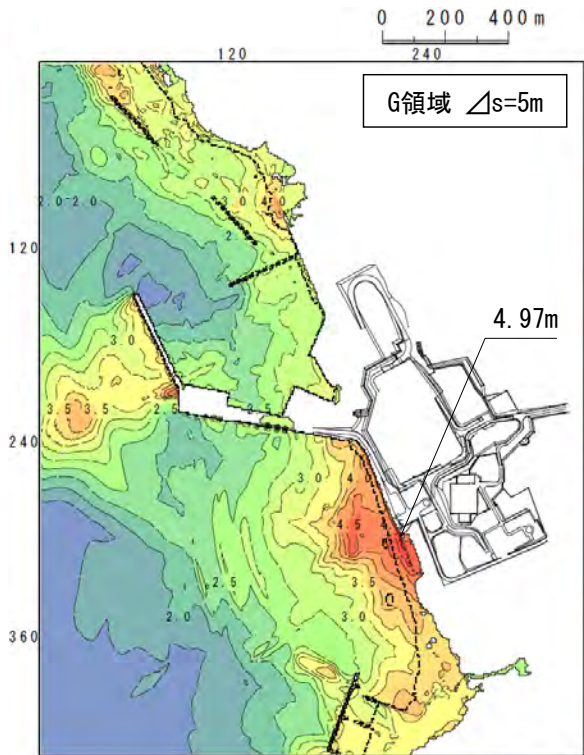
検討対象	解析モデル	敷地における最大水位上昇量
佐井エリアの地すべり地形	kinematic landslideモデル	4.97m



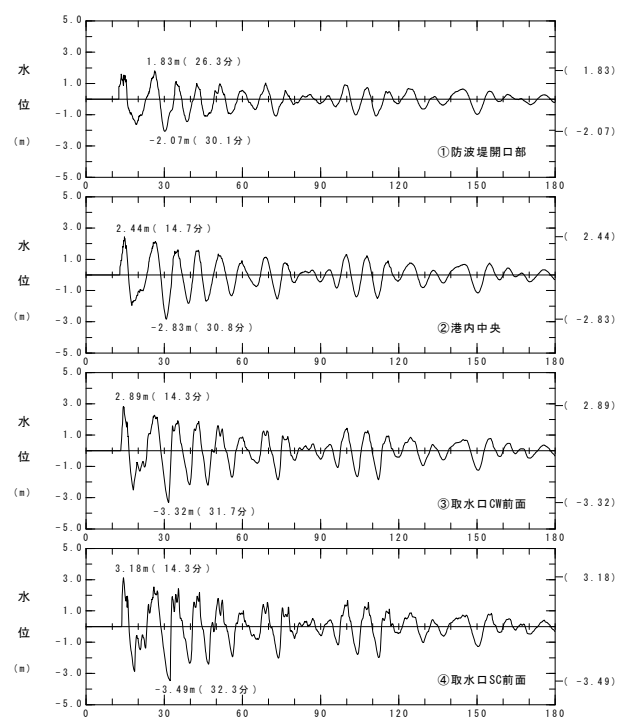
水位時刻歴波形出力点



波源モデル



最大水位上昇量分布



水位時刻歴波形



4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波 (22/23)

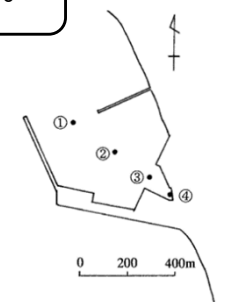
数値シミュレーション【ステップ4】 (11/11) : 解析モデル②<kinematic landslideモデル> (4/4)

計算結果【佐井エリアの地すべり地形】

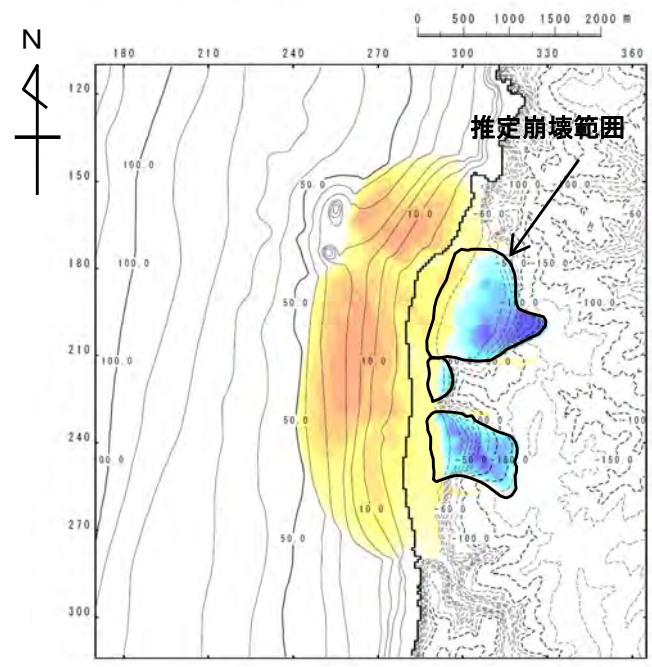
陸上の斜面崩壊に起因する津波のkinematic landslideモデルによる計算結果 (下降側) は下表のとおりである。

陸上の斜面崩壊に起因する津波検討結果(下降側)

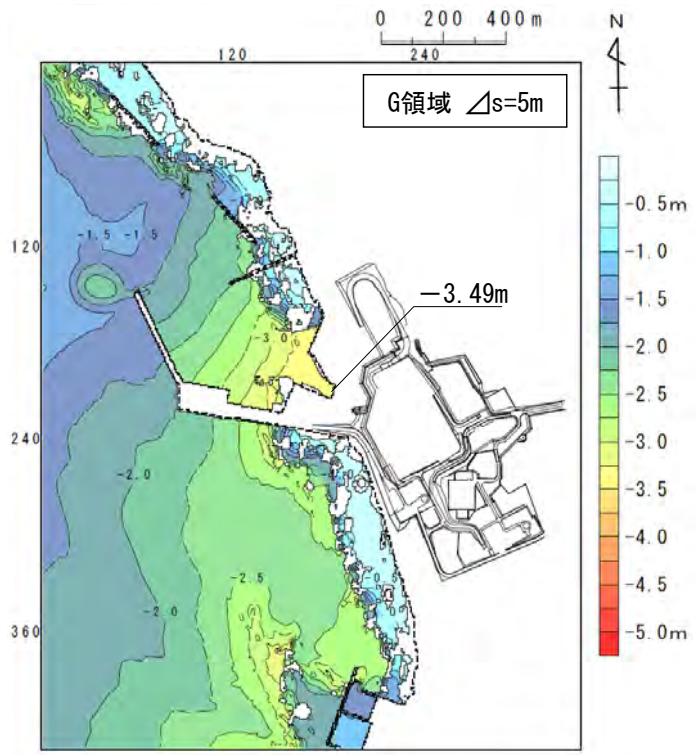
検討対象	解析モデル	取水口スクリーン室前面における最大水位下降量
佐井エリアの地すべり地形	kinematic landslideモデル	-3.49m



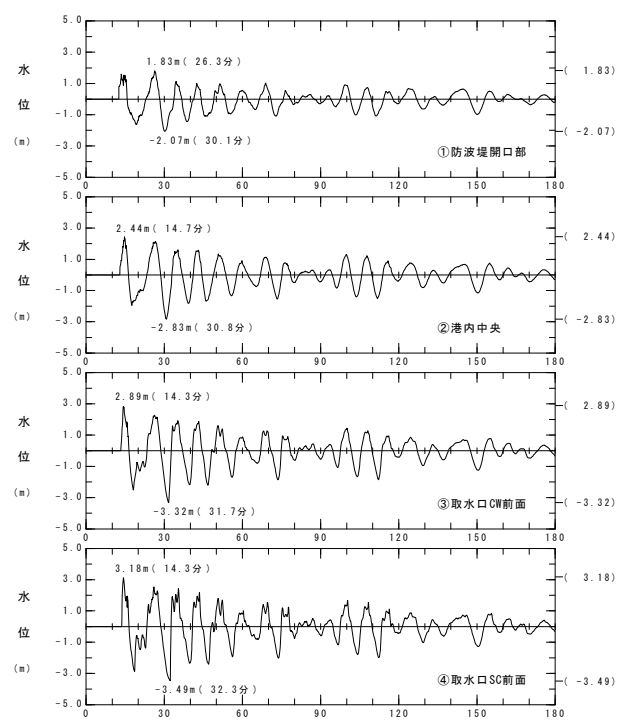
水位時刻歴波形出力点



波源モデル



最大水位下降量分布



水位時刻歴波形



陸上の斜面崩壊に起因する津波検討結果

- 陸上の斜面崩壊に起因する津波の検討結果は以下のとおりである。


陸上の斜面崩壊に起因する津波


区分	解析モデル	敷地における 最大水位上昇量	取水口スクリーン室前面 における 最大水位下降量
陸上の斜面崩壊に起因する津波	kinematic landslideモデル	4.97m	-3.49m

(余白)

目次

1. 既往津波等の検討
 - 1-1. 既往津波の文献調査
 - 1-2. 津波堆積物調査
 - 1-3. 行政機関による既往評価の整理
 - 1-4. 既往津波等の検討のまとめ
2. 数値シミュレーション
 - 2-1. 津波の計算条件
 - 2-2. 数値シミュレーションモデルの妥当性検討
 - 2-3. 敷地及び敷地付近における評価方針
3. 地震による津波
 - 3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波
 - 3-2. 三陸沖から根室沖に想定される地震に伴う津波
 - 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波
 - 3-2-2. 内閣府(2020)モデルによる津波
 - 3-2-3. 三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波
 - 3-3. チリ沖に想定される地震に伴う津波
 - 3-4. 海域活断層に想定される地震に伴う津波
 - 3-5. 地震による津波のまとめ
4. **地震以外の要因による津波**
 - 4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波
 - 4-2. **海底地すべりに起因する津波**
 - 4-3. 火山現象に起因する津波
 - 4-4. 地震以外の要因による津波のまとめ
5. 津波発生要因の組合せに関する検討
 - 5-1. 組合せ対象候補の抽出
 - 5-2. 津波発生要因の組合せ
6. 基準津波の策定
 - 6-1. 防波堤等の影響検討
 - 6-1-1. 地震による津波
 - 6-1-2. 地震以外の要因による津波
 - 6-1-3. 津波発生要因の組合せ
 - 6-2. 基準津波の選定
 - 6-3. 基準津波選定結果の検証
 - 6-3-1. 既往津波との比較
 - 6-3-2. 行政機関による既往評価との比較
7. 基準津波

 : 本資料の掲載範囲

 : 本資料での主なご説明範囲

4-2. 海底地すべりに起因する津波（1 / 26）

海底地すべりに起因する津波の検討フロー

海底地すべりに起因する津波については、文献調査によると津軽海峡内及びその周辺の海域に海底地すべり地形は認められない※ものの、陸上の斜面崩壊と同様に津軽海峡内を検討対象とし、以下のフローで検討を実施した。

※：P. 396文献調査参照

全体検討フロー

【ステップ1】：津軽海峡内海底地すべり地形の抽出（詳細検討フロー：P. 395参照）

- ・海底地すべりに関する文献調査を実施
- ・海上保安庁水路部のM7000シリーズ海底地形データを用いた海底地形判読を実施し、さらに音波探査記録により海底地すべりの有無について確認して、海底地すべり地形を抽出

【ステップ2】：発電所に影響のある津波を発生させる可能性がある海底地すべり地形の抽出

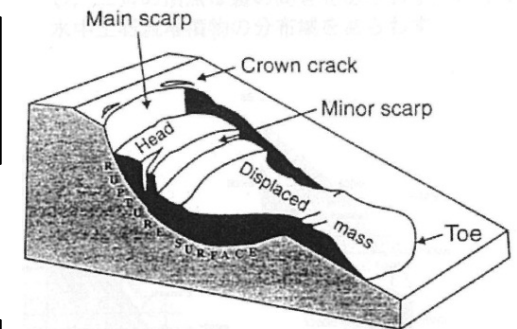
- ステップ1で抽出した海底地すべり地形のうち発電所に影響のある津波を発生させる可能性がある海底地すべり地形を以下を基本方針として抽出
- ・隣接する海底地すべりについては、安全評価上、同時崩壊するものとする。

【ステップ3】：検討対象海底地すべり地形の選定

- ステップ2で抽出した発電所に影響のある津波を発生させる可能性がある海底地すべり地形から、崩壊規模、敷地との距離・位置関係等を考慮して敷地への影響が最も大きくなる海底地すべり地形を検討対象海底地すべり地形として選定する。

【ステップ4】：数値シミュレーションの実施

- 数値シミュレーションにより敷地への影響を評価
(二層流モデル及びkinematic landslideモデルを用いて総合的に評価)



海底地すべり模式図
Hampton and Lee(1996)

○海底地すべり地形の特徴
馬蹄形あるいはコの字型の滑落崖があり、これに対をなして、その下方に舌状の緩斜面の土塊がある。



4-2. 海底地すべりに起因する津波 (2 / 26)

海底地すべりに起因する津波の検討フロー (1 / 10) : 【ステップ1】の詳細検討フロー

津軽海峡内海底地すべり地形の抽出【ステップ1】は、以下のフローで検討を実施した。

【ステップ1】詳細検討フロー

【ステップ1-1】 : 文献調査 (P. 396参照)

文献調査により津軽海峡内及びその周辺の海底地すべり地形を確認する。

【ステップ1-2】 : 海底地形判読 (P. 397, P. 398参照)

海底地形図等の判読により、津軽海峡内に海底地すべりの可能性がある地形を抽出する。

【ステップ1-3】 : 音波探査記録の確認 (P. 400~P. 404参照)

【ステップ1-2】で抽出した海底地すべりの可能性がある地形について、それぞれの地形を横断する音波探査記録を対象として地すべりを示唆する構造※の有無を確認する。

【ステップ1-4】 : 海底地すべり地形の抽出 (P. 405参照)

信頼性の高い海底地すべり地形を抽出する。

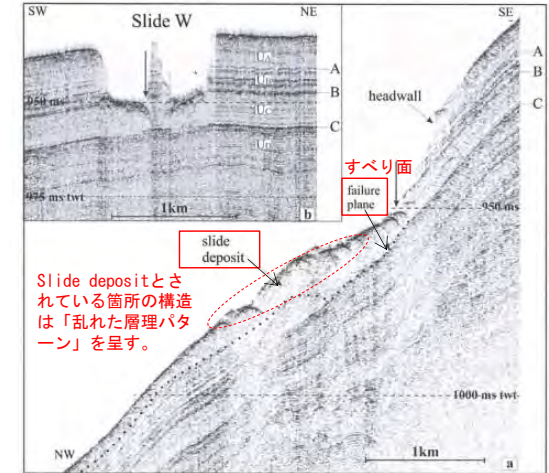


Fig. 15.5 (a) Topographic map perpendicular to the contours showing the slide scar and deposits of slide SLW. (b) The line along the slope indicates that horizon C represents the main glide plane. The arrows show the intersection of the lines

ノルウェー沖の海底地すべりの事例
Rise et al. (2012) に一部加筆

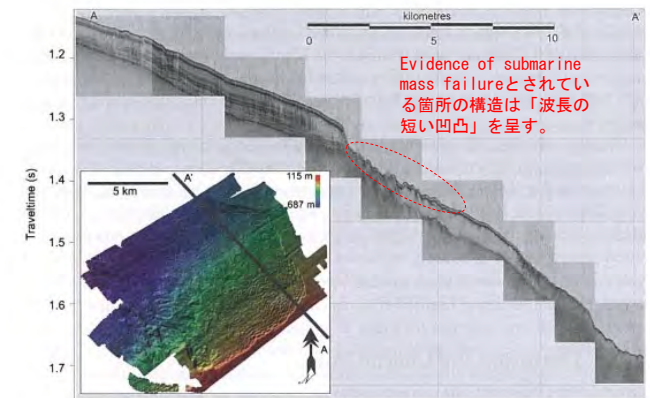


Fig. 13.5 Chirp profile with accompanying multibeam image showing evidence of submarine mass failure on the modern seafloor. See Fig. 13.1 for location

北極海の海底地すべりの事例
Mosher et al. (2012) に一部加筆

※音波探査記録における海底地すべりを示唆する構造 (例)

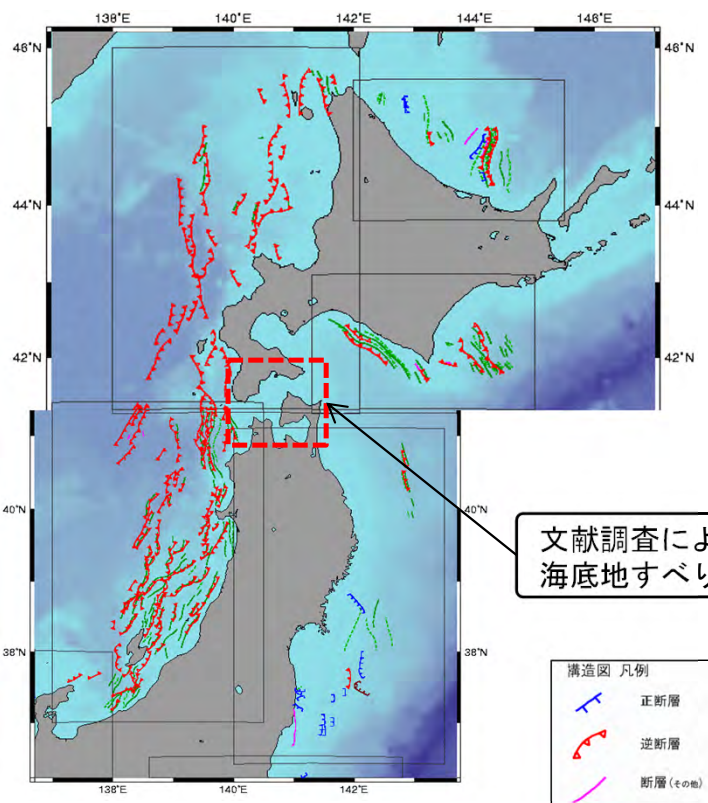


コメントNo.S5-60

4-2. 海底地すべりに起因する津波 (3 / 26)

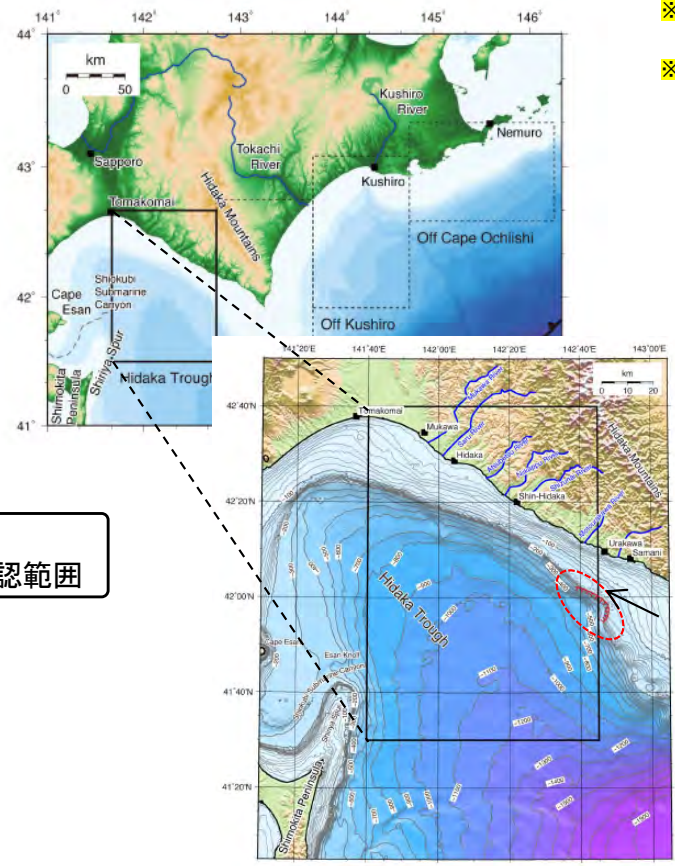
津軽海峡内海底地すべり地形の抽出【ステップ1-1】 (2 / 10) : 文献調査

- ・徳山ほか (2001) 等※1の文献調査によると、津軽海峡内及びその周辺の海域に海底地すべり地形は認められない。
- ・なお、野田・片山 (2013) 等※2では、北海道日高沖に海底地すべりが示されている。
- ・海底地すべりに起因する津波は、地震による津波に比べて短波長成分が卓越するため減衰傾向が大きくなること、仮に当該地点の海底地すべりが発生したとしても、敷地は津軽海峡内に位置しており波源に正対もしていないことを考慮すると、北海道日高沖の海底地すべりによる短周期の津波は屈折、反射等によりエネルギーが逸散し、減衰すると考えられる。
- ・以上より、北海道日高沖の海底地すべりによる津波の敷地への影響は小さいと考えられる。



文献調査による
海底地すべり地形確認範囲

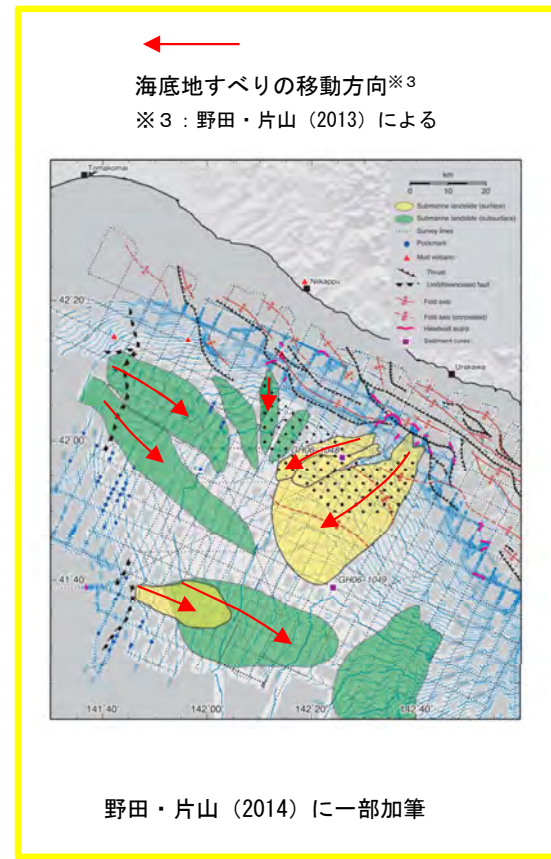
徳山ほか (2001) に一部加筆



陸上及び海底地形

野田・片山 (2013) に一部加筆

- ※1 : 徳山ほか (2001), 地質調査所 (1987), 地質調査所 (1993), 独立行政法人産業技術総合研究所地質調査総合センター (2013)
- ※2 : 野田・片山 (2013), Noda et al. (2013), 野田・片山 (2014), 野田ほか (2010)



海底地すべりの移動方向※3
※3 : 野田・片山 (2013) による

野田・片山 (2014) に一部加筆

地滑り



4-2. 海底地すべりに起因する津波（4 / 26）

津軽海峡内海底地すべり地形の抽出【ステップ1-2】（3 / 10）：海底地形判読基準

- ・日本水路協会（2009）のM7000シリーズ海底地形データを用いて津軽海峡内の海底地形図，実体視画像を作成し，海底地すべりの可能性がある地形を判読した。
- ・海底地形図の判読にあたっては，以下の判読基準により海底地すべりの可能性がある地形を抽出した。

海底地すべりの可能性がある地形判読基準※

ポイント	典型的特徴
地形	<ul style="list-style-type: none"> ・地すべり地形としては滑落崖とその下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，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。
滑落崖	<ul style="list-style-type: none"> ・馬蹄形，半円形，コの字形の平面形で，斜面下方へ開く急斜面。 ・急斜面は平面的に出入りがなくスムーズな形状で，傾斜も一定傾向。 ・下方に地すべり土塊が対をなして存在すると確実度が上がる。
地すべり土塊	<ul style="list-style-type: none"> ・滑落崖の下部にある扇状地状，舌状の高まり及び台地状を呈す。 ・典型的な場合には，土塊の表面に不規則な凹凸，低崖，凹地があり，全体として上に凸形の斜面を呈す。

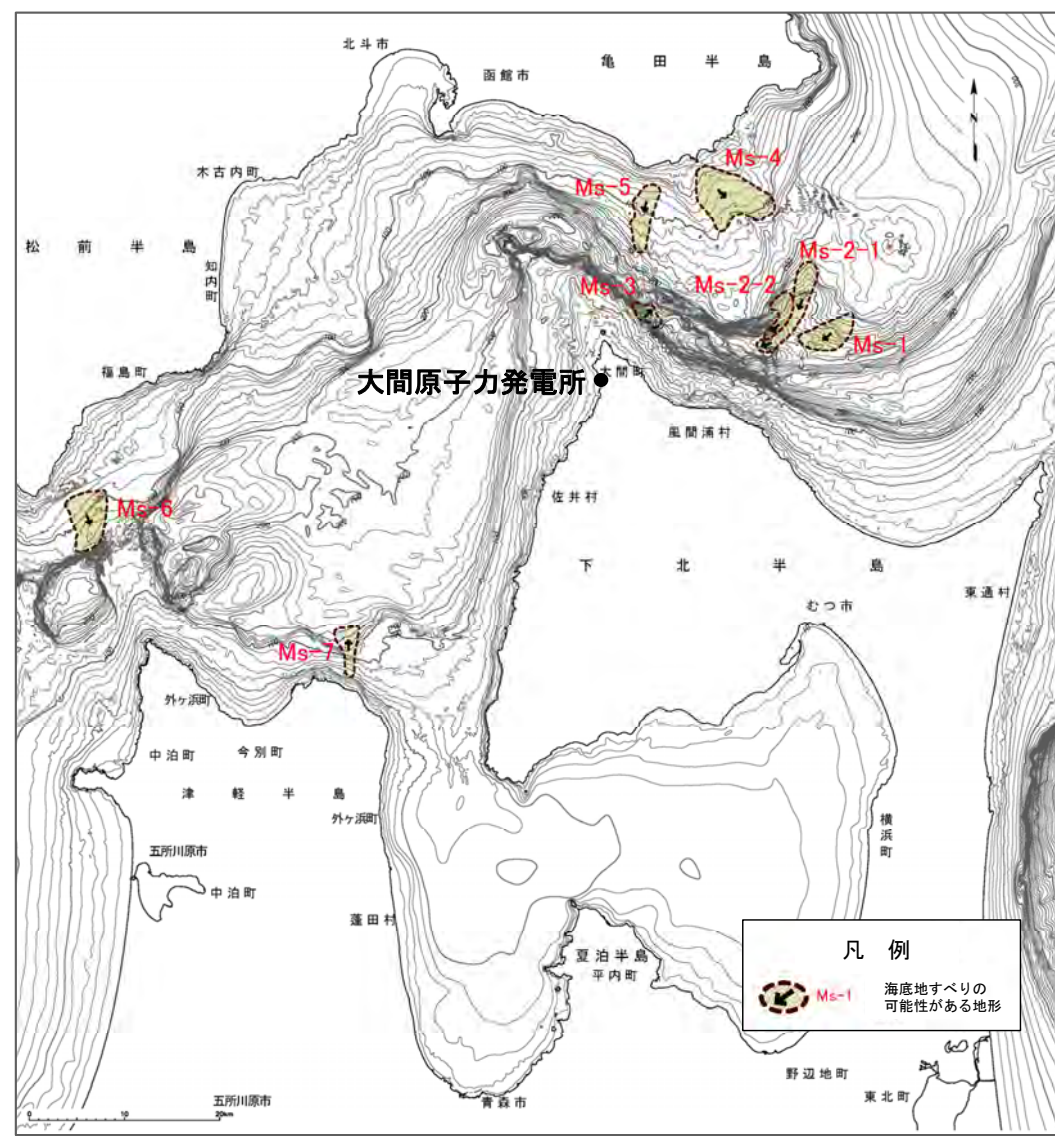
※Hampton and Lee(1996)等を参照し作成。



4-2. 海底地すべりに起因する津波（5 / 26）

津軽海峡内海底地すべり地形の抽出【ステップ1-2】（4 / 10）：海底地形判読結果

・海底地形図及び実体視画像の判読により、Ms-1～Ms-7の海底地すべりの可能性がある地形を抽出した※。



地すべり地形の可能性のある地形	地形判読結果
Ms-1	<ul style="list-style-type: none"> 水深240m～340mに幅広い緩斜面がある。 頂部には馬蹄形の急斜面があり、凹み地形を呈す。 下部の斜面は台地状を呈す。
Ms-2-1 Ms-2-2	<ul style="list-style-type: none"> 水深240m～420mに幅広い海底谷の谷底斜面がある。 頂部には半円形の滑落崖が認められ、末端部は舌状に長く伸びる高まりを呈し、表面が不規則な凹凸を呈す。 別の地すべり地形が西側から合流する。
Ms-3	<ul style="list-style-type: none"> 水深200m～300mの大陸棚外縁斜面の下端部に位置する。 明瞭な滑落崖はないが、大陸棚外縁斜面を削り込む半円形の凹み地形とその下部に凸状の緩斜面が認められる。
Ms-4	<ul style="list-style-type: none"> 水深40m～100mの大陸棚にある緩斜面である。 斜面の両側面には急斜面や尾根が認められ、急斜面は頂部にも連なり、全体で不明瞭な馬蹄形を呈す。
Ms-5	<ul style="list-style-type: none"> 水深70m～150mで、大陸棚の上にある凹凸を伴う緩傾斜な尾根地形である。 頂部には馬蹄形の急斜面があり、凹み地形を呈す。
Ms-6	<ul style="list-style-type: none"> 水深80m～120mの大陸棚の上にある緩い斜面である。 頂部がコの字状を呈し、下部に不規則な尾根群と凹地群が認められる。
Ms-7	<ul style="list-style-type: none"> 水深50m～160mの大陸棚の上にある浅く広い海底谷である。 東側側面は急斜面で谷地形を呈す。谷地形の出口は大陸棚外縁斜面の下端部にあり扇状地状の地形を呈す。

※：海底地形の急傾斜部を対象とした地すべり地形の確認結果については、第1023回審査会合 資料1-2「8-1. 急傾斜部を対象とした地形判読」参照

(余白)



4-2. 海底地すべりに起因する津波（6 / 26）

津軽海峡内海底地すべり地形の抽出【ステップ1-3】（5 / 10）：音波探査記録の確認

・海底地形図の判読により抽出した海底地すべりの可能性がある地形Ms-1～Ms-7について、それぞれの地形を横断する音波探査記録を確認した結果は下表のとおりである。

地すべり地形の可能性のある地形	地形判読結果 (P.398再掲)	主な音波探査記録の確認結果※	海底地すべり地形の評価
Ms-1	<ul style="list-style-type: none"> 水深240m～340mに幅広い緩斜面がある。 頂部には馬蹄形の急斜面があり、凹み地形を呈す。 下部の斜面は台地状を呈す。 	<ul style="list-style-type: none"> 当該範囲は、北海道側の大陸棚沖合いの斜面下部に位置し、その海底面は、B₁層の層理構造を切って広く浅い凹地を形成し、凹地の一部では波長の短い凹凸が認められる。(NO. F-5-1測線) 	海底地すべり跡と考えられる。
Ms-2-1 Ms-2-2	<ul style="list-style-type: none"> 水深240m～420mに幅広い海底谷の谷底斜面がある。 頂部には半円形の滑落崖が認められ、末端部は舌状に長く伸びる高まりを呈し、表面が不規則な凹凸を呈す。 別の地すべり地形が西側から合流する。 	<ul style="list-style-type: none"> 当該範囲は、北海道側の大陸棚沖合いの斜面下部～中部に位置し、その海底面は、波長の短い凹凸が認められ、海底水道側は浅い凹地が形成されている。(NO. F-4. 5測線) 	海底地すべり跡及び移動体の一部と考えられる。
Ms-3	<ul style="list-style-type: none"> 水深200m～300mの大陸棚外縁斜面の下端部に位置する。 明瞭な滑落崖はないが、大陸棚外縁斜面を削り込む半円形の凹み地形とその下部に凸状の緩斜面が認められる。 	<ul style="list-style-type: none"> 当該範囲は、大陸棚沖合いの斜面中部に位置し、斜面中央部付近からB₁層中に延びる反射面が認められる。本反射面の上位は、やや乱れた層理パターンを示す。(No. 111SM-1測線) 	海底地すべり跡及び移動体と考えられる。
Ms-4	<ul style="list-style-type: none"> 水深40m～100mの大陸棚にある緩斜面である。 斜面の両側面には急斜面や尾根が認められ、急斜面は頂部にも連なり、全体で不明瞭な馬蹄形を呈す。 	<ul style="list-style-type: none"> 当該範囲は、E層が海底下浅部に分布し、E層は緩やかな谷状に削剥されており、これを埋めるようにB₁層及びA層が堆積している。B₁層には、おおむね平行な層理パターンが認められる。 地すべりを示唆する堆積構造は認められない。(No. 3測線) 	海底地すべりによる地形ではない。
Ms-5	<ul style="list-style-type: none"> 水深70m～150mで、大陸棚の上にある凹凸を伴う緩傾斜な尾根地形である。 頂部には馬蹄形の急斜面があり、凹み地形を呈す。 	<ul style="list-style-type: none"> 当該範囲は、E層が海底面に露出しており、おおむね平坦である。 地すべりを示唆する堆積構造は認められない。(He-110. 2測線) 	海底地すべりによる地形ではない。
Ms-6	<ul style="list-style-type: none"> 水深80m～120mの大陸棚の上にある緩い斜面である。 頂部がコの字状を呈し、下部に不規則な尾根群と凹地群が認められる。 	<ul style="list-style-type: none"> 当該範囲は、E層が広く海底に露出している。 地すべりを示唆する堆積構造は認められない。(No. 27-1測線) 	海底地すべりによる地形ではない。
Ms-7	<ul style="list-style-type: none"> 水深50m～160mの大陸棚の上にある浅く広い海底谷である。 東側側面は急斜面で谷地形を呈す。谷地形の出口は大陸棚外縁斜面の下端部にあり扇状地状の地形を呈す。 	<ul style="list-style-type: none"> 当該範囲では、海底面は西に向かって緩く傾斜し、最上位のB₁層は平行な層理パターンを示す。 地すべりによるものと考えられる堆積構造は認められない。(Gb-(6B)測線) 	海底地すべりによる地形ではない。



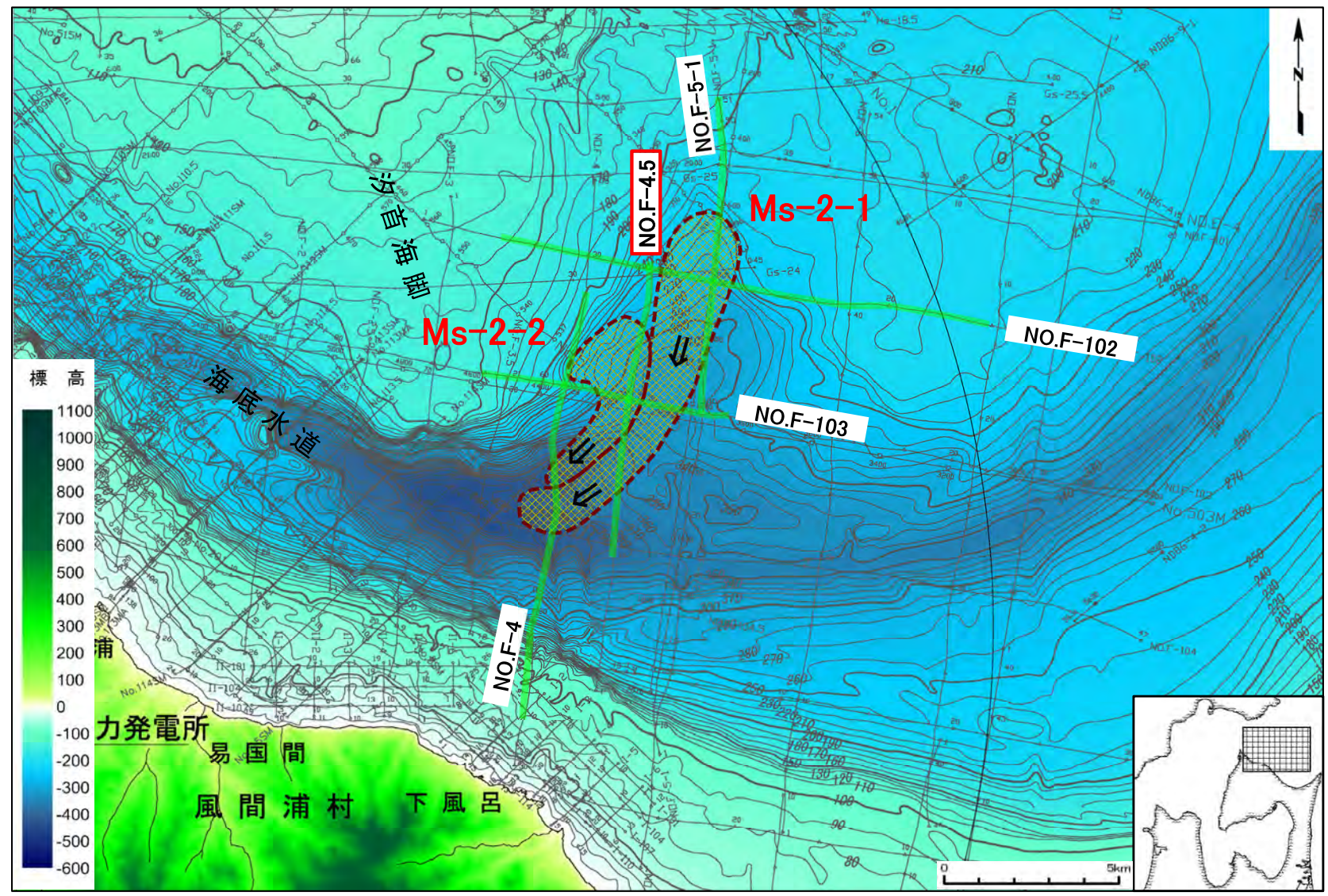
4-2. 海底地すべりに起因する津波 (7 / 26)

津軽海峡内海底地すべり地形の抽出【ステップ1-3】 (6 / 10) : 音波探査記録の確認【例①】 (1 / 2)

海底地すべり Ms-2

・海底地すべりの可能性のある地形のうち、海底地すべり地形として評価したものの例として、Ms-2に対する音波探査記録の確認について示す。

音波探査記録
の添付範囲



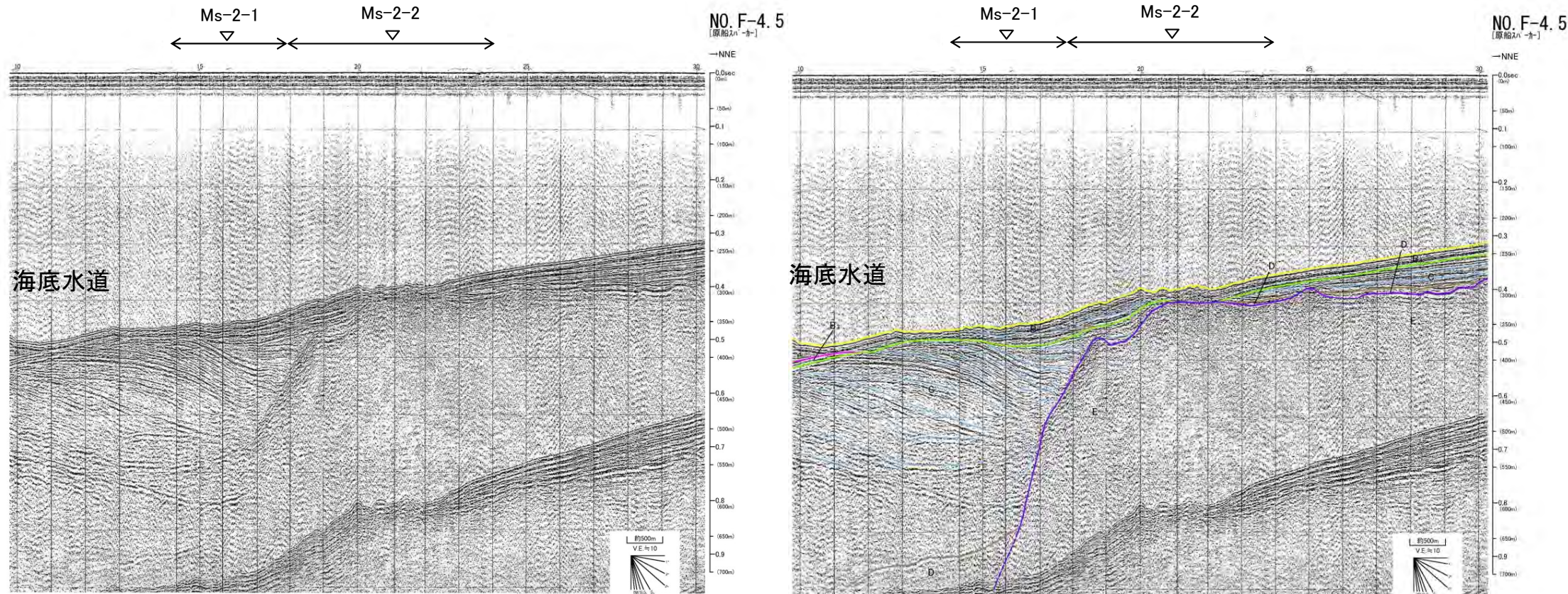


4-2. 海底地すべりに起因する津波 (8/26)

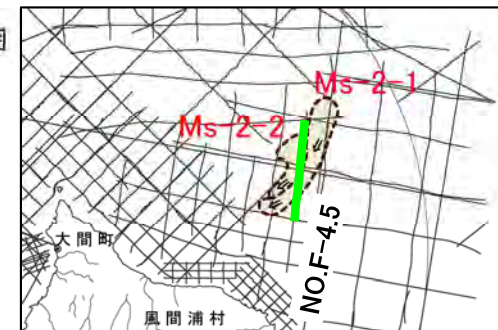
津軽海峡内海底地すべり地形の抽出【ステップ1-3】 (7/10) : 音波探査記録の確認【例①】 (2/2)

海底地すべり Ms-2

NO.F-4.5測線(反射断面図・解釈断面図)



地形判読結果による当該地すべり範囲



地質時代		断地前面海層	
第四紀	完新世	A層	
	更新世	後期	B ₁ 層
		中期	B ₂ 層
		前期	B ₃ 層
新第三紀	鮮新世	D層	
先新第三紀	中新世	E層	

- 当該範囲は、北海道側の大陸棚沖合いの斜面下部～中部に位置し、その海底面は、波長の短い凹凸が認められ、海底水道側は浅い凹地が形成されている。
- 本構造は、海底地すべりによる削剥及び地すべり移動体によるものと考えられる。

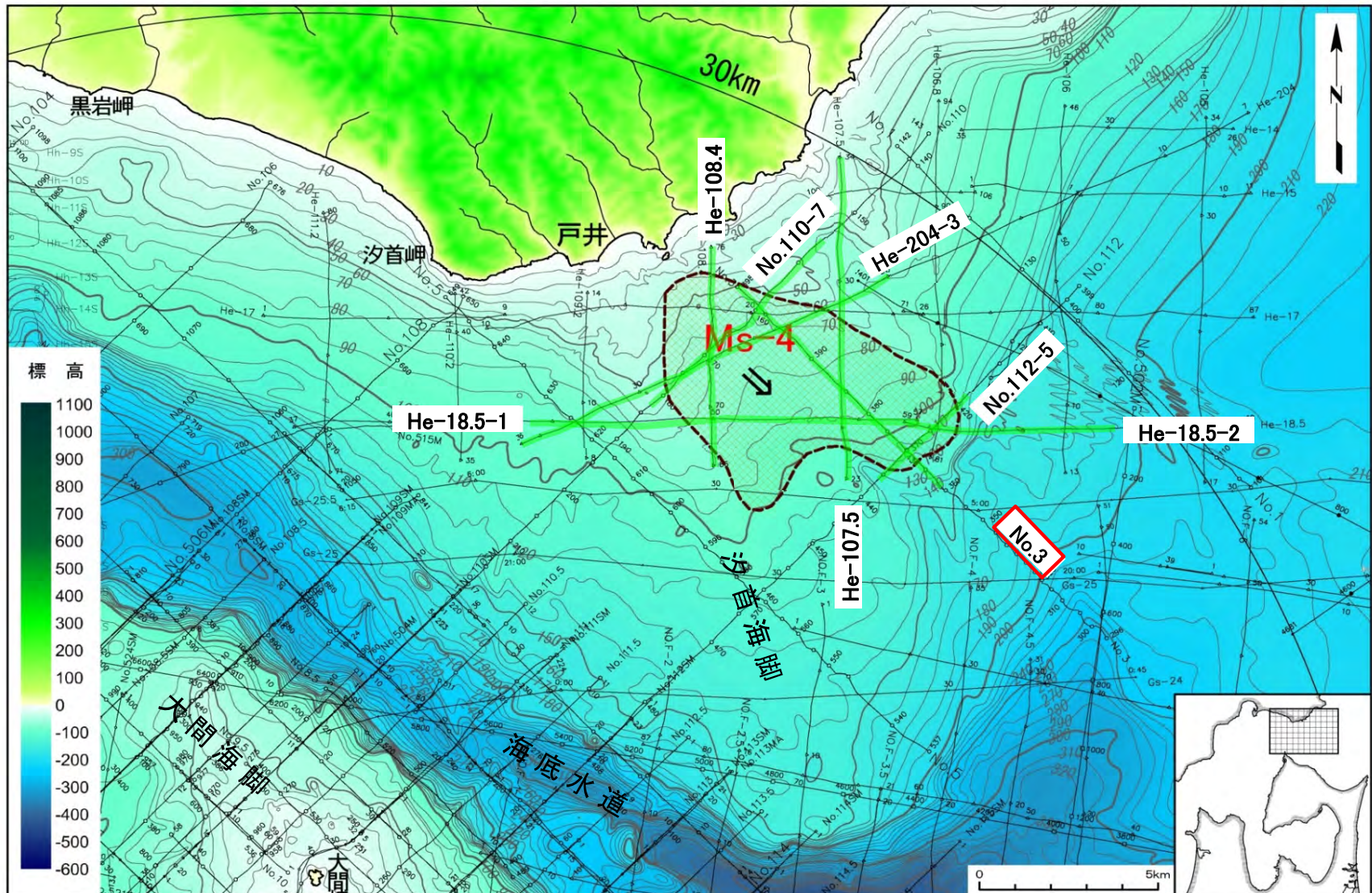


4-2. 海底地すべりに起因する津波（9 / 26）

津軽海峡内海底地すべり地形の抽出【ステップ1-3】（8 / 10）：音波探査記録の確認【例②】（1 / 2）

海底地すべり Ms-4

・海底地すべりの可能性のある地形のうち、海底地すべり地形として評価しなかったものの例として、Ms-4に対する音波探査記録の確認について示す。



音波探査記録
の添付範囲

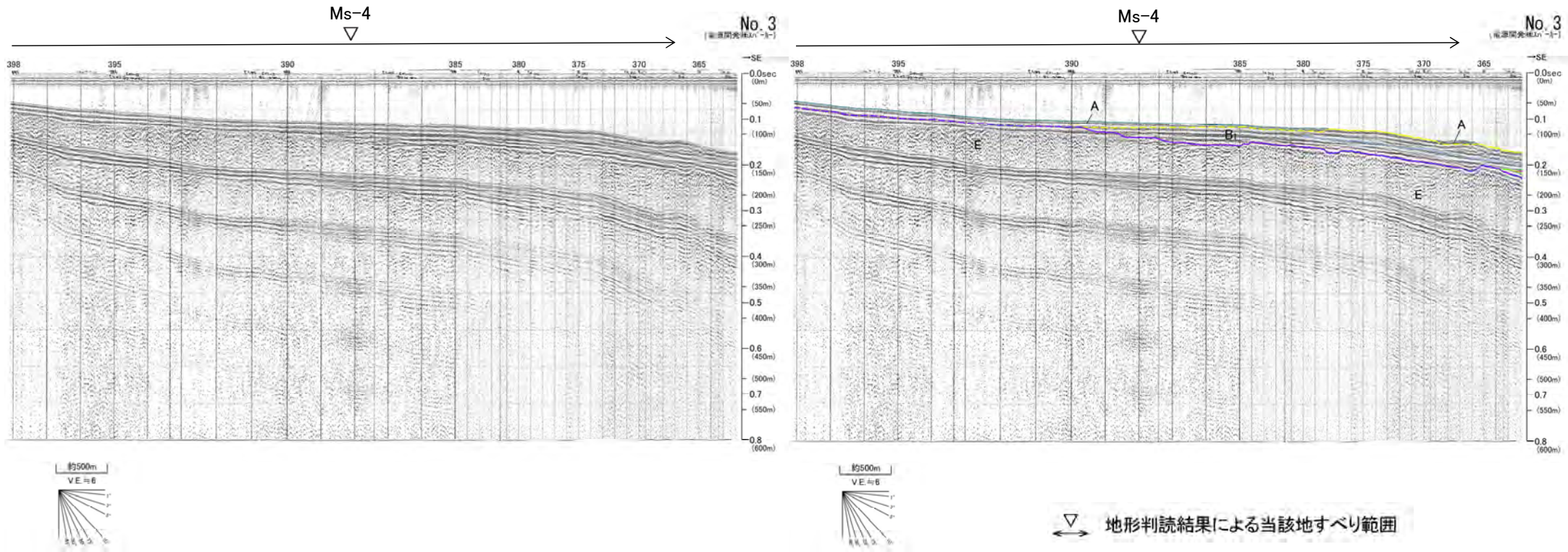


4-2. 海底地すべりに起因する津波 (10/26)

津軽海峡内海底地すべり地形の抽出【ステップ1-3】 (9/10) : 音波探査記録の確認【例②】 (2/2)

海底地すべり Ms-4

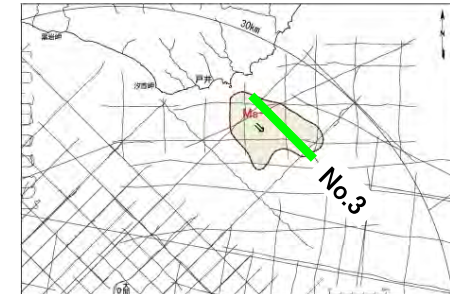
No.3測線(反射断面図・解釈断面図)



地形判読結果による当該地すべり範囲

- 当該範囲は、E層が海底下浅部に分布し、E層は緩やかな谷状に削剥されており、これを埋めるようにB₁層及びA層が堆積している。
- B₁層には、おおむね平行な層理パターンが認められる。
- 地すべりを示唆する堆積構造は認められない。

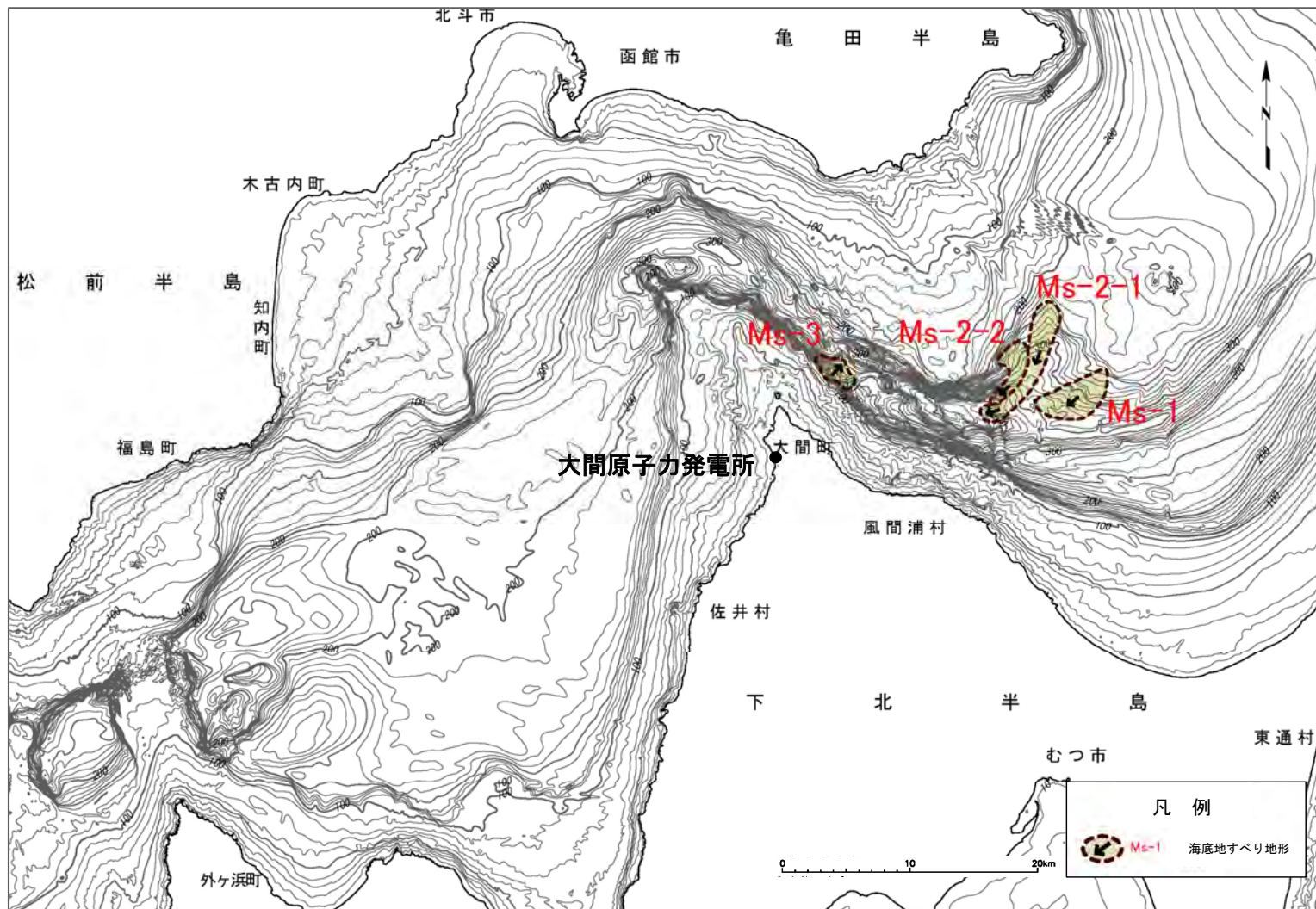
地質時代	数地前面海域
第四紀	完新世 A層
	後期 B ₁ 層
	中期 B ₂ 層
	前期 B ₃ 層
新第三紀	C層
	鮮新世 D層
	中新世 E層
先新第三紀	





津軽海峡内海底地すべり地形の抽出【ステップ1-4】 (10/10) :まとめ

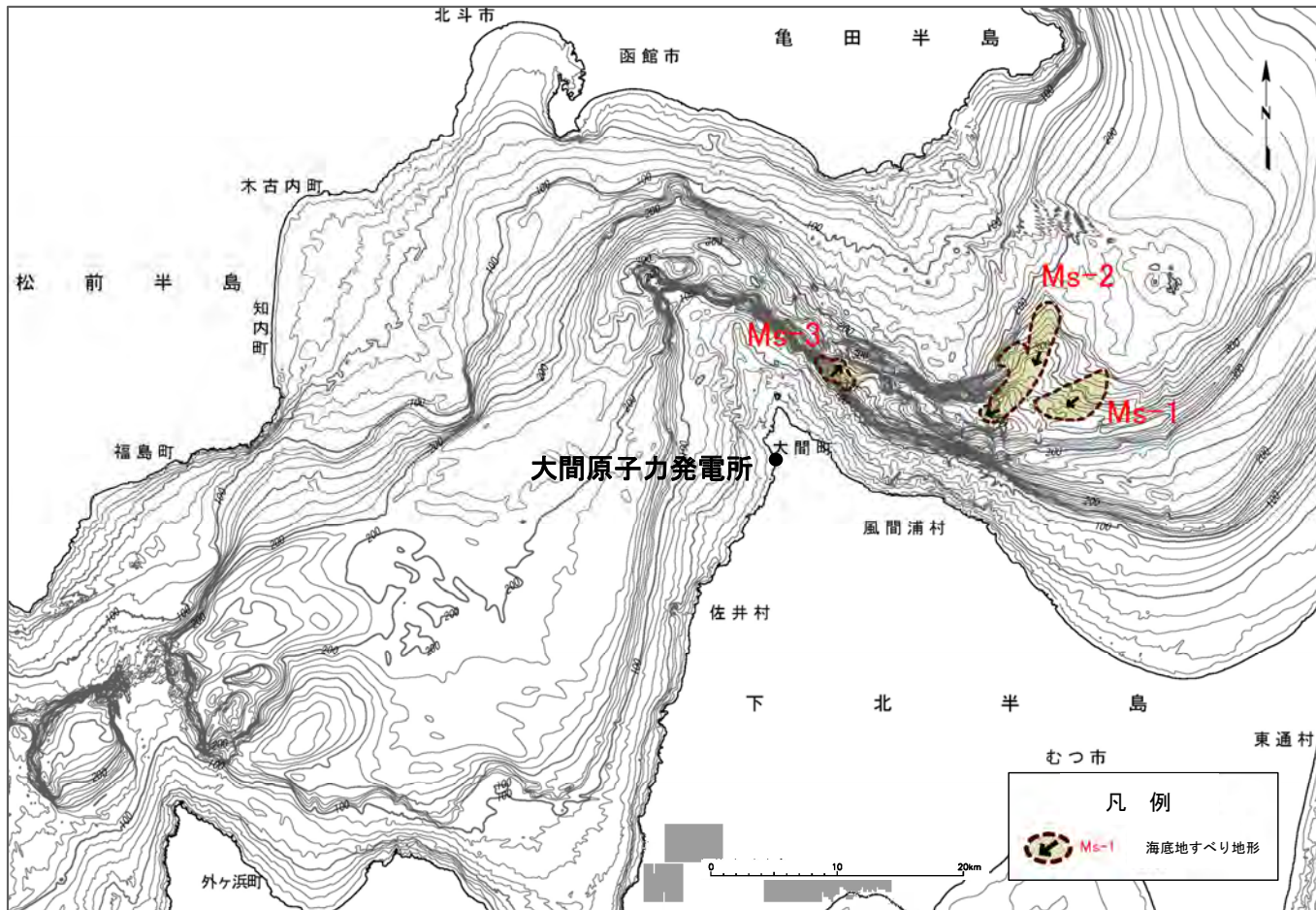
文献調査, 海底地形判読及び音波探査記録の確認より抽出される津軽海峡内の海底地すべり地形は, Ms-1~Ms-3である。



海底地すべり地形

4-2. 海底地すべりに起因する津波（12/26）

発電所に影響のある津波を発生させる可能性がある海底地すべり地形の抽出【ステップ2】



- ・海底地形判読及び音波探査記録により、発電所に影響のある津波を発生させる可能性がある海底地すべり地形を以下を基本方針として抽出した。
 - 隣接する海底地すべりについては、安全評価上、同時崩壊するものとする。*

※地形判読による海底地すべり地形の平面形状から、Ms-2-1とMs-2-2は別の地すべり地形として判読したが、隣接しているため、安全評価上、同時崩壊するものとして考慮する。

- ・抽出した発電所に影響のある津波を発生させる可能性がある海底地すべりはMs-1～Ms-3の3箇所である。

発電所に影響のある津波を発生させる可能性がある海底地すべり地形



検討対象海底地すべり地形の選定【ステップ3】（1 / 2）：海底地すべり地形崩壊量算定フロー

- 抽出した発電所に影響のある津波を発生させる可能性がある海底地すべり地形（Ms-1～Ms-3）の崩壊量の算定については、以下の検討方針に基づき算定した。検討フローは以下のとおり。
 - ✓ 原則として、地すべり前地形を復元し、すべり面との差分から算定する。また、すべり面は保守側に乱れた地層の下限とする。
 - ✓ なお、音波探査記録で、すべり面が明瞭で、かつ削剥が殆ど認められず地すべり移動体が保存されている場合（Ms-3）は、地すべり後の地形から算定する。

検討フロー

【ステップ3-1】：推定崩壊範囲（平面形状）の設定

・地形判読により海底地すべりの痕跡を抽出して設定

音波探査記録で、すべり面が明瞭で、かつ削剥が殆ど認められず地すべり移動体が保存されているか？

YES

Ms-1
Ms-2

Ms-3

【ステップ3-2】：地すべり前地形（復元）の設定

・現地地形から判読される凹み地形を埋め戻す等により地すべり前地形を再現して設定

【ステップ3-3】：すべり面の設定

・音波探査記録に明瞭なすべり面が認められる場合はすべり面を、一方、明瞭なすべり面が認められない場合は地層の乱れを地すべり土塊と想定し地すべり土塊の下限※を、それぞれすべり面に設定

※音波探査記録に乱れた地層の下限が認められない場合は、安全側の評価となるよう音波探査記録の地層境界をすべり面に設定。

【ステップ3-4】：崩壊量算定

・地すべり前地形（復元）とすべり面との差分を崩壊土塊として3D CADでモデル化して算定

【ステップ3-4'】：崩壊量算定

・崩壊後の地すべり移動体の面積を基に平均断面法により算定



4-2. 海底地すべりに起因する津波（14／26）

検討対象海底地すべり地形の選定【ステップ3】（2／2）：崩壊量等の比較

発電所に影響のある津波を発生させる可能性がある海底地すべり地形Ms-1，Ms-2及びMs-3のうち，崩壊量が最も大きく，崩壊方向が敷地向きであること等を踏まえ，Ms-2を検討対象海底地すべり地形として選定した。

○崩壊量およびその他のパラメータ

海底地すべり地形	崩壊量 (km ³)	長さ※ (m)	幅※ (m)	厚さ※ (m)	比高※ (m)	傾斜※ (°)	水深※ (m)	敷地からの距離 (km)
Ms-1	0.09	5,900	3,000	20	80	1.2	290	28
Ms-2	0.52	11,300	3,510	60	170	1.0	310	24
Ms-3	0.20	1,880	3,200	30	80	4.0	230	9

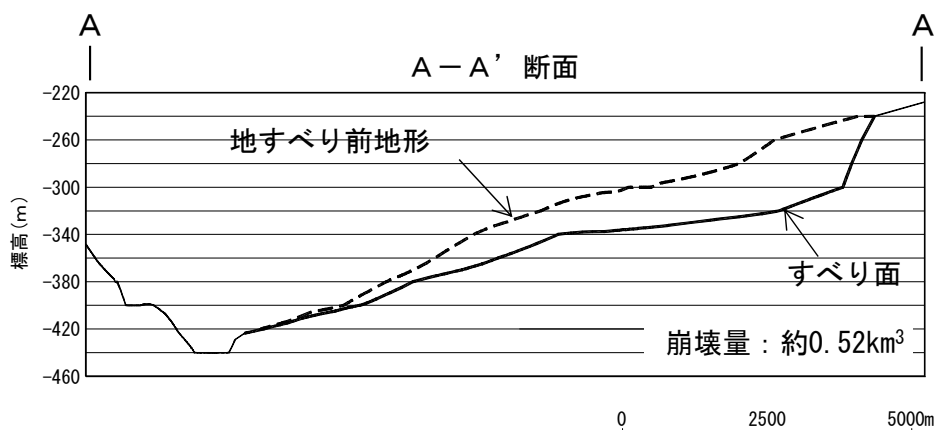
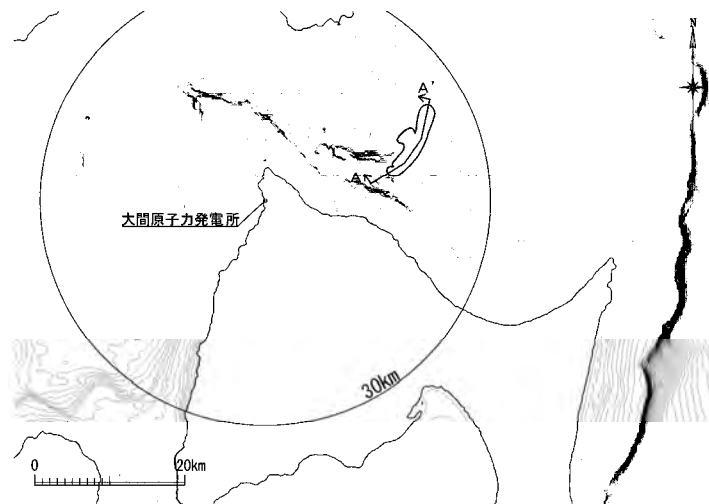
※地すべり地形パラメータの詳細情報は（P.418～P.420）参照



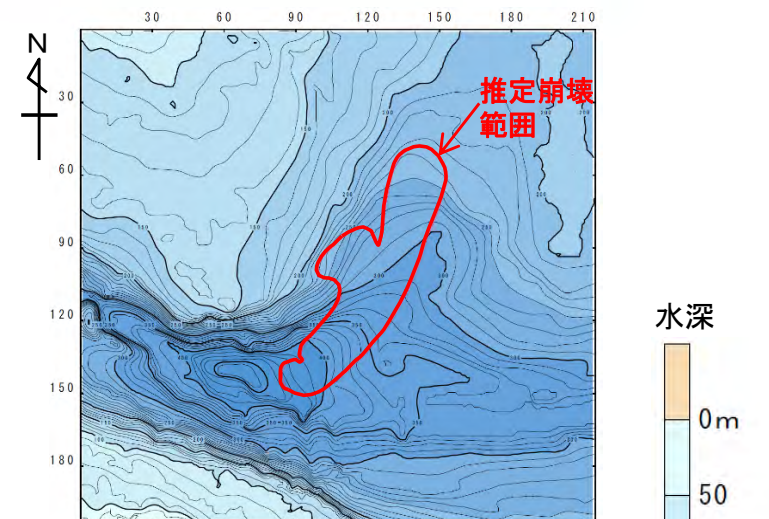
数値シミュレーション【ステップ4】 (1/8) : 解析モデル①<二層流モデル> (1/4)

すべり面及び崩壊量の設定【Ms-2】

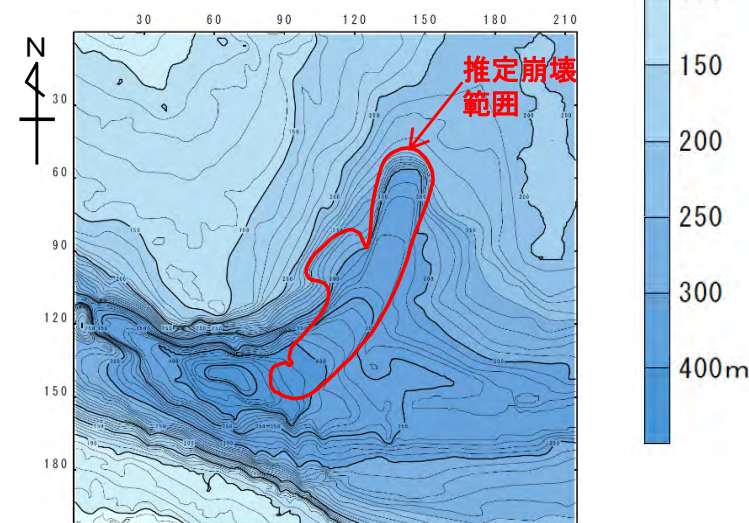
- ・ 解析モデル①として二層流モデルを採用した
- ・ 地すべり前地形とすべり面より算出した崩壊量は 0.52km^3 ※ である。



海底地すべり地形 (Ms-2)

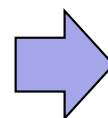
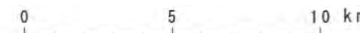


地形モデル (地すべり前地形)



地形モデル (すべり面)

波源モデル



※ : 第1023回審査会合 資料1-2 「8-3. 海底地すべり地形崩壊量算定」参照。



4-2. 海底地すべりに起因する津波（16 / 26）

数値シミュレーション【ステップ4】（2 / 8）：解析モデル①<二層流モデル>（2 / 4）

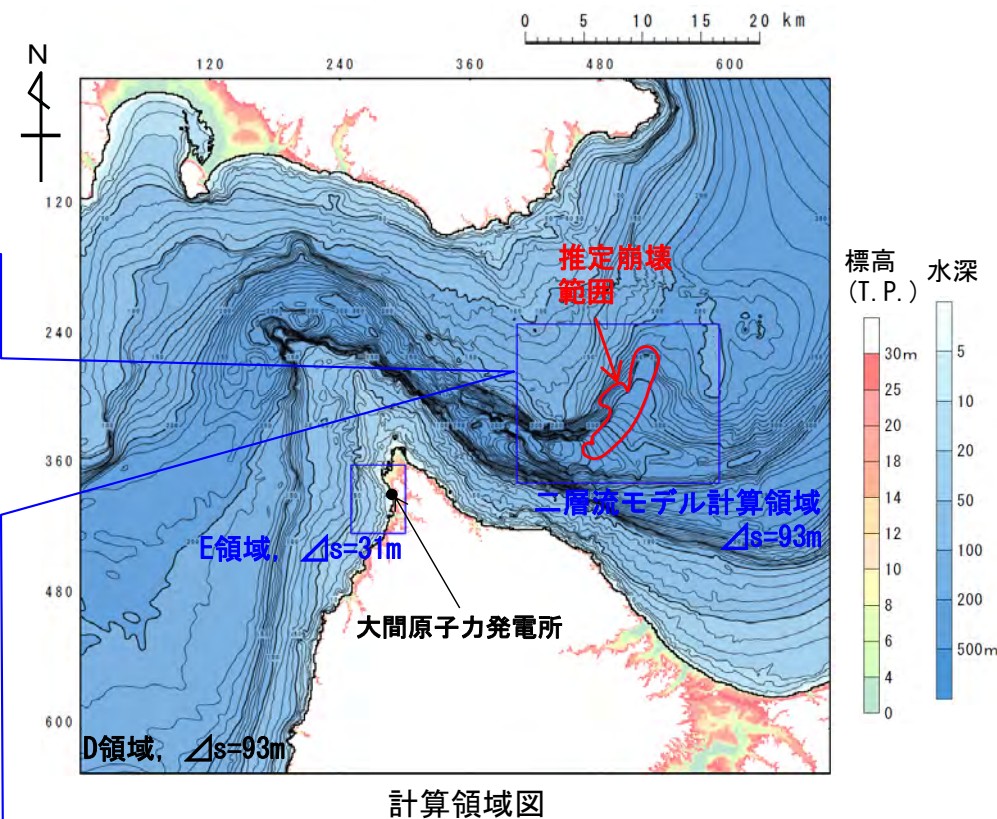
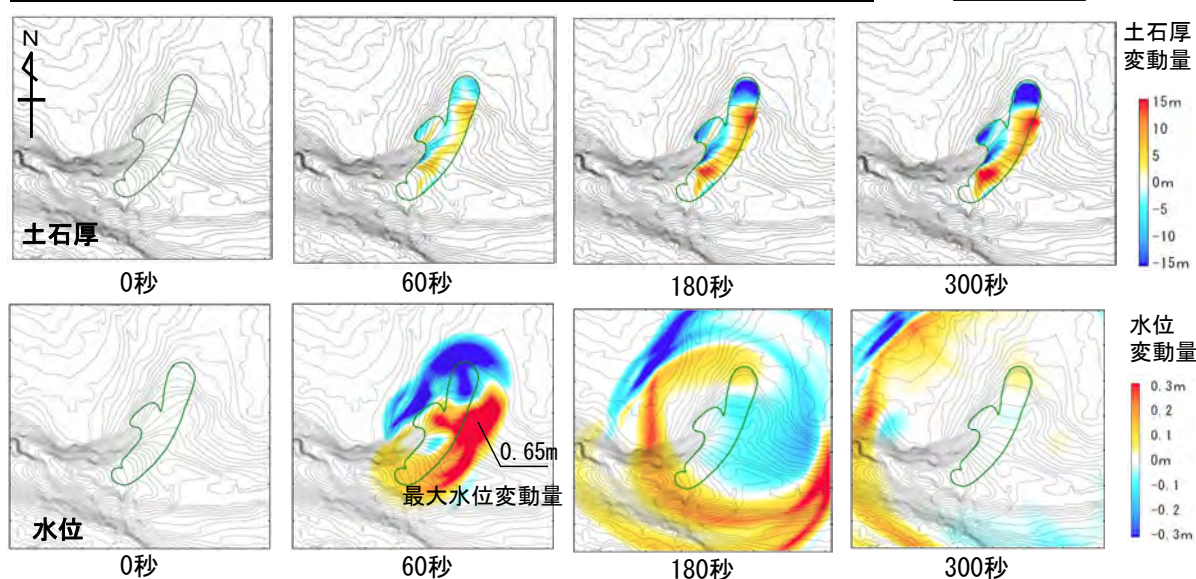
計算条件【Ms-2】

- 二層流モデルの計算条件は下表のとおりである。
- 敷地への津波の伝播シミュレーションは、二層流モデル計算領域の境界部で得られた時刻歴波形を津波伝播計算領域に接続して実施した。

主な計算条件

項目	内容	設定根拠
海水密度	$\rho_1 = 1.03 \text{ (g/cm}^3\text{)}$	一般値
崩壊物の密度	$\rho_2 = 2.0 \text{ (g/cm}^3\text{)}$	Kawamata et al. (2005) で1741年渡島大島火山津波を再現された値
上層(水)の粗度係数	$n = 0.025 \text{ (s/m}^{1/3}\text{)}$	
下層(土砂)の粗度係数	$n = 0.4 \text{ (s/m}^{1/3}\text{)}$	
抗力係数	$C_b = 2.0$	
水平拡散係数	$\nu = 0.1 \text{ (m}^2\text{/s)}$	
計算時間間隔	$\Delta t = 1.0 \times 10^{-5} \text{ (s)}$	計算の安定性を考慮して設定

二層流モデル計算結果（土石厚分布（上段）、水位分布（下段））



4-2. 海底地すべりに起因する津波（17/26）



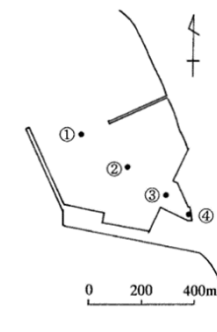
数値シミュレーション【ステップ4】（3/8）：解析モデル①<二層流モデル>（3/4）

計算結果【Ms-2】

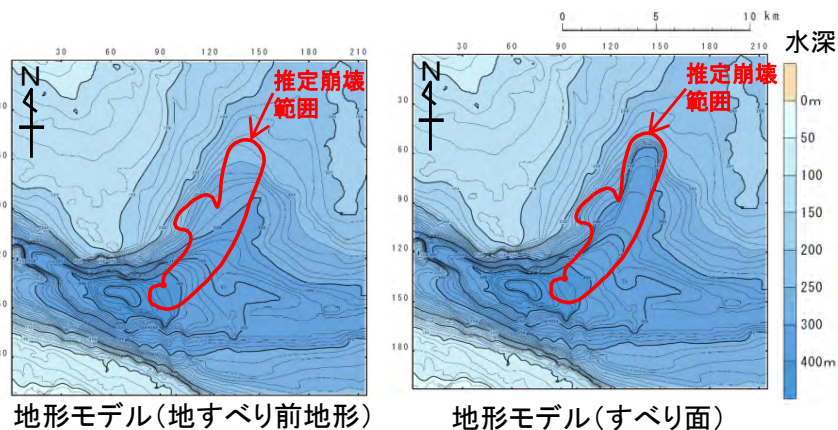
海底地すべりに起因する津波の二層流モデルによる計算結果（上昇側）は下表のとおりである。

