

津波遡上によって生じる地形変動の解析法の検討

水圏防災工学研究室 横山 麗
指導教員 細山田 得三

1. はじめに

沿岸域における流体運動および底質移動は極めて複雑であり、とりわけ津波来襲時には浅海化に伴う流速および底面せん断応力の増大により、大規模な土砂移動と地形変化が生じる。これらの現象は防波堤基礎の洗掘や港内の埋没といった直接的被害に加え、復旧活動を妨げる二次的被害を引き起こす。実際に、1960年チリ地震津波および2011年東北地方太平洋沖地震津波では、最大数メートル規模の侵食が報告されている [1]。さらに、津波堆積物は過去の津波履歴を復元する上で重要な物的証拠となる [2]。

近年は流れ場と土砂移動を連成的に扱う数値モデルが提案されているが、土砂移動量を算定する流砂量式は研究ごとに異なり、統一的评价は確立されていない。

そこで本研究では、津波遡上に伴う地形変動を対象とし、津波地形変動解析において簡易的な既往研究の統合型流砂量式を用いた数値解析を行い、その再現性を検証することを目的とする。具体的には、掃流砂と浮流砂の両方を考慮したモデルを用い、対象地盤およびその他パラメータを同一条件として数値実験を実施し、津波による地形変動分布特性の違いを体系的に比較する。さらに、地形変動解析において水位の盛り上がり量を変化させ、変化量に伴う解析結果の変化に合理的な挙動が反映されるのかを定量的に評価し、本研究で用いる統合型流砂量式の津波時の複雑な地形変化の再現可能性を明らかにする。

2. 実験方法

2.1. 津波による土砂移動の数値モデル

図 1 に津波を対象とした解析の流れを示す。計算は大きく津波伝播の計算と土砂移動の計算に分かれている。それぞれの計算は各連続式と、運動方程式を連立して解く。津波伝播計算においては津波外力として、計算領域左端境界に、水面の盛り上がり

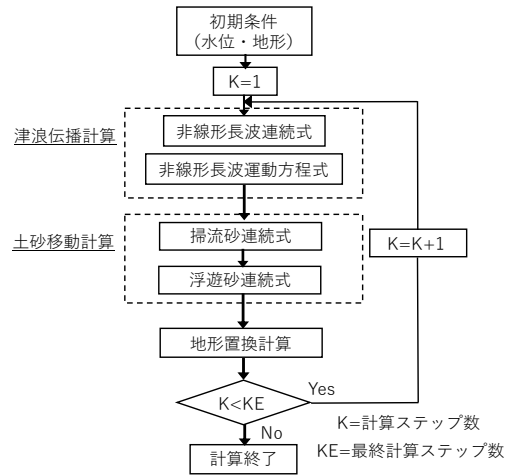


図 1: 津波による地形変化解析の流れ

量を与えた後、自由伝播させる初期値問題として津波を再現した。ここで、本研究は基礎的な地形変化機構の理解を目的とするため、遡上および戻り流れは第一波の影響のみに着目する。また、津波規模の影響を検討するため、初期水位変動量を5段階に設定し、地形変化を比較する津波伝播計算では計算領域内の水位と線流量が未知数であり、それらから海底付近に働くせん断応力を計算する。このせん断応力は土砂移動計算に引き渡され、流砂量が計算される。そして、流砂の Exner 式により海底の地形変化が得られる。なお、この海底変化は新たな水深として津波伝播計算に受け渡される。

津波の伝播計算の支配方程式は以下に示す非線形長波理論式である。ここで、水位変動量 η と線流量 m は未知量であり、連続式の式 (1) と運動方程式の式 (2) を有限差分法により離散化し解析を行う。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial m}{\partial x} = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial m}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{m^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} m|m| - A \frac{\partial^2 m}{\partial x^2} = 0 \quad (2)$$

ここで、 η は水位変動量、 m は線流量、 $D = h + \eta$

は全水深, g は重力加速度, n はマンニングの粗度係数, A は乱流粘性係数を表す. 掃流砂輸送は, 底面せん断力に基づく無次元掃流力 θ の関数として評価し, 無次元掃流砂量は次式で与えられる.

$$\frac{q_b}{u_* d} = f(\theta) \quad (3)$$

ここで, q_b は掃流砂量, θ は無次元掃流力 (シールズ数), u_* は摩擦速度, d は粒径である.

