

港湾空港技術研究所 資料

TECHNICAL NOTE

OF

THE PORT AND AIRPORT RESEARCH INSTITUTE

No.1317 March 2016

波崎海岸における底質粒径の変動特性

柳嶋 慎一

国立研究開発法人 港湾空港技術研究所

National Research and Development Agency,
Port and Airport Research Institute, Japan

目 次

要 旨	3
1. はじめに	4
2. 調査方法	4
2.1 地形	4
2.2 底質	5
2.3 外力	6
3. 汀線付近における底質粒径の変動特性	6
3.1 汀線付近地形変化の概要	6
3.2 表面砂の粒径変化	7
3.3 粒径別構成割合の変化	13
3.4 底質の鉛直構造	14
3.5 2007年の前浜地形変化の実態	17
4. 砕波帯内における底質粒径の変動特性	20
4.1 既往のデータ	21
4.2 2005年, 2010年の調査結果	21
4.3 底質の鉛直構造	21
5. 沖合における底質粒径の変動特性	23
5.1 既往のデータ	23
5.2 2010年の調査結果	24
5.3 底質の鉛直構造	24
5.4 地層探査データとの対応	27
6. 飛砂による底質粒径の変動特性	28
6.1 1998年～1999年の前浜および後浜データ	28
6.2 2006年までの後浜データ	32
6.3 2007年以降の砂丘背後データ	32
6.4 粒径別構成割合の変化	37
7. 底質粒径の変動に関する考察	37
7.1 2006年を境とした底質粒径変化の機構	37
7.2 底質の鉛直構造	38
8. おわりに	40
謝辞	41
参考文献	41

Characteristic of Grain Size Change at the Hasaki Coast

Shin-ichi YANAGISHIMA*

Synopsis

In the Hasaki coast around the Hazaki Oceanographical Research Station (HORS), a spatial investigation concerning the geographical features change and the sediment grain diameter change was executed from 1990 to 2015. The change in the particle size distribution of spatial on beach surface and perpendicular sand with core sample was analyzed. Separately for four areas: backshore, shoreline, wave breaking zone and offshore, the relation among the change of sediment grain size distribution, the geographical features change and the external force of wave and wind was examined.

The spatial distribution of median diameter of sand in the vicinity of shoreline divides into three stages by the state of the wave breaking. As for stage I, the berm shape is eroded by the runup of the long-period wave. Stage II, the wave condition becomes calm and the berm shape is formed in discontinuity along the shoreline. Stage III, the big waves break continuously near the shoreline and the berm shape is formed in continuity along the shoreline. Before October, 2006, the change of the beach profile and the grain size is repeated between stage I and II. After the extra high wave in October, 2006, the stage III continues and the shoreline position is steady.

In the wave breaking zone, a perpendicular structure of the grain size is formed by an alternate formation of the bar and the trough. At the storm, the sand of big diameter is left at the bottom of the trough, at the calm, the sand of small diameter piles up.

In the offshore, the fine sand (0.14mm) piles up slowly. However, the sand (0.18mm) piles up by a temporary storm event. The sand that diffused at construction of the Kashima port is thought as an origin of the coarse sand.

Piling up of the backshore is caused by sand carried from foreshore to dune by wind. The grain size of sand is small before 2006, however, it becomes bigger after 2007, because the sand of foreshore becomes coarser. The maximum size of the blown sand changes in proportion to the maximum wind velocity while the blown sand is generated.

Key Words: grain size, coarse sand, topography change, coresample, blown sand, wave breaking, field observation

* Contract Expert, Coastal and Estuarine Sediment Dynamics Group, Coastal and Estuarine Environment Field

波崎海岸における底質粒径の変動特性

柳嶋 慎一*

要 旨

波崎海洋研究施設を中心とする茨城県波崎海岸において、地形変化と底質粒径変化に関する空間的な調査および外力に関する調査を1990年から2015年まで実施した。砂浜表面の空間的な試料と、コアサンプルによって鉛直的な試料を採取し、底質粒径の変動特性を、汀線付近、砕波帯内、沖合、後浜の4つの領域に分け、地形変化および外力との関係で検討した。

汀線付近の底質粒径の空間分布は、波の砕波状態によって3つのステージに分類される。2006年10月までは、長周期波の遡上によるバームの侵食時（ステージI）と入射波の砕波形式の違いによる堆積時（ステージII）とが可逆的な変化を繰り返していた。ステージIIにおいて、バームが存在する範囲に底質の鉛直構造が形成されるが、バームが存在しない範囲には形成されない。しかし、2006年10月の異常波浪来襲以降、ステージIIよりも波高の大きな巻波砕波が汀線付近で沿岸方向に連続し（ステージIII）、底質は、平面的にも鉛直底にも粗粒化した。汀線の変動は、2006年10月以前に比べると小さく、汀線位置は安定している。ところで、2007年以降の底質の粗粒化は、波崎海岸だけの現象であり、鹿島港の北側海岸では生じていない。

砕波帯内の底質粒径は、過去の（1986年～1987年）結果と変わっていない。砕波帯内のトラフ領域では、時化時にトラフ底面付近に大粒径砂が取り残され、静穏になるとその上方に小粒径砂が堆積し、底質の鉛直構造が形成される。砕波帯内に存在する大粒径からなる層は、最深包絡地形付近に存在すると考えられ、最深包絡地形よりも高い位置にトラフが形成された範囲の大粒径層は、2層になる可能性がある。

沖合の底質粒径の沿岸方向変化は少ないとともに、沖側ほど小粒径砂（0.14mm）がゆっくり堆積する事が多い。しかし、一時的なイベントによってやや粒径の粗い砂（0.18mm）が堆積することもあり、このやや粗い砂は、鹿島港建設時に海岸に拡散した浚渫土砂が沖合に堆積した可能性が高い。沖合のコア表面もしくは下層に存在する大粒径砂は、海水準が現在よりも低かった頃、波の砕波によってトラフ領域に取り残されたものと考えられる。

風により前浜から後浜および砂丘背後に運ばれる砂は、2006年以前は小粒径のみであったが、2007年以降前浜の砂が粗粒化したため中粒径砂以上も運ばれるようになった。風によって背後地に運ばれる飛砂の最大粒径は、飛砂が発生した間の最大風速に比例し変化する。そのため、飛砂が堆積した範囲には、底質の鉛直構造が形成される。後浜（前浜も含む）のコア下層に存在する大粒径砂は、海水準が現在よりも高かった頃に、波の砕波によってトラフ領域に取り残されたものと考えられる。

キーワード：底質粒径、粗粒化、地形変化、コアサンプル、飛砂、砕波、現地調査

* 沿岸環境研究領域 沿岸土砂管理研究チーム専門研究員

1. はじめに

漂砂に関する研究の最終目標は、将来起きるであろう地形変化を予測する汎用性の高い数値計算モデルを構築することである。しかしながら、汎用性が高く、短期的な現象を三次元的に予測するモデルは、完成していない。

モデル構築の障害になっているのは、外力にตอบสนองして一粒一粒の砂がどのような挙動をするかの漂砂機構が明らかでないためである。

これに対し、加藤ら(1990)は外力によって変化を受けた後の地形あるいは底質粒径の状態(結果)から漂砂機構へのアプローチを試みている。

加藤ら(1990)は、茨城県波崎海岸の砕波帯内の砂の岸沖変動を調査し、バー・トラフ領域における砂のふり分け機構を明らかにした。しかし、ステップ領域から陸側の底質粒径の変化については、必ずしも明確ではない。

山脇ら(2005)は、波崎海岸の汀線から後浜にかけて測線を設け3ヶ月間詳細な調査を行っているが、底質粒径の変化特性の解明には至っていない。加藤ら、山脇らの調査は、汀線と直角方向の測線上のデータをもとに底質粒径の変化を検討しており、底質の沿岸方向への移動は考慮されていない。

栗山ら(2001)と有働ら(2005)は、波崎海岸の後浜において、空間的な調査を約1月間隔で行い、底質粒径の変化について検討している。いずれの調査とも、後浜への飛砂の供給源である前浜のデータは取得しておらず、調査のタイミングも波・風等イベントの直後とは限らない。

今まで、空間的な地形と底質粒径に関する研究は数多く実施されているが、いずれも断片的な結果を示したにすぎず、底質粒径の変動機構までに至っていない。

本研究は、加藤らの研究の第2報と位置づけ、空間的な変化(平面的、鉛直的)を、波または風等外力のイベント毎に捉えることを主眼としている。

加えて、波崎海岸では、2006年10月に来襲した異常波浪およびその後に連続した高波浪により、沖にあったバーが消滅し、汀線付近まで波は砕けることなく進入し、2007年以降汀線付近の砂は粗粒化した(柳嶋, 2013, 2014)。

そこで、波崎海岸において、1990年から2015年の間に観測した地形と採取した砂浜表面底質およびコアサンプルデータセットを主とし、2006年10月の異常波浪にとともに、波崎海岸の底質粒径がどのように変化したかを明らかにするとともに、構築された地形および底質粒径予測モデルの精度を確認するためのデータを整備することを目的とした。

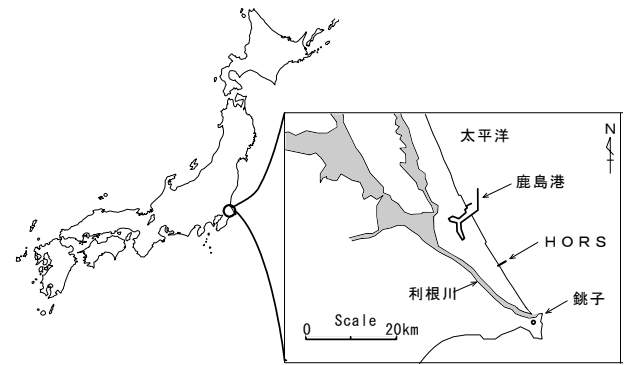


図-1 調査位置図

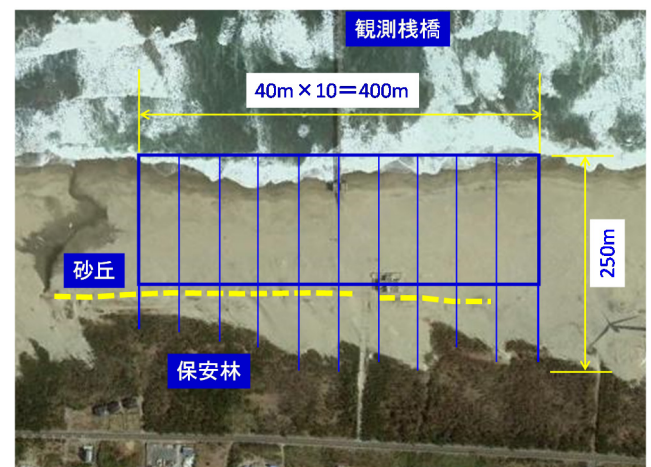


図-2 調査範囲の概要(青線は測線を示す)

2. 調査方法

調査は、図-1に示す、茨城県神栖市の鹿島灘に面する波崎海洋研究施設(以後、HORSと呼ぶ)周辺海岸で実施した。

HORSでは、平均汀線付近にある観測栈橋基部を原点とし、岸沖方向をy軸(沖方向を+)、沿岸方向をx軸(鉾子方向を+)とするHORS固有の座標系を使用している(図-2, 3参照)。また、高さの基準は、波崎港工事基準面(D.L.0m=T.P.-0.687m)を使用している。

2.1 地形

(1) 陸上部の平面地形

HORS周辺の平面地形は、観測栈橋を中心に沿岸方向400m、砂丘の付け根から干潮時汀線までの約150mの範囲(図-2参照)を、沿岸方向40m、岸沖方向5m間隔で、レベル・スタッフおよびGPS測量器を用い干潮時に、随時測量した。砂丘背後の地形を調べるために、陸側方向に

測線を延長し、GPS 測量器による測量を追加した。また、2006 年 11 月、2011 年 5 月に実施の航空レーザー計測データも使用した。

(2) 沖合地形

HORSを含む沖合の平面地形は、観測棧橋を中心に沿岸方向600m、砂丘の付け根から沖側へ1kmの範囲を、音響測深器およびレベル・スタッフを用い、1年に1回測量した。

さらに、観測棧橋を中心に沿岸方向 2km、観測棧橋先端から沖側に 1.7km の範囲を、沿岸方向間隔 100m で、自律走行リモコンボート（コデン製、RC-S2）を用い、2010 年 11 月に測量した。

(3) 棧橋に沿う海底断面

HORS 観測棧橋に沿う断面地形は、岸沖方向 5m 間隔で、海中部はレッドを用い、陸上部はレベル・スタッフにより、2011 年 3 月までは休日を除く 1 日 1 回、2011 年 4 月以降は 1 週間に 1 回測量した。

(4) 透水層周辺の前浜地形

砂浜を保全するための新たな工法である透水層工法（柳嶋ら、2007）を施工した周辺の地形変化を測定するために、図-3 に示す範囲の○印の地点で、1 日 1 回地盤高を 1998 年～1999 年に測定した。

(5) 地層探査

海底の地層構造は、曳航式地層探査システム（EdgeTech 社製、3200-SX）を用い、観測棧橋上（ $x=0m$ ）の測線および鹿島方向に 200m 離れた測線（ $x=-200m$ ）について、沖合 2km までの範囲を 2009 年 2 月に探査した。

2.2 底質

(1) 平面地形測量範囲の表面砂

砂浜表面底質は、地形測量と同一な沿岸方向測線で岸沖方向間隔を 10m として、砂浜表面から深さ 3cm までの砂を地形測量実施日に直接採取した。なお、地形測量実施日に底質を採取出来なかった際は、極力間隔をあげないように配慮した。

(2) 透水層周辺の表面砂

透水層工法を施工した周辺の表面砂は、図-4 に示す範囲の○印の地点で、砂浜表面から深さ 3cm までの砂を、1998 年～1999 年に直接採取した。

(3) 砕波帯内の表面砂

観測棧橋に沿う海底の表面砂は、岸沖方向間隔 10m で、スミス・マッキンタイヤー採泥器（採取面積 $22cm \times 22cm = 484cm^2$ ）を用い、2005 年に 5 回採取した。2010 年 7 月には潜水し、棧橋に沿う海底面の砂を直接採取した。

鹿島港から波崎漁港までの間に 1km 毎の測線を設け、水深 5m および 8m の位置で船上から熊田式採泥器を用い、海

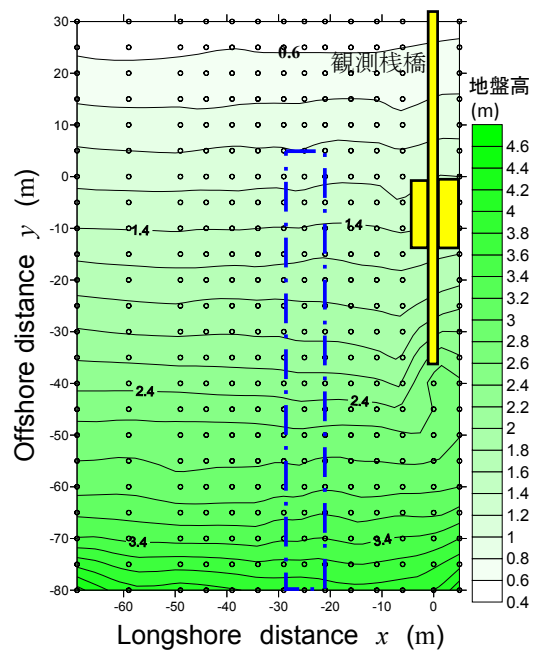


図-3 透水層埋設範囲周辺の地形（1998年3月2日測量、○印は地形測量地点、青破線は透水層埋設範囲）

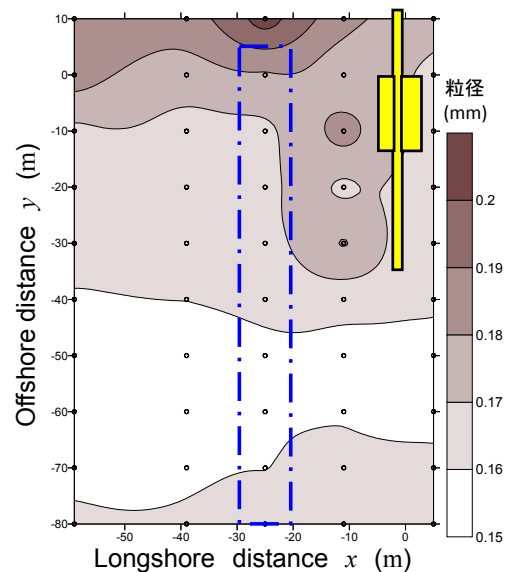


図-4 透水層埋設範囲周辺の底質粒径（1998年3月2日採取、○印は底質採取地点、青破線は透水層埋設範囲）

底面の砂を 2010 年 12 月に採取した。なお、この時には、同一測線上の干潮時汀線付近の底質も直接採取した。

(4) コアサンプル

陸上部のコアサンプルは、前浜、後浜および砂丘背後の地点において、原地盤から深さ 1m～2m まで掘削し、表面

から5cm間隔で、1993年、2003年、2011年、2012年、2013年、2015年に採取した。

海中部のコアサンプルは、海底面から深さ 0.5m~1.5m までパイプロコアーサンプラー (φ100mm)、もしくはパイプ (φ60mm) を直接打ち込み、海底面から 5cm 間隔で 1990年、2010年に採取した。

(5) 底質分析

粒度分析は、試料を水洗い乾燥後、自動砂フルイ装置 (セイシン企業製、ロボットシフターRPS-75, RPS-205) によって行った。分析際のサンプル量は、約 12g である。分析には、目合 5.6, 4.75, 4.0, 3.35, 2.8, 2.36, 2.0, 1.4, 1.0, 0.85, 0.6, 0.5, 0.425, 0.355, 0.3, 0.25, 0.212, 0.18, 0.15, 0.125, 0.106, 0.065mm のフルイを組み合わせて用いた。

2.3 外力

(1) 風

風向・風速は、観測栈橋先端のD. L. +10mの位置に取り付けた風車型風向風速計により、1時間毎に正時の10分間平均値を収録した。

なお、HORSのデータが欠測になった場合、栗山ら (2001) にならって、銚子気象台の風向・風速データからHORSにおける風向・風速を推定した。

(2) 波浪

沖波は、鹿島港の NOWPHAS データ (2008年まで偶数正時 10分前から 20分間測定、2009年以降毎正時測定) を用いた。なお、鹿島港の NOWPHAS データが欠測していた期間については、加藤ら (1989b) にならって、常陸那珂港の NOWPHAS データから鹿島港の有義波高・有義波周期を推定した。

浅海域の波浪は、岸沖方向距離 $y=0m$ 地点、 $y=22m$ 地点 (1998年6月以降は $y=40m$ 地点)、および観測栈橋先端の栈橋上に取り付けた空中発射式超音波波高計を用いて、波形を連続測定し、毎正時をはさむ約20分間のデータについて統計処理を行った。長周期波の波高は、加藤・柳嶋 (1992) と同様に、スペクトル解析を行い、その結果得られた周波数スペクトルを用いて計算した。

波の碎波状態は、地形測量実施時に目視観測した。

(3) 潮位

水位 (潮位とみなせる) は、観測栈橋先端で観測された 20分間の波形データを平均して求めた。

(4) 流れ

汀線付近の流れは、 $x=-25m$, $y=5m$ の砂面上5cmの高さに設置した電磁流速計によって、1995年9月17日に連続測定した。

3. 汀線付近における底質粒径の変動特性

波崎海岸では、2006年10月の異常な高波浪により、沖にあったバーが消滅し、汀線付近まで砕けることなく波が進入するようになり、汀線付近の砂は粗粒化した (柳嶋, 2013)。そこで、2005年および2009年~2015年の間に観測した地形と砂浜表面底質のデータセットを主とし、2006年10月の高波浪にともない、汀線付近の底質粒径の空間的なふるい分け特性がどのように変化したかを明らかにすることにした。

3.1 汀線付近地形変化の概要

長期的な外力の変化を把握するため、図-5 上段に、1982年から2014年までの月平均エネルギーフラックスの変化を示した。栗山 (2001) は、波崎海岸においては、台風および低気圧の通過にともなって波高が、9月~11月、2月~4月に大きく、5月~8月に穏やかになることを示した。

図-5 上段中に、栗山が指摘した季節的な変動が、月平均エネルギーフラックスの変化に見られる。しかし、長期的なトレンドは生じていない。

図-5 下段は、1982年の地形測量結果を基準に、主として波によって地形が変化する範囲 ($x=-200m\sim 200m$, $y=30m\sim -55m$, 柳嶋, 2012) の土量変化を示している。

土量は、図-5 上段に示す、エネルギーフラックスが大きくなる時に減少し、図中に矢印で示す 2006年10月の

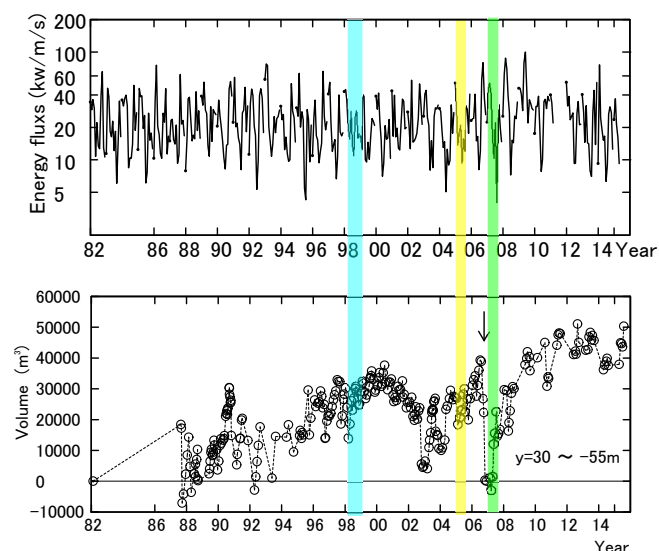


図-5 月平均エネルギーフラックス (上段) と汀線付近土量 (下段) の変化 (水色網掛けは 6.1 節の調査期間、黄色網掛けは 3.2 節の(1)と(2)の調査期間、緑色網掛けは 3.5 節の調査期間を示す)

異常波浪の際に最も減少した。そして、土量は、2007年5月以降急激に増加している。土量は、エネルギーフラックスの小さな時に増加しているが、2006年の異常波浪通過後の方が、増加量が多い。また、土量変化には、右肩上がりの、長期的なトレンドが明確に現れている。

3.2 表面砂の粒径変化

ここでは、図-5中に黄色網掛けで示す、2005年5月から9月に集中的に調査した結果を中心に示す。

(1) 長周期波の遡上に伴うバーム侵食時 (ステージ I)

2005年7月26日夕方に、台風7号は、房総半島に上陸した。鹿島灘では、26日早朝から銚子方向からのうねり(4時, $H_{1/3}=2.71\text{m}$, $T_{1/3}=14.1\text{s}$)が観測され、調査対象範囲のバームは、長周期波(波高1.29m, 図-6参照)の遡上により侵食され始めた。

図-7に、翌27日の地形を示す。遡上する長周期波の波高が沿岸方向に一樣であったため、バームは侵食され観測栈橋基部付近の一部を除き一樣勾配になっている。侵食前にバームを形成していた砂は、調査対象範囲よりも海側の海域に運ばれたと考えられる。

図-8は、長周期波遡上直後(7月27日)の底質中央粒径の平面分布を示している。粒径は、干潮時汀線付近(水色実線)では中粒径(0.3mm)で、陸側ほど細くなり、波の遡上端(青実線)付近で小粒径(0.15mm)になっている。

長周期波の遡上によって、波の遡上端付近の底質は小粒径に、干潮時汀線付近の底質が中粒径になる事は、加藤ら(1990)の1986年11月27日の結果と一致し、2003年9月23日(柳嶋, 2005b)にも観測している。

次に、長周期波が連続的に遡上している時の、表面底質粒径の短期的な変化について調べる。

図-9は、2004年7月1日~2日にかけての水位、有義波高、有義波周期、汀線における長周期波の波高の変化を示している。調査期間中の有義波高は、ほぼ2mで変わらず、周期は初め15sと長いが徐々に短くなり最終的に8sになっている。長周期波の波高は、1mから0.5mに減少した。

図-10は、 $x=0\text{m}$, 40m , 80m 測線の表面砂粒径の岸沖方向変化を示している。いずれの測線とも、表面砂の粒径は岸寄りでは細かく(0.17mm)、海側ほど大きく(0.4mm)なり、図-8と同様な岸沖分布になっている。ただし、潮位の上昇に伴い満潮時のデータは、干潮時のデータを岸寄りに平行移動したような分布形状になっている。

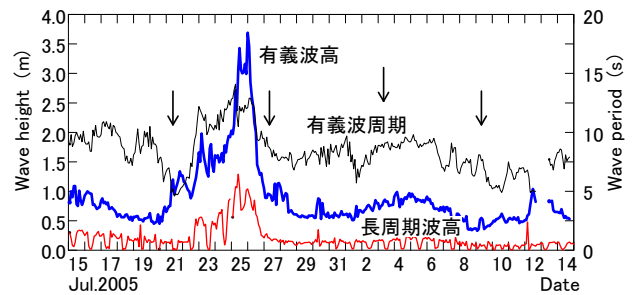


図-6 有義波高、有義波周期および汀線における長周期波波高の変化(2005年7月15日~8月14日、矢印は底質採取日を示す)