海底地すべりに起因する津波検討結果(上昇側)

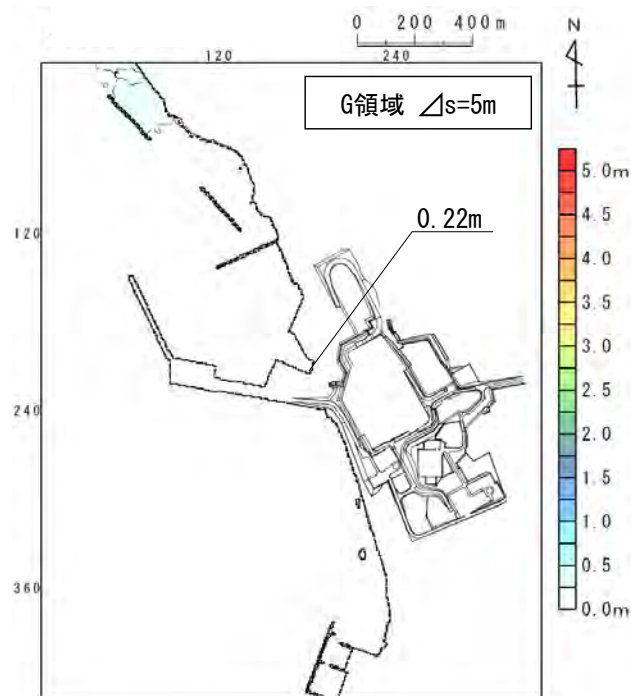
検討対象	解析モデル	敷地における最大水位上昇量
海底地すべり地形 Ms-2	二層流モデル	0.22m



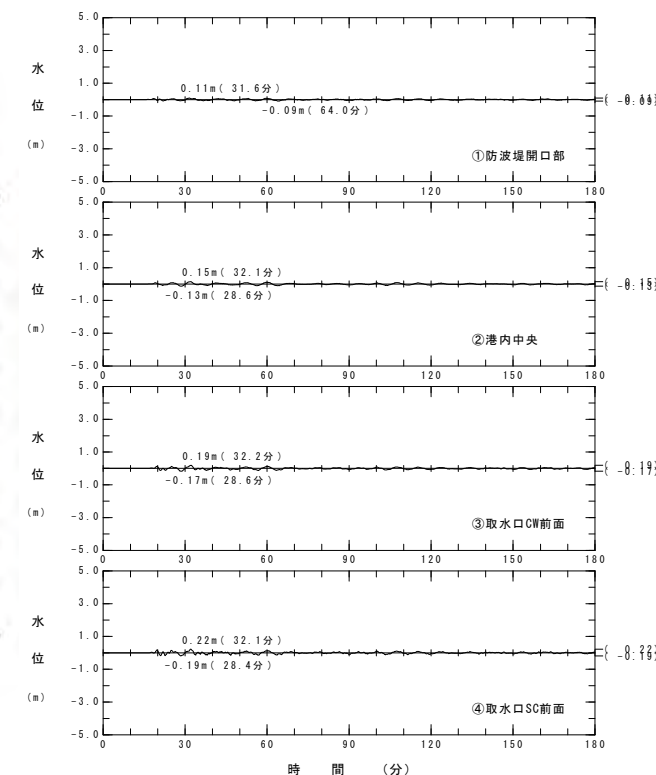
水位時刻歴波形出力点



波源モデル



最大水位上昇量分布



水位時刻歴波形

4-2. 海底地すべりに起因する津波 (18/26)



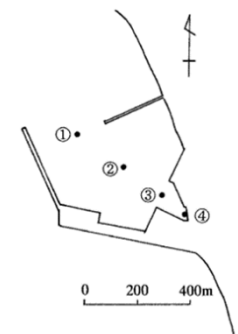
数値シミュレーション【ステップ4】 (4/8) : 解析モデル①<二層流モデル> (4/4)

計算結果【Ms-2】

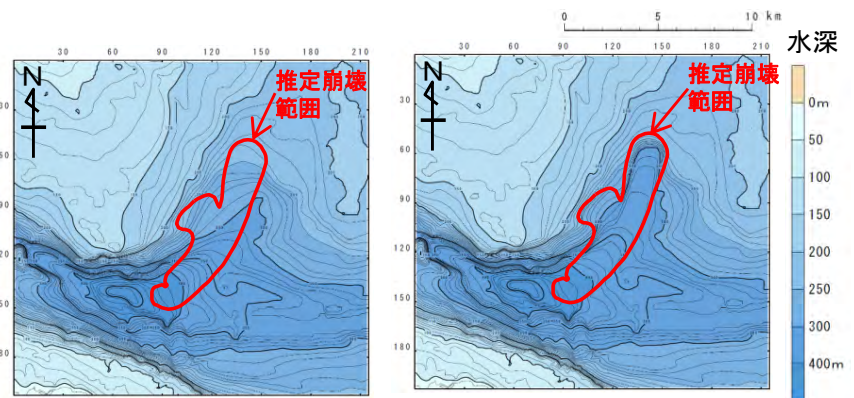
海底地すべりに起因する津波の二層流モデルによる計算結果 (下降側) は下表のとおりである。

海底地すべりに起因する津波検討結果 (下降側)

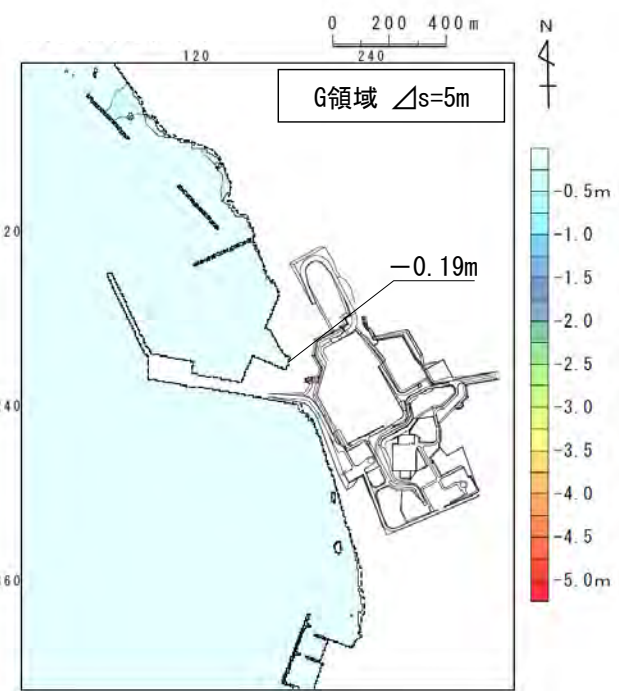
検討対象	解析モデル	取水口スクリーン室前面における最大水位下降量
海底地すべり地形 Ms-2	二層流モデル	-0.19m



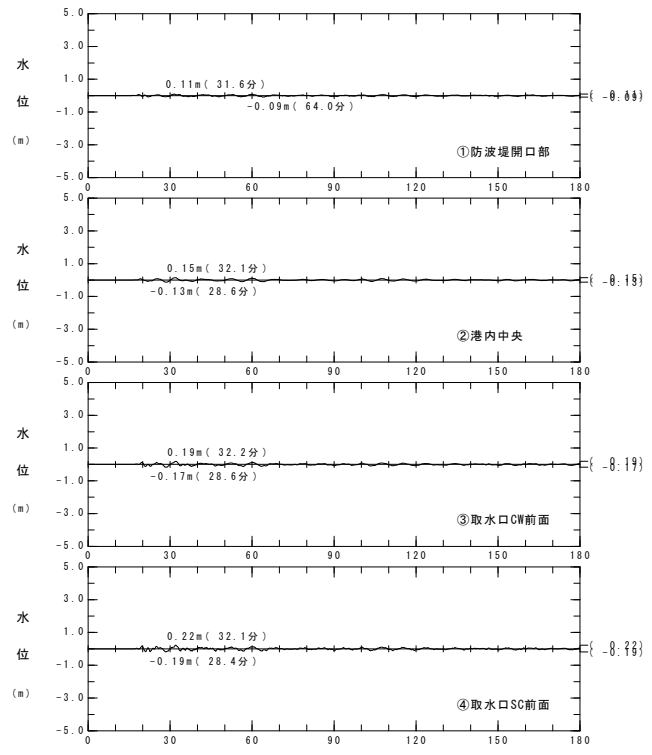
水位時刻歴波形出力点



地形モデル(地すべり前地形) 地形モデル(すべり面)
波源モデル



最大水位下降量分布



水位時刻歴波形

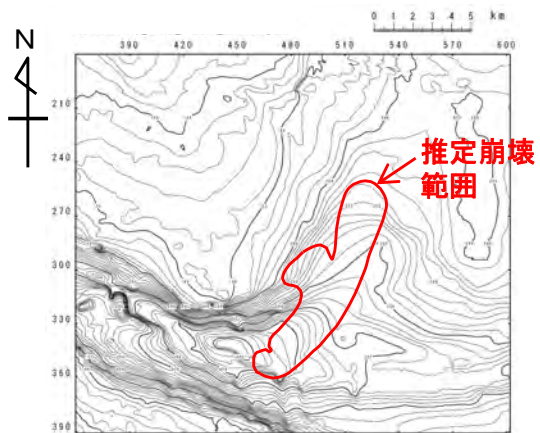


4-2. 海底地すべりに起因する津波（19/26）

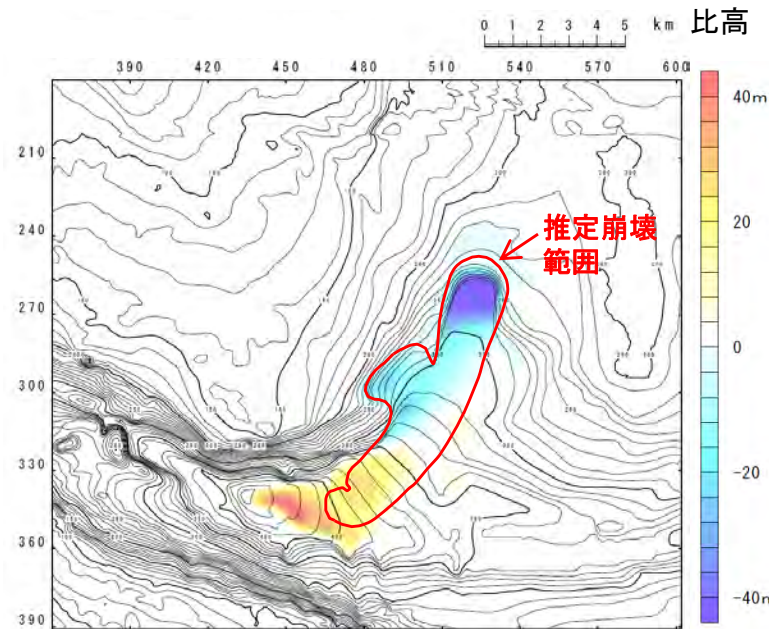
数値シミュレーション【ステップ4】（5/8）：解析モデル②<kinematic landslideモデル>（1/4）

崩壊地形データの作成【Ms-2】

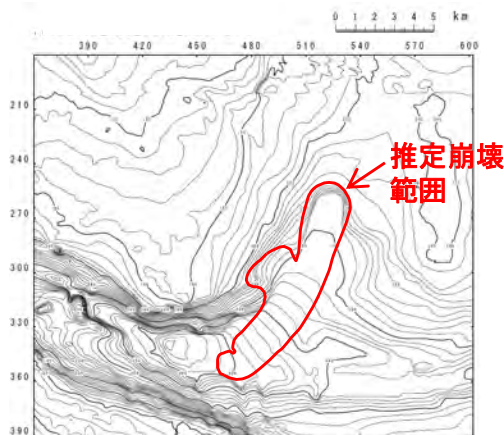
- ・解析モデル②としてkinematic landslideモデルを採用した。
- ・kinematic landslideモデルの崩壊地形データ（比高分布）は、地すべり前地形と二層流モデルにより得られた崩壊後地形から作成した。



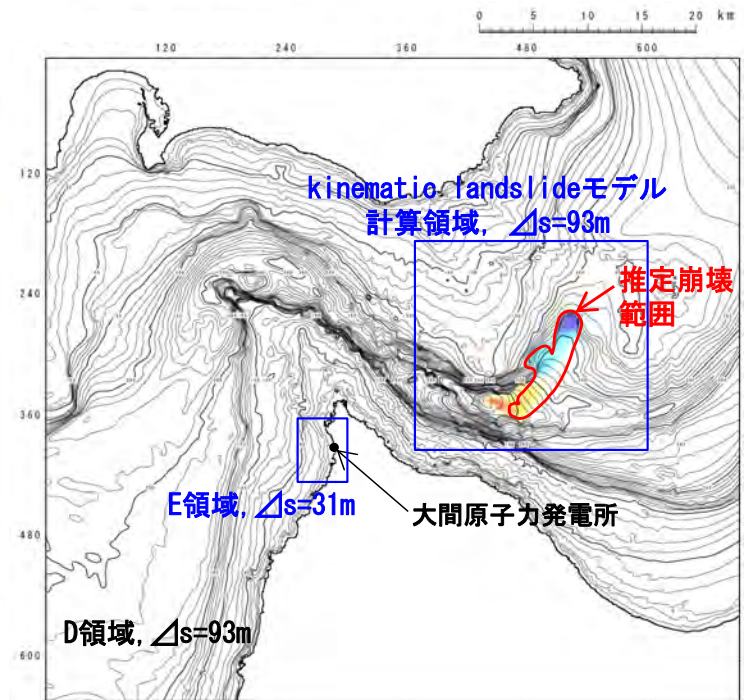
a. 地すべり前地形



崩壊に伴う地形変化 (b-a)
(比高分布)



b. 二層流モデルにより得られた
崩壊後地形



計算領域図



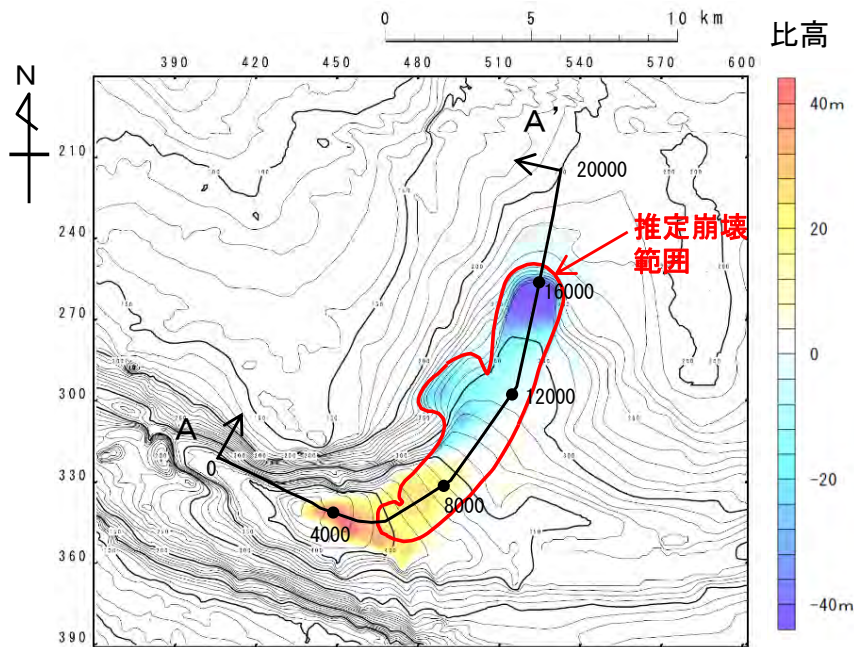
4-2. 海底地すべりに起因する津波 (20/26)

数値シミュレーション【ステップ4】 (6/8) : 解析モデル②<kinematic landslideモデル> (2/4)

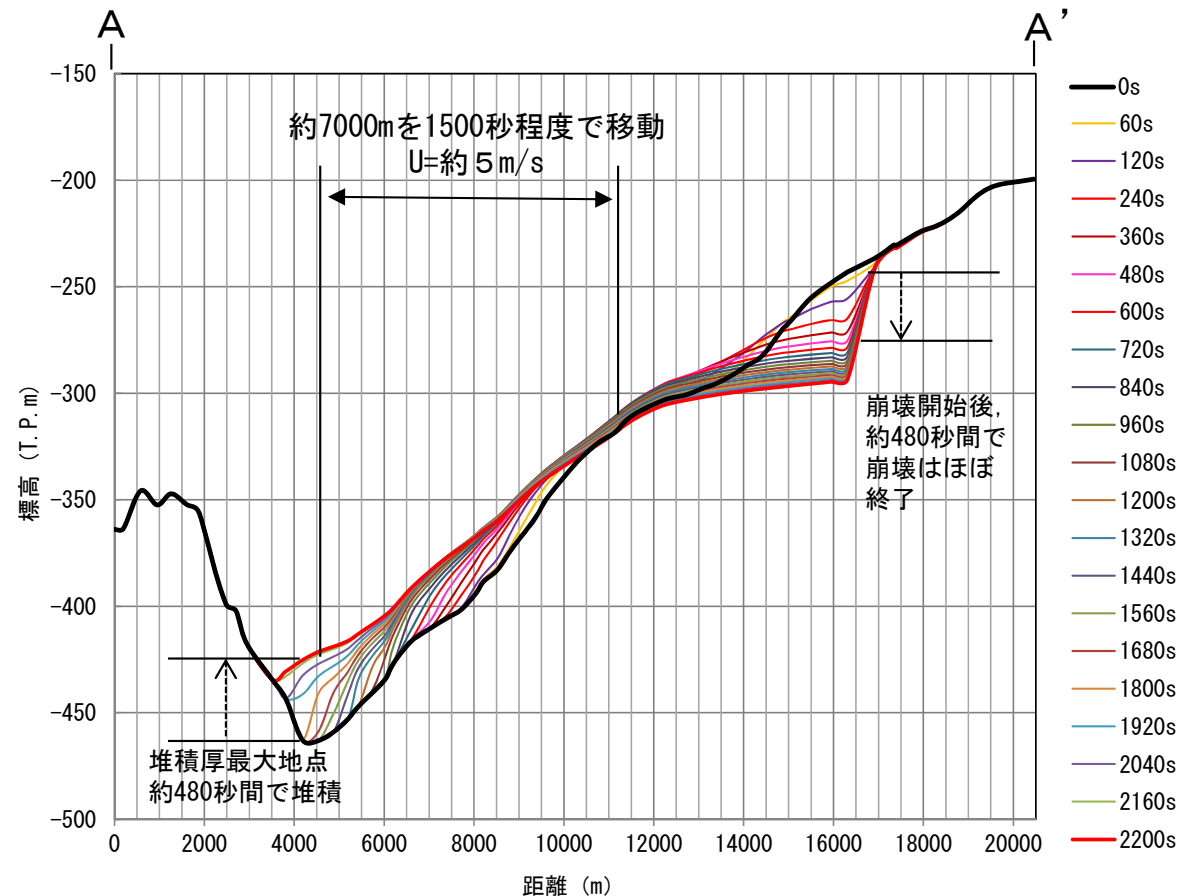
パラメータの設定【Ms-2】

- kinematic landslideモデルで考慮する水平移動速度 U および比高変化継続時間 T は、二層流モデル解析で得られた崩壊測線上の崩壊物の移動状況より下記のとおり設定した。

水平移動速度 U : 5 m/s, 比高変化継続時間 T : 480秒



kinematic landslideモデルに用いる
比高分布



kinematic landslideモデルに用いる U 及び T
(二層流モデル解析による崩壊測線上の崩壊物の移動状況より設定)



4-2. 海底地すべりに起因する津波 (21/26)

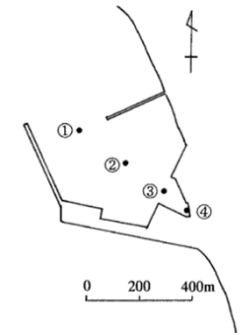
数値シミュレーション【ステップ4】 (7/8) : 解析モデル②<kinematic landslideモデル> (3/4)

計算結果【Ms-2】

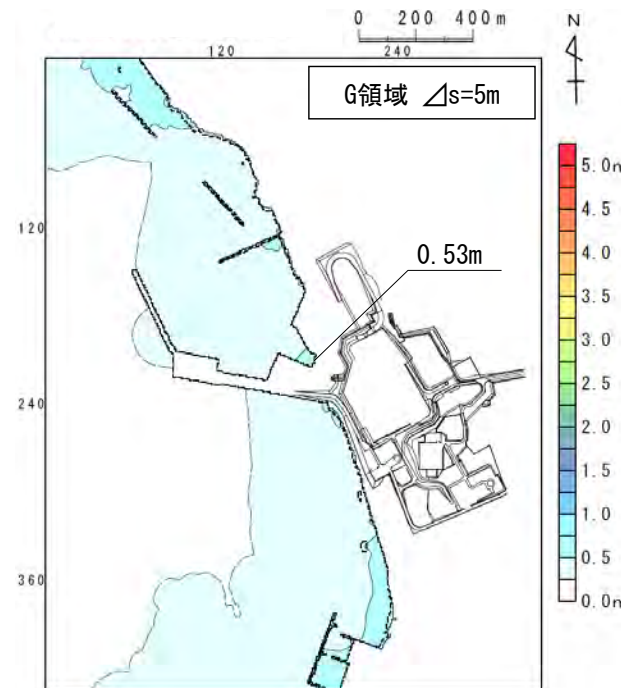
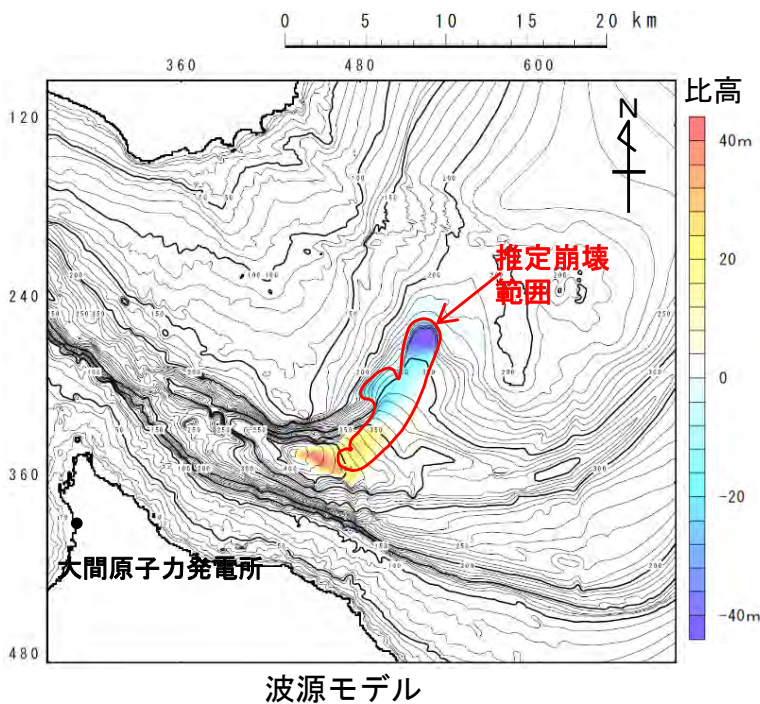
海底地すべりに起因する津波のkinematic landslideモデルによる計算結果 (上昇側) は下表のとおりである。

海底地すべりに起因する津波検討結果(上昇側)

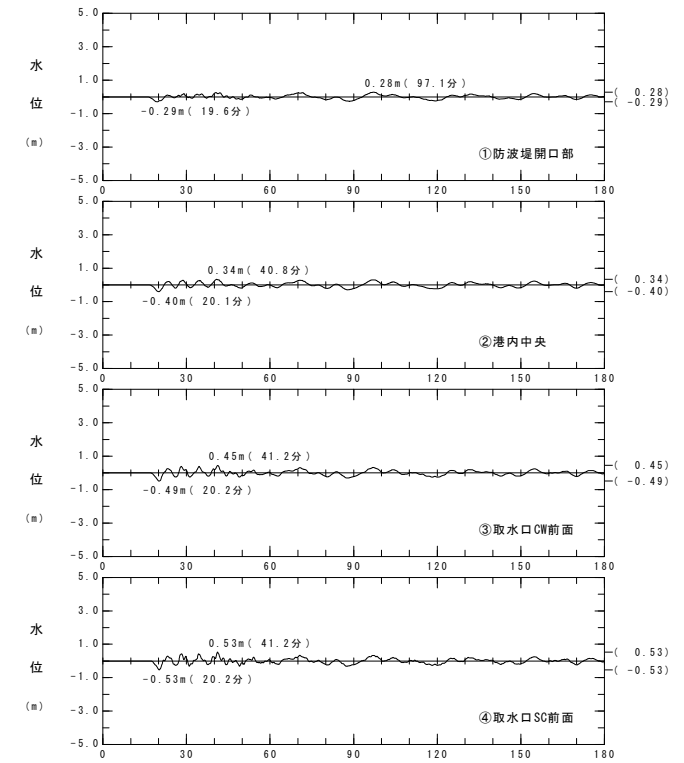
検討対象	解析モデル	敷地における最大水位上昇量
海底地すべり地形 Ms-2	kinematic landslide モデル	0.53m



水位時刻歴波形出力点



最大水位上昇量分布



水位時刻歴波形



4-2. 海底地すべりに起因する津波 (22/26)

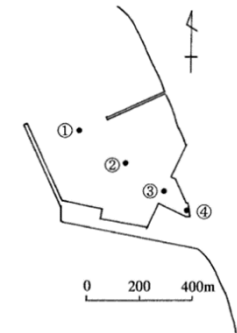
数値シミュレーション【ステップ4】 (8/8) : 解析モデル②<kinematic landslideモデル> (4/4)

計算結果【Ms-2】

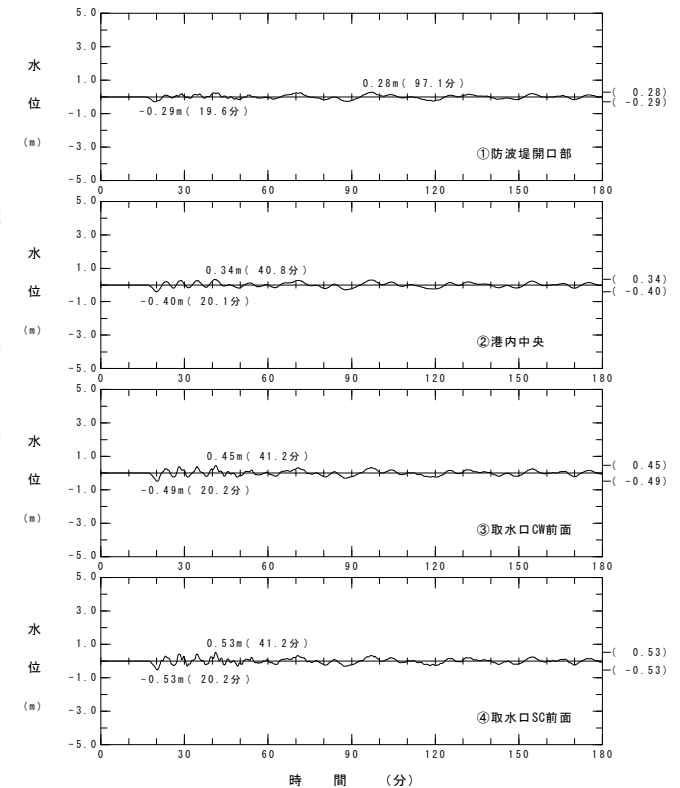
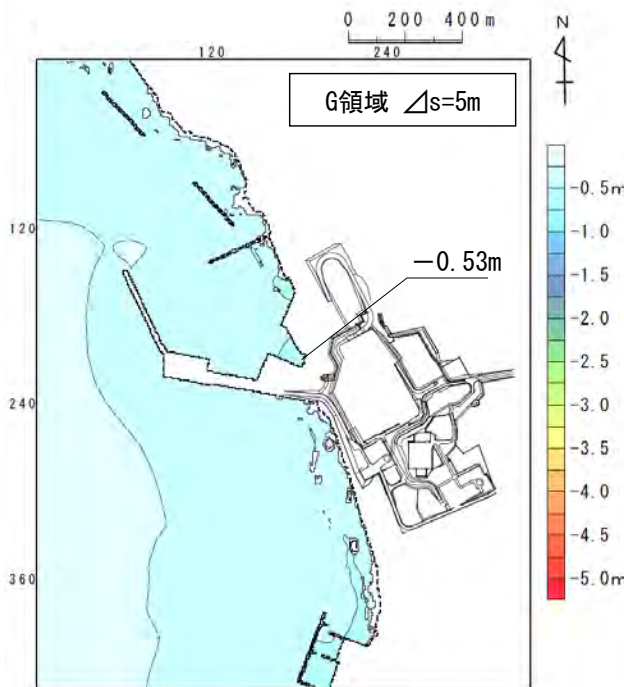
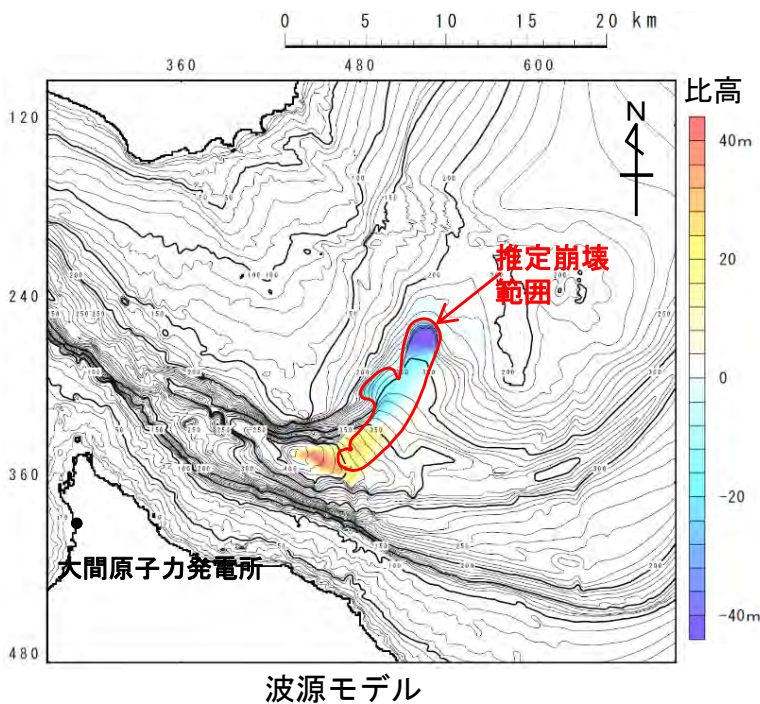
海底地すべりに起因する津波のkinematic landslideモデルによる計算結果（下降側）は下表のとおりである。

海底地すべりに起因する津波検討結果(下降側)

検討対象	解析モデル	取水口スクリーン室前面における最大水位下降量
海底地すべり地形 Ms-2	kinematic landslide モデル	-0.53m



水位時刻歴波形出力点



水位時刻歴波形



海底地すべりに起因する津波検討結果

海底地すべりに起因する津波の検討結果は以下のとおりである。

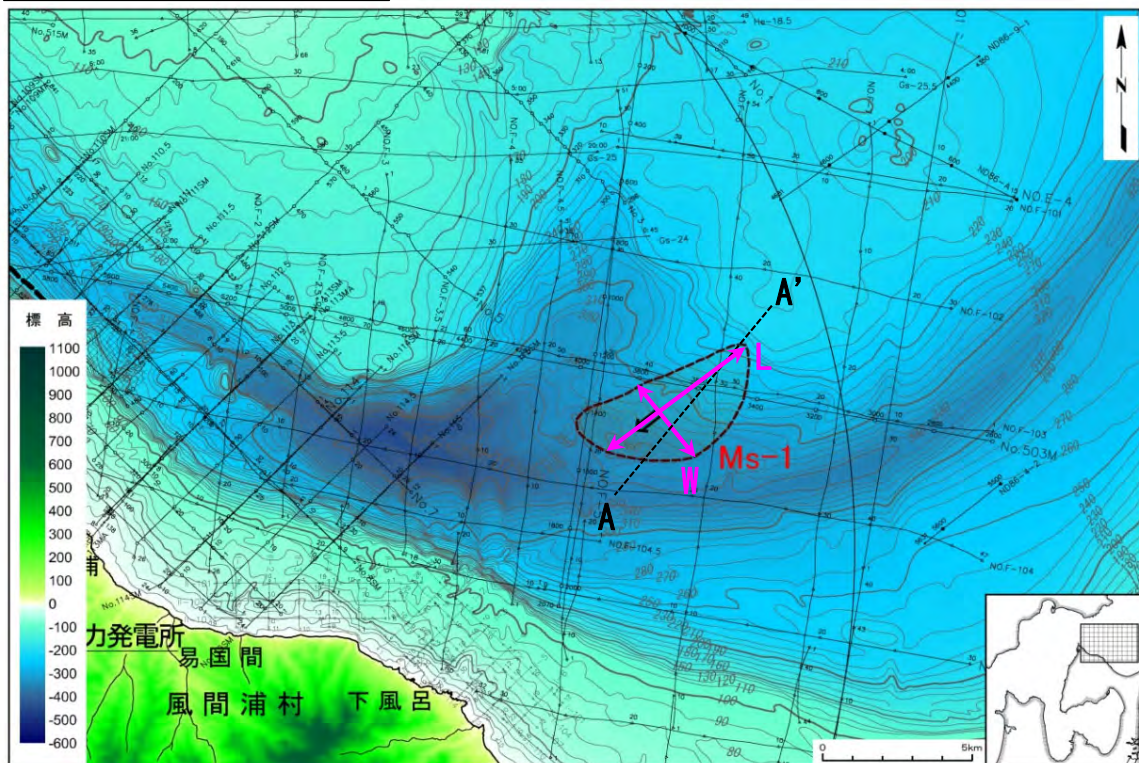
海底地すべりに起因する津波

区分	解析モデル	敷地における 最大水位上昇量	取水口スクリーン室前面 における 最大水位下降量
海底地すべりに起因する津波	kinematic landslideモデル	0.53m	-0.53m



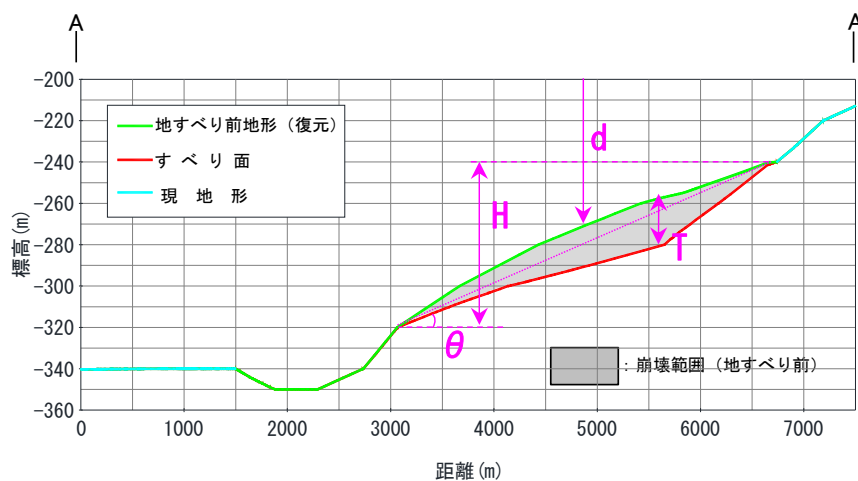
(参考) 検討対象海底地すべり地形の選定【ステップ3】：地すべり地形パラメータ (1 / 3)

Ms-1 設定パラメータ



海底地すべり地形Ms-1の地形パラメータは以下のとおり。

項目	設定値	備考
L 崩壊部長さ (m)	5,900	海底地形図
W 崩壊部幅 (m)	3,000	海底地形図
T 崩壊部厚さ (m)	20	海底地形断面図
H 比高 (m)	80	海底地形断面図
θ 斜面勾配 (°)	1.2	海底地形断面図
d 崩壊部水深 (m)	290	海底地形断面図

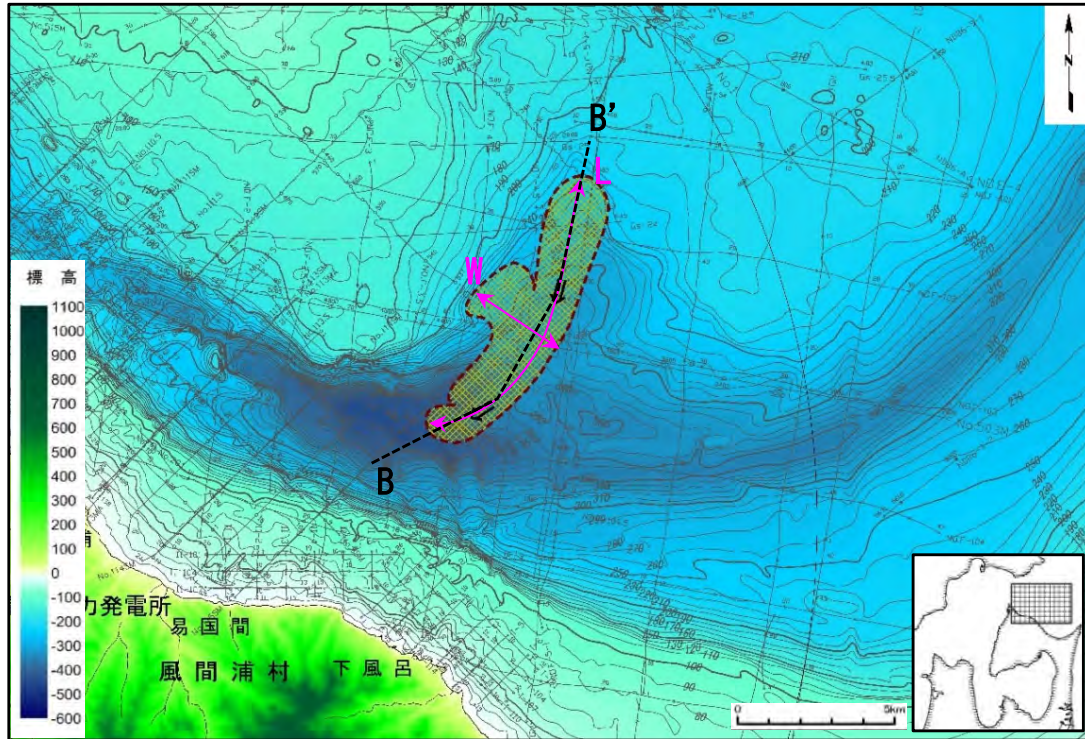


- すべり面等の設定は、第1023回審査会合 資料1-2「8-3. 海底地すべり地形崩壊量算定」参照
- 対象断面測線は地すべりブロックの中央付近のものを使用
- 水深dは地すべり前ブロック中央部で計測



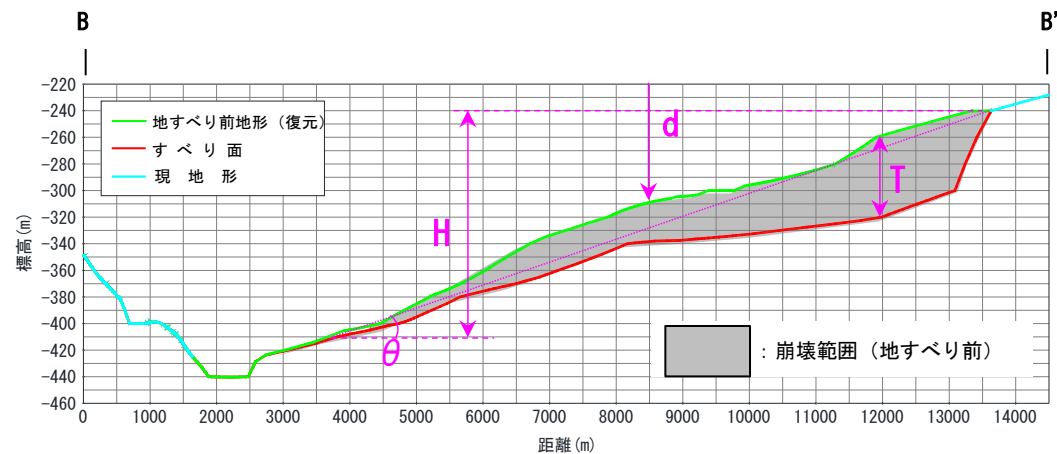
(参考) 検討対象海底地すべり地形の選定【ステップ3】：地すべり地形パラメータ (2/3)

Ms-2 設定パラメータ



海底地すべり地形Ms-2の地形パラメータは以下のとおり。

項目	設定値	備考
L 崩壊部長さ (m)	11,300	海底地形図
W 崩壊部幅 (m)	3,510	海底地形図
T 崩壊部厚さ (m)	60	海底地形断面図
H 比高 (m)	170	海底地形断面図
θ 斜面勾配 (°)	1.0	海底地形断面図
d 崩壊部水深 (m)	310	海底地形断面図

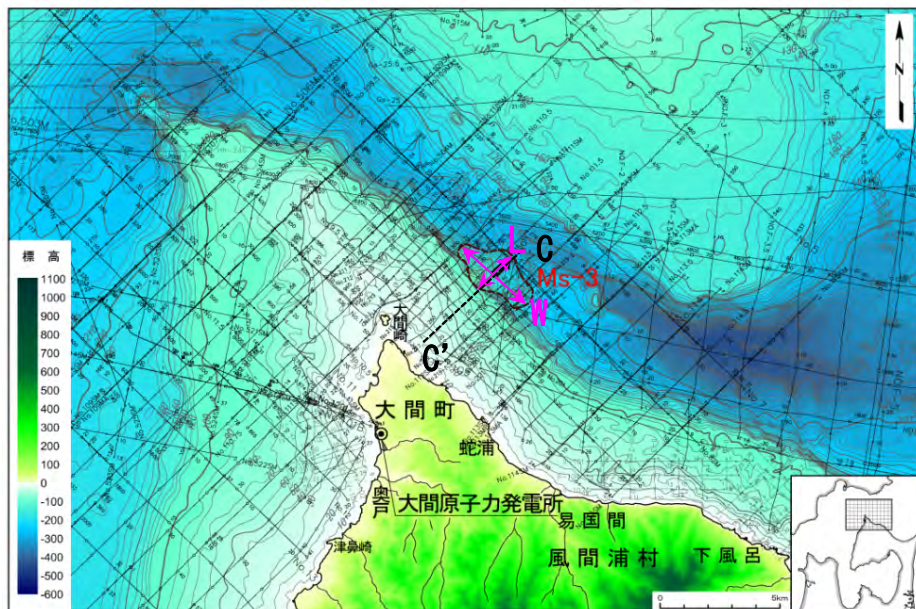


- すべり面等の設定は、第1023回審査会合 資料1-2「8-3. 海底地すべり地形崩壊量算定」参照
- 対象断面測線は地すべりブロックの中央付近のものを使用
- 水深dは地すべり前ブロック中央部で計測



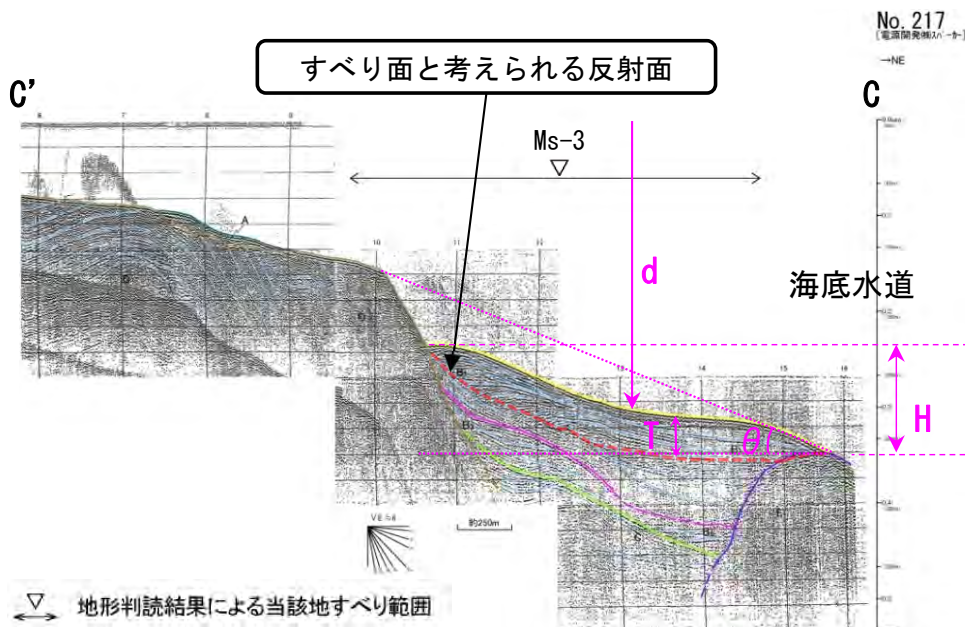
(参考) 検討対象海底地すべり地形の選定【ステップ3】：地すべり地形パラメータ (3 / 3)

Ms-3 設定パラメータ



海底地すべり地形Ms-3の地形パラメータは以下のとおり。


項目	設定値	備考
L 崩壊部長さ (m)	1,880	海底地形図
W 崩壊部幅 (m)	3,200	海底地形図
T 崩壊部厚さ (m)	30	海底地形断面図
H 比高 (m)	80	海底地形断面図
θ 斜面勾配 (°)	4.0	海底地形断面図
d 崩壊部水深 (m)	230	海底地形断面図




- 対象断面測線は地すべりブロックの中央付近の測線を使用
- 水深dは地すべり後ブロック中央部で計測

目次

1. 既往津波等の検討
 - 1-1. 既往津波の文献調査
 - 1-2. 津波堆積物調査
 - 1-3. 行政機関による既往評価の整理
 - 1-4. 既往津波等の検討のまとめ
2. 数値シミュレーション
 - 2-1. 津波の計算条件
 - 2-2. 数値シミュレーションモデルの妥当性検討
 - 2-3. 敷地及び敷地付近における評価方針
3. 地震による津波
 - 3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波
 - 3-2. 三陸沖から根室沖に想定される地震に伴う津波
 - 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波
 - 3-2-2. 内閣府(2020)モデルによる津波
 - 3-2-3. 三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波
 - 3-3. チリ沖に想定される地震に伴う津波
 - 3-4. 海域活断層に想定される地震に伴う津波
 - 3-5. 地震による津波のまとめ
4. **地震以外の要因による津波**
 - 4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波
 - 4-2. 海底地すべりに起因する津波
 - 4-3. **火山現象に起因する津波**
 - 4-4. 地震以外の要因による津波のまとめ
5. 津波発生要因の組合せに関する検討
 - 5-1. 組合せ対象候補の抽出
 - 5-2. 津波発生要因の組合せ
6. 基準津波の策定
 - 6-1. 防波堤等の影響検討
 - 6-1-1. 地震による津波
 - 6-1-2. 地震以外の要因による津波
 - 6-1-3. 津波発生要因の組合せ
 - 6-2. 基準津波の選定
 - 6-3. 基準津波選定結果の検証
 - 6-3-1. 既往津波との比較
 - 6-3-2. 行政機関による既往評価との比較
7. 基準津波

 : 本資料の掲載範囲

 : 本資料での主なご説明範囲

4-3. 火山現象に起因する津波（1 / 12）

火山現象に起因する津波の検討フロー

火山現象に起因する津波については、以下のフローで検討を実施した。

検討フロー

【ステップ1】：発電所に影響がある津波を発生させる可能性がある火山現象の評価

「将来の活動可能性が否定できない火山（35火山）」※のうち、津軽海峡周辺で津波を発生させる可能性がある火山現象を評価

※「平成26年12月16日原子炉設置変更許可申請書 添付書類六 7. 火山」参照

【ステップ2】：検討対象火山現象の選定

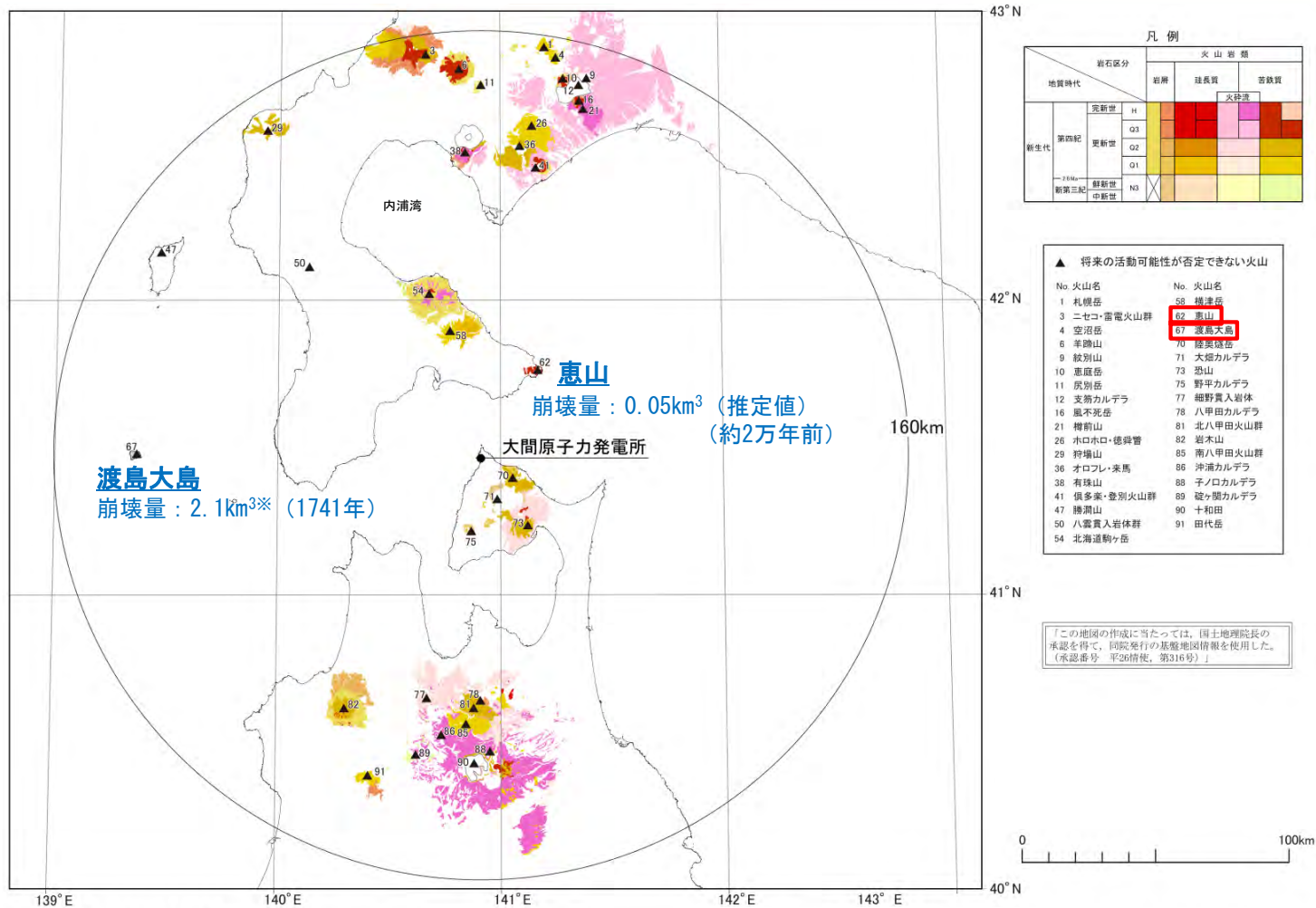
ステップ1で評価した火山現象から、崩壊規模、敷地との距離・位置関係等を考慮して敷地への影響が最も大きくなる火山現象を選定

【ステップ3】：数値シミュレーションの実施

数値シミュレーションにより敷地への影響を評価
(二層流モデル及びkinematic landslideモデルを用いて総合的に評価)



発電所に影響がある津波を発生させる可能性がある火山現象の評価【ステップ1】



将来の活動可能性が否定できない火山


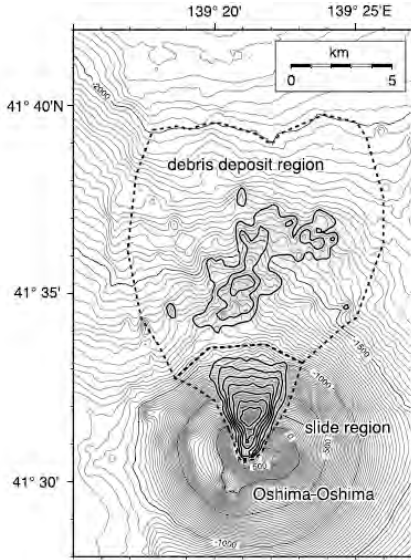
※: Kawamata et al. (2005)による

本図は、地質調査総合センター編 (2010) に基づき作成したものである。

- 「将来の活動可能性が否定できない火山 (35火山)」のうち、津軽海峡周辺で海に面していることを前提に、斜面の傾斜・勾配及び既往津波の発生状況を考慮し、恵山及び渡島大島の山体崩壊を発電所に影響のある津波を発生させる可能性がある火山現象として評価した。
- なお、1640年北海道駒ヶ岳では山体崩壊による津波が発生したが、この津波の痕跡は内浦湾周辺のみで確認されており、津軽海峡沿岸及び敷地への影響は小さいと考えられる。



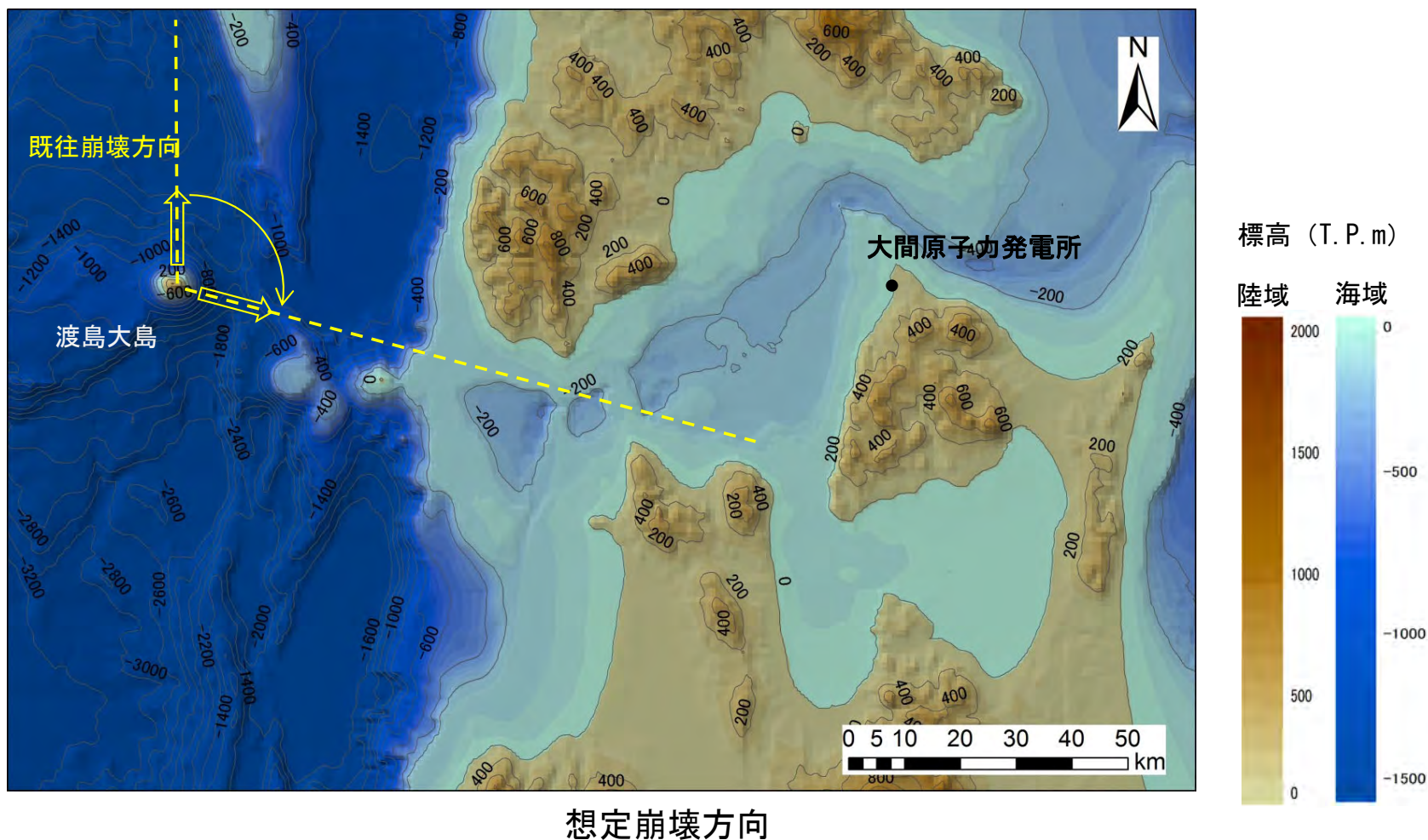
検討対象火山現象の選定【ステップ2】 (1 / 2) : 恵山・渡島大島の比較

	恵山	渡島大島
直径	3,000m (推定)	18,000m (佐竹・加藤 (2002))
比高	618m (推定)	2,450m (佐竹・加藤 (2002))
体積	1.5km ³ (山体を円錐と仮定し算出)	207.8km ³ (山体を円錐と仮定し算出)
敷地からの距離 (直線距離)	39km	129km
既往の山体崩壊 & 津波発生状況	 <p>既往最大山体崩壊 (2万年前) : 山体崩壊量 約0.05km³ (推定) : 津波が発生した記録はない。</p>	 <p>既往最大山体崩壊 (1741年) : 山体崩壊量 約2.1km³ (Kawamata et al. (2005)) : 津波痕跡高: 4 ~ 6 m [津軽沿岸] (Satake (2007))</p>

・ 渡島大島は恵山に比べ敷地からの距離は遠いものの、山体の体積は100倍以上、既往の山体崩壊量は約50倍であり、圧倒的に規模が大きいため、渡島大島の山体崩壊を検討対象火山現象として選定する。

検討対象火山現象の選定【ステップ2】（2 / 2）：渡島大島崩壊方向の設定

- 1741年に発生した渡島大島の山体崩壊は北側への崩壊であるとされている。
- 新たな山体崩壊の想定としては、敷地への影響を考慮して、津軽海峡開口部へ向かう方向と設定した。

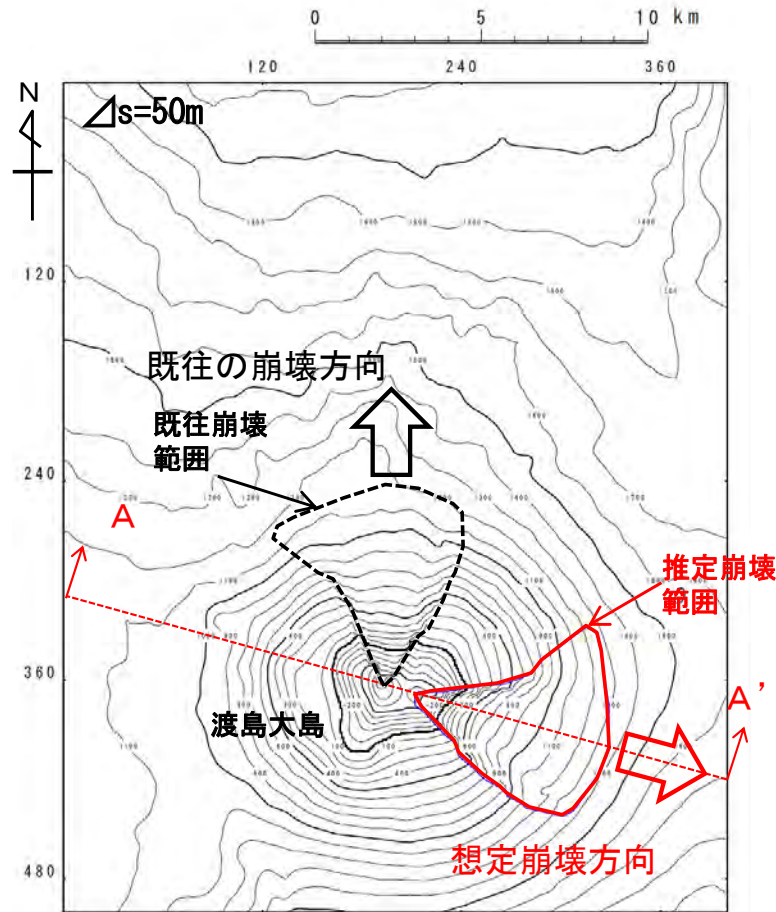


(余白)

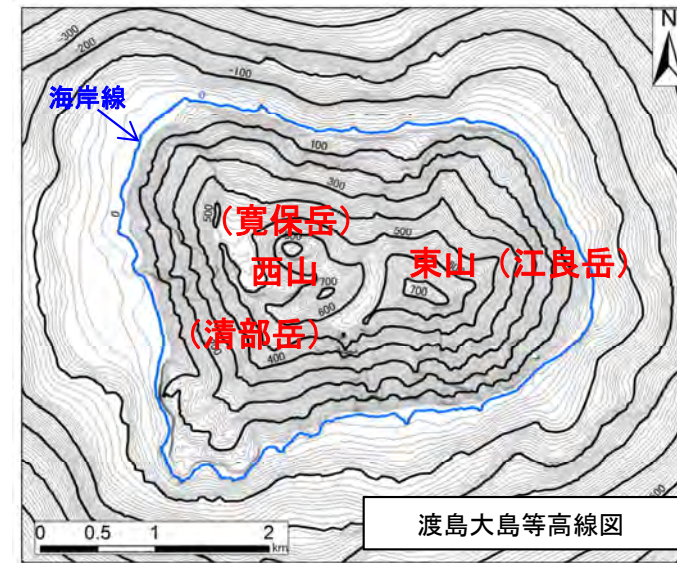
4-3. 火山現象に起因する津波 (5 / 12)

数値シミュレーション【ステップ3】 (1 / 7) : 解析モデル①<二層流モデル> (1 / 4)

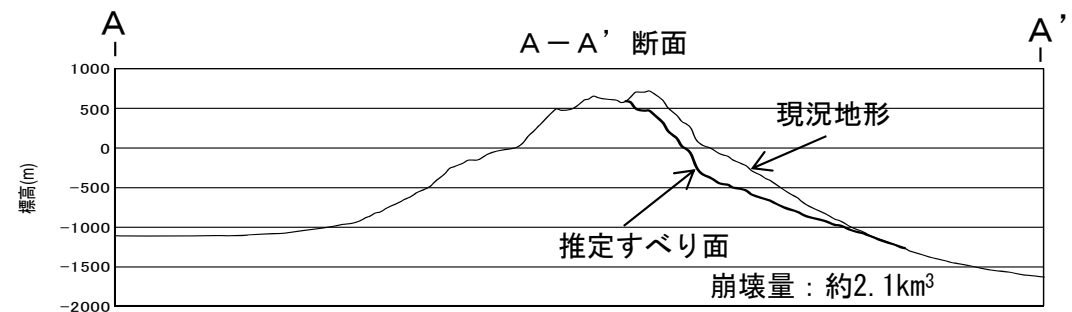
- 解析モデル①として二層流モデルを採用した。
- 西山 (寛保岳・清部岳) と東山 (江良岳) のうち, 1741 年の崩壊は西山が崩壊したとされている。新たな想定としては, 敷地への影響を考慮して, 東山 (江良岳) を頂点とした崩壊を想定した。
- Kawamata et al. (2005) を参照し, 既往最大規模と同程度の規模となるようにすべり面を想定した。



崩壊方向・崩壊地形



渡島大島等高線図



渡島大島山体崩壊地形



4-3. 火山現象に起因する津波 (6 / 12)

数値シミュレーション【ステップ3】 (2 / 7) : 解析モデル①<二層流モデル> (2 / 4)

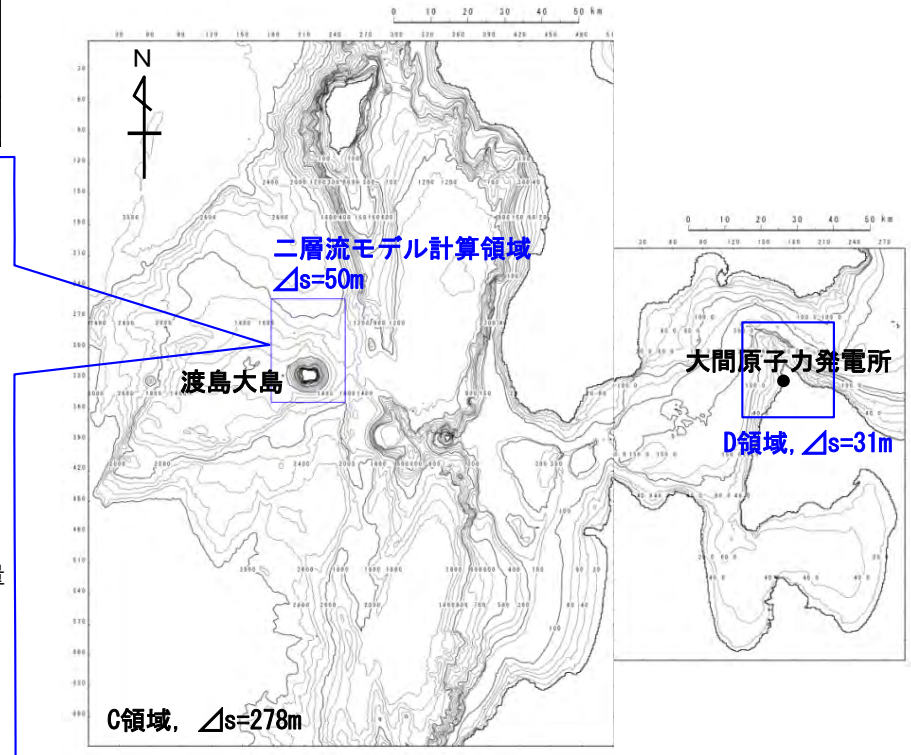
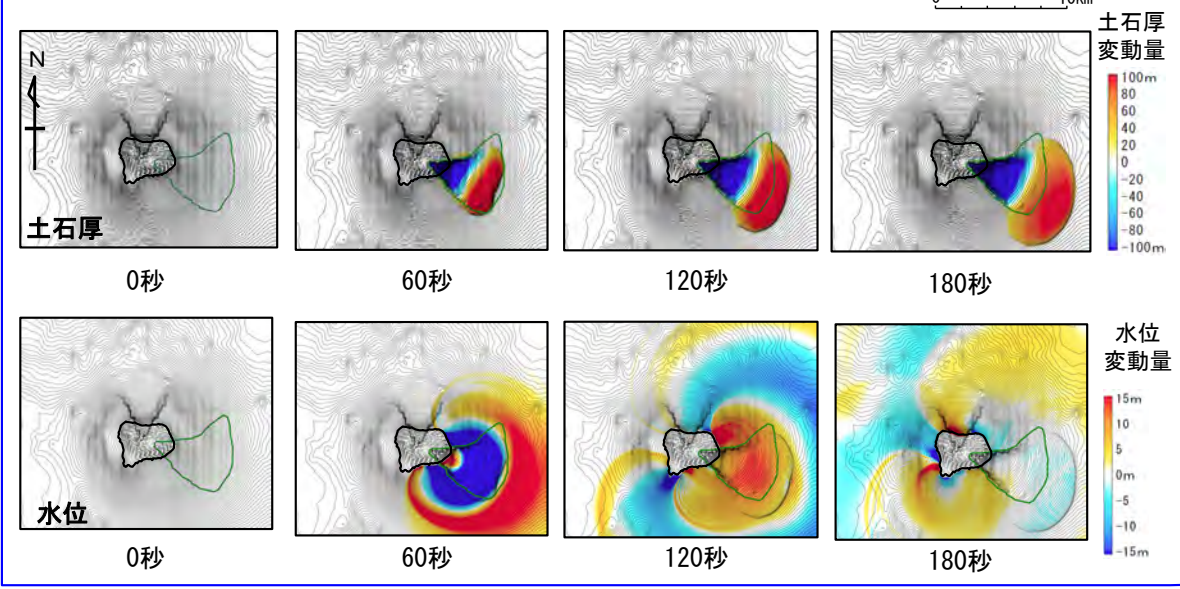
計算条件【渡島大島山体崩壊】

- 二層流モデルの計算条件は下表のとおりである。
- 敷地への津波の伝播シミュレーションは、二層流モデル解析領域の境界部で得られた時刻歴波形を津波伝播計算領域に接続する。

主な計算条件

項目	内容	設定根拠
海水密度	$\rho_1 = 1.03 \text{ (g/cm}^3\text{)}$	一般値
崩壊物の密度	$\rho_2 = 2.0 \text{ (g/cm}^3\text{)}$	Kawamata et al. (2005) で1741年渡島大島火山津波を再現された値
上層(水)の粗度係数	$n = 0.025 \text{ (s/m}^{1/3}\text{)}$	
下層(土砂)の粗度係数	$n = 0.4 \text{ (s/m}^{1/3}\text{)}$	
抗力係数	$C_D = 2.0$	
水平拡散係数	$\nu = 0.1 \text{ (m}^2\text{/s)}$	
計算時間間隔	$\Delta t = 5.0 \times 10^{-4} \text{ (s)}$	計算の安定性を考慮して設定

二層流モデル計算結果 (土石厚分布 (上段), 水位分布 (下段))



計算領域図



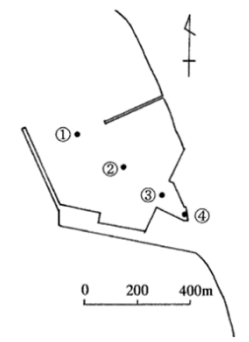
4-3. 火山現象に起因する津波 (7 / 12)

数値シミュレーション【ステップ3】 (3 / 7) : 解析モデル①<二層流モデル> (3 / 4)

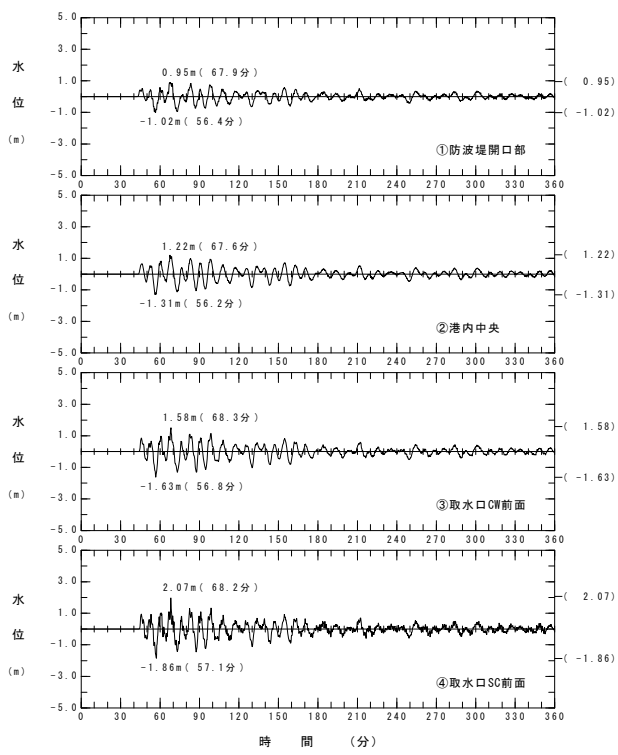
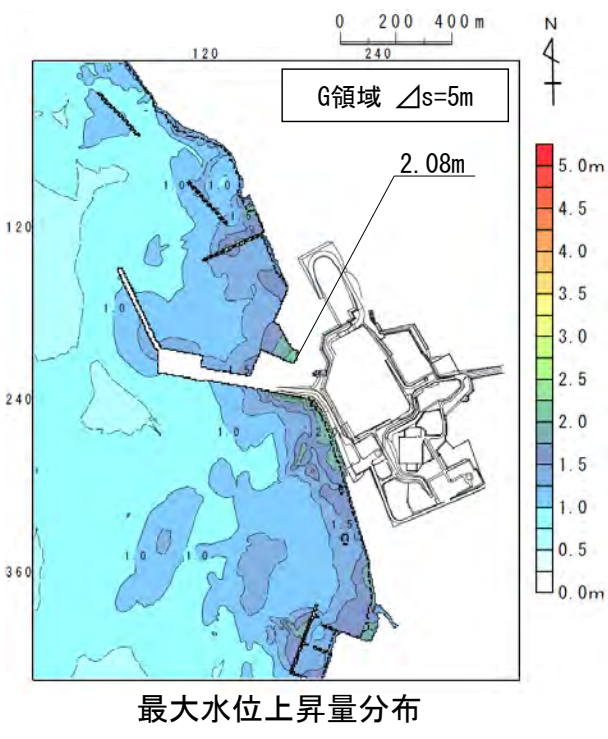
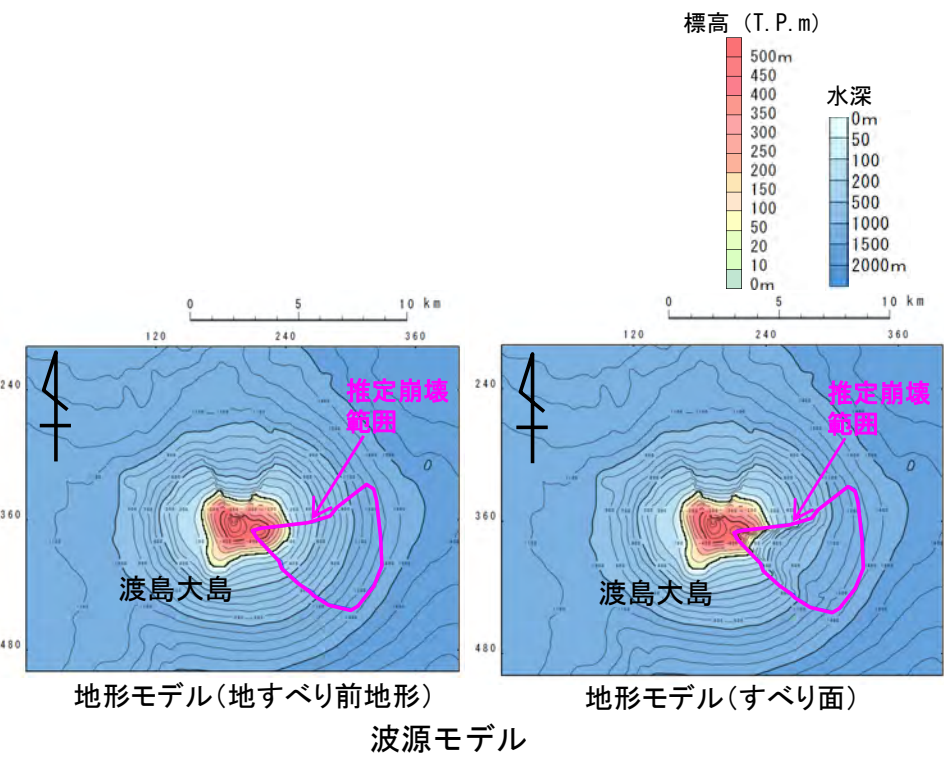
計算結果【渡島大島山体崩壊】

火山現象に起因する津波の二層流モデルによる計算結果 (上昇側) は下表のとおりである。

火山現象に起因する津波検討結果(上昇側)		
検討対象	解析モデル	敷地における最大水位上昇量
渡島大島山体崩壊 (津軽海峡方向への崩壊)	二層流モデル	2.08m



