



Title	河口砂州と砂丘の津波減勢効果に関する研究
Author(s)	二階, 竜司
Citation	大阪大学, 2016, 博士論文
Version Type	VoR
URL	https://doi.org/10.18910/59581
rights	
Note	

The University of Osaka Institutional Knowledge Archive : OUKA

<https://ir.library.osaka-u.ac.jp/>

The University of Osaka

博士学位論文

河口砂州と砂丘の津波減勢効果に関する研究

二階堂 竜司

2016 年 7 月

大阪大学大学院工学研究科

論文内容の要旨

2011 年東北地方太平洋沖地震津波による災害では、最大クラスの津波に対して施設だけで完全に防護することが困難であり、ハード・ソフト施策を組み合わせた多重防御の重要性が再認識された。防災施設以外にも津波減勢効果を有する自然地形として河口砂州と砂丘があり、既往津波災害においても津波水位の低減等の減勢効果が確認されている。しかし、津波越流に伴う河口砂州・砂丘の侵食メカニズムおよびその評価法が確立されていないことから、これまでこれらの自然地形による津波減勢効果を扱った研究は十分に行われていない。

本論文は、河口砂州および砂丘が有する津波減勢効果を明らかにするため、文献調査、水理模型実験、現地データに基づく実態分析および数値シミュレーションを実施し、それらの研究成果をまとめたものである。本論文は、次の 6 章で構成される。

第 1 章は序論で、本研究の背景、目的、構成等について述べた。

第 2 章では、自然・地域インフラに関する津波減災効果、河口砂州・砂丘の津波減勢効果および津波移動床計算モデルに関する既往研究を整理したうえで、本研究の特色について述べた。

第 3 章では、津波減災効果が期待できる自然・地域インフラの全国事例を収集・分類し、自然・地域インフラの全体像を明らかにした。本研究で対象としている河口砂州および砂丘は、堤体背後での津波減勢効果が期待できる自然インフラであることがわかった。

第 4 章では、青森県から千葉県の広域を対象に、2011 年の東北地方太平洋沖地震津波による河口砂州の侵食実態を分析し、津波越流水深が約 2m 以上になると河口砂州の 6 割程度以上が水面下まで侵食することがわかった。越流水深 2m は設計津波 (L1 津波) でも発生しうる規模であり、実務における河川の施設計画や被害想定を検討時には河口砂州の侵食に留意する必要性を示した。河口砂州の津波減勢効果を評価するための津波シミュレーションモデル構築において、(1)湾曲した河川では、河道形状に適合した一般座標系格子を用いることで津波水位の再現精度を向上できること、(2)浮遊砂の巻き上げ量に影響を与える飽和浮遊砂濃度は、一定値と流況による可変値の大きい方を採用することで河口砂州および海域の地形変化を良く再現できることを示した。構築した津波シミュレーションモデルを用いた河口砂州の津波減勢効果を把握するための数値実験では、利根川と阿武隈川をケーススタディの対象河川とし、河口砂州が存在する場合は、津波水位・流速等の低減、浸水範囲の減少、津波到達時間の遅延が期待できることを定量的に示した。

第 5 章では、循環水槽とダムブレイク型造波水槽を用いた水理模型実験から、津波越流による砂丘の侵食特性を分析した。津波越流時には津波の流況に応じて侵食位置および侵食量に変化し、堤体裏法側だけでなく堤体表法側の侵食が生じることを見出した。堤体の天端高さ低下速度の予測式は、土の侵食速度算定に一般的に用いられているシールズ数を用いた方法に加え、計測しやすい諸元の越流水深を用いて、その累乗で表現できる可能性を示した。また、ダムブレイク型造波水槽による砂丘の侵食実験の再現計算から、津波シミュレーションモデルの地形変化の適用性を検討したところ、堤体表法側の侵食の再現に課題があるものの侵食面積は概ね再現できることがわかった。中田島砂丘周辺をケーススタディの対象地域とし、構築した津波シミュレーションモデルを用いて砂丘の津波減勢効果を把握するための数値実験を実施した。砂丘が存在することにより砂丘岸側の津波水位・浸水深・流速・流体力の低減、浸水面積の減少、津波到達時間の遅延が期待できることを定量的に示した。砂丘の堤体幅拡幅や植生被覆により砂丘の耐侵食性を向上させた場合には、砂丘の侵食量低減および砂丘岸側の津波被害軽減が期待できる一方、砂丘沖側の津波水位等の増大を招くため、砂丘の補強は対象地域の資産や土地利用の状況等を勘案する必要があることを示した。また、地形変化を考慮しない手法 (固定床計算) では、地形変化を考慮する手法 (移動床計算) と比べて、浸水深等の津波被害を過小に評価する可能性を示した。

第 6 章では、本研究から得られた成果を結論としてまとめた。

目 次

1. 序論.....	1
1.1 研究の背景	1
1.2 日本における津波災害と津波に関する対策・検討の現状.....	2
1.2.1 日本における主な津波災害	2
1.2.2 将来の発生が予測されている津波	4
1.2.3 津波に関する検討・対策の現状	5
1.3 本研究の目的.....	6
1.4 本研究の構成.....	7
1.5 用語の定義	8
第 1 章の参考文献	10
2. 既往研究の整理と本研究の特色	12
2.1 はじめに.....	12
2.2 津波減災効果が期待できる自然・地域インフラに関する既往研究と本研究の特色	12
2.3 河口砂州の津波減勢効果に関する既往研究と本研究の特色	13
2.4 砂丘の津波減勢効果に関する既往研究と本研究の特色	14
2.5 津波移動床計算の既往研究と本研究の特色	15
2.5.1 計算モデルの分類.....	15
2.5.2 平面二次元津波移動床計算の解析手法	16
2.5.3 本研究で用いる津波移動床計算手法とその特色	28
2.6 まとめ	29
第 2 章の参考文献	30
3. 津波減災効果が期待できる自然・地域インフラの分類と事例分析	34
3.1 はじめに.....	34
3.2 自然・地域インフラ事例の収集・分類	36
3.2.1 収集方法.....	36
3.2.2 収集・分類結果.....	36
3.2.3 現地踏査.....	41
3.3 自然・地域インフラの事例分析	43
3.3.1 自然・地域インフラの種類ごとの津波減災効果	43
3.3.2 自然・地域インフラ整備と津波災害の関連	44
3.3.3 自然・地域インフラの減災効果の存続期間	45
3.4 自然・地域インフラに関する課題	46
3.5 まとめ	47
第 3 章の参考文献	48

4. 河口砂州の津波減勢効果	52
4.1 はじめに	52
4.2 河口砂州について	53
4.2.1 河口砂州の形成・消失	53
4.2.2 河口砂州の現地状況および粒径	53
4.3 東北地方太平洋沖地震津波による河口砂州の侵食実態	55
4.3.1 対象地域・対象河川	55
4.3.2 検討手法	57
4.3.3 侵食面積と越流水深の関係	59
4.4 利根川における河口砂州の津波減勢効果	61
4.4.1 利根川の概要	62
4.4.2 東北地方太平洋沖地震津波による被害と地形変化の実態	63
4.4.3 計算モデルの構築・検証	66
4.4.4 河口砂州の津波減勢効果	83
4.5 阿武隈川における河口砂州の津波減勢効果	104
4.5.1 阿武隈川の概要	105
4.5.2 東北地方太平洋沖地震津波による被害と地形変化の実態	106
4.5.3 計算モデルの構築・検証	107
4.5.4 河口砂州の津波減勢効果	125
4.6 河口砂州の管理等に関する課題	151
4.7 まとめ	152
第4章の参考文献	153
5. 砂丘の津波減勢効果	157
5.1 はじめに	157
5.2 砂丘について	158
5.2.1 砂丘の形成と分布状況	158
5.2.2 砂丘の現地状況	160
5.2.3 砂丘の地形	161
5.2.4 砂丘の粒度分析	163
5.3 東北地方太平洋沖地震津波の地形変化実態	164
5.4 循環水槽による侵食実験	166
5.4.1 水理模型実験による侵食実態	166
5.4.2 天端高さ低下速度の予測式の提案	171
5.5 ダムブレイク型造波水槽による砂丘の侵食実験	175
5.5.1 砂丘の津波越流実験	175
5.5.2 越流水深を用いた天端高さ低下速度の予測式の提案	181
5.5.3 津波越流実験の再現計算	183
5.6 現地海岸における砂丘の津波減勢効果の数値実験	188
5.6.1 砂丘の津波減勢効果の検討	188
5.6.2 堤体幅が大きい場合・植生の耐侵食性を考慮した場合の砂丘の津波減勢効果の検討	221

5.6.3 津波減勢効果の評価	233
5.7 砂丘の管理等に関する課題	234
5.8 まとめ	235
第 5 章の参考文献	236
6. 結論.....	239
本研究に関連した公表論文一覧	241
謝辞.....	242

1. 序論

1.1 研究の背景

日本周辺は、複数のプレートが存在する世界でも有数の地震多発地帯であり、海域での地震は津波を発生させる。我が国における近年の津波災害として、2011 年の東北地方太平洋沖地震津波、1993 年の北海道南西沖地震津波、1983 年の日本海中部地震津波などがあり、特に東北地方太平洋沖地震津波では死者数・行方不明者数が約 22,000 名¹⁾となる甚大な被害が生じた。また、南海トラフの巨大地震津波などは、近い将来に発生することが予測されており、その被害が危惧されている。我が国では、過去に経験した津波の教訓と知見を踏まえ、各地域で津波に関する検討や対策が行われている状況にある。

津波被害を低減させるためには、堤防、水門等の防災施設が有効であるが、最大クラスの津波高は十数 m 以上になる場合もあり、施設だけで完全に防護することは困難である。施設規模を上回る津波に対しては、ハード施策とソフト施策を組み合わせた多重防御による被害の防止・軽減方策が重要となる。

既往津波災害では、砂丘や樹林、道路盛土などの自然地形や地物による津波の減勢、津波教訓の伝承による避難行動の喚起など、海岸堤防以外にも津波による被害の軽減に貢献したものが確認された。これらは減災に役立つ広義のインフラと見なすことができることから、国土交通省国土技術政策総合研究所（諏訪²⁾）では、「自然・地域インフラ」と総称することが提唱されている。しかし、これらの自然・地域インフラに関する既往研究は、対象とする地域やインフラを限定したものが多く、津波減災効果を期待できるものにどのようなものがあるのかなど、その全体像は不明確である。自然・地域インフラの全体像の把握とそれらの津波減災地域づくり等への活用が望まれる。

自然・地域インフラのうち、盛土形状の地物である河口砂州と砂丘は、津波に対して背後地への津波越流量の低減や津波到達時間の遅延効果が期待されるものの、津波越流時には堤体の侵食・崩壊が生じる恐れがある。施設計画および被害想定において、精度の高い津波シミュレーションを行うためには、河口砂州、砂丘および海域等について、地形変化を考慮可能な計算手法を用いることが望ましい。しかし、国や地方自治体で実施されている津波シミュレーションは、地形変化が考慮されていない場合が多く、その要因として、地形変化メカニズムの知見が不足していると同時に地形変化の予測手法が十分に確立されていないことが挙げられる。

河口砂州や砂丘等を津波減勢効果のある自然形成物・地物として認識し、津波減災地域づくり等に活用するためには、河口砂州や砂丘等の地形変化を考慮可能な津波シミュレーション手法を確立するとともに、その計算モデルを用いて河口砂州や砂丘の減勢効果を適切に評価することが求められる。

1.2 日本における津波災害と津波に関する対策・検討の現状

1.2.1 日本における主な津波災害

明治以降（1868 年以降）で日本に被害をもたらした主な津波災害を整理する。ここでは、人的損失が生じ始める津波規模として、表 1-1 に示す今村³⁾・飯田⁴⁾による津波規模階級 m が 2 以上を対象とした。明治以降で津波規模階級 m が 2 以上の津波災害一覧を表 1-2 に示す。津波の多くは日本周辺で発生した津波（近地津波）であるが、1960 年のチリ津波のように遠方で発生した津波（遠地津波）が日本で大きな被害をもたらす場合もある。

ここで、日本に被害をもたらした津波災害の発生確率を整理する。表 1-2 より、明治元年（1868 年）から現在（2016 年）までの 148 年間にかけて、津波規模階級 m が 2 以上の津波は 15 回発生している。単純な試算であるが、約 10 年に 1 回の発生確率で、日本において人的損失が生じる規模の津波が生じていることが把握できた。

表 1-1 今村・飯田の津波規模階級の定義（渡辺⁵⁾の表に追記）

規模階級(m)	津波の高さ(H)	被害程度	備考
-1	50cm 以下	なし	
0	1m 程度	非常にわずかの被害	
1	2m 程度	海岸および舟（船）の被害	
2	4～6m 程度	若干の内陸までの被害や人的損失	表 1-2 で 整理した 津波階級
3	10～20m 程度	400km 以上の海岸線に顕著な被害	
4	30m 以上	500km 以上の海岸線に顕著な被害	

表 1-2 日本に被害をもたらした主な津波災害（津波規模階級 m が 2 以上）

発生 (年)	地震名	地震のマグ ニチュード M	津波マグニチュード ^{※1}		津波規模 階級 m	死者・行方 不明者 ^{※2} (人)	家屋 被害 (棟)	出典
			M_t	M_{10}				
1896	明治三陸地震	8.2	7.2	8.3	4	21,753 ^{※3}	12,218 ^{※5}	渡辺 ⁵⁾ 気象庁 ⁶⁾
1897	三陸沖地震	7.7	—	8.0	1～2	—	56 ^{※6}	渡辺 ⁵⁾
1923	関東地震	7.9	—	7.9	2	142,807	868 ^{※7}	渡辺 ⁵⁾
1933	昭和三陸地震	8.1	—	8.2	3	3,064	8,052 ^{※5}	渡辺 ⁵⁾
1940	神威岬津波	7.5	—	7.6	2	10 ^{※3}	67 ^{※5}	渡辺 ⁵⁾
1944	東南海地震	7.9	—	8.0	3	998 ^{※3}	8,672 ^{※5※8}	渡辺 ⁵⁾
1946	南海地震	8.0	—	8.1	3	1,432	34,544 ^{※5}	渡辺 ⁵⁾
1952	1952 年十勝沖地震	8.2	—	8.0	2	33	328 ^{※7}	渡辺 ⁵⁾
1960	チリ地震津波	9.5 ^{※4}	—	—	—	142	42,909 ^{※5}	気象庁 ⁶⁾ 内閣府 ⁷⁾
1964	新潟地震	7.7	—	7.7	2	26 ^{※3}	15,297 ^{※6}	渡辺 ⁵⁾
1968	1968 年十勝沖地震	7.9	—	8.1	2	52 ^{※3}	529 ^{※6}	渡辺 ⁵⁾
1983	日本海中部地震	7.7	—	7.8	3	104 ^{※3}	1,040 ^{※6}	渡辺 ⁵⁾
1993	北海道南西沖地震	7.8	—	7.8	3	230	455 ^{※6}	渡辺 ⁵⁾
1994	北海道東方沖地震	8.1	—	8.2	2	—	189 ^{※6}	渡辺 ⁵⁾
2011	東北地方太平洋沖地震	9.0 ^{※4}	9.1	—	4 ^{※9}	22,010	13,585 ^{※6}	内閣府 ⁸⁾ 総務省消防庁 ⁹⁾ 東京大学地震研 究所 ¹⁰⁾

※1：津波マグニチュード M_t は阿部¹¹⁾， M_{10} は渡辺¹²⁾が定義した津波規模を表す数値であり，数値が大きいほど津波規模が大きいことを表す。これらは，津波の振幅と発生距離から算定される。

※2：地震と津波の被害を分けられないため，地震と津波の死者・行方不明者（チリ地震を除く）

※3：死者のみの数値（行方不明者の記載がないため）

※4：モーメントマグニチュード

※5：流失家屋と浸水家屋の合計

※6：浸水家屋の合計

※7：流失家屋の合計

※8：三重県と和歌山県の合計（全域の被害の記載がないため）

※9：渡辺⁵⁾に記載がないものの，明治三陸地震以上の被害であるため，津波規模階級=4 とした

1.2.2 将来の発生が予測されている津波

地震調査研究推進本部¹³⁾では、主な海溝型地震の地震規模（マグニチュード）と30年以内に地震が起こる確率を図1-1のとおり予測している。これによると、30年以内に地震が起こる確率が50%程度以上の地震は、根室沖の地震、十勝沖の地震、三陸沖北部の地震、宮城県沖の地震、三陸沖南部海溝寄りの地震、三陸沖北部から房総沖の海溝寄りの地震、茨城県沖の地震、相模トラフ沿いのプレートの沈み込みに伴うM7程度の地震、南海トラフの地震である。発生確率が高い地震は太平洋側に多い傾向にある。これらは海域を震源とした地震であるため、地震に伴い津波の発生および被害が懸念される。

内閣府¹⁴⁾では、南海トラフの巨大地震（東海地震・東南海地震・南海地震の3連動による最大クラスの地震）の想定を行っており、その被害規模は想定した状況により異なるものの（想定した津波ケース、発生タイミング、避難状況等を複数ケース想定している）、津波による死者数だけで数万人以上となっている。



図 1-1 主な海溝型地震の30年以内に地震が起こる確率（地震調査研究推進本部¹³⁾）

1.2.3 津波に関する検討・対策の現状

(1) 設計津波の水位（L1 津波）の設定と海岸堤防高の設定方法

津波から堤内地を守るための代表的な施設として、海岸堤防が挙げられる。我が国の海岸堤防の計画堤防天端高は、国土交通省¹⁵⁾が示しているように、高潮（設計高潮位に設計波のうちあげ高を加えた高さ、設計高潮位に設計波の越波流量を十分に減少させるために必要な天端高）と津波（設計津波の水位）の両方に対して、必要な防護能力を有するように決定されている。

従来からこのような津波と高潮の両方を勘案して計画堤防天端高を決定していたものの、2011年の東北地方太平洋沖地震津波が計画堤防高を上回ったこと等を踏まえ、設計津波の水位の設定方法の見直しが行われた。国土交通省¹⁶⁾によれば、「痕跡高や歴史記録・文献等の調査で判明した過去の津波の実績と、必要に応じて行うシミュレーションに基づくデータを用いて、一定頻度（数十年から百数十年に一度程度）で発生する津波の高さ」を設計津波の水位（L1 津波）とするものである。設計津波の水位（L1 津波）および最大クラスの津波(L2 津波)の分類例は、図 1-2 のとおりである。このように設定された設計津波の水位（L1 津波）に対しては、堤防や水門等の施設で防護することが基本とされている。

また、設計津波の水位（L1 津波）を上回る規模の津波が最大クラスの津波（L2 津波）として設定された。L2 津波は施設だけでは被害を完全に防ぐことができない規模の津波であるため、ハード施策とソフト施策を組み合わせた多重防御の考え方による被害軽減が必要となる。

（参考資料）地域海岸における設計津波の対象津波群の選定について

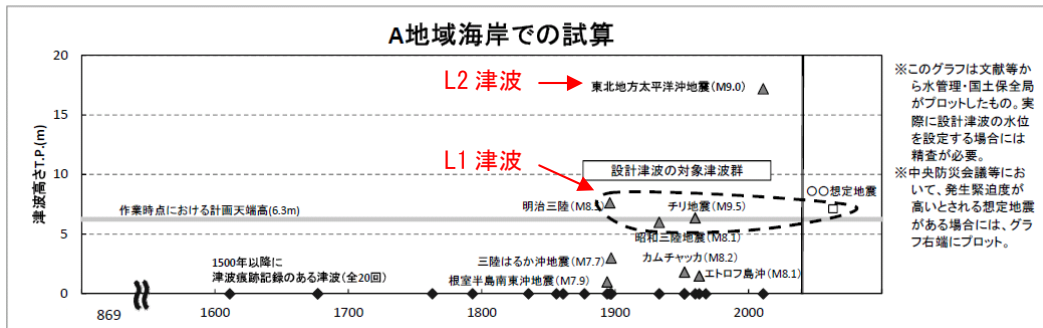


図 1-2 設計津波の水位(L1 津波)と最大クラスの津波(L2 津波)の分類例（国土交通省¹⁶⁾ に加筆）

(2) 最大クラスの津波（L2 津波）に対する被害軽減対策

2011年東北地方太平洋沖地震津波の教訓を踏まえ、2011年12月には、津波防災地域づくりに関する法律が施行され、ハード・ソフトの施策を組み合わせた多重防御による津波災害の防止・軽減方針が示された。また、この法律に従い、各都道府県では法的根拠に基づき、津波浸水想定区域図の作成が進められている。作成にあたっては、国土交通省から「津波浸水想定の設定の手引き」¹⁷⁾も発行されており、河川においては河川津波対策検討会から「河川への遡上津波対策に関する緊急提言」¹⁸⁾が提示されている。

1.3 本研究の目的

以上の研究の背景を踏まえ、本研究の目的を示す。1つ目は、津波に対して減災効果が得られる自然・地域インフラについて、全国の事例を幅広く収集整理することにより、その全体像を把握することを目的とする。既往研究では、津波減災効果を期待できる自然・地域インフラの全体像が不明確なためである。堤防等の保全施設を上回る津波には、ハード・ソフトの両面から減災対策を行うことが求められており、ここでの検討結果は各地域に存在する自然・地域インフラの津波減災効果を再評価し、津波減災地域づくり等に役立てるためのものとなる。

2つ目は、自然・地域インフラのうち、河口砂州と砂丘に焦点を当て、それらが有する津波減勢効果を評価することを目的とする。河口砂州と砂丘に焦点を当てた理由は、どちらも津波減勢効果が期待できる自然形成の地物であり、砂で形成されていることから類似の手法で津波減勢効果を評価できると考えたためである。既往研究では、河口砂州および砂丘の減勢効果に着目した検討は少なく、実験や現地データからいくつかの考察が行われている¹⁹⁾²⁰⁾²¹⁾²²⁾程度であり、複数条件下における詳細な減勢効果は明らかとなっていない。また、津波減勢効果を評価する際には、津波シミュレーションモデルの構築を行うが、津波に対して実測と計算の地形変化を検証した既往研究事例は、湾や港で実施されたもの²³⁾²⁴⁾²⁵⁾がいくつかある程度で、その事例数は十分でない。うえ、本研究で対象としている河口砂州と砂丘を対象とした事例はほとんどない。本研究は、河口砂州および砂丘等の地形変化を考慮できる数値シミュレーションモデルを構築しており、その際に精度向上のための新たな考え方を提案している。加えて、現在、施設計画や被害想定の際に一般的に用いられている地形変化を考慮しない手法(固定床計算)と地形変化を考慮する手法(移動床計算)の比較を行い、津波被害にどのような相違が見られるかを考察し、今後の津波シミュレーションの方向性についても考察を加える。これらは、河口砂州や砂丘といった自然によって形成される地物の持つ津波減勢効果を津波減災地域づくり等に役立てるための資料になると考えられる。

1.4 本研究の構成

本論文の構成を図 1-3 に示す。本論文は、全 6 章で構成されており、各章の概要は以下のとおりである。

第 1 章では、本研究の背景、目的、構成等について述べる。

第 2 章では、既往研究事例を整理するとともに、本研究の特色について述べる。ここで整理する既往研究は、第 3 章の津波に対して減災効果が期待できる自然・地域インフラ、第 4 章の河口砂州の津波減勢効果、第 5 章の砂丘の津波減勢効果、第 4 章と第 5 章の減勢効果の検討に用いる津波移動床計算モデルを対象とする。

第 3 章では、津波に対して減災効果が期待できる自然・地域インフラについて、幅広く事例を収集整理するとともに、それらの事例分析を行い、津波減災効果を有する自然・インフラの全体像および減災効果の特徴を明らかにする。ここで示した自然・地域インフラのうち、第 4 章と第 5 章では河口砂州と砂丘に焦点を当てた津波減勢効果を検討する。河口砂州と砂丘は、どちらも砂で形成されており、類似の評価方法で津波減勢効果が評価できると考えられるためである。

第 4 章では、2011 年の東北地方太平洋沖地震津波を対象として、広域における河口砂州の侵食実態を分析する。加えて、利根川と阿武隈川をケーススタディの対象河川とし、2011 年東北地方太平洋沖地震津波による津波水位、河口砂州等の地形変化等を再現できる津波シミュレーションモデルを構築し、複数条件下の数値実験から河口砂州の有する津波減勢効果を評価する。

第 5 章では、2 種類の水理模型実験から津波越流による砂丘の侵食特性を分析する。加えて、実験の砂丘の地形変化を再現できる津波シミュレーションモデルを構築し、この計算モデルを現地海岸に適用して複数条件下の数値実験を行うことで砂丘の有する津波減勢効果を評価する。

第 6 章では、本研究から得られた結果を取りまとめる。

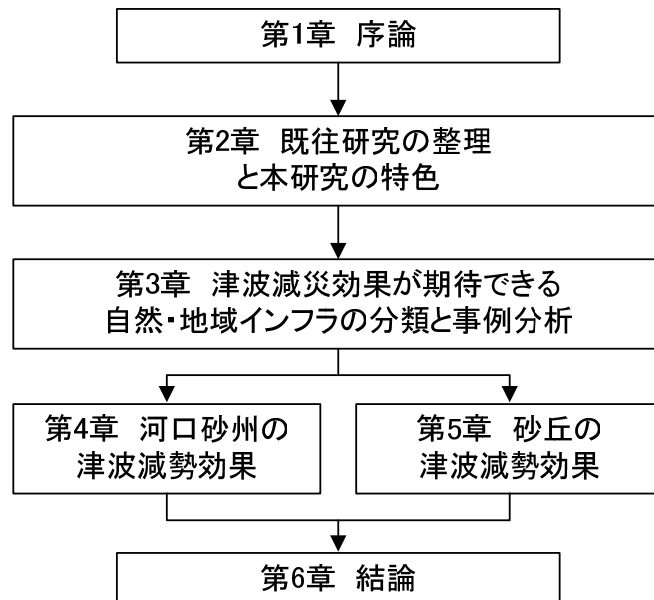


図 1-3 本論文の構成（各章の流れ）

1.5 用語の定義

以降では、本論文において、良く用いる用語の定義を行う。

(1) 河口砂州

河川の河口に形成された砂の堆積物のことを表す。河口砂州の形状は、山本²⁶⁾が河口位置（日本海側，太平洋側，内湾型）や波高・底質特性，上森²⁷⁾が河口形状（直流型河口，偏流型河口，遮蔽型河口）による分類を行っている。また，砂州の伸びている形状から，砂州が両岸から伸長するタイプ，片側から伸長するタイプ，波によって押し込まれ河道内に形成するタイプなど複数の形状が存在する。本研究では，これらの分類は問わず，総称して河口砂州とする。

(2) 砂丘

鈴木²⁸⁾によれば，「風によって風上の地表から吹送された砂が風下の地表に堆積して生じた丘または堤防状の高まり」を砂丘と定義し，さらに，「形成域の地形によって，内陸砂丘，海岸砂丘，湖畔砂丘および河畔砂丘に大別される」としている。また，波によって形成され盛土形状となっている浜堤・砂堤²⁹⁾，人工的に整形した砂丘（例えば，スカと呼ばれる人工砂丘³⁰⁾など）も存在する。本研究では，津波減勢効果に着目しているため，砂丘の形成過程や形成場所は問題としないことから，特段の注釈がない限り，これらを全て砂丘として表現する。

砂丘を形成する材料は砂質土が主体であり，細粒分（シルト・粘土分）を多く含まないため，粘着力を持たないものとする。

(3) 津波減災効果

津波被害を低減させる効果を表す。対象とする減災効果は，水位，流速の低減等の津波の勢いを低減させるハード面の効果，避難行動の支援，災害リスク・教訓の伝承などのソフト面の効果の両方を含むものである。

(4) 津波減勢効果

津波減災効果のうち，津波の勢いを低減させるハード面の効果のことを指す。本研究では，津波水位，浸水深，流速，流体力などの物理量の低減，浸水範囲の減少，到達時間の遅延などの津波の伝播に関する被害軽減効果を津波減勢効果とする。なお，本研究では，津波の流体に着目するため，漂流物などの影響は含めないものとする。

(5) 自然・地域インフラ

「自然・地域インフラ」という名称は，国土交通省国土技術政策総合研究所（諏訪²⁾）によって提唱されたものであり，「自然インフラ」と「地域インフラ」を合わせた言葉である。自然インフラ²⁾とは，砂丘・浜堤・砂堤のように自然によって形成された防護機能を有するインフラであり，米国ニューヨーク州が作成したアフター・アクション・レビューNYS2100³¹⁾にも取り上げられている。地域インフラ²⁾とは，地域で大事にされているローカルスケールのインフラであり，有形であれば神社のある高台，樹林帯，無形であれば津波を忘れないための伝承，風習などが挙

げられる。自然・地域インフラは、対象とする災害によって異なると考えられるが、本研究では、津波に対して減災効果を有する自然・地域インフラを対象とする。

(6) 固定床・移動床

固定床は地形が変化しない条件，移動床は地形が変化する場合を表す。数値シミュレーションや水理模型実験における条件設定で使用する用語である。

第 1 章の参考文献

- 1) 気象庁：日本付近で発生した主な被害地震（平成 8 年以降）。
<http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/higai/higai1996-new.html#higai2006> (2016 年 4 月 4 日閲覧)
- 2) 諏訪義雄：自然・地域インフラとは何か，RIVER FRONT，Vol.79，pp.11-15，2014。
http://www.rfc.or.jp/pdf/vol_79/p011.pdf (2016 年 4 月 2 日閲覧)
- 3) 今村明恒：本邦津波年代表，地震，第 2 輯，2，pp.23-28，1949.
- 4) Iida, K. : Magnitude and energy of earthquakes accompanied by tsunami and tsunami energy, J. Earth Sci. Nagoya Univ. 6, pp.101-112, 1958.
- 5) 渡辺偉夫：日本被害津波総覧【第 2 版】，東京大学出版会，pp.4-7，pp.56-236，1998.
- 6) 気象庁：過去の地震津波災害。
<http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/higai/higai-1995.html> (2016 年 4 月 22 日閲覧)
- 7) 内閣府：災害教訓の継承に関する専門調査会報告書 1960 チリ地震津波，pp.76-122。
http://www.bousai.go.jp/kyoiku/kyokun/kyoukunnokeishou/rep/1960-chile%20JISHINTSUNAMI/pdf/9_chap6.pdf (2016 年 4 月 22 日閲覧)
- 8) 内閣府：東北地方太平洋沖地震を教訓とした地震・津波対策に関する専門調査会報告 参考図表集，pp.1-6，2011。
<http://www.bousai.go.jp/kaigirep/chousakai/tohokukyokun/pdf/sankou.pdf> (2016 年 4 月 22 日閲覧)
- 9) 総務省消防庁：平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震（東日本大震災）について（第 153 報） 別紙，pp.1-7，2016。
<http://www.fdma.go.jp/bn/153.pdf> (2016 年 4 月 22 日閲覧)
- 10) 東京大学地震研究所：津波マグニチュード Mt(K.Abe,1979)ー津波から見た地震の規模ー
http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/PREV_HP/outreach/eqvolc/201103_tohoku/#mt (2016 年 7 月 4 日閲覧)
- 11) 阿部勝征：巨大地震と津波の大きさ，科学，51，pp.754-761，1981.
- 12) 渡辺偉夫：日本近海で発生した津波のマグニチュード決定の地域性，地震，第 2 輯，48，pp.271-280，1995.
- 13) 地震調査研究推進本部：主要活断層の評価結果（2016 年 1 月 13 日現在）。
http://www.jishin.go.jp/evaluation/long_term_evaluation/ (2016 年 4 月 3 日閲覧)
- 14) 内閣府：南海トラフの巨大地震モデル検討会。
<http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/> (2016 年 4 月 3 日閲覧)
- 15) 国土交通省：第 1 回河川津波対策検討会，資料 3 海岸保全における検討状況，2011。
http://www.mlit.go.jp/river/shinngikai_blog/kasentsunamitaisaku/dai01kai/dai01kai_siryou3.pdf (2016 年 4 月 3 日閲覧)
- 16) 国土交通省：「設計津波の水位の設定方法等」について ～復興計画策定の基礎となる海岸堤防の高さ決定の基準～，2011。
http://www.mlit.go.jp/report/press/river03_hh_000361.html (2016 年 4 月 3 日閲覧)
- 17) 国土交通省水管理・国土保全局海岸室，国土交通省国土技術政策総合研究所河川研究部海岸研究室：津波浸水想定の設定の手引き Ver.2.00，2012。
http://www.mlit.go.jp/river/shishin_guideline/bousai/saigai/tsunami/shinsui_settei.pdf (2016 年 4 月 4

日閲覧)

- 18) 河川津波対策検討会：河川への遡上津波対策に関する緊急提言，2011.
http://www.mlit.go.jp/river/shinngikai_blog/kasentsunamitaisaku/teigen/teigen.pdf (2016 年 4 月 4 日
閲覧)
- 19) 福島雅紀・松浦達郎・服部敦：河川津波の特性把握に関する実験的検討，土木学会論文集 B2
(海岸工学)，Vol.69，No.2，pp.261-265，2013.
- 20) 田中仁・Nguyen Xuan Tinh・盧 敏・NGUYEN Xuan Dao：2010 年チリ地震津波の東北地方河川
への遡上-河口地形と遡上特性との関連-，土木学会論文集 B1 (水工学)，Vol.67，No.4，
pp.1627-1632，2011.
- 21) 前川俊明・二瓶泰雄・中田遥香：海岸砂丘・盛土による津波減災効果の検討，土木学会論文
集 B1 (水工学)，Vol.69，No.4，pp.1453-1458，2013.
- 22) 柳沢舞美・二瓶泰雄・山口晋平・川邊翔平・龍岡文夫：海岸砂丘と補強盛土技術を組み合わ
せた新形式防潮堤の提案，土木学会論文集 B2 (海岸工学)，Vol.68，No.2，pp.886-890，2012.
- 23) 高橋智幸・首藤伸夫・今村文彦・浅井大輔：掃流砂層・浮遊砂層間の交換砂量を考慮した津
波移動床モデルの開発，海岸工学論文集，第 46 巻，pp.606-610，1999.
- 24) 近藤武司・森本徹・藤本典子・殿最浩司・志方建仁：港湾での津波による土砂移動計算の再
現性評価，土木学会論文集 B2 (海岸工学)，Vol.68，No.2，pp.396-400，2012.
- 25) 西畑剛・田島芳満・森屋陽一・関本恒浩：津波による地形変化の検証ー2004 年スマトラ沖地
震津波 スリランカ・キリンダ港ー，海岸工学論文集，第 52 巻，pp.1386-1390，2005.
- 26) 山本晃一：河口処理論[I] - 主に河口砂州を持つ河川の場合-，土木研究所資料，第 1394 号，
223p.，1978.
- 27) 上森千秋：河川吐口の閉塞とその処理に関する研究，高知大学農学部紀要 第 9 号，p.120，
1963.
- 28) 鈴木隆介：建設技術者のための地形読解図入門 第 2 巻低地，古今書院，pp.485-508，1998.
- 29) 福本紘：日本の海浜地形の地理的特性とその形成環境，地理学評論 Ser.A，Vol.62，No.2，
pp.108-128，1989.
- 30) 財団法人日本緑化センター：日本の松原物語 海岸林の過去・現在・未来を考える，pp.80-84，
2009. http://www.pinerescue.jp/jiten/matsu/books/m_story/03.pdf (2016 年 4 月 19 日閲覧)
- 31) NYS 2100 COMMISSION: Recommendations to Improve the Strength and Resilience of the Empire
State's Infrastructure.
<http://www.governor.ny.gov/sites/governor.ny.gov/files/archive/assets/documents/NYS2100.pdf> (2015
年 4 月 29 日閲覧)

2. 既往研究の整理と本研究の特色

2.1 はじめに

本章では、第3章の自然・地域インフラによる津波減災効果、第4章の河口砂州の津波減勢効果、第5章の砂丘の津波減勢効果および第4章と第5章で用いる津波移動床計算モデルに関して、既往研究の整理を行う。また、本研究と既往研究の比較から、本研究の特色を示す。

2.2 津波減災効果が期待できる自然・地域インフラに関する既往研究と本研究の特色

自然・地域インフラの津波減災効果に関する既往研究について、どのようなものがあるかを整理する。主な研究の種類は、表 2-1 の4つに大別できる。1つ目は、ある自然・地域インフラ（例えば、石碑）に着目し、対象地域内の自然・地域インフラ同士を比較することにより、どのような違いがあるか等を整理・分析したものである。例えば、井若ら¹⁾は、徳島県の地震・津波碑を対象に、石碑の現状とそれに期待される役割や価値、保全や活用について調査・考察を行った。国土交通省東北地方整備局道路部²⁾は、青森県・岩手県・宮城県に存在する津波碑の碑文の事例分析等を行った。

2つ目は、対象地域を限定して、その地域内に存在する自然・地域インフラを整理・紹介したものである。例えば、佐藤³⁾は、愛知県東三河地域を対象に、石碑、ぼた堤防（津波対策として貝殻混じりの土砂で作成した古堤防）、神社のある高台、津波に関する言い伝えなどを整理・紹介した。

3つ目は、ある自然・地域インフラについて、その津波減災効果を詳細に分析したものである。例えば、新美ら⁴⁾は、宮城県の貞山運河の津波減勢効果を数値シミュレーションから明らかにした。相馬ら⁵⁾は、宮城県石巻市の海岸林を対象に、海岸林背後の被災状況からそれらの減勢効果を明らかにした。宇多ら⁶⁾は、東北地方の神社の地盤高と津波高の関係について考察を行った。

4つ目は、津波災害等の資料に自然・地域インフラの一例が示されているものであり、例えば、岩本ら⁷⁾、磯田⁸⁾など、書籍に多く見られる。

これらのように、自然・地域インフラに関する文献や書籍は多数存在するものの、日本全国にある自然・地域インフラを網羅的に整理し、その全体像を取りまとめたものはない。本研究では、日本全国の津波減災効果が期待できる自然・地域インフラの全体像を明らかにすることに特色がある。

表 2-1 自然・地域インフラに関する既往研究

分類 No	既往研究の内容	既往研究例
1	ある自然・地域インフラ（例えば、石碑）に着目して、対象地域内の自然・地域インフラにどのような違いがあるかなどを整理・分析したもの	井若ら ¹⁾ 、国土交通省東北地方整備局 ²⁾ など
2	対象地域を限定して、その地域内に存在する自然・地域インフラを整理・紹介したもの	佐藤 ³⁾ など
3	ある自然・地域インフラについて、その津波減災効果を詳細に分析したもの	新美ら ⁴⁾ 、相馬ら ⁵⁾ 、宇多ら ⁶⁾ など
4	津波災害等の資料に自然・地域インフラの一例が示されているもの	岩本ら ⁷⁾ 、磯田 ⁸⁾ など書籍に多い

2.3 河口砂州の津波減勢効果に関する既往研究と本研究の特色

河口砂州の津波減勢効果に関する既往研究事例を整理すると以下のとおりである。福島ら⁹⁾は、北上川を対象とした水理模型実験から、河口砂州を撤去した場合の河道内の水位上昇および河口部の津波伝播速度の増大を明らかにした。田中ら¹⁰⁾は、東北地方の河川を対象に 2010 年のチリ地震津波の観測水位を収集・分析することにより、河口砂州によって河口が閉塞気味の河川は、河道内への津波遡上が低減されていることを明らかにした。玉田ら¹¹⁾は、菊川を対象とした数値的検討から、河口砂州がない場合は河口砂州がある場合と比べ、河道内水位が高くなることを示した。これらのように、いくつかの既往検討事例があるものの、その事例数および知見は十分でない。そのうえ、これらの検討は、河口砂州の津波減勢効果に着目した検討ではなく、別目的で検討した際に副次的に河口砂州の津波減勢効果が得られたものがほとんどである。ある外力や地形条件に限定した検討であるため、複数の外力条件および地形条件に対する河口砂州の津波減勢効果には検討の余地がある。

また、河口砂州の津波減勢効果を検討する際には、その効果を評価可能な津波災害前後の現地データが乏しいため、数値シミュレーションによる検討に頼らざるを得ない場合が多い。数値シミュレーションでは、再現計算による計算モデルの妥当性検証が重要となるが、現地海岸の湾や港等において地形変化を検証した事例がいくつかある程度であり、河口砂州の侵食に関して現地データをもとに検証計算を実施した既往研究はない。

本研究の利根川をケーススタディの対象河川にした検討では、河道内の津波水位の再現計算から、湾曲した河川において、一般的によく用いられている直交座標系格子ではなく、湾曲した河川形状を正確に表現できる一般座標系格子を用いることで、津波水位の再現性向上に有用なことを検証したことに特色がある。阿武隈川をケーススタディの対象河川にした検討では、河口砂州等の侵食など地形変化を考慮した津波移動床計算モデルを構築して河口砂州の地形変化の再現計算からモデルの妥当性を検証したことに特色があり、数値シミュレーションモデル構築時には浮遊砂の巻き上げ量を制限する飽和浮遊砂濃度について、一定値と流況による可変値の大きい方を採用するという新たな方法を提案している。

さらに、利根川および阿武隈川の両河川において、津波水位や地形変化の再現計算から妥当性が確認された数値シミュレーションモデルを用いて、複数の外力条件、地形条件を想定した数値実験を行い、河口砂州の有する津波減勢効果を定量的に評価・分析し、実務における今後の津波シミュレーションの考え方について考察したことも特色として挙げられる。

2.4 砂丘の津波減勢効果に関する既往研究と本研究の特色

砂丘の津波減勢効果に関する既往研究を整理すると以下のとおりである。現地調査から砂丘の津波減勢効果の把握事例として、前川ら¹²⁾は、東北地方太平洋沖地震津波後の宮城県名取市と千葉県旭市の現地調査から、砂丘・盛土背後の浸水深の低減、家屋被害の軽減を明らかにした。佐藤¹³⁾や諏訪¹⁴⁾は、茨城県や千葉県の砂丘が堤内地への東北地方太平洋沖地震津波の侵入を抑制したことを示した。下園ら¹⁵⁾は、2004年のインド洋大津波において、スリランカの海岸沿いに大規模な砂堆（砂丘）がある地域は浸水被害を免れた事例があることを示した。また、実験的研究から砂丘の減勢効果を把握した事例として、久保田ら¹⁶⁾および稲垣・仲座¹⁷⁾は、宮城県名取市の地形を模擬した水理模型実験から、海岸丘と海岸林がある場合の津波越流量の低減効果を明らかにした。柳沢ら¹⁸⁾は、砂丘の有無の場合で越流量の比較を行うとともに、砂丘を補強した場合の堤体の侵食軽減状況を検討した。

これらの既往研究から、砂丘が津波減勢効果を有することは把握できたものの、津波越流に伴う砂丘の侵食量の予測には至っていない。砂丘の侵食を考慮した数値シミュレーションの既往研究はほとんどなく、国や自治体が実施している津波浸水被害想定においても、砂丘は侵食しない条件もしくはあらかじめ破堤した条件（砂丘をなしとした条件）としている場合がほとんどであり（例えば、内閣府¹⁹⁾）、砂丘の有する津波減勢効果を適切に評価できていない。また、砂丘の表面には植生が繁茂している場合も多く、洪水に対して植生で被覆された河川堤防の耐侵食性の知見はいくつかあるものの（例えば、宇多ら²⁰⁾）、津波に対する耐侵食性の知見は乏しく、津波移動床計算では植生の耐侵食性を考慮できていない場合がほとんどである。

本研究は、水理模型実験で砂丘の侵食特性を把握したうえで、実験での地形変化を再現可能な津波移動床計算モデルを構築するとともに、構築した計算モデルを現地海岸に適用し、複数の津波外力、地形条件、砂丘を補強した場合の砂丘の津波減勢効果を評価・考察したことに特色がある。これらの検討は、現地海岸に存在する砂丘の津波減勢効果を適切に評価するとともに、砂丘の減勢効果を活用した津波防災地域づくり等を行う際の基礎資料になると考えられる。

2.5 津波移動床計算の既往研究と本研究の特色

本節では、河口砂州および砂丘の津波減勢効果を評価するために用いる津波移動床計算モデルについて、既往研究事例を整理し、その計算モデルの特性、妥当性の検証方法等を把握する。また、本研究で用いた津波シミュレーション手法が従来の手法と比べどのような特色があるかを示す。

2.5.1 計算モデルの分類

既往研究において主に用いられている津波移動床計算モデルについて、解析の空間的分類からその特徴の概要を示す。

三次元の津波移動床計算モデルは、中村ら²¹⁾、木原・松山²²⁾などの方法が存在する。津波の流動を水深方向に算定できる一方、計算時間が長くなるなど計算負荷が大きくなるため、現地海岸などの広域の計算には適していない。

断面二次元の津波移動床計算モデルは、大久保ら²³⁾、永澤・田中²⁴⁾などの方法があり、津波越流によって発生する堤防裏法の洗掘等の計算を実施している。鉛直方向の渦等を表現できるため、堤防裏法の洗掘現象を表現するのに適しているものの、平面的な施設配置や地形変化を考慮できない。

平面二次元の津波移動床計算モデルは、長波近似により水深方向の水平流速を一定と仮定した方法であり、広域かつ平面的な地形変化を考慮できることから、現地海岸においても、高橋ら²⁵⁾²⁶⁾、藤井ら²⁷⁾、西畑ら²⁸⁾など比較的多くの研究事例がある。本研究は、現地海岸において河口砂州と砂丘の津波減勢効果を評価することを目的としているため、広域の計算が可能な平面二次元の津波移動床計算モデルに焦点を当て、以降でその既往研究を整理する。

2.5.2 平面二次元津波移動床計算の解析手法

本研究で用いる平面二次元の津波移動床計算について，その解析手法を以降に示す．

(1) 計算モデルの概念

平面二次元津波移動床計算の概念図を図 2-1，計算フローを図 2-2 に示す．平面二次元の流体解析により津波水位と流速を算定する．次に，それらの津波外力をもとに砂移動量（掃流砂，浮遊砂）および地形変化量を算定する．これらの計算を毎ステップ繰り返すことにより，時々刻々の地形変化量が算定できる．

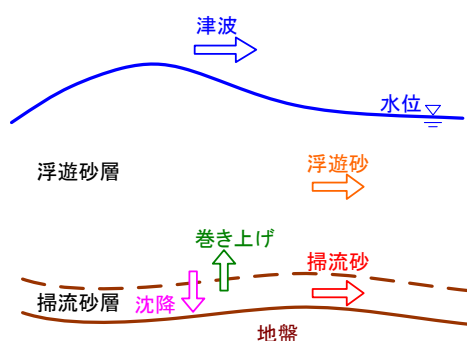


図 2-1 津波移動床計算の概念図

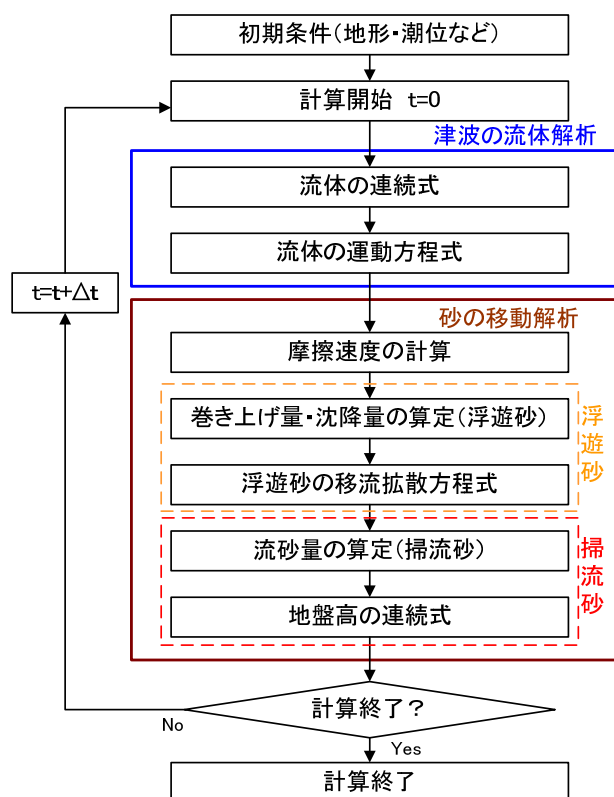


図 2-2 津波移動床計算の計算フロー

(2) 津波の流体解析

津波の流動は、平面二次元非線形長波理論を基礎方程式とする手法を用いる。支配方程式は式(1)の連続式、式(2)、(3)の運動方程式である。既往研究を見ても、平面二次元非線形長波理論を基礎方程式としている場合がほとんどであり、この手法は国土交通省²⁹⁾発行の「津波浸水想定の設定の手引き」にも標準とされている。なお、運動方程式には、粘性項が付与される場合もある。

$$\text{連続式} \quad : \quad \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (1)$$

$$x \text{ 方向の運動方程式} : \quad \frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} = 0 \quad (2)$$

$$y \text{ 方向の運動方程式} : \quad \frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} = 0 \quad (3)$$

ここに、 t ：時間、 x, y ：空間軸、 η ：水位変動、 D ：全水深（静水深 h + 水位変動 η ）、 g ：重力加速度、 n ：マンニングの粗度係数、 M, N ： x, y 方向の流量フラックスである。

計算の座標系は、実務や研究において直交座標系格子を用いることが多い。国土交通省²⁹⁾発行の「津波浸水想定の設定の手引き」にも直交座標系が記載されている。直交座標系は、格子の構築が簡便なうえ、地形形状等によらず適用が可能で汎用性が高いが、湾曲した河道形状など複雑形状を表現できない課題がある。

一方、複雑な形状を表現可能な格子として、一般座標系や非構造の格子がある。これらの研究事例としては、後藤・首藤³⁰⁾、坪野ら³¹⁾による一般座標系格子、赤穂・石川³²⁾による非構造格子など、一部の研究において実施されている程度である。一般座標系や非構造の格子は、洪水に対しては多くの適用事例があるものの、津波遡上計算に対しては適用事例は少なく十分な知見が得られているとは言い難い。

本研究では利根川の津波遡上計算において、一般的に用いられている直交座標系に加え、河道形状を適切に表現可能な一般座標系を用いて、津波遡上水位に与える影響を考察するとともに、東北地方太平洋沖地震津波の検証を実施したことに特色がある。

本研究において、利根川では津波による浸水範囲が河道付近に限定されていたため、一般座標系格子を用いたものの、阿武隈川や砂丘の検討では津波浸水が堤内地の広範囲に広がっており、河道形状に沿った一般座標系格子が適していないため、直交座標系格子を用いている。

(3) 土砂の移動解析

以降では、複数の計算モデルの一覧を示したうえで、各手法の具体的な算定式等を示す。なお、各手法は、同一の著者が複数の論文を出している場合、複数の同姓の著者が論文を出している場合があるため、本章の以降では、わかりやすさを考慮し、著者名に投稿年を括弧書きで付与した。

a) 計算モデル一覧

平面二次元の津波移動床計算の主な計算モデル一覧を表 2-2 に示す。ここで整理する計算モデルは、掃流砂と浮遊砂の両方を考慮できるものであり、かつ、水理模型実験や現地データから計算モデルの妥当性が確認されたものを対象とする。

各計算モデルの主な違いは、摩擦速度（底面せん断応力）、掃流砂量・浮遊砂の巻き上げ量の算定方法、浮遊砂の沈降量算定時に用いる浮遊砂層の濃度の考え方（底面濃度もしくは平均濃度のどちらを用いるか）である。

また、各モデルは、妥当性の検証方法（実験条件、現地データの場合は対象津波と対象領域）も異なる。

表 2-2 平面二次元津波移動床の主なモデル一覧

モデル	摩擦速度 (p.19 の 2.5.2 (3) d))	掃流砂量 (p.21 の 2.5.2 (3) f))	浮遊砂の 巻き上げ量 (p.24 の 2.5.2 (3) g))	浮遊砂の沈降量算 定時の濃度 (p.19 の 2.5.2 (3) c))	検証方法
藤井ら (1998) ²⁷⁾	Log-wake 則 (式(10))	シールズ数の 1.5 乗で表現※ ¹ (式(19))	式(26)	底面濃度	1960 年チリ地震 の気仙沼湾
高橋ら (1999) ²⁶⁾	マニング則 (式(6))	シールズ数の 1.5 乗で表現※ ¹ (式(20))	シールズ数の 2 乗で表現※ ² (式(27))	平均濃度	1960 年チリ地震 の気仙沼湾※ ⁴
西畑ら (2005) ²⁸⁾	対数則 (式(9))	式(21)	式(28)	底面濃度	インド洋大津波 のキリンダ港
池野ら (2009) ³³⁾	対数則 (式(9))	芦田・道上 ⁴¹⁾ の式 (式(22))	式(29)	底面濃度	実験
高橋ら (2011) ³⁴⁾	Prandtl-Karman の対数則 (式(8))	シールズ数の 1.5 乗で表現※ ¹ (式(23)~(25)) (3 粒径に対応)	シールズ数の 2 乗で表現※ ² (式(30)~(32)) (3 粒径に対応)	—※ ³	実験

※1：各手法ともシールズ数の 1.5 乗で表現させるが算定式に含まれる定数が異なる

※2：各手法ともシールズ数の 2 乗で表現させるが算定式に含まれる定数が異なる

※3：掃流砂量と浮遊砂の巻き上げ量を算定した研究であり、浮遊砂の沈降量は未算定のため対象外

※4：砂移動量の算定式を実験から求め、現地海岸で妥当性を検証

b) 地盤高の連続式

地盤高の連続式を式(4)に示す。掃流砂量 q_{bx}, q_{by} , 浮遊砂の巻き上げ量 E , 浮遊砂層の底面濃度 C_b および砂の沈降速度 w_s を算定し、毎ステップの地盤高 z_b を算定する。地盤高の連続式は各モデルで基本的に同様であるが、浮遊砂の沈降量算定には、浮遊砂層の底面濃度 C_b ではなく、浮遊砂層の水深方向の平均濃度 \bar{C} を用いる方法もある。

$$\frac{\partial z_b}{\partial t} + \frac{1}{1-\lambda} \left(\frac{\partial q_{bx}}{\partial x} + \frac{\partial q_{by}}{\partial y} - E + w_s C_b \right) = 0 \quad (4)$$

ここに、 t : 時間, x, y : 空間軸, z_b : 地盤高, λ : 砂の空隙率, q_{bx}, q_{by} : 掃流砂量の x, y 方向成分, C_b : 浮遊砂層の底面濃度, E : 浮遊砂の巻き上げ量, w_s : 砂の沈降速度 (Rubey³⁵⁾による算定式より算定) である。

c) 浮遊砂濃度の移流拡散方程式

浮遊砂層の水深方向の平均濃度 \bar{C} は、式(5)の移流拡散方程式から算定される。浮遊砂の沈降量算定には、浮遊砂層の底面濃度 C_b ではなく、浮遊砂層の水深方向の平均濃度 \bar{C} を用いる方法もある。さらに、右辺の拡散係数 K_h (水平渦粘性係数) の含まれる項が省略される場合もある。

$$\frac{\partial \bar{C}D}{\partial t} + \frac{\partial \bar{C}M}{\partial x} + \frac{\partial \bar{C}N}{\partial y} - E + w_s C_b = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_h \frac{\partial \bar{C}D}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_h \frac{\partial \bar{C}D}{\partial y} \right) \quad (5)$$

ここに、 t : 時間, x, y : 空間軸, M, N : x, y 方向の流量フラックス, D : 全水深 (静水深 h + 水位変動 η), C_b : 浮遊砂層の底面濃度, \bar{C} : 浮遊砂層の水深方向の平均濃度, K_h : 浮遊砂の拡散係数 (水平渦粘性係数) である。

d) 摩擦速度の算定式

砂の移動量を算定するためには、流速 u から摩擦速度 (底面せん断力) u_* を算定する必要がある。表 2-2 で示した摩擦速度の各算定方法を以下に示す。

マニング則²⁶⁾は、式(6)から摩擦速度 u_* が算定される。この方法は、パラメータがマニングの粗度係数のみとなるため簡単で扱いやすく、津波移動床計算でもよく用いられている。

$$u_* = \sqrt{\frac{gn^2 u^2}{D^{1/3}}} \quad (6)$$

ここに、 u_* : 摩擦速度, n : マニングの粗度係数, u : 流速, D : 全水深 (静水深 h + 水位変動 η) である。

Prandtl-Karman の対数則³⁴⁾は、式(7)、(8)から摩擦速度 u_* が算定される。

$$\frac{u}{u_*} = A_r + \frac{1}{\kappa} \ln \frac{z}{k} \quad (7)$$

$$u = \frac{u_*}{\kappa} \ln z + A \quad \left(\because A = A_r u_* - \frac{u_*}{\kappa} \ln k \right) \quad (8)$$

ここに、 u_* ：摩擦速度、 u ：流速、 z ：底面からの高さ、 k ：相当粗度、 κ ：カルマン定数(0.4)、 A, A_r ：定数である。

対数則²⁸⁾³³⁾は式(9)から摩擦速度 u_* が算定される。

$$\frac{u_*}{u} = \frac{\kappa}{\{\ln(h/z_0) - 1\}} \quad (9)$$

ここに、 u_* ：摩擦速度、 u ：流速、水深 h 、 z_0 ：相当粗度、 κ ：カルマン定数(0.4)である。

Log-wake 則²⁷⁾は、式(10)に示す流速分布の log-wake 則を鉛直方向に積分した式(12)で摩擦速度 u_* を算定するものである。式(10)の対数則からのずれ(wake)の大きさを表すウェイクパラメタ Π および積分定数 A_r は禰津ら³⁶⁾にならない圧力勾配パラメータ β の関数として式(14)、(15)で与えている。式(14)、(15)は、流速鉛直分布から求めた A_r およびウェイクパラメタ Π と、流速分布の計測断面間で得られた β との回帰式である。ただし、 Π の決定に際しては海底面上10cmの高さでは wake 関数 $w(\xi)$ が1になるものと仮定している。

$$\frac{u}{u_*} = \frac{1}{\kappa} \ln \left(\frac{z}{k_s} \right) + A_r + \frac{\Pi}{\kappa} w(\xi) \quad (10)$$

$$w(\xi) = \sin^2 \left(\frac{\pi}{2} \xi \right), \quad \xi = \frac{z}{\delta} \quad (11)$$

$$u_* = \frac{U}{\left\{ \left(\frac{1}{\kappa} \right) \ln \left(\frac{\delta}{k_s} \right) + A_r - \left(\frac{\delta}{h\kappa} \right) + \left(2 - \frac{\delta}{h} \right) \left(\frac{\Pi}{\kappa} \right) \right\}} \quad (12)$$

$$\beta = -\frac{h}{U^2} \left(\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} \right) \quad (13)$$

$$A_r = \begin{cases} 10 \tanh \{100(\beta - \beta_0)\} \\ \quad \cdot [2 \tanh \{2(\beta - \beta_0)\} + 1] + 8.5 & : \beta < \beta_0 \\ 8.5 & : \beta \geq \beta_0 \end{cases} \quad (14)$$

$$\Pi = 0.7 \tanh(100\beta) \quad (15)$$

ここに、 u ：流速、 z ：海底からの高さ、 δ ：境界層厚、 β_0 ：数値計算で生じる β の実験との誤差を補正する係数（0.03 と設定）である。 δ は、1次元流れの計算と並行してカルマンの運動量方程式（例えば、日野³⁷⁾）を数値計算して求めている。なお、 δ を直接解かず本検討で得られた β と δ の回帰式(16)を使用している。

$$\delta = \begin{cases} \exp(-8\sqrt{|\beta|}) + 0.02 h & : \beta < 0 \\ \delta = h & : \beta \geq 0 \end{cases} \quad (16)$$

e) シールズ数（無次元掃流力）の算定式

シールズ数（無次元掃流力） τ の算定式は、摩擦速度等を用いて、式(17)より算出される。これは、表 2-2 で示した各モデルで同様である。なお、限界シールズ数 τ_c は式(18)より算出され、限界摩擦速度 u_{*c} は岩垣公式³⁸⁾などから算定できる。

$$\tau = u_*^2 / sgd \quad (17)$$

$$\tau_c = u_{*c}^2 / sgd \quad (18)$$

ここに、 u_* ：摩擦速度、 u_{*c} ：限界摩擦速度、 s ：砂の水中比重、 g ：重力加速度、 d ：砂の粒径である。

f) 掃流砂量の算定式

藤井ら(1998)²⁷⁾は、水理模型実験結果から式(19)のように、掃流砂量をシールズ数 τ の1.5乗で表現した。実験に用いた砂の中央粒径 d は0.075mm（豊浦標準砂）、比重2.65である。また、実験時の最大シールズ数は9程度（水路の一樣部）である。

$$q_B = A_1 \tau^{1.5} \sqrt{sgd^3} \quad (19)$$

ここに、 q_B ：掃流砂量、 τ ：シールズ数、 s ：砂の水中比重、 g ：重力加速度、 d ：砂の粒径、 A_1 ：定数（実験では58、現地海岸の再現計算では80と設定）である。

高橋ら(1999)²⁶⁾は、水理模型実験結果から式(20)のように、掃流砂量をシールズ数 τ の1.5乗で表現した。実験時の最大シールズ数は、1～2程度である。藤井ら(1998)²⁷⁾と算定式の形状は同様であるが、算定式に含まれる定数が異なっている。

$$q_B = 21 \tau^{1.5} \sqrt{sgd^3} \quad (20)$$

ここに、 q_B ：掃流砂量、 τ ：シールズ数、 s ：砂の水中比重、 g ：重力加速度、 d ：砂の粒径である。

西畑ら(2005)²⁸⁾は, Madsen³⁹⁾の物理的メカニズムに基づく掃流砂モデルに, 底面勾配による影響を考慮した式(21)より算定している(Tajima⁴⁰⁾).

$$q_B(t) = \frac{8(|\bar{\tau}| - \tau_{cr,\beta})}{(\rho_s/\rho - 1)\rho^{3/2}g \cos \beta (\tan \beta + \tan \phi_m)} \frac{(\sqrt{|\bar{\tau}|} - \alpha_\beta \sqrt{\tau_{cr,\beta}})}{|\bar{\tau}|} \bar{\tau} \quad (21)$$

ここで, q_B : 掃流砂量, ρ_s : 砂の密度, ρ : 流体密度, g : 重力加速度, $\bar{\tau}$: 底面せん断応力, β : 流下方向の海底勾配, $\tan \phi_m$: 底質粒子の動摩擦角, $\tau_{cr,\beta}$: 海底勾配の影響を考慮した移動限界せん断応力, α_β : 海底勾配による補正係数である.

池野ら(2009)³³⁾は, 式(22)の河床変動計算への適用実績が高い芦田・道上⁴¹⁾による方法を用いている. 実験では粒径が 0.08mm を用いており, 実験時の津波の最大シーلز数は 1 程度である. この算定式は, 任意の粒径に対応できるものとなっている.

$$q_B = 17\tau^{3/2}(1 - \tau_c/\tau) \{1 - (\tau_c/\tau)^{1/2}\} \sqrt{sgd^3} \quad (22)$$

ここに, q_B : 掃流砂量, s : 砂の水中比重, g : 重力加速度, d : 砂の粒径, τ : シールズ数, τ_c : 限界シールズ数である.

高橋ら(2011)³⁴⁾は, 3 つの砂の粒径を対象として, 式(23)~(25)の算定式を提案した. 粒径によって算定式の定数が異なっている. また, 実験時の最大シールズ数は 4~5 程度である.

$$\text{粒径 } d=0.166\text{mm} : q_B = 5.6\tau^{1.5}\sqrt{sgd^3} \quad (23)$$

$$\text{粒径 } d=0.267\text{mm} : q_B = 4.0\tau^{1.5}\sqrt{sgd^3} \quad (24)$$

$$\text{粒径 } d=0.394\text{mm} : q_B = 2.6\tau^{1.5}\sqrt{sgd^3} \quad (25)$$

ここに, q_B : 掃流砂量, τ : シールズ数, s : 砂の水中比重, g : 重力加速度, d : 砂の粒径である.

これらの手法のうち、砂の粒径別の掃流砂量の算定式を示しているのは、池野ら(2009)³³⁾と高橋ら(2011)³⁴⁾である。ここで、これらの手法について、シーلز数と掃流砂量の関係を図 2-3 に示す。掃流砂量は、池野ら(2009)が任意の粒径に対応可能なのに対して、高橋ら(2011)の手法は 3 粒径に対応しているため、ここでは高橋ら(2011)の 3 粒径に合わせた掃流砂量とした。なお、算定にあたって、水の密度 ρ_w を $1,030\text{kg/m}^3$ 、砂の密度 ρ_s を $2,600\text{kg/m}^3$ と想定した。

池野ら(2009)の方法は、算定式にシーلز数 τ と限界シーلز数 τ_c の差分が含まれているため、シーلز数と単位幅あたりの掃流砂量の関係が高橋ら(2011)のような直線的な変化を示さない。また、池野ら(2009)は、高橋ら(2011)と比べて掃流砂量が大きくなる。どちらの手法も各々の水理模型実験から算定式の妥当性が確認されているものの、実験条件等の相違から掃流砂量に違いが生じたものと考えられる。掃流砂の移動量は、算定手法によって数倍程度の差異が見られ一概にどちらが有意であるかの判断は困難である。そのため、現地海岸に適用する場合は、再現計算等から計算モデルの妥当性確認が重要だと考えられる。

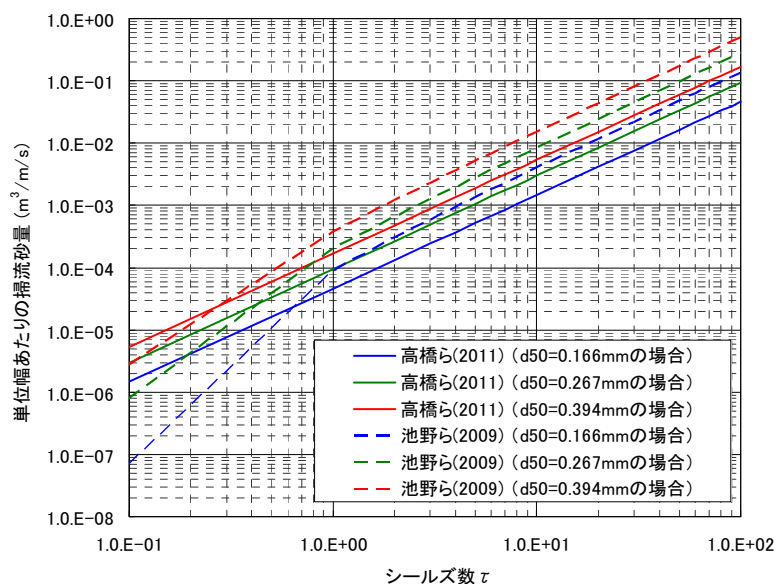


図 2-3 単位幅あたりの掃流砂量とシーلز数の関係

g) 浮遊砂の巻き上げ量の算定式

藤井ら(1998)²⁷⁾は、巻き上げ率 E_r が平衡状態における浮遊砂移流フラックスが全流砂量フラックス q の $(1-\alpha)$ 倍となる条件から、式(26)の算定式とした。実験に用いた砂の中央粒径 d は 0.075mm (豊浦標準砂)、比重 2.65 である。また、実験時の最大シールズ数は 9 程度 (水路の一樣部) である。

$$E_r = \frac{(1-\alpha)qw_s^2\rho_s(1-\lambda)}{uk_z \left[1 - \exp\left\{ \frac{-w_s(h+\eta)}{k_z} \right\} \right]} \quad (26)$$

ここに、 E_r : 巻き上げ率、 q : 全流砂量フラックス、 w_s : 砂の沈降速度、 ρ_s : 底質の比重、 λ : 底質の空隙率、 u : 鉛直平均流速、 k_z : 鉛直拡散係数、 h : 水深、 η : 水位変動、 α : 局所的な外力のみに移動を支配される成分が全流砂量に占める比率である。

高橋ら(1999)²⁶⁾は、水理模型実験結果から式(27)のように、シールズ数 τ の 2 乗で表現した。実験時の最大シールズ数は、1~2 程度である。

$$E = 0.012\tau^2\sqrt{sgd} \quad (27)$$

ここに、 E : 浮遊砂の巻き上げ量、 τ : シールズ数、 s : 砂の水中比重、 g : 重力加速度、 d : 砂の粒径である。

西畑ら(2005)²⁸⁾は、浮遊砂の巻き上げ量 E は、底面高さ $z_a=7d$ における定常流条件下での平均浮遊砂濃度の実験式 (Herrmann⁴²⁾) を基に、定常状態では浮遊砂の沈降フラックスが巻き上げ率とバランスしていると仮定して導いた式(28)を用いた。

$$E = 0.0022w_s(\tau/\tau_{cr,\beta} - 1) \quad (28)$$

ここで、 E : 浮遊砂の巻き上げ量、 w_s : 砂の沈降速度、 τ : 底面せん断応力、 $\tau_{cr,\beta}$: 海底勾配の影響を考慮した移動限界せん断応力、 d : 底質の粒径である。

池野ら(2009)³³⁾は、水理模型実験から式(29)の算定式を提案した。この算定式は、任意の粒径に対応できるものとなっている。実験では粒径が 0.08mm と 0.2mm を用いており、津波の最大シールズ数は 1 程度である。

$$E = a(v^2/sgd^3)^{0.2} \{(w/\sqrt{sgd})^{0.8}(\tau - \tau_c)\}^2 \sqrt{sgd} \quad (29)$$

ここに、 E ：浮遊砂の巻き上げ量、 τ ：シールズ数、 τ_c ：限界シールズ数 ($\tau_c = u_{*c}^2 / sgd$ ，限界摩擦速度 u_{*c} は岩垣公式³⁸⁾ から算定)， ν ：水の動粘性係数 ($0.01 \text{ cm}^2/\text{s}$)， a ：係数 (池野ら(2009)³³⁾ は実験から推奨値を 0.15 とした)， s ：砂の水中比重， g ：重力加速度， d ：砂の粒径である。

高橋ら(2011)³⁴⁾は、3つの砂の粒径を対象として、式(30)～(32)の算定式を提案した。粒径によって算定式の定数が異なっている。また、実験時の最大シールズ数は4～5程度である。

$$\text{粒径 } d=0.166\text{mm} : E = 7.0 \times 10^{-5} \tau^2 \sqrt{sgd} \quad (30)$$

$$\text{粒径 } d=0.267\text{mm} : E = 4.4 \times 10^{-5} \tau^2 \sqrt{sgd} \quad (31)$$

$$\text{粒径 } d=0.394\text{mm} : E = 1.6 \times 10^{-5} \tau^2 \sqrt{sgd} \quad (32)$$

ここに、 E ：浮遊砂の巻き上げ量， τ ：シールズ数， s ：砂の水中比重， g ：重力加速度， d ：砂の粒径である。

これらの手法のうち、砂の粒径別の浮遊砂の巻き上げ量の算定式を示しているのは、池野ら(2009)³³⁾と高橋ら(2011)³⁴⁾である。ここで、これらの手法について、シールズ数と巻き上げ量の関係を図 2-4 に示す。巻き上げ量は、池野ら(2009)が任意の粒径に対応可能なのに対して、高橋ら(2011)の手法は3粒径に対応しているため、ここでは高橋ら(2011)の3粒径に合わせた巻き上げ量とした。なお、算定にあたっては、水の密度を $1,030 \text{ kg/m}^3$ ，砂の密度を $2,600 \text{ kg/m}^3$ と想定した。

池野ら(2009)の方法は、算定式にシールズ数と限界シールズ数の差分が含まれているため、シールズ数と単位面積あたりの浮遊砂の巻き上げ量の関係が高橋ら(2011)のような直線的な変化を示さない。また、池野ら(2009)は、高橋ら(2011)と比べて巻き上げ量が大きくなる。どちらの手法も各々の水理模型実験から算定式の妥当性が確認されているものの、実験条件等の相違が要因と考えられる。浮遊砂の巻き上げ量は、算定手法によって数倍から2オーダー程度の差異が見られ一概にどちらが有意であるかの判断は困難である。そのため、現地海岸に適用する場合は、再現計算等から計算モデルの妥当性確認が重要だと考えられる。

また、浮遊砂の巻き上げ量は、水中に含まれる浮遊砂の濃度が飽和濃度以上の場合（浮遊砂濃度 \geq 飽和浮遊砂濃度の場合）は、巻き上げが生じないものと考えられる。飽和濃度の設定は一定値とする場合が良く用いられている。今井ら⁴³⁾は、流況に応じて飽和浮遊砂濃度を変化させる方法を用いているものの、実験や現地データから検証には至っておらず、数値的検討となっている。

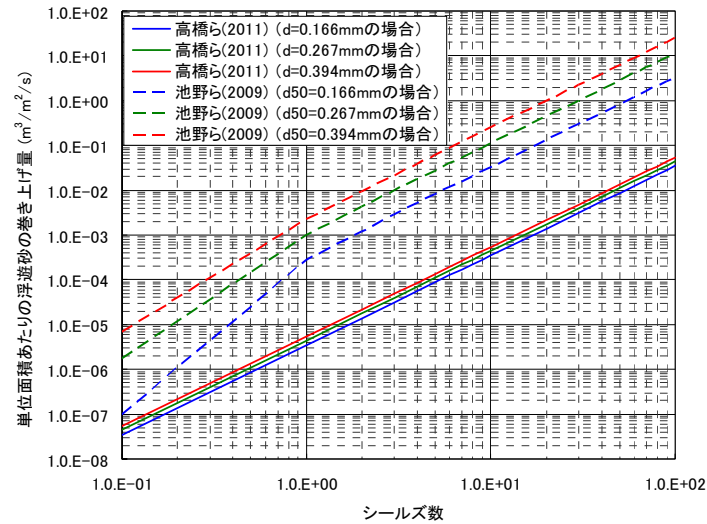


図 2-4 単位面積あたりの浮遊砂の巻き上げ量とシールド数の関係

h) 沈降量の算定式

砂の沈降速度は、式(33)の rubey³⁵⁾による算定式を用いている。これは、表 2-2 の各モデルで同一である。

$$w_s = \left(\sqrt{\frac{2}{3} + \frac{36v^2}{sgd^3}} - \sqrt{\frac{36v^2}{sgd^3}} \right) \sqrt{sgd} \quad (33)$$

ここに、 w_s ：砂の沈降速度、 v ：水の動粘性係数 ($0.01 \text{ cm}^2/\text{s}$)、 s ：砂の水中比重、 g ：重力加速度、 d ：砂の粒径である。

i) 底面濃度の算定式

2.5.2 (3) c) において、浮遊砂の沈降量算定時に浮遊砂層の底面濃度 C_b を用いる場合は、浮遊砂の移流拡散方程式から算出される浮遊砂層の水深方向の平均濃度 \bar{C} を用いて、浮遊砂層の底面濃度 C_b を算定する必要がある。

藤井ら(1998)²⁷⁾および池野ら(2009)³³⁾は、浮遊砂濃度が指数分布と仮定して、式(34)より算定している。

$$C_b = \frac{w_s(h+\eta)}{k_z[1 - \exp\{-w_s(h+\eta)/k_z\}]} \bar{C} \quad (34)$$

ここに、 k_z ：鉛直拡散係数 ($k_z = \alpha \kappa u_* (h+\eta)$ 、 α は係数)、 \bar{C} ：浮遊砂層の水深方向の平均濃度、 κ ：カルマン係数(=0.4)である。

西畑ら(2005)²⁸⁾は、底面付近における浮遊砂濃度 C_b は式(35)とし、水深方向に一樣な渦動拡散係数として、例えば $\nu_{sy} = \kappa u_* b h / 2$ を用いれば、 C_b は式(36)より算定できるものとした。

$$C_b = \frac{\bar{C}(1-m)(h-z_b)}{h(z_b/h)^{-m} - z_b} \quad (35)$$

$$C_b = \frac{\bar{C}hw_s/\nu_s}{1 - \exp(-w_s(h-z_b)/\nu_s)} \quad (36)$$

ここで、 C_b ：底面付近における浮遊砂濃度、 \bar{C} ：浮遊砂層の水深方向の平均濃度、 ν_s ：渦動拡散係数、 m ： $w_s/\kappa u_*$ 、 u_* ：摩擦速度、 κ ：カルマン係数(=0.4)、 h ：水深である。

(4) 現地海岸における計算モデルの検証事例

平面二次元津波移動床計算を用いて、現地海岸で地形変化の妥当性を検証した既往研究事例を表 2-3 に示す。ここでは、実験および数値的検討は対象外とした。

津波移動床計算による地形変化の検証事例は、湾や港が多く、河口砂州を対象とした事例はないことがわかる。また、陸域の地形変化に関しては、山下ら(2015)や浜口ら(2016)が高田松原の地形変化、Sugawara・Takahashi(2014)が仙台平野の堆積を検討している程度である。諏訪ら(2016)は、千葉県旭市の盛土を対象に地形変化を検討しているものの、砂丘については現地海岸で地形変化を検証した事例はない。

表 2-3 現地海岸における平面二次元津波移動床計算の検証事例一覧

地形	場所	対象津波	既往研究※ ¹
湾	気仙沼湾	1960 年チリ津波	高橋ら(1992) ²⁵⁾
			高橋ら(1999) ²⁶⁾
			玉田ら(1999) ¹¹⁾
			西畑ら(2007) ⁴⁴⁾
			藤井ら(1998) ²⁷⁾
		2011 年東北地方太平洋沖地震津波	森下・高橋(2014) ⁴⁵⁾
港	キリンダ港 (スリランカ)	2004 年インド洋大津波	西畑ら(2005) ²⁸⁾
			高橋ら(2008) ⁴⁶⁾
	八戸港	1960 年チリ津波	藤田ら(2010) ⁴⁷⁾
	宮古港	2011 年東北地方太平洋沖地震津波	近藤ら(2012) ⁴⁸⁾
海域・陸域	陸前高田周辺	2011 年東北地方太平洋沖地震津波	山下ら(2015) ⁴⁹⁾
			浜口ら(2016) ⁵⁰⁾
陸域	仙台平野	2011 年東北地方太平洋沖地震津波	Sugawara ・ Takahashi(2014) ⁵¹⁾
	千葉県旭市	2011 年東北地方太平洋沖地震津波	諏訪ら(2016) ⁵²⁾

(5) 植生の耐侵食性の評価方法

植生が存在することによる耐侵食性の評価方法は、津波の砂丘に適用した研究事例は存在しないものの、洪水時の河川堤防については、いくつか存在する。

宇多ら²⁰⁾は水理模型実験から、芝等の植生で被覆された堤体の侵食深を式(37)で表現した。ただし、ここでの侵食深の算定式は河川堤防を対象としているため、植生に加え堤体の粘性の影響も含まれていることに注意を要する。

$$\frac{dz}{dt} = \frac{\alpha u_*}{\ln 10} \exp\left(-\frac{\ln 10}{\alpha u_*} z\right) \quad (37)$$

ここに、 t ：時間(分)、 z ：侵食深(cm)、 α ：平均根毛量に関する係数 ($\alpha=-50\sigma_0+9$)、 σ_0 ：平均根毛量(gf/cm³)、 u_* ：摩擦速度(m/s)である。

この方法を用いて津波に対する地形変化を算定した既往研究として、浜口ら(2016)⁵⁰⁾は岩手県陸前高田市における高田松原の樹木、諏訪ら(2016)⁵²⁾は千葉県旭市における盛土の芝を対象としたものがある程度である。

2.5.3 本研究で用いる津波移動床計算手法とその特色

本研究の津波移動床計算手法は、任意の粒径が考慮可能な池野ら(2009)³³⁾を基本とする。モデル構築時には、浮遊砂の巻き上げを制限する飽和浮遊砂濃度について、新たな考え方を提案するとともに、現地海岸（阿武隈川河口域）での再現計算から計算モデルの妥当性を示したことに特色がある。

また、既往研究では、地形表面の植生が流体に与える影響の既往研究はあるものの（例えば、今井ら⁵³⁾）、植生による地形の侵食軽減に関する研究は、洪水時の河川堤防の研究事例がある程度である。この河川堤防の地形を活用した津波に関する既往研究は、浜口ら⁵⁰⁾、諏訪ら⁵²⁾がある程度で、十分な知見が得られているとは言い難い。本研究の砂丘の減勢効果の検討では、芝を有する河川堤防の耐侵食性の知見を砂丘に適用し、砂丘が植生で被覆されていた場合の減勢効果を評価・分析したことに特色がある。

2.6 まとめ

既往研究の整理結果およびそれらの課題を踏まえ、本研究の特色を以下に示す。

第3章の津波減災効果が期待できる自然・地域インフラの分類と事例分析では、日本全国にある自然・地域インフラを網羅的に整理し、その全体像を明らかにしたことに特色がある。

第4章の河口砂州の津波減勢効果では、東北地方太平洋沖地震津波前後の空中写真等から津波外力と侵食量の関係を定量的に示したこと（4.3章）、利根川をケーススタディの対象河川として湾曲した河川における河道内の津波水位の精度向上のためには一般的に用いられている直交座標系格子よりも一般座標系格子を用いることの有用性を示したこと（4.4章）、阿武隈川河口をケーススタディの対象河川として津波移動床計算の適用性を検証するとともに飽和浮遊砂濃度の新たな考えを提案したこと（4.5章）、複数条件下の数値実験から河口砂州の減勢効果を定量的に示したこと（4.4章、4.5章）に特色がある。

第5章の砂丘の津波減勢効果では、水理模型実験から砂丘の侵食特性を把握するとともに砂丘へ津波移動床計算の適用性を検討したこと（5.4章、5.5章）、複数条件下における数値実験から砂丘の減勢効果を定量的に示したこと（5.6章）、河川分野における植生の耐侵食性の知見を津波に適用し植生の持つ地形の耐侵食性を検討したこと（5.6章）に特色がある。

第2章の参考文献

- 1) 井若和久・上月康則・山中亮一・田邊晋・村上仁士：徳島県における地震・津波碑の価値と活用について，土木学会論文集 B2 (海岸工学)，Vol.67，No.2，pp.1261-1265，2011.
- 2) 国土交通省 東北地方整備局道路部：津波被害・津波石碑情報アーカイブ。
<http://www.thr.mlit.go.jp/road/sekihijouhou/> (2016 年 4 月 18 日閲覧)
- 3) 佐藤克彦：津波歴史調査による防災意識啓発の取り組み～愛知県東三河地域を事例として～。
<http://www.think-t.gr.jp/katudou/pdf/2013-No5.pdf> (2016 年 4 月 18 日閲覧)
- 4) 新美達也・川崎浩司・馬淵幸雄・長山恒紀・辻貴仁・大家隆行・松田和人：貞山運河による津波減災効果に関する数値的検討，土木学会論文集 B2 (海岸工学)，Vol.69，No.2，pp.211-215，2013.
- 5) 後藤浩・有馬勇人・石野和男・竹澤三雄・玉井信行：東北地方太平洋沖地震津波における海岸保安林の効果および被災に関する現地調査，土木学会論文集 B2 (海岸工学)，Vol.68，No.2，pp.1366-1370，2012.
- 6) 宇多高明・三波俊郎・星上幸良・酒井和也：2011 年大津波の災害と被災を免れた神社，土木学会論文集 B3 (海洋開発)，Vol.68，No.2，pp.43-48，2012.
- 7) 岩本由輝・河野幸夫・佐々木秀之・菊池慶子：歴史としての東日本大震災 口碑伝承をおろそかにするなかれ，刀水書房，pp.30-40，2013.
- 8) 磯田道史：天災から日本史を読み直す 先人に学ぶ防災，中公新書，pp.105-108，2014.
- 9) 福島雅紀・松浦達郎・服部敦：河川津波の特性把握に関する実験的検討，土木学会論文集 B2 (海岸工学)，Vol.69，No.2，pp.261-265，2013.
- 10) 田中仁・Nguyen Xuan Tinh・盧 敏・NGUYEN Xuan Dao：2010 年チリ地震津波の東北地方河川への遡上-河口地形と遡上特性との関連-，土木学会論文集 B1 (水工学)，Vol.67，No.4，pp.1627-1632，2011.
- 11) 玉田崇・田村保・高橋智幸・佐々木元：河川での津波防災検討における津波移動床モデルの適用性に関する研究，土木学会論文集 B2 (海岸工学)，Vol.65，No.1，pp.301-305，2009.
- 12) 前川俊明・二瓶泰雄・中田遥香：海岸砂丘・盛土による津波減災効果の検討，土木学会論文集 B1 (水工学)，Vol.69，No.4，pp.1453-1458，2013.
- 13) 佐藤慎司：NHK そなえる防災，第 2 回防災と減災の違い～津波に備える～。
<http://www.nhk.or.jp/sonae/column/20140932.html> (2016 年 4 月 19 日閲覧)
- 14) 諏訪義雄：自然・地域インフラとは何か，RIVER FRONT，Vol.79，pp.11-15，2014.
http://www.rfc.or.jp/pdf/vol_79/p011.pdf (2016 年 4 月 2 日閲覧)
- 15) 下園武範・佐藤慎司・田島芳満：津波による砂堆の侵食に関する研究，海岸工学論文集，第 54 巻，pp.511-515，2007.
- 16) 久保田徹・仲座栄三・稲垣賢人・SAVAU Rusila・RAHMAN Mostafizur・入部綱清：海岸丘と海岸林の複合作用が津波に及ぼす影響に関する研究，土木学会論文集 B2 (海岸工学)，Vol.69，No.2，pp.301-305，2013.
- 17) 稲垣賢人・仲座栄三：海岸丘と海岸による津波防災対策の実験的検討，土木学会論文集 B2 (海岸工学)，Vol.70，No.2，pp.296-300，2014.

- 18) 柳沢舞美・二瓶泰雄・山口晋平・川邊翔平・龍岡文夫：海岸砂丘と補強盛土技術を組み合わせた新形式防潮堤の提案，土木学会論文集 B2（海岸工学），Vol.68，No.2，pp.886-890，2012.
- 19) 内閣府：南海トラフの巨大地震モデル検討会。
<http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/>（2016 年 4 月 3 日閲覧）
- 20) 宇多高明・望月達也・藤田光一・平林桂・佐々木克也・服部敦・藤井政人・深谷渉・平館治：洪水流を受けた時の多自然型河岸防御工・粘性土・植生の挙動—流水に対する安全性・耐侵食性を判断するために—，土木研究所資料，第 3489 号，pp.97-179，1997.
- 21) 中村友昭・Solomon C. Yim・水谷法美：三次元流体・構造・地形変化連成数値計算モデルの開発と没水物体周辺の洗掘現象への適用，土木学会論文集 B2（海岸工学），Vol.66，No.1，pp.406-410，2010.
- 22) 木原直人・松山昌史：静水圧 3 次元数値モデルを用いた津波による地形変化の数値計算，海岸工学論文集，第 54 巻，pp.516-520，2007.
- 23) 大久保陽介・熊谷健蔵・辻尾大樹・永澤豪・加藤史訓：津波越流時における海岸堤防の洗掘に関する数値解析モデルの構築，土木学会論文集 B2（海岸工学），Vol.70，No.2，pp.991-995，2014.
- 24) 永澤豪・田中仁：津波による構造物周りの大規模地形変化の解析，土木学会論文集 B2（海岸工学），Vol.71，No.2，pp.1105-1110，2015.
- 25) 高橋智幸・今村文彦・首藤伸夫：土砂移動を伴う津波計算法の開発，海岸工学論文集，第 39 巻，pp.231-235，1992.
- 26) 高橋智幸・首藤伸夫・今村文彦・浅井大輔：掃流砂層・浮遊砂層間の交換砂量を考慮した津波移動床モデルの開発，海岸工学論文集，第 46 巻，pp.606-610，1999.
- 27) 藤井直樹・大森政則・高尾誠・金山進・大谷英夫：津波による海底地形変化に関する研究，海岸工学論文集，第 45 巻，pp.376-380，1998.
- 28) 西畑剛・田島芳満・森屋陽一・関本恒浩：津波による地形変化の検証—2004 年スマトラ沖地震津波 スリランカ・キリンダ港—，海岸工学論文集，第 52 巻，pp.1386-1390，2005.
- 29) 国土交通省水管理・国土保全局海岸室，国土交通省国土技術政策総合研究所河川研究部海岸研究室：津波浸水想定の設定の手引き Ver.2.00，2012.
http://www.mlit.go.jp/river/shishin_guideline/bousai/saigai/tsunami/shinsui_settei.pdf（2016 年 4 月 4 日閲覧）
- 30) 後藤智明・首藤伸夫：河川津波の遡上計算，海岸工学講演会論文集，第 28 巻，pp.64-68，1981.
- 31) 坪野考樹・井上和也・中川一・栗原哲：一般曲線座標を用いた津波の河川遡上による河川高水敷の浸水過程の解析，土木学会関西支部年次学術講演会講演概要集，第 37 回，pp.II.79.1-II.79.2，1995.
- 32) 赤穂良輔・石川忠晴：平成 23 年東北地方太平洋沖地震津波における利根川下流の津波遡上再現計算，土木学会論文集 B1（水工学），Vol.68，pp.1543-1548，2012.
- 33) 池野正明・吉井匠・松山昌史・藤井直樹：津波による砂移動量実験と浮遊砂巻上量式の提案，電力中央研究所研究報告 V08064，pp.17,28-29，2009.
- 34) 高橋智幸・黒川貴博・藤田将孝・島田広昭：津波による土砂移動の粒径依存性に関する水理

- 実験, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol.67, No.2, pp.231-235, 2011.
- 35) Rubey, W. W. : Settling velocities of gravel, sand and silt particles, *American Journal of Science*, Vol.25, pp.325-338, 1933.
- 36) 禰津家久・門田章宏・戸田孝史・中川博次: 加速流および減速流の解析手法とその乱流特性, 土木学会論文集, No.509, II-30, pp.89-97, 1995.
- 37) 日野幹雄: 流体力学, 朝倉出版, p.276, 1993.
- 38) 土木学会水理委員会: 水理公式集 [平成 11 年版], 社団法人土木学会, pp.158, 1999.
- 39) Madsen, O. S. : Mechanics of cohesionless sediment transport in coastal waters, *Proceedings Coastal Sediments '91*, ASCE, Vold, pp.15-27, 1991.
- 40) Tajima, Y. : Waves, currents, and sediment transport in the surf zone along long, straight beaches, *Doctoral thesis in Massachusetts Institute of Technology*, 313 p., 2004.
- 41) 芦田和男・道上正規: 移動床流れの抵抗と掃流砂量に関する基礎的研究, 土木学会論文報告集, 第 206 号, pp.59-69, 1972.
- 42) Herrmann, J. M. : Effect of stratification due to suspended sediment on velocity and concentration distribution in turbulent flows, *Master's thesis in Massachusetts Institute of Technology*, 152 p., 2004.
- 43) 今井健太郎・菅原大助・高橋智幸・岩間俊二・田中仁: 2011 年東北津波における北上川河口部の大規模洗掘・堆積に関する数値的検討, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol.71, No.2, pp.247-252, 2015.
- 44) 西畑剛・佐貫宏・森屋陽一・後藤和久: 津波による地形変化モデルに関する研究, 海岸工学論文集, 第 54 巻, pp.521-525, 2007.
- 45) 森下祐・高橋智幸: 2011 年東北地方太平洋沖地震津波来襲時の気仙沼湾を対象とした津波移動床モデルの再現性向上, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol.70, No.2, pp.491-495, 2014.
- 46) 高橋潤・後藤和久・大家隆行・柳澤英明・今村文彦: スリランカ・キリンダ漁港を対象とした 2004 年インド洋大津波による土砂移動過程の解析, 海岸工学論文集, 第 55 巻, pp.251-255, 2008.
- 47) 藤田尚毅・稲垣和男・藤井直樹・高尾誠・金戸俊道: 津波による海底地形変化評価モデルの現地適用性に関する研究, 海洋開発論文集, 第 26 巻, pp.213-218, 2010.
- 48) 近藤武司・森本徹・藤本典子・殿最浩司・志方建仁: 港湾での津波による土砂移動計算の再現性評価, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol.68, No.2, pp.396-400, 2012.
- 49) 山下啓・菅原大助・高橋智幸・今村文彦・齋藤友一・今任嘉幸・甲斐恭・上原均・加藤季広・中田一人・坂良太郎・西川朝雄: 岩手県陸前高田市における 2011 年東北地方太平洋沖地震津波による大規模土砂移動の再現計算, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol.71, No.2, pp.499-504, 2015.
- 50) 浜口耕平・原野崇・二階堂竜司・中園大介・原文宏・諏訪義雄: 堤防残存と樹木を取り入れた地形変化計算と陸地残存に関する数値実験, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol.72, No.2, 2016. (印刷中)
- 51) Sugawara, Daisuke, and Tomoyuki Takahashi : Numerical simulation of coastal sediment transport by the 2011 Tohoku-Oki earthquake tsunami, *Tsunami Events and Lessons Learned*. Springer

Netherlands, pp.99-112, 2014.

- 52) 諏訪義雄・二階堂竜司・浜口耕平・原野崇・渡辺国広・中園大介・原文宏・青木伸一：航空レーザ測量を用いた東北地方太平洋沖地震津波による地形変化の実態, 土木学会論文集 B3 (海洋開発), Vol.72, No.2, 2016. (印刷中)
- 53) 今井健太郎・原田賢治・渡辺修・江刺拓司・島貫直樹・八木智義・今村文彦：実地形における海岸林を利用した津波減勢策－仙台湾岩沼・名取海岸を例として－, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol.65, No.1, pp.326-330, 2009.

