

港湾空港技術研究所 資料

TECHNICAL NOTE
OF
THE PORT AND AIRPORT RESEARCH INSTITUTE

No.1422 December 2024

破波帯遡上域の地形変化予測モデルの開発
(バーム地形の大規模浸食事例を用いた漂砂係数の推定)

中村 聡志

国立研究開発法人 海上・港湾・航空技術研究所

National Institute of Maritime,
Port and Aviation Technology, Japan

目 次

要 旨	3
1. はじめに	4
2. 浜崖形成を伴うバーム地形の大規模侵食時の地形変化と海象条件の把握	4
2.1 大規模侵食時の碎波帯から遡上域の地形変化量	4
2.2 大規模侵食時の沖波海象条件と計算の外力条件	6
3. 波と流れによる地形変化モデルの概要と修正点	7
3.1 碎波減衰項の安定化のための修正	8
3.2 碎波乱れによる地形変化計算の追加	8
4. 地形変化の計算結果と現地再現目標との比較	8
4.1 地形変化の計算結果	9
4.2 現地再現目標との比較	10
5. まとめ	10
6. おわりに	11
参考文献	11
記号表	11

Development of Foreshore Topography Change Model in Consideration of Wave Breaking and Run-up

- Estimation of sediment transport rate on large-scale beach erosion -

Satoshi NAKAMURA*

Synopsis

The calculation model of sandy beach topography change, especially in the surf zone and run-up region, is needed. There are difficulties, however, in the calculation of wave breaking and movement of shoreline position. And there is rare field observation data of beach erosion to verify the numerical result. In this report, an existing model is corrected at stability of wave breaking and suspension of sand by turbulence from wave breaking. And the sediment transport rate of wave-breaking turbulence is estimated by using the field observation data of large-scale erosion in October 2006 near HORS.

Key Words: Surf zone, Wave run-up, Model of topography change, Sediment transport rate, HORS

* Principal Researcher, Coastal and Estuarine Environment Department
Port and Airport Research Institute, 3-1-1 Nagase, Yokosuka, 239-0826 Japan
Phone : +81-46-844-5045 Fax : +81-46-841-9812 e-mail:nakamura_s@p.mpat.go.jp

砕波帯遡上域の地形変化予測計算モデルの開発 (バーム地形の大規模侵食事例を用いた漂砂量係数の推定)

中村 聡志*

要 旨

鹿島灘全域に大規模な砂浜の侵食と高潮被害をもたらした 2006 年 10 月の高波浪による波崎海洋研究施設周辺海岸地形の大規模侵食事例を用いて、砕波帯遡上域の地形変化予測計算モデルの漂砂量推定を行った。2006 年 10 月 6 日前後に行われた観測栈橋に沿った断面地形測量、沿岸方向 400m 幅の汀線測量、および、沖合 1000m までの深浅測量の結果を用いて、砕波帯遡上域のバーム地形とバー地形の変化量を求め、地形変化予測計算の再現目標とした。波の砕波、波の変形に伴う海面の上下動と海浜流、海水の浜への遡上と流下、砕波時の乱れによる底面砂の浮遊移動を計算できる地形変化予測モデルを開発し、砕波乱れによる底面砂の巻き上げ量を決める係数を推定した。砕波帯遡上域の地形変化を再現するためには、波の浜への遡上と流下、および、砕波による砂の浮遊漂砂量が重要であり、浮遊砂巻き上げ量係数 $SL=0.1\sim0.2$ 程度が適当であることを示した。

キーワード：砕波帯遡上域、地形変化予測モデル、漂砂量係数、波崎海洋研究施設(HORS)

*沿岸環境研究領域 上席研究官

〒239-0826 横須賀市長瀬3-1-1 国立研究開発法人 海上・港湾・航空技術研究所 港湾空港技術研究所
電話：046-844-5045 Fax：046-841-9812 e-mail:nakamura_s@p.mpat.go.jp

1. はじめに

浜漂砂と呼ばれる波の遡上流下に伴う砂の移動は、浜崖の形成など、砂浜海岸の陸上地形の侵食現象の重要なメカニズムである（図-1）。しかしながら、その地形変化量計算については、波の遡上流下に伴う汀線位置の移動や砂浜斜面上の流速などの数値計算の難しさ、現地での地形変化計測や漂砂量測定の難しさから、現地遡上域で適用できる予測計算モデルは少ない。そのため、実際の事業において、例えば、港湾構造物の建設に伴う周辺海岸への影響予測や海岸侵食対策工の効果検討など、浜漂砂による陸上地形の変化を予測することはほとんどない。時化時の急激な砂浜の侵食を予測するためには、浜漂砂の物理過程を考慮した地形変化予測モデルが必要となる。また、今後顕著になると思われる地球温暖化による平均海面上昇や波候の変化によって生じる砂浜の地形変化を予測するためには、広範囲かつ高解像度の地形変化予測モデルが必要となる。

波の遡上流下を扱う数値モデルや遡上域の地形変化を扱う計算モデルは多く存在するが、岸沖断面上の計算であったり、狭い空間範囲の計算モデルであったり、波の碎波による漂砂現象を考慮されていなかったり、と現地の砂浜海岸で計算結果をそのまま適用することは難しい。また、時化時に碎波帯から遡上域にかけて現地観測を行うことが極めて難しいことから、詳細な地形観測結果は少なく、漂砂量の推定などに曖昧さがあり、信頼性のある地形変化予測計算ができているとは言い難い。

本研究では、中村（2003、2006）中村・合田（2007）で既に開発した波と流れによる地形変化予測モデルを修正し、碎波乱れによる砂の巻き上げと遡上域の流れによる砂の移動に係る地形変化を実際の現象に近いモデルとした。また、鹿島灘全域に大規模な砂浜の侵食と高潮被害を生じさせた2006年10月の浜崖形成を伴うバーム地形の大規模侵食事例を用いて、深浅測量による砂浜遡上域の地形変化量の実測値と計算値を比較して、碎波乱れによる砂の巻き上げと遡上域の流れによる砂の移動に係る漂砂量係数を推定した。

