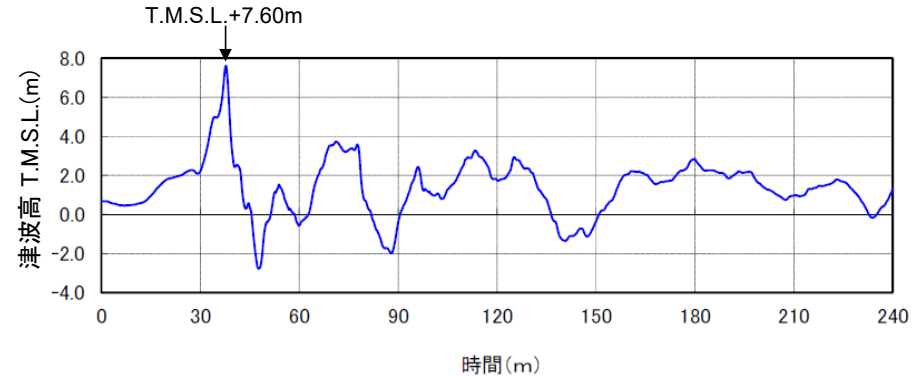


沖合いの津波高確認位置における津波高

- 想定した津波の規模観の把握のため、沖合い地点の津波高の確認を行った。
- 沖合いの津波高確認位置における津波高はT.M.S.L.+7.60mである。

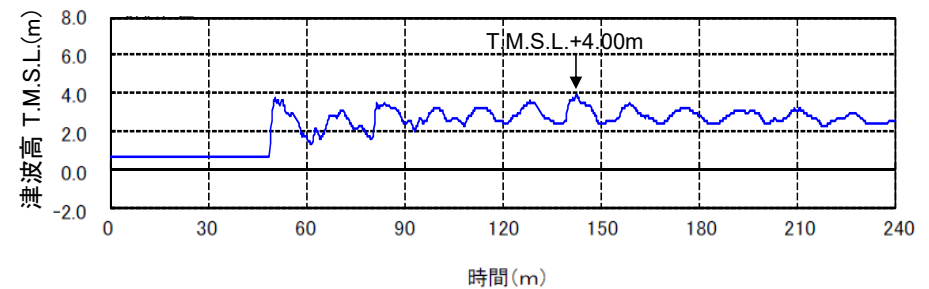


沖合いの津波高確認位置



※期望平均満潮位(T.M.S.L.+0.67m)、地殻変動量(-0.74m)を考慮

沖合いの津波高確認位置の時刻歴波形



※期望平均満潮位(T.M.S.L.+0.67m)、地殻変動量(-0.82m)を考慮


評価位置の時刻歴波形

3. 既往知見を踏まえた津波の評価 3.2 地震に起因する津波の評価

3.2.1 プレート間地震に起因する津波の評価

南方への連動型地震(青森県海岸津波対策検討会(2012)の検討概要①)

- 南方への連動型地震については、前述のとおり、青森県海岸津波対策検討会(2012)の検討を参照した。
- 青森県は、2012年に青森県海岸津波対策検討会を設置し、青森県太平洋沿岸に最も影響を及ぼす最大クラスの津波を想定し検討を実施している。

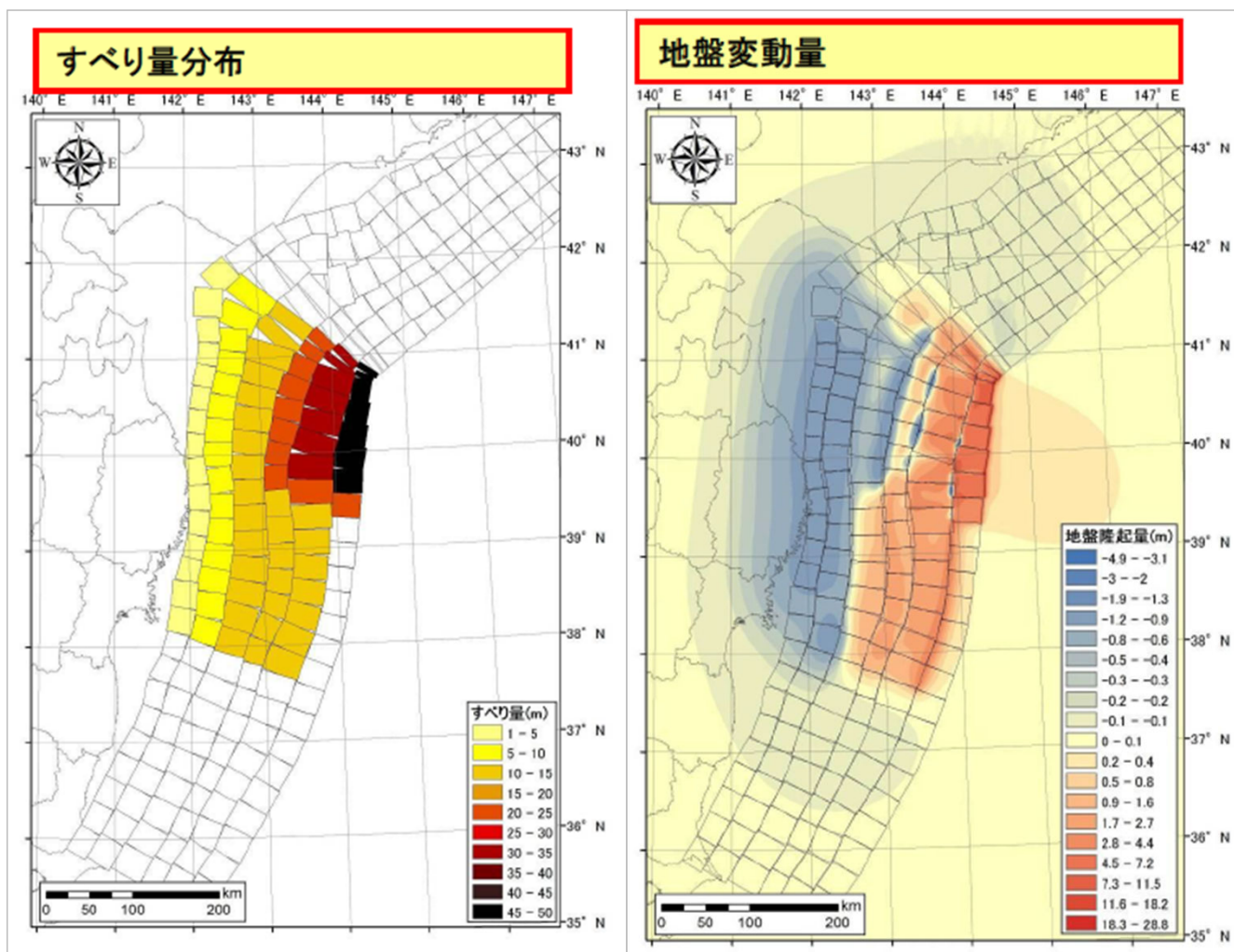
対象津波		H24 青森県太平洋側想定地震津波
マグニチュード		Mw = 9.0
使用モデル		H24 青森県太平洋側独自断層モデル
概要	説明	中央防災会議「日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会」で平成17年6月22日に検討された「三陸沖北部の地震」と「明治三陸タイプ地震」を網羅する津波断層領域を想定した地震。
	震源域	

青森県海岸津波対策検討会(2012)より抜粋

青森県海岸津波対策検討会(2012)の想定する震源域

南方への連動型地震(青森県海岸津波対策検討会(2012)の検討概要②)

2011年東北地方太平洋沖地震の知見を踏まえ、三陸沖北部の海溝沿いに、大すべり域と超大すべり域を設定。



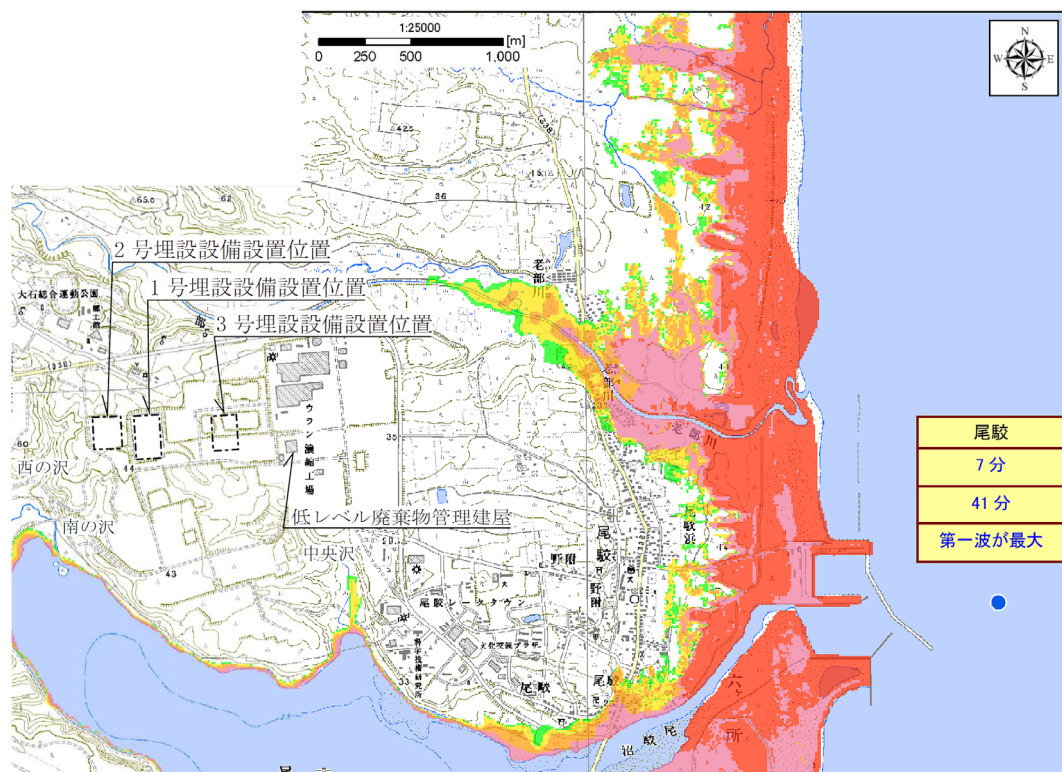
青森県海岸津波対策検討会(2012)より抜粋

青森県海岸津波対策検討会(2012)の設定したH24青森県太平洋側想定地震の津波断層モデル

3. 既往知見を踏まえた津波の評価 3.2 地震に起因する津波の評価

3.2.1 プレート間地震に起因する津波の評価

南方への連動型地震(青森県海岸津波対策検討会(2012)の検討結果①)



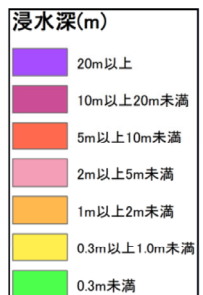
【留意事項】

- 「津波浸水想定」は、津波防災地域づくりに関する法律(平成23年法律第123号)第8条第1項に基づいて設定するもので、津波防災地域づくりを実施するための基礎となるものです。
- 「津波浸水想定」は、最大クラスの津波が悪条件下において発生した場合に想定される浸水の区域(浸水域)と水深(浸水深)を設定するものです。
- 最大クラスの津波は、現在の科学的知見を基に、過去に実際に発生した津波や今後発生が想定される津波から設定したものであり、これよりも大きな津波が発生する可能性がないというものではありません。
- 津波浸水想定は、「何としても人命を守る」という考えの下、避難を中心とした津波防災対策を進めるためのものであり、津波による災害や被害の発生範囲を決定するものではないことにご注意ください。
- 浸水域や浸水深等は、津波の第一波ではなく、第二波以降に最大となる場所もあります。
- 浸水域や浸水深等は、地面の凹凸や構造物の影響等により、浸水域外でも浸水が発生したり、局所的に浸水深がさらに大きくなったりする場合があります。
- 津波浸水想定では、津波による河川内や湖沼内の水位変化を図示していませんが、津波の遡上等により、実際には水位が変化することがあります。
- 地震の震源が想定より陸地に近かったり、想定を超える津波が来襲するなど、条件が異なる場合には、ここで示した時間よりも早く津波が来襲したり、遡上高が高くなったり、浸水範囲以外でも浸水の可能性があります。
- 代表地点の津波の影響開始時間(注1)、第一波到達時間(注2)、最大波到達時間(注3)を表示しています。

【シミュレーションの条件】

- (1) 想定津波 : H24青森県太平洋側独自防層モデル
- (2) 津波防災施設 : 河川堤防、海岸堤防、防波堤、水門、防潮堤などの施設を津波が経過すると同時に、施設機能が失われると想定
- (3) 潮位 : 潮位平均高潮位

※浸水域、浸水深、津波の水位(図1)
 津波の水位 : 海岸線における津波の最大高さ(標高)
 浸水域 : 海岸線から陸地に津波が遡上した外縁までの範囲
 浸水深 : 陸上の各地点で水面が最も高い位置にきたときの地面から水面までの高さ
 ※注1 津波影響開始時間(図2)
 津波影響開始時間 : 海域を伝播してきた津波により、代表地点において初期水位から±20cm(海辺にいる人々の人命に影響が出る恐れのある水位変化)の変化が生じるまでの時間
 ※注2 第一波到達時間(図2)
 第一波到達時間 : 代表地点において第一波の最大到達高が生じるまでの時間
 ※注3 最大波到達時間(図2)
 最大波到達時間 : 代表地点において津波の最大到達高が生じるまでの時間



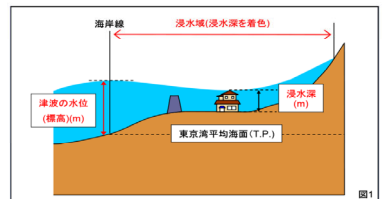
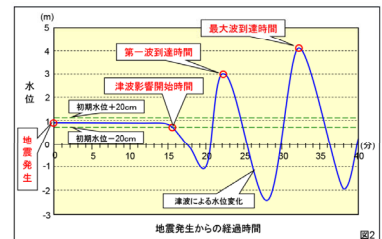
【第4回会合(平成24年10月2日開催)の議事概要】
 鷹架沼等の湖沼を遡上して沼奥部まで影響があるが、その浸水深は1m以下となっており、また原子燃料サイクル施設等への影響はまったくない。

公表された浸水深分布から、本施設の設置される敷地に津波は到達していないことが確認できる。

津波の到達時間

地名
津波影響開始時間
第一波到達時間
最大波到達時間

● 予測代表地点

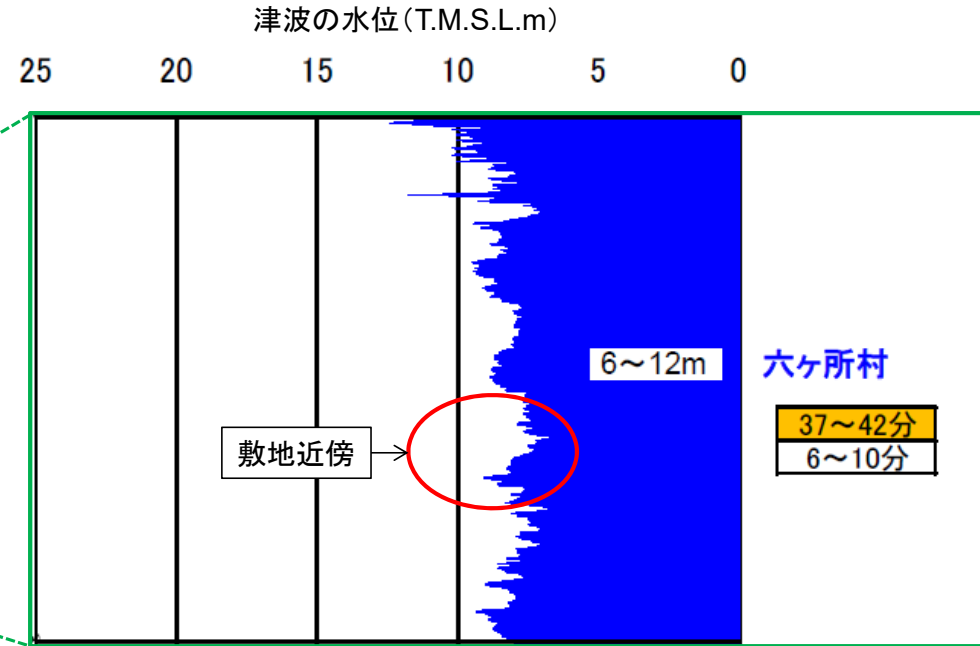
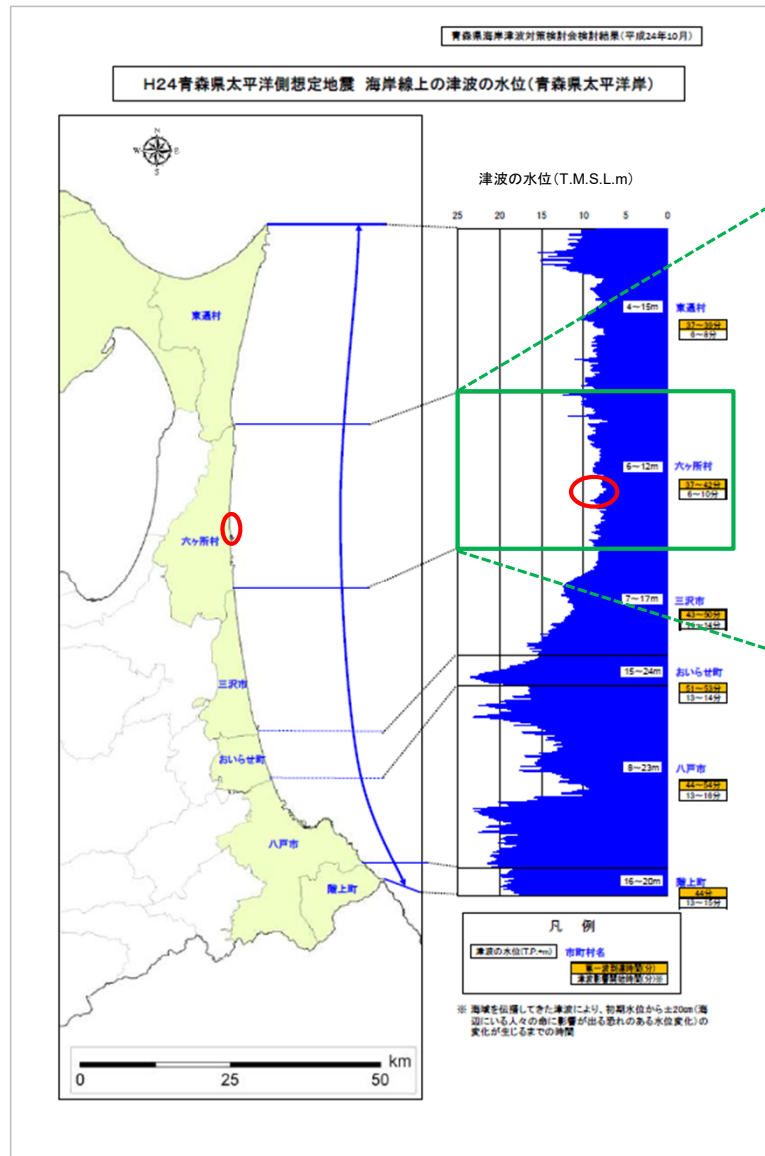


青森県海岸津波対策検討会(2012)より抜粋・一部加筆

3. 既往知見を踏まえた津波の評価 3.2 地震に起因する津波の評価

3.2.1 プレート間地震に起因する津波の評価

南方への連動型地震(青森県海岸津波対策検討会(2012)の検討結果②)



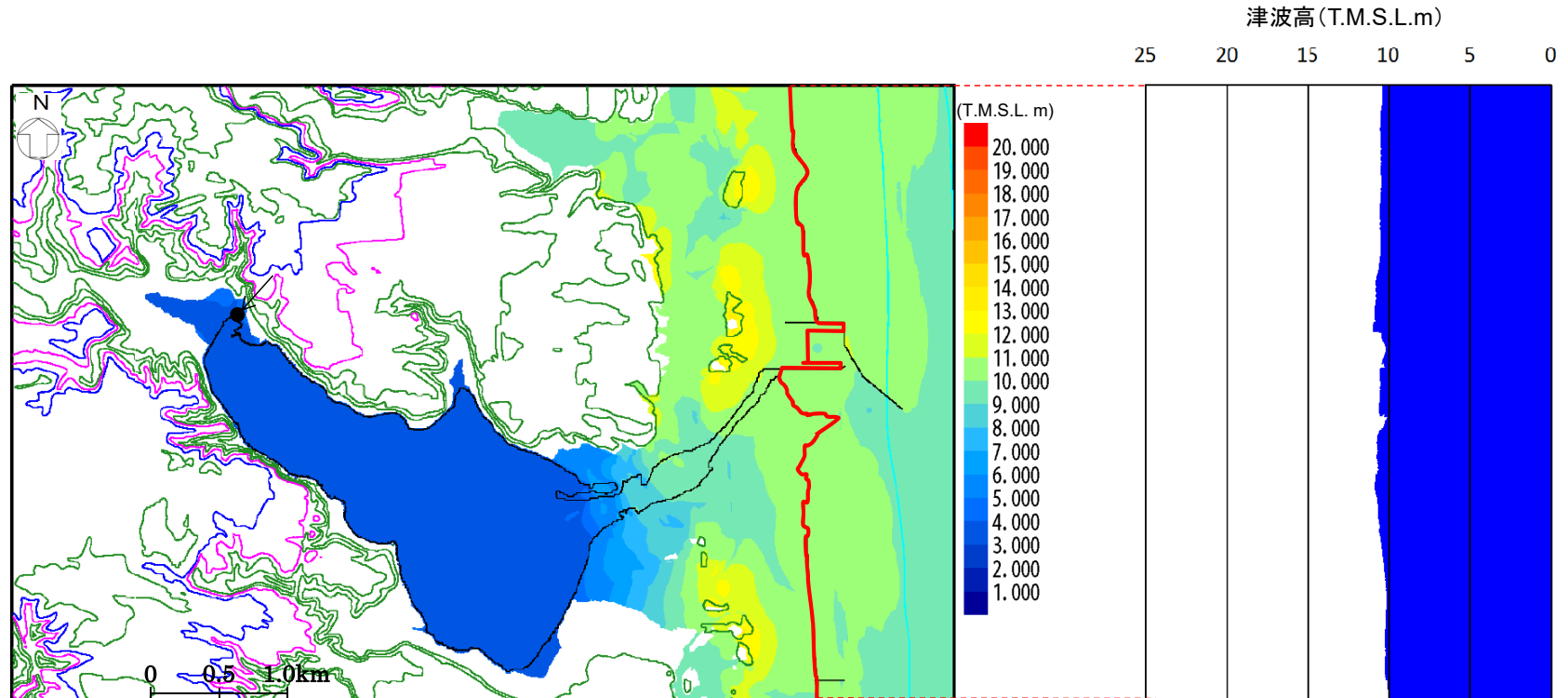
- 南方への連動型地震においては、六ヶ所村沿岸における津波高は6~12mとの結果が得られており、敷地近傍で見るとT.M.S.L.+10mに達していない。
- 北方への連動型地震の波源モデルの中で津波高が最も高いケースにおいて、敷地近傍の海岸線上における津波高は、次頁に示すとおりT.M.S.L.+10m以上であり、北方への連動型地震に起因する津波が南方への連動型地震に起因する津波を上回る結果となっている。

青森県海岸津波対策検討会(2012)より抜粋・一部加筆
海岸線上の津波の水位

3. 既往知見を踏まえた津波の評価 3.2 地震に起因する津波の評価

3.2.1 プレート間地震に起因する津波の評価

北方への連動型地震の波源モデルの検討結果(海岸線上の津波高)



※コンター線は10mピッチ(赤線は津波高の抽出位置)

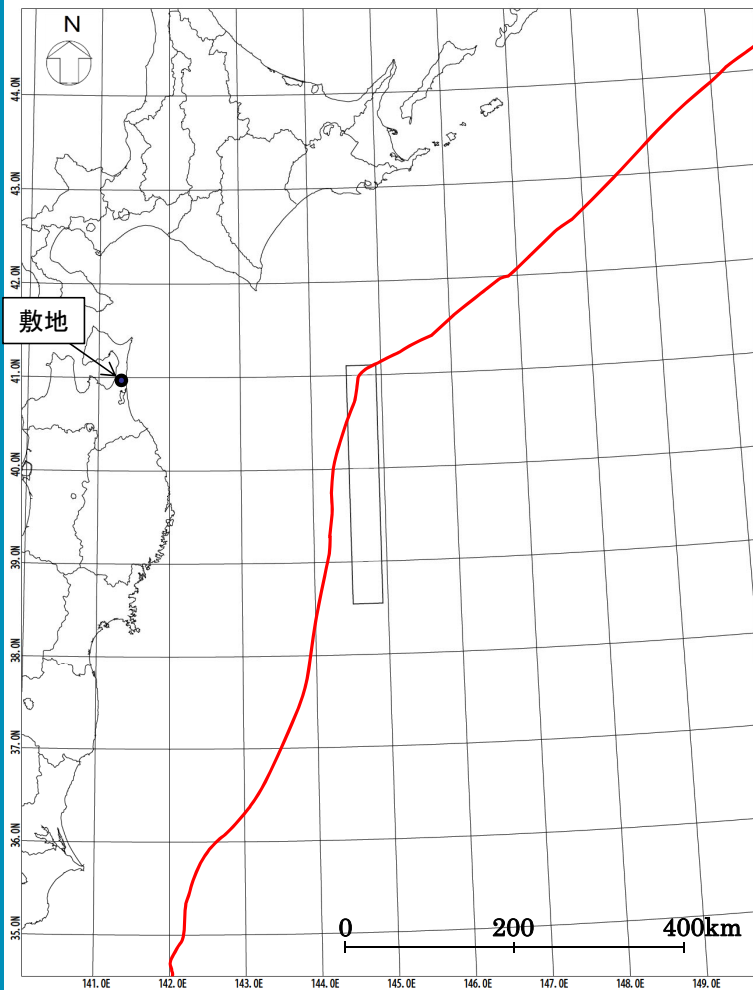
北方への連動型地震の波源モデルの中で津波高が最も高いケースにおける津波高分布図

3. 既往知見を踏まえた津波の評価 3.2 地震に起因する津波の評価

3.2.2 海洋プレート内地震に起因する津波の評価

海洋プレート内地震に起因する津波波源モデルの解析結果

○波源モデルの位置及び諸元



波源モデルの位置

諸元

(土木学会(2002)の諸元を補正)

モーメント マグニチュード Mw	断層長さ L (km)	断層幅 W (km)	走向 θ ($^{\circ}$)	上縁深さ d (km)	傾斜角 δ ($^{\circ}$)	すべり角 λ ($^{\circ}$)	剛性率 μ (N/m ²)	すべり量 D (m)
8.6	283	50	180	1	45	270	7.0×10^{10}	10.10

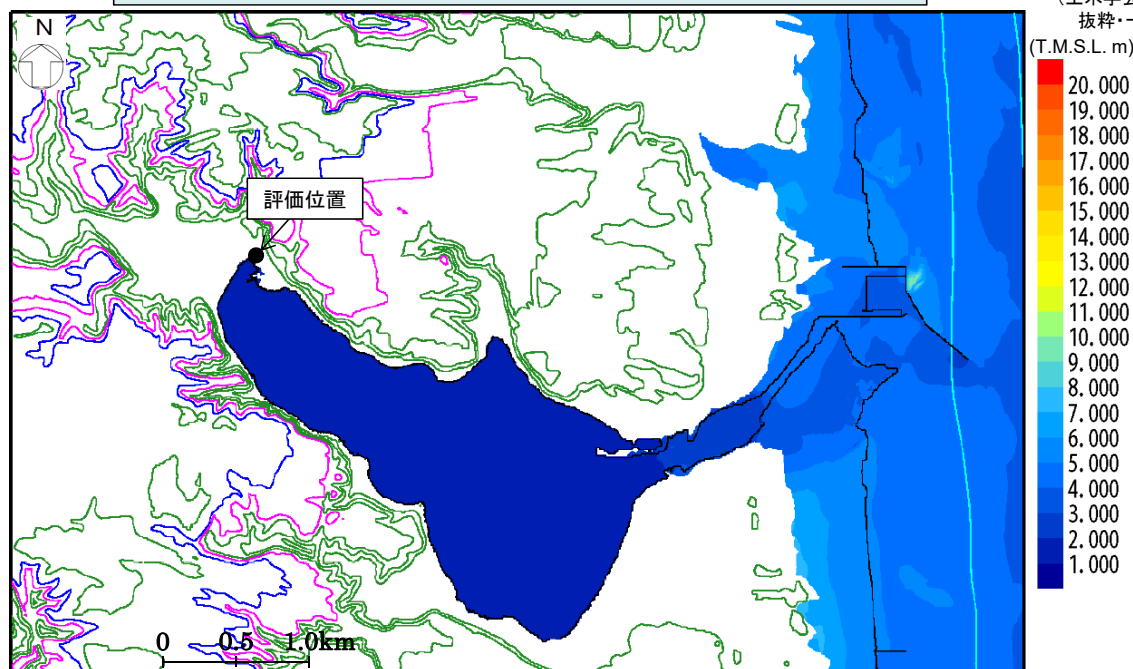
海洋プレート内地震の波源モデルは、土木学会(2002)で示されている1933年昭和
三陸地震津波の波源モデルをもとに、地震規模が既往最大のMw8.6となるように
スケーリング則に基づき設定した。

【評価位置における津波高】

T.M.S.L.+1.35m*

※期望平均満潮位及び地殻変動量(0.018m沈降)を考慮

プレート間地震に起因する津波を上回るものではない。

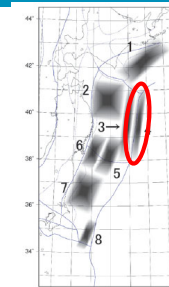


津波高分布図

※コンター線は10mピッチ



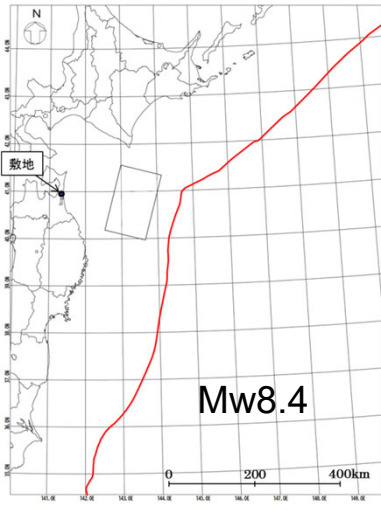
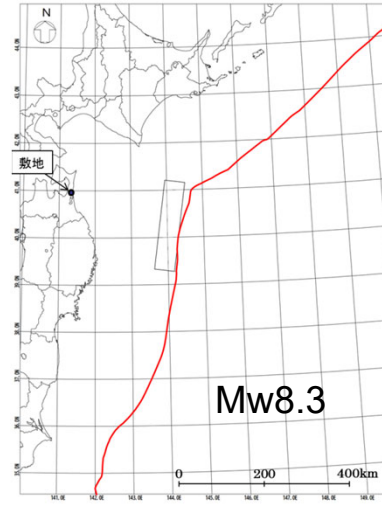
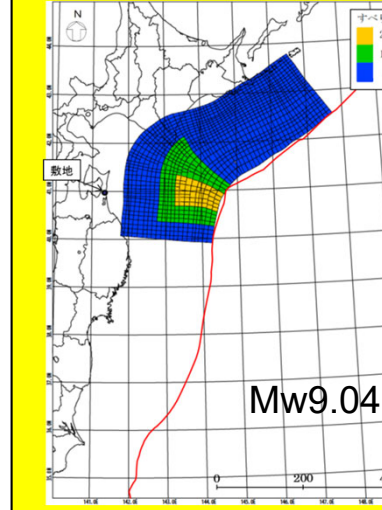
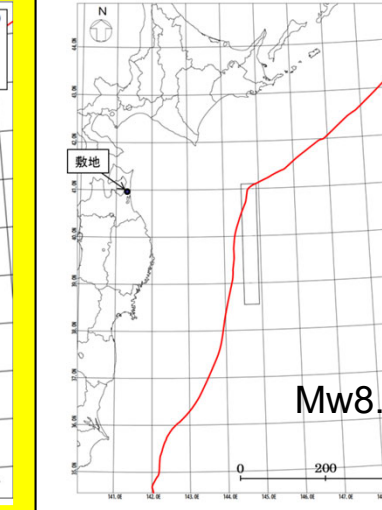
評価位置における時刻歴波形



地震の活動域
(土木学会(2016)より
抜粋・一部加筆)

<参考>不確かさの考慮に係る考え方について

プレート間地震及び海洋プレート内地震の津波波源モデルの解析結果

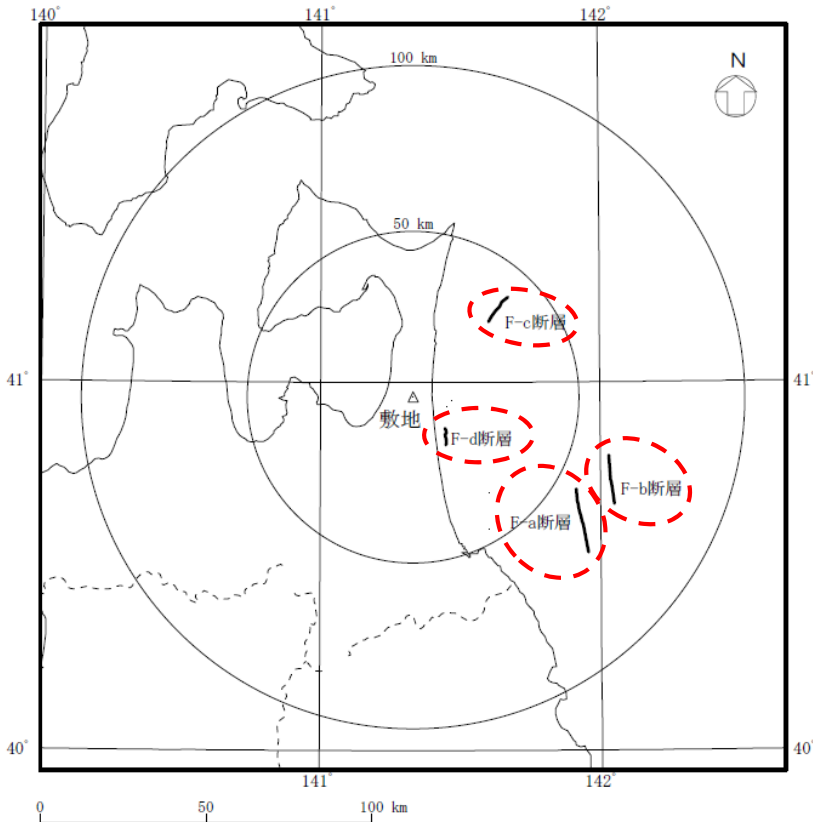
地震タイプ		プレート間地震			海洋プレート内地震
		三陸沖北部のプレート間地震	津波地震	北方への連動型地震	
波源モデル					
津波高*	評価位置	T.M.S.L.+1.38m	T.M.S.L.+1.28m	T.M.S.L.+2.32m	T.M.S.L.+1.35m
	尾駁沼入り口前面	T.M.S.L.+4.06m	T.M.S.L.+3.10m	T.M.S.L.+6.75m	T.M.S.L.+3.94m
	沖合いの津波高確認位置	T.M.S.L.+3.31m	T.M.S.L.+2.43m	T.M.S.L.+5.50m	T.M.S.L.+2.50m

※朔望平均満潮位及び地殻変動量を考慮

* 赤線で示す海溝軸は地震調査委員会(2004,2012)をトレース

- ▶ 各地震タイプの波源を比較すると、北方への連動型地震が他の地震に比べて波源域が広く、規模もMw9.04であり最大のモデルとなっている。
- ▶ 各地震タイプの解析結果を比較すると、三陸沖北部のプレート間地震、津波地震及び海洋プレート内地震の津波高は、北方への連動型地震の津波高に対して、評価位置で6割程度、尾駁沼入り口前面及び沖合いの津波高確認位置で5割程度の高さに過ぎない。
- ▶ 以上を踏まえると、仮に北方への連動型地震以外の地震タイプの波源モデルに不確かさを考慮したとしても、北方への連動型地震の波源モデルに不確かさを考慮した結果を上回る結果となることは考えにくい。本施設の設置される敷地への到達可能性の観点から、北方への連動型地震以外の地震タイプの波源モデルについて不確かさを考慮した検討は不要であると判断した。

阿部(1989)の簡易予測式による推定津波高



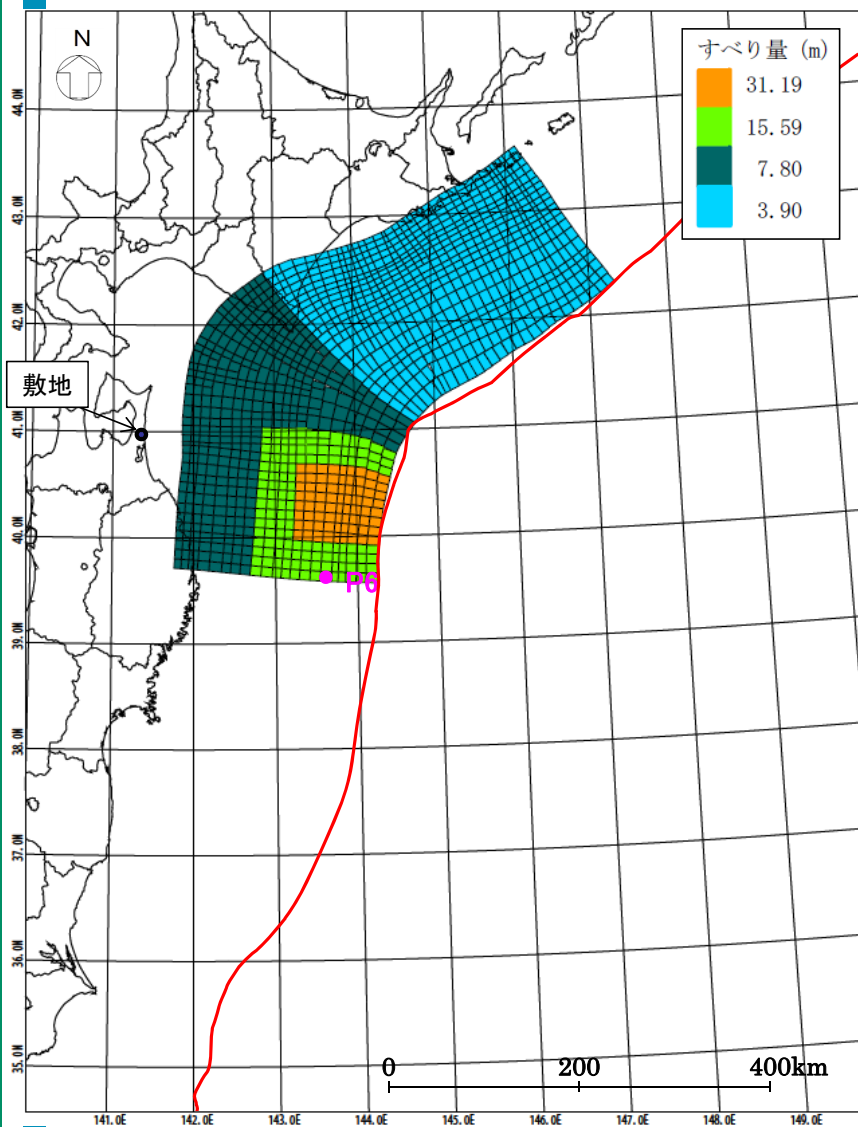
敷地周辺海域の活断層分布

- 海域の活断層による地殻内地震に起因する津波の影響について検討するため、敷地周辺海域の活断層について、阿部(1989)の簡易予測式により推定津波高を算出した。
- 推定津波高は最大でも0.3mであり、プレート間地震に起因する津波と比べて影響は非常に小さい。

海域の活断層による地殻内地震に起因する津波の推定津波高

海域活断層	断層長 L(km)	断層幅 W(km)	すべり量 D(m)	地震 モーメント Mo(N·m)	モーメント マグニチュード Mw	津波の 伝播距離 Δ(km)	推定 津波高 Ht(m)
F-a断層	20	12.0	2.11	1.75×10^{19}	6.8	63	0.3
F-b断層	15	10.0	1.58	8.18×10^{18}	6.5	64	0.2
F-c断層	15	10.0	1.58	8.18×10^{18}	6.5	38	0.3
F-d断層	6	4.0	0.63	5.24×10^{17}	5.7	15	0.2

3.2.4 まとめ

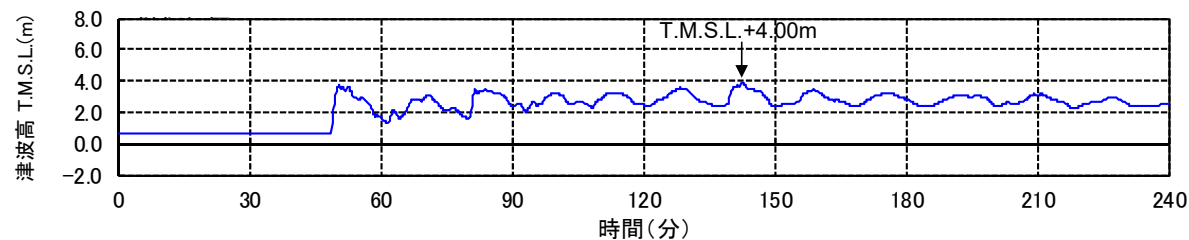


* 赤線で示す海溝軸は地震調査委員会(2004,2012)をトレース

最大ケース

- 地震に起因する津波の影響について評価するにあたり、プレート間地震、海洋プレート内地震及び海域の活断層による地殻内地震について検討を実施した。
- 検討の結果、評価位置における津波高が最も高くなるのは、プレート間地震のうち北方への連動型地震の津波波源モデルであった。
- 北方への連動型地震の津波波源モデルに不確かさを考慮した結果、すべり量割増モデルを南に約100km移動させ、破壊開始点をP6と設定したケースが最大であり、評価位置における津波高はT.M.S.L.+4.00m*である。