3. 津波減災効果が期待できる自然・地域インフラの分類と事例分析

3.1 はじめに

2011 年の東日本大震災の津波では、太平洋側の東北地方沿岸を中心として甚大な被害が生じたなかで、砂丘や樹林、道路盛土などの自然地形や地物による津波の減勢、津波教訓の伝承による避難行動の喚起など、海岸堤防以外にも津波による被害の軽減に貢献したものが確認された。これらは減災に役立つ広義のインフラと見なすことができることから、「自然・地域インフラ」¹⁾と総称することが提唱されている。「自然インフラ」²⁾とは、砂丘・浜堤・砂堤のように自然によって形成された防護機能を有するインフラであり、米国ニューヨーク州が作成したアフター・アクション・レビューNYS2100²⁾にも取り上げられている。「地域インフラ」¹⁾とは、地域で大事にされているローカスケールのインフラであり、有形であれば神社の高台、樹林帯、無形であれば津波を忘れないための伝承、風習などが挙げられる。自然・地域インフラの概要を図 3-1、減災のイメージを図 3-2 に示す。

これらの自然・地域インフラに関する既往研究は、自然インフラの砂丘では前川ら³⁾、有形の地域インフラの樹木では今井・原田⁴⁾、石碑では井若ら⁵⁾、無形の地域インフラの地名による津波災害リスクの伝承では太宰⁶⁾などが存在するものの、対象とする地域やインフラ（例えば石碑）を限定したものが多く、津波減災効果を期待できるものにどのようなものがあるのかなど、その全体像は不明確である。

本章では、各地域に存在する自然・地域インフラとみなせる全国事例を幅広に収集・分類することにより、自然・地域インフラの全体像を明らかにすることを目的とする。また、自然・地域インフラの形成・整備と津波災害との関連、津波減災効果の存続期間の関係を分析する。ここでの成果は、各地域に存在する自然・地域インフラの津波減災効果を再評価するとともに、自然・地域インフラの存在する地域において今後も適切な保全を行うためのモチベーションを高め、津波減災地域づくりに役立てるためのものである。

本章で収集整理した自然・地域インフラのうち、第 3 章では河口砂州、第 4 章では砂丘に着目し、その津波減勢効果を検討する。

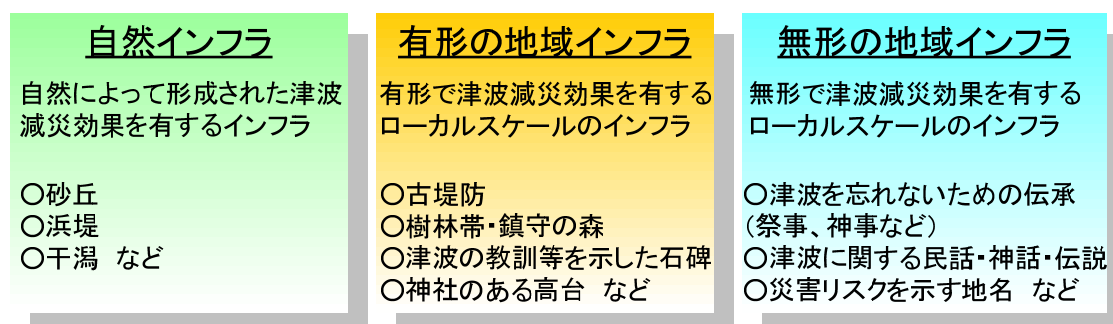


図 3-1 自然・地域インフラの概要



図 3-2 自然・地域インフラによる減災のイメージ（国土技術政策総合研究所⁷⁾を参考に作成）

3.2 自然・地域インフラ事例の収集・分類

本節では、津波減災効果が期待できる自然・地域インフラを幅広く収集・分類することにより、その全体像を明らかにする。

3.2.1 収集方法

事例の収集にあたっては、日本国内で出版された学術論文、書籍や雑誌記事等の文献、ホームページ等の公開資料を対象とした。

津波に対する減災効果をハード対策に相当する「津波減勢」と、ソフト対策に寄与する「避難場所の提供」、「避難行動の支援」（円滑な避難を促進するための効果）、「居住制限」（リスクの高い地域に人を住ませない効果）、「浸水範囲の明示」、「リスク・教訓の伝承」、および「その他」と定義し、既往の津波災害実績においてこれらの減災効果が確認できたものや過去の災害教訓を踏まえ整備されたもの、既往災害において減災効果の確認には至っていないが他のインフラを参考に津波減災効果が期待できるものを自然・地域インフラとして収集した。

収集にあたっては、海岸堤防や水門などの海岸保全施設や津波浸水想定区域図などの法的根拠に基づいて全国的に整備されているものは、本研究の自然・地域インフラに含めないものとした。また、自然インフラおよび有形の地域インフラは、現存するものを対象とし、過去に存在したものの消失したインフラは対象外とした。

3.2.2 収集・分類結果

本研究は幅広い自然・地域インフラを収集・分類し、その種類数を増やすことに注力している。石碑などのように1つの種類のインフラで多数の事例が存在する場合は、特筆すべき継承方法、維持管理が行われているものを取り上げることとした。加えて、3.3.3 ではインフラの減災効果の存続期間（減災効果が確認できた時期から現在までの期間）を整理しているため、各種類のインフラにおいて、減災効果が確認できた最も古い事例を収集することにより収集事例が代表性を持つように努めた。

収集・分類した自然・インフラ事例一覧を表 3-1 に示す。収集した事例総数は106事例であるが、ここでは代表87事例を示した。これらをインフラの種類ごとに分類したところ、自然インフラ3種類、有形の地域インフラ23種類、無形の地域インフラ15種類であり、全41種類に分類することができた。

表 3-1(1) 自然・地域インフラ事例の収集・分類結果の一覧

No	カテゴリー	種類	インフラ事例	地域	津波に対する効果							整備・発生の背景となった災害等のイベント・効果が確認できた時期			インフラと津波災害の関連	補足・備考	参考文献
					津波減勢	避難場所の提供	避難行動の支援	居住制限	浸水範囲の明示	リスク・教訓の伝承	その他	地震・津波	高波・高潮	その他			
1	自然インフラ	砂丘	九十九里浜	千葉県	○							自然によって形成されているため対象外			C		3)
2			宮城県名取市	宮城県名取市	○												3)
3		湿地	内之浦干潟親水公園	和歌山県田辺市				○							C	湿地などとして保全することで津波のリスクの高い地域に人を住ませない効果	8)
4			松川浦付近の湿地・農地・空地	福島県相馬市				○									9)
5		河口砂州	東北地方の河川	青森県から福島県	○										C		10) 11)
6	有形の地域インフラ	人工砂丘	スカ	静岡県 掛川市から御前崎市	○									飛砂対策で整備	C	帯状の人工斜砂丘	12)
7			仙台東部道路	宮城県	○									道路利用で整備	C	道路盛土が津波浸水を抑制	13)
8		鉄道の盛土	国道6号相馬バイパス	福島県	○												13)
9		古堤防	佐伯の防潮堤	大分県佐伯市	○							1707 宝永			B	津波対策として整備された堤防	1)
10			広村堤防	和歌山県広川町	○							1854 安政南海					14)
11			旧葛西海岸堤防	東京都	○								1949 キティ台風			埋立前に整備された旧堤防	15)
12			ぼた堤防	愛知県田原市	○							1854 安政南海				貝殻で整備された堤防	16)
13		防潮林・防風林	保安林	福島県いわき市(他多数の地域)	○									風害対策等で整備	C	漂流物の捕捉等の効果	17)
14			防潮林	宮城県石巻市(他多数の地域)	○										C	背後の家屋被害軽減等の効果	9)
15		屋敷林(居久根)・神社林・鎮守の森	家屋の屋敷林(居久根)	宮城県仙台市	○									風害対策、信仰対象として整備	C	建物への被害軽減等の効果	9)
16			大塚稲荷神社	福島県梅川地区	○										C		18)
17		防浪ビル	沿岸のビル群	宮城県気仙沼市(他多数の地域)	○							2011 東日本		ビル所有者が整備	B	行政が整備を推進	-
18		運河・水路	貞山堀	宮城県	○									舟運として整備	C	海岸堤防背後にある運河	19)
19		高台	末の松山	宮城県多賀城市		○						869 貞観			B	小倉百人一首にも津波が到達することがないと記載がある自然丘	1)
20			海岸公園冒険広場	宮城県仙台市		○								利用目的で整備			20)
21			日枝神社の津波避難丘	千葉県鴨川市		○						1605 慶長				人工高台	21)
22			命山と呼ばれる人工山	静岡県袋井市		○							1680 高潮				22)
23		城郭跡	日和山公園	宮城県石巻市		○								当時の権力者が整備	C	高台の城郭跡を保全することは避難場所の確保にもつながる	9)
24		旧街道・宿場	仙台平野にある旧街道・宿場	宮城県仙台平野		○						1611 慶長三陸		陸運・旅路利用で整備	C	災害リスクの低い地域に街道・宿場を整備した可能性	23)
25		高台にある神社	古くから建立された神社	福島県南相馬市		○									B	来歴不詳の神社は歴史津波でも浸水しない地点に建立された可能性	23)
26			津神社	福島県相馬市		○						869 貞観		信仰対象として整備		神社名の由来は津波に対する警告の意味がある	23)
27			戸倉神社	宮城県本吉郡南三陸町波谷地区		○						1611 慶長三陸				過去の津波で神様を乗せた船が岬の丘の上まで持ち上げられた地に神を祀ったと伝えられている	24)
28		緊急避難路	津波発生時の避難階段道	三重県大紀町錦地区			○					1944 東南海			A	民家の軒下を利用するなど地域に溶け込んだ身近な避難路	25)

表 3-1(2) 自然・地域インフラ事例の収集・分類結果の一覧

No	カテゴリー	種類	インフラ事例	地域	津波に対する効果							整備・発生の背景となった災害等のイベント・効果が確認できた時期			インフラと津波災害の関連	補足・備考	参考文献		
					津波減勢	避難場所の提供	避難行動の支援	居住制限	浸水範囲の明示	リスク・教訓の伝承	その他	地震・津波	高波・高潮	その他					
29	資料	歴史的な建築物・津波到達位置の境界を表す地蔵・神社・寺	浪切地蔵	千葉県一宮町東浪見					○			1703 元禄			A	津波到達地点に整備された地蔵・神社・寺	23)		
30			波せき地蔵	京都府宮津市真名井神社					○			701 大宝					26)		
31			浪分神社	宮城県仙台市					○			1611 慶長三陸					23)		
32			波切不動明王	静岡県牧之原市					○			不明					27)		
33	有形の地域インフラ	歴史的な建築物・資料	外所地震供養碑	宮崎県宮崎市						○		1662 外所			A	50 年毎に建増しされる石碑 百度石としたことが特徴的 津波の到達位置を示す石表 日本最古の津波碑 毎年墨をいれている石碑 住宅の石垣や石橋等に組み込まれている 石碑より下に家を建てるなど記した石碑 陰明師・安倍晴明が津波を封じたまじないの塚	1)		
34			陸子神社の百度石	徳島県南沖洲						○		1854 安政南海					28)		
35			津波来襲地点石標	徳島県海陽町観音庵					○			1854 安政南海					28)		
36			康暦碑	徳島県海部郡美波町東由岐						○		1361 正平					28)		
37			石碑・津波碑・塚	大地震岡川口津浪記	大阪府大阪市大正区					○		1854 安政南海					29)		
38			津波留	三重県熊野市新鹿					○			1854 安政南海					30)		
39			大津浪記念碑	岩手県宮古市重茂姉吉地区				○				1896 明治三陸					31)		
40			清明塚	静岡県掛川市							○	1000 年前の津波					32)		
41			観音像・大仏	長浜観音	神奈川県横浜市						○		1311 津波		信仰対象として整備		B	津波の身代わりになった観音様とされている	33)
42				鎌倉の大仏	神奈川県鎌倉市						○		1498 明応					34)	
43			書物	震潮記	-							○		1512 永正			A	大噴地域を襲った地震・津波が記載 過去に生じた地震・津波の存在、津波防災などが記載された文献	35)
44				平家物語	-							○		1185 南海				29)	
45				風俗画報	-							○		1896 明治三陸		1889～1916 刊行物として作成		36)	
46			絵馬	御厨神社の絵馬	愛知県豊橋市西七根町御厨神社							○		1854 安政南海			A	過去の津波の状況が描かれている	37)
47				千光寺の絵馬	徳島県海部郡海陽町千光寺							○		987 南海					38)
48	複合的な効果期待できる施設	防災ステーション	福良港津波防災ステーション	兵庫県南あわじ市		○						南海・東南海地震(想定)			A	緊急時の避難場所であり、平常時は別途利用される施設	39)		
49			錦タワー	三重県度会郡大紀町錦		○						1944 東南海					40)		
50	津波により被災した施設・自然物	被災した海岸保全施設	地域の災害リスクを示す施設	地盤沈下を表す標識	東京都江東区						○			地盤沈下把握の観測のため整備	B	地盤沈下の観測所であり、ゼロメートル地帯のリスクを示す標識	30)		
51			被災した海岸保全施設	被災した防潮堤の保存	福島県いわき市勿来地区						○		2011 東日本					41)	
52			津波石	津波大石	沖縄県石垣市							○		約 2000 年前		A	津波によってうちあげられた石 東北地方にも多数の事例がある	42)	
53				橋杭岩	和歌山県東牟婁郡串本町							○		1101～1400 津波					43)
54			その他	防災教育に関する遊具	津波いろは歌留多	岩手県							○		1957 年考案		A	かるたの内容が津波防災	44)
55	過去の地形図	地形図		-							○			-	C	過去の地形図から津波に対するリスクを把握できる場合がある	-		

表 3-1(3) 自然・地域インフラ事例の収集・分類結果の一覧

No	カテゴリー	種類	インフラ事例	地域	津波に対する効果							整備・発生の背景となった災害等のイベント・効果が確認できた時期			インフラと津波災害の関連	補足・備考	参考文献
					津波減勢	避難場所の提供	避難行動の支援	居住制限	浸水範囲の明示	リスク・教訓の伝承	その他	地震・津波	高波・高潮	その他			
56	無形の地域インフラ	津波回避	移住	高地移転	三重県鳥羽市国崎町				○			1498 明応			A	集団移転した最古の事例 東北地方にも多数事例がある	45)
57			津波に関する標語	津波でんでんこ	-					○		1990 年全国沿岸市町村津波サミットでの標語			A	津波が来たらとにかく一人で逃げることを意味する標語	46)
58			口承	語り部	-					○		災害経験者による語り継ぎ			A	被災経験者による災害教訓の伝承	24)
59		民話・神話・伝説	地震・津波と動物に関する言い伝え	-						○		不明			A	鯨絵は 1855 安政江戸地震を契機に出回る	27)
60			稲村の火	和歌山県有田郡広川町						○		1854 安政南海				1854 年安政南海地震津波の防災に関する出来事をもとにした物語	14)
61			人魚伝説	沖縄県八重山						○		1771 明和				1771 年明和津波に関する民話	27)
62			椿の乙女	秋田県						○		1793				男鹿半島の地震・津波に関する民話	47)
63			導き地蔵	宮城県気仙沼市						○		不明				地蔵菩薩像に関する民話	47)
64			亀の松	静岡県袋井市						○		約 600 年前				母が亀になってわが子を守ったという伝説	27)
65			津波避難場所を表す地名	助命山と呼ばれる愛宕山	徳島県海部郡海陽町		○					1605 慶長			A	津波の避難場所の愛宕山は地元の人から助命山と呼ばれる	48)
66				急の坂	福島県相馬市八沢浦千拓付近		○					1611 慶長三陸				津波時に避難することを意味する地名	49)
67				招又	宮城県七ヶ浜町		○					1611 慶長三陸					6)
68		津波のリスクの高い地域を表す地名	大船沢	南三陸町入谷						○		不明			A	津波で大きな船が沢の奥まで打ち寄せられて来たことが由来	6)
69			スリヤマ	沖縄県石垣島						○		1771 明和				1771 年明和津波で山林をすり切るよう通過したことが由来	30)
70			クラ・ハマ・シオ等のつく地名	-						○		不明				リスクの高い地名に多い	6)
71		津波・地震に関する音楽・俳句・短歌	三陸地方に伝わる津波の歌(復興の歌)	岩手県						○		1933 昭和三陸			A	沿岸各地の小学校で広く歌われていた歌	50)
72			地震の歌(復興歌)	秋田県男鹿市						○		1939 男鹿				五里合小学校で歌われていた歌	51)
73			俳句・短歌	-						○		1896 明治三陸				正岡子規が津波被害の様相を俳句で表現(他多数)	52)
74			記録	アーカイブ	HP 等					○		災害後に整備			A	津波の被害状況等の記録	-
75	地域のイベント	祭事	津浪祭	和歌山県広川町						○		1854 安政南海			A	津波の悲劇・教訓を伝承するための祭り	53)
76			稲村の火祭り	和歌山県広川町						○		1854 安政南海				濱口梧陵翁の功績を称えとともに防災意識を高めるための祭り	14)
77			明和の津波慰霊祭	沖縄県石垣市						○		1771 明和				被災者の冥福を祈りその教訓を伝承するための慰霊祭	54)
78		神事	二見興玉神社の郷中施	三重県伊勢市						○		1792 津波			A	津波教訓を伝承するための神祭	23)
79			日神社の祭礼	和歌山県白浜町						○		1707 宝永					24)

表 3-1(4) 自然・地域インフラ事例の収集・分類結果の一覧

No	カテゴリー	種類	インフラ事例	地域	津波に対する効果							整備・発生の背景となった災害等のイベント・効果が確認できた時期			インフラと津波災害の関連	補足・備考	参考文献
					津波減勢	避難場所の提供	避難行動の支援	居住制限	浸水範囲の明示	リスク・教訓の伝承	その他	地震・津波	高波・高潮	その他			
80	無形の地域インフラ	地域の資産を活用した避難方法	寺の鐘を利用した避難誘導	三重県鈴鹿市			○					津波防災(近年)		仏事のため整備	B	津波発生時に寺の鐘を乱打し避難を促進	55)
81			伊良湖岬の灯台を利用した避難誘導	愛知県田原市			○					津波防災(近年)		船舶利用で整備		津波避難時の避難誘導	56)
82		観光と関連させた取組み	福良港	兵庫県南あわじ市							○	南海・東南海地震(想定)		観光と合わせた取組み	B	観光に津波を関連させた取組み	39)
83			震災学習列車	岩手県(久慈～宮古、釜石～盛)							○			鉄道利用で整備			57)
84		教育	津波常襲地域における独自の防災教育	宮城県釜石市							○	防災教育			A	国語や算数などに津波防災教育を織り交ぜるなどの教育を実施	58)
85		人材	外部からの移住による人材確保	徳島県海部郡伊座利漁港							○			地域活性化のための取組み	B	住民減少・高齢化への対応として外部からの人間を積極的に受け入れている	※
86		共助	高齢者施設と高校の連携	宮城県南三陸町			○					2011 東日本		別々に整備	B	2011 年東日本大震災津波では高校生が高齢者の避難を援用	59)
87			安否札を活用した避難時の助け合い	宮城県釜石市			○					津波防災(近年)				津波避難時に家に避難場所を張る札を活用した避難方法	58)

※伊座利漁業協同組合へのヒアリング

3.2.3 現地踏査

本章は、自然・地域インフラの事例を収集しその事例を分析するものであるため、机上検討によるところが大きい。一部の自然・地域インフラについては、現地踏査からその状況把握を行った。現地踏査を実施した自然・地域インフラの一例を図 3-3 に示す。

千葉県九十九里浜では、広範囲にわたって砂丘が形成されている。2011 年の東北地方太平洋沖地震津波では、千葉県九十九里浜から茨城県南部に形成されている砂丘が津波の侵入や浸水被害を軽減させた（例えば、佐藤⁶⁰⁾）。

福島県の津^{つのみつ}神社は、神社名の由来に津波に対する警鐘が含まれている。熊谷ら²³⁾によれば、津波が神社まで満つるため津波に気をつけろという警告を発する意味との意見がある。2011 年の東北地方太平洋沖地震津波においては、神社の近傍まで津波が到達したが、高台になっている神社の本殿は浸水を免れた。

宮城県の浪分神社は、過去の「大津波」の際にこの神社を境に浸水が分かれたことに由来するといわれている。高世ら²³⁾によると、この「大津波」は、869 年の貞観地震津波、1611 年の慶長三陸地震津波、1835 年の宮城県沖で発生した津波など諸説がある。現地踏査では、この神社の地盤高は周囲と同等であり、津波浸水が分かれるのは地盤高以外の影響が含まれている可能性が示唆された。なお、この神社は住宅地にある小さな神社であり、現地踏査時は子供たちが神社内で遊んでいることから、地域に溶け込んでいる様子がうかがえた。

大阪府大阪市の大^{だい}地震^{じしん}両川^{りやうかわ}口津浪^{ぐちつな}記^{みき}⁶¹⁾は、1854 年の安政南海地震津波による犠牲者の慰霊と後世への戒めを語り継ぐことを目的として設置された石碑である。この石碑の碑文には、いつまでも人々が読みやすいように毎年墨を入れて欲しいと記載されており、記念碑保存運営委員会では毎年の地藏盆に刻まれた文字に墨をいれるのが年中行事となっている。震災当時の教訓が 150 年程度も受け継がれている稀有な事例である。毎年の維持管理に加え、歩道に威風堂々と設置されていることから、地域住民から大事にされている様子がわかる。



(a) 九十九里浜の砂丘 (表 3-1 の No.1)
(2015 年 11 月 20 日撮影)



(b) 津神社 (表 3-1 の No.26)
(2015 年 12 月 25 日撮影)



(c) 浪分神社 (表 3-1 の No.31)
(2016 年 4 月 25 日撮影)



(d) 大地震両川口津浪記 (表 3-1 の No.37)
(2014 年 12 月 31 日撮影)



図 3-3 自然・地域インフラの現地写真

3.3 自然・地域インフラの事例分析

前節で収集した自然・地域インフラの事例を津波減災効果、インフラ整備と津波災害の関連、効果の存続期間に着目した事例分析を行う。

3.3.1 自然・地域インフラの種類ごとの津波減災効果

分類した自然・地域インフラを地域防災に活用するにあたり、まずはどのような減災効果が得られるインフラが多いのかを把握するため、期待できる効果別にインフラの種類数を分類した。分類にあたっては、収集整理した表 3-1 の事例から、インフラの種類ごとに代表的な減災効果を図 3-4 に示すように集計した。

本研究で分類された 41 種類のうち、ハード面にあたる津波減勢効果（津波による浸水深・流速の低減、津波到達時間の遅延など）が期待されるものは、次章以降で本研究の対象としている河口砂州と砂丘に加え、樹林帯、古堤防などの 9 種類のインフラであった。一方、ソフト面の効果が期待できるものは 32 種類と多く存在した。

自然・地域インフラにはソフト面での効果を期待できるものが多く、そのなかでもリスク・教訓の伝承に活用できる種類数の多いことがわかった。

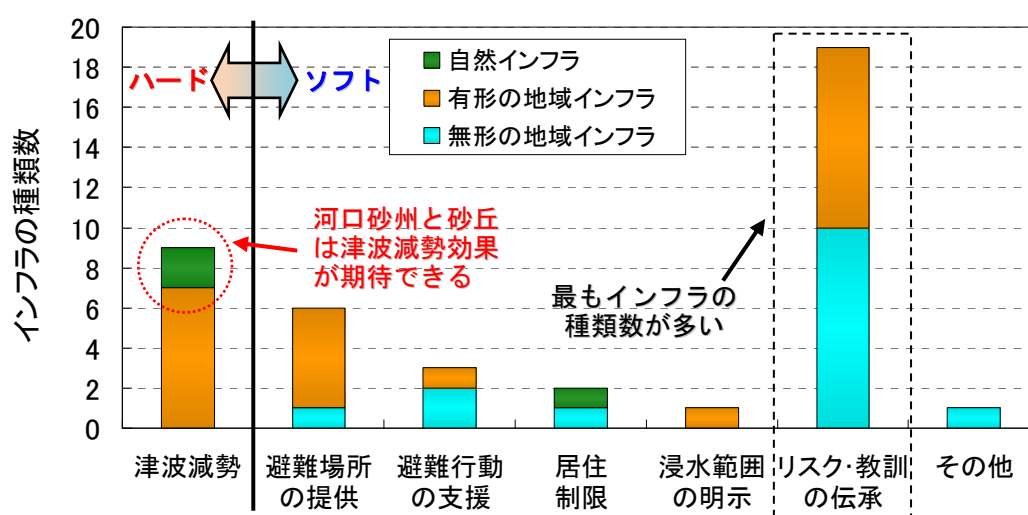


図 3-4 インフラの種類ごとの津波減災効果

3.3.2 自然・地域インフラ整備と津波災害の関連

本研究は津波に対して減災効果が期待できる自然・地域インフラを対象としているが、それらは必ずしも津波災害を起源として整備・発生したものとは限らず、別の目的で整備されたものが結果的に津波減災効果を有する場合もある。ここでは、表 3-1 に示した自然・地域インフラについて、それらの整備・発生経緯が津波災害に関連するかを A, B, C の 3 段階（A はインフラの種類の各事例が全て津波災害を起源として整備・発生、B はインフラの種類の各事例が津波災害を起源としたもの・そうでないものが混在、C はインフラの種類の各事例が全て津波災害を起源とせず整備・発生）で図 3-5 のように分類・集計した。その結果、C のインフラ整備・発生が津波災害を起源としないものが 11 種類、B の必ずしも津波災害を起源としないものが 10 種類もあった。

C のインフラ整備が津波災害に関連していないものの例として、屋敷林（居久根）（表 3-1 の有形の地域インフラ No.15）は風対策で整備されたものの、2011 年東日本大震災の津波で津波減勢効果が確認・認識されたインフラであり、樹木を地域における津波減災のインフラとして認識しその減災効果の検証を行うことが望まれる。

また、地域の資産を活用した避難方法（表 3-1 の No.80, 81）のように、津波災害と必ずしも関連がない資産を活用して津波減災に役立てる方法もあり、津波に関する教訓や伝承等が乏しい地域であっても既存の地物を地域インフラとして見直すことで地域の津波減災を促進させることが可能であることが示唆された。

なお、無形の地域インフラは、C のインフラ整備が津波を起源としないものが存在しない。この要因として、無形の地域インフラは、リスク・教訓の伝承、住居の移転など、津波災害を経験したことにより整備・発生するためである。

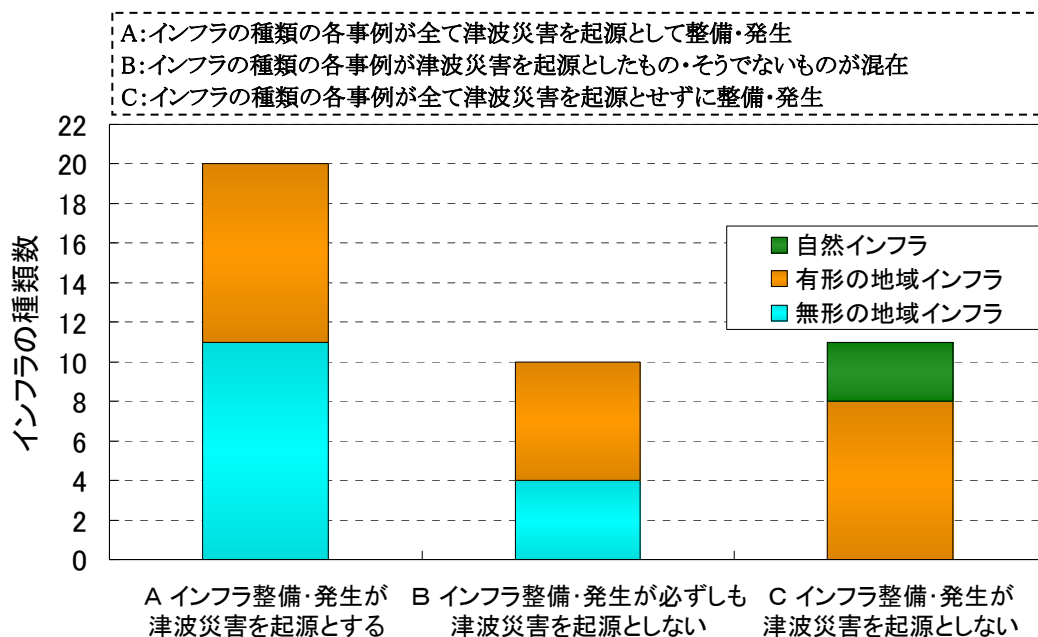


図 3-5 インフラ整備と津波災害の関連

自然・地域インフラは長期間にわたって存続し、その減災効果を発揮することが望ましい。ここでは、「地域インフラが整備・発生される背景となった災害等のイベント発生時期」もしくは「文献に記載のある範囲で減災効果を確認できた津波災害の時期」から現在（2015 年）までの期間を減災効果の存続期間と定義し、インフラの種類ごとにその最小・最大期間を図 3-6 のように算定した。自然インフラは災害を契機として整備されたものではないため対象外とし、さらに、2011 年の東日本大震災を契機として整備されたものは期間が短いため含めないものとした。

最も存続期間が長いものは沖縄県石垣市の津波大石の事例（表 3-1 の No.51）であり、2,000 年程度の期間となっている。この期間中に継続して津波教訓が伝承されたとは限らないが、これだけの長期間に渡って有形物として地域インフラが存続できたことは特筆すべき点である。

L1 津波の発生頻度相当 **L1 超過津波の発生頻度相当**

※減災効果存続期間は、インフラが整備・発生される背景となった災害等のイベント発生時期もしくは効果が確認できた時期から現在までとした
※減災効果存続期間の算定が困難なインフラは含めていない

■ : 有形の地域インフラ
■ : 無形の地域インフラ

減災効果の存続期間が長い

インフラの種類	効果存続期間 (最小年 ~ 最大年)	属性
津波に関する標語	0 ~ 50	無形
防災教育に関する道具	0 ~ 100	無形
緊急避難路	0 ~ 100	有形
地域の災害リスクを示す施設	0 ~ 150	有形
津波・地震に関する音楽	0 ~ 150	無形
祭事	0 ~ 250	有形
リスクの高い地域を表す地名	0 ~ 250	有形
神事	0 ~ 300	有形
古堤防	0 ~ 350	有形
旧街道・宿場	0 ~ 400	有形
津波避難場所を表す地名	0 ~ 400	有形
高地移転	0 ~ 550	有形
民話・神話・伝説	0 ~ 600	無形
観音像・大仏	0 ~ 700	有形
書物	0 ~ 850	有形
石碑・津波碑・塚	0 ~ 1000	有形
絵馬	0 ~ 1050	有形
高台にある神社	0 ~ 1150	有形
高台	0 ~ 1180	有形
津波到達位置の境界を表す地蔵・神社・寺	0 ~ 1350	有形
津波石	0 ~ 2000	有形

45

3.4 自然・地域インフラに関する課題

以上より、津波減勢効果が期待できる自然・地域インフラに関する事例収集および事例分析を行った。これらの検討を踏まえ、自然・地域インフラについて、今後の課題と考えられることを以下に示す。

- ・本検討では、津波減災効果が期待できる自然・地域インフラを研究対象とした。しかし、自然・地域インフラは、災害の種類によって減災効果が期待できるもの・期待できないものがある。例えば、砂浜の場合は、高波の減勢効果が期待できるものの、周期が非常に長い津波に対しては減勢効果がほとんど期待できない。災害に応じてその減災効果が期待できる自然・地域インフラとそうでない自然・地域インフラの区分が必要である。
- ・「自然・地域インフラ」の名称は、2014年に国土交通省国土技術政策総合研究所（諏訪¹⁾）によって提唱されたものであるが、現段階ではその名称は十分に認知されていない。「自然・地域インフラ」の名称およびその意味が広く普及され、災害の被害軽減に資することが望まれる。
- ・名称の普及に関して、「インフラ」という名称は日本語では「施設」の意味合いを含むため、「自然インフラ」が砂丘や砂州などの自然形成によるものと認識されにくい可能性がある。ただし、英語では「natural infrastructure²⁾」という名称が使用されており、英語との整合は図られている。また、「地域インフラ」は、減災効果を有し地域で大事にされているローカルスケールのインフラという意味を持つが、これに該当する英語がないうえ、名称から意味を推測しにくい。認知度を高めるための工夫が必要である。「地域インフラ」には減災効果があることを意味する単語が含まれていないため、例えば、名称を「減災地域インフラ」などとし、名称からその意味を認知しやすくする方法などが考えられる。
- ・自然・地域インフラは、その地域の防災力・減災力向上に資するものであり、その価値の認知度向上を目的として、宇沢⁶²⁾が提唱した「社会的共通資本」として位置付けることを推進させる方法もある。宇沢⁶²⁾によれば、社会的共通資本とは「特定の地域に住むすべての人々が、ゆたかな経済生活を営み、すぐれた文化を展開し、人間的に魅力ある社会を持続的、安定的に維持することを可能にするような社会的装置」と定義されている。
- ・大規模な津波災害は発生頻度が非常に低く、災害への危機意識が低下しやすい。長い将来にわたって自然・地域インフラが適切に維持管理する方法が求められるが、その方法は確立されておらず今後議論が必要である。維持管理の方法は、対象とする自然・地域インフラや地域によって異なるため、各事例を参考にしつつ、そのインフラおよび地域に適合した方法とする必要がある。

3.5 まとめ

本章では、津波減災効果を期待できる自然・地域インフラの事例を収集・整理するとともに、その効果等についての事例分析を行った。本章で得られた主な結論は以下のとおりである。

- 1) 津波減災効果は、ハード面の津波減災効果として津波減勢、ソフト面の津波減災効果として避難場所の提供、避難行動の支援、移住制限、浸水範囲の明示、リスク・教訓の伝承、その他に分類できた。このうち最も事例数が多かった津波減災効果は、リスク・教訓の伝承であった。
- 2) 自然・地域インフラは、41 種類に分類され、そのうちハード面の減災効果が期待できるものが 9 種類、ソフト面の減災効果が期待できるものが 32 種類であった。本研究の対象としている河口砂州と砂丘は、津波減勢効果が期待できる自然インフラであることがわかった。
- 3) 津波災害に直接の起源を持たない自然・地域インフラは 21 種類にものぼり、これらの存在価値を認識して減災に活用することも重要と考えられた。
- 4) 減災効果の存続期間が確認されたインフラの多くは、L1 津波の来襲間隔以上に継承期間の実績を有し、生活に密着かつ有形のものが長く継承される傾向があった。

本研究で整理された自然・地域インフラが失われずに適切に保全されるようにすることが、津波に対する地域の防災力・減災力を維持するうえで重要である。ハード面の減災効果が期待されるものについては、津波に対する耐久性や津波減勢効果が定量的に評価され、津波浸水計算等でその効果が明示されることで保全の必要性が認識されるようになるであろう。伝承等のソフト面の減災効果が期待されるものについては、本研究で示された存続期間の違いの原因をより詳細に分析し、現在各地で進められている災害伝承等の取り組みに反映させることで、それらの実効性をより高めることが期待される。本章の検討はそのための端緒とすべく整理をおこなったものである。

本論文の第 4 章と第 5 章では、これらの自然・地域インフラのうち、河口砂州と砂丘に着目し、それらの津波減勢効果を検討する。

第3章の参考文献

- 1) 諏訪義雄：自然・地域インフラとは何か，RIVER FRONT，Vol.79，pp.11-15，2014.
http://www.rfc.or.jp/pdf/vol_79/p011.pdf（2016年4月2日閲覧）
- 2) NYS 2100 COMMISSION：Recommendations to Improve the Strength and Resilience of the Empire State's Infrastructure.
<http://www.governor.ny.gov/sites/governor.ny.gov/files/archive/assets/documents/NYS2100.pdf>（2015年4月29日閲覧）
- 3) 前川俊明・二瓶泰雄・中田遥香：海岸砂丘・盛土による津波減災効果の検討，土木学会論文集 B1（水工学），Vol.69，No.4，pp.1453-1458，2013.
- 4) 今井健太郎・原田賢治：海岸林の被害と減災効果，東北大学による東日本大震災3ヶ月後緊急報告会，16p.，2011.
- 5) 井若和久・上月康則・山中亮一・田邊晋・村上仁士：徳島県における地震・津波碑の価値と活用について，土木学会論文集 B2（海岸工学），Vol.67，No.2，pp.1261-1265，2011.
- 6) 太宰幸子：災害・崩壊・津波地名解 地名に込められた伝言，彩流社，pp.76-89，2013.
- 7) 国土技術政策総合研究所：NILIM2015 国総研レポート 2015，p.46，2015.
<http://www.nilim.go.jp/lab/bcg/siryou/2015report/ar2015hp026.pdf>（2016年4月5日閲覧）
- 8) 内閣府：災害史に学ぶ 中央防災会議「災害教訓の伝承に関する専門調査会」編 海溝型地震・津波編，pp.16-18，2011.
- 9) 国土交通省都市局公園緑地・景観課：津波災害に強いまちづくりにおける公園緑地の整備に関する技術資料，pp.5-8，2012.
- 10) 福島雅紀・松浦達郎・服部敦：河川津波の特性把握に関する実験的検討，土木学会論文集 B2（海岸工学），Vol.69，No.2，pp.261-265，2013.
- 11) 田中仁・Nguyen Xuan Tinh・盧敏・Nguyen Xuan Dao：2010年チリ地震津波の東北地方河川への遡上 - 河口地形と遡上特性との関連 -，土木学会論文集 B1（水工学），Vol.67，No.4，pp.1627-1632，2011.
- 12) 財団法人日本緑化センター：日本の松原物語 海岸林の過去・現在・未来を考える，pp.80-84，2009. http://www.pinerescue.jp/jiten/matsu/books/m_story/03.pdf（2016年4月19日閲覧）
- 13) 国土交通省東北地方整備局：震災伝承館.
<http://infra-archive311.jp/w04.html>（2015年4月29日閲覧）
- 14) 内閣府：http://www.bousai.go.jp/kohou/kouhoubousai/h26/76/special_01.html（2015年4月29日閲覧）
- 15) 東京都第五建設事務所：<http://www.kensetsu.metro.tokyo.jp/goken/topics/kyukasai/kyukasai.html>（2015年4月29日閲覧）
- 16) 特定非営利活動法人レスキューストックヤード：<http://blog.canpan.info/rsybota/index-2.html>（2015年4月29日閲覧）
- 17) 林野庁：津波に対する海岸防災林の効果に関する事例，第1回東日本大震災に係る海岸防災林の再生に関する検討会，pp.1-11，2011.

- 18) 佐々木寧・田中規夫：東北地方太平洋沖地震における津波被害と海岸林の状況～仙台平野（福島県，宮城県）における海岸林被害状況調査結果～。
<http://iest.saitama-u.ac.jp/project/file/report-tsunami-Sendai%20Heiya20110609.pdf>（2015 年 4 月 29 日閲覧）
- 19) 新美達也・川崎浩司・馬淵幸雄・長山恒紀・辻貴仁・大家隆行・松田和人：貞山運河による津波減災効果に関する数値的検討，土木学会論文集 B2（海岸工学），Vol.69, No.2, pp.211-215, 2013.
- 20) 林野庁：今後における海岸防災林の再生について 中間報告 骨子案参考資料，第 2 回東日本大震災に係る海岸防災林の再生に関する検討会，pp.12-14, 2011.
- 21) 一般財団法人消防科学総合センター：
http://www.bousaihaku.com/cgi-bin/hp/index6.cgi?ac1=T511&ac2=&ac3=6883&Page=hpd6_view
（2015 年 4 月 29 日閲覧）
- 22) 袋井市教育委員会：『大野命山・中新田命山』パンフレット，2013.
<http://fukuroi-rekishu.com/siryo/pamphlet/pdf/20130704071742.pdf>（2015 年 4 月 29 日閲覧）
- 23) 高世仁・吉田和史・熊谷航：神社は警告する 古代から伝わる津波のメッセージ，講談社，pp.42, 53-56, 74-78, 138-147, 2012.
- 24) 日高真吾：記憶をつなぐ 津波災害と文化遺産，財団法人千里文化財団，pp.144-146, 159, 176-178, 2012.
- 25) 全国町村会：<http://www.zck.or.jp/forum/forum/2864/2864.htm>（2015 年 4 月 29 日閲覧）
- 26) 京都府：京都府防災会議 第 1 回地域防災の見直し部会資料，2011.
<http://www.pref.kyoto.jp/shingikai/shobo-01/documents/1309332953794.pdf>（2015 年 4 月 29 日閲覧）
- 27) 野本寛一：自然災害と民俗，森話社，pp.13-15, 30-34, 39-53, 2013.
- 28) 徳島県：南海地震を知る 徳島県の地震・津波碑，pp.10, 21, 36, 2008.
- 29) 都司嘉宣：歴史地震の話～語り継がれた南海地震～，高知新聞社，pp.51-54, 148-150, 2012.
- 30) 谷川健一：地名は警告する，富山房インターナショナル，pp.52-55, 164-166, 272-273, 2013.
- 31) 国土交通省 東北地方整備局道路部：津波被害・津波石碑情報アーカイブ。
<http://www.thr.mlit.go.jp/road/sekihijouhou/>（2015 年 4 月 29 日閲覧）
- 32) 磯田道史：天災から日本史を読み直す 先人に学ぶ防災，中公新書，pp.105-108, 2014.
- 33) 畑中章宏：津波と観音 11 の顔を持つ水辺の記念碑，亜紀書房，pp.180-183, 2013.
- 34) 特定非営利活動法人大規模災害対策研究機構：平成 24 年度 大規模災害現地調査 調査報告-東京湾沿岸地域における地震・津波防災対策の現状調査-，2013.
<http://www.e-tsunami.com/topics/topics-pdf/2012/CDR2012/cdr20121218-20-genchi/houkoku-20121218-20.pdf>（2015 年 4 月 29 日閲覧）
- 35) 田井晴代：震潮記 阿波国宍喰浦 地震・津波の記録，2006.
- 36) 紀伊国屋書店：http://www.kinokuniya.co.jp/03f/kinoline/1303_01.pdf（2015 年 4 月 29 日閲覧）
- 37) 東愛知新聞：
http://www.higashiaichi.co.jp/newspaper/befor_today/2011/111214t/11121405.html（2015 年 4 月 29

日閲覧)

- 38) 大井信三：南海地震の碑を訪ねて-UJNR06 巡検ガイド，pp.7-8，2006.
http://cais.gsi.go.jp/UJNR/6th/img/ExcursionGuide_J.pdf (2015 年 4 月 29 日閲覧)
- 39) 福良港津波防災ステーション：<http://www.tsunami-bousai.info/> (2015 年 4 月 29 日閲覧)
- 40) 三重県大紀町：錦タワーパンフレット.
http://www.town.taiki.mie.jp/hpdata/_images/Media/tower.pdf (2015 年 4 月 29 日閲覧)
- 41) 河北新報 ONLINE NEWS：
http://www.kahoku.co.jp/tohokunews/201404/20140410_63013.html (2015 年 4 月 29 日閲覧)
- 42) 石垣市教育委員会文化財課：
<http://www.city.ishigaki.okinawa.jp/400000/410000/410400/bunkazai/tsunamiishigun.pdf> (2015 年 4 月 29 日閲覧)
- 43) 宍倉正展：地形・地質記録から見た南海トラフの巨大地震・津波（南海地域の例），第 21 回 GSJ シンポジウム「古地震・古津波から想定する南海トラフの巨大地震」，pp.201-204，2013.
- 44) 山下文男：津波と防災 三陸津波始末，古今書院，pp.143-154，2008.
- 45) 谷川彰英：地名に隠された「南海津波」，講談社，pp.120-125，2013.
- 46) 山下文男：津波でんでんこ 近代日本の津波史，新日本出版社，pp.52-54，231-233，2008.
- 47) 宮橋裕司：民話が語る自然科学，慶應義塾大学出版会，p.58-66，2009.
- 48) 愛媛大学防災情報研究センター：南海トラフ巨大地震に備える，アトラス出版，pp.94-95，2012.
- 49) 岩本由輝・河野幸夫・佐々木秀之・菊池慶子：歴史としての東日本大震災 口碑伝承をおろそかにするなかれ，刀水書房，pp.30-40，2013.
- 50) 三陸国道事務所：
http://www.thr.mlit.go.jp/sanriku/01_topics/tsunamiishi/index2-14s.html (2015 年 4 月 29 日閲覧)
- 51) 石井正巳：震災と民話 未来へ語り継ぐために，三弥井書店，pp.127-131，2013.
- 52) 立教大学図書館：歴史に見る災害（2）正岡子規と明治三陸大津波.
http://library.rikkyo.ac.jp/_asset/pdf/archives/exhibition/meji_tsunami.pdf (2015 年 4 月 29 日閲覧)
- 53) 和歌山県：<http://wave.pref.wakayama.lg.jp/bunka-archive/matsuri/tunami.html> (2015 年 4 月 29 日閲覧)
- 54) 琉球新報：<http://ryukyushimpo.jp/news/storyid-224721-storytopic-5.html> (2015 年 4 月 29 日閲覧)
- 55) 伊勢新聞：<http://www.isenp.co.jp/news/20141106/news04.htm> (2015 年 4 月 29 日閲覧)
- 56) 東愛知新聞：http://www.higashiaichi.co.jp/newspaper/befor_today/2013/130902t/13090205.html
(2015 年 4 月 29 日閲覧)
- 57) 三陸鉄道株式会社：<http://www.sanrikutetsudou.com/2015/03/「震災学習列車」のご案内.html> (2015 年 2 月 13 日閲覧)
- 58) 片田敏孝：命を守る教育 3.11 釜石からの教訓，PHP 研究所，pp.30-84，86-92，2012.
- 59) 河北新報：「車いすに波容赦なく」，2011 年 6 月 6 日，16(23).
- 60) 佐藤慎司：NHK そなえる防災，第 2 回防災と減災の違い～津波に備える～.
<http://www.nhk.or.jp/sonae/column/20140932.html> (2016 年 4 月 19 日閲覧)

- 61) 大阪市 : <http://www.city.osaka.lg.jp/kyoiku/page/0000009171.html> (2016 年 4 月 19 日閲覧)
- 62) 宇沢弘文 : 社会的共通資本, 岩波書店, 239 p., 2000.

4. 河口砂州の津波減勢効果

4.1 はじめに

津波は、浸水被害や波力・漂着物による家屋・構造物の倒壊を生じさせることに加え、港内の土砂堆積による漁港・港湾の機能低下、構造物周辺の侵食による施設損壊など、土砂移動に伴う被害を発生させる。また、河口域では、津波越流に伴う河口砂州の侵食により、河道内への津波遡上水位の増大とそれに伴う浸水被害拡大が生じる。

近年生じた 2011 年の東北地方太平洋沖地震津波では、大規模な地形変化が報告されている。例えば、加藤ら¹⁾は、岩手県の複数地域を対象に砂浜や陸上地形の消失など大規模な土砂移動実態を調査した。東條ら²⁾は、青森県から千葉県までの広域における砂浜被害特性を調べ、砂浜の地形変化とその要因を明らかにした。

津波移動床計算の現地海岸への適用と検証事例は、例えば、山下ら³⁾による岩手県陸前高田市、高橋ら⁴⁾による気仙沼湾、近藤ら⁵⁾による宮古湾、西畑ら⁶⁾によるスリランカ・キリンダ港が存在するものの、研究事例数が少ないことから十分な知見が得られていない。河口域・海岸域を対象としたものは少ない。津波移動床計算の河川への適用は、玉田ら⁷⁾が菊川を対象に実施しているものの、計算モデルの再現性は気仙沼湾で実施されており、河川域における計算モデルの再現性には課題が残る。また、今井ら⁸⁾が北上川河口部を対象とした数値的検討を実施しているが、測量データ等の実測データと検証をするには至っていない。

本章では、まず、津波越流に対する河口砂州の侵食実態を把握するため、青森県から千葉県を対象に空中写真を用いて侵食面積を算定し、越流水深との関係性を分析する。次に、2011年東北地方太平洋沖地震津波において、利根川と阿武隈川をケーススタディの対象河川として、河口砂州の津波減勢効果の評価を行う。

利根川の場合は、東北地方太平洋沖地震津波により河口砂州の侵食が生じていなかったため、地形変化を考慮しない数値シミュレーションモデル（固定床の数値シミュレーションモデル）を構築する。シミュレーションモデルの格子は、一般的に用いられている直交座標系格子では河道内の津波水位の再現精度が十分でない可能性があるため、河道形状に沿った一般座標系格子を用い精度向上を図る。再現計算から妥当性が確認されたシミュレーションモデルを用いて、外力条件、地形条件等を変化させた数値実験を行い、河口砂州の津波減勢効果を評価する。

阿武隈川の場合は、東北地方太平洋沖地震津波により河口砂州の顕著な侵食が生じていたため、地形変化を考慮する数値シミュレーションモデル（移動床の数値シミュレーションモデル）を構築する。再現計算では、東北地方太平洋沖地震津波による地形変化を再現するため、地形変化に大きく影響を与える飽和浮遊砂濃度について新たな考え方を提案し、精度向上を図る。再現計算から妥当性が確認されたシミュレーションモデルを用いて、外力条件、地形条件等を変更させた数値実験を行い、河口砂州の津波減勢効果を評価する。なお、阿武隈川の検討では、浸水が河川沿いだけでなく広域にわたり発生したため、広域の解析に適した直交座標系格子を用いる。

4.2 河口砂州について

4.2.1 河口砂州の形成・消失

河口砂州は、河川から海域への土砂、海域の沿岸漂砂・岸沖漂砂が河川流と海浜流・潮流等の影響を受けて形成されている。宇多ら⁹⁾によれば、河口砂州の高さは来襲波浪の波高、周期、海浜材料の粒径、海浜勾配に依存して変化し、波高が高く、周期が長く、かつ粒径が大きいほど砂州高は高くなるとされている。

洪水により河道内水位が河口砂州を上回る場合には、河口砂州の消失（フラッシュ）が生じやすい。また、津波においても、2011 年東北地方太平洋沖地震津波によって、東北地方の多くの河川で、河口砂州の侵食・消失が生じた。

洪水に対しては、河口砂州は、流下能力の低下を招き、河口砂州の上流側の河道内水位上昇により洪水氾濫の危険性が高まる。そのため、洪水時に河口砂州の消失（フラッシュ）が生じるかが治水対策を検討するうえで重要であり、洪水の発生が予測された場合は人為的に河口砂州の掘削を実施している場合がある。一方、高潮（高波含む）と津波に対しては、河口砂州は河道内への波浪・津波の侵入を抑制することができる。したがって、河口砂州の防護機能を評価する場合は、洪水、高潮（高波含む）、津波の 3 つの視点から検討することが必要であり、その際には異なる生起確率の外力を統一的な指標（例えば、年平均被害額など）にしたうえで評価することが望ましい。

本研究では、洪水、高潮（高波含む）、津波のうち、津波に焦点を当て河口砂州の減勢効果を評価するものである。

4.2.2 河口砂州の現地状況および粒径

現地踏査した河口砂州について、撮影した写真の一例を図 4-1 に示す。また、現地踏査した河川のうち、底質調査を実施した 2 河川の例を図 4-2 に示す。これらの粒径は砂分（0.075～2mm）を中心に構成されている。山本¹⁰⁾によれば、河口砂州の粒径は、0.2～0.3mm の細砂、0.5～2.0mm の粗砂、5mm 以上の礫を有する場合に分けられるとされており、図 4-2 の平久川は 0.5～2.0mm の粗砂、阿武隈川は 0.2～0.3mm の細砂に分類される。なお、河口砂州の粒径は、河川から海域に流入する土砂の粒径、海域を構成する粒径に左右される。

撮影位置の平面図



(a) 阿武隈川の右岸側から河口砂州を望む

(2009 年 8 月 18 日撮影)



(b) 黒部川の右岸側から河口砂州を望む

(2010 年 4 月 19 日撮影)



(c) 天竜川の右岸側から河口砂州を望む

(2010 年 4 月 19 日撮影)



(d) 平久里川の左岸側から河口砂州を望む

(2011 年 2 月 16 日撮影)



(e) 夏井川の左岸側から河口砂州を望む

(2008 年 10 月 8 日撮影)



図 4-1 河口砂州の現地写真

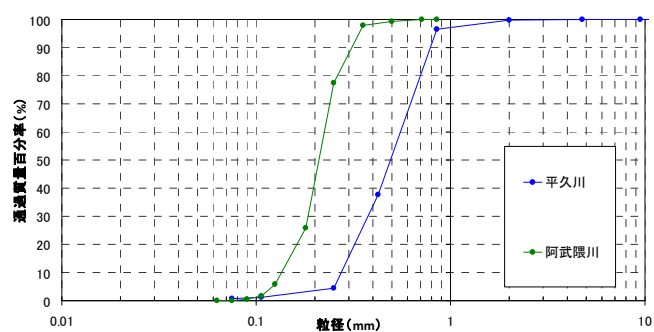


図 4-2 河口砂州の粒径加積曲線

4.3 東北地方太平洋沖地震津波による河口砂州の侵食実態

河口砂州は、津波越流により侵食が生じる。2011 年の東北地方太平洋沖地震津波では、例えば、田中ら¹¹⁾が鳴瀬川・七北田川（宮城県）、宇多ら¹²⁾が旧鮫川（福島県）の河口砂州の侵食実態を調査している。しかし、これらは、個別事例の調査に留まっており、津波の影響があった広域で侵食実態をとりまとめた事例は存在しない。広域の調査では、砂浜の侵食に関して、東條ら²⁾の知見がある程度である。

また、近年発生した東北地方太平洋沖地震津波では、河口砂州の地形変化を把握するための記録（空中写真・衛星写真など）は比較的多くあるものの、1993 年北海道南西沖地震津波や 1960 年チリ津波など過去に発生した津波の記録は乏しく、広域の地形変化を把握するのが困難である。

これらを踏まえ、本節では、2011 年東北地方太平洋沖地震津波を対象に、津波の影響があったと考えられる青森県から千葉県において、震災前後の空中写真・衛星写真を用いて津波越流による河口砂州の侵食実態の分析を行う。

4.3.1 対象地域・対象河川

対象地域は、2011 年東北地方太平洋沖地震津波により影響を受けたと考えられる青森県から千葉県を対象とし、以下の条件を満たす表 4-1 の計 22 の河川を抽出した。

- ・ 2011 年東北地方太平洋沖地震津波前に河口砂州が形成されていた河川
- ・ 川幅が数十 m 程度あり、津波による河口砂州侵食の影響を受けたと想定できる河川
（川幅が狭いと津波高が小さいにも関わらず河口砂州が大きく変動しているなど、津波以外の影響を受けていると推測される河川が多かったため）
- ・ 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ¹³⁾より、河口近傍で津波の痕跡値が得られている河川

表 4-1 対象河川の一覧

No	都道府県	市町村	河川名
1	青森県	むつ市	出戸川
2		六ヶ所村と三沢市の境界	高瀬川
3	岩手県	久慈市	久慈川
4		釜石市	鵜住居川
5	宮城県	気仙沼市	津谷川
6		石巻市	北上川
7		東松島市	鳴瀬川
8		仙台市宮城野区	七北田川
9		仙台市若林区と名取市の境界	名取川
10		岩沼市と亘理町の境界	阿武隈川
11	福島県	南相馬市	新田川
12		南相馬市	小高川
13		浪江町	請戸川
14		大熊町	熊川
15		富岡町	富岡川
16		檜葉町	木戸川
17		いわき市	大久川
18		いわき市	仁井田川
19		いわき市	夏井川
20		いわき市	鮫川
21	茨城県	北茨城市	大北川
22	茨城県, 千葉県	茨城県神栖市と千葉県銚子市の境界	利根川

4.3.2 検討手法

(1) 河口砂州の侵食面積

河口砂州の侵食面積は、2011 年東北地方太平洋沖地震津波前後の空中写真・衛星写真から図 4-3 のように、堤防法線付近から発達している水面上の河口砂州をデジタイズすることで算出した。使用した空中写真・衛星写真は、国土地理院の海岸における 3D 電子地図、東北地方太平洋沖地震正射画像¹⁴⁾および Google earth であり、画像が鮮明かつ 2011 年 3 月 11 日の東北地方太平洋沖地震津波発生時期から極力近い時期を採用した。これらの条件を満たす空中写真・衛星写真の多くは Google earth であった。

なお、空中写真・衛星写真の撮影時刻は不明なものが多いため、侵食面積算定時に潮位補正を行っていない。また、地震による地盤変動分を侵食面積には考慮できていない。顕著な侵食が生じた地域では、これらの影響よりも津波による侵食量の影響の方が大きいと考えられる。

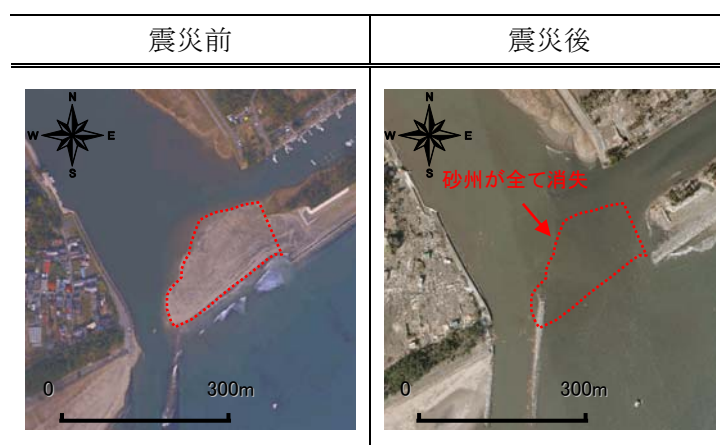


図 4-3 河口砂州の侵食面積のデジタイズ例（鳴瀬川）

(2) 河口砂州の形状

河口砂州はその発達形状により，片側から河口砂州が伸びている「片側伸長」，両岸から伸びている「両岸伸長」，河道内に砂州が形成されている「河道内」および「その他」に分類した．これらの分類例は図 4-4 のとおりである．









河口砂州の形状	空中写真		備考
片側伸長	鳴瀬川（2010年4月4日） 	阿武隈川（2009年12月10日） 	<ul style="list-style-type: none"> ・河道の片側から河口砂州が伸びている場合 ・鳴瀬川は左岸側，阿武隈川は右岸側から河口砂州が伸びている
両岸伸長	請戸川（2009年11月15日） 	夏井川（2009年11月15日） 	<ul style="list-style-type: none"> ・河道の両側から河口砂州が伸びている場合 ・請戸川および夏井川は左右岸から河口砂州が伸びている．
河道内	小高川（2009年11月15日） 	大久川（2009年11月15日） 	<ul style="list-style-type: none"> ・河道内に河口砂州が形成されている例
その他	利根川（2009年10月16日） 	大北川（2005年） 	<ul style="list-style-type: none"> ・上記に分類できない例 ・利根川は導流堤周辺で河口砂州が形成されており，大北川は河道形状が海岸線に沿っており特異な形状のためその他に分類

図 4-4 河口砂州の形状の分類例

(3) 河口砂州の津波越流水深

河口砂州の越流水深は、最大津波水位の痕跡値から砂州天端高を差し引くことで算出した。ここで、対象河川に襲来した最大津波水位は、東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ¹³⁾の海岸際の浸水高（信頼度 A を基本）を用いた。河口砂州の天端高は、震災前 LP データ（国土地理院の 3D 電子地図）より堤頂部を採用した。この際、国土地理院の地震による鉛直方向の地盤変動量¹⁵⁾（対象地域の近傍箇所の水準点）を加えた。

これらの方法による越流水深の算定イメージは図 4-5 のとおりである。最大津波水位発生時の河口砂州の天端高は、津波越流によって侵食し高さが低下している可能性があるものの、最大津波水位発生時刻の河口砂州の天端高は算定が困難なため、「最大津波水位－震災前の河口砂州の天端高＋地震による地盤変動量」を最大の越流水深としている。

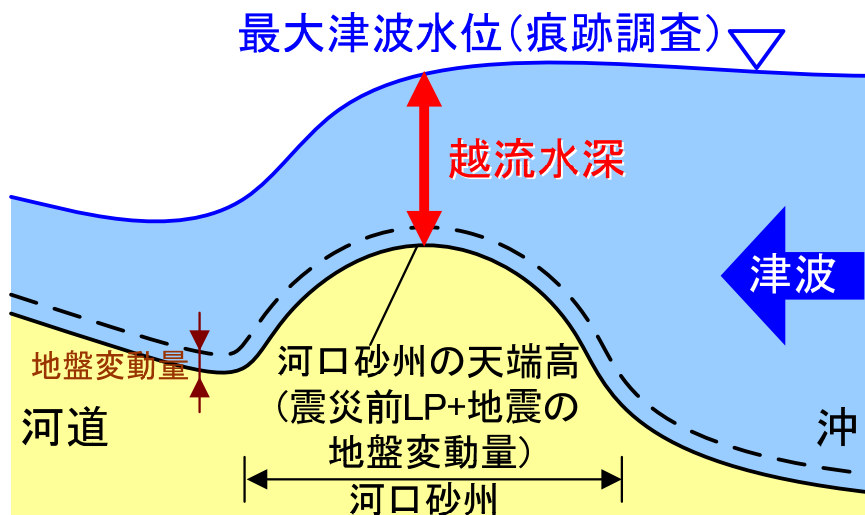


図 4-5 河口砂州の越流水深の算定イメージ

4.3.3 侵食面積と越流水深の関係

河口砂州の侵食面積比（1.0-震災後の河口砂州の面積/震災前の河口砂州の面積）と越流水深の関係を図 4-6 に示す。河口砂州の侵食は、津波越流による影響を強く受け、越流水深が約 2m 以上になれば、河口砂州の 6 割程度以上が水面下まで侵食することがわかった。「津波の河川遡上解析の手引き（案）¹⁶⁾」では、津波遡上計算時の地形データは、砂州がフラッシュされ易い場合には砂州を除去した地形とする旨の記載があるものの、砂州がフラッシュされ易い判断基準は示されていない。本研究成果は、砂州がフラッシュ（顕著に侵食）される越流水深の目安値を示したこととなる。

本研究の対象範囲である太平洋側であれば、河口砂州の天端高の概略値は T.P.+3m（バーム高相当）程度である。大規模な河口砂州の侵食が生じる越流水深 2m 以上であれば津波水位が T.P.+5m 程度となり、L1 津波規模でも発生しうる水位である。したがって、この結果は、L1 津

波規模であっても河口砂州の顕著な侵食が生じる可能性が示されており，津波に対する河川の施設計画検討や被害想定などの際には，侵食実態を踏まえて適切な河口砂州の条件を設定する必要があるといえる。

砂州の形成位置別（片側伸長，両側伸長，河道内，その他）に整理を行ったものの，この違いは明確に表れなかった．津波越流時の地形変化に対して，砂州の形成位置の影響は小さいと考えられる。

また，図 4-6 において，越流水深や侵食面積比がマイナスの場合は，津波による河口砂州の侵食が軽微であることに加え，潮位補正をしていない影響，震災前後の写真撮影間における津波以外の影響を受けていると考えられる．また，プロットにばらつきが生じるのは，津波の越流時間，河口砂州の形状，植生状況，導流堤等の施設設置状況などが考慮されていないためと考えられる。

ここで作成した越流水深と河口砂州の侵食面積比の図は，河口砂州の地形変化量を簡便的に算定できるツールとなる．今後は 2011 年東北地方太平洋沖地震津波だけでなく，各津波の知見を集積することが望ましい。

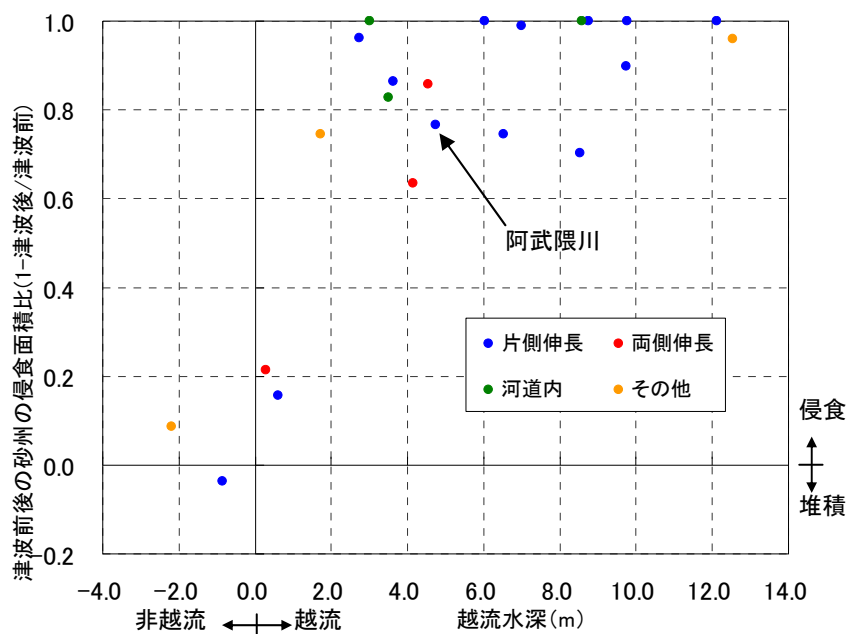


図 4-6 河口砂州の侵食面積比と越流水深の関係

4.4 利根川における河口砂州の津波減勢効果

2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震津波は、従来想定していた津波規模を上回るものであり、これを契機として多くの地域で津波の防災計画や施設整備計画の見直しに関する検討が実施されている。

津波に関する防災計画や施設計画の検討では、数値シミュレーションを実施するが多い。一般的には、直交座標系による手法が用いられており、(財)国土技術研究センター発行の「津波の河川遡上解析の手引き(案)¹⁶⁾」、国土交通省発行の「津波浸水想定の設定の手引き Ver.2.00¹⁷⁾」においても直交座標系による津波シミュレーションの手法が記載されている。

河川の津波遡上計算を実施する際には、堤防際のせり上がりによって高い水位が生じやすい湾曲部を適切に評価することが、施設の設計水位や堤内地の浸水被害を算定する際に重要となる。湾曲の河道形状を適切に表現できる手法として一般座標系や非構造の格子による手法が挙げられるが、津波の河川遡上への適用事例は後藤・首藤¹⁸⁾、坪野ら¹⁹⁾、赤穂・石川²⁰⁾による研究事例がある程度である。一般座標系や非構造の格子は、洪水に対する適用事例は多いものの津波に対する適用事例は少なく、津波遡上計算へ適用した場合の知見が十分得られているとは言い難い。

加えて、福島ら²¹⁾による北上川の事例のように河川の津波遡上水位の再現性に関して課題が生じている例もある。河川の津波遡上に関する理解を深めるために、湾曲形状を有する河道の津波遡上の水位特性を把握するとともに、河道内の津波遡上計算の精度向上に関する検討は有用と考えられる。

本研究では、湾曲した河道形状を詳細に表現できる手法として一般座標系を適用した河川の津波シミュレーションを実施するとともに、直交座標系による計算結果との比較を行い、メッシュの構築方法が河道内の津波遡上水位に与える影響を考察するものである。そのため、矩形のモデル河道を用いて津波遡上時の水位特性を分析するとともに、利根川下流域での東北地方太平洋沖地震津波の再現計算を実施し、実河川での適用性を確認する。さらに、構築した津波シミュレーションモデルを用い、複数の津波に対して、河口砂州が残存・半撤去・全撤去した場合の数値実験を行い、河口砂州の有する津波減勢効果を分析する。

なお、利根川をケーススタディ河川として選定した理由は、東北地方太平洋沖地震津波の観測水位データが多く、再現計算によるシミュレーションモデルの妥当性検証に適した河川と考えたためである。

4.4.1 利根川の概要

利根川下流域において津波遡上計算および河口砂州の減勢効果の評価を行うにあたり、利根川下流域の河道諸元および東北地方太平洋沖地震津波遡上時の状況等を整理する。

利根川の位置図は図 4-7 のとおりであり、千葉県と茨城県の県境に位置している河川であり、河口は太平洋側に面している。河口には、左岸側に波崎漁港、右岸側に銚子漁港が存在し、河道内（0.0 k 付近）に導流堤および河口砂州が存在する。国土交通省関東地方整備局²²⁾によると、過去に河口閉塞対策として整備されたものであるが、現在は波崎漁港が存在し、河口閉塞の危険性が低下したことに加え、導流堤および河口砂州は洪水流の流下の妨げになることから、これらの撤去が計画されている。

河口部の-1.5 k から 4.0 k 付近は大きな湾曲区間である。川幅（低水路）は 400～1,000 m 程度であり、導流堤および河口砂州のある 0.0 k 付近が最も狭い。

18.5 k には河口堰が存在し、河口堰下流の河床勾配は 1/10,000～レベル²³⁾と非常に緩い。そのため、潮位により平常時の河道内水位が支配される感潮区間となっている。

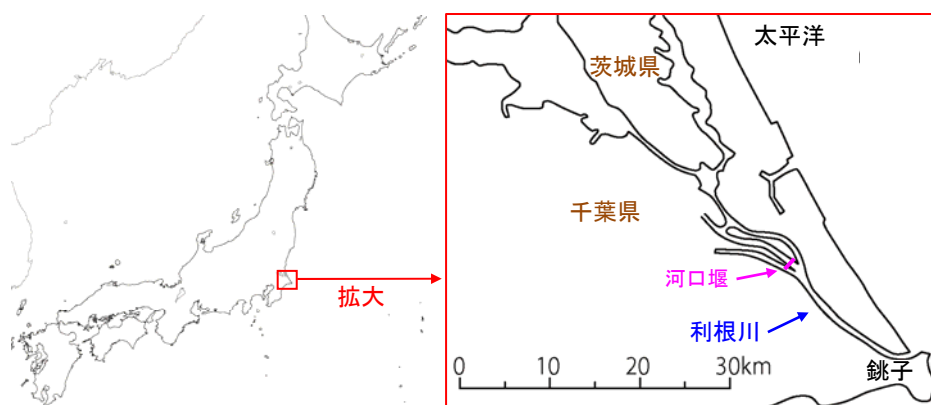


図 4-7 利根川の位置図

4.4.2 東北地方太平洋沖地震津波による被害と地形変化の実態

(1) 浸水被害の概況

2011 年の東北地方太平洋沖地震津波による利根川の浸水範囲は図 4-8 のとおりである。浸水範囲は河岸際に限定されているものの、道路冠水や船舶の河岸際への乗り上げなどの被害が生じた。各県の浸水範囲は、茨城県²⁴⁾、千葉県銚子市²⁵⁾、国土地理院²⁶⁾等に公開されている。

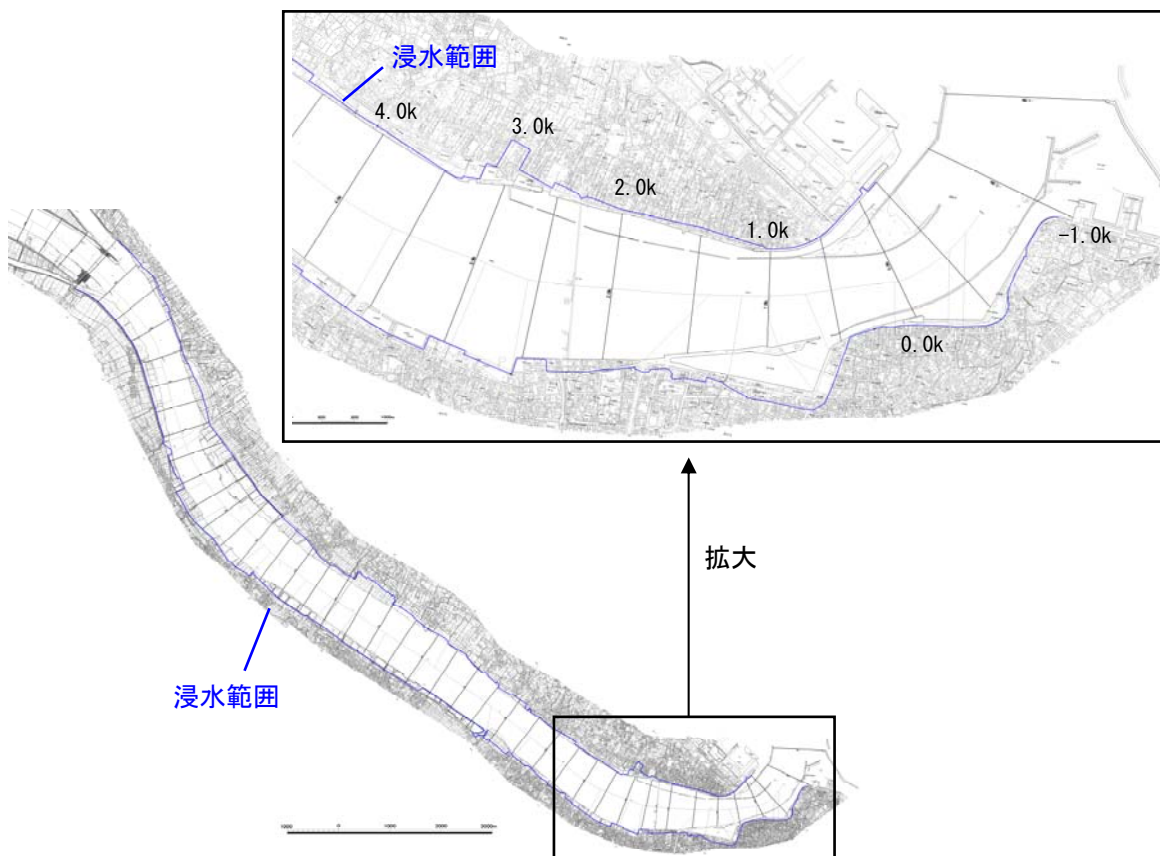


図 4-8 東北地方太平洋沖地震津波の利根川周辺の浸水範囲

(2) 津波の河川遡上の概況

利根川下流域の水位観測所の位置を図 4-9 に示す。利根川河口部周辺では、気象庁の銚子観測所²⁷⁾に加え、複数の地点で東北地方太平洋沖津波の水位が観測されている。これらの観測水位は、以降の 4.4.3 で計算結果と合わせて示す。

東北地方太平洋沖地震津波では、18.5k 付近に存在する河口堰（天端高 Y.P.+2.0m^{*}）で津波の越流が生じた。東北地方太平洋沖地震津波発生時は、河口堰から平均して 100 m³/s 程度の維持流量²⁸⁾が放流されていたが、河口堰下流は感潮区間のため河道内水位にはほとんど影響を与えていない。

また、津波の河川遡上では、2003 年十勝沖地震津波の十勝川²⁹⁾のように、ソリトン分裂が発生し水位増大を招く恐れもある。利根川においては、矢田部排水樋管（10.0 k 付近）や利根河口堰管理所屋上（18.5 k 付近）等の CCTV カメラから津波の伝播状況を確認したところ、明確なソリトン分裂の発生とそれに伴う水位上昇は確認できなかった。

※利根川では、Y.P.（江戸川工事基準面）が一般的に用いられることから、本節では、利根川に関する検討の標高を全て Y.P. で表示する。東京湾中等潮位（T.P.）との関係は、Y.P. ± 0m=T.P.+0.84m である。

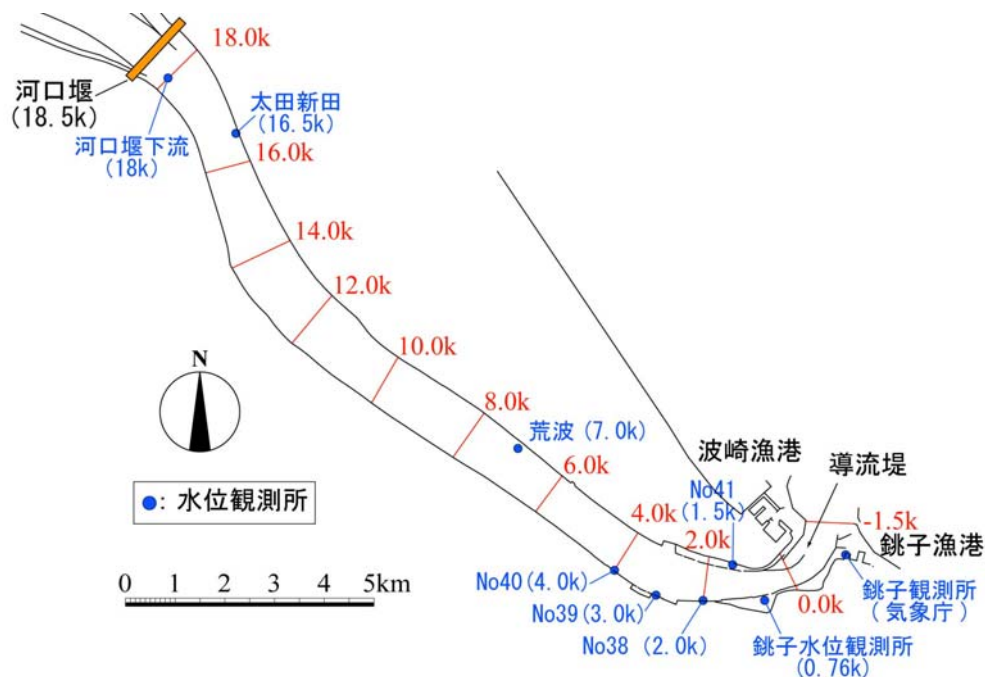


図 4-9 利根川下流域の水位観測所の位置図

(3) 津波による地形変化の概況

東北地方太平洋地震津波前後の空中写真を図 4-10、0.0k の横断測量を図 4-11 に示す。ここで示す空中写真と横断測量の時期は一致していないことに注意を要する。河口砂州は震災前後で目立った地形変化が見られていない。後述 4.4.3 の東北地方太平洋沖地震津波の再現計算においても、津波は河口砂州を完全に越流していないため、河口砂州の地形変化が生じにくかった要因と考えられる。



図 4-10 東北地方太平洋沖地震津波前後の河口砂州の空中写真

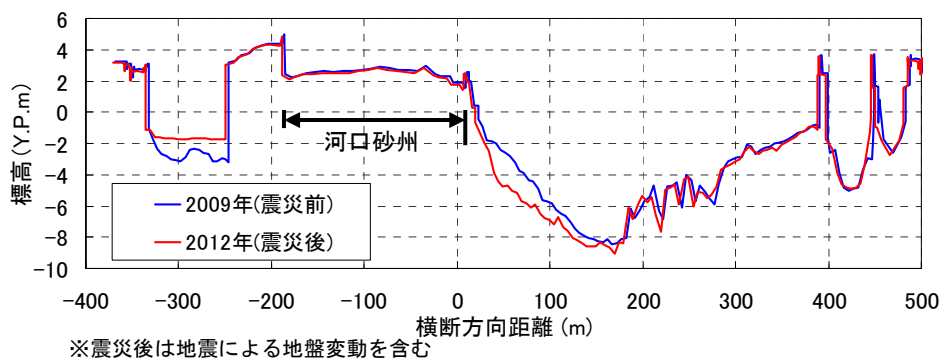


図 4-11 東北地方太平洋沖地震津波前後の 0.0k の横断測量

4.4.3 計算モデルの構築・検証

ここでは、以降の検討で用いる直交座標系と一般座標系の津波シミュレーションモデルの概要を示す。ここで実施する津波シミュレーションは、4.4.2 (3) において河口砂州の地形変化が生じていなかったことから、地形変化を考慮しない固定床の津波シミュレーションモデルを構築する。

(1) 計算手法および基礎方程式

本研究で取り扱うモデルは、直交座標系と一般座標系のどちらも平面二次元非線形長波理論を基礎方程式とし、移流項は一次精度の風上差分を用いている。

直交座標系の基礎式は次式で表され、有限差分法により離散化を行っている。

$$\frac{\partial Z}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) + gD \frac{\partial Z}{\partial x} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} = 0 \quad (2)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right) + gD \frac{\partial Z}{\partial x} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} = 0 \quad (3)$$

一方、一般座標系の基礎式³⁰⁾は次式で表され、各メッシュの面積が異なることから、有限体積法により離散化を行っている。

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{h}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{Uh}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{Vh}{J} \right) = 0 \quad (4)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{Q^\xi}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{UQ^\xi}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{VQ^\xi}{J} \right) - \frac{M}{J} \left(U \frac{\partial \xi_x}{\partial \xi} + V \frac{\partial \xi_x}{\partial \eta} \right) \\ & - \frac{N}{J} \left(U \frac{\partial \xi_y}{\partial \xi} + V \frac{\partial \xi_y}{\partial \eta} \right) + gh \left(\frac{\xi_x^2 + \xi_y^2}{J} \frac{\partial Z}{\partial \xi} + \frac{\xi_x \eta_x + \xi_y \eta_y}{J} \frac{\partial Z}{\partial \eta} \right) + \frac{\tau_b^\xi}{\rho J} = 0 \end{aligned} \quad (5)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{Q^\eta}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{UQ^\eta}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{VQ^\eta}{J} \right) - \frac{M}{J} \left(U \frac{\partial \eta_x}{\partial \xi} + V \frac{\partial \eta_x}{\partial \eta} \right) \\ & - \frac{N}{J} \left(U \frac{\partial \eta_y}{\partial \xi} + V \frac{\partial \eta_y}{\partial \eta} \right) + gh \left(\frac{\xi_x \eta_x + \xi_y \eta_y}{J} \frac{\partial Z}{\partial \xi} + \frac{\eta_x^2 + \eta_y^2}{J} \frac{\partial Z}{\partial \eta} \right) + \frac{\tau_b^\eta}{\rho J} = 0 \end{aligned} \quad (6)$$

ここに、 t : 時間, x, y : 直交座標系の空間軸 (東西と南北の軸), ξ, η : 一般座標系の空間軸 (横断方向と縦断方向の軸), Z : 水位変動, D および h : 全水深 (水深+水位変動), g : 重力加速度, n : マニングの粗度係数, M, N : x, y 方向の流量フラックス, u, v : x, y 方向の流速ベクトル, U, V : ξ, η 方向の流速ベクトル (反変成分), Q^ξ, Q^η : ξ, η 方向の流量フラックス (反変成分), J : 座標

変換のヤコビアン, $\xi_x, \eta_x, \xi_y, \eta_y$: 変換のメトリックス, ρ : 水の密度である. 本節では, η は一般座標系の計算軸であり水位変動ではないことに注意を要する.

また, 各変数は下式のように定義される. 下付き添字の ξ, η, x, y は偏微分を表している.

$$\tau_b^\xi = \xi_x \frac{\rho g n^2}{h^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} + \xi_y \frac{\rho g n^2}{h^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} \quad (7)$$

$$\tau_b^\eta = \eta_x \frac{\rho g n^2}{h^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} + \eta_y \frac{\rho g n^2}{h^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} \quad (8)$$

$$U = \xi_x u + \xi_y v, \quad V = \eta_x u + \eta_y v \quad (9)$$

$$Q^\xi = \xi_x M + \xi_y N, \quad Q^\eta = \eta_x M + \eta_y N \quad (10)$$

$$J = 1/(x_\xi y_\eta - x_\eta y_\xi), \quad \xi_x = J y_\eta, \quad \eta_x = -J y_\xi, \quad \xi_y = -J x_\eta, \quad \eta_y = J x_\xi \quad (11)$$

(2) 計算手法の長所・短所

直交座標系と一般座標系の計算手法に関する主な長所・短所を表 4-2 に示す. ここでは, 津波シミュレーションで一般的に用いられる直交座標系に加え, 対象とする利根川の河道が湾曲しているため, 一般座標系による手法も構築している.

表 4-2 直交座標系と一般座標系の主な長所・短所

項目	直交座標系	一般座標系
長所	<ul style="list-style-type: none"> メッシュの構築が簡便 地形形状等によらず適用可能で汎用性が高い 	<ul style="list-style-type: none"> 湾曲・蛇行形状に適合したメッシュ構成が可能
短所	<ul style="list-style-type: none"> 湾曲形状でも直交で表現しなければならないため, 複雑な形状を表現できないため解析精度低下の恐れがある 	<ul style="list-style-type: none"> メッシュサイズが場所によって変化するため, 細かな時間間隔の設定が必要 (計算時間の増大) 座標変換による計算項の付与による計算負荷の増大および座標変換に伴う数値誤差の発生 河道形状に沿ったメッシュにした場合, 河川の堤内地側に広く浸水が生じる場合には適さない

(3) 矩形のモデル河道における津波遡上計算

ここでは, 湾曲部を有する矩形のモデル河道において, 河川の津波遡上計算を実施し, 一般座標系と直交座標系による違い, 直交座標系の空間軸の違いに応じた水位特性の把握を行う.

a) 計算ケース

計算ケースを表 4-3, 空間軸・格子分割イメージを図 4-12 に示す. 計算ケースは 3 ケースであり, ケース 1 は一般座標系, ケース 2 と 3 は直交座標系の格子である. ケース 2 と 3 の違いは, 座標軸を回転させていることである.

また, モデル河道形状は図 4-13 のとおりであり, 河道幅 500m, 水深 5m で一様で, 河道延長は 10km で 1km から 2.2km 程度に湾曲区間を設けている.

表 4-3 計算ケース一覧 (モデル河道)

ケース	計算手法	メッシュ構築
ケース 1	一般座標系	堤防法線に沿ってメッシュを構築 (流下方向が ξ 軸, 横断方向が η 軸でメッシュによって向きが異なる)
ケース 2	直交座標系	直線区間の堤防法線に沿ってメッシュを構築. (左右を x 軸, 上下を y 軸)
ケース 3		ケース 2 の座標軸を反時計回りに 8 度回転 (空間軸と堤防法線方向による影響を把握するため, 河道の全区間で堤防法線とメッシュ軸が斜め交差するように設定)

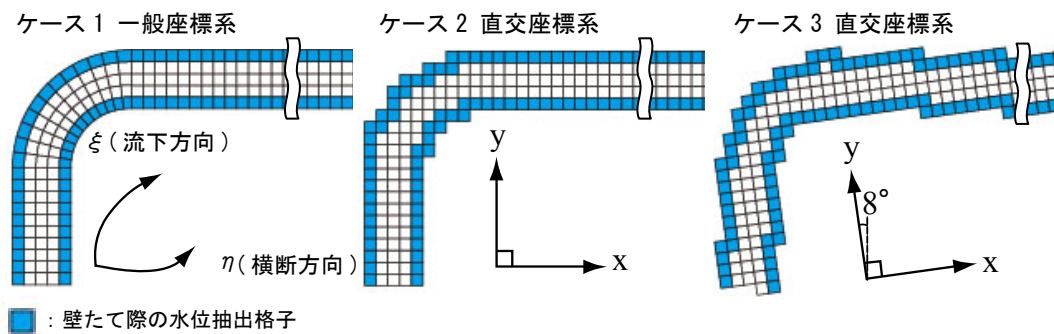


図 4-12 各ケースの空間軸・格子分割イメージ

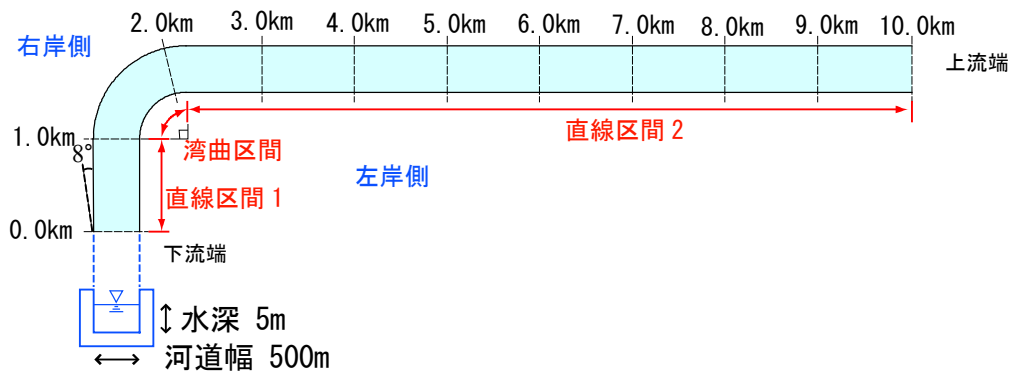


図 4-13 モデル河道の形状

b) 計算条件

矩形のモデル河道における津波シミュレーションの計算条件を表 4-4 に示す. ここでの検討は, 用いる座標系の違いが計算結果に与える影響を分析することが目的であるため, 津波外力は単純な波形 (図 4-16) を用いた.

表 4-4 計算条件一覧 (モデル河道)

項目	設定
メッシュサイズ	一般座標系 (ケース 1): 横断方向 (500 m) に 50 分割, 縦断方向 (1 km 間隔) に 100 分割し, 平均して 10 m×10 m になるように設定 (直線区間は 10 m×10 m の正方形だが, 湾曲区間ではメッシュサイズが異なる) 直交座標系 (ケース 2, ケース 3): 10 m×10 m
地形	河道幅 500 m, 水深 5 m で一様
粗度係数	0.025 $\text{m}^{-1/3} \cdot \text{s}$ (水域相当のマニングの粗度係数) ³¹⁾
下流端	最大 1.86 m の時系列水位を下流端 0.0 km に与える (銚子観測所 (気象庁) における東北地方太平洋沖地震津波の第 1 波を参考に図 4-16 のように設定)
上流端	透過境界
河川流量	考慮しない
計算時間間隔 Δt	0.1 秒
その他	堤防位置を壁たて (堤防位置で越流しない条件)

c) 計算結果および考察

最大水位の平面分布を図 4-14, 縦断分布を図 4-15, 上流端 (10.0 km) での時系列水位を図 4-16 に示す.

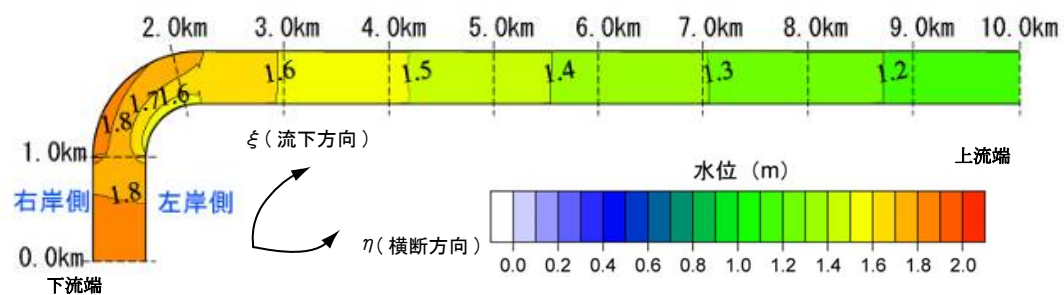
各ケースともに最大水位の平面分布 (図 4-14) では, 湾曲区間の外側である右岸側の水位が高く, 左岸側の水位が低い傾向は同様であり, さらに上流区間では水位が上流ほど低くなっている. また, 時系列の水位 (図 4-16) では, 非線形性に伴う波形の前傾化が生じている.

直交座標系 (ケース 2, 3) の場合は, 堤防際の最大水位 (図 4-15 の中段, 下段) が凹凸形状となっている. 河道形状を直交メッシュで表現したことにより, メッシュの隅角部に津波が集中した場合に水位が上昇 (一方で隅角部が津波入射方向に対して遮蔽となる場合は水位が低下) したためであり, 特に湾曲部では津波の入射角度と堤防法線のなす角度が大きいため凹凸形状が顕著となっているが, 一般座標系 (ケース 1) ではこのような傾向は特段見られない. このため, 直交座標系で堤防際の津波水位を評価する場合は, 隅角部での不自然な水位の凹凸に留意する必要があることが把握できた. このことは, 湾曲部等の壁たて際の水位を評価する際には, 用いる座標系および堤防法線に対する空間軸の取り方に留意する必要がある, 一般座標系の格子を適用することの有効性を示している.

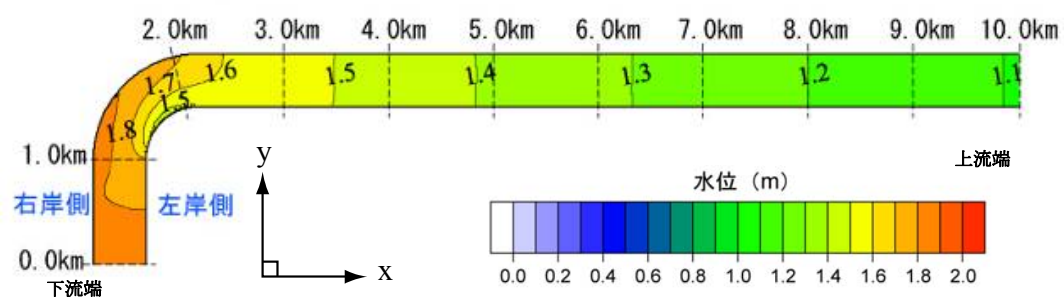
河道中央の最大水位縦断 (図 4-15 の上段) では, 湾曲部から上流においては一般座標系の水位が直交座標系よりも高くなっている. 直交座標系 (ケース 2, 3) では, 直交メッシュによる堤防際の凹凸境界が上流の伝播に抵抗として働いたものと考えられる. 加えて, 同じ直交座標系でも直線区間の堤防法線とメッシュ軸が斜めとなるケース 3の方がケース 2と比べ上流での水位が低いことから, 堤防際の凹凸境界がある場合の方が上流側へ遡上しにくくなり, 上流側の水位低下を招くことがわかる.

以上より, 湾曲した河道において堤防での壁たて計算を実施する際には, 用いる座標系と堤防法線に対する空間軸の取り方に留意する必要があることが示唆され, 堤防際の水位に不自然な乱れが生じないケース 1 の一般座標系が最も適していると考えられる. 一方, 湾曲区間より上流側の水位については, 一般座標系が最も高い水位となったものの, ここでのモデル河道の検討では計算水位に関して検証材料がないため, 以降の 4.4.3 (4) の利根川における東北地方太平洋沖地震津波の再現計算において, 特に湾曲区間より上流側の遡上水位に着目し検討を行うこととする.