水位時刻歴波形出力点



4-3. 火山現象に起因する津波 (8 / 12)



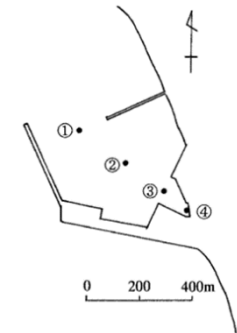
数値シミュレーション【ステップ3】 (4 / 7) : 解析モデル①<二層流モデル> (4 / 4)

計算結果【渡島大島山体崩壊】

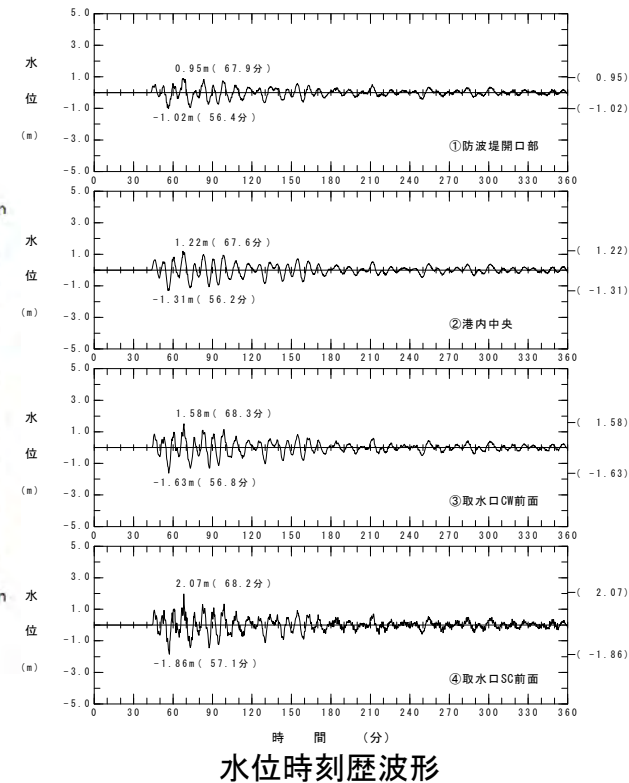
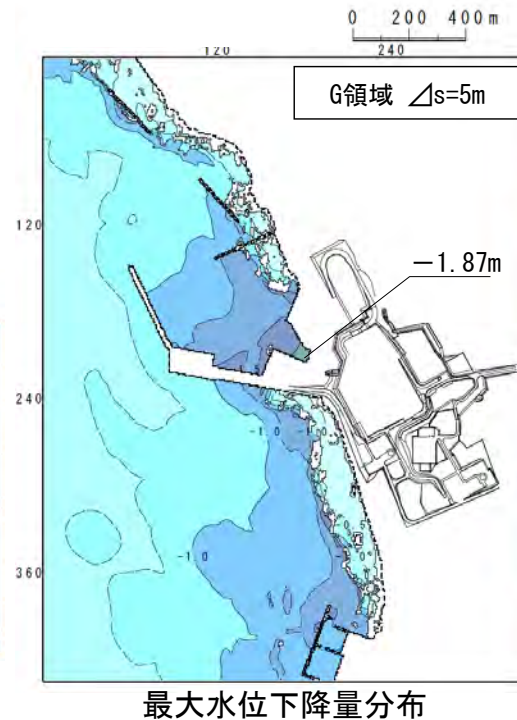
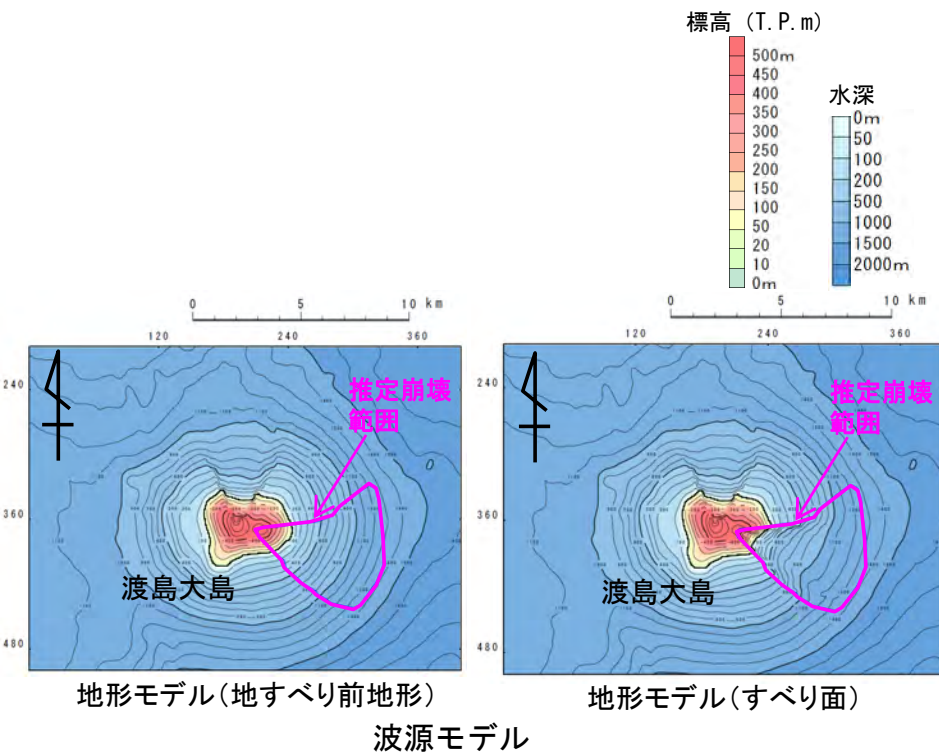
火山現象に起因する津波の二層流モデルによる計算結果 (下降側) は下表のとおりである。

火山現象に起因する津波検討結果(下降側)

検討対象	解析モデル	取水口スクリーン室前面における最大水位下降量
渡島大島山体崩壊 (津軽海峡方向への崩壊)	二層流モデル	-1.87m



水位時刻歴波形出力点



(余白)

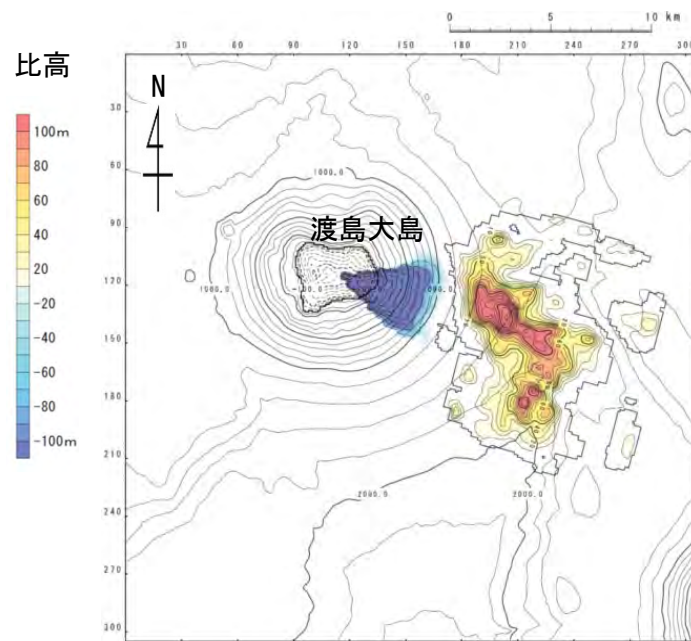


4-3. 火山現象に起因する津波 (9 / 12)

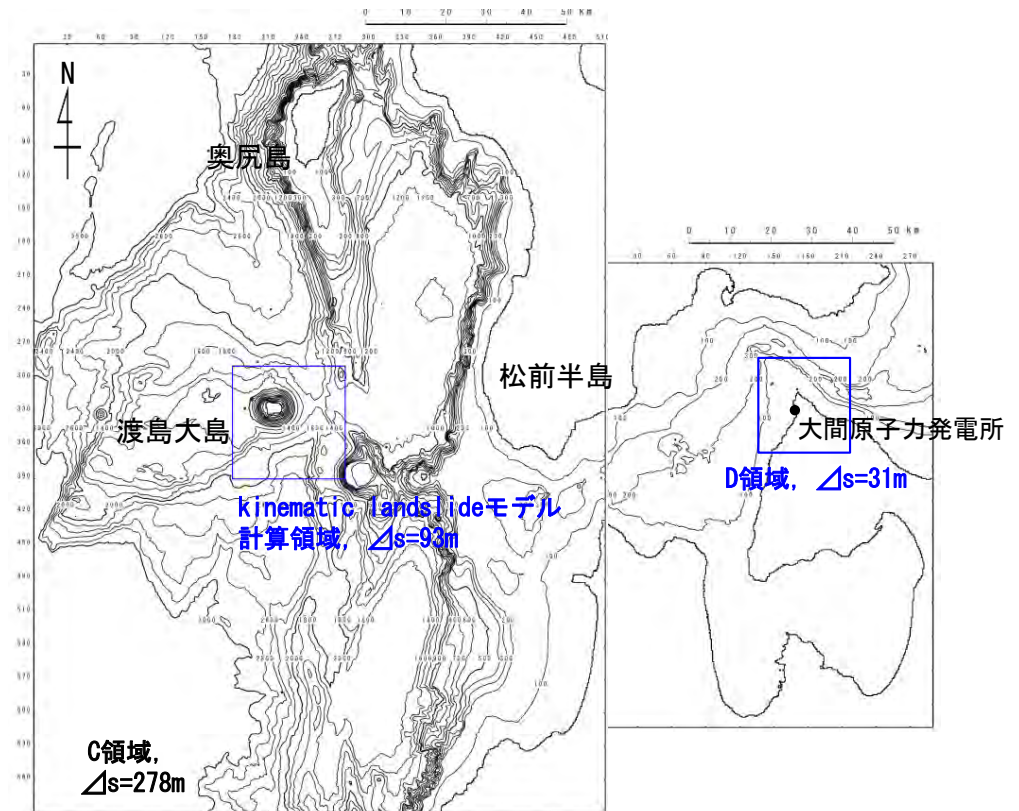
数値シミュレーション【ステップ3】 (5 / 7) : 解析モデル②<kinematic landslideモデル> (1 / 3)

崩壊地形データの作成及びパラメータの設定【渡島大島山体崩壊】

- 解析モデル②としてkinematic landslide モデルを採用した。
- Satake (2007) に示されている渡島大島周辺の測深図に基づく地形変化から推定された1741年山体崩壊の比高分布を津軽海峡開口部の方向に設定した。
- Satake (2007) の1741年崩壊津波の再現性評価結果に基づき、水平移動速度Uは40m/s、比高変化継続時間Tは120sとした※。(P. 61, P. 62参照)



kinematic landslideモデルに用いる
比高分布



計算領域図

※：二層流モデル解析結果を反映した検討については第1023回審査会合 資料1-2 「9-1. kinematic landslideモデルによる追加検討」参照



4-3. 火山現象に起因する津波 (10 / 12)

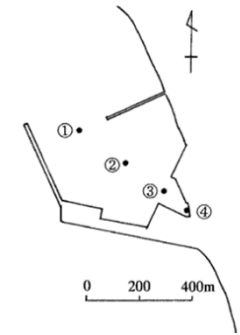
数値シミュレーション【ステップ3】 (6 / 7) : 解析モデル②<kinematic landslideモデル> (2 / 3)

計算結果【渡島大島山体崩壊】

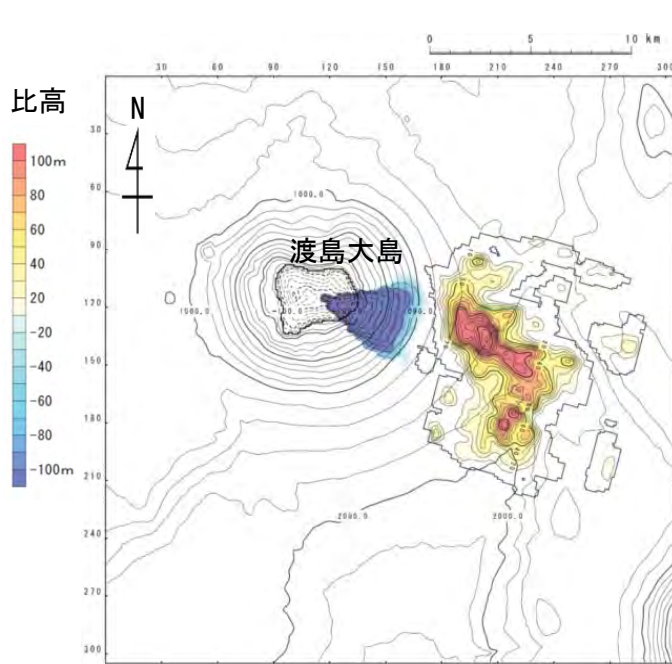
火山現象に起因する津波のkinematic landslideモデルによる計算結果 (上昇側) は下表のとおりである。

火山現象に起因する津波検討結果(上昇側)

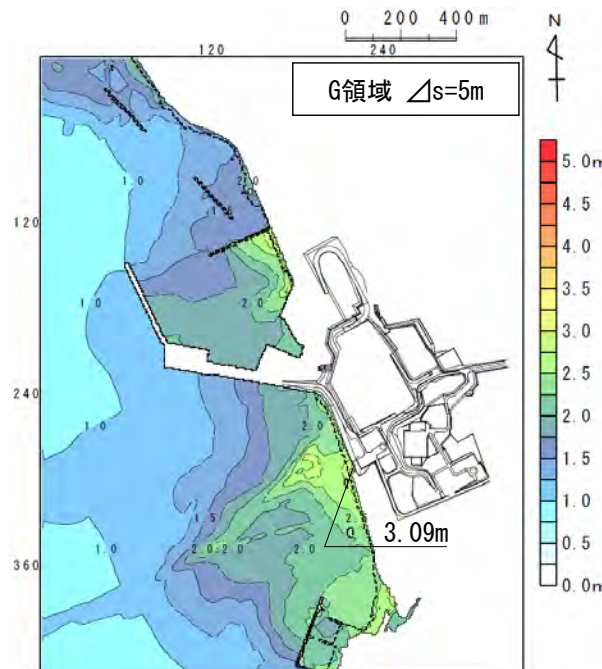
検討対象	解析モデル	敷地における最大水位上昇量
渡島大島山体崩壊 (津軽海峡方向への崩壊)	kinematic landslide モデル	3.09m



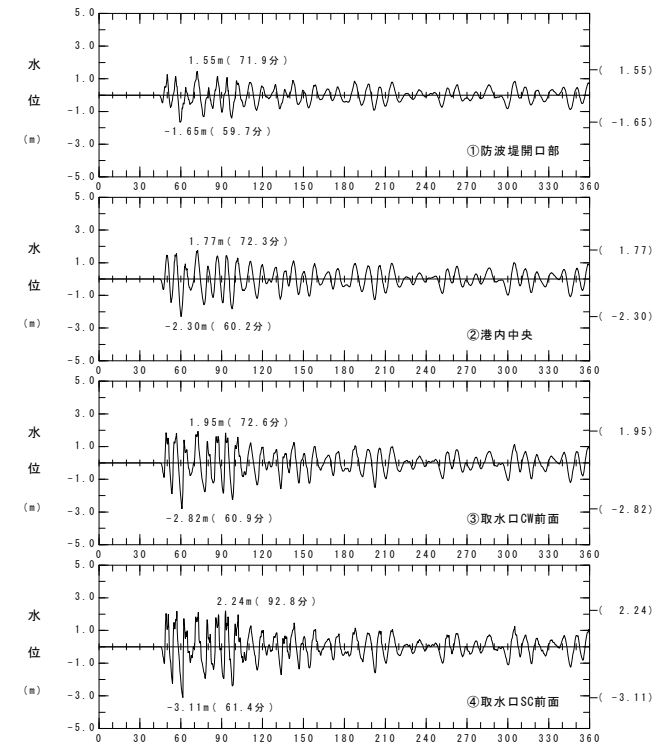
水位時刻歴波形出力点



波源モデル



最大水位上昇量分布



水位時刻歴波形



4-3. 火山現象に起因する津波 (1 1 / 1 2)

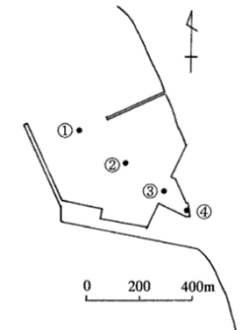
数値シミュレーション【ステップ3】 (7 / 7) : 解析モデル②<kinematic landslideモデル> (3 / 3)

計算結果【渡島大島山体崩壊】

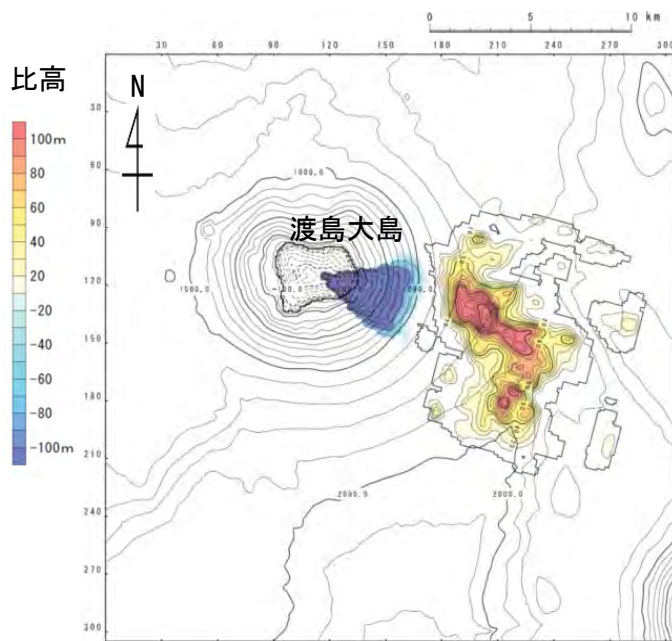
火山現象に起因する津波のkinematic landslideモデルによる計算結果（下降側）は下表のとおりである。

火山現象に起因する津波検討結果(下降側)

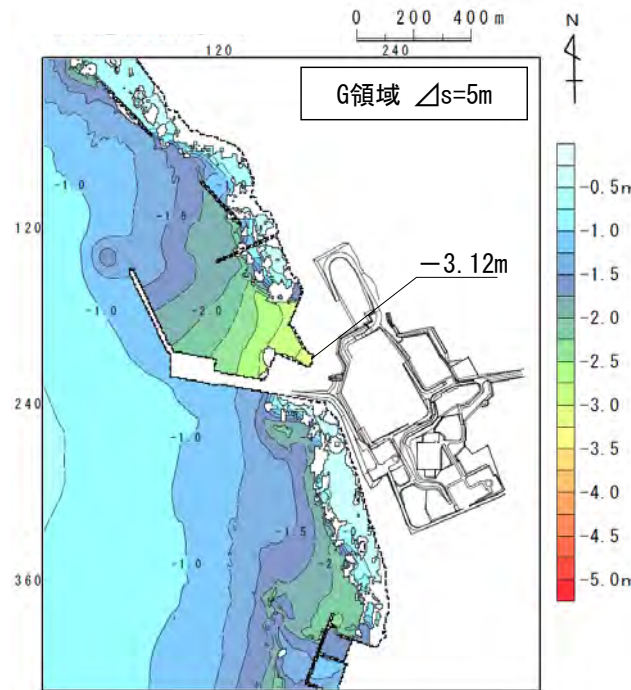
検討対象	解析モデル	取水口スクリーン室前面における最大水位下降量
渡島大島山体崩壊 (津軽海峡方向への崩壊)	kinematic landslide モデル	-3.12m



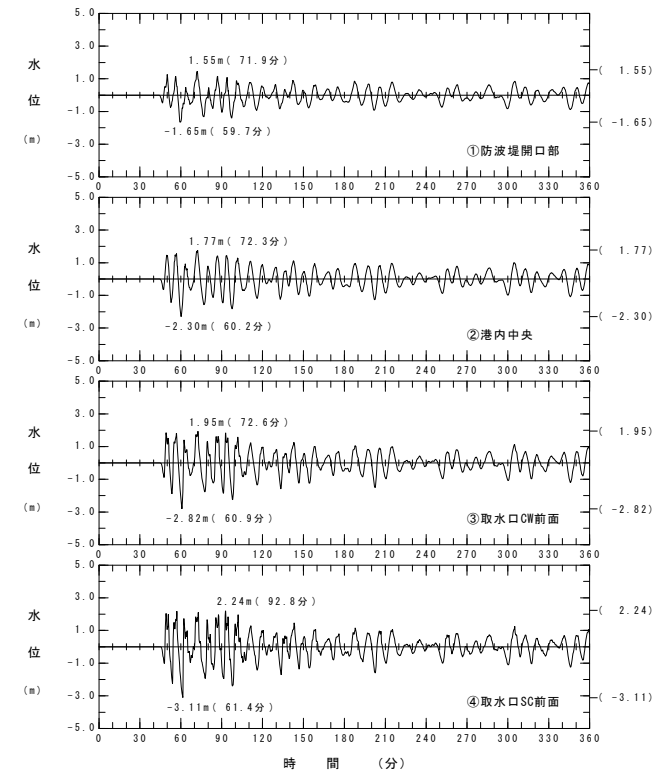
水位時刻歴波形出力点



波源モデル



最大水位下降量分布



水位時刻歴波形



4-3. 火山現象に起因する津波（12 / 12）

火山現象に起因する津波検討結果

火山現象に起因する津波の検討結果は以下のとおりである。


火山現象に起因する津波


区分	解析モデル	敷地における 最大水位上昇量	取水口スクリーン室前面 における 最大水位下降量
火山現象に起因する津波	kinematic landslideモデル	3.09m	-3.12m

(余白)

目次

1. 既往津波等の検討
 - 1-1. 既往津波の文献調査
 - 1-2. 津波堆積物調査
 - 1-3. 行政機関による既往評価の整理
 - 1-4. 既往津波等の検討のまとめ
2. 数値シミュレーション
 - 2-1. 津波の計算条件
 - 2-2. 数値シミュレーションモデルの妥当性検討
 - 2-3. 敷地及び敷地付近における評価方針
3. 地震による津波
 - 3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波
 - 3-2. 三陸沖から根室沖に想定される地震に伴う津波
 - 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波
 - 3-2-2. 内閣府(2020)モデルによる津波
 - 3-2-3. 三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波
 - 3-3. チリ沖に想定される地震に伴う津波
 - 3-4. 海域活断層に想定される地震に伴う津波
 - 3-5. 地震による津波のまとめ
4. **地震以外の要因による津波**
 - 4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波
 - 4-2. 海底地すべりに起因する津波
 - 4-3. 火山現象に起因する津波
 - 4-4. **地震以外の要因による津波のまとめ**
5. 津波発生要因の組合せに関する検討
 - 5-1. 組合せ対象候補の抽出
 - 5-2. 津波発生要因の組合せ
6. 基準津波の策定
 - 6-1. 防波堤等の影響検討
 - 6-1-1. 地震による津波
 - 6-1-2. 地震以外の要因による津波
 - 6-1-3. 津波発生要因の組合せ
 - 6-2. 基準津波の選定
 - 6-3. 基準津波選定結果の検証
 - 6-3-1. 既往津波との比較
 - 6-3-2. 行政機関による既往評価との比較
7. 基準津波

 : 本資料の掲載範囲

 : 本資料での主なご説明範囲



4-4. 地震以外の要因による津波のまとめ


- 地震以外の要因による津波に対して以下の3要因によって発生する津波の敷地での水位変動量を以下のとおり比較した。
 1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波の検討
 2. 海底地すべりに起因する津波の検討
 3. 火山現象に起因する津波の検討
- 地震以外の要因による津波の検討結果によると、敷地において上昇側・下降側共に、陸上の斜面崩壊に起因する津波の影響が最も大きい。


地震以外の要因による津波の検討結果

津波を発生させる要因	敷地における 最大水位上昇量	取水口スクリーン室前面における 最大水位下降量
陸上の斜面崩壊 【佐井エリアの地すべり地形】	4.97m	-3.49m
海底地すべり 【海底地すべり地形Ms-2】	0.53m	-0.53m
火山現象 【渡島大島の山体崩壊】	3.09m	-3.12m

目次

1. 既往津波等の検討
 - 1-1. 既往津波の文献調査
 - 1-2. 津波堆積物調査
 - 1-3. 行政機関による既往評価の整理
 - 1-4. 既往津波等の検討のまとめ
2. 数値シミュレーション
 - 2-1. 津波の計算条件
 - 2-2. 数値シミュレーションモデルの妥当性検討
 - 2-3. 敷地及び敷地付近における評価方針
3. 地震による津波
 - 3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波
 - 3-2. 三陸沖から根室沖に想定される地震に伴う津波
 - 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波
 - 3-2-2. 内閣府(2020)モデルによる津波
 - 3-2-3. 三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波
 - 3-3. チリ沖に想定される地震に伴う津波
 - 3-4. 海域活断層に想定される地震に伴う津波
 - 3-5. 地震による津波のまとめ
4. 地震以外の要因による津波
 - 4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波
 - 4-2. 海底地すべりに起因する津波
 - 4-3. 火山現象に起因する津波
 - 4-4. 地震以外の要因による津波のまとめ
- 5. 津波発生要因の組合せに関する検討**
 - 5-1. 組合せ対象候補の抽出**
 - 5-2. 津波発生要因の組合せ**
6. 基準津波の策定
 - 6-1. 防波堤等の影響検討
 - 6-1-1. 地震による津波
 - 6-1-2. 地震以外の要因による津波
 - 6-1-3. 津波発生要因の組合せ
 - 6-2. 基準津波の選定
 - 6-3. 基準津波選定結果の検証
 - 6-3-1. 既往津波との比較
 - 6-3-2. 行政機関による既往評価との比較
7. 基準津波

 : 本資料の掲載範囲

 : 本資料での主なご説明範囲

5-1. 組合せ対象候補の抽出 (1 / 10)

検討方針 (1 / 2)

基本的な考え方

- 「基準津波及び耐津波設計方針に係る審査ガイド 3.1.2 津波発生要因の組合せ」では、津波発生要因に係るサイトの地学的背景、津波発生要因の関連性を踏まえ、次に示す組合せについて考慮していることを確認するとされている。
 - ① プレート間地震とその他の地震
 - ② 地震と地すべり
 - ③ 地震と斜面崩壊
 - ④ 地震と山体崩壊
- 上記を踏まえ、津波発生要因の組合せについて検討を実施する。

5-1. 組合せ対象候補の抽出 (2 / 10)

検討方針 (2 / 2)

組合せケース

- **組合せ元とする地震の抽出**

地震による津波※のうち、敷地へ及ぼす影響が大きい地震を「組合せ元とする地震」として抽出する。

- **組合せ先とする津波発生要因**

組合せ先とする津波発生要因は、以下を組合せ対象の候補とする。

- ① その他の地震
- ② 海底地すべり
- ③ 陸上の斜面崩壊
- ④ 山体崩壊

- **組合せ対象の検討**

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

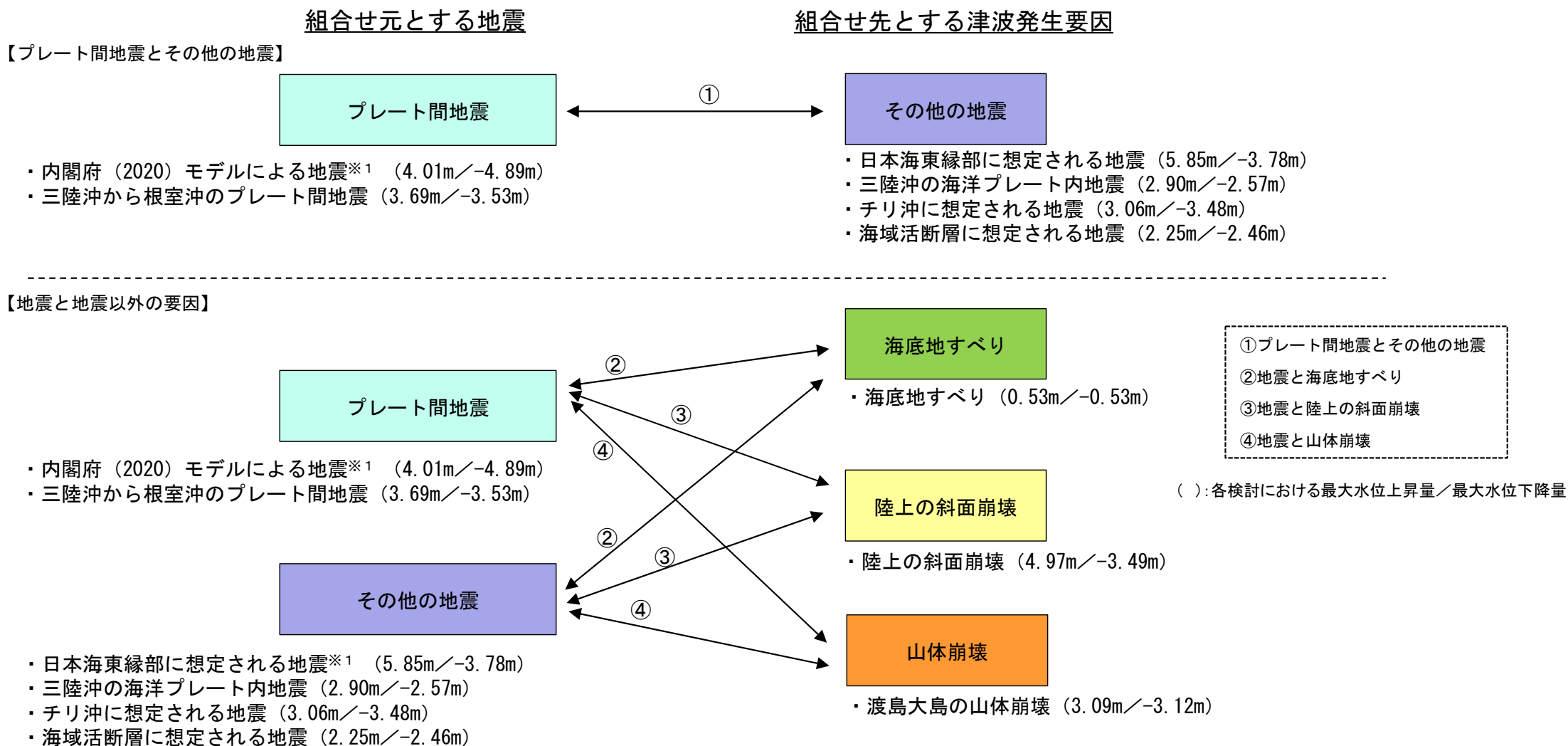
※：日本海東縁部に想定される地震に伴う津波、三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波、内閣府（2020）モデルによる津波、三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波、チリ沖に想定される地震に伴う津波及び海域活断層に想定される地震に伴う津波

(余白)

5-1. 組合せ対象候補の抽出 (3 / 10)

検討対象とする組合せ (1 / 2)

- 地震による津波，地震以外の要因による津波の検討結果を踏まえ，検討対象とする組合せパターンを以下に示す（それぞれの組合せ検討の詳細は，P. 445～P. 451参照）。



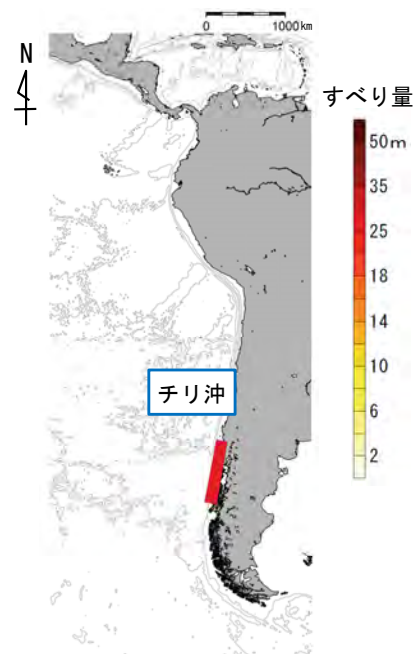
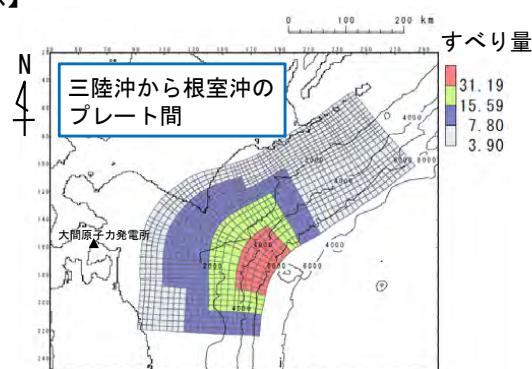
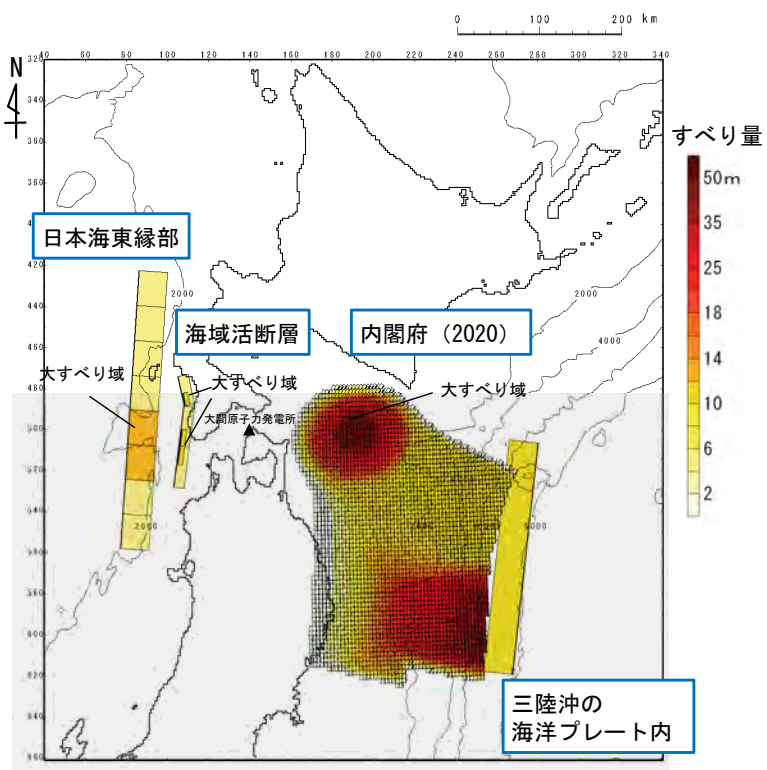
※1: 敷地へ及ぼす影響を考慮して組合せ元とする地震

5-1. 組合せ対象候補の抽出 (4 / 10)

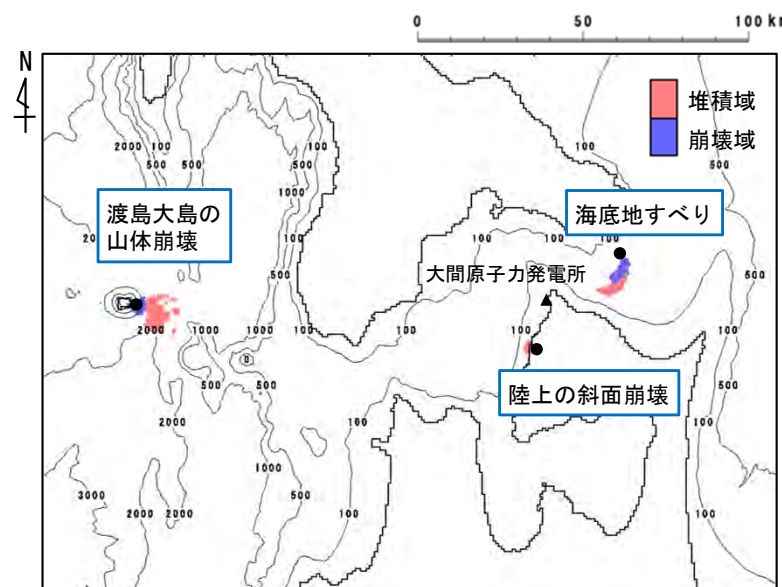
検討対象とする組合せ (2 / 2)

- 前頁に挙げた組合せの検討対象とする津波の波源の位置関係を以下に示す。

【地震による津波の波源】



【地震以外の要因による津波の波源】

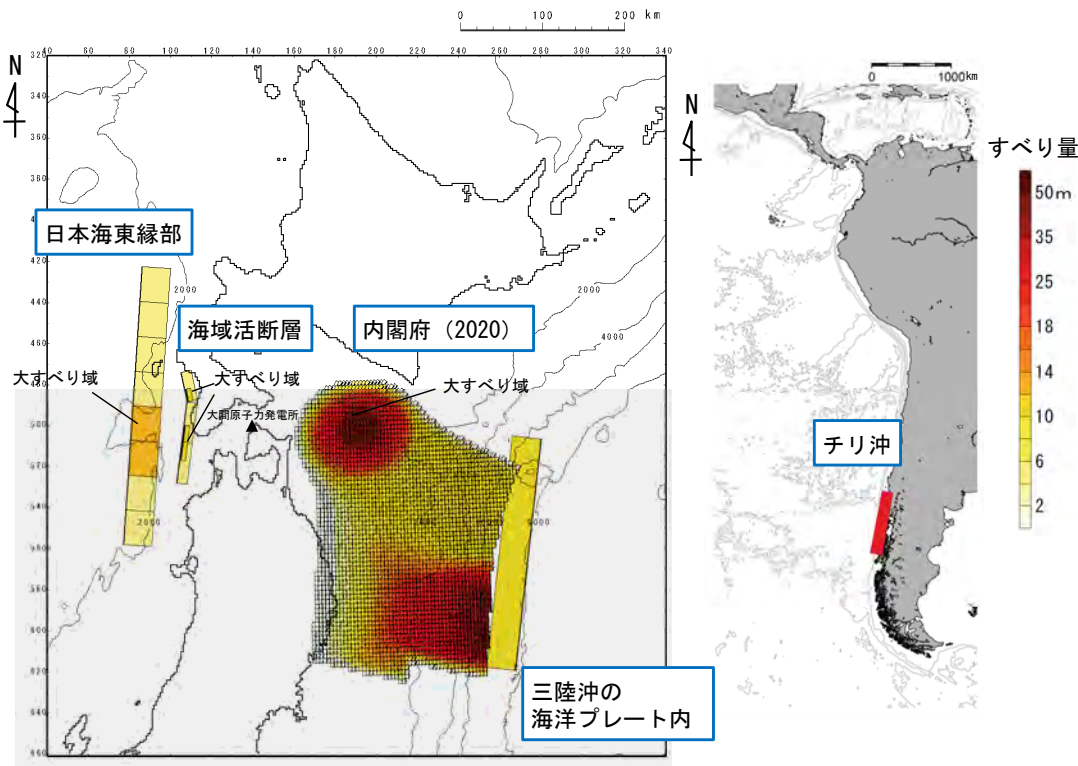


5-1. 組合せ対象候補の抽出 (5 / 10)

①プレート間地震とその他の地震

- 組合せ元とするプレート間地震としては、敷地への影響が大きい波源モデルとした内閣府（2020）モデルによる地震を抽出する。
- 組合せ先とするその他の地震としては、日本海東縁部に想定される地震，三陸沖の海洋プレート内地震，チリ沖に想定される地震及び海域活断層に想定される地震※が候補として挙げられる。
- しかし，これらは組合せ元とする地震の震源から遠く影響が小さい立地特性や，プレート間地震（プレート境界の圧縮応力場で発生する逆断層型の地震）と海洋プレート内地震（海洋プレートの沈み込みに伴う屈曲によりプレート浅部の伸張応力場で発生する正断層型の地震）とでは地震の発生メカニズムが異なることから，これらの組合せは考慮しない。

※：奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動による地震
 （海域活断層に想定される地震のうち，敷地への影響が最も大きな津波を発生させる地震）



プレート間地震とその他の地震の位置関係

【組合せ元とする地震】

【組合せ先とする津波発生要因】

内閣府（2020）モデル
による地震

①その他の地震

- ・ 日本海東縁部に想定される地震
- ・ 三陸沖の海洋プレート内地震
- ・ チリ沖に想定される地震
- ・ 海域活断層に想定される地震

5-1. 組合せ対象候補の抽出 (6 / 10)

②地震と海底地すべり

- 組合せ元とする地震は、津波による敷地への影響を考慮して、上昇側は日本海東縁部に想定される地震、下降側は内閣府(2020)モデルによる地震とする。
- 組合せ先とする海底地すべりについては、海底地すべりMs-1~Ms-3が候補として挙げられる。
- しかし、これらは発生エリアが陸上の斜面崩壊と同様に津軽海峡内であり、敷地における海底地すべりによる津波の最大水位上昇量が0.5m程度と陸上の斜面崩壊に起因する津波(最大水位上昇量4.97m)よりも敷地への影響が有意に小さいことから、これらの組合せは考慮しない(P.443参照)。

【組合せ元とする地震】

【組合せ先とする津波発生要因】

(上昇側)

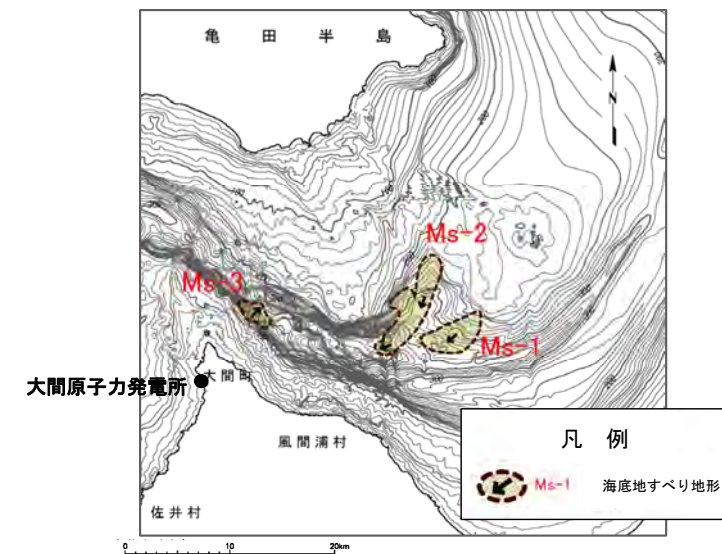
日本海東縁部に想定される
地震

(下降側)

内閣府(2020)モデル
による地震

②海底地すべり

- Ms-1
- Ms-2
- Ms-3



発電所に影響のある津波を
発生させる可能性がある海底地すべり地形

5-1. 組合せ対象候補の抽出 (7 / 10)

③地震と陸上の斜面崩壊 (1 / 2)

- 組合せ元とする地震は、津波による敷地への影響を考慮して、上昇側は日本海東縁部に想定される地震、下降側は内閣府（2020）モデルによる地震とする。
- 組合せ先とする陸上の斜面崩壊としては、検討対象とした5エリア（恵山、函館、知内、佐井、竜飛崎）の陸上の斜面崩壊が候補として挙げられる。
- 陸上の斜面崩壊の単独ケースの検討において、5エリアの陸上の斜面崩壊のうち敷地に与える影響が最も大きいのは、佐井エリアである（本編資料4-1章参照）。
- 組合せ対象の選定にあたり、敷地が津軽海峡に位置する立地特性を踏まえ、敷地との位置関係、津波の伝播経路等の要因により、組合せた際に単独最大ケース（佐井エリア）との組合せの影響が最も大きくなると言い切れない。
- このため、5エリアの陸上の斜面崩壊の伝播特性（最大水位上昇量分布）から、敷地に与える影響が大きくなると考えられる組合せ対象の候補となるエリアを抽出する。

【組合せ元とする地震】

【組合せ先とする津波発生要因】

(上昇側)

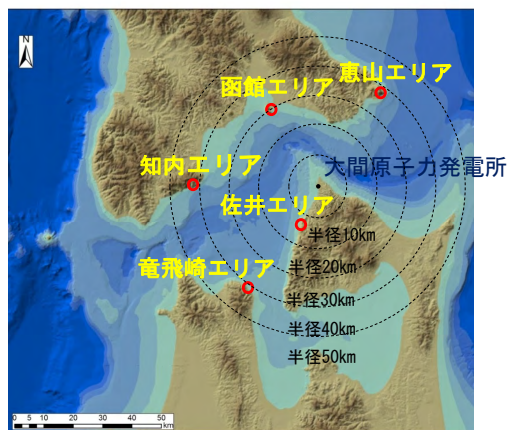
日本海東縁部に想定される地震

(下降側)

内閣府（2020）モデルによる地震

③陸上の斜面崩壊

- ・ 恵山エリアの斜面崩壊
- ・ 函館エリアの斜面崩壊
- ・ 知内エリアの斜面崩壊
- ・ 佐井エリアの斜面崩壊
- ・ 竜飛崎エリアの斜面崩壊



検討対象斜面崩壊エリア

＜組合せ対象の陸上の斜面崩壊エリアの抽出手順＞

0. 組合せ対象の候補となる陸上の斜面崩壊

- ・ 5エリア（佐井、恵山、函館、知内、竜飛崎）

1. 組合せ対象の候補となる陸上の斜面崩壊エリアの抽出

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

2. 同一波動場における組合せ数値シミュレーションによる水位の評価

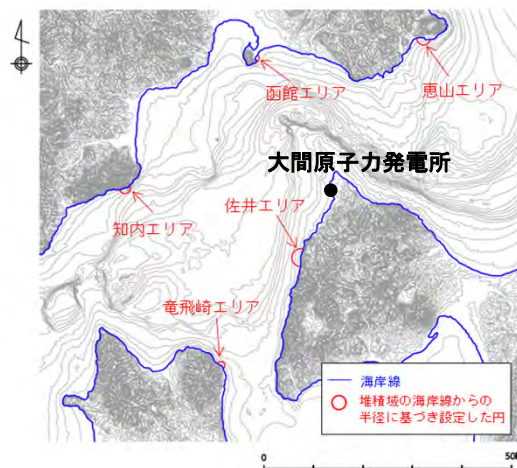
- ・ 「5-2. 津波発生要因の組合せ」において検討を実施する。

5-1. 組合せ対象候補の抽出 (8 / 10)

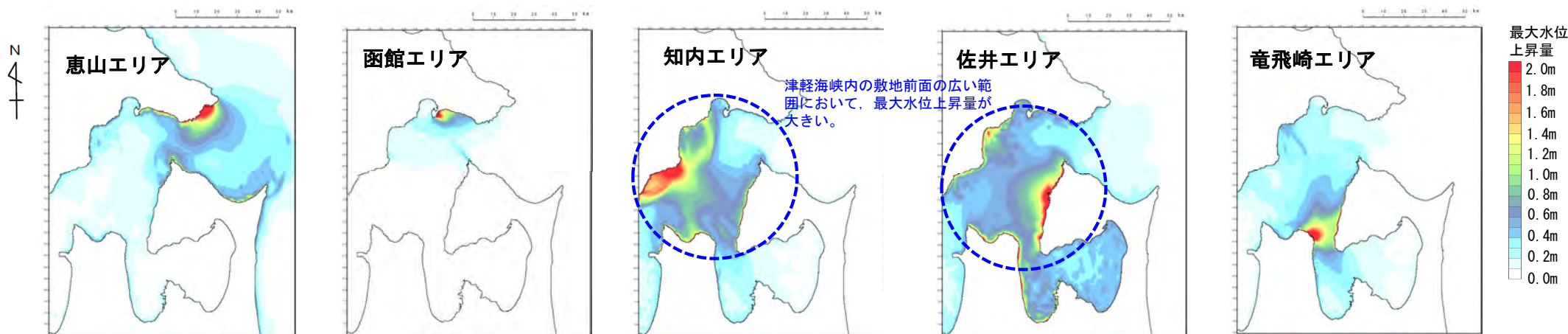
③地震と陸上の斜面崩壊 (2 / 2)

- 5エリアの陸上の斜面崩壊について、概略影響検討※による津軽海峡内の伝播特性（最大水位上昇量分布）を比較した。
- その結果、斜面崩壊の規模が相対的に大きく、斜面崩壊の方向が津軽海峡内に向いている佐井エリア、知内エリアの最大水位上昇量が、津軽海峡内の敷地前面の広い範囲において大きいことを確認した。
- 以上より、敷地が津軽海峡内に位置する立地特性を踏まえ、組合せ元とする地震と組合せた際に影響が大きくなると考えられるエリアの候補として、佐井エリア、知内エリアの2エリアを抽出する。

※：補足説明資料（補足3）参照。



斜面崩壊エリアと敷地との位置関係



津軽海峡内の最大水位上昇量分布

(余白)

5-1. 組合せ対象候補の抽出 (9 / 10)

④地震と山体崩壊

- 組合せ元とする地震は、津波による敷地への影響を考慮して、上昇側は日本海東縁部に想定される地震、下降側は内閣府(2020)モデルによる地震とする。
- 組合せ先とする山体崩壊は、敷地へ及ぼす影響を考慮すると、渡島大島の山体崩壊が候補として挙げられる。
- しかし、渡島大島の山体崩壊の検討で参照した1741年渡島大島火山津波は、断層運動による地震に起因するものでなく、火山噴火あるいは火山性地震による山体崩壊後の土砂崩れ(岩屑なだれ)の発生が原因であるとされていることから、これらの組合せは考慮しない。

【組合せ元とする地震】

【組合せ先とする津波発生要因】

(上昇側)

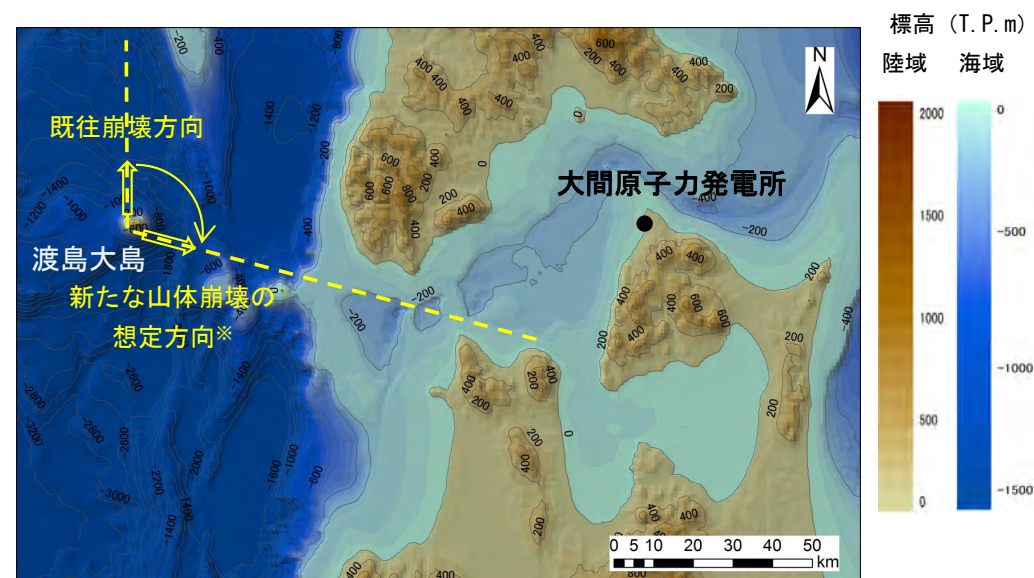
日本海東縁部に想定される
地震

(下降側)

内閣府(2020)モデル
による地震

④山体崩壊

・ 渡島大島の山体崩壊



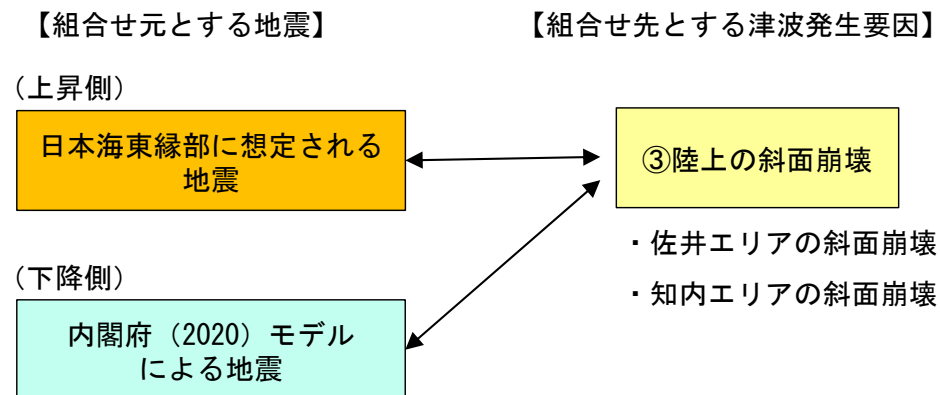
渡島大島の山体崩壊

※：1741年に発生した渡島大島の山体崩壊は北側への崩壊であるとされている。新たな山体崩壊の想定としては、敷地への影響を考慮して、津軽海峡開口部へ向かう方向に設定。すべり面は既往最大規模と同程度の規模となるよう想定。(P. 425, P. 427参照)

5-1. 組合せ対象候補の抽出 (10 / 10)

まとめ


- 「組合せ元とする地震」と「組合せ先とする津波発生要因」との組合せについて、組合せ元とする地震の震源からの距離、発生メカニズム、各々の敷地への津波の影響を考慮し、敷地に与える影響が大きくなると考えられる組合せ対象候補として、以下を抽出する。
 - 組合せ元とする地震：【上昇側】日本海東縁部に想定される地震
【下降側】内閣府（2020）モデルによる地震
 - 組合せ先とする津波発生要因：佐井エリアの斜面崩壊、知内エリアの斜面崩壊




(余白)

目次

1. 既往津波等の検討
 - 1-1. 既往津波の文献調査
 - 1-2. 津波堆積物調査
 - 1-3. 行政機関による既往評価の整理
 - 1-4. 既往津波等の検討のまとめ
2. 数値シミュレーション
 - 2-1. 津波の計算条件
 - 2-2. 数値シミュレーションモデルの妥当性検討
 - 2-3. 敷地及び敷地付近における評価方針
3. 地震による津波
 - 3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波
 - 3-2. 三陸沖から根室沖に想定される地震に伴う津波
 - 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波
 - 3-2-2. 内閣府(2020)モデルによる津波
 - 3-2-3. 三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波
 - 3-3. チリ沖に想定される地震に伴う津波
 - 3-4. 海域活断層に想定される地震に伴う津波
 - 3-5. 地震による津波のまとめ
4. 地震以外の要因による津波
 - 4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波
 - 4-2. 海底地すべりに起因する津波
 - 4-3. 火山現象に起因する津波
 - 4-4. 地震以外の要因による津波のまとめ
- 5. 津波発生要因の組合せに関する検討**
 - 5-1. 組合せ対象候補の抽出
 - 5-2. 津波発生要因の組合せ**
6. 基準津波の策定
 - 6-1. 防波堤等の影響検討
 - 6-1-1. 地震による津波
 - 6-1-2. 地震以外の要因による津波
 - 6-1-3. 津波発生要因の組合せ
 - 6-2. 基準津波の選定
 - 6-3. 基準津波選定結果の検証
 - 6-3-1. 既往津波との比較
 - 6-3-2. 行政機関による既往評価との比較
7. 基準津波

 : 本資料の掲載範囲

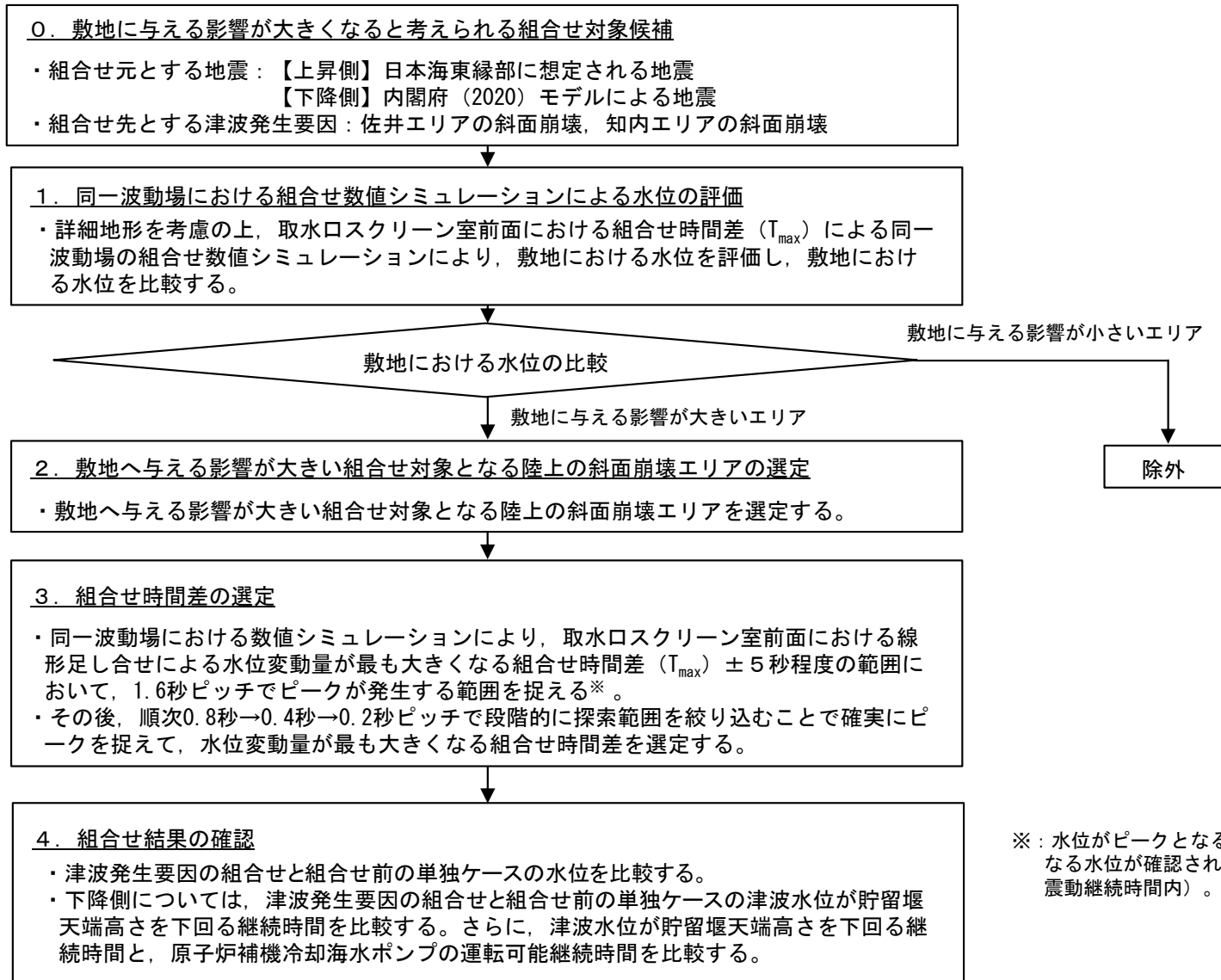
 : 本資料での主なご説明範囲

5-2. 津波発生要因の組合せ（1 / 2 4）

検討方針

- 「5-1. 組合せ対象候補の抽出」において抽出された津波発生要因の組合せの検討を行う。検討フローは以下のとおり。

<津波発生要因の組合せの検討フロー>



※：水位がピークとなる時間差が確認されない場合，ピークとなる水位が確認されるまで，検討時間範囲を拡大する（地震動継続時間内）。



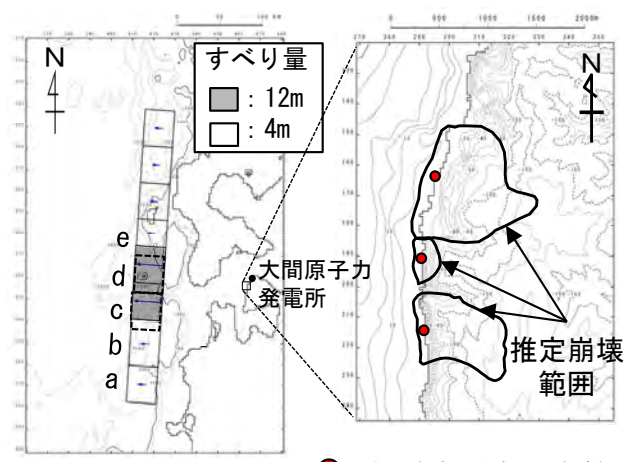
コメントNo.S5-36

5-2. 津波発生要因の組合せ (2 / 24)

組合せ時間差 (T_{max}) の設定方法

- 組合せ時間に関する検討は、組合せ元の地震による地震動によって陸上の斜面崩壊が発生するものとし、斜面崩壊位置への地震動到達に要する時間及び斜面崩壊位置での地震動継続時間を考慮して、敷地の水位変動量が最も大きくなる斜面崩壊の開始時間を設定する。具体的には以下のとおり。
- 斜面崩壊位置への地震動到達に要する時間 (T_s)、及び斜面崩壊位置での地震動継続時間 (T_d) から斜面崩壊が発生する時間範囲 ($T_s \sim T_s + T_d$) を算定し、その時間範囲で敷地の水位変動量が最も大きくなる時間を組合せ時間差 (T_{max}) とした。
- なお、組合せ時間差 (T_{max}) は、各津波の取水口スクリーン室前面^{※3}位置における水位時刻歴波形を線形に足し合せて算出した。

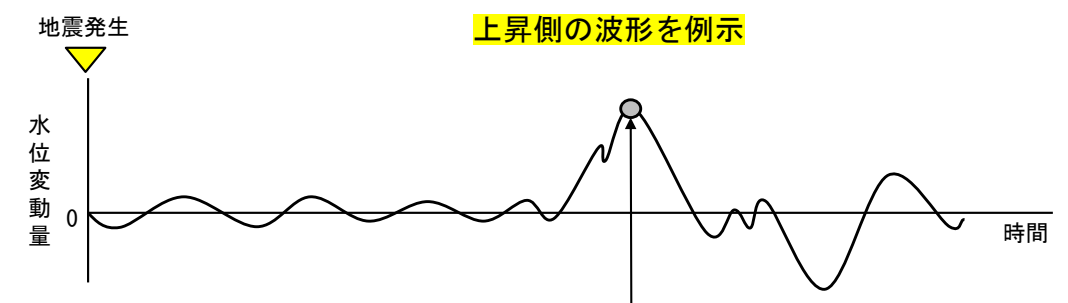
■ 組合せ時間差 (T_{max}) の設定方法 (概念)



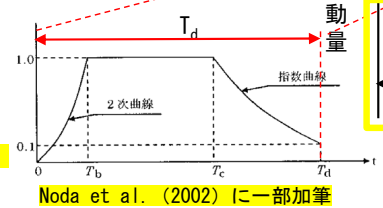
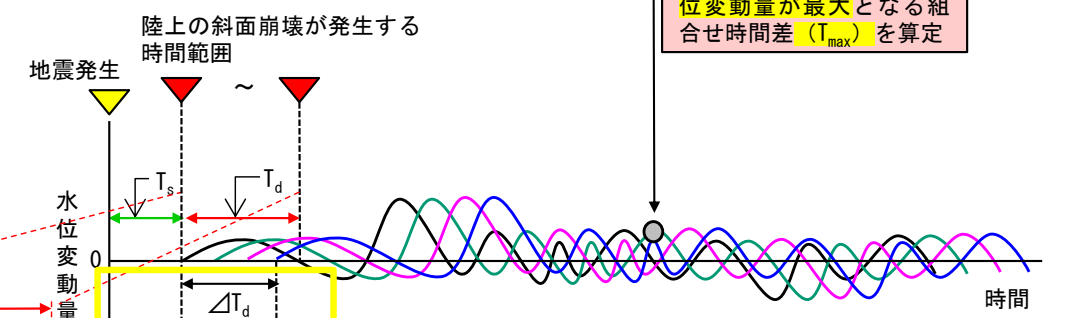
日本海東縁部の地震 佐井エリアの斜面崩壊

上昇側の組合せケースを例示

■ 地震による津波の敷地での水位時刻歴波形



■ 陸上の斜面崩壊に起因する津波の敷地での水位時刻歴波形



※1 : 各断面から斜面崩壊位置までの等価震源距離とS波速度から算定
 ※2 : Noda et al. (2002) による振幅包絡線の経時特性から算定

※3 : 【上昇側】日本海東縁部に想定される地震に伴う津波及び陸上の斜面崩壊に起因する津波のいずれに対しても常に波形があり、線形足し合せが出来る地点。

【下降側】取水路から原子炉補機冷却水の取水確保を評価する地点。

線形足し合せ水位評価地点の妥当性確認は、補足説明資料「(補足5) 線形足し合せ水位評価地点の妥当性確認」に示す。

T_s : 斜面崩壊位置への地震動到達に要する時間^{※1}
 (各断面から斜面崩壊位置までの等価震源距離 ÷ 地震波 (S波) 速度)
 T_d : 斜面崩壊位置での地震動継続時間^{※2}
 ΔT_d : 斜面崩壊位置に地震動が到達してから斜面崩壊が発生するまでの時間差
 T_{max} : 組合せ時間差 ($T_{max} = T_s + \Delta T_d$)

5-2. 津波発生要因の組合せ (3 / 2 4)

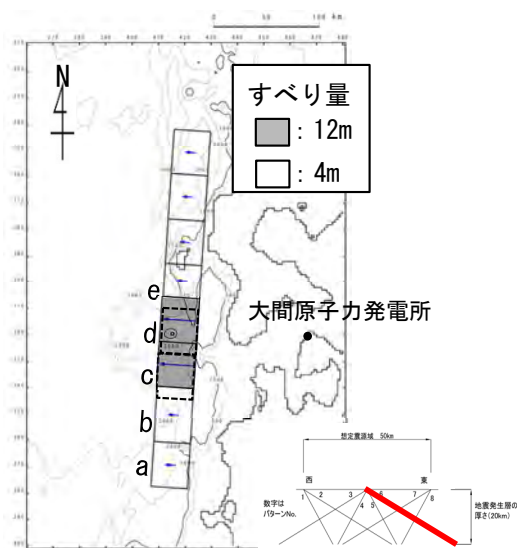
敷地に与える影響が大きい組合せ対象となる陸上の斜面崩壊エリアの選定 (1 / 1 3)

上昇側 (1 / 6) : 検討対象津波 【日本海東縁部に想定される地震 / 佐井エリアの斜面崩壊 (1 / 3)】

- 津波を発生させる要因の組合せとして、日本海東縁部に想定される地震に伴う津波と佐井エリアの斜面崩壊に起因する津波との組合せを考慮する。

■地震による津波

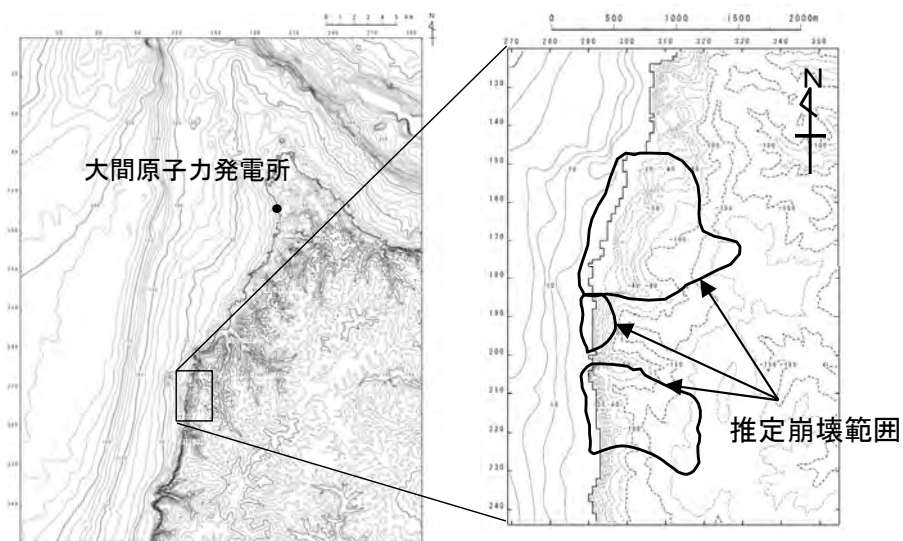
評価対象	地震	決定ケース
最大水位 上昇ケース	日本海東縁部の 地震 Mw=8.2	東西方向中央, 東傾斜($\delta=30^\circ$)の W=40.0km, アスペリティ位置c+dを 北方へ10km移動, 上縁深さ5km



最大水位上昇ケース

■陸上の斜面崩壊に起因する津波

評価対象	解析モデル
佐井エリアの 地すべり地形 最大水位上昇ケース	kinematic landslideモデル



佐井エリアの地すべり地形

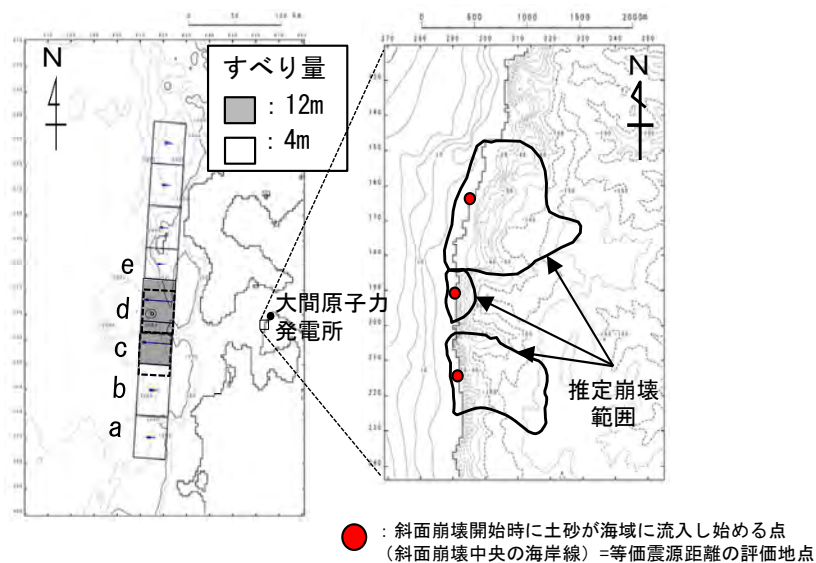
5-2. 津波発生要因の組合せ (4 / 2 4)

敷地に与える影響が大きい組合せ対象となる陸上の斜面崩壊エリアの選定 (2 / 1 3)

上昇側 (2 / 6) : 組合せ時間差の設定 【日本海東縁部に想定される地震/佐井エリアの斜面崩壊 (2 / 3)】

- 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波と佐井エリアの斜面崩壊に起因する津波とを線形に重ね合わせて算出した組合せ時間差 (T_{max}) は39.6sとなった。

■ 組合せ時間差 (T_{max}) の設定

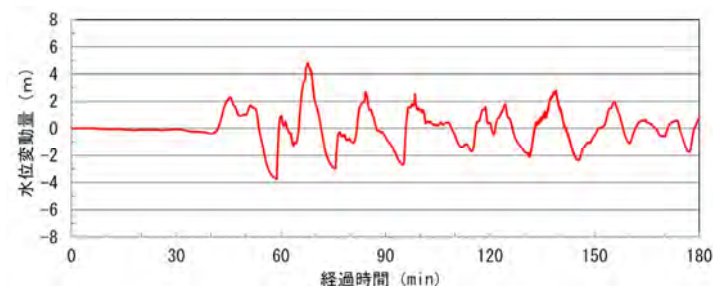


日本海東縁部の地震

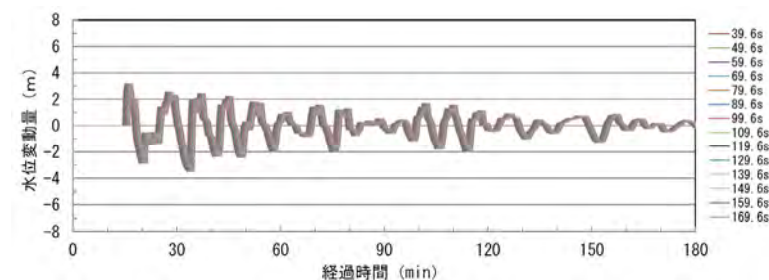
佐井エリアの斜面崩壊

ケース	条件				結果
区分	等価震源距離	地震波速度 (S波速度)	T_s^{*1}	T_d^{*2}	T_{max}
最大水位上昇ケース	134.4km	3.4km/s ^{*3}	39.6s	134.1s	39.6s

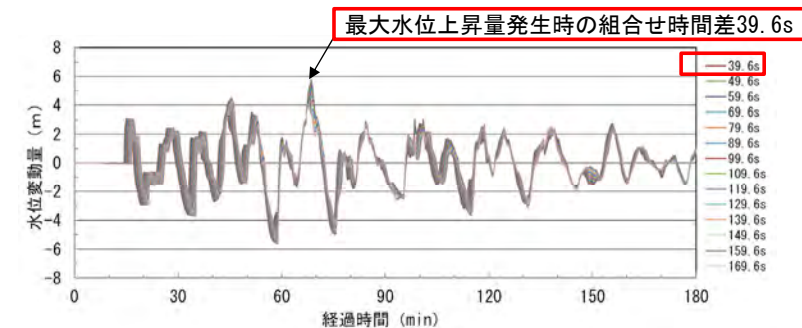
※1 : 各断層面から斜面崩壊位置までの等価震源距離とS波速度から算定
 ※2 : Noda et al. (2002) による振幅包絡線の経時特性から算定
 ※3 : 地震調査研究推進本部 (2009) より



日本海東縁部に想定される地震に伴う津波の津波波形 (取水ロスクリーン室前面)



佐井エリアの斜面崩壊に伴う津波波形を移動 (取水ロスクリーン室前面)



線形足し合せ波形 (取水ロスクリーン室前面)

佐井エリアにおける線形足し合せ結果

5-2. 津波発生要因の組合せ (5 / 2 4)

敷地に与える影響が大きい組合せ対象となる陸上の斜面崩壊エリアの選定 (3 / 1 3)

上昇側 (3 / 6) : 検討結果 【日本海東縁部に想定される地震 / 佐井エリアの斜面崩壊 (3 / 3)】

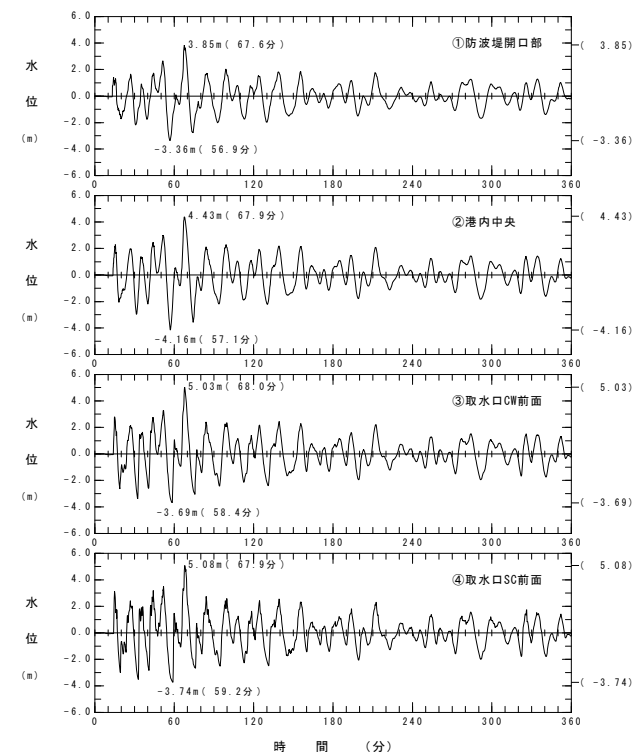
組合せ時間差 (T_{max}) による両波源の組合せを考慮した, 同一波動場における数値シミュレーションの結果は以下のとおりである。

