

# 補足説明資料

## 目 次

(補足1)	津軽海峡開	口部付近沿	岸かから大	間崎付近の	分析	-----	485
(補足2)	大間	津軽海峡開	口部付近沿	岸かから大	間崎付近の	分析	-----
(補足3)	大間	津軽海峡開	口部付近沿	岸かから大	間崎付近の	分析	-----
(補足4)	大間	津軽海峡開	口部付近沿	岸かから大	間崎付近の	分析	-----
(補足5)	大間	津軽海峡開	口部付近沿	岸かから大	間崎付近の	分析	-----

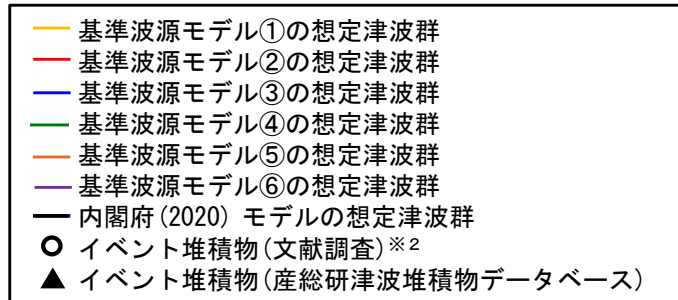
# 目 次

- (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

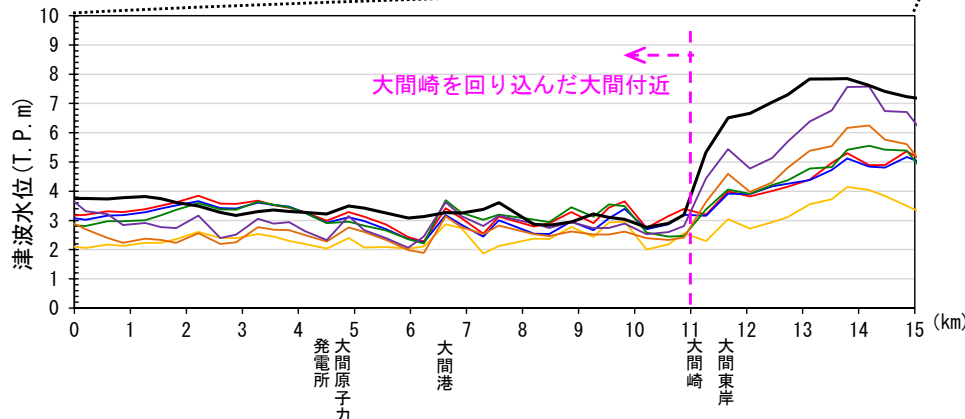
津軽海峡開口部付近沿岸における想定津波群の比較 (概略パラメータスタディ)

- 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。

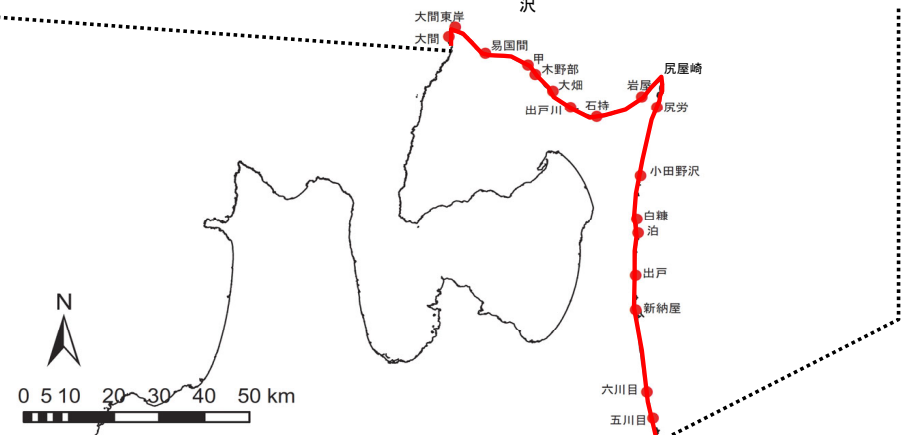
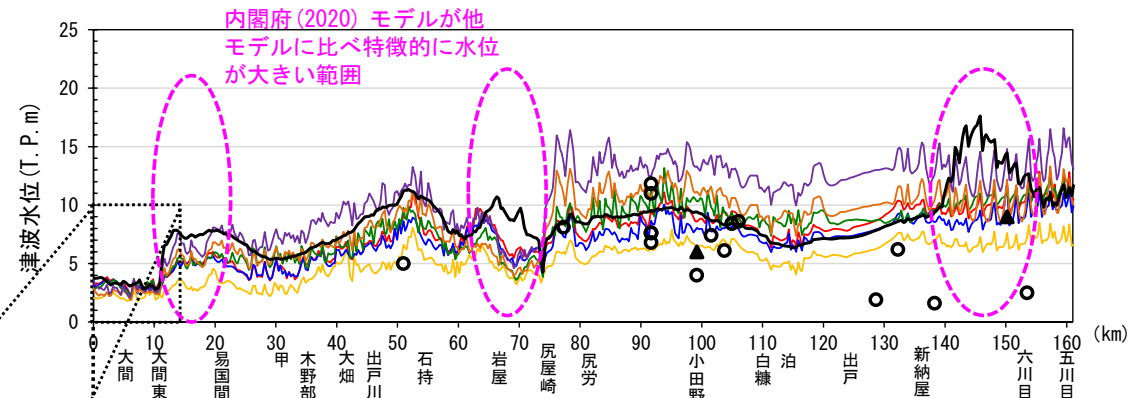
※1: 想定津波群の作成方法は, 第1023回審査会合 資料1-2「12-1. 想定津波群の作成方法」参照。



※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

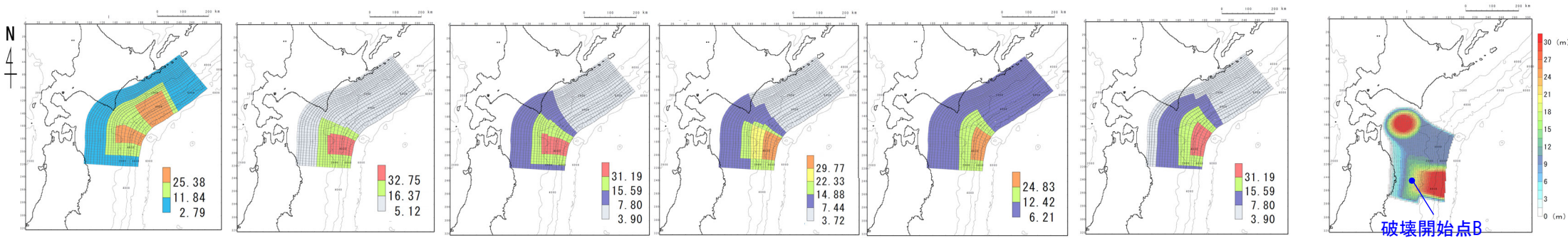
波源モデル(すべり分布・地盤変動量分布)の比較

【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

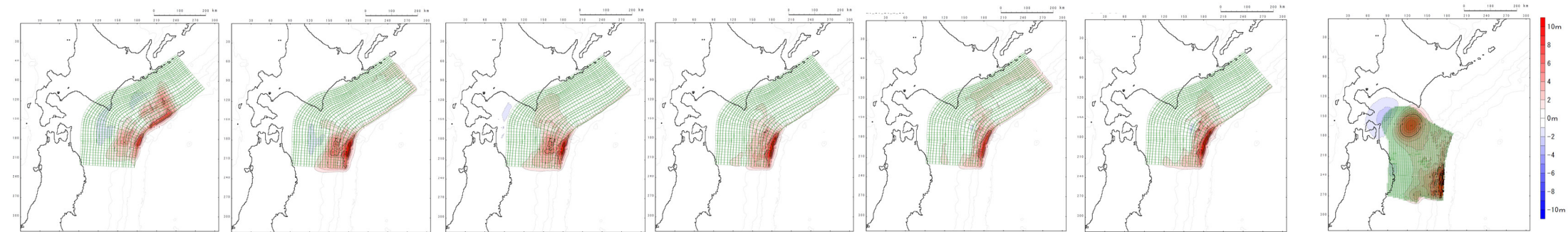
基準波源モデル④

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

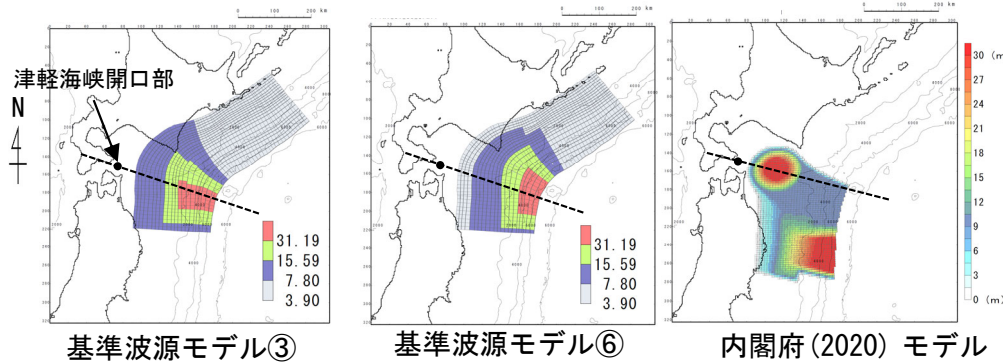


第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.2-18再掲

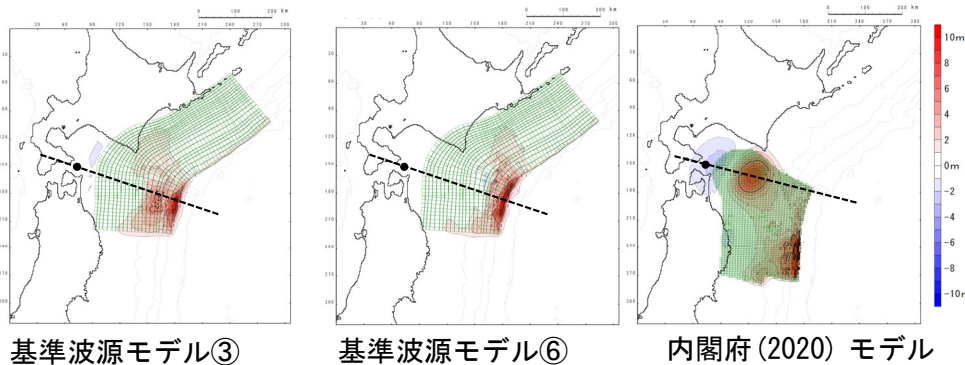
基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (3 / 23)

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、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、波長(周期)が長い津波が発生しやすい。



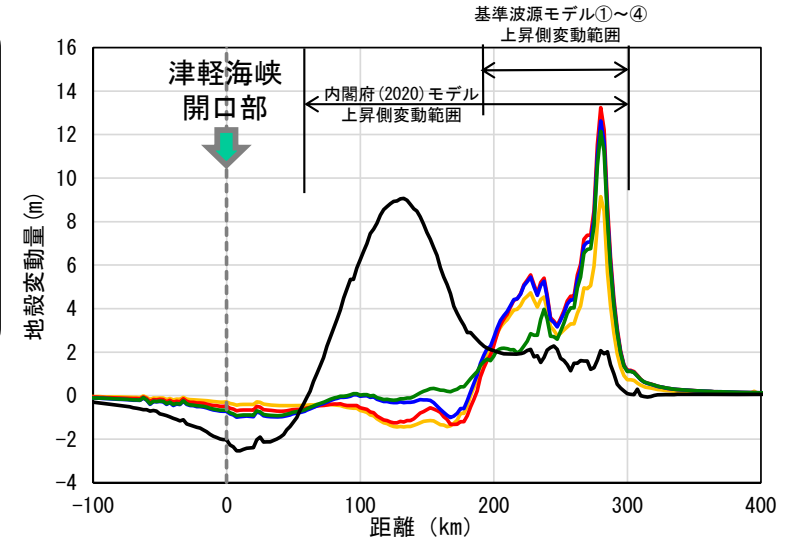
概略パラメータスタディ上昇側最大ケースのすべり量分布  
(基準波源モデル③と⑥を代表として例示\*)



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\*)

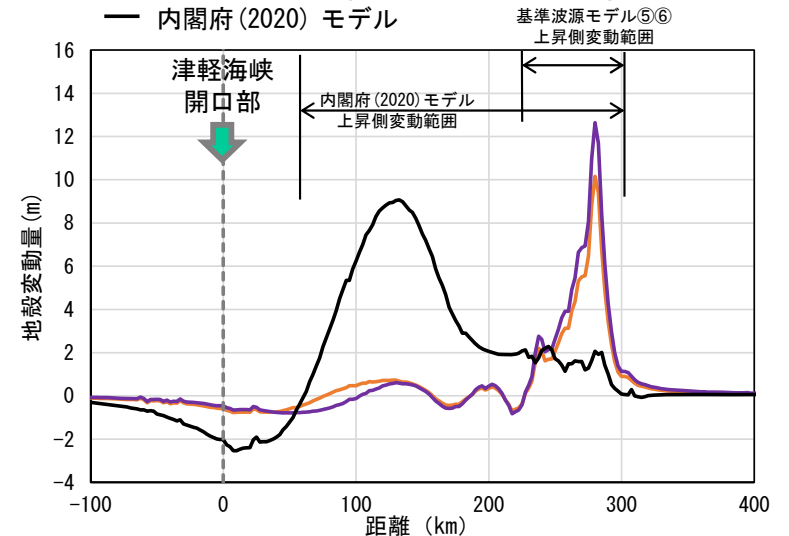
※基準波源モデル③は、「テクトニクス背景・地震学的見地に基づくモデル」であり、水位下降量が最も大きくなるケース。  
基準波源モデル⑥は、「大間の立地特性を考慮したモデル」であり、水位上昇量が最も大きくなるケース。

— 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)

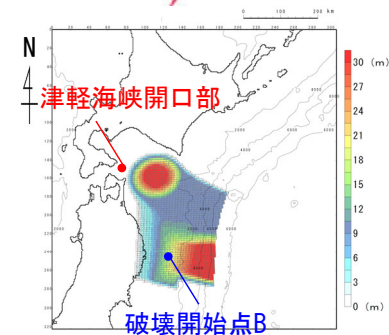




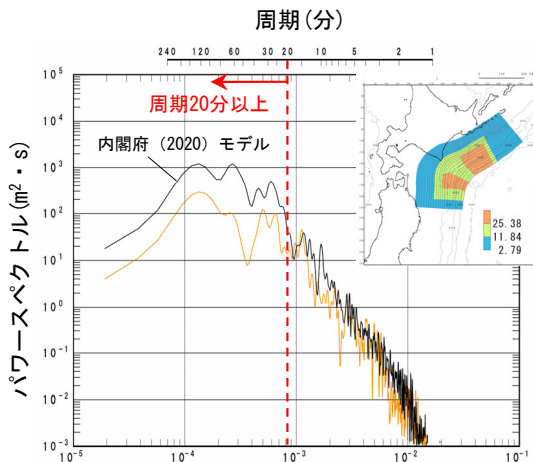
基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (4 / 23)

津軽海峡開口部の津波水位の比較：パワースペクトル

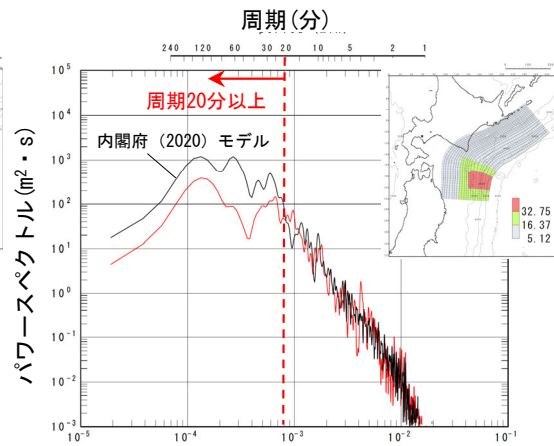
- 基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルの津軽海峡開口部における津波波形スペクトルを比較した。
- 内閣府(2020)モデルは基準波源モデル①～⑥に比べて長周期に相当する周期20分程度以上のパワースペクトルが大きい。



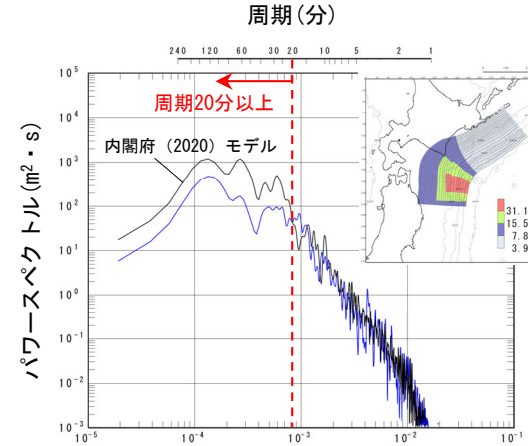
内閣府(2020)モデル  
周期(分)



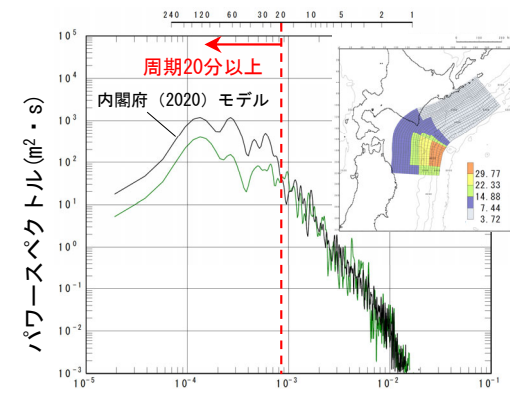
基準波源モデル①



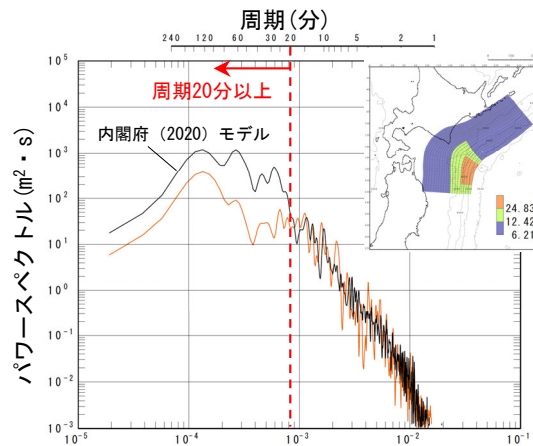
基準波源モデル②



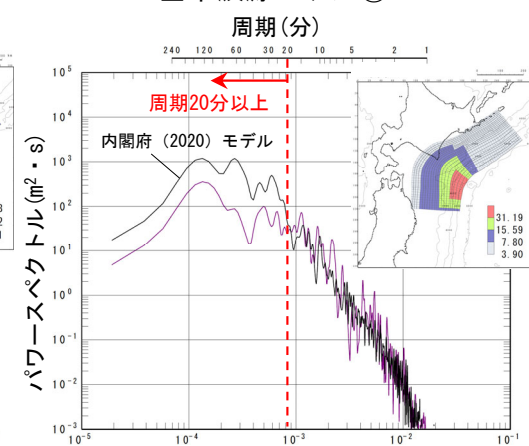
基準波源モデル③



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

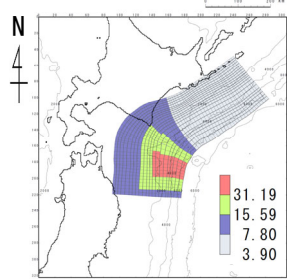
(補足 1) 津軽海峡開口部付近沿岸から大間崎付近の分析 (6 / 24)

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)

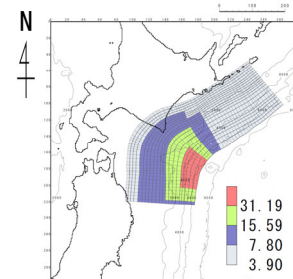
第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.2-20再掲

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)

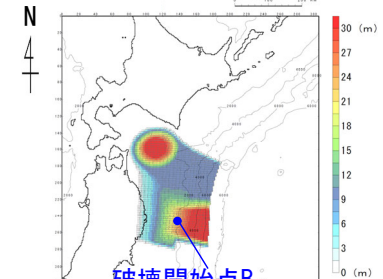
- 波源域から津軽海峡開口部までの津波伝播形態をスナップショットにより比較した。
- 基準波源モデル①～⑥ (代表として③, ⑥を例示) は津軽海峡開口部から遠い位置で大きい水位変動が発生する。一方、内閣府 (2020) モデルは津軽海峡開口部に近い位置で大きい水位変動が発生する。基準波源モデル①～⑥では津軽海峡までの伝播距離が長いから、伝播の過程で広域に津波が広がりながら津軽海峡へ伝播する。一方、内閣府 (2020) モデルは津軽海峡までの伝播距離が短いから、津波が逸散せずに津軽海峡へ伝播する。



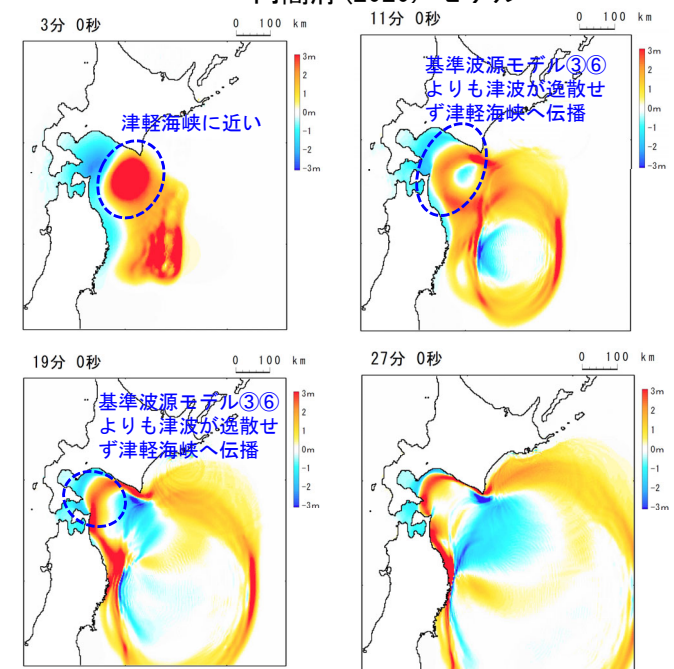
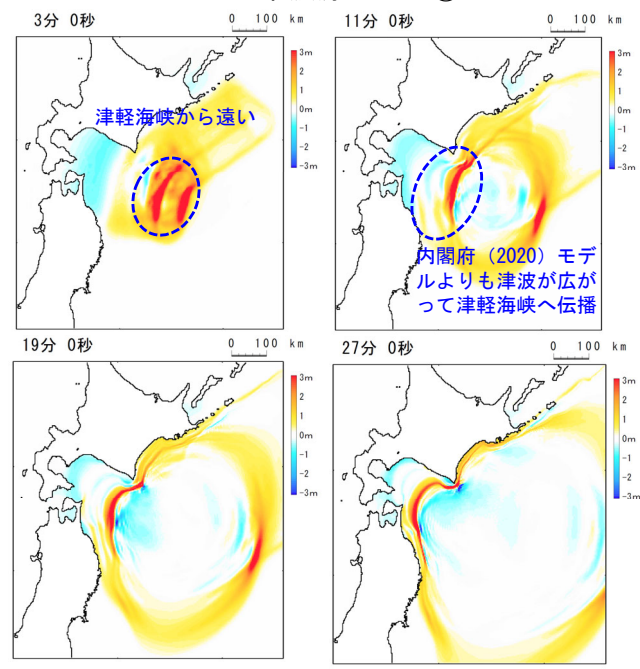
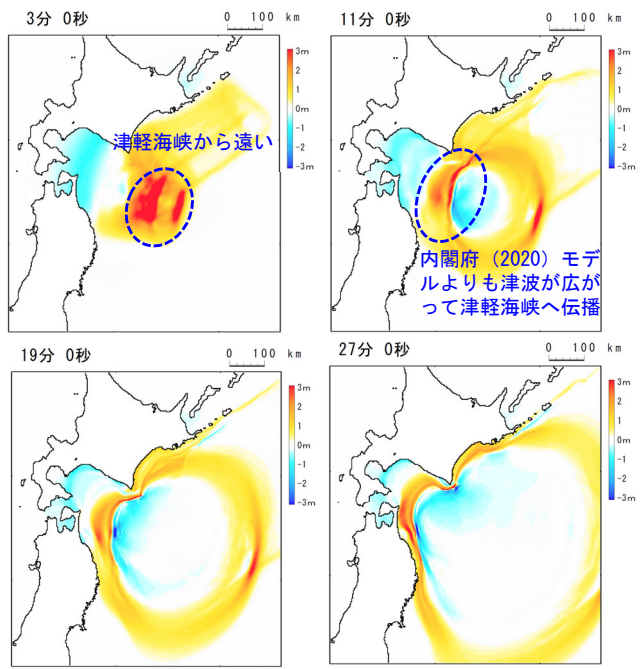
基準波源モデル③



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)

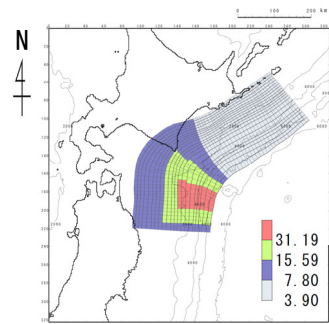


基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (6 / 23)

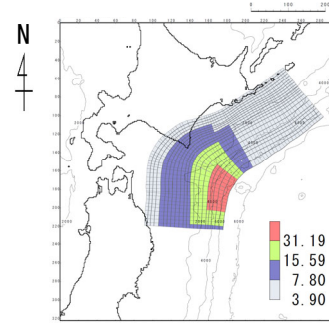
第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.2-21一部修正

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)

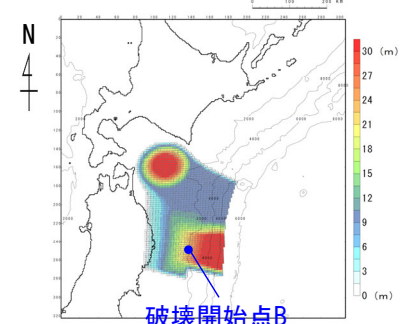
- 津軽海峡開口部への津波伝播形態をスナップショットにより比較した。
- 津軽海峡開口部に伝播してくる津波の特徴として、基準波源モデル①～⑥（代表として③，⑥を例示）の津波は、相対的に短波長の波が卓越する。一方、内閣府(2020)モデルの津波は、相対的に長波長の波が卓越する。この津波は、津軽海峡開口部の東方海域のプレート境界面深部に配置された大すべり域で発生した津波による影響が大きいと考えられる。
- 青森県南部～岩手県沿岸に伝播してくる津波の特徴として、内閣府(2020)モデルの津波は、比較的短波長である。この津波は岩手県沖のプレート境界面浅部に配置された大すべり域で発生した津波による影響が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