ケース 1 (一般座標系)



ケース 2 (直交座標系)



ケース 3 (直交座標系)

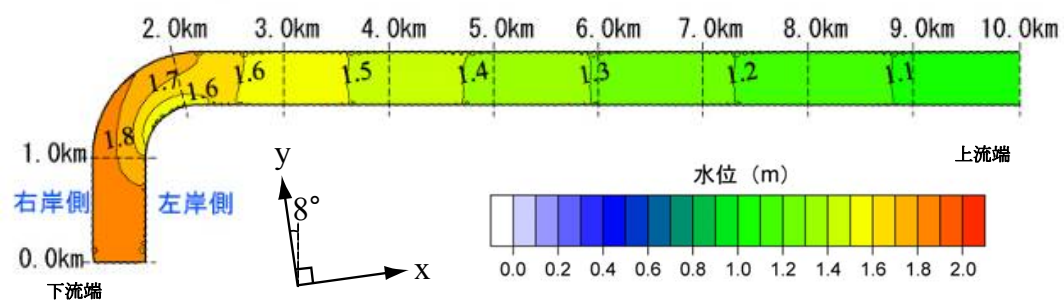


図 4-14 最大水位の平面分布

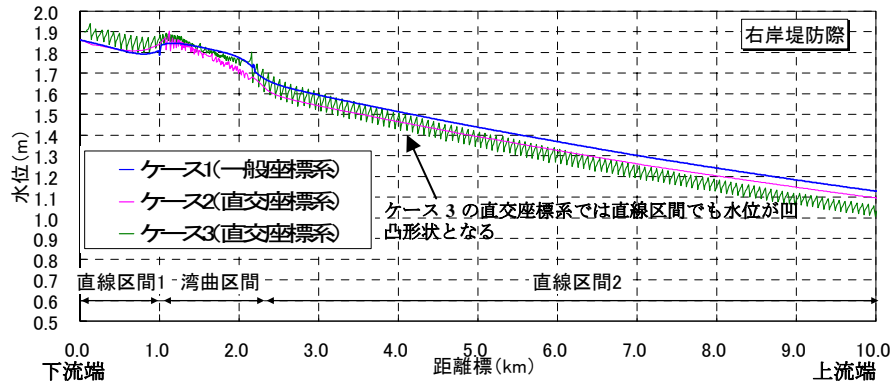
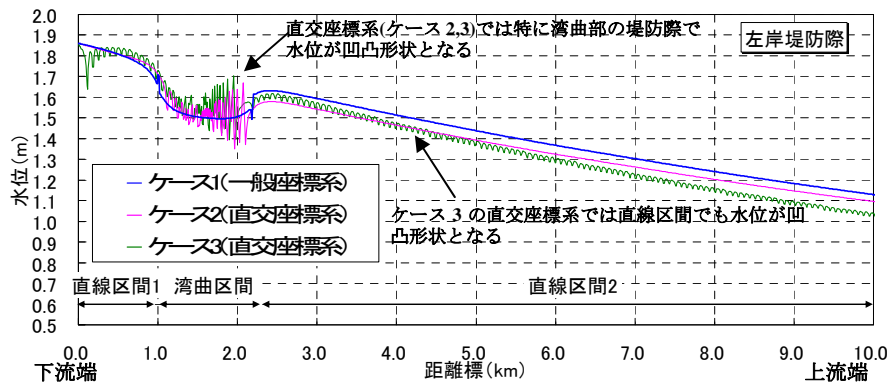
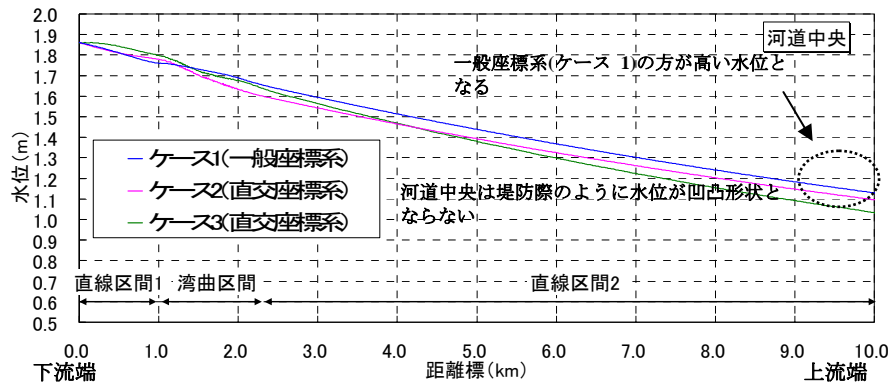


図 4-15 最大水位の縦断分布

(上段：河道中央，中段：左岸堤防際，下段：右岸堤防際)

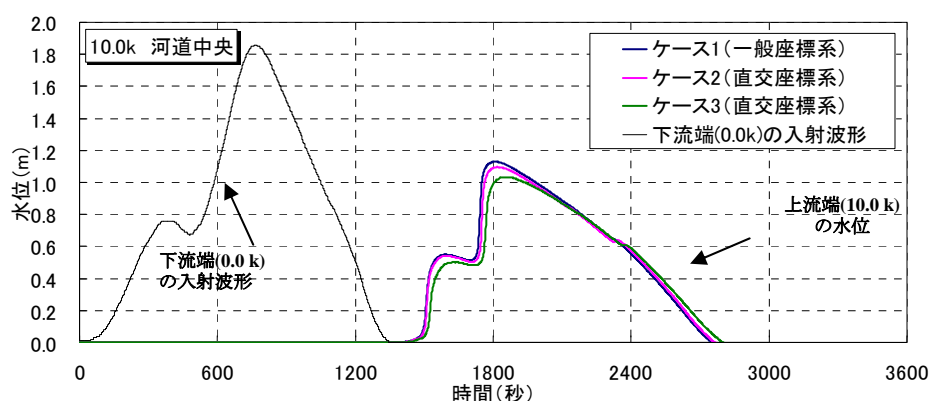


図 4-16 下流端の入射波形と上流端の河道中央の時系列水位)

(4) 利根川における東北地方太平洋沖地震津波の再現計算

東北地方太平洋沖地震津波を対象として、利根川における再現計算を行う。ここでの再現計算から、河道内の水位観測値を精度良く再現できる手法の選定を行う。

a) 計算ケース

計算ケースを表 4-5 に示す。一般座標系と直交座標系の手法より、東北地方太平洋沖地震津波の再現計算を行い、実河川における河道内水位特性の把握を行う。また、直交座標系は、メッシュサイズが 10m と 5m の 2 通りを検討し、メッシュサイズが河道内水位に与える影響も把握する。

表 4-5 計算ケース一覧（利根川での再現計算）

ケース	計算手法	メッシュサイズ	メッシュ構築
ケース 1	一般座標系	約 10m	河道形状に沿ってメッシュを構築 (流下方向が ξ 軸, 横断方向が η 軸でメッシュによって向きが異なる)
ケース 2	直交座標系	10m	東西を x 軸, 南北を y 軸とした直交メッシュを構築
ケース 3		5m	

b) 計算条件

東北地方太平洋沖地震津波の再現計算における計算条件一覧を表 4-6 に示す。

表 4-6 計算条件一覧（利根川での再現計算）

項目	設定
計算範囲	-1.5 k～20.0 k（津波による影響が大きい河口堰 18.5 k より下流を含むように設定）
メッシュサイズ	一般座標系（ケース 1）：縦断方向（0.5 k 間隔の距離標を 50 分割）と横断方向の分割数から平均して約 10 m×10 m になるように設定（メッシュ面積の分布は図 4-21） 直交座標系（ケース 2）：10 m×10 m 直交座標系（ケース 3）：5 m×5 m
地形	陸域：2011 年計測の LP データ（東日本大震災後） 河道：-1.5～5.0 k は 2011 年 11 月計測のナローマルチ測量（東日本大震災後），5.0 k より上流は 2009 年度横断測量に東日本大震災の地盤変動量を加えた
構造物	河川堤防，漁港防波堤（波崎漁港，銚子漁港），河口堰，導流堤の高さを地形として考慮
マニングの粗度係数（ $\text{m}^{-1/3} \cdot \text{s}$ ）	低水路：0.027（-1.5～0.0 k），0.015（0.0～20.0 k） 高水敷：0.036（左岸 17.0 k），0.039（右岸 18.5 k），0.045（左岸 18.5 k），0.057（左岸 15.5～16.0 k, 右岸 19.5 k），0.060（左岸 13.0～15.0 k, 右岸 13.0～18.0 k, 19.0 k, 20.0 k） 陸地：小谷ら ³¹⁾ の土地利用に応じた設定
下流端（-1.5k）	銚子観測所（気象庁）での観測値のピーク値が Y.P.+3.6 m となるように引き伸ばした（図 4-17） また，下流端水位は，横断方向に一様で与えた （-1.5 k 右岸の銚子漁港防波堤での最大水位発生時刻の写真より Y.P.+3.6 m 程度までの水位上昇が確認できたため，観測値を引き伸ばした）
上流端	透過境界
河川流量	考慮しない（河口堰下流は感潮区間であり潮位により平常時の河道内水位がほぼ決定しているため）
計算時間間隔 Δt	一般座標系（ケース 1）：0.05 秒 直交座標系（ケース 2, 3）：0.10 秒

c) 下流端水位

下流端水位は、銚子観測所（気象庁、-1.0k 付近）での観測値が最大で Y.P.+3.3m（複数波のうち、第3波目が最大水位）であったが、銚子漁港の防波堤位置の津波ピーク時の写真³²⁾より、最大水位が Y.P.+3.6m 程度になることが確認できたため、観測値のピーク値が Y.P.+3.6m となるように一律の倍率を乗じて引き伸ばして用いた。銚子観測所（気象庁、-1.0k 付近）の観測地点は、銚子漁港内（図 4-9）にあり漁港防波堤等により減衰が生じた可能性があることから、利根川河口部ではこの観測値よりも大きな津波が到達したと解釈できる。

なお、ここでの銚子観測所は、-1.0k 付近の観測点のことを表しており、0.76k 付近にある銚子観測所と異なることに注意を要する。

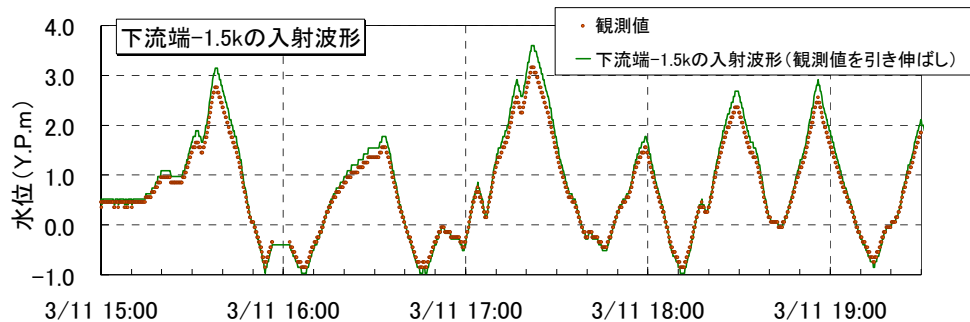


図 4-17 銚子観測所（気象庁、-1.0k）の観測波形と計算における下流端-1.5 k の入射波形

d) メッシュ分割図

一般座標系のメッシュ分割図を図 4-18 に示す。縦断方向および横断方向に分割数を調整し、概ね 10m×10m となるように調整した。

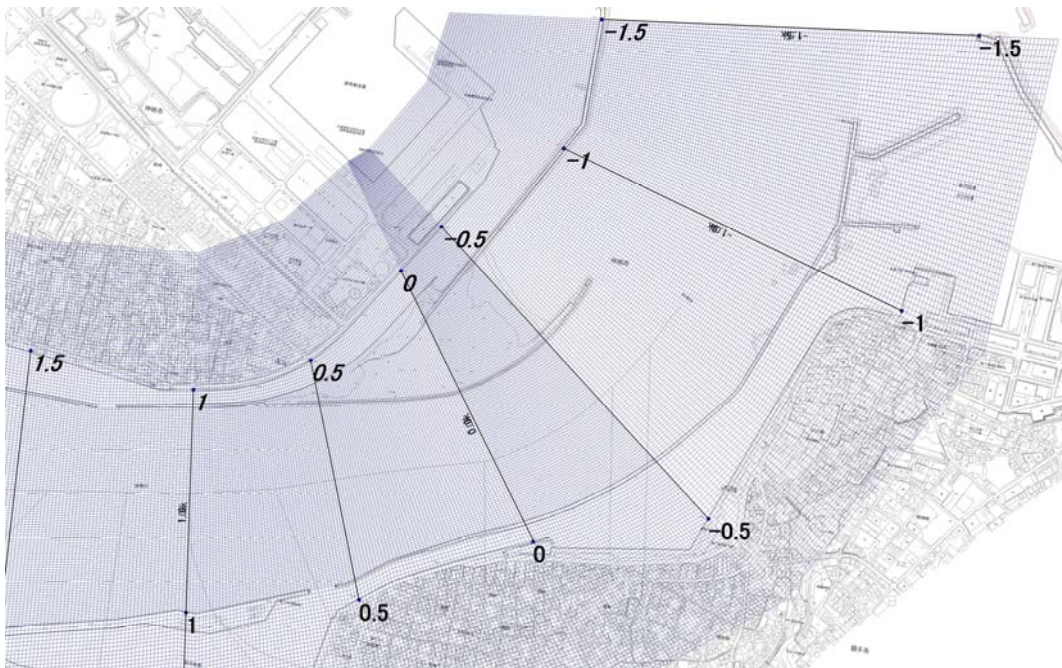


図 4-18 一般座標系のメッシュ分割図（河口部の拡大）

e) 地形

計算に用いた地形を図 4-19 に示す。陸域は 2011 年計測の LP データ（東日本大震災後）を用い、河道の-1.5～5.0 k は 2011 年 11 月計測のナローマルチ測量（東日本大震災後）、5.0 k より上流は 2009 年度横断測量に東日本大震災の地盤変動量を加えることで、地震による広域地盤変動分を除去した。

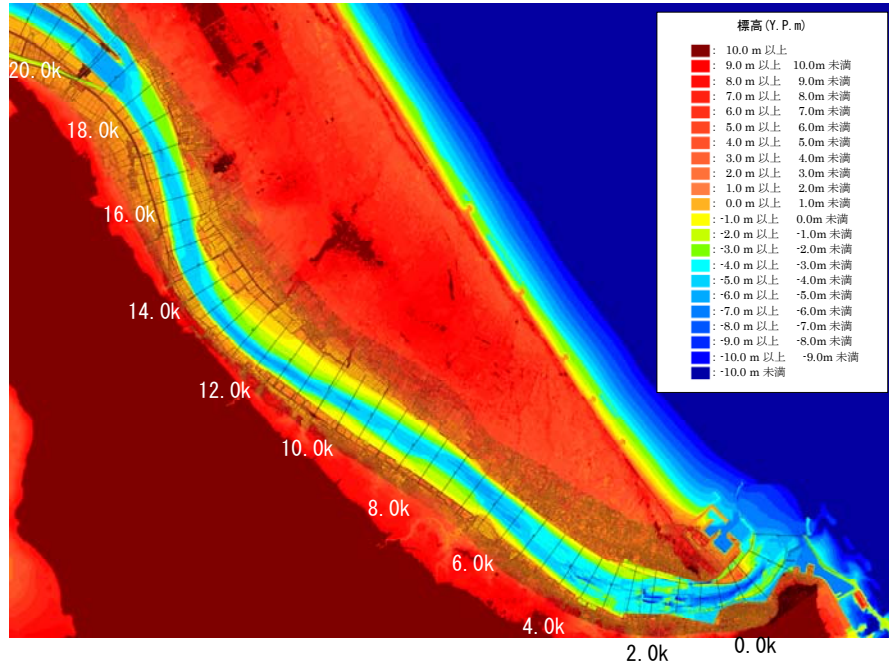


図 4-19 地盤高の平面分布

f) 粗度係数

計算に用いた粗度係数の平面分布を図 4-20 に示す。

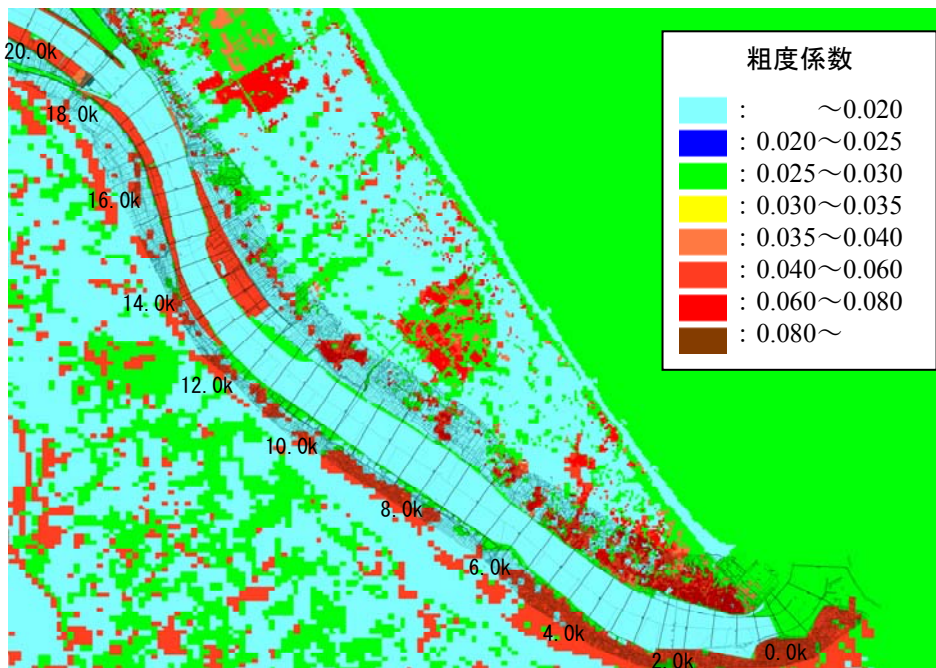


図 4-20 粗度係数の平面分布

g) 計算時間の比較

計算に用いた計算機のスペックおよびコンパイラを表 4-7, 計算に要した時間を表 4-8 に示す。一般座標系（ケース 1）の方が直交座標系（ケース 2）と比べて約 6 倍の計算時間が必要となる。先述の表 4-2 にも各手法の特徴を示したが、一般座標系の場合は、地点によっては細かいメッシュサイズ（図 4-21）が存在するため計算を安定させるために計算時間間隔 Δt を小さくする必要があることに加え、直交座標系と比べて座標変換に伴う計算負荷が生じるためと考えられる。

一般座標系は、後述のように計算精度の向上が期待できるものの、計算時間の増加に加え、格子作成に必要な労力が直交座標系よりも大きくなる。

表 4-7 使用した計算機のスペックおよびコンパイラ

計算機型番	Dell Optiplex 9010
CPU	Intel Core i7-3770 (3.40 GHz)
メモリ	8.0 GB
OS	Windows 7 Professional 64bit
コンパイラ	Intel Visual Fortran Compiler V11.1

表 4-8 計算時間

ケース	モデル	メッシュサイズ	メッシュ数	計算時間間隔 Δt	計算時間
ケース 1	一般座標系	約 10m×10m	2,151×190	0.05 秒 (総 step 数:360,000 step)	約 23 時間
ケース 2	直交座標系	10m	1,500×1,400	0.10 秒 (総 step 数:180,000 step)	約 4 時間
ケース 3		5m	3,000×2,800		約 16 時間

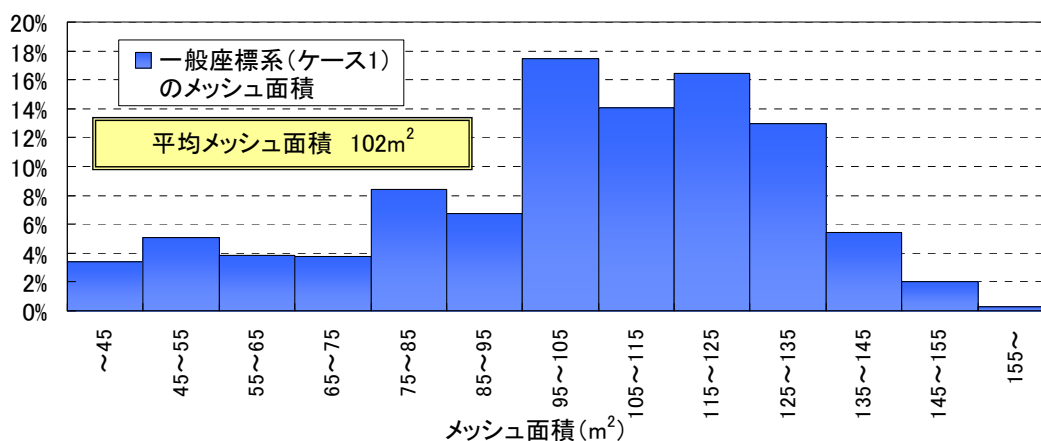


図 4-21 一般座標系（ケース 1）のメッシュ面積の分布

h) 津波水位の再現計算結果と考察

一般座標系（ケース 1）と直交座標系（ケース 2, 3）の手法による計算結果の違いを把握する。各ケースの平面の最大水位（メッシュごとの最大水位であり、メッシュにより最大水位の発生時刻が異なる）を図 4-22、第 1 波の河道中央（低水路）の時系列水位縦断を図 4-23、第 1 波での最大水位横断を図 4-24 に示す。

最大水位の平面分布（図 4-22）では、-1.5 k から 0.0 k までは同等の水位となるが、0.0 k より上流側では一般座標系の水位が高い。水位の伝播状況を詳しく見るため、重複波等による水位の乱れが生じにくい第 1 波での河道中央（低水路）の時系列水位縦断分布（図 4-23）でも、0.0 k 程度から計算値の乖離が生じており、さらに上流へ伝播するにつれて乖離は大きくなる。これは、津波が 0.0 k 付近の河口砂州を越流しないため、流水幅が狭いうえ湾曲していることが影響していると考えられる。上流ほど 2 つのモデルの計算水位の乖離（直交座標系の水位が低い）が大きくなるのは、4.4.3 (3) のモデル河道の検討と同様に、直交座標系のメッシュの凹凸形状が左右岸境界で抵抗として働いたためと考えられる。

さらに、第 1 波での最大水位横断分布（図 4-24）では、一般座標系と直交座標系の水位の乖離は局所的ではなく、横断方向で概ね一様（河岸際等の一部を除く）に生じていることがわかる。

観測値との比較から、各ケースの再現性を確認する。水位計位置での観測値と計算値の時系列水位の比較を図 4-25 に示す。一般座標系（ケース 1）と直交座標系（ケース 2, 3）の時系列計算水位は、どの地点においても類似した波形となるが、一般座標系の方が水位の最大値が大きい傾向にある。なお、本章で示した水位が、4.4.3 (3) のモデル河道の直交座標系の水位のように凹凸が生じない理由は、堤防を壁たてしないことに加え、水位計位置の水位であり堤防際でないためである。

銚子水位観測所（0.76 k）、荒波（7.0 k）、河口堰下流（18.0 k）では、一般座標系の計算値が直交座標系と比べてピーク値の再現性が高い。他の地点では、一般座標系の計算値が直交座標系よりも高い水位となる傾向にあるものの、水位計の観測値が 10 分間隔でありピーク値を捉えていない可能性があるため、再現精度に関して優劣をつけがたい。また、一般座標系の計算値は、河口堰下流（18.0 k）での時系列水位（図 4-25）が Y.P.+2.0 m 以上となっており、河口堰（天端高 Y.P.+2.0 m）の越流を再現できている。

なお、直交座標系のケース 2（メッシュサイズ 10m）とケース 3（メッシュサイズ 5m）は、水位に関して顕著な違いが見られない。そのため、本検討において、直交座標系におけるメッシュサイズの違いは、計算精度へ与える影響は小さいことが把握できた。

以上より、利根川における東北地方太平洋沖地震津波の再現計算では、直交座標系（ケース 2, 3）と比べ一般座標系（ケース 1）の計算値の方が、河口堰下流（18.0 k）等の観測値のピーク水位をより再現できた。以降の河口砂州の津波減勢効果の評価では、再現精度が高い一般座標系を用いることとする。

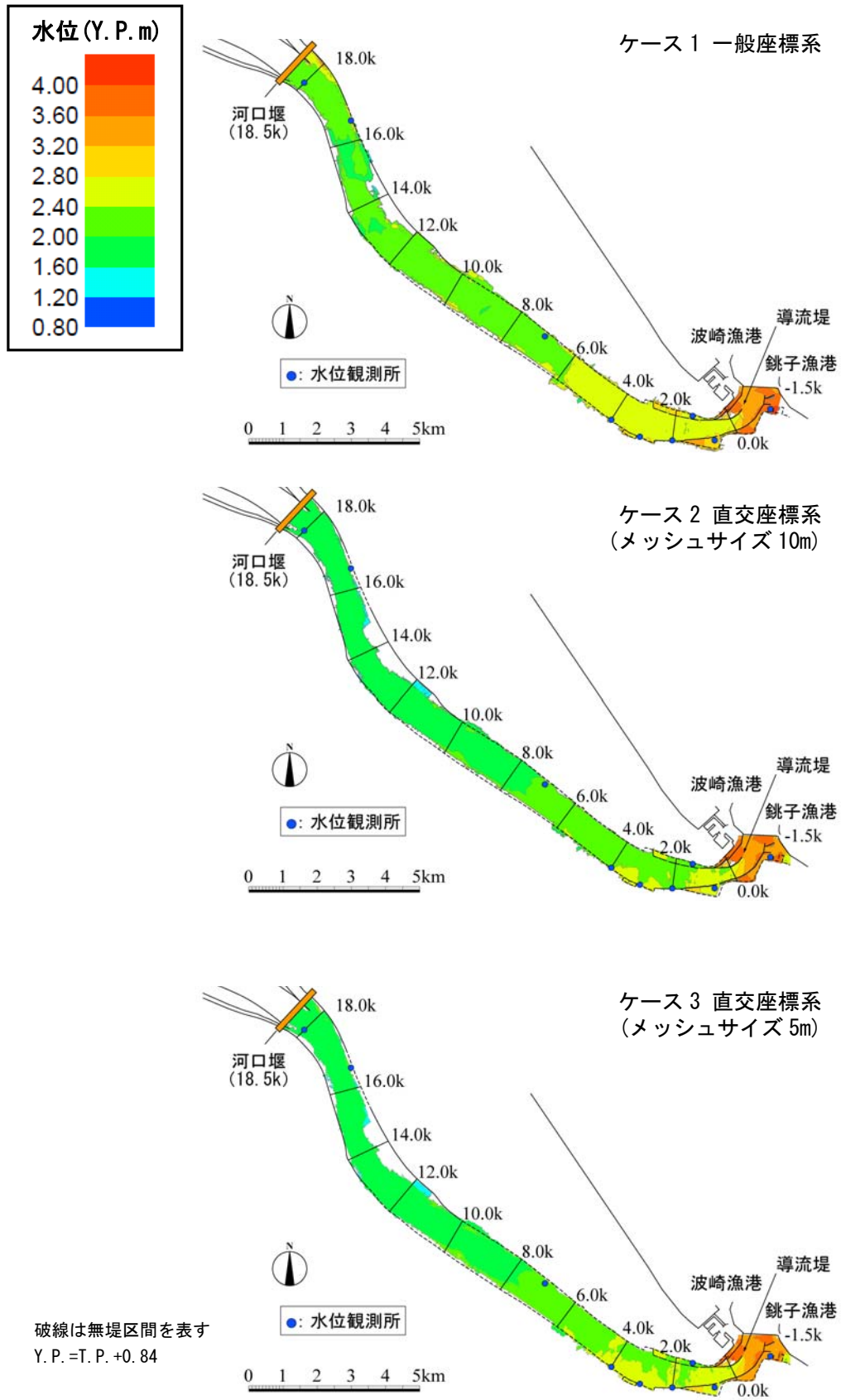


図 4-22 最大水位の平面分布 (2011 年東北地方太平洋沖地震津波の再現計算)

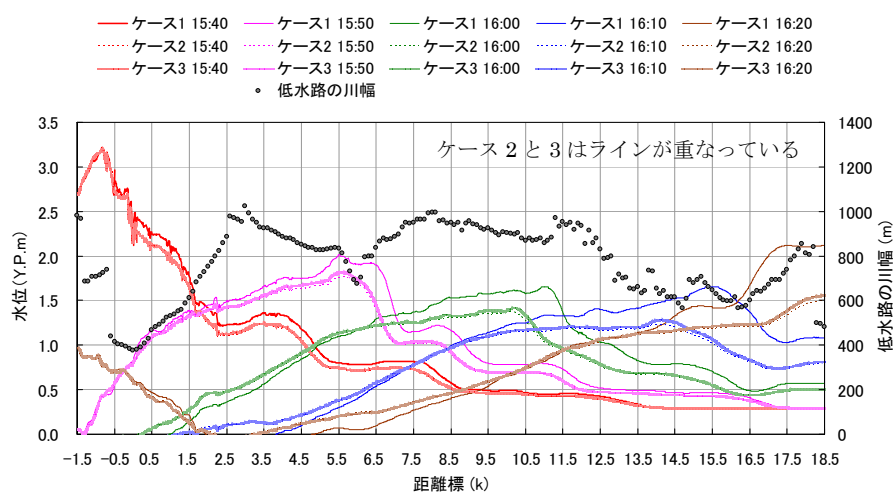


図 4-23 第 1 波での時系列水位縦断分布と低水路の川幅

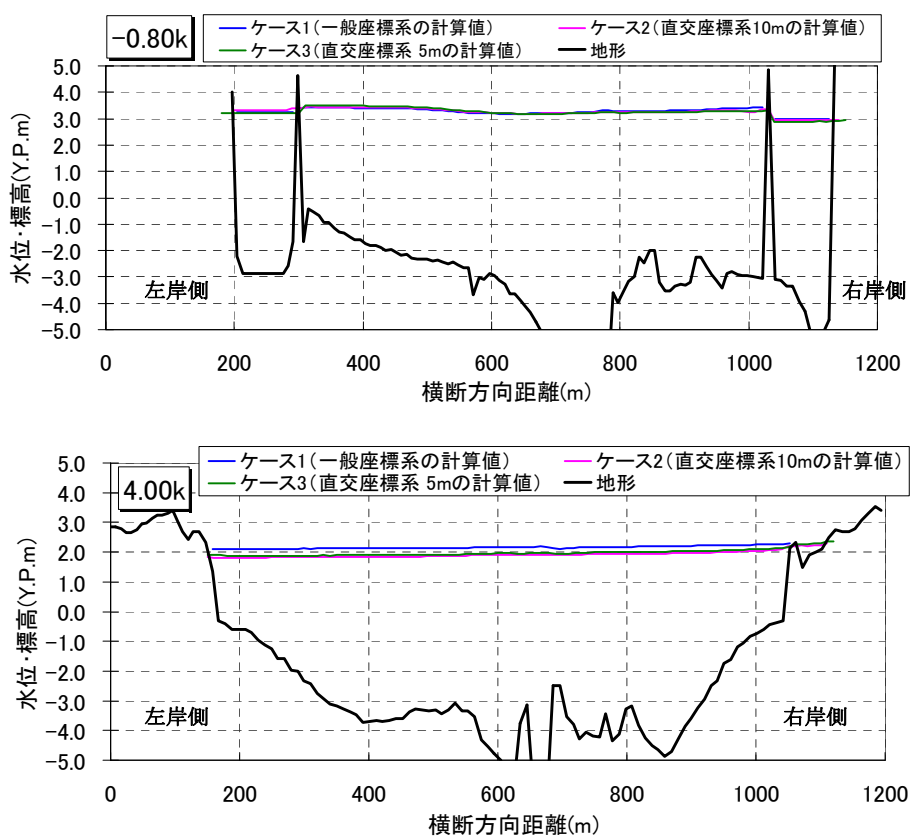


図 4-24 第 1 波での最大水位横断分布（上: -0.80 k, 下: 4.00 k）

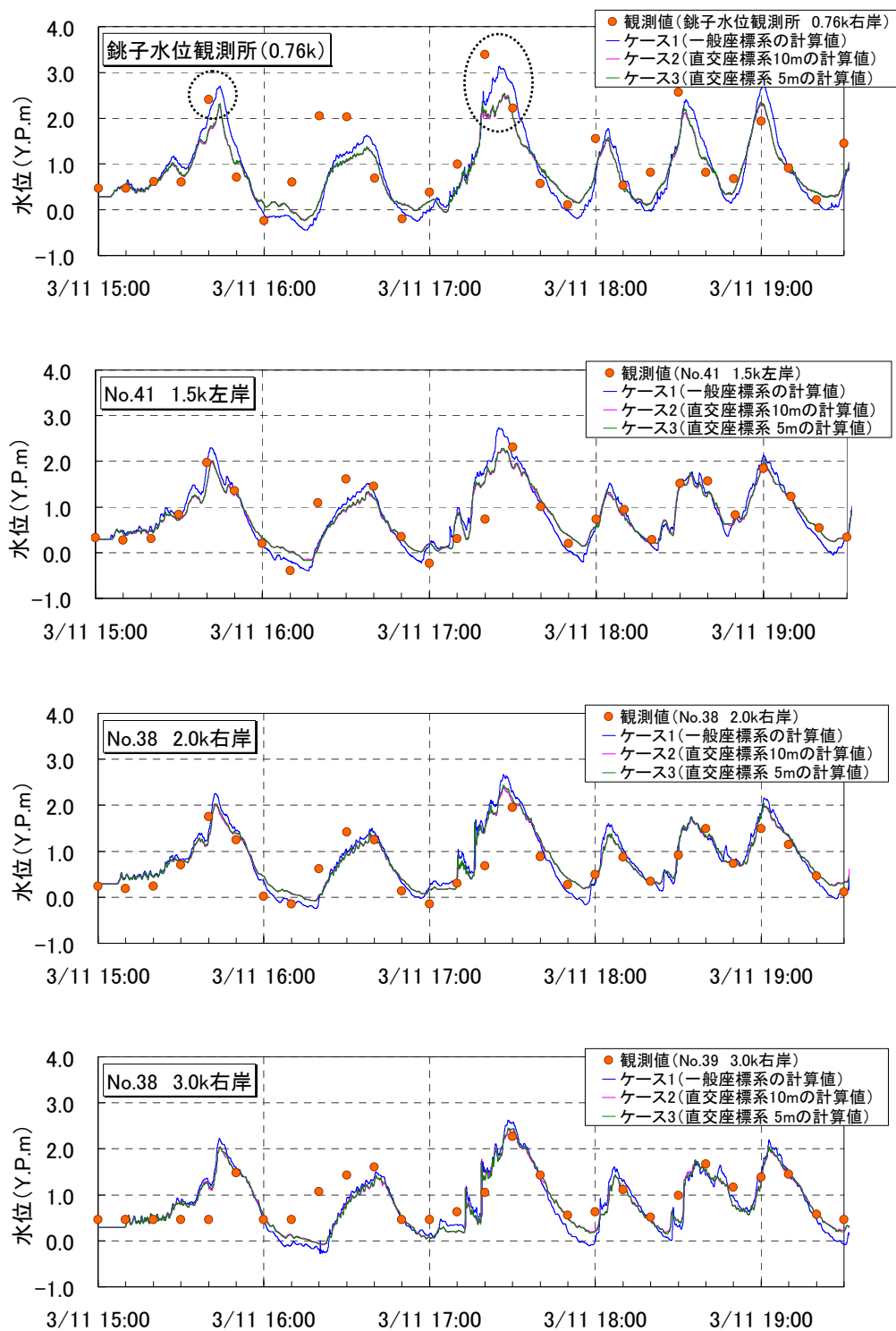


図 4-25(1) 水位計測地点での観測値と計算値の時系列水位

(2011 年東北地方太平洋沖地震津波の再現計算)

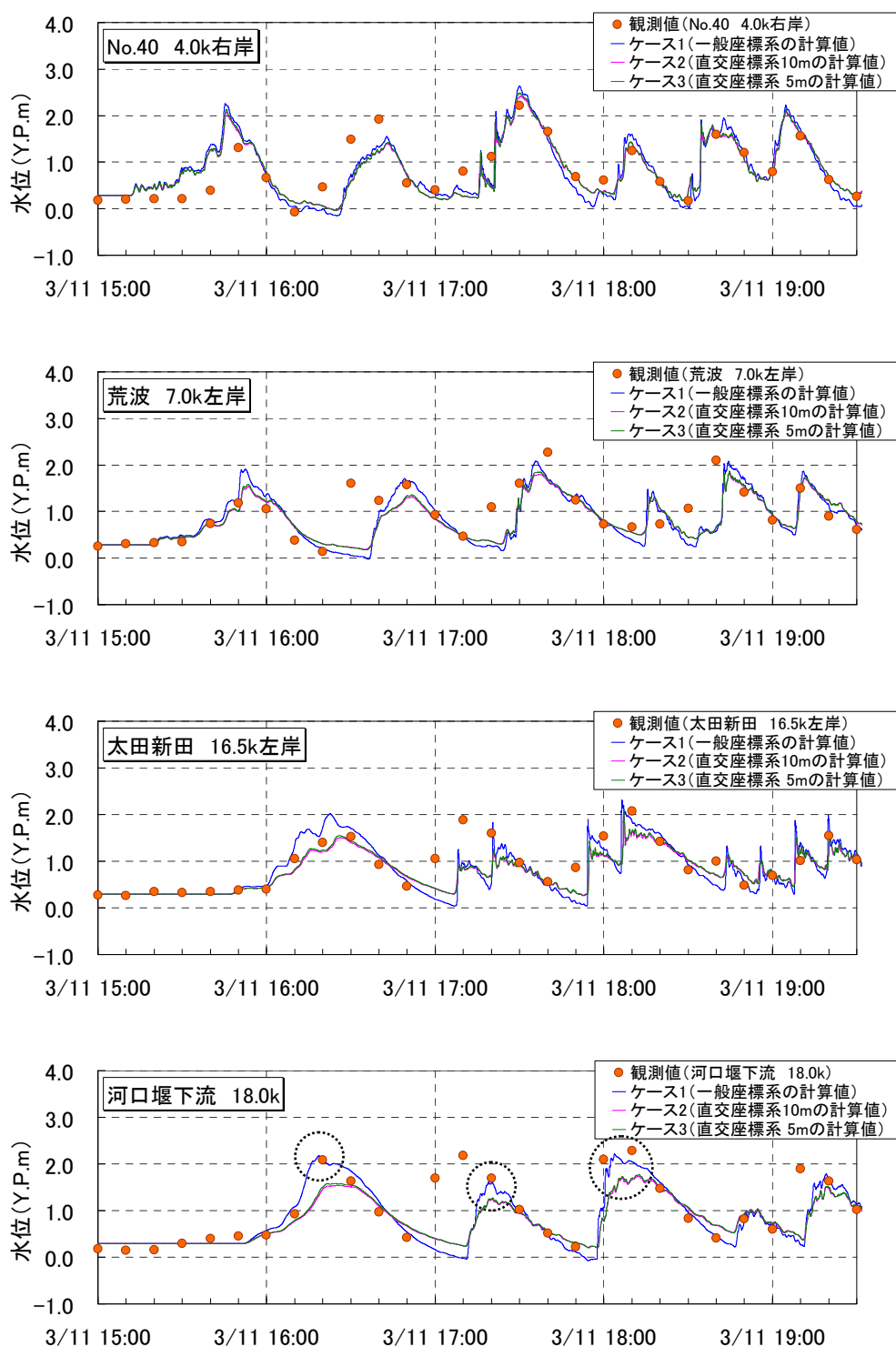


図 4-25(2) 水位計測地点での観測値と計算値の時系列水位

(2011 年東北地方太平洋沖地震津波の再現計算)

4.4.4 河口砂州の津波減勢効果

河口砂州の有する津波減勢効果を把握するため、4.4.3 で構築・検証した一般座標系のモデルを用いて、津波外力および河口砂州の状況を変化させた場合の数値実験を行う。

(1) 検討ケース

検討ケースを表 4-9 に示す。津波外力は津波と潮位を組み合わせた 3 ケース、河口砂州の状況は残存（現況）、半撤去、全撤去の 3 ケースの計 9 ケースを想定した。

利根川近傍の地方自治体である茨城県³³⁾によれば、明治三陸地震津波は L1 津波、東北地方太平洋沖地震津波は L2 津波に分類される。

河口砂州は、残存（現況）に加え、半撤去および全撤去した場合を想定しており、河口砂州部の地盤高の横断分布は図 4-26、河口砂州の掘削土量は表 4-10 のとおりである。半撤去および全撤去する際の掘削高は、周辺の河床高を勘案し Y.P.-2m を想定した。河口砂州を撤去した場合の掘削量は、半撤去が約 30 万 m³、全撤去が約 65 万 m³ である。

表 4-9 検討ケース

ケース	外力		想定した 河口砂州	備考
	津波	潮位		
1-a	明治三陸地震津波 ³⁴⁾ (L1 津波規模)	Y.P.+1.493m ³⁵⁾ (朔望平均満潮位)	残存（現況）	銚子観測所における 観測水位がないた め、直交座標系モデ ルより算定した河口 部の時系列水位を境 界条件として与えた
1-b			半撤去	
1-c			全撤去	
2-a	東北地方太平洋沖 地震津波 (L2 津波規模)	Y.P.+0.290m (再現計算時の潮位)	残存（現況）	再現計算 のケース
2-b			半撤去	
2-c			全撤去	
3-a		Y.P.+1.493m ³⁵⁾ (朔望平均満潮位)	残存（現況）	
3-b			半撤去	
3-c			全撤去	

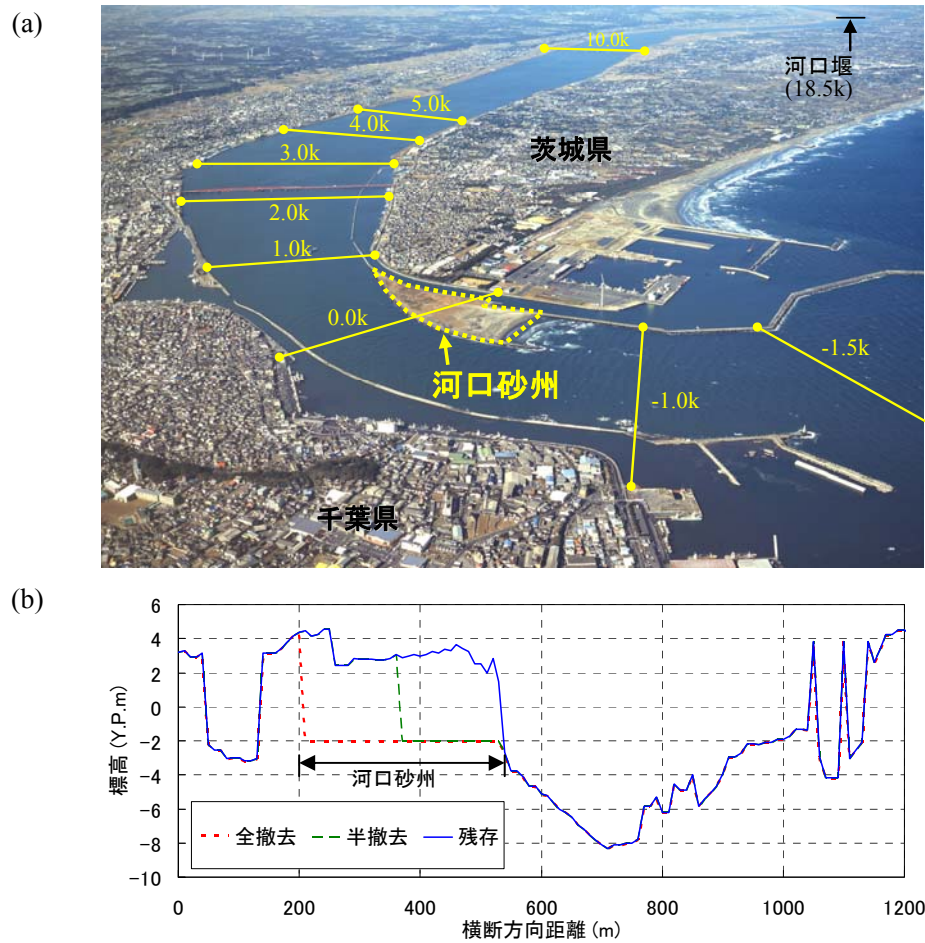


図 4-26 河口砂州の斜め写真と 0.0k の地盤高の横断分布

表 4-10 河口砂州の掘削土量

河口砂州の形状	掘削土量
残存	0m ³
半撤去	約 300,000m ³
全撤去	約 650,000m ³

(2) 検討条件

計算条件一覧は、東北地方太平洋沖地震津波の再現計算（表 4-6）の一般座標系モデルと基本的には同様であり、異なるのは表 4-9 に示した津波外力と河口砂州の状況のみである。

(3) 数値実験結果

a) 最大津波水位

各ケースにおける最大水位の平面分布を図 4-27，河道中央（低水路）の最大水位縦断およびその差分を図 4-27 に示す．河口砂州が半撤去・全撤去された場合は，河道内水位が増加する傾向となる．河口砂州を掘削することにより河道内へ侵入する津波の流量が増大するためである．水位の増加傾向は河口砂州に近いほど大きく，上流側ほど小さくなる．

なお，河口砂州の下流側では，河口砂州がある場合は，河口砂州への津波の水位のせり上がりが生じるため，掘削した場合よりも水位が高くなる．

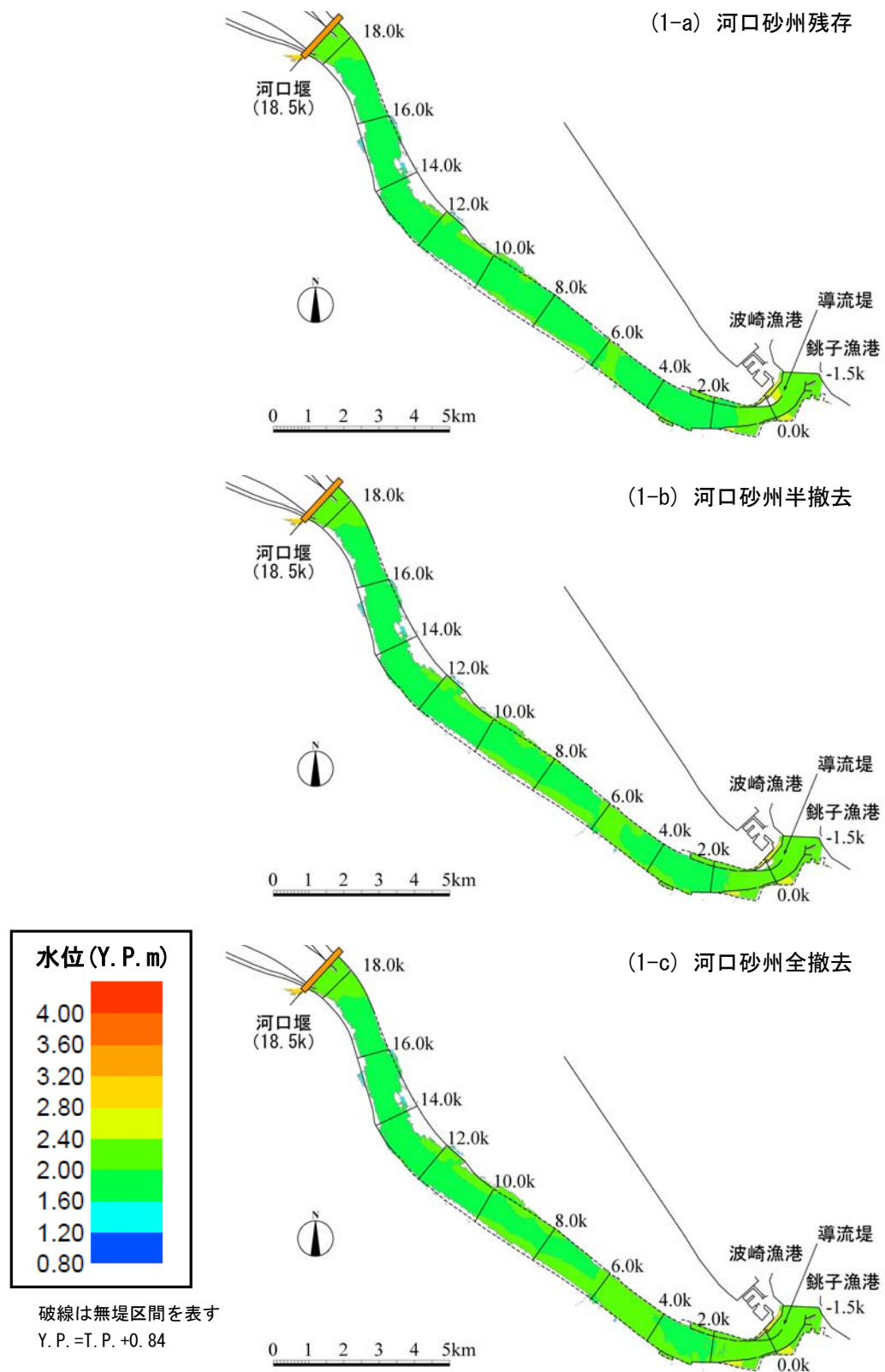


図 4-27(1) 河口砂州の状況を変化させた場合の最大水位の平面分布

(明治三陸地震津波の朔望平均満潮位)

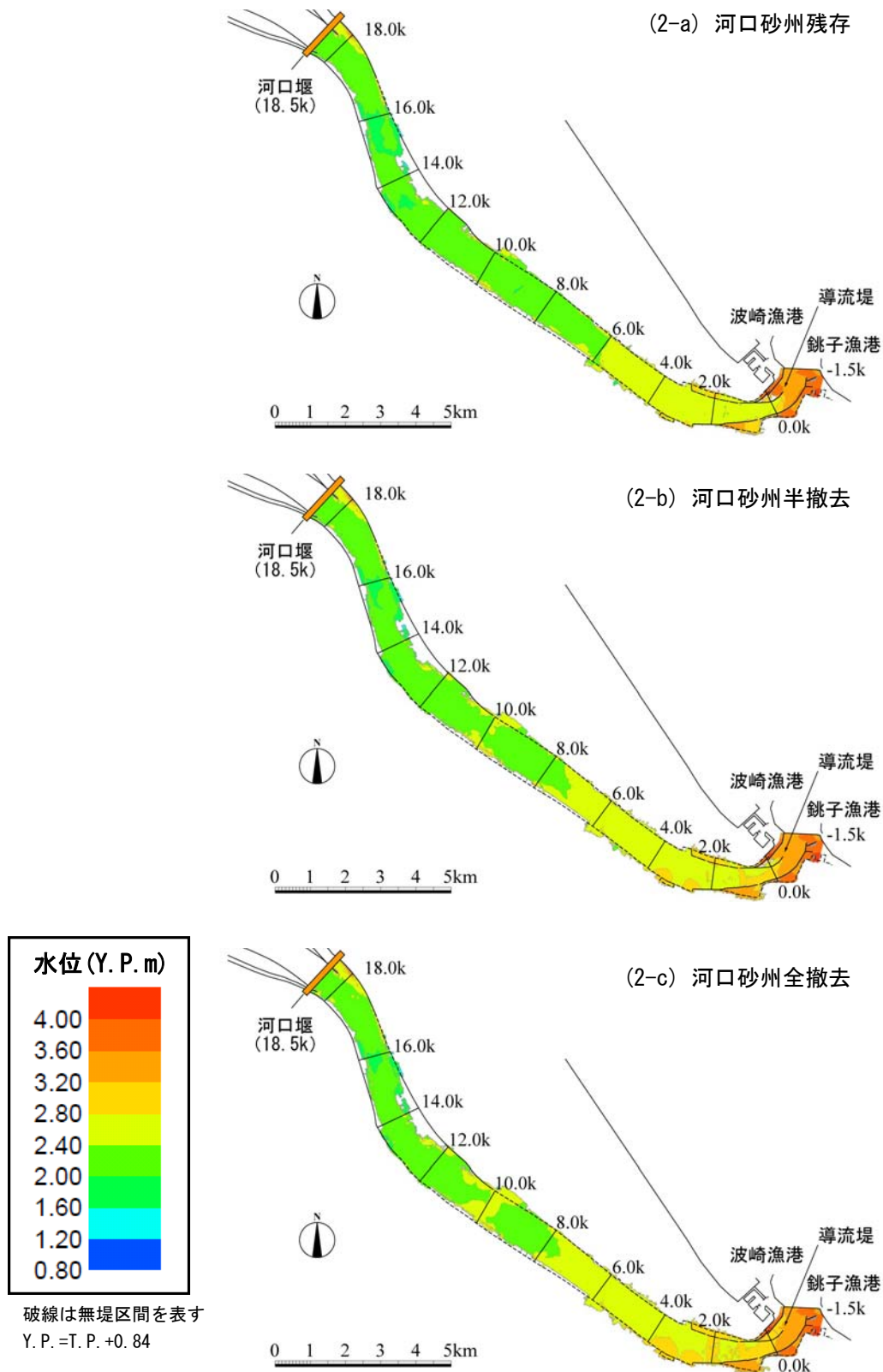


図 4-27(2) 河口砂州の状況を変化させた場合の最大水位の平面分布

(東北地方太平洋沖地震津波の再現計算時の潮位)

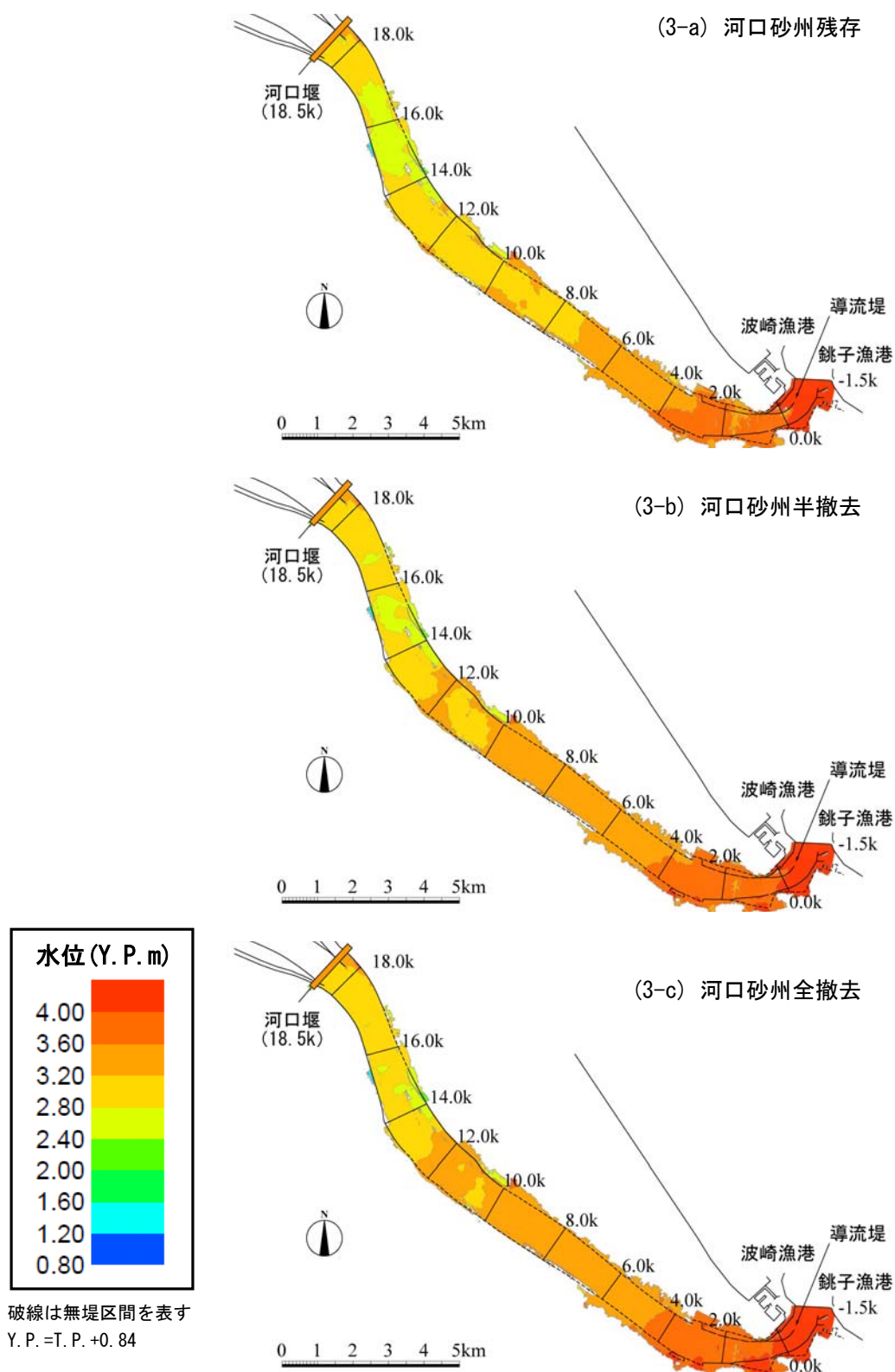
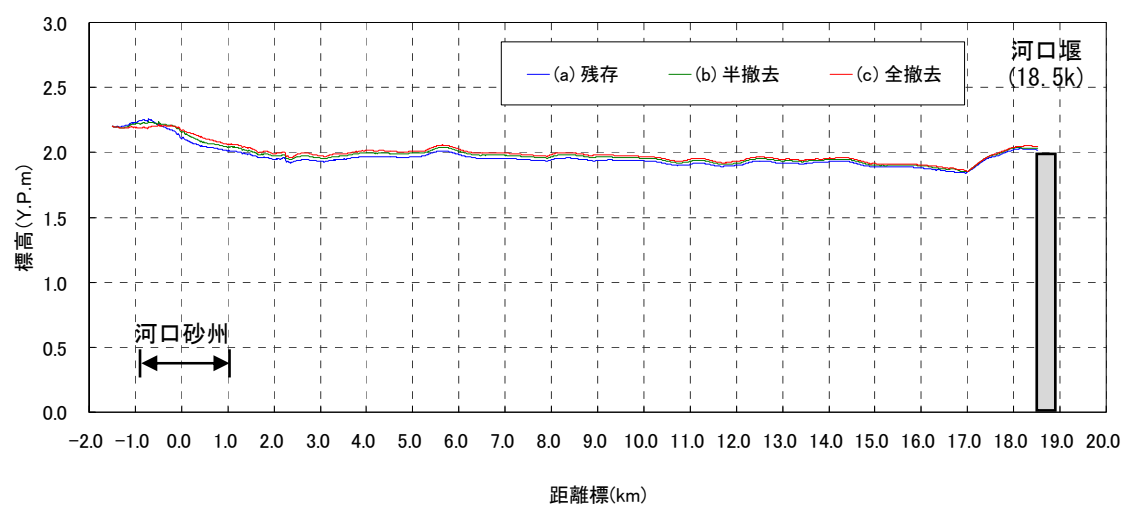


図 4-27(3) 河口砂州の状況を変化させた場合の最大水位の平面分布

(東北地方太平洋沖地震津波の朔望平均満潮位)

(A) 河道中央（低水路）の最大水位の縦断分布



(B) 河道中央（低水路）における最大水位の差分

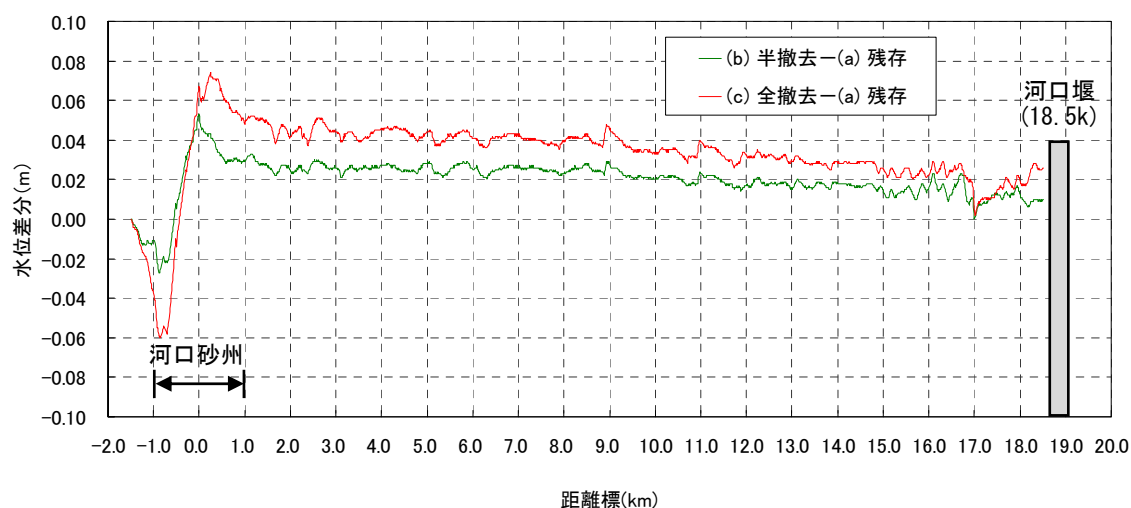
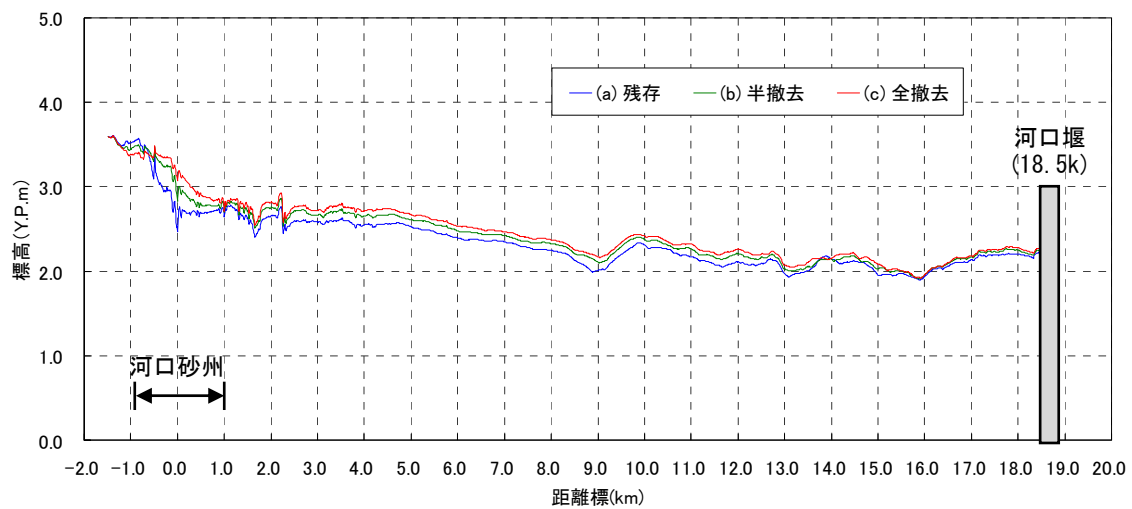


図 4-28(1) 河口砂州の状況を変化させた場合の河道中央（低水路）の最大水位の縦断分布と差分

(明治三陸地震津波の朔望平均満潮位)

(A) 河道中央（低水路）の最大水位の縦断分布



(B) 河道中央（低水路）における最大水位の差分

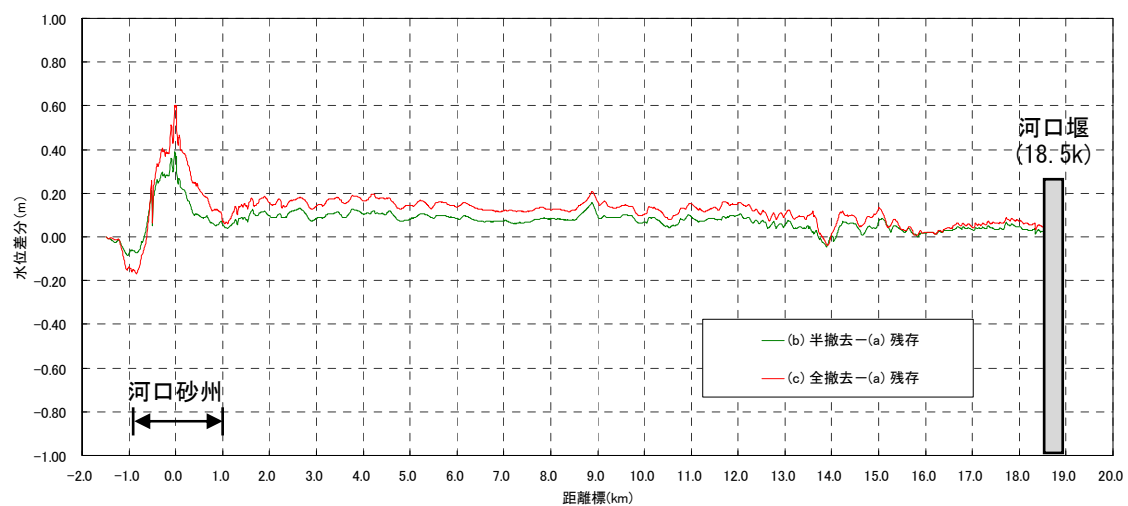
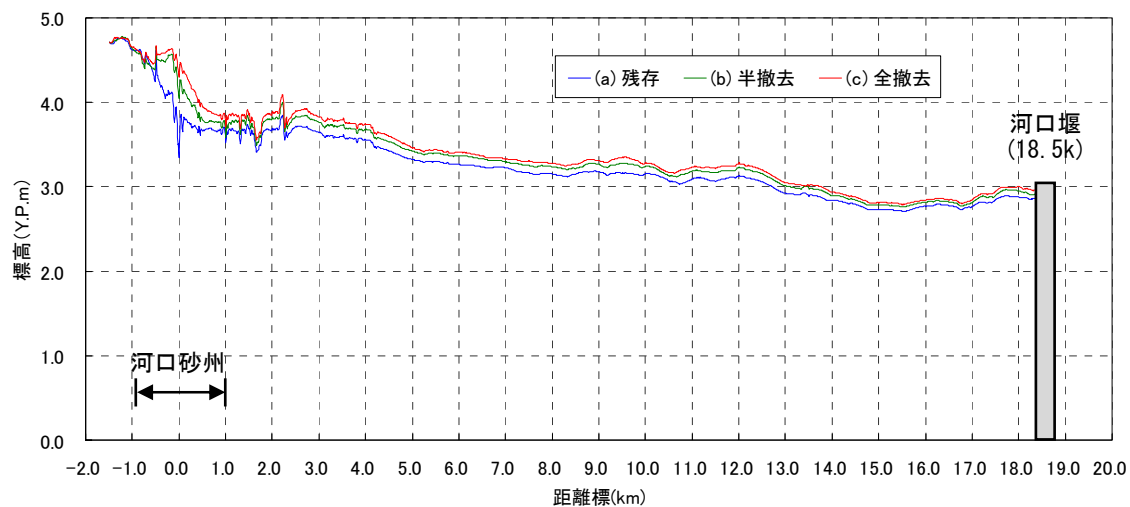


図 4-27 (2) 河口砂州の状況を変化させた場合の河道中央（低水路）の最大水位の縦断分布と差分

（東北地方太平洋沖地震津波の再現計算時の潮位）

(A) 河道中央（低水路）の最大水位の縦断分布



(B) 河道中央（低水路）における最大水位の差分

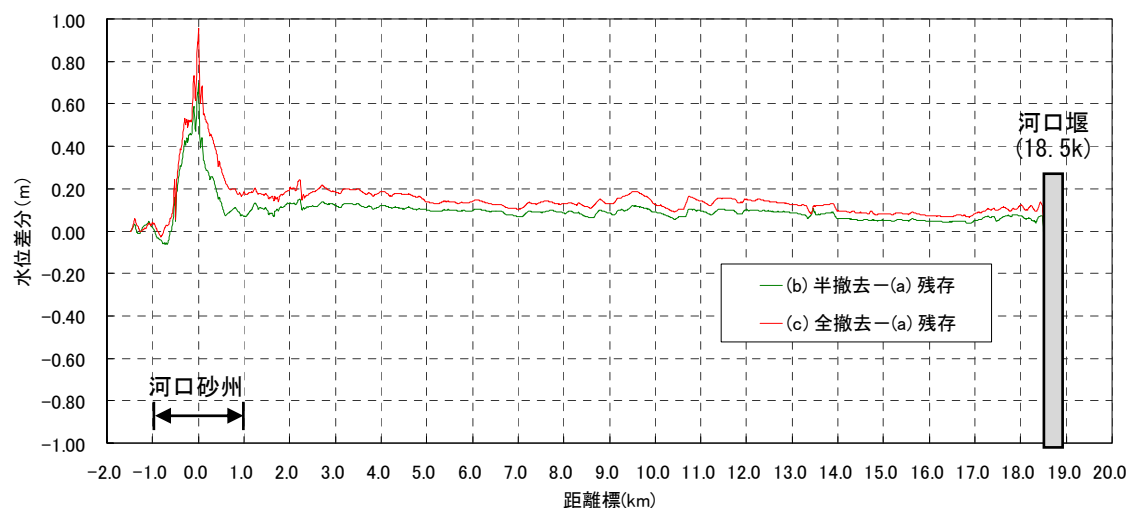


図 4-27 (3) 河口砂州の状況を変化させた場合の河道中央（低水路）の最大水位の縦断分布と差分

（東北地方太平洋沖地震津波の朔望平均満潮位）

b) 浸水面積

各ケースの浸水面積（高水敷を含む）と下流端の最大津波水位（外力規模）の関係を図 4-29 に示す。津波外力が大きくなるほど浸水面積が大きくなる。河口砂州を残存から半撤去、全撤去することにより、浸水面積が大きくなる傾向にある。

明治三陸地震津波（朔望平均満潮位）の場合は、東北地方太平洋沖地震津波と比べ、河口砂州を半撤去、全撤去しても浸水面積の差は小さい。この要因は津波の規模が影響していると考えられ、明治三陸地震（朔望平均満潮位）は津波水位が小さいため、河口砂州を半撤去・全撤去した場合に河道内水位が大きくなっても、堤内地（高水敷含む）の地盤高を上回る区間が少なかったものと考えられる。

以上を踏まえ、津波に対しては、河口砂州が存在した方が河道内水位が低く抑えられるとともに、河道内からの浸水を抑制できることが確認できた。

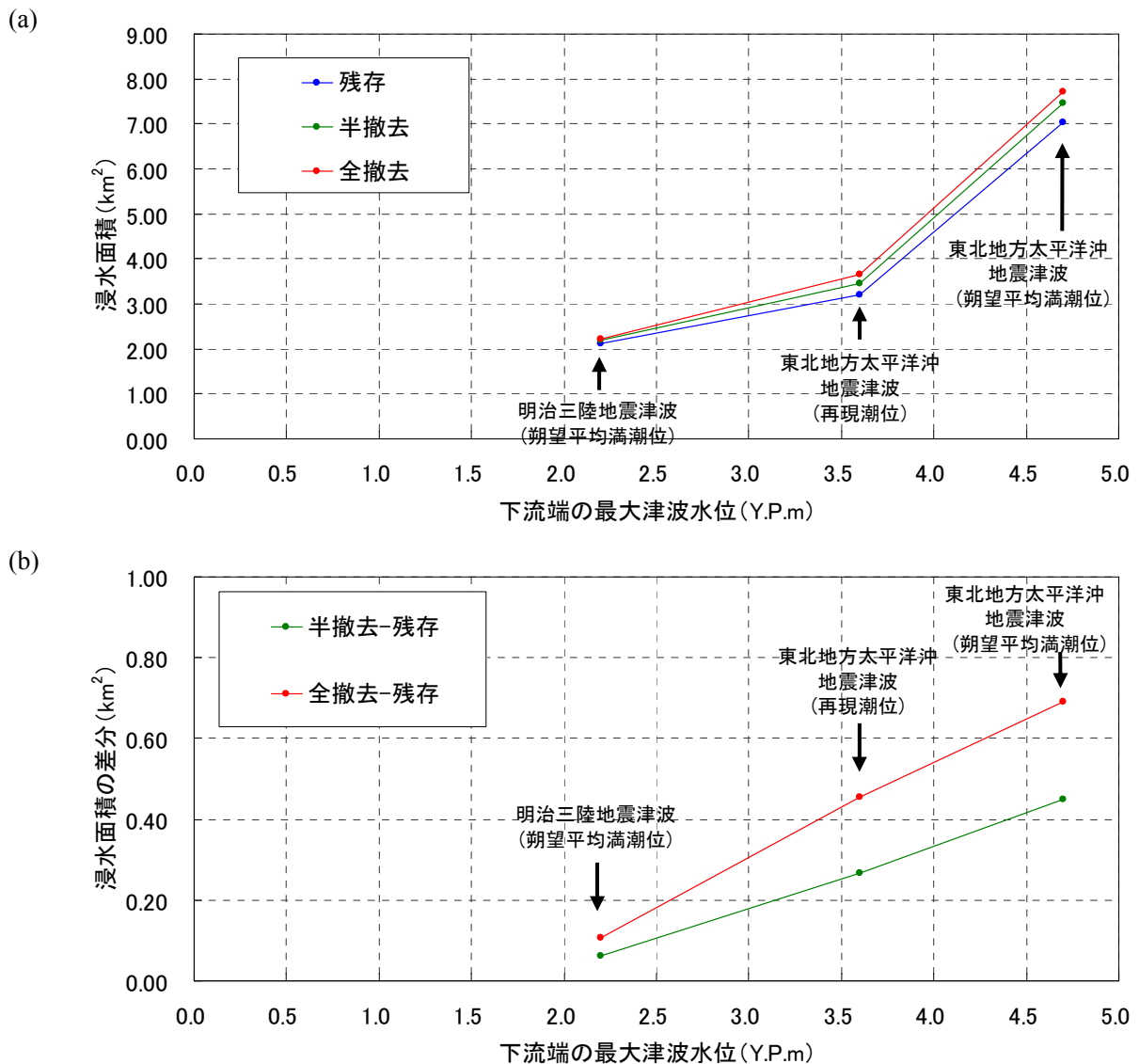


図 4-29 各ケースの浸水面積とその差分

また、各ケースの浸水面積およびその差分について、河口砂州の掘削土量との関係を図 4-30 に示す。河口砂州の掘削土量が大きければ津波による浸水面積増大が生じている。これは、津波による河川沿いの浸水面積は、河口部の河積に関係しておりことを表している。ここでの検討は、利根川をケーススタディ河川としているが、他河川においても河口砂州が存在し河積が小さくなる場合は、河道沿いの浸水面積が小さくなると考えられる。

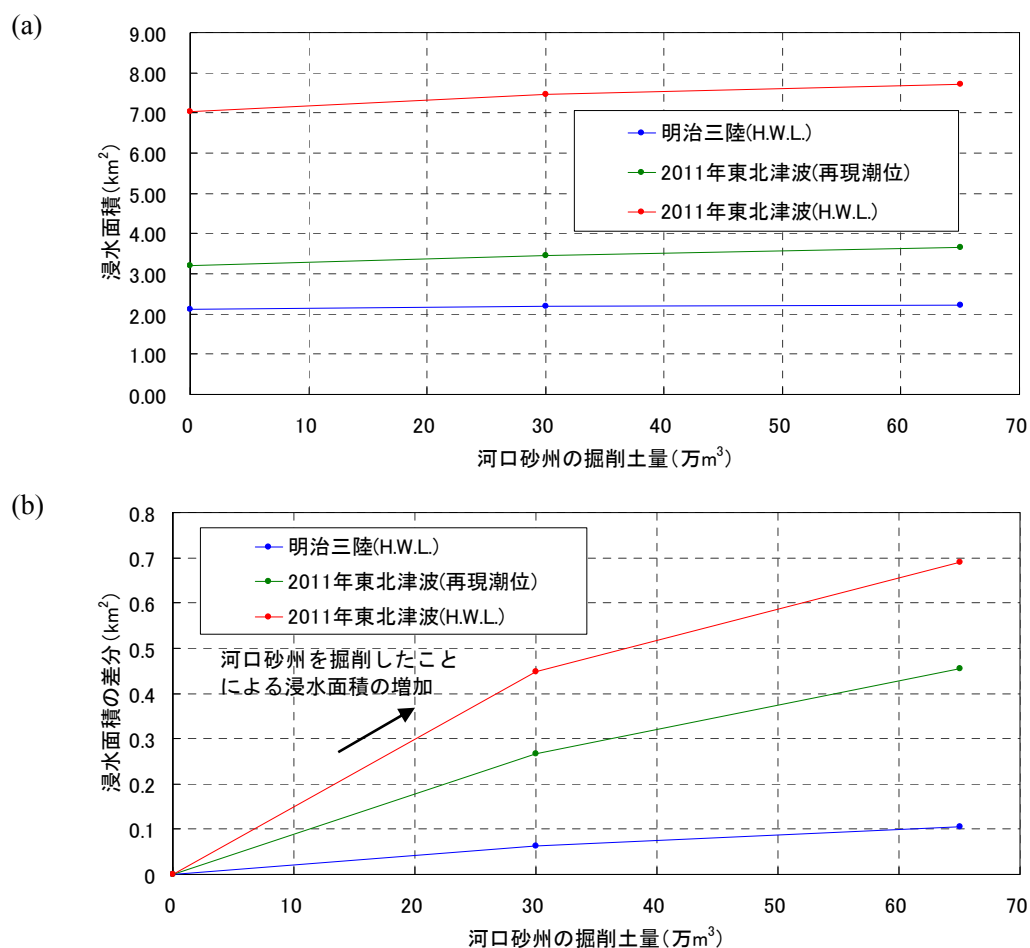


図 4-30 掘削土量と浸水面積の関係

c) 津波伝播時間（到達時間）

外力別（明治三陸地震津波，東北地方太平洋沖地震津波），河口砂州形状別（残存，半撤去，全撤去）の津波の伝播状況を把握するため，図 4-31 に重複波や反射波などによる影響の少ない第 1 波を対象とした時系列の縦断水位を示す．水位の抽出地点は河道中央（低水路）であり，時間間隔は 5～10 分である．

明治三陸地震，東北地方太平洋沖地震津波のどちらも，河口砂州が残存の場合は，津波水位が低いことに加え，第 1 波のピーク水位の到達時間の遅延（伝播距離の相違）が見られる．津波の伝播速度は津波高が大きいほど速くなるため，河口砂州が存在することによって河道内に津波が入りにくくなった結果，到達時間も遅延されたと考えられる．

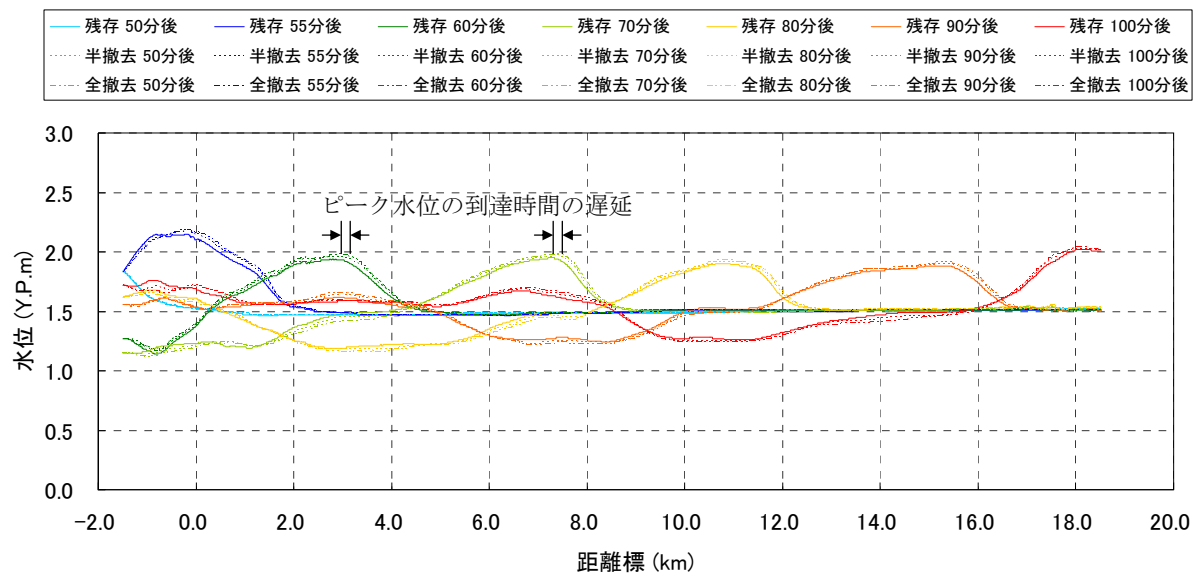


図 4-31(1) 第 1 波における河道中央（低水路）の時系列の水位縦断分布

（明治三陸地震津波の朔望平均満潮位）

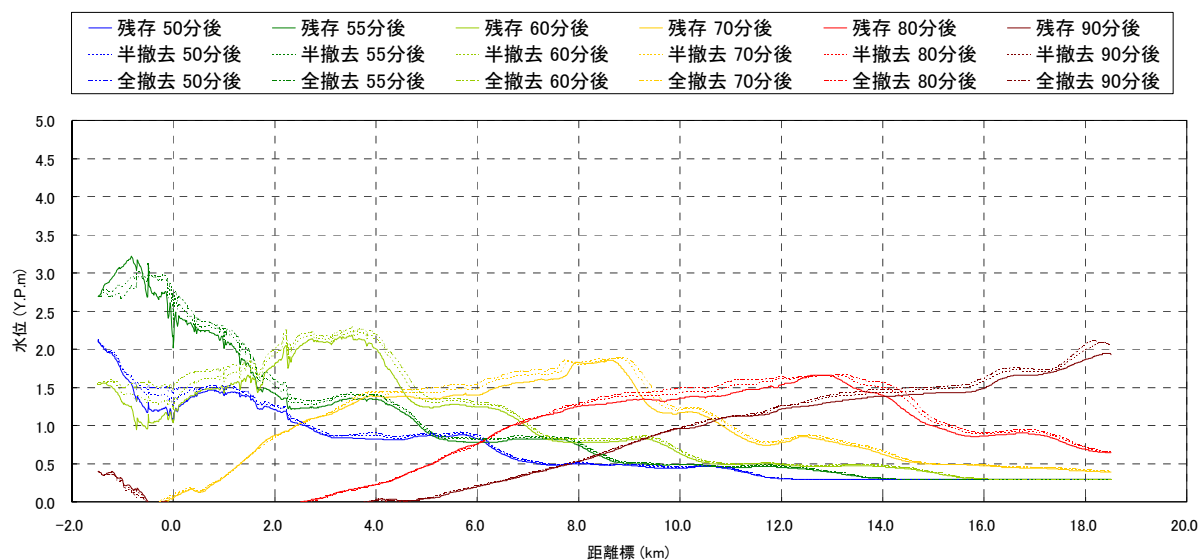


図 4-31 (2) 第 1 波における河道中央（低水路）の時系列の水位縦断分布

（東北地方太平洋沖地震津波の再現計算時の潮位）

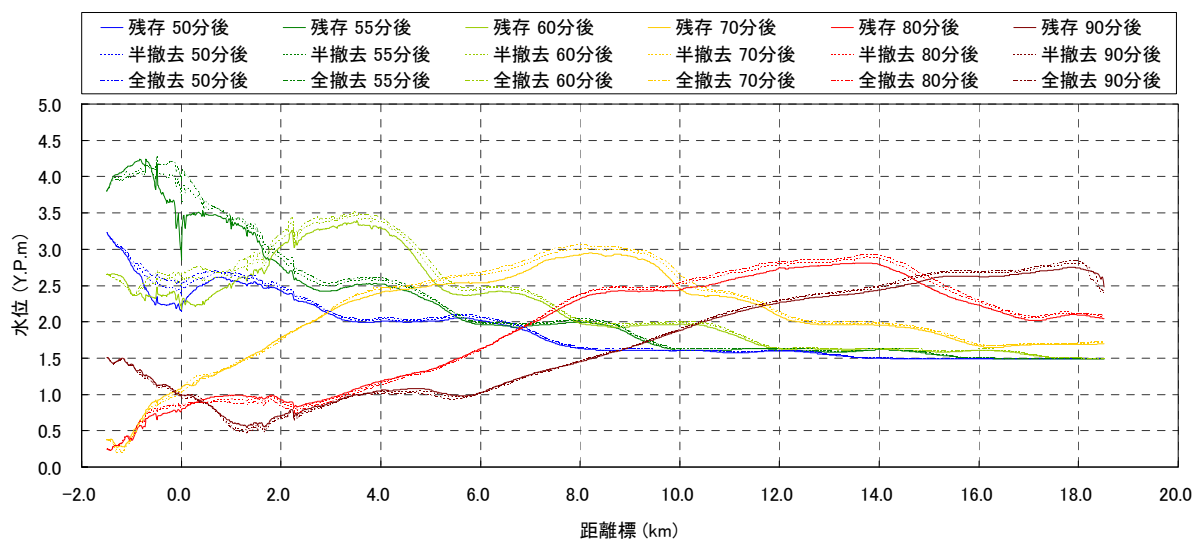


図 4-31 (3) 第 1 波における河道中央（低水路）の時系列の水位縦断分布

（東北地方太平洋沖地震津波の朔望平均満潮位）

d) 最大流速

各ケースにおける最大流速の平面分布を図 4-32，縦断分布を図 4-33 に示す．河口砂州が半撤去・全撤去された場合は，河口砂州上流の流速が増加する傾向となる．河口砂州を掘削することにより河口内へ侵入する津波の流量が増大するためである．流速の増加程度は河口砂州上流で概ね一様な縦断分布になっている．

一方，河口砂州周辺では流速の低下が生じている．河口砂州を掘削することで，河口砂州部の狭窄部が広がったため（河積の増大）と考えられる．

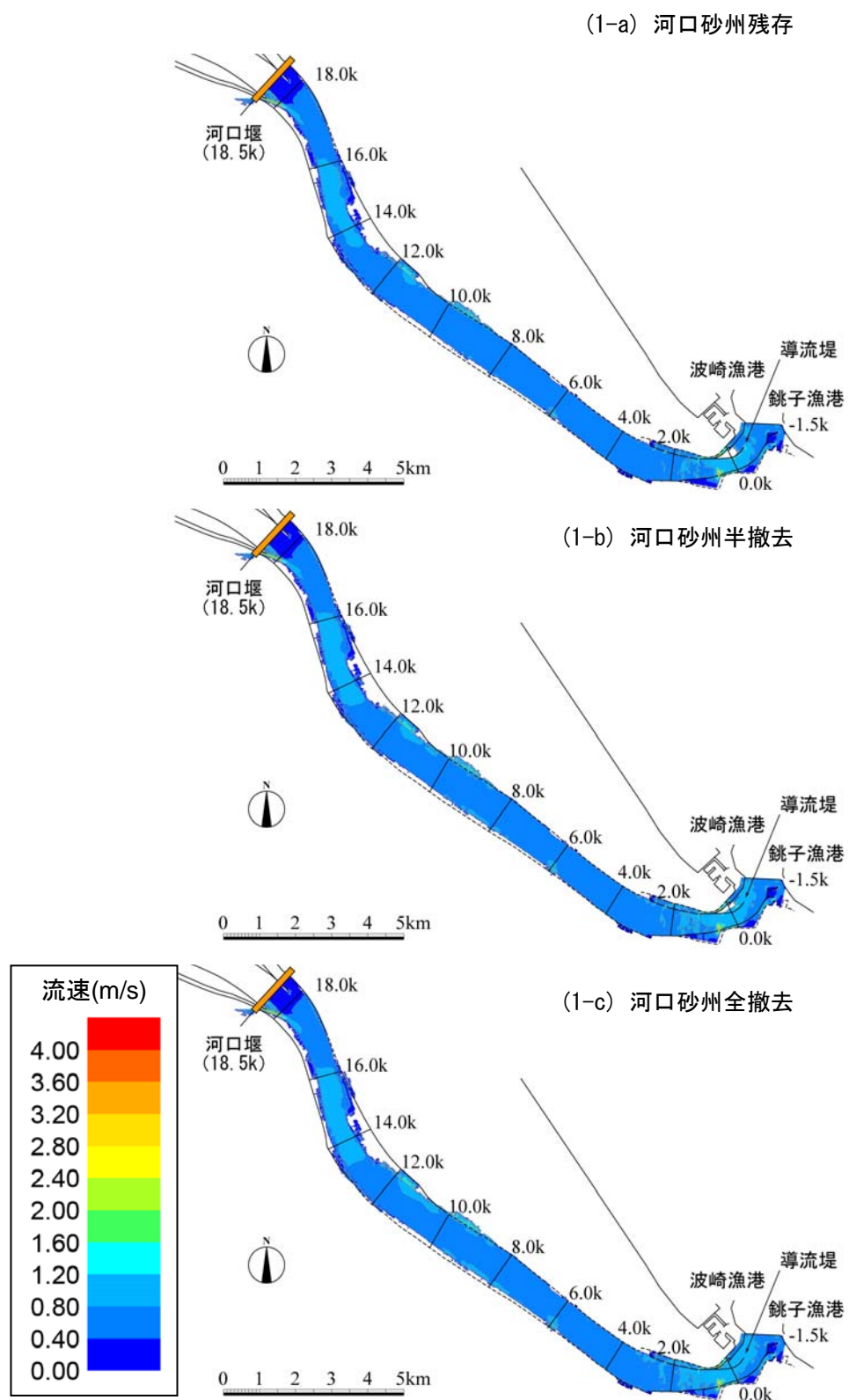
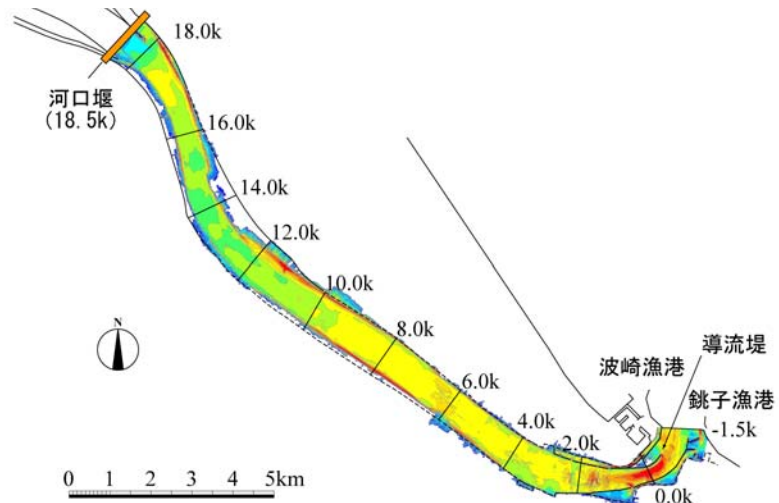


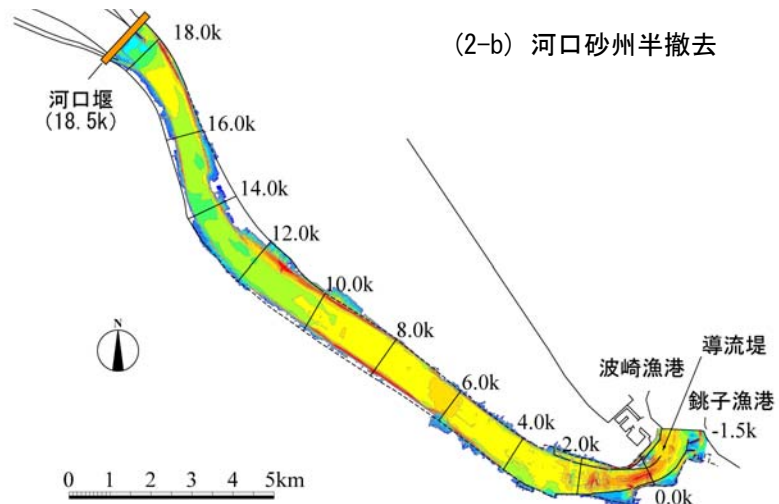
図 4-32(1) 河口砂州の状況を変化させた場合の最大流速の平面分布

(明治三陸地震津波の朔望平均満潮位)

(2-a) 河口砂州残存



(2-b) 河口砂州半撤去



(2-c) 河口砂州全撤去

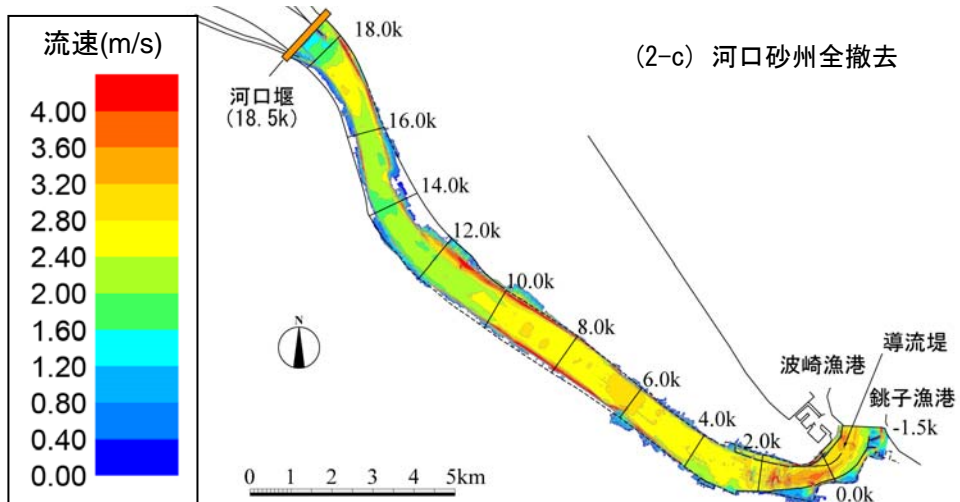


図 4-32(2) 河口砂州の状況を変化させた場合の最大流速の平面分布

(東北地方太平洋沖地震津波の再現計算時の潮位)