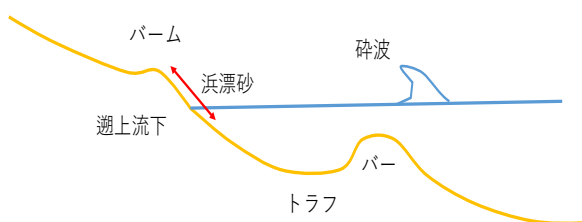


図-1 砂浜海岸断面地形

2. 浜崖形成を伴うバーム地形の大規模侵食時の地形変化と海象条件の把握

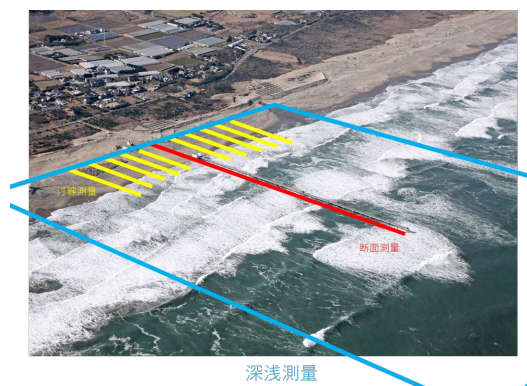
波の碎波や強い海浜流によって、人や船が立ち入ることが難しい碎波帯の波と流れと地形の観測を行うため、波崎海洋研究施設（HORS）では、1986年3月から継続的に波と流れの計測、海岸地形の測量を行っている。海岸地形測量結果の内、深浅測量結果については中村（2021）



写-1 2006年10月の浜崖地形



写-2 波の遡上と流下による砂浜海岸の侵食



写-3 深浅測量、汀線測量、断面測量の範囲

で取りまとめた。この中の2006年10月に生じた浜崖形成を伴うバーム地形の大規模侵食事例（写-1、写-2）を取り上げ、時化前後に行われた深浅測量、汀線測量、および、観測栈橋に沿った断面測量の結果を用いて、砕波帯から遡上域の地形変化量を求め、数値予測モデルの検証データを作成する。HORSとその周辺海岸で行っている測量範囲については、写-3に示す。また、同期間の沖波海象条件の整理を行い、数値計算の外力入力条件とした。なお、2006年10月に生じた鹿島灘広域での陸上部の侵食状況については、武若ら（2006）が航空レーザー計測データを用いた解析を行い、前浜から砂丘部にかけての侵食量を推定している。また、信岡ら（2007）は、高潮と高波の再現計算を行い、海岸に沿って長時間吹き続いた強い風によって生じたエクマン輸送による海岸線付近の高潮と満潮を複数回同時に迎える厳しい状態が大規模な侵食を引き起こしたと結論付けている。

2.1 大規模侵食時の砕波帯から遡上域の地形変化量

2006年10月の時化で生じた大規模侵食の地形変化量については、侵食前後の2006年8月（図-2）と2007年3月（図-3）の深浅測量結果の差分（図-4）を用いて計算した。これら深浅測量の間には11回の時化の高波浪イベント（表-1）があったが、2006年10月6日の沖波波高が最も高く、地形変化に強く関わる波のエネルギーフラックス（表中のHHTは波高 H の2乗×周期 T の値で波のエネルギーフラックスに比例）の大きさについては、他の高波浪時と比べて非常に大きいことが分かる。また、HORS周辺の汀線測量結果（図-5、2006年10月4日と12日実施と差分）、および、HORS栈橋に沿った断面測量結果（図-6、2006年10月5日～11日実施）からもバーム地形の大侵食が2006年10月6日からの波によって生じたことが分かる。

深浅測量結果の差分図（図-4）から、栈橋直下の測線では、観測栈橋杭基礎の周囲に洗堀の影響がみられるので、栈橋直下の測線を除く周辺測線の地形変化量の平均値を再現目標とした（図-7、図中の赤線）。また、計算に使用する初期地形については、沿岸方向に一様性であった2006年8月の深浅測量結果（図-2）の栈橋直下の測線を