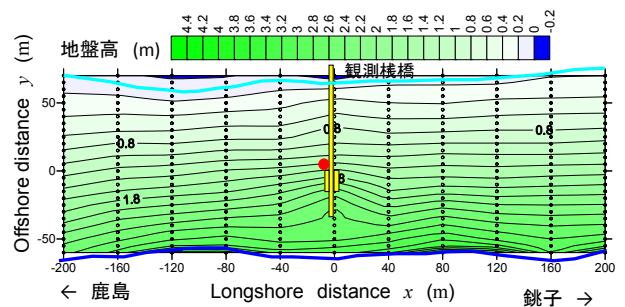


図-7 長周期波遡上による侵食地形(2005年7月27日測量、・印は測量地点、水色実線は干潮時汀線、青色は遡上端、●印は水位・流速測定地点を示す)

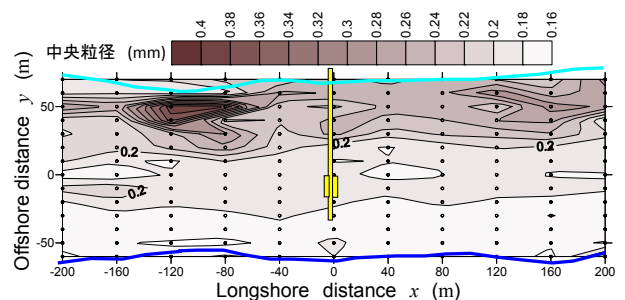


図-8 長周期波遡上後の底質粒径(2005年7月27日採取、・印は採取地点を、水色実線は干潮時汀線を、青色は遡上端を示す)

このような長周期波による岸沖方向への砂のふり分け機構を理解するために、外力である流速データを確認する。なお、底質調査時に流速は観測していなので、2005年7月27日と長周期波の波高がほぼ同じであった1995年のデータを参照する。

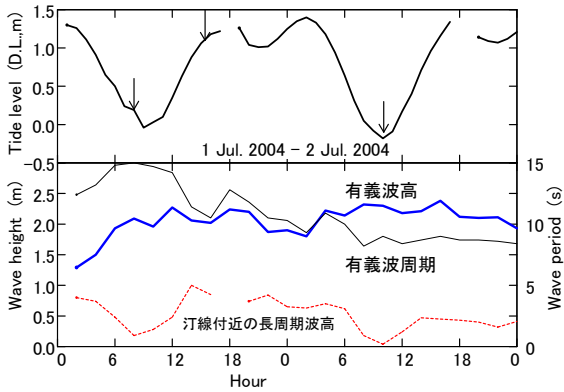


図-9 水位，有義波高，有義波周期，長周期波波高の変化（2004年7月1日～2日，矢印は底質採取時を示す）

図-11は，1995年9月17日に台風12号が来襲し，長周期波の波高が大きくなった15時17分から10分間の水面波形と沖向き流速の観測例を示している。

水位は，15時19分，21分，23分過ぎに急激に高くなり，その後ほぼ同一水位の状態が1～2分継続する。つまり，長周期波は，段波のような状態で遡上する。

水位が高い時に生じている短周期の水位変動は，波の入射波成分であり，その振幅は長周期波高に比べ小さい。

波の遡上により，流れは岸向きになるものの，水位の高い状態が維持されているにもかかわらず，砂面付近の流れは沖向きに変わり（図中黒矢印），その継続時間も長くなっている。遡上時，流下時の最大流速は，それぞれ1.4m/s，2.0m/sであり，遡上時に比べ流下時の方が速くなっている。

底質粒径が波の遡上端に向かって細くなるのは，長周期波の岸沖方向流速が図-11に示すとおり，干潮時汀線付近で遡上時・流下時とも速く，遡上端で流速が0になるためと考えられる。

(2) 沿岸方向に部分的な巻波砕波が生じる堆積時（ステージII）

台風が房総半島に上陸後，図-6に示すとおり波高は急激に減衰し，2005年7月28日0時には， $H_{1/3}=0.89\text{m}$ ， $T_{1/3}=8.8\text{s}$ になっている。

穏やかになった時の入射波は，写真-1に示すとおり，必ずしも沿岸方向に一様ではない。この写真は，観測栈橋上から鹿島方向を撮影したもので，崩れ波砕波を続け汀線付近で波高が0になる範囲と，汀線付近まで波が砕けことなく進み巻波砕波する範囲とが確認出来る。

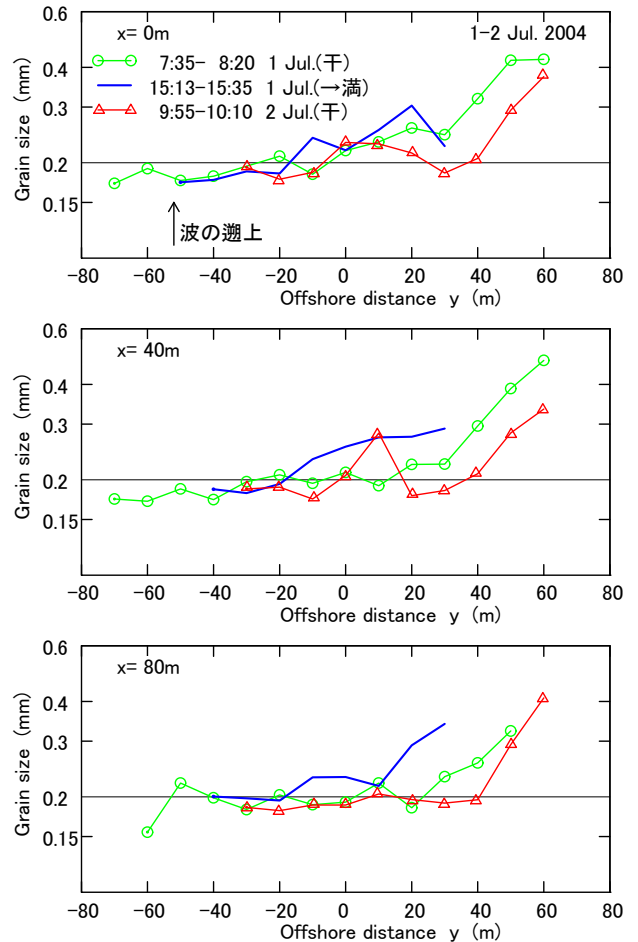


図-10 長周期波遡上時の底質粒径の短期的な岸沖変化（上段： $x=0\text{m}$ ，中段： $x=40\text{m}$ ，下段： $x=80\text{m}$ ）

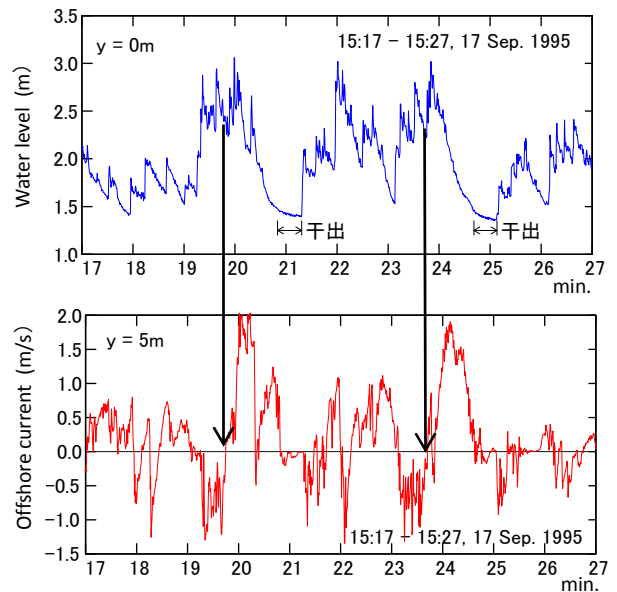


図-11 水位および沖向き流速の観測例（1995年9月）

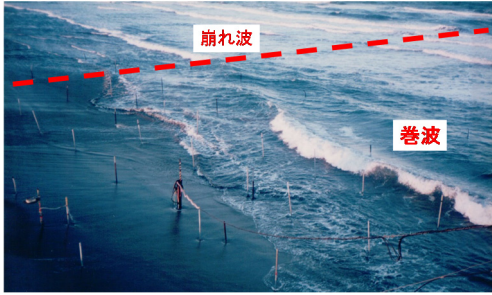


写真-1 崩れ波砕波と巻波砕波の生じる汀線付近

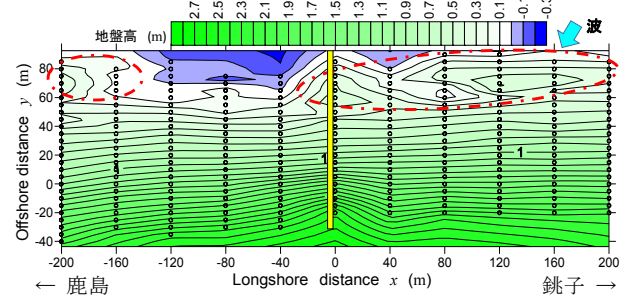


図-13 入射波による堆積地形 (2005年7月29日, 赤破線はインナーバーを示す)

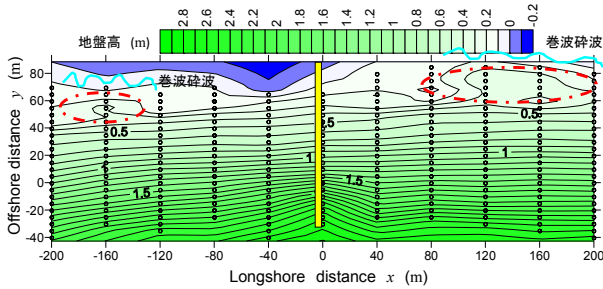


図-12 入射波による堆積地形 (2005年7月28日, 赤破線はインナーバーを, 水色波形は巻波砕波位置を示す)

7月28日～8月3日の間の地形測量時に, 調査範囲の海側端で, 巻波砕波と崩れ波砕波の両者を確認している.

図-12は, 図-7から1日経過した, 7月28日の地形を示している. 図中に水色波形線で示す位置で, 巻波砕波(目視波高0.7m以下)が生じ, その陸側にインナーバーが出来始めている.

図-13は, さらに1日経過した7月29日の地形を示している. 7月28日から連続して図中に水色矢印で示す銚子寄りの波が入射したため, インナーバーは鹿島方向に伸びた形状で成長している.

図-14は, 長周期波の遡上7日後の8月3日の地形を示している. インナーバー(赤破線)は, 7月29日に比べ陸側へ30mほど移動している. そして, インナーバーの陸側に位置する満潮時汀線付近にバーム(赤線)が形成され始めている.

図-15に, この時の底質中央粒径の空間分布を示す. 粒径は, インナーバー, バームが形成された部分で中粒径(0.3mm)に, 深みになった範囲と崩れ波砕波が生じている範囲で, 細かく(0.18mm)なっている. 3日以降も銚子方向から有義波高1m以下の入射波が継続し, インナーバー, バーム(中粒径の底質の範囲)は, 沿岸流の下手方向

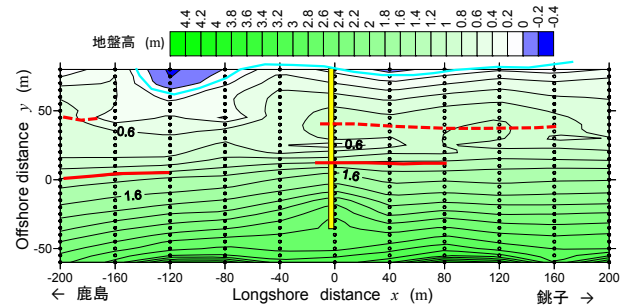


図-14 入射波による堆積地形 (2005年8月3日, 赤破線はインナーバーを, 赤実線はバームを, 水色実線は干潮時汀線を示す)

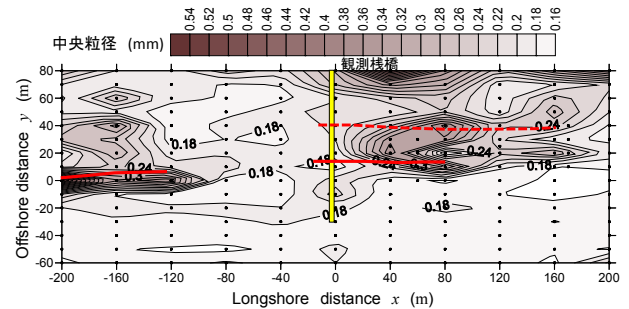


図-15 堆積時の粒径分布 (2005年8月3日, 赤破線はインナーバーの位置を, 赤実線はバームの位置を示す)

(鹿島方向)へゆっくり広がっていった.

台風通過後の砕波形式が沿岸方向に異なったのは, 調査範囲の海側の地形が沿岸方向に一様ではなかったためと考えられる.

図-16は, 図-7に示した地形の海側に接続する, 2005年7月15日の深浅測量結果を示している. 調査対象範囲の海側の地形は三次元的であり, $y=100\sim 180m$ の $x=-200m, 0m, 200m$ 付近には深みが存在する. 前述したとおり, こ

の時の波は、図中に黄色矢印で示すとおり、銚子方向から入射した。

深みのない範囲は、緩やかな勾配になっているため、崩れ波砕波になったと考えられる。一方、深みを通過する波は、深みを通過した直後に巻波砕波し、中粒径の砂が陸側に運ばれ、インナーバーが形成された（さらにその陸側にはバームが形成）ものと考えられる。なお、深浅測量を実施した後に台風7号が来襲しているため、7月27日以降もこのような地形が続いたかどうかの確認は出来ていない。しかし、長周期波の遡上・流下は、干潮時汀線付近から陸側の範囲で生じると考えられるので、水深の深い範囲の地形への長周期波の影響は少ないと判断した。

ここまでは、砕波状態が沿岸方向に異なるケースについて、入射波による堆積過程を説明した。次に、砕波状態が沿岸方向に同様なケースについて述べる。

図-17は、2005年7月22日の地形を、図-18は、2005年7月22日の底質粒径の空間分布を示している。バーム頂（赤線で示す）は、岸沖方向距離 $y=0\text{m}$ 付近で沿岸方向に連なっている。そして、水色線で示す干潮時汀線は、 $x=-100\text{m}$ 、 80m 付近で、図-7に示した7月27日より大きく海側に張り出し堆積が進行していた事が分かる。

底質粒径は、海側の $x=-200\text{m}$ 、 200m 地点を除き全体的に細かい。強いて言えば、赤線で示したバーム頂を連ねた線の陸側に、粒径が 0.2mm を越える砂の分布が見られる。

地形形状および底質中央粒径の分布から、調査範囲全域に渡って崩波砕波が生じ、前浜は細かな砂で覆われた（粒径の大きな砂の上に細かな砂が堆積した）ものと考えられる。

次に、バーム上への長周期波の遡上はあったものの、バームの侵食がステージIに比べ少なかったケースについて述べる。

図-19は、2005年8月15日から31日までの有義波高、有義波周期、汀線付近の長周期波の波高の変化を示している。8月22日の底質採取日の2日前に、有義波高 1.66m 、周期 11.6s の波が入射し、この時の汀線付近の長周期波の波高は、 0.4m であった。

図-14に示す8月3日の地形には、インナーバーが $y=30\text{m}$ 付近に存在した。しかし、図-20に示す8月22日の地形にインナーバーは存在せず、等深線は海岸線と平行に近づいている。

図-21は、8月22日の底質粒径の空間分布を示している。粒径は、海側で中粒径に、陸側で小粒径になるステージIと良く似た岸沖方向にふるい分けが生じた分布形状になっている。この時には、図-15に示す8月3日にバー

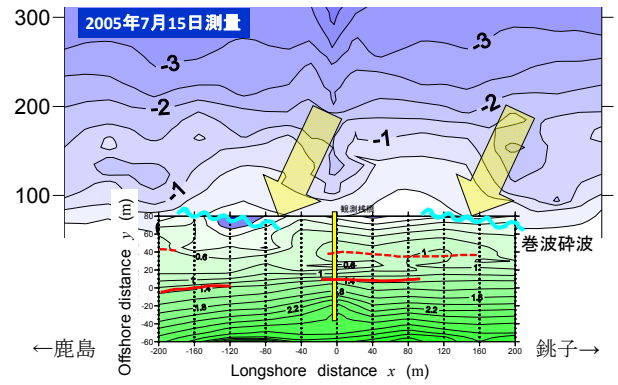


図-16 調査対象範囲海側の地形（7月15日測量、黄色矢印は波向）

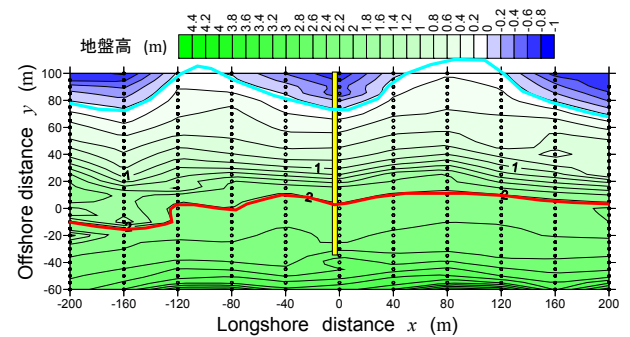


図-17 入射波による堆積地形（2005年7月22日、赤線はバーム頂を、水色線は干潮時汀線を示す）

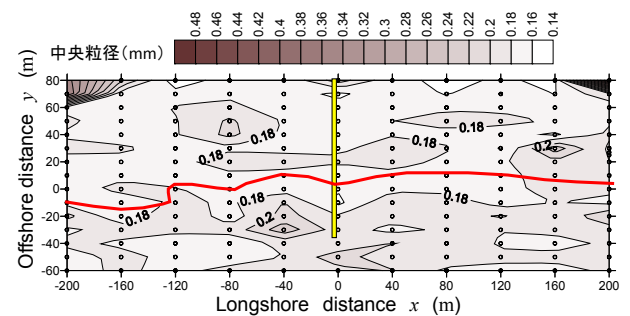


図-18 堆積時の粒径分布（2005年7月22日、赤線はバーム頂を示す）

ム部分に存在した中粒径の砂を、長周期波によって海側から運ばれてきた細かな砂が覆い、表面砂の粒径が細くなったものと考えられる。

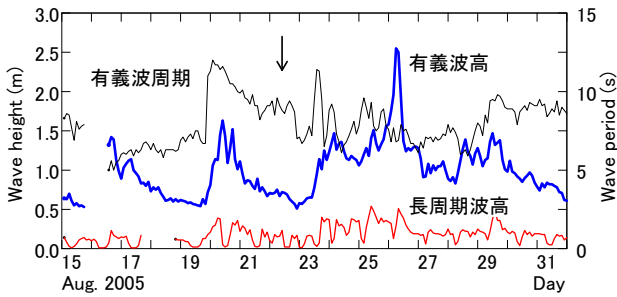


図-19 有義波高，有義波周期および汀線における長周期波高の変化（2005年8月15日～8月31日，矢印は底質採取日）

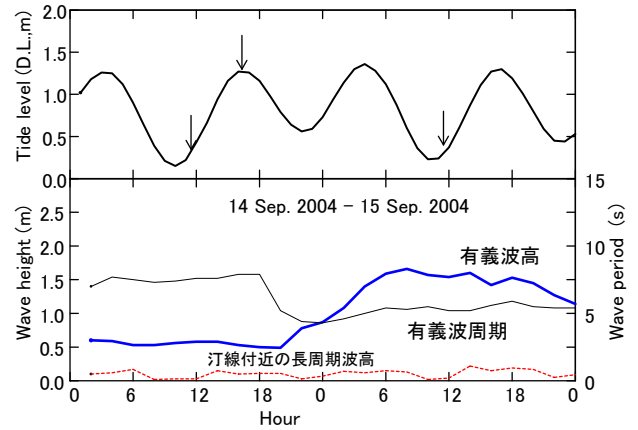


図-22 水位，有義波高，有義波周期，長周期波高の変化（2004年9月14日～15日，矢印は底質採取時を示す）

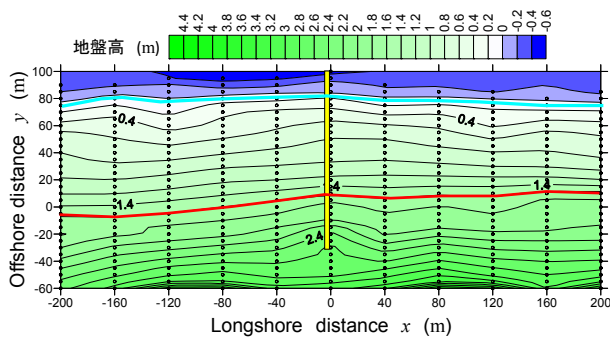


図-20 入射波による堆積地形（2005年8月22日，水色線は干潮時汀線を，赤線はバーム頂位置を示す）

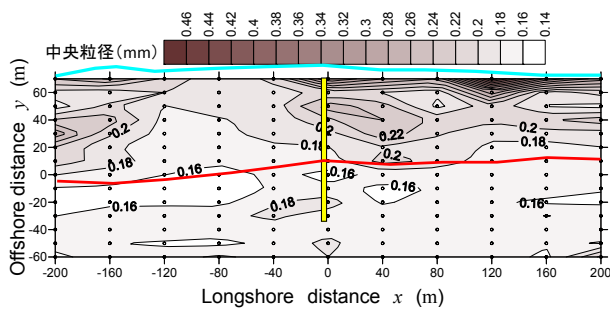


図-21 堆積時の粒径分布（2005年8月22日，水色線は干潮時汀線を，赤線はバーム頂位置を示す）

次に，入射波による堆積過程の短期的な底質粒径の岸沖方向変化について述べる。

図-22は，2004年9月14日～15日までの水位，有義波高，有義波周期，汀線付近における長周期波高の変化を示している。有義波高は14日19時頃まで0.5m程度であったが，その後増大し15日に1.5mになっている。有義波周期は，逆に14日の7.5sから15日の5sへと短くなって

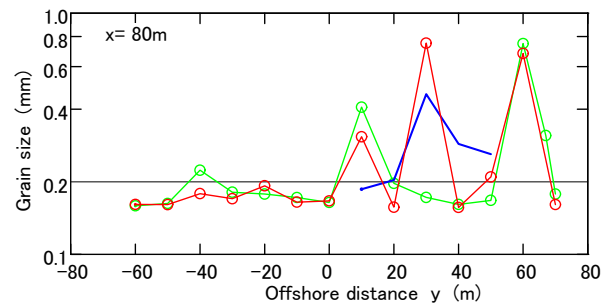
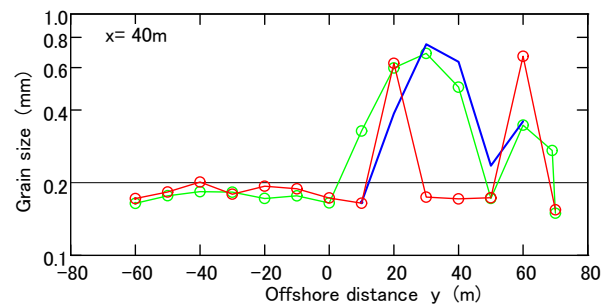
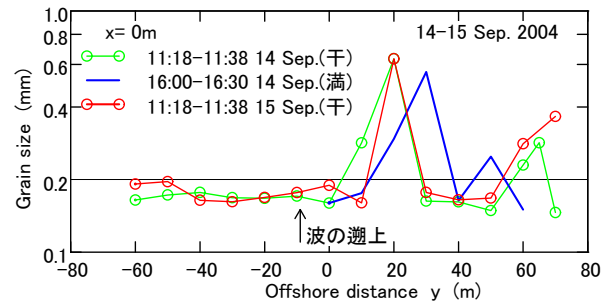


図-23 入射波遡上時の底質粒径の短期的な岸沖変化（2004年9月14日～15日，上段： $x=0m$ ，中段： $x=40m$ ，下段： $x=80m$ ）

いる。長周期波の波高は、調査期間を通じ 0.2m 以下であった。

図-23 は、 $x=0m, 40m, 80m$ 測線の表面砂粒径の岸沖方向変化を示している。粒径は、緑線と赤線で示す干潮時に、岸沖方向距離 $y=60m$ 付近と $y=20m$ 付近で粗く (0.6~0.8mm)、それ以外の範囲で細かく (0.2mm 以下) になっている。海側の $y=60m$ 付近で粒径が粗いのは、この付近で巻波砕波するためである。一方、陸側の $y=20m$ 付近で粒径が粗いのは、この付近にバームが形成されていたためである。

満潮時 (青線) になると、 $y=30m$ 付近で波が砕波するようになるため、 $y=30m$ 付近の粒径は粗くなり、それ以外の場所の粒径は細くなる。砕波する位置よりも海側の粒径が細くなるのは、巻波砕波によって巻き上げられ、海側に運ばれた細かな粒径の砂が堆積するためと考えられる。

(3) 沿岸方向に連続的な巻波砕波が生じる堆積時 (ステージⅢ)

HORS 周辺では、前述のとおり 2006 年 10 月の高波浪により、沖にあったバーが消滅し、汀線付近まで砕けることなく波が進入するようになった。その結果、波は穏やかな時でも沿岸方向に連続的に巻波砕波 (目視波高 0.5m~1m) する事が多くなった。

