

平成27年3月期  
関西大学審査学位論文

津波による土砂移動特性の解析と津波移動床モデルの  
高度化に関する研究

社会安全研究科 防災・減災専攻

水災害研究室

森下 祐

# 津波による土砂移動特性の解析と津波移動床モデルの高度化に関する研究

社会安全研究科 防災・減災専攻 水災害研究室

森下 祐

## 1. 背景と目的

浅海域に來襲した津波は、高流速とともに大量の土砂を移動させ、局所洗掘による海岸・河川構造物の損壊や堆積による航路埋没等の港湾機能障害、被災後の救助活動・復旧活動の妨げなど、津波被害を助長させる要因となる。高橋ら(1999)は、従前より津波による土砂移動の評価の重要性を指摘し、津波による土砂移動が評価可能な津波移動床モデル(以下、高橋モデル)を提案しているが、気仙沼湾における1960年チリ津波の再現計算では、湾内全体の変動分布や土砂移動量の再現性に課題を残している。こうしたなか、近年の研究により、津波による土砂移動特性に関する有用な知見が蓄積されるとともに、2011年に発生した東北地方沖太平洋地震津波(以下、2011年東北津波)では、津波水位や地形変動実績などの詳細な現地記録を得ている。

こうした背景を踏まえ、本研究では、2011年東北津波で得られた詳細な地形変動実績等を活用し、津波による土砂移動特性を考察するとともに、近年得られた津波土砂移動に関する有用な知見を踏まえ、多角的な視点から津波移動床モデルの高度化を図ることを目的としている。

## 2. 本研究の流れ

高度化の対象とする津波移動床モデルは、実務面への展開を視野に入れ、浅水理論を前提に少数のパラメータで構築されている高橋モデルを前提とし、はじめに①津波による地形変動実績を豊富に有する気仙沼湾において、津波による土砂移動特性を考察した。

次に、②人工構造物が入り組む複雑な実港湾地形に対しても津波による土砂移動特性を考察するとともに、津波防災に着眼した津波土砂移動に関する実務上の留意点にも言及した。その後、③2011年東北津波の地形変動実績データを活用し、高橋モデルの再現性評価や課題の抽出を行った上で、④近年得られた津波土砂移動に関する有用な知見を踏まえ、津波移動床モデルの高度化を検討した。

最後に、⑤高度化した津波移動床モデルの汎用性を評価するため、1960年チリ津波も含めた再現検証を行い、更なる改良の必要性やその着眼点について考察した。

## 3. 本研究の特徴

### 3-1 津波による土砂移動特性の考察

これまで過去幾度となく津波被害を経験している宮城県気仙沼湾では、近年、原口ら(2012)により、2010年チリ津波、2011年東北津波の地形変動実績が詳細に整理されている。加えて、1960年チリ津波においても、計測精度は劣るものの地形変動実績が整理されており、異なる3つの津波に対する地形変動実績を有する極めて稀な海域となっている。このため、本研究では、これらを活用し、各津波による土砂移動の実態を考察することに加え、津波波形や湾内の流況、浸水区域等と地形変動との関係性についても考察した。

### 3-2 複雑な実港湾地形での考察

本研究では、自然的な地形特性が支配的な気仙沼湾のみに留まらず、複雑な港湾施設が入り組む実港湾地形においても、津波による土砂移動特性を考察した。こうした実港湾地形に着目した津波による土砂移動特性の考察は、これまでの研究事例としても少ないことから、高橋モデルの適用性を評価することに加え、実港湾地形で予測される土砂移動特性を、時系列的な変化等を交えながら詳細に考察した。加えて、防波堤の有無による土砂移動への影響など、港湾施設が土砂移動に及ぼす影響を、津波防災の観点から考察し、津波による土砂移動を検討する際の実務上の留意点等についても言及した。

### 3-3 津波移動床モデルの高度化

津波移動床モデルの高度化に際し、事前に、2011年東北津波において精度の高い現地記録を有している気仙沼湾を対象に、高橋モデルの再現性評価と課題の抽出を行った。

その後、津波移動床モデルの高度化にあたっては、最初に高橋モデルの課題となりえる要因が多岐に及ぶ可能性があることを考慮し、①メッシュサイズや粒径等の外的要因に着目した改良、②浮遊砂濃度の移流解法など差分解法に着目した改良、③津波土砂移動に影響を及ぼす因子（以下：支配的因子）の評価方法に着目した改良など多角的な視点から、感度分析的なアプローチを行った。その結果、より改良効果が期待でき、かつ改良による実務上の課題も少ない③支配的因子に着目した改良方法を選定した。

この方法では、支配的因子として無次元掃流力(底面せん断力)、流砂量式係数、飽和浮遊砂濃度、沈降速度の評価方法に着目しており、高橋モデルでの評価方法に対する物理的な問題点を見極めた上で、前述の2011年東北津波の再現性評価にて抽出された課題や近年、水理実験や数値実験を通じて得られた津波土砂移動に関する有用な知見、2011年東北津波での土砂移動の実態等を踏まえ、より津波の物理特性に準じた評価方法へと改良を行った。その後、各支配的因子の改良効果を個別に考察するとともに、最終的な高度化モデルを提案した。

### 3-4 汎用性に着目した津波移動床モデルの検討・考察

2011年東北津波を対象に高度化を行った津波土砂モデルに対し、実務面での適用に必要な不可欠な汎用性の評価を行うため、1960年チリ津波に適用した。この結果、1960年チリ津波に対しては、高橋モデルに比べて著しい再現性の低下が見られたことから、感度分析的にその要因を確認し、流砂量式係数の評価方法と特定した。

これを受け、2011年東北津波と1960年チリ津波では、津波の非定常性が大きく異なることに着目し、これまで定数として評価していた流砂量式係数に対して、津波の非定常的な特徴が反映可能な無次元掃流力の時間変化の関数として評価した。この際、関数形は、不確定因子を含めたパラメータから構成し、パラメータの感度分析を行うことで、流砂量式係数の関数評価の必要性や更なる改良の着眼点について考察した。

## 4. 結論

気仙沼湾に來襲した津波による地形変動実績は、津波による土砂移動が、「津波の周期（≒津波の非定常性）」や「押し波・引き波の規模」等に密接に関連している可能性があることを示唆した。また、津波による土砂移動は、引き波時を中心に港湾施設周辺での局所的な侵食を引き起こすことや本来津波を減衰させる機能を持つ外郭施設等が、設置位置によっては予期せぬ範囲での土砂の堆積等を引き起こす可能性も示唆され、実務面において憂慮すべき課題として提示した。

その後、2011年東北津波を対象に高度化を図った津波移動床モデルは、津波の物理的な特性を踏まえ、一部の支配的因子の評価方法を改良した。この結果、高橋モデルに比べて、狭窄部～湾口および実測流速との再現性が良好な狭窄部の再現性を飛躍的に向上することができた反面、流れが複雑化する湾奥では再現性がやや劣る結果となった。また、汎用性に着目した検討では、1960年チリ津波に対し、本提案モデルが、高橋モデルに比べて再現性を低下させることが明らかとなった。このため、その要因となる流砂量式係数に対し、津波の非定常性を考慮することで、両津波とも著しく再現精度を低下させることなく評価できる可能性があることを示した。これは、津波による地形変動実績から示唆された津波の非定常性と土砂移動との関連性とも一致しており、流砂量式係数に対して、津波の非定常性を考慮する意義は大きいといえる。

#### 参考文献

- 高橋智幸・首藤伸夫・今村文彦・浅井大輔(1999): 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, Vol.46, pp.606-610  
原口強・高橋智幸・久松力人・森下祐・佐々木いたる(2012): 2010年チリ中部地震津波および2011年東北地方太平洋沖地震津波による気仙沼湾での地形変化に関する現地調査, 土木学会論文集 B2(海岸工学) Vol.68, No.2, I\_231-I\_235

## 目 次

<b>第 1 章 はじめに</b> .....	1-1
1-1 研究の背景 .....	1-1
1-2 既往研究 .....	1-3
1-2-1 高橋らによる津波移動床モデルの提案 .....	1-3
1-2-2 藤井らによる津波移動床モデルの提案を行った研究 .....	1-8
1-2-3 津波による土砂移動に関連した既往研究 .....	1-12
1-3 本研究の目的 .....	1-13
1-4 本研究の流れ .....	1-14
<b>第 2 章 気仙沼湾を対象とした実績津波による土砂移動現象の考察</b> .....	2-1
2-1 津波による土砂移動現象 .....	2-1
2-2 気仙沼湾に來襲した津波 .....	2-2
2-2-1 1960 年チリ津波 .....	2-2
2-2-2 2010 年チリ津波 .....	2-6
2-2-3 2011 年東北津波 .....	2-9
2-3 1960 年チリ津波による海底地形変動 .....	2-12
2-4 2010 年チリ津波と 2011 東北津波による海底地形変動 .....	2-14
2-4-1 海底地形変動の調査概要 .....	2-14
2-4-2 海底地形変動の調査結果 .....	2-17
2-4-3 津波による土砂移動特性の定量評価および津波外力との関係性 .....	2-21
2-5 本章のまとめ .....	2-30
<b>第 3 章 複雑な実港湾地形を対象とした津波による土砂移動特性の考察</b> .....	3-1
3-1 検討背景および目的 .....	3-1
3-2 計算モデルおよび計算条件 .....	3-2
3-2-1 津波移動床モデル .....	3-2
3-2-2 複雑な実港湾地形モデルの構築と検証条件 .....	3-2
3-3 複雑な実港湾地形での土砂移動特性の考察 .....	3-7
3-3-1 流況および土砂移動の平面分布特性 .....	3-7
3-3-2 流況および土砂移動の時系列特性 .....	3-8
3-3-3 土砂移動の有無による流況への影響 .....	3-13
3-4 防波堤の有無による土砂移動への影響評価 .....	3-15
3-4-1 防波堤の条件 .....	3-15
3-4-2 検討結果 .....	3-16
3-5 本章のまとめ .....	3-22



## 目 次

<b>第 4 章 2011 東北津波の再現性検証</b> .....	4-1
4-1 2011 東北津波の概要 .....	4-1
4-2 検証条件 .....	4-4
4-2-1 検証の流れ .....	4-4
4-2-2 津波シミュレーションにおける検討条件の作成 .....	4-5
4-3 検討対象外力の推定 .....	4-11
4-3-1 検討対象外力の推定方針 .....	4-11
4-3-2 断層モデルの概要 .....	4-12
4-3-3 津波シミュレーションの実施 .....	4-16
4-4 2011 東北津波来襲時の気仙沼湾における地形変動への適用 .....	4-25
4-4-1 津波移動床計算における検討条件の設定 .....	4-25
4-5 2011 東北津波の再現性検討 .....	4-36
4-5-1 2011 東北津波の流況解析の妥当性検証 .....	4-36
4-5-2 2011 東北津波における海底地形変化の再現結果 .....	4-48
4-6 本章のまとめ .....	4-63
<b>第 5 章 津波移動床モデルの再現性向上</b> .....	5-1
5-1 再現性向上の検討方針 .....	5-2
5-2 再現性向上の検討の流れ .....	5-3
5-3 地形条件・外的要因等の計算条件に着目した再現性向上方策 .....	5-4
5-3-1 検討方針 .....	5-5
5-3-2 支配的因子の抽出のための感度分析の実施 .....	5-8
5-4 差分解法に着目した再現性向上方策 .....	5-18
5-4-1 高橋モデルの浮遊砂移流方程式の差分解法 .....	5-18
5-4-2 風上差分の概要 .....	5-19
5-4-3 本検討での差分解法 .....	5-20
5-4-4 風上差分の導入による土砂移動量への影響検討 .....	5-22
5-5 土砂移動の支配的因子に着目した再現性向上方策 .....	5-31
5-5-1 検討方針 .....	5-31
5-5-2 支配的因子の抽出 .....	5-31
5-5-3 支配的因子の改良 .....	5-40
5-5-4 支配的因子改良の検討条件 .....	5-45
5-5-5 支配的因子改良の検討結果 .....	5-46
5-6 支配的因子の改良による新しい土砂移動モデルの提案 .....	5-65
5-6-1 新しい津波移動床モデルの提案 .....	5-65
5-6-2 新しい津波移動床モデルの概要と計算条件 .....	5-65

## 目 次

5-6-3 新しい津波移動床モデルの計算結果とその適用性の評価 .....	5-67
5-7 本章のまとめと今後の課題 .....	5-82

### 第 6 章 新しい津波移動床モデルの汎用性に関する検討・考察..... 6-1

6-1 1960 年チリ津波への適用 .....	6-1
6-1-1 検討方針.....	6-1
6-1-2 計算条件および計算ケース .....	6-2
6-1-3 計算結果の考察.....	6-3
6-1-4 本提案モデルによる精度悪化の要因分析 .....	6-5
6-2 汎用性の向上を目的とした津波移動床モデルの更なる改良.....	6-9
6-2-1 流砂量式係数の改良とその課題.....	6-9
6-2-2 流砂量式係数の改良 .....	6-9
6-2-3 流砂量式係数の改良結果.....	6-18
6-3 本章のまとめと今後の課題 .....	6-27

### 第 7 章 おわりに..... 7-1

参考文献

謝辞

# 第1章 はじめに

## 1-1 研究の背景

津波被害では、来襲してくる津波の波高や到達時間、浸水想定区域等が、特に着目されている。これは、津波の波高や到達時間、浸水想定区域は、津波による人的被害・物的被害の大きさに直結するとともに、防災・減災対策を講じる上でも、直感的に評価しやすい指標であるためと考えられる。一方で、現実的な津波被害では、津波本体による直接的な被害、すなわち、津波遡上による浸水や津波波力による構造物・家屋等の倒壊などに留まらない。例えば、浅海域に來襲した津波は、高流速とともに大量の土砂を移動させる。こうした津波に伴う土砂移動は、局所洗掘による海岸・河川構造物の損壊や堆積による航路埋没等の港湾機能障害、農地の塩害、被災後の救助活動・復旧活動の妨げなど、間接的に津波被害を助長させる要因となる。

実際に、2011年東北地方太平洋沖地震津波（以下、2011東北津波）では、多くの区域で海底地形の変形が見られ（図 1-1-1 参照）、防波堤背面の法尻部が大きく侵食されて倒壊に至った事例も非常に多い（図 1-1-2 参照）。また、津波被害を受けた多くの主要都市では、土砂が堆積し、復旧活動の妨げとなった。加えて、今回事例としては報告されていないものの、原子力発電所の排水口が堆積土砂で埋もれるなどの可能性もあり、甚大な産業被害に発展する恐れもある。



図 1-1-1 2011 東北津波来襲前後の阿武隈川河口部の状況(真野ら, 2012)<sup>1)</sup>



(a) 阿武隈川河口右岸(真野ら, 2011)<sup>2)</sup>

(b) 名取川河口右岸(国土交通省, 2011)<sup>3)</sup>

図 1-1-2 2011 東北津波による堤防背面の侵食事例

さらに、2011 東北津波では、河口に発達する砂州を消失させた事例も見られた。例えば、阿武隈川河口部では、下図に示すとおり、河口部砂州が津波によりフラッシュされており河口部の地形を大幅に変化させている。この 1 年後においては、河口テラスの形成が見られるものの大幅な砂州の回復には至っていない。このように、津波は環境上重要な位置づけとなっていることの多い河口砂州を、高流速に伴う大量の砂の巻き上げにより消失させる恐れもあり、これまでに根付いた生態系を大きく変貌させる可能性を有するなど、環境面に良くも悪くも大きなインパクトをもたらす可能性がある。



図 1-1-3 2011 東北津波来襲前後の阿武隈川河口部の状況(国土交通省, 2012)<sup>4)</sup>

一方で、津波により輸送され地上に堆積した土砂は、津波の発生や規模を示す貴重な物的証拠となる。現在でこそ、波高計や水位計の発達・設置により津波の実績データが豊富に計測できる時代となったが、一部の津波痕跡痕しか残っていない過去の歴史津波では、地上に堆積した土砂は、津波の全容を知る重要な手掛かりとなり得る。このため、津波の遡上に伴い、地上に形成される津波堆積物を利用した歴史津波の全容解明は、近年、学術的にも注目を浴びており解析が盛んに行われている（箕浦・中谷, 1990<sup>5)</sup> ; Dawson ら, 1996<sup>6)</sup> ; 今村ら, 1997<sup>7)</sup>）が、発生の有無や定性的な来襲状況を知るにとどまっている。

このように、津波は、直感的にその全容を評価しやすい波高や浸水区域に着目されがちではあるが、津波の来襲に伴い生じる土砂移動は、防災・減災面、環境面、学術面など多方面に亘って非常に密接に関連しており、津波による土砂移動を精度良く評価する解析モデルの重要性は増大している。

## 1-2 既往研究

こうした背景のなか、津波に伴う土砂移動に関する研究は、津波来襲時の流況や土砂移動のメカニズムの把握、津波による地形変化を評価するための津波移動床モデルの確立やその適用性の評価など、多方面で行われている。

本節では、これまでの津波の土砂移動に関連する研究として、代表的な津波移動床モデルとして知られている高橋ら(1999)<sup>8)</sup>のモデル、藤井ら(1998)<sup>9)</sup>のモデルについて示すとともに、その他、津波に対する土砂移動特性を考察している玉田ら(2009)<sup>10)</sup>、近藤ら(2012)<sup>11)</sup>の論文についても示す。

### 1-2-1 高橋ら<sup>8)</sup>による津波移動床モデルの提案

高橋らは、従前より津波による土砂移動の評価の重要性を指摘し、津波による土砂移動を模した水理実験結果と1960年チリ津波において宮城県気仙沼湾にて得られた実績の地形変動結果を活用して、津波による土砂移動を定量的に評価するための津波移動床モデルの提案を行っている。高橋らは、津波特有の現象である大量の砂の巻上げと沈降との非平衡性を考慮できるように、掃流砂層と浮遊砂層を独立して扱い、掃流層内で流砂運動が完結する掃流砂量に加え、掃流砂層と浮遊砂層間の砂の巻上げと沈降から構成される交換砂量を導入していることがこのモデルの大きな特徴である。

以下に、高橋らが提案した津波移動床モデル（以下、高橋モデル）の概要を示す。

#### (1) モデルの基本概念

高橋モデルでは、津波による流砂現象を掃流砂層（砂粒が掃流形態で移動する領域）と浮遊砂層（砂粒が浮遊形態で移動する領域）に分離して考えている。なお、この区分は砂粒の移動形態の相違による概念的なものであり、現実の空間において、この境界は場所と時間の関数と考えられ、明確な境界を設けているのではない。ここに、掃流形態とは、滑動や転動により底面と接触を保ちながら移動する形態および *saltation* で移動する形態を意味し、浮遊形態とは、砂粒に働く重力よりも乱れ応力の鉛直成分が卓越し、砂粒が水中に保持され、流水とともに移動する形態を意味する。

また、浮遊砂層での流砂現象を考える上で、流体運動の取り扱いが重要となるが、高橋モデルでは、津波を適用対象としているため、浅水理論を前提としており、流れは流量フラックスで評価している。

高橋モデルの概念図を図1-2-1に示すが、 $\rho_s$ は砂粒の密度、 $\lambda$ は砂粒の空隙率、 $Z_B$ は基準面からの底面高さ、 $q_B$ は掃流砂量、 $\varepsilon_z$ は鉛直方向の拡散係数、 $C$ は掃流砂層と浮遊砂層の境界付近の濃度、 $w_0$ は砂粒の沈降速度、 $\bar{C}_B$ は平均掃流砂層濃度、 $h_B$ は掃流砂層厚、 $\bar{C}_S$ は平均浮遊砂層濃度、 $h_S$ は浮遊砂層厚、 $M$ は流量フラックスである。

単位幅の微小区間  $\delta x$  における微小時間  $\delta t$  での流砂の出入りと内部の変化から質量保存を考える。掃流砂層内においては、(a)底面との交換砂量、(b)流下方向へ掃流形態で移動する流砂量の収支、(c)拡散により浮遊層へ巻き上げられる流砂フラックス、(d)重力により浮遊層から沈降してくる流砂フラックス、(e)掃流層内の流砂量の増減が釣り合うことより、同層における流砂の連続式として次式が得られる。

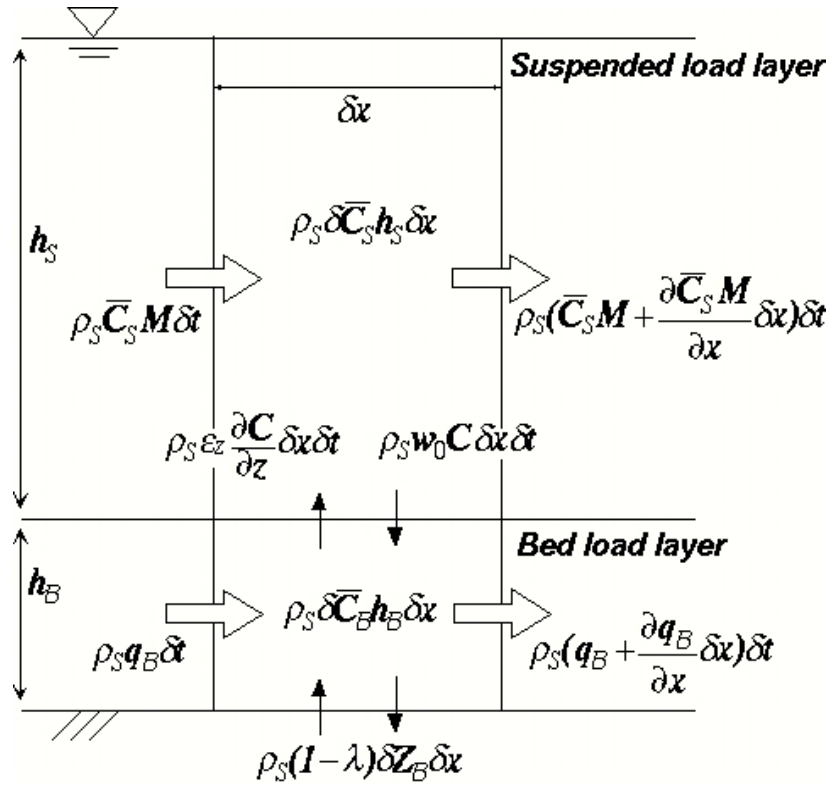


図 1-2-1 高橋モデルの概念図<sup>8)</sup>

$$\frac{\partial Z_B}{\partial t} + \frac{1}{1-\lambda} \left( \frac{\partial q_B}{\partial x} + \varepsilon_z \frac{\partial C}{\partial z} - w_0 C + \frac{\partial \bar{C}_B h_B}{\partial t} \right) = 0 \quad \dots \dots \dots (1-1)$$

ここで、第3項の拡散による巻き上げと第4項の重力による沈降は、津波への適用を考えた場合、津波に伴う大きな乱れ場における拡散係数や沈降速度の妥当性など、物理的に検討を要する点が多く、現象をより複雑にし、精度の低下を招く恐れがある。このため、高橋モデルでは、より汎用性・適用性の高いモデルの構築を目的とし、拡散による巻き上げフラックスと重力による沈降フラックスの収支を「掃流砂層と浮遊砂層間の交換砂量」として新たに定義することで、上記の不確定な要素を集約することとしている。

$$w_{ex} \delta x \delta t = \varepsilon_z \frac{\partial C}{\partial z} \delta x \delta t - w_0 C \delta x \delta t \quad \dots \dots \dots (1-2)$$

$$w_{ex} = \varepsilon_z \frac{\partial C}{\partial z} - w_0 C \quad \dots \dots \dots (1-3)$$

ただし、 $w_{ex}$ は単位面積、単位時間当りの鉛直方向の流砂量である。 $w_{ex}$ は速度の次元を持つことから分かるように、鉛直方向の運動を代表する砂粒の平均移動速度の鉛直成分とも考えられる。掃流砂層と浮遊砂層間の交換砂量 $w_{ex}$ を導入することにより、式(1-1)は次のように書き換えられる。

$$\frac{\partial Z_B}{\partial t} + \frac{1}{1-\lambda} \left( \frac{\partial q_B}{\partial x} + w_{ex} + \frac{\partial \bar{C}_B h_B}{\partial t} \right) = 0 \quad \dots \dots \dots (1-4)$$

また、第4項は、掃流砂層濃度や掃流砂層厚の時間的変化が他の項と比較して十分に小さいと仮定できるため、次式を掃流砂層の連続式とする。



$$\frac{\partial Z_B}{\partial t} + \frac{1}{1-\lambda} \left( \frac{\partial q_B}{\partial x} + w_{ex} \right) = 0 \quad \dots \dots \dots (1-5)$$

次に浮遊砂層での質量保存を考える．ここでは、(a)流下方向へ浮遊形態で移動する流砂量（浅水流中の浮遊砂フラックス）の収支、(b)拡散による掃流層からの巻き上げフラックス、(c)重力による掃流層への沈降フラックス、(d)浮遊層内の流砂量の増減（浮遊層濃度の増減として現れる）が釣り合うことより、浮遊砂層における流砂の連続式として次式が得られる．

$$\frac{\partial \bar{C}_s M}{\partial x} - w_{ex} + \frac{\partial \bar{C}_s h_s}{\partial t} = 0 \quad \dots \dots \dots (1-6)$$

以上の式(1-5)と式(1-6)から構成されるモデルにおいて、基準面からの底面高さ  $Z_B$  と平均浮遊砂層濃度  $\bar{C}_s$  は津波来襲以前の状態が初期値となり、流量フラックス  $M$  と浮遊砂層厚  $h_s$  は流体の運動方程式と連続式から与えられるため、時間発展的に海底変動を求めることができる．なお、掃流砂量  $q_B$  を与える式と掃流砂層・浮遊砂層の交換砂量  $w_{ex}$  を与える式は、津波を想定した水理実験の再現結果を踏まえて、下式のとおり定式化している．

$$\Phi_B = 21\tau_*^{3/2} \quad \dots \dots \dots (1-7)$$

$$\Psi_{ex} = 0.012\tau_*^2 - \frac{w_0 C}{\sqrt{sgd}} \quad \dots \dots \dots (1-8)$$

ここで、 $\Phi_B$  は掃流砂量、 $\Psi_{ex}$  は巻き上げ砂量、 $\tau_*$  はシールズ数（無次元掃流力）、 $s$  は砂粒の水中比重、 $g$  は重力加速度、 $d$  は砂粒の粒径、 $w_0$  は Rubey (1933) の式より算定した砂粒の沈降速度、 $C$  は浮遊砂層濃度である．なお、掃流砂量、巻き上げ砂量は、次式により無次元化を行っている．

$$\Phi_B = \frac{q_B}{\sqrt{sgd^3}} \quad \dots \dots \dots (1-9)$$

$$\Psi_{rise} = \frac{w_{rise}}{\sqrt{sgd}} \quad \dots \dots \dots (1-10)$$

高橋モデルでは、巻き上げ砂量と沈降砂量が釣り合うとした平衡状態を仮定していないため、非定常掃流力によって生じる非平衡の浮遊砂濃度条件への適用も可能になっている．また、津波を対象とした場合は基準点濃度の推定が難しいことや浮遊砂濃度が平衡にならないことから、両者を用いずに浮遊砂フラックスの空間変化と掃流砂層との交換砂を考慮した質量保存則より浮遊砂量を求めている．

なお、掃流砂量と掃流砂層・浮遊砂層の交換砂量は津波を対象としているが、モデルの構成自体は浅水理論のみを前提にしている．したがって、これらのパラメータを変更することにより、河川の洪水流などにも適用が可能なモデルとなっている．

## (2) 高橋モデルの再現性検証

高橋モデルは、1960年チリ津波来襲時の地形変化に適用し、モデルの妥当性を検証している。この際、従来（改良前）の局所フラックスモデルにおいても実施し、従来モデルからの向上点を考察している。検証計算では、津波来襲以前の地形を初期条件、湾口での潮位記録を境界条件として与えている。

この結果は図1-2-2に示すとおりである。局所フラックスモデルによる計算では、狭窄部にのみ海底変動が見られ、湾口および湾奥ではほとんど変化が現れていない。一方で、高橋モデルでは、湾全体に渡って海底変動が生じており、特に、狭窄部の侵食の助長とその前後の堆積では局所フラックスモデルに比べて再現性が大きく向上している。しかし、湾全体のマクロ的な地形変動分布は実績と比べて傾向が異なる範囲（例えば、湾奥など）が見られ、侵食量に対する堆積量の割合が実測値に比べて大きいなど、侵食卓越現象も十分に再現できていない。また、地形変動量は実績に比べて過小に評価しているなど、局所フラックスモデルからの改善は見られる反面、実績と比べては依然として多くの課題を残す結果となった。

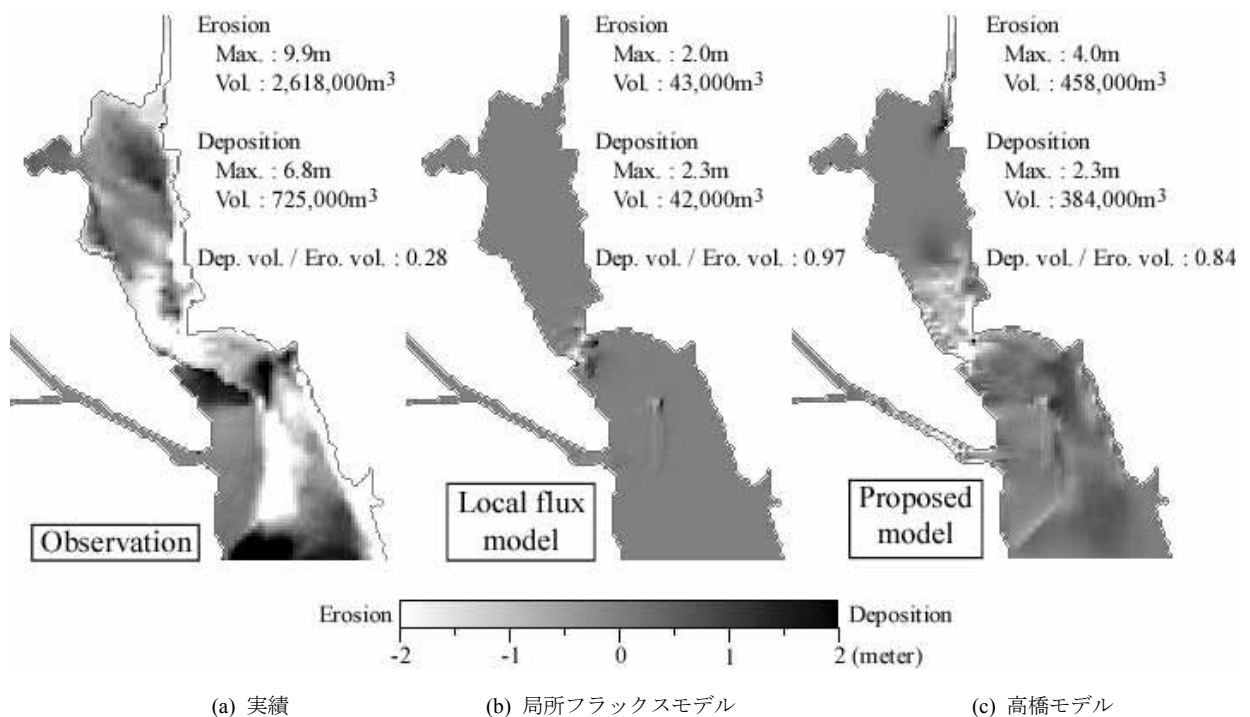


図 1-2-2 実測と計算による海底変動の比較<sup>8)</sup>



### (3) 水理実験を用いた新たなモデルの提案

高橋ら(2011)<sup>12)</sup>は、上記の提案モデルにおける流砂量式係数  $a$  に対し、外力条件および底質の条件が大きく影響している可能性が高いとして、砂の粒径に着目した水理実験を実施し、流砂量式係数  $a$  の粒径依存性を検討している。

高橋らは、流砂量式係数  $a$  の粒径依存性を明らかとするために、大型水路にピストン型造波装置を接続し、造波板のピストン運動により津波外力を発生させ、水路内部の鉛直流速分布や流砂量を計測する水理実験を実施している。鉛直流速分布は、PIV 解析により推定し、異なる3種類の粒径 (0.267 mm, 0.394 mm, 0.166 mm) を用いて実施し、無次元掃流力と掃流砂量、浮遊砂量の関係性を評価している。実験の詳細については、既往論文 12) を参考にされたい。

上記の水理実験により、3種類の粒径から無次元掃流力と無次元掃流砂量および無次元巻き上げ砂量の関係を求めており、係数  $a$  は粒径ごとに異なることを示している。このため、高橋らは、底質の粒径に応じて適用すべき流砂量式係数を選択しなくてはならないことを提起している。なお、高橋らは、既往のモデル(高橋モデル)において掃流砂で 21、浮遊砂で 0.012 を用いており、本検討(2011)での結果と異なることについても言及している。この理由として、高橋モデル提案時<sup>8)</sup>での実験は、津波を想定した大流速を発生させるために大容量のヘッドタンクを高所に設置して、細い円管で水路内に流れを導いているが、その際の整流化が十分ではなかったこと、固定床に接続された砂床区間の下流端で不連続が生じて、二次流が発生したこと、水路の流水断面が高さ 15cm、幅 15cm と小さかったため、上記の影響が相対的に大きくなった可能性があることを挙げている。

また、関西電力株式会社(2014)<sup>13)</sup>によれば、既往研究での水理実験では、無次元掃流力(シールズ数)が概ね 0.2~1.0 の範囲であるのに対し、高橋らの水理実験ではシールズ数が 1.0~5.0 と異なっており、図 1-2-3 に示すとおり、シールズ数が大きくなるほど両者に乖離が大きくなると指摘している。さらに、高橋らの水理実験に基づく掃流砂量式は、芦田・道上の式(1972)<sup>14)</sup>と整合的であること、既往の水理実験に基づく巻き上げ砂量式では、シールズ数が大きい範囲で、著名な板倉・岸の式(1980)<sup>15)</sup>に比べて過大に評価することなどを報告している。

これらの報告から、既往モデル(高橋モデル)における掃流砂・巻き上げ砂量式の流砂量式係数は、多くの課題を残しているといえる。

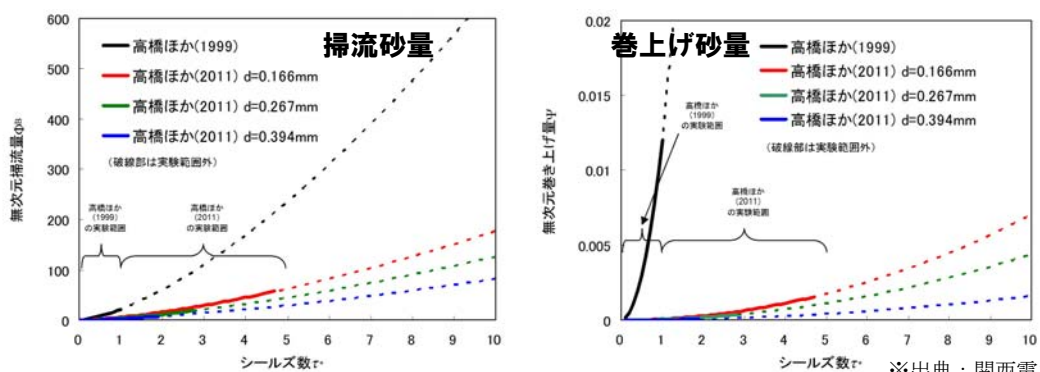


図 1-2-3 高橋ら<sup>8)</sup>と高橋ら<sup>12)</sup>の掃流砂量と巻き上げ砂量の比較<sup>13)</sup>

## 1-2-2 藤井ら<sup>9)</sup>による津波移動床モデルの提案を行った研究

藤井らは、高橋らと同様に、津波による土砂移動を模した水理実験結果と1960年チリ津波において宮城県気仙沼湾にて得られた実績の地形変動結果を活用して、津波移動床モデルの提案を行っている。藤井らのモデルでは、津波の非定常性に伴う高圧力勾配下での底面せん断応力に着目し、無次元掃流力（シールズ数）の算定方法を改良している点が大きな特徴である。

以下に、藤井らが提案した津波移動床モデル（以下、藤井モデル）の概要を示す。

### (1) モデルの基本概念

土砂移動モデルの基本概念は、全流砂量の一部がその場所での外力に一義的に支配される局所フラックスとして挙動し、残りが浮遊成分として単層の移流拡散方程式に従って挙動する局所フラックス・移流拡散混合モデルとしている。このモデルでは、浮遊砂濃度の鉛直分布に関する非平衡性までは考慮できないが、外力の急変に対する全流砂量フラックスの追従の遅れによって現れる非平衡性は考慮することができる。混合モデルは、下式の浮遊砂濃度連続式と海底地盤高連続式からなる。

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \frac{\partial(UC)}{\partial x} = \frac{E - wC_b}{h + \eta} \quad \dots \dots \dots (1-11)$$

$$\rho_s(1 - \lambda) \frac{\partial \eta_b}{\partial t} + E - wC_b + \alpha \rho_s(1 - \lambda) \frac{\partial q}{\partial t} = 0 \quad \dots \dots \dots (1-12)$$

ここに、 $q$ ：流砂量、 $C$ ：鉛直平均濃度、 $E$ ：巻き上げ率、 $w$ ：沈降速度、 $C_b$ ：底面濃度、 $\eta$ ：水位、 $\eta_b$ ：地盤高、 $\alpha$ ：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。

流砂量式は、以下の式(1-13)～式(1-14)を基本形にしており（高橋らのモデルと同様）、係数Aについては、水理実験との検証により設定している。

$$q = A\phi^{1.5} (sgd^3)^{0.5} \quad \dots \dots \dots (1-13)$$

$$\phi = (u^*)^2 / (sgd^3) \quad \dots \dots \dots (1-14)$$

ここで、 $q$ は掃流砂量、 $\phi$ は無次元掃流力（シールズ数）、 $u^*$ は摩擦速度、 $s$ は砂粒の水中比重、 $g$ は重力加速度、 $d$ は砂粒の粒径摩擦である。

上式から、掃流砂量は摩擦速度に規定される値であることから、藤井らのモデルでは、摩擦速度の算定に際し、津波の特徴である高圧力勾配の影響を考慮している。一般的に摩擦速度の算出にあたっては、に下式に示す対数分布則に従い算定される。

$$u^*/U = \kappa / \{\ln(h/z_0 - 1)\} \quad \dots \dots \dots (1-15)$$

ここに、 $\kappa$ はカルマン定数(=0.4)、 $U$ は鉛直平均流速、 $h$ は水深、 $u_0$ は粗度高さ(=ks/30)、 $ks$ は相当粗度である。なお、相当粗度は、 $ks=d$ としている。しかし、津波のような高圧力勾配下（圧力勾配を無視できない条件）では、対数分布則の適用範囲を超え、摩擦速度を適切に評価できない。

高圧力勾配下における開水路の摩擦速度の評価方法については、禰津ら(1995)<sup>16)</sup>の検討手法をベースに津波を模した水理実験結果に基づき以下に示すとおり定式化を行っている。 $u^*$ は、流速分布の log-wake 則 (式(1-16)) を鉛直方向に積分した式(1-18)で計算した。式(1-16)中の対数則からのずれ (wake) の大きさを表すウェイクパラメータ  $\Pi$  および積分定数  $A_r$  は禰津ら<sup>16)</sup>にならい圧力勾配パラメータ  $\beta$  の関数として式(1-20)、(1-21)で与えた。式(1-20)、(1-21)は、流速鉛直分布から求めた  $A_r$  およびウェイクパラメータ  $\Pi$  と、流速分布の計測断面間で得られた  $\beta$  との回帰式である。ただし、 $\Pi$  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た。

$$\frac{u}{u^*} = \frac{1}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{k_s}\right) + A_r + \frac{\Pi}{\kappa} w(\xi) \quad \dots \dots \dots (1-16)$$

$$w(\xi) = \sin^2\left(\frac{\pi}{2}\xi\right), \quad \xi = \frac{z}{\delta} \quad \dots \dots \dots (1-17)$$

$$u^* = \frac{U}{\left\{ \left(\frac{1}{\kappa}\right) \ln\left(\frac{\delta}{k_s}\right) + A_r - \left(\frac{\delta}{h\kappa}\right) + \left(2 - \frac{\delta}{h}\right) \left(\frac{\Pi}{\kappa}\right) \right\}} \quad \dots \dots \dots (1-18)$$

$$\beta = -\frac{h}{U^2} \left( \frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} \right) \quad \dots \dots \dots (1-19)$$

$$\left. \begin{aligned} A_r &= 10 \tanh\{100(\beta - \beta_0)\} \\ &\quad \cdot [2 \tanh\{2(\beta - \beta_0)\} + 1] + 8.5 : \beta < \beta_0 \\ A_r &= 8.5 : \beta \geq \beta_0 \end{aligned} \right\} \quad \dots \dots \dots (1-20)$$

$$\Pi = 0.7 \tanh(100\beta) \quad \dots \dots \dots (1-21)$$

ここに、 $z$ : 海底からの高さ、 $\delta$ : 境界層厚、 $\beta_0$ : 数値計算で生じる  $\beta$  の実験との誤差を補正する係数であり 0.03 を使用した。 $k_s$  は、下式よりマニングの粗度係数  $n=0.025$  相当の粒径値である  $d=46\text{mm}$  として評価している。

$$\frac{\sqrt{gn}}{k_s^{1/6}} = \frac{1}{7.66} \quad \dots \dots \dots (1-22)$$

さらに、 $\delta$  は以下に示す  $\beta$  と  $\delta$  の回帰式(1-23)を使用している。

$$\left. \begin{aligned} \delta &= \left\{ \exp(-8\sqrt{|\beta|}) + 0.02 \right\} h : \beta < 0 \\ \delta &= h : \beta \geq 0 \end{aligned} \right\} \quad \dots \dots \dots (1-23)$$

続いて、浮遊砂濃度の鉛直分布  $C(z)$  は、鉛直拡散係数  $k_z$  を用いて、式(1-24)のように仮定した。

$$C(z) = C_b \exp\left(-\frac{w}{k_z} z\right) \quad \dots \dots \dots (1-24)$$

また、鉛直拡散係数  $k_z$  は未定定数  $a$  を用いて以下のように仮定した。

$$k_z = \kappa u^* h \times a \quad \dots \dots \dots (1-25)$$

巻き上げ率  $E$  は、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  $(1-\alpha)$  倍となる条件から以下のように与える。

$$E = \frac{(1-a)qw^2\rho_s(1-\lambda)}{Uk_s \left[ 1 - \exp\left\{ \frac{-w(h+\eta)}{k_z} \right\} \right]} \quad \dots \dots \dots (1-26)$$

この混合モデルは、浮遊砂濃度の鉛直分布を規定する鉛直拡散係数が大きいほど、また移流フラックス成分の比率が大きいほど非平衡性の効果が大きく現れる。このため、鉛直拡散係数中に未定定数  $a$  と局所フラックス率  $\alpha$  については、津波を模した非平衡場の水理実験から設定し、 $a=0.2$ 、 $A=80$  を採用している。

## (2) 藤井モデルの再現性検証

藤井モデルは、高橋モデルと同様に、1960年チリ津波来襲時の地形変化に適用している。この際、従来(改良前)の局所フラックスモデルにおいても実施し、摩擦速度の算定には対数則を採用している。この結果は、図 1-2-4 に示すとおりである。

局所フラックスモデルによる再現計算では、狭窄部付近にしか地形変化が生じていないが、混合モデル(藤井モデル)による計算では、湾奥や沖側境界付近が堆積傾向であり、非平衡性の効果が現れているとともに、堆積侵食の分布パターンの再現性がかなり向上していることが分かる。堆積量と侵食量およびその比について実測と計算の比較も図 1-2-4 左上表に示す。混合モデルは気仙沼湾における大きな特徴である侵食傾向を概ね再現しており、局所フラックスモデルと比較して再現性が著しく良くなっている。ただし、高橋モデルと同様に、気仙沼湾全体のマクロな地形変化において狭窄部から湾口にかけての分布パターンなど実測とやや乖離が見られること、定量的な土砂変動量は、特に侵食量において実測と比べて乖離が見られることなど改善すべき余地も多い。

	総堆積量	総侵食量	堆積/侵食比
	(m <sup>3</sup> )	(m <sup>3</sup> )	
実測結果	235,000	2,618,000	0.28
局所フラックスモデル	88,500	92,700	0.95
混合モデル	400,800	1,096,100	0.37

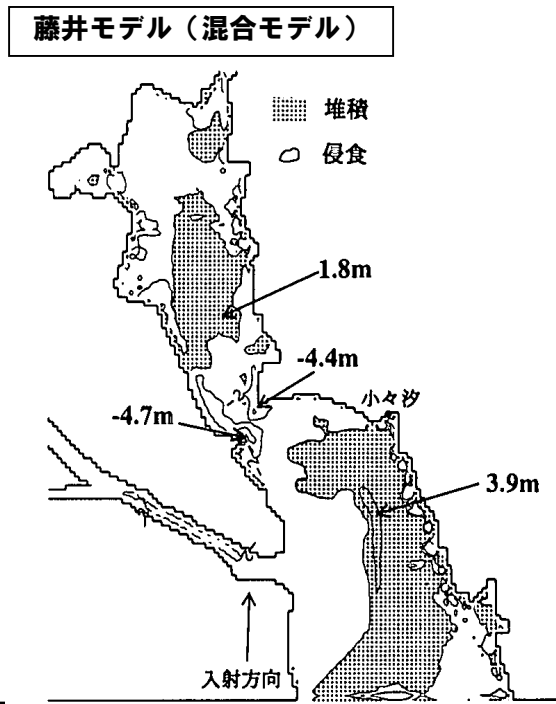
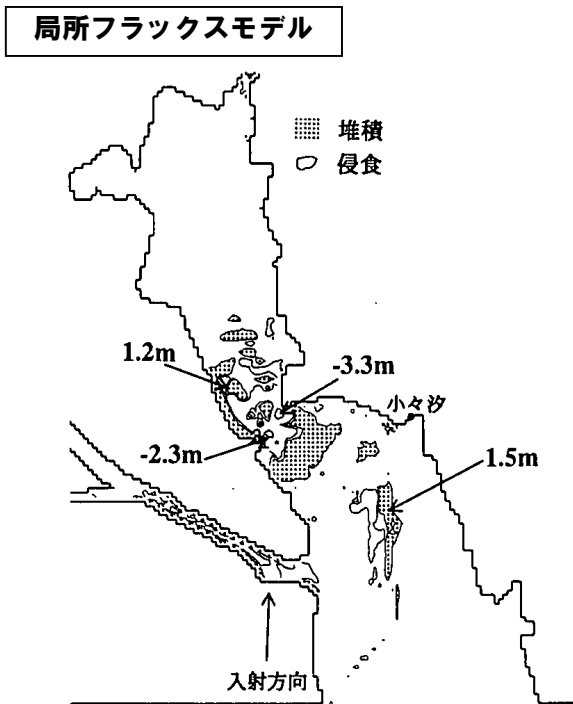
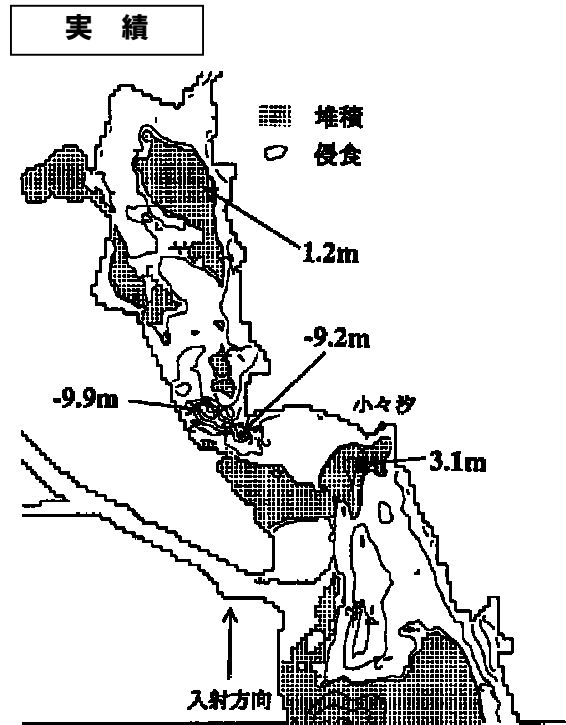


図 1-2-4 藤井らの検討による堆積侵食図の比較<sup>9)</sup>

### 1-2-3 津波による土砂移動に関連した既往研究

玉田ら<sup>10)</sup>は、高橋モデルを河道内に適用し、河道内の津波挙動や津波に伴う土砂移動形態を評価している。また、これに先立ち、津波移動床モデルを河道内で適用するために、同モデルが、計算精度に影響を及ぼす諸量を分析している。分析では、気仙沼湾に來襲した1960年チリ津波を対象に、底質粒径、飽和浮遊砂濃度および格子間隔を種々変化させた数値実験による感度分析を実施している。この結果、飽和浮遊砂濃度を増加させることで土砂変動量も増加傾向にあること、メッシュサイズを細かくし空間解像度を上げることで、侵食・堆積深さが増大することなどを示している。特に、高橋モデルにおいて経験的に設定している飽和浮遊砂濃度（1%と設定）に対しては、設定値の妥当性についても憂慮すべき課題であることを示唆している。

また、近藤ら<sup>11)</sup>は、高橋モデルを、2011東北津波が來襲した岩手県宮古港に適用し、防波堤や岸壁等が高度に整備された実港湾地形での地形変動分布の再現検証を行っている。近藤らの報告では、10mメッシュ、底質粒径0.08mm（当該地域のボーリング結果に基づく）、飽和浮遊砂濃度1%の条件下で実施しており、実測の変動分布や防波堤先端部の最大洗掘深、断面地形等が一致することを示しており、高橋モデルが実港湾施設での被害予測や対策検討に用いることが可能であると結論づけている。

ただし、実港湾地形を対象とした再現検証は、津波に伴う地形変動実績データが不足していることも相まって、研究事例は非常に少ない。加えて、先の玉田らの研究成果を踏まえると、地形条件や津波の規模などの外的要因、飽和浮遊砂濃度などの物理諸元の設定方法により、地形変動分布の再現精度が低下することも考えられる。

このため、今後の津波土砂移動分野においては、津波による地形変動実績の蓄積は勿論、これらのデータを用いた津波土砂移動現象の実態把握、外的要因や水理条件と津波土砂移動との関係性の分析は重要な課題であり、これらの知見を蓄積することで、より確度の高い津波移動床モデルの発展へと繋がるといえる。

### 1-3 本研究の目的

本研究では、実務面における防災・減災面での津波に伴う土砂移動予測の重要性を踏まえ、津波による土砂移動を推定する津波移動床モデルの高度化を図ることを目的とする。

ここで、津波移動床モデルは、実務面への適用を視野に入れ、浅水理論を前提に少数のパラメータで構築されている高橋モデルを前提に、以下の基本概念を踏襲した。

#### 【基本概念】

土砂移動は、掃流砂層と浮遊砂層に分離して考え、巻き上げ砂量と沈降砂量から構成される交換砂量を定義することで、層間の移動を考慮する。

本研究では、上記の基本概念を踏襲した上で、高橋モデルの課題となりえる要因が多岐に及ぶ可能性があることを考慮し、①メッシュサイズや粒径等の外的要因に着目した改良、②浮遊砂濃度の移流項など計算負荷の増大に繋がらない範疇での差分解法に着目した改良、③津波土砂移動に影響を及ぼす因子（以下：支配的因子）の評価方法に着目した改良など多角的な視点から津波移動床モデルの高度化に取り組むこととした。

なお、津波移動床モデルの高度化にあたっては、検証対象となる実験結果や実測の津波による地形変動データ（津波来襲前後の地形データ）が必要となる。ここで、高橋モデルでは、1960年チリ津波による実測の地形変動データを有している気仙沼湾を対象としていること、さらに、気仙沼湾では、2011 東北津波において詳細な地形変動データが計測できていることから、津波移動床モデルの高度化の検討にあたっては、気仙沼湾を検討対象とした。

## 1-4 本研究の流れ

本研究では、津波移動床モデルの高度化にあたって、事前に津波による土砂移動特性の実態を把握することは、現象の理解を深めるとともにモデル改良の着眼点を抽出する上でも重要といえる。このため、最初に、地形変動実績を豊富に有する気仙沼湾において、実績データを活用し、津波による土砂変動特性の考察を行う。

一方、自然的な地形特性が支配的な気仙沼湾とは対照的に、土砂変動による影響が実務面で直接関連するような人工構造物が入り組む複雑な実港湾地形では、実績データが不足するとともに、津波による土砂移動を考察した研究事例も極めて少ない。このため、複雑な実港湾地形を対象に高橋モデルを適用し、実港湾地形での高橋モデルの適用性の確認や予測される土砂変動特性の詳細な考察を行うとともに、津波防災に着眼した津波土砂移動特性について考察した。

続いて、精度の高い地形変動実績データを有する 2011 東北津波を対象に既往モデルの再現性を検証するとともにモデルの課題を抽出した。その後、津波移動床モデルの高度化にあたっては、高橋モデルの課題となりえる要因が多岐に及ぶ可能性があることを考慮し、①メッシュサイズや粒径等の外的要因に着目した改良、②浮遊砂濃度の移流解法など差分解法に着目した改良、③津波土砂移動に影響を及ぼす因子（以下：支配的因子）の評価方法に着目した改良など多角的な視点から、感度分析的なアプローチを行い、効率的かつ確度の高い方法として、③支配的因子に着目した改良方法を選定している。

③支配的因子に着目した改良では、前述の 2011 年東北津波の再現性評価にて抽出された課題や、近年の水理実験・数値実験を通じて得られた津波土砂移動に関する有用な知見、2011 東北津波での土砂変動の実態等を踏まえ、より津波の物理特性に応じた評価方法へと改良を行い、新しい津波移動床モデルの提案を行っている。

加えて、本研究では、津波による地形変動実績が緻密に整理されている 2011 東北津波を検討対象に新しい津波移動床モデルを提案しているが、実務面での適用を視野に入れた場合、異なる外力においても精度を落とすことなく評価できる汎用性も必要不可欠な要素といえる。

このため、上述の新しい提案モデルを用いて 1960 年チリ津波も含めた再現検証を行い、更なる改良の必要性やその着眼点について考察している。

次頁に、本研究の構成と流れを示す。



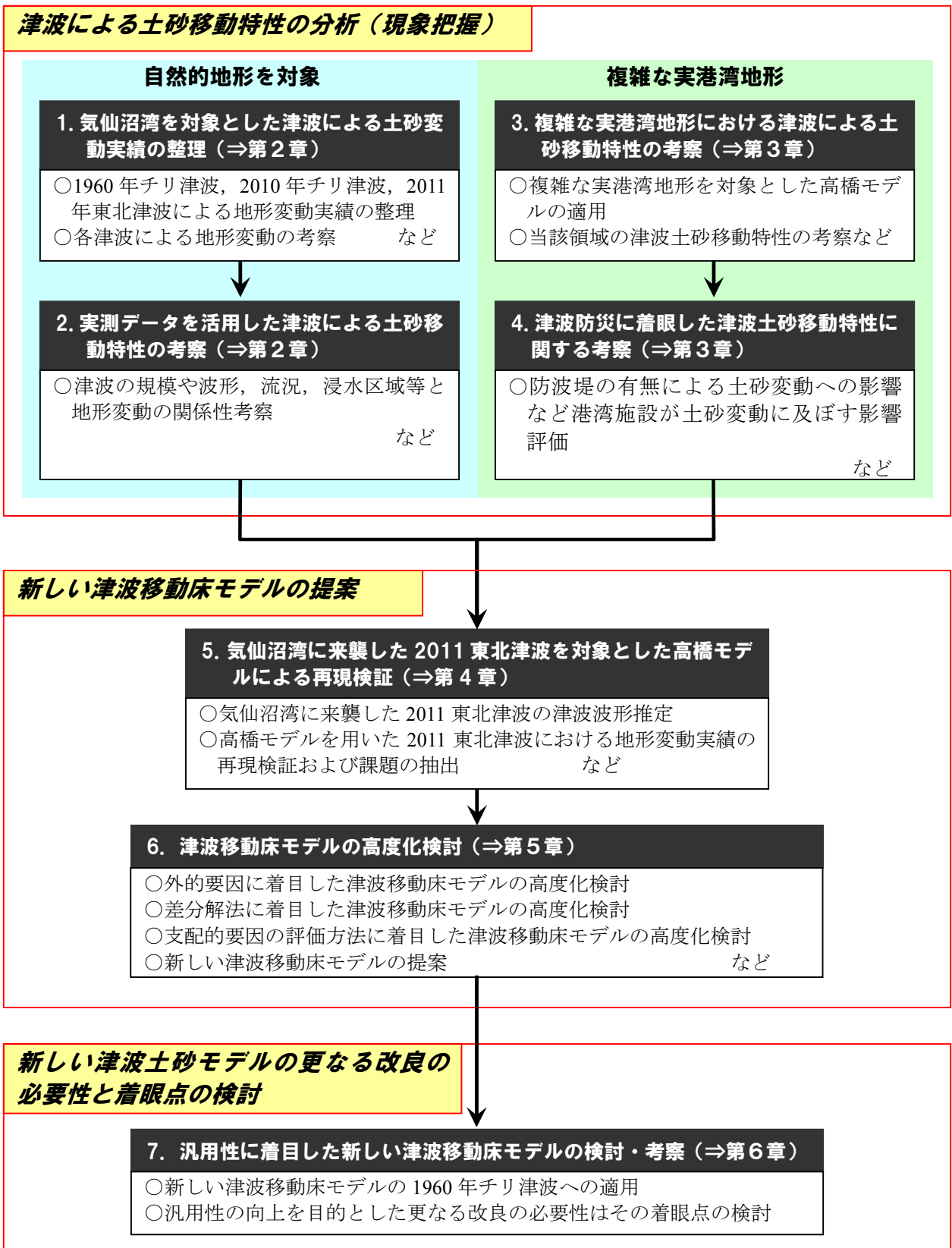


図 1-4-1 本論分の構成と流れ

## 第2章 気仙沼湾を対象とした実績津波による土砂移動現象の考察

### 2-1 津波による土砂移動現象

津波は、高い波高や大流速に着目されてきたが、浅海域に來襲した津波は大きな掃流力や強い乱れにより大量の土砂移動を発生させる。大量の土砂移動は、海底地形の堆積や侵食を引き起こし、海岸保全施設等の倒壊や航路埋没、発電所の取水口閉塞など様々な面で間接的に津波被害を助長することが推測される。

一方で、これまでの津波來襲時では、前述のとおり高い波高や大流速に着目されてきたことや海底地形標高の計測がそもそも困難であることから、津波來襲前後の地形標高データが不足している状況にあった。こうした状況が、結果として津波移動床モデルの適用性や再現性の評価を十分な精度で行うことができず、モデル高度化の困難さを助長させているといえる。加えて、実績津波に伴う地形変動特性は、これまで高橋ら(1991)<sup>17)</sup>の論文などごく一部で考察が成されているものの、十分な評価・分析が行えておらず、現象自体の解明にも至っていない状況にある。こうした実績津波に伴う土砂移動現象の分析・解明は、津波移動床モデルの高度化にあたっての糸口となる可能性もあり、今後の土砂移動に対する津波防災対策を講じていく上での貴重な資料にもなるといえる。

こうした現状を踏まえ、1960年のチリ津波來襲前後の海底地形標高が実測されており、津波により海底地形が大きく変化したことが知られている気仙沼湾において、深淺測量を2008年に実施し、平常時の定常的な地形変化を捉える試みを開始している。ところが、その後二度の津波〔2010年2月27日の2010年チリ中部地震津波(以下、2010チリ津波)、2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震津波(以下、2011東北津波)〕に見舞われたため、それぞれ津波発生後に同一の機器を用いて深淺測量を実施し、結果として、二度の津波來襲直後における海底地形データ(なお、1960年チリ津波を含める3度となるが計測方法は2010チリ津波、2011東北津波と異なる)を取得した(表2-1-1参照)。こうした同一海域を対象に、規模の異なる実績津波の來襲前後において詳細な海底地形データを取得している事例は極めて稀であり、貴重なデータであるといえる。

このため、本章では、1960年チリ津波の地形変化に加え、近年、気仙沼湾に來襲した二度の津波に対する地形変化の特徴を明らかにし、各津波における土砂移動特性や津波の性質との関係性を考察することで、津波による土砂移動特性の実態を把握することを目的とした。なお、本研究では、主に海域内の地形変化に着目して考察している。

表 2-1-1 津波発生時期と深淺測量実施時期

	調査時期
1回目調査	2008年11月23日
	チリ中部沖地震 2010年2月28日 気仙沼湾に津波來襲
2回目調査	2010年3月22日
	・津波來襲後22日目、1回目計測から1年4ヵ月後
	東日本大震災 2011年3月11日 気仙沼湾に來襲
3回目調査	2011年3月29日
	・津波來襲後18日目、2回目計測から約1年後

## 2-2 気仙沼湾に来襲した津波

本研究の研究対象とする気仙沼湾では、幾度となく津波被害を経験しているが、近年 50 年間においては、1960 年 5 月にチリのヴァルディヴィアの西方海底で発生したチリ地震による津波（1960 年チリ津波）、2010 年 2 月に同じくチリ中部沿岸で発生したチリ地震による津波（2010 年チリ津波）、2011 年 3 月に東北地方太平洋沖で発生した津波（以下、2011 年東北津波）での津波被害が記憶に新しい。

これらの津波では、一般的な津波の現地記録である浸水域や水位に関する記録に加え、津波発生前後の海底地形標高（1960 年チリ津波、2010 年チリ津波、2011 年東北津波）や津波来襲時の航空写真（1960 年チリ津波）などの貴重な記録も多く残されている。このため、気仙沼湾では津波による流況や地形変化などの分析、解析モデルの検証等の対象範囲として、これまで多くの研究や報告が成されており、津波移動床モデルの高度化を目指す上で、これらの成果を最大限活用することの意義は大きい。

このため、本研究では、津波による現地記録を豊富に有し、かつ、津波に関する研究や報告が多く成されている上記 3 つの津波（1960 年チリ津波、2010 年チリ津波、2011 年東北津波）に焦点を当て、その概要を整理することとした。

### 2-2-1 1960 年チリ津波

#### (1) 津波の概況(国土地理院, 1961)<sup>18)</sup>

1960 年チリ津波は、1960 年 5 月にチリのヴァルディヴィアの西方海底で発生し、地震の規模を示すマグニチュード  $M_w$  は 9.5 であり、歴史的に見ても類を見ない過去最大級の地震であった。この地震により、震央付近の海岸では 6~8m、局地的には 10m の津波が押し寄せ、この津波はチリ海岸だけでなく広く太平洋を渡り、アメリカ合衆国太平洋岸、ハワイ諸島に大きな被害を及ぼした。また、日本沿岸部にも津波が来襲し、特に、北海道東部、三陸全域、常盤、紀伊半島、四国南部および九州南東部の海岸では水位がかなり高くなった（図 2-2-1）。この津波により、死者 119 名、行方不明 20 名、家屋全壊 1,571 戸、半壊 2,183 戸、流失 1,259 戸に達し、耕地、船舶などにおいても相当数の被害が発生した（表 2-2-1）。

図 2-2-2 および表 2-2-2 より、北東日本で津波が高く南西日本では低くなっているが、これは、小笠原海嶺がある程度津波の伝播を妨げたためと云われる。

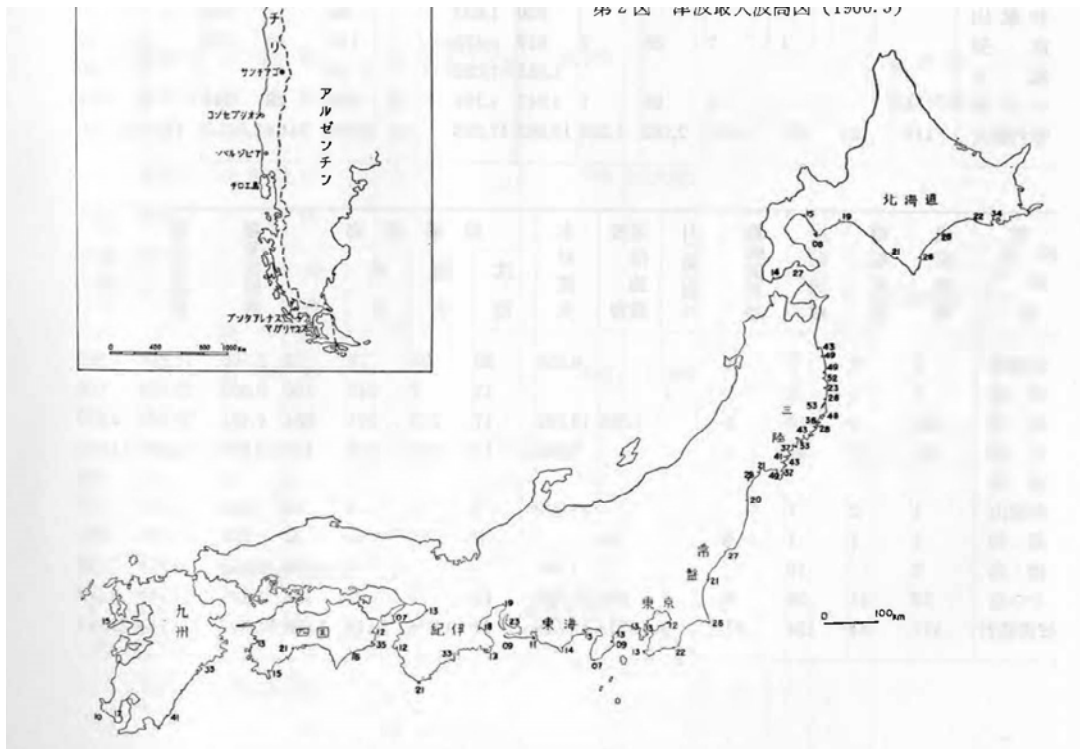


図 2-2-3 津波最大波高図<sup>18)</sup>

表 2-2-3 千原地震津波被害表<sup>18)</sup>

府県別	被害区分	人			建物						耕地				
		死者	行方不明	負傷者	全壊	半壊	流失	床浸上水	床浸下水	一破	被非往害家	水田流埋失没	田冠水	畑流埋失没	冠水
北海道		8	7	15	38	82	158	2,082	985	1	593	ha	ha	ha	ha
青森		3	0	3	24	91	8	1,476	2,490		242	2	45	1	33
岩手		58	4	206	523	709	656	3,628	2,230	40	1,453	72	246	131	145
宮城		45	9	641	977	1,167	434	6,035	3,628		541	202.4	273.3	42.5	114.2
福島		4		2				6	59						5
山梨								920	1,633		84		150		73
高知				1	7	38	2	619	475		113	40	170	5	12
徳島								1,055	1,032		10			1	189
その他		1		4	2	96	1	4,042	4,791	3	926	28	546	5	145
被害総計		119	20	872	1,571	2,183	1,259	19,863	17,323	44	3,962	344.4	2,025.3	185.5	4,712.2

府県別	被害区分	道路破壊	橋梁流失	堤防決壊	鉄軌道被害	山(崖)崩れ	通被信施設害	木材流失	船舶被害				罹災世帯数	罹災者概数	出動警官
									沈没	流失	破損	小舟			
北海道		3	2	3	1			6,350	33	93	78	16	2,566	11,204	1,659
青森		1	1	6	1	1			12	7	342	150	5,003	23,858	606
岩手		29	5	19	6		1,366	13,580	17	223	391	884	6,431	30,982	4,616
宮城		62	22	46	4			9,353	13	674	208	126	10,997	63,877	11,372
福島												7		38	181
山梨		1	2	1				21,099	2	5	3	20	920	3,680	195
高知		1	1	1	9		86		6	21	24	33	987	4,197	620
徳島		2		10			7	1,381			5	31	1,055	4,228	97
その他		78	11	38	0	1	255	37,583	11	3	92	128	4,143	17,716	3,128
被害総計		177	44	124	21	2	1,714	89,346	94	1,026	1,143	1,388	32,109	159,780	22,474

## (2) 津波の特徴

1960年チリ津波は、波長が長く40分位の周期でゆっくり水位が上下した。チリ沖においても津波の周期は30～40分の所が多く、1933年に来襲した津波の周期に比べて短く、周期は比較的ゆっくりしたものであった。また、津波の波高は、1933年に来襲した津波に対して低い反面、湾内の水位分布に差異が生じており、1960年チリ津波では、湾の入り口で低く湾奥に行くに従い高くなる傾向にあった。1933年に来襲した津波は、これと逆の傾向にあり、波長や周期の違いが影響していると考えられる。

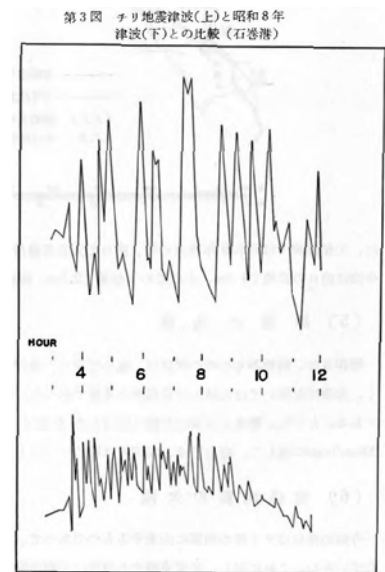


図 2-2-2 1960年チリ津波(上)と1933年津波(下)の津波波形の比較(石巻港)<sup>18)</sup>

## (3) 気仙沼湾における流況(高橋ら, 1991)<sup>17)</sup>

1960年チリ津波では、三陸沿岸において被害記録用の航空写真が撮影されており、これを利用し気仙沼湾内の表面流速が推定されている。気仙沼湾で撮影された航空写真を右図に示す。なお、右図の航空写真は、引き波時に撮影されたものである。

流速の測定方法は、ベクトル測定と等流速線測定の2種類である。ベクトル測定は写真上の標識(流木や養殖筏)の移動から流速ベクトルを求める方法で、流況を把握するには適しているが、測定精度の向上が難しい。一方、等流速線測定はカメロン効果から等流速を求める方法で、測定精度は高いものの得られる流速値は撮影機が移動した方向の成分となる。上記の両手法を用いて図 2-2-4 に示すとおり流速とそのベクトルの算定を行っている。

図 2-2-4 より、引き波時の流況で特徴的なものは、狭窄部での強い流れ、及び湾口における時計回りの渦、湾奥で発生している反時計回りの渦であり、流速は狭窄部を中心に大きく約 2m/s～3m/s を示している。また、流速の測定結果との検証のために実施した数値計算では、流速のピークは引き波時に迎えており、狭窄部で約 5m/s となっている(図 2-2-5 参照)。



図 2-2-3 気仙沼湾での引き波時の航空写真<sup>17)</sup>

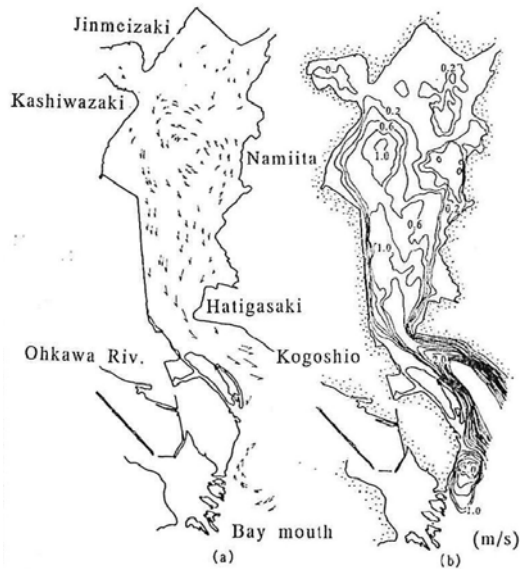


図 2-2-4 狭窄部による水理諸量<sup>17)</sup>

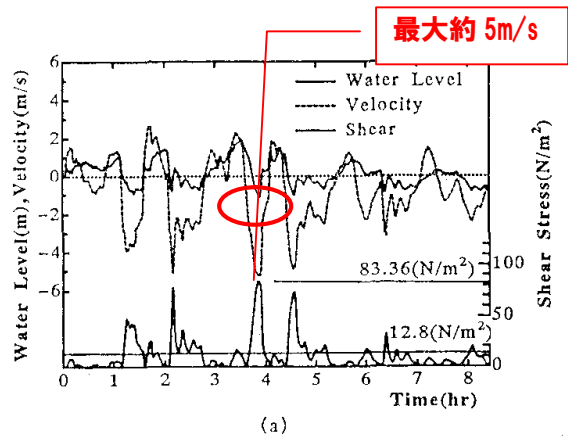


図 2-2-5 狭窄部による水理諸量<sup>17)</sup>

狭窄部において引き波時に流速が最大を迎える理由として、気仙沼湾では湾奥が広く、狭い湾口を持つ地形特性を有しており、先行する波の山で湾奥へ持ち込まれた水が狭い湾口のため抜けきらず、湾外で谷の生ずる位相で大水位差が生じ、大流速値となったと考察している。

また、湾口での渦は、時計まわりの円を描き、岸近くに北上する大きな流れが見られる。この北上する流れは、狭窄部を通過して南下する噴流的な速い流れの周辺に死水域として形成されたものと思われる。湾奥での渦は、「きのこ雲」状で、その中心に鹿折川の戻り流れが流入している。この渦は、浅い湾奥の水深分布、鹿折川からの流出などが関連して生じたものと推測している。

## 2-2-2 2010年チリ津波

### (1) 津波の概況(今村ら, 2010<sup>19)</sup>, チリ中部地震津波合同調査グループ, 2012<sup>20)</sup>)

2010年チリ津波は、2010年2月27日にチリのコンセプションの北北東115kmにおいて、マグニチュード  $M_w=8.8$  の大地震により引き起こされた津波である。チリにおいては、1960年チリ地震に次ぐ地震の規模であるが、この地域では、太平洋側からはナスカプレートが大陸側の南アメリカプレートの下に沈みこむ断層帯があり、過去、幾度となく津波を伴う巨大地震が発生している。本地震の震源は、南はコンセプションから北のValparisoまでの約600kmまで及んだ。本地震による津波は、沿岸部を中心に甚大な被害を及ぼすとともに、1960年チリ津波と同様に、チリ国内のみならず南米や日本を含む太平洋全域に伝播し、多くの国と地域に大きな影響を及ぼした。

津波の伝播は、1960年チリ津波と類似しており、地震発生から約15時間後にハワイ諸島、23時間後に日本に到達し、日本では大津波警報が発令されている。この津波による被害は、幸いにも人的被害が報告されていない一方で、浸水被害が発生しており、宮城県を中心に床下浸水51棟、床上浸水6棟が報告されている。また、港湾関係では、養殖いかだ等の流出による漁業被害や船舶の転覆等の被害も報告されている。

津波到達翌日より実施された津波痕跡調査では、産官学が連携し、来襲状況の聞き取りや津波痕跡高からの津波高の測量、検潮記録の確認などを実施、北海道から沖縄までの太平洋沿岸の津波高を整理している(図2-2-7参照)。

この結果、津波高は、気象庁は発表した大津波警報の発令基準である3mには達していないが、マクロ的には、気象庁が発表した津波警報および注意報の範囲・高さと同様の分布を持っていることがわかる。

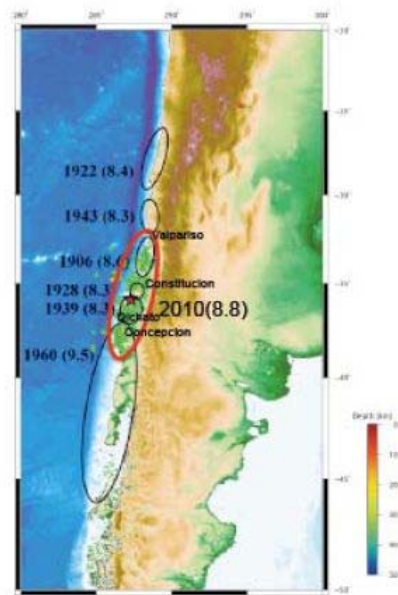


図 2-2-6 2010年チリ津波の震源<sup>19)</sup>

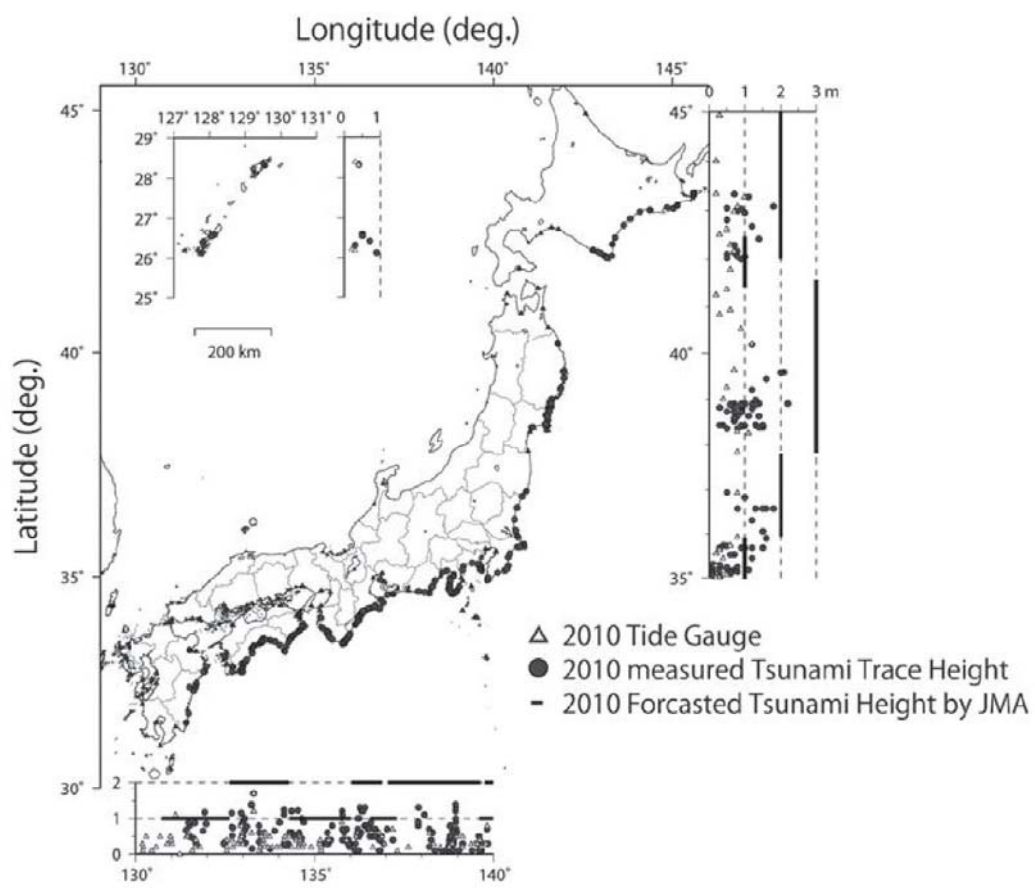


図 2-2-7 現地調査結果および検潮記録から得られた津波高分布<sup>20)</sup>



## (2) 津波の特徴

2010年チリ津波は、図 2-2-8 に示すとおり、1960年チリ津波と同様に、周期が長い遠地津波の特性を有しており、岩手県南部沖、宮城県北部沖での GPS 波浪計では、1 時間程度の周期を示している。また、図 2-2-9 に示すとおり、気仙沼湾奥の神明崎の検潮記録でも、周期は概ね 1 時間程度を示しており、最高水位はほぼ満潮の 16 時頃(第 3 波)に発生している。

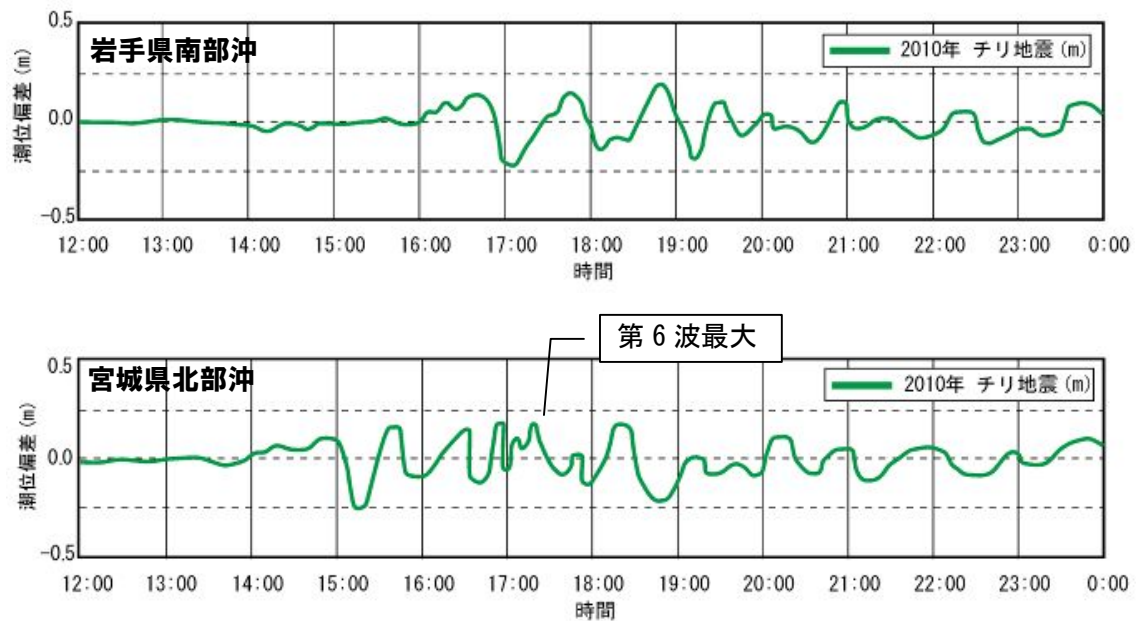


図 2-2-8 GPS 波浪計による津波波形記録（上：岩手県南部沖，下：宮城県北部沖）  
(国土交通省，2010)<sup>21)</sup>

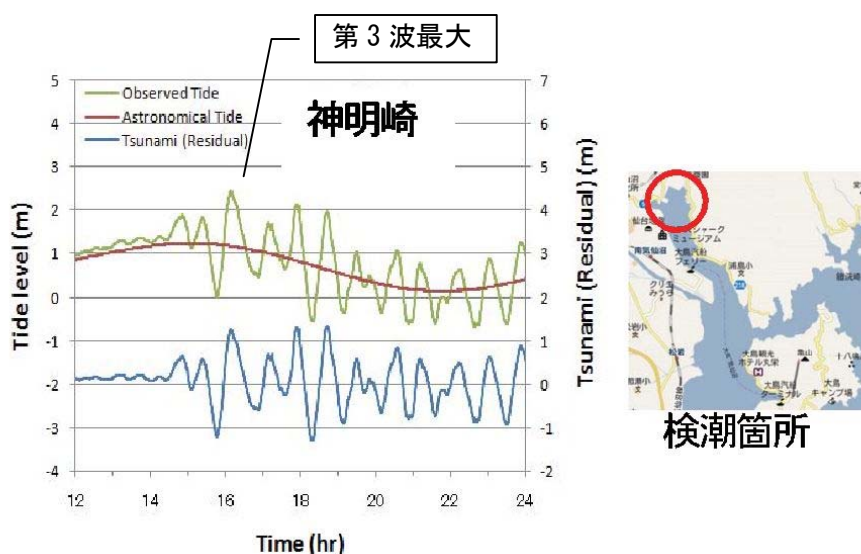


図 2-2-9 気仙沼・神明崎における潮位記録(加藤ら，2010)<sup>22)</sup>

### 2-2-3 2011年東北津波

#### (1) 津波の概況(東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ, 2011)<sup>23)</sup>

2011 東北津波は, 2011 年 3 月 11 日 14 時 46 分, 牡鹿半島の東南東約 130km 付近の太平洋の海底, 深さ約 24km を震源として発生した. 太平洋プレートと北アメリカプレートの境界域(日本海溝付近)における海溝型地震で, 震源域は岩手県沖から茨城県沖にかけての幅約 200km, 長さ約 500km, およそ 10 万 km<sup>2</sup> の広範囲に亘る. 地震の規模を示すマグニチュードは Mw9.0 で, 大正関東地震(1923 年)の 7.9 や昭和三陸地震(1933 年)の 8.4 をはるかに上回る日本観測史上最大であるとともに, 世界でもスマトラ島沖地震(2004 年)以来の規模で, 1900 年以降でも 4 番目に大きな超巨大地震であった.

この地震により生じた津波は, 震源の近隣に位置する東北地方沿岸のみならず, 日本の太平洋沿岸や環太平洋地域を中心とした世界各地の海岸にも影響を与えた. 図 2-2-10 は, 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループによる津波痕跡調査に基づく東北地方・関東地方沿岸の遡上高および浸水高である. これによると, 東日本の太平洋沿岸の広い範囲に 5m に達する津波が来襲しており, 特に岩手県, 宮城県, 福島県では 10m を超えている. これらの地域では, 多くの死者・行方不明者を出した地域(岩手県で 7203 人, 宮城県で 12020 人, 福島県で 1958 人であり, それぞれ全体の 33.9%, 56.6%, 9.2%)と一致しており, 津波の来襲規模が, そのまま人的被害に直結しているといえる. また, 北緯 38 度付近の岩手県南部を境界とし, それより北部のリアス式海岸では 30m を超えるような巨大津波が来襲している一方で, 南部の平野部では 10m 程度となっているが, 海岸から数 km 内陸にまで津波は侵入しており, 広域に浸水被害を発生させている.

図 2-2-10 には, 1896 年に発生した明治三陸地震津波と 1933 年に発生した昭和三陸地震津波による津波高との比較を示す. 全体的には, 今回の津波の方がいずれの三陸津波よりも高くなっており, 明治三陸津波を上回る最大遡上高 40.1m(岩手県大船渡市)を記録している. 一方, 南部では今回の津波が明治および昭和の三陸津波を大きく超えており, 被害が拡大した原因といえる.

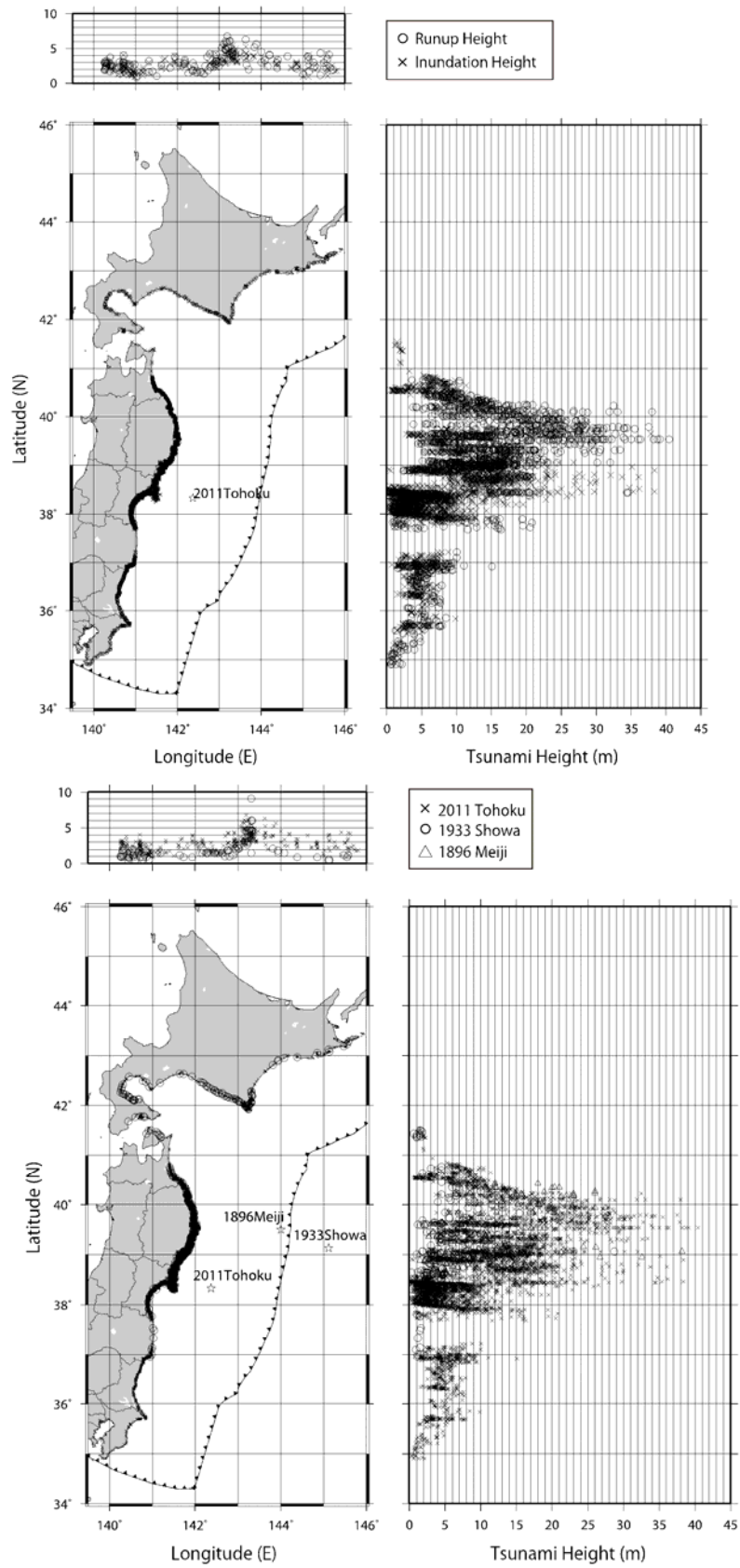


図 2-2-10 2011 東北津波による沿岸部の津波高・浸水高(上) および 1896 年明治三陸地震津波, 1933 年昭和三陸地震津波, 1960 年チリ地震津波との津波高の比較(下)<sup>23)</sup>

## (2) 津波の特徴

2011 東北津波における岩手県南部沖，宮城県北部沖での GPS 波浪計は，図 2-2-11 に示すとおりであり，第 1 波の最大波高が 6m 程度と非常に大きく，周期は 30～40 分程度である。1960 チリ津波や 2010 チリ津波と異なり，第 1 波が非常に大きい近似津波の特徴を有している反面，周期は，東北地方近海で発生しているにも関わらず，30～40 分程度となっており，遠地津波に近い特性を有している。ここで，長い湾では湾口より湾奥に進むにつれて波高が減少していくことが知られているが，2011 東北津波では，長い湾の湾奥に位置する大船渡や陸前高田，気仙沼においても甚大な被害が生じた。これは，大規模な津波第 1 波の来襲に加え，周期が比較的長く，長い湾の固有周期に近いことから，波高の減少が抑えられたことも一因であるとの見解が得られている。

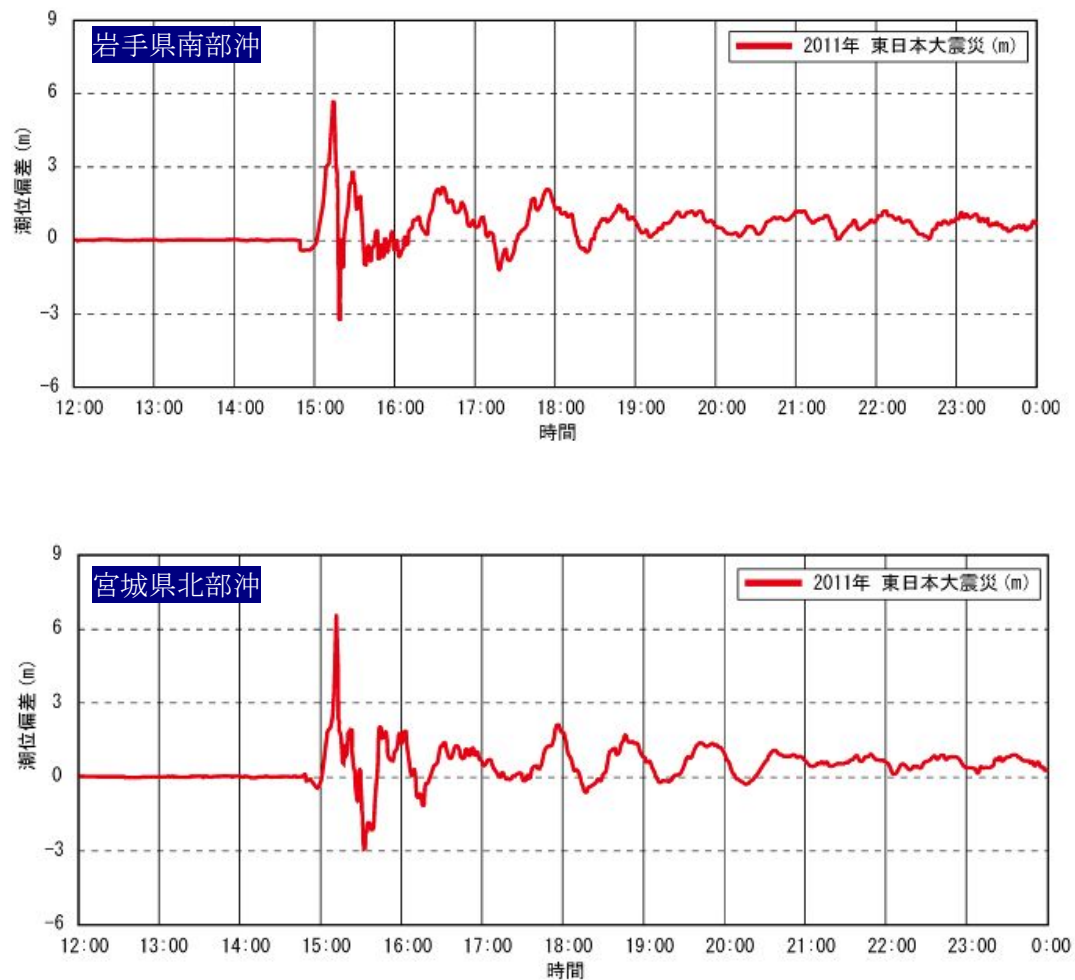


図 2-2-11 GPS 波浪計による津波波形記録（上：岩手県南部沖，下：宮城県北部沖）  
（国土交通省港湾局，2011）<sup>24)</sup>

### 2-3 1960年チリ津波による海底地形変動

1960年のチリ津波において、気仙沼湾では津波発生前後で海底地形の測量を行っており、両者の差分からチリ津波による地形変動分布を作成することが可能である。

図 2-3-1 に、1960 年チリ津波による地形変動分布を示す。図 2-3-2 より、地形変動分布は、狭窄部および湾口（大川河口付近）で比較的大規模な侵食が見られる。また、湾奥では堆積が見られるとともに、湾口の侵食域を挟むように北側・南側に堆積域が見られ、湾口から湾奥にかけて堆積と侵食が交互に連なる変動分布となっている。高橋ら<sup>17)</sup>によれば、土砂移動の起動力となる底面せん断力は、押し波時に比べて引き波時の方が桁 1 つ大きく、土砂移動は引き波時に集中していたものと推測される。このため、湾口から湾奥に運ばれる土砂に比べ、湾奥から湾口に運ばれ沖合に流出する土砂の方が多いと推測されるため、湾内の実績変動量は、全体的に侵食量が多い侵食卓越傾向となっている。

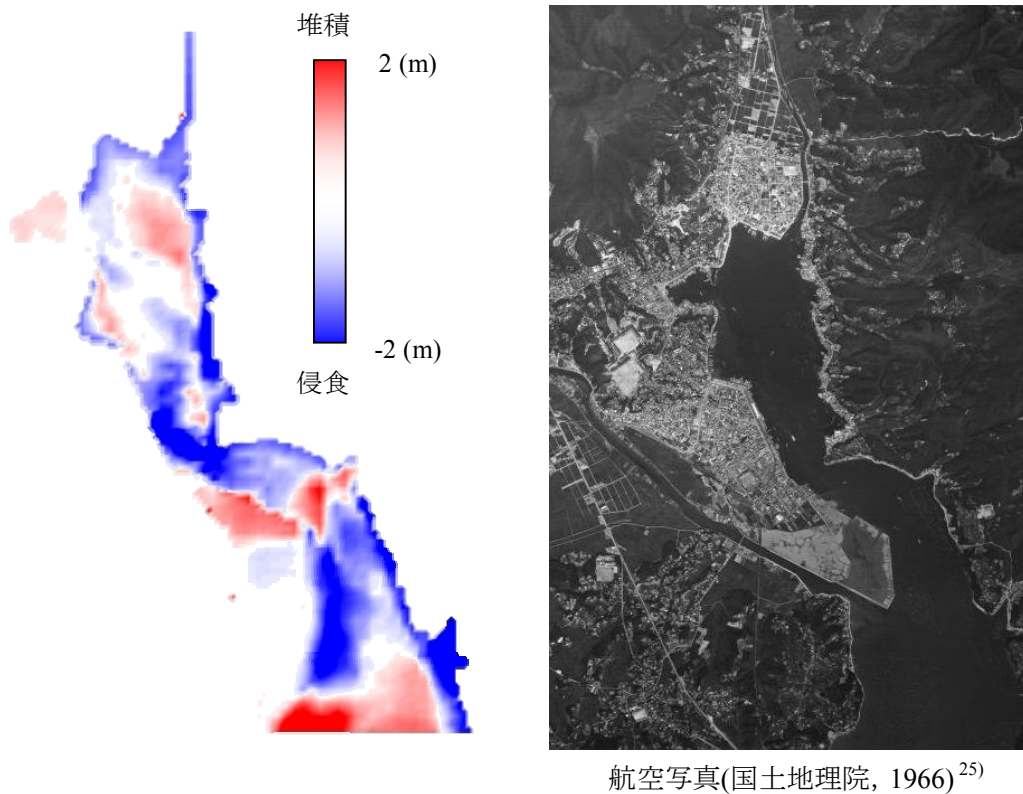


図 2-3-1 1960年チリ津波による地形変動分布

図 2-3-2 に地形変動分布と流速分布の比較を示す。ここで、流速分布は、図 2-3-3 に示した引き波時の航空写真から推定した実測の流速分布である。湾内の流況は、狭窄部での強い流れおよび湾口および湾奥での渦が特徴的であり、これに対応するように狭窄部では強い侵食傾向、湾口・湾奥の渦周辺でも小規模ではあるものの堆積傾向の様相を呈している。

以上より、気仙沼湾の土砂移動の大きな傾向として、気仙沼湾の地形特性から規定される流況に基づく狭窄部の侵食と湾奥・湾口の堆積が特徴的であり、引き波時の流況が土砂移動分布に支配的な影響を及ぼすものと考えられる。

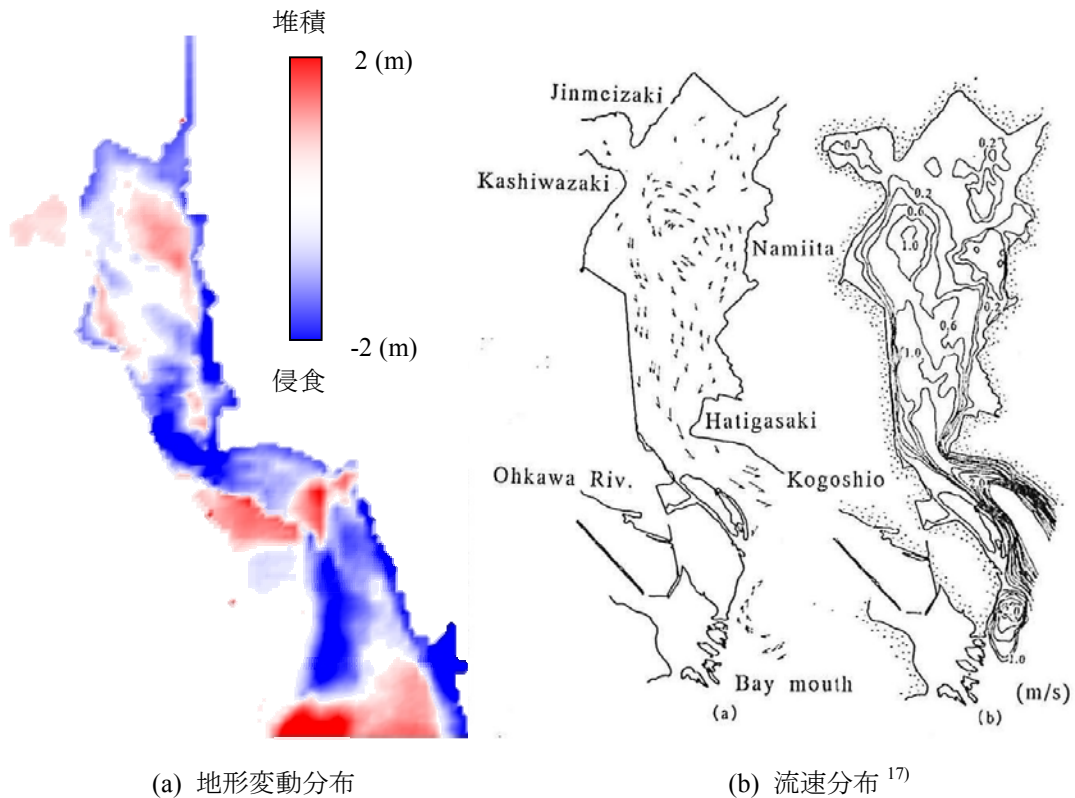


図 2-3-2 1960 年チリ津波による実績の地形変動分布と流況分布



## 2-4 2010年チリ津波と2011年東北津波による海底地形変動

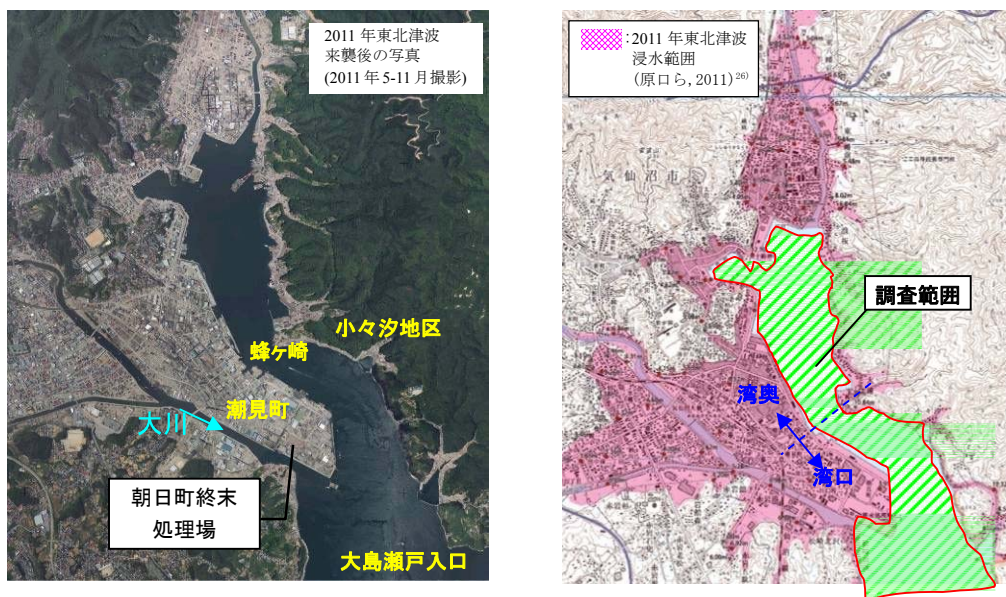
### 2-4-1 海底地形変動の調査概要

#### (1) 調査時期および調査方法

気仙沼湾での最初の詳細な深浅測量は、2010年チリ津波が来襲する約1年3カ月前の2008年11月23日に実施しており、その後の測量は、2010年チリ津波および2011年東北津波の津波来襲後約20日前後で実施している。

海底地形の計測は、小型船を使用し、図2-4-1(b)に示す調査範囲を対象に実施する。調査機器は、図2-4-2(a)に示す水深の約10倍程度のスワ幅(音響ビームの受波角度)を持つ3次元サイドスキャンソナー(以下、C3D)を採用しており、図2-4-2(b)に示す収録システムによりデータを記録している。これにより、最初の計測時(2010年チリ津波発生以前)においては計測が困難とされるワカメの養殖域など航行可能な水域が限定される場においても詳細な地形データを取得できた。

C3Dによる海底地形の計測結果は、音速度補正を行ったのち、COG社製水路測量解析ソフトウェア「Hypack-Max」を使用し、エラーデータ(水中のゴミ、気泡、魚群等によるスパイク状のエラー、機械的ノイズ等)を除去した上で、2m格子間隔のXYZデータとして整理した。なお、C3Dの計測値の精度は、水平方向5cm、鉛直方向10cm程度である。



(a) 2011年東北津波来襲後の状況

(b) 深浅測量の調査範囲

図 2-4-1 2011年東北津波発生後の気仙沼湾の状況および深浅測量の調査範囲



(a) C3D ソナーヘッド



(b) 収録システム

図 2-4-2 海底地形標高の調査機器調査機器

ここで、2011 年東北津波では、地殻変動により気仙沼を含む東北地方が大きく東側に移動するとともに沈降しているため、これらの影響を考慮して海底地形標高を補正する必要がある。これにより、津波来襲前の海底地形標高と比較することで、津波による侵食・堆積量を見積もることが可能となる。このため、海底地形標高の補正方法として、地震後約 10 カ月後の国土地理院が公表した三等三角点「気仙沼」の座標点を用いて、地殻変動量を確認した (図 2-4-3)。



図 2-4-3 地震後約 10 カ月後の三等三角点「気仙沼」の座標点



国土地理院「web 版 PatchJGD」による計算の結果、水平位置（図 2-4-4 参照）は、南に 1.9846m、東に 4.0147m の変動しており、標高（図 2-4-5 参照）は、0.616m 沈下となっている。

Web版PatchJGD Ver.1.0.0  
当ページの計算結果を公共測量に使用する場合は、測量法による手続きが必要です。  
 実動前の座標値から実動後の座標値へ補正します。詳しく説明

←戻る

**入力値**

- 補正パラメータファイルの選択  
 [対象地域説明](#)
- 緯度経度または平面直角座標値
  - 緯度 経度  
 北緯:   
 東経:
  - 平面直角座標  
 平面直角座標系:   
 X座標:  m  
 Y座標:  m

緯度経度の入力例:

35° 12' 15.3" → 351215.3  
 141° 29' 35.4" → 1412935.4  
 ddd mm ss.s → dddmmss.s

**計算結果**

平面直角座標の入力値

測地系	世界測地系(JGD2000)
平面直角座標系	10系
X座標	-121761.301 m
Y座標	64166.344 m

平面直角座標及び緯度経度計算結果

測地系	世界測地系(JGD2000)
平面直角座標系	10系
X座標	-121763.2856 m
Y座標	64170.3587 m
真北方向角	-0° 27' 52.548"
縮尺係数	0.99995069

楕円体	GRS80
北緯	38° 54' 02.94578"
東経	141° 34' 23.31352"

図 2-4-4 国土地理院「web 版 PatchJGD」による平面変動計算結果

Web版PatchJGD(標高版) Ver.1.0.0  
当ページの計算結果を公共測量に使用する場合は、測量法による手続きが必要です。  
 実動前の標高値から実動後の標高値へ補正します。詳しく説明

←戻る

**入力値**

- 補正パラメータファイルの選択  
 [対象地域説明](#)
- 緯度経度または平面直角座標値
  - 緯度 経度  
 北緯:   
 東経:   
 標高:  m
  - 平面直角座標  
 平面直角座標系:   
 X座標:  m  
 Y座標:  m  
 標高:  m

緯度経度の入力例:

35° 12' 15.3" → 351215.3  
 141° 29' 35.4" → 1412935.4  
 ddd mm ss.s → dddmmss.s

**計算結果**

平面直角座標の入力値

測地系	世界測地系(JGD2000)
平面直角座標系	10系
X座標	-121761.301 m
Y座標	64166.344 m
標高	0 m

平面直角座標及び緯度経度計算結果

測地系	世界測地系(JGD2000)
平面直角座標系	10系
X座標	-121761.301 m
Y座標	64166.344 m
標高	-0.616 m
真北方向角	-0° 27' 52.446"
縮尺係数	0.99995068

