

# 港湾空港技術研究所 資料

TECHNICAL NOTE  
OF  
THE PORT AND AIRPORT RESEARCH INSTITUTE

**No.1256**      September 2012

波崎海岸における後浜の大規模な侵食

柳嶋 慎一

独立行政法人 港湾空港技術研究所

Independent Administrative Institution,  
Port and Airport Research Institute, Japan

## 目 次

要 旨 .....	3
1. はじめに .....	4
2. 調査項目および方法 .....	4
2.1 地形測量 .....	4
2.2 波の遡上痕跡および浜崖の位置と高さ .....	5
2.3 映像によるデータ .....	5
2.4 潮位データ .....	5
2.5 気象データ .....	5
2.6 波浪データ .....	5
3. 低気圧通過時の気象・海象条件 .....	5
3.1 潮位 .....	6
3.2 風向・風速と雨 .....	6
3.3 波浪 .....	6
4. 波の遡上 .....	7
4.1 遡上痕跡 .....	7
4.2 最大遡上高さの検討 .....	9
5. 海岸侵食の実態 .....	11
5.1 地形変化の概要 .....	11
5.2 浜崖の発生 .....	12
5.3 断面地形変化の詳細 .....	14
6. 考察 .....	17
6.1 浜崖の発生・発達 .....	17
6.2 波の遡上・流下 .....	18
6.3 高潮時の後浜保全方法の検討 .....	18
7. おわりに .....	20
謝辞 .....	20
参考文献 .....	21

# Large-scale erosion of backshore in Hasaki coast

Shin-ichi YANAGISHIMA\*

## Synopsis

A large-scale coastal erosion was caused in Hasaki coast by the storm caused by low-pressure passing in October 6<sup>th</sup> - 8<sup>th</sup>, 2006. The coast was eroded not only the foreshore but also the backshore, because storm surge was caused simultaneously at the flood tide. Appearances of the coastal erosion are clarified by using the topographic data before and after the storm and the image during the storm. The large-scale backshore erosion is caused in three steps as follows: First, the foreshore is eroded and the berm disappears completely. The beach profile is formed to the gentle foreshore and following the steep backshore. Next, the wave runs up on the steep backshore. The down-rush flow cuts the backshore, and the beach scarp is partially caused. The third, the run-up waves come directly to hit the base of the beach scarp, and the beach scarp grows up widely. The situation of the beach scarp erosion is different in the beach profile before the storm. In the backshore that accumulates up in enough height by the effect that coastal vegetation hold blown sand, the second step is not caused.

**Key Words:** coastal erosion, storm surge, wave run-up, beach scarp, field survey, coastal vegetation, hasaki coast

---

\* Senior Research Engineer, Coastal and Estuarine Sediment Dynamics Group  
3-1-1 Nagase, Yokosuka, 239-0826 Japan  
Phone : +81-46-844-5045 Fax : +81-46-841-9812 e-mail:yanagishima@pari.go.jp

# 波崎海岸における後浜の大規模な侵食

柳嶋 慎一\*

## 要 旨

2006年10月6日から8日に、日本列島を通過した低気圧による、高潮、高波浪によって鹿島灘においては、後浜にまでおよぶ大規模な海岸侵食が生じた。波崎海洋研究施設で得られた低気圧通過前後の地形データ、通過過程で撮影された映像を中心に、海岸侵食の詳細な機構を検討した。その結果、満潮と高潮が重なったため、高い位置まで波が遡上し、後浜までおよぶ大規模な侵食が生じた。後浜にまで及ぶ侵食は、段階的に生じ、まず、前浜が侵食され、次いで勾配の急な後浜に波が高い位置まで遡上し、後浜が侵食されるとともに浜崖が生じた。さらに、波が浜崖に衝突を繰り返すうち、浜崖の規模が増大した。侵食の少なかった後浜の状況から、波の作用時間が短い高潮時の後浜の侵食は、海浜植物によって軽減出来ることを明らかにした。

キーワード：侵食，高潮，波の遡上，浜崖，現地調査，植生，波崎海岸

---

\* 沿岸環境研究領域沿岸土砂管理研究チーム 主任研究官  
〒239-0826 横須賀市長瀬3-1-1 独立行政法人港湾空港技術研究所  
電話：046-844-5045 Fax：046-841-9812 e-mail:yanagishima@pari.go.jp

## 1. はじめに

平成 19 年度国土交通白書(2008)によれば、地球温暖化にともなう海面水位の上昇、台風の強度の増大による砂浜の消失が想定されており、海岸を防護しつつ、環境、利用にも配慮した海岸の整備と保全が求められている。

白砂青松と表現されるような自然海浜においては、温暖化による台風の巨大化により、今までは波が遡上することがなく、背後地を外力から護る最後の防波堤となっている後浜あるいはその背後の砂丘にまで波が到達し、侵食を受ける危険性がある。しかし、今まで後浜まで波の力が及ぶような事例・調査例はほとんど無いため、後浜あるいは砂丘の保全方法は確立されていない。

このような中で、2006 年 10 月 6～8 日に、鹿島灘一帯は発達した低気圧の通過に伴い高潮位と高波浪により、後浜にまでおよぶ非常に大規模な海岸の侵食が生じた。

信岡ら(2007)は、この時の高潮の発生要因について検討し、高潮の一因がエクマン輸送による水位上昇であることを指摘している。

低気圧通過に伴う鹿島灘における地形変化については、武若・El Sayed Galal(2007,2009)、武若ら(2009)が航空レーザー計測データを基に、T.P.0m から+5m の範囲の地形変化について鹿島灘全域を対象にマクロ的な検討を行い、約 122 万  $m^3$  の海岸侵食が生じたことを示している。しかしながら、低気圧通過に伴う、海岸侵食の詳細な機構については、十分に検討されていない。

そこで、本論文では、波崎海洋研究施設で観測された低気圧通過前後の地形データ、低気圧の通過過程で撮影された映像を中心に、低気圧通過による海岸侵食の実態を把握し、今後の地形変化予測手法および高潮時の侵食対策法の提案を行うための事例をまとめることを目的とした。

## 2. 調査項目および方法

調査は、茨城県の鹿島灘に面する砂浜海岸にある波崎海洋研究施設(図-1、以後HORSと呼ぶ)周辺で以下の項目について行った。各項目の観測状況を図-2に示す。

### 2.1 地形測量

地形測量は、低気圧通過直前の 2006 年 10 月 4 日と通過直後の 2006 年 10 月 12 日に、図-3 に示す範囲(沿岸方向距離  $x=-200\sim 200m$ 、岸沖方向距離  $y=-115m\sim 100m$ )を、沿岸方向間隔 40m、岸沖方向間隔 5m で行った。HORS においては棧橋の銚子側サイドを原点とし、

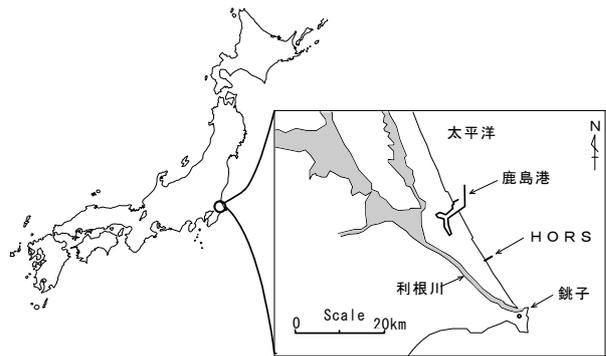


図-1 調査位置図

項目	月日	10/4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
荒天				◆								
地形測量		↑								↑		
遡上痕跡他											↑	
写真撮影				↑	↑	↑		↑		↑		
webカメラ		▶										
風の観測		▶										
波浪観測		▶										
潮位観測		▶										

図-2 データの取得状況  
(黒矢印は、HORS で実施した項目)

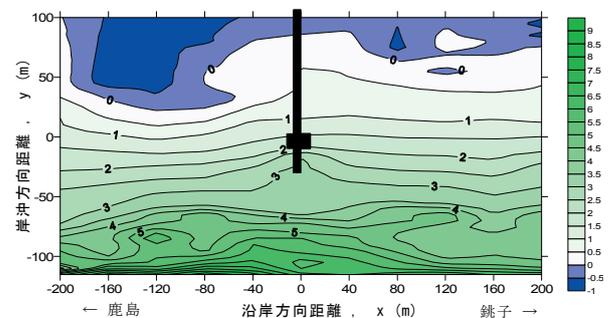


図-3 低気圧通過前の地形(2006年10月4日測量)

沿岸方向を  $x$  軸(銚子方向を+)、棧橋建物沖側端を原点とし、岸沖方向を  $y$  軸(沖方向を+)とする HORS 固有の座標を使用している。また、高さの基準は波崎港工事基準面 ( $D.L.0m=T.P.-0.687m$ ) を使用した。

後浜においては、汀線測量における沿岸方向測線間隔(40m)内でも起伏が生じている。そこで、連続する沿岸方向測線間の地形変化の詳細を把握するために、国土地理院が 2005 年 10 月 17 日～28 日に測量した航空レーザー計測データ(2.5m 間隔の原データを沿岸方向間隔

10m, 岸沖方向間隔 5m に変換したデータ) を用いた。

図-4 は、航空レーザー計測データと 2005 年 10 月 13 日に実施した汀線測量実測値との比較を示している。両者は、1 対 1 の関係を示す直線にほぼ一致し、全データの標準偏差は 0.20m であった(最大 0.235m, 最小 0.096m)。この結果から、航空レーザー計測データは、大規模な海岸侵食を議論するには十分な精度であると判断した。

## 2.2 波の遡上痕跡および浜崖の位置と高さ

遡上痕跡および発生した浜崖の位置と高さは、GPS 測量器を用い、10 月 13 日に測量した。この際、遡上痕跡位置は以下の 2 項目を同時に満足する地点とした。

- ・ごみが打ち上げられた陸側の限界地点
- ・砂面の砂の色が変化する地点

## 2.3 映像によるデータ

砂丘近くにある建物屋上に設置した web カメラにより、約 1s 間隔で、後浜から前浜の状況および海の様子を連続撮影した。これとは別に、後浜から前浜の状況および海の様子を、10 月 6 日から 13 日の間に適宜写真撮影した。

## 2.4 潮位データ

低気圧が通過した 2006 年 10 月 6 日夕方から 9 日朝まで、HORS 観測栈橋においては電源トラブルが発生し、データの取得が出来なかった。そこで、潮位は、HORS の北 12km にある鹿島港内で 1 時間毎に観測されたデータを用いることにした。

## 2.5 気象データ

風向・風速、気圧、雨量は、HORS から南へ 20km 離れた銚子気象台で観測された 1 時間毎のデータを用いた。

## 2.6 波浪データ

HORS に最も近い鹿島港において、波浪が最大になると判断される時間帯(10 月 6 日 12 時から 7 日 11 時)に欠測が生じ、データは得られていない。そこで、波浪は、HORS から北に約 70km 離れた常陸那珂港で観測されたデータを用いることにした。なお、加藤ら(1989a)によると、バラツキはあるものの鹿島港における波高は、常陸那珂港の波高よりも 18% 程度大きくなること分かっている。