津波発生要因の組合せに関する検討結果 (上昇側)

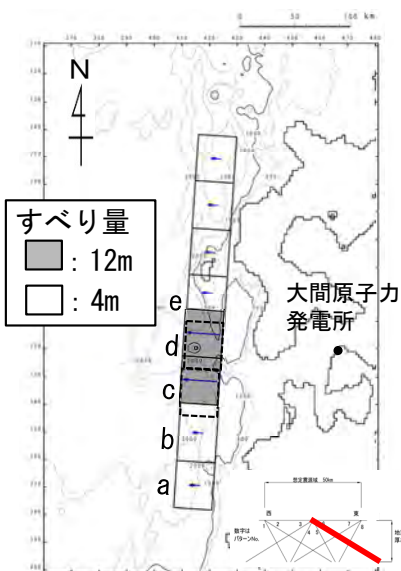
津波	敷地における最大水位上昇量
日本海東縁部に想定される地震 + 佐井エリアの斜面崩壊 ($T_{max}=39.6s$)	6.59m



水位時刻歴波形出力点

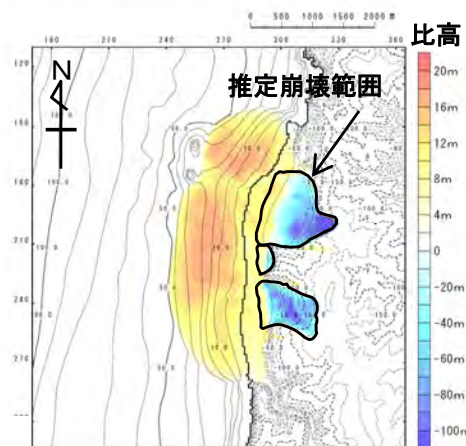


水位時刻歴波形

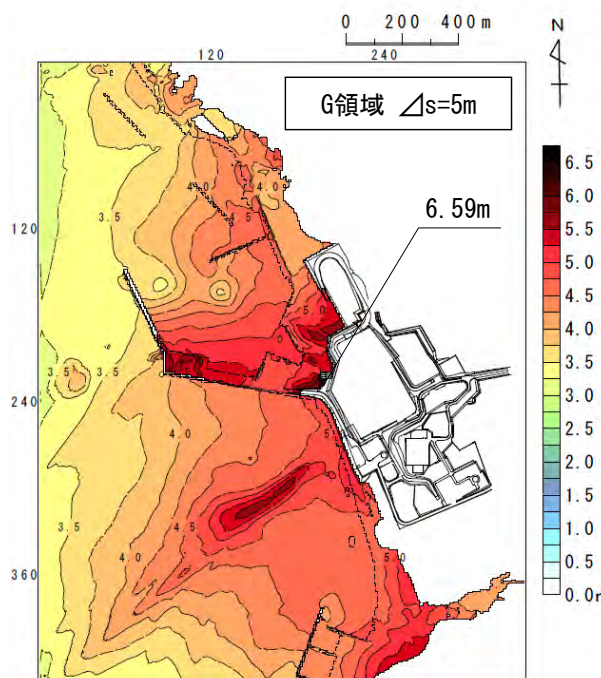


日本海東縁部の地震

上昇側の波源モデル組合せ



佐井エリアの斜面崩壊



最大水位上昇量分布

上昇側最大ケース

5-2. 津波発生要因の組合せ (6 / 24)

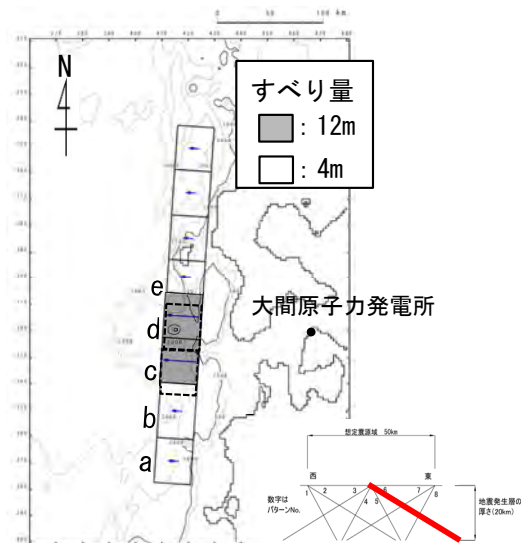
敷地に与える影響が大きい組合せ対象となる陸上の斜面崩壊エリアの選定 (4 / 13)

上昇側 (4 / 6) : 検討対象津波 【日本海東縁部に想定される地震／知内エリアの斜面崩壊 (1 / 3)】

- 津波を発生させる要因の組合せとして、日本海東縁部に想定される地震に伴う津波と知内エリアの斜面崩壊に起因する津波との組合せを考慮する。
- 知内エリアの斜面崩壊に起因する津波の単独ケースの検討結果は、補足説明資料 (補足4) に示す。

■地震による津波

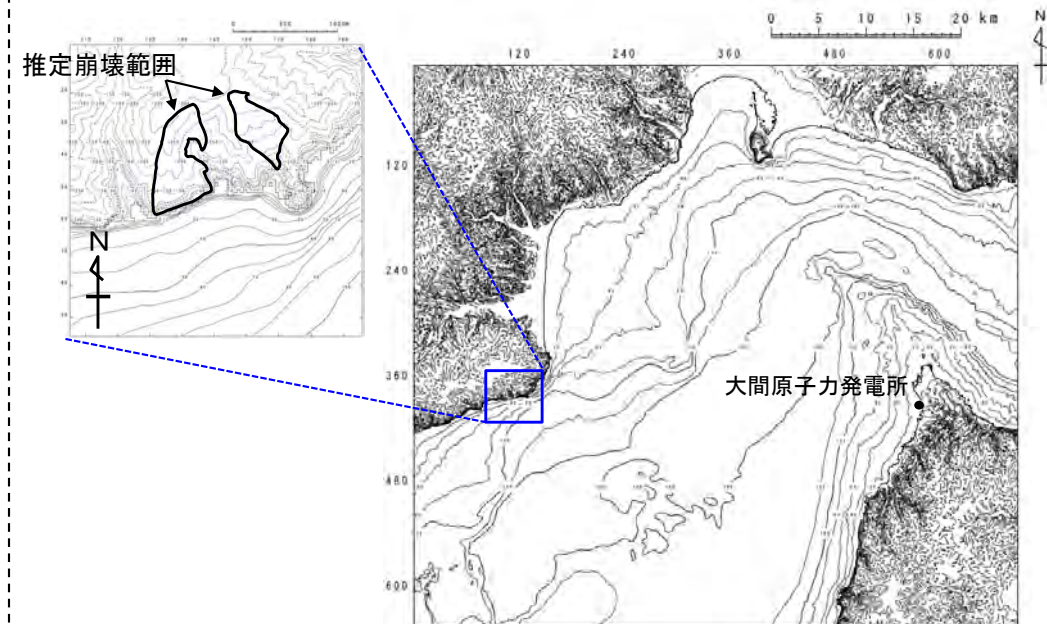
評価対象	地震	決定ケース
最大水位 上昇ケース	日本海東縁部の 地震 Mw=8.2	東西方向中央, 東傾斜($\delta=30^\circ$)の W=40.0km, アスペリティ位置c+dを 北方へ10km移動, 上縁深さ5km



最大水位上昇ケース

■陸上の斜面崩壊に起因する津波

評価対象	解析モデル
知内エリアの 地すべり地形 最大水位上昇ケース	kinematic landslideモデル



知内エリアの地すべり地形

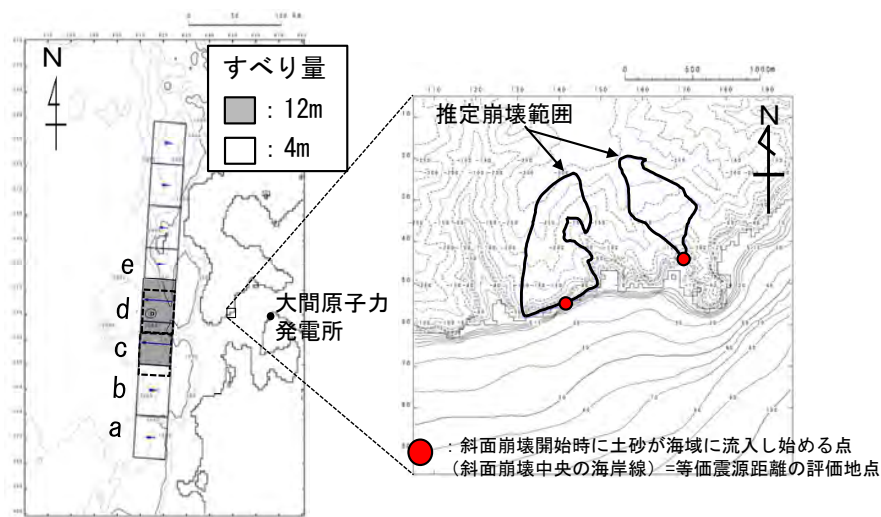
5-2. 津波発生要因の組合せ (7 / 24)

敷地に与える影響が大きい組合せ対象となる陸上の斜面崩壊エリアの選定 (5 / 13)

上昇側 (5 / 6) : 組合せ時間差の設定 【日本海東縁部に想定される地震 / 知内エリアの斜面崩壊 (2 / 3)】

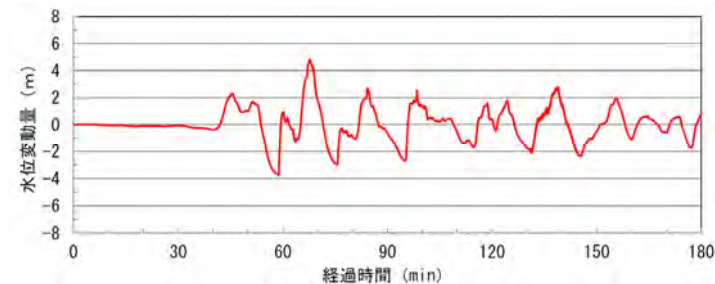
- 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波と知内エリアの斜面崩壊に起因する津波とを線形に重ね合わせて算出した組合せ時間差 (T_{max}) は137.2sとなった。

■ 組合せ時間差 (T_{max}) の設定

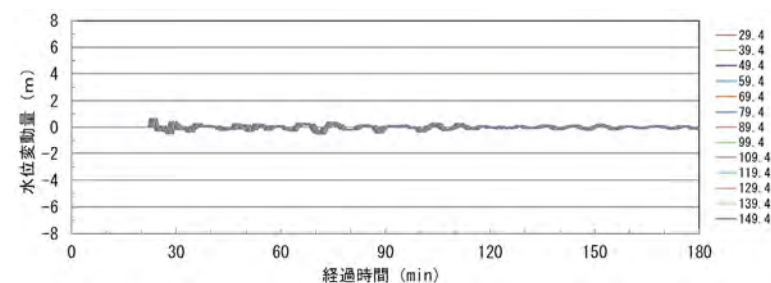


日本海東縁部の地震

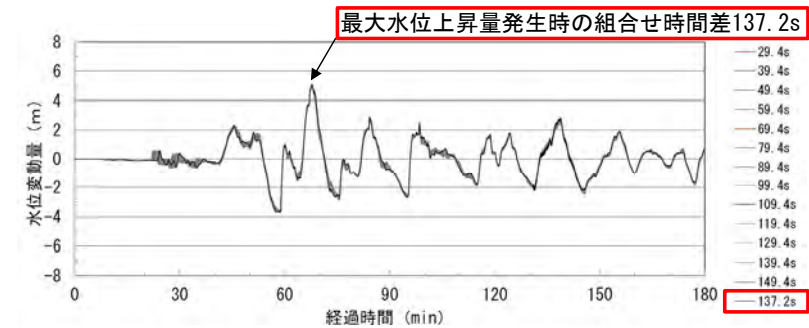
知内エリアの斜面崩壊



日本海東縁部に想定される地震に伴う津波の津波波形 (取水ロスクリン室前面)



知内エリアの斜面崩壊に伴う津波の津波波形を移動 (取水ロスクリン室前面)



線形足し合せ波形 (取水ロスクリン室前面)
知内エリアにおける線形足し合せ結果

ケース	条件				結果
区分	等価震源距離	地震波速度 (S波速度)	T_s^{*1}	T_d^{*2}	T_{max}
最大水位上昇ケース	99.8km	3.4km/s ^{*3}	29.4s	120.9s	137.2s

※ 1 : 各断面から斜面崩壊位置までの等価震源距離とS波速度から算定
 ※ 2 : Noda et al. (2002) による振幅包絡線の経時特性から算定
 ※ 3 : 地震調査研究推進本部 (2009) より

5-2. 津波発生要因の組合せ (8 / 24)

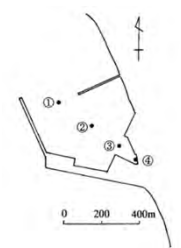
敷地に与える影響が大きい組合せ対象となる陸上の斜面崩壊エリアの選定 (6 / 13)

上昇側 (6 / 6) : 検討結果 【日本海東縁部に想定される地震 / 知内エリアの斜面崩壊 (3 / 3)】

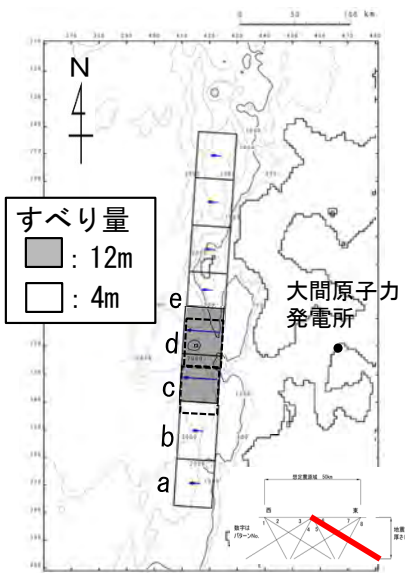
組合せ時間差 (T_{max}) による両波源の組合せを考慮した, 同一波動場における数値シミュレーションの結果は以下のとおりである。

津波発生要因の組合せに関する検討結果 (上昇側)

波源	敷地における最大水位上昇量
日本海東縁部に想定される地震 + 知内エリアの斜面崩壊 ($T_{max} = 137.2s$)	5.65m

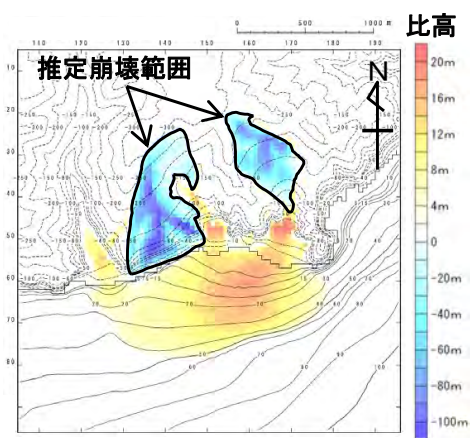


水位時刻歴波形出力点

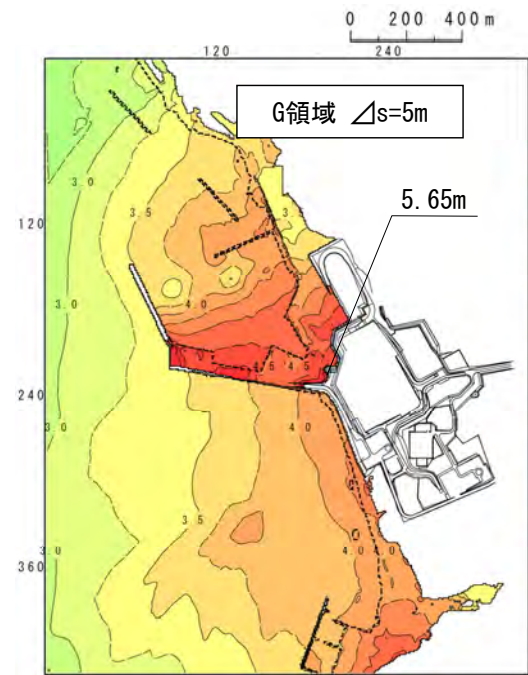


日本海東縁部の地震

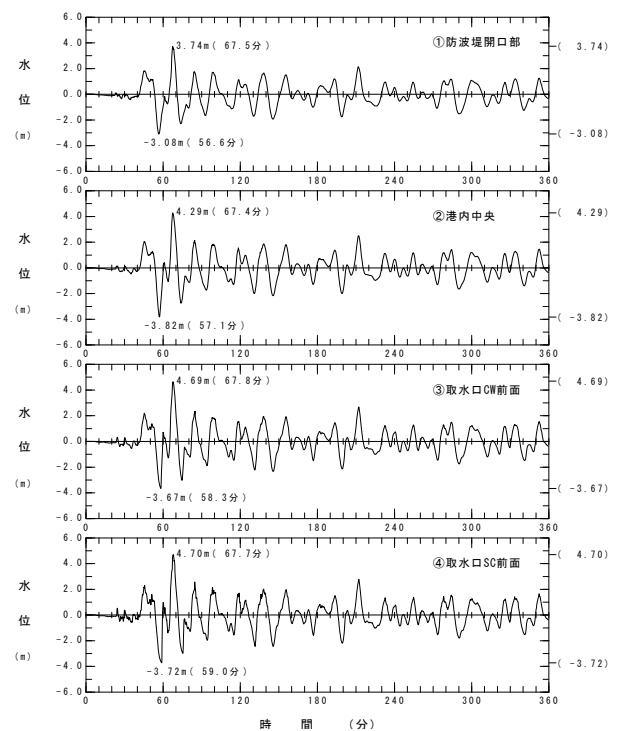
上昇側の波源モデル組合せ



知内エリアの斜面崩壊



最大水位上昇量分布
上昇側最大ケース



水位時刻歴波形

(余白)

5-2. 津波発生要因の組合せ (9 / 24)

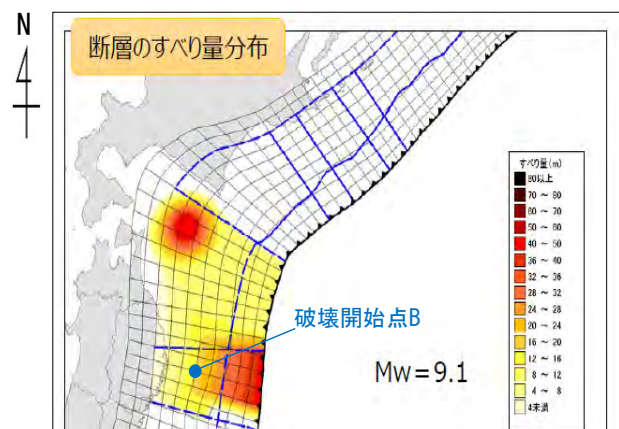
敷地に与える影響が大きい組合せ対象となる陸上の斜面崩壊エリアの選定 (7 / 13)

下降側 (1 / 6) : 検討対象津波 【内閣府 (2020) モデルによる地震 / 佐井エリアの斜面崩壊 (1 / 3)】

- 津波を発生させる要因の組合せとして、内閣府 (2020) モデルによる地震に伴う津波と佐井エリアの斜面崩壊に起因する津波との組合せを考慮する。

■地震による津波

評価対象	地震	決定ケース
最大水位 下降ケース	内閣府 (2020) モデルによる地震 Mw=9.1	内閣府 (2020) モデル

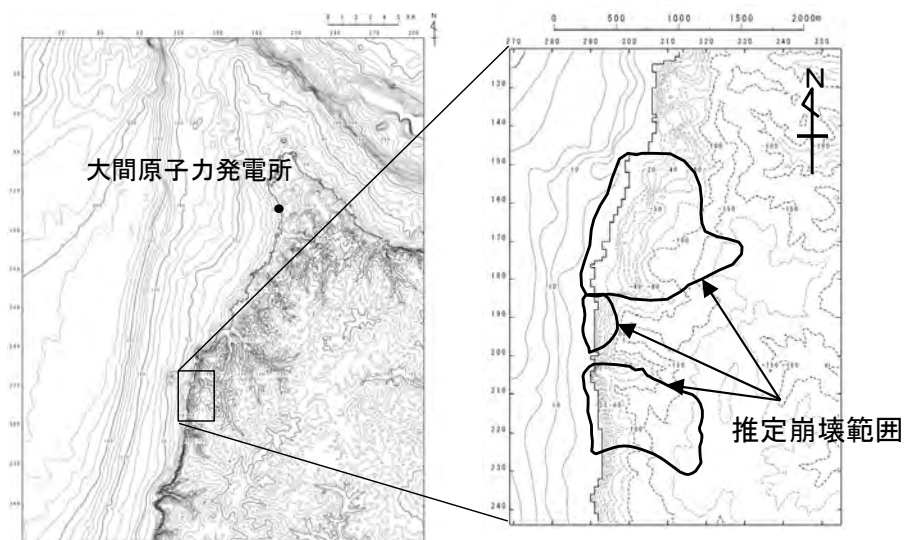


内閣府 (2020) に一部加筆

最大水位下降ケース

■陸上の斜面崩壊に起因する津波

評価対象	解析モデル
佐井エリアの 地すべり地形 最大水位下降ケース	kinematic landslideモデル



佐井エリアの地すべり地形

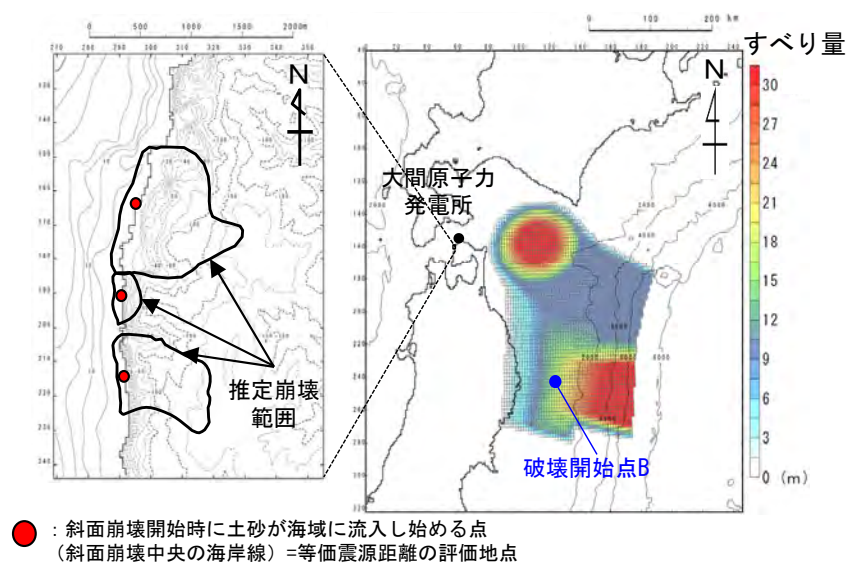
5-2. 津波発生要因の組合せ (10/24)

敷地に与える影響が大きい組合せ対象となる陸上の斜面崩壊エリアの選定 (8/13)

下降側 (2/6) : 組合せ時間差の設定 【内閣府 (2020) モデルによる地震/佐井エリアの斜面崩壊 (2/3)】

- 内閣府 (2020) モデルによる地震に伴う津波と佐井エリアの斜面崩壊に起因する津波とを線形に重ね合わせて算出した組合せ時間差 (T_{max}) は304.4sとなった。

■ 組合せ時間差 (T_{max}) の設定



佐井エリアの斜面崩壊

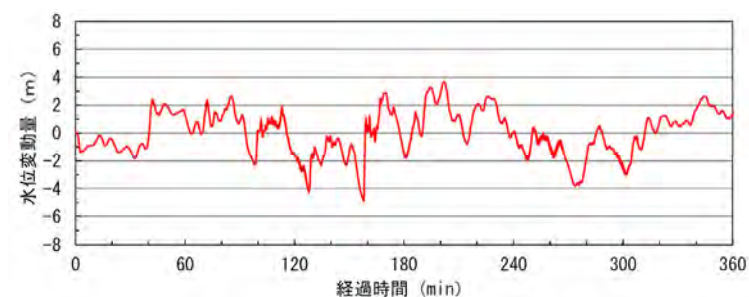
内閣府 (2020) モデルによる地震

ケース	条件				結果
区分	等価震源距離	地震波速度 (S波速度)	T_s ※1	T_d ※2	T_{max}
最大水位下降ケース	198.0km	3.4km/s※3	58.2s	246.1s	304.4s

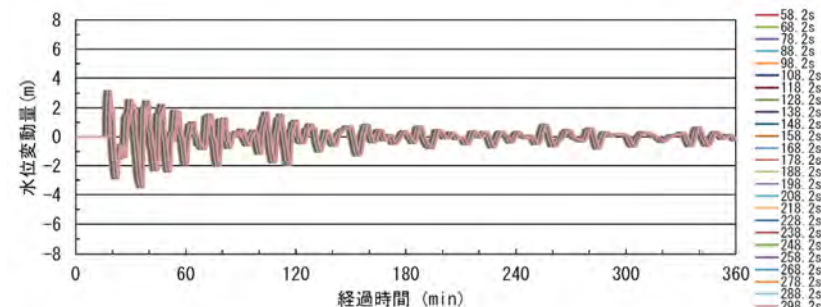
※1 : 各断面層から斜面崩壊位置までの等価震源距離とS波速度から算定

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

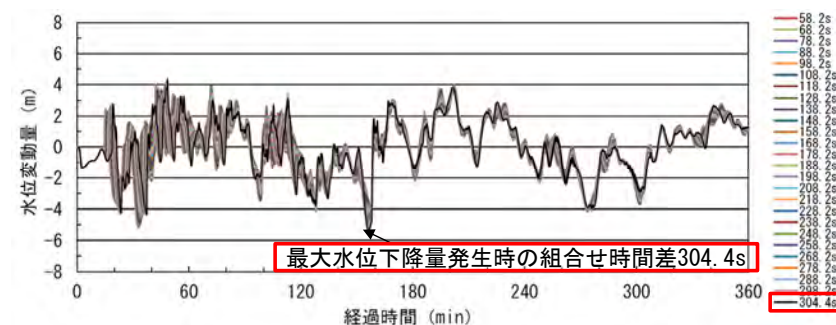
※3 : 地震調査研究推進本部 (2009) より



内閣府 (2020) モデルによる津波の津波波形 (取水ロスクリーン室前面)



佐井エリアの斜面崩壊に伴う津波波形を移動 (取水ロスクリーン室前面)



線形足し合せ波形 (取水ロスクリーン室前面)

佐井エリアにおける線形足し合せ結果

5-2. 津波発生要因の組合せ (11 / 24)

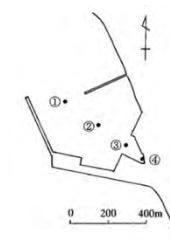
敷地に与える影響が大きい組合せ対象となる陸上の斜面崩壊エリアの選定 (9 / 13)

下降側 (3 / 6) : 検討結果 【内閣府 (2020) モデルによる地震 / 佐井エリアの斜面崩壊 (3 / 3)】

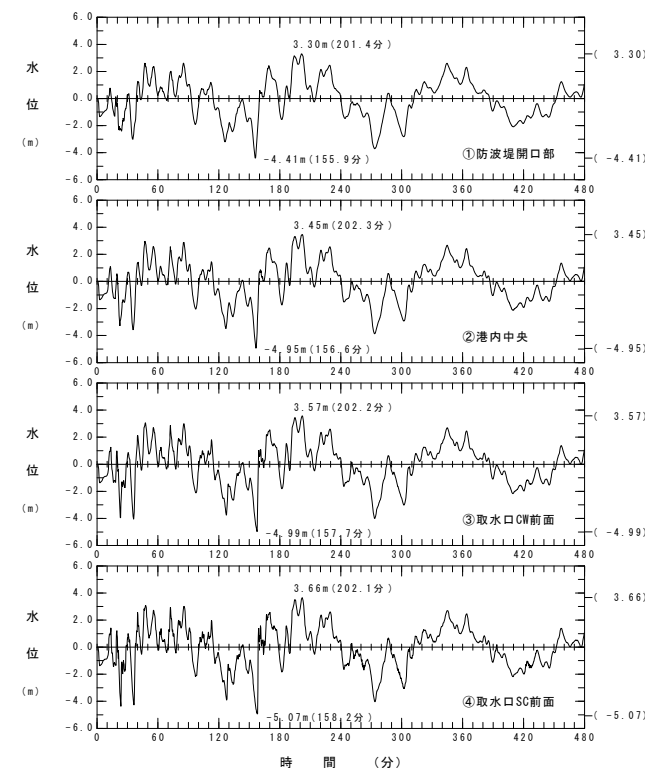
組合せ時間差 (T_{max}) による両波源の組合せを考慮した, 同一波動場における数値シミュレーションの結果は以下のとおりである。

津波発生要因の組合せに関する検討結果 (下降側)

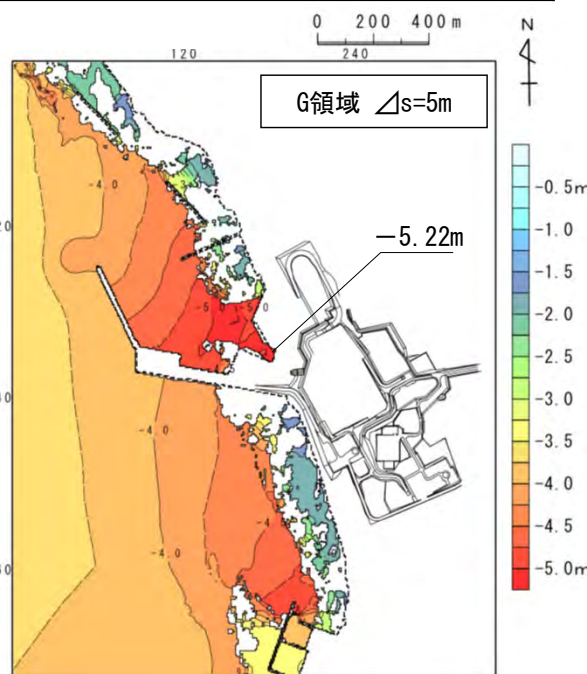
波源	取水口スクリーン室前面における最大水位下降量
内閣府 (2020) モデルによる地震 + 佐井エリアの斜面崩壊 ($T_{max} = 304.4s$)	-5.22m



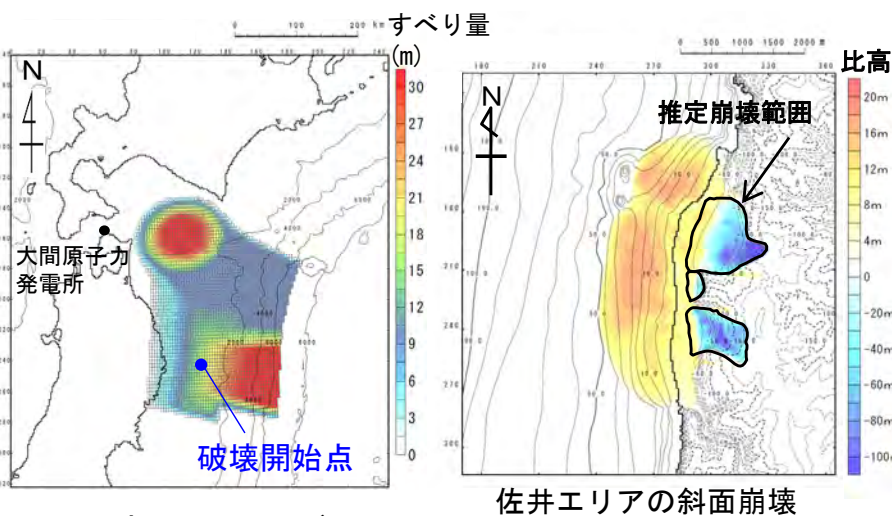
水位時刻歴波形出力点



水位時刻歴波形



最大水位下降量分布
下降側最大ケース



内閣府 (2020) モデル
による地震

下降側の波源モデル組合せ

5-2. 津波発生要因の組合せ（12/24）

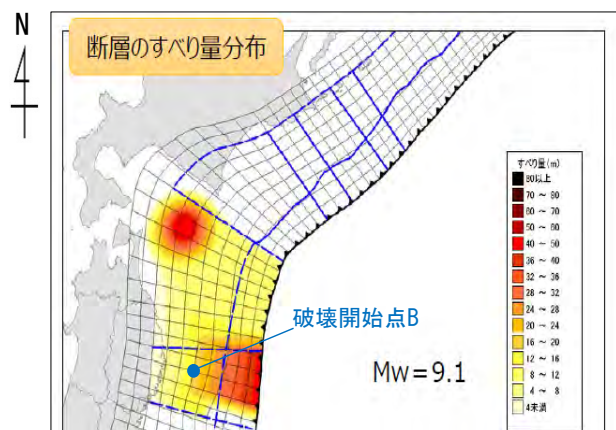
敷地に与える影響が大きい組合せ対象となる陸上の斜面崩壊エリアの選定（10/13）

下降側（4/6）：検討対象津波 【内閣府（2020）モデルによる地震／知内エリアの斜面崩壊（1/3）】

- 津波を発生させる要因の組合せとして、内閣府（2020）モデルによる地震に伴う津波と知内エリアの斜面崩壊に起因する津波との組合せを考慮する。
- 知内エリアの斜面崩壊に起因する津波の単独ケースの検討結果は、補足説明資料（補足4）に示す。

■地震による津波

評価対象	地震	決定ケース
最大水位 下降ケース	内閣府（2020）モデルによる地震 Mw=9.1	内閣府（2020）モデル

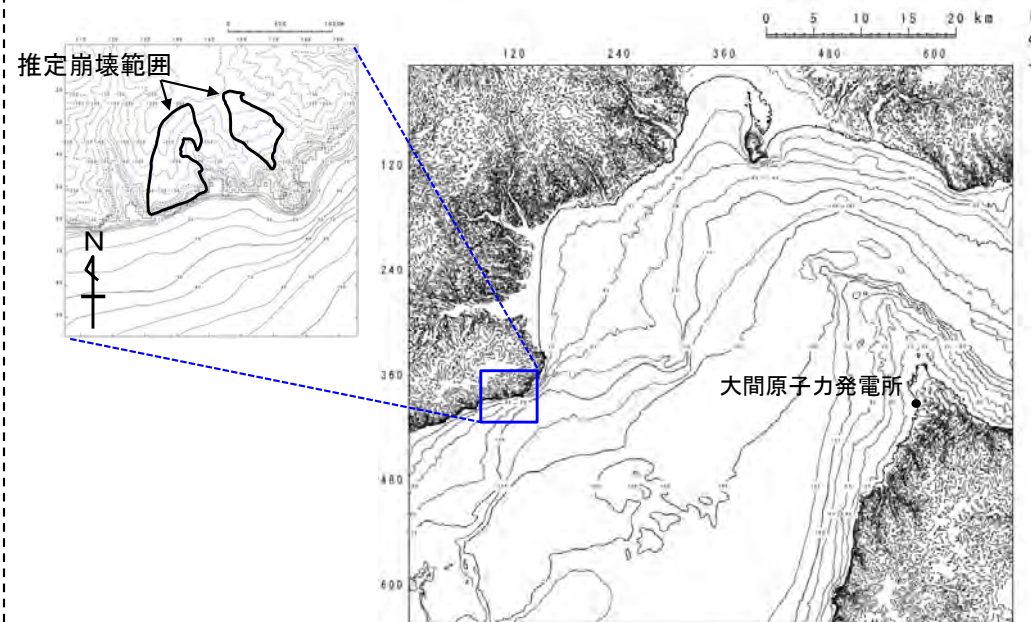


内閣府（2020）に一部加筆

最大水位下降ケース

■陸上の斜面崩壊に起因する津波

評価対象	解析モデル
知内エリアの 地すべり地形 最大水位下降ケース	二層流モデル



知内エリアの地すべり地形

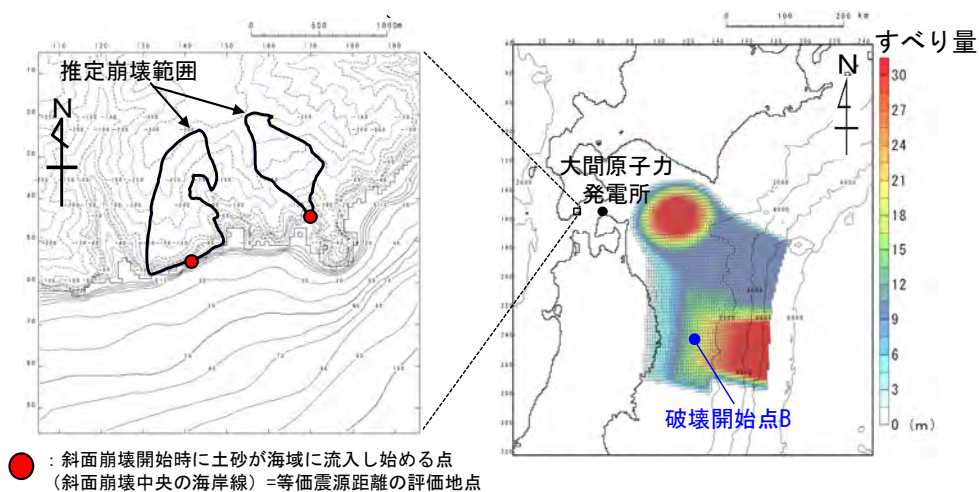
5-2. 津波発生要因の組合せ (13 / 24)

敷地に与える影響が大きい組合せ対象となる陸上の斜面崩壊エリアの選定 (11 / 13)

下降側 (5 / 6) : 組合せ時間差の設定 【内閣府 (2020) モデルによる地震/知内エリアの斜面崩壊 (2 / 3)】

- 内閣府 (2020) モデルによる地震に伴う津波と知内エリアの斜面崩壊に起因する津波とを線形に重ね合わせて算出した組合せ時間差 (T_{max}) は193.8sとなった。

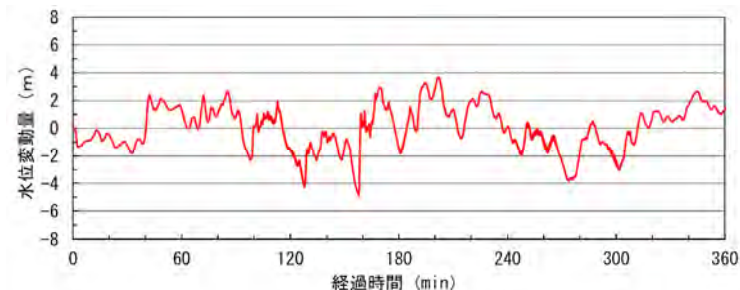
■ 組合せ時間差 (T_{max}) の設定



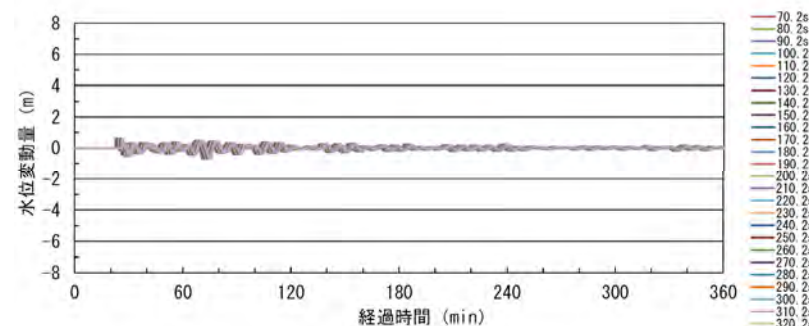
知内エリアの斜面崩壊 内閣府 (2020) モデルによる地震

ケース	条件				結果
区分	等価震源距離	地震波速度 (S波速度)	T_s ※1	T_d ※2	T_{max}
最大水位下降ケース	238.6km	3.4km/s※3	70.2s	262.3s	193.8s

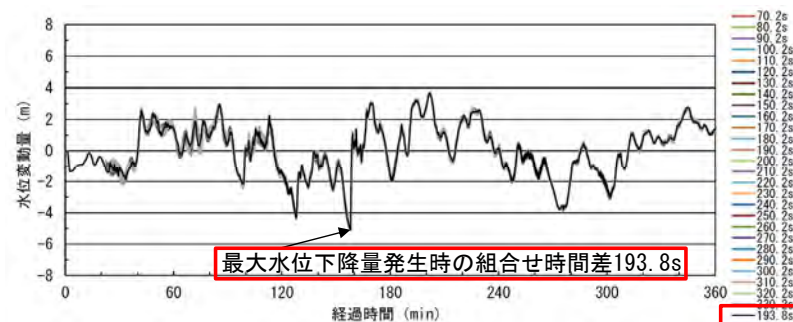
※1 : 各断面から斜面崩壊位置までの等価震源距離とS波速度から算定
 ※2 : Noda et al. (2002) による振幅包絡線の経時特性から算定
 ※3 : 地震調査研究推進本部 (2009) より



内閣府 (2020) モデルによる津波の津波波形 (取水ロスクリーン室前面)



知内エリアの斜面崩壊に伴う津波の津波波形を移動 (取水ロスクリーン室前面)



線形足し合せ波形 (取水ロスクリーン室前面)
 知内エリアにおける線形足し合せ結果

5-2. 津波発生要因の組合せ (14 / 24)

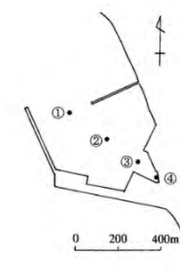
敷地に与える影響が大きい組合せ対象となる陸上の斜面崩壊エリアの選定 (12 / 13)

下降側 (6 / 6) : 検討結果 【内閣府 (2020) モデルによる地震 / 知内エリアの斜面崩壊 (3 / 3)】

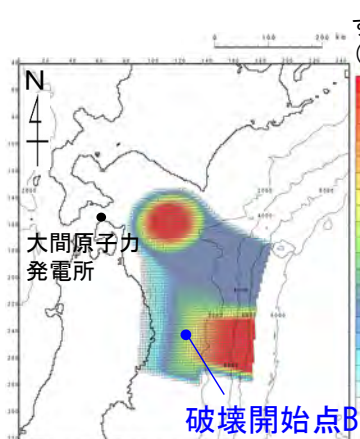
組合せ時間差 (T_{max}) による両波源の組合せを考慮した, 同一波動場における数値シミュレーションの結果は以下のとおりである。

津波発生要因の組合せに関する検討結果 (下降側)

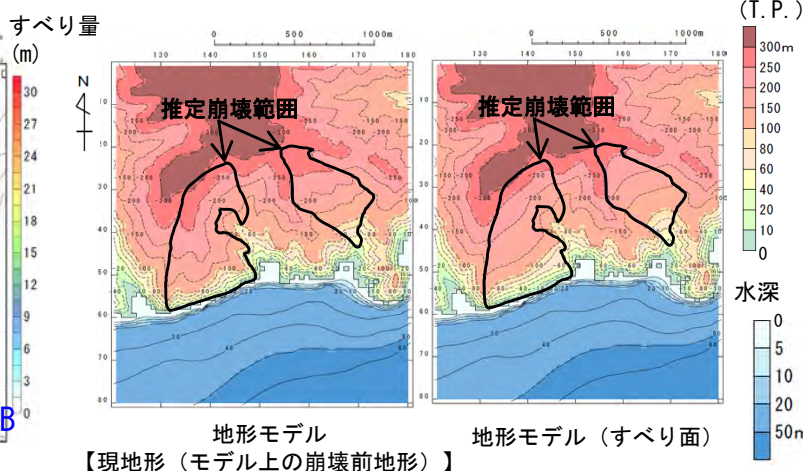
波源	取水口スクリーン室前面における最大水位下降量
内閣府 (2020) モデルによる地震 + 知内エリアの斜面崩壊 ($T_{max} = 193.8s$)	-4.70m



水位時刻歴波形出力点



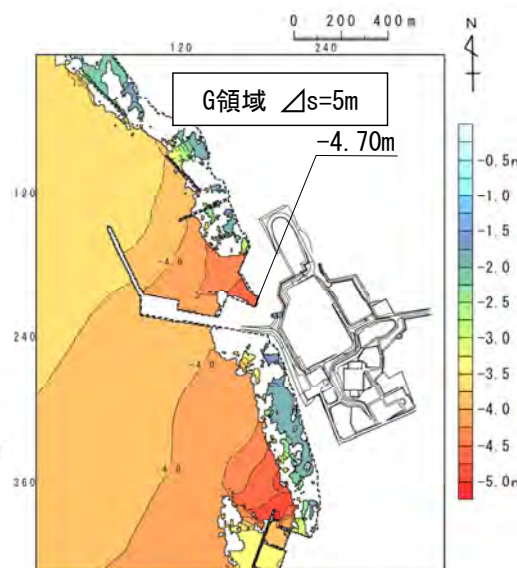
内閣府 (2020) モデルによる地震



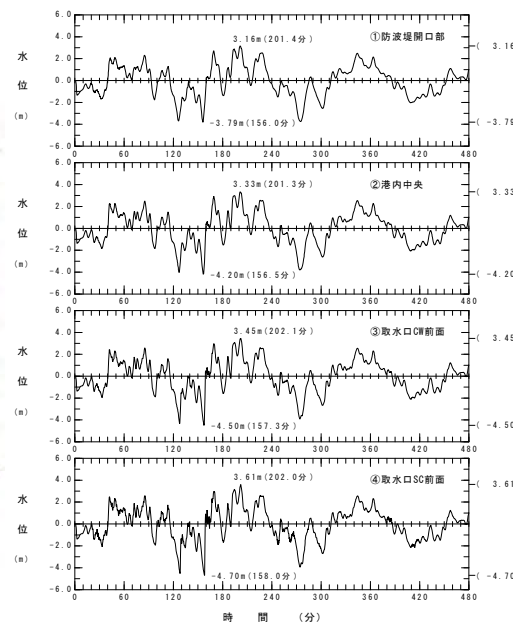
地形モデル 地形モデル (すべり面)
【現地形 (モデル上の崩壊前地形)】

知内エリアの斜面崩壊

下降側の波源モデル組合せ



最大水位下降量分布
下降側最大ケース



水位時刻歴波形

5-2. 津波発生要因の組合せ（15 / 24）

敷地に与える影響が大きい組合せ対象となる陸上の斜面崩壊エリアの選定（13 / 13）

まとめ

- 地震による津波と佐井エリアの斜面崩壊または知内エリアの斜面崩壊に起因する津波との組合せ検討結果は以下のとおり。
- 地震による津波と佐井エリアの斜面崩壊に起因する津波の組合せの方が、上昇側、下降側ともに敷地への影響は大きい。
- 以上より、敷地へ与える影響が大きい組合せ対象となる陸上の斜面崩壊エリアとして、佐井エリアを選定する。

地震による津波と斜面崩壊に起因する津波の組合せの検討結果

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

5-2. 津波発生要因の組合せ（16 / 24）

水位変動量が最も大きくなる組合せ時間差の選定

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

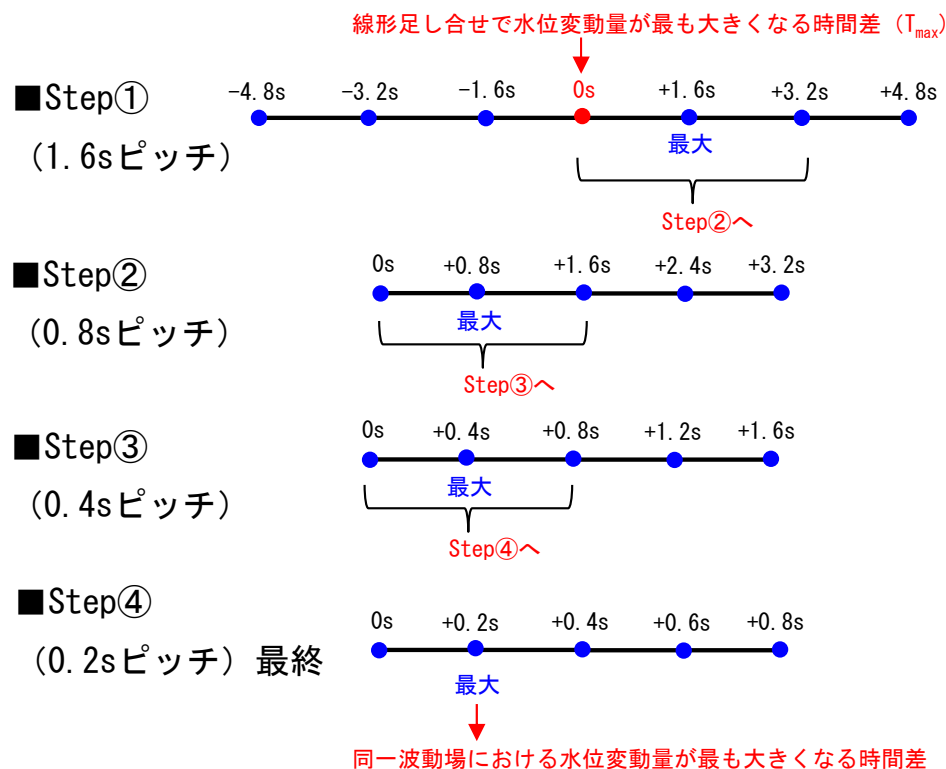
同一波動場における

水位変動量が最も大きくなる組合せ時間差の検討（イメージ）

※¹：探索範囲は、地震動継続時間内とする。

※²：P.40, P.47参照。

※³：水位がピークとなる時間差が確認されない場合、ピークとなる水位が確認されるまで、範囲を拡大する。



T_{max} を中心として、±5秒程度の範囲で、1.6秒ピッチ（0.2秒× 2^3 ）で同一波動場における水位変動量が最も大きくなる時間差を確認する※³。

Step①で求めた時間差を中心として、±1.6秒の範囲で、0.8秒ピッチ（0.2秒× 2^2 ，Step①の半分）で同一波動場における水位変動量が最も大きくなる時間差を確認する。

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

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

5-2. 津波発生要因の組合せ (17 / 24)

上昇側 (1 / 2) : 水位変動量が最も大きくなる組合せ時間差の選定

Step①～Step④の検討結果

- 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波と佐井エリアの斜面崩壊に起因する津波の組合せ時間差のStep①～Step④の検討結果は以下のとおりであり、水位変動量が最も大きくなる組合せ時間差は39.6sとなった。

Step① 結果一覧

Step	T_{max} からの時間差	組合せ時間差	最大水位上昇量
Step① (1.6sピッチ)	0s	39.6s [※]	6.59m
	+1.6s	41.2s	6.57m
	+3.2s	42.8s	6.55m
	+4.8s	44.4s	6.54m

Step② 結果一覧

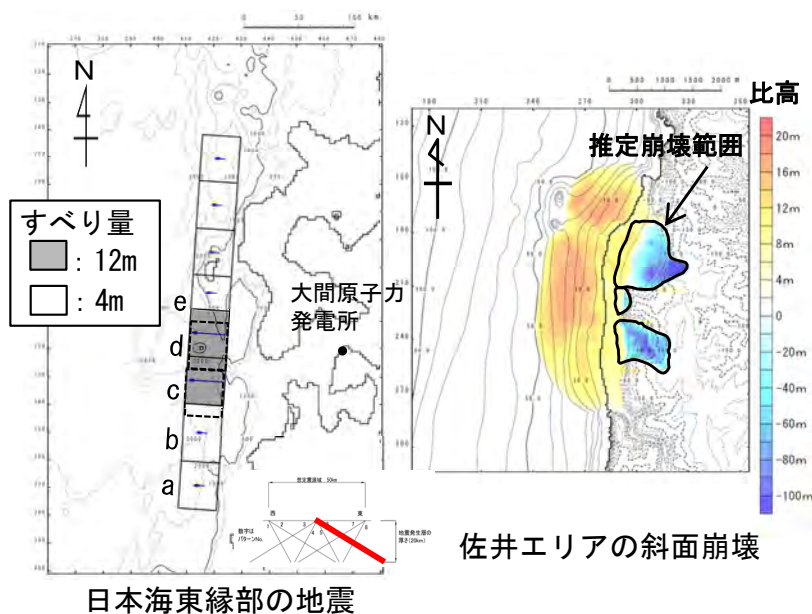
Step	T_{max} からの時間差	組合せ時間差	最大水位上昇量
Step② (0.8sピッチ)	0s	39.6s [※]	6.59m
	+0.8s	40.4s	6.58m
	+1.6s	41.2s	6.57m

Step③ 結果一覧

Step	T_{max} からの時間差	組合せ時間差	最大水位上昇量
Step③ (0.4sピッチ)	0s	39.6s [※]	6.59m
	+0.4s	40.0s	6.58m
	+0.8s	40.4s	6.58m

Step④ 結果一覧

Step	T_{max} からの時間差	組合せ時間差	最大水位上昇量
Step④ (0.2sピッチ)	0s	39.6s [※]	6.59m
	+0.2s	39.8s	6.58m
	+0.4s	40.0s	6.58m



上昇側の波源モデル組合せ

■ : 各Stepの最大水位上昇ケース

※ $T_{max} = T_s$ より、マイナス側の時間差は考慮しない。

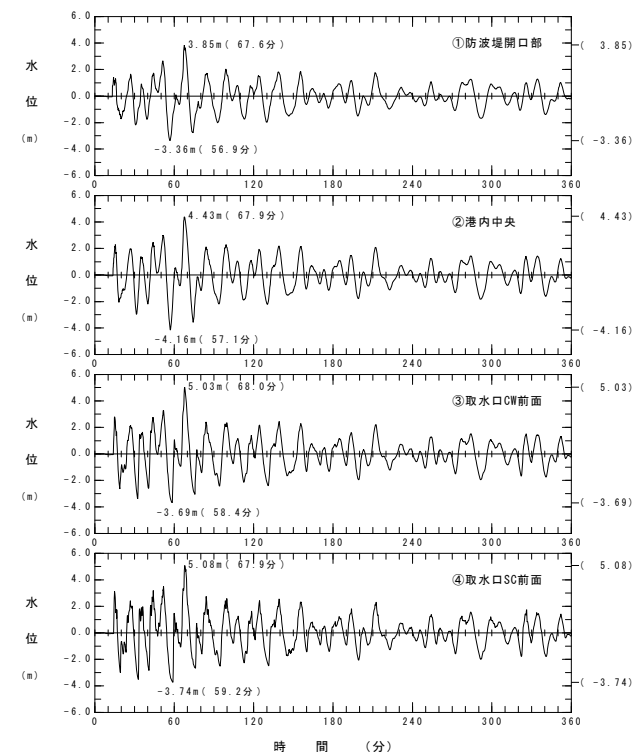
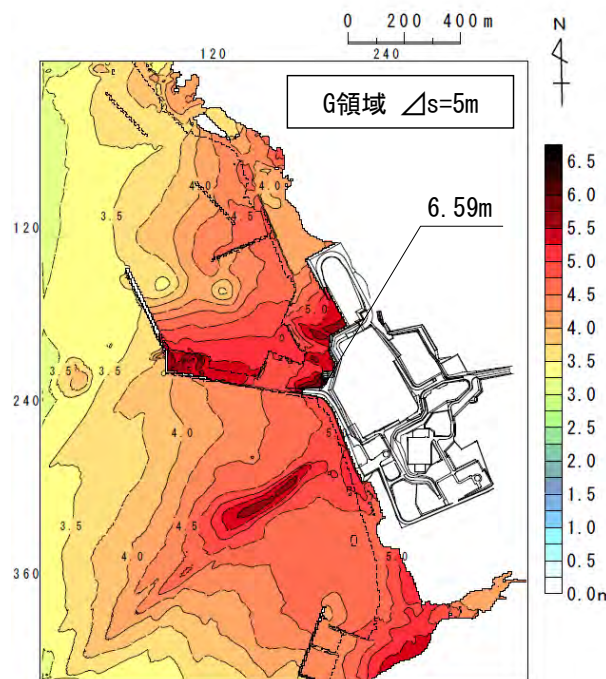
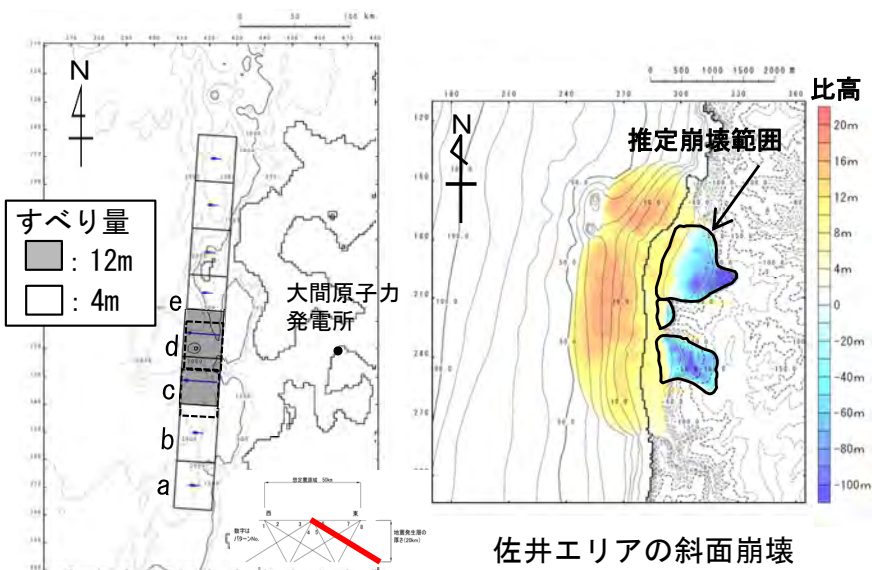
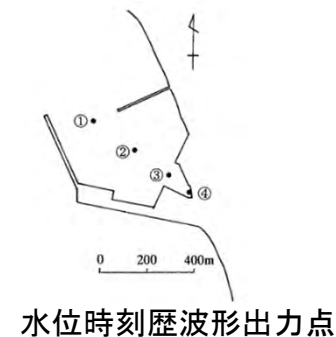
5-2. 津波発生要因の組合せ (18 / 24)

上昇側 (2 / 2) : 検討結果

- 組合せ時間差のStep①～Step④の最大水位上昇ケース検討結果は以下のとおりである。

津波発生要因の組合せに関する検討結果 (上昇側)

津波	敷地における最大水位上昇量
日本海東縁部に想定される地震 + 佐井エリアの斜面崩壊 (組合せ時間差 = 39.6s)	6.59m



日本海東縁部の地震

佐井エリアの斜面崩壊

最大水位上昇量分布
上昇側最大ケース

水位時刻歴波形

上昇側の波源モデル組合せ

5-2. 津波発生要因の組合せ (19/24)

下降側 (1/2) : 水位変動量が最も大きくなる組合せ時間差の選定

Step①～Step④の検討結果

- 内閣府 (2020) モデルによる津波と佐井エリアの斜面崩壊に起因する津波の組合せ時間差のStep①～Step④の検討結果は以下のとおりであり、水位変動量が最も大きくなる組合せ時間差は301.6sとなった。

Step① 結果一覧

Step	T_{max} からの時間差	組合せ時間差	最大水位下降量
Step① (1.6sピッチ)	-4.8s	299.6s	-5.17m
	-3.2s	301.2s	-5.23m
	-1.6s	302.8s	-5.16m
	0s	304.4s [※]	-5.22m

※: $T_{max} = T_s + T_d$ より、プラス側の時間差は考慮しない。

Step③ 結果一覧

Step	T_{max} からの時間差	組合せ時間差	最大水位下降量
Step③ (0.4sピッチ)	-4.0s	300.4s	-5.05m
	-3.6s	300.8s	-5.30m
	-3.2s	301.2s	-5.23m
	-2.8s	301.6s	-5.32m
	-2.4s	302.0s	-5.06m

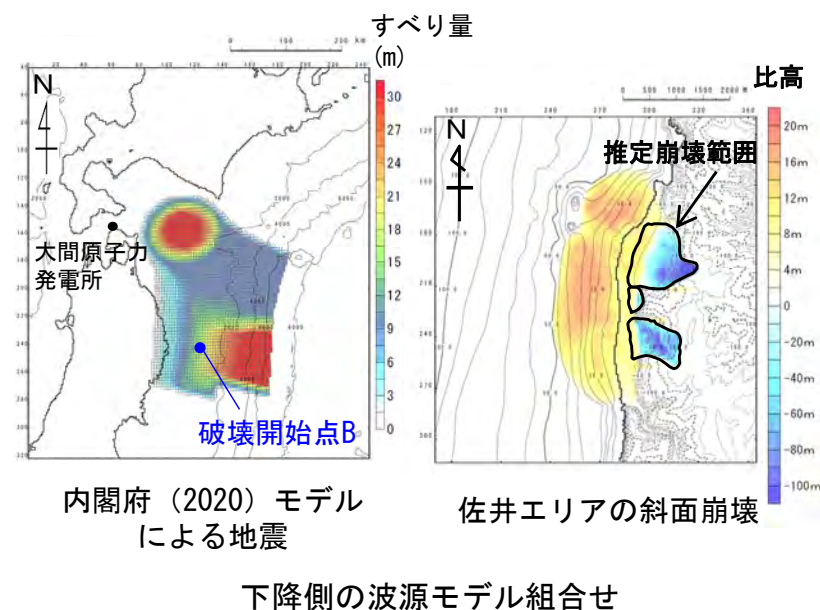
Step② 結果一覧

Step	T_{max} からの時間差	組合せ時間差	最大水位下降量
Step② (0.8sピッチ)	-4.8s	299.6s	-5.17m
	-4.0s	300.4s	-5.05m
	-3.2s	301.2s	-5.23m
	-2.4s	302.0s	-5.06m
	-1.6s	302.8s	-5.16m

Step④ 結果一覧

Step	T_{max} からの時間差	組合せ時間差	最大水位下降量
Step④ (0.2sピッチ)	-3.2s	301.2s	-5.23m
	-3.0s	301.4s	-5.05m
	-2.8s	301.6s	-5.32m
	-2.6s	301.8s	-5.05m
	-2.4s	302.0s	-5.06m

■ : 各ステップの最大水位下降ケース



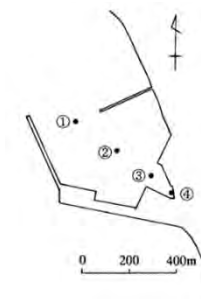
5-2. 津波発生要因の組合せ (20 / 24)

下降側 (2 / 2) : 検討結果

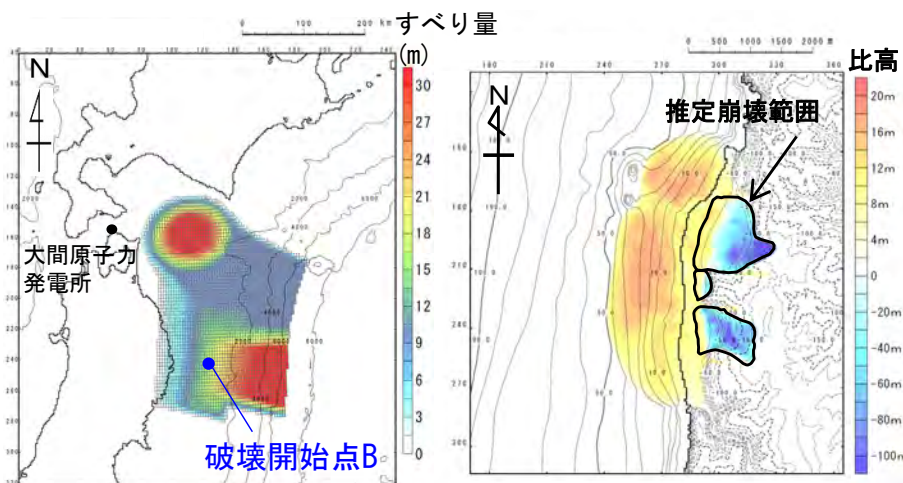
- 組合せ時間差のStep①～Step④の最大水位下降ケース検討結果は以下のとおりである。

津波発生要因の組合せに関する検討結果 (下降側)

津波	取水口スクリーン室前面における最大水位下降量
内閣府 (2020) モデルによる地震 + 佐井エリアの斜面崩壊 (組合せ時間差 = 301.6s)	-5.32m



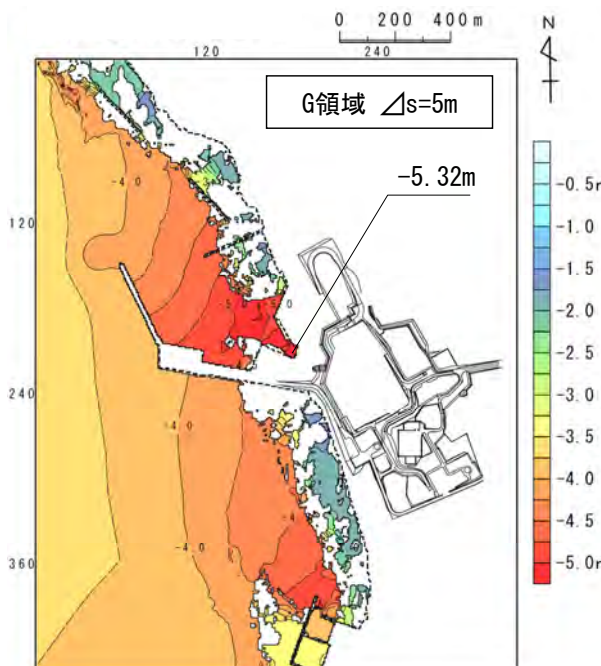
水位時刻歴波形出力点



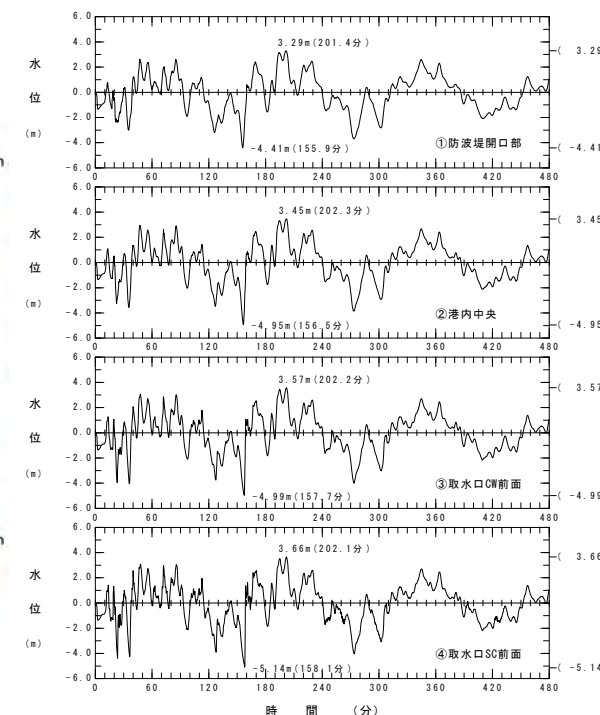
内閣府 (2020) モデルによる地震

佐井エリアの斜面崩壊

下降側の波源モデル組合せ



最大水位下降量分布
下降側最大ケース



水位時刻歴波形

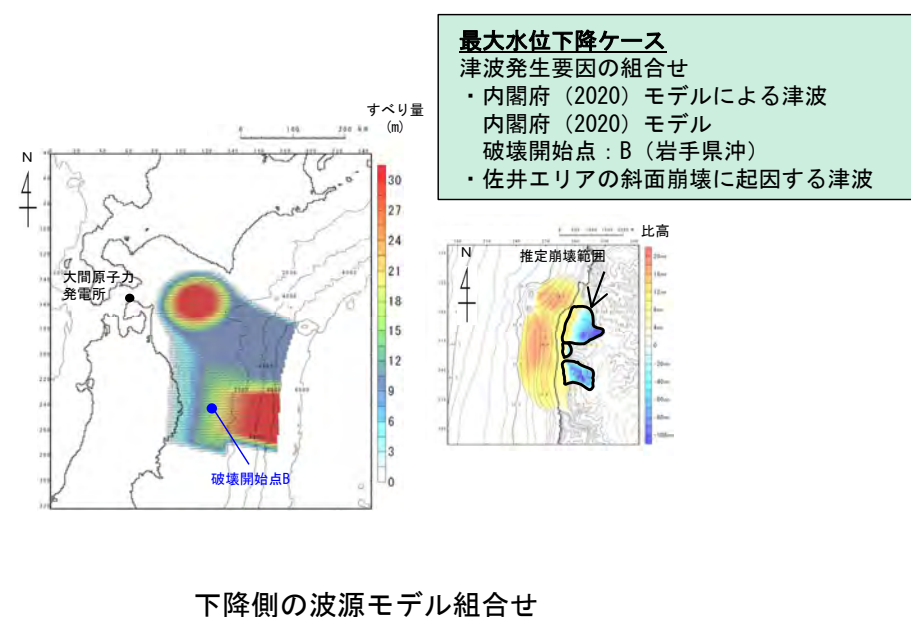
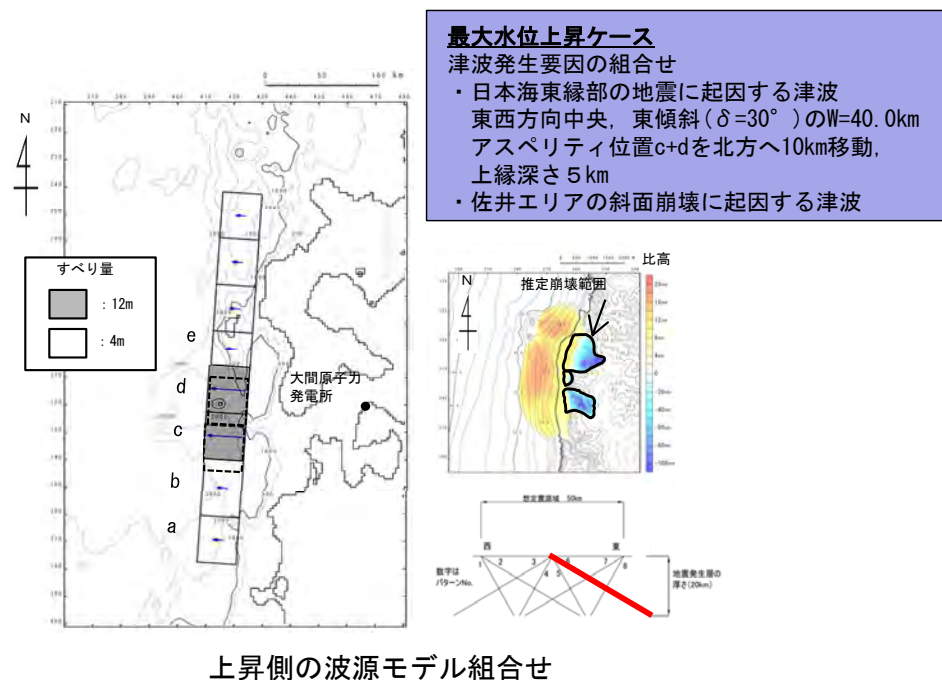
5-2. 津波発生要因の組合せ (21 / 24)

検討結果

- 津波発生要因の組合せに関する検討結果は以下のとおりである。

津波発生要因の組合せに関する検討結果

津波	敷地における最大水位上昇量	取水口スクリーン室前面における最大水位下降量
日本海東縁部に想定される地震 + 佐井エリアの斜面崩壊 (組合せ時間差 = 39.6s)	6.59m (P. 472参照)	—
内閣府 (2020) モデルによる地震 + 佐井エリアの斜面崩壊 (組合せ時間差 = 301.6s)	—	-5.32m (P. 474参照)



(余白)

5-2. 津波発生要因の組合せ (22 / 24)

組合せ結果の確認 (1 / 3)

水位の比較

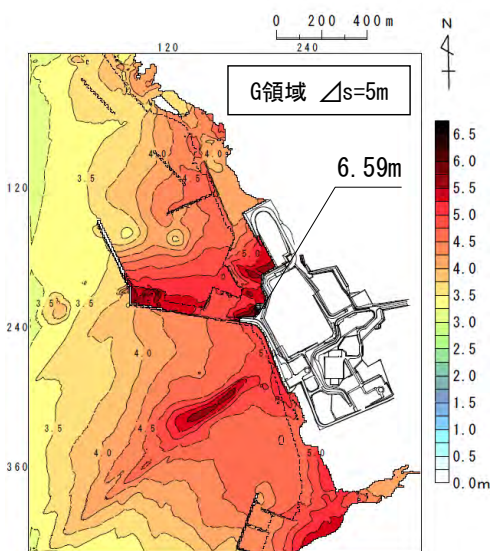
- 選定した津波発生要因の組合せ対象と組合せ前の単独ケースについて、水位変動量を比較した。
- 最大水位上昇量，最大水位下降量ともに，津波発生要因の組合せの方が水位変動量が大きくなることを確認した。

津波発生要因の組合せの検討結果

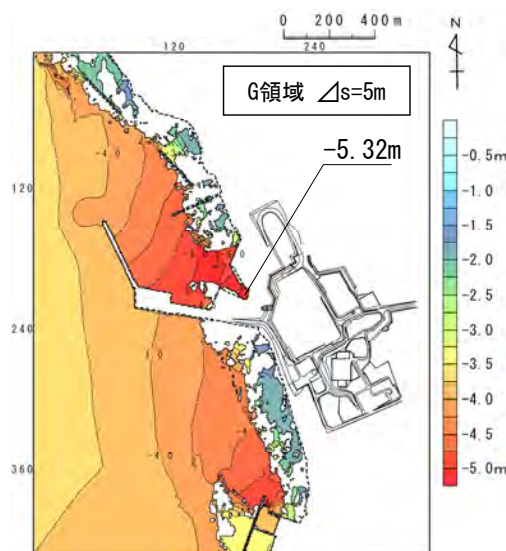
区分	津波	敷地における最大水位上昇量	取水口スクリーン室前面における最大水位下降量
組合せ	日本海東縁部に想定される地震 + 佐井エリアの斜面崩壊 (組合せ時間差=39.6s)	6.59m (P. 472参照)	—
	内閣府 (2020) モデルによる地震 + 佐井エリアの斜面崩壊 (組合せ時間差=301.6s)	—	-5.32m (P. 474参照)

津波発生要因の組合せ前の単独ケースの検討結果

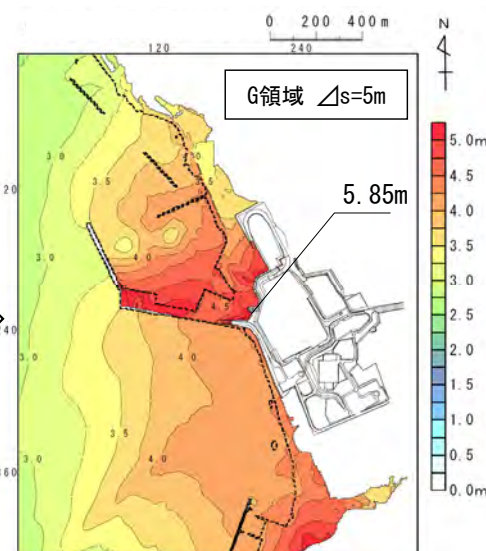
区分	津波	敷地における最大水位上昇量	取水口スクリーン室前面における最大水位下降量
地震による津波	日本海東縁部に想定される地震に伴う津波	5.85m (P. 139参照)	—
	内閣府 (2020) モデルによる津波	—	-4.89m (P. 286参照)