図-24 に、2010 年 8 月 11 日の地形を示す。干潮時汀線位置 (青実線) は、ステージ I (図-7)、II (図-14) に比べ約 40m 後退し、汀線付近の勾配が急になっている。そして、バームの高さは、ステージ II において最も高かった 7 月 22 日の D.L.+2.2m (図-17 参照) よりもさらに高い D.L.+3m になるとともにバーム頂は、沿岸方向に連続している (図中赤実線)。

図-25 は、2010 年 8 月 24 日の中央粒径の平面分布を示している。砂浜のほとんどは、中粒径以上の砂で覆われ、海側端には 1mm を超える大粒径の砂が出現している。

図-26 は、2015 年 2 月 24 日の地形を示している。図-24 に示した 2010 年 8 月 11 日の地形と比較すると、バーム頂は、 $x=0m$ 付近で陸側に凹んでいるが、沿岸方向に連続しておりその高さは $x=0m$ 付近で 3.5m とさらに高くなっている。

図-27 に、2015 年 3 月 6 日の中央粒径の平面分布を示す。粒径の粗い (0.6mm 以上) 部分を赤実線で示すが、この位置は図-26 の地形図に示すとおり、バーム頂の少し陸側に一致している。粒径の粗い部分を連ねた線の陸側の粒径は 0.4mm 以下で、黄色で示す 0.15mm~0.3mm の範囲が多くなっている。比較的細かな砂の範囲が広がったのは、図中に赤実線で示す堆砂垣を設置する際の整地作業によって下層にあった細かな砂が表面に露出した事

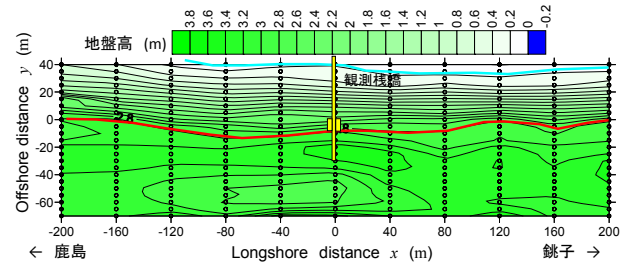


図-24 前浜勾配の急な砂浜 (2010 年 8 月 11 日、赤実線はバームを、水色実線は干潮時汀線を示す)

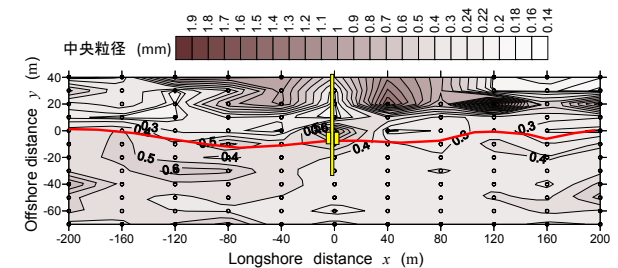


図-25 粗粒化した砂浜 (2010 年 8 月 24 日、赤実線はバーム位置を示す)

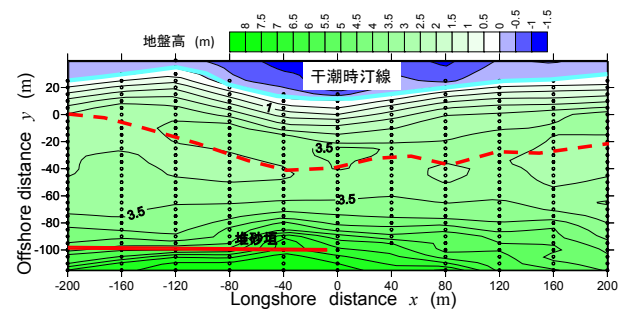


図-26 最近の砂浜 (2015 年 2 月 24 日、赤実線は堆砂垣、水色実線は干潮時汀線、赤破線は底質粒径が粗い部分を示す)

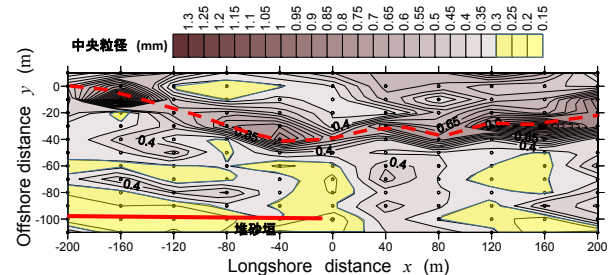


図-27 粗粒化の継続する砂浜 (2015 年 3 月 6 日、赤実線は堆砂垣を、赤破線は粒径の粗い部分を示す)

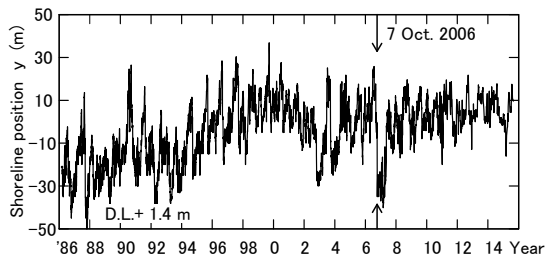


図-28 汀線位置の変動 (D.L.+1.4mで定義した汀線)

と、長周期波の遡上の際に海側から細かな砂が運ばれて来た事が原因と考えられる。

2007年に前浜の急激な堆積が生じた後、現在に至るまでバームが全て消滅するような侵食は生じていない。

図-28は、加藤ら(1989b)にならい、D.L.+1.4mで定義する汀線位置の変動を示している。矢印で示す異常波浪の来襲前の汀線位置は大きく変動しているが、異常波浪来襲後の変動は小さくなり汀線位置は安定している。

3.3 粒径別構成割合の変化

汀線付近における採取地点毎の粒度分析結果をもとに、小粒径(0.075~0.212mm)、中粒径(0.212~0.5mm)、大粒径(0.5mm以上)に分け、粒径別構成割合を計算した。

図-29は、加藤ら(1990)のデータのうち、汀線付近に相当する岸沖方向距離 $y=60m\sim-60m$ の範囲のデータを抽出し、その間の鹿島港日最大有義波高、土量変化、粒径別構成割合の変化を示している。土量は、沿岸方向距離 $x=0m$ の断面データを用い、沿岸方向400m間で断面形状が同一と仮定し、 $y=60m\sim-60m$ の範囲について計算した、土量の基準は、1987年10月22日である。

対象期間の粒径別構成割合の平均値は、小粒径が73%で多く、中粒径26%であり、大粒径は1%で少ない。

中粒径の割合が増加するとともに大粒径が現れるのは、長周期波の遡上によって砂浜が侵食を受けた後の入射波による堆積過程であり、調査期間中に2回生じた。

図-30は、6.1節で述べる1998年~1999年に透水層埋設範囲周辺で得たデータ($x=-80m\sim5m$, $y=10m\sim-60m$)を用いその間の鹿島港日最大有義波高、土量変化、粒径別構成割合の変化を示している。土量の基準は、1998年3月4日である。

対象期間の粒径別構成割合の平均値は、1986年~1987年と同様で、小粒径が75%、中粒径23%であり、大粒径はほとんど存在しない。

図-31に、2005年に調査したステージI(1ケース)およびII(10ケース)の、鹿島港日最大有義波高、土量変

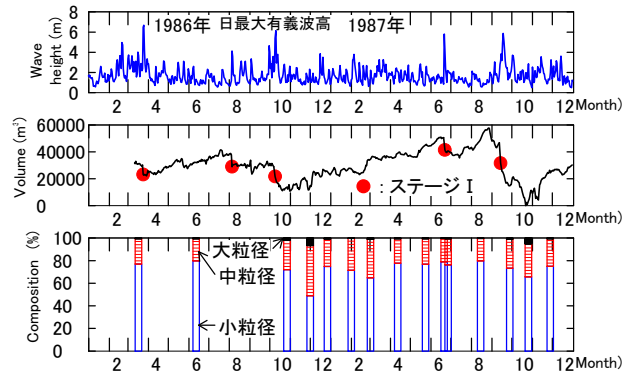


図-29 波高、土量変化、粒径別構成割合の変化 (1986~1987年)

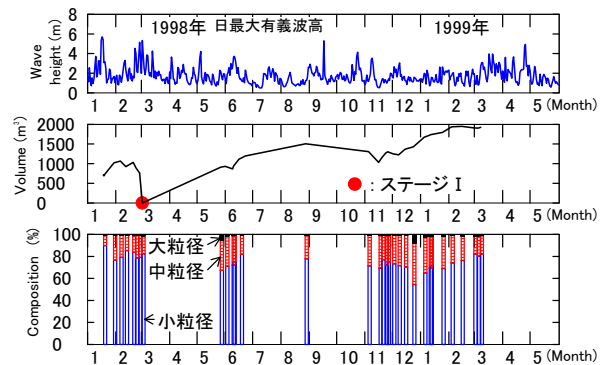


図-30 波高、土量変化、粒径別構成割合の変化 (1998~1999年)

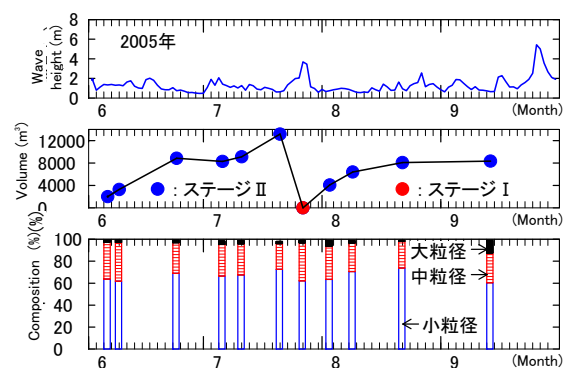


図-31 波高、土量変化、粒径別構成割合の変化 (2005年)

化、粒径別構成割合の変化を示す。ここで、土量計算は、

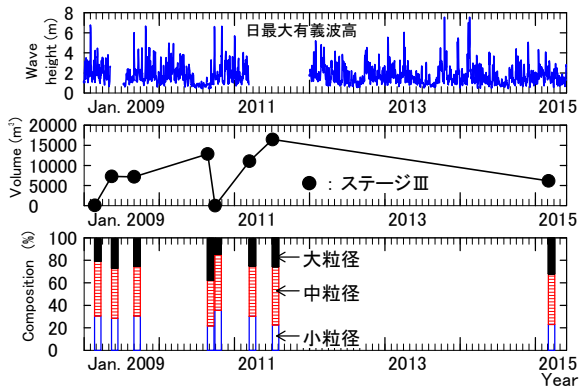


図-32 波高，土量変化，粒径別構成割合の変化 (2009～2015年)

$x=-200\text{m}\sim 200\text{m}$, $y=70\text{m}\sim -60\text{m}$ の範囲で行い，土量変化は，長周期波による侵食が生じた2005年7月27日の地形を基準にしている。

長周期波による侵食直後(ステージI, 図-8)の粒径別構成割合は，小粒径62%，中粒径34%，大粒径1%であるが，堆積が進むと小粒径の構成割合は増大する。

堆積過程のステージIIの中で最も堆積が進行したケース(図-18, 7月22日)では，小粒径は，73%に増大し，中粒径は，逆に23%に減少する。この時には，海岸と直角に入射する穏やかな波(崩れ波砕波)が継続し，沖から運ばれた小粒径の砂が中粒径砂で構成されたインナーバーの上に堆積した。また，バームの侵食を伴わない程度の長周期波がバームを越えて遡上した際に，中粒径砂で構成されたバーム上に小粒径の砂が堆積したケース(図-21, 8月22日)もある。

加藤ら(1990)が述べた，ステップ領域における「中粒径砂は，堆積過程で徐々に岸方向に移動する。最後にはその場に支配的な小粒径底質と混合し，検出できなくなる」は，前述した小粒径砂の堆積によって，中粒径砂が覆われるために生ずると考えられる。

ステージIIの粒径別構成割合の平均値は，小粒径67%，中粒径29%，大粒径3%であり，ステージI, II間での粒径別構成割合の変化は少ない。

汀線付近における，底質粒径の空間分布は，2006年までステージIかステージIIのいずれかであり，両者は，可逆的な変化である。

図-32は，2009年～2015年のステージIII(8ケース)の，鹿島港日最大有義波高，土量変化，粒径別構成割合の変化を示している。ここで，計算は， $x=-200\text{m}\sim 200\text{m}$, $y=10\text{m}\sim -60\text{m}$ の範囲で行い，土量変化は，2010年9月29日の地形を基準にしている。

図-25に示した2010年8月24日の，構成割合は，小粒径19%，中粒径44%，大粒径37%であり，ステージIIIの中で大粒径の構成割合が最も多かった。一方，長周期波が遡上しバームおよび後浜の一部が侵食された，2010年9月29日の構成割合は，小粒径42%，中粒径52%，大粒径6%であり，小粒径，大粒径の構成割合が，8月24日に比べ大きく変化している。この時，長周期波によって地形が侵食された後で海側から運ばれた小粒径の砂が侵食された範囲に堆積したため，侵食された範囲の底質は大粒径から小粒径へと変化した。

2009年から2015年の，ステージIIIの粒径別構成割合の平均値は，小粒径25%，中粒径46%，大粒径28%であり，2005年のステージI, IIに比べ小粒径の砂の割合は40%減少し，中粒径，大粒径の割合は，それぞれ20%ずつ増大している。

小粒径の構成割合は，1986～1987年および1998年～1999年の74%から，2005年のステージI, IIの67%へと7%減少している。つまり，2006年の異常波浪来襲によって，汀線付近において明確な底質の粗粒化が生じる前に，軽微な粗粒化が生じていたと考えられる。

3.4 底質の鉛直構造

次に，汀線付近の底質の鉛直構造について，2006年10月の異常波浪来襲の前後のデータについて検討する。

図-33は，異常波浪来襲前の，2003年7月に採取したコア採取地点付近の断面地形変化とコアサンプルの採取範囲を，図-34は，コア採取地点の地盤高の変化とコアサンプルの採取範囲を，図-35は，7月16日に測量した地形を示している。

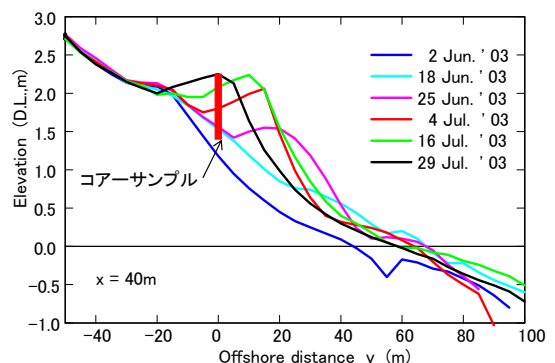


図-33 前浜コアサンプル採取地点の断面変化とコアサンプル採取範囲 ($x=40\text{m}$, $y=0\text{m}$)

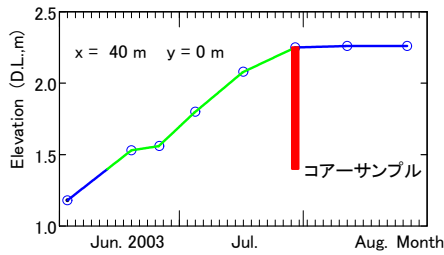


図-34 前浜コアサンプル採取地点の地盤高変化とコアサンプル採取範囲 ($x=40\text{m}$, $y=0\text{m}$)

コア採取地点付近は、2003年6月18日まで緩やかな勾配で堆積が進行するが、18日以降、勾配の急なバームが形成されバーム頂も段々と高くなっている。つまり、コア採取地点付近では、6月18日まで崩波砕波が生じ、18日以降は巻波砕波が生じていたことが分かる。

図-36は、コアサンプルの中央粒径、ふるい分け係数、偏わい度の鉛直分布を示している。ここで、ふるい分け係数 (S_0) は、粒径のばらつきを示し値が1に近いほど均一な粒径であり、偏わい度 (S_k) は、中央粒径より大きいものと小さいものの割合を示す指標で、1からの大小で大きい方向、小さい方向への偏りを示す。

深さ0.75mよりも深い範囲で、中央粒径は0.2mmよりも細かく、ふるい分け係数は1.2、偏わい度は1.0で、均一な砂の構成になっている。この範囲の砂は、前述したとおり崩波砕波によって運ばれたものと考えられる。

深さ0.7m~0.25mの範囲で、中央粒径は最大で0.7mmに近く、ふるい分け係数、偏わい度とも鉛直的な変化が大きい。この範囲の砂は、巻波砕波によって運ばれたものと考えられる。

深さ0.2mから砂浜表面までの中央粒径は0.22mmと細かく、ふるい分け係数は1.2、偏わい度は1.0で、均一な砂の構成になっている。表層付近で粒径が細かく均一な砂となっているのは、図-37に示すとおり、7月23日から27日にかけて汀線付近の長周期波の波高が0.5m程度になり、バームを越える長周期波の遡上により海側から細かな砂がバームを越えて運ばれたためと考えられる。さらに、深さ0.45m付近で粒径が細かくなっているのも、7月6日頃に長周期波の波高が大きくなり、バーム頂を越える長周期波の遡上があったためと考えられる。

図-38は、異常波浪来襲後である、2012年7月に採取した、バーム頂に近いコアサンプル採取地点の地盤高の変化とコアサンプルの採取範囲を示している。地盤高は、季節的な変化に加え長期的なトレンドが表れている。2006年の異常波浪によって急激に地盤高が低くなった後、地盤高は、

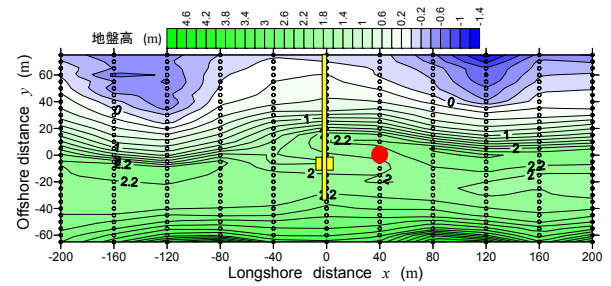


図-35 コアサンプル採取地点付近の地形 (2003年7月16日測量, ●印は、コア採取地点)

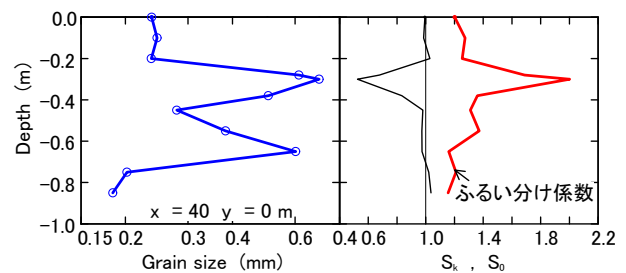


図-36 前浜コアサンプル分析結果 ($x=40\text{m}$, $y=0\text{m}$, 黒線は偏わい度 s_k を、赤線はふるい分け係数 s_0 を示す)

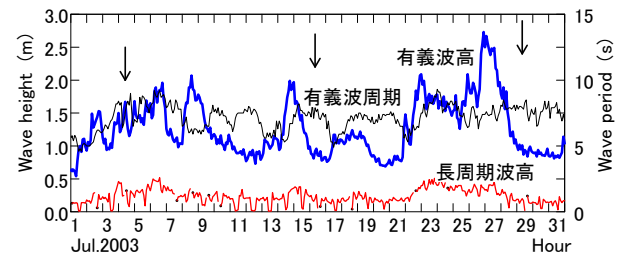


図-37 調査期間中の波高、周期、長周期波高の変化 (2003年7月, 矢印は、地形測量の実施日)

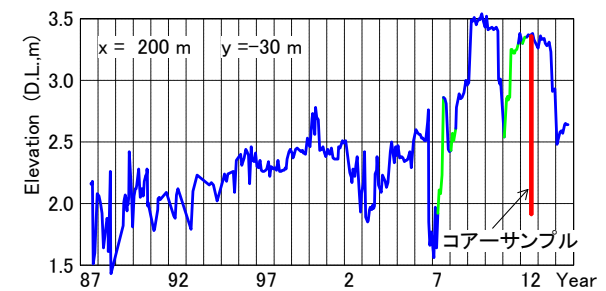


図-38 バーム頂に近いコアサンプル採取地点の地盤高変化とコアサンプル採取範囲 ($x=200\text{m}$, $y=-30\text{m}$)

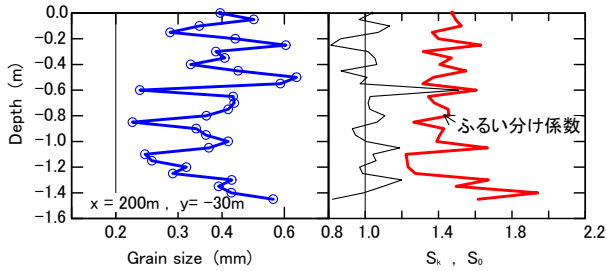


図-39 バーム頂に近い地点の前浜コアサンプル分析結果 (x=200m, y=-30m)

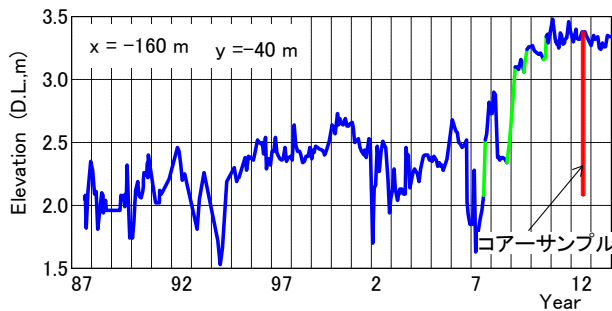


図-40 バーム中央部のコアサンプル採取地点の地盤高変化とコアサンプル採取範囲 (x=-160m, y=-40m)

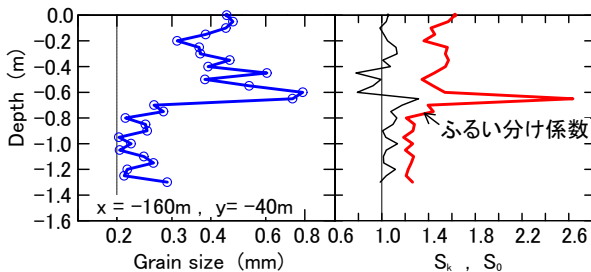


図-41 バーム中央部のコアサンプル分析結果 (x=-160m, y=-40m)

急激な上昇・低下を繰り返している。

図-39 は、コアサンプルの中央粒径、ふるい分け係数、偏わい度の鉛直分布を示している。中央粒径は、全深さで 0.22mm よりも粗く、最大は 0.65mm で、ふるい分け係数、偏わい度とも鉛直的な変化が大きい。コア下端の 2007 年に形成された範囲と、深さ 0.6m よりも浅い 2011 年に形成された範囲の粒径が大きくなっている。

図-40は、2012年7月に採取した、バーム中央部のコア採取地点の地盤高の変化とコアサンプルの採取範囲を示している。地盤高は、波による季節的変動とともに長期的なトレンドが表れている。そして、コア採取地点付近は、

2006年10月の異常波浪によって大きく侵食されるが、2007年5月頃から急激に堆積が進行し、2011年以降は、その堆積が継続している。

コアサンプルは、図中に緑線で示す2006年以降の4つの期間（2007年、2008年、2009年、2010年）に、砂の急激な堆積で形成された。

図-41は、コアサンプルの中央粒径、ふるい分け係数、偏わい度の鉛直分布を示している。中央粒径は、0.7mよりも深い範囲で0.2mm～0.3mmと細かく、深さ0.65mから表面までの範囲で粗く、最大は0.8mmに近い。そして、ふるい分け係数、偏わい度とも鉛直的な変化が大きい。

図-42は、後浜に近いコア採取地点の地盤高の変化とコアサンプルの採取範囲を示している。この地点は、1993年と2013年の2回採取しており、図中に黄色網掛けで示す範囲は、両サンプルに共通する。なお、コア採取地点の岸沖方向距離は2回とも同一であるが、2013年に採取した位置は、1993年の位置よりも沿岸方向へ4mずらしてある。

コア採取地点に波が遡上することは2006年までほとんど無く、地盤高の上昇は、前浜から運ばれた飛砂の堆積によって生じていた。ところが、2006年10月の異常波浪時には、コア採取地点を越えて波が遡上したため、大きな侵食が生じた。そして、2006年10月以降、コア採取地点を越える波の遡上が多くなり、波によって運ばれた砂が堆積するため、地盤高は、再び上昇している。

1993年に採取したコアのほとんどは、HORSでの観測を開始する1987年以前に形成され、コア表層付近は、図中に緑色で示す1988年、1991年に形成されている。

2013年に採取したコアは、図中に緑色で示す、1988年、1991年とピンク色で示す、1994年、1996年、2007年、2009年、2010年に形成された。

図-43は、1993年に採取したコアサンプルの中央粒径、ふるい分け係数、偏わい度の鉛直分布を示している。中央粒径は、表面から深さ0.8mまで、0.2mm以下で細かい。しかし、深さが1mよりも深くなるほど粗くなり、最大は0.7mmに近い。粒径が細かい範囲の砂のふるい分け係数は1.2であり、偏わい度は、1.0に近く、均一な砂であることが分かる。一方、粒径が粗い範囲のふるい分け係数、偏わい度は鉛直的な変化が大きい。