楕円体	GRS80
北緯	38° 54' 03.01119"
東経	141° 34' 23.14756"
標高	-0.616 m

図 2-4-5 国土地理院「web 版 PatchJGD」による標高変動計算結果

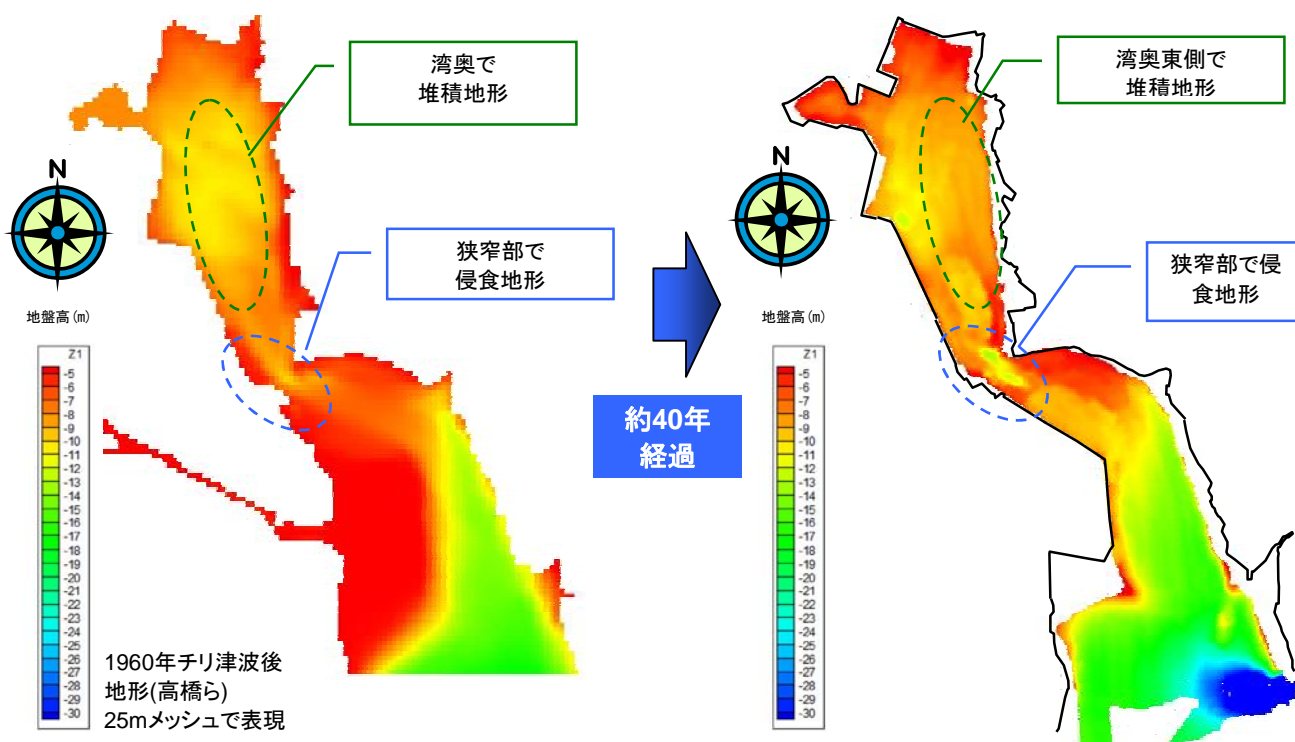
以上を踏まえ、水平方向の移動量は、整理データのメッシュサイズ 2m を踏まえ、南に 2.00m、東に 4.00m とし、標高は 0.62m 沈下させることで海底地形標高を補正した。

## 2-4-2 海底地形変動の調査結果

### (1) 津波発生以前の気仙沼湾海底地形

図 2-4-6 に 2010 年チリ津波来襲以前の計測結果を、計測データの制約上最も細密に表現できる 2m メッシュで示す(C3D による一度目の計測)。また、図 2-4-6 には 1960 年チリ津波後の海底地形も合わせて示すが、当該地形では、計測データの制約上 25m メッシュで作成している。

この結果、2010 年チリ津波来襲前の地形は、蜂ヶ崎と潮見町間の狭窄部で侵食地形、湾奥や狭窄部の東側では堆積地形が示されており、これは、1960 年チリ津波後の地形と同様の傾向を示している。ただし、全体的には 2010 年チリ津波来襲前の地形の方が深くなっており、特に、狭窄部では 2~3m 程度の侵食が見られるなど地形形状の凹凸がより助長されている。これは、1960 年チリ津波来襲から約 40 年が経過しており、平常時の波浪により長い年月をかけて湾内の地形が侵食されたものと推測される。



(a) 1960年チリ津波来襲後海底地形

(b) 2010年チリ津波来襲前海底地形  
(2008年計測)

図 2-4-6 2010 年チリ津波来襲前と 1960 年チリ津波来襲後の海底地形標高分布

## (2) 2010年チリ津波による海底地形変化

2010年チリ津波来襲前後の地形変化を図2-4-7に示す。図2-4-7より、地形変化の特徴として、①狭窄部より湾奥では海底土砂移動は殆ど認められないこと、②狭窄部南の小々汐地区の西北西沖の一部、朝日町終末処理場南方沖の一部、大島瀬戸入口の一部に50cm以上の堆積が見られるが、これらは局所的で限定的なこと、③大川河口沖から大島瀬戸入口にややまとまった50cm以上の侵食域が複数地点で認められること、などが示される。

一方で、後述する2011年東北津波来襲前後の地形変化と比べて、地形変動量は非常に小さく、津波来襲前の海底地形を概ね維持している。

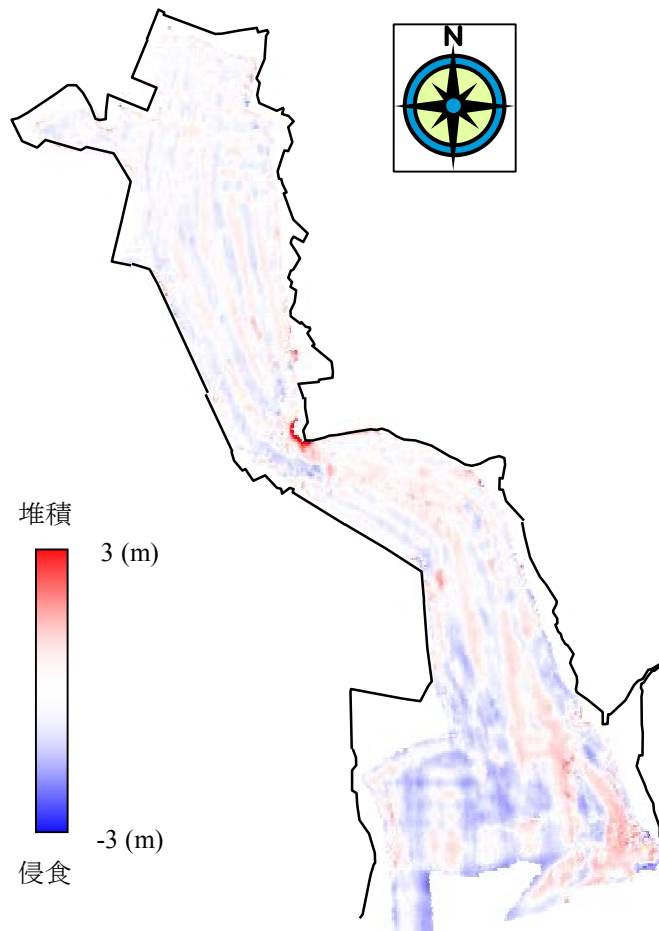


図 2-4-7 2010年チリ津波による地形変動分布

### (3) 2011年東北津波による海底地形変化

2011年東北津波来襲前後の地形変化を図 2-4-8 に示す。また、図 2-4-9 には、気仙沼湾を代表する主要な3断面において、2010年チリ津波来襲前、来襲後、2011年東北津波来襲後の地形標高横断を示し、津波来襲によりどのように地形標高が推移しているかを判断できるようにした。

図 2-4-8 より、地形変化の特徴として、①侵食部は蜂ヶ崎と潮見町間の狭窄部で最も深く抉るように生じており、図 2-4-9 の No.2 よりその最大侵食量は約 7m に達し V 字型の形状となっていること、②湾内を滯筋が連続して発達しており、湾奥から南南東方向に蜂ヶ崎に達し、東に向きを変えたのち、ほぼ直線的に南方向に向かい、最後は南東方向へ連続していること、③堆積部は、湾奥では主に侵食域の両側に見られるのに対し、それ以外は侵食域の東側や大川河口部に幅広く分布し、図 2-4-9 の No.1 より最も堆積している部分は約 2.8m であったこと、④湾口においては、図 2-4-9 の No.3 より堆積域や侵食域が見られるが、狭窄部や湾奥部の地形変化に比べると相対的に小さいこと、などが示された。また、図 2-4-9 より、2010年チリ津波では、主要3断面で目立った地形変化は見られず、その差は概ね C3D の計測精度の範疇であるが、2011年東北津波では大幅な地形変化が確認でき、狭窄部から湾奥にかけて顕著となっている。このように2011年東北津波では、2010年チリ津波に比べて、大規模な地形変化が生じているものの、その地形形態は従前の海底地形と調和的であり、さらに強調されたとみることができる

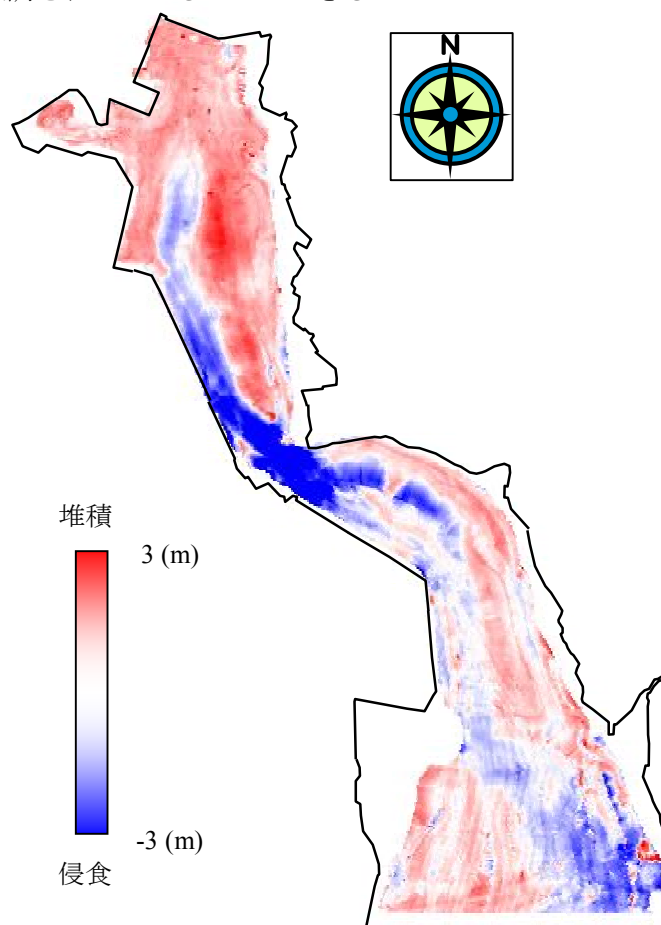


図 2-4-8 2011年東北津波による地形変動分布

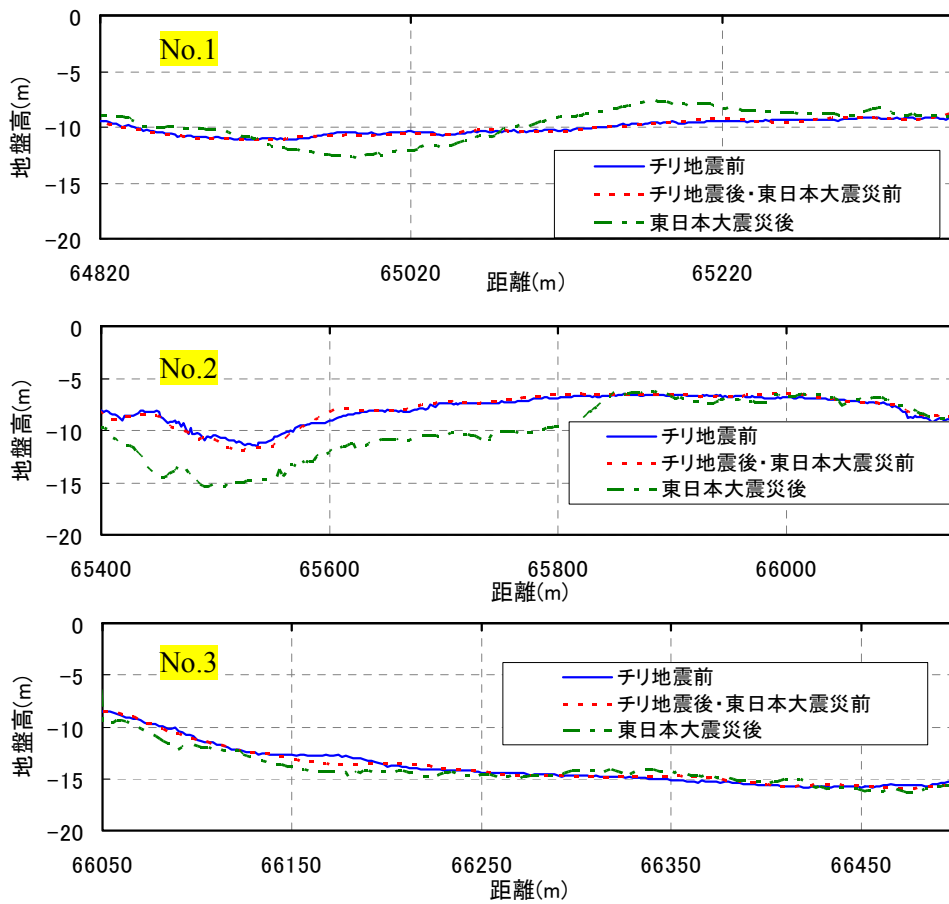
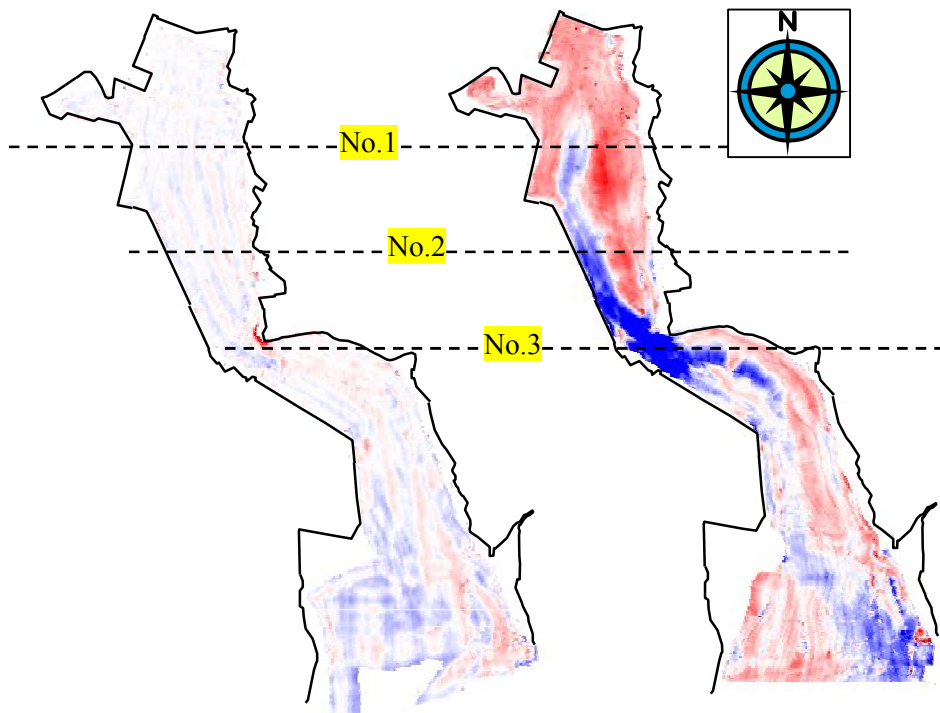


図 2-4-9 主要横断面の地形標高分布



### 2-4-3 津波による土砂移動特性の定量評価および津波外力との関係性

#### (1) 津波による土砂移動特性の定性評価

高橋ら<sup>17)</sup>による1960年チリ津波の気仙沼湾内の引き波時における流況測定結果によると、気仙沼湾の狭窄部では流れが強く湾奥では反時計まわりの渦状の流れが発生していたことが示されている(図2-4-10参照)。津波の性質は異なるものの、大規模な海底地形変化をもたらした2011年東北津波においても、こうした流況の傾向に大きな違いはないと考えられる。よって、高橋らの流況測定結果を考慮した場合、狭窄部の侵食は説明がつくものの、湾奥においては、反時計まわりの渦の中心付近に堆積域は生じておらず、むしろ時計まわりの渦が湾奥東側に大きな堆積域を形成させた様相が伺える(図2-4-10参照)。

以上より、狭窄部の侵食については、高橋らが示す見解と同様に、引き波時の侵食が大きく影響していると考えられるが、湾奥の堆積については引き波とは異なる時間帯、例えば、押し波時に支配的に影響している可能性があり、湾奥の流況が時系列的に大きく変化していく可能性があることを示唆している。なお、湾奥の流況については、2011年東北津波のように気仙沼市街地へ遡上した氾濫水が再び気仙沼湾奥へ戻っていく流れも想定されるため、押し波・引き波などの時間的な概念以外に津波の規模によっても変わる可能性があることにも留意しておく必要がある。

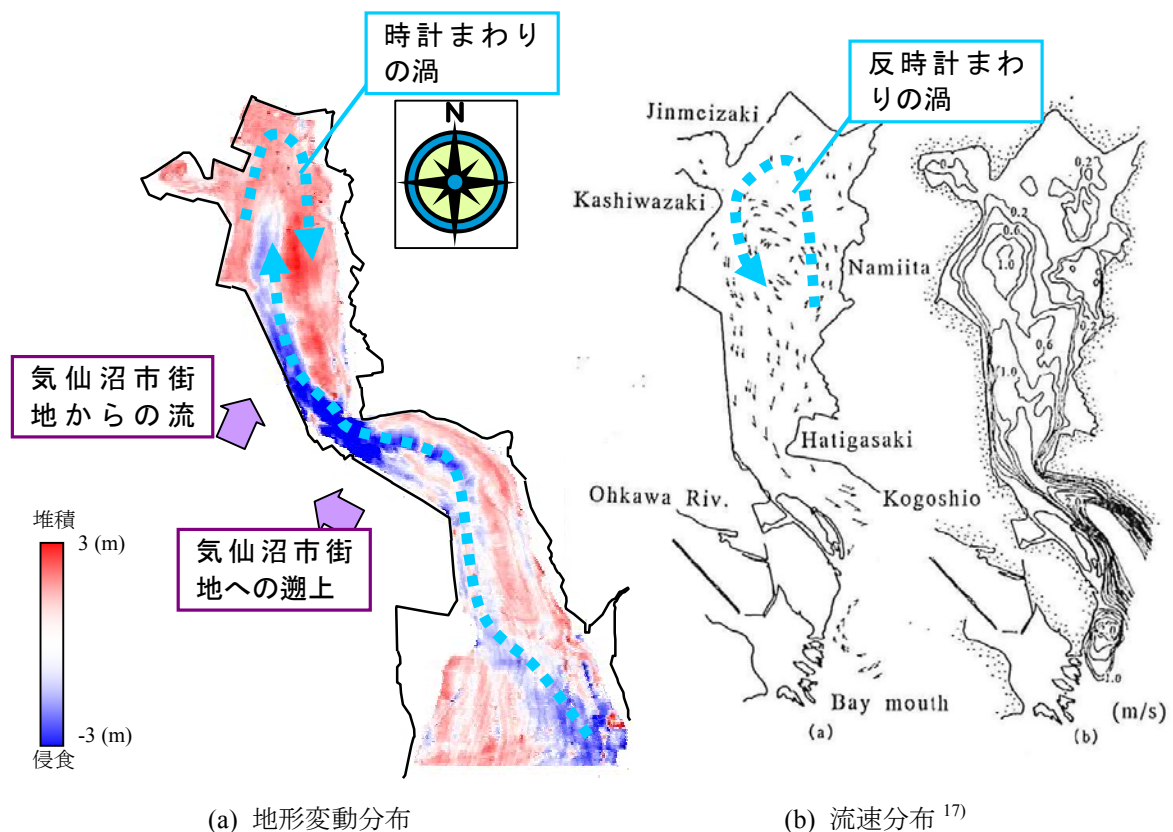


図 2-4-10 2011年東北津波における土砂移動分布(左)と1960年チリ津波時の平面流況特性(右)

## (2) 津波による土砂移動特性の定量評価

図 2-4-7, 図 2-4-8 に示す津波来襲前後の海底地形変動コンターを用いて, 対象範囲内(図 2-4-11)の堆積量および侵食量を算出し図 2-4-12, 図 2-4-13 に示す. ここで, 堆積は湾内の幅広い範囲で示されることから, 気仙沼湾の狭窄部を境界に湾奥および湾口に分割して算出した. なお, 図 2-4-12, 図 2-4-13 には, 参考までに 1960 年チリ津波の堆積量および侵食量を併せて示す. ここで, 1960 年チリ津波の堆積量および侵食量は, ①25m メッシュの津波来襲前後における地形標高メッシュの差分から算定していること(2010 年チリ津波, 2011 年東北津波は 2m メッシュ), ②大川河口部左岸付近に位置する朝日町の埋め立て地区は, 1960 年当時では侵食の影響を受けること(2010 年チリ津波, 2011 年東北津波では, 埋め立てによりコンクリートで被覆されているため, 侵食の影響を受けない), などの理由により, 2010 年チリ津波, 2011 年東北津波とは異なる条件下での値といえる.

この結果, 2011 年東北津波による土砂移動量は, 堆積・侵食とも 2010 年チリ津波のそれと比べて極めて大きく, また, 堆積量が侵食量の約 1.4 倍多くなっている. 加えて, 後述するように 2011 年東北津波では, 陸域の広い範囲で浸水し, 各所で土砂が堆積していたことが確認されていることから, 実態としては湾内の侵食量をはるかに上回る相当量の土砂が湾外から運ばれてきたことが推測される. ここで, 湾奥と湾口の堆積量を比較すると, 湾奥の方が大きく, 押し波時に湾外から大量に運ばれてきた土砂や狭窄部で巻き上げられた土砂が, 引き波時に狭窄部より沖合へ十分戻りきらずに堆積したものと推測される.

一方で, 2010 年チリ津波では, 全体的に土砂移動が少ないものの, その傾向は堆積量に比べ侵食量が約 1.2 倍程度多くなっている. 加えて, 陸域への浸水実績も後述に示すように小範囲であり堆積土砂も少ないと推測されるため, 2011 年東北津波とは逆に湾外へ土砂が運ばれたと考えられる.

最後に, 1960 年チリ津波では, 2011 年東北津波と同程度, もしくはこれを上回る土砂移動量を示している. 特に, 侵食量が非常に大きくなっているが, 朝日地区の地形が大きく侵食されたことなどが要因と考えられる. また, これの影響を受ける形で, 侵食された土砂が周辺に堆積するため, 湾口での堆積量が湾奥に比べて非常に大きくなっている. 一方, 1960 年チリ津波の土砂移動量が, 津波の規模の割には 2011 年東北津波と同程度となっている理由については, 朝日町の侵食だけでは十分説明できない. これについては, 1960 年チリ津波来襲前の地形標高が, 2011 年東北津波来襲前の標高に比べて高く(図 2-4-14 参照), 水深が浅かったため, 流速が大きくなり(図 2-4-15 参照), 非常に大きな掃流力が



図 2-4-11 土砂移動量算出の対象範囲

発生したことが主要因と考えられる。また、湾全体の土砂移動特性は、侵食が支配的であり、2010年チリ津波と同様の傾向を示していることから、これは、津波の性質により、湾内の土砂移動特性が異なることを示唆している。

いずれにせよ、津波によっては、対象範囲内の土砂移動量の収支に大きな差異が示されることから、津波による土砂移動モデルの高度化には、津波の土砂移動特性に応じたモデル化だけでなく、モデル対象範囲外から運ばれる土砂供給量の設定も重要な検討事項といえる。

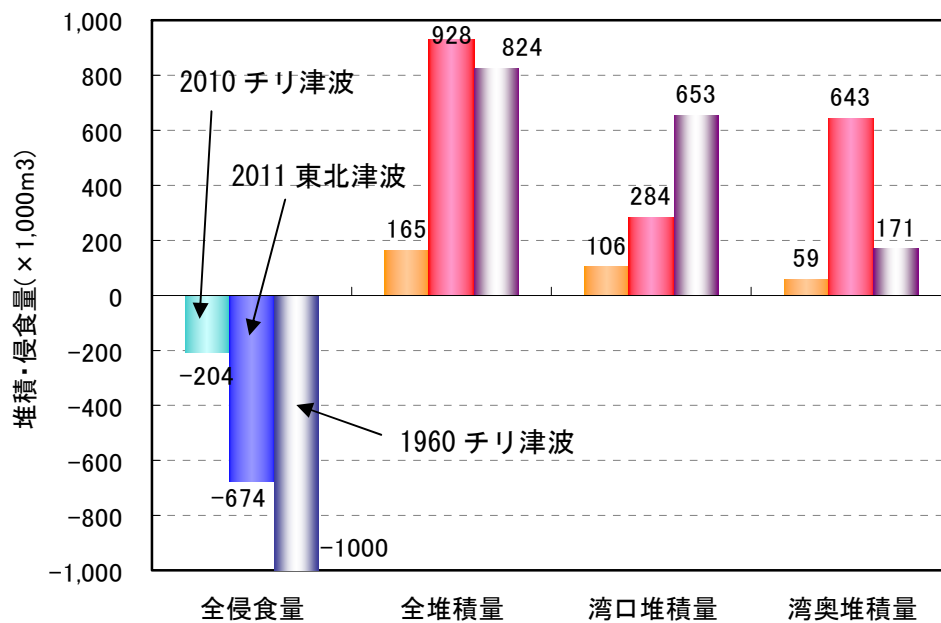


図 2-4-12 湾内の侵食量および堆積量の比較

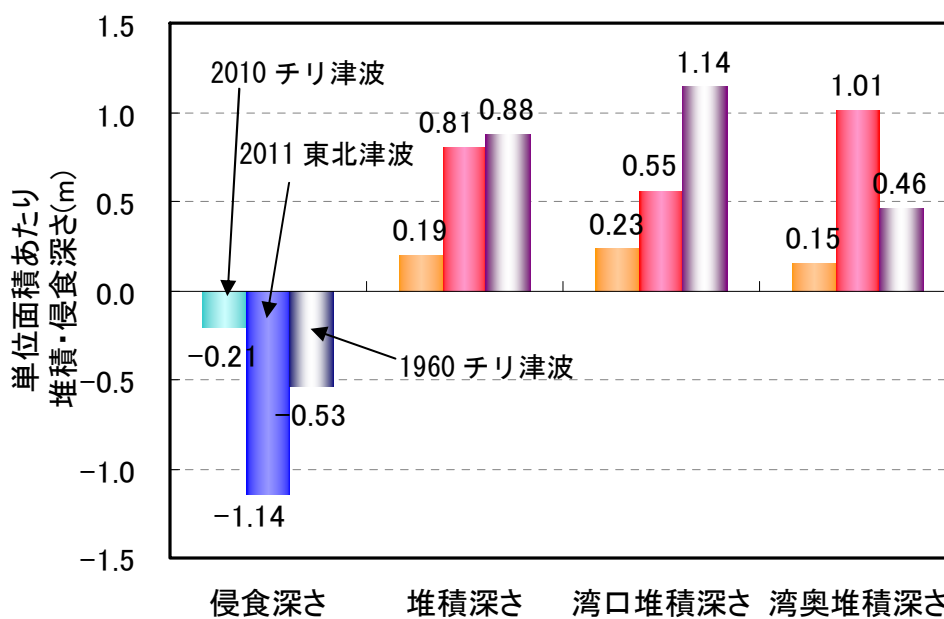
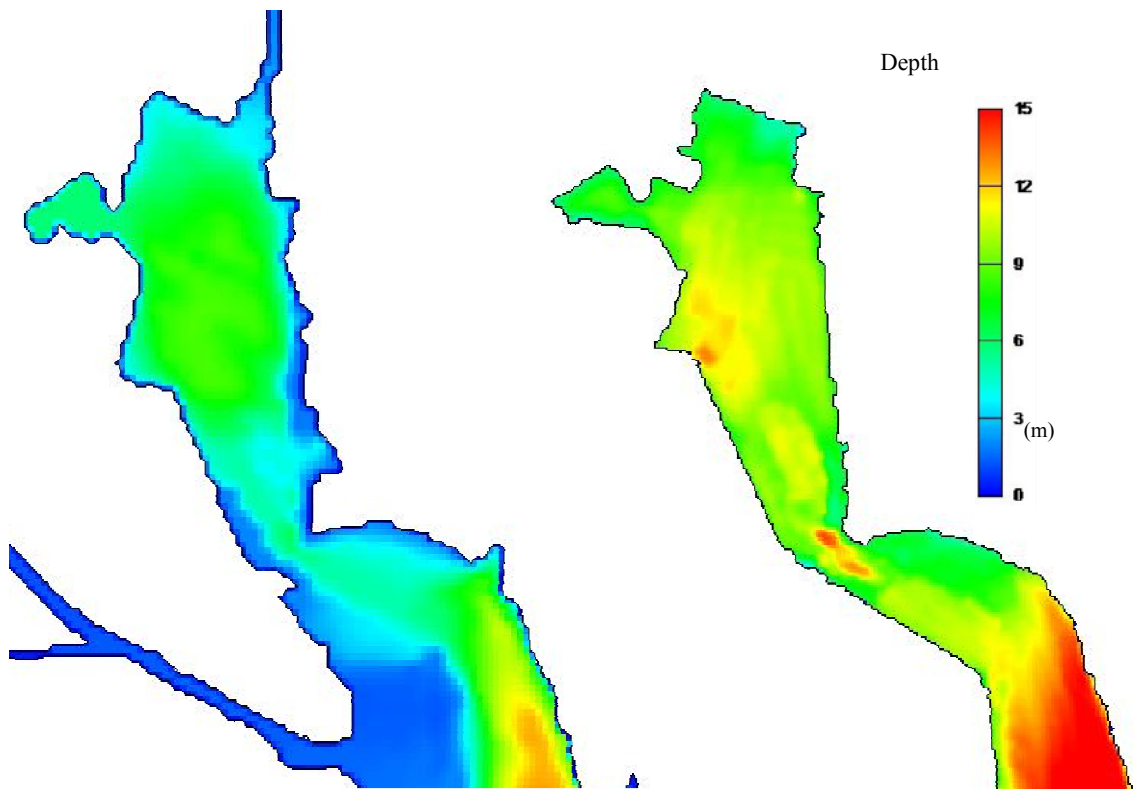


図 2-4-13 湾内の単位面積あたりの堆積・侵食深さの比較

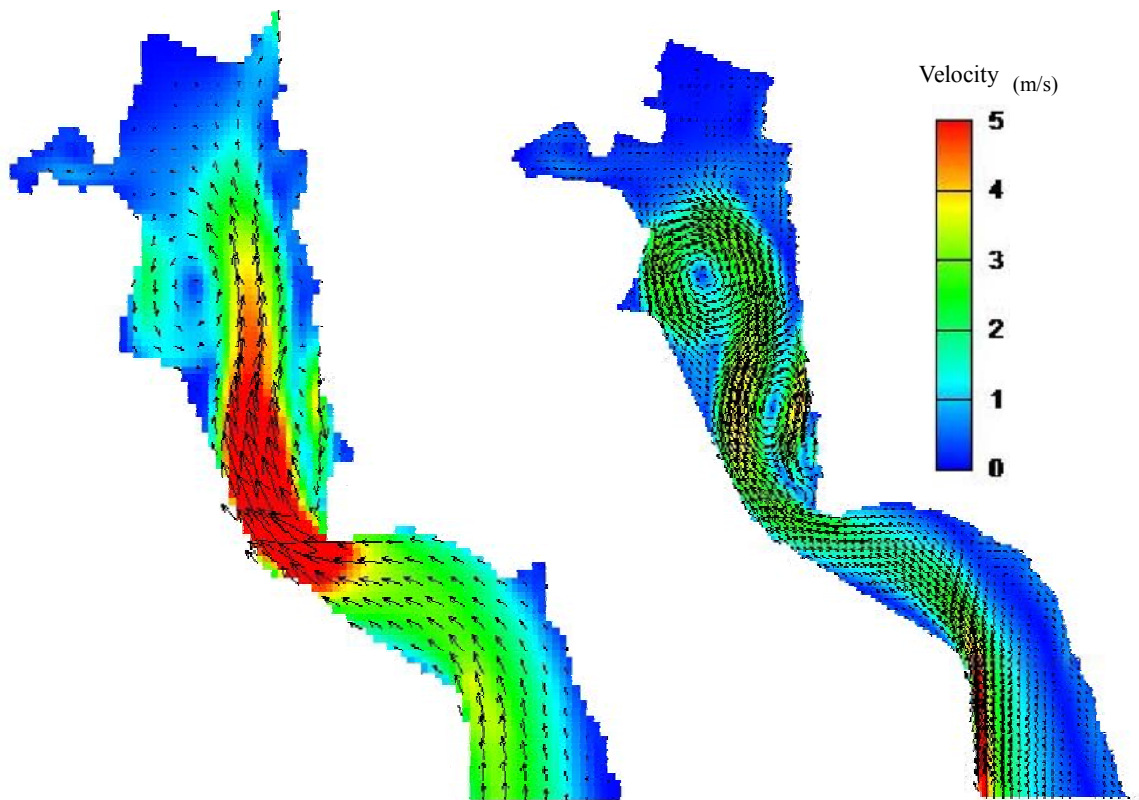




1960年チリ津波来襲前

2011年東北津波来襲前

図 2-4-14 1960年チリ津波来襲前と2011年東北津波来襲前の地形標高コンターの比較



1960年チリ津波来襲前

2011年東北津波来襲前

図 2-4-15 1960年チリ津波来襲前と2011年東北津波来襲前の流速コンターの比較

### (3) 津波外力の特性

前述の土砂移動特性の違いは、津波の性質の違いに因るものと推測されることから、1960年チリ津波、2010年チリ津波および2011年東北津波の津波波形を比較する。ここで、2011年東北津波では、三陸海岸に位置する主要な検潮所等が軒並み破壊され、波形データが殆ど残されていないことから、気仙沼湾に近い沖合のGPS波浪計(宮城県北部沖、岩手県南部沖)による波形データ(位置は右図参照)により比較して図2-4-17、図2-4-18に示す。

図2-4-17、図2-4-18によると、2010年チリ津波では、同程度の津波が連続して来襲し、第3波(宮城県北部沖)、第6波(岩手県南部沖)で最大波高を観測したのに対し、2011年東北津波では、第1波が最も大きく、その後は減衰した波が連続して来襲している。津波の規模は、2010年チリ津波の最大波高0.25m程度だったのに対し、2011年東北津波では、6.0m程度と非常に大きく、決定的な違いが見られる。また、津波の周期は、最大波来襲時において前者が1時間程度であるのに対し、後者は20分～30分程度である。後者に関しては、近地津波ではあるものの波源域が広く比較的長い周期を示しているが、遠地津波である前者に比べて周期が短く、非定常性の大きい先鋭な波が押し寄せたといえる。



図2-4-16 GPS波浪計の位置

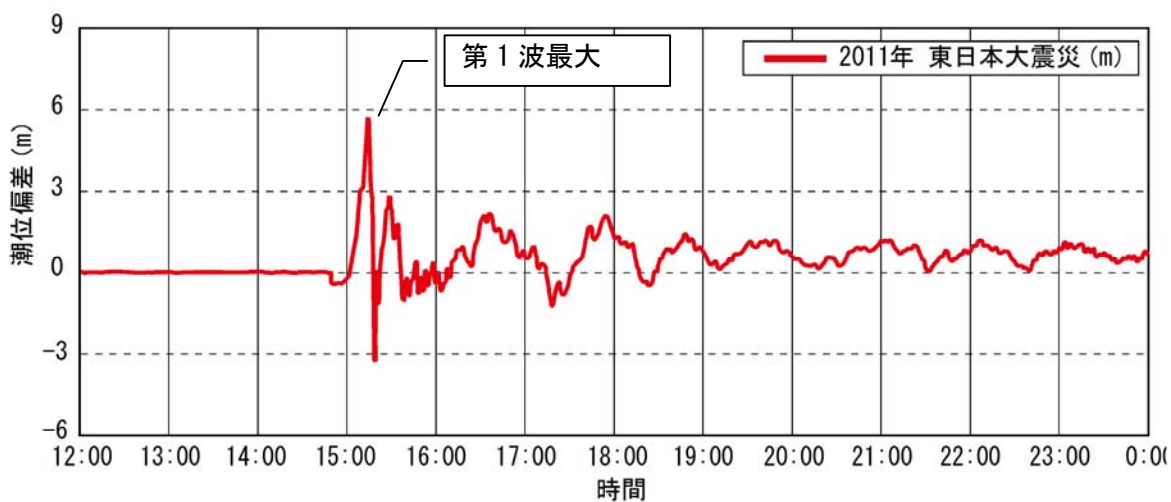
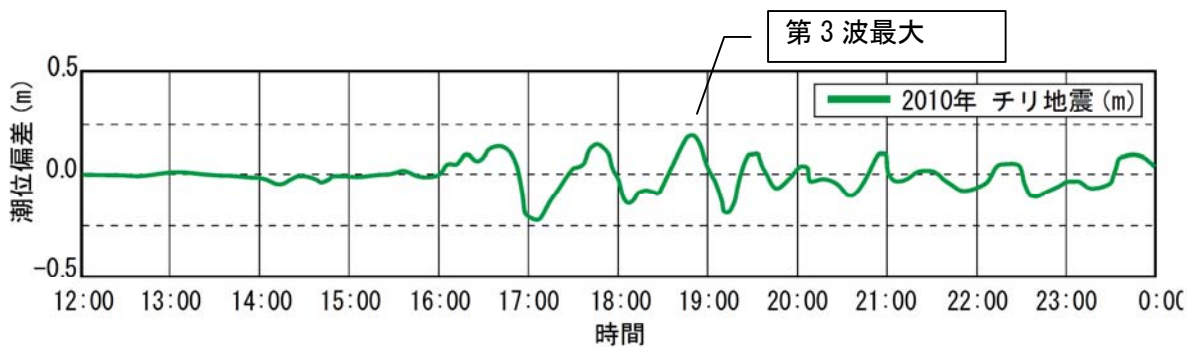


図 2-4-17 津波波形の比較(宮城県北部沖)<sup>21),24)</sup>

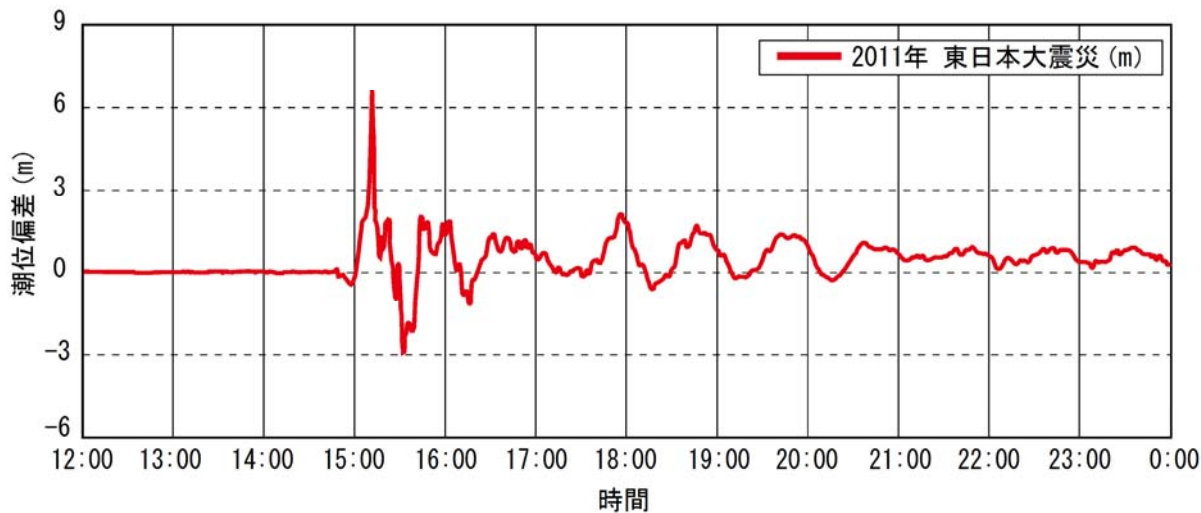
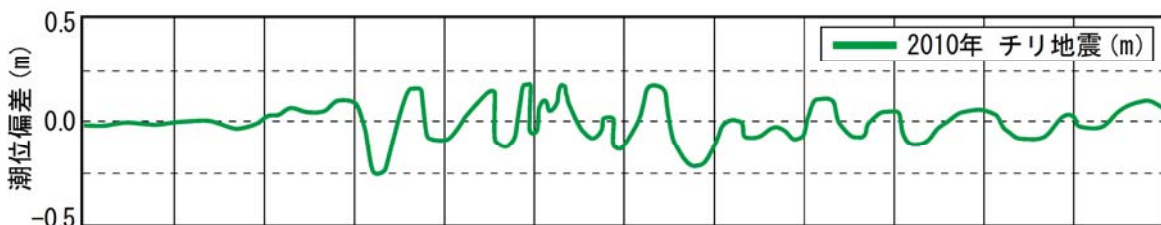


図 2-4-18 津波波形の比較(岩手県南部沖)<sup>21),24)</sup>

また、図 2-4-19 に 1960 年チリ津波と 2011 年東北津波の津波波形の比較を示す。ここで、1960 年チリ津波来襲時は、GPS 波浪計が整備されていないため気仙沼湾湾口の津波水位と比較することとし、2011 年東北津波は第 4 章に後述している津波シミュレーションにより推定している津波波形である。

図 2-4-19 より、1960 年チリ津波は、2010 年チリ津波と傾向は類似しており、同程度の津波が連続して来襲し、第 3 波で最大波を観測している。最大津波波高は、2011 年東北津波の 6m に対し、2m と 1/3 程度であるが、2010 年チリ津波よりかは高かったものと推測される。また、津波の周期は、1960 年チリ津波は 60 分程度あり 2010 年チリ津波と概ね同様である。このため、1960 年チリ津波と 2010 年チリ津波を比較した場合は、津波の規模は 2010 年チリ津波の方がはるかに小さいものの、周期は同程度であったと推測される。

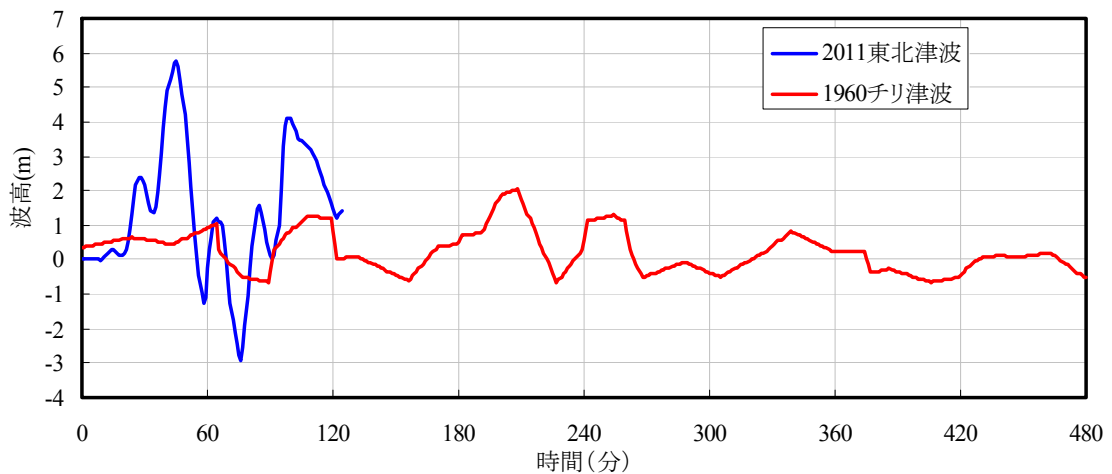


図 2-4-19 気仙沼湾口での 1960 年チリ津波と 2011 年東北津波（推定値）の比較

以上から、3 つの津波波形の特徴と土砂移動状況との関係を考察すると、湾内の土砂移動傾向は、周期の短い 2011 年東北津波では堆積傾向、周期の長い 1960 年チリ津波、2010 年チリ津波では侵食傾向にあることがわかる。これは、周期の短い 2011 年東北津波の場合、平面的な振動幅が小さいため、押し波により狭窄部で巻き上げられた土砂が引き波時に沖合まで運ばれることなく沿岸部に沈降したためと推察される。

加えて、2011 年東北津波では、第 1 波の押し波が極めて大きい反面、これに対する引き波が小さく、沖合へと土砂を運ぶ輸送力が弱かったと推測される。一方で、1960 年チリ津波、2010 年チリ津波では、押し波・引き波とも同程度の波高をしており、沖合へと土砂を運ぶ輸送力が強く、2011 年東北津波に比べて侵食が助長されたものと推測される。



#### (4) 陸域の浸水状況

津波の規模を評価する指標として、各津波における陸域の浸水状況を比較する。2010年チリ津波では、浸水範囲を示す明確な文献等はないものの、橋本ら(2010)<sup>27)</sup>の現地調査報告によると、現地ヒアリングにより沿岸部の魚市場で50~60cm、気仙沼商工会で5~10cm程度の浸水が確認されている。これらのヒアリング結果よりレベル湛水を想定(魚市場の標高+0.5m)し、浸水範囲を推定すると図2-4-20に示すとおりであり、大川左岸背後地や浜町などで浸水していたものと推測される。

一方、2011年東北津波での浸水範囲は、図2-4-20に示すとおりであり、気仙沼港東岸部で狭く西岸部では広い範囲が浸水し、対照的な浸水範囲となっている。特に、大川や鹿折川沿いには上流2km以上遡上し浸水範囲が広がっている。その原因は、西岸は河口干潟を近代以降の埋立地で平坦な土地が広がり、東岸は山地がそのまま海に没する浸水地形となることなど、主に地形の形状の差であったことによる。湾内の津波高は、東岸で南から、二ノ浜で8~9m、鉢ヶ崎で6~10m、浪板で6~15mとなる。西岸で南から、松崎で9~11m、朝日町で4~6m、魚市場で11m程度、神明崎で12m、魚町で4~5mとなる。湾奥部の浜町で7~9mとなる。

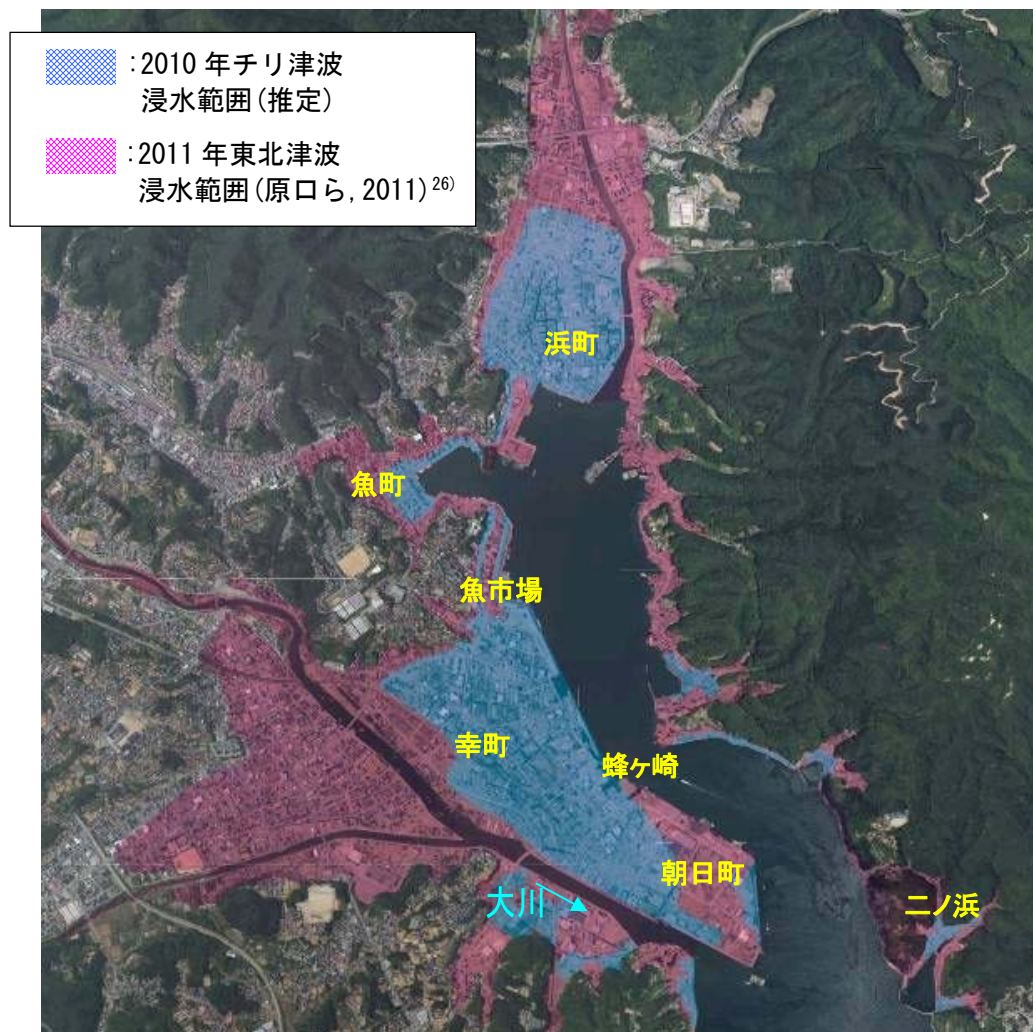
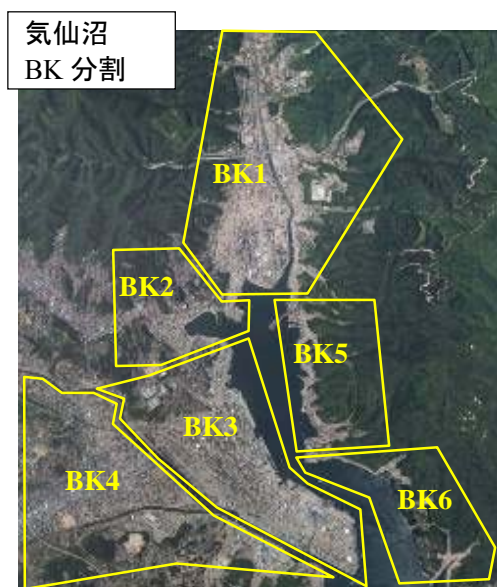


図 2-4-20 2010年チリ津波と2011年東北津波の浸水範囲の比較

ここで、各津波の浸水面積および浸水量を、レベル湛水を想定して定量的に評価した(表 2-4-1)。なお、レベル湛水位の想定は、2010 年チリ津波では、橋本らの報告に従い魚市場での標高+50cm の湛水位を、2011 年東北津波では、原口らの調査結果<sup>26)</sup>に従い湾内における平均的な浸水深が概ね 5.0m となるような湛水位で設定した。

この結果、2011 年東北津波では、2010 年チリ津波に比べて浸水面積が 2.6 倍程度増加したのに対し、浸水量は 9 倍近く増加しており、リアス式海岸地形の特徴をよく示している。また、急峻な山地が接近している東岸に比べて平野が開けた西岸で浸水量が大きく増加しており、特に大川の右岸背後地では 25 倍以上と著しい。このことから、2011 年東北津波では、押し波時に津波が大川を伝ってかなり内陸まで遡上したことが推察できるとともに大川河口部の堆積土砂は、湾外からだけでなく、引き波時に大川から輸送されてきた土砂により形成された可能性も示唆される。

表 2-4-2 2010 年チリ津波と 2011 年東北津波の浸水量の比較



BK	浸水面積(km <sup>2</sup> )		浸水量(万m <sup>3</sup> )	
	2010年 チリ津波	2011年 東北津波	2010年 チリ津波	2011年 東北津波
BK1	0.40	1.03	15.37	164.47
BK2	0.08	0.23	4.11	34.64
BK3	0.85	1.32	34.88	106.76
BK4	0.18	1.32	8.99	243.28
BK5	0.05	0.17	2.68	26.19
BK6	0.05	0.13	2.25	19.17
合計	1.62	4.19	68.27	594.52

【レベル湛水位の想定】

- ・2010 年チリ津波：魚市場の標高+0.5m
- ・2011 年東北津波：湾内の平均的な津波浸水深 5.0m

【地盤高情報】

基盤地図情報(国土地理院)をもとに作成した 10m メッシュ

## 2-5 本章のまとめ

本章では、津波移動床モデルの高度化にあたって、既往モデルの課題の抽出や改良の糸口を検討する上で不可欠となる実津波における土砂移動特性に着目した。

実津波に対する土砂移動特性は、気仙沼湾に來襲した 1960 年チリ津波、2010 年チリ津波および 2011 年東北津波を対象とし、気仙沼湾では、これらの津波が來襲する前後の地形データが整理されている。特に、2010 年チリ津波、2011 年東北津波來襲前後では、C3D を用いた深淺測量により、詳細な 3 次元海底地形データを取得している。

本章では、上記に示した 3 種類の津波來襲時における地形變動データを用いて、各津波に対する地形変化の特徴を評価・分析するとともに、各津波における土砂移動特性と津波の性質との関係性を考察するなどして、津波における土砂移動特性の分析を試みた。

以下に、本章で得られた主要な成果をまとめる。

- 同一海域を対象に、C3D を用いて規模の異なる実津波の發生前後における詳細な 3 次元海底地形データを取得した。
- 2010 年チリ津波による地形変化は、最大 50cm 程度で範囲も限定的である。一方で、2011 年東北津波による地形変化は、最大侵食深 7m、最大堆積厚 2.8m もの大きな地形変化を記録した。ただし、津波發生後の地形形態は、従前の海底地形と調和的で、さらに強調されたとみることができる。
- 気仙沼湾内の土砂収支は、2010 年チリ津波では、侵食傾向が比較的優勢である一方、2011 年東北津波では、堆積卓越の傾向にあり、土砂収支に大きな差異が見られる。この要因として、津波の規模が大きく異なることに加え、周期の違い、すなわち津波の非定常性や押し波・引き波の大小の違い等が挙げられる。
- 陸域の津波浸水面積および浸水量は、2010 年チリ津波と 2011 年東北津波で大きく異なり、特に浸水量が大幅に増加するなどリアス式海岸地形の特徴をよく示している。また、2011 年東北津波では、大川右岸背後地で浸水量が著しく増加しており、大川河口部の堆積土砂は、引き波時に大川から輸送されてきた土砂により形成された可能性も示唆される。

## 第3章 複雑な実港湾地形を対象とした津波による 土砂移動特性の考察

### 3-1 検討背景および目的

前章では、気仙沼湾を対象に1960年チリ津波、2010年チリ津波および2011年東北津波の津波来襲前後における地形標高の実測データを用いて、津波に伴う地形変動分布を整理するとともに、津波に伴う土砂移動特性や津波波形との関係性等についても考察を行った。この結果、1960年チリ津波や2011年東北津波では、非常に大きな地形変動が見られ、特に2011年東北津波に至っては、湾内で最大7mを超える局所的な侵食と、その周辺の広い範囲で2m程度の堆積が生じおり、港湾施設等に深刻な被害を及ぼすには十分な地形擾乱であったといえる。

ここで、気仙沼湾では、湾周辺において埋立地による造成や防波堤等の整備が行われているものの、湾内の流況や土砂移動に大きな影響を及ぼしえる巨大な防波堤や突堤、離岸堤等は見られない。このため、湾内の流況や土砂移動は、概ね自然的に形成された湾の地形形状が支配的に影響していると考えられる。

一方、資産が集積する都市部沿岸の多くは、港湾施設やそれらを防護する外郭施設等が整備されているケースが大半である。これらの人工構造物が複雑に入り組む実港湾地形では、これら人工構造物が、流況や土砂移動に支配的な影響を及ぼし、気仙沼湾とは異なる流況・土砂移動特性を示す可能性がある。加えて、南海トラフで巨大地震が発生すると、各地を結ぶ陸路や空路の寸断が想定されるため、救援や復旧活動における港湾施設の重要性が高まっており、事前に港湾施設の健全性を評価しておくことの意義は大きい。

ただし、前章でも述べたとおり、津波に対する実測データは、津波の発生頻度と相まって非常に乏しく、特に地形変動データに至っては、前章の気仙沼湾を除いてほとんど存在しない状況にある。加えて、存在する過去の実測データは、上述の港湾施設・海岸構造物等が整備される以前のデータがほとんどであるため、実測データからのアプローチは困難を極める。このため、複雑な実港湾地形を対象とした流況や土砂移動などの種々の評価・分析は、シミュレーションに頼らざるえい状況であるといえるが、これまで実港湾地形に着目し、土砂移動特性も含めて詳細に分析している研究事例は極めて少ない。

このため、本章では、自然的な地形条件が支配的に影響を及ぼす気仙沼湾だけでなく、都市部沿岸に多い人工構造物が入り組む複雑な実港湾地形を対象に、まずは高橋モデル<sup>8)</sup>の適用性について考察を行う。ここで、複雑な実港湾地形は、実務面を考慮し解析メッシュサイズの緻密化により表現することとしている。

その後、人工構造物が複雑に入り組む実港湾地形を対象に津波移動床計算を実施している点を踏まえ、気仙沼湾での現象論的な津波による土砂移動特性の分析ではなく、実務における津波防災に着目した土砂移動特性について詳細に分析した。例えば、土砂移動が流況および構造物に及ぼす影響や防波堤等の港湾施設の有無による土砂移動への影響等について考察し、津波防災の観点から実務面において配慮すべき課題等について考察した。



## 3-2 計算モデルおよび計算条件

### 3-2-1 津波移動床モデル

津波来襲時には掃流力や乱れ強度の非定常性が強く、水深も大きいいため、浮遊砂濃度の算定においては砂粒の巻上げと沈降の平衡状態が仮定できないと考えられる。一方で、浮遊砂濃度式の多くは平衡状態を前提として導かれた式が多く、津波における土砂移動現象を評価する上では、その適用限界を超えるものと推測される。

高橋ら<sup>8)</sup>は、こうした津波特有の土砂移動現象に着目し、掃流砂層と浮遊砂層を独立して扱い、浮遊砂層へ供給される巻上げ砂量を考慮することで、砂粒の巻上げと沈降の非平衡性を考慮できるモデルを提案している(高橋モデル)。高橋モデルは、第1章で示したとおり、1960年チリ津波による気仙沼湾での地形変化に適用され、平衡状態の浮遊砂濃度を前提としたモデルに比して全体的な土砂移動特性の再現性が向上できたことを報告している。

本章の実港湾地形を対象とした流況や土砂移動特性の評価・分析にあたっては高橋モデルを採用した。なお、高橋モデルの詳細は、第1章を参照にされたい。

### 3-2-2 複雑な実港湾地形モデルの構築と検証条件

#### (1) 解析対象範囲と地形データの作成

解析対象とする港湾区域は、沖合に防波堤、港内には複数の突堤から成る複雑な平面形状を有している(図3-2-2、図3-2-3)。このため、本研究では、これら港湾施設の形状を地形条件として適切に考慮できること、実務面で容易に採用されやすいことを踏まえ、地形データの解析メッシュサイズを2mに緻密化することで、実港湾地形を表現した。なお、堤防等の構造物は、全て地形データとして反映させることとし、構造物データ(線盛土によるデータ)の構築は行っていない。

表3-2-1に計算条件を示す。対象範囲における海域の粗度係数は、小谷ら(1998)<sup>28)</sup>が提案する水域の粗度係数0.025を用いることとし、浸水実績等との検証が主目的ではないことから、陸域においても粗度係数0.025を適用することとした。

また、粒径は、対象範囲における実測データが不足していることから、気仙沼湾と同様に代表的な砂の粒径である0.3mmを採用した。なお、陸域は、コンクリートによる舗装が成されているため初期標高以下には侵食されない条件とした。

初期潮位は、対象範囲の朔望平均満潮位であるT.P.+0.871mを採用しているが、シミュレーションでは、後述のとおり広域地盤沈下を加味し、事前に50cm低下させたT.P.+0.371mを使用している。

検討外力は、土砂移動分布がより強調されるように、なるべく規模が大きくかつ現実に起こりえる範疇での外力を対象とし、内閣府(2012)<sup>29)</sup>による最大クラスの津波(ケース3)とした。なお、実際に境界条件として用いる波形は、内閣府が公表する最大クラスの津波(ケース3)における主要地点ごとの津波水位時系列データ<sup>29)</sup>であり、検討対象領域沖合の主要地点における当該データを抽出し使用した(図3-2-1)。

また、本検討では、地震時に発生する広域地盤沈下後の状態を初期条件と定義することから、地形標高は、上述の津波波形データより推定した広域地盤沈下量(50cm)を用いて

事前に補正するとともに、初期潮位においても、広域地盤沈下後の潮位を採用した（すなわち、地形標高、初期潮位は、全て広域地盤沈下量である 50cm を差し引いた上で使用している）。

最後に、計算ケースは、表 3-2-2 に示す 3 ケースを実施することとした。ここで、case1 は、本検討モデルの大まかな妥当性を、内閣府の公表結果との比較により確認を行うケースであり、併せて case2 との比較により、底面条件（固定床か、移動床か）の違いによる流況への影響の分析材料ともして使用した。Case2 は、高橋モデルの適用性の検証や本対象範囲の津波による土砂移動特性の分析ケース、case3 は、沖合の防波堤の有無による土砂移動特性への影響を分析するために実施した。

表 3-2-3 計算条件

対象領域	座標系	・世界測地系平面直角第5系
	メッシュ数	・600×900
	メッシュサイズ	・2mメッシュ
計算モデル		・高橋ら(1999)
計算条件	初期潮位	・T.P.+0.371 ※広域地盤沈下後の潮位として設定 ※広域地盤沈下量は50cm
	粗度係数	・一律0.025
	粒径	・0.3mm（一様粒径）
	外力	・2012年内閣府公表L2津波 ケース3 対象漁港沖合の波形データ（図-2）
	陸域条件	・舗装面（初期標高より掘れない）
計算ケース		・Case1：固定床ケース ・Case2：移動床ケース(防波堤あり) ・Case3：移動床ケース(防波堤なし)

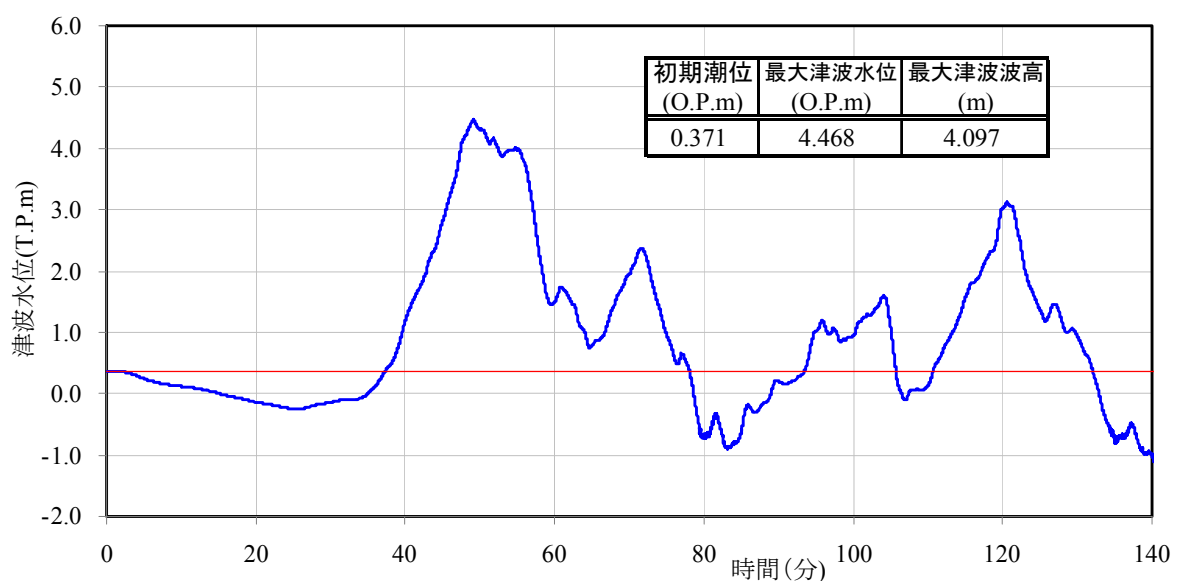


図 3-2-1 検討外力で使した津波水位の時系列データ<sup>29)</sup>

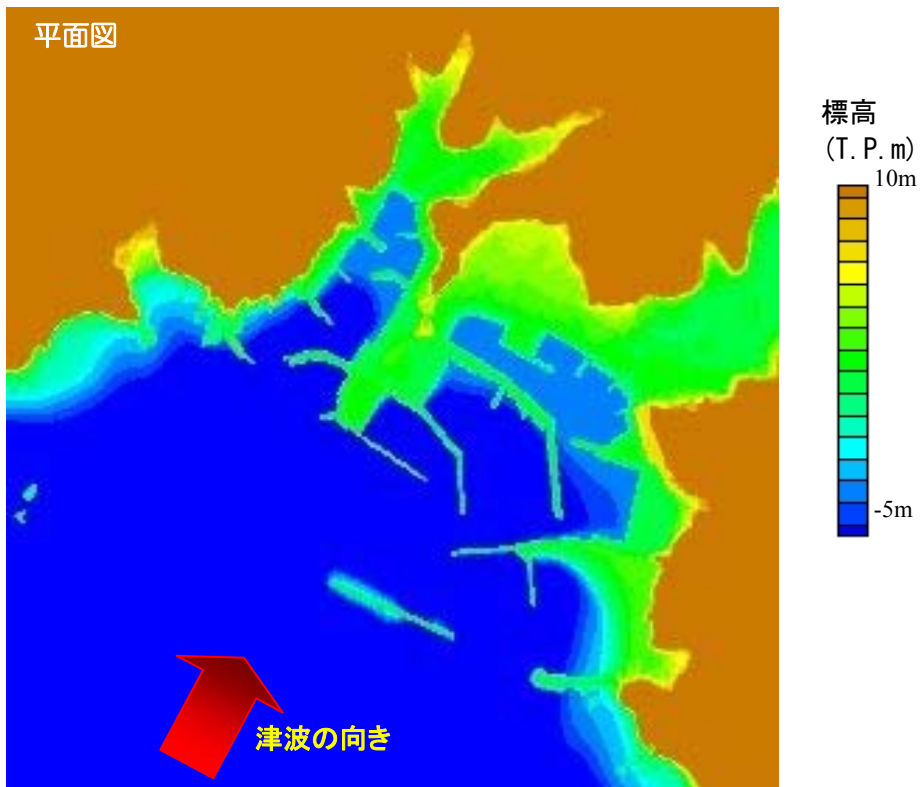


図 3-2-2 計算対象範囲の地形コンター（平面図）

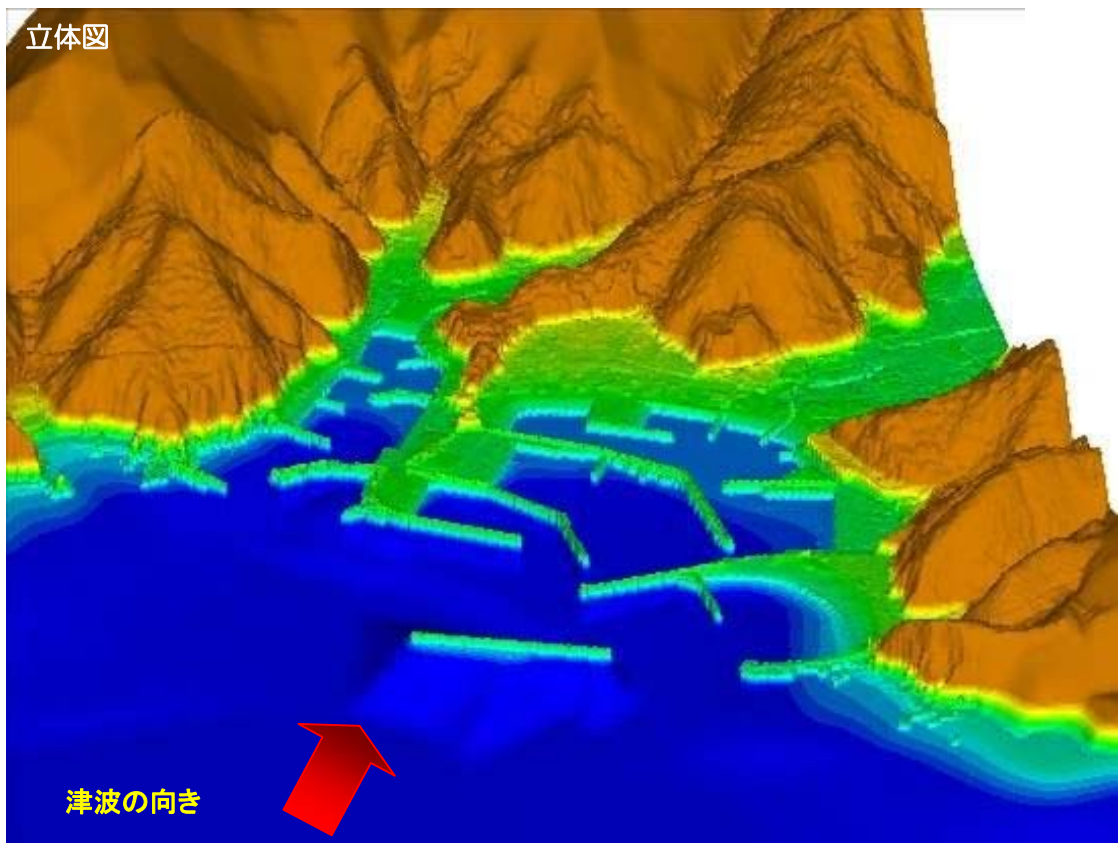


図 3-2-3 計算対象範囲の地形コンター（立体図）

## (2) 高橋モデルの妥当性検証

本検討では、土砂移動特性の分析に先立ち、固定床計算（Case 1）を実施し、図 3-2-4 に示す主要 7 地点（標高が概ね等しい地点）における内閣府<sup>29)</sup>の津波浸水深との比較を行った。この結果を、図 3-2-5 に示す。

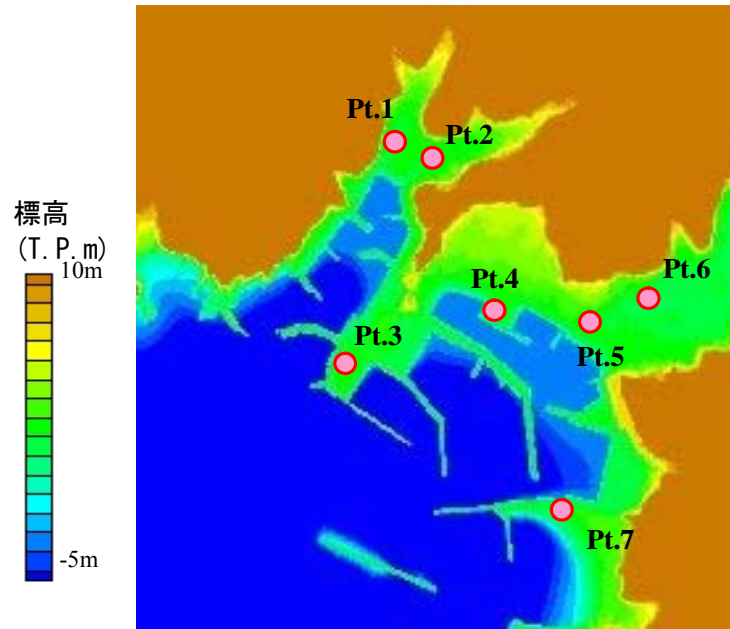
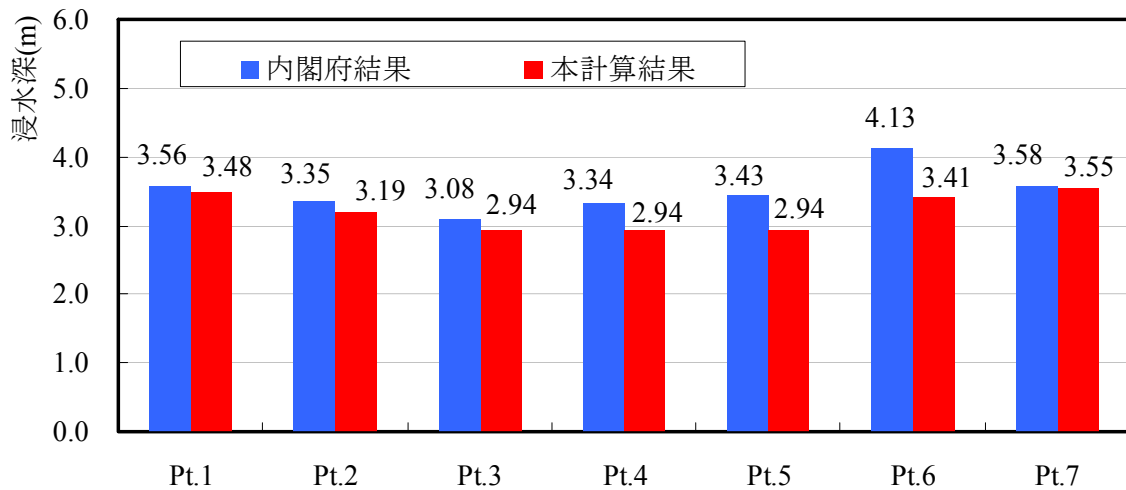


図 3-2-1 浸水深の比較を行う主要 7 地点の位置



	最大浸水深(m)						
	Pt.1	Pt.2	Pt.3	Pt.4	Pt.5	Pt.6	Pt.7
内閣府結果	3.56	3.35	3.08	3.34	3.43	4.13	3.58
本計算結果	3.48	3.19	2.94	2.94	2.94	3.41	3.55

図 3-2-5 最大浸水深の比較

この結果、全体的な傾向はよく再現されている。ただし、内閣府の浸水深の方が全体的に大きい傾向にあり、特に港奥で顕著となっている。この違いは、本モデルでは、陸域の粗度係数を水域と同様0.025としていることや2 mメッシュを採用していることが挙げられる。すなわち、10 mメッシュでの内閣府計算に比べて、本検討での2mメッシュの計算では、微地形分布をより詳細にモデル化しており、津波に対する形状抵抗が大きく、津波が減衰しやすいためと示唆される。

以上より、内閣府の計算結果に対して、定性的・定量的な観点から比較を行った結果、浸水深分布に若干の乖離が見られる。ここで、本研究では、浸水実績の再現検証や高橋モデルの高度化が主目的ではないこと、また、浸水深分布に乖離が見られるものの、その傾向は、上述のとおり理論的に説明できる範疇の傾向と一致していることから、以降の土砂移動特性の分析を進めた。

### 3-3 複雑な実港湾地形での土砂移動特性の考察

#### 3-3-1 流況および土砂移動の平面分布特性

表 3-3-1 の計算条件に基づき移動床計算を実施し、港内の流況および土砂移動特性を考察した。Case 2 の計算結果として、図 3-3-1 に港内の津波前後の地形変化および最大流速分布を示す。図 3-3-2 より土砂移動は、防波堤先端まわりで侵食域、その周辺で小規模の堆積域を形成し、港口から港奥にかけての航路沿いに、侵食と堆積が交互に連なる地形変化を示している。また、侵食域は、高流速域と概ね一致し、一般的な知見に基づき想定される地形変化と同様の傾向を示していることから、本適用モデルに大きな問題はないと判断される。

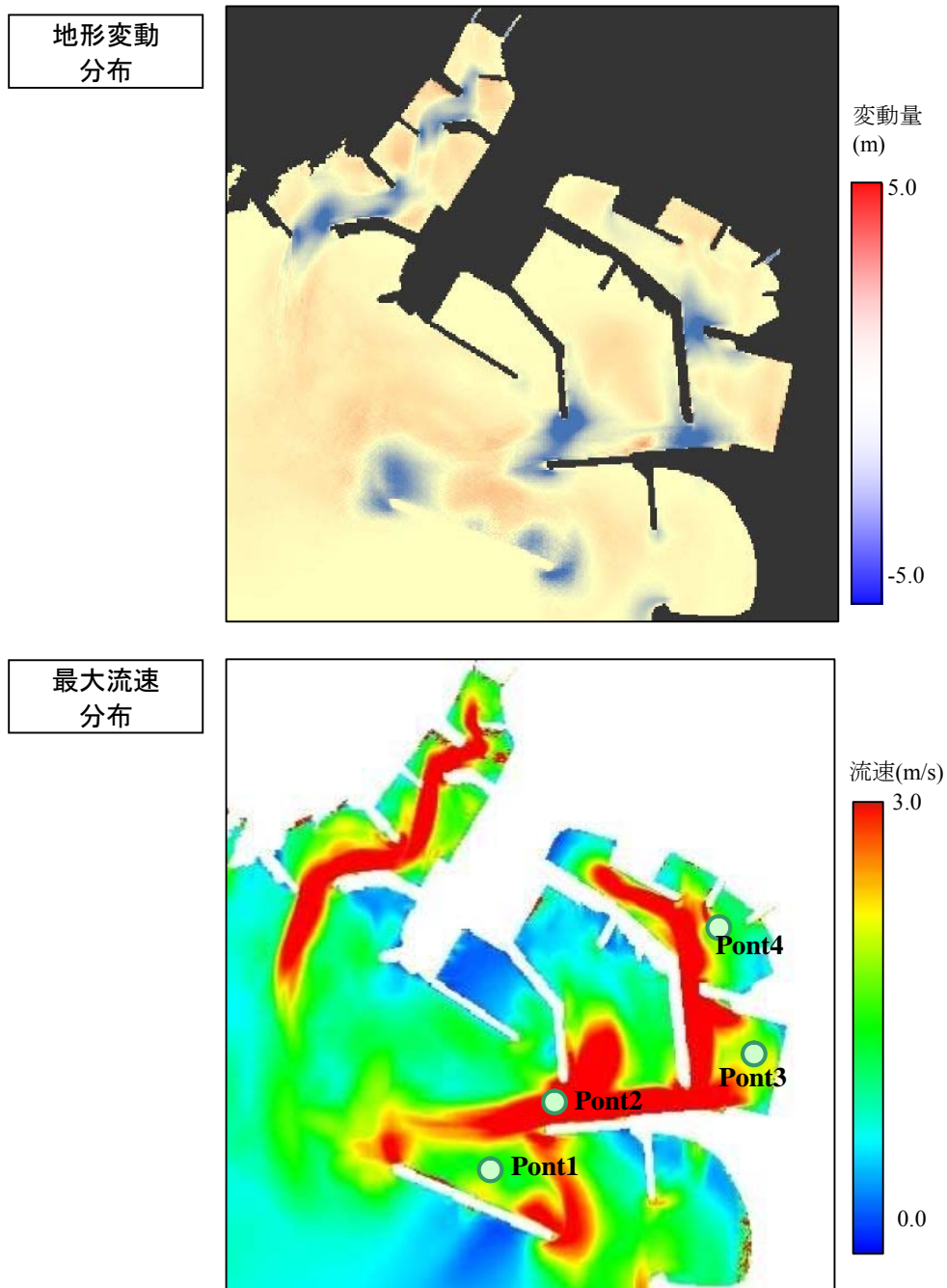


図 3-3-1 津波前後の地形変動分布(上)および最大流速分布(下) (case2)

### 3-3-2 流況および土砂移動の時系列特性

図 3-3-3, 図 3-3-4 に Case 2 における地形変動分布および流速分布を時系列的に示し, 図 3-3-5 に主要 4 地点 (位置は図 3-3-1 下段図内を参照) での津波水位と海底高の時系列変化を示す. ここで, 地形変動分布および流速分布は, 第 1 波の押し波・引き波時の状況を網羅できる地震発生後 (計算開始後) 40, 50 分, 60 分, 70 分後 (図 3-3-2) の分布図とした.

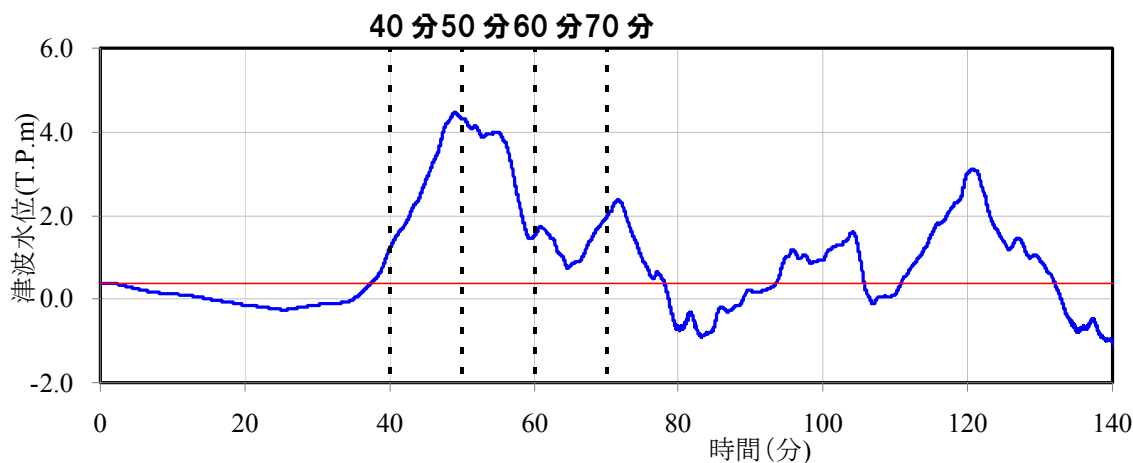


図 3-3-2 時系列的な流速, 地形変動分布を整理する時間

図 3-3-3, 図 3-3-4 より流況は, 津波の侵入に伴い, 断面が急縮する防波堤先端付近を中心に流速が増大し, 防波堤先端の侵食や後方部での堆積を招く要因となっている. また, 引き波時は, 港奥から港口にかけて航路沿いに高流速域が発達し, 押し波時に比べて流速が 3 倍程度大きくなっている. これは, 防波堤を乗り越えて湾奥まで到達する押し波に対し, 津波水位の低下に伴い進行路が限定される引き波では, 進行路に引き波が集中するためと考えられる.



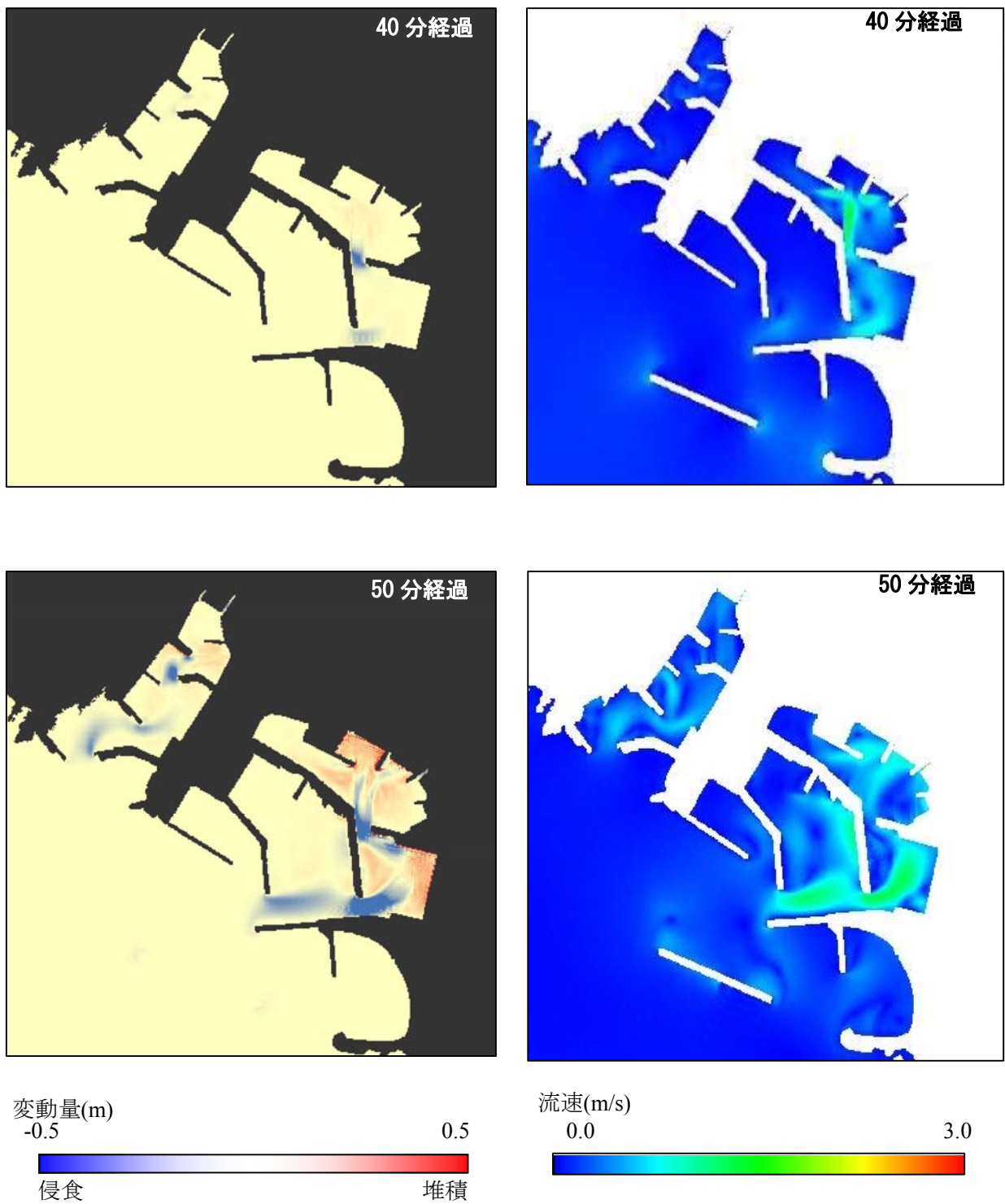


図 3-3-3 津波来襲時の地形変動（左）および平面流況（右）の時系列変化（1/2）



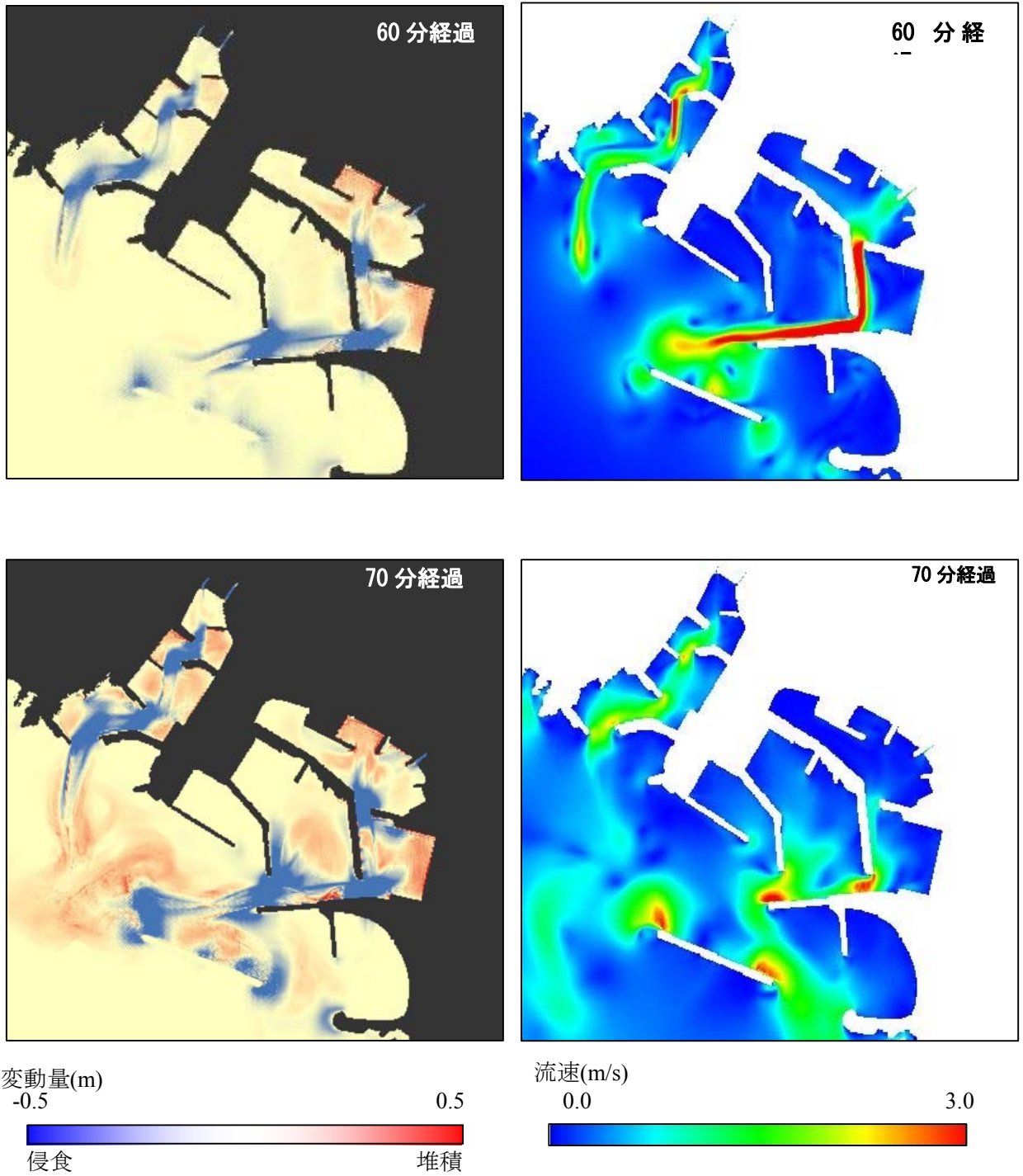


図 3-3-4 津波来襲時の地形変動（左）および平面流況（右）の時系列変化（2/2）

また、図 3-3-5 に示す主要地点での水位と地形の時系列変化の関係より、侵食が卓越する地点では、水位がピークを過ぎた直後の引き波時に急激な侵食傾向を示しており、引き波時にピークを迎える流速との関係とよく対応している。なお、Point 1 および Point 3 では、一旦地形が侵食された後、堆積に転じている。ここで、両地点は、防波堤の背後や先端周辺に位置し、通常の潮流では堆積域を形成する範囲である。しかし、周期が短く非定常性の大きい津波では、押し波時の乖離渦や引き波時の高流速域の発達により、侵食域に転じており、津波の収束に伴い本来の堆積域に戻っていく。これは、津波後の地形変化が堆積傾向を示していても津波が来襲する一連の過程で侵食域に転じている可能性もあり、港湾施設に対する局所侵食の評価では、時系列的な検証も必要であることを示唆している。

なお、図 3-3-3 左、図 3-3-4 左に示す津波前後の地形変化より港内は、全体的に侵食卓越の傾向にあるが、これは引き波時の流速が大きく、押し波時に比べて引き波時の土砂移動が卓越し、侵食された土砂が沖合へ輸送されたためと推測される。

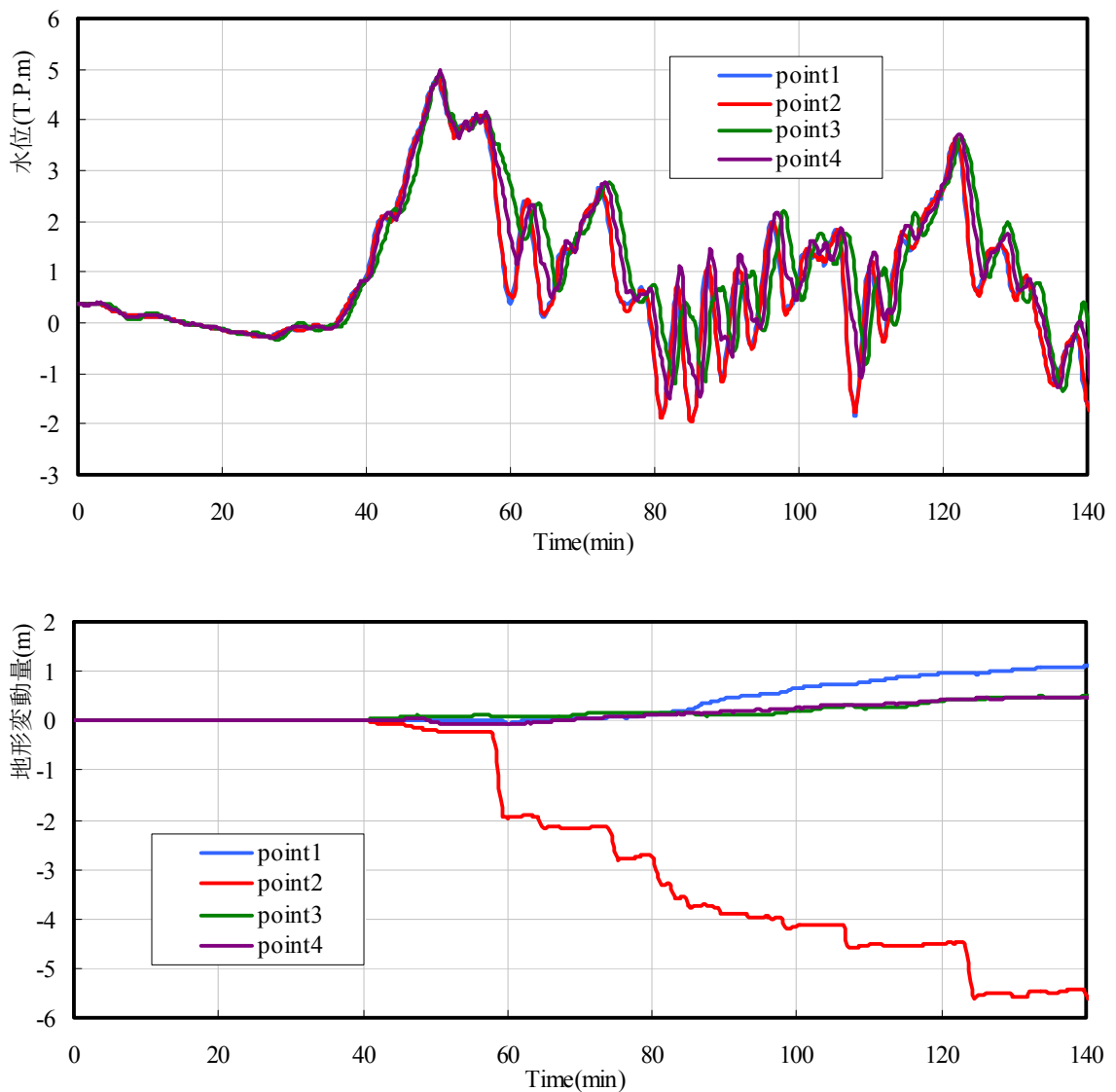


図 3-3-5 主要地点の水位（上）および地形（下）の時系列変化

以上より、複雑な平面形状を有する港湾施設では、引き波時に、水位の低下に伴い高流速域が発達し、港湾施設基礎部の局所侵食等を招く恐れがある。こうした、押し波に比べて引き波時に高流速が生じる現象は、1960年チリ津波が来襲した際に、気仙沼湾を対象に同モデルを用いて分析した高橋らの考察<sup>17)</sup>と同様である。

なお、一般的に、引き波は山から谷への移動であり、重力に従った変化であるため、流速は押し波に比べて大きくなる。加えて、気仙沼湾では、湾奥が広く湾口が狭い特有の地形条件を呈しており、押し波時に湾奥へ持ち込まれた水が、引き波時に狭窄部から抜け切らずに、谷が生じる位相で大水位差が生じることで、津波の流速を助長しているといえる。一方、本対象領域では、前述したとおり、押し波時に港内に進入した水が、引き波時では、複雑に存在する防波堤により進行経路を限定されるためであると推察され、水の出口が限定されるといった点で、気仙沼湾と同様の理由で引き波時の流速が助長されていると考えられる。

また、津波来襲後の堆積域は、津波来襲の過程で時系列的に堆積から侵食に転じている可能性がある。津波による地形変動は、津波来襲時の地形標高データを入手することはほぼ不可能であることから、実質津波来襲前後の地形標高データからの判断に委ねられる。こうした場合、例えば、津波による局所侵食の対策範囲等を評価する際、津波来襲前後の地形標高データから作成できる地形変動分布が唯一の評価指標となりえる反面、それに示される侵食域が全ての対象範囲を網羅しているわけではないことに十分留意しなくてはならないことを示唆している。

これらは、本対象領域と同等の地形条件を有する港湾施設では、十分想定される現象といえ、港湾施設での局所侵食に対する津波対策を今後検討していく上では、実測データよりある程度想定が可能な引き波時の侵食対策は勿論のこと、実測データだけでは想定しにくい時系列的な侵食過程の把握も、憂慮すべき課題であるといえる。

### 3-3-3 土砂移動の有無による流況への影響

港内の土砂移動が流況に及ぼす影響として、海底地形を固定床とした場合（Case 1）と移動床とした場合（Case 2）の計算結果を比較した。この結果として、図 3-3-6、図 3-3-7 に港口および港奥（Point 2, Point 4）での水位および流速の時系列変化の比較を示す。

図 3-3-6、図 3-3-7 より、固定床・移動床の水位・流速は、第 1 波来襲時では概ね一致しているものの、後続波の来襲に従い両者に乖離が見られ、特に流速で顕著な傾向にある。これは、第 1 波来襲に因る地形変化に伴い、後続波以降は異なる地形条件下で港内に侵入してくるためである。ただし、後続波以降の水位の乖離は、港奥（Point 4）でわずかに生じる程度であり、水位を評価する上では土砂移動の影響は小さいといえる。

一方、流速は、時間の経過に従い固定床と移動床の計算結果に差が生じており、Point 2 において移動床の流速が固定床に比べて 20%程度低下している。この原因は、第 1 波の来襲に伴う侵食により流路（水深）が拡大されたためであると推測され、後続波では、同地点での侵入面積が大きくなり、最大流速が低減したものと推測される。

一方、港奥の Point 4 では、移動床の流速が固定床に比べてやや大きいものの、規則的な傾向に欠けている。加えて、Point 4 は、津波が種々の港湾施設を通過した湾奥に位置し、計算誤差の蓄積が顕著となりやすい地点である。このため、Point 4 での流速差は、物理的な現象に基づくものではなく、むしろ移動床モデルの特性上生じた誤差の可能性が高いと推測される。

以上より、固定床の場合、水位は、移動床と全体的に一致している。また、最も評価が重要視される最大津波水位や最大浸水区域は第 1 波に依存することが多く、固定床と移動床の影響をほとんど受けないため、土砂移動条件が水位の評価に及ぼす影響は小さいといえる。一方、流速は、後続波において局所侵食箇所の流速を過大に評価する恐れがあるものの、安全側の評価となるため、実務面においては流速評価においても大きな支障はないといえる。

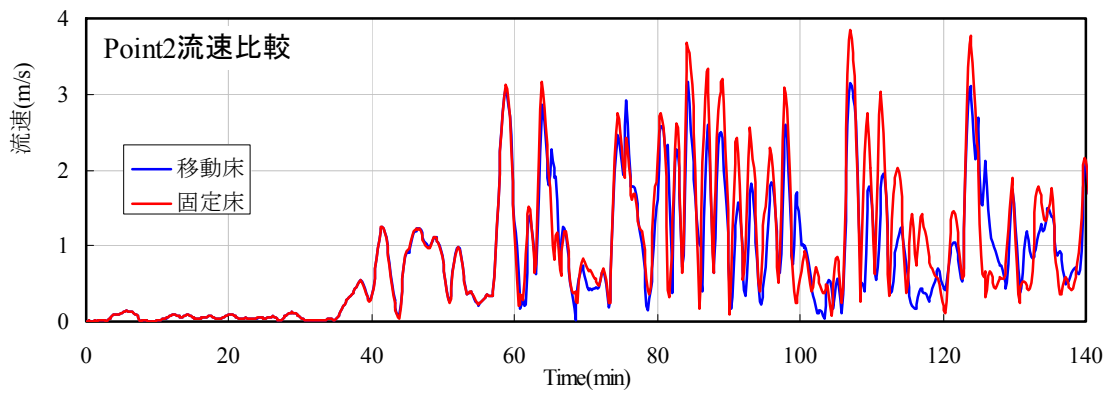
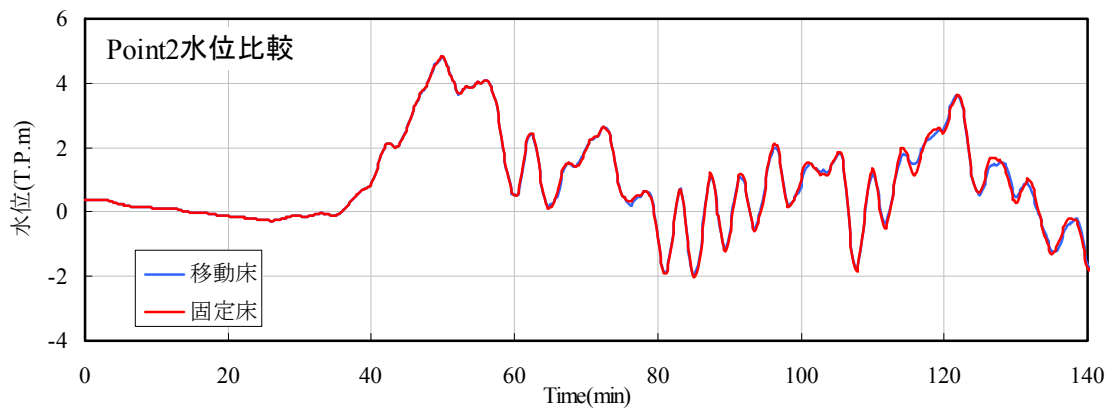


図 3-3-6 Point 2 における水位 (上) および流速 (下) の時系列変化

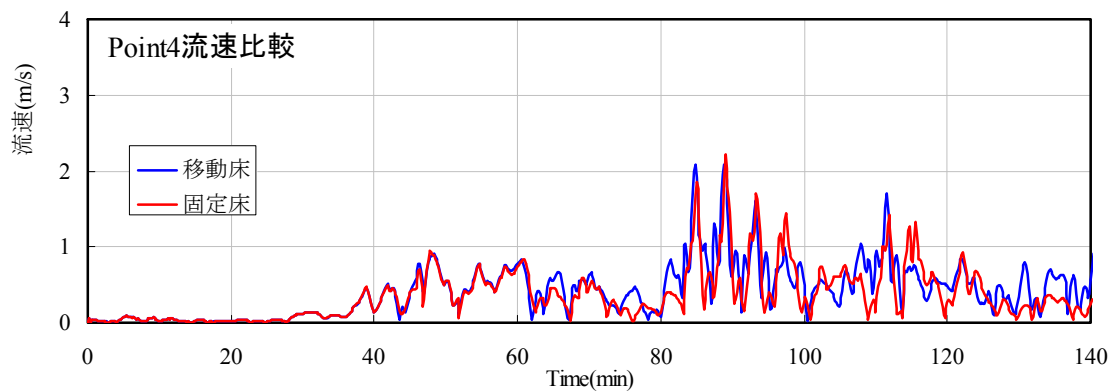
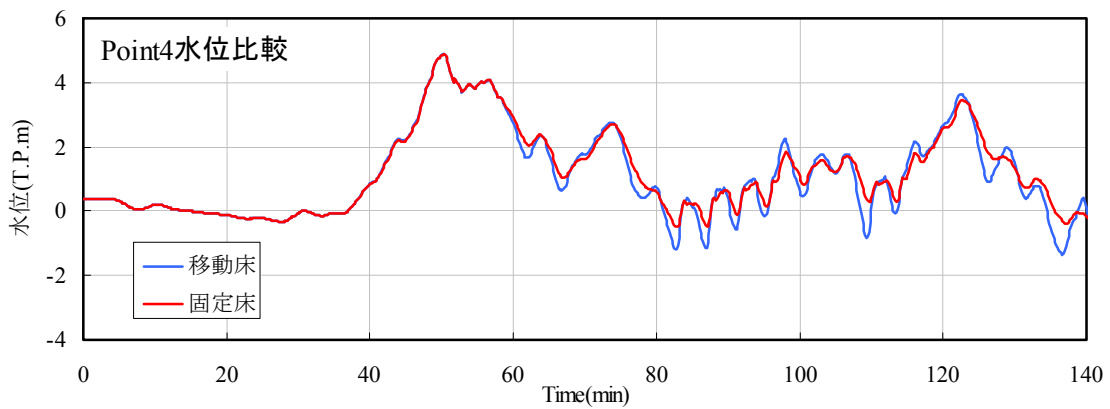


図 3-3-7 Point 4 における水位 (上) および流速 (下) の時系列変化

### 3-4 防波堤の有無による土砂移動への影響評価

本節では、本対象領域の流況に大きな影響を及ぼしていると考えられる沖合の防波堤を対象に、当該施設の有無による土砂移動への影響を評価する。

元来、沖合の防波堤は、来襲してくる津波の減勢を目的に整備されたものであり、沿岸部に到達する津波高の低減効果は期待できる一方で、流況を大きく変化させてしまうため、土砂移動の観点では、悪影響を及ぼす可能性も示唆される。

よって、本節ではこうした着眼点を念頭に入れた上で、沖合防波堤の有無による土砂移動への影響を考察した。

#### 3-4-1 防波堤の条件

検討対象とする防波堤は、沖合に位置する防波堤を対象とし、防波堤無しの海底地形は、対象施設前後の海底地形高を TIN 補間することで作成した。これにより作成した防波堤なしの地形では、防波堤部が周辺地形より最大 20 m 程度高く、周辺より盛り上がったマウンド形状となっている（図 3-4-1 参照）。なお、その他の計算条件については、Case 2 の条件と同様とし、Case 3 として検証計算を実施した。

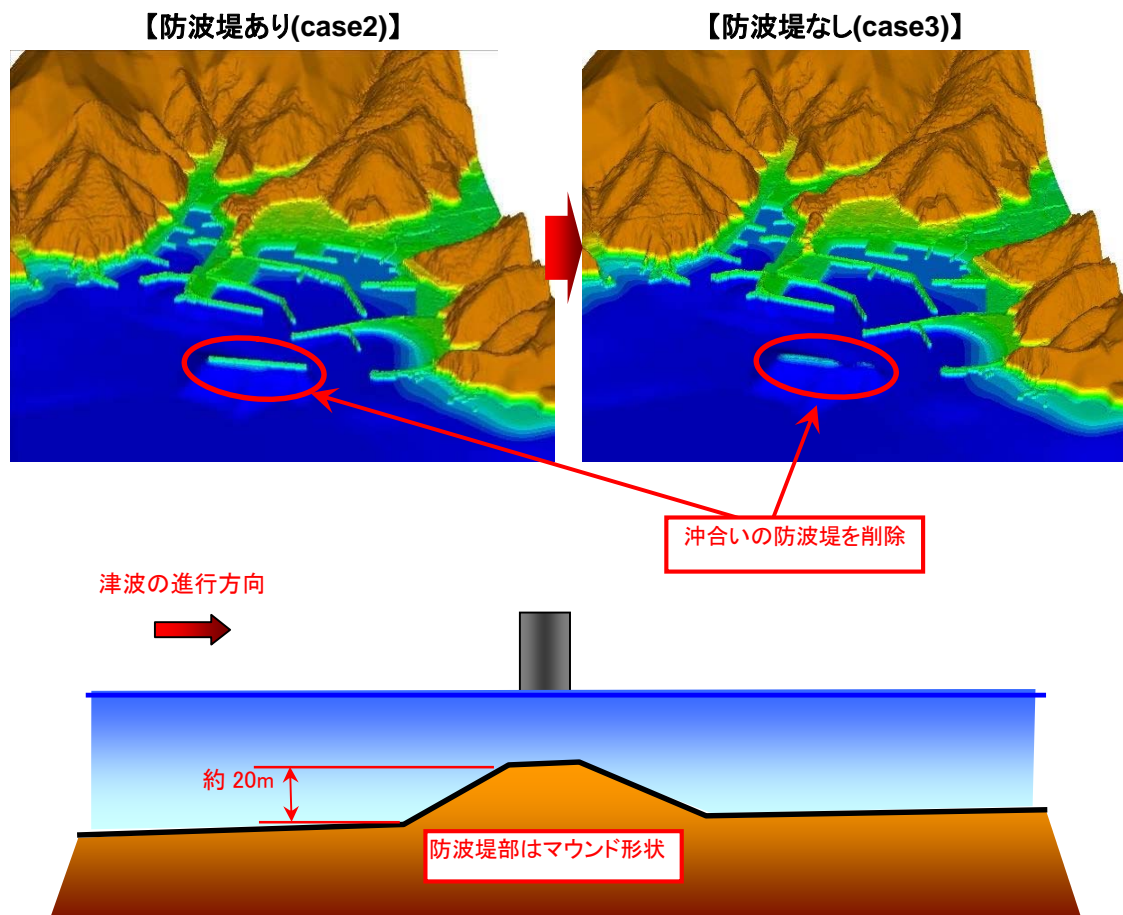


図 3-4-1 防波堤の有無による地形標高コンター



### 3-4-2 検討結果

Case 3 (防波堤なし)における地形変化および最大流速分布を図 3-4-2 に示す。なお、図 3-4-2 には、比較対象として case2 (防波堤あり)における地形変化、最大流速分布も併せて示す。

図 3-4-2 より、Case 3 (防波堤なし)では、防波堤付近で高流速域を形成し大きな侵食が示されている。これは、前述のとおり、防波堤付近がマウンド形状となっているため、水深の急激な低下に伴う流速の増大により大きくフラッシュされたものと推測される。また、case2 (防波堤あり)に比べて、港口部では突堤の先端 (Point 2 周辺) の侵食が助長されていること、防波堤背後 (領域 A 周辺) の堆積域が減少していることが示される一方で、港内や港奥については概ね同様の傾向を示している。