## 3. 低気圧通過時の気象・海象条件

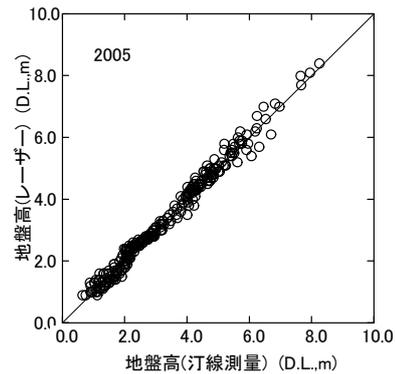


図-4 航空レーザー計測データと実測値との比較 (2005 年)

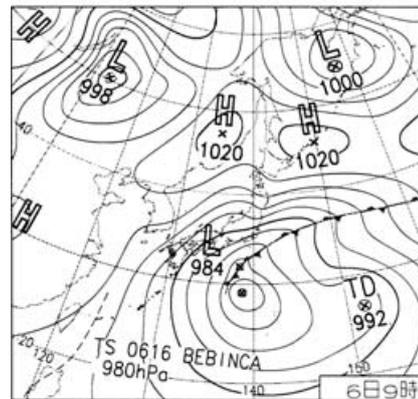


図-5 10月6日の天気図(気象庁ホームページより)

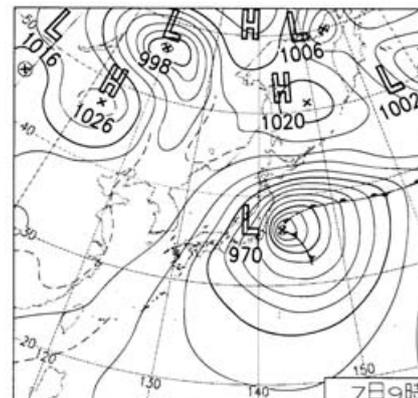


図-6 10月7日の天気図(気象庁ホームページより)

本州の南岸に停滞した前線の活動が、台風第 16 号の接近に伴い 10 月 4 日頃から活発となった。また、5 日 12 時に四国沖で前線上に発生した低気圧が、6 日に急速に発

達しながら本州の南岸に進み(図-5), さらに発達を続け、7日には三陸沖(図-6), 8日には北海道の東方海上に進んだ。その後、急速に発達した低気圧が本州の太平洋沿岸を北上したため、関東地方から北海道地方にかけての太平洋側で最大風速25m/sを越える暴風と暴浪を記録した(気象庁2006)。この低気圧の通過にともない、以下のように鹿島港では既往最高潮位を、常陸那珂港では高波浪を観測した。

### 3.1 潮位

図-7は、鹿島港における10月4日から8日の間の天文潮位を細線で、実測潮位を赤太線で示している。

実測潮位は、5日午後から天文潮位よりも高くなり始め、この状態は8日夜まで続いている。実測潮位が最も高くなったのは、7日3時(図中Bで示す)で、+2.45m(鹿島港既往最大)であり、この時の潮位偏差は0.94mであった。次いで潮位が高かったのは、6日16時(図中A)および7日16時(図中C)であり、潮位偏差はそれぞれ0.79m、0.70mであった。

### 3.2 風向・風速と雨

図-8は、銚子における風向・平均風速の変化を上段に、大気圧および累積雨量を下段に示している。

平均風速は、6日早朝から強くなり始め、7日3時に25.7m/sで最大になっている。その後、風速は急速に弱まり、7日20時には5m/s以下になっている。風向は、NEから半時計回りに徐々にW方向に変化しており、風速が最大になった時にはNNW方向であった。なお、6日12時から7日2時まで14時間に渡り20m/s以上のNNE～N方向の風(海風)が連続して吹いていた。

気圧は、6日早朝から下降を始め、7日5時に982.4hPaで最低になり、その後は上昇している。

累積雨量は、6日1時から7日8時までの31時間に202.5mm(約7mm/時間)であった。

潮位が2番目に高かったAの時間帯には、N方向から22.4m/sの風が吹いていた。そして、潮位が最高になったBの時間帯には、風速が最大(25.7m/s, 風向 NNW)であり気圧(982.9 hPa)も最低に近かった。一方、潮位が3番目に高かったCの時間帯には、NNW方向から7.3m/sの弱い風が吹いていた。

### 3.3 波浪

図-9は、常陸那珂港における有義波高、有義波周期の経時変化を上段に、中段には上記波浪の波形勾配を、下段には沖波観測地点で観測された長周期波(周期32s以上

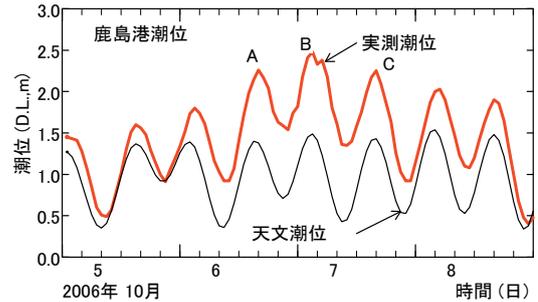


図-7 鹿島港の天文潮位および実測潮位

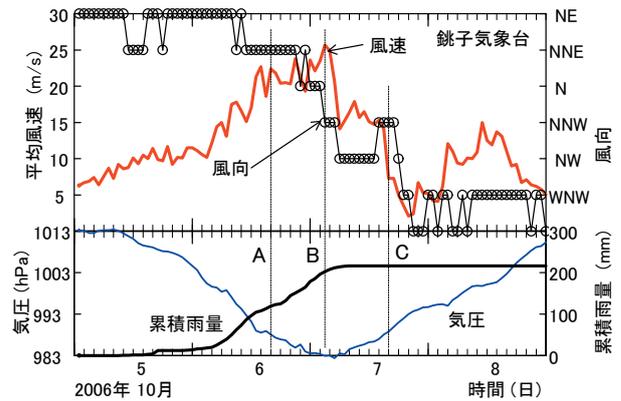


図-8 銚子気象台における風、気圧、雨量の変化

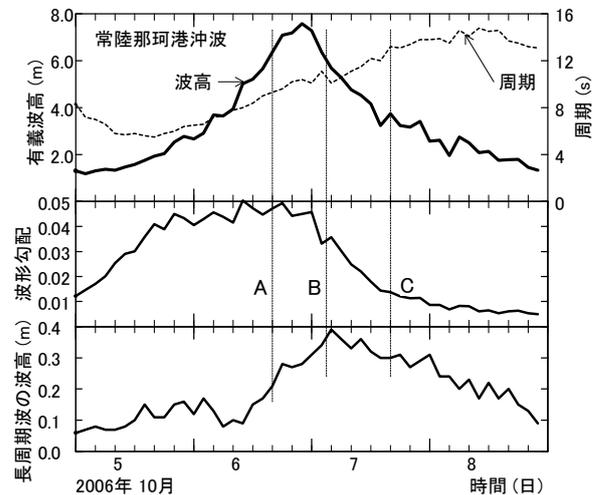


図-9 常陸那珂港の波浪

の成分、永井ら(2002)の波高を示している。

有義波高は、6日22時に7.59mで最大になっている。この時の周期は10.4sであった。その後、波高は減衰するものの周期は長くなり続け、8日10時に14.8sで最長

になっている。

波形勾配は、波が最大であった時間帯を含む 5 日 16 時頃から 7 日 0 時まで 0.04~0.05 の間にあり大きい。その後、波形勾配は小さくなり 8 日 0 時以降は 0.01 以下になっている。

長周期波 (32s 以上) の波高は、6 日 12 時頃より急激に大きくなり 7 日 4 時に 0.39m で最大になっている。その後、長周期波の波高は 8 日の 22 時に向かって緩やかに減衰している。

低気圧通過の際の遡上波の波向は、砂丘付け根付近にある建物 (以後、新館と呼ぶ、測線  $x=50\text{m}$ ,  $y=-105\text{m}$  の位置) 屋上から撮影した写真および web カメラの映像から、6 日夕方は北寄りであり (写真-1 参照)、7 日早朝以降は、汀線に対し直角に近かった (写真-2) と推察される。

従って、潮位が上昇中である A の時間帯は風波の発達過程にあり遡上波の波向は北寄りであった。そして、潮位が最高になった B の時間帯には風波とうねりが混在し長周期波の波高が最も高く、遡上波の波向は北寄りであった。一方、潮位が下降中の C の時間帯はうねり成分が卓越し、遡上波の波向は汀線に対し直角に近かったと考えられる。

## 4. 波の遡上

### 4.1 遡上痕跡

鹿島港の潮位が極大になった 10 月 7 日 3 時には、風速は最大で風向 NNW (海からの風)、気圧は最低に近く、波浪も大きかったことから HORS 汀線付近の水位は、波による set-up により、鹿島港内よりも高く、遡上高さも長周期波の影響を受け、高くなっていたと推察される。

図-10の上段は、遡上痕跡高 (●印) の沿岸方向分布を、下段は遡上位置 (●印) の空間分布を示している。なお、地形データは以下の理由から 2005 年 10 月の航空レーザー計測データを用いている。

①後浜の細かな起伏を把握する必要がある。

②図-11は、地盤高を 2006 年 10 月 4 日の汀線測量データと同一地点の 2005 年の航空レーザー計測データを比較したものであり、両者はほぼ一致している。

航空レーザー計測データを用いることにより、図-3に示した沿岸方向 40m 間隔の汀線測量では現れていない後浜の細かな起伏が図-10には示されており、特に、測線  $x=40\text{m}$  から 160m の範囲には、海岸線に対し斜め方向に地盤の高い部分 (馬の背状) と低い部分が交互に連なっているのが分かる。



写真-1 波の遡上状況 (10月6日, 16時48分)



写真-2 波の遡上状況 (10月7日, 16時46分)

遡上痕跡は、HORS の鹿嶋側では概ね D.L.+5m の等高線に沿い、銚子側では D.L.+4.5m の等高線に沿って分布している。このような遡上高さの違いは、遡上痕跡高の沿岸方向分布から明確に読みとれる。

観測栈橋の銚子側で遡上痕跡高が低くなっている要因の一つは、構造物の影響と考えられる。

測線  $x=40\text{m}$  から 70m の間の遡上高が低いのは、

①写真-1に示すとおり、この付近が観測栈橋斜路部分と栈橋の建物を支える鋼管杭群により、波向きが北寄りであった A から B の時間帯に、波の遮蔽域になった。

②写真-3に示すとおり、砂丘近くにある新館建物は高床式の構造になっており、床下の地盤高がもともと低くなっており、遡上した海水が低い床下部分に流れこんで滞留したため、遡上痕跡は低くなったと考えられる。2 番目の要因については、6.1 項で述べる。

測線  $x=120\text{m}$  から 155m の間で砂丘付近に低い遡上痕跡が残ったのは、 $x=90\text{m}$  から 100m 間の狭い谷状の地形から進入した遡上波がその内側 (奥側) の広く、地盤高の低い範囲 (図-10 下段に黄色で示す) に広がった (写