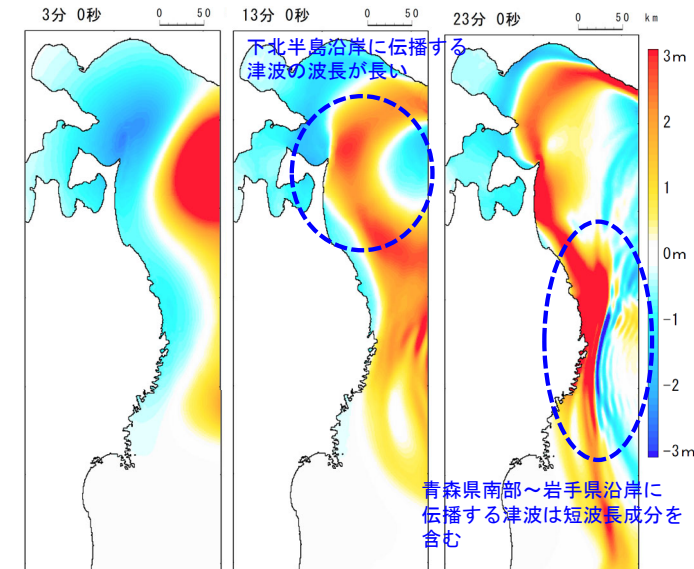
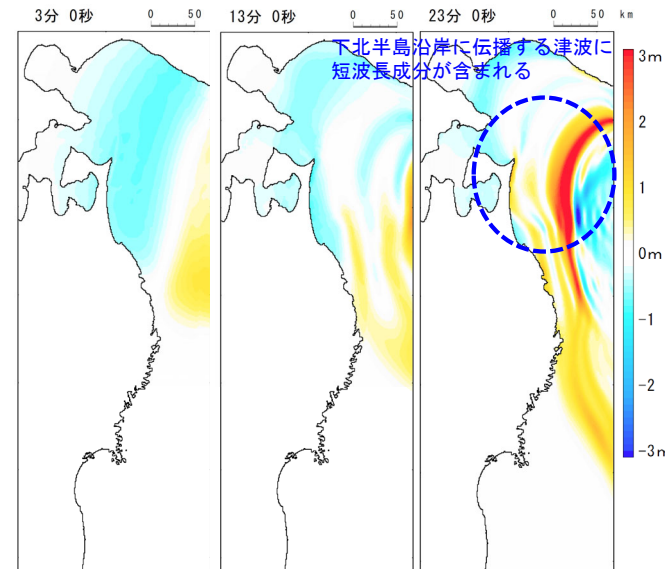
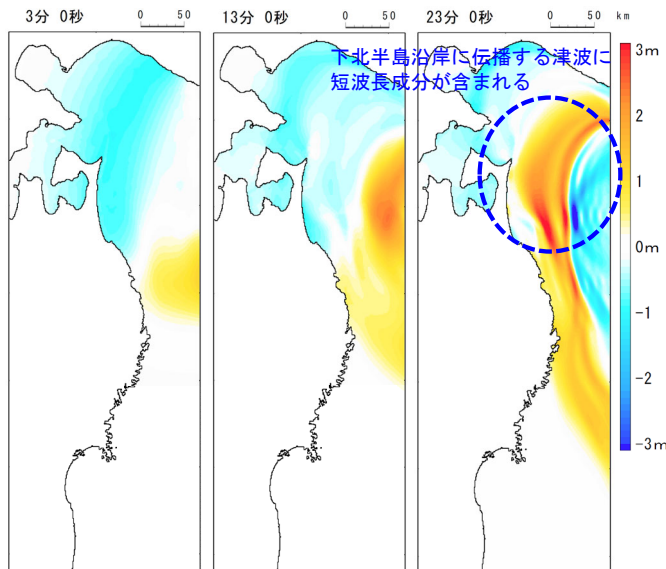
基準波源モデル③



基準波源モデル⑥



内閣府(2020)モデル

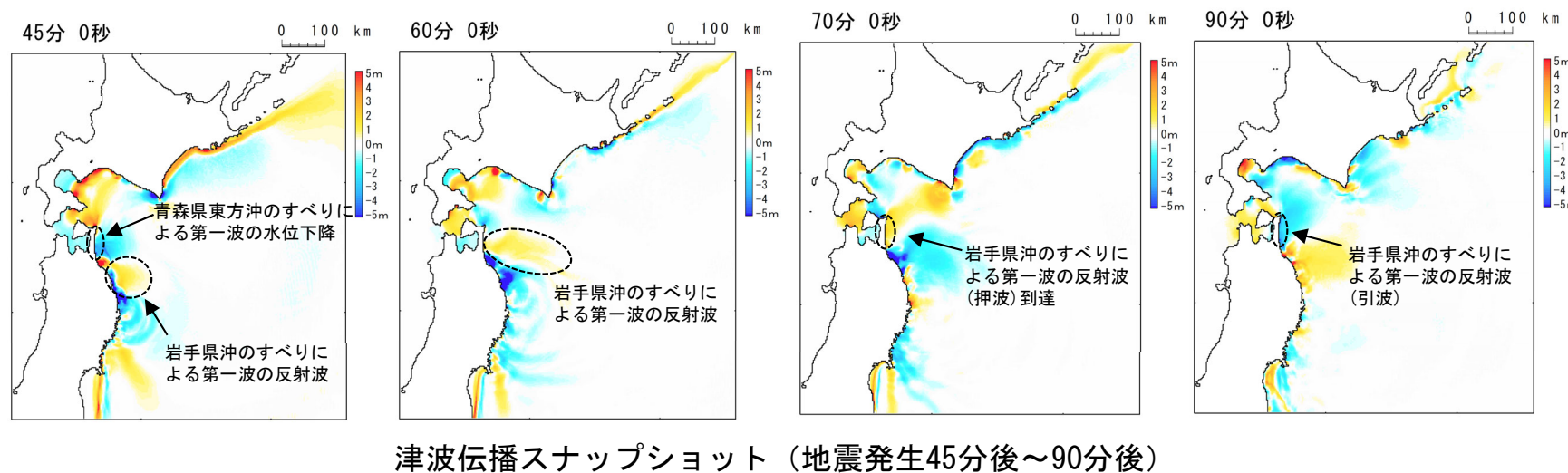
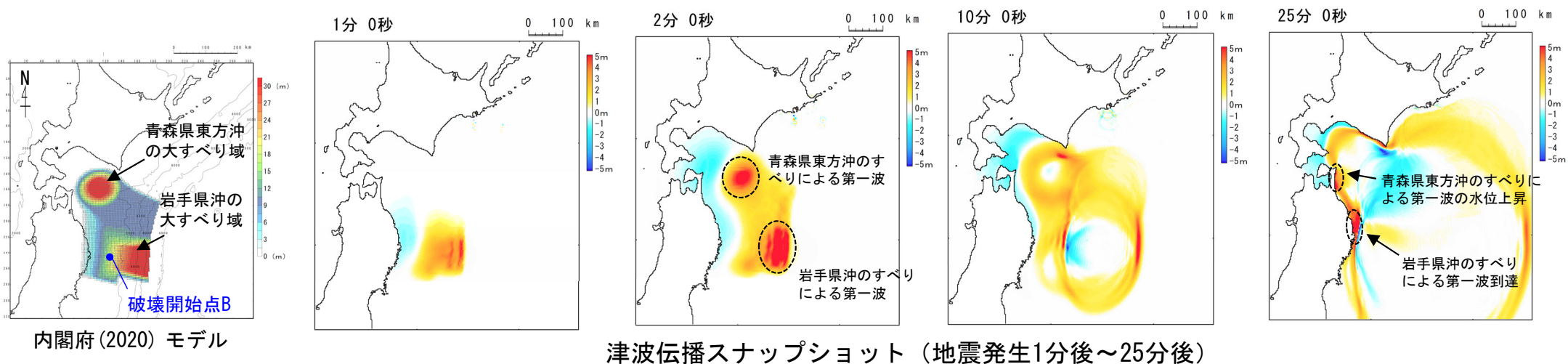


下北半島周辺の津波伝播スナップショット  
(基準波源モデル③と⑥を例示)

## 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)

## 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)

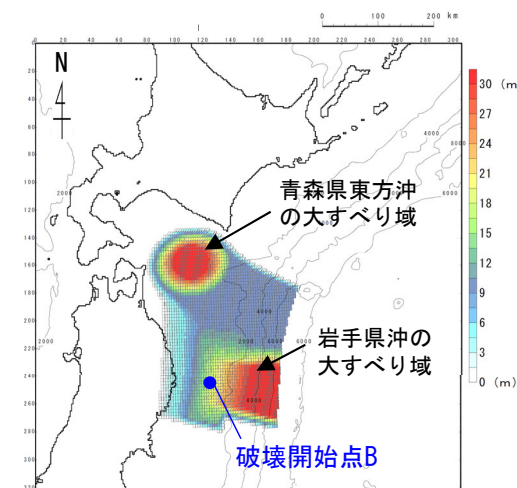
- ・ 内閣府(2020)モデルによる波源域から津軽海峡開口部までの津波伝播についてスナップショットにより詳細に確認した。
- ・ 地震発生1分後～25分後では、青森県東方沖、岩手県沖の大すべり域のすべりによる第一波が太平洋沿岸に到達する状況が確認できる。
- ・ 地震発生45分後～90分後では、岩手県沖の大すべり域のすべりによる第一波の反射波が下北半島沿岸に到達する状況が確認できる。



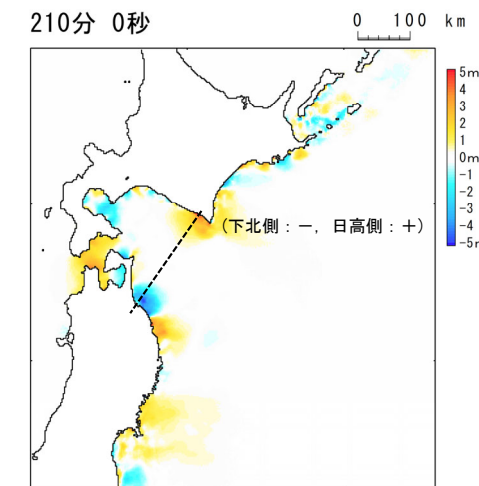
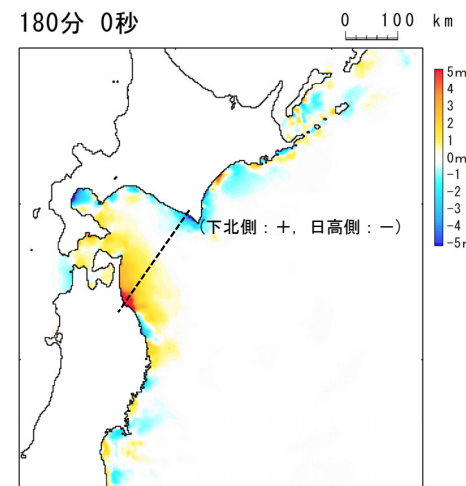
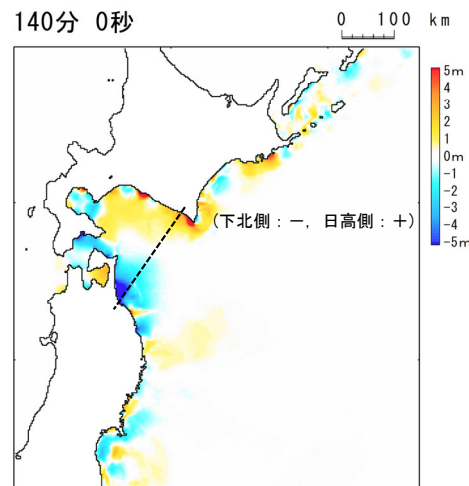
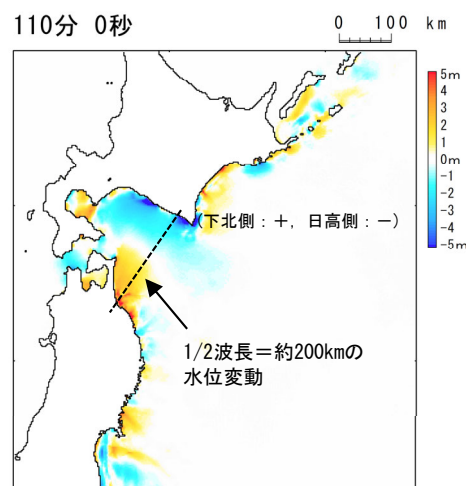
## 基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (8/23)

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)

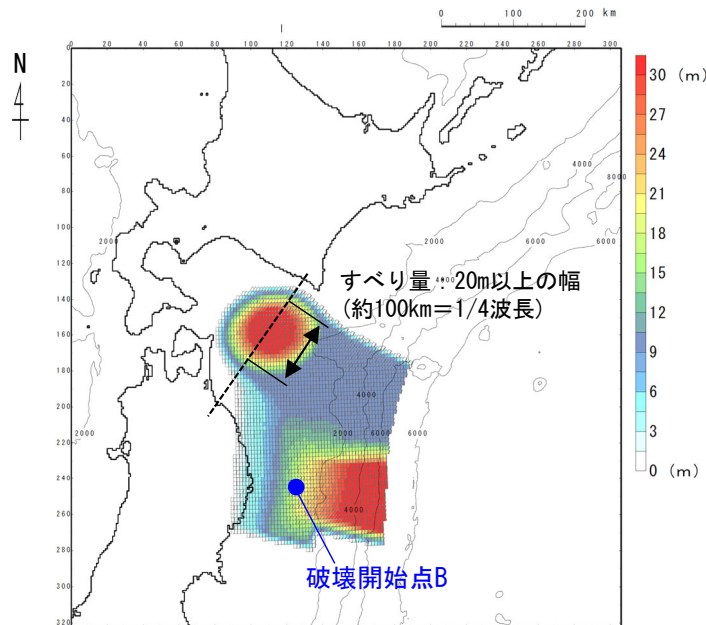


## (補足1) 津軽海峡開口部付近沿岸から大間崎付近の分析 (10/24)

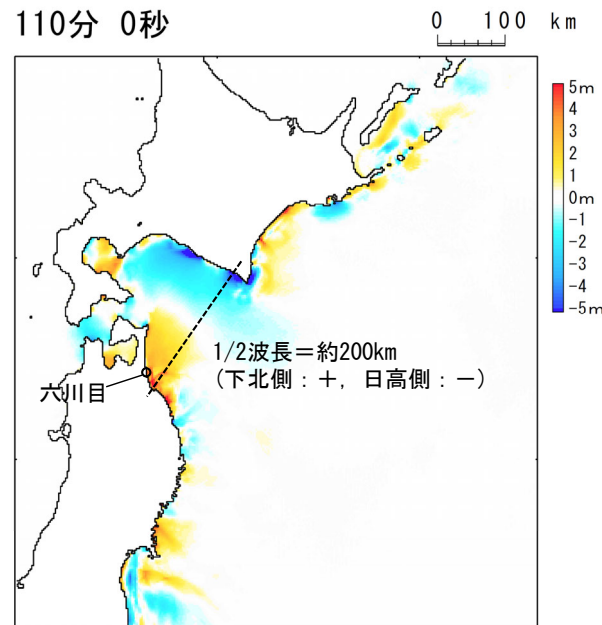
## 基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (9/23)

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)

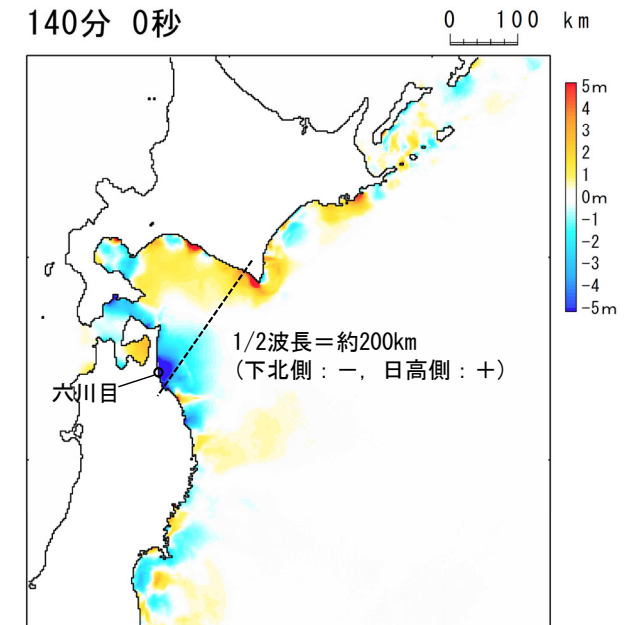
- 前頁で示した青森県以南から北海道日高沿岸に囲まれた海域の北東-南西方向に波長の長い(1/2波長=約200km)水位変動が繰り返し発生した要因は、青森県から北海道沿岸の閉鎖領域の中で、青森県東方沖の大すべり域(すべり量20m以上の幅約100km=1/4波長)のすべりが発生し、同すべりによる隆起・沈降に伴う水位変動が増幅したものと考えられる。



内閣府(2020)モデル



津波伝播スナップショット



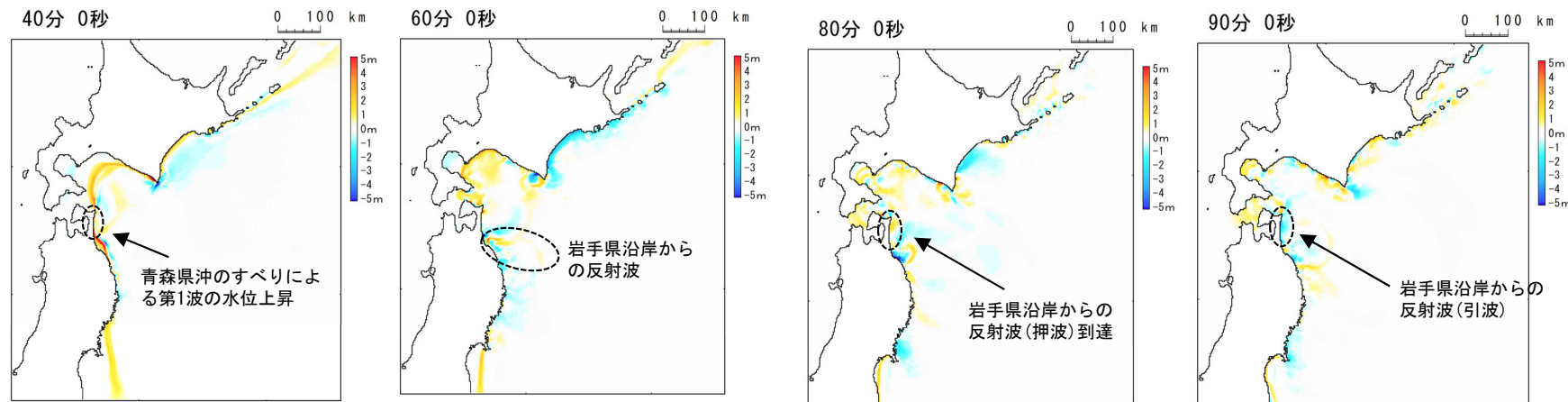
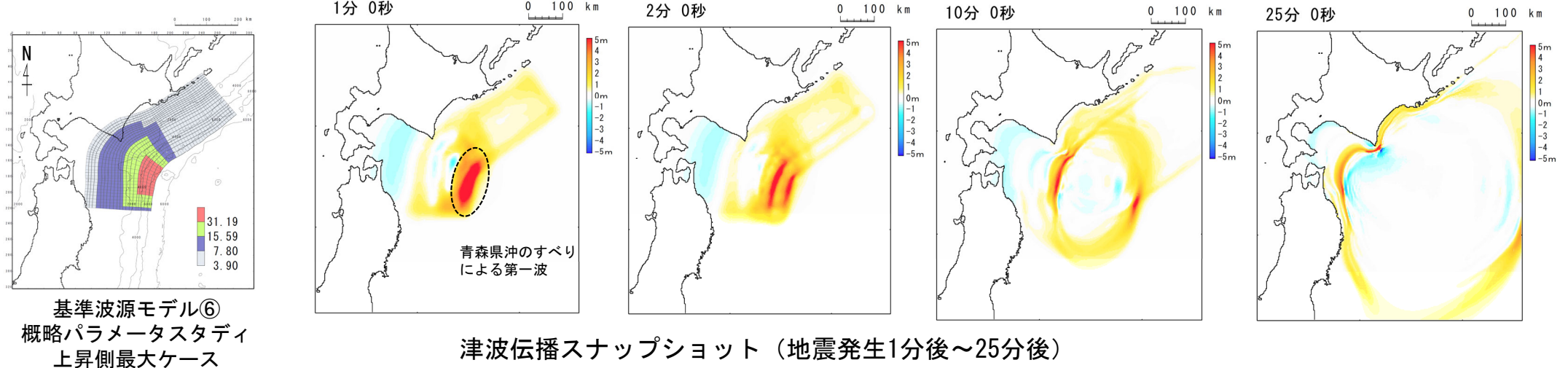
## (補足1) 津軽海峡開口部付近沿岸から大間崎付近の分析 (11/24)

## 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。

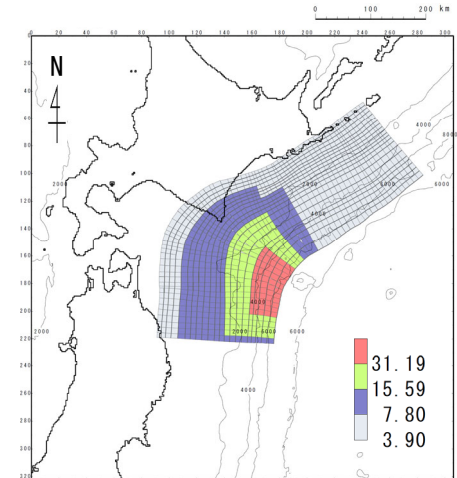
※：三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波の敷地における水位上昇量が最も大きくなるケースであり、基準波源モデル①～⑥の代表とした。



## 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)

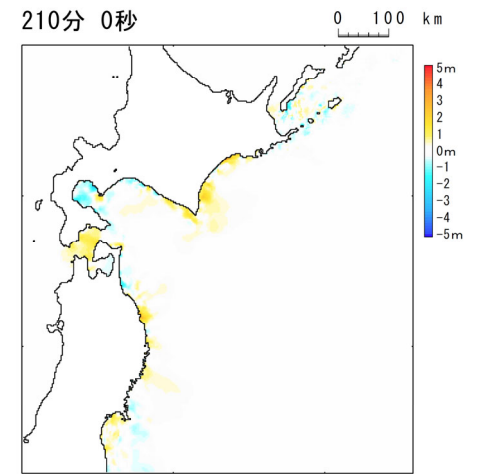
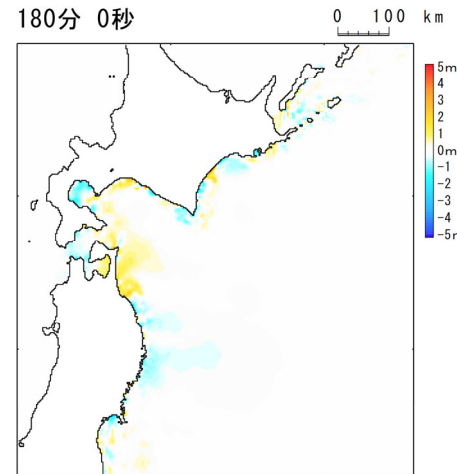
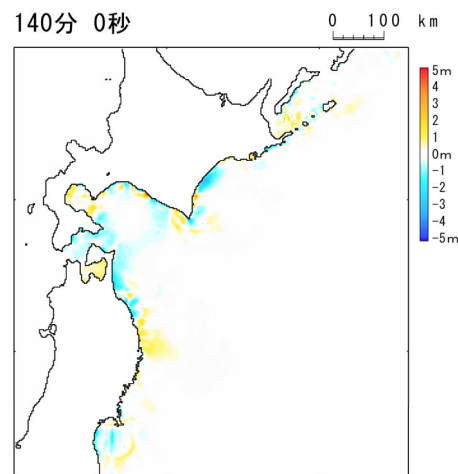
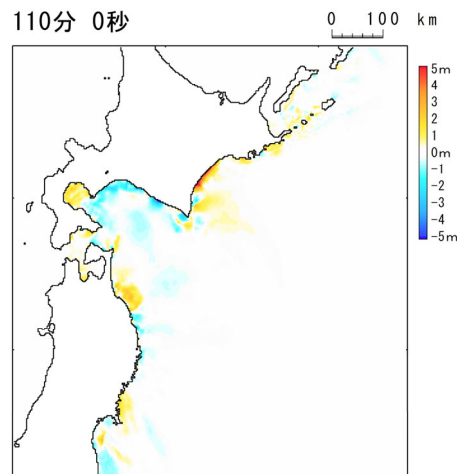
### 波源域からの津軽海峡開口部までの津波伝播：基準波源モデル①～⑥ (2/2)

- 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)

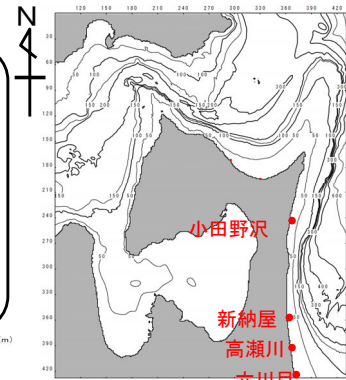


コメントNo.S5-58

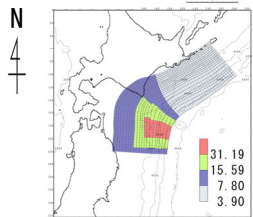
基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (12/23)

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。

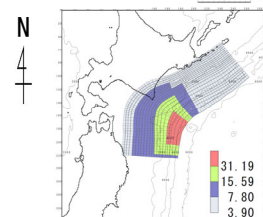


水位時刻歴波形出力点



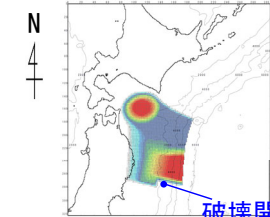
---: 最高水位(第一波)  
---: 最高水位(第一波以降)

基準波源モデル③



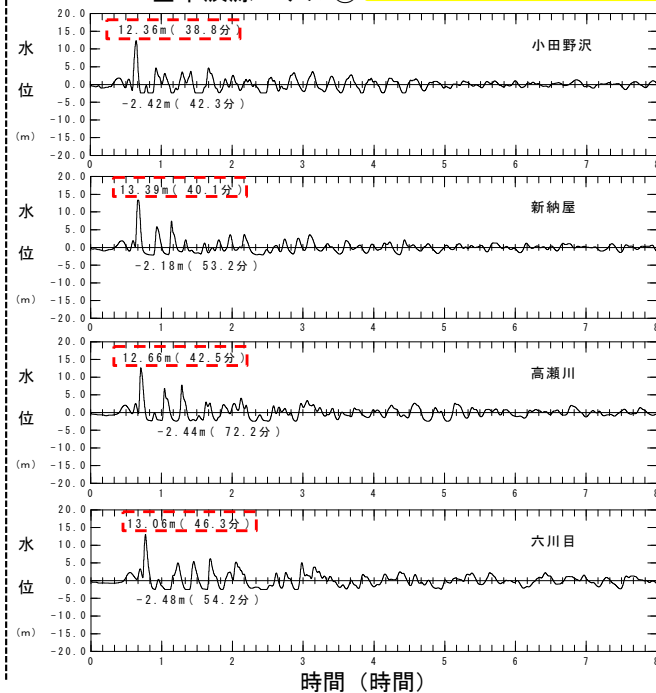
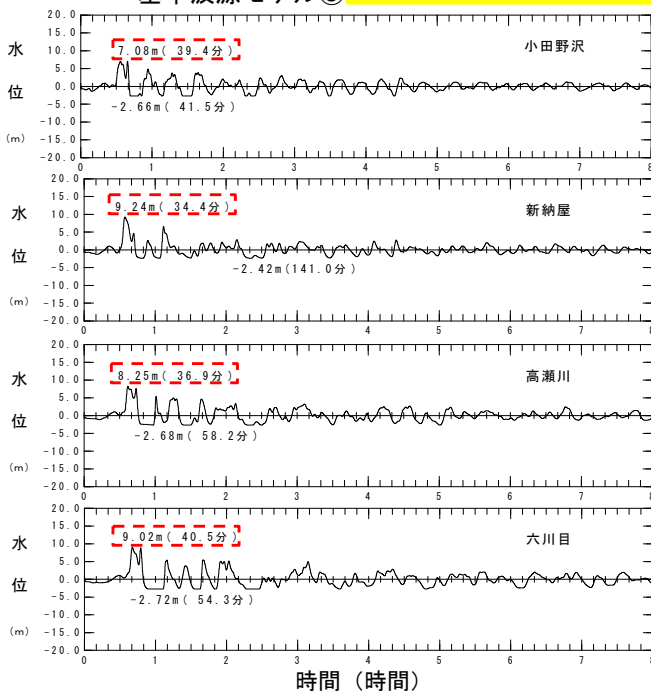
---: 最高水位(第一波)  
---: 最高水位(第一波以降)