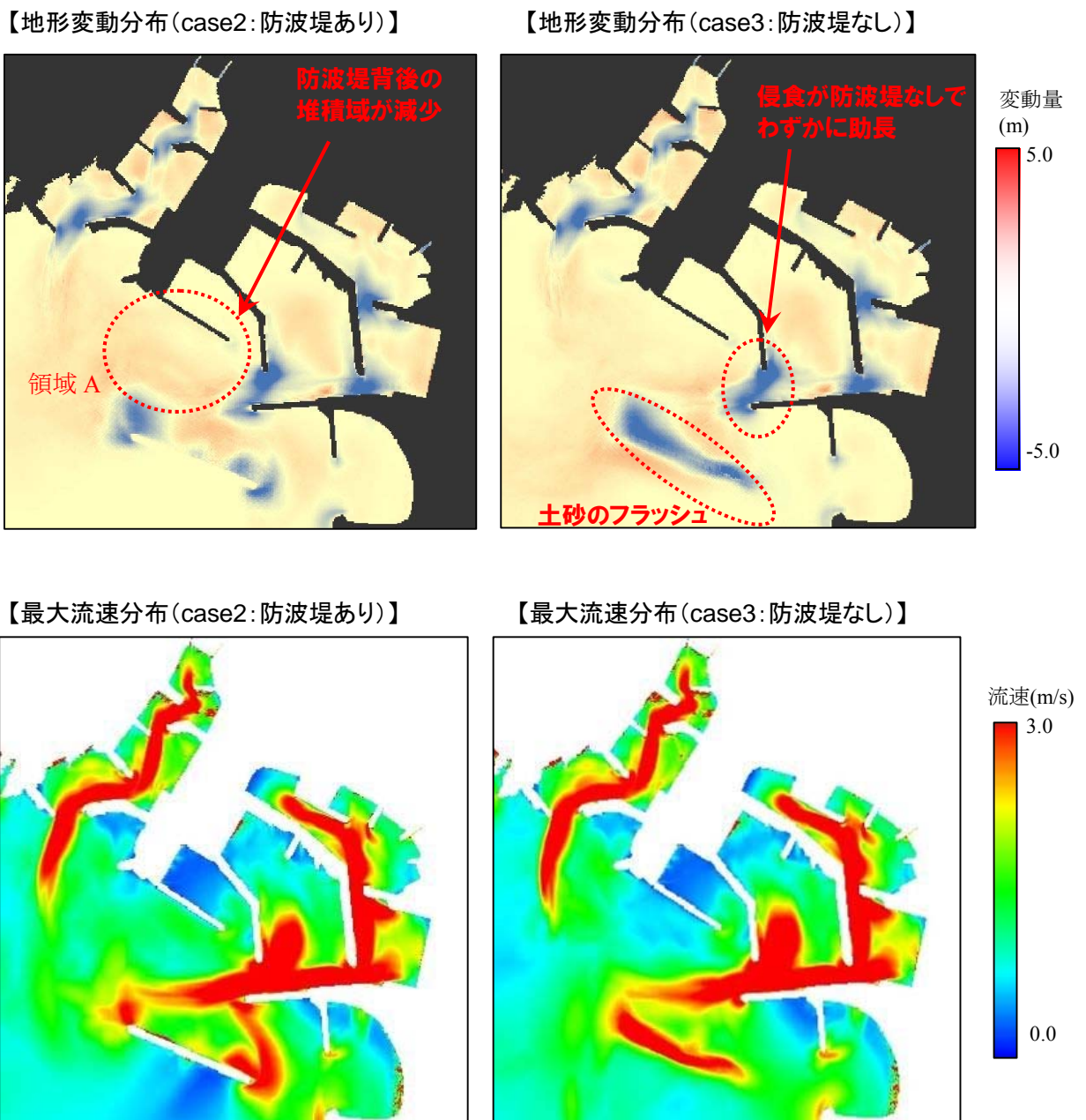


図 3-4-2 防波堤の有無による津波前後の地形変動分布 (上) および最大流速分布 (下) の比較



ここで、時系列的な流速分布および地形変化の比較を図 3-4-3～図 3-4-6 に示す。

図 3-4-3～図 3-4-6 より、押し波来襲時の 40 分経過時においては、地形変動にほとんど違いは見られないが、沖合防波堤後方の高流速域では、case2（防波堤あり）の方がやや流速が大きくなっており、沖合防波堤による減勢の影響が伺える。

続いて、来襲後の 50 分経過時では、Point 2 周辺の侵食域は、ごくわずかではあるが Case 3（防波堤なし）で助長されており、津波が減勢することなく港口部に侵入し、侵食を促進させたものと推測される。

一方、引波後の 60 分～70 分経過時は、防波堤背面の流速域に大きな違いが見られ、港口から沖合にかけて障害物がない Case 3（防波堤なし）に対して、Case 2（防波堤あり）では港口からの引き波を防波堤が阻害しており、高流速域を領域 A の方向へ歪め、周辺部の滞留域を助長させていることがわかる。また、これに伴い、領域 A 周辺の堆積域が拡大していることが判断できる。

以上より、沖合の防波堤は、押し波時の津波の減勢効果に少なからず寄与する反面、引き波時に港口から沖合にかけての障害となり土砂流出を抑制させている可能性がある。これは、港口部での堆積を助長させる傾向にあり、被災後の航路を活かした救援・復旧活動を検討する上で、事前に検討しておくべき課題であるといえる

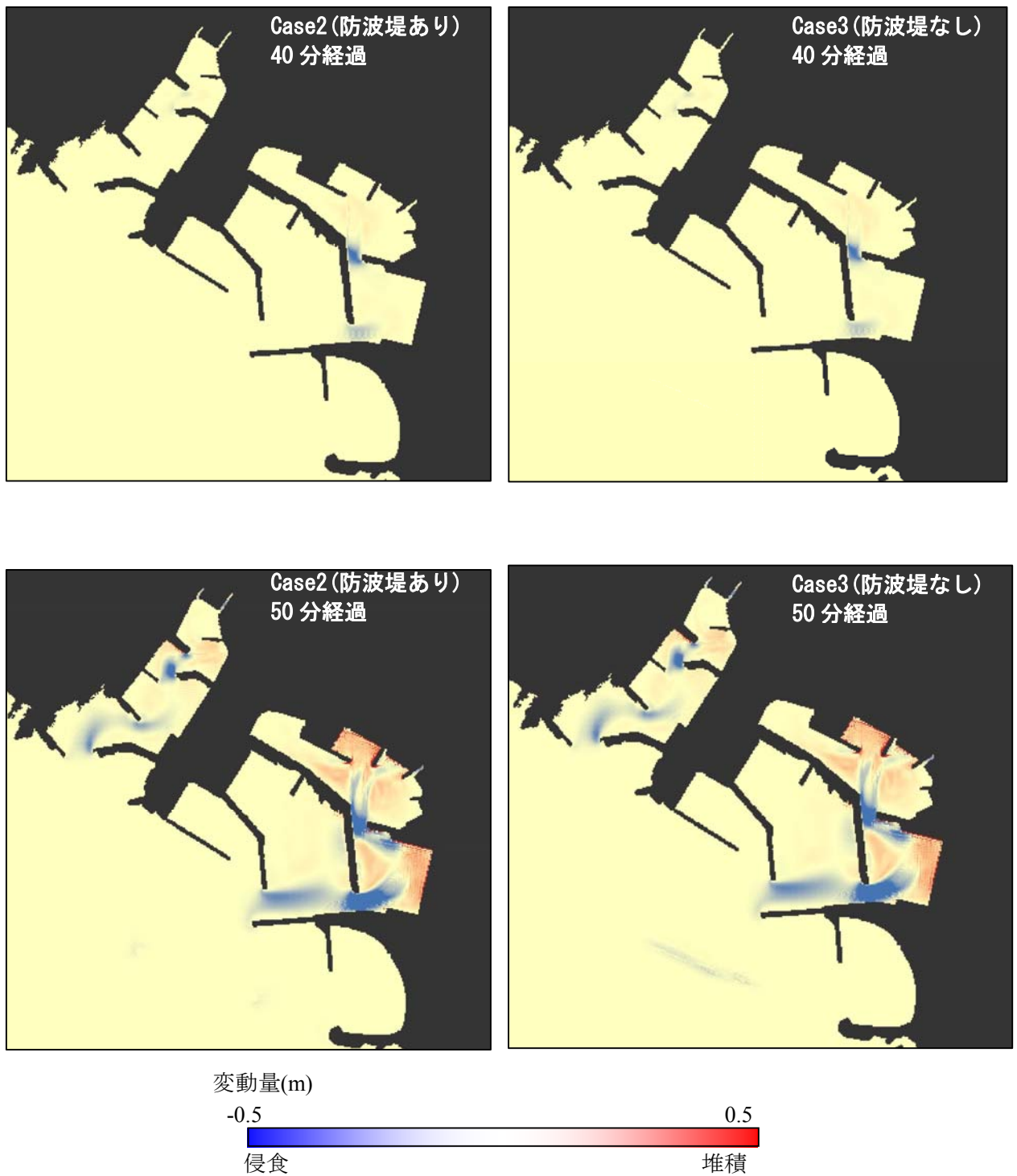
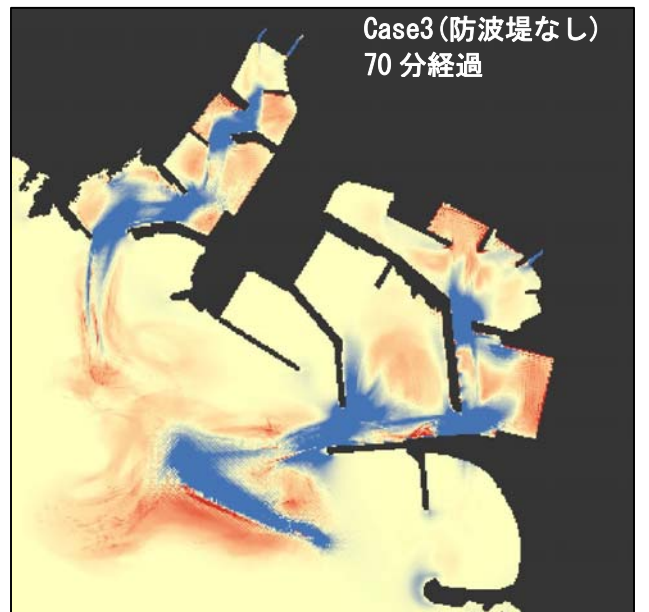
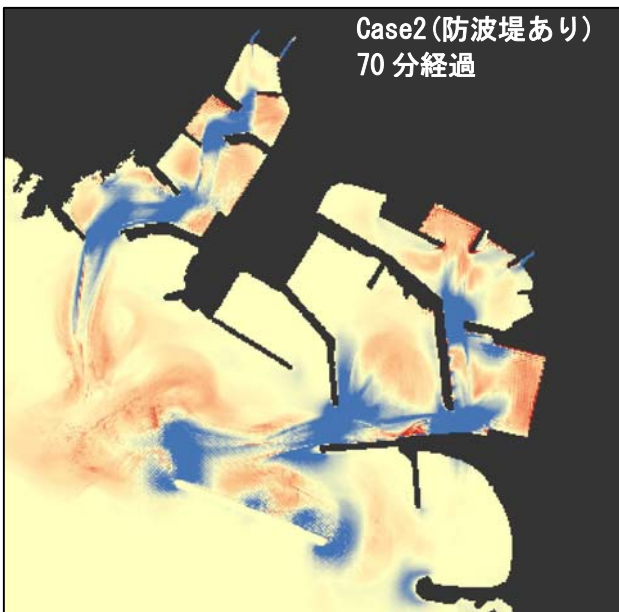
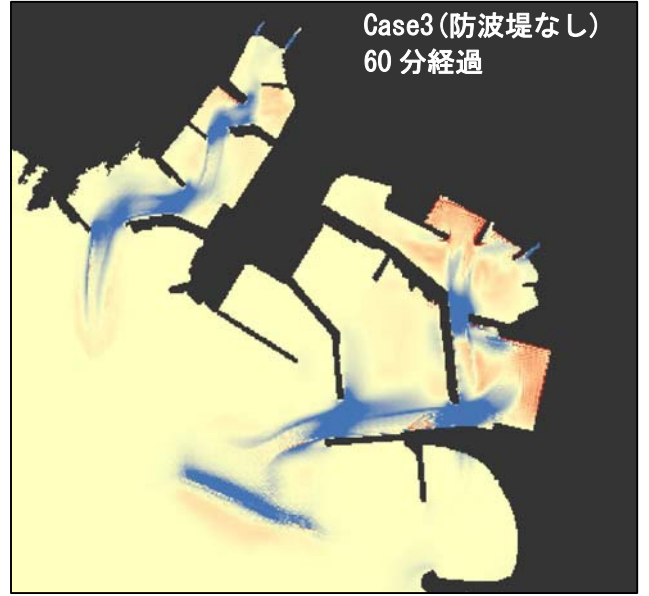
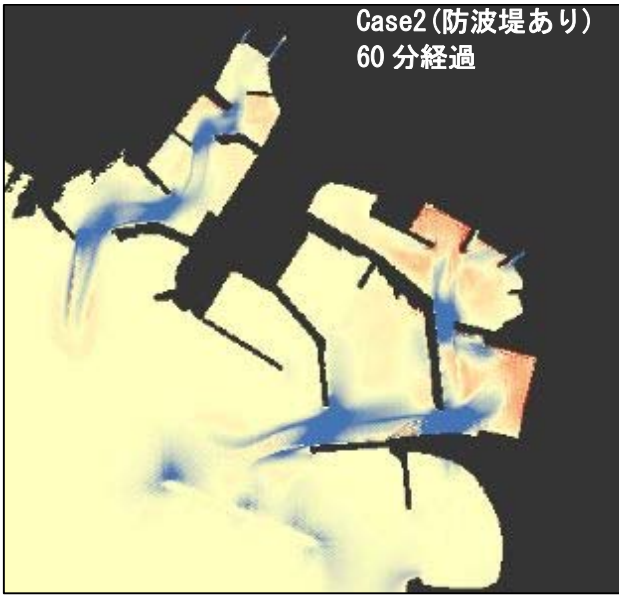


図 3-4-3 防波堤の有無による時系列的な地形変化の比較 (1/2)



変動量(m)

-0.5

0.5

侵食

堆積

図 3-4-4 防波堤の有無による時系列的な地形変化の比較 (2/2)

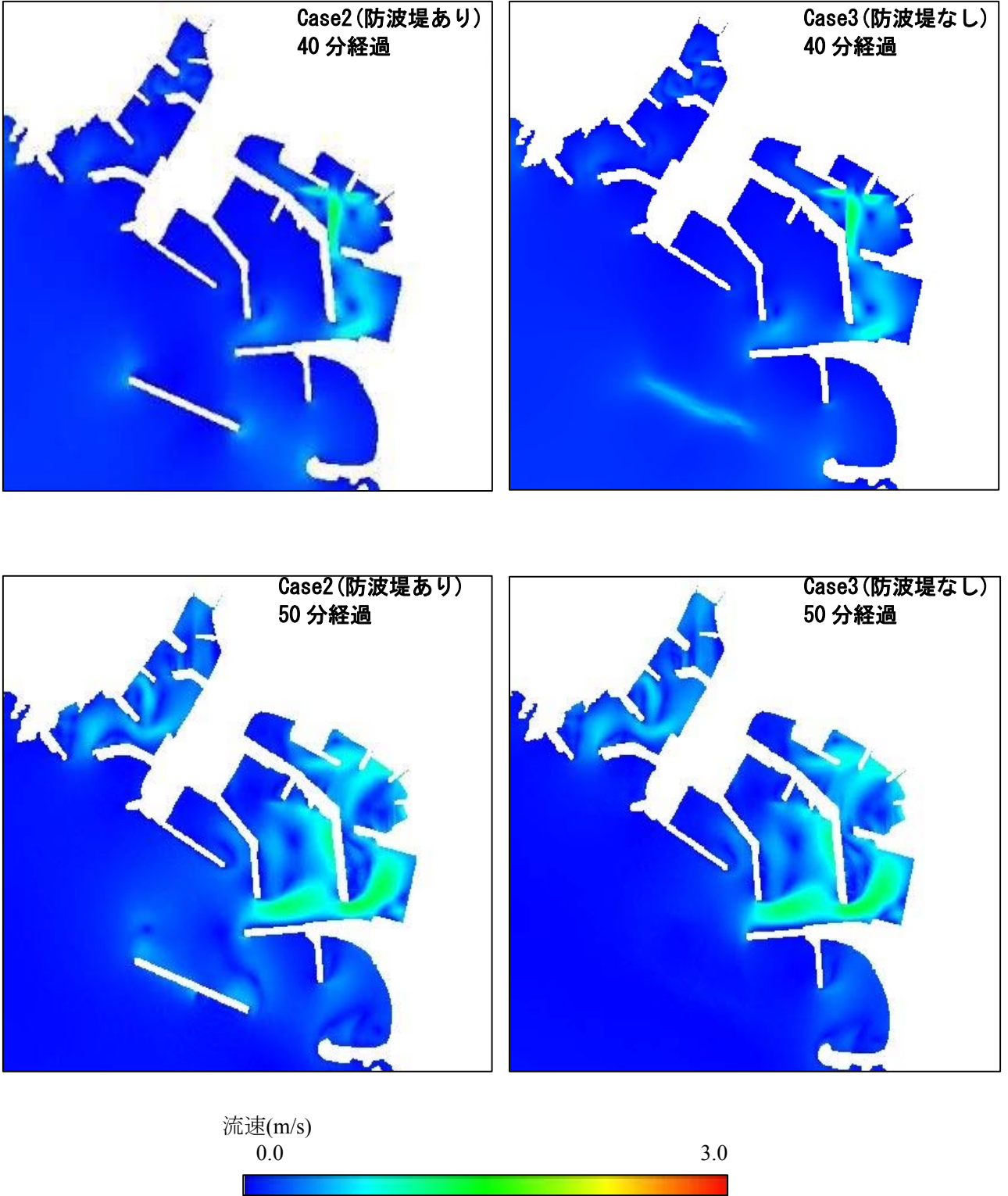


図 3-4-5 防波堤の有無による時系列的な平面流速分布の比較 (1/2)

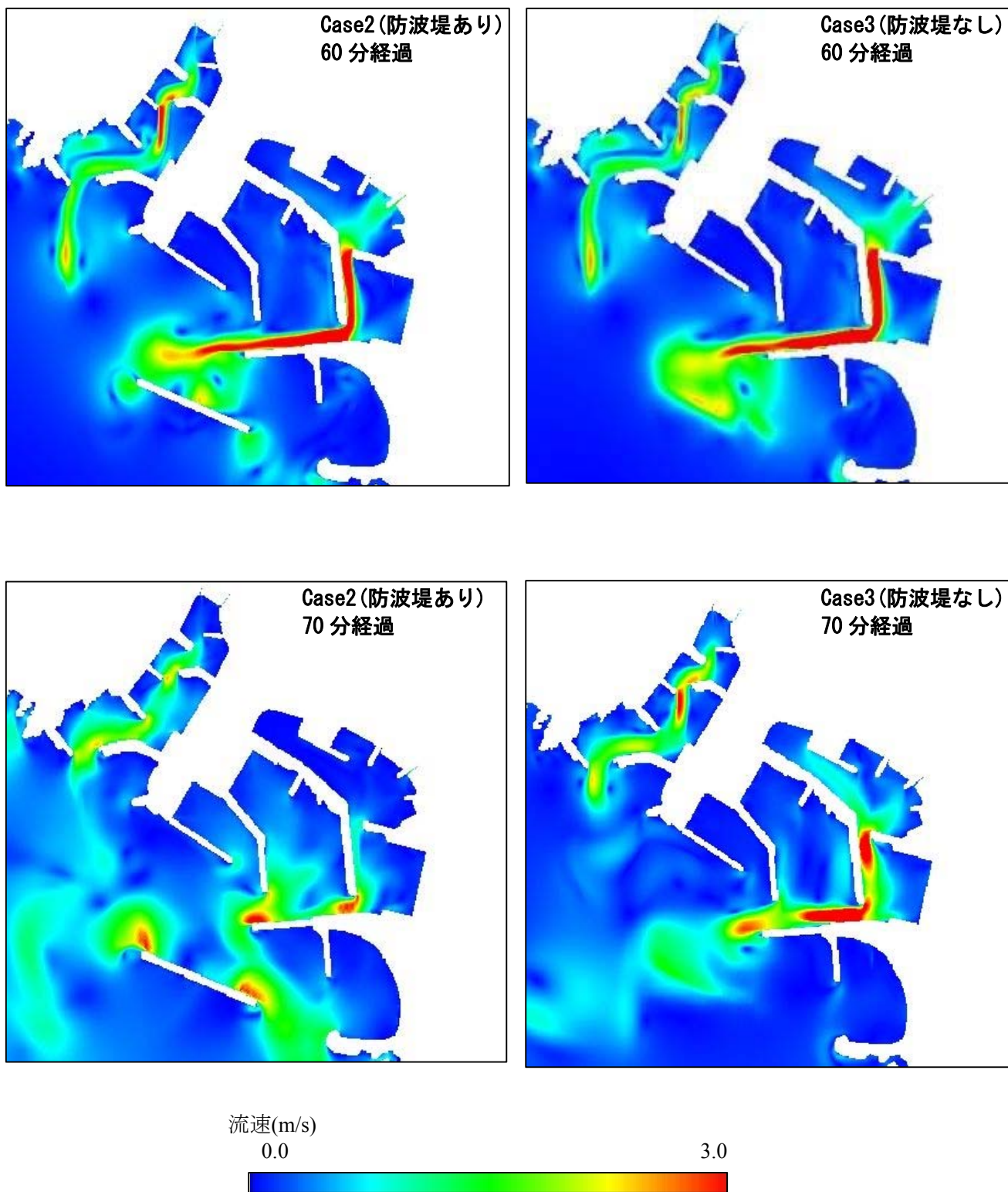


図 3-4-6 防波堤の有無による時系列的な流速分布の比較 (2/2)



### 3-5 本章のまとめ

津波による土砂移動評価の重要性が再認識されるなか、自然的な地形条件の影響が支配的な気仙沼湾では、水位や地形変動分布の実測データが比較的充実しており、湾内の流況や土砂移動特性についての考察が可能である。

一方、複雑な人工構造物が入り組む実港湾地形を対象とした津波による土砂移動の分析事例は、実測データが乏しいことと相まって、極めて少ない状況にある。本節では、これらの点に着目し、人工構造物が入り組む複雑な実港湾地形を対象に、高橋モデルを適用した津波移動床計算を実施し、高橋モデルの適用性を検証するとともに流況や土砂移動特性等の分析を行った。また、底質の移動条件の有無による流況への影響や防波堤の有無による土砂移動への影響等を考察することで、津波防災の観点から実務面において配慮すべき課題等について整理した。

本章の検討結果をまとめると以下のとおりである。

- 複雑な実港湾地形に対して、より緻密なメッシュサイズ（2m）で地形データを構築の上、高橋モデルを適用した結果、防波堤先端部の局所流や局所洗掘など一般的な知見に基づき想定される流況および地形変化と相違ない傾向を示している。このことから、緻密なメッシュサイズ（2m）においても高橋モデルは適用可能であるといえる。
- 水位が低く港湾施設により進行経路が限定される引き波時の方が、高流速域が発達し、港湾施設基礎部等への局所侵食が懸念される。
- 津波来襲後の堆積域は、その過程で侵食に転じている可能性があり、同等の地形条件を有する他の港湾施設においても、津波来襲後の最終的な地形変動分布だけでなく、時系列的な地形変動過程の把握も必要であるといえる。
- 固定床計算と移動床計算では水位の違いはほとんど生じない。一方、流速は、後続波において局所侵食箇所の流速を過大に評価する恐れがあるが、安全側の評価となるため、実務面においては大きな支障はないといえる。
- 沖合に位置する防波堤は、押し波時の津波の減勢効果に寄与する反面、引き波時に土砂流出の障害となり、港口部など復旧拠点として重要な役割を担う範囲に過剰な土砂堆積を招く恐れがある。

以上より、人工構造物が入り組む複雑な実港湾施設では、人工構造物が流況や土砂移動に大きな影響を及ぼしており、構造物の健全性の評価から引き波時の局所洗掘は、特に憂慮すべき課題といえる。また、津波波高の減衰効果に寄与する防波堤は、設置位置の条件によっては予期せぬ過剰な堆積域を形成させる恐れがあるため、この点においても十分憂慮しておく必要があるといえる。

## 第4章 2011 東北津波の再現性検証

これまで提案されてきた津波移動床モデルの多くは、津波による地形変動実績データの乏しさから、実地形を対象としたモデルの妥当性検証が十分に行えておらず、気仙沼湾に來襲した 1960 年チリ津波などごく一部に限定されている。加えて、これらのごくわずかな地形変動実績データのほとんどは、十分な計測精度を保持しているとは言い難く、津波移動床モデルの妥当性検証に使用するデータとしては、本来適切なデータとはいえない。

一方で、第 2 章で示したとおり、2011 東北津波では、気仙沼湾において C3D を用いた詳細かつ精度の高い地形データを計測できており、津波移動床モデルの妥当性を検証するデータとしては非常に有用なデータである。

ここで、高橋モデル<sup>8)</sup>においては、1960 年チリ津波を対象にモデルの妥当性を検証しているものの、実測データ自体の精度上の課題も残り、モデルの妥当性や現状の課題の分析等においては、より精度の高い実測データでの検証が必要といえる。

このため、本章では、精度の高い実測データが整理されている 2011 東北津波を対象に、高橋モデルによる津波移動床計算を実施し、あらためて、高橋モデルの妥当性検証を行うとともに実績との乖離点を整理し、高橋モデルの課題の抽出を行うことを目的とする。

### 4-1 2011 東北津波の概要

2011 東北津波の要因となった東北地方太平洋沖地震は、2011 年 3 月 11 日 14 時 46 分、牡鹿半島の東南東約 130km 付近の太平洋の海底、深さ約 24km を震源として発生した。太平洋プレートと北アメリカプレートの境界域(日本海溝付近)における海溝型地震で、震源域は岩手県沖から茨城県沖にかけての幅約 200km、長さ約 500km、およそ 10 万 km<sup>2</sup> の広範囲に亘る。

地震の規模を示すマグニチュードは Mw9.0 で、大正関東地震(1923 年)の 7.9 や昭和三陸地震(1933 年)の 8.4 をはるかに上回る日本観測史上最大であるとともに、世界でもスマトラ島沖地震(2004 年)以来の規模で、1900 年以降でも 4 番目に大きな超巨大地震であった。

東北地方太平洋沖地震は、甚大な被害の根源となる巨大津波(以下、2011 東北津波)を引き起こした。この津波は、海岸から最大 6km 内陸まで浸水し、岩手県三陸南部、宮城県、福島県浜通り北部では津波の高さが、平均的に 8m~9m に達した。また、最大遡上高は、明治三陸地震(1896 年)の津波を上回る 40.1m(岩手県大船渡市)を記録するなど(図 4-1-1)、震源域に近い東北地方太平洋沿岸に甚大な被害をもたらした。加えて、2011 東北津波は、関東地方の太平洋沿岸にも被害をもたらしたほか、環太平洋地域を中心に世界の海岸にも影響が及んだ。

2011 東北津波は、岩手県、宮城県、福島県の 3 県において、特に被害が大きく、地震による死者・行方不明者計約 2 万人に上り、大半は上記の 3 県が占めている。



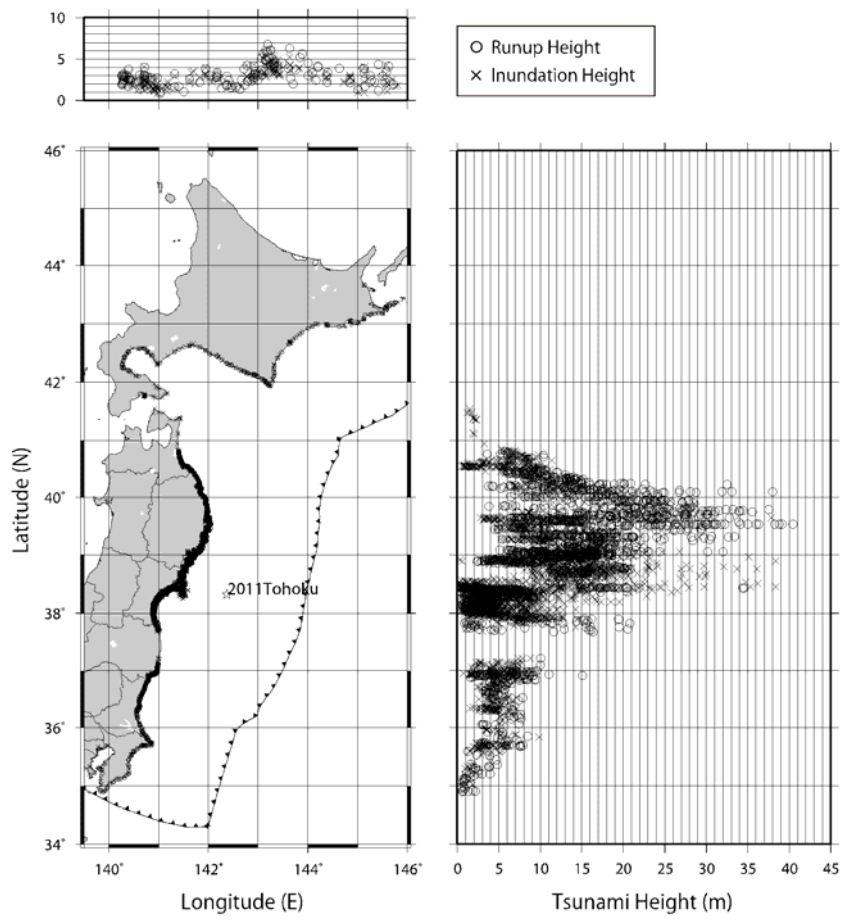


図 4-1-1 2011 東北津波による沿岸部の津波高・浸水高<sup>23)</sup>

東北地方沿岸部の中心付近に位置する宮城県気仙沼湾は、リアス式海岸の特徴を呈し、長い湾の湾奥に位置するため、古くから津波波高が増大しやすい地形特性として知られている。気仙沼では、東北地方太平洋沖地震の発生に伴い、気仙沼市赤岩で震度 6 弱、本吉町および笹が陣で震度 5 強を記録するとともに、津波により流出した石油の引火による広域火災も発生し、甚大な被害を受けた。

気仙沼湾に来襲した津波の津波水位は、気仙沼湾周辺に位置する験潮所が軒並み破壊されたため、実測値は残されていないものの、沖合の GPS 波浪計では、最大約 6m 程度の高さとなっている。また、津波来襲後の原口ら<sup>26)</sup>の津波痕跡調査によれば、気仙沼湾周辺は広い範囲に亘って浸水し、津波浸水高は概ね 4~7m 程度となっており、最大で 12.1m を記録している(図 4-1-2 参照)。

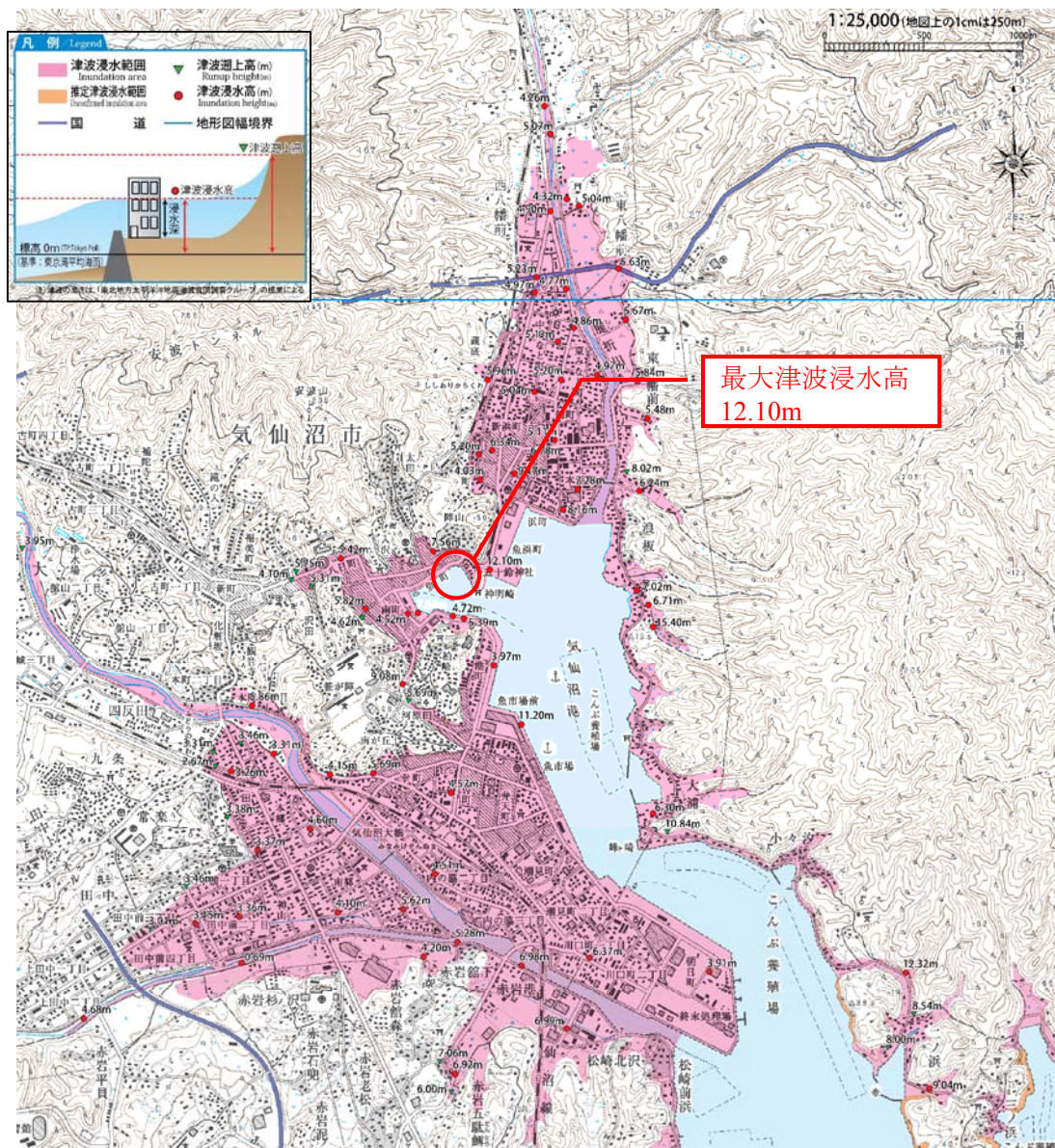


図 4-1-2 2011 東北津波における気仙沼湾での浸水実績<sup>26)</sup>

## 4-2 検証条件

### 4-2-1 検証の流れ

津波移動床計算は、流れが底面付近に影響を及ぼす浅海域においての必要性は高いものの、水深が深い深海域では、底面付近への影響は小さいため、計算の必要性は低いといえる。また、津波移動床計算で求められる湾内・港内での堆積・侵食域を評価するためには、スケールの小さいきめ細やかな地形分布等を用いる必要があり、高解像度の計算メッシュが求められる。加えて、移動床計算は、固定床の計算に比べ流砂の連続式等が追加されるため計算負荷が高くなり、一般的な津波シミュレーション（非線形長波理論に基づく固定床での平面二次元解析による計算で以下、『津波シミュレーション』と示す）（国土交通省，2012）<sup>30</sup>で実施されることの多い断層域を含む広範囲の計算を行うことは得策ではない。

このため、津波移動床計算では、対象とする港湾区域に計算領域を絞って実施し、境界条件として領域境界に侵入する津波（海面変動データ）を与える。

津波移動床計算の実施にあたっては、①計算領域の領域境界に侵入する津波（海面変動データ）を推定し、②①で推定した津波（海面変動データ）を境界条件に与えることで行う。ここで、津波移動床計算の領域境界は、対象とする港湾区域の地形特性等を考慮して任意に設定するため、領域境界に進入する津波（海面変動データ）は、津波シミュレーションを用いて推定することとした。

## 4-2-2 津波シミュレーションにおける検討条件の作成

津波シミュレーションは、波源を包括する広域の津波伝播を取り扱う必要があるとともに、対象となる海岸は詳細に地形近似する必要があるため、格子間隔を小さくする必要がある。ただし、全ての領域を細かい格子で計算した場合、計算容量・計算時間の両面から非効率的となるため、沖側から沿岸にかけて格子間隔を順次小さくしながら計算領域を格子間隔の異なる複数領域に分割し、各領域を連結して同時計算を行う方法(ネスティング手法)が採用されている。

本検討においても、ネスティング手法を採用し、波源域を含む 1,350m 四方の第 1 領域から気仙沼湾を包含する 50m 四方の第 4 領域まで 1/3 間隔で、順に小さくしたメッシュ領域を作成した。

### (1) 計算領域・地形データの設定

内閣府中央防災会議では、東北地方沿岸を対象とした津波シミュレーションの計算領域・地形データを作成している（以下、内閣府データ）(内閣府, 2006)<sup>31)</sup>。また、宮城県でも、同様に地震被害想定調査において、津波シミュレーションを実施するための計算領域・地形データを作成している（以下、宮城県データ）(宮城県, 2011)<sup>32)</sup>。ここで、宮城県データは、第 1 領域を 450m メッシュとし、第 3 領域の 50m メッシュまで、1/3 間隔で順に小さくした計算領域を設定しており、内閣府データに比べて、より緻密に港湾区域内等の地形形状を表現している。一方で、宮城県データの第 1 領域は、2011 東北津波の断層範囲を全て包含していないという課題も有するため、本研究では、第 1 領域として内閣府が公表する第 1 領域(1350m)を採用し、第 2 領域～第 4 領域は、宮城県が採用する第 1 領域～第 3 領域を採用した（表 4-2-1 参照）。

次頁の図 4-2-1～図 4-2-2、メッシュ領域を、また、図 4-2-3～図 4-2-6 に各領域の地盤高コンターを示す。また、各領域情報等を表 4-2-2 に示す。なお、座標系は、内閣府データが日本測地系、宮城県データが世界測地系で整備されていたため、内閣府データを世界測地系へ変換し、世界測地系に統一の上、使用した。

表 4-2-1 計算領域・地形データの出典

データ名	データ詳細	出典
①地形標高メッシュ	<ul style="list-style-type: none"> <li>・ 1350m メッシュ～50m メッシュの地形標高</li> <li>・ 日本測地系</li> </ul>	・ 内閣府提供データ
②地形標高メッシュ	<ul style="list-style-type: none"> <li>・ 450m メッシュ～50m メッシュの地形標高</li> <li>・ 世界測地系</li> </ul>	・ 宮城県提供データ

表 4-2-2 計算領域の情報<sup>31),32)</sup>

領域名	メッシュサイズ	測地系	UTM ゾーン	南西端の位置		メッシュ個数		メッシュ サイズ	接続位置	
				X	Y	X	Y		X	Y
Area1	1350m	世界測地系	54	149517	3488959	1000	1350	1350	—	—
Area2	450m	世界測地系	54	477100	4099950	900	1020	450	244	454
Area3	150m	世界測地系	54	529300	4220100	450	810	150	117	268
Area4	50m	世界測地系	54	545050	4293000	840	885	50	106	487

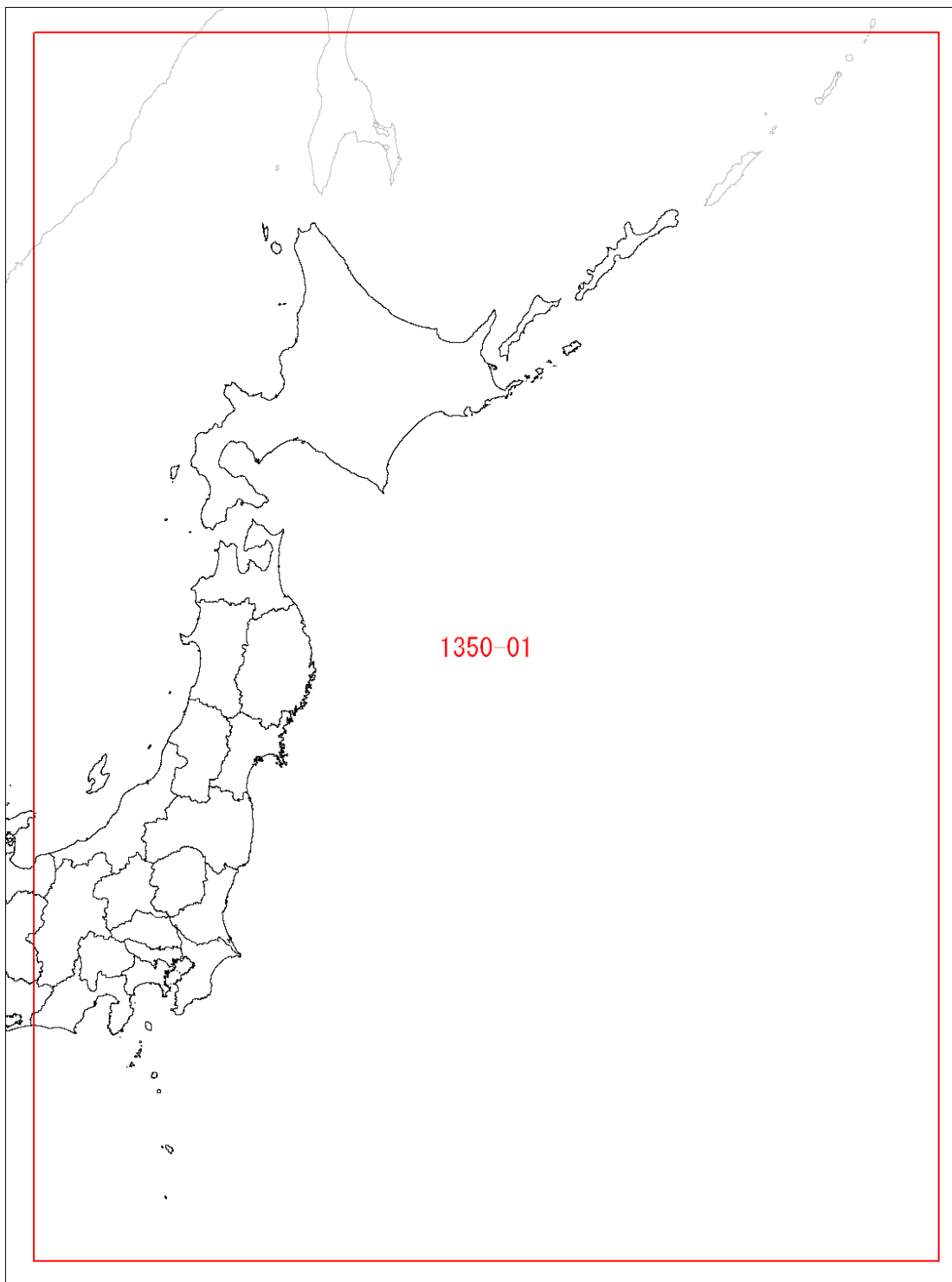


図 4-2-1 計算領域の図郭 (第1領域)<sup>31)</sup>



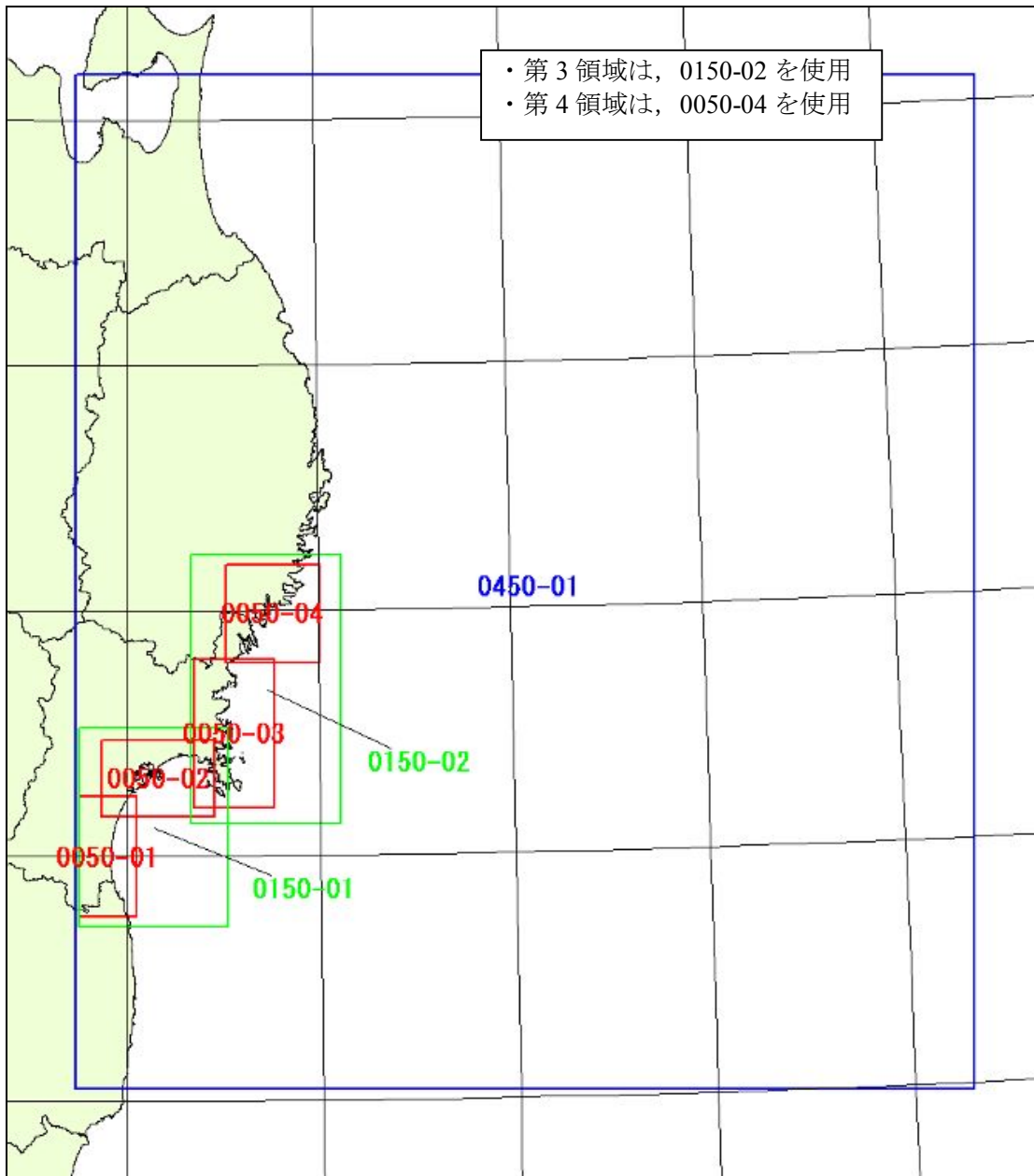
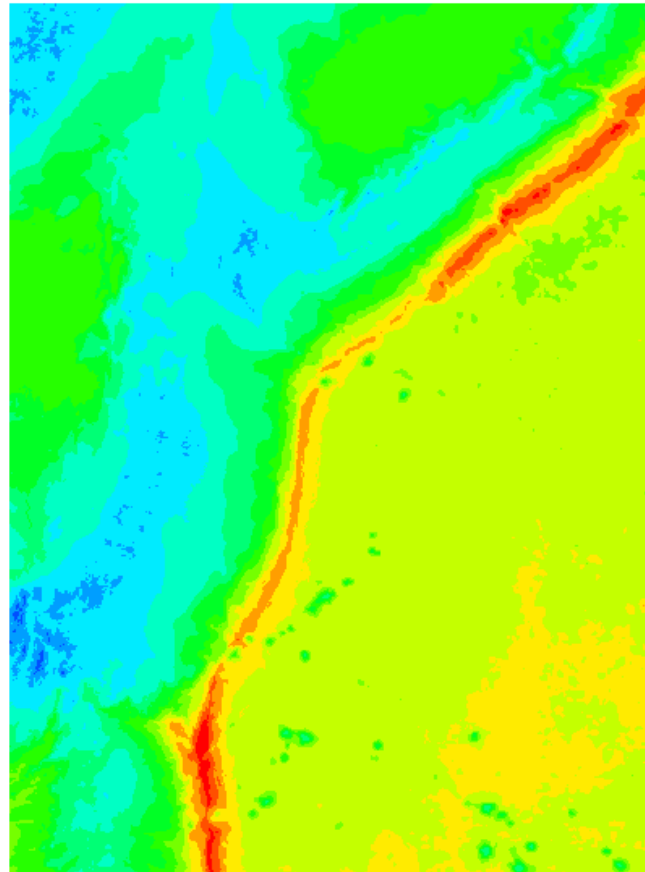
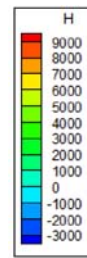


図 4-2-2 領域の図郭 (上 : 第 1 領域, 下 : 第 2 ~ 第 4 領域) <sup>32)</sup>



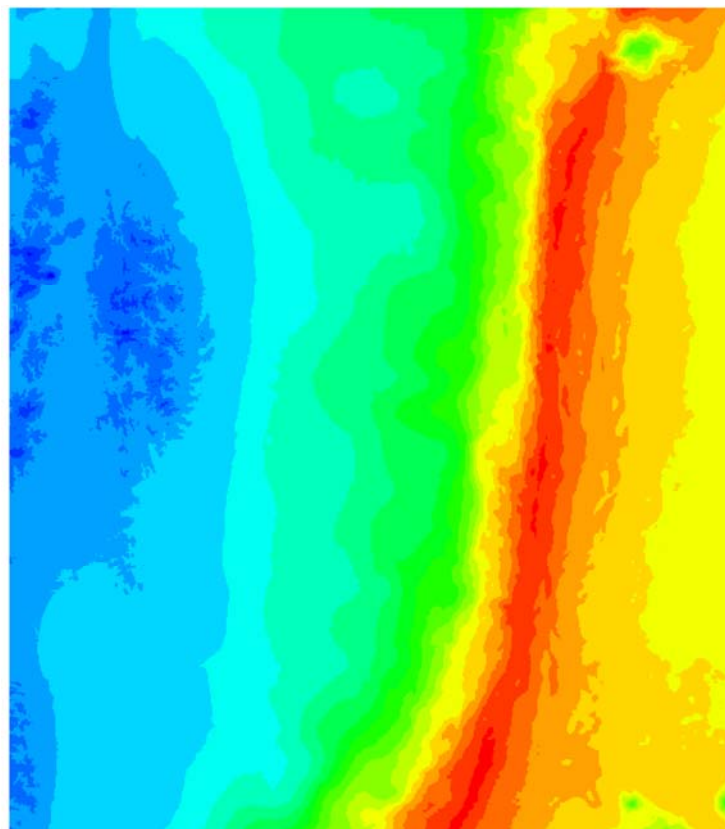


水深(m)

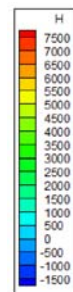


※海域が+，  
陸域が-である。

図 4-2-3 第1領域の地形標高コンター



水深(m)



※海域が+，  
陸域が-である。

図 4-2-4 第2領域の地形標高コンター

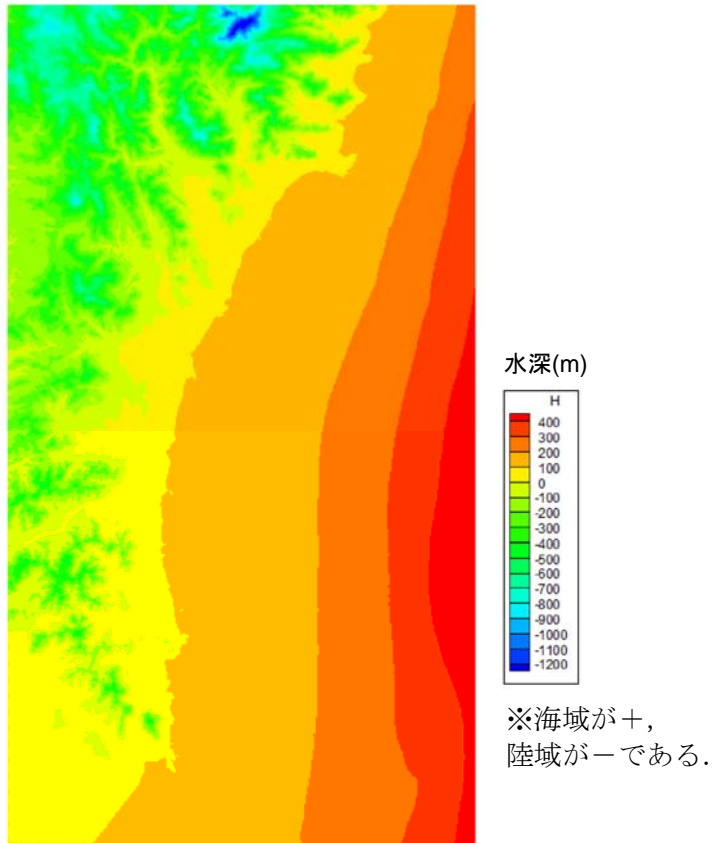


図 4-2-5 第3領域の地形標高コンター

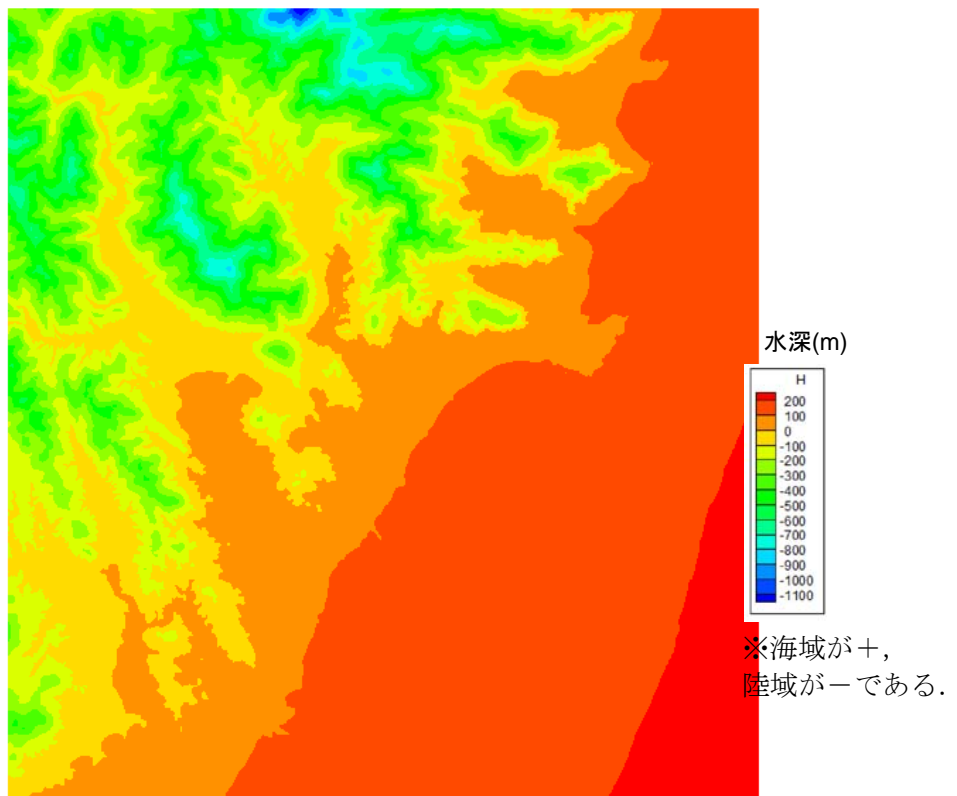


図 4-2-6 第4領域の地形標高コンター

## (2) 粗度係数・構造物データ

粗度係数は、津波の伝播状況を評価する上で、重要な諸条件である。ここで、粗度係数は、内閣府データ、宮城県データと整合を図ることとし、これらのデータの設定根拠となっている小谷<sup>28)</sup>らが提案する水域の粗度係数 0.025 を用いた。なお、今回の計算では、主に気仙沼湾沖の津波水位の推定が主目的であることや遡上により建物群が軒並み破壊されたことから、陸域については、その他（空地、緑地）の粗度係数 0.025 を採用した。

また、構造物については、上記の理由と同様、陸域への遡上計算の必要性が低いこと、実態として構造物が軒並み破壊されたことなどから、考慮しないこととした。

## 4-3 検討対象外力の推定

### 4-3-1 検討対象外力の推定方針

2011 東北津波を再現する断層モデルは、これまでに複数報告されている。このため、本研究では、これまで報告されてきた断層モデルの中で、特に実測データとの整合性が高いと判断できる下表に示す 2 つの断層モデルを用いて、津波シミュレーションを実施した。

表 4-3-1 本研究で使用する候補とした断層モデル

No	断層モデル	公表年	出典
1	内閣府モデル (2012) <sup>33)</sup>	H24. 3	南海トラフの巨大地震モデル検討会 第 12 回会合 <a href="http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/12/index.html">http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/12/index.html</a>
2	高川・富田モデル (2012) <sup>34)</sup>	H24. 11	時間発展を考慮した津波波源逆解析と観測点地盤変動量のリアルタイム推定 土木学会論文集 B2(海岸工学) Vol. 68

その後、津波シミュレーション結果を整理し、東北沿岸の沖合に設定されている GPS 波浪計（以下）の実測データと比較を行い、より再現性の高いモデルを採用することとした。



図 4-3-1 津波水位の検証地点

## 4-3-2 断層モデルの概要

### (1) 内閣府公表の断層モデル<sup>33)</sup>

#### 1) 概要

内閣府は、2012年3月1日の『南海トラフの巨大地震モデル検討会 第12回会合』において津波断層モデルを公表している。この津波断層モデルは、断層破壊が時間とともに進行し、宮城県から岩手県の手前寄りの沖合で大きな断層すべり領域を形成している。内閣府の報告によるとこの津波断層モデルで推計した津波は、津波襲来の時間的推移も含め、沖合で観測された津波波形や陸域の広い範囲への津波の浸水等、広い範囲で観測・調査された結果等と概ね一致しているとの見解が得られている。

なお、詳細については、参考文献<sup>33)</sup>を参照にされたい。

#### 2) 断層モデルの説明

2011 東北津波で得られた津波波形記録、地殻変動量および津波痕跡高記録を用いて、インバージョン解析により断層モデルを作成しており、断層面を98のブロックに分割し(走向方向14×傾斜方向7)、地震発生時刻を0秒として、次の①～⑤の時間ごとに各ブロックのすべり量を設定している。断層モデルのすべり量分布は図4-3-3に示すとおりである。

① 0～60秒、② 60～120秒、③ 120～180秒、④ 180～240秒、⑤ 240～300秒

断層すべりの立ち上がり時間(ライズタイム)は上記の①～⑤のそれぞれで60秒であり、60秒間にわたって同じすべり速度で断層面がすべるものとしている。断層すべりの概念図は図4-3-2に示すとおりである。

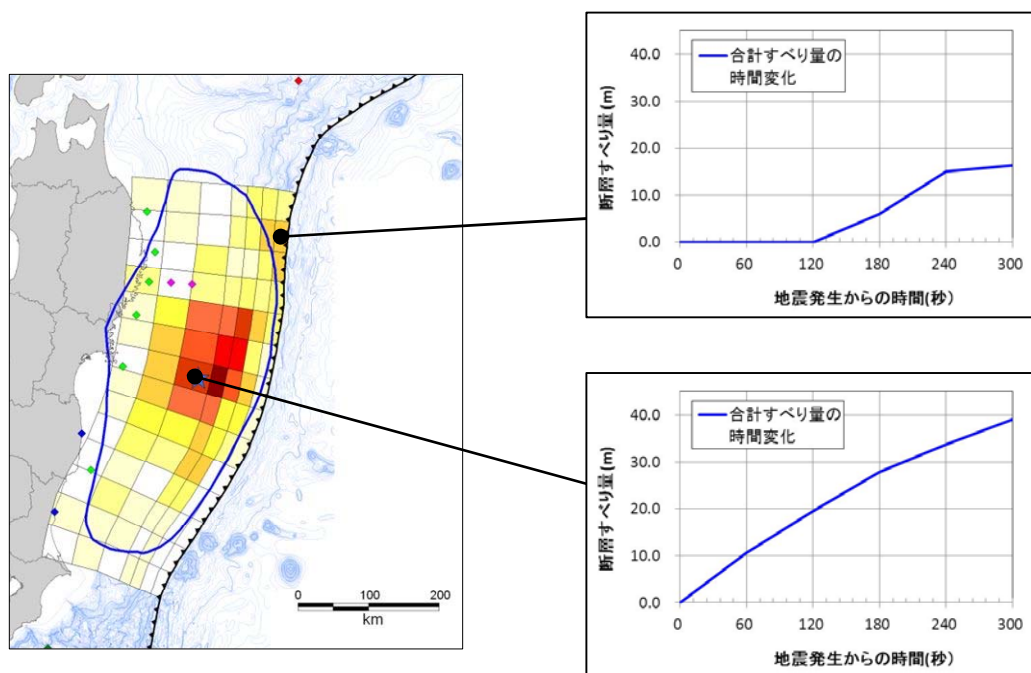


図 4-3-2 断層すべりの概念図<sup>33)</sup>



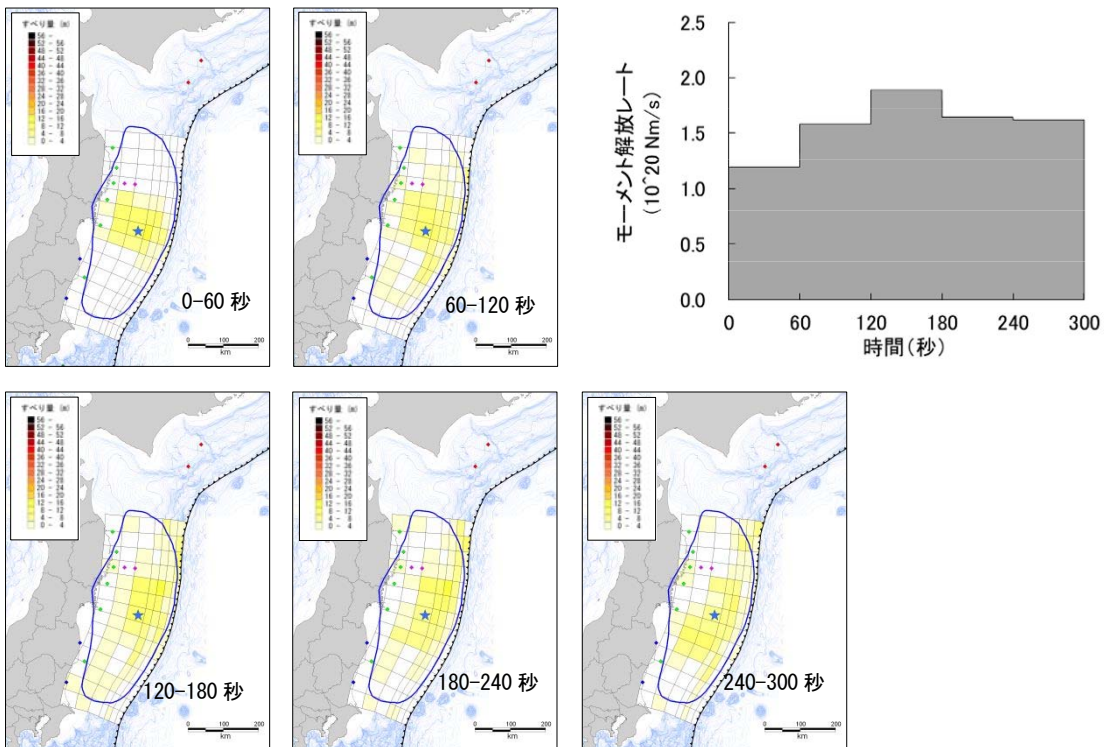
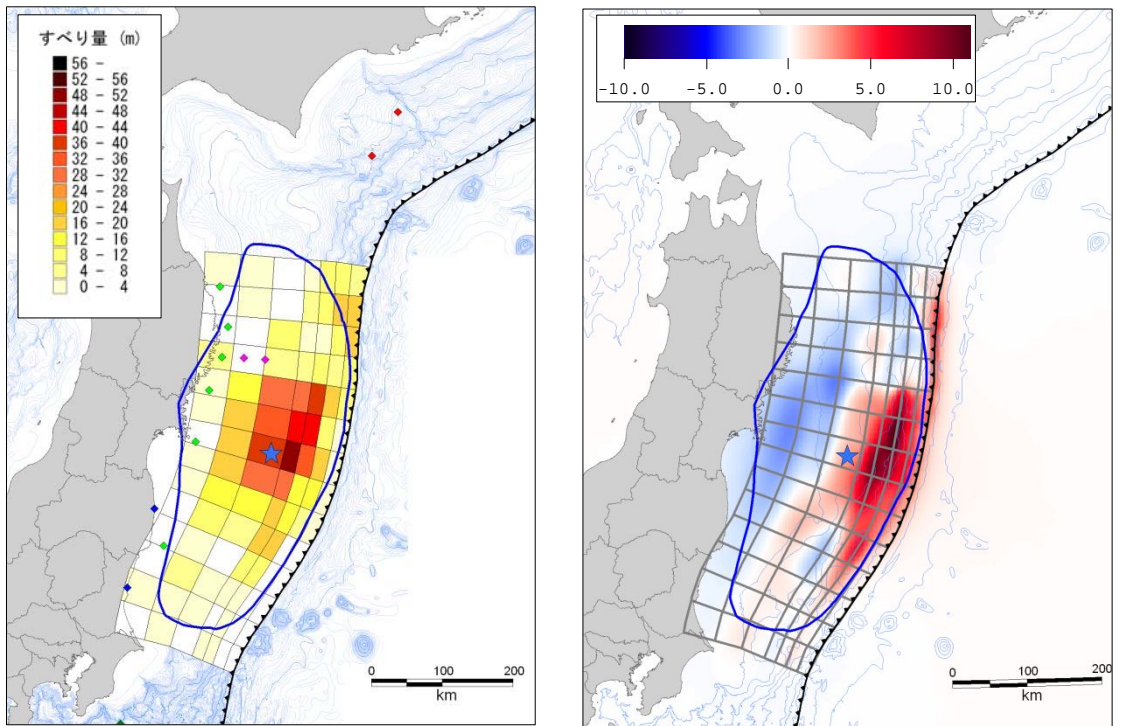


図 4-3-3 断層のすべり量分布および地殻変動量分布<sup>33)</sup>



## (2) 高川・富田の断層モデル<sup>34)</sup>

### 1) 概要

高川・富田らは、土木学会論文集 B2(海岸工学) Vol.68 において、時間発展を考慮した津波逆解析による津波断層モデルを推定している。高川・富田らの研究では、沖合波形から津波波源を推定する逆解析手法の拡張を行い、津波波源の空間分布に加えて、同じ場所が複数回に分かれて破壊されるような複雑な断層破壊過程をも再現可能なものとし、波源の推定精度と後続波波形の予測精度を向上させることを目的としている。

なお、推定した津波断層モデルによる津波シミュレーション結果は、沖合で観測された多くの津波波形と概ね一致していることを報告しており、精度の高い津波断層モデルとなっている。

### 2) 断層モデルの概要

津波断層モデルは、内閣府と同様、時間発展型としており、断層の変動の時間を以下の 5 段階に分割している。

① 7.7～ 27.7 秒, ② 43～63 秒, ③78.3～98.3 秒, ④113.6～133.6 秒, ⑤148.9～168.9 秒

地殻変動量は、幅 10 分のメッシュサイズごとに設定し、等間隔に 20 秒かけて変動するものとしている。下図に地殻変動量のトータルの分布を示すと共に、図 4-3-5 に上記時間ステップでの変動量を示す。ここで、高川・富田モデルでは、最大で約 14.3m の隆起、約 3.5m の沈下が生じている。

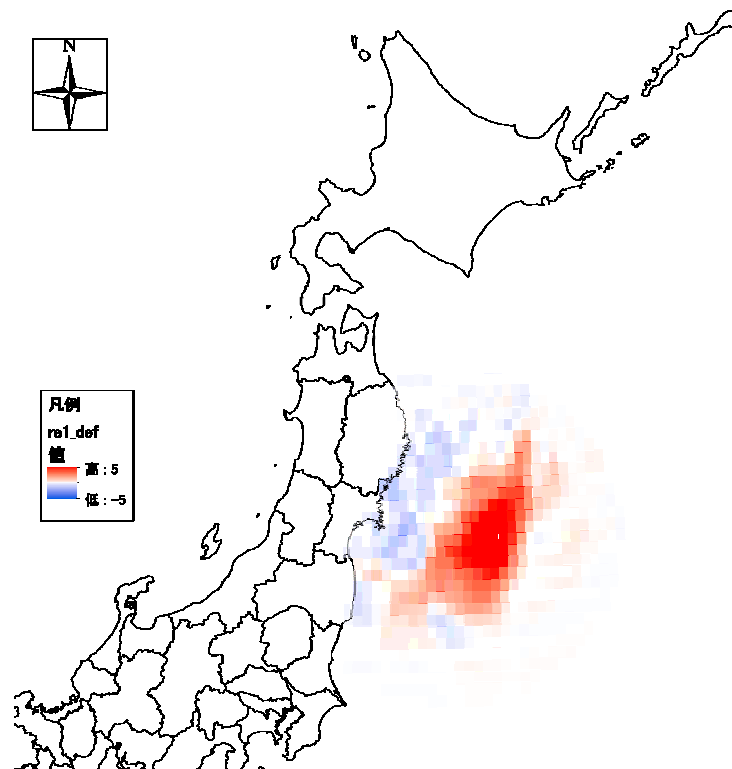


図 4-3-4 高川・富田モデルにおけるトータルでの地殻変動量

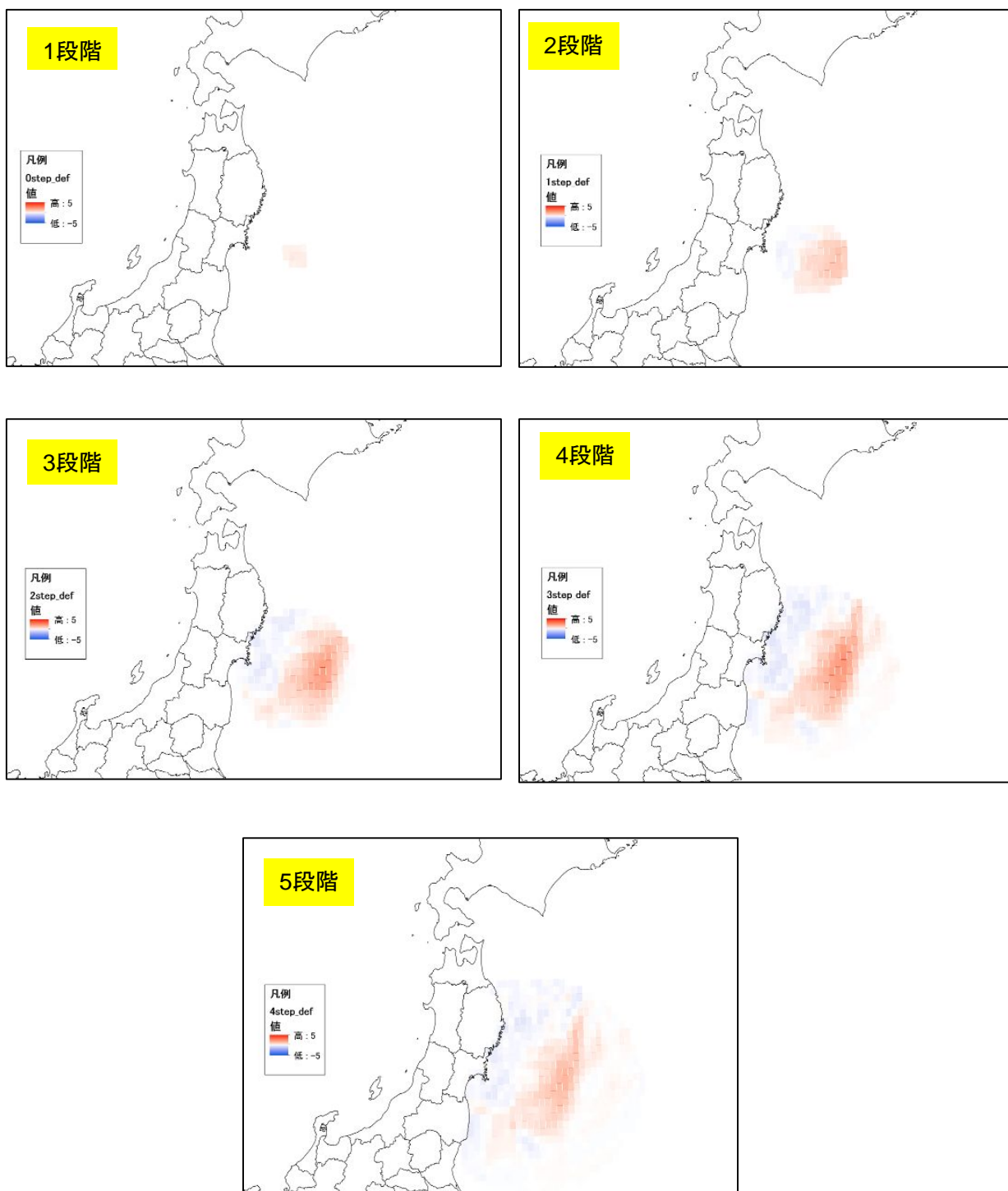


図 4-3-5 高川・富田モデルに各時間ステップでの地殻変動量

### 4-3-3 津波シミュレーションの実施

#### (1) 津波シミュレーションモデルの概要

##### 1) 基礎方程式

津波のように水深に対し波長の長い波（長波）の運動は，鉛直方向の流速を無視し，鉛直方向に積分された長波理論式によってあらわされる．ここでは，以下の式に示す非線形長波理論式を支配方程式として用いる．

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad \dots \dots \dots (4-1)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{MN}{D} \right) \quad \dots \dots \dots (4-2) \\ & = fM - gD \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{gn^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{N^2}{D} \right) \quad \dots \dots \dots (4-3) \\ & = -fN - gD \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{gn^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} \end{aligned}$$

ここで， $(x, y)$  : 水平座標， $\eta$  : 水位， $D = \eta + h$  : 全水深， $h$  : 静水深， $M = uD$  :  $x$  方向の単位幅あたり流量（線流量）， $N = vD$  :  $y$  方向の単位幅あたり流量（線流量）， $(u, v)$  : 断面平均流速， $f$  : コリオリ係数， $n$  : マニングの粗度係数である．

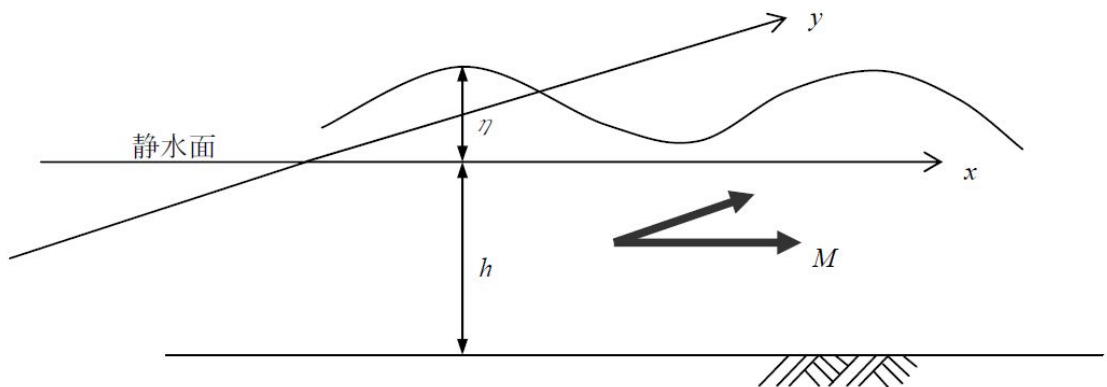


図 4-3-6 変数の配置

## 2) 差分スキーム

差分スキームは、空間差分には水位計算点と流量計算点が半メッシュずれたスタaggerド格子を用い、時間差分にはリーブ・フロッグ法を用いる ( $\Delta x = \Delta y = \Delta s$ : 計算格子間隔,  $\Delta t$ : 計算時間間隔). また運動方程式の移流項には一次風上差分を、摩擦項は不安定にならないよう陰的に差分化する. この手法における計算格子の模式図を下図に示す.

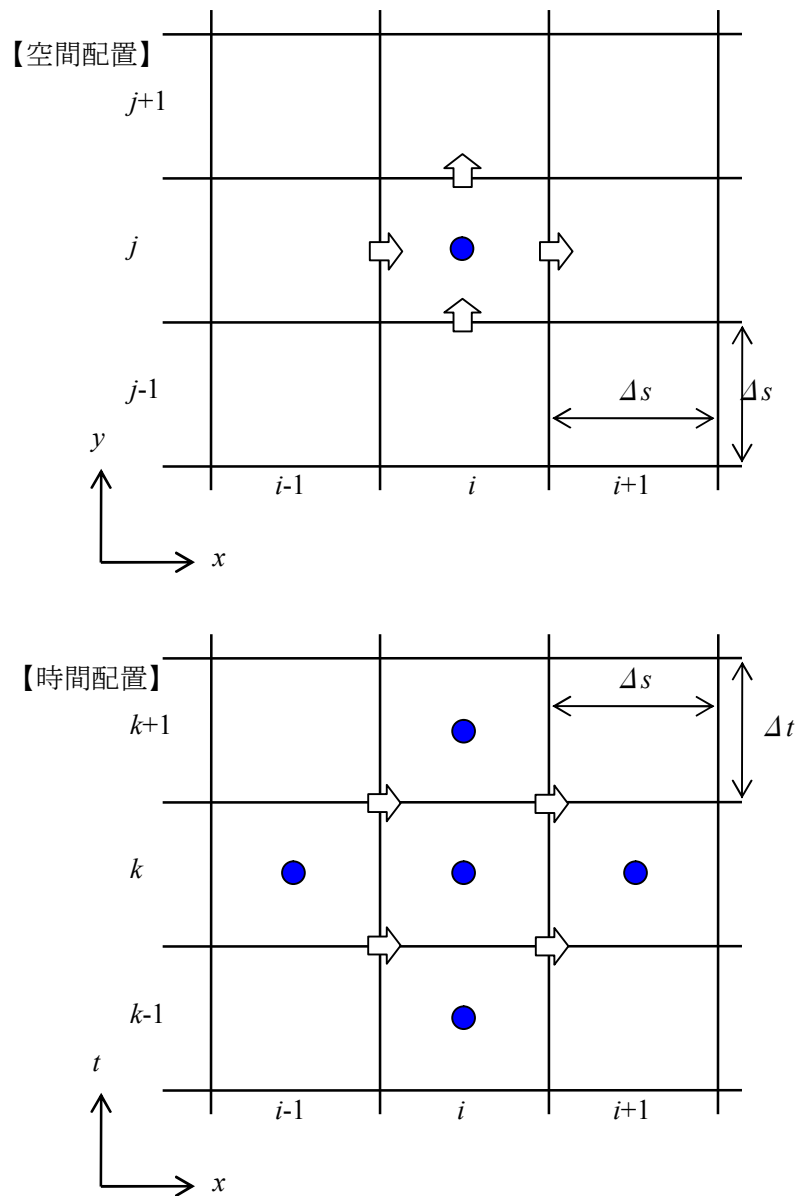


図 4-3-7 計算格子の模式図

連続式(式4-1)の各項の差分式は中央差分により次式のように表される。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = \frac{\eta_{i,j}^{k+1} - \eta_{i,j}^k}{\Delta t} \quad \dots \dots \dots (4-4)$$

$$\frac{\partial M}{\partial x} = \frac{M_{i+1/2,j}^{k+1/2} - M_{i-1/2,j}^{k+1/2}}{\Delta x} \quad \dots \dots \dots (4-5)$$

$$\frac{\partial N}{\partial y} = \frac{N_{i,j+1/2}^{k+1/2} - N_{i,j-1/2}^{k+1/2}}{\Delta y} \quad \dots \dots \dots (4-6)$$

$k$  時間の水位及び $(k+1/2)$ 時間の流量が既知であるとする、求めるべき未知数 $\eta_{i,j}^{k+1}$ は以下の式で求められる。

$$\eta_{i,j}^{k+1} = \eta_{i,j}^k - \frac{\Delta t}{\Delta x} (M_{i+1/2,j}^{k+1/2} - M_{i-1/2,j}^{k+1/2}) + \frac{\Delta t}{\Delta y} (N_{i,j+1/2}^{k+1/2} - N_{i,j-1/2}^{k+1/2}) \quad \dots \dots \dots (4-7)$$

次に運動方程式の差分化を示す。 $x$  方向の線形項のみ取り出すと、式(4-2)は以下のように示せる。

$$\frac{\partial M}{\partial t} + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0 \quad \dots \dots \dots (4-8)$$

$M_{i+1/2,j}^{k+1/2}$  を未知数とすると、式(4-8)は以下のように離散化できる。

$$M_{i+1/2,j}^{k+1/2} = M_{i+1/2,j}^{k-1/2} - gD_{i+1/2,j}^k \frac{\Delta t}{\Delta x} (\eta_{i+1,j}^k - \eta_{i,j}^k) \quad \dots \dots \dots (4-9)$$

ここで、全水深  $D$  は、静水深  $h$  と水位  $\eta$  より、以下の通りとなる。

$$D_{i+1/2,j}^k = h_{i+1/2,j} + \eta_{i+1/2,j}^k = h_{i+1/2,j} + 1/2(\eta_{i+1,j}^k + \eta_{i,j}^k) \quad \dots \dots \dots (4-10)$$

$y$  方向についても同様に、式(4.3)より次式が得られる。

$$N_{i,j+1/2}^{k+1/2} = N_{i,j-1/2}^{k-1/2} - gD_{i,j-1/2}^k \frac{\Delta t}{\Delta y} (\eta_{i,j+1}^k - \eta_{i,j}^k) \quad \dots \dots \dots (4-11)$$

$$D_{i,j-1/2}^k = h_{i,j-1/2} + \eta_{i,j-1/2}^k = h_{i,j-1/2} + 1/2(\eta_{i,j+1}^k + \eta_{i,j}^k) \quad \dots \dots \dots (4-12)$$

移流項については、計算の安定性を考慮して風上差分を用い、以下のように離散化できる。

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{M^2}{D} \right) = \frac{1}{\Delta x} \left( \lambda_{11} \frac{(M_{i+3/2,j}^{k-1/2})^2}{D_{i+3/2,j}^{k-1/2}} + \lambda_{21} \frac{(M_{i+1/2,j}^{k-1/2})^2}{D_{i+1/2,j}^{k-1/2}} + \lambda_{31} \frac{(M_{i-1/2,j}^{k-1/2})^2}{D_{i-1/2}^{k-1/2}} \right) \quad \dots \dots \dots (4-13)$$

$$\frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{MN}{D} \right) = \frac{1}{\Delta y} \left( \nu_{11} \frac{\left( M_{i+1/2,j+1}^{k-1/2} N_{i+1/2,j+1}^{k-1/2} \right)^2}{D_{i+1/2,j+1}^{k-1/2}} + \nu_{21} \frac{\left( M_{i+1/2,j}^{k-1/2} N_{i+1/2,j}^{k-1/2} \right)^2}{D_{i+1/2,j}^{k-1/2}} + \nu_{31} \frac{\left( M_{i+1/2,j-1}^{k-1/2} N_{i+1/2,j-1}^{k-1/2} \right)^2}{D_{i+1/2,j-1}^{k-1/2}} \right)$$

. . . . . (4-14)

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{MN}{D} \right) = \frac{1}{\Delta x} \left( \lambda_{12} \frac{\left( M_{i+1,j+1/2}^{k-1/2} N_{i+1,j+1/2}^{k-1/2} \right)^2}{D_{i+1,j+1/2}^{k-1/2}} + \lambda_{22} \frac{\left( M_{i,j+1/2}^{k-1/2} N_{i,j+1/2}^{k-1/2} \right)^2}{D_{i,j+1/2}^{k-1/2}} + \lambda_{32} \frac{\left( M_{i-1,j+1/2}^{k-1/2} N_{i-1,j+1/2}^{k-1/2} \right)^2}{D_{i-1,j+1/2}^{k-1/2}} \right)$$

. . . . . (4-15)

$$\frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{N^2}{D} \right) = \frac{1}{\Delta y} \left( \nu_{21} \frac{\left( N_{i,j+3/2}^{k-1/2} \right)^2}{D_{i,j+3/2}^{k-1/2}} + \nu_{22} \frac{\left( N_{i,j+1/2}^{k-1/2} \right)^2}{D_{i,j+1/2}^{k-1/2}} + \nu_{32} \frac{\left( N_{i,j-1/2}^{k-1/2} \right)^2}{D_{i,j-1/2}^{k-1/2}} \right)$$

. . . . . (4-16)

ここで,

$$M_{i+1/2,j}^{k-1/2} \geq 0 \quad \lambda_{11} = 0, \lambda_{21} = 1, \lambda_{31} = -1 \quad M_{i+1/2,j}^{k-1/2} \leq 0 \quad \lambda_{11} = 1, \lambda_{21} = -1, \lambda_{31} = 0$$

$$N_{i+1/2,j}^{k-1/2} \geq 0 \quad \nu_{11} = 0, \nu_{21} = 1, \nu_{31} = -1 \quad N_{i+1/2,j}^{k-1/2} \leq 0 \quad \nu_{11} = 1, \nu_{21} = -1, \nu_{31} = 0$$

$$M_{i,j+1/2}^{k-1/2} \geq 0 \quad \lambda_{11} = 0, \lambda_{21} = 1, \lambda_{31} = -1 \quad M_{i,j+1/2}^{k-1/2} \leq 0 \quad \lambda_{11} = 1, \lambda_{21} = -1, \lambda_{31} = 0$$

$$N_{i,j+1/2}^{k-1/2} \geq 0 \quad \nu_{11} = 0, \nu_{21} = 1, \nu_{31} = -1 \quad N_{i,j+1/2}^{k-1/2} \leq 0 \quad \nu_{11} = 1, \nu_{21} = -1, \nu_{31} = 0$$

次に式(4-2)及び式(4-3)の右辺 3 項の摩擦項については、陰的な差分化により、

$$\frac{gn^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} = gn^2 \frac{\left( M_{i+1/2,j}^{k+1/2} + M_{i+1/2,j}^{k-1/2} \right) \sqrt{\left( M_{i+1/2,j}^{k-1/2} \right)^2 + \left( N_{i+1/2,j}^{k-1/2} \right)^2}}{2 \left( D_{i+1/2,j}^{k-1/2} \right)^{7/3}}$$

. . . . . (4-17)

$$\frac{gn^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} = gn^2 \frac{\left( N_{i,j+1/2}^{k+1/2} + M_{i,j+1/2}^{k-1/2} \right) \sqrt{\left( M_{i,j+1/2}^{k-1/2} \right)^2 + \left( N_{i,j+1/2}^{k-1/2} \right)^2}}{2 \left( D_{i,j+1/2}^{k-1/2} \right)^{7/3}}$$

. . . . . (4-18)



(2) 津波シミュレーションの実施と結果の整理

1) 津波シミュレーションの計算条件まとめ

津波シミュレーションは、以下の計算条件一覧表に従って実施した。

表 4-3-2 津波シミュレーションの計算条件一覧表

大項目	小項目	計算条件
計算手法	基礎式	・非線形長波理論に基づく平面二次元不定常解析
	差分法	・【空間差分】スタaggerド格子 ・【時間差分】リーブ・フロッグ法
	越流公式	・本間の越流公式
	打ち切り水深	・1cm未満
計算条件	計算領域	・第1領域：1350mメッシュ ・第2領域：450mメッシュ ・第3領域：150mメッシュ ・第4領域：50mメッシュ
	波源モデル	・内閣府モデル (2012) ・高川・富田モデル (2012)
	地盤変動量	・海域:沈下、隆起ともに考慮 ・陸域:沈下を考慮、隆起は未考慮
	初期潮位	・T. P. +0.7m
	沖側境界条件	・波が完全無反射で通過するものとし、以下の式を適用。 $\sqrt{M^2+N^2} = \pm\sqrt{gh}\eta$
	計算時間間隔	・以下のC. F. L条件を満たすように、50mメッシュで dt=0.3sと設定。 $\frac{\Delta t\sqrt{2gh_{\max}}}{\Delta s} \leq 1.0$
	計算時間	・2.5時間
計算データ (出典)	地形データ	・第1領域：内閣府提供データ ・第2～第4領域：宮城県提供データ
	構造物データ	・第1領域：内閣府提供データ ・第2～第4領域：宮城県提供データ
	粗度係数	・第1領域：内閣府提供データ ・第2～第4領域：宮城県提供データ

## 2) 津波シミュレーションの結果と考察

内閣府モデルおよび高川・富田モデルにおいて実施した津波シミュレーションの結果として、図 4-3-8 に GPS 波浪計での津波波形<sup>24)</sup>と津波シミュレーションにより推定した津波波形の比較を示す。

この結果、両モデルとも概ね実測の津波波形を再現できているものの、北側に位置する GPS 波浪計 (Iwate\_N~S) では、内閣府モデルが第 1 波を精度良く再現できている反面、高川・富田モデルは実測に比べてやや小さい傾向にある。一方で、宮城県沿岸に位置する GPS 波浪計 (Miyagi\_N~M) では、高川・富田モデルの方が、第 1 波を精度良く再現しており、平面的な位置関係により、津波波形の再現性に差異が見られることがわかる。また、後続波は、いずれのモデルにおいても、第 1 波の再現性に比べて低下していることがわかる。

ここで、本研究で用いる断層モデルは、気仙沼湾沖合での津波波形を精度良く推定することが必要であり、特に、土砂移動への影響が大きいと考えられる第 1 波の再現性は重要である。

このため、本研究で用いる断層モデルは、気仙沼湾に最も近接している Miyagi\_N での再現性が良好であり、かつ第 1 波の再現性も高い高川・富田モデルを採用することとした。ここで、図 4-3-9 に高川・富田らが実施したシミュレーション結果と本津波シミュレーションでの結果を比較した。図 4-3-9 より、本津波シミュレーション結果は、高川・富田らが実施した津波シミュレーション結果を概ね再現しており、第 1 波については、ほぼ一致している。一方で、後続波では、第 1 波に比べて再現性に劣っているが、これは、後続波では、一度沿岸部を来襲した津波の反射の影響を受けることから、沿岸部の地形データの影響を大きく受けており、高川・富田らと異なる地形データを使用している本津波シミュレーションでは、十分再現しきれなかったものと推測される。ただし、反射の影響が小さい第 1 波では、高川・富田らのシミュレーション結果を良好に再現しており、本津波シミュレーションでも、問題なく再現できているものと判断した。

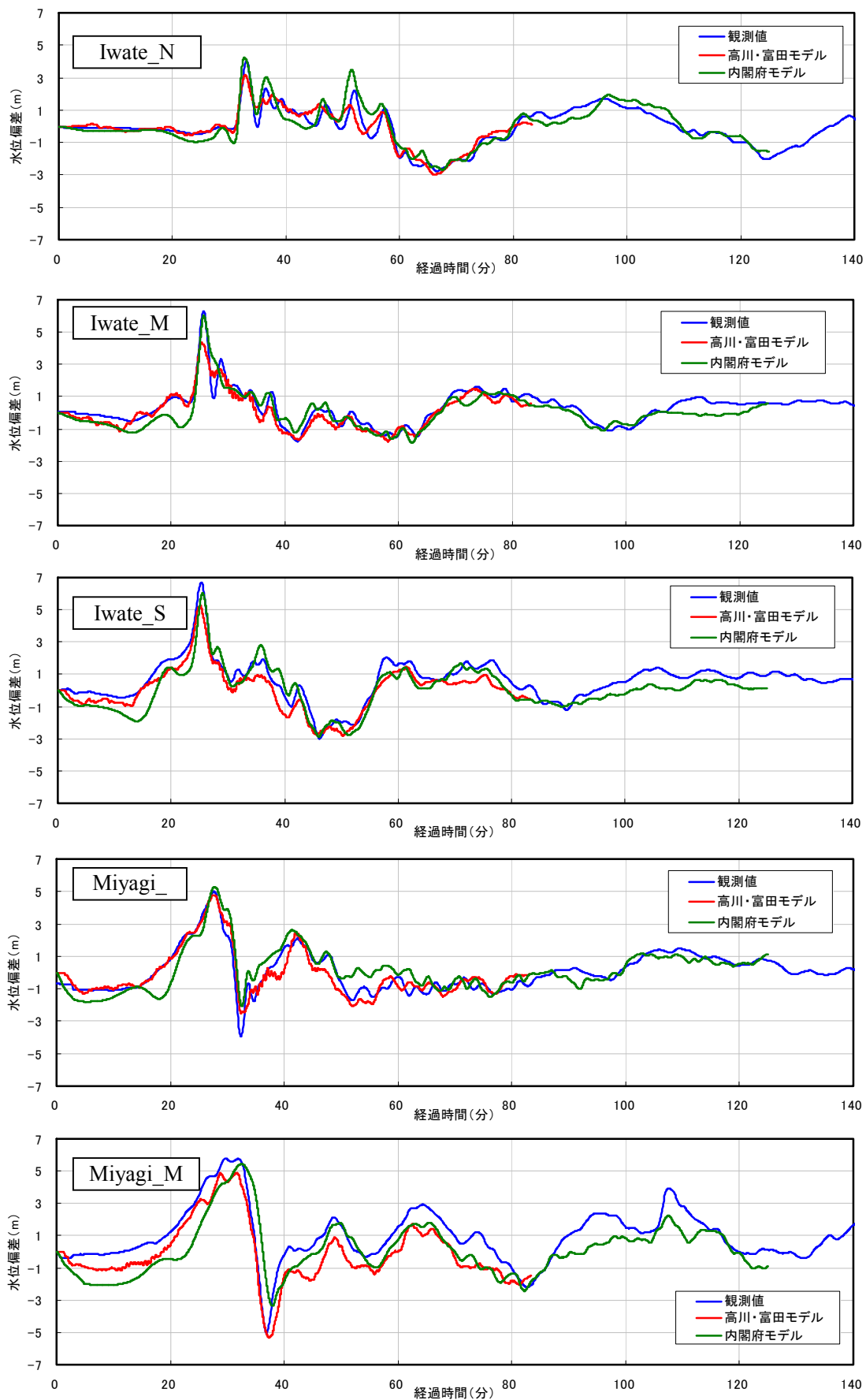


図 4-3-8 観測データと内閣府モデル・高川・富田モデルの津波波形の比較

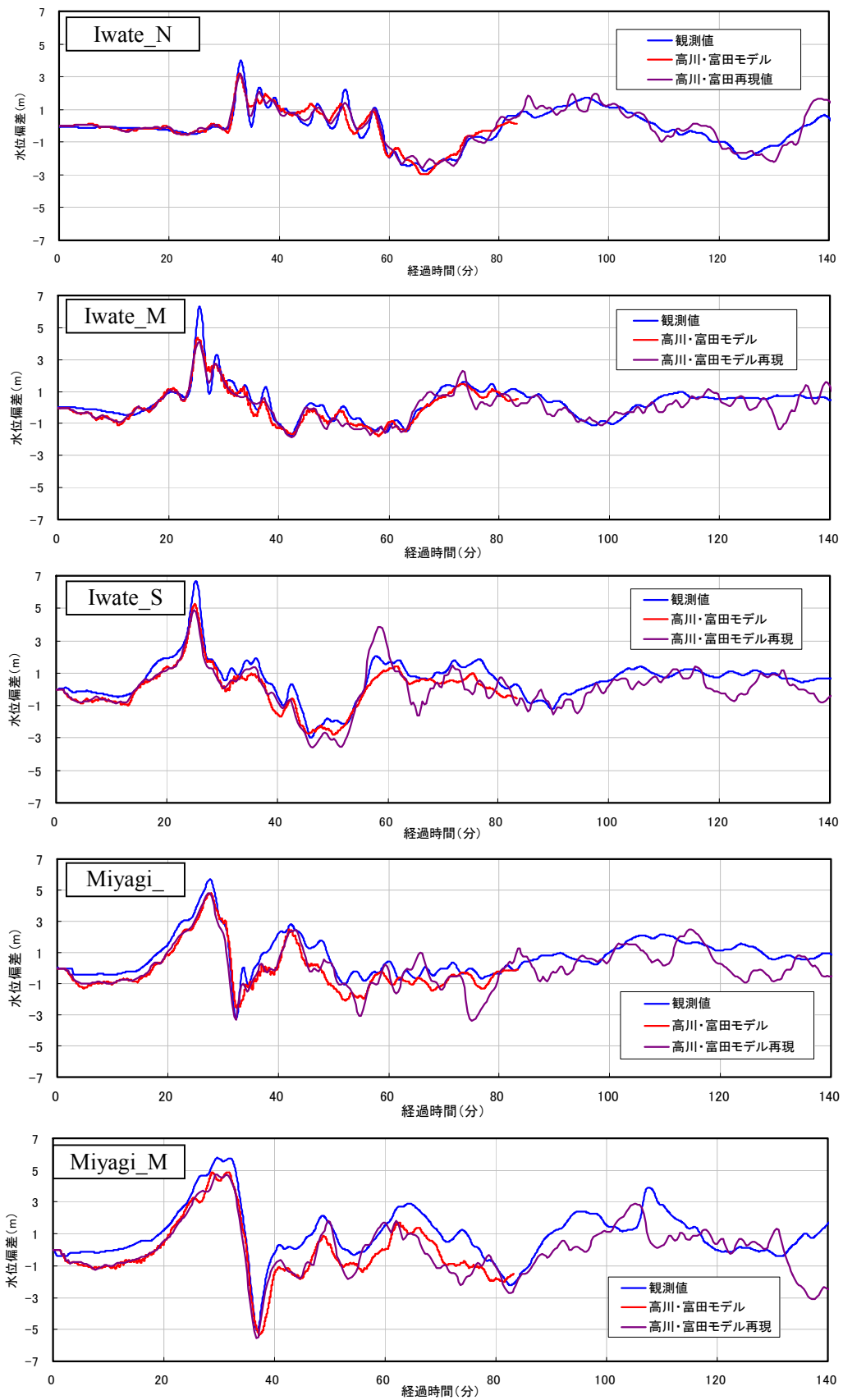


図 4-3-9 高川・富田らのシミュレーション結果(高川・富田モデル再現)と本シミュレーション結果(高川・富田モデル)の津波波形の比較

### 3) 気仙沼湾沖の津波波形の推定

断層モデルとして高川・富田モデルを用いた津波シミュレーションにより気仙沼湾沖の津波波形を推定する。推定する津波波形は、後述する津波移動床モデルの計算領域を考慮の上、下図に示す地点の津波波形を推定した。

この結果、津波波形は図 4-3-10 に示すとおりとなり、最大波高約 5.8m、周期約 30 分の津波が来襲したと推定される。本研究では、以降の 2011 東北津波を外力条件とした津波移動床モデルの検討に際し、図 4-3-10 に示す津波波形を境界条件として用いた。

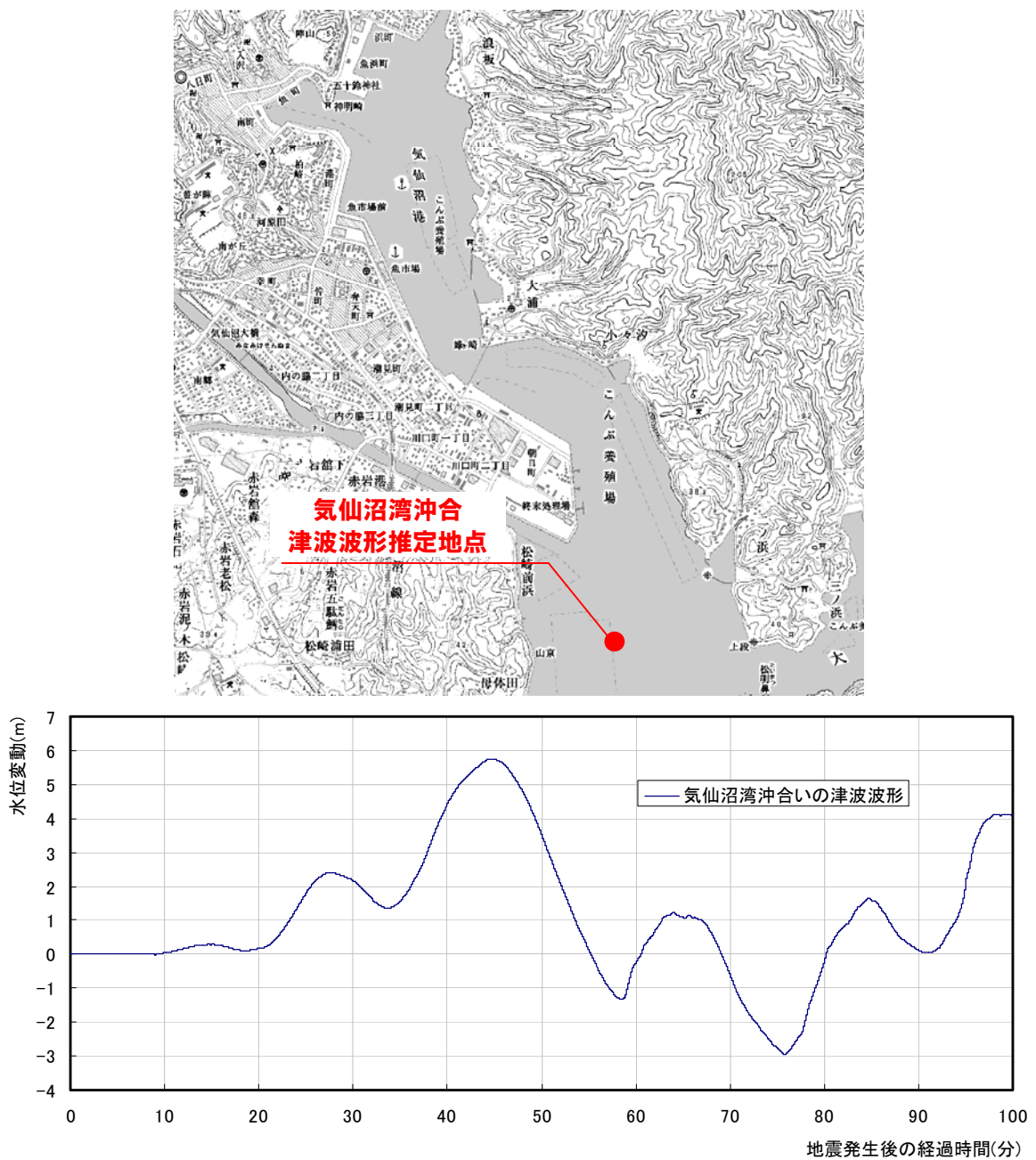


図 4-3-10 気仙沼湾沖合の推定津波波形

#### 4-4 2011 東北津波来襲時の気仙沼湾における地形変動への適用

本節では、高橋ら<sup>8)</sup>の既往の津波移動床モデル（以下、高橋モデル）の再現性およびモデルの課題を考察することを目的に、気仙沼湾に来襲した2011 東北津波に高橋モデルを適用し、実測データとの比較や土砂移動特性の分析を行った。

境界条件とする津波外力は、前節までに推定した津波波形を用いて実施し、以下の流れに従い、高橋モデルの妥当性検証や課題の抽出を行った。

##### 【高橋モデルの検証フロー】

- ①固定床計算による浸水実績を用いた高橋モデルの妥当性検証
- ②移動床計算による地形変動実績を用いた高橋モデルの妥当性検証
- ③土砂移動に起因する指標の詳細分析による高橋モデルの課題抽出

#### 4-4-1 津波移動床計算における検討条件の設定

##### (1) 計算領域の設定

津波移動床計算では、気仙沼湾内の地形変動状況の推定を行うことから気仙沼湾全体を網羅する必要があること、浸水実績や地形変動実績から、気仙沼湾では陸域の広い範囲で浸水しており、陸域遡上の影響を少なからず受けていること、河口での土砂堆積や大川を遡上しての越水氾濫などが見られたこと等の理由から、計算対象領域は、気仙沼の浸水実績域や大川、鹿折川の遡上区間を考慮し図 4-4-1 に示す範囲とした。

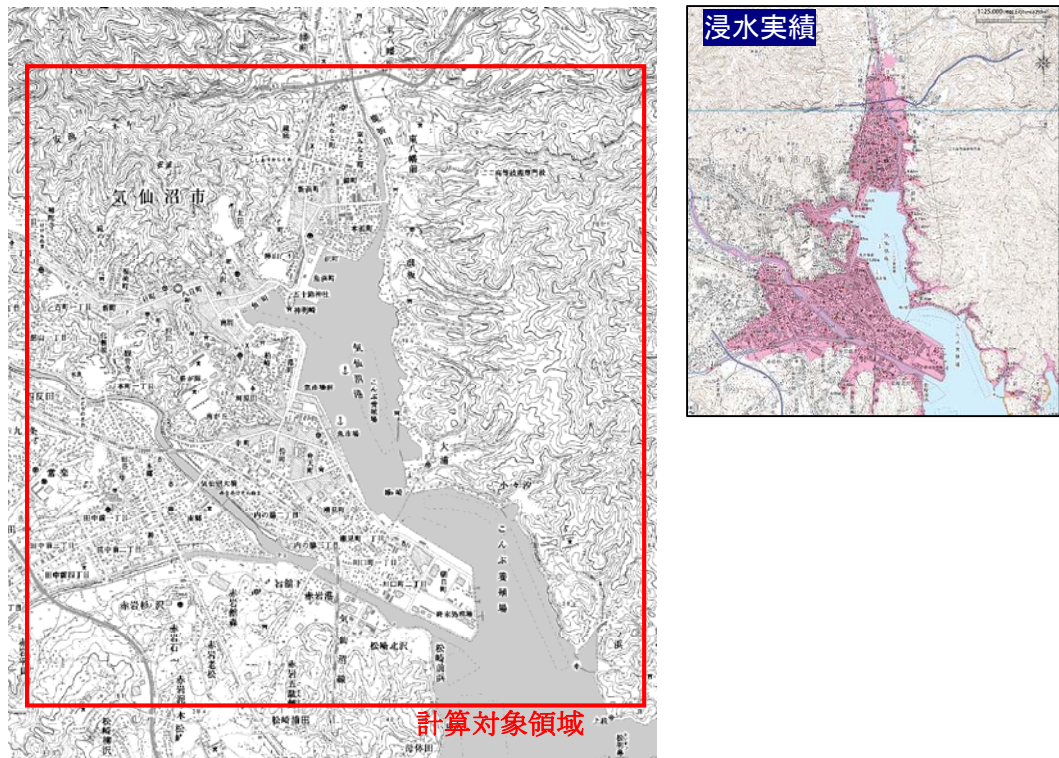


図 4-4-1 津波移動床モデルにおける計算対象領域の設定



## (2) 地形データの作成

気仙沼湾では、第2章に示したとおり、2011 東北津波来襲前の約1年前(2010年3月22日)に、C3Dを用いた深浅測量を実施しており、詳細な海底地形データ(概ね2mピッチ)を計測している。また、陸域においては国土地理院が、航空レーザ測量により全国各地の地形標高を、数値地図5mメッシュ(標高)(国土地理院, 2011)<sup>35)</sup>として整備・公表している。このため、本研究で用いる気仙沼湾の地形データは、これらのデータを活用して作成を行った。

ここで、C3Dによる海底地形データは、C3Dを搭載している小型船の航行限界や計測範囲の性能限界等により陸域境界部の海底地形データが不足している。加えて、C3Dによる海底地形データは、湾内のみの計測を対象としているため、気仙沼湾に流れ込む大川、鹿折川の河道内地形データも不足している状況にある。

このため、本研究では、陸域境界部に対し、周辺海底地形からの補間により内挿することとし、大川・鹿折川については、インターネット上で公表されている宮城県気仙沼土木事務所資料における復旧計画平面・横断・縦断図(図4-4-5, 図4-4-6参照)(宮城県, 2013)<sup>36),37)</sup>を参考に設定した。

下表に地形データ作成に用いたデータを整理する。

表 4-4-1 地形データ作成に使用したデータ一覧

データ名	適用箇所	データ内容	出典
①海底地形データ	海域	C3Dで計測した約2mピッチの海底地形標高データ	気仙沼湾海底地形調査報告書 平成20年12月 株式会社アーク・ジオ・サポート
②数値地図5mメッシュ(標高)	陸域	航空レーザ測量により計測・整理した5mメッシュ	国土交通省国土地理院基盤地図情報サイト
③復旧平面・横断・縦断図	河川	大川、鹿折川の復旧計画平面、縦断、横断図	宮城県気仙沼土木事務所 HP

1) 陸域境界部の内挿について

下図は、C3D により計測した 2m メッシュの海底地形データを示しているが、陸域境界部については、C3D を搭載する小型船の航行限界や計測範囲の性能限界等により計測されていない。