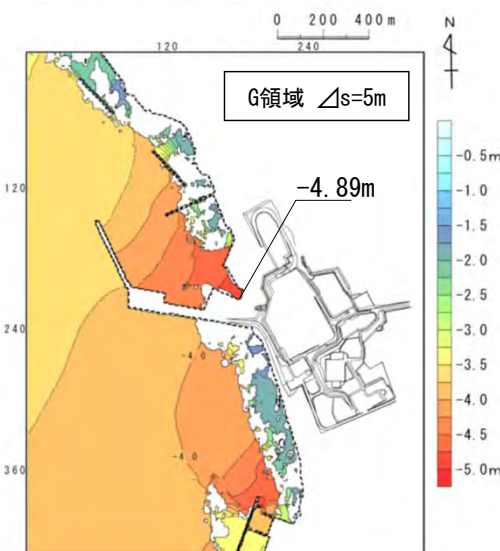
日本海東縁部に想定される地震と佐井エリアの斜面崩壊の組合せによる津波の最大水位上昇量分布



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



日本海東縁部に想定される地震に伴う津波の最大水位上昇量分布



内閣府 (2020) モデルによる津波の最大水位下降量分布

(余白)

5-2. 津波発生要因の組合せ (23 / 24)

組合せ結果の確認 (2 / 3)

貯留堰天端高さを下回る継続時間の比較 (1 / 2)

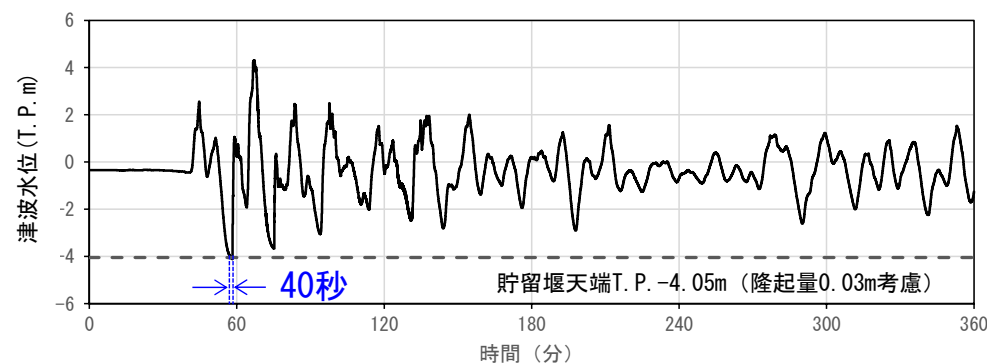
- 下降側の津波のうち、朔望平均干潮位 (T.P. -0.37m) を考慮した場合、最低水位が貯留堰の天端高さ (T.P. -4.08m) を下回るものは以下の3ケースである※1。
- これらを対象に、津波水位が貯留堰天端高さを下回る継続時間について比較した。
- その結果、津波水位が貯留堰天端高さを下回る継続時間が最も長くなる津波は、組合せ対象として選定した「内閣府 (2020) モデルによる地震と佐井エリアの斜面崩壊の組合せによる津波」であることを確認した。

※1：本編資料P.481を参照。

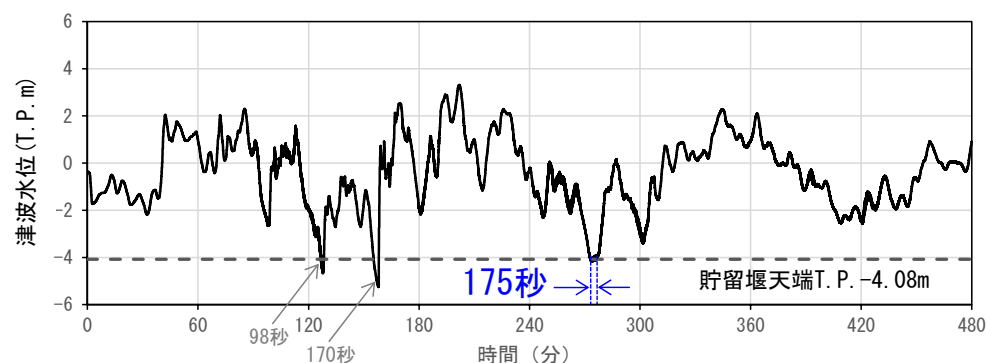
なお、津波周期が長いチリ沖に想定される地震に伴う津波など他の津波の最低水位は、貯留堰の天端高さを下回らない。

津波評価の一覧

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



貯留堰前面における水位時刻歴波形
(日本海東縁部に想定される地震に伴う津波)



貯留堰前面における水位時刻歴波形
(内閣府 (2020) モデルによる津波)

5-2. 津波発生要因の組合せ (24 / 24)

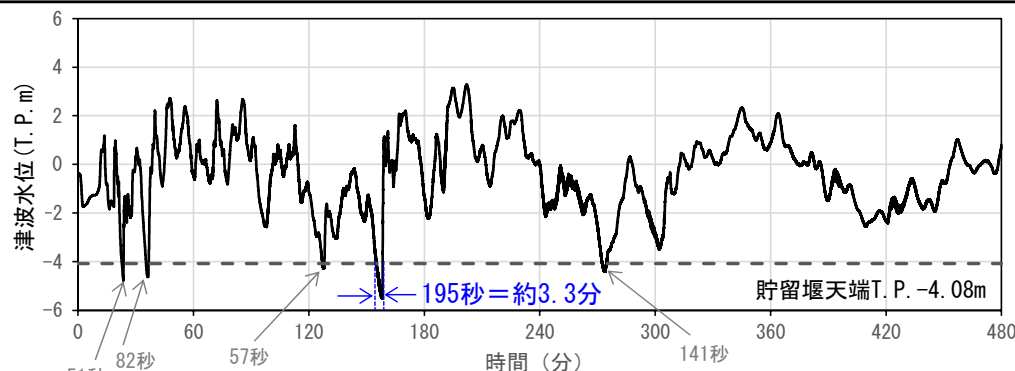
組合せ結果の確認 (3 / 3)

貯留堰天端高さを下回る継続時間の比較 (2 / 2)

- 下降側の組合せ対象として選定した「内閣府 (2020) モデルによる地震と佐井エリアの斜面崩壊の組合せによる津波」について、津波水位が貯留堰天端高さを下回る継続時間とRSWPの運転可能継続時間を比較した。
- その結果、貯留堰天端高さを下回る継続時間 (最長約3.3分) は、海水貯留量 (約6,600m³) に対するRSWP (取水量: 3m³/秒) の運転可能継続時間 (約35分) に比べ短く、原子炉補機冷却系に必要な取水が確保されることを確認した。

【貯留堰天端高さを下回る継続時間の算出方法】

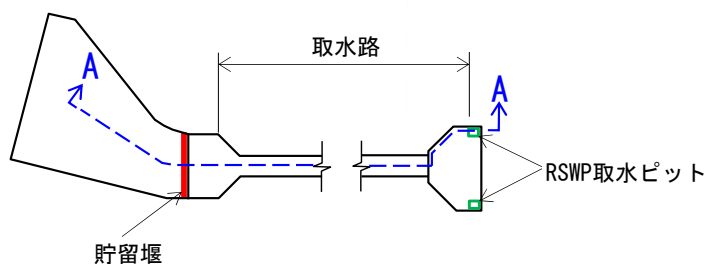
- 貯留堰前面の水位時刻歴波形から、貯留堰天端高さを下回る継続時間を算定する。この際、朔望平均干潮位 (T.P. -0.37m) 分、水位時刻歴波形を下方へずらして朔望平均干潮位を考慮する。
- 貯留堰天端高さを複数下回る場合には、最も継続時間が長いものを対象とする。
- 地震に伴い隆起が生じる場合は、貯留堰天端高さに隆起量を加えて評価するが、沈降する場合は、保守側に沈降量を考慮しない。



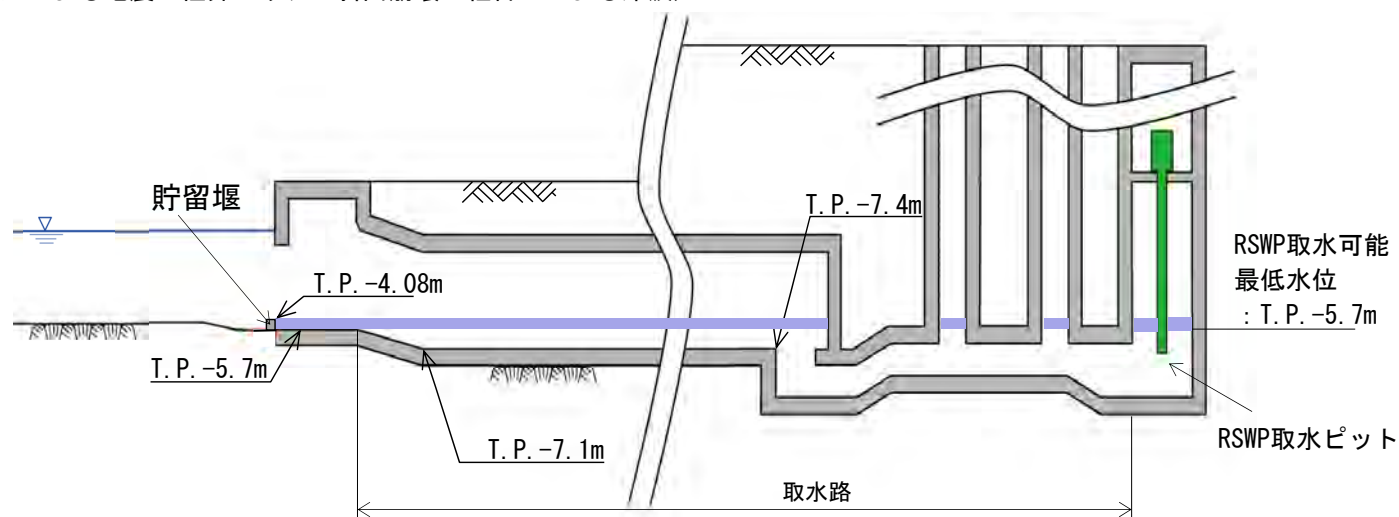
貯留堰前面における水位時刻歴波形

(内閣府 (2020) モデルによる地震と佐井エリアの斜面崩壊の組合せによる津波)

貯留堰天端高さ (T.P. -4.08m) を下回る継続時間	RSWP運転可能継続時間	隆起/沈降
約3.3分	約35分	1.37m沈降 (保守側に考慮しない)



平面 (概略図)



A-A断面 (概略図)

■ : 津波水位が貯留堰天端高さを下回る場合に、RSWPの取水に必要な海水が取水路内等に確保される水量 (約6,600m³)



津波の評価一覧

区分	津波	敷地における最大水位上昇量	取水口スクリーン室前面における最大水位下降量
地震による津波※ ¹	日本海東縁部に想定される地震に伴う津波	5.85m	-3.78m
	三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波	3.69m	-3.53m
	内閣府（2020）モデルによる津波	4.01m	-4.89m
	三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波	2.90m	-2.57m
	チリ沖に想定される地震に伴う津波	3.06m	-3.48m
	海域活断層に想定される地震に伴う津波 (奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動※ ³ による地震)	2.25m	-2.46m
地震以外の要因による津波※ ²	陸上の斜面崩壊に起因する津波 (佐井エリアの斜面崩壊)	4.97m	-3.49m
	海底地すべりに起因する津波 (海底地すべり地形Ms-2)	0.53m	-0.53m
	火山現象に起因する津波 (渡島大島の山体崩壊)	3.09m	-3.12m
組合せ	日本海東縁部に想定される地震と 佐井エリアの斜面崩壊の組合せによる津波	6.59m (P. 472参照)	—
	内閣府（2020）モデルによる地震と 佐井エリアの斜面崩壊の組合せによる津波	—	-5.32m (P. 474参照)

※1：地震による津波の水位は、P. 366参照

※2：地震以外の要因による津波の水位は、P. 438参照

※3：国交省ほか（2014）のF18断層の位置で評価

(余白)

補足説明資料

目 次

(補足1)	津軽海峡開	口部付近	沿岸	から大間	崎付近	の分析	-----	485
(補足2)	大間	津軽	海峡	開	口部	付近	沿岸	から大間
(補足3)	大間	津軽	海峡	開	口部	付近	沿岸	から大間
(補足4)	大間	津軽	海峡	開	口部	付近	沿岸	から大間
(補足5)	大間	津軽	海峡	開	口部	付近	沿岸	から大間

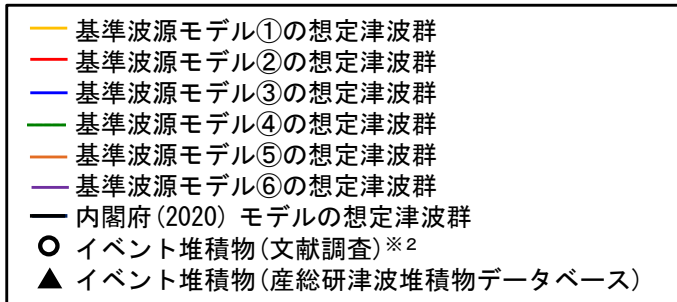
目 次

- (補足1) 津軽海峡開口部付近沿岸から大間崎付近の分析
- (補足2) 大間崎付近から敷地の分析
- (補足3) 検討対象地すべり地形の選定に係る概略影響検討
- (補足4) 知内工リアの陸上の斜面崩壊に起因する津波の影響検討
- (補足5) 線形足し合せ水位評価地の妥当性確認

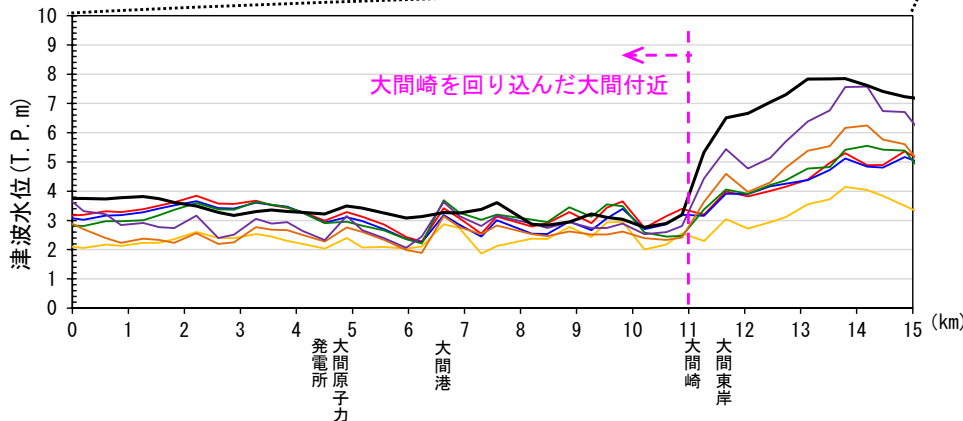
津軽海峡開口部付近沿岸における想定津波群の比較 (概略パラメータスタディ)

- 大間から津軽海峡開口部付近の沿岸における基準波源モデル①～⑥の想定津波群※¹ (概略パラメータスタディ), イベント堆積物の分布, 及び内閣府 (2020) モデルの想定津波群※¹を比較した結果は以下のとおり。
 - ✓ 基準波源モデル①～⑥の想定津波群の最高値 (包絡線) は, イベント堆積物の分布標高を上回る。
 - ✓ 基準波源モデル①～⑥については, 超大すべり域に正対する青森県北部太平洋沿岸では, イベント堆積物が分布する沿岸に正対する海域で水位が高くなっている。また, 基準波源モデル①～⑥の想定津波群の最高値 (包絡線) は, 「新納屋～六川目付近」, 「岩屋付近」及び「大間東岸～易国間付近」を除いて, イベント堆積物を上回るように設定された内閣府 (2020) モデルの計算水位を上回る。
 - ✓ また, 大間崎を回り込んだ大間付近では, 基準波源モデル①～⑥に比べて内閣府 (2020) モデルが相対的に高い傾向にある。
- 上記に係り, 基準波源モデル①～⑥と内閣府 (2020) モデルとの津波挙動をP. 487～P. 509で詳細に比較・分析する。

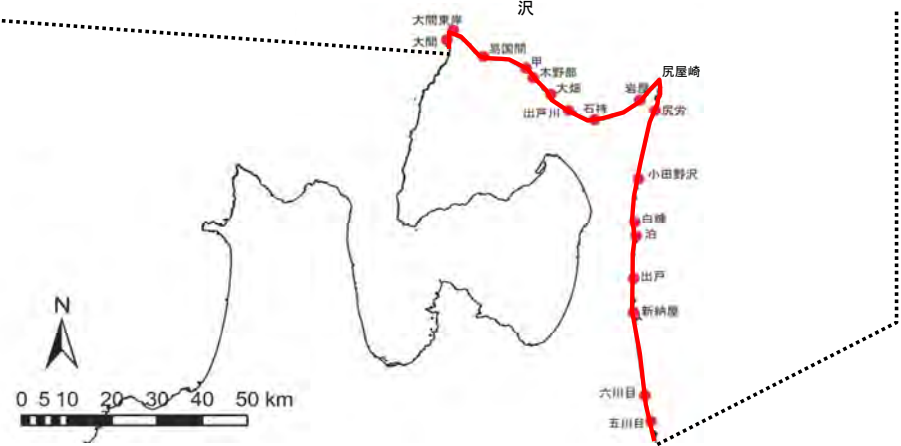
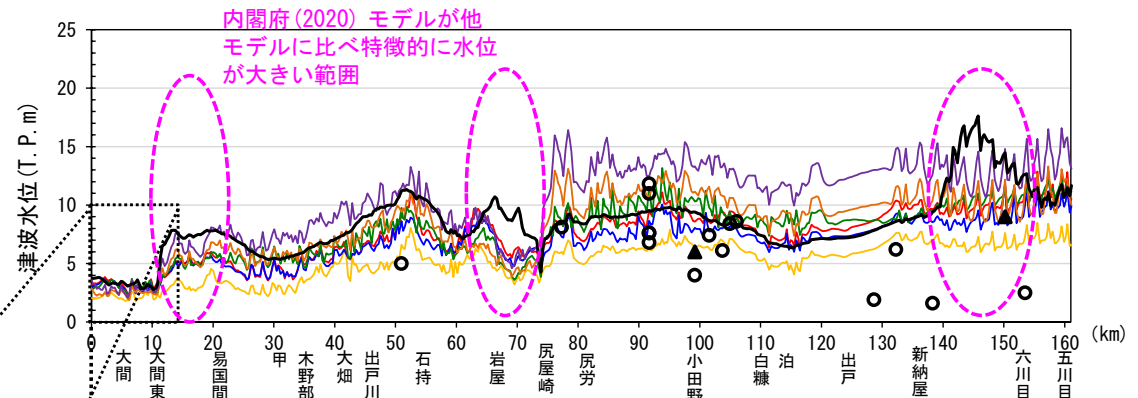
※1: 想定津波群の作成方法は, 第1023回審査会合 資料1-2「12-1. 想定津波群の作成方法」参照。



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



津軽海峡開口部付近沿岸における基準波源モデル①～⑥と内閣府 (2020) モデルの想定津波群との比較 (大間周辺)



津軽海峡開口部付近沿岸における基準波源モデル①～⑥と内閣府 (2020) モデルの想定津波群との比較

基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (1 / 23)

基本方針

- 基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルを対象に、以下の比較・分析を実施する。
 - ✓ 内閣府(2020)モデルは、津波堆積物について堆積年代を区別することなく再現する逆解析により設定されたモデルであり、津軽海峡開口部東方海域のプレート境界面深部に円形の大すべり域が配置されている特徴を有する。この特徴を念頭に、津軽海峡開口部付近における内閣府(2020)モデルによる津波の特徴を把握するため、津波の周期特性について基準波源モデル①～⑥との比較・分析を実施する。(P.488～P.497参照)
 - ✓ その上で、下北半島沿岸の津波挙動の特徴を分析する。(新納屋から六川目付近で内閣府(2020)モデルの水位が高くなっている理由)(P.486, P.498, P.499参照)
 - ✓ 更に、津軽海峡内へ伝搬した津波挙動の特徴を分析する。(岩屋付近、大間東岸から易国間付近で内閣府(2020)モデルの水位が高くなっている理由ほか)(P.486, P.500～P.508参照)



基準波源モデル①～⑥と内閣府 (2020) モデルとの比較・分析 (2 / 23)

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.2.2-17再掲

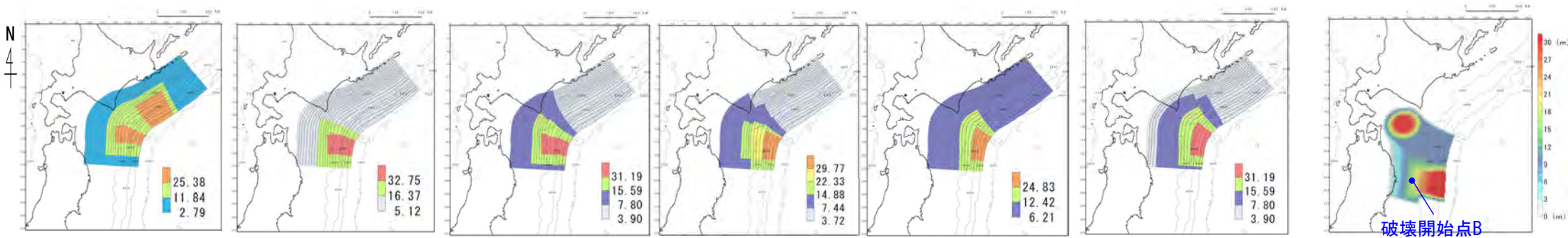
波源モデル (すべり分布・地盤変動量分布) の比較

【すべり分布】

- 基準波源モデル①～⑥は、海溝軸からプレート境界面の比較的浅い範囲に大すべり域及び超大すべり域が配置されている。一方、内閣府 (2020) モデルは、基準波源モデル①～⑥と同様比較的浅い範囲に加えて、津軽海峡開口部東方海域のプレート境界面の深部に大すべり域が配置されている。

【地盤変動量分布】

- 基準波源モデルから算定される地盤変動量分布は、すべり分布と整合し、基準波源モデル①～⑥では海溝軸付近で大きな上昇側の変動が生じている。一方、内閣府 (2020) モデルは津軽海峡開口部東側で大きな上昇側の変動が生じ、その西側から津軽海峡内にかけて下降側の変動が生じている。



基準波源モデル①

基準波源モデル②

基準波源モデル③

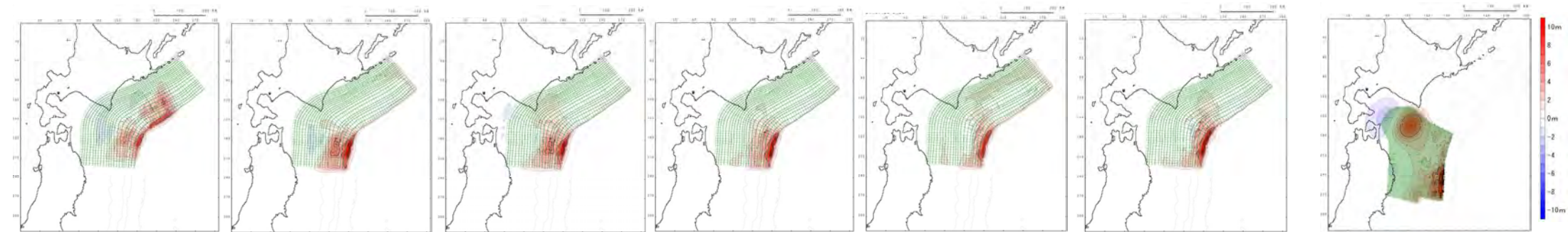
基準波源モデル④

基準波源モデル⑤

基準波源モデル⑥

内閣府 (2020) モデル

概略パラメータスタディ上昇側最大ケースのすべり量分布



基準波源モデル①

基準波源モデル②

基準波源モデル③

基準波源モデル④

基準波源モデル⑤

基準波源モデル⑥

内閣府 (2020) モデル

概略パラメータスタディ上昇側最大ケースの地盤変動量分布

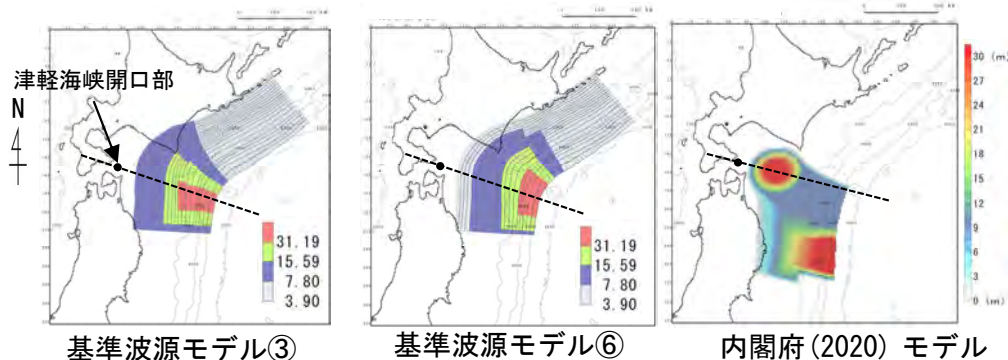


第1023回審査会合
資料1-1 P.3.2.2-18再掲

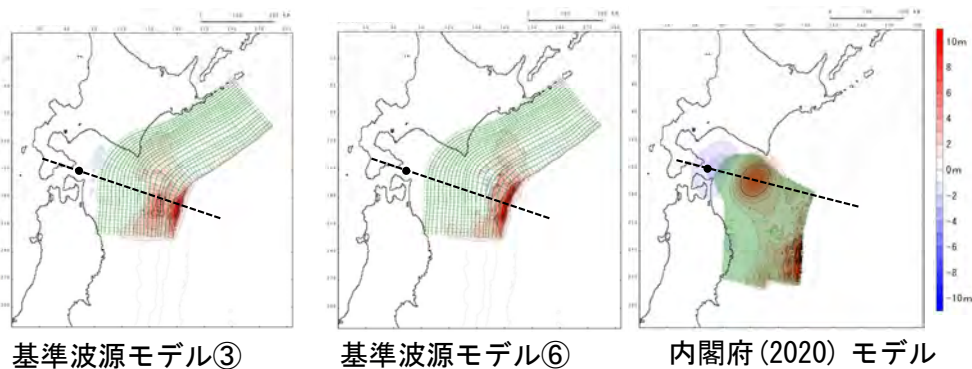
基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (3 / 23)

波源域の地盤変動量の比較

- 津軽海峡開口部と各波源モデルの上昇側の地盤変動量ピーク位置を通する測線上の地盤変動量分布を比較した。
- 津軽海峡開口部東側でプレート境界の比較的浅部に大きなすべり域が配置されている基準波源モデル①～⑥は、内閣府(2020)モデルに比べて上昇側のピークが大きいが、ピーク発生位置は内閣府(2020)モデルが基準波源モデル①～⑥に比べて津軽海峡開口部に近い。
- 内閣府(2020)モデルは基準波源モデル①～⑥に比べ上昇側の変動範囲幅が広いので、波長(周期)が長い津波が発生しやすい。



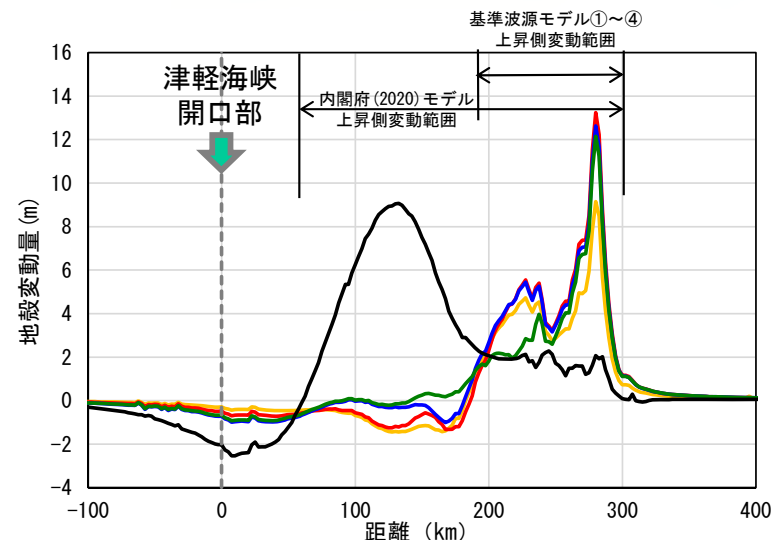
概略パラメータスタディ上昇側最大ケースのすべり量分布
(基準波源モデル③と⑥を代表として例示*)



概略パラメータスタディ上昇側最大ケースの地盤変動量分布
(基準波源モデル③と⑥を代表として例示*)

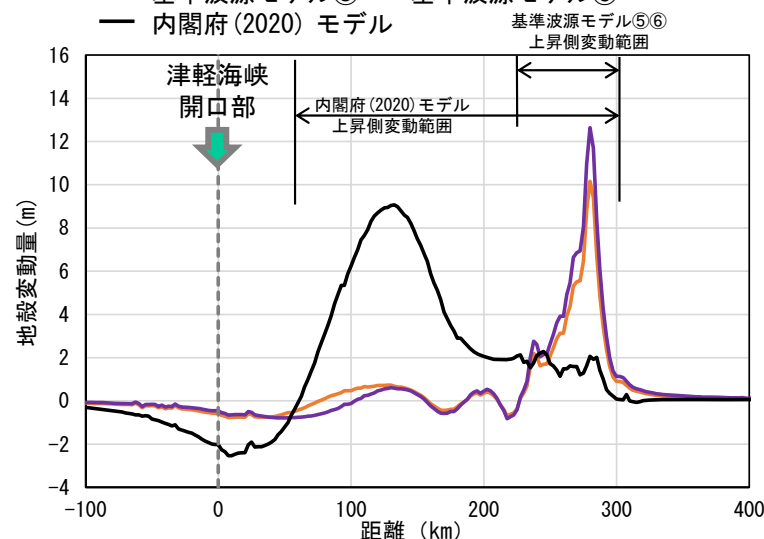
※基準波源モデル③は、「テクトニクス的背景・地震学的見地に基づくモデル」であり、水位下降量が最も大きくなるケース。
基準波源モデル⑥は、「大間の立地特性を考慮したモデル」であり、水位上昇量が最も大きくなるケース。

— 基準波源モデル① — 基準波源モデル②
— 基準波源モデル③ — 基準波源モデル④ — 内閣府(2020)モデル



地盤変動量断面図
(基準波源モデル①～④, 内閣府(2020)モデル)

— 基準波源モデル⑤ — 基準波源モデル⑥
— 内閣府(2020)モデル



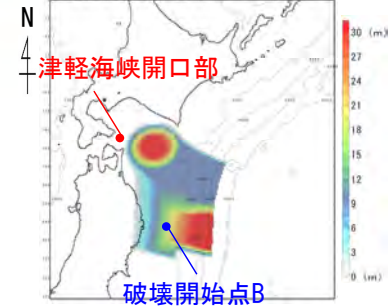
地盤変動量断面図
(基準波源モデル⑤⑥, 内閣府(2020)モデル)



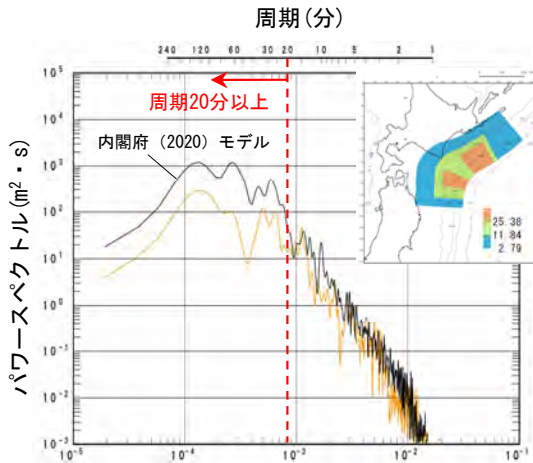
基準波源モデル①～⑥と内閣府 (2020) モデルとの比較・分析 (4 / 23)

津軽海峡開口部の津波水位の比較：パワースペクトル

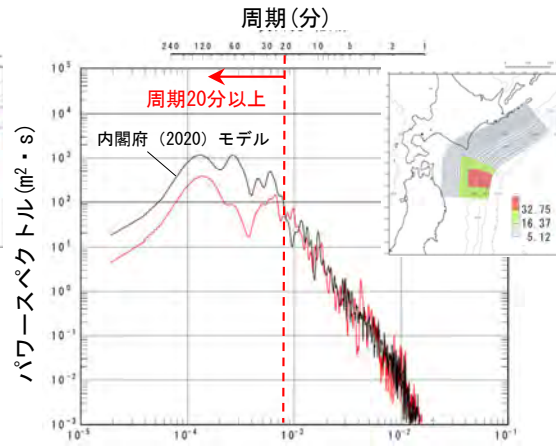
- 基準波源モデル①～⑥と内閣府 (2020) モデルの津軽海峡開口部における津波波形スペクトルを比較した。
- 内閣府 (2020) モデルは基準波源モデル①～⑥に比べて長周期に相当する周期20分程度以上のパワースペクトルが大きい。



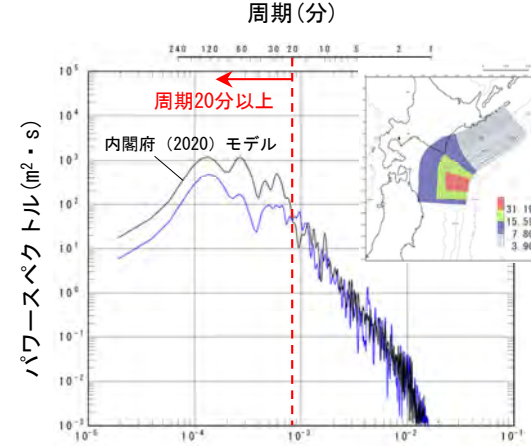
内閣府 (2020) モデル
周期(分)



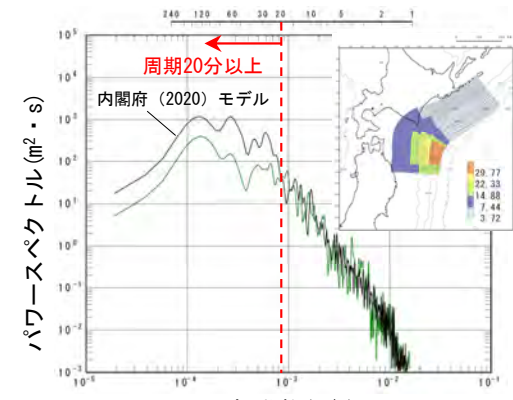
基準波源モデル①



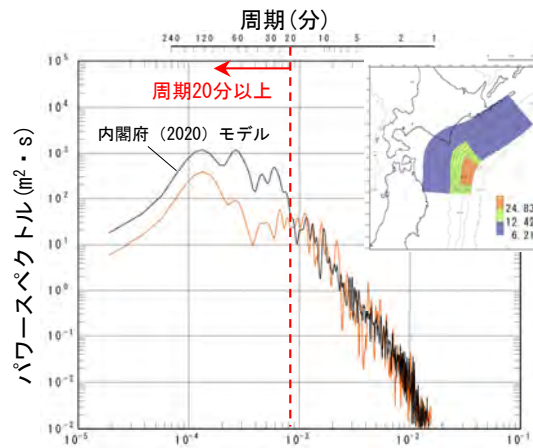
基準波源モデル②



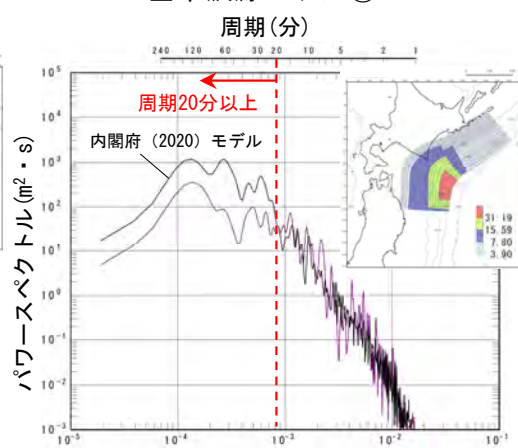
基準波源モデル③



基準波源モデル④



基準波源モデル⑤



基準波源モデル⑥

- 基準波源モデル①
- 基準波源モデル②
- 基準波源モデル③
- 基準波源モデル④
- 基準波源モデル⑤
- 基準波源モデル⑥
- 内閣府 (2020) モデル

津軽海峡開口部の津波波形スペクトル

(補足 1) 津軽海峡開口部付近沿岸から大間崎付近の分析 (6 / 24)

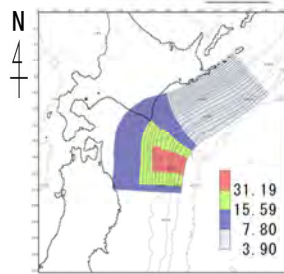
基準波源モデル①～⑥と内閣府 (2020) モデルとの比較・分析 (5 / 23)

第1023回審査会合

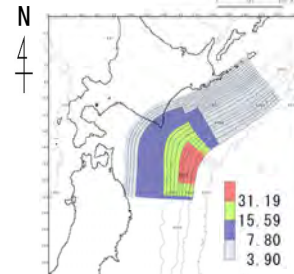
資料1-1 P.3.2.2-20再掲

波源域からの津軽海峡開口部までの津波伝播の比較：津波伝播形態スナップショット (1 / 2)

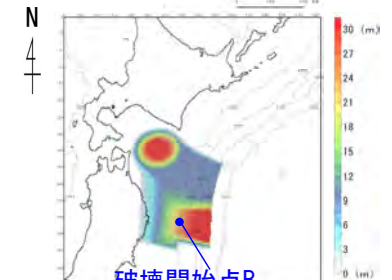
- 波源域から津軽海峡開口部までの津波伝播形態をスナップショットにより比較した。
- 基準波源モデル①～⑥ (代表として③, ⑥を例示) は津軽海峡開口部から遠い位置で大きい水位変動が発生する。一方, 内閣府 (2020) モデルは津軽海峡開口部に近い位置で大きい水位変動が発生する。基準波源モデル①～⑥では津軽海峡までの伝播距離が長いから, 伝播の過程で広域に津波が広がりながら津軽海峡へ伝播する。一方, 内閣府 (2020) モデルは津軽海峡までの伝播距離が短いから, 津波が逸散せずに津軽海峡へ伝播する。



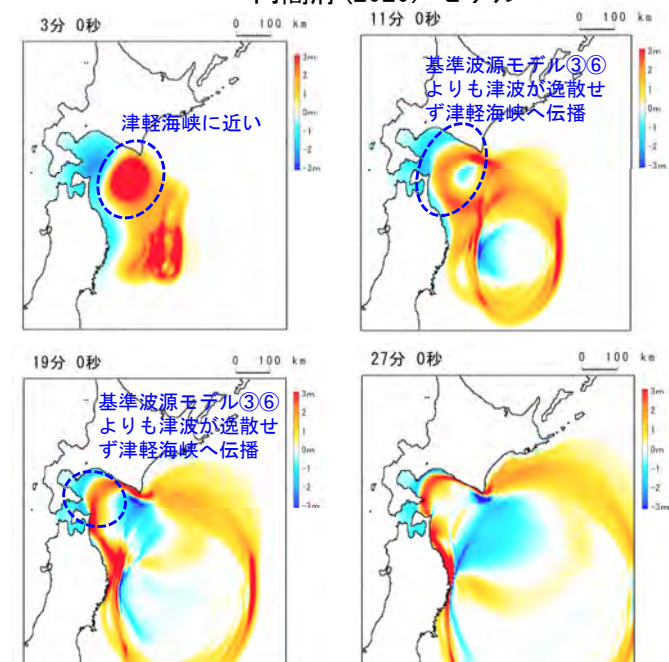
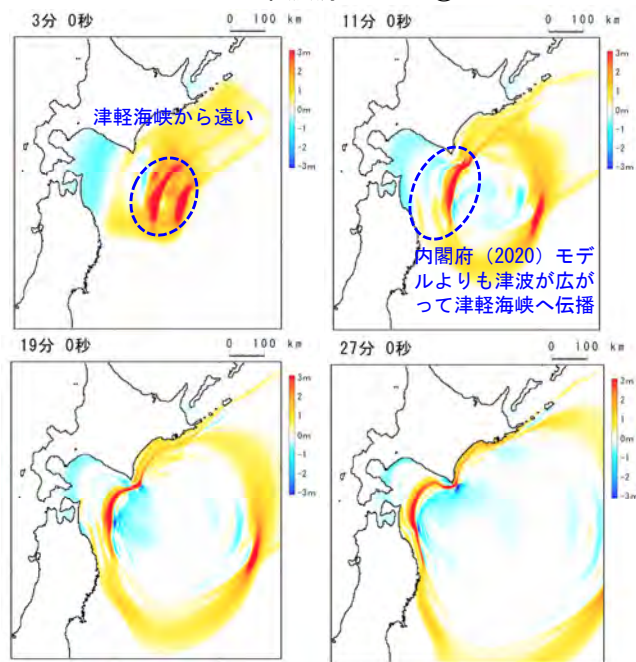
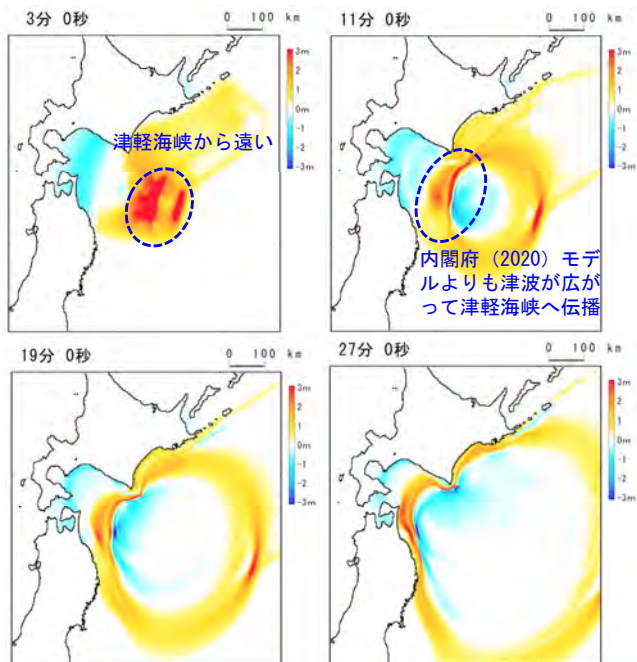
基準波源モデル③



基準波源モデル⑥



内閣府 (2020) モデル



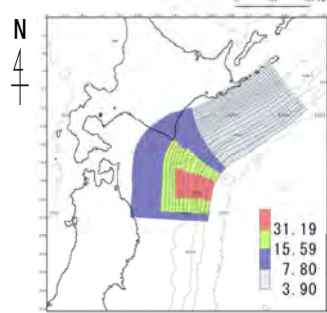
波源域からの津波伝播スナップショット (基準波源モデル③と⑥を例示)

基準波源モデル①～⑥と内閣府 (2020) モデルとの比較・分析 (6 / 23)

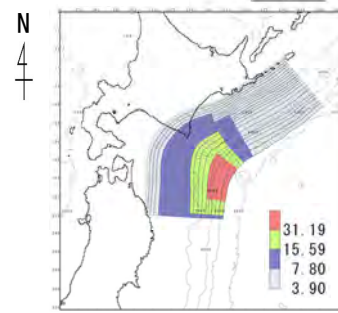
第1023回審査会合
資料1-1 P.3.2.2-21一部修正

波源域からの津軽海峡開口部までの津波伝播の比較：津波伝播形態スナップショット (2 / 2)

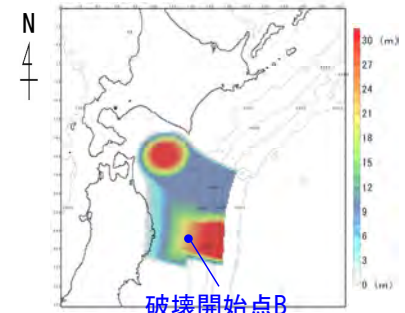
- 津軽海峡開口部への津波伝播形態をスナップショットにより比較した。
- 津軽海峡開口部に伝播してくる津波の特徴として、基準波源モデル①～⑥（代表として③，⑥を例示）の津波は、相対的に短波長の波が卓越する。一方、内閣府(2020)モデルの津波は、相対的に長波長の波が卓越する。この津波は、津軽海峡開口部の東方海域のプレート境界面深部に配置された大すべり域で発生した津波による影響が大きいと考えられる。
- 青森県南部～岩手県沿岸に伝播してくる津波の特徴として、内閣府(2020)モデルの津波は、比較的短波長である。この津波は岩手県沖のプレート境界面浅部に配置された大すべり域で発生した津波による影響が大きいと考えられる。



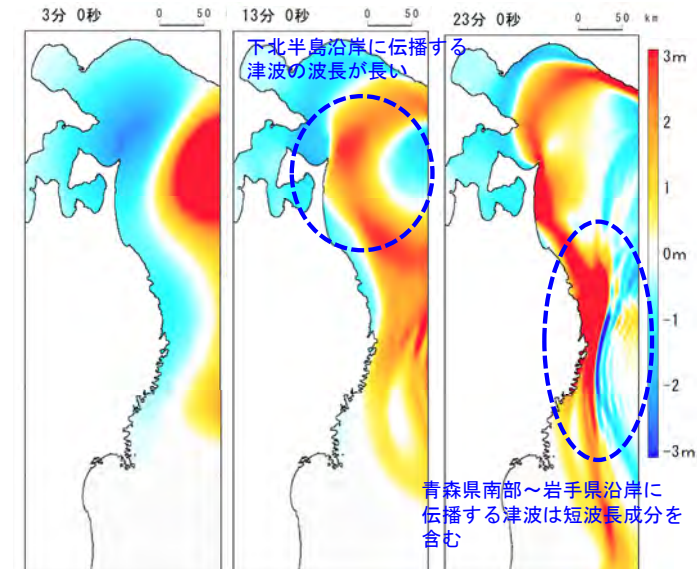
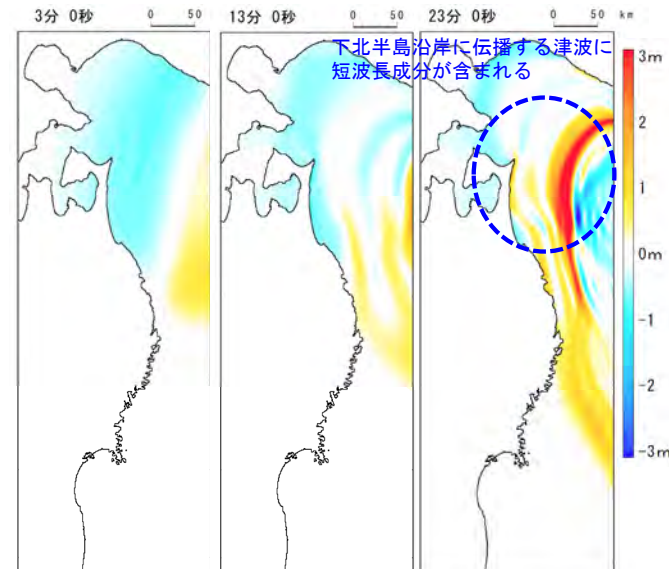
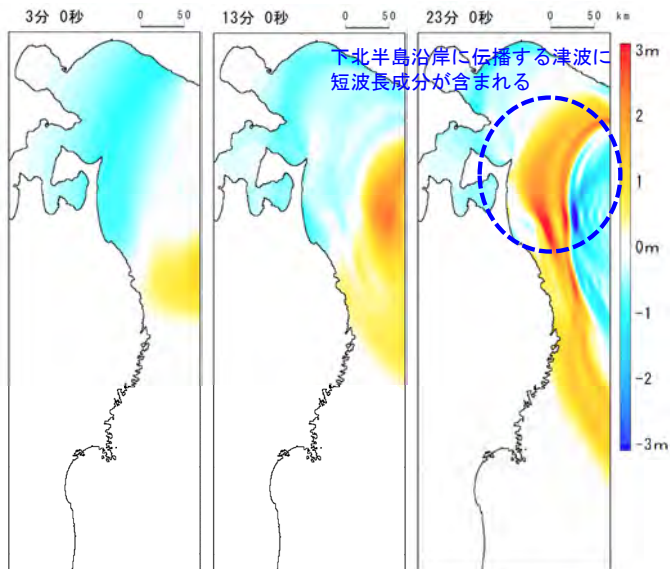
基準波源モデル③



基準波源モデル⑥



破壊開始点B
内閣府(2020)モデル



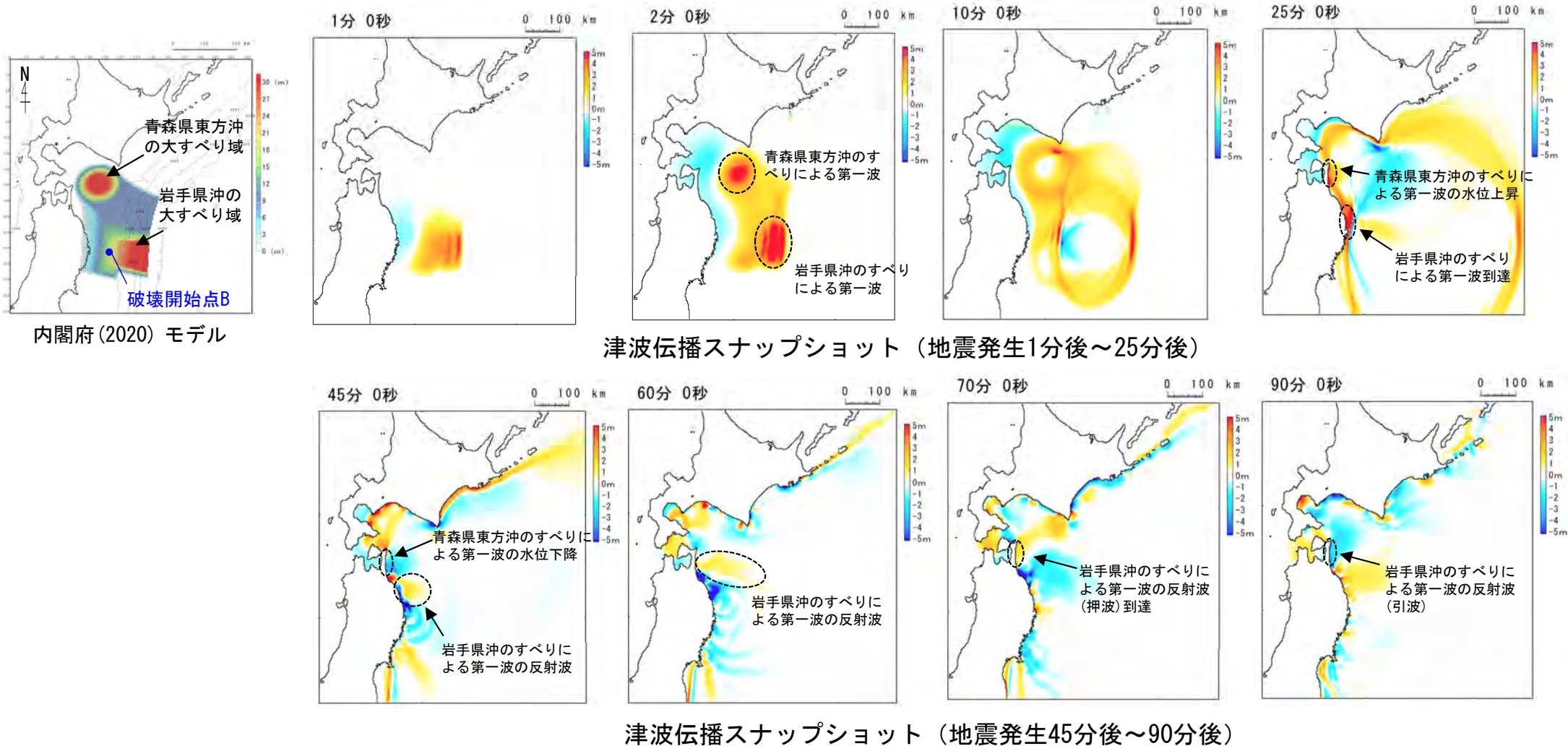
下北半島周辺の津波伝播スナップショット
(基準波源モデル③と⑥を例示)

基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (7 / 23)

コメントNo.S5-58

波源域からの津軽海峡開口部までの津波伝播：内閣府(2020)モデル (1 / 3)

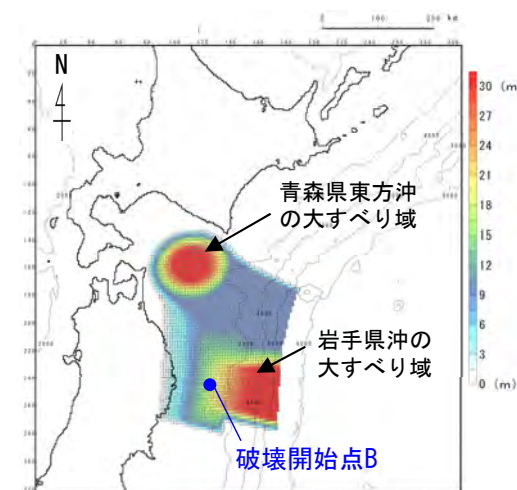
- 内閣府(2020)モデルによる波源域から津軽海峡開口部までの津波伝播についてスナップショットにより詳細に確認した。
- 地震発生1分後～25分後では、青森県東方沖、岩手県沖の大すべり域のすべりによる第一波が太平洋沿岸に到達する状況が確認できる。
- 地震発生45分後～90分後では、岩手県沖の大すべり域のすべりによる第一波の反射波が下北半島沿岸に到達する状況が確認できる。



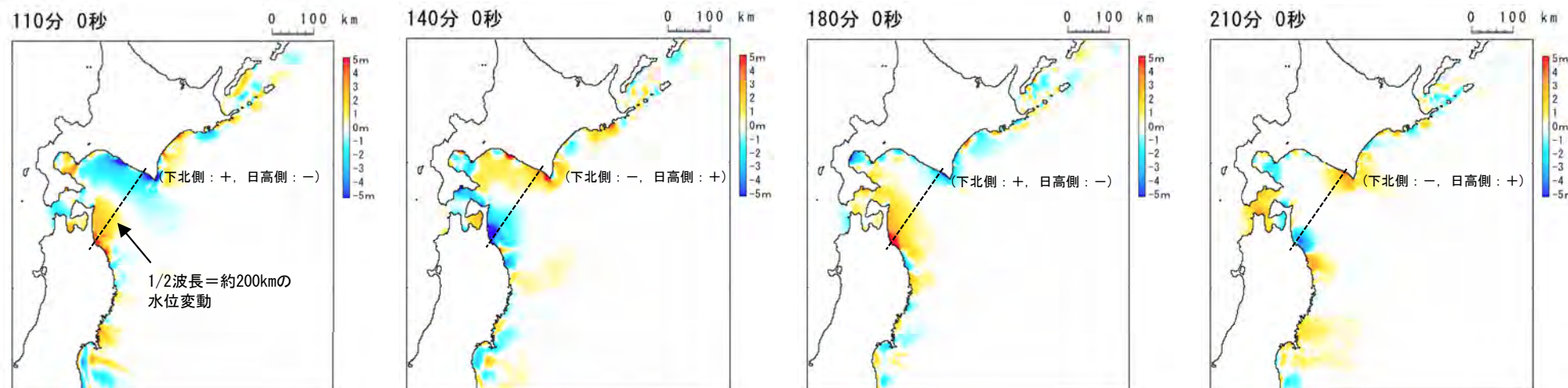
基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (8 / 23)

波源域からの津軽海峡開口部までの津波伝播：内閣府(2020)モデル (2 / 3)

- 地震発生110分後～210分後では、青森県以南から北海道日高沿岸に囲まれた海域の北東-南西方向に波長が長い(1/2波長=約200km)水位変動が、70分程度の周期で繰り返し発生する状況が確認できる。



内閣府(2020)モデル

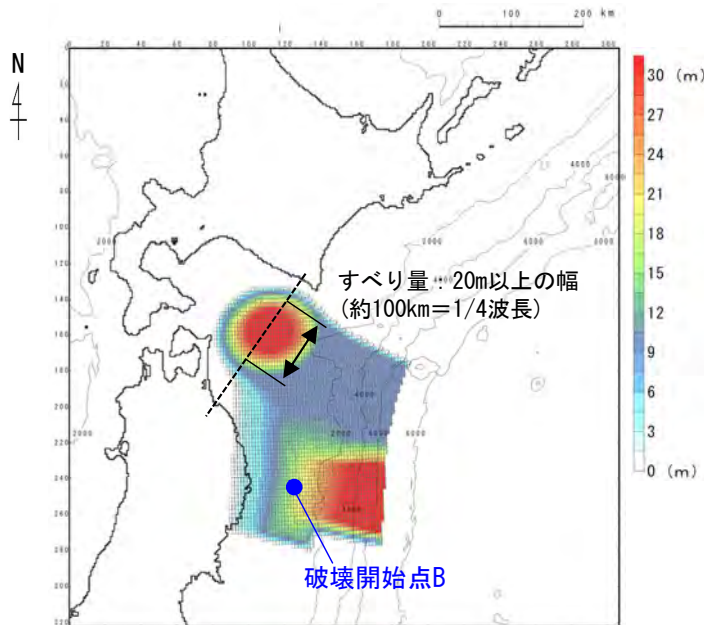


津波伝播スナップショット(地震発生110分後～210分後)

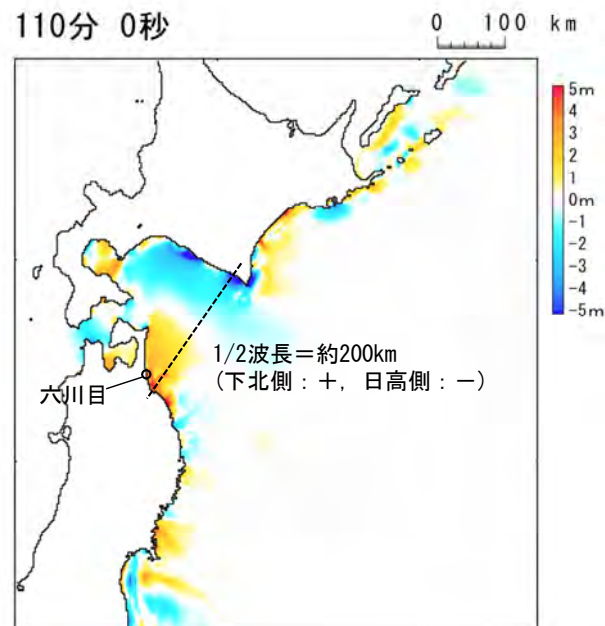
基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (9/23)

波源域からの津軽海峡開口部までの津波伝播：内閣府(2020)モデル (3/3)

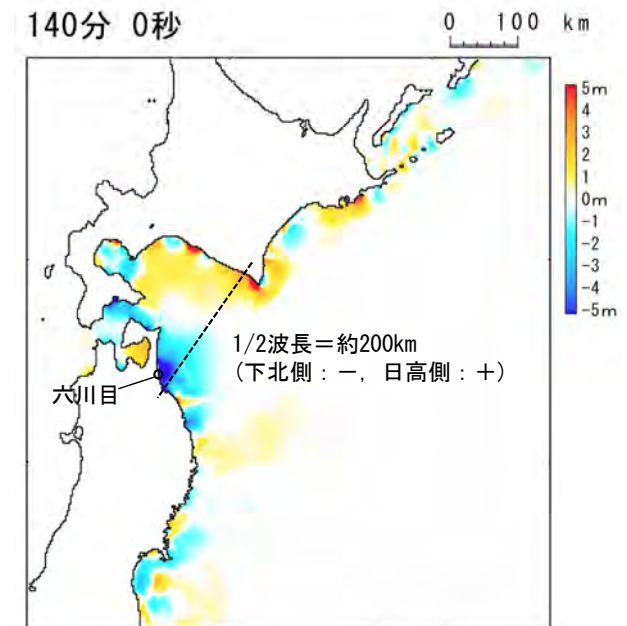
- 前頁で示した青森県以南から北海道日高沿岸に囲まれた海域の北東-南西方向に波長の長い(1/2波長=約200km)水位変動が繰り返し発生した要因は、青森県から北海道沿岸の閉鎖領域の中で、青森県東方沖の大すべり域(すべり量20m以上の幅約100km=1/4波長)のすべりが発生し、同すべりによる隆起・沈降に伴う水位変動が増幅したものと考えられる。



内閣府(2020)モデル



津波伝播スナップショット



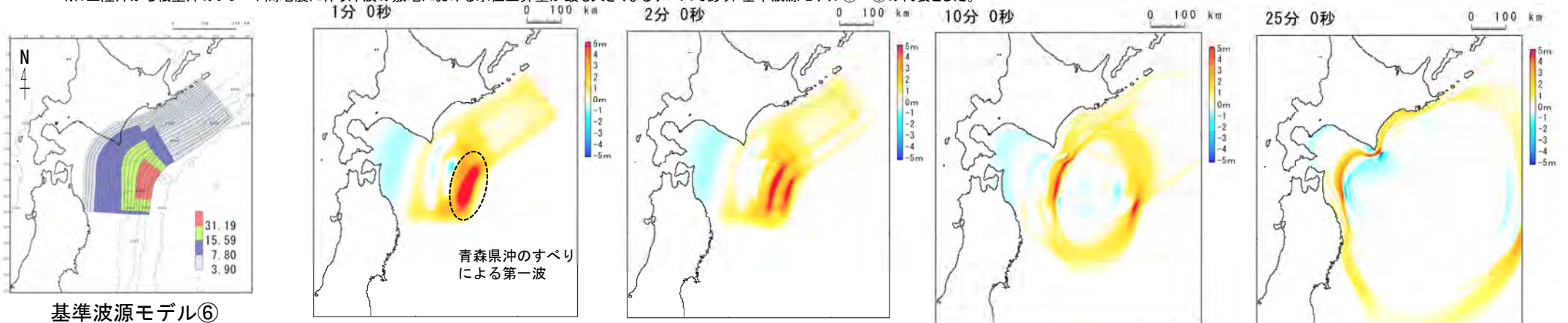
(補足1) 津軽海峡開口部付近沿岸から大間崎付近の分析 (11/24)

基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (10/23)

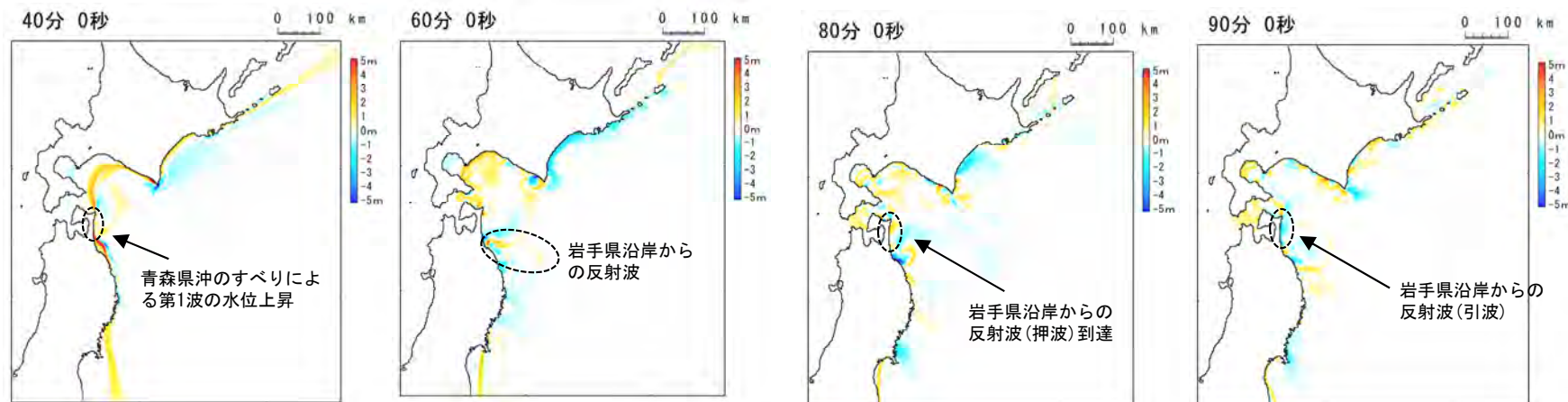
波源域からの津軽海峡開口部までの津波伝播：基準波源モデル①～⑥ (1/2)

- 基準波源モデル⑥※による波源域から津軽海峡開口部までの津波伝播についてスナップショットにより詳細に確認した。
- 地震発生1分後～25分後では、青森県沖の大すべり域のすべりによる第一波が太平洋沿岸に到達する状況を確認できる。
- 地震発生40分後～90分後では、第一波が最も早く到達した岩手県沿岸からの反射が、下北半島沿岸に到達(80分付近)する状況を確認できる。

※：三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波の敷地における水位上昇量が最も大きくなるケースであり、基準波源モデル①～⑥の代表とした。

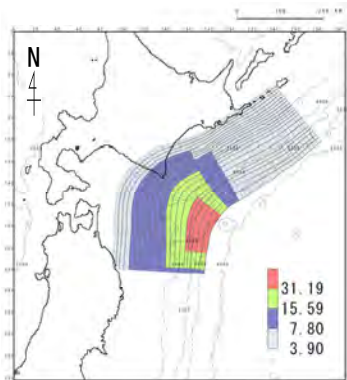


津波伝播スナップショット (地震発生1分後～25分後)



津波伝播スナップショット (地震発生40分後～90分後)

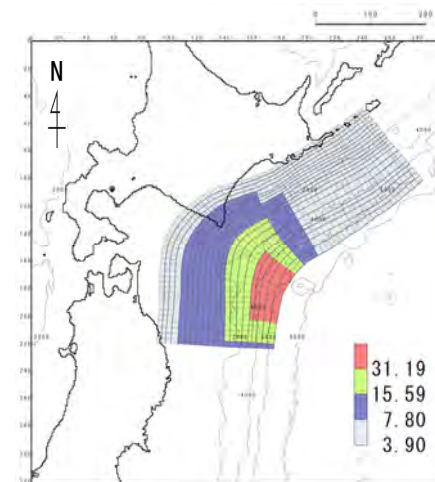
基準波源モデル⑥
概略パラメータスタディ
上昇側最大ケース



基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (11/23)

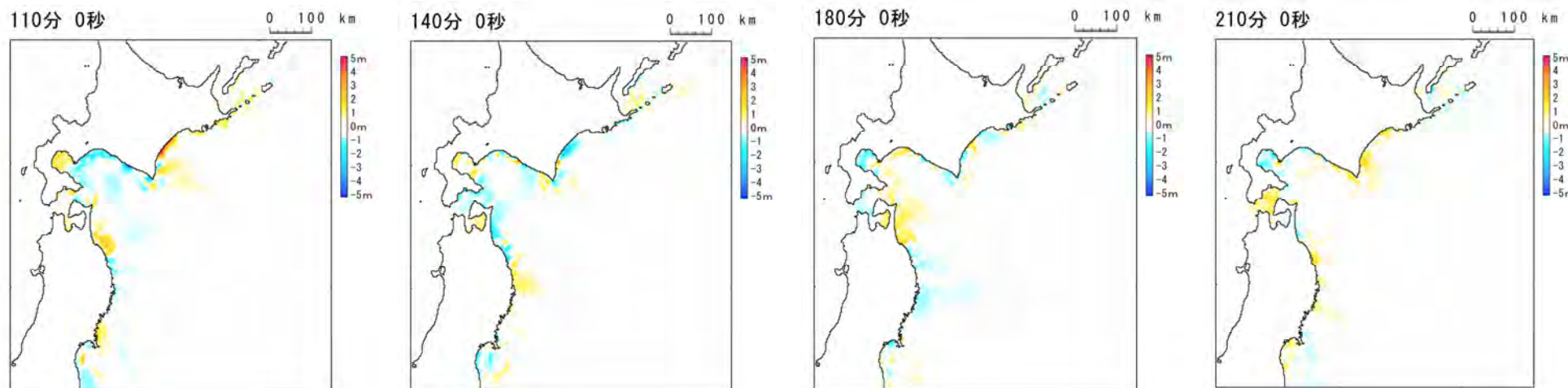
波源域からの津軽海峡開口部までの津波伝播：基準波源モデル①～⑥ (2/2)

- 地震発生110分後～210分後では、青森県周辺海域からの反射波が下北半島沿岸に繰り返し到達する状況が確認できる。
- なお、内閣府(2020)モデルで認められた青森県以南から北海道日高沿岸に囲まれた海域の北東-南西方向の波長が長い顕著な水位変動は確認されない。



基準波源モデル⑥

(概略パラメータスタディ上昇側最大ケース)



津波伝播スナップショット (地震発生110分後～210分後)

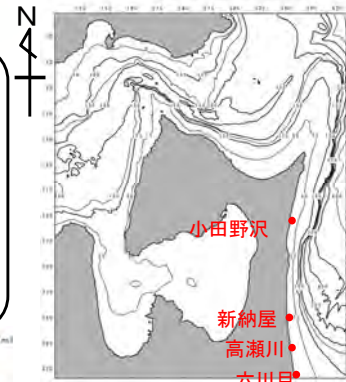


コメントNo.S5-58

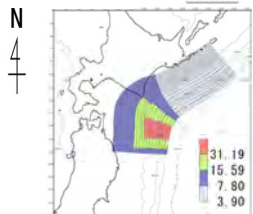
基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (12/23)

下北半島沿岸の津波水位の比較：時刻歴波形

- 下北半島沿岸の4地点(小田野沢, 新納屋, 高瀬川及び六川目)の時刻歴波形を比較した。
- 基準波源モデル①～⑥(代表として③, ⑥を例示)では, 4地点の最大水位上昇量は第一波で発生している。内閣府(2020)モデルでは, 小田野沢・新納屋では第一波で最大水位上昇量が発生しているが, 高瀬川・六川目では計算開始から約2時間後の後続の津波により最大水位上昇量が発生している。その時刻は, 前述(P.494, P.495)した青森県以南から北海道日高沿岸に囲まれた海域の北東-南西方向に波長の長い水位変動が発生している時刻(110分)の直後である。
- 一方で, 高瀬川ではパルス的な短波長の津波による水位上昇も見られる。

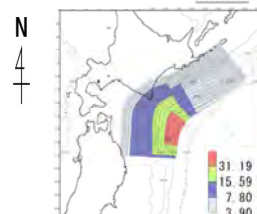


水位時刻歴波形出力点



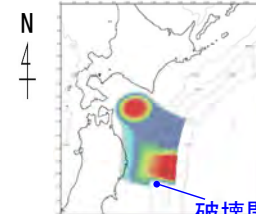
最高水位(第一波)
最高水位(第一波以降)

基準波源モデル③



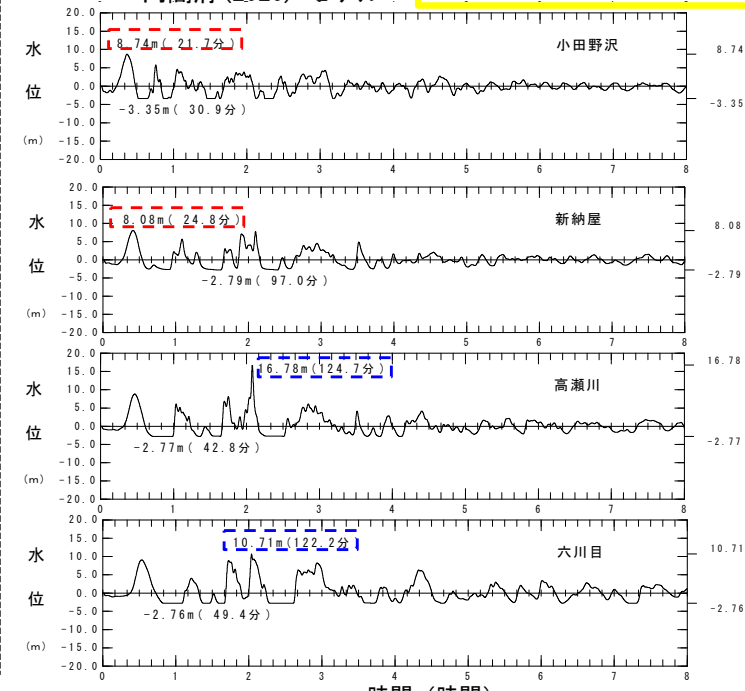
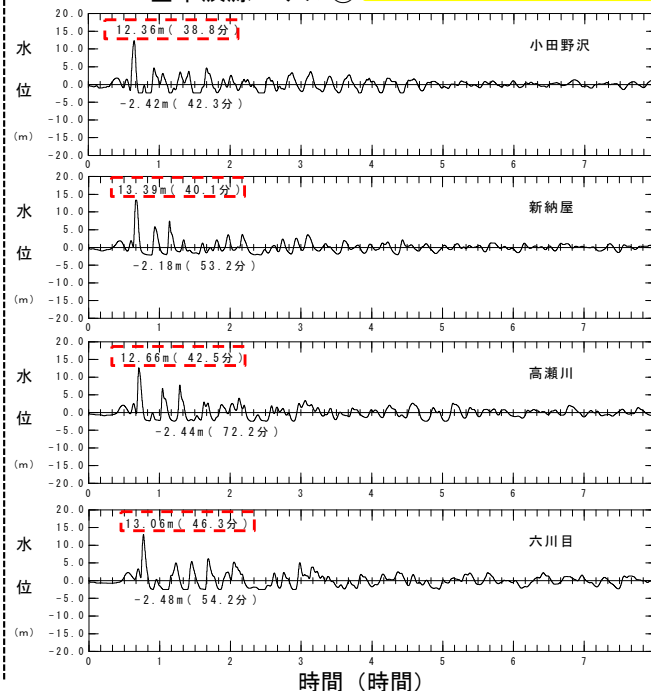
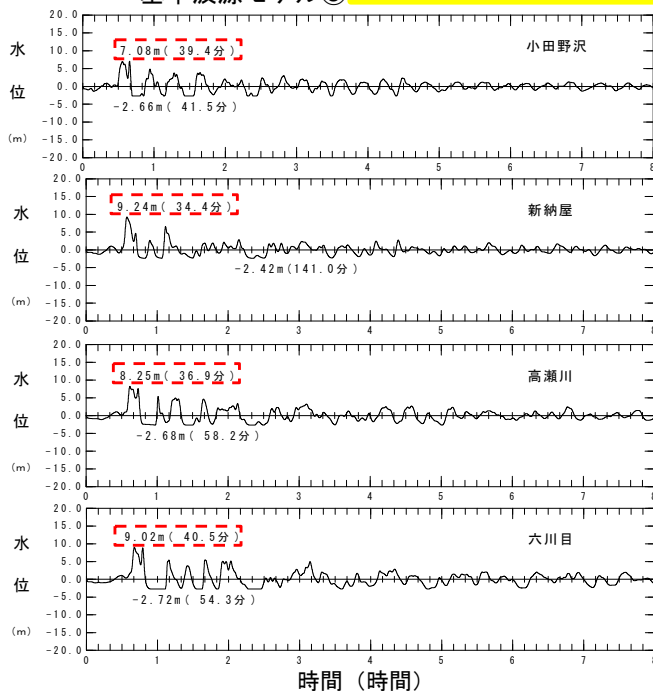
最高水位(第一波)
最高水位(第一波以降)