除く地形の平均値を用いる（図-8）。

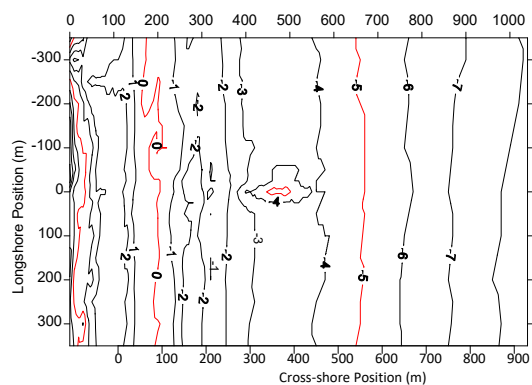


図-2 2006年8月の深浅測量結果，コンター単位 m，横軸：岸沖距離，縦軸：沿岸距離，観測栈橋は沿岸距離 0m の岸沖 0m～400m の位置

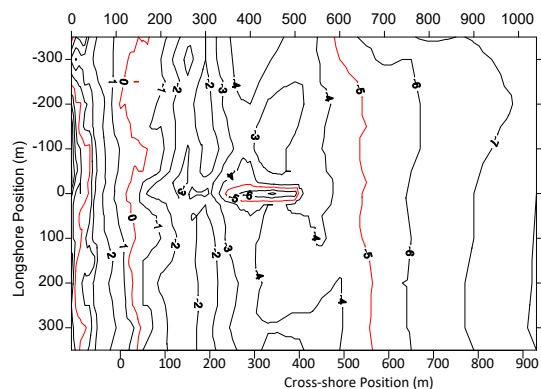


図-3 2007年3月の深浅測量結果，コンター単位 m，横軸：岸沖距離，縦軸：沿岸距離，観測栈橋は沿岸距離 0m の岸沖 0m～400m の位置

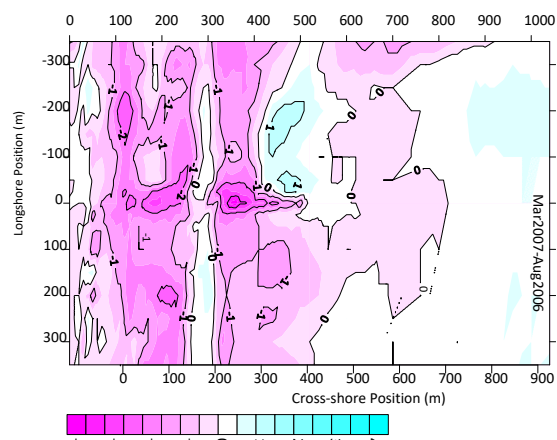


図-4 2006年8月と2007年3月の深浅測量結果の差分図，コンター単位 m，横軸：岸沖距離，縦軸：沿岸距離，マゼンタは侵食，シアンは堆積を示す

表-1 2つの深浅測量間の波浪イベント

2006/8/26 ～		2007/3/14			
年月日	時刻	波高(m)	周期(s)	HHT	順位
2006/09/04	8:00	4.23	16.7	299	6
2006/09/05	12:00	4.70	15.8	349	4
2006/09/26	20:00	4.08	8.9	148	11
2006/10/06	22:00	8.93	11.3	898	1
2006/10/24	20:00	7.00	11.2	549	2
2006/11/21	4:00	4.34	12.3	232	8
2006/12/27	4:00	5.13	11.3	297	7
2007/01/30	8:00	4.16	10.7	185	10
2007/02/26	0:00	5.27	12.9	358	3
2007/02/28	16:00	4.12	11.2	190	9
2007/03/03	2:00	4.98	13.7	340	5

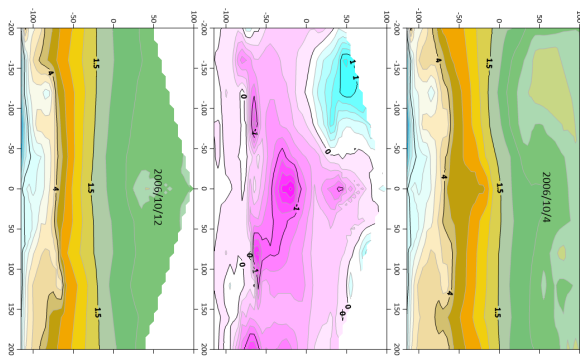


図-5 2006年10月4日（右）と10月12日（左）の汀線測量結果とその差分図（中），横軸：岸沖距離，縦軸：沿岸距離，マゼンタは侵食，シアンは堆積

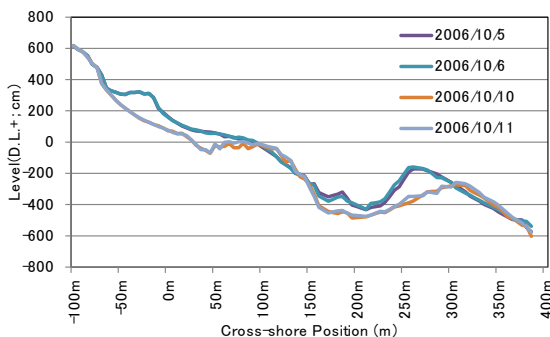


図-6 2006年10月5日～11日の栈橋断面測量結果，横軸：岸沖距離，縦軸：地盤高さ

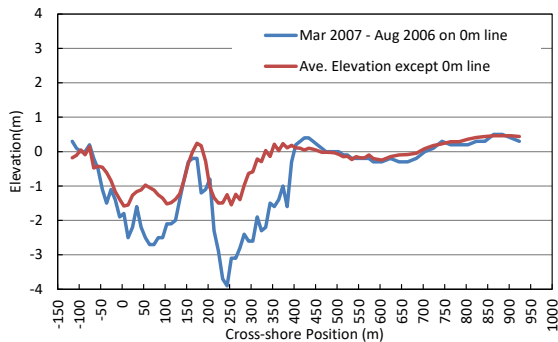


図-7 大侵食時の地形変化量，横軸：沿岸距離，縦軸：地盤高さ変化量，赤線：栈橋直下の測線を除く周辺海岸での地形変化量（数値計算の比較検証 Target），青線：栈橋直下の測線での地形変化量

2.2 大規模侵食時の海象条件と計算の外力条件

大規模な侵食が生じた時化の10月6日16時から8日9時まで観測栈橋周辺一帯での停電の影響で観測栈橋の風向・風速や波高・周期，潮位，気圧などの欠測が生じている。また，鹿島港沖の鹿島港ナウファスの観測記録に

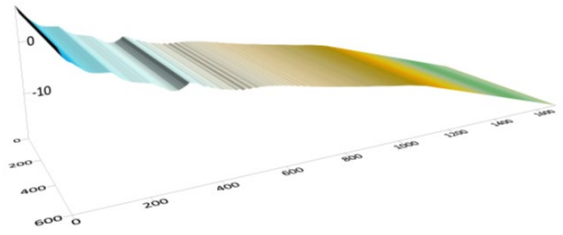


図-8 計算に用いる沿岸方向に一樣な地形．横軸：岸沖距離，奥行軸：沿岸距離，上向軸：地盤高，2006年8月の深浅測量結果をもとに栈橋直下の測線を除く平均地形を求めた