基準波源モデル⑥

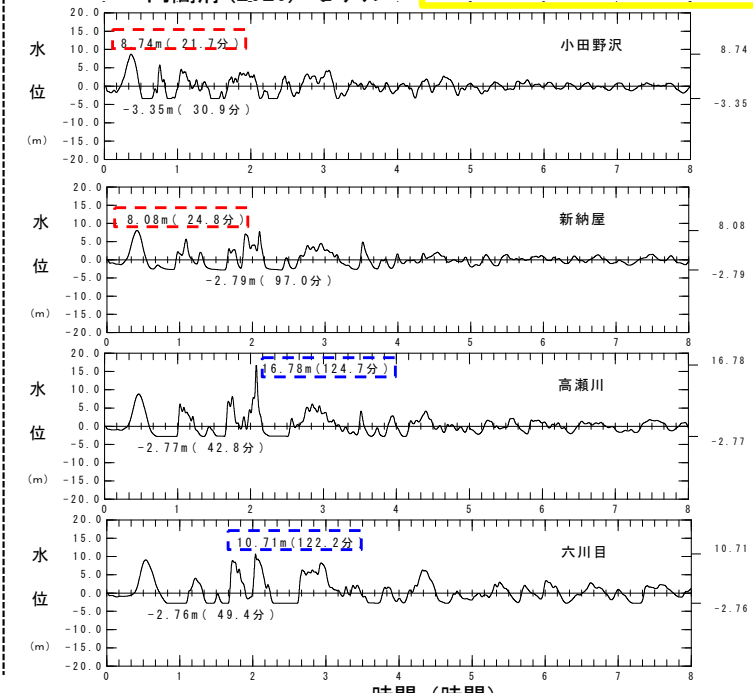


---: 最高水位(第一波)  
---: 最高水位(第一波以降)

内閣府(2020)モデル



水位時刻歴波形





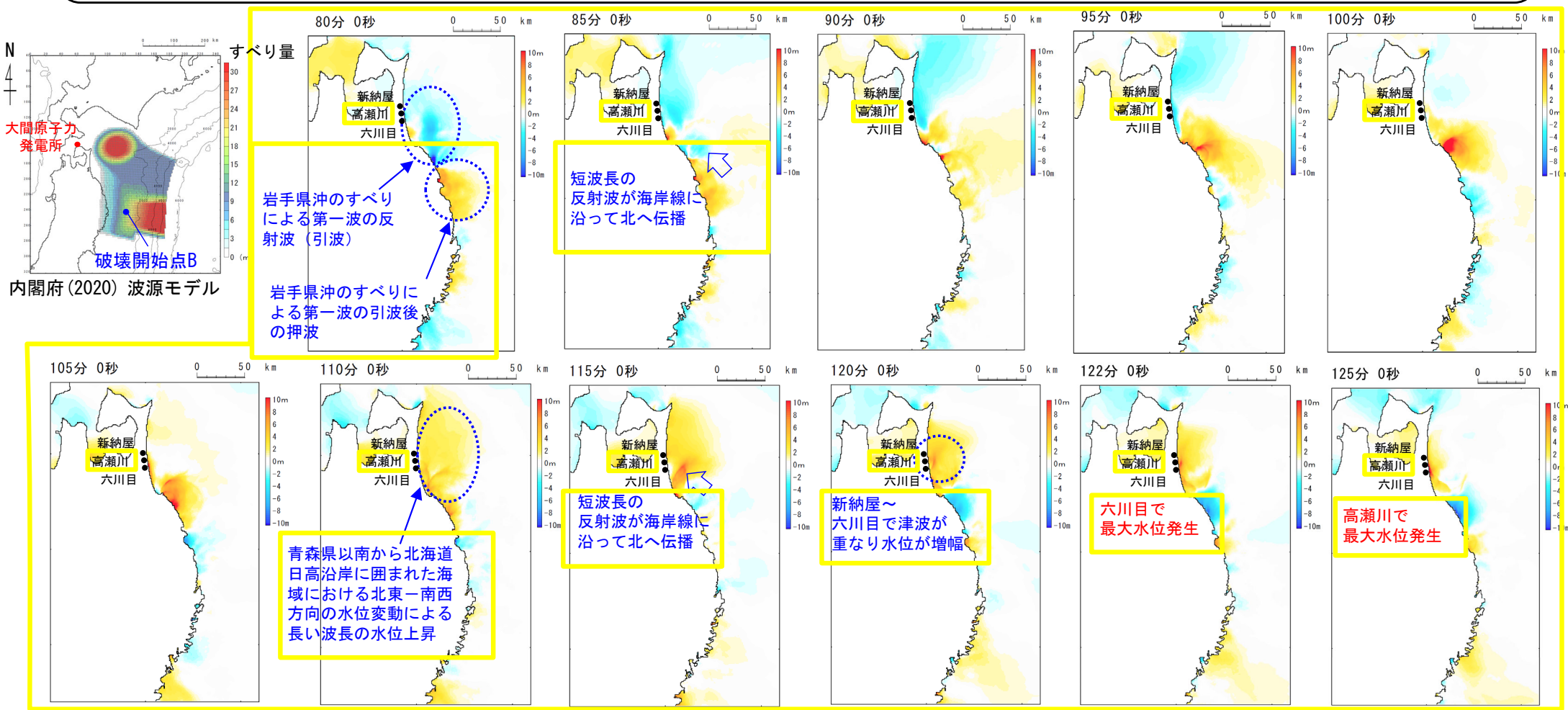


コメントNo.S5-58

基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (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)

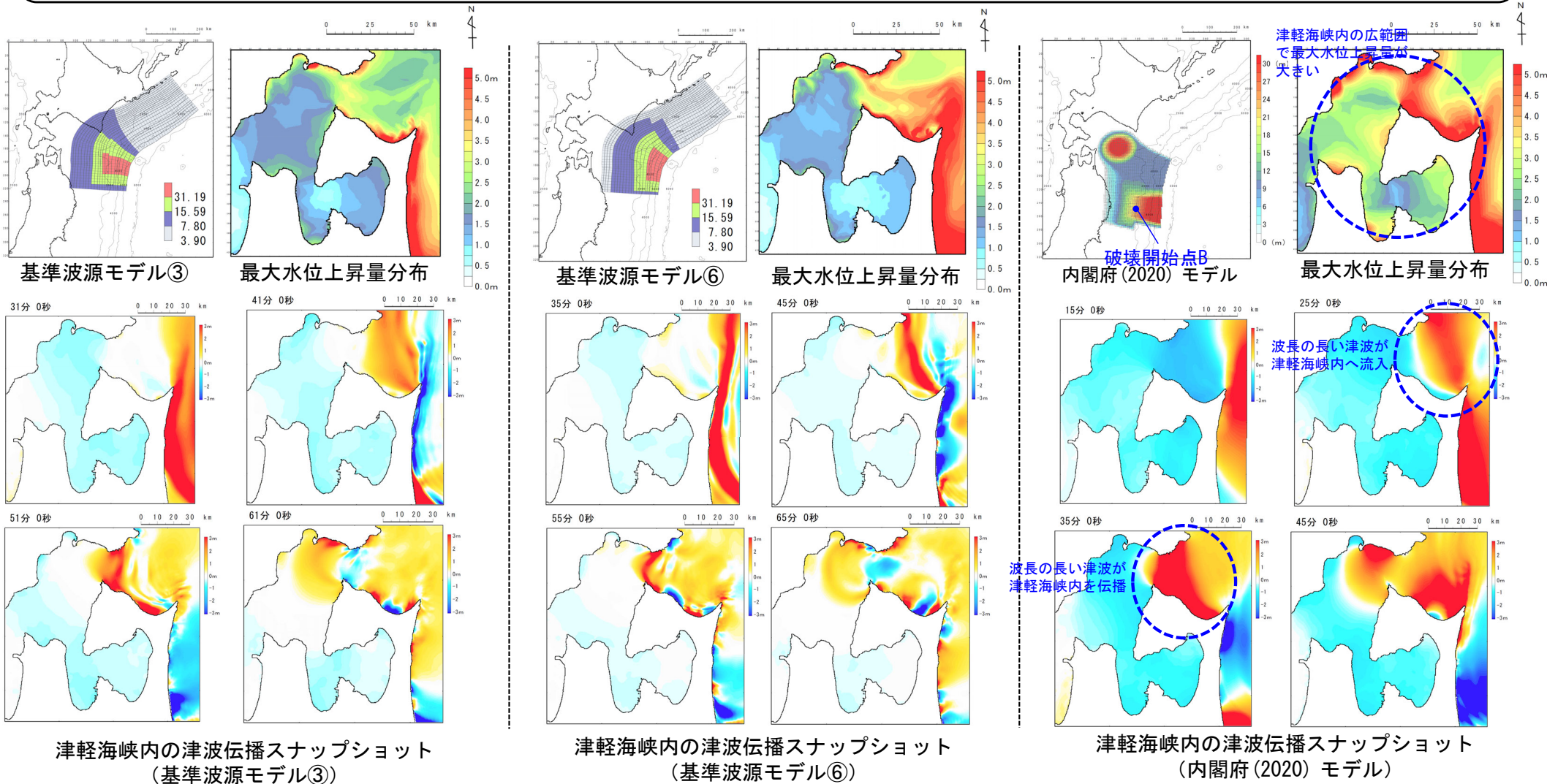
(補足 1) 津軽海峡開口部付近沿岸から大間崎付近の分析 (15 / 24)

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。



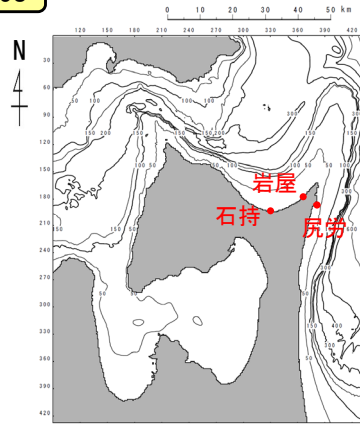


基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (15/23)

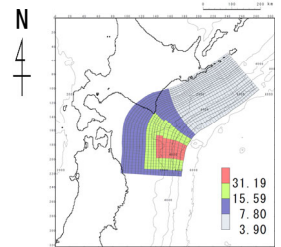
コメントNo.S5-58

津軽海峡内(岩屋付近)の津波水位の比較:時刻歴波形

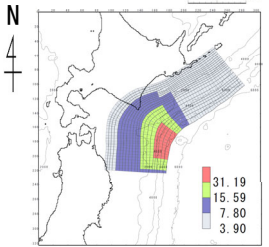
- 津軽海峡内, 岩屋付近の3地点(石持, 岩屋, 尻労(しつかり))の時刻歴波形を比較した。
- 石持と尻労地点では, 基準波源モデル①～⑥(代表として③, ⑥を例示)及び内閣府(2020)モデルにおいては, 第一波の押波により最大水位上昇量が発生しており, 岩屋地点では後続の津波により最大水位上昇量が発生している。
- 以上より, 岩屋付近の内閣府(2020)モデルによる津波には, 当該地点が津軽海峡内に位置する立地特性や海岸・海底地形の影響等による水位増幅が推定される。



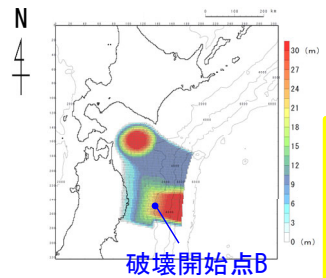
水位時刻歴波形出力点



---: 最高水位(第一波)  
---: 最高水位(第一波以降)



---: 最高水位(第一波)  
---: 最高水位(第一波以降)

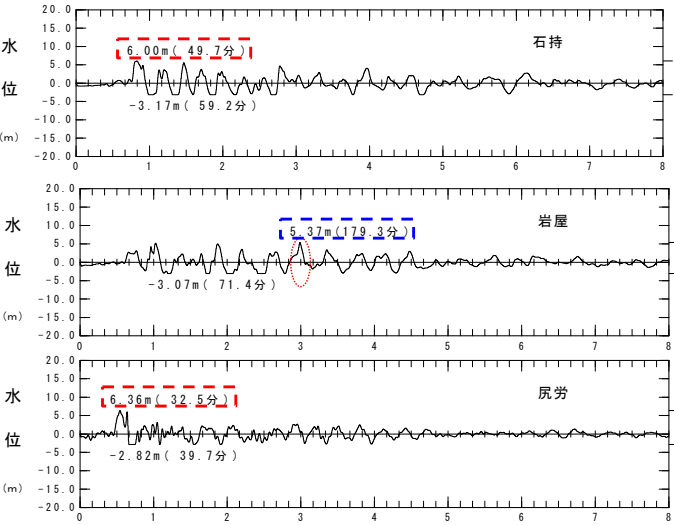


---: 最高水位(第一波)  
---: 最高水位(第一波以降)

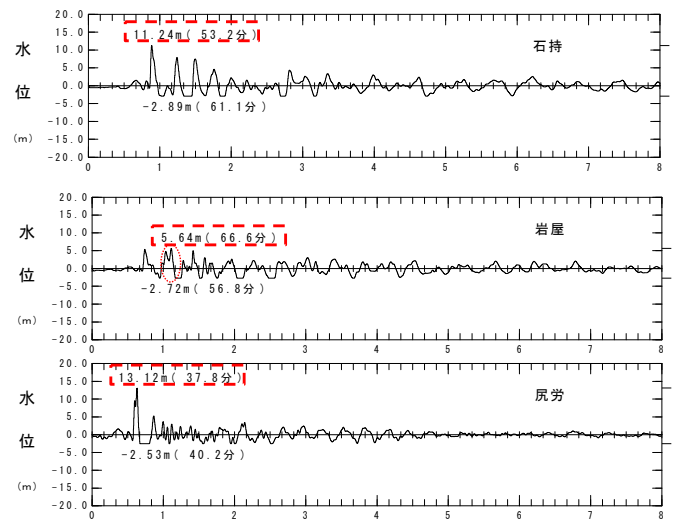
基準波源モデル③

基準波源モデル⑥

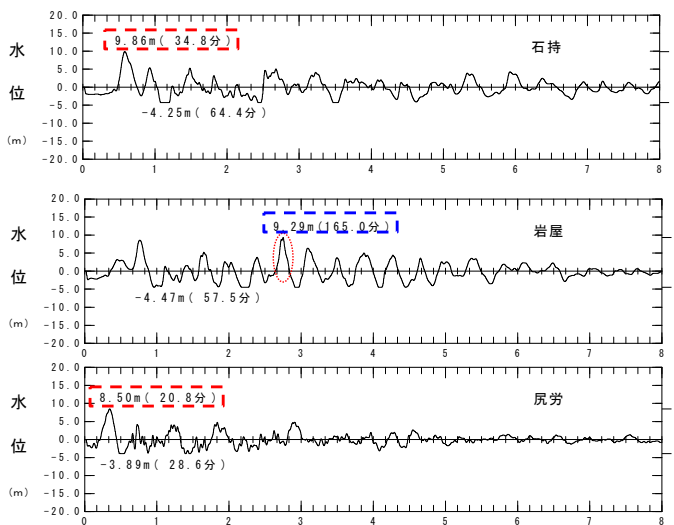
内閣府(2020)モデル



時間(時間)



時間(時間)



時間(時間)

水位時刻歴波形

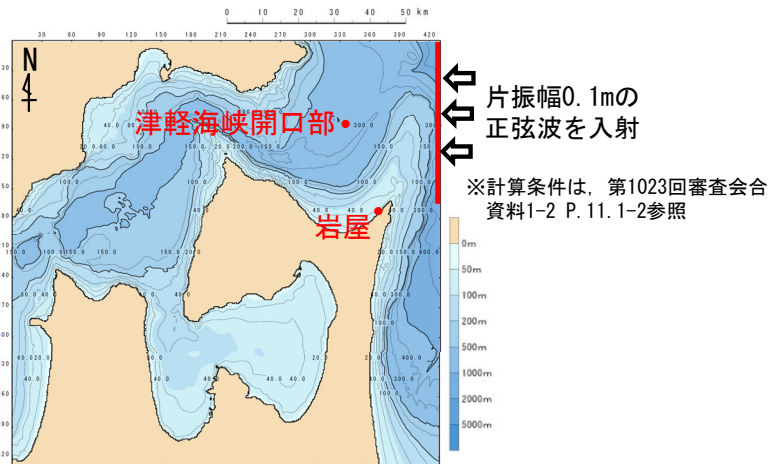




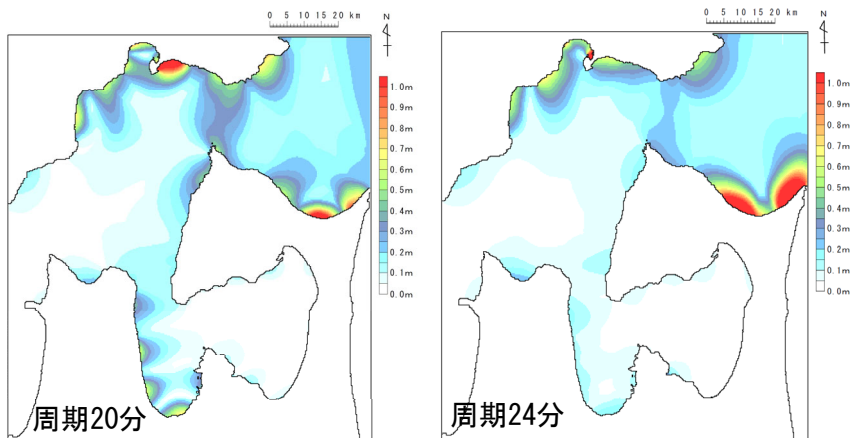
基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (16/23)

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

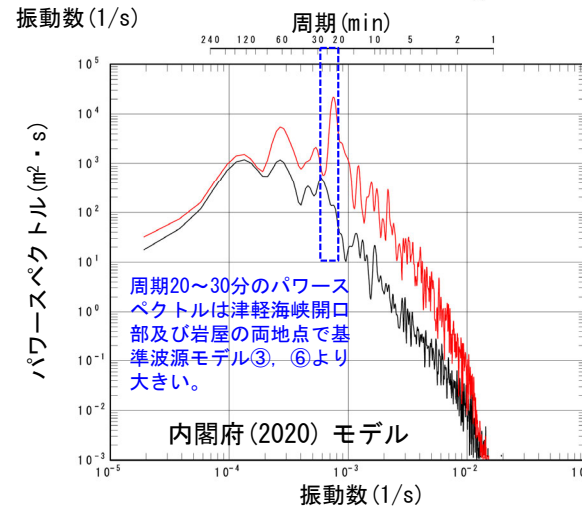
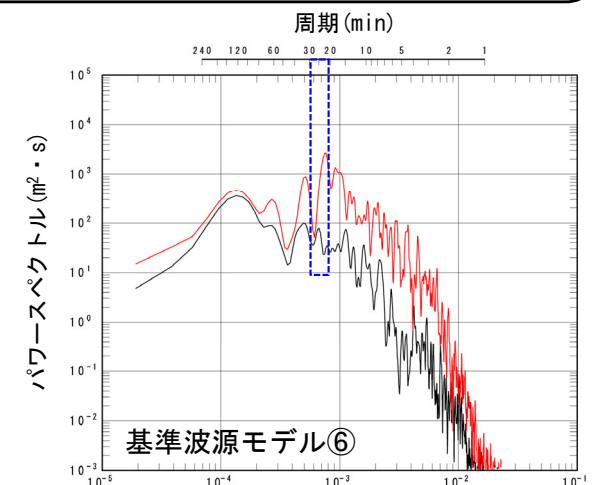
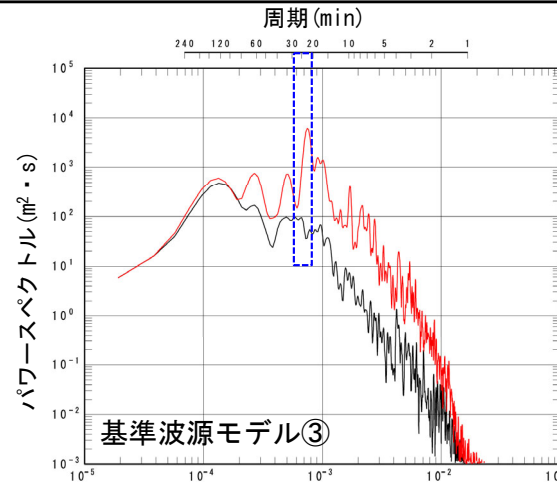
- 内閣府(2020)モデルについて基準波源モデル①～⑥に比べて特徴が異なり、水位が大きくなる岩屋付近(P.486参照)の津波について周期特性を比較した。
- 太平洋側から正弦波を入力した検討※において、**岩屋付近では20分～24分程度の周期で水位が増幅する傾向が確認される。**
- 津波の波形スペクトルによれば、津軽海峡開口部及び岩屋地点では共に、内閣府(2020)モデルの方が、基準波源モデル①～⑥(代表として③, ⑥を例示)に比べて周期20分～30分程度のパワースペクトルが大きい。
- 以上より、内閣府(2020)モデルの岩屋付近での水位の増幅の要因は、当該地点が津軽海峡内に位置する立地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



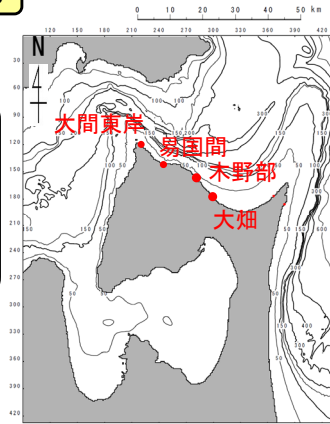


基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (17 / 23)

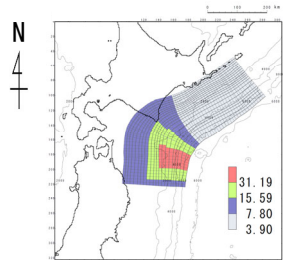
コメントNo.S5-58

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

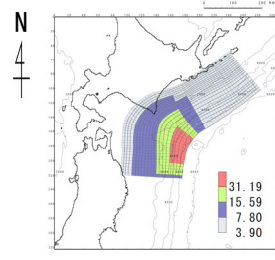
- 津軽海峡内の4地点(大間東岸, 易国間, 木野部(きのっぶ)及び大畑)の時刻歴波形を比較した。
- 基準波源モデル③では, 大間東岸から大畑の間の4地点の最大水位上昇量は5m未満と小さい。
- 基準波源モデル⑥と内閣府(2020)モデルでは, どちらも4地点の最大水位上昇量は第一波の押波で発生しているが, 基準波源モデル⑥の場合は大畑(8m程度)から大間東岸(5m程度)の間での水位上昇量の減衰傾向が大きく, 内閣府(2020)モデルの場合は, 大畑(7m程度)から大間東岸(6m程度)の間での水位上昇量の減衰傾向が小さい。



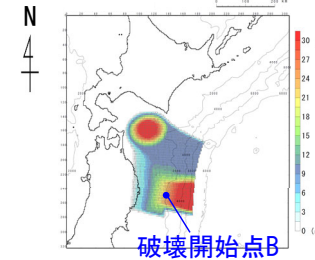
水位時刻歴波形出力点



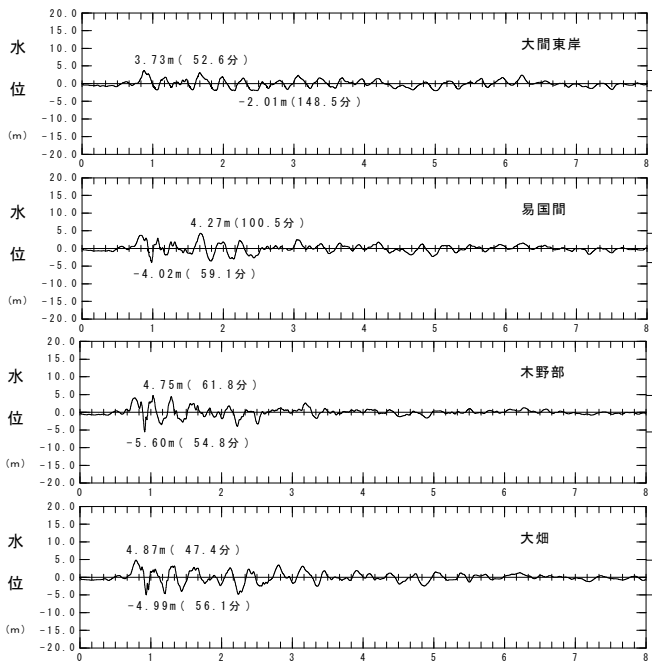
基準波源モデル③



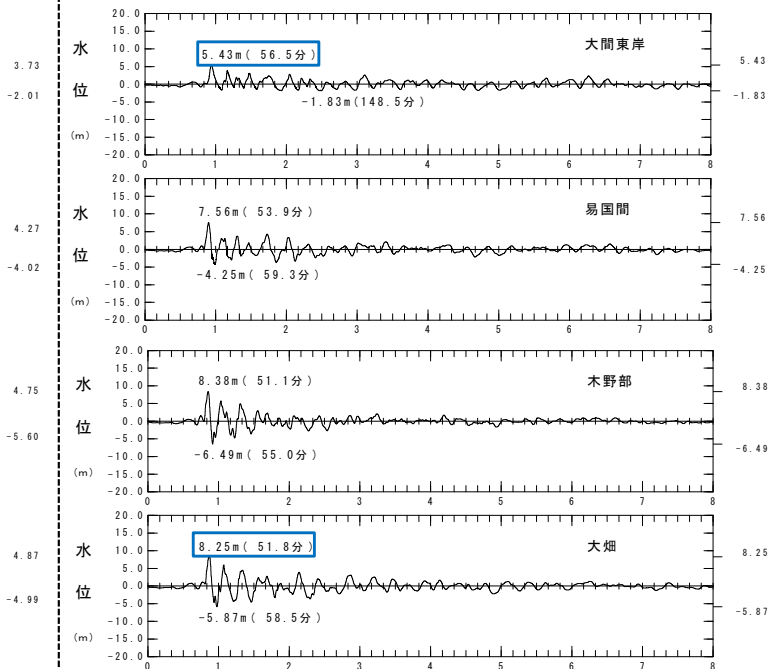
基準波源モデル⑥



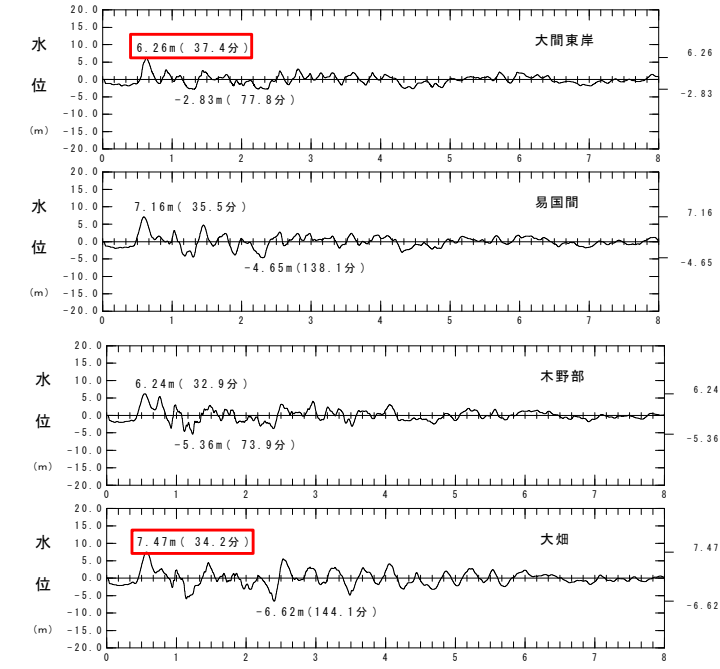
内閣府(2020)モデル



時間 (時間)



時間 (時間)  
水位時刻歴波形



時間 (時間)

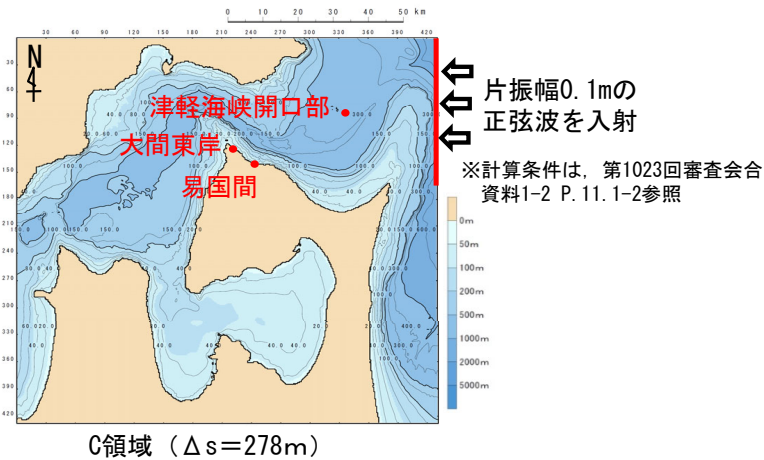


コメントNo.S5-58

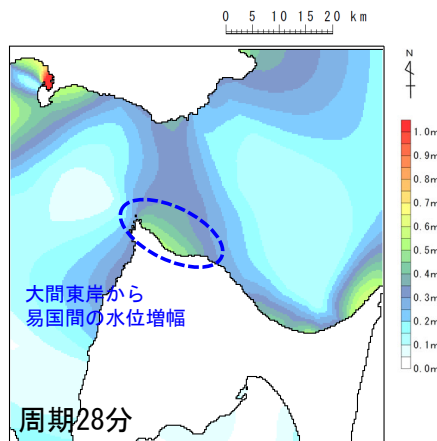
基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (18/23)