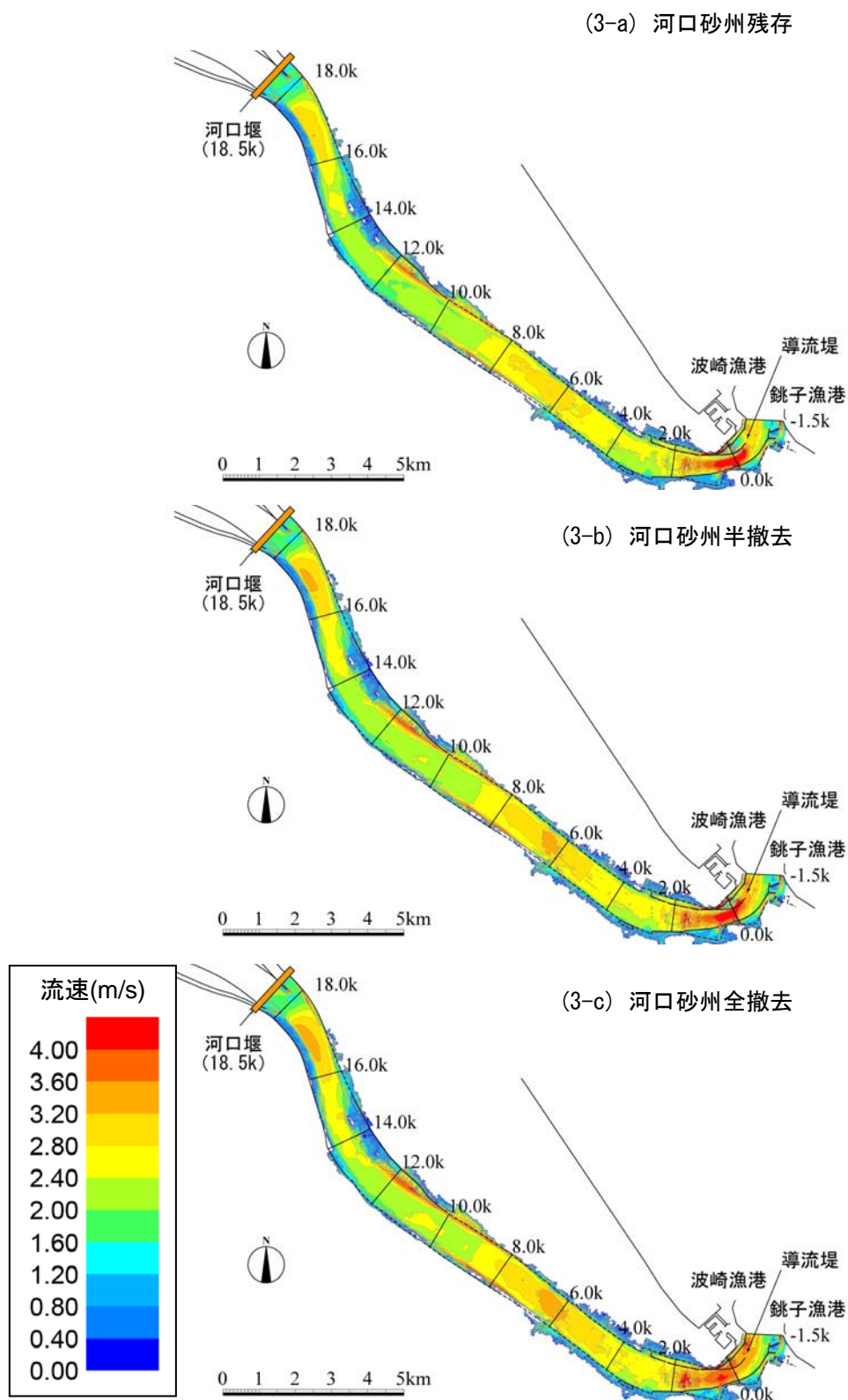
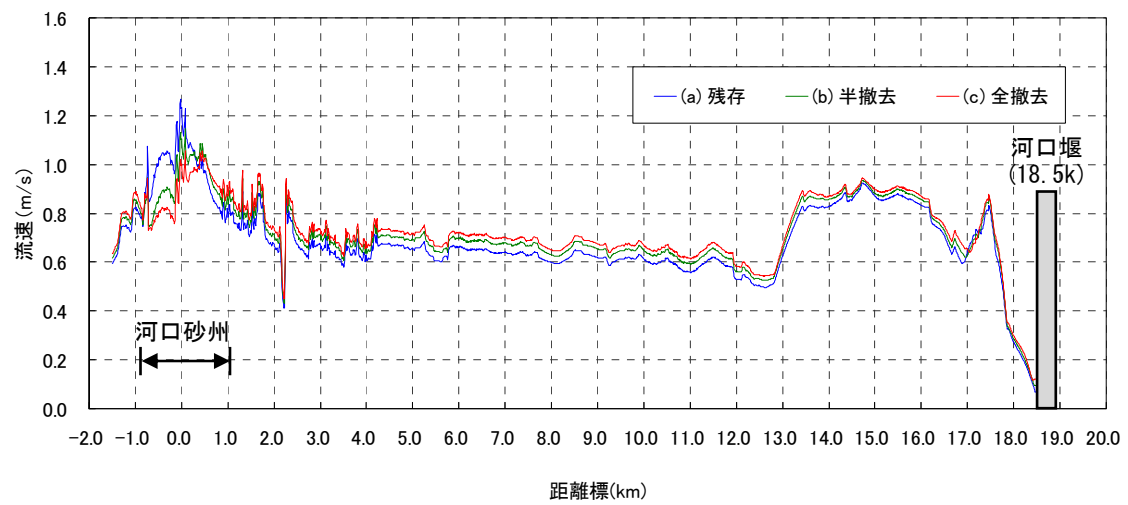


図 4-32(3) 河口砂州の状況を変化させた場合の最大流速の平面分布
(東北地方太平洋沖地震津波の朔望平均満潮位)

(A) 河道中央（低水路）の最大流速の縦断分布



(B) 河道中央（低水路）における最大流速の差分

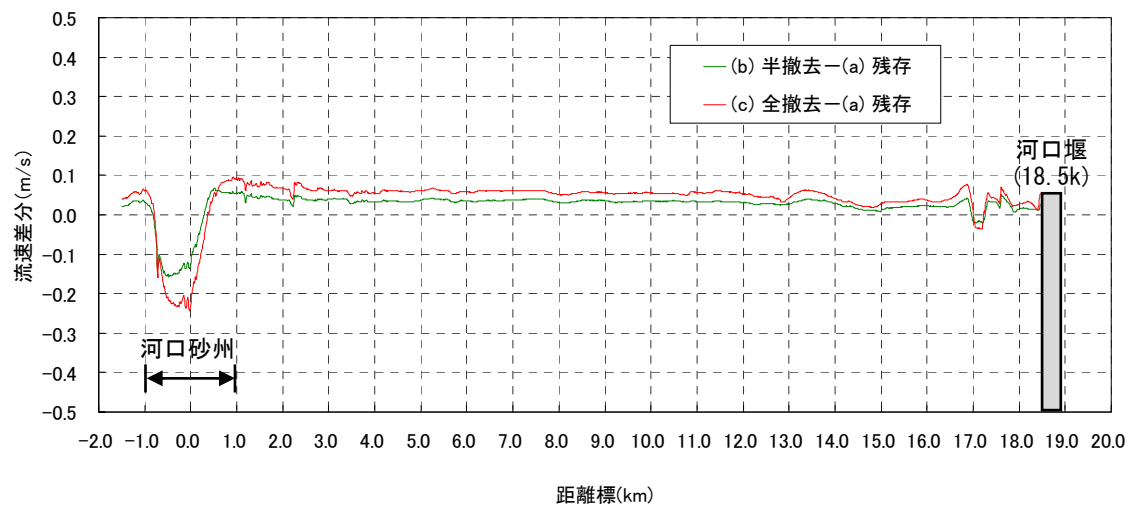
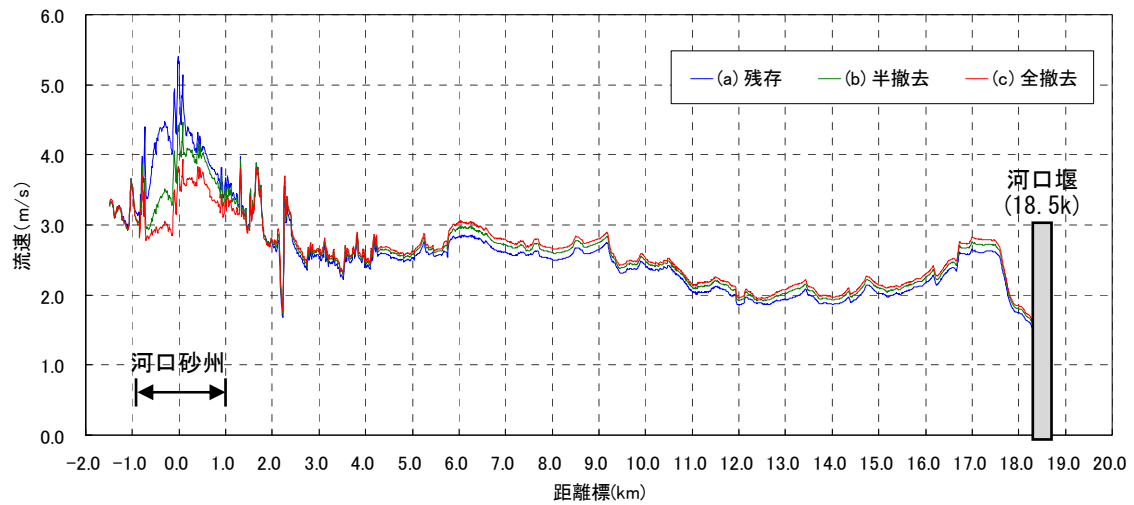


図 4-33(1) 河口砂州の状況を変化させた場合の最大流速の縦断分布と差分

(明治三陸地震津波の朔望平均満潮位)

(A) 河道中央（低水路）の最大流速の縦断分布



(B) 河道中央（低水路）における最大流速の差分

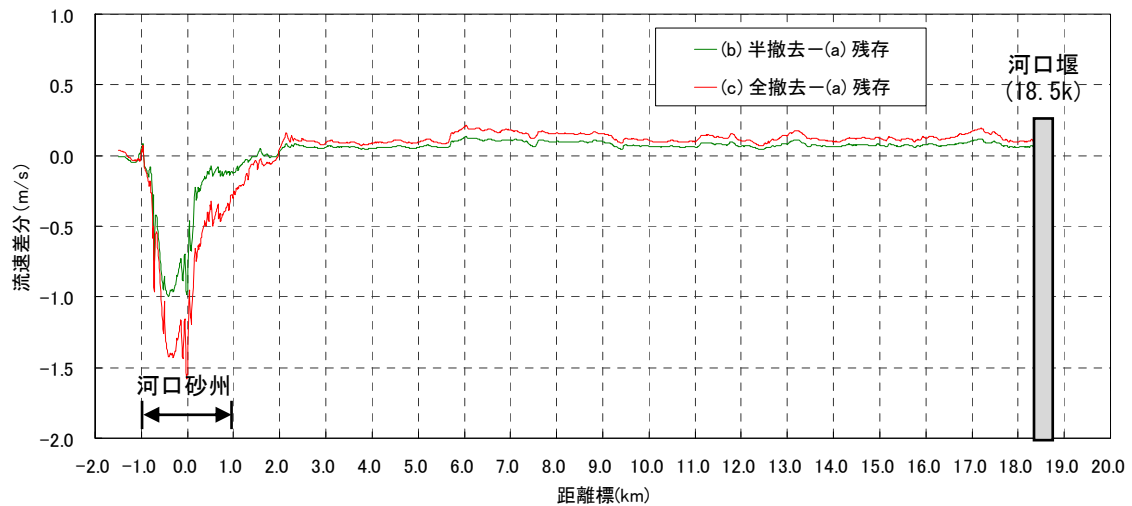
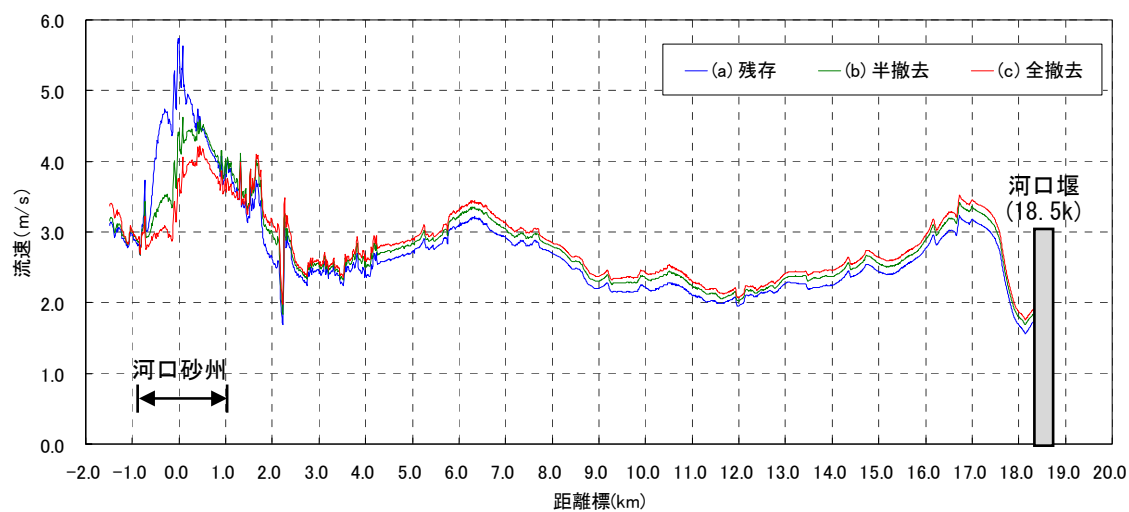


図 4-33(2) 河口砂州の状況を変化させた場合の縦断分布と差分

(東北地方太平洋沖地震津波の再現計算時の潮位)

(A) 河道中央（低水路）の最大流速の縦断分布



(B) 河道中央（低水路）における最大流速の差分

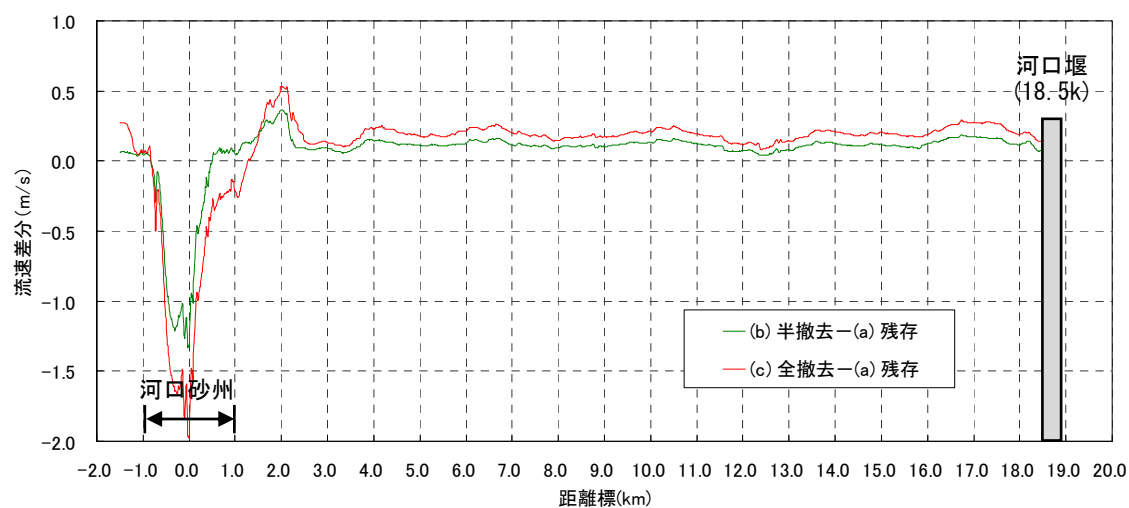


図 4-33(3) 河口砂州の状況を変化させた場合の縦断分布と差分

(東北地方太平洋沖地震津波の朔望平均満潮位)

(4) 津波減勢効果の評価

本節では、利根川をケーススタディの対象河川として、河口砂州の存在が津波減勢に及ぼす影響を検討した。津波規模、河口砂州の条件を変更した数値実験の結果、河口砂州が存在すれば、津波の河道内への侵入を抑制できることから、河口砂州上流側の河道内において、津波水位の低減、浸水面積の減少、津波伝播時間の遅延、流速の低下が確認できた。これらの津波減勢効果は、半撤去よりも残存している方が、大きな効果が確認できたことから、河口砂州の断面積が大きいほど大きな津波減勢効果が期待できる。

なお、数値シミュレーションでは、利根川の湾曲した河川形状を適切に表現するとともに、河道内の津波水位の再現性が高い一般座標系モデルを用いた。本節の検討の特色は、湾曲した河川の津波遡上シミュレーションにおいて一般的に用いられている直交座標系ではなく、一般座標系を用いることの有用性を示したことにある。

ここでの検討は、2011 年の東北地方太平洋沖地震津波の実績より利根川の河口砂州の侵食がほとんど見られなかったことから、津波越流時に河口砂州の侵食を考慮しないことを前提としている。しかし、津波の規模が大きい場合は、4.3 で示したように津波越流により河口砂州の侵食が生じることが予想される。河口砂州が侵食した場合にも津波減勢効果を得られるかは、ここでの検討では把握できていない。このような課題を踏まえ、以降の 4.5 では、東北地方太平洋沖地震津波で河口砂州の顕著な侵食が生じた阿武隈川をケーススタディの対象河川として、津波減勢効果の検討を行う。

本節の検討において、河口砂州が残存、半撤去、全撤去の形状を想定し数値実験を行ったが、これらの河口砂州の条件は想定であり、河川事業に関連したものではない。また、河口砂州の防災面の機能は、津波の減勢効果に加え、高潮（高波含む）、洪水の 3 つの視点から判断すること必要であるが、本検討はそれらのうち、津波のみに着目したものであることに留意が必要である。これらの課題については、後述の 4.6 に示す。

4.5 阿武隈川における河口砂州の津波減勢効果

4.4 では、津波外力が比較的小さな場合であったため、2011 年東北地方太平洋沖地震津波の地形変化実態を勘案し、河口砂州の地形変化が生じない場合の津波減勢効果を検討した。しかし、津波規模が大きい場合は、河口砂州の侵食が生じると考えられ、侵食を考慮した河口砂州の津波減勢効果が把握できない課題があった。

このことを踏まえ、本節では、東北地方太平洋沖地震津波において河口砂州等の顕著な侵食が生じた阿武隈川をケーススタディの対象河川として、河口砂州の津波減勢効果を検討する。阿武隈川を対象とした理由は、東北地方太平洋沖地震津波により河口砂州の顕著な侵食が生じているうえ、震災前後の地形データが存在し地形変化を把握できるためである。

既往研究事例では、河口砂州および海域の津波地形変化を現地海岸にて適用した既往研究がないため、本研究では津波シミュレーションモデル構築時に津波移動床計算の現地への適用性を検証したうえで、河口砂州の津波減勢効果を検討する。

4.5.1 阿武隈川の概要

阿武隈川下流域において津波遡上計算および河口砂州の減勢効果の評価を行うにあたり、阿武隈下流域の河道諸元等を整理する。

- ・阿武隈川の位置図は図 4-34 のとおりである。宮城県の岩沼市と亶理郡亶理町の境に位置している河川であり、河口は太平洋側に面している。河口から約 10km 上流に阿武隈大堰が存在する。仙台平野に位置するため、下流域の河床勾配は、 $1/3,700 \sim 1/2,000$ ³⁶⁾と緩い。
- ・河口付近には水位観測所がいくつか存在するものの、東北地方太平洋沖地震津波の観測は実施できていない³⁷⁾。
- ・阿武隈川の南側には、汽水湖である鳥の海が存在する。鳥の海の河口は漁港防波堤が沖へ張り出している。

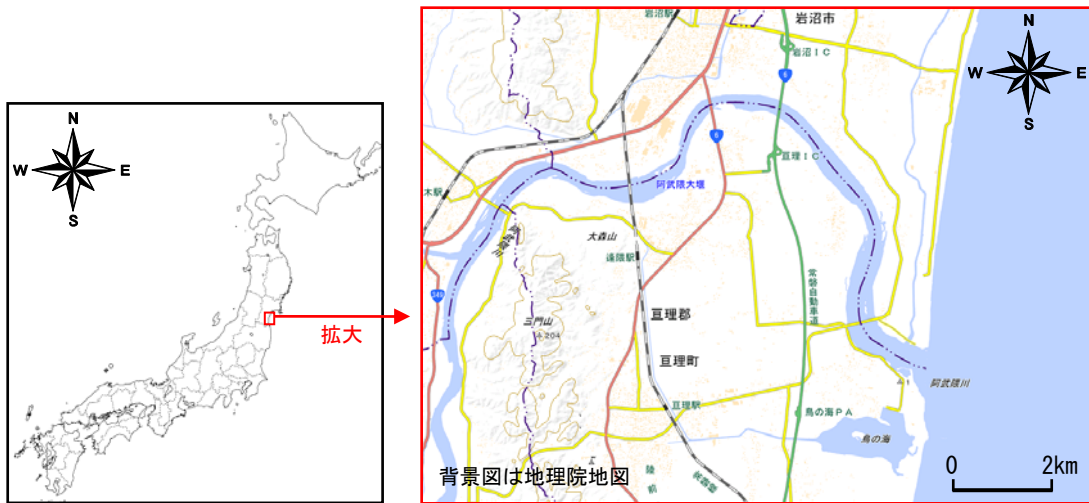


図 4-34 阿武隈川の位置図

また、国土交通省水管理・国土保全局³⁸⁾によると、津波規模の設定は図 4-35 のとおりであり、最大クラスの津波（L2 津波）は東北地方太平洋沖地震津波，設計津波（L1 津波）は明治三陸地震津波となっている。

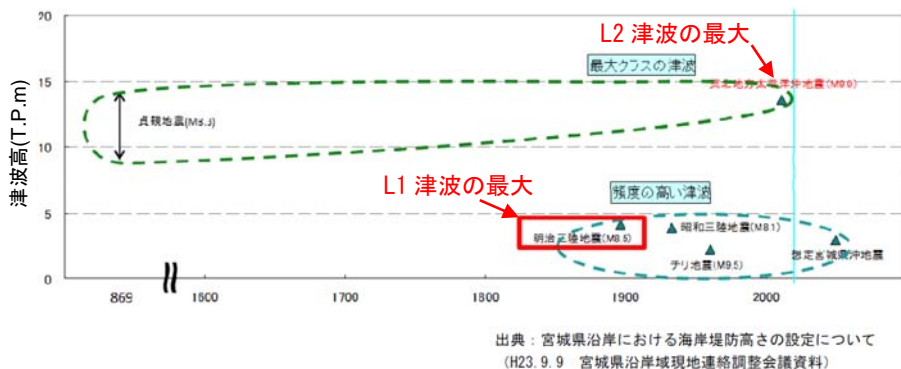


図 4-35 阿武隈川における設計津波（L1 津波）と最大クラスの津波(L2 津波)の選定

（国土交通省水管理・国土保全局³⁸⁾に加筆）

4.5.2 東北地方太平洋沖地震津波による被害と地形変化の実態

阿武隈川河口では、東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ¹³⁾の海岸際の浸水高（信頼度 A のみ）は、最大で T.P.+9m 程度であり、海岸線から 5km 程度の広範囲で浸水が生じた。

2011 年東北地方津波前後の河口砂州の状況は、図 4-36 の空中写真のとおりであり、震災前は右岸側から左岸側に大きく伸びていた河口砂州（天端高 T.P.+3m 程度）の大部分は水面下まで侵食した。一部水面上に残されていた河口砂州（図 4-36 の赤丸）は植生があった箇所であり、この植生が河口砂州の侵食抑制に寄与した可能性がある。

また、測量による震災前後の地形および地形変化量を図 4-37 に示す。河道内では堆積が見られるものの、河口砂州および海岸域は広範囲で侵食されている。海域で侵食された土砂は、堤内地に堆積したと考えられ、その堆積厚は、例えば、常田・秦³⁹⁾などが示している。特に侵食が顕著なのは、河口砂州と鳥の海の防波堤先端であり、河口砂州は津波越流により凸型地形が周辺地盤高と同等程度となり、防波堤先端部は津波流速の増加により局所的な洗掘が生じた。なお、この測量は、震災前は海域が 2010 年測量（シングルビーム）と河道が 2010 年測量（横断測量）、震災後は海域が 2011 年 4 月測量（シングルビーム）と河道が 2011 年 3～6 月測量（横断測量）、陸域が 2005 年測量（LP データ）である。また、当地域の 2011 年東北太平洋沖地震の鉛直方向の地盤変動量は、国土地理院⁴⁰⁾の「亘理」の電子基準点より -0.23m であり、震災前後の地盤高の差分図では、地震による地盤変動を除外し津波による地盤高変化を把握するため、この地盤変動量を一律で差し引いた。



図 4-36 震災前後の阿武隈川河口の空中写真

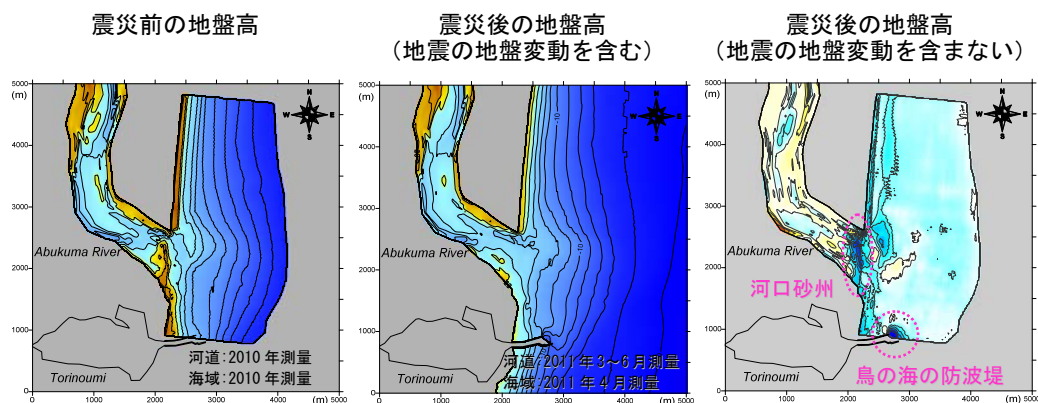


図 4-37 阿武隈川河口周辺における震災前後の地形変化

4.5.3 計算モデルの構築・検証

(1) 計算手法の概念とフロー

本検討で用いる津波移動床計算の概念図を図 4-38 に示す。地形の底面を移動する掃流砂，津波の巻き上げによって生じる浮遊砂の両方を考慮しており，これらの砂の交換も考慮している。

津波移動床計算の計算フローを図 4-39 に示す。津波の水位と流速の算定，掃流砂量と浮遊砂量の算定，地形変化量の算定の流れを繰り返しており，津波の流動と地形変化の相互作用が考慮可能である。

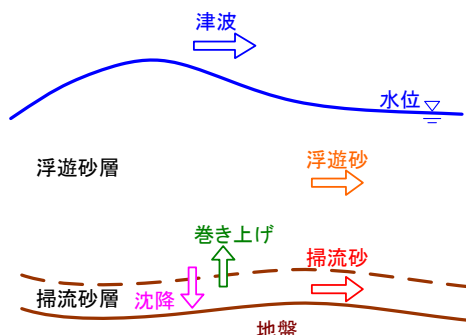


図 4-38 津波移動床計算の概念図

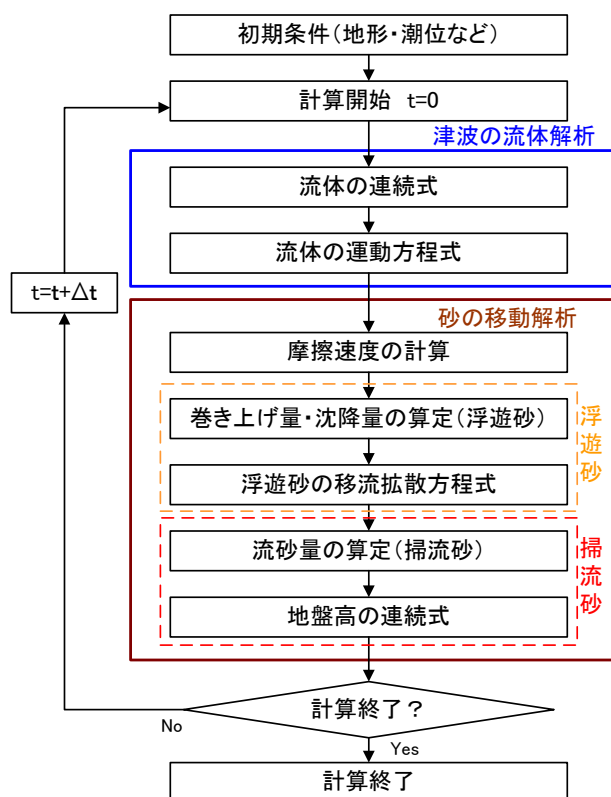


図 4-39 津波移動床計算の計算フロー

(2) 計算手法および基礎方程式

a) 津波の流動

津波の流動は、平面二次元非線形長波理論を基礎方程式であり、式(12)～(14)のとおりである。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (12)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} = 0 \quad (13)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} = 0 \quad (14)$$

ここに、 t ：時間、 x, y ：東西、南北の空間軸、 η ：水位、 D ：全水深（ $h + \eta$ ）、 g ：重力加速度、 n ：マニングの粗度係数、 M, N ： x, y 方向の流量フラックスである。

b) 砂（掃流砂・浮遊砂）の移動

津波移動床計算は、各種モデルが提案されており、モデルごとに砂移動量の算定方法が異なる。本研究では、任意の粒径に対して掃流砂量、巻き上げ量が提案されている池野ら⁴¹⁾による方法を用いた。

地形変化は、掃流砂および浮遊砂を考慮した式(15)の連続式から算定する。

$$\frac{\partial z_b}{\partial t} + \frac{1}{1 - \lambda} \left(\frac{\partial q_{bx}}{\partial x} + \frac{\partial q_{by}}{\partial y} - E + w_s C_b \right) = 0 \quad (15)$$

ここに、 z_b ：基準面からの底面高さ、 λ ：砂の空隙率（=0.4）、 q_{bx}, q_{by} ：掃流砂量の x, y 方向成分、 C_b ：浮遊砂層の底面濃度、 E ：掃流砂からの浮遊砂巻上量、 w_s ：砂の沈降速度（Rubey⁴²⁾による算定式）である。

掃流砂量の算定式は、式(16)、(17)であり、河床変動計算への適用実績が高い芦田・道上⁴³⁾によるものである。

$$\frac{q_{bx}}{\sqrt{sgd^3}} = 17 \tau_x^{3/2} \left(1 - \frac{\tau_c}{\tau_x} \right) \left\{ 1 - \left(\frac{\tau_c}{\tau_x} \right)^{1/2} \right\} \quad (16)$$

$$\frac{q_{by}}{\sqrt{sgd^3}} = 17 \tau_y^{3/2} \left(1 - \frac{\tau_c}{\tau_y} \right) \left\{ 1 - \left(\frac{\tau_c}{\tau_y} \right)^{1/2} \right\} \quad (17)$$

ここに、 s ：砂の水中比重、 d ：砂の粒径、 τ_x, τ_y ：シールズ数の x, y 方向成分 ($\tau = u_*^2/sgd$ ，摩擦速度 u_* はマニング則から算定)， τ_c ：限界シールズ数 ($\tau_c = u_{*c}^2/sgd$ ，限界摩擦速度 u_{*c} は岩垣公式から算定) である。

水深方向の平均浮遊砂濃度 \bar{C} は、式(18)の拡散方程式から算定する。

$$\frac{\partial \bar{C}D}{\partial t} + \frac{\partial \bar{C}M}{\partial x} + \frac{\partial \bar{C}N}{\partial y} - E + w_s C_b = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_h \frac{\partial \bar{C}D}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_h \frac{\partial \bar{C}D}{\partial y} \right) \quad (18)$$

ここに、 \bar{C} ：水深方向の平均浮遊砂濃度、 K_h ：浮遊砂の拡散係数（水平渦粘性係数）($=1 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$) である。

巻上量 E の算定式は、池野ら⁴¹⁾による式(19)から算定する。

$$\frac{E}{\sqrt{sgd}} = a \left(\frac{v^2}{sgd^3} \right)^{0.2} \left\{ \left(\frac{w_s}{\sqrt{sgd}} \right)^{0.8} (\tau - \tau_c) \right\}^2 \quad (19)$$

ここに、 v ：水の動粘性係数 ($0.01 \text{ cm}^2/\text{s}$)、 a ：係数（池野ら⁴¹⁾による推奨値の 0.15 とした）
浮遊砂層の底面濃度 C_b は、式(20)より算定する。

$$C_b = \frac{w_s(h+\eta)}{k_z [1 - \exp\{-w_s(h+\eta)/k_z\}]} \bar{C} \quad (20)$$

ここに、 k_z ：鉛直拡散係数であり $k_z = \alpha \kappa u_* (h+\eta)$ より算定する。 α ：係数（池野ら⁴¹⁾の粒径 0.2mm の場合の 0.5 とした）、 κ ：カルマン係数 ($=0.4$) である。

(3) 計算条件の設定

a) 計算条件一覧

再現計算における計算条件一覧を表 4-11 に示す。計算に用いる地形、粗度、構造物は、内閣府⁴⁴⁾が公表しているものを変更・追加して用いた。また、地形および海岸堤防等の構造物は、2011 年の東北地方太平洋沖地震津波前としている。

表 4-11 再現計算における計算条件一覧

項目	設定	備考
対象津波	2011 年東北地方太平洋沖地震津波	内閣府モデル ⁴⁵⁾
格子間隔	1350m,450m, 150m,50m,10m	5 領域でネスティング
地形 (震災前)	陸域:2005 年 (LP) 海域:2010 年 (シングルビーム) 河道:2010 年 (横断)	震災後の時期は以下のとおり 海域:2011 年 (シングルビーム) 河道:2011 年 (横断)
潮位	T.P.-0.50m	2011 年 3 月 11 日 14 時の鮎川の潮位
粗度係数	土地利用に応じて設定	小谷ら ³¹⁾
計算時間	3 時間	顕著な砂州の侵食, 浸水被害が生じる時間を含むように設定
計算時間間隔	$\Delta t=0.1$ 秒	
構造物	破壊しない	震災前の堤防高 (メッシュ間にラインデータとして考慮)
砂の粒径	0.15mm	底質調査 (2013 年 10 月) より設定
砂の密度	2,500kg/m ³	粒径は標高により異なるが, 試行計算より 河口域・海域の全体的な地形変化を考慮可能な水深 10m 程度の粒径を採用

b) 計算領域

計算領域を図 4-40 に示す。1350m メッシュの領域は、地震発生域を含む範囲とし、最小 10m メッシュまでネスティング（大領域から小領域、小領域から大領域に計算結果をフィードバックする two-way 方式）させている。

なお、4.4 の利根川での数値シミュレーションモデルでは、河道が大きく湾曲していたうえ、浸水範囲が河道近傍に限られていたため河川形状に適合可能な一般座標系格子を用いたが、阿武隈川の検討では浸水範囲が堤内地の広域にわたっており一般座標系格子では不適と考えたため、ここでの検討は直交座標系格子を用いた。

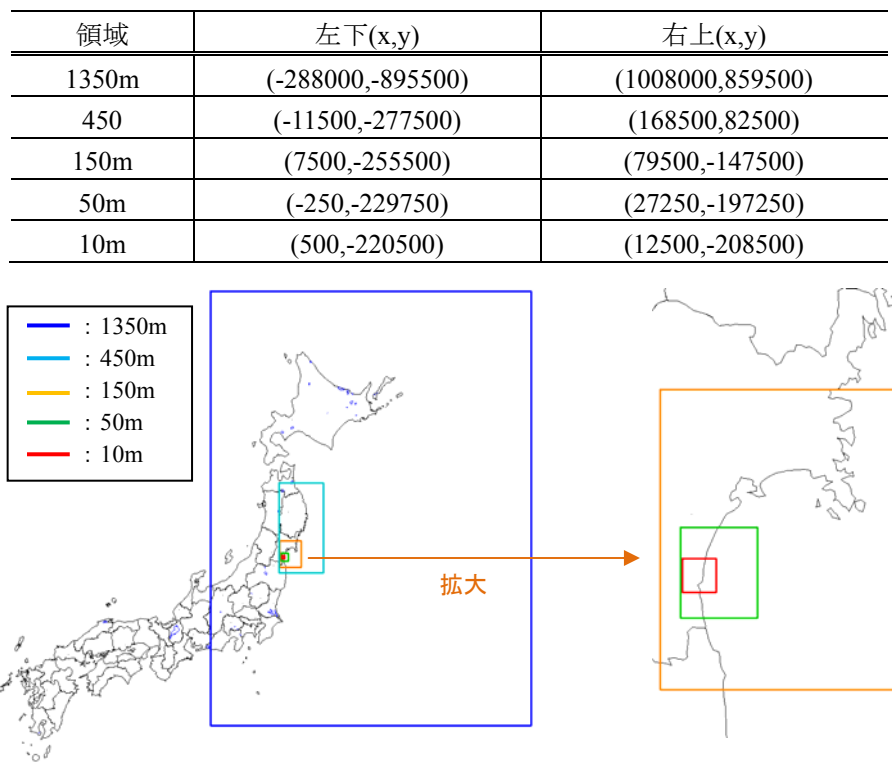


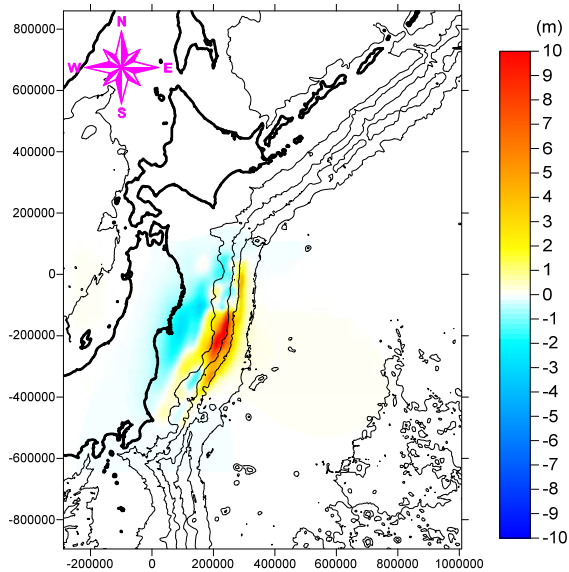
図 4-40 計算領域

c) 地盤変動量

断層域を含む 1350m メッシュ領域について、東北地方太平洋沖地震津波（内閣府モデル⁴⁵⁾ および明治三陸地震津波（内閣府モデル³⁴⁾）の地盤変動量を図 4-41 に示す。津波シミュレーションでは、この地盤変動量によって海面が変動し、津波として伝播する。

ここでの東北地方太平洋沖地震津波は再現計算(4.5.3)および津波減勢効果の検討(4.5.4)，明治三陸地震津波は津波減勢効果の検討(4.5.4)に用いる。

東北地方太平洋沖地震津波（内閣府モデル⁴⁵⁾）
（時間差をもって変動する分を全て合計して表示）



明治三陸地震津波（内閣府モデル³⁴⁾）

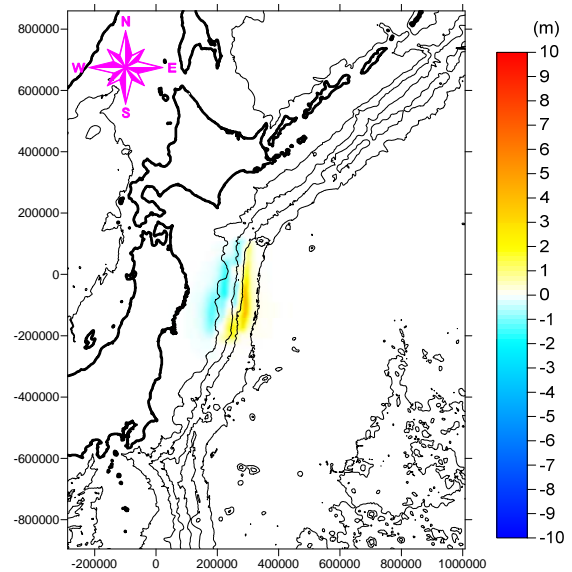


図 4-41 地盤変動量（1350m メッシュの計算領域）

d) 地形

計算に用いた地形を図 4-42 に示す。2011 年の東北地方太平洋沖地震前の地形であり，陸域は 2005 年測量の LP データ，海域は 2010 年測量のシングルビーム，河道は 2010 年測量の横断測量より作成した。

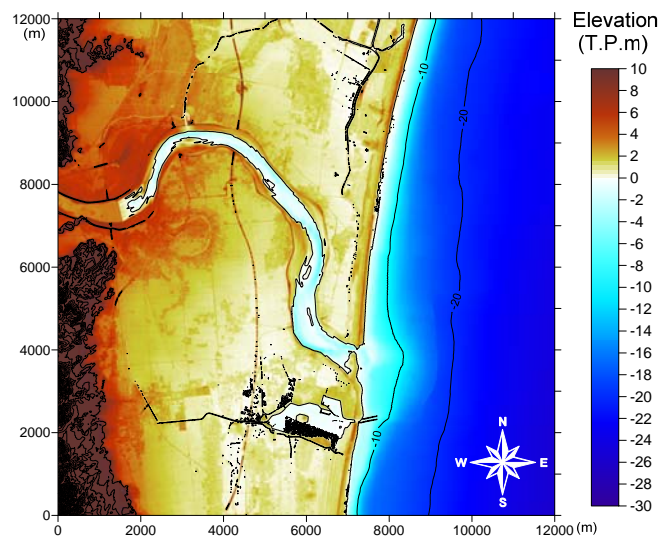


図 4-42 地盤高の平面分布（10m メッシュ領域）

e) 粗度係数

計算に用いた粗度係数の平面分布を図 4-43 に示す。小谷ら³¹⁾による土地利用に応じた粗度係数である。

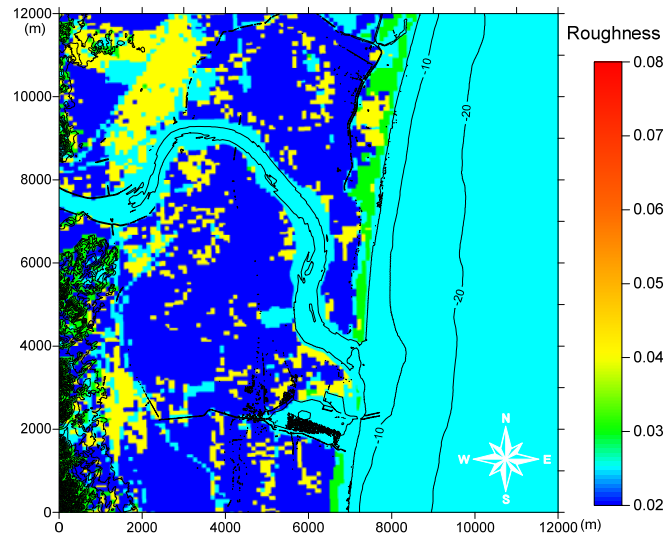


図 4-43 粗度係数の平面分布（10m メッシュ領域）

f) 構造物

計算に用いた構造物位置と高さを図 4-44 に示す。構造物データは、メッシュとメッシュの境界にラインデータとして考慮し、構造物を越流する流量は本間⁴⁶⁾の越流公式（構造物の上流側・下流側の水位から、正面越流・もぐり越流のいずれかを判定）より算定した。

なお、この構造物データは、2011 年東北地方太平洋沖地震前のデータであり、河川堤防は幅がある構造物のため図 4-42 の地形としても考慮している。

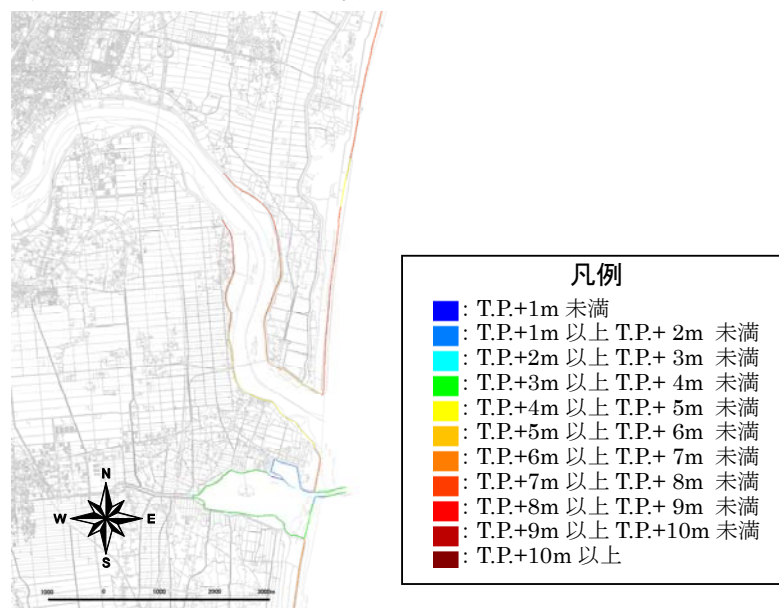


図 4-44 構造物の平面分布（10m メッシュ領域）

(4) 検討ケース

地形変化を再現するために実施した検討ケース一覧を表 4-12 に示す。飽和浮遊砂濃度の設定方法を 3 通り設定しており，飽和浮遊砂濃度を一定とした場合，流況により可変（今井ら⁸⁾）とした場合，流況による可変方式（今井ら⁸⁾）から求めた飽和浮遊砂濃度が一定値より大きければその値を採用とする場合である。該当メッシュの浮遊砂濃度が飽和浮遊砂濃度以上の場合，巻き上げが生じないこととなるため，ここでの飽和浮遊砂濃度は浮遊砂の巻き上げの制限する意味合いを持つ。

既往研究における飽和浮遊砂濃度の考え方は，例えば，玉田ら⁷⁾，森下・高橋⁴⁷⁾のように，一定値が用いられる場合が多いものの，その値は再現計算で同定するなど，設定にあたっての考え方は確立されていないのが現状である。

なお，地形変化を再現するために，例えば高橋ら⁴⁸⁾のように地形勾配に応じて掃流砂量を補正する方法を試みてみたものの，十分な精度向上につながらなかったことから，ここでは浮遊砂の巻き上げ量に着目した検討を実施した。

表 4-12 検討ケース（地形変化の再現計算）

ケース	設定	備考
1	飽和浮遊砂濃度が 3% で一定	・ 既往検討でよく用いられている方法で，例えば，玉田ら ⁷⁾ ，森下・高橋 ⁴⁷⁾ などの既往検討では 1～5% 程度となっている
2	飽和浮遊砂濃度が流況による可変	・ 今井ら ⁸⁾ による流況により飽和浮遊砂濃度を変更させる方法
3	流況による可変方式から求めた飽和浮遊砂濃度が一定値より大きければその値を採用	・ ケース 1 とケース 2 で求めた飽和浮遊砂濃度の大きい方を採用

(5) 外力の再現計算結果（痕跡高との検証）

構築した移動床の数値シミュレーションモデル（4.5.3 (7) c）で採用した移動床計算モデルについて、津波浸水範囲、痕跡高（東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ¹³⁾）の実態と計算の比較を図 4-45、図 4-46 に示す。計算における浸水範囲は実態を概ね再現できている。また、痕跡高は、相田⁴⁹⁾による幾何平均 K および幾何標準偏差 κ の基準値 ($0.95 < K < 1.05$, $\kappa < 1.45$) を概ね満たす。このことから、津波の浸水範囲、最大水位は、計算で再現できたと判断した。

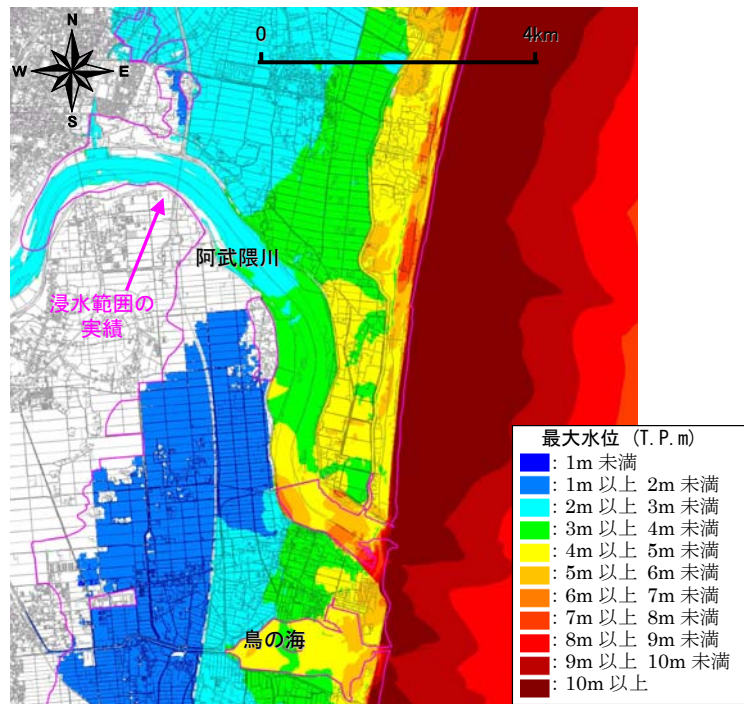


図 4-45 計算と実測における浸水範囲の比較

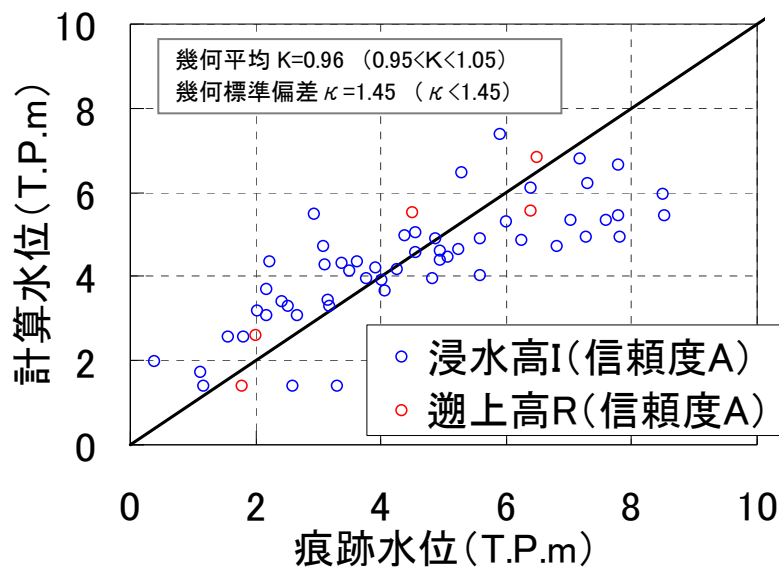


図 4-46 計算と実測における痕跡高の比較

(6) 越流時の流れの妥当性確認

4.5.3 (5) では浸水範囲と最大津波水位の妥当性を確認できたが、津波越流時の流れの妥当性の確認には至っていない。ここでは、平面二次元解析で算定した河口砂州を越流する流れとして、水位・流速が妥当なものであるかの確認を行う。

阿武隈川河口周辺には、阿武隈川河口観測所、荒浜観測所など、いくつかの水位計が設置されているが、東北地方太平洋沖地震津波の観測はできていない³⁷⁾。そのため、ここでは、数値的な検討になるが、平面二次元解析と断面二次元解析による計算結果の比較を行うこととする。断面二次元解析の手法は、数値波動水路（CADMAS-SURF/2D）を用いた。この手法は、例えば、藤井ら⁵⁰⁾、永澤・田中⁵¹⁾、大久保ら⁵²⁾などの既往研究においても津波越流の計算に用いられている方法である。

a) 数値波動水路（CADMAS-SURF）の概要

沿岸技術研究センター⁵³⁾⁵⁴⁾の断面二次元の数値波動水路（CADMAS-SURF）を用いた。基礎方程式は式(21)～(23)であり、2次元非圧縮性粘性流体を対象とした連続式および Navier-Stokes 方程式をポーラスモデル⁵⁵⁾に基づいて拡張したものである。詳細は、沿岸技術研究センター⁵³⁾⁵⁴⁾を参照いただきたい。

$$\frac{\partial \gamma_x u}{\partial x} + \frac{\partial \gamma_z w}{\partial z} = S_\rho \quad (21)$$

$$\lambda_v \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial \lambda_x uu}{\partial x} + \frac{\partial \lambda_z wu}{\partial z} = -\frac{\gamma_v}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left\{ \gamma_x \nu_e \left(2 \frac{\partial u}{\partial x} \right) \right\} + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ \gamma_z \nu_e \left(\frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \right) \right\} - D_x u + S_u - R_x \quad (22)$$

$$\lambda_v \frac{\partial w}{\partial t} + \frac{\partial \lambda_x uw}{\partial x} + \frac{\partial \lambda_z ww}{\partial z} = -\frac{\gamma_v}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left\{ \gamma_x \nu_e \left(\frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \right) \right\} + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ \gamma_z \nu_e \left(2 \frac{\partial w}{\partial z} \right) \right\} - D_z w + S_w - R_z - \gamma_v g \quad (23)$$

ここで、座標系と主たる物理量の記号の定義は図 4-47 に示すとおりであり、 t ：時間、 x, z ：水平、鉛直座標、 u, w ：流速の水平、鉛直成分、 ρ ：水の密度、 p ：圧力、 ν_e ：分子動粘性係数と渦動粘性係数の和、 g ：重力加速度、 γ_v ：空隙率、 γ_x, γ_z ：水平、鉛直方向の面積透過率である。

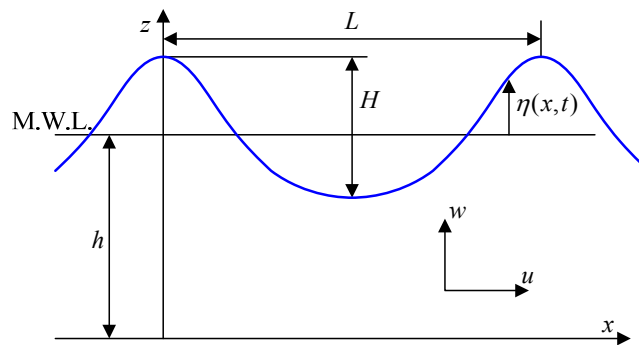


図 4-47 数値波動水路（CAMAS-SURF）の座標系と物理量の定義

b) 対象断面

計算対象の断面は図 4-48 のとおりである．範囲は阿武隈川の河口砂州を含むように沖合 T.P.-20m までの断面であり，断面の角度は河川の堤防法線の向きとした．地盤高の断面を図 4-49 に示す．河道内から T.P.-10m までは震災前の地盤高に地震による地盤変動量を考慮したものである．T.P.-10m から T.P.-20m までは一様の海底勾配とした．さらに，沖合から入射させた津波が河口砂州で一部反射し，入射境界に到達した際に適切な計算が実施されないことから，沖の岸沖方向距離を長くするため T.P.-20m より沖に一樣水深の区間を設けた．

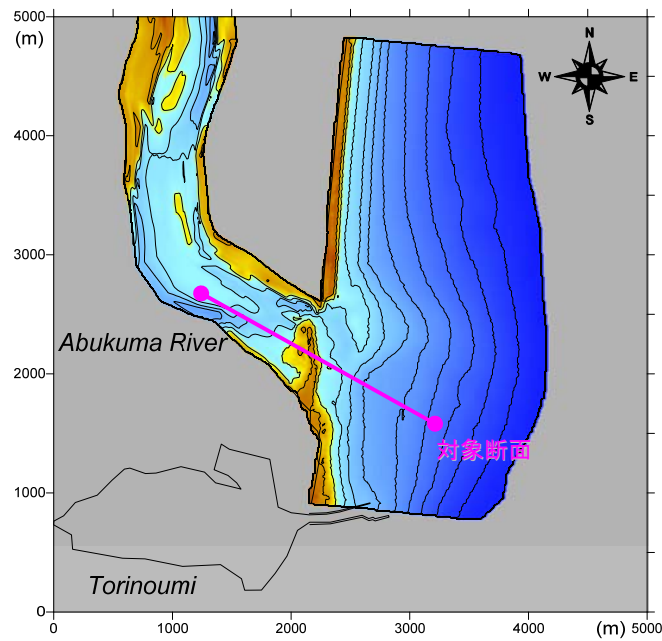


図 4-48 対象断面の位置図（図 4-37 の震災前の地盤高に対象断面を追記）

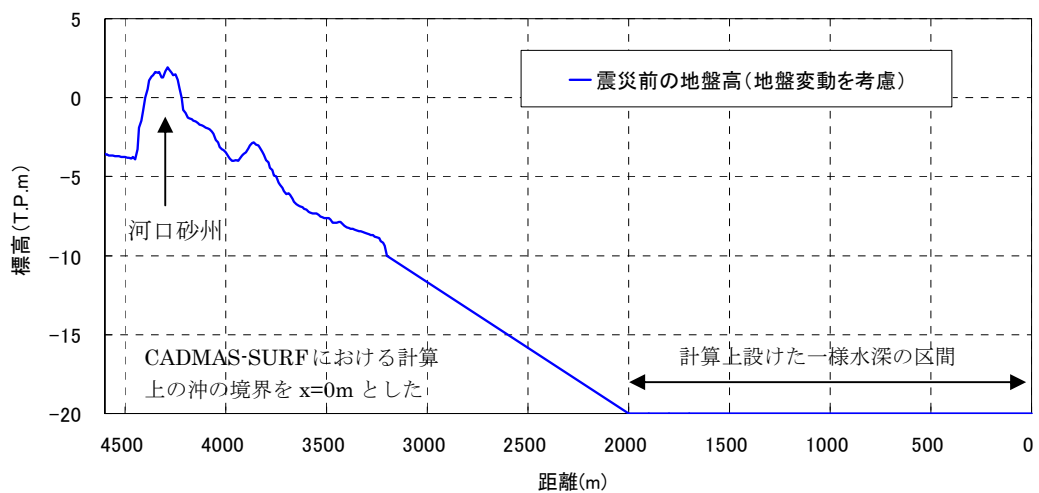


図 4-49 対象断面の地盤高

c) 入射波形

断面二次元解析（数値波動水路）の入射波形は、平面二次元解析から算定した T.P.-20m 地点の第 1 波目の時系列水位を単純化した波形とした。この際、断面二次元解析（数値波動水路）は、平面的な水塊の移動を考慮できないことから水位の上昇が生じやすい。そのため、断面二次元解析の最大水位が平面二次元解析の水位と一致するように、試行計算から入射波形に一律 0.8 倍して与えた。水平流速は長波近似より鉛直方向に一律で与え、鉛直方向流速は 0 とした。

d) 計算条件

断面二次元解析（数値波動水路）における計算条件一覧を表 4-13 に示す。

表 4-13 断面二次元解析（数値波動水路）の計算条件一覧

項目		設定	備考
計算格子	Δx	2.5～5.0m	メッシュサイズは沖側で大きく、岸側で小さくした
	Δz	0.5～1.0m	
時間制御	計算時間間隔	自動	第 1 波が河口砂州を越流するために要する時間を十分含むように設定
	計算時間	1000 秒	
モデル等	造波モデル	造波ソース	任意の水位，流速を与える
	岸側境界	開境界	
数値解法	VP-DONOR	0.8	
	表面セル	勾配ゼロ	
境界条件	流速・圧力	SLIP	
	VOF	FREE	
オプション	気泡の上昇速度	0.2m/s	
	水滴の落下速度	FREE	
	SubLoop	2 回	

e) 平面二次元解析との比較

断面二次元解析（数値波動水路）による津波伝播状況は図 4-50 のとおりである。津波は段波となって伝播し、河口砂州を越流している様子がわかる。

また、河口砂州での津波越流時における断面二次元解析（数値波動水路）と平面二次元解析の水位、流速（水平方向の流速を鉛直方向で平均）の比較を図 4-51 に示す。比較する時刻は、最大水位発生時刻付近としている。これより、両手法の水位と流速は、同様の傾向にあることが把握できた。ただし、河口砂州岸側(図 4-51 の $x=4600\text{m}$ 付近)において、断面二次元解析（数値波動水路）では射流のまま伝播しており、平面二次元解析と比べ水位が小さく流速が大きくなっている。この違いは河口砂州の岸側となるため、河口砂州の侵食への影響は小さいと考えられる。

ここでの検討は数値的な検討であり実測値ではないものの、河口砂州天端付近における平面二次元解析の水位・流速は、概ね妥当な範囲であることが確認できた。

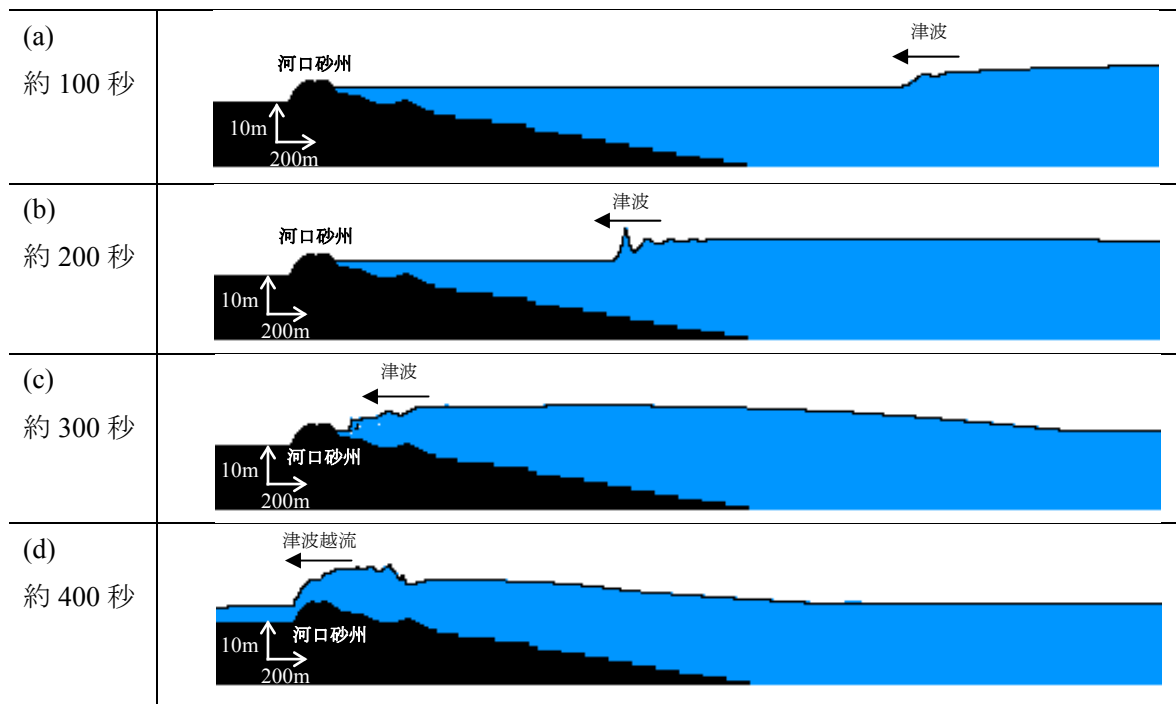


図 4-50 断面二次元解析（数値波動水路）による解析結果

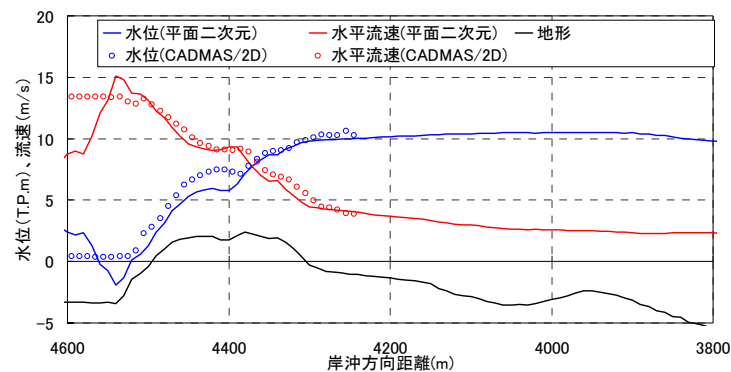


図 4-51 断面二次元解析（数値波動水路）と平面二次元解析の水位・流速の比較

(7) 地形の再現計算結果

4.5.3 (4) で示した 3 ケースの再現計算結果を以下に示す.

a) ケース 1 飽和浮遊砂濃度を一定とする場合

飽和浮遊砂濃度を 3% で一定とした場合の津波移動床計算結果を図 4-53 の上から 2 段目に示す. 海域の全体的な侵食, 阿武隈川河口テラス侵食・堆積, 鳥の海の防波堤先端部の局所洗掘など, 海域の地形変化傾向は実測を再現できている. しかし, 河口砂州の侵食量は実態よりも過小となる. この要因は, 浮遊砂が飽和濃度に達した場合に浮遊砂の巻上が生じないためであり, 河口砂州のように水深が小さく流速が大きい地点では, 飽和浮遊砂濃度を一定とした従来の手法では課題が生じることを示唆している.

b) ケース 2 飽和浮遊砂濃度を流況による可変とする場合

ケース 2 の課題を踏まえ, 河口砂州を越流時に浮遊砂の巻き上げ量を増加させることにより, 河口砂州の侵食量の再現を高めることを目的に, 飽和浮遊砂濃度は今井ら⁸⁾による式(24)の可変方式を導入した.

$$C_s \approx \frac{\rho_w}{\rho_s - \rho_w} \left(\frac{D^{4/3} w_s}{e_s n^2 u^3} - 1 \right)^{-1} \quad (24)$$

ここで, C_s : 飽和浮遊砂濃度(C_s に ρ_s を乗じれば飽和土砂濃度(kg/m^3)となる), ρ_s : 砂の密度(kg/m^3), ρ_w : 水の密度(kg/m^3), u : 流速(m/s), n : マニングの粗度係数, w_s : 砂の沈降速度(m/s) (Rubey 式), D : 全水深(m), e_s : 土砂の巻き上げ効率である.

津波に関する土砂の巻き上げ効率の知見は乏しく, 波浪に対しては合田⁵⁶⁾が各知見をとりまとめているものの津波に関する知見はない. そこで, 本研究では試行計算から河口砂州の地形変化を再現可能であった 0.040 を採用した. また, 飽和浮遊砂濃度の上限値の知見は少ないが, 松富・川島⁵⁷⁾によると, 飽和浮遊砂濃度が 10% 程度に達し得ることを示しているため, 本検討の飽和浮遊砂濃度は, 10% を上限値とした.

式(24)から算定される飽和浮遊砂濃度について, 流速, 水深別に整理したのが図 4-52 であり, 水深が小さい, もしくは流速が大きい場合に飽和浮遊砂濃度が大きくなるものである. この方法を用いた場合の津波移動床計算結果を図 4-53 の上から 3 段目に示す. 河口砂州の再現性は良好なものの, 海域の侵食量が小さい. 河口砂州上では津波の越流により, 水深が小さく流速が大きくなる傾向にあるため, 図 4-52 の飽和浮遊砂濃度が大きくなり実態を再現できる程度まで侵食が生じる. しかし, 海域は, 水深が大きく流速が小さくなり, 図 4-52 による飽和浮遊砂濃度が小さく設定され, 浮遊砂の巻き上げが生じにくくなるためである.

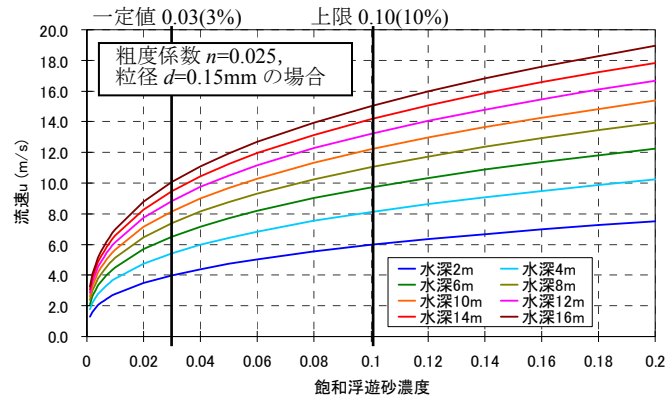


図 4-52 飽和浮遊砂濃度が一定(3%)と流況（流速・水深）による可変方式(式(24))の比較

c) ケース 3 飽和浮遊砂濃度を一定値（ケース 1）と流況による可変値（ケース 2）の大きい方を採用する場合

ケース 1 の飽和浮遊砂濃度が一定値の場合では、海域の地形変化は概ね再現できているものの河口砂州の侵食が過小となった。一方、ケース 2 の飽和浮遊砂濃度が流況による可変値の場合では、河口砂州の侵食が概ね再現できているものの、海域の侵食が過小となった。そのため、ここでは流況による可変方式から求めた飽和浮遊砂濃度（ケース 2）が一定値（ケース 1 の 3%）の大きい方の値を採用する方法を用いることにより、海域の再現精度を保ちつつ、河口砂州の再現精度を高めることとした。

この方法による津波移動床計算結果を図 4-53 の上から 4 段目に示す。海域、河口砂州、河道の領域全体について、実態の地形変化を概ね再現できている。これにより、阿武隈川の河口砂州の侵食量が実測に近づけることができたため、飽和浮遊砂濃度の設定方法は、一定値に加え可変方式を導入することによる有意を示すことができた。河口砂州のように越流流れが生じる場合の侵食は、浮遊砂の巻き上げによる影響が大きく、飽和浮遊砂濃度の考え方が重要であることが把握できた。

なお、侵食された河口砂州等の土砂は、実測よりも海域に堆積している。河道内では、飽和浮遊砂濃度が一定の場合と比べより再現性が高まったが、海域は実測よりも堆積域が広くなり再現性が低下することとなっている。

津波移動床計算における飽和浮遊砂濃度の上限値や土砂の巻き上げ効率の取り扱いとは地形変化量に大きな影響を与える一方で、現時点では十分な知見が得られておらず、本研究では実測の地形変化を再現可能なように同定した。また、飽和浮遊砂濃度について、流況による可変値と一定値の大きい方を採用する手法は、実態の地形変化に適合させるために用いた経験的手法であり、物理的メカニズムは十分考察できていない。これらは今後の課題といえる。

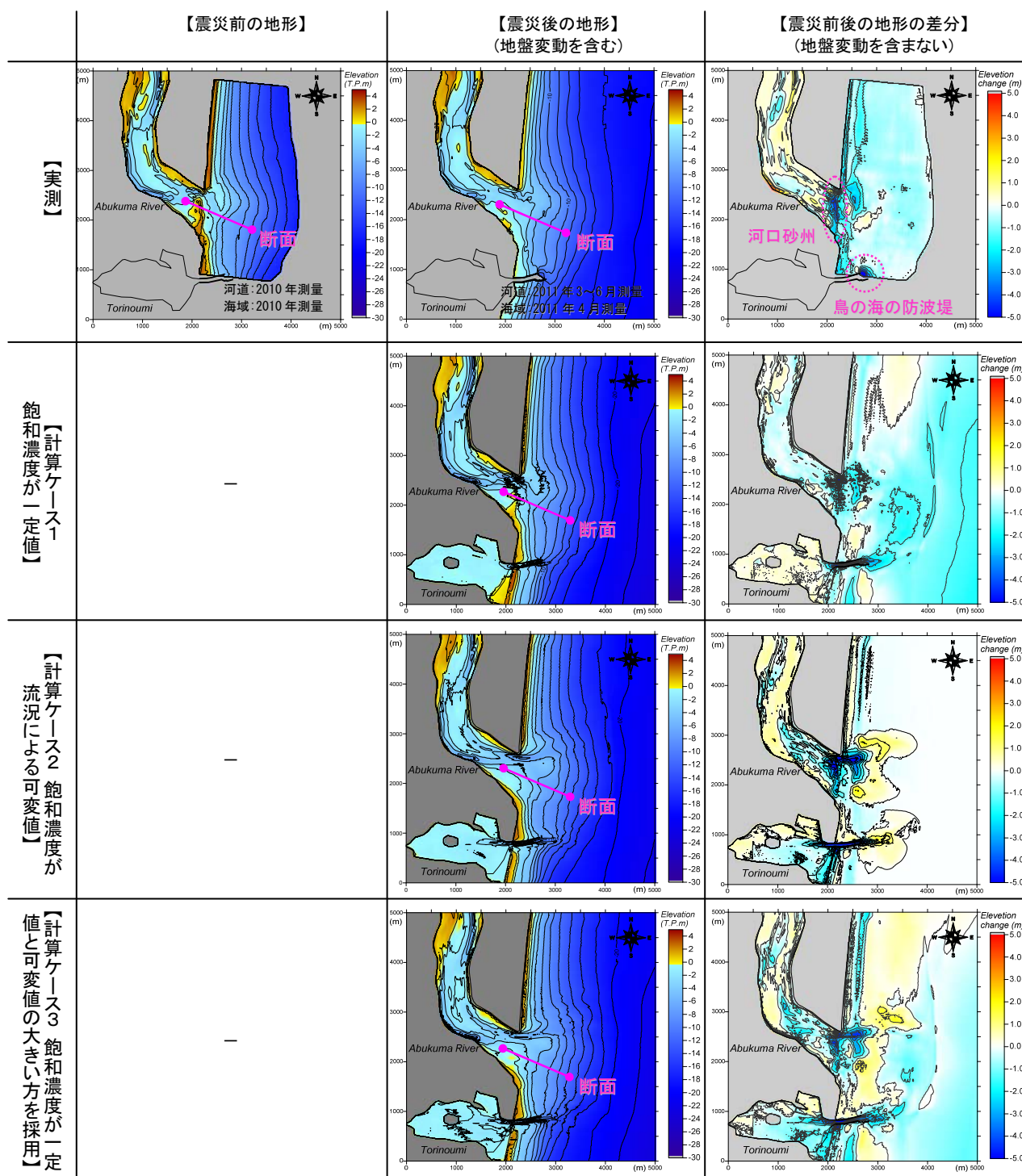


図 4-53(1) 実測と計算の比較（震災前後の地盤高および差分の平面分布）

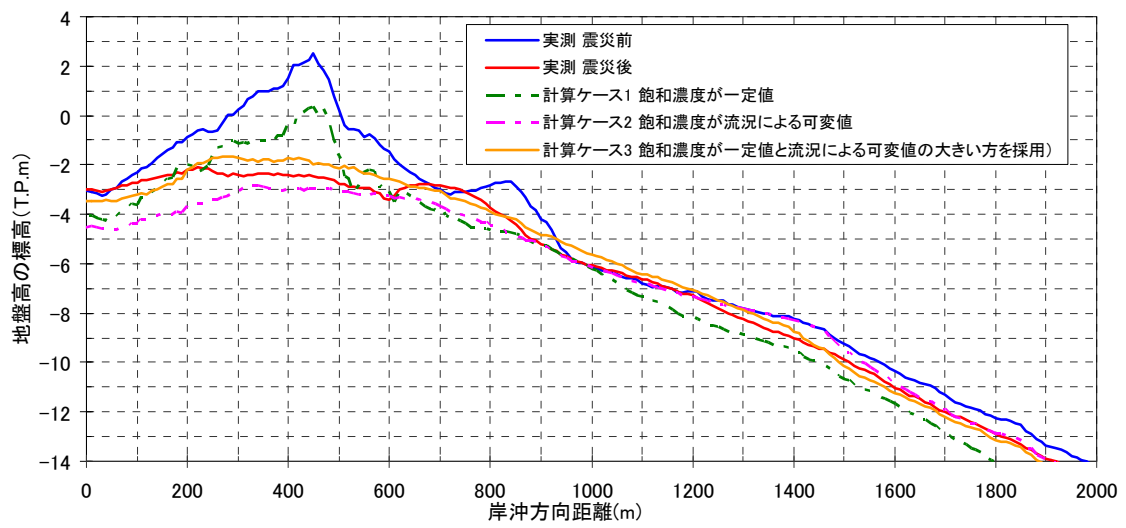


図 4-53 (2) 実測と計算における地盤高の断面分布（図 4-53 (1)の断面分布）

(8) 河口砂州の侵食過程

採用した 4.5.3 (7) c) の方法（ケース 3）を用いた津波移動床計算モデルを用い、河口砂州の侵食過程を把握する。図 4-54 に阿武隈川河口沖（T.P.-10m 地点）の時系列、図 4-55 に水位、流速ベクトル、地形変化量の時系列の平面分布を示す。

第 1 波で最も大きな津波水位が生じており、河口砂州はその第 1 波の押波により顕著な侵食が生じた。特に河口砂州の狭窄部は流速が大きくなりやすいため、侵食量が多い。この押波により侵食された河口砂州の土砂は、河道内に堆積するとともに、河口沖に拡散、堆積した様子も確認できる。なお、阿武隈川は仙台平野に位置し、平坦な地盤高が広がっていることから、引波が生じにくく、主に押波により河口砂州の侵食が生じた。

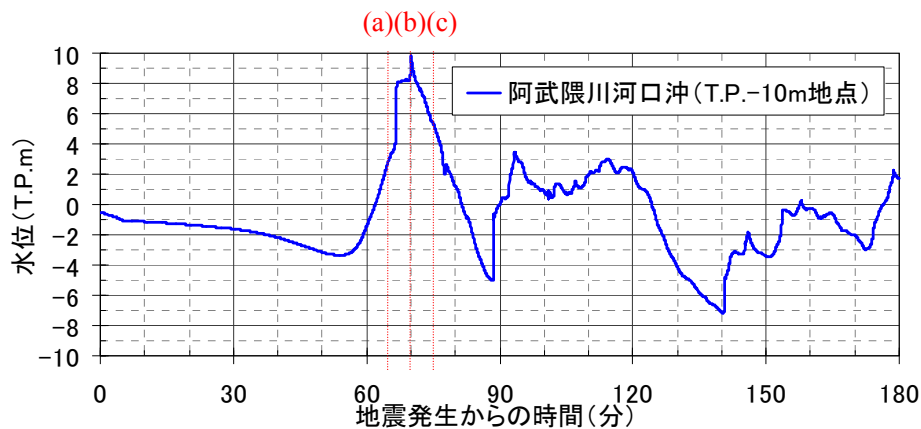


図 4-54 代表地点（河口沖の T.P.-10m）の時系列の水位

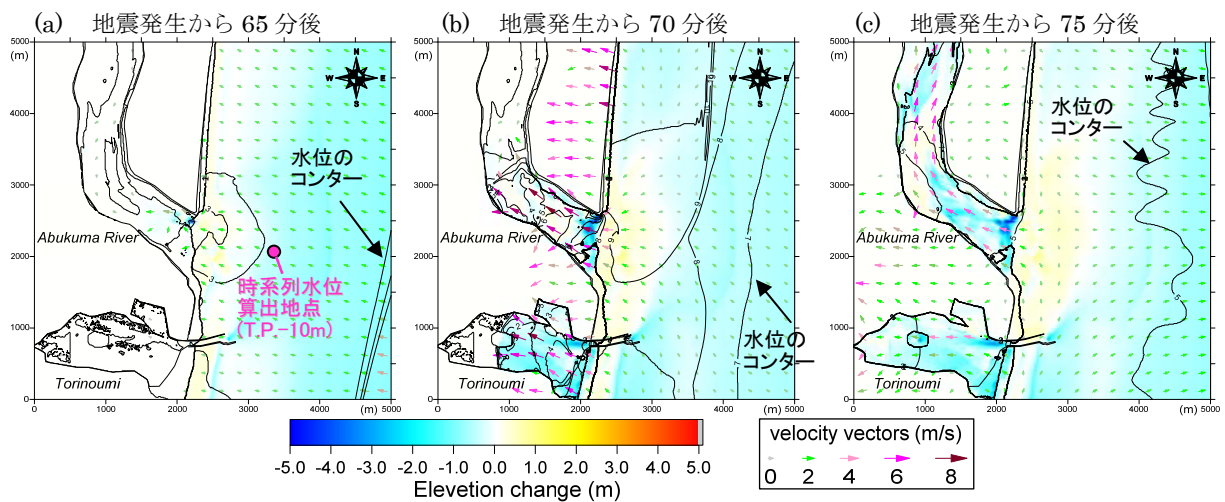


図 4-55 時系列の地形変化量・流速ベクトル・水位

4.5.4 河口砂州の津波減勢効果

(1) 検討ケース

河口砂州の津波減勢効果を把握するための検討ケースを表 4-14 に示す。津波外力は津波と潮位を組み合わせた 3 ケース，地形は地形変化を考慮する（移動床）・しない（固定床）場合と入力地形を組み合わせた 3 ケースで，合計 9 ケースを想定した。

国土交通省³⁸⁾によれば，阿武隈川の津波外力規模は，明治三陸地震津波が L1 津波，東北地方太平洋沖地震津波が L2 津波に分類される。

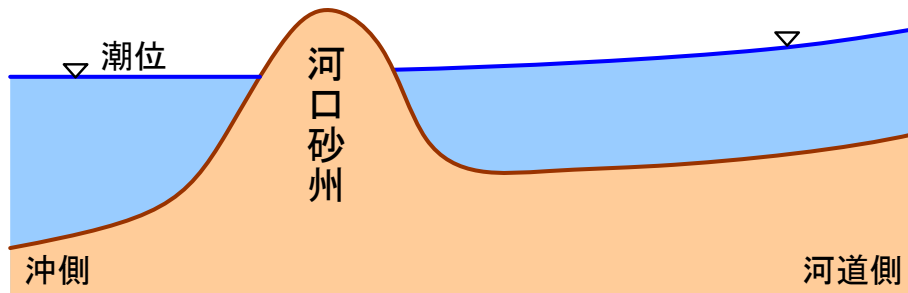
地形変化を考慮しない場合（ケースの a）と地形変化を考慮する場合（ケースの b）の結果の相違は，国や地方自治体でよく実施されている地形変化を考慮しない手法（ケースの a）が，実態の地形変化に近い手法（ケースの b）と比べてどのような違いがあるかを示すものである。

一方，地形変化を考慮する場合（ケースの b）とあらかじめ侵食した地形を入力条件とする場合（ケース c）の相違は，時間的な地形変化を考慮することでどの程度被害が異なるかを把握するものであり，この違いが河口砂州による津波減勢効果を見なすことができる。これらのケース a, b, c における地形変化の取り扱いを図 4-56 のとおりである。

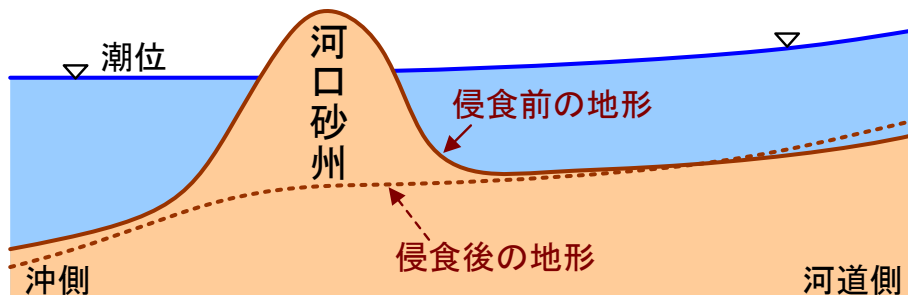
表 4-14 検討ケース

ケース	外力		地形変化	入力地形	備考
	津波	潮位			
1-a	明治三陸地震津波 (L1 津波規模)	T.P.+0.703m ³⁸⁾ (朔望平均満潮位)	考慮しない	震災前地形	
1-b			考慮する	震災前地形	
1-c			考慮しない	震災後地形 (1-b の計算後地形)	
2-a	東北地方太平洋沖 地震津波 (L2 津波規模)	T.P.-0.500m (再現計算時の潮位)	考慮しない	震災前地形	
2-b			考慮する	震災前地形	再現計算 のケース
2-c			考慮しない	震災後地形 (2-b の計算後地形)	
3-a		T.P.+ 0.703m ³⁸⁾ (朔望平均満潮位)	考慮しない	震災前地形	
3-b			考慮する	震災前地形	
3-c			考慮しない	震災後地形 (3-b の計算後地形)	

ケースa 侵食前の地形を入力条件とした固定床計算



ケースb 侵食前の地形を入力条件とした移動床計算



ケースc ケースbの侵食後地形を入力条件とした固定床計算

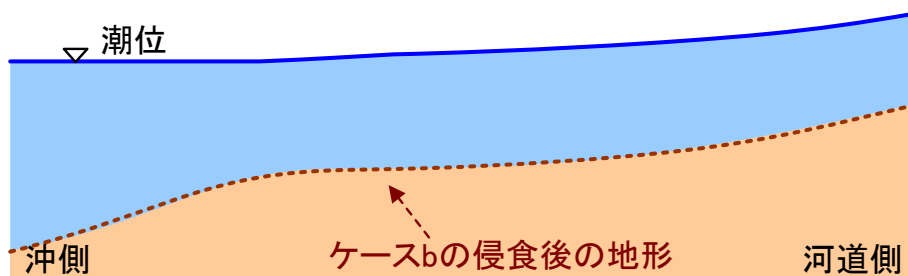


図 4-56 ケース a, b, c におけるシミュレーションでの地形の取り扱い

(2) 津波強度と被害の関係

4.5.4 (3) 以降では津波による被害状況を示すため、ここではまず、津波の浸水深、流速、流体力がどの程度を上回る場合に家屋や漁船の被害が生じるかの閾値を整理する。首藤⁵⁸⁾は、表 4-15 に示す津波強度と被害の関係を示した。この図は津波高（家屋被害に限れば、浸水深と同義）と建物被害等の関係が示されており、例えば浸水深が 2m を超えれば、木造家屋の全面破壊が生じるとされている。

また、飯塚・松富⁵⁹⁾は、表 4-16 に示す建物の破壊基準を示した。この図は浸水深、流速、抗力（流体力）による津波外力から、建物被害の関係が示されており、例えば、浸水深が 2.0m、流速が 4.9m/s、抗力が 27.4～49.0kN/m を上回れば木造家屋が大破、浸水深が 7.0m、流速が 9.1m/s、抗力が 332～603kN/m を上回れば鉄筋コンクリート造の建物が大破するとされている。

この 2 つの指標について、木造家屋被害で見れば、浸水深 2m を上回れば表 4-15 では全面破壊、表 4-16 では大破とされているため、ほぼ同等の被害状況になる。

表 4-15 津波強度と被害程度の分類

（首藤⁵⁸⁾ のオリジナルの表から構造物と漁船の被害に関する部分を抜粋）

津波強度	0	1	2	3	4	5
津波高(m)	1	2	4	8	16	32
木造家屋被害	部分的破壊		全面破壊			
石造家屋被害	持ちこたえる		資料なし	全面破壊		
鉄筋コンクリートビル被害	持ちこたえる			資料なし		全面破壊
漁船被害		被害発生	被害率 50%	被害率 100%		

表 4-16 建物の破壊基準（飯塚・松富⁵⁹⁾）

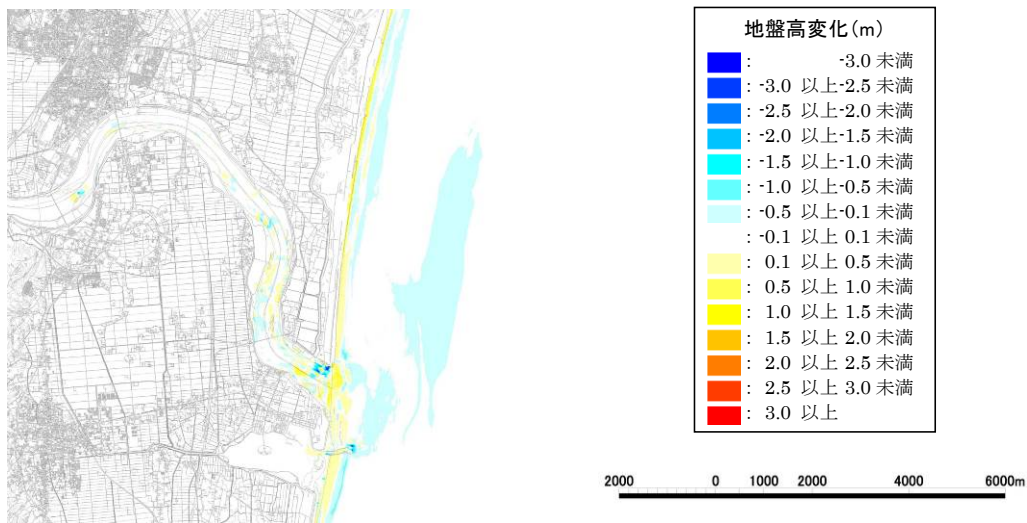
家屋の種類	中破			大破		
	浸水深 (m)	流速 (m/s)	抗力 (kN/m)	浸水深 (m)	流速 (m/s)	抗力 (kN/m)
木造	1.5	4.2	15.6-27.4	2.0	4.9	27.4-49.0
コンクリート・ブロック造	3.0	6.0	60.7-111	7.0	9.1	332-603
鉄筋コンクリート造	-	-	-	7.0 以上	9.1 以上	332-603 以上
被害程度	柱は残存、壁の一部が破壊			壁と柱のかなりの部分が破壊されるか流出		

(3) 検討結果

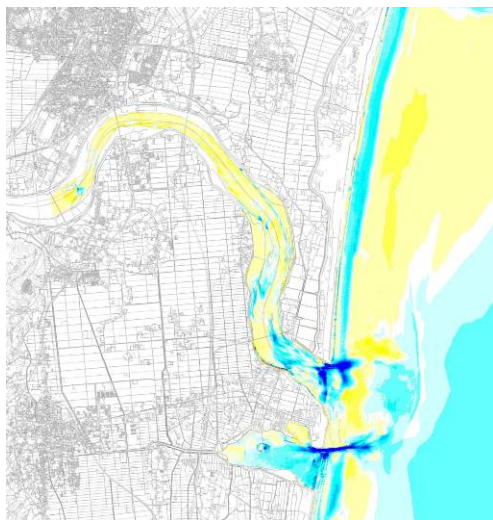
a) 地盤高変化

各ケースの移動床計算において、津波による地盤高変化の平面分布を図 4-57 に示す。明治三陸地震津波は、河口砂州を越流しないため、河口砂州の侵食は生じていない。河道や海域で地形変化が生じているものの、その規模は軽微である。一方、東北地方太平洋沖地震津波の再現潮位 (T.P.-0.500m) と朔望平均満潮位 (H.W.L.=T.P.+0.703m) は、津波の規模が大きく河口砂州を越流するため、河口砂州の侵食が生じているうえ、河道、海域においても大規模な地形変化が生じている。

(1-b) 明治三陸地震津波 (H.W.L.) 移動床



(2-b) 東北地方太平洋沖地震津波
(再現潮位) 移動床



(3-b) 東北地方太平洋沖地震津波
(H.W.L.) 移動床

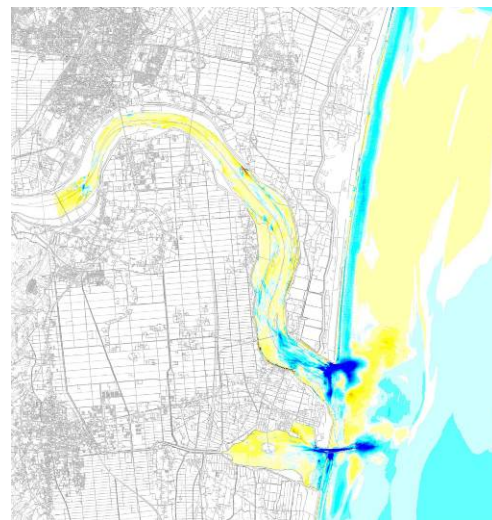


図 4-57 各ケースの津波による地盤高変化（地震の広域地盤変動は含まない）

b) 津波水位

各ケースにおける阿武隈川河口沖の T.P.-10m 地点における時系列水位を図 4-58、最大津波水位および差分の平面分布を図 4-59 に示す。明治三陸地震津波は、河口沖の最大津波水位が T.P.+2m 程度、海岸堤防前面でも T.P.+4m 程度であり、海岸堤防高 (T.P.+6.2~7.2m 程度) を越えないため、ほとんど津波による浸水は生じない。一方、東北地方太平洋沖地震津波の再現潮位 (T.P.-0.500m) と朔望平均満潮位 (H.W.L.=T.P.+0.703m) は、河口沖で T.P.+10m 程度の津波水位となり堤防を越えて広い範囲で浸水が生じている。

地形変化を考慮しない固定床計算 (ケースの a) と地形変化を考慮する移動床計算 (ケースの b) の差分では、移動床計算の方が固定床計算と比べて、河道内および堤内地で水位が高くなる。地形変化を考慮することにより、河口砂州等の侵食が生じ、河道内の津波水位上昇および河川から堤内地への氾濫が増加するためと考えられる。一方、時間的な地形変化を考慮する場合 (ケースの b) とあらかじめ侵食した地形を初期条件とする場合 (ケースの c) の差分では、時間的な地形変化を考慮する場合の方が、河道内および堤内地で水位が低くなる。津波によって河口砂州等の侵食が生じる場合においても、時間的な侵食を考慮することで、あらかじめ侵食した地形を初期条件とする場合と比べ、河道内水位および堤内地氾濫の被害が軽減できることとなる。これらの傾向は、津波規模が大きい東北地方太平洋沖地震津波では顕著になる。

なお、移動床計算のケース b の場合、東北地方太平洋沖地震津波は、図 4-58 のように第 1 波で最大津波水位が生じ第 2 波以降は大きな津波が生じないため、主に第 1 波によって河口砂州の侵食および浸水被害を招く。しかし、第 2 波以降も高い津波が連続して襲来する場合は、第 2 波襲来時には河口砂州が大きく侵食されている地形条件で大きな津波高が襲来するため、浸水被害の傾向が本検討と異なる可能性があることに留意が必要である。

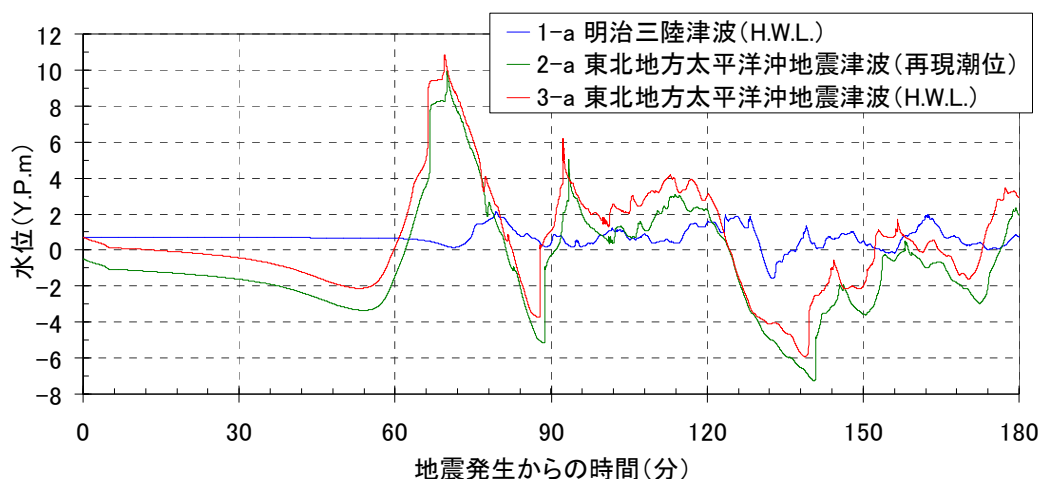
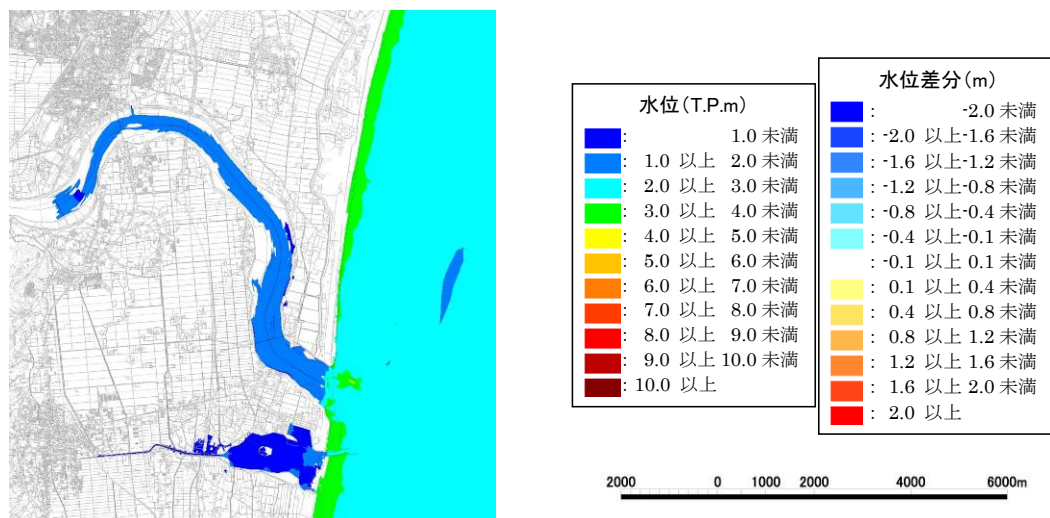