も10月6日12時から7日10時まで超音波による観測値に欠測が生じている。図-9は鹿島港ナウファスの有義波高と周期の時系列である。欠測期間中の波高と周期の値は水圧記録から計算した値である。図-10は銚子アメダスの気圧の時系列である。高波浪とともに急激な気圧低下が生じていたことが分かる。図-11は銚子アメダスの風速と風向の時系列である。風向は観測栈橋法線沖向きを0°として時計回りの角度に変換してある。波高のピーク時およ

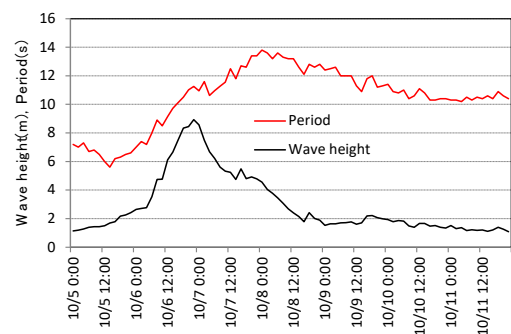


図-9 鹿島港ナウファスの有義波の波高と周期の時系列，横軸：日時，縦軸：波高（m）と周期（s），赤線：周期，黒線：波高

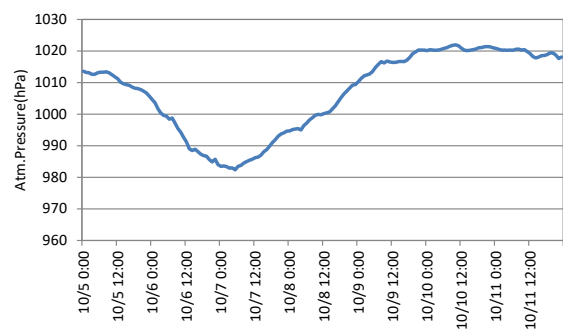


図-10 銚子アメダスの気圧の時系列，横軸：日時，縦軸：気圧（hPa）

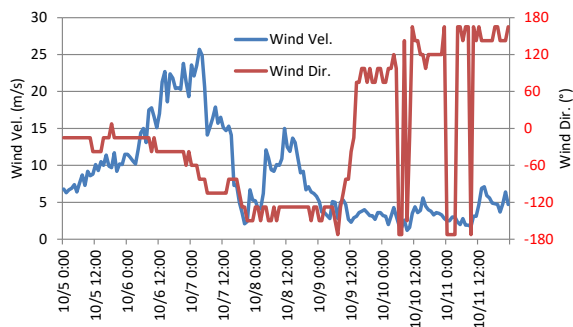


図-11 銚子アメダスの風速（青線）と風向（赤線），横軸：日時，左縦軸：風速（m/s），右縦軸：風向（°）；ただし，観測栈橋法線沖向きを0°として時計回りの角度に変換したもの）

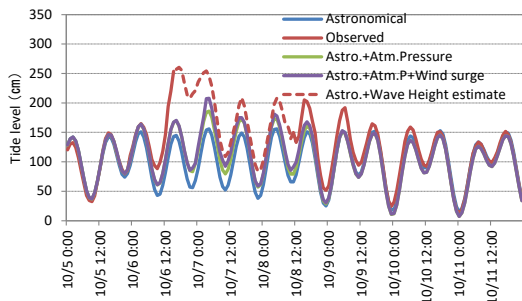


図-12 観測栈橋先端の潮位の時系列，横軸：日時，縦軸：潮位（cm），赤線：観測値（途中欠測），青線：天文潮位，緑線：天文潮位+気圧偏差，紫線：天文潮位+気圧偏差+吹き寄せ偏差，赤点線：観測値の欠測部分を天文潮位+時化前半の波高と潮位偏差の関係から推算した潮位偏差で補間

び気圧の最低下時，風速の最大時には北からの波（観測栈橋法線沖向き-60°）が入射していたと推察される．図-12は観測栈橋中間付近の波高計による潮位の観測記録（図中の赤実線部分）である．観測栈橋は砕波帯内にあり時化時には波による水位上昇が生じ気圧偏差や吹き寄せ偏差より大きな水位偏差が生じている．図中赤点線は，時化の発達期（10月5日0時から6日15時停電直前まで）の観測潮位と天文潮位との差と沖波波高との関係式を二次関数で求め，欠測期間の潮位を天文潮位と沖波波高から推定したものである．観測値は波高が減衰しても（観測栈橋の停電を復旧した10月8日10時以降）潮位の高い状態が続いているが，沖波波高から推定した潮位値は小さい．

計算に使用する波の入力条件については，図-13の赤丸印で示す波の発達から減衰までの11ケースを用いた．赤丸印の横の数字は初期条件の天文潮位（cm）である．

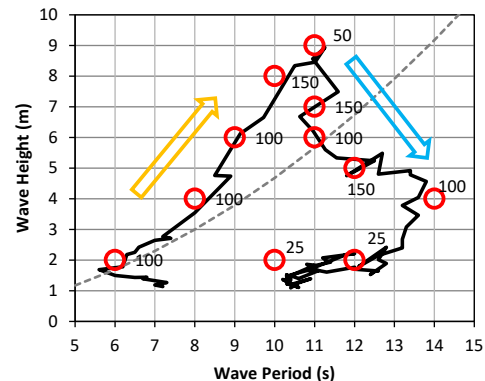


図-13 2006年10月6日から8日にかけての時化の発達と減衰，横軸：周期（s），縦軸：波高（m），黒線：波高と周期の発達と減衰過程，丸印：計算に用いた波高と周期，丸印横の数値：潮位（cm），灰点線： $H/L=0.03$