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

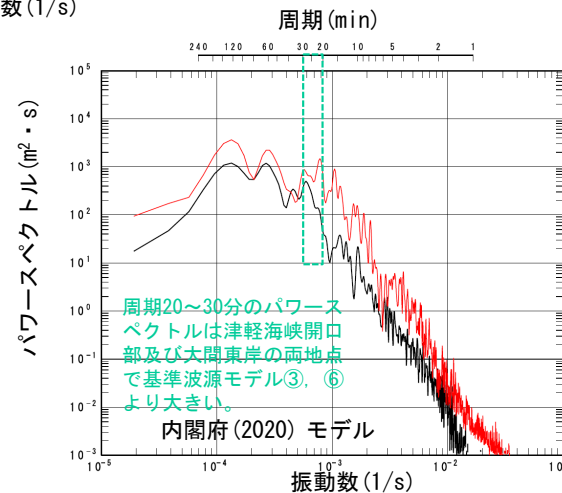
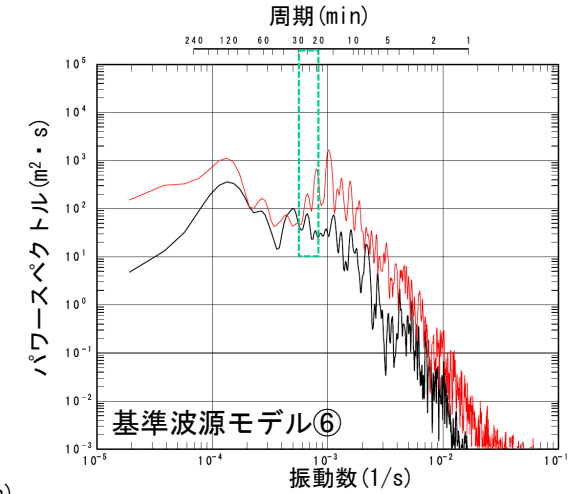
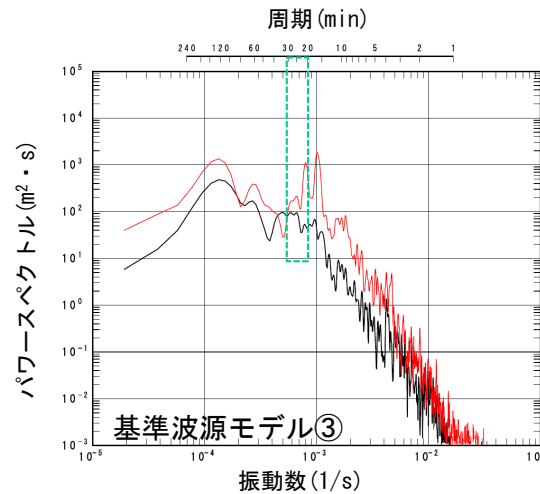
- ・内閣府(2020)モデルについて基準波源モデル①～⑥に比べて特徴が異なり、水位が大きくなる大間東岸～易国間付近(P.486参照)の津波について周期特性により比較した。
- ・太平洋側から正弦波を入力した検討※において、大間東岸から易国間の範囲では28分程度の周期で水位が増幅する傾向が確認される。
- ・津波の波形スペクトルによれば、津軽海峡開口部及び大間東岸地点では共に、内閣府(2020)モデルの方が、基準波源モデル①～⑥(代表として③、⑥を例示)に比べて周期20分～30分程度のパワースペクトルが大きい。
- ・以上より、内閣府(2020)モデルの大間東岸から易国間付近での水位の増幅の要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

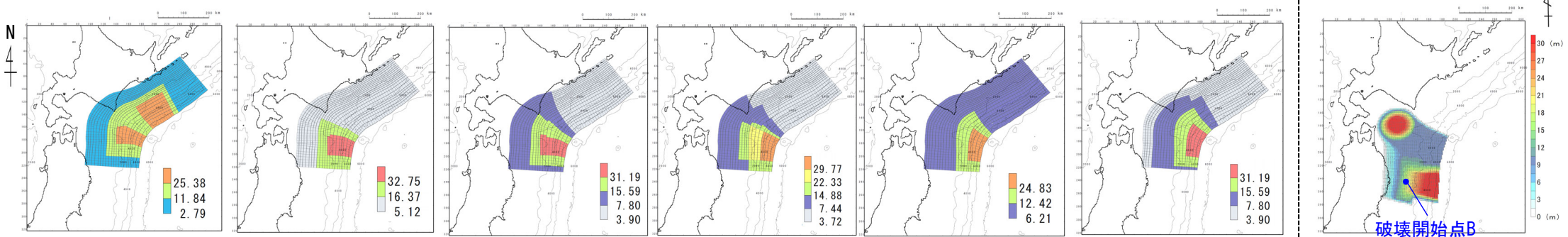


基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (19/23)

第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.2-29再掲

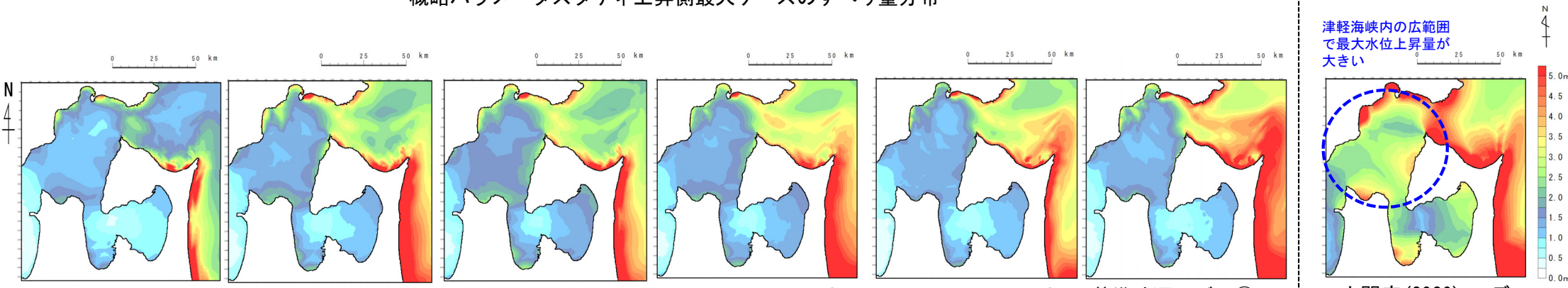
津軽海峡内(大間崎以西)の津波水位の比較: 最大水位上昇量分布

- 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

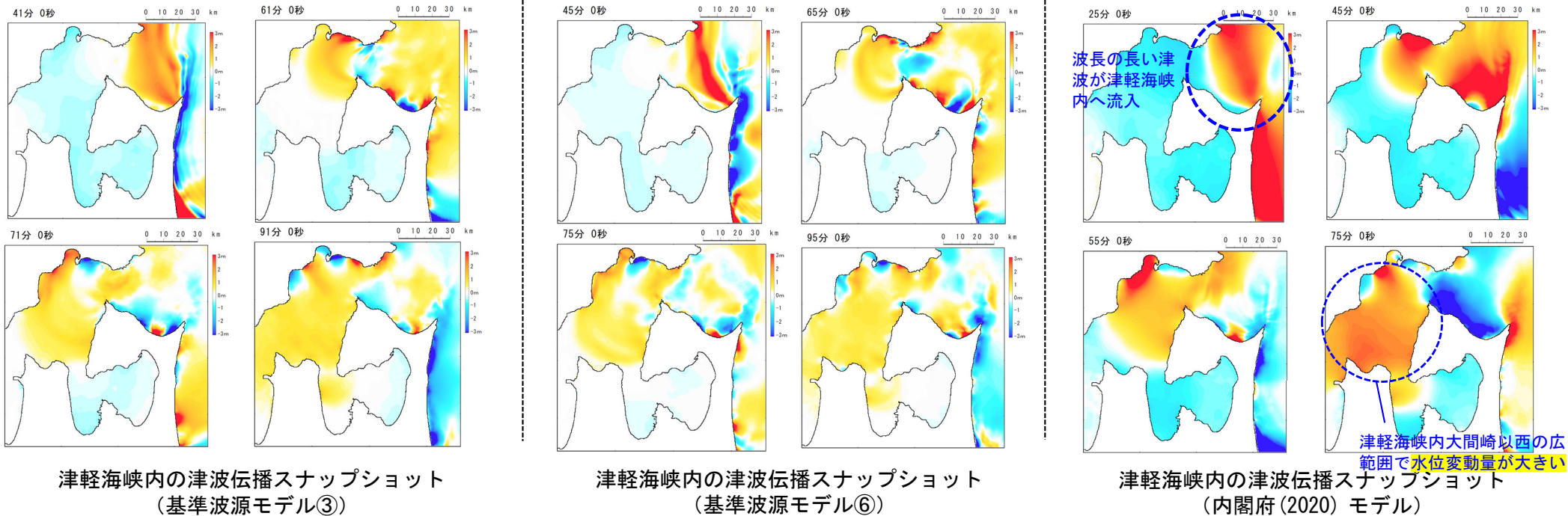
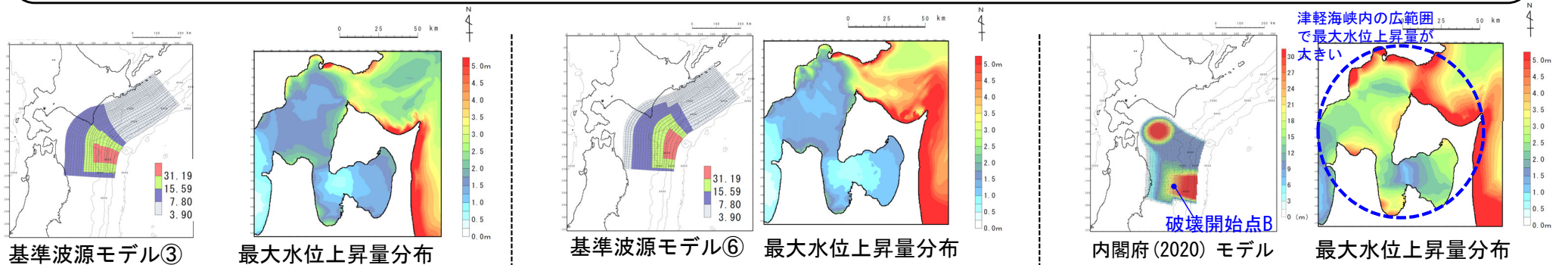


基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (20/23)

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)の津波水位の比較: スナップショット

- 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最大水位変動量が大きくなっている。



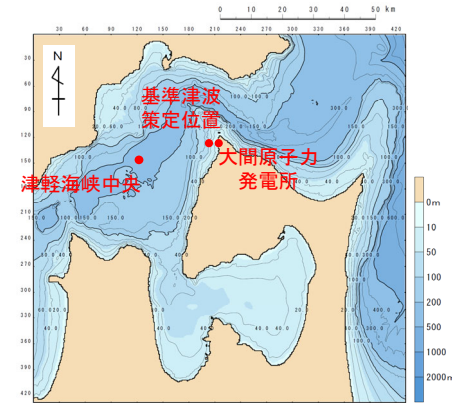


コメントNo.S5-58

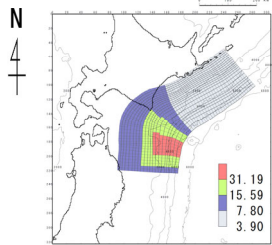
基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (21 / 23)

津軽海峡内(大間崎以西)の津波水位の比較: 時刻歴波形

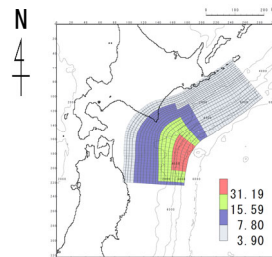
- 大間崎以西の2地点(津軽海峡中央, 及び基準津波策定位置)の時刻歴波形を比較した。
- 「津軽海峡中央」においては, 基準波源モデル①～⑥(代表として③, ⑥を例示)に比べて, 内閣府(2020)モデルの振幅が大きい。(これらの波形に現れる津軽海峡内の挙動の特徴について次頁で検討した。)
- また, いずれのモデルも「津軽海峡中央」では長周期成分が顕著であり, 「基準津波策定位置」に近づくほど, 浅水変形の影響により津波水位が増幅される。



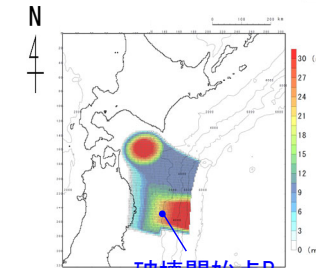
C領域 (Δs=278m)



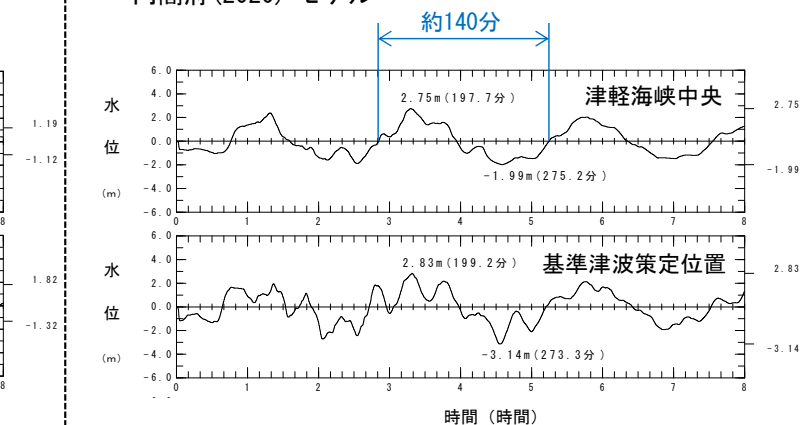
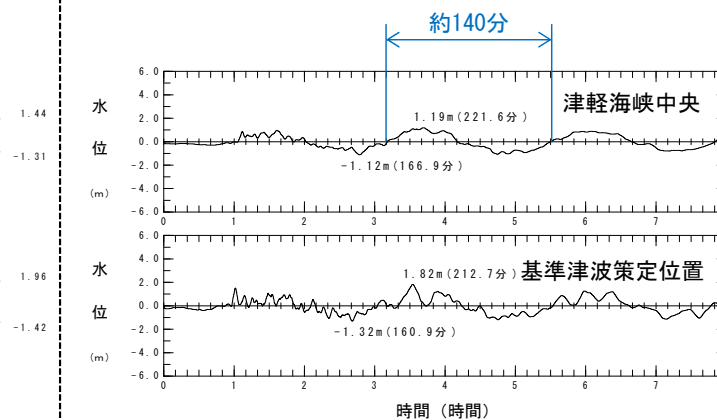
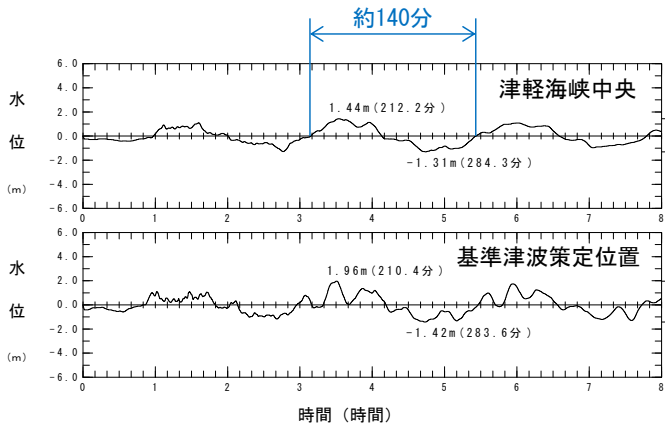
基準波源モデル③



基準波源モデル⑥



内閣府(2020)モデル



水位時刻歴波形

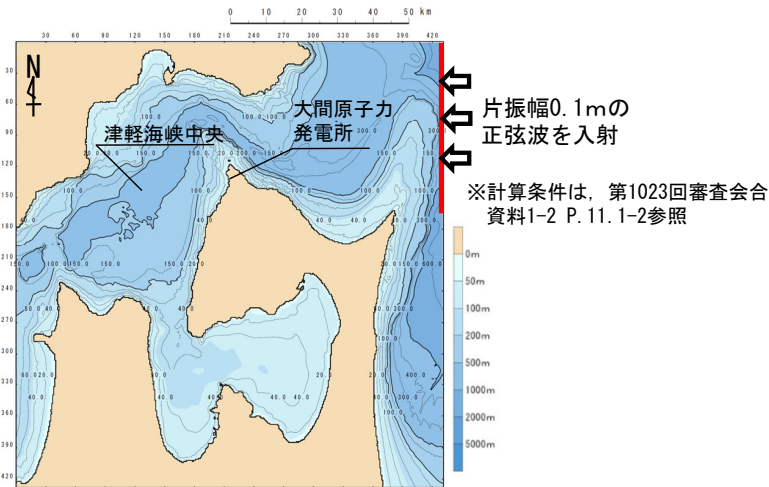


基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (22 / 23)

コメントNo.S5-58

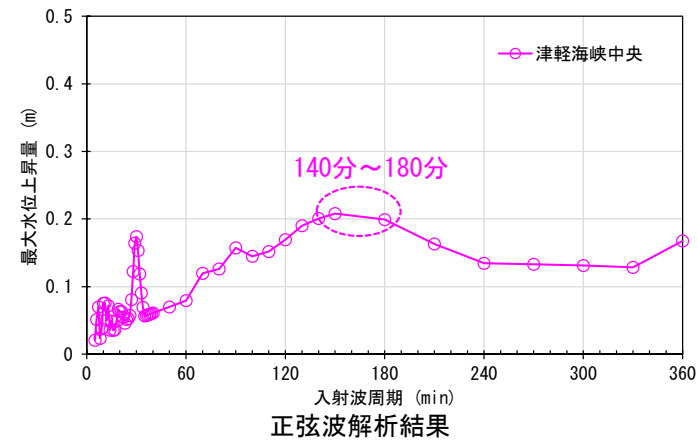
津軽海峡の固有周期の影響

- 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。



C領域 (Δs=278m)

正弦波入力位置と評価地点

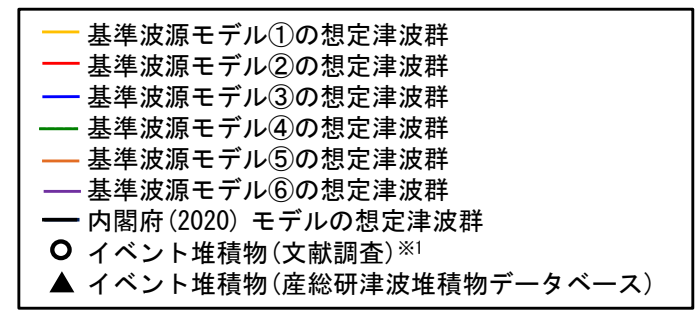
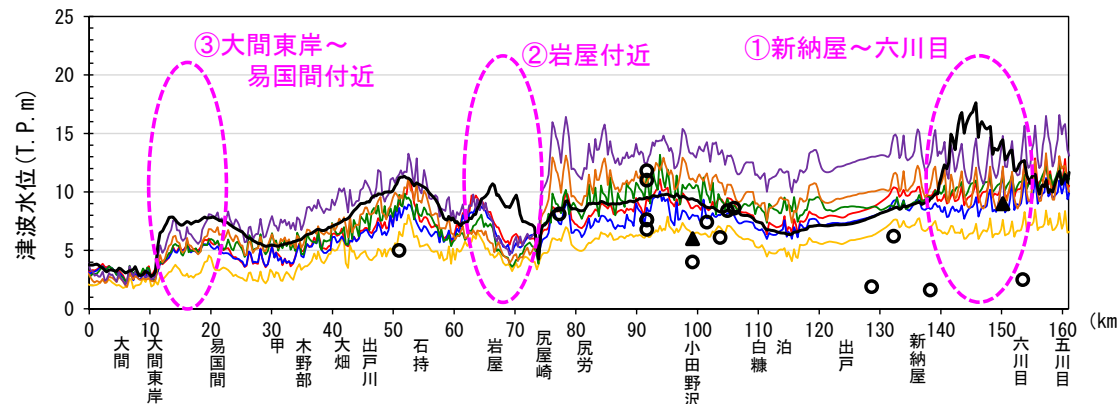




基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (23 / 23)

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）

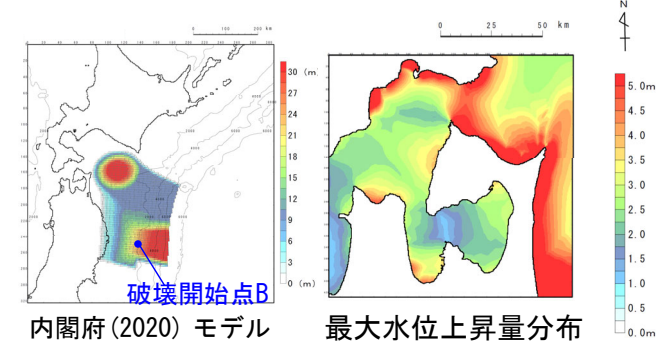
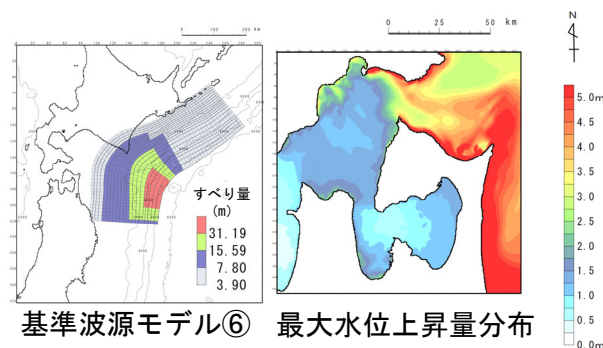
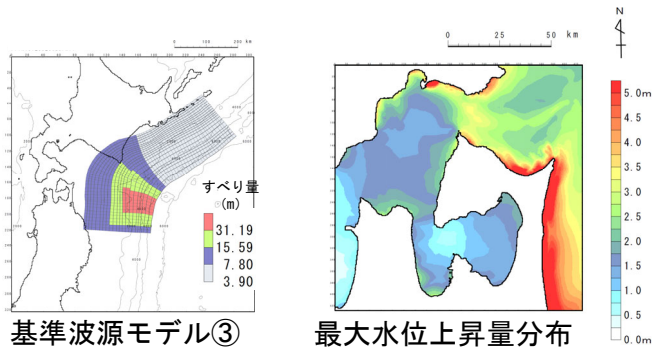


三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波と内閣府 (2020) モデルによる津波の挙動 (1 / 3)

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。

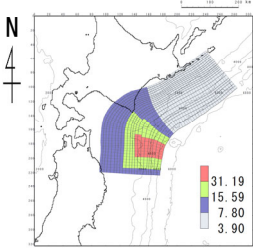
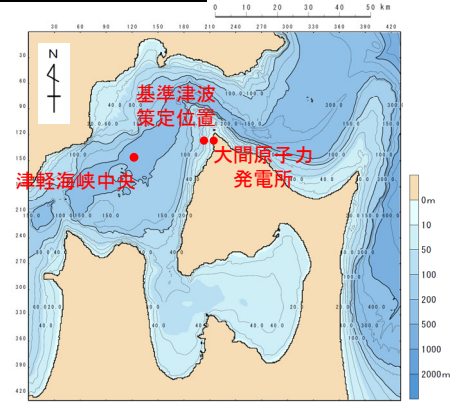




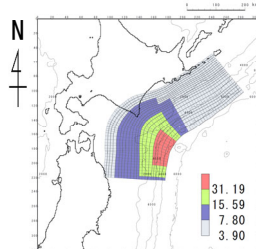
三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波と内閣府 (2020) モデルによる津波の挙動 (2 / 3)

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

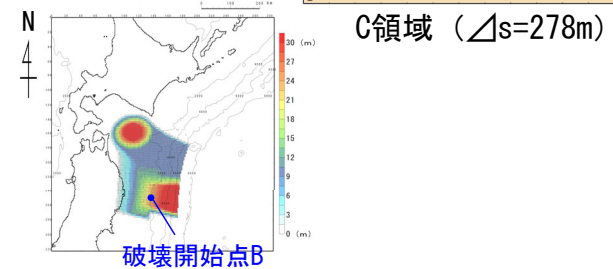
- 大間崎以西の3地点 (津軽海峡中央, 基準津波策定位置及び取水口スクリーン室前面) の時刻歴波形を比較した。
- 「津軽海峡中央」においては, 長周期成分が顕著であり, 基準波源モデル①~⑥ (代表として③, ⑥を例示) に比べて, 内閣府 (2020) モデルの振幅が大きい。
- いずれのモデルも「津軽海峡中央」から「基準津波策定位置」, 「取水口スクリーン室前面」と陸地に近づくほど, 海岸形状や港湾構造物の影響により短周期成分が増幅される。



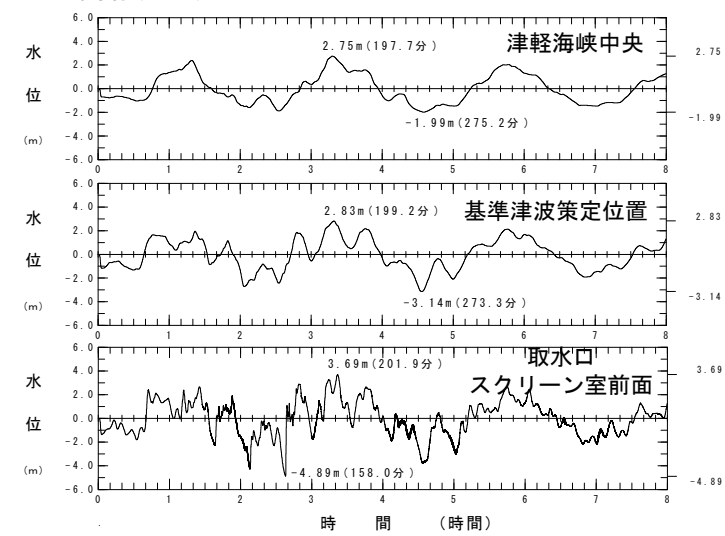
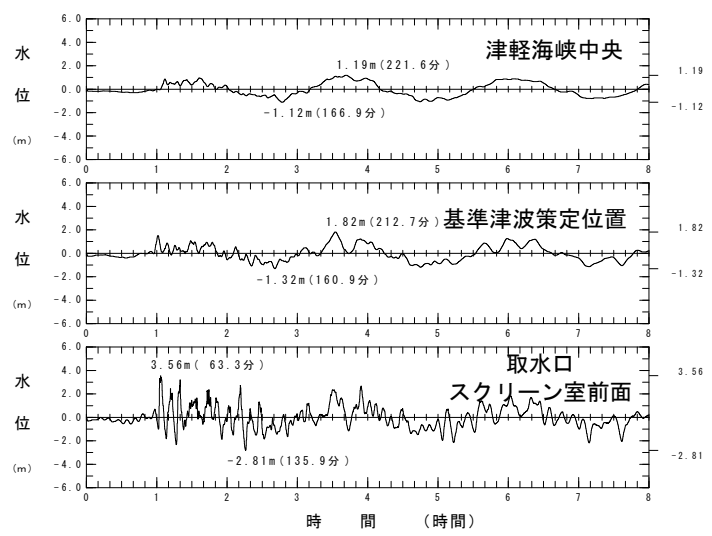
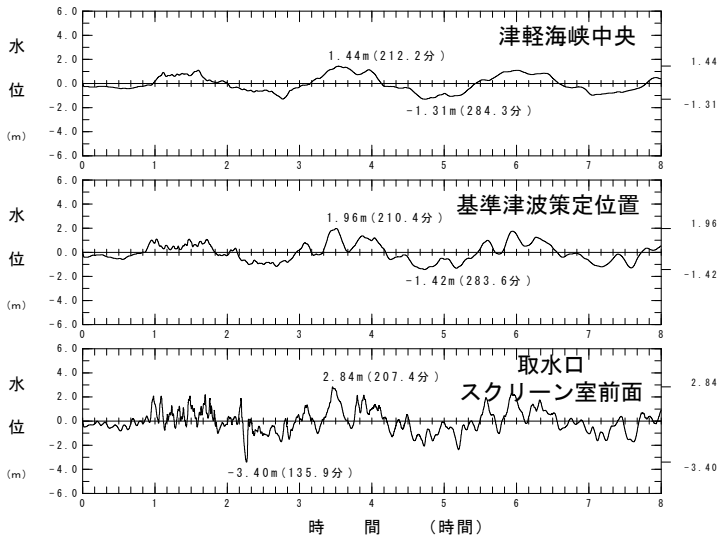
基準波源モデル③