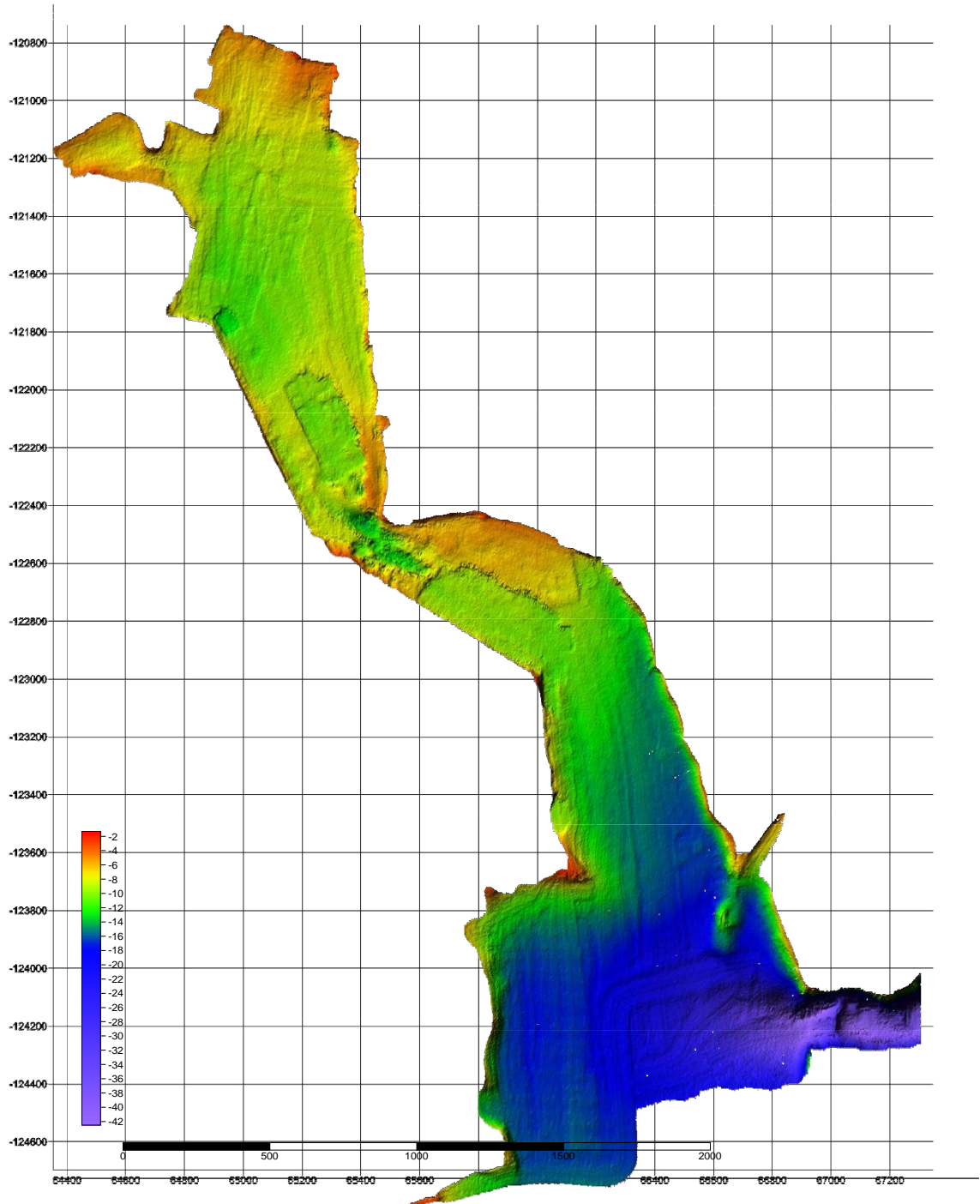


図 4-4-2 C3D による海底地形標高データ(2m メッシュ)

このため、本研究では、周辺の海底地形データにより内挿して作成することとした。ここで、気仙沼湾は、市街地周辺など人口的な埋め立てにより形成された湾岸地形であるため、陸域境界の多くは、陸域と海域標高が不連続に接続していると考えられる(図 4-4-3)。このため、図 4-4-3 に示すとおり、陸域境界部の内挿方法は、陸域と海域標高の線形補間ではなく、海域標高の延伸により設定することとした。

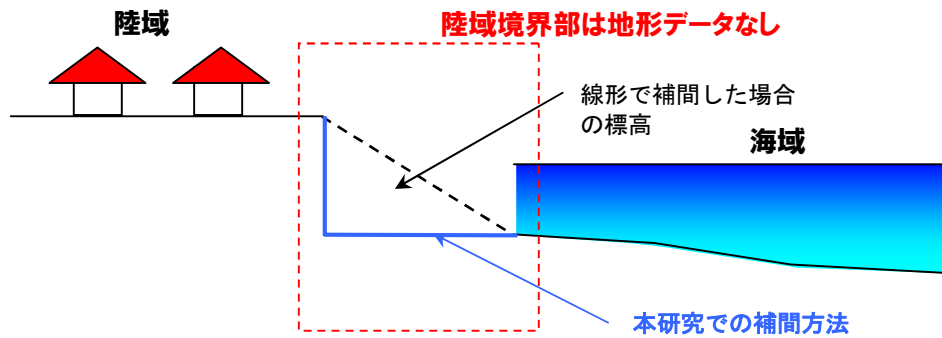


図 4-4-3 陸域境界の地形標高の内挿イメージ

2) 大川・鹿折川の河道内地形データについて

大川・鹿折川では、宮城県気仙沼土木事務所において、ホームページ上で震災後の復旧計画資料<sup>36),37)</sup>を公表しており、大川では距離標ごとの最深河床高および平均河床高を、鹿折川では代表断面(4断面)の計画断面が入手可能である。(図 4-4-5, 図 4-4-6 参照)。

このため、大川では、距離表ごとの平均河床高を、鹿折川では、代表 4 断面の計画河床高を活用し、矩形断面の河道(横断方向に河床高は一樣)を仮定の上、河道内の地形標高データに反映した。なお、上記断面に該当しない区間の標高(例えば、鹿折川では、代表 4 断面間の河道内地形標高)においては、上記断面の河床高を用いて線形補間により作成した(図 4-4-4 参照)。

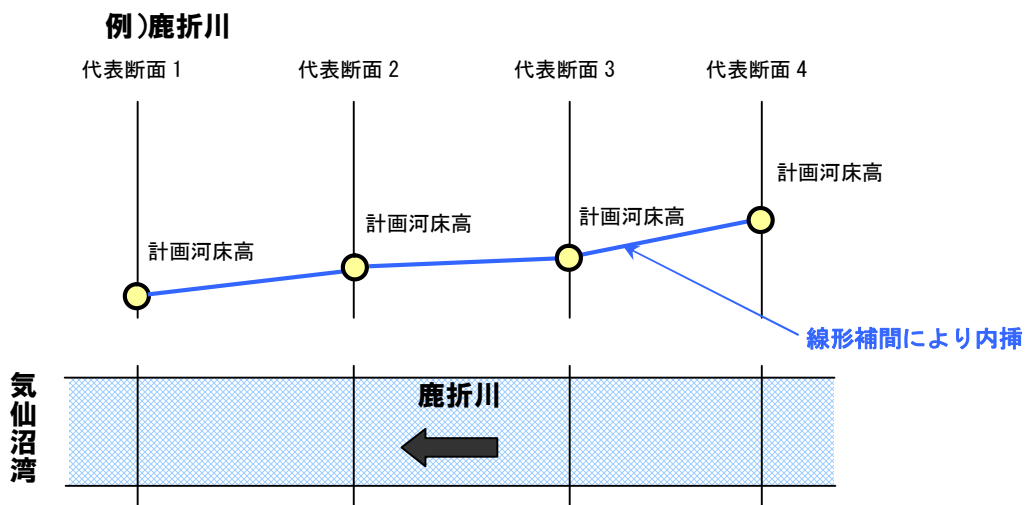


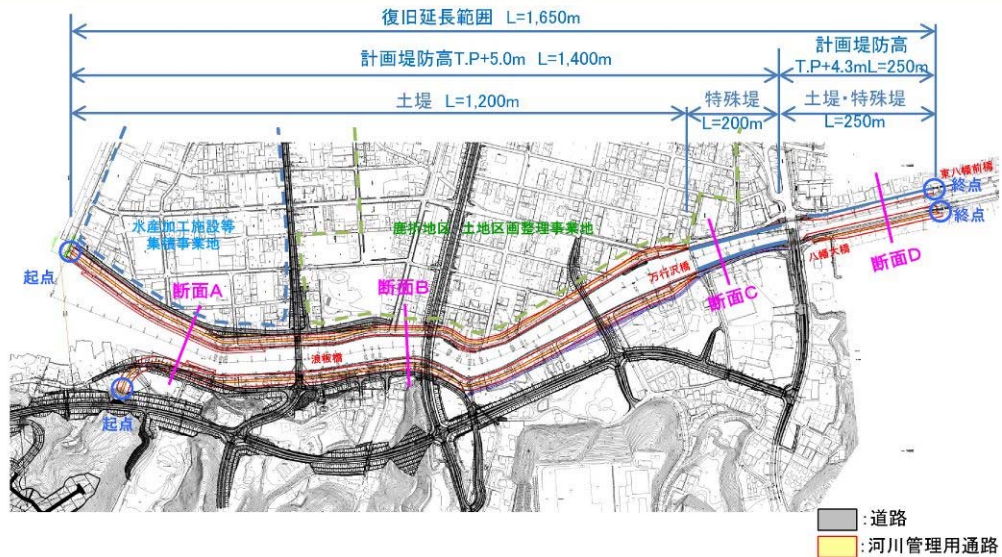
図 4-4-4 河道内の地形標高の内挿イメージ



図 4-4-5 大川復旧計画図 (上: 平面図, 下: 縦断図) <sup>36)</sup>



# 鹿折川復旧計画平面図



※計画は今後変更になる可能性もあります

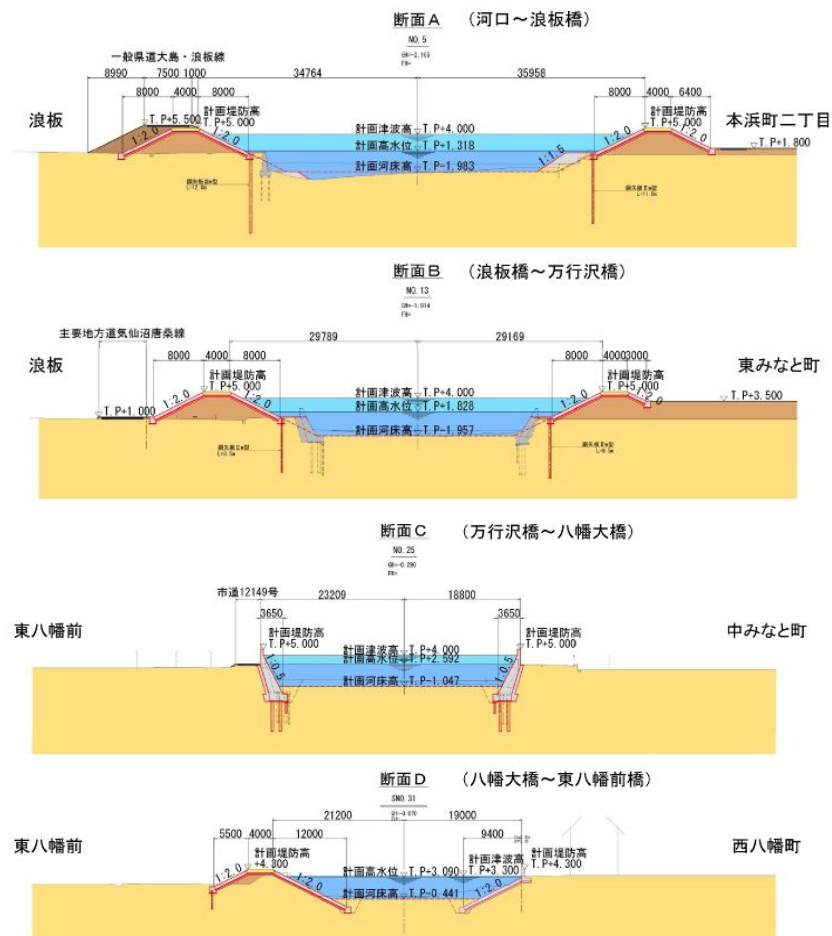
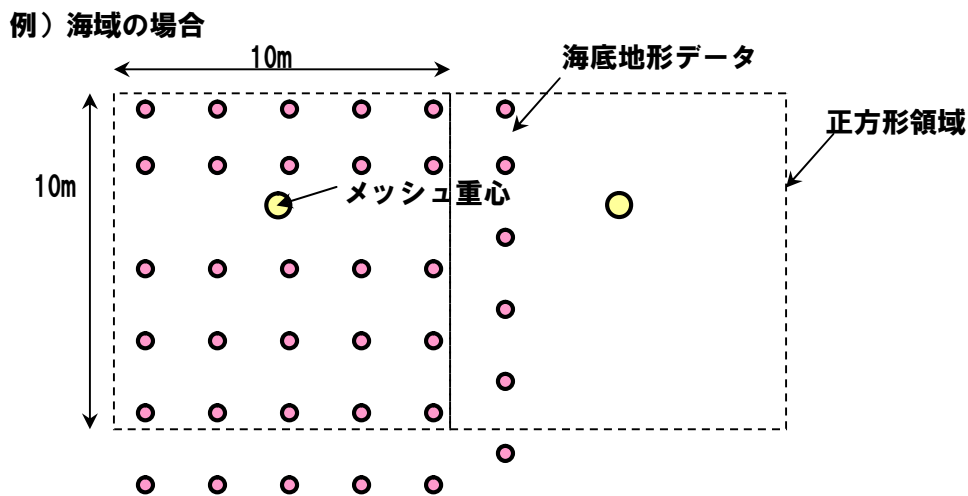


図 4-4-6 鹿折川復旧計画図 (上：平面図，下：横断図) <sup>37)</sup>

### 3) 地形データの作成

本研究における地形データの格子サイズは、海底地形データが2mメッシュで整備されていることから、最小2mメッシュまで採用可能である。ただし、①実務面における津波シミュレーションの最小格子メッシュは、10mが圧倒的に多いこと、②一部で2mメッシュでの津波シミュレーションも行われているが、対象とする現象の物理スケールに配慮した結果であり、本研究で対象とする気仙沼湾の津波現象においては、10mでも現象を再現する十分な解像度を有していると考えられること、③メッシュの細密化は、微地形に応じた詳細な解析結果が期待出来る反面、計算時間が長くなるため、本研究のようなトライアルによる感度分析を幾重にも必要となる計算には適していないことなどの理由により必要以上にメッシュの細密化を図ることは避け、10mメッシュを基本サイズとして採用した。

10mメッシュの標高は、まず「海底地形データ(2mメッシュ)」、「数値地図5mメッシュ(標高)」のみを対象に、図4-4-7に示すとおり、メッシュ重心を中心とした縦・横10mの正方形領域を作成し、正方形領域内の地形標高データの単純平均により算定した(式4-19)。なお、縦・横10mの正方形領域内に地形データが存在しない(例えば、陸域境界や河道内など)場合は、「地形データなし」として算定処理を行った。



#### 【メッシュ地盤高の算定式】

$$Z = \frac{\sum_{p=1}^k z_p}{k} \dots \dots \dots (4-19)$$

ここで、 $Z$ :メッシュ地盤高、 $z_p$ :海底地形データ(約2mメッシュ)、 $k$ :正方形領域内に含まれる海底地形データの個数である。

図 4-4-7 メッシュ標高の算定方法(海域を例として)



その後、「地形データなし」のメッシュにおいては、上述した「陸域境界の補間方法」、「河道内データの補間方法」に応じて、手で地形データの補正を行った。以下に作成した地形データ（補正前，補正後）を示す。

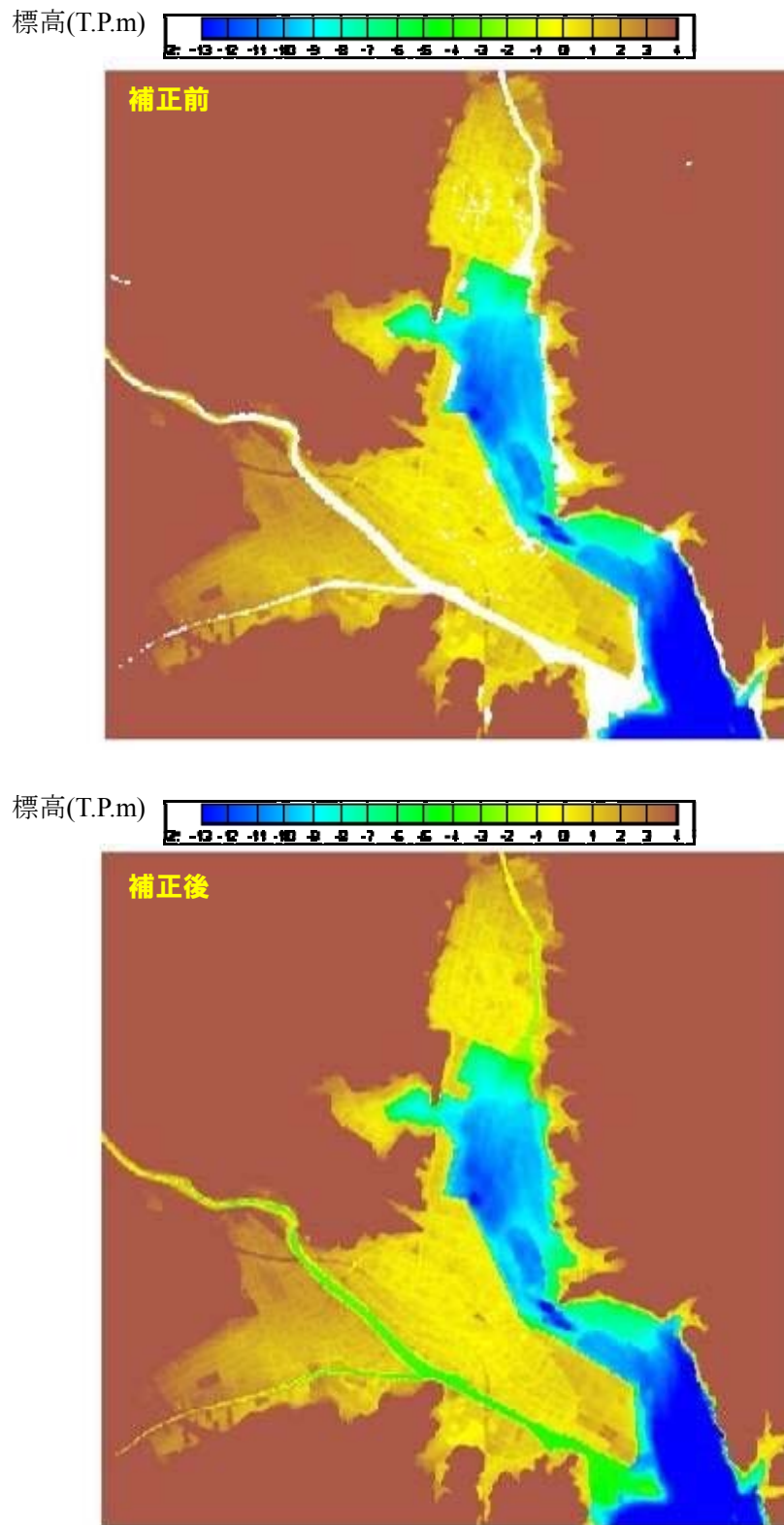
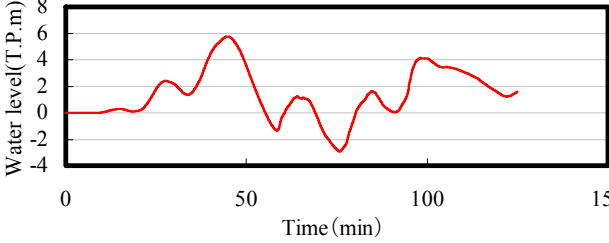


図 4-4-8 補正前後の気仙沼地形標高コンター（上：補正前，下：補正後）

### (3) 計算条件の設定

2011 東北津波の再現計算における計算条件を下表に整理する。

表 4-4-2 計算条件および計算ケース

項目	計算条件
基礎式	非線形長波理論
差分法	リーブ・フロッグ法
移動床モデル	高橋ら(1999)
計算メッシュ	格子間隔：10m, 格子数451×401
地形データ	海域：2011年東北津波発生2ヶ月前に計測(原口ら, 2012)したデータから作成 陸域：国土地理院の5m標高メッシュから作成
粗度係数	0.025
粒径	0.3mm
再現時間	2.5時間
初期潮位	T.P.+0.00m
外力条件	高川・富田(2012)の波源モデルから二次元非線形長波理論により推定した湾口の津波波形（最大津波高：5.75m） 
計算ケース	・固定床ケース：浸水実績との検証用 ・移動床ケース：地形変動実績との検証用

#### 1) 粗度係数

粗度係数は、小谷ら<sup>28)</sup>が提案する粗度係数を用いることとし、初期条件では、水域の 0.025 を、陸域を含む全領域に適用した。なお、後述する固定床計算での再現検証の結果、浸水実績と大幅に異なる場合は、陸域の粗度係数を調整の上、再検証することとした。

#### 2) 粒度・陸域の侵食条件

粒径は、気仙沼湾でのボーリングデータが不足していることから、一般的な細砂の粒径である 0.3 mm を採用した。また、陸域は、コンクリートによる舗装が成されているため、初期標高以下には侵食されない条件とした。

### 3) 初期潮位

計算時の初期潮位は、地震発生時の広域地盤沈下を考慮して設定することとした。ここで、地震発生直前の潮位は、気仙沼湾に近接する大船渡の2011年3月11日14時の潮位と同様と仮定し、T.P.-0.57mとした。また、地震発生時の気仙沼湾周辺における広域地盤沈下量は前章で示したとおり、0.62mである。以上より、本検証では、初期潮位に広域地盤沈下量を加算し、初期潮位を T.P.+0.0m (≒T.P.-0.57m+0.62m) とすることで、地震発生時の広域地盤沈下の影響を考慮した。

### 4) 計算時間および計算間隔

計算時間を2.5時間、計算時間間隔を、対象領域の最大水深からC.F.L条件を満たす $dt=0.1s$ で設定した。

#### 【C.F.L条件】

$$T_{cr} \leq \frac{\Delta s}{\sqrt{2gH}} \quad \dots \dots \dots (4-20)$$

ここで、 $T_{cr}$ : C.F.L条件を満足する計算時間間隔、 $\Delta s$ : メッシュサイズ (=10m)、 $H$ : 水深とし、対象領域内における上記初期潮位以下の最大水深 (16.95m) と想定最大波高 (下記より5.75m) の和とした。この結果、左辺は0.48sとなり、計算時間間隔は0.48s以下とする必要がある。

### 5) 外力条件

外力条件は、前節で推定した気仙沼湾沖合の波形データ (最大波高: 5.75m) を用いる。

### 6) 計算ケース

計算は、まず高橋モデルによる流況の妥当性を確認するため、固定床条件で実施し、原口らの浸水実績<sup>26)</sup>と計算による浸水範囲を、相田(1977)<sup>38)</sup>の手法を用いて定量的に評価にした。また、陸域の主要地点で得られている内閣府の実測津波波形<sup>33)</sup>との比較と併せて、流況の妥当性を考察した。

#### (4) 陸域境界部の流速処理

陸域境界部では、海域から陸域の遡上にかけて水深が急変しており、流速の局所的な上昇が想定されるが、実現象においては三次元渦の発生によるエネルギーの消失に伴い、流速の増大は緩和されている。一方で、本モデルにおいては、平面二次元で数値計算モデルを構築しているため、三次元渦によるエネルギー消失までは考慮できず、流速が極端に上昇することが懸念され、数値発散が生じやすくなる。このため、水深急変部の流速は、一定の閾値等を設定して流速の局所的な増大を防ぐ場合も見られるが、閾値の設定は経験的な視点に基づいており、物理的根拠に欠ける場合が多い。

よって、本研究では、図 4-4-9 に示す一定の比高差  $h$  を有する地盤高急変部においては、毎ステップごとに、以下に示す本間の越流公式(1940)<sup>40)</sup>により閾値を算定し、運動方程式から算定した流速が閾値より大きくなる場合は、流速を閾値に置き換えて計算を行った。

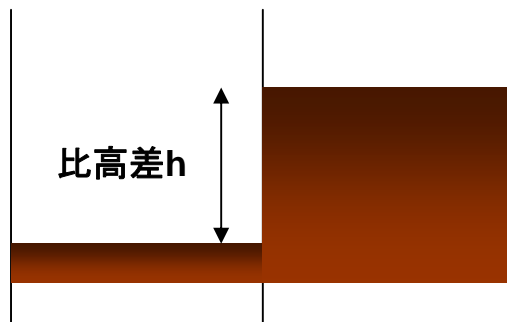


図 4-4-9 本間の越流公式を使用する地盤高急変部

#### 【本間の越流公式】

- ・完全越流 ( $h_2/h_1 < 2/3$ ) の場合

$$Q = 0.35 \times h_1 \sqrt{2gh_1} \times B \quad \dots \dots \dots (4-21)$$

- ・潜り越流 ( $h_2/h_1 \geq 2/3$ ) の場合

$$Q = 0.91 \times h_2 \sqrt{2g(h_1 - h_2)} \times B \quad \dots \dots \dots (4-22)$$

ここに、 $h_1$ 、 $h_2$ は破堤敷高から図った水深で高い方を  $h_1$ 、低い方を  $h_2$ とする。

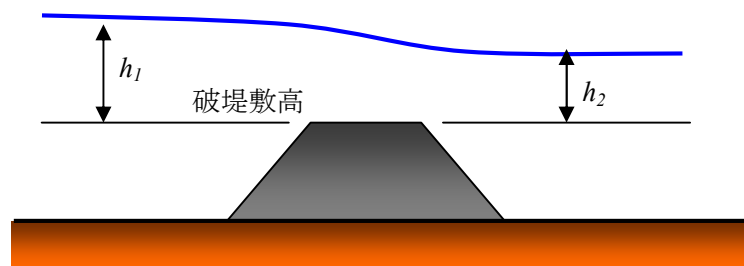


図 4-4-10 本間の越流公式の概念図

## 4-5 2011 東北津波の再現性検討

本節では、前節までに作成した地形モデルや推定津波波形を用いて、高橋モデルを対象とした津波移動床計算を実施し、地形変動実績との比較を行うことで、推定津波波形や高橋モデルの再現性を検討する。また、時系列的な変動状況や地形特性を代表する地点（例えば、湾奥、狭窄部、湾口など）での物理諸元（流速、水深、掃流力、浮遊砂濃度）の時系列変化等も整理し、土砂移動現象の考察を行うとともに、地形変動実績との再現性が不十分な場合は、高橋モデルの課題を分析するとともにモデルの高度化に繋がる糸口を検討した。

### 4-5-1 2011 東北津波の流況解析の妥当性検証

#### (1) 検証方針

気仙沼湾沿岸では、第2章で示したとおり、2011 東北津波来襲後の現地調査により浸水実績（浸水区域、浸水深）が整理されており、陸域では一部地点で浸水深の時系列変化も得られている。加えて、Fritz ら<sup>38)</sup>は、画像の PIV 解析により狭窄部の流速を推定している。このため、地形変動実績の再現検証に先立ち、固定床条件下で計算(流況のみの計算)を実施し、浸水実績や浸水深の時系列変化、狭窄部の流速との比較・検証を行った。これにより、境界条件として与える波形や高橋モデルで再現した流況が、地形変動モデルの妥当性を検討する上で、大きな支障となりえるかどうかを確認した。

ここで、上述の確認は、①定性的な観点から浸水区域の比較および定量的な観点から相田の手法<sup>39)</sup>による浸水深の適合性評価を行うとともに、②陸域の主要地点での浸水深時系列変化との比較を実施し、③さらに、狭窄部での実測流速との比較により実施した。

#### (2) 浸水実績の検証方法

浸水実績との検証は、浸水範囲の目視による比較と相田の手法を用いた浸水深の適合度評価により実施した。

相田<sup>39)</sup>の手法は、津波痕跡高と計算値の対数幾何平均 K 値（式 4-23）、及び対数幾何標準偏差  $\kappa$  値（式 4-24）の算出により、定量的に評価を行える手法である。

$$\log K = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \log \left( \frac{x_i}{y_i} \right) \quad \dots \dots \dots (4-23)$$

$$\log \kappa = \left[ \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left\{ \log \left( \frac{x_i}{y_i} \right)^2 - (\log K)^2 \right\} \right]^{1/2} \quad \dots \dots \dots (4-24)$$

ここに、 $x_i$  : 津波の測定値、 $y_i$  : 対応する計算値、 $n$  : 観測点数

相田の式において、K 値の値が 1 に近いほど痕跡値と計算値が一致することを意味する。すなわち、K 値が 1 より大きい場合は「痕跡値 > 計算値」であり、K 値が 1 よりも小さい場合は「痕跡値 < 計算値」であることを意味する。また、 $\kappa$  値は痕跡値と計算値のバラツキ具合を示す指標である。相田らによれば、K 値が 0.95 から 1.05 程度、 $\kappa$  値が 1.45 以下となる場合が適当とされていることから、この指標を用いて浸水実績の再現性を検証した。

### (3) 浸水実績の検証結果

図 4-5-1 に、解析により推定された浸水区域と浸水実績の比較を示す。この結果、浸水区域は、概ね浸水実績と一致していることがわかる。また、図 4-5-2 に原口らが整理している実績の浸水深と解析により得られた浸水深の比較を示す。

この結果、解析により得られた浸水深は、ところどころで実績と比べて差異が確認されるものの、全体的には概ね一致しており、相田らが示している所定の適合性を満足している。また、実績と比べて差異が確認される部分の多くは、解析結果の方がやや低くなっている。これは、解析では陸域に存在する建物の抵抗を評価していないため、実現象で見られるような建物による局所的な水位上昇等を再現できなかったためであると考えられる。



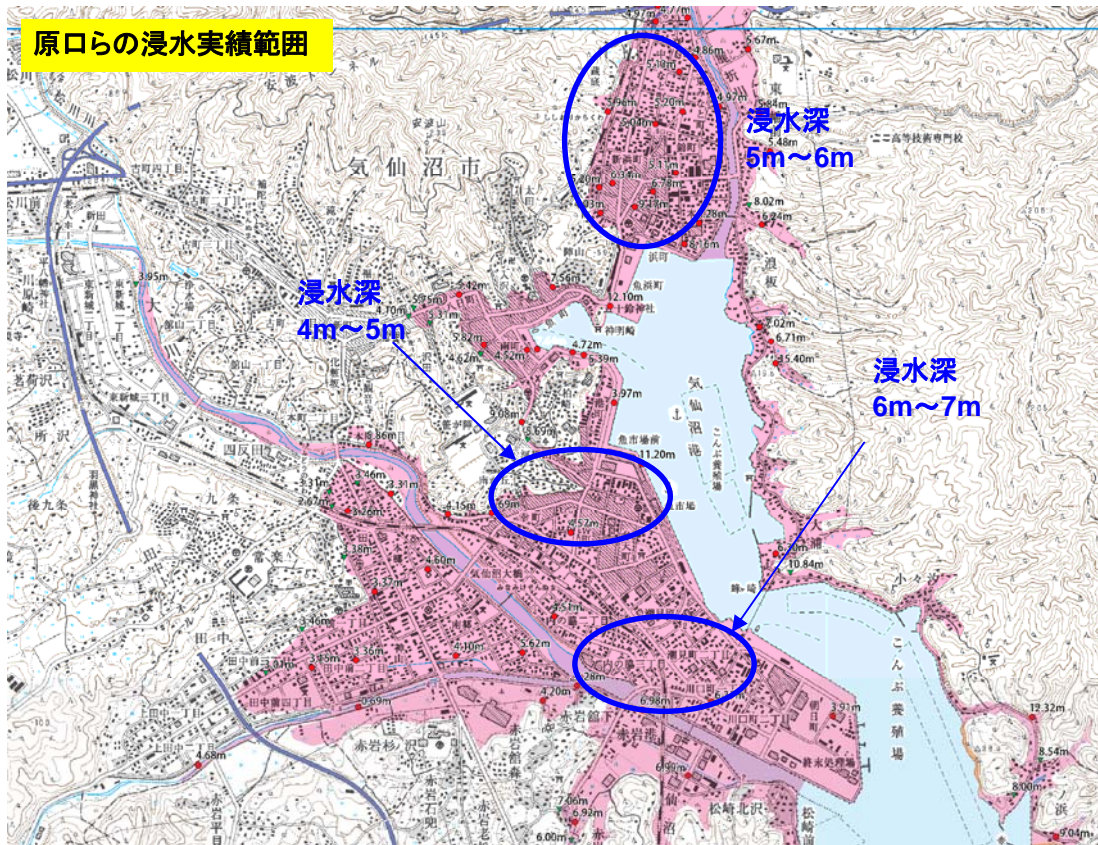
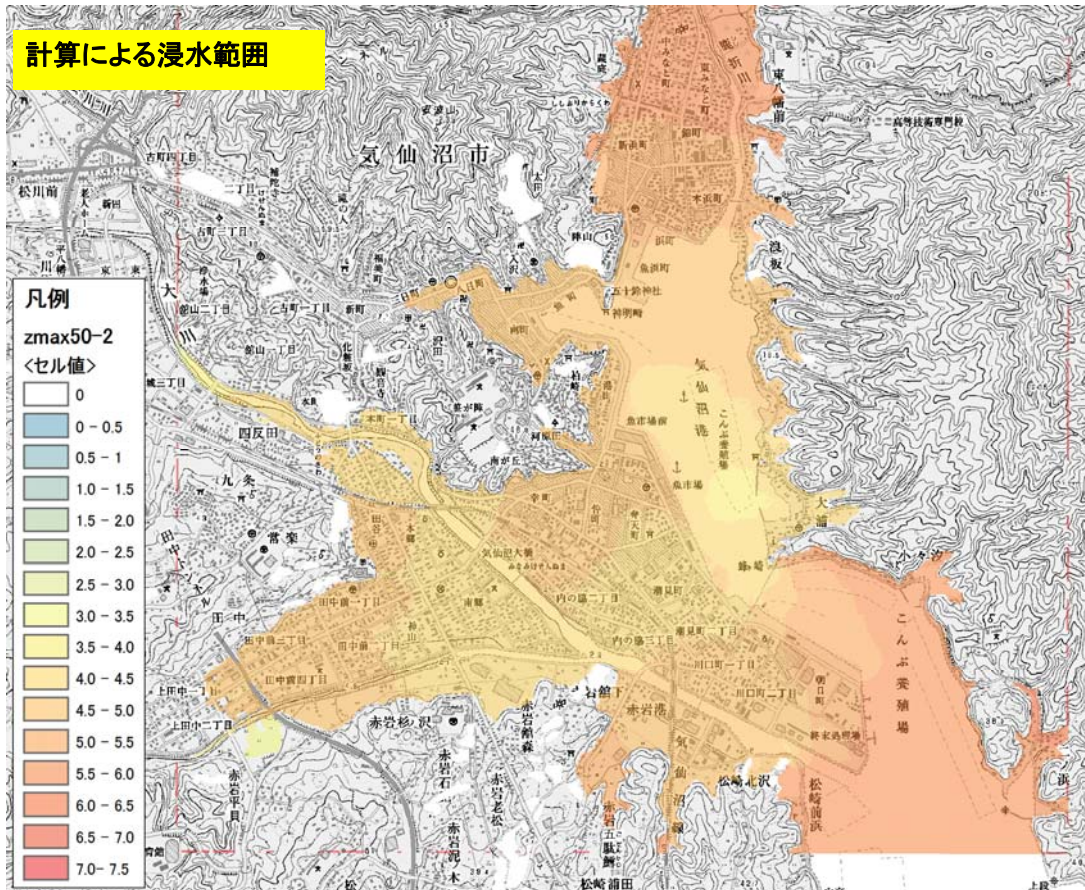


図 4-5-1 浸水区域の比較 (上：解析結果, 下：実測<sup>26)</sup>)



【津波高の比較(痕跡値と計算値)】

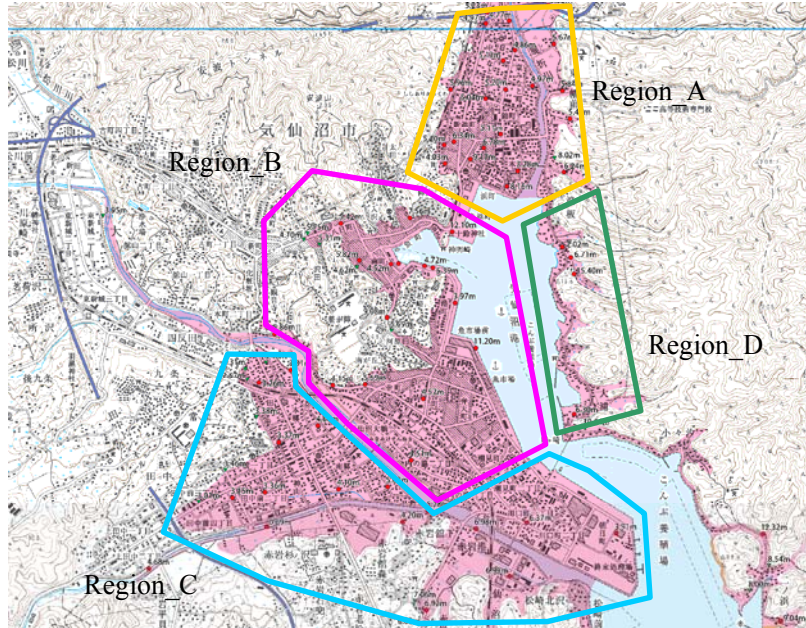
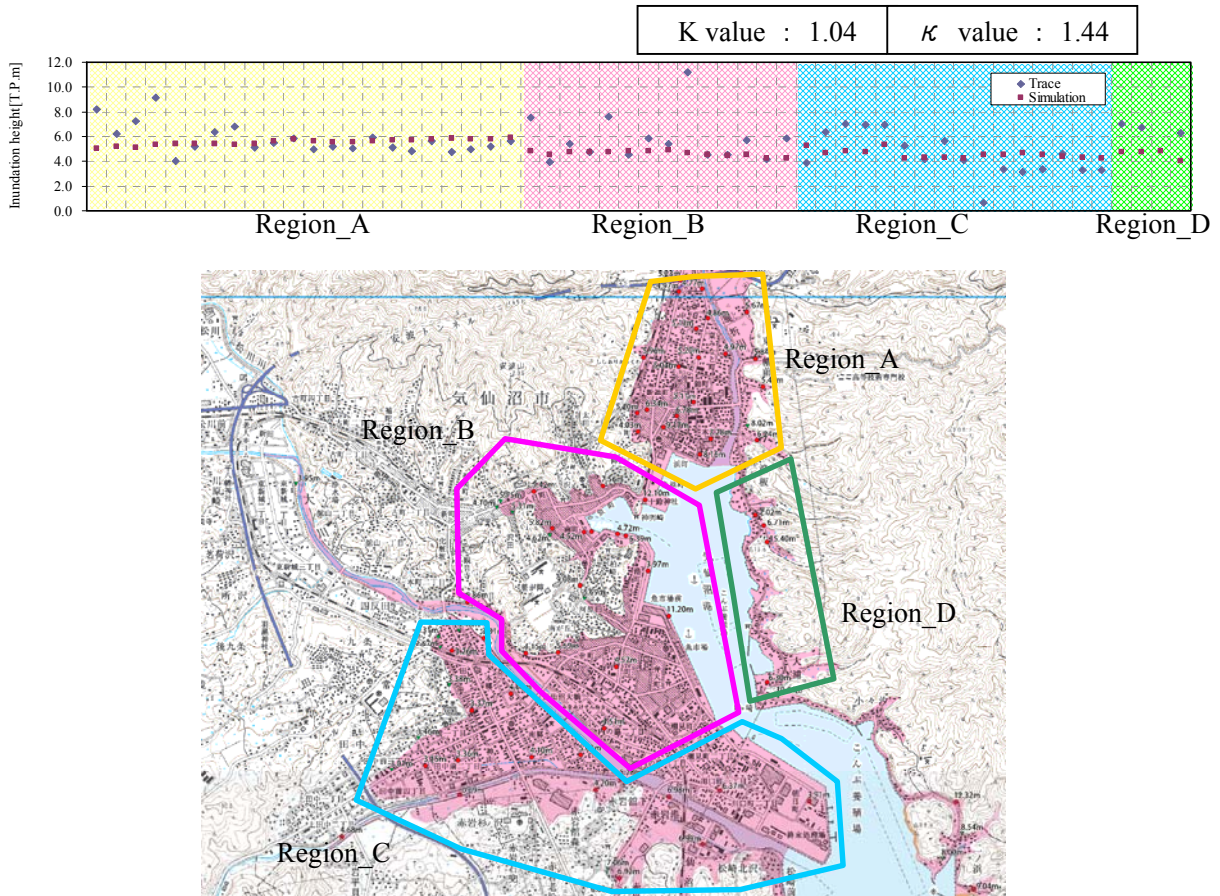


図 4-5-2 津波高の比較 (実績と解析結果)

(4) 陸域の主要地点における浸水深時系列変化との比較

内閣府は、気仙沼湾の主要地点において浸水深の時系列変化を公表しており、その一部地点(図 4-5-3)において、本計算結果と比較を行った。この結果を、図 4-5-4 に示す。

この結果、ピーク周辺から引き波にかけての水位挙動は定性的に一致しているものの、いずれの地点においても浸水深の立ち上がりが実績に比べて早いこと、ピークでは実績に比べてやや低いなどの乖離が見られる。前者については、本計算では海岸沿いの構造物データを考慮していないため、実績に比して早く浸水したと考えられる。一方、後者においては、実績の浸水深は構造物や瓦礫等による抵抗や衝突による堰上げ等の影響を受け高く



図 4-5-3 浸水深時系列変化の比較地点

なっている可能性もあり、高橋モデルのモデル構造では上記の影響を考慮した局所的な水位変化まで十分評価できなかつたものと推測される。

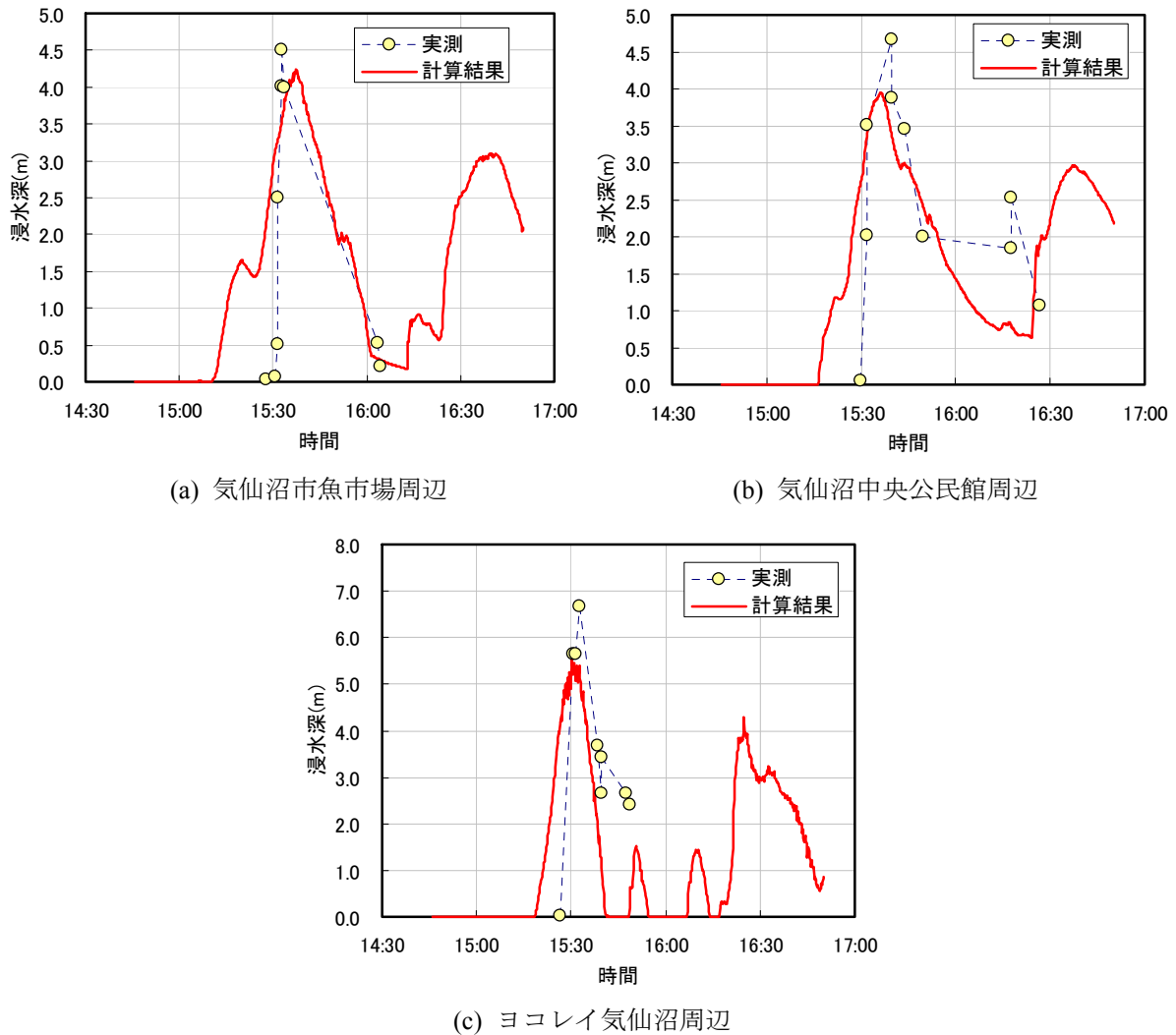


図 4-5-4 主要地点における浸水深の時系列変化の比較

以上より、水位の観点で、高橋モデルの妥当性を検証した場合、浸水区域は定性的に概ね一致し、痕跡水位との適合性を定量的に評価する  $K$  や  $k$  についても所定の適合性を満足している。加えて、主要地点における時系列水位についても、モデルの限界による局所的な乖離を除いて、概ね実測水位の挙動を再現している。

このことから、境界条件として推定した津波波形や湾内の流況は、概ね再現できているものと考えられる。

## (5) 狭窄部における実測流速との比較

### 1) 流況特性の考察

上記においては、水位の観点から、境界条件として推定した津波波形や高橋モデルで算定した流況の妥当性を検証したが、流速自体の検証は実施していないため、十分な妥当性を立証できたわけではない。ここで、津波発生時の流速については、水位に比べて計測が困難なことや津波来襲後に痕跡として残らないことから、実測データを保有していること自体、稀であり、流速まで含めたモデルの再現検証は実施できないことが多い。

一方で、高橋らは、気仙沼湾に來襲した1960年チリ津波に対し、引き波時に撮影された航空写真から、流速ベクトル、等流速線測定の種類より、気仙沼湾内の流況を図4-5-5に示すとおり推定している<sup>17)</sup>。

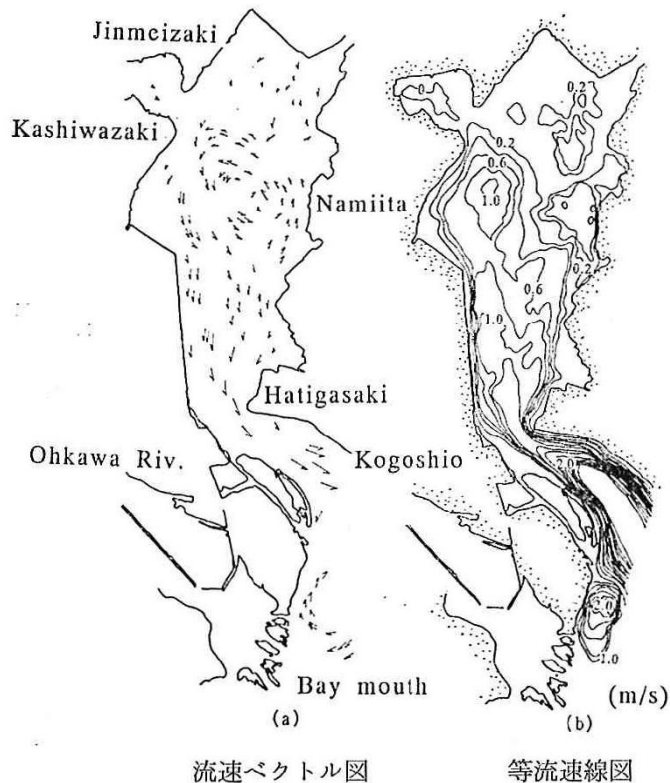


図 4-5-5 流速の測定結果<sup>17)</sup>

これに加えて、高橋らは、気仙沼湾の地形特性に応じて4つの範囲に区分した領域（図4-5-6）で、数値計算により算定した流速との比較を行い、各領域の流況特性を考察している<sup>17)</sup>。この際の流速の計算値と実測値の比較は、図4-5-7に示すとおりである。図4-5-7によれば、湾内の実測流速は、狭窄部を除いて概ね0.5m/s～1.0m/sを推移している。一方、狭窄部（領域Ⅲ）では、局所的に3m/s程度の流速が発生しており、湾奥（領域Ⅰ）では、0.0m/s～0.5m/sの流速を示している箇所も多くなっている。このことから、湾内の実測流速の特徴として、狭窄物で流速が増大することは勿論のこと、湾奥での流速は、湾口等に比べてやや遅い傾向にあることが伺える。

さらに、数値計算との比較も含めて考察を行う。領域Ⅱ～領域Ⅳにおける計算流速は、実測流速に対し、全体的に過小に評価されているものの、実測流速が大きい地点では計算流速も大きくなる傾向にある。一方で、湾奥に該当する領域Ⅰでは、実測流速の大きさに関わらず、計算流速が極めて小さくなっている。このことから、計算流速の再現性は、実測流速に比べて、全体的に過小評価する傾向にあるが、特に湾奥においては、その傾向が著しくなっているといえる。

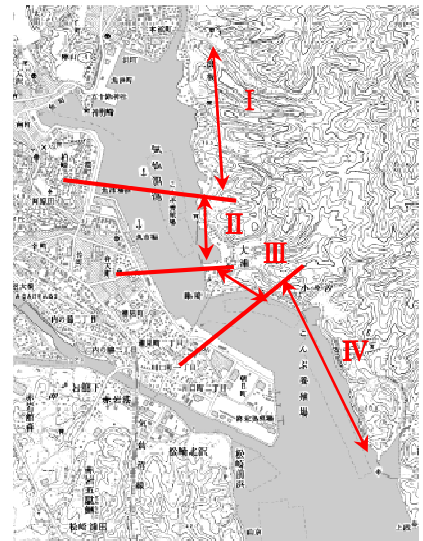


図 4-5-6 湾内の領域区分

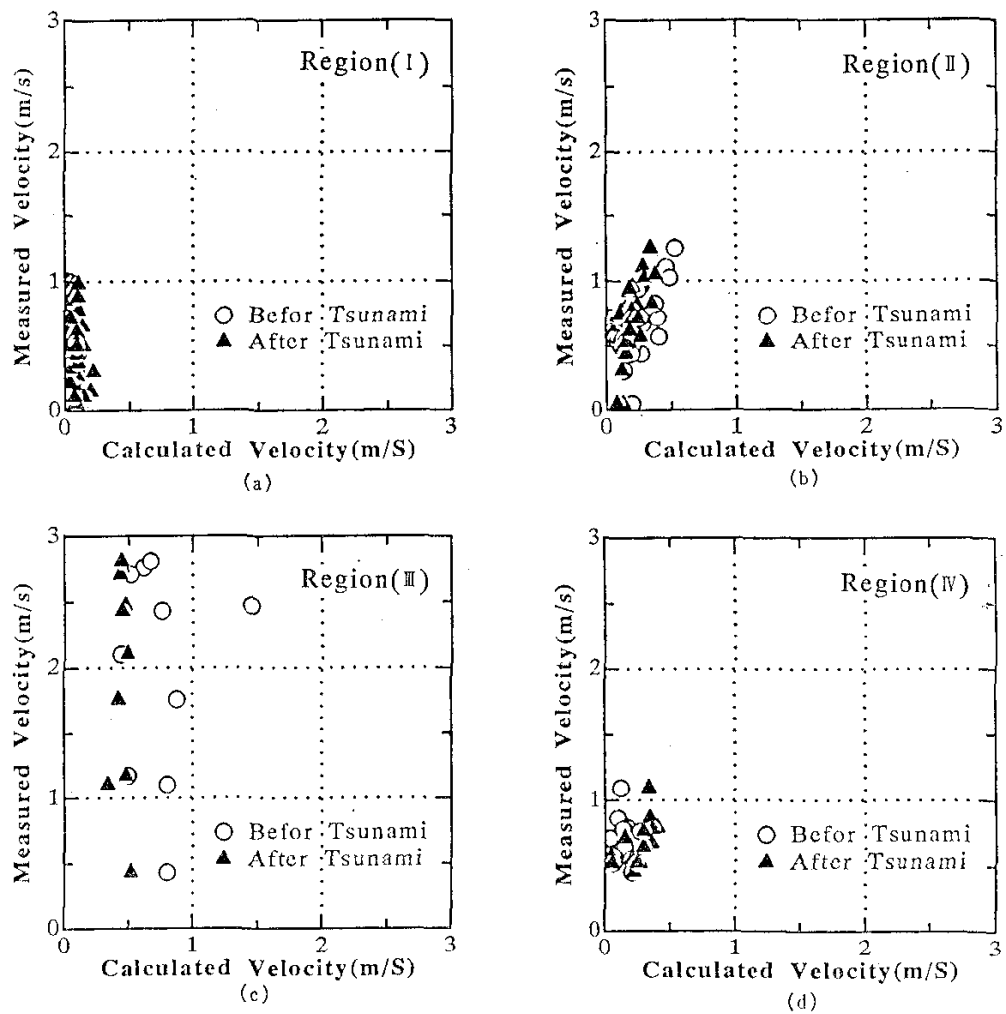


図 4-5-7 各領域における実測流速と計算流速の比較<sup>17)</sup>

ここで、本検証結果における流況特性を考察する。流況特性の考察にあたっては、気仙沼湾内の流況を時系列的な観点から考察した。図 4-5-9 に、主要 5 地点(図 4-5-8 参照)での流速の時系列変化を示すとともに、湾内の流速分布の時系列変化を、図 4-5-10 に示す。

この結果、押し波時の来襲に伴い、湾口から狭窄部にかけて流速が次第に増加し、時間の経過に伴い、狭窄部とその北側で高流速域が生じている。また、湾奥では流速の半時計まわりの旋回が生じ流速が低下し、概ね湾口と同程度の流速となっている。一方、引き波時は、狭窄部から湾口にかけて流速が非常に大きくなっている反面、湾奥の流速は小さくなっており、最終的にはゼロに近い領域が多くなる。

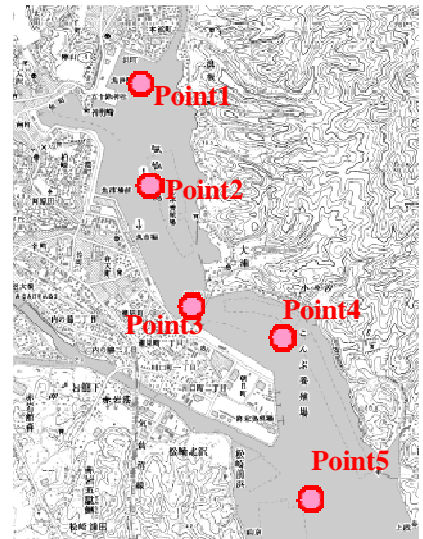


図 4-5-8 湾内の主要 5 地点

また、主要地点における流速の時系列変化(図 4-5-9)は、狭窄部および狭窄部～湾口 (point3, 4) で、最大 6m/s 程度の流速を、狭窄部北側 (Point2) で最大 4m/s 程度の流速を示しているのに対し、湾口では最大 3m/s (Point5) とやや小さく、湾奥に至っては最大 1m/s 程度と小さくなっており、最も流速が大きくなる引き波時を除けば 0.5m/s 未満を推移していることがわかる。

このことから、本検証結果の流況特性として、1960 年チリ津波における実測流速と同様に、狭窄部で局所的に速く、湾奥でやや遅くなる傾向と一致しているといえる。ただし、湾奥の流速は、湾口と比べて相対的に小さくなっており、本検証結果においても過小に評価されている可能性が示唆される。

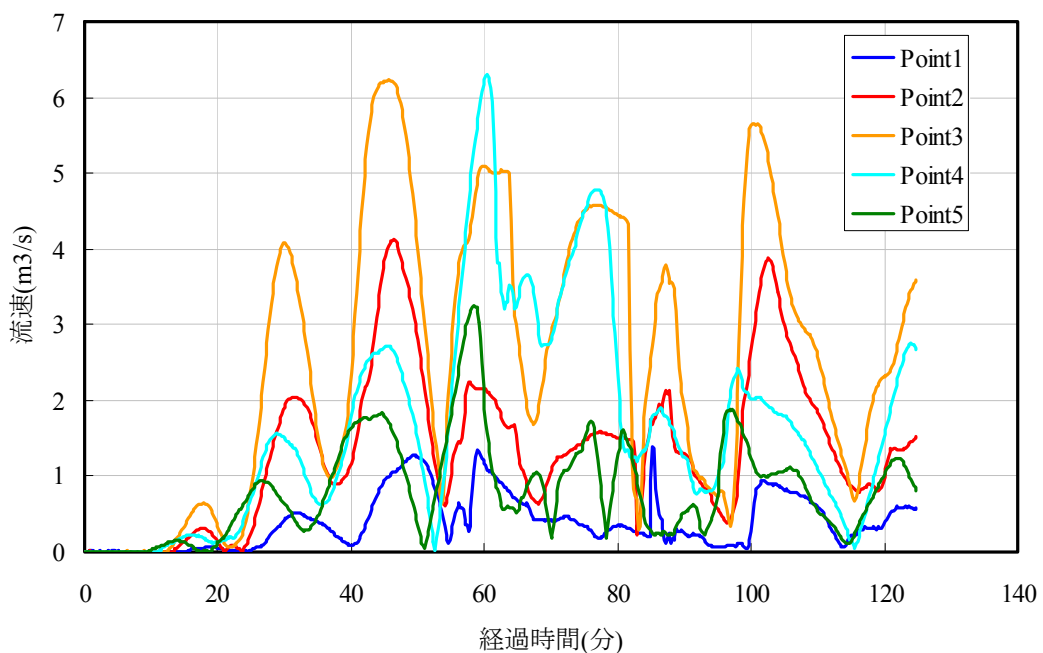


図 4-5-9 主要 5 地点での流速の時系列変化



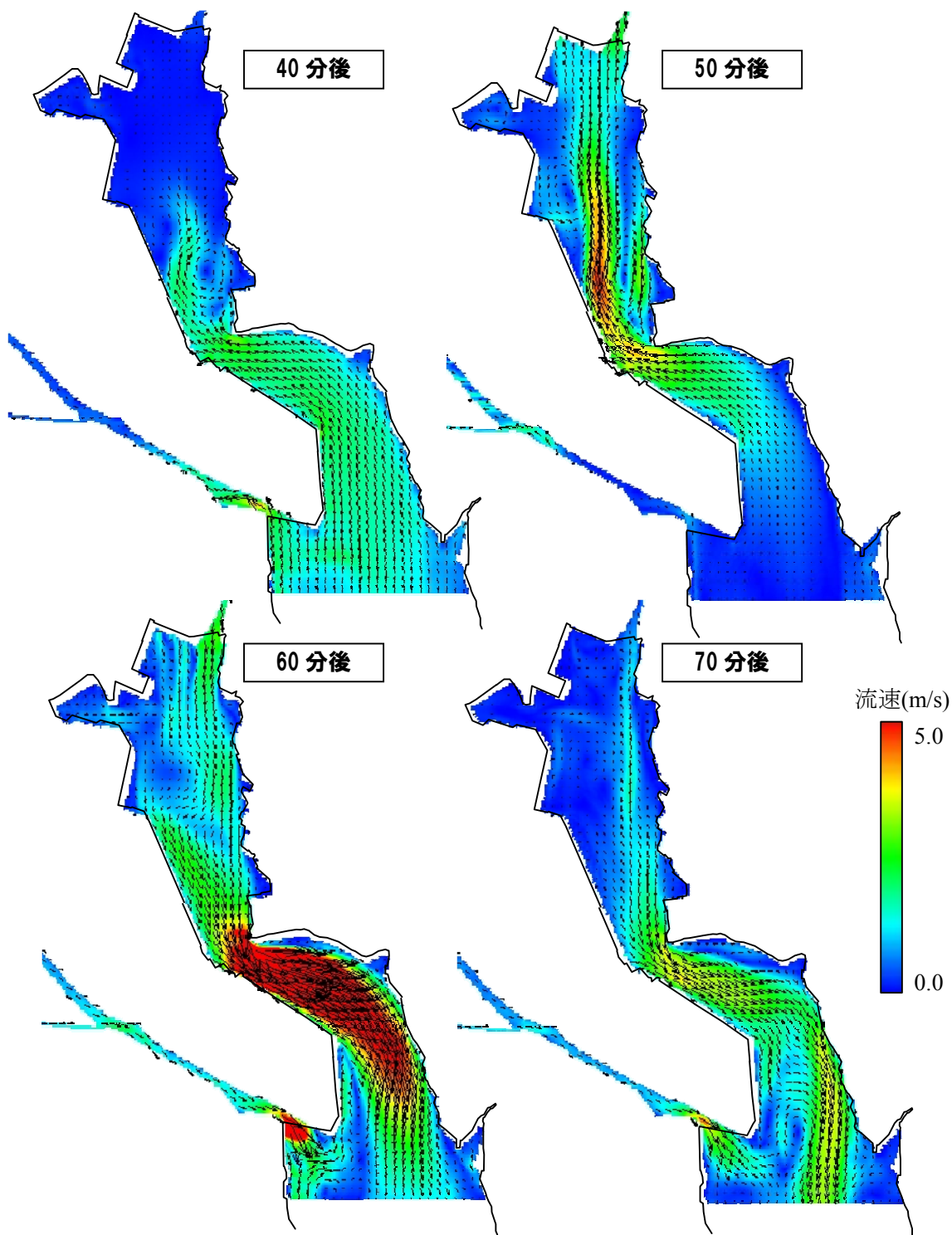
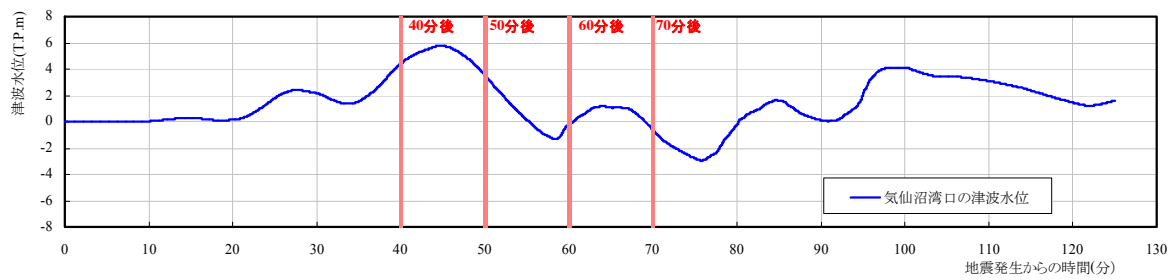
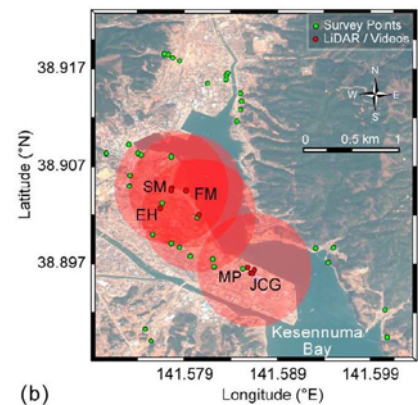


図 4-5-10 流速分布の時系列変化

## 2) 実測流速との比較

気仙沼湾に来襲した 2011 東北津波に対して、Fritz ら<sup>38)</sup>は、図 4-5-11 に示す 2 地点 (MP, JCG) から撮影された津波来襲時の狭窄部のビデオ画像を用いて、PIV 解析を行い、狭窄部の水位および表面流速を推定している。

この結果は、図 4-5-12 に示すとおりであり、狭窄部では、押し波時には概ね 1 分間に 1m の水位上昇をもたらした最高水位が 9m に達したこと、最高水位から引き波に転じた 10 分以内に最大 11m<sup>3</sup>/s もの表面流が発生したことを示している。併せて、水深との関係から、フルード数が 1 に漸近した限界流に近い状態であったことを示している。



(b)

図 4-5-11 流速推定に使用した画像カメラの設置位置<sup>38)</sup>

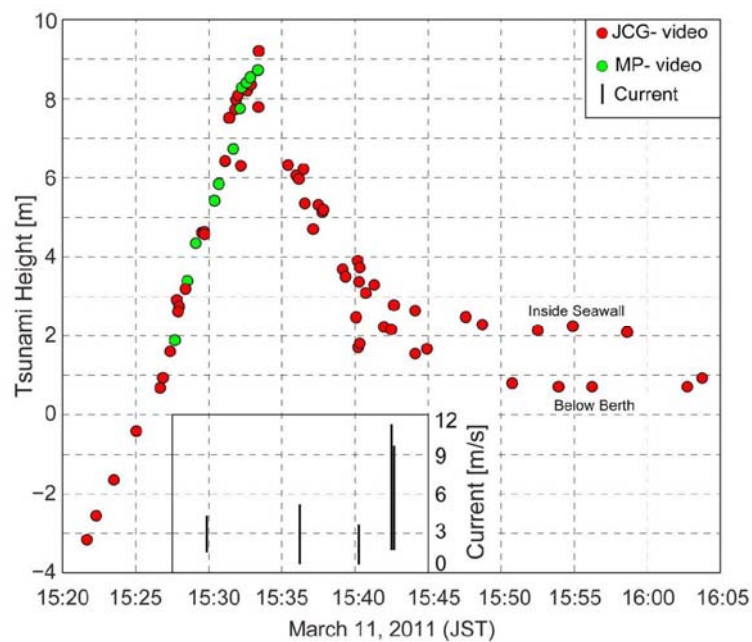


図 4-5-12 Fritz らが推定した狭窄部での水位および流速<sup>38)</sup>

上記の結果を用いて、本検証結果の流速について考察する。ここで、Fritz らによれば、最大流速は 2 分に満たない間に 3m/s~11m/s まで瞬間的に増加したことを示していること、また、推定した流速は、点ではなく面的な分析に基づいている。このことから、本検証結果の流速との比較に際しては、当該時刻付近の狭窄部における平面流速分布を対象とした。

図 4-5-13 に、狭窄部における 15:40 分~15:44 分まで 2 分ごとの平面水位コンターおよび平面流速ベクトル分布を示す。

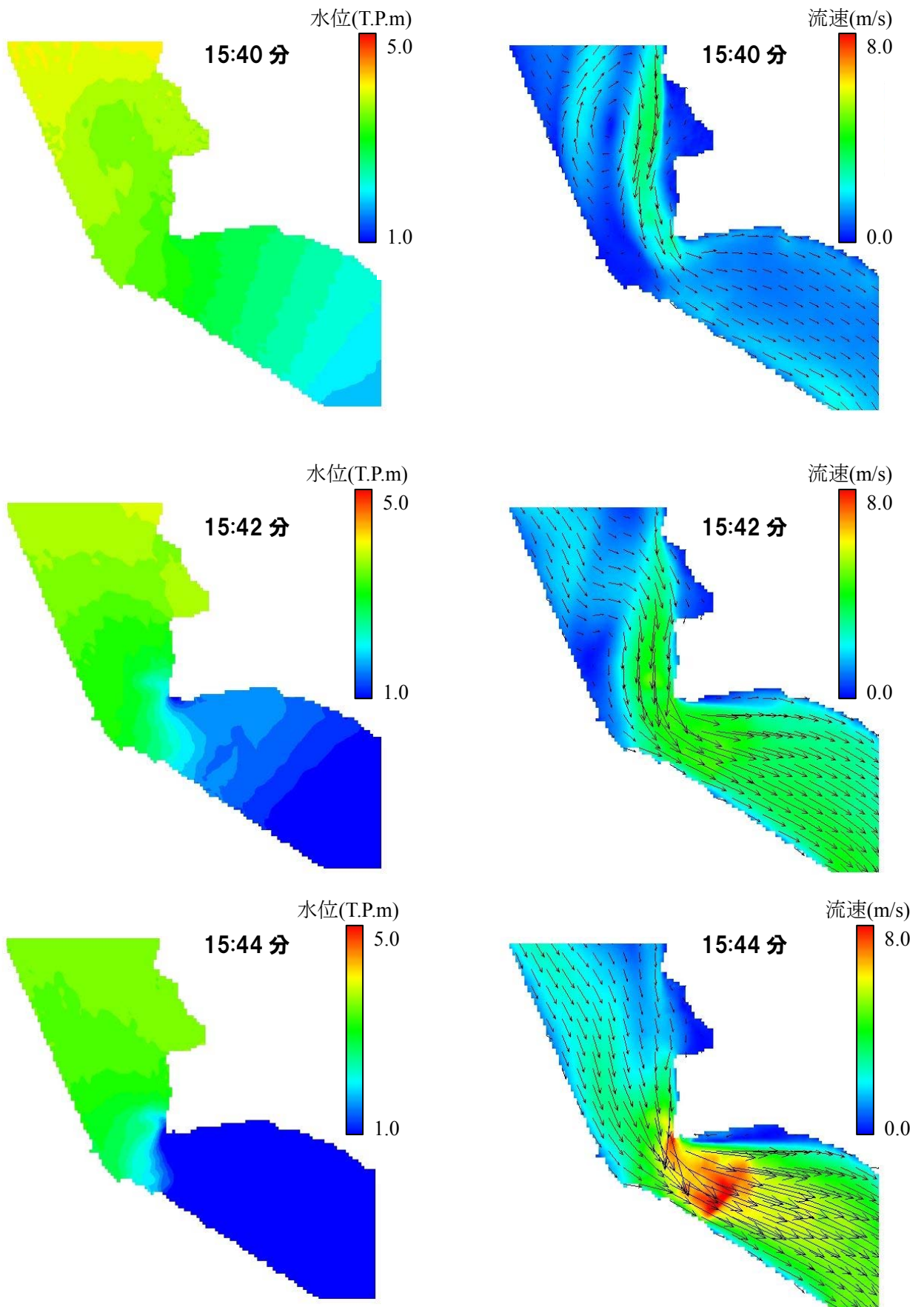


図 4-5-13 15:40~15:44 分の狭窄部における水位および流速の計算結果  
(左：水位，右：流速)

図 4-5-13 (左) より, 15:40 分~15:44 分付近の津波高は, 4 分の間に概ね T.P.+3.0m から T.P.+1.0m 程度に推移しており, 15:44 分では狭窄部を境に非常に大きな水位差を形成している. 実測では, 概ね 2~3m 程度を推移しており, 計算値は実測値に比べてやや低く算定されているといえる.

一方, 流速においては, 図 4-5-13 (右) より, 4 分の間に急激に増大しており, 湾奥から狭窄部に入る入口で形成されていた高流速域が, 狭窄部に進入し, 次第に狭窄部出口へと推移している. その変動は, 約 3m/s~約 8m/s まで推移しているが, 実測値はこれを上回る流速 11m/s を観測しており, 計算値の方が, やや過小評価となっている.

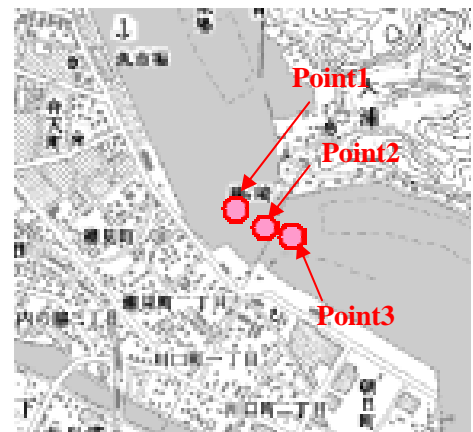


図 4-5-14 流速確認地点

また, Fritz らは, 15:30 分~15:45 分まで断続的に流速を算定しているため, これらの流速値と比較した結果を図 4-5-15 に示す. なお, 図 4-5-14 には, 狭窄部の 3 地点での流速時系列変化を示している. この結果, 上記に示した局所的な流速の増大を除いて, Fritz らが分析した狭窄部の流速の変動幅を, 全体的には捉えており, 狭窄部の流速についても概ね再現できている.

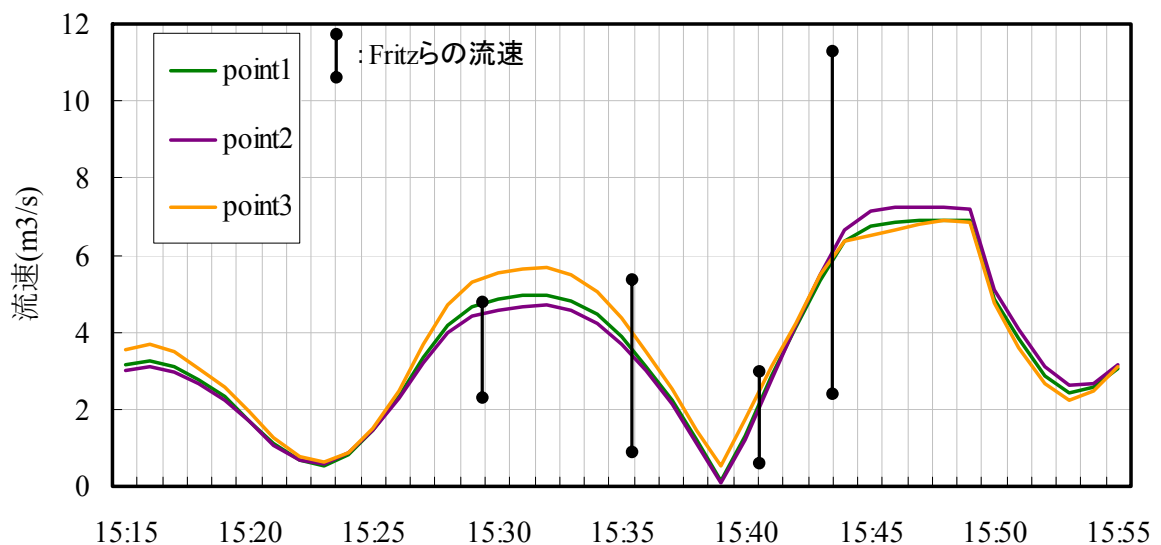


図 4-5-15 Fritz らの実測流速と計算流速の関係

以上のことから, 一般的には検証が困難な津波来襲時の流況について, Fritz らが分析した狭窄部での実測流速を用いて検証を行った. この結果, 本モデルで算定した流況は, 狭窄部での実測流速を概ね再現できていることから, 津波移動床モデルによる地形変化の検証を実施しても差し支えない精度を有していると判断した.



## 4-5-2 2011 東北津波における海底地形変化の再現結果

### (1) 海底地形変化の再現性

前節において、高橋モデルの妥当性が評価されたため、移動床条件での計算を実施し、津波による地形変動分布の再現性を検証した。海底の地形変動実績は、第 2 章で示しており、C3D より測定された津波来襲前後の地形標高の差分から算定している。

図 4-5-5 に、解析結果と実績の地形変動分布の比較を示す。実績では、湾口から湾奥にかけて滞筋を形成しており、特に狭窄部では局所的な侵食が生じている。また、滞筋周辺には幅広い堆積域を形成しており、湾内全体では堆積量が多く、堆積卓越の土砂移動傾向を示している。これに対し、解析結果は、狭窄部での侵食や湾奥での堆積など定性的には再現できているものの、湾全体の変動分布は再現性にやや劣る。また、地形変動分布を定量的な視点で評価する。ここで、本研究では、地形変動分布の再現性を評価する定量的な指標として堆積・侵食の変動量を整理するとともに、堆積率（＝湾内の堆積土砂量÷湾内の侵食土砂量）を検討し、堆積および侵食の優位性も評価の基準とした（表 4-5-1 参照）。

この結果、計算による土砂移動量は、実績に比して過小に評価されている。また、堆積率（＝堆積量÷侵食量）も計算結果では 0.28 と極めて小さく、実績とは逆の強い侵食卓越傾向を示すなど、改善すべき課題が多い結果となった。

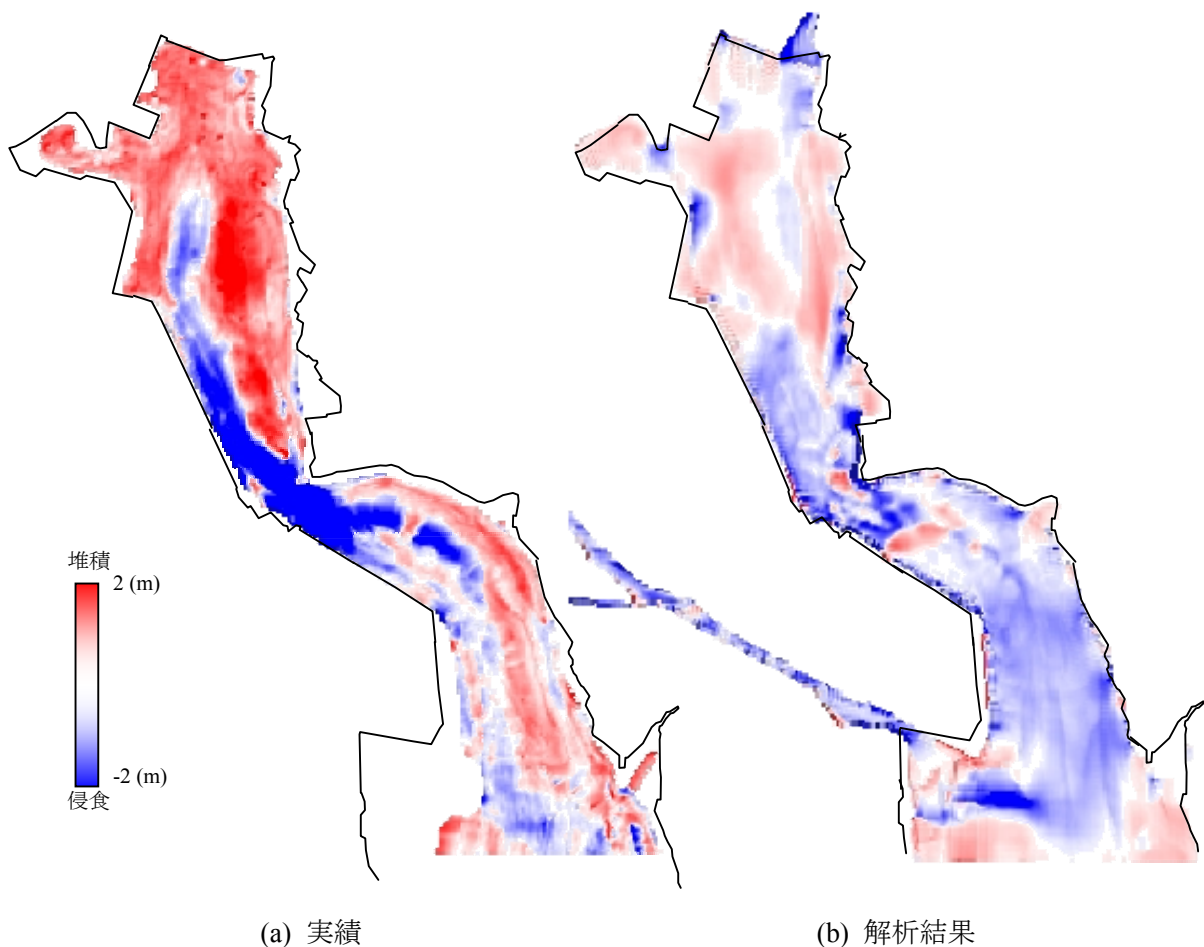


図 4-5-5 地形変動分布の比較（左：実績，右：解析結果）

表 4-5-2 土砂移動量の比較

	堆積量 (万 $m^3$ )	侵食量 (万 $m^3$ )	堆積率
実績	91.13	66.18	1.38
既往モデルによる再現	32.48	82.38	0.28

(2) 津波による土砂移動状況の考察

2011 東北津波による土砂移動特性について考察するとともに、地形変動実績との乖離を解消するための糸口を探る。津波による土砂移動特性は、地形変動分布の時系列変化および湾特性を代表する下図の主要地点での物理諸元の時系列変化から考察した。ここで、主要地点では、支配的な土砂移動現象を考察するため、流速、掃流砂量、交換砂量、沈降速度、浮遊砂濃度の時系列変化を整理した。

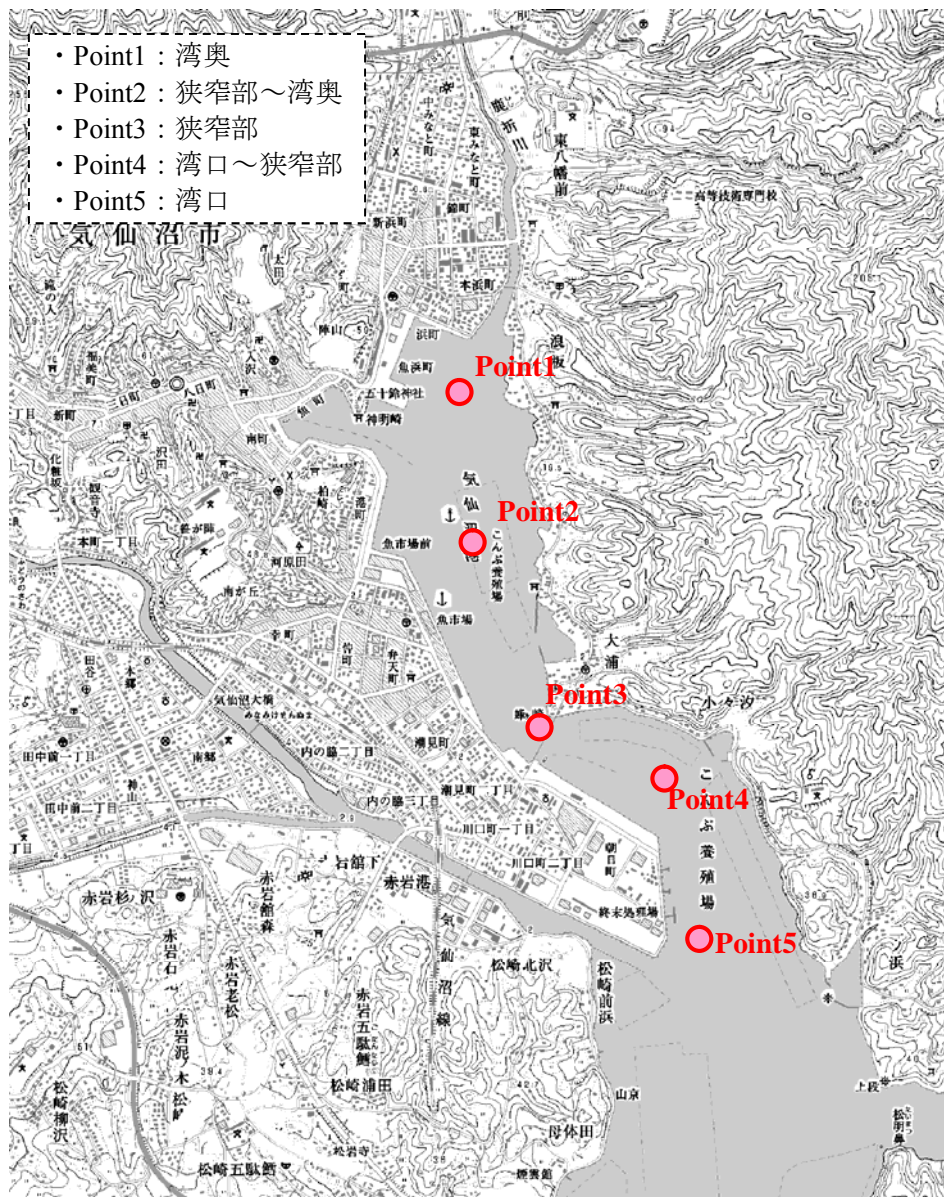


図 4-5-6 湾特性を代表する主要地点位置



#### 1) 地形変動分布の時系列変化

図 4-5-7 に、地形変動分布の時系列変化を、図 4-5-8 に流速分布の時系列変化を示す。また、参考までに図内には、境界条件として与えている津波波形を示している。ここで、図 4-5-7、図 4-5-8 内の津波波形は、あくまで湾口での水位を示しており、湾内では津波の伝播による遅れのため、湾口の水位よりやや遅れた時間帯の水位になっていると考えられる。

図 4-5-7、図 4-5-8 より、押波が湾内に侵入してくる地震発生 40 分後では、ピークに向けた水位上昇を開始する段階であり、地形変動は湾口～狭窄部にかけて侵食域が広がっており、特に大川河口では顕著となっている。また、流速分布から狭窄部通過後の湾奥では、時計周りの渦が確認できるとともに湾奥では流速が急激に低下している。

続いて、第 1 波のピーク付近である 50 分後では、湾全体で地形変動が確認され、湾口では侵食、湾奥では堆積が支配的であるものの、津波来襲後の変動分布までは至っていない。また、流速分布は、最大流速が狭窄部通過後の範囲に遷移しており、湾奥まで続く高流速域を形成しているが、湾奥では流速が低下するとともに、高流速域の両側では渦を形成している。湾口～狭窄部にかけて侵食された土砂は、こうした湾奥での流速の低下や渦の発生に因り堆積の進行を促しているものと推測される。

その後、引き波が顕著となる 60 分後では、湾全体で地形変動が助長されており、概ね津波来襲後の分布に近い状態となっている。また、流速分布は、狭窄部から湾口にかけて非常に大きくなり 8m/s 以上にもなっている。津波の流速は、引き波時に最も大きくなることが知られており、2011 東北津波においても同様の傾向が確認された。

最後に、引き波のピーク時に近い 70 分後では、湾全体の地形変動は津波来襲後の地形変動分布とほぼ一致しており、2011 東北津波による気仙沼湾での地形変動は、第 1 波の来襲でほぼ最終的な地形変動状況に至ったものと推測される。また、流速分布は、湾奥では流れがほとんど収まっている一方で、湾口では、3～4m/s 程度の流れが残っており、狭窄部からの戻る流れと大川から戻る流れが衝突し、湾口で時計回りの流れを形成していることがわかる。

以上より、気仙沼湾における地形変動分布を流速分布と併せて時系列的に評価した結果、地形変動は、第 1 波の押し波による侵食は湾口～狭窄部にかけて若干生じ、これらの侵食土砂は湾奥で堆積する。その後、引き波時の強い流れにより湾口～狭窄部にかけての侵食が大きく助長され、この時点で、概ね最終的な地形変動状況に至っているものと推測される。言い換えれば、2011 東北津波による地形変動は、概ね第 1 波の影響が支配的であると推測される。

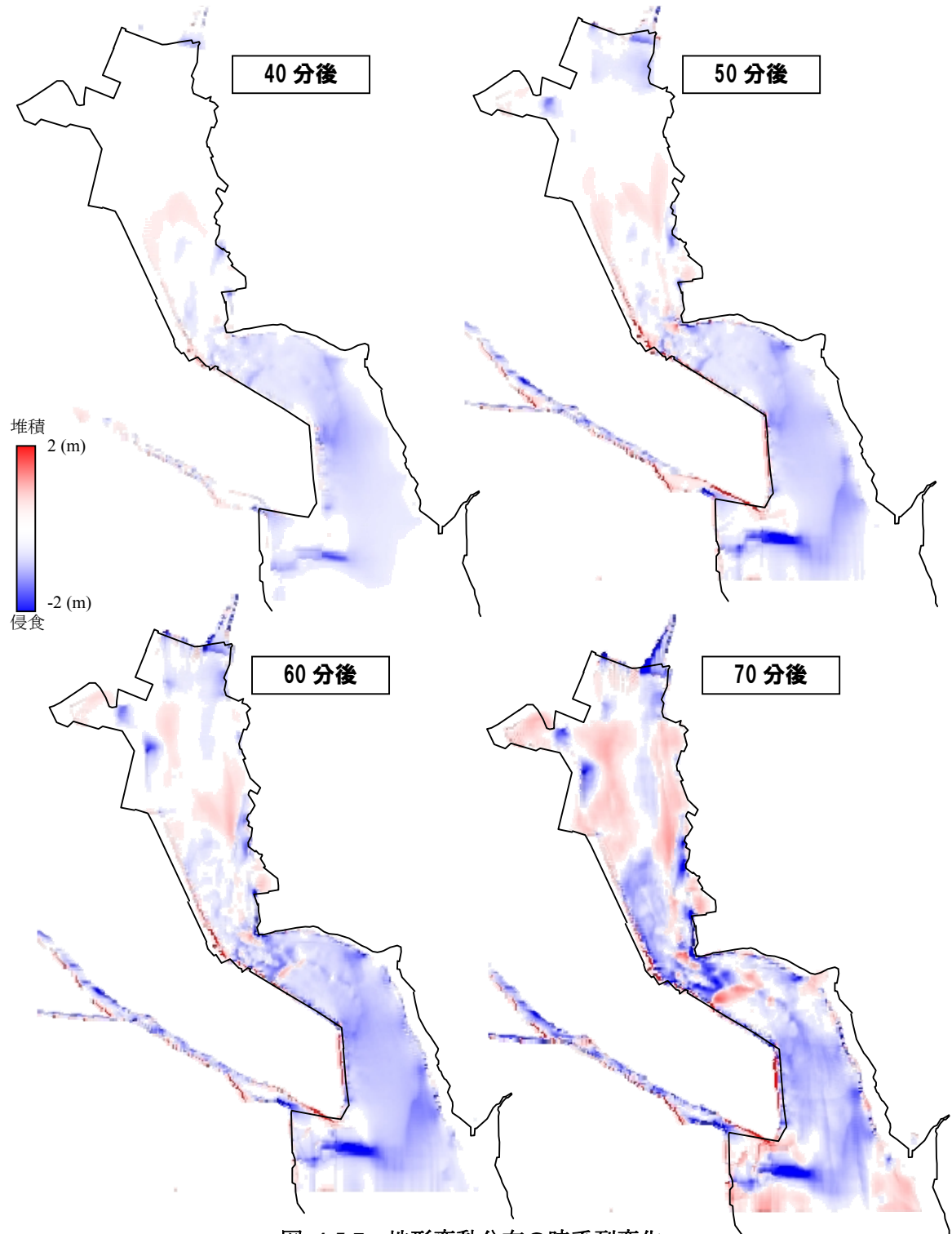
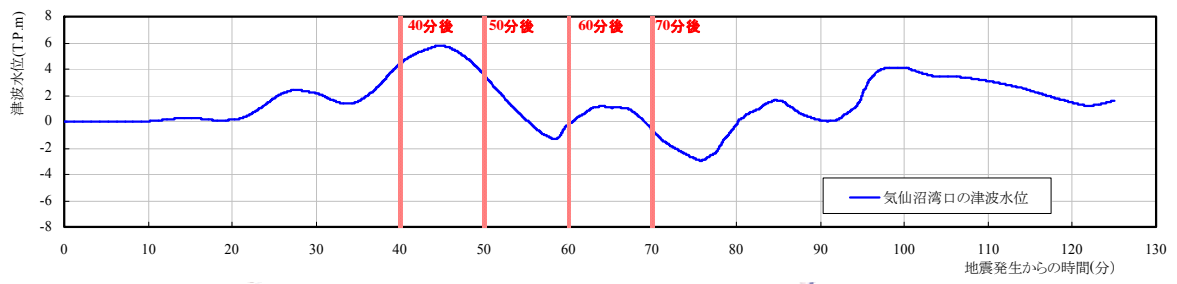


図 4-5-7 地形変動分布の時系列変化

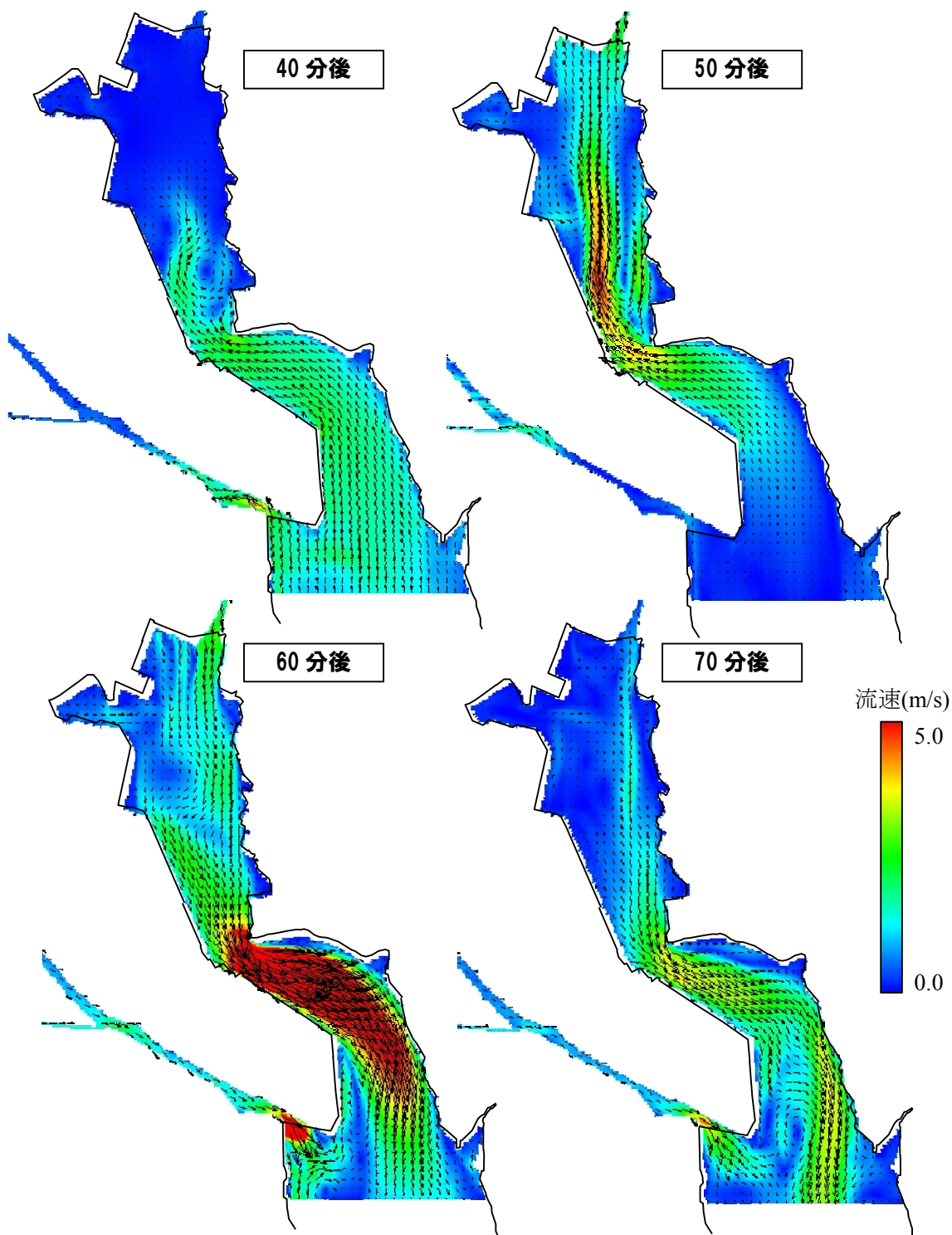
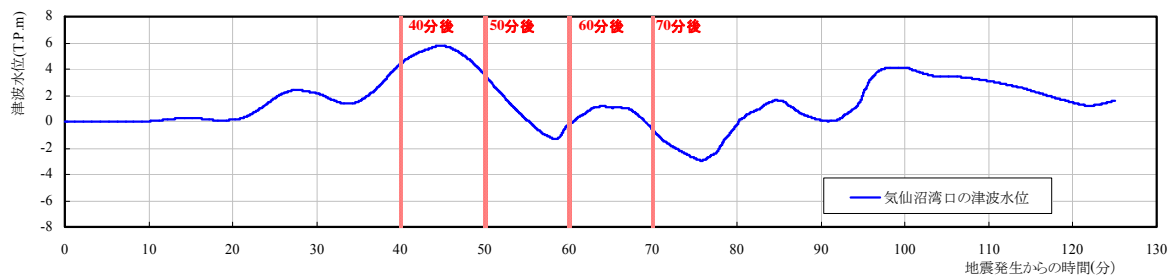


図 4-5-8 流速分布の時系列変化

## 2) 主要地点の時系列変化

湾特性を代表する 5 つの主要地点での物理諸元の時系列変化から湾内での土砂移動特性を分析する。

最初に、主要地点の時系列水位の比較を行う (図 4-5-9)。この結果、ピーク水位は、湾口から湾奥にかけて進行している (ピーク水位は、湾口から湾奥の順で生じている) が、狭窄部を境に低減した後、湾奥では再び上昇している。これについては、狭窄部および狭窄部～湾奥では、津波の来襲により湾西側に位置する気仙沼市街地に広く拡散するため、水位の低下を招いていると推測される。また、湾奥では、再び地形の窄まるため、津波が集中し水位上昇が生じていると考えられる。なお、湾口から湾奥にかけての津波の進行時間 (ピーク水位の発生時間の差分) は、10 分程度である。

続いて、主要地点の地形変動量の比較を行う (図 4-5-10)。図 4-5-10 では、正が初期標高からの堆積厚、負が初期標高からの侵食深を示している。図 4-5-10 より、全地点とも初期標高から侵食の傾向を示しているが、Point1 (湾奥) のみ、一旦、初期標高より侵食した後、堆積に転じ、最終的には初期標高より堆積していることがわかる。また、Point3 (狭窄部) を除いて、地形変化のピークは津波来襲中に生じている (例えば、Point4 (狭窄部～湾口) では、来襲後 75 分で侵食のピークを迎えている)。

地点別に考察すると、Point4、Point5 の湾口部では、概ね第 1 波の押し波時に大きな侵食が生じるが、60 分以降に Point4 (狭窄部～湾口) では堆積傾向に転じ、Point5 (湾口) では、緩やかな侵食と堆積を繰り返している。ここで、Point4 (狭窄部～湾口) では、特に 60 分付近および 80 分付近で堆積傾向を示しているが、当該時刻は第 1 波の引き波後に続く押し波にあたる。このことから、50～60 分ごろに生じる第 1 波引き波時に狭窄部で侵食された大量の土砂が、沖合へ流出せずに再び戻ってきたためと推察される。これは、第 2 章で考察した近地津波の特徴、即ち、周期が短く湾内で侵食された土砂が沖合へ流出しにくいことと一致している。

また、Point3 (狭窄部) では、80 分まで侵食傾向が続いており、地形特性から流速が大きくなりやすいため、周辺の土砂移動状況に関係なく侵食が支配的となっていることが推測される。

最後に、Point1、Point2 の湾奥では、狭窄部や湾口に比べて地形変化量は小さくなっており、特に Point1 で顕著である。これは、Point1 では、後述のとおり流速が小さく、津波自体が大きな運動量を持って湾奥まで伝播していない可能性があり、実績との地形変動分布の乖離を引き起こしている要因とも考えられる。

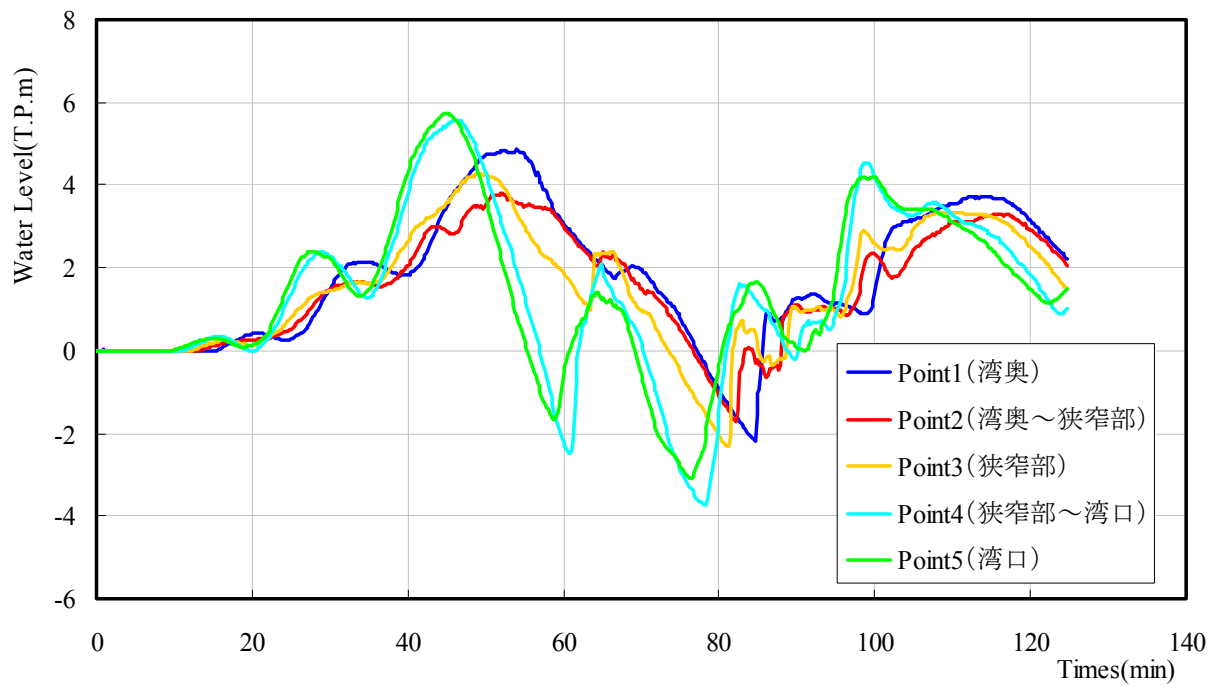


図 4-5-9 主要地点の時系列水位の比較

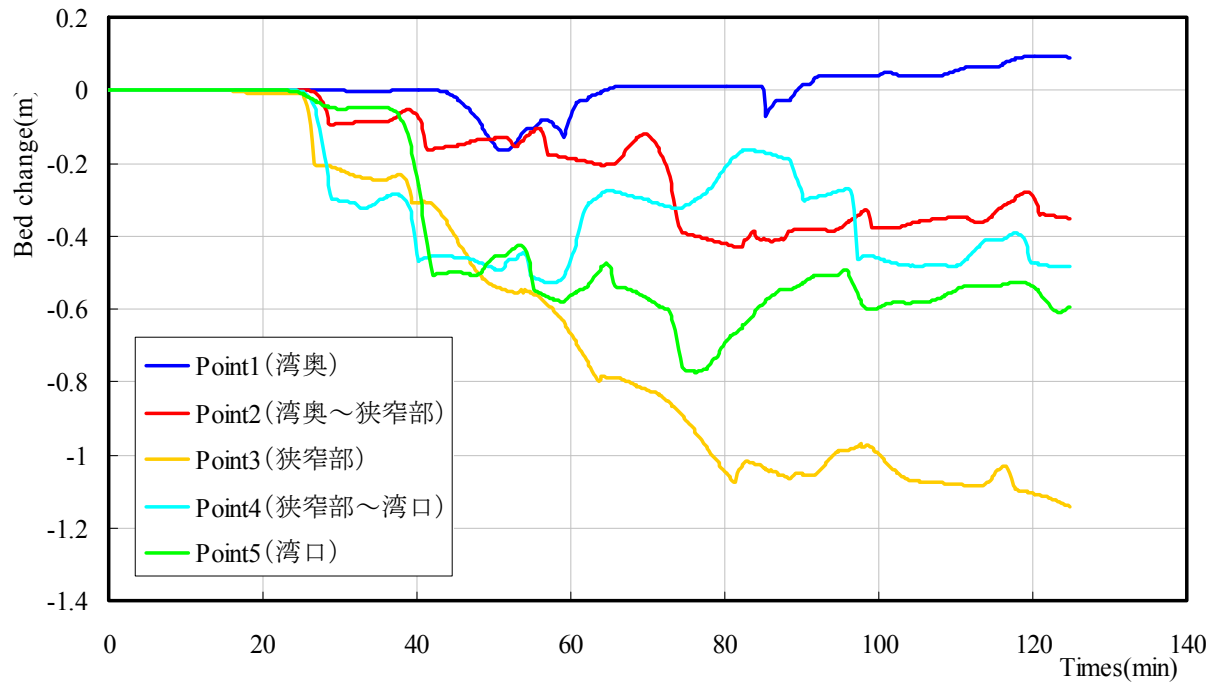


図 4-5-10 主要地点の地形変化の比較

次に、図 4-5-13～図 4-5-17 の上段に各地点での水位と流速の関係を示す。図 4-5-13～図 4-5-17 上段より、流速は狭窄部から湾口にかけて (Point3, Point4) 最も大きく、最大 3m/s 程度となっている。また、流速は水位変動時に大きい傾向にあり、湾口～狭窄部にかけては引き波時、狭窄部～湾奥にかけては押し波時に流速が早くなる傾向にある。この理由として、気仙沼湾では、押し波時に湾奥へ持ち込まれた大量の水が引き波路に狭窄部を抜けきらず狭窄部を挟んで大きな水位差を生じるため、狭窄部～湾口では、引き波時に流速が速くなると推測される。

また、掃流砂量フラックス、交換砂量、浮遊砂濃度の関係性を評価した場合、掃流砂量フラックスは、流速と強い相関関係にあり、流速とほぼ同様の挙動を示している。一方で、交換砂量 (正が浮上、負が沈降を示す) は、掃流砂量に比べて特異な動きを示しているが、これは、浮遊砂層で考慮している飽和浮遊砂濃度が関係しているものと考えられる。

この現象について、図 4-5-12 を用いて詳細に考察する。ここで、高橋モデルによる浮遊砂濃度の変化は、①移流による濃度の変化、②掃流砂層からの浮上・沈降による濃度の変化に規定され、①→②の順で浮遊砂濃度を求める。この際、①の時点で飽和浮遊砂濃度を超過した場合は、無次元掃流力で決まる巻上げ砂量に関係なく超過分の沈降させる処理を行っている (下図イメージ参照)。

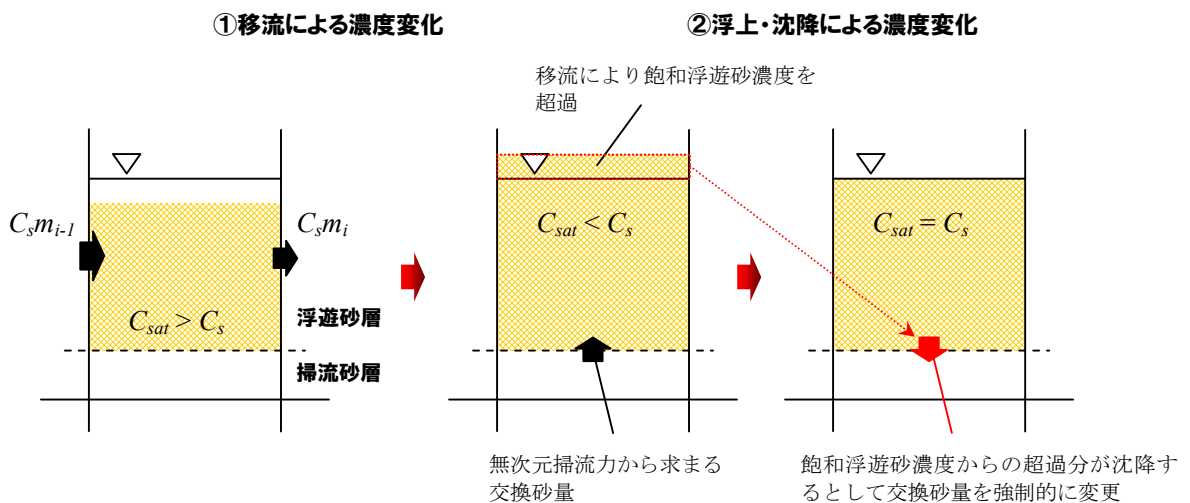


図 4-5-11 浮遊砂濃度の変化イメージ

以上を念頭に入れた上で図 4-5-12 を考察する。図 4-5-12 は、土砂移動の大きい狭窄部を対象とした①移流による変化後の浮遊砂濃度および②浮上・沈降後の浮遊砂濃度を分別して示しており、それぞれの比較図および差分図 (上段: 差分は①-②で表示)、交換砂量 (中段)、および無次元掃流力の時間変化 (下段) を示している。まず、上段の図より浮遊砂濃度に大きな差異が見受けられないことから、濃度変化は主に移流による変化が支配的であるといえる。また、濃度の差分は 25 分や 40 分等では負を示し、80～100 分付近では正の値を示している。ここで、負を示す場合、浮遊砂濃度は、①移流後に比べて②浮上・沈降後の方が高いことを示す。このとき、同時刻の中段では、交換砂量が局所的な増加を示して