※ 朔望平均満潮位及び地殻変動量(0.82m沈降)を考慮



評価位置における時刻歴波形

3. 既往知見を踏まえた津波の評価 3.3 地震以外の要因に起因する津波の評価

3.3.1 地すべり等に起因する津波の評価

地すべり等に係る調査結果①

【既往津波】

文献調査によると、敷地周辺における陸上及び海底の地すべり並びに斜面崩壊等による歴史津波の記録は知られていない。

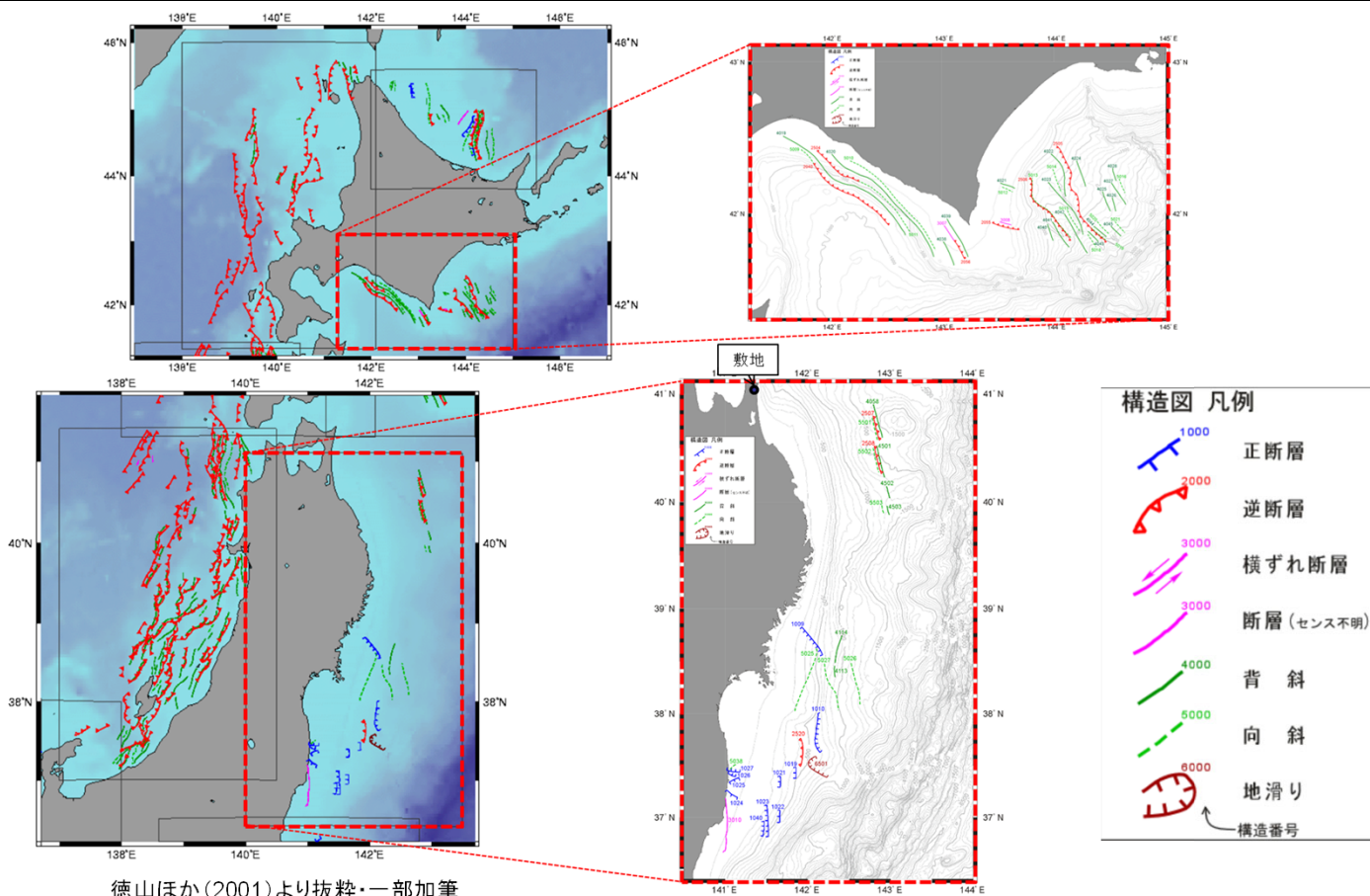
【陸上地すべり】

防災科学技術研究所(2009,2013)によると、敷地周辺陸域の海岸付近において、大規模な地すべり地形は認められない。

(地すべり地形分布図については参考資料参照)

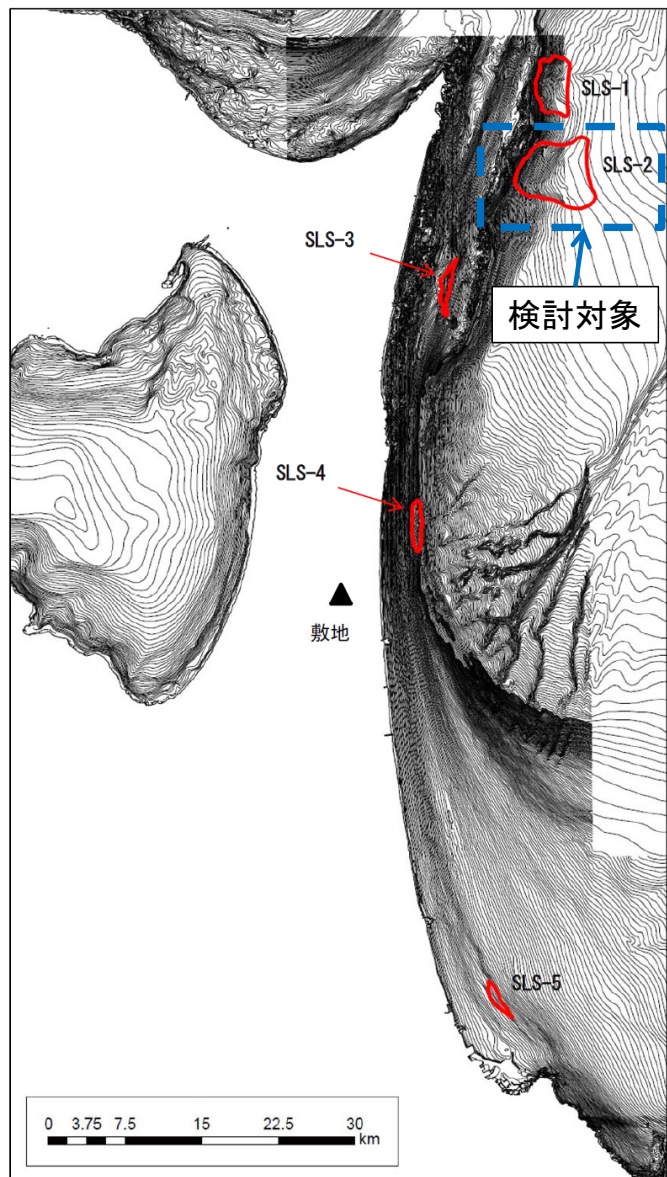
【海底地すべり】

徳山ほか(2001)において、敷地周辺海域には海底地すべり地形は認められない。



「日高十勝沖」及び「三陸常磐沖」の地質構造図

地すべり等に係る調査結果②



海底地すべり地形分布図

- 下北半島太平洋側前面海域の大陸棚部付近を対象に、日本水路協会の海底地形データM7000シリーズ及び東京電力(株)^{※1}、東北電力(株)、リサイクル燃料貯蔵(株)及び当社の下北4事業者で実施した海底地形調査結果を用い検討を実施した結果、大陸棚部付近において複数の地すべり地形が抽出された。
- 抽出された地すべり地形のうち、地すべり地形の崩壊規模が最も大きい海底地すべり(SLS-2)を対象に数値シミュレーションを実施した。
- 数値シミュレーションは、二層流モデル(Maeno and Imamura(2007))及びKinematic Landslideモデル(佐竹・加藤(2002))の2つの手法で実施した。

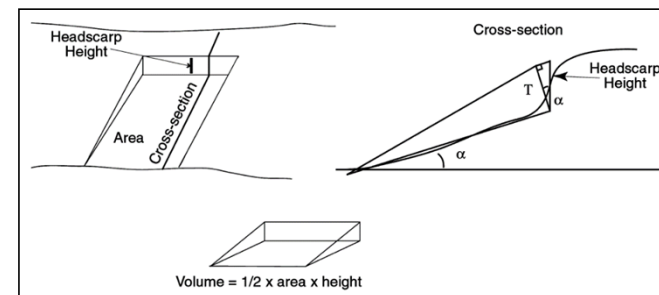
※1 現 東京電力ホールディングス(株)

抽出された海底地すべりの規模

地すべり	長さ (m)	幅 (m)	比高 (m)	厚さ (m)	傾斜 (°)	面積 (km ²)	体積 ^{※2} (km ³)
SLS-1	3000	5350	300	50	5.7	15.4	0.52
SLS-2	6000	5000	300	50	2.9	36.5	1.00
SLS-3	1200	5000	20	5	1.0	3.2	0.008
SLS-4	1000	5100	100	20	5.7	3.8	0.038
SLS-5	1000	4250	7	3	0.4	2.2	0.003

※2 体積の算出方法

SLS-1及びSLS-2: 現地地形と復元地形の差分から算定
SLS-3～SLS-5: McAdoo et al.(2000)を参考に算定

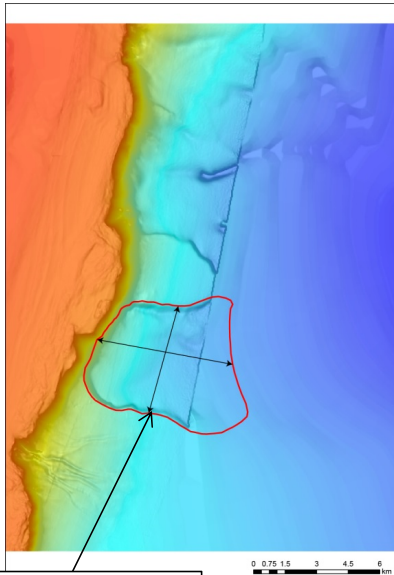


McAdoo et al.(2000)より抜粋

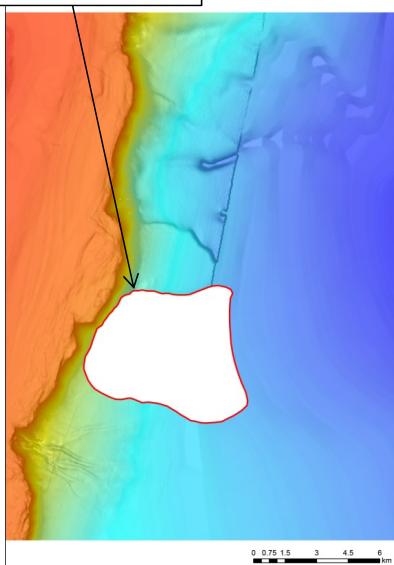
3. 既往知見を踏まえた津波の評価 3.3 地震以外の要因に起因する津波の評価

3.3.1 地すべり等に起因する津波の評価

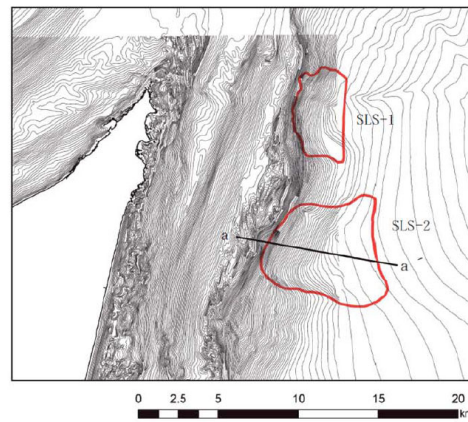
海底地すべりに起因する津波の評価(二層流モデルの解析条件)



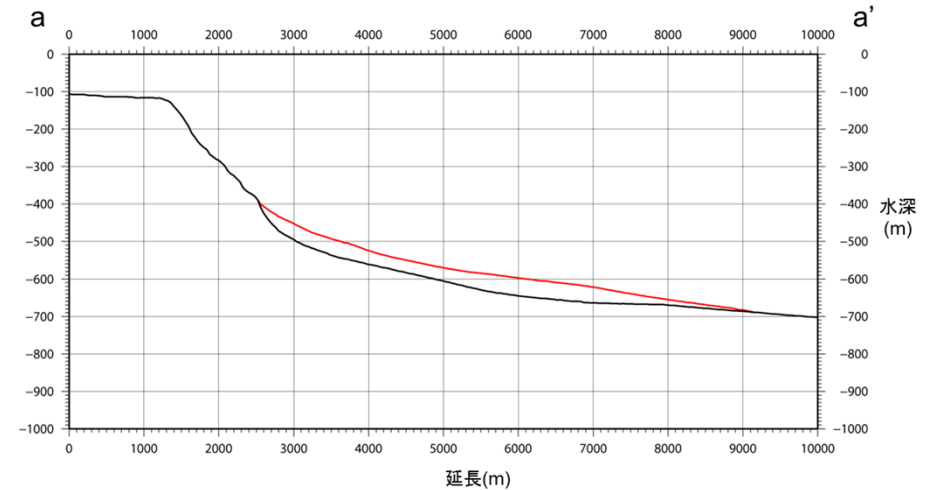
地すべり崩壊域



標高段彩陰影図



断面図位置



海底地すべり地形の断面図
(黒線:現地形、赤線:復元地形)

SLS-2の規模

長さ (m)	幅 (m)	比高 (m)	厚さ (m)	傾斜 (°)	面積 (km ²)	体積 (km ³)
6000	5000	300	50	2.86	36.5	1.00

【復元地形の作成】

- 地すべり規模の大きい「SLS-2」について二層流モデルでの検討を行うにあたり、地すべり前の地形の復元を行った。
- 復元地形については、佐竹・加藤(2002)の手法を参考に、現況地形の地すべり崩壊地形と推定される領域を地すべり崩壊域として定義し、当該領域をblank(左図の白色部)にしてから、周辺地形の標高値を用いて内挿し海底地すべり前の地形を復元し、作成した。

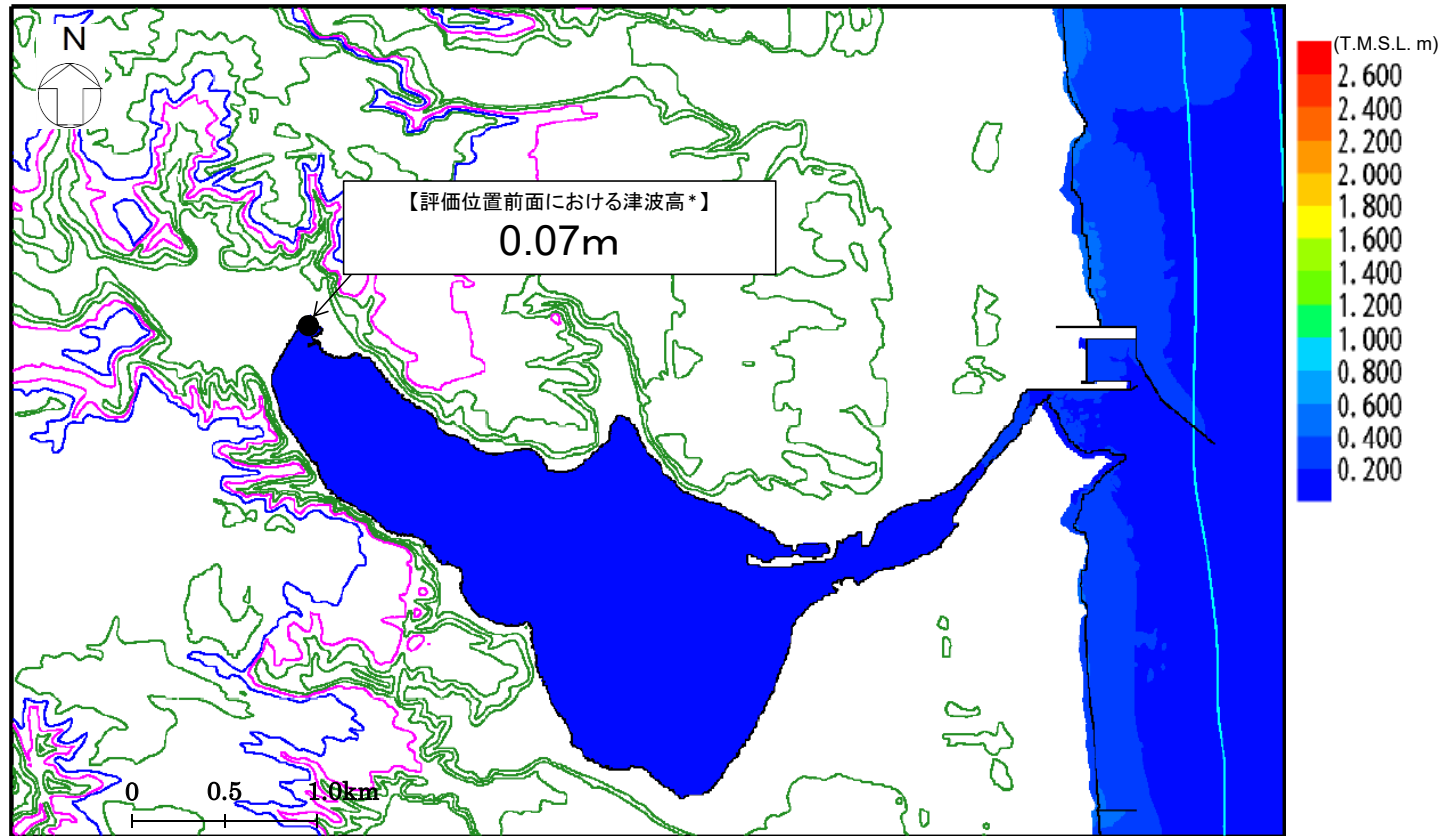
【地すべり規模の算出】

- 「長さ」および「幅」については、平面図における矢印の位置でGIS(Geographic Information System: 地理情報システム)で計測を行い、「比高」および「厚さ」については、断面図から読み取った。「傾斜」については、「比高」および「長さ」から算出した。
- 「面積」については、左図の赤線の領域について、GISで面積計測を行った。
- 「体積」については、復元地形と現地形の差分をとった。

主な計算条件

計算格子間隔 Δt (s)	計算時間 (h)	密度 (g/cm ³)		海底摩擦係数 (マンニングの粗度係数) n (m ^{1/3} /s)		界面抵抗係数 f_{int}	水平渦動粘性 係数 ν (m ² /s)
		上層 ρ_1	下層 ρ_2	上層	下層		
0.15	3	1.03	1.724	0.03	0.40	0.0	考慮しない

海底地すべりに起因する津波の評価(二層流モデルによる検討結果)



※コンター線は10mピッチ

二層流モデルにおける津波高*分布

二層流モデルの数値シミュレーションにより検討した結果、評価位置前面における津波高*は0.07mであった。

* 朔望平均満潮位は考慮していない

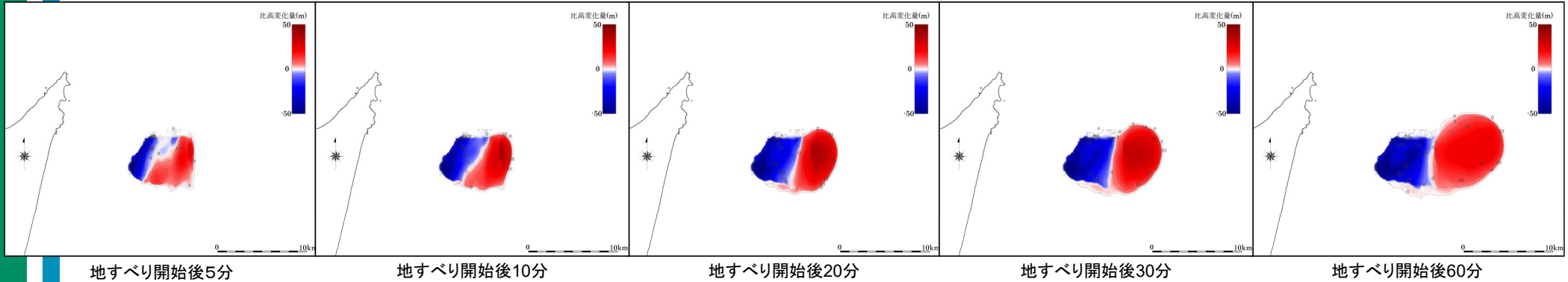
3. 既往知見を踏まえた津波の評価 3.3 地震以外の要因に起因する津波の評価

3.3.1 地すべり等に起因する津波の評価

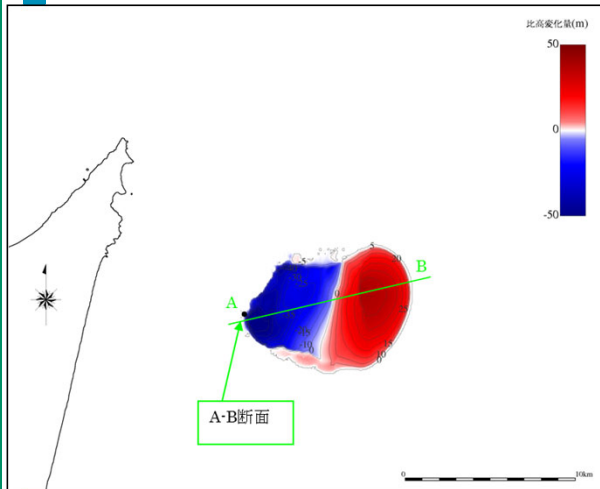
海底地すべりに起因する津波の評価 (Kinematic Landslideモデルの解析条件①)

【Kinematic Landslideモデルの計算条件①】

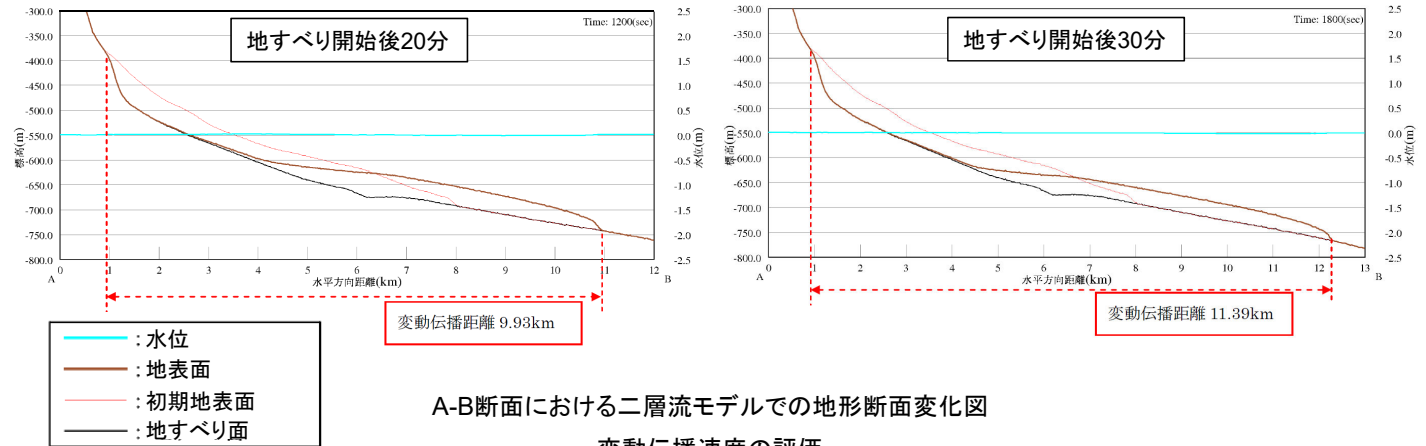
- 比高変化量は、二層流モデルの解析結果から、地すべり伝播速度を設定する上で保守的となるよう地すべり発生後20分と地すべり前の地形の差分とした。
- 地すべり発生20分後の変動伝播距離を基に、地すべり伝播速度を10m/sとした。地すべり変動開始点からの距離を地すべり伝播速度で除した値をその位置の比高変化開始時刻として設定した。



二層流モデルでの比高変化量分布図



二層流モデルでの地すべり開始後20分のA-B断面位置



A-B断面における二層流モデルでの地形断面変化図

変動伝播速度の評価

	20分後	30分後
変動伝播距離(km)	9.93	11.39
伝播時間(s)	1200	1800
地すべりの伝播速度(m/s)	8.3	6.3
解析上での地すべりの伝播速度(m/s)	10	—

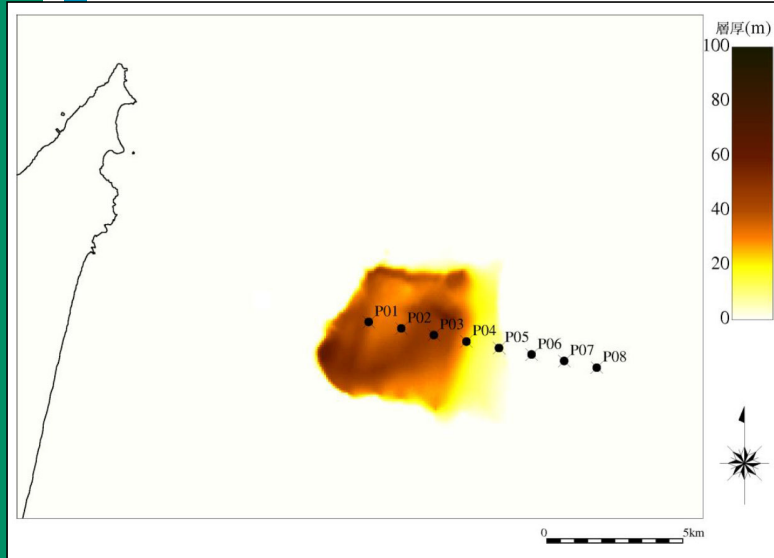
3. 既往知見を踏まえた津波の評価 3.3 地震以外の要因に起因する津波の評価

3.3.1 地すべり等に起因する津波の評価

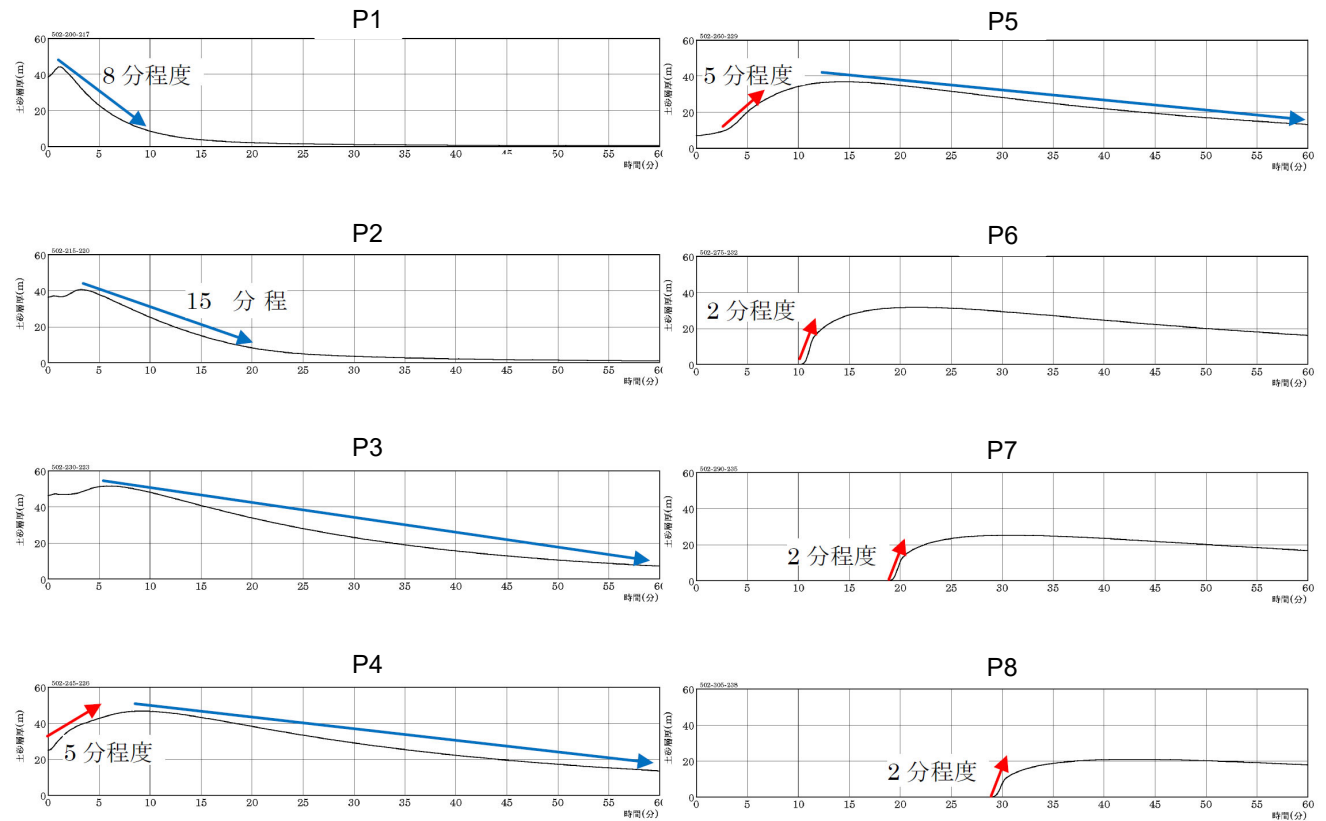
海底地すべりに起因する津波の評価 (Kinematic Landslideモデルの解析条件②)

【Kinematic Landslideモデルの計算条件②】

崩壊域では10分以上変動が継続し、堆積域では概ね2分以上で立ち上がり5~10分でピークに達するため、ライズタイムは保守的に2分と設定した。



地塊層厚時系列抽出位置



抽出位置における地塊層厚時系列

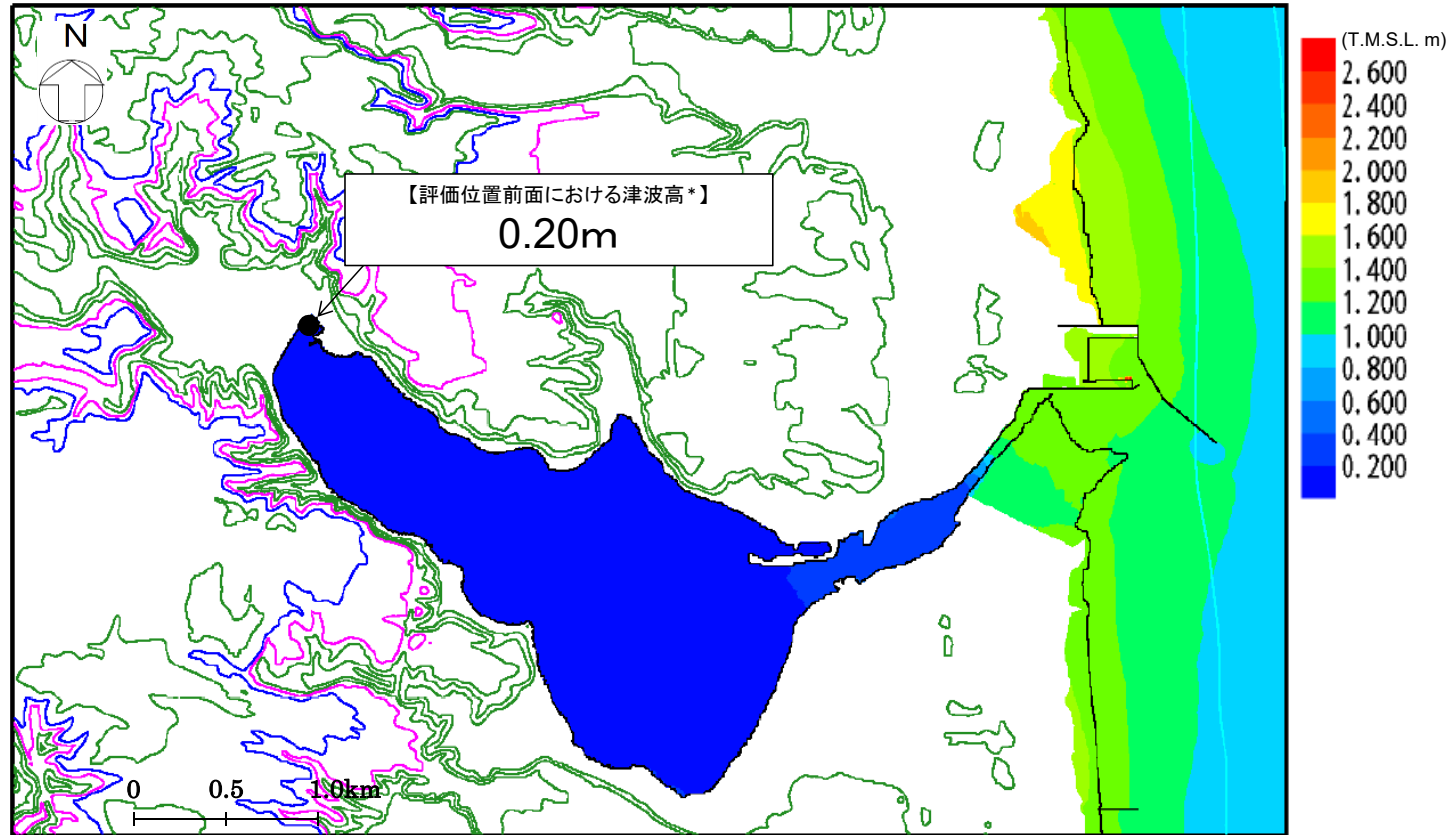
主な計算条件

計算格子間隔 Δt (s)	計算時間 (h)	ライズタイム (s)	変動伝播速度 (m/s)
0.15	3	120	10

3. 既往知見を踏まえた津波の評価 3.3 地震以外の要因に起因する津波の評価

3.3.1 地すべり等に起因する津波の評価

海底地すべりに起因する津波の評価(Kinematic Landslideモデルによる検討結果)



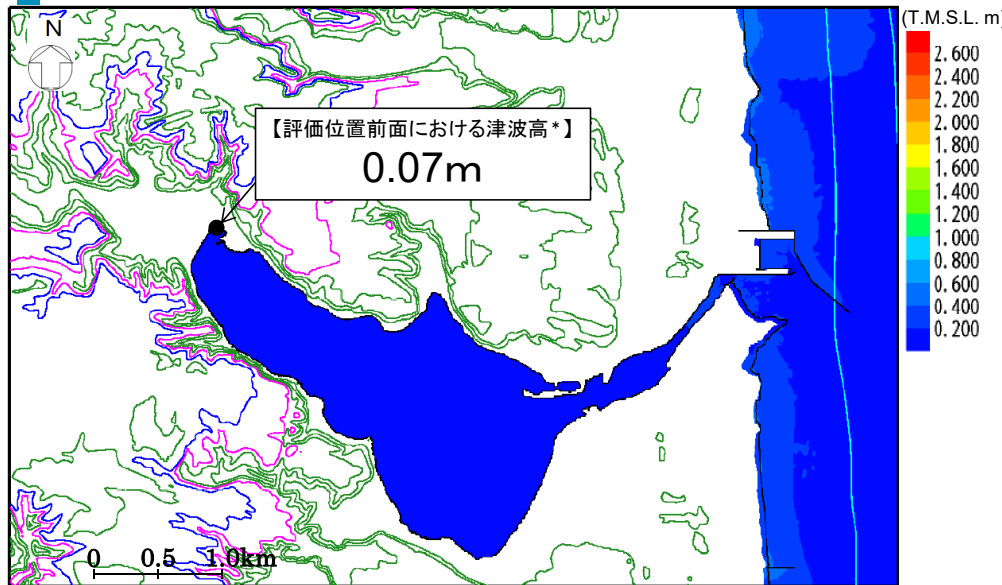
※コンター線は10mピッチ

Kinematic Landslideモデルにおける津波高*分布

Kinematic Landslideモデルの数値シミュレーションにより検討した結果、評価位置前面における津波高*は0.20mであった。

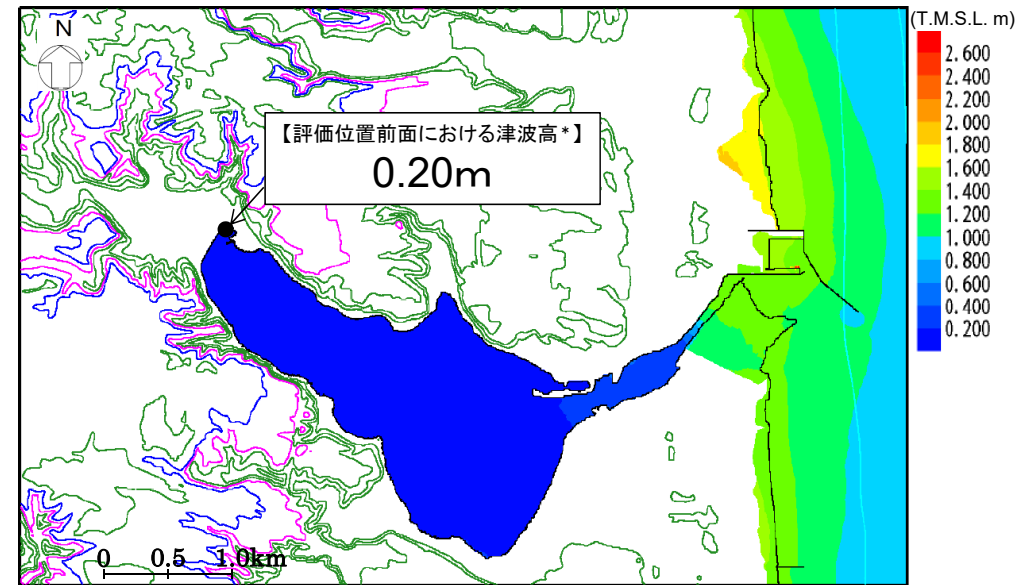
* 朔望平均満潮位は考慮していない

海底地すべりに起因する津波の評価(まとめ)



※コンター線は10mピッチ

二層流モデルにおける津波高*分布



※コンター線は10mピッチ

Kinematic Landslideモデルにおける津波高*分布

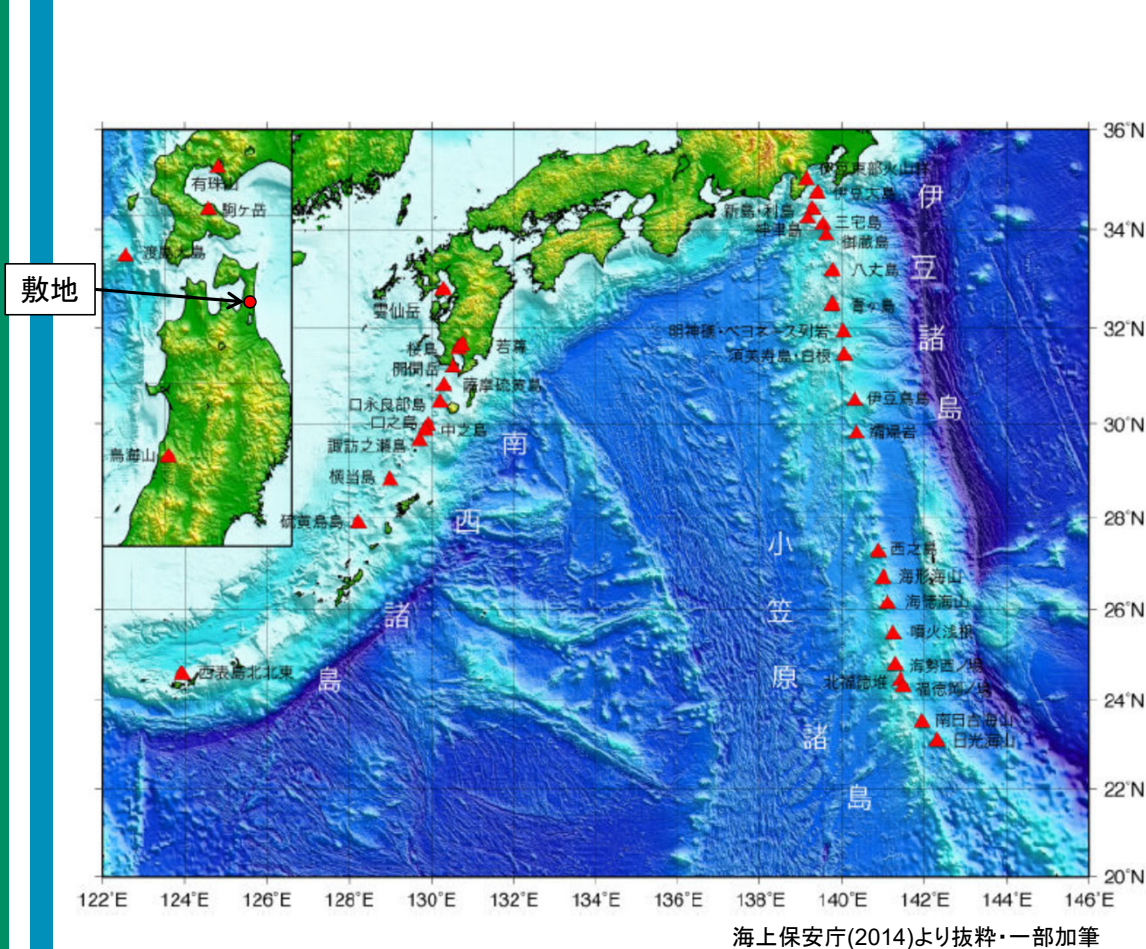
- 海底地すべりに起因する津波の影響について、数値シミュレーションにより検討した結果、評価位置前面における津波高*は、二層流モデルで0.07m、Kinematic Landslideモデルで0.20mであり、プレート間地震に起因する津波と比べて影響は非常に小さい。
- 評価位置前面における津波高*は最大でも0.20mと非常に小さな値であり、本施設の設置される敷地への到達可能性の観点から考えると、仮に地震に起因する津波との重畳を考慮したとしても影響は非常に小さいと考えられることから、地震に起因する津波と海底地すべりに起因する津波の重畳については考慮しないものとする。

* 朔望平均満潮位は考慮していない

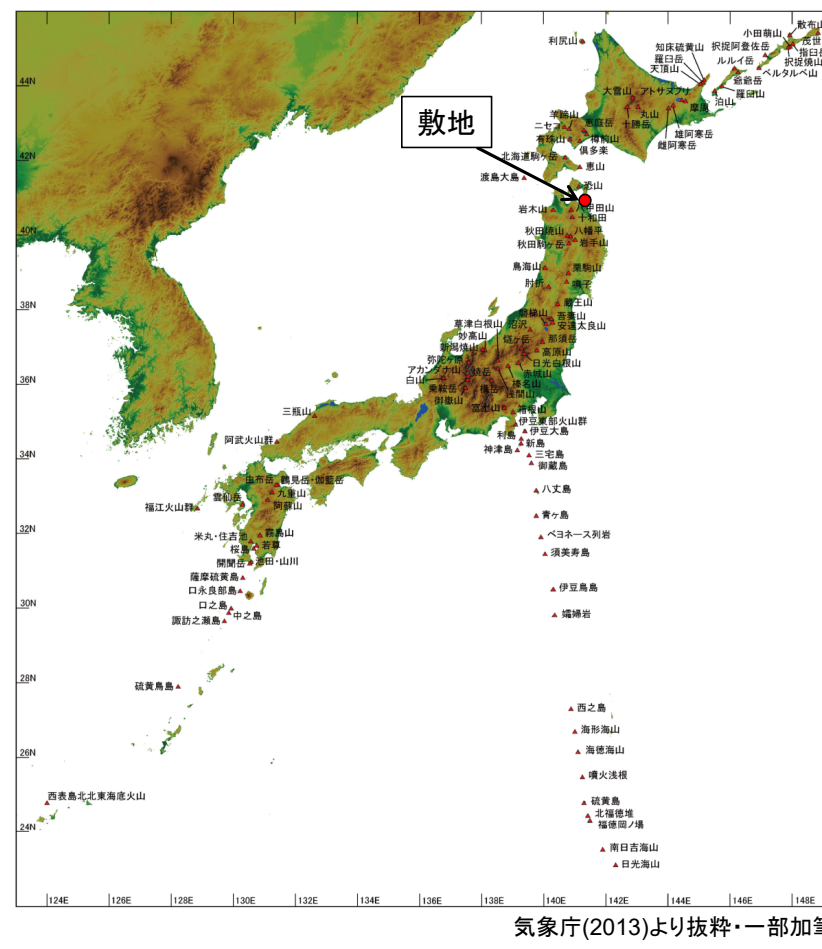
3. 既往知見を踏まえた津波の評価 3.3 地震以外の要因に起因する津波の評価

3.3.2 火山現象に起因する津波の評価

文献調査による評価

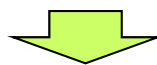


海域の火山



活火山分布図

文献調査の結果、敷地周辺に大きな影響を及ぼした火山現象に起因する歴史津波の記録は知られていない。



火山現象に起因する津波については、敷地への影響は極めて小さいと評価する。

3.3.3 まとめ

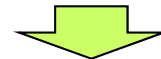
【地すべり等に起因する津波の評価】

- 文献調査によると、敷地周辺における陸上及び海底の地すべり並びに斜面崩壊等による歴史津波の記録は知られていない。
- 防災科学技術研究所(2009,2013)によると、敷地周辺陸域の海岸付近において、大規模な地すべり地形は認められない。
- 徳山ほか(2001)において、敷地周辺海域には海底地すべり地形は認められない。
- 海底地形調査を踏まえた検討において、抽出された海底地すべり地形の中で最も規模の大きいものを対象として数値シミュレーションを実施した結果、評価位置前面における津波高*は、最大でも0.20mであり、プレート間地震に起因する津波と比べて影響は非常に小さい。