基準波源モデル⑥



最高水位(第一波)
最高水位(第一波以降)

内閣府(2020)モデル



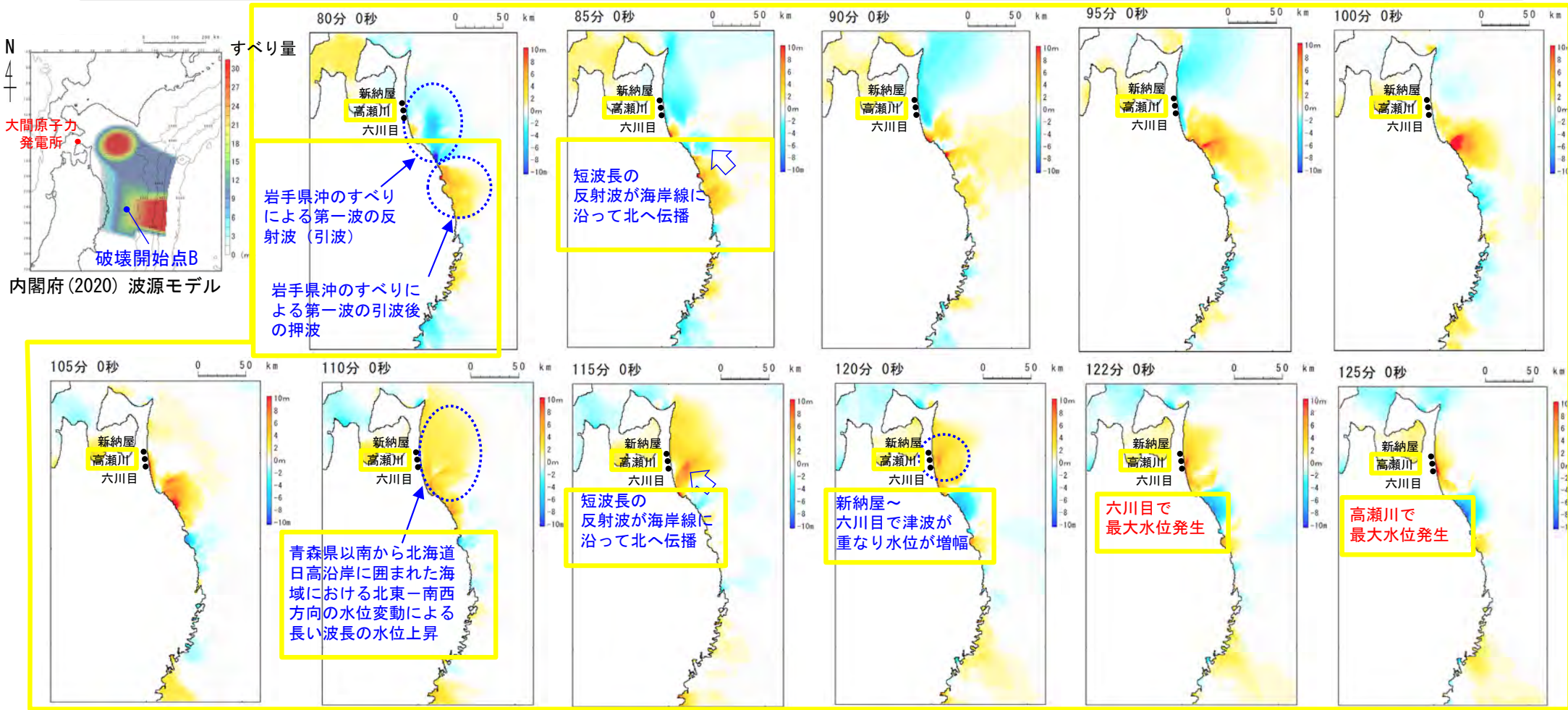
水位時刻歴波形



基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (13/23)

下北半島沿岸の津波水位の比較：内閣府(2020)モデルの新納屋～六川目の最大水位上昇量

- 内閣府(2020)モデルについて基準波源モデル①～⑥に比べて特徴が異なり、水位が大きくなる新納屋～六川目付近(P.486参照)の津波の伝播形態をスナップショットにより確認した。
- 新納屋～六川目付近の局所的な水位上昇は、海岸線に沿って南から北へ伝播する短波長の水位変動と下北半島太平洋側における長波長の水位変動が重なった結果によって発生している。
- 南側からの短波長の津波は岩手県沖の大すべり域で発生する津波によるものであると考えられる。



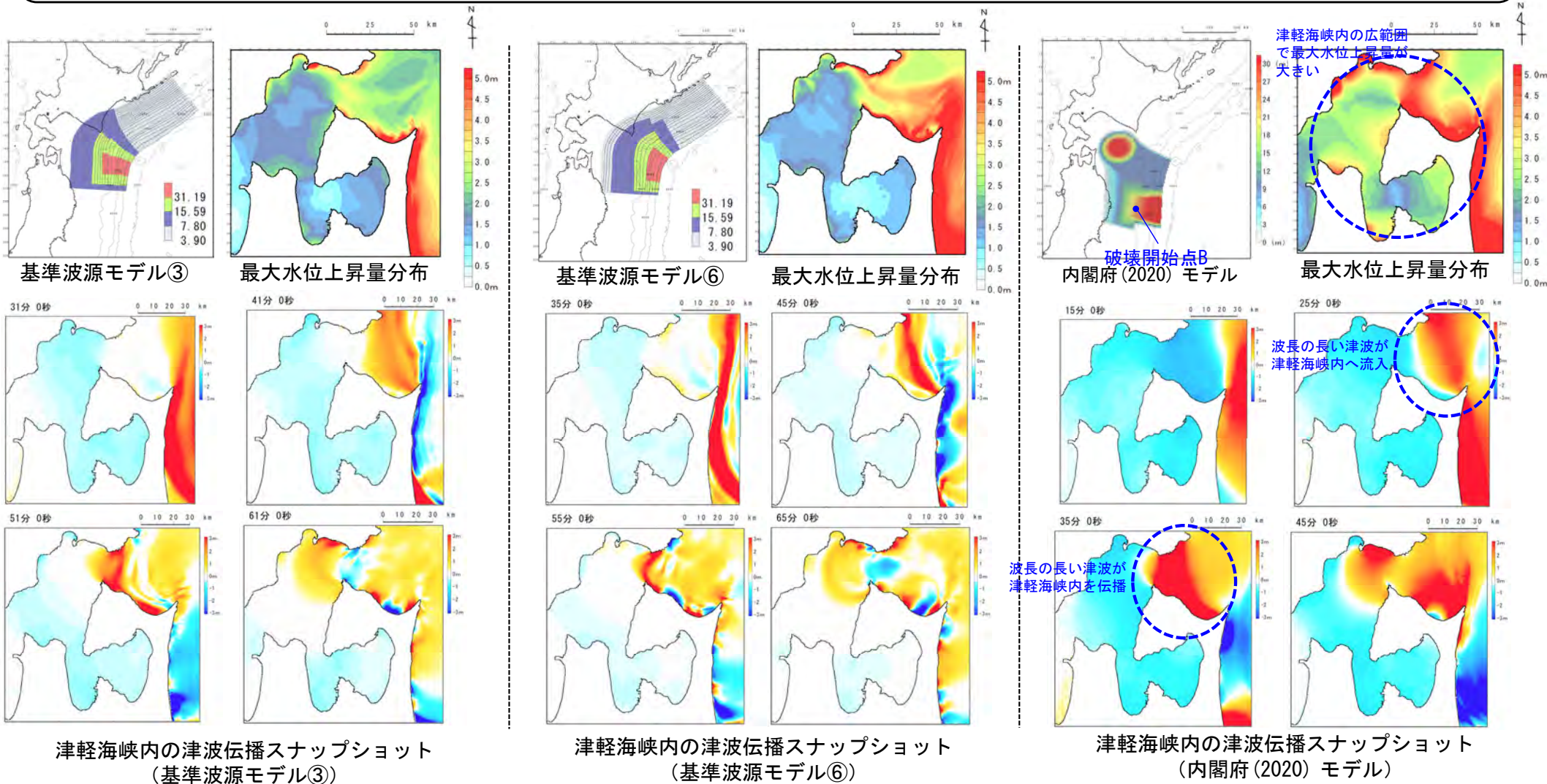
下北半島周辺の津波伝播スナップショット (内閣府(2020)モデル)

基準波源モデル①～⑥と内閣府 (2020) モデルとの比較・分析 (14 / 23)

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.2.2-24一部修正

津軽海峡内の津波水位の比較：スナップショット

- 津軽海峡内の津波伝播形態をスナップショット等により比較した。
- 内閣府 (2020) モデルの津軽海峡開口部の東方海域の円形の大すべり域から相対的に**長波長**の津波が津軽海峡内を伝播する。そのため波長の長い津波挙動によって、内閣府 (2020) モデルは基準波源モデル①～⑥ (代表として③, ⑥を例示) に比べ津軽海峡内の広範囲で最大水位上昇量が大きくなっている。



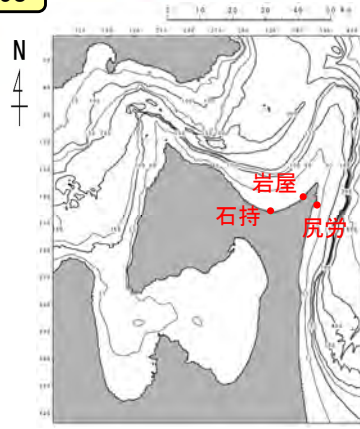


基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (15/23)

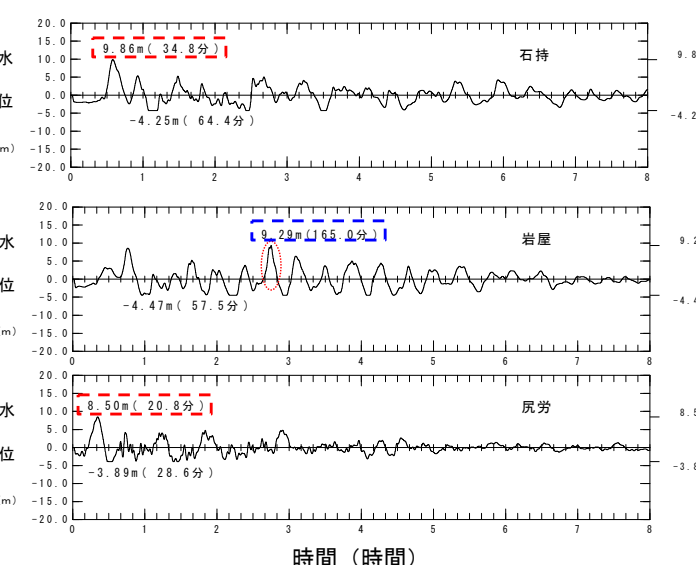
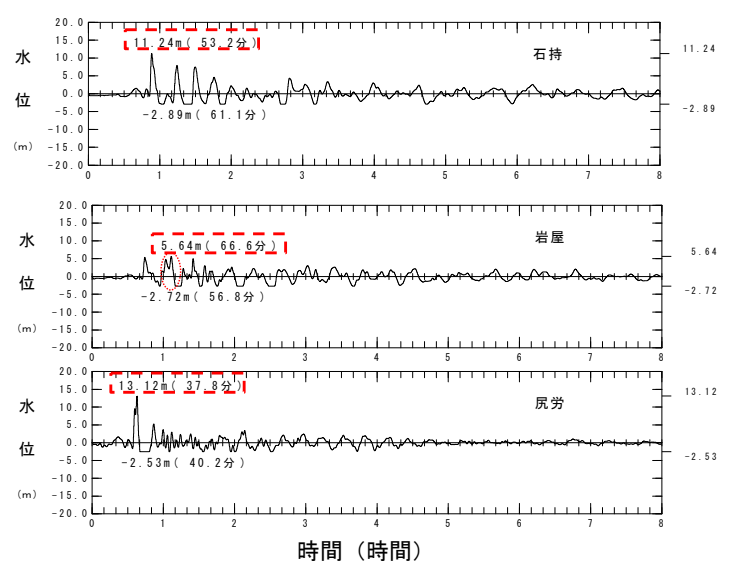
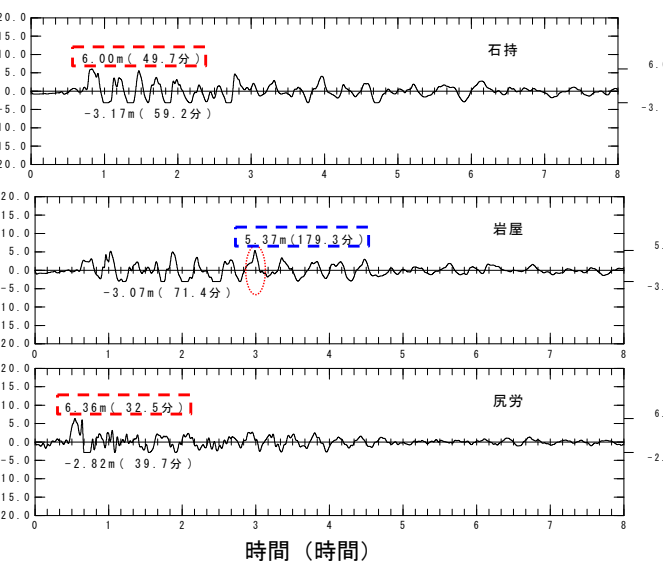
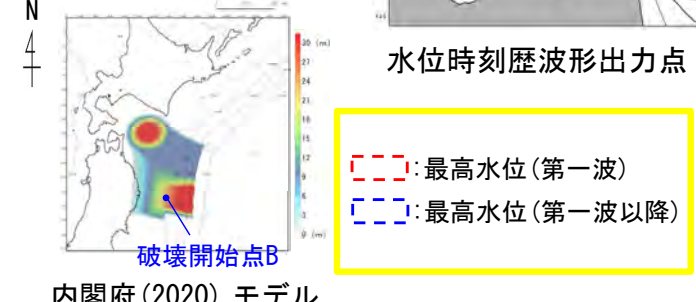
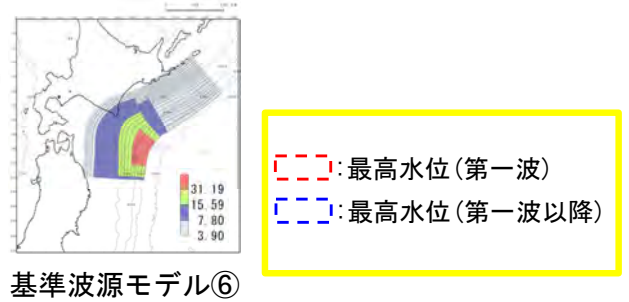
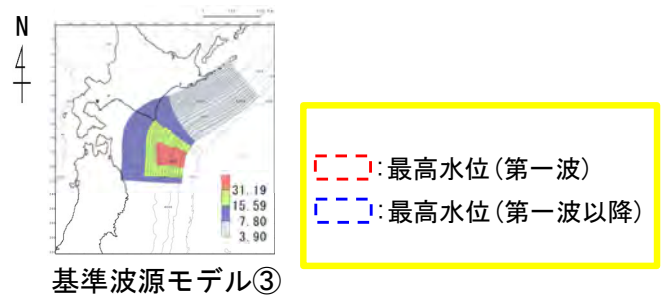
コメントNo.S5-58

津軽海峡内(岩屋付近)の津波水位の比較:時刻歴波形

- 津軽海峡内, 岩屋付近の3地点(石持, 岩屋, 尻労(しつかり))の時刻歴波形を比較した。
- 石持と尻労地点では, 基準波源モデル①～⑥(代表として③, ⑥を例示)及び内閣府(2020)モデルにおいては, 第一波の押波により最大水位上昇量が発生しており, 岩屋地点では後続の津波により最大水位上昇量が発生している。
- 以上より, 岩屋付近の内閣府(2020)モデルによる津波には, 当該地点が津軽海峡内に位置する立地特性や海岸・海底地形の影響等による水位増幅が推定される。



水位時刻歴波形出力点



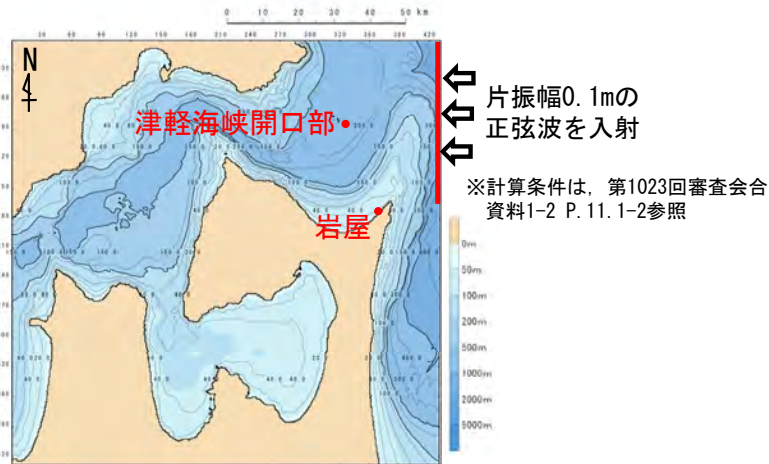
水位時刻歴波形



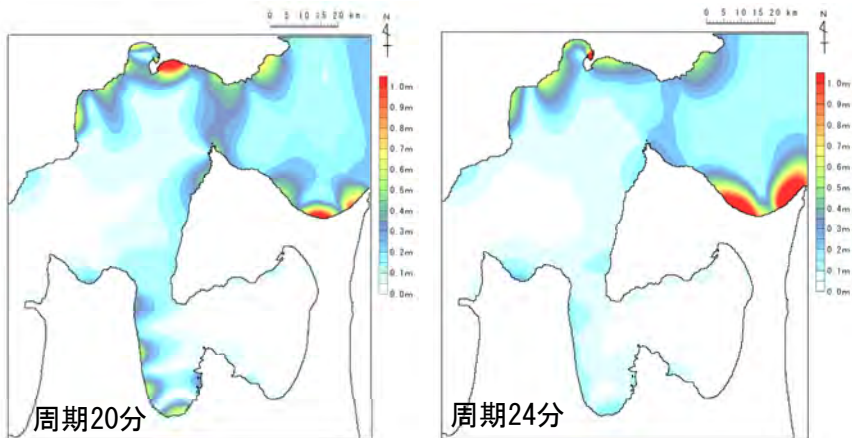
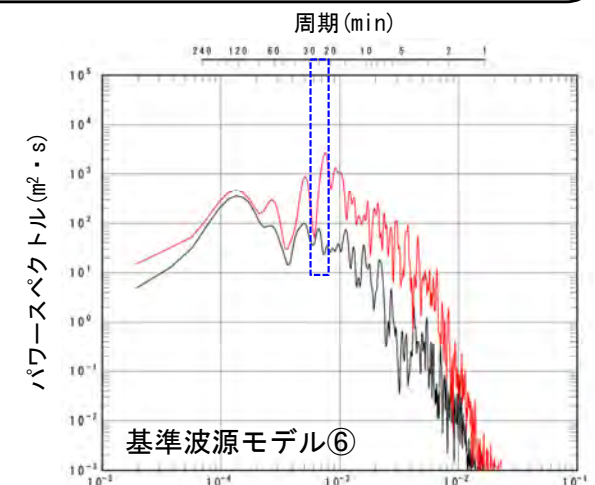
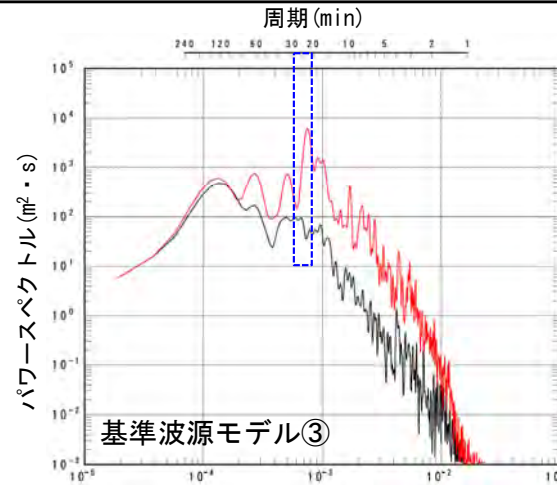
基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (16/23)

津軽海峡内(岩屋付近)の津波水位の比較: パワースペクトル

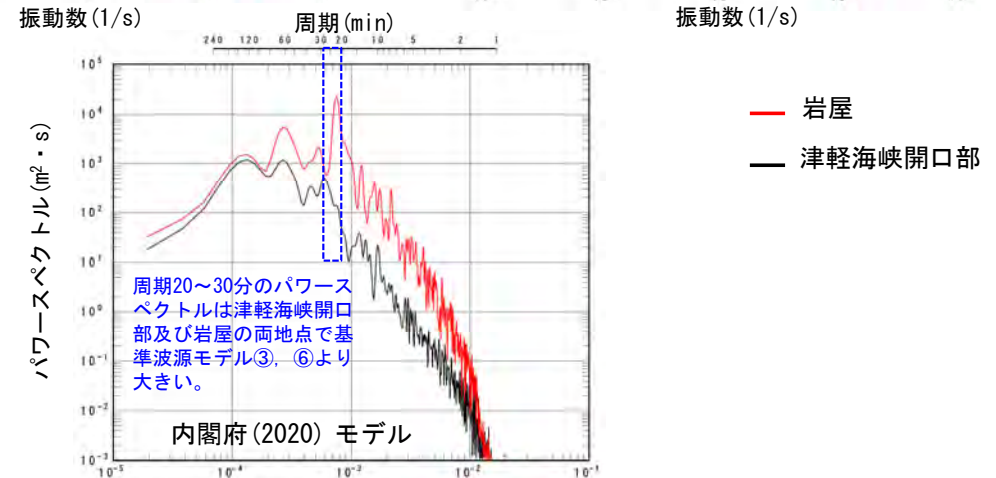
- 内閣府(2020)モデルについて基準波源モデル①～⑥に比べて特徴が異なり、水位が大きくなる岩屋付近(P.486参照)の津波について周期特性を比較した。
- 太平洋側から正弦波を入力した検討※において、**岩屋付近では20分～24分程度の周期で水位が増幅する傾向が確認される。**
- 津波の波形スペクトルによれば、津軽海峡開口部及び岩屋地点では共に、内閣府(2020)モデルの方が、基準波源モデル①～⑥(代表として③、⑥を例示)に比べて周期20分～30分程度のパワースペクトルが大きい。
- 以上より、内閣府(2020)モデルの岩屋付近での水位の増幅の要因は、当該地点が津軽海峡内に位置する立地特性や、**海岸・海底地形の影響で励起された周期20分～30分程度の波の影響によるもの**と考えられる。



C領域 (Δs=278m)



最大水位上昇量分布
(津軽海峡太平洋側から正弦波を入力)

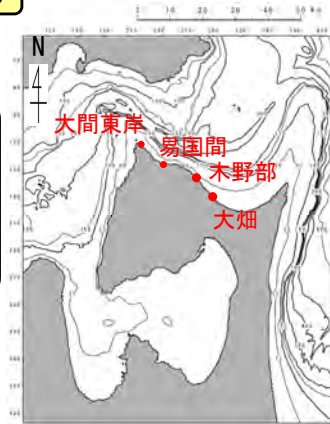


津軽海峡開口部と岩屋地点の津波波形スペクトルの比較



基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (17 / 23)

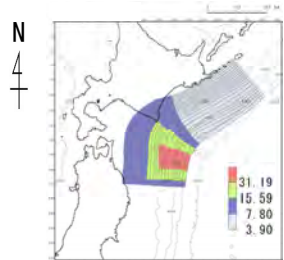
コメントNo.S5-58



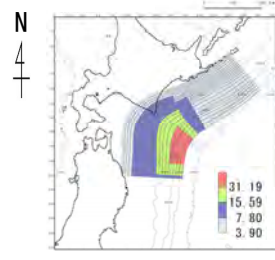
水位時刻歴波形出力点

津軽海峡内(大間東岸～易国間)の津波水位の比較：時刻歴波形

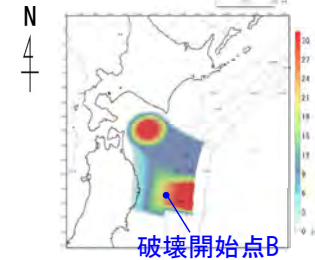
- 津軽海峡内の4地点(大間東岸, 易国間, 木野部(きのっぶ)及び大畑)の時刻歴波形を比較した。
- 基準波源モデル③では, 大間東岸から大畑の間の4地点の最大水位上昇量は5m未満と小さい。
- 基準波源モデル⑥と内閣府(2020)モデルでは, どちらも4地点の最大水位上昇量は第一波の押波で発生しているが, 基準波源モデル⑥の場合は大畑(8m程度)から大間東岸(5m程度)の間での水位上昇量の減衰傾向が大きく, 内閣府(2020)モデルの場合は, 大畑(7m程度)から大間東岸(6m程度)の間での水位上昇量の減衰傾向が小さい。



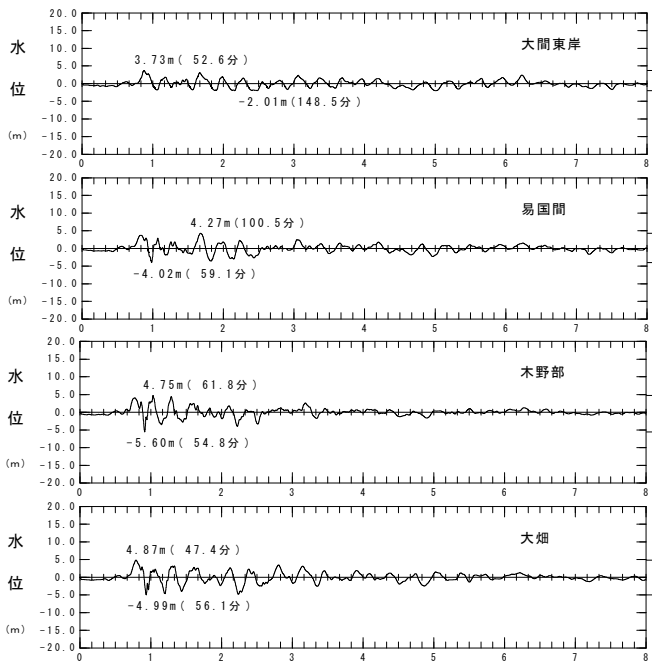
基準波源モデル③



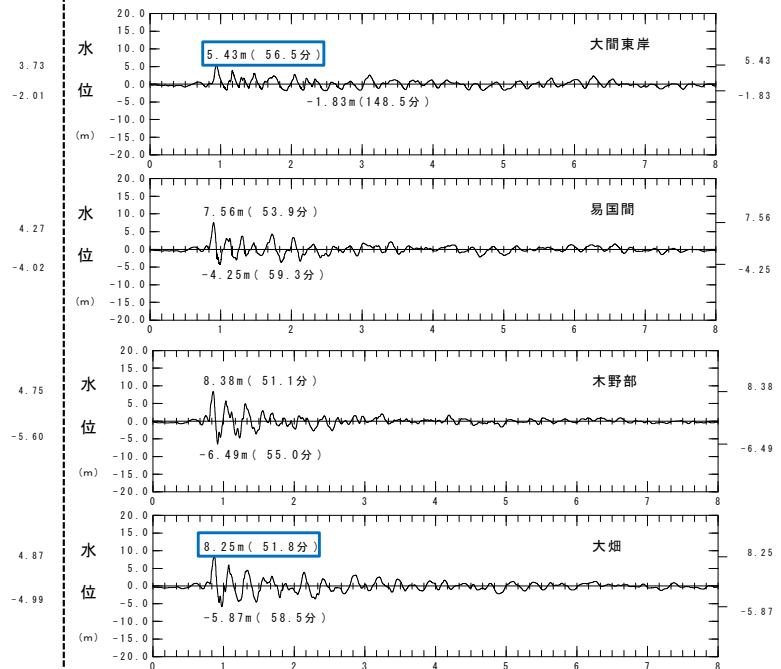
基準波源モデル⑥



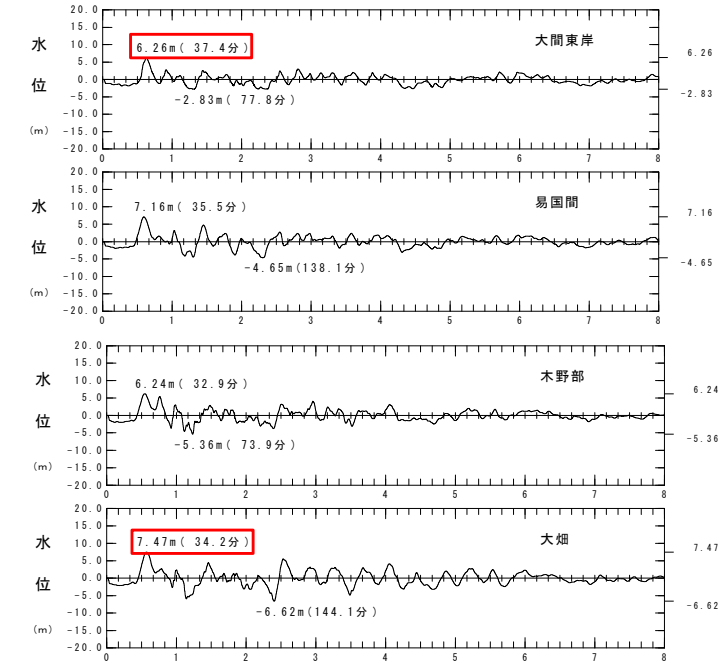
内閣府(2020)モデル



時間 (時間)



時間 (時間)
水位時刻歴波形



時間 (時間)

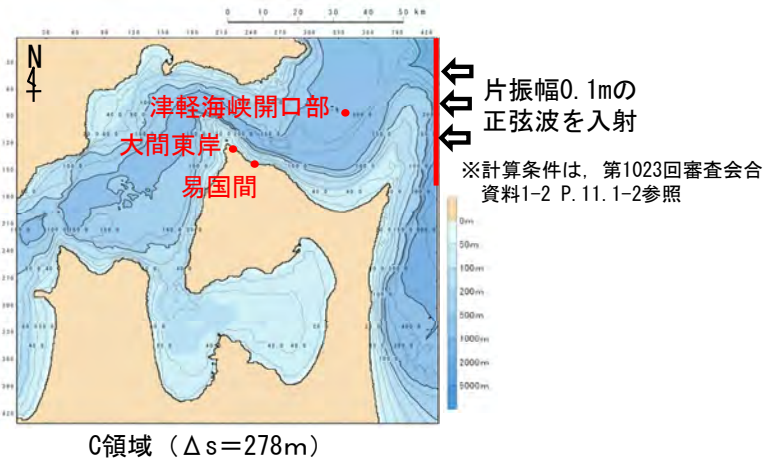


コメントNo.S5-58

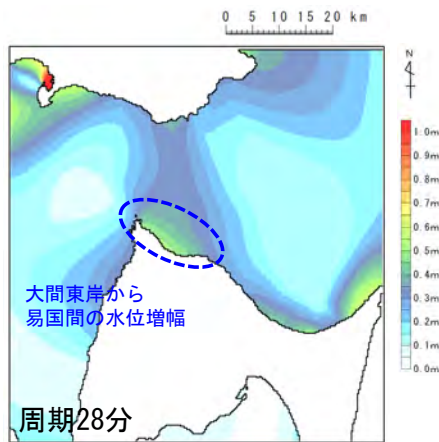
基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (18/23)

津軽海峡内(大間東岸～易国間)の津波水位の比較：パワースペクトル

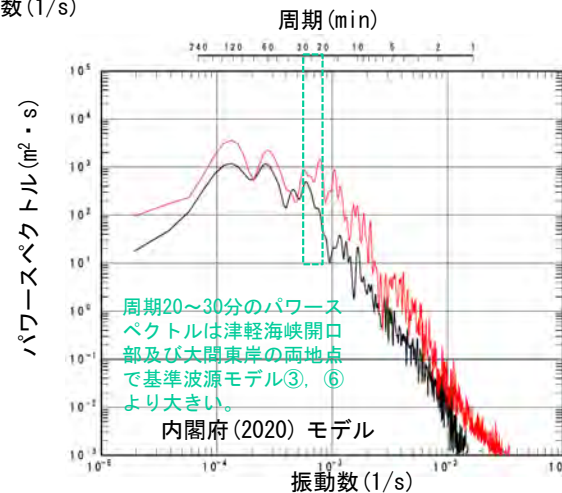
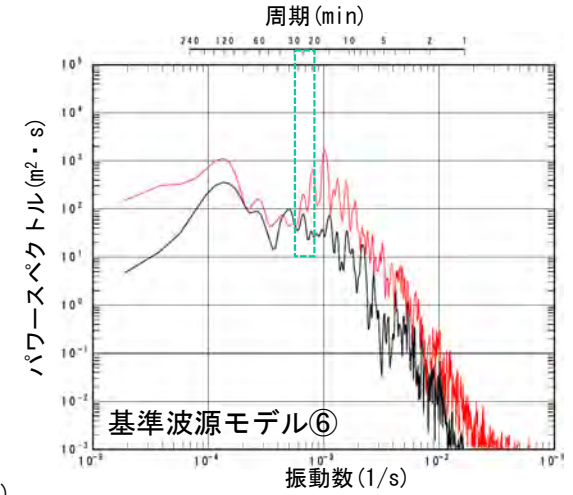
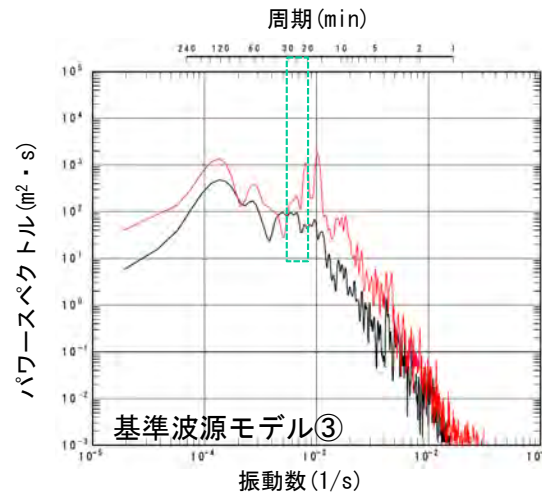
- 内閣府(2020)モデルについて基準波源モデル①～⑥に比べて特徴が異なり、水位が大きくなる大間東岸～易国間付近(P.486参照)の津波について周期特性により比較した。
- 太平洋側から正弦波を入力した検討※において、大間東岸から易国間の範囲では28分程度の周期で水位が増幅する傾向が確認される。
- 津波の波形スペクトルによれば、津軽海峡開口部及び大間東岸地点では共に、内閣府(2020)モデルの方が、基準波源モデル①～⑥(代表として③、⑥を例示)に比べて周期20分～30分程度のパワースペクトルが大きい。
- 以上より、内閣府(2020)モデルの大間東岸から易国間付近での水位の増幅の要因は、当該地点が津軽海峡内に位置する立地特性や、海岸・海底地形の影響で励起された周期20分～30分程度の波の影響によるものと考えられる。



C領域 (Δs=278m)



最大水位上昇量分布
(津軽海峡太平洋側から正弦波を入力)



津軽海峡開口部と大間東岸地点の津波波形スペクトルの比較

— 大間東岸
— 津軽海峡開口部

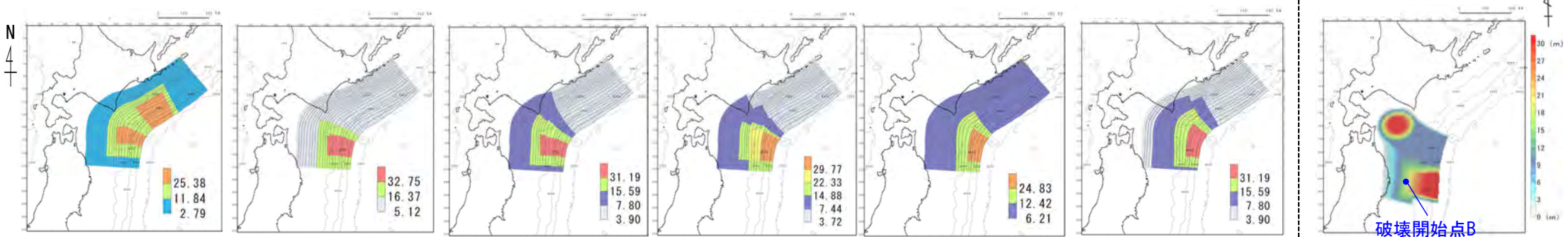


基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (19/23)

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.2.2-29再掲

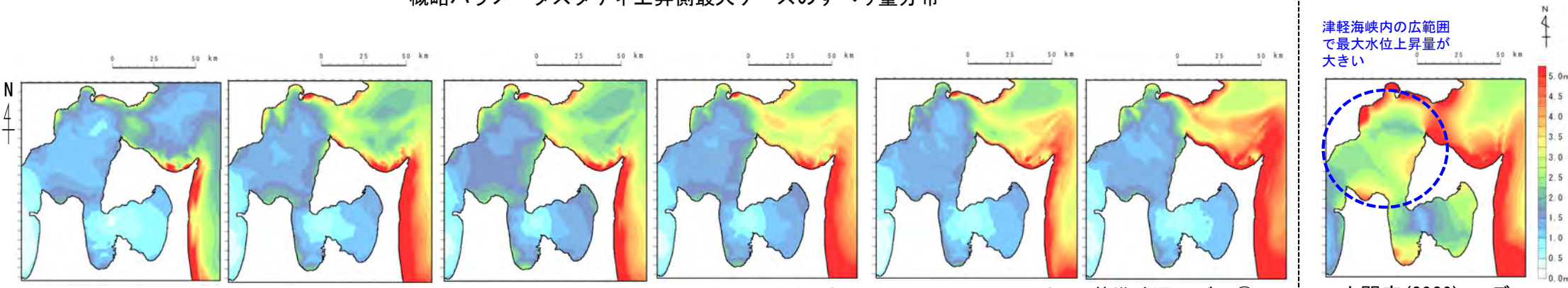
津軽海峡内(大間崎以西)の津波水位の比較: 最大水位上昇量分布

- 基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルの津軽海峡内(大間崎以西)における最大水位上昇量を比較した。
- 基準波源モデル①～⑥に比べて内閣府(2020)モデルでは、大間崎以西の海域全体の最大水位上昇量が大きい。



基準波源モデル① 基準波源モデル② 基準波源モデル③ 基準波源モデル④ 基準波源モデル⑤ 基準波源モデル⑥ 内閣府(2020)モデル

概略パラメータスタディ上昇側最大ケースのすべり量分布



基準波源モデル① 基準波源モデル② 基準波源モデル③ 基準波源モデル④ 基準波源モデル⑤ 基準波源モデル⑥ 内閣府(2020)モデル

概略パラメータスタディ上昇側最大ケースの津軽海峡内の最大水位上昇量分布

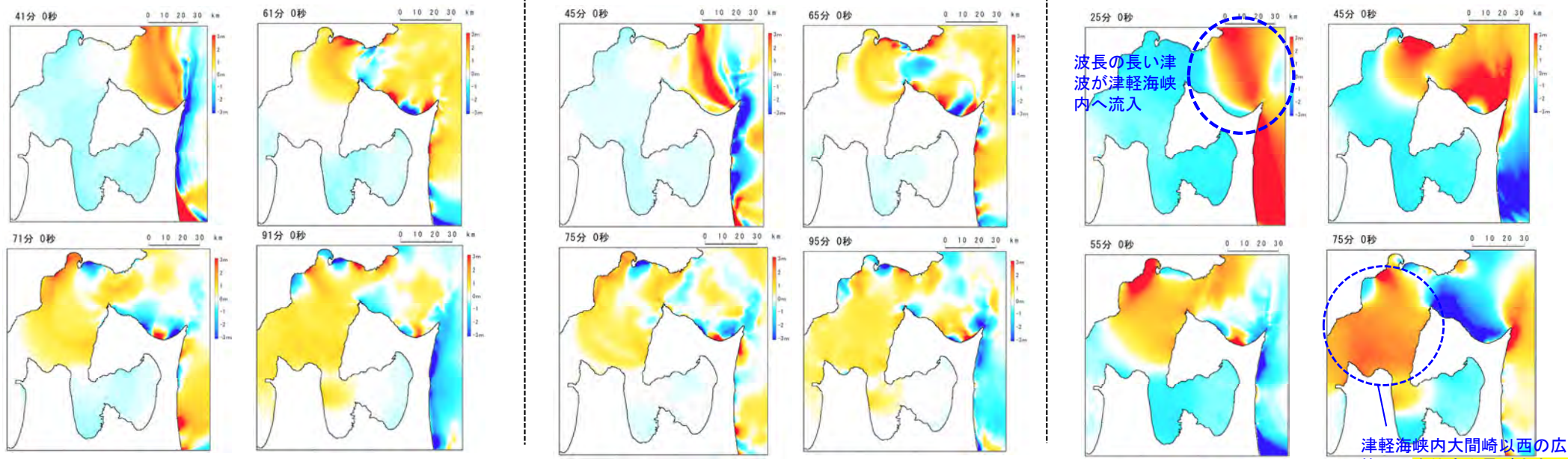
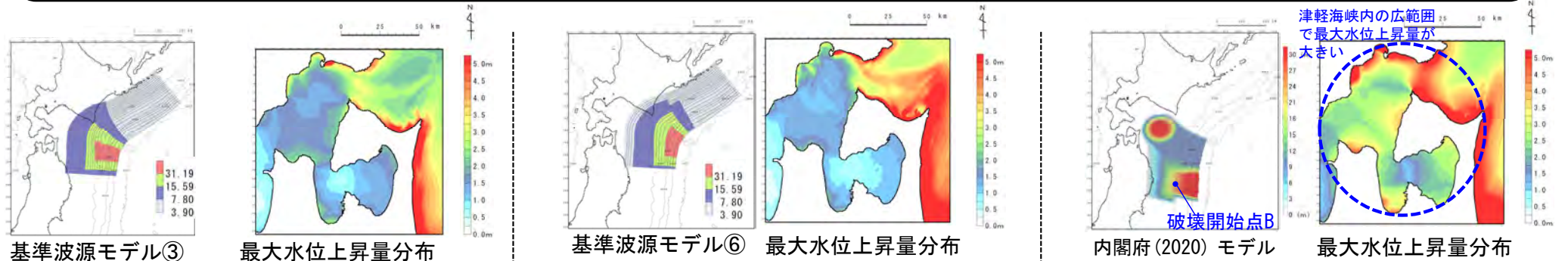
津軽海峡内の広範囲で最大水位上昇量が大きい

基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (20/23)

津軽海峡内(大間崎以西)の津波水位の比較: スナップショット

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.2.2-30一部修正

- 津軽海峡内(大間崎以西)の津波伝播形態をスナップショット等により比較した。
- 基準波源モデル①～⑥(代表として③, ⑥を例示)に比べて, 内閣府(2020)モデルは波長が長く水位変動量が大い津波が津軽海峡内に伝播しているため, 大間崎を回り込んだ大間崎以西での水位の減衰傾向が小さく, 津軽海峡内の広範囲で最大水位変動量が大きくなっている。



津軽海峡内の津波伝播スナップショット (基準波源モデル③)

津軽海峡内の津波伝播スナップショット (基準波源モデル⑥)

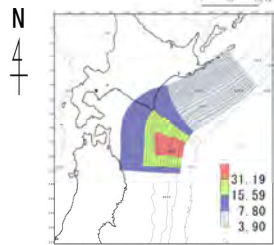
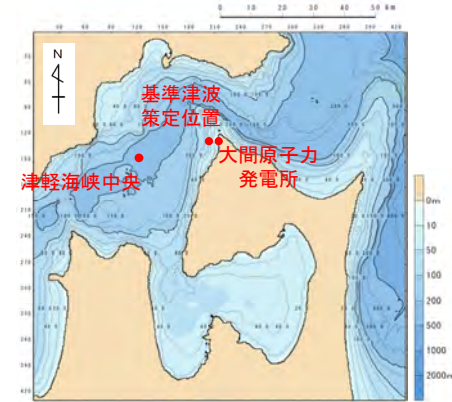
津軽海峡内の津波伝播スナップショット (内閣府(2020)モデル)



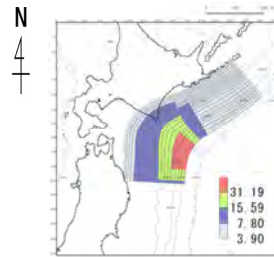
基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (21/23)

津軽海峡内(大間崎以西)の津波水位の比較:時刻歴波形

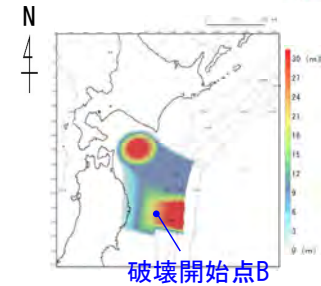
- 大間崎以西の2地点(津軽海峡中央, 及び基準津波策定位置)の時刻歴波形を比較した。
- 「津軽海峡中央」においては, 基準波源モデル①～⑥(代表として③, ⑥を例示)に比べて, 内閣府(2020)モデルの振幅が大きい。(これらの波形に現れる津軽海峡内の挙動の特徴について次頁で検討した。)
- また, いずれのモデルも「津軽海峡中央」では長周期成分が顕著であり, 「基準津波策定位置」に近づくほど, 浅水変形の影響により津波水位が増幅される。



基準波源モデル③

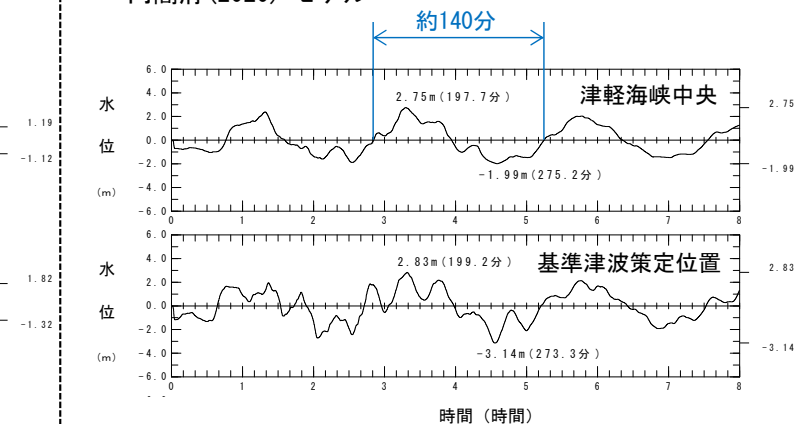
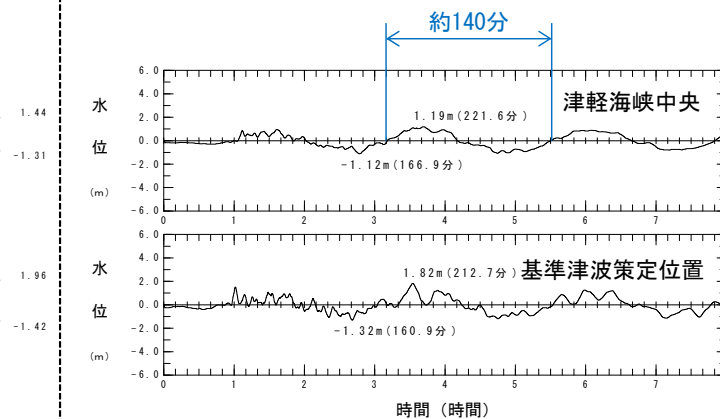
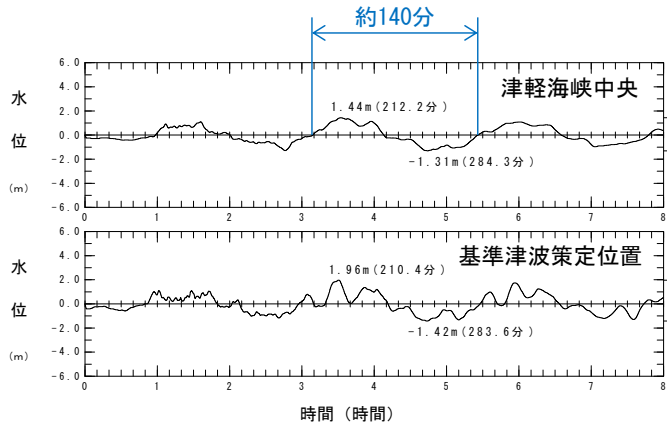


基準波源モデル⑥



内閣府(2020)モデル

C領域 (Δs=278m)



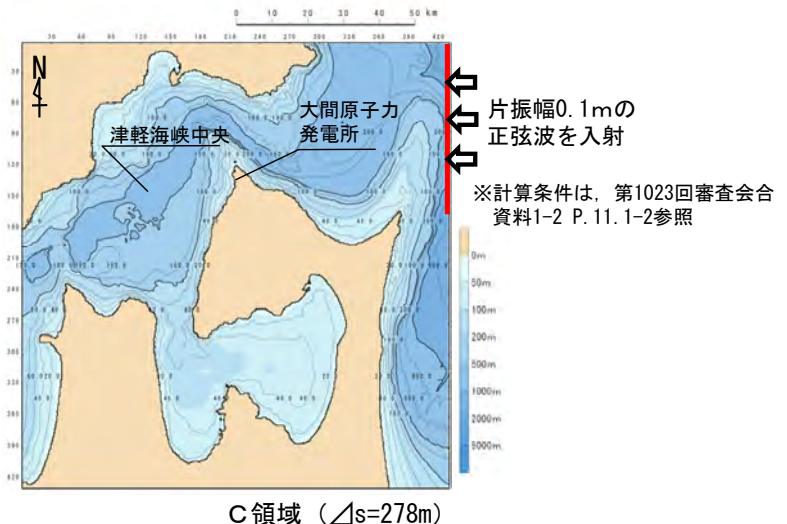
水位時刻歴波形



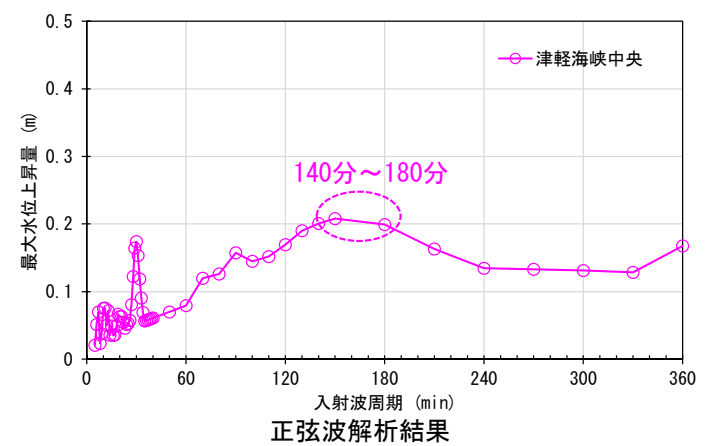
基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (22 / 23)

津軽海峡の固有周期の影響

- 津軽海峡中央部は、太平洋側から正弦波を入力した検討※において、140分～180分程度の周期で水位が増幅する傾向が確認できる。
- 津軽海峡中央における津波の周期は、基準波源モデル①～⑥（代表として③，⑥を例示）及び内閣府(2020)モデル共に約140分である（P.507参照）。
- 以上より、津軽海峡中央部では、基準波源モデル①～⑥及び内閣府(2020)モデルの双方共、津軽海峡の地形の影響を受けているものと考えられる。



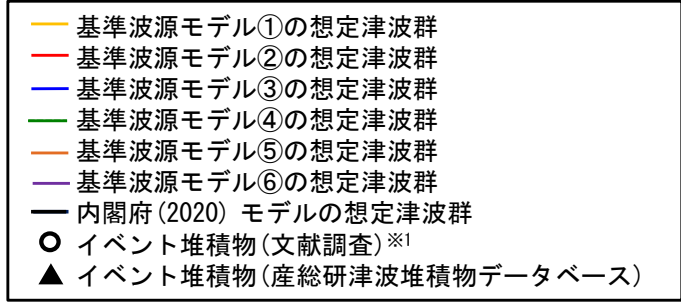
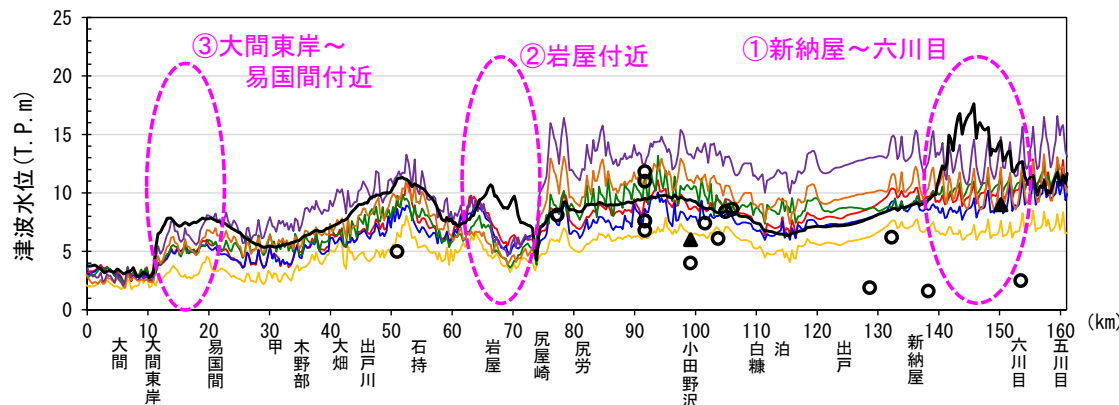
正弦波入力位置と評価地点



基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (23 / 23)

まとめ

- 基準波源モデル①～⑥及び内閣府(2020)モデルについて波源域から敷地への影響を分析した結果は以下のとおり。
 - ✓ 基準波源モデル①～⑥の想定津波群の最高値(包絡線)は、イベント堆積物の分布標高を上回る。(P.486)
 - ✓ 基準波源モデル①～⑥については、超大すべり域に正対する青森県北部太平洋沿岸では、イベント堆積物が分布する沿岸に正対する海域で水位が高くなっている。また、基準波源モデル①～⑥の想定津波群の最高値は、イベント堆積物を上回るように設定された内閣府(2020)モデルの計算水位を、以下の地点を除いて上回る。(P.486)
 - ✓ 内閣府(2020)モデルについて基準波源モデル①～⑥とは特徴が異なり、水位が大きくなる「新納屋～六川目付近」、「岩屋付近」、「大間東岸～易国間付近」について、その津波挙動の要因は以下(下図を含む)のとおり、津波堆積物について堆積年代を区別することなく再現する逆解析により設定された内閣府(2020)モデルの津軽海峡開口部東方海域のプレート境界面深部に設定された大すべり域が関連していることを確認した。(P.498～P.508)
 - ①「新納屋～六川目」：海岸線に沿って南から北へ伝播する短波長の水位変動と下北半島太平洋側における長波長の水位変動の重なり
 - ②「岩屋付近」：岩屋地点が津軽海峡内に位置する立地特性や、海岸・海底地形の影響で励起された周期20分～30分程度の波の影響
 - ③「大間東岸～易国間付近」：大間東岸が津軽海峡内に位置する立地特性や、海岸・海底地形の影響で励起された周期20分～30分程度の波の影響
 - ✓ 内閣府(2020)モデルによる津波は、青森県東方沖の深部に配置された大すべり域の影響により、波長が長く、振幅が大きな津波が津軽海峡に伝播するため、大間崎を回り込んでも水位減衰傾向が小さい。このため大間崎を西方に回り込んだ敷地付近では、基準波源モデル①～⑥に比べて内閣府(2020)モデルによる津波水位が相対的に高い傾向となる。



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

内閣府(2020)モデルが他モデルに比べ特徴的に水位が大きい範囲

(余白)

目 次

- (補足 1) 津軽海峡開口部付近沿岸から大間崎付近の分析
- (補足 2) **大間崎付近から敷地の分析**
- (補足 3) 検討対象地すべり地形の選定に係る概略影響検討
- (補足 4) 知内工リアの陸上斜面崩壊に起因する津波の影響検討
- (補足 5) 線形足し合せ水位評価地帯の妥当性確認



(補足2) 大間崎付近から敷地の分析 (1 / 9)

影響検討方針

- 敷地における地震による津波の検討結果は、**本編資料P.366**のとおり上昇側は日本海東縁部に想定される地震に伴う津波の影響が最も大きく、下降側は内閣府(2020)モデルによる津波の影響が最も大きい。
- これらの津波の影響が敷地において最も大きくなる要因について、以下の事項を比較の上、分析する。
 - ✓ 敷地前面海域における三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波と内閣府(2020)モデルによる津波の挙動
(P.513~P.515参照)
 - ✓ 敷地前面海域及び敷地(取水口スクリーン室前面)における日本海東縁部に想定される地震に伴う津波と内閣府(2020)モデルによる津波の挙動 (P.516~P.520参照)



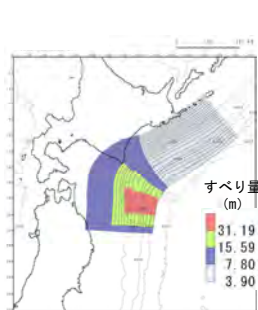
(補足2) 大間崎付近から敷地の分析 (2 / 9)

三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波と内閣府 (2020) モデルによる津波の挙動 (1 / 3)

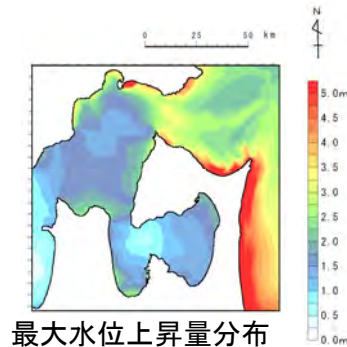
津軽海峡内から敷地前面海域の津波水位の比較：最大水位上昇量分布

- 津軽海峡内（大間崎以西）の津波伝播形態を最大水位上昇量分布により比較した。
- 基準波源モデル①～⑥（代表として③，⑥を例示※）に比べて，内閣府(2020)モデルは波長（周期）が長く水位変動量が大
きな津波が津軽海峡内に伝播しているため，大間崎を回り込んだ大間崎以西での水位の減衰傾向が小さく，津軽海峡内の広
範囲で水位が高い傾向が認められる。

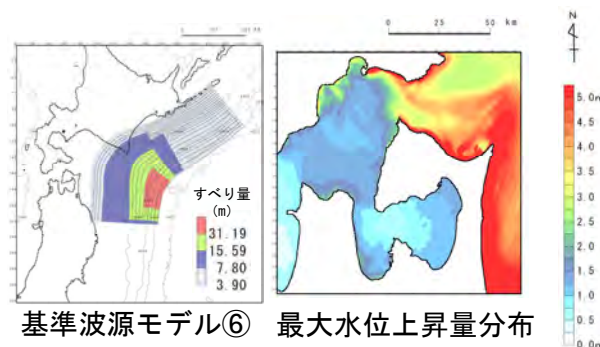
※基準波源モデル③は，「テクトニクス背景・地震学的見地に基づくモデル」であり，水位下降量が最も大きくなるケース。
基準波源モデル⑥は，「大間の立地特性を考慮したモデル」であり，水位上昇量が最も大きくなるケース。



基準波源モデル③

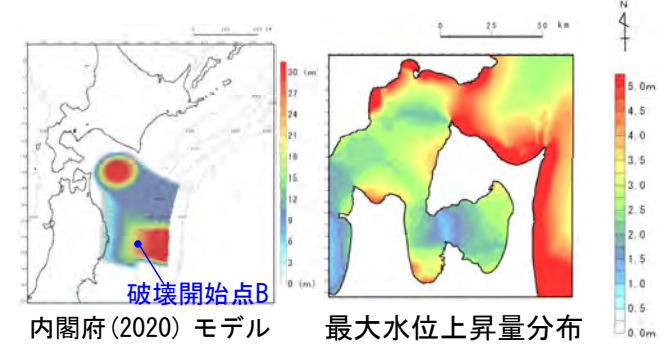


最大水位上昇量分布



基準波源モデル⑥

最大水位上昇量分布



内閣府(2020)モデル

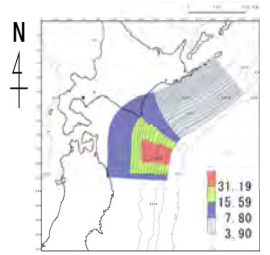
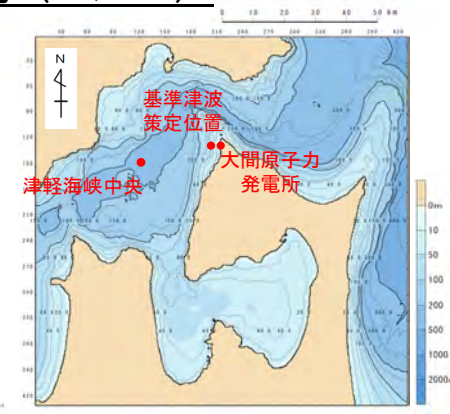
最大水位上昇量分布



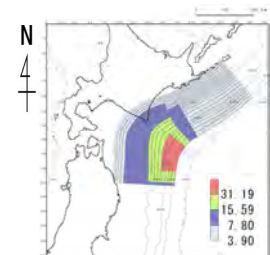
三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波と内閣府 (2020) モデルによる津波の挙動 (2 / 3)

津軽海峡内から敷地前面海域の津波水位の比較：時間波形

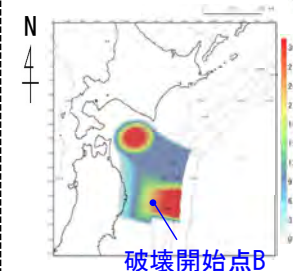
- 大間崎以西の3地点（津軽海峡中央，基準津波策定位置及び取水口スクリーン室前面）の時刻歴波形を比較した。
- 「津軽海峡中央」においては，長周期成分が顕著であり，基準波源モデル①～⑥（代表として③，⑥を例示）に比べて，内閣府 (2020) モデルの振幅が大きい。
- いずれのモデルも「津軽海峡中央」から「基準津波策定位置」，「取水口スクリーン室前面」と陸地に近づくほど，海岸形状や港湾構造物の影響により短周期成分が増幅される。



基準波源モデル③

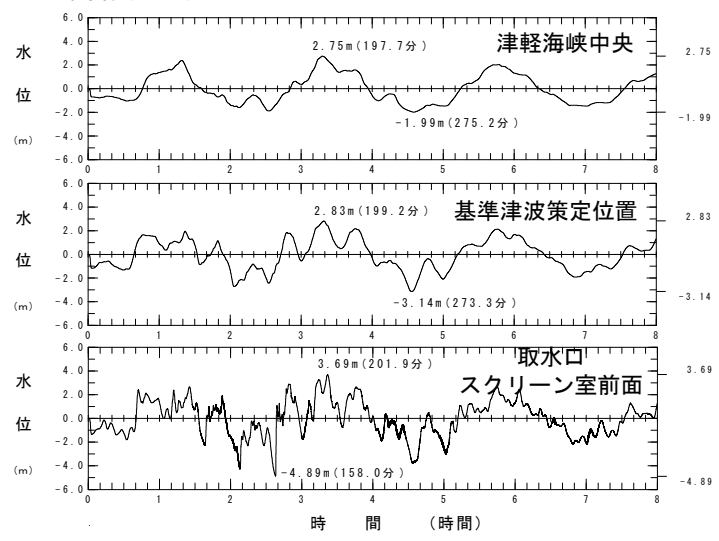
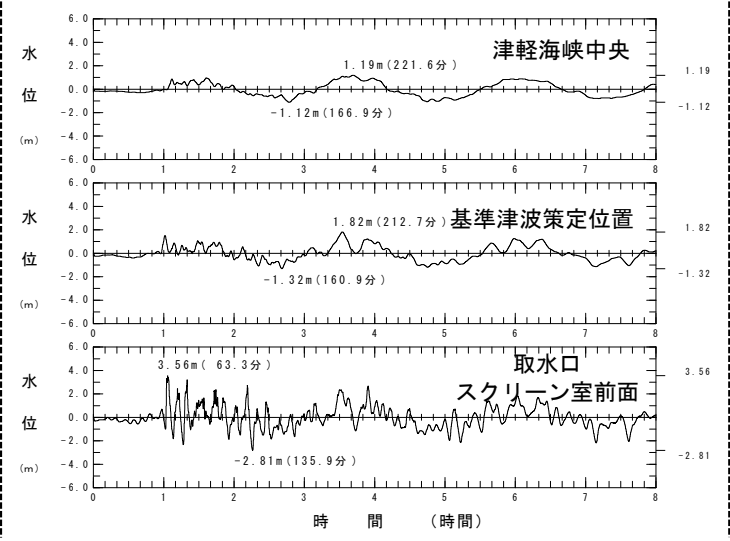
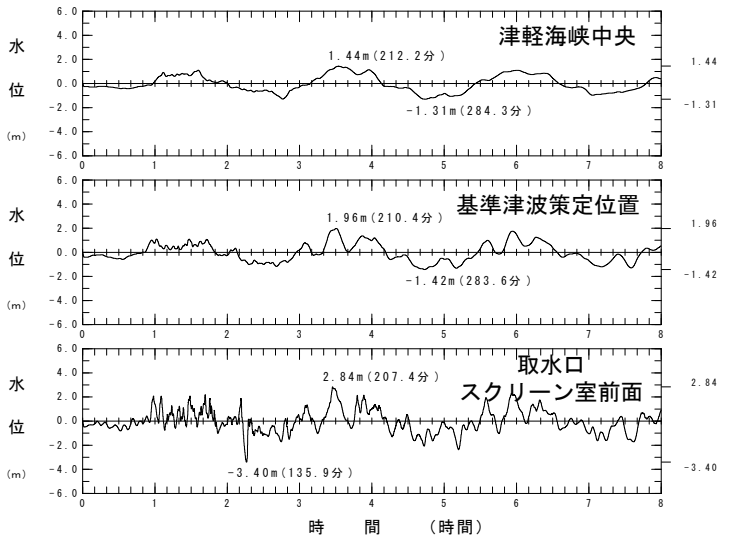


基準波源モデル⑥



内閣府 (2020) モデル

C領域 (Δs=278m)



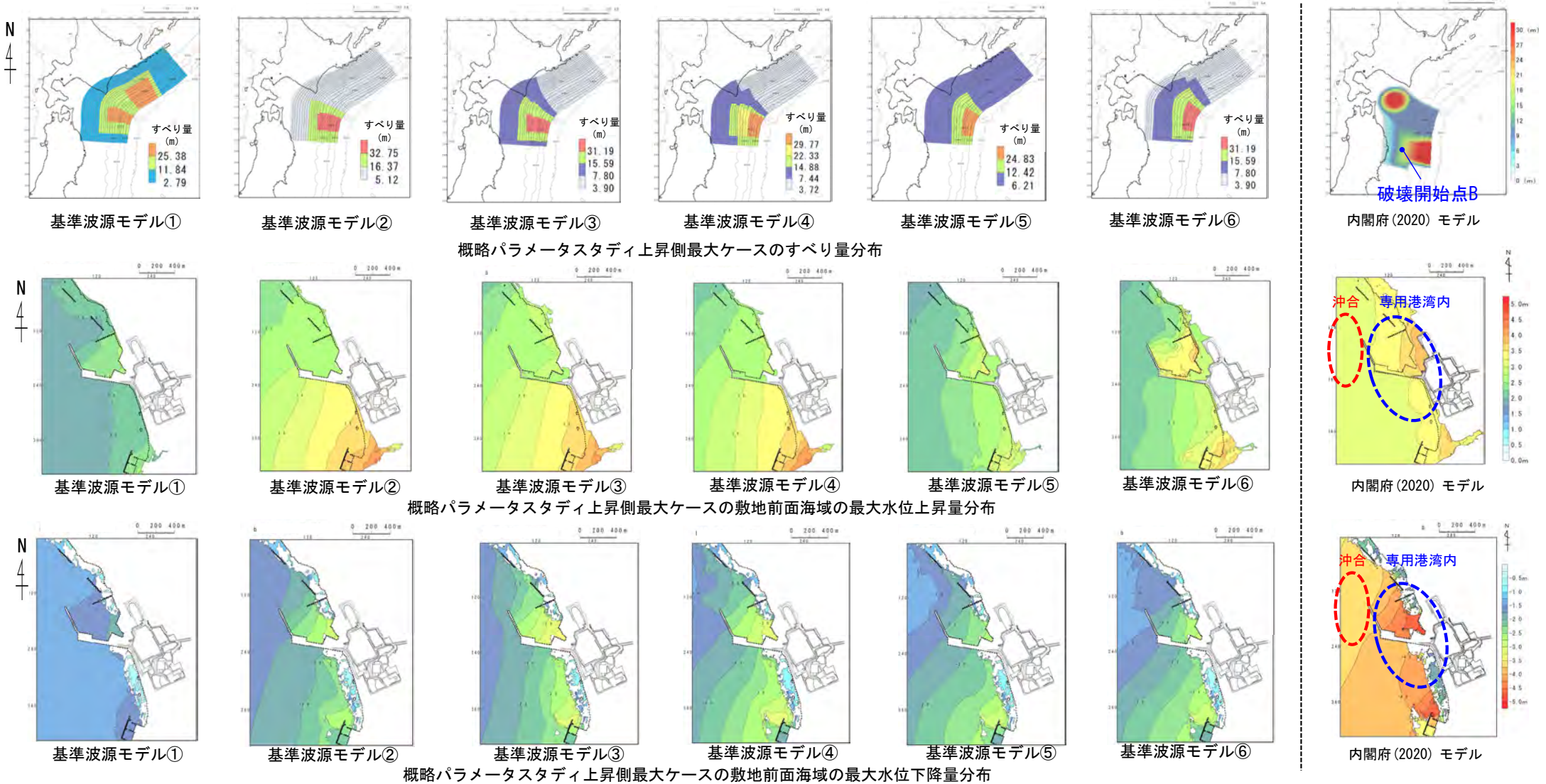
水位時刻歴波形



三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波と内閣府(2020)モデルによる津波の挙動 (3 / 3)

敷地前面海域の津波水位の比較：最大水位上昇量・下降量分布

- 基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルの敷地前面海域における最大水位変動量を比較した。
- 敷地前面の沖合では、内閣府(2020)モデルが、基準波源モデル①～⑥に比べて影響が大きい。
- 敷地の津波評価に影響のある専用港湾内及びその南部においては、内閣府(2020)モデルが、基準波源モデル①～⑥に比べて上昇側、下降側共に最大水位変動量が大きい。



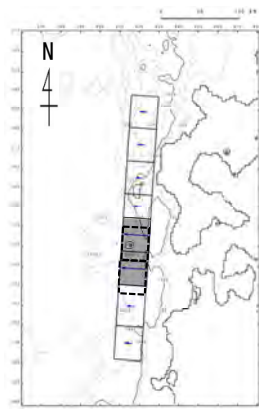


(補足2) 大間崎付近から敷地の分析 (5 / 9)

日本海東縁部に想定される地震に伴う津波と内閣府 (2020) モデルによる津波の挙動 (1 / 5)

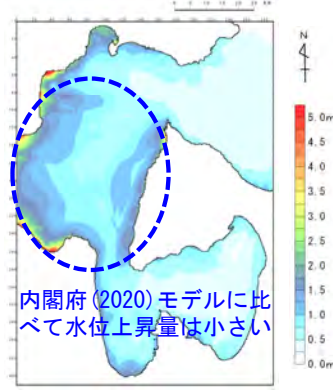
津軽海峡内から敷地前面海域の津波水位の比較

- 津軽海峡内から敷地前面海域を対象に最大水位変動量を比較した。
- 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波は、内閣府 (2020) モデルによる津波に比べ、津軽海峡内全体 (G領域) の最大水位上昇量は小さい。
- 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波は、内閣府 (2020) モデルによる津波に比べ、最大水位上昇量は専用港湾内の限られた範囲で大きくなる。
- 一方、G領域では内閣府 (2020) モデルが日本海東縁部に想定される地震に伴う津波に比べ、水位下降量が大きい。



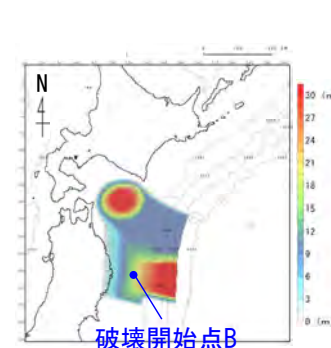
波源モデル

すべり量
■ : 12m
□ : 4m

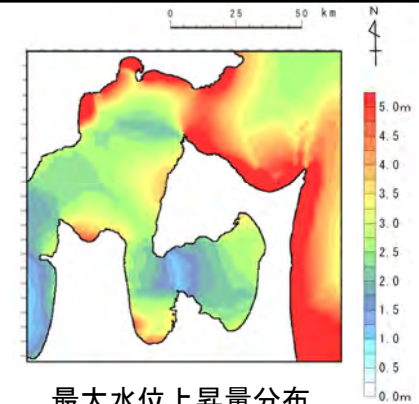


最大水位上昇量分布
(G領域, 計算格子サイズ278m)

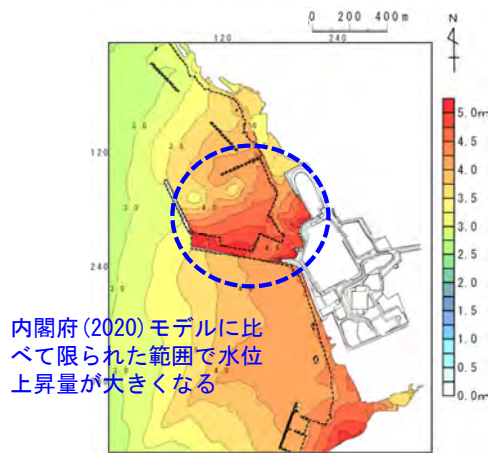
内閣府 (2020) モデルに比べて水位上昇量は小さい



破壊開始点B
波源モデル

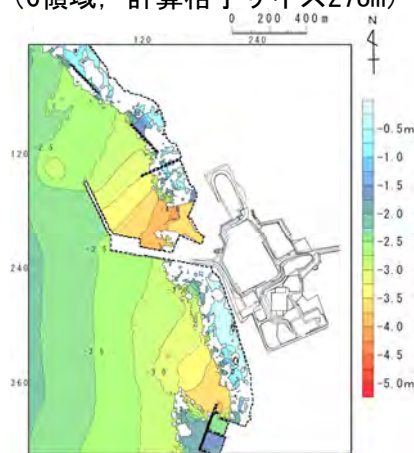


最大水位上昇量分布
(G領域, 計算格子サイズ278m)



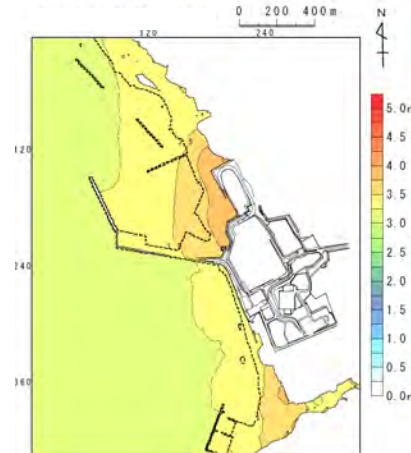
最大水位上昇量分布
(G領域, 計算格子サイズ5m)