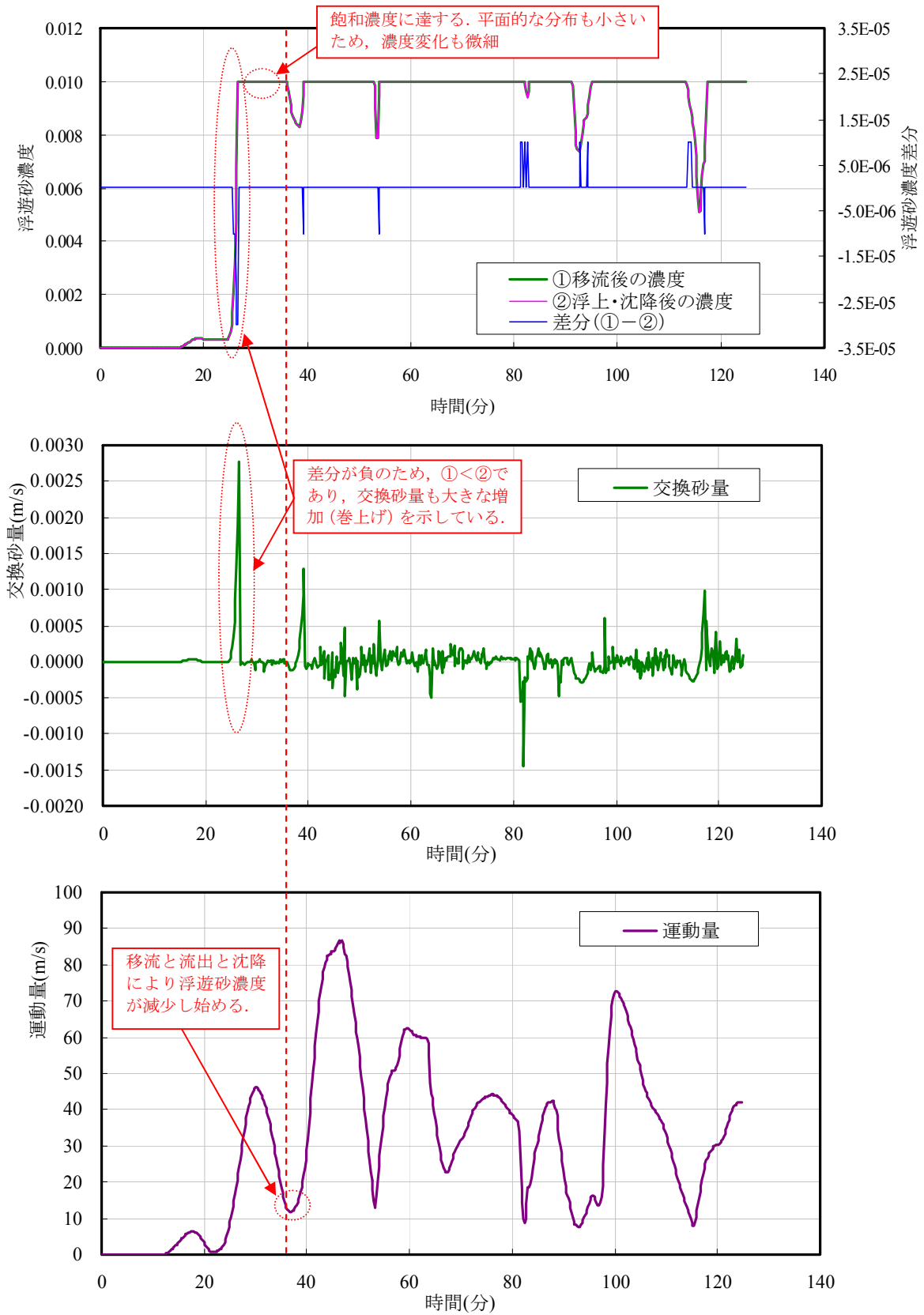


図 4-5-12 狭窄部における浮遊砂濃度の変化 (上段: 浮遊砂濃度の比較, 中段: 交換砂量, 下段: 運動量)

いることから、巻上げにより②浮上・沈降後の浮遊砂濃度が増加したものと推測される。

続いて、浮遊砂層が飽和浮遊砂濃度に達すると、平面的な濃度分布も一様に近づくため、移流による浮遊砂濃度の変化も小さくなり、ほぼ飽和浮遊砂濃度のラインを推移している。

その後、下段の図より運動量の減衰後期（極小値に達する直前）には、移流において流出において浮遊砂の流出が支配的になること交換砂量が沈降方法に転じることが推測されるため、上段において浮遊砂濃度の減少が始まる。しかし、運動量が再び増加し始めると、移流による増加および巻き上げ砂の増加により再び飽和状態に達すると考えられる。

一方、65分、80分付近では、局所的な交換砂量の減少、言い換えれば沈降砂量の増加も見られる。これは、運動量が大きく低下する低減期と一致しており、移流による変化が増大し飽和浮遊砂濃度を大きく超過するため、これを調整する沈降砂量が増加したものと考えられる。

以上より、浮遊砂濃度は、移流による濃度変化が支配的であること、また、浮遊砂濃度の変化は殆ど飽和浮遊砂濃度に依存していることがわかる。これに伴い、本来、無次元掃流力と類似した挙動を示すはずの交換砂量も特異な挙動を示したと考えられる。

ここで、再度図 4-5-13～図 4-5-17 を確認すると、交換砂量は湾奥を除いて特異な挙動を示しており、これらの地点では、無次元掃流力よりも寧ろ飽和浮遊砂濃度が支配的な影響を及ぼしていると推測される。このことから、高橋モデルの土砂移動評価において、飽和浮遊砂濃度は極めて大きな影響を及ぼす指標となっており、その評価方法の検討は重要な課題といえる。

また、図 4-5-12 より浮遊砂濃度が飽和浮遊砂濃度に達している際、交換砂量に微細な振動が見られる。これは、前述のとおり、移流による濃度変化が飽和浮遊砂濃度を超過した際に強制的に沈降砂量を考慮することにより生じることが主要因と考えられるが、移流による浮遊砂濃度自体が微細に振動している可能性もある。このため、移流項の算定方法についても改善すべき余地があるといえる。

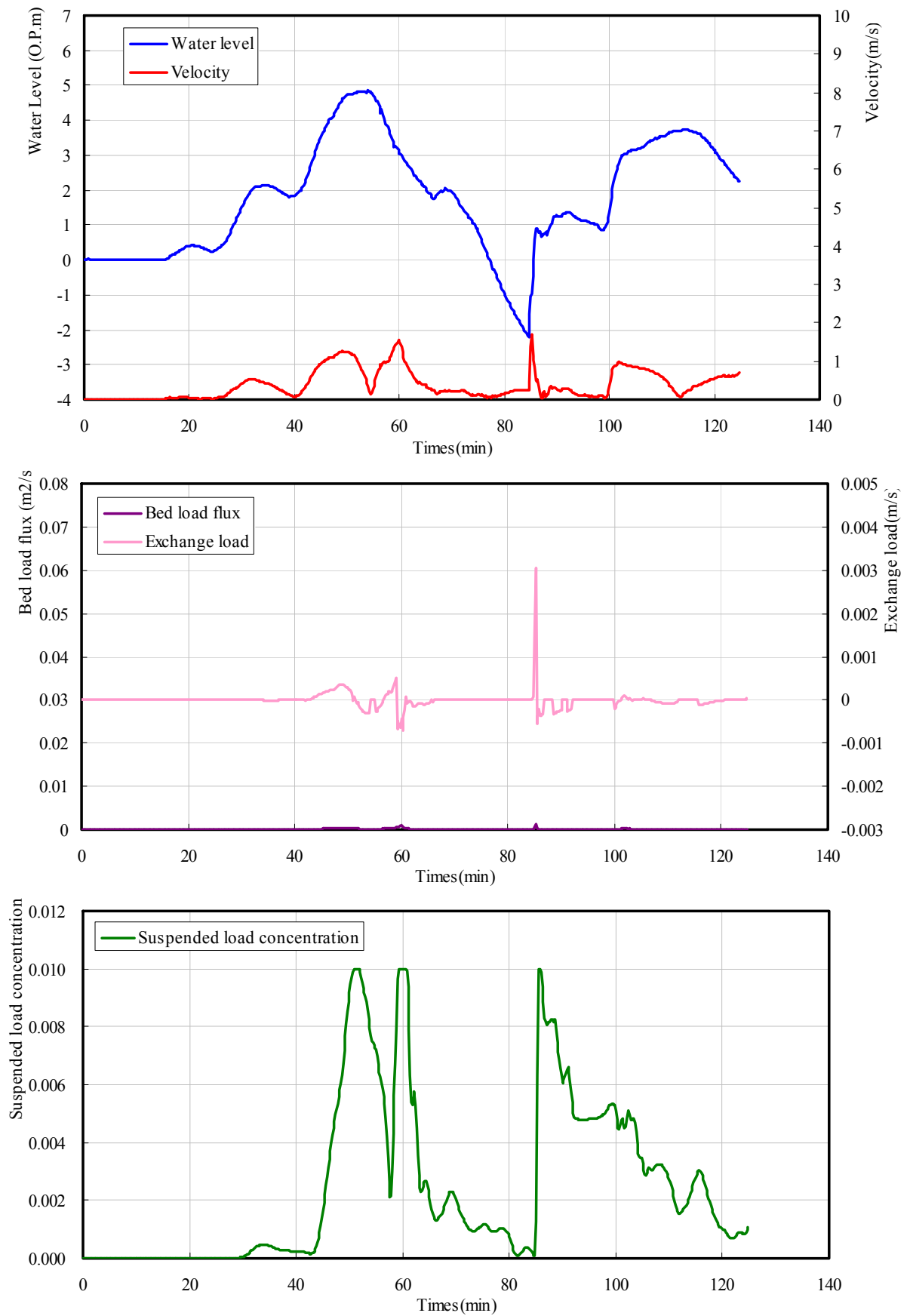


図 4-5-13 Point1 (湾奥) における水理諸元の時系列変化の比較  
(上段：水位と流速，中段：掃流砂フラックスと交換砂量，下段：飽和浮遊砂濃度)

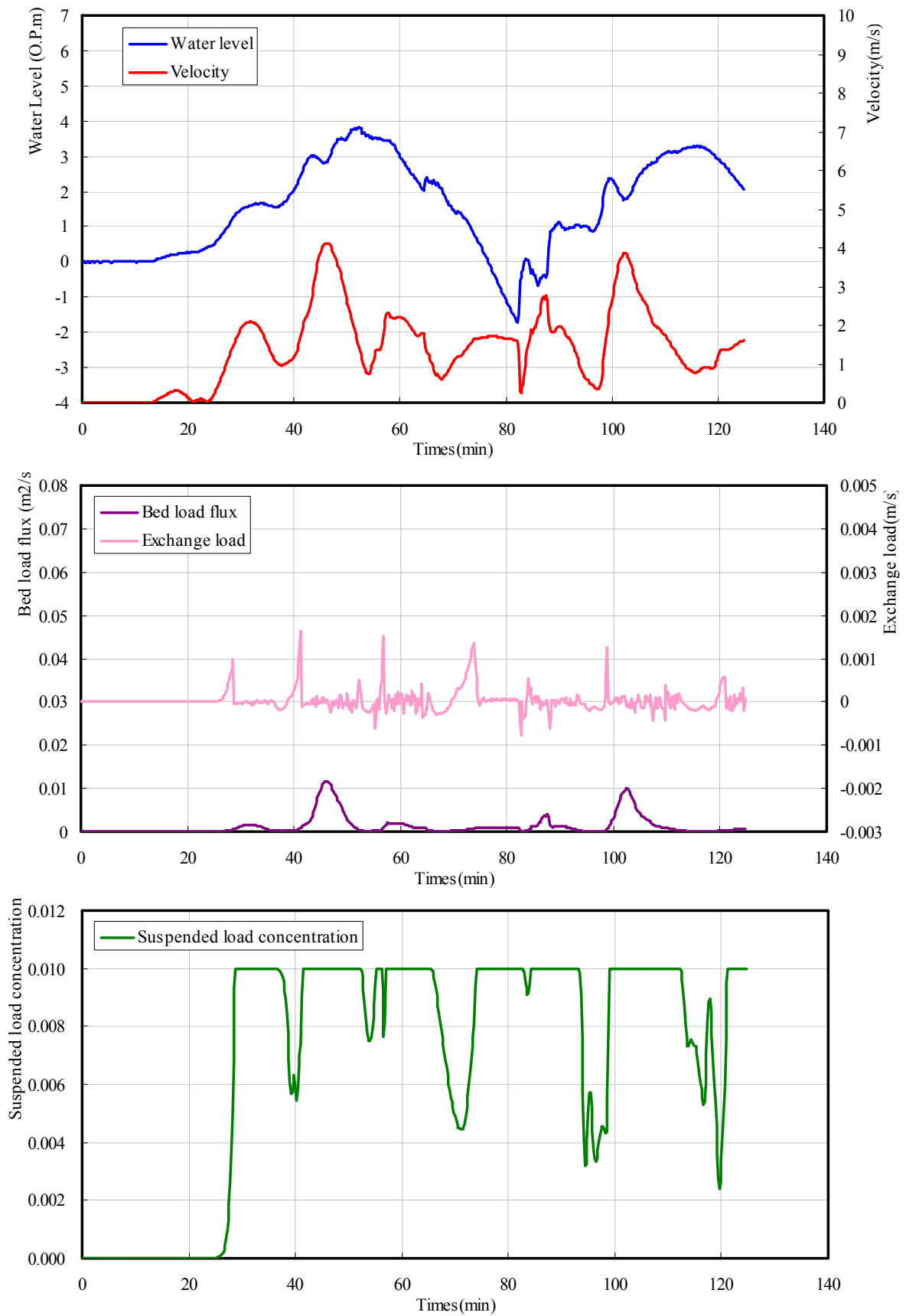


図 4-5-14 Point2 (湾奥～狭窄部) における水理諸元の時系列変化の比較  
(上段：水位と流速，中段：掃流砂フラックスと交換砂量，下段：飽和浮遊砂濃度)

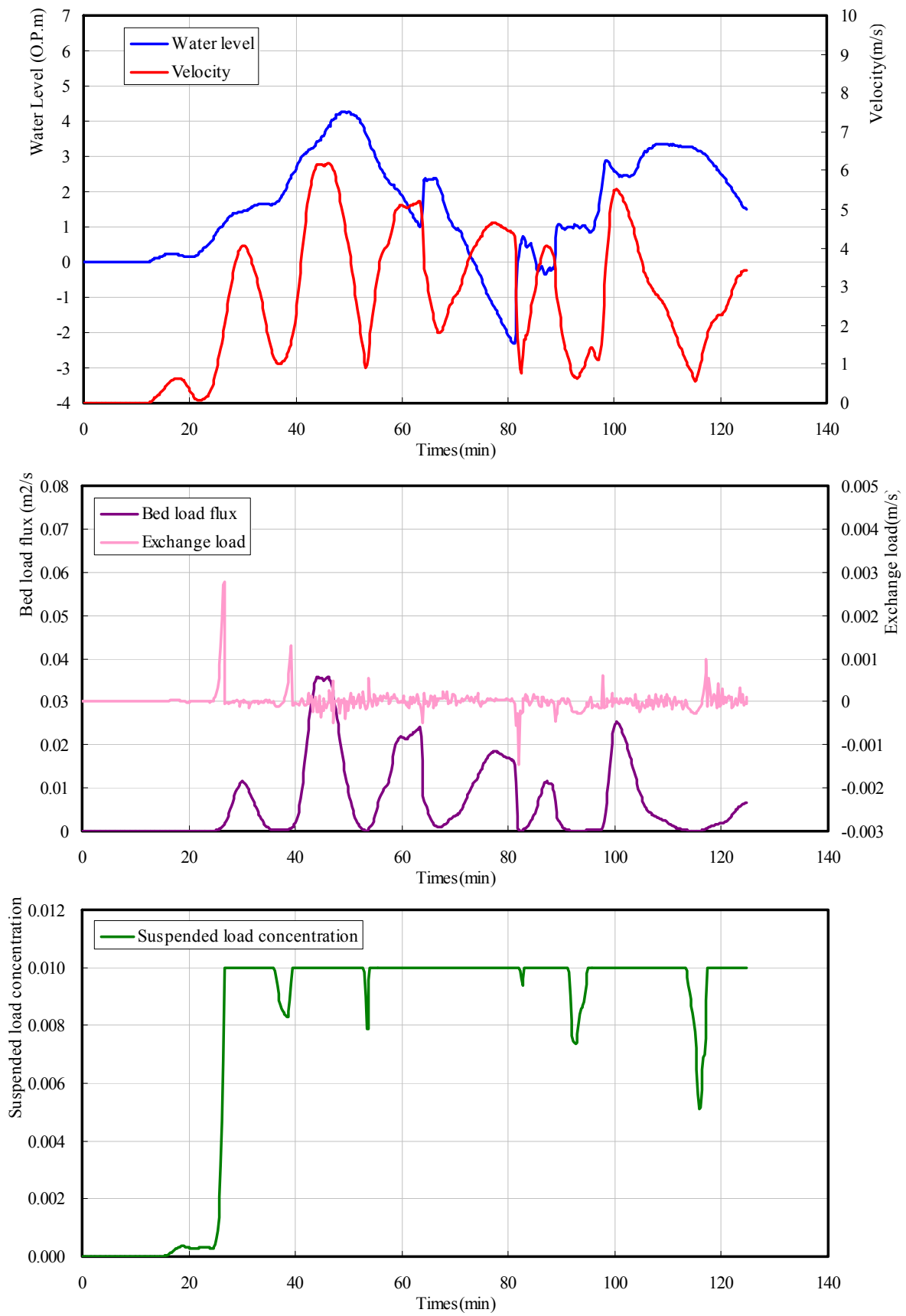


図 4-5-15 Point3 (狭窄部) における水理諸元の時系列変化の比較  
(上段：水位と流速，中段：掃流砂フラックスと交換砂量，下段：飽和浮遊砂濃度)

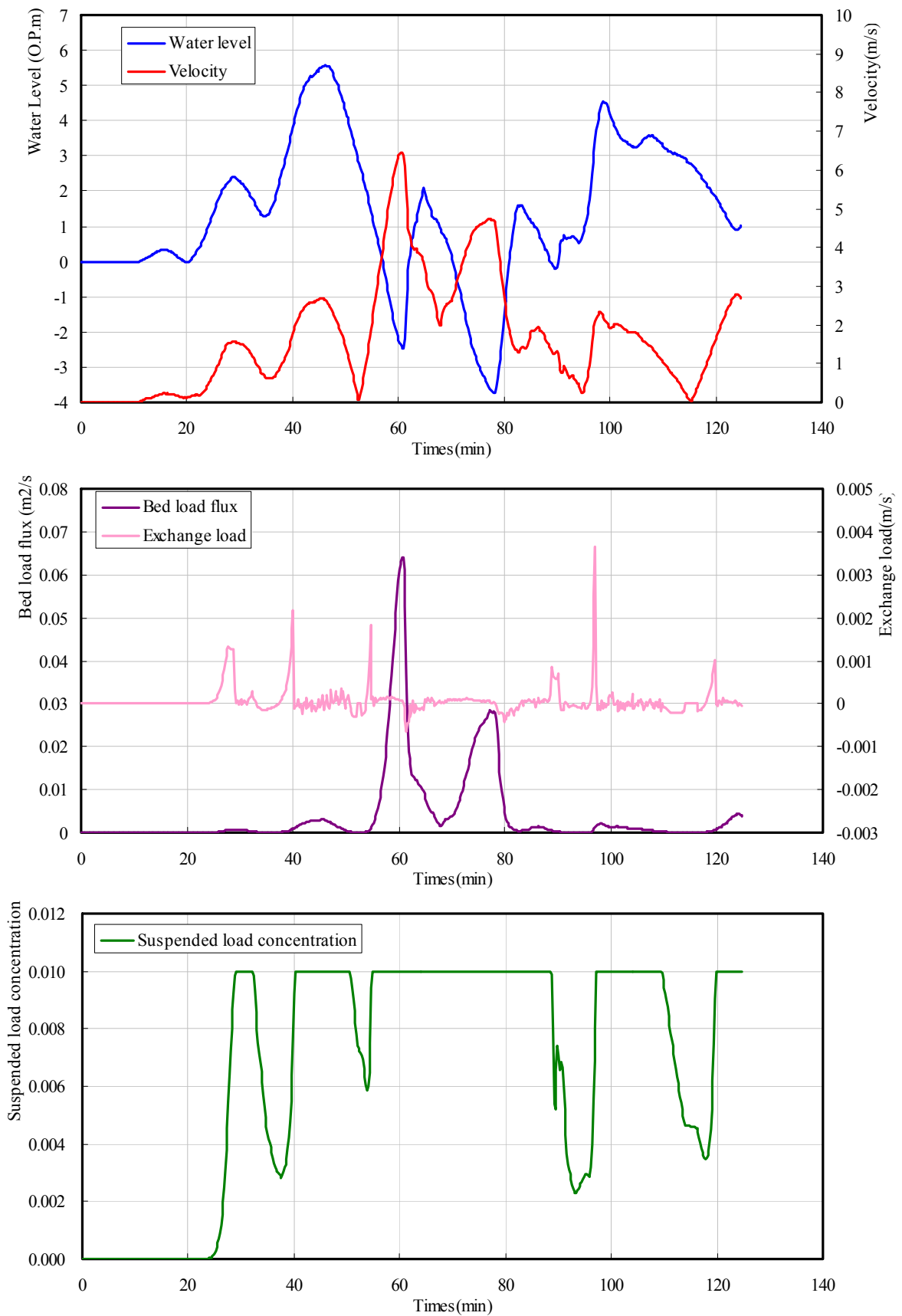


図 4-5-16 Point4 (狭窄部～湾口) における水理諸元の時系列変化の比較  
(上段：水位と流速，中段：掃流砂フラックスと交換砂量，下段：飽和浮遊砂濃度)



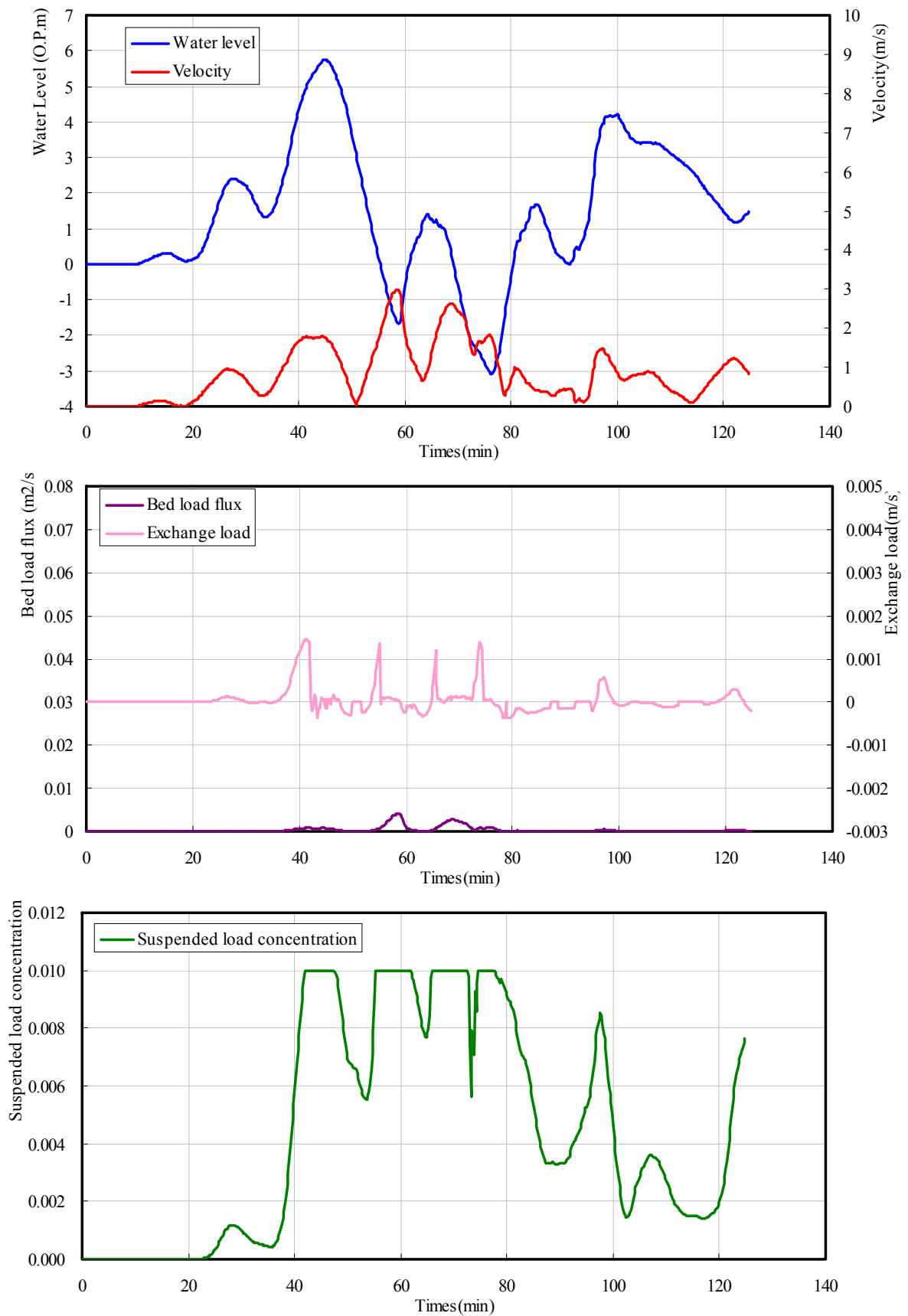


図 4-5-17 Point5 (狭窄部～湾口) における水理諸元の時系列変化の比較  
(上段：水位と流速，中段：掃流砂フラックスと交換砂量，下段：飽和浮遊砂濃度)

## 4-6 本章のまとめ

本章では、地形変動実績の計測精度が高い 2011 東北津波を対象に、高橋モデルを用いた津波移動床計算を実施し、高橋モデルの妥当性の検証を行うとともに、実績との乖離点を整理し、水理諸元の時系列変化等を詳細に分析することで、高橋モデルが有する課題の抽出を行った。

以下に、本章のまとめを示す。

### 【計算モデルの構築等について】

- 計算対象とする気仙沼湾は、第 2 章で示した 2011 年東北津波来襲前の C3D 計測データ等を用いて、10m の地形標高メッシュで作成した。
- 境界条件として使用する津波波形は、気仙沼湾に位置する験潮所が軒並み破壊され、実測データが残されていないことから、二次元の非線形長波理論に基づく津波シミュレーションにより推定した。なお、津波波源モデルは、高川・富田らが提案したモデルを採用し、GPS 波浪計による実測データと概ね一致していることを確認している。加えて、推定した津波波形データを境界条件とした気仙沼湾での浸水計算では、相田の方法による浸水実績との整合性を満足している。

### 【高橋モデルの再現性について】

- 高橋モデルを用いた検証計算の結果、狭窄部での侵食や湾奥での堆積など定性的には再現できている領域が見られるものの、湾全体の変動分布は再現性にやや劣る。
- 地形変動状況を定量的な視点で評価した場合、土砂移動量は、実績に比して過小に評価されている。また、地形変動傾向を示す指標である堆積率(=堆積量÷侵食量)の計算結果は 0.28 と極めて小さく、実績とは逆の強い侵食卓越傾向を示すなど、改善すべき課題が多い結果となった。

### 【地形変動特性の考察と高橋モデルの課題について】

- 気仙沼湾の地形変動は、第 1 波の押し波による侵食は湾口～狭窄部にかけて若干生じ、これらの侵食土砂は湾奥で堆積する。その後、引き波時の強い流れにより湾口～狭窄部にかけての侵食が大きく助長され、この時点で、概ね最終的な地形変動状況に至っているものと推測される。言い換えれば、2011 東北津波による地形変動は、概ね第 1 波の影響が支配的であると推測される。
- 高橋モデルにおける交換砂量は、これを規定する流速よりも寧ろ飽和浮遊砂濃度が支配的な影響を及ぼしており、高橋モデルでの土砂移動評価において、飽和浮遊砂濃度は極めて重要な指標であるといえる。
- 浮遊砂濃度が飽和浮遊砂濃度に達している際、交換砂量の微細な振動が見られ、これは浮遊砂濃度の移流による振動が直接的な要因であると考えられる。交換砂量の振動は、現象のスケールが小さいものの、算定方法については改善すべき余地があるといえる。

## 第5章 津波移動床モデルの再現性向上

前章では、2011 東北津波による気仙沼湾での地形変動実績に対して高橋モデル<sup>8)</sup>を適用し、再現性の評価を行った。この結果、狭窄部での侵食や湾奥での堆積など定性的には再現できているものの、湾全体の変動分布は再現性にやや劣る結果となった。加えて、土砂移動量は、実績に比して過小評価となり、湾全体の土砂移動傾向においても実績の堆積卓越傾向とは逆の侵食卓越傾向を示すなど、改善すべき課題が多い結果となった。なお、これらの課題は、高橋らによる 1960 チリ津波の再現計算<sup>8)</sup>においても同様に示されていることから、狭窄部の侵食など限定的な範囲での再現が高橋モデルの適用限界と考えられる。

一方で、前章において津波来襲時の物理諸元の時系列変化を詳細に分析することで、飽和浮遊砂濃度が支配的に寄与していることや浮遊砂濃度の移流現象に微細な振動が生じている可能性があるなど、改善の糸口に繋がる課題も数点確認できた。また、これらの課題は、例えば前者であれば、飽和浮遊砂濃度の評価方法に起因した課題、すなわち物理的側面を有した課題であり、後者であれば、数値計算の解法に起因した課題、すなわち、数学的側面を有した課題であるなど、課題の特性も多様であるといえる。

本章では、本研究の中核を成す津波移動床モデルの高度化について検討している。ここで、本研究で高度化を図る津波移動床モデルは、実務面への適用を視野に入れ、浅水理論を前提に少数のパラメータで構築されている高橋モデルの基本概念を踏襲することとした。このため、前章で確認できた高橋モデルの多用な課題の特性を考慮に入れ、多角的な視点から種々のアプローチを行い高橋モデルの高度化を図ることとした。

## 5-1 再現性向上の検討方針

高橋モデルの高度化方法は、現時点で有する多様な課題の特性を踏まえ、次の3つの視点に分類した。1つ目は、高橋モデルの構造や構成因子の評価方法等に大きな問題がないことを前提に、メッシュの種類やサイズ等の計算条件や粒径等の外的要因に着目した改良である。また、2つ目は、先述した浮遊砂濃度の振動を引き起こす可能性のある数値計算の差分解法、すなわち数学的な側面に着目した改良であり、津波土砂移動の物理的特性に基づく本質的な改良とは、やや異なった視点からのアプローチである。また、最後の3つ目は、高橋モデルの本質的な改良と位置づけ、津波土砂移動に影響を及ぼす因子（以下：支配的因子）を抽出した上で、その評価方法について、物理的観点に基づき改良を図る。

これらを整理すると以下のとおりである。①差分解法からのアプローチ、②計算条件・外的要因からのアプローチは、いずれも津波土砂移動の物理的特性との関連性は低く、数学的側面に特化した改良方針といえる。一方で、③支配的因子の評価方法からのアプローチは、津波土砂移動の物理的特性を踏まえて各支配的因子の評価方法を改良していくため、物理的側面に特化した検討方針といえる。

### ◇数学的側面に基づくアプローチ◇

#### ①差分解法からのアプローチ

浮遊砂濃度移流項の差分解法が十分実現象を評価できていないと課程する。

#### ②計算条件・外的要因からのアプローチ

計算条件や外的要因の設定に課題があると考ええる。

- ・計算メッシュの種類，サイズ
- ・粗度係数
- ・粒径

#### ③支配的因子の評価方法からのアプローチ

高橋モデルを構成しかつ土砂移動に影響を及ぼす因子について、津波土砂移動特性に対応した評価ができていないと仮定する。

### ◇物理的側面に基づくアプローチ◇

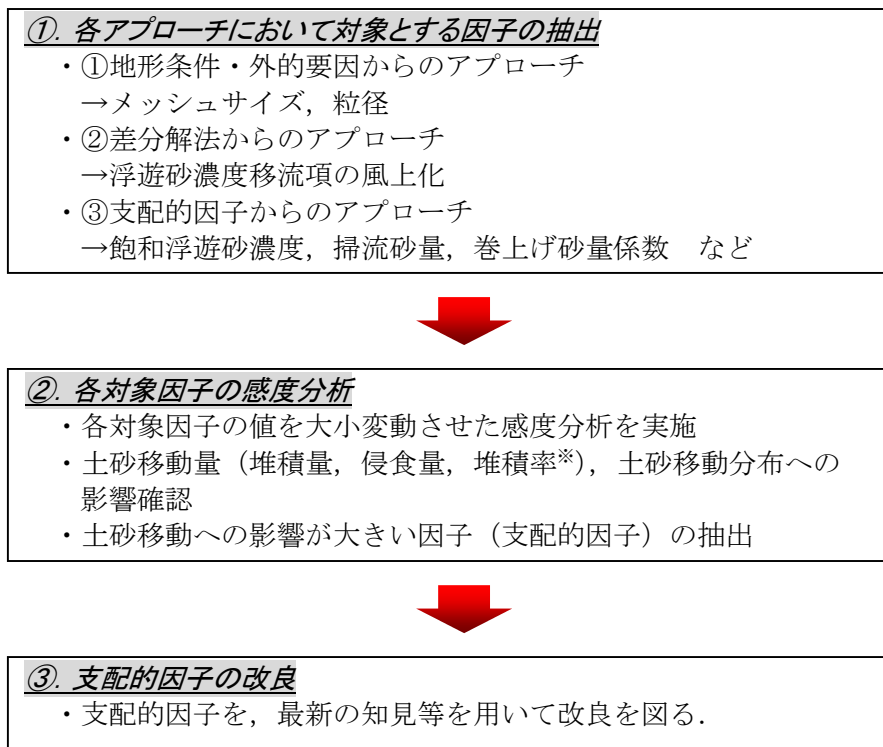
図 5-1-1 高橋モデルの高度化の改良方針分類イメージ

## 5-2 再現性向上の検討の流れ

高橋モデルの高度化は、前述した3つの視点に基づき、これらに関連する因子に着目して改良を図ることとする。しかし、現時点で課題内容が明確となっている因子はごくわずかであり、基本的には課題となっているかどうかさえ不明な因子がほとんどである。特に、①計算条件・外的要因からのアプローチ、③支配的因子からのアプローチは改良の対象となる因子が多岐に亘るといえる。また、改良を図る因子においては、土砂移動に強い影響を及ぼす因子であることも重要な要素である。すなわち、時間をかけて抜本的な改良を図っても土砂移動への影響が元々小さければ、特段の精度向上は期待できない。

よって、本研究では、高橋モデル改良の効率化を図るため、本格的なモデルの改良を実施するのに先立ち、対象因子の感度分析を実施することで土砂移動に対する応答特性を確認する。感度分析では、物理的観点は考慮せず対象因子の値を大小に変動させることで、土砂移動への影響を確認し、これが大きい因子においては改良の余地がある因子として本格的な改良に取り組むこととした。

以下に、高橋モデルの高度化における検討の流れを示す。



※堆積率：土砂移動傾向を確認する指標として定義し、堆積量/侵食量として算定

図 5-2-1 高橋モデルの高度化における検討の流れ

### 5-3 地形条件・外的要因等の計算条件に着目した再現性向上方策

本節では、高橋モデルの高度化にあたって、地形条件や外的要因等の計算条件に着目して検討する。ここで、津波に比べて多くの知見を有し、実務面での検討もごく一般的に行われている河川洪水での河床変動解析では、再現対象とする土砂移動特性を適切に見極めた上で、現象を評価できるモデルを採用することが一般的である（例えば、経年的に縦断的な河床変動傾向を把握する場合は、計算期間は対象区間も考慮し次元河床変動モデルが用いられることが多い）。しかし、計算モデル以外にも河道内メッシュの種類やサイズ、粗度係数、粒径等の設定においても影響を受けるため、これら地形条件や外的要因についても適切に計算に反映することが重要である。

一方で、津波による移動床計算では、これらの計算条件に対し、精度の高い海底地形データが不足している、あるいは保有していても精度が不十分な場合が多く、メッシュサイズが粗いサイズに限定されること、海底の粒径に対する情報が不足していること等が頻繁に挙げられ、これらの計算条件・外的要因については、ある程度の想定条件のもとで実施せざるえないことも多い。

このため、本節では、上記の計算条件・外的要因が適切に設定されていないことが高橋モデルの再現精度の低下を招いていると考え、計算条件・外的要因に着目して高橋モデルの高度化を図る。



### 5-3-1 検討方針

高橋モデルの再現精度に影響を及ぼす可能性のある計算条件・外的要因としては、河川における河床変動解析等の事例も踏まえ、計算メッシュの種類、メッシュサイズ、粗度係数、粒径等が挙げられる。ここでは、各々に対して前述の検討の流れに従い感度分析を実施することは可能であるが、以下の理由に基づき感度分析の対象は、①メッシュサイズ、②粒径に限定した。

#### ○計算メッシュの種類

数値計算に用いる計算メッシュは、これまでに種々考案されており、代表的なものとしてデカルト座標系や一般曲線座標系、非構造格子系などが挙げられる(図 5-3-1、表 5-3-1 参照)。これらの計算メッシュは、再現対象の水理現象、計算に必要なデータの整備状況、計算に要する費用や時間等を勘案の上、適切なメッシュを選定することが一般的である。

ここで、津波を対象としたシミュレーションでは、断層帯を含む広域領域を対象とすることが多く、マクロな津波遡上状況を求められることが多いため、デカルト座標系による計算が一般的である。また、各種データ(地形データ、土地利用データ等)の整備状況等を勘案し、実務面への適用を視野に入れた場合、デカルト座標系が最も扱いやすいといえる。このため、計算メッシュはデカルト座標系を基本とし、他メッシュについては検討対象外とした。

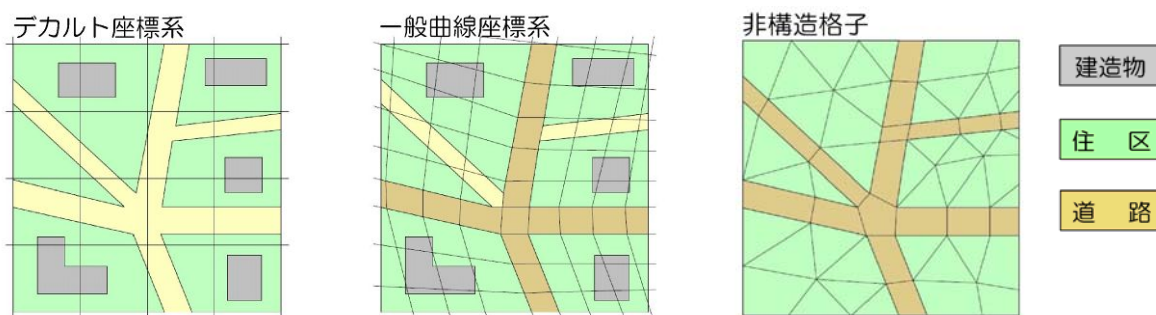


図 5-3-1 代表的な計算メッシュ

表 5-3-1 代表的なメッシュの種類と長所・短所

メッシュの種類	長 所	短 所
デカルト座標系	<ul style="list-style-type: none"> <li>格子形成が簡便。</li> <li>各種データ(標高、土地利用、建物位置、資産など)との関連付けが容易。</li> <li>津波の伝播状況を大まかに把握するのに好都合。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>複雑な地形特性や港湾構造物、建物形状等の影響を考慮するのが困難(ただし、メッシュサイズを細分化することで、ある程度課題は解消される)。</li> </ul>
一般曲線座標系	<ul style="list-style-type: none"> <li>格子形成がやや煩雑。</li> <li>主要な地形特性、港湾構造物、建物形状等に沿った格子形成が可能。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>複雑な地形特性や港湾構造物、建物形状等の影響まで考慮するのが困難(ただし、メッシュサイズを細分化することで、ある程度課題は解消される)。</li> </ul>
非構造格子系	<ul style="list-style-type: none"> <li>複雑な地形特性、港湾構造物、建物形状等を取り込むのが容易。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>格子形成に相当の時間と労力が必要。</li> </ul>

### ○メッシュサイズ

メッシュサイズは、計算対象範囲や再現すべき水理現象、計算に必要なデータの整備状況等を勘案の上、適切なサイズを選定する。ここで緻密な地形データを保有している場合、メッシュサイズを細かくすることでデカルト座標においても微地形分布や構造物形状をよりきめ細やかに反映できるため、実現象に即した計算が可能となる。一方で、メッシュサイズを細かくした場合、メッシュ作成に時間を要すること（労力・費用の増大）や計算時間間隔の縮小に伴う計算時間の増大により、実務面では双方の兼ね合いによりメッシュサイズを確定していることがほとんどである。このため、メッシュサイズについては、実務においても変更の余地があるため、感度分析の対象として検討する。

### ○粗度係数

高橋モデルにおける粗度係数は、マニング則に基づく係数であり、地被状況に応じて分類される。マニング則に基づく粗度係数は、河川分野で一般的に用いられている係数であり「河川砂防技術基準」等で地被状況に応じた粗度係数の目安が設定されている。一方で、小谷ら<sup>28)</sup>は、津波に対する土地利用状況に応じた粗度係数を提案しており（表 5-3-2）、これは、実務面で使用されている「津波浸水想定の設定の手引き Ver2.00 平成 24 年 10 月 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」においても採用されるなど、ごく一般的な数値となっている。このため、粗度係数は、変更の余地が少ないとして感度分析の対象外とした。

表 5-3-2 土地利用分類と粗度係数の関係

土地利用	粗度係数
住宅地（高密度）	0.08
住宅地（中密度）	0.06
住宅地（低密度）	0.04
工場地等	0.04
農地	0.02
林地	0.03
水域	0.025
その他（空地，緑地）	0.025

## ○粒径

粒径は、土砂移動現象を推定する上で非常に重要な因子であり、その大きさや分布により土砂移動特性は大きく異なることが推察される。河川分野では、粒径の違いや粒径の平面分布、単一粒径・混合粒径の違いにより、洪水時の河床変動形態が大きく異なることが知られており(河村,1982)<sup>41)</sup>、定期的に河床材料調査を実施し、適切な粒径・粒度分布を計算に反映することが多い。

一方、海域の場合、津波自体の発生頻度が少なく調査の必要性が低いことや、そもそも海底の粒径調査が困難なことから、海底の粒度に関する情報が不足しがちである。この場合、津波移動床計算では、砂の種類から粒径を推定することや平面的に一様でかつ単一粒径を前提に計算することが多く、現地地形における適切な粒径サイズ、や平面分布、さらには混合粒径を導入することで、再現精度を大きく向上させる可能性があるといえる。一方、実務面を考慮した場合、上記の計算に耐えうる土砂粒子の情報を有していることが少なく、実測方法にも課題が残る。

このため、本研究では、粒径に着目した本格的な改良は、別の機会に譲ることとするが、粒径に着目した感度分析は実施し、粒径の違いによる土砂移動への影響を確認した。

### 5-3-2 支配的因子の抽出のための感度分析の実施

感度分析では、第5章で実施した2011東北津波の再現ケースを基本ケースとし、着目する因子に対し、複数のケースを想定した津波移動床計算を実施する。これにより得られた土砂移動量（堆積量，侵食量，堆積率（＝堆積量の総和／侵食量の総和）），地形変動分布等の比較を行う。

#### (1) メッシュサイズの違いによる感度分析

##### 1) 各メッシュの作成

地形標高のメッシュサイズは、本研究で作成した10mメッシュを基本に、5mメッシュ、25mメッシュを作成した。ここで、本感度分析は、地形変動実績との検証が主目的ではなく各ケースの相対比較が主目的であるため、陸域・河川の地形は考慮せず（T.P.+999mの無限標高とする）、海域のみ地形メッシュデータを作成した。なお、各メッシュサイズによる地形データとも、C3Dによる海底地形データをベースに作成している。

作成した地形データを下図に示す。

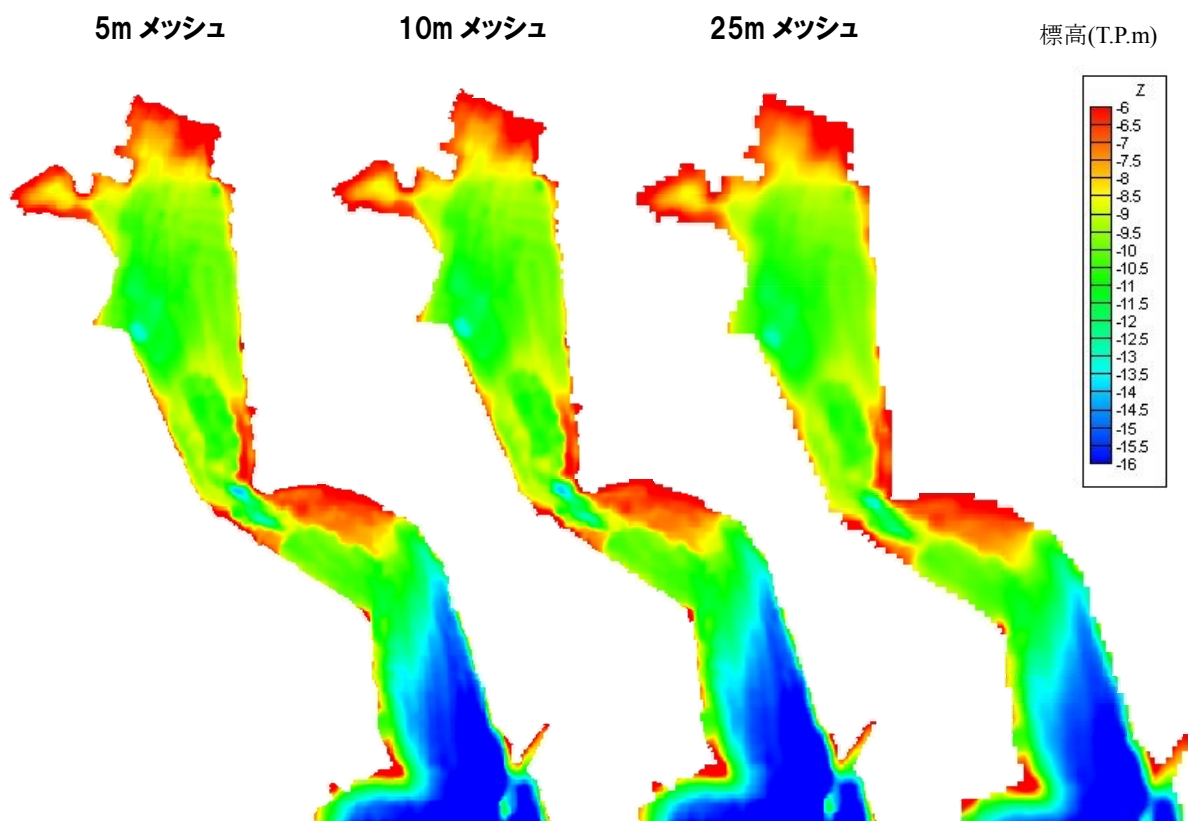


図 5-3-2 各メッシュサイズによる地形標高コンター

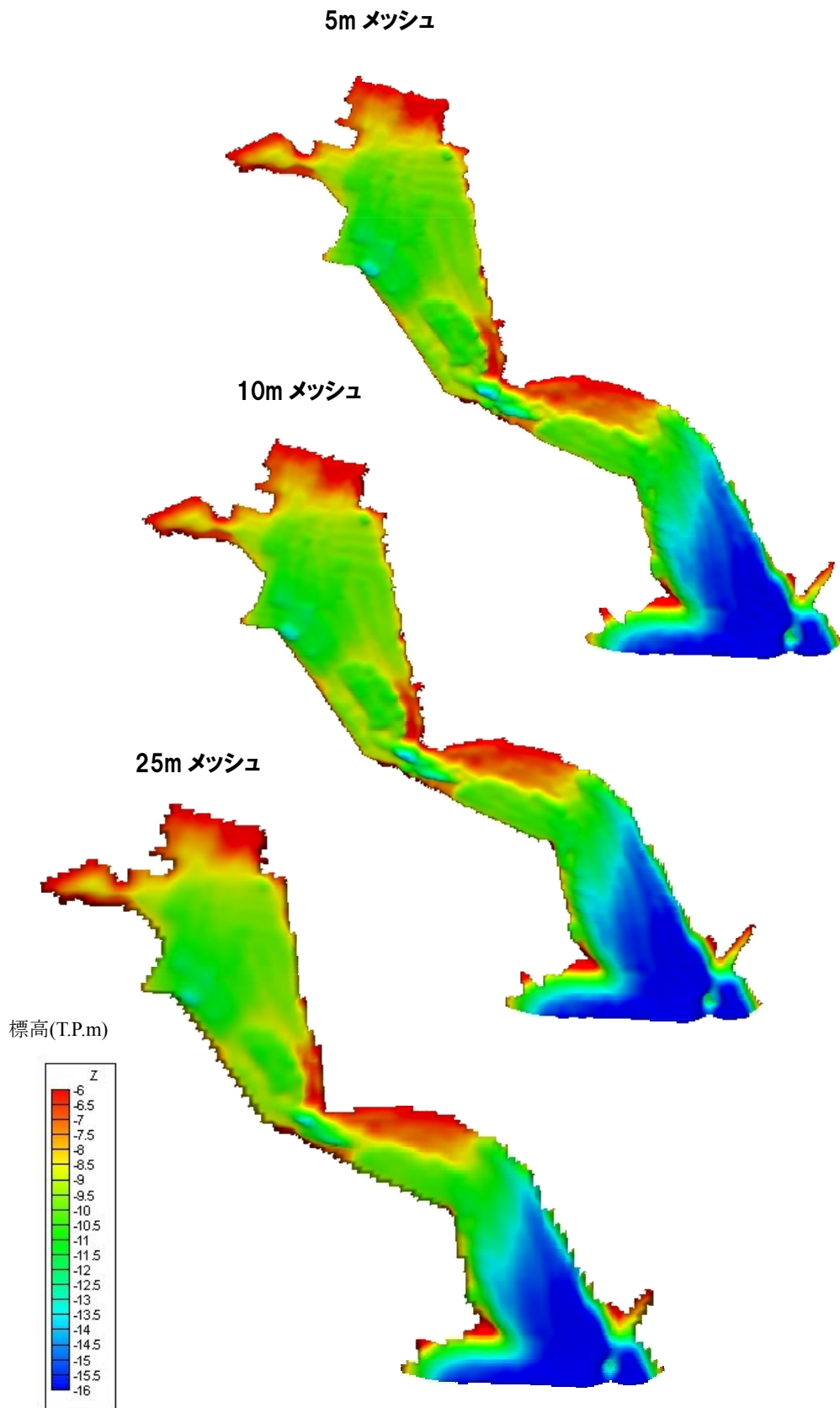


図 5-3-3 各メッシュサイズによる地形標高コンター（立体図）

2) 計算条件

計算は、表 5-3-3 に示す条件により実施する。想定外力は、前述したとおり 2011 東北津波の推定波形を用いることとし、基本的にはメッシュサイズのみ変更して実施する。ただし、計算時間間隔のみ C.F.L 条件に基づく適切な計算時間間隔を設定の上、実施した。

表 5-3-3 計算ケース (感度分析対象：メッシュサイズ)

項目	計算条件		
計算ケース	ケース1 (基本)	ケース2 (メッシュ小)	ケース3 (メッシュ大)
基礎式	非線形長波理論		
差分法	リーブ・フロッグ法		
移動床モデル	既往モデル (高橋ら 1999)		
計算メッシュ	格子間隔：10m 格子数241×341	格子間隔：5m 格子数901×881	格子間隔：5m 格子数106×137
地形データ	海域：2011年東北津波発生2ヶ月前に計測(原口ら, 2012)したC3Dデータから作成 陸域：考慮しない (T. P. +999mの無限標高)		
粗度係数	0.025		
粒径	0.3mm		
再現時間	2.5時間		
初期潮位	T. P. +0.00m		
外力条件	高川・富田(2012)の波源モデルから二次元非線形長波理論により推定した湾口の津波波形 (最大津波高：5.75m)		



### 3) 感度分析結果

計算結果として、湾全体における土砂の堆積（面積，容量）および侵食（面積，容量）を表 5-3-3 および図 5-3-4 に示す。また，土砂移動分布を図 5-3-5 に示す。図 5-3-4 より，標準ケース（10m メッシュ）においては，堆積と侵食の範囲は同等程度であるが，変動量は侵食の方が約 2 倍程度大きくなる侵食卓越の様相を呈している。また，土砂移動分布は，全体的に湾奥で堆積傾向にあり，狭窄部から湾口にかけては，侵食傾向にある。これに対し，5m メッシュ，25m メッシュの双方とも土砂移動範囲および量に大きな変化はない。これは，気仙沼湾の海底標高は，狭窄部を除いて比較的緩やかに変化しており，メッシュサイズの違いによる海底標高の影響が小さかったことが影響していると推測される。

このため，メッシュサイズの違いによる土砂移動特性への影響は小さく，概ね各メッシュとも同様の変動傾向を示す結果となった。

表 5-3-2 メッシュサイズによる堆積量と侵食量の比較

メッシュ サイズ	堆積		侵食		堆積率 (①/②)
	面積(万m <sup>2</sup> )	①体積(m <sup>3</sup> )	面積(m <sup>2</sup> )	②体積(m <sup>3</sup> )	
5m	97.0	24.8	87.0	33.6	0.74
10m	89.6	21.2	95.7	38.2	0.55
25m	109.8	20.5	96.0	35.8	0.57

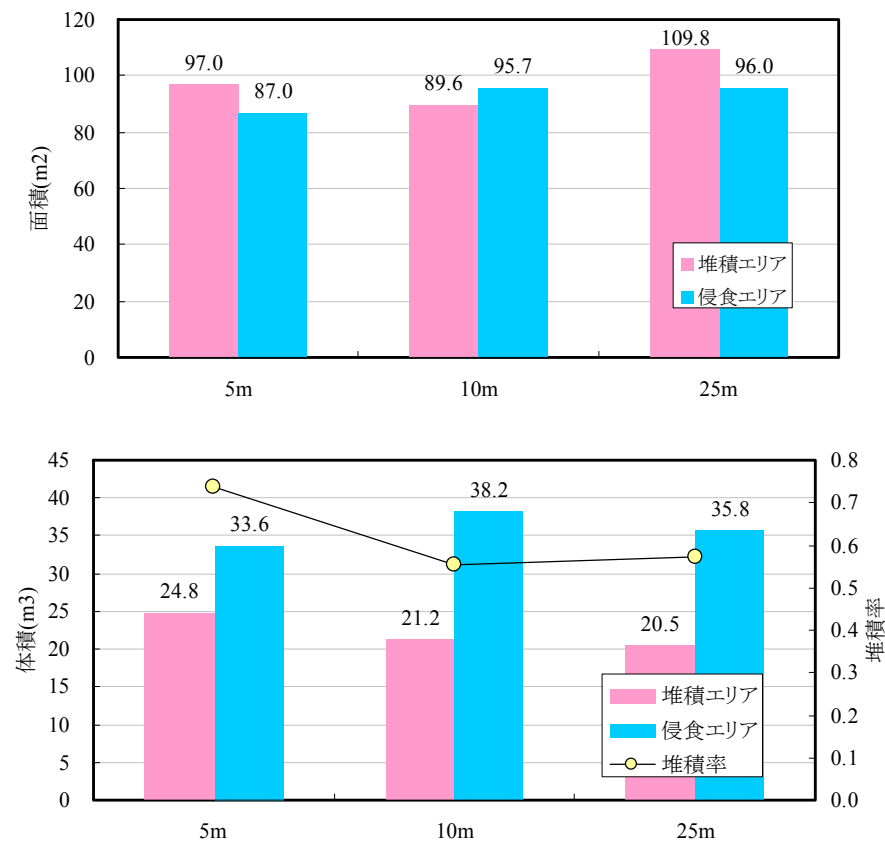


図 5-3-4 メッシュサイズごとの土砂移動の堆積・侵食量（上：面積，下：体積）

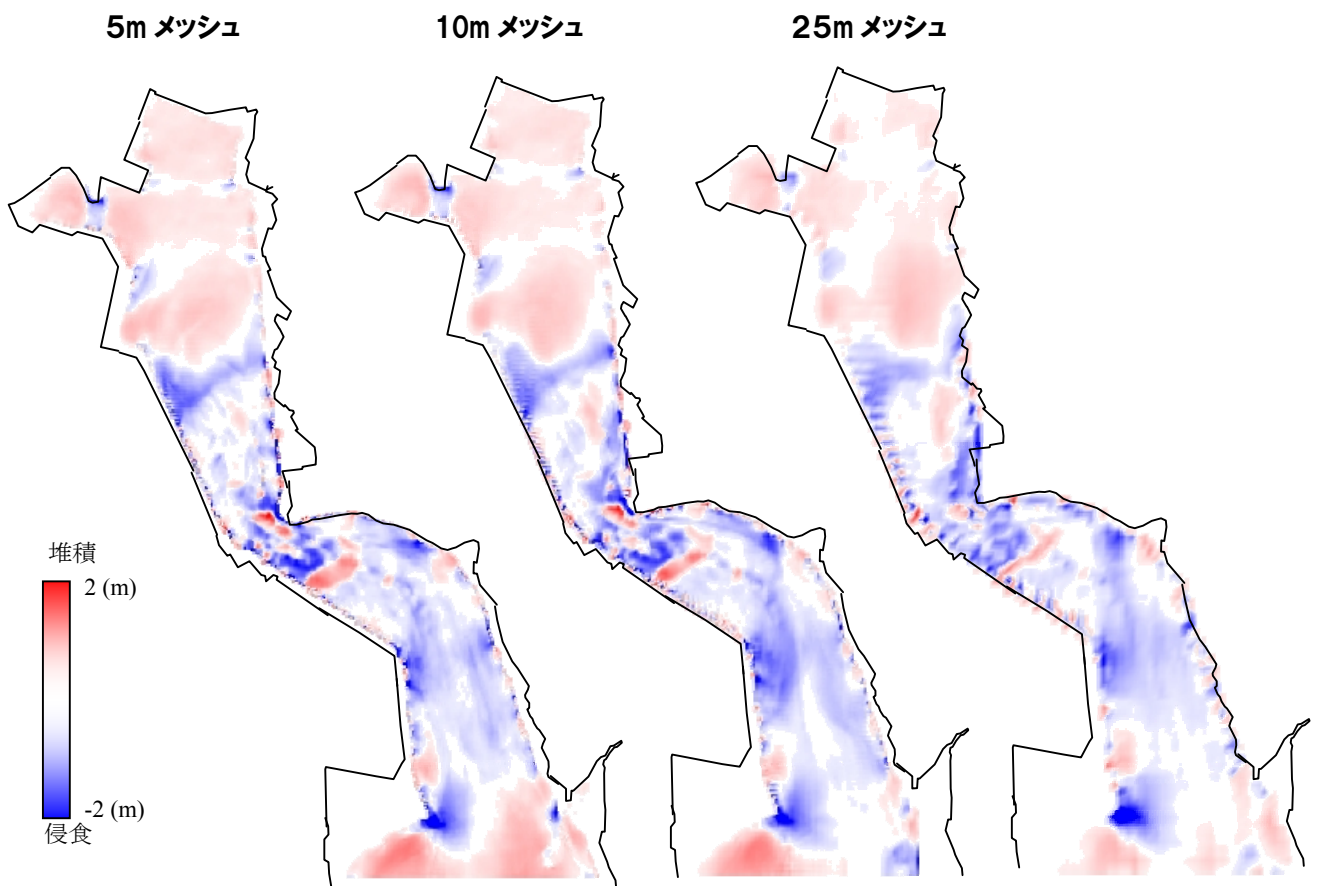


図 5-3-5 メッシュサイズごとの地形変動分布の比較

4) まとめ

以上より、メッシュサイズの違いが土砂移動に及ぼす影響は小さく、湾内全体の変動分布に対してもほとんど影響がないことからメッシュサイズの改良が、高橋モデルの再現精度の向上に繋がる可能性は小さいといえる。

## (2) 粒径

### 1) 計算条件

粒径による土砂移動への影響は、その大小関係だけでなく、解析対象場の平面分布や粒径自体の分布（一様粒径か混合粒径か）にも大きく影響を受けることが考えられ、これらの指標を検討対象として取り入れることも重要である。

ただし、本研究では粒径の大きさのみを対象とし感度分析を実施することとした。計算は、下表に示す条件で実施することとし、想定外力は、前述したとおり 2011 東北津波の推定波形を用いることとした。なお、対象とする粒径は、2011 東北津波再現に用いた 0.3mm を標準ケースとして、これより小さい粒径として 0.05mm, 0.1mm の 2 ケース、これより大きいケースとして、0.5mm, 1.0mm の 2 ケースの計 5 ケースを実施した。

表 5-3-3 計算ケース（感度分析対象：粒径）

項目	計算条件				
計算ケース	ケース1	ケース2	ケース3	ケース4	ケース5
基礎式	非線形長波理論				
差分法	リーブ・フロッグ法				
移動床モデル	既往モデル（高橋ら 1999）				
計算メッシュ	格子間隔：10m 格子数241×341				
地形データ	海域：2011年東北津波発生2ヶ月前に計測（原口ら，2012）したC3Dデータから作成 陸域：考慮しない（T.P.+999mの無限標高）				
粗度係数	0.025				
粒径	0.05mm	0.1mm	0.3mm	0.5mm	1.0mm
再現時間	2.5時間				
初期潮位	T.P.+0.00m				
外力条件	高川・富田(2012)の波源モデルから二次元非線形長波理論により推定した湾口の津波波形（最大津波高：5.75m）				

## 2) 感度分析結果

計算結果として、湾全体における土砂の堆積（面積，容量）および侵食（面積，容量）を表 5-3-4 および図 5-3-6 に示す。また，土砂移動分布を図 5-3-7 に示す。表 5-3-5 および図 5-3-6 より，標準ケース（粒径 0.3mm）においては，堆積と侵食の範囲は類似しているが，変動量は侵食の方が約 2 倍程度大きくなる侵食卓越の様相を呈している。また，変動分布は，全体的に湾奥で堆積傾向にあり，狭窄部から湾口にかけては侵食傾向にある。

粒径による土砂移動量への影響は，図 5-3-6 より一定の傾向を示しており，粒径が粗いほど侵食範囲，侵食量は減少し，堆積範囲，堆積量が増加する傾向，すなわち堆積卓越の傾向にある。また，粒径に対する堆積・侵食の関係は，面積においては非常に強い相関関係を示し，粒径が粗くなるに従い，ほぼ 1 対 1 の関係で堆積域が増加，侵食域が減少する。一方で，体積については，粒径が粗くなるに従い堆積量が増加しているものの，侵食域はわずかな減少傾向を示している程度であり，特に侵食においては，面積に比べてやや異なった傾向を示している。

これらの傾向として，粒径が細かいほど無次元掃流力が増加するため，掃流砂量・巻上げ砂量ともに増加し，土砂の侵食を促進すると考えられる。加えて，粒径が細かいほど沈降速度は小さくなるため，一度浮上した巻上げ砂は沈降しにくくなり，侵食卓越の傾向が助長されると考えられる。なお，粒径が最も細かい 0.05mm のケースでは，侵食量が逆に低下しているが，これは，浮遊砂濃度が飽和浮遊砂濃度で規定されており，飽和状態が長時間継続したことにより，逆に巻き上げ砂量の抑制に繋がったものと推測される。この飽和浮遊砂濃度の影響は，侵食の面積と体積の傾向に如実に表れているといえ，粒径が細くなるほど侵食域（面積）は増加する一方で，侵食量（体積）は飽和浮遊砂濃度により即座に歯止めがかかるため，増加割合が小さくなる（頭打ち状態となっている）。

一方で，堆積は，粒径が粗くなるほど増加しており，飽和浮遊砂濃度に関与することなく変動していることがわかる。これは，粒径が粗い分，沈降速度が大きくなり堆積が促進されるためである。この影響は，土砂移動分布においても特徴的に示されており，粒径が粗いほど侵食と堆積の分布が交互に現れており，巻き上げられた土砂が周辺に堆積しやすい状況になっているといえる。

表 5-3-5 粒径による堆積量と侵食量の比較

粒径	堆積		侵食		堆積率 (①/②)
	面積(万m <sup>2</sup> )	体積(m <sup>3</sup> )	面積(m <sup>2</sup> )	体積(m <sup>3</sup> )	
0.05mm	23.01	3.84	162.72	40.16	0.10
0.1mm	35.6	5.7	150.0	43.4	0.13
0.3mm	89.6	21.2	95.7	38.2	0.55
0.5mm	107.2	25.2	78.1	36.7	0.69
1.0mm	125.9	26.8	59.0	35.8	0.75

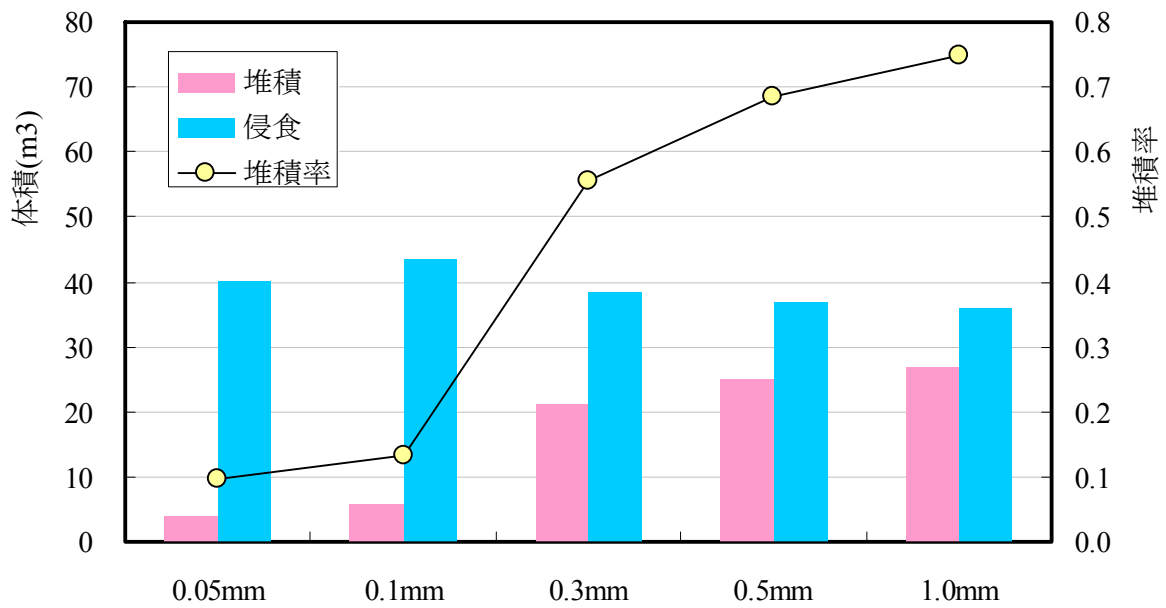
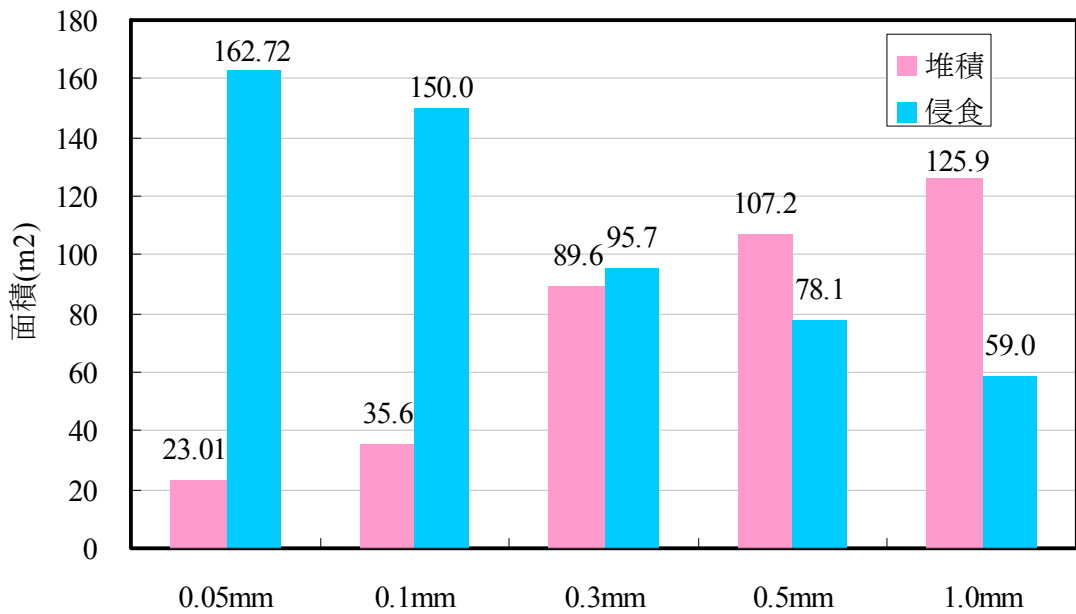


図 5-3-6 粒径ごとの土砂移動の堆積・侵食量 (上：面積，下：体積，堆積率)

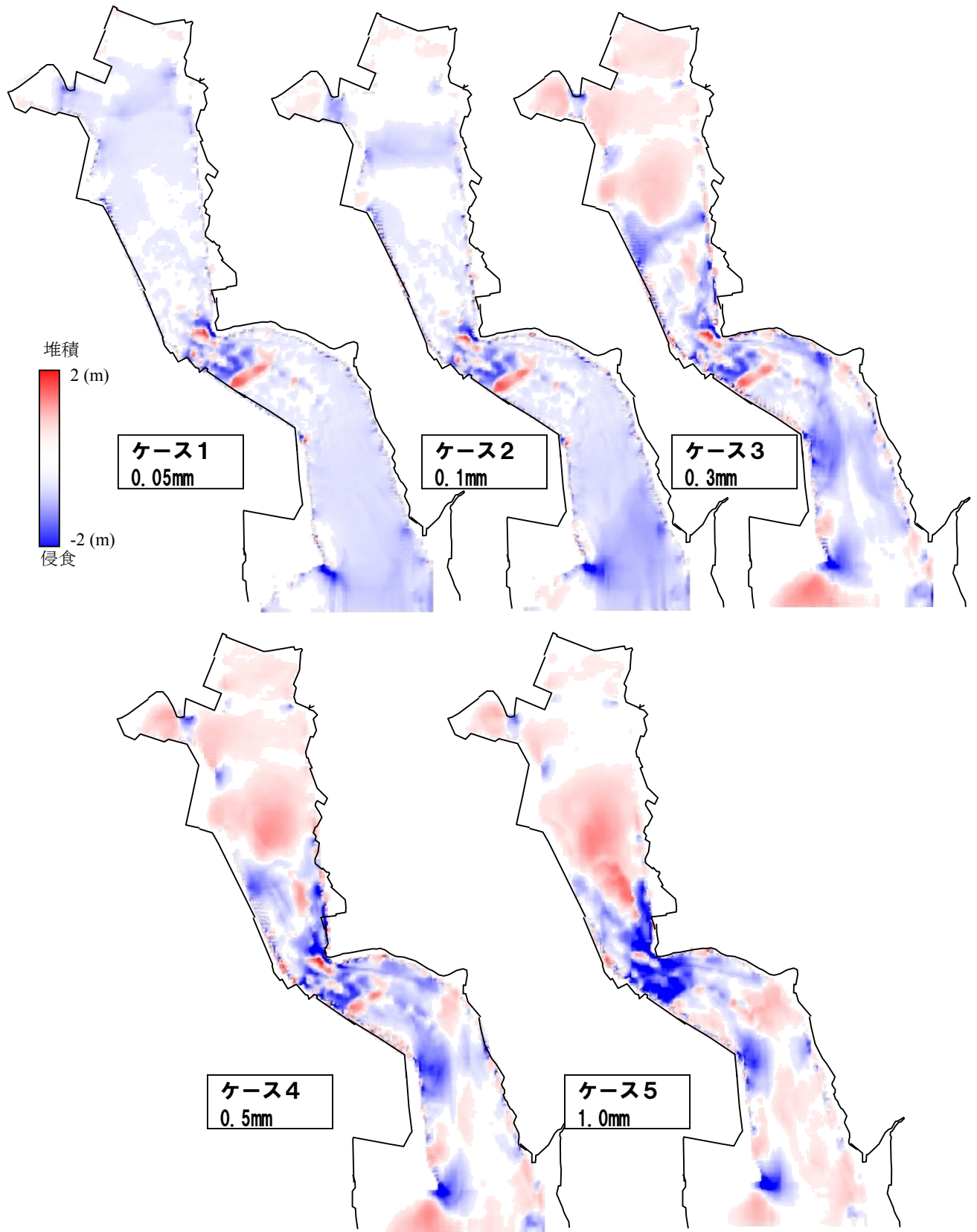


図 5-3-7 粒径ごとの地形変動分布の比較



### 3) まとめ

以上より、異なる 5 つの粒径による感度分析を実施した結果、土砂移動量に大きな差が示されるとともに、土砂移動分布や堆積率についても傾向的な変動が見られた。一方で、今回の感度分析では、粒径が平面的に均一に存在すると仮定し、その粒径の大きさのみ変動させているが、実地形では、いくつもの大きさの粒子が混ざり合う混合粒径の様相を呈しており、平面的な分布も示すと考えられる。河川での洪水による河床変動では、一様粒径と混合粒径で異なる河床形態を示すことが知られており<sup>40)</sup>、津波の分野においても同様の事象が起こることが想定される。このため、地形変動に及ぼす土砂粒子の条件は、粒径のみに限らず平面的な分布や粒度分布など多岐に亘っての検討が必要と考えられ、今回実施した粒径の感度分析結果は、粒径に関するモデルの改良が、津波移動床モデルの精度向上に繋がる可能性があることの一端を示しているといえる。

一方で、粒径に関するモデルの改良の根本的な課題として、これらのモデルによる再現精度が、対象地域の土砂の観測精度に大きく依存することが挙げられる。裏を返せば、対象地域において土砂に関する情報が不足している場合、その時点で十分な再現性が担保できないことになる。対象地域によっては、水深が深く土砂の観測自体が困難な区域も想定されるため、粒径に関するモデル改良が必ずしも最重要であるとは限らないといえる。なお、今回、解析対象としている気仙沼湾では、十分な土砂の情報が不足しているため、粒径 0.3mm と仮定している。

以上より、本研究では、実務面への適用に比重を置いていることから、現状において一般的に入手可能な観測情報を踏まえつつ、津波移動床モデルの高度化を図ることを最重要課題とする。このため、津波移動床モデルの高度化は、後述の支配的因子の改良に基づく方法を採用することとし、粒径に関するモデルの改良は、今後の検討課題に留めることとした。

## 5-4 差分解析法に着目した再現性向上方策

前章において、2011 東北津波の検証計算結果を詳細に分析した結果、交換砂量に周期的な微振動が見られた。これは、移流による浮遊砂濃度の変化が飽和浮遊砂濃度を超過した際に強制的に交換砂量を沈降砂量に置き換えることにより生じることが主要因と考えられる一方で、移流による浮遊砂濃度自体が微細に振動している可能性もある。

このため、本節では、高橋モデルにおける浮遊砂の移流項の算定方法を確認するとともに、必要に応じて適切な差分解析法を導入し、交換砂量の微振動の改善を図った。

### 5-4-1 高橋モデルの浮遊砂移流方程式の差分解析法

高橋モデルにおける浮遊砂移流方程式は、下式に示すとおりである。

$$\frac{\partial \overline{CsM}}{\partial x} - w_{ex} + \frac{\partial \overline{Cs}hs}{\partial t} = 0 \quad \dots \dots (5-1)$$

ここで、 $Cs$ ：浮遊砂濃度、 $M$ ：運動量、 $w_{ex}$ ：交換砂量、 $hs$ ：水深を示す。

式(5-1)より、浮遊砂濃度の移流項は、左辺第 1 項であり 1 階の微分式で示されている。当該項は、高橋モデルでは、式に示すとおり、流速の定義箇所〔コントロールボリューム（以下、CV）の境界面〕での浮遊砂濃度を隣接する前後 CV の浮遊砂濃度から算定の上、想定する CV の流出入を後進差分により算定している。よって、流れの方向に関係なく後進差分を採用しているため、下流側の浮遊砂濃度の情報も考慮に入れつつ想定する CV の浮遊砂濃度を算定している。これは、押し波から引き波に転ずるなど正負に幅広く流速が変動する津波現象では、数値的な不安定性をもたらす可能性があるといえる。

このため、本研究では、高橋モデルにおける浮遊砂濃度の移流項に対し、流れ方向を考慮できる風上差分を導入することで、浮遊砂濃度の数値的不安定性の解消を図る。風上差分の導入は、交換砂量の微振動の抑制にも繋がり、安定的かつ適切な巻上げ・沈降砂の移動現象を考慮できる可能性を有している。一方で、風上差分は、便宜的に振動を抑えるための人工粘性項を考慮しており、数値解をなまらせる性質を有するため、浮遊砂濃度の移流を過小評価する可能性があることも考慮しておく必要がある。

なお、浮遊砂濃度は各コントロールボリュームに有限量しか存在できないため、任意のコントロールボリュームから浮遊砂が流出する場合、式(5-2)～(5-6)に示すとおり、隣接する格子に元々の有限量を超えて供給されることがないように補正している。

$$Csm(i, j) = \frac{\{Cs(i+1, j) + Cs(i, j)\}}{2} \times m(i, j) \quad \dots \dots \dots (5-2)$$

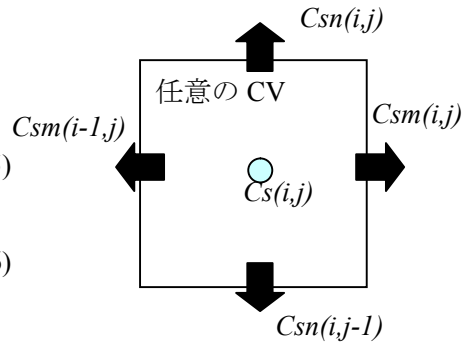
$$Csn(i, j) = \frac{\{Cs(i, j+1) + Cs(i, j)\}}{2} \times n(i, j) \quad \dots \dots \dots (5-3)$$

$$Cs'(i, j) = \frac{1}{h} \frac{dt}{dx} \{Csm(i, j) + Csm(i-1, j) + Csn(i, j) + Csn(i, j-1)\} \quad \dots \dots \dots (5-4)$$

ここで、 $Cs(i, j) < Cs'(i, j)$ ならば、

$$Csm'(i, j) = Csm(i, j) \times \frac{Cs(i, j)}{Cs'(i, j)} \quad \dots \dots \dots (5-5)$$

$$Csn'(i, j) = Csn(i, j) \times \frac{Cs(i, j)}{Cs'(i, j)} \quad \dots \dots \dots (5-6)$$

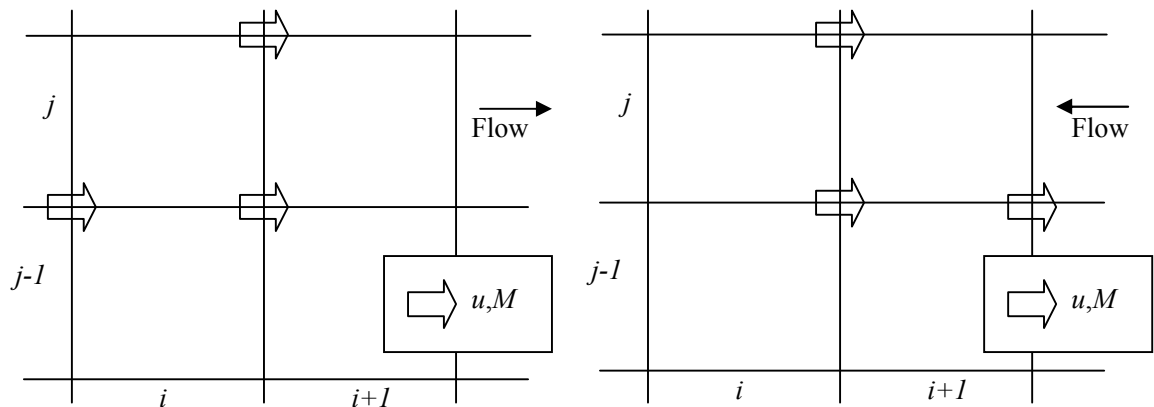


ここで、 $Cs$  : 浮遊砂濃度、 $m$  :  $i$  方向の運動量、 $n$  :  $j$  方向の運動量、 $Csm$  : 補正前の  $i$  方向浮遊砂移流フラックス、 $Csn$  : 補正前の  $j$  方向浮遊砂移流フラックス、 $Csm'$  : 補正後の  $i$  方向浮遊砂移流フラックス、 $Csn'$  : 補正後の  $j$  方向浮遊砂移流フラックスである。

### 5-4-2 風上差分の概要

一次精度の風上差分は、運動方程式の移流項の解法として広く用いられており、津波解析分野においても例外ではない。また、高橋モデルの流れの運動方程式に対する移流項においても同手法が用いられている。

図 5-4-1 に差分スキームを示すが、(a)は流れが  $x$  軸の正の方向に向いている場合、(b)は負の方向に向いている場合である。これらの図から分かるとおり、風上差分では上流側の値を用いて片側差分を行っており、上流側の状態により多くの影響を受けていると物理的に理解することが可能である。



(a)流れが  $x$  軸の正の方向を向いている場合 (b)流れが  $x$  軸の負の方向を向いている場合

図 5-4-1 一次精度の風上差分のスキーム

### 5-4-3 本検討での差分解法

本検討では，上記に示すとおり，浮遊砂濃度の移流項の算定にあたって風上差分を導入する．風上差分では，スタaggerド格子の考えに基づき，半メッシュずらした CV の境界上（通常 CV の中心上）に各水理諸元を配する必要があるため（下図参照），運動量フラックスを一旦半メッシュずらした CV の境界上に配した上で，当該地点の浮遊砂濃度との積から浮遊砂濃度フラックスを算定する．

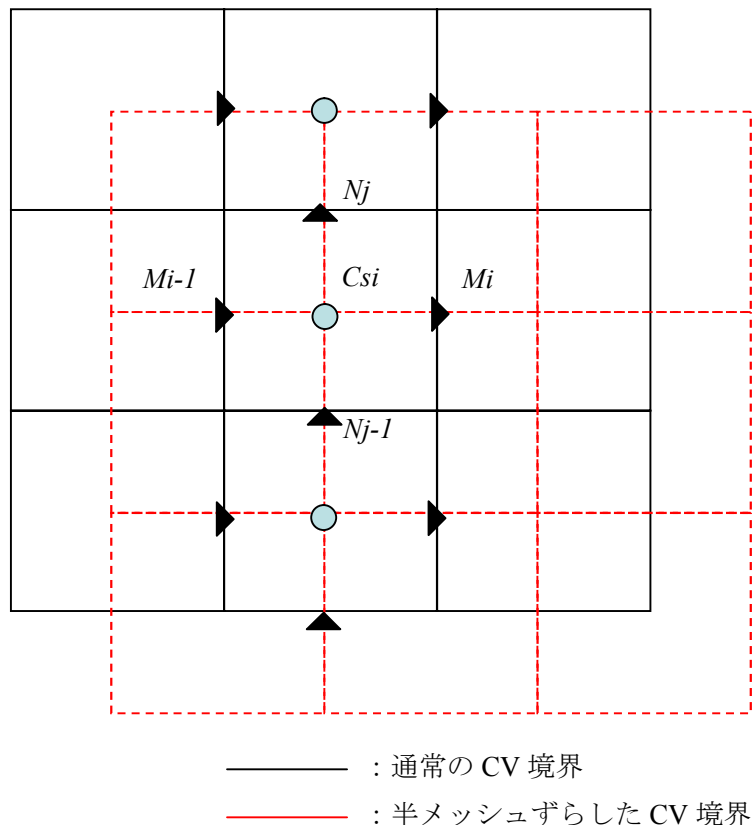


図 5-4-2 浮遊砂濃度フラックスの配置イメージ

その後，風上差分の考え方に従い，図 5-4-3 に示すとおり，浮遊砂濃度フラックスの向きに基づき，離散化の方向を使い分ける．これにより，流れの向きに対応した浮遊砂濃度のみを考慮することが可能となり，数値的安定性が期待できる．

一方で，上述したとおり風上差分では，便宜的に振動を抑えるための人工粘性項を考慮しているため，数値解をなまらせる性質を有しており，浮遊砂濃度の移流を通常想定される量より過小に評価する可能性がある．ここで，高橋モデルは，実績に比べて土砂移動量を過小に評価するという課題を有していることから，風上差分の導入は，交換砂量の安定化を図る一方で，解析精度の低下を招く恐れもあるといえる．

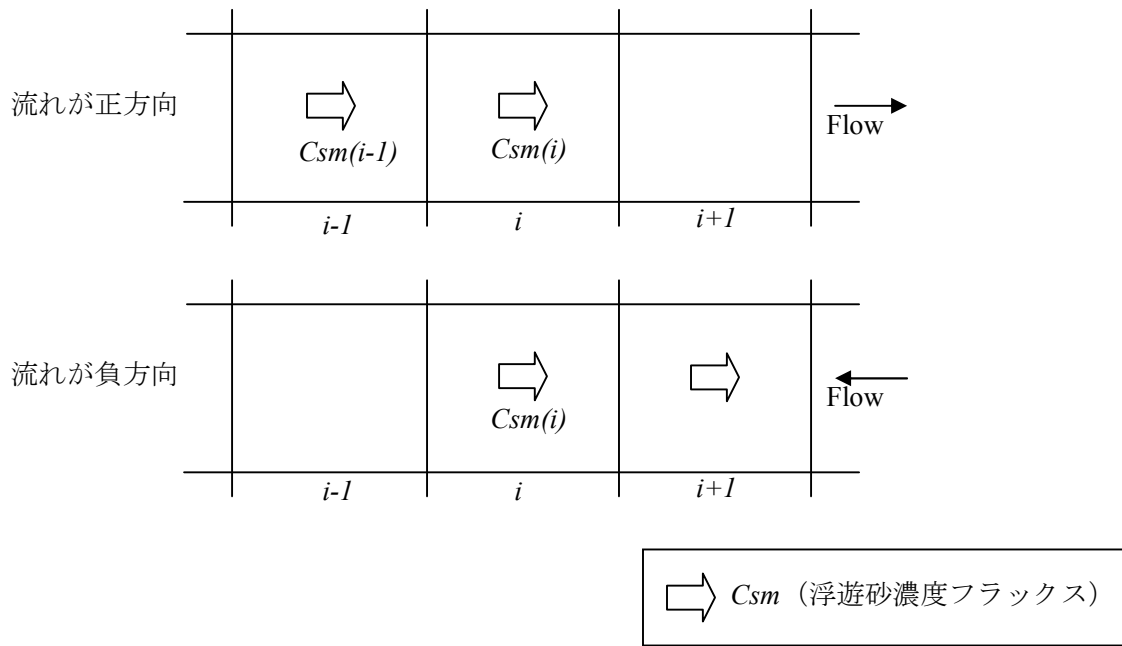


図 5-4-3 浮遊砂濃度フラックスの離散化イメージ

ここで,  $C_{sm}(i) > 0$  の場合,

$$\frac{\partial C_{sM}}{\partial x} = \frac{C_{sM}(i) - C_{sM}(i-1)}{\Delta x} \quad \text{なお, } C_{sM}(i) = C_s(i) \times \left( \frac{M(i) + M(i-1)}{2} \right)$$

$C_{sm}(i) < 0$  の場合,

$$\frac{\partial C_{sM}}{\partial x} = -\frac{C_{sM}(i) - C_{sM}(i+1)}{\Delta x} \quad \text{なお, } C_{sM}(i) = C_s(i) \times \left( \frac{M(i) + M(i-1)}{2} \right)$$

#### 5-4-4 風上差分の導入による土砂移動量への影響検討

##### (1) 検討条件

計算は、表 5-4-1 に示す条件により実施する。想定外力は、前述より用いている 2011 東北津波の推定波形を用いることとし、浮遊砂濃度の移流項の差分法のみ変更して実施した。なお、標高メッシュは、前述の地形条件・外的要因等による感度分析用に作成した海域のみの 10m メッシュデータを使用した。

表 5-4-2 計算条件と計算ケース

項目	計算条件	
計算ケース	ケース1	ケース2
基礎式	非線形長波理論	
差分法	リーブ・フロッグ法	
移動床モデル	既往モデル (高橋ら 1999)	既往モデル (高橋ら 1999) をベースに、浮遊砂連続式の移流項を風上差分化
計算メッシュ	格子間隔: 10m 格子数241×341	
地形データ	海域: 2011年東北津波発生2ヶ月前に計測(原口ら, 2012)したC3Dデータから作成 陸域: 考慮しない (T. P. +999mの無限標高)	
粗度係数	0.025	
粒径	0.3mm	
再現時間	2.5時間	
初期潮位	T. P. +0.00m	
外力条件	高川・富田(2012)の波源モデルから二次元非線形長波理論により推定した湾口の津波波形 (最大津波高: 5.75m)	



## (2) 検討結果

表 5-4-3 および図 5-4-4 に湾全体における土砂の堆積（面積，容量）および侵食（面積，容量）を示す。また，土砂移動分布を図 5-4-5 に示す。図 5-4-4 より，風上差分（ケース 2）は，通常（ケース 1）に比べて堆積が減少する一方で，侵食は，面積が増加し体積が減少する特異な傾向を示している。

また，図 5-4-5 より，土砂移動分布は，風上差分では狭窄部周辺を除いて湾全体が侵食傾向を呈しているが，湾口や湾奥で元々見られていた侵食域の多くは，侵食量が減少しており，土砂移動量が全体的に低下していることがわかる。このため，土砂移動分布の再現性は，実績に比べて悪化するとともに，変動量自体も小さくなり，実績から乖離する傾向にある。

表 5-4-2 土砂移動量の算定結果

差分	堆積		侵食		堆積率 (①/②)
	面積(万m <sup>2</sup> )	体積(m <sup>3</sup> )	面積(m <sup>2</sup> )	体積(m <sup>3</sup> )	
通常 (ケース1)	89.60	21.19	95.74	38.24	0.55
風上差分 (ケース2)	54.70	5.14	129.30	21.59	0.24

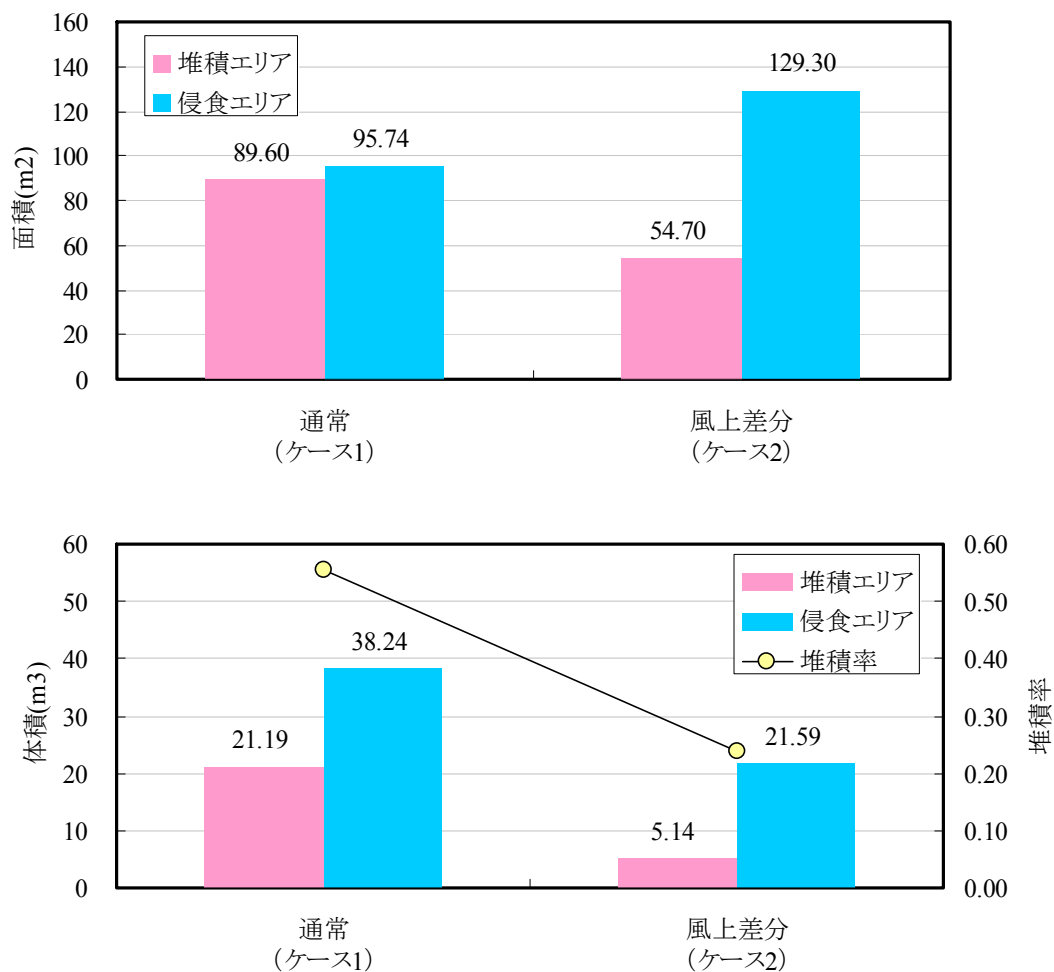


図 5-4-4 浮遊砂濃度の解法における堆積・侵食量（上：面積，下：体積，堆積率）

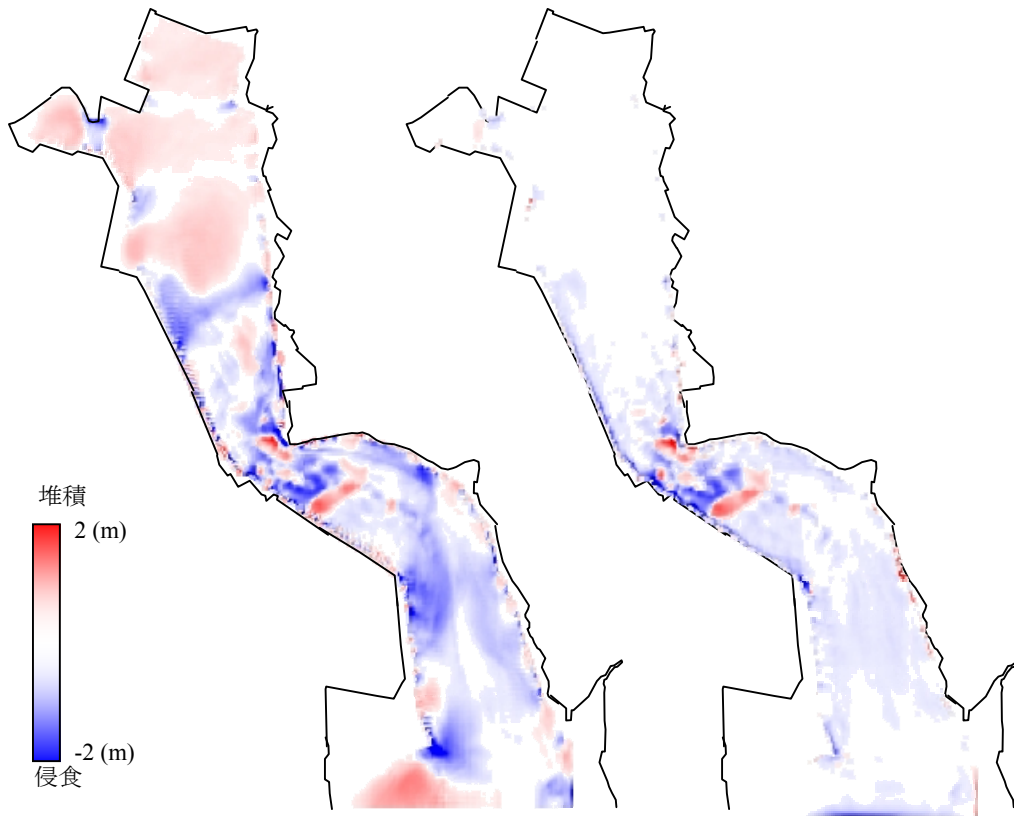


図 5-4-5 浮遊砂濃度の解法による地形変動分布の比較

また、図 5-4-7～図 5-4-11 に地形特性を代表する主要 5 地点での時系列変化を示す。図 5-4-7～図 5-4-11 より、水位や流速、掃流砂フラックスの時系列変化は、ごく一部の押し波ピーク時を除いて目立った違いはほとんどなく、風上差分の影響は小さいといえる。

一方で、交換砂量においては、いずれの地点においても、風上差分の導入目的である微振動の低減に繋がっている反面、その絶対量、特に巻上げ砂量は小さくなっている。

また、浮遊砂濃度は、通常モデル(ケース 1)と全体的に一致しているものの、局所的な低減部(浮遊砂の飽和状態時に、無次元掃流力の低下に伴い巻上げに比べて沈降が卓越する時間帯)においては、浮遊砂濃度の低下量が少ないケースも多い(ケース 4 の 50 分付近など)。これは、浮遊砂濃度の移流解がなまることより生じる影響であるとも考えられ、結果として巻上げ砂量の抑制に寄与している可能性がある。

一方で、時間帯において浮遊砂濃度が急激に低下しているケースも見られ(例えば、Point2 (湾奥～狭窄部) の 75 分付近)、一概に上記の考察が当てはまるとは言い難い。また、上

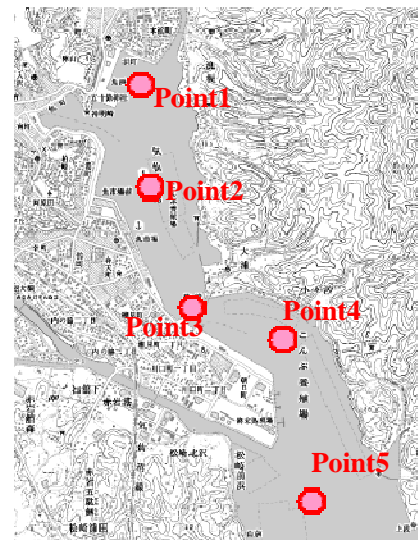


図 5-4-6 湾内の主要 5 地点

述のとおり通常（ケース1）に比べて侵食が卓越する傾向に転じているなど、浮遊砂濃度の風上差分化だけでは十分に説明できない点も多い。これらにおいては、浮遊砂濃度の風上差分化に伴う巻上げ砂量、沈降砂量への影響や飽和浮遊砂濃度との関係が連動して、津波土砂移動に影響を及ぼしている可能性が高く、物理的な現象の解明にあたっては、平面的な流速分布、浮遊砂濃度分布等の時系列変化や飽和浮遊砂濃度等の関係を詳細に分析していく必要がある。

いずれにせよ、風上差分モデル（ケース2）は、通常モデル（ケース1）に比べて土砂移動特性や変動分布、変動量など多くの面で再現性の悪化を招いており、津波移動床モデルの高度化においては、不利に作用する可能性が高いといえる。

### (3) まとめ

浮遊砂濃度の移流項の算定に着目し風上差分による解法を導入した結果、交換砂量の時系列変化に見られた微振動の発生は抑制できたものの、交換砂量（特に、巻上げ砂量）が全体的に低下したため、土砂移動量が減少する結果となった。

この結果は、通常モデル（ケース1）に対する土砂移動の再現性を、全体的に悪化させていることから、津波移動床モデルの高度化にあたっては、不利に作用する可能性が高い。

このため、本研究における浮遊砂濃度の移流項の解法は、これまでの解法を踏襲することとした。

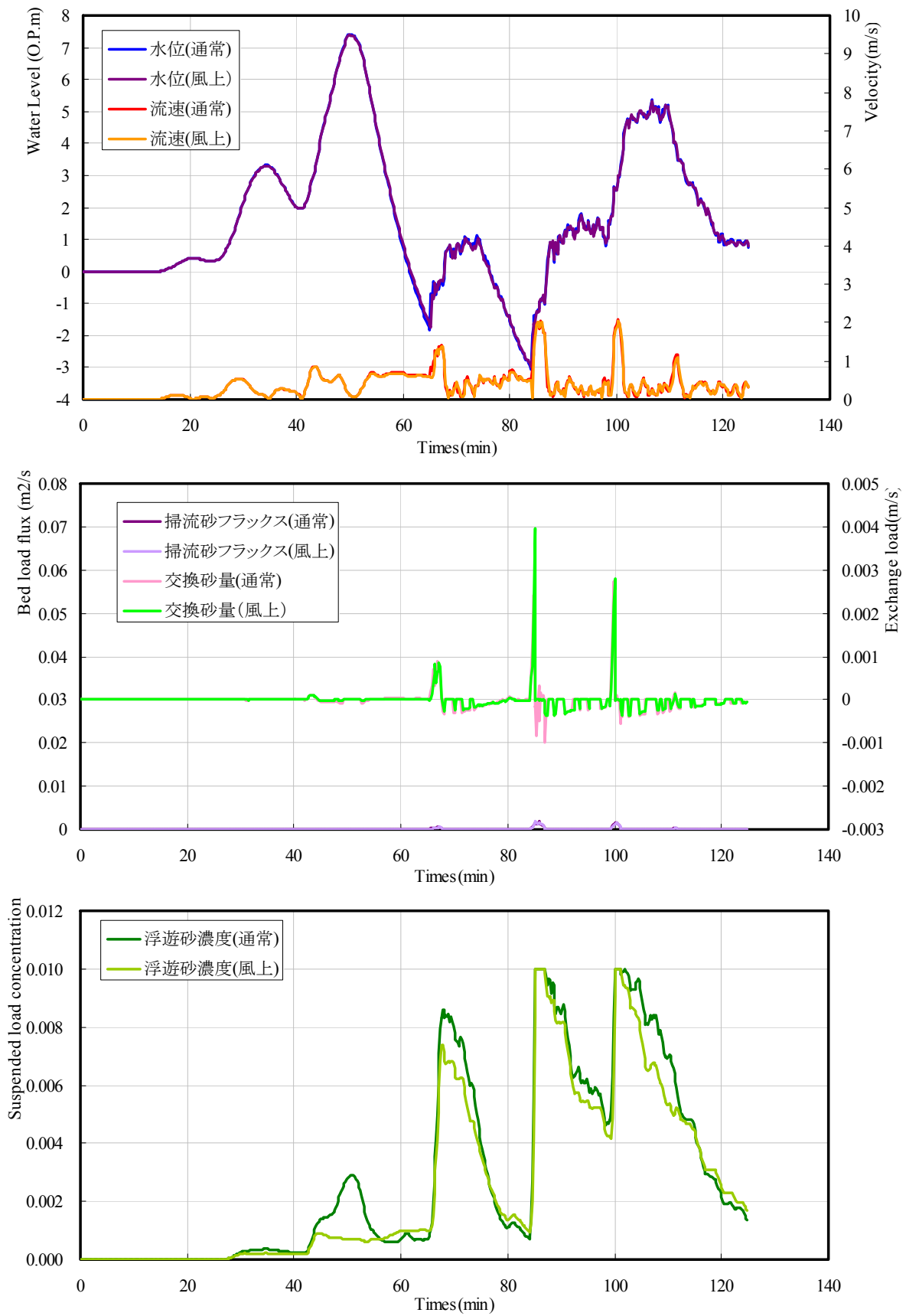


図 5-4-7 Point1 (湾奥) における水理諸量の時系列変化の比較  
 (上：水位，流速，中：掃流砂フラックス，交換砂量，下：浮遊砂濃度)

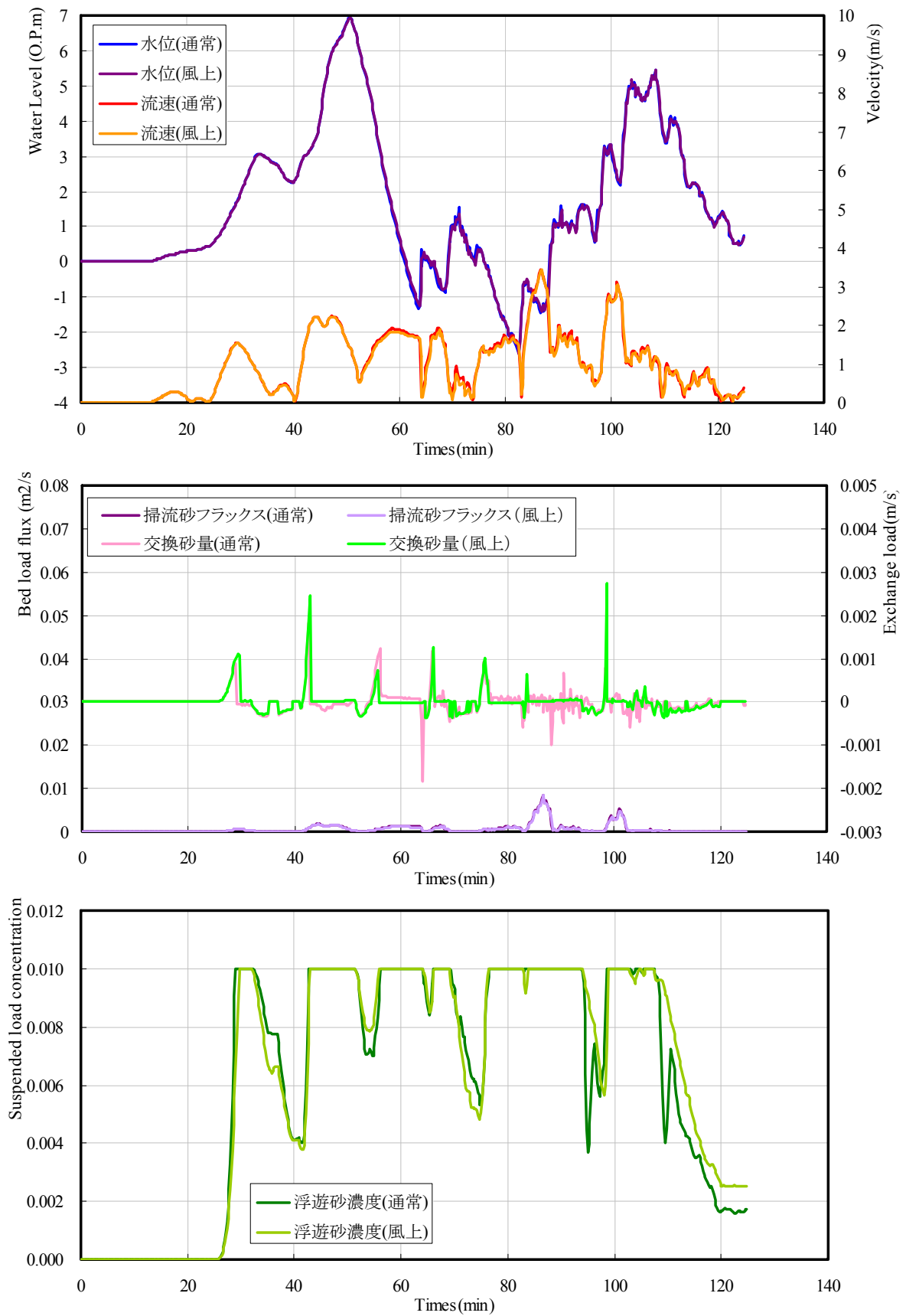


図 5-4-8 Point2 (湾奥～狭窄部) における水理諸量の時系列変化の比較 (上：水位，流速，中：掃流砂フラックス，交換砂量，下：浮遊砂濃度)

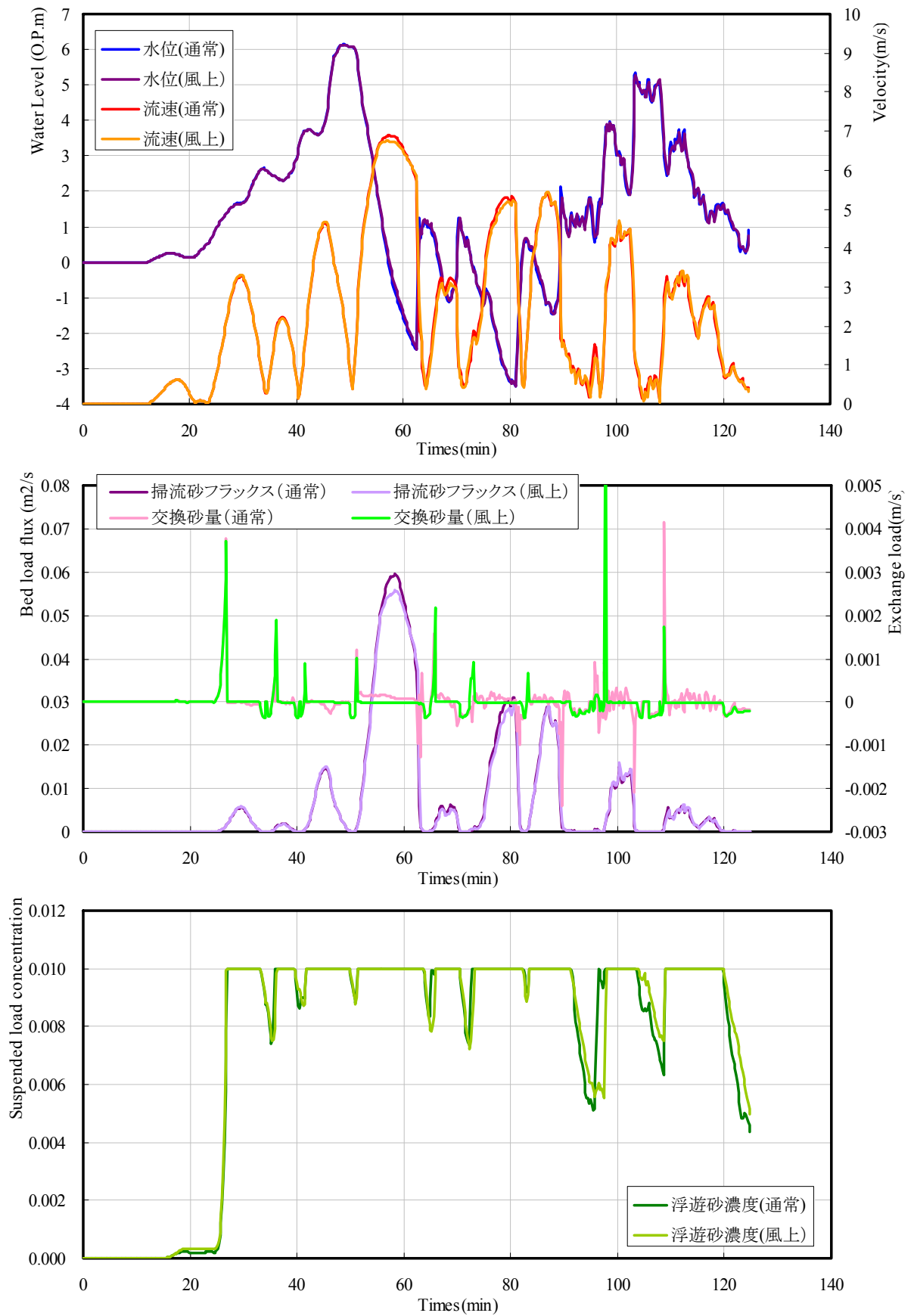


図 5-4-9 Point3 (狭窄部) における水理諸量の時系列変化の比較  
(上: 水位, 流速, 中: 掃流砂フラックス, 交換砂量, 下: 浮遊砂濃度)