図 4-58 各ケースの時系列水位 (阿武隈川河口沖の T.P.-10m 地点, 固定床計算の例)

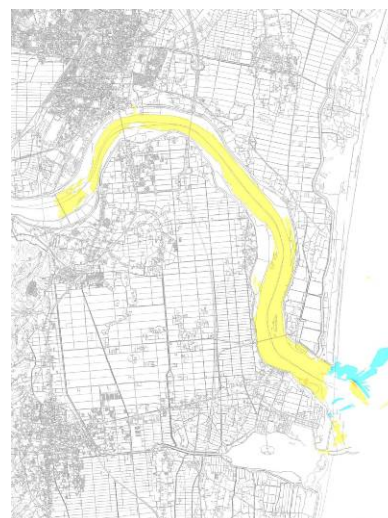
(1-a) 固定床の震災前地形 水位



(1-b) 移動床の震災前地形 水位



(1-b)－(1-a) 水位の差分



(1-c) 移動床の震災後地形 水位



(1-b)－(1-c) 水位の差分

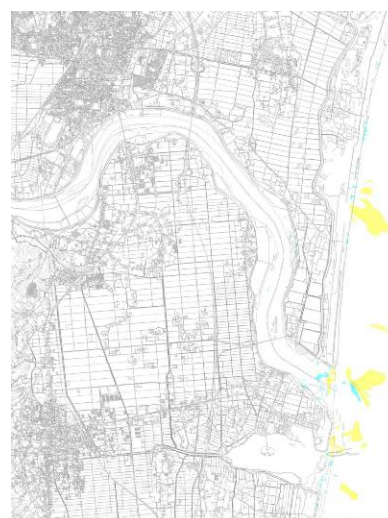
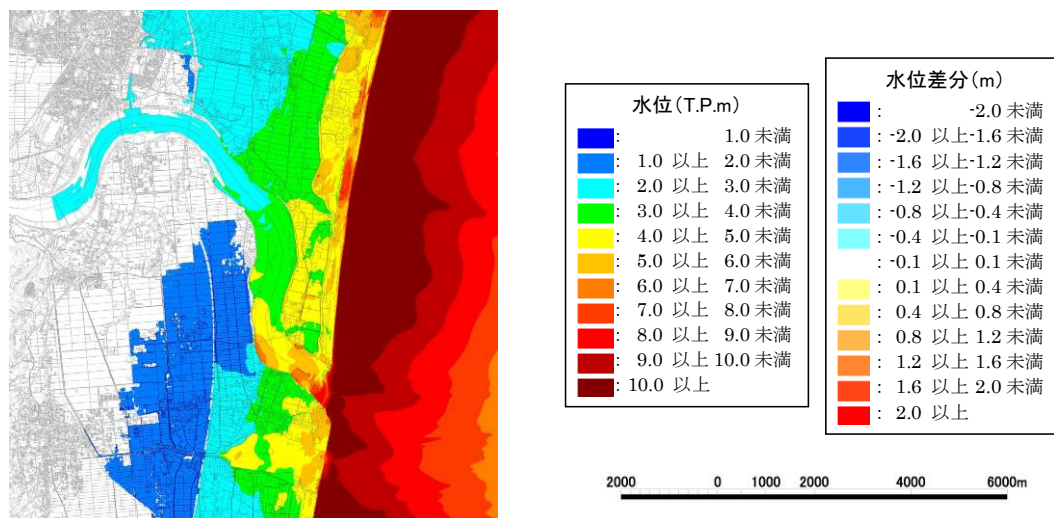
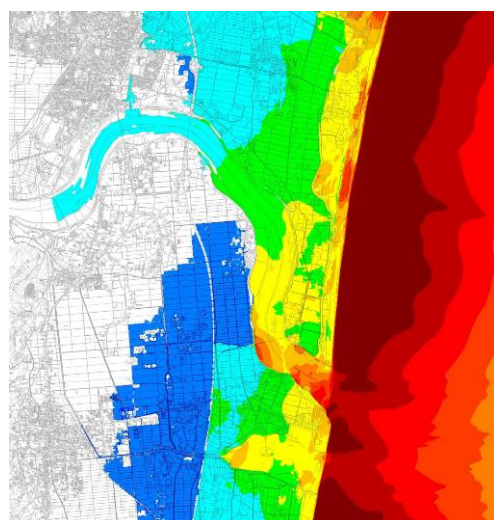


図 4-59(1) 最大水位 (T.P. m) 明治三陸地震津波 (朔望平均満潮位)

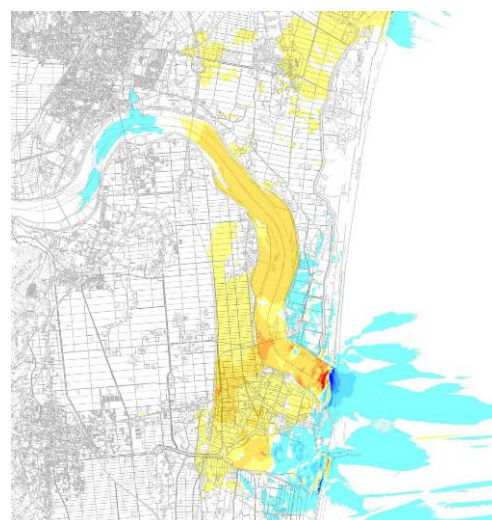
(2-a) 固定床の震災前地形 水位



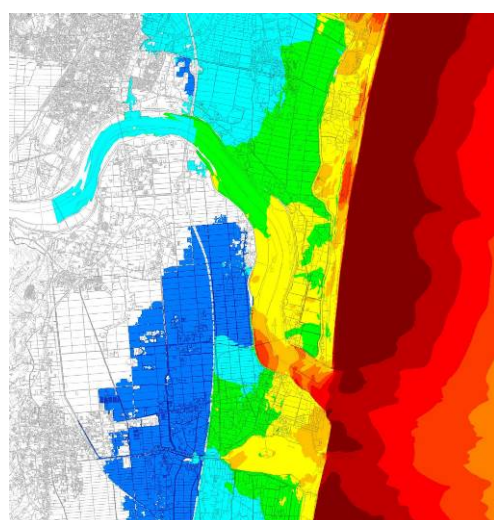
(2-b) 移動床の震災前地形 水位



(2-b)－(2-a) 水位の差分



(2-c) 移動床の震災後地形 水位



(2-b)－(2-c) 水位の差分

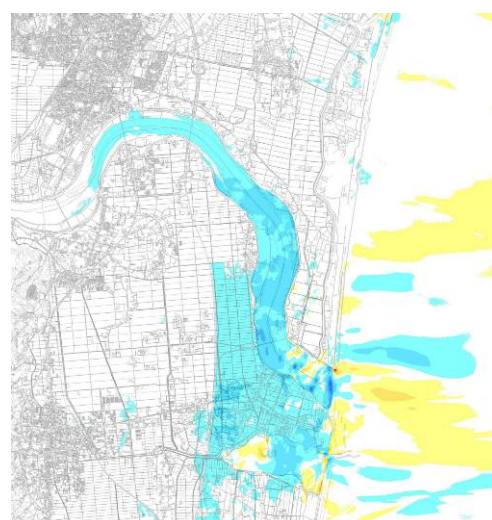
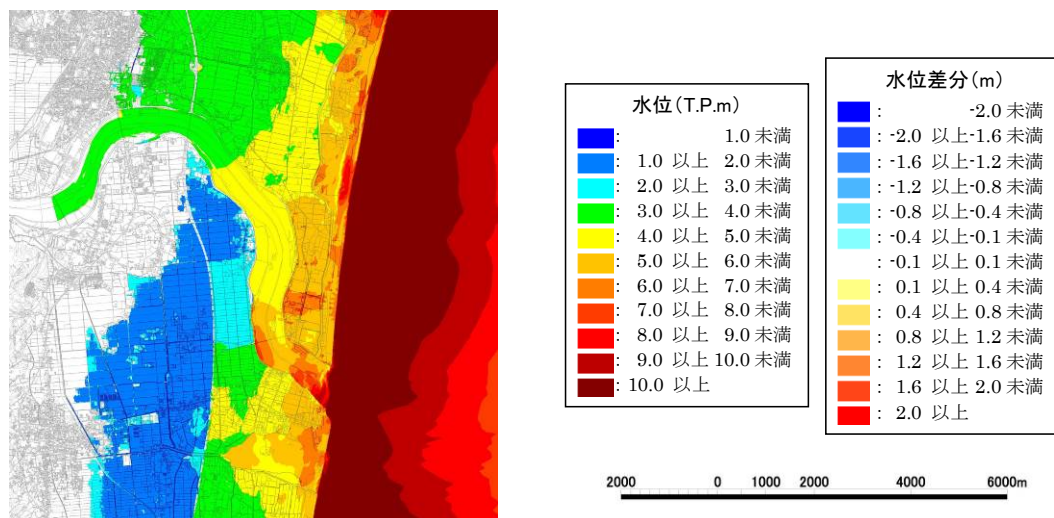
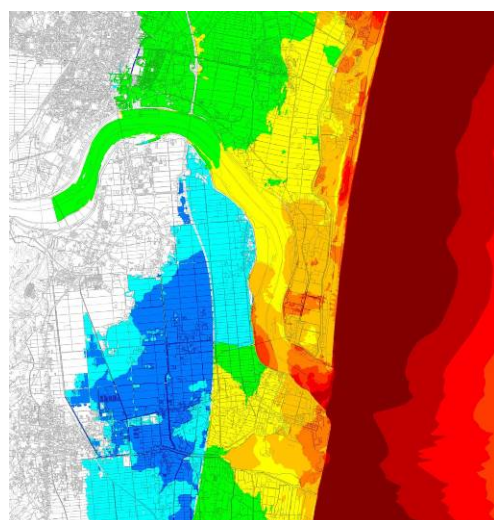


図 4-59 (2) 最大水位 (T.P. m) 東北地方太平洋沖地震津波 (再現潮位)

(3-a) 固定床の震災前地形 水位



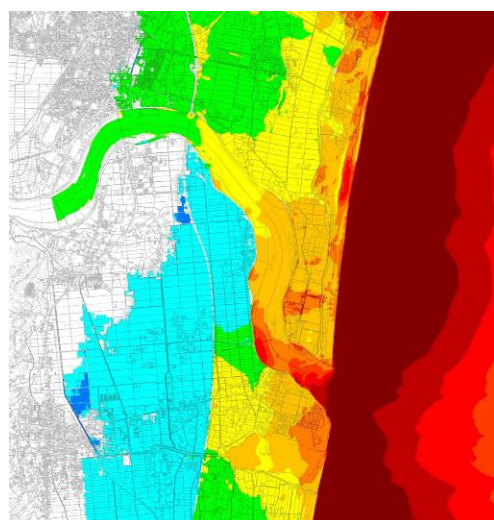
(3-b) 移動床の震災前地形 水位



(3-b)－(3-a) 水位の差分



(3-c) 移動床の震災後地形 水位



(3-b)－(3-c) 水位の差分

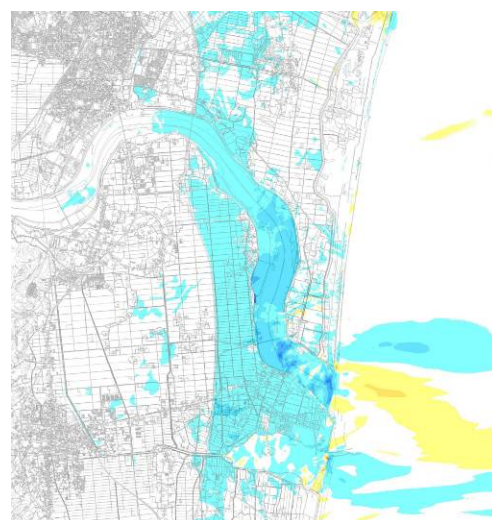


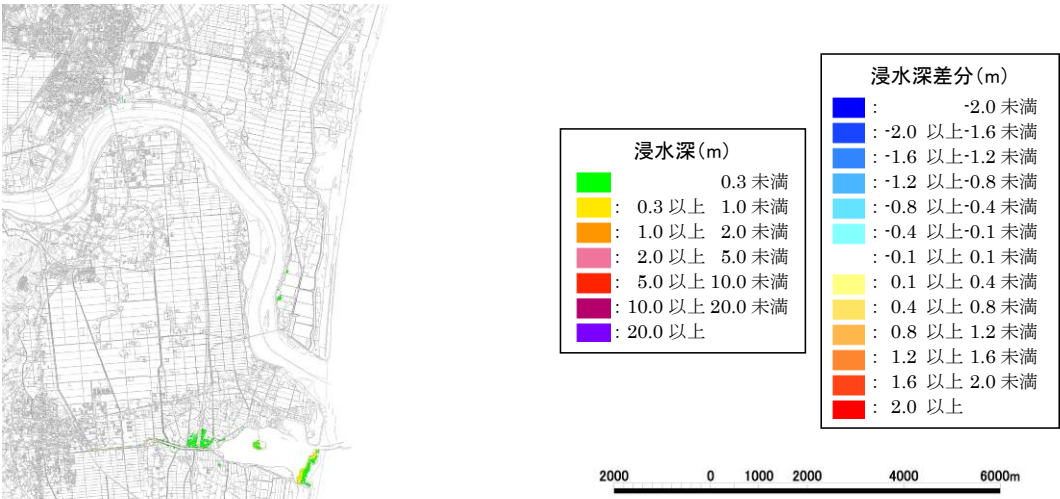
図 4-59 (3) 最大水位 (T.P. m) 東北地方太平洋沖地震津波 (朔望平均満潮位)

c) 浸水深

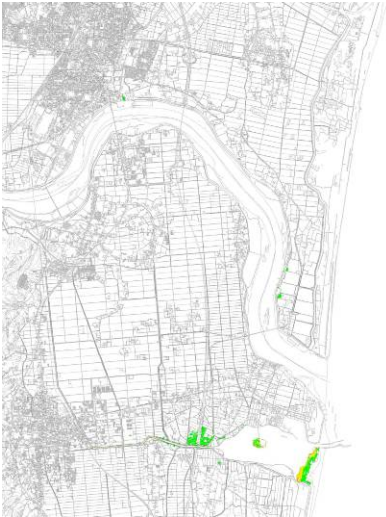
各ケースの最大浸水深および差分の平面分布を図 4-60 に示す。明治三陸地震津波は、津波が海岸堤を越流しないため、鳥の海周辺で軽微な浸水が生じる程度である。一方、東北地方太平洋沖地震津波の再現潮位(T.P.-0.500m)と朔望平均満潮位(H.W.L.=T.P.+0.703m)は、堤防を越えて広い範囲で浸水が生じている。木造家屋の破壊が想定される浸水深 2m 以上も広い範囲で発生している。

地形変化を考慮しない固定床計算（ケースの a）と地形変化を考慮する移動床計算（ケースの b）の差分では、移動床計算の方が固定床計算と比べて、堤内地で浸水深が大きくなる。地形変化を考慮することにより、河口砂州等の侵食が生じ、河道内の津波水位上昇および河道から堤内地への氾濫が増加するためと考えられる。一方、時間的な地形変化を考慮する場合（ケースの b）とあらかじめ侵食した地形を初期条件とする場合（ケースの c）の差分では、時間的な地形変化を考慮する場合の方が、堤内地で浸水深が小さくなる。津波によって河口砂州等の侵食が生じる場合においても、時間的な侵食を考慮することで、あらかじめ侵食した地形を初期条件とする場合と比べ、浸水深が低下されることとなる。これらの傾向は、津波規模が大きい東北地方太平洋沖地震津波では顕著になる。

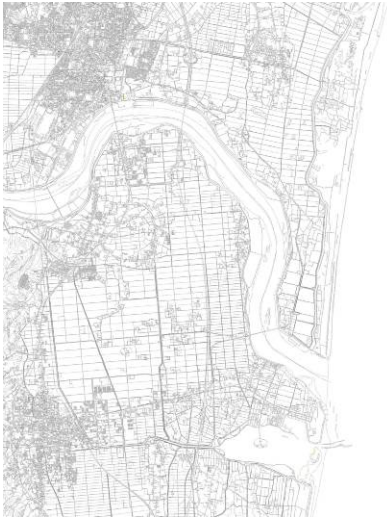
(1-a) 固定床の震災前地形 浸水深



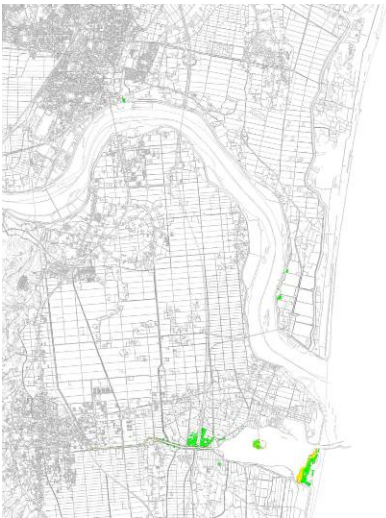
(1-b) 移動床の震災前地形 浸水深



(1-b)－(1-a) 浸水深の差分



(1-c) 移動床の震災後地形 浸水深



(1-b)－(1-c) 浸水深の差分

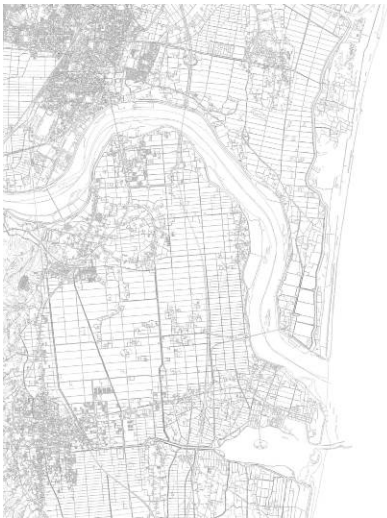
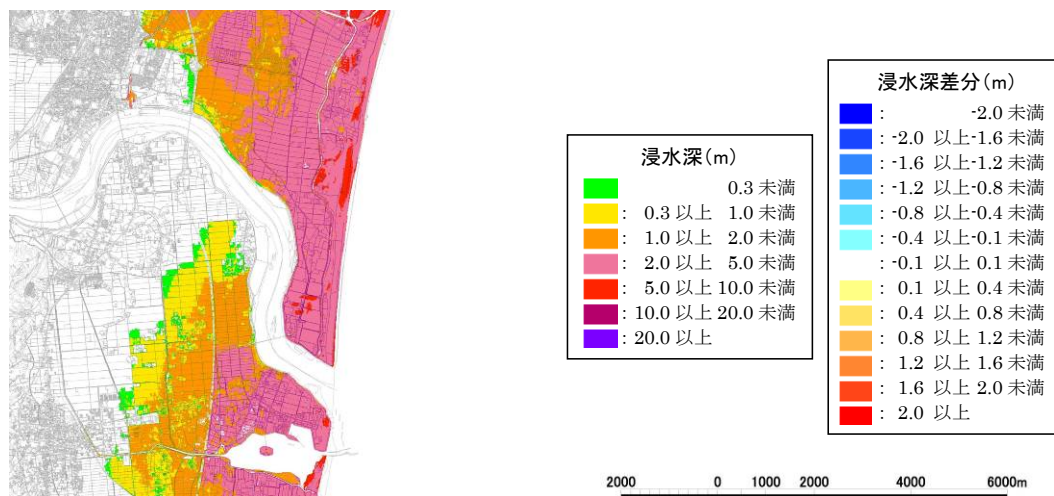
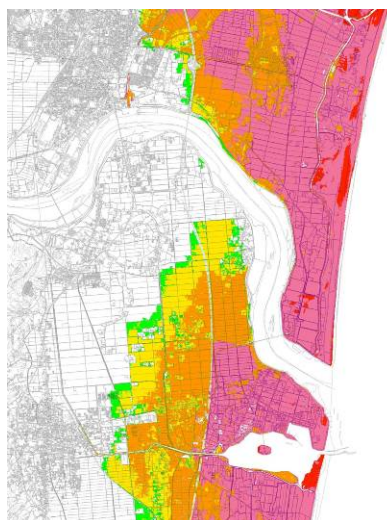


図 4-60(1) 最大浸水深 (m) 明治三陸地震津波 (朔望平均満潮位)

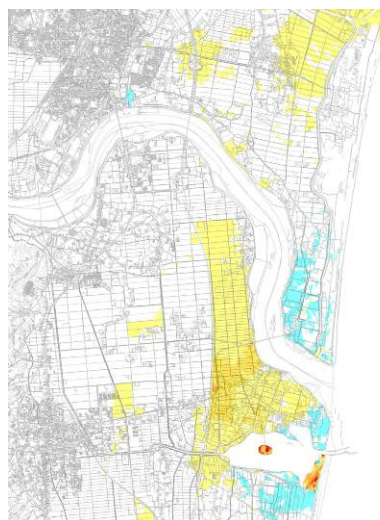
(2-a) 固定床の震災前地形 浸水深



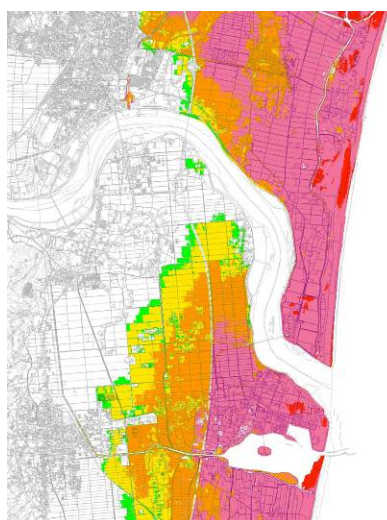
(2-b) 移動床の震災前地形 浸水深



(2-b)－(2-a) 浸水深の差分



(2-c) 移動床の震災後地形 浸水深



(2-b)－(2-c) 浸水深の差分

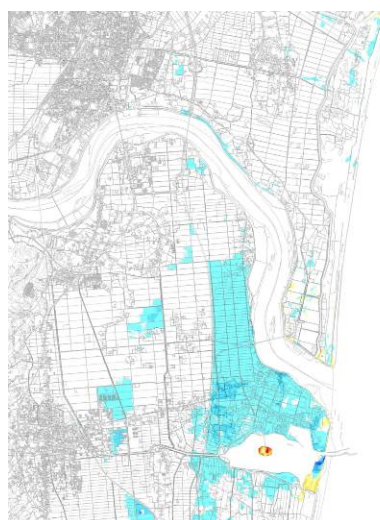
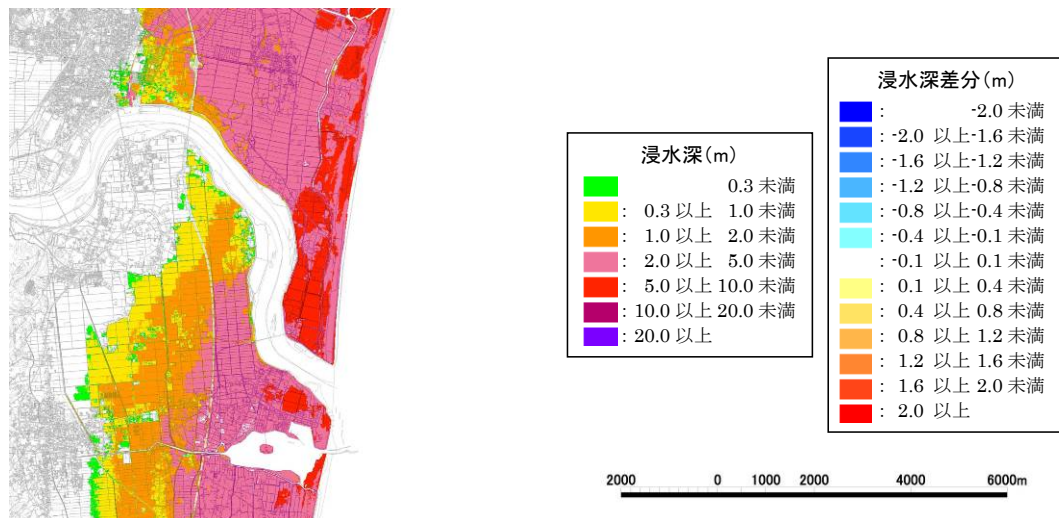
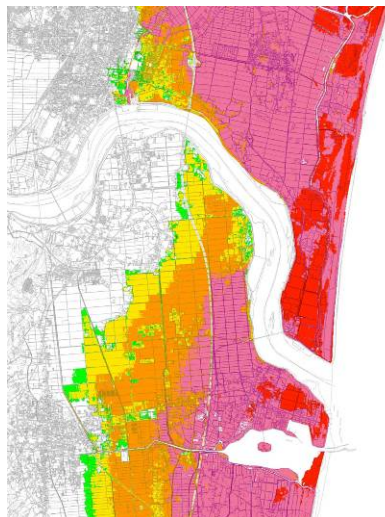


図 4-60 (2) 最大浸水深 (m) 東北地方太平洋沖地震津波 (再現潮位)

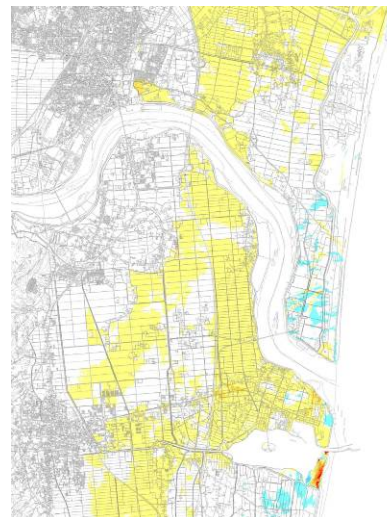
(3-a) 固定床の震災前地形 浸水深



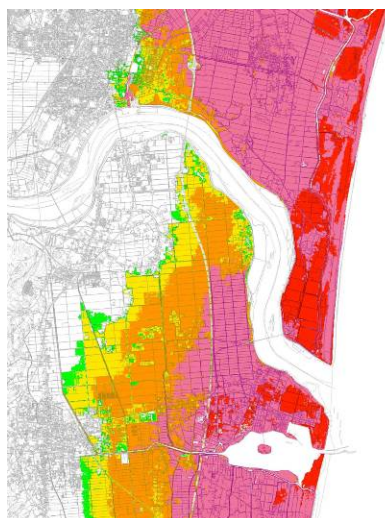
(3-b) 移動床の震災前地形 浸水深



(3-b)－(3-a) 浸水深の差分



(3-c) 移動床の震災後地形 浸水深



(3-b)－(3-c) 浸水深の差分

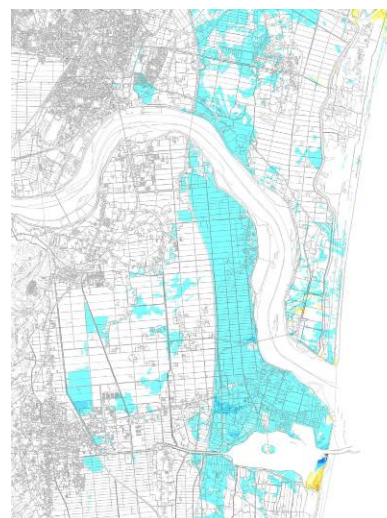


図 4-60 (3) 最大浸水深 (m) 東北地方太平洋沖地震津波 (朔望平均満潮位)

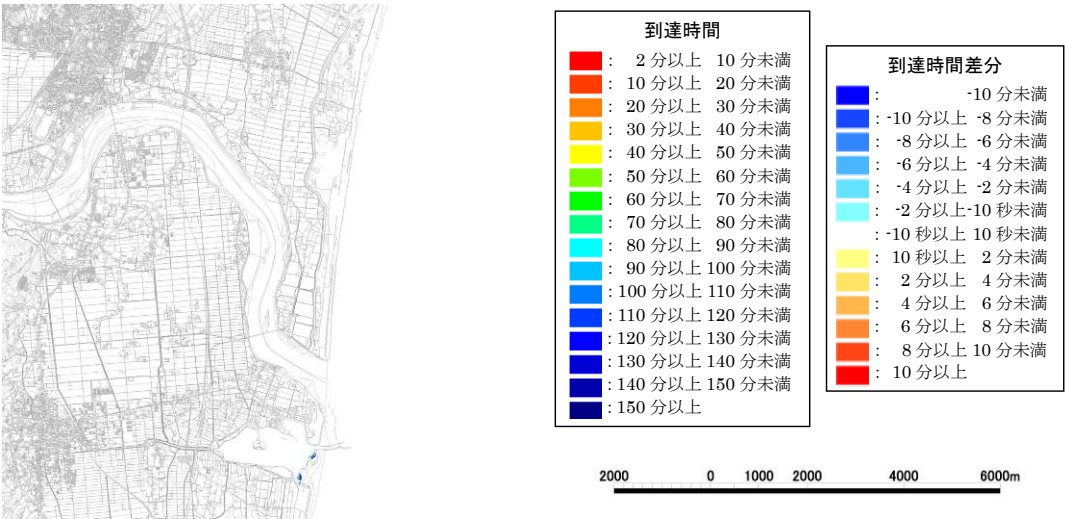
d) 到達時間

各ケースの津波到達時間および差分の平面分布を図 4-61 に示す．ここでの到達時間は，浸水深 0.5m（人の避難が困難となる浸水深程度，床下浸水相当）とした．

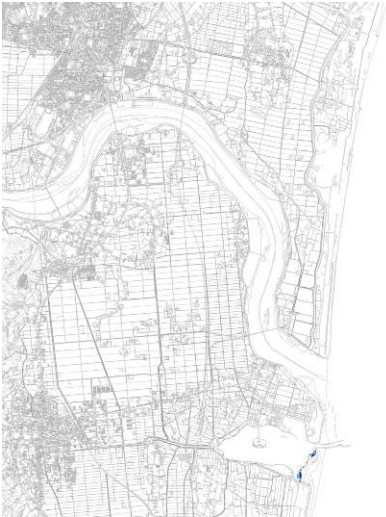
広範囲で浸水が生じる東北地方太平洋沖地震津波の再現潮位(T.P.-0.500m)と朔望平均満潮位(H.W.L.=T.P.+0.703m)では，地震発生から 60～70 分後程度で浸水が発生している．

地形変化を考慮しない固定床計算（ケースの a）と地形変化を考慮する移動床計算（ケースの b）の差分では，移動床計算の方が固定床計算と比べて，堤内地で津波到達時間が 10 秒から数分程度早くなる．地形変化を考慮することにより，河口砂州等の侵食が生じ，河道内の津波水位上昇および河道から堤内地への氾濫が増加するためと考えられる．一方，時間的な地形変化を考慮する場合（ケースの b）とあらかじめ侵食した地形を初期条件とする場合（ケースの c）の差分では，時間的な地形変化を考慮する場合の方が，河道内および堤内地で津波到達時間が 10 秒から数分程度遅くなる．津波によって河口砂州等の侵食が生じる場合においても，時間的な侵食を考慮することで，あらかじめ侵食した地形を初期条件とする場合と比べ，到達時間が遅延されることとなる．

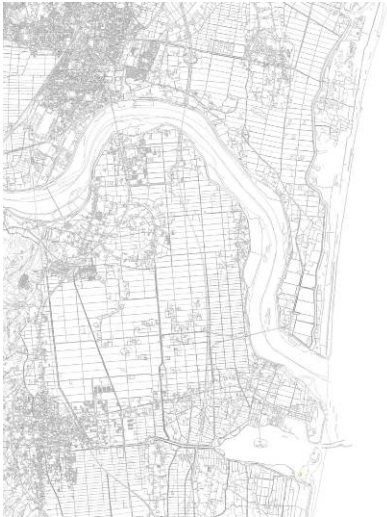
(1-a) 固定床の震災前地形 到達時間



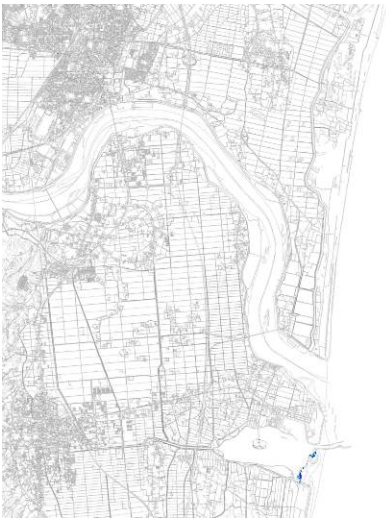
(1-b) 移動床の震災前地形 到達時間



(1-b)－(1-a) 到達時間の差分



(1-c) 移動床の震災後地形 到達時間



(1-b)－(1-c) 到達時間の差分

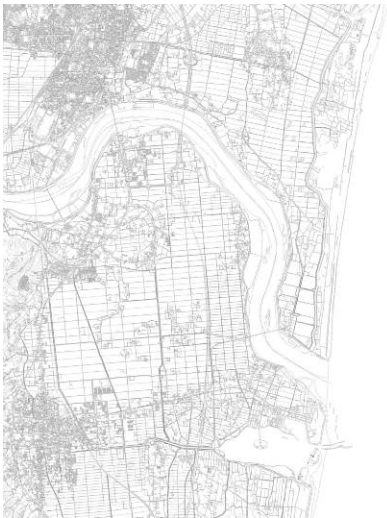
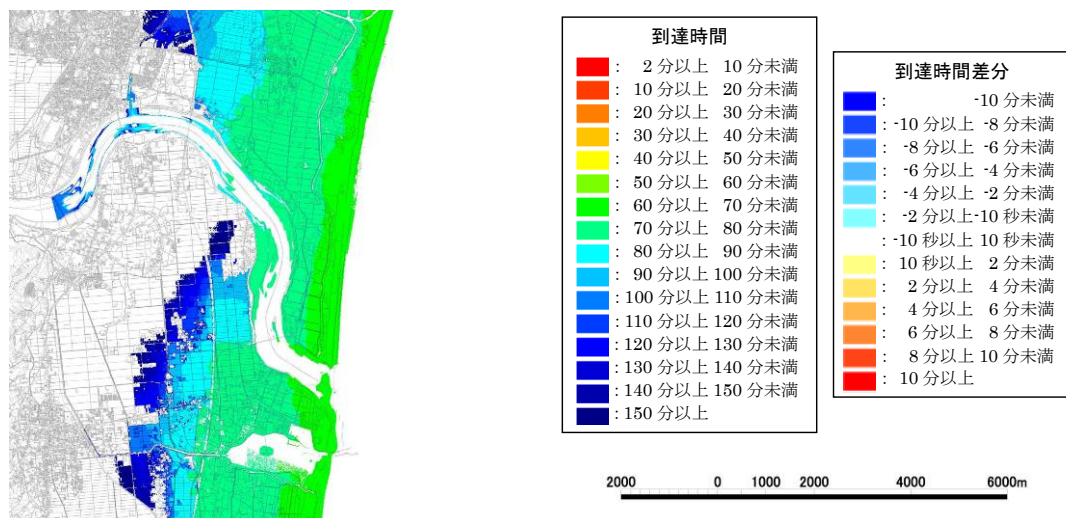
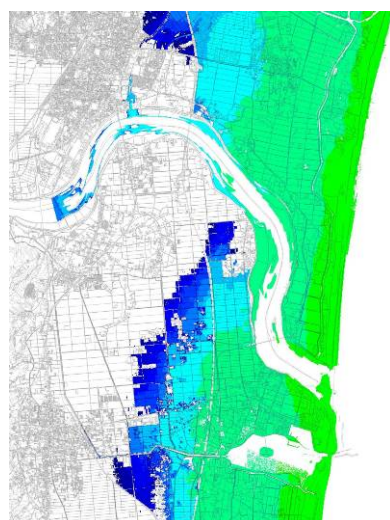


図 4-61(1) 0.5m 到達時間（分） 明治三陸地震津波（朔望平均満潮位）

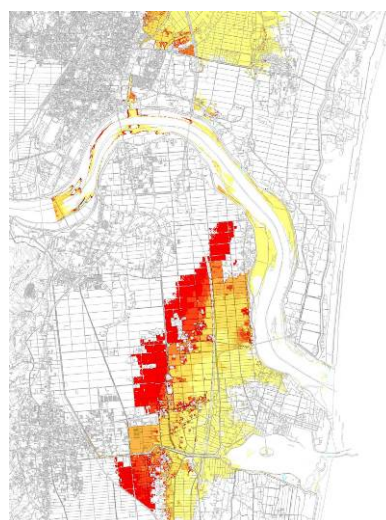
(2-a) 固定床の震災前地形 到達時間



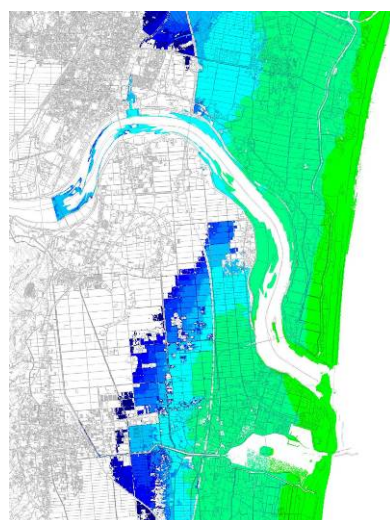
(2-b) 移動床の震災前地形 到達時間



(2-b)－(2-a) 到達時間の差分



(2-c) 移動床の震災後地形 到達時間



(2-b)－(2-c) 到達時間の差分

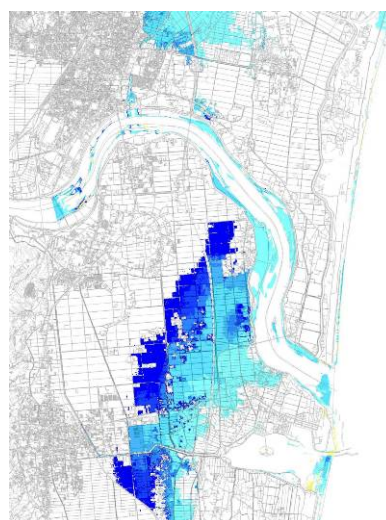
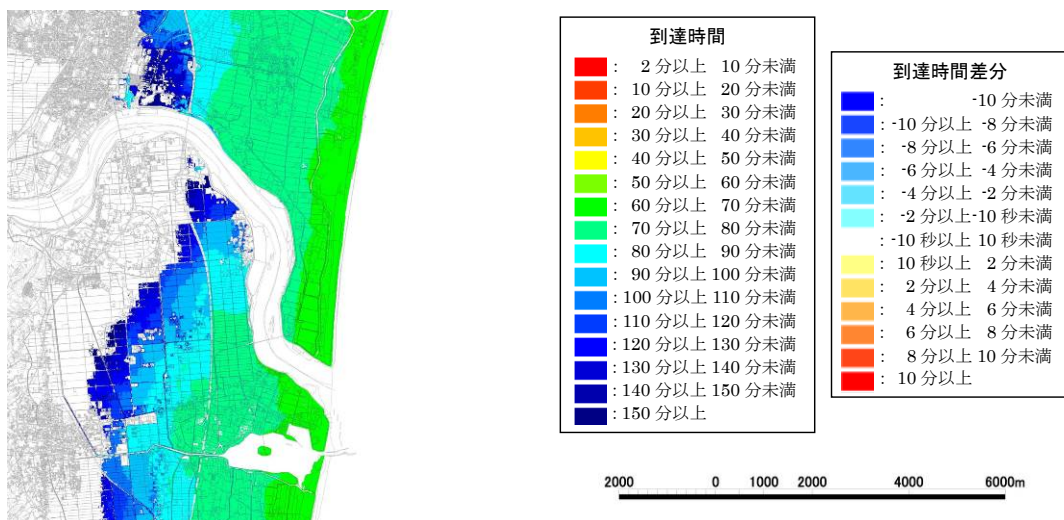
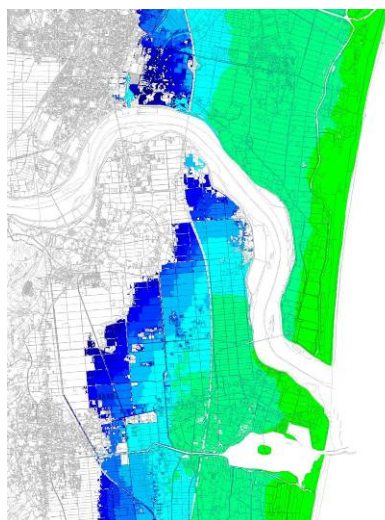


図 4-61(2) 0.5m 到達時間 (分) 東北地方太平洋沖地震津波 (再現潮位)

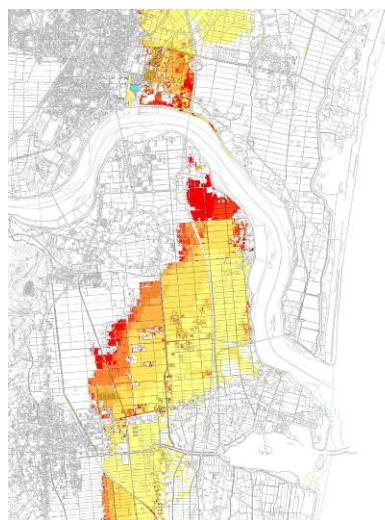
(3-a) 固定床の震災前地形 到達時間



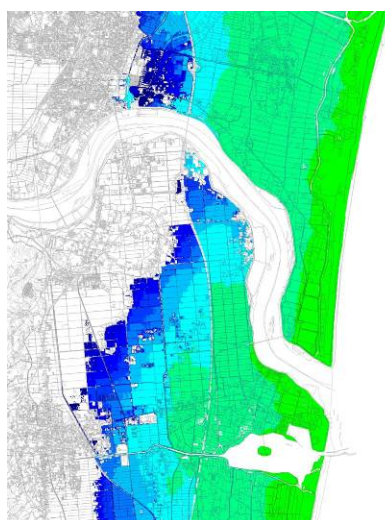
(3-b) 移動床の震災前地形 到達時間



(3-b)－(3-a) 到達時間の差分



(3-c) 移動床の震災後地形 到達時間



(3-b)－(3-c) 到達時間の差分

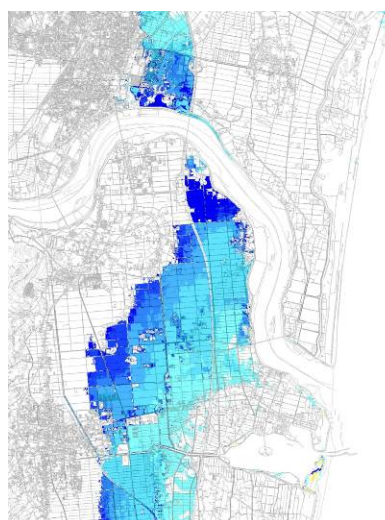


図 4-61(3) 0.5m 到達時間 (分) 東北地方太平洋沖地震津波 (朔望平均満潮位)

e) 流速

各ケースの最大流速および差分の平面分布を図 4-62 に示す。平面二次元解析による津波の流速は、浸水深が小さい場合に過大になる傾向があるため、ここでの流速は浸水深が 0.5m 以上の場合の流速を表示することとした。

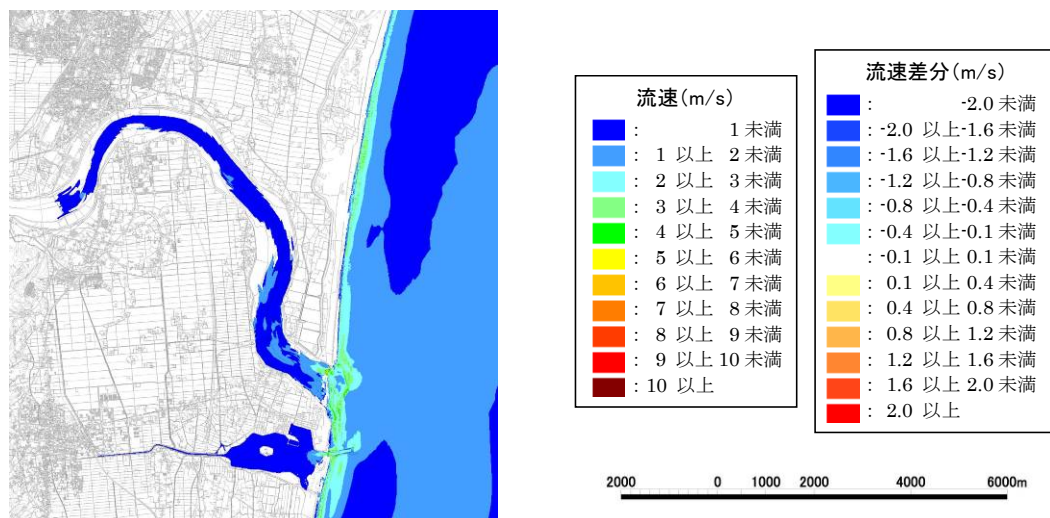
明治三陸地震津波は、津波が海岸堤を越流しないため、河道内の遡上や島の手周りで軽微な浸水が生じる程度である。一方、東北地方太平洋沖地震津波の再現潮位(T.P.-0.500m)と朔望平均満潮位(H.W.L.=T.P.+0.703m)は、堤防を越えて海岸線から広い範囲で浸水が生じており、木造家屋の大破が想定される流速 4.9m/s 以上が海岸線から 2km 程度の範囲で発生している。

地形変化を考慮しない固定床計算(ケースの a)と地形変化を考慮する移動床計算(ケースの b)の差分では、移動床計算の方が固定床計算と比べて、河道内および堤内地で流速が大きくなる。地形変化を考慮することにより、河口砂州等の侵食が生じ、河道内へ遡上する津波流量の増加および河道から堤内地への氾濫が増加するためと考えられる。

一方、時間的な地形変化を考慮する場合(ケースの b)とあらかじめ侵食した地形を初期条件とする場合(ケースの c)の差分では、時間的な地形変化を考慮する場合の方が、河道内および堤内地で流速が小さくなる。津波によって河口砂州等の侵食が生じる場合においても、時間的な侵食を考慮することで、あらかじめ侵食した地形を初期条件とする場合と比べ、流速が低下されることとなる。これらの傾向は、津波規模が大きい東北地方太平洋沖地震津波では顕著になる。

ただし、上記の流速の傾向は、堤内地全体で一様でない。ケース a とケース b の差分では、流速が増大する地点が多いものの減少している地点がある。また、ケース b とケース c の差分では流速が低減する地点が多いものの、増加している地点がある。先述の浸水深(図 4-60)では堤内地で概ね一様な傾向であったものの、流速が一様な傾向を示さない要因として、流速の最大値は浸水深が最大時に発生するとは限らないことが考えられる。

(1-a) 固定床の震災前地形 流速



(1-b) 移動床の震災前地形 流速



(1-b)－(1-a) 流速の差分



(1-c) 移動床の震災後地形 流速



(1-b)－(1-c) 流速の差分

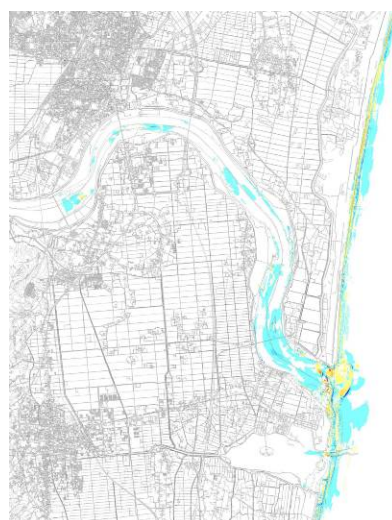
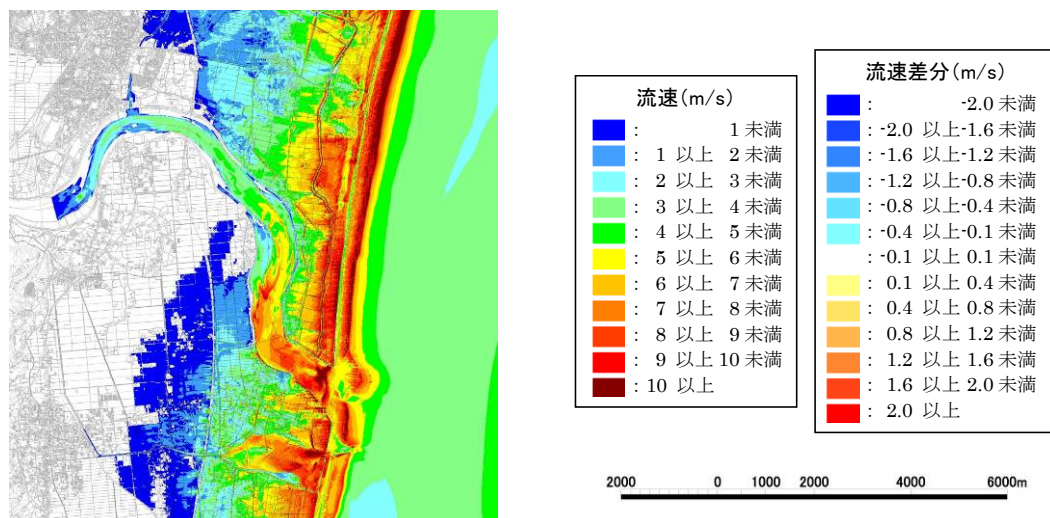
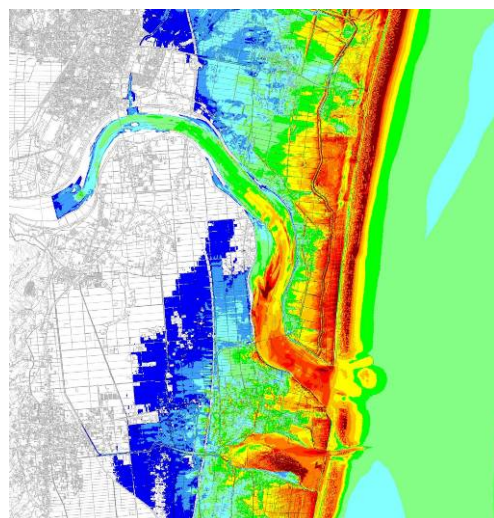


図 4-62(1) 最大流速 (m/s) 明治三陸地震津波 (朔望平均満潮位)

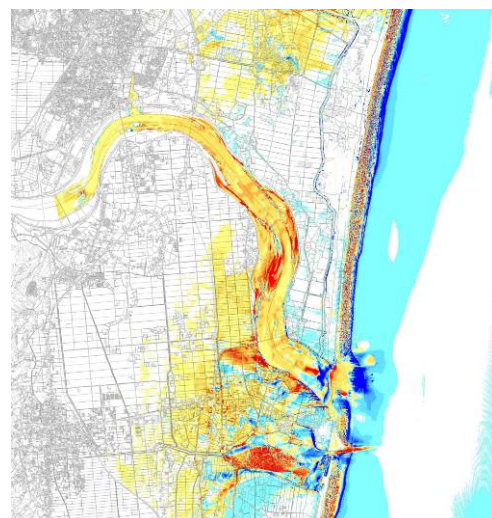
(2-a) 固定床の震災前地形 流速



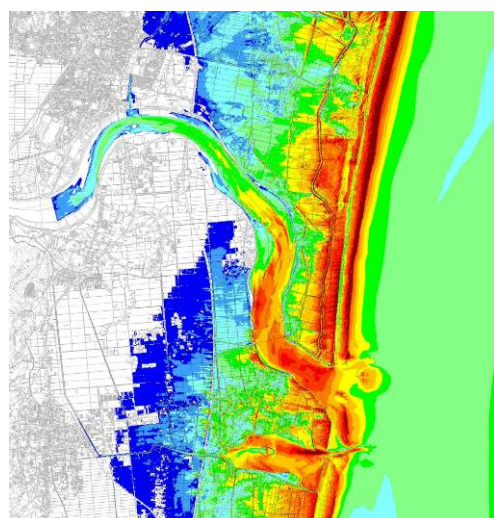
(2-b) 移動床の震災前地形 流速



(2-b)－(2-a) 流速の差分



(2-c) 移動床の震災後地形 流速



(2-b)－(2-c) 流速の差分

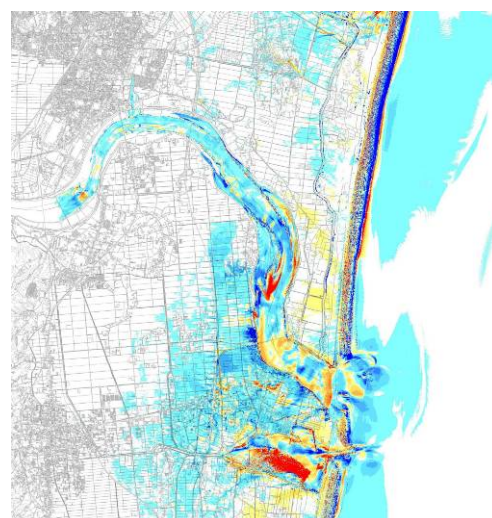
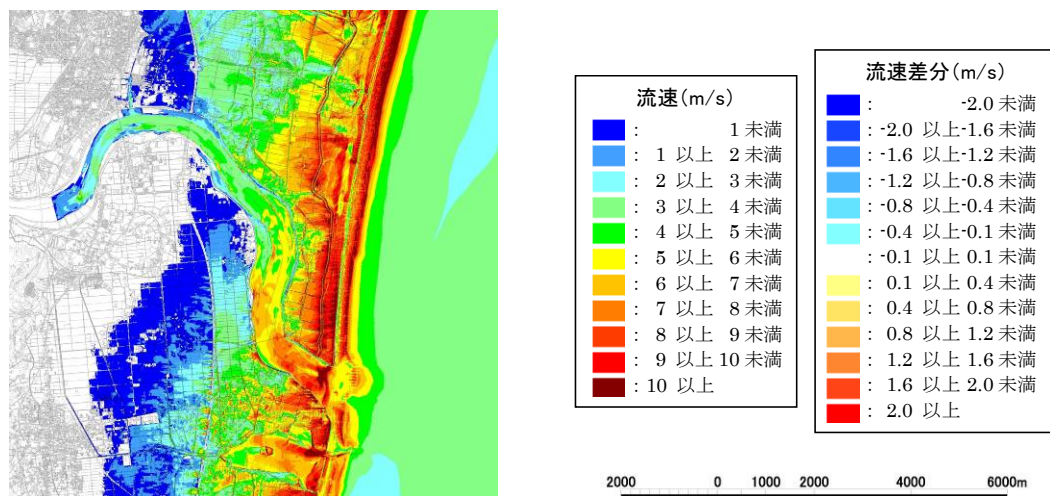
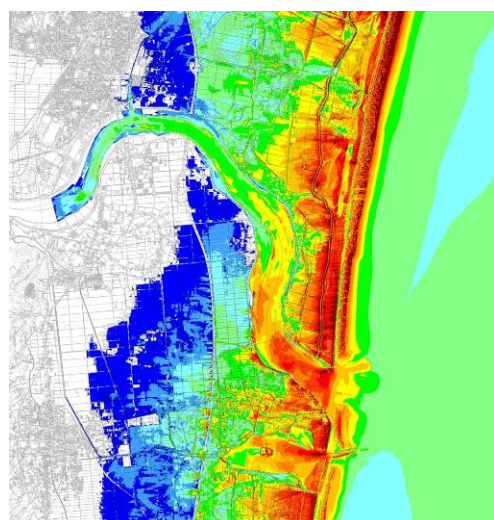


図 4-62(2) 最大流速 (m/s) 東北地方太平洋沖地震津波 (再現潮位)

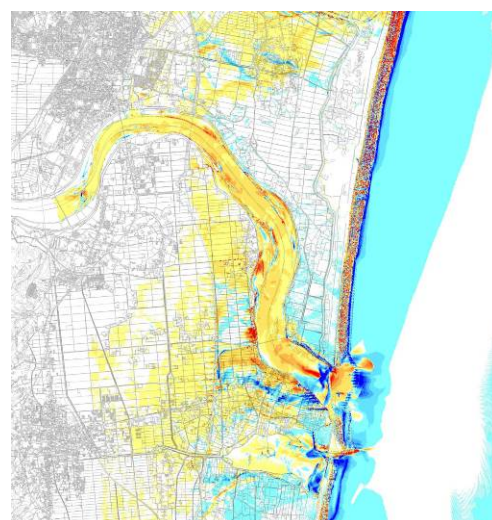
(3-a) 固定床の震災前地形 流速



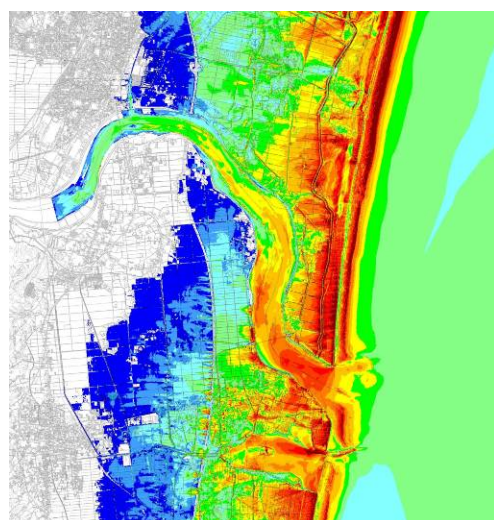
(3-b) 移動床の震災前地形 流速



(3-b)－(3-a) 流速の差分



(3-c) 移動床の震災後地形 流速



(3-b)－(3-c) 流速の差分

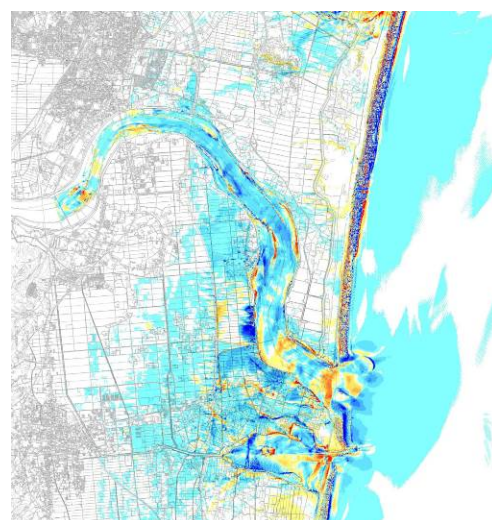


図 4-62(3) 最大流速 (m/s) 東北地方太平洋沖地震津波 (朔望平均満潮位)

f) 流体力

津波による各ケースの最大流体力および差分の平面分布を図 4-63 に示す。ここでは、津波による流体力を式(25)より算定する。

$$F = \frac{1}{2} C_d \rho_w h U^2 \quad (25)$$

ここに、 F ：流体力 (N/m)、 C_d ：抗力係数 (2.0 とする)、 ρ_w ：海水の密度 (kg/m^3)、 h ：浸水深 (m)、 U ：流速 (m/s) である。

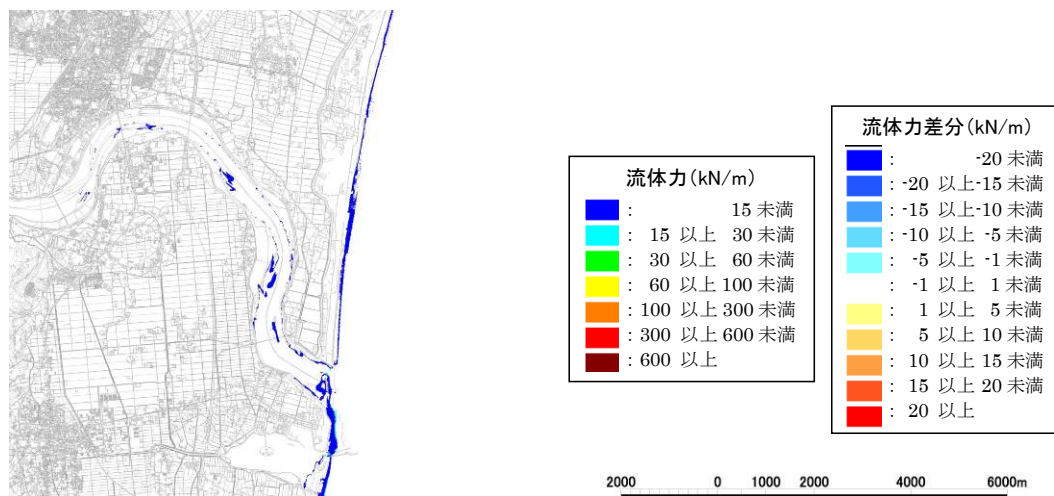
流体力は、算定式に浸水深を用いることから、陸上（地盤高が T.P.±0m 以上）のみ算定することとした。さらに、平面二次元解析による津波の流速は、浸水深が小さな場合に流速が過大になる傾向があり、その結果、式(25)より算定される流体力が過大になるため、ここでの流体力は浸水深が 0.5m 以上の場合を対象とした。

明治三陸地震津波は、津波が海岸堤を越流しないため、鳥の海周辺で軽微な浸水が生じる程度である。一方、東北地方太平洋沖地震津波の再現潮位 (T.P.-0.500m) と朔望平均満潮位 (H.W.L.=T.P.+0.703m) は、堤防を越えて海岸線から広い範囲で浸水が生じており、木造家屋の大破が想定される流体力（抗力）約 30kN/m が海岸線から 2km 程度の範囲で発生している。木造家屋の大破が想定される範囲は、4.5.4 (3) e) における流速の結果と同様な傾向にある。

地形変化を考慮しない固定床計算（ケースの a）と地形変化を考慮する移動床計算（ケースの b）の差分では、移動床計算の方が固定床計算と比べて、堤内地で流体力が大きくなる。地形変化を考慮することにより、河口砂州等の侵食が生じ、河道内へ遡上する津波流量の増加および河道から堤内地への氾濫が増加するためと考えられる。一方、時間的な地形変化を考慮する場合（ケースの b）とあらかじめ侵食した地形を初期条件とする場合（ケースの c）の差分では、時間的な地形変化を考慮する場合の方が、堤内地で流体力が小さくなる。津波によって河口砂州等の侵食が生じる場合においても、時間的な侵食を考慮することで、あらかじめ侵食した地形を初期条件とする場合と比べ、流体力が低下されることとなる。これらの傾向は、津波規模が大きい東北地方太平洋沖地震津波では顕著になる。

ただし、上記の流体力の傾向は、堤内地全体で一様でない。ケース a とケース b の差分では、流体力が増大する地点が多いものの減少している地点がある。また、ケース b とケース c の差分では流体力が低減する地点が多いものの、増加している地点がある。先述の浸水深（図 4-60）では堤内地で概ね一様な傾向であったものの、流体力が一様な傾向を示さない要因として、流体力の最大値は浸水深が最大時に発生するとは限らないことが考えられる。流体力の算定式は、流速を含むため、これらの傾向は流速と同様となる。

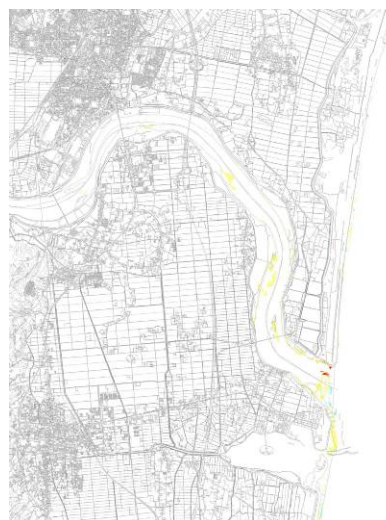
(1-a) 固定床の震災前地形 流体力



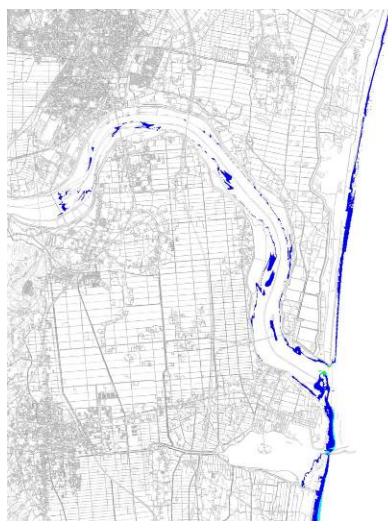
(1-b) 移動床の震災前地形 流体力



(1-b)－(1-a) 流体力の差分



(1-c) 移動床の震災後地形 流体力



(1-b)－(1-c) 流体力の差分

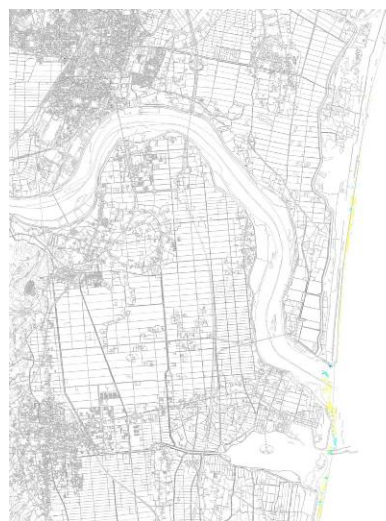
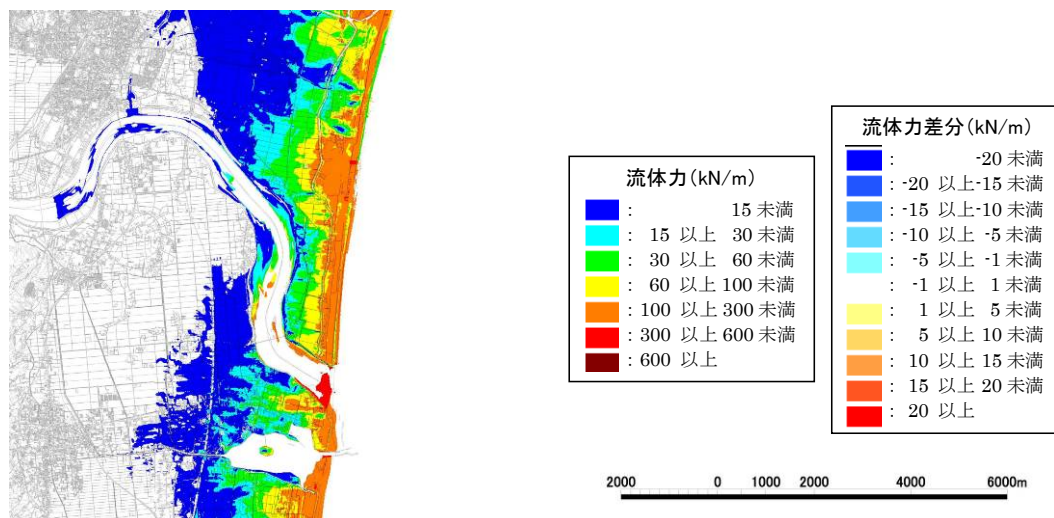
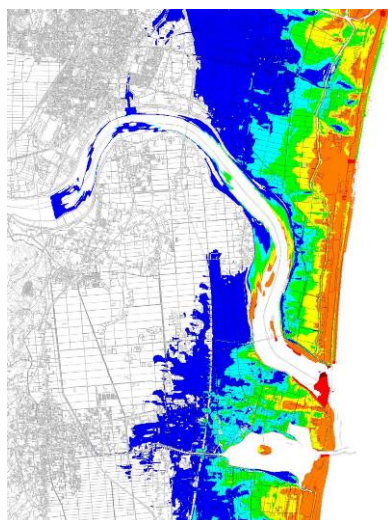


図 4-63(1) 最大流体力 (kN/m) 明治三陸地震津波 (朔望平均満潮位)

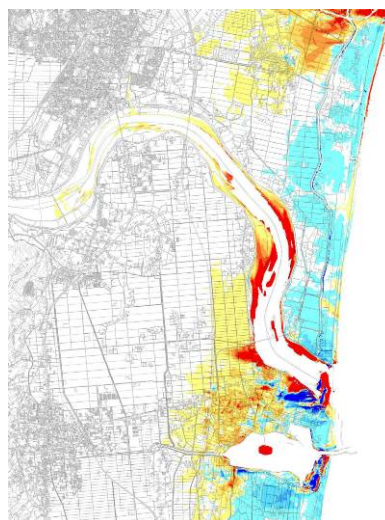
(2-a) 固定床の震災前地形 流体力



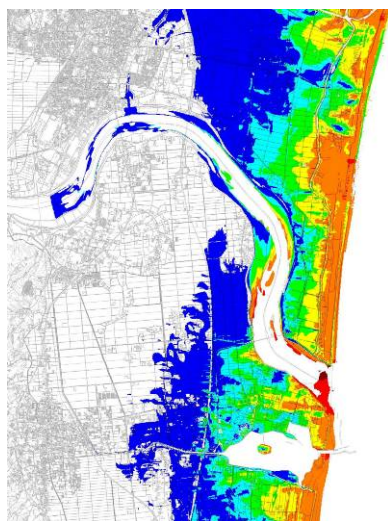
(2-b) 移動床の震災前地形 流体力



(2-b)－(2-a) 流体力の差分



(2-c) 移動床の震災後地形 流体力



(2-b)－(2-c) 流体力の差分

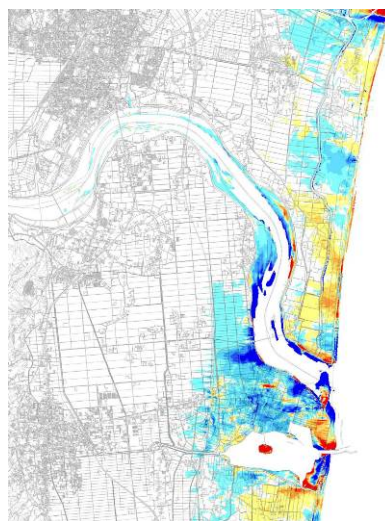
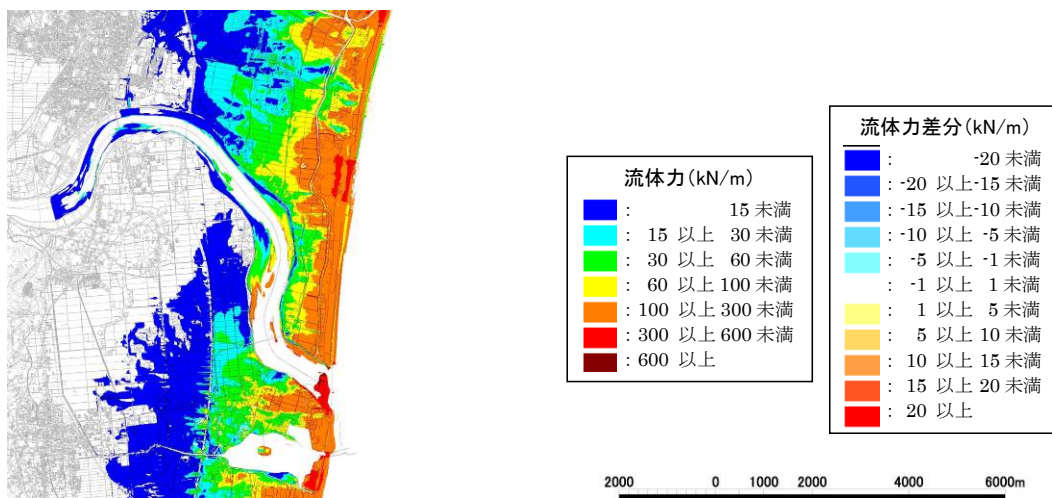
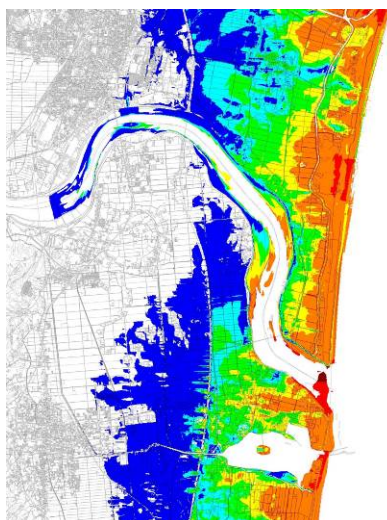


図 4-63(2) 最大流体力 (kN/m) 東北地方太平洋沖地震津波 (再現潮位)

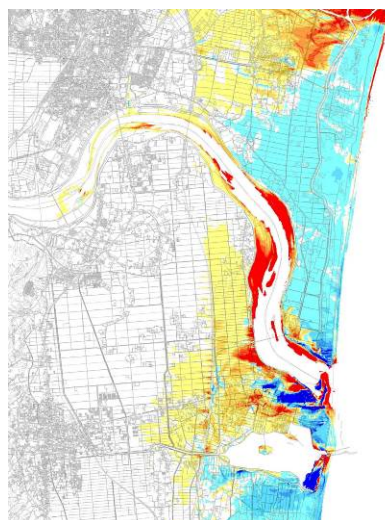
(3-a)固定床の震災前地形 流体力



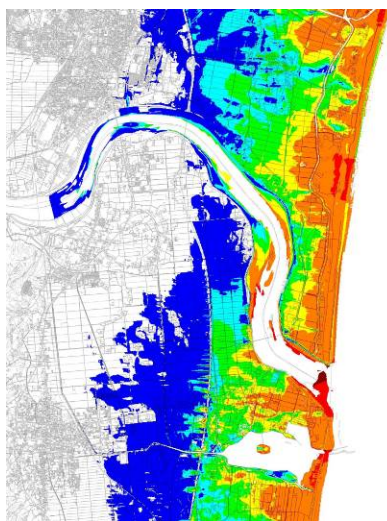
(3-b) 移動床の震災前地形 流体力



(3-b)－(3-a) 流体力の差分



(3-c) 移動床の震災後地形 流体力



(3-b)－(3-c) 流体力の差分

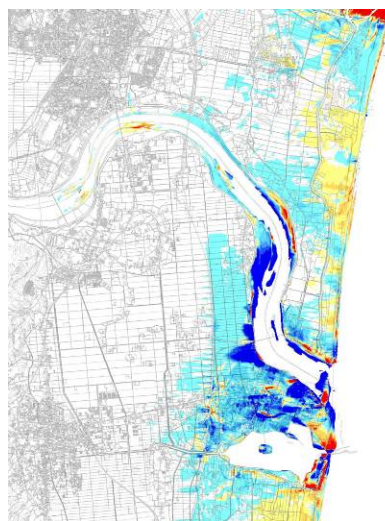


図 4-63(3) 最大流体力 (kN/m) 東北地方太平洋沖地震津波 (朔望平均満潮位)

g) 浸水面積

ここでは、先述に示した各項目の津波減勢効果について、そのうち津波水位（阿武隈川河口のT.P.-10m 地点の最大水位）と浸水面積の関係性を図 4-64 のように整理し、津波規模および地形条件別に津波被害状況を算定した。浸水面積は、10m メッシュ領域の堤内地を集計した。

明治三陸地震津波のように津波水位が小さな場合は、堤防を越えて浸水が発生しないため、地形条件を(a)～(c)に変化させた場合の浸水面積の違いは、ほとんど生じない。一方、東北地方太平洋沖地震津波のように津波水位が堤防高を上回る規模になると、各ケースの浸水面積に差異が生じる。

図 4-64 の(b)-(a)の場合では、移動床計算は固定床計算と比べて河口砂州の侵食などの地形の侵食が生じるため、浸水面積が大きくなる。このことは、国や地方自治体で実施されている固定床計算では、堤内地の浸水被害を過小に評価していることを表している。

(b)-(c)の場合では、津波の流況に応じて地形変化を考慮した移動床計算は、あらかじめ地形変化を考慮した地形を入力条件とした固定床計算よりも、浸水面積が小さくなる。このことは、河口砂州が津波越流により侵食された場合でも津波減勢効果を有していることを示している。

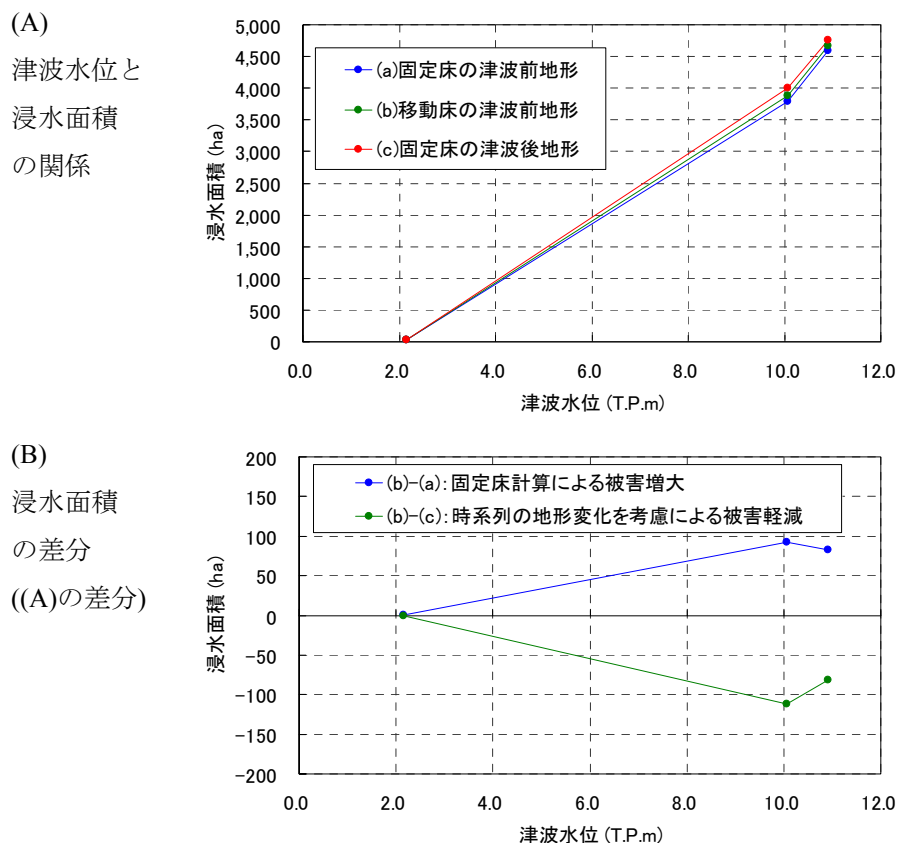


図 4-64 各ケースの最大津波水位と浸水面積の関係

(4) 津波減勢効果の評価

本節では、阿武隈川をケーススタディの対象河川として、河口砂州の存在が津波減勢に及ぼす影響を検討した。数値シミュレーションモデルの構築では、浮遊砂の巻き上げ量が地形変化に与える影響が大きいことを踏まえ、飽和浮遊砂濃度に流況による可変方式と従来用いられていた一定値とする方式の大きい方の値を採用することで、河口砂州と海域における地形変化の再現精度が向上した。

このモデルを用いて、河口砂州の減勢効果を把握するために、津波規模、地形条件等を変更した数値実験の結果、主に次の2点が把握できた。

1つ目は、地形変化を考慮しない場合（固定床計算）は、地形変化を考慮する場合（移動床計算、実現象に近い方法）と比べ、津波水位、流速、到達時間等を過小評価することがわかった。地形変化を考慮しない手法（固定床計算）は国や地方自治体の津波シミュレーションにおいてよく用いられている方法である。

2つ目は、河口砂州等について、津波の流況に応じて地形変化を考慮する場合（移動床計算）とあらかじめ侵食した地形を用いた場合（津波後の地形を初期条件として固定床計算をする場合）の比較から、河口砂州が津波によって侵食された場合でも、津波が河道内への侵入および河道から堤内地への浸水を抑制できることから、河口砂州上流側の河道内および堤内地において津波水位の低減、浸水範囲の低減、津波伝播時間の遅延、流速の低減、流体力の低減が確認できた。この津波減勢効果のイメージは図 4-65 のとおりである。このことから、河口砂州は、河道内においては津波減勢効果を有している。

なお、本節の検討では、津波に着目した河口砂州の減勢効果を評価したものの、本来は、高潮（高波含む）、洪水を含めた3つの視点から判断すること必要となることに留意が必要である。

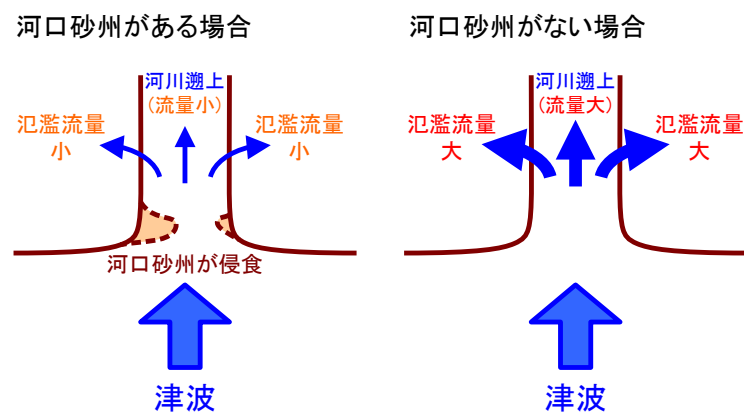


図 4-65 河口砂州の津波減勢効果のイメージ

4.6 河口砂州の管理等に関する課題

以上より，河口砂州の津波減勢効果について検討した．これらの検討を踏まえ，河口砂州に関する課題を以下に示す．

- ・ 河口砂州の形状は，河川および海域の状況により変動が生じ，特に洪水時には，河口砂州のフラッシュが生じやすい．本章より，河口砂州が存在する場合は，津波減勢効果が得られると判断できたものの，河口砂州がフラッシュされている状況だと津波減勢効果は得られにくいと考えられる．変動する河口砂州の形状を固定化することは困難であるため，常に一定の津波減勢効果が期待できず，河口砂州の形状に左右されることに留意が必要である．
- ・ 本検討は河口砂州が有する津波減勢効果に着目したものの，河川において施設計画などを行う際には，洪水，高潮（高波含む），津波の3つの災害を踏まえる必要がある．洪水の場合は，河口砂州が存在することにより，洪水流の阻害（流下能力の阻害）が生じる．高潮（高波含む）および津波の場合は，河口砂州が存在することにより河道内への波浪および津波の侵入を抑制する．したがって，3つの災害から見れば，河口砂州は治水上，良い面と悪い面があり，このことを踏まえ河口砂州の管理方針を決定することが望ましい．
- ・ 洪水，高潮（高波含む），津波の3つの災害は，それぞれ発生確率が異なる．治水面について，3つの外力を統一的に評価するためには，年平均の被害状況等を用いた評価が必要と考えられる．
- ・ 河口砂州の管理方針を検討する際には，地域における河口砂州の利用・環境状況にも配慮するなど多面的な視点が必要である．環境面では，河口砂州の形状が河道内の塩水遡上に与える影響，生物の生息・生育等も考慮する必要がある．

4.7 まとめ

本章では、2011 年の東北地方太平洋沖地震津波による河口砂州の侵食実態を把握するため、津波による影響を受けた地域として青森県から千葉県の広域的な調査を行った。また、利根川と阿武隈川をケーススタディの対象河川として、津波シミュレーションモデルを構築し、河口砂州の津波減勢効果を検討した。本章で得られた主な結論は以下のとおりである。

- 1) 2011 年東北地方太平洋沖地震津波を対象とした広域の空中写真・衛星写真等の分析から、河口砂州の侵食量と津波越流水深の関係を算定した。その結果、越流水深が約 2m 以上になれば、河口砂州の約 6 割以上が水面下まで侵食することがわかった。河口砂州の越流は施設設計対象の L1 津波でも生じる可能性があることから、河川における施設設計、浸水被害想定時には津波越流によって河口砂州の顕著な侵食が生じる可能性があることを念頭に置いた計画が必要となる。
- 2) 利根川をケーススタディの対象河川とした検討では、河川形状が大きく湾曲している場合、一般的に用いられている直交座標系格子よりも河道形状に適合可能な一般座標系格子を用いることで、河道内の津波水位の精度向上を期待できることがわかった。また、一般座標系モデルを用いた津波減勢効果を把握するための数値実験では、河口砂州が存在する場合は、半撤去および全撤去した場合と比べ、津波水位・流速・浸水面積の減少、津波到達時間の遅延といった津波減勢効果が確認できた。
- 3) 阿武隈川をケーススタディの対象河川とした検討では、飽和浮遊砂濃度を流況による可変値と一定値の大きい方を採用することで、河口砂州および海域の地形変化を良く再現できることがわかった。その計算モデルを用いた河口砂州の津波減勢効果を把握するための数値実験では、国や地方自治体でよく用いられている地形変化を考慮しない手法（固定床計算）では、地形変化を考慮する手法（移動床計算）と比べて、津波水位等の被害を過小評価することの危険性が示唆された。また、津波の流況に応じて地形変化を考慮した移動床の場合と初期地形に津波後の地形を用いた固定床の場合の比較より、河口砂州が侵食した場合でも時間的な地形変化を考慮することにより、津波水位・浸水深・流速・流体力の低減、浸水面積の減少、津波到達時間の遅延といった津波減勢効果が確認できた。

第4章の参考文献

- 1) 加藤史訓・野口賢二・諏訪義雄・坂上敏彦・佐藤祥昭：津波による地形変化に関する現地調査，土木学会論文集 B3（海洋開発），Vol.68，No.2，pp.174-179，2012.
- 2) 東條薫・有働恵子・真野明：2011 年東北地方太平洋沖地震津波による砂浜の広域被害特性の解析，土木学会論文集 B2（海岸工学），Vol.71，No.2，pp.739-744，2015.
- 3) 山下啓・菅原大助・高橋智幸・今村文彦・齋藤友一・今任嘉幸・甲斐恭・上原均・加藤季広・中田一人・坂良太郎・西川朝雄：岩手県陸前高田市における 2011 年東北地方太平洋沖地震津波による大規模土砂移動の再現計算，土木学会論文集 B2（海岸工学），Vol.71，No.2，pp.499-504，2015.
- 4) 高橋智幸・首藤伸夫・今村文彦・浅井大輔：掃流砂層・浮遊砂層間の交換砂量を考慮した津波移動床モデルの開発，海岸工学論文集，第 46 巻，pp.606-610，1999.
- 5) 近藤武司・森本徹・藤本典子・殿最浩司・志方建仁：港湾での津波による土砂移動計算の再現性評価，土木学会論文集 B2（海岸工学），Vol.68，No.2，pp.396-400，2012.
- 6) 西畑剛・田島芳満・森屋陽一・関本恒浩：津波による地形変化の検証－2004 年スマトラ沖地震津波 スリランカ・キリンダ港－，海岸工学論文集，第 52 巻，pp.1386-1390，2005.
- 7) 玉田崇・田村保・高橋智幸・佐々木元：河川での津波防災検討における津波移動床モデルの適用性に関する研究，土木学会論文集 B2（海岸工学），Vol.65，No.1，pp.301-305，2009.
- 8) 今井健太郎・菅原大助・高橋智幸・岩間俊二・田中仁：2011 年東北津波における北上川河口部の大規模洗掘・堆積に関する数値的検討，土木学会論文集 B2（海岸工学），Vol.71，No.2，pp.247-252，2015.
- 9) 宇多高明・高橋晃・松田英明：河口地形特性と河口処理の全国実態，土木研究所資料，第 3281 号，pp.1-10，1994.
- 10) 山本晃一：河口処理論[I] - 主に河口砂州を持つ河川の場合-，土木研究所資料，第 1394 号，p.223，1978.
- 11) 田中仁・真野明・恵子有働：2011 年東北地方太平洋沖地震津波による海浜地形変化，土木学会論文集 B2（海岸工学），Vol.67，No.2，pp.571-575，2011.
- 12) 宇多高明・星上幸良・野志保仁・酒井和也：2011 年大津波による福島県岩間佐糠海岸における砂州の大変形と津波被害，土木学会論文集 B3（海洋開発），Vol.68，No.2，pp.192-197，2012.
- 13) 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ.
<http://www.coastal.jp/ttjt/>（2015 年 12 月 30 日閲覧）
- 14) 国土地理院：平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震正射画像.
<http://saigai.gsi.go.jp/h23taiheiyo-zort/index.html>（2016 年 1 月 3 日閲覧）
- 15) 国土地理院：東北地方太平洋沖地震の地殻変動量.
http://maps.gsi.go.jp/?ll=38.121575.141.137551&z=7&base=std&ls=toho3&disp=1&cd=f2%2Ff2_11%2Ff2_11_2%2Ff2_11_2_2&vs=c1j0l0u0&d=vl#12/39.383672/141.927738（2015 年 12 月 30 日閲覧）
- 16) （財）国土技術研究センター：津波の河川遡上解析の手引き（案），2007.
- 17) 国土交通省水管理・国土保全局海岸室，国土交通省国土技術政策総合研究所河川研究部海岸

- 研究室：津波浸水想定の設定の手引き Ver.2.00, 2012.
http://www.mlit.go.jp/river/shishin_guideline/bousai/saigai/tsunami/shinsui_settei.pdf (2016 年 4 月 4 日閲覧)
- 18) 後藤智明・首藤伸夫：河川津波の遡上計算，海岸工学講演会論文集，第 28 巻，pp.64-68, 1981.
- 19) 坪野考樹・井上和也・中川一・栗原哲：一般曲線座標を用いた津波の河川遡上による河川高水敷の浸水過程の解析，土木学会関西支部年次学術講演会講演概要集，第 37 回，pp.II.79.1-II.79.2, 1995.
- 20) 赤穂良輔・石川忠晴：平成 23 年東北地方太平洋沖地震津波における利根川下流の津波遡上再現計算，土木学会論文集 B1 (水工学)，Vol.68, pp.1543-1548, 2012.
- 21) 福島雅紀・松浦達郎・服部敦：河川津波の特性把握に関する実験的検討，土木学会論文集 B2 (海岸工学)，Vol.69, No.2, pp.261-265, 2013.
- 22) 国土交通省関東地方整備局：記者発表資料 平成 25 年度利根川下流河川事務所の事業概要。
http://www.ktr.mlit.go.jp/ktr_content/content/000080222.pdf (2016 年 4 月 9 日閲覧)
- 23) 独立行政法人水資源機構：利根川河口堰定期報告書，2012.
- 24) 茨城県：津波浸水実績図，
<http://www.pref.ibaraki.jp/doboku/kasen/coast/035300.html> (2016 年 5 月 22 日閲覧)
- 25) 千葉県銚子市：東日本大震災関連情報，
<https://www.city.choshi.chiba.jp/osirase/jishin/> (2016 年 5 月 22 日閲覧)
- 26) 国土交通省国土地理院：2 万 5 千分 1 浸水範囲概況図，
<http://www.gsi.go.jp/kikaku/kikaku40014.html> (2016 年 5 月 22 日閲覧)
- 27) 地震調査研究推進本部：検潮・津波観測施設 (2015 年 3 月末現在，地震調査研究推進本部調べ)，
http://www.jishin.go.jp/main/kansoku/kansoku15/tsunami_2015.html (2016 年 7 月 20 日閲覧)
- 28) 独立行政法人水資源機構利根川下流総合管理所利根川河口堰管理所の website：
<http://www.water.go.jp/kanto/tonekako/index.html> (2011 年 4 月 20 日閲覧)
- 29) 安田浩保：河川を遡上する津波の解析手法と実現象への適用，平成 18 年度国土交通省国土技術研究会，2006.
<http://www.mlit.go.jp/chosahokoku/h18giken/program/kadai/pdf/ippan/ippan1-01.pdf> (2016 年 4 月 24 日閲覧)
- 30) 長田信寿：一般座標系を用いた平面 2 次元非定常流れの数値解析，水工学における計算機利用の講習会講義集，土木学会水理委員会基礎水理部会，pp.61-76, 1999.
- 31) 小谷美佐・今村文彦・首藤伸夫：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，pp.356-360, 1998.
- 32) 有我彰通：ミツユビカモメと仲間たち，探鳥記録 Field Report.
<http://mituyubi.com/report9/110311/110311.html> (2016 年 4 月 26 日閲覧)
- 33) 茨城県：茨城沿岸津波対策検討委員会，津波浸水想定について (解説)，p.6, 12.
http://www.pref.ibaraki.jp/doboku/kasen/coast/documents/hajimeni_12.pdf (2016 年 4 月 14 日閲覧)
- 34) 内閣府：日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会

- http://www.bousai.go.jp/kaigirep/chuobou/senmon/nihonkaiko_chisimajishin/index.html (2016 年 5 月 22 日閲覧)
- 35) 国土交通省：第 28 回河川整備基本方針小委員会資料，参考資料 1 利根川に関する補足説明資料，2005.
http://www.mlit.go.jp/river/shinngikai_blog/shaseishin/kasenbunkakai/shouiinkai/kihonhoushin/051206/pdf/s1.pdf (2016 年 4 月 12 日閲覧)
- 36) 国土交通省河川局：阿武隈川推計の流域及び河川の概要（案），2003.
http://www.mlit.go.jp/river/shinngikai_blog/shaseishin/kasenbunkakai/shouiinkai/kihonhoushin/031128/pdf/e4-1.pdf (2016 年 5 月 22 日閲覧)
- 37) 国土交通省：水文水質データベース，<http://www1.river.go.jp/> (2016 年 4 月 13 日閲覧)
- 38) 国土交通省水管理・国土保全局：北上川水系河川整備基本方針 鳴瀬川水系河川整備基本方針 名取川水系河川整備基本方針 阿武隈川水系河川整備基本方針 河口部における施設計画上の津波水位の設定等に関する資料，p.16，38，2012.
http://www.mlit.go.jp/river/basic_info/jigyo_keikaku/gaiyou/seibi/pdf/natori/h241114_2.pdf (2016 年 4 月 26 日閲覧)
- 39) 常田賢一・秦吉弥：東日本大震災の津波から学び粘り強い盛土で減災，理工図書，pp.83-87，2016.
- 40) 国土地理院：GPS 連続観測から得られた電子基準点の地殻変動。
<http://www.gsi.go.jp/common/000059961.pdf> (2016 年 1 月 3 日閲覧)
- 41) 池野正明・吉井匠・松山昌史・藤井直樹：津波による砂移動量実験と浮遊砂巻上量式の提案，電力中央研究所研究報告 V08064，pp.17,28-29，2009.
- 42) Rubey,W.W.: Settling velocities of gravel,sand and silt particles, *American Journal of Science*, Vol.25, pp.325-338,1933.
- 43) 芦田和男・道上正規：移動床流れの抵抗と掃流砂量に関する基礎的研究，土木学会論文報告集，第 206 号，pp.59-69，1972.
- 44) 内閣府：中央防災会議専門調査会において検討された震度分布・浸水域等に係るデータ提供について。
http://www.bousai.go.jp/kaigirep/chuobou/senmon/tounankai_nankaijishin/datakoukai/index.html
(2016 年 4 月 15 日閲覧)
- 45) 内閣府：南海トラフの巨大地震モデル検討会第 12 回会合，平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震の津波断層モデルについて，2012.
http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/12/pdf/sub_1.pdf (2016 年 5 月 22 日閲覧)
- 46) 本間仁：低溢流堰堤の流量係数，土木学会誌，第 26 巻，第 6 号，pp.635-645.，第 9 号，pp.849-862，1940.
- 47) 森下祐・高橋智幸：2011 年東北地方太平洋沖地震津波来襲時の気仙沼湾を対象とした津波移動床モデルの再現性向上，土木学会論文集 B2（海岸工学），Vol.70，No.2，pp.491-495，2014.
- 48) 高橋智幸・今村文彦・首藤信夫：土砂移動を伴う津波計算法の開発，海岸工学論文集，第 39 巻，pp.231-235，1992.