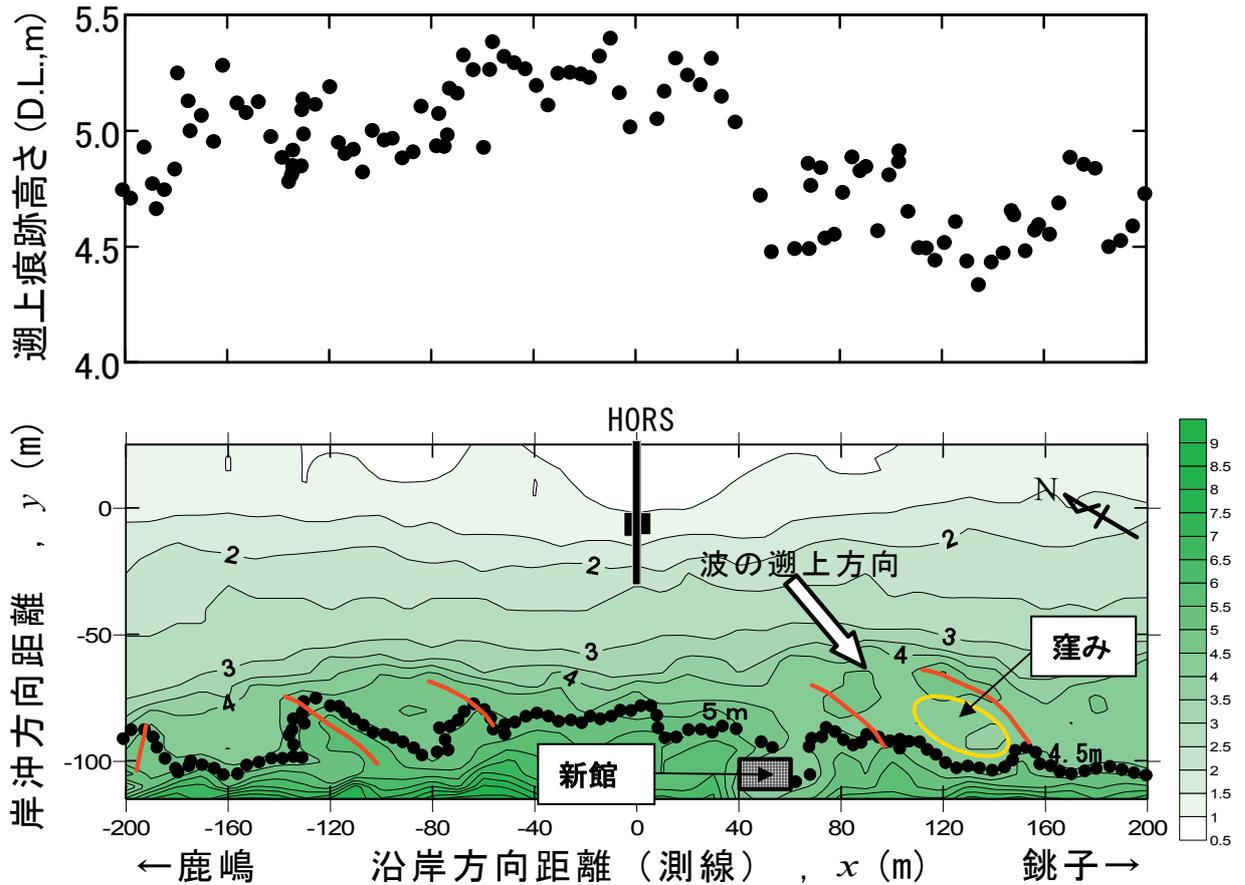


図-10 遡上痕跡高の沿岸方向分布（上段）と遡上痕跡の平面分布（下段，赤線は馬の背状地形，地形は2006年10月）

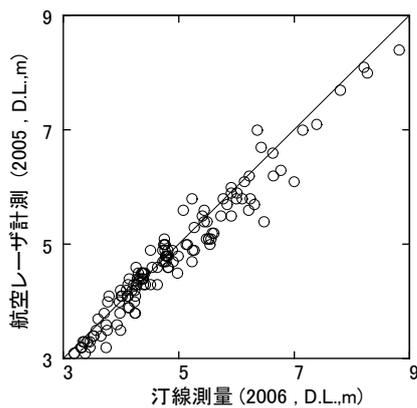


図-11 汀線測量と航空レーザー計測データの比較

真-4) ためと考えられる。

鹿島側の測線  $x=-150\text{m}\sim-90\text{m}$  の範囲においても銚子側と同様な原因により、周囲に比べ、遡上痕跡高は、低くなったものと考えられる。

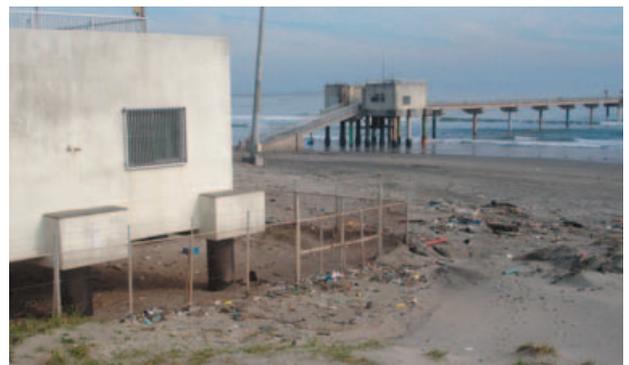


写真-3 新館付近の遡上痕跡

一方、図-10の測線  $x=-160\text{m}$  付近は、勾配が緩いにもかかわらず遡上痕跡高は高くなっている。これは、図-10下段に示すとおり、この測線が陸側に凹型になっている地形の中央に位置しているため、遡上した波が収斂し、遡上高さが高くなったものと考えられる。



写真-4 波の遡上の様子  
(10月7日, 13時38分, 測線x=100m~200m)

#### 4.2 最大遡上高さの検討

図-10 上段に示した遡上痕跡高のうち, 馬の背状の地形の影響あるいは構造物の影響を受けていないと判断される範囲 ( $x=-70\text{m}\sim 30\text{m}$ ) の遡上痕跡高 (概ね+5.3m) について検討する.

HORS における波の遡上高さは, 加藤ら(1989b)によって式(1)に示す経験式によって評価できることが分かっている. ただし, ここでの遡上高さ ( $R_L$ ) は, バーム侵食時に, 波の遡上により生じる僅かな堆積の限界高さであり, 近似的な波の遡上高さである. また, 本経験式は, 1987年から1990年までに測定された28ケースの堆積限界高さを基に得られた式である. この間の最大堆積限界高さは+3.3mであった.

$$R_L = (\bar{\eta})_0 + 0.96 \cdot (H_L)_0 + 0.31 \quad (\text{m}) \quad (1)$$

ここで,  $(\bar{\eta})_0$  は汀線での水位,  $(H_L)_0$  は汀線における長周期波の波高である.

式(1)を基に2006年10月7日前後の遡上高さを評価した. ただし, HORSの汀線における水位, 長周期波の波高および鹿島港における波浪等のデータは, 得られていない. そこで, 遡上高さは, 以下のように推定した.

式(1)の右辺第1項の汀線での水位は式(2)で計算される (加藤ら(1989a)).

$$\begin{aligned} \text{汀線での水位} = & \text{天文潮位} + \\ & \text{波による水位上昇} (\eta_{\text{wave}}) + \\ & \text{気圧低下による吸い上げ} (\eta_p) + \\ & \text{風による吹き寄せ} (\eta_{\text{wind}}) - 0.05 \quad (2) \end{aligned}$$

式(2)の右辺第1項は鹿島港の天文潮位で評価され, 第2, 3, 4項はそれぞれ式(3), (4), (5)で評価できる (加藤他(1989a)).

$$\eta_{\text{wave}} = 0.14 \cdot E_f^{0.4} \quad (3)$$

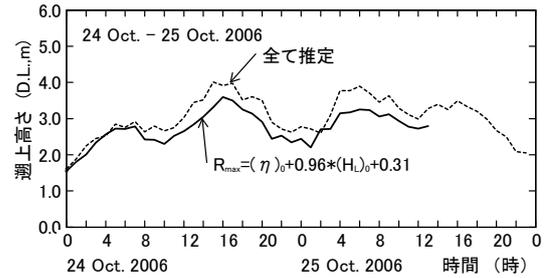


図-12 遡上高さの比較 (2006年, 10月24日~26日)

$$\eta_p = 0.69 \cdot \Delta P \quad (4)$$

$$\eta_{\text{wind}} = 0.04 \cdot v^2 \cdot \cos \theta \quad (5)$$

ここで,  $E_f$  は, 波のエネルギーフラックスであり, 鹿島港または常陸那珂港の観測データを用い計算した.  $\Delta P$  は気圧偏差,  $v$  は海上10mの平均風速,  $\theta$  は汀線に対する風向であり, HORSまたは銚子気象台の観測値を用い計算した. 一方, 式(1)中の汀線での長周期波の波高は, 式(6)によって計算される (加藤(1993)).

$$(H_L)_0 = 0.23 \cdot E_f^{0.51} \quad (6)$$

式(2)~(6)に示した遡上高さ推算式の妥当性を確認するために, 2006年10月24日から25日の間の低気圧通過時のデータを用いて検討した.

図-12の太線は, HORSにおいて観測された汀線付近の水位, 長周期波の波高, 鹿島港の波浪を用い, 式(1)で計算した計算遡上高さを示している. 一方, 破線は鹿島港の波浪, HORSの風向・風速, 銚子気象台の気圧を用いて式(2)~(6)で推算した値に式(1)の定数項を加算した結果を示している.

推算値は, 24日8時までは計算値と一致するものの, その後, 推算値は計算値をやや上回るようになる. この原因として, 式(6)で計算される長周期波の波高が, 周期の長い時に過大評価されている可能性が考えられる. というのは, 有義波周期は, 24日10時まで9s以下であったが, 12時以降は, 11~12sと長くなっていたからである. ただし, 推算値と計算値の遡上高の差は小さいことから, 本式で遡上高を推定できると判断した.

そこで, 10月5日から9日までの常陸那珂港の波浪, 銚子気象台の風向・風速, 気圧を用いて遡上高さを計算し, その結果を測線  $x=-70\text{m}\sim 30\text{m}$  の遡上痕跡高 (赤線, +5.3m) とともに図-13に示す. なお, ここでは加藤ら(1989a)にならない, 常陸那珂港の波浪から鹿島港の波浪を推定し用いた. また, 風速・風向は, 栗山ら(2001)にならない, 銚子気象台の風データからHORSの風を推定し用いた.