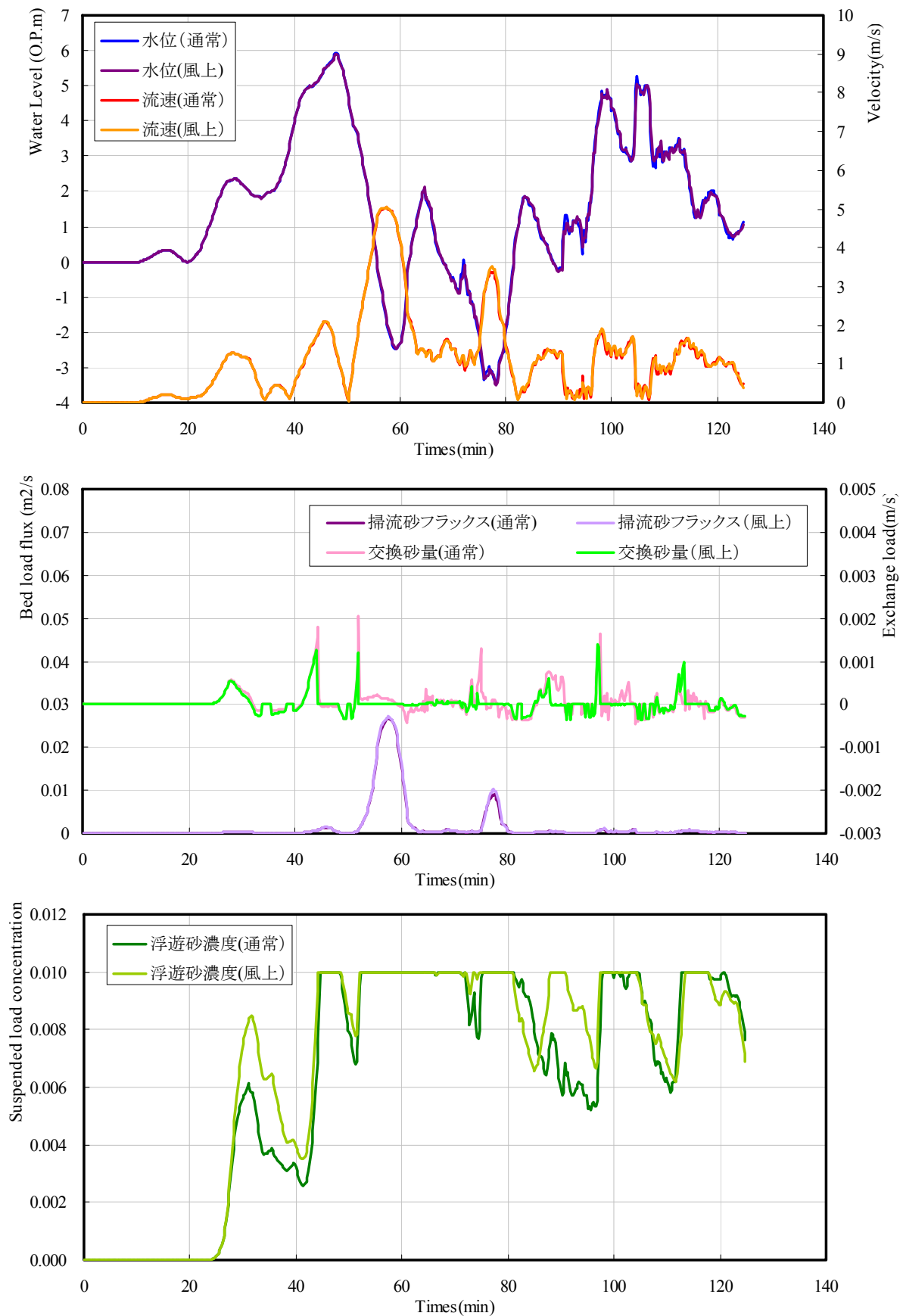


図 5-4-10 Point4 (狭窄部～湾口) における水理諸量の時系列変化の比較 (上: 水位, 流速, 中: 掃流砂フラックス, 交換砂量, 下: 浮遊砂濃度)

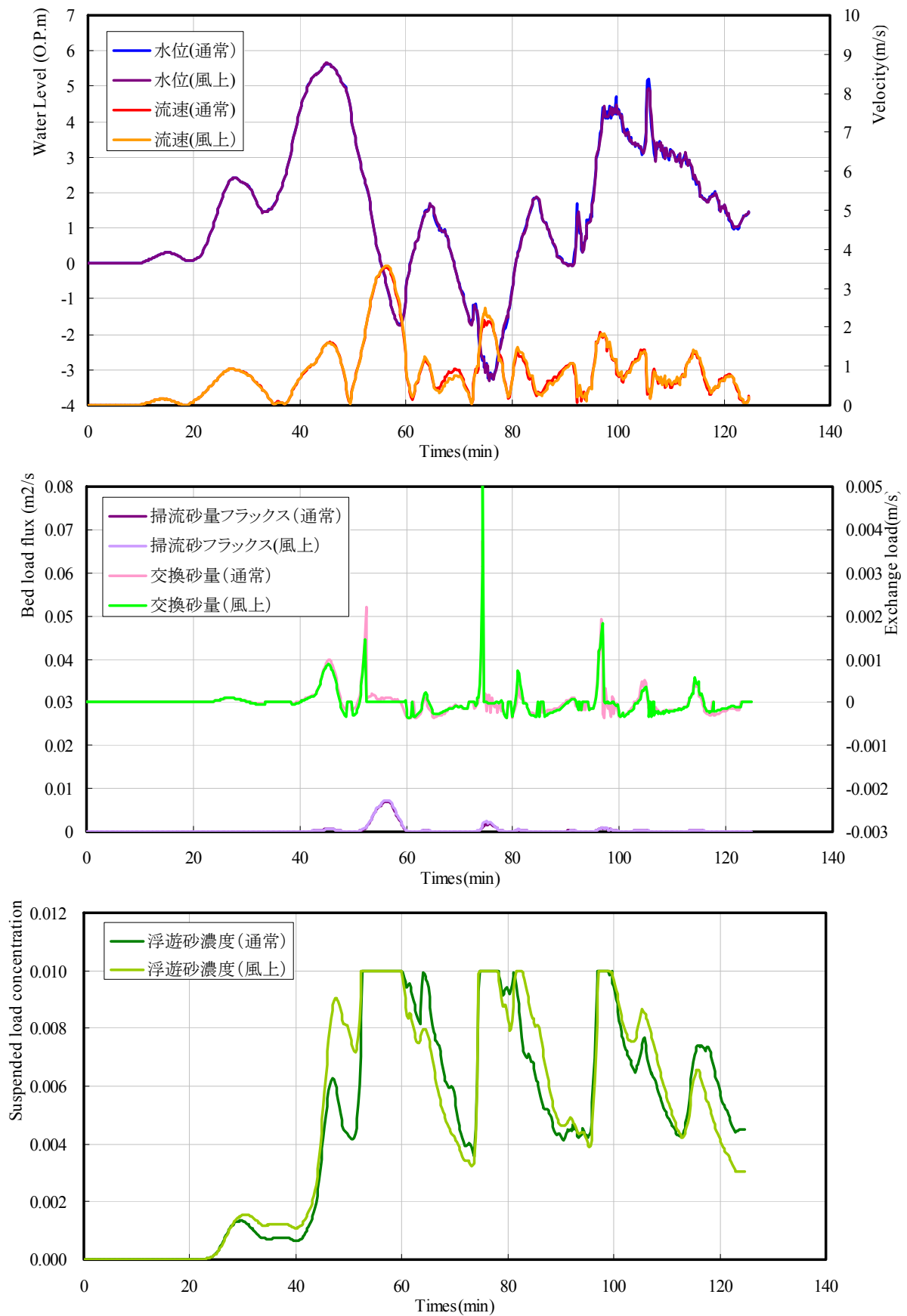


図 5-4-11 Point5 (湾口) における水理諸量の時系列変化の比較  
(上：水位，流速，中：掃流砂フラックス，交換砂量，下：浮遊砂濃度)

## 5-5 土砂移動の支配的因子に着目した再現性向上方策

前章までにおいて、高橋モデルの高度化に対し、地形条件・計算条件等の外的要因や浮遊砂の差分化方法など、津波による土砂移動の物理的特性等には着目せず、どちらかといえば数値計算上の課題が生み出しえる諸問題からの改良を検討した。この結果、メッシュサイズ（地形条件）は、改良した場合の効果が小さいと推測され、粒径（計算条件）は、改良した場合の効果が期待できる反面、粒径の観測方法など実務面での課題が残ると考えられる。また差分化方法の改良は、交換砂量の安定化を図れる一方で、実績再現で見られた課題をさらに悪化させる傾向にあり、いずれにおいても有用な改良とはいえない結果となった。

このため、本章では、土砂移動に影響を及ぼす様々な因子に着目し、これらの因子に対して、近年までに得られた有用な知見等を踏まえて改良することで高橋モデルの高度化を図った。

### 5-5-1 検討方針

高橋モデルでは、津波特有の現象である大量の砂の巻上げと沈降との非平衡性を考慮できるように、掃流砂層と浮遊砂層を独立して扱い、掃流層内で流砂運動が完結する掃流砂量に加え、掃流砂層と浮遊砂層間の砂の巻上げと沈降から構成される交換砂量を導入している。

流砂現象において、特に激しい乱れを伴う津波の土砂移動では、種々の要因（例えば、乱れの影響は地形形態など）が相互に作用し合う複雑な現象を呈することが想定される。これらの要因を、一つ一つ適切に評価することは、現象の再現をより緻密にできる潜在的な可能性を秘める反面、現象がより複雑さを増し、逆に再現精度の悪化を招く恐れもある。

このため、高橋モデルでは、土砂移動に影響を与える因子やパラメータを少なくし、津波による流砂現象の不確実性を、これらの因子やパラメータに集約させていることから、こうした因子やパラメータの改良は、高橋モデルにおいて効果的に精度向上を図れる可能性を有しているといえる。

よって、本節では、まず高橋モデルにおいて土砂移動に影響を及ぼす可能性のある因子を、複数の値を想定した感度分析の実施により抽出し、その後、物理的視点や最新の知見等を踏まえて改良を図ることとした。

### 5-5-2 支配的因子の抽出

#### (1) 支配的因子候補の抽出

高橋モデルの支配的因子は、上述の検討方針に従い、事前に土砂移動に影響を及ぼす可能性のある因子を対象に、感度分析を実施し、土砂移動への応答特性を確認した。ここで、土砂移動に影響を及ぼす可能性のある因子は、高橋モデルの構造や第4章での土砂移動現象の分析結果から無次元掃流力、流砂量式係数、飽和浮遊砂濃度、沈降速度、底面勾配を抽出した。それぞれの概要は以下のとおりである。

●**無次元掃流力（シールズ数）**：土砂移動の起動力となる掃流力を無次元化した値であり，式(5-7)に示すとおり，摩擦速度や粒径等の関数である．流砂量（掃流砂量，巻上げ砂量）の大小を決める上で，後述の流砂量式係数と並ぶ最重要因子である．

$$\tau_* = \frac{u_*^2}{sgd} \quad \dots \dots \dots (5-7)$$

ここで， $\tau_*$ ：無次元掃流力， $u_*$ ：摩擦速度， $s$ ：砂粒の水中比重， $d$ ：砂の粒径である．

●**流砂量式係数**：流砂量（掃流砂量，巻上げ砂量）は，式(5-8)に示すとおり，無次元掃流力の1.5乗と任意の係数の積で算定される値であり，高橋モデルではこれらの係数を実験により推定している．流砂量（掃流砂量，巻上げ砂量）の大小を決める上で，前述の無次元掃流力と並ぶ最重要因子である．

$$q_s = a\tau_*^{1.5} \sqrt{sgd^3} \quad \dots \dots \dots (5-8)$$

ここで， $q_s$ ：流砂量， $a$ ：流砂量式係数， $\tau_*$ ：無次元掃流力， $s$ ：砂粒の水中比重， $d$ ：砂の粒径を示す．

●**飽和浮遊砂濃度**：高橋モデルで定義する浮遊砂層内に浮遊できる砂の限界量であり，非平衡状態を前提とする高橋モデルにおいては，浮遊砂濃度を算定する際に過大な砂の巻上げを抑制する上限値として考慮している．流砂量（掃流砂量，巻上げ砂量）を決める直接的な因子ではないものの，第4章で示したとおり，巻上げと沈降のバランスから評価される交換砂量に大きな影響を及ぼしている．

●**沈降速度**：巻上げ沈降のバランスから評価する交換砂量を構成する因子であり，沈降砂量を決める重要なパラメータである．一般的には，式(5-9)に示す静水中の沈降速度を表すRubey(1933)<sup>42)</sup>の式を用いられることが多く，高橋モデルにおいても同式を採用している．

$$\frac{w_f}{\sqrt{sgd}} = \sqrt{\frac{2}{3} + \frac{36\nu^2}{sgd^3}} - \sqrt{\frac{36\nu^2}{sgd^3}} \quad \dots \dots \dots (5-9)$$

ここで， $w_f$ ：静水中の沈降速度， $\nu$ ：水の動粘性係数(≒0.01cm<sup>2</sup>/s)， $s$ ：砂粒の水中比重， $d$ ：砂の粒径を示す．

●**底面勾配**：実現象においては，底面勾配が急になった場合，土砂は勾配方向に移動しやすくなり，またその効果は，平坦な場合の土砂移動量に応じて増減すると考えられる．こうした現象を踏まえ，渡辺ら(1984)<sup>43)</sup>は，地形変化量の算定に当たって底面勾配を考慮した式(5-10)を提案しており，地形変化量に影響を及ぼしている．

$$\frac{\partial z_b}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x} \left( q_x - \varepsilon_s |q_x| \frac{\partial z_b}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left( q_y - \varepsilon_s |q_y| \frac{\partial z_b}{\partial y} \right) \quad \dots \dots \dots (5-10)$$

ここで， $z_b$ ：海底高， $q_x$ ， $q_y$ ：流砂量， $\varepsilon_s$ ：渡辺式の係数を示し， $\varepsilon_s$ は試行計算によって定めるものとしている．

## (2) 感度分析ケース

表 5-5-1 に、前述の 5 因子による感度分析ケースを示す。感度分析では、因子ごとに基本ケース、すなわち通常の再現計算に用いる値を設定し、基本ケースの値を 3 倍～5 倍に変化させることで、土砂移動の応答特性を確認した。なお、底面勾配のみ基本ケースの前後に変化させている

基本ケースとして、具体的に、無次元掃流力(case1)ではマニング則に基づき算定した底面せん断力に基づく値を用いる。また、流砂量式係数(case2)では、高橋モデルで提案された実験値（掃流砂量 21、浮遊砂量 0.015）とした。続いて、飽和浮遊砂濃度(case3)では、これまで経験的に用いられることの多い 0.01 とし、沈降速度(case4)では粒径 0.3mm から Rubey の式を用いて算定した 0.04m/s とした。最後に、底面勾配(case5)では渡辺らの式に用いる係数 2.0 を採用した。

表 5-5-1 感度分析の実施ケース

支配的因子の候補	case●-0 <sup>※</sup> (基本ケース)	case●-1 <sup>※</sup>	case●-2 <sup>※</sup>
case1：無次元掃流力	マニング則に基づく 底面せん断力	底面せん断力 ×3倍	底面せん断力 ×5倍
case2：流砂量式係数	掃流砂：21 巻上げ砂：0.012	掃流砂：63 巻上げ砂：0.012	掃流砂：21 巻上げ砂：0.036
case3：飽和浮遊砂濃度	0.010	0.03	0.05
case4：沈降速度	0.04m/s	0.12m/s	0.20m/s
case5：底面勾配	渡辺式の係数 0.020	渡辺式の係数 0.010	渡辺式の係数 0.030

※例えば、case1-0 は、無次元掃流力の基本ケース、case3-2 は、飽和浮遊砂濃度を 0.05

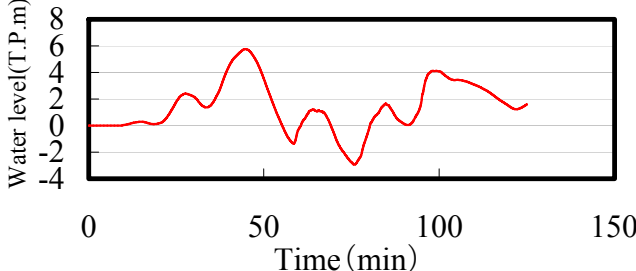
(基本ケースの 5 倍) にしたケースを示す。

### (3) 感度分析の計算条件

感度分析では、対象とする因子の変更に伴う土砂移動への影響が明瞭に判断できるような津波外力で実施することが望ましい。この点で、2011 東北津波は、非常に大きな津波外力であり、感度分析を行う上では最適な検討条件といえる。

このため、感度分析では、第4章で実施した2011 東北津波の実績再現を基本ケースとして、これと同条件下で、各因子の感度分析を実施した。表5-5-2に計算ケースを示す。

表 5-5-2 感度分析の計算条件および計算ケース

項目	計算条件
基礎式	非線形長波理論
差分法	リーブ・フロッグ法
移動床モデル	既往モデル（高橋ら 1999）
計算メッシュ	格子間隔：10m 格子数241×341
地形データ	海域：2011年東北津波発生2ヶ月前に計測（原口ら，2012）したC3Dデータから作成 陸域：国土地理院の5m標高メッシュから作成
粗度係数	0.025
粒径	0.3mm
再現時間	2.5時間
初期潮位	T. P. +0.00m
外力条件	高川・富田(2012)の波源モデルから二次元非線形長波理論により推定した湾口の津波波形（最大津波高：5.75m） 
計算ケース	<ul style="list-style-type: none"> <li>• case1シリーズ：無次元掃流力の感度分析</li> <li>• case2シリーズ：流砂量式係数の感度分析</li> <li>• case3シリーズ：飽和浮遊砂濃度の感度分析</li> <li>• case4シリーズ：沈降速度の感度分析</li> <li>• case5シリーズ：底面勾配の感度分析</li> </ul>



#### (4) 感度分析の結果

各因子の感度分析の結果を、表 5-5-3 に総括するとともに図 5-5-1～図 5-5-5 に各土砂移動量の比較を示す。

この結果、底面勾配を除く 4 つの因子では、土砂移動の応答性が高く、改良により土砂移動の精度向上に繋る可能性がある。また、特徴的な結果としては、case2 より流砂量式係数の影響は、掃流砂量の方が、巻上げ砂量に比してより支配的であること、case3 より飽和浮遊砂濃度の応答性は、全因子の中で最も高く、土砂移動量を大きく増大させる可能性があること、case4 より沈降速度は、堆積率の向上に最も寄与することが挙げられる。

表 5-5-3 各因子の感度分析結果総括表

		堆積量(万m3)	侵食量(万m3)	堆積率
基本ケース(case1-0、case2-0、case3-0、case4-0、case5-0)		32.48	82.38	0.28
実績		91.13	66.18	1.38
底面せん断力	3倍 (case1-1)	33.20	80.10	0.41
	5倍 (case1-2)	50.64	86.17	0.59
流砂量式係数(基本ケースは掃流砂量係数21、巻上げ砂量係数0.012)	掃流砂3倍 (case2-1)	70.54	133.16	0.53
	交換砂量3倍 (case2-2)	53.18	117.60	0.45
飽和浮遊砂濃度 (基本ケースは0.01)	0.03 (case3-1)	117.88	235.23	0.50
	0.05 (case3-2)	215.70	341.35	0.63
沈降速度 (基本ケースは0.04m/s)	3倍 (case4-1)	94.47	139.79	0.68
	5倍 (case4-2)	105.18	141.64	0.74
渡辺式の係数 (基本ケースは0.20)	0.1 (case5-1)	33.34	80.98	0.41
	0.3 (case5-2)	32.62	82.51	0.40

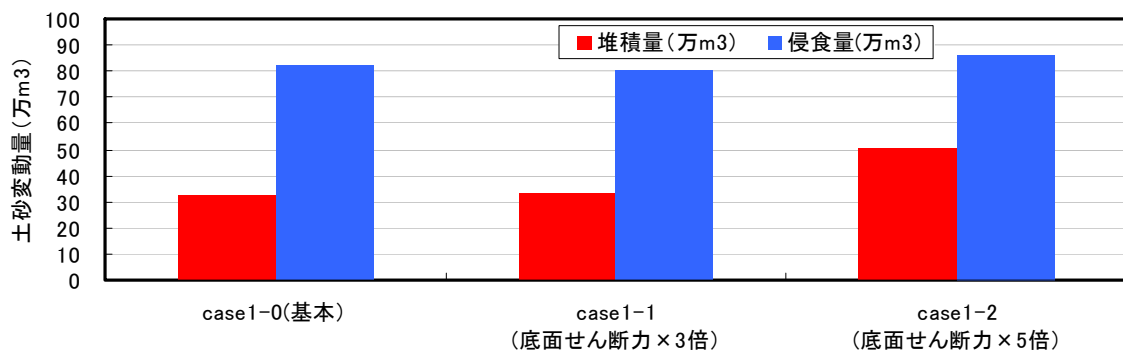


図 5-5-1 case1 シリーズ (無次元掃流力の感度分析結果)

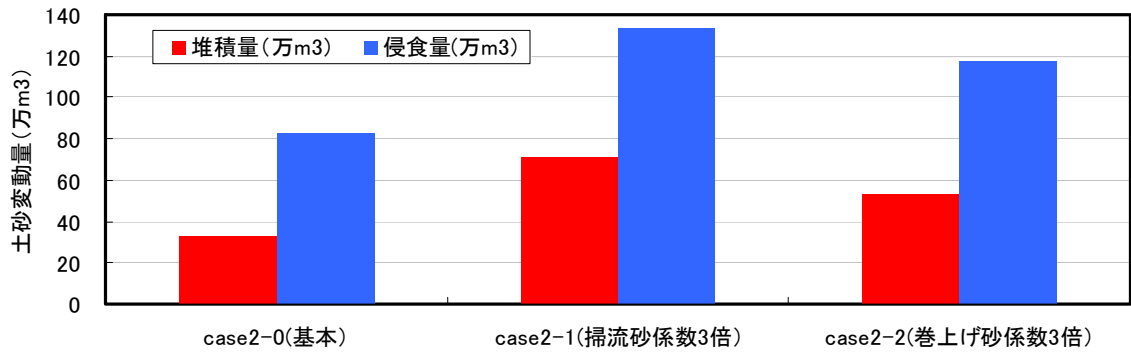


図 5-5-2 case2 シリーズ (流砂量式係数の感度分析結果)

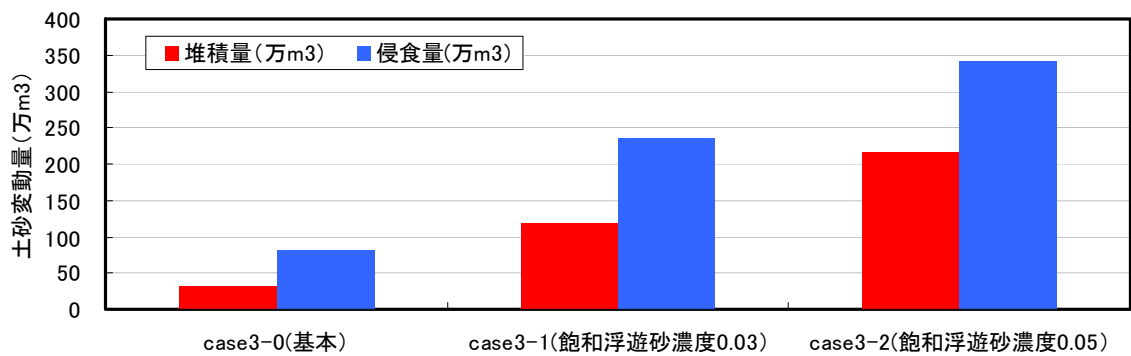


図 5-5-3 case3 シリーズ (飽和浮遊砂濃度の感度分析結果)

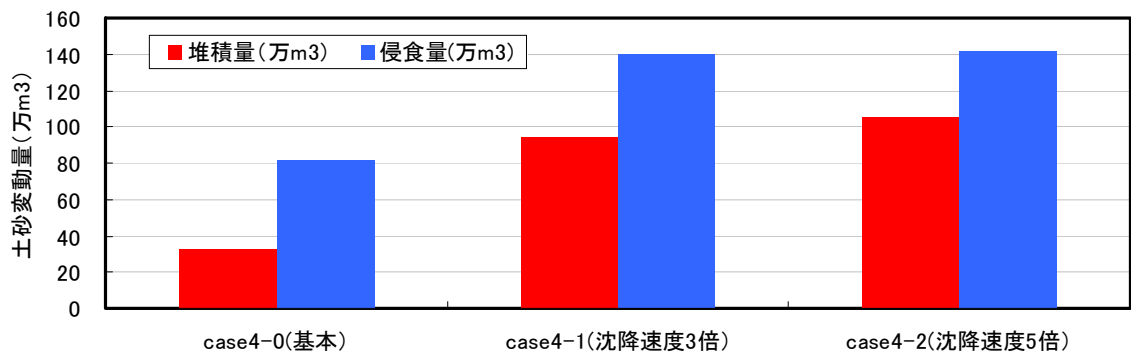


図 5-5-4 case4 シリーズ (沈降速度の感度分析結果)

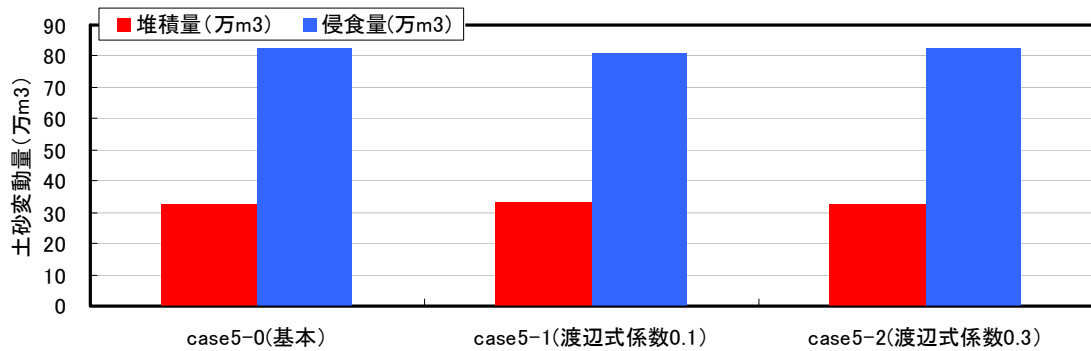


図 5-5-5 case5 シリーズ (渡辺式係数の感度分析結果)

また、図 5-5-6～図 5-5-10 に各因子の感度分析による地形変動分布を示す。この結果、無次元掃流力（底面せん断力）の増大により狭窄部の侵食が助長され、これに伴い狭窄部～湾口で堆積域が拡大している一方で、湾奥の堆積域がやや減少するなど、地形変動分布にもやや影響を与えていることがわかる。

一方、流砂量式係数（case2）や沈降速度(case4)においては、堆積、侵食量は助長されているものの地形変動分布への影響は小さい。これは、土砂移動量への変化が最も大きい飽和浮遊砂濃度においても同様の傾向であり、基本ケースで見られる土砂移動傾向（湾奥が堆積、狭窄部～湾口が侵食）をより強調する結果となった。

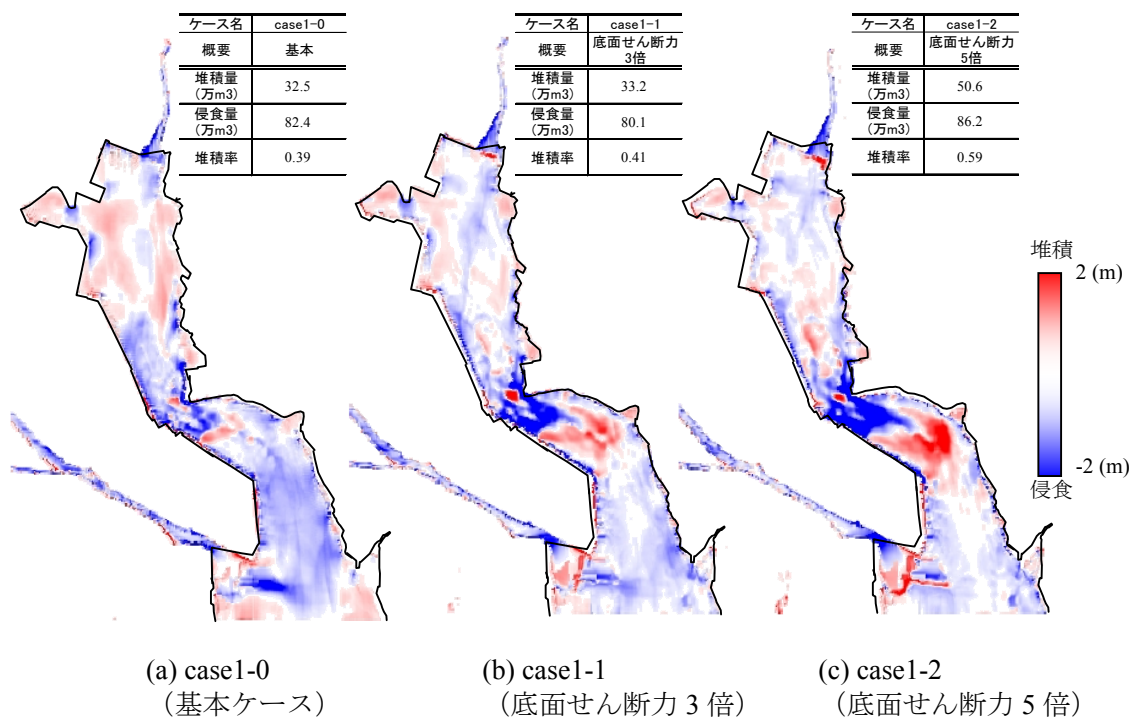


図 5-5-6 case1 シリーズ（無次元掃流力）の感度分析による地形変動分布

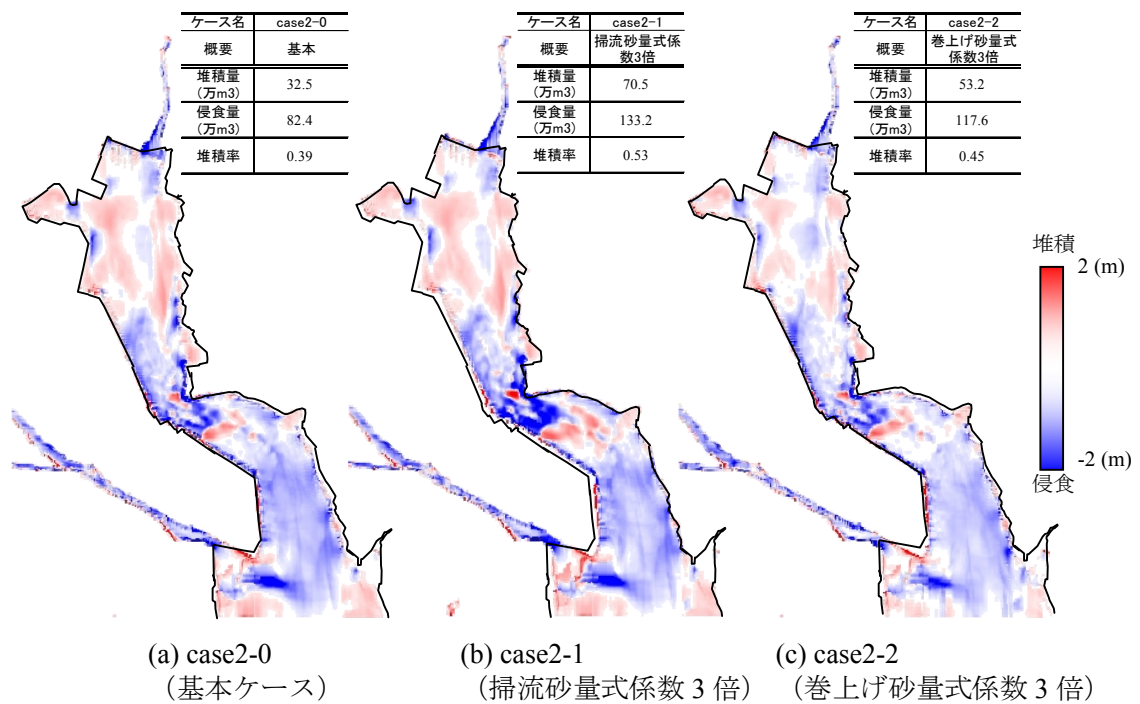


図 5-5-7 case2 シリーズ (流砂量式係数) の感度分析による地形変動分布

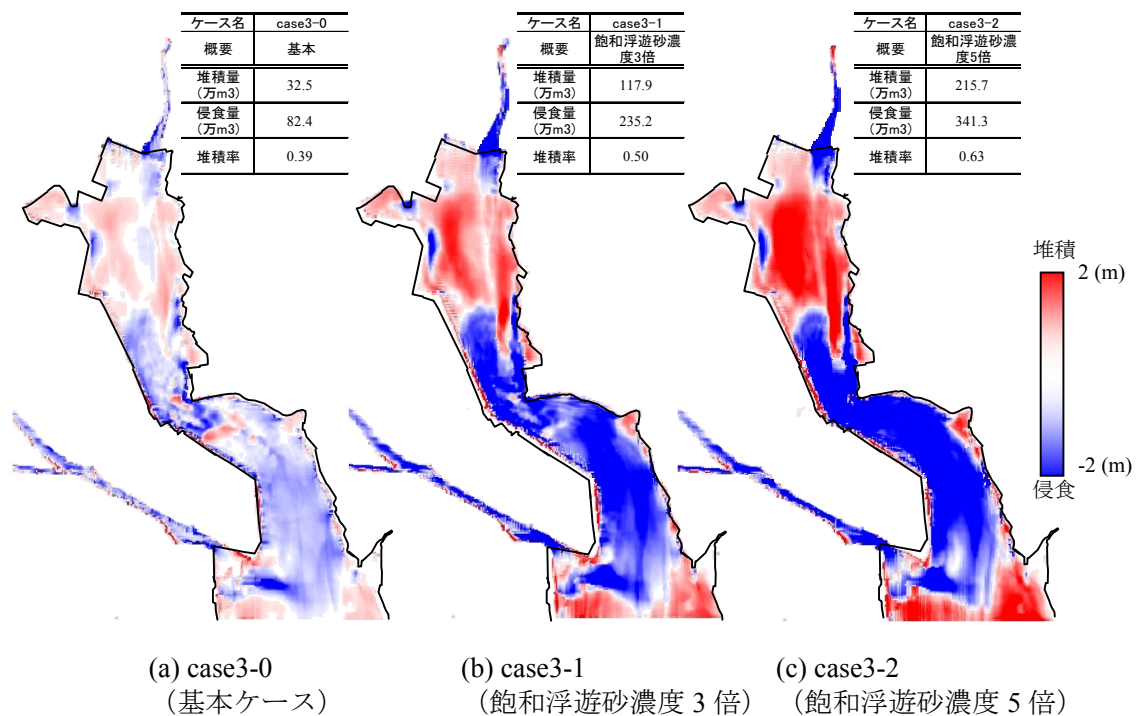


図 5-5-8 case3 シリーズ (飽和浮遊砂濃度) の感度分析による地形変動分布

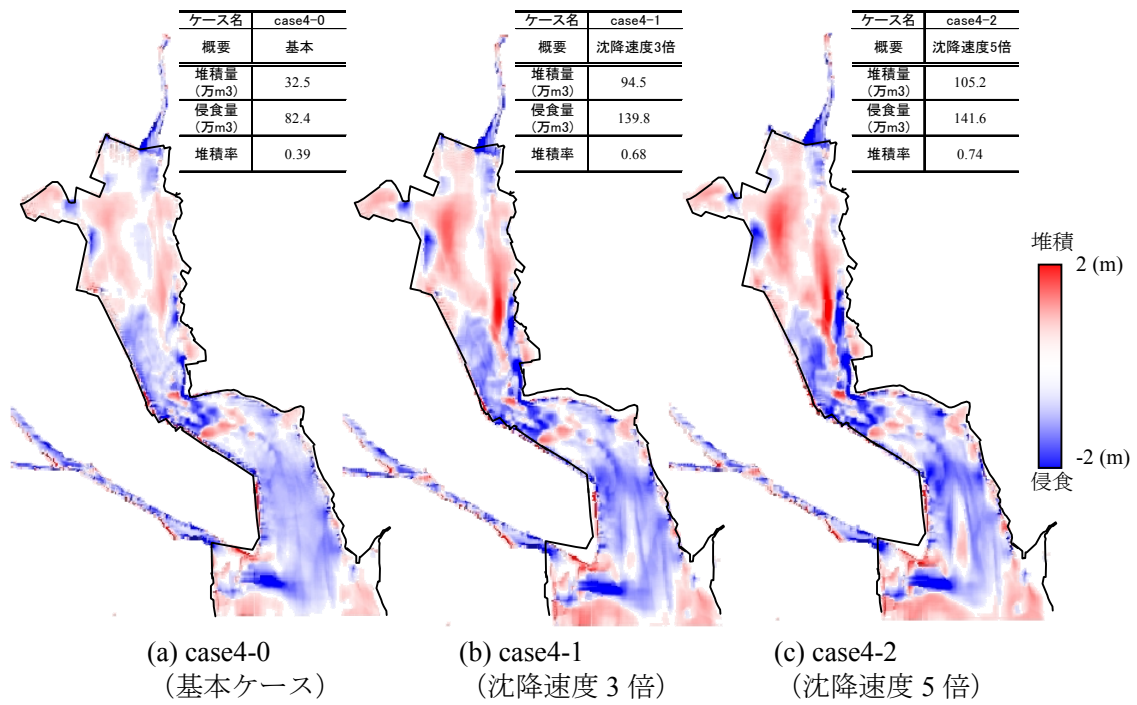


図 5-5-9 case4 シリーズ (沈降速度) の感度分析による地形変動分布

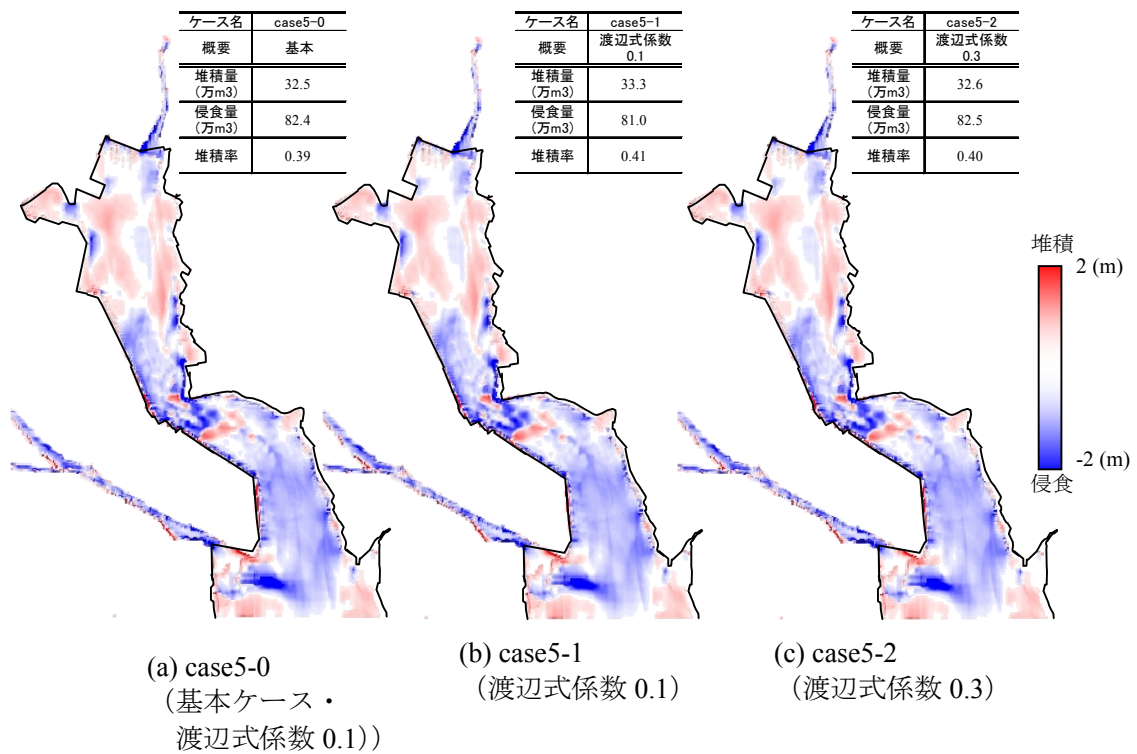


図 5-5-10 case5 シリーズ (渡辺式係数) の感度分析による地形変動分布

### 5-5-3 支配的因子の改良

ここでは、前述の感度分析において、土砂移動への応答特性が大きく、改良の余地が認められた無次元掃流力、流砂量式係数、飽和浮遊砂濃度、沈降速度について、物理的視点や最新の知見等に基づき、設定方法の改良を行う。

#### (1) 無次元掃流力（底面せん断力）の改良

無次元掃流力は、これを規定する摩擦速度に着目した。ここで、高橋モデルにおける摩擦速度は、マニング則に基づく底面せん断力から算定しており、津波特有の性質である圧力勾配の影響を考慮していない。このため、禰津ら<sup>16)</sup>が提案する圧力勾配の影響を考慮した Log-wake 則を適用し、藤井ら<sup>9)</sup>の方法に従い摩擦速度を算定した（詳細は、第1章の式 1-16～式 1-21 を参照）。ここで、摩擦速度の算定に必要な相当粗度  $k_s$  は、海域のマニングの粗度係数  $n=0.025$  から以下の相当粗度とマニングの粗度係数の関係式である式 5-11 を用いて換算した 46mm を用いている。

$$\frac{\sqrt{gn}}{k_s^{1/6}} = \frac{1}{7.66} \quad \dots \dots \dots (5-11)$$

#### (2) 流砂量式係数の改良

高橋モデルの流砂量式係数に対し、高橋ら<sup>12)</sup>は、流砂量式の基本式形を踏襲した上で、係数  $a$  が津波外力や底質条件に依存していると考え、津波に対する係数  $a$  の粒径依存性を大型水理実験により確認している。この結果、掃流砂・巻き上げ砂ともに粒径により、無次元掃流力と流砂量の関係式が異なること、即ち係数  $a$  の粒径依存性が確認され、3種類の粒径に応じた係数  $a$  の関係が得ている（下図）。

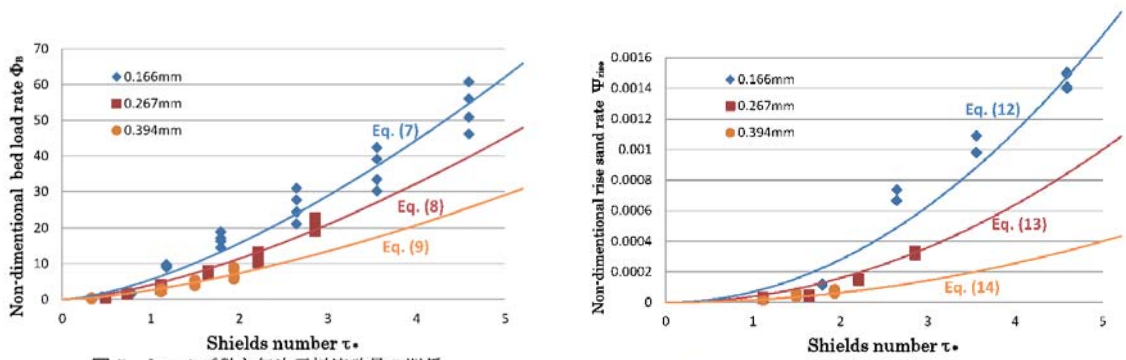


図-5 シールズ数と無次元掃流砂量の関係

図-6 シールズ数と無次元巻き上げ砂量の関係

$$\begin{aligned} \Phi_B &= 5.6\tau_*^{1.5} (d=0.166mm) \\ \Phi_B &= 4.0\tau_*^{1.5} (d=0.267mm) \\ \Phi_B &= 2.6\tau_*^{1.5} (d=0.394mm) \end{aligned}$$

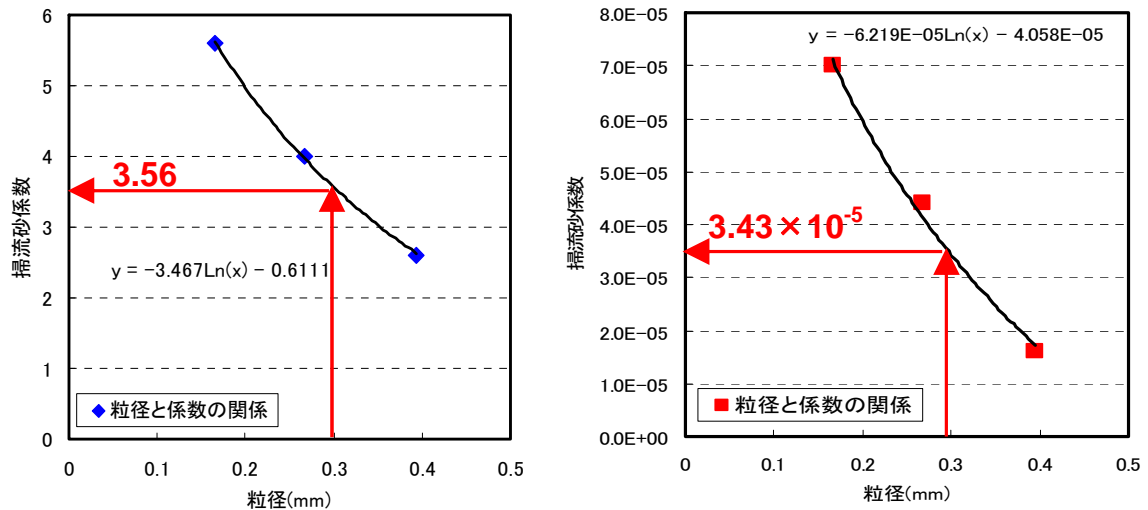
$$\begin{aligned} \Psi_{rise} &= 7.0 \times 10^{-5} \tau_*^2 (d=0.166mm) \\ \Psi_{rise} &= 4.4 \times 10^{-5} \tau_*^2 (d=0.267mm) \\ \Psi_{rise} &= 1.6 \times 10^{-5} \tau_*^2 (d=0.394mm) \end{aligned}$$

(a) 掃流砂量とシールズ数の関係

(b) 巻き上げ砂量とシールズ数の関係

図 5-5-11 流砂量とシールズ数の関係<sup>12)</sup>

本研究では、これら 3 種類の粒径に基づく流砂量式から、粒径と流砂量式係数の関係を対数式で近似した（下図）。これにより得られた対数式（式(5-12)、式(5-13)）から、気仙沼湾の粒径 0.3mm に対応する係数  $a$  を推定し、掃流砂量式係数については 3.56、巻上げ砂量式形数については  $3.43 \times 10^{-5}$  をあらたな係数として採用した。



(a) 掃流砂量式の粒径と係数の関係

(b) 巻上げ砂量式の粒径と係数の関係

図 5-5-12 流砂量式係数  $a$  と粒径の関係

【掃流砂量式係数と粒径の関係】  $A_b = -3.467 \log(d_m) - 0.611 \dots \dots \dots (5-12)$

【巻上げ砂量式係数と粒径の関係】  $A_r = -6.219 \times 10^{-5} \log(d_m) - 4.058 \times 10^{-5} (5-13)$

ここで、 $A_b$ ：掃流砂量式係数， $A_r$ ：巻上げ砂量式係数， $d_m$ ：粒径である。

なお、高橋モデルでは、掃流砂式係数として 21，巻上げ砂量式係数として 0.012 を採用しており、今回採用した流砂量式係数は、高橋モデルに比べて掃流砂量式係数は約 15%，巻上げ砂量式係数に至っては約 0.2%程度と非常に小さくなる。



### (3) 流砂量式係数の改良

飽和浮遊砂濃度は、水中に浮遊できる砂の限界量であり、非平衡状態を前提とする高橋モデルにおいては、浮遊砂濃度を算定する際に過大な砂の巻上げを抑制する上限値として考慮している。現在までに、飽和浮遊砂濃度に関する定量的な知見が得られていないため、従来の適用例の多くは経験則から 0.01 と仮定し、時間的な変化も考慮していない(例えば、近藤ら<sup>11)</sup>; Gusman ら, 2012<sup>44)</sup>; Sugawara and Takahashi, 2014<sup>45)</sup>)。高橋モデルにおいても、飽和浮遊砂濃度は、経験則から 0.01 を採用している。しかし、玉田らが実施した高橋モデルを用いた飽和浮遊砂濃度の感度分析によると、飽和浮遊砂濃度が土砂移動量に大きな影響を及ぼすことが報告されている。加えて、本研究においても、飽和浮遊砂濃度が巻上げ砂量や交換砂量に支配的な影響を及ぼすこと(第 4 章参照)が示されており、前述の感度分析結果は、飽和浮遊砂濃度に対する土砂移動の応答が非常に大きいことを裏付けている。

ところで、飽和浮遊砂濃度は、現在想定しているような時間的な影響(あるいは、流れの影響)を受けない定常値であろうか。物理的な視点から考察すると、飽和浮遊砂濃度は、乱れが砂粒子を浮遊状態に保持できる能力に関係していると考えられ、水の乱れに追従して変化することが容易に推測される。ここで、水の乱れを示す乱流強度については、Nezu ら(1993)<sup>46)</sup>により以下の重要な普遍分布式が提案されており、摩擦速度や水深等により評価が可能である。

$$\frac{u'}{U_*} = D_u \exp\left(-C \frac{z}{k h}\right) \cdot \cdot \cdot \cdot \cdot (5-14)$$

$$\frac{v'}{V_*} = D_v \exp\left(-C \frac{z}{k h}\right) \cdot \cdot \cdot \cdot \cdot (5-15)$$

ここに、 $u'$ 、 $v'$ は乱流強度、 $U_*$ 、 $V_*$ は摩擦速度、 $h$ は水深を示し、開水路乱流では、 $C_k=1.0$ 、 $D_u=2.30$ 、 $D_v=1.63$ が与えられている。

よって、上記の物理的視点に基づくと、飽和浮遊砂濃度は水の乱れを示す乱流強度と何らかの相関性があり、乱流強度の関数式として与えることが可能であると考えられる。一方で、津波を伴うような強い水の乱れに伴う土砂移動は、これまで河川洪水を対象とした土砂水理学の分野で盛んに研究されてきているものの、未だに明確な理論が確立されていない状況にある。こうした背景から、乱流強度を理論的に絡めた飽和浮遊砂濃度の定式化は、十分な物理的根拠に基づくことが困難なことから、また、本研究では水の乱れに追従した場合の飽和浮遊砂濃度が土砂移動に及ぼす影響を試行的に検証することが目的であることから、飽和浮遊砂濃度は、より簡易な式でのモデル化を検討することとした。ここで、乱流強度は摩擦速度の関数であることを踏まえ、摩擦速度を規定する流速の関数として次のように簡易に定式化を行った。

$$C_{sat} = \alpha \times \sqrt{U^2 \times V^2} \cdot \cdot \cdot \cdot \cdot (5-16)$$

ここで、 $C_{sat}$ は飽和浮遊砂濃度、 $U$ 、 $V$ は断面平均流速成分(m/s)、 $\alpha$ は飽和浮遊砂濃度と流速とを関連付ける係数とし、本研究では簡単のため、流速 10m/s で飽和浮遊砂濃度が 0.1 となるように、係数 0.01 で設定した。

#### (4) 沈降速度の改良

高橋モデルにおける沈降速度は、静水中を前提とした Rubey の式<sup>42)</sup>より評価している。しかし、乱流中における浮遊粒子の平均沈降速度は、静水中に比べて異なることが古くから知られており、沈降速度を増加させるメカニズムと減少させるメカニズムが存在する。

増加させるメカニズムは、Trajectory biasing (preferential sweeping, fast tracking と呼ばれるものである。これは、粒子の密度が、流体の密度より大きい場合、流体の圧力勾配より粒子に働く遠心力が勝るため、粒子が渦構造によって作られる下降流領域の渦構造縁辺部に集まり、平均沈降速度が増加する(図 5-5-13 参照)。一方、減少させるメカニズムは、Tooby ら(1977)<sup>47)</sup>により示された vortex trapping であり、水平回転軸を持つ強制渦が、気泡と比重が 1 より大きな重い粒子をトラップすることを実験的に示している。

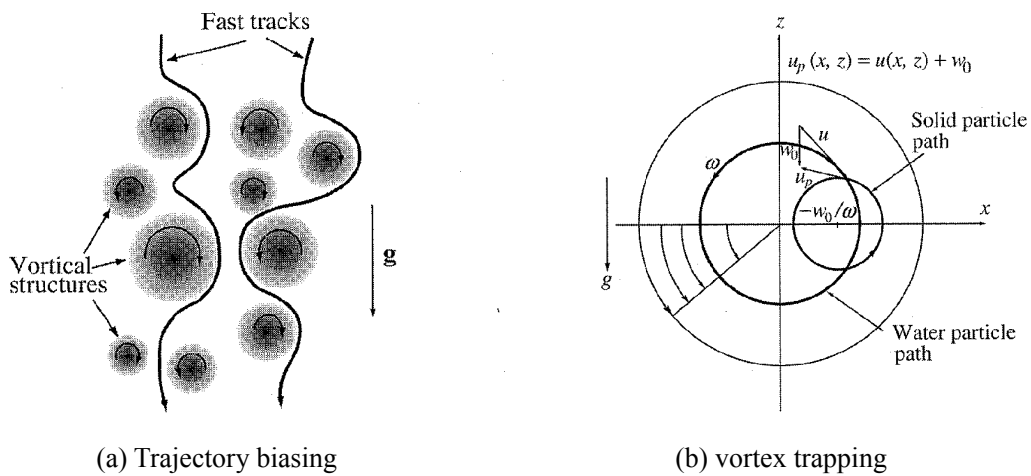


図 5-5-13 沈降速度を変化させるメカニズム (左: 増加, 右: 減少)<sup>47)</sup>

このため、津波のような乱流卓越場では、静水中を前提とした Rubey の式の適用限界を大きく超えていることが推測される。

ここで、川西ら(2005)<sup>48)</sup>は、乱流が固体粒子の沈降速度に及ぼす影響を明らかにするため、開水路実験や数値的に発生させた 3次元乱流場を用いた数値実験により、浮遊固体粒子の平均沈降速度が、相対乱流強度と Stokes 数によって規定されることを明らかにしている。図 5-5-14 は、開水路実験により得られた乱流強度とストークス数、沈降速度の関係であるが、この図 5-5-14 より、沈降速度は、流れの

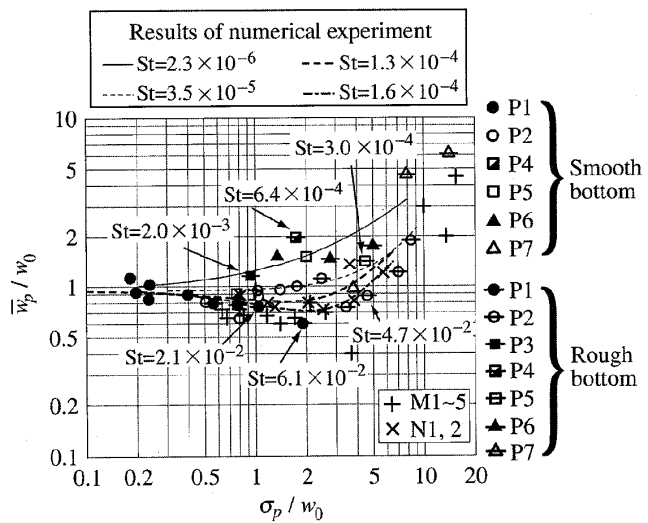


図 5-5-14 相対沈降速度と相対乱流強度の関係<sup>48)</sup>

状況に応じて、静水中の沈降速度の0.6倍～6倍近くまで変動していることがわかる。なお、ストークス数  $St$  とは、粒子の流れに対する追従性を示す無次元数であり、下式に示すとおりである。 $St \ll 1$  ならば、粒子は流体の動きにほぼ追随し、 $St > 1$  の場合、粒子は流体の動きに関係なく動く。

$$St = \frac{\rho_p d^2 U}{18 \eta L} \quad \dots \dots \dots (5-17)$$

ここで、 $St$  : ストークス数、 $d$  : 微粒子の直径、 $\eta$  : 流体の粘性、 $U$  : 流れの代表速度、 $L$  : 流れの代表長さとし、川西らの検討では、 $U$  として流体の乱流強度、 $L$  として乱流渦の長さスケールで評価している。よって、川西らの方法に基づき乱流中の沈降速度を評価する場合、ストークス数の評価も重要といえるが、これには乱流

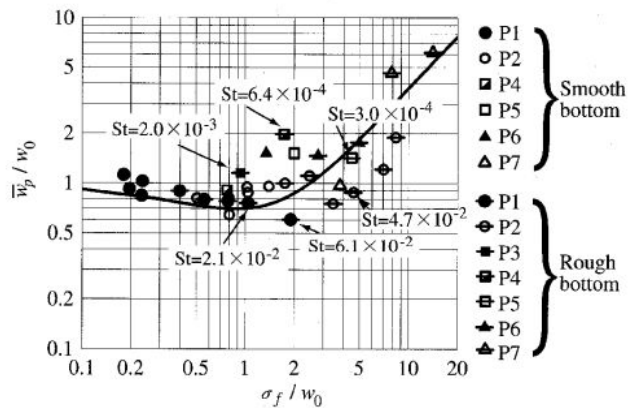


図 5-5-15 相対沈降速度と相対乱流強度の関係<sup>48)</sup>

渦の算定など乱流モデルを介して導出されるパラメータも必要となり、新規に乱流モデルを追加するなど、返ってモデルの複雑化が懸念される。

このため、本研究では、図 5-5-15 に示される関係から川西らが提案した乱流強度のみ用いた関数式(5-18)を用いることとした。なお、乱流中の沈降速度は、本来であれば、前述のとおりストークス数の影響を受けるため、定量的に評価しているとは言い難い。ただし、試行的な改良を目的とした本研究においては、乱れの強弱により沈降速度を非定常的に扱うといった点で意義のある検証といえる。

$$\frac{w_p}{w_0} = \frac{1 + \frac{1}{2.5} \left( \frac{\sigma_f}{w_0} \right)^2}{1 + \frac{\sigma_f}{w_0}} \quad \dots \dots \dots (5-18)$$

ここで、 $w_p$  は乱流中の沈降速度、 $w_0$  は静水中の沈降速度、 $\sigma_f$  は乱流強度を示す。なお、乱流強度は、前述の禰津らが示した式(5-19)、(5-20)を用いて水深方向に積分して算定した。

$$\frac{1}{h} \int_0^h \frac{u'}{U_*} dz = \frac{1}{h} \int_0^h D_u \exp\left(-C_k \frac{z}{h}\right) dz = \frac{U_* D_u}{h C_k} (1 - \exp(-C_k)) \quad \dots \dots \dots (5-19)$$

$$\frac{1}{h} \int_0^h \frac{v'}{V_*} dz = \frac{1}{h} \int_0^h D_v \exp\left(-C_k \frac{z}{h}\right) dz = \frac{V_* D_v}{h C_k} (1 - \exp(-C_k)) \quad \dots \dots \dots (5-20)$$

なお、禰津ら<sup>46)</sup>は、開水路乱流において、 $C_k=1.0$ 、 $D_u=2.3$ 、 $D_v=1.63$  を示しており、本研究においてもこれを踏襲した。

#### 5-5-4 支配的因子改良の検討条件

前述の4つの支配的因子改良の検証は、第4章で実績再現を実施した2011東北津波を対象に実施する。計算条件は、2011東北津波再現時と同条件とし、各支配的因子の改良の効果を個別に把握できるように、表5-5-4、表5-5-5に示すケースで実施し、ケース0と各ケースの比較をそれぞれ行うこととした。

表 5-5-4 感度分析の計算条件および計算ケース

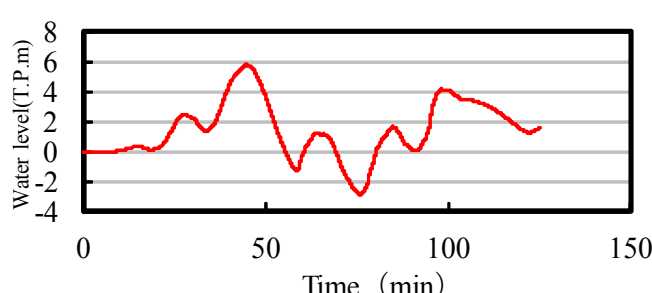
項目	計算条件
基礎式	非線形長波理論
差分法	リーブ・フロッグ法
移動床モデル	既往モデル（高橋ら 1999）
計算メッシュ	格子間隔：10m 格子数241×341
地形データ	海域：2011年東北津波発生2ヶ月前に計測（原口ら，2012）したC3Dデータから作成 陸域：国土地理院の5m標高メッシュから作成
粗度係数	0.025
粒径	0.3mm
再現時間	2.5時間
初期潮位	T. P. +0.00m
外力条件	高川・富田(2012)の波源モデルから二次元非線形長波理論により推定した湾口の津波波形（最大津波高：5.75m） 
計算ケース	下表に示す

表 5-5-5 計算ケースの一覧表

計算ケース	改良①：無次元掃流力の改良	改良②：流砂量式係数の改良	改良③：飽和浮遊砂濃度の改良	改良④：沈降速度の改良
Case0	改良なし	改良なし	改良なし	改良なし
Case1	<b>改良</b>	改良なし	改良なし	改良なし
Case2	改良なし	<b>改良</b>	改良なし	改良なし
Case3	改良なし	改良なし	<b>改良</b>	改良なし
Case4	改良なし	改良なし	改良なし	<b>改良</b>

### 5-5-5 支配的因子改良の検討結果

#### (1) 無次元掃流力（底面せん断力）の改良結果

無次元掃流力を改良した case 1 の地形変動分布の結果を図 5-5-16 に示す。図 5-5-16 より、狭窄部入り口周辺での変動分布に変化が生じ、高橋モデル(case0)と比して、実績に近い分布パターンを再現できている。加えて、土砂移動量についても改善傾向にあり、特に堆積量が増加しており、堆積卓越が顕著な実績の変動傾向に近づく結果となった。

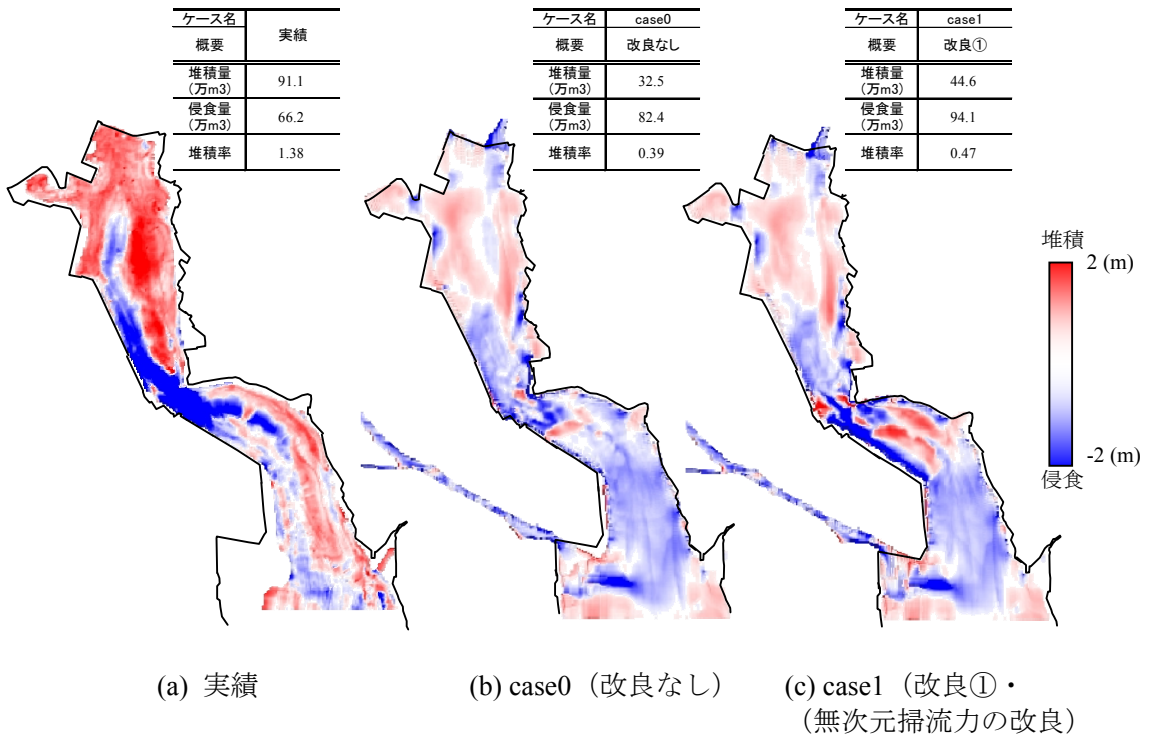


図 5-5-16 case1（無次元掃流力改良）における地形変動分布の比較

また、図 5-5-18～図 5-5-22 に湾内主要 5 地点(図 5-5-17 参照)における改良前後の  $\tau/\rho$  ( $=U_*^2$ ) の時系列変化を示す。 $\tau/\rho$  は、流速に規定されるため、流速の大きい狭窄部～湾口付近 (Point3, Point4) で大きくなっていることがわかる。また、改良後の  $\tau/\rho$  は、改良前に比べて圧力勾配の影響を受け、増加している。特に、Point3 では顕著に見られ、最大 5 倍程度に達している(45 分付近)。これは、狭窄部では、急激な断面の縮小に伴い、狭窄部を挟んで大きな勾配が生じやすいためと推測される。

これらの結果は、Log-wake 則の特徴を良く表現しており、適切に解析モデルに反映できていることを示している。

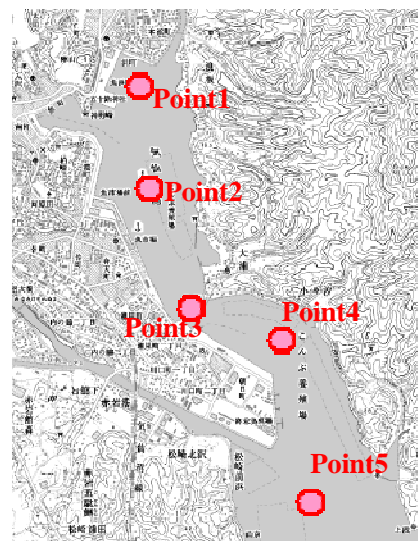


図 5-5-17 湾内の主要 5 地点

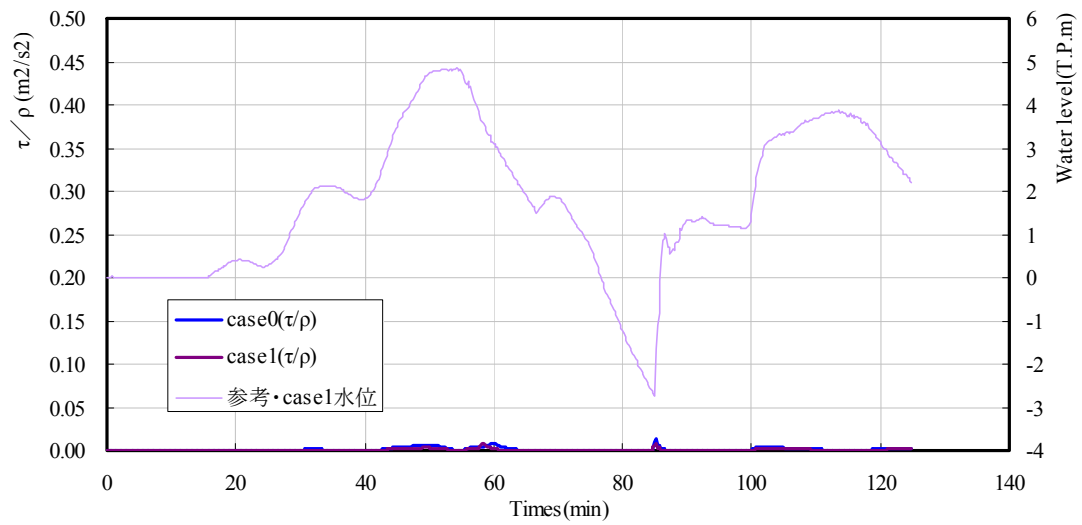


図 5-5-18 Point1 (湾奥) における掃流力( $\tau/\rho$ )の時系列変化の比較

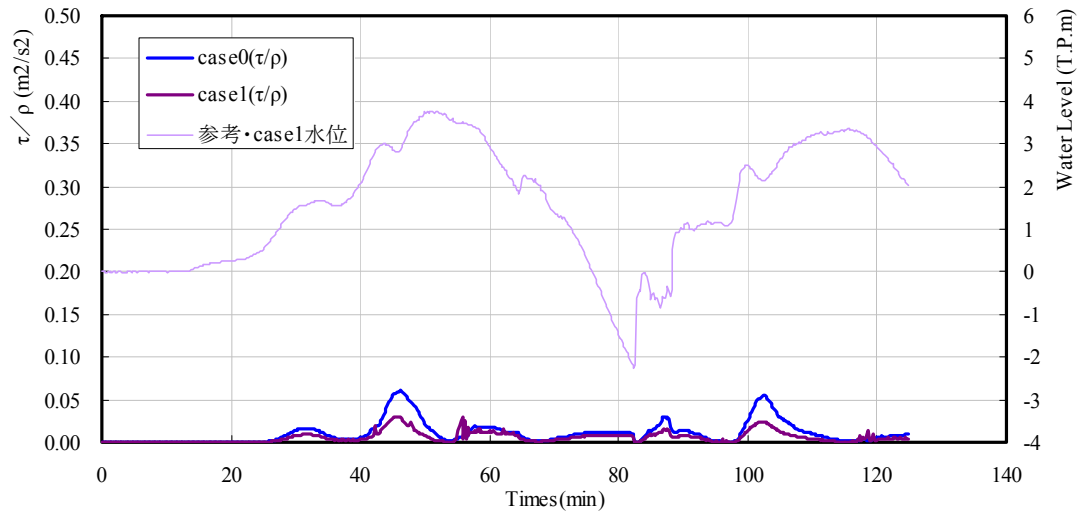


図 5-5-19 Point2 (湾奥～狭窄部) における掃流力( $\tau/\rho$ )の時系列変化の比較

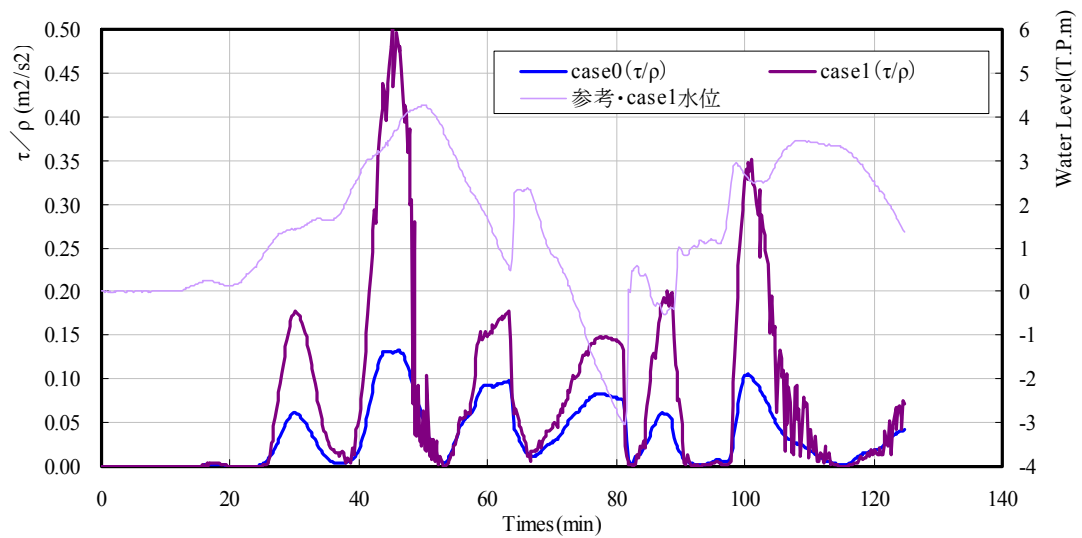


図 5-5-20 Point3 (狭窄部) における掃流力( $\tau/\rho$ )の時系列変化の比較

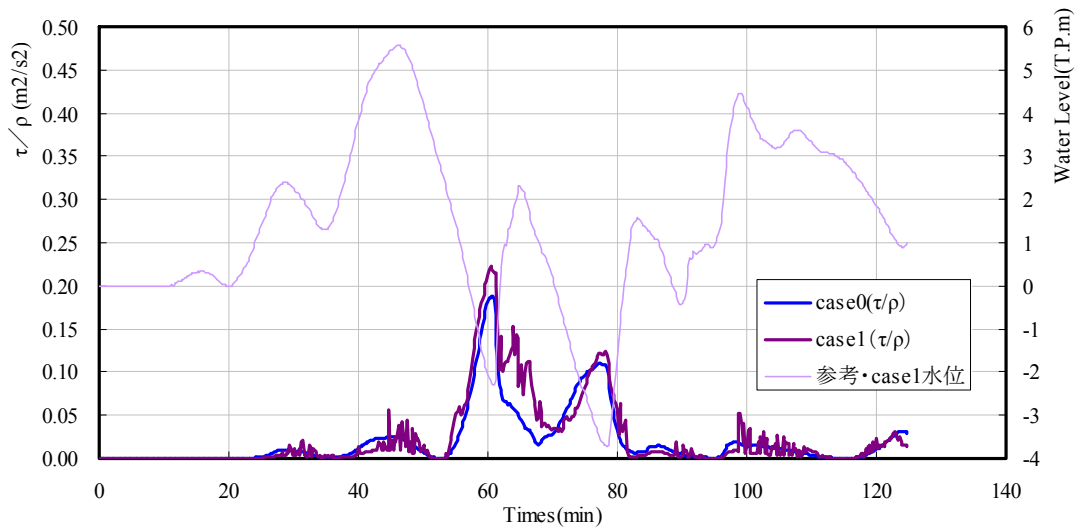


図 5-5-21 Point4 (狭窄部～湾口部) における掃流力( $\tau/\rho$ )の時系列変化の比較

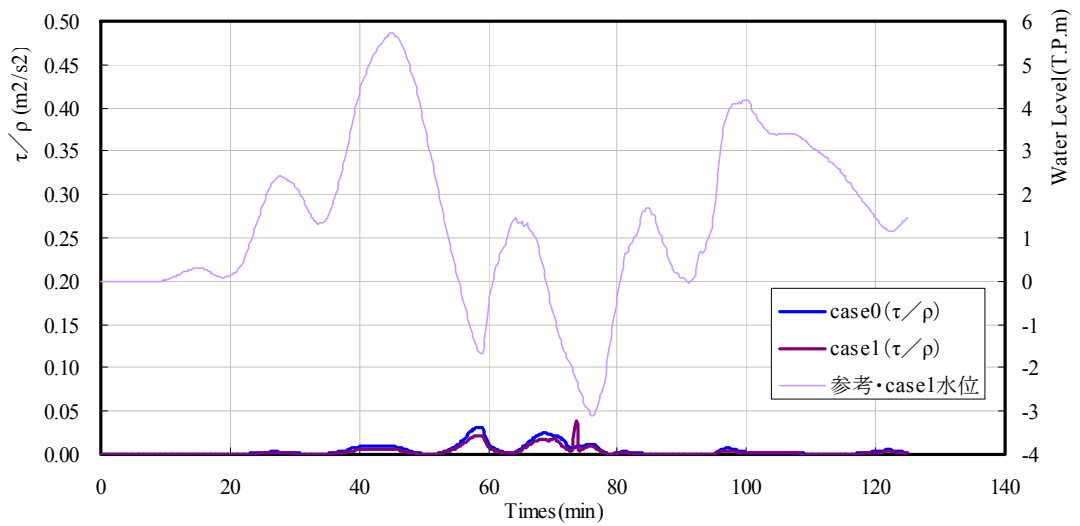


図 5-5-22 Point5 (湾口部) における掃流力( $\tau/\rho$ )の時系列変化の比較



## (2) 流砂量式係数の改良結果

流砂量式係数を改良した case 2 の地形変動分布の結果を下図 5-5-23 に示す。図 5-5-23 より、狭窄部での侵食や湾口での堆積分布が、実績の変動分布と定性的によく一致し、また堆積率も飛躍的に増加し、実績に近付く傾向を示すなど再現性の向上が確認できる。

その一方で、全体的な土砂移動量は、基本ケースに比べても、さらに過小に評価する結果となった。これは、改良後の流砂量式係数が高橋モデルに比べて大幅に縮小したことが原因と推測されるが、その縮小率を考慮した場合、掃流砂量係数の約 85%低下に対し、巻上げ砂量は 99%以上縮小しており、巻上げ砂量式係数の縮小が支配的に作用していると考えられる。このため、計算結果の特徴は、概ね掃流砂量に依存しているといえ、土砂移動分布の再現性の向上は、掃流砂が一層卓越したことによる影響の可能性が示唆される。

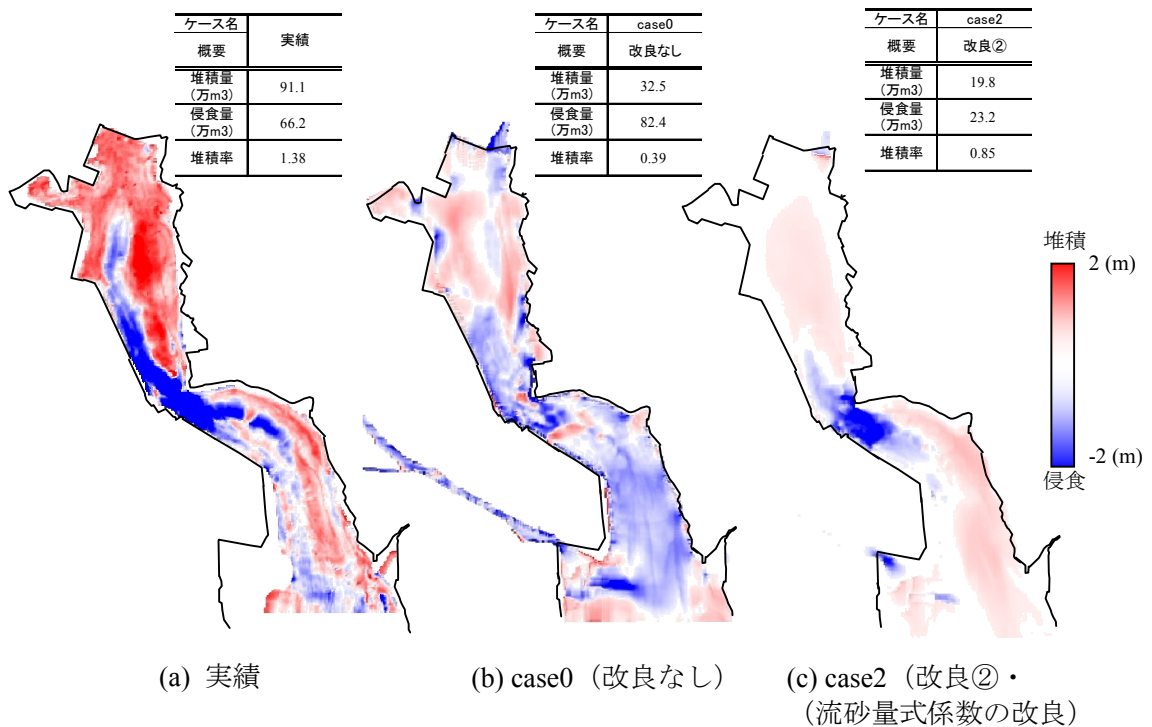


図 5-5-23 case2 (流砂量式係数改良) における地形変動分布の比較

また、図 5-5-25～図 5-5-29 に主要 5 地点（図 5-5-24 参照）における改良前後の水位，流速，掃流砂量，交換砂量，飽和浮遊砂濃度の関係を示す。

まず，掃流砂フラックスは，流砂量式係数の改良により，全体的に大きく低下しており，これにより掃流砂が大幅に低減したことが示唆される。

一方，交換砂量は，流砂量式係数の改良により，全体的には低下しており，局所的な増加がほぼなくなっている。ここで，局所的な増加は，局所的な巻上げ砂量の増加を意味し，水中の浮遊砂濃度が飽和状態から解消された際に生じる現象と考えられるが，case2 では巻上げ砂量の低下によりほとんど浮遊砂濃度が飽和状態に達していないことがわかる。前章

でも考察したとおり，浮遊砂濃度が飽和状態に達する場合，交換砂量は無次元掃流力に関わらず浮遊砂濃度の影響を大きく受ける。ただし，case2 のように浮遊砂濃度が飽和状態に達していない場合は，無次元掃流力の影響を受けるため，Point3 の交換砂量では，これに規定される掃流砂フラックスと同様の挙動を示していることがわかる。

以上より，流砂量式係数の改良により，case2 では巻上げ砂量の影響が小さくなり，土砂移動は，概ね掃流砂量が支配的であるといえる。

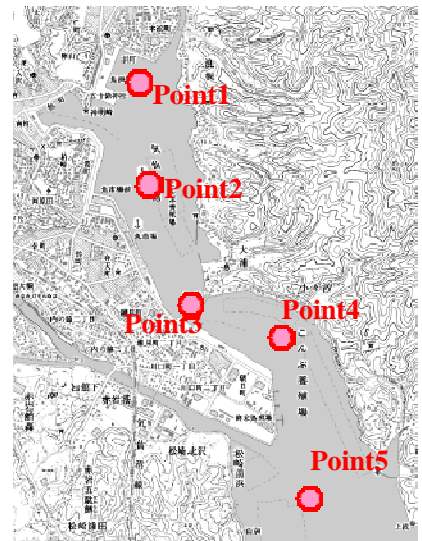


図 5-5-24 湾内の主要 5 地点

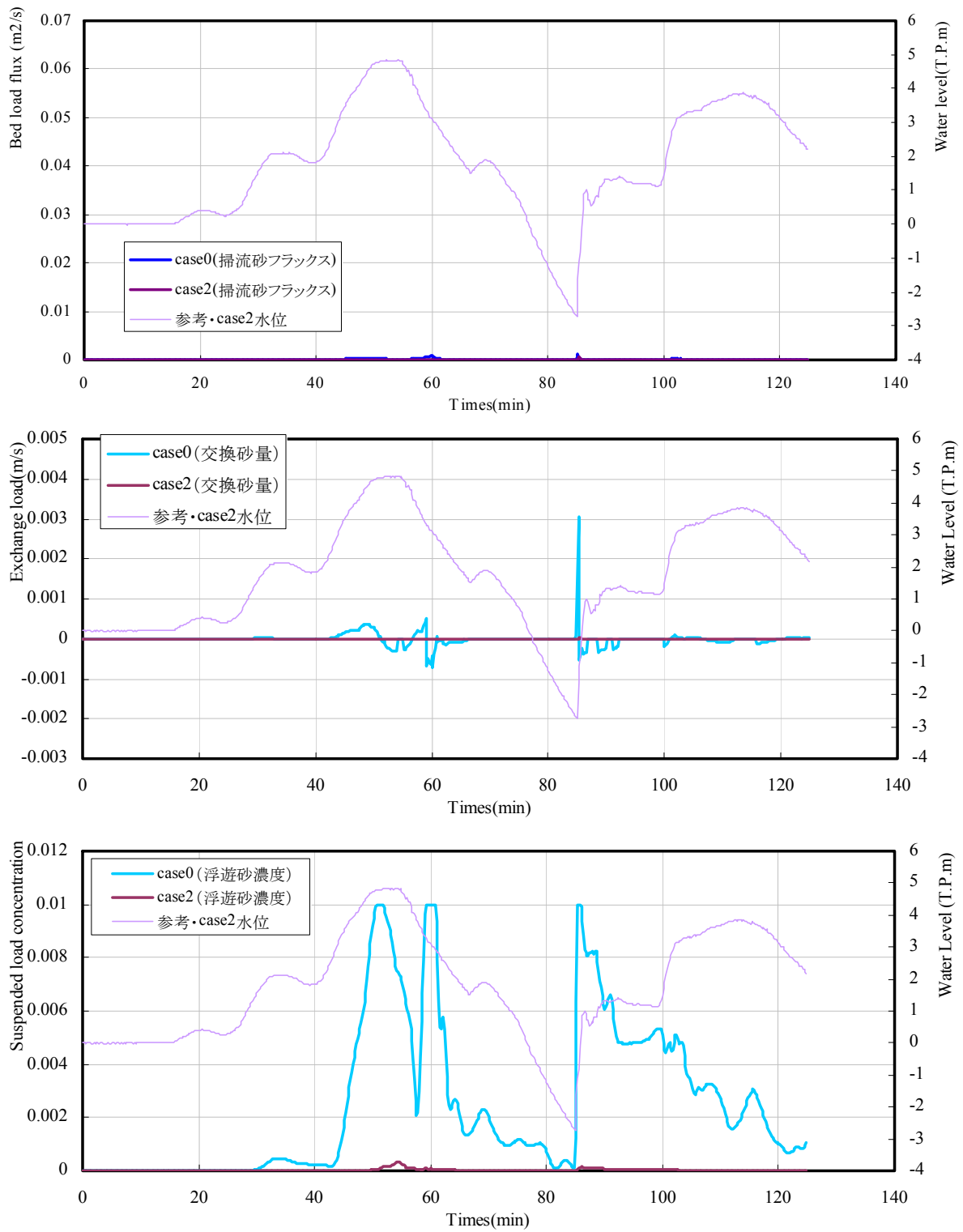


図 5-5-25 Point1 (湾奥) における比較 (上: 掃流砂量フラックス, 下: 交換砂量)

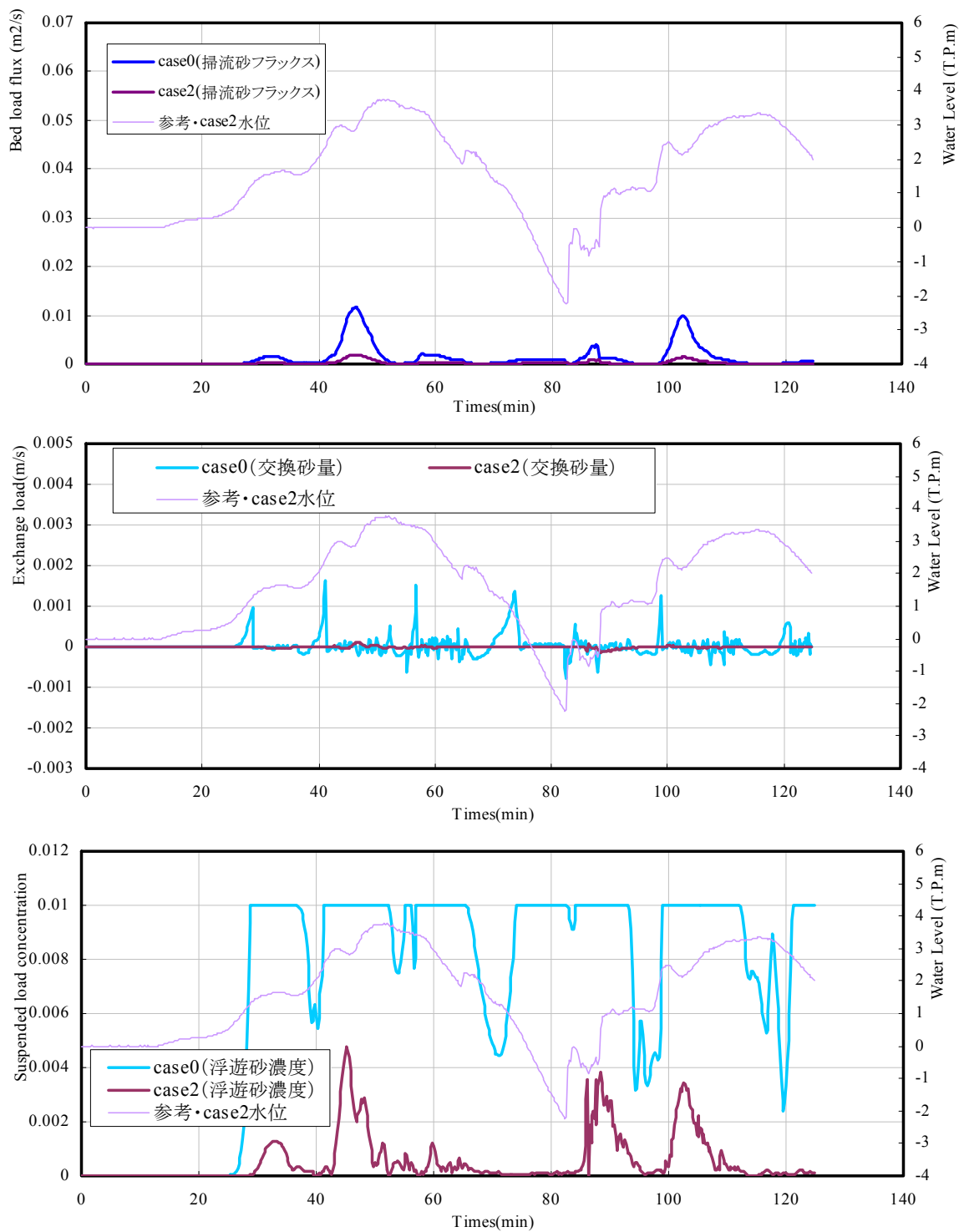


図 5-5-26 Point2 (湾奥～狭窄部) における比較 (上：掃流砂量フラックス, 下：交換砂量)

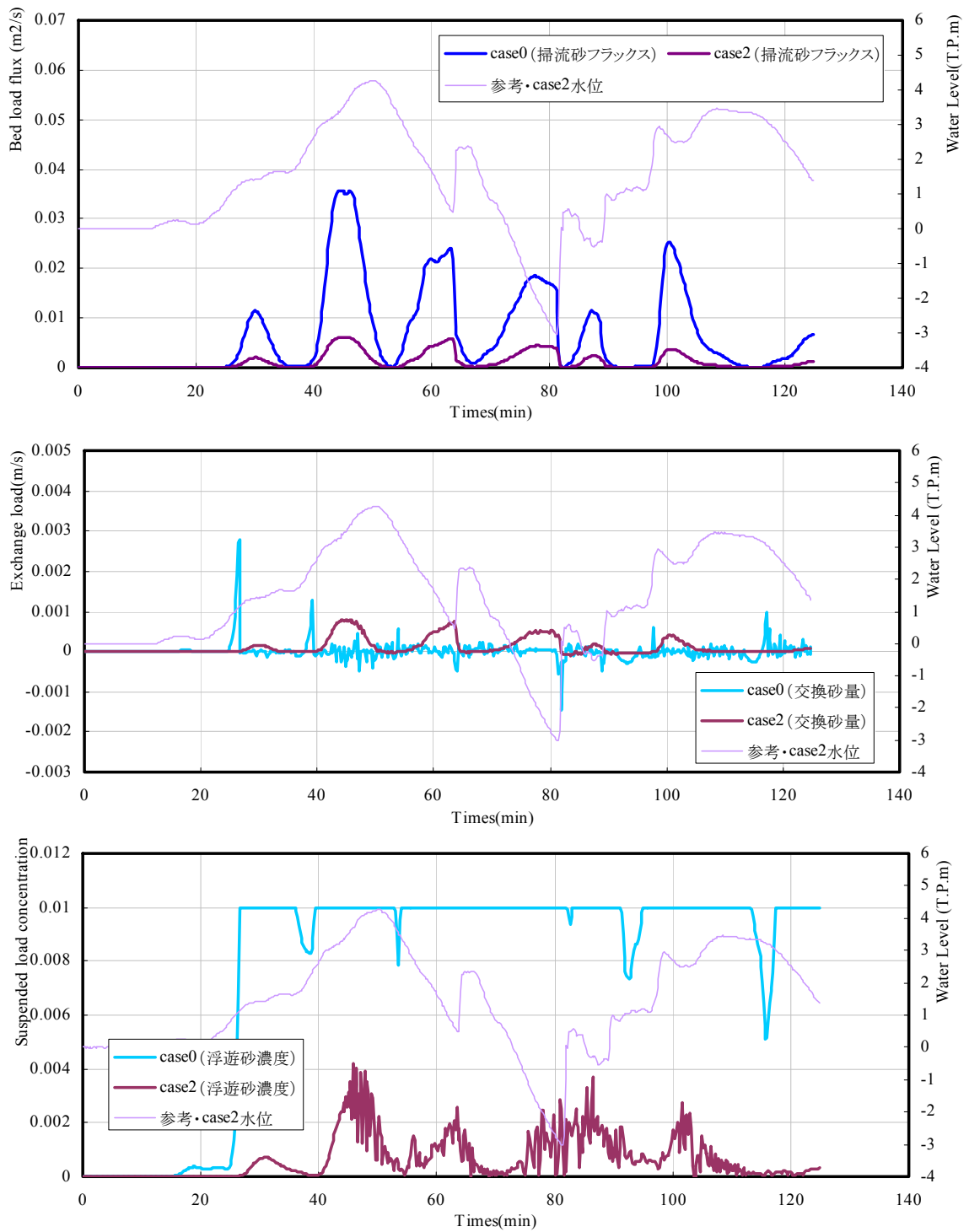


図 5-5-27 Point3 (狭窄部) における比較 (上: 掃流砂量フラックス, 下: 交換砂量)

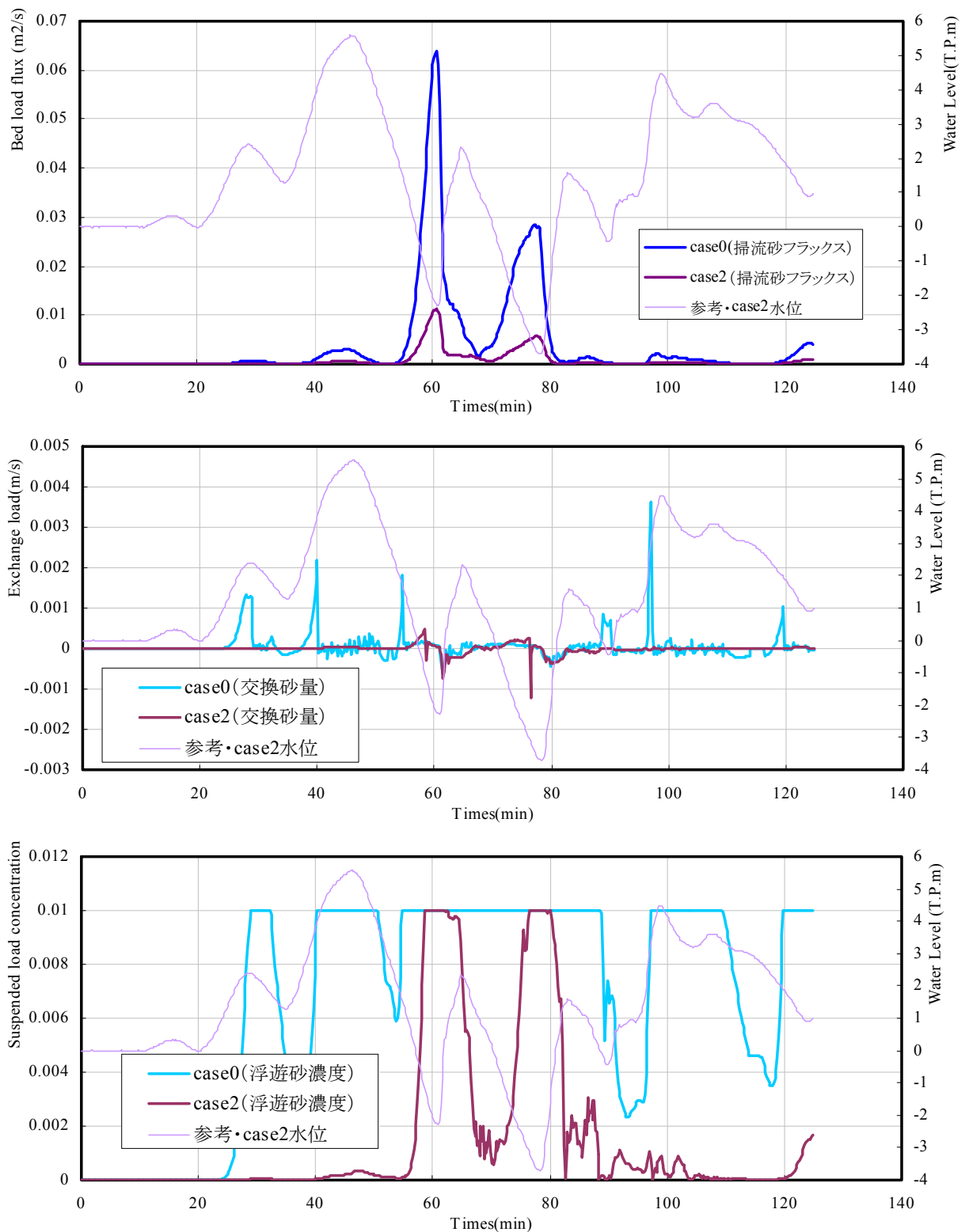


図 5-5-28 Point4 (狭窄部～湾口) における比較 (上：掃流砂量フラックス, 下：交換砂量)

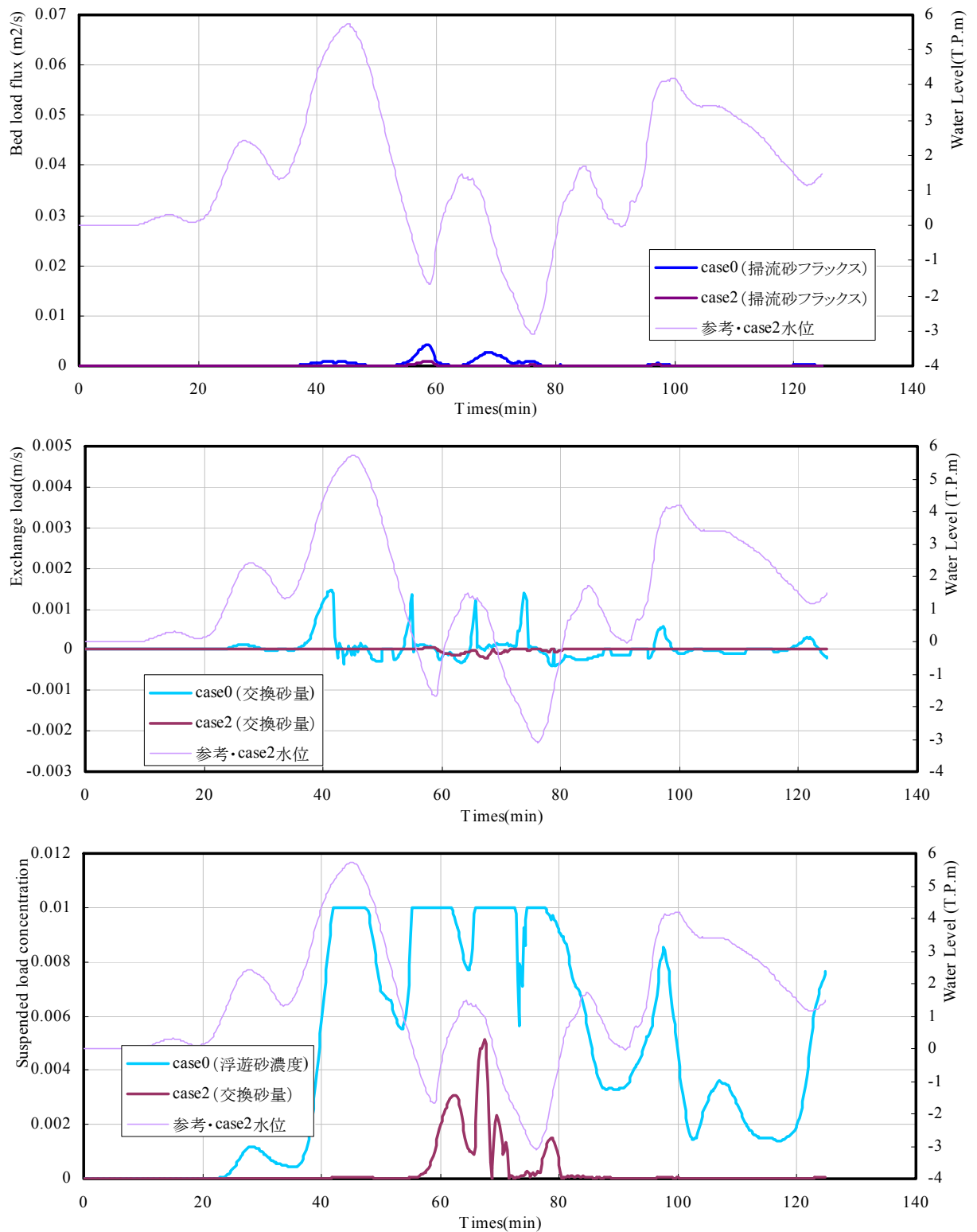


図 5-5-29 Point5 (湾口) における比較 (上: 掃流砂量フラックス, 下: 交換砂量)



### (3) 飽和浮遊砂濃度の改良結果

飽和浮遊砂濃度を改良した case 3 の地形変動分布の結果を図 5-5-30 に示す。図 5-5-30 より、case0 に比べて土砂移動量が著しく増加している。また、これに伴い狭窄部の侵食や湾口・湾奥の堆積が助長され、土砂移動分布は実績に近づく傾向となっている。これらの要因として、流速増大時には強い乱れに連動して飽和浮遊砂濃度が上昇し、これまで制限されていた巻上げ砂量を再現できていることや、流速減少時には飽和浮遊砂濃度が低下し、浮遊砂の速やかな沈降を再現できていることが一つの可能性として考えられ、巻上げ・沈降現象が活性化され土砂移動が促進されたと推測される。このことから、飽和浮遊砂濃度の改良は、土砂移動量を大幅に促進させる可能性のある因子といえる。

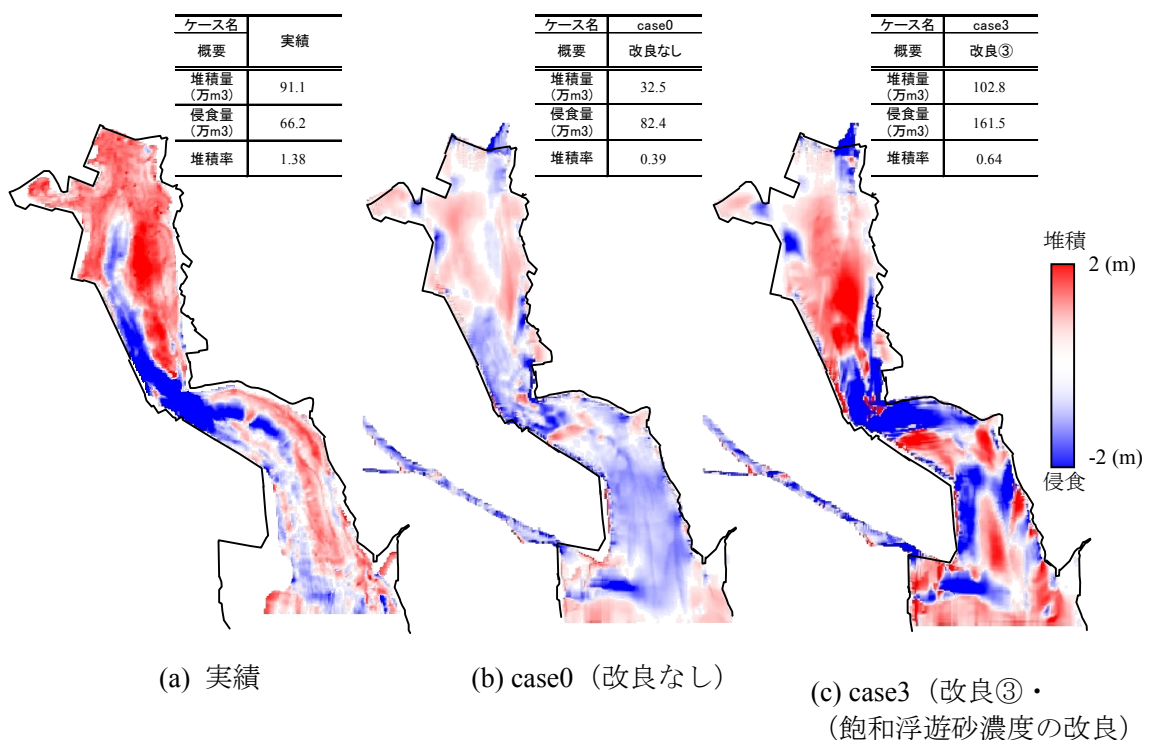


図 5-5-30 case3 (飽和浮遊砂) における地形変動分布の比較

また、図 5-5-32～図 5-5-36 に主要 5 地点(図 5-5-31 参照)における改良前後の水位、流速、浮遊砂濃度、交換砂量の関係を示す。

この結果、改良前の浮遊砂濃度は、津波来襲時の大部分で飽和状態に達していたが、改良後においては流速の関数化に伴う飽和浮遊砂濃度の増大により、浮遊砂濃度は飽和状態に達することなく滑らかに変化している。また、これに伴い、交換砂量も非常に活発に変化しており、大きな傾向として交換砂量が大きくなる(すなわち、巻上げ砂量が大きくなる)ほど、浮遊砂濃度が高くなっていることがわかる。ただし、交換砂量の方が、浮遊砂濃度に比して高周期に振動しており、浮遊砂の増大により浮遊砂の移流項も大きな影響を及ぼしているものと考えられる。

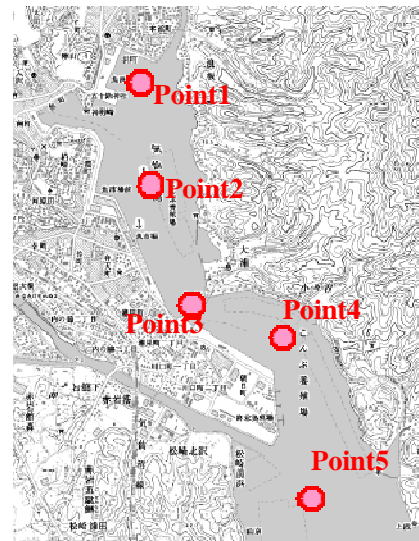


図 5-5-31 湾内の主要 5 地点

これらの結果から、case3 では、飽和浮遊砂濃度の改良により、飽和浮遊砂濃度に規定されることなく巻上げ現象を忠実に評価することで、底面と水中の土砂移動を活発にさせ、地形変化を助長できているといえる。

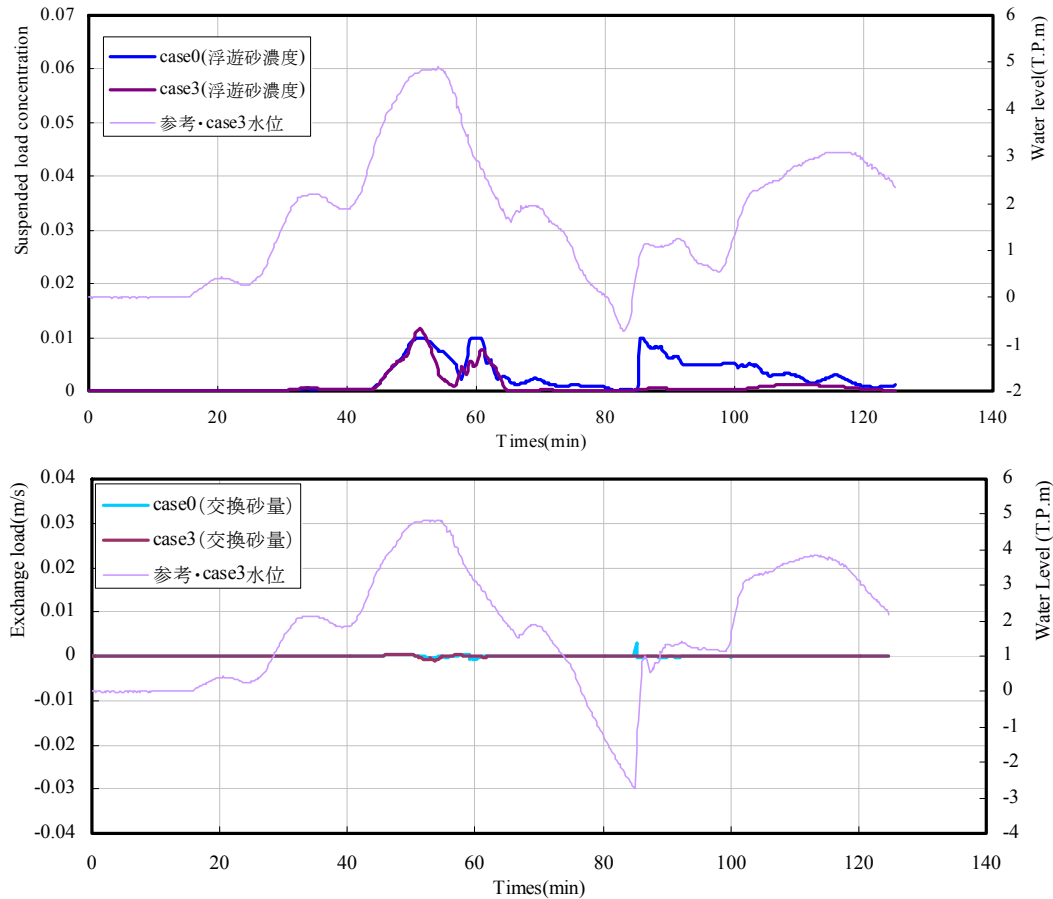


図 5-5-32 Point1 (湾奥) における比較 (上：飽和浮遊砂濃度，下：交換砂量)