【火山現象に起因する津波の評価】

- 文献調査によると、敷地周辺に大きな影響を及ぼした火山現象に起因する歴史津波の記録は知られていない。

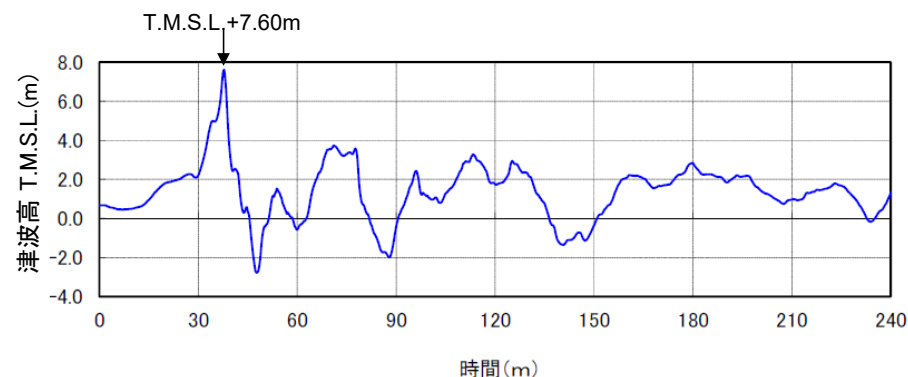
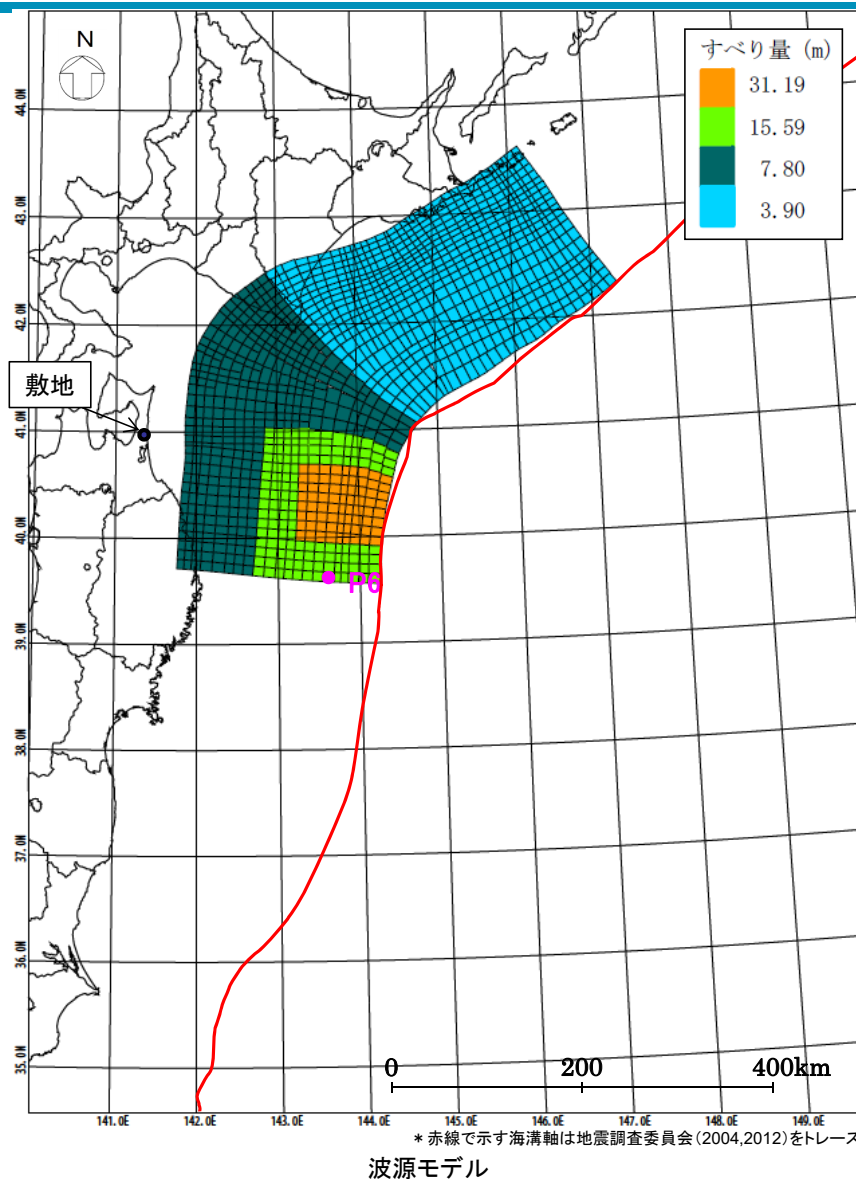
* 朔望平均満潮位は考慮していない



地震以外の要因に起因する津波については、敷地への影響は極めて小さく、地震に起因する津波との重畳については考慮しないものとする。

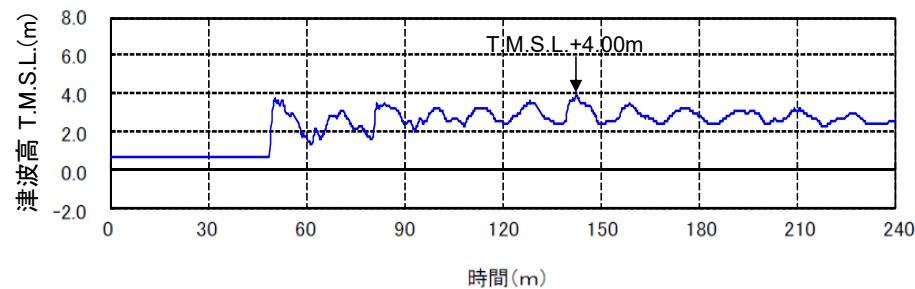
3. 既往知見を踏まえた津波の評価

3.4 まとめ



※朔望平均満潮位(T.M.S.L.+0.67m)、地殻変動量(-0.74m)を考慮

沖合いの津波高確認位置の時刻歴波形



※朔望平均満潮位(T.M.S.L.+0.67m)、地殻変動量(-0.82m)を考慮

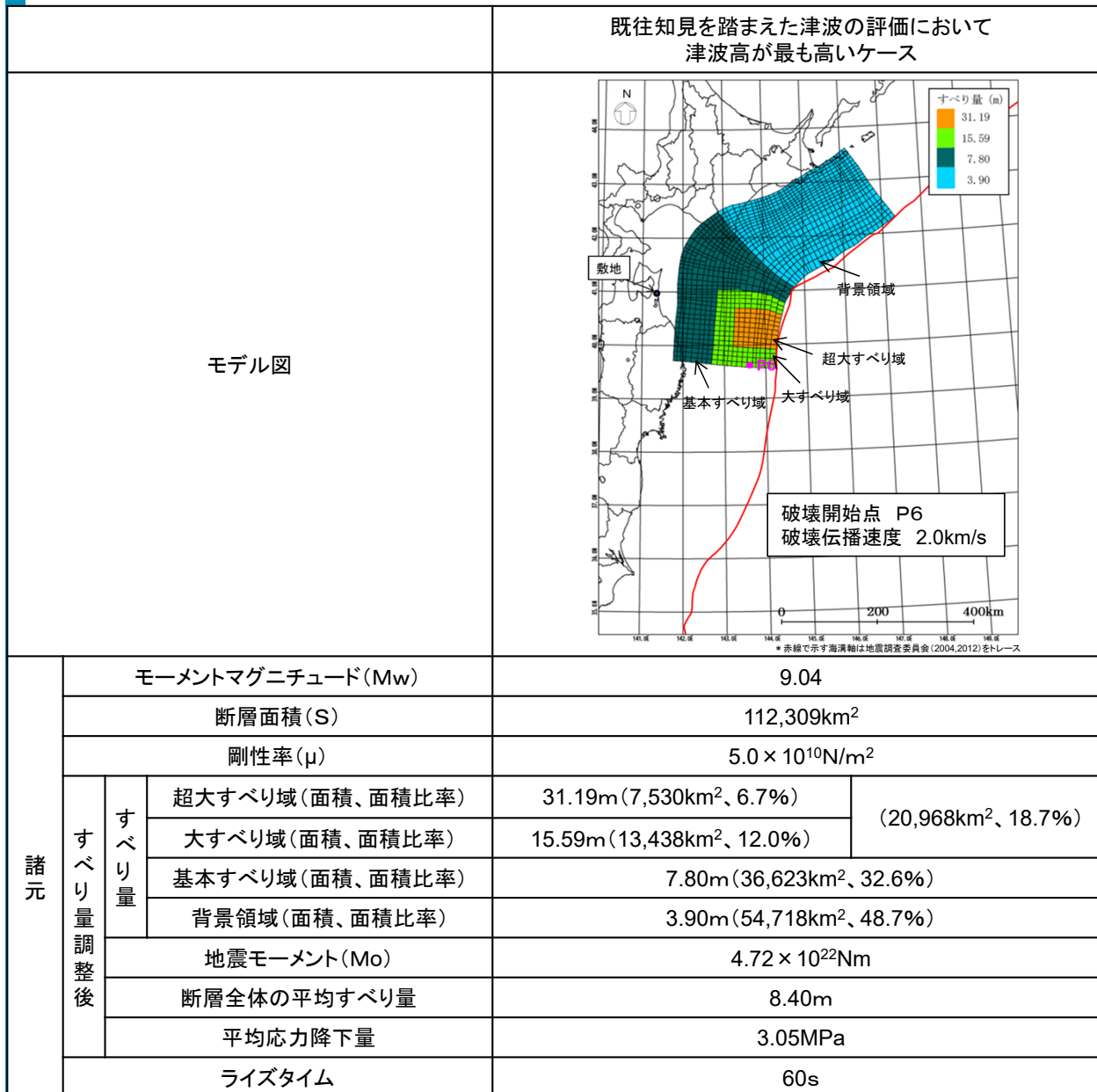
評価位置の時刻歴波形

- 既往知見を踏まえた津波の評価の結果、津波の規模観は評価位置においてT.M.S.L.+4.00m程度であった。
- なお、本ケースにおいて、敷地前面海域の海底地形の特徴を踏まえ設定した沖合いの津波高確認位置における津波の規模観はT.M.S.L.+7.60m程度であった。

4. 本施設の安全性評価

- 4. 1 すべり量が既往知見を大きく上回る波源モデルによる検討
- 4. 2 まとめ

検討概要



- 既往知見を踏まえた津波の評価(3章)の結果、津波の規模観は評価位置において T.M.S.L.+4.00m程度であり、来襲しうる津波の規模観を把握できた。
- 仮に、異なるすべり量の調整方法、現状評価している不確かさ以外の不確かさ等を考慮したモデルを設定した場合には、上記の結果を多少上回ると考えられるが、ここではすべり量が既往知見を大きく上回る波源モデルによる津波高を確認することで、敷地に津波が到達しえないことを定量的に示すこととした。
- すべり量が既往知見を大きく上回る波源モデルの設定にあたっては、国内外の巨大地震のすべり量に関する文献調査を実施し、それらの知見に対して過大な設定となるようモデルを検討した。
- なお、本検討については、既往知見を踏まえた津波の評価において津波高が最も高いケースにおいて防波堤の有無による影響に係る検討を行った結果(参考資料参照)、防波堤を考慮しない場合の方が津波高が若干高くなる結果が得られたことを踏まえ、防波堤を考慮せずに検討を実施した。

巨大地震のすべり量に関する文献調査①

○2011年東北地方太平洋沖型地震のモデル(杉野ほか(2014))

表5 東北地震津波の特性化波源モデルの各諸元

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

【杉野ほか(2014)における検討】

- 平均すべり量は10.4m
- 超大すべり域のすべり量は31.2m

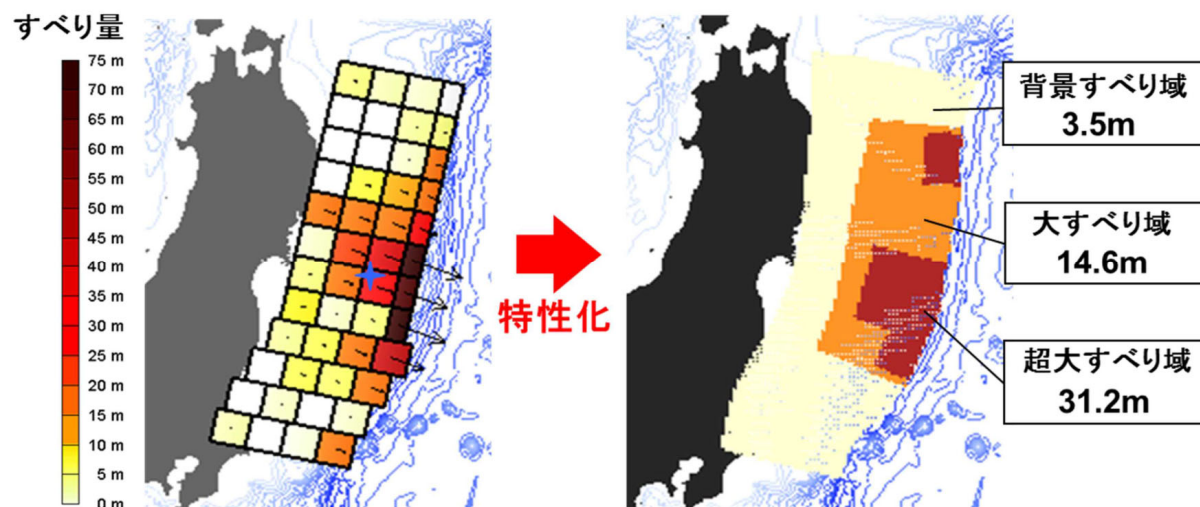
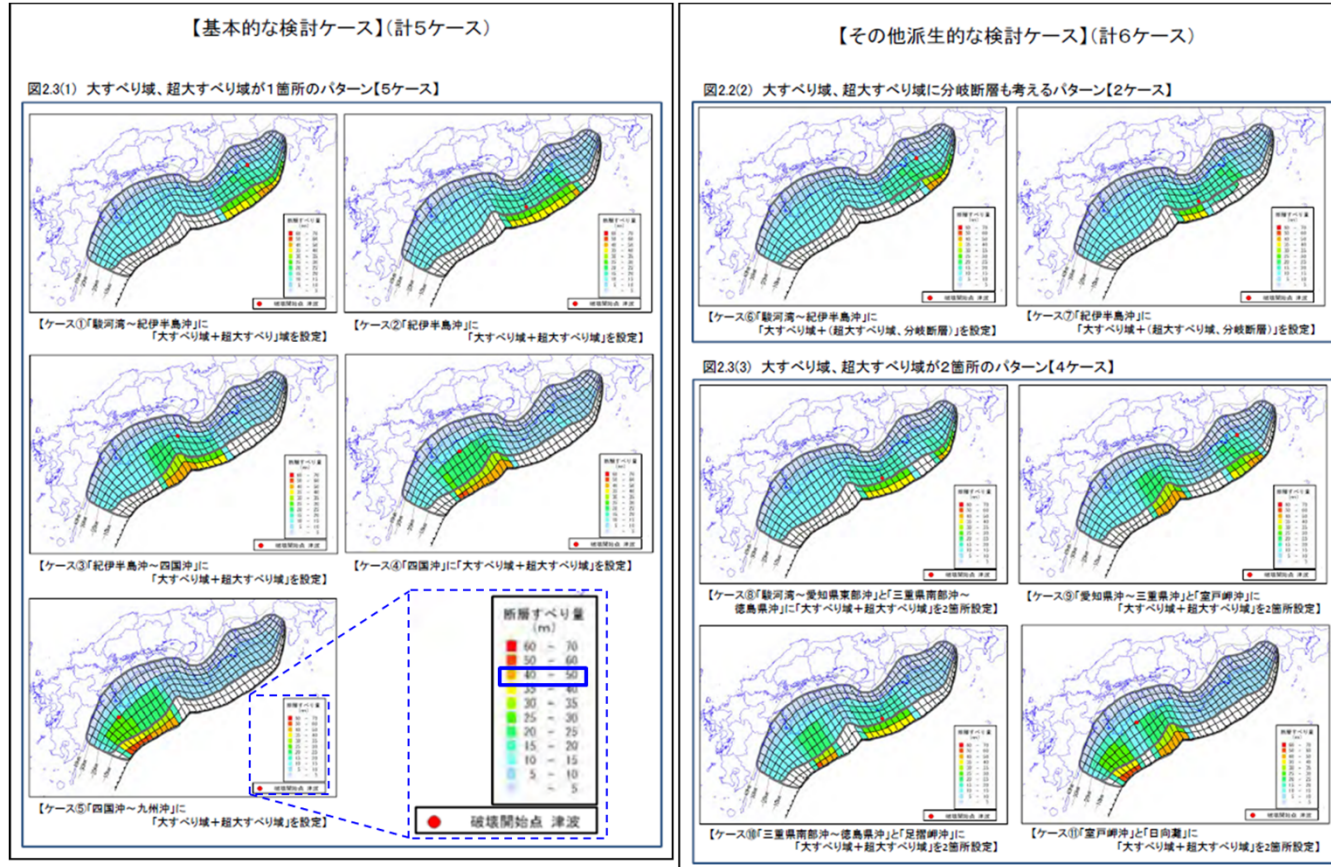


図8 東北地震津波の再現用波源モデル(左)と特性化波源モデル(右)

杉野ほか(2014)より抜粋

4. 本施設の安全性評価 4.1 すべり量が既往知見を大きく上回る波源モデルによる検討 巨大地震のすべり量に関する文献調査②

○南海トラフの巨大地震の津波断層モデル(内閣府(2012))



内閣府(2012)より抜粋・一部加筆

内閣府(2012)より抜粋

【内閣府(2012)における検討】

- ▶平均すべり量は8.8～11.3m
- ▶最大すべり量は、最大で「60-70m」(図読)

表2.1.1 各ケースの地震モーメント及びマグニチュード等(基本的な検討ケース)

ケース	面積 (m ²)	Mo(Nm)	Mw	換算Δσ (MPa)	平均すべり量 (m)
ケース①	1.4 × 10 ¹¹	6.1 × 10 ²²	9.1	2.72	10.3
ケース②	1.4 × 10 ¹¹	6.3 × 10 ²²	9.1	2.82	10.7
ケース③	1.4 × 10 ¹¹	6.4 × 10 ²²	9.1	2.86	10.9
ケース④	1.4 × 10 ¹¹	6.4 × 10 ²²	9.1	2.84	10.8
ケース⑤	1.4 × 10 ¹¹	6.3 × 10 ²²	9.1	2.80	10.7

内閣府(2012)より抜粋

表2.1.2 各ケースの地震モーメント及びマグニチュード等(その他派生的な検討ケース)

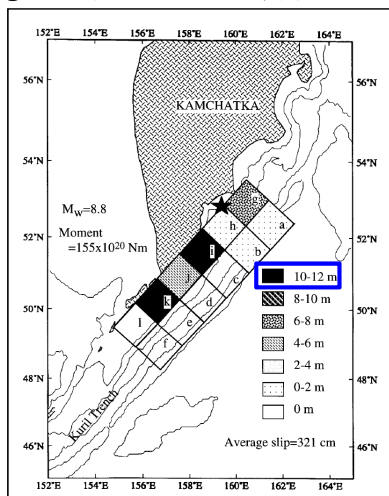
ケース	面積 (m ²)	Mo(Nm)	Mw	換算Δσ (MPa)	平均すべり量 (m)
ケース⑥	1.4 × 10 ¹¹	5.4 × 10 ²²	9.1	2.33	9.0
ケース⑦	1.4 × 10 ¹¹	5.3 × 10 ²²	9.1	2.30	8.8
ケース⑧	1.4 × 10 ¹¹	6.2 × 10 ²²	9.1	2.74	10.4
ケース⑨	1.4 × 10 ¹¹	6.7 × 10 ²²	9.1	2.97	11.3
ケース⑩	1.4 × 10 ¹¹	6.4 × 10 ²²	9.1	2.84	10.8
ケース⑪	1.4 × 10 ¹¹	6.6 × 10 ²²	9.1	2.94	11.2

内閣府(2012)より抜粋

巨大地震のすべり量に関する文献調査③

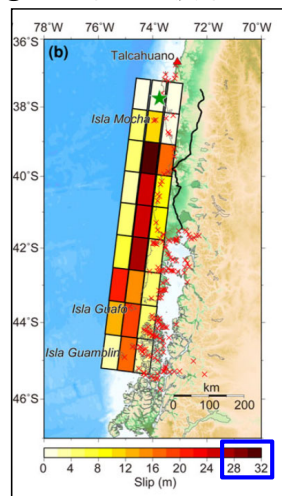
○世界のMw9.0クラスの巨大津波

①1952年カムチャッカ地震津波



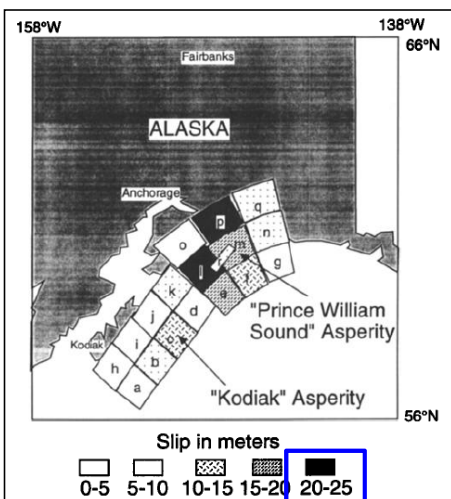
Johnson and Satake(1999)より
抜粋・一部加筆

②1960年チリ地震津波



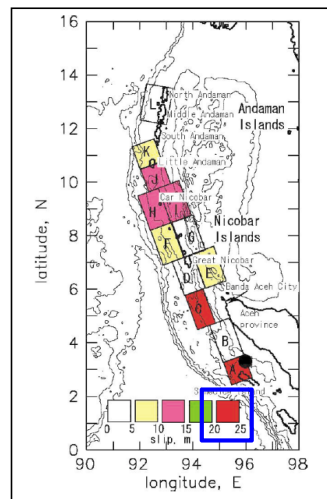
Fujii and Satake(2012)より
抜粋・一部加筆

③1964年アラスカ地震津波



Johnson and Satake(1996)より
抜粋・一部加筆

④2004年スマトラ沖地震津波



Tanioka et al.(2006)より
抜粋・一部加筆

①1952年カムチャッカ地震津波

- 平均すべり量は3.2m
- 最大すべり量は「10-12m」(図読)

②1960年チリ地震津波

- 平均すべり量は11m
- 最大すべり量は「28-32m」(図読)

③1964年アラスカ地震津波

- 平均すべり量は8.6m
- 最大すべり量は「20-25m」(図読)

④2004年スマトラ沖地震津波

- 平均すべり量は不明
- 最大すべり量は「20-25m」(図読)



- 平均すべり量は大きいもので11m
- 最大すべり量は大きいもので「28-32m」

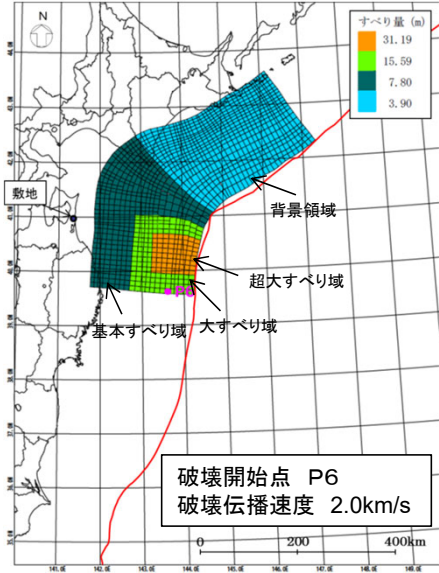
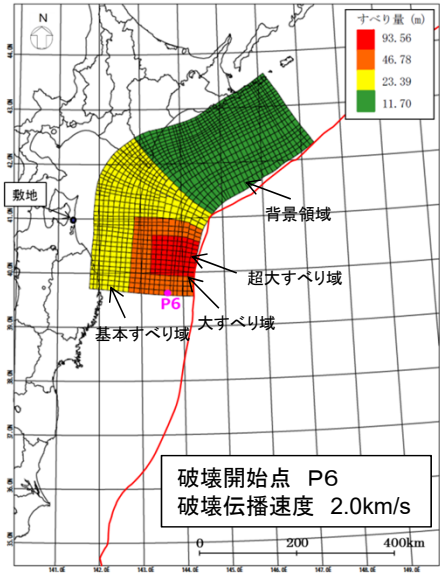
巨大地震のすべり量に関する文献調査結果を踏まえたモデル設定

検討モデルと文献調査結果との比較

	当社のモデル		巨大地震のすべり量に関する文献調査結果			
	既往知見を踏まえた津波の評価において津波高が最も高いケースの波源モデル	すべり量が既往知見を大きく上回る波源モデル		2011年東北地方太平洋沖型地震のモデル <杉野ほか(2014)>	南海トラフの巨大地震の津波断層モデル <内閣府(2012)>	世界のMw9.0クラスの巨大津波
		検討モデルA (すべり量3倍)	検討モデルB (全域超大すべり域)			
平均すべり量	8.40m	25.20m	31.19m	10.4m	8.8-11.3m	大きいもので11m
最大すべり量	31.19m	93.56m	31.19m	31.2m	最大のモデルで「60-70m」	大きいもので「28-32m」

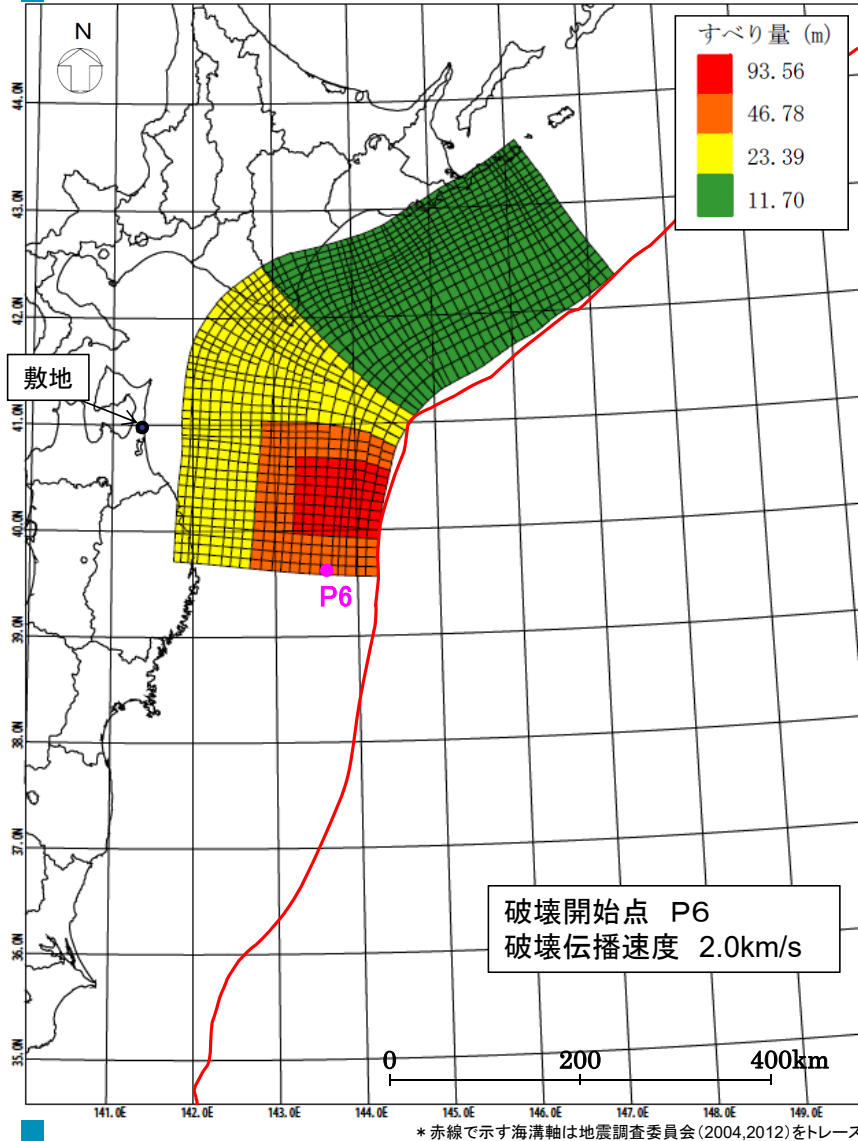
- すべり量が既往知見を大きく上回る波源モデルの設定にあたり、国内外の巨大地震のすべり量に関する文献調査を実施した。
- 既往の巨大地震及び将来予測のモデルにおける最大すべり量については、50mを超えるすべり量等が報告されているが、内閣府(2012)の最大のモデルでも「60-70m」程度である。
⇒すべり量が既往知見を大きく上回る波源モデルとして、超大すべり域のすべり量が既往知見の最大すべり量を上回るよう、既往知見を踏まえた津波の評価において津波高が最も高いケースの波源モデルの各領域のすべり量を3倍にしたモデルを設定する(超大すべり域のすべり量:31.19m⇒93.56m)。本モデルを検討モデルAとする。
- また、既往の巨大地震及び将来予測のモデルにおけるすべり分布を見ると、超大すべり域のようなすべりの大きな領域は波源域全体には分布しておらず、全体のうち一部の領域のみである。
⇒検討モデルAとは別の観点から、波源域全体を超大すべり域としたモデルを設定する(超大すべり域の全体面積に対する割合:6.7%⇒100%)。本モデルを検討モデルBとする。
- 上記の通り設定した検討モデルA及び検討モデルBによる解析を行い、すべり量が既往知見を大きく上回る波源モデルを設定した場合でも、津波が本施設の設置される敷地に到達することがないか確認を行った。

4. 4. 本施設の安全性評価 4. 1 すべり量が既往知見を大きく上回る波源モデルによる検討 検討モデルの諸元

モデル図		既往知見を踏まえた津波の評価において 津波高が最も高いケースの波源モデル		すべり量が既往知見を大きく上回る波源モデル	
				検討モデルA(すべり量3倍)	検討モデルB(全域超大すべり域)
		 <p>破壊開始点 P6 破壊伝播速度 2.0km/s</p>		 <p>破壊開始点 P6 破壊伝播速度 2.0km/s</p>	
モーメントマグニチュード(Mw)		9.04		9.37	
断層面積(S)		112,309km ²			
剛性率(μ)		5.0 × 10 ¹⁰ N/m ²			
すべり量	超大すべり域(面積、面積比率)	31.19m(7,530km ² 、6.7%)	(20,968km ² 、18.7%)	93.56m(7,530km ² 、6.7%)	(20,968km ² 、18.7%)
	大すべり域(面積、面積比率)	15.59m(13,438km ² 、12.0%)		46.78m(13,438km ² 、12.0%)	
	基本すべり域(面積、面積比率)	7.80m(36,623km ² 、32.6%)		23.39m(36,623km ² 、32.6%)	
	背景領域(面積、面積比率)	3.90m(54,718km ² 、48.7%)		11.70m(54,718km ² 、48.7%)	
地震モーメント(Mo)		4.72 × 10 ²² Nm		1.41 × 10 ²³ Nm	
断層全体の平均すべり量		8.40m		25.20m	
平均応力降下量		3.05MPa		9.16MPa	
ライズタイム		60s			

* 赤線で示す海溝軸は地震調査委員会(2004,2012)をトレース

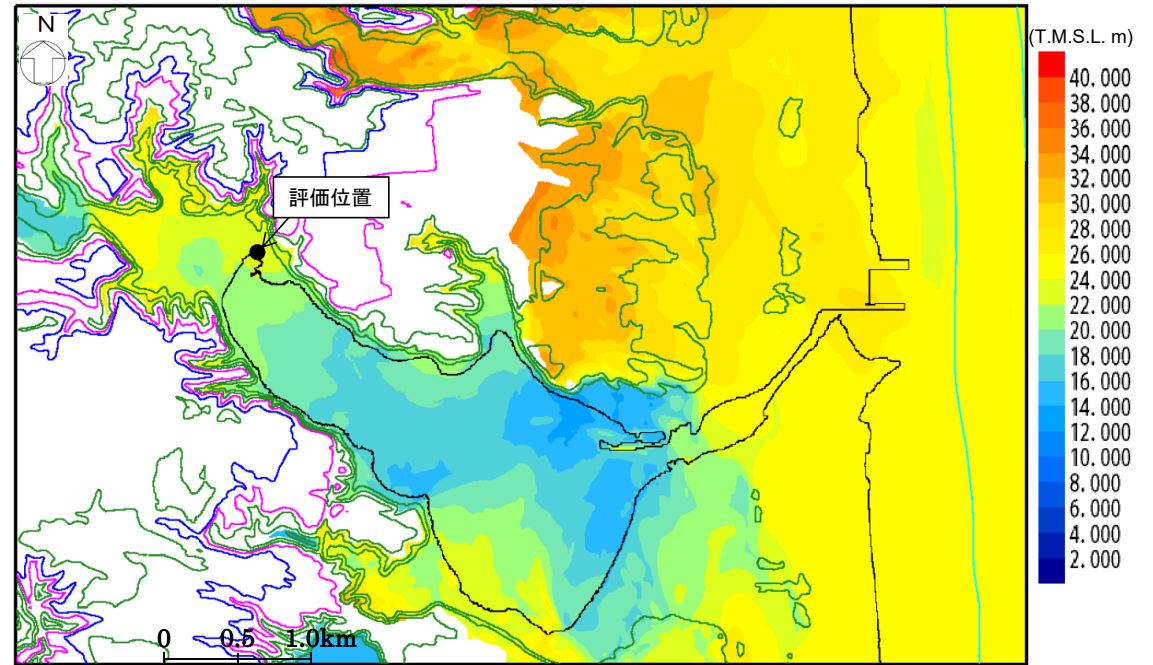
検討モデルAの解析結果



波源モデルの位置

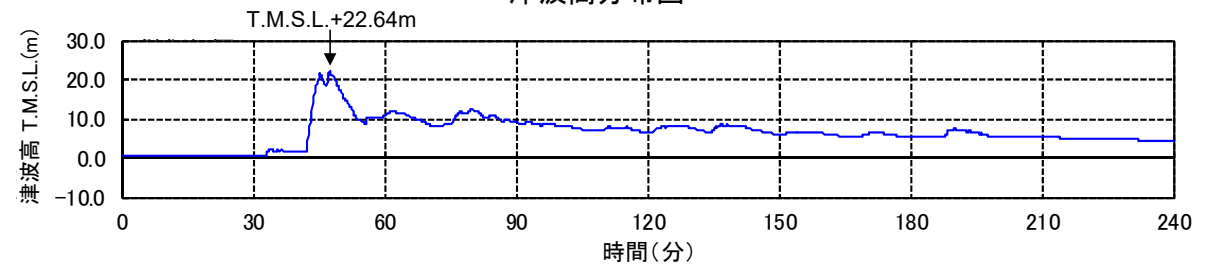
【評価位置における津波高】
T.M.S.L.+22.64m※

※朔望平均満潮位及び地殻変動量(2.45m沈降)を考慮



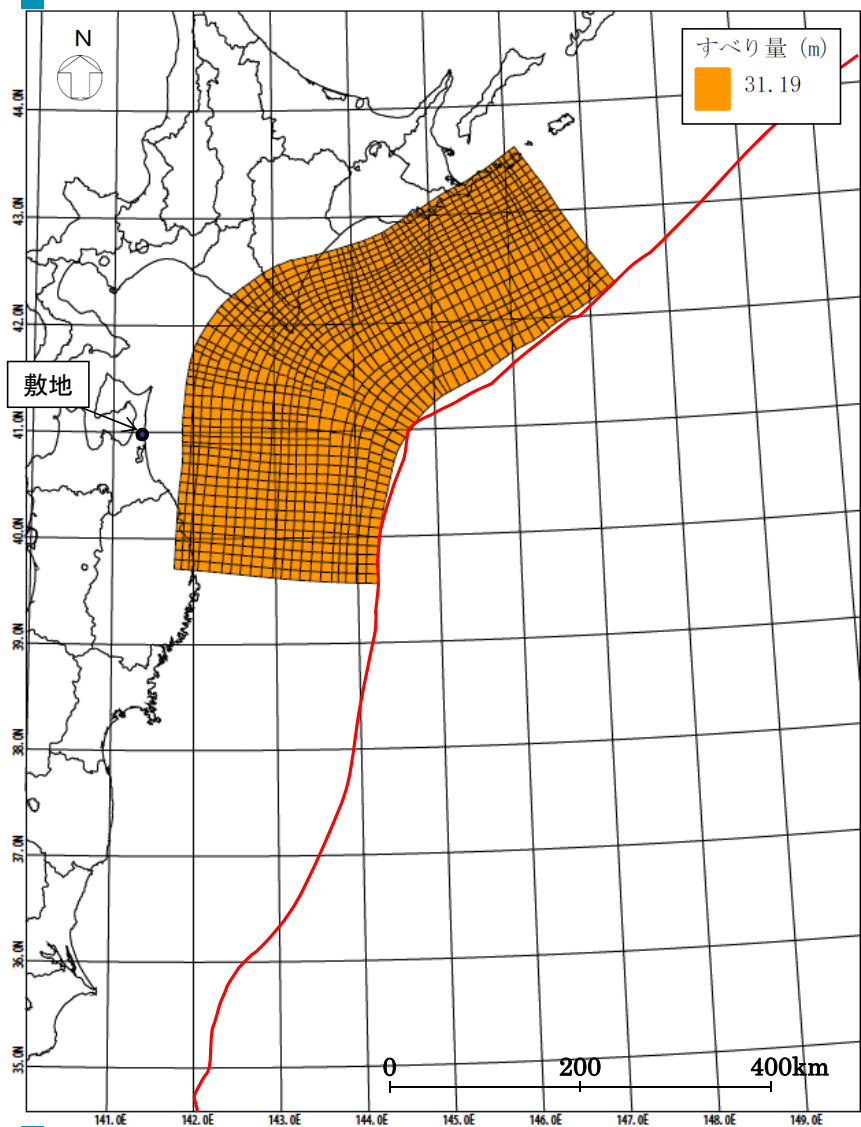
津波高分布図

※コンター線は10mピッチ



評価位置における時刻歴波形

検討モデルBの解析結果

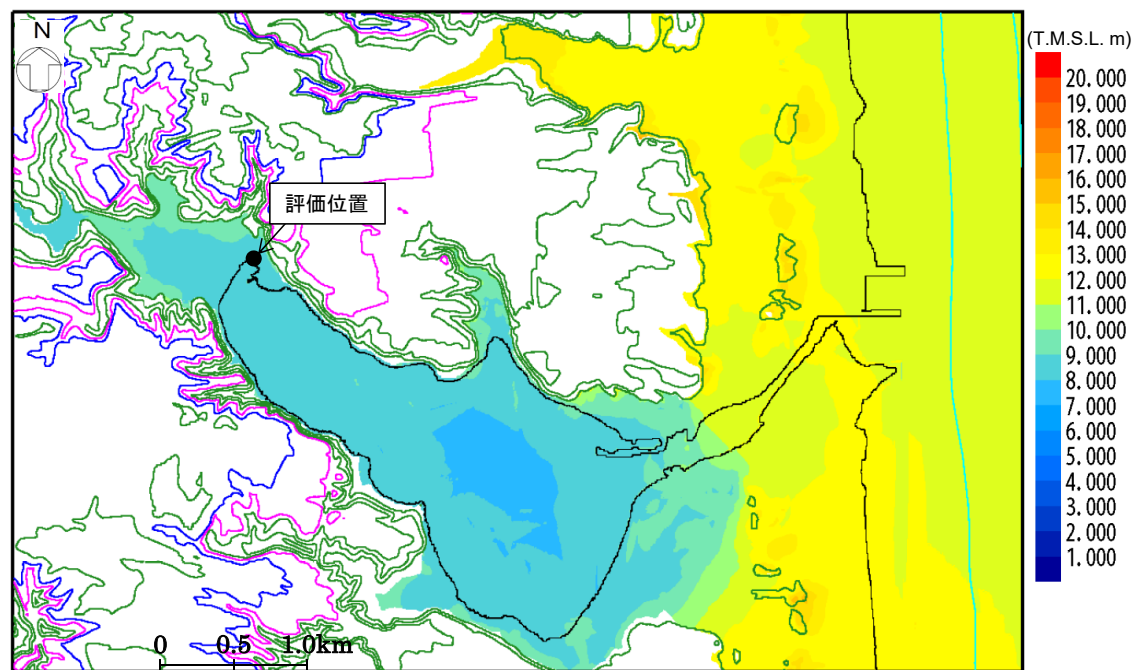


* 赤線で示す海溝軸は地震調査委員会(2004,2012)をトレース

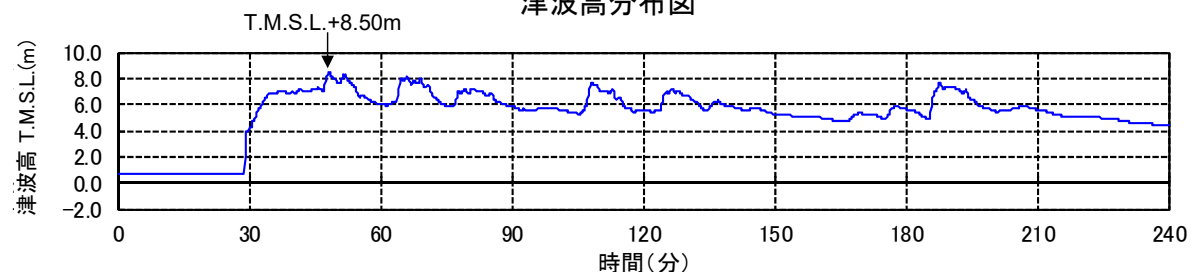
波源モデルの位置

【評価位置における津波高】
T.M.S.L.+8.50m*

※期望平均満潮位及び地殻変動量(3.32m沈降)を考慮



津波高分布図 ※コンター線は10mピッチ



評価位置における時刻歴波形

まとめ

解析結果一覧

モデル		既往知見を踏まえた 津波の評価において 津波高が最も高い ケースの波源モデル	すべり量が既往知見を大きく上回る波源モデル	
			検討モデルA (すべり量3倍)	検討モデルB (全域超大すべり域)
津波高* (T.M.S.L.m)	評価位置	4.00	22.64	8.50
	尾駮沼入り口前面	9.86	24.82	11.59
	沖合いの津波高確認位置	7.60	20.61	10.84