計算遡上高さは, 6日16時 (図-7中のAの時) および7

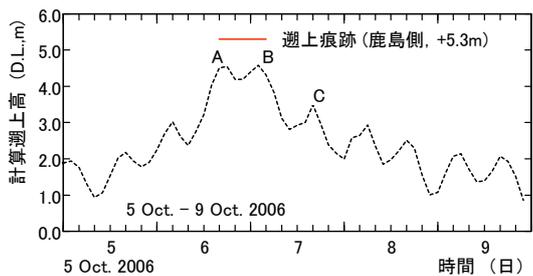


図-13 計算遡上高さの変化 (2006年, 10月5日～9日)

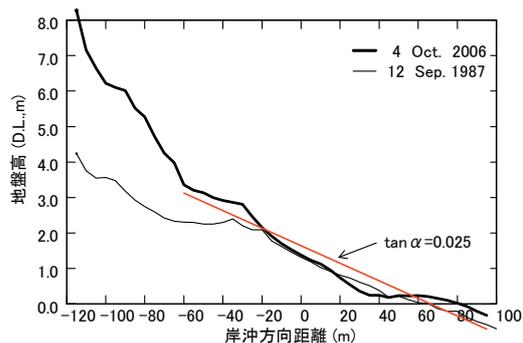


図-15 パームが侵食される前の断面地形

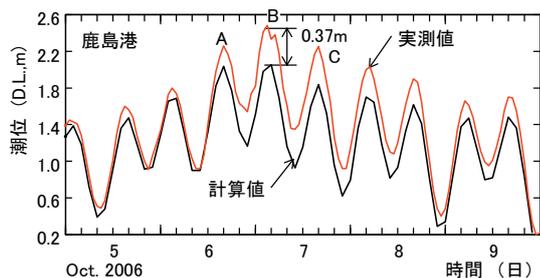


図-14 鹿島港の潮位の比較 (2006年, 10月5日～9日)

日2時の満潮時 (Bの時) に+4.5mで高くなっている。これに対し、波高が減衰し風も弱くなった7日16時の満潮時 (Cの時) の計算遡上高は、+3.5mであり、A、Bの時間帯に比べ1m低くなっている。

鹿島港における観測潮位は、図-7に示したとおり、Bの時間帯が最も高く (+2.5m) A、Cの時間帯はそれよりも低い+2.2mであった。計算遡上高と鹿島港の観測潮位を比べると、BおよびCの時間帯の計算遡上高は、低めに評価されている。

次に、遡上痕跡高と計算遡上高を比較すると、計算遡上高は遡上痕跡高より0.8m低くなっている。この違いの要因について、まず、鹿島港の潮位を検討する。

鹿島港の潮位は、(加藤ら(1989a)) によって式(7)で評価できる。

$$\text{鹿島港の潮位} = 0.06 \cdot E_f^{0.4} + 0.87 \cdot \Delta P + 0.04 \cdot v^2 \cdot \cos \theta - 0.10 \quad (7)$$

ここで、 $E_f$  は、鹿島港の波のエネルギーフラックスであり、 $\Delta P$  は銚子気象台の気圧偏差、 $v$  はHORSの海上10mの平均風速、 $\theta$  は汀線に対する風向である。

図-14は、10月5日から9日までの鹿島港の実測潮位を赤線で、式(7)で評価した計算潮位を黒線で示している。

実測潮位と計算潮位は、6日昼頃まで、一致している。しかし、6日夕方から実測潮位は計算潮位よりも高くなり、



写真-5 パームが形成された前浜 (2006年9月4日)

この状態は9日夜まで継続している。両者の差は、図中A、B、Cで示す時刻にそれぞれ、0.20、0.37、0.35mであった。

鹿島港においても、水位上昇を生じさせる従来の要因 (波による水位上昇、気圧低下による吸い上げ、風による吹き寄せ) だけでは説明できない水位上昇が生じていることが分かる。

信岡ら(2007)は、水位上昇を生じさせる従来の要因に加え、エクマン輸送による水位上昇を提案し、エクマン輸送による水位上昇は、大洗港で0.3m程度と述べている。

鹿島港における水位は、6日昼過ぎから、水位上昇を生じさせる従来の要因に加え、その他の要因による水位上昇のため高くなり、鹿島港に近いHORSにおいても、同程度の水位上昇が生じていたものと考えられる。

しかし、図-13に示したHORSにおける遡上痕跡と計算遡上高さとの差 (0.8m) を説明するには十分ではない。

HORSにおける遡上高さを求める式(1)は、前述のとおり最大堆積限界高さ (=遡上高さ) +3.3m以下の28ケースのデータを下に得られた経験式である。

図-15は、測線 $x=-40$ mの低気圧通過前の断面地形を示している (図中には、比較のため過去の代表的なバーム侵食時の測線 $x=0$ mの地形もあわせて表示してある)。

この時の断面地形の前浜勾配は、最小自乗法を用いて



写真-6 バームの消滅した前浜 (10月6日, 14時32分)

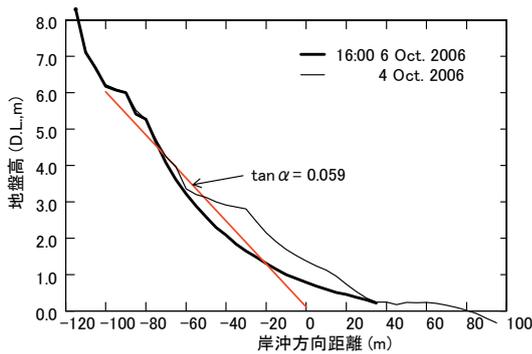


図-16 バーム侵食後の断面地形 (測線 $x=-40m$ )

計算すると、赤線で示すとおり  $\tan \alpha = 0.025$  であり、代表的な1987年9月の断面地形の前浜勾配とほぼ同様である。従って、潮位Aの時間帯までの遡上高は、式(1)で計算することが可能である。

図-15において、岸沖方向距離 $y=-30m$ 付近に存在したバーム(写真-5参照)は、10月6日早朝に行った地形測量の際には存在した。しかし、前浜のバームは、波高が増大した6日午後から侵食が始まり、波の遡上が極大になる前のAの時間帯までに消滅していた(写真-6)。そのため、潮位が最大になったBの時間帯の前浜から後浜までの勾配は、図-16に示すとおり、Aの時間帯よりも急(赤線、 $\tan \alpha = 0.059$ )になっていたはずである。

一般的に波の遡上は、海岸の勾配が急なほど高くなることを考慮すると、Bの時間帯の遡上痕跡高が計算遡上高よりも高いのは、その他の要因による水位上昇が加わり、水位が更に高くなった状態で勾配の急な後浜に直接波が遡上したためと考えられる。

従って、勾配の急な後浜に波が遡上するようなケースについて波の遡上高を求めるためには、今回のようなデータを蓄積し、新たな経験式を導く必要がある。

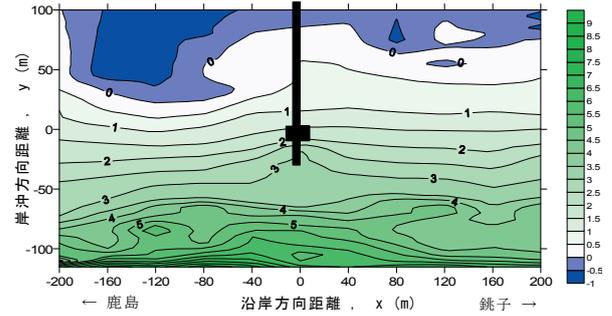


図-17 低気圧通過前の地形 (2006年10月4日測量)

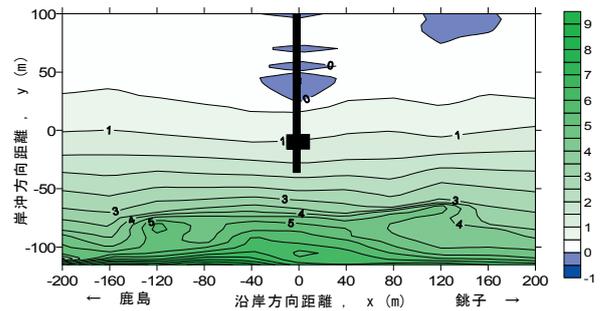


図-18 低気圧通過後の地形 (2006年10月12日測量)

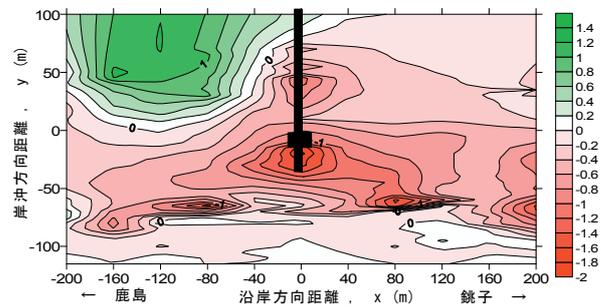


図-19 低気圧通過による地形変化量の空間分布

## 5. 海岸侵食の実態

### 5.1 地形変化の概要

図-17に、低気圧通過前の調査対象地域の平面地形を再度示す。

図-18は、低気圧通過後の調査対象地域の平面地形を示している。低気圧に伴う高波浪によって砂浜は侵食され、+3.0mよりも低いコンターは、海岸線にほぼ平行になっている。そして、測線 $x=-140m \sim -80m$ ,  $0m \sim 120m$ の範囲の+3mから+4mのコンターの間隔が非常に狭くなっている。これは、この範囲に大きな浜崖が生じたためである。

図-19は、低気圧通過に伴う、10月4日（図-17）から12日（図-18）までの間の地形変化量を示している。観測栈橋の鹿島側の $y=0\text{m}$ よりも海側に存在した深みが消滅したため堆積が生じているものの、その他の範囲は、全て侵食が生じた。

侵食量が多いのは、 $y=0\text{m}\sim-40\text{m}$ の前浜（バーム）と、 $y=-55\text{m}\sim-80\text{m}$ の後浜（浜崖が生じた範囲）である。ただし、後浜の侵食量は、沿岸方向に様ではなく、 $x=-200\text{m}$ 、 $-40\text{m}\sim 0\text{m}$ 、 $160\text{m}$ 付近の侵食量は、少なくなっている。

## 5.2 浜崖の発生

図-20は、浜崖の生じた位置を地形図上に×印で示したものである。なお、地形データは2005年10月の航空レーザー計測データを用いている。

浜崖は、後浜の等高線の間隔の狭い範囲（勾配が急）の $+4\text{m}$ もしくは $+4.5\text{m}$ の等高線に沿って形成され、等高線の間隔の広い範囲（勾配が緩い）では生じていない。浜崖が全く生じなかった測線 $x=-70\text{m}$ から $-30\text{m}$ の後浜は勾配が周囲（ $\tan\alpha=0.088\sim 0.156$ ）よりも緩い（ $\tan\alpha=0.077$ ）とともに、コウボウムギ等の植物が一面に密生していた。

一方、海岸線に対し斜め方向に地盤の高い部分（馬の背状）と低い部分が交互に連なっていた測線 $x=40\text{m}$ から $160\text{m}$ の範囲には、地盤が低かった谷状の部分に沿って狭く、且つ谷状の浜崖が形成されている。谷状になった部分の浜崖の高さは、海側で高く、陸に向うほど低くなっていた。

10月12日の調査の際に、鹿島側の測線 $x=-110\text{m}$ 、 $-95\text{m}$ 付近に、銚子側ほど顕著ではないものの、谷状の浜崖が生じているのを確認した。

浜崖は、6日夕方（Aの時間帯）には発生しておらず、以下では、浜崖の発達の状況を、低気圧が通過する過程で撮影したwebカメラの画像および写真から検討する。

写真-7は、10月7日早朝に測線 $x=110\text{m}$ 付近の浜崖を撮影したものである。浜崖は形成されているもののその高さはスケールが写し込まれていないため明確ではないけれど、 $1\text{m}$ 程度と推察される。そして、浜崖上に流木が打ち上げられていることから、この地点の波の遡上高は、流木付近までであったと考えられる。右手奥の白矢印は、波が遡上・流下を繰り返した谷状の部分を示している。

矢印で示した部分は、手前の浜崖のある範囲に比べ砂表面から地下水が浸出している状態が見て取れ、浜崖の生じた範囲よりも地盤高が低くなっていることが分かる。

写真-7の右奥に写っている測線 $x=80\text{m}$ 付近は、浜崖の存在する範囲と存在しない範囲が混在している。

写真-8は、10月8日9時頃に、測線 $x=110\text{m}$ から鹿島方向を撮影したものである。測線 $x=110\text{m}$ 付近、そしてその奥に写っている測線 $x=80\text{m}$ 付近も浜崖の規模が大きくなり、測線 $x=80\text{m}$ 付近の浜崖は、同じ高さで沿岸方向に連続している。