3. 波と流れによる地形変化モデルの概要と修正点

今回使用する波と流れによる地形変化計算モデルは，既開発の計算モデルを修正して使用した．計算モデルの基本的な構成は，波の伝播・変形計算，長周期波・海浜流計算，地形変化計算の3つの数値計算サブモデルとこれらに関連付ける波による流れの励起理論および波・流れによる底質移動量の経験式である（図-14，詳細については中村（2003，2006）を参照）．計算モデルの特長として，有限体積法を用いて式を離散化し，計算要素（セル）内の波動や水面高さ，流れ，地盤高の値をセルの周囲境界での水粒子速度ポテンシャルや運動量，底質移動の出入りで計算しているため，波の遡上によって生じる移動境界処理に係る計算負荷を軽減している．今回の修正点としては，①波の伝播と変形を計算する非定常緩勾配方程式の砕波減衰時の数値的な安定化のための修正と②砕波乱れによる底質の巻上げと移動拡散，沈降過程による地形変化計算の追加を行った．

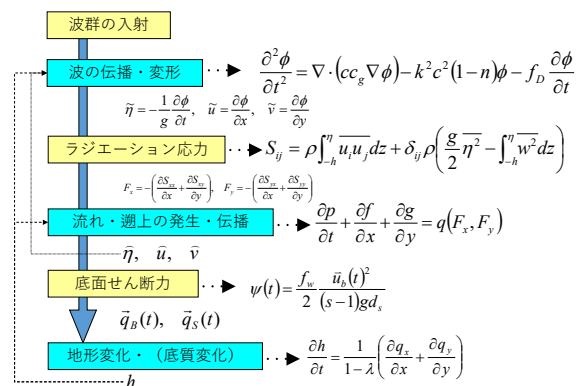


図-14 波と流れによる地形変化モデルの概要

3.1 碎波減衰項の安定化のための修正

波の反射・回折、浅水変形、屈折、流れの影響、碎波による減衰を考慮した非定常緩勾配方程式は式(1)で表される。今回は式中の破線で囲った碎波による減衰項の修正を行った。係数 f_D は碎波減衰量を決める係数であり、波が碎波減衰しているとき正の値を持つ。この値の大小によって、数値的に水粒子速度ポテンシャル ϕ の値を減じているが、波の碎波の計算では多くの場合に任意の定数を与え、計算される碎波の状態を見て決められている。今回の計算では、より物理的な考察から碎波減衰係数値を与えるため、時間と共に減衰する単振動の解析解である式(2)と比較して、係数 $f_D=2\omega\xi$ (ω は角振動数, $0\leq\xi\leq1$)とした。波が碎波する条件を $|\phi| > ch$ (c は波速, h は水深)とし、波の碎波している時は $\xi=1$ 、碎波していない時は $\xi=0$ 、の2つの状態で碎波を表現した。なお、 $\xi=1$ の時、式(2)は振動せず時間と共に単調減少する。また、碎波減衰によって失われる水粒子速度ポテンシャルの量を $\Delta\phi=2\omega\xi\phi\Delta t$ として底質を巻き上げる乱れの量を計算する際に用いる。

$$\frac{D^2\phi}{Dt^2} + (\nabla \cdot U) \frac{D\phi}{Dt} = \nabla \cdot (cc_g \nabla \phi) - k^2 c^2 (1-n)\phi - f_D \frac{\partial \phi}{\partial t} \quad (1)$$

$$\frac{d^2\varphi}{dt^2} + \omega^2\varphi + b\frac{d\varphi}{dt} = 0 \quad (b=2\omega\xi)$$

$$\rightarrow \varphi = ae^{-\omega\xi t} e^{\pm i(\omega\sqrt{1-\xi})t} \quad (0\leq\xi\leq1) \quad (2)$$

3.2 碎波乱れによる地形変化計算の追加

式(3)に地形変化を表す漂砂の連続式を示す。式中の h は地盤高さ、 λ は空隙率($=0$ とした)、 q_B は掃流砂量、 $q\downarrow$ は浮遊砂の沈降量、 $q\uparrow$ は碎波乱れによる浮遊砂の巻き上げ量を表す。掃流砂量 q_B については、従来型の波と流れによる底面せん断力 τ_{c+w} を用いて、砂の粒径 d_s に対するシールズ数 $\psi = \tau_{c+w}/(s-1)gd_s$ を求め、粒径毎の限界シールズ数 $\psi_c(d_s)$ 以上になると掃流砂が生じるとして、掃流砂量 $q_B = BL \times (\psi - \psi_c)\sqrt{\psi}$ とした。浮遊砂の沈降量 $q\downarrow$ は、海底面に波と流れによる底面せん断力 τ_{c+w} があると乱れによってかき乱され、砂の粒径によって決まる沈降速度 w_s (Rubeyの式)よりも沈降しにくくなり、沈降量が減ると仮定して、 $q\downarrow = \text{浮遊砂濃度} \times \sqrt{w_s^2 - \tau_{c+w}/\rho}$ で計算した。碎波乱れによる浮遊砂の巻き上げ量 $q\uparrow$ は、波の碎波減衰量 $\Delta\phi$ がその場所の水深方向に一樣な乱れを生じさせると仮定して、 $q\uparrow = SL \times f_w \Delta\phi \frac{c}{h}/(s-1)gd_s$ で計算した。巻き上がった浮遊砂は水深方向に一樣に広がり、浮遊砂濃度として波と流れによって移流拡散するとして計算した。

$$\frac{dh}{dt} = \frac{1}{1-\lambda} \left(\frac{\partial q_B}{\partial x} + \frac{\partial q_B}{\partial y} + q\downarrow - q\uparrow \right) \quad (3)$$

砂の粒径 d_s はHORS周辺の砂の中央粒径0.2mmとし、掃流砂係数BLは、中村・合田(2007)で使用した全漂砂量の係数値BL=47とし、浮遊砂量係数SL=0.1、底面摩擦係数 $f_w=0.01$ として計算を行い、次章で現地再現目標との比較を行う。