浮遊砂輸送は, 底面で巻き上げられた土砂が流れによって輸送され, 重力沈降により再堆積する過程を表現するため, 以下に示す長波近似に基づく一次元深さ積分型移流拡散方程式を用いる. これにより浮遊砂堆積濃度 C を得る.

$$\frac{\partial hC}{\partial t} + hu \frac{\partial C}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\varepsilon_s \frac{\partial hC}{\partial x} \right) + E - D \quad (4)$$

$$E - D = \alpha |f(\theta)|^{3/2} - \frac{C}{h} w_s, \quad (5)$$

ここで, C は浮遊砂体積濃度, u は断面平均流速, h は水深, ε_s は乱流拡散係数である. また, E は巻き上げ量 (侵食フラックス), D は沈降量 (堆積フラックス), α は巻き上げ係数, w_s はストークスの沈降速度である.

地形置換計算に使用する支配方程式は, 水中土砂輸送と連成した海底地形の時間発展を表す基本式として, 以下に示す全流砂を考慮した一次元 Exner 式である.

$$(1 - \lambda) \frac{\partial z_b}{\partial t} = - \frac{\partial q_b}{\partial x} - (E - D) \quad (6)$$

ここで, z_b は海底地盤高, λ は底質の空隙率である. 式 (6) の右辺第 1 項は掃流砂輸送による地形変化を, 第 2 項は浮遊砂の生成・沈降に伴う地形変化を表している.

2.2. 掃流砂量式の比較と本研究での位置付け

図 2 は, 代表的な掃流砂量式である Meyer-Peter and Müller 式 (MPM 式), 篠原・椿式, 芦田・道上式, および Brown 式について, 無次元掃流力 θ に対する無次元掃流砂量 Φ_b の関係を比較したものである. ここでは限界無次元掃流力を $\theta_c \approx 0.05$ とし, 各式を同一条件下で評価した.

図より, θ の増加に伴い, いずれの式においても

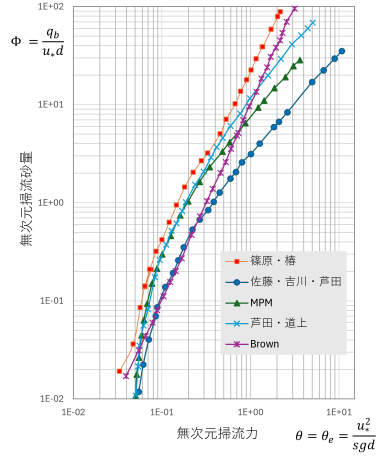


図 2: 代表的掃流砂量式の比較

掃流砂量は増加するものの, その増加率および絶対値は式ごとに大きく異なることが確認できる. 例えば $\theta = 0.05$ 付近では, MPM 式による Φ_b は約 0.01 であるのに対し, 篠原・椿式および Brown 式では約 0.10 となり, 同一掃流力条件下でも約 1 桁の差が生じる. さらに $\theta = 0.5$ では, MPM 式が $\Phi_b \approx 0.1$ 程度であるのに対し, Brown 式では 1 を超える値を示し, 高掃流力域では差がより顕著となる.

この差異は, 各式の物理的仮定の違いに起因する. MPM 式は有効掃流力 $(\theta - \theta_c)^{3/2}$ に比例する形をとるため, 掃流開始直後の立ち上がりが緩やかである. 一方 Brown 式は $\theta^{5/2}$ に比例し, 高掃流力域で急激に増加する特徴を有する. 篠原・椿式および芦田・道上式では, 全抵抗と砂粒抵抗の分離や摩擦速度比を考慮しており, 摩擦抵抗評価法の違いが流砂量差として現れる.

Exner 式

$$(1 - \lambda) \frac{\partial z_b}{\partial t} = - \frac{\partial q_b}{\partial x} \quad (7)$$

に示されるように, 地形変化は流砂量の空間勾配に直接支配されるため, 流砂量が 1 桁異なれば侵食・堆積速度も同程度変化し得る.

特に津波遡上時のような $\theta > 1$ の高掃流力条件では, 各式間の差はさらに拡大する. しかし, これらの式の多くは定常河川流を対象として提案されたものであり, 急激な流速変化や流向反転を伴う津波遡上流への適用性は十分に検証されていない.

以上より, 本研究では既往式の特長を踏まえた上で, 統合型流砂量式を用いて津波地形変動解析を実施し, その影響を定量的に評価する.

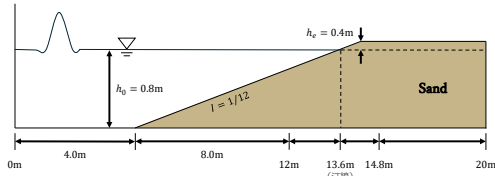


図 3: 解析対象の地形

2.3. 解析条件

本研究で解析対象とする地形を図 3 に示す. 本数値では, 空間格子数 n_x は 1000, 時間ステップ数 n_t は 15000 とし, 結果の出力は 100 ステップごとに行った. また, 空間格子間隔 Δx は 0.02 m, 時間刻み Δt は 0.001 s とし, 100 ステップごとに計算結果を出力した.