写真-9は、波が穏やかになった10月10日に撮影した測線 $x=110\text{m}$ 付近である。ただし、写真-7、8とは撮影した

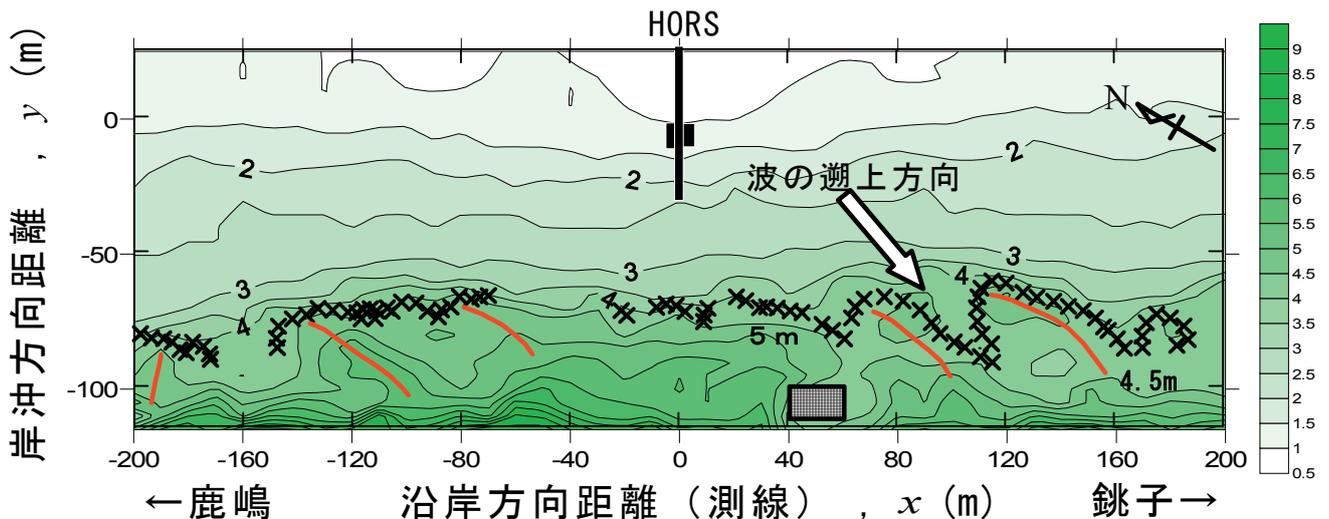


図-20 浜崖の平面分布（浜崖（×印）は2006年10月13日測量、赤線は、馬の背状地形、地形図は2005年10月）



写真-7 浜崖の発生状況 (x=110m付近, 10月7日, 7時頃)

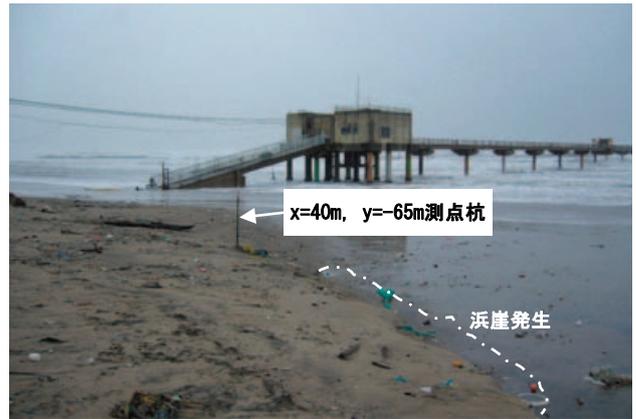


写真-10 浜崖の生じていない測線 (x=40m, 10月7日, 7時)



写真-8 浜崖の状況 (x=110m付近, 10月8日, 9時頃)



写真-11 浜崖の生じた測線 (x=40m, 10月12日)

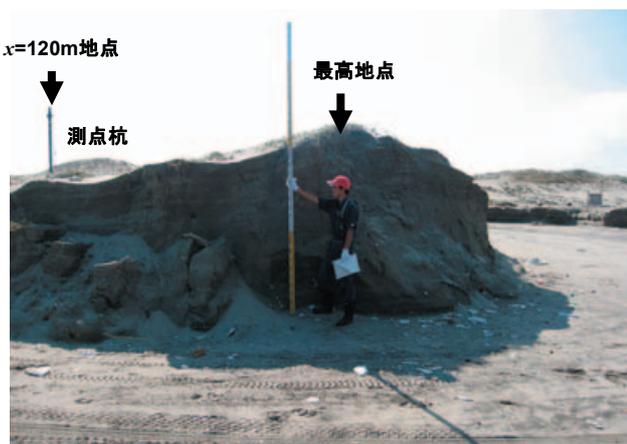


写真-9 最大の浜崖 (x=110m 付近, 10月10日)

方向が異なることに注意されたい。この地点の浜崖の高さは 2.6m に達しており、調査範囲内で最大の浜崖である。

った。この写真に流木が写っていないことから、写真-7 (10月7日早朝)において流木のあった所まで侵食され (流木は流出)、浜崖の規模は大きくなったものと考えられる。

これらの3枚の写真から、測線 x=80m, x=110m 付近の浜崖とも、その規模は、6日夕方から7日早朝まで (図-7に示す最も潮位の高かったB、次いで高かったAの時間帯を含む)の間よりも、7日早朝以降 (Cの時間帯を含む)に大きくなったことが明らかである。

写真-10は、10月7日早朝に測線 x=40m 付近の後浜を撮影したものである。この測線付近の地形は緩やかな一様勾配 ( $\tan \alpha = 0.064$ ) であり、浜崖は、生じていない。ただし、写真手前の範囲では小規模な浜崖 (高さ10cm) が生じ始めている。

写真-11は、10月12日に撮影した測線 x=40m 付近の後浜である。写真-10において写っていた長い測点杭

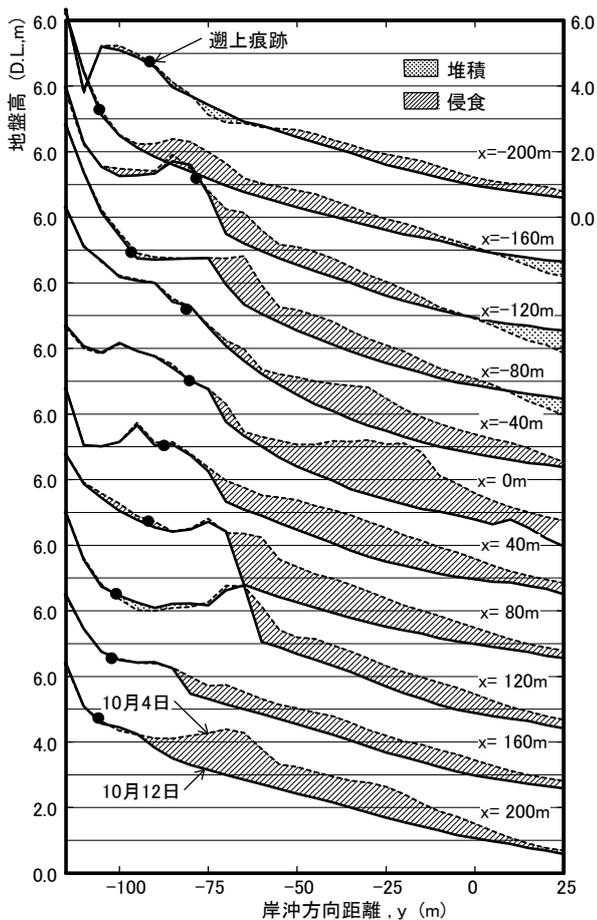


図-21 低気圧通過前後の断面地形と遡上痕跡

( $x=40m$ ,  $y=-65m$ を示す)は、この地点が侵食されたため流出し、かつて杭として使用していた短い杭(写真-10では現れていなかった)がわずかに残っている状態である。さらに、測線 $x=40m$ 付近に7日早朝にはなかった小規模な浜崖が生じ、その規模は、測線 $x=40m$ から左側(銚子側)にゆくほど大きくなっている。

これら2枚の写真から、測線 $x=40m$ においても浜崖が発生したのは、A、Bの時間帯ではなく、その後のCを含む時間帯である事が分かる。

### 5.3 断面地形変化の詳細

図-21は、低気圧通過前後の測線毎の断面地形変化と遡上痕跡を示している。調査対象範囲の陸側には砂丘(高さ、 $8.5m\sim 10.5m$ )が連なっている。横軸基点付近の勾配が急になっているのは、砂丘の付け根付近に相当するためである。

地形変化は、いずれの測線においても、干潮時汀線付近から砂丘近傍までの広範囲で生じている。しかし、全

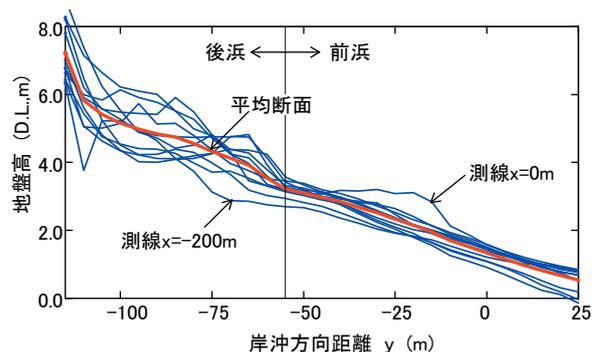


図-22 侵食前の断面地形重ね合わせ

ての測線の断面地形が同様に変化しているわけではない。

図-22は、低気圧通過前の断面地形の重ね合わせを示し、図中の赤線は、11測線の平均断面地形を示している。

侵食前の地盤高は、干潮時汀線付近からはほぼ一様勾配で高くなり、岸沖方向距離 $y=-55m$ 付近(図中波線)から勾配は更に急になって砂丘へと続いている。今までの調査において、年に数回程度来襲する波によって生じる地形変化のほとんどは、 $y=-55m$ よりも海側で生じた。

そこで、 $y=-55m$ よりも海側の範囲を前浜、陸側の範囲を後浜とし、それぞれについて地形変化を検討する。

図-21において、測線 $x=-200m$ の侵食が少なかったのは、図-22に示すとおり、もともと測線 $x=-200m$ の地盤高が低かったためと考えられる。一方、図-21において、測線 $x=0m$ の前浜の侵食が多いのは、図-22に示すとおり測線 $x=0m$ の $y=-40m\sim -10m$ 付近が著しく堆積(バームが形成されていた)していたためである。なお、この堆積は、図-17に示すとおり、栈橋斜路および栈橋建物を支える鋼管杭群の銚子側(波崎海岸での卓越風向風下側に位置する)に砂が吹き溜まったことが原因である。

このように、低気圧通過にともなう前浜の地形変化量は侵食前の断面が堆積していたか否かに関係すると考えられる。そこで、低気圧通過前の堆積量(各測線の断面積-平均断面の断面積)と低気圧通過に伴う前浜地形変化量との関係を調べ、その結果を図-23に示す。

前浜の侵食量は、低気圧通過前の堆積量に比例することが分かる。これは、荒天時のバーム侵食が、長周期波がバームを越えて遡上した後で流下する際に、バームを少しずつ削り取るように進行し、最終的には一様勾配( $\tan\alpha=0.02$ )になってしまうためである(柳嶋(2005))。