基準波源モデル⑥



内閣府 (2020) モデル



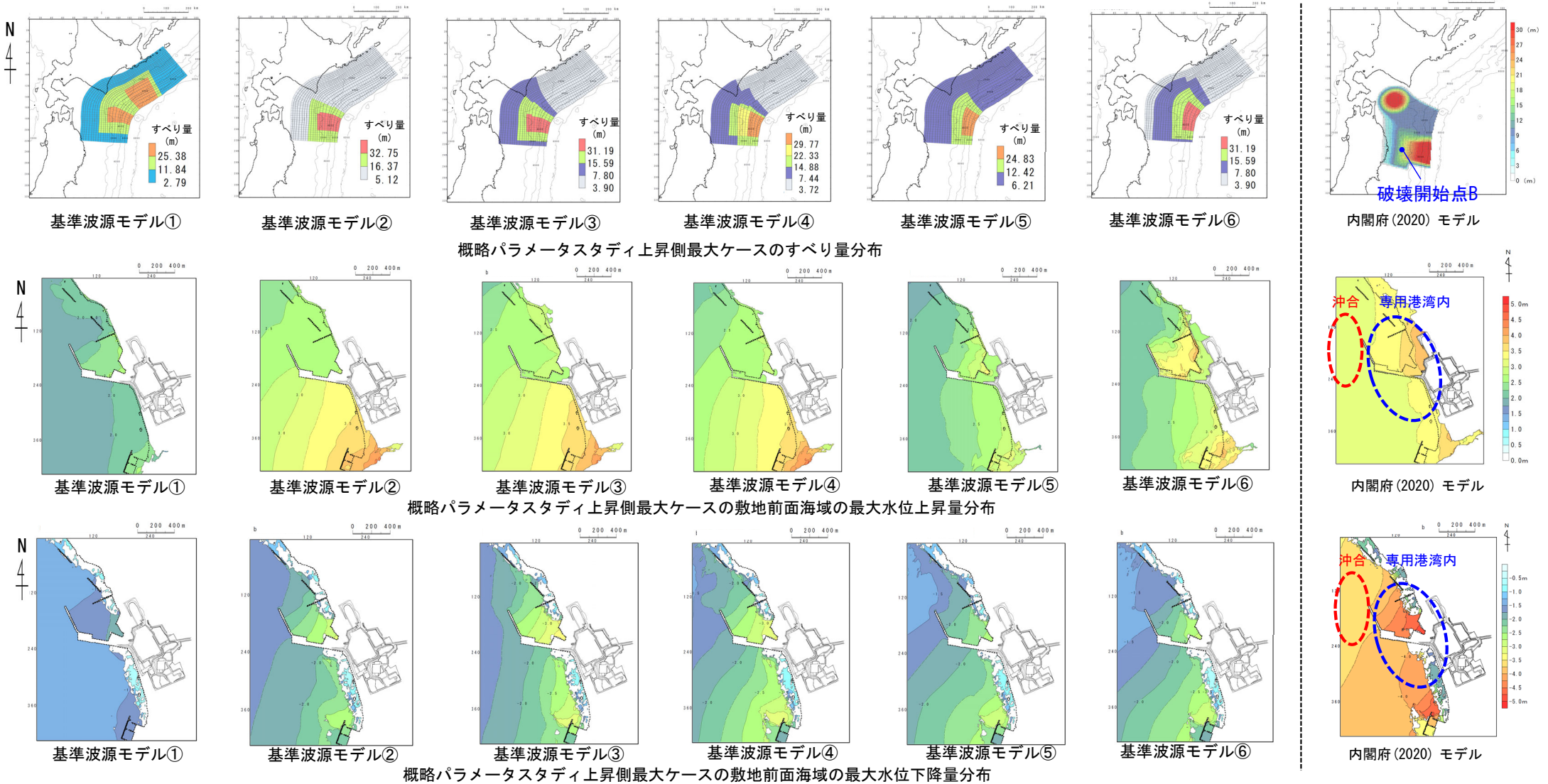
水位時刻歴波形



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。





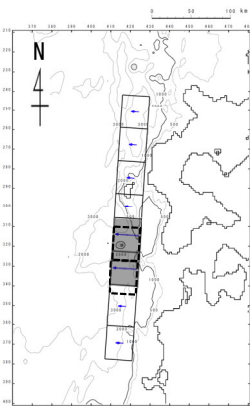


# (補足2) 大間崎付近から敷地の分析 (5 / 9)

## 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)

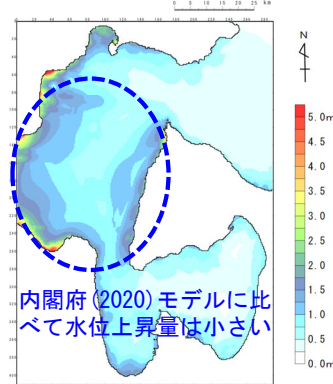
### 津軽海峡内から敷地前面海域の津波水位の比較

- 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。

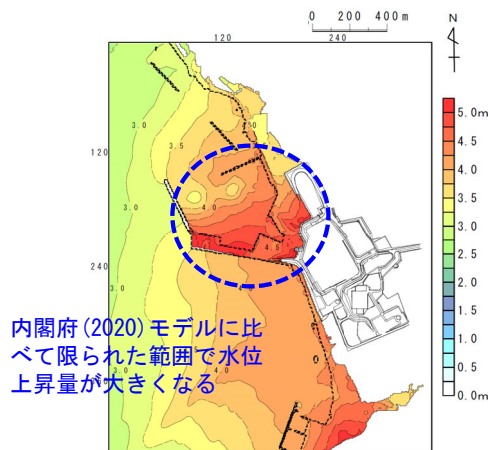


波源モデル

すべり量  
■ : 12m  
□ : 4m

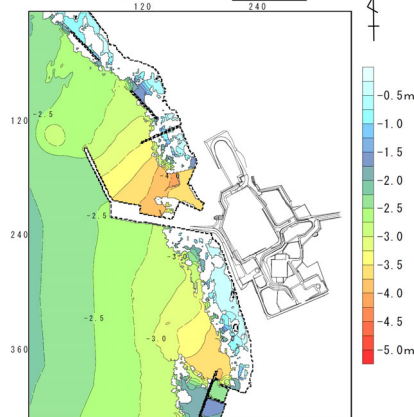


最大水位上昇量分布  
(G領域, 計算格子サイズ278m)

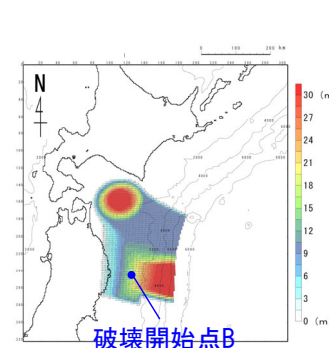


最大水位上昇量分布  
(G領域, 計算格子サイズ5m)

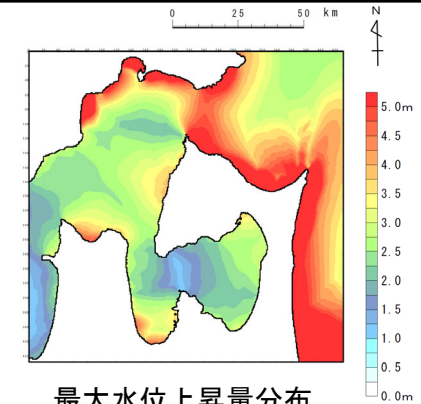
日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (上昇側最大ケース)



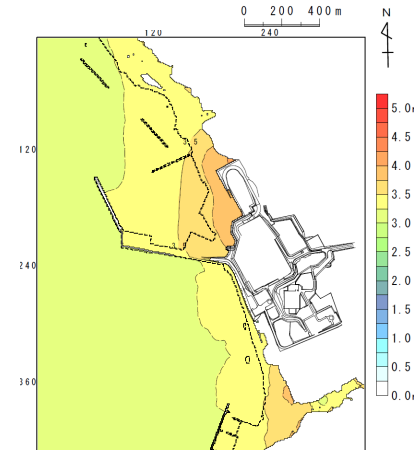
最大水位下降量分布  
(G領域, 計算格子サイズ5m)



破壊開始点B  
波源モデル

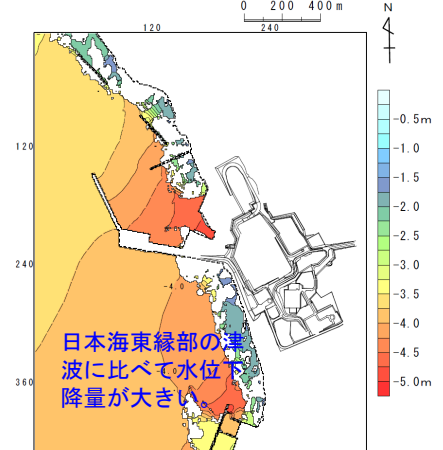


最大水位上昇量分布  
(G領域, 計算格子サイズ278m)



最大水位上昇量分布  
(G領域, 計算格子サイズ5m)

内閣府(2020)モデルによる津波 (上昇側最大ケース)



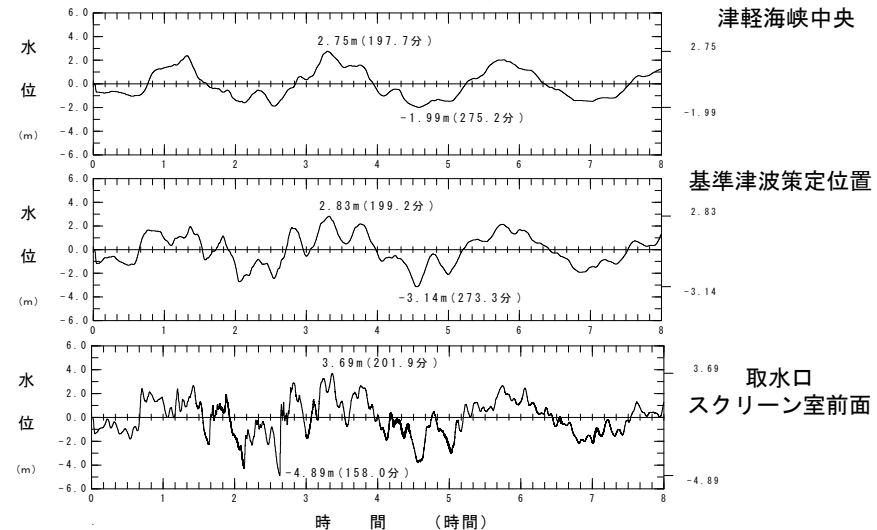
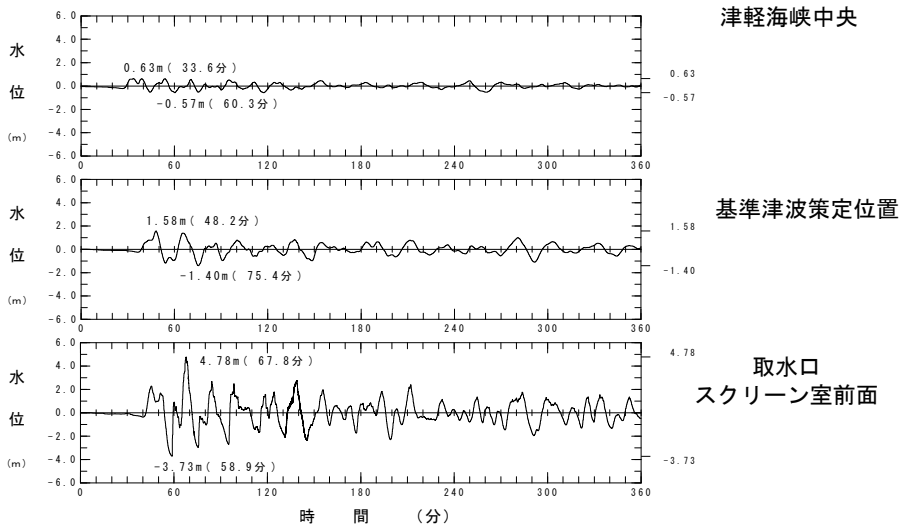
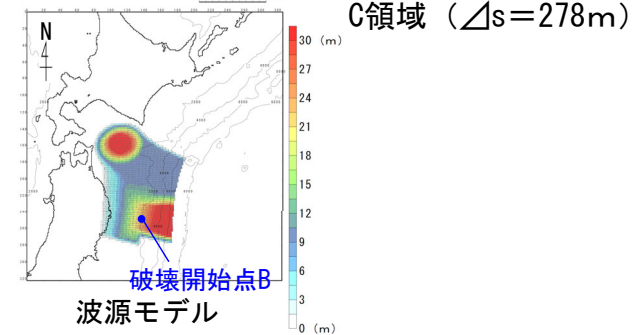
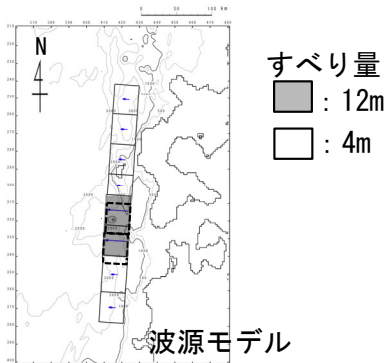
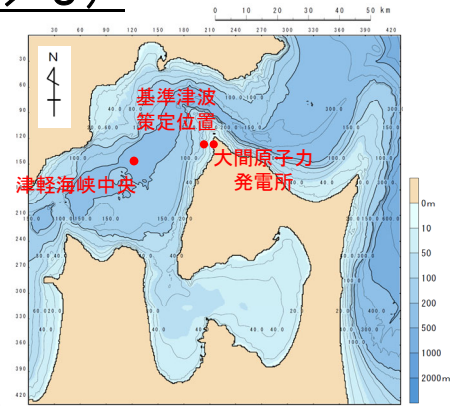
最大水位下降量分布  
(G領域, 計算格子サイズ5m)



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)

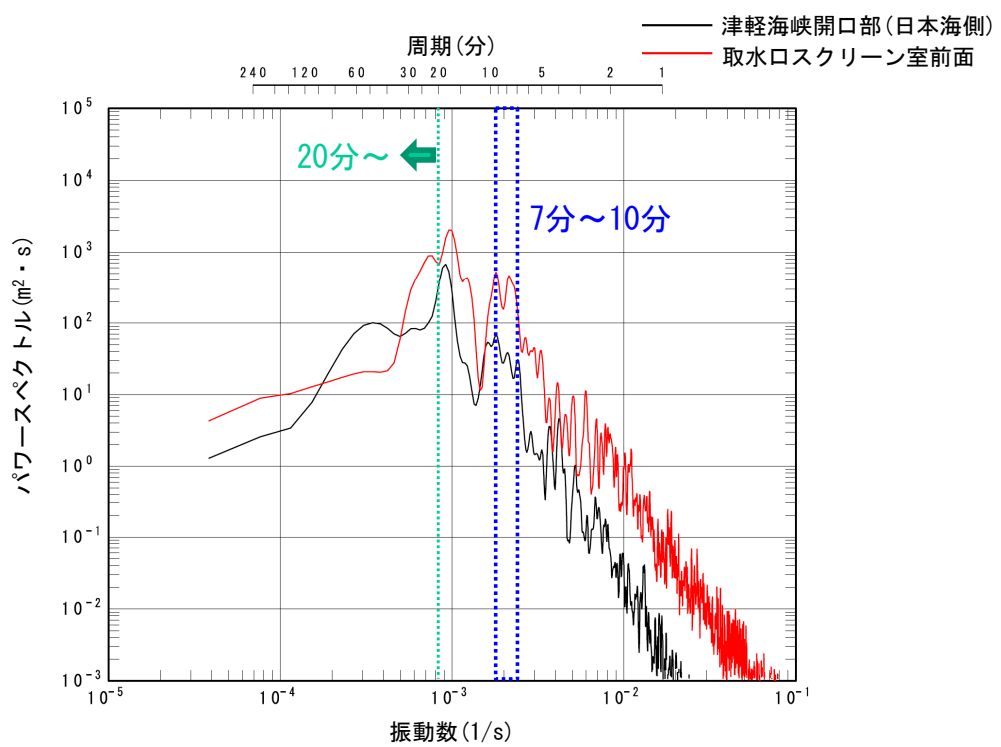
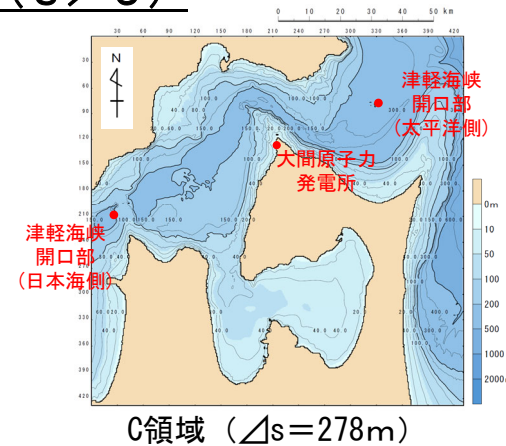
内閣府 (2020) モデルによる津波 (上昇側最大ケース)



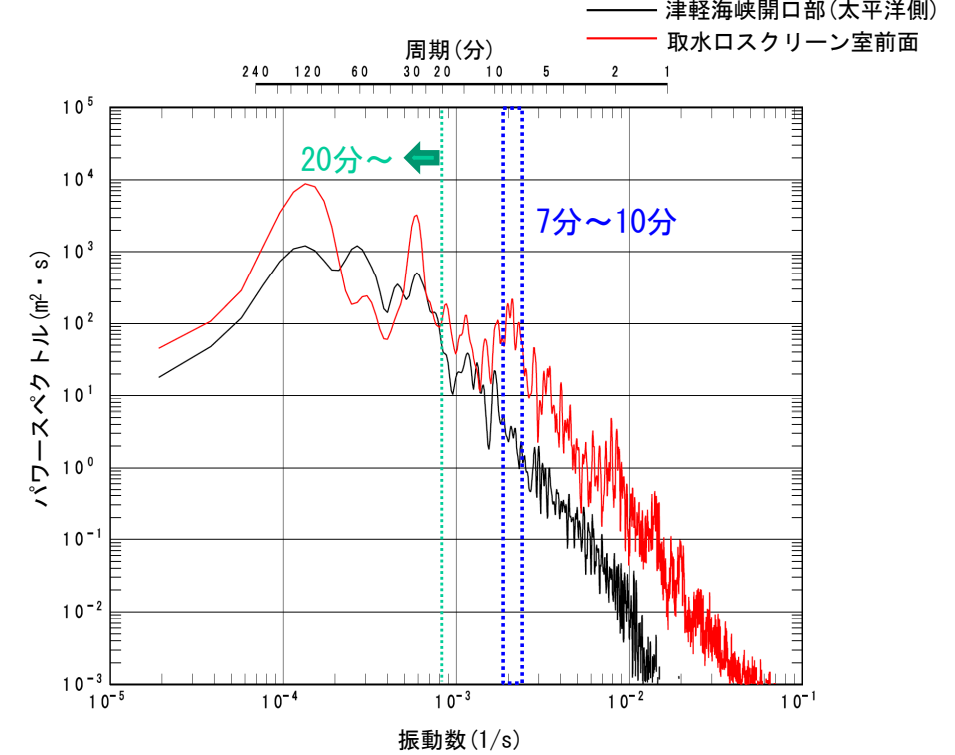
日本海東縁部に想定される地震に伴う津波と内閣府 (2020) モデルによる津波の挙動 (3/5)

水位上昇側の分析

- 津軽海峡開口部及び取水ロスクリ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、取水ロスクリ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、取水ロスクリ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)



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ロスクリン室前面の津波波形スペクトルの重ね合わせ

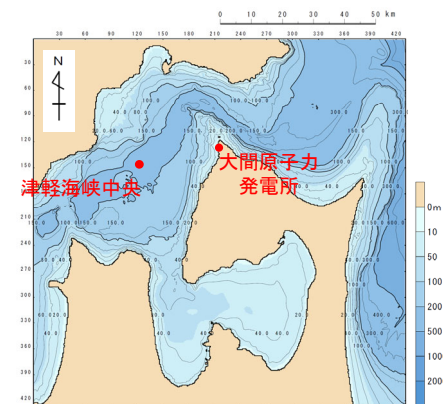




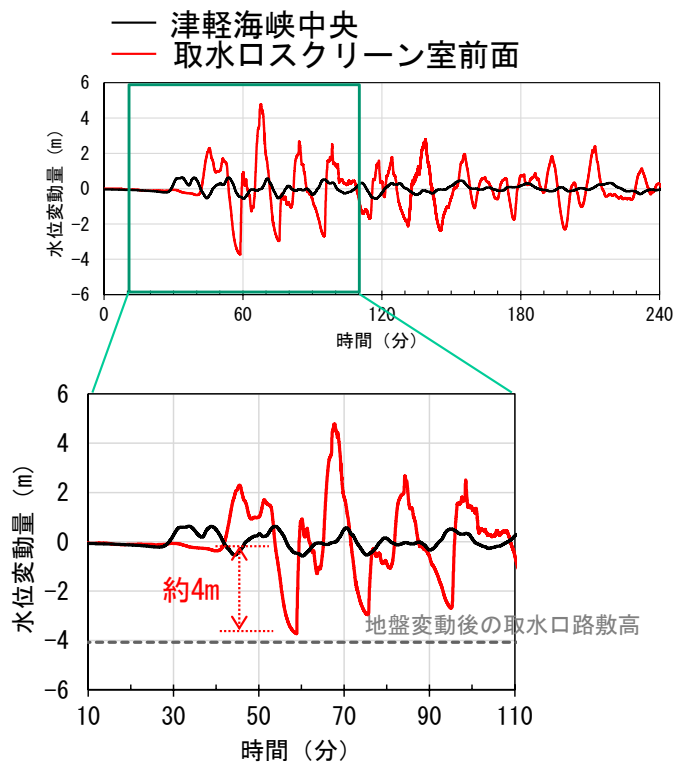
日本海東縁部に想定される地震に伴う津波と内閣府 (2020) モデルによる津波の挙動 (4 / 5)

水位下降側の分析

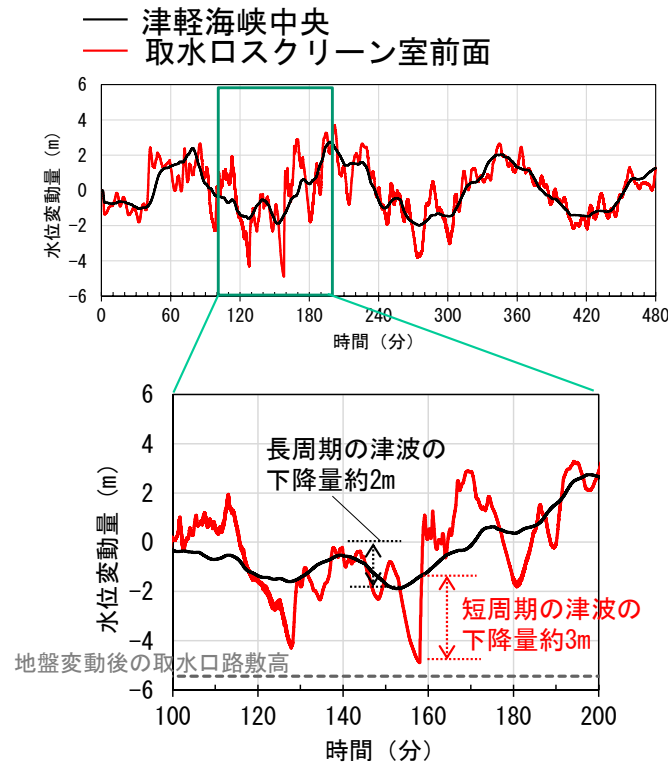
- 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波では、内閣府 (2020) モデルによる津波と異なり、敷地周辺および専用港湾における水位変動の増幅が顕著で、取水口スクリーン室の津波の短周期成分のみの下降量は内閣府 (2020) モデルによる津波の約3m程度よりも大きく、約4m程度である。
- しかしながら、内閣府 (2020) モデルによる津波では、津軽海峡全体の振幅が大きい要因となる長周期の津波の水位下降量 (約2m程度) と敷地前面の短周期の津波 (約3m程度) が重なることで、最大水位下降量が日本海東縁部の地震に伴う津波よりも大きくなったと考えられる。(P.516参照)



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)

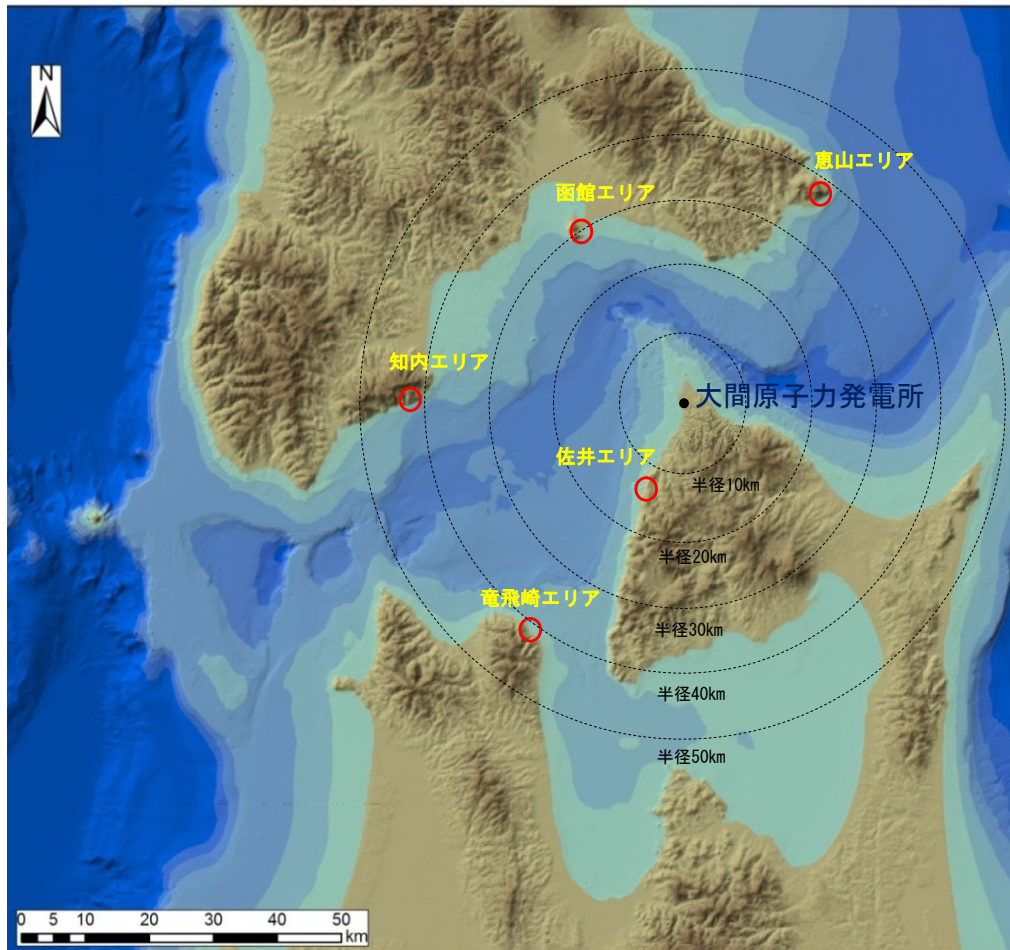
# 目 次

- (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

## 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



(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 (2/4)