4. 地形変化の計算結果と現地再現目標との比較

波と流れ、地形変化の計算は、図-8の沿岸方向に一樣な海底地形を初期地形とし、図-13の○印に示す沖波有義波の波高・周期と潮位の条件で行った。数値計算で入力する波は、周期が一定で波高の出現確率がレーリー分布に従う100波の波群を数値計算領域の沖側境界の水深19mから斜め入射するように与えた。入射波境界の反射制御にはスポンジ消波境界、平均水面変動と海浜流の反射制御には長波の特性曲線を用いた透過境界を用いた。数値計算領域は、沿岸方向600m、岸沖方向1700m、解像度1mとし、数値計算領域の沿岸方向境界は、繰り返し境界と

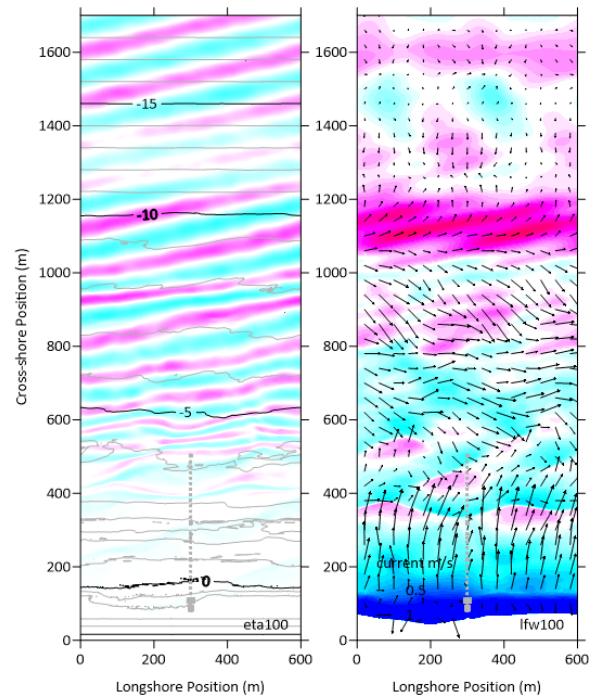


図-15 左図) 地形等高線と波の位相(シアン:波の峰, マゼンタ:波の谷), 横軸: 沿岸距離, 縦軸: 岸沖距離, 右図) 平均水面変動(青系: 上昇, 赤系: 低下)と海浜流ベクトル

した。また、沿岸方向300m、岸沖方向100m～500mの位置に観測栈橋杭列を模した構造物を配置している。図-15は有義波高9m、周期11s、潮位50cmの場合の計算結果である。左図に100波後の地形等高線と波の位相を示す。斜め入射した波は岸沖距離1200m付近から碎波し始め、地形変化を生じさせている。右図に100波後の平均水面変動と海浜流を示す。碎波位置付近では、波による平均水面低下（Wave Set-down）と碎波帯内の沿岸方向流、汀線付近では、波による平均水面上昇（Wave Set-up）と汀線位置の変化、および、波の遡上流下による岸沖方向流が生じていることが分かる。なお、碎波する波の位置や大きさに応じて、汀線位置は変動し、遡上流下流は、強くなったり弱くなったりする。この汀線位置の変動と遡上流下流の変化が、浜の地形変化にとって重要である。

4.1 地形変化の計算結果

沿岸方向に一様であった地形が100波後には非一様に変化する。これは観測栈橋杭列での波の反射や海浜流の変化によって、漂砂の上手側と下手側でわずかに波と流れの状況が異なるためである。地形変化量の計算においては、漂砂の上手側の岸沖測線（沿岸位置100m位置）を用いることとする。図-16は沖波波高4m、周期8s、潮位100cmの計算条件での地形変化の計算結果である。図中の青線は初期断面地形、赤線は100波後の断面地形、紫線は長周期波の水面変動を時間平均した平均水面高さ、緑線は碎波によって減衰する水粒子速度ポテンシャルの平均値の岸沖分布を表している。なお、平均水面が砂層内で初期潮位の1mに徐々に低下しているように見えるが、本計算では透水を扱っていないので、砂表面下の平均水面は、砂層内の水面を表しているわけではない。平均水面の高さ（汀線位置）は時間的に変化するので、砂層内で初期潮位より上にあるグラフは、平均水面が変動し、時々波の遡上があることを意味する。沖波波高4mの場合（図-16）には、沖のバー上とトラフ後の斜面で碎波（緑線）が生じ、汀線際の砂浜はわずかに侵食が生じているだけである。汀線付近の波の遡上や碎波による波の減衰量は小さい。

図-17は沖波波高6m、周期9s、潮位100cmの計算条件での波の減衰量と平均水面、地形変化の計算結果である。波は沖合から碎波し、汀線付近の平均水面は上昇し、バーム地形の上に波が常に遡上するようになっている。汀線付近での碎波による波の減衰は大きく、沖波波高6m程度からバーム地形の侵食が始まったことが分かる。

図-18は沖波波高9m、周期11s、潮位50cmの時化のピーク時の計算条件での波の減衰量と平均水面、地形変化の

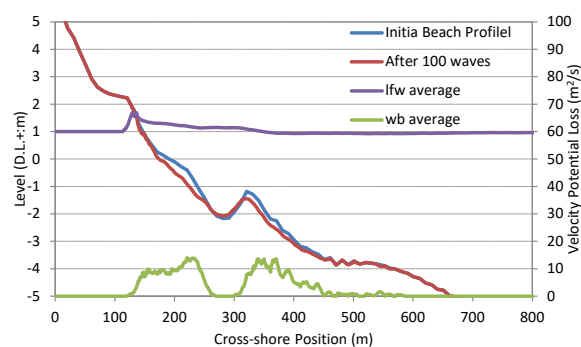


図-16 沖波波高4m 周期8s 潮位100cmの計算条件での地形変化計算結果の例、横軸：沿岸距離、左縦軸：高さ、青線：初期地形断面、赤線：100波後の地形断面計算値、紫線：平均水面、右縦軸：碎波によって失われる水粒子速度ポテンシャル量、緑線