図中では、浜崖が生じた測線を口印で、生じなかった測線を△印で示しているけれど、両者に違いは無く、後浜に浜崖が生じても、前浜の地形変化量は浜崖が生じない測線と同様であること分かる。

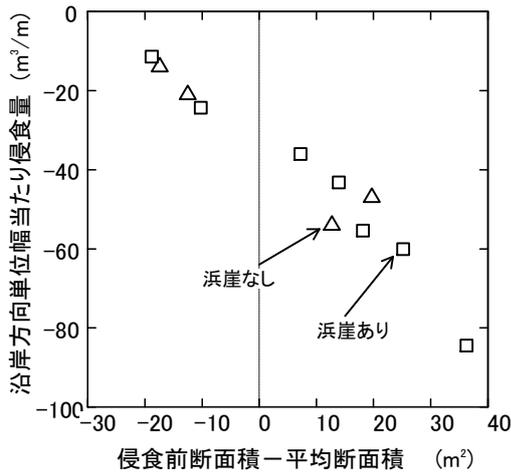


図-23 前浜の地形変化量と（侵食前断面積－平均断面積）との関係

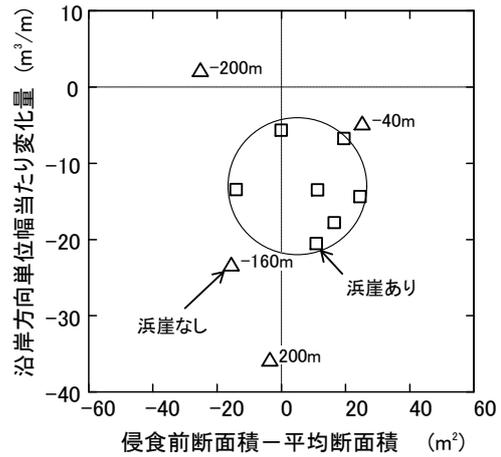


図-25 後浜の地形変化量と（侵食前断面積－平均断面積）との関係

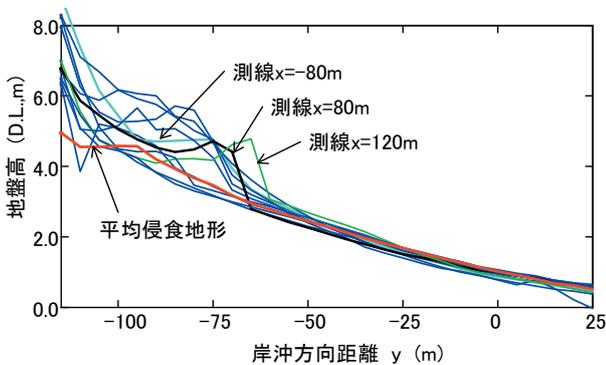


図-24 侵食後の断面地形重ね合わせ

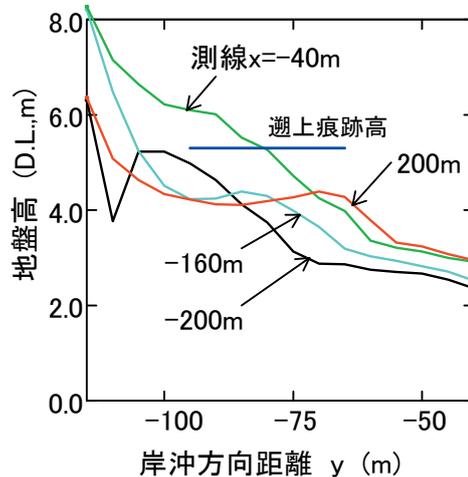


図-26 浜崖の生じなかった測線の侵食前後の地形

図-24 は、低気圧通過後の断面地形の重ね合わせを示している。前浜の侵食量は、図-23 に示すとおり測線によって大きく異なる。しかし、侵食後の前浜地盤高の測線による違いは少なく、図中赤線で示した平均侵食地形（1987年9月から2005年1月までの間の、台風、低気圧通過後の18ケースの断面地形の平均）と同様である。つまり、今回のように水位が高い状態で、高波浪が来襲した時でも、前浜の地盤高は今までの荒天時後の地盤高とほとんど変わらないことが分かる。

前述したとおり、前浜のバームは、10月6日8時に観測栈橋に沿う測線（ $x=0\text{m}$ ）断面地形を測定した際には、侵食されずに残っていた。バームの侵食は、波浪が増大した6日午後からであり、潮位が高くなった6日夕方（Aの時）には、侵食は完了していたと考えられる。

次に、後浜の地形変化量と低気圧通過前の堆積量との関係を調べ、結果を図-25 に示す。

浜崖が生じなかった測線（△印）において、データは、

変化量の多いグループ（ $x=-160\text{m}$ ,  $x=200\text{m}$ ）と少ないグループ（ $x=-200\text{m}$ ,  $x=-40\text{m}$ ）とに分かれている。

図-26 は、浜崖の生じなかった測線の、低気圧通過前の後浜断面地形を示している。図中には、遡上痕跡高を青線で示している。

侵食量の多かった、測線  $x=-160\text{m}$ ,  $200\text{m}$  では、水位の最も高かった B の時間帯に、後浜に存在するこぶ状の堆積地形（バームによく似た）を越えて波が遡上し、その後で流下した。そのため、後浜のこぶ状の地形は、前浜のバームの侵食と同様に、削り取られるように消失したと考えられる。ところが、測線  $x=40\text{m}$  の断面地形には、もともとこぶ状の堆積は存在していない。そのため、この測線の変化量は、図-25 に示すとおり、非常に少なかったものと考えられる。

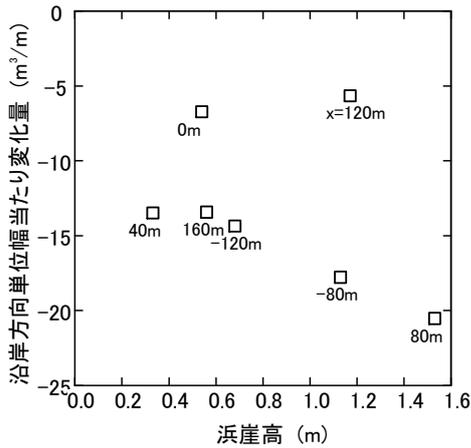


図-27 浜崖高と侵食量の関係

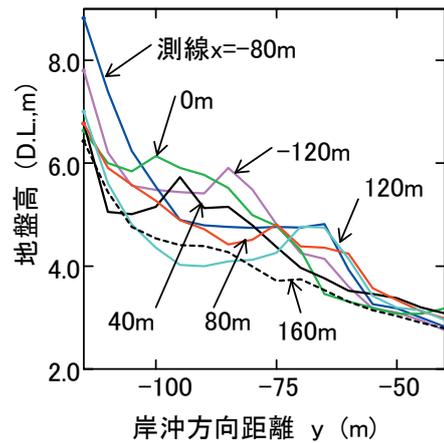


図-28 浜崖の生じた測線の侵食前の後浜地形



写真-12 浜崖にぶつかった後に沖に向かう反射波

一方、測線  $x=-200\text{m}$  の  $y=-75\text{m}$  付近は、もともと他の測線に比べ地形が凹んだ形状になっていた。そのため、凹んだ範囲に砂が堆積し、変化量はプラスになっている。

浜崖の生じた測線の侵食量は、図-25 において、低気圧通過前のその測線の堆積量に関係せず、浜崖が生じず侵食の多かったグループの半分程度である。

浜崖の生じた測線について、浜崖高（崖上高さ－崖下高さ）と侵食量の関係を調べ、その結果を図-27 に示す。

後浜の侵食量は、測線  $x=120\text{m}$  を除き、浜崖高に比例する。浜崖高が高いほど侵食量が多いのは、浜崖が高い範囲ほど浜崖にぶつかって生ずる反射波（写真-12）が大きくなり、沖に向かう流れ成分が増加し、崖下の砂が沖側に運ばれてしまうためと考えられる。

写真-13 は、測線  $x=120\text{m}$  付近の浜崖を撮影したものである。浜崖高が最大（2.6m）であった測線  $x=110\text{m}$  の崖下地盤高に比べ、浜崖高が 1.2m であった測線  $x=120\text{m}$  の崖下地盤高の方が明らかに高いことが分かる。そして、

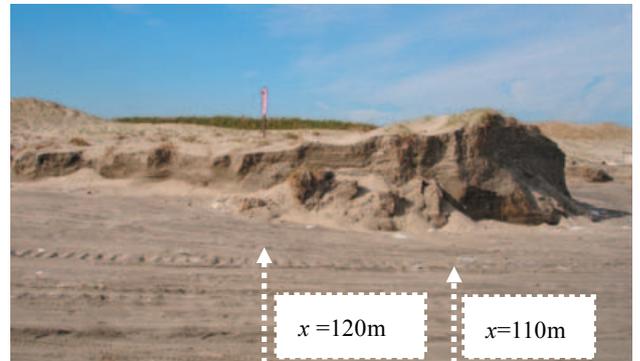


写真-13 測線  $x=120\text{m}$  付近の浜崖

測線  $x=120\text{m}$  よりも左側（銚子側）へ行くほど、崖下地盤高は更に高く（浜崖高は低く）なっている。

図-28 は、浜崖が生じた測線の低気圧通過前の後浜断面地形を示している。

測線  $x=-80, 80, 120\text{m}$  の後浜のこぶ状の堆積は、他の測線に比べ、海側に飛び出している。このような海側に凸な地形は、真っ先に侵食されてしまうはずである。

しかし、図-24 に示した侵食後の断面地形図において、測線  $x=-80\text{m}, 80\text{m}$  の浜崖は、他の測線と同様に後退しているのに対し、測線  $x=120\text{m}$  の浜崖は、依然として海側に飛び出したままである。測線  $x=120\text{m}$  の後浜の侵食が少なかった原因は、後浜に生える植物が関係している可能性がある。というのは、調査した測線の中で、最終的に最も浜崖の高かった測線  $x=-80\text{m}$  の後浜に植物は全く存在せず、測線  $x=-80\text{m}$  の後浜の植物も少なかったのに対し、浜崖が低く、侵食量も少なかった測線  $x=120\text{m}$  の後浜には、コウボウムギ等が自生していた（写真-7, 13 参照）からである。



写真-14 くぼみに海水が滞留する $x=120\text{m}$ 付近の後浜  
(2006年10月7日, 7時24分)

ところで、前浜のバームが侵食を受けた時に、バームの陸側の砂浜内の地下水位が低い範囲で僅かな堆積が生じることが今までに何回も観察されている(加藤・柳嶋:1992)。しかし、今回の低気圧通過後、侵食された後浜の陸側に堆積は生じなかった。そこで、この原因を検討する。

図-7 に示すとおり、10月6日8時から7日4時までの間に200mmの降雨があった。そのため、後浜を含め、砂浜一帯の地下水は上昇していたはずである。それに加え、Bの時間帯には、波の遡上が高い後浜までおよんだ。

写真-14は、最大潮位であったBの時間帯から5時間経過した時に、銚子側の後浜(測線 $x=120\text{m}$ 付近)を撮影したものである。この時点でも後浜の窪地に水溜まりが存在していることから、後浜の地下水位は地表面付近まで達していたと推察される。つまり、侵食された後浜の陸側の砂浜内の地下水位が地表面に近い状態であったため、今回の低気圧通過の際に、堆積は生じなかったものと考えられる。