* 期望平均満潮位及び地殻変動量を考慮した各地点における津波高を記載

すべり量が既往知見を大きく上回る波源モデルによる検討の結果、津波が本施設の設置される敷地に到達する可能性はない。

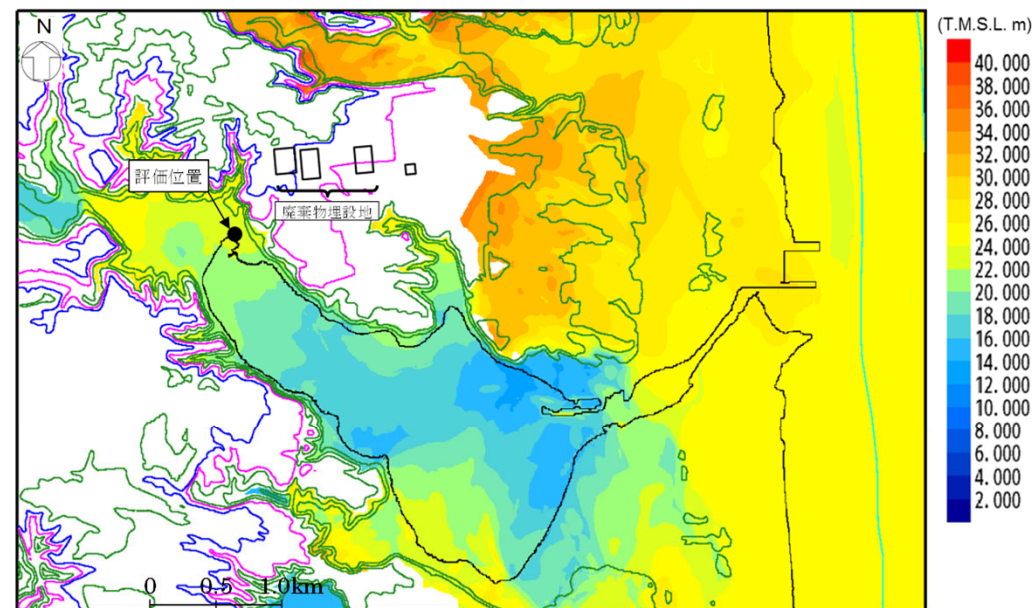
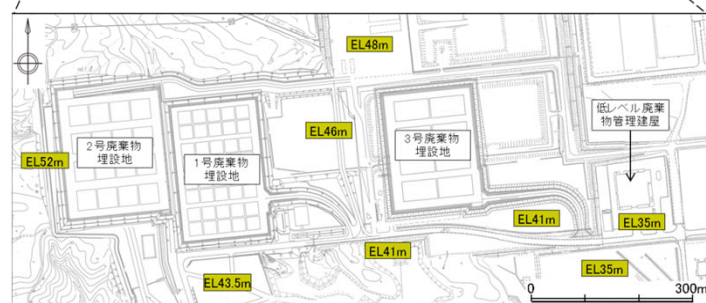
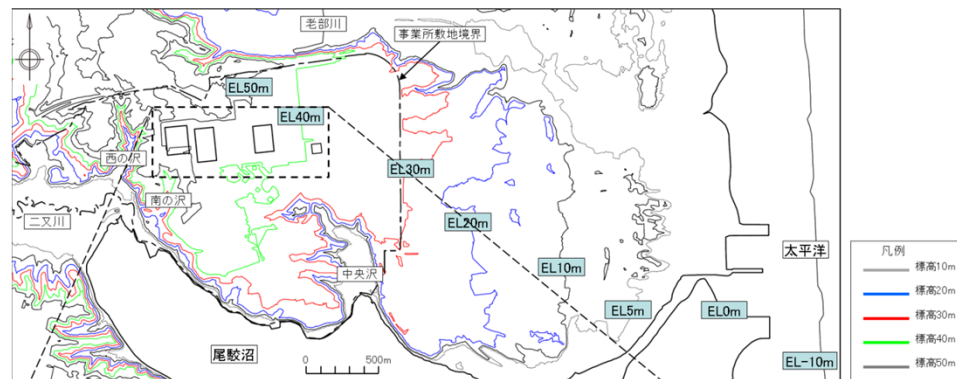
4. 本施設の安全性評価

4.2 まとめ

【評価位置における津波高】

T.M.S.L. +22.64m*1

*1: 朔望平均満潮位及び地盤変動量(2.45m沈降)を考慮

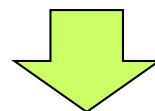


津波高分布図

*コンター線は10mピッチ

すべり量が既往知見を大きく上回る波源モデルの検討モデルAにおける津波高分布図

➤ すべり量が既往知見を大きく上回る波源モデルによる検討の結果、津波は埋設地に到達していない。



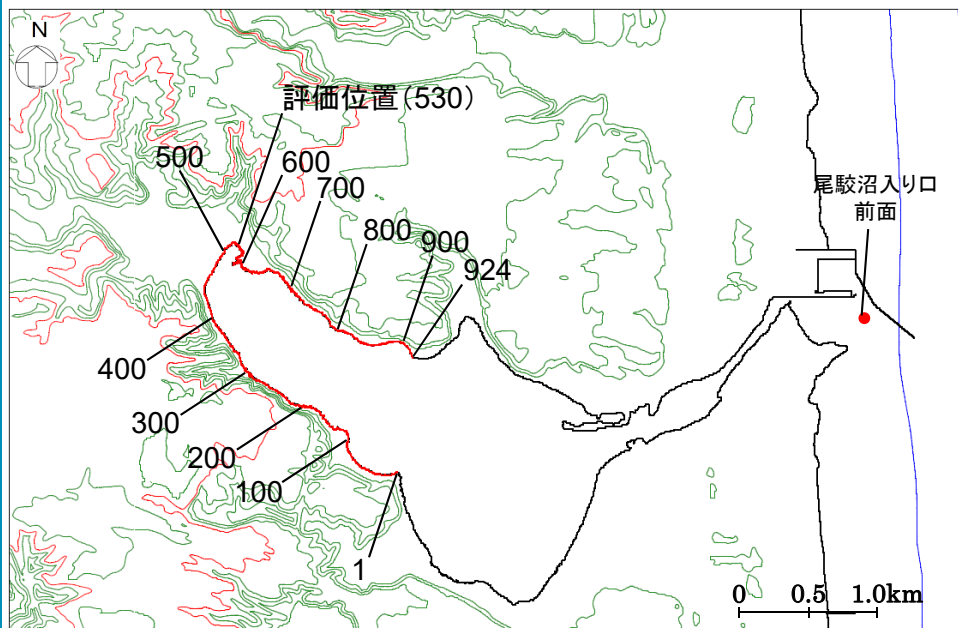
津波によって、安全機能が損なわれるおそれはないことから、耐津波設計は不要である。

参考資料

- i. 尾駮沼沿いの津波高に係る補足
- ii. 尾駮沼内の津波高に係る考察
- iii. 尾駮沼内の固有周期に係る検討
- iv. 防波堤の有無による影響に係る検討
- v. すべり量が既往知見を大きく上回る波源モデルによる検討に係る補足
- vi. 津波の伝播特性に係る検討
- vii. 陸上地すべり地形に係る文献調査
- viii. 海底地すべりに係る補足
- ix. 「日本海溝沿いの地震活動の長期評価」(地震調査委員会(2019))のこれまでの津波の評価内容への影響について

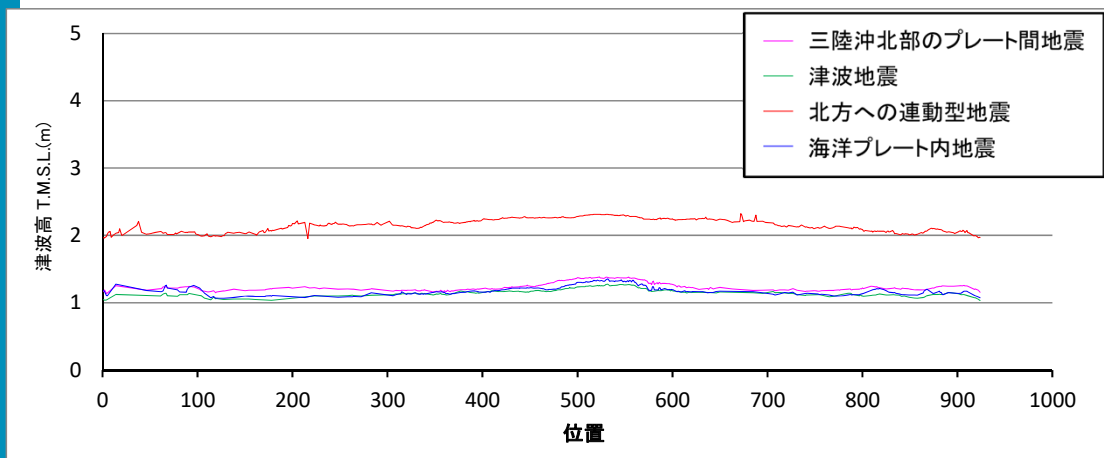
i. 尾駁沼沿いの津波高に係る補足

各地震タイプの波源モデルの解析結果(津波高)



※コンター線は10mピッチ

- ▶ 各地震タイプの波源モデルの尾駁沼沿岸の解析結果を比較すると、北方への連動型地震が最大であることが確認される。
- ▶ また、尾駁沼入り口前面の津波高を見ても、北方への連動型地震が最大である。



尾駁沼沿いの津波高

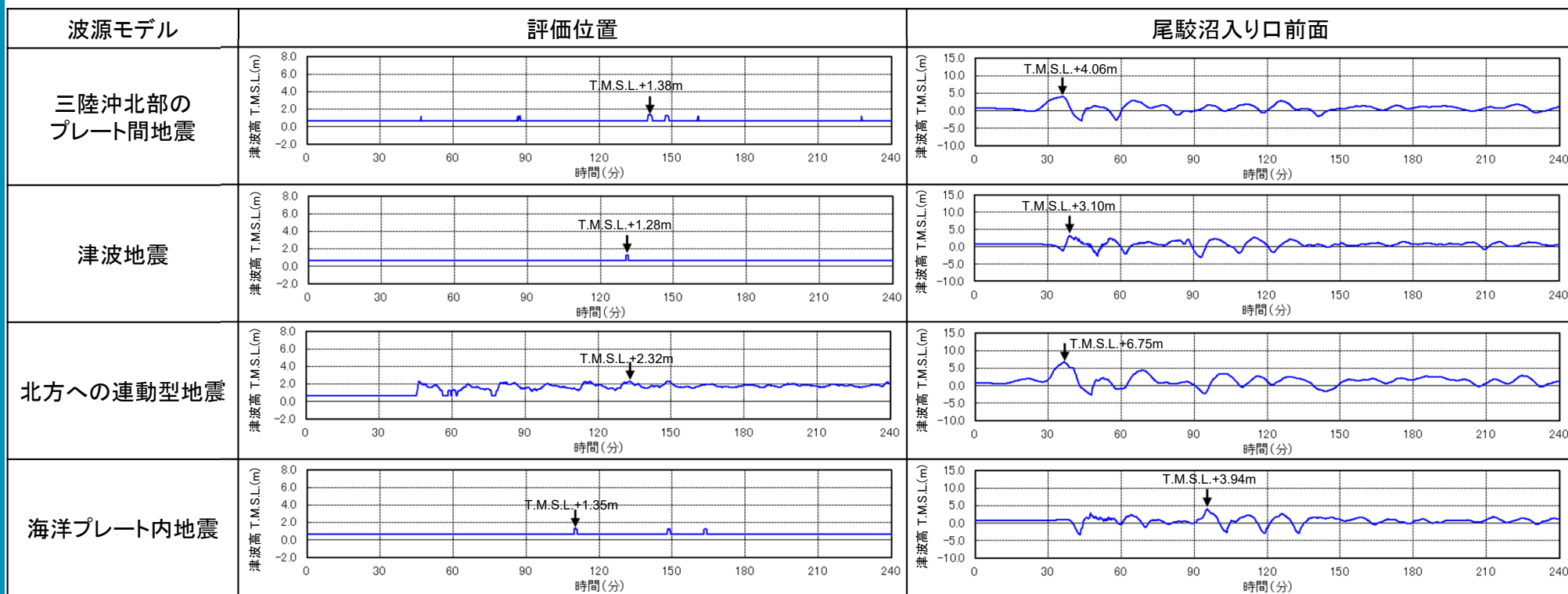
津波高 * (T.M.S.L.m)

	評価位置	尾駁沼入り口前面
三陸沖北部のプレート間地震	1.38	4.06
津波地震	1.28	3.10
北方への連動型地震	2.32	6.75
海洋プレート内地震	1.35	3.94

* 朔望平均満潮位及び地殻変動量を考慮した各地点における津波高を記載

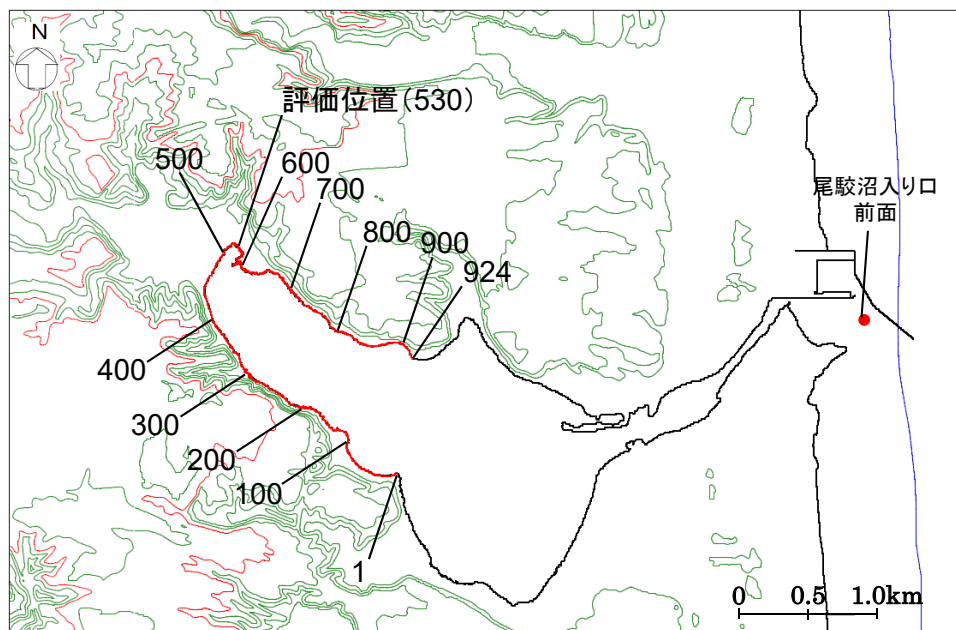
i. 尾鷲沼沿いの津波高に係る補足

各地震タイプの波源モデルの解析結果(時刻歴波形)



i. 尾駁沼沿いの津波高に係る補足

北方への連動型地震の波源特性及び波源位置の不確かさに係る解析結果(津波高)

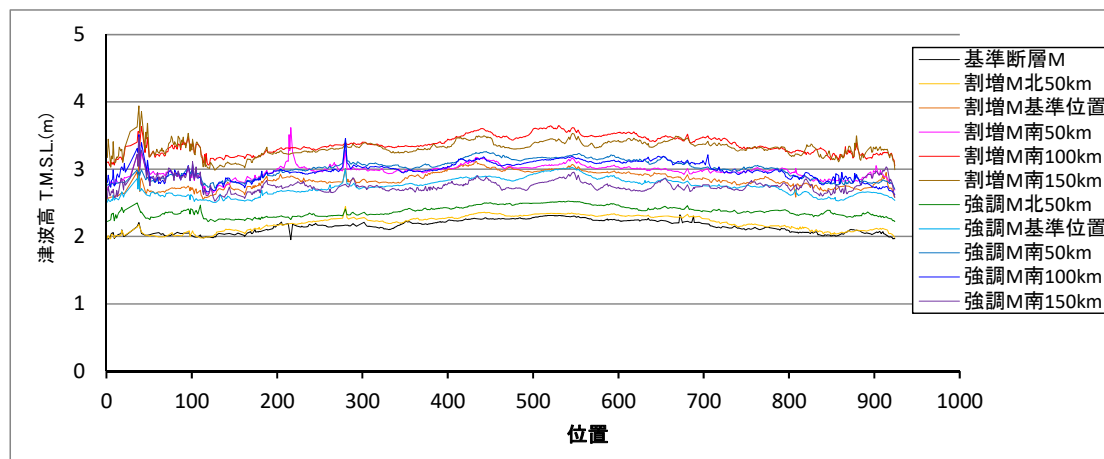


※コンター線は10mピッチ

- ▶ プレート間地震の北方への連動型地震の波源特性及び波源位置の不確かさに係る検討の各ケースの尾駁沼沿岸の解析結果を比較すると、評価位置をはじめとするほとんどの箇所で、すべり量割増モデルを南へ約100km移動させたケースが最大であることが確認される。
- ▶ また、尾駁沼入り口前面の津波高を見ても、同ケースが最大である。

津波高*(T.M.S.L.m)

		評価位置	尾駁沼入り口前面
基準断層モデル		2.32	6.75
すべり量割増モデル	北へ約50km移動	2.35	5.69
	基準位置	3.01	7.90
	南へ約50km移動	3.07	8.22
	南へ約100km移動	3.65	8.80
	南へ約150km移動	3.45	5.92
海溝側強調モデル	北へ約50km移動	2.52	7.37
	基準位置	3.00	8.19
	南へ約50km移動	3.17	7.85
	南へ約100km移動	3.16	6.48
	南へ約150km移動	2.87	5.51

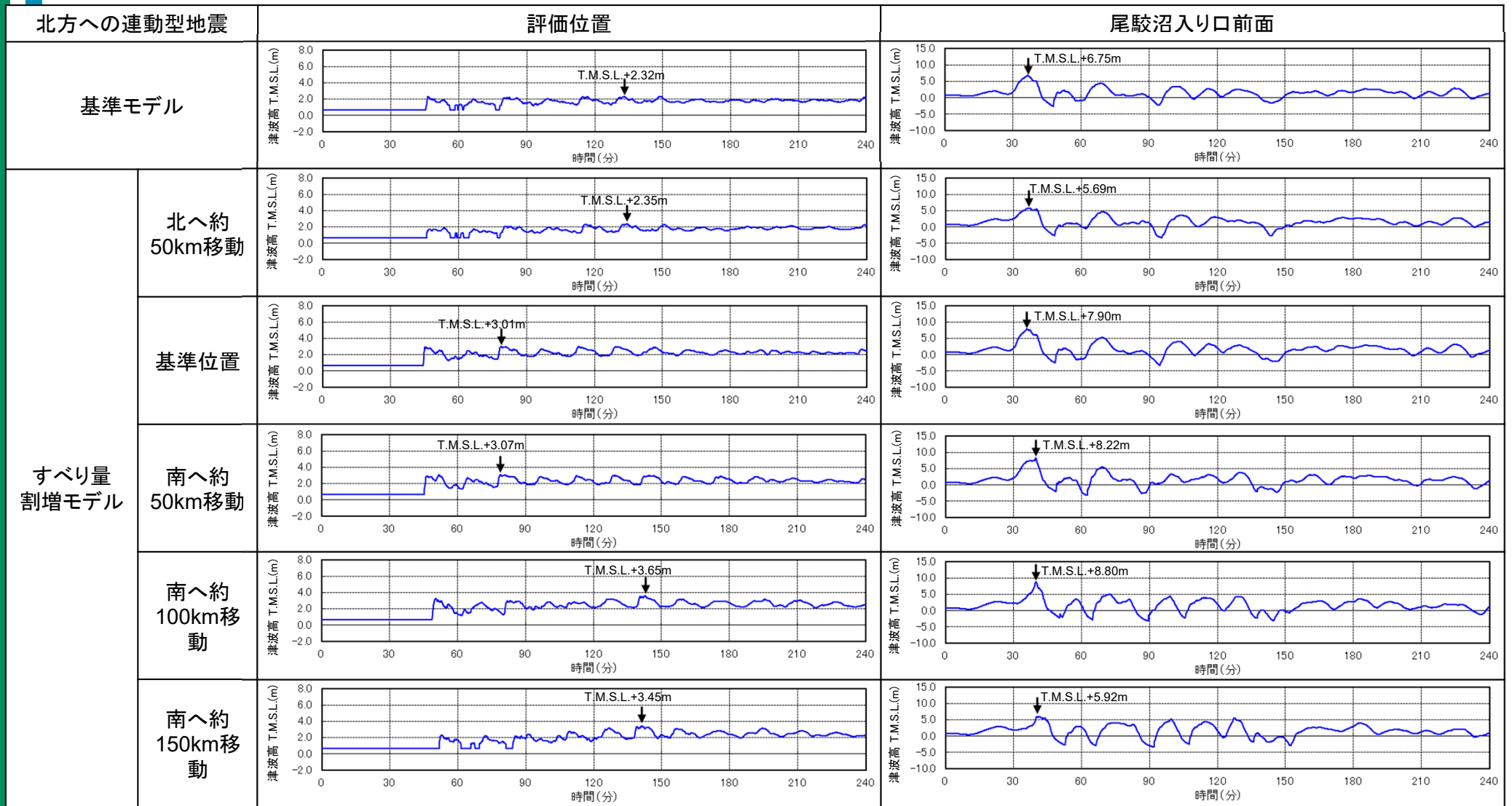


尾駁沼沿いの津波高

* 朔望平均満潮位及び地殻変動量を考慮した各地点における津波高を記載

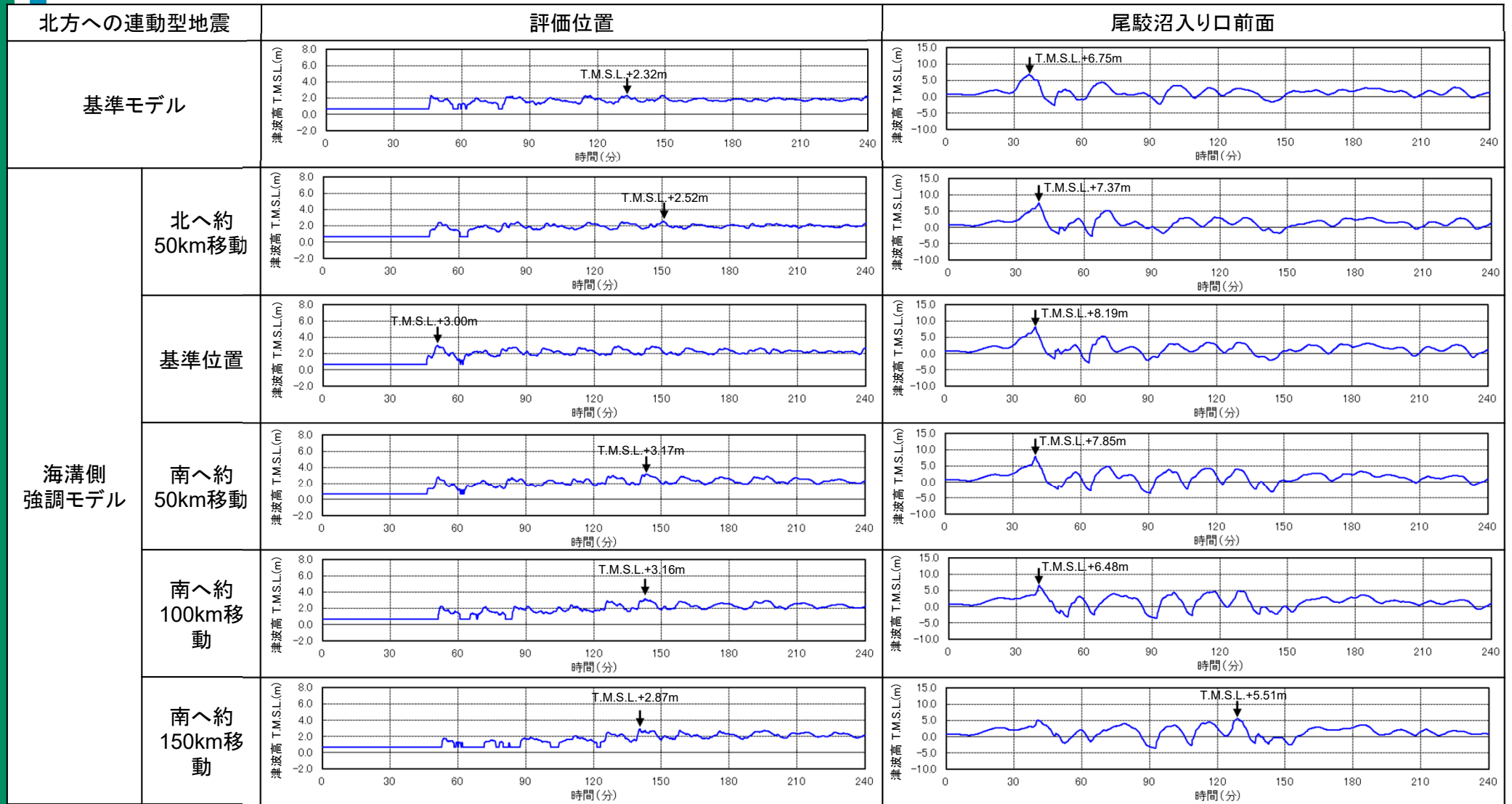
i. 尾駁沼沿いの津波高に係る補足

北方への連動型地震の波源特性及び波源位置の不確かさに係る解析結果(時刻歴波形①)



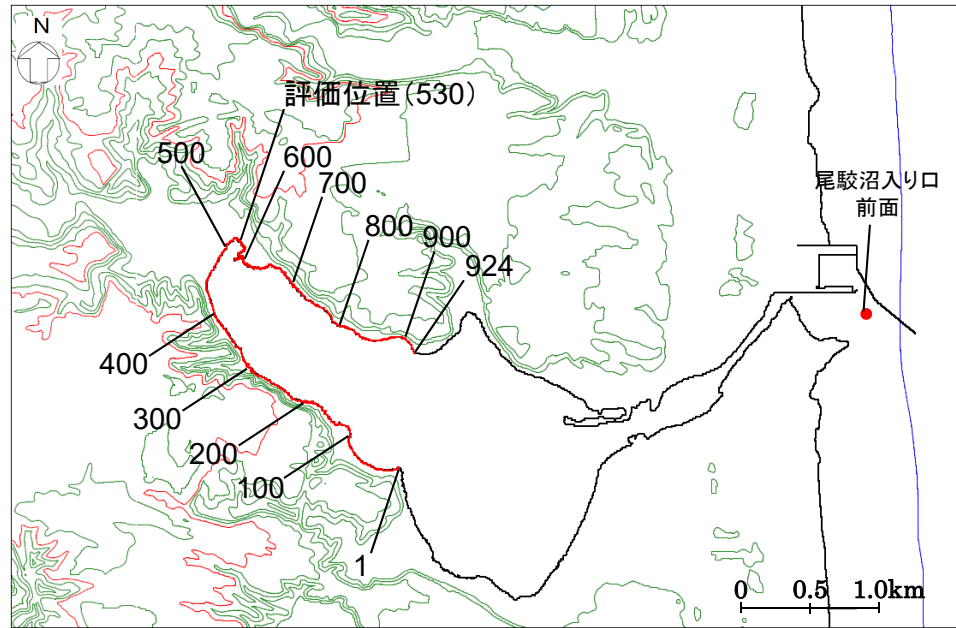
i. 尾駁沼沿いの津波高に係る補足

北方への連動型地震の波源特性及び波源位置の不確かさに係る解析結果(時刻歴波形②)



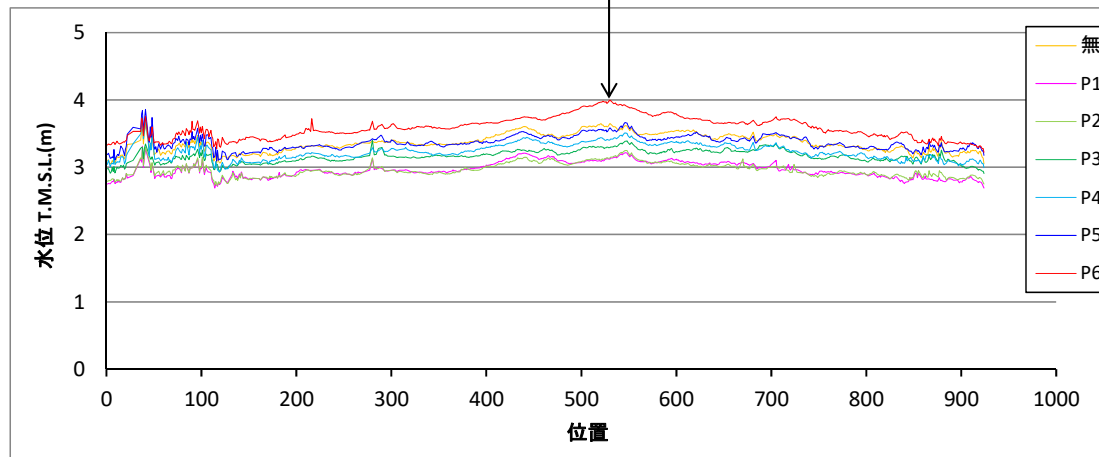
i. 尾駁沼沿いの津波高に係る補足

北方への連動型地震の破壊開始点の不確かさに係る解析結果(津波高)



※コンター線は10mピッチ

津波高: T.M.S.L.+4.00m(評価位置(530))



尾駁沼沿いの津波高

- プレート間地震の北方への連動型地震の破壊開始点の不確かさに係る検討の各ケースの尾駁沼沿岸の解析結果を比較すると、評価位置をはじめとするほとんどの箇所で、破壊開始点をP6と設定したケースが最大であることが確認される。
- また、尾駁沼入り口前面の津波高を見ても、同ケースが最大である。

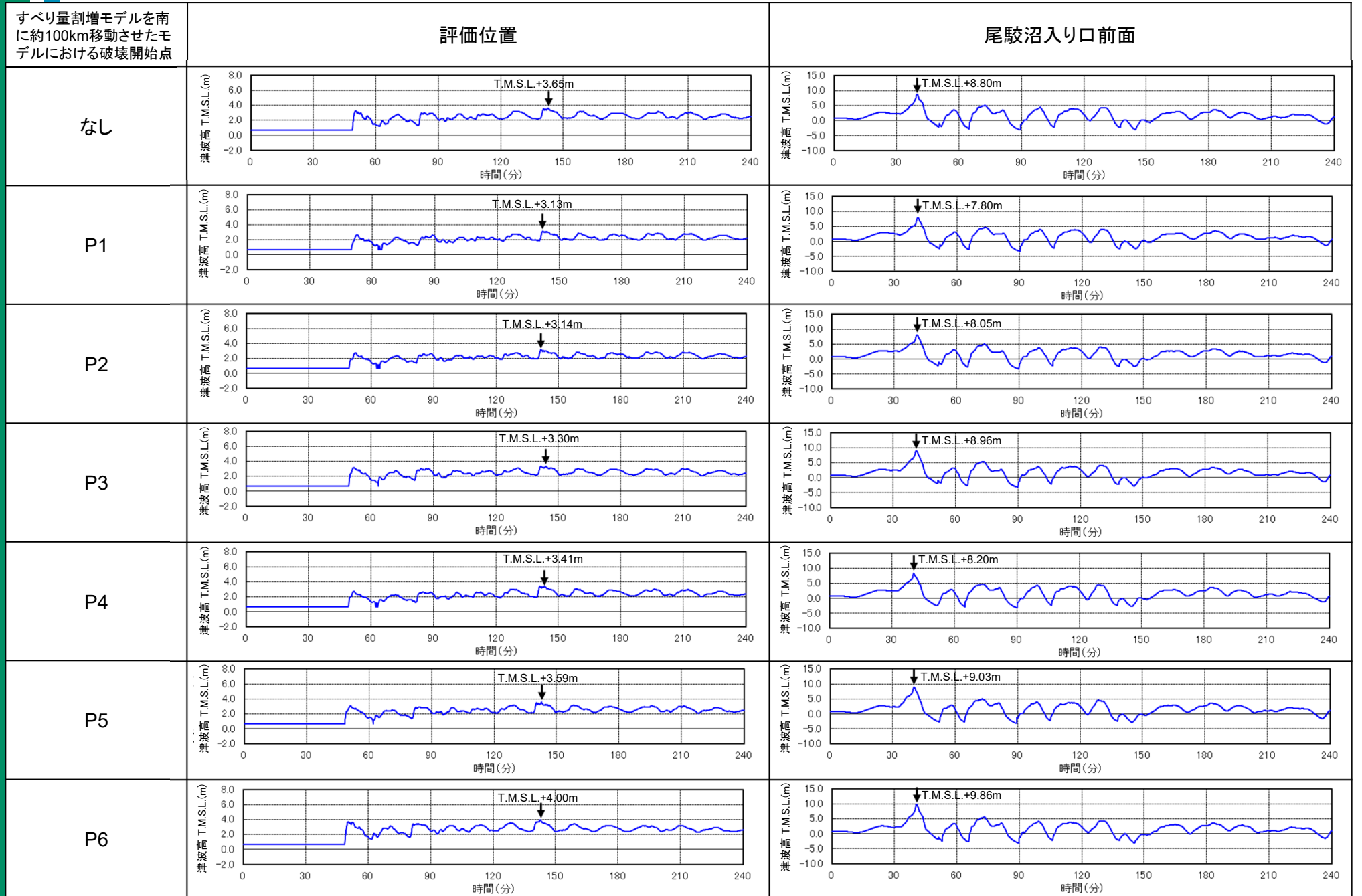
津波高*(T.M.S.L.m)

	評価位置	尾駁沼入り口前面
無	3.65	8.80
P1	3.13	7.80
P2	3.14	8.05
P3	3.30	8.96
P4	3.41	8.20
P5	3.59	9.03
P6	4.00	9.86

* 期望平均満潮位及び地殻変動量を考慮した各地点における津波高を記載

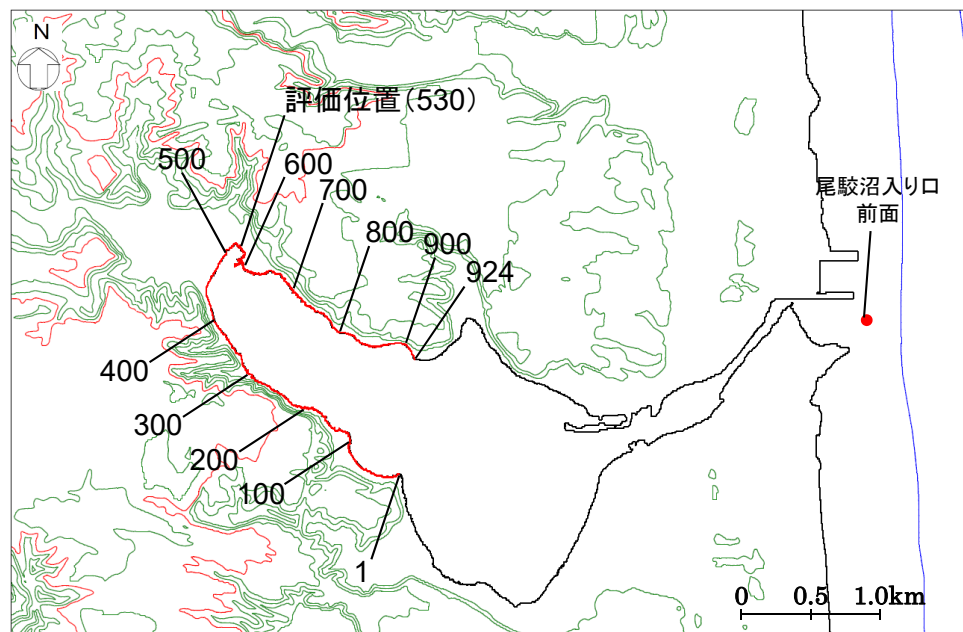
i. 尾駁沼沿いの津波高に係る補足

北方への連動型地震の破壊開始点の不確かさに係る解析結果(時刻歴波形)

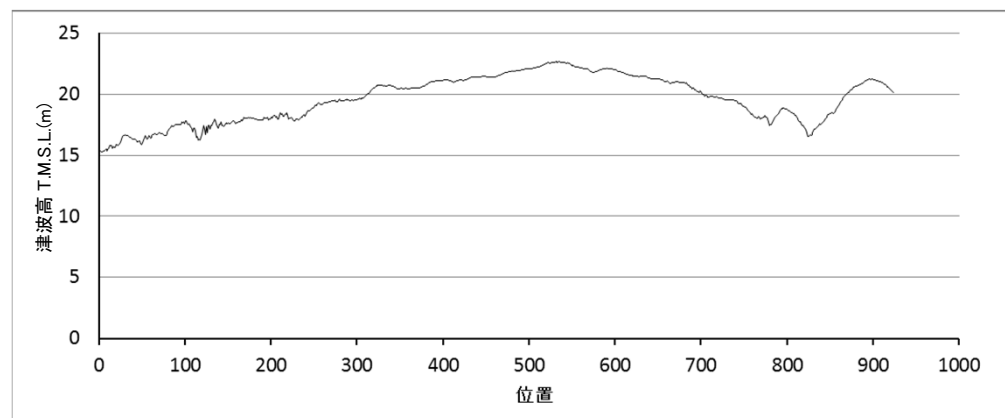


i. 尾駁沼沿いの津波高に係る補足

すべり量が既往知見を大きく上回る波源モデルのうち検討モデルA(すべり量3倍)に係る解析結果



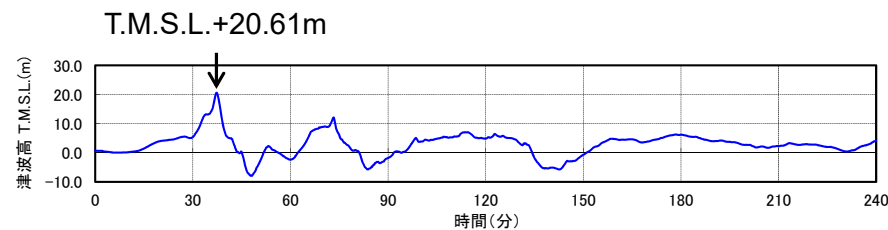
※コンター線は10mピッチ



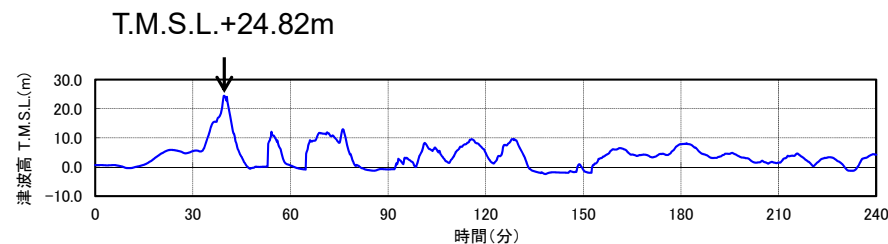
尾駁沼沿いの津波高

【時刻歴波形】

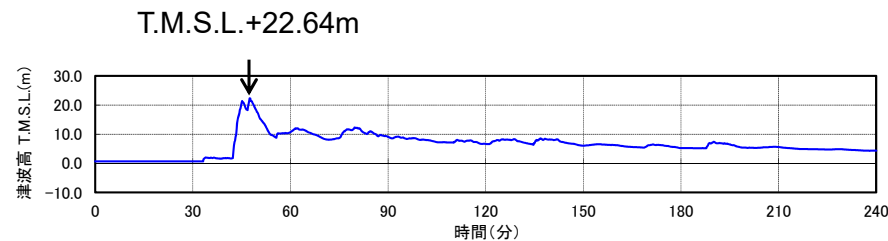
< 沖合いの津波高確認位置 >



< 尾駁沼入り口前面 >

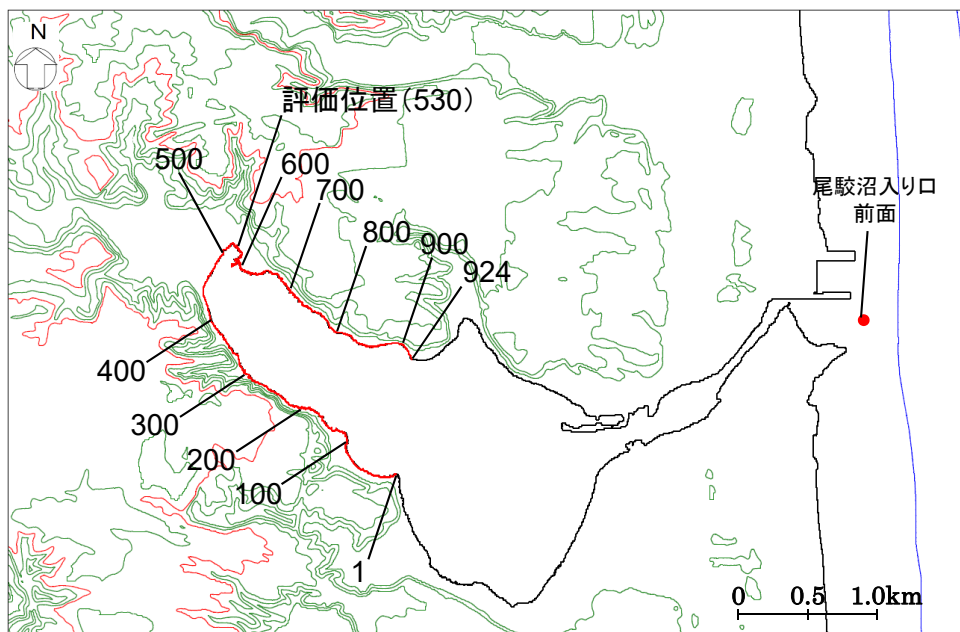


< 評価位置 >

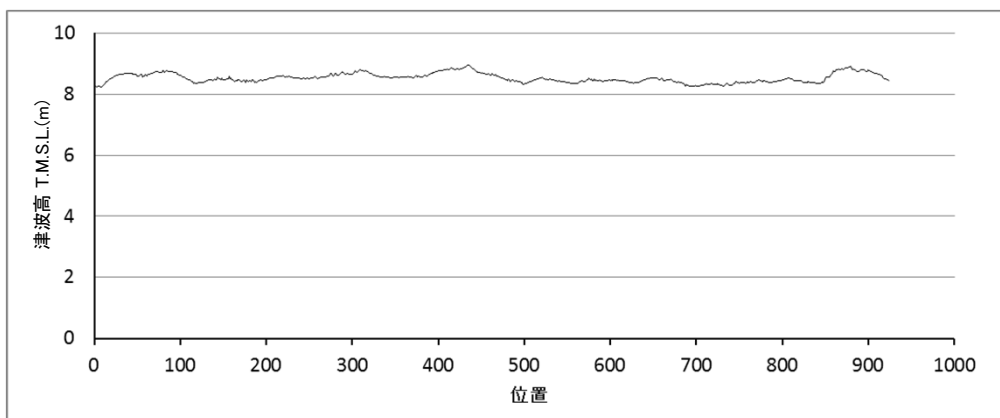


i. 尾駁沼沿いの津波高に係る補足

すべり量が既往知見を大きく上回る波源モデルのうち検討モデルB(全域超大すべり域)に係る解析結果



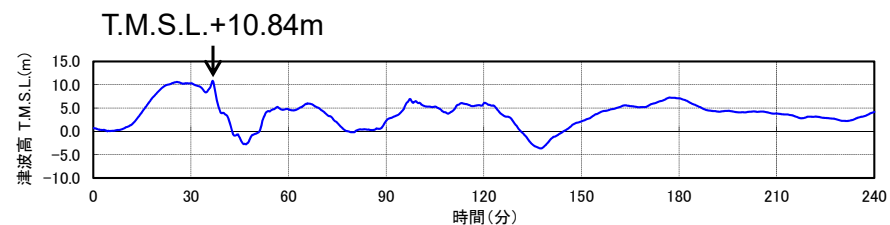
※コンター線は10mピッチ



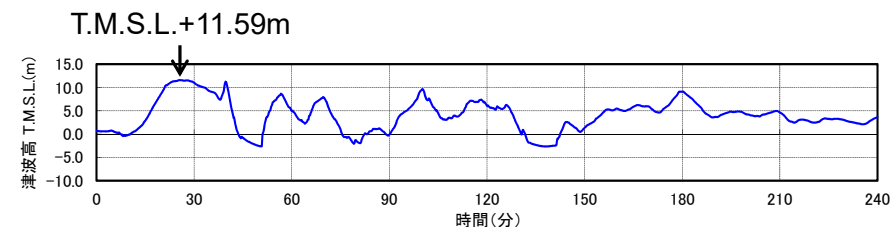
尾駁沼沿いの津波高

【時刻歴波形】

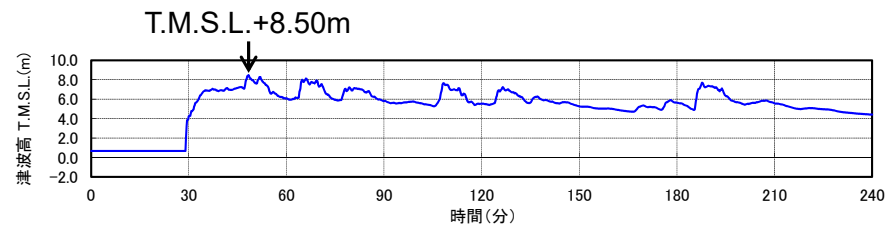
<沖合いの津波高確認位置>



<尾駁沼入り口前面>

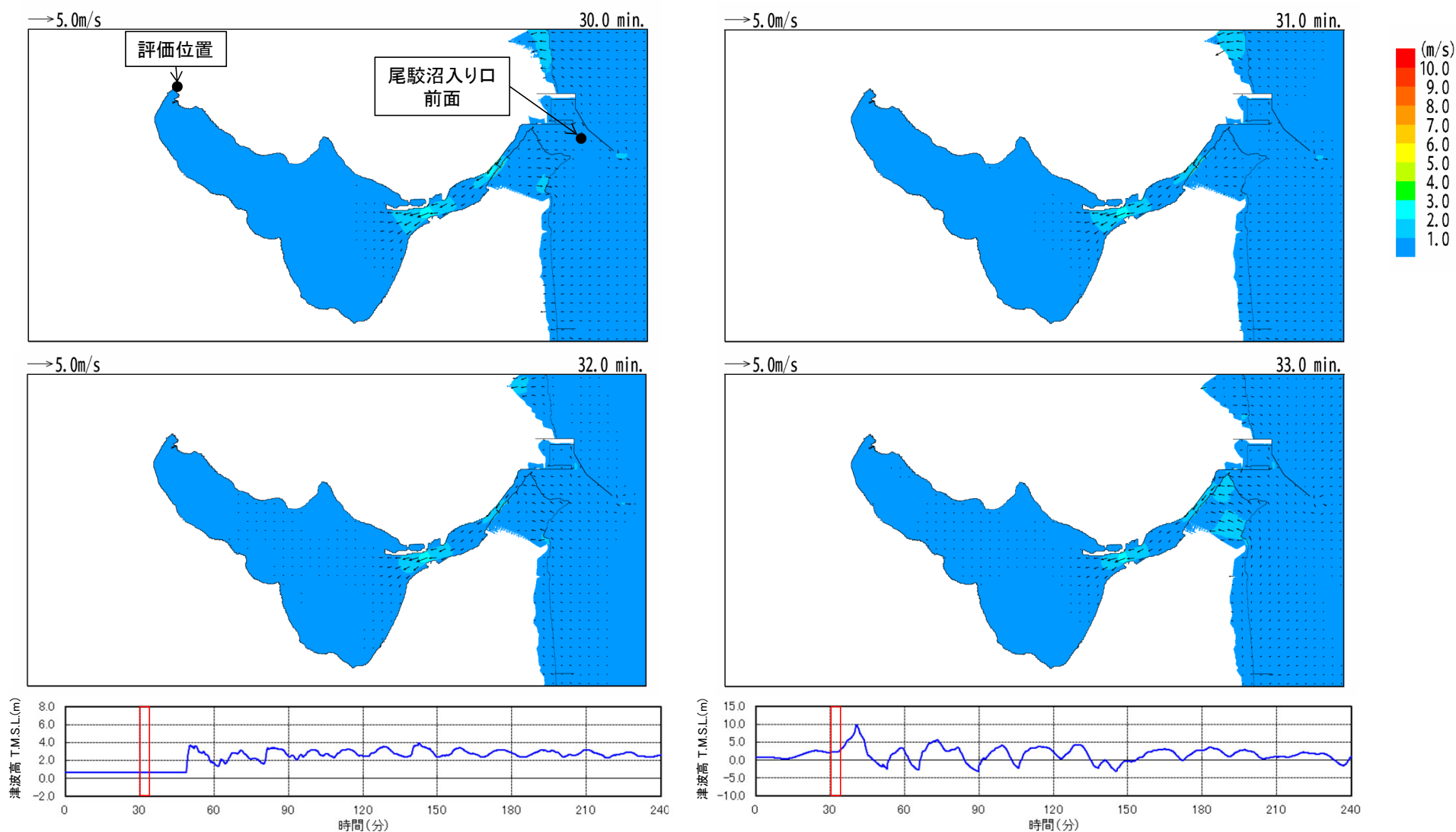


<評価位置>



ii. 尾駿沼内の津波高に係る考察

流速ベクトル図(30分~33分)