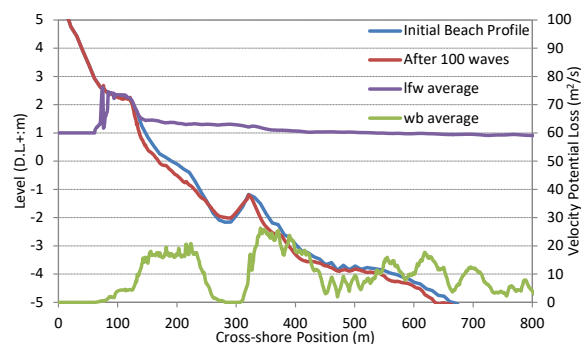


図-17 沖波波高6m 周期9s 潮位100cmの計算条件での地形変化計算結果の例、横軸：沿岸距離、左縦軸：高さ、青線：初期地形断面、赤線：100波後の地形断面計算値、紫線：平均水面、右縦軸：碎波によって失われる水粒子速度ポテンシャル量、緑線

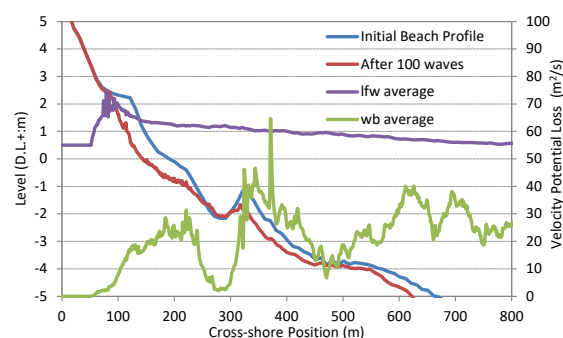


図-18 沖波波高9m 周期11s 潮位50cmの計算条件での地形変化計算結果の例、横軸：沿岸距離、左縦軸：高さ、青線：初期地形断面、赤線：100波後の地形断面計算値、紫線：平均水面、右縦軸：碎波によって失われる水粒子速度ポテンシャル量、緑線

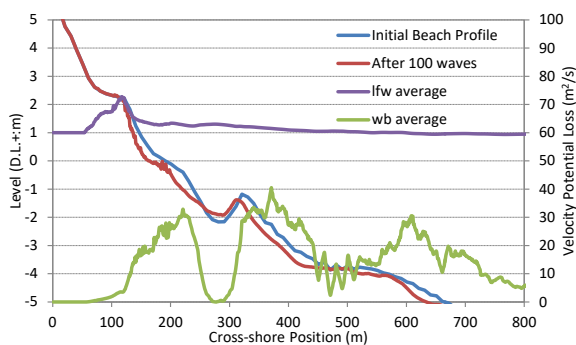


図-19 沖波波高4m 周期14s 潮位100cmの計算条件での地形変化計算結果の例、横軸：沿岸距離、左縦軸：高さ、青線：初期地形断面、赤線：100波後の地形断面計算値、紫線：平均水面、右縦軸：碎波によって失われる水粒子速度ポテンシャル量、緑線

計算結果である。汀線付近の平均水面は大きく上昇し、バーム地形は消失している。また、岸沖位置320m付近の沿岸砂州（バー）も大きく侵食されている。

図-19は沖波波高4m、周期14s、潮位100cmの計算条件での波の減衰量と平均水面、地形変化の計算結果である。沖波波高と潮位が同じ図-16と比較して、周期の長い場合は汀線での平均水面上昇は大きく、地形変化も沖合から生じている。

図-13の○印に示す沖波有義波の波高・周期と潮位の11ケースの条件で初期地形から100波後の地形変化の計算を行った。

4.2 現地再現目標との比較

時化の発達から減衰まで、図-13の○印に示す波と潮位の条件での地形変化計算から、沖波波高6m程度からバーム地形上への遡上と侵食が生じることが分かった。現地

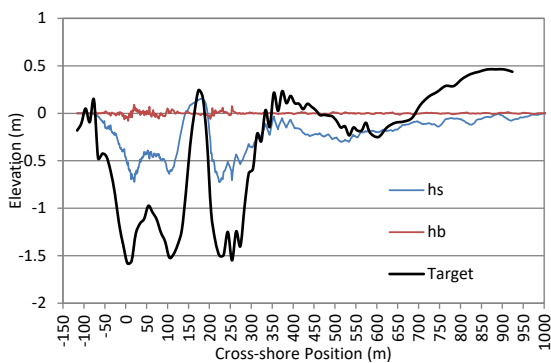


図-20 時化の間の地盤高変化量、横軸：岸沖距離、縦軸：地盤高変化量、黒線：Target、青線：碎波浮遊による地形変化、赤線：掃流砂による地形変化

で生じた地形変化との比較においては、各計算ケースの波と潮位の条件が3時間継続し、時化の期間中の総地形変化量は各計算ケースの変化量の重ね合わせができると仮定して、一時化での地形変化量を計算し、観測結果の再現目標との比較を行った。図-20は、一時化の間の地盤高変化量の実測値と計算値を比較したものである。黒線は現地観測結果から得られた断面地形変化の再現目標値、青線のhsは碎波乱れで生じた浮遊砂による断面地形変化量、赤線のhbは波と流れの底面せん断力で生じた掃流砂による断面地形変化量を示す。再現目標の断面地形変化量と碎波乱れで生じた浮遊砂による地形変化量(hs)の岸沖分布は、変化量の大きさに差はあるが、遡上端（岸沖位置100m）から沖合（岸沖位置700m）程度までの分布形状は極めて近く、波と流れの底面せん断力で生じた掃流砂による地形変化量(hb)だけでは、碎波帯内と波の遡上域での地形変化(Target)を表せないことが分かる。しかしながら、さらに沖合（岸沖位置700mより沖側）の再現目標値の堆積については、碎波浮遊砂変化量(hs)と波流れ掃流砂変化量(hb)のどちらも計算できていない。図-3の2007年3月の深浅測量結果を見ると、岸沖位置700mより沖側では沿岸方向に非対称に堆積が生じており、より広域での砂の動きが関係していると思われる。