内閣府 (2020) モデルに比べて限られた範囲で水位上昇量が大きくなる

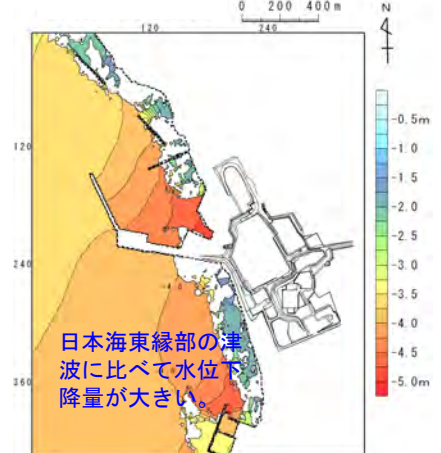


最大水位下降量分布
(G領域, 計算格子サイズ5m)

日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (上昇側最大ケース)



最大水位上昇量分布
(G領域, 計算格子サイズ5m)



最大水位下降量分布
(G領域, 計算格子サイズ5m)

内閣府 (2020) モデルによる津波 (上昇側最大ケース)

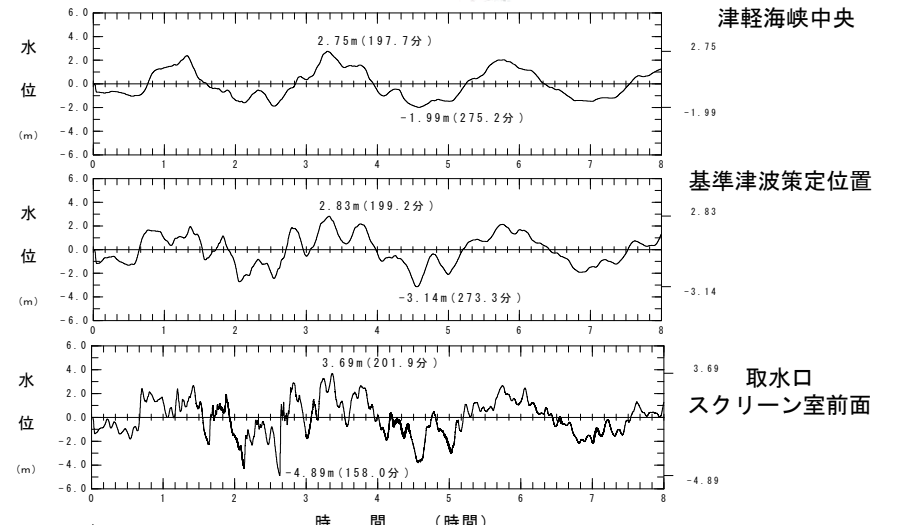
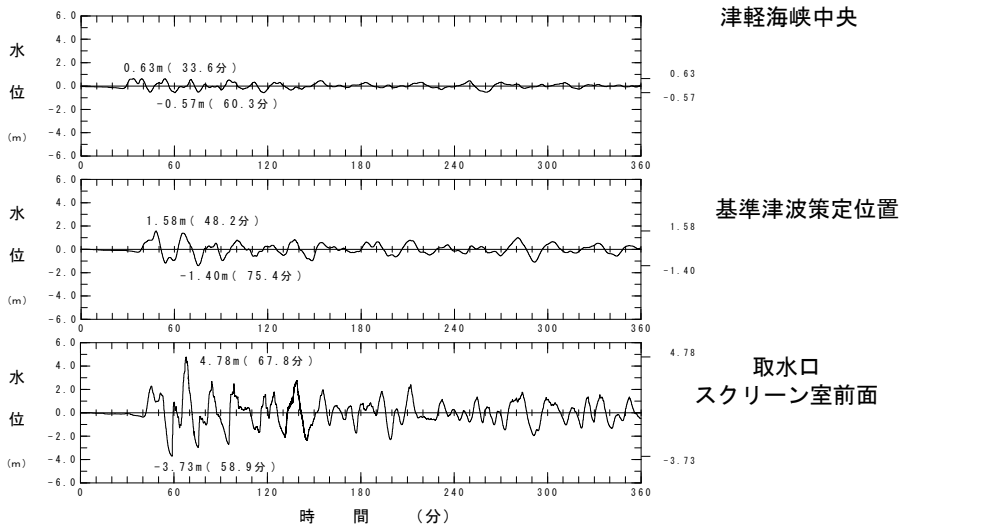
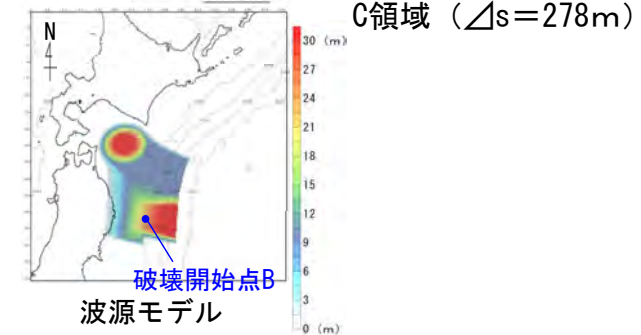
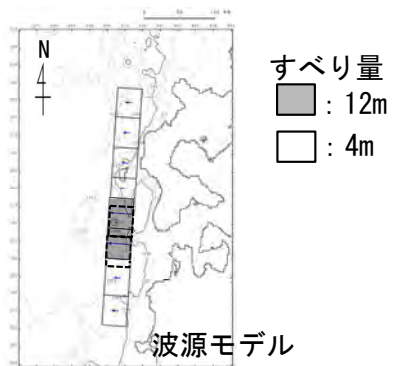
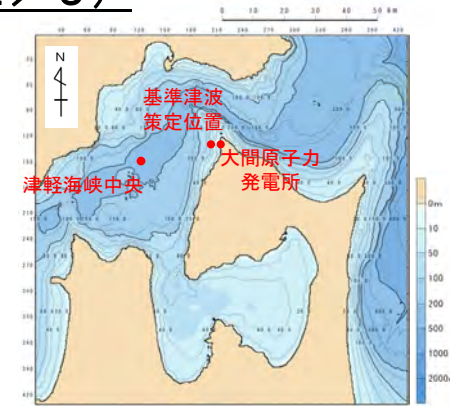
日本海東縁部の津波に比べて水位下降量が大きい



日本海東縁部に想定される地震に伴う津波と内閣府 (2020) モデルによる津波の挙動 (2 / 5)

津軽海峡内から敷地前面海域の津波水位の比較：時間波形

- 津軽海峡中央，基準津波策定位置及び取水口スクリーン室前面の3地点を対象に，時刻歴波形を比較した。
- 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波は，比較的短周期であり，内閣府 (2020) モデルによる津波に認められるような長い周期の水位変動が認められない。
- 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波は，内閣府 (2020) モデルによる津波に比べて，津軽海峡中央→基準津波策定位置→取水口スクリーン室前面に津波が進行する過程で水位変動量の増幅が大きい。
- 一方，内閣府 (2020) モデルは，取水口スクリーン室前面において，水位の下降量が大きい。



日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (上昇側最大ケース)

内閣府 (2020) モデルによる津波 (上昇側最大ケース)

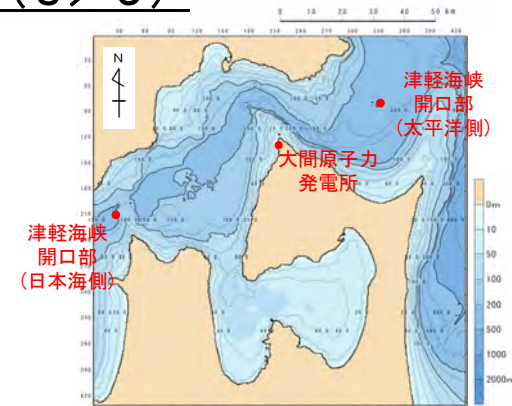


(補足2) 大間崎付近から敷地の分析 (7/9)

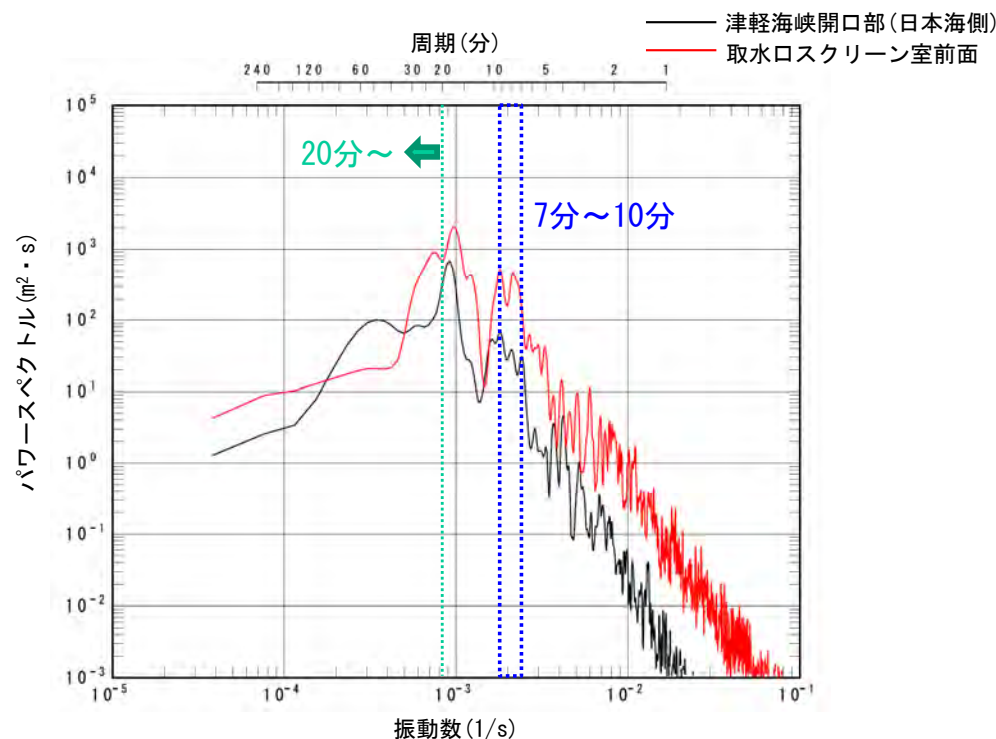
日本海東縁部に想定される地震に伴う津波と内閣府(2020)モデルによる津波の挙動 (3/5)

水位上昇側の分析

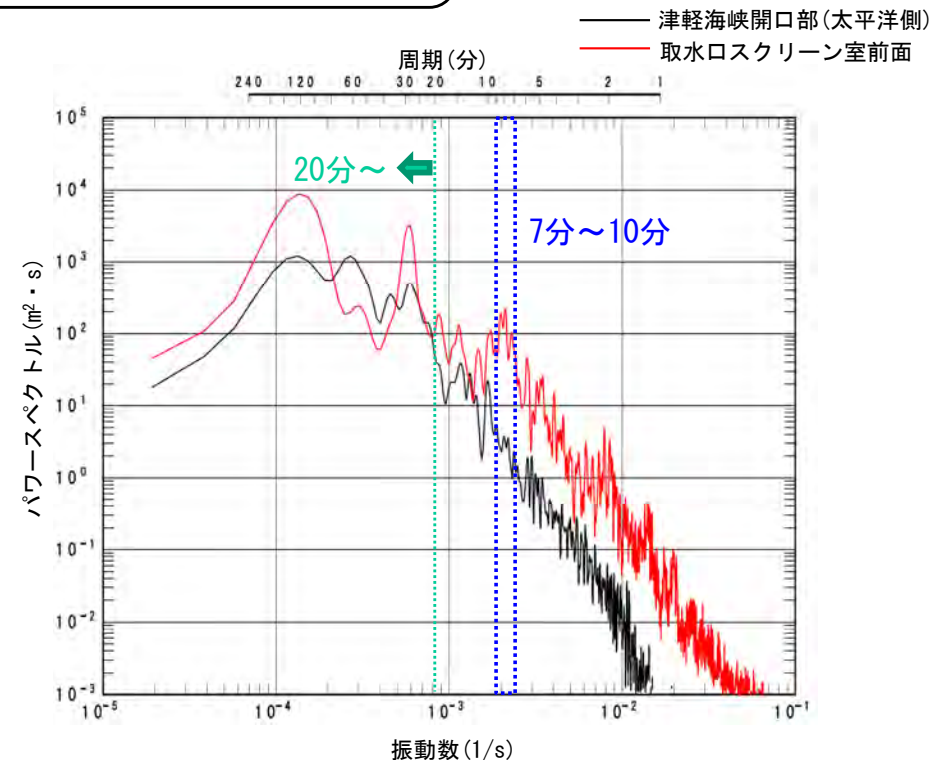
- 津軽海峡開口部及び取水口スクリーン室前面におけるパワースペクトルを比較した。
- 津軽海峡開口部において日本海東縁部に想定される地震に伴う津波は内閣府(2020)モデルによる津波と異なり、周期20分以上のパワースペクトルが小さい。一方、取水口スクリーン室前面で顕著な水位増幅が生じる7~10分の周期のパワースペクトル(第1023回審査会合 資料1-2 P.11.2-3, P.11.3-3参照)は大きい。
- そのため、取水口スクリーン室前面では日本海東縁部に想定される地震に伴う津波は内閣府(2020)モデルによる津波に比べ、7分~10分の周期の津波が増幅し、敷地前面の最大水位上昇量が大きくなったものと推定される。(P.516参照)



C領域 (Δs=278m)



日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (上昇側最大ケース)



内閣府(2020)モデルによる津波 (上昇側最大ケース)

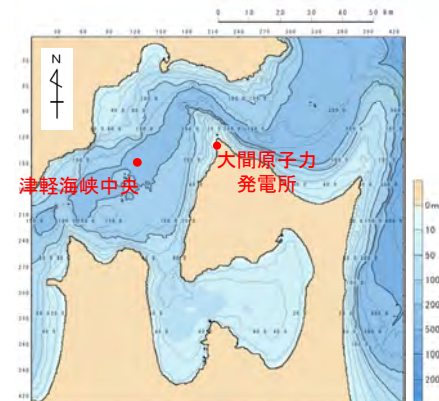
津軽海峡開口部と取水口スクリーン室前面の津波波形スペクトルの重ね合わせ



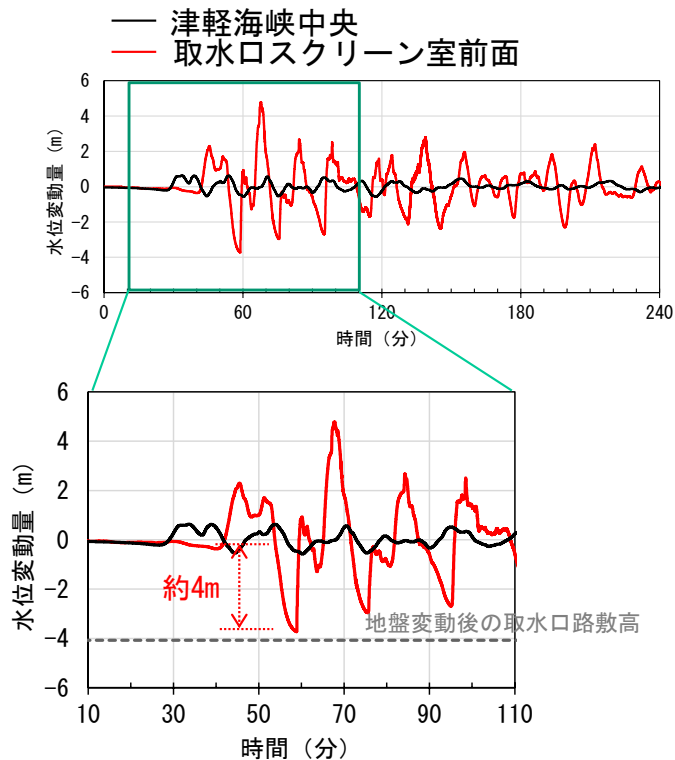
日本海東縁部に想定される地震に伴う津波と内閣府 (2020) モデルによる津波の挙動 (4 / 5)

水位下降側の分析

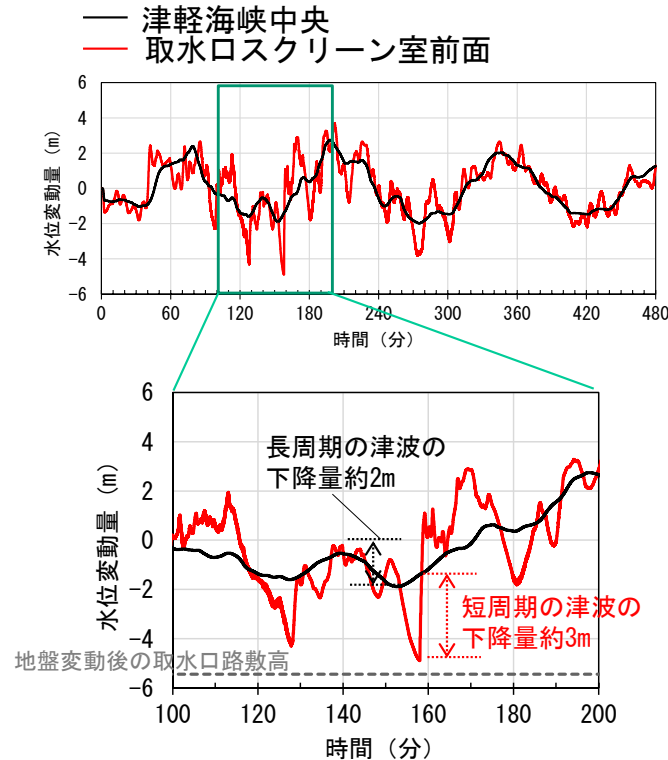
- 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波では、内閣府 (2020) モデルによる津波と異なり、敷地周辺および専用港湾における水位変動の増幅が顕著で、取水口スクリーン室の津波の短周期成分のみの下降量は内閣府 (2020) モデルによる津波の約3m程度よりも大きく、約4m程度である。
- しかしながら、内閣府 (2020) モデルによる津波では、津軽海峡全体の振幅が大きい要因となる長周期の津波の水位下降量 (約2m程度) と敷地前面の短周期の津波 (約3m程度) が重なることで、最大水位下降量が日本海東縁部の地震に伴う津波よりも大きくなったと考えられる。(P.516参照)



C領域 (Δs=278m)



日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (上昇側最大ケース)



内閣府 (2020) モデルによる津波 (上昇側最大ケース)

津軽海峡中央と取水口スクリーン室前面の津波時刻歴波形の重ね合わせ (下降側)



日本海東縁部に想定される地震に伴う津波と内閣府 (2020) モデルによる津波の挙動 (5 / 5)

まとめ

- 地震による津波の敷地における検討結果について、上昇側は日本海東縁部に想定される地震に伴う津波の影響が最も大きく、下降側は内閣府 (2020) モデルによる津波の影響が最も大きくなる要因について分析した結果は以下のとおり。

✓上昇側

日本海東縁部に想定される地震に伴う津波は、周期7分～10分の津波が取水口スクリーン室前面で増幅され、内閣府 (2020) モデルによる津波の水位上昇量を上回った。(P.518参照)

✓下降側

内閣府 (2020) モデルによる津波は、津軽海峡全体に認められる振幅が大きい要因となる長周期の津波の下降量と敷地前面の短周期の津波の下降側のピークが重なることにより、日本海東縁部に想定される地震に伴う津波の水位下降量を上回った。(P.519参照)

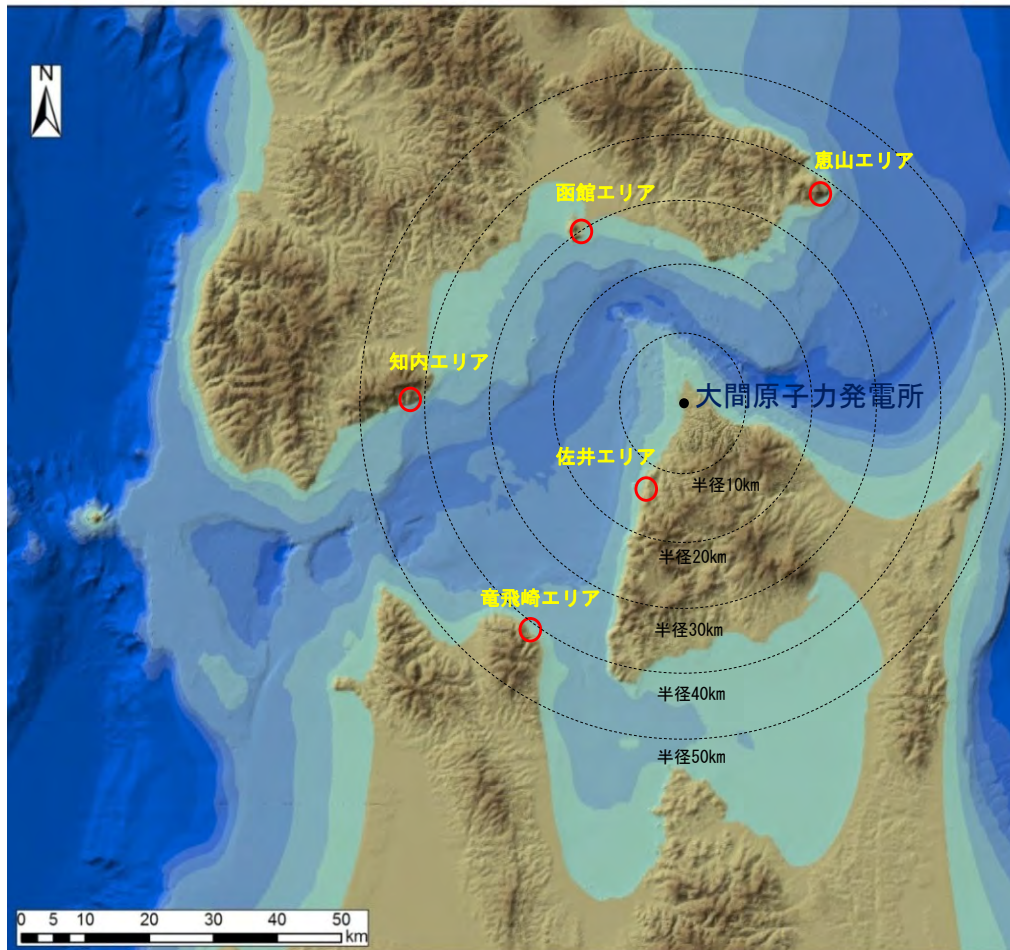
目 次

- (補足1) 津軽海峡開口部付近の沿岸から大間崎付近の分析
- (補足2) 大間崎付近の地形の選定に係る概略影響検討
- (補足3) 検討対象地すべり地の斜面崩壊に起因する津波の影響検討**
- (補足4) 知内工リアの陸上位置評価地の妥当性確認
- (補足5) 線形足し合せ

検討対象地すべり地形の選定 概略影響比較 (1/4)

検討方針

- 本編資料P.379では、概算体積及び敷地までの距離を参照し、検討対象地すべりを選定したが、これらの斜面崩壊に起因する津波を想定比較できる簡易予測式は無いため、ここでは二層流モデルによる検討結果を用いて、検討対象地すべり地形の選定に係る概略影響検討を実施する。
- 概略影響検討は、各エリアの検討対象地すべり地形について、概略的に発電所への津波影響を比較することを目的として、仮想的な崩壊後の堆積域・堆積厚さを仮定し、海面にその堆積厚さ分布を与えることによる津波伝播解析を実施する。



各エリア検討対象地すべり地形位置

各エリア検討対象地すべり地形 地すべり規模

エリア	概算体積	敷地までの距離
恵山	$8.41 \times 10^7 \text{m}^3$	約40km
函館	$1.74 \times 10^7 \text{m}^3$	約30km
知内	$4.26 \times 10^7 \text{m}^3$	約40km
佐井	$1.67 \times 10^8 \text{m}^3$	約15km
竜飛崎	$1.37 \times 10^7 \text{m}^3$	約40km

検討対象地すべり地形の選定 概略影響比較 (2 / 4)

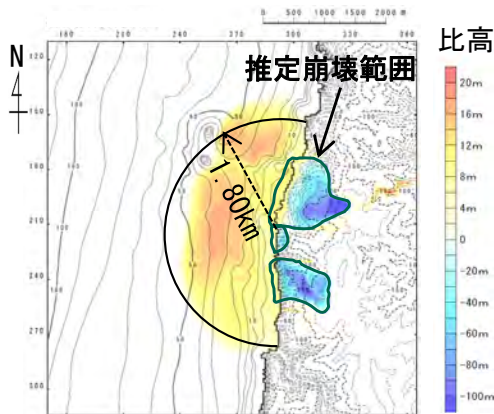
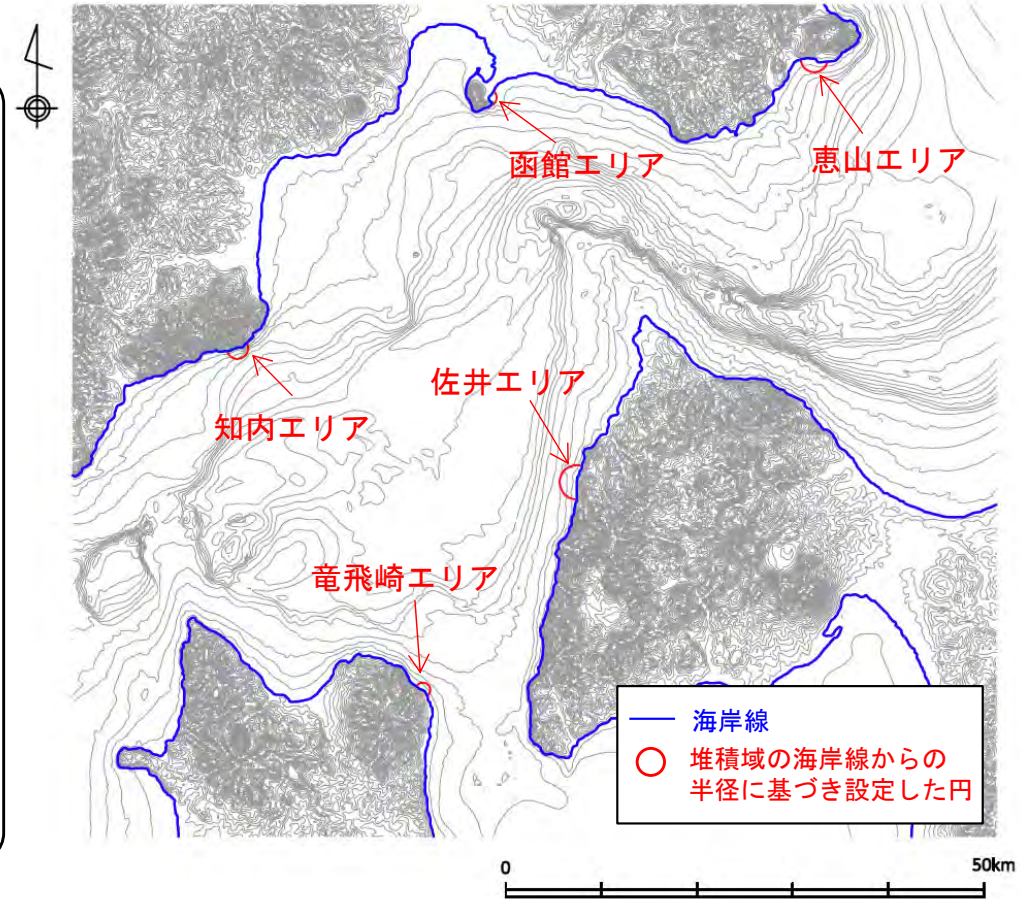
検討パラメータの設定

・概略影響評価上の堆積範囲・堆積厚さ及び比高変化継続時間は以下のとおり設定した。

- ①堆積範囲は、各崩壊体積に応じた半円を仮定し、それぞれの堆積範囲の半径 r は佐井エリアを対象に実施した二層流モデル解析結果（下図参照）の堆積範囲を基に設定する。
- ②堆積厚さは、概算崩壊体積が全て海域に流入するものとして、半径 r の半円の範囲に、堆積厚さ一定で堆積すると仮定する。
- ③比高変化継続時間は、各崩壊体積に比例すると仮定し、佐井エリアを対象に実施した二層流モデルの解析結果（下図参照）の比高変化継続時間を基に、以下のとおり設定する。

$$r = r_s \times \sqrt[3]{\frac{V}{V_s}} \qquad T = T_s \times \frac{V}{V_s}$$

r : 検討対象地すべり地形の堆積範囲の海岸線からの半径 (km)
 r_s : 佐井エリアの堆積範囲の海岸線からの半径 (二層流モデルから得られた1.8km)
 T : 検討対象地すべり地形の比高変化継続時間 (s)
 T_s : 佐井エリアの比高変化継続時間 (二層流モデルから得られた300s)
 V : 対象斜面崩壊の概算体積 (m³)
 V_s : 佐井エリアの概算体積 (1.67 × 10⁸ m³)



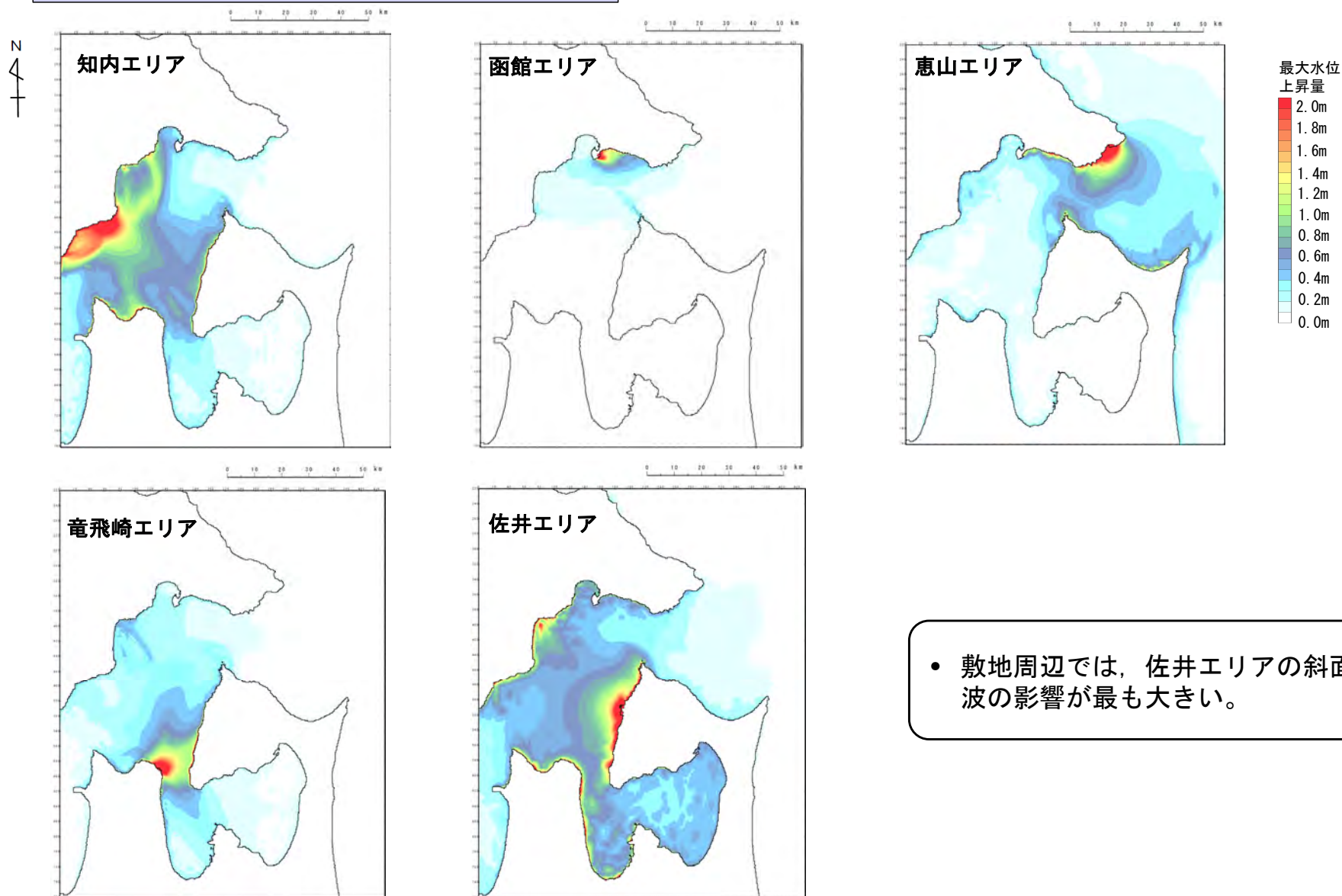
佐井エリアの二層流モデル解析で得られた比高分布

検討パラメータ

エリア	概算体積V (m ³)	堆積範囲の半径r (km)	堆積厚さH (m)	比高変化継続時間T (s)
恵山	8.41 × 10 ⁷	1.43	26	151
函館	1.74 × 10 ⁷	0.85	15	31
知内	4.26 × 10 ⁷	1.14	21	77
佐井	1.67 × 10 ⁸	1.80	33	300
竜飛崎	1.37 × 10 ⁷	0.78	14	25

検討対象地すべり地形の選定 概略影響比較 (3 / 4)

検討結果 (津軽海峡内の最大水位上昇量分布)



• 敷地周辺では、佐井エリアの斜面崩壊による津波の影響が最も大きい。

津軽海峡内の最大水位上昇量分布

検討対象地すべり地形の選定 概略影響比較 (4 / 4)

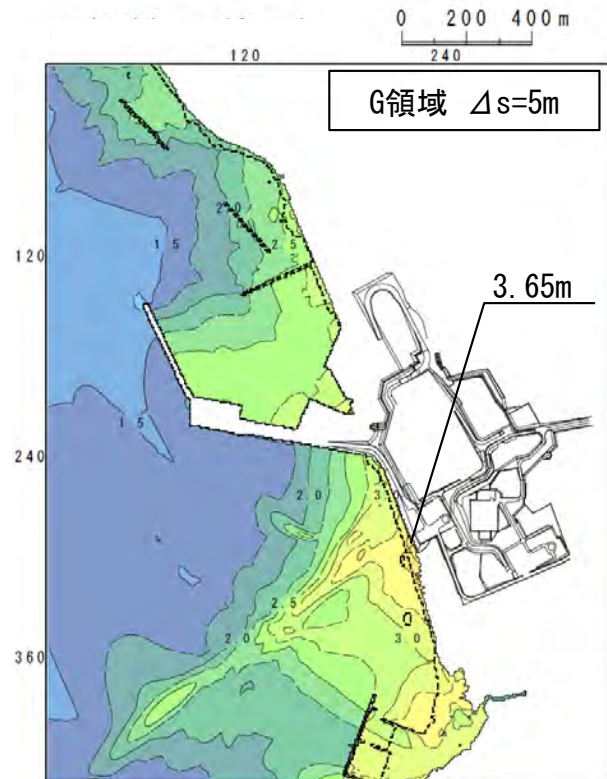
第1023回審査会合
資料1-1 P. 4. 1-30再掲

検討結果 (敷地における最大水位変動量)

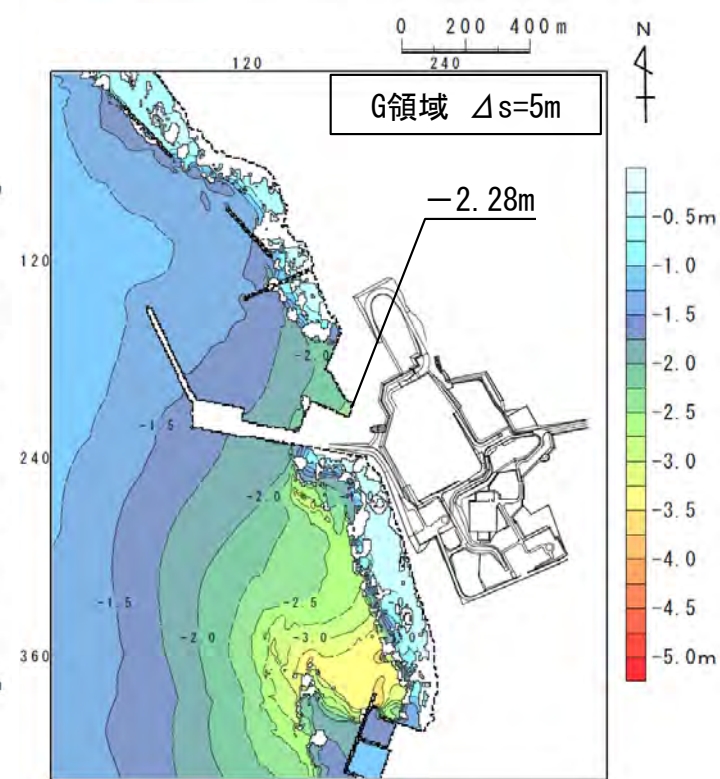
- 概略影響検討の結果、敷地における津波の影響は、佐井エリアの斜面崩壊による津波が最も大きい。

計算結果一覧

エリア	最大水位 上昇量	最大水位 下降量
恵山	1.33m	-2.16m
函館	0.35m	-0.39m
知内	1.59m	-2.06m
佐井	3.65m	-2.28m
竜飛崎	0.92m	-1.42m



最大水位上昇量分布 (佐井エリア)



最大水位下降量分布 (佐井エリア)

(余白)

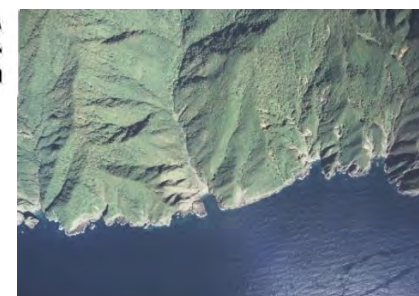
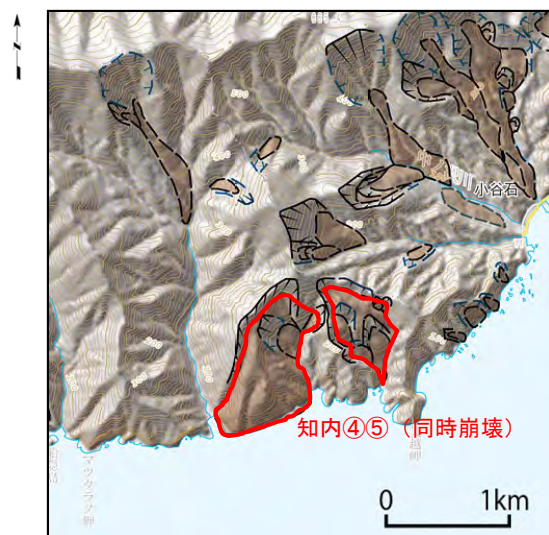
目次

- (補足1) 津軽海峡開口水部付近沿岸から大間崎付近の分析
- (補足2) 大間崎付近の地形の選定に係る概略影響検討
- (補足3) 検討対象地すべり地斜面崩壊に起因する津波の影響検討
- (補足4) 知内工リアの陸上斜面崩壊に起因する津波の影響検討
- (補足5) 線形足し合せ水位評価地の妥当性確認

斜面崩壊に起因する津波の影響検討 (1 / 12)

検討方針

- ・ 組合せ先とする津波発生要因である陸上の斜面崩壊のうち、組合せ元とする地震と組合せた際に影響が大きくなる地すべりエリアとして抽出された、知内エリアの斜面崩壊について、知内エリアの斜面崩壊地形を考慮した津波のシミュレーションを実施する。なお、数値シミュレーションは、二層流モデル及びkinematic landslideモデルの双方を用いて、総合的に評価する。



「国土地理院の空中写真」

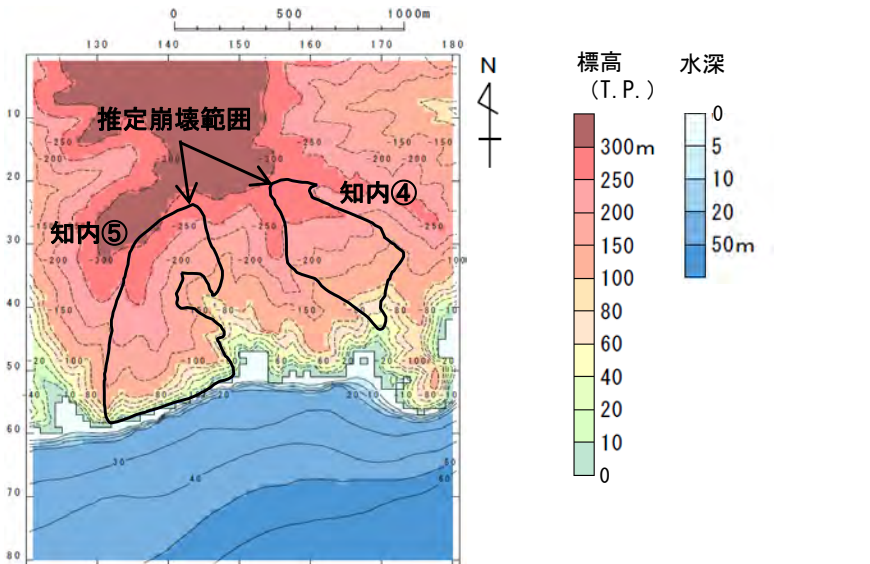
知内エリアの対象地すべりブロック

斜面崩壊に起因する津波の影響検討 (2/12) : 解析モデル①<二層流モデル> (1/6)

第868回審査会合

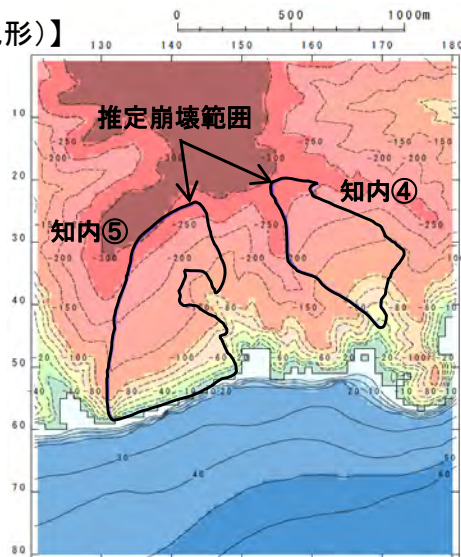
資料2-2 P.307再掲

すべり面及び崩壊量の設定【知内エリアの地すべり地形】



地形モデル

【現地地形(モデル上の崩壊前地形)】

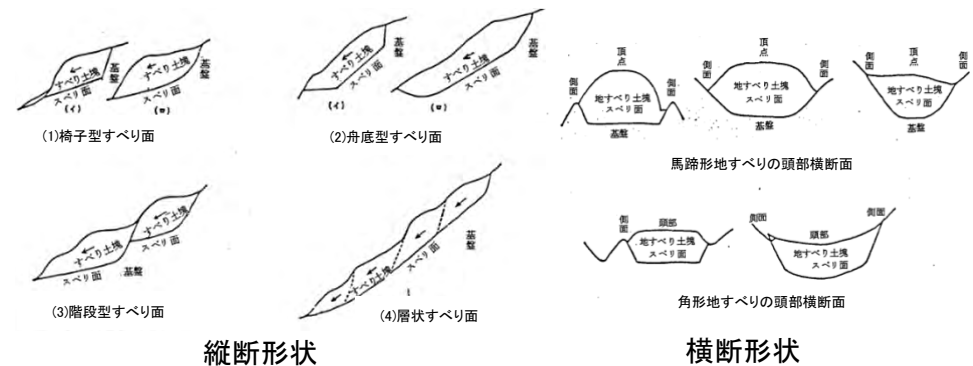


地形モデル(すべり面)

波源モデル

○解析モデル①として二層流モデルを採用した*。
 ○検討対象地すべり地形の推定すべり面は、高速道路調査会(1985)等を参照し、以下の考えに基づき設定した(P.530, P.531参照)。

- ・推定された地すべり厚さDが地すべりブロック中央部付近の代表的な厚さとする。
- ・地すべりブロック縦断方向に対しては、ブロック中央部付近でおおむね一定勾配を呈し、ブロック頭部に向かって漸増的に急勾配化させる。ブロック端部では、頭部とは逆に中央部から末端部に向かって徐々に緩勾配化させる。
- ・横断方向に対しては、ブロック中央部付近では一定勾配を呈し、ブロック側方境界部に向かって漸増的に急勾配化させる。
- ・すべり面形状が地表面地形形状に滑らかな接続となるようにする。



すべり面形状例 高速道路調査会(1985)に一部加筆

○現地地形を解析モデル上の崩壊前地形と設定した。
 ○作成した現地地形モデルとすべり面モデルより算出した知内エリアの検討対象地すべり地形(知内④⑤)の崩壊量は $1.29 \times 10^7 \text{m}^3$ である。

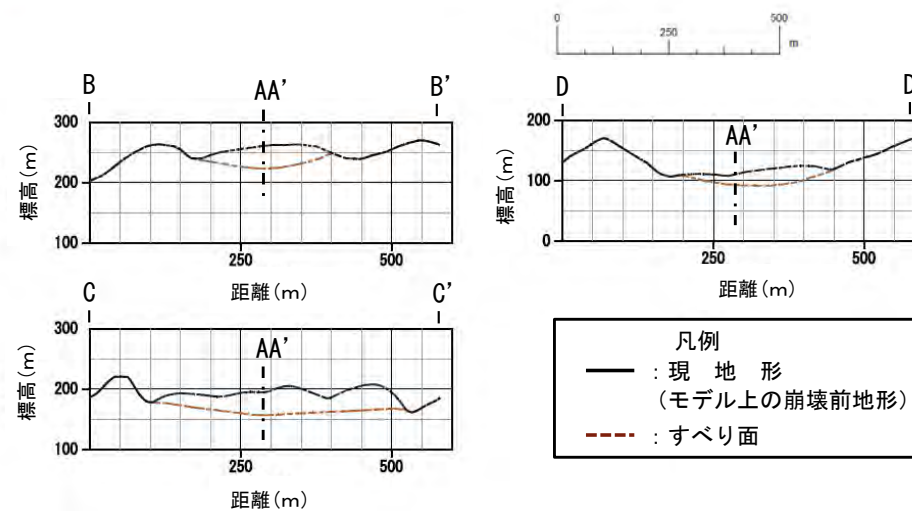
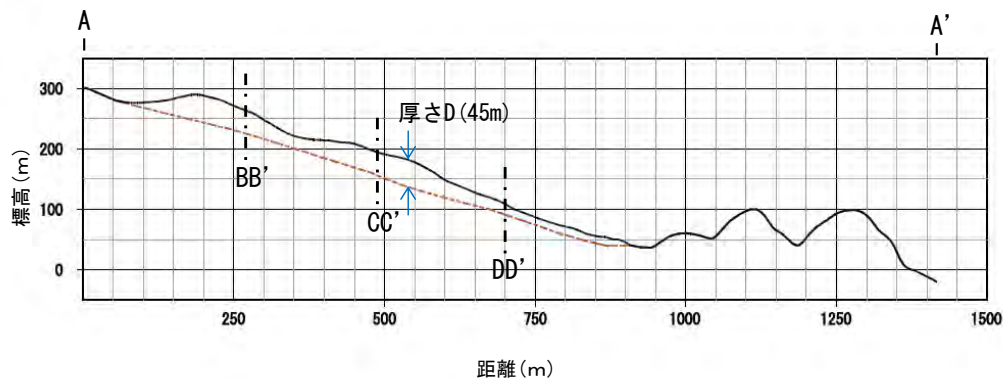
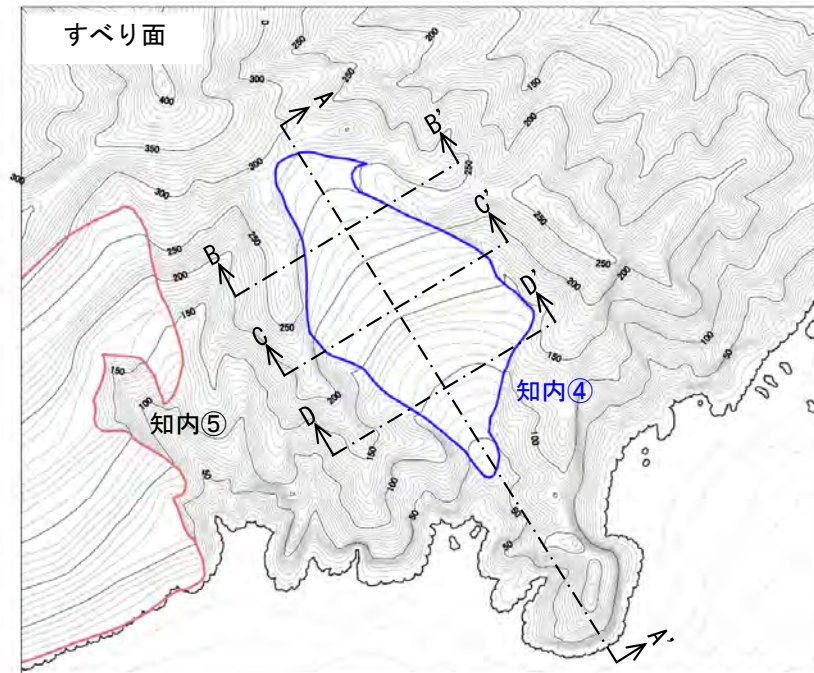
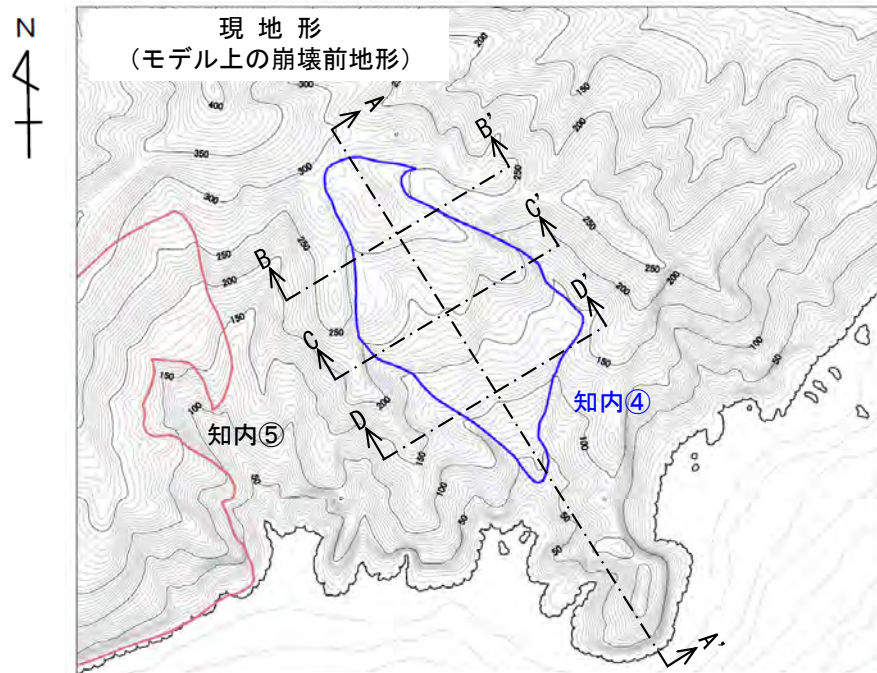
*第1023回審査会合 資料1-2「7-2. 二層流モデルの適用性について」参照。

斜面崩壊に起因する津波の影響検討 (3/12) : 解析モデル①<二層流モデル> (2/6)

第868回審査会合

資料2-2 P.308再掲

検討対象地すべり地形 縦断面図 (1/2) 【ブロック知内④】

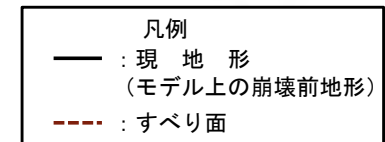
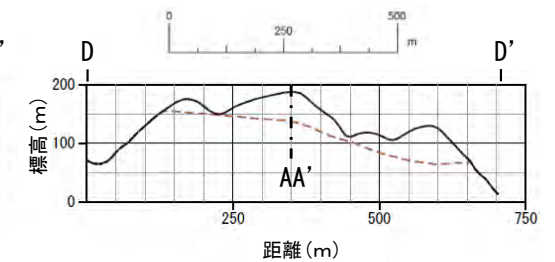
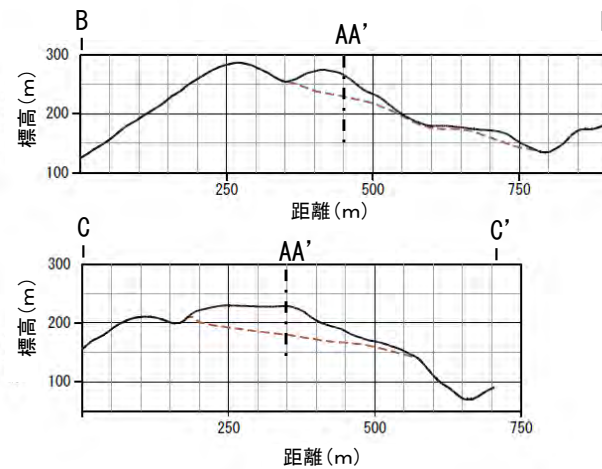
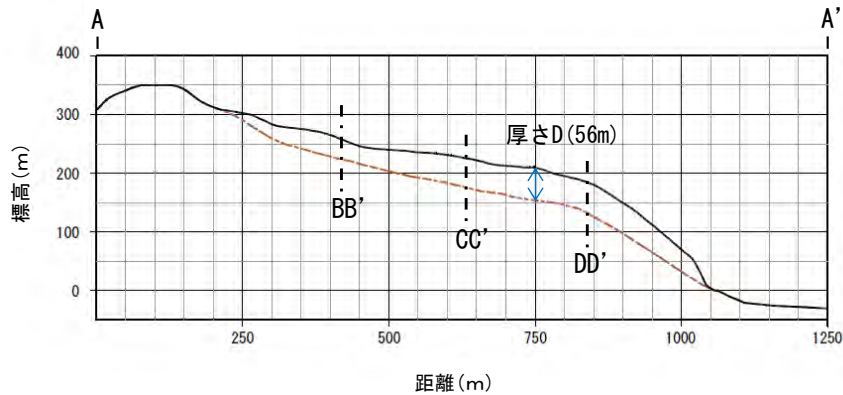
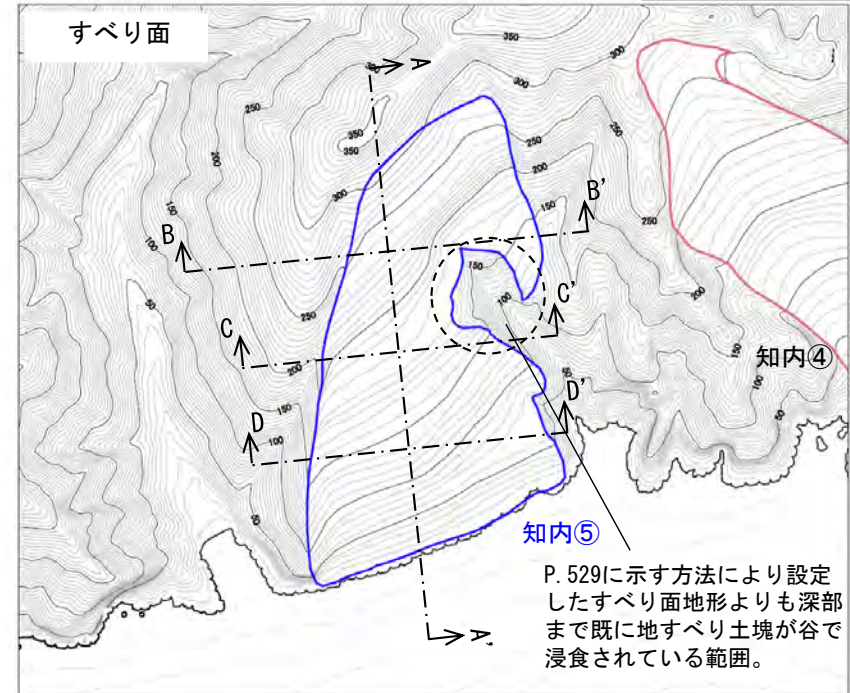
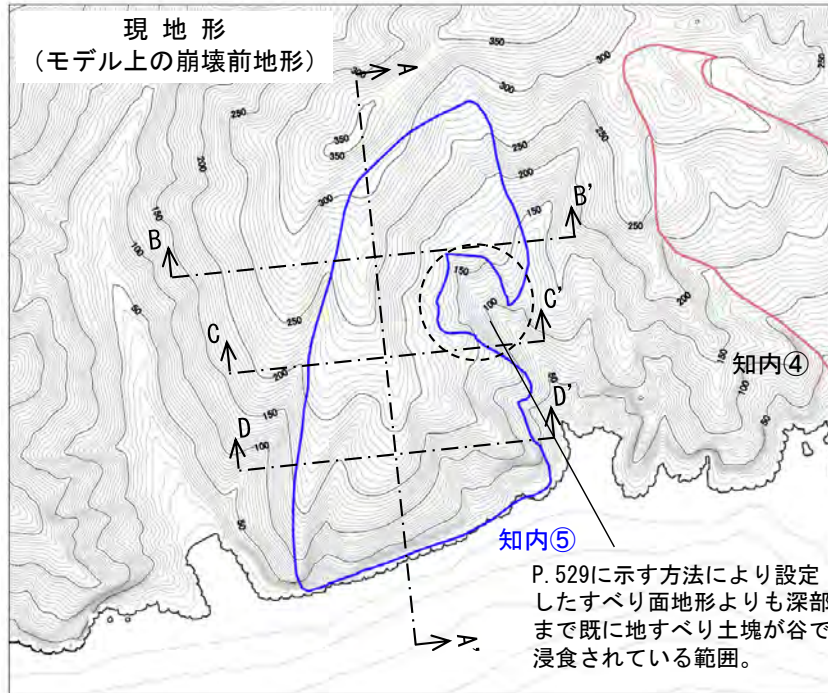


- 凡例
- : 現地形
 - ⋯ : (モデル上の崩壊前地形)
 - - - : すべり面

斜面崩壊に起因する津波の影響検討 (4/12) : 解析モデル①<二層流モデル> (3/6)

検討対象地すべり地形 縦断面図 (2/2) 【ブロック知内⑤】

第868回審査会合
資料2-2 P.309再掲



斜面崩壊に起因する津波の影響検討 (5/12) : 解析モデル①<二層流モデル> (4/6)

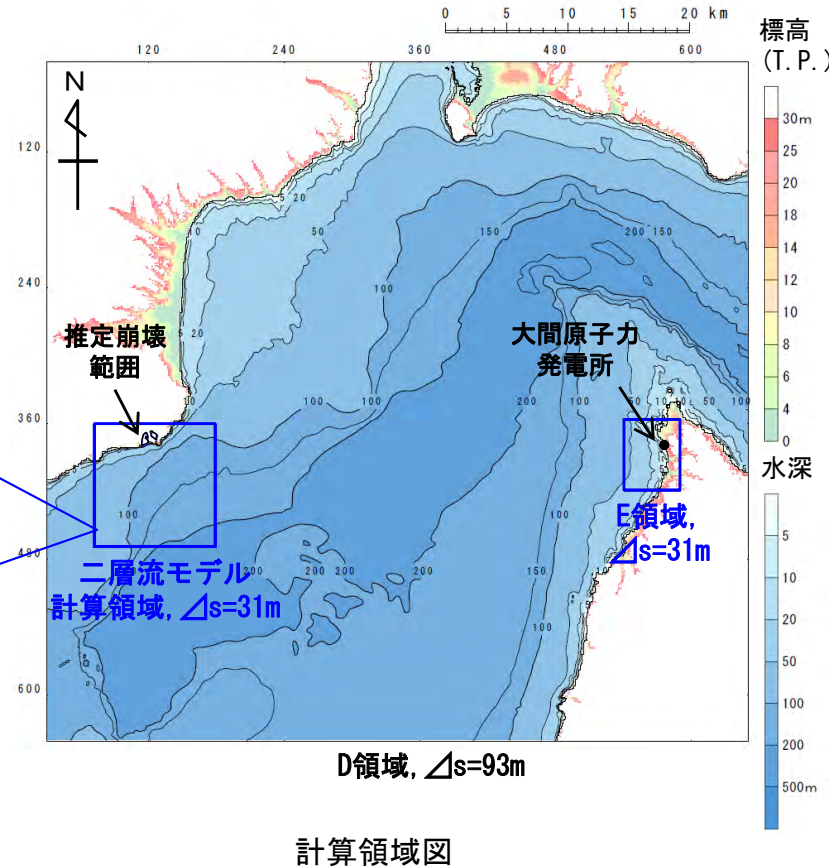
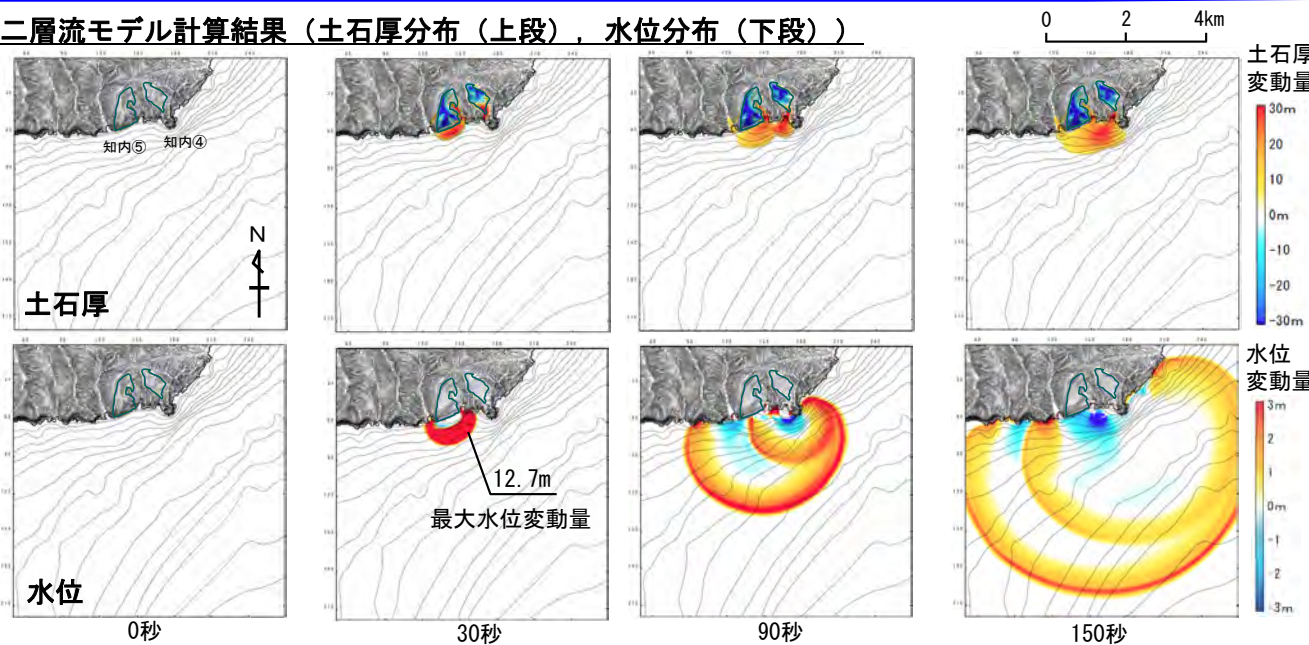
計算条件

- 二層流モデルの計算条件は下表のとおりである。なお、知内④⑤が同時に崩壊開始するものとした。
- 敷地への津波の伝播シミュレーションは、二層流モデル計算領域の境界部で得られた時刻歴波形を津波伝播計算領域に接続して実施した。

主な計算条件

項目	内容	設定根拠
海水密度	$\rho_1 = 1.03 \text{ (g/cm}^3\text{)}$	一般値
崩壊物の密度	$\rho_2 = 2.0 \text{ (g/cm}^3\text{)}$	Kawamata et al. (2005) で1741年渡島大島火山津波を再現された値
上層(水)の粗度係数	$n = 0.025 \text{ (s/m}^{1/3}\text{)}$	
下層(土砂)の粗度係数	$n = 0.4 \text{ (s/m}^{1/3}\text{)}$	
抗力係数	$C_D = 2.0$	
水平拡散係数	$\nu = 0.1 \text{ (m}^2\text{/s)}$	
計算時間間隔	$\Delta t = 1.0 \times 10^{-5} \text{ (s)}$	計算の安定性を考慮して設定

二層流モデル計算結果 (土石厚分布 (上段), 水位分布 (下段))



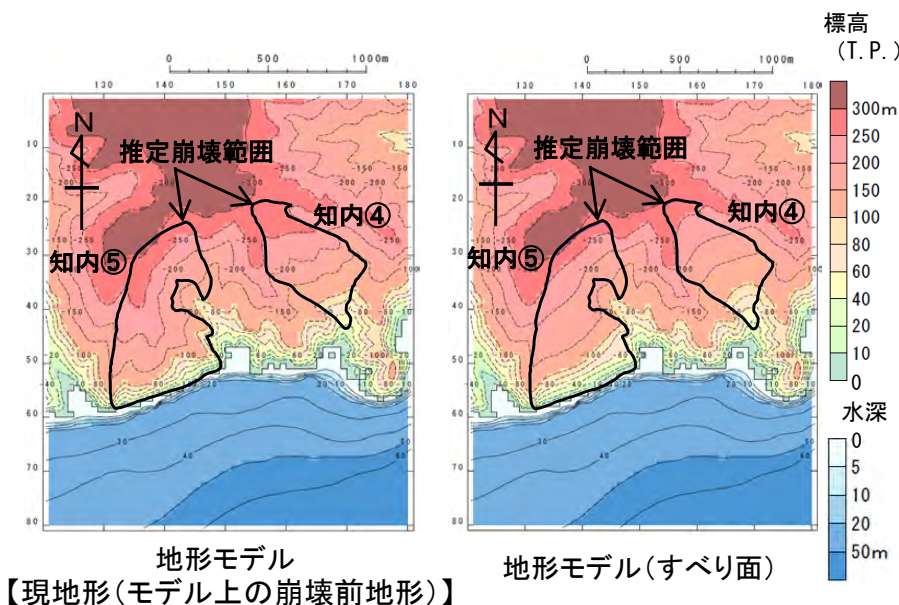
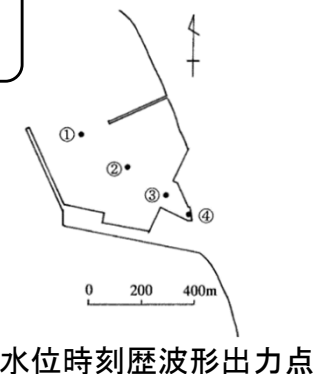
斜面崩壊に起因する津波の影響検討 (6/12) : 解析モデル①<二層流モデル> (5/6)

計算結果

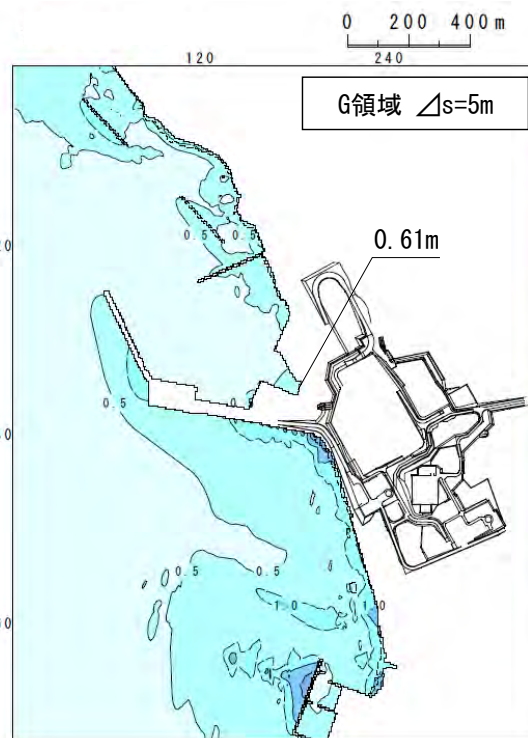
知内エリアの斜面崩壊に起因する津波の二層流モデルによる計算結果 (上昇側) は下表のとおりである。

知内エリアの斜面崩壊に起因する津波検討結果 (上昇側)

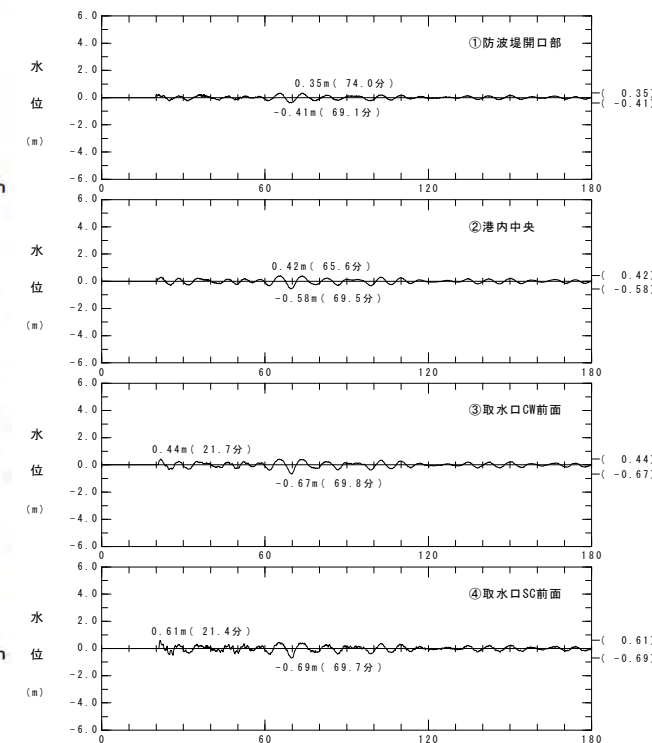
検討対象	解析モデル	敷地における最大水位上昇量
知内エリアの地すべり地形	二層流モデル	0.61m



波源モデル



最大水位上昇量分布



水位時刻歴波形

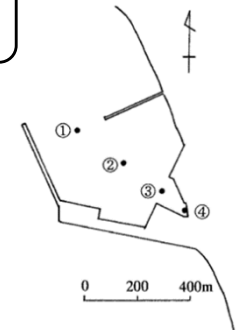
斜面崩壊に起因する津波の影響検討 (7/12) : 解析モデル①<二層流モデル> (6/6)

計算結果

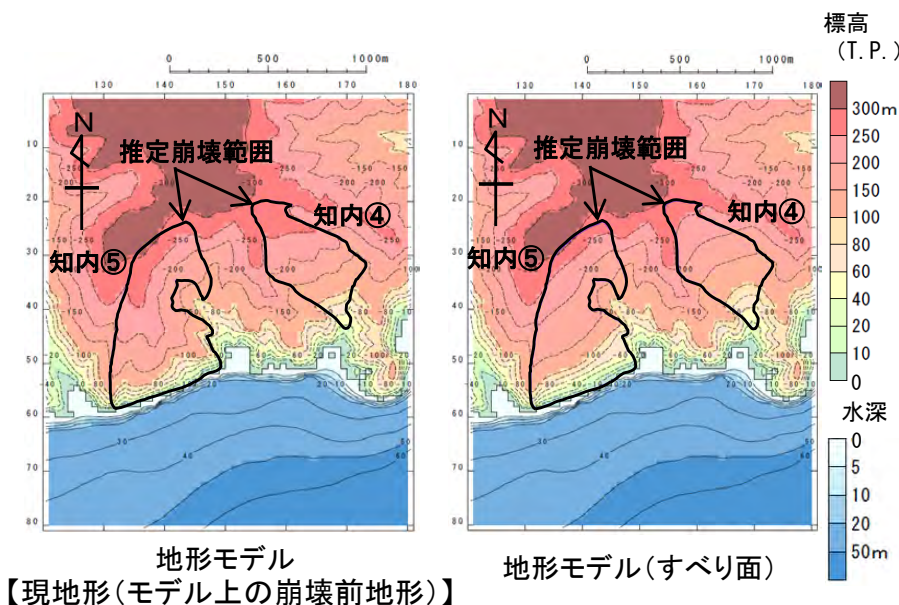
知内エリアの斜面崩壊に起因する津波の二層流モデルによる計算結果 (下降側) は下表のとおりである。

知内エリアの斜面崩壊に起因する津波検討結果(下降側)

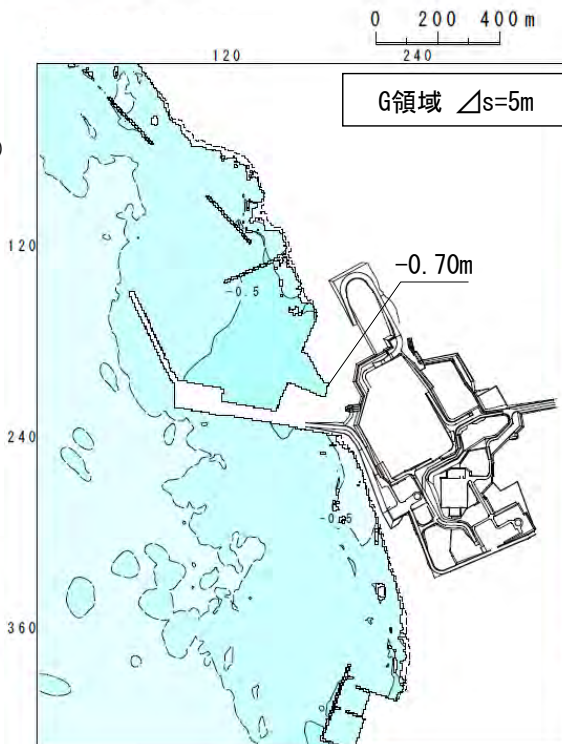
検討対象	解析モデル	取水口スクリーン室前面における最大水位下降量
知内エリアの地すべり地形	二層流モデル	-0.70m