- 49) 相田勇：三陸沖の古い津波のシミュレーション，地震研究所彙報，Vol.52，pp.71-101，1977.
- 50) 藤井裕之・首藤信夫・堀田新太郎・高木利光：津波越流による沿岸道路の破壊に関する研究，土木学会論文集 B2（海岸工学），Vol.66，No.1，pp.246-250，2010.
- 51) 永澤豪・田中仁：津波による構造物周りの大規模地形変化の解析，土木学会論文集 B2（海岸工学），Vol.71，No.2，pp.1105-1110，2015.
- 52) 大久保陽介・熊谷健蔵・辻尾大樹・永澤豪・加藤史訓：津波越流時における海岸堤防の洗掘に関する数値解析モデルの構築，土木学会論文集 B2（海岸工学），Vol.70，No.2，pp.991-995，2014.
- 53) 財団法人沿岸技術研究センター：CADMAS-SURF 実務計算事例集 数値波動水槽の耐波設計への適用に関する研究会中間報告書，pp.1-46，2008.
- 54) 財団法人沿岸開発技術研究センター：数値波動水路の研究・開発 CADMAS-SURF 数値波動水路の耐波設計への応用に関する研究会報告書，pp.1-137，2001.
- 55) 榊山勉・阿部宣行・鹿島遼一(1990)：ポラスモデルによる透過性構造物周辺の非線型波動解析，海岸工学論文集，第 37 巻，pp.554-558，1990.
- 56) 合田良実：大波高データに基づく碎波帯内の浮遊砂巻き上げ率の定量的評価，土木学会論文集 B2（海岸工学），Vol.66，No.1，pp.421-425，2010.
- 57) 松富英夫・川島峻：津波氾濫流の密度に関する基礎実験，土木学会論文集 B2（海岸工学），Vol.71，No.2，pp.355-360，2015.
- 58) 首藤伸夫：津波強度と被害，東北大学津波工学研究報告，第 9 号，pp.101-136，1992.
http://www.tsunami.civil.tohoku.ac.jp/hokusai3/J/publications/pdf/vol.9_6.pdf(2016 年 5 月 2 日閲覧)
- 59) 飯塚秀則・松富英夫：津波氾濫流の被害想定，海岸工学論文集，第 47 巻，pp.381-385，2000.

5. 砂丘の津波減勢効果

5.1 はじめに

2011 年の東北地方太平洋沖地震津波により、東北地方の太平洋側を中心に甚大な津波浸水被害を被ったなかで、沿岸に砂丘・盛土が存在する背後地域では、津波による減災効果が確認された。例えば、比較的津波高が低かった青森県・茨城県・千葉県では、砂丘・盛土が津波の背後への侵入を阻止したと考えられる事例が確認できている¹⁾。また、前川ら²⁾は、宮城県名取市および千葉県旭市の現地調査から、砂丘・盛土の背後での浸水深の低下、家屋被害の軽減状況を明らかにした。

砂丘・盛土は津波越流時に背後地への越流量低減が期待できるものの、越流の経過に伴い堤体の侵食および破堤が生じる恐れがある。津波越流に伴う堤体の時系列の侵食の予測手法は確立されていない。国や地方自治体で実施されている津波浸水被害シミュレーションの砂丘・盛土の取り扱いにおいても、津波が砂丘・盛土を越流しても地形が変化しない場合（例えば、内閣府³⁾）、越流時に全て破堤する場合、あらかじめ破堤した状況を想定する場合のいずれかが多く、時系列の砂丘・盛土の侵食状況が評価されていない場合がほとんどである。砂丘・盛土の有する減勢効果を適切に評価し、津波減災地域づくり等に役立てるためには、津波越流時の砂丘・盛土の侵食実態を把握するとともに、侵食量の評価方法の確立が望まれる。

砂丘の侵食に関する既往研究としては、例えば、柳沢ら⁴⁾が水理模型実験から津波越流時の砂丘の侵食実態を分析しているが、地形変化を考慮した数値シミュレーションの検討には至っていない。

津波移動床計算では、湾や港内の場合が多く、砂丘等の陸上での起伏地形での適用事例は少ない。山下ら⁵⁾と浜口ら⁶⁾が岩手県陸前高田市の高田松原、諏訪ら⁷⁾が千葉県旭市の盛土、今井ら⁸⁾が北上川の河口砂州に適用した事例がある程度である。また、津波移動床計算における砂移動量の算定式は、平坦地形の実験で実施されていることから、砂丘のような起伏のある地形への適用性について検討する必要がある。

本研究は、循環水槽とダムブレイク型造波水槽による水理模型実験から砂丘の津波越流実態の把握を行う。ダムブレイク型造波水槽では、実験結果の再現計算を行い、砂丘への津波移動床計算への適用性を検討する。また、中田島砂丘周辺をケーススタディの対象地域とし、構築した津波移動床計算モデルを用いて現地海岸での砂丘の津波減勢効果を検討・評価するものである。

5.2 砂丘について

砂丘は、良好な景観などから地域の人々に親しまれており、地域によっては重要な観光資源（例えば、鳥取砂丘、中田島砂丘）になっているうえ、津波・高潮（高波含む）に対する防護機能、背後地への飛砂の軽減効果、レクリエーションの場、ウミガメの産卵場などの環境創出効果等を有している。

しかし、海岸侵食や飛砂に伴う砂丘の侵食が生じている場合もあり、海岸侵食防止を目的とした総合土砂管理や飛砂抑制を目的とした堆砂垣の設置などが行われている。また、砂丘の景観維持のため、除草による維持管理が行われている場合もある。

以降では、砂丘の形成、分布、地形および粒径等について、その概要を示す。

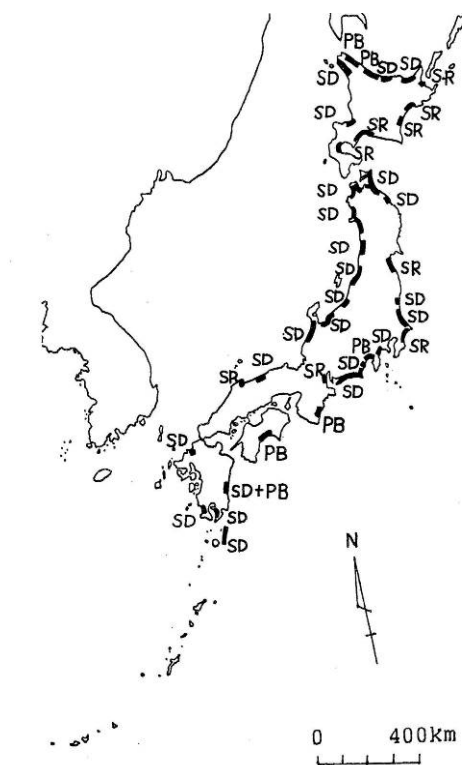
5.2.1 砂丘の形成と分布状況

日本における海岸地形の分布を図 5-1 に示す。砂丘（D）、砂堤（R）および浜堤（B）は、日本の広い範囲に分布していることがわかる。

砂丘は風によって形成されるもの指すが、波によって形成される浜堤、浜堤の上に風成砂が覆われている砂堤、人工的な砂丘など形成過程や形成場所を問わず、本研究では砂丘として扱うことを第 1 章にて述べた。これは、津波による減勢効果を検討するうえで、砂丘の形成に関する分類は影響しないと考えたためであるが、ここでは砂丘、浜堤、砂堤の違いについて、その概要を整理する。

鈴木⁹⁾は、砂丘と浜堤の違いを表 5-1 のとおり示した。これによると、砂丘と浜堤は、形成営力の他にも形状が異なる。また、砂丘は岸沖方向に非対称で風下側（岸側）に急傾斜となっているうえ、高さは 10m を上回る場合もある。一方、浜堤は岸沖方向に対称で、高さは 5m 以下がほとんどとなっている。砂堤に関する記載はないものの、砂堤は浜堤の上に風によって運ばれる砂が堆積するため、浜堤と同等以上の高さと考えられる。

また、砂丘の表面には、植生が存在する場合も多い。鈴木⁹⁾によれば、「日本の海岸砂丘は飛砂災害防止ならびに農業的土地利用のため、江戸時代から植林によってしだいに固定化されてきた」とされている。



第2図 長さ 20 km 以上の海浜地形の分布
S: 砂浜 P: 礫浜 D: 砂丘 R: 砂堤 B: 浜堤

砂丘 D: 風によって風上の地表から吹送された砂が風下に地表に堆積して生じた丘または堤防状の高まり⁹⁾

浜堤 B: 波によって形成され盛土形状となっているもの¹⁰⁾

砂堤 R: 浜堤の上を風成砂が覆うもの¹⁰⁾

図 5-1 長さ 20km 以上の海岸地形の分布（福本¹⁰⁾に追記）

表 5-1 砂丘と浜堤の特徴比較（鈴木⁹⁾の表を抜粋・変更）

地形		砂丘	浜堤
形成域の地形場		砂浜海岸に多いが、背後の段丘、丘陵にも這い上がっている	海浜の背後で、海岸線に並行
形態的特徴	平面形と伸長方向	単列または複列の帯状で、海岸にほぼ並行、雁行、斜交または直交	単列の帯状で、海岸線に並行し、直線的または弧状。海岸線に直行・斜交することはない
	断面形	風下側に急傾斜な非対称	ほぼ対称的で、頂部は平滑
	比高	数 m～数十 m	一般に約 5m 以下（まれに 10m 以上）
	凹地・小突起	多く発達し、大小様々で、細長いか不定形である	ない
形成営力		風	遡上波
整形物質の粒度		細粒砂～粗粒砂	砂礫、砂
土地利用		裸地、草地、林、畑（水田はない）	林、畑（水田はない）

5.2.2 砂丘の現地状況

現地踏査時に撮影した砂丘の写真一例を図 5-2 に示す。自然に形成された砂丘に加え、人工的に整備された砂丘もある。現地写真の(b)は飛砂対策、(e)は防護対策として人工的に整備されたものである。

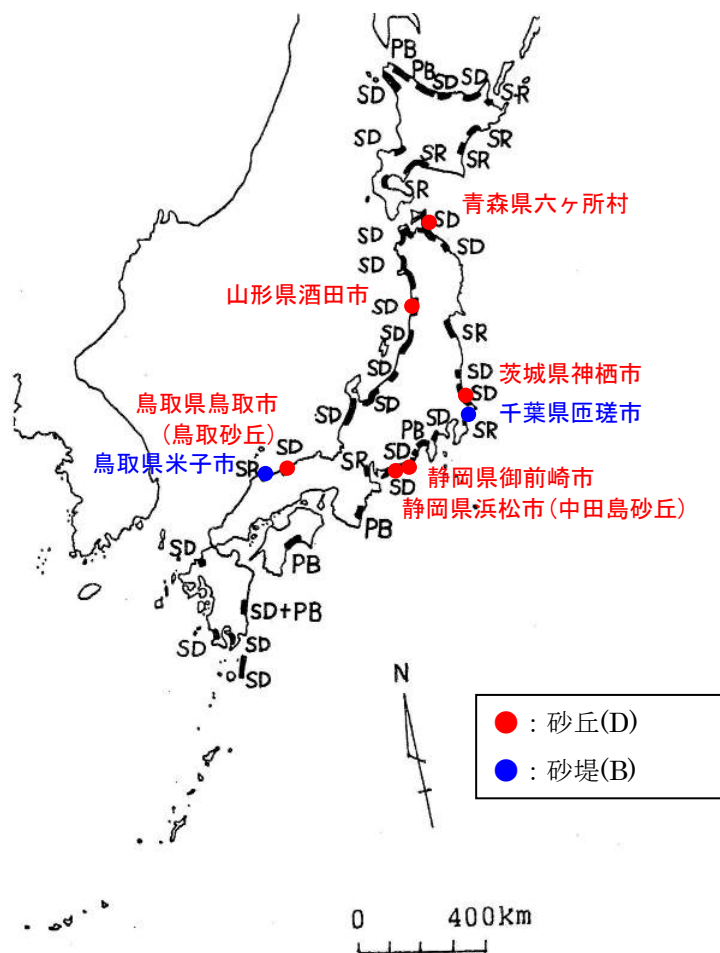
<p>(a) 新潟県新潟市（小針浜海水浴場付近）の砂丘 （2015 年 9 月 18 日撮影）</p> 	<p>(b) 新潟県新潟市（青山海岸海水浴場付近）の人工砂丘（2015 年 9 月 18 日撮影）</p> 
<p>(c) 静岡県浜松市の中田島砂丘 （2015 年 10 月 22 日撮影）</p> 	<p>(d) 静岡県掛川市の砂丘 （2012 年 4 月 4 日撮影）</p> 
<p>(e) 千葉県旭市に整備中の人工砂丘 （2015 年 11 月 20 日撮影）</p> 	<p>(f) 鳥取県鳥取市の鳥取砂丘 （2010 年 5 月 9 日撮影）</p> 

図 5-2 砂丘の現地写真

5.2.3 砂丘の地形

砂丘の地形を概略把握するため、国土地理院¹¹⁾の基盤地図情報数値標高モデル(5mメッシュ)を用いて断面重ね合わせ図を作成した。対象とした代表地点は図5-3のとおりであり、福本¹⁰⁾の砂丘(D)と砂堤(B)別の断面の重ね合わせ図を図5-4に示す。砂丘・浜堤の断面は、海岸線に概ね直角になるように設定した。

断面の重ね合わせより、砂丘は全体的に浜堤よりも標高が高い傾向にあり、その中でも鳥取砂丘が突出して高い。また、堤体幅についても、砂丘は浜堤より大きいことがわかる。



第2図 長さ20 km以上の海浜地形の分布
S: 砂浜 P: 礫浜 D: 砂丘 R: 砂堤 B: 浜堤

図5-3 地形比較を行った砂丘・浜堤の対象地点(福本¹⁰⁾に追記)

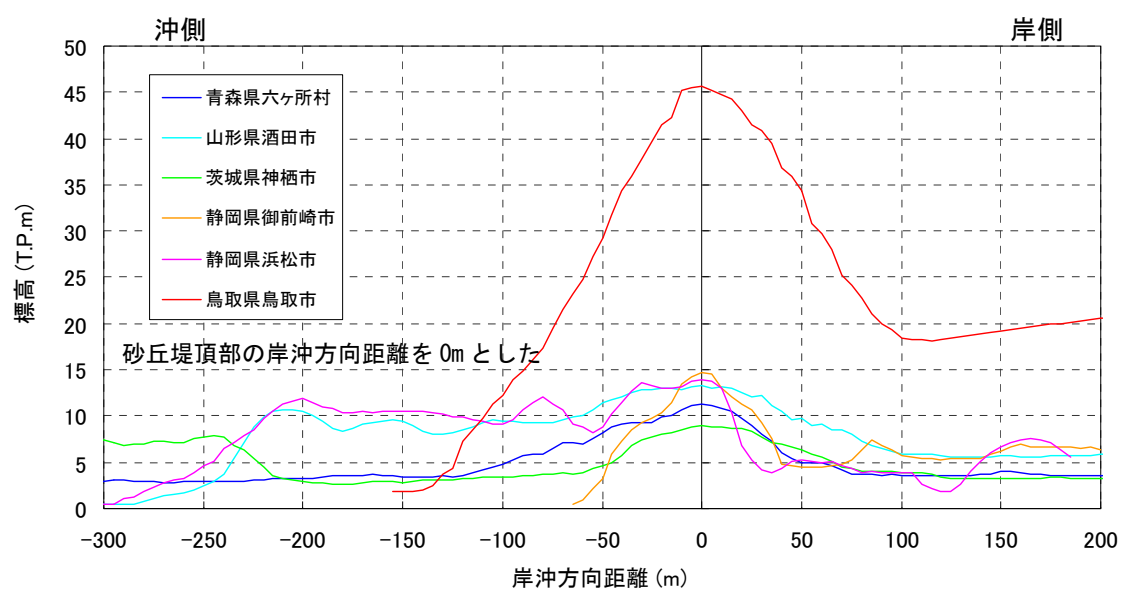


図 5-4(1) 砂丘の断面重ね合わせ

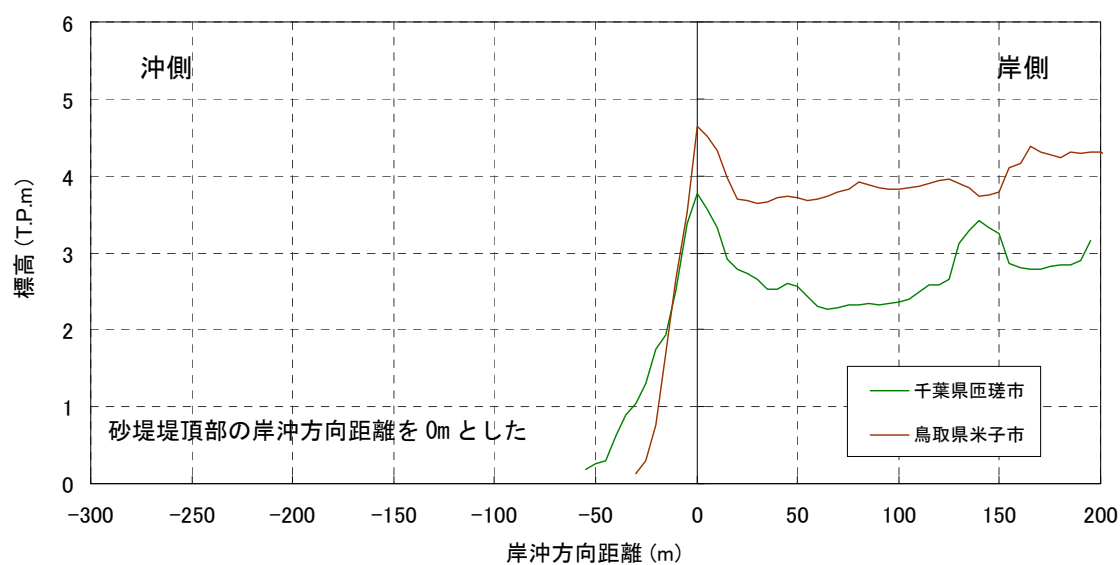


図 5-4 (2) 砂堤の断面重ね合わせ

5.2.4 砂丘の粒度分析

砂丘の粒度を概略把握するため、現地踏査時に底質採取・分析したものと文献（JUNAIDI の中田島砂丘¹²⁾、赤木の鳥取砂丘¹⁴⁾、吉田・東山の庄内砂丘¹³⁾）に記載のものについて、粒径加積曲線を図 5-5 に示す。千葉県旭市の人工砂丘は、他の地点と比べて粒径が細かくなっているものの、各地点の粒径は概ね似た傾向を示しており、中砂分（粒径が 0.25～0.85mm）が多く、礫分（粒径が 2mm 以上）および細粒分（粒径が 0.005mm～0.075mm のシルト、0.005mm 以下の粘土分の合計）はほとんどない。砂丘の砂について、赤木¹⁴⁾は、「粒子がよく揃っており、0.25～0.5mm の中粒径が主体をなしている」としており、ここで整理した結果もその結果と同様の傾向にあることがわかる。

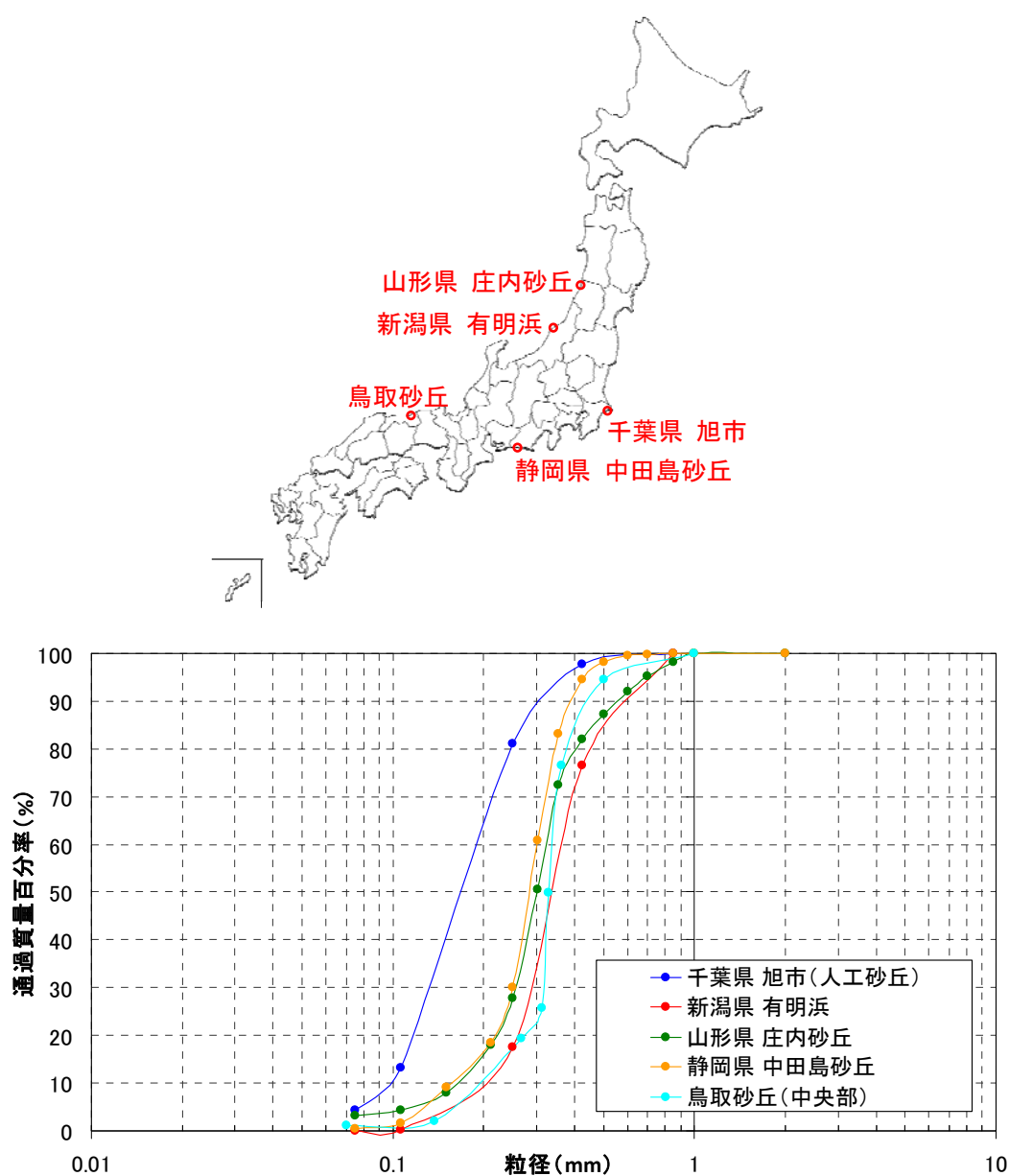


図 5-5 砂丘の砂の粒径加積曲線

5.3 東北地方太平洋沖地震津波の地形変化実態

現地海岸において、2011 年の東北地方太平洋沖地震津波による砂丘・浜堤の侵食実態を把握するため、航空レーザ測量結果を用いて震災前後の地形変化を比較する。

(1) 対象地域

対象地域は、砂丘・浜堤が存在し、東北地方太平洋沖地震津波で越流が生じた地域として、宮城県名取市を選定した。対象位置は図 5-6 のとおりであり、^{ゆりあげ}関上漁港の南側である。

(2) 東日本大震災の津波外力

対象地域付近の東日本大震災の津波外力は、図 5-6 に示す砂丘・浜堤背後の地点で最大浸水高 T.P.+10.6 m¹⁵⁾が確認されている。砂丘・浜堤の高さ（図 5-7 より T.P.+4.5～5.0m 程度）を 5～6m 程度も上回るものであった。

(3) 震災前後の断面比較による侵食実態

宮城県名取市の 2 断面（図 5-6 の A-A'、B-B'）について、震災前後の航空レーザ測量の比較を図 5-7 に示す。

震災前は 2006 年 2 月計測（仙台河川国道事務所）、震災後は 2011 年 5 月計測（国土地理院¹¹⁾）で、どちらも 5 m メッシュデータを用いた。また、地震による広域地盤変動の影響を除外するため、震災後の断面に東日本大震災の鉛直方向の地盤変動量¹⁶⁾として「名取」の電子基準点の沈下量 0.28 m を加えた。

当地域は津波外力が大きいことから砂丘・浜堤の大部分が侵食しているが、A-A' 断面のように一部の堤体が残存している区間があった。この A-A' 断面と B-B' 断面を比較すると、A-A' 断面の天端幅が広いため堤体の一部が残存していた可能性がある。

また、地形は裏法側に加え、表法側も大きく侵食が生じているおり、表側が射流の流れで越流（5.5 参照）する影響で表法の侵食も生じた可能性がある。しかし、ここで用いた航空レーザ測量では津波越流中の地形変化が把握できないため、表法側の侵食要因の特定には至っていない。

【震災前の空中写真(2006 年)】

【震災後の空中写真(2011 年)】

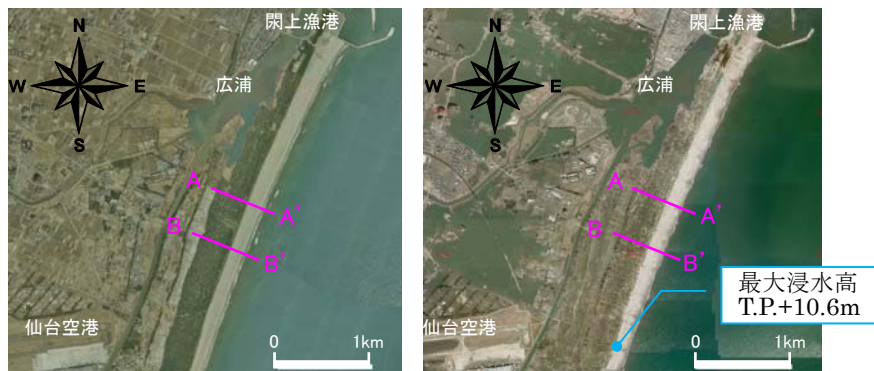


図 5-6 宮城県名取市の砂丘・浜堤の位置

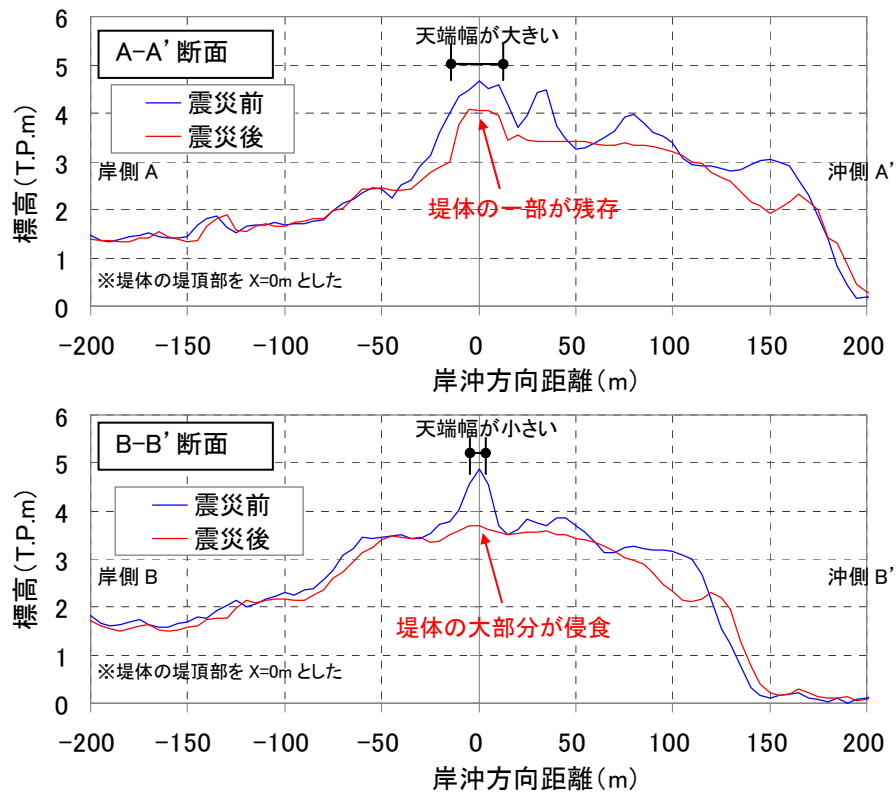


図 5-7 震災前後における砂丘・浜堤の断面 (A-A' 断面, B-B' 断面)

5.4 循環水槽による侵食実験

本節の検討は、循環水槽を用いた水理模型実験より津波が砂丘を越流した際の堤体の侵食実態を把握するとともに、堤体背後への越流量に大きく起因する天端高さ低下速度の予測式を提案するものである。水槽内の水を循環させることから、ここでの津波は準定常流であり、津波特有の段波や非定常性を考慮できていない。したがって、簡単な条件において津波越流による侵食実態の把握を行うものである。

5.4.1 水理模型実験による侵食実態

(1) 実験概要

砂丘の侵食実態を把握するため、図 5-8、図 5-9 に示す循環水槽（西日本流体技研のパーソナルタンク）内に、砂丘を模擬した台形上の堤体を設置し、水槽内の水を循環させることにより堤体を侵食させる実験を実施した。津波越流時には、例えば常田・谷本¹⁷⁾らが示しているように裏法部において深掘が発生するものの、本実験は水路の都合で堤体下面を固定床としている。砂丘の津波減勢効果という観点からは、堤体背後への越流量が特に重要と考えられ、背後地への越流量に大きく起因する堤体の侵食に着目した実験となる。

また、砂丘は本来ドライな状態で津波越流が生じることとなるが、本実験では水槽の都合上、堤体が水没した状態を初期として、水槽の水を循環させ越流させることとした。したがって、堤体の含水比の管理はできていない。

水位および堤体の時間的な変化状況は、水槽の透明な観測面をビデオカメラで撮影し、1～2秒間隔でデジタイズすることで把握した。実験の様子は図 5-10 のとおりである。

水槽内の流量は、水槽内の初期水位、水槽内の堤体形状、水槽内のモーターの回転数によって決定される。本実験における堤体の越流量は、堤体堤頂部で限界水深 h_c が生じるものとして算定した。堤頂部で限界水深 h_c の発生を仮定して越流量を算定する方法は、邵ら¹⁸⁾により妥当な流量が算定できることが確認されている。また、平均流速は越流量を水深で除して算定した。この際の水深はビデオカメラで撮影した水位と堤体形状から把握した。

なお、通水時間が長くなると、図 5-10(b)のように、下流側の流れが常流となる。この越流量の算定手法は、下流側の流れが射流を想定したものであるため、以降における検討もビデオカメラの画像等から射流と判断できた時間を対象とした。



図 5-8 実験に用いた循環水槽の写真

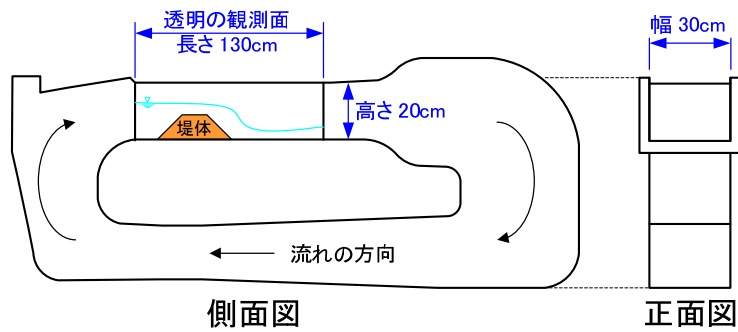


図 5-9 実験に用いた循環水槽の模式図

<p>(a)</p> <p>下流側の流れが射流</p>	
<p>(b)</p> <p>下流側の流れが常流 (通水から一定時間が経過)</p>	

図 5-10 実験の状況

(2) 実験ケース

実験ケース一覧を表 5-2 に示す。堤体の天端幅，裏法勾配，粒径および越流量を変化させた計 10 ケースの実験を実施した。

本実験の堤体の高さは全ケースで 9.5 cm としており，対象とする実物スケールの砂丘を設定していないものの，実物スケールの堤体の天端高さが 4.75m であれば模型の縮尺はフルードの相似則で 1/50 相当となる。実験での越流開始時の越流水深は 2.9～6.5 cm（表 5-2）のため 1/50 縮尺とすれば実物スケールで 1.5～3.3m 程度となる。

なお，フルードの相似則では，時間および流速は長さの縮尺の 1/2 乗となるため，長さが 1/50 縮尺であれば時間と流速は $1/50^{1/2}=1/7.1$ となる。

表 5-2 実験ケース一覧

ケース	天端高	天端幅	表法勾配	裏法勾配	中央粒径 d50	初期水深	循環水槽 の回転数	越流開始時 の越流水深
1	9.5cm	10cm	1:2	1:2	0.34mm	10cm	10Hz	2.9cm
2		10cm		1:2		10cm	13Hz	4.3cm
3		10cm		1:2		13cm	15Hz	6.5cm
4		20cm		1:2		10cm	10Hz	3.1cm
5		10cm		1:3		10cm	10Hz	3.5cm
6		10cm		1:2	0.20mm	10cm	10Hz	3.2cm
7		10cm		1:2		10cm	13Hz	4.3cm
8		10cm		1:2		13cm	15Hz	5.8cm
9		20cm		1:2		10cm	10Hz	3.5cm
10		10cm		1:3		10cm	10Hz	3.7cm

(3) 砂の粒径

実験に用いた砂は三河珪砂 5 号と 56 号の 2 種類であり，中央粒径は 5 号が 0.34mm と 56 号が 0.20mm である。これらの粒径加積曲線は図 5-11 のとおりである。どちらも細粒分（シルト分・粘土分）は，ほとんど含まない砂質土のため，粘着力を持たない。

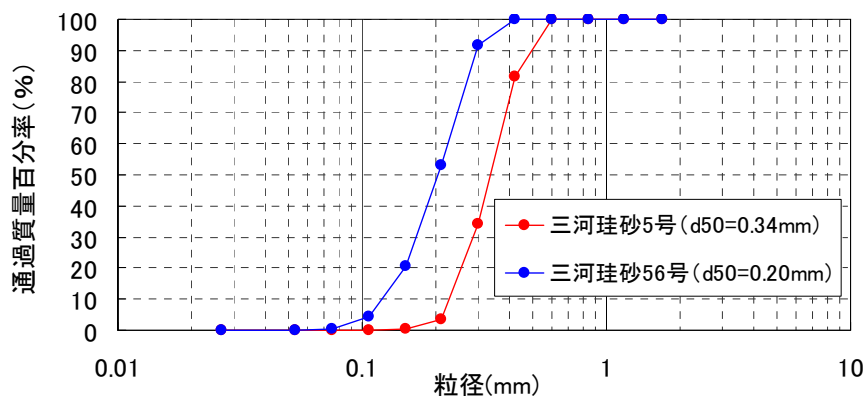


図 5-11 実験に用いた砂の粒径加積曲線

(4) 実験結果

実験による堤体断面の時系列の侵食状況について、天端幅、裏法勾配が異なるケースとして、表 5-2 のケース 1, 4, 5 の例を図 5-12 に示す。越流開始とともに堤体の裏法面から侵食が進行して天端幅の減少が生じ、一定量の天端幅が減少した後に天端高さの顕著な低下が生じている。ケース 1 とケース 5 の場合は天端幅が 10cm と小さい場合であるため越流してすぐに天端高さの低下が生じるが、天端幅が 20cm と大きい場合のケース 4 は越流して 2~4 秒後に天端高さの低下が生じる。全てのケースにおいて、表法側の侵食は生じていない。

また、堤体の断面形状が堤体の侵食にどのような影響をあたえるかを把握するため、ケース 1, 4, 5 の 3 ケースについて、越流に伴う時系列の天端高さと越流量の変化状況を図 5-13 に示す。これより、裏法勾配が天端高さの低下を抑制する効果は見られないものの、天端幅が 20 cm の堤体は天端幅 10 cm の堤体と比べ、天端高さの低下を抑制できた。このことから、津波越流時に堤体天端高さの低下を抑制させ背後への越流量を低減させるには、天端幅を長くすることが有効であることがわかった。

ただし、天端幅 20 cm の場合でも、天端高さの低下が抑制できたのは図 5-13 より 2 秒程度である。対象とする外力にも影響するが、現地へ適用した場合の概略値を把握するため本実験の実物スケールを仮に 1/50 として試算した場合、実物スケールにおいて越流初期の越流水深が 1.5m 程度、天端幅が 10m の場合において、天端高さの低下が 14 秒程度抑制できることとなる。これらは本実験結果を単純に実スケールに適用した場合の試算である。本実験結果を実スケールに適用するには、スケールエフェクト、非線形性による乱れの影響（本実験は準定常流であり乱れの影響が小さい）などの課題がある。

また、本実験は、植生などの堤体を保護するものを考慮していないこと、用いた砂がシルト・粘土分をほとんど含まない砂質土で粘着力を持たないこともあり、津波の周期に対して短時間の天端高さの抑制時間となる。耐侵食性を向上させるためには、特に裏肩部の補強が重要であり、補強方法は堤体の幅や高さの増加に加え、植生や人工物を用いる方法が考えられる。これらの補強にあたって粘り強さを持たせる目安となる強度、各対策とコストの最適化の検討が課題といえる。

なお、一定時間が経過すると天端高さ低下速度が緩やかになるのは、時間の経過につれて天端高さが低下し越流水深が大きくなるため、流れが射流から常流に近づき（フルード数 Fr が 1 に近づき）、結果として底面のせん断応力が小さくなるためである。

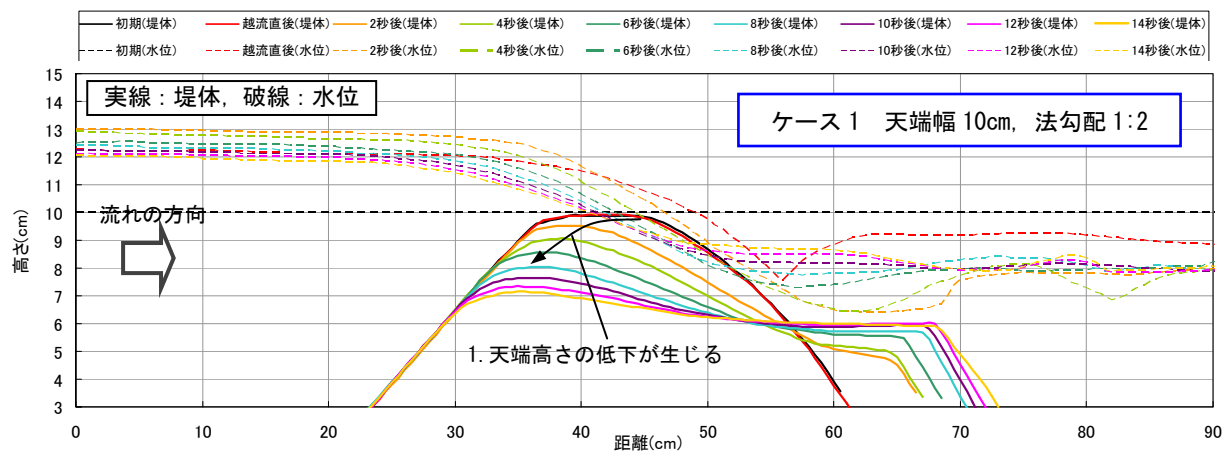


図 5-12 (1) 越流に伴う堤体と水位の時系列変化 (ケース 1)

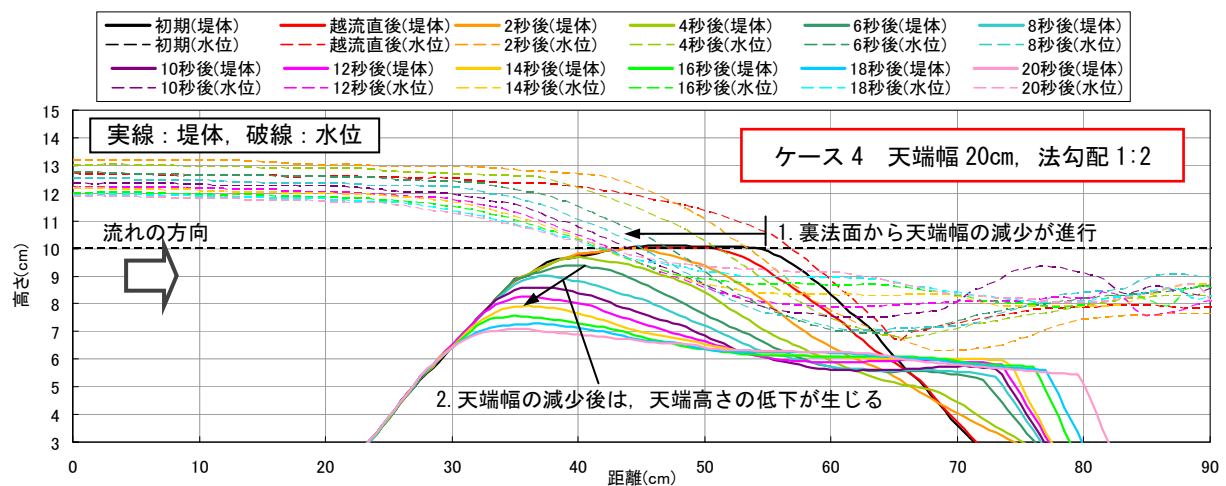


図 5-12(2) 越流に伴う堤体と水位の時系列変化 (ケース 4)

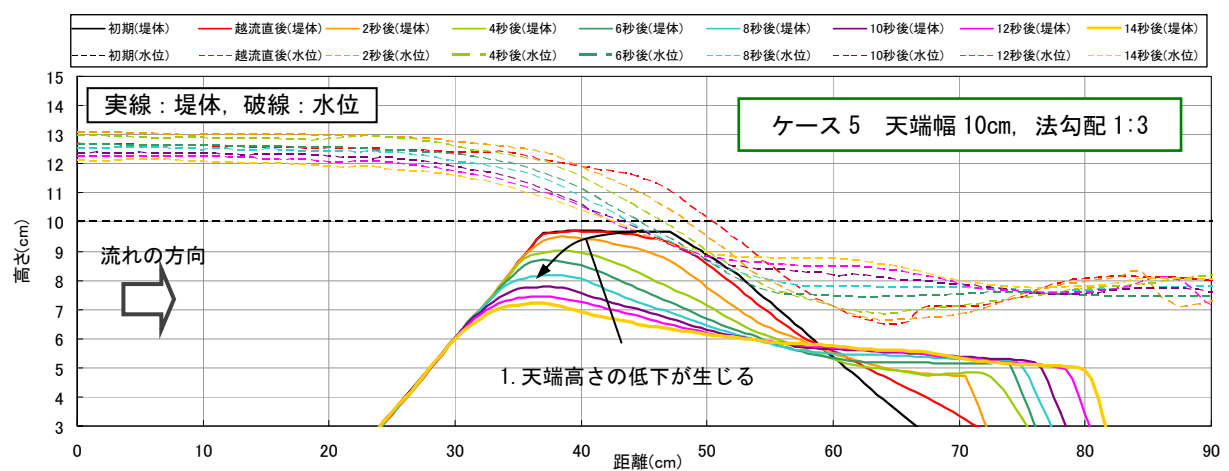


図 5-12(3) 越流に伴う堤体と水位の時系列変化 (ケース 5)

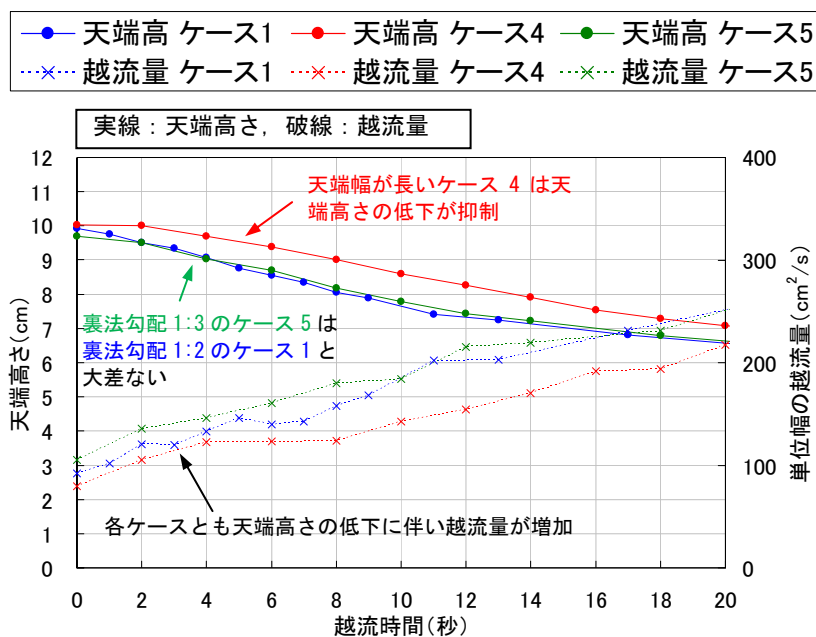


図 5-13 裏法勾配・天端幅の違いによる天端高さ・越流量の時系列変化

5.4.2 天端高さ低下速度の予測式の提案

水理模型実験から把握した 1～2 秒間隔の堤体の形状変化から毎秒あたりの天端高さ低下速度の予測式を算定する。

(1) 天端高さ低下速度の設定

5.4.1 の水理模型実験で把握した時系列の堤体の形状変化から、毎秒あたりの天端高さ低下速度を算定した。ここで算定した天端高さ低下速度は、以降の外力と対応させる。

(2) 外力の算定

天端高さ低下速度の予測式に用いるせん断応力 τ および限界せん断応力 τ_c は、式(1)、(2)より算出した。

$$\tau = \rho_w u_*^2 \quad (1)$$

$$\tau_c = \rho_w u_{*c}^2 \quad (2)$$

ここに、 τ ：底面せん断応力(N/m²)、 τ_c ：限界せん断応力(N/m²)、 ρ_w ：水の密度(=1,000 kg/m³)、 u_* ：摩擦速度(m/s)、 u_{*c} ：移動限界摩擦速度(m/s)である。

移動限界摩擦速度 u_{*c} は式(3)に示す岩垣公式¹⁹⁾より算出した。

$$u_{*c}^2 = 8.41d^{11/32} \quad (0.0065 \text{ cm} \leq d \leq 0.0565 \text{ cm}) \quad (3)$$

ここに、 d ：粒径であり、単位は cm-s である。

また、摩擦速度 u_* は、平均流速 u を用いて、式(4)の粗面乱流に対する抵抗則²⁰⁾より算出した。

$$\frac{u_*}{u} = \frac{\kappa}{\ln(h/z_0) - 1} \quad (4)$$

ここに、 u_* ：摩擦速度(m/s)、 κ ：カルマン定数(=0.4)、 u ：平均流速(m/s)、 h ：水深(m)、 z_0 ：粗度高さ(= $ks/30$)、 ks ：相当粗度(=粒径 d (m))である。

平均流速 u は、式(5)のように単位幅の越流量 q を水深 h (堤頂部から法面の平均水深) で除して算定した。単位幅の越流量 q は、堤頂部で限界水深 hc が発生することを想定し、式(6)より算定した。

$$u = q/h \quad (5)$$

$$q = \sqrt{gh_c^3} \quad (6)$$

ここに、 u ：平均流速(m/s)、 q ：単位幅の越流量(m^2/s)、 hc ：限界水深(m)、 g ：重力加速度(m/s^2)である。

(3) 天端高さ低下速度の予測式

以上より算定した天端高さ低下速度と底面せん断応力を対応させ、天端高さ低下速度の予測式を算定する。

本研究で提案する天端高さ低下速度の予測式は、土の侵食速度算定で多く用いられているせん断応力の累乗によるものとし式(7)で表現した。

$$E = \alpha(\tau - \tau_c)^\gamma \cdot f(b, q, d) \quad (7)$$

ここに、 E ：天端高さ低下速度(cm/s)、 α 、 γ ：定数、 τ ：底面せん断応力(N/m^2)、 τ_c ：限界せん断応力(N/m^2)、 $f(b, q, d)$ ：堤体幅による天端高さの低下抑制を表すパラメータであり堤体幅 b と単位幅の越流量 q と堤体の粒径 d による関数である。

本研究では堤体幅による侵食にくさを表す関数 f を算出するには至っていないため、堤体幅が 10 cm と短く越流直後に天端高さの低下が生じる実験ケースを対象として天端高さ低下速度 E を検討した。

天端高さ低下速度 E と「せん断応力 τ —限界せん断応力 τ_c 」の関係について、中央粒径 $d_{50}=0.34$ mm の場合を図 5-14、 $d_{50}=0.20$ mm の場合を図 5-15 に示す。式(7)の定数 α 、 γ は図 5-14、図 5-15 に示すように最小二乗法より決定できる。

どちらの粒径の場合も、津波越流時の天端高さ低下速度 E は、「せん断応力 τ —限界せん断応力 τ_c 」の累乗で評価できることが明らかとなった。ただし、粒径 $d_{50}=0.20$ mm の場合 (図 5-15) は $d_{50}=0.34$ mm の場合と比べ相関が劣っている。この要因は、本手法が底面のせん断応力により掃流砂の移動を検討した方法であり、浮遊砂の影響を詳細に考慮できていないためと推測される。

つまり、 $d_{50}=0.20$ mm の砂は $d_{50}=0.34$ mm の砂よりも浮遊砂を比較的多く含んでいると考えられ、本検討手法では浮遊砂の影響を詳細に考慮できないため、 $d_{50}=0.20$ mm の場合の天端高さ低下速度と「せん断応力 τ — 限界せん断応力 τ_c 」の相関が比較的劣っていた可能性がある。

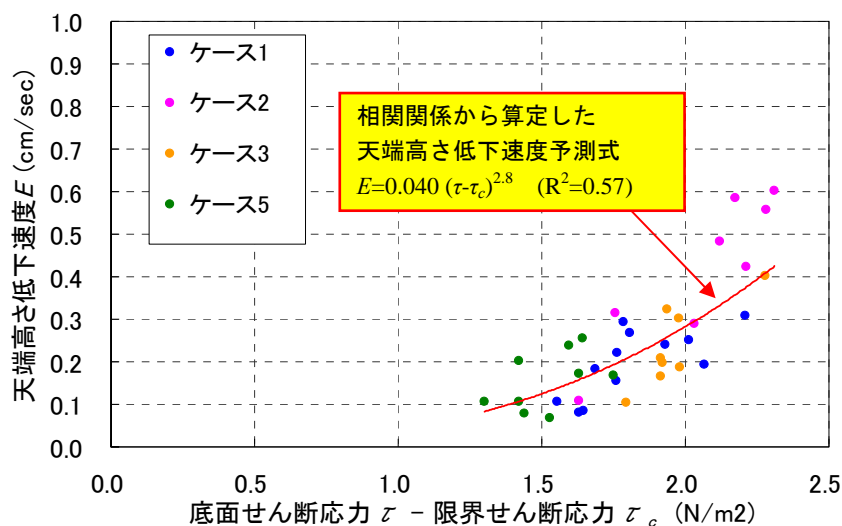


図 5-14 天端高さ低下速度の予測式 ($d_{50}=0.34$ mm)

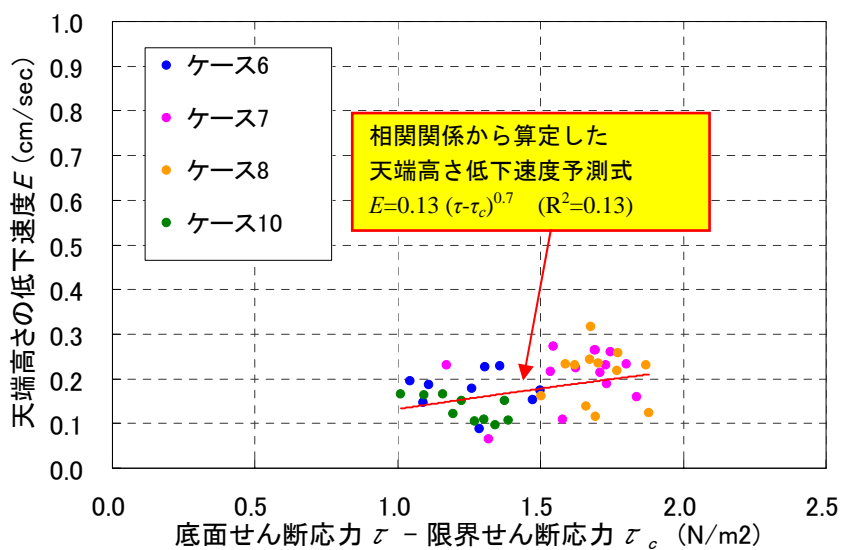


図 5-15 天端高さ低下速度の予測式 ($d_{50}=0.20$ mm)

(4) 天端高さ低下速度の予測式の無次元化

先述式(7)の天端高さ低下速度とせん断応力の関係は、定数 α と γ が次元を持つため予測式を適用するにあたり、本実験条件に限定されることとなる。そのため、本実験結果を一般化するため、天端高さ低下速度およびせん断応力を式(8)～(10)に示すように無次元化した。

$$\tau_* = \frac{u_*^2}{sgd} \quad (8)$$

$$\tau_{*c} = \frac{u_{*c}^2}{sgd} \quad (9)$$

$$E_* = \frac{E}{\sqrt{sgd}} \quad (10)$$

ここに、 τ_* ：無次元せん断応力、 τ_{*c} ：無次元限界せん断応力、 E_* ：無次元天端高さ低下速度、 s ：砂の水中比重 $(\rho_s - \rho_w) / \rho_w$ 、 ρ_s ：砂の密度 (2.7 g/cm³ と想定)、 ρ_w ：水の密度 (=1,000 kg/m³) である。

無次元化した天端高さ低下速度とせん断応力について、式(7)を無次元化した式(11)で表現し、 E_* と $\tau_* - \tau_{*c}$ を対応づけたものを図 5-16 に示す。ここでは、無次元化して一般化するため、 $d_{50}=0.34$ mm と $d_{50}=0.20$ mm の両方を合わせて示した。ここでの定数 α_* 、 γ_* は図 5-16 の最小二乗法より決定できる。

$$E_* = \alpha_* (\tau_* - \tau_{*c})^{\gamma_*} \cdot f_*(b, q, d) \quad (11)$$

ここに、 α_* 、 γ_* ：無次元化した定数、 $f_*(b, q, d)$ ：無次元化した堤体幅による天端高さの侵食抑制を表すパラメータである。

これより、無次元化した天端高さ低下速度とせん断応力の関係は、粒径によるばらつきを含むことがわかる。本研究では $d_{50}=0.34$ mm と $d_{50}=0.20$ mm の場合における定数を示したが、粒径ごとにパラメータの同定が必要な可能性が示唆された。

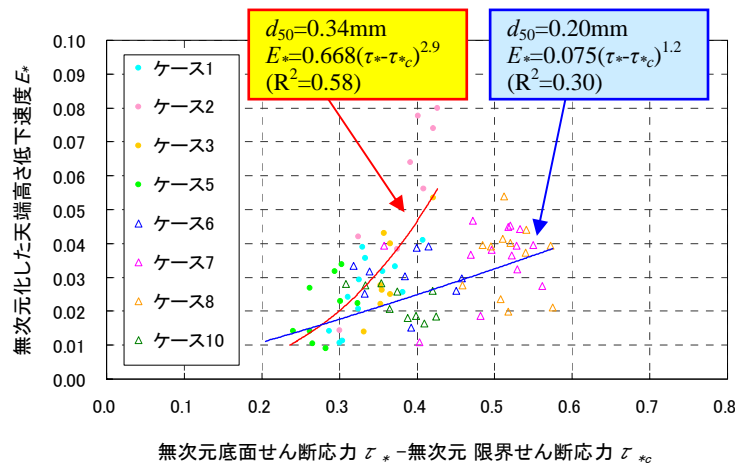


図 5-16 無次元化した天端高さ低下速度の予測式

5.5 ダムブレイク型造波水槽による砂丘の侵食実験

5.4 の実験は循環水槽を用いていたため、津波特有の段波や乱れを考慮できなかった。これらの課題を踏まえ、本節の検討は、ダムブレイク型造波水槽を用いて津波を模擬した段波を発生させ、津波が砂丘を越流した際の堤体の侵食実態を把握する。また、堤体背後への越流量に大きく起因する天端高さ低下速度の予測式について、越流水深を用いた新たな手法を提案する。さらに、水理模型実験の堤体の侵食の再現計算を行い、津波移動床計算の適用性を検討する。

5.5.1 砂丘の津波越流実験

(1) 実験水路の概要

本研究で用いた実験水路は、大阪大学の屋外水路にある長さ 44.0m、幅 0.7m、高さ 1.2m の断面二次元水路であり、砂丘は台形状に形成し、勾配が 1/100 の陸上区間に設置した。水路の模式図を図 5-17、写真を図 5-18 に示す。

ダムブレイク型による津波造波はゲート左側（沖側）と右側（岸側）で水位差を設け、ゲートを岸側に倒伏して急開することで、段波状の津波を発生させた。堤体越流後に津波が引き波として斜面を逆流しないように、堤体背後に斜面のベニヤ板を撤去した段落ち部を設けた。

ゲートの沖側・岸側の水位差は、ゲート付近にメジャーを設置し、目視で読み取った。津波水位は、容量式波高計を沖側（H1）、堤体の法先（H2）、堤体の天端（H3）の 3 か所に設置・計測した。また、H1 の容量式波高計と同位置で、電磁流速計を設置し、流速の観測（水路斜面から約 20cm 上）を行った。

時系列の堤体形状および堤体近傍の水位面は、透明な観測面をビデオカメラで撮影し、時間は 1 秒間隔、岸沖方向距離は 0.5cm 間隔でデジタイズすることで把握した。

なお、ここでの実験においても 5.4 の循環水槽と同様に、本実験の堤体下面は水路の都合で固定床としている。砂丘の津波減勢効果という観点からは、堤体背後への越流量が特に重要と考えられ、背後地への越流量に大きく起因する堤体の侵食に着目した実験となる。

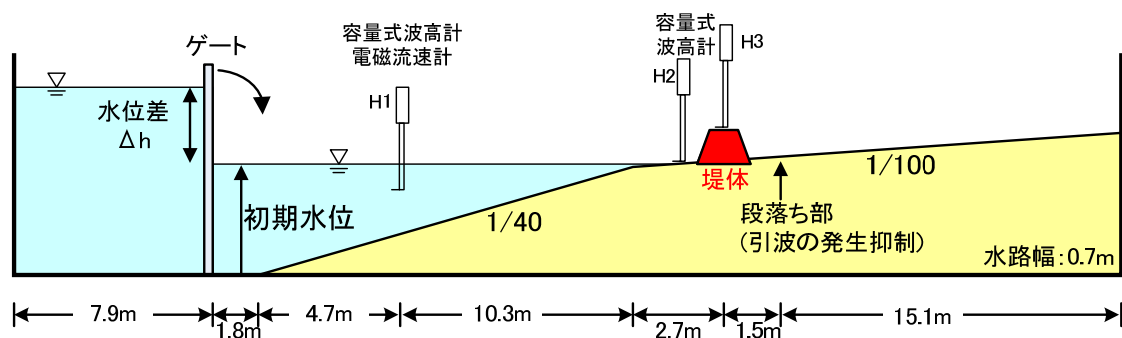
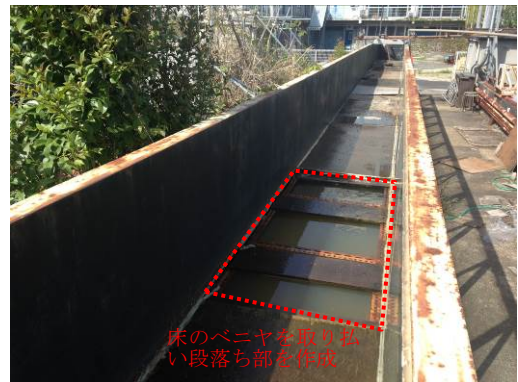


図 5-17 実験水路の模式図

(a) 水路および堤体の撮影状況



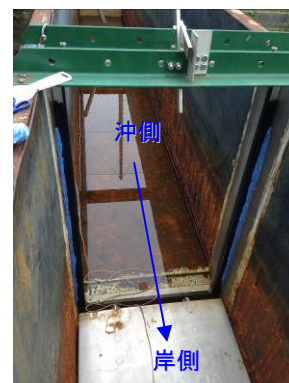
(b) 引波の発生抑制のための段落ち部



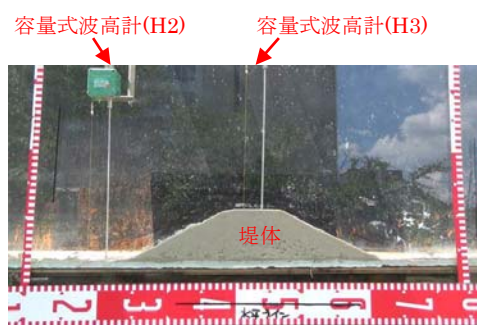
(c) ゲート閉鎖時の状況



(d) ゲート開放時の状況



(e) 堤体と容量式波高計の設置状況



(f) 沖側の容量式波高計(H1)と電磁流速計の設置状況



図 5-18 実験水路の写真

(2) 実験ケース

本研究の実験ケース一覧を表 5-3 に示す。堤体の高さは全て 8cm とし、天端幅、堤体の法勾配、津波外力（ゲートの沖側・岸側の水位差および初期水位）を変化させた。

表 5-3 実験ケース一覧

ケース	堤体高	天端幅	法勾配 (表法と裏法)	締固め度	水位差 Δ h	初期水位 (水路床基準)
1	8cm	8cm	1:2	90%	20cm	43.5cm
2					30cm	41.0cm
3					40cm	40.0cm
4					50cm	38.0cm
5					60cm	35.5cm
6		16cm			20cm	43.5cm
7					30cm	41.5cm
8					40cm	40.0cm
9					50cm	38.0cm
10		8cm	1:3		20cm	43.5cm
11					30cm	41.5cm
12					40cm	40.0cm
13					50cm	38.0cm
14	堤体を設置しない				30cm	41.5cm
15	(数値シミュレーションの水位確認用)				50cm	38.0cm

(3) 砂の粒径

実験に用いた砂はアルバニーサンドであり、中央粒径 d_{50} は 0.15mm である。これらの粒径加積曲線は図 5-19 のとおりであり、細粒分（シルト分・粘土分）は、3.4%と少ないため、粘着力をほとんど持たない砂質土である。

堤体の締固め度は、最適含水比(5.3%)の 90%となるように調整した。突固めによる土の締固め試験結果より、最適含水比 5.3%で最大乾燥密度 1.594g/cm^3 となったが、実験に用いた砂は細粒分をほとんど含まないため、含水比を変化させても乾燥密度に顕著な違いが見られなかった。

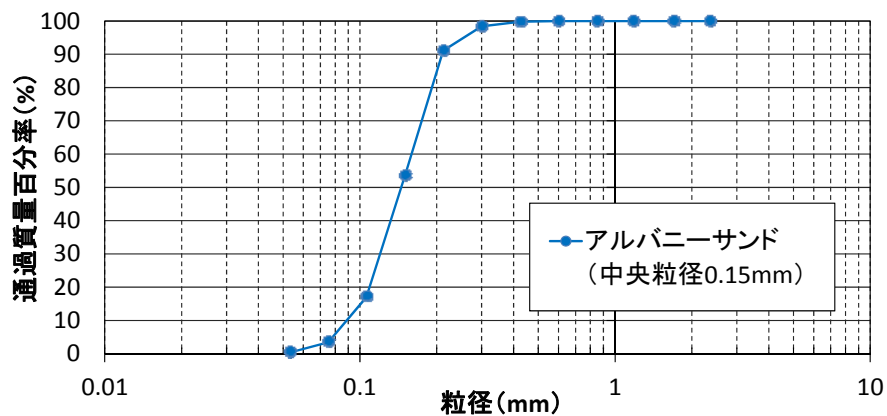


図 5-19 実験に用いた砂の粒径加積曲線

(4) 実験結果

表 5-3 のケース 3 を例として、津波越流時の容量式波高計の計測水位およびビデオカメラの越流時の写真を図 5-20 に示す。津波が堤体を越流した初期の段階（図 5-20 の b）では、堤体表法側の水深が小さく堤体の表側・裏側ともに射流として越流しており、堤体の侵食は表側および裏側で生じている。津波が越流し一定時間が経過（図 5-20 の c）すると、堤体表側の水深が大きくなり堤体表側の流れが常流へと変化し始める。この時、堤体天端（H3）で最も津波水位が高くなる。その後（図 5-20 の d）は、堤体表側が常流のまま津波越流が生じる。

このことから、津波越流時には、特に裏法側の高流速や負圧およびそれに伴う侵食に着目されることが多いが、越流初期の時間は堤体表側においても津波が射流となるため、堤体表側も侵食が生じることがわかった。

下園ら²¹⁾は、2004 年のインド洋大津波後にスリランカの砂堆（砂丘）の調査を行い、津波の影響かどうかは定かではないものの表法側の侵食が生じていることを示しており、表法側が津波によって侵食する可能性を示唆している。ただし、本実験の堤体の砂はシルト・粘土分が 3% と少なく砂分が卓越するが、常田ら²²⁾のようにシルト・粘土分を多く含む盛土の場合は、耐侵食性が大きく難浸透性であるため、堤体の侵食は小さくなる。植生で被覆されている場合も植生の耐侵食性から侵食が軽減されることが考えられる。

また、5.4 の循環水槽の実験では、堤体が水没した状態を初期として越流実験をしていた関係で、堤体前面の水深が大きく表法側で射流が生じなかったことから、表法の侵食がほとんど生じなかったと考えられる。一方、本節のダムブレイク型の侵食実験では、ドライな状態の一樣斜面を波の先端が遡上しており、越流時の堤体前面の水深が小さいため堤体表法側で射流が生じやすい条件であったと考えられる。実現象においても、斜面を遡上する津波の場合の越流直後は堤体表法側が射流となっていると推測されるが、その継続時間および表法側の侵食に与える影響については、十分な検討には至っていない。

ここで、堤体の侵食特性を把握するため、堤体の地形変化量（図 5-21(a)）から式(12)より漂砂量 $q(x)$ （図 5-21(b)）を算定した。

$$q(x) = -(1 - \lambda) \int_0^x \frac{\partial z}{\partial t} dx + q(0) \quad (12)$$

ここに、 t ：時間、 x ：岸沖方向距離、 z ：基準面からの堤体高さ、 λ ：砂の空隙率(=0.4)、 q ：単位幅あたりの全漂砂量（ $q(0)$ は $x=0$ 地点の q であり 0 となる）である。

漂砂量 $q(x)$ の傾きが右肩上がりに変化すれば、領域間に流入する漂砂量よりも流出する漂砂量が大きくなるため堤体が侵食されることを表しており、津波が法先到達から 1～3 秒は表側の流れが射流のため、表法から裏面まで全体的に侵食しているうえ、漂砂量（砂の移動量）が大きい。一方、表側の流れが射流から常流へ変化する 4 秒以降（図 5-21 (b) の赤丸）では侵食位置が主に裏側であり、漂砂量（砂の移動量）が小さいことがわかる。堤体表側の津波の流れが射流から常流へ変化するに伴い、地形の侵食位置が表側から裏側に遷移し、侵食量（砂の移動量）も小さくなる様子が確認できた。

また、図 5-22 に越流終了後の各ケースにおける表法・天端・裏法の侵食割合を示す。いずれのケースも表側で侵食が見られるものの、裏法の侵食量がより大きい。本実験の越流時間は 10 秒前後と比較的短いいため表法の侵食が際立ったものの、越流時間が長い場合は裏法の侵食と比較して侵食量は小さくなると考えられる。

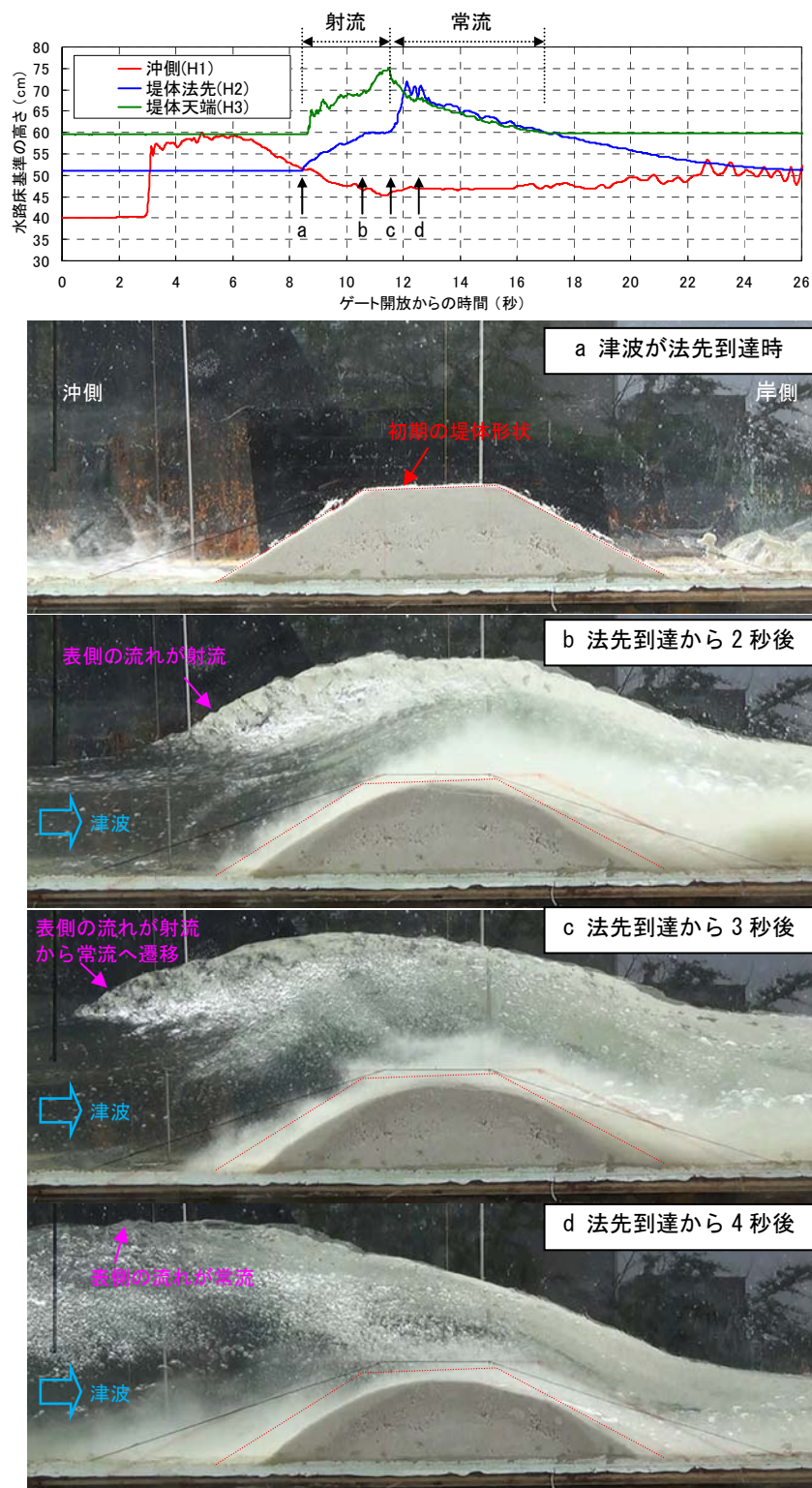
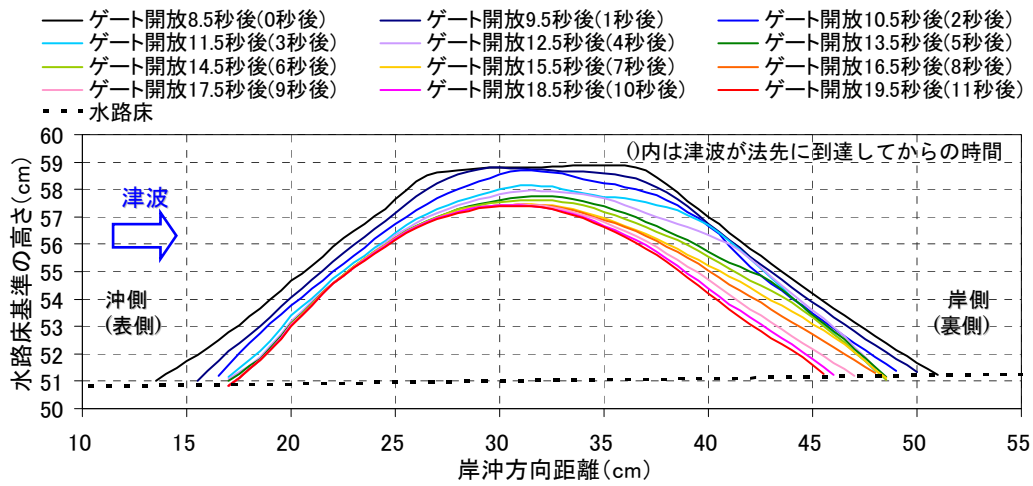


図 5-20 時系列の計測水位と堤体写真（ケース 3 の例）

(a) 時系列の堤体の侵食状況



(b) 漂砂量

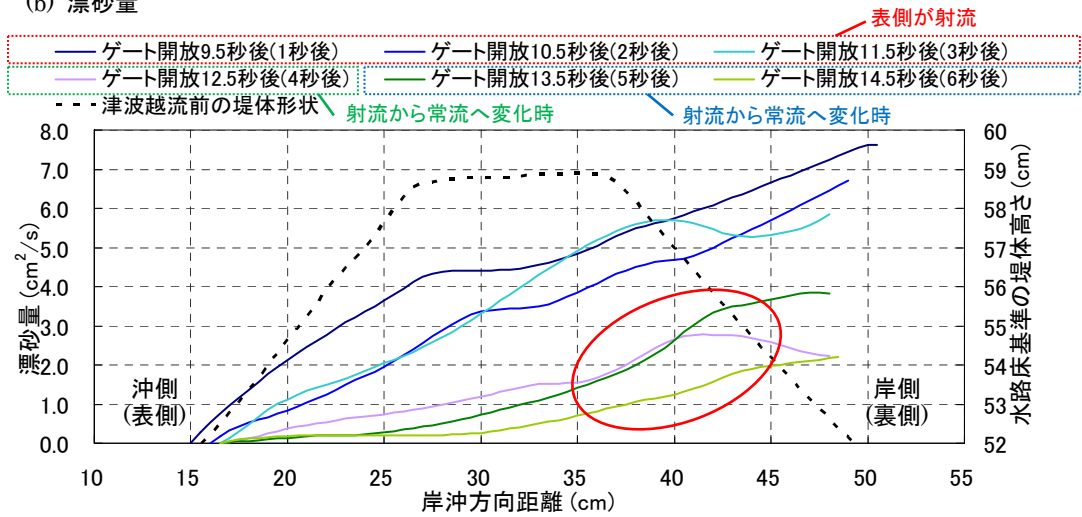


図 5-21 時系列の堤体の侵食状況との漂砂量 (ケース 3 の例)

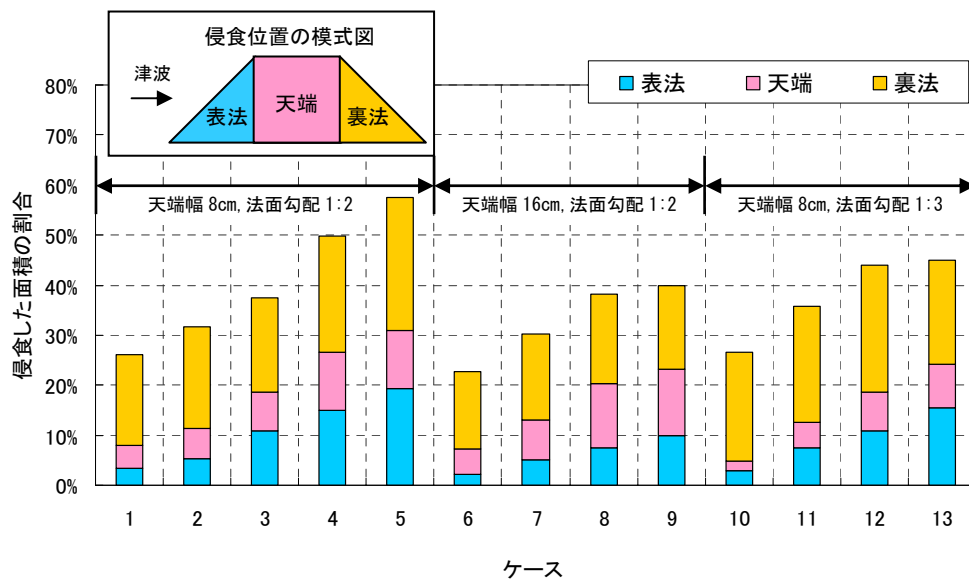


図 5-22 各ケースにおける堤体の表側・天端・裏法側の侵食割合

5.5.2 越流水深を用いた天端高さ低下速度の予測式の提案

侵食実験から把握した各ケースの地形変化量から、天端高さ低下速度の算定を試みる。砂の侵食速度は、式(13)のようにシーلز数の累乗で表現されることが多い。

$$E = \alpha_0 (\tau - \tau_c)^{\gamma_0} \quad (13)$$

ここに、 E ：侵食速度、 τ ：シーلز数、 τ_c ：限界シーلز数、 α_0 、 γ_0 ：定数である。

シーلز数は式(14)より摩擦速度の 2 乗、摩擦速度は例えば式(15)の対数則より流速と同次元で表現される。

$$\tau = u_*^2 / sgd \quad (14)$$

$$\frac{u_*}{u} = \frac{\kappa}{\ln(h/z_0) - 1} \quad (15)$$

ここに、 s ：砂の水中比重、 g ：重力加速度、 d ：砂の粒径、 u ：平均流速、 κ ：カルマン定数(=0.4)、 h ：水深、 z_0 ：粗度高さである。

限界水深が邵ら¹⁸⁾のように堤体の天端上で生じると仮定すれば、限界水深を越流水深とみなせ、式(16)より限界水深の 1/2 乗で流速が算出される。式(14)および(16)からシーلز数 τ は越流水深 (=限界水深 h_c) の 1 乗で表現できるため、侵食速度 E は式(13)から(17)の形に変形できる。

$$u = \sqrt{gh_c} \approx \sqrt{gh} \quad (16)$$

$$E = \alpha h^\gamma \quad (17)$$

ここに、 h_c ：限界水深、 h ：越流水深、 α 、 γ ：定数である。

上記を踏まえ、天端高さ低下速度 E （堤体の堤頂部の高さが単位時間あたりに低下する高さ）と越流水深 h （天端高中央の容量式波高計設置個所 H3）について累乗で表現した結果を図 5-23 に示す。この際、表側の流れを射流、射流から常流への遷移状態、常流の 3 つに分類し、ここでは常流の場合について相関式を算出した。越流水深の増加とともに低下速度が増加する様子が見て取れる。各ケースの寄与率 R^2 は 0.76, 0.54, 0.39 であり、図 5-23(1)で寄与率が大きく、図 5-23(2), (3)で小さくなるのは、図 5-23 (1)では津波外力が大きい場合（水位差 $\Delta h=60\text{cm}$ ）の実験ケースがあるためと考えられる。

天端高さ低下速度と越流水深の関係にばらつきがある要因を考察する。式(17)の条件は天端上で限界水深の発生を仮定したものであるため、表法側の津波は常流となっている必要がある。表法の流れが射流の場合は、天端上で限界水深が発生せず、越流水深が過小になっていると考えられるため、相関式よりも越流水深が小さく（図上で左側）プロットされている。表法側の流れが射流の場合は、越流水深が実態よりも大きくなるため低下速度が過大評価されることとなる。一方、表法の流れが射流から常流に変化する場合は、図 5-20 で示したように天端上で一時的に水位が増大するため、越流水深が大きく（図上で右側）プロットされている場合があると考えられる。

越流水深はシーلز数や摩擦速度と比べて直接的に計測しやすい物理量である。本実験は、津波外力、堤体の形状、砂の粒径など限られた条件において天端高さ低下速度を算定したものであるが、外力に越流水深を用いて堤体の天端高さ低下速度を表現できる可能性を示すものである。

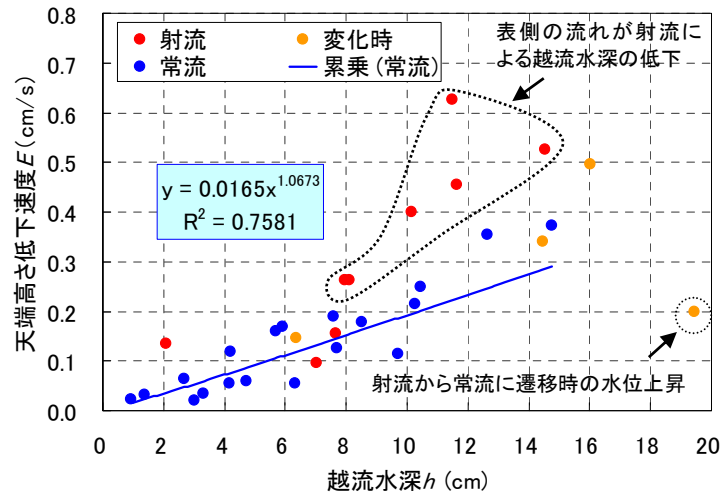


図 5-23(1) 天端高さ低下速度と越流水深の関係（ケース 2～5）

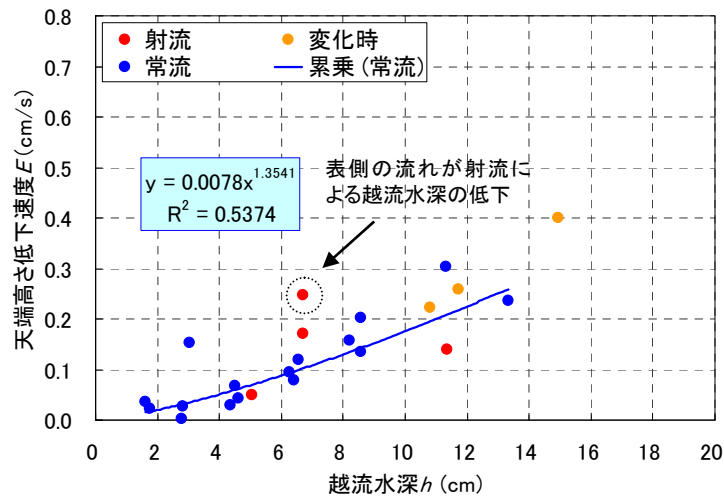


図 5-23 (2) 天端高さ低下速度と越流水深の関係（ケース 7～9）

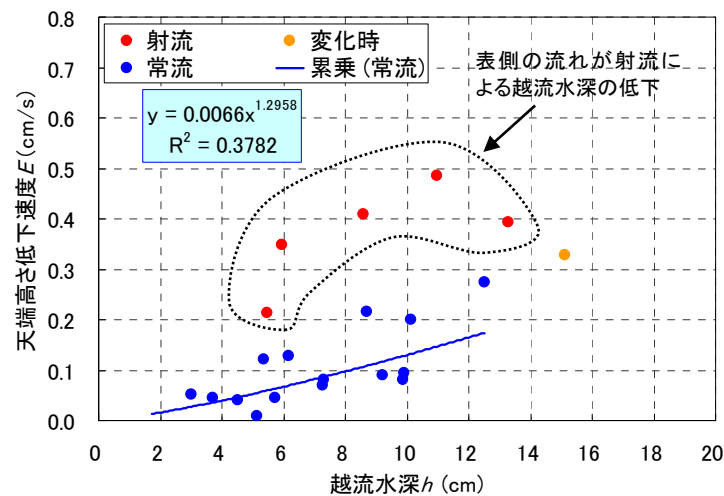


図 5-23 (3) 天端高さ低下速度と越流水深の関係（ケース 11～13）

5.5.3 津波越流実験の再現計算

(1) 計算手法

津波の流動は、5.6 で現地海岸へ適用することを念頭に置き、広域への適用が可能な平面二次元非線形長波理論を基礎方程式とした。また、砂の移動は、任意の粒径に応じた砂移動量が提案されている池野ら²³⁾の方法を用いた。この津波移動床計算モデルは、第4章の阿武隈川をケーススタディ河川とした検討で用いた計算モデルと同様のため、ここでは基礎方程式等の詳細を割愛する。

(2) 計算条件

計算条件一覧を表 5-4 に示す。浮遊砂の巻き上げ量に影響を与える飽和濃度は、4.5 章と同様に、流況による可変方式から求めた飽和浮遊砂濃度が一定値（3%）より大きければその値を採用する方法としている。

なお、各ケースのうち、数値シミュレーションから算出した堤体上の最大シールズ数は 6～7 程度であった。

表 5-4 再現計算における計算条件一覧

項目	設定	備考
入射波形	容量式波高計（H1）の観測水位	沖側境界条件
格子間隔 Δx	0.5cm	
計算時間間隔 Δt	0.00005秒	
マンニングの 粗度係数	堤体 : 0.015 堤体以外 : 0.012	堤体の粗度は、土木学会水理委員会 ¹⁹⁾ を参考に実験を再現できる値を採用 堤体以外の粗度は、土木学会水理委員会 ¹⁹⁾ を参考に固定床計算から同定
砂の粒径	0.15mm（中央粒径）	粒度分析結果
砂の密度	2,500kg/m ³	想定値
巻き上げ量の定数 a	0.15	池野ら ²³⁾ の推奨値
鉛直拡散係数 kz	0.5	池野ら ²³⁾ の0.2mmの場合と同等とした

(3) 再現計算結果

a) 固定床計算（堤体なし）による水位の妥当性の確認

ここでは、まず砂の堤体を設置しない固定床の計算を行い、実測と計算の水位比較から、津波伝播状況の妥当性の確認を行う。ここで対象とするケースは、表 5-4 のケース 14, 15 の 2 つである。沖側にある容量式波高計 H1 地点の観測水位を計算での入射波形とし、容量式波高計 H2 と H3 の地点において実測と計算の水位を比較する。これらの概要は図 5-24 のとおりである。

図 5-25 に各ケースの実測と計算の時系列水位の比較を示す。両ケースとも H2 と H3 地点では、計算の方が実測と比べて到達が遅れているものの、到達初期を除けば波形の形状は概ね一致している。このことから、固定床の再現計算より、概ね計算水位の妥当性を示すことができたと判断した。

遡上先端部（図 5-25 の緑丸）において、実験では計算に比べ到達が早くなっており、例えば、鴨原・今村²⁴⁾の検討結果と同様の傾向にある。この要因を特定するに至っていないものの、計算では入射地点における水平流速の水深方向分布は長波近似で一様としているが、実態は水深方向に一様となっていないことが影響している可能性等が考えられる。段波発生時には、ゲートの水路床部を始点としてゲート回転により開放させていることが、水深方向の水平流速が一様になりにくかった要因の 1 つと推測される。

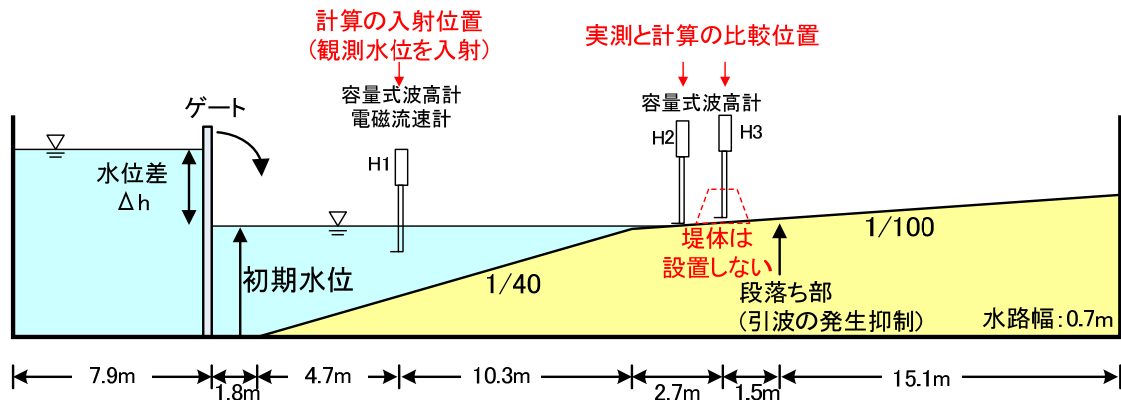
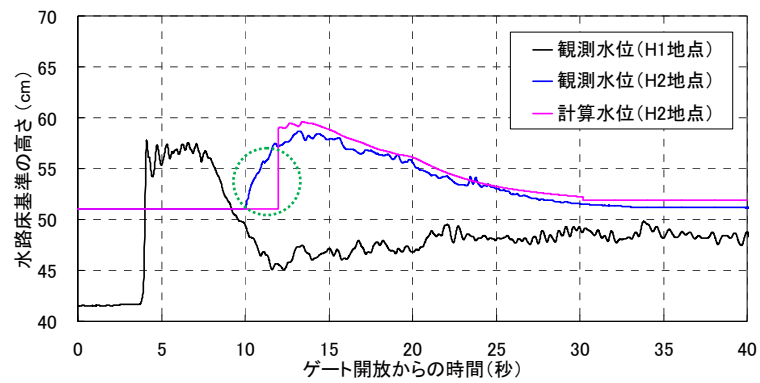


図 5-24 固定床の実験および計算の模式図

(a)

H2 地点
の比較



(b)

H3 地点
の比較

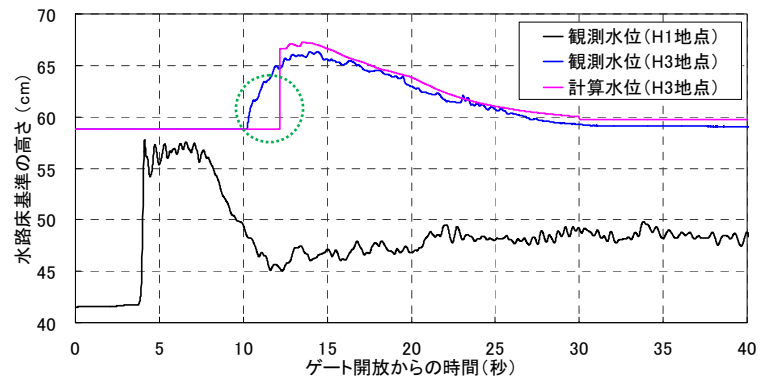
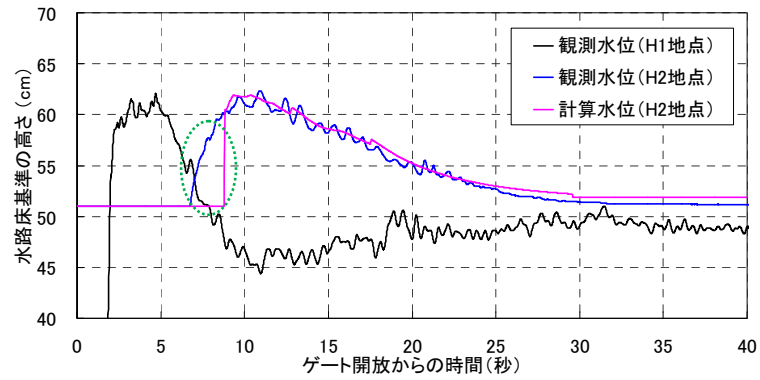


図 5-25(1) ケース 14 の実測・計算の時系列水位比較

(a)

H2 地点
の比較



(b)

H3 地点
の比較

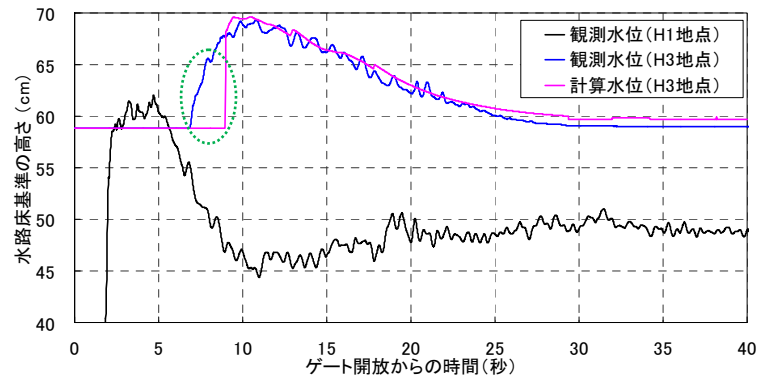


図 5-25 (2) ケース 15 の実測・計算の時系列水位比較

b) 移動床における地形・水位の再現

表 5-3 のケース 3 を例として、実験と計算における堤体法先の容量式波高計 (H2) の時系列水位を図 5-26、津波前後の堤体形状を図 5-27 に示す。図 5-26 の水位比較では固定床の時と同様に到達初期を除けば全体的な波形は概ね一致している。