第1023回審査会合  
資料1-1 P.4.1-28再掲

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

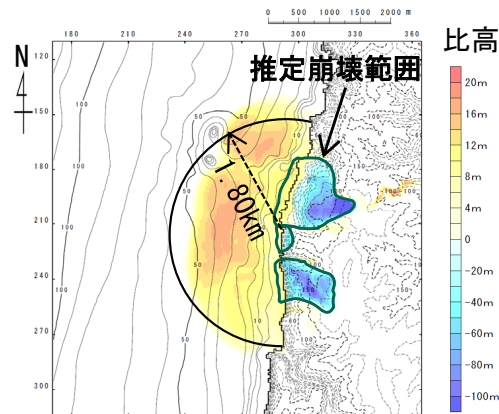
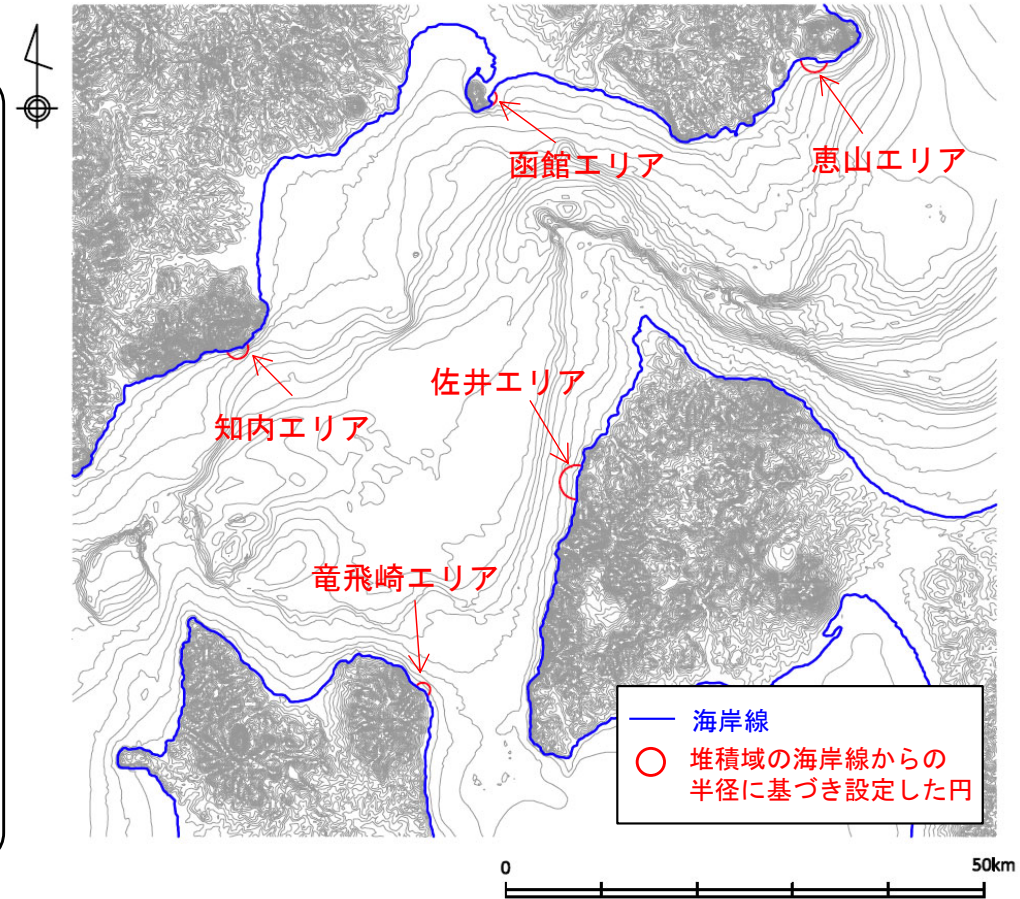
・概略影響評価上の堆積範囲・堆積厚さ及び比高変化継続時間は以下のとおり設定した。

- 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。

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

$$T = T_s \times \frac{V}{V_s}$$

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<sub>s</sub>: 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<sub>s</sub>: 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(m<sup>3</sup>)  
 V<sub>s</sub>: 佐井エリアの概算体積(1.67×10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>)



佐井エリアの二層流モデル解析で得られた比高分布

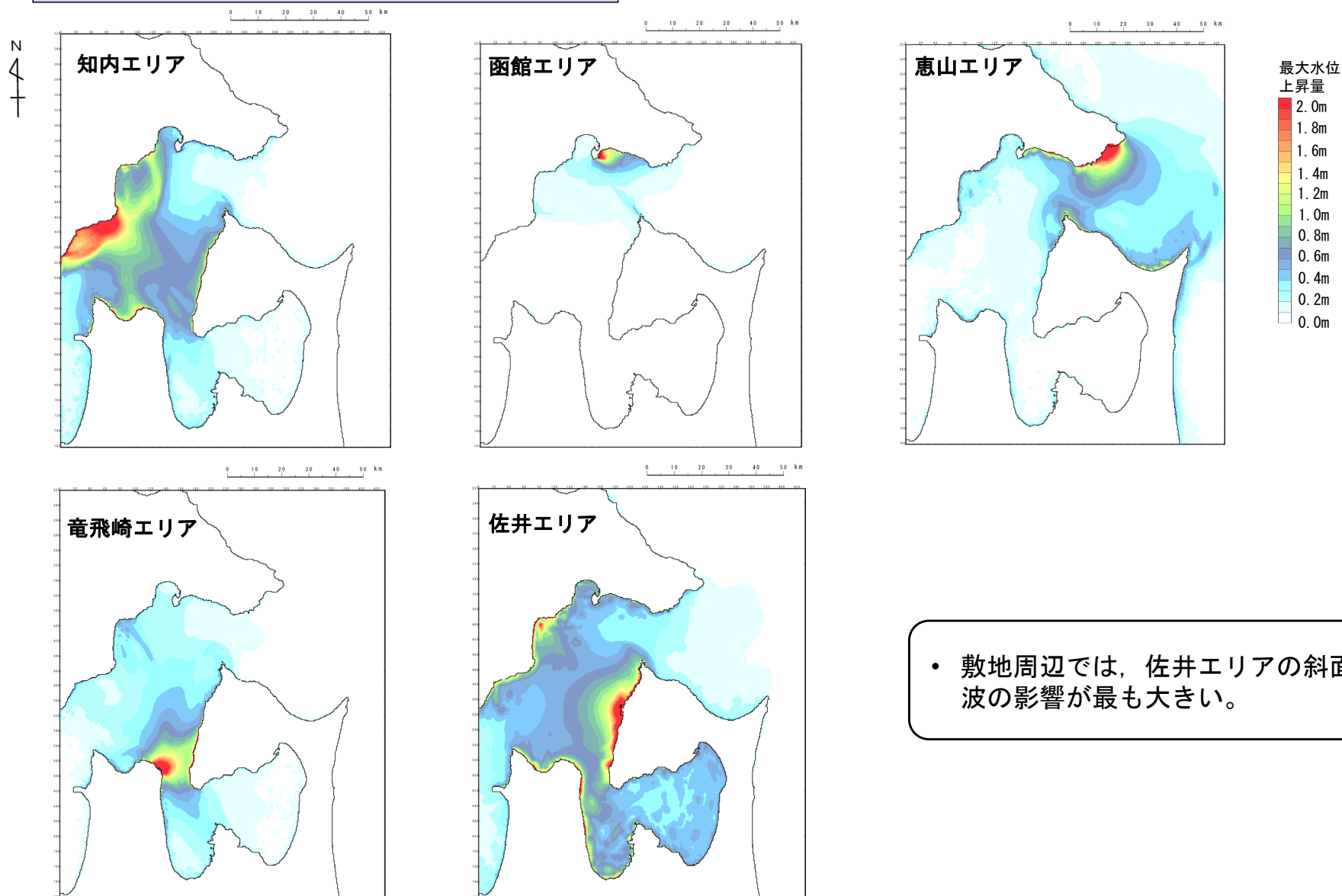
検討パラメータ

エリア	概算体積V (m <sup>3</sup> )	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 <sup>7</sup>	1.43	26	151
函館	1.74 × 10 <sup>7</sup>	0.85	15	31
知内	4.26 × 10 <sup>7</sup>	1.14	21	77
佐井	1.67 × 10 <sup>8</sup>	1.80	33	300
竜飛崎	1.37 × 10 <sup>7</sup>	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

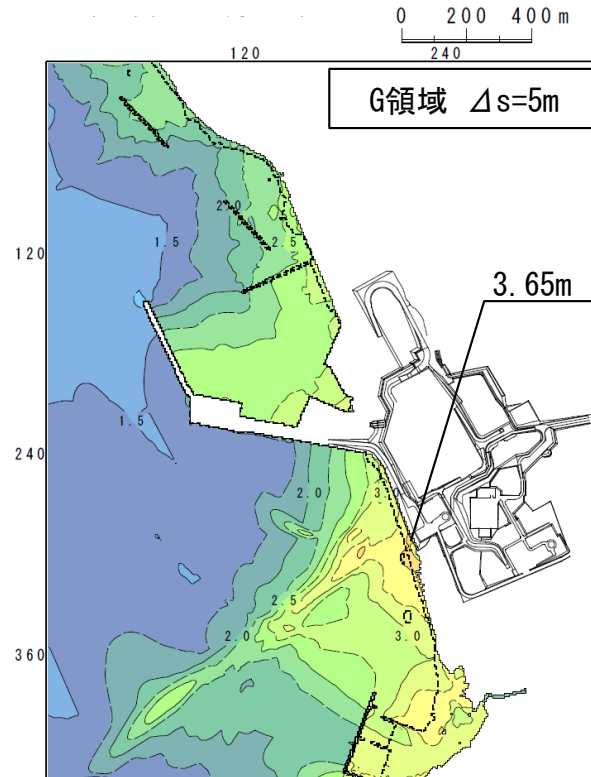
検討対象地すべり地形の選定 概略影響比較 (4 / 4)

検討結果 (敷地における最大水位変動量)

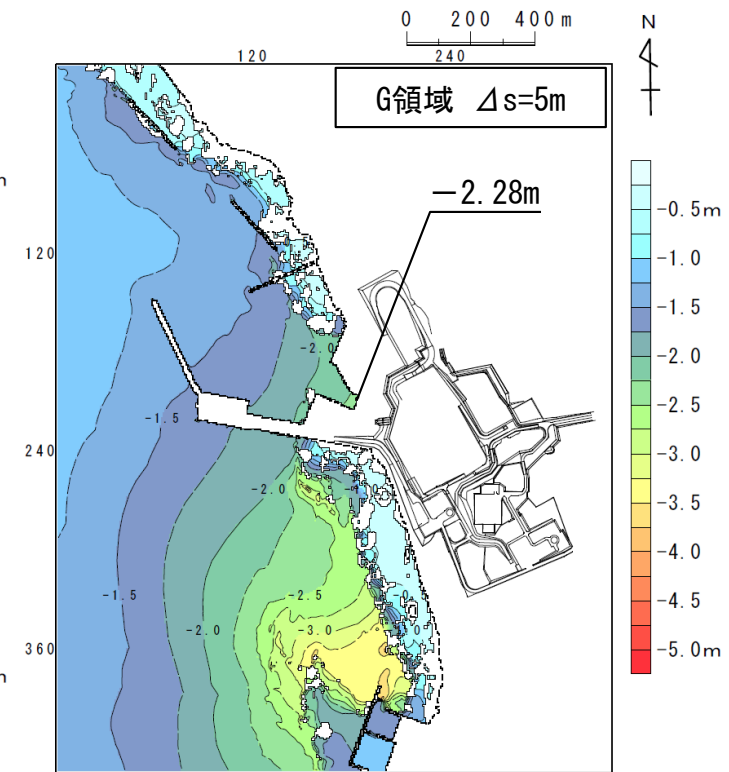
- 概略影響検討の結果, 敷地における津波の影響は, 佐井エリアの斜面崩壊による津波が最も大きい。

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

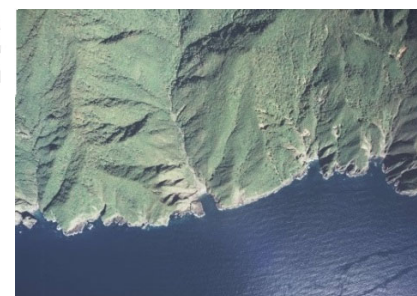
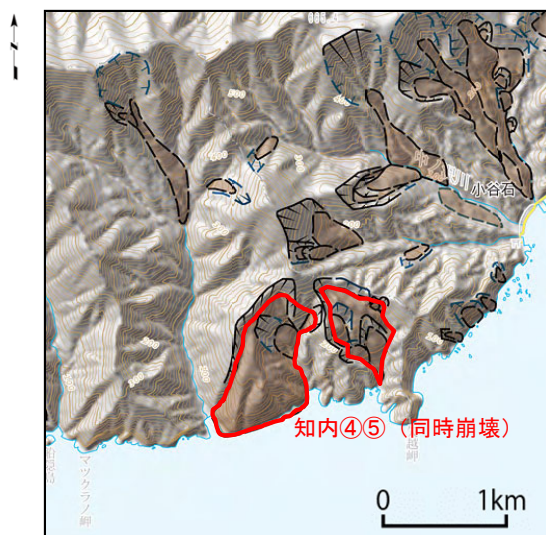
- (補足1) 津軽海峡開口部付近沿岸から大間崎付近の分析
- (補足2) 大間崎付近から敷地の分析
- (補足3) 検討対象地すべり地形の選定に係る概略影響検討
- (補足4) 知内工リアの陸上の斜面崩壊に起因する津波の影響検討
- (補足5) 線形足し合せ水位評価地の妥当性確認



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」

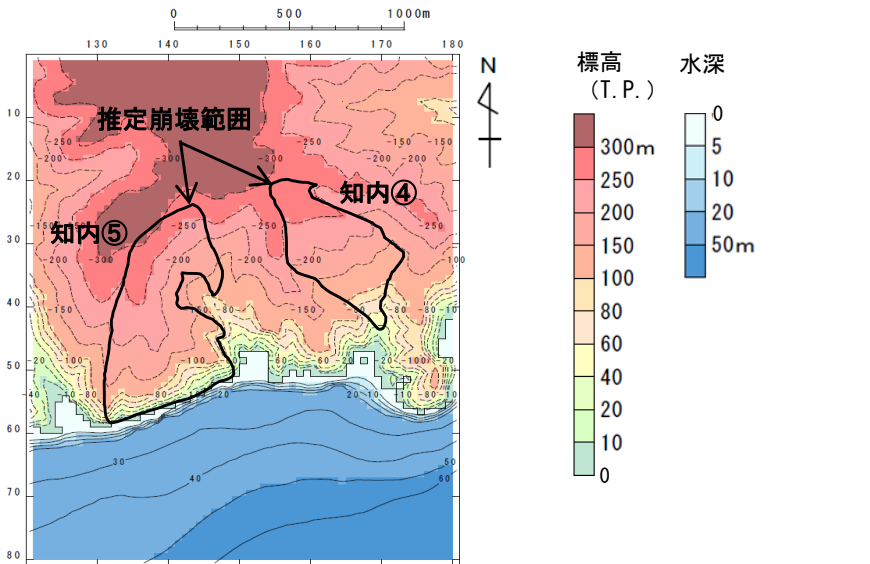
知内エリアの対象地すべりブロック

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

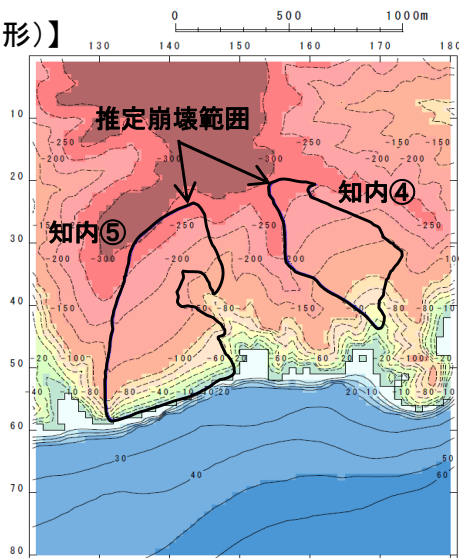
資料2-2 P.307再掲

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)】

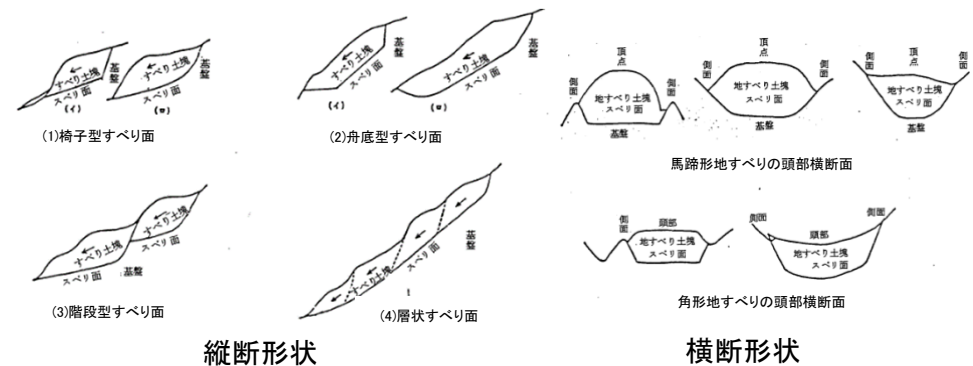


波源モデル

地形モデル(すべり面)

○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。

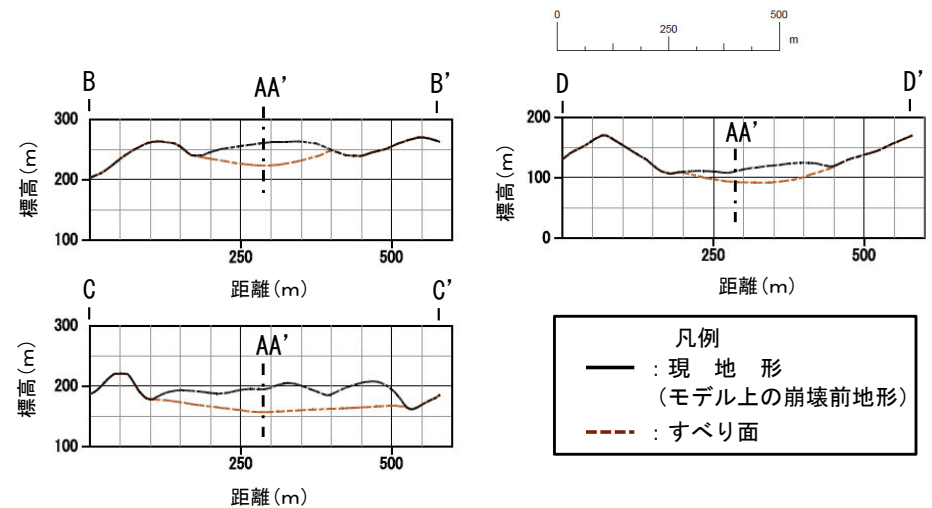
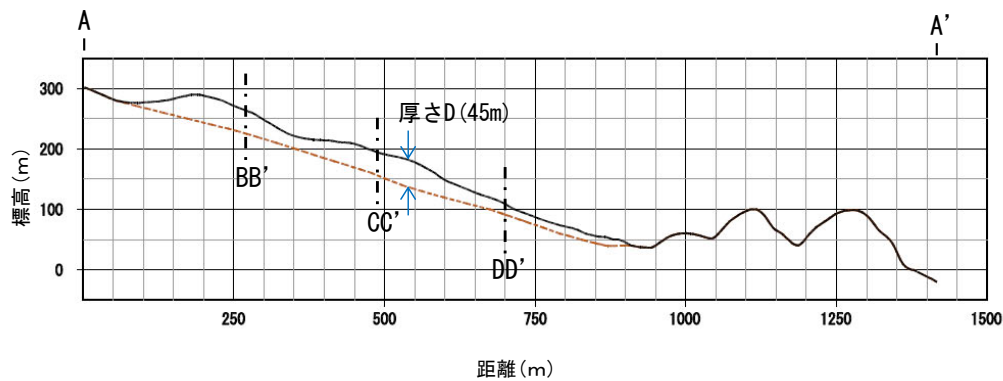
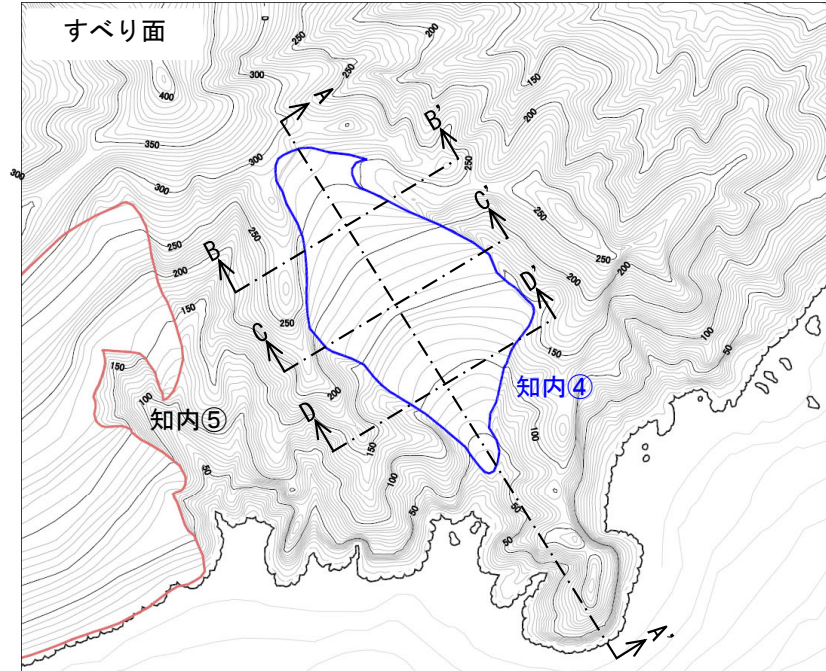
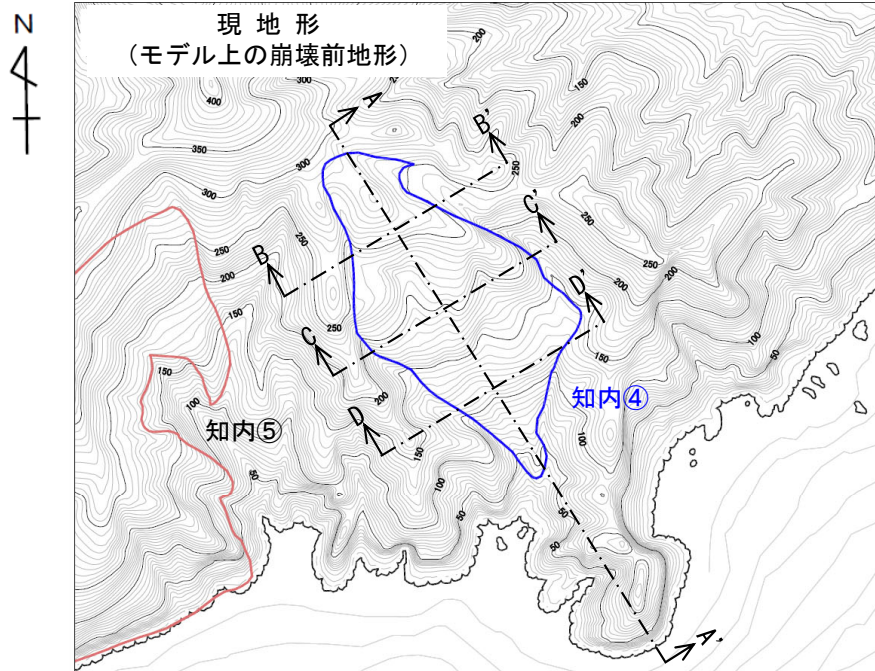
\*第1023回審査会合 資料1-2「7-2. 二層流モデルの適用性について」参照。

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】

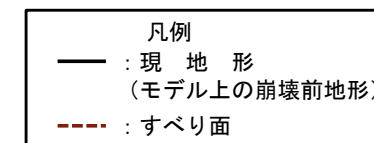
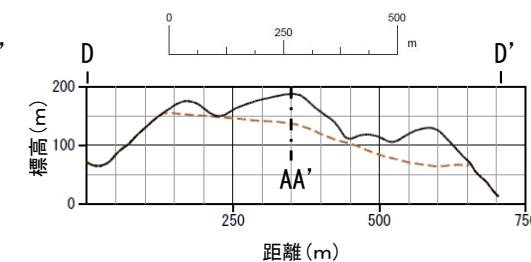
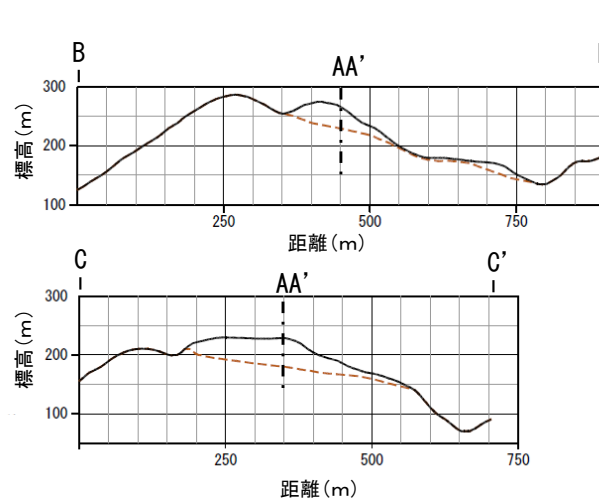
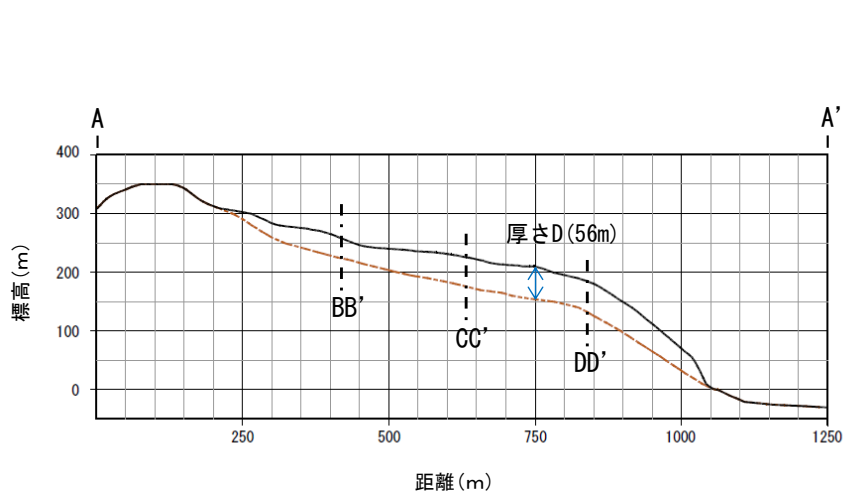
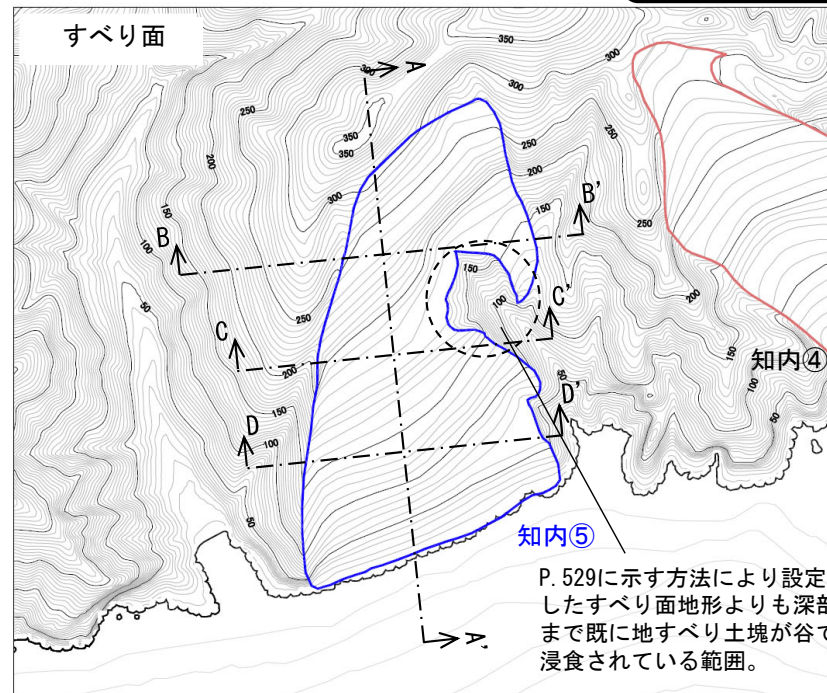
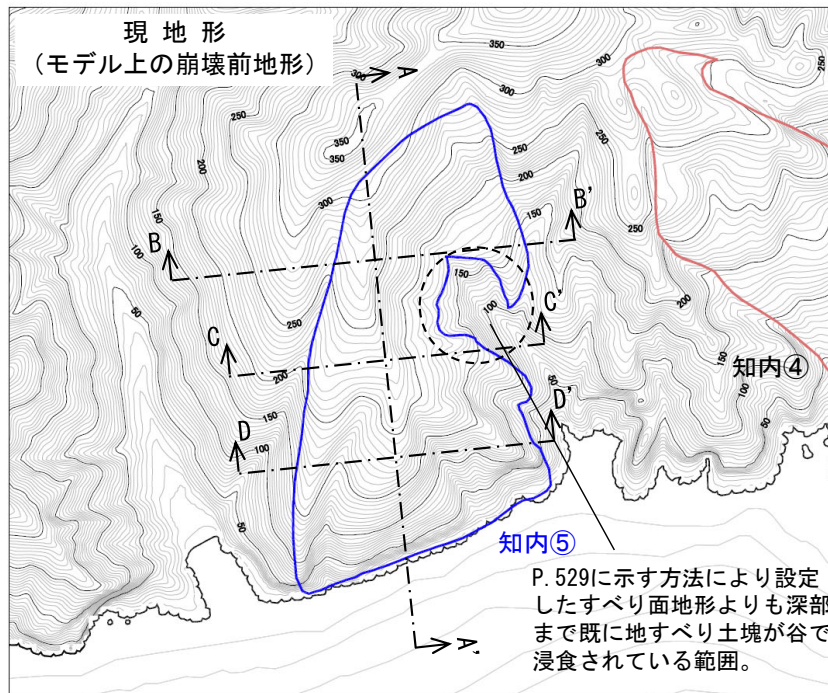