評価位置における時刻歴波形

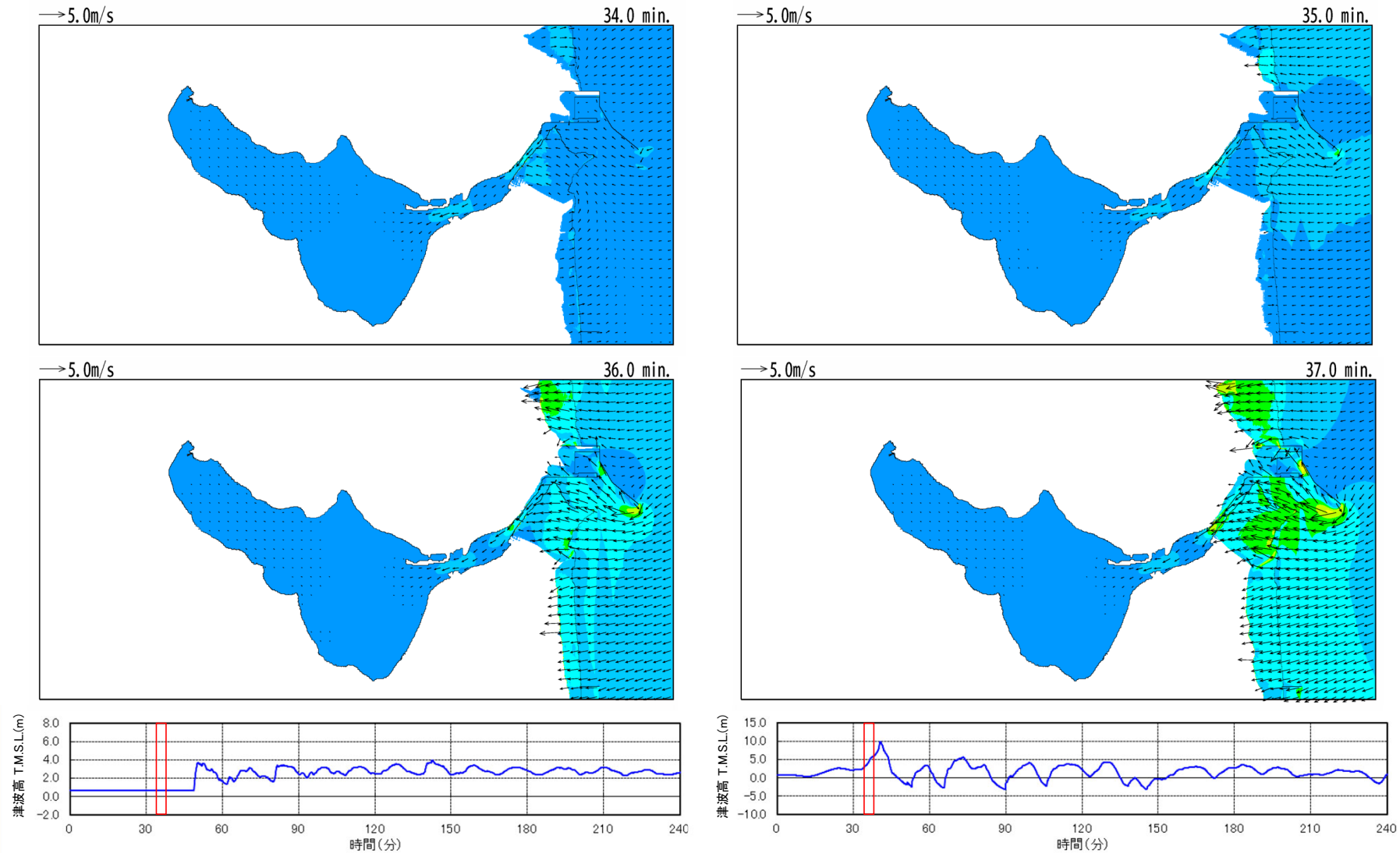
尾駿沼入り口前面における時刻歴波形

既往知見を踏まえた津波の評価において津波高が最も高いケースにおいて、各時刻における流速ベクトル図※を作成し、尾駿沼内の津波高に係る考察を行った。なお、流速ベクトル図を作成する時刻は、評価位置及び尾駿沼入り口前面に第1波が到達する前後の30分~60分とした。

※流速ベクトルについては、0.1m/s以上のものについて表示

ii. 尾駁沼内の津波高に係る考察

流速ベクトル図(34分~37分)

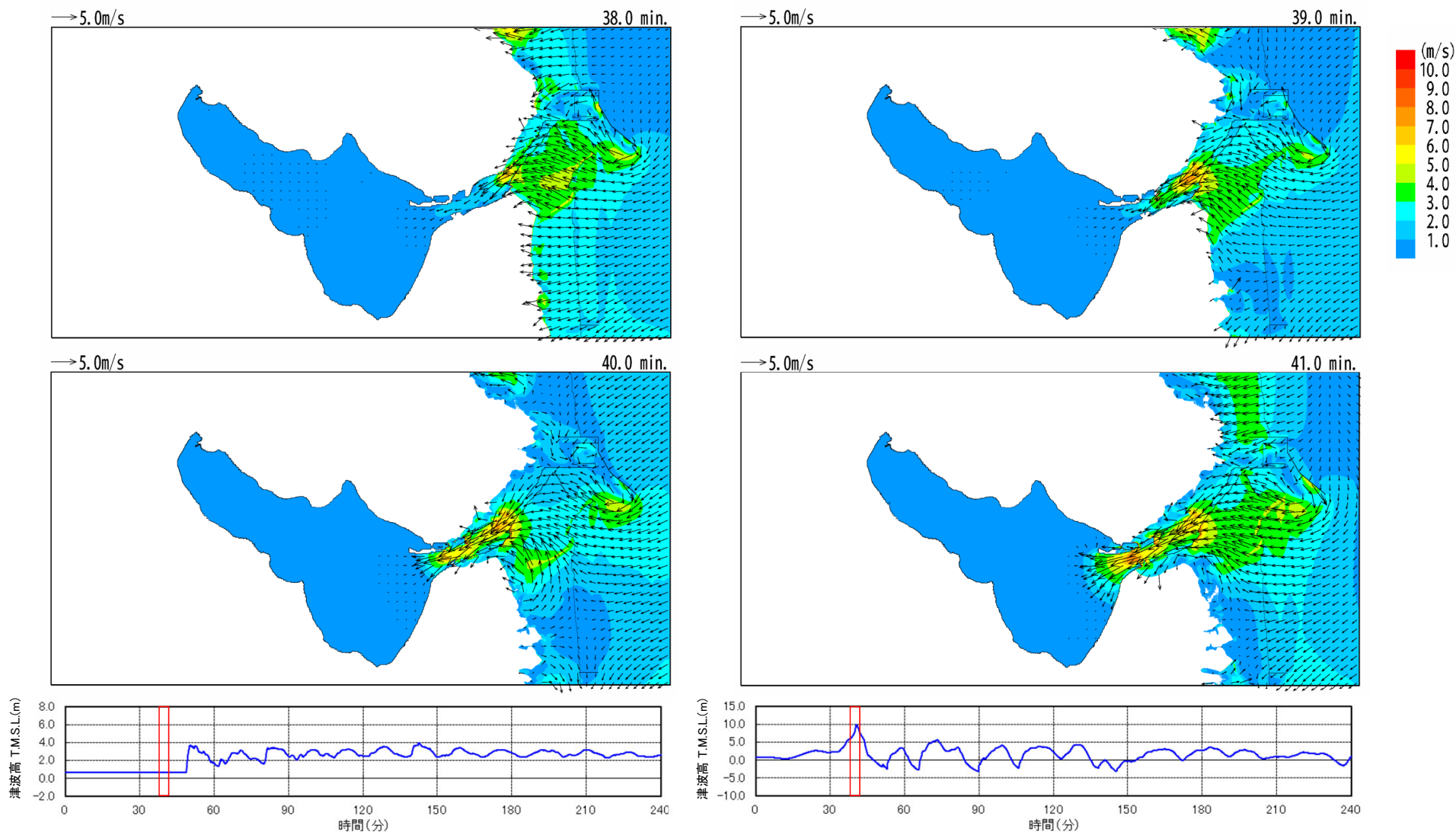


評価位置における時刻歴波形

尾駁沼入り口前面における時刻歴波形

ii. 尾駁沼内の津波高に係る考察

流速ベクトル図(38分~41分)

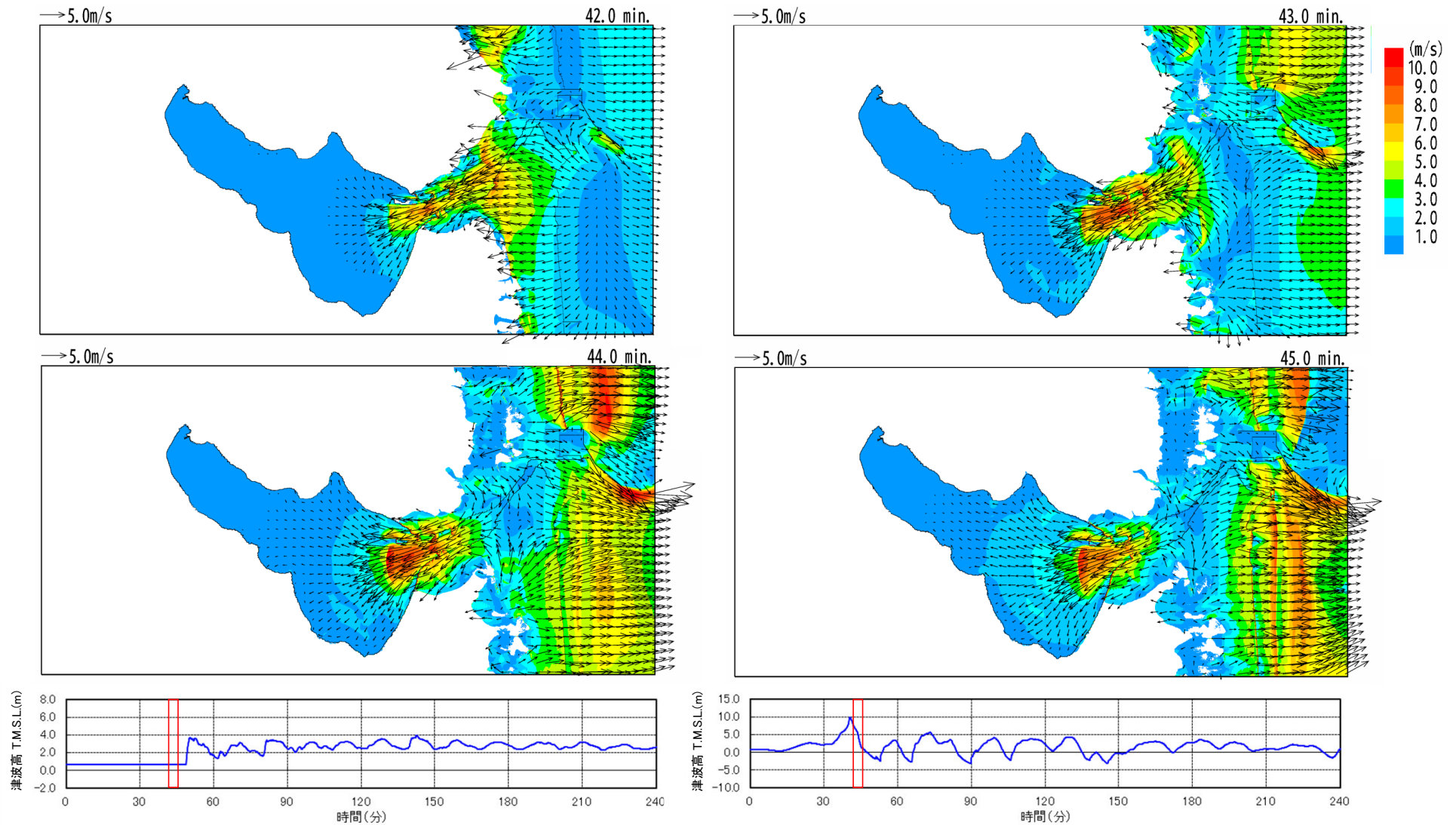


評価位置における時刻歴波形

尾駁沼入り口前面における時刻歴波形

ii. 尾駁沼内の津波高に係る考察

流速ベクトル図(42分~45分)

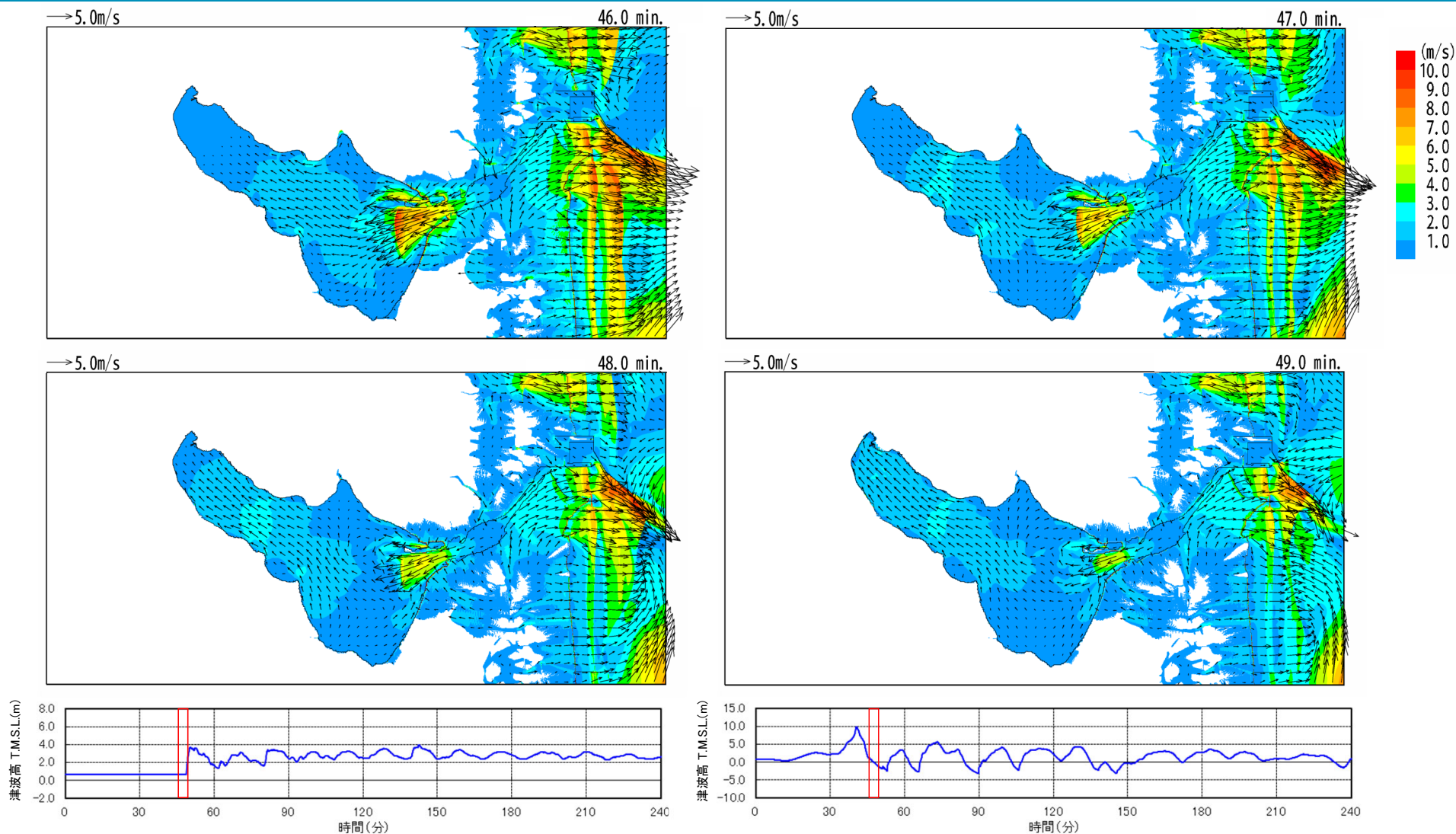


評価位置における時刻歴波形

尾駁沼入り口前面における時刻歴波形

ii. 尾駁沼内の津波高に係る考察

流速ベクトル図(46分~49分)

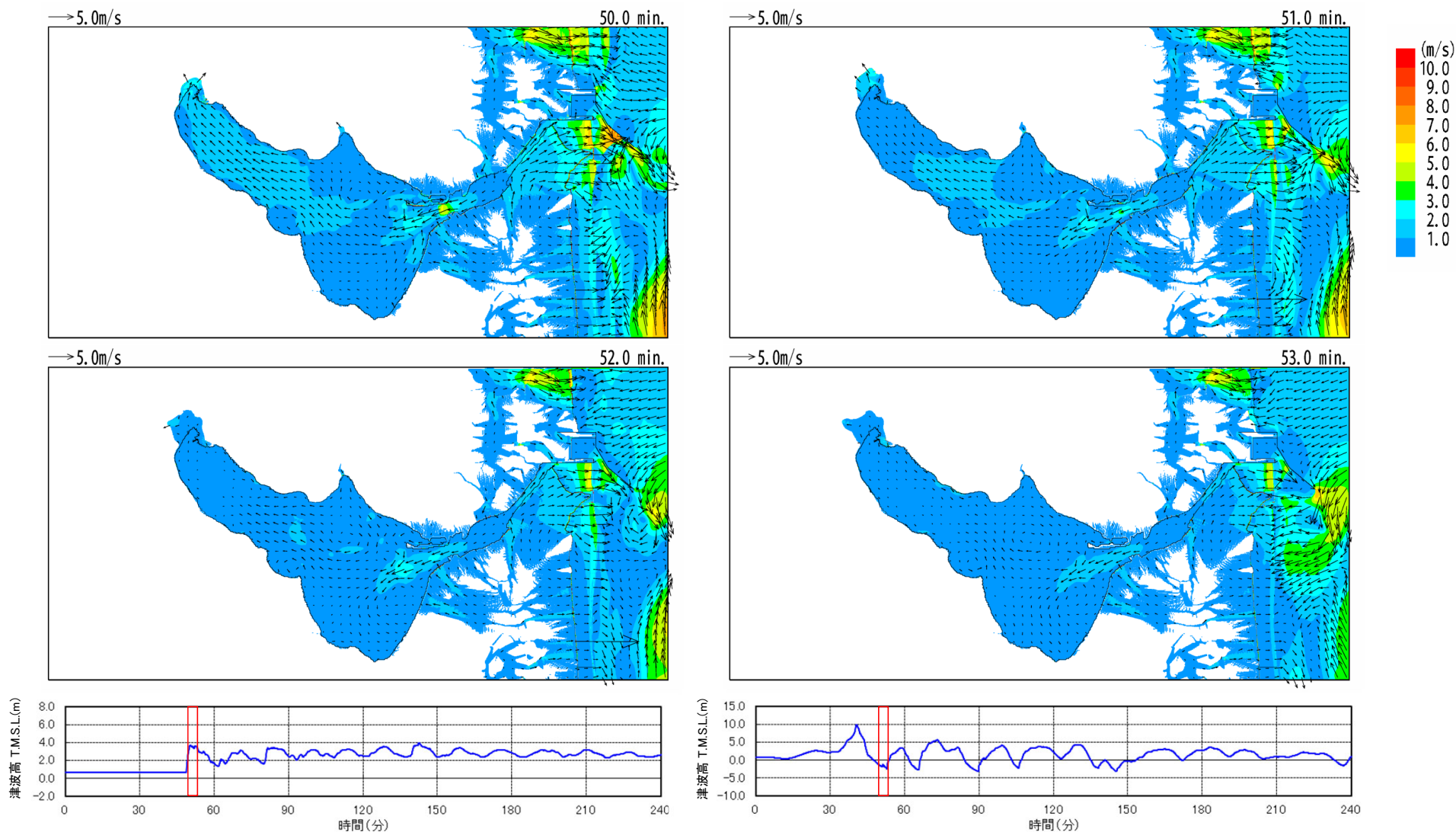


評価位置における時刻歴波形

尾駁沼入り口前面における時刻歴波形

ii. 尾駁沼内の津波高に係る考察

流速ベクトル図(50分~53分)

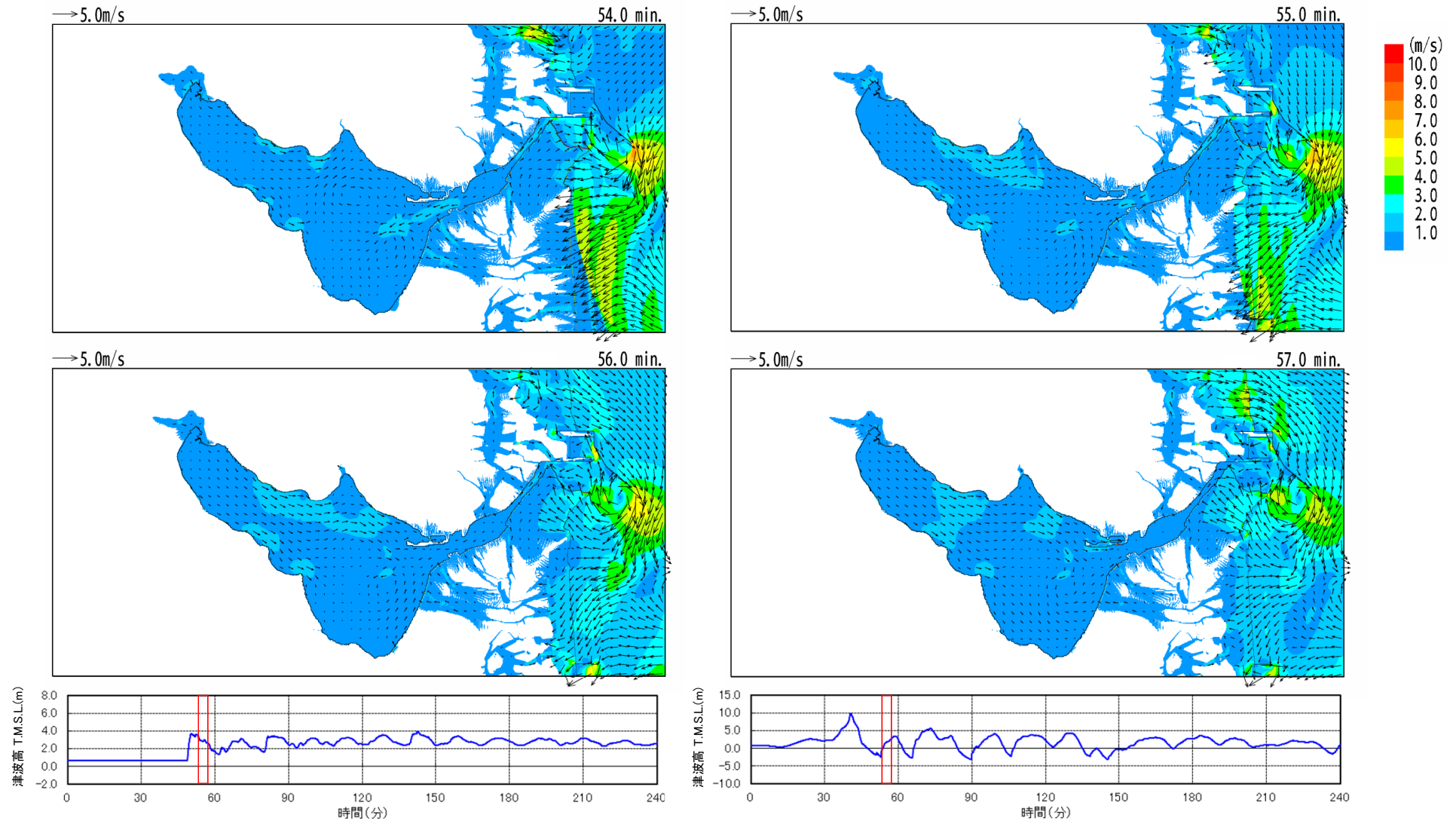


評価位置における時刻歴波形

尾駁沼入り口前面における時刻歴波形

ii. 尾駁沼内の津波高に係る考察

流速ベクトル図(54分~57分)

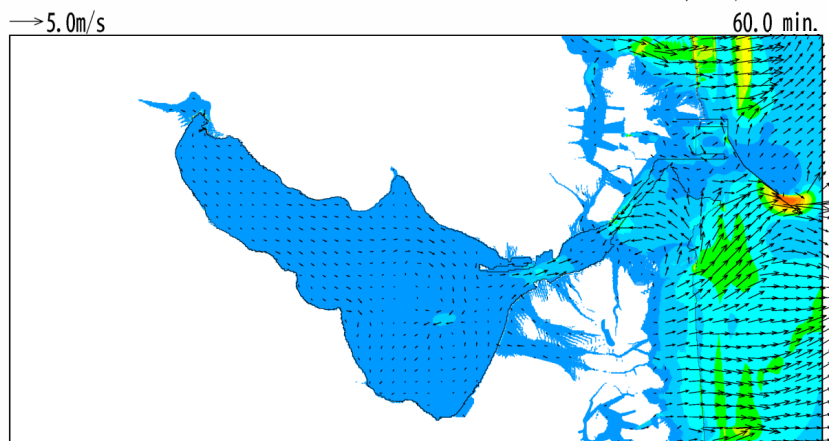
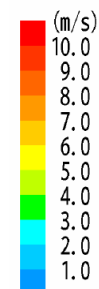
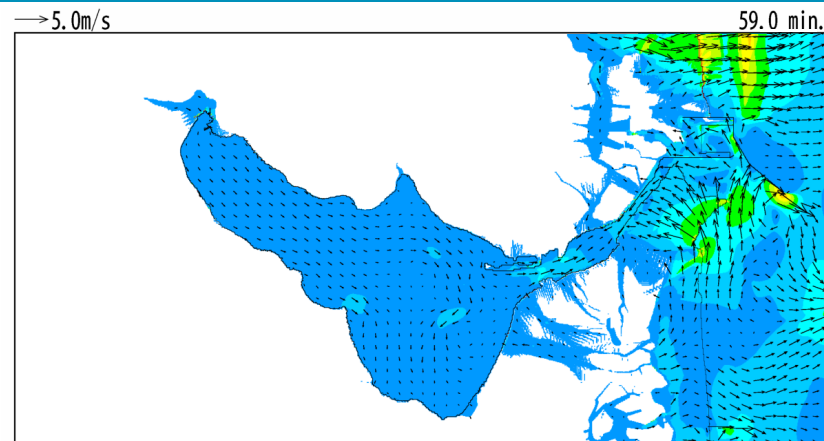
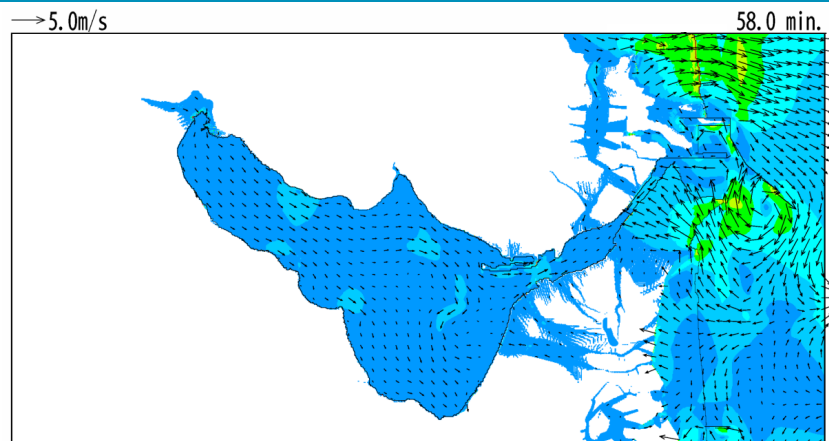


評価位置における時刻歴波形

尾駁沼入り口前面における時刻歴波形

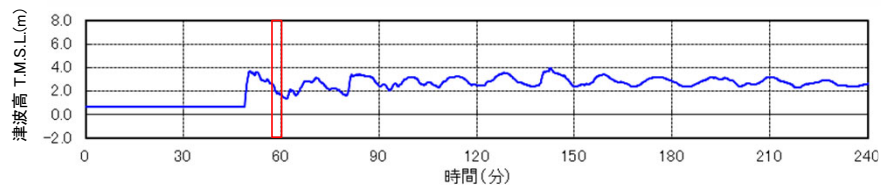
ii. 尾駁沼内の津波高に係る考察

流速ベクトル図(58分~60分)

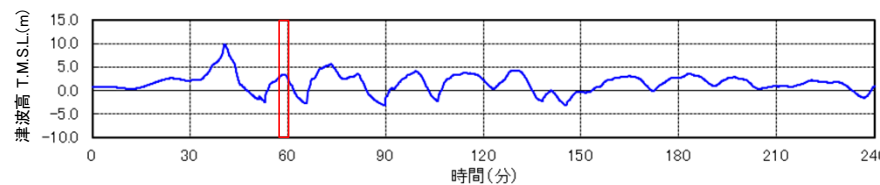


【尾駁沼内の津波高に係る考察】

- 流速ベクトル図を見ると、尾駁沼に流入してきた波が多方向に分散していく様子が確認され、流速については、尾駎沼入り口部付近では速いが、沼奥に伝播するにつれて徐々に遅くなることも確認される。
- このことが、尾駎沼内の津波高が高くない要因であると考えられる。



評価位置における時刻歴波形

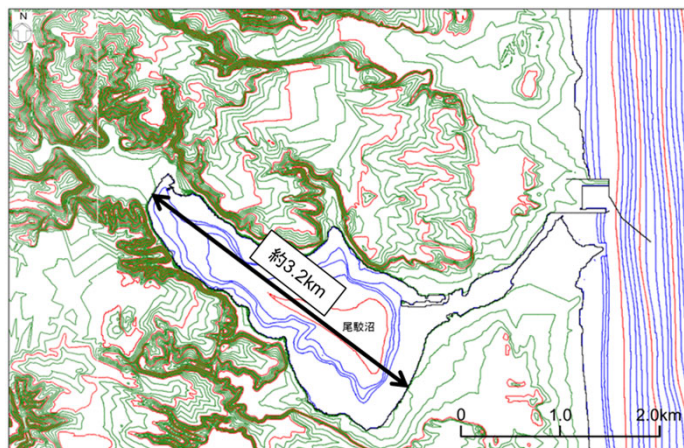


尾駎沼入り口前面における時刻歴波形

iii. 尾駁沼内の固有周期に係る検討

尾駁沼内の固有周期の算出

- 敷地の接する尾駁沼内の固有周期について算出するにあたり、尾駁沼を水の外海との出入りがある湾と考えた場合のメリアンの式による検討と、水の外海との出入りがないと考えた場合の両端固定の式による検討を実施した。
- 尾駁沼内の長軸方向の長さを3.2km、水深を5mとした場合、メリアンの式によると31分程度、両端固定の式によると15分程度の固有周期が算出された。



※コンター線は、陸域2m、海域1mピッチ

尾駁沼付近のコンター図

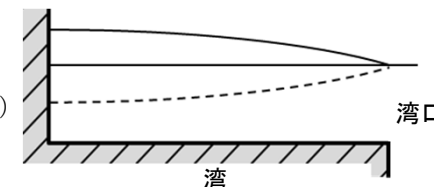
尾駁沼内の固有周期
(L=3200、h=5)

振動のモード n	メリアンの式		両端固定の式	
	(秒)	(分)	(秒)	(分)
1	1829	30.5	914	15.2
2	610	10.2	457	7.6

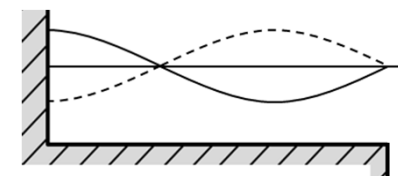
<メリアンの式>

$$T = \frac{4L}{(2n-1)\sqrt{gh}} \quad (n = 1, 2, \dots) \quad \begin{matrix} n=1 \\ \text{(基本モード)} \end{matrix}$$

T: 振動周期(s)、L: 湾の長さ(m)、
h: 水深(m)、n = 振動のモード、
g = 重力加速度



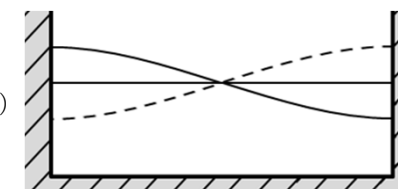
n = 2



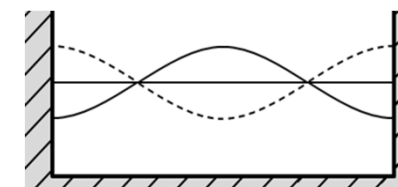
<両端固定の式>

$$T = \frac{2L}{n\sqrt{gh}} \quad (n = 1, 2, \dots) \quad \begin{matrix} n=1 \\ \text{(基本モード)} \end{matrix}$$

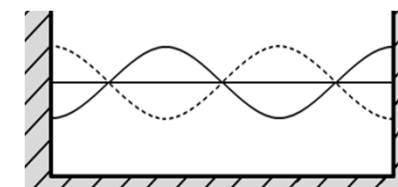
T: 振動周期(s)、L: 尾駁沼の長さ(m)、
h: 水深(m)、n = 振動のモード、
g = 重力加速度



n = 2



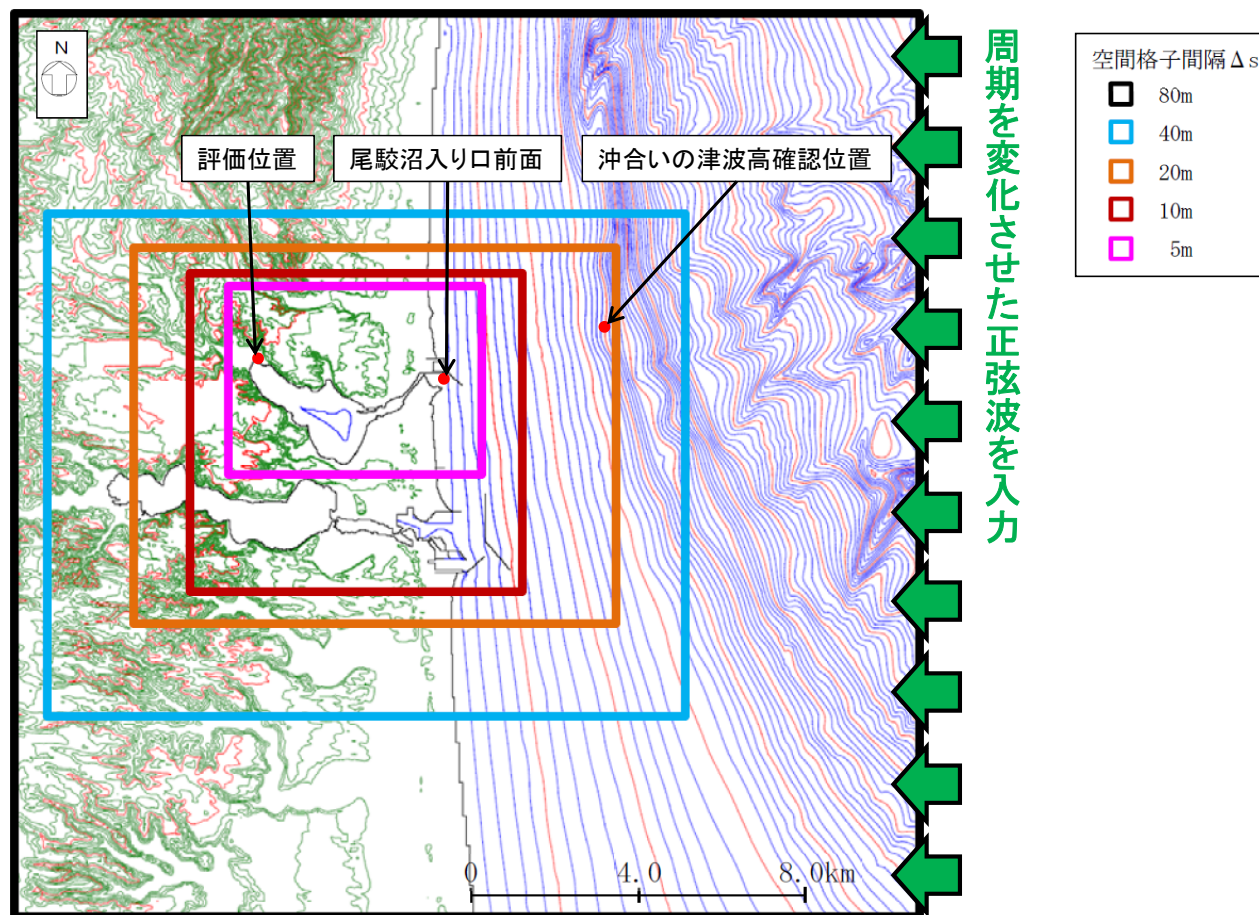
n = 3



iii. 尾駁沼内の固有周期に係る検討

正弦波入力による検討概要

- 津波周期の違いが沖合いの津波高確認位置、尾駁沼入り口前面及び評価位置の津波高に及ぼす影響を確認するため、敷地前面海域の沖合から正弦波(3波長)を入力させた概略計算を実施した。
- 正弦波の振幅は1mで固定し、周期は10分から20分まで1分ピッチ、20分から40分まで2分ピッチ、50分、60分のケースとした。
- 地形条件は以下に示す5m格子領域から80m格子領域を使用し、潮位条件はT.M.S.L.±0.0m、時間格子間隔は0.1秒とした。