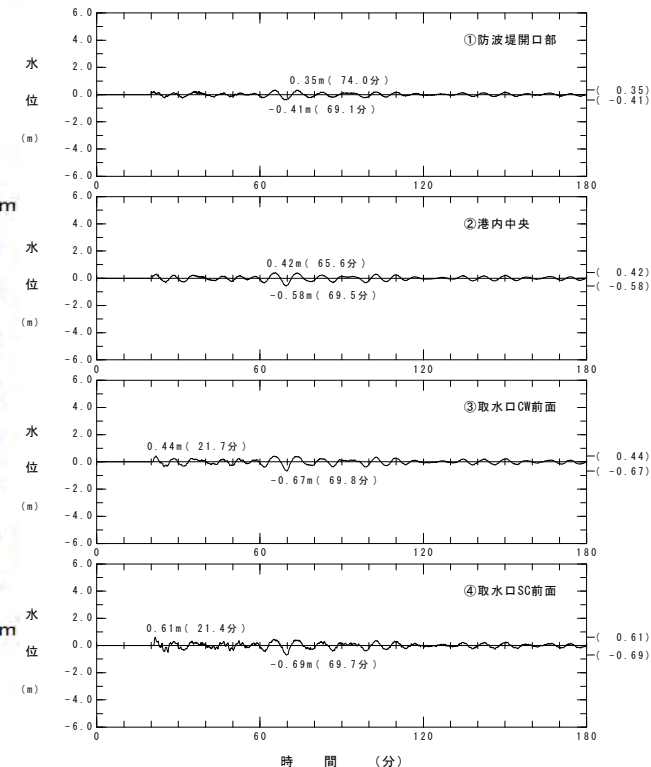
水位時刻歴波形出力点



波源モデル



最大水位下降量分布



水位時刻歴波形

斜面崩壊に起因する津波の影響検討 (8/12) : 解析モデル② <kinematic landslideモデル>

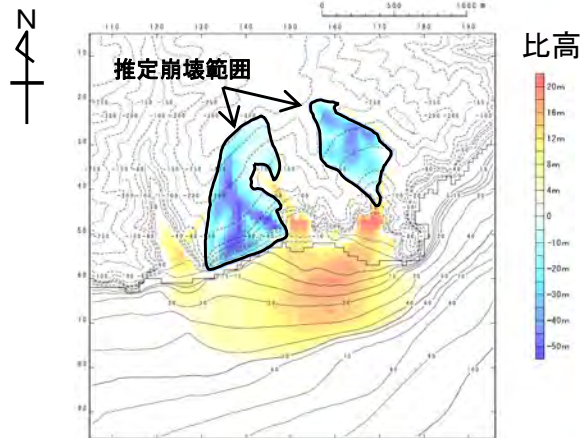
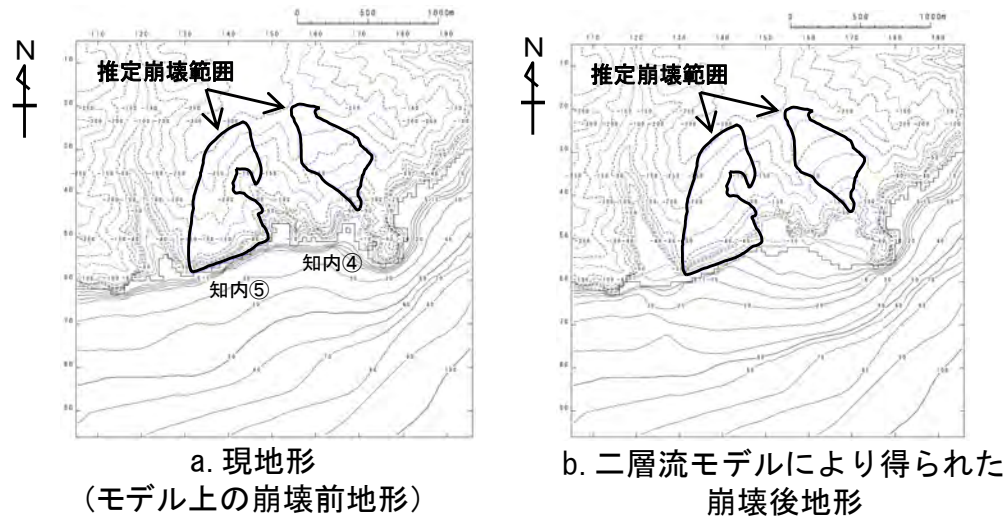
コメントNo.S5-36

崩壊地形データの作成【知内エリアの地すべり地形】

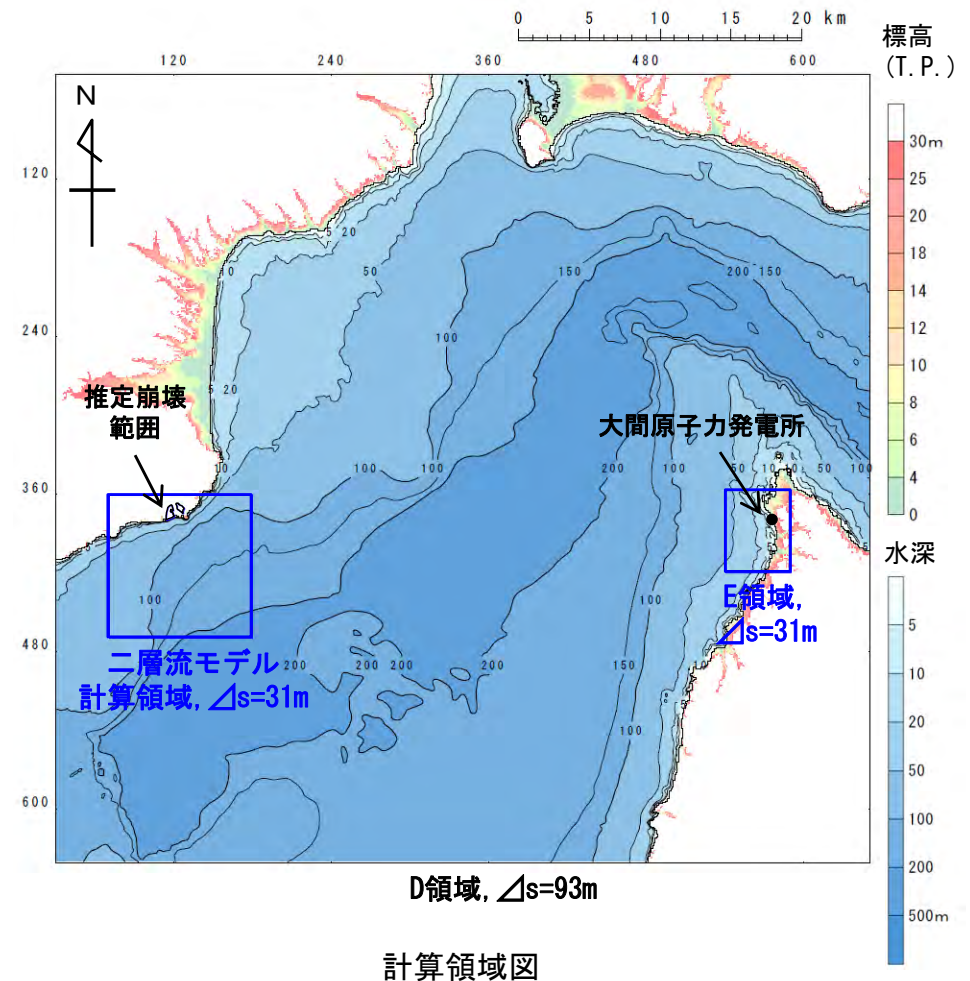
(1/4)

第868回審査会合
資料2-2 P.313再掲

- 解析モデル②としてkinematic landslideモデルを採用した。
- kinematic landslideモデルの崩壊地形データ (比高分布) は、現地形 (モデル上の崩壊前地形) と二層流モデルにより得られた崩壊後地形から作成した。



崩壊に伴う地形変化 (b-a) (比高分布)



斜面崩壊に起因する津波の影響検討 (9/12) :

第868回審査会合
資料2-2 P. 314再掲

コメントNo.S5-36

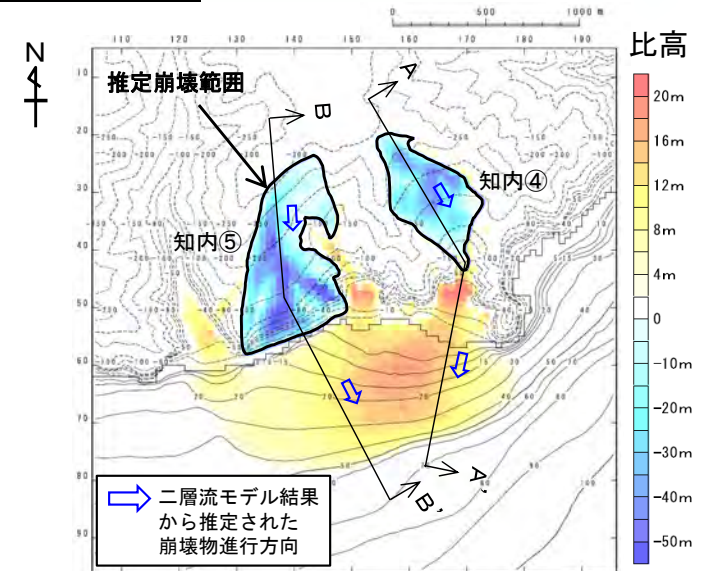
解析モデル②<kinematic landslideモデル> (2/4)

パラメータの設定【水平移動速度・比高変化継続時間】

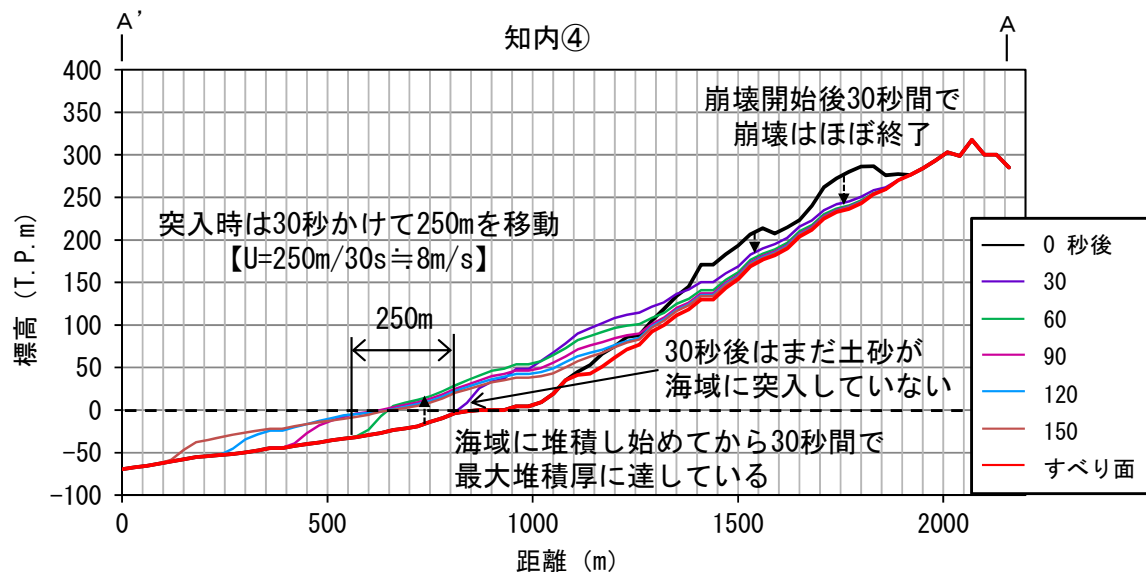
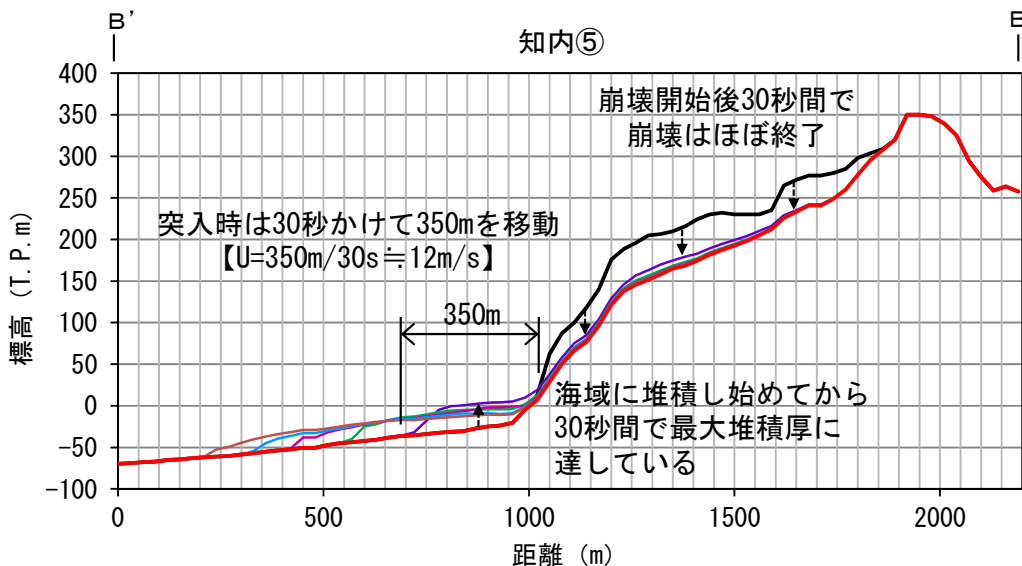
- kinematic landslideモデルで考慮する水平移動速度 U および比高変化継続時間 T は、二層流モデル解析で得られた崩壊測線上の崩壊物の移動状況より下記のとおり設定した。

水平移動速度 U_1 : 8m/s (知内④) 比高変化継続時間 T : 30秒
 U_2 : 12m/s (知内⑤)

- 崩壊物が海域に突入する時間については、知内⑤の崩壊物が先に海域に突入し、30秒後に知内④の崩壊物が海域に突入するものとした。



kinematic landslideモデルに用いる比高分布



kinematic landslideモデルに用いる U 及び T

(二層流モデル解析による崩壊測線上の崩壊物の移動状況より設定)

斜面崩壊に起因する津波の影響検討 (10/12) :

第868回審査会合
資料2-2 P.315再掲

コメントNo.S5-36

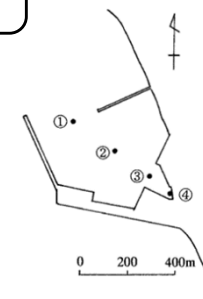
計算結果

解析モデル②<kinematic landslideモデル> (3/4)

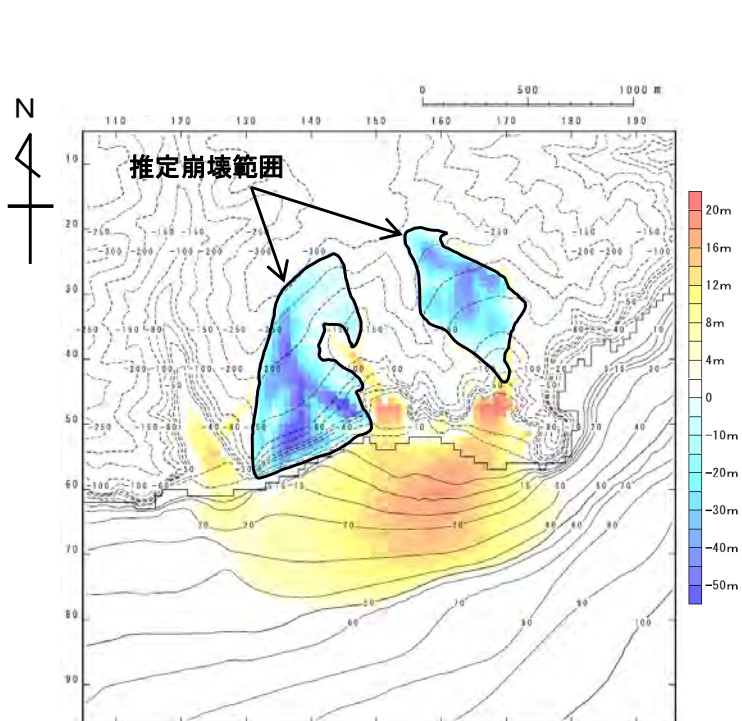
知内エリアの斜面崩壊に起因する津波のkinematic landslideモデルによる計算結果 (上昇側) は下表のとおりである。

知内エリアの斜面崩壊に起因する津波検討結果 (上昇側)

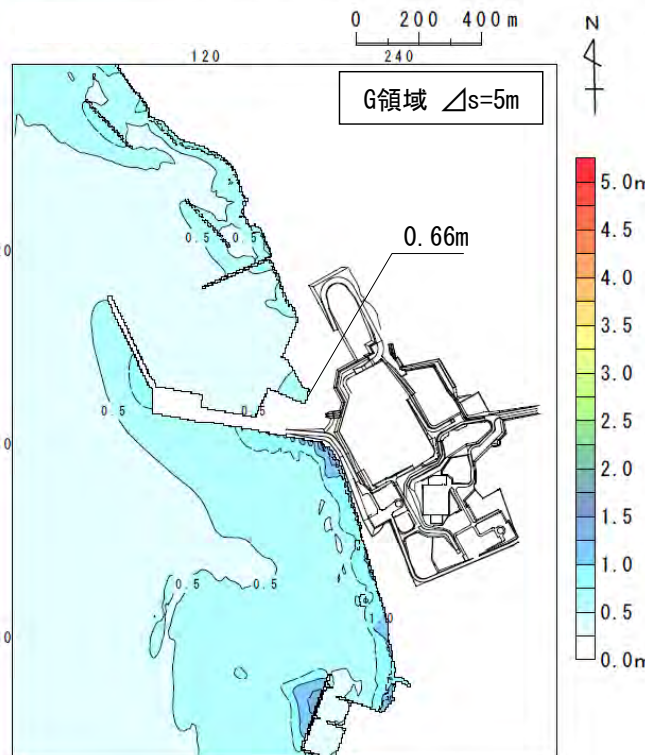
検討対象	解析モデル	敷地における最大水位上昇量
知内エリアの地すべり地形	kinematic landslideモデル	0.66m



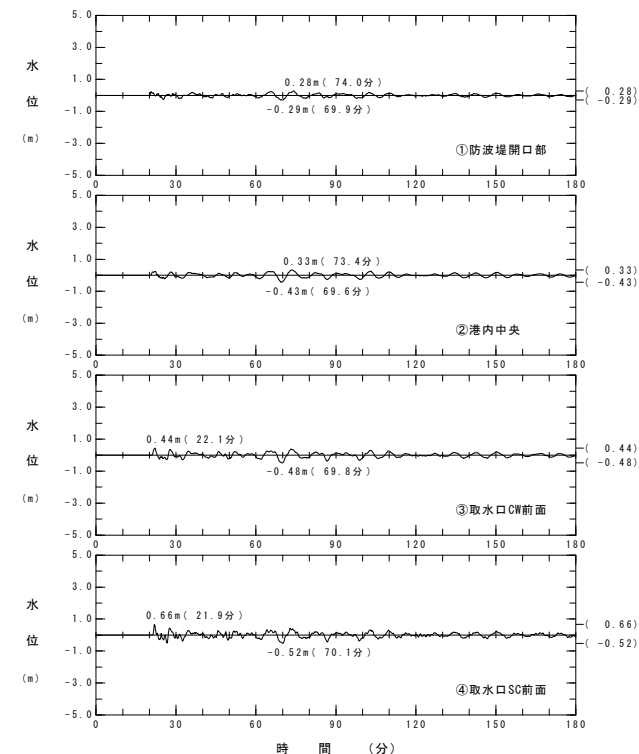
水位時刻歴波形出力点



波源モデル



最大水位上昇量分布



水位時刻歴波形

斜面崩壊に起因する津波の影響検討 (11/12) :

第868回審査会合
資料2-2 P.316再掲

コメントNo.S5-36

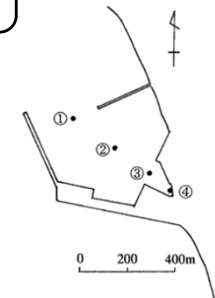
計算結果

解析モデル②<kinematic landslideモデル> (4/4)

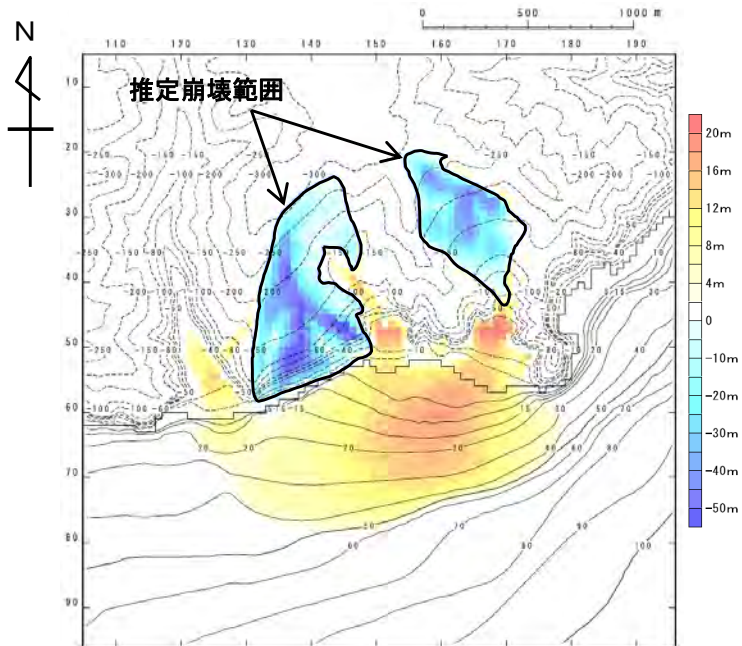
知内エリアの斜面崩壊に起因する津波のkinematic landslideモデルによる計算結果 (下降側) は下表のとおりである。

知内エリアの斜面崩壊に起因する津波検討結果 (下降側)

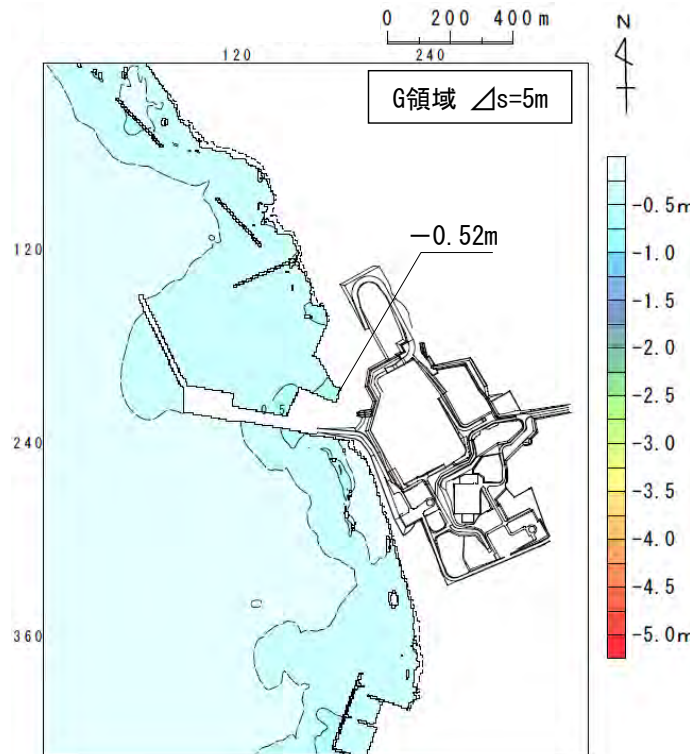
検討対象	解析モデル	取水口スクリーン室前面における最大水位下降量
知内エリアの地すべり地形	kinematic landslideモデル	-0.52m



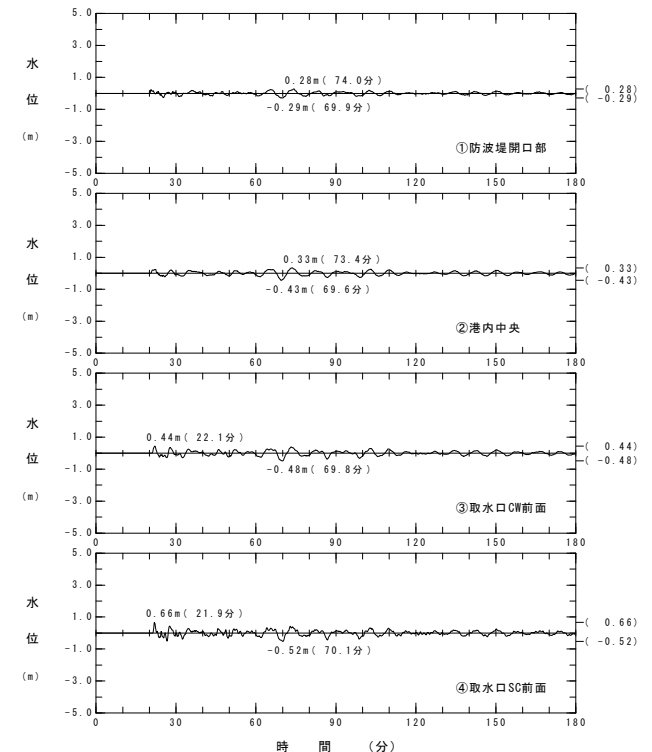
水位時刻歴波形出力点



波源モデル



最大水位下降量分布



水位時刻歴波形

斜面崩壊に起因する津波の影響検討 (12/12) : 検討結果

第868回審査会合
資料2-2 P.317一部修正

コメントNo.S5-36

- 知内エリアの陸上の斜面崩壊に起因する津波の検討結果は以下のとおりである。

知内エリアの斜面崩壊に起因する津波

区分	解析モデル	敷地における 最大水位上昇量	取水口スクリーン室前面における 最大水位下降量
知内エリアの斜面崩壊に 起因する津波	二層流モデル	0.61m	-0.70m
	kinematic landslideモデル	0.66m	-0.52m

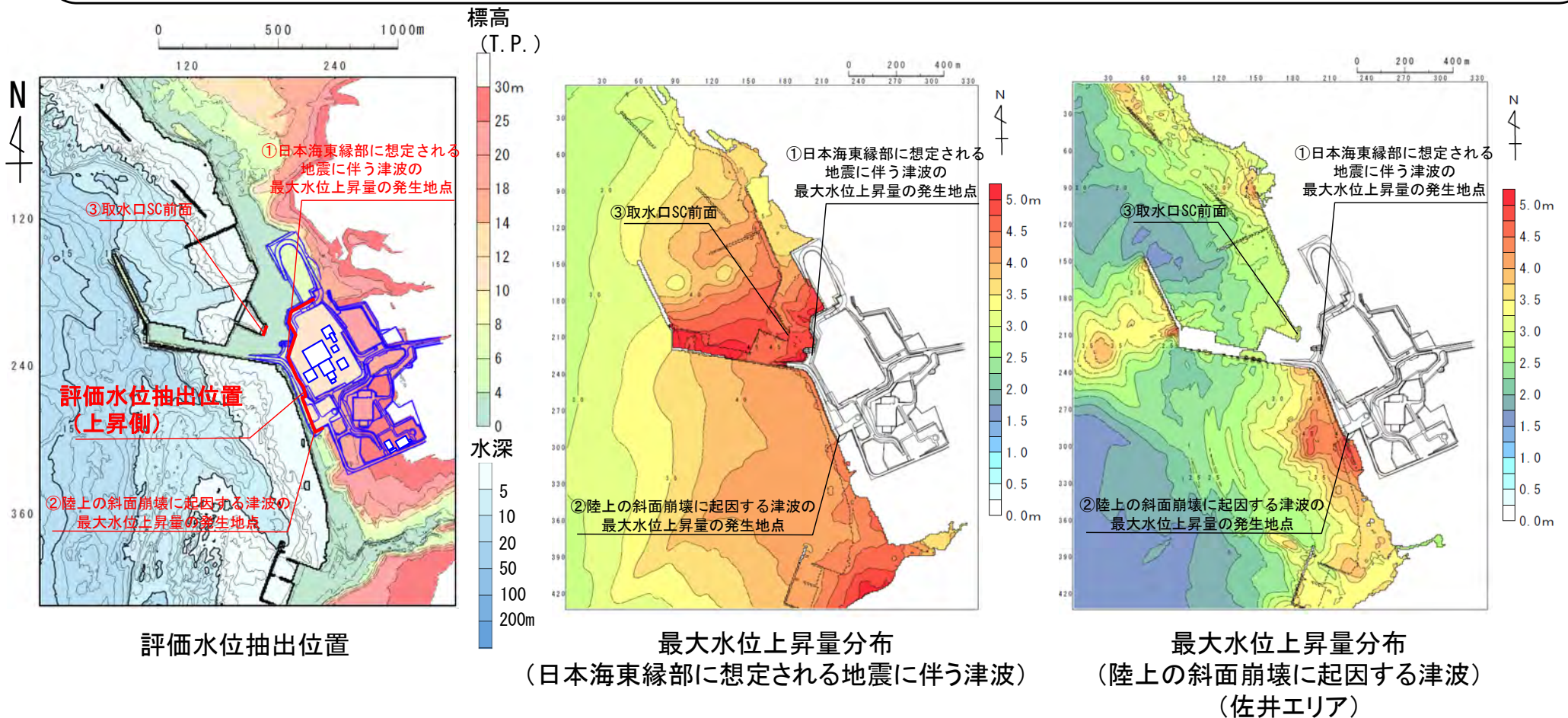
(余白)

目 次

- (補足1) 津軽海峡開口水部付近沿岸から大間崎付近の分析
- (補足2) 大間崎付近かから敷地沿の分析
- (補足3) 検討対象地すべり地の地形の選定に係る概略影響検討
- (補足4) 知内工りアの陸上斜面崩壊に起因する津波の影響検討
- (補足5) 線形足し合せ水位評価地点の妥当性確認

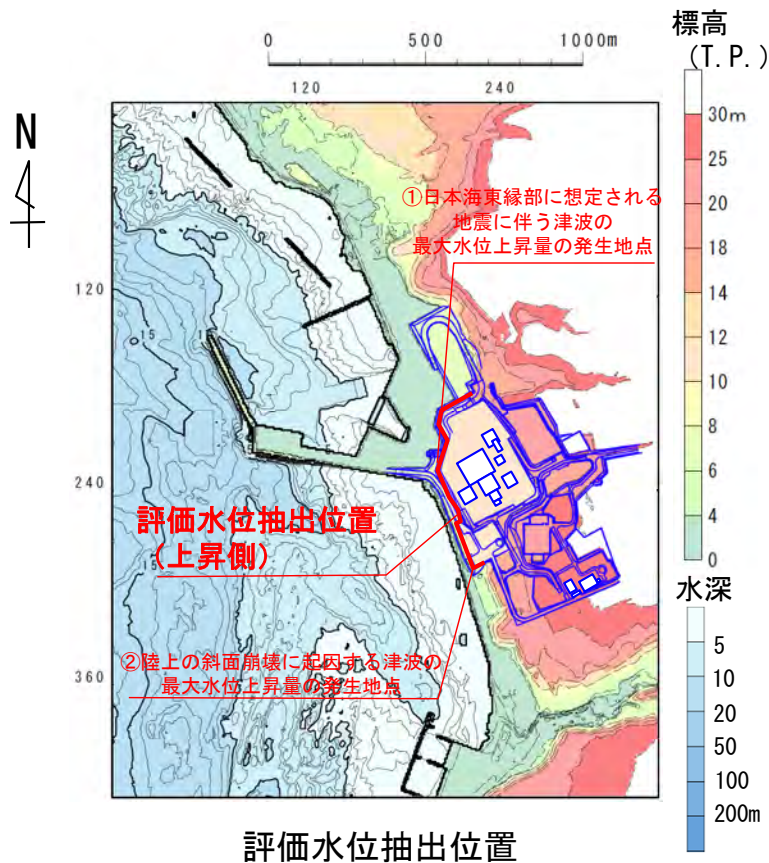
検討方針

- 水位上昇側の線形足し合せ評価地点を取水口スクリーン室前面とすることの妥当性を示すために以下の検討を実施する。
- 敷地前面の評価水位抽出位置 (約T.P. + 3 m) における浸水深は比較的浅く、遡上する時間は短時間ではあるが、2つの津波が重なった場合に水位が高くなると考えられる地点を、日本海東縁部に想定される地震に伴う津波及び陸上の斜面崩壊 (佐井エリア) に起因する津波の最大水位上昇量分布より抽出・選定し、以下の3点で比較する (下図, P.543参照)。
 - ① 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波の最大水位上昇量の発生地点
 - ② 陸上の斜面崩壊に起因する津波の最大水位上昇量の発生地点
 - ③ 取水口スクリーン室前面 (いずれの津波に対しても常に波形がある箇所)
- 上記3点においてそれぞれの波形を線形に足し合わせて、敷地の水位変動量が最も大きくなる地点を確認する。

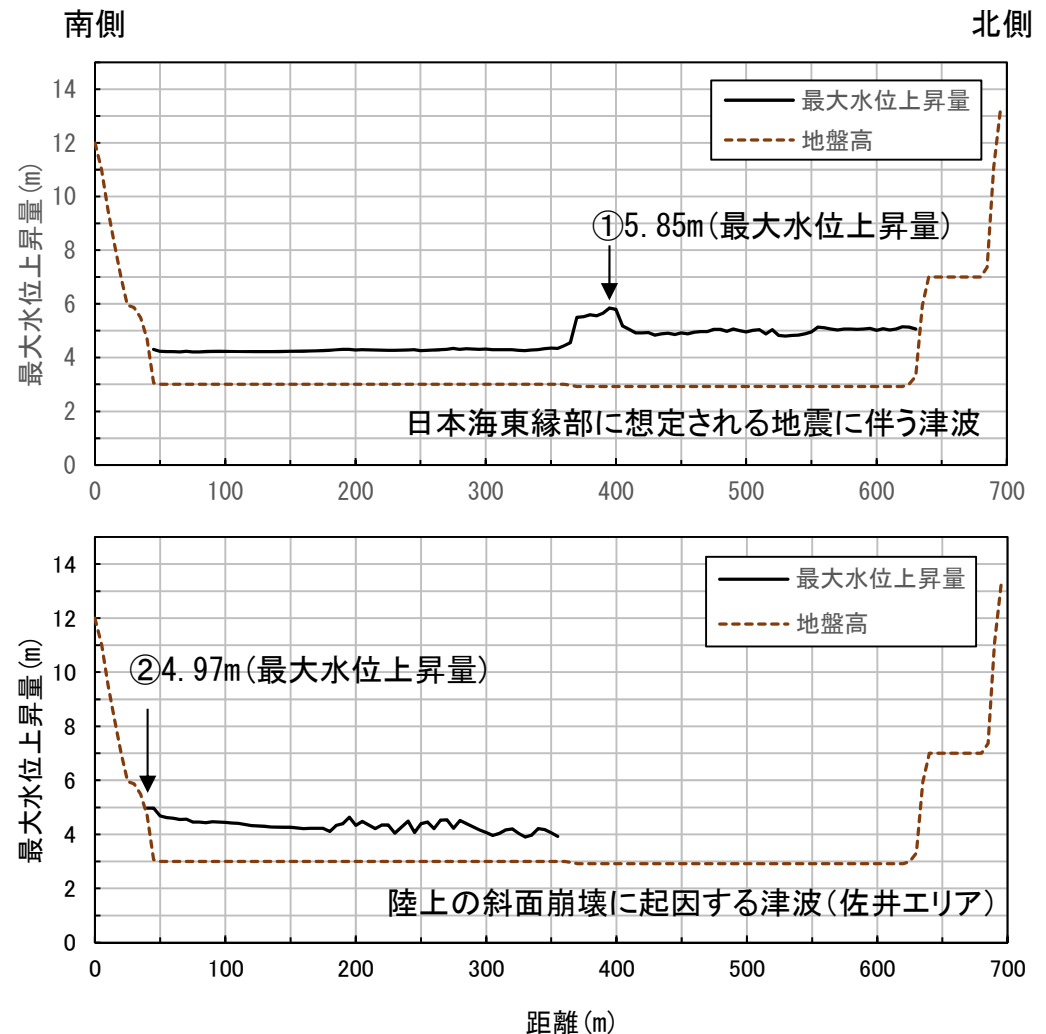


評価水位抽出位置の最大水位上昇量分布

- 敷地前面の評価水位抽出位置（上昇側）における，日本海東縁部に想定される地震に伴う津波及び陸上の斜面崩壊（佐井エリア）に起因する津波の最大水位上昇量を並べて比較した結果，それぞれの**水位変動量**が大きくなる**位置**は異なることを確認した。



評価水位抽出位置

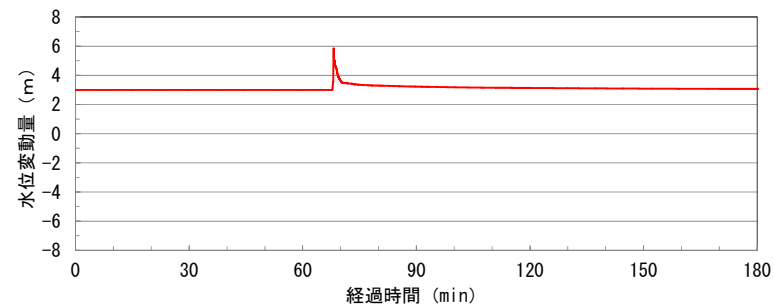


評価水位抽出位置(上昇側)における最大水位上昇量分布

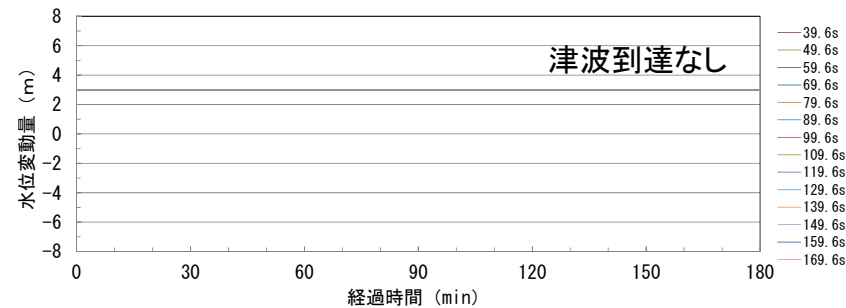
注: 最大水位上昇量の線がない箇所には津波は到達していない。

津波波形の線形足し合せ：①日本海東縁部に想定される地震に伴う津波の最大水位上昇量の発生地点

- 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波の最大水位上昇量の発生地点には、陸上の斜面崩壊に起因する津波は到達しないため、日本海東縁部に想定される地震に伴う津波と陸上の斜面崩壊に起因する津波の線形足し合せはできないことを確認した。



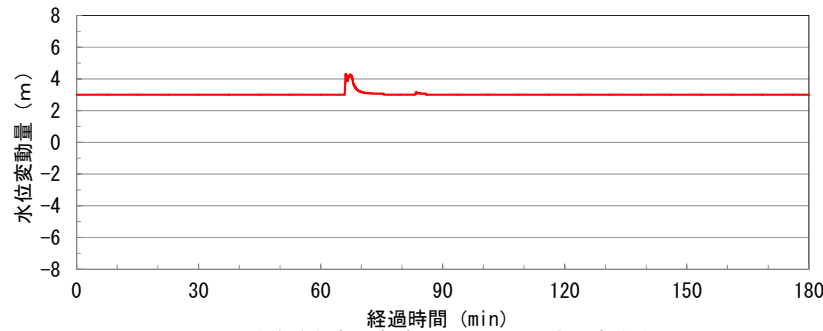
日本海東縁部に想定される地震に伴う津波波形



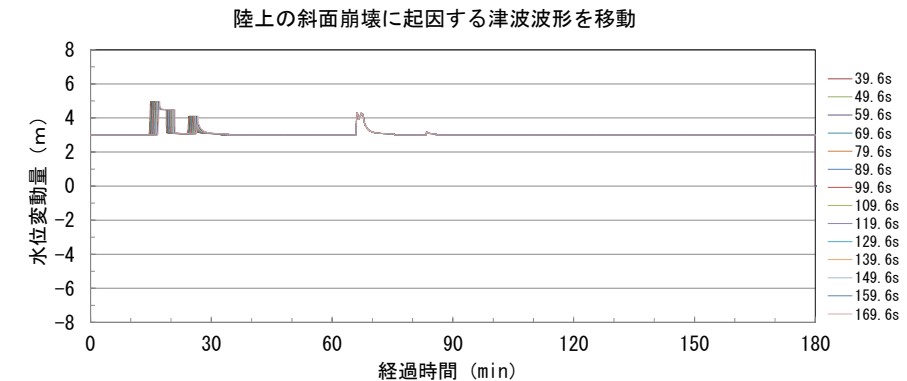
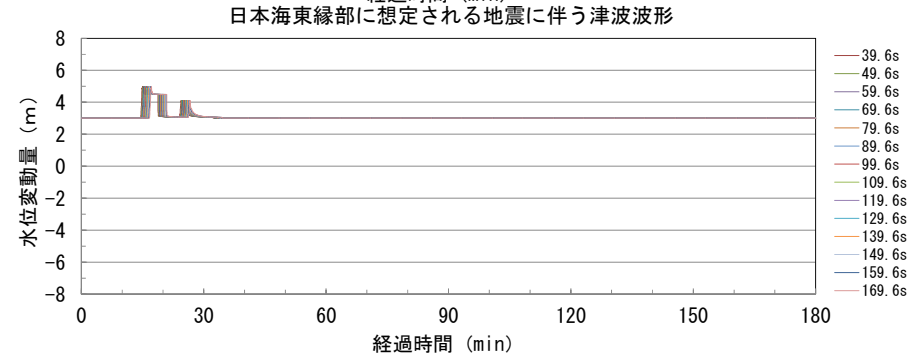
陸上の斜面崩壊に起因する津波波形を移動

津波波形の線形足し合せ：②陸上の斜面崩壊に起因する津波の最大水位上昇量の発生地点

- 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波と陸上の斜面崩壊に起因する津波を対象に、 T_s ※1 (39.6s) 及び T_d ※2 (134.1s) を考慮の上、陸上の斜面崩壊に起因する津波の最大水位上昇量の発生地点における津波波形の線形足し合せを行った。
- その結果、それぞれの最大水位上昇量の発生時刻が50分程度ずれているため、それぞれの津波水位が重なる時刻はないことを確認した。



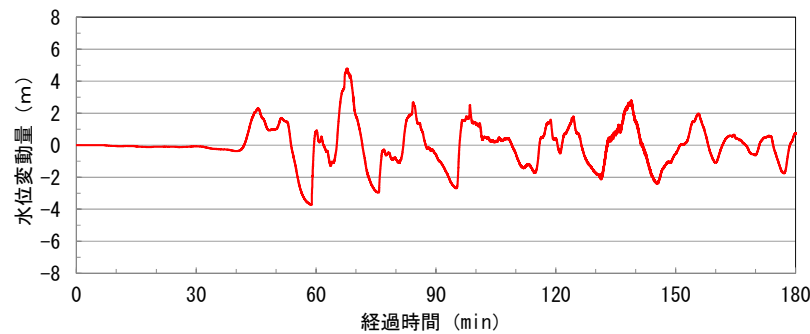
※1 : T_s : 斜面崩壊位置への地震動到達に要する時間
※2 : T_d : 斜面崩壊位置での地震動継続時間



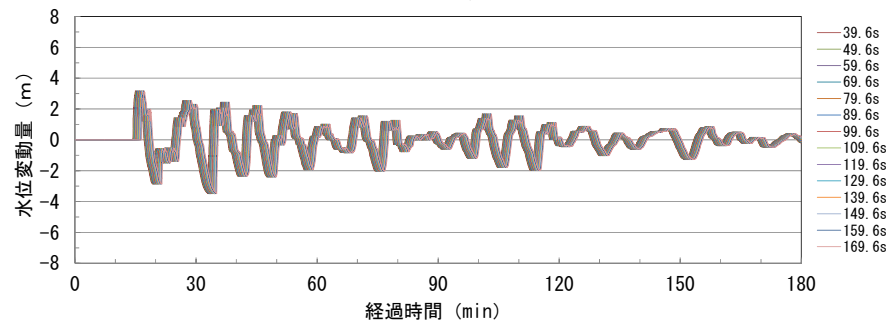
陸上の斜面崩壊に起因する津波の最大水位上昇量の発生地点
線形足し合せ波形

津波波形の線形足し合せ：③取水口スクリーン室前面

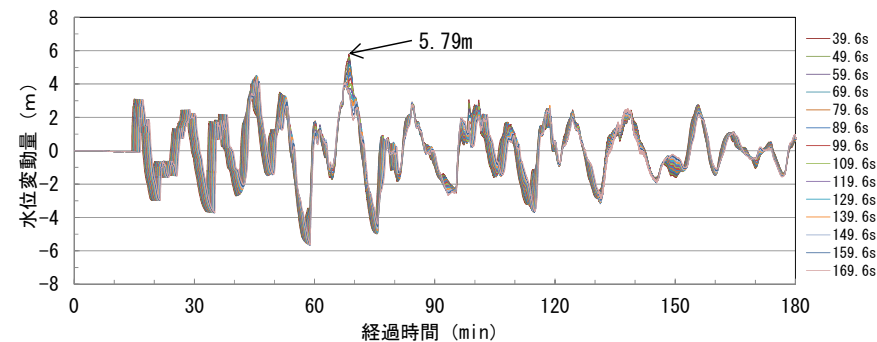
- 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波と陸上の斜面崩壊に起因する津波を対象に、 T_s ※1 (39.6s) 及び T_d ※2 (134.1s) を考慮の上、取水口スクリーン室前面における津波波形の線形足し合せを行った。
- その結果、線形足し合せによる最大水位上昇量は5.79mとなった。



日本海東縁部に想定される地震に伴う津波波形



陸上の斜面崩壊に起因する津波波形を移動



取水口スクリーン室前面
線形足し合せ波形

※1 : T_s : 斜面崩壊位置への地震動到達に要する時間
※2 : T_d : 斜面崩壊位置での地震動継続時間

津波波形の線形足し合せ：まとめ

- 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波と陸上斜面崩壊（佐井エリア）に起因する津波との津波波形の線形足し合せを検討した。
- その結果、評価水位抽出位置のうち、日本海東縁部に想定される地震に伴う津波、陸上の斜面崩壊に起因する津波のいずれに対しても常に波形があり、線形足し合せが出来る地点は、③取水口スクリーン室前面であることが確認できた。
- したがって、日本海東縁部に想定される地震に伴う津波と陸上の斜面崩壊に起因する津波との津波波形の線形足し合せの検討は、取水口スクリーン室前面で実施する。

(余白)

【本編資料】

1. 既往津波等の検討(1/2)

- ・ 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, 694p.
- ・ 羽鳥徳太郎(1984) : 日本海の歴史津波, 月刊海洋科学, Vol. 16, pp. 538-545.
- ・ 国立天文台編(2013) : 理科年表 平成26年, 丸善, 1018p.
- ・ 渡辺偉夫(1998) : 日本被害津波総覧【第2版】, 東京大学出版会, 238p.
- ・ 羽鳥徳太郎(1994) : 1993年北海道南西沖地震津波の規模および波源域, 地震第2輯, 第47巻, pp. 1-9.
- ・ 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ(2012) : 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ現地調査結果, 2012/12/29.
- ・ 羽鳥徳太郎(1975) : 三陸沖歴史津波の規模と推定波源域, 東京大学地震研究所彙報, Vol. 50, pp. 397-414.
- ・ 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2012) : 三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価(第二版)について, 173p.
- ・ 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), 130p.
- ・ 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.
- ・ 平川一臣・中村有吾・西村裕一(2005) : 北海道太平洋沿岸の完新世巨大津波 -2003十勝沖地震津波との比較を含めて-, 月刊地球号外, No. 49, pp. 173-180.
- ・ 相田勇(1977) : 三陸沖の古い津波のシミュレーション, 東京大学地震研究所彙報, Vol. 52, pp. 71-101.
- ・ Abe, K. (1979) : Size of great earthquakes of 1837-1974 inferred from tsunami data, J. Geophys. Res., Vol. 84, No. B4, pp. 1561-1568.
- ・ 羽鳥徳太郎(2011) : 2010年チリ中部地震津波の規模と伝搬の様相, 津波工学研究報告, 第28号 5~10.
- ・ 今村文彦・高橋重雄・藤間功司・富田孝史・有川太郎(2010) : 2010年チリ地震津波の被害調査報告, 土木学会震災報告デジタルアーカイブ.
- ・ 都司嘉宣・大年邦雄・中野晋・西村裕一・藤間功司・今村文彦・柿沼太郎・中村有吾・今井健太郎・後藤和久・行谷佑一・鈴木進吾・城下英行・松崎義孝(2010) : 2010年チリ中部地震による日本での津波被害に関する広域現地調査, 土木学会論文集B2(海岸工学), Vol. 66, No. 1, pp. 1346-1350.
- ・ 谷川晃一朗・澤井祐紀・穴倉正展・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), pp. 55-62.
- ・ 東北電力株式会社(2014) : 原子炉設置変更許可申請書, 平成26年6月.
- ・ 北海道(2012) : 太平洋沿岸に係る津波浸水予測図作成業務 報告書, 北海道総務部危機対策局危機対策課, 57p.
- ・ 西村裕一・宮地直道(1998) : 北海道駒ヶ岳噴火津波(1640)の波高分布について, 火山, 第43巻, pp. 239-242.
- ・ 高清水康博・嵯峨山積・仁科健二・岡孝雄・中村有吾・西村裕一(2007) : 北海道胆振海岸東部から確認された17世紀の津波堆積物, 第四紀研究, 46(2), pp. 119-130.
- ・ 北海道(2013) : 日本海沿岸の津波浸水想定点検・見直し報告書, 北海道に津波被害をもたらす想定地震の再検討ワーキンググループ, 13p.
- ・ 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, 日本海における大規模地震に関する調査検討会.
- ・ 佐藤裕・箕浦幸治(1987) : 津軽地方の歴史地震津波一湖沼底堆積物による歴史地震の研究一, 月刊地球, Vol. 9, pp. 225-228.
- ・ 箕浦幸治・中谷周(1990) : 津軽十三湖及び周辺湖沼の成り立ち, 地質学論集, 第36号, pp. 71-87.
- ・ 箕浦幸治(1990) : 東北日本における巨大津波の発生と周期, 歴史地震, 第6号, pp. 61-76.
- ・ 小岩直人・菊地恒佑・葛西未央(2013) : 青森県鰺ヶ沢町鳴沢川下流部に認められる歴史時代の津波堆積物, 日本第四紀学会講演要旨集, 43, pp. 14-15.
- ・ 熊谷秀平・梅田浩司・鎌滝孝信・小岩直人・藤田奈津子(2017) : 青森県鰺ヶ沢町にみられるイベント堆積物, 東北地域災害科学研究, 第53巻, pp. 7-13.
- ・ リサイクル燃料貯蔵株式会社(2014) : リサイクル燃料備蓄センター使用済み燃料貯蔵事業変更許可申請書, 平成26年1月.
- ・ Tanigawa, K., Y. Sawai, M. Shishikura, Y. Namegawa(2014) : Geological evidence for an unusually large tsunami on the Pacific coast of Aomori, Northern Japan, Journal of Quaternary Science, Vol. 29(2), pp. 200-208.
- ・ Kawakami, G., K. Nishina, Y. Kase, J. Tajika, K. Hayashi, W. Hirose, T. Sagayama, T. Watanabe, S. Ishimaru, K. Koshimizu, R. Takahashi, K. Hirakawa(2017) : Stratigraphic records of tsunamis along the Japan Sea, southwest Hokkaido, northern Japan, Island Arc 2017;26:e12197.

【本編資料】

1. 既往津波等の検討(2/2)

- 加瀬善洋, 仁科健二, 川上源太郎, 林圭一, 清水康博, 廣瀬亘, 嵯峨山積, 高橋良, 渡邊達也, 輿水健一, 田近淳, 大津直, 卜部厚志, 岡崎紀俊, 深見浩司, 石丸聡 (2016) : 北海道南西部奥尻島で発見された津波堆積物, 地質学雑誌, 122, pp. 587-602.
- 加瀬善洋, 卜部厚志, 川上源, 仁科健二, 小安 浩理 (2018) : 北海道檜山沿岸域における津波波源の活動履歴予察, 第125回 日本地質学会学術大会講演要旨.
- 文部科学省研究開発局・国立大学法人東京大学地震研究所 (2019) : 日本海地震・津波調査プロジェクト 平成30年度 成果報告書, pp. 95-112.
- 北海道地質研究所(2015) : 北海道立総合研究機構 地質研究所 (2015) : 北海道の日本海・オホーツク海沿岸における津波履歴, 重点研究「北海道の津波災害履歴の研究—未解明地域を中心に—」成果報告書, 218p.
- 高橋潤, 平田一穂, 斉藤和秀 (2018) : 東通原子力発電所敷地周辺における津波堆積物の成因に関する考察, No. 394, 電力土木, 2018. 3, pp. 62-66.
- 加瀬善洋, 川上源太郎, 小安浩理, 高橋良, 嵯峨山積, 仁科健二 (2021) : 北海道津軽海峡沿岸域で認められたイベント堆積物, 地質学雑誌, 第128巻, 第1号, pp. 7-26.
- Daisuke Ishimura, Takashi Ishizawa, Masaki Yamada, Kaori Aoki and Kai Sato(2022) : Washoverdeposits related to tsunami and storm surge along the north coast of the Shimokita Peninsula in northern Japan, Progress in Earth and Planetary Science(2022)9:69, <https://doi.org/10.1186/s40645-022-00529-9>.
- 青森県 (2015) : 第7回青森県海岸津波対策検討会資料.
- 北海道 (2017) : 北海道日本海沿岸の津波浸水想定について, 北海道防災会議地震火山対策部会地震専門委員会北海道に津波被害をもたらす想定地震の再検討ワーキンググループ.
- 内閣府 (2020) : 日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデル検討会日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデルの検討について (概要報告) .
- 青森県 (2021) : 第9回青森県海岸津波対策検討会資料.

2. 数値シミュレーション

- 小谷美佐・今村文彦・首藤伸夫(1998) : GISを利用した津波遡上計算と被害推定法, 海岸工学論文集, 第45巻, 土木学会, pp. 356-360.
- Mansinha, L. and Smylie, D.E. (1971) : The displacement fields of inclined faults, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.61, No.5, pp.1433-1440.
- 社団法人土木学会 原子力土木委員会 津波小委員会(2016) : 原子力発電所の津波評価技術 2016.
- 日本水路協会 (2005) : 海底地形デジタルデータ (M7000シリーズ), M7004(鹿島灘), M7011(佐渡).
- 日本水路協会 (2008) : 海底地形デジタルデータ (M7000シリーズ), M7007(釧路沖), M7009(北海道西部), M7010(秋田沖), M7012(若狭湾), M7013(隠岐).
- 日本水路協会 (2009) : 海底地形デジタルデータ (M7000シリーズ), M7005 (三陸沖), M7006 (津軽海峡東部) .
- 日本水路協会 (2003) : 日本近海30秒グリッド水深データ (JTOP030), M1406, M1407, M1408.
- National Oceanic and Atmospheric Administration (2010) : Global Relief Model (ETOPO1).
- 国土地理院 (2001) : 数値地図50mメッシュ (標高) 日本-I.
- Kawamata, K., Takaoka, K. Ban, F. Imamura, S. Yamaki, E. Kobayashi (2005) : Model of tsunami generation by collapse of volcanic eruption: the 1741 Oshima-Oshima tsunami, K. Satake(ed), Tsunamis: Case Studies and Recent Developments, pp. 79-96.
- Satake, K. (2007) : Volcanic origin of the 1741 Oshima-Oshima tsunami in the Japan Sea, Earth Planets Space, Vol59, pp. 381-390.
- 相田勇 (1977) : 三陸沖の古い津波のシミュレーション, 東京大学地震研究所彙報, Vol. 52, pp. 71-101.
- 高橋武之・高橋智幸・今村文彦・首藤伸夫(1995) : 北海道南西沖地震津波の波源の再検討, 土木学会東北支部技術研究発表会講演概要 (平成6年度), pp. 180-181.
- 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, 321p.
- Kanamori, H. and Cipar, J.J. (1974) : Focal process of the great Chilean earthquake May 22, 1960, Phys. Earth Planet. Interiors, Vol.9, pp. 128-136.

【本編資料】

3. 地震による津波(1/5)

- ・大竹政和・平朝彦・太田洋子編(2002)：日本海東縁部の活断層と地震テクトニクス，東京大学出版会，201p.
- ・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，日本海における大規模地震に関する調査検討会.
- ・地震調査研究推進本部地震調査委員会(2003)：日本海東縁部の地震活動の長期評価について，62p.
- ・岡村行信(2019)：日本海における活断層の分布と今後の課題，地震第2輯，第71巻，pp.185-199.
- ・岡村行信・宮下由香里・内出崇彦(2019)：令和元年(2019年)6月18日山形県沖の地震と日本海東縁ひずみ集中帯，GSJ地質ニュース，Vol.8，No.8(2019年8月)，pp.199-203.
- ・小平秀一(2013)：2-2 マルチチャンネル等による海域地殻構造調査，ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究統括成果報告書，独立行政法人防災科学技術研究所，pp.65-72.
- ・根本信，高瀬嗣郎，長谷部大輔，横田崇(2009)：日本海におけるアスペリティを考慮した津波波源モデルの検討，土木学会論文集B2(海岸工学)，Vol.B2-65，No1，2009，346-350.
- ・社団法人土木学会原子力土木委員会津波評価部会(2011)：確率論的津波ハザード解析の方法.
- ・海野徳仁，長谷川昭，小原一成，松沢暢，清水洋，高木章雄，田中和夫，小菅正裕(1985)：1983年日本海中部地震の前震と余震の震源分布，地震第2輯，第38巻399-410項.
- ・日野亮太，金沢敏彦，末広潔，佐藤利典，島村英紀(1994)：海底地震計郡列による1993年北海道南西沖地震の余震分布，月刊 海洋，号外No.7.
- ・岡村行信，倉本真一，佐藤幹夫(1998)：日本海東縁海域の活構造およびその地震との関係，地質調査所月報，第49巻 第1号，pp.1-18.
- ・岡村行信，倉本真一(1999)：日本海東縁～北海道西方海域のネオテクトニクス，地質ニュース，541号，32-39項.
- ・Tamao Sato, Masahiro Kosuga, Kazuo Tanaka, and Hiroshi Sato (1986)：AFTERSHOCK DISTRIBUTION OF THE 1983 NIHONKAICHUBU (JAPAN SEA) EARTHQUAKE DETERMINED FROM RELOCATED HYPOCENTERS, J. Phys. Earth, 34, pp203-223.
- ・海上保安庁水路部(2001)：日本海東縁部の海底地形と活構造，地震予知連絡会会報，66，pp.100-104.
- ・Tetsuo No, Takeshi Sato, Shuichi Kodaira, Tatsuya Ishiyama, Hiroshi Sato, Narumi Takahashi, Yoshiyuki Kaneda (2014)：The source fault of the 1983 Nihonkai-Cubu earthquake revealed by seismic imaging, Earth and Planetary Science Letters, 400(2014), PP.14-25.
- ・内田淳一・岩淵洋子・杉野英治(2019)：日本海東縁部における広域的地殻構造境界の津波波源の設定－認識論的不確実さ要因の一つとして－，日本地震工学会論文集，第19巻，第4号，2019，pp.122-155.
- ・社団法人土木学会 原子力土木委員会 津波小委員会(2016)：原子力発電所の津波評価技術 2016.
- ・Murotani, S., Matsushima, S., Azuma, T., Irikura, K. and Kitagawa, S. (2015)：Scaling Relations of Source Parameters of Earthquakes Occurring on Inland Crustal Mega-Fault Systems, Pure and Applied Geophysics, Vol.172, pp.1371-1381.
- ・地震調査研究推進本部地震調査委員会(2016)：震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」).
- ・Paul Somerville, Kojiro Irikura, Robert Graves, Sumio Sawada, David Wald, Norman Abrahamson, Yoshinori Iwasaki, Takao Kagawa, Nancy Smith, Akira Kowada (1999)：Characterizing Crustal Earthquake Slip Models for the Prediction of Strong Ground Motion, Seismological Research Letters, Volume70, Number1, January/February 1999, pp.59-80.
- ・入倉孝次郎・三宅弘恵(2001)：シナリオ地震の強震動予測，地学雑誌，110，pp.849-875.
- ・高橋智幸・首藤伸夫・今村文彦・Modesto Ortiz(1994)：津波を説明するための北海道南西沖地震断層モデル，海岸工学講演会論文集，第41巻，pp.251-255.
- ・高橋武之・高橋智幸・今村文彦・首藤伸夫(1995)：北海道南西沖地震津波の波源の再検討，土木学会東北支部技術研究発表会講演概要(平成6年度)，pp.180-181.
- ・Anne Van Horne, Hiroshi Sato, Tatsuya Ishiyama (2017)：Evolution of the Sea of Japan back-arc and some unsolved issues, Tectonophysics 710-711 (2017), pp.6-20.

【本編資料】

3. 地震による津波(2/5)

- Takeshi Sato, Narumi Takahashi, Seiichi Miura, and Gou Fujie, Dong-Hyo Kang, Shuichi Kodaira and Yoshiyuki Kaneda (2006) : Last stage of the Japan Sea back-arc opening deduced from the seismic velocity structure using wide-angle data, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, Volume 7, Number 6, 15p.
- Thomas M. Brocher (2005) : Empirical Relations between Elastic Wavespeeds and Density in the Earth's Crust, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 95, No. 6, pp. 2081-2092.
- 相田勇 (1984) : 1983年日本海中部地震津波の波源数値モデル, 東京大学地震研究所彙報, 第59冊第1号, pp. 93-104.
- 首藤伸夫 (1996) : 北海道南西沖地震による津波とその防災手法に関する研究, 平成6, 7年度科学研究費補助金(総合研究A)研究成果報告書.
- 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, 321p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2019) : 日本海溝沿いの地震活動の長期評価, 144p.
- 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), 130p.
- 内閣府 (2012) : 南海トラフの巨大地震モデル検討会 (第二次報告) 津波断層モデル編—津波断層モデルと津波高・浸水域等について—, 南海トラフの巨大地震モデル検討会, 100p.
- 杉野英治, 岩淵洋子, 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.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2012) : 三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価 (第二版) について, 173p.
- 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.
- Yoshiko Yamanaka and Masayuki Kikuchi (2004) : Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 109, B07307, doi:10.1029/2003JB002683.
- 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—, 地震第2輯, 第54巻, 267-280項.
- R. McCaffrey (2008) : Global Frequency of Magnitude 9 Earthquakes, *The Geological Society of America*.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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, 国土地理院2012地震予知.
- 中央防災会議 (2005) : 強震動及び津波高さの推計について, 中央防災会議「日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会」第10回.
- 文部科学省 (2013) : 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, 文部科学省2013_h25年度成果報告.
- Christopher H. Scholz and Jaime Campos (2012) : The seismic coupling of subduction zones revisited, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 117, B05310, doi:10.1029/2011JB009003, 2012.
- Tetsuzo Seno (2014) : Stress drop as a criterion to differentiate subduction zones where Mw 9 earthquakes can occur, *Tectonophysics*, 621 (2014) 198-210.
- 伊藤谷生 (2000) : 日高衝突帯—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.

【本編資料】

3. 地震による津波(3/5)

- 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.
- Xin Liu, Dapeng Zhao and Sanzhong Li (2013) : Seismic heterogeneity and anisotropy of the southern Kuril arc: insight into megathrust earthquakes, *Geophysical Journal International*, doi:10.1093/gji/ggt150.
- 日野亮太, 松澤暢, 中島淳一, 伊藤喜宏 (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, h19年度成果報告_地殻不均質構造.
- Junzo Kasahara, Toshinori Sato, Kimihiro Mochizuki and Kazuo Kobayashi (1997) : Paleotectonic structures and their influence on recent seismotectonics in the south Kuril subduction zone, *The Island Arc*, (1997) 6, 267-280.
- Dan Bassett and Anthony B. Watts (2015) : Gravity anomalies, crustal structure, and seismicity at subduction zones: 2. Interrelationships between fore-arc structure and seismogenic behavior, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16, 1541-1576, doi:10.1002/2014GC005685.
- Charles Demets (1992) : Oblique Convergence and Deformation Along the Kuril and Japan Trenches, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, Vol. 97, No. B12, Pages 17, 615-17, 625.
- 地学団体研究会編 (2000) : 新版地学事典, 701p.
- 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) .
- Kenji Satake, Yushiro Fujii, Tomoya Harada, and Yuichi Namegaya (2013) : Time and Space Distribution of Coseismic Slip of the 2011 Tohoku Earthquake as Inferred from Tsunami Waveform Data, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 103, No. 2B, pp. 1473-1492, May 2013, doi: 10.1785/0120120122.
- 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), 81p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2017b) : 波源断層を特性化した津波の予測手法 (津波レシピ), 33p.
- 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.
- 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.
- 高清水康博 (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.
- 高橋潤, 平田一穂, 斉藤和秀 (2018) : 東通原子力発電所敷地周辺における津波堆積物の成因に関する考察, No.394, *電力土木*, 2018.3, pp.62-66.
- 東北電力株式会社 (2014) : 原子炉設置変更許可申請書, 平成26年6月.
- Ryosuke Azuma, Yoshio Murai, Kei Katsumata, Yuichi Nishimura, Takuji Yamada, Kimihiro Mochizuki, Masanao Shinohara (2012) : Was the 1952 Tokachi-oki earthquake (Mw = 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:10.1029/2012GC004135.
- 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.
- 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.
- 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.
- Kelin Wang and Susan L. Bilek (2014) : Invited review paper: Fault creep caused by subduction of rough seafloor relief, *Tectonophysics*, 610, 1-24.
- 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.

【本編資料】

3. 地震による津波(4/5)

- Thorne Lay, Hiroo Kanamori, Charles J. Ammon, Keith D. Koper, Alexander R. Hutko, Lingling Ye, Han Yue, Teresa M. Rushing (2012) : Depthvarying rupture properties of subduction zone megathrust faults, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 117, B04311, doi:10.1029/2011JB009133.
- TOSHITSUGU YAMAZAKI and YUKINOBU OKAMURA (1989) : Subducting seamounts and deformation of overriding forearc wedges around Japan, Tectonophysics, 160, 207-229.
- 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.
- S. Dominguez, S.E. Lallemand, J. Malavieille and R. vonHueneb (1998) : Upper plate deformation associated with seamount subduction, Tectonophysics, 293, 207-224.
- 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.
- 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.
- Satoko Murotani, Kenji Satake, and Yushiro Fujii (2013) : Scaling relations of seismic moment, rupture area, average slip, and asperity size for $M \sim 9$ subduction-zone earthquakes, GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, VOL. 40, 1-5, doi:10.1002/grl.50976.
- A. A. Skarlatoudis, P. G. Somerville, and H. K. Thio (2016) : Source-Scaling Relations of Interface Subduction Earthquakes for Strong Ground Motion and Tsunami Simulation, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 106, No. 4, pp. 1652-1662, August 2016, doi: 10.1785/0120150320.
- 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.
- 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.
- 港湾空港技術研究所 (2011) : 平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震による津波のGPS波浪計による観測結果について, プレスリリース, <https://www.pari.go.jp/info/tohoku-eq/20110328pari.html>.
- 内閣府 (2020a) : 日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデル検討会日本海溝・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).
- 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>.
- Yushiro Fujii and Kenji Satake (2013) : Slip Distribution and Seismic Moment of the 2010 and 1960 Chilean Earthquakes Inferred from Tsunami Waveforms and Coastal Geodetic Data, Pure Appl. Geophys. 170, pp. 1493-1509.
- Jean M. Johnson, Kenji Satake, Sanford R Holdahl, Jeanne Sauber (1996) : The 1964 Prince William Sound earthquake: Joint inversion of tsunami and geodetic data, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 101, NO. B1, pp. 523-532.
- JEAN M. JOHNSON, YUICHIRO TANIOKA, LARRY J. RUFF, KENJI SATAKE, HIROO KANAMORI and LYNN R. SYKES, The 1957 Great Aleutian Earthquake, PAGEOPH, Vol. 142, No. 1 (1994), pp. 1-28.
- 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.
- Satoko Murotani, Hiroe Miyake, and Kazuki Koketsu (2008) : Scaling of characterized slip models for plate-boundary earthquakes, Earth Planets Space, 60, 987-991.

【本編資料】

3. 地震による津波(5/5)

- 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, 713-718.
- José A. Álvarez-Gómez, Omar Q. Gutiérrez Gutiérrez, Íñigo Aniel-Quiroga, M. González(2012) : Tsunamigenic potential of outer-rise normal faults at the Middle America trench in Central America, *Tectonophysics*, 574-575 (2012) 133-143.
- F Romano, S Lorito, and A Piatanesi (2020) : Fifteen Years of (Major to Great) Tsunamigenic Earthquakes, *Earth Systems and Environmental Sciences*, <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.11767-1>, pp.1-13.
- 相田勇 (1977) : 三陸沖の古い津波のシミュレーション, *東京大学地震研究所彙報*, Vol. 52, pp. 71-101.
- Kuniaki ABE (1978) : A dislocation model of the 1933 Sanriku earthquake consistent with the tsunami waves, *J. Phys. Earth*, 26, pp. 381-396.
- Hiroo Kanamori (1971) : Seismological evidence for a lithospheric normal faulting the sanriku earthquake of 1933, *Earth planet, interiors* 4, pp. 289-300.
- 佐藤編 (1989) : 日本の地震断層パラメーター・ハンドブック, 鹿島出版会, 390P.
- Yushiro Fujii and Kenji Satake (2008) : Tsunami Sources of the November 2006 and January 2007 Great Kuril Earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 98, No. 3, pp. 1559-1571, June 2008, doi: 10.1785/0120070221.
- 郷右近英臣, 越村俊一, 今井健太郎 (2011) : 2009年米領サモア地震・津波の発生メカニズムの検討, *土木学会論文集B2 (海岸工学)*, Vol. 67, No. 2, 2011, pp. I_211-I_215.
- 中西正男 (2017) : 北西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 (2), pp. 125-146, doi:10.5026/jgeography.126.125.
- Tetsuro Tsuru and Jin-Oh Park (2000) : Tectonic features of the Japan Trench convergent margin off Sanriku, northeastern Japan, revealed by multichannel seismic reflection data, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 105, NO. B7, PAGES 16, pp. 403-16, 413, JULY 10.
- 佐竹健治 (2013) : 第197回地震予知連絡会重点検討課題「世界の巨大地震・津波」概要, pp. 414-416.
- 羽鳥徳太郎 (2011) : 2010年チリ中部地震津波の規模と伝搬の様相, *津波工学研究報告*, 第28号 5~10.
- Daniel Melnick, Bodo Bookhagen, Manfred R. Strecker, 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.
- Sergio E. Barrientos and Steven N. Ward (1990) : The 1960 Chile earthquake: inversion for slip distribution from surface deformation, *Geophys. J. Int*, 103, pp. 589-598.
- 松本剛・土井明日加・喜瀬慎一郎・阿部なつ江 (2010) : 海洋地球物理観測データに基づくチリ三重点のテクトニクス, *極域科学・宙空圏・気水圏・生物・地学シンポジウム講演予稿集*.
- Belle Philibosian, Aron J. Meltzner (2020) : Segmentation and supercycles: A catalog of earthquake rupture patterns from the Sumatran Sunda Megathrust and other well-studied faults worldwide, *Quaternary Science Reviews* 241 (2020) 106390, pp.1-43.
- Tina Dura, Benjamin P. Horton, Marco Cisternas, Lisa L. Ely, Isabel Hong, Alan R. Nelson, Robert L. Wesson, Jessica E. Pilarczyk, Andrew C. Parnell, Daria Nikitina (2017) : Subduction zone slip variability during the last millennium, south-central Chile, *Quaternary Science Reviews* 175 (2017), pp. 112-137.
- Kanamori, H. and Cipar, J. J. (1974) : Focal process of the great Chilean earthquake May 22, 1960, *Phys. Earth Planet. Interiors*, Vol. 9, pp. 128-136.
- 後藤智明, 佐藤一央 (1993) : 三陸沿岸を対象とした津波数値計算システムの開発, *港湾技術研究所報告*第32巻第2号, pp. 3-44.
- 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.
- 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, pp. 221-228.
- Kanamori, H. (1977) : The energy release in great earthquakes, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, Vol. 82, No. 20, pp. 2981-2987.

【本編資料】

4. 地震以外の要因による津波

- 清水文健・井口隆・大八木規夫(2009)：地すべり地形分布図第43集「函館」，防災科学技術研究所研究資料。
- 清水文健・井口隆・大八木規夫(2009)：地すべり地形分布図第42集「野辺地・八戸」，防災科学技術研究所研究資料。
- 清水文健・大八木規夫(1987)：地すべり地形分布図第5集「青森・仙台」，防災科学技術研究所研究資料。
- 財団法人高速道路調査会(1985)：地すべり地形の安定度評価に関する研究報告，pp. 33-36。
- Kawamata, K., K. Takaoka, K. Ban, F. Imamura, S. Yamaki, E. Kobayashi(2005)：Model of tsunami generation by collapse of volcanic eruption: the 1741 Oshima-Oshima tsunami, K. Satake(ed), Tsunamis: Case Studies and Recent Developments, pp. 79-96。
- Monty A. Hampton, Homa J. Lee(1996)：Submarine landslides, Reviews of Geophysics, 34, 1。
- Rise, L., S. Chand, H. Hafliðason, J. S. L'Heureux, B. O. Hjelstuen, V. Belles, O. Longva, J. Brendryen, M. Vanneste, R. Bøe(2012)：Investigations of Slides at the Upper Continental Slope Off Vesterålen, North Norway, Submarine Mass Movements and Their Consequences, Advances in Natural and Technological Hazards Research 31, pp. 167-176。
- Mosher, D. C., J. Shimeld, D. Hutchinson, N. Lebedeva-Ivanova, C. B. Chapman(2012)：Submarine Landslides in Arctic Sedimentation: Canada Basin, Submarine Mass Movements and Their Consequences, Advances in Natural and Technological Hazards Research 31, pp. 147-157。
- 徳山英一・本座栄一・木村政昭・倉本真一・芦寿一郎・岡村行信・荒戸裕之・伊藤康人・徐垣・日野亮太・野原壯・阿部寛信・坂井眞一・向山建二郎(2001)：日本周辺海域中新世最末期以降の構造発達史，海洋調査技術。
- 地質調査所(1987)：西津軽海盆海底地質図(20万分の1)。
- 地質調査所(1993)：下北半島沖海底地質図(20万分の1)。
- 独立行政法人産業技術総合研究所地質調査総合センター(2013)：奥尻海盆表層堆積図付図1 3.5kHzサブボトムプロファイラー層相区分図。
- 野田篤・片山肇(2013)：日高舟状海盆表層堆積図(20万分の1)，海洋地質図，81号，産業技術総合研究所地質調査総合センター。
- 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。
- 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。
- 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。
- 日本水路協会(2009)：海底地形デジタルデータ(M7000シリーズ)，M7005(三陸沖)，M7006(津軽海峡東部)。
- 地質調査総合センター編(2010)：20万分の1日本シームレス地質図データベース，2014年7月1日版，産業技術総合研究所研究情報公開データベースDB084，独立行政法人産業技術総合研究所地質調査総合センター。
- 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。
- Satake, K. (2007)：Volcanic origin of the 1741 Oshima-Oshima tsunami in the Japan Sea, *Earth Planets Space*, Vol 59, pp. 381-390。

5. 津波発生要因の組合せに関する検討

- 内閣府(2020)：日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデル検討会日本海溝・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)。
- Noda, S., 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 Data and Seismic Engineering Analysis. Oct. 16-18, Istanbul。
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2009)：震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシビ」)。
- 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，日本海における大規模地震に関する調査検討会。

【補足説明資料】

(補足1)津軽海峡開口部付近沿岸から大間崎付近の分析

- 内閣府（2020）：日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデル検討会日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデルの検討について（概要報告）。
- 東北電力株式会社（2014）：原子炉設置変更許可申請書，平成26年6月。
- 高橋潤，平田一穂，斉藤和秀（2018）：東通原子力発電所敷地周辺における津波堆積物の成因に関する考察，No. 394，電力土木，2018.3，pp. 62-66.

(補足2)大間崎付近から敷地の分析

- 内閣府（2020）：日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデル検討会日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデルの検討について（概要報告）。

(補足4)知内エリアの陸上の斜面崩壊に起因する津波の影響検討

- 財団法人高速道路調査会（1985）：地すべり地形の安定度評価に関する研究報告，pp. 33-36.
- Kawamata, K., K. Takaoka, K. Ban, F. Imamura, S. Yamaki, E. Kobayashi (2005) : Model of tsunami generation by collapse of volcanic eruption: the 1741 Oshima-Oshima tsunami, K. Satake (ed), Tsunamis: Case Studies and Recent Developments, pp. 79-96.