## 6. 考察

### 6.1 浜崖の発生・発達

図-20に示した浜崖の平面的な分布形状から、後浜の地盤高が低く狭い部分から波が集中的に遡上するとともに、引き波時と同じ場所から流出する(この時の遡上波の波向きとも一致する)ことを繰り返した状況がうかがえる。

荒天時の前浜においては、バームを超えて遡上した海水が沖に戻る際、バーム頂の低い部分から集中して流出する状況を何回か観察している。

写真-15は、2003年9月にバーム頂の低かった部分から



写真-15 海水の流下によってバームに生じた流出溝  
(2003年9月)

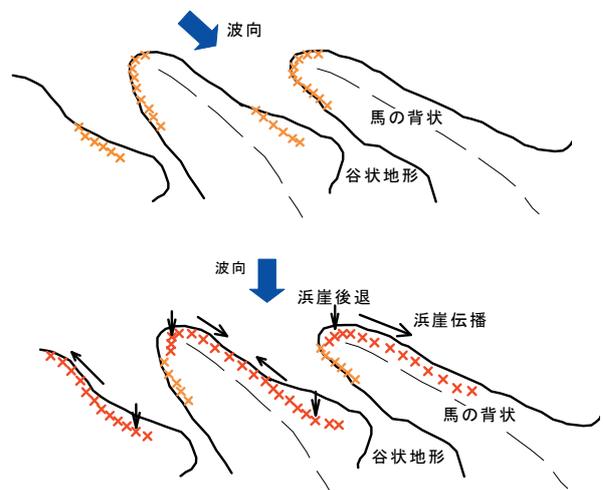


図-29 平面的な浜崖の発生(上段)と発達(下段)

海水が流下したことによって生じた流出溝を撮影したもので、流出溝の側面には崖が生じているのが分かる。

このことから、2006年の低気圧通過時においては、まず遡上・流下時の流れが繰り返生じる地盤高が低い谷状地形の両側面と遡上波の入射方向と直角になっている馬の背の斜面に浜崖が発生したものと推察される。そして、測線 $x=40\text{m}$ ,  $80\text{m}$ ,  $120\text{m}$ 付近に生じた浜崖の時間的な変化の状況(写真-7~11)から、平面的な浜崖の発生・発達は、図-29に示すような過程を経たと推察される。

まず、水位が最大になったBの時間帯に、谷状の地形に沿って波が遡上・流下を繰り返すうち、流れが集中する、馬の背状の谷側両斜面と波が直角にぶつかる馬の背状地形の先端部分に浜崖が生じた(図-29 上段)。次に、波向きが汀線とほぼ直角方向になった7日早朝以降に、

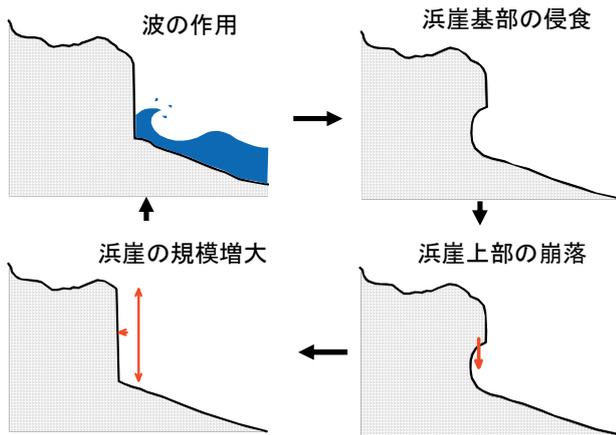


図-30 断面的な浜崖の発達過程

すでに発生していた馬の背状地形の海側部分の浜崖の規模が増大するとともに、新たな浜崖が沿岸方向に伝播するように生じた(図-29 下段)。

測線  $x=40\text{m}$  付近に浜崖が生じた(写真-11)のは、7日早朝にこの地点よりも銚子側にあった浜崖(写真-10に一点鎖線で示す)に波がぶつかることにより浜崖の規模が徐々に大きくなるとともに、浜崖の発生が沿岸方向(鹿島方向)へ伝播し、測線  $x=40\text{m}$  付近まで及んだためと考えられる。

一方、浜崖の規模が7日早朝以降に大きくなった断面的な浜崖の発達過程は、図-30に示すような機構と考えられる。すなわち、①浜崖の基部に海岸線に直角に入射する波(周期は長く、波形勾配は小さい、図-9参照)が衝突し、基部が侵食される。②浜崖上部の砂が重みに耐えきれず崩落する。③崩落した砂は、波によって運ばれ、さらに基部の侵食(崖の位置は陸側に移動するとともに、崖下地盤高は低下する)が進行する。

写真-13の浜崖基部に崩れたように残っている砂は、浜崖上部から崩落した砂と考えられる。

浜崖が生じる前に波が遡上し、その痕跡(写真-7、流木)が残っていたとしても、浜崖が発生し規模が大きくなるとともに、痕跡が残っていた地形が崩れて痕跡が消滅(写真-9)した可能性がある。

観測栈橋の銚子側で遡上痕跡高が低くなった1番目の要因を4.1項で述べたが、浜崖の規模が大きくなるとともに、痕跡が残っていた地形が崩れて痕跡が消滅したことが、2番目の要因と考えられる。

## 6.2 波の遡上・流下

波の遡上と浜崖の発生・発達に関する考察および低気圧通過前後に撮影した後浜の写真の比較を基に、水位が最大になったBの時間帯の海水の流動を推察した。

図-31、32は、観測栈橋の鹿島側および銚子側の海水流動を模式的に示している。

海水の流動は、後浜の地形が三次元的(馬の背状の地形の存在が大き)になっていたことにより、制限されていたと推察される。流動をパターン毎にまとめると以下のようなになる。

パターン1 :

海岸線に対し斜め方向(北寄り)から遡上し、斜め方向(南寄り)へ流下したタイプで、測線  $x=-80\text{m}$  から  $30\text{m}$  の範囲。

パターン2 :

開けた海岸線に対しほぼ直角に遡上し、そのまま流下したタイプで、測線  $x=-200\text{m}$  よりも鹿島側。

パターン3 :

凹んだ海岸線に遡上し、そのまま流下したタイプで、測線  $x=-190\text{m}$  から  $-150\text{m}$  の範囲。

パターン4 :

馬の背状の地形の海側に沿って遡上し、その後斜め方向へ(南寄り)流下したタイプで、測線  $x=160\text{m}$  から銚子側。

パターン5 :

狭く低い谷状の地形に沿って遡上し、その奥にある低い窪地で滞留し、その後再び谷状の地形に沿って流下したタイプで、測線  $x=-140\sim-90\text{m}$ 、 $40\text{m}\sim 150\text{m}$ の間。

このような空間的な流動の違いによって、遡上痕跡高、後浜の地形変化量のバラツキが生じたものと考えられる。

## 6.3 高潮時の後浜保全方法の検討

表-1は、調査対象範囲内(沿岸方向  $400\text{m}$ 、岸沖方向  $140\text{m}$ )の低気圧通過にともなう断面地形変化量を、前浜と後浜とに分けて示したものである。

合計地形変化量は、 $-22,189\text{m}^3$ で、後浜および前浜の変化量は、それぞれ $-5,504\text{m}^3$ 、 $-16,685\text{m}^3$ である。

武若・El Sayed Galal(2007)は、航空レーザー測量結果(2005年10と2006年11月)をもとに、鹿島灘南側海浜(鹿島港から利根川までの  $15\text{km}$ )の侵食量を、 $600,000\text{m}^3$ と計算している。武若・El Sayed Galal(2007)が得た侵食量を、調査対象範囲( $400\text{m}$ )に換算すると、 $16,000\text{m}^3$ になる。

今回得られた侵食量( $22,189\text{m}^3$ )は、彼らが、南側海浜の鹿島港寄りの範囲で侵食量は多かったと述べていることを考慮すると、武若らの結果とほぼ一致する。

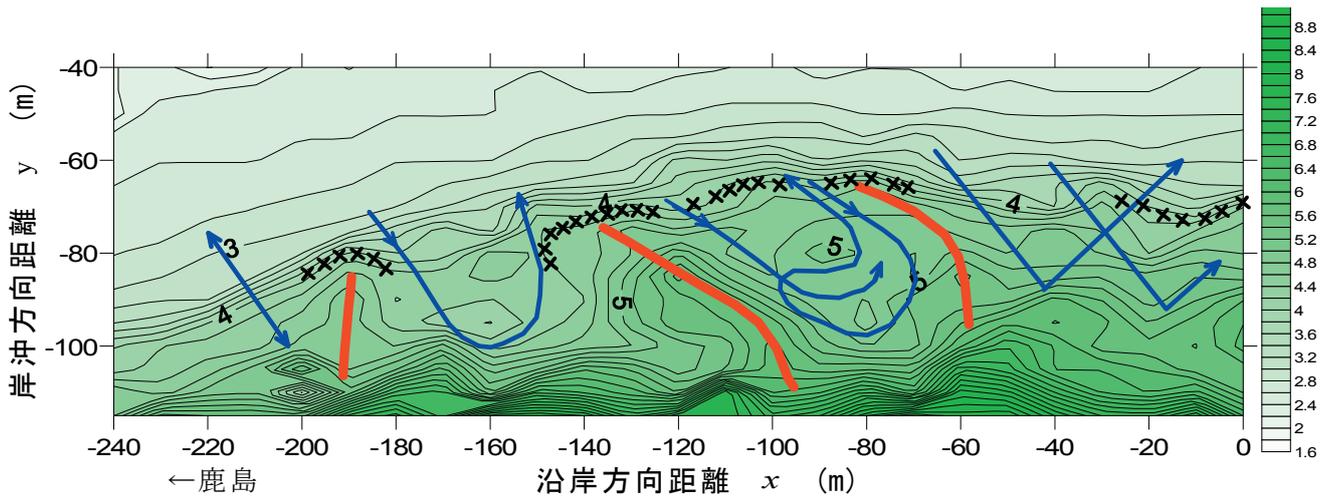


図-31 極大潮位時の波の遡上・流下状況模式図（鹿島側、赤線は馬の背状の地形を、×は浜崖を示す）

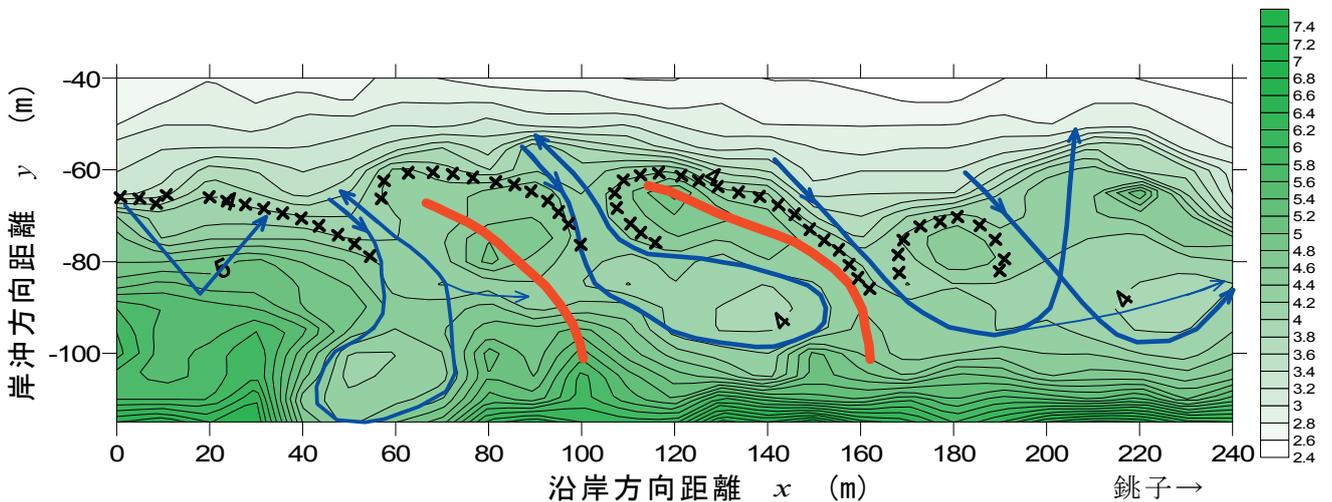


図-32 極大潮位時の波の遡上・流下状況模式図（銚子側、赤線は馬の背状の地形を、×は浜崖を示す）

表-1 調査範囲内の侵食量

範囲	地形変化量
後浜 (y=-55mよりも陸側)	-5,503.5 m <sup>3</sup>
前浜 (y=-55mよりも海側)	-16,685.0 m <sup>3</sup>
合計	-22,188.5 m <sup>3</sup>