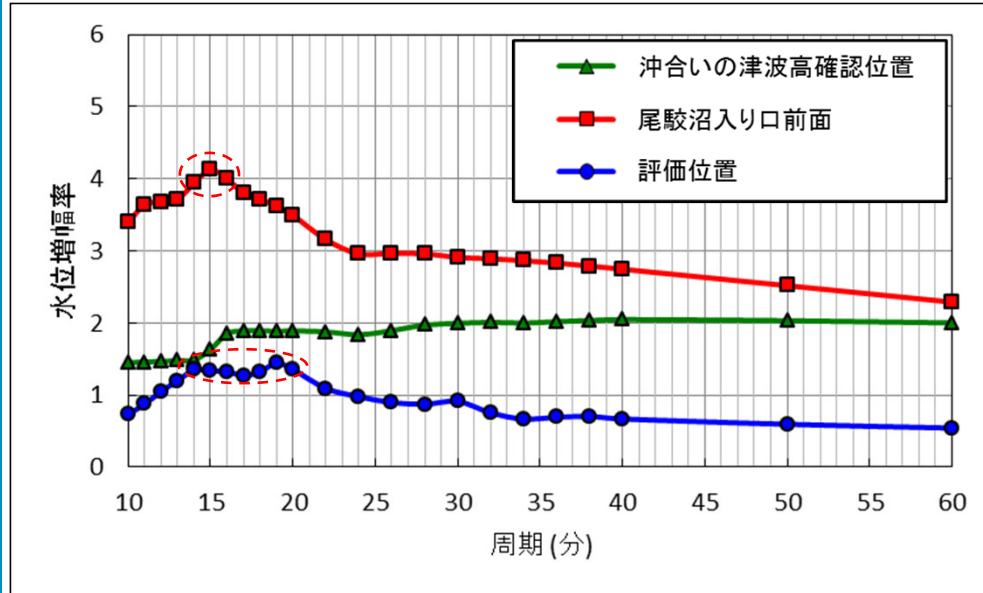
※コンター線は、陸域10m、海域5mピッチ

iii. 尾駁沼内の固有周期に係る検討

正弦波入力による検討結果

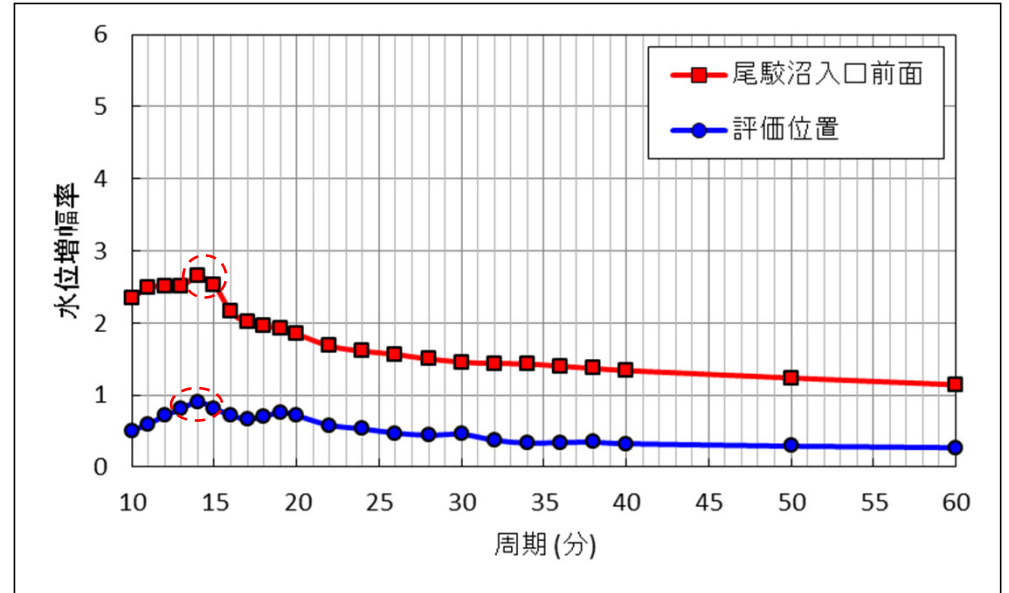
①入力波に対する水位増幅率

ピークを示す周期帯



②沖合いの津波高確認位置に対する水位増幅率

ピークを示す周期帯



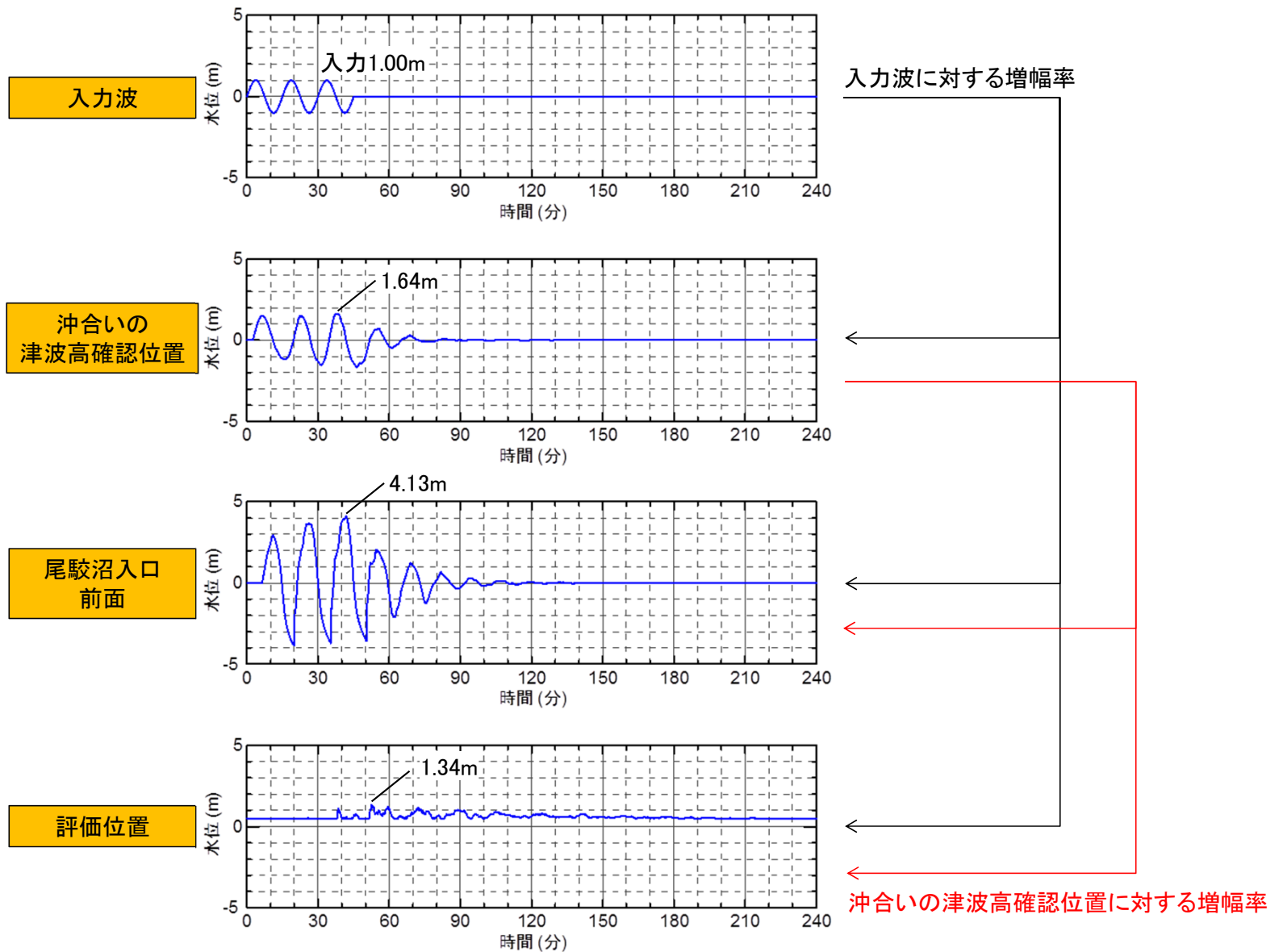
	①におけるピークを示す周期帯	②におけるピークを示す周期帯	(参考)メリアンの式による固有周期	(参考)両端固定の式による固有周期
沖合いの津波高確認位置	明瞭なピークは確認できない	—	約31分	約15分
尾駁沼入り口前面	14-16分	14-15分		
評価位置	14-20分	13-15分		

- 入力波に対する水位増幅率を見ると、沖合いの津波高確認位置においては長周期の増幅率が大きいですが明瞭なピークは確認できなかった。一方、尾駁沼入り口前面及び評価位置においては、それぞれ14-16分、14-20分程度の周期に水位増幅するピークが確認された。
- 沖合いの津波高確認位置に対する水位増幅率を見ると、尾駁沼入り口前面及び評価位置において、それぞれ14-15分、13-15分程度の周期に水位増幅するピークが確認された。
- 尾駁沼を水の外海との出入りがある湾と考えた場合のメリアンの式による固有周期とはピーク周期が一致しないが、水の外海との出入りがないと考えた場合の両端固定の式による固有周期とはピーク周期が概ね一致することが確認された。
- 尾駁沼入り口前面と評価位置の傾向は概ね一致している。

iii. 尾駁沼内の固有周期に係る検討

<参考> 正弦波入力による水位増幅率のデータ整理一例

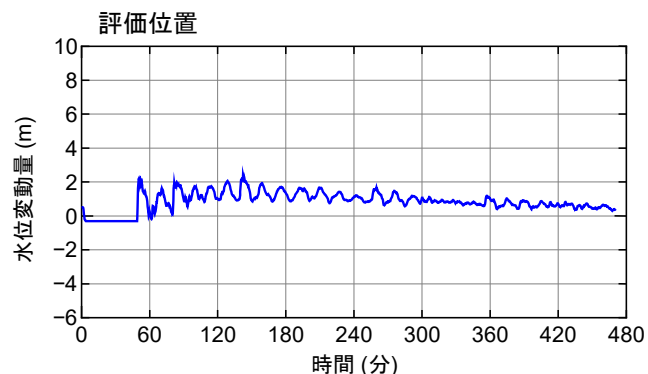
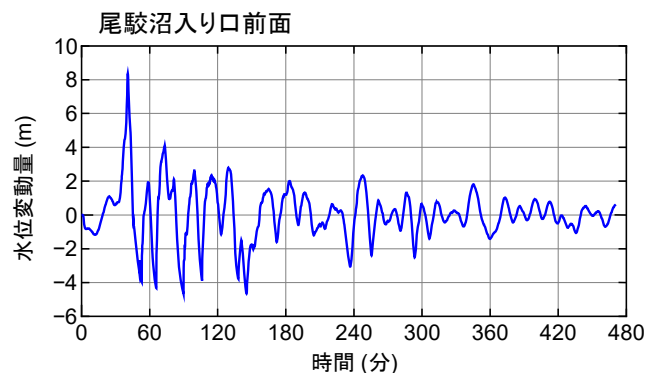
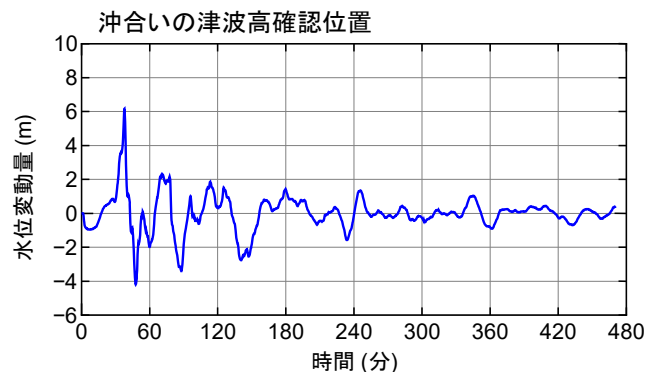
3波長入力の結果(周期15分)



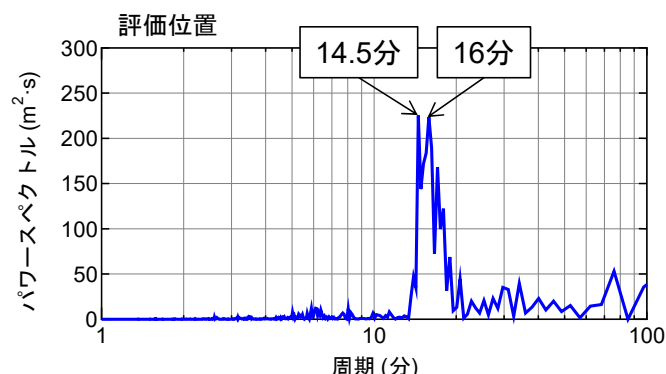
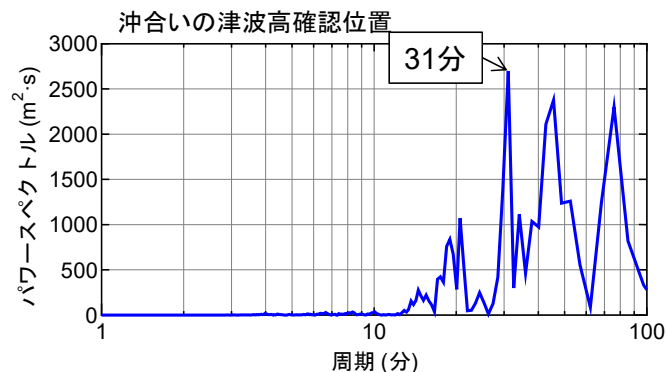
iii. 尾駁沼内の固有周期に係る検討

周波数分析

水位変動量時刻歴波形



周波数分析結果



- 既往知見を踏まえた津波の評価において津波高が最も高いケースの水位変動量時刻歴波形を用い周波数分析を行った。
- 周波数分析結果を見ると、沖合いの津波高確認位置においては、31分が卓越周期となっている。また、45分付近及び75分付近にもピークが確認される。
- 尾駁沼入り口前面においても、沖合いの津波高確認位置と同様に31分が卓越周期となっている。また、沖合いの水位確認位置に対して14.5分、17分、18分及び21分のスペクトルが大きくなっている。
- 評価位置においては、14.5分と16分が卓越周期となっている。
- 既往知見を踏まえた津波の評価において津波高が最も高いケースの周波数分析結果においても尾駁沼内の15分程度の周期の振動が見られ、尾駁沼の固有周期の影響を数値シミュレーションで表現できていることを確認した。

iii. 尾駁沼内の固有周期に係る検討

空間格子間隔の妥当性

- 土木学会(2016)で示されているV字状の湾における格子間隔設定方法に基づき、数値シミュレーションで設定している空間格子間隔の妥当性を確認した。
- 尾駁沼の奥行き(距離)を下図の通り設定し、固有周期は15分とした。
- 検討の結果、尾駁沼奥の格子間隔は31m以下、尾駁沼入り口～尾駁沼中央部の格子間隔は111m程度と算出された。
- 数値シミュレーションで設定している当該範囲の格子間隔は5mであることから、土木学会(2016)により算定される最小格子間隔に対して十分小さいことを確認した。

土木学会(2016)による格子間隔の設定

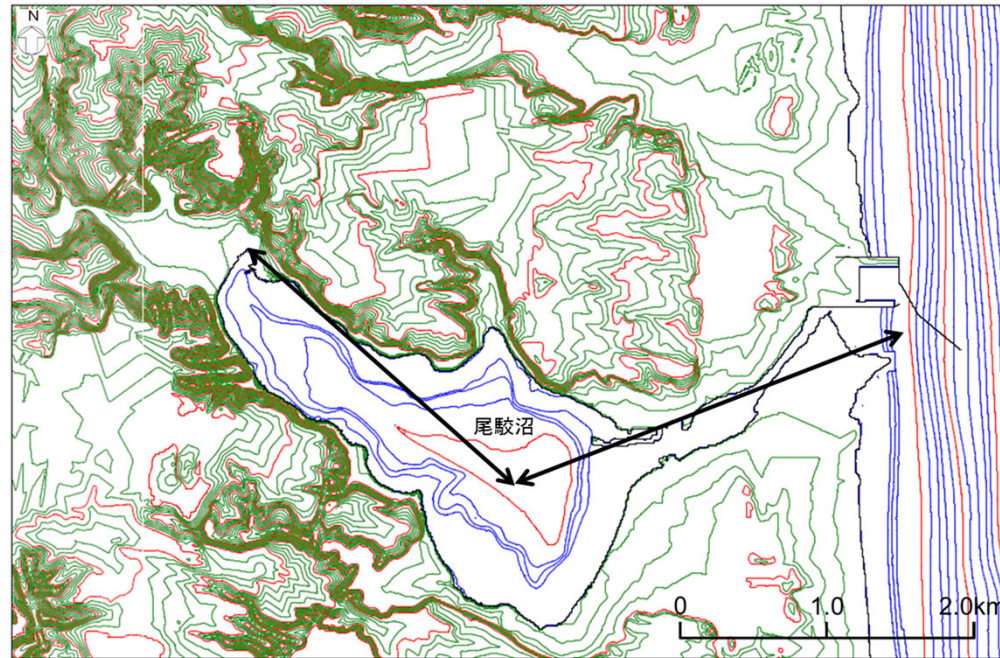
✓ 湾内平均波長: $L_v = T \cdot (g \cdot h / 2)^{1/2}$

✓ 湾中央部より奥の平均波長: $L_o = T \cdot (g \cdot h / 4)^{1/2}$

T : 入力波周期 (s)、 g : 重力加速度、

h : 湾口水深 (m)、 l : 湾口～湾奥の距離 (m)

区分	湾口～湾奥距離 l と湾内平均波長 L_v との関係	格子間隔 Δx の目安
湾口～湾中央部	—	L_v の 1/40 程度
湾奥	$L_v/l < 6$	L_o の 1/100 以下
	$6 \leq L_v/l < 10$	L_o の 1/50 程度
	$10 \leq L_v/l$	L_o の 1/40 程度



※コンター線は、陸域2m、海域1mピッチ

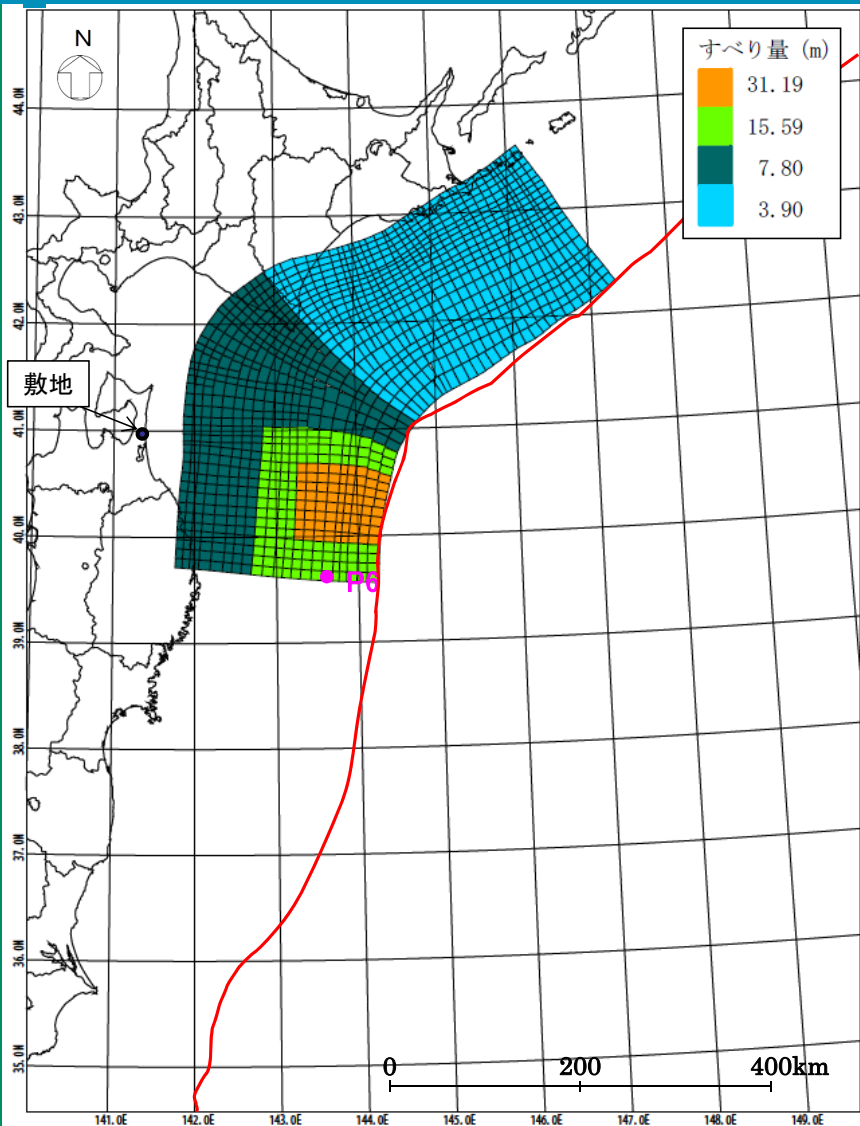
$T(s)$	900
$h(m)$	5
$l(m)$	5,300
$L_v(m)$	4,455
$L_o(m)$	3,150
L_v/l	0.8
湾奥の $\Delta x(m)$	31
湾口～ 湾中央部の $\Delta x(m)$	111

iii. 尾駁沼内の固有周期に係る検討

まとめ

- 尾駁沼を水の外海との出入りがある湾と考えた場合のメリアンの式による検討と、水の外海との出入りがないと考えた場合の両端固定の式による検討を実施した結果、メリアンの式によると31分程度、両端固定の式によると15分程度の固有周期が算出された。
- 正弦波の入力による概略計算を実施した結果、尾駁沼入り口前面及び評価位置においては、それぞれ14-16分、14-20分程度の周期に水位増幅するピークを示しており、尾駁沼を水の外海との出入りがある湾と考えた場合のメリアンの式による固有周期とはピーク周期が一致しないが、水の外海との出入りがないと考えた場合の両端固定の式による固有周期とはピーク周期が概ね一致することが確認された。
- 既往知見を踏まえた津波の評価において津波高が最も高いケースの水位変動量時刻歴波形を用い周波数分析を行った結果、尾駁沼内の15分程度の周期の振動が見られ、尾駁沼の固有周期の影響を数値シミュレーションで表現できていることを確認した。
- 空間格子間隔の妥当性について確認した結果、数値シミュレーションで設定している当該範囲の格子間隔は、土木学会(2016)より算定される最小格子間隔に対して十分小さいことを確認した。

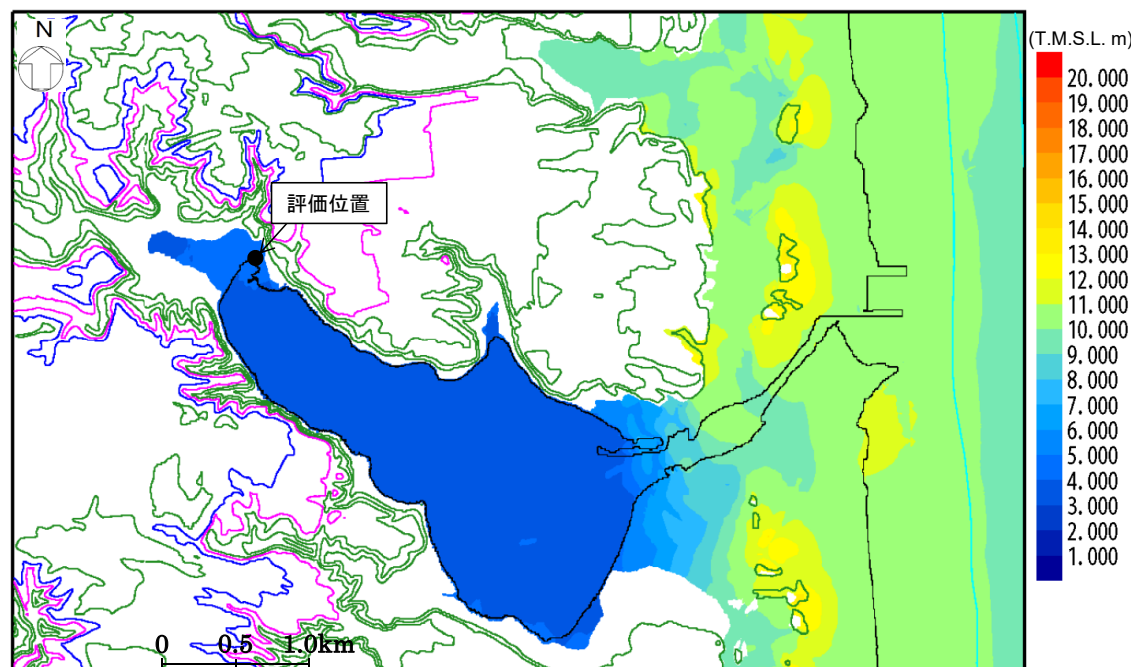
iv. 防波堤の有無による影響に係る検討



波源モデルの位置

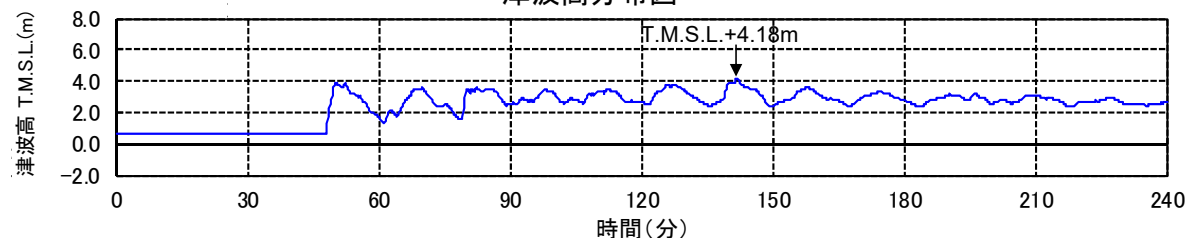
【評価位置における津波高】
T.M.S.L.+4.18m*

※朔望平均満潮位及び地殻変動量(0.82m沈降)を考慮



津波高分布図

※コンター線は10mピッチ

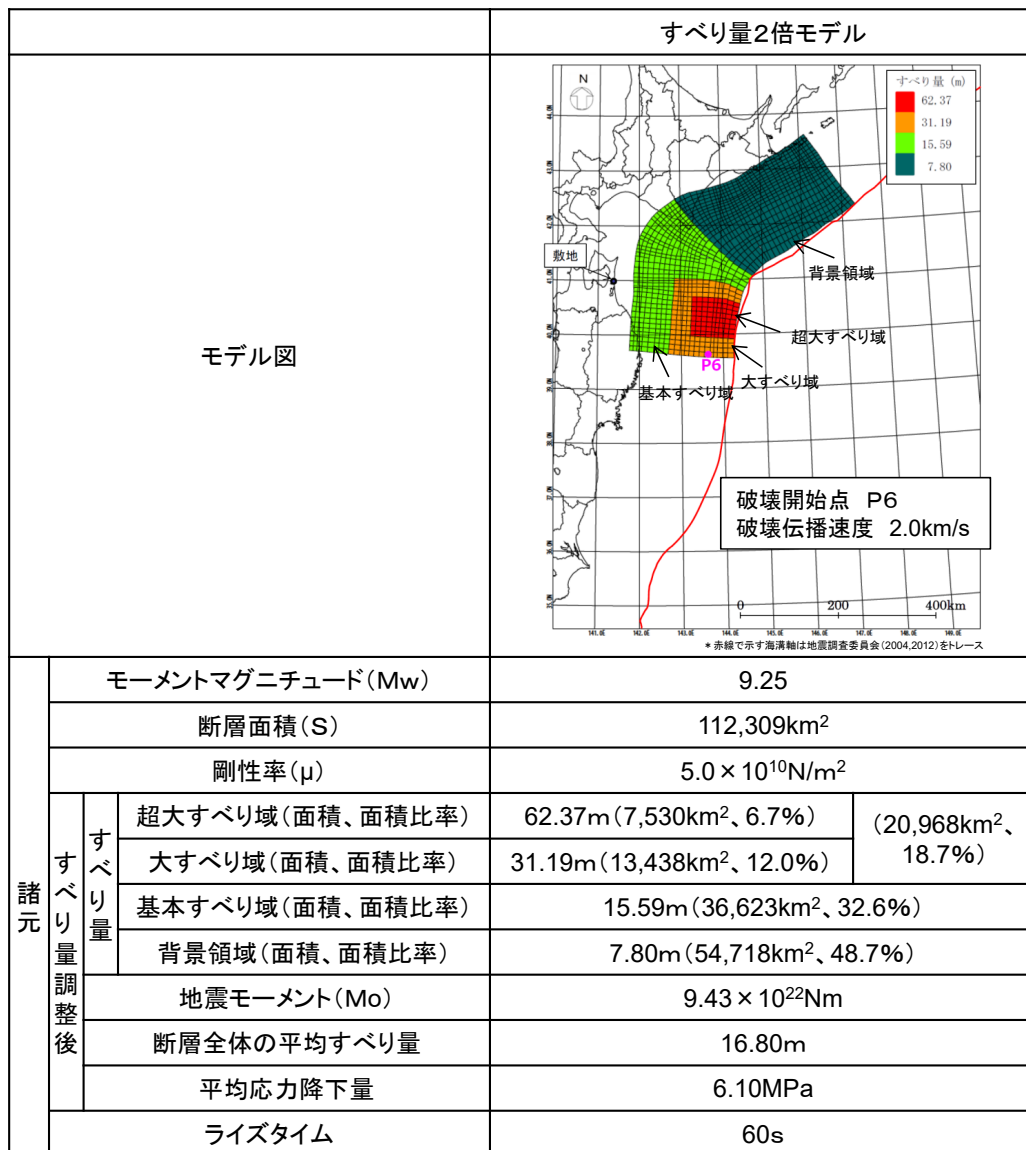


評価位置における時刻歴波形

既往知見を踏まえた津波の評価において津波高が最も高いケースについて防波堤を考慮しない検討を実施した結果、評価位置における津波高はT.M.S.L.+4.18mであり、防波堤を考慮した場合(T.M.S.L.+4.00m)と比べて高くなる結果となったが、その増加率は5%程度であり、防波堤の有無の影響は非常に小さいと考えられる。

v. すべり量が既往知見を大きく上回る波源モデルによる検討に係る補足

既往知見を踏まえた津波の評価において津波高が最も高いケースの波源モデルの各領域のすべり量を2倍に設定した波源モデル



傾向の把握のため、既往知見を踏まえた津波の評価において津波高が最も高いケースの波源モデルの各領域のすべり量を2倍に設定した波源モデルによる検討を実施した。

v. すべり量が既往知見を大きく上回る波源モデルによる検討に係る補足

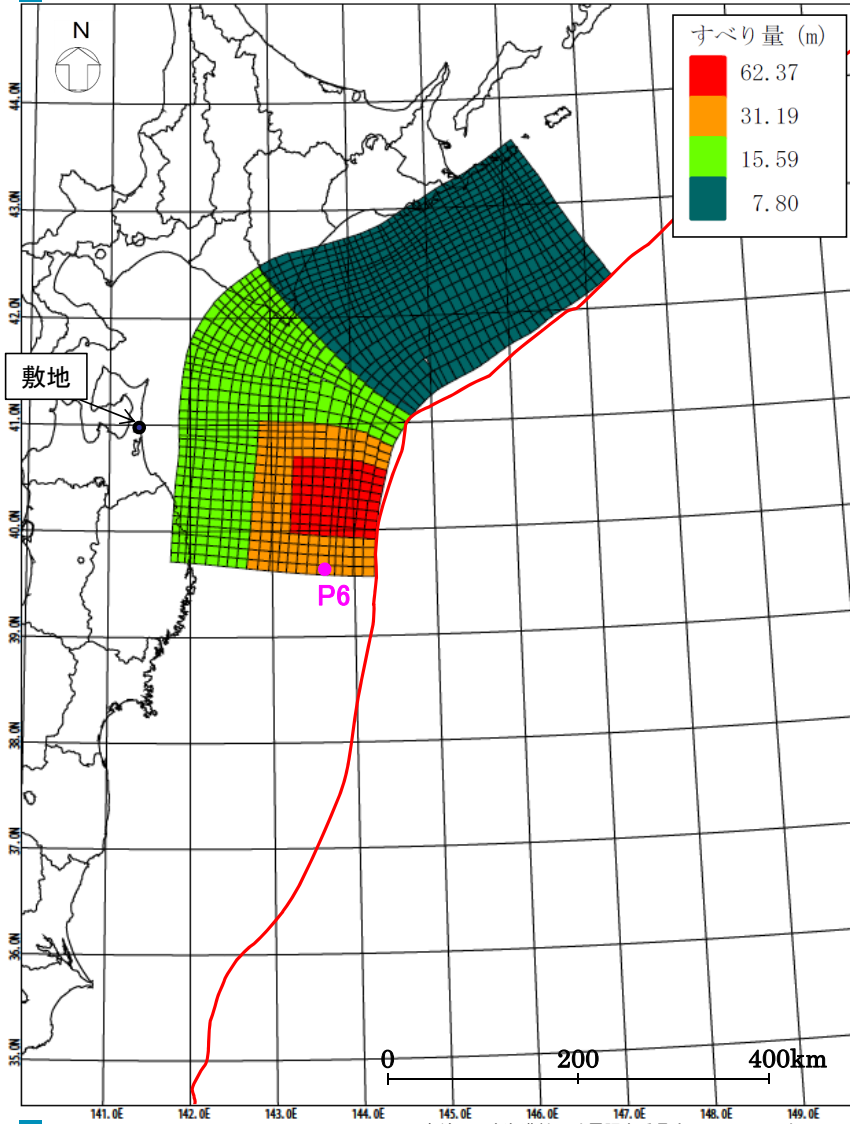
既往知見を踏まえた津波の評価において津波高が最も高いケースの波源モデルの各領域のすべり量を2倍に設定した波源モデルの解析結果

【評価位置における津波高】

T.M.S.L.+10.73m※

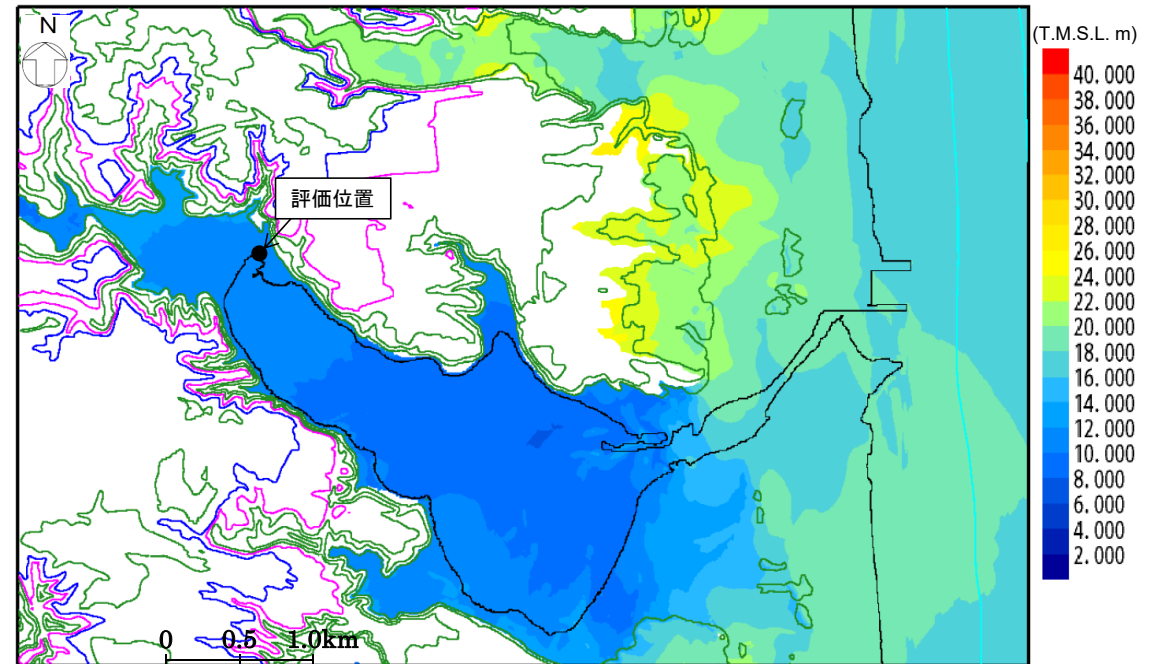
※朔望平均満潮位及び地殻変動量(1.63m沈降)を考慮

<参考>他のモデルの評価位置における津波高
 既往知見を踏まえた津波の評価において津波高が最も高いケース:T.M.S.L.+4.00m
 すべり量が既往知見を大きく上回る波源モデル_検討モデルA(すべり量3倍):T.M.S.L.+22.64m



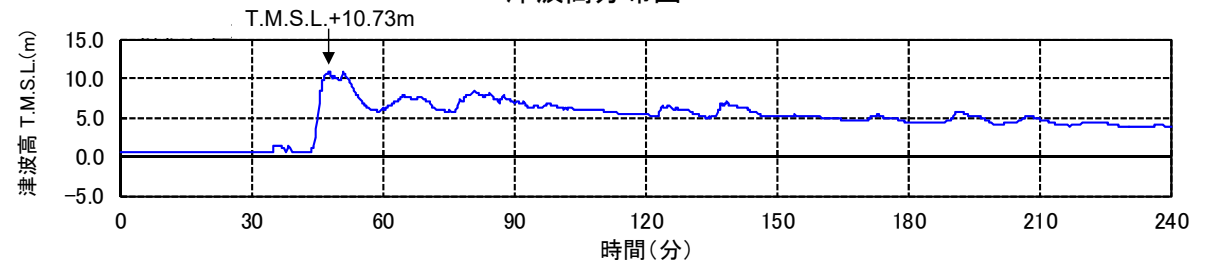
波源モデルの位置

* 赤線で示す海溝軸は地震調査委員会(2004,2012)をトレース



津波高分布図

※コンター線は10mピッチ

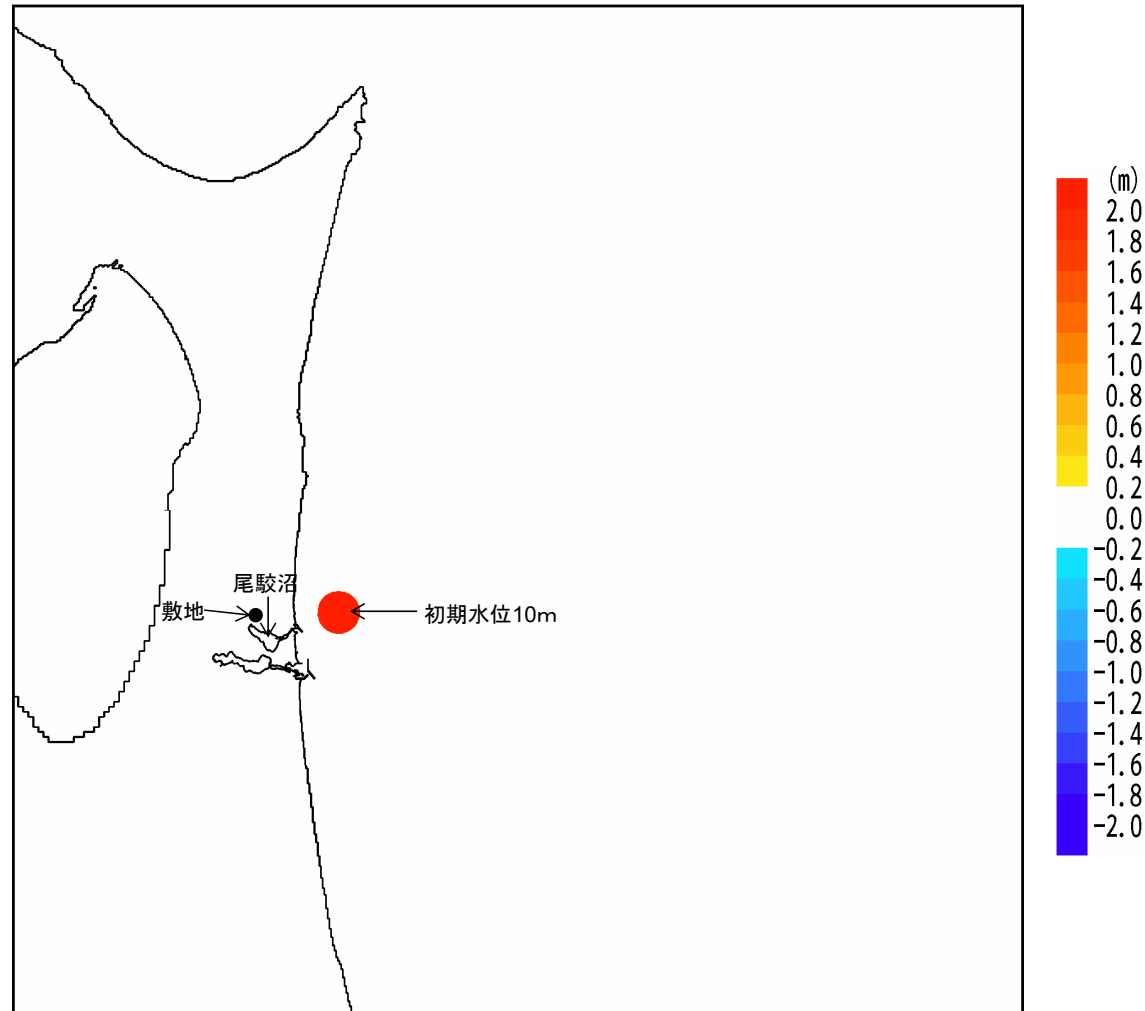


評価位置における時刻歴波形

vi. 津波の伝播特性に係る検討

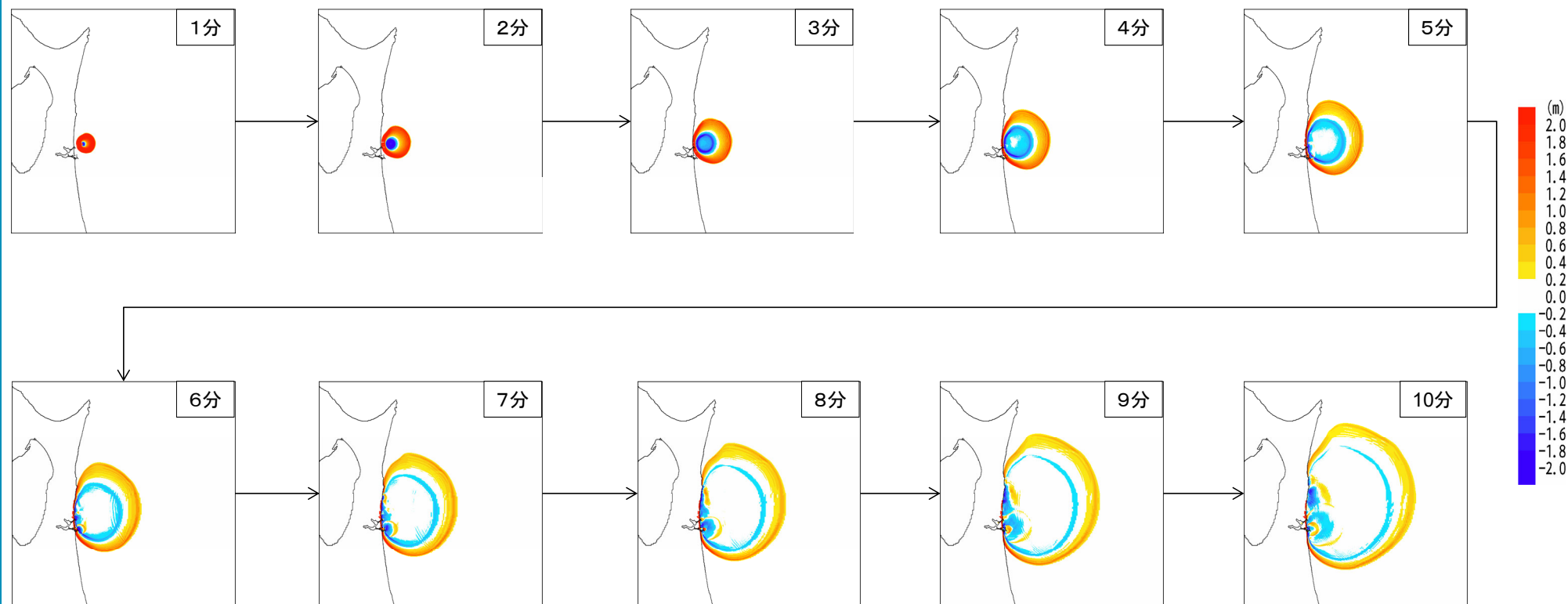
検討概要

- 敷地を津波波源と仮定した場合の数値シミュレーションにより、伝播特性のおおよその傾向の把握を試みた。
- 津波波源としては、尾駁沼の影響を避けるため、敷地前面海域の沖合いの津波高確認位置を中心とする半径2kmの範囲に一律10mの水位を与え、津波計算を実施した。



vi. 津波の伝播特性に係る検討

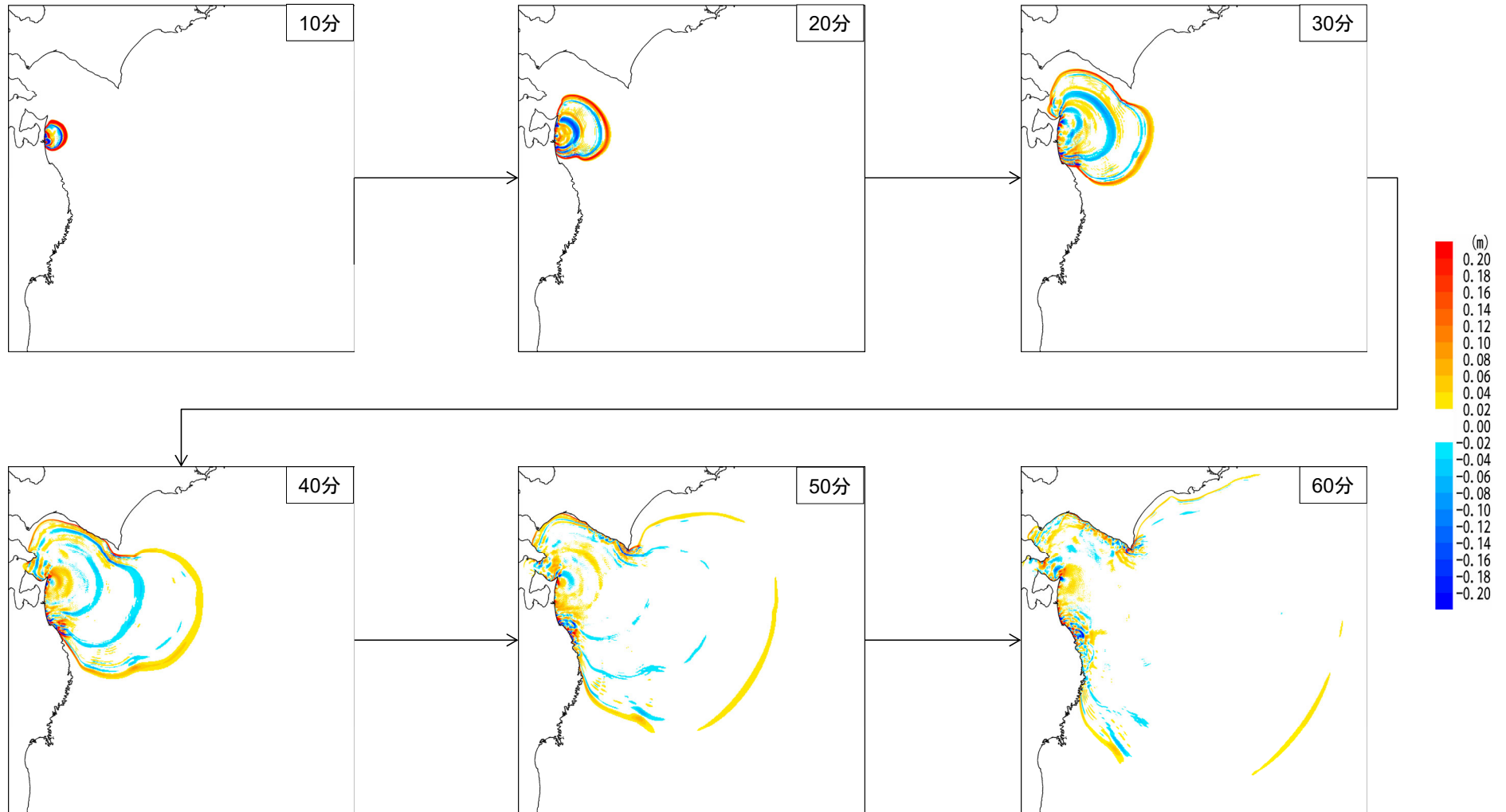
津波の伝播状況(1~10分後)