基礎物理定数はそれぞれ, 水の密度 ρ は 1025 kg/m^3 , 砂粒子の密度 ρ_s は 2650 kg/m^3 , 分子粘性係数 $1.004 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ を用いた. また, Manning の粗度係数 $n = 0.02 \text{ s/m}^{1/3}$, 空隙率 $\lambda = 0.3$, 摩擦係数は 0.01, 数値的高周波振動の抑制を目的として浮遊砂の乱流拡散係数 ϵ_s を 0.02, 巻き上げ量係数 α は vanRijn による浮遊砂基準濃度式に基づき 0.01 と設定した. また, 掃流砂のみの計算における係数 a は, 篠原・椿式を準用した. 数値安定性確保のため, 水深および地形標高に下限値 0.01 m を設け, これ未満の格子は乾燥状態として取り扱った. さらに, 本研究では代表粒径として $d = 0.0005 \text{ m}$ を採用した.

3. 実験結果

3.1. 津波遡上に伴う水位変動と地形変化の時系列分布

図 4 に, 初期水面変位 0.4 m 条件における津波遡上時の水位変動および地形変化の時系列分布を示す. 青線は水位分布, 赤線は地形変化量, 黒線は斜面地形変量, 茶色実線は初期地形勾配を表す.

津波の来襲に伴い水位が上昇し, 流速の増大とともに沿岸域へ遡上する様子が確認できる. 遡上過程では底面せん断応力の増加により土砂輸送が発生し, 限界掃流力を超過した領域で地形変化が生じている.

特に汀線近傍では, 水位上昇に対応して浮遊砂堆積濃度 ch が増加し, 顕著な地形変動が発生した. 海側では侵食が卓越し, 陸側へ向かう土砂輸送が確認された. さらに遡上限界付近では侵食と堆積が交

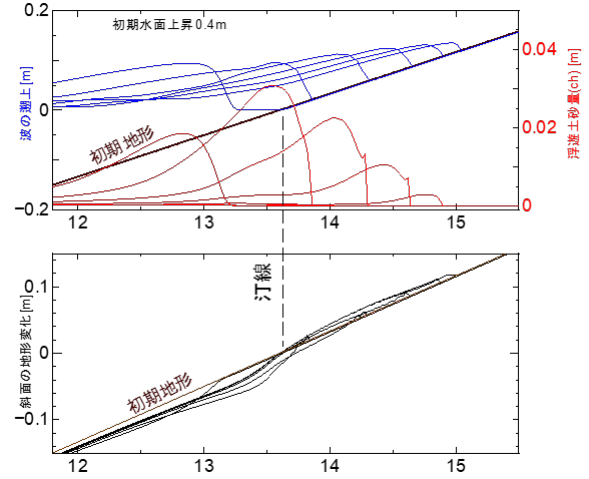


図 4: 初期水面変位 0.4m における津波遡上に伴う水位変動と地形変化の時系列分布

互に出現し, 地形変化が局所的に集中する傾向がみられた.

以上より, 本解析モデルは津波遡上に伴う地形変化の基本的素過程を適切に再現できていると判断される.

3.2. 異なる流砂形態における流砂量の時空間累積分布の結果と考察

ここでは, 掃流砂のみ, 浮遊砂のみ, および両者を同時に考慮した 3 ケースについて地形変化計算を行い, 流砂量の時空間累積分布を比較した. 図 5 に, 各ケースの流砂量の時空間累積分布を示す. 掃流砂のみの場合, 地形変化は遡上先端付近 (汀線周辺) に局在し, 浅水域における流速および底面せん断応力の増大に対応して局所的な侵食・堆積が生じる. 一方, 浮遊砂のみの場合, 地形変化は空間的に広く分布する. これは, 浮遊砂が移流拡散により水域全体へ輸送されるためであり, 時間変動に伴う巻き上げ・沈降の非平衡により縞状構造が現れる. さらに, 両者を考慮した場合には, 掃流砂による局所的变化と浮遊砂による広域的变化が重畳し, 遡上先端付近の急激な侵食・堆積と広範囲に及ぶ地形変化が同時に再現される.

以上より, 掃流砂は地形変化の局所構造を支配し, 浮遊砂は地形変化の空間的拡張および総変化量の増大に寄与することが示された.