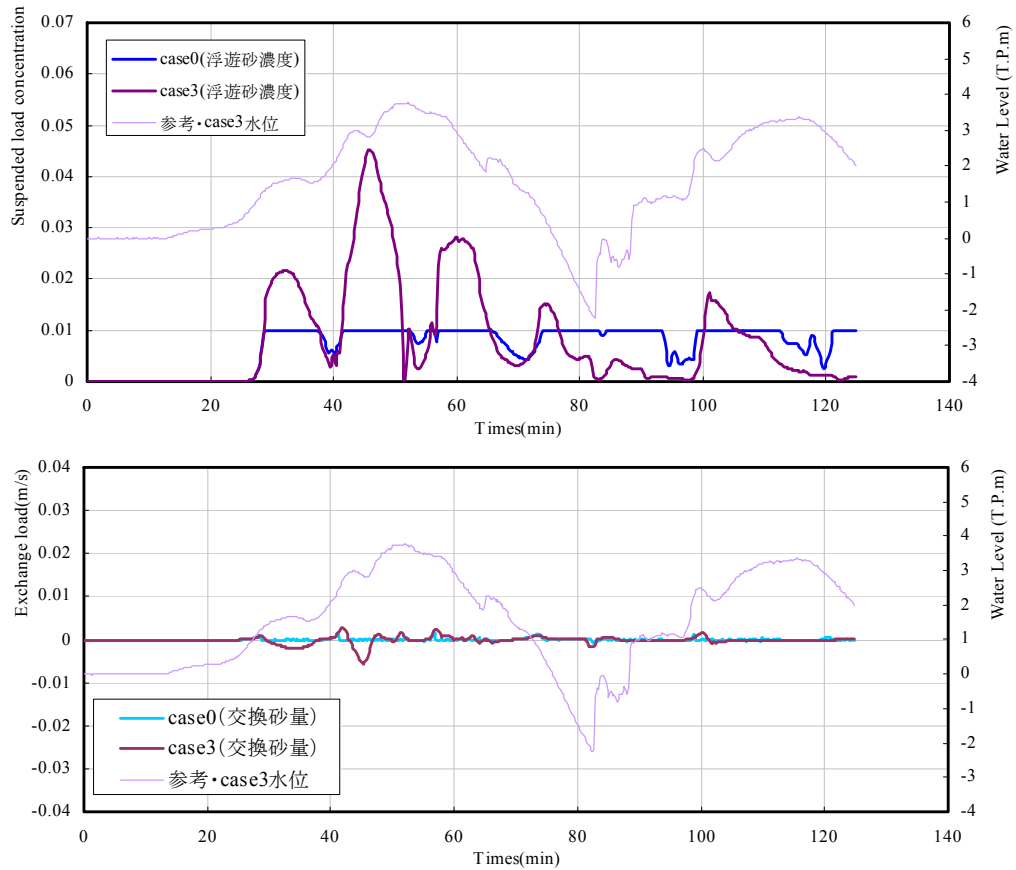


図 5-5-33 Point2 (湾奥～狭窄部) における比較 (上：飽和浮遊砂濃度，下：交換砂量)

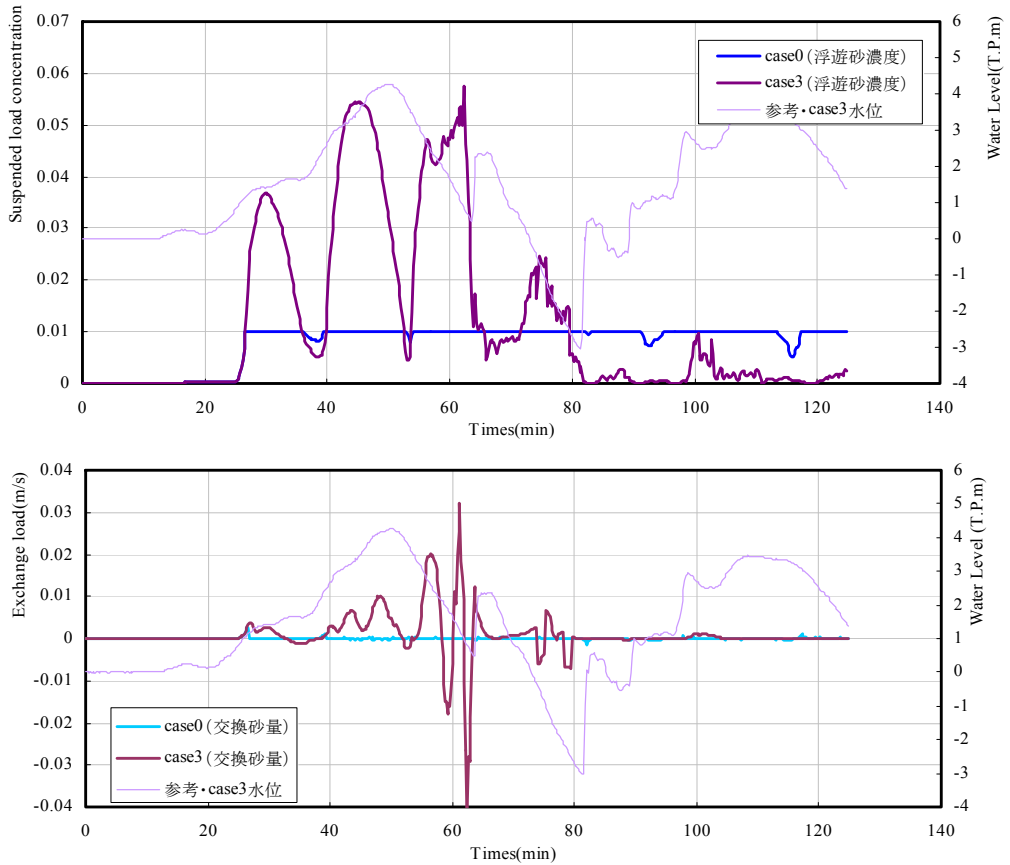


図 5-5-34 Point3 (狭窄部) における比較 (上：飽和浮遊砂濃度，下：交換砂量)

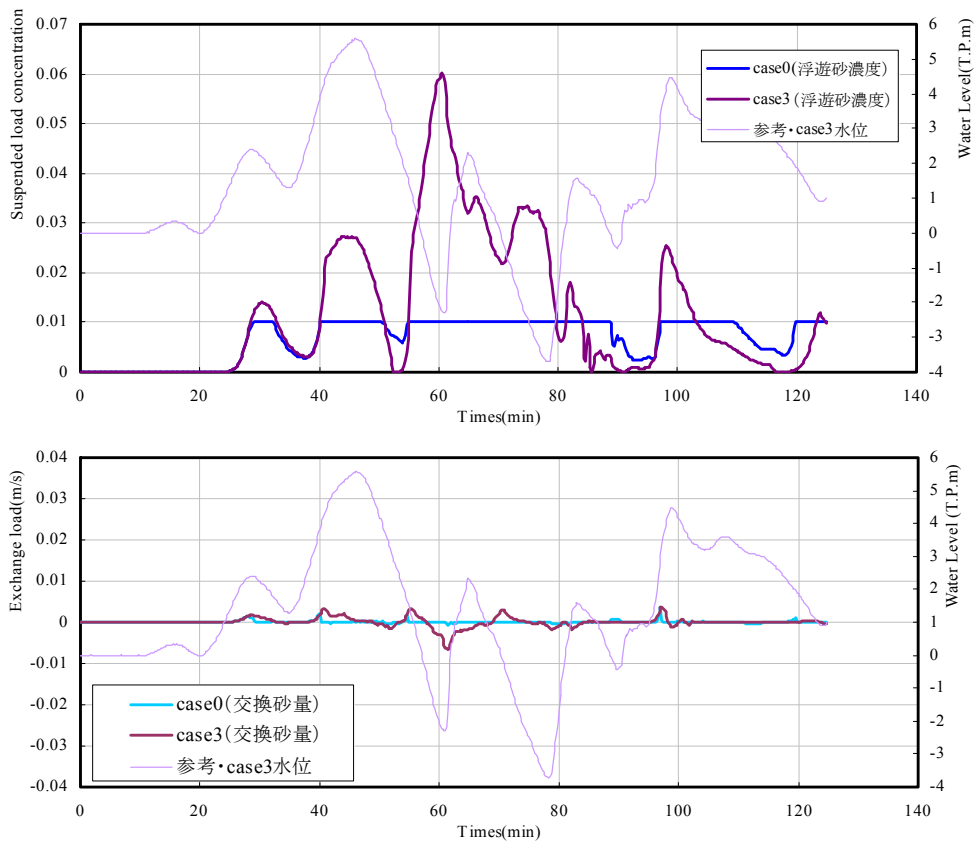


図 5-5-35 Point4 (狭窄部～湾口) における比較 (上：飽和浮遊砂濃度，下：交換砂量)

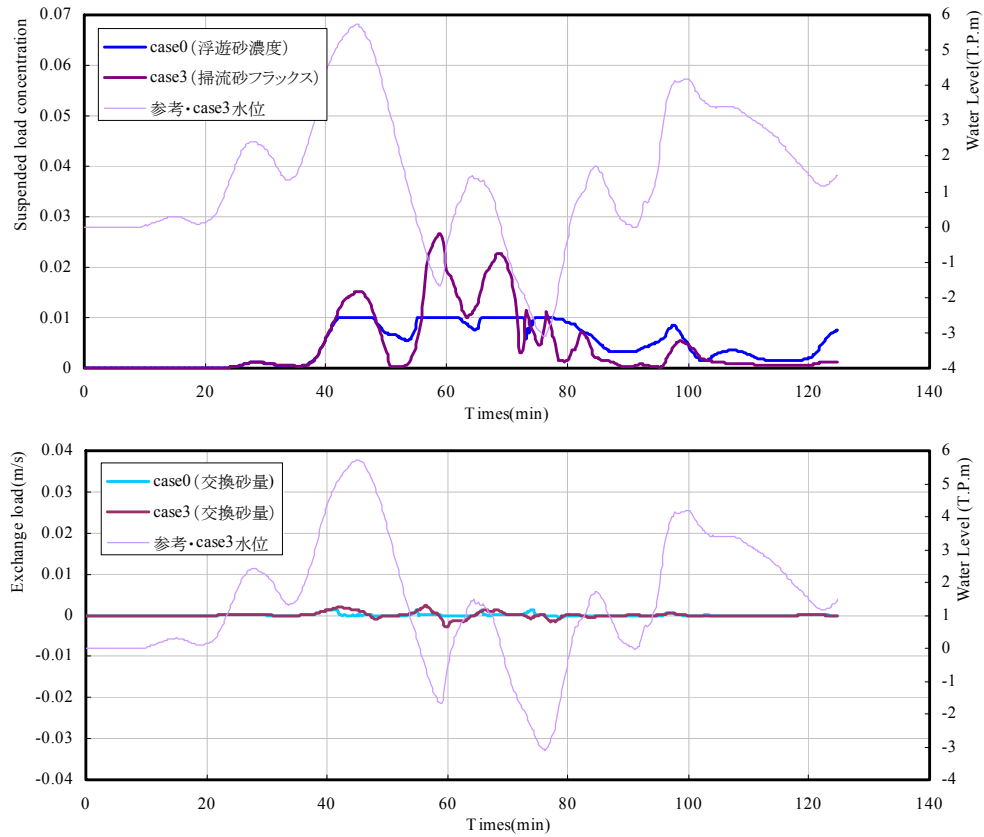


図 5-5-36 Point5 (湾口) における比較 (上：飽和浮遊砂濃度，下：交換砂量)

#### (4) 沈降速度の改良結果

沈降速度を改良した case4 の地形変動分布の結果を図 5-5-37 に示す。図 5-5-37 より、case4 の地形変動分布の結果は、改良前(case0)と比べて大差ない結果となった。これは、沈降速度の変化が、土砂移動に直結する掃流砂量や巻上げ砂量に直接的に影響しないためであると考えられる。加えて、感度分析時のように沈降速度が大きい状態が常に維持されるわけではなく、流況に追随して時系列的に増減するため、沈降速度は土砂移動に対して限定的にしか影響しないと推測される。

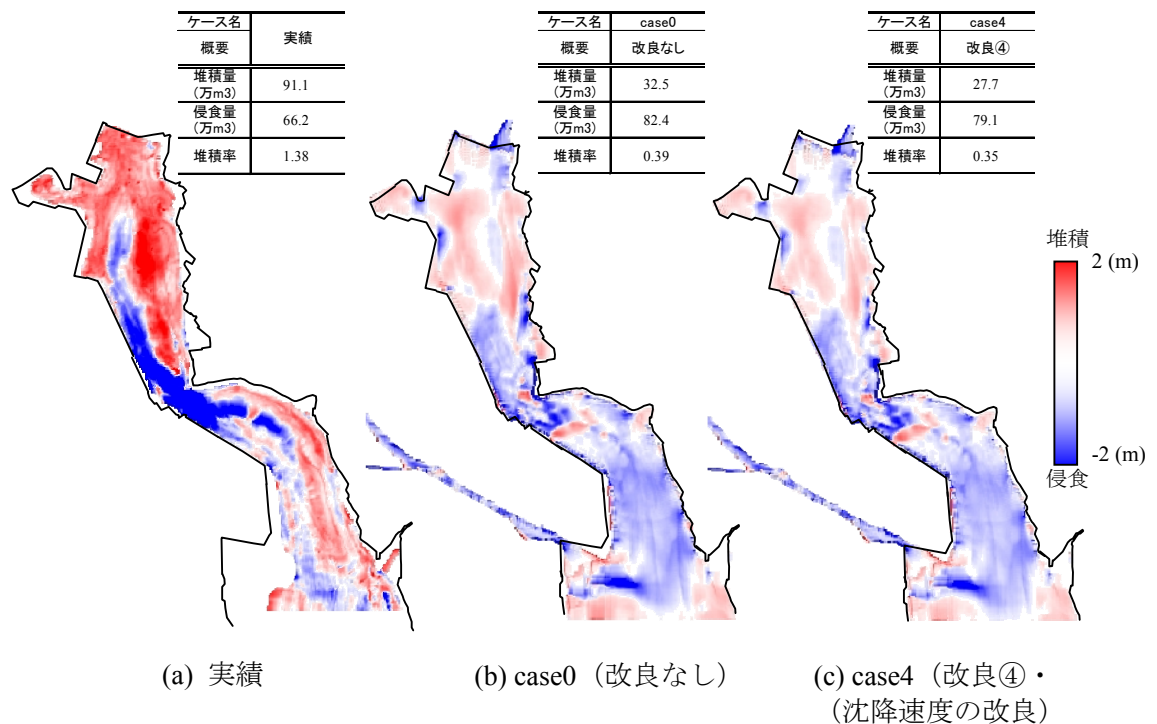


図 5-5-37 case4 (沈降速度) における地形変動分布の比較

図 5-5-39～図 5-5-43 に主要 5 地点(図 5-5-38 参照)における改良前後の水位および沈降速度の時系列変化を示す。沈降速度は、時系列的な変化を示しており、狭窄部～湾口 (Point3, Point4) を除いて静水時の沈降速度より小さい時間が支配的となっていることが判断でき、このことから沈降速度が土砂移動に対して限定的にしか影響しなかったことが推測される。一方、狭窄部～湾口 (Point3, Point4) では、静水中の沈降速度より大きい時間帯が比較的長時間存在する。ただし、沈降砂量の上限は、沈降速度に関わらず飽和浮遊砂濃度に規定されることから、その影響は最小化されたものと推測される。

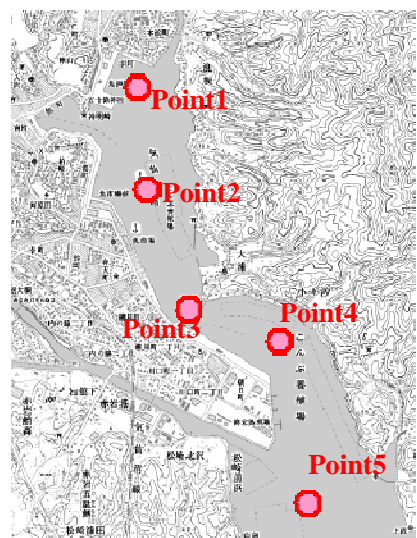


図 5-5-38 湾内の主要 5 地点

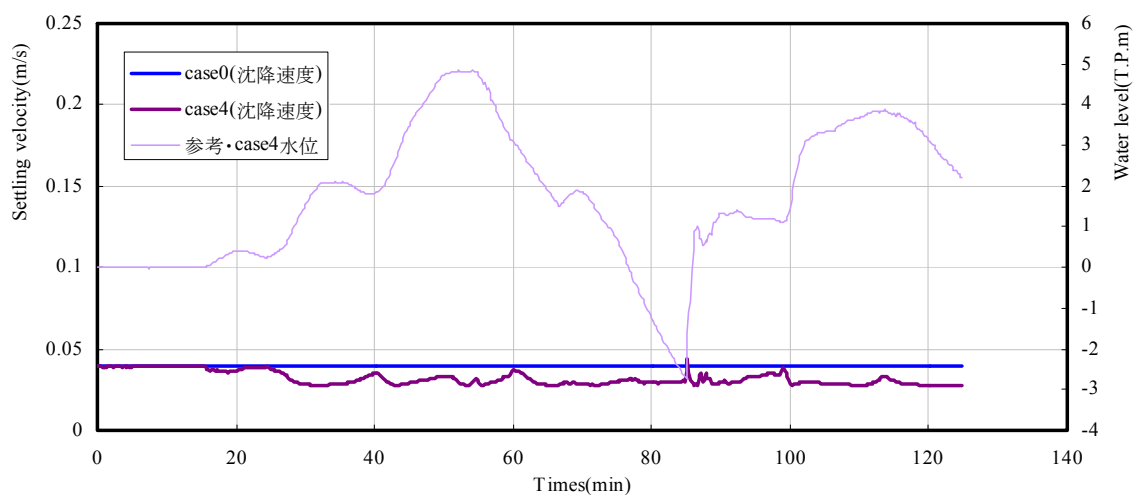


図 5-5-39 Point1 (湾奥) における沈降速度の比較

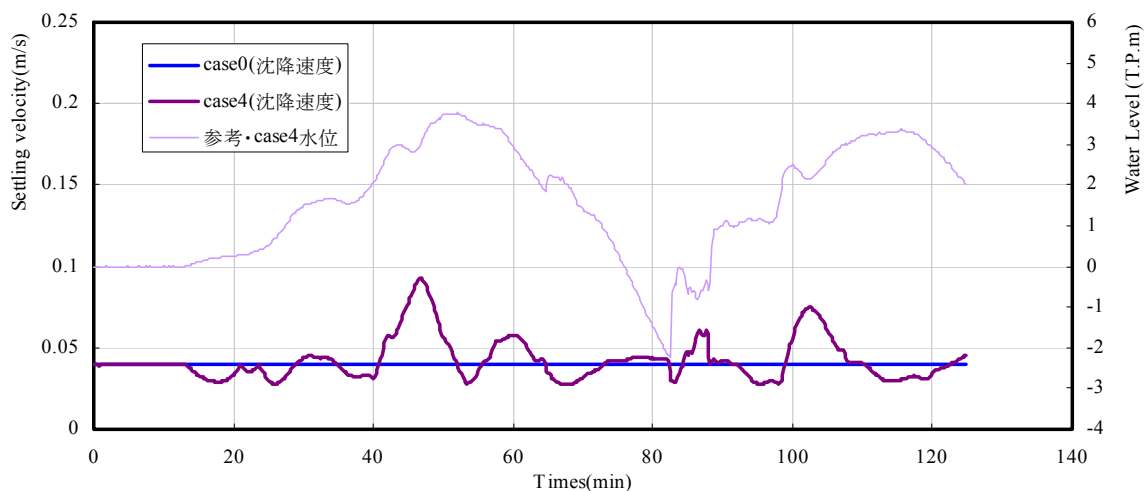


図 5-5-40 Point2 (湾奥～狭窄部) における沈降速度の比較

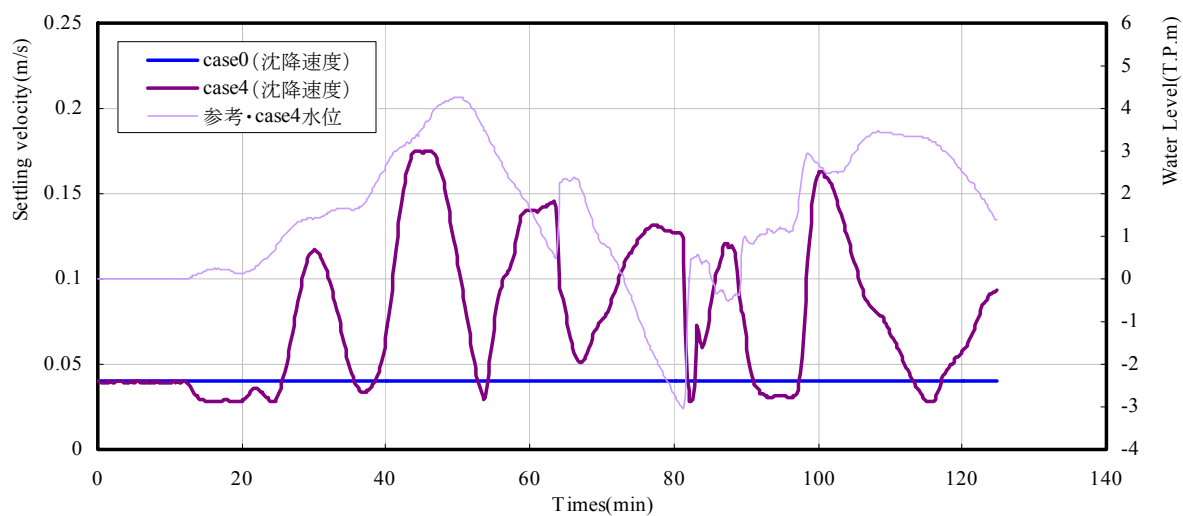


図 5-5-41 Point3 (狭窄部) における沈降速度の比較

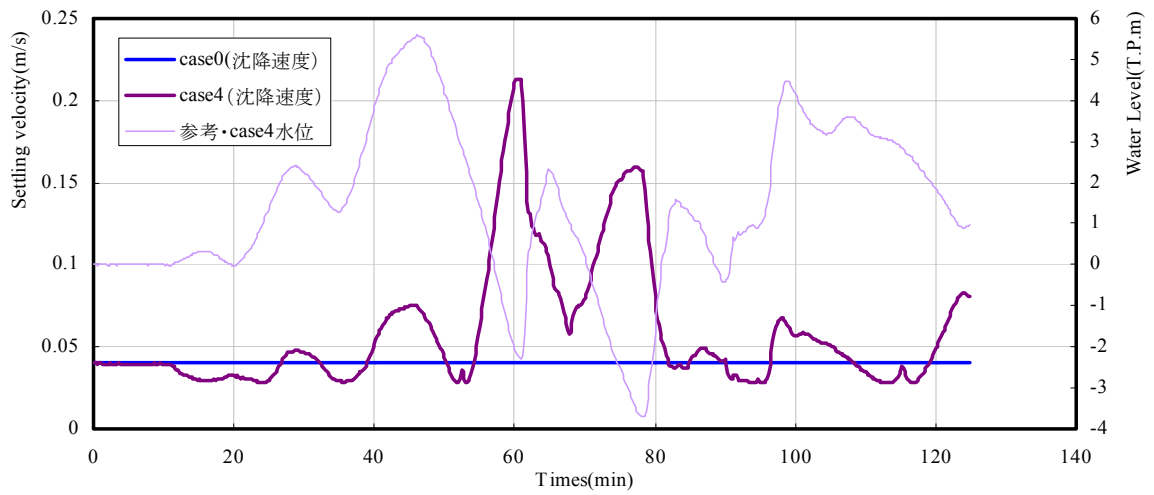


図 5-5-42 Point4 (狭窄部～湾口) における沈降速度の比較

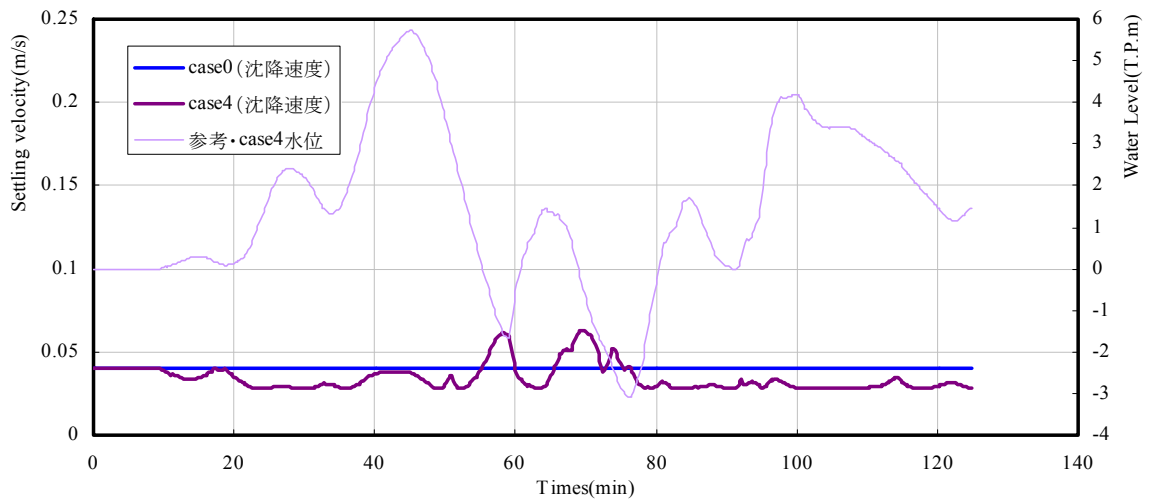


図 5-5-43 Point5 (湾口) における沈降速度の比較



(5) 支配的因子の改良のまとめ

各支配的因子を個別に改良した場合の津波移動床計算を、気仙沼湾に来襲した 2011 東北津波を対象に実施し、その改良効果を検証した。それぞれの改良効果として土砂移動量を整理・比較すると表 5-5-6 および 5-5-44 に示すとおりである。また、地形変動分布の比較を図 5-5-45 に示す。

表 5-5-6 各支配的因子の改良に伴う地形変動量の比較

		①堆積量 (万m3)	②侵食量 (万m3)	堆積率 (=①/②)
基本ケース		32.48	82.38	0.28
実績		91.13	66.18	1.38
case1	無次元掃流力	30.92	80.40	0.38
case2	流砂量式係数	19.85	23.24	0.85
case3	飽和浮遊砂濃度	102.77	161.49	0.64
case4	沈降速度	27.66	79.05	0.35

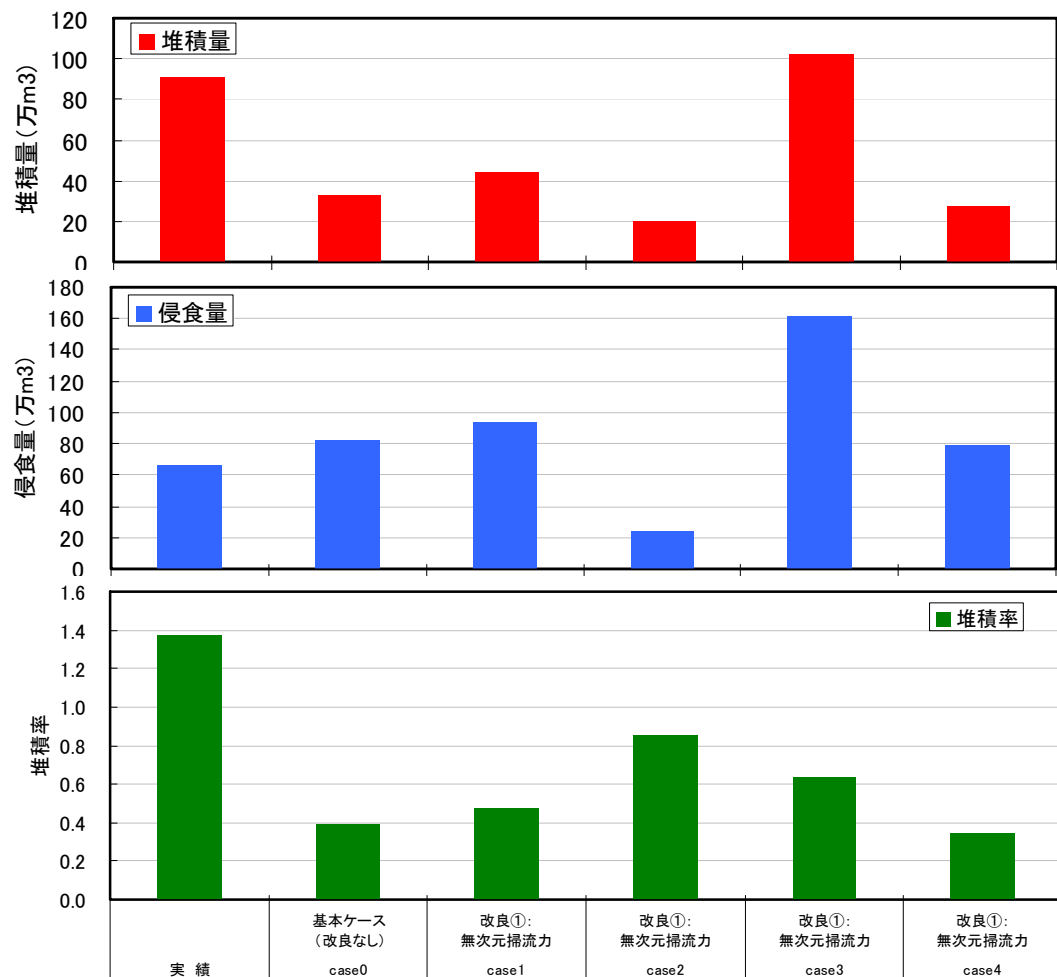
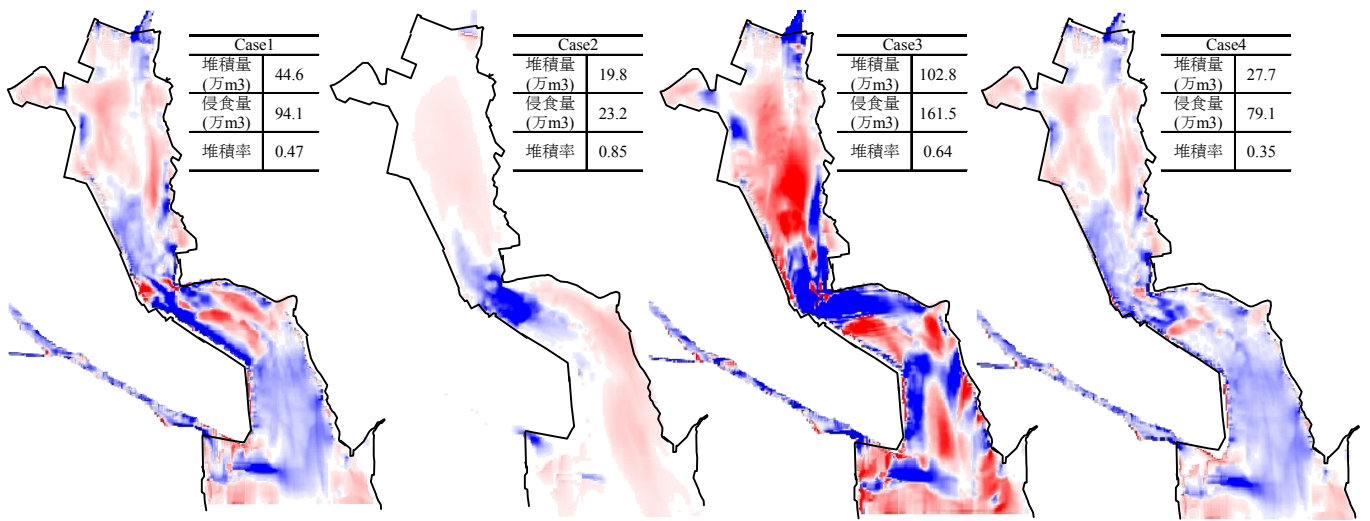


図 5-5-44 各支配的因子の改良に伴う地形変動量の比較



侵食 -2 (m) 2(m) 堆積

- (a) case1 : 無次元掃流力の改良      (b) case2 : 流砂量式係数の改良  
 (c) case3 : 飽和浮遊砂濃度の改良      (d) case4 : 沈降速度の改良

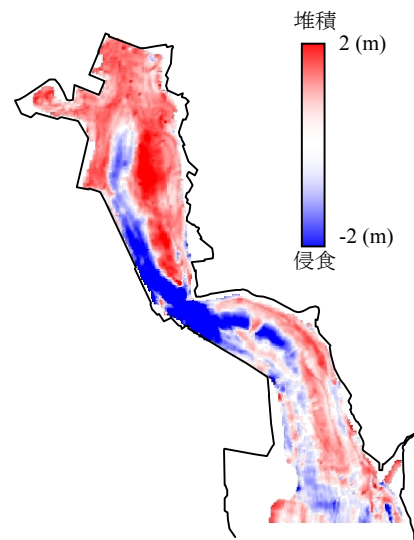
図 5-5-45 各支配的因子の改良による土砂移動の計算結果

上記の結果を整理すると以下のとおりである。

○case1 および case3 では、土砂移動量が増大するとともに、堆積率の増加も見られ、両ケースとも実績に近づく傾向にある。とりわけ、case3 では、堆積量が著しく増加し実績とほぼ同等程度となるものの、土砂移動分布は、高橋モデルの土砂移動分布が強調される程度に留まり、分布の向上には至っていない。

○case2 では、土砂移動量が低下しており、一見再現精度の悪化を招いているが、堆積率は全ケースの中で最も増加しており、実績に近づく傾向にある。加えて、土砂移動分布は、実績と最も類似しており、定性的な再現性を大幅に向上させたといえる。

○case4 では、高橋モデル (case0) からの変化がほとんど見られず、改良による精度向上効果は小さい。



参考 実績の地形変動分布

以上より、4つの支配的因子（無次元掃流力、流砂量式係数、飽和浮遊砂濃度、沈降速度）の評価方法を改良し、個別にその改良効果を確認した。この結果、case1～case3（無次元掃流力、流砂量式係数、飽和浮遊砂濃度）において、高橋モデルに比べて再現精度の向上が確認できたといえる。

## 5-6 支配的因子の改良による新しい土砂移動モデルの提案

### 5-6-1 新しい津波移動床モデルの提案

新しい津波移動床モデル（高橋モデルの高度化）は、前述に示した各支配的因子の改良結果を踏まえて提案する。ここで、各支配的因子の改良により、case 1～case 3（無次元掃流力、流砂量式係数、飽和浮遊砂濃度）で精度向上が実現できたものの、それぞれのケースで向上した要素は異なる。例えば、case2（流砂、量式係数の改良）では、土砂移動分布の再現性は大幅に改善できた反面、土砂移動量の再現性は悪化している。一方、case3（飽和浮遊砂濃度）では、土砂移動量（特に堆積量）の再現性は改善できたものの、土砂移動分布に対してはほとんど効果が得られなかった。

このように各支配的因子の改良により精度の向上が確認できるものの、その効果は一側面に限定されている。このため、それぞれの改良を組み合わせることで、その効果が相互に影響し、全体的な精度向上を実現できる可能性を有している反面、改良効果がマイナスに作用し合い、精度の低下を招く恐れも示唆される。ここで、改良効果の組み合わせについては、本来、組み合わせケースを複数設定し、無次元掃流力や浮遊砂濃度、交換砂量等の物理諸元への影響を詳細に分析し各支配的因子の改良による相互間の影響を把握した上で、最適な組み合わせを求めることが必要と考えられる。

本研究では、試行的な改良を主目的としていることから、土砂移動分布や堆積率、土砂移動量等、全体的な再現性を同時に向上できる可能性のある case 1～case 3 を同時に考慮したモデルを構築した。

### 5-6-2 新しい津波移動床モデルの概要と計算条件

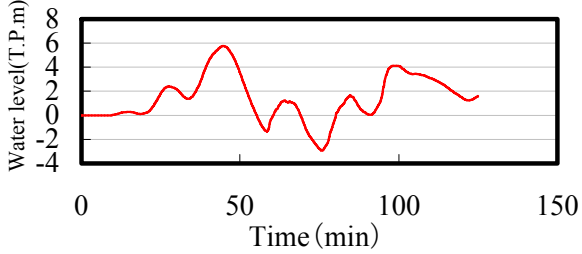
新しい津波移動床モデル（以下、本論提案モデル）は、表 5-6-1 に示すとおりであり、無次元掃流力の評価方法に関連する Log-wake 則の導入、掃流砂量、巻上げ砂量の算定量に関連する流砂量式係数の変更、浮遊砂濃度に関連する飽和浮遊砂濃度の関数化を行っている。

表 5-6-2 本論提案モデルの概要（高橋モデルからの改良点）

高橋モデルからの改良点	改良の概要	改良による効果
無次元掃流力の評価方法	無次元掃流力を規定する摩擦速度の評価方法として、Log-wake 則の導入。	・土砂移動量の向上 ・土砂移動分布の向上
流砂量式係数の変更	流砂量式係数を、近年実施された高橋らの係数へ変更	・土砂移動分布の大幅な向上 ・堆積率（堆積と侵食の傾向の比率）の大幅な向上
飽和浮遊砂濃度の関数化	これまで定数として与えられていた飽和浮遊砂濃度に対し、流速の関数式として評価	・土砂移動量の向上 ・堆積率の向上

本論提案モデルの適用ケースにおける計算条件は、表 5-6-3 に示すとおりであり、基本的には 2011 東北津波再現時の条件と同様である。

表 5-6-4 計算ケース

項目	計算条件
基礎式	非線形長波理論
差分法	リーブ・フロッグ法
移動床モデル	本論提案モデル
計算メッシュ	格子間隔：10m 格子数241×341
地形データ	海域：2011年東北津波発生2ヶ月前に計測(原口ら, 2012)したC3Dデータから作成 陸域：国土地理院の5m標高メッシュから作成
粗度係数	0.025
粒径	0.3mm
再現時間	2.5時間
初期潮位	T. P. +0.00m
外力条件	高川・富田(2012)の波源モデルから二次元非線形長波理論により推定した湾口の津波波形(最大津波高：5.75m) 

### 5-6-3 新しい津波土砂移動モデルの計算結果とその適用性の評価

#### (1) 計算結果の考察

計算結果を図 5-6-1, 図 5-6-2 に示す. 図 5-6-1, 図 5-6-2 より, 土砂移動分布は case 2 での改良効果が支配的に発現しつつも湾口での凹凸は, case 2 に比べてさらに強調され, 湾口から狭窄部にかけての再現性を, 著しく向上している. 加えて, 堆積率は, 高橋モデルに比べて飛躍的に増加し, 実績の堆積率に近づく傾向を示している.

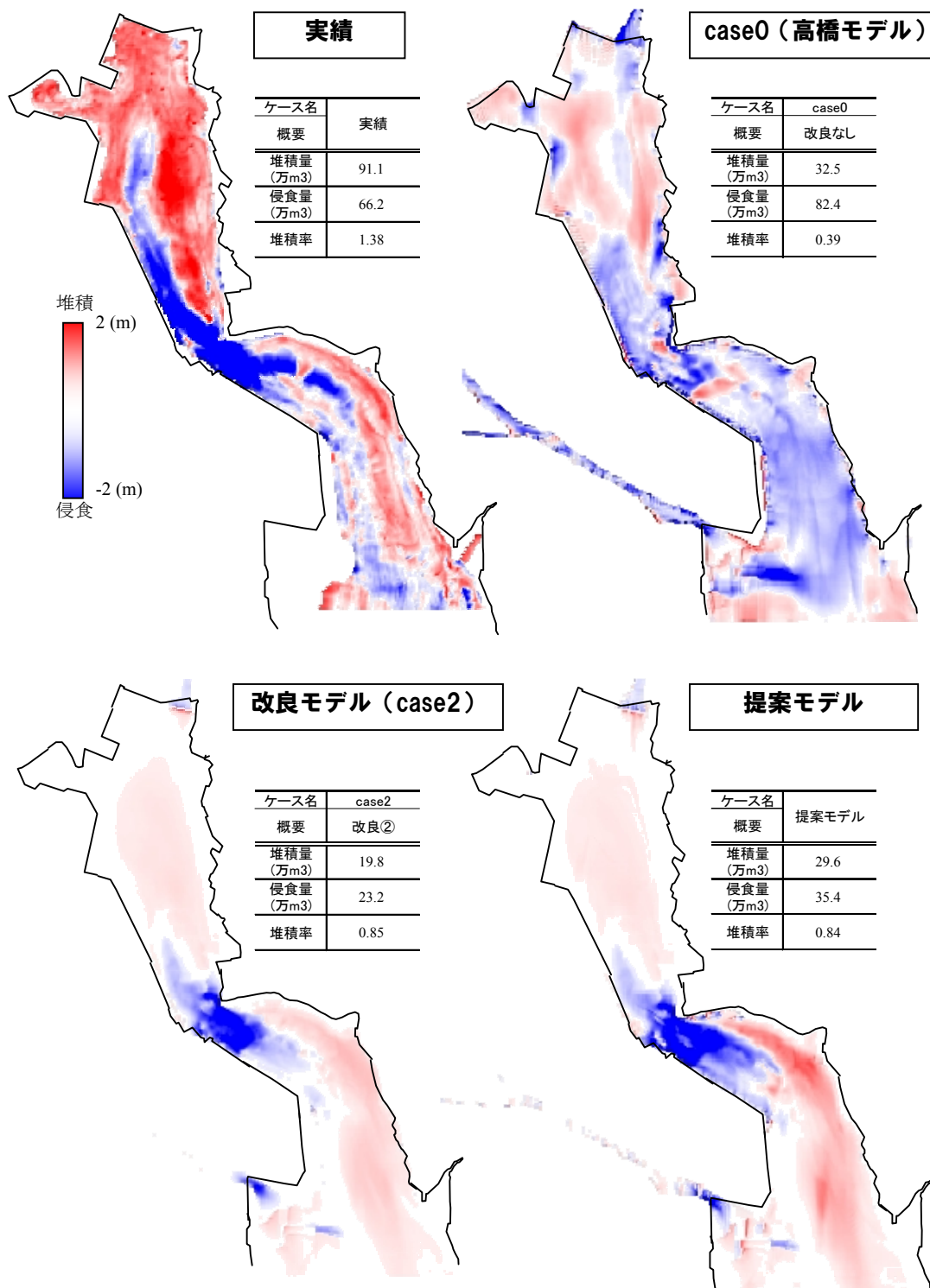


図 5-6-1 提案モデルにおける地形変動分布の比較

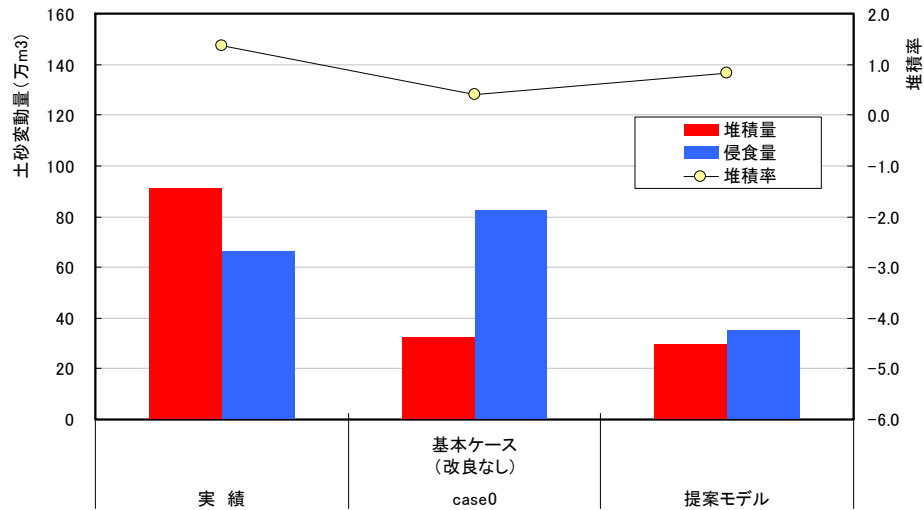


図 5-6-2 高橋モデルと提案モデルの土砂移動量・堆積率の比較

続いて、図 5-6-4～図 5-6-8 に主要 5 地点（図 5-6-3 参照）における高橋モデルおよび提案モデルの水理諸元（水位，流砂量，地形変化等）の時系列変化を示す。

図 5-6-4～図 5-6-8 より、水位・流速は、引き波時の局所的な時間帯を除いてほぼ一致しており、モデルの改良による影響はほとんどない。ただし、80 分付近の引き波時では、提案モデルの方が全体的に低い水位となっている。これは、同時時間帯では水位が低く地形の影響を受けやすいこと、地形変化がいずれも侵食により高橋モデルに比べて下がっていることから水位の低下に繋がったものと推測され、地形変動状況の違いによる影響と考えられる。

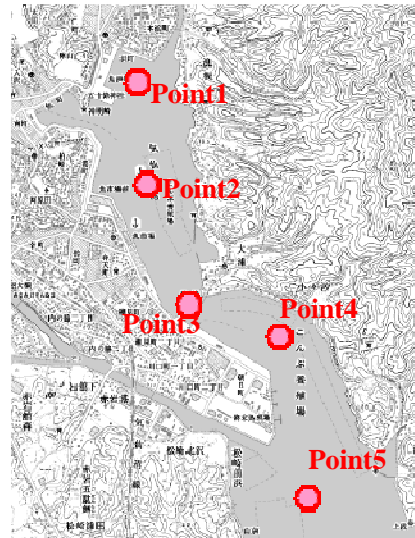


図 5-6-3 湾内の主要 5 地点

また、流砂量（掃流砂量フラックス，交換砂量）は、提案モデルでは狭窄部～湾口（Point3，Point4）で変動が見られるものの、全体的には高橋モデルに比べて過小に評価されている。

ここで、交換砂量は、高橋モデルで示されていた微振動が解消されており、これは、交換砂量の低下や飽和浮遊砂濃度の関数化により飽和状態が解消され、飽和浮遊砂濃度に規定されていた巻上げ～沈降の変化が、流速に追従した、より実態に近い挙動で表現できるようになったためと推測される。

以上の結果、2011 東北津波による地形変動実績に対し、提案モデルは、高橋モデルに比べて湾口～狭窄部にかけての土砂移動分布の再現性を著しく向上させるとともに、侵食偏重の傾向にあった土砂移動特性が、概ね堆積と侵食が同等程度となり、堆積偏重の地形変動実績に近づく傾向となった。

このことから、無次元掃流力，流砂量式係数，飽和浮遊砂濃度の算定方法・評価方法を改良した本提案モデルは、高橋モデルからの高度化が実現できたといえる。

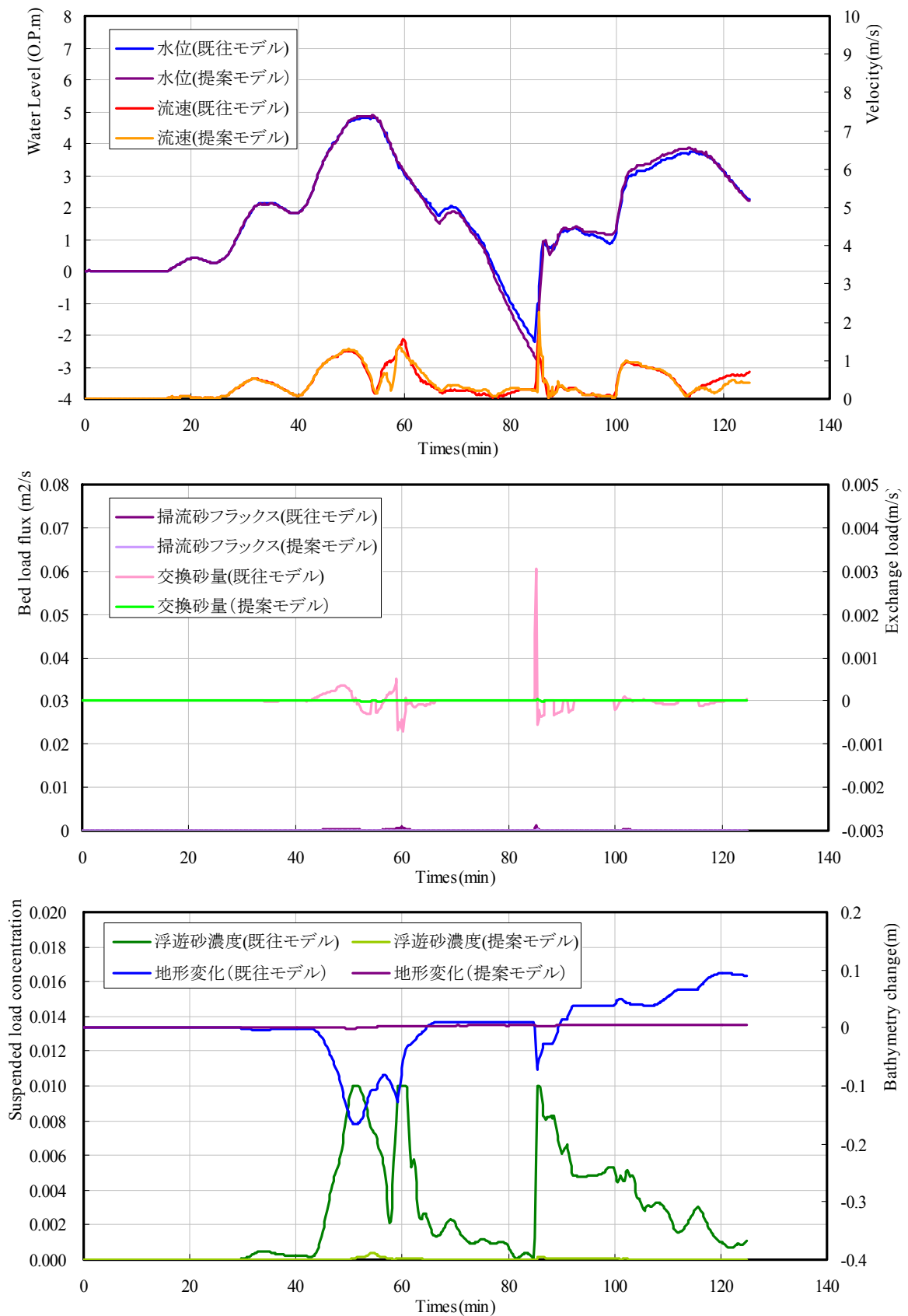


図 5-6-4 Point1 (湾奥) における高橋モデルと提案モデルの水理諸元の比較  
(上：水位，流速，中：掃流砂量フラックス，交換砂量，下：浮遊砂濃度，地形変化)



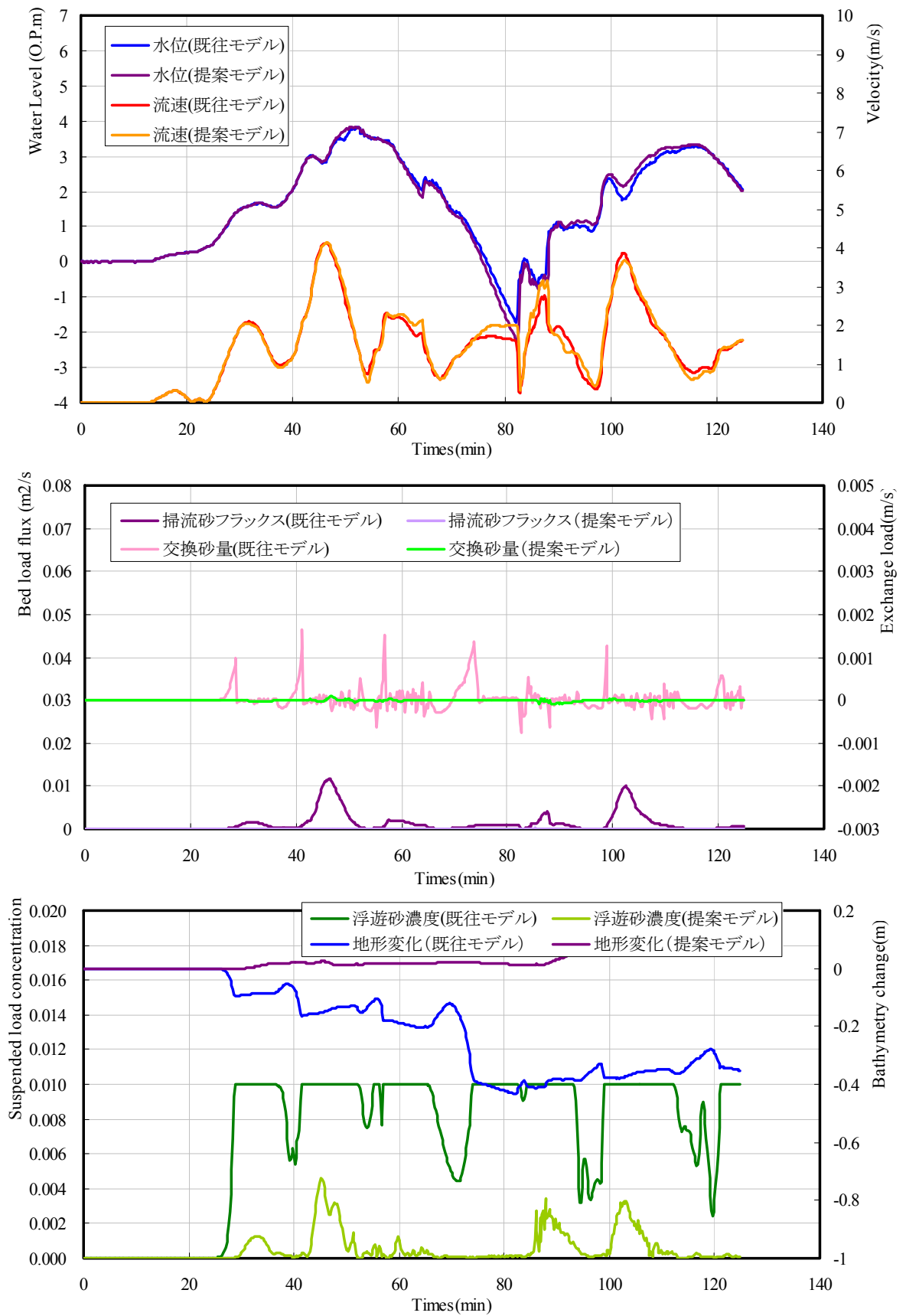


図 5-6-5 Point2 (湾奥～狭窄部) における高橋モデルと提案モデルの水利諸元の比較 (上: 水位, 流速, 中: 掃流砂量フラックス, 交換砂量, 下: 浮遊砂濃度, 地形変化)

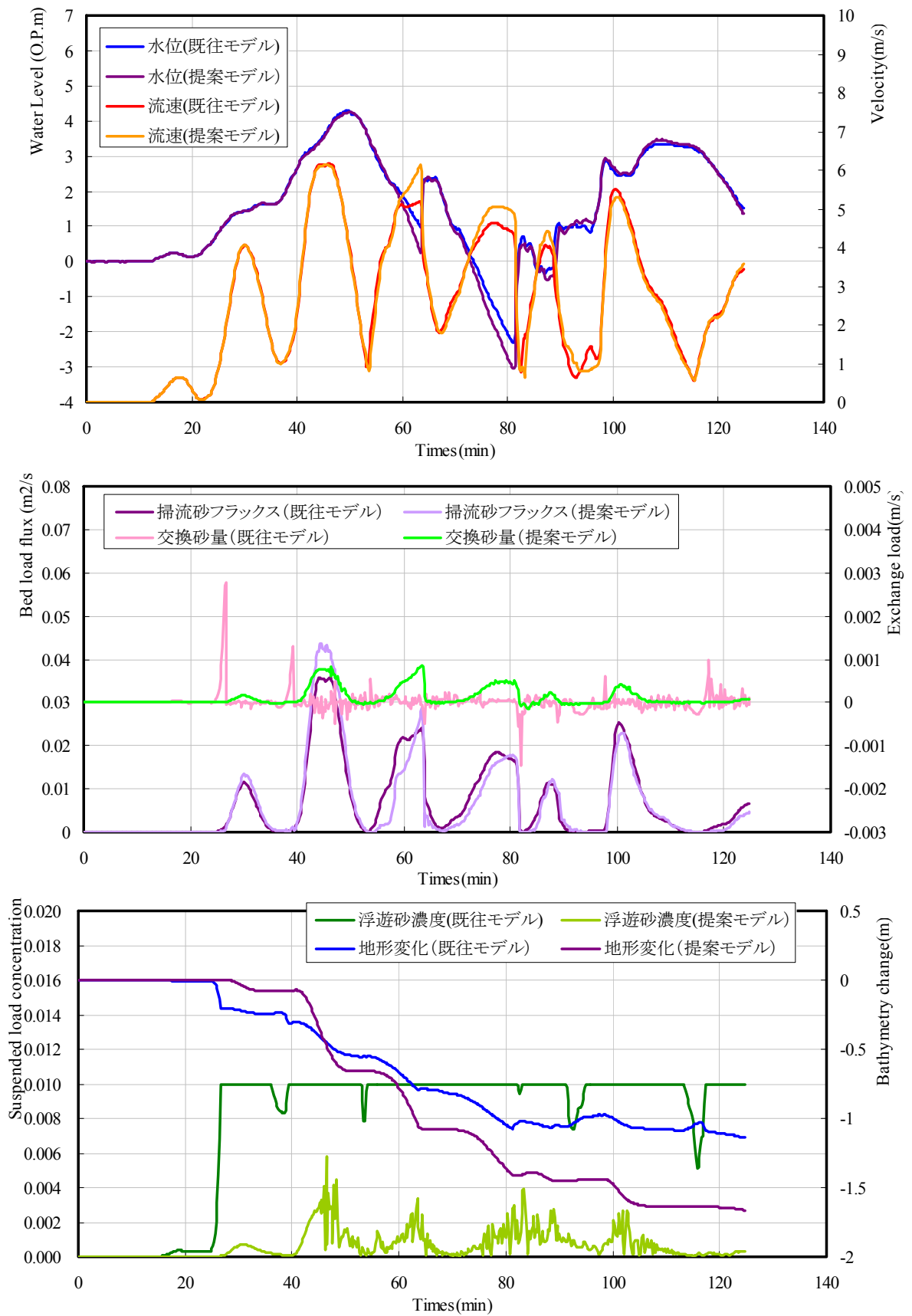


図 5-6-6 Point3 (狭窄部) における高橋モデルと提案モデルの水理諸元の比較  
(上：水位，流速，中：掃流砂量フラックス，交換砂量，下：浮遊砂濃度，地形変化)

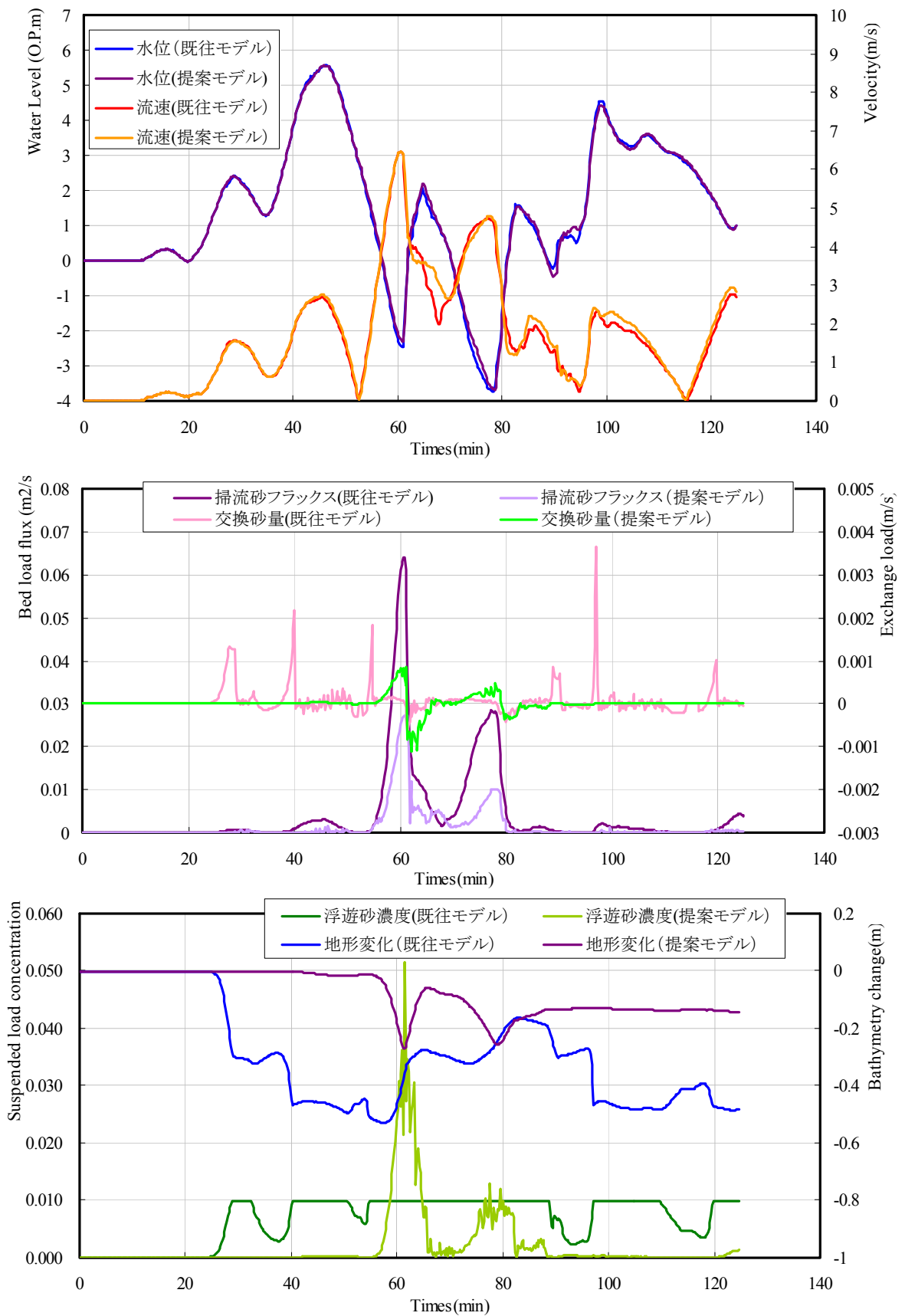


図 5-6-7 Point4 (狭窄部～湾口) における高橋モデルと提案モデルの水理諸元の比較 (上：水位，流速，中：掃流砂量フラックス，交換砂量，下：浮遊砂濃度，地形変化)

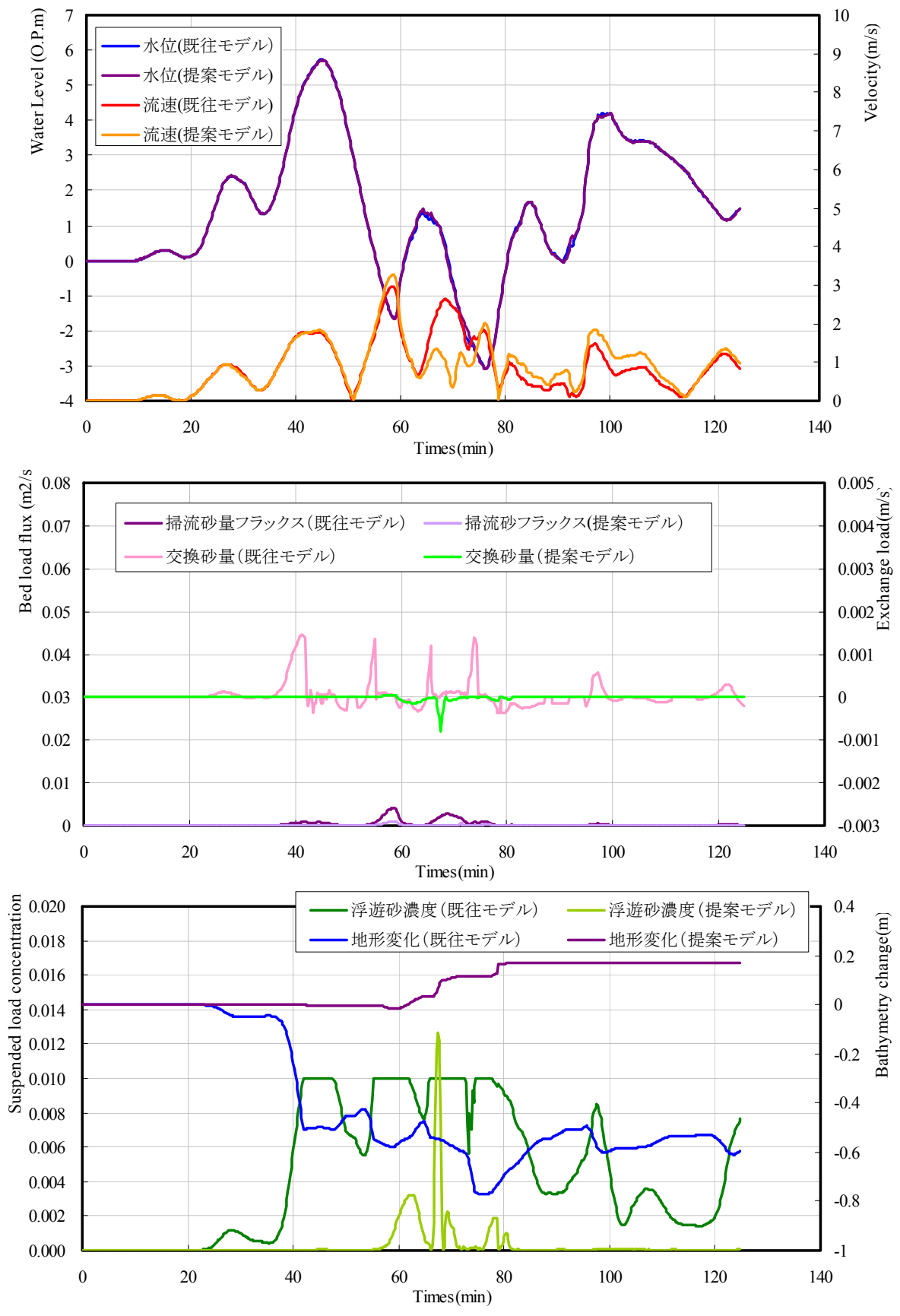


図 5-6-8 Point5 (湾口) における高橋モデルと提案モデルの水利諸元の比較  
(上: 水位, 流速, 中: 掃流砂量フラックス, 交換砂量, 下: 浮遊砂濃度, 地形変化)

## (2) 新しい津波移動床モデルの課題

本提案モデルを 2011 東北津波に適用した結果、湾口～狭窄部にかけての再現性を大幅に改善することができた。一方で、狭窄部～湾奥部にかけての再現性は依然として低く、湾口～狭窄部の再現性向上と比べると、その差は明瞭となっている。また、全体的な土砂変動量についても、高橋モデルでの 1960 チリ津波再現時と同様、過小に評価されている。

これらの要因について考察すると、第 4 章で示した流況の再現性評価より、湾全体の実績水位（浸水区域、浸水深）との検証から、湾内の流況特性は概ね再現できていると判断し、さらに、狭窄部の流速についても検証した結果、その再現性は良好である。一方で、湾内の計算流速を地点ごと比較した結果、相対的には湾奥が小さくなっている傾向が見受けられたことから、狭窄部から湾奥にかけての流速の低下が影響を及ぼしている可能性がある（言い換えれば、湾奥の計算流速は実績に比べて過小に評価されている可能性がある）。

ここで、図 5-6-9 に本提案モデルでの時系列的な地形変化を示す。図 5-6-9 より、湾内の地形変動において、湾奥および狭窄部の地形変化は、津波来襲の 50～60 分後、すなわち、引き波に転じ狭窄部を通過する際に生じており、湾口は津波来襲の 60 分～70 分後、すなわち、引き波が狭窄部を通過した後に生じている。これは、湾口～狭窄部の地形変化は、概ね引き波の影響が支配的に作用していることを示唆しており、引き波による地形変化は、比較的良好に再現できているといえる。一方で、押し波による地形変化は、狭窄部を除いてほとんど確認できず、実績で示された湾奥の地形変化を殆ど再現できていない。これは、先の検証により、狭窄部における実測流速の傾向は捉えているものの、狭窄部から湾奥へと遷移していく流況の変化を十分再現できていない可能性を示唆している。

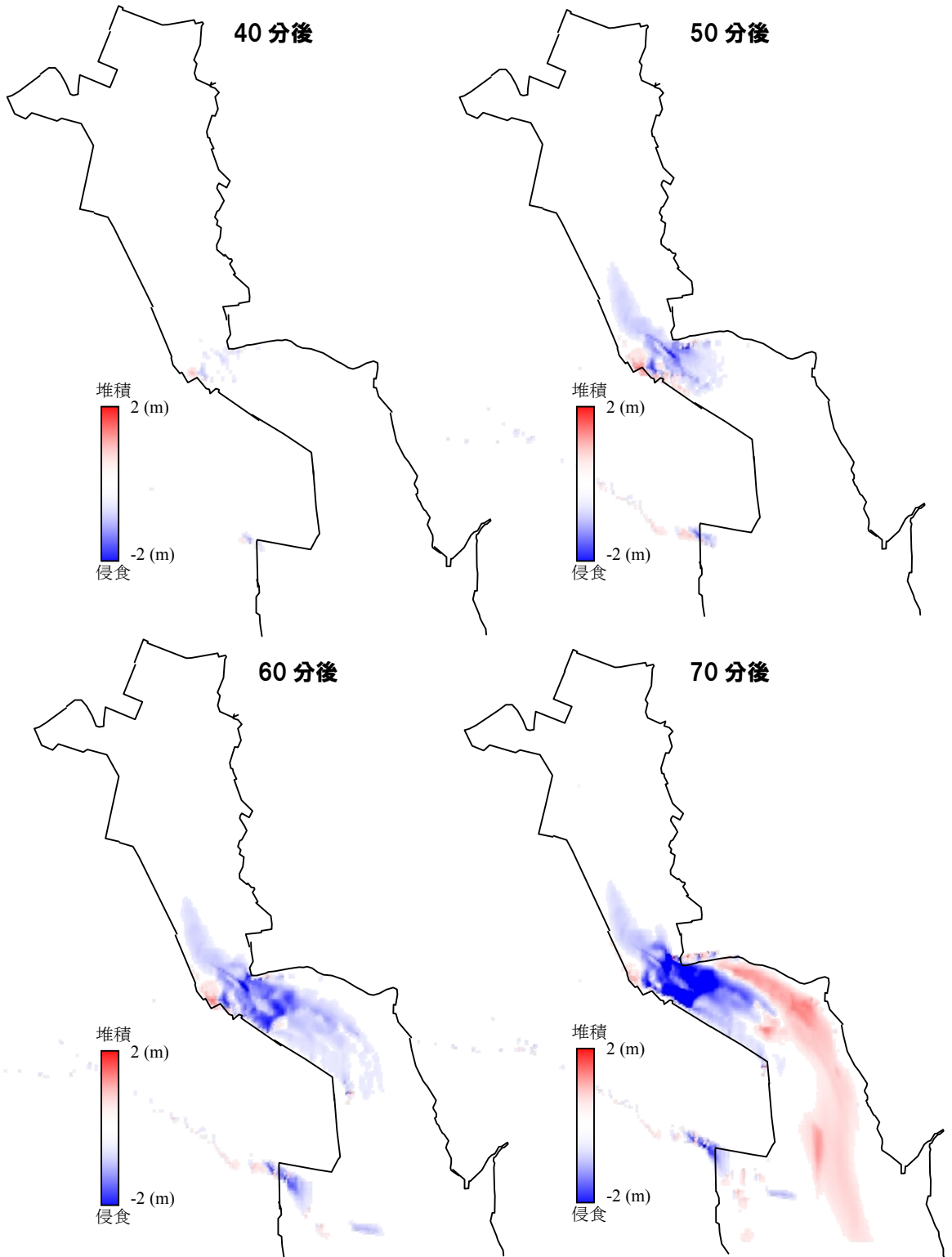
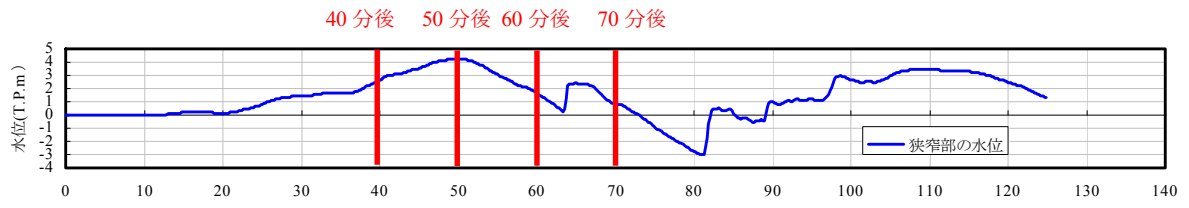


図 5-6-9 本提案モデルによる地形変動の時間変化

ところで、上記の推論が正しいと仮定した場合、狭窄部を境に湾奥と湾口での流況の精度を低下させている要因は何であろうか。押し波時に湾奥での流速を十分再現できていないことや気仙沼湾の地形条件を考慮した場合、一つの推測として、水位が高い押し波時は、湾口で陸域（朝日町周辺）に遡上した氾濫水が、狭窄部で再び海域に流入し、水深の浅い湾奥では陸域からの流入水の影響が大きくなり、複雑な流況を呈していた可能性が挙げられる。

この可能性を検証するため、陸域を遡上しない（陸域を壁条件にする）場合の流速との比較を行う（図 5-6-10 に示す 5 地点で実施）。この結果は、図 5-6-11、図 5-6-12 に示すとおりであり、両者の関係は、狭窄部～湾口では比較的小さいものの、狭窄部～湾奥では、その乖離が大きくなっており、湾口から湾奥に至るほど、流速の乖離が大きくなる傾向にある。

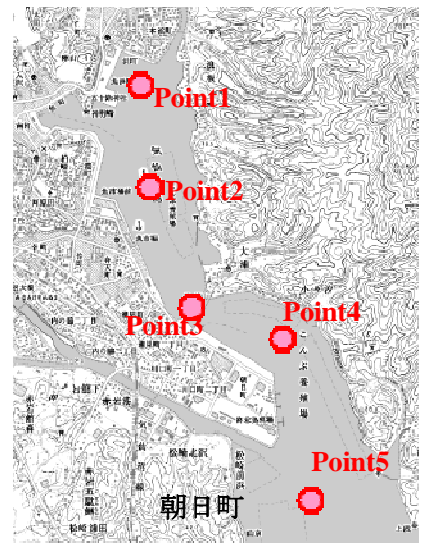


図 5-6-10 湾内の主要 5 地点

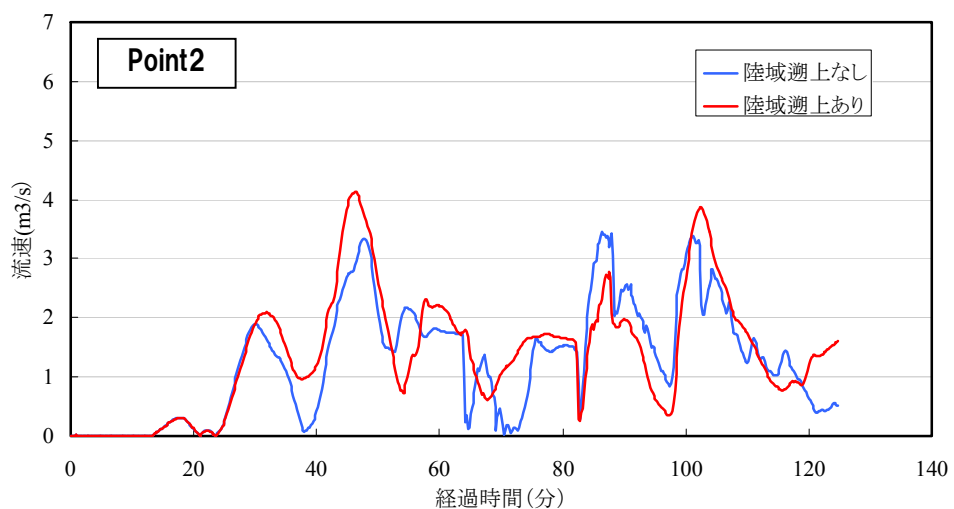
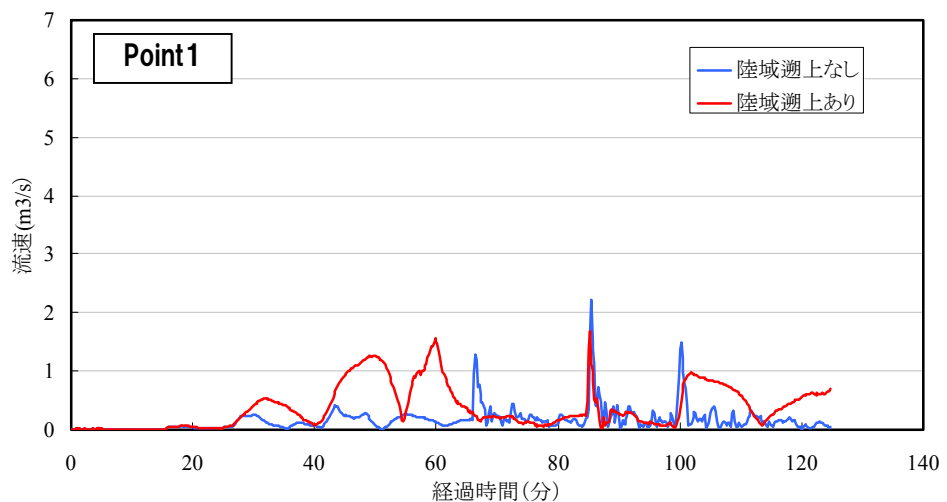


図 5-6-11 陸域遡上の有無による流速の時系列変化の違い (1/2)



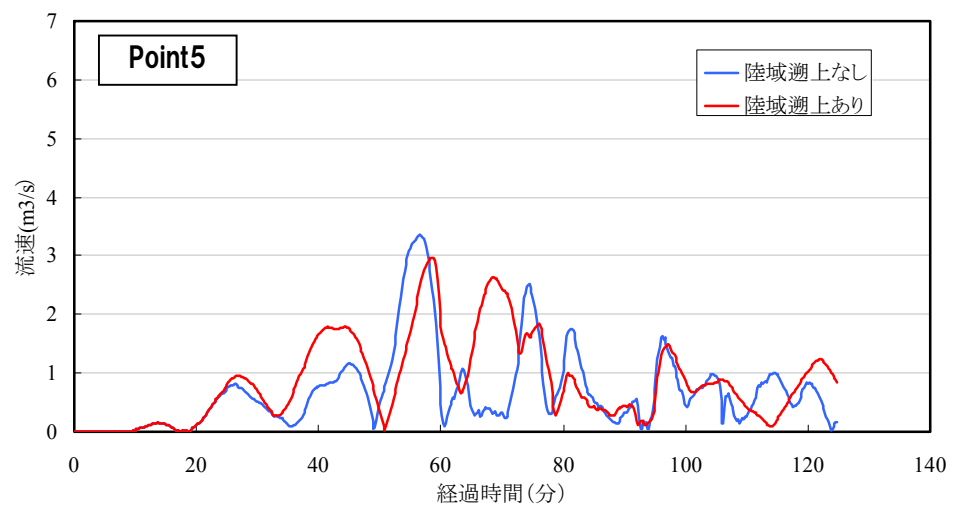
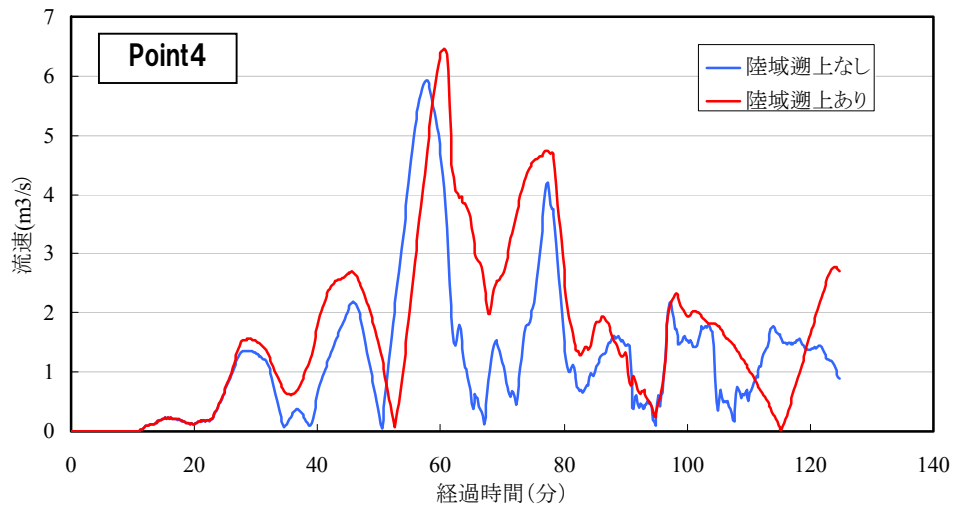
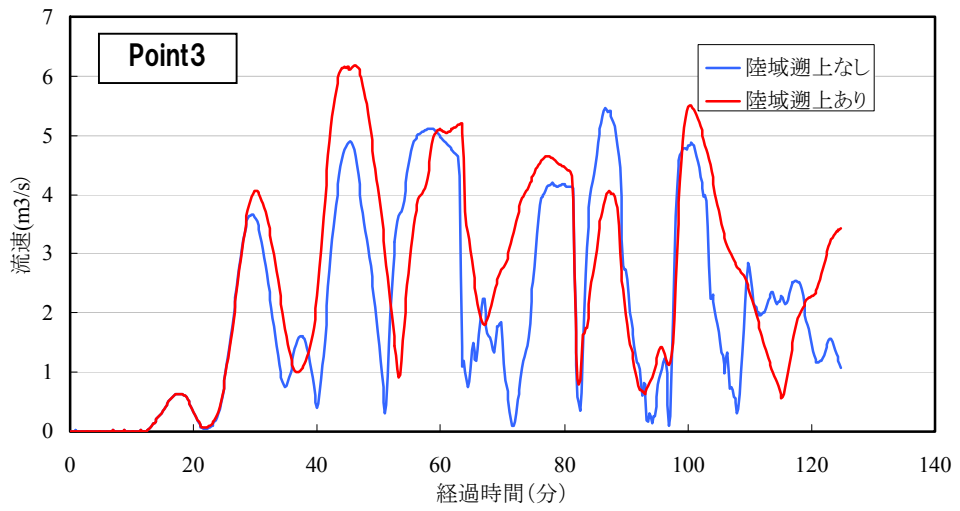


図 5-6-12 陸域遡上の有無による流速の時系列変化の違い (2/2)

以上より、陸域遡上の有無による流速を確認した結果、流速の大小関係に議論の余地はあるものの、少なくとも湾口に比べて狭窄部から湾奥にかけては陸域の流れの影響を大きく受けているものと考えられる。実態として、陸域は建物が集中する市街地を形成しているため、海域とは異なる流況特性となっていたことは容易に推測される。ここで、河川洪水流では、粗度が小さく水深の深い低水路と粗度が粗く水深の浅い高水敷を流れる流況は、高水敷と低水路間の異なる運動量の交換により、図 5-6-13 に示すような組織的な湧昇流・沈降流を伴う複雑な三次元性を伴うことが知られている<sup>48)</sup>。このため、現象のスケールは異なるものの、気仙沼湾奥では、水深が浅く、陸域への遡上や流入を繰り返す三次元的な流れの影響が相対的に強くなったため、二次元を前提としている本提案モデルでは十分再現できなかった可能性が推測される。

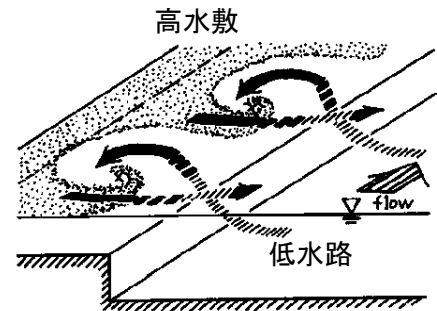


図 5-6-13 高水敷と低水路間の流況イメージ<sup>48)</sup>

### (3) 新しい津波移動床モデルの適用性評価

新しい津波移動床モデル（本提案モデル）では、気仙沼湾に来襲した 2011 東北津波に対して湾口から狭窄部にかけての再現性を著しく向上させることができた。ここで、本提案モデルの適用性と適用限界について考察するため、改良前の高橋モデルの実測再現性、および改良後の本提案モデルの実測再現性について考察する。

高橋モデルでは、2011 東北津波に対して、本研究で気仙沼湾に適用されるとともに、近藤ら(2012)<sup>11)</sup>により宮古港にも適用されている。また、本提案モデルでは、気仙沼湾に来襲した 2011 東北津波に適用している。図 5-6-14, 図 5-6-15 に、高橋モデルにおける気仙沼湾、宮古港の再現結果を示す。

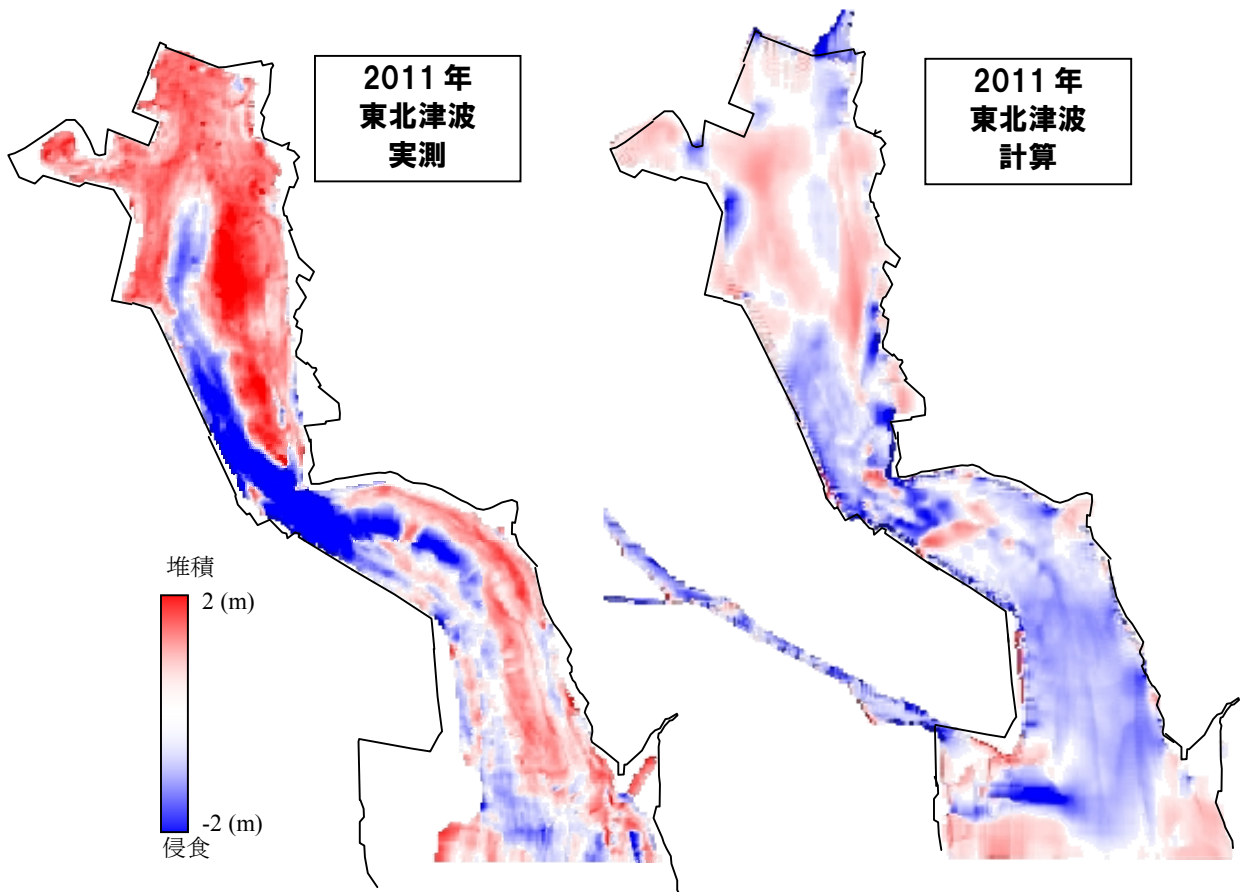


図 5-6-14 高橋モデルによる気仙沼湾に來襲した津波の再現検証結果 (左：実測，右：計算)

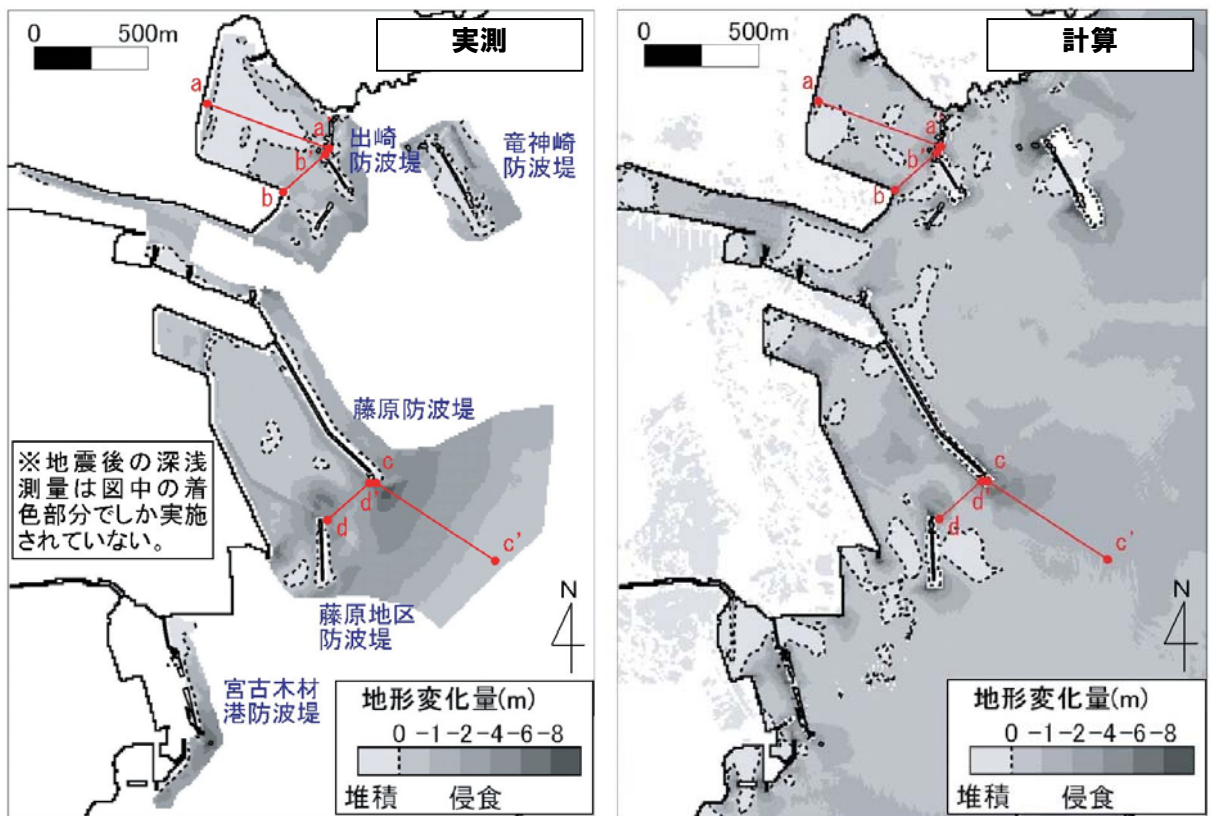


図 5-6-15 高橋モデルによる宮古港に來襲した津波の再現検証結果<sup>11)</sup> (左：実測，右：計算)

図 5-6-14 より、気仙沼湾での再現性の特徴として、狭窄部での侵食域や湾奥での堆積域など定性的な傾向は再現できているものの、湾口の変動傾向の再現性は悪く、また、変動量においては実測に比べて過小に評価している。

また、図 5-6-15 より、宮古港においては、各防波堤の先端に見られる侵食域は概ね一致しているが、藤原防波堤背面の堆積域は、計算では侵食域を形成しているなど、一致しない部分も見られる。加えて、主要断面(a~d)の変動量(図 5-6-16 は、地形変化の小さい a~b については概ね一致しているものの、変動量が大きくなる c~d は、気仙沼湾の再現結果と同様に、実績に比べて過小評価となっている。

以上より、高橋モデルの再現性の特徴として、特異な地形形状により形成される侵食域(狭窄部、防波堤の先端など)については、概ね定性的に捉えることは可能であるが、その周辺に生じる堆積域等の再現性はやや悪くなり、土砂変動量については、全体的に過小評価となる。

一方、本提案モデルの再現性を、図 5-6-17 に示す。この結果、狭窄部の侵食傾向だけでなく狭窄部~湾口にかけての変動傾向についても概ね再現できていることがわかる。一方で、湾奥の再現性には課題を残しており、これは流れから土砂移動への評価に対する問題ではなく、寧ろ前述した流れ自体に問題がある可能性が高い。この点で、本提案モデルでは、流れから土砂移動への評価に対しては大きな改善を実現できたが、流れ自体の再現性に課題を残す箇所(例えば、三次元性の影響を比較的大きく受ける箇所)では、本提案モデルにおいても、土砂移動の再現が困難であるといえる。

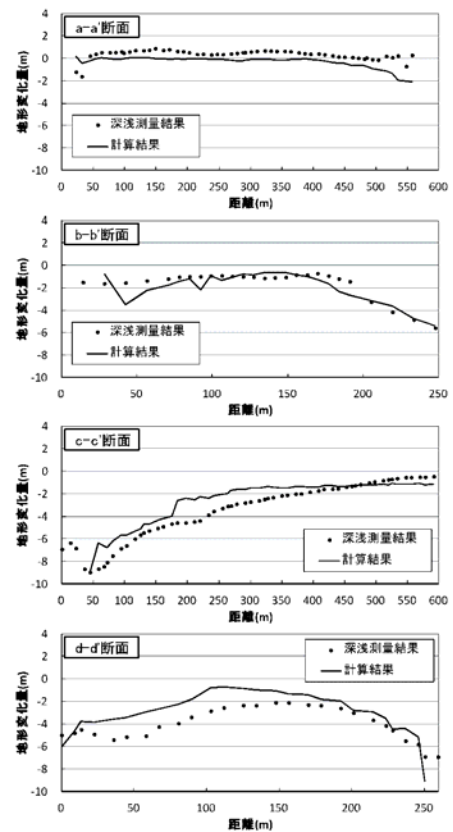


図 5-6-16 主要断面での地形変化量の比較<sup>11)</sup>

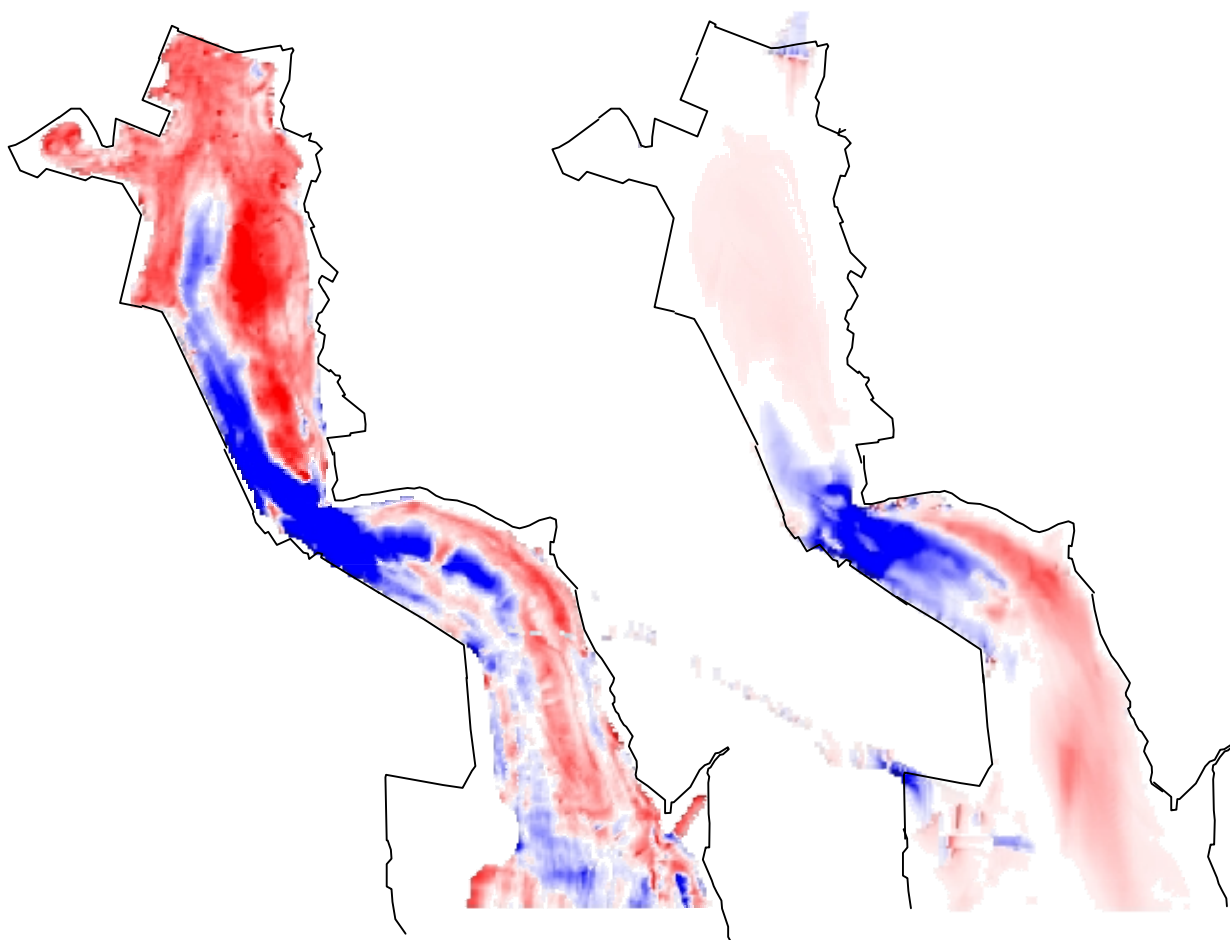


図 5-6-17 提案モデルによる気仙沼湾に來襲した津波の再現検証結果（左：実測，右：計算）

## 5-7 本章のまとめと今後の課題

本章では、津波移動床モデルの高度化について、実務面への適用を視野に入れ、浅水理論を前提に少数のパラメータで構築されている高橋モデルの基本概念を踏襲することを基本に検討を行った。

検討では、前章で確認できた高橋モデルの多用な課題の特性を考慮に入れ、多角的な視点から3つのアプローチにて高橋モデルの高度化を図ることとした。1つ目は、高橋モデルの構造や構成因子の評価方法等に大きな問題がないことを前提に、メッシュの種類やサイズ等の計算条件や粒径等の外的要因に着目した。2つ目は、先にも述べた浮遊砂濃度の振動の要因ともなっている数値計算の差分法に着目した。また、最後の3つ目は、津波土砂移動に影響を及ぼす支配的因子を抽出した上で、その評価方法について、物理的観点に基づき改良を図った。

以下に、本章のまとめを整理する。

### 【外的要因に着目したアプローチ】

○外的要因としてメッシュサイズおよび粒径に着目し、モデルの改良による土砂移動への影響を感度分析的に検討した。

○この結果、メッシュサイズの改良が、高橋モデルの再現精度の向上に繋がる可能性は小さい。

○一方、粒径に関する改良は、再現精度の向上に繋がる可能性があることを確認した。ただし、実務面に配慮した場合、観測手法に課題が残る土砂粒子に対しての精度向上検討は、本研究の最重点課題ではないことから、粒径に関する改良は、今後の検討課題に留めることとした。

### 【差分法に着目したアプローチ】

○差分法として浮遊砂濃度の移流項の算定に着目し、風上差分による算定方法を採用した改良モデルを構築し、土砂移動への影響を感度分析的に検討した。

○この結果、高橋モデルで見られた交換砂量の時系列変化の微振動を抑制できた一方で、交換砂量（特に、巻上げ砂量）が全体的に低下したため、土砂移動量が減少する結果となった。

○これは、高橋モデルに比して、全体的に土砂移動の再現性を悪化させていることから、改良モデルの採用は、津波移動床モデルの高度化にあたっては不利に作用する可能性が高い。よって、本研究では、浮遊砂濃度の移流に対して風上差分による算定方法は採用しない。

### 【支配的因子に着目したアプローチ】

○高橋モデルにおいて土砂移動に影響を及ぼす因子として、無次元掃流力、流砂量式係数、飽和浮遊砂濃度、沈降速度、底面勾配に着目し、これらの大きさを個別に変化させた感度分析結果から、土砂移動に特に大きな影響を及ぼす可能性のある4つの支配的因子（無次元掃流力、流砂量式係数、飽和浮遊砂濃度、沈降速度）を抽出した。

○これら4つの支配的因子（無次元掃流力、流砂量式係数、飽和浮遊砂濃度、沈降速度）に対して、高橋モデルでの評価方法を、最新の知見や物理的に想定される現象を踏まえて改良し、個別にその改良効果を確認した。

○この結果、無次元掃流力、流砂量式係数、飽和浮遊砂濃度において、高橋モデルに比べて再

現精度の向上が確認できた。

○さらに、上記の改良を同時に考慮したモデルを、本論の提案モデルとして検討した結果、2011 東北津波による地形変動実績に対し、湾口～狭窄部にかけての土砂移動分布や変動特性を著しく向上させることができた。一方で、湾奥に対する再現性は依然として低くなっており、流れの三次元性が再現精度の低下を招いている可能性が示唆される。

また、今回、各支配的因子が土砂移動に及ぼす影響を個別に評価しており、各因子間の相互影響までは検討していない。例えば、土砂移動への影響が限定的であった沈降速度は、巻上げ砂量の増加により土砂移動を助長させる可能性もある。このため、物理的な相互間の影響特性を把握・考慮した上で、改良モデルの最適化を行うことは、更なる津波移動床モデルの再現性向上に繋がる可能性を有しているといえる。加えて、海底地形を構成する土砂粒子の状況（粒径、粒度分布等）も、土砂移動に影響を及ぼす因子であり、これらの影響を考慮可能なモデルへ発展の上、土砂粒子の影響を分析していくことも今後の重要な課題といえる。

なお、本検討では、緻密な実績データを有する 2011 東北津波を対象に検討を行っている。一方で、津波による土砂移動特性は、外力条件によっても変化する可能性があり、真に津波移動床モデルの高度化を図るためには、いずれの津波に対して精度の高い結果を算定できる汎用性も重要である。

よって、後章では、大規模な地形変動が確認されており、かつ 2011 東北津波とは外力条件が大きく異なる 1960 千利津波に、本提案モデルを適用しモデルの汎用性を検討している。



## 第6章 新しい津波移動床モデルの汎用性に関する検討・考察

前章では、高橋モデル<sup>8)</sup>をベースに多角的な観点で種々の改良を図った結果、2011 東北津波による地形変動分布の再現性は、高橋モデルに比べて大きく向上させることができた。ただし、前章では、2011 東北津波のみを対象としており、津波移動床モデルの高度化を図る上で、任意の外力に対する再現性の向上は勿論のこと、別の外力に対しても再現性の向上に繋げられるような汎用性の高いモデルへと改良することも重要な課題である。

このため、本章では、2011 東北津波での実績データほど緻密ではないものの、津波来襲前後の海底地形データが観測されており、かつ高橋モデルの再現検証に用いられた 1960 年チリ津波を対象に本提案モデルを適用した。これにより、実績および高橋モデルの検討結果と比較・考察することで、本提案モデルの汎用性について検証するとともに、課題が見られた際には、その要因を分析し、必要に応じて再現精度を維持するための着眼点について試行的な検討を行う。なお、気仙沼湾では、2010 年チリ津波前後において、2011 東北津波と同レベルでの海底地形データが観測されているが、第 2 章でも述べたように、津波による地形変動がほとんどなかったため、検証対象からはずすものとした。

### 6-1 1960 年チリ津波への適用

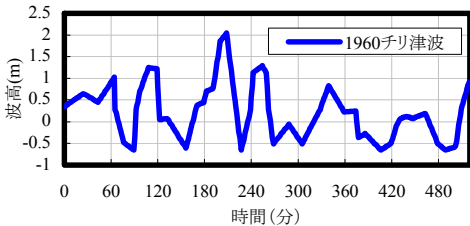
#### 6-1-1 検討方針

本節では、本提案モデルの汎用性を検証するため、1960 年チリ津波を対象に津波移動床計算を実施する。ここで、本検証では実績変動分布との比較・検証に加え、高橋モデルによる計算結果との比較・検証も重要であり、汎用性の可否を判断する上で、少なくとも高橋モデルの計算結果と同等以上の再現性が求められると考えられる。このため、高橋モデルの計算結果との比較・検証にあたっては、津波移動床モデル以外の計算条件は、地形変動に影響を及ぼさないように全て一致させた上で実施することとした。

## 6-1-2 計算条件および計算ケース

表 6-1-1 に計算条件の一覧を示す。高橋モデルにおける 1960 千リ津波の再現計算では、25m メッシュの地形データを用いて実施しており、本提案モデルにおいても同様の地形データを用いて実施した。また、その他、外力波形、粗度、粒径、計算時間、計算時間間隔等、全ての計算条件を一致させた上で実施した。

表 6-1-1 計算条件と計算ケース

項目	計算条件
基礎式	・非線形長波理論
差分法	・リープ・フロッグ法
計算モデル	・既往モデル ・本改良モデル
計算メッシュ	・160×178の25mメッシュ
地形データ	・高橋ら(1999)の再現検証に使用した1960千リ津波来襲前の地形データ
粗度係数	・0.025
粒径	・0.3mm
計算時間	・5時間40分
初期潮位	・T.P.+0.00m
外力条件	・1960千リ津波波形 
計算ケース	・case1: 既往モデルによる計算 ・case2: 本改良モデルによる計算

### 6-1-3 計算結果の考察

高橋モデルおよび本提案モデルによる地形変動量および実績の地形変動量を表 6-1-2 および図 6-1-1 に示す。また、それぞれの地形変動分布を図 6-1-2 に示す。

この結果、本提案モデルによる地形変動分布は、実績と比べて狭窄部での侵食や狭窄部入り口での堆積傾向など一部範囲での地形変動分布を定性的に再現しているものの、湾口での侵食や湾奥での堆積などは湾全体的な地形変動分布は再現性に乏しく、土砂移動量も実績の10%未満と極端に低い値となっている。また、高橋モデルによる再現結果と比較した場合、土砂移動分布は、定性的に類似しているものの、全体的に土砂移動量を過少に評価しており、本提案モデルによる再現結果は、高橋モデルと比べて、より実績から乖離する結果となった。

表 6-1-2 高橋モデル，提案モデルおよび実績の土砂移動量の比較

	堆積量(万m <sup>3</sup> )	侵食量(万m <sup>3</sup> )	堆積率
実績	82.38	259.00	0.32
既往モデル	48.42	54.37	0.89
本提案モデル	5.29	5.32	1.00