斜面崩壊に起因する津波の影響検討 (4/12) : 解析モデル①<二層流モデル> (3/6)

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)

第868回審査会合  
資料2-2 P.310再掲

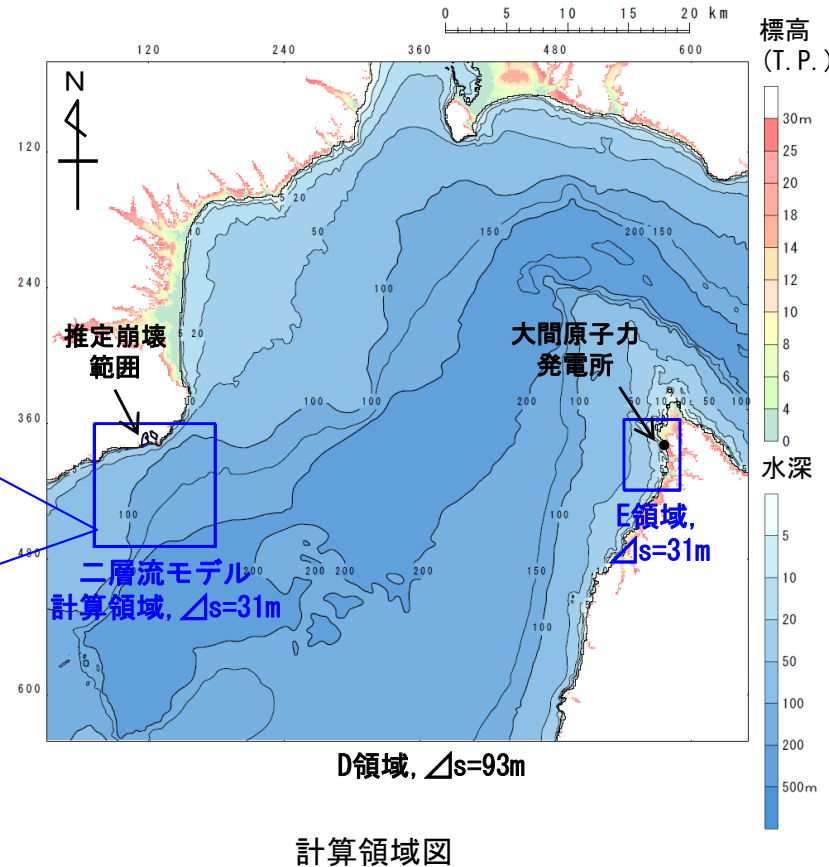
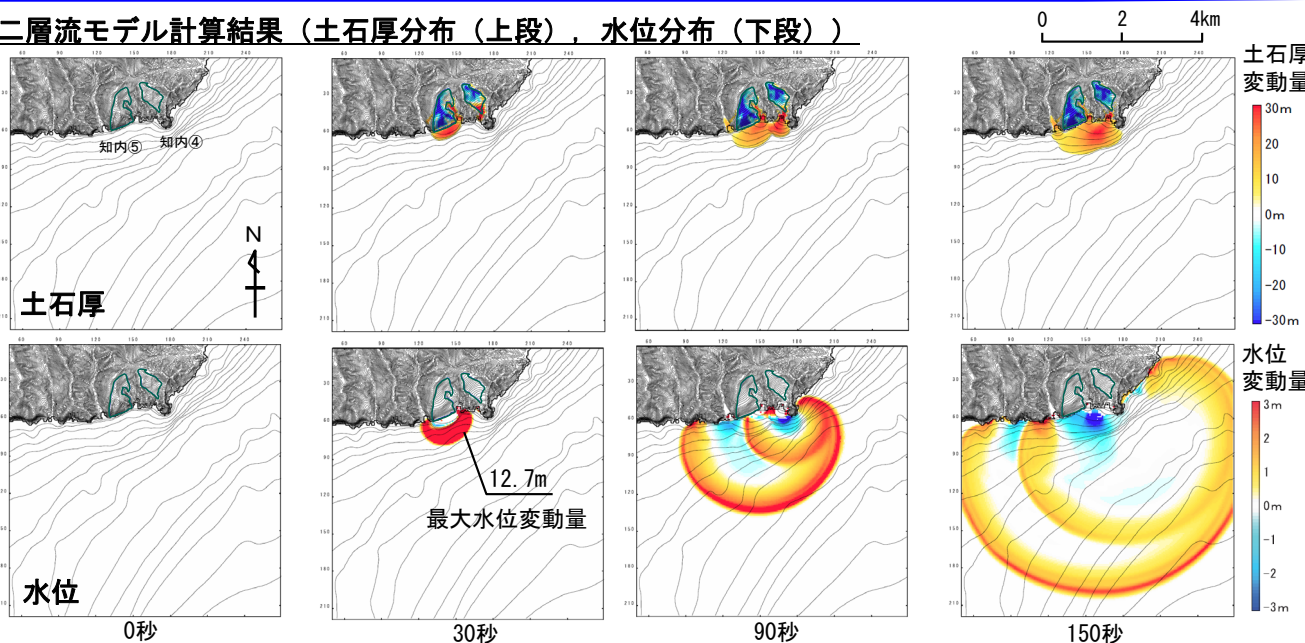
計算条件

- 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	$\rho_2=2.0 \text{ (g/cm}^3\text{)}$	
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	$C_D=2.0$	
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))



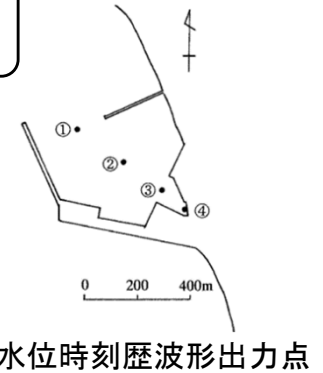
斜面崩壊に起因する津波の影響検討 (6/12) : 解析モデル①<二層流モデル> (5/6)

計算結果

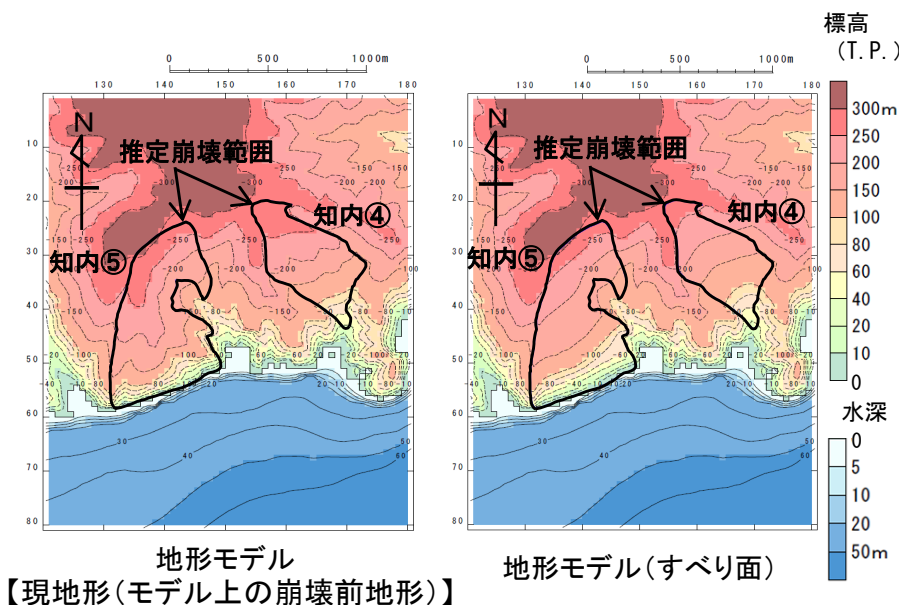
知内エリアの斜面崩壊に起因する津波の二層流モデルによる計算結果 (上昇側) は下表のとおりである。

知内エリアの斜面崩壊に起因する津波検討結果 (上昇側)

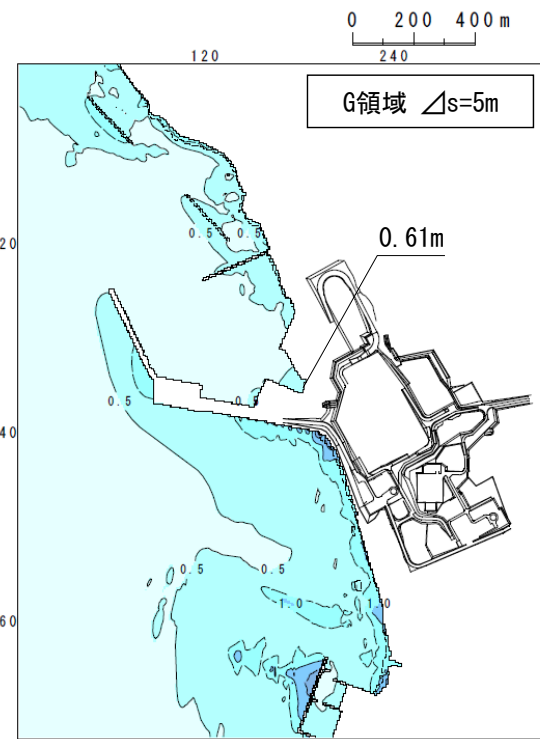
検討対象	解析モデル	敷地における最大水位上昇量
知内エリアの地すべり地形	二層流モデル	0.61m



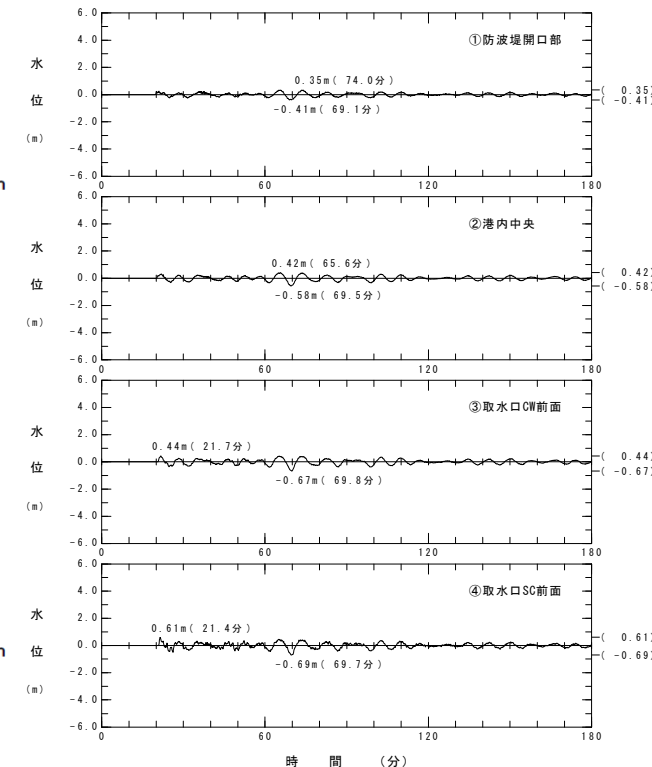
水位時刻歴波形出力点



波源モデル



最大水位上昇量分布



水位時刻歴波形



コメントNo.S5-36

第868回審査会合  
資料2-2 P.312再掲

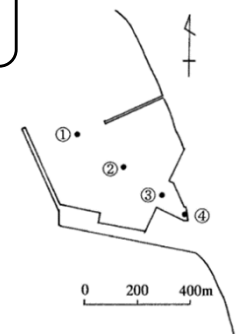
斜面崩壊に起因する津波の影響検討 (7/12) : 解析モデル①<二層流モデル> (6/6)

計算結果

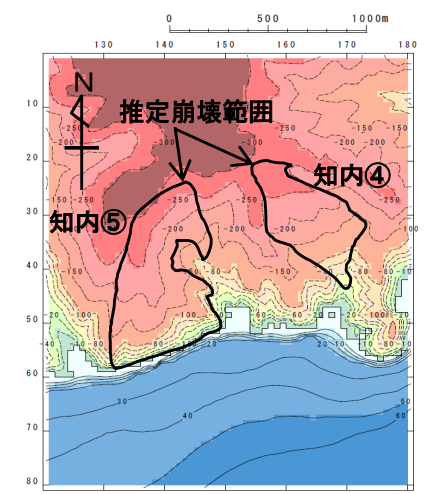
知内エリアの斜面崩壊に起因する津波の二層流モデルによる計算結果 (下降側) は下表のとおりである。

知内エリアの斜面崩壊に起因する津波検討結果(下降側)

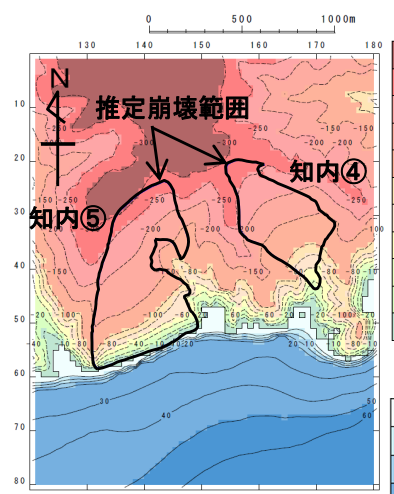
検討対象	解析モデル	取水口スクリーン室前面における最大水位下降量
知内エリアの地すべり地形	二層流モデル	-0.70m



水位時刻歴波形出力点

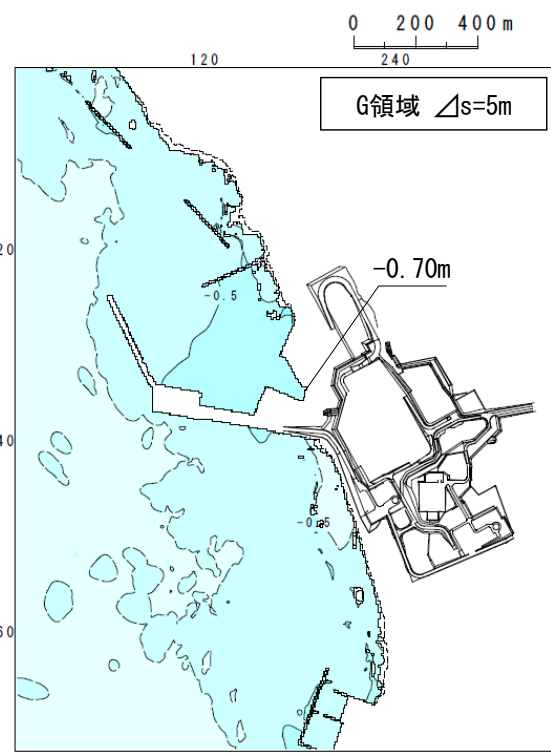


地形モデル  
【現地地形(モデル上の崩壊前地形)】

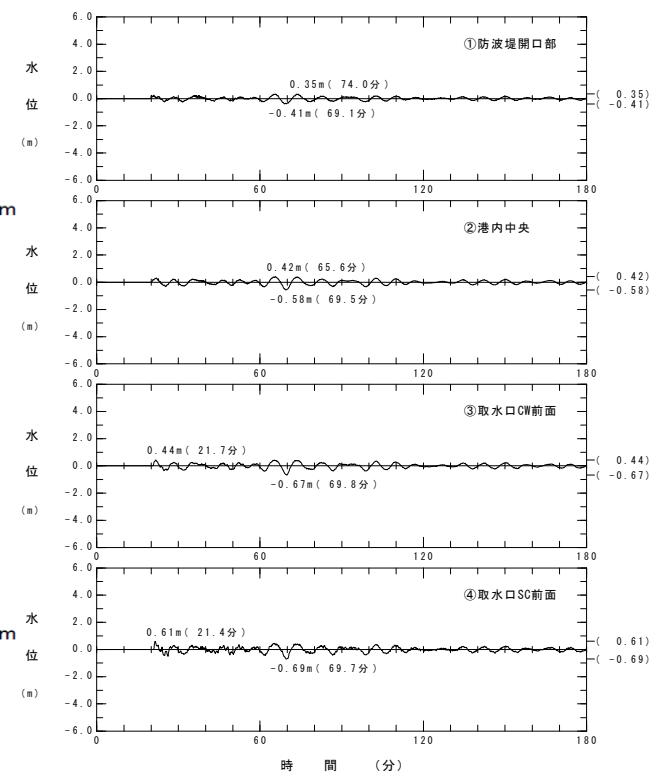


地形モデル(すべり面)

標高 (T.P.)  
300m  
250  
200  
150  
100  
80  
60  
40  
20  
0  
水深  
0  
5  
10  
20  
50m



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>

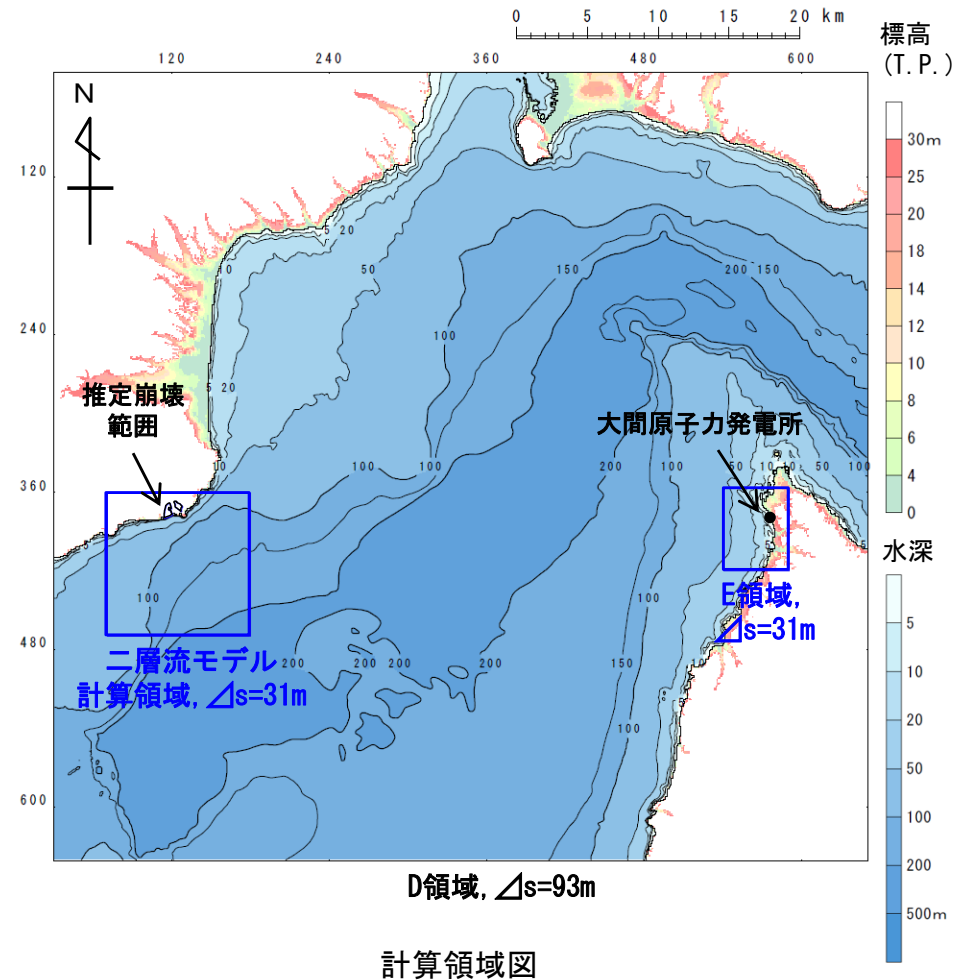
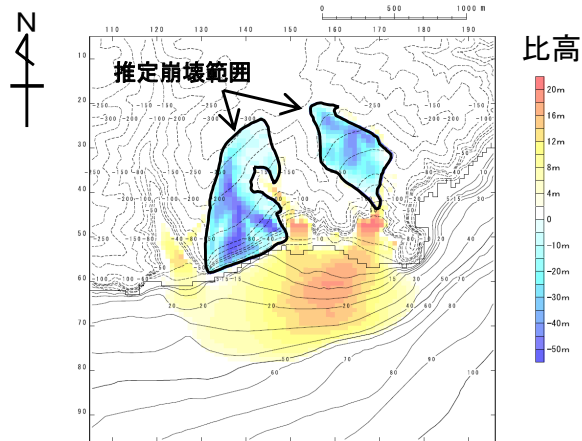
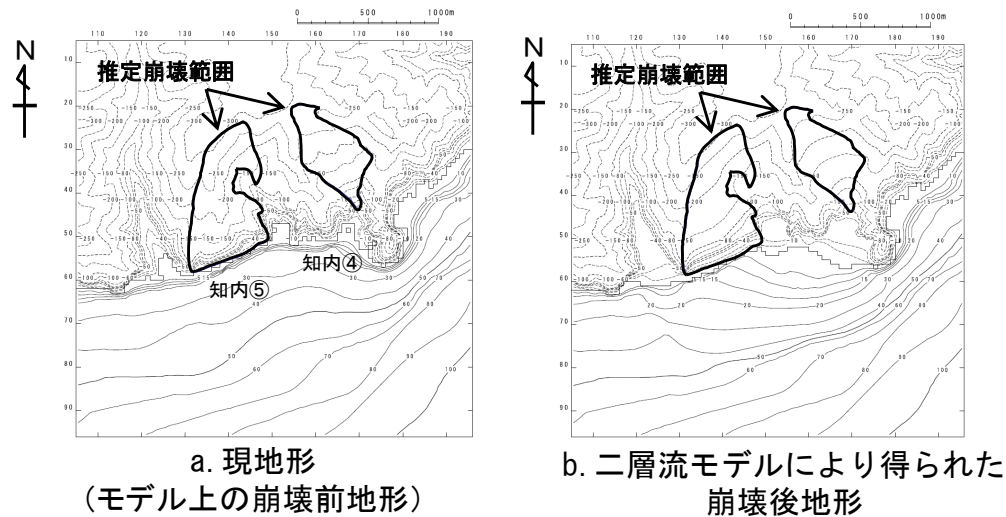
コメントNo.S5-36

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。





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

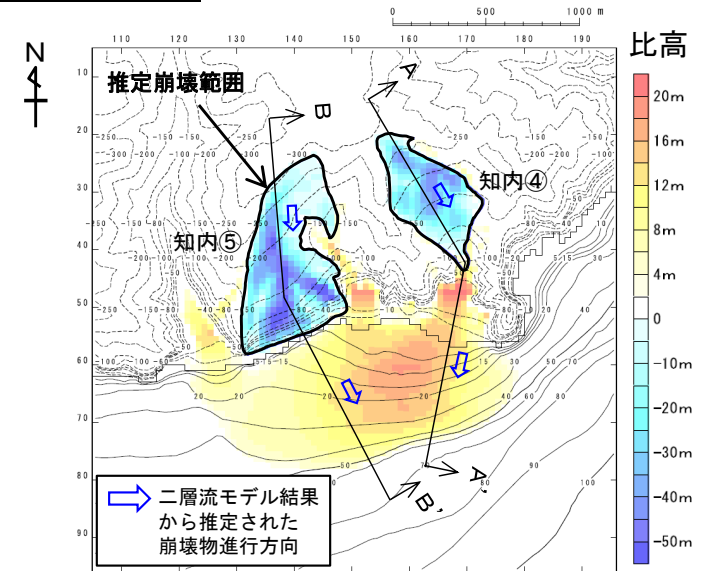
解析モデル②<kinematic landslideモデル> (2/4)

パラメータの設定【水平移動速度・比高変化継続時間】

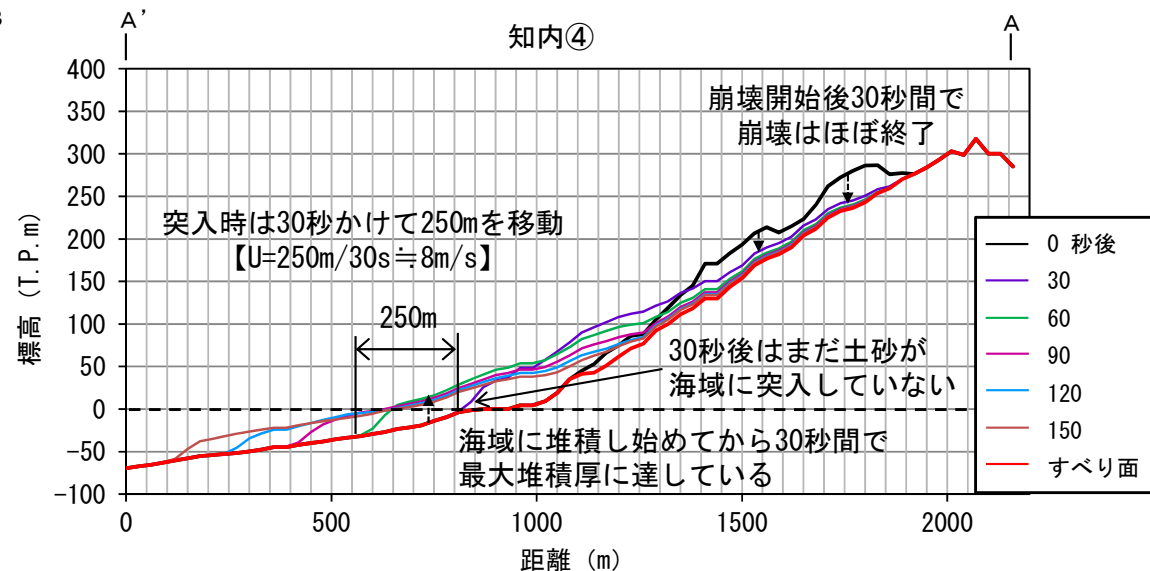
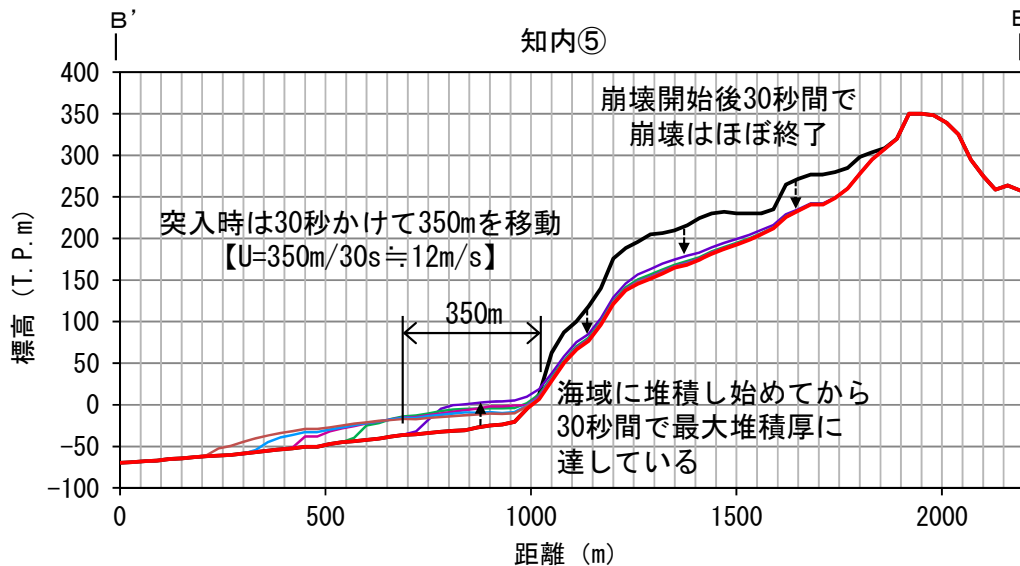
- kinematic landslideモデルで考慮する水平移動速度 $U$ および比高変化継続時間 $T$ は、二層流モデル解析で得られた崩壊測線上の崩壊物の移動状況より下記のとおり設定した。