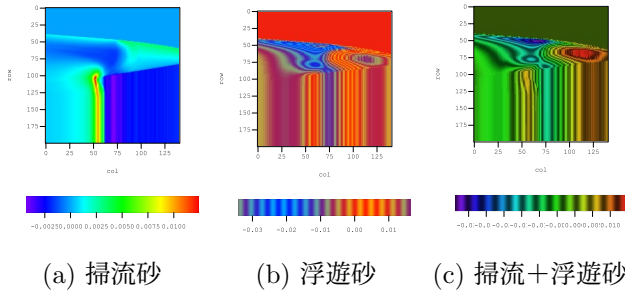


図 5: 各流砂形態における流砂量の時空間累積分布の比較

3.3. 汀線における最大水位上昇量 a_w の変化による各水理諸量の全流砂解析結果と考察

最大水位上昇量 a_w を、津波初期水位として十分な流速を発生させる大きさとして設定し、0.2, 0.3, 0.4, 0.5, 0.6 の 5 パターンを想定し、津波規模の違いによる掃流砂および浮遊砂を考慮した土砂移動の感度比較した結果を以下に示す。

初期条件として水面の盛り上がりを与えたため、造波は単発の段差型津波となっている。その結果、水位および流量は到達時に急激に増加し、その後は摩擦および遡上域へのエネルギー散逸により単調に減衰する挙動を示した。また、初期水位変動量を増加させることで最大水位はほぼ比例的に増加する傾向が確認され、最大流量は非線形的増加傾向を示した。流量が負に転じた時点で冲向き流れ、すなわち戻り流れが発生していることを示すことから、単発波の遡上流と戻り流れを再現できた。

図 6 より、水位 e および流量 m は造波に伴い増加し、約 5.5 秒でピークに達した。造波直後は流速が卓越し、ピーク時には水位が流量を上回ること波高の増大が確認された。地形変化量 d_{zz} はピーク時に増加し、その後も底面せん断応力により侵食が継続した。浮遊砂量 $E - D$ および浮遊砂堆積濃度 ch は水位ピーク時に最大となり、巻き上げ量の減少に伴い濃度も低下する相関が確認された。

図 7 において、横軸は空間、縦軸は時間である。初期時刻において $\theta - \theta_c > 0$ となる領域が沖側から汀線付近にかけて発生し、対応して地形変動量も確認された。水面変動量約 0.07 m に対して 0~5 程度の底面せん断応力が作用し、0.01~0.03 程度の地形変動が生じている。初期水面変位 0.2 m の条件では、沖側汀線近傍で微小な地形変化が確認された。地形変化量の時間分布が単調であることから、浮遊

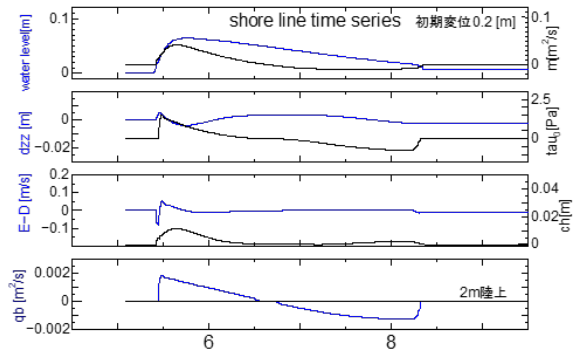


図 6: 汀線における初期水面変位 0.2m での各水理諸量の時系列計算結果

砂の寄与は小さく、掃流砂が主要な流砂形態として支

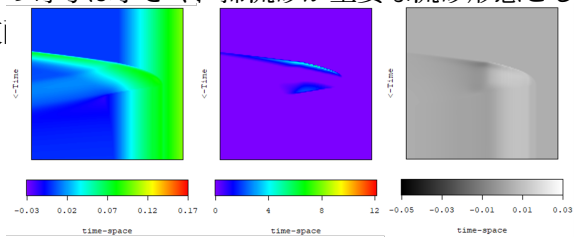


図 7: 汀線における初期水面変位 0.2m での各水理諸量の時空間分布図 (左: 水面変動, 中央: $\theta - \theta_c$, 右: 地形変動)

4. おわりに

本研究では、津波遡上に伴う地形変動を対象に、掃流砂と浮遊砂を統合した数値解析モデルを構築し、流砂形態およびパラメータの影響を検討した。その結果、掃流砂は局所的侵食・堆積、浮遊砂は広域的な地形変動を支配し、両者の統合により津波時の複雑な地形変化を再現可能であることが示された。また、津波規模の増大に伴い土砂輸送量および地形変動量が非線形的に増大することが確認された。今後は二・三次元化、パラメータ同定、多粒径化を通じてモデルの高度化を図り、実海域への応用を目指す。

参考文献

- [1] 原口 強, 高橋 智幸, 久松 力人, 森下 裕, 佐々木 いたる (2012): 2010 年チリ地震津波および 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, pp. I.231-I.235.
- [2] Atwater, B. F. (1987): Evidence for great Holocene earthquakes along the outer coast of

Washington State, Science, Vol. 236, pp. 942–
944.