津波の伝播過程(1分~10分)

vi. 津波の伝播特性に係る検討

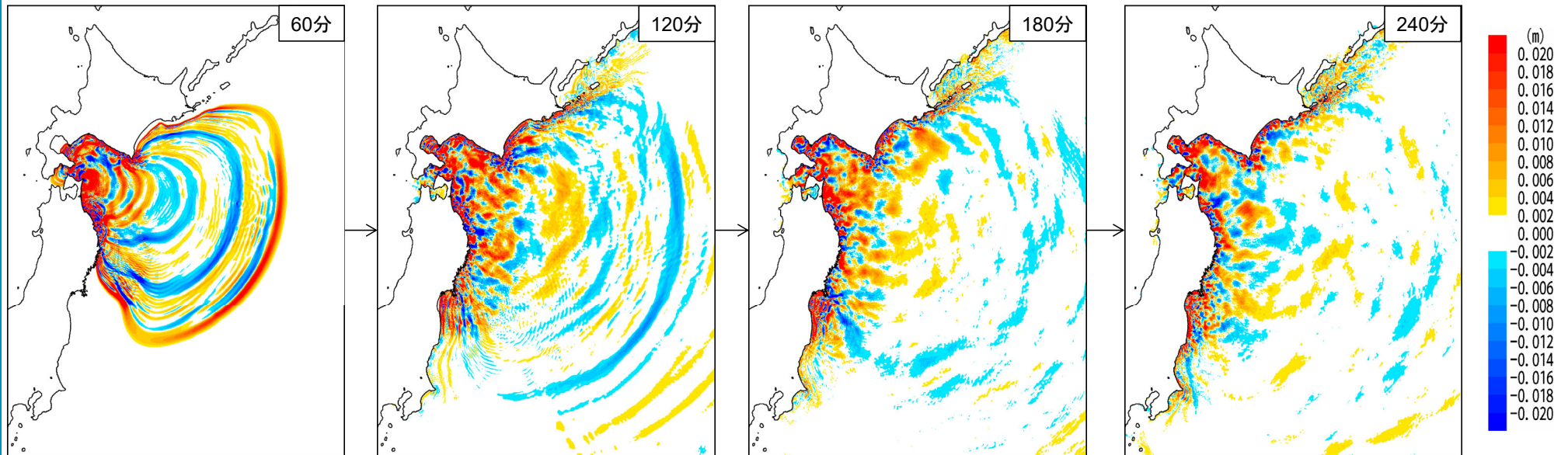
津波の伝播状況(10~60分後)



津波の伝播過程(10分~60分)

vi. 津波の伝播特性に係る検討

津波の伝播状況(60~240分後)

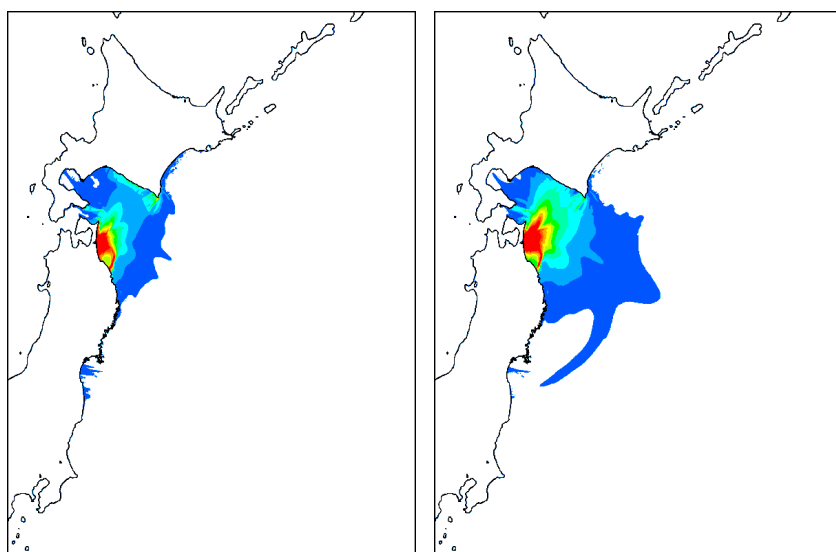


津波の伝播過程(60分~240分)

vi. 津波の伝播特性に係る検討

最大水位上昇量分布

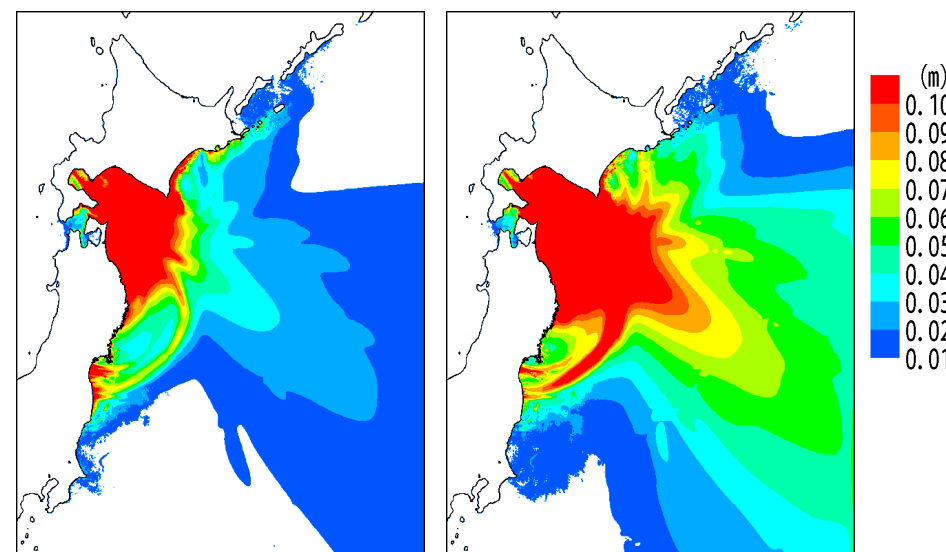
- 伝播特性の把握の補助として、水位上昇量の凡例の最大値については、1.0m、0.1mの2種類で表示した。
- また、水深による津波振幅への影響を軽減するため、「グリーンの法則」を用いて最大水位上昇量の補正を行った。
- 具体的には、波源中心位置の水深を h_0 (100m)、沖合地点の水深を h としたとき、その地点における最大水位上昇量を $(h_0/h)^{1/4}$ で除することで補正を行った。
- 津波の伝播特性に係る検討の結果、敷地から見て南東方向への伝播が大きく、日本海溝方向への伝播に対して千島海溝方向への伝播が小さい傾向であることを確認した。



水位補正前

水位補正後

最大水位上昇量分布(最大1.0m表示)



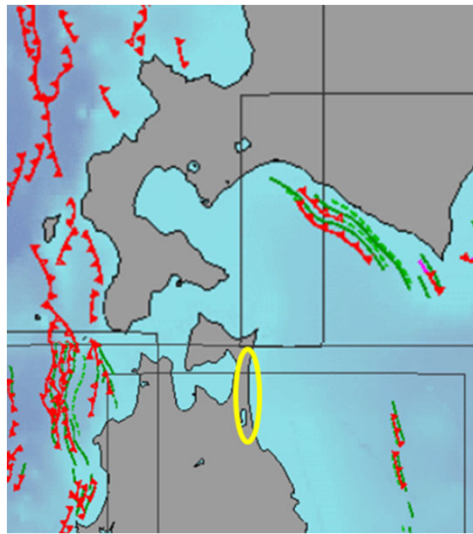
水位補正前

水位補正後

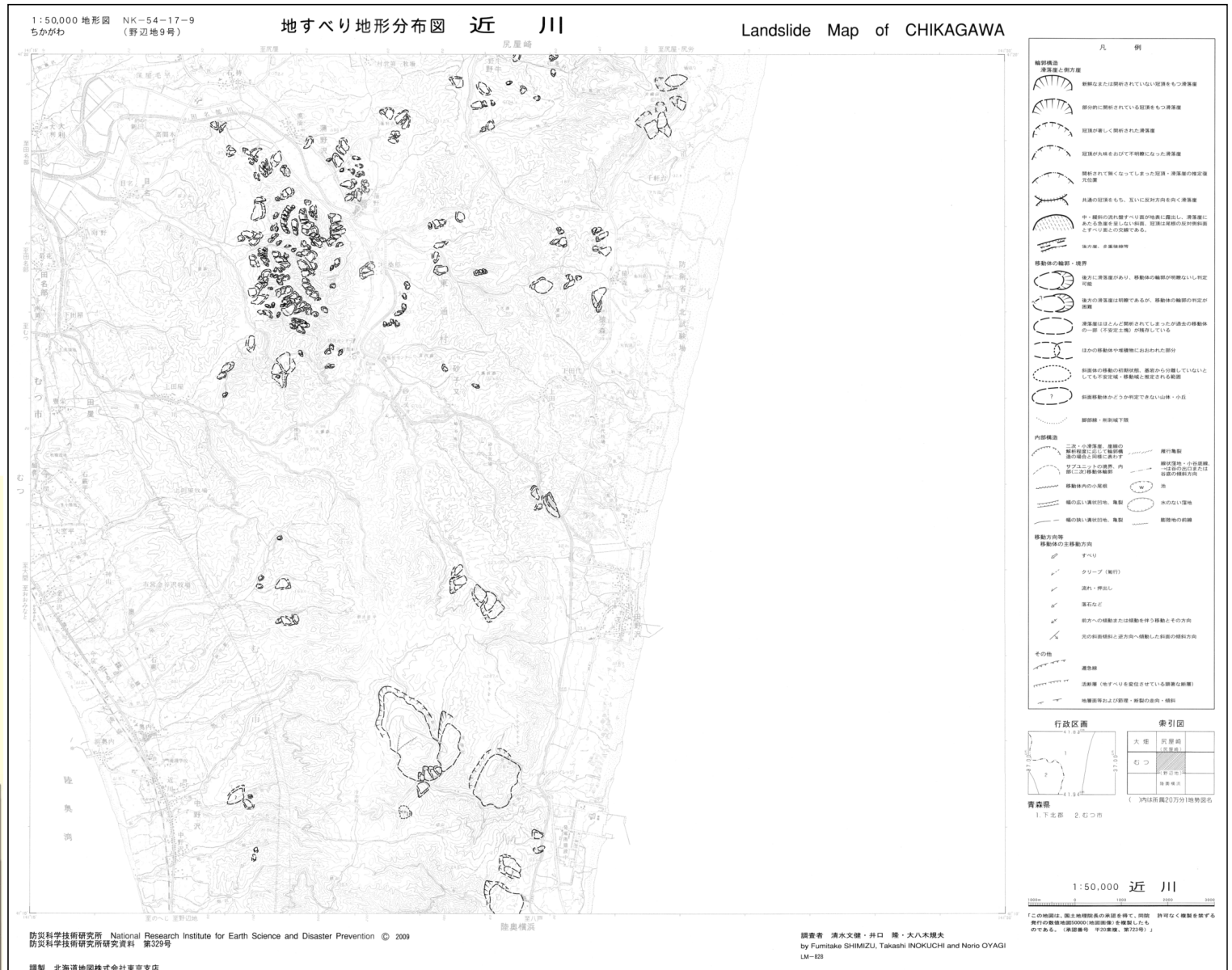
最大水位上昇量分布(最大0.1m表示)

vii. 陸上の地すべり地形に係る文献調査

地すべり地形分布図(近川)



徳山ほか(2001)より抜粋・一部加筆



【函館】

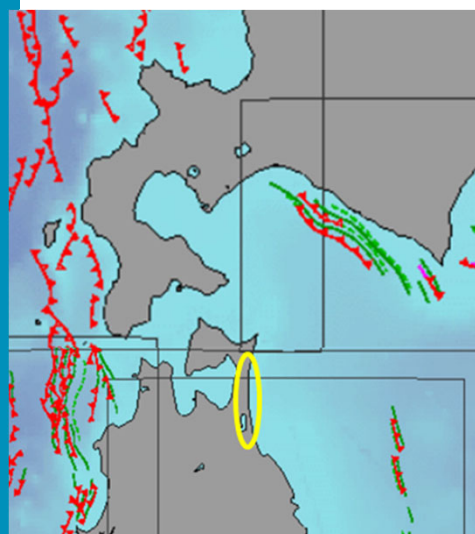
大間 OMA LM-826	【尻屋崎】		
佐井 SAI LM-827	大畑 OHATA LM-825	尻屋崎 SHIRIYAZAKI LM-824	
	むつ MUTSU LM-832	近川 CHIKAGAWA LM-828	
		陸奥横浜 MUTSUYOKOHAMA LM-829	
	野辺地 NOHEJI LM-833	平沼 HIRANUMA LM-830	
	七戸 SHICHINOHE LM-834	三沢 MISAWA LM-831	
	十和田 TOWADA LM-844	八戸 HACHINOHE LM-840	八戸東部 HACHINOHETOBU (地すべり地形なし)
	田子 TAKKO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

防炎科学技術研究所(2009)より抜粋・一部加筆

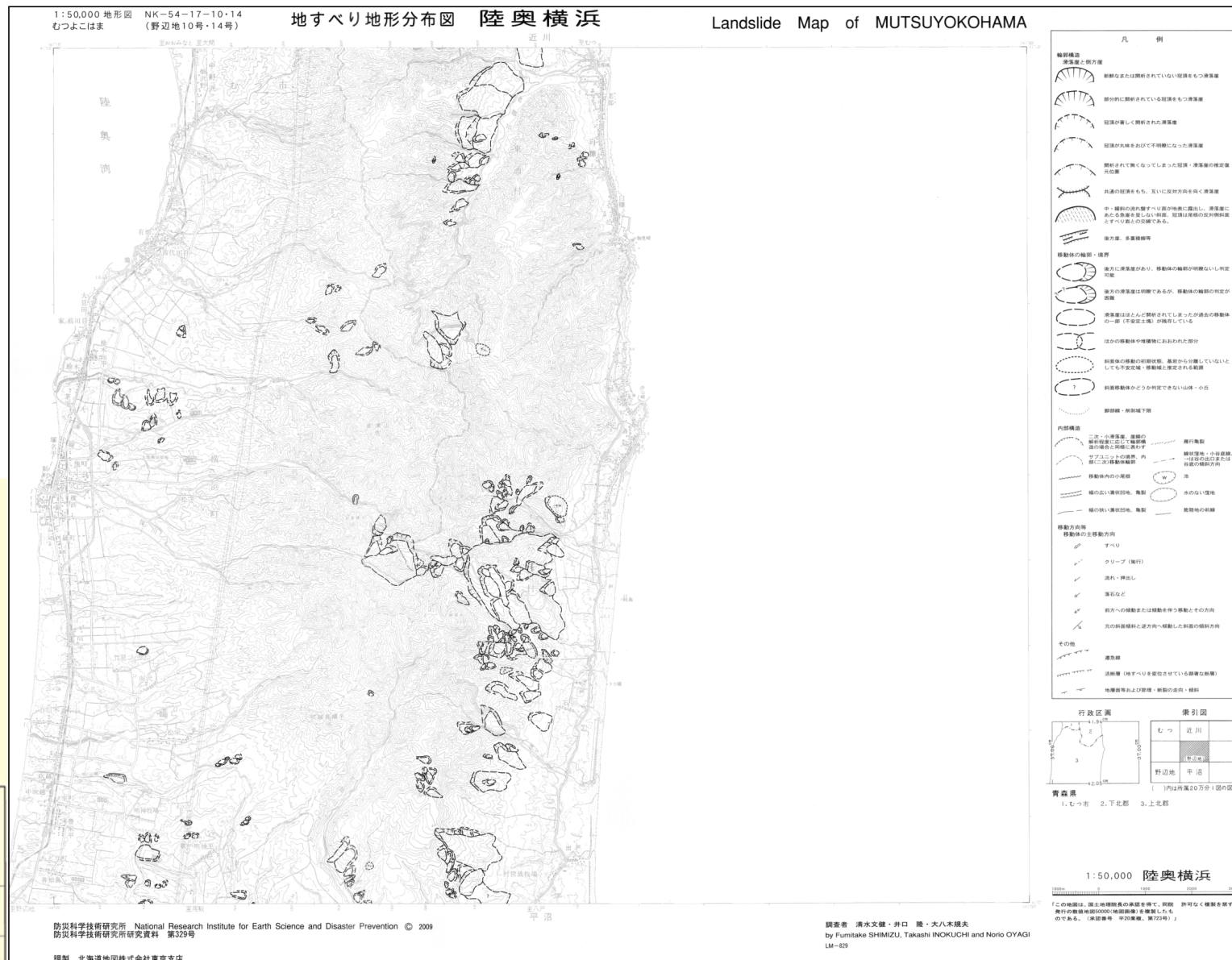
防炎科学技術研究所(2009)より抜粋

vii. 陸上の地すべり地形に係る文献調査

地すべり地形分布図(陸奥横浜)



徳山ほか(2001)より抜粋・一部加筆



【函館】

大 間 OMA LM-826	【尻屋崎】		
佐 井 SAI LM-827	大 畑 OHATA LM-825	尻屋崎 SHIRIYAZAKI LM-824	
	む つ MUTSU LM-832	近 川 CHIKAGAWA LM-828	
		陸奥横浜 MUTSUYOKOHAMA LM-829	
	野辺地 NOHEJI LM-833	平 沼 HIRANUMA LM-830	
	七 戸 SHICHINOHE LM-834	三 沢 MISAWA LM-831	
	十和田 TOWADA LM-844	八 戸 HACHINOHE LM-840	八戸東部 HACHINOHE-TOBU (地すべり地形なし)
	田 子 TAKKO LM-845	三 戸 SANNOHE LM-841	隴上岳 HASHIKAMIDAKE LM-837
	浄法寺 JOBODJI LM-846	一 戸 ICHINOHE LM-842	陸中大野 RIKUCHUONO LM-838
			久 慈 KUJI LM-835
	荒 屋 ARAYA LM-847	葛 巻 KUZUMAKI LM-843	陸中間 RIKUCHUSEKI LM-839
			陸中野田 RIKUCHUNODA LM-836

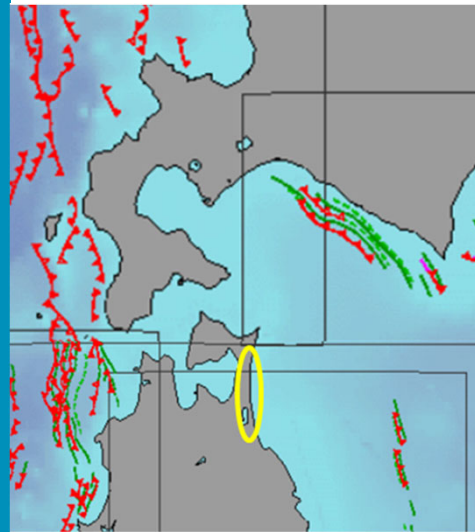
【八戸】

防災科学技術研究所(2009)より抜粋・一部加筆

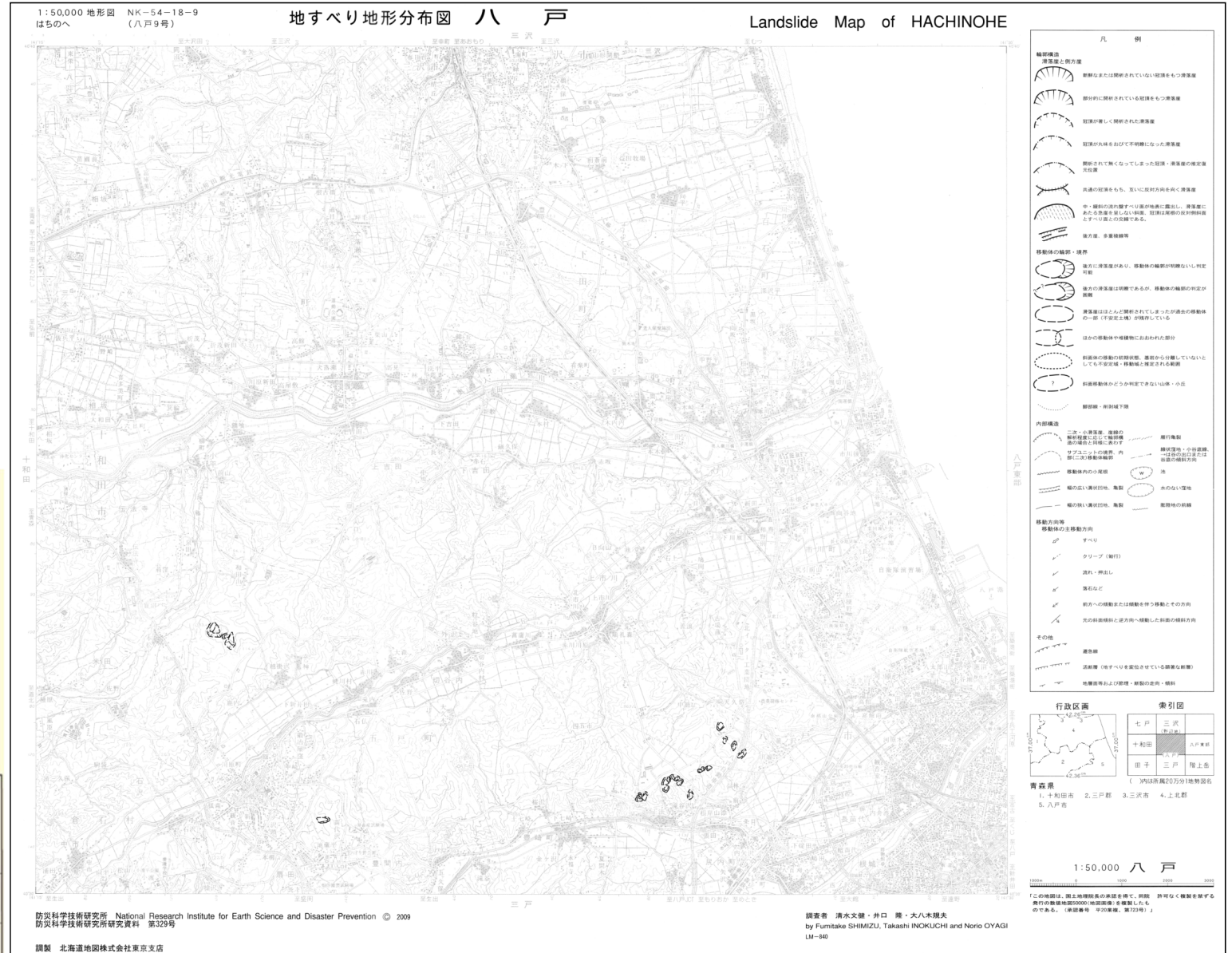
防災科学技術研究所(2009)より抜粋

vii. 陸上の地すべり地形に係る文献調査

地すべり地形分布図(八戸)



徳山ほか(2001)より抜粋・一部加筆



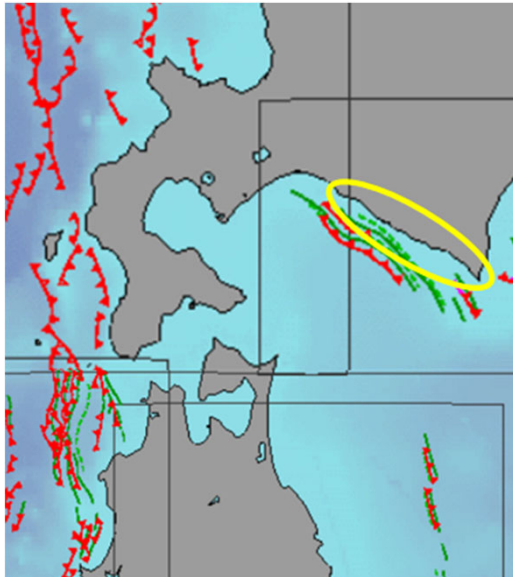
【函館】	大間 OMA LM-826	【尻屋崎】		
	佐井 SAI LM-827	大畑 OHATA LM-825	尻屋崎 SHIRIYAZAKI LM-824	
【野辺地】		むつ MUTSU LM-832	近川 CHIKAGAWA LM-828	
			陸奥横浜 MUTSUYOKOHAMA LM-829	
	野辺地 NOHEJI LM-833	平沼 HIRANUMA LM-830		
【八戸】	七戸 SHICHINOHE LM-834	三沢 MISAWA LM-831		
	十和田 TOWADA LM-844	八戸 HACHINOHE LM-840	八戸東部 HACHINOHETOGU (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

防災科学技術研究所(2009)より抜粋・一部加筆

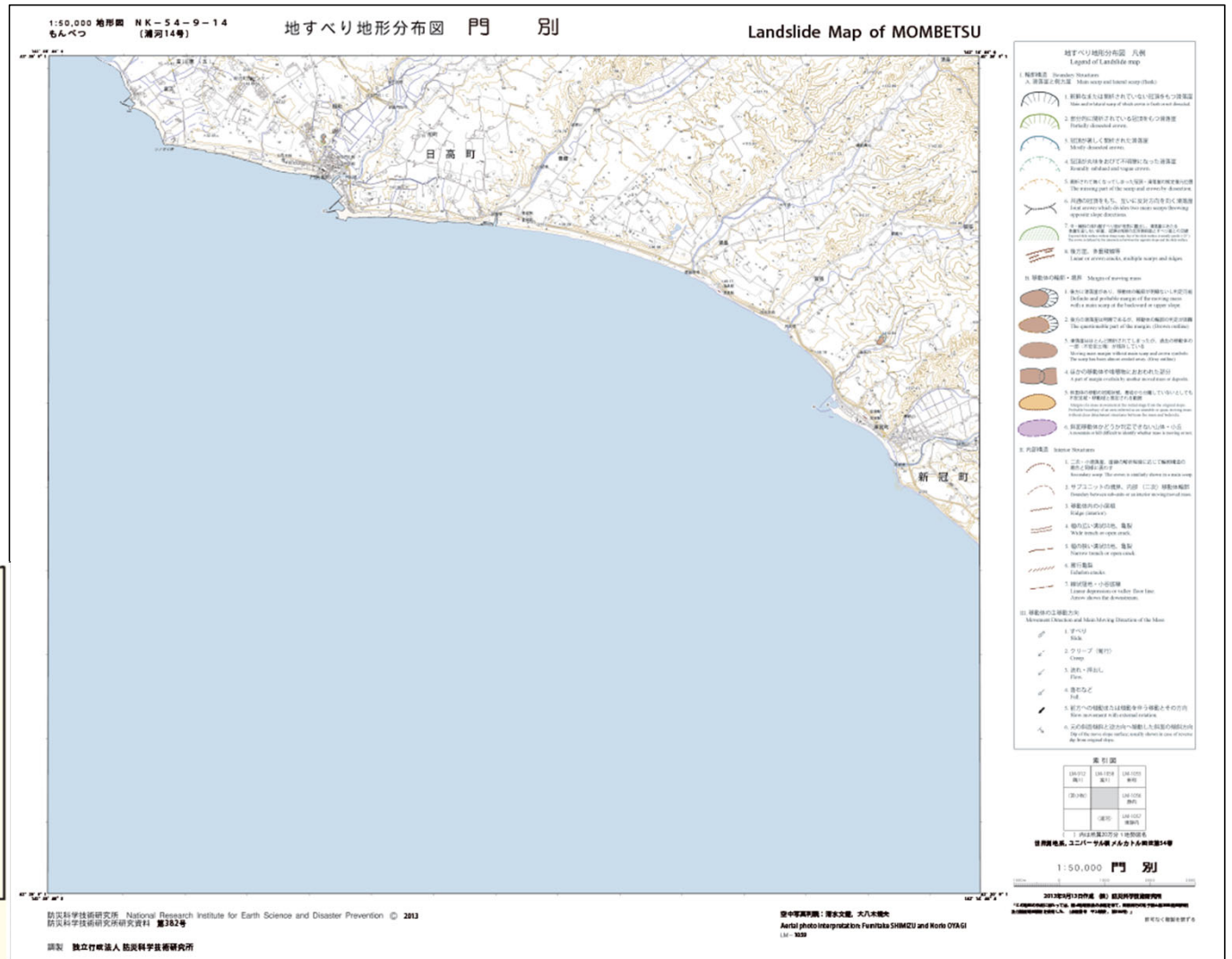
防災科学技術研究所(2009)より抜粋

vii. 陸上の地すべり地形に係る文献調査

地すべり地形分布図(門別)



徳山ほか(2001)より抜粋・一部加筆



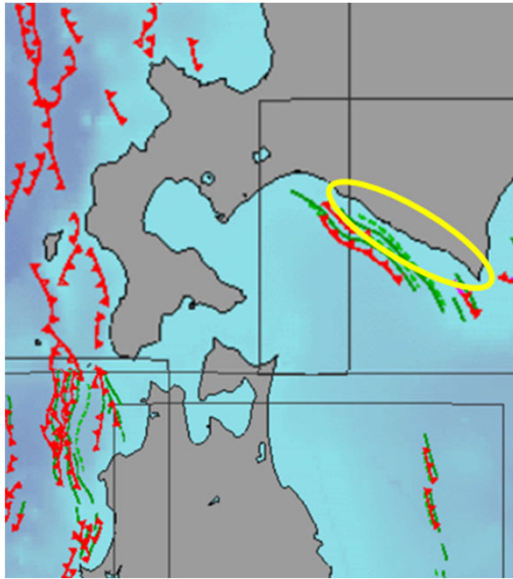
富川 TOMIKAWA LM-1058	新和 SHINWA LM-1055	イドナツ岳 IDONNAPPU DAKE LM-1052	札内川上流 SATSUNAI GAWAJORYU LM-1049	上札内 KAMISATSUNAI LM-1045	忠類 CHURUI LM-1042	湧洞沼 YUDONUMA (地すべり 地形なし)
門別 MOMBETSU LM-1059	静内 SHIZUNAI LM-1056	農屋 NOYA LM-1053	神威岳 KAMUIDAKE LM-1050	上豊似 KAMITOYONI LM-1046	大樹 TAIKI (地すべり 地形なし)	
	東静内 HIGASHI SHIZUNAI LM-1057	三石 MITSUISHI LM-1054	西舎 NISHICHA LM-1051	楽古岳 RAKKODAKE LM-1047	広尾 HIROO LM-1043	
		浦河 URAKAWA (地すべり 地形なし)		えりも ERIMO LM-1048	庶野 SHOYA LM-1044	
			襟裳岬 ERIMOMISAKI (地すべり 地形なし)			

防災科学技術研究所(2013)より抜粋・一部加筆

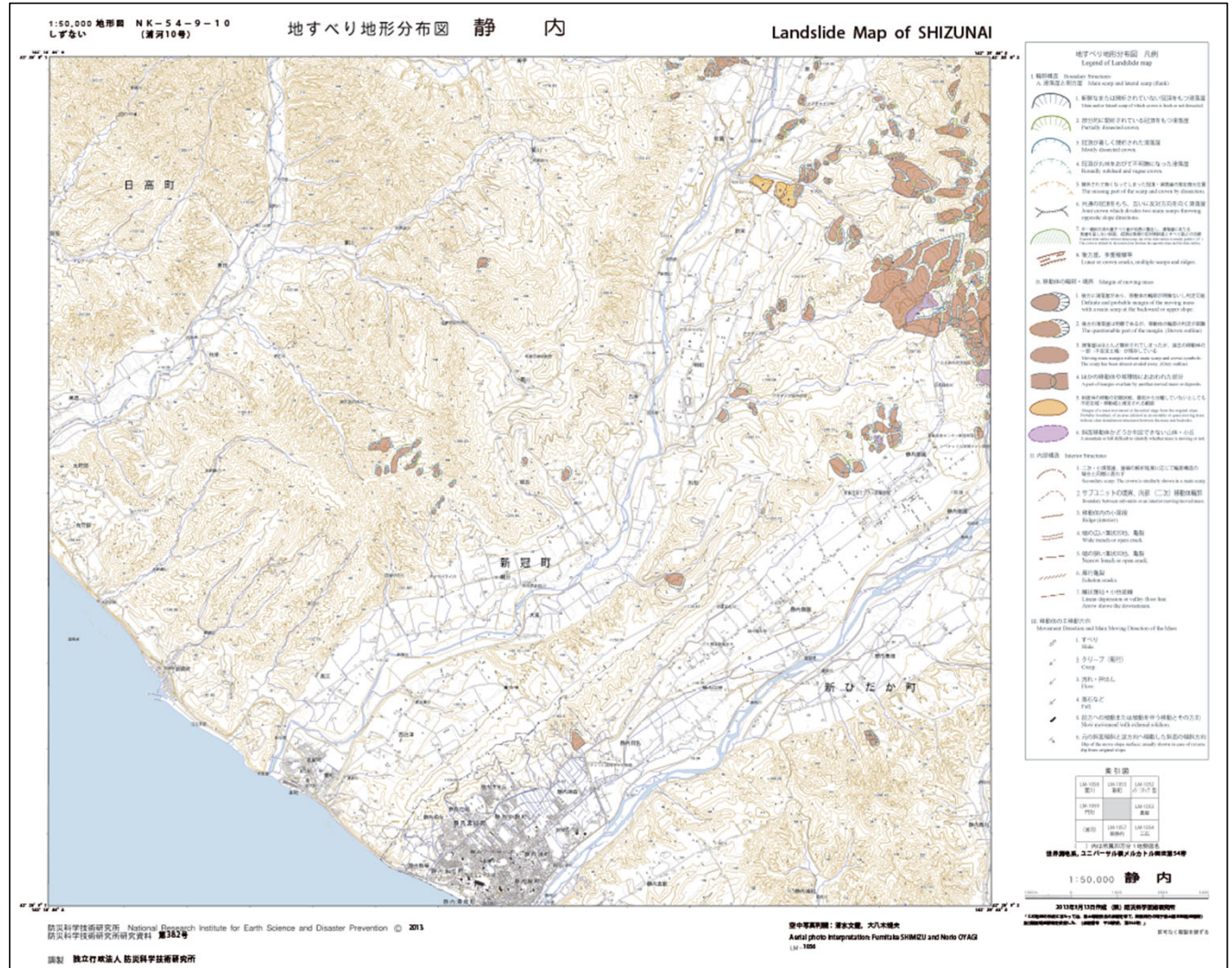
防災科学技術研究所(2013)より抜粋

vii. 陸上の地すべり地形に係る文献調査

地すべり地形分布図(静内)



徳山ほか(2001)より抜粋・一部加筆



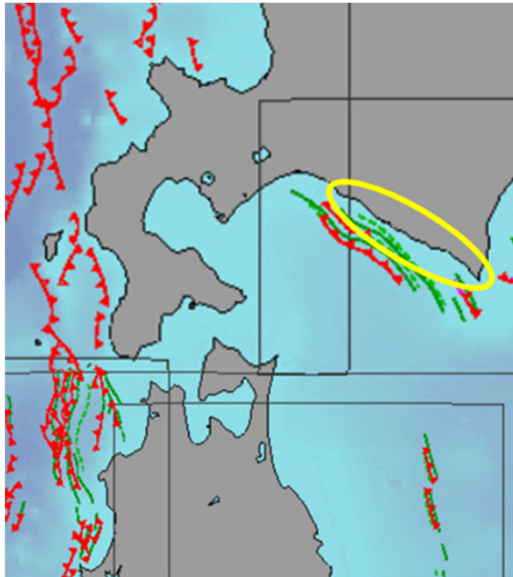
富川 TOMIKAWA LM-1058	新和 SHINWA LM-1055	イドンナップ岳 IDONNAPPU DAKE LM-1052	札内川上流 SATSUNAI GAWAJORYU LM-1049	上札内 KAMISATSUNAI LM-1045	忠類 CHURUI LM-1042	湧洞沼 YUDONUMA (地すべり 地形なし)
門別 MOMBETSU LM-1059	静内 SHIZUNAI LM-1056	農屋 NOYA LM-1053	神威岳 KAMUIDAKE LM-1050	上豊似 KAMITOYONI LM-1046	大樹 TAIKI (地すべり 地形なし)	
	東静内 HIGASHI SHIZUNAI LM-1057	三石 MITSUISHI LM-1054	西舎 NISHICHA LM-1051	楽古岳 RAKKODAKE LM-1047	広尾 HIROO LM-1043	
		浦河 URAKAWA (地すべり 地形なし)	えりも ERIMO LM-1048	庶野 SHOYA LM-1044		
			襟裳岬 ERIMOMISAKI (地すべり 地形なし)			

防災科学技術研究所(2013)より抜粋・一部加筆

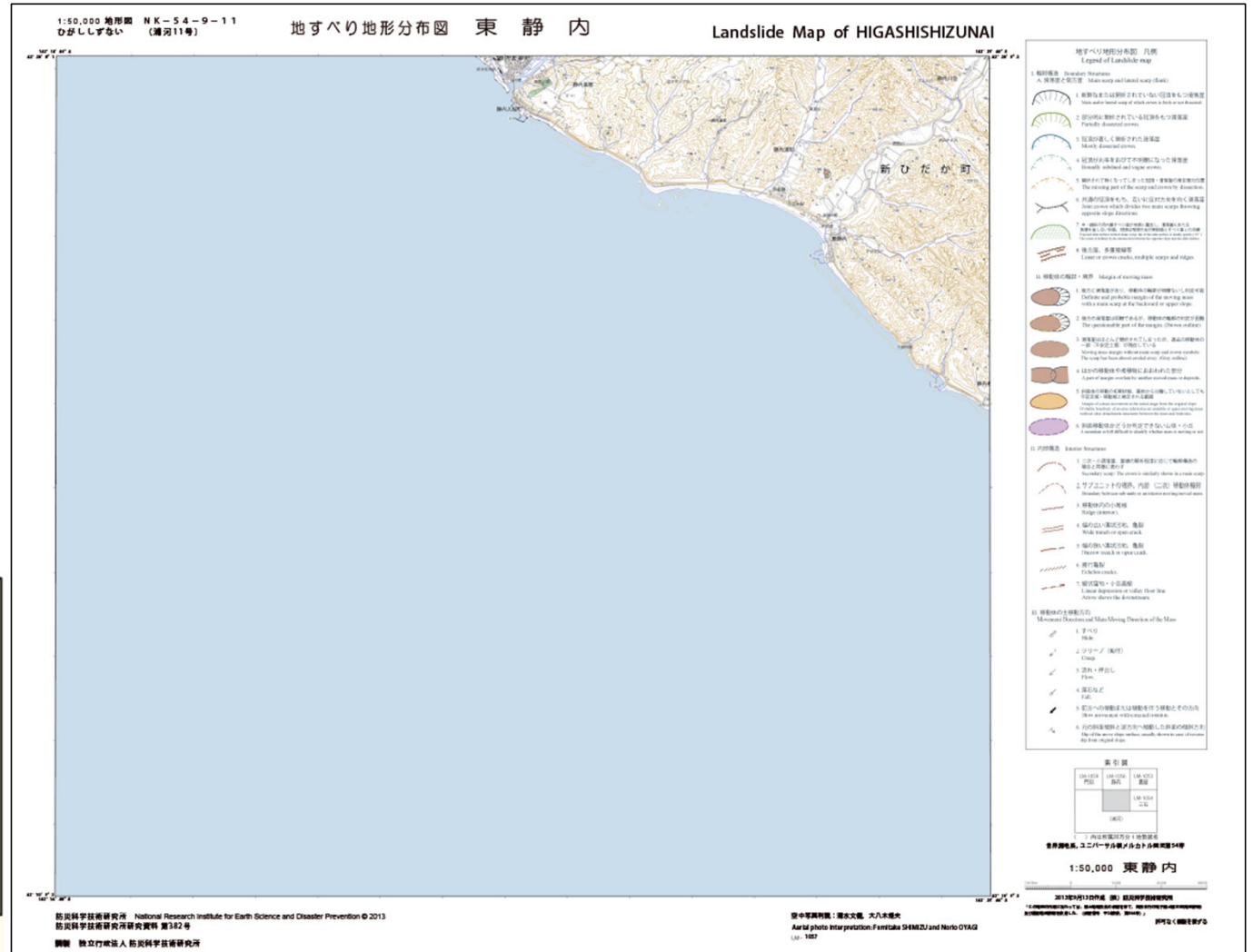
防災科学技術研究所(2013)より抜粋

vii. 陸上の地すべり地形に係る文献調査

地すべり地形分布図(東静内)