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

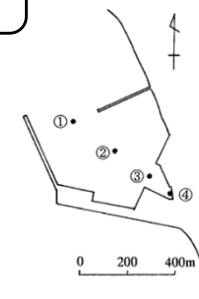
計算結果

解析モデル②<kinematic landslideモデル> (3/4)

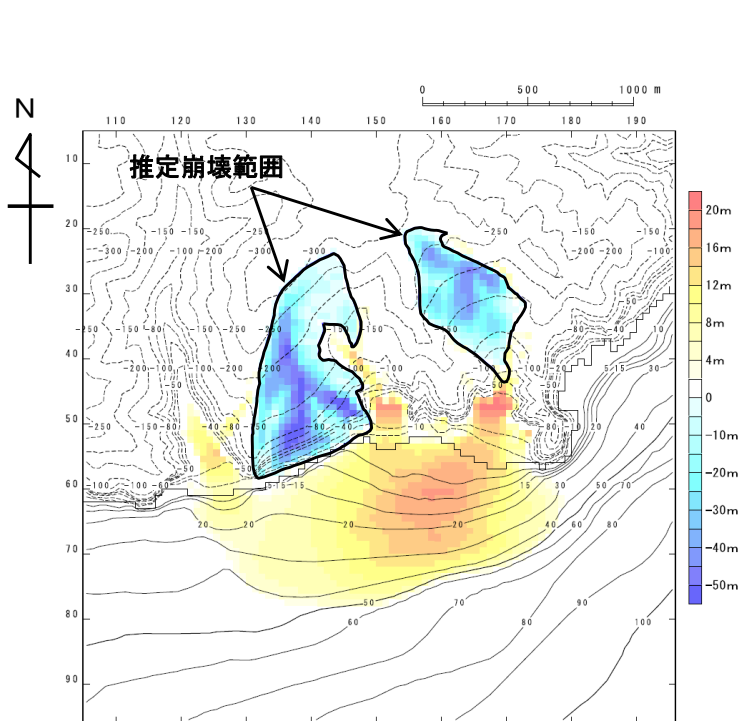
知内エリアの斜面崩壊に起因する津波のkinematic landslideモデルによる計算結果 (上昇側) は下表のとおりである。

知内エリアの斜面崩壊に起因する津波検討結果 (上昇側)

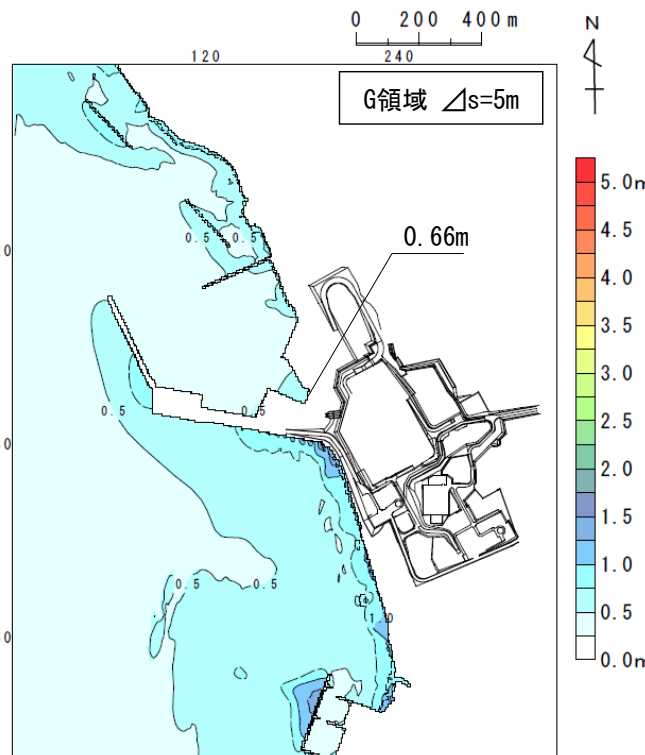
検討対象	解析モデル	敷地における最大水位上昇量
知内エリアの地すべり地形	kinematic landslideモデル	0.66m



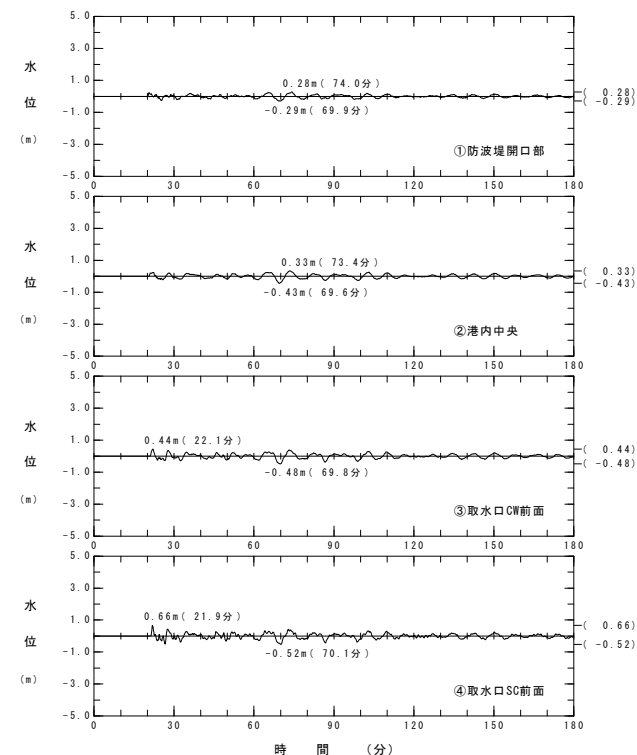
水位時刻歴波形出力点



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

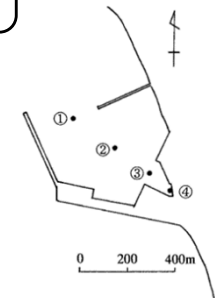
計算結果

解析モデル②<kinematic landslideモデル> (4/4)

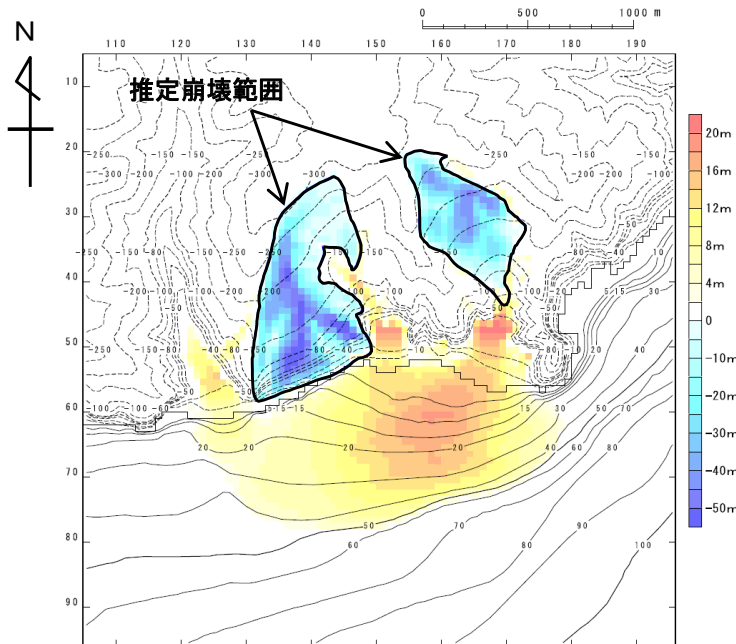
知内エリアの斜面崩壊に起因する津波のkinematic landslideモデルによる計算結果 (下降側) は下表のとおりである。

知内エリアの斜面崩壊に起因する津波検討結果 (下降側)

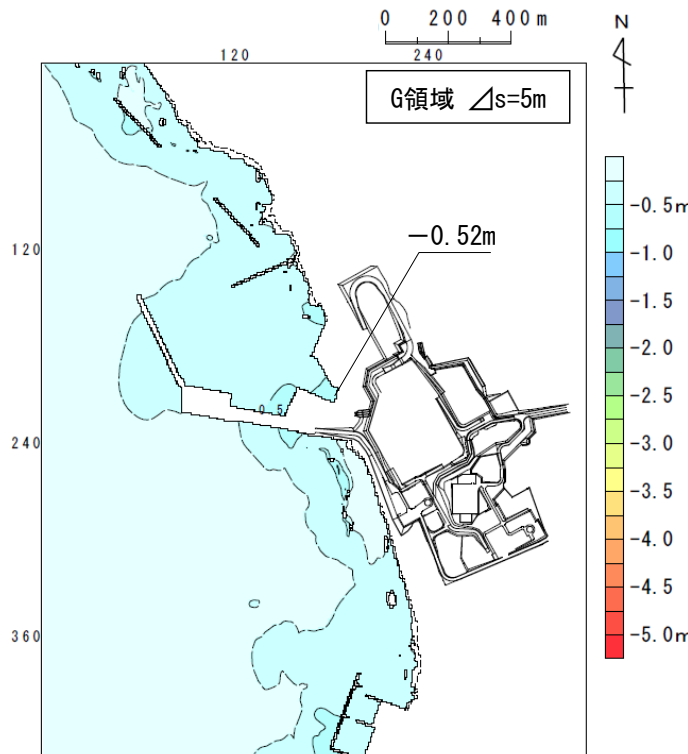
検討対象	解析モデル	取水口スクリーン室前面における最大水位下降量
知内エリアの地すべり地形	kinematic landslideモデル	-0.52m



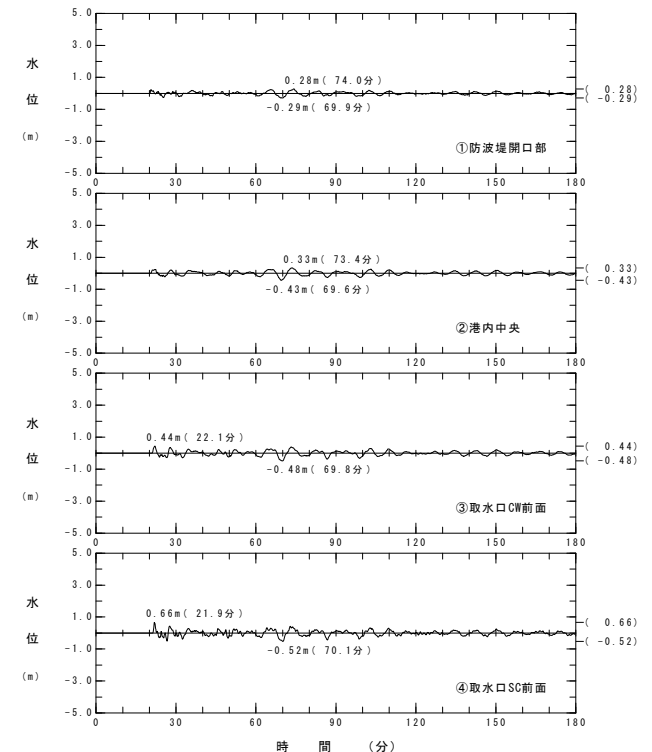
水位時刻歴波形出力点



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



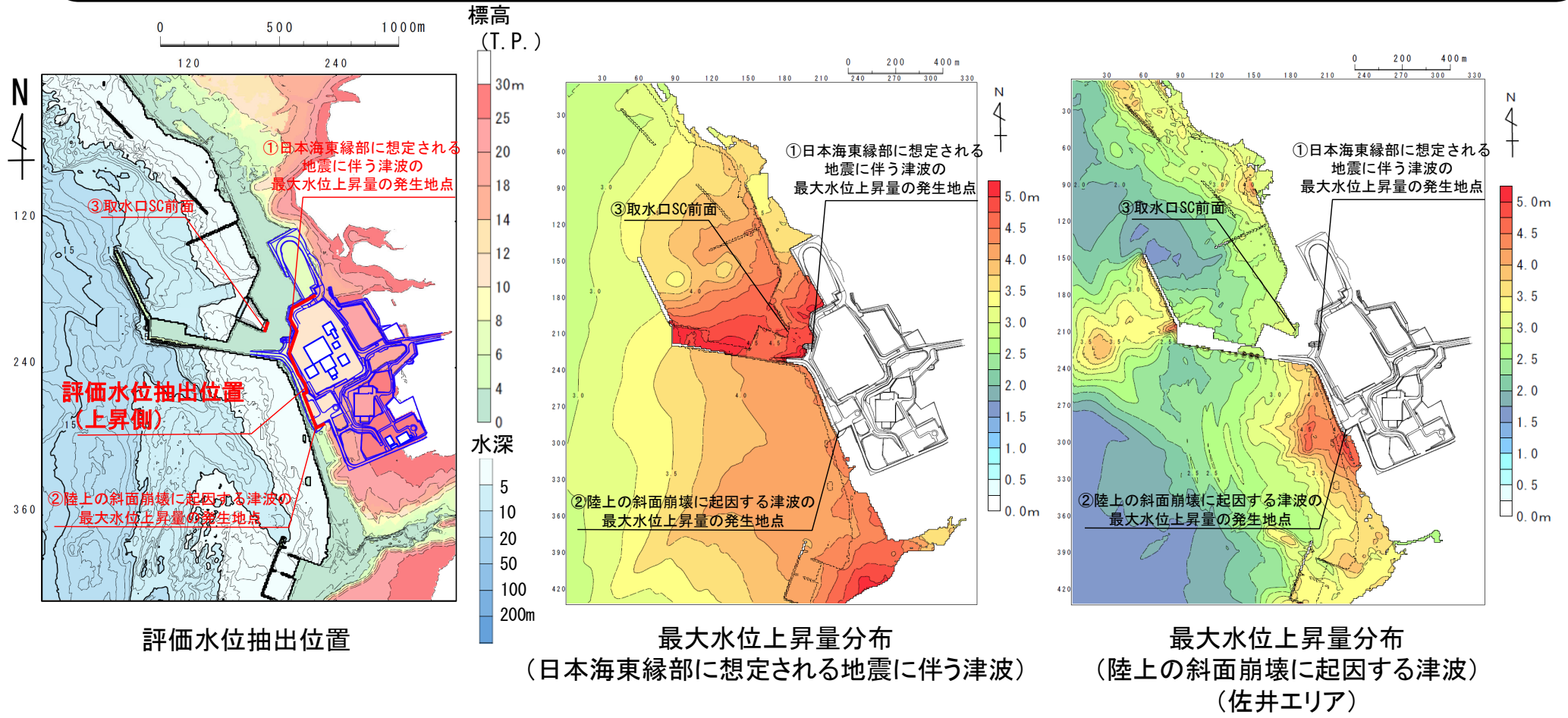
(余白)

# 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) 知内工アの陸上水位評価地の妥当性確認
- (補足5) 線形足し合せ

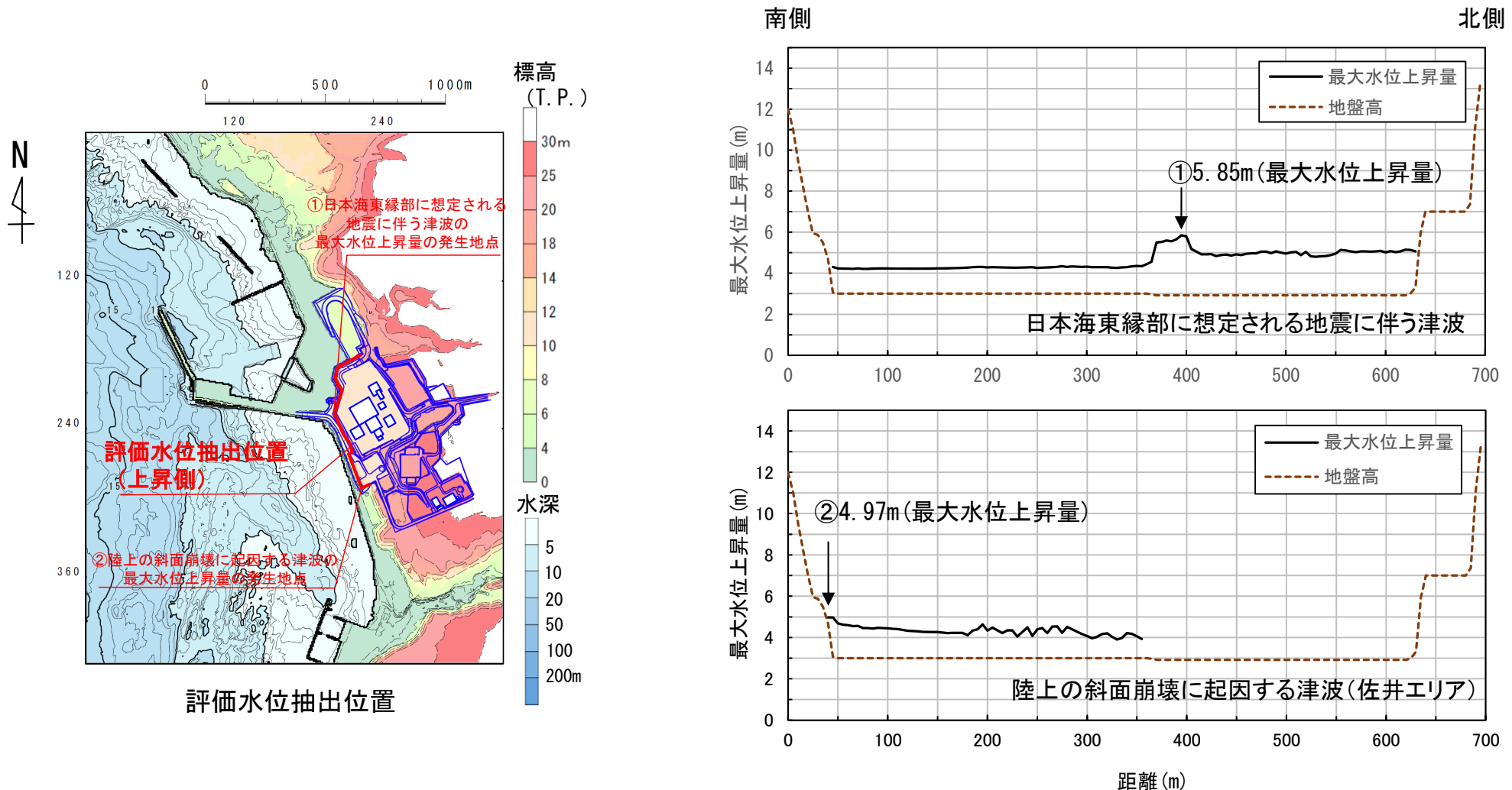
検討方針

- 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分布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。



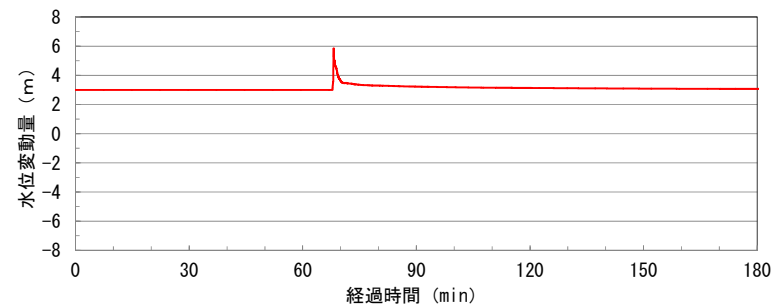
評価水位抽出位置(上昇側)における最大水位上昇量分布

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。

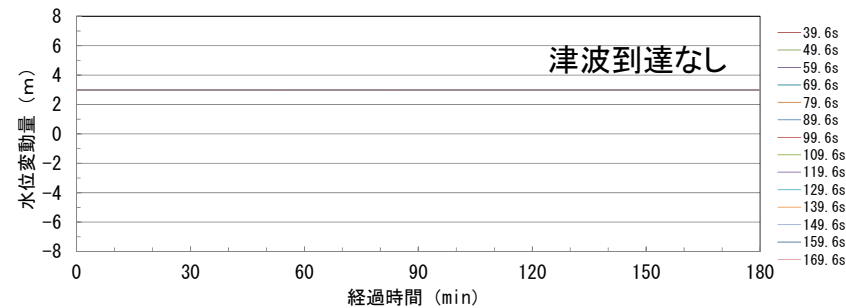


津波波形の線形足し合せ：①日本海東縁部に想定される地震に伴う津波の最大水位上昇量の発生地点

- 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。



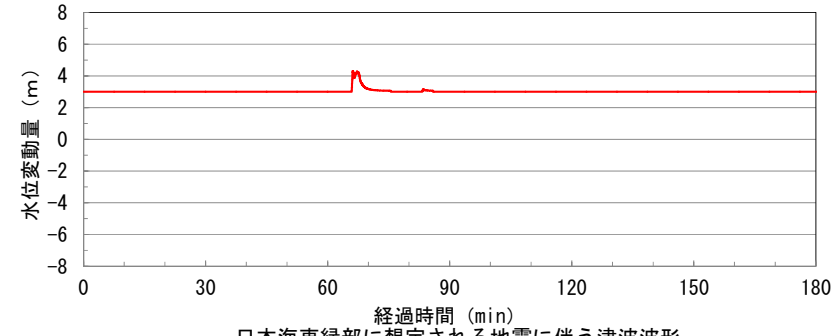
日本海東縁部に想定される地震に伴う津波波形



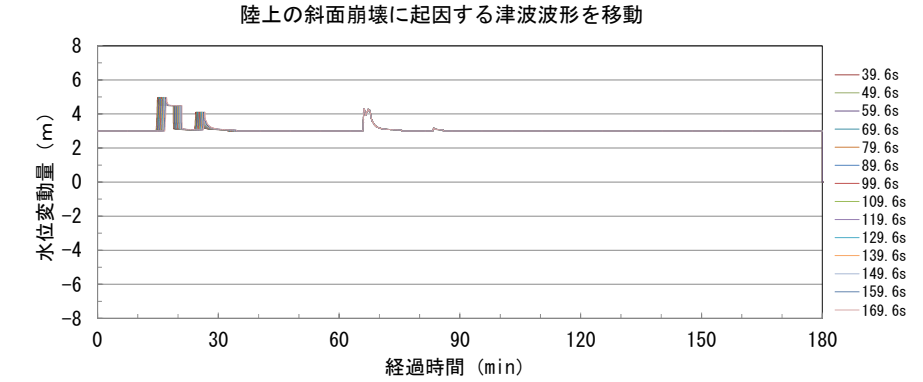
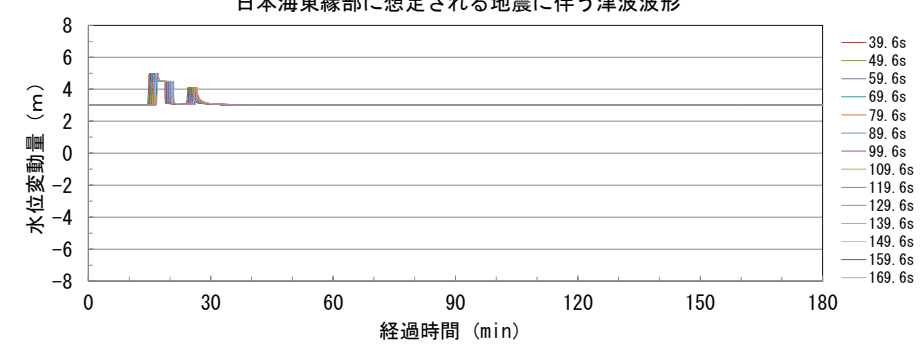
陸上の斜面崩壊に起因する津波波形を移動

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。



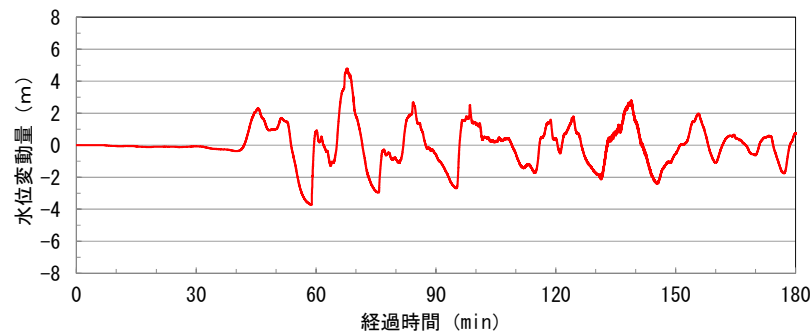
※1 :  $T_s$ : 斜面崩壊位置への地震動到達に要する時間  
※2 :  $T_d$ : 斜面崩壊位置での地震動継続時間



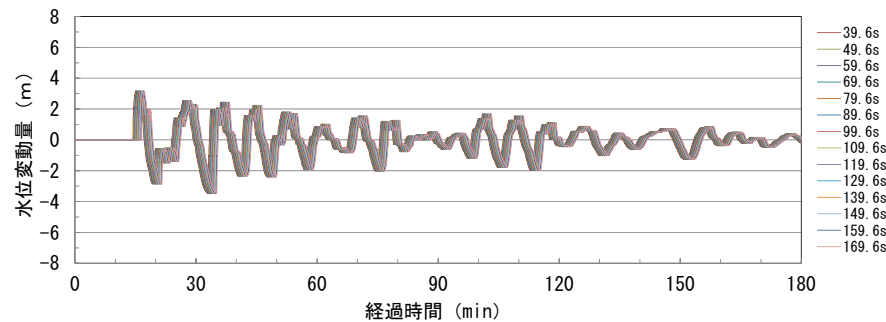
陸上の斜面崩壊に起因する津波の最大水位上昇量の発生地点  
線形足し合せ波形

津波波形の線形足し合せ：③取水口スクリーン室前面

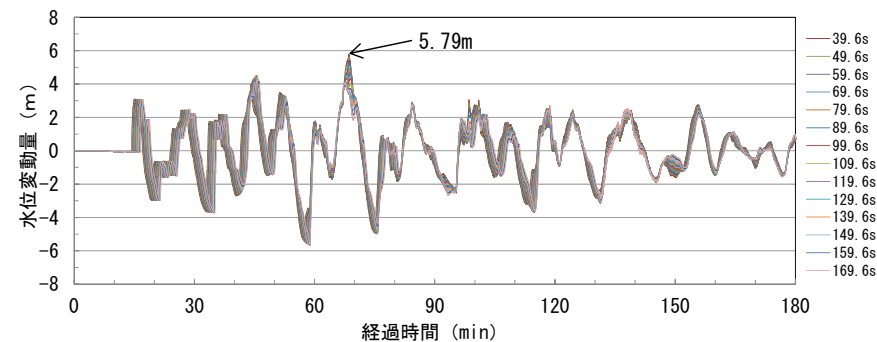
- 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波と陸上の斜面崩壊に起因する津波を対象に、 $T_s$  ※1 (39.6s) 及び $T_d$  ※2 (134.1s) を考慮の上、取水口スクリーン室前面における津波波形の線形足し合せを行った。
- その結果、線形足し合せによる最大水位上昇量は5.79mとなった。



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) : 青森県鰯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) : 青森県鰯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 (JT0P030), 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ー認識論的不確実さ要因の一つとしてー, 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, 岩渕洋子, 橋本紀彦, 松末和之, 蛭澤勝三, 亀田弘行, 今村文彦 (2014) : プレート間地震による津波の特性化波源モデルの提案, 日本地震工学会論文集, 第14巻, 第5号.
- 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.