図-33は、低気圧通過ともなう侵食量の沿岸方向分布を示している。前浜の侵食は、測線x=-40m~40m間が多くなっているものの、今までに生じた侵食（年に1~2回来襲する波による）と同様である。しかし、侵食が後浜まで及んだのは、HORSにおいて観測を開始して以来初めてである。

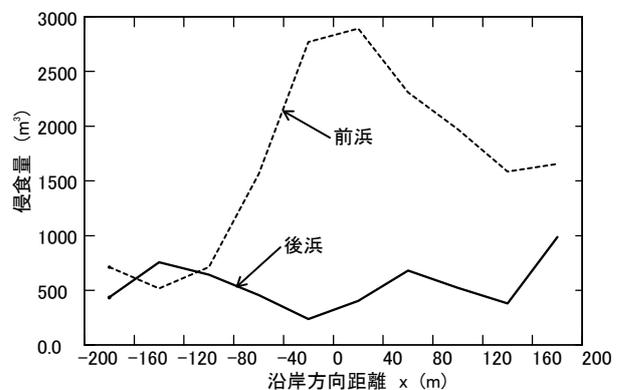


図-33 侵食量の沿岸方向分布

後浜の侵食量は、①バームの侵食と同様に後浜のこぶ状の堆積が完全に侵食された測線 $x=-160\text{m}$ 、 $x=200\text{m}$ で最も多い。次に、侵食量が多いのは、②浜崖が生じた測線 $x=-120\text{m}\sim-80\text{m}$ 、 $x=40\text{m}\sim160\text{m}$ である。侵食量が少ないのは、③測線 $x=-40\text{m}\sim0\text{m}$ である。

侵食の多い①の範囲の後浜には、バームによく似たこぶ状の堆積が存在した。こぶ状地形の頂部から海側斜面には、植物が生えていたものの、頂部から陸側の地盤の低くなっている範囲に植物は、存在しなかった。

波の遡上が最大になったBの時間帯には、こぶ状の地形を越える波の遡上・流下（測線 $x=-160\text{m}$ ：前述のパターン3、測線 $x=200\text{m}$ ：パターン4）が繰り返し生じたため、こぶ状の地形は、完全に侵食されたものと考えられる。

次に侵食量の多い②の範囲の後浜には、海岸線に対し斜め方向に馬の背状の地盤の高い部分と谷状の低い部分が沿岸方向に交互に連なっていた（特に栈橋の銚子側で明確に存在、図-20参照）。馬の背状の地形の最高点から海側の範囲には、コウボウムギ等の植物が生えているため、地盤高は、汀線付近から前浜の間で発生した飛砂を補足し、年々高くなったのである（柳嶋(2004)）。一方、低くなっている部分は、風の通り道になっていて、植物もほとんど生えておらず、砂が運び去られ易いため、地盤高は、高くならなかったのである。

波の遡上が最大になった、Bの時間帯の遡上波向きは、谷状の地形の向きとほぼ一致したと考えられる（パターン5）。そして、Cの時には、浜崖を越える波の遡上・流下が無かった。②の範囲の侵食が少なかったのは、このためと考えられる。なお、侵食直後の浜崖断面は、砂中のサクシオンによりほぼ垂直な形状になっている（写真-13参照）。しかし、砂表面が乾燥するにつれ砂が崩れ始め、断面勾配は緩くなっていく。そして、強い風が吹くと、それらの砂は容易に運び去れ、浜崖の形状は消滅してしまう。つまり、浜崖の生じた断面の侵食量は、最終的に大きくなる。

侵食の少ない③の範囲は、後浜から砂丘付け根まで一様勾配（ $\tan \alpha = 0.077$ ）になっており、沿岸方向にも起伏はほとんど無かった。また、この範囲には、コウボウムギ等の植物が密生（写真-16参照）していた。

波の遡上が最大になったBの時には、波は北寄りから遡上し、南寄りに流下し（パターン1）、侵食されるこぶ状地形が無く、浜崖も生じなかったため、侵食が最も少なかったものと考えられる。

以上の結果から、高潮時の後浜の侵食は、後浜の勾配が緩く一様で、沿岸方向に起伏が無く、植物が生えていれば、軽減出来ることが分かる。



写真-16 侵食の生じなかった測線 $x=-40\text{m}$

今後想定される、台風の強大化にともなう波の遡上に対処し、後浜および砂丘を護る為には、植生によるソフトな対策工法も有効であると考えられる。

植物により後浜の侵食が軽減されるのは、高潮時の後浜への波浪の作用が、満潮時の短い時間に限られるためである。このことは、柳嶋ら(2000)も山口県虹ヶ浜海岸における高潮時の後浜の侵食調査において確認している。

## 7. おわりに

2006年10月6日から8日に、日本列島を通過した低気圧による、高潮、高波浪によって鹿島灘においては、後浜にまでおよぶ大規模な海岸侵食が生じた。波崎海洋研究施設で得られた低気圧通過前後の地形データ、通過過程で撮影された映像を中心に、海岸侵食の詳細な機構を検討した。主要な結論は、以下のとおりである。

- ①満潮に高潮が重なったため、高い位置まで波が遡上し、後浜までおよぶ大規模な侵食が生じた。
- ②後浜にまで及ぶ侵食は、段階的に生じたと考えられる。
- ③まず、前浜が侵食され、次いで勾配の急な後浜に波が高い位置まで遡上したため、後浜が侵食されるとともに浜崖が生じた。
- ④更に、波が浜崖に衝突を繰り返すうち、浜崖の規模が増大した。
- ⑤作用時間が短い高潮時の後浜の侵食は、海浜植物によって軽減出来る。

## 謝辞

本論文をとりまとめる上で、筑波大学の武若 聡准教授、当所特別研究官栗山善昭氏、当所沿岸土砂管理研究チーム上席研究官（波崎海洋観測センター長）中村聡志氏から有益な助言をいただいた。2005年の航空レーザー計測データ

は、国土地理院から、気象データは、気象庁から、鹿島港の潮位データは、国土交通省関東地方整備局鹿島港湾・空港整備事務所から、波浪データは、国土交通省関東地方整備局鹿島港湾・空港整備事務所および当所海象情報研究チームから、web カメラデータは、当所鈴木高二朗海洋環境情報研究チームリーダーから提供していただいた。本解析に用いた2005年の航空レーザー計測データの変換処理は、筑波大学の武若 聡准教授に行っていただいた。低気圧通過時の貴重な静止画像は、横浜国立大学鈴木崇之准教授(元沿岸土砂管理研究チーム)に撮影していただいた。浜崖および波の遡上痕跡は、国土交通省北陸地方整備局伏木富山港湾・空港整備事務所の友田尚樹氏(元沿岸土砂管理研究チーム)に測量していただいた。地形測量を実施するにあたり、(株)プライア・コンサルタントの坂本 光氏の協力を得た。ここに記し、深謝の意を表す。

(2012年4月27日受付)

#### 参考文献

- 国土交通省(2008)：平成19年度国土交通白書，228p.
- 信岡尚道，加藤史訓，武若 聡，松浦健郎(2007)：2006年10月の茨城沿岸高潮の発生要因，海岸工学論文，VOL.54，pp.306-310.
- 武若 聡，El Sayed Galal(2007)：高波浪と既往最大の潮位上昇による鹿島灘南部の2006年秋季海岸侵食，海岸工学論文集，VOL.54,pp.581-585.
- 武若 聡，El Sayed Galal(2009)：2006年秋季暴浪による鹿島灘の侵食とその沿岸分布に関する考察，土木学会論文集B2(海岸工学)，Vol.B2-65, No.1，pp.666-670.
- 武若 聡，笹倉慎也，El Sayed 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.
- 加藤一正，柳嶋慎一，磯上和良，村上裕幸(1989a)：波による汀線付近の水位上昇量，港湾技術研究所報告，第28巻，第1号，pp.3-41.
- 気象庁：平成18年低気圧による暴風と大雨(2006)，  
<http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bosai/report/20061004/20061020.html>,参照2006-11-20.
- 永井紀彦，佐藤和敏，菅原一晃(2002)：全国港湾海洋波浪観測年報(NOWPAS2000)，港研資料，No.1017,366p.
- 柳嶋慎一(2004)：後浜地形変化におよぼす植物の影響に関する現地調査，港湾空港技術研究所資料，No.1091，35p.
- 加藤一正，柳嶋慎一，栗山善昭，磯上知良(1989b)：荒天時のバーム地形の侵食－長周期波に注目した現地観測－，海岸工学論文集，第36巻，pp.354-358.
- 加藤一正，緩勾配海岸と急勾配海岸の前浜に作用する外力の違い(1993)，海岸工学論文集，第40巻，pp.421-425.
- 栗山善昭，中島 剛，上堂園孝一，望月徳雄(2001)：後浜から砂丘前面にかけての植生が地形変化に及ぼす影響に関する現地観測と植生を考慮した飛砂量の数値計算，港湾技術研究所報告，第40巻，第1号，pp.47-80.
- 柳嶋慎一(2005)：汀線付近の短期的・空間的な地形変化に関する現地調査，海洋開発論文集，第30巻，pp.433-438.
- 加藤一正，柳嶋慎一(1992)：長周期波によるバームの侵食，土学会論文集，No.452/II-20，pp.41-50，1992.
- 柳嶋慎一，加藤一正，岩淵哲治，猿田光隆，平戸誠一郎，堀謙吾(2000)：台風9918号による虹ヶ浜海岸の高潮災害，港湾技研資料，No.974，24p.

港湾空港技術研究所資料 No.1256

2012.9

編集兼発行人 独立行政法人港湾空港技術研究所

発行所 独立行政法人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. <http://www.pari.go.jp/>

印刷所 株式会社シーケン

Copyright © (2012) by PARI

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

この資料は、港湾空港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、複写は港湾空港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。



古紙配合率70%再生紙を使用しています