図 5-27 の地形変化の比較では、実験では表法・裏法の両方で侵食が生じているのに対し、計算では裏法面のみで侵食が生じている。これは、5.5.1 (4) で示したように実験では堤体越流初期は表側の流れが射流であったのに対し、計算では表側の流れが常流として表現されるためであり、図 5-28 の水位の断面分布からも表側の水位が常流であることが確認できる。堤体の表側の侵食を計算で表現するためには、例えば、数値波動水路 (CADMAS-SURF) 等の常流・射流を精度よく計算できる手法を用いる必要があると考えられる。

c) 堤体の侵食面積の比較

表 5-3 の各ケースについて、実験と計算の侵食面積の比率の比較を図 5-29 に示す。ここでの検討では、摩擦速度 u_* (マニング則より算定) の算定に影響を与える粗度係数 n について、土木学会水理委員会¹⁹⁾に記載のある範囲を参考に、0.014, 0.015, 0.016 の 3 ケースを検討した。その結果、平面二次元非線形長波を基礎方程式とする流体解析では表側の侵食を表現しきれなかったものの、粗度係数等の適切なパラメータの設定により堤体形状の侵食面積は実験と概ね同程度に調整可能であった。表法の侵食を再現するためには、流体の流れの常流・射流を精度良く求めることなどが必要であり、これらは今後の課題といえる。

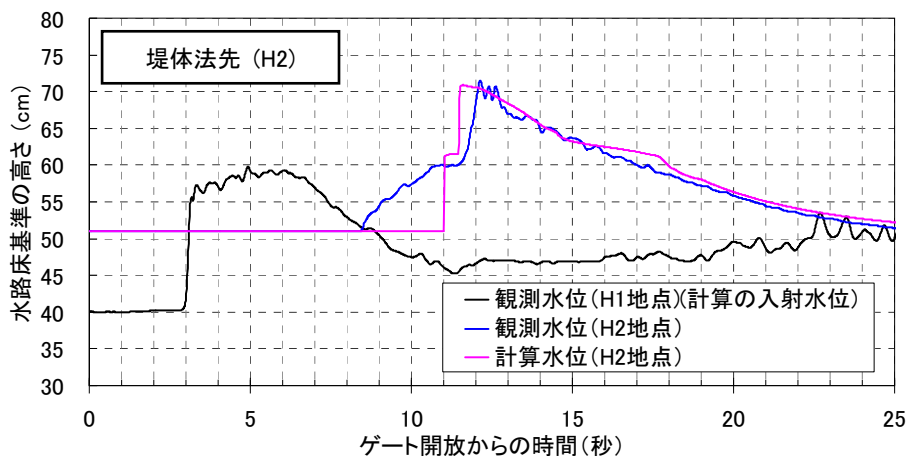


図 5-26 実験と計算の時系列の水位比較 (ケース 3 の例)

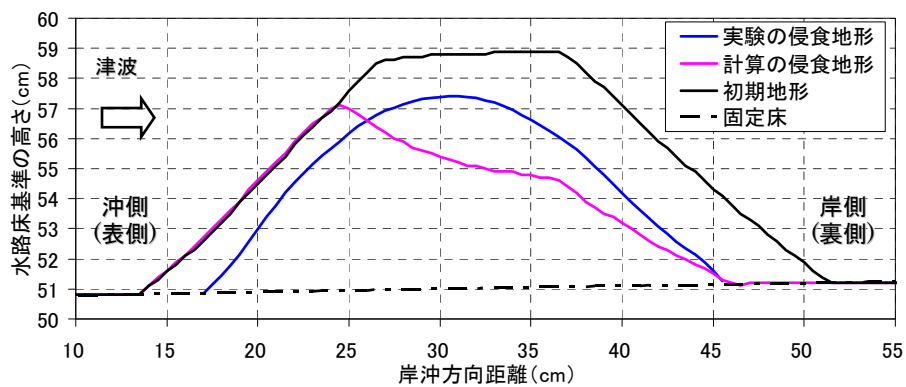


図 5-27 実験と計算の時系列の堤体形状比較（ケース 3 の例）

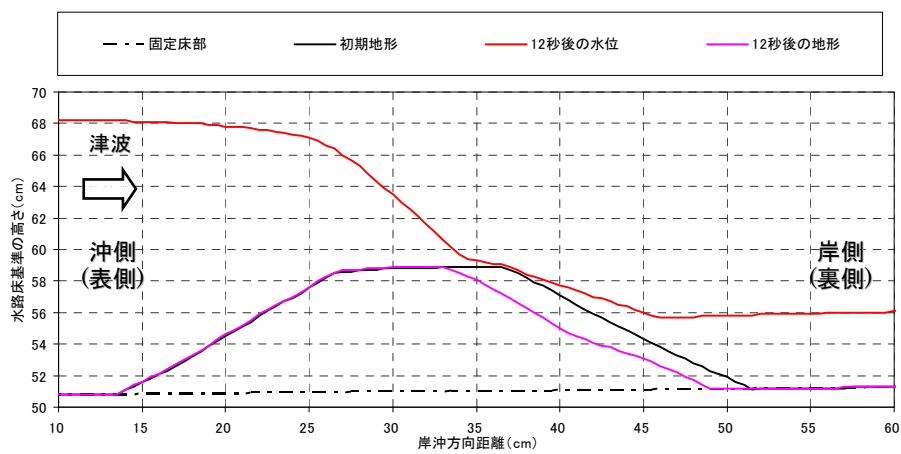


図 5-28 ゲート開放から 12 秒後の地形と水位の断面分布（ケース 3 の例）

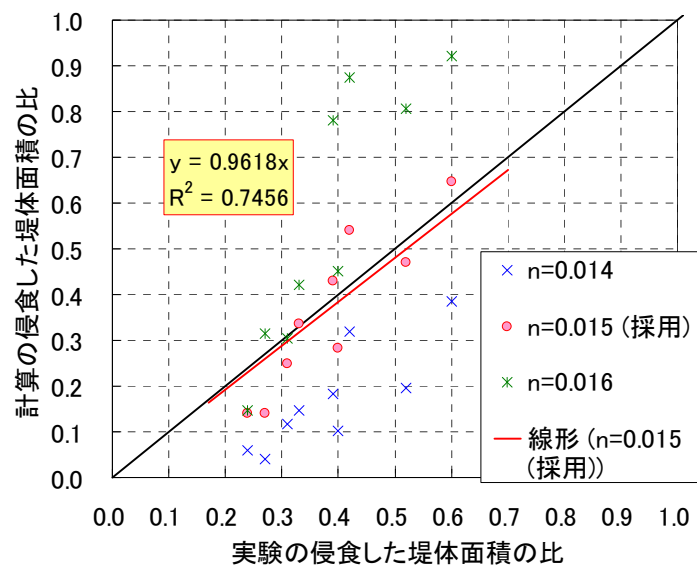


図 5-29 侵食面積の実験と計算の比較

5.6 現地海岸における砂丘の津波減勢効果の数値実験

5.5 で構築した平面二次元計算を実験スケールが影響しない現地海岸に適用し、砂丘の侵食状況の把握と砂丘の津波減勢効果の評価を行う。また、津波減勢効果の検討では、砂丘の堤体幅を拡張した場合、砂丘表面に植生を被覆した場合の評価も行う。

5.6.1 砂丘の津波減勢効果の検討

(1) 対象領域

対象領域は、広域に砂丘が存在し、その砂丘を越流する規模の津波発生が予想されている静岡県浜松市南区の中田島砂丘周辺とした。静岡県²⁵⁾および浜松市²⁶⁾によると、この地域には南海トラフの巨大地震への被害軽減方策として、天竜川から浜名湖までの約 17.5km の区間で T.P.+13m 程度の防潮堤の整備が進められている。

本検討では、砂丘による減勢効果に着眼しており、防潮堤が整備された場合、砂丘による減勢効果が表れにくいと考えたため、この防潮堤が整備前の状況を想定した。

(2) 解析手法

津波移動床計算の手法は、平面二次元解析であり、5.5.3 で用いた手法と同様である。そのため、ここでは手法の基礎方程式等の説明を割愛する。

(3) 検討条件

a) 検討条件一覧

検討条件一覧を表 5-5 に示す。計算に用いる地形、堤防、粗度、地盤変動量は、内閣府²⁷⁾が公表しているものを基本とするものの、河道地形が十分考慮されていなかったため、一部変更して用いた。

表 5-5 計算条件一覧

項目	設定	備考
対象津波	南海トラフの巨大地震ケース01	対象地域の最大クラスの津波
格子間隔	2430m, 810m, 270m, 90m, 30m, 10m	6領域をネスティング (引き継ぎ計算)
潮位	T.P.+0.61m	朔望平均満潮位
計算時間	6時間	
計算時間間隔	0.2秒	C.F.L.条件を満たすように設定
広域地盤変動	隆起・沈降を考慮	南海トラフの巨大地震は、当地域の陸域で沈降が生じる
構造物	越流時に破堤 (中田島砂丘には堤防がない)	津波浸水想定の設定の手引き Ver.2.00 ²⁸⁾ を参考に設定
砂の粒径	0.29mm	Junaidi ²⁹⁾ らより設定
砂の密度	2,600kg/m ³	想定値

b) 計算領域

各メッシュサイズの計算領域は図 5-30 のとおりである。最も広い範囲の 2430m は地震発生位置を含み、対象領域に近づくほどメッシュサイズが細くなる。最小メッシュサイズは 10m である。本計算では、大領域から小領域、小領域から大領域に計算結果をフィードバックする two-way 方式でネスティングを実施した。

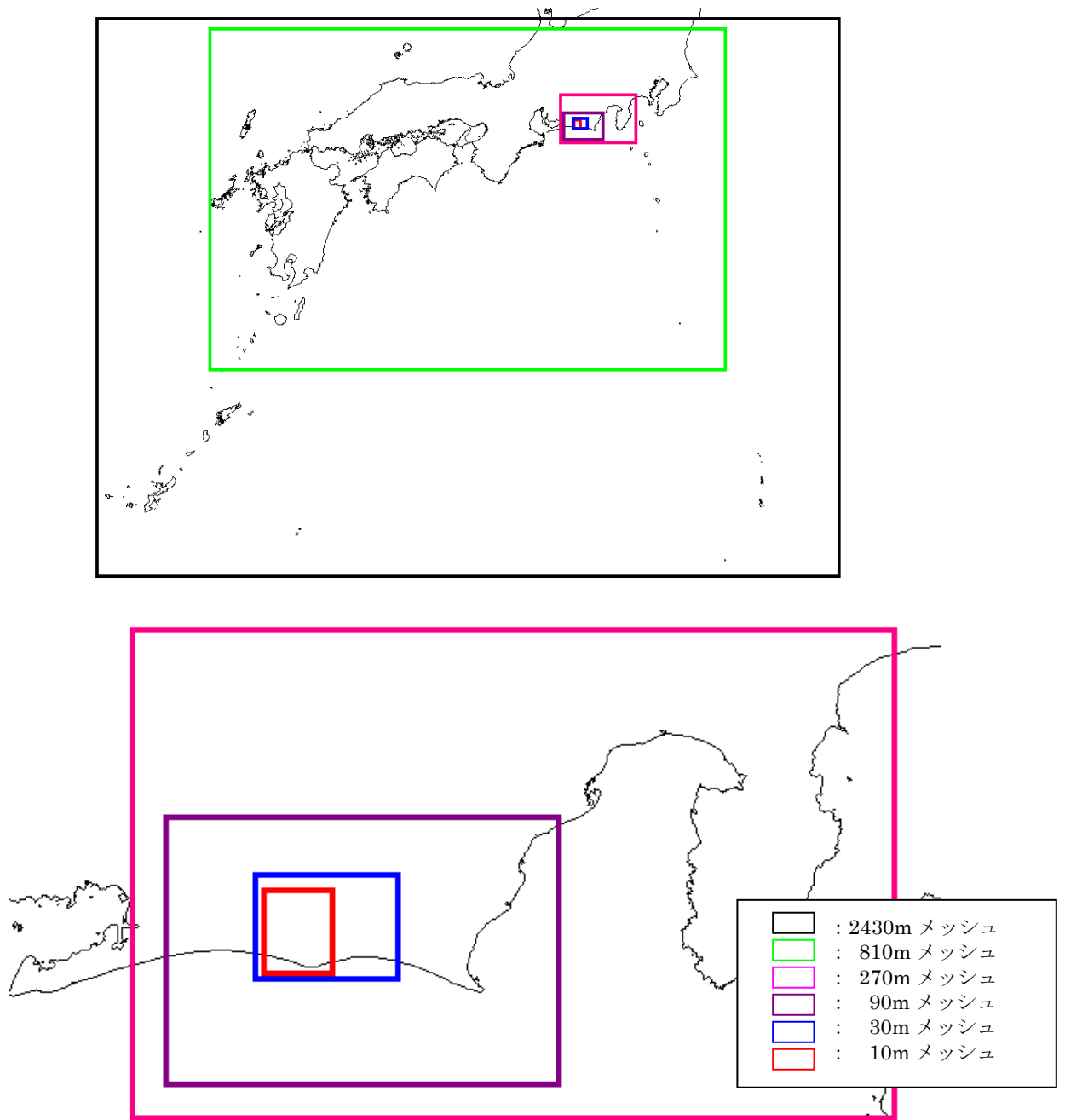
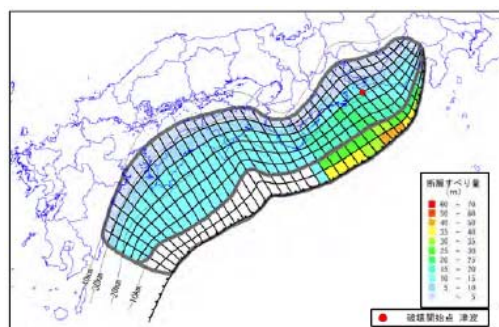


図 5-30 領域図

c) 地震による広域地盤変動および津波高

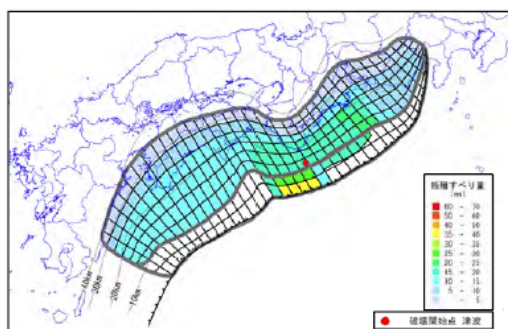
内閣府³⁰⁾による南海トラフの巨大地震は、地震によるすべり域を複数設定し、計 11 ケースの検討を実施している。本検討では、それらのうち、最も大きな津波を含み段階的な津波規模となるように南海トラフの巨大地震ケース 1, 7, 8 の 3 ケースを対象とした。対象とした地震のすべり量は図 5-31 のとおりであり、この地盤の隆起・沈降による水位変動が津波となって伝播する。また、対象地域の市町村である静岡県浜松市南区における汀線付近の津波高を表 5-6 に示す。これらの 3 つの対象津波は、静岡県³¹⁾より、L2 津波に分類され、中でも南海トラフの巨大地震ケース 1 が最も大きな津波高となる。

南海トラフの巨大地震ケース1



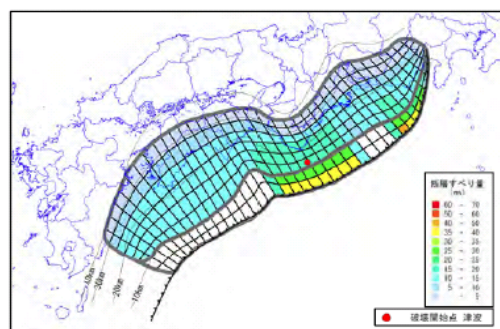
【ケース①「駿河湾～紀伊半島沖」に
「大すべり域+超大すべり」域を設定】

南海トラフの巨大地震ケース7



【ケース⑦「紀伊半島沖」に
「大すべり域+(超大すべり域、分岐断層)」を設定】

南海トラフの巨大地震ケース8



【ケース⑧「駿河湾～愛知県東部沖」と「三重県南部沖～
徳島県沖」に「大すべり域+超大すべり域」を2箇所設定】

図 5-31 地震による広域地盤変動量（内閣府³⁰⁾）

表 5-6 浜松市南区（中田島砂丘近傍の市町村）における津波高（内閣府³²⁾）

南海トラフの巨大地震 ケース	平均 津波高	最大 津波高	備考
1	14m	16m	本研究の対象，最も大きな津波高
2	7m	8m	
3	7m	8m	
4	6m	8m	
5	6m	8m	
6	13m	16m	
7	8m	10m	本研究の対象
8	12m	15m	本研究の対象
9	7m	9m	
10	7m	8m	
11	6m	7m	

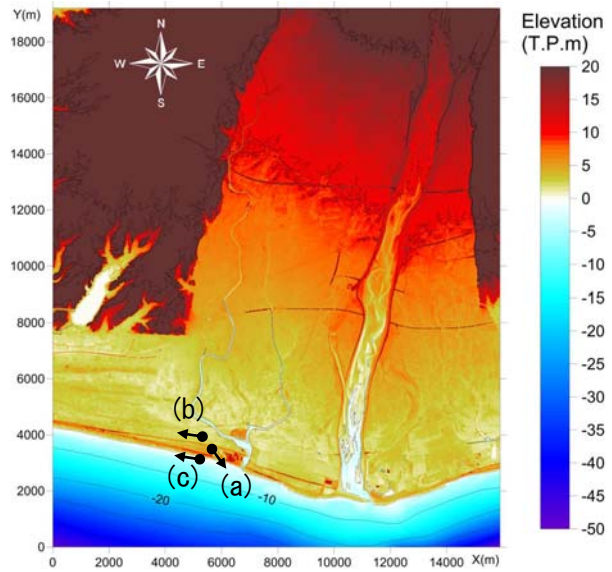
d) 地形

本検討で用いた 10m メッシュの領域の地盤高および現地写真を図 5-32 に示す。中田島砂丘は現地写真(a)のように広範囲に砂丘が広がっている。また、中田島砂丘の西側には、現地写真(b), (c)のように、岸側と沖側で 2 線堤形状の砂丘が存在する。これらの砂丘は津波に対して減勢効果があると考えられる。

(b) 岸側の砂丘



10mメッシュ領域の地盤高



(c) 沖側の砂丘



(a) 中田島砂丘



図 5-32 地盤高の平面分布（10m メッシュ領域）と現地写真

e) 粗度係数

本検討で用いた 10m メッシュの領域の粗度係数を図 5-33 に示す。この粗度係数は、小谷ら³³⁾の方法より、土地利用に応じたものである。

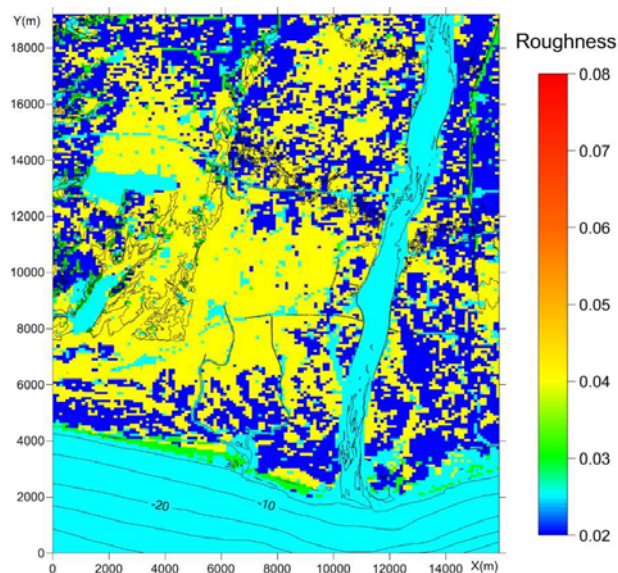


図 5-33 粗度係数の平面分布（10m メッシュ領域）

f) 構造物

本検討で用いた 10m メッシュ領域の構造物の位置・高さを図 5-34 に示す。構造物データは、メッシュとメッシュの境界にラインデータとして考慮した。本節の検討では津波越流時に構造物が破壊することを想定している。

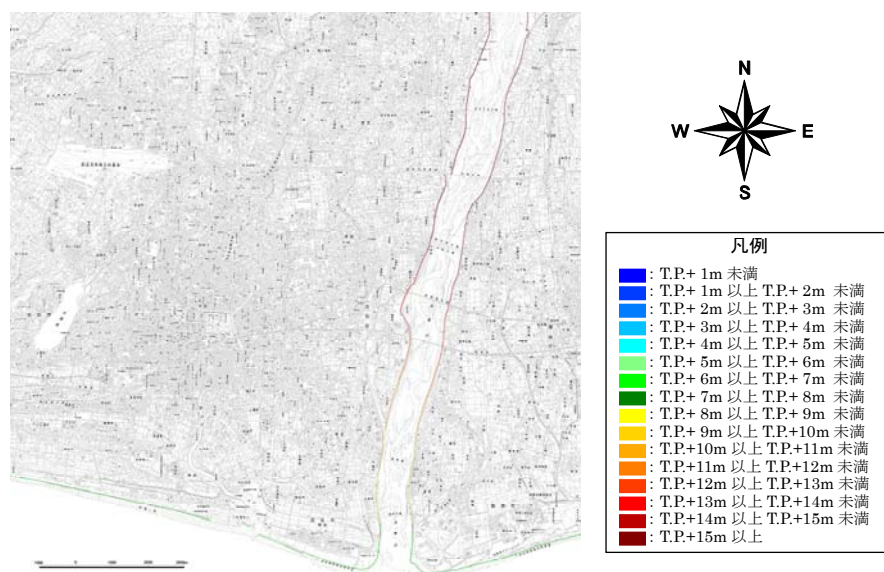


図 5-34 構造物の平面分布（10m メッシュ領域）

(4) 検討ケース

砂丘の減勢効果を把握するための検討ケース一覧を表 5-7 に示す。津波外力は 3 ケース，地形は地形変化を考慮する（移動床）・しない（固定床）場合と入力地形を組み合わせた 3 ケースで，合計 9 ケースを想定した。また，5.6.2 では，砂丘の天端幅を拡張する場合，植生の耐侵食性を考慮する場合の検討も実施する。

地形変化を考慮しない場合（ケースの a）と地形変化を考慮する場合（ケースの b）の結果の相違は，国や地方自治体でよく実施されている地形変化を考慮しない手法（ケースの a）が，実態の地形変化に近い手法（ケースの b）と比べてどのような違いがあるかを示すものである。

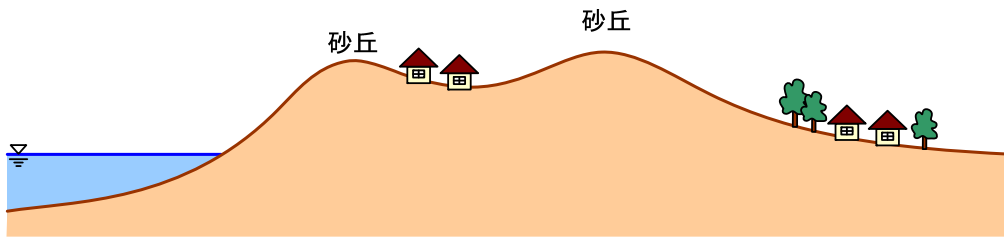
一方，地形変化を考慮する場合（ケースの b）とあらかじめ侵食した地形を入力条件とする場合（ケース c）の相違は，時間的な地形変化を考慮することでどの程度被害が異なるかを把握するものであり，この違いが砂丘による津波減勢効果と見なすことができる。これらのケース a, b, c におけるシミュレーションの地形の取り扱いは図 5-35 のとおりである。

表 5-7 検討ケース

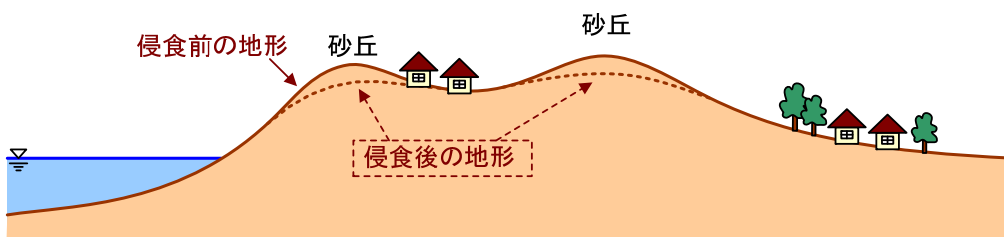
ケース	外力津波※	地形変化	入力地形
1-a	南海トラフの 巨大地震 ケース 1	考慮しない	震災前
1-b		考慮する	震災前
1-c		考慮しない	震災後 (1-a の計算後地形)
2-a	南海トラフの 巨大地震 ケース 7	考慮しない	震災前
2-b		考慮する	震災前
2-c		考慮しない	震災後 (2-a の計算後地形)
3-a	南海トラフの 巨大地震 ケース 8	考慮しない	震災前
3-b		考慮する	震災前
3-c		考慮しない	震災後 (3-a の計算後地形)

※津波の規模は表 5-6 より「ケース 1＞ケース 8＞ケース 7」となる

ケースa 侵食前の地形を入力条件とした固定床計算



ケースb 侵食前の地形を入力条件とした移動床計算



ケースc ケースbの侵食後地形を入力条件とした固定床計算

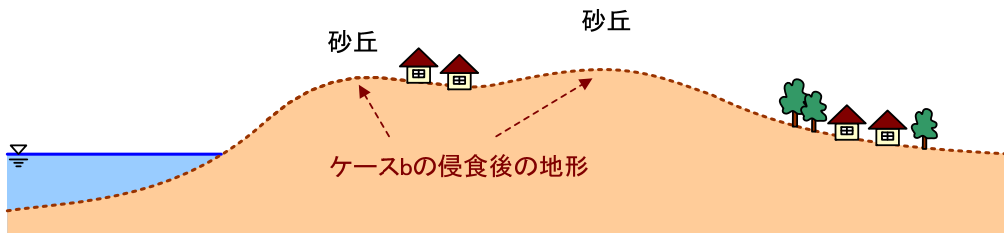


図 5-35 ケース a, b, c におけるシミュレーションでの地形の取り扱い

(5) 津波強度と被害の関係

5.6.1 (6) 以降では津波による被害状況を示すため、ここではまず、津波の浸水深、流速、流体力がどの程度を上回る場合に家屋や漁船の被害が生じるかの閾値を整理する。これらは4章で示したものと同様である。首藤³⁴⁾は、表 5-8 に示す津波強度と被害の関係を示した。この図は津波高（家屋被害に限れば、浸水深と同義）と建物被害等の関係が示されており、例えば浸水深が2mを超えれば、木造家屋の全面破壊が生じるとされている。

また、飯塚・松富³⁵⁾は、表 5-9 に示す建物の破壊基準を示した。この図は浸水深、流速、抗力（流体力）による津波外力から、建物被害の関係が示されており、例えば、浸水深が 2.0m、流速が 4.9m/s、抗力が 27.4～49.0kN/m を上回れば木造家屋が大破、浸水深が 7.0m、流速が 9.1m/s、抗力が 332～603kN/m を上回れば鉄筋コンクリート造の建物が大破するとされている。

この2つの指標について、木造家屋被害で見れば、浸水深 2m を上回れば表 5-8 では全面破壊、表 5-9 では大破とされているため、ほぼ同等の被害状況になる。

表 5-8 津波強度と被害程度の分類

（首藤³⁶⁾）の表から構造物と漁船の被害に関する部分を抜粋）

津波強度	0	1	2	3	4	5
津波高(m)	1	2	4	8	16	32
木造家屋被害	部分的破壊		全面破壊			
石造家屋被害	持ちこたえる		資料なし	全面破壊		
鉄筋コンクリートビル被害	持ちこたえる			資料なし		全面破壊
漁船被害		被害発生	被害率 50%	被害率 100%		

表 5-9 建物の破壊基準（飯塚・松富³⁷⁾）

家屋の種類	中破			大破		
	浸水深 (m)	流速 (m/s)	抗力 (kN/m)	浸水深 (m)	流速 (m/s)	抗力 (kN/m)
木造	1.5	4.2	15.6-27.4	2.0	4.9	27.4-49.0
コンクリート・ブロック造	3.0	6.0	60.7-111	7.0	9.1	332-603
鉄筋コンクリート造	-	-	-	7.0 以上	9.1 以上	332-603 以上
被害程度	柱は残存、壁の一部が破壊			壁と柱のかなりの部分が破壊されるか流出		

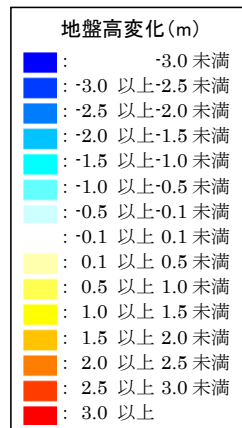
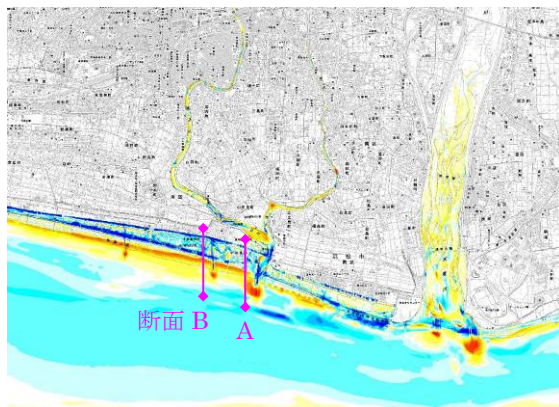
(6) 検討結果

a) 地盤高変化

各ケースの移動床計算において、津波による地盤高変化の平面分布を図 5-36 に示す。南海トラフの巨大地震ケース 1, 8, 7 の順で地形の侵食量も大きく、津波規模の順と同様の傾向にある。

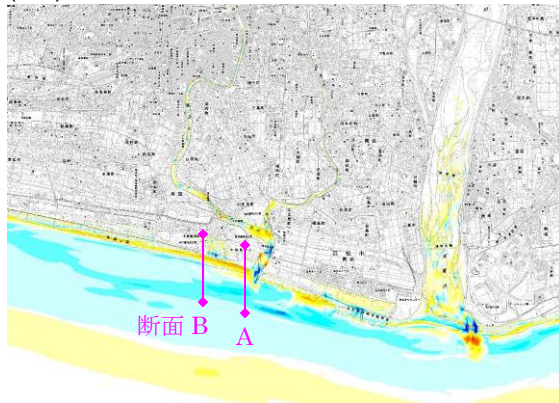
また、砂丘部の地形変化を把握するため、断面 A, B について、最大津波水位発生時刻付近における 1 分間隔の時系列水位および地盤高を図 5-37 に示す。津波規模が小さい南海トラフの巨大地震ケース 7 は砂丘の津波越流が生じないため、地形が侵食していない。一方、南海トラフの巨大地震ケース 1, 8 は、越流により侵食が生じている。断面 A の中田島砂丘は、堤体の幅が大きいので、比較的小さな侵食となる。断面 B の 2 線堤形状の砂丘は、岸側砂丘は 1~3 分間程度の越流で T.P.+3 m 程度まで侵食したが、沖側砂丘は大きく侵食したものの T.P.+6 m 程度まで残存した。断面 A と断面 B の違いは主に堤体幅であるため、堤体幅が大きい場合は津波侵食に対して耐侵食性を有することが把握できた。

(1-b) 南海トラフケース 1 移動床



2000 0 1000 2000 4000 6000m

(2-b) 南海トラフケース 7 移動床



(3-b) 南海トラフケース 8 移動床

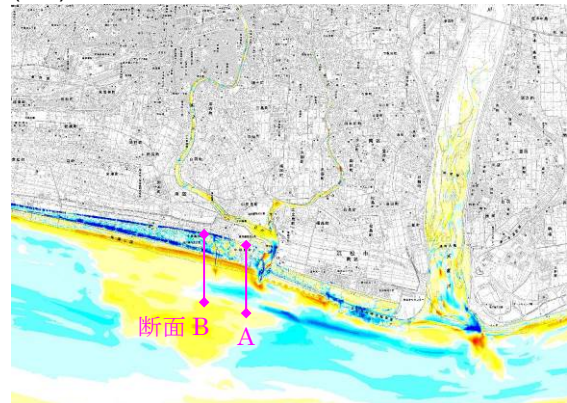


図 5-36 各ケースの津波による地盤高変化（地震の広域地盤変動は含まない）

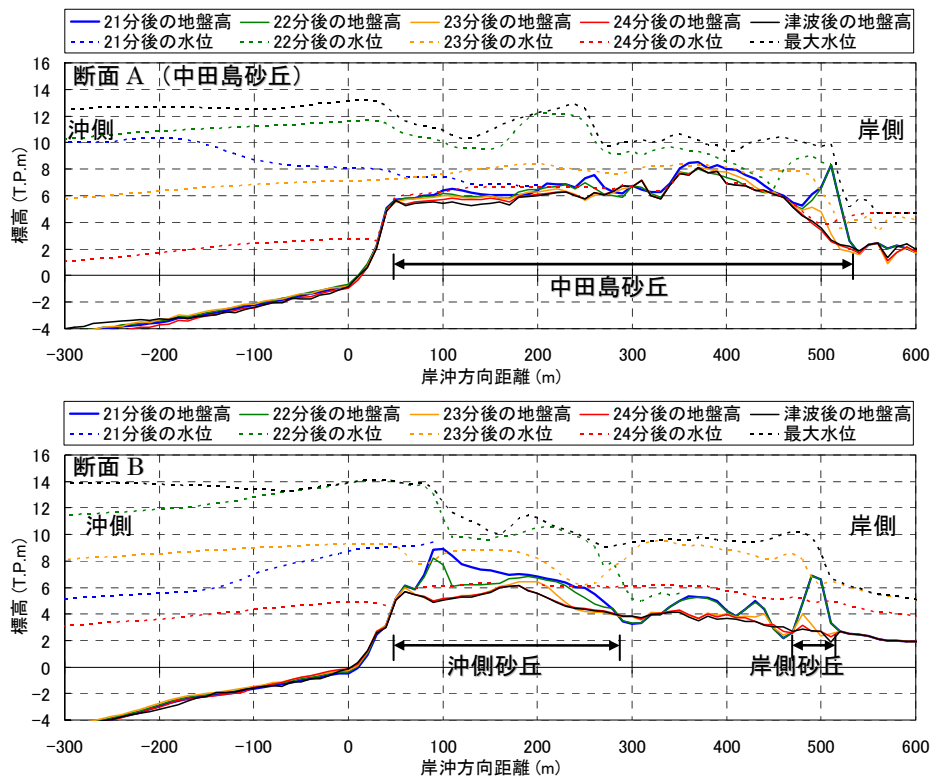


図 5-37(1) 南海トラフケース 1 における 1 分間隔の津波水位と地盤高（ケース 1-b）

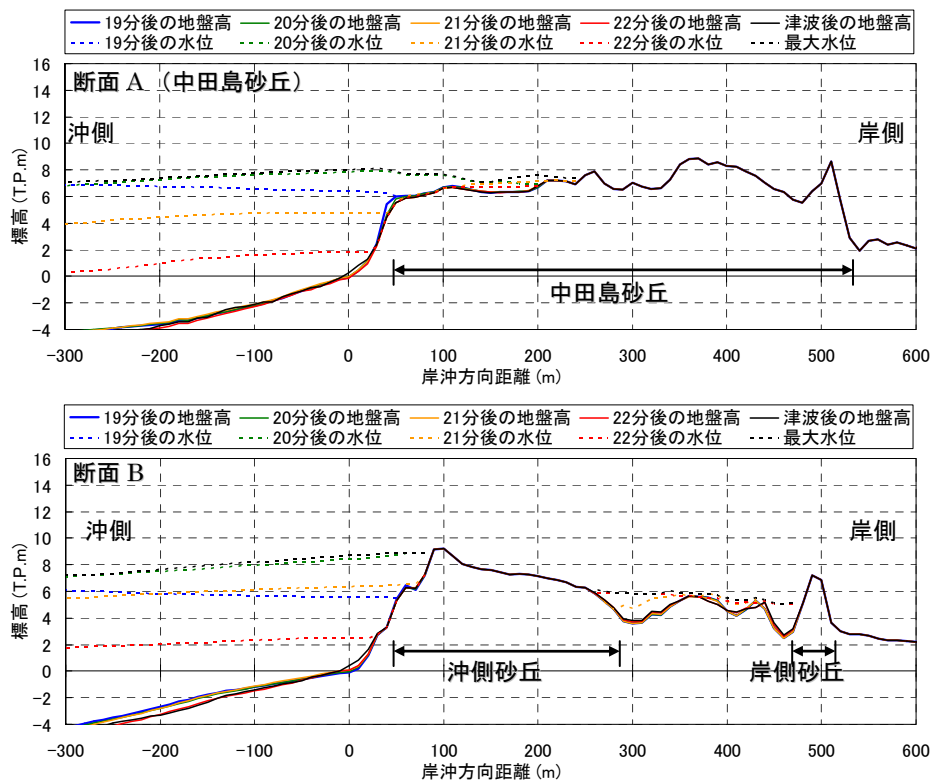


図 5-37(2) 南海トラフケース 7 における 1 分間隔の津波水位と地盤高（ケース 2-b）

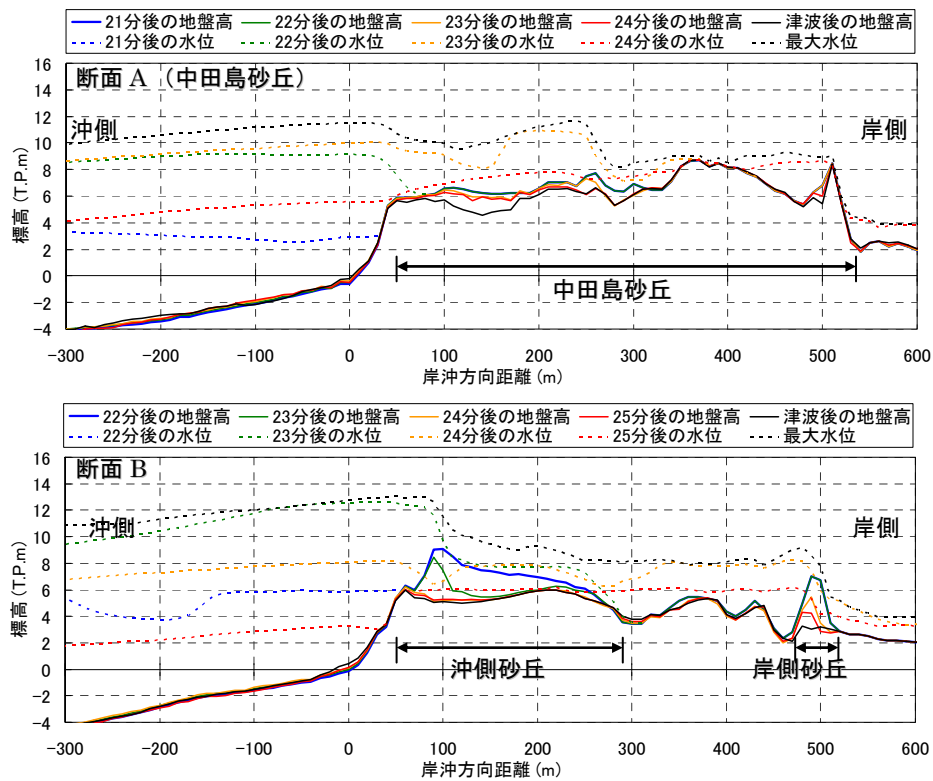


図 5-37 (3) 南海トラフケース 8 における 1 分間隔の津波水位と地盤高 (ケース 3-b)

b) 津波水位

各ケースにおける中田島砂丘沖の T.P.-10m 地点における時系列水位を図 5-38、最大津波水位および差分の平面分布を図 5-39 に示す。南海トラフの巨大地震ケース 1, 7, 8 とともに地震発生から 20 分後程度に最も大きな津波が中田島砂丘沖 (T.P.-10m 地点) に到達する。以降の時間では、これに比べて大きな波は到達しない。南海トラフの巨大地震ケース 7 は津波水位が砂丘の天端高と比べて低いいため、浸水が比較的軽微である。

地形変化を考慮しない固定床計算 (ケースの a) と地形変化を考慮する移動床計算 (ケースの b) の差分では、移動床計算の方が固定床計算と比べて、砂丘の岸側で水位が高くなる。地形変化を考慮することにより、砂丘等の侵食が生じ、砂丘岸側への氾濫が増加するためと考えられる。一方、時間的な地形変化を考慮する場合 (ケースの b) とあらかじめ侵食した地形を初期条件とする場合 (ケースの c) の差分では、時間的な地形変化を考慮する場合の方が、砂丘の岸側で水位が低くなる。津波によって砂丘等の侵食が生じる場合においても、時間的な侵食を考慮することで、あらかじめ侵食した地形を初期条件とする場合と比べ、砂丘岸側の氾濫被害が軽減できることとなる。これらの傾向は、津波規模が大きい場合の方が顕著となる。

なお、ここで対象とした津波は、図 5-38 のように第 1 波で最大津波水位が生じ第 2 波以降は大きな津波が生じないため、主に第 1 波によって砂丘の侵食および浸水被害を招くが、第 2 波以降も高い津波が連続して襲来する場合は砂丘の侵食状況および浸水状況が違っていることに留意が必要である。

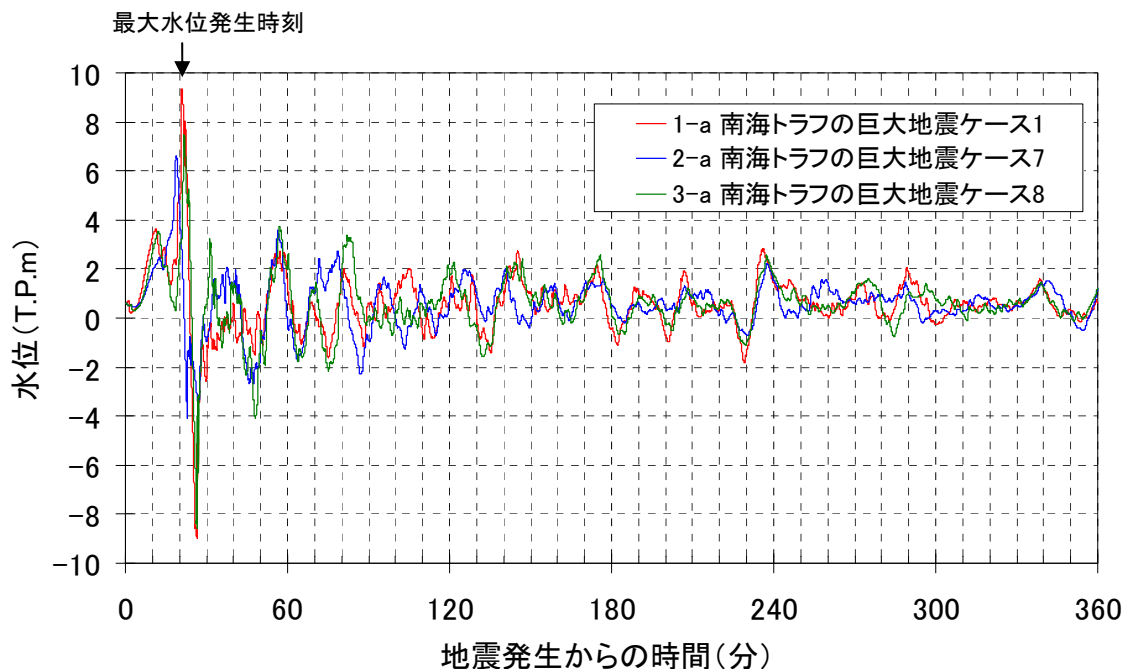
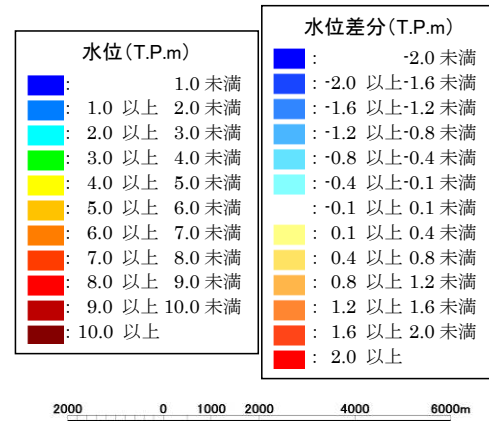
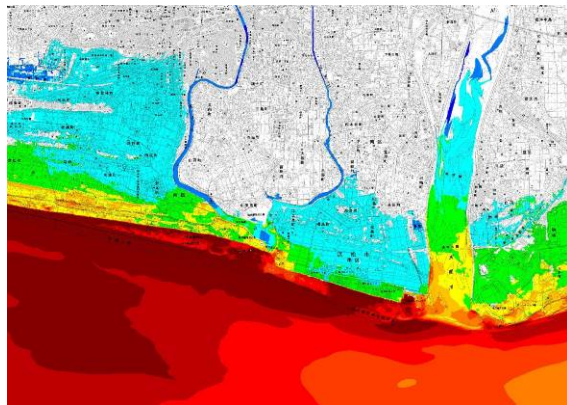
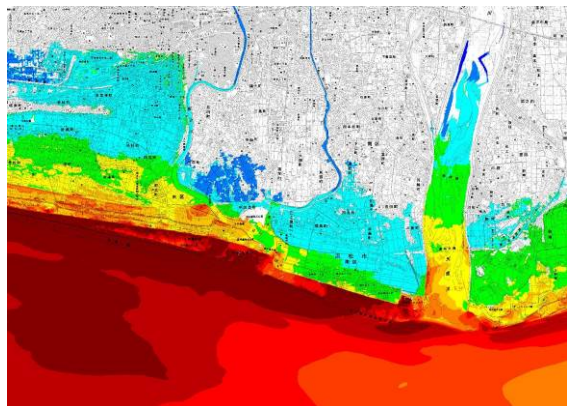


図 5-38 時系列水位 (中田島砂丘沖の T.P.-10m 地点, 固定床計算の例)

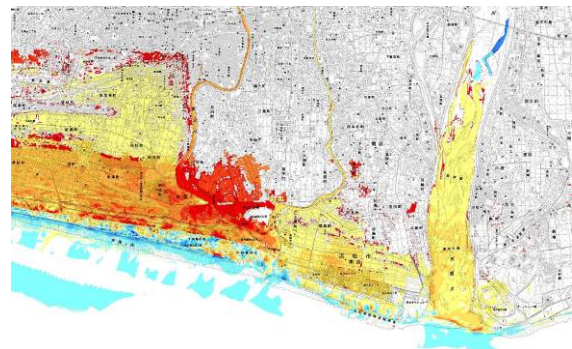
(1-a) 固定床の震災前地形 水位



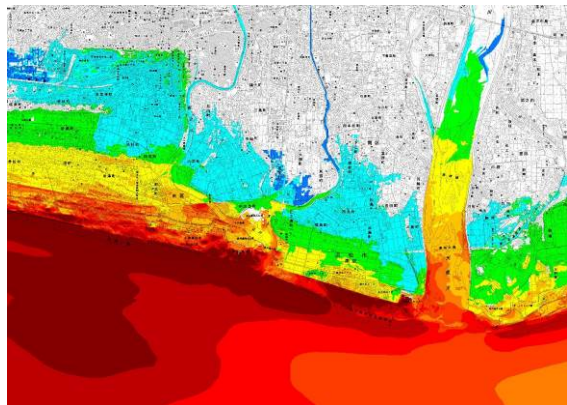
(1-b) 移動床の震災前地形 水位



(1-b)-(1-a) 水位の差分



(1-c) 移動床の震災後地形 水位



(1-b)-(1-c) 水位の差分

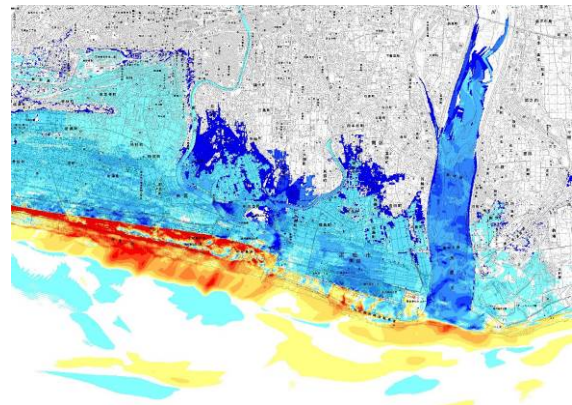
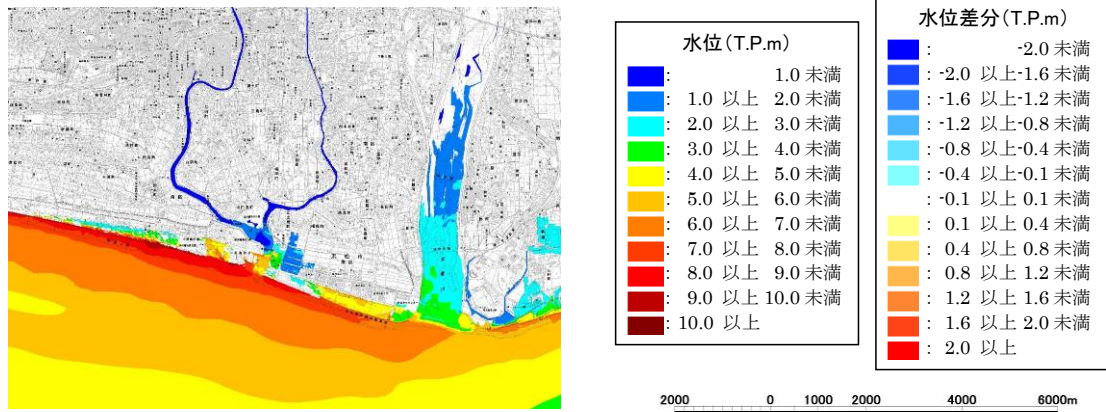
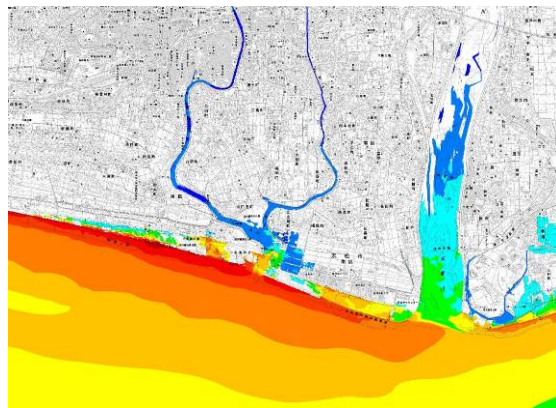


図 5-39(1) 最大水位 南海トラフの巨大地震ケース 1

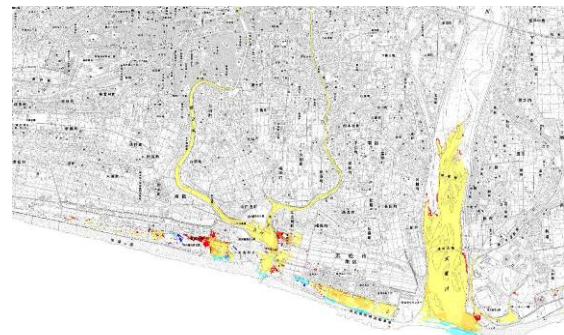
(2-a) 固定床の震災前地形 水位



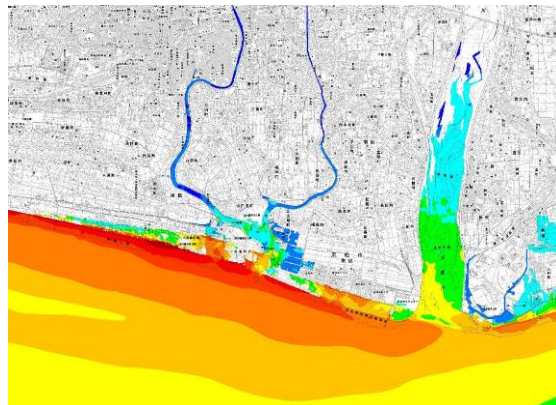
(2-b) 移動床の震災前地形 水位



(2-b)－(2-a) 水位の差分



(2-c) 移動床の震災後地形 水位



(2-b)－(2-c) 水位の差分

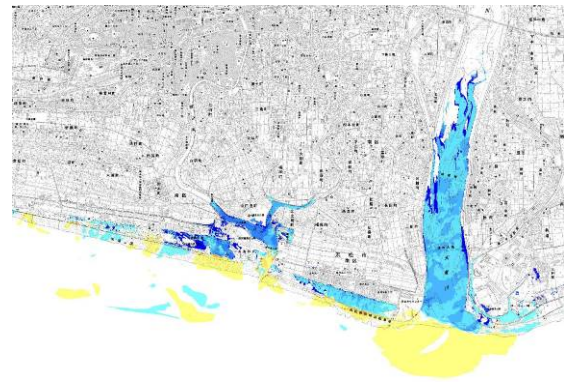
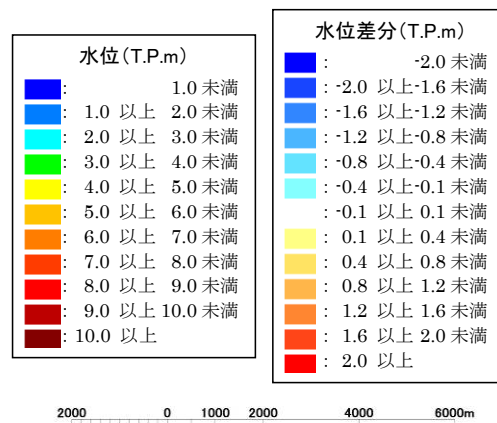
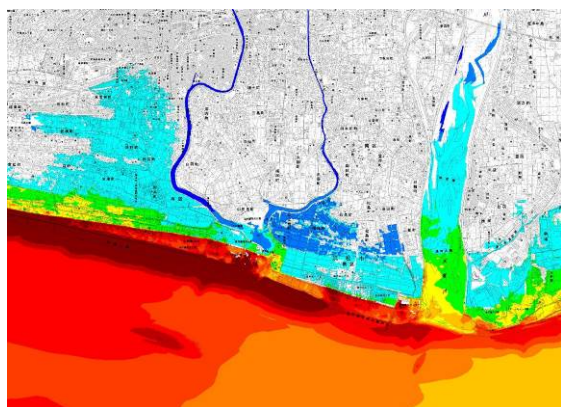
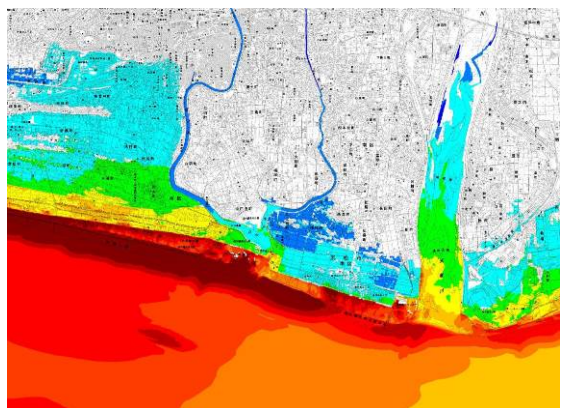


図 5-39 (2) 最大水位 南海トラフの巨大地震ケース 7

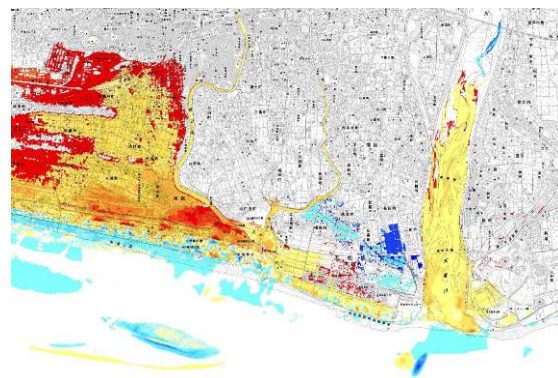
(3-a) 固定床の震災前地形 水位



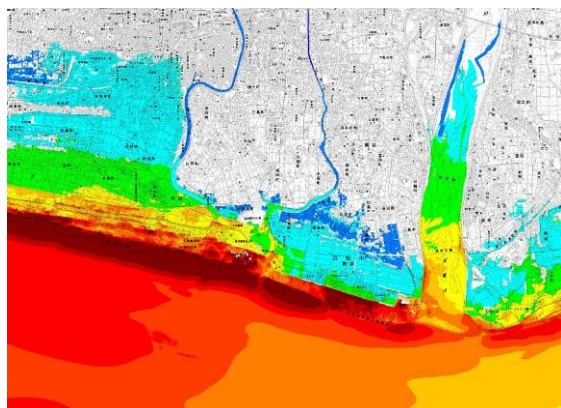
(3-b) 移動床の震災前地形 水位



(3-b)-(3-a) 水位の差分



(3-c) 移動床の震災後地形 水位



(3-b)-(3-c) 水位の差分

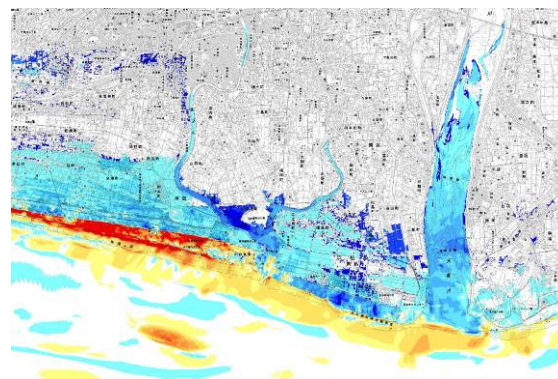


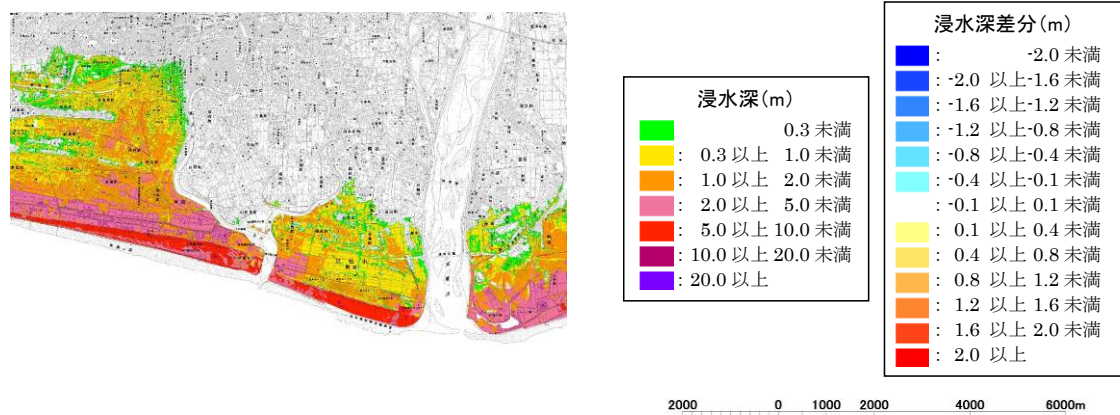
図 5-39 (3) 最大水位 南海トラフの巨大地震ケース 8

c) 浸水深

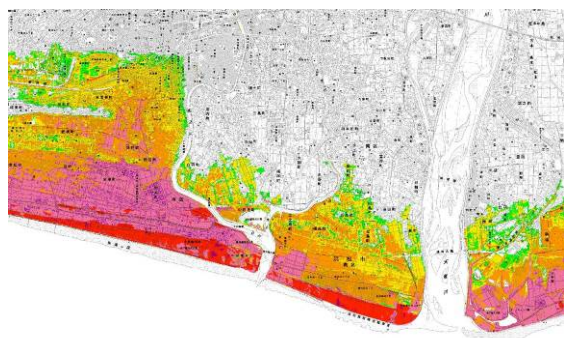
各ケースの最大浸水深および差分の平面分布を図 5-40 に示す。南海トラフの巨大地震ケース 7 は、津波水位が比較的低いため、砂丘を超えての浸水は軽微となる。一方、南海トラフの巨大地震ケース 1, 8 は津波規模が大きいため、砂丘を超えて広範囲で浸水が広がっている。

地形変化を考慮しない固定床計算（ケースの a）と地形変化を考慮する移動床計算（ケースの b）の差分では、移動床計算の方が固定床計算と比べて、砂丘の岸側で浸水深が大きくなる。地形変化を考慮することにより、砂丘等の侵食が生じ、砂丘岸側への氾濫が増加するためと考えられる。一方、時間的な地形変化を考慮する場合（ケースの b）とあらかじめ侵食した地形を初期条件とする場合（ケースの c）の差分では、時間的な地形変化を考慮する場合の方が、砂丘の岸側で浸水深が小さくなる。津波によって砂丘等の侵食が生じる場合においても、時間的な侵食を考慮することで、あらかじめ侵食した地形を初期条件とする場合と比べ、浸水深が低下されることとなる。これらの傾向は、津波規模が大きい場合の方が顕著になる。

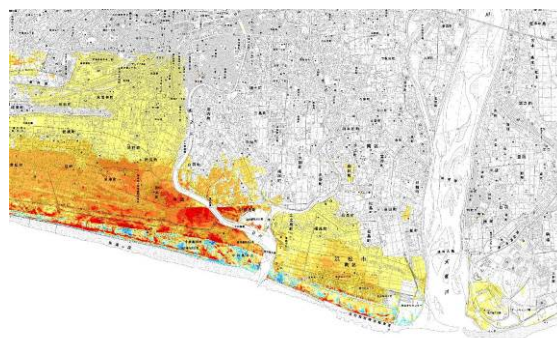
(1-a) 固定床の震災前地形 浸水深



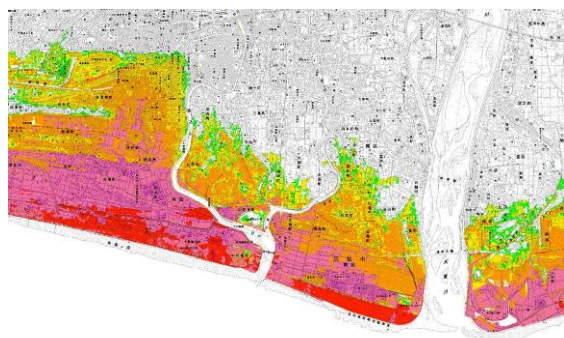
(1-b) 移動床の震災前地形 浸水深



(1-b)-(1-a) 浸水深の差分



(1-c) 移動床の震災後地形 浸水深



(1-b)-(1-c) 浸水深の差分

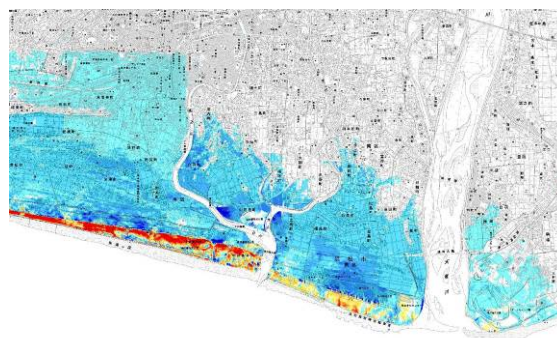
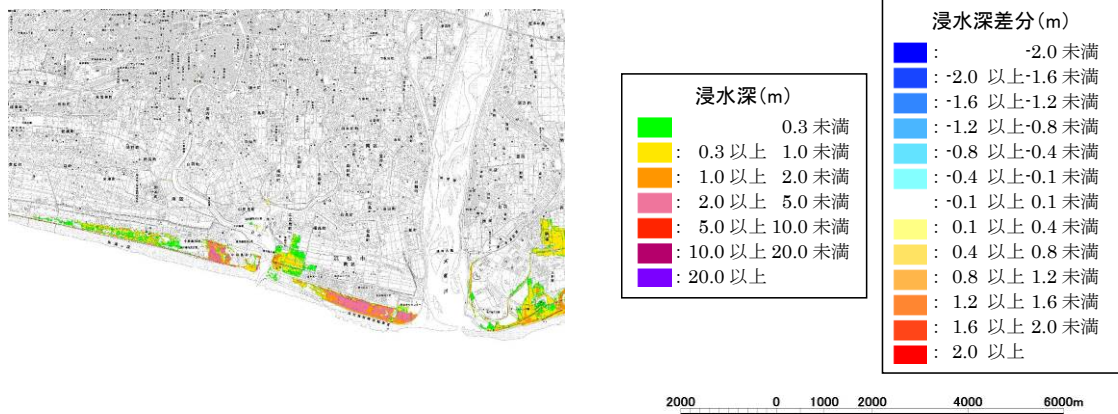
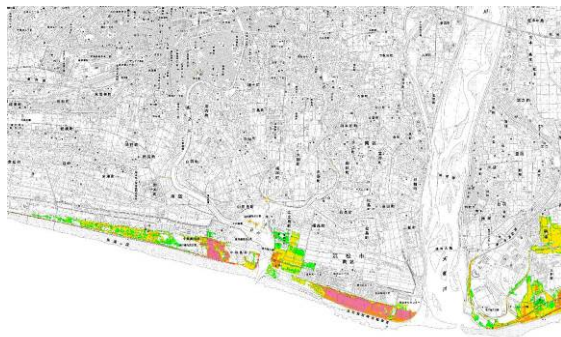


図 5-40(1) 最大浸水深 南海トラフの巨大地震ケース 1

(2-a) 固定床の震災前地形 浸水深



(2-b) 移動床の震災前地形 浸水深



(2-b)－(2-a) 浸水深の差分



(2-c) 移動床の震災後地形 浸水深

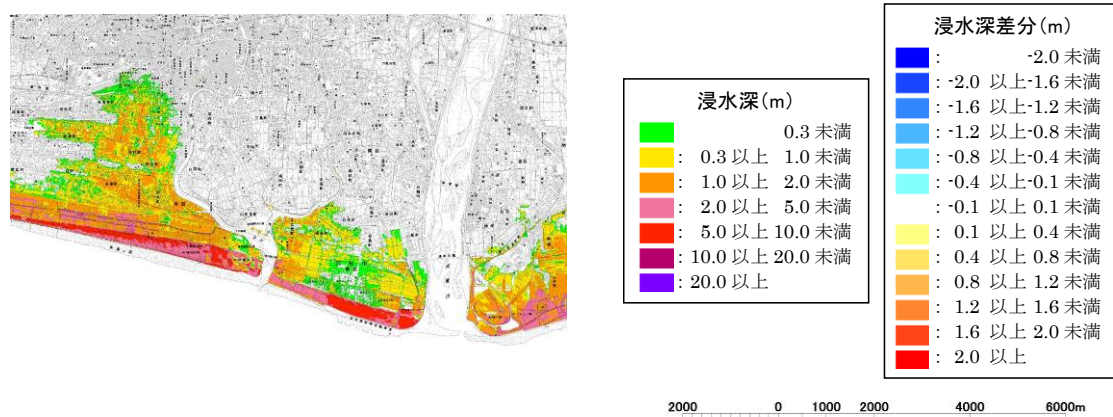


(2-b)－(2-c) 浸水深の差分

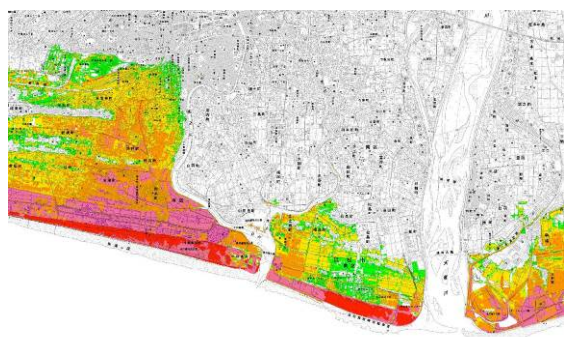


図 5-40 (2) 最大浸水深 南海トラフの巨大地震ケース 7

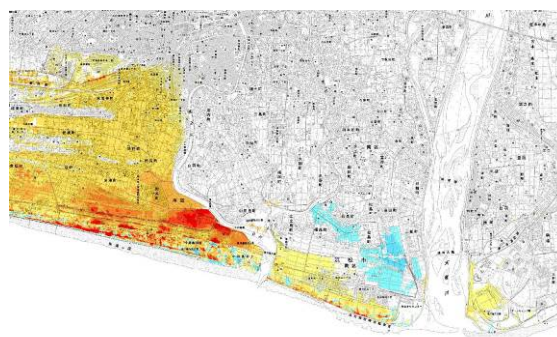
(3-a) 固定床の震災前地形 浸水深



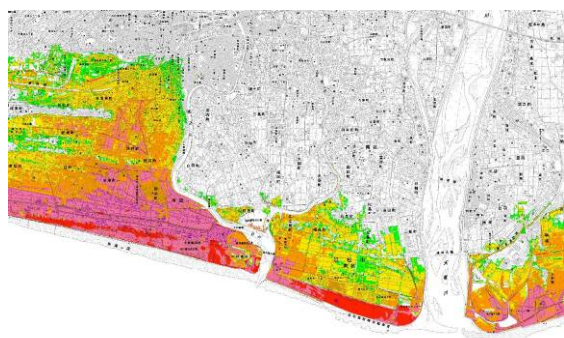
(3-b) 移動床の震災前地形 浸水深



(3-b)－(3-a) 浸水深の差分



(3-c) 移動床の震災後地形 浸水深



(3-b)－(3-c) 浸水深の差分

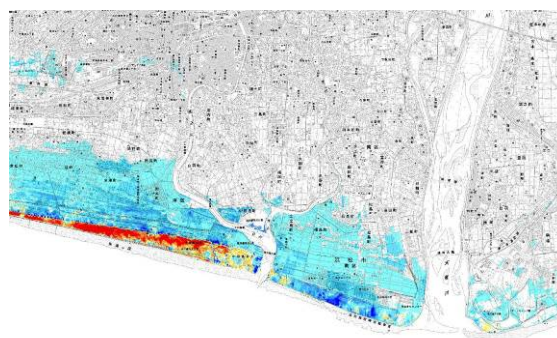


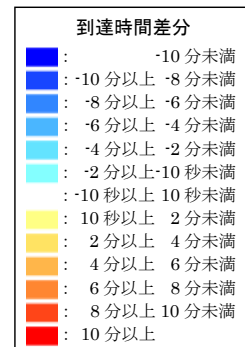
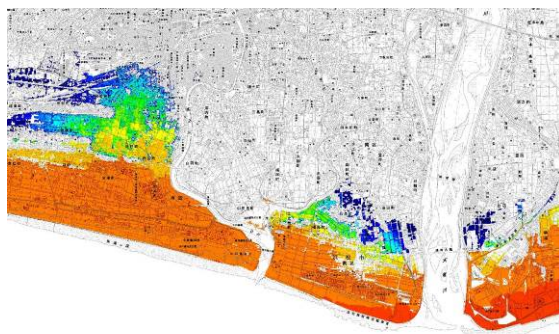
図 5-40 (3) 最大浸水深 南海トラフの巨大地震ケース 8

d) 到達時間

各ケースの津波到達時間および差分の平面分布を図 5-41 に示す．ここでの到達時間は，浸水深 0.5m（人の避難が困難となる浸水深程度，床下浸水相当）とした．南海トラフの巨大地震ケース 7 は，津波水位が比較的低いため，砂丘を超えての浸水は軽微となる．一方，南海トラフの巨大地震ケース 1, 8 は津波規模が大きいいため，広範囲で浸水が広がっている．

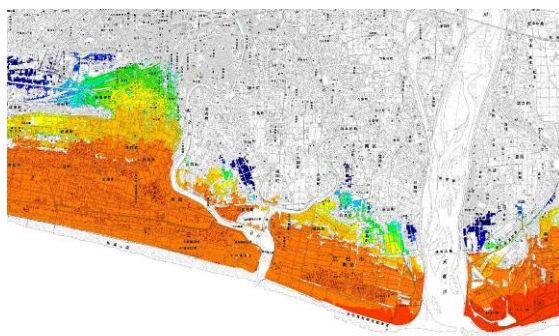
地形変化を考慮しない固定床計算（ケースの a）と地形変化を考慮する移動床計算（ケースの b）の差分では，移動床計算の方が固定床計算と比べて，砂丘の岸側で津波到達時間が 10 秒から数分程度早くなる．地形変化を考慮することにより，砂丘等の侵食が生じ，砂丘岸側への氾濫が増加するためと考えられる．一方，時間的な地形変化を考慮する場合（ケースの b）とあらかじめ侵食した地形を初期条件とする場合（ケースの c）の差分では，時間的な地形変化を考慮する場合の方が，砂丘岸側で津波到達時間が 10 秒から数分程度遅くなる．津波によって砂丘等の侵食が生じる場合においても，時間的な侵食を考慮することで，あらかじめ侵食した地形を初期条件とする場合と比べ，到達時間が遅延されることとなる．これらの傾向は，津波規模が大きい場合の方が顕著になる．

(1-a) 固定床の震災前地形 到達時間

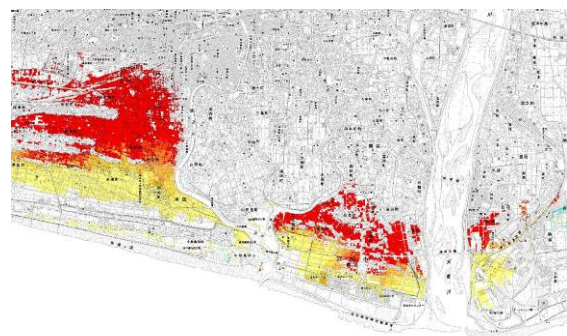


2000 0 1000 2000 4000 6000m

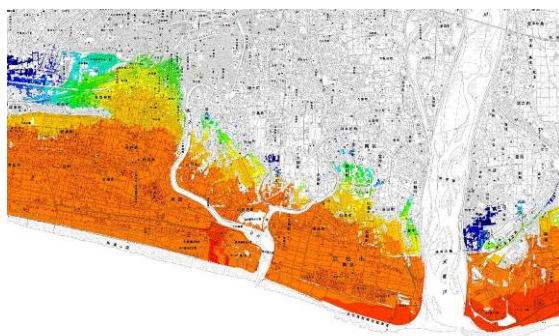
(1-b) 移動床の震災前地形 到達時間



(1-b)-(1-a) 到達時間の差分



(1-c) 移動床の震災後地形 到達時間



(1-b)-(1-c) 到達時間の差分

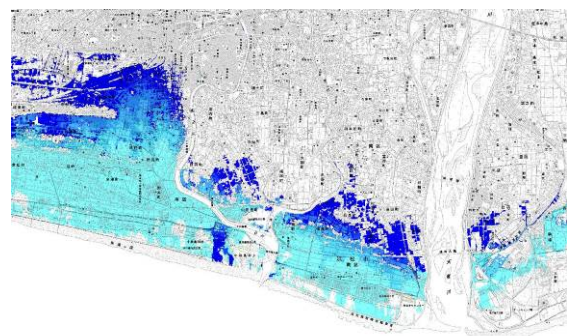
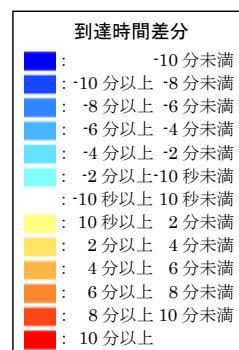


図 5-41(1) 0.5m 到達時間 南海トラフの巨大地震ケース 1

(2-a) 固定床の震災前地形 到達時間

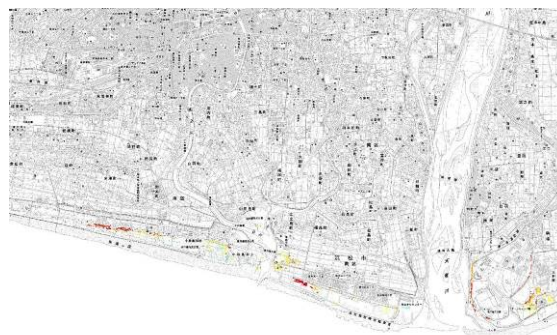


2000 0 1000 2000 4000 6000m

(2-b) 移動床の震災前地形 到達時間



(2-b)-(2-a) 到達時間の差分



(2-c) 移動床の震災後地形 到達時間



(2-b)-(2-c) 到達時間の差分

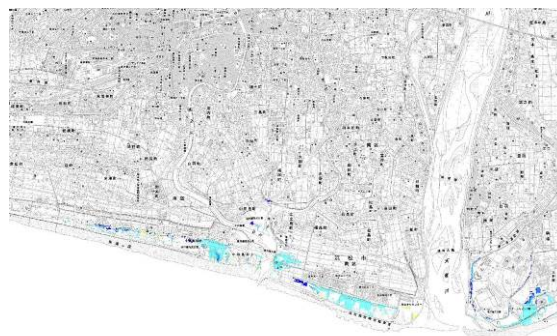
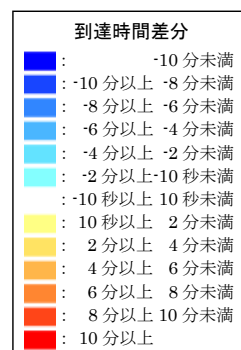
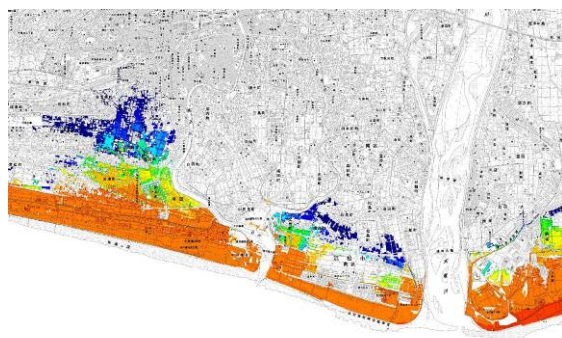


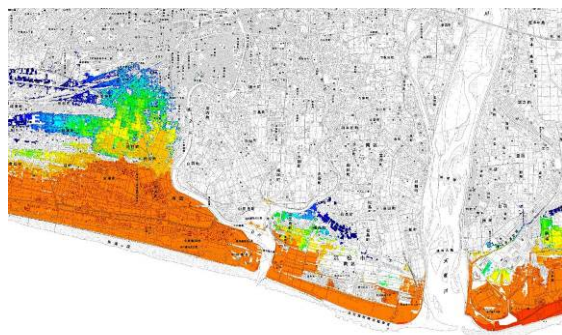
図 5-41(2) 0.5m 到達時間 南海トラフの巨大地震ケース 7

(3-a) 固定床の震災前地形 到達時間

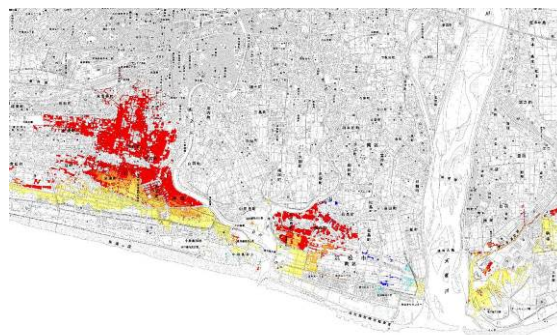


2000 0 1000 2000 4000 6000m

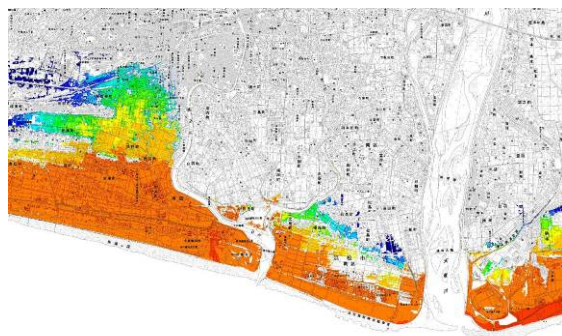
(3-b) 移動床の震災前地形 到達時間



(3-b)-(3-a) 到達時間の差分



(3-c) 移動床の震災後地形 到達時間



(3-b)-(3-c) 到達時間の差分

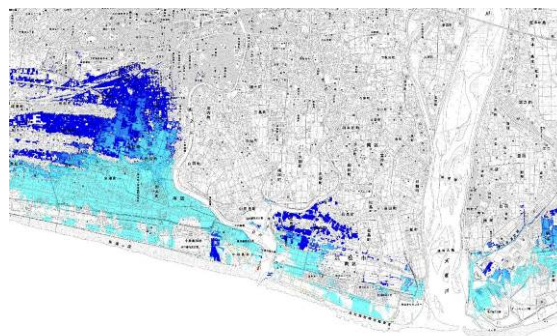


図 5-41(3) 0.5m 到達時間 南海トラフの巨大地震ケース 8

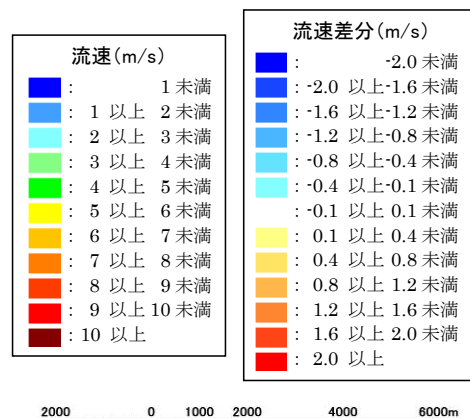
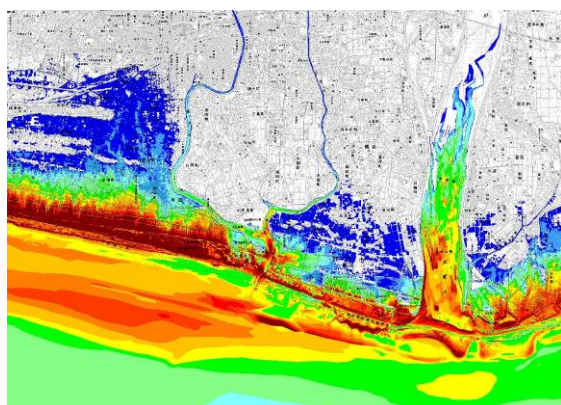
e) 流速

各ケースの最大流速および差分の平面分布を図 5-42 に示す。平面二次元解析による津波の流速は、浸水深が小さい場合に過大になる傾向があるため、ここでの流速は浸水深が 0.5m 以上の場合の流速を表示することとした。南海トラフの巨大地震ケース 7 は、津波水位が比較的低いいため、砂丘を超えての浸水は軽微となる。一方、南海トラフの巨大地震ケース 1, 8 は津波規模が大きいため、広範囲で浸水が広がっており、海岸線付近では木造家屋の大破が想定される約 5m/s を上回っている。

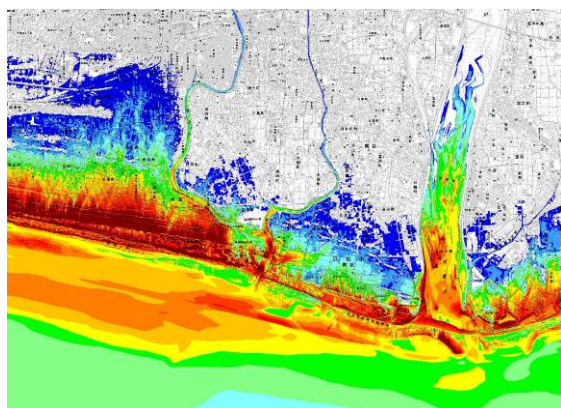
地形変化を考慮しない固定床計算（ケースの a）と地形変化を考慮する移動床計算（ケースの b）の差分では、移動床計算の方が固定床計算と比べて、砂丘の岸側で流速が大きくなる。地形変化を考慮することにより、砂丘等の侵食が生じ、砂丘岸側への氾濫が増加するためと考えられる。一方、時間的な地形変化を考慮する場合（ケースの b）とあらかじめ侵食した地形を初期条件とする場合（ケースの c）の差分では、時間的な地形変化を考慮する場合の方が、砂丘岸側で流速が小さくなる。津波によって砂丘等の侵食が生じる場合においても、時間的な侵食を考慮することで、あらかじめ侵食した地形を初期条件とする場合と比べ、流速が低下されることとなる。これらの傾向は、津波規模が大きい場合の方が顕著になる。

ただし、上記の流速の傾向は、堤内地全体で一様でない。ケース a とケース b の差分では、流速が増大する地点が多いものの減少している地点がある。また、ケース b とケース c の差分では流速が低減する地点が多いものの、増加している地点がある。先述の浸水深（図 5-40）では堤内地で概ね一様な傾向であったものの、流速が一様な傾向を示さない要因として、流速の最大値は浸水深が最大時に発生するとは限らないことが考えられる。

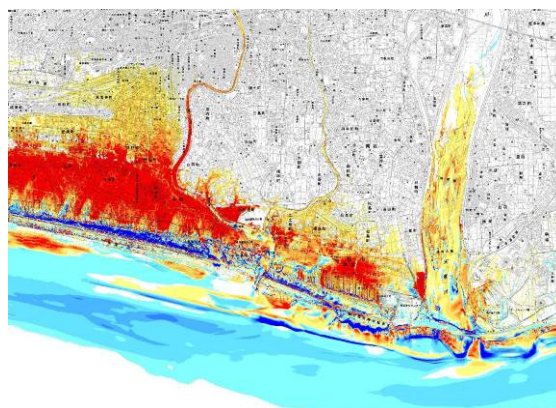
(1-a) 固定床の震災前地形 流速



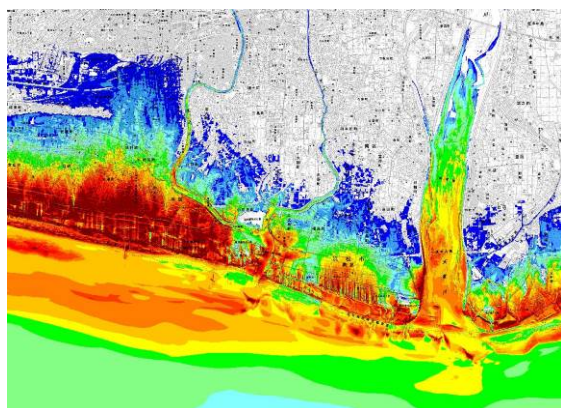
(1-b) 移動床の震災前地形 流速



(1-b)-(1-a) 流速の差分



(1-c) 移動床の震災後地形 流速



(1-b)-(1-c) 流速の差分

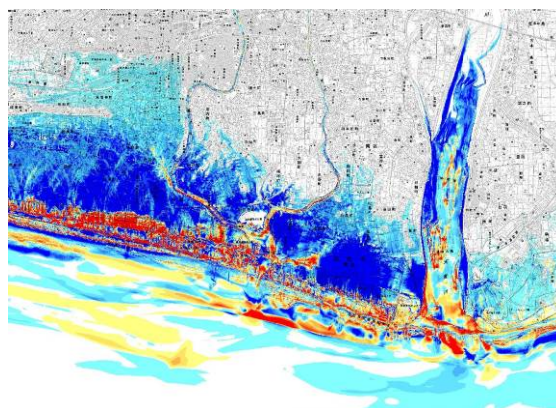
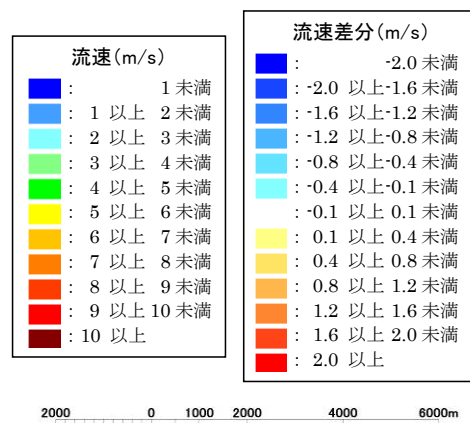
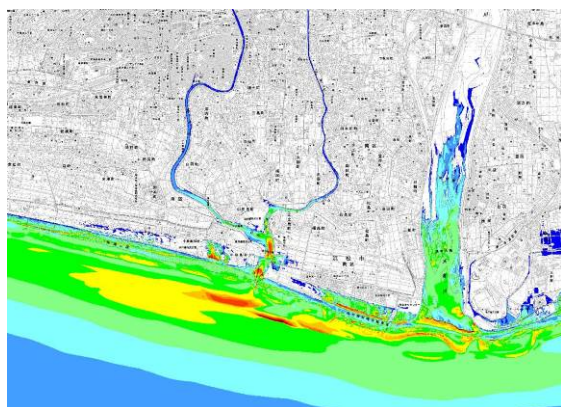
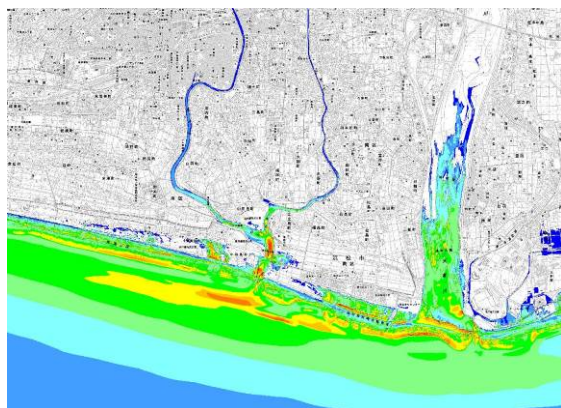


図 5-42(1) 最大流速 南海トラフの巨大地震ケース 1

(2-a) 固定床の震災前地形 流速



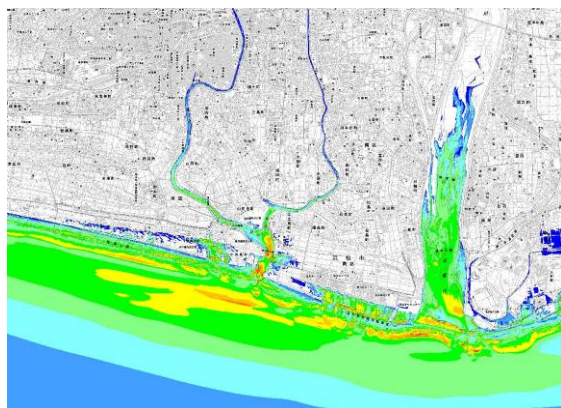
(2-b) 移動床の震災前地形 流速



(2-b)－(2-a) 流速の差分



(2-c) 移動床の震災後地形 流速



(2-b)－(2-c) 流速の差分

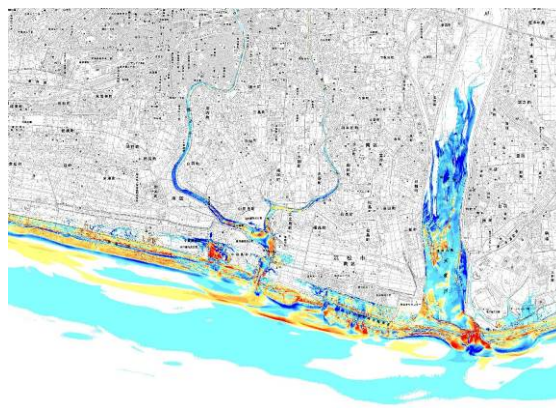
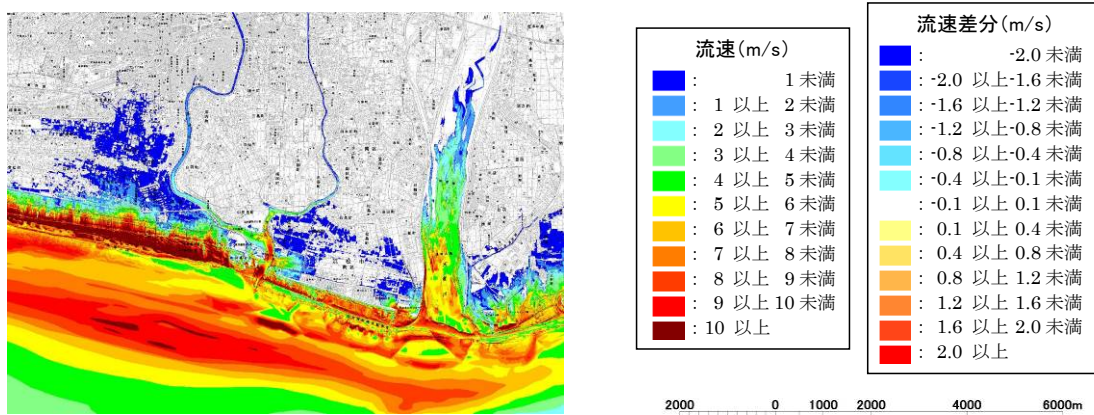
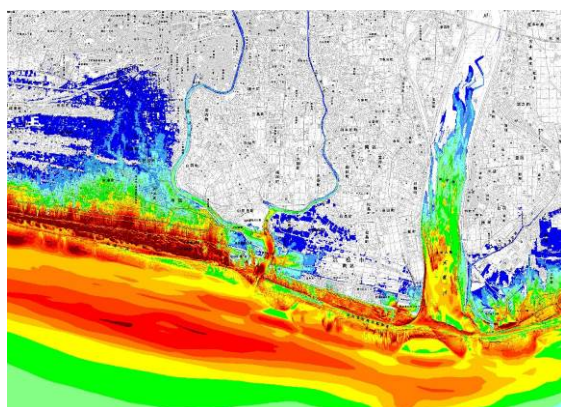