徳山ほか(2001)より抜粋・一部加筆



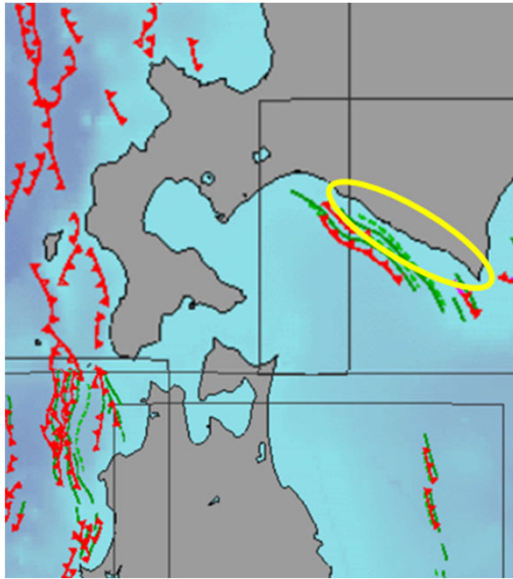
富川 TOMKAWA LM-1058	新和 SHINWA LM-1055	イドンナップ岳 IDONNAPPU DAKE LM-1052	札内川上流 SATSUNAI GAWAJORYU LM-1049	上札内 KAMISATSUNAI LM-1045	忠類 CHURUI LM-1042	湧洞沼 YUDONUMA (地すべり 地形なし)
門別 MOMBETSU LM-1059	静内 SHIZUNAI LM-1056	農屋 NOYA LM-1053	神威岳 KAMUIDAKE LM-1050	上豊似 KAMITYOYONI LM-1046	大樹 TAIKI (地すべり 地形なし)	
	東静内 HIGASHI SHIZUNAI LM-1057	三石 MITSUISHI LM-1054	西舎 NISHICHA LM-1051	楽吉岳 RAKKODAKE LM-1047	広尾 HIROO LM-1043	
			浦河 URAKAWA (地すべり 地形なし)	えりも ERIMO LM-1048	底野 SHOYA LM-1044	
				棕袋岬 ERIMOMISAKI (地すべり 地形なし)		

防災科学技術研究所(2013)より抜粋・一部加筆

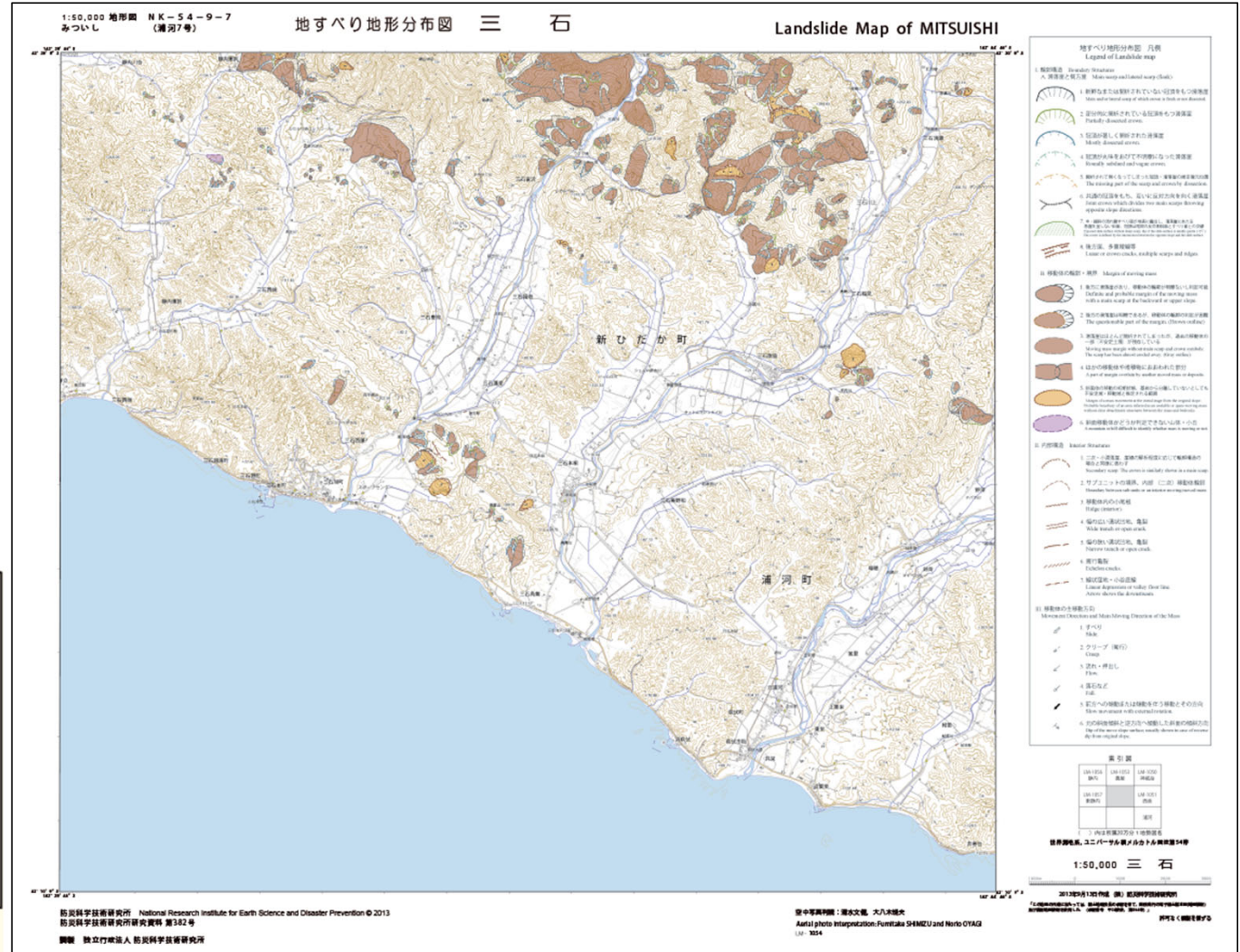
防災科学技術研究所(2013)より抜粋

vii. 陸上の地すべり地形に係る文献調査

地すべり地形分布図(三石)



徳山ほか(2001)より抜粋・一部加筆



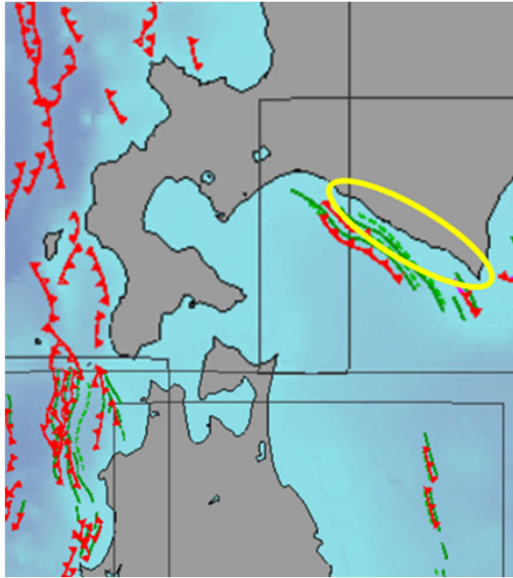
富川 TOMIKAWA LM-1058	新和 SHINWA LM-1055	イドンナップ岳 IDONNAPPU DAKE LM-1052	札内川上流 SATSUNAI GAWAJORYU LM-1049	上札内 KAMISATSUNAI LM-1045	忠類 CHURUI LM-1042	湧洞沼 YUDONUMA (地すべり 地形なし)
門別 MOMBETSU LM-1059	静内 SHIZUNAI LM-1056	農屋 NOYA LM-1053	神威岳 KAMUIDAKE LM-1050	上豊似 KAMITOYONI LM-1046	大樹 TAIKI (地すべり 地形なし)	
	東静内 HIGASHI SHIZUNAI LM-1057	三石 MITSUSHI LM-1054	西舎 NISHICHA LM-1051	楽吉岳 RAKKODAKE LM-1047	広尾 HIROO LM-1043	
			浦河 URAKAWA (地すべり 地形なし)	えりも ERIMO LM-1048	底野 SHOYA LM-1044	
			棕袋岬 ERIMOMISAKI (地すべり 地形なし)			

防災科学技術研究所(2013)より抜粋・一部加筆

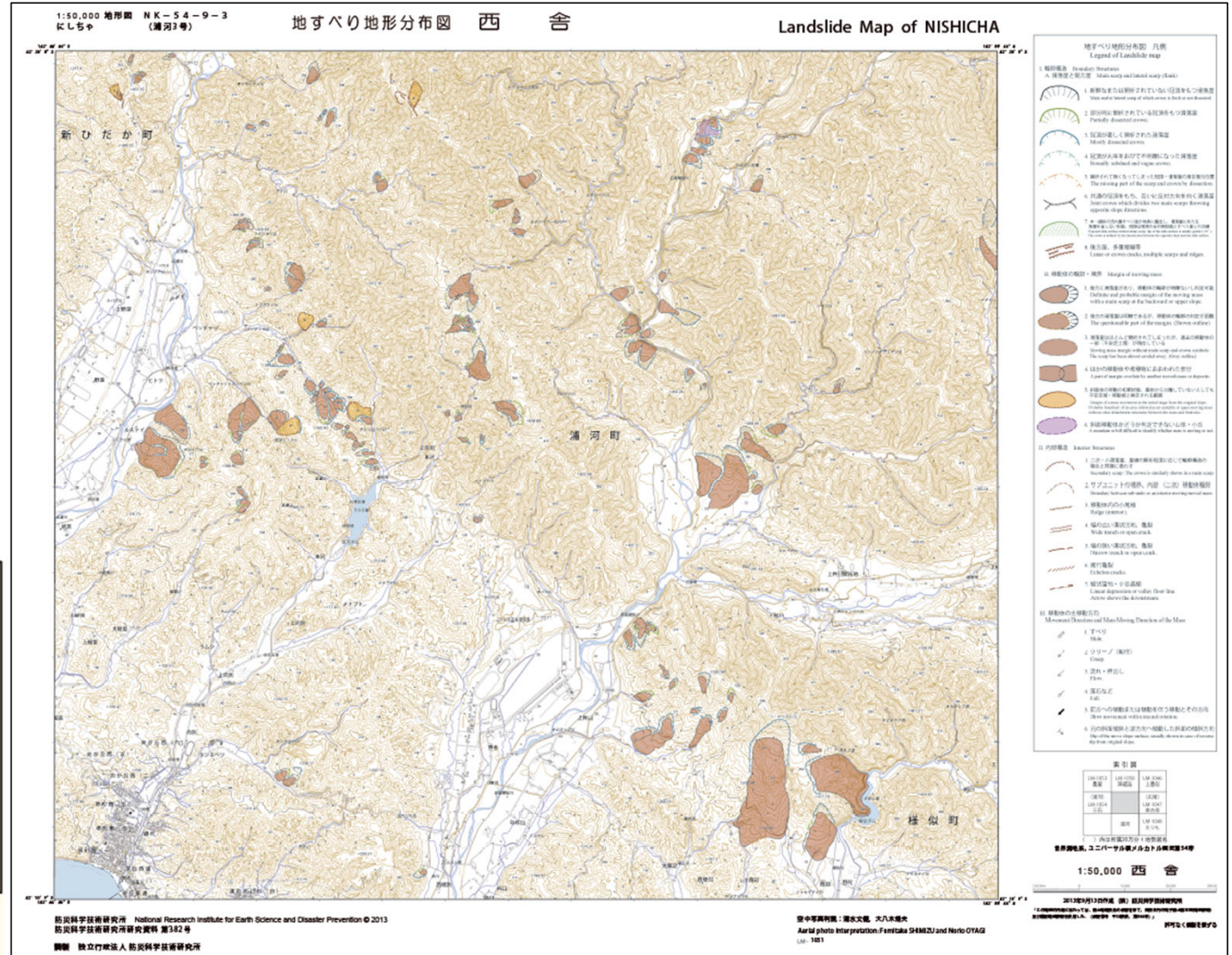
防災科学技術研究所(2013)より抜粋

vii. 陸上の地すべり地形に係る文献調査

地すべり地形分布図(西舎)



徳山ほか(2001)より抜粋・一部加筆



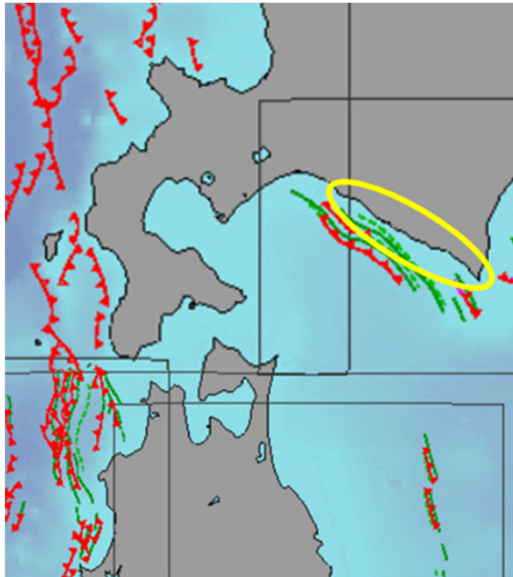
富川 TOMIKAWA LM-1058	新和 SHINWA LM-1055	イドンナップ岳 IDONNAPPU DAKE LM-1052	札内川上流 SATSUNAI GAWAJORYU LM-1049	上札内 KAMISATSUNAI LM-1045	忠類 CHURUI LM-1042	湧洞沼 YUDONUMA (地すべり 地形なし)
門別 MOMBETSU LM-1059	静内 SHIZUNAI LM-1056	農屋 NOYA LM-1053	神威岳 KAMUIDAKE LM-1050	上豊似 KAMITROYONI LM-1046	大樹 TAIKI (地すべり 地形なし)	
	東静内 HIGASHI SHIZUNAI LM-1057	三石 MITSUISHI LM-1054	西舎 NISHICHA LM-1051	楽古岳 RAKKODAKE LM-1047	広尾 HIROO LM-1043	
			浦河 URAKAWA (地すべり 地形なし)	えりも ERIMO LM-1048	底野 SHOYA LM-1044	
				棕裳岬 ERIMOMISAKI (地すべり 地形なし)		

防災科学技術研究所(2013)より抜粋・一部加筆

防災科学技術研究所(2013)より抜粋

vii. 陸上の地すべり地形に係る文献調査

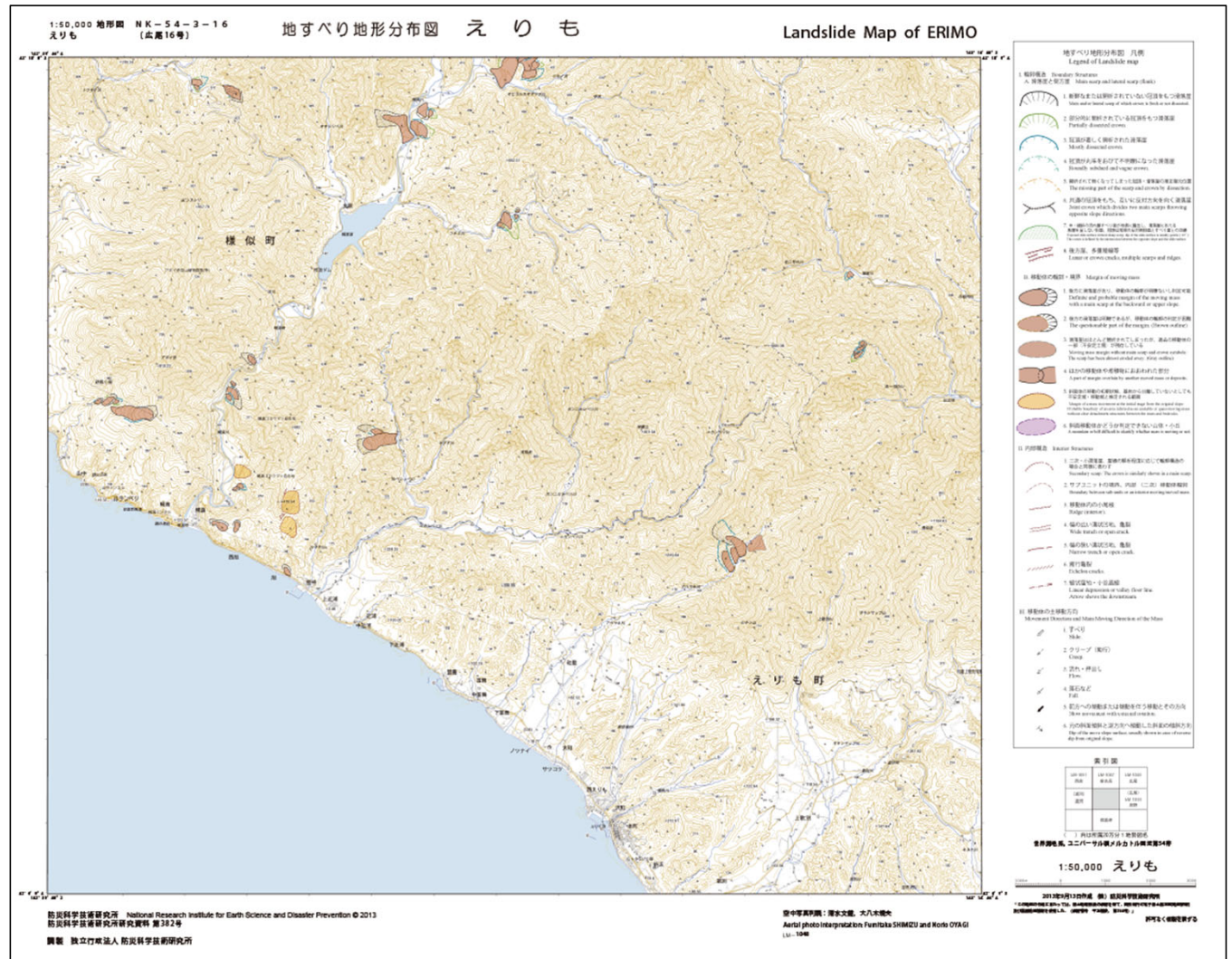
地すべり地形分布図(えりも)



徳山ほか(2001)より抜粋・一部加筆

富川 TOMIKAWA LM-1058	新和 SHINWA LM-1055	イドンナップ岳 IDONNAPPU DAKE LM-1052	札内川上流 SATSUNAI GAWAJORYU LM-1049	上札内 KAMISATSUNAI LM-1045	忠類 CHURUI LM-1042	湧洞沼 YUDONUMA (地すべり 地形なし)
門別 MOMBETSU LM-1059	静内 SHIZUNAI LM-1056	農屋 NOYA LM-1053	神威岳 KAMUIDAKE LM-1050	上豊似 KAMITYOYONI LM-1046	大樹 TAIKI (地すべり 地形なし)	
	東静内 HIGASHI SHIZUNAI LM-1057	三石 MITSUISHI LM-1054	西舎 NISHICHA LM-1051	楽吉岳 RAKKODAKE LM-1047	広尾 HIROO LM-1043	
			浦河 URAKAWA (地すべり 地形なし)	えりも ERIMO LM-1048	底野 SHOYA LM-1044	
			棕袋岬 ERIMOMISAKI (地すべり 地形なし)			

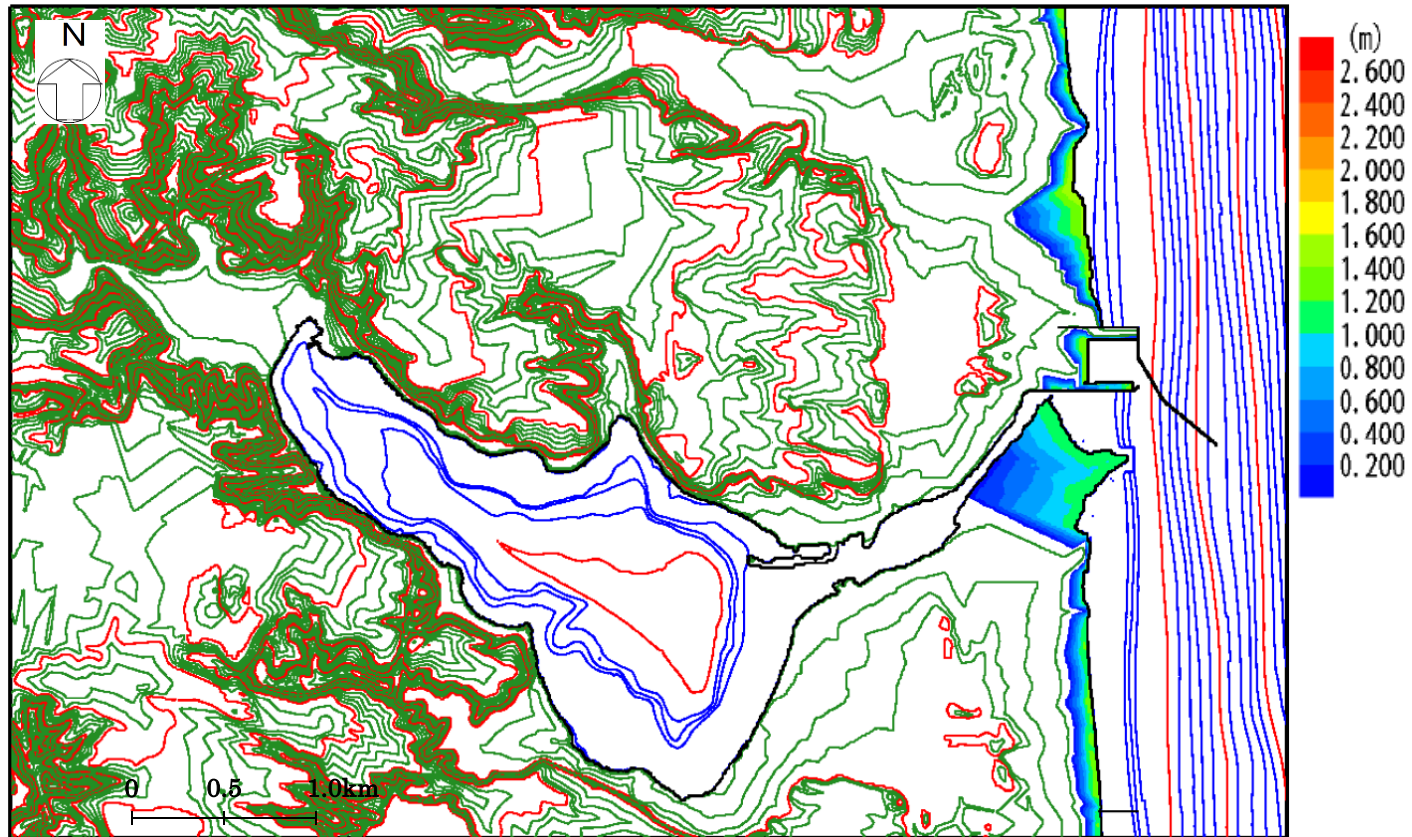
防災科学技術研究所(2013)より抜粋・一部加筆



防災科学技術研究所(2013)より抜粋

viii. 海底地すべりに係る補足

浸水深分布

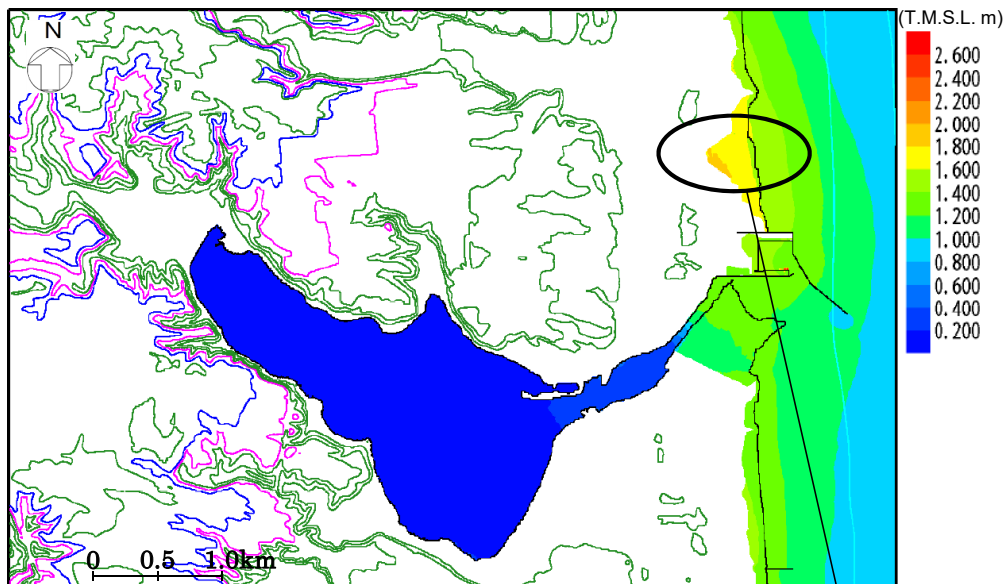


※コンター線は陸域2m, 海域1mピッチ

Kinematic Landslideモデルにおける浸水深分布

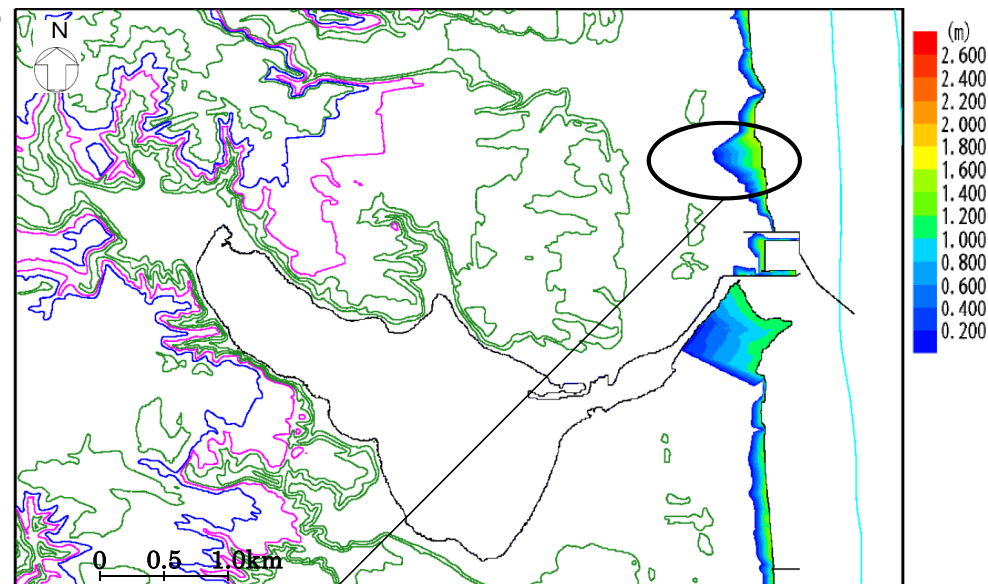
viii. 海底地すべりに係る補足

津波高分布と浸水深分布の比較



※コンター線は10mピッチ

Kinematic Landslideモデルにおける津波高*分布

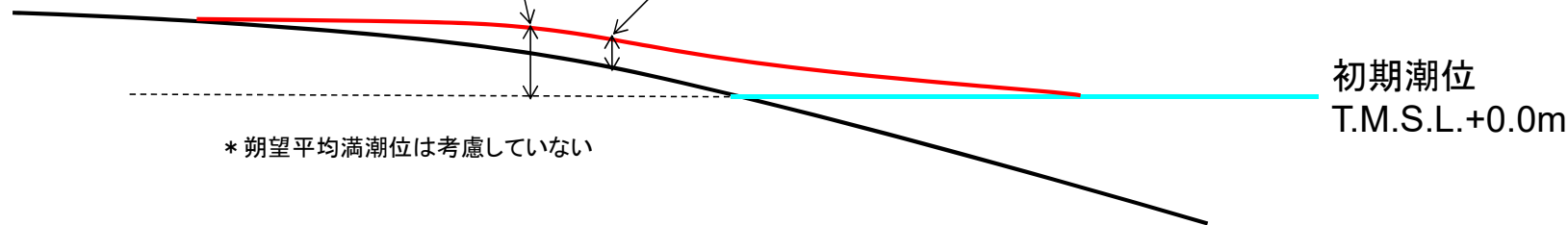


※コンター線は10mピッチ

Kinematic Landslideモデルにおける浸水深分布

津波高*

浸水深



* 朔望平均満潮位は考慮していない

初期潮位
T.M.S.L.+0.0m

ix. 「日本海溝沿いの地震活動の長期評価」(地震調査委員会(2019))の これまでの津波の評価内容への影響について 概要



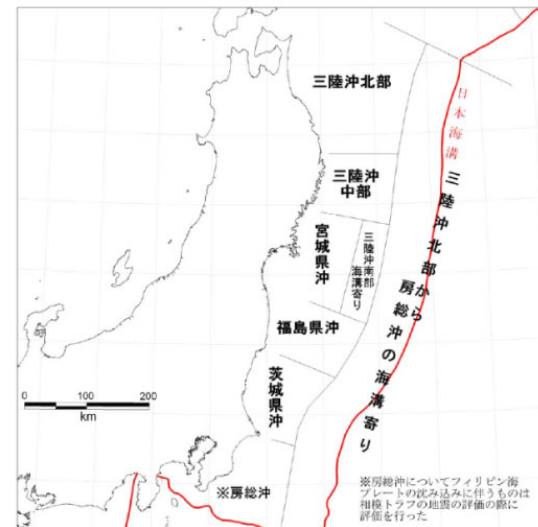
- 敷地前面領域を含む日本海溝沿いについては、従来より、地震調査研究推進本部において、青森県東方沖から房総沖までの領域を対象とした長期的な地震発生可能性について確率評価が行われており、2002年以降、複数回の改訂がされている。
- 日本海溝沿いの地震活動の長期評価については、地震調査研究推進本部より2019年2月26日に改訂・公表されている(以下「地震調査委員会(2019)」という。)

- 既往知見を踏まえた津波の評価のうち、プレート間地震の南方への連動型地震については、敷地前面の三陸沖北部から南方の日本海溝沿いへの連動を考慮していることから、これまでの南方への連動型地震に係る評価内容への影響の有無について確認を行う。

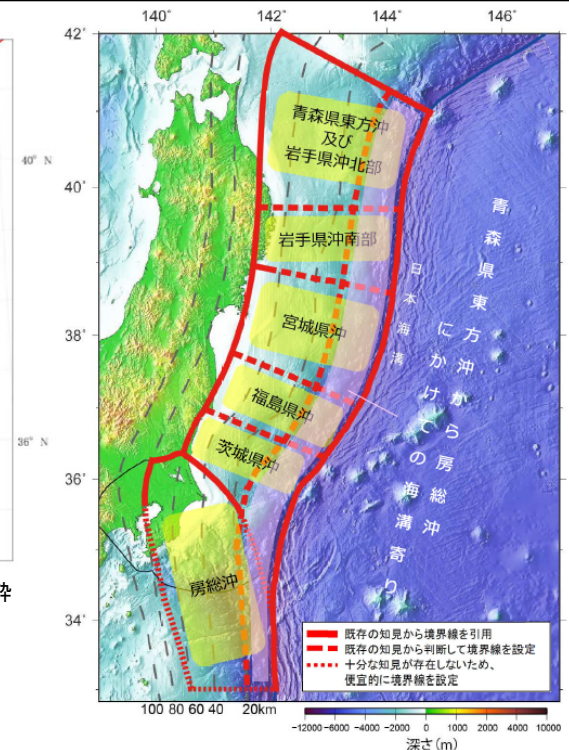
<参考>

地震調査委員会(2019)では、2012年に改訂された「三陸沖から房総沖に掛けての地震活動の長期評価(第二版)」(以下「地震調査委員会(2012)」という。)から、評価対象領域の変更が行われており、あわせて「日本海溝沿いの地震活動の長期評価」に評価名称が変更されている。具体的な変更内容は以下のとおり。

- 第二版における陸寄りの各領域について、海溝寄りの領域まで延長。
- 宮城県沖の領域について、宮城県沖、三陸沖南部海溝寄りに分割されていたものを統合。
- 茨城県沖と房総沖の境界位置を変更。
- 領域境界の見直しに伴い、陸側の領域について、西側の境界を太平洋プレート上面深さ60kmの等深線に沿って設定。



地震調査委員会(2012)より抜粋
地震調査委員会(2012)における領域



地震調査委員会(2019)より抜粋
地震調査委員会(2019)における領域

ix. 「日本海溝沿いの地震活動の長期評価」(地震調査委員会(2019))の これまでの津波の評価内容への影響について 南方への連動型地震の評価への影響



超巨大地震の地震規模

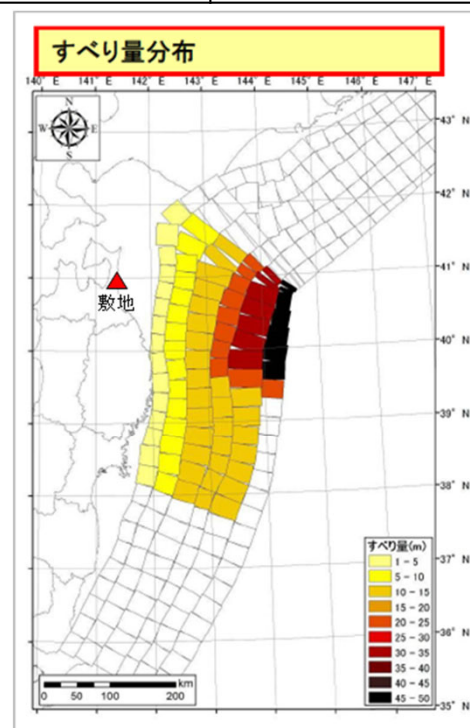
	地震名	発生領域	地震規模
地震調査委員会(2019)	超巨大地震 (東北地方太平洋沖型)	岩手県沖南部 ～茨城県沖	M9.0程度
南方への 連動型地震	H24青森県太平洋側想定地震 (青森県海岸津波対策検討会 (2012))	敷地前面を 含む複数領域 (三陸沖北部※ ～宮城県沖)	Mw9.0

- ▶ 地震調査委員会(2019)では、地層に残された巨大津波の記録から、複数の領域を震源域とする地震として、超巨大地震(東北地方太平洋沖型)として、M9.0程度の地震が考慮されている。
- ▶ 上記地震の震源域については、最新の活動である東北地方太平洋沖地震の知見から、宮城県沖を必ず含み、隣接する領域(岩手県沖南部または福島県沖)の少なくとも一方にまたがり、場合によっては茨城県沖まで破壊が及ぶ超巨大地震として評価されている。

- ▶ 既往知見を踏まえた津波評価のうち、南方への連動型地震の評価では、青森県海岸津波対策検討会(2012)の「H24青森県太平洋側想定地震の津波断層モデル」を参照している。
- ▶ 「H24青森県太平洋側想定地震の津波断層モデル」は、敷地前面の領域から宮城県沖までの連動を考慮したMw9.0の地震を想定しているモデルであり、同モデルでは、敷地前面の領域に超大すべり域・大すべり域が設定されている。

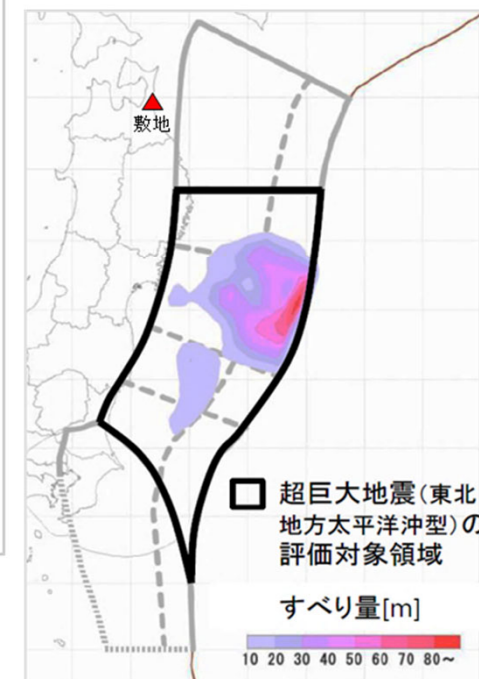
- ▶ 南方への連動型地震として参照している青森県海岸津波対策検討会(2012)の「H24青森県太平洋側想定地震の津波断層モデル」については、地震調査委員会(2019)における超巨大地震に対して、同等のMw9.0の地震を考慮していること、また、敷地に最も近い領域である三陸沖北部の領域を震源領域に考慮していること及び同領域に超大すべり域・大すべり域を設定していることから、敷地近傍における津波高が高くなると想定される。
- ▶ 以上より、地震調査委員会(2019)の知見を踏まえても、当社の津波評価への影響はないと評価した。

※地震調査委員会(2019)における「青森県東方沖及び岩手県沖北部」に相当する。



青森県海岸津波対策検討会(2012)より
抜粋・一部加筆

「H24青森県太平洋側想定地震の津波断層モデル」のすべり量分布



(地震調査委員会(2019)より
抜粋・一部加筆)

地震調査委員会(2019)による
超巨大地震の震源領域

参考文献一覧①

- (1) 宇佐美龍夫・石井寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子(2013):日本被害地震総覧 599-2012, 東京大学出版会.
- (2) 渡辺偉夫(1998):日本被害津波総覧[第2版], 東京大学出版会.
- (3) 気象庁(1951-2010):地震月報ほか
- (4) 国立天文台編(2014):平成26年 理科年表 机上版, 第87冊, 丸善.
- (5) 羽鳥徳太郎(2000):「三陸沖歴史津波の規模の再検討」, 津波工学研究報告, 東北大学災害科学国際研究所(津波工学研究分野), 第17号.
- (6) 中央気象台(1933):昭和八年三月三日三陸沖強震及津波報告, 験震時報, 第7巻, 2号別刷.
- (7) 伊木常誠(1897):「三陸地方津浪実況取調報告」, 震災予防調査会報告, 第11号.
- (8) 松尾春雄(1933):「三陸津浪調査報告」, 内務省土木試験所報告, 第24号.
- (9) 松尾春雄(1934):「三陸津浪調査報告(追加)」, 内務省土木試験所報告, 第27号.
- (10) 地震研究所(1934):「昭和八年三月三日三陸地方津浪に関する論文及報告」, 東京帝国大学地震研究所彙報, 別冊第1号.
- (11) 岸力(1969):「1968年十勝沖地震調査報告 津波一北海道東北沿岸」, 1968年十勝沖地震調査報告, 1968年十勝沖地震調査委員会編.
- (12) 東北大学大学院工学研究科附属災害制御研究センター(2004):「第2編 調査報告」, 津波工学研究報告, 東北大学災害科学国際研究所(津波工学研究分野), 第21号.
- (13) 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ(2012):「調査情報」. 東北地方太平洋沖地震津波情報. <http://www.coastal.jp/tjt/>.
- (14) チリ津波合同調査班(1961):「津波の高さの測定方法および基準に最高波来襲時刻について」, 1960年5月24日チリ地震津波に関する論文及び報告, 丸善.
- (15) 気象庁(1961):「第2章 各地の踏査および調査報告」, 昭和35年5月24日チリ地震津波調査報告, 気象庁技術報告, 第8号.
- (16) 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」.
- (17) 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, 第52号.
- (18) 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」, 土木学会附属土木図書館ホームページ 震災報告デジタルアーカイブ, http://www.jsce.or.jp/library/eq_repo/Vol3/13/Chile.html.
- (19) 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.
- (20) 土木学会(2002):原子力発電所の津波評価技術, 社団法人土木学会原子力土木委員会津波評価部会.
- (21) 後藤智明・小川由信(1982):Leap-frog法を用いた津波の数値計算法, 東北大学工学部土木工学科
- (22) 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
- (23) L.Mansinha and D.E.Smylie(1971):「The displacement fields of inclined faults」, Bulletin of the seismological Society of America, Vol.61, No.5.
- (24) 青森県海岸津波対策検討会(2012):「第4回青森県海岸津波対策検討会資料」, 青森県庁県土整備部河川砂防課, 青森県庁ホームページ, <http://www.pref.aomori.lg.jp/kotsu/build/tunami-kentokai.html>
- (25) 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.
- (26) 防災科学技術研究所(2009):「地すべり地形分布図第42集「野辺地・八戸」」, 地すべり地形分布図データベース, 防災科学技術研究所研究資料, 第329号, <http://lsweb1.ess.bosai.go.jp/pdfview/s42-index.html>
- (27) Fukashi Maeno and Fumihiko Imamura(2007):「Numerical investigations of tsunamis generated by pyroclastic flows from the Kikai caldera, Japan」, Geophysical Research Letters, AGU Publications, Vol.34, L23303.
- (28) 本間仁(1940):「低溢流堰堤の流量係数」, 土木学会誌, 第26巻.
- (29) 海上保安庁(2014):「海域火山データベース」, 海上保安庁ホームページ, <http://www1.kaiho.mlit.go.jp/GIJUTSUKOKUSAI/kaiikiDB/list-2.htm>. (参照 2014-09-01)
- (30) 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004):「千島海溝沿いの地震活動の長期評価(第二版)について」.
- (31) 内閣府(2012):「南海トラフの巨大地震モデル検討会(第二次報告) 津波断層モデル編一津波断層モデルと津波高・浸水域等について」
- (32) 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末期以降の構造発達史, 海洋調査技術, vol.13, No.1.
- (33) 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, 海洋出版株式会社, 号外, No.28.
- (34) 気象庁(2013):「日本活火山総覧(第4版)Web掲載版」, 気象庁ホームページ, http://www.data.jma.go.jp/svd/vois/data/tokyo/STOCK/souran/menu_jma_hp.html
- (35) 防災科学技術研究所(2013):「地すべり地形分布図第54集「浦河・広尾」」, 防災科学技術研究所研究資料, 第382号.
- (36) B.G.McAdoo・L.F.Pratson・D.L.Orange(2000):「Submarine landslide geomorphology, US continental slope」, Marine Geology, 169, 4

参考文献一覧②

- (37) 都司嘉宣・上田和枝・佐竹健治(1998):「日本で記録された1700年1月(元禄十二年十二月)北米巨大地震による津波」,地震, 第2輯,第51巻.
- (38) 河田恵昭・小池伸昭・嘉戸重仁・井上雅夫(1998):「わが国沿岸部における遠地津波の伝播特性について」, 海洋工学論文集, 第45巻.
- (39) 内閣府中央防災会議(2006):「日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会報告について」.
- (40) 文部科学省測地学分科会(2014):「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」,「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画」平成25年度年次報告(機関別), 議題番号1002.
- (41) 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.
- (42) 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,154.
- (43) Yushiro Fujii and Kenji Satake(2012):「Slip Distribution and Seismic Moment of the 2010 and 1960 Chilean Earthquakes Inferred from Tsunami Waveforms and Coastal Geodetic Data」, Pure and Applied Geophysics,170.
- (44) 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 Reserch,vol.101,No.B1.
- (45) Yuichiro Tanioka・Yudhicara・Tomohiro Kususose・S.Kathiroli・Yuichi Nishimura・Sin-Iti Iwasaki・Kenji Satake(2006):「Rupture process of the 2004 great Sumatra-Andaman erathquake estimated from tsunami waveforms」,Earth Planets Space,58.
- (46) 土木学会(2016):原子力発電所の津波評価技術2016, 社団法人土木学会原子力土木委員会津波評価小委員会.
- (47) 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2017):「千島海溝沿いの地震活動の長期評価(第三版)」.