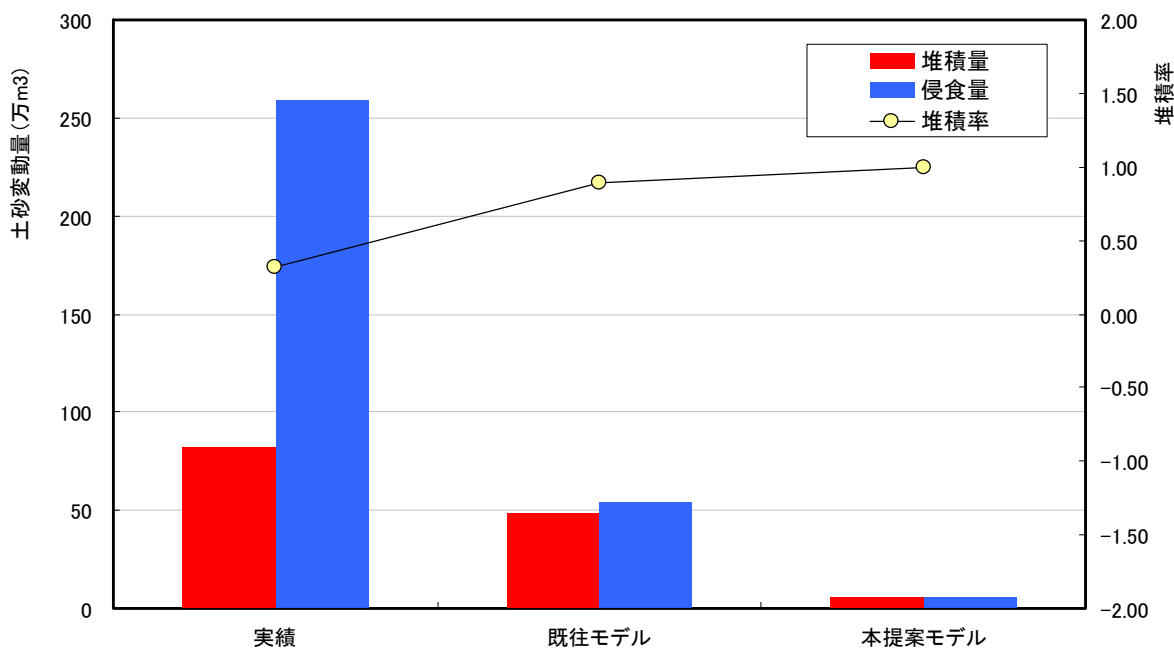


図 6-1-1 高橋モデル，提案モデルおよび実績の土砂移動量の比較

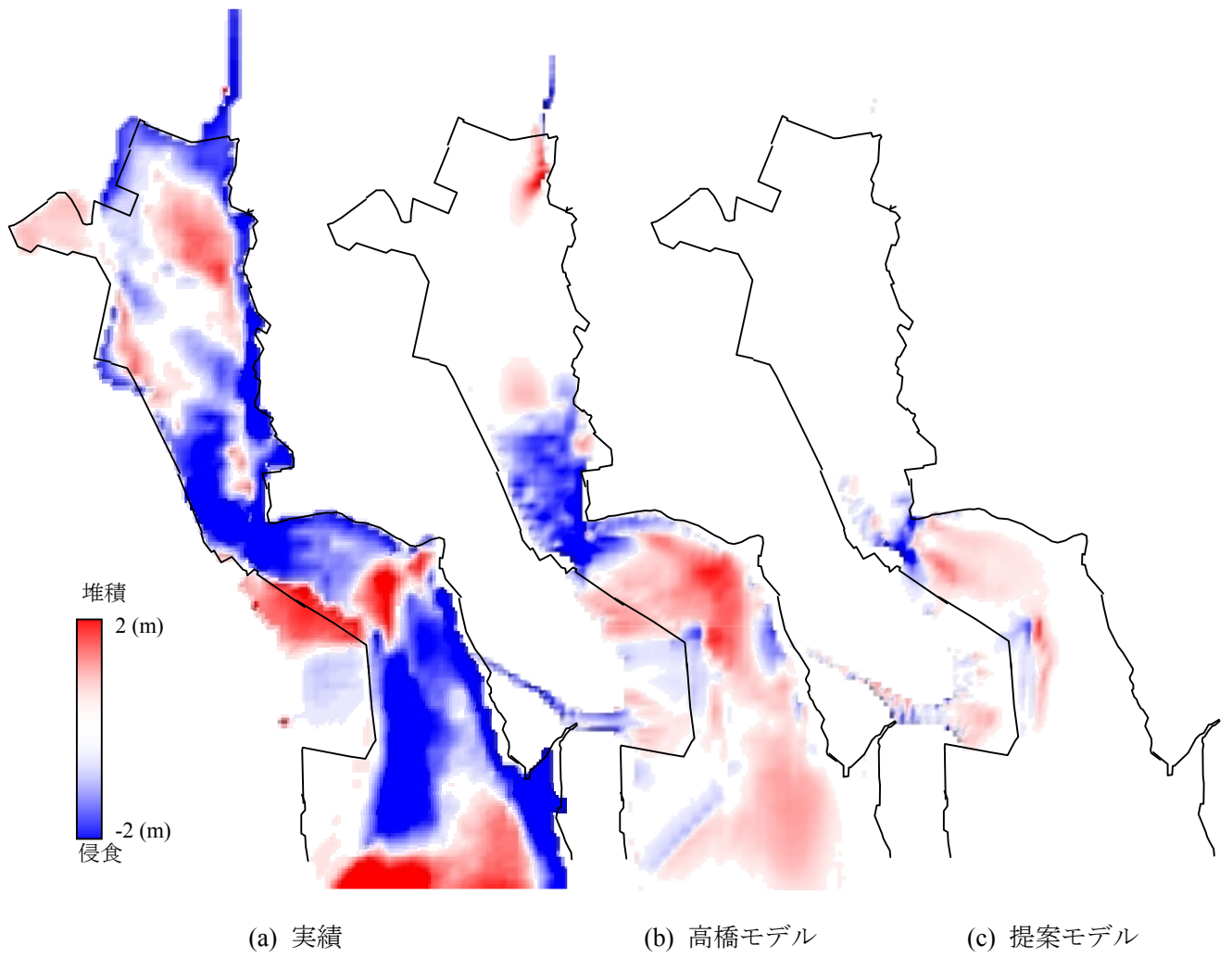


図 6-1-2 高橋モデル，提案モデルおよび実績の土砂移動量分布の比較

#### 6-1-4 本提案モデルによる精度悪化の要因分析

前述の検討により、本提案モデルを1960チリ津波に適用した結果、推定した地形変動分布は、実績に比べて大きく乖離しており、高橋モデルで推定した地形変動分布の再現性に比べて著しく悪化する傾向にある。

ここでは、本提案モデルが、高橋モデルに比べて1960チリ津波の再現性を悪化させた要因について分析し、改善に向けての着眼点について検討した。

##### (1) 分析方法

再現性悪化の要因は、本提案モデルと高橋モデルの違いに着目し、その違いを個別に改良させた計算を実施することで、地形変動に支配的な影響を及ぼしている要因を探る。ここで、本提案モデルと高橋モデルの違いは、①飽和浮遊砂濃度を定数から流速の関数式へ改良（以下、飽和浮遊砂濃度式の改良）、②掃流砂量式、巻上げ砂量式の係数の改良（以下、流砂量式係数の改良）、③無次元掃流砂量を規定する摩擦速度の評価方法として、圧力勾配の影響を考慮できるLog-wake則に基づく評価方法へ改良（以下、無次元掃流力の改良）の3点である。

よって、上記3点が再現性の悪化を招いていると考えられるため、高橋モデルから上記3点を個別に改良したモデル（case1：飽和浮遊砂濃度の改良のみ実施したモデル、case2：流砂量式係数の改良のみ実施したモデル、case3：無次元掃流力の改良のみ実施したモデル）を用いて、1960年チリ津波の再現計算を実施し、地形変動分布を比較・考察する。

計算条件、計算ケースを整理すると下表に示すとおりである。

表 6-1-3 計算条件および計算ケース

項目	計算条件
基礎式	・非線形長波理論
差分法	・リープ・フロッグ法
計算モデル	・既往モデル ・本改良モデル
計算メッシュ	・160×178の25mメッシュ
地形データ	・高橋ら(1999)の再現検証に使用した1960チリ津波来襲前の地形データ
粗度係数	・0.025
粒径	・0.3mm
計算時間	・5時間40分
初期潮位	・T.P.+0.00m
外力条件	・1960チリ津波波形 
計算ケース	・case1: 飽和浮遊砂濃度式の改良 ・case2: 流砂量式係数の改良 ・case3: 無次元掃流力の改良

## (2) 検討結果

各ケースの土砂移動量の計算結果を、図 6-1-3 および表 6-1-4 に示す。また、図 6-1-4 に地形変動分布の比較を示す。なお、各図および表には、比較対象として高橋モデルおよび本提案モデルの計算結果も併せて示す。

この結果、case1, case3 に比べて case2 で大きな違いが見られ、case2 の結果が、概ね本提案モデルの再現結果と同等の結果となっている。一方で、case1 の結果は、高橋モデルと比べ、狭窄部入り口の堆積域がやや増加しているものの、概ね高橋モデルの再現結果と同等の結果となっている。また、case3 の結果も、高橋モデルと比べ、狭窄部～湾曲にかけての変動分布にやや違いが見られるものの、概ね高橋モデルの再現結果と同等の結果となっている。

このことから、本提案モデルにおける再現性の悪化は、case2 の流砂量式係数の改良が支配的に影響していると考えられ、これは、掃流砂量、巻上げ砂量式係数の更新が土砂移動量の低下を招いたものと推察される。加えて、巻上げ砂量の低下は、浮遊砂濃度の低下を引き起こし、飽和浮遊砂濃度との関連性を弱めることから、本提案モデルにおける飽和浮遊砂濃度の改良は、地形変動分布にほとんど影響を及ぼさなかったことが考えられる。一方で、土砂移動量が比較的多い高橋モデルでは、飽和浮遊砂濃度との関連性が残るため、前述のとおり、狭窄部の一部区域で地形変動分布に差異が生じたと考えられる。

以上より、1960 年チリ津波の再現性の悪化を真似ている要因は、流砂量係数の改良に限定される。このため、流砂量式係数の評価方法の検討を行うことで、少なくとも本提案モデルで実現した 2011 東北津波の再現性を維持しつつ、1960 年チリ津波の再現性は高橋モデルと同等程度確保できるモデルの検討を行う。

表 6-1-4 各ケースにおける土砂移動量の比較

	堆積量(万m3)	侵食量(万m3)	堆積率
既往モデル	48.42	54.37	0.89
本提案モデル	11.45	11.48	1.00
case1 (飽和浮遊砂濃度式の改良)	69.66	78.77	0.88
case2 (流砂量式係数の改良)	5.22	5.24	1.00
case3 (無次元掃流力の改良)	58.88	64.65	0.91

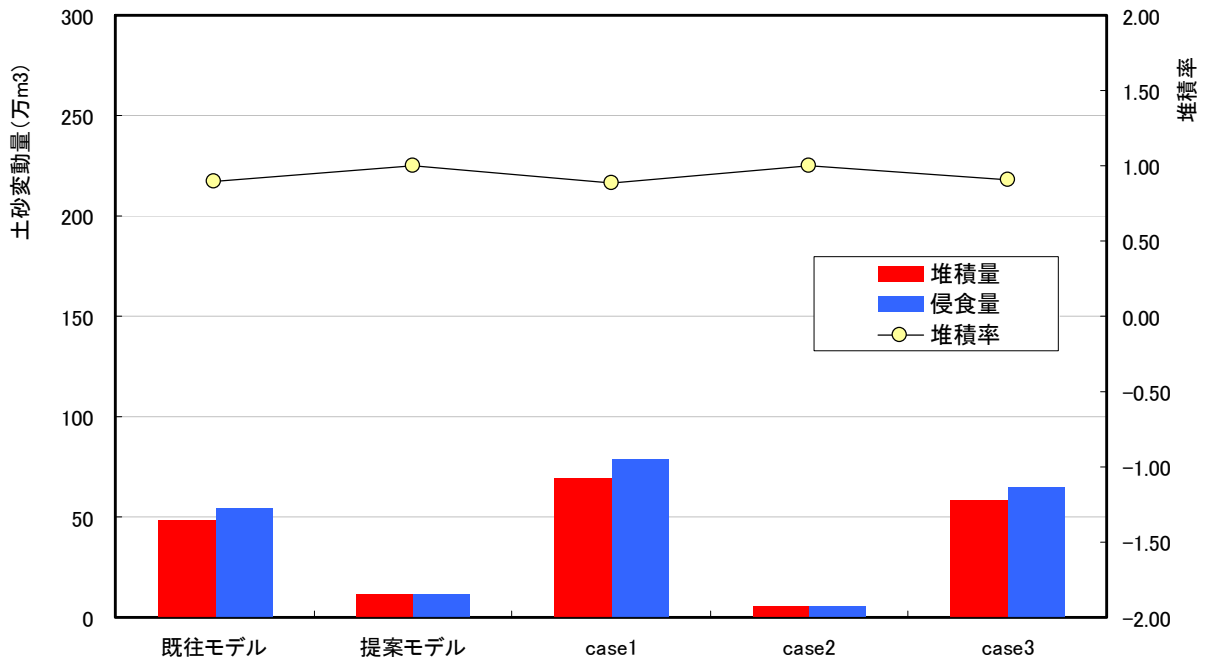


図 6-1-3 各ケースにおける土砂移動量の比較



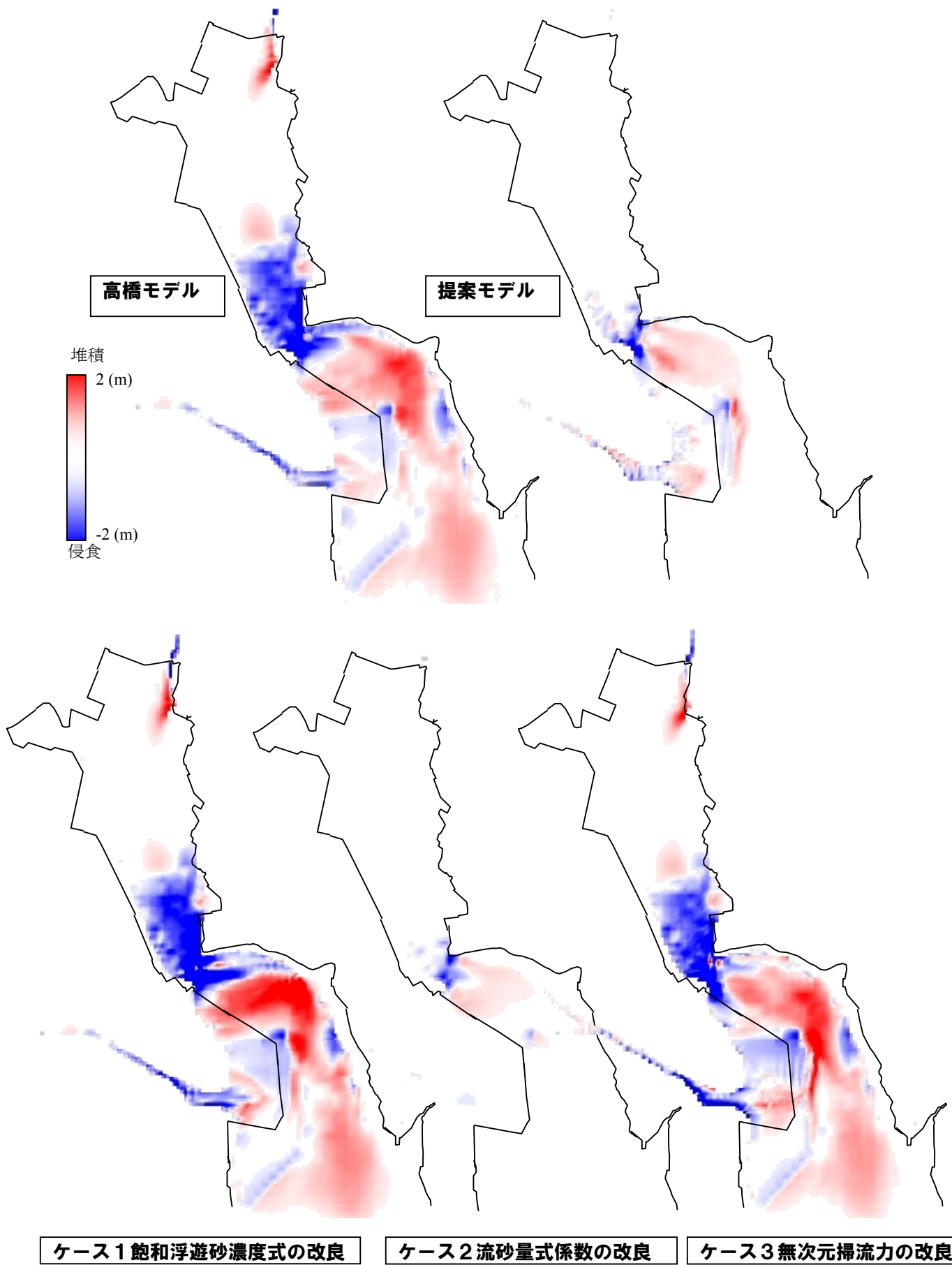


図 6-1-4 各ケースの地形変動分布の比較

## 6-2 汎用性の向上を目的とした津波移動床モデルの更なる改良

前節において、本提案モデルを 1960 年チリ津波に適用した結果、高橋モデルに比べて再現性の悪化を招く結果となり、これは本提案モデルの改良項目の 1 つである『流砂量式係数の改良』に起因していることが確認された。このため、本節では、『流砂量式係数の改良』について、更なる改良を加えることで、少なくとも本提案モデルで実現した 2011 年東北津波の再現性を維持しつつ、1960 年チリ津波の再現性を高橋モデルと同等程度確保できるモデルの検討を行う。

### 6-2-1 流砂量式係数の改良とその課題

流砂量式係数の改良は、前章にも示したとおり、係数  $a$  が津波外力や底質条件に依存していると考え、高橋ら(2012)が、大型水理実験結果を踏まえて提示した津波に対する 3 種類の粒径と係数  $a$  との関係から、粒径と係数  $a$  の関数式を提案し、気仙沼湾の底質粒径に応じた流砂量式係数を設定している（掃流砂量については 3.56、巻上げ砂量については  $3.43 \times 10^{-5}$  を採用）。

この係数について、2011 年東北津波および 1960 年チリ津波の再現性から、2011 年東北津波では概ね妥当であるものの、1960 年チリ津波では過小になっていると考えられる。このため、双方の津波において妥当な流砂量を推定するためには、流砂量式係数の関数化（すなわち、津波の性質により変動する量と考える）、や流砂量モデルの再構築（すなわち、現在想定している流砂現象が、津波の性質によっては成り立たなくなると考える）などが考えられる。

ここで、本研究では、実務面への適用を視野に入れ、浅水理論を前提に少数のパラメータで構築されている高橋モデルの基本概念、すなわち流砂量モデルを極力踏襲することを前提としているため、流砂量式係数の関数化による改良により検討することとした。

### 6-2-2 流砂量式係数の改良

#### (1) 改良方針

流砂量式係数の関数化にあたり、流砂量式係数に影響を及ぼす因子、すなわち関数式の変数として考慮すべき因子の選定は非常に重要な課題である。また、変数とする因子は、流砂量式係数に支配的な影響を及ぼすことに加え、それ自体の評価に対する不確定要素が少ないことも重要である。例えば、流砂量式係数の関数を構成する因子に、複雑な物理諸元を選定した場合、算定される流砂量式係数が、その諸元の確度にも依存する。このため、選定した物理諸元が不明確な場合、その時点で流砂量式係数は適切に評価できない可能性が高いことを意味する。よって、流砂量式係数の関数を構成する因子は、容易に精度良く評価できる因子を前提とすることが重要といえる。

続いて、2011 年チリ津波と 1960 年チリ津波の違いに着目する。これは、流砂量式係数は、両者の特徴を適切に評価でき、かつその違いを確実に反映できる因子でなければならないことに起因する。ここで、図 6-2-1 に 2011 年東北津波と 1960 年チリ津波の津波移動床計算で使用している入力波形および流速が大きい狭窄部でのシールズ数を比較する。

この結果、水位波形は大きく異なり、2011 年東北津波では波高が極めて高く、また近地津波の特徴から周期も短くなっている。また、無次元掃流力（シールズ数）においても、2011

東北津波では大きい挙動を示す一方で、1960 チリ津波では緩やかな挙動となっており、両者ともその差は明瞭である。

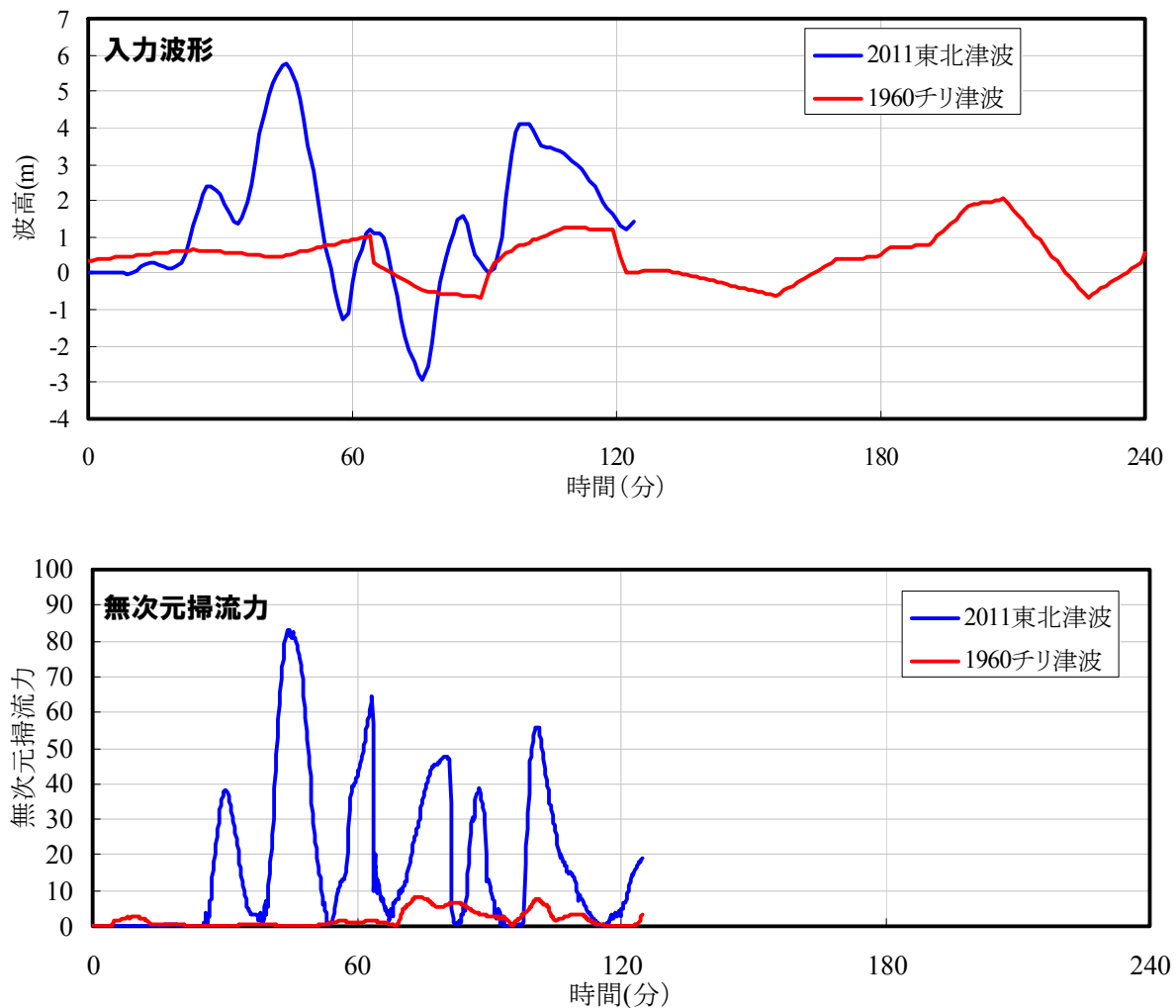


図 6-2-1 1960 年チリ津波と 2011 年東北津波の入力波形の比較

ここで、流砂量は無次元掃流力に規定されており支配的な影響を受けていることから、流砂量式の絶対量を決める流砂量式係数においても、無次元掃流力の関数と考える。ところで、図 6-2-1 より、両者の津波における狭窄部の無次元掃流力は、その大きさに明瞭な差異が生じているものの、これに加え周期にも差異が生じており、津波の規模を除けば近地津波と遠地津波の最も特徴的な違いといえる。加えて、第 2 章での津波土砂移動実績における津波波形の関係より、周期の重要性も提示されている。

このため、本研究では、無次元掃流力ではなく、周期の影響も間接的に考慮可能な『無次元掃流力の非定常性』に着目することとした。

まず、2011 東北津波と 1960 チリ津波の無次元掃流力とその非定常性の特徴を把握するため、湾内の主要 5 地点 (図 6-2-2) における無次元掃流力と無次元掃流力の時間変化の時系列変化を図に示す。なお、図 6-2-3 では各地点の時系列挙動が判断できるように、縦軸のスケールを調整して表示している。

この結果，地点別の比較を行った場合，狭窄部（Point3）および狭窄部～湾口（Point4）にかけての無次元掃流力が他の地点に比べて突出して大きく，これに伴い無次元掃流力の時間変化も大きくなっている。

また，絶対量の大きい狭窄部（Point3）および狭窄部～湾口（Point4）にかけて両津波の比較を行った場合，2011東北津波では，押し波・引き波時に±4.0前後の変動が見られるものの，1960年チリ津波ではほぼ0前後を推移していることがわかる。

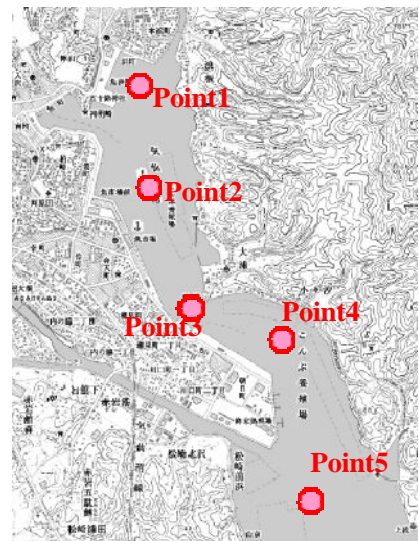


図 6-2-2 湾内の主要5地点

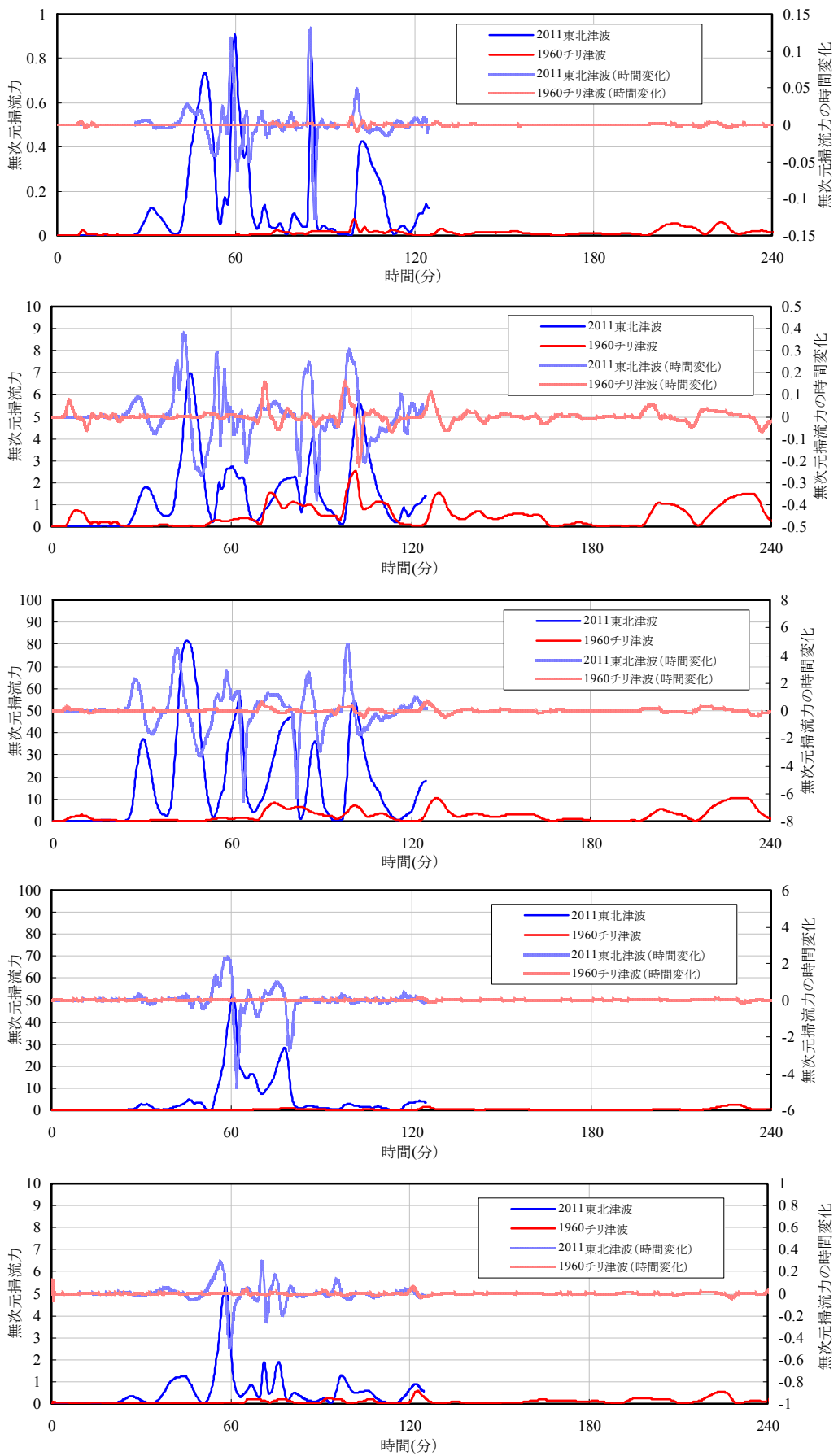


図 6-2-3 主要 5 地点の無次元掃流力とその時間変化の時系列変化の比較

## (2) 改良方法

本研究における流砂量式の検討については、現時点において津波土砂移動に対する流砂量式係数の非定常性に関する研究が、これまで実験レベルを含めても皆無であることから試行的な検討を目的とし、物理的な側面は抜きに、1960 千リ津波、2011 東北津波のそれぞれの再現性および前述の無次元掃流砂の非定常性等を踏まえ、簡易な式で設定することとした。

ここで、2011 東北津波および 1960 千リ津波の両者の再現性とも向上させることを考慮した場合、2011 東北津波では、提案モデルの流砂量式係数（掃流砂：3.56、巻上げ砂： $3.43 \times 10^{-5}$ ）が適しており、逆に 1960 年千リ津波では、高橋モデルの流砂量式係数（掃流砂：21、巻上げ砂：0.012）が適している。これに加え、上述の無次元掃流力の時間変化（ $\partial\tau_*/\partial t$ ）の比較から、流砂量式係数と  $\partial\tau_*/\partial t$  は、図 6-2-4 に示す関係性が仮定できる。

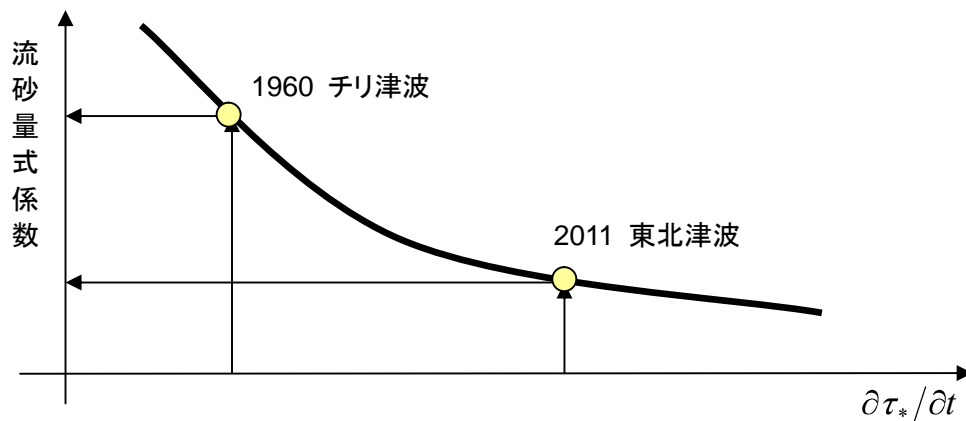


図 6-2-4 流砂量式係数と無次元掃流力による時間変化のイメージ

よって、本研究では、まず、図 6-2-4 に示す関係性を再現でき、かつ簡易に評価可能な下式を基本式として与える。

$$A_p = a \times \left( \frac{\partial\tau_*}{\partial t} \right)^{-2} \quad \dots \dots \dots (6-1)$$

ここで、 $A_p$  は流砂量式係数、 $\partial\tau_*/\partial t$  は無次元掃流力の時間変化とし、 $a$  は流砂量式係数の大きさに関わるパラメータとし、本研究では感度分析的に評価を行うこととした。

また、 $\partial\tau_*/\partial t$  について、 $\tau_*$  はこれまでの計算結果より、時空間的に微振動を伴っているケースが確認されており、この時間として、 $\partial\tau_*/\partial t$  を算定した場合、流砂量が大きく振動する可能性が計算の不安定化が間逃れない。

このため、本研究では、 $\partial\tau_*/\partial t$  を図 6-2-5 および式 (6-2) に示すとおり、1 分ピッチごとの最小二乗法で算定し、これを用いることとした。

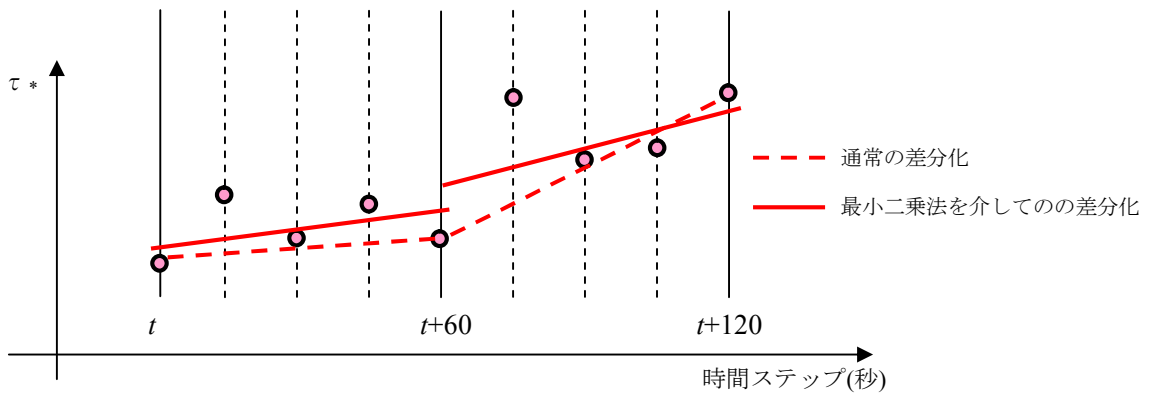


図 6-2-5 最小二乗法の導入効果のイメージ

【最小二乗法による傾き  $a'$  の算定式】

$$\frac{\partial \tau_*}{\partial t} = \frac{N \sum_{i=1}^N t_i \tau_{*i} - \sum_{i=1}^N t_i \sum_{i=1}^N \tau_{*i}}{N \sum_{i=1}^N t_i^2 - \left( \sum_{i=1}^N t_{*i} \right)^2} \dots \dots \dots (6-2)$$

ここで、 $t$  は時間、 $\tau_*$  は無次元掃流力、 $N$  は 1 分間の時間ステップ（例えば、 $dt=0.1s$  で計算している場合は、 $N=600$ ）である。

(3) 係数  $a$  の推定方法

式(6.1)に用いる係数  $a$  は、流砂量式係数の大小関係を確定する上で、非常に重要なパラメータである。ここで、本検討では係数  $a$  に対して感度分析的に評価することとしているが、概ねのスケールについては事前に把握しておく必要がある。

ここで、無次元掃流力の変動が大きい狭窄部での時系列変化から、係数  $a$  のスケールについて推定する。図 6-2-6 に、2011 東北津波および 1960 年チリ津波における狭窄部での無次元掃流力の時間変化を示す。

この結果、無次元掃流力の時間変化は、2011 東北津波で概ね  $\pm 5$  を、1960 年チリ津波では、 $\pm 0.5$  付近を推移している。

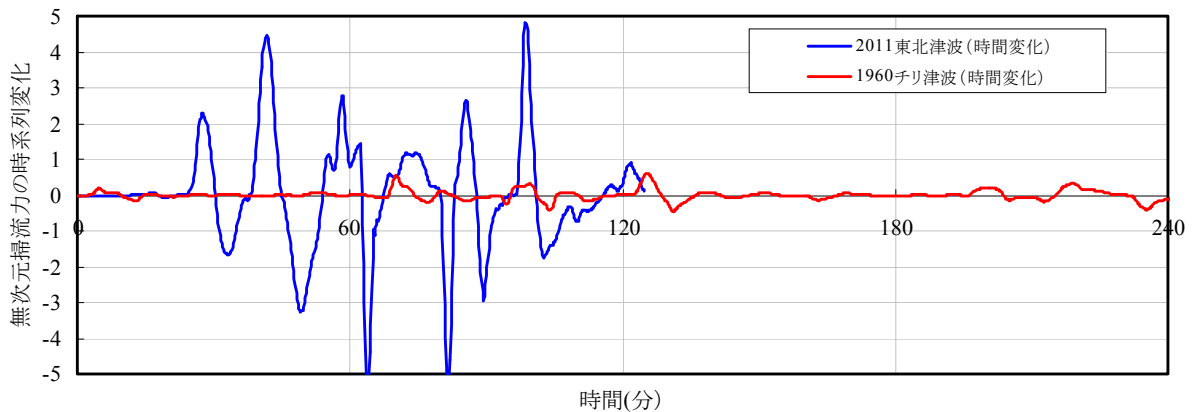


図 6-2-6 2011 東北津波および 1960 年チリ津波の無次元掃流力の時間変化



掃流砂量は、2011年東北津波では3.56、1960年チリ津波では21であることを考慮し、流砂量式係数は、平均的に図6-2-7に示す範囲でのスケールを示すと考える。

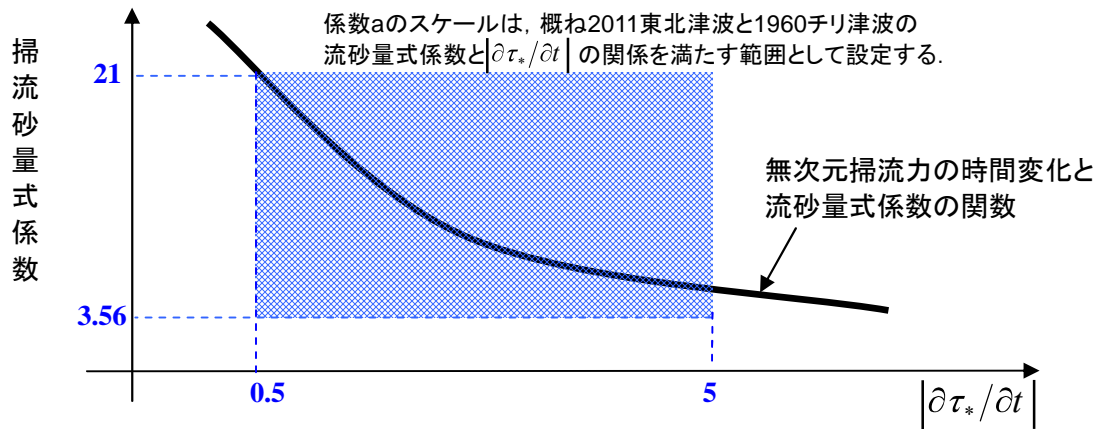


図 6-2-7 係数  $a$  の推定イメージ

上記を踏まえて推定した基本ケースの係数  $a$  は、図 6-2-8 に示すとおり設定し、掃流砂量式係数で 5.0、巻上げ砂量式係数で  $3.0 \times 10^{-3}$  となり、流砂量式係数を決める関数式は、式(6.3)、式(6.4)となる。なお、本式形では、無次元掃流力の時間変化が大きくなるほど、2011 東北津波・1960 チリ津波の適用範囲から乖離していく特徴にある。

また、式(6-3)、(6-4)では、掃流砂量の時間変動が小さい場合（すなわち、 $\partial\tau_*/\partial t$  が 0 に近い場合）、流砂量式係数が無限に大きくなり、数値的な不安定性を生じる可能性がある。このため、本検討では、流砂量式係数に上限値を設定することとし、上限値は高橋モデルの採用値（掃流砂：21、巻上げ砂：0.012）で設定することとした。

【掃流砂量式係数  $A_p$ 】 
$$A_p = 5.0 \times \left( \frac{\partial\tau_*}{\partial t} \right)^{-2} \dots \dots \dots (6-3)$$

【巻上げ砂量式係数  $B_p$ 】 
$$B_p = 3.0 \times 10^{-3} \times \left( \frac{\partial\tau_*}{\partial t} \right)^{-2} \dots \dots \dots (6-4)$$

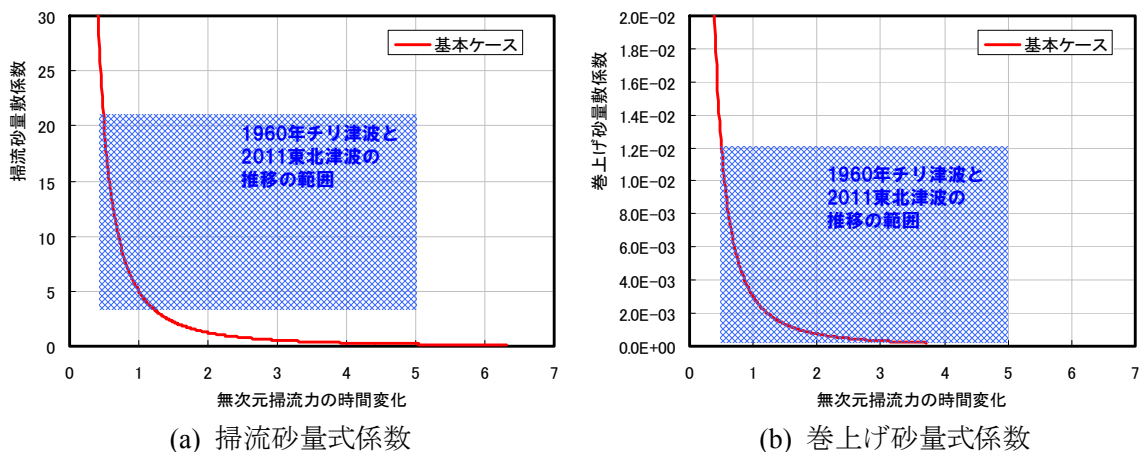


図 6-2-8 基本ケースにおけるケース a の設定

#### (4) 検討条件および検討ケース

上述の流砂量式係数の係数  $a$  は、2011 東北津波および 1960 年チリ津波における無次元掃流力と流砂量式係数の関係から、概ねのスケールで推定したに過ぎず、値自体に不確定性を有していると考えられる。

このため、本研究では、試行的な検討を目的としていることから、上記の不確定性に関しては感度分析を実施することで、その影響を考察することとした。なお、本検討の主たる意義は、流砂量式係数を定数から無次元掃流力の非定常性を考慮した関数式で評価することであり、流砂量式係数を非定常性の有する係数として扱うための可能性を提示する。

計算条件は、表 6-2-1 に示すとおりであり、計算ケースは、表 6-2-2 および図 6-2-9 に示すとおり基本ケースを含む 4 ケースを想定した。

表 6-2-1 計算条件

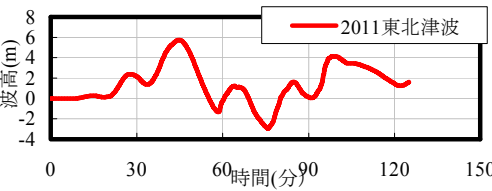
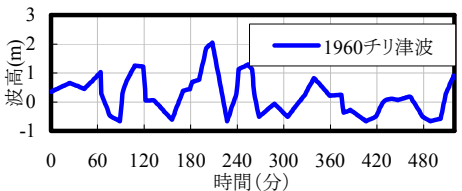
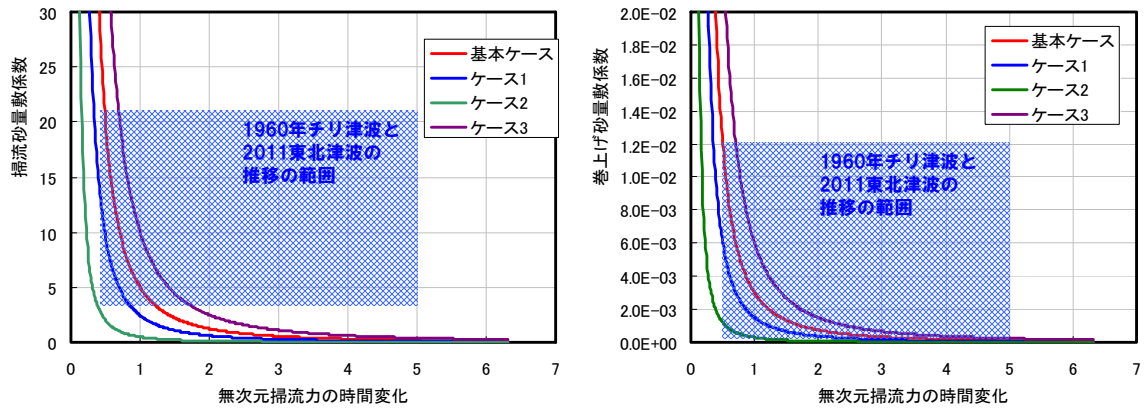
項目	計算条件(2011年東北津波)	計算条件(1960年チリ津波)
基礎式	・非線形長波理論	同左
差分法	・リーブ・フロッグ法	同左
計算モデル	・第5章提案モデルに流砂量式係数の関数式を導入したモデル	同左
計算メッシュ	・格子間隔:10m ・格子数241×341	・160×178の25mメッシュ
地形データ	・海域:2011年東北津波発生2ヶ月前に計測(原口ら, 2012)したC3Dデータから作成 ・陸域:国土地理院の5m標高メッシュから作成	・高橋ら(1999)の再現検証に使用した1960チリ津波来襲前の地形データ
粗度係数	・0.025	同左
粒径	・0.3mm	同左
計算時間	・2時間30分	・5時間40分
初期潮位	・T.P.+0.00m	同左
外力条件	・2011東北津波波形 	・1960チリ津波波形 
計算ケース	・基本ケースおよびケース1～ケース3 (次頁表を参照)	同左

表 6-2-2 計算ケース

計算ケース	掃流砂量係数を 決める係数 $a$	巻上げ砂量係数を 決める係数 $a$	備 考
基本ケース 〔本提案モデル (関数式導入後)〕	5.0	0.003	
ケース 1	2.5	0.0015	基本ケース×0.5 倍
ケース 2	0.5	0.0003	基本ケース×0.1 倍
ケース 3	10.0	0.006	基本ケース×2.0 倍



(a) 掃流砂量式係数

(b) 巻上げ砂量式係数

図 6-2-9 感度分析の検討ケースにおける係数  $a$  の設定

### 6-2-3 流砂量式係数の改良結果

#### (1) 改良結果と考察

本提案モデルに流砂量係数の関数式を導入した結果（以下：“関数式導入後”と表記，表 6-2-2 内の基本ケースに該当）として，表 6-2-3 および図 6-2-10 に 2011 東北津波の地形変動量を，表 6-2-4 および図 6-2-12 に 1960 千リ津波の地形変動量を示す．また，図 6-2-11 には 2011 東北津波の地形変動量分布を，図 6-2-13 に 1960 千リ津波の地形変動分布を示す．なお，それぞれ比較対象のため，各図および表には，実績の地形変動分布，高橋モデルによる地形変動分布，本提案モデル（流砂量式係数の関数式導入前：以下，関数式導入前）の計算結果も併せて示す．

この結果，図 6-2-10，図 6-2-11 より 2011 東北津波では，関数式導入後における湾全体の土砂移動量は，関数式導入前に比べて大きく増加しており，これまで過小に評価していた土砂移動量が一転して過大な評価に変わっている．また，堆積率は 0.7 程度であり，これは，関数式導入前に比べてやや低くなっているものの，高橋モデルに比べると高くなっており，高橋モデルからの再現性は向上できている．さらに，土砂移動分布は，高橋モデルの土砂移動分布と比較的類似しており，関数式導入前ほどの精度向上は得られていないものの，湾口部の堆積域など一部の範囲で精度向上が見られる．

これは，導入した関数式の式形が， $\partial\tau_*/\partial t$ が大きくなるほど，2011 東北津波・1960 千リ津波の適用範囲から乖離する傾向にあることが要因と推測される．すなわち，より  $\partial\tau_*/\partial t$  が大きい 2011 東北津波では，2011 東北津波・1960 千リ津波の適用範囲から外れた係数となる時間帯が多く，関数式導入前と同等の再現性が担保できなかったものと考えられる．

いずれにせよ，流砂量式係数に非定常性を考慮することで，土砂移動量に大きな影響を及ぼすことがわかる．

表 6-2-3 2011 東北津波における本提案モデル（関数式導入後）の土砂移動量

2011東北津波	堆積量(万m3)	侵食量(万m3)	堆積率
実績	91.13	66.18	1.38
既往モデル	32.48	82.38	0.39
本提案モデル (関数式導入前)	29.59	35.41	0.84
本提案モデル (関数式導入後)	123.24	188.04	0.66

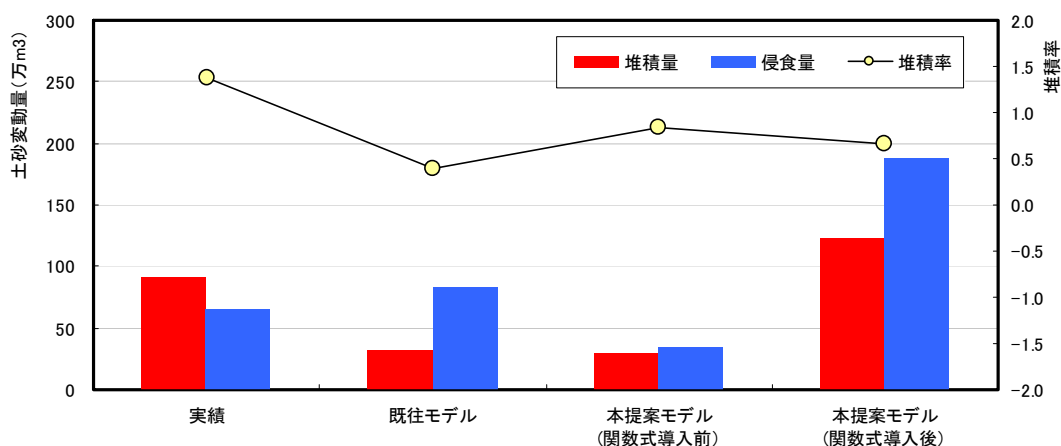


図 6-2-10 2011 東北津波における地形変動量の比較

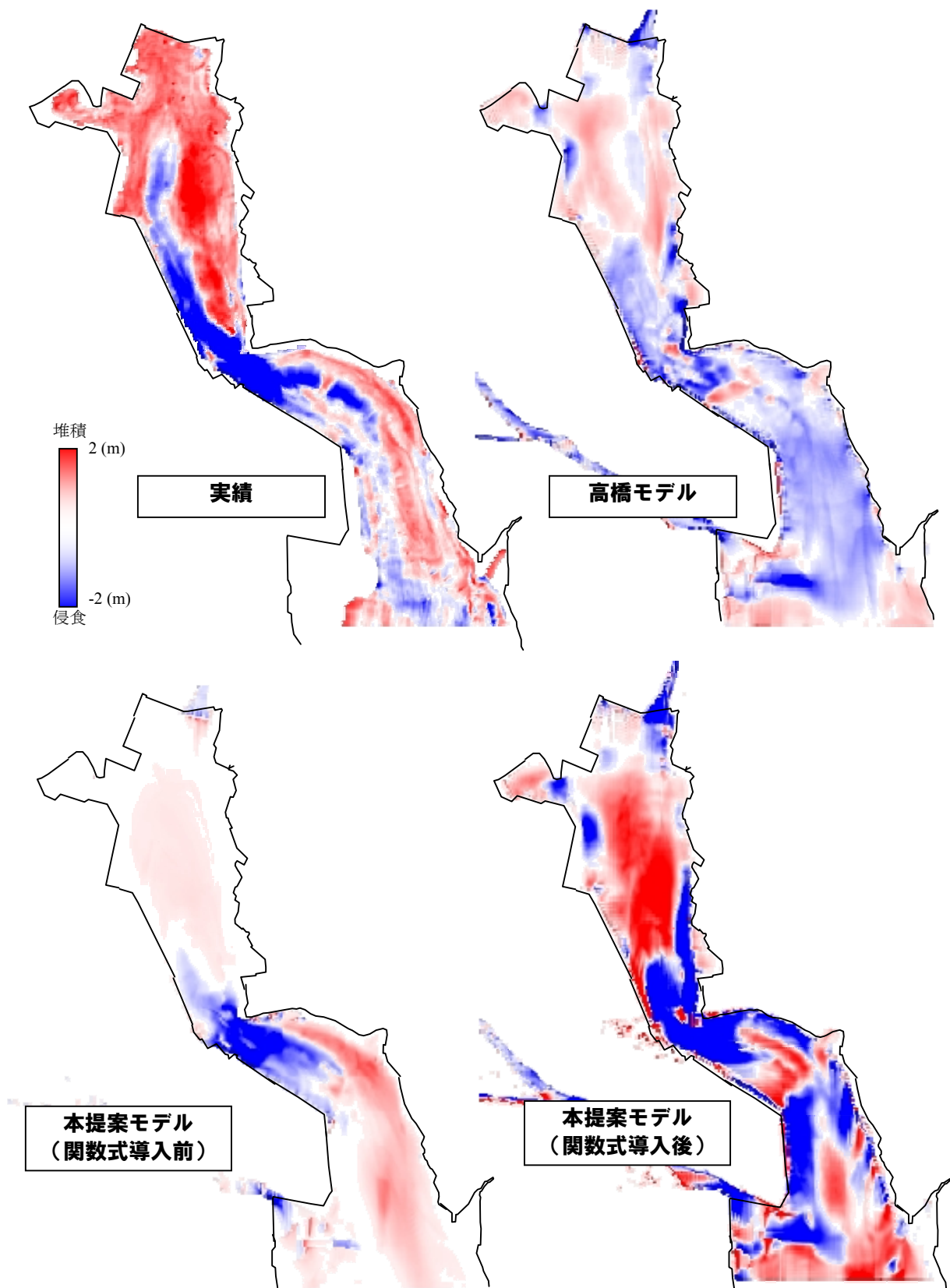


図 6-2-11 2011 東北津波における地形変動分布の比較

続いて、図 6-2-12、図 6-2-13 より 1960 千リ津波では、関数式導入前に比べて土砂移動量が増加しており、かつ高橋モデルに比べて、さらに実績に近づく傾向となるなど、関数式導入前での最大の課題となっていた土砂移動量の過小評価を大きく改善できている。

一方で、堆積率や土砂移動分布においては、高橋モデルと概ね同程度となっており、関数式導入により、高橋モデルが有していた再現性を概ね担保できたといえる。これは、 $\partial\tau_*/\partial t$  の小さい領域では、2011 東北津波・1960 千リ津波の適用範囲からの乖離が小さいことが要因と推測される。

表 6-2-4 1960 千リ津波における本提案モデル（関数式導入後）の土砂移動量

1960千リ津波	堆積量(万m3)	侵食量(万m3)	堆積率
実績	82.38	259.00	0.32
既往モデル	48.42	54.37	0.89
本提案モデル (関数式導入前)	11.45	11.48	1.00
本提案モデル (関数式導入後)	89.75	96.08	0.93

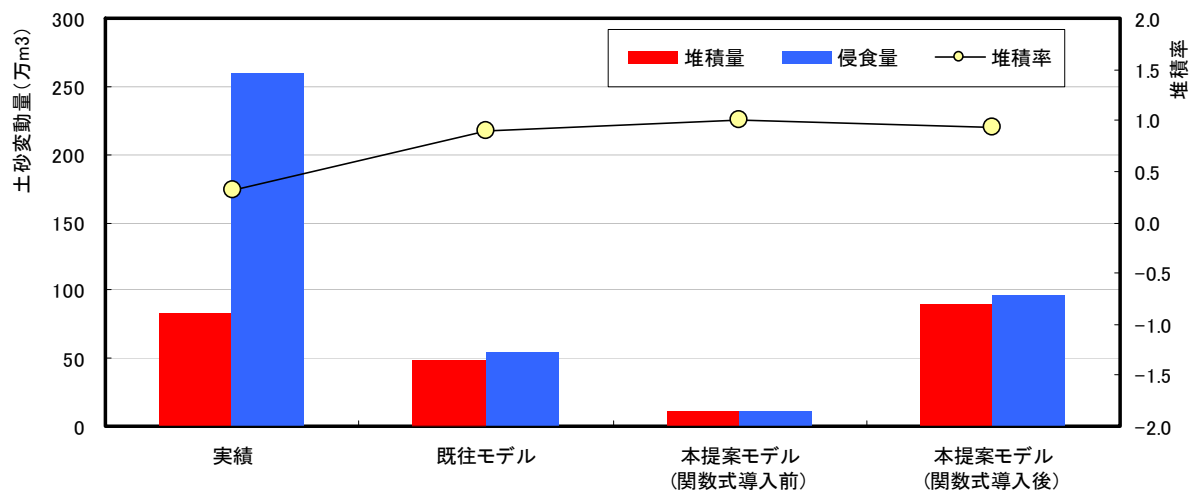


図 6-2-12 1960 千リ津波における地形変動量の比較

以上より、関数式導入後は、2011 東北津波において関数式導入前に比べて、やや再現性の低下が見られるものの、1960 千リ津波で見られた再現性の大幅な低下を解消させるなど、両津波に対して高橋モデルからの精度向上が実現できている。これは、津波移動床モデルの汎用性を高める上で、流砂量式係数に対して津波の非定常性を考慮することの必要性を示唆した結果といえる。

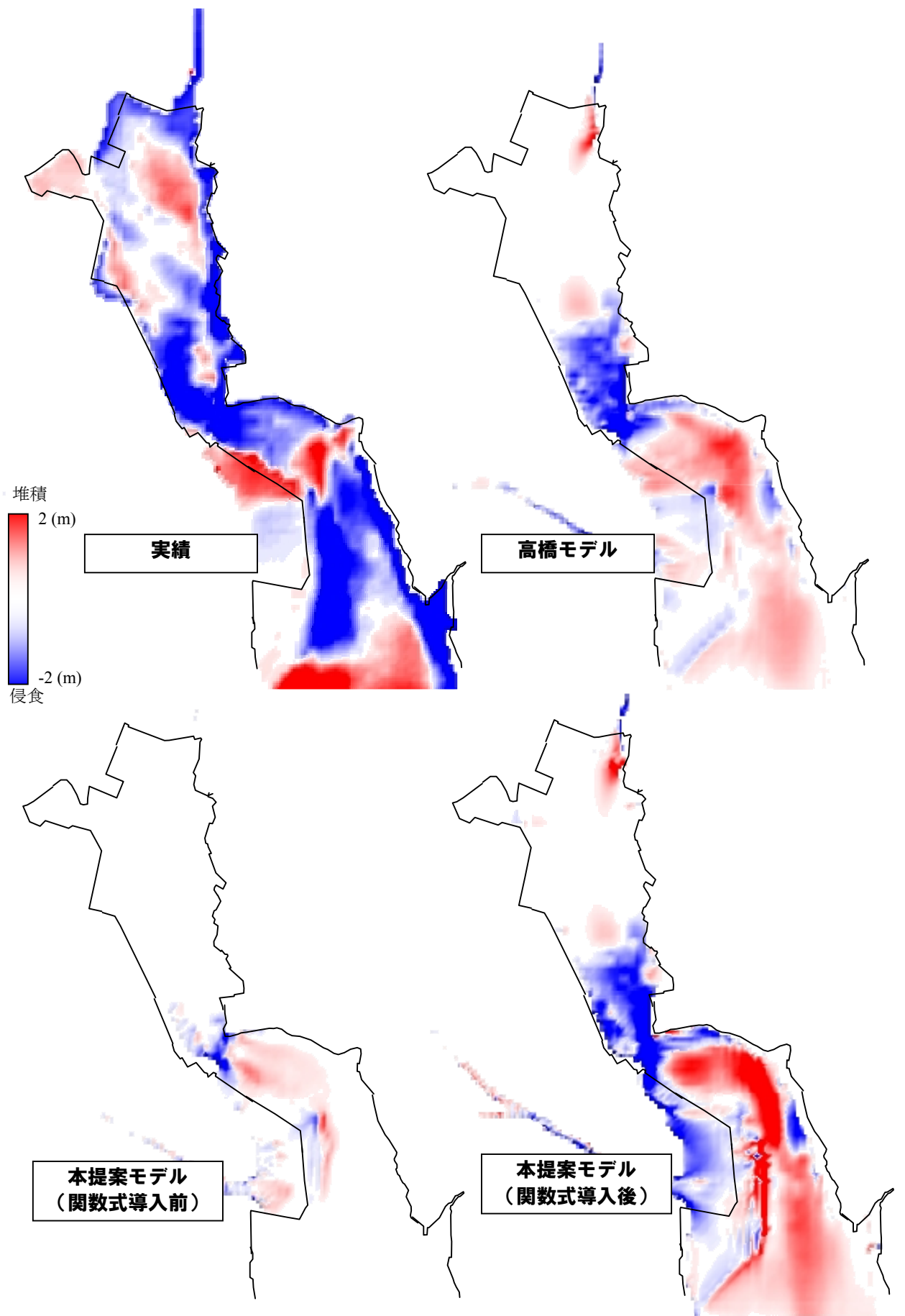


図 6-2-13 1960 チリ津波における地形変動分布の比較



## (2) 感度分析による評価

前述の検討により、流砂量式係数の関数化は、2011 東北津波・1960 チリ津波の再現性を、高橋モデルに比べて両者とも向上できることが確認できた。一方で、2011 東北津波では、第 5 章で提案したモデル（関数式導入前）と同等までの精度向上は担保できていない。このため、流砂量式係数の関数式 (6-3)、(6-4) において、不確定パラメータとして評価している係数  $a$  を感度分析的に設定し、上記の課題改善の糸口を探った。

2011 東北津波における土砂移動量の感度分析結果を、表 6-2-5 および図 6-2-14 に示すととともに、土砂移動分布の結果を図 6-2-15 に示す。この結果、いずれのケースにおいても土砂移動量の増加が見られるが、ケース 2 は、増加率が最も小さく実績に近い変動量となっている。また、土砂移動分布においても実績に近い分布を再現できており、特徴的な変動分布である湾口から狭窄部にかけての滲筋の再現性も高い。これは、ケース 2 では、係数  $a$  を小さくすることで、 $\partial \tau_* / \partial t$  の大きい領域において、2011 東北津波・1960 チリ津波の適用範囲との適合性が高くなるためと推測される。

表 6-2-5 2011 東北津波における係数  $a$  の感度分析結果（土砂移動量）

2011東北津波		堆積量(万m3)	侵食量(万m3)	堆積率
実績		91.13	66.18	1.38
既往モデル		32.48	82.38	0.39
本提案モデル (関数式導入前)		29.59	35.41	0.84
本提案モデル (関数式導入後)	基本ケース	123.24	188.04	0.66
	ケース1	106.74	171.15	0.62
	ケース2	72.38	112.86	0.64
	ケース3	128.60	170.83	0.75

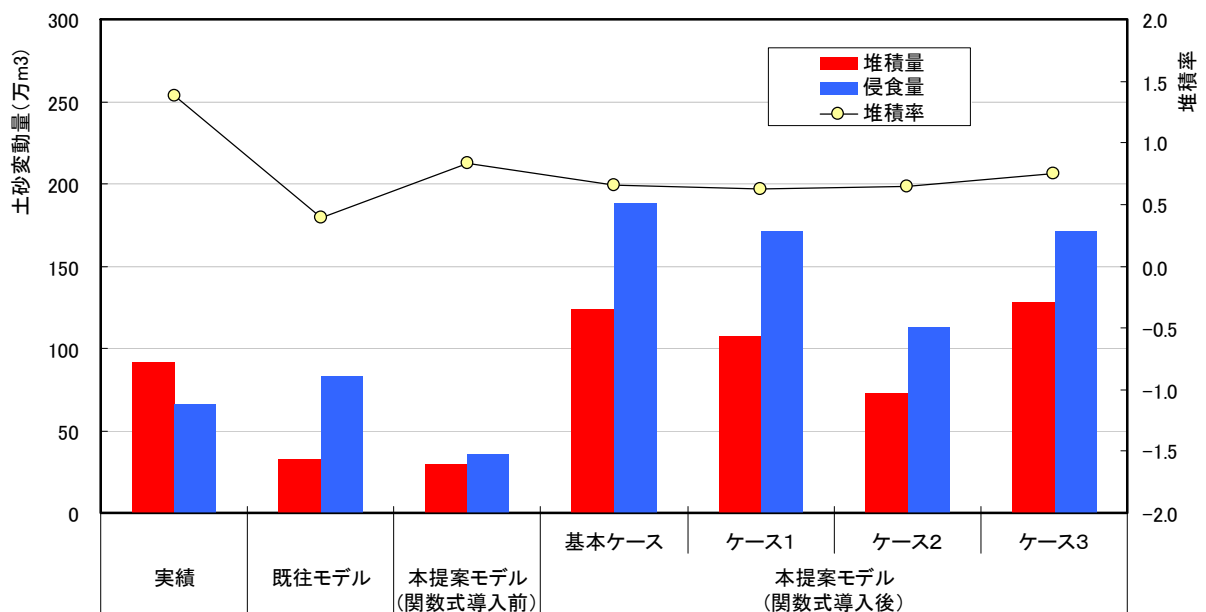


図 6-2-14 2011 東北津波における係数  $a$  の感度分析結果（土砂移動量）

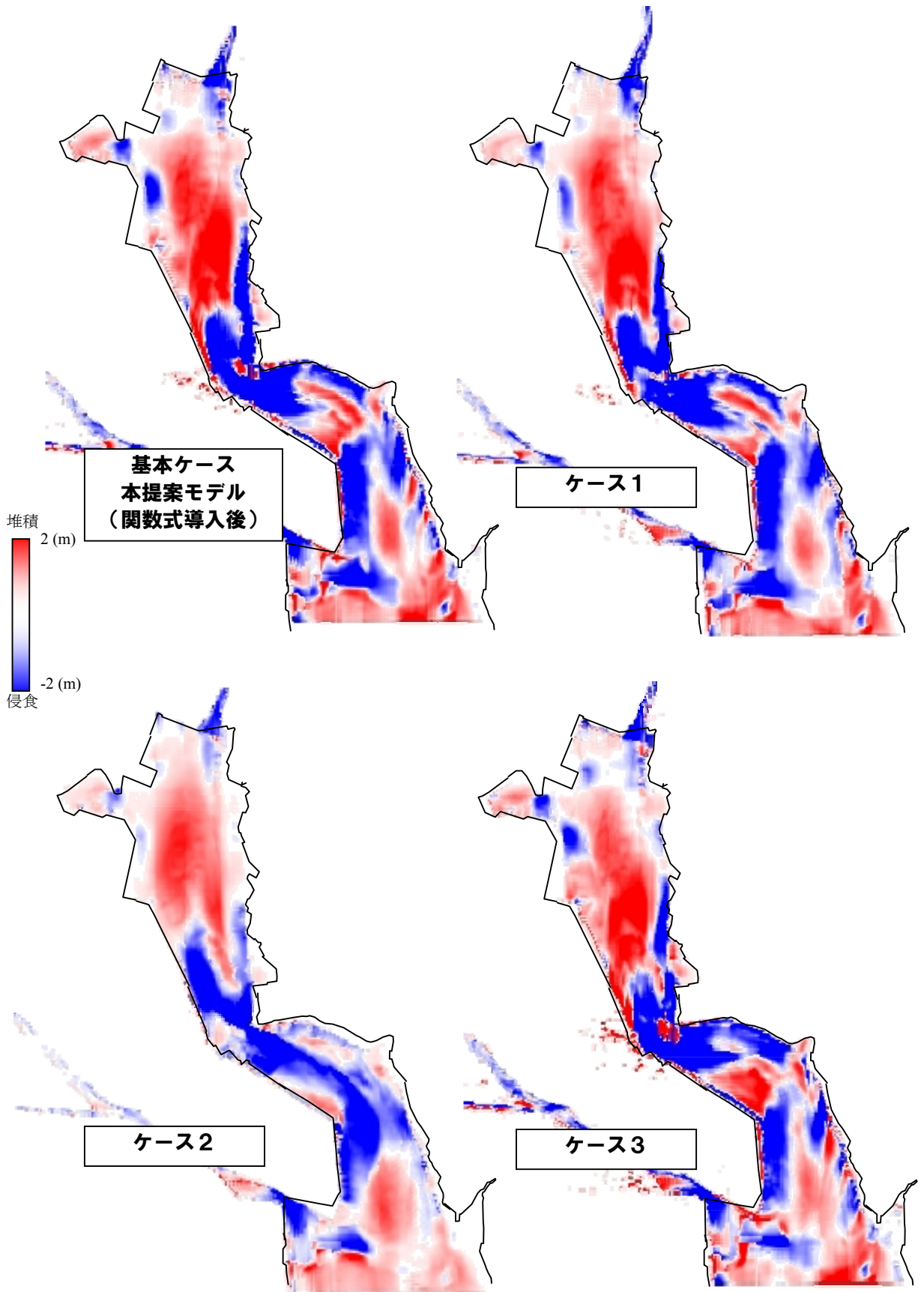


図 6-2-15 2011 東北津波における係数 a の感度分析結果 (土砂移動分布)

続いて、2011 東北津波における土砂移動量の感度分析結果を、表 6-2-6 および図 6-2-16 に示すととともに、土砂移動分布の結果を図 6-2-17 に示す。この結果、土砂移動量は、2011 東北津波と同様の傾向にあり、係数  $a$  が小さいほど減少し（ケース 1，ケース 2），大きいほど増加している。ただし、2011 東北津波の再現性が最も高いケース 2 に対しては、土砂移動量が高橋モデルと比べてもやや過小に評価されている。これは、係数  $a$  を小さくすることは、 $\partial\tau_*/\partial t$  が小さい領域での 2011 東北津波・1960 チリ津波の適用範囲との適合性を、逆に低下させてしまうことが一因と考えられる。

表 6-2-6 1960 チリ津波における係数  $a$  の感度分析結果（土砂移動量）

1960チリ津波		堆積量(万m3)	侵食量(万m3)	堆積率
実績		82.38	259.00	0.32
既往モデル		48.42	54.37	0.89
本提案モデル (関数式導入前)		11.45	11.48	1.00
本提案モデル (関数式導入後)	基本ケース	89.75	96.08	0.93
	ケース1	67.48	73.19	0.92
	ケース2	24.23	25.50	0.95
	ケース3	123.97	132.97	0.93

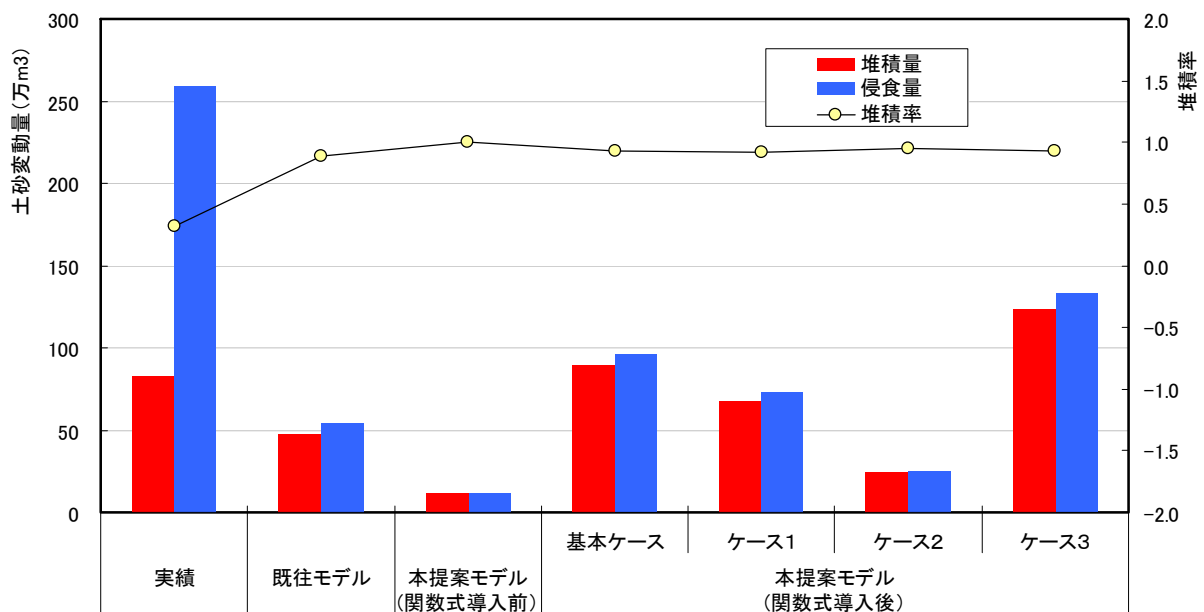


図 6-2-16 1960 チリ津波における係数  $a$  の感度分析結果（土砂移動量）

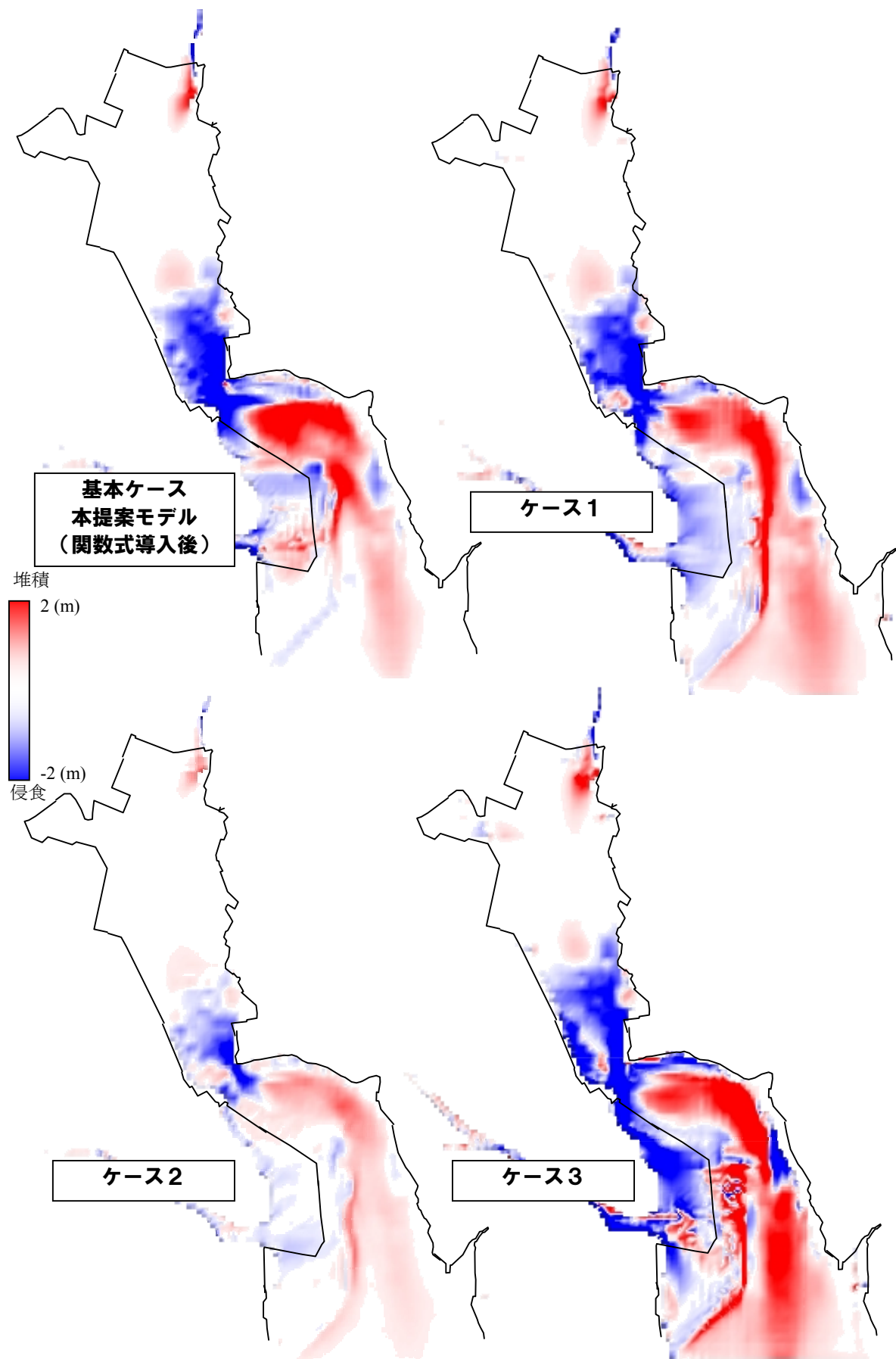


図 6-2-17 1960 チリ津波における係数  $a$  の感度分析結果 (土砂移動分布)

### (3) 流砂量式係数の関数化のまとめ

前述の感度分析結果より、係数  $a$  は土砂移動分布の再現性を大きく左右する重要なパラメータといえ、特に土砂移動の絶対量に大きな影響を及ぼしているといえる。一方で、2011 東北津波および 1960 千両津波の両者の精度を確実に向上させるためには、係数  $a$  の調整だけでは困難であると考えられ、 $\partial\tau_*/\partial t$  の考慮は勿論のこと、その式形の選定が重要な課題（本検討では、 $\partial\tau_*/\partial t$  の式形と 2011 東北津波・1960 千両津波の適用範囲との適合性を高めることが課題）であり、これには、実測結果の蓄積や水理実験等を通じて、津波による非定常性と土砂移動に関する知見を深め、式形の最適化を図っていく必要があるといえる。

以上より、流砂量式係数は、津波の非定常性を考慮した関数式を考慮することで、汎用面にも配慮したモデルへと飛躍させる可能性を有しているといえる。一方で、津波の非定常性の評価方法（≡関数式の式形）については改善の余地があるといえ、今後の検討課題といえる。

### 6-3 本章のまとめと今後の課題

前章では、気仙沼湾に來襲した 2011 東北津波を対象に津波移動床モデルの高度化を行い、高橋モデルに比べて再現性を大きく向上させることができた。一方で、津波移動床モデルの高度化を図る上で、特定の外力に対する再現性の向上は勿論のこと、異なる外力に対しても再現性の向上に繋げられる、いわゆる汎用性の高いモデルへ改良することも重要な課題である。

このため、本章では、2011 東北津波での実績データほど緻密ではないものの、津波來襲前後の海底地形データが観測されており、かつ高橋モデルの再現性検証にも用いられた 1960 年チリ津波を対象に本提案モデルを適用し、再現性の評価を行うとともに、更なる改良の必要性やその着眼点について検討している。

以下に、本章のまとめを整理する。

#### 【本提案モデルの 1960 年チリ津波の再現性評価】

- 本提案モデルによる地形変動分布は、狭窄部における侵食等を除いて湾全体の再現性に乏しく、土砂移動量は実績の 10%未満と極端に低い値となっている。これは、高橋モデルに比べて過少に評価しているなど、再現性の低下を招いている。
- 1960 年チリ津波に対して再現性の低下を招く要因について感度分析的に検証した結果、流砂量式係数の改良が、主な要因として挙げられた。

#### 【本提案モデルの更なる改良の必要性とその着眼点について】

- 流砂量式係数の改良が、1960 年チリ津波に対する再現性の低下を招いたことを受け、これまでの流砂量式係数は定数として評価していたこと、2011 年東北津波と 1960 年チリ津波では、津波の非定常性が大きく異なることに着目し、流砂量式係数を、津波の非定常的な特徴が反映可能な無次元掃流力の時間変化 ( $\partial\tau_*/\partial t$ ) の関数として評価した。この際、関数形は、不確定因子を含めたパラメータから構成し、パラメータの感度分析を行うことで、流砂量式係数の関数評価の必要性や着眼点について検討することとした。
- 流砂量式係数は、 $\partial\tau_*/\partial t$  の関数式として評価することとし、2011 東北津波および 1960 年チリ津波における  $\partial\tau_*/\partial t$  と流砂量式係数の関係を概ね満たすような係数  $a$  と  $\partial\tau_*/\partial t$  から成る簡易式を与えた。この結果、流砂量式係数に非定常性を考慮することで、2011 東北津波では非定常性考慮前に比べてやや再現性の低下が見られるものの、1960 年チリ津波で見られた再現性の大幅な低下は解消され、全体的には両津波に対して高橋モデルからの精度向上が実現できており、流砂量式係数に非定常性を考慮することの意義は大きいといえる。
- 係数  $a$  は、土砂移動分布の再現性を大きく左右する重要なパラメータといえるが、2011 東北津波・1960 年チリ津波の両者の精度を確実に向上させるためには、 $\partial\tau_*/\partial t$  の式形の選定が今後の重要な課題といえ、これには、実測結果の蓄積や水理実験等を通じて、津波による非定常性と土砂移動の関する知見を深め、式形の最適化を図っていく必要があるといえる。

## 第7章 おわりに

浅海域に来襲した津波は、高流速とともに大量の土砂を移動させ、局所洗掘による海岸・河川構造物の損壊や堆積による航路埋没等の港湾機能障害、被災後の救助活動・復旧活動の妨げなど、津波被害を助長させる要因となる。高橋ら<sup>8)</sup>は、従前より津波による土砂移動の評価の重要性を指摘し、津波による土砂移動が評価可能な津波移動床モデルを提案しているが、気仙沼湾における1960年チリ津波の再現計算では、湾内全体の変動分布や土砂移動量の再現性に課題を残している。

こうしたなか、近年の研究により、高橋モデルの課題改善に繋がる有用な知見が蓄積されていくとともに、2011年東北津波では詳細な地形変動実績が得られるなど、津波移動床モデルの一層の高度化に向けた基盤が着々と整備されつつある。

こうした現状を踏まえ、本研究では、津波土砂移動に関する知見や津波による詳細な地形変動の実績データを活用することで、津波移動床モデルの高度化を図ることを目的とし、以下の項目の流れに従い検討を行った。

### ①津波による土砂移動特性の分析

- ・気仙沼湾（自然的な地形特性の影響が支配的）を対象に詳細な実測結果を用いた津波土砂移動特性の分析
- ・複雑な実港湾地形（人工的な地形特性の影響が支配的）を対象に、高橋モデルの適用性の検証と土砂移動特性の分析および津波防災の観点に着目した考察

### ②新しい津波移動床モデルの提案

- ・詳細な地形変動実績を活用した従前の津波移動床モデルによる再現性検証と課題の抽出
- ・多角的な視点による津波移動床モデルの高度化検討

### ③新しい津波移動床モデルの汎用性に関する検討・考察

- ・汎用性の向上を目的として新しい津波移動床モデルの更なる改良に関する着眼点の検討

次頁に、各項目における主要な結論を示す。



### **【気仙沼湾での実績データを用いた津波による土砂移動特性の考察】**

- 気仙沼湾では、異なる3種類の津波（1960年チリ津波，2010年チリ津波，2011年東北津波）に対して津波による土砂移動実績を有しており，特に近年の津波（2010年チリ津波，2011年東北津波）では約2mメッシュと非常に解像度の高いデータとなっているなど，世界的に見ても類を見ない海域となっている。
- このため，本論では津波による土砂移動の実態分析に加え，津波波形や浸水実績との関係性についても言及し，周期の違いによる土砂移動傾向の違いや境界条件外部からの供給土砂の重要性を指摘している。

### **【複雑な実港湾地形での津波による土砂移動特性の考察と津波防災面からの重要事項の指摘】**

- 複雑な実港湾地形に対して，より緻密なメッシュサイズ（2m）で地形データを構築の上，高橋モデルを適用した結果，防波堤先端部の局所流や局所洗掘など一般的な知見に基づき想定される流況および地形変化と相違ない傾向を示している。このことから，緻密なメッシュサイズ（2m）においても高橋モデルは適用可能であるといえる。
- 複数の外郭施設が位置する港湾区域を対象に津波移動床モデルを適用し，津波による土砂移動特性を考察した。加えて，ハード施設による津波防災の観点から，津波土砂移動が施設に及ぼす影響を考察した。
- 引き波では，水位が低く，防波堤等により津波の経路が集中するため，高流速域が発達し，港湾施設基礎部等への局所侵食が懸念される。また，津波来襲後の堆積域は，その過程で侵食に転じている可能性があり，時系列的な地形変動過程の把握も重要である。
- 固定床計算と移動床計算では水位の違いはほとんど生じない。一方，流速は，後続波において局所侵食箇所の流速を過大に評価する恐れがあるが，安全側の評価となるため，津波防災においては大きな支障はないといえる。
- 沖合に位置する防波堤は，押し波時の津波の減勢効果に寄与する反面，引き波時に土砂流出の障害となり，港口部など復旧拠点として重要な役割を担う範囲に過剰な土砂堆積を招く恐れがある。

### **【新しい津波移動床モデルの提案】**

#### **（高橋モデルの再現性と課題）**

- 高橋モデルを用いた気仙沼湾での2011年東北津波の検証計算では，狭窄部での侵食や湾奥での堆積など定性的には再現できている領域が見られるものの，湾全体の変動分布は再現性にやや劣る。また，土砂移動量は，実績に比して過小に評価されていることに加え，土砂移動傾向は，実績とは逆の強い侵食卓越傾向を示すなど改善すべき課題が多い。
- 高橋モデルにおける交換砂量は，これを規定する流速よりも寧ろ飽和浮遊砂濃度に規定されて，本来の物理的側面を反映した諸量となっていない可能性がある。また，浮遊砂濃度が飽和浮遊砂濃度に達している際，交換砂量に微細な振動が見られ，現象のスケールが小さいものの，算定方法については改善すべき余地があるといえる。

### (新しい津波移動床モデルの提案と適用性の検証)

- 新しい津波移動床モデルの提案にあたって、高橋モデルの多用な課題の特性を考慮に入れ、多角的な視点から以下の3つのアプローチにて高橋モデルの改良を図ることとした。
  - ① メッシュの種類やサイズ等の計算条件や粒径等の外的要因に着目した改良
  - ② 浮遊砂濃度の振動の要因ともなっている数値計算の差分法
  - ③ 津波土砂移動に影響を及ぼす因子の評価方法の物理的視点に基づく改良
- 外的要因に対するアプローチとして、メッシュサイズおよび粒径に着目し、感度分析により、改良の可能性を検討した。この結果、メッシュサイズの改良が、高橋モデルの再現精度の向上に繋がる可能性は小さいものの、粒径に関する改良は、再現精度の向上に繋がる可能性がある。ただし、実務面に配慮した場合、観測手法に種々の課題が残る粒径に関する改良は、本研究の主旨からやや逸れるため、今後の検討課題に留めることとした。
- 数値計算の差分法に対するアプローチとして、浮遊砂濃度の移流項の算定に着目し、風上差分による算定方法を採用した。この結果、高橋モデルで見られた交換砂量の微振動が抑制された一方で、全体的に交換砂量の低下を招き、土砂移動量が減少する結果となった。これは、津波移動床モデルの改良にあたり不利に作用する可能性が高いため、本研究では風上差分の導入を見送ることとした。
- 高橋モデルを構成する支配的因子に対するアプローチとして、底面せん断力、流砂量式係数、飽和浮遊砂濃度、沈降速度に着目し、これまでの実験成果や実津波の様相から推察できる津波の物理特性および最新の知見等を踏まえて改良した。この結果、無次元掃流力、流砂量式係数、飽和浮遊砂濃度において、高橋モデルに比べて再現精度の向上が確認できたことから、これらの改良を同時に考慮したモデルを提案した。この提案モデルは、高橋モデルに比べて、2011 東北津波による地形変動分布の再現性を、特に狭窄部～湾口にかけて著しく向上させることができた。

### 【新しい津波移動床モデルの汎用性に関する検討・考察】

- 新しい津波移動床モデルの汎用性を評価するため、1960 年チリ津波に適用し、再現性の評価を行うとともに、必要に応じて課題の抽出・改良方法について検討した。
- この結果、1960 年チリ津波の再現性は、高橋モデル比べて低下しており、その要因について感度分析的に検証した結果、流砂量式係数の改良が挙げられた。
- このため、本研究では、2011 年東北津波と 1960 年チリ津波で津波の非定常性が大きく異なることに着目し、流砂量式係数を、津波の非定常性を考慮した間数式として考慮することとし、係数  $a$  と  $\partial\tau_s/\partial t$  から成る簡易式で評価した。
- この結果、流砂量式係数に津波の非定常性を考慮することで、1960 年チリ津波における再現性の低下が解消された一方、再現精度の高い結果が得られていた 2011 年東北津波に対しては、やや再現性が低下する結果となった。
- 2011 年東北津波・1960 年チリ津波の両者の精度を確実に向上させるためには、係数  $a$  の設定に加え、 $\partial\tau_s/\partial t$  の式形の選定が今後の重要な課題といえ、これには、実測結果の蓄積や水理実験等を通じて、津波による非定常性と土砂移動の関する知見を深め、式形の最適化を図

っていく必要があるといえる。

以上より、本研究では、津波による土砂移動特性の知見を深めるとともに、津波の物理特性を踏まえた新しい津波移動床モデルを提案し、2011 東北津波による地形変動実績の再現性を、特に湾口～狭窄部にかけて大幅に向上することができた。加えて、実務面での適用を視野に入れ汎用性に関する検討を行うことで、流砂量式係数の改良に関する新たな可能性を見出すことができたといえる。

一方で、新しい津波移動床モデルにおいても、狭窄部～湾奥にかけての再現性や全体的な土砂移動量を依然として過小に評価していることなどの課題を残している。これは、新しい津波移動床モデルは、各支配的因子の改良効果を個別に検証し効果の高い因子の組み合わせで構築したモデルであり、各因子の相互的な影響を物理的に評価した上で組み合わせたモデルではないことが一因と考えられ、各因子間の影響評価は重要な課題といえる。

また、第 6 章で述べたとおり、流砂量式係数の評価方法の改良も重要な課題であり、これには、水理実験等を通じて津波の非定常と土砂移動特性に関する知見を深め、流砂量式係数の最適な推定式を評価する必要がある。また、第 2 章では近地津波と遠地津波の特徴的な違いである周期が、土砂移動量に少なからず影響を及ぼしていることが示唆されている。本研究では、無次元掃流力の「短時間での変化」に着目した試行的な検討を実施してきたが、今後は、津波の全体的な時間スケールも考慮し、津波周期と土砂移動との関連性まで拡張した検討を実施していくことも重要である。

最後に、上記に示す地形変動実績との乖離が、本論で取り上げた因子以外が影響していることにも留意する必要がある。①2011 東北津波の地形変動実績からあらためてその重要性が示された計算境界部での土砂の供給条件、②2011 東北津波の固定床計算で示唆された流況の再現性、③粒径の感度分析で得られた粒径の評価方法（粒径の平面分布の考慮、混合砂モデルの導入）は、注視すべき課題といえる。

特に、②については、湾奥での土砂変動の再現性を低下させている主要因とも捉えることができ、一つの推論として、陸域と海域の流れが相互に影響し合う流況化では、三次元性の影響が大きくなり、本モデルで採用している二次元解析では十分に評価できなかった可能性がある。このため、今後は、水理実験等を通じて、陸域も想定した場合の、海域での流れや土砂変動への影響を分析することが重要である。

また、③粒径については、本研究ではモデルの支配的因子に着目することを優先し、一様粒径の条件を想定している。一方、実地形では、多用な粒度組成で構成された混合粒径の様相を呈しており、一様粒径とは異なる土砂移動特性を示すと考えられる。しかし、混合粒径と津波土砂移動の関係性に関する知見は、現在においてもほとんどない状況にあり、まずは、粒度組成の違いが土砂移動に及ぼす影響を感度分析的に考察するだけでも大きな意義があるといえる。

このため、本提案モデルでは、一様粒径を想定したモデルとなっているが、今後、流砂量を粒度分布に応じて算定することで、混合粒径も想定可能なモデルへと拡張を行うことも必要である。具体的には、まず粒径加積曲線を用いて複数の粒径階とその存在率を整理する。その後、土砂移動の計算では、単一粒径から算定していた掃流砂量・交換砂量について、粒径階ごとに算定した掃流砂量・交換砂量に存在率を乗し、これらの線形和に置き換えることで、混合粒径

での土砂移動量が評価可能である。このとき、粒経階ごとの土砂の質量保存則も併せて考慮することで、粒経階ごとの流砂量の違いから生じる存在率の空間的な変化を時々刻々と追跡していくモデルへと改良する。

これらの課題改善に向けては、いずれも再現性の検証に耐えうる実績データがあれば、更なるモデルの確度向上が期待できるため、水理実験によりモデル改良の目的に応じてデータを補填することに加え、気仙沼湾で定期的に行われているような現地レベルでの実測データの蓄積が不可欠である。加えて、これらのデータ蓄積を容易かつ広範囲で実施できるようにするための観測手法の向上も重要な課題といえる。

## 参考文献

- 1) 真野明, 田中仁, 有働恵子 (2012) : 2011 年大津波による海岸堤防の被災の実態とメカニズム, 東北大学による東日本大震災 1 年後報告会.
- 2) 真野明, 田中仁, 有働恵子 (2011) : 海岸堤防の被災メカニズム, 東日本大震災 3 ヶ月後報告会.
- 3) 国土交通省国土技術政策総合研究所, 独立行政法人土木研究所 (2011) : 平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震土木施設災害調査速報, 第 6 章, pp.314.
- 4) 国土交通省(2012) : 指摘事項等に関する説明資料 (北上川水系, 鳴瀬川水系, 名取川水系, 阿武隈川水系), <http://www.mlit.go.jp/common/000225355.pdf>
- 5) 箕浦幸治, 中谷周 (1990) : 津軽十三湖及び周辺湖沼の成り立ち, 地質学論文集, 第 36 号, pp.71-87.
- 6) Dawson, A. G., S. Shi, S. Dawson, T. Takahashi and N. Shuto (1996) : Coastal sedimentation associated with the June 2nd and 3rd, 1994 tsunami in Rajegwesi, Java, Quaternary Science Reviews, Vol. 15, pp.901-912.
- 7) 今村文彦・箕浦幸治・高橋智幸・首藤伸夫 (1997) : エーゲ海における歴史津波堆積物に関する現地調査, 海岸工学論文集, 第 44 巻, pp.321-325.
- 8) 高橋智幸・首藤伸夫・今村文彦・浅井大輔(1999): 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, Vol.46, pp.606-610.
- 9) 藤井直樹・大森政則・高尾誠・金山進・大谷英夫(1998) : 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.
- 1 0) 玉田崇・田村保・高橋智幸・佐々木元 (2009) : 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.
- 1 1) 近藤武司・森本徹・藤本典子・殿最浩司・志方建仁(2012): 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 (2012) No. 2.
- 1 2) 高橋智幸・黒川貴博・藤田将孝・島田広昭 (2011) : 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.I\_231-I\_235.
- 1 3) 関西電力株式会社 (2014) : 高浜発電所・大飯発電所津波による砂移動評価コメント回答, [https://www.nsr.go.jp/activity/regulation/tekigousei/shinsa/takahama34/meeting/h26\\_04.html](https://www.nsr.go.jp/activity/regulation/tekigousei/shinsa/takahama34/meeting/h26_04.html).
- 1 4) 芦田和男・道上正規(1972) : 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, 土木学会, pp.59~69.
- 1 5) Itakura, T. and Kishi, T.(1980) : Open channel flow with suspended sediments, J.of Hyd. Div., ASCE, Vol. 106, HY8, pp.1325~1343.
- 1 6) 禰津家久・門田章宏・戸田孝史・中川博次(1995): 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, II- 30, pp.89-97.
- 1 7) 高橋智幸・今村文彦・首藤伸夫 (1991) : 津波による流れと海底変動に関する研究-1960 年チリ津波の気仙沼湾での場合-, 海岸工学論文集, 第 38 巻, pp.161-165.
- 1 8) 建設省国土地理院(1961) : チリ地震津波調査報告書-海岸地形とチリ地震津波-

- 1 9) 今村文彦, 高橋重雄, 藤間功司, 富田孝史, 有川太郎(2010): 2010 年チリ地震津波の被害調査報告, [http://www.jsce.or.jp/library/eq\\_repo/Vol3/13/Chile.html](http://www.jsce.or.jp/library/eq_repo/Vol3/13/Chile.html)
- 2 0) チリ中部地震津波合同調査グループ(2012): 2010 年チリ中部地震津波に関する日本での現地調査の報告, 津波工学研究報告第 29 号, pp.37~pp.54.
- 2 1) 国土交通省東北地方整備局, 釜石港湾事務所, 仙台港湾空港技術調査事務所(2010): 2010 年チリ地震津波 湾口防波堤の効果を確認, 記者発表資料, <http://www.pa.thr.mlit.go.jp/sendaijicho/topics/H22/H220416.html>
- 2 2) 加藤広之・丹治雄一・藤間功司・嶋原良典(2010): 津波による養殖施設の漂流対策(2010 年チリ津波調査報告), 平成 21 年度調査 調査研究論文集 No.21, 一般財団法人, 漁港漁場漁村総合研究所, pp.111~pp.120.
- 2 3) 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ(2011): 2011 年東北地方太平洋沖地震津波に関する合同現地調査の報告, 津波工学研究報告第 28 号, 東北大学災害科学国際研究所, pp.129-pp.134.
- 2 4) 国土交通省港湾局 (2011): リアルタイムナウファス, <http://nowphas.mlit.go.jp/news.html>.
- 2 5) 国土交通省国土地理院: 1966 年 8 月の空中写真, 地図空中写真閲覧サービス, <http://mapps.gsi.go.jp/maplibSearch.do>.
- 2 6) 原口強・岩松暉(2011): 東日本大震災津波詳細地図 上巻 青森・岩手・宮城, 古今書院, 図版 46 気仙沼.
- 2 7) 橋本貴之・今村文彦(2011): 2010 年チリ津波による被害に関する気仙沼での現地調査報告, 津波工学研究報告, 第 27 号, 東北大学災害科学国際研究所, pp.91-95.
- 2 8) 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.
- 2 9) 内閣府: 海岸における津波高・津波到達時間・波形(11 パターン), 南海トラフの巨大地震モデル検討会, 2012.
- 3 0) 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(2012): 津波浸水設定の手引き Ver.2.00, [http://www.mlit.go.jp/river/shishin\\_guideline/](http://www.mlit.go.jp/river/shishin_guideline/)
- 3 1) 内閣府(2006): 内閣府提供の地形データ
- 3 2) 宮城県(2011): 宮城県提供の地形データ
- 3 3) 内閣府(2012): 南海トラフの巨大地震モデル検討会 第 12 回会合, <http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/12/index.html>
- 3 4) 高川智博・富田孝史(2012): 時間発展を考慮した津波波源逆解析と観測点地盤変動量のリアルタイム推定, 土木学会論文集 B2(海岸工学) Vol.68, No.2, I\_311-I\_315.
- 3 5) 国土地理院(2011): 基盤地図情報 数値標高モデルデータ (5m メッシュ), 気仙沼周辺, <http://fgd.gsi.go.jp/download/>
- 3 6) 宮城県気仙沼土木事務所(2013): 大川・神山川災害復旧事業等の事業説明会, <http://www.city.kesenuma.lg.jp/www/contents/1354240362516/files/shiryou7.pdf>
- 3 7) 宮城県気仙沼土木事務所(2012): 鹿折川災害復旧事業等の事業説明会, <http://www.pref.miyagi.jp/uploaded/attachment/120307.pdf>
- 3 8) Hermann M. Fritz, David A. Phillips, Akio Okayasu, Takenori Shimosono, Haijiang Liu, Fahad

Mohammed, Vassilis Skanavis, Costas E. Synolakis, and Tomoyuki Takahashi(2011) : The 2011 Japan tsunami current velocity measurements from survivor videos at Kesennuma Bay using LiDAR, GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, VOL. 39, L00G23.

- 3 9) 相田勇 (1997) : 陸上に溢れる津波の数値実験－高知県須崎および宇佐の場合－, 地震研究所彙報, 第 52 号, pp.441-460.
- 4 0) 本間仁(1940) : 低越流堰堤の流量係数, 土木学会誌, 第 26 卷 6 号, pp.635~645, 9 号, pp.849~862.
- 4 0) 河村三郎(1982) : 土砂水理学 I, 森北出版株式会社.
- 4 1) Rubey,W.W.(1933): Settling velocities of gravel, sand and silt particles, American Journal of Science, Vol.25, No.148, pp.325-338.
- 4 2) 渡辺晃・丸山康樹・清水隆夫・榊山勉(1984): 構造物設置に伴う三次元海浜変形の数値予測モデル, 第 31 回海岸工学講演会論文集, pp.406-410.
- 4 3) Gusman, A. R., Tanioka, Y. and Takahashi, T. ( 2012): Numerical experiment and a case study of sediment transport simulation of the 2004 Indian Ocean tsunami in Lhok Nga, Banda Aceh, Indonesia, Earth Planets Space, Vol.64, pp.817-827.
- 4 4) Sugawara, D. and Takahashi, T. (2014): Numerical Simulation of Coastal Sediment Transport by the 2011 Tohoku-Oki Earthquake Tsunami, Tsunami Events and Lessons Learned, pp 99-112.
- 4 5) Nezu, I. and Nakagawa, H. (1993): Turbulence in open-channel flows, IAHR Monograph, Balkema.
- 4 6) Tooby, P.F., Wick,G. L. and Isaacs, J. D. (1977) : The motion of a small sphere in a rotating velocity field : a possible mechanism for suspending particles in turbulence, J. Geophys. Res., Vol. 82(15), pp.2096-2100.
- 4 7) 川西澄・塩崎遼平(2005) : 乱流境界層における固体粒子の沈降速度, 海岸工学論文集, 第 52 卷, pp.371-375.
- 4 8) 福岡捷二・藤田光一(1989) : 複断面河道の抵抗予測と河道計画への応用, 土木学会論文集, No.411/II-12, pp.63-72, 1989.



## 謝辞

本論文を執筆するにあたり，本研究の遂行に関して，ご指導，ご助言，並びにご支援頂いた方々に心からの感謝の意を表します。

まず，本研究を進めるにあたり，最後まで懇切丁寧なご指導を賜りました関西大学大学院社会安全研究科教授高橋智幸先生には深甚の感謝の意を表します。高橋先生には，水ゼミや個人ゼミにおいて，研究の方向性や要点，学会提出論文のご校閲等を熱心に指導頂くとともに，私のコンサルタントとしての立場をご理解頂き，技術者視点での考え方や解決の導き方など様々な場面でご指導・ご助言を賜りました。謹んで御礼申し上げますとともに，今後とも変わらぬご指導をお願い申し上げます。

また，本研究の論文執筆にあたり，副査として学術的な観点から多大なご助言を頂きました東北大学災害科学国際研究所教授越村俊一先生，関西大学大学院社会安全研究科准教授越山健治先生には，謹んで御礼申し上げます。

本研究を進める上で，関西大学社会安全研究科水災害研究室の学生諸君には，水ゼミ等の場で第三者目線での指摘を頂き，より理解しやすい表現方法や構成に努めることができました。特に，博士課程後期1年の門廻充侍氏には，本研究に関連する資料の収集など様々な場面でお世話になりました。皆様には，心より御礼申し上げます。

さらに，本研究を進める上で，著者の入学を推薦頂くとともに，研究面においても技術者の視点でご助言頂いたパシフィックコンサルタンツ株式会社・熊谷健蔵・国土保全事業部技術理事，また，パシフィックコンサルタンツ株式会社・松井弘・前国土保全事業本部長，田所紀文大阪国土保全事業部長，小河健一郎・大阪国土保全事業部河川室長をはじめ，大阪国土保全事業部河川室の皆様には，著者の社会人博士課程への入学をご理解頂き，在学中も多大なるご支援を頂きました。心より御礼申し上げます。

最後に，著者の研究生活を含め，様々な面で支援頂いた両親に感謝致します。

平成 27 年 2 月

博士口頭試問での指摘事項（修正必須）と対応結果

博士課程後期3年 森下 祐

No.	指摘事項	修正ページ	修正の考え方	修正の結論
1	2011 東北津波の再現検証において、Hermann et al による実測流速との比較を行い、流れの計算の妥当性について考察する。	P4-41～P4-47 (内容の追加)	<ul style="list-style-type: none"> <li>まず、P41～P44 において 1960 チリ津波に対する気仙沼湾内での流況特性<sup>1)</sup>を把握し、本モデルにおける流況の再現結果と照らし合わせることで、本モデルの再現結果を、気仙沼湾全体の視点で評価した。</li> <li>その後、P45～P47 において、Fritz ら<sup>2)</sup>の実測流速との比較を行い、狭窄部における流速の再現性を評価した。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>本モデルの再現流速は、1960 チリ津波の検討時<sup>1)</sup>と同様に、湾奥の流速が、湾内全体で相対的に過小評価されている可能性がある。</li> <li>Fritz ら<sup>2)</sup>による狭窄部での実測流速と本モデルの流速を各時間帯で種各した結果、概ね一致しており、津波移動床計算を実施する上で、差し支えない精度を有している。</li> </ul>
2	本提案モデルにおいて、湾口から狭窄部まで再現性が向上できたことに対し、湾奥での再現性がほとんど向上できなかった要因について考察する。	P5-74～P5-78 (内容の追加)	<ul style="list-style-type: none"> <li>まず、P5-74～P5-75 において、湾奥の再現性の悪化は、津波来襲のどの時点が原因であるかを、地形変化の時系列図から考察した。</li> <li>その結果をもとに、P5-75～5-78 にかけて、再現性の悪化は湾奥の流速にあること、また、陸域からの流入が湾奥の流れの再現性を悪化させていること、を仮定し、その仮定を説明するため、陸域遡上がない場合の検討を行い、ある場合との流速を比較した。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>湾奥の土砂移動は、概ね押し波時に生じると考えられ、押し波の再現性に課題があるといえる。</li> <li>陸域遡上の有無による流れの影響を比較した結果、湾口から湾奥に向かうほど流速の乖離が大きくなる傾向が示された。このため、湾奥では陸域からの流れの影響が寄与しており、水深が小さいことと相まって、流れが湾口～狭窄部に比べて複雑化（三次元化）した可能性が考えられる。これにより、二次元（水深平均流速）を前提としている本モデルでは、湾奥の流況が十分再現できなかった可能性がある。</li> </ul>
3	本提案モデルの適用性（適合度）が不明確なため、今後モデルを活用する場合に備えて明確に考察する。	P5-78～P5-81 (内容の追加)	<ul style="list-style-type: none"> <li>高橋モデル（改良前）によるこれまでの実測再現性と本提案モデル（改良モデル）の実測再現性を整理し、各再現性の特徴を把握することで、モデルの適合性を考察した。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>高橋モデルでは、特異な地形形状での侵食域について概ね再現できる。また、本提案モデルでは、これに加え、流れが概ね再現できると考えられる範囲は、地形変化も概ね再現できるといえる。</li> <li>一方で、水深が浅く三次元性の影響が大きくなるような範囲では、地形変化の再現が困難である。</li> </ul>

1) 高橋智幸・今村文彦・首藤伸夫 (1991) : 津波による流れと海底変動に関する研究-1960年チリ津波の気仙沼湾での場合-, 海岸工学論文集, 第38巻, pp.161-165.

2) Hermann M. Fritz, David A. Phillips, Akio Okayasu, Takenori Shimozono, Haijiang Liu, Fahad Mohammed, Vassilis Skanavis, Costas E. Synolakis, and Tomoyuki Takahashi(2011) : The 2011 Japan tsunami current velocity measurements from survivor videos at Kesenuma Bay using LiDAR, GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, VOL. 39, L00G23.

No.	指摘事項	修正ページ	修正の考え方	修正の結論
4	今後、更にモデルの向上を図っていく上で、粒径の考え方について考察を加える。	P7-4～P7-5 (内容の追加)	<ul style="list-style-type: none"> <li>・混合粒径のモデルを導入する意義を示し、本提案モデルを混合粒径へ拡張する方法を示している。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・津波土砂移動と混合粒径の関係性に関する知見がほとんどない現状において混合粒径が土砂移動に及ぼす影響を感度分析的に考察するだけでも非常に意義がある。</li> <li>・粒径階ごとに算定した流砂量に存在率を乗し、これらの線形和に置き換えることで考慮可能である。</li> </ul>
5	汎用性の検討において、津波周期との関連性は、どこまで明確となったか考察を加える。		<ul style="list-style-type: none"> <li>・本研究では、無次元掃流力の非定常性との関連性までは検討したが、全体的な時間スケールを示す周期との関連性までは検討していないことを補足した。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・今後の検討課題として、全体的な時間スケールも考慮し、津波周期と土砂移動との関連性まで拡張した検討を実施していくことも重要である。</li> </ul>

【査読者 C (3/3)】

No.	修正意見	対応状況
C-5	<p>p4 の式 (6) の適用範囲として、乱流強度と沈降速度との比によっては、沈降速度の増減が生じますが、現地スケールの津波の場合、常に乱れ強度の方が沈降速度よりも大きくなると考えよいのでしょうか？</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・既往の論文により、乱流中の沈降速度は、静水中に比べて増加させるメカニズムと減速させるメカニズムの両者が存在するとされています。</li> <li>・津波においても、任意地点での沈降速度の時系列変化を確認した結果、静水中の沈降速度と比較して、沈降速度の増減が見受けられました。</li> <li>・このため、物理的な裏付けを持って表記はできませんが、静水中の沈降速度に比して、津波来襲時の沈降速度が常になるわけではないようです。</li> </ul>
C-6	<p>p4 右下 L5 と結論 4) において、モデルの改良により堆積率が向上し、実績の堆積卓越傾向に近づく結果となっているとされていますが、堆積が卓越するとするならば、少なくとも堆積率が 1.0 を超える必要があると思われます。また、1999 年のモデルよりは改善はされているが、計算結果の堆積量や侵食量は、実績とは大きく離れており、モデルとし</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・p4 右下 L5 と結論 4) においては、ご指摘のとおり、「堆積卓越傾向に近づく・・・」の場合、過大な精度向上を見込む表記となりますので(少なくとも堆積が侵食を上回る表記となる)、「堆積率に近づく・・・」という表記に修正いたしました。</li> </ul>

	ては十分であるとは言い難いので、表現を改める必要があるように思えます。	
--	-------------------------------------	--

※対応状況のページ、行番号は、修正後の論文の位置を記入しています。