表面付近に比べ下層の砂の粒径が粗くなる構造は、後浜および前浜において、複数の地点で確認している。

図-44は、2013年に採取したコアサンプルの中央粒径、ふるい分け係数、偏わい度の鉛直分布を示している。黄色の網掛けで示すコア下端から0.5mの範囲の粒径、ふるい分け係数、偏わい度とも、1993年のデータと同一であり、細かく均一な層になっている。2006年以降に形成された

深さ0.6mよりも浅い範囲の粒径は、0.2mmを越え、表面付近で最大0.4mmとなる。そして、深さ0.6mよりも浅い範囲のふるい分け係数、偏わい度とも、鉛直的な変化が大きい。

図-39、図-41に示した地点に限らず、前浜コアサンプルの中央粒径は粗かったことから、2006年10月の異常波浪来

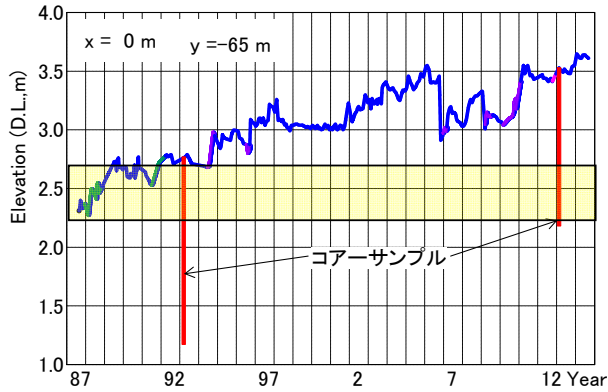


図-42 後浜に近いコアサンプル採取地点の地盤高変化とコアサンプル採取範囲 (x=0m, y=-65m, 網掛け部分は、1993年と2013年に共通の範囲)

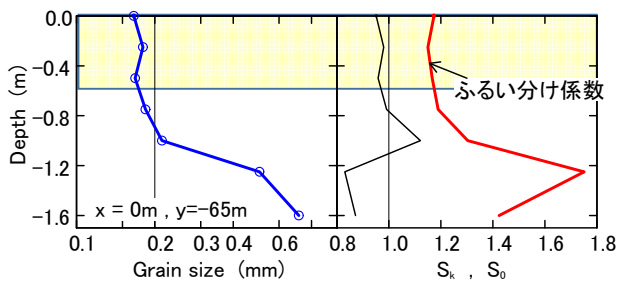


図-43 後浜に近いコアサンプル分析結果 (x=0m, y=-65m, 1993年3月採取, 網掛け部分は、2013年採取と同一範囲)

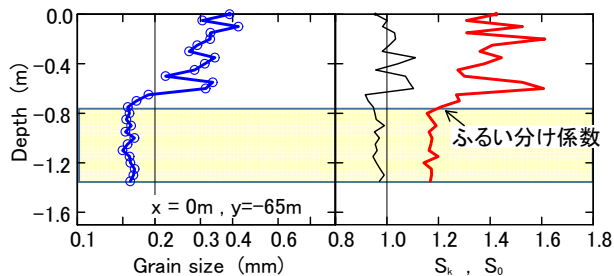


図-44 後浜に近いコアサンプル分析結果 (x=0m, y=-65m, 2013年2月採取, 網掛け部分は、1993年採取と同一範囲)

襲後に波によって形成されたバームは全体的に粗い砂で構成されていると判断される。

3.5 2007年の前浜地形変化の実態

急激な前浜の堆積が生じ、図-39、図-41に示した粒径の粗い砂層が形成された2007年4月から11月までの外力および地形変化の詳細を調べることにする。

図-45は、鹿島港で観測された沖波のエネルギーフラックスの経時変化を示している。エネルギーフラックスは、4月、7月、9月、11月の、低気圧 ($H_{1/3}=5.6\text{m}$, $T_{1/3}=9.6\text{s}$)、台風4号 ($H_{1/3}=5.15\text{m}$, $T_{1/3}=9.6\text{s}$)、台風9号 ($H_{1/3}=4.45\text{m}$, $T_{1/3}=11.0\text{s}$) および台風20号 ($H_{1/3}=4.16\text{m}$, $T_{1/3}=8.3\text{s}$) 通過時に大きくなっている。そして、9月半ばから11月末までの間も周期的な低気圧の通過により、やや大きな波が続いている。一方、7月後半から8月末までの間は、最も穏やかであり、次いで5月半ばから7月半ばまでの間も穏やかになっている。

まず、2007年4月20日から11月20日までの、前浜地形データ (x=-200m~200m, y=25m~-65mの範囲) を用い、土量変化を計算し、結果を図-46に示す。

前浜土量は、台風4号通過までの間に急激に増加し、堆積が進行している。通常、台風の通過に伴う長周期波の遡上によってバームは侵食され、土量は0付近まで減少する。しかし、台風4号通過時に土量は、7,553 m^3 しか減少しなかった。その後、土量は増加するものの、台風4号の通過前に比べるとその増加量は少なくなっている。

次に、経験的固有関数法(たとえば加藤・吉松, 1984)を用い、前浜の空間的な地形変化について検討した。

経験的固有関数を用いると、地盤高は次式で表される。

$$h(x, y, t) = \sum_n c_n(t) \cdot e_n(x, y) \quad (1)$$

ここで、 $h(x, y, t)$ は測点ごとの平均地盤高からの変化量であり平均地盤高よりも高い場合を正としている。 x は沿岸方向距離、 y は岸沖方向距離、 t は時間、 $c_n(t)$ は、モード n の時間係数、 $e_n(x, y)$ は、モード n の固有関数である。

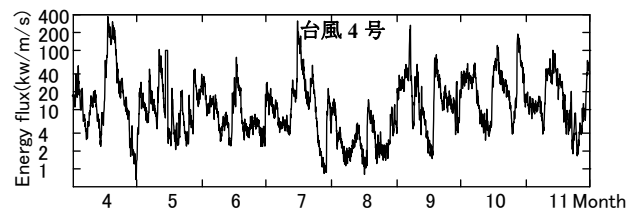


図-45 エネルギーフラックスの変化 (2007年)

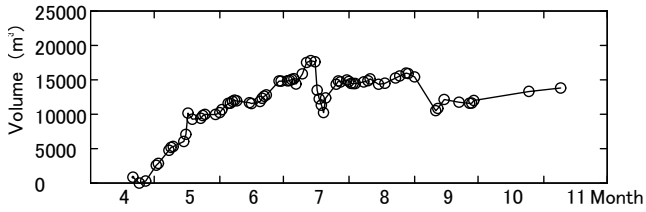


図-46 前浜土量の変化 (2007年)

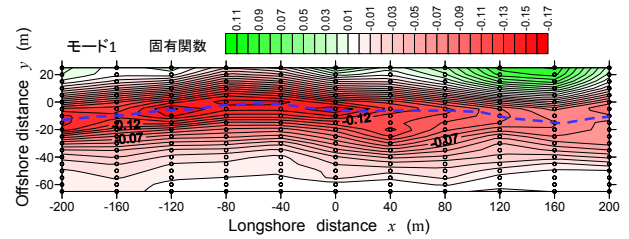


図-48 モード1(寄与率: 39%)の固有関数の分布(青破線は、モード1の固有関数の最大値を連ねた位置を示す)

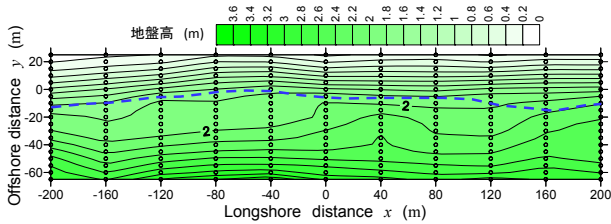


図-47 平均地盤高の空間分布 (青破線は、モード1の固有関数の最大値を連ねた位置を示す)

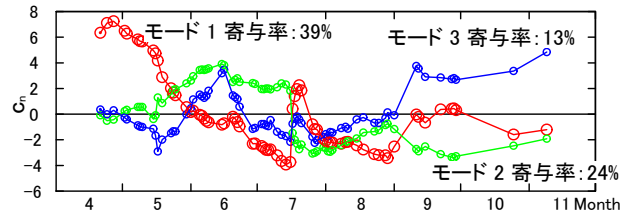


図-49 時間係数の変化

図-47, 48, 51, 53に平均地盤高, モード1, モード2, モード3の固有関数の空間分布を示す。また, 図-49に時間係数の変化を示す。

平均地盤高地形は, 海側から岸沖方向距離 $y=-10\text{m}$ までの間の勾配は急で, $y=-10\text{m}$ から $y=-30\text{m}$ の間は, 緩やかになっている。勾配の緩やかな範囲は, バームのフラットな範囲を示していると考えられる。

モード1 (寄与率=39%) の固有関数は, 海側の一部を除き全域で負の値であり, 固有関数の最大値を連ねた線 (図中青破線) は, 平均地盤高 (図-47) のバーム頂に一致する。モード1の時間係数は, 正の値から負の値への変化傾向を示し, 7月中旬 (台風4号), 9月初旬 (台風7号) の時に限り, (負→正) もしくは (負→0) になっている。

ところで, モード1の時間係数の変化と図-46に示した土量の変化傾向とはよく似ており, 両者を比較した結果を, 図-50に示す。両者は, 1対1の関係を示す直線の周りに分布している。従って, モード1は, バームの形成・消滅を示していることが分かる。

モード2 (寄与率=24%) の固有関数は, モード1の固有関数の最大値を連ねた線付近 (図-51中青破線) に正の値の範囲があり, それよりも $20\text{m}\sim 30\text{m}$ ほど陸側に負の値の範囲 ($y=-20\text{m}\sim -60\text{m}$) が存在し, 岸沖方向に固有関数が変化する分布になっている。モード2の時間係数は, 7月中旬の台風4号通過前後で正から負に変化している。

従って, モード2は, バーム頂の位置が台風4号の通過に伴って, $20\text{m}\sim 30\text{m}$ ほど陸側に移動したことを示している。

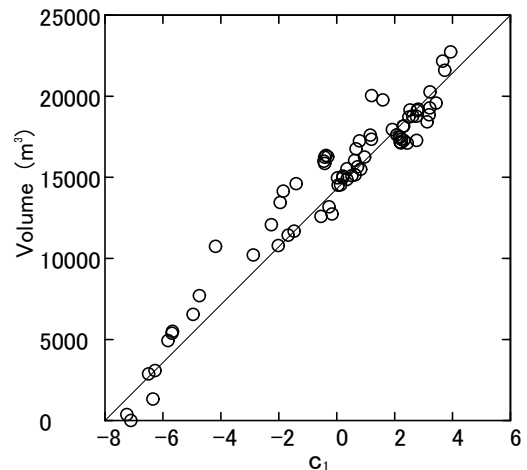


図-50 モード1の時間係数と土量変化との関係

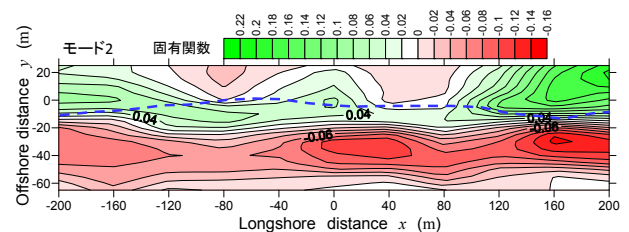


図-51 モード2(寄与率: 24%)の固有関数の分布(青破線は、モード1の固有関数の最大値を連ねた位置を示す)

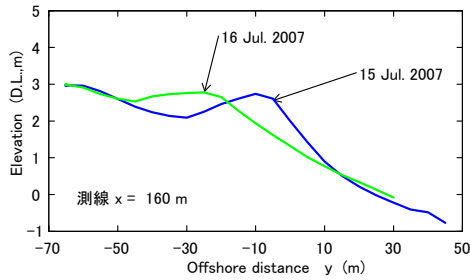


図-52 台風4号通過の際の断面地形変化 (x=160m測線)

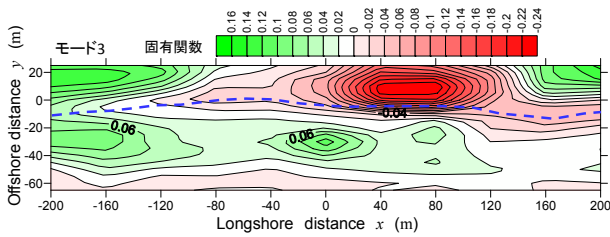


図-53 モード3 (寄与率: 13%) の固有関数の分布(青破線は、モード1の固有関数の最大値を連ねた位置を示す)

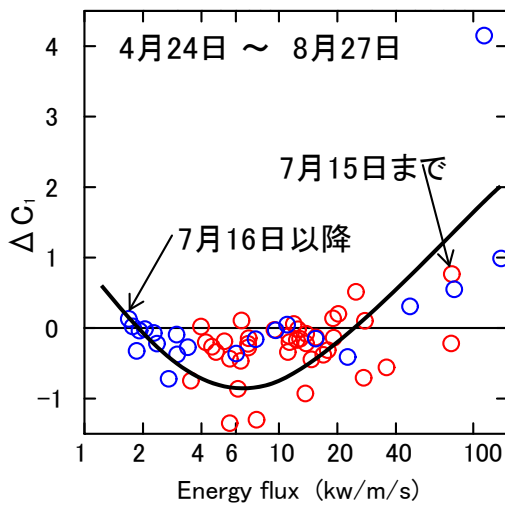


図-54 平均エネルギーフラックスとモード1の時間係数変化量との関係

図-52は、台風4号通過前後の断面地形変化を示している。バーム頂は陸側へ30mほど移動し、15日にバームを形成していた砂のほとんどが、陸側へ移動した事が分かる。

図-39 (x=200m, y=-30m), 図-41 (x=-160m, y=-40m) に示したコア下層の粗い砂は、この時の地形変化の際に、海側のバームから運ばれたものと考えられる。

モード3 (寄与率=13%) の固有関数は、モード1の固有関数の最大値を連ねた線 (図-53中青破線) の海側に、正

の値と負の値の範囲が沿岸方向に交互に存在する。そして、モード3の時間係数は、正、負の値を交互に繰り返していることからモード3は、バーム頂よりも海側の地形が沿岸方向に周期的に変化することを示している。加えて、y=-20mからy=-50mの間の固有関数の値は、x=40m付近を境として鹿島側で大きく、銚子側で0に近い事とモード3の時間係数はモード1の時間係数が0に近い時に大きくなることから、x=40mから鹿島側で、y=-20mからy=-50mの範囲の地形変化を示し、具体的にはモード1で表せない現象を補っていると考えられる。

加藤ら (1989c) は、汀線の前進とエネルギーフラックスとの関係を検討し、汀線前進を促進するエネルギーフラックスが存在する事を示した。そこで、バームの堆積 (モード1の時間係数の変化量) と地形が変化の間での平均エネルギーフラックスとの関係を調べ、図-54に示す。なお、台風4号の通過前後で時間係数の変化傾向が異なっていたので、台風通過前のデータを○印で、通過後を●印で示す。

バームは、エネルギーフラックスの値が、2~20kw/m/sの範囲で形成 (堆積、モード1の時間係数変化量が負) され、20kw/m/sよりも大きくなると消滅 (侵食) し、2kw/m/sよりも小さいと変化しない事が分かる。さらに、台風4号の通過前後で、エネルギーフラックスが同じでも○印で示す台風通過前のデータの方が、時間係数の変化量が大きく (堆積スピードが速く) なっている。つまり、バームの堆積スピードは、エネルギーフラックス以外の要因にも関係している事がうかがえる。

柳嶋 (2005a) は、汀線の前進スピードが、大潮時よりも小潮時に速いことを示した。そこで、2007年4月から11月までの間に棧橋先端で1時間毎に観測された水位データについて、1日毎の標準偏差を計算し、その経時変化を図-55に示す。また、図-56にエネルギーフラックスの経時変化を、バームが堆積する時 (緑色、エネルギーフラックスの値2~20)、侵食する時 (赤色、20以上)、変化しない時 (青色、2以下) に分けて、再度示す。

水位日偏差は、4月から7月までの大潮時には大きく、小潮時は小さい。しかし、8月から10月までの間の大潮時の偏差は、4月から7月までに比べ小さくなるとともに、小潮時の偏差は、4月から7月までに比べ大きくなっている。つまり、8月から10月までの間、満潮と干潮との水位差の変化は、4月から7月までに比べ小さくなっている。

台風4号の通過前のデータの堆積スピードが速いのは、水位の変化が大きい事が関係していると推定される。

図-57は、図-55中に●印で示した大潮 (5月18日) から小潮 (5月24日) に至る期間の、x=0mの断面地形変化を示

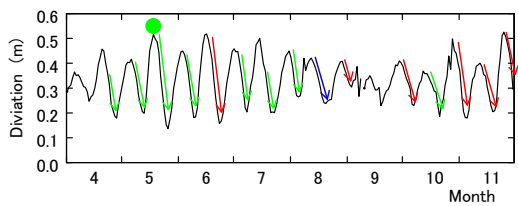


図-55 水位日偏差の変化(2007年)

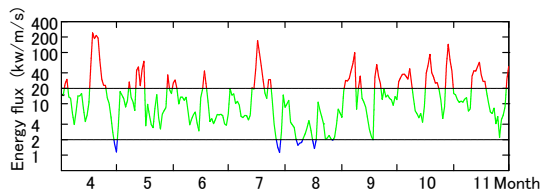


図-56 エネルギーフラックスの変化 (2007年)

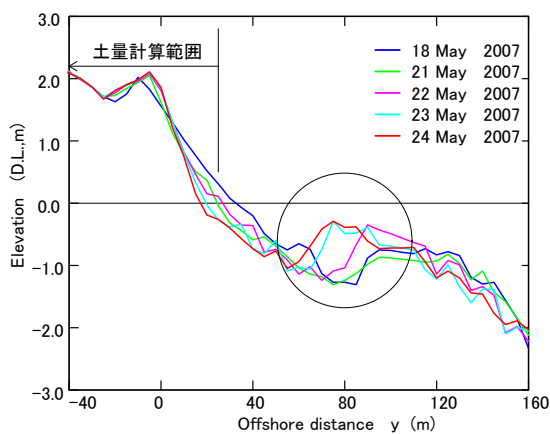


図-57 典型的なインナーバーの形成例 (2007年)

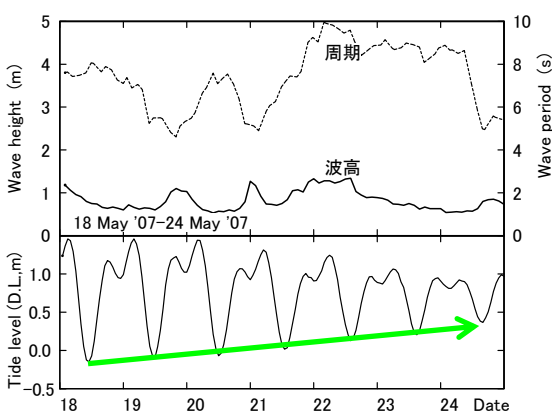


図-58 典型的なインナーバー形成時の波浪，水位の変化 (2007年5月18日～24日)

している．地形変化が顕著なのは、 $y=60\text{m}\sim 90\text{m}$ の範囲で、沖側から陸側に向かって砂が運ばれ、インナーバーが形成される様子が示されている．インナーバーは、更に陸側に移動しバームを形成している．図に示した $x=0\text{m}$ 測線のバームの形成は僅かであるが、この時、鹿島側の測線においては、図-57より明確なバームが形成されていた．

図-58は、5月18日から5月24日までの、沖波と栈橋先端水位の経時変化を示している．波高は、バームの堆積を促進する、 0.6m から 1.3m の範囲にあり、干潮時の水位は、大潮から小潮に向かって段々高くなってゆく（図中緑矢印）．

干潮時の水位が段々高くなっていく事により、深い所にある砂を陸側に少しずつ移動させる効果があるものと考えられる．

漂砂の移動床模型実験で例えると、堆積性の波浪条件のもとで、段階的に実験水位を高くしていく状態に近いと考えられる．

大潮から小潮に向かう期間における明確なインナーバーの形成は、図-55中に緑矢印で示すように台風4号通過前に5回生じていた．図中に青矢印で示す時には、僅かにインナーバーが形成された．一方、大潮から小潮に向かう期間におけるエネルギーフラックスが 20kw/m/s を越える、もしくは 2kw/m/s よりも小さい場合（図-55中に赤矢印で示す）には、インナーバーは形成されなかった（台風4号通過前は1回、通過後は5回）．

台風4号の通過前のバームの堆積スピードが速いのは、バーム形成の供給源となるインナーバーが4月から7月までの間に頻繁に形成されたためと考えられる．

2007年に生じた地形変化の特徴は、バーム形成を促進する波浪条件が長期間継続した事と、荒天時のバーム侵食がそれまでに比べ少ないとともにバーム頂が陸側へ移動した事である．

また、形成されたバームの前浜勾配が急で、前浜のコアサンプルの粒径が粗かったので、調査対象範囲のバームは、4月下旬から連続的に粗い砂によって形成されたと判断される．

4. 砕波帯内における底質粒径の変動特性

砕波帯内の底質粒径変動については、加藤ら（1990）によってすでに報告されている．しかし、加藤らの調査は、1986年～1987年に実施され、20年以上を経過しているので砕波帯内の底質粒径の変動特性が変わっていないかどうかを確認するとともに、コアサンプルデータによって底質の鉛直構造を検討する．

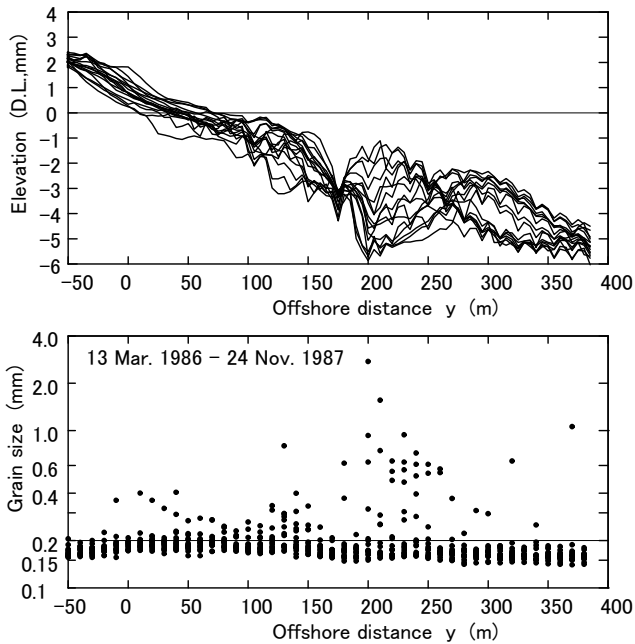


図-59 海底断面形状および中央粒径の岸沖分布
(加藤ら1990)

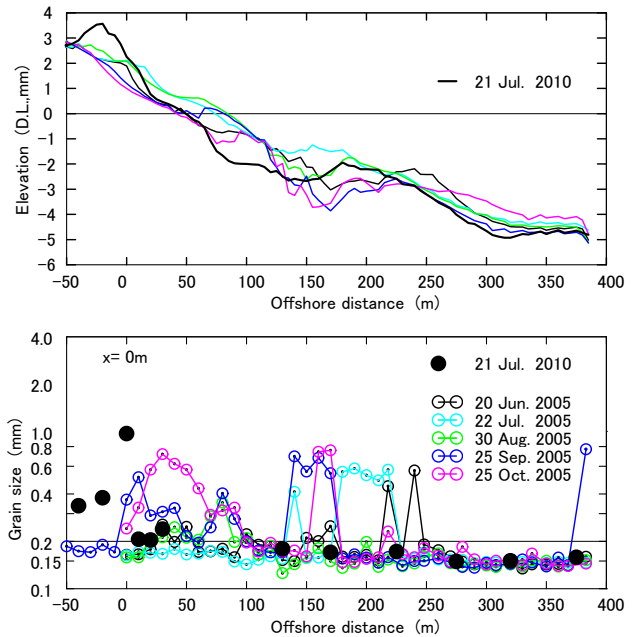


図-61 海底断面形状および中央粒径の岸沖分布
(2005年, 2010年)

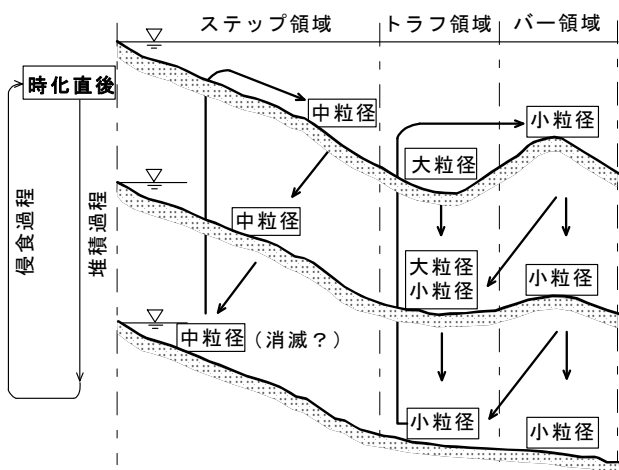


図-60 砕波帯内の底質粒径別移動特性の概略
(加藤ら1990)

4.1 既往のデータ

図-59は、加藤ら(1990)が調査した際の海底断面形状と、中央粒径の岸沖分布を、図-60は、砕波帯内の底質粒径移動特性の概略を示している。

加藤らは、「バー領域では、大きな地形変化が生じるにもかかわらず、常に小粒径(中央粒径0.18mm)が存在する。ここにある小粒径の砂はその後の堆積過程にトラフ領域に移動する。トラフ領域では、時化直後に大粒径(粒

径0.5mm)であったものが、その後の堆積過程では海底レベルが上昇するにつれて徐々に小粒径の砂が加わり、粒度分布は大粒径と小粒径のところにピークがある双峰型粒度分布になる。さらに堆積が進行すると、小粒径だけの単峰型粒度分布になる。」と説明している。

4.2 2005年, 2010年の調査結果

図-61は、2005年に5回、2010年に1回、観測栈橋に沿って調査した際の、海底断面形状と中央粒径の岸沖分布を示している。

2005年の断面形状、中央粒径の岸沖分布とも加藤らの結果と同様で、トラフ領域($y=120\text{m}\sim 240\text{m}$)で大粒径の底質が現れ、バー領域($y=250\text{m}$ より沖)では1例を除き小粒径の底質になっている。一方、2010年の岸沖方向距離 $y=100\text{m}$ よりも沖側の底質は、加藤らと同様に小粒径であるが、 $y=0\text{m}$ よりも陸側の底質は、3章で述べたとおり加藤らの時よりも粗く大粒径になっている。

水面下の底質の粒径は、1986~1987年当時と変わっていないことから、海底面の砂に働く外力(波)は、1986~1987年当時から現在まで変化していないと言える。

4.3 底質の鉛直構造

砕波帯内のコアサンプルは、1990年1月と2010年7月に採取しているが、両年のサンプルに違いは見られないのでここでは、1990年のデータを示す。

図-62 は、バー領域内においてコアサンプルを採取した地点（岸沖方向距離 $y=350\text{m}$ ）を含む断面地形変化を、図-63 は、採取地点の地盤高の経時変化を示している。コアサンプルは、図-63 に緑線示すバーの沖への移動に伴い地盤が高くなる 1989 年 3 月～5 月と、バーが減衰し地盤高が低くなりつつある 1989 年 12 月～1990 年 1 月までの間の一時的な堆積によって形成された。

図-64 は、コアサンプルの中央粒径、ふるい分け係数、偏わい度の鉛直分布を示している。砂の中央粒径は、ほぼ 0.17mm であり、ふるい分け係数は、1.2 弱、偏わい度は、1.0 弱で鉛直的な変化は少ない。従って、バー領域においては、底質の粒径は、鉛直的にも均一で、底質の鉛直構造は存在しない事が分かる。

図-65 は、トラフ領域内においてコアサンプルを採取した地点 ($y=290\text{m}$) を含む断面地形の変化を、図-66 は、採取地点の地盤高の経時変化を示している。

コアサンプルは、図-66 に緑線で示す、トラフに砂が堆積し急激に地盤が高くなる 1989 年 11 月、12 月と、1990 年 1 月の間に形成されたことになる。ただし、海底断面の測定は、休日を除く 1 日 1 回であり、必ずしも最大侵食地形を測定しているわけではない。12 月中旬に堆積が始まる地盤高は、コアサンプルの下端に近いことから、290m 地点のコアは、1989 年 12 月中旬以降に形成されたものと考えた方がよい。

図-67 は、コアサンプルの中央粒径、ふるい分け係数、偏わい度の鉛直分布を示している。中央粒径は、コアサンプル下端で 0.6mm と粗いものの、それよりも上部は、ほぼ 0.2mm 以下であり、海底面に近いほど小粒径になる傾向がうかがえる。ふるい分け係数、偏わい度とも、コアサンプル下端から 5cm 上側で大きく、それよりも上側、下側とも値は小さいとともに、鉛直的な変化は少なくなっている。従って、下端の大粒径砂層および上部の小粒径砂層は、均一な粒径から成るのに対し、下端から 5cm 上部の砂層は、大粒径砂と小粒径砂が混合した状態になっていることが分かる。

トラフ領域においては、第 1 段階として、波の砕波に伴ってトラフが発生し、小粒径の砂は巻き上げられ、沈降することなく沖（バー領域）に運ばれるため、大粒径砂がトラフの海底面に残る。第 2 段階として、波が穏やかになるにつれ小粒径砂が沖（バー領域）から岸向きに運ばれ、大粒径砂の上に堆積する。このような粒径の異なる砂の堆積過程によりトラフ領域では、図-67 に示すような底質粒径の鉛直構造が形成されるものと考えられる。

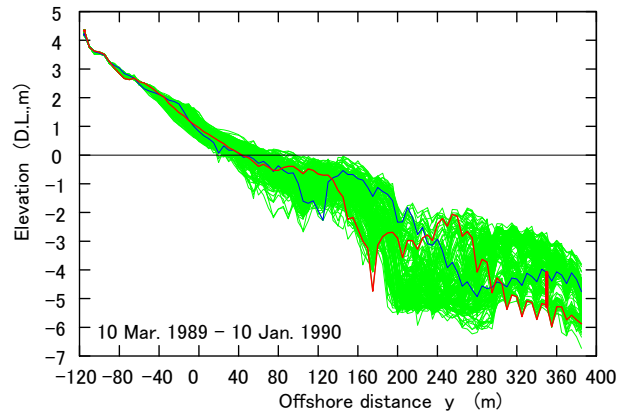


図-62 コアサンプル形成時の断面地形の変化 ($y=350\text{m}$, 赤線はコアサンプルの下端に相当する日の断面地形, 青線はコアサンプル採取日の断面地形を示す)

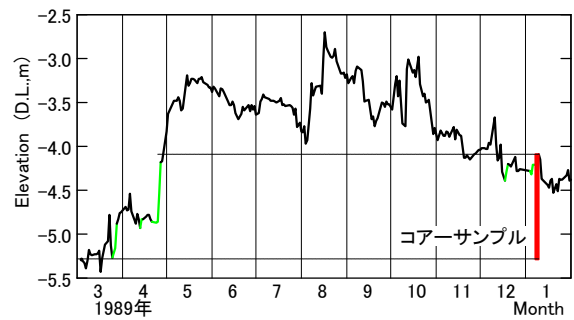


図-63 コアサンプル採取位置と地盤高の変化 ($y=350\text{m}$)

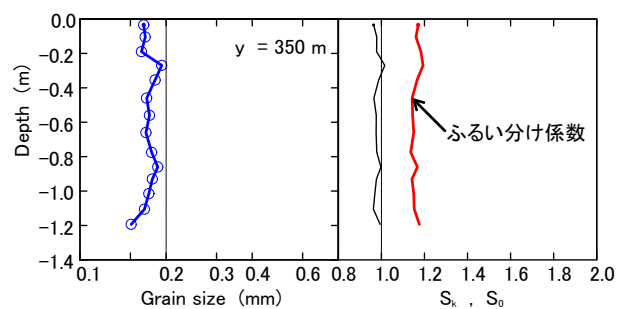


図-64 中央粒径、ふるい分け係数、偏わい度の鉛直分布 ($y=350\text{m}$)

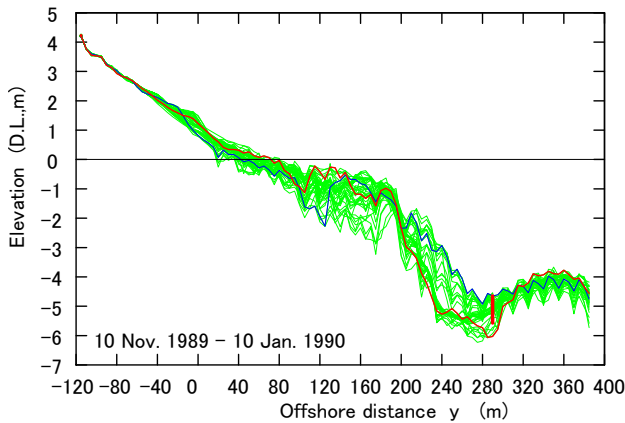


図-65 コアサンプル形成時の断面地形の変化 (y=290m, 赤線は、コアサンプルの下端に相当する日の断面地形, 青線は、コアサンプル採取日の断面地形を示す)

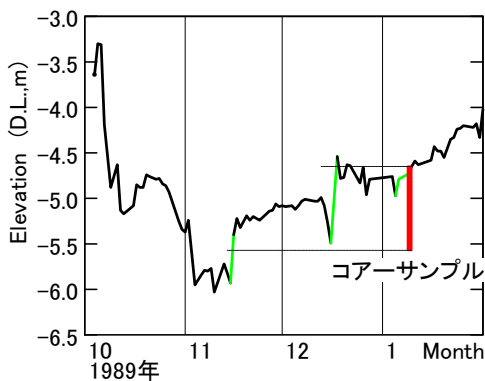


図-66 コアサンプル採取位置と地盤高の変 (y=290m)

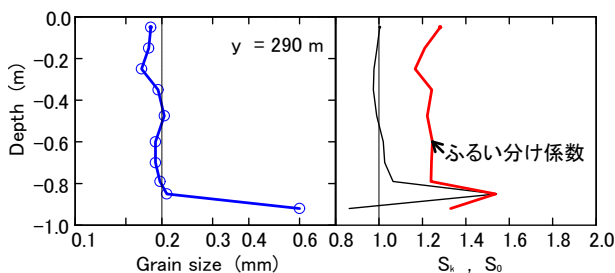


図-67 中央粒径, ふるい分け係数, 偏わい度の鉛直分布 (y=290m)

5. 沖合における底質粒径の変動特性

5.1 既往のデータ

佐藤ら (2000) は, 1999 年 8 月に, 鹿島港から波崎漁港の間に, 図-68 に示す(1)~(5)の 5 測線を設け, それぞれの測線上の水深 3m, 7m, 20m (いずれも T.P.値) 地点においてコアサンプルを採取している. 結果の概略は図中に示されているが, 佐藤らは「コアを構成する底質は, ほとんどが細砂であるが, ところどころに粗砂や小礫を含む層が見られる. 粗砂層の存在は, 水深が浅くなるほど多くなり, また, 過去に侵食を受けた区域である(3)や(4)のコアほど多くなる傾向がある。」と述べている. HORS 付近にも測線があり, 水深 20m 地点の底質は, 全て細砂で構成されるが, 水深 7m, 3m 地点のコアには, 粗砂層が含まれている.

図-69 は, 佐藤らの結果のうち, HORS に近い測線の水深 3m および 7m 地点の中央粒径の鉛直分布を拡大して示した.

海底面付近の砂の中央粒径は, 水深 3m 地点, 7m 地点とも, 0.2mm 以下で細かい. しかし, 3m 地点では, 海底面から 0.8m より深い範囲で, 水深 7m 地点では, 深さ 0.5m ~0.7m と 1.2m より深い範囲で, 粗い砂 (中央粒径は, 0.6mm~1.8mm) の層が存在する. 佐藤らが調査した HORS 付近の水深 3m 地点の粒径分布は, 図-67 に示した碎波帯内のトラフ領域の底質の鉛直分布と良く似ており, この地点はトラフ領域であったと考えられる.

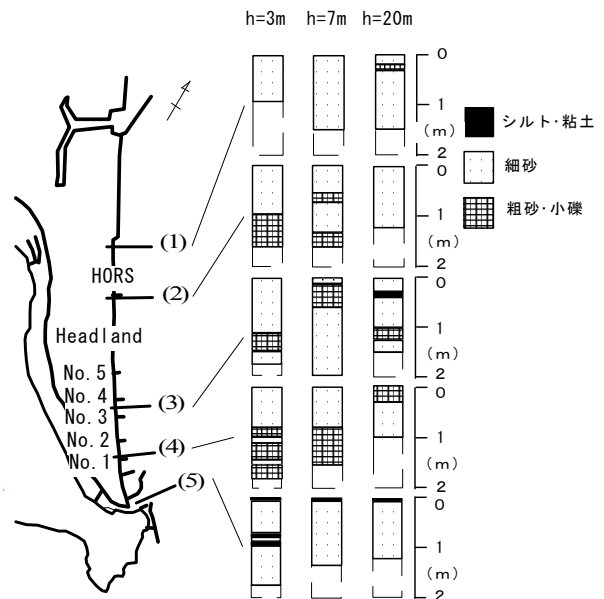


図-68 柱状試料の構成成分 (佐藤ら, 2000)

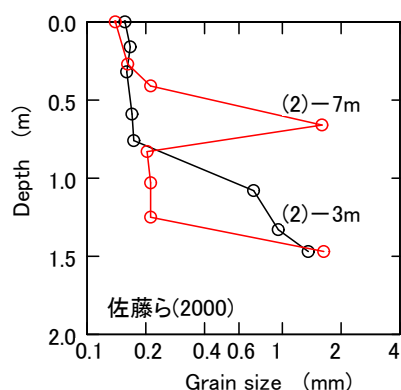


図-69 柱状コアの中央粒径の分布（佐藤ら，2000 の(2) 地点の水深 3m および 7m 地点を拡大して表示）

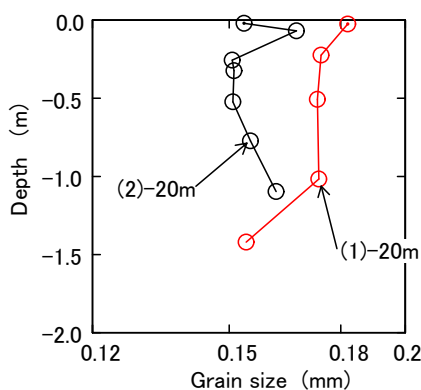


図-70 柱状コアの中央粒径の分布（佐藤ら，2000 の (1)，(2)地点の水深 20m のデータを拡大して表示）

図-70 は，HORS に近い測線(1)と(2)の水深 20m の地点の中央粒径の鉛直分布を拡大して示した。鹿島港に近い測線(1)のデータは，海底面から深さ 1m まで 0.18mm 程で，その下側の粒径は，0.15mm で細くなっている。測線(2)のデータは，深さ 5cm の位置で粒径が 0.17mm で大きく，それよりも上層，下層とも 0.15mm になっている。

石野ら（2011）は，2009 年 12 月から 2010 年 2 月にかけて，HORS 周辺の沖合で，表面砂の調査を行っている。石野らは，「平坦な地形の範囲の底質は細かいが，深みになっている範囲には，極粗砂あるいは，礫が存在しており，深みになっている範囲に堆積が生ずると，そのような極粗砂等は底面から消え，逆に，侵食が生じると極粗砂が底面に露出する傾向がうかがえた」と述べている。

5.2 2010 年の調査結果

まず，波崎海岸の沖合の海底面底質の特性を把握する。

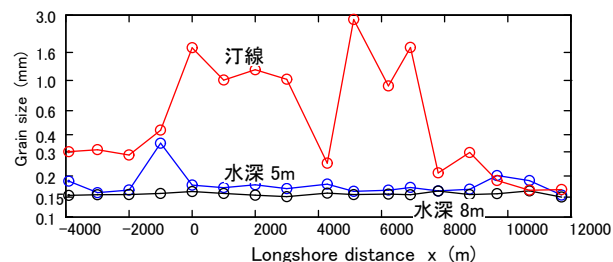


図-71 汀線および沖合底質の中央粒径の沿岸方向分布（2010 年 12 月採取）

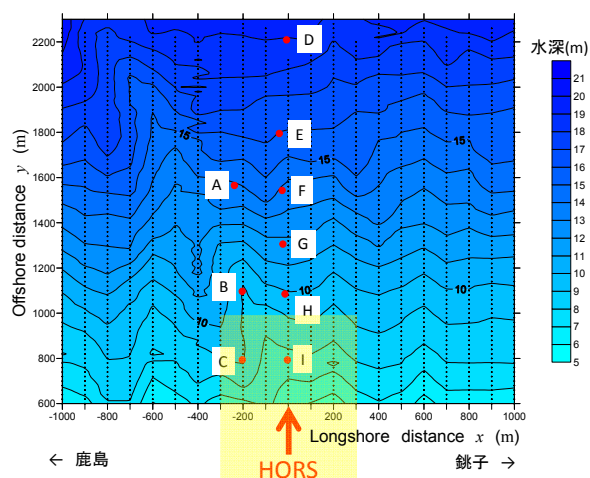


図-72 沖合コアサンプル採取位置（地形は，2010 年 11 月測量）

図-71 は，波崎海岸に 1km 間隔で設置した測線上の，水深 5m，8m 地点の中央粒径の沿岸方向分布を，汀線における粒径の分布とともに示している。

汀線における砂の粒径は，沿岸方向に大きく変化しているが，水深 5m 地点の砂の中央粒径は， $x=-1000\text{m}$ 地点を除き沿岸方向に一様で 0.16mm である。水深 8m 地点も同様に，中央粒径は，沿岸方向に一様で 0.15mm である。水深 8m 地点の砂の粒径は，水深 5m 地点に比べ少し小さくなっている。これは，トラフ領域で波によって巻き上げられた砂の中で細かい砂ほど沈降し難く，沖に運ばれるためと考えられる。

5.3 底質の鉛直構造

沿岸方向 1km 間隔の調査では，石野ら（2011）が述べている沖合における極粗砂の存在を確認することは，出来なかった。そこで，図-72 に●印で示す 9 地点においてコアサンプルを採取した。 $x=0\text{m}$ 測線（観測栈橋延長線上）は，平坦な地形であり， $x=-200\text{m}$ 測線の C 地点は，深み

に位置し、それ以外の地点はほぼ平坦である。

図-72中に黄色網掛けで示す範囲は、年に1回深浅測量を行っている範囲である。そこで、深浅測量範囲内にある、C地点およびI地点の地盤高の経年変化を調べる。

図-73は、1982年から2013年までのC地点およびI地点の地盤高の変化を示している。なお、図中には、2006年10月の異常波浪 ($H_{1/3}=8.93\text{m}$, $T_{1/3}=11.3\text{s}$), 2008年4月の低気圧 ($H_{1/3}=7.27\text{m}$, $T_{1/3}=11.4\text{s}$), 2009年2月の低気圧 ($H_{1/3}=6.66\text{m}$, $T_{1/3}=11.6\text{s}$), 2009年10月の台風20号 ($H_{1/3}=6.66\text{m}$, $T_{1/3}=10.8\text{s}$) 通過時およびコアサンプル採取時期を併せて示した。

汀線付近から後浜までの広い範囲で、2006年10月の異常波浪によって侵食が生じた(柳嶋, 2012)。しかし、C地点、I地点の地盤高は、1982年から2008年7月まで小さな変動はあるものの長期的なトレンドはなく、2006年10月の異常波浪の際もほとんど変化していない。

図-74は、2006年10月の異常波浪通過前後の深浅測量による地盤高変化を示している。図中左端に赤矢印で示した、後浜、バーム、バーの部分の侵食が大きくなっているほか、2006年10月まで地盤高の変化がほとんど無かった岸沖方向距離 $y=400\text{m}\sim 700\text{m}$ (2006年7月の地盤高-4m~-6.5m)の範囲まで侵食が生じている。そして、 $y=700\text{m}$ よりも沖の範囲で堆積が生じている。つまり、2006年10月の異常波浪によって侵食された範囲の砂のほとんどは、 $y=700\text{m}$ よりも沖側に運ばれたと考えられる。C地点I地点とも堆積域内にあり、特にC地点の堆積量は多くなっている。

一方、図-73において、C地点の地盤高は、2009年2月の低気圧通過後侵食され2m低下したのに対し、I地点の地盤高は、0.5m程低下したにすぎない。

図-75は、2009年2月の低気圧通過前後の深浅測量に

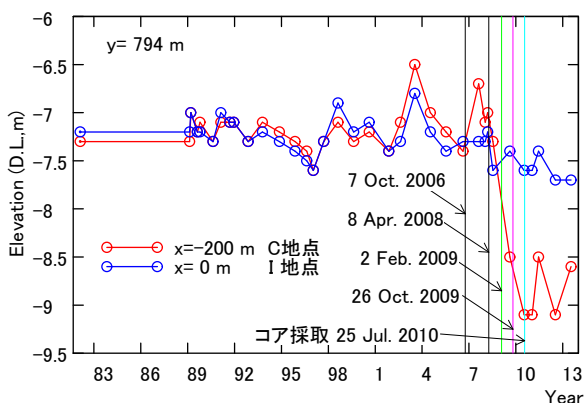


図-73 C地点およびI地点の地盤高変化

よる地盤高変化を示している。C地点を含む $x=-300\sim -100\text{m}$, $y=500\sim 920\text{m}$ の範囲で最大の侵食が生じ、その銚子側 (I地点を含む) で堆積が生じている。C地点の沖側で波が砕波し、C地点付近にトラフが形成されたと考えられる。この時の波は、鹿島方向から入射したので、図中に青矢印で示すような侵食域から堆積域へ向かう、沿岸方向 (銚子側) への砂の移動があったものと考えられる。

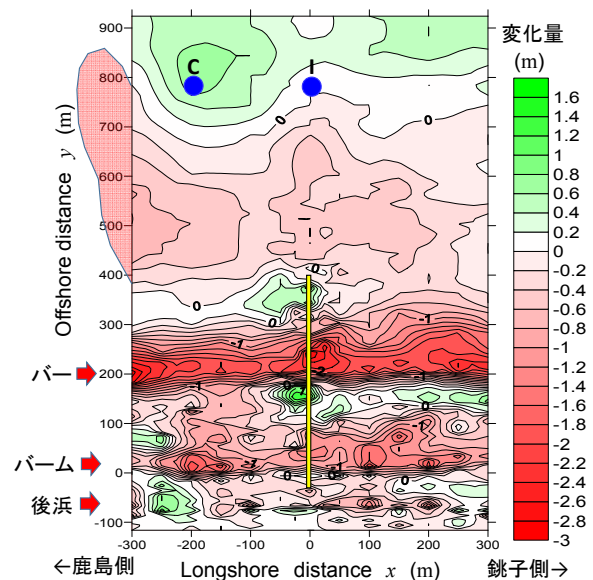


図-74 深浅測量の地盤高変化
(2006年7月~2007年7月)

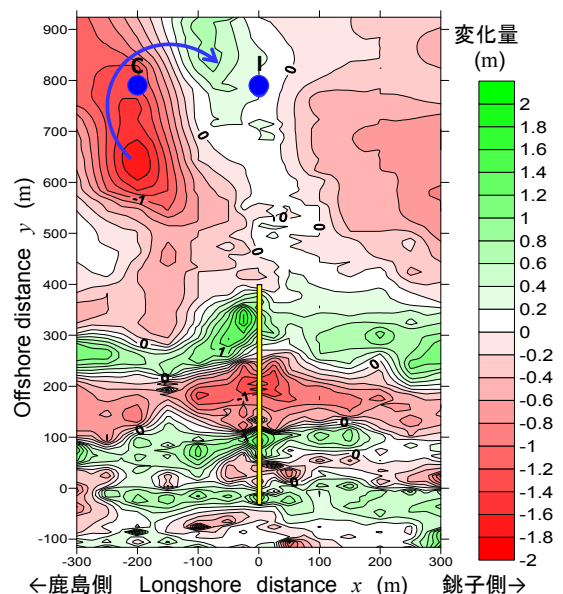


図-75 深浅測量の地盤高変化
(2008年7月~2009年8月)

C地点の地形変化が2009年2月の時に比べ、有義波高が2m以上大きい2006年10月の時に少ないのは、2006年10月の異常波浪来襲時の平均水位が通常の荒天時よりも約1m高かった事(柳嶋, 2012)が原因と考えられる。

図-76は、2009年2月以降、地盤高が0.5m低下したI地点のコアの中央粒径、ふるい分け係数、偏わい度の鉛直分布を示している。中央粒径は、海底面付近と0.4mよりも深い範囲で細かく(0.13mm)この範囲のふるい分け係数がほぼ1.2であり、偏わい度は1近くになっていることから、均一な砂であることが分かる。深さ0.1mから0.4mの間の中央粒径は、0.6~0.9mmと大きく、ふるい分け係数が1.6程度で偏わい度も鉛直的な変化が大きい。

図-77は、佐藤ら(2000)のデータのうち、I地点に近いポイントと考えられる測線(2)の水深7m地点のデータ(赤線)に図-73に示した地盤高の変化を考慮して、I地点のデータ(青線)をプロットしたものである。

両者の中央粒径の鉛直分布は良く似ており、I地点のコアがもう少し深くまで採取出来ていれば、深さ1.2mよりも深い部分の砂は、粒径が大きかったと考えられる。

なお、佐藤ら(2000)の底質粒径は全体的に、I地点のデータに比べ大きくなっている。これは、両者の採取地点が完全に一致していない事に加え、佐藤ら(2000)は、レ

ザー一回折式粒度分布測定器を使用しているため、今回使用したふるい分け装置に比べ、粒径の分析結果が大きくなった(例えば、高川ら, 2008)ためと考えられる。

図-78は、2009年2月以降、地盤高が2m低下したC地点のコアの中央粒径、ふるい分け係数、偏わい度の鉛直分布を示している。この地点の粒径は、海底表面から0.45mの深さまで、0.7~1.2mmで粗くなっている。その下側10cmの部分は、細かく(0.14mm)、均一であり、I地点の下層と同一な砂の層と考えられる。

コアの中に粗い砂の層が含まれるのは、I、C地点に加え、B、G地点でも確認された。

図-79は、観測栈橋の延長線上で、最も深い(-19m)地点であるD地点のコアの中央粒径、ふるい分け係数、偏わい度の鉛直分布を示している。

深さ0.2mよりも深い範囲の中央粒径は、0.13mmで、ふるい分け係数が1.2で、偏わい度は、1.0であり、非常に均一な砂から構成されている。その上の、深さ0.1m~0.15mの間の粒径は、0.18mmとやや大きくなり、ふるい分け係数、偏わい度とも大きな値になっている。そして、更にその上部の粒径は、海底面に近くなるほど再び小さくなりふるい分け係数は、1.2に近づき、偏わい度も1.0に近づいている。

図-80は、鹿島側に200m離れた測線の中で、水深が最

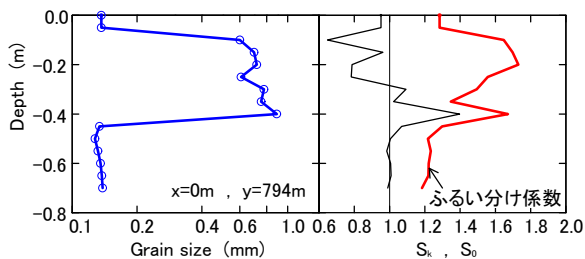


図-76 中央粒径、ふるい分け係数、偏わい度の鉛直分布 (I地点)

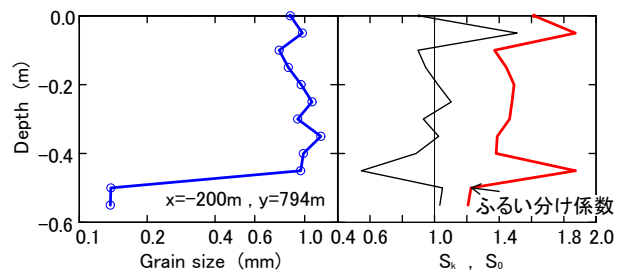


図-78 中央粒径、ふるい分け係数、偏わい度の鉛直分布 (C地点)

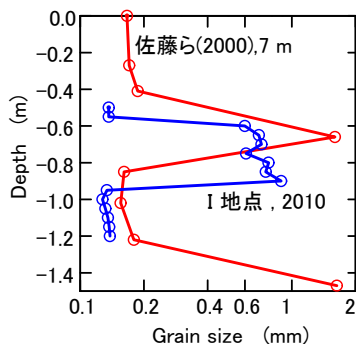


図-77 佐藤らのデータとI地点データの比較

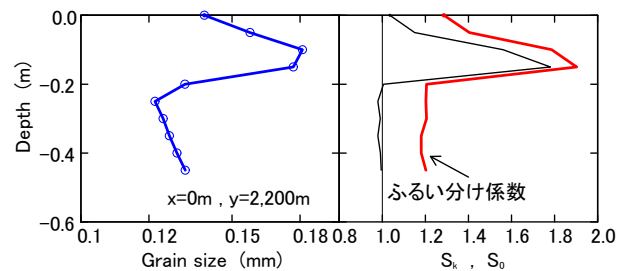


図-79 中央粒径、ふるい分け係数、偏わい度の鉛直分布 (D地点)

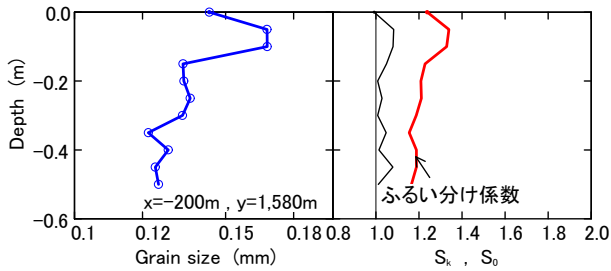


図-80 中央粒径，ふるい分け係数，偏わい度の鉛直分布 (A 地点)

も深い A 地点 (-14m) のコアの中央粒径，ふるい分け係数，偏わい度の鉛直分布を示している。

この地点の中央粒径，ふるい分け係数，偏わい度の鉛直分布は D 地点と良く似ている。ただし，深さ 0.05m~0.1m の間の中央粒径，ふるい分け係数，偏わい度とも D 地点に比べ少し小さくなっている。D, A 地点と同様なコアの鉛直構造は，E, F, H 地点でも確認された。

D, A 地点のコア下部の粒径が細かく均一な部分は，砕波帯内で波によって巻き上げられ，沈降せずに沖合まで到達し堆積した砂と考えられる。一方，それよりも粒径がやや大きい部分は，一時的なイベントによって堆積した砂と考えられる。詳細は，7.2 節の考察で述べる。

5.4 地層探査データとの対応

石野ら (2011) は，音響測深記録の解析とその地点から採取した底質粒径との関係から，底質粒径が 1mm よりも大きくなるとその地点の 1 次反射量が大きくなり，音響測深記録によって海底の粒径を推定出来る事を見いだした。具体的には，細かな砂で覆われた地点の反射信号は細い線で示されるが，粒径が 1mm を越える砂の場合の反射信号は幅を持った線となる。

そこで，沖合のコアサンプルデータと音波探査記録との対応を検討する。

図-81 上段は，観測栈橋から鹿島側に 200m 離れた測線の，下段は観測栈橋延長線上の音波探査結果を示している。図中には，コアサンプル採取位置を赤矢印で示した。

観測栈橋から鹿島側へ 200m 離れた測線の断面形状は，C 地点付近でトラフを，B 地点付近でバーを形成する，典型的なバー海浜を示している。一方，観測栈橋延長線上の断面の沖合は，一様勾配で，バー・トラフは存在しない。

コアデータの表面から深さ 0.45m まで，粒径 1mm の砂で構成されていた C 地点を含む範囲 ((ア) で示す) の 1 次反射は，幅広い線になっている。(イ) で示す水深 17m 付近の 1 次反射もやや幅を持っていることから，この範囲の粒径

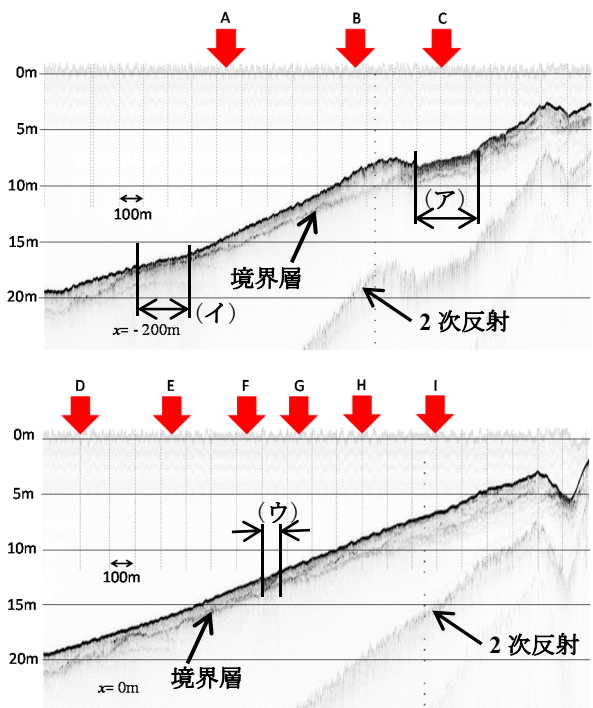


図-81 地層探査結果 (上段: $x=-200\text{m}$ 測線, 下段: $x=0\text{m}$ 測線) とコアサンプル採取位置

も粗いと推察される。一方，(ア)(イ)以外の範囲の 1 次反射は，細い線になっていることから，この範囲の砂の粒径は細かいと判断される。このことは，A, B 地点のコア表面の砂の粒径が 0.14mm, 0.16mm であった事から裏付けられる。

ところで，1 次反射が細い線で示される範囲の海底面の下側に薄い線 (図中に境界層で示す) が連なっている。

B 地点のコアサンプルの上層 (0.3m) の粒径は，0.16mm であったが，下層には粒径 0.6mm の粗砂層が存在した。つまり，海底面の下側にある薄い線は，砂中にある表面とは粒径の異なる層の存在を示していると考えられる。

海底面から境界層までの厚みは，岸沖方向に一様ではなく，(ア) で示す範囲の海側で最も厚く，そこから海側に向かうほど薄くなっている。(ア) で示す範囲の海側で厚くなっているのは，前節で説明したとおり C 地点を含む (ア) の範囲が侵食され，その砂が海側に堆積したためと考えられる。

下段に示す観測栈橋延長線上の測線 ($x=0\text{m}$) の 1 次反射は，ほとんどが細い線になっていることから，表面は細かな砂で覆われていると判断される。強いて言えば，図中に (ウ) で示す範囲の粒径は，粗い可能性がある。この測線においても海底面の下側に境界層が見られることから，下層には粗い砂の層が存在する可能性がある。

6. 飛砂による底質粒径の変動特性

5章までは、波による底質粒径の変動特性について説明した。本章では、風による底質粒径の変化について述べる。

まず、1998年から1999年に実施した透水層埋設範囲周辺の前浜から後浜の間での調査結果を、次に2006年までの後浜における結果を、最後に2007年以降の後浜から砂丘背後の結果について説明する。

6.1 1998～1999年の前浜および後浜データ

データの解析には、経験的固有関数法を用い、地形および底質粒径の変化について、それぞれ検討した。

地形データは、1998年1月16日から1999年3月12日までの119回分を、底質粒径データは、1998年1月19日から1999年3月12日までの33回分を用いた。

調査対象期間中は、図-5に示したとおり季節的な侵食・堆積による地形変化は少なく、緩やかな堆積傾向にある状況であった。

図-82は、調査期間中の平均地盤高の空間分布を示している。コンターのほとんどは、海岸線とほぼ平行になっているが、+1.8m、+2mのコンターは、図中に青破線で示す透水層埋設範囲で海側に張り出している。これは、堆積過程における、透水層による砂の堆積促進効果(柳鳴ら2007)のためである。

図-83は、モード1(寄与率:69%)の固有関数の空間分布を示し、図-84は、時間係数および日平均エネルギーフラックスの経時変化を示している。エネルギーフラック

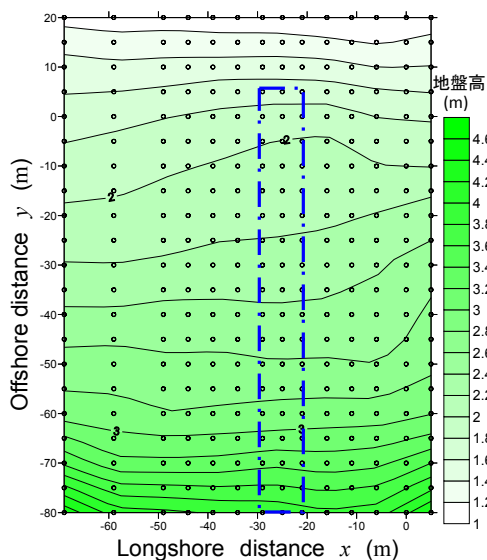


図-82 平均地盤高 (○印は測点, 青破線は透水層埋設範囲を示す)

スの色分けは、バームが堆積する時(緑色)、侵食する時(赤色)、変化しない時(青色)に分けて示してある。

固有関数は、透水層埋設範囲の海側端で負の最大値を持ち陸側に向かって減少し $y=-60\text{m}$ 付近で正の値となる、岸沖方向の分布を示している。時間係数は、大きなエネルギーフラックス(赤色)の波が継続した時に正の値が大きくなり、小さなエネルギーフラックス(緑色)が連続した時に負の値が大きくなっている。

固有関数の分布および時間係数の変化からモード1は、波による透水層海側端付近の地形変化を示し、波の大きな時に海側端付近が侵食され(図-3参照)、穏やかになるとバームを形成しつつ堆積する事を表していると考えられる。なお、固有関数が $y=-60\text{m}$ 付近で正の値となっている範囲は、時間係数が南風の頻度の多い7月～9月と、西風の頻度の多い1月～3月に負の値になっていることから陸風による地形変化(侵食)を表している可能性がある。

図-85は、モード2(寄与率:17%)の固有関数の空間分布を示している。固有関数は、 $y=0\text{m}$ よりも海側と $y=-50\text{m}$ よりも陸側で負の値となり、両者の間は、正の値になる岸沖分布を示す。図-84に示した時間係数は、1998年9月中旬まで負の値であり、それ以後は、正の値に変わっている。

モード2は、 $y=0\text{m} \sim -50\text{m}$ の範囲(バーム)で、緩やかな砂の堆積が進行していることを示すものと考えられる。

3章において、ステージIの粒径分布は、陸側で小粒径に、干潮時汀線付近で中粒径になることを示した。

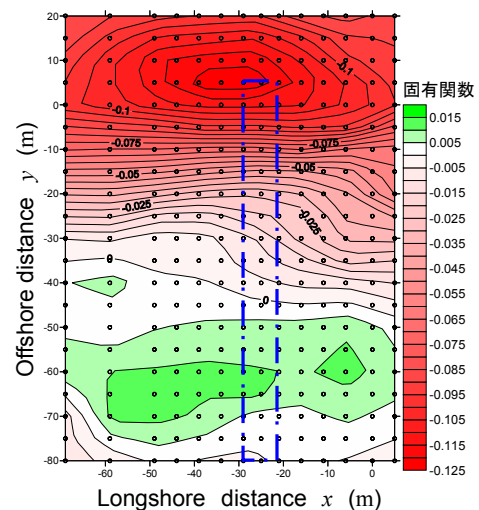


図-83 固有関数の平面分布(モード1, 寄与率:69%, ○印は測点, 青破線は透水層埋設範囲を示す)

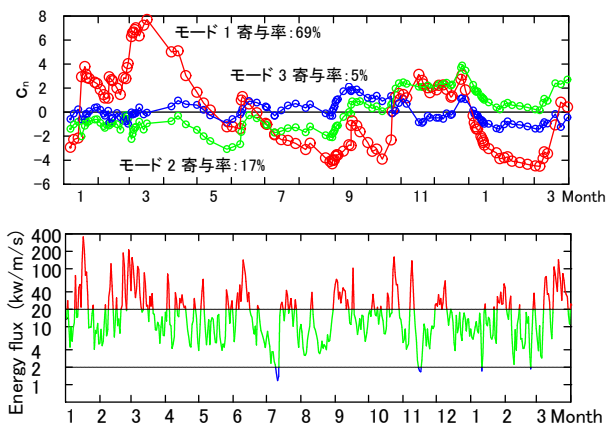


図-84 地形の時間係数（上段）および日平均エネルギーフラックス（下段）の経時変化

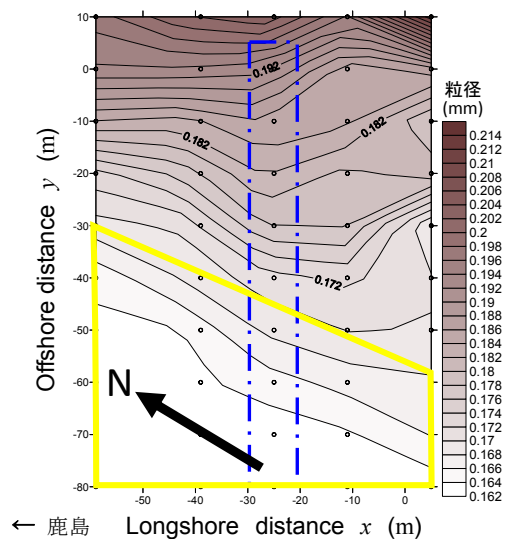


図-86 平均粒径（○印は採取地点，青破線は透水層埋設範囲，黒矢印は方位を示す）

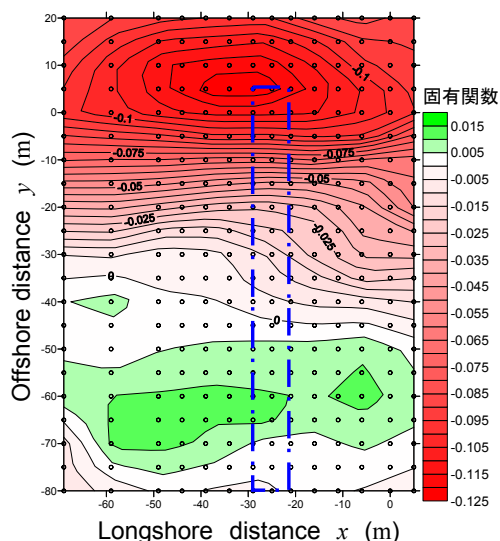


図-85 固有関数の平面分布（モード2，寄与率=17%，○印は測点，青破線は透水層埋設範囲を示す）

図-86は、調査期間中の平均底質粒径の空間分布を示している。空間分布は、ステージIと同様に、陸側ほど細かくなっているが、 $y=30\text{m}$ よりも陸側の等粒径コンターは、海岸線に平行ではなく（黄色線で囲んだ範囲）、図中に示すN方向とほぼ平行になっている。この原因は、後で詳しく述べるが、西風に伴う飛砂のためと考えられる。

図-87は、モード1（寄与率:68%）の固有関数の分布を、図-88は、時間係数とエネルギーフラックスの経時変化を示している。固有関数は、海側端で正の大きな値を持ち、陸側に向かって負の値となる岸沖分布になっている。時間係数は、1998年12月24日に正の最大値を持ち、それ

以外は0に近い。

図-89は、1998年12月24日の底質粒径の空間分布を示している。底質粒径は、 $y=10\text{m}$ 付近で沿岸方向に連続的に粗くなり、 $x=5\text{m}$ 地点で最大で 1.1mm になっている。

写真-2は、この時の波の砕波状況を撮影したもので、巻波砕波が、本調査対象範囲全体で生じている。そのため、波の砕波で巻き上げられた細かな砂は、海側または沿岸方向に運ばれ、粗い砂だけが残り、底質粒径は、 $y=10\text{m}$ 付近で沿岸方向に連続的に粗くなったと考えられる。

図-90は、モード2（寄与率:18%）の固有関数の分布を示している。固有関数は、 $y=0\text{m}$ の $x=-60\text{m}\sim 0\text{m}$ の範囲で正の大きな値となっている。時間係数は、図-88に示すとおり、1998年5月27日に正の最大値を持ち、それ以外は0に近い。

図-91は、1998年5月27日の底質粒径の空間分布を示している。底質粒径は、 $y=0\text{m}$ の $x=-60\text{m}\sim -40\text{m}$ の範囲のみで大きく最大 0.54mm になっている。この時には、巻波砕波が、 $x=-40\text{m}$ から鹿島側の範囲だけで生じていた。そのため、底質粒径は、 $y=0\text{m}$ の $x=-60\text{m}\sim -40\text{m}$ の範囲のみで大きくなったものと考えられる。

栗山ら（2001）および有働ら（2005）の研究において、後浜の底質の粒径が一時的に大きくなるのは、飛砂の供給源となる前浜の底質粒径が、図-91と同様に、部分的かつ一時的に大きくなり、その砂が風によって汀線付近から後浜に運ばれるためと考えられる。

モード1、2とも、ステージIIの巻波砕波が生じた範囲の粒径が大きくなる分布形状を示していることが分かる。

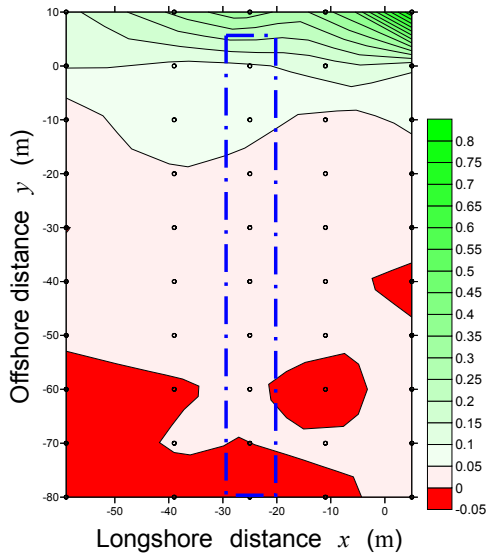


図-87 固有関数の平面分布（モード1，寄与率=68%，○印は採取地点，青破線は透水層埋設範囲を示す）

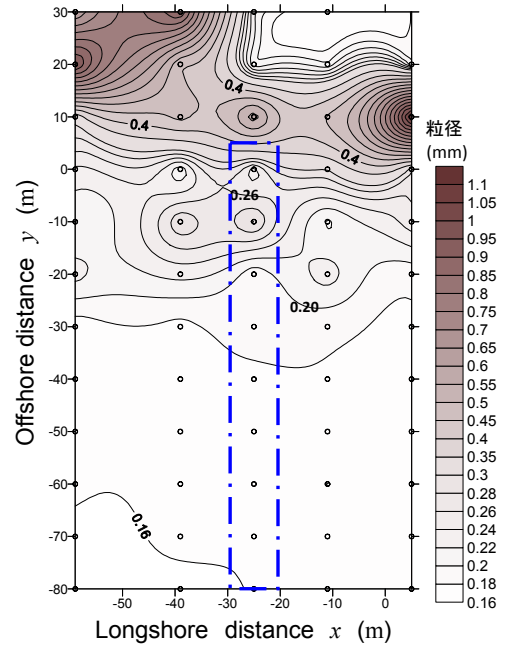


図-89 粒径の平面分布（1998年12月24日，○印は採取地点，青破線は透水層埋設範囲を示す）

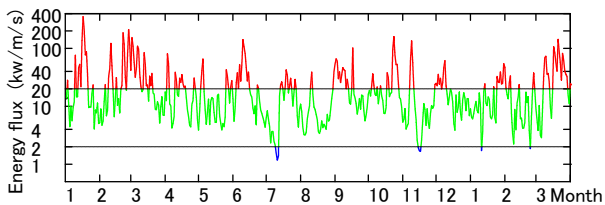
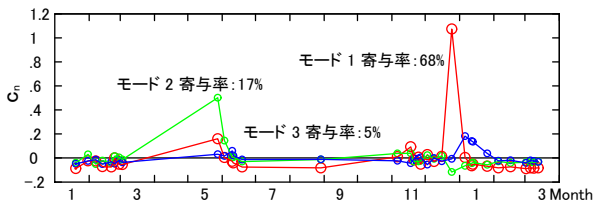


図-88 粒径の時間係数（上段）および日平均エネルギーフラックス（下段）の経時変化



写真-2 波の砕波状況（1998年12月24日）

図-92は、モード3（寄与率:5%）の固有関数の分布を示している。固有関数は、透水層埋設範囲海側端付近で負の大きな値を持ち、 $y=0\text{m}\sim 30\text{m}$ の範囲は正の値に、 $y=30\text{m}$ よりも陸側は負の値になっている。時間係数は、1999年1月に正の値を持ち、それ以外は0に近い。

図-93は、1999年1月11日の底質粒径の空間分布を示している。図-89に示した1998年12月24日の空間分布において、透水層海側端付近の沿岸方向に連続して存在した粗い砂は無くなり、細かな砂に変わっている。この変化は、この範囲の地盤高が12月24日より1月11日の方が高くなっている（堆積）ことから、崩波砕波によって海側から運ばれた細かな砂が、もともとその場所にあった粗い砂を覆ったためと考えられる。

一方、図-93中に赤矢印で示した方向に、粒径0.26mm程度の砂が並んでいるのは、1月9日および11日の西北西の風（12m/s，12.2m/s）によって風下側に砂が運ばれたためと考えられる。さらに、図-93において、 $y=30\text{m}$ よりも陸側の等粒径コンター（黄色線囲みの範囲）は、海岸線に対し傾き、図中に示すN方向とほぼ平行になっている。この傾きは、図-86に示した平均粒径分布図のコンターと同様であり、コンターの向きは、1月9日および11日の風向きである西北西に直交する。

図-94は、1999年1月7日の広域の地形と、調査対象範囲を青囲みで、西風の向きを水色矢印で示している。調

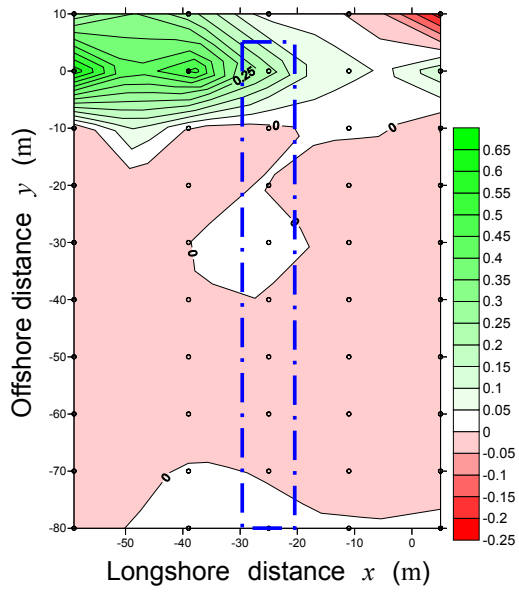


図-90 固有関数の平面分布（モード2，寄与率=18%，○印は採取地点，青破線は透水層埋設範囲を示す）

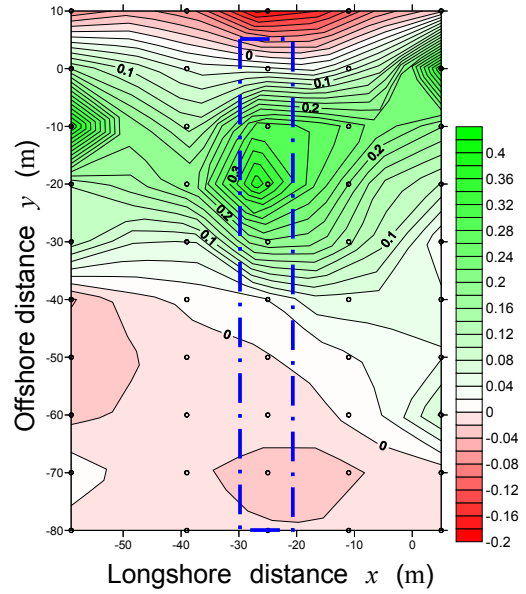


図-92 固有関数の平面分布（モード3，寄与率=5%，○印は採取地点，青破線は透水層埋設範囲を示す）

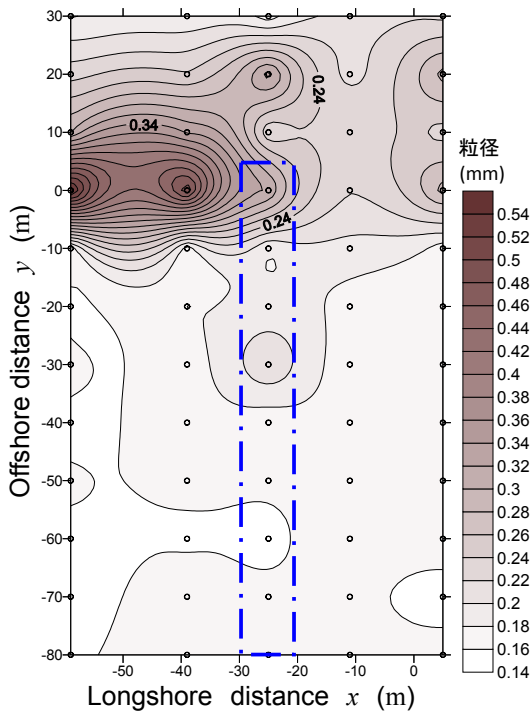


図-91 粒径の平面分布（1998年5月27日，○印は採取地点，青破線は透水層埋設範囲を示す）

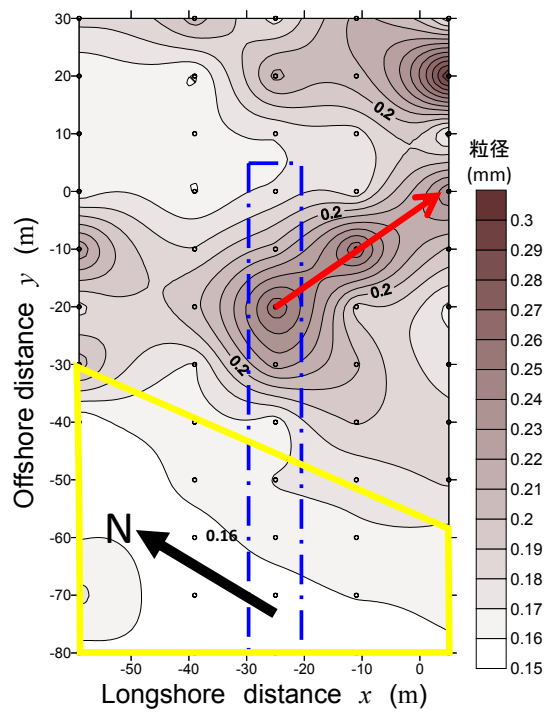


図-93 粒径の平面分布（1999年1月11日，○印は採取地点，青破線は透水層埋設範囲，黒矢印は方位，赤矢印は粒径の粗い地点を連ねた方向を示す）

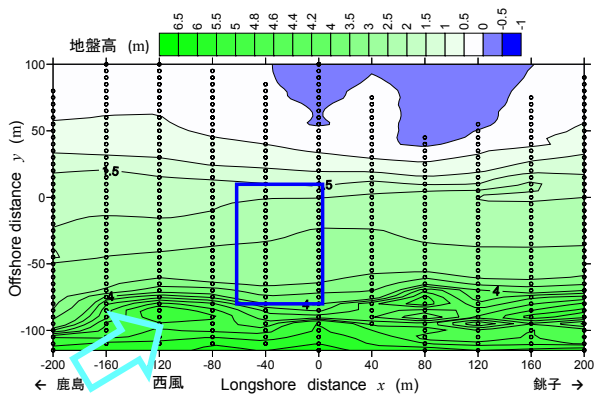


図-94 調査対象範囲（青囲み）と後浜地形（1999年1月7日測量）

調査対象範囲の陸側かつ鹿島側端の西風の風上側の後浜は、小高い丘状になっている。小高い丘状の範囲には、コウボウムギが生えている部分と裸地があり、西向きの風が強い時に裸地の砂は調査対象範囲に向かって運ばれる。ただし、小高い丘（高さ+5.5m）の陸側には、高さ9mの砂丘があるため小高い丘上での風速は弱いと考えられる。その結果、細かい砂が調査対象範囲へ運ばれるので、砂の粒径分布は、図-93に黄色線囲みで示すように、陸側かつ鹿島側ほど細くなる分布になったと考えられる。

前浜から後浜までの間の飛砂による粒径変化は、調査期間の波が穏やかであったにもかかわらず、波による変化に比べ僅かである。

6.2 2006年までの後浜データ

栗山ら（2001）の調査によれば、1997年～1999年のHORS周辺後浜の砂の粒径は、ほぼ0.16mmであった。前浜から後浜へ運ばれる砂の粒径を確認するため、コアサンプルデータを検討する。

図-95は、波が遡上することの無い、後浜コアサンプル採取地点の地盤高の変化とコアサンプルの採取範囲を示している。地盤高は、1987年から2007年にかけて、前浜から風によって運ばれた砂が堆積しゆっくり高くなるものの、2011年の東日本大震災の際の津波遡上によって侵食され地盤高は0.4mほど低下した。その後、震災時の侵食によって砂浜表面にあった海浜植物が消滅し、柳嶋（2004）が示したように、地盤高は少しずつ低下している。

採取したコアサンプルは、図中に緑線で示す、2006年よりも前の2つの期間（1987～1995年、2001～2003年）に、ゆっくりと形成されたことが分かる。

図-96は、後浜コアサンプルの中央粒径、ふるい分け係数、偏わい度の鉛直分布を示している。中央粒径は、表面

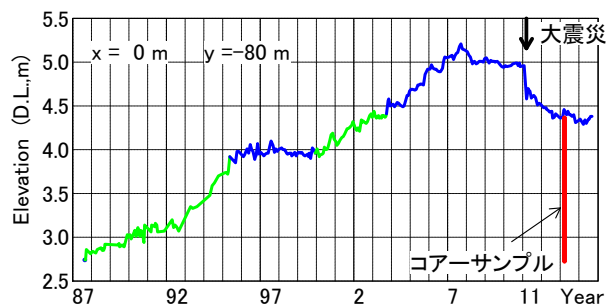


図-95 後浜コアサンプル採取地点の地盤高変化とサンプル採取範囲(x=0m, y=-80m)

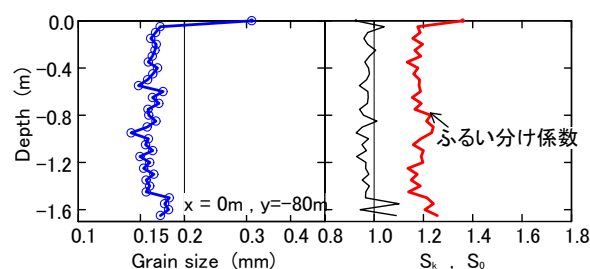


図-96 後浜コアサンプル分析結果 (x=0m, y=-80m)

を除きほぼ0.16mmであり、栗山ら（2001）の結果と一致する。ふるい分け係数は1.2で、偏わい度は1.0弱で、両者とも鉛直的な変化は少ない。つまり、2006年以前の後浜においては、前浜の砂（0.18mm、加藤ら1990）よりも粒径がやや細かく均一な砂が、継続して堆積した事が分かる。

3.2節のステージIで示したとおり、長周期波の遡上に伴うバーム侵食時の表面砂の粒径分布は、波の遡上端で小粒径（0.15mm）となる。従って、バーム侵食後の波の遡上端に近い範囲の砂が卓越風であるNNE方向の風（柳嶋、2004）によって選択的に後浜に運ばれたため、図-96に示すような粒径0.16mmで均一な砂の層が形成されたものと考えられる。

コア表面の砂の粒径が0.3mmを越えているのは、東日本大震災以降に、海からの風により前浜にあった粗い砂が後浜まで運ばれたためである。

6.3 2007年以降の前浜から砂丘背後データ

HORS周辺の前浜の砂は、2006年の波崎海岸への異常波浪の来襲を経て、2007年5月頃から粗粒化し、8年が経過した2015年まで粗粒化した状態が継続している。

2010年9月に、鹿島灘沖を台風1012号が通過した際の、砂浜表面底質粒径の分布特性について調べる。

図-97は、台風通過前後の栈橋先端平均風速、沖波、汀

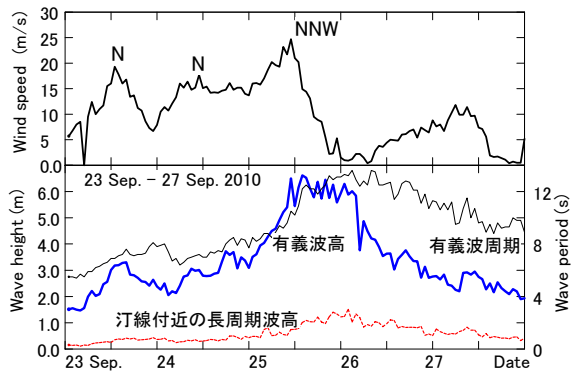


図-97 台風1012号通過前後の平均風速（上段，アルファベットは風向），沖波および汀線付近における長周期波高（下段）の変化

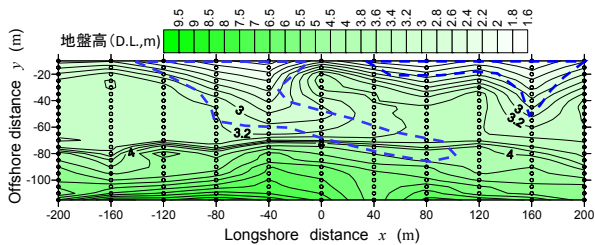


図-98 平面地形（強風後，2010年9月29日測量，○印は測点，青破線はくぼんだ地形を示す）

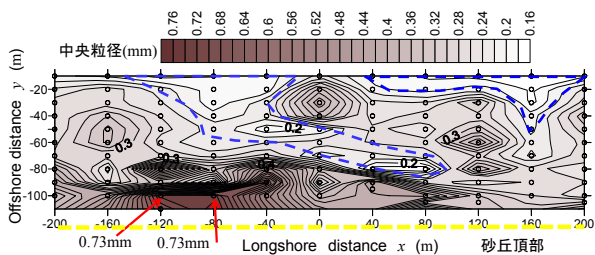


図-99 表面砂の中央粒径の空間分布（強風後，2010年9月29日採取，○印は表面砂採取位置，青破線はくぼんだ地形であることを示す）

線付近における長周期波高の変化を示している。

有義波高は，23日午後から増大するとともに，周期は，段々長くなり，25日14時に最大 ($H_{1/3}=6.61\text{m}$, $T_{1/3}=12.2\text{s}$) になっている。長周期波の波高は，25日午後から0.5mを越え，26日2時に1.51mで最大になっている。平均風速は，N方向の15m/sを越える風が継続した後，25日11時に24.7m/s（風向はNNW）で最大になり，その後は急激に減衰した。

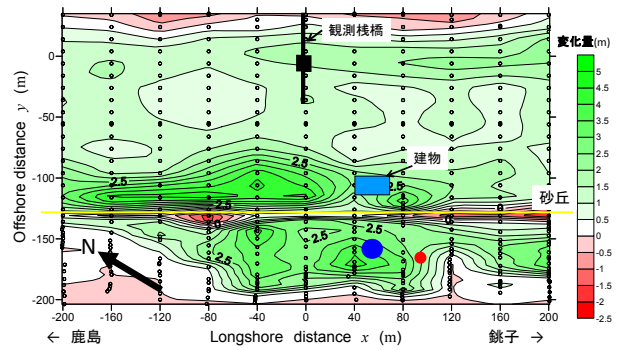


図-100 1982年から2014年までの地盤高変化量（●印は砂丘背後コア採取位置，●印は堆砂垣前コア採取位置，黒矢印は方位を示す）

図-98は，台風1012号が通過して3日後の9月29日の地形を示している。もともとバーム頂高さが低かった $x=-40\text{m}$ 付近と160m付近で集中的に長周期波の遡上および流下が生じたため，図中に青破線で示すとおり，侵食されくぼんだ地形になっている。しかし，有義波高6.61m，周期12.2s，長周期波波高1.51mの波が来襲したにもかかわらず，調査対象範囲内のバームが全て消滅することは無かった。

図-99は，9月29日の前浜および後浜の表面砂の粒径の空間分布を示している。台風通過時の最大平均風速は24.7m/s（風向はNNW）であったため，砂丘付近まで粗い砂が（0.73mm，赤矢印）運ばれている。一方，この時には，図中に青破線で示す範囲は，図-98に示すとおり，長周期波の遡上により侵食されるとともに粒径は細くなり，0.2mm以下の砂が表れている。これは，長周期波の遡上によって細かな砂が海側から運ばれたためである。

図-100は，HORSが建設される前の1982年2月から2014年4月までの32年間の地盤高変化量の空間分布を示している。

飛砂による砂の堆積は，沿岸方向距離 $x=-200\text{m}\sim 40\text{m}$ の砂丘海側と， $x=-80\text{m}\sim 120\text{m}$ の砂丘陸側の範囲で顕著で，堆積厚は砂丘の海側地点で最大5mに達する。堆積位置が砂丘海側と陸側とでずれているのは，波崎海岸の卓越風向のためである。また，砂丘付近にある建物の銚子側で飛砂による地盤高変化（堆積）が少なくなっているのは，建物および観測栈橋の遮蔽効果によって，前浜から背後地に砂が運ばれ難いためと考えられる。

図-101は，図-100中に●印で示した，砂丘背後コアサンプルの中央粒径，ふるい分け係数，偏わい度の鉛直分布を示している。深さが1.7mよりも深い範囲の中央粒径は0.18mmで細かいが，それよりも浅くなると徐々に粒径は粗くなり，表面付近で0.4mmを越えるものの，0.5mmを越

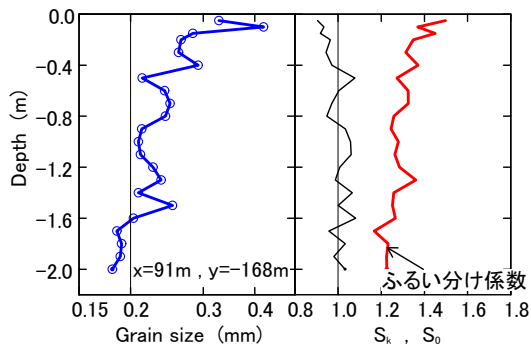


図-101 砂丘背後のコアサンプル分析結果
($x=91\text{m}$, $y=-168\text{m}$)

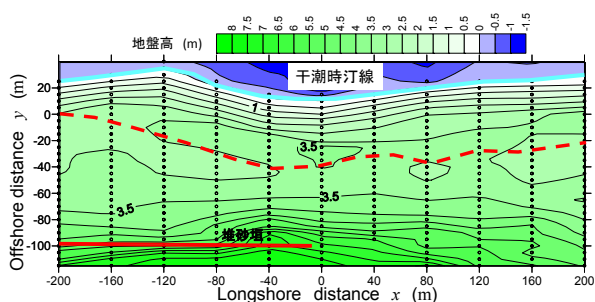


図-102 平面地形 (2015年2月24日測量, 水色実線は干潮時汀線を, 赤実線は堆砂垣を, 赤破線は粒径の粗い部分を示す)

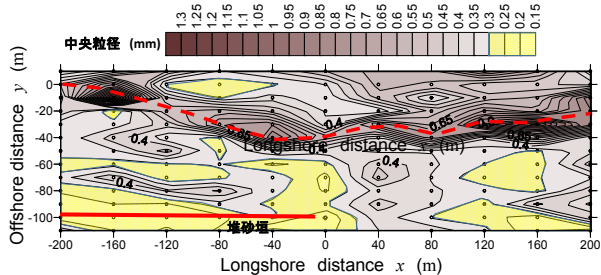


図-103 表面砂の中央粒径の空間分布 (2015年3月6日採取, 赤実線は堆砂垣を, 赤破線は粒径の粗い部分を示す)

えることはない。ふるい分け係数は、コア下端から表面に向かって中央粒径の変化と同様に緩やかに増大する。これは、粒径の粗い砂とともに細かな砂と一緒に運ばれるためと考えられる。一方、偏わい度は、1.0を中心にして少し変動している。

砂丘背後のコアを採取した地点の地盤高の変化は測定していないため、どのようなタイミングで粒径の異なる



写真-3 堆砂垣前面のコアサンプル採取状況

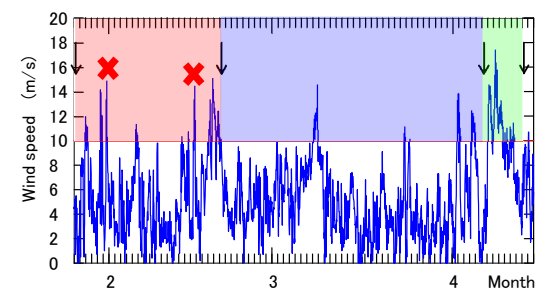
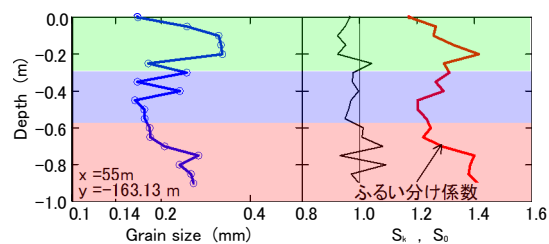


図-104 コアの中央粒径、ふるい分け係数、偏わい度の鉛直分布 (上段) と栈橋先端平均風速の経時変化 (下段, X印は陸風を, 矢印は地盤高測定を示す)

砂が堆積したのかは明らかでない。

神栖市によって、2015年1月から3月の間に堆砂垣が後浜に設置された。そこで、堆砂垣前面(風上側)の地形変化を短期間毎に調査するとともに、その地点のコアを採取し、飛砂による粒径変化の機構を調べた。

図-102に、飛砂の供給源となる2015年2月24日の前浜から後浜の地形を、図-103に、2015年3月6日の底質粒径の空間分布を再度示す。

粒径の粗い地点を連ねた線の陸側に、粒径0.3mm～0.15mm（黄色で示す）の細かな砂が広く分布していることが分かる。

写真-3は、堆砂垣前面におけるコアサンプル採取状況を、図-104の上段は、コアの中央粒径、ふるい分け係数、偏わい度の鉛直分布を、下段は、調査期間中の棧橋先端平均風速の経時変化を示している。下段の×印は、陸風を示し、それ以外は前浜から後浜に砂を運ぶN～ENE方向の風であった。また、図-104中の色分けは、堆砂垣前面の地形変化から、2015年1月26日から2月20日までの間を赤色で、2月20日から4月6日までの間を青色で、4月6日から4月13日までの間を緑色で示している。

中央粒径は、0.16mm～0.32mmの間で変動している。ふるい分け係数は、中央粒径が大きい時に大きく、小さい時には1.2に近い値になっている。この事は、粒径の大きな砂が運ばれる時には、細かな砂も一緒に運ばれる事を示している。偏わい度は、1.0を中心に変動するが、2月20日以降（青色と緑色の範囲）は、ほとんどが1.0より小さくなっている。

中央粒径0.2mmの砂は、平均風速が7m/sを越えると動き出す（有働ら、2005）。調査時の前浜の砂の粒径は、0.2mmよりも大きな砂もあるので、ここでは、平均風速が10m/sを越える風を検討の対象とすることにした。

色分けした3期間とも、中央粒径は粗くなったり細かくなったりしている。この原因は、砂を運ぶ外力である風速の変化に関係すると考えられるので両者の関係を詳細に検討する。

図-105は、赤色で示す期間の内、1月30日から31日の平均風速の変化を示している。この時には、30日の13時と19時頃に急激に風が強くなり、それぞれ風速は14.2m/s、12.1m/sになるものの、その後は急激に風が弱くなった。この時の風によって、コア下層のやや粗い砂が運ばれたと考えられる。

図-106は、赤色で示す期間の内、2月18日から19日の平均風速の変化を示している。この時には、ENE方向の風が前半と後半に吹いているが、図-100に示すとおり堆砂垣前コア採取地点の風上側に建物があるため、ENE方向の風の場合、堆砂垣前面に飛砂は飛んでこない。飛砂を生じさせるN～NNEの風は、18日19時頃に急激に強くなり15.1m/sに達しその後、風は緩やかに弱くなっている。この時の強い風によって、深さ0.8m～0.55mの範囲の内、深さ0.7m付近の粗い砂が運ばれ、風が弱くなってゆく過程

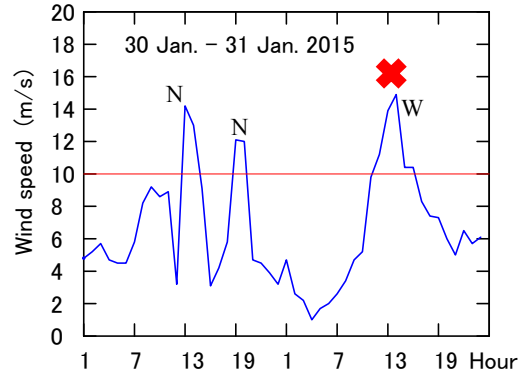


図-105 平均風速の変化（1月30日～1月31日、図中のアルファベットは風向、×印は陸風を示す）

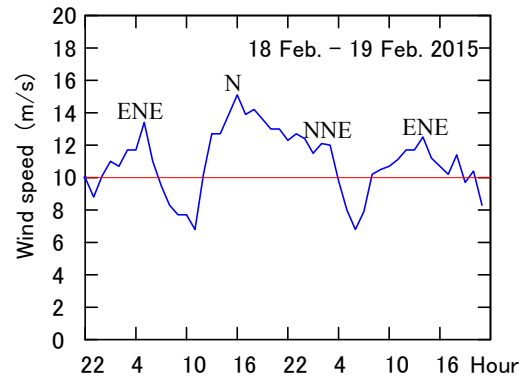


図-106 平均風速の変化（2月18日～2月19日、図中のアルファベットは風向）

で、それよりも上層の粒径が徐々に細くなる範囲の砂が運ばれたものと考えられる。

図-107は、青色で示す期間の内、3月8日から9日の平均風速の変化を示している。この時には、3月8日1時頃から緩やかに風速が強くなり、4時頃から16時頃まで、12m/sで変化せず、17時に急激に強くなり14.6m/sに達し、その後は急激に弱くなっている。この時の風によって青色の内、深さ0.5m～0.35mの範囲の砂が風速に対応して運ばれたものと考えられる。

図-108は、青色で示す期間の内、4月1日から2日の平均風速の変化を示している。この時には、風速は、1日19時頃に急激に強くなり13.9m/sに達し、その後は、ややゆっくり弱くなっている。この時の風によって青色の内、深さ0.35m～0.25mの範囲の砂が運ばれたものと考えられる。

図-109は、緑色で示す期間の内、4月7日から9日の平均風速の変化を示している。この時には、風速は7日22時頃から緩やかに強くなり、8日6時に17.4m/sに達し、その後

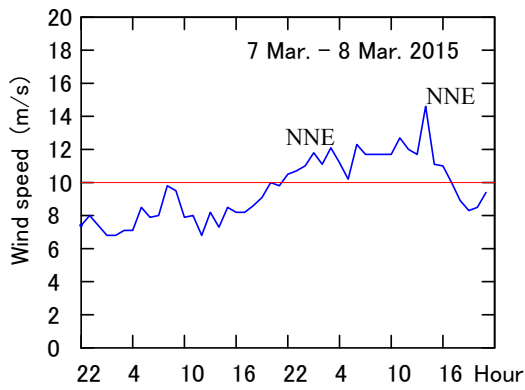


図-107 平均風速の変化（3月7日～3月8日，図中のアルファベットは風向）

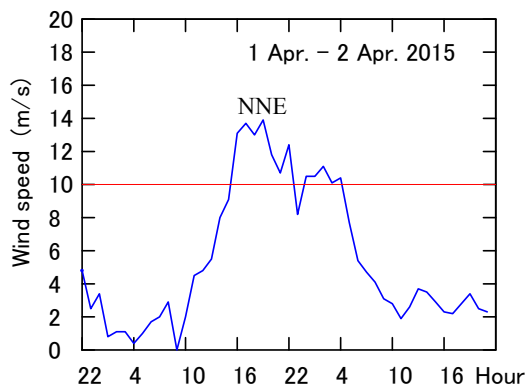


図-108 平均風速の変化（4月1日～4月2日，図中のアルファベットは風向）

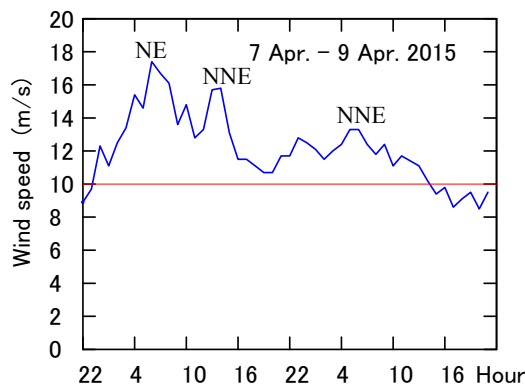


図-109 平均風速の変化（4月8日～4月9日，図中のアルファベットは風向）

は，緩やかに弱くなるものの，14時頃に再び15.8m/sと強くなりその後，再び緩やかに弱くなっている。

この時の緩やかに風が強くなる過程で，深さ0.25m～

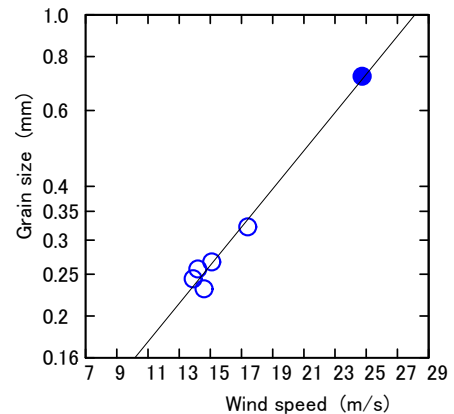


図-110 期間最大平均風速と飛砂の最大粒径との関係（○印は2015年データ，●印は2010年9月データ）

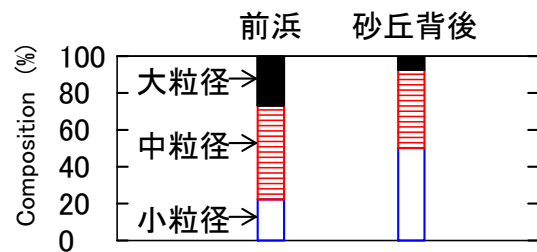


図-111 粒度別構成割合の変化

0.2mの徐々に粗くなる範囲の砂が，強い風によって深さ0.2m～0.1mの粗い砂が，そして，風が弱くなる過程で表層部の徐々に粒径が細くなる範囲の砂が運ばれたものと考えられる。

次に，図-105から図-109に示した期間中毎の最大風速とその風に対応すると考えられる粒径との関係を調べ，結果を図-110に示す。なお，図-104に示した期間の平均風速の最大は，17.4m/sであるので，図-97に示した2010年9月の際の平均風速の最大24.74m/sとその時の最大粒径0.73mmのデータを，●印で示してある。

飛砂の最大粒径は，平均風速に比例し増大する。そして2006年以前に風によって運ばれ後浜に堆積した砂の粒径である，0.16mmに対応する平均風速は，10m/sであり，妥当な値であると判断される。

従って，図-101に示した砂丘背後のコアサンプルの中央粒径が鉛直的に大きくなったり小さくなったりする変化は，前浜にある粒径の異なる砂が時々刻々と変化する風速に対応して運ばれ，堆積したためと解釈できる。

6.4 粒径別構成割合の変化

次に、2010年から2013年に採取した前浜（21地点分）と砂丘背後（8地点分）のコアサンプルデータの粒度分析結果をもとに、小粒径（0.075～0.212mm）、中粒径（0.212～0.5mm）、大粒径（0.5mm以上）に分け、粒径別構成割合を計算し、その結果を図-111に示す。

飛砂の発生源となる前浜の粒径別構成割合は、中粒径が最も多く（51%）次いで大粒径（26%）、小粒径（22%）の順である。一方、飛砂が堆積した砂丘背後の構成割合は、小粒径が最も多く（50%）、次いで中粒径であり（43%）、大粒径は7%程度である。この結果から、前浜にある中粒径以下の砂が選択的に砂丘背後へ運ばれ、大粒径の砂は砂丘付け根付近までは運ばれるものの、砂丘を越えて運ばれることは少ないことが分かる。

風下ほど砂の粒径が細くなるのは、堀川ら（1983）が風洞実験において確認した、風による砂表面のふり分け作用を示すものと考えられる。そして、小粒径の砂が砂丘背後へ運ばれ続けるのは、図-99に示したとおり、年に数回程度生じる長周期波の浜への部分的な遡上の際に、細かな砂が海側から前浜へ供給されるためと考えられる。

7. 底質粒径の変動に関する考察

7.1 2006年を境とした底質粒径変化機構

2006年10月に、鹿島灘に来襲した異常波浪を契機として、HORS周辺の汀線付近の底質が粗粒化したのは、以下の第1～第6段階の過程を経たものと考えられる。

第1段階：2006年10月始めの異常波浪に続き、10月末の低気圧通過および12月末の低気圧通過の際の高波によって、 $y=200\text{m}\sim 300\text{m}$ 付近に存在したバーは、消滅した。この時に、バーが沖に移動・減衰する過程で、栗山（2001）が示した岸向きの砂移動は生じなかった。

第2段階：沖のバーが無くなったため、砕波することなく汀線付近まで到達する波が増加し、干潮時汀線よりも深い範囲が侵食され易くなった。

図-112は、汀線付近に位置する、 $y=0\text{m}$ 、 40m 、 80m 地点の年間平均地盤高の変化を示している。 40m 、 80m 地点の地盤高は、2007年以降低くなっており、図中実線で示す標準偏差も2007年以降増大している。一方、 $y=0\text{m}$ 地点の地盤高は、2007年以降高くなっている。

第3段階：干潮時汀線よりも深い範囲の水深が深くなったため、汀線付近で沿岸方向に連続的な巻波砕波が生じるようになった。

第4段階：巻波砕波によって巻き上げられた砂のうち、細かな砂は沖もしくは沿岸方向に運ばれ、粗い砂だけが

汀線付近に留まった。

3.4節において、前浜から後浜（ $y=-15\text{m}\sim -115\text{m}$ ）のコアの下層には、粗い砂の層が存在することを示した。

図-113は、1986年3月12日から2006年10月6日までと2006年10月12日から2015年5月8日までの間の最深包地形を示している。また、図中の■印は、コア下層の粗砂の位置を示している。粗砂層は、図中に網掛けで示すとおり、 $y=-15\text{m}$ よりも海側の範囲の下層にも存在する可能性がある。最初に、表面に露出したこれらの粗砂が陸側に運ばれたと考えられる。

波が穏やかな時に、細かな砂が海側から汀線付近に運ばれる。次に、海側から運ばれた砂のうち、巻波砕波によって粗い砂だけが汀線付近に残り、それらが陸側に運ばれたと考えられる。

第5段階：汀線付近の粗い砂が、入射波または長周期波の遡上によって、さらに陸側に運ばれた。

図-114は、バーム付近の砂の堆積構造模式図を示している。上段は、巻波砕波によって、粗い砂が堆積していく過程である。中段は、バーム頂の移動を伴う長周期波の遡上の過程で、バーム頂部分の粗い砂が陸側に運ばれるとともに表層に細かな砂が海側から運ばれる。下段は、バーム頂が移動せずに長周期波が遡上する過程で、海側から運ばれた細かな砂がバーム上に薄く堆積する。

第6段階：沖のバーは、2007年以降一時的に形成されるものの、高波浪によって直ぐに消滅する。そのため、第2段階以降へと繰り返される。

2007年以降、ステージIIIからステージIへの変化（バームの侵食）は、全く生じていない。この原因は、バームの底質粒径が粗くなったため、バーム頂が高くなり、長周期波の遡上がバーム頂を超え難くなったことが第一の原因と考えられる。二つ目の原因は、バームを構成する砂の粒径が粗くなり、砂浜内の地下水位の上昇が抑えられるため、バームが侵食され難くなったためと考えられる。

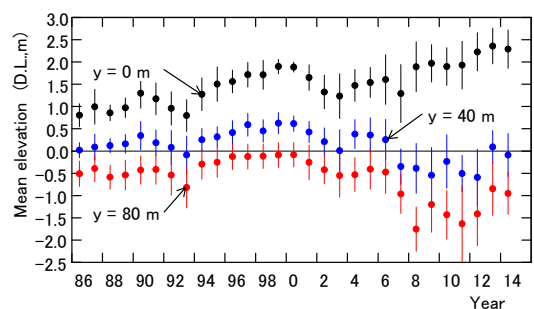


図-112 年平均地盤高の変化（●印は平均値を、実線は標準偏差を示す）

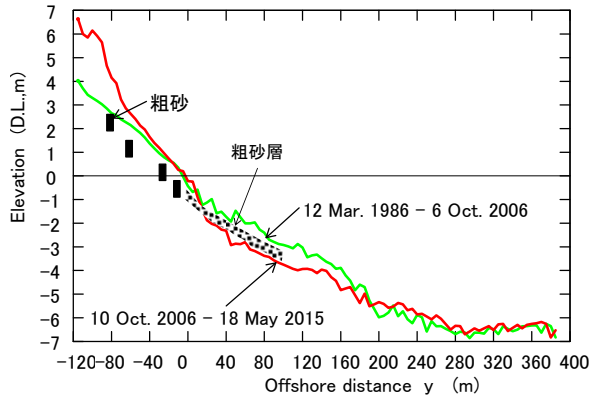
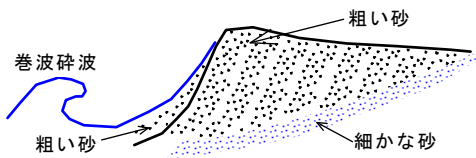
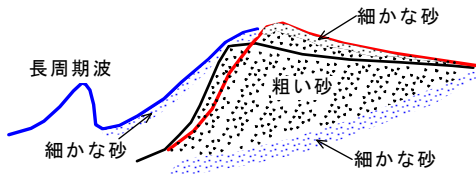


図-113 最深包絡地形と粗砂層の存在

a. 巻波砕波による粗い砂の堆積



b. バーム頂の移動を伴う長周期波の遡上



c. バーム頂の移動を伴わない長周期波の遡上

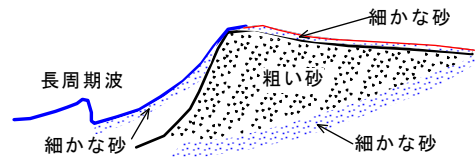


図-114 バーム付近の砂の堆積構造模式図

ところで、2006年の異常波浪来襲前後の底質粒径の変化は、鹿島灘全域の海岸で生じているわけではない。

図-115は、茨城県水産試験場から提供していただいた、2005年と2012年の汀線付近底質粒径の沿岸方向分布を示している。波崎海岸（沿岸方向距離44km～60km）においては、海岸の両端を除いて2012年の底質粒径は、2005年よりも粗くなっている。しかし、鹿島港から北側の海岸の底質粒径は、2005年と2012年とで変わっていない。つまり、2006年の異常波浪来襲を契機とした底質の粗粒化は、波崎海岸だけで生じた現象である。

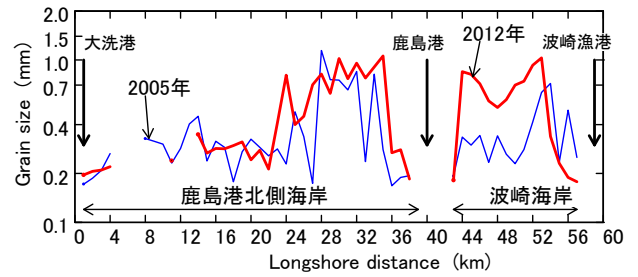


図-115 鹿島灘海岸の汀線付近底質粒径の沿岸方向分布（茨城県水産試験場提供）

鹿島港から北側の海岸において底質粒径が粗くなっていないという事は、汀線付近に到達する波が、2006年以前と、2007年以降とで変わっていない事を示している。この原因の解明は、今後の課題である。

7.2 底質の鉛直構造

HORS 付近の調査結果および佐藤ら(2000)の調査から、後浜から沖合までの広い範囲で、細砂と粗砂からなる底質の鉛直構造が存在することが分かった。そこで、底質の鉛直構造の成因について検討する。

(1) 汀線付近

3.4節において、汀線付近コアサンプルの下層に0.6mmを越える大粒径砂が存在することを示した。一方、3.2節において、ステージIIの入射波の遡上端付近の表面砂の粒径は、中粒径（もしくは大粒径）になる場合があるものの、ステージIになると中粒径の砂は海側に運ばれ、波の遡上端付近の粒径は、小粒径に戻ることを示した。

ステージIにおいて、砂を移動させる外力である長周期波の岸沖流速は、干潮時汀線付近で最大で、遡上端で最小の0となる。

上層が小粒径で、下層に大粒径の砂がある鉛直構造を形成することは、入射波および長周期波による外力では、不可能である。

従って、汀線付近の底質の鉛直構造は、海水準が現在よりも高く、（現在の汀線付近で）砕波が生じていた頃に形成されたものと考えられる。

(2) 砕波帯内および沖合

砕波帯内のトラフ領域においては、時化直後の表面砂は、波の砕波によるふるい分けによって大粒径になる。その後、波が穏やかになると底質は大粒径・小粒径混合から小粒径のみへと変化してゆく。

表面砂の粒径変化に対応して、コアサンプルの砂の粒径は、時化直後の地盤高に相当する深さで大粒径になり、上層にゆくほど小粒径になってゆく。そうすると、トラフ

領域の時化時の地盤高が低くなるにつれ、大粒径の砂も低い位置へ移動することが推察される。

図-116 は、3.4 節で示したコアサンプル採取時を含む断面地形の重ね合わせを示している。上記の考察から、大粒径の砂は、図中に青色網掛けで示すとおり最深包絡地形に沿うように分布していると考えられる。

一方、例えば図中に赤線で示す断面形状の時（1989 年 3 月 18 日）には、 $y=200\text{m}\sim 230\text{m}$ の範囲のトラフは、最深包絡地形よりも高い位置にある。このため、この範囲の海底面の下に大粒径の層（赤色網掛け）が存在し、青色網掛け部分と赤色網掛け部分の間の砂は、小粒径と考えられる。つまり、 $y=200\text{m}\sim 230\text{m}$ の範囲の砂中には、大粒径の層が 2 重に存在する可能性がある。

佐藤ら（2000）のデータにおいて、粗い砂の層が 2 重になっている（図-69 参照）のは、このような構造があることを示すものと考えられる。

次に、表面に大粒径砂が露出し、下層に小粒径砂が存在した沖合の C 地点の鉛直構造（図-78 参照）を検討する。

C 地点では、2009 年 2 月の低気圧通過およびそれ以降の高波浪によって侵食され、地盤高は 2m ほど低下した。

汀線からの距離が C 地点とほぼ同じ佐藤ら（2000）のデータ（(2)-7m）によれば、2006 年の異常波浪来襲前には、大粒径砂は海底面から 0.6m よりも深い範囲に存在した。C 地点の地盤高は、(2)-7m 地点とほぼ同様であるので、C 地点の大粒径層も海底面から 0.6m よりも深い範囲にあったと考えられる。また、コア中の大粒径層の層厚は、0.45m（図-78 参照）であるので、時化前のこの地点の大粒径層厚も 0.45m 程度であったと考えられる。

C 地点の地盤高変化が 2m であったことから、表層の小粒径層（0.6m）、その下側の大粒径層（0.45m、2 重になっていた可能性有り）とさらに下側にある小粒径層（0.95m）までの範囲が波によって侵食され、大粒径砂だけが調査地点に残り、小粒径砂は沖もしくは沿岸方向に運ばれたと推察される。

C 地点においては、2009 年 10 月の低気圧通過から 1 年を経過しているにもかかわらず、コア採取時の海底面に小粒径砂は存在しない。この原因は、2009 年 2 月以降、図-72、図-75 に示すとおり C 地点付近は侵食されてトラフになり、外力条件が 2009 年 2 月以前と変わったためと考えられる。

C 地点の海底面外力の変化は、現時点では不明であり、今後の課題である。

次に、コアサンプル採取位置の中で最も沖に位置する D 地点（図-79）、A 地点（図-80）の鉛直構造を検討する。

D 地点では深さ 5~15cm に、A 地点では、5~10cm の

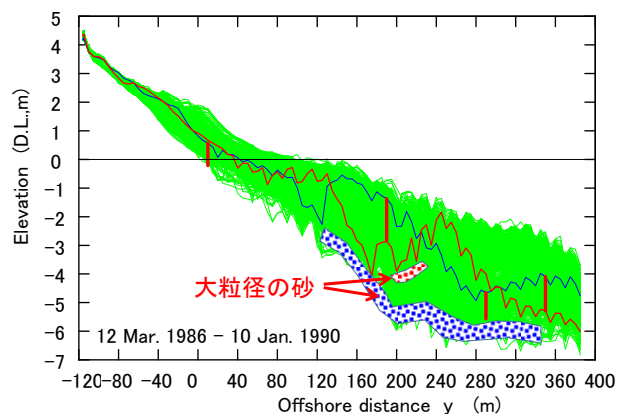


図-116 砕波帯における底質の層状構造模式図

範囲にやや粒径が粗く（0.17mm~0.18mm）、ふるい分け係数、偏わい度とも大きな砂が存在する。これらの範囲よりも上側および下側とも砂の粒径は、0.13mm で、ふるい分け係数 1.0、偏わい度 1.2 で均一な砂である。

これらの細かく均一な砂は、砕波帯で巻き上げられ、沈降することなく D 地点、A 地点付近まで運ばれ、継続的に堆積したのと考えられる。一方、中層のやや粗い砂は、一時的なイベントによって、D 地点、A 地点付近まで運ばれ堆積したのと考えられる。

佐藤ら（2000）のデータのうち、鹿島港に近い測線の水深 20m 地点（(1)-20m）の粒径（図-70 参照）は、深さ 1m までやや粗く（0.18mm）、その下側は細かくなっていた。一方、HORS 沖の測線の水深 20m 地点（(2)-20m）の粒径は、D 地点と良く似た鉛直構造になっている。

佐藤らは、1999 年 8 月にコアを採取しているのので、2009 年 2 月以降の高波浪の影響は、コアの鉛直構造に現れないはずである。

そうすると、沖合のコア上層に見られるやや粗い砂（0.18mm）の層付近は、伴野ら（2013）が指摘した、鹿島港建設時の浚渫土砂が運ばれ堆積した可能性が高い。

鹿島港の浚渫土砂のほとんどは南防波堤に近い位置の汀線付近から吐き出され（運輸省第二港湾建設局鹿島港工事事務所、1983）、波によって約 25,000,000m³ の土砂が海域に拡散したと見積もられている（伴野ら、2013）。

佐藤ら（1974）は、鹿島港周辺の深浅図データの解析から、鹿島港に近い南側の海岸では水深 20m 付近まで浚渫土砂が堆積し、最大の堆積厚は 1m に及ぶと述べている。

浚渫土砂に含まれる大粒径砂は、これまでの底質粒径変動機構を考慮すると、汀線付近から沖合まで運ばれる事は考えにくい。浚渫土砂に含まれる小粒径砂だけが沖

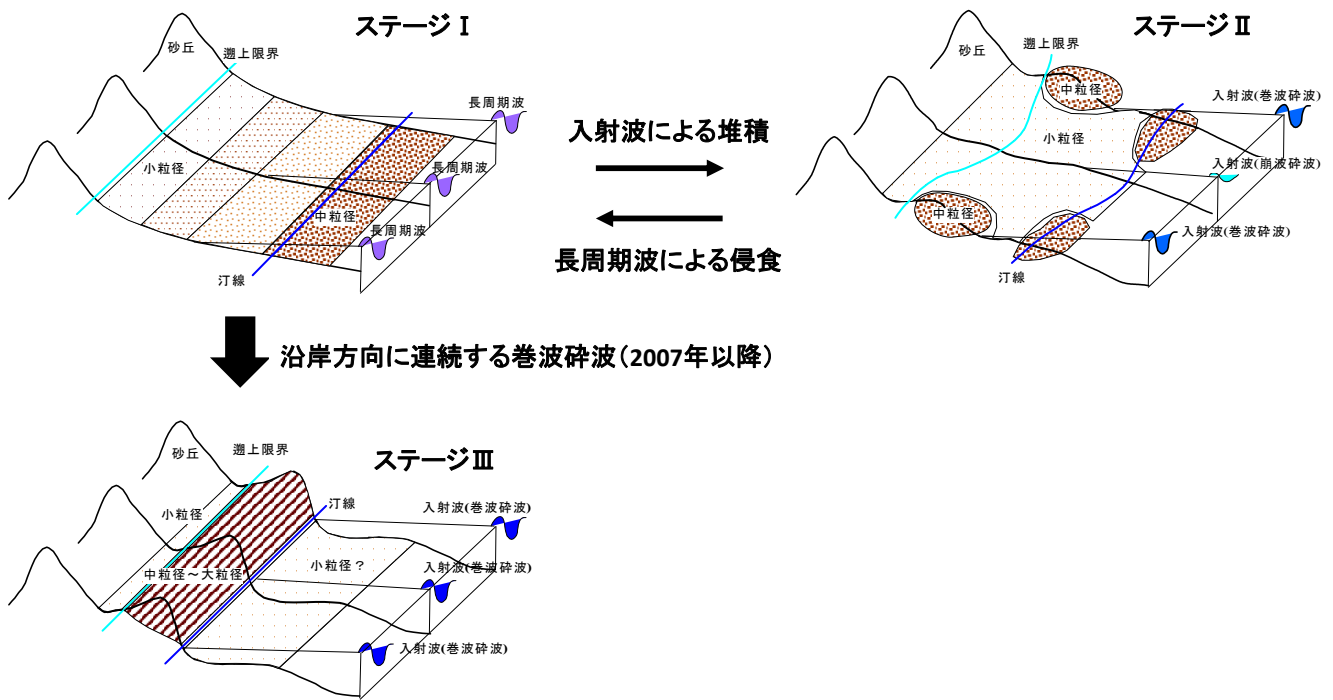


図-117 汀線付近における底質粒径の空間的変動模式図

合まで運ばれたと考えられる。

鹿島港に近い水深 20m 地点のコアのやや粗い砂の層厚は、HORS 沖のコアに比べ非常に厚くなっている (図-70 参照) ことが、その事を裏付けていると考えられる。

以上の考察から、沖合の大粒径砂と小粒径砂とから成る鉛直構造は、砕波帯内と同様な機構で形成されたと考えられる。従って、沖合の底質の鉛直構造は、海水準が今よりも低く、波の砕波が生じるトラフ領域であった頃に形成されたと考えられる。

8. おわりに

波崎海洋研究施設を中心とする波崎海岸において、地形変化と底質粒径変化に関する空間的な調査および外力に関する調査を 1990 年から 2015 年まで実施した。砂浜表面の空間的な試料と、コアサンプルによって鉛直的な試料を採取し、底質粒径の変動特性を、汀線付近、砕波帯内、沖合、後浜の 4 つの領域に分け、地形変化および外力との関係で検討した。

得られた主要な結論は、以下のとおりである。

8.1 汀線付近

- (1) 汀線付近の底質粒径の空間分布は、波の砕波状態によって 3 つのステージに分類される (図-117)。
- (2) ステージ I: 長周期波の遡上に伴うバーム侵食時には、長周期波の岸沖方向流速の空間分布により、底質粒径は、干潮時汀線付近で中粒径になり、長周期波の遡上端で小粒径となる。
- (3) ステージ II: 入射波の砕波形式の違いにより、巻波砕波する範囲にはインナーバー、バームが形成され、底質の粒径は中粒径に、崩波砕波する範囲の前浜の勾配は緩く、粒径は小粒径となる。ステージ II とステージ I とは、可逆的な変化である。
- (4) ステージ II において、バームが存在する範囲に、底質の鉛直構造は形成されるが、バームが存在しない範囲には形成されない。
- (5) ステージ III: 2007 年 5 月以降、ステージ II よりも波高が大きく、沿岸方向に連続する巻波砕波が生じるようになり、前浜勾配は急に、バーム頂は高くなった。そして、干潮時汀線から波の遡上端までの広い範囲で、かつ鉛直的にも底質の粒径は中粒径以上になった。

(6) 2007年以降の汀線位置は、2006年以前の最大位置に比べ後退しているが、汀線位置の変動は少なく、2007年以降、ステージIIIからステージIへの変化は、生じていない。

(7) 2007年以降の底質の粗粒化は、波崎海岸だけの現象であり、鹿島港の北側海岸では、生じていない。

8.2 砕波帯内

(8) 砕波帯内の表面底質の粒径は、1986～1987年頃から変化せず、トラフ領域では、時化後に大粒径になり、穏やかな状況が継続すると小粒径へと変わる。バー領域の砂の粒径は、常に小粒径のままである。

(9) 砕波帯内のトラフ領域では、時化時にトラフ底面付近に大粒径砂が取り残され、静穏になると、その上方に小粒径砂が堆積する鉛直構造が形成される。

(10) 砕波帯内に存在する大粒径からなる層は、最深包絡地形付近に存在すると考えられ、最深包絡地形よりも高い位置にトラフが形成された範囲の大粒径層は、2層になる可能性がある。

8.3 沖合

(11) 砕波帯で巻き上げられた砂のうち、細かい砂ほど沖に運ばれるため、沖にゆくほど表面底質の粒径は細かい。

(12) 沖合のコア表層にあるやや粗い砂