図 5-42(2) 最大流速 南海トラフの巨大地震ケース 7

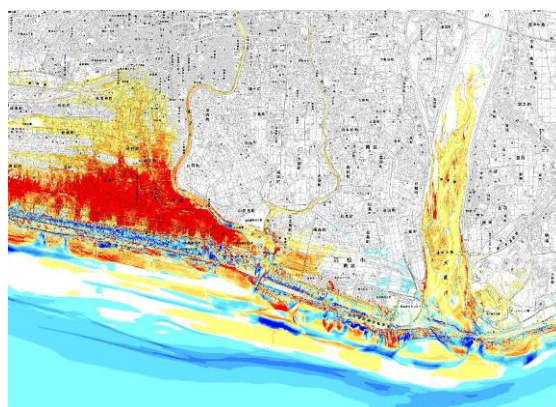
(3-a) 固定床の震災前地形 流速



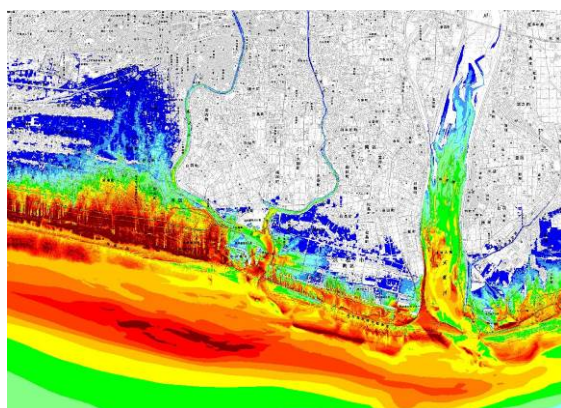
(3-b) 移動床の震災前地形 流速



(3-b)－(3-a) 流速の差分



(3-c) 移動床の震災後地形 流速



(3-b)－(3-c) 流速の差分

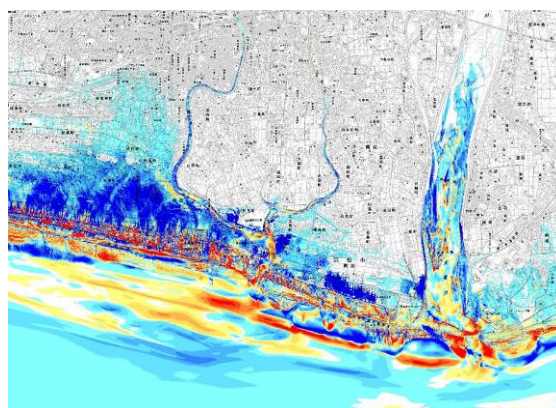


図 5-42(3) 最大流速 南海トラフの巨大地震ケース 8

f) 流体力

津波による各ケースの最大流体力および差分の平面分布を図 5-43 に示す．ここでは，津波による流体力を式(18)より算定する．

$$F = \frac{1}{2} C_d \rho_w h U^2 \quad (18)$$

ここに， F ：流体力（N/m）， C_d ：抗力係数（2.0 とする）， ρ_w ：海水の密度（kg/m³）， h ：浸水深（m）， U ：流速（m/s）である．

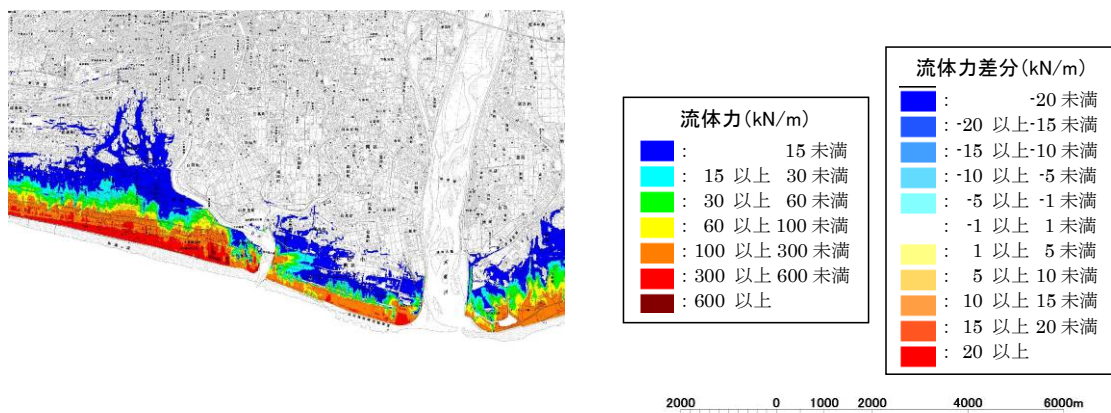
流体力は，算定式に浸水深を用いることから，陸上（地盤高が T.P.±0m 以上）のみ算定することとした．さらに，平面二次元解析による津波の流速は，浸水深が小さな場合に流速が過大になる傾向があり，その結果，式(18)より算定される流体力が過大になるため，ここでの流体力は浸水深が 0.5m 以上の場合を対象とした．

南海トラフの巨大地震ケース 7 は，津波水位が比較的低いため，浸水は軽微となる．一方，南海トラフの巨大地震ケース 1，8 は津波規模が大きいため，海岸線から近い範囲では堤内地の広い範囲で浸水が生じており，木造家屋の大破が想定される流体力（抗力）約 30kN/m を上回っている．木造家屋の大破が想定される範囲は，図 5-42 における流速の結果と同様な傾向にある．

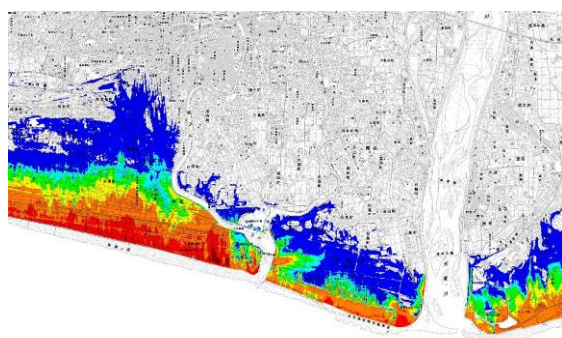
地形変化を考慮しない固定床計算（ケースの a）と地形変化を考慮する移動床計算（ケースの b）の差分では，移動床計算の方が固定床計算と比べて，砂丘岸側で流体力が大きくなる．地形変化を考慮することにより，砂丘等の侵食が生じ，砂丘岸側への氾濫が増加するためと考えられる．一方，時間的な地形変化を考慮する場合（ケースの b）とあらかじめ侵食した地形を初期条件とする場合（ケースの c）の差分では，時間的な地形変化を考慮する場合の方が，砂丘岸側で流体力が小さくなる．津波によって砂丘等の侵食が生じる場合においても，時間的な侵食を考慮することで，あらかじめ侵食した地形を初期条件とする場合と比べ，流体力が低下されることになる．これらの傾向は，津波規模が大きい東北地方太平洋沖地震津波では顕著になる．

ただし，上記の流体力の傾向は，堤内地全体で一様でない．ケース a とケース b の差分では，流体力が増大する地点が多いものの減少している地点がある．また，ケース b とケース c の差分では流体力が低減する地点が多いものの，増加している地点がある．先述の浸水深（図 5-40）では堤内地で概ね一様な傾向であったものの，流体力が一様な傾向を示さない要因として，流体力の最大値は浸水深が最大時に発生するとは限らないことが考えられる．流体力の算定式は，流速を含むため，これらの傾向は流速と同様となる．

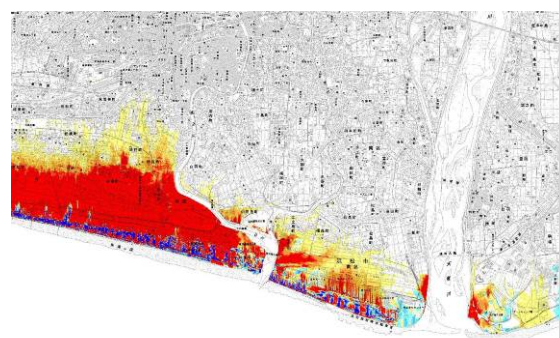
(1-a) 固定床の震災前地形 流体力



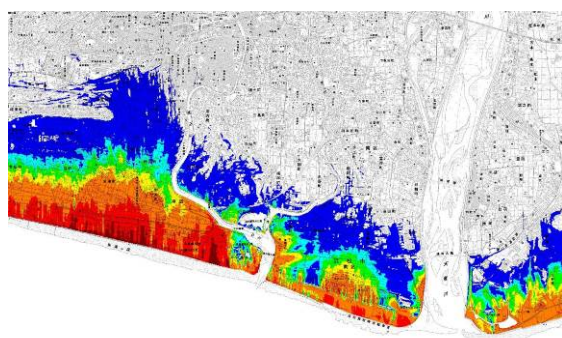
(1-b) 移動床の震災前地形 流体力



(1-b)－(1-a) 流体力の差分



(1-c) 移動床の震災後地形 流体力



(1-b)－(1-c) 流体力の差分

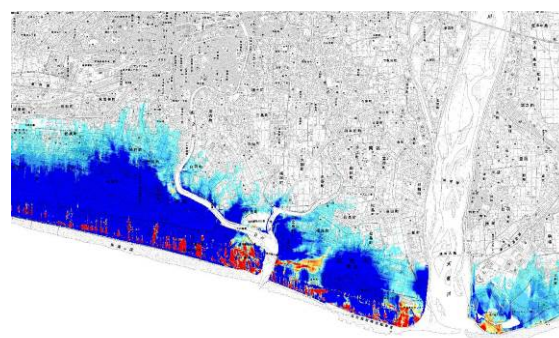
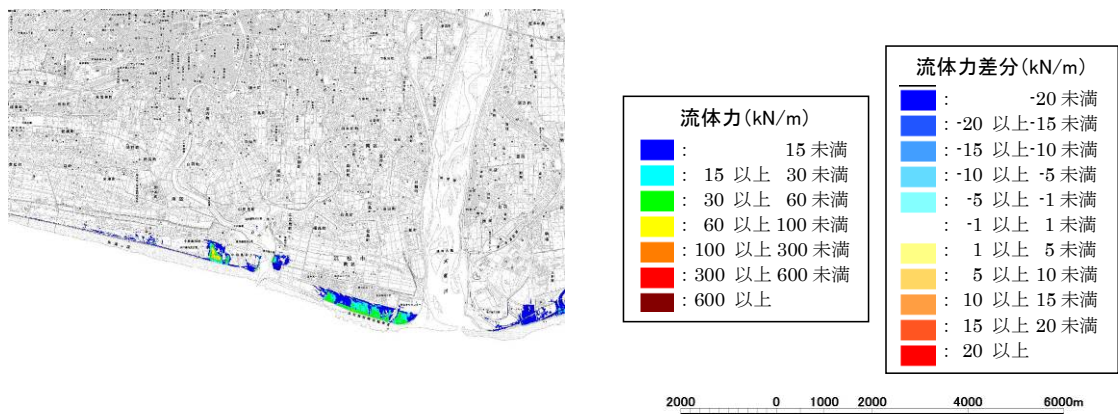
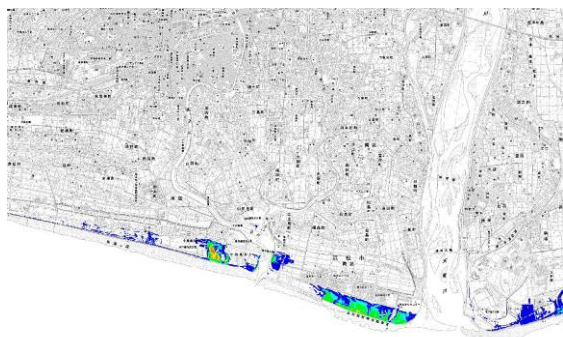


図 5-43(1) 最大流体力 南海トラフの巨大地震ケース 1

(2-a) 固定床の震災前地形 流体力



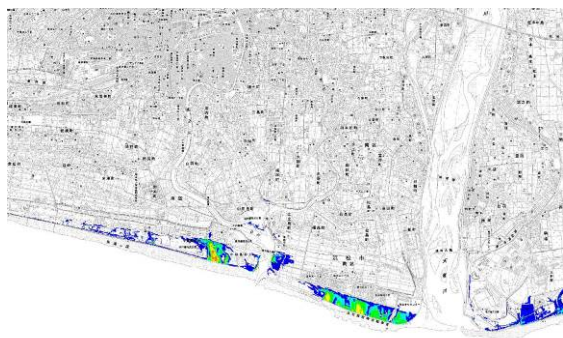
(2-b) 移動床の震災前地形 流体力



(2-b)－(2-a) 流体力の差分



(2-c) 移動床の震災後地形 流体力



(2-b)－(2-c) 流体力の差分

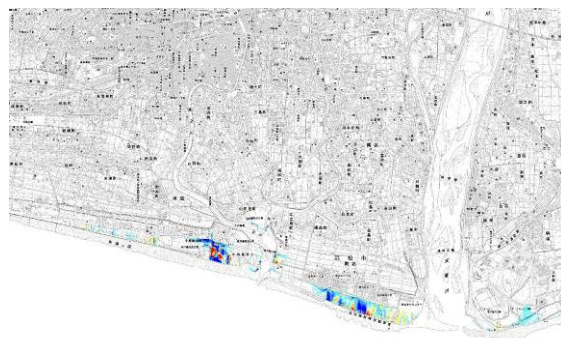
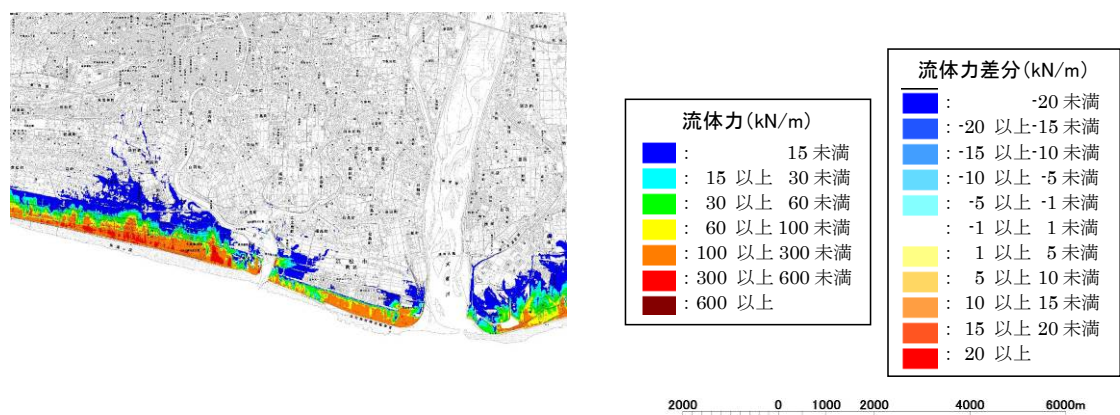
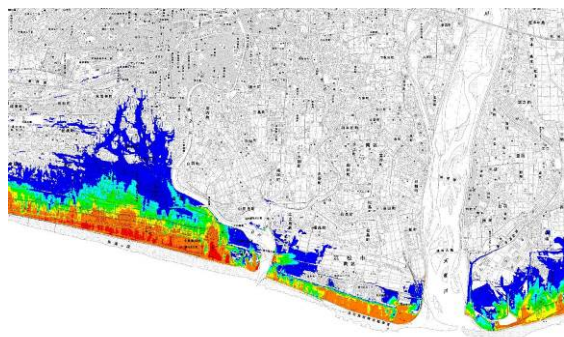


図 5-43(2) 最大流体力 南海トラフの巨大地震ケース 7

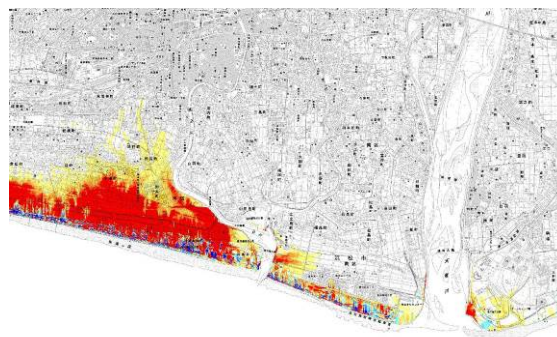
(3-a)固定床の震災前地形 流体力



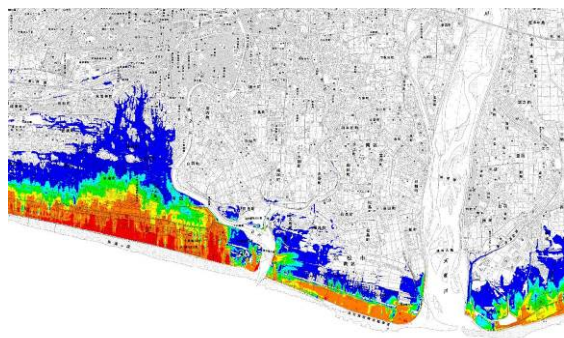
(3-b) 移動床の震災前地形 流体力



(3-b)－(3-a) 流体力の差分



(3-c) 移動床の震災後地形 流体力



(3-b)－(3-c) 流体力の差分

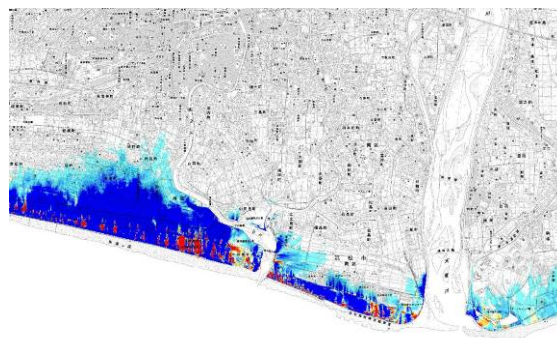


図 5-43(3) 最大流体力 南海トラフの巨大地震ケース 8

g) 浸水面積

ここでは、先述に示した各項目の津波減勢効果について、そのうち津波水位（中田島砂丘河口の T.P.-10m 地点の最大水位）と浸水面積の関係性を図 5-44 のように整理し、津波規模および地形条件別に津波被害状況を算定した。ここでの浸水面積は、10m 領域の計算範囲の中で、砂丘が存在する天竜川右岸側（浜松市側）のみを集計した。

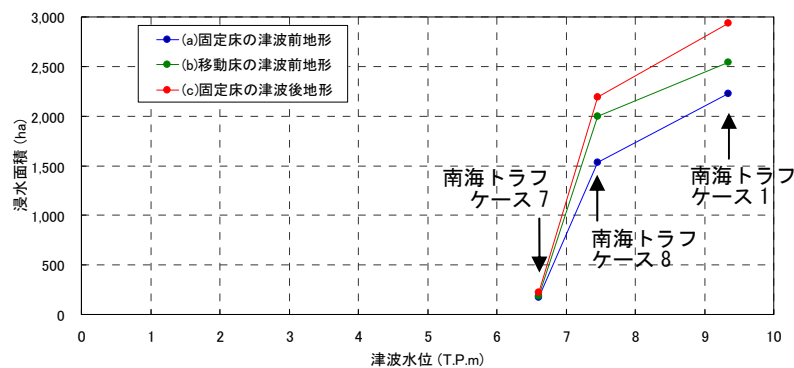
3つの津波外力のうち、南海トラフの巨大地震ケース7は津波水位が最も小さく、堤内地の浸水範囲は比較的小さいため、地形条件を(a)~(c)に変化させた場合の浸水面積の違いは、ほとんど生じない。一方、南海トラフの巨大地震ケース1、8のように津波水位が砂丘を上回る規模になると、地形条件(a)~(c)で浸水面積に差異が生じる。

また、地震別の浸水面積について、木造家屋の全面破壊が生じる浸水深2m以上と2m未満別に図5-45に整理した。図5-44および図5-45より、(b)-(a)の場合では、移動床計算は固定床計算と比べて砂丘の侵食などの地形の侵食が生じるため、特に浸水深2m以上の浸水面積が大きくなる。このことは、国や地方自治体で実施されている固定床計算では、砂丘岸側の浸水被害を過小に評価していることを表している。

(b)-(c)の場合では、津波の流況に応じて地形変化を考慮した移動床計算は、あらかじめ地形変化を考慮した地形を入力条件とした固定床計算よりも、特に浸水深2m以上の浸水面積が小さくなる。このことは、砂丘が津波越流により侵食された場合でも津波減勢効果を有していることを示しており、特に浸水深2m以上の違いが顕著に表れた。

当地域は平野部に砂丘がある地形のため、砂丘の条件による浸水被害の差異が生じやすかったと考えられる。

(A)
津波水位と
浸水面積
の関係



(B)
浸水面積
の差分
(A)の差分

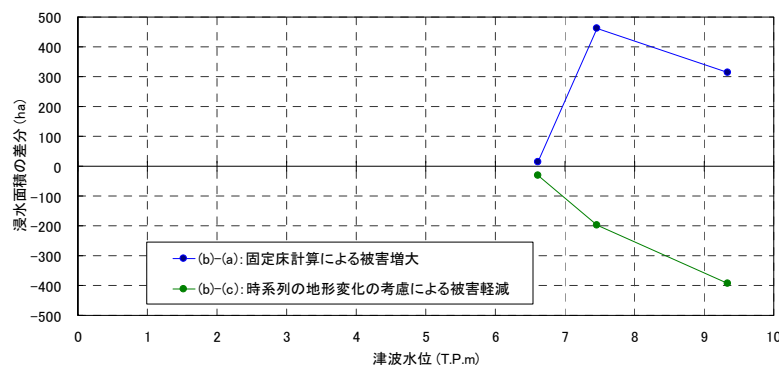


図 5-44 各ケースの最大津波水位と浸水面積の関係

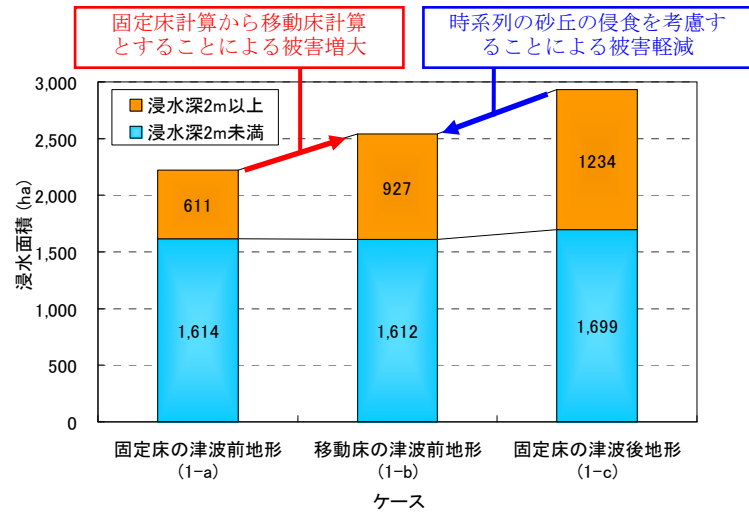


図 5-45(1) 南海トラフの巨大地震ケース 1 の浸水面積

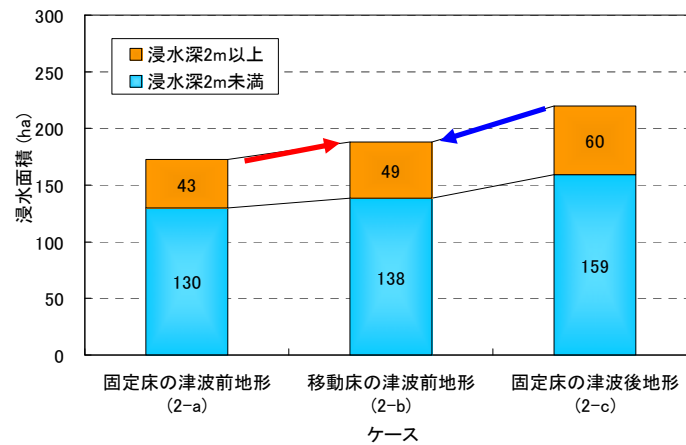


図 5-45 (2) 南海トラフの巨大地震ケース 7 の浸水面積

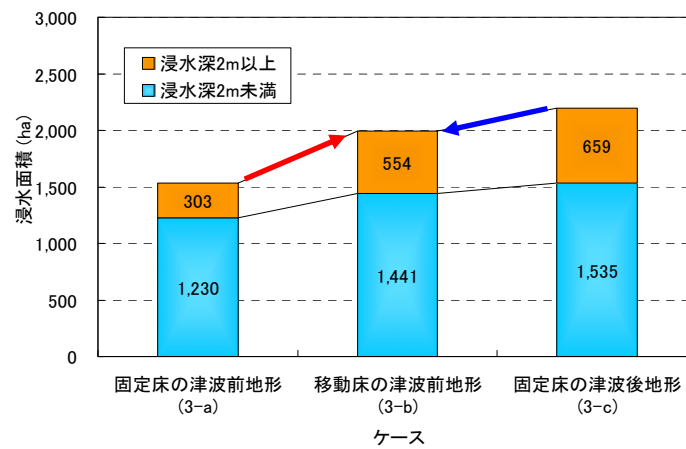


図 5-45 (3) 南海トラフの巨大地震ケース 8 の浸水面積

5.6.2 堤体幅が大きい場合・植生の耐侵食性を考慮した場合の砂丘の津波減勢効果の検討

砂丘の堤体幅を拡幅した場合、砂丘の表面には植生が繁茂している場合について、それらの対策による耐侵食性の向上および津波減勢効果を検討する。

(1) 検討手法・検討条件等

検討手法、検討条件は基本的に 5.6.1 の検討と同様であるが、砂丘の堤体幅を拡幅したことによる地形条件、植生の耐侵食性を考慮手法が異なる。これらについては、以降に示す。

(2) 砂丘の堤体幅の拡幅

砂丘の堤体幅を拡幅する場合は、図 5-46 に示すように堤体幅が短い岸側の砂丘について、堤体幅を 50m まで沖側に拡幅させることとした。

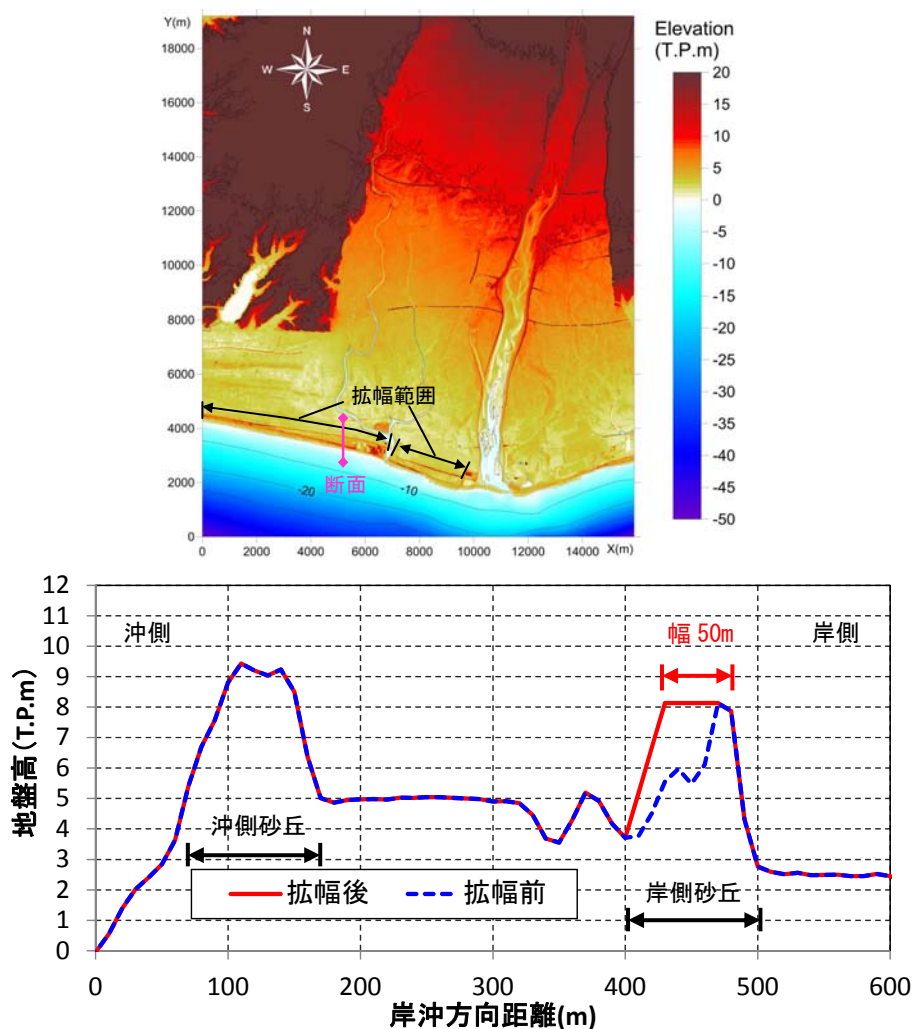


図 5-46 砂丘の堤体を 50m に拡幅する範囲と拡幅後の断面

(3) 植生の耐侵食性を考慮した侵食深の算定手法

津波移動床計算には、植生の耐侵食性を考慮した地形変化算定手法の既往研究事例はないものの、河川工学の分野では、例えば服部³⁸⁾、宇多ら³⁹⁾など、植生による耐侵食性の知見がいくつかある。本研究では、宇多ら³⁹⁾による式(19)の植生で被覆された河川堤防における侵食深算定手法を津波に適用することとした。

$$\frac{dz}{dt} = \frac{\alpha u_*}{\ln 10} \exp\left(-\frac{\ln 10}{\alpha u_*} z\right) \quad (19)$$

ここに、 t : 時間(分), z : 侵食深(cm), u_* : 摩擦速度(m/s), α : 平均根毛量に関する係数($\alpha = -50\sigma_0 + 9$), σ_0 : 平均根毛量(gf/cm³)である。本式に用いる各諸元の単位は cm と m, 秒と分が混在していることに注意を有する。

平均根毛量に関する係数 α は、摩擦速度 u_* に乗じている係数であり植生の耐侵食性を表す。 α の値が小さいほど侵食しにくいことを表しており、本検討では平均根毛量 σ_0 が微小の場合を想定し宇多ら³⁹⁾より $\alpha = 9$ とした。ここでの表面植生の耐侵食性は、表面植生部が粘性土であることに留意が必要である。

植生の耐侵食性が期待できる侵食深は、津波防災地域づくりに係る技術検討会⁴⁰⁾より、芝の 5cm を想定した。式(19)より算定した侵食深は、土砂量の連続式を満足させるため、巻き上げられて浮遊砂になるものと仮定した。

これらの概念図は図 5-47 のとおりであり、侵食深が 5cm 未満であれば式(19)、侵食深が 5cm 以上となれば通常の砂として津波移動床計算より地形変化を算定するものである。

これらの方法により表面植生を考慮する範囲は、2 線堤形状の砂丘のうち、岸側の砂丘を対象とした。この範囲は堤体幅を拡幅する場合と整合を図っている。

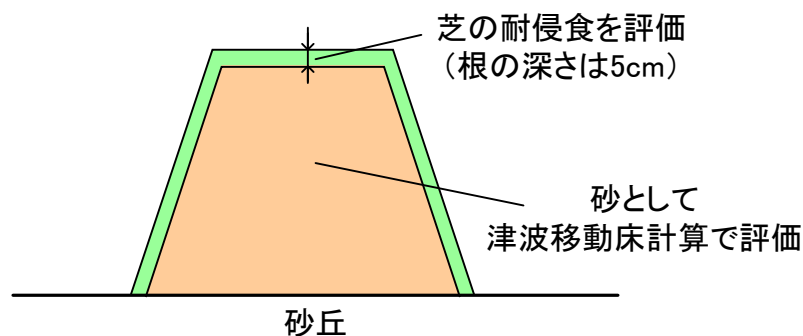


図 5-47 植生の耐侵食性を考慮した地形変化の概念図

(4) 検討ケース

検討ケースは、津波外力が最も大きい南海トラフの巨大地震ケース 1 とし、表 5-10 に示すように、岸側の砂丘の堤体幅を 50m まで拡幅したケース 1-d、植生の耐侵食性を考慮したケース 1-e とした。また、対策を実施前のケースとして、先述表 5-7 のケース 1-b も合わせて示すこととした。なお、これらのケースは全て地形変化を考慮する移動床計算である。

表 5-10 検討ケース

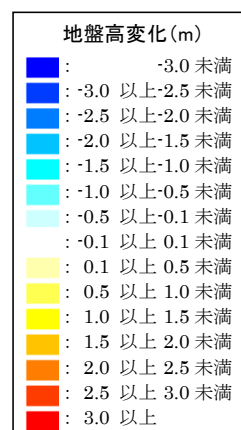
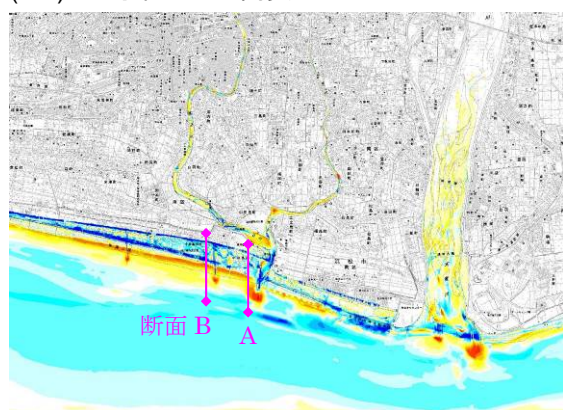
ケース	外力津波※	地形変化	入力地形	植生の耐侵食性	備考
1-b	南海トラフの巨大地震 1	考慮する	震災前	考慮しない	無対策 (先述表 5-7 の検討ケース)
1-d		考慮する	震災前の砂丘の堤体幅を 50m 拡幅した場合	考慮しない	堤体幅拡幅による補強
1-e		考慮する	震災前	考慮する	植生による補強

(5) 検討結果

a) 地盤高変化

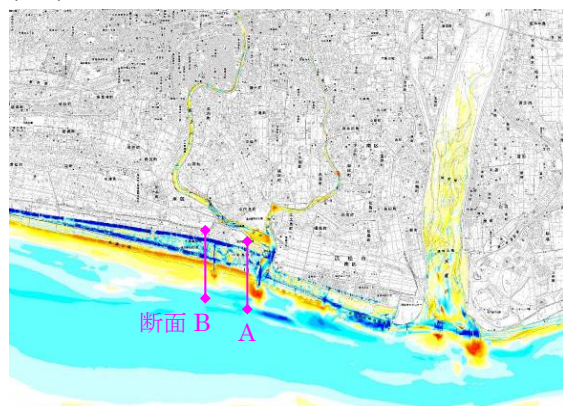
各ケースにおける津波による地盤高変化の平面分布を図 5-48、代表 2 断面における津波前後の地盤高を図 5-49 に示す。植生を被覆した場合は、被覆範囲の砂丘がほとんど侵食されていない。堤体幅を拡幅した場合は、堤体の侵食が生じるものの、断面 A では無対策の場合と比べ、その侵食量は小さい。したがって、砂丘の堤体を拡幅および表面植生を考慮することにより、無対策の場合と比べて、地形の侵食が小さくなることが確認できた。

(1-b) 無対策 地盤高変化



2000 0 1000 2000 4000 6000m

(1-d) 堤体幅を拡幅 地盤高変化



(1-e) 堤体表面を植生被覆 地盤高変化

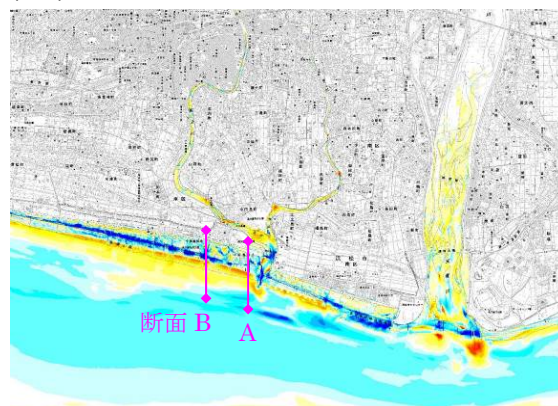


図 5-48 各ケースの津波による地盤高変化（地震の広域地盤変動は含まない）

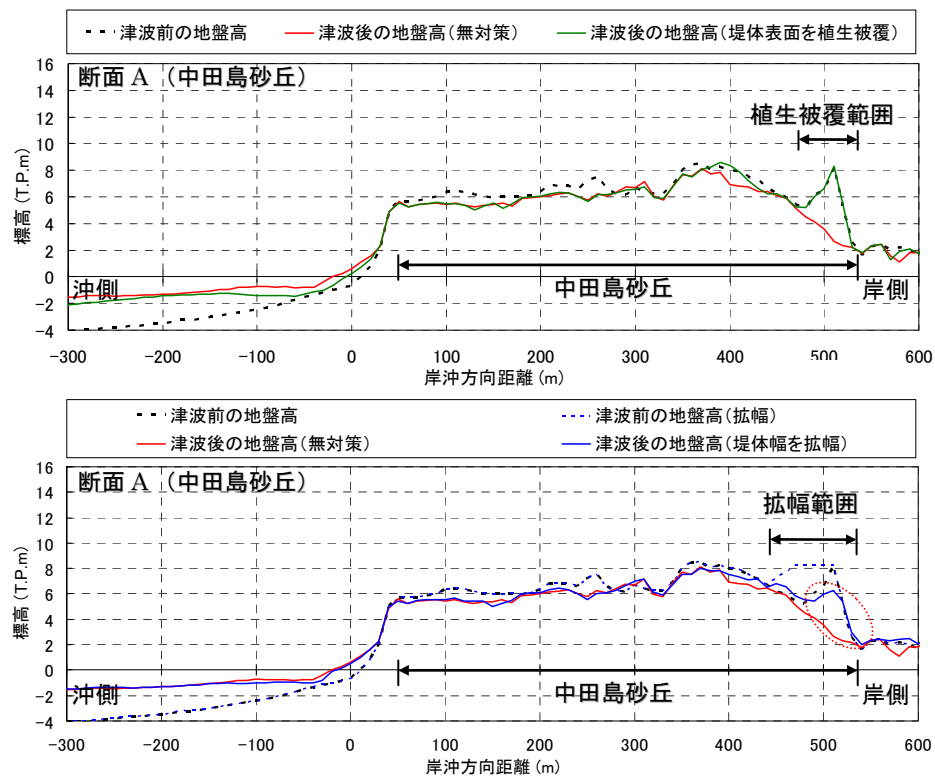


図 5-49(1) 断面 A における津波前後の地盤高

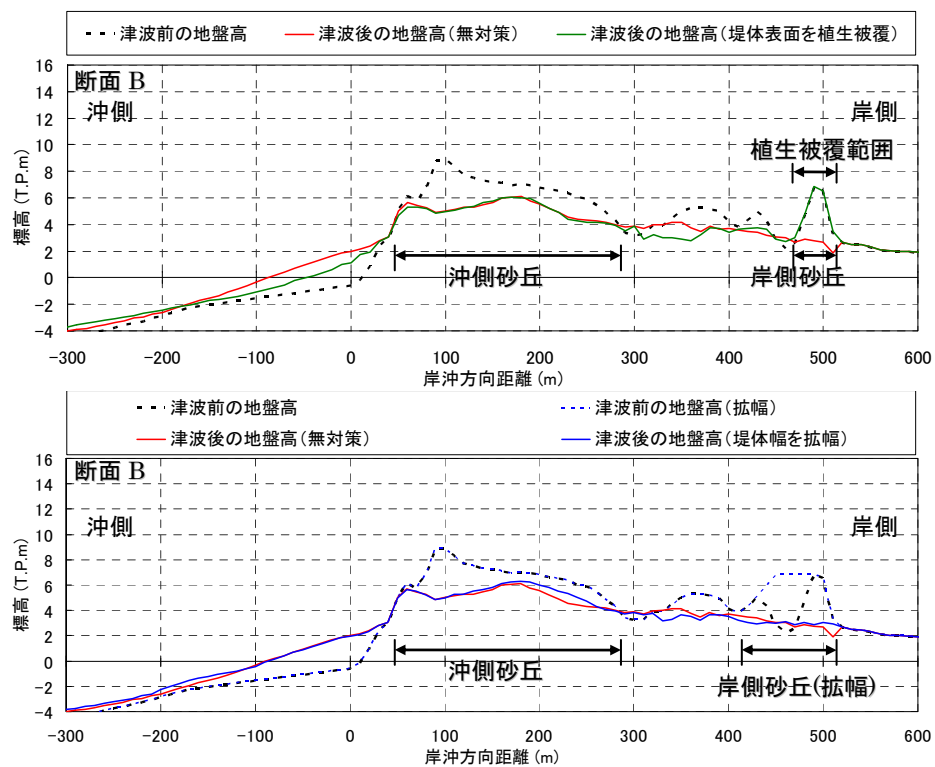


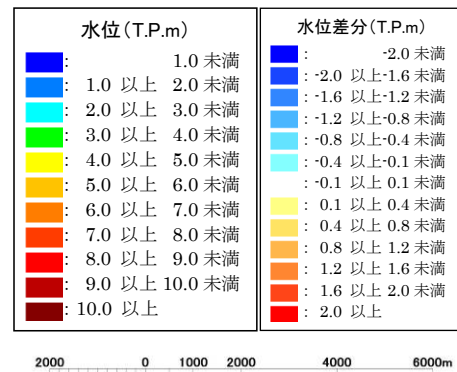
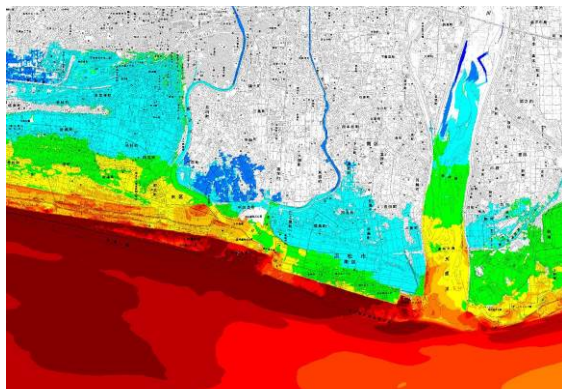
図 5-49(2) 断面 B における津波前後の地盤高

b) 津波水位

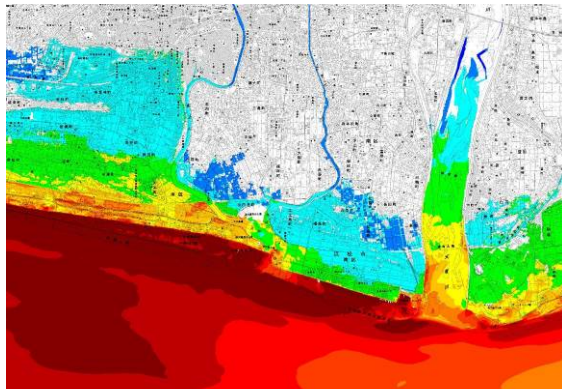
各ケースにおける最大津波水位および差分の平面分布を図 5-50 に示す。堤体幅を拡幅および堤体表面を植生被覆した場合は、砂丘岸側の津波水位が低減している。岸側の砂丘を拡幅や植生で被覆したことにより、堤体の侵食が小さくなり、砂丘岸側への越流量が軽減したためである。また、軽減の程度は、堤体の拡幅よりも、植生で被覆した場合の方が大きい。植生で被覆した場合の方が、砂丘の侵食がより小さくなり、砂丘岸側への津波越流量がより軽減したためと考えられる。

一方、補強した砂丘の沖側では水位の増大が見られる。砂丘が侵食しにくくなったため、沖側の水位増大を招いたためである。

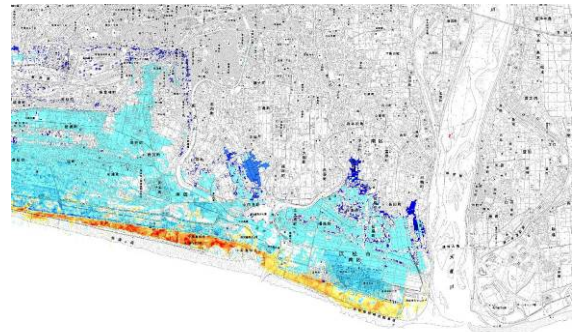
(1-b) 無対策 水位



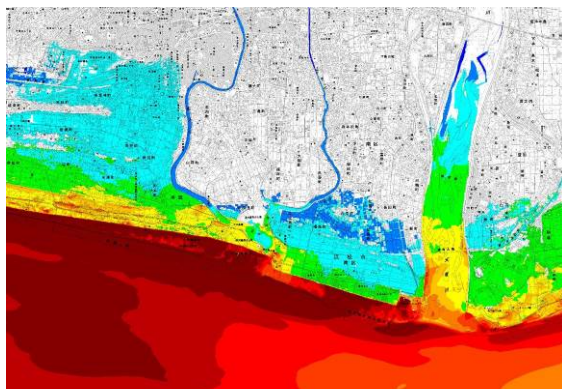
(1-d) 堤体幅を拡幅 水位



(1-d)-(1-b) 水位の差分



(1-e) 堤体表面を植生被覆 水位



(1-e)-(1-b) 水位の差分

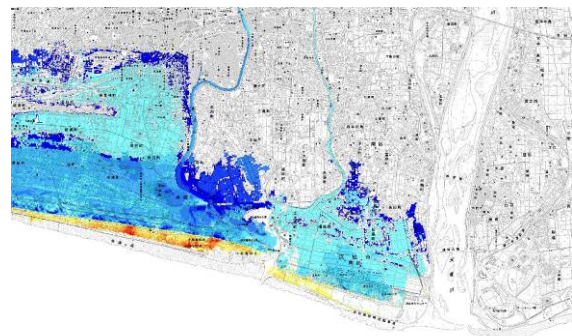


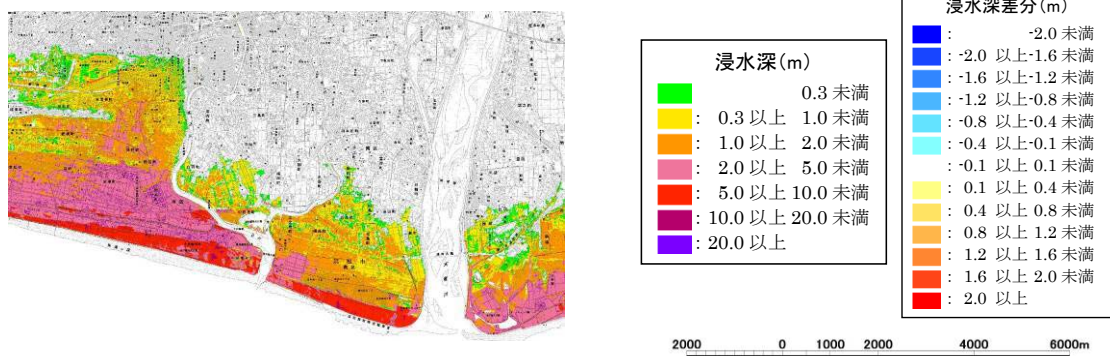
図 5-50 最大水位 南海トラフの巨大地震ケース 1

c) 浸水深

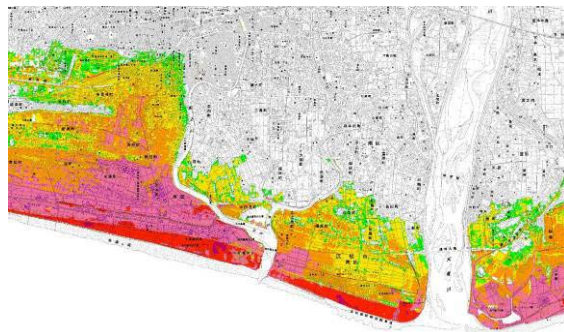
各ケースにおける最大浸水深および差分の平面分布を図 5-51 に示す。堤体幅を拡幅および堤体表面を植生被覆した場合は、浸水範囲および砂丘岸側の浸水深が低減している。岸側の砂丘を拡幅や植生で被覆したことにより、堤体の侵食が小さくなり、砂丘岸側への越流量が軽減したためである。また、軽減の程度は、堤体の拡幅よりも、植生で被覆した場合の方が大きい。これは、植生で被覆した場合の方が、砂丘の侵食がより小さくなり、砂丘岸側への津波越流量がより軽減したためと考えられる。

一方、補強した砂丘の沖側では浸水深の増大が見られる。砂丘が侵食しにくくなったため、沖側の水位増大を招いたためである。

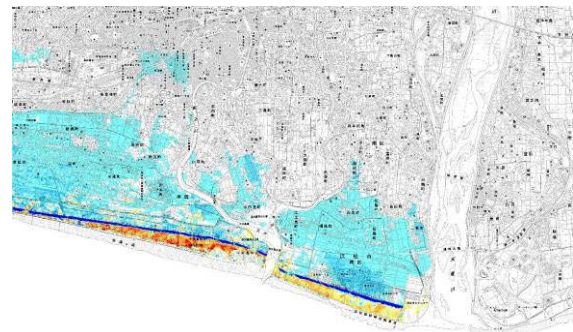
(1-b) 無対策 浸水深



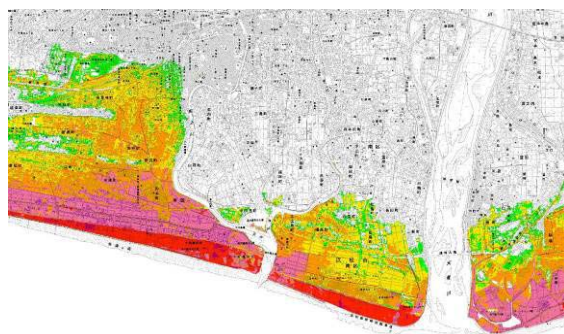
(1-d) 堤体幅を拡幅 浸水深



(1-d)ー(1-b) 浸水深の差分



(1-e) 堤体表面を植生被覆 浸水深



(1-e)ー(1-b) 浸水深の差分

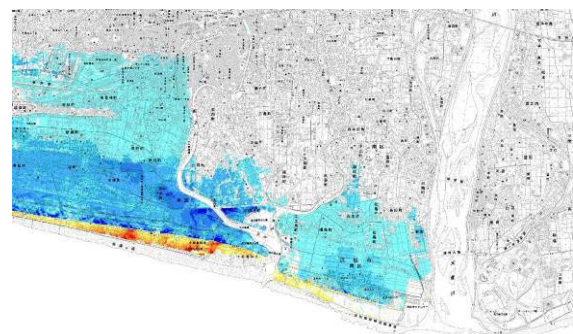
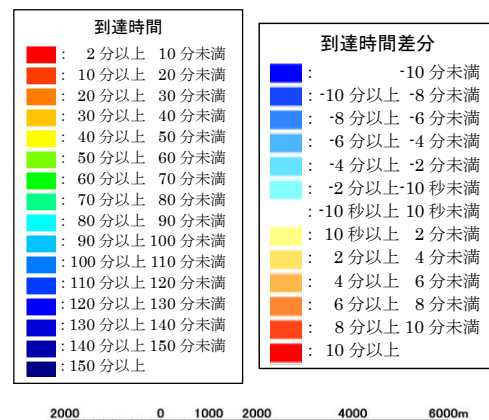
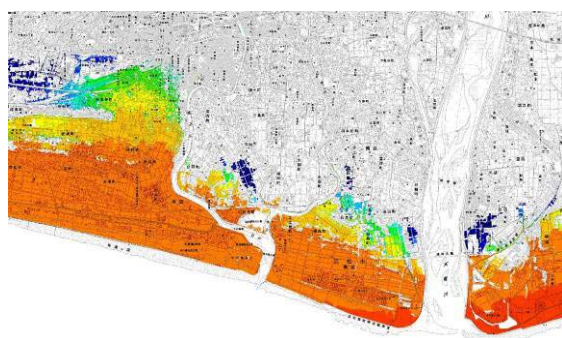


図 5-51 最大浸水深 南海トラフの巨大地震ケース 1

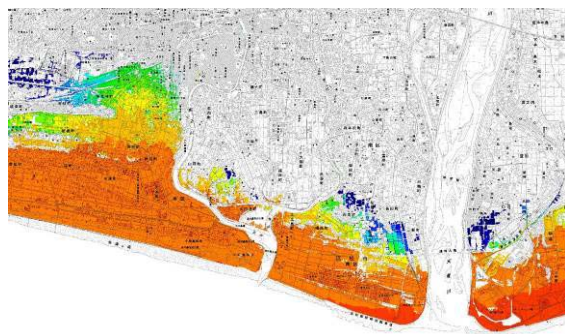
d) 到達時間

各ケースの津波到達時間および差分の平面分布を図 5-52 に示す．ここでの到達時間は，浸水深 0.5m（人の避難が困難となる浸水深程度，床下浸水相当）とした．堤体幅を拡幅および堤体表面を植生被覆した場合は，海岸線から近いところでは到達時間はほとんど変化がないものの，海岸線から 2km 程度岸側では 10 秒から数分程度の到達時間の遅延が確認できた．また，遅延時間は，堤体の拡幅よりも，植生で被覆した場合の方が長い．これは，植生で被覆した場合の方が，砂丘の侵食がより小さくなり，砂丘岸側への津波越流量がより軽減したためと考えられる．なお，津波到達時間では，補強した砂丘沖側の到達時間に違いは見られない．

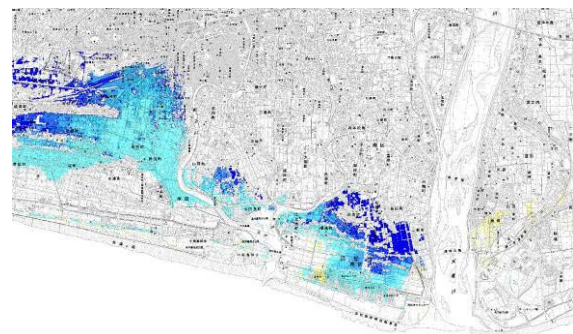
(1-b) 無対策 到達時間



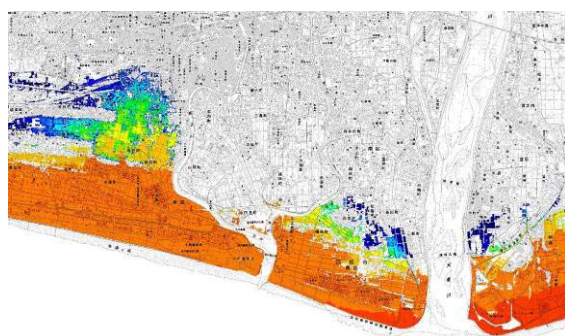
(1-d) 堤体幅を拡幅 到達時間



(1-d)-(1-b) 到達時間の差分



(1-e) 堤体表面を植生被覆到達時間



(1-e)-(1-b) 到達時間の差分

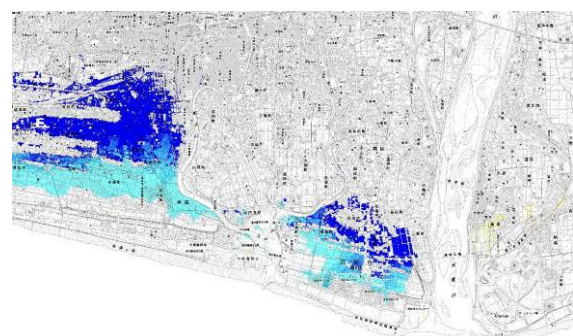
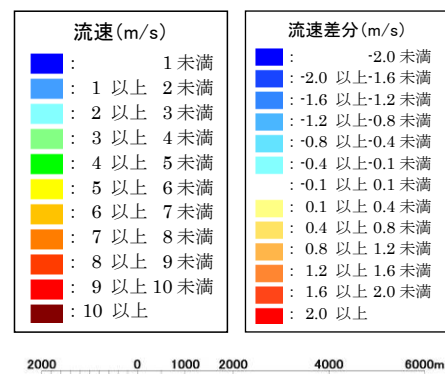
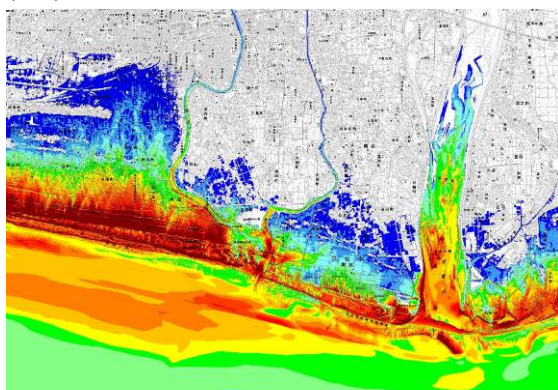


図 5-52 0.5m 到達時間 南海トラフの巨大地震ケース 1

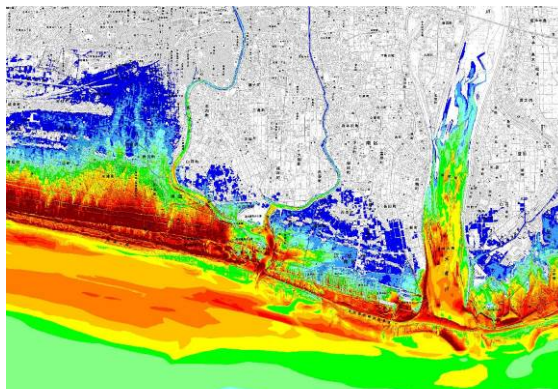
e) 流速

各ケースの最大流速および差分の平面分布を図 5-53 に示す。平面二次元解析による津波の流速は、浸水深が小さい場合に過大になる傾向があるため、ここでの流速は浸水深が 0.5m 以上の場合の流速を表示することとした。堤体幅を拡幅および堤体表面を植生被覆した場合は、砂丘岸側の流速が低減傾向にある。岸側の砂丘を拡幅や植生で被覆したことにより、堤体の侵食が小さくなり、砂丘岸側への越流量が軽減したためである。また、軽減の程度は、堤体の拡幅よりも、植生で被覆した場合の方が大きい。これは、植生で被覆した場合の方が、砂丘の侵食がより小さくなり、砂丘岸側への津波越流量がより軽減したためと考えられる。なお、流速は、補強した砂丘沖側での明確な増大傾向は見られにくい。

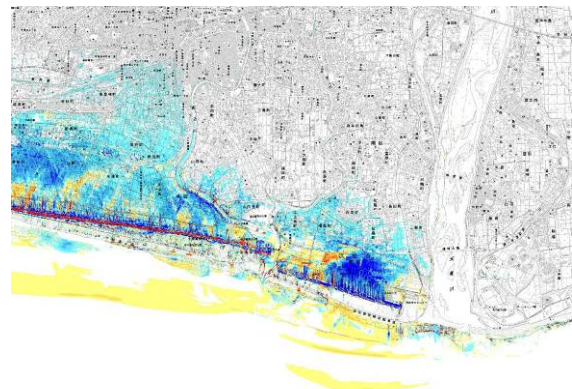
(1-b) 無対策 流速



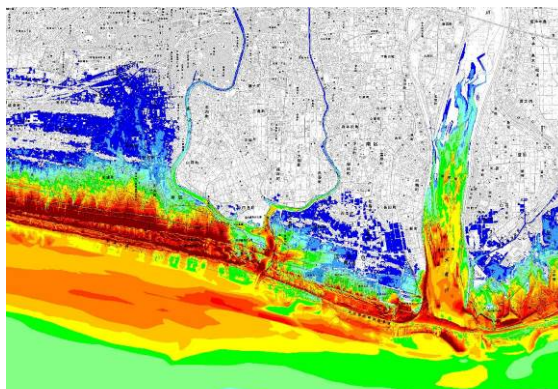
(1-d) 堤体幅を拡幅 流速



(1-d)-(1-b) 流速の差分



(1-e) 堤体表面を植生被覆 流速



(1-e)-(1-b) 流速の差分

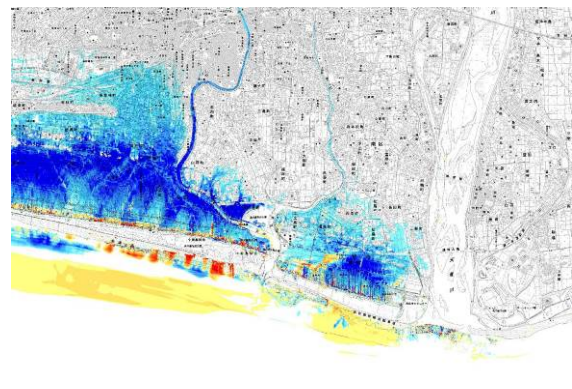


図 5-53 最大流速 南海トラフの巨大地震ケース 1

f) 流体力

津波による各ケースの最大流体力および差分の平面分布を図 5-43 に示す。ここでは、津波による流体力を式(20)より算定する。

$$F = \frac{1}{2} C_d \rho_w h U^2 \quad (20)$$

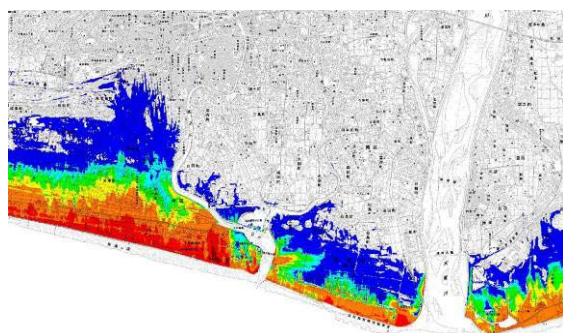
ここに、 F ：流体力 (N/m)、 C_d ：抗力係数 (2.0 とする)、 ρ_w ：海水の密度 (kg/m^3)、 h ：浸水深 (m)、 U ：流速 (m/s) である。

流体力は、算定式に浸水深を用いることから、陸上（地盤高が T.P.±0m 以上）のみ算定することとした。さらに、平面二次元解析による津波の流速は、浸水深が小さな場合に流速が過大になる傾向があり、その結果、式(20)より算定される流体力が過大になるため、ここでの流体力は浸水深が 0.5m 以上の場合を対象とした。

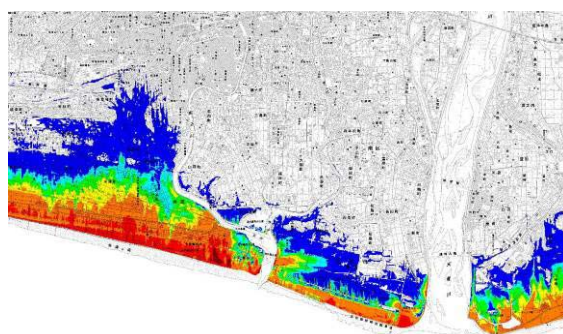
堤体幅を拡幅および堤体表面を植生被覆した場合は、砂丘岸側の流体力が低減傾向にある。岸側の砂丘を拡幅や植生で被覆したことにより、堤体の侵食が小さくなり、砂丘岸側への越流量が軽減したためである。また、軽減の程度は、堤体の拡幅よりも、植生で被覆した場合の方が大きい。これは、植生で被覆した場合の方が、砂丘の侵食がより小さくなり、砂丘岸側への津波越流量がより軽減したためと考えられる。

なお、流体力は、補強した砂丘沖側での明確な増大傾向は見られにくい。

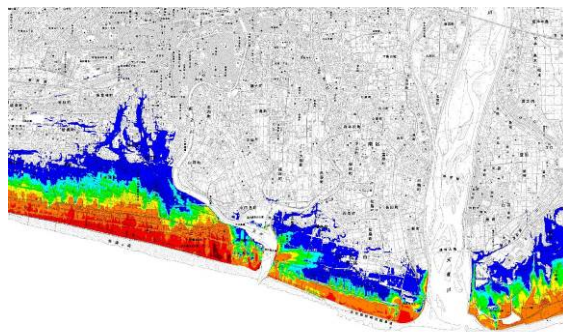
(1-b) 無対策 流体力



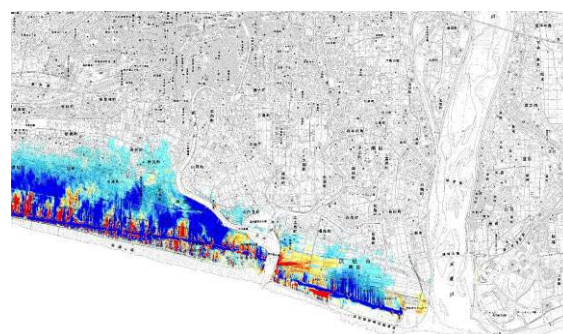
(1-d) 堤体幅を拡幅 流体力



(1-e) 堤体表面を植生被覆 流体力



(1-d)-(1-b) 流体力の差分



(1-e)-(1-b) 流体力の差分

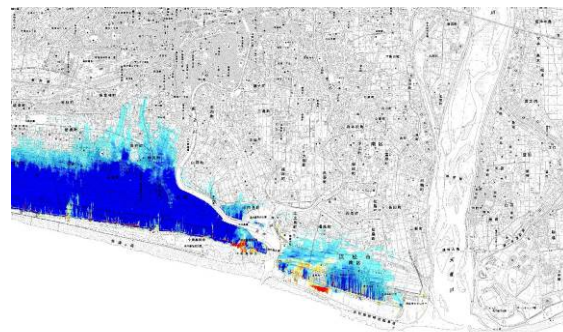


図 5-54 最大流体力 南海トラフの巨大地震ケース 1

g) 浸水面積

ここでは、先述に示した津波減勢効果の各項目のうち、堤内地の浸水面積を図 5-55 に集計した。その際には、浸水範囲別の状況把握のため、木造家屋の破壊の全面破壊の閾値である浸水深 2m 未満と 2m 以上に分割した。

その結果、対策なしよりも砂丘の堤体を拡幅および植生で被覆した場合の方が浸水面積を低減できた。さらに、砂丘を拡幅した場合よりも、砂丘を植生で被覆した方がより浸水面積が小さくなっており、特に浸水深 2m 以上の浸水面積の違いが顕著に表れた。

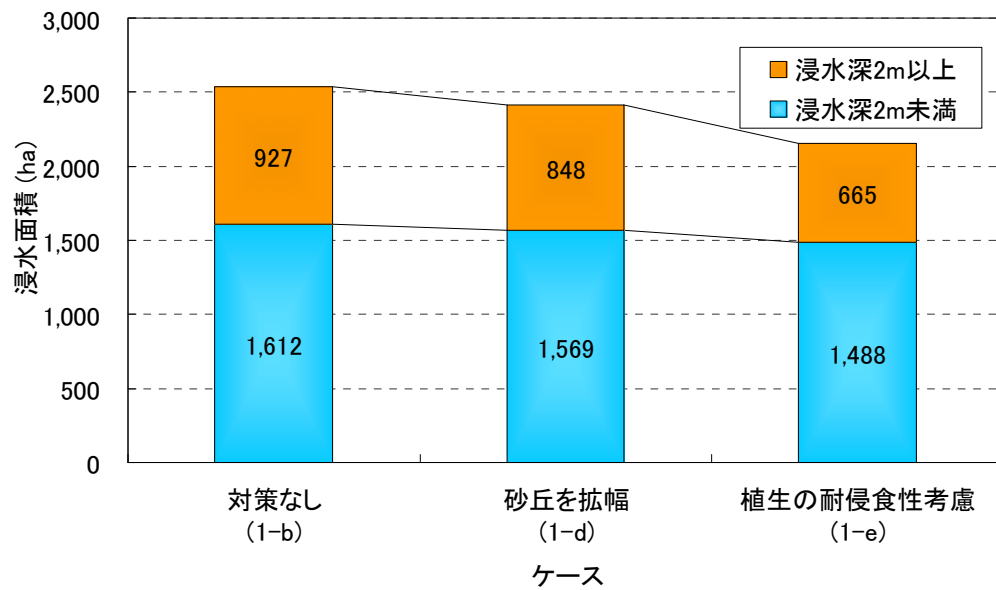


図 5-55 各ケースの浸水面積

5.6.3 津波減勢効果の評価

本節では、中田島砂丘周辺をケーススタディの対象地域として、砂丘の存在が津波減勢に及ぼす影響を検討した。複数の条件下における数値実験から、主に次の3点が把握できた。

1つ目は、地形変化を考慮しない場合（固定床計算）は、地形変化を考慮する場合（移動床計算、実現に近い方法）と比べ、津波水位、流速、到達時間等を過小評価することが把握できた。地形変化を考慮しない手法（固定床計算）は国や地方自治体の津波シミュレーションにおいてよく用いられている方法である。

2つ目は、砂丘等について、津波の流況に応じて地形変化を考慮する場合（移動床計算）とあらかじめ侵食した地形を用いた場合（津波後の地形を初期条件として固定床計算をする場合）の比較から、砂丘が津波によって侵食された場合でも、砂丘岸側への津波浸水を抑制できることから、砂丘岸側での津波水位・浸水深・流速・流体力の低減、浸水範囲の減少、津波伝播時間の遅延が確認できた。このことから、砂丘は、砂丘岸側においては津波減勢効果を有しているといえる。

3つ目は、砂丘の堤体幅を拡幅した場合、表面に植生を被覆した場合の対策効果の検討より、これらの対策を実施したことにより、砂丘岸側において、浸水深・流速・流体力の低減、浸水範囲の減少、到達時間の遅延が確認できた。これらは、砂丘を補強したことにより、津波による砂丘の侵食が軽減されたことによるものである。そのため、堤体の耐侵食性を向上させることができれば、背後地への津波減勢効果が得られるといえる。しかし、補強した砂丘の沖側では、無対策の場合と比較して浸水深の増大が確認された。砂丘の補強により、堤体の耐侵食性が向上したため、津波水位がせき止められるためであり、図 5-56 にイメージ図を示す。これらのことから、砂丘の補強による被害軽減対策は、砂丘岸側の被害軽減には効果的であるものの砂丘沖側の津波被害増大をもたらす恐れがあるため、補強した砂丘の沖側には家屋等の資産がない位置で行うことが望ましいことが明らかとなった。例えば、海岸線付近であれば、沖側に資産等がない場合がほとんどであるため、砂丘を補強した場合に伴う沖側の被害増大は生じないと考えられる。

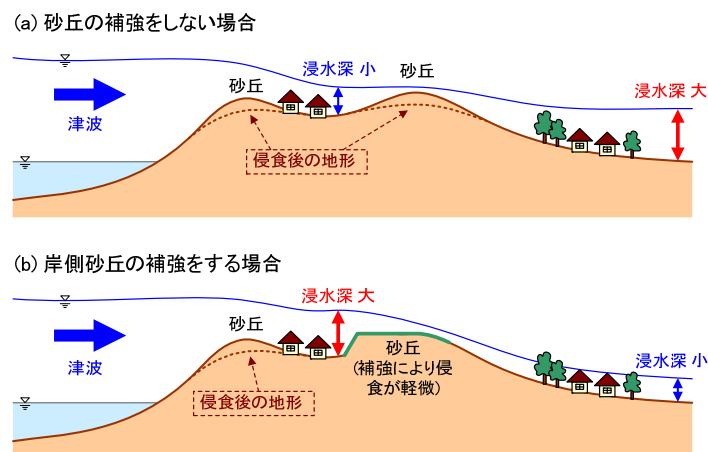


図 5-56 砂丘を補強したことによる堤体沖側の津波水位増大と堤体岸側の津波水位低減

5.7 砂丘の管理等に関する課題

以上より、砂丘の津波減勢効果について検討した。これらの検討を踏まえ、砂丘に関する課題を以下に示す。

- ・本検討は砂丘が持つ津波減勢効果に着目したものの、海岸において施設計画などを行う際には、高潮（高波含む）、津波の2つの災害を踏まえる必要がある。砂丘は、高潮（高波含む）および津波の両方に対して防護機能を有するため防護面では相反することとならないが、砂丘の利用方針を検討する際には津波に加え高潮（高波）に関する視点も必要である。
- ・砂丘は防護機能に加え、観光地としての資源、レクリエーションの場、良好な景観、生物の生息・生育場としての機能も有する。砂丘の利用方針を検討する際には、利用・環境面にも着目した多面的な視点から検討することが必要である。
- ・砂丘は飛砂等により、その形状が変化するため、砂丘形状が変化した場合には期待していた津波減勢効果が得られない可能性があることに留意が必要である。飛砂による侵食を抑制させるための維持管理方法としては、堆砂垣の設置や植生の被覆による飛砂損失量の軽減などが考えられるが、良好な景観の確保や観光やレクリエーション利用の観点からそれらの維持管理対策が行えない場合があるうえ、維持管理の労力もかかる。砂丘の津波減勢効果を津波防災地域づくり等に活用するには、砂丘の侵食を抑制させる維持管理が必要と考えられる。
- ・本検討では砂丘表面に植生が被覆している場合の耐侵食性の評価は、洪水時の河川堤防の知見を津波に適用したものである。そのため、本手法の適用は、植生の対象が芝等の草本でなく樹木の場合、堤体を構成する砂が河川堤防のように粘性土ではなく砂質土の場合について、適用性に課題が残る。砂質土に樹木がある場合の耐侵食性の評価方法についての知見を集積し、地形変化予測手法の確立が望まれる。

5.8 まとめ

本章では循環水槽とダムブレイク型造波水槽を用いた水理模型実験から津波越流時の砂丘の侵食実態を検討した。また、ダムブレイク型造波実験により侵食した堤体の再現計算を行い、津波移動床計算の適用性を検討した。さらに、中田島砂丘周辺を対象とした現地海岸での数値実験から砂丘の有する減勢効果を評価した。本章で得られた主な結論は以下のとおりである。

- 1) 循環水槽による津波越流時の砂丘の侵食は、主に裏法側で生じたものの、ダムブレイク型造波水槽による砂丘の侵食は、越流初期は表側の津波の流れが射流となるため、裏側のみでなく表側の侵食が生じた。越流時の地形変化は裏側に着目されることが多いものの、表側の侵食も生じることが把握できた。表法側が侵食されている状況は、宮城県名取市における東北地方太平洋沖地震津波の地形変化でも確認できた。ただし、堤体の侵食量は、表側よりも裏側が大きくなる。
- 2) ダムブレイク型造波水槽による侵食実験より、天端高さ低下速度は、侵食速度算定時によく用いられているシーلز数だけでなく、直接計測しやすい物理量である越流水深を用いて表現できる可能性を示唆できた。
- 3) 平面二次元津波移動床計算を用いたダムブレイク型造波水槽実験による堤体侵食の再現計算では、堤体の表側の侵食は再現できなかったものの、適切なパラメータ設定により堤体の侵食面積は実験と概ね同程度に調整可能であることがわかった。
- 4) 中田島砂丘周辺における砂丘の津波減勢効果の数値実験では、国や地方自治体でよく実施されている地形変化を考慮しない手法（固定床計算）では、地形変化を考慮する手法（移動床計算）と比べて、浸水深等の浸水被害を過小に評価する危険性が示唆された。また、津波の流況に応じて地形変化を考慮した移動床の場合と初期地形に津波後の地形を用いた固定床の場合の比較より、砂丘が侵食した場合でも時間的な地形変化を考慮することにより、津波水位・浸水深・流速・流体力の低減、浸水面積の減少、津波到達時間の遅延といった津波減勢効果が確認できた。
- 5) 砂丘の堤体幅を拡幅する場合や堤体表面に植生を被覆した場合の数値実験より、これらの補強により津波越流に対する砂丘の耐侵食性が向上し、その結果、補強した砂丘の岸側において、水位・浸水深・流速・流体力の低減、浸水範囲の減少、到達時間の遅延が確認できた。一方、補強した堤体の沖側で水位・浸水深の増大が生じた。これらのことから、砂丘を補強することによる堤体岸側の津波減勢効果が確認できたものの、一方で砂丘沖側の浸水深増大等をもたらすため、砂丘補強においては沖側に家屋等の資産がないような状況であることが望ましいと考えられた。

第5章の参考文献

- 1) 諏訪義雄：自然・地域インフラとは何か，RIVER FRONT，Vol.79，pp.11-15，2014.
http://www.rfc.or.jp/pdf/vol_79/p011.pdf（2016年4月2日閲覧）
- 2) 前川俊明・二瓶泰雄・中田遥香：海岸砂丘・盛土による津波減災効果の検討，土木学会論文集 B1（水工学），Vol.69，No.4，pp.1453-1458，2013.
- 3) 内閣府：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—，2012.
http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/taisaku/pdf/20120829_2nd_report01.pdf（2016年4月11日閲覧）
- 4) 柳沢舞美・二瓶泰雄・山口晋平・川邊翔平・龍岡文夫：海岸砂丘と補強盛土技術を組み合わせた新形式防潮堤の提案，土木学会論文集 B2（海岸工学），Vol.68，No.2，pp.886-890，2012.
- 5) 山下啓・菅原大助・高橋智幸・今村文彦・齋藤友一・今任嘉幸・甲斐恭・上原均・加藤季広・中田一人・坂良太郎・西川朝雄：岩手県陸前高田市における2011年東北地方太平洋沖地震津波による大規模土砂移動の再現計算，土木学会論文集 B2（海岸工学），Vol.71，No.2，pp.499-504，2015.
- 6) 浜口耕平・原野崇・二階堂竜司・中園大介・原文宏・諏訪義雄：堤防残存と樹木を取り入れた地形変化計算と陸地残存に関する数値実験，土木学会論文集 B2（海岸工学），Vol.72，No.2，2016.（印刷中）
- 7) 諏訪義雄・二階堂竜司・浜口耕平・原野崇・渡辺国広・中園大介・原文宏・青木伸一：航空レーザ測量を用いた東北地方太平洋沖地震津波による地形変化の実態，土木学会論文集 B3（海洋開発），Vol.72，No.2，2016.（印刷中）
- 8) 今井健太郎・菅原大助・高橋智幸・岩間俊二・田中仁：2011年東北津波における北上川河口部の大規模洗掘・堆積に関する数値的検討，土木学会論文集 B2（海岸工学），Vol.71，No.2，pp.247-252，2015.
- 9) 鈴木隆介：建設技術者のための地形読解図入門 第2巻低地，古今書院，pp.485-508，1998.
- 10) 福本紘：日本の海浜地形の地理的特性とその形成環境，地理学評論 Ser.A，Vol.62，No.2，pp.108-128，1989.
- 11) 国土地理院：基盤地図情報（数値標高モデル）.
<http://www.gsi.go.jp/kiban/index.html>（2015年4月29日閲覧）
- 12) JUNAIDI：Wind-Blown Sediment Transport and Topographic Changes of Coastal Dune and Backshore，豊橋技術科学大学学位論文，pp.37-38，2010.
- 13) 吉田力・東山勇：庄内砂丘砂の締固めおよび CBR 特性，山形大学紀要（農学），第10巻，第3号，pp.515-521，1988.
- 14) 赤木三郎：砂丘の秘密，青木書店，pp.49-52，1991.
- 15) 東北大学大学院工学研究科附属災害制御研究センター，ユネスコ・政府間海洋学委員会 国際津波調査団：東日本大震災による津波浸水域における学術調査報告書，pp.5-6，2011.
- 16) 国土地理院：3月11日の本震（M9.0）に伴う地殻変動.
<http://www.gsi.go.jp/common/000059961.pdf>（2015年4月29日閲覧）

- 17) 常田賢一・谷本隆介：2011 年東北地方太平洋沖地震の現地調査による防潮堤などの津波被害特性，土木学会論文集 B2 (海岸工学)，Vol.68, No.2, pp.1406-1410, 2012.
- 18) 邵小敏・田中仁・首藤伸夫：越流による砂州崩壊に関する研究，土木学会論文集，No.479, II-25, pp.31-40, 1993.
- 19) 土木学会水理委員会：水理公式集 [平成 11 年版]，社団法人土木学会，pp.89, 158-159, 1999.
- 20) 田中仁，Aung THU：全ての flow regime に適用可能な波・流れ共存場抵抗則，土木学会論文集，No.467, II-23, pp.93-102, 1993.
- 21) 下園武範・佐藤慎司・田島芳満：津波による砂堆の侵食に関する研究，海岸工学論文集，第 54 巻，pp.511-515, 2007.
- 22) 常田賢一・竜田尚希・谷本隆介・鈴木啓祐：津波防潮堤の評価および防潮盛土の耐侵食性の確保・向上，Vol.69, No.2, pp. 1016-1020, 2013.
- 23) 池野正明・吉井匠・松山昌史・藤井直樹：津波による砂移動量実験と浮遊砂巻上量式の提案，電力中央研究所研究報告 V08064, pp.17,28-29, 2009.
- 24) 鴨原良典・今村文彦：陽解法による新しい非線形分散波理論の津波数値計算法の提案，土木学会東北支部技術研究発表会（平成 15 年度），pp.144-145, 2003.
- 25) 静岡県：浜松市沿岸域防潮堤整備事業～オール浜松でやрмаいか！～
<https://www.pref.shizuoka.jp/kensetsu/ke-890/bouchoutei/index.html>（2016 年 5 月 2 日閲覧）
- 26) 浜松市：浜松市沿岸域防潮堤整備推進協議会
<https://www.city.hamamatsu.shizuoka.jp/kiki/disaster/bouchoutei/>（2016 年 5 月 2 日閲覧）
- 27) 内閣府：南海トラフ巨大地震モデル検討会，南海トラフの巨大地震モデル検討会において検討された震度分布・浸水域等に係るデータ提供について。
http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/data_teikyou.html（2016 年 4 月 15 日閲覧）
- 28) 国土交通省水管理・国土保全局海岸室，国土交通省国土技術政策総合研究所河川研究部海岸研究室：津波浸水想定の設定の手引き Ver.2.00, 2012.
http://www.mlit.go.jp/river/shishin_guideline/bousai/saigai/tsunami/shinsui_settei.pdf（2016 年 4 月 4 日閲覧）
- 29) Junaidi・青木伸一・加藤茂・片岡三枝子・若江直人・尼崎貴大：中田島砂丘における飛砂の特性と短期的地形変化に関する研究，土木学会論文集 B2 (海岸工学)，Vol.65, No.1, pp.621-625, 2009.
- 30) 内閣府：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・浸水域について-，2012.
http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/pdf/20120829_2nd_report01.pdf（2016 年 5 月 4 日閲覧）
- 31) 静岡県：津波浸水想定について（解説）
<https://www.pref.shizuoka.jp/bousai/4higaisoutei/documents/kaisetsu.pdf>（2016 年 5 月 4 日閲覧）
- 32) 内閣府：南海トラフの巨大地震に関する津波高，浸水域，被害想定公表について，報道発表資料一式（平成 24 年 8 月 29 日発表），2012.
http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/nankaitrough_info.html（2016 年 5 月 4 日閲覧）
- 33) 小谷美佐・今村文彦・首藤伸夫：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 卷, pp.356-360, 1998.

- 34) 首藤伸夫：津波強度と被害，東北大学津波工学研究報告，第 9 号，pp.101-136, 1992.

http://www.tsunami.civil.tohoku.ac.jp/hokusai3/J/publications/pdf/vol.9_6.pdf (2016 年 5 月 2 日閲覧)

- 35) 飯塚秀則・松富英夫：津波氾濫流の被害想定，海岸工学論文集，第 47 卷，pp.381-385, 2000.

- 36) 首藤伸夫：津波強度と被害，東北大学津波工学研究報告，第 9 号，pp.101-136, 1992.

http://www.tsunami.civil.tohoku.ac.jp/hokusai3/J/publications/pdf/vol.9_6.pdf (2016 年 5 月 2 日閲覧)

- 37) 飯塚秀則・松富英夫：津波氾濫流の被害想定，海岸工学論文集，第 47 卷，pp.381-385, 2000.

- 38) 服部敦：植生の抵抗特性ならびに粘性土の耐侵食性の評価とその河道設計技術への応用に関する研究，博士論文，149p., 2007.

<http://dspace.wul.waseda.ac.jp/dspace/handle/2065/28501> (2016 年 5 月 27 日閲覧)

- 39) 宇多高明・望月達也・藤田光一・平林桂・佐々木克也・服部敦・藤井政人・深谷渉・平館治：洪水流を受けた時の多自然型河岸防御工・粘性土・植生の挙動—流水に対する安全性・耐侵食性を判断するために—，土木研究所資料，第 3489 号，pp.97-179, 1997.

- 40) 津波防災地域づくりに係る技術検討会：津波防災地域づくりに係る技術検討報告書，62p., 2012.

6. 結論

本研究では、河口砂州および砂丘が有する津波減勢効果を明らかにするため、文献調査、水理模型実験、現地データに基づく実態分析および数値シミュレーションを実施した。本研究で得られた主な結論を以下に示す。

第1章では、本研究の背景、目的、構成について述べた。また、日本沿岸で将来の発生が予測されている津波、津波に関する検討・対策の現状を述べた。

第2章では、自然・地域インフラに関する津波減災効果、河口砂州・砂丘の津波減勢効果、津波シミュレーションに関する既往研究を整理し、それらを踏まえ本研究の特色について述べた。

第3章では、津波減災効果が期待できる自然・地域インフラの全国事例を収集・分類し、津波減災効果が期待できる自然・地域インフラの全体像を明らかにした。ハード面の津波減災効果として津波減勢、ソフト面の津波減災効果として避難場所の提供、避難行動の支援、移住制限、浸水範囲の明示、リスク・教訓の伝承、その他に分類できた。本研究の対象としている河口砂州および砂丘は、津波減勢効果が期待できる自然インフラであることがわかった。

第4章では、東北地方太平洋沖地震津波前後の空中写真から、青森県から千葉県の広域を対象に河口砂州の侵食実態と津波外力の関係を分析した。その結果、河口砂州は津波越流による影響を強く受け、越流水深が約2m以上になると、河口砂州の6割程度以上が水面下まで侵食されることがわかった。越流水深2mはL1津波規模でも発生しうる水位であるため、河川の津波対策施設の検討や被害想定時には河口砂州の侵食に留意する必要があることを示した。

利根川をケーススタディ河川とした検討では、大きく湾曲した河川において河道内の津波水位の精度向上のためには、良く用いられている直交座標格子よりも河川形状に適合した一般座標系格子を用いることの有用性を示した。構築した津波シミュレーションモデルを用いて、複数の津波規模、河口砂州の条件別に数値実験を行ったところ、河口砂州が存在する方が半撤去および全撤去の場合と比べ、河道内に流入する津波が軽減されるため、河道内の津波水位・流速の低減、浸水面積の減少、到達時間の遅延といった津波減勢効果が確認できた。

阿武隈川をケーススタディ河川とした検討では、浮遊砂の巻き上げが河口砂州の侵食に与える影響が大きく、飽和浮遊砂濃度に流況による可変値と一定値の大きい方を採用することで、河口砂州および海域の地形変化を良く再現できることがわかった。構築した津波シミュレーションモデルを用いて、複数の津波規模、地形条件別に数値実験を行ったところ、国や自治体でよく用いられている地形変化を考慮しない手法（固定床計算）では、地形変化を考慮する手法（移動床計算）と比べて、津波水位等の被害を過小評価することの危険性を示した。また、時間的な地形変化を考慮した移動床計算の場合と初期地形に津波後の地形を用いた固定床計算の場合の比較より、河口砂州が侵食する場合でも時間的な地形変化を考慮することにより、津波水位・浸水深・流速・流体力の低減、浸水面積の減少、津波到達時間等の遅延といった津波減勢効果が確認できた。これらのことを踏まえ、河口砂州が存在する場合は、侵食が生じた場合でも河道内および河道から堤内地への津波浸水被害を軽減できることがわかった。

第 5 章では、循環水槽とダムブレイク型造波水槽を用いた水理模型実験から、砂丘の侵食過程を検討した。津波越流直後は、表法側の流れが射流となるため、堤体の表側および裏側が同時に侵食されたが、越流後時間が経過すると、表法側の流れが常流に変化し主に裏法側が侵食された。津波越流時の地形変化は裏法側に着目されることが多いものの、表側も侵食が生じることが把握できた。なお、侵食量は裏法側の方が大きかった。また、堤体の天端高さの低下速度の予測式について、土の侵食速度算定に一般的に用いられているシーلز数（無次元せん断応力）の累乗の式に加え、物理的に計測しやすい諸元の越流水深を用いて、その累乗の式で表現できる可能性を示した。

ダムブレイク型造波実験による堤体の侵食量の再現計算を行い、津波移動床計算の適用性を検討した。津波の流動解析は、津波移動床計算で一般的に用いられている平面二次元の非線形長波理論に基づく手法を用いたところ、堤体の表法側の侵食は再現できなかったものの、適切なパラメータを設定することにより、堤体の侵食面積は実験と概ね同等程度に調整可能であることがわかった。

中田島砂丘周辺を対象とした砂丘の減勢効果把握のための数値実験では、国や自治体でよく実施されている地形変化を考慮しない手法（固定床計算）では、地形変化を考慮する手法（移動床計算）と比べて、浸水深等の浸水被害を過小に評価する危険性を示した。また、津波の流況に応じて地形変化を考慮した移動床の場合と初期地形に津波後の地形を用いた固定床の場合の比較より、砂丘が侵食した場合でも時間的な地形変化を考慮することにより、津波水位・浸水深・流速・流体力の低減、浸水面積の減少、津波到達時間の遅延といった津波減勢効果が確認できた。このことは、第 4 章の河口砂州の津波減勢効果と同様である。また、砂丘の堤体幅を拡幅する場合や堤体表面に植生を被覆した場合の数値実験より、これらの補強により津波越流に対する砂丘の耐侵食性が向上し、その結果、補強した砂丘の岸側において、補強前と比較して水位・浸水深・流速・流体力の低減、浸水範囲の減少、到達時間の遅延が確認できた。一方、補強した堤体の沖側では補強前と比べ水位・浸水深の増大が生じた。これらのことから、砂丘の補強を実施する場合は、沖側に家屋等の資産がない状況が望ましいと考えられた。

以上、本研究から得られた主な結論を述べた。

本研究に関連した公表論文一覧

査読あり

- 1) 二階堂竜司・青木伸一・田村浩敏・神保正暢・栗山広宣：一般座標系を適用した河川の津波遡上計算～利根川における東北地方太平洋沖地震津波の再現～, 土木学会論文集 B3(海洋開発), Vol.70, No.2, pp.295-300, 2014.
- 2) 二階堂竜司・青木伸一・加藤茂・岡辺拓巳：津波越流時の砂丘・盛土の侵食機構に関する研究, 土木学会論文集 B3(海洋開発), Vol.71, No.2, pp.425-300, 2015.
- 3) 二階堂竜司・渡辺国広・伊藤幸義・諏訪義雄・青木伸一：津波減災効果を期待できる自然・地域インフラの分類と事例分析, 土木学会論文集 B3(海洋開発), Vol.71, No.2, pp.659-664, 2015.
- 4) Ryuji Nikaido, Shin-ichi Aoki, Hirotoshi Tamura, Masanobu Jinbo: Simulation of tsunami runoff in the Tone River using generalized coordinate system and influence of river mouth bar on tsunami water level, *Journal of Coastal Research*, Special Issue No.75, Vol.1, pp.28-32, 2016.
- 5) 二階堂竜司・青木伸一：津波越流による河口砂州の侵食実態と津波移動床計算の適用性の検討, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol.72, No.2, 2016. (印刷中)
- 6) 二階堂竜司・青木伸一・荒木進歩・常田賢一・MUHAJJIR：ダムブレイク型造波による砂丘の津波越流実験と数値計算, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol.72, No.2, 2016. (印刷中)

査読なし

- 1) Ryuji Nikaido, Shin-ichi Aoki, Shigeru Kato, Takumi Okabe : STUDY ON CROWN HEIGHT EROSION OF A COASTAL DUNE BY TSUNAMI OVERFLOW, *Vietnam-Japan Workshop on Estuaries, Coasts and Rivers 2015*, 2015.

謝辞

本研究は、筆者が大阪大学大学院工学研究科地球総合工学専攻国土開発保全工学領域の博士後期課程在学中の3年間に、同大学大学院工学研究科地球総合工学専攻の青木伸一教授の指導のものに行ったものです。本研究を実施するにあたり、数多くの方々にお世話になりました。

大阪大学大学院工学研究科地球総合工学専攻の青木伸一教授には、建設コンサルタント会社に勤務しながら研究を行う著者の立場を理解いただいたうえで、終始懇切丁寧なご指導と温かい励ましを賜いました。会社の業務に追われ研究の進捗が遅れている際には、辛抱強く接していただいたうえ、要所での確かな指導をしていただきました。ここに深甚なる謝意を表します。

大阪大学大学院工学研究科みず工学領域専攻の西田修三教授には、本論文の副査をして頂くとともに、ゼミにおいて沢山の有益なご助言を頂きました。また、大学内でお会いした際には、いつも優しく励ましの言葉を頂きました。ここに深く感謝の意を表します。

同じく本論文の副査をして頂いた大阪大学大学院工学研究科地盤工学領域専攻の常田賢一教授には、地盤工学の観点から砂丘・盛土に関して数多くの有益なご助言を頂きました。ここに深く感謝の意を表します。

同じく本論文の副査をして頂いた大阪大学大学院工学研究科地球総合工学専攻の荒木進准教授には、研究内容、水理模型実験に関していくつもの有益なご助言を頂きました。ここに深く感謝の意を表します。

大阪大学大学院工学研究科地球総合工学専攻の土井健司教授、玉井昌宏准教授、飯田克弘准教授、貝戸清之准教授、入江政安准教授、小泉圭吾助教、猪井博登助教、中谷祐介助教には、ゼミにおいて貴重なご助言を頂きました。深く感謝いたします。

豊橋技術科学大学建築・都市システム学系の加藤茂教授および岡辺拓巳助教には、砂丘の侵食実験に用いた循環水槽を使用させていただいたうえ、器具の使用方法、侵食実験結果の解釈等について、沢山の有益なご助言を頂きました。ここに深く感謝の意を表します。

国土技術政策総合研究所河川研究部海岸研究室の諏訪義雄室長（当時の所属）、同研究室の渡辺国広研究官（当時の所属）、国土交通省関東地方整備局利根川下流河川事務所計画課の栗山広宣係長（当時の所属）には、連名で学術論文を投稿させていただいたとともに、論文投稿時には多くの有益なご助言を頂きました。ここに深く感謝いたします。

著者と同時期に同研究室の博士後期過程に入学した Chu Duc Thang 氏には、実験機器の使用方法等について貴重なご助言を頂きました。また、お互いの研究に関する相談・議論を通じて様々な知識や示唆を頂くとともに、真摯に研究に取り組む姿勢を学ばせて頂きました。深く感謝いたします。

大阪大学大学院工学研究科地球総合工学専攻国土開発保全工学領域の研究室の皆様には、社会人博士の都合上、研究室へ頻繁に顔を出せなかった著者を温かく迎えて下さいました。深く感謝いたします。

元大阪工業大学の後野正雄教授には、著者の学部生時代にご指導いただいたうえ、卒業後も著者の社会人大学院入学の機会を与えて頂くためにご尽力賜いました。後野正雄先生には、「博士たるもの、自分で研究を創らなアカン」という叱咤激励のお言葉を頂き、そのお言葉にかなうようにこの3年間研究に取り組んできました。ここに、心から感謝申し上げます。

株式会社建設技術研究所東京本社河川部海岸海洋室の原文宏室長には、著者の社会人大学院入学の機会を与えて頂くとともに、研究を行うための職務環境を調整および本論文の査読をして頂きました。また、同所属の平野宜一氏、今井聡氏、神保正暢氏、牛木賢司氏、福田晃正氏、五十嵐雄介氏、中園大介氏、古山あずみ氏、前北かおり氏には、在学中に大学院で研究することへのご支援を頂きました。同所属の新宮久美子氏には本論文の図表作成等にご協力いただきました。ここに、心から御礼申し上げます。

国土交通省、内閣府および気象庁からは、本研究を実施するにあたり、貴重なデータをご提供頂きました。深く感謝いたします。

最後に、これまでの研究を温かく見守り続けて下さった家族に感謝の意を表します。ありがとうございました。