今回の計算では浮遊砂量係数 $SL=0.1$ とした計算であるので、おおよその浮遊砂量係数値として、今回の計算で用いた係数値の2倍程度までの $SL=0.1\sim0.2$ として計算するのがよいと思われる。ただし、今回の計算では各条件の継続時間を3時間として重ね合わせを行ったものであること、時化の発達にともなう徐々に変化する地形を考慮し、連続的に計算したものではないこと、に注意が必要である。

5. まとめ

時化時の浜崖形成を伴うバーム地形の大規模侵食事例として、波崎海洋研究施設周辺の海岸で生じた2006年10月のバーム侵食の地形測量結果を解析し、急激な侵食時の再現目標地形変化を得た。波崎海洋研究施設および鹿島港ナウファス、銚子アメダスの観測データを用いて時化時の海象条件を整理し、予測計算に用いた。波の碎波に伴う乱れによって生じる浮遊漂砂による地形変化を考慮できるよう予測計算モデルの修正追加を行った。時化中の海象条件を用いた波と流れと地形変化の予測計算を行い、再現目標地形との比較を行った。新たに追加した浮遊砂量係数については、おおよそ $SL=0.1\sim0.2$ が適当であろう。各計算条件の波と潮位を何時間継続させるかにつ

いて、また、時化中に徐々に変化する地形に対して初期地形を次々に変化させて与えるかどうかについても検討が必要である。

6. おわりに

本報告では、波の砕波に伴う乱れによって生じる浮遊漂砂による地形変化を追加した計算モデルを開発した。波の砕波による砂の巻上げ、波の遡上と流下流による砂の移動は、浜の地形変化の大きな要因となっているので、砂浜の侵食予測や対策工の検討に際して、これらの物理現象を考慮する必要がある。今回の報告では、短期間での大規模侵食時のみの検討であったが、長期間での砂浜が回復する堆積時の過程についても検討が必要であろう。

地球温暖化による平均海面上昇に対する砂浜保全の対応においては、今回検討した浜への波の遡上と海岸砂の浮遊移動を含む予測が重要になる。

(2024年11月1日受付)

参考文献

- 武若聡・笹倉慎也・Elsayed GALAL・柳嶋慎一(2009) : 2006年秋季低気圧による鹿島灘の侵食, 土木学会論文集B, Vol.65, No.4, pp.277-284.
- 中村聡志(2003) : 波群の変形による長周期の波と流れの発生および沿岸の長周期波に伴う浜への波の遡上を考慮した地形変化モデルの構築, 港空研資料, No.1062, 16p.
- 中村聡志(2006) : 波による海浜流の発達過程と構造物による流況影響範囲に関する数値的検討, 港空研資料, No.1147, 17p.
- 中村聡志・合田良美(2007) : 波の不規則性と波候統計を考慮した突堤構造物の沿岸掃流砂阻止機能の定量的評価, 土木学会論文集B, Vol.63, No.4, pp.272-281.
- 中村聡志(2021) : 砕波帯構造物の周辺洗掘と海岸の沿岸方向一様性の変化, 港空研資料, No.1383, 88p.
- 信岡尚道・加藤史訓・武若聡・松浦健郎(2007) : 2006年10月上旬の茨城沿岸高潮の発生要因, 海岸工学論文集, 第54巻, pp.306-310.

記号表

c	: 波速 (m/s)
d_s	: 底質粒径 (m)
f_D	: 砕波減衰係数 (1/s)
f_W	: 底面摩擦係数
g	: 重力加速度 (m/s ²)
h	: 水深 (m)
hb	: 波流れ掃流砂変化量 (m)
hs	: 砕波浮遊砂変化量 (m)
k	: 波の波数 (1/m)
q_B	: 単位幅当たりの掃流漂砂量 (m ² /s)
$q_{\downarrow}$	: 単位面積当たりの浮遊砂の沈降量 (m/s)
$q_{\uparrow}$	: 単位面積当たりの浮遊砂の巻上げ量 (m/s)
s	: 海水の比重
t	: 時間 (s)
λ	: 間隙率
ρ	: 海水の密度 (kg/m ³)
τ	: 底面せん断力 (N/m ²)
ϕ	: 水粒子速度ポテンシャル (m ² /s)
ω	: 角加速度 (1/s)

$$\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{U} \cdot \nabla \quad : \text{微分演算子}$$

$$\nabla \phi = \left(\frac{\partial \phi}{\partial x}, \frac{\partial \phi}{\partial y} \right) \quad : \text{スカラー} \phi \text{の勾配ベクトル}$$

$$\nabla \cdot \mathbf{U} = \frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_y}{\partial y} \quad : \text{流れのベクトル} \mathbf{U} \text{の発散}$$

港湾空港技術研究所資料 No.1422

2024. 12

編集兼発行人 国立研究開発法人海上・港湾・航空技術研究所

発行所 港湾空港技術研究所

横須賀市長瀬3丁目1番1号

TEL. 046(844)5040 URL. <https://www.pari.go.jp/>

Copyright © (2024) by MPAT

All rights reserved. No part of this book must be reproduced by any means without the written permission of the President of MPAT

この資料は、海上・港湾・航空技術研究所理事長の承認を得て刊行したものである。したがって、本報告書の全部または一部の転載、複写は海上・港湾・航空技術研究所理事長の文書による承認を得ずしてこれを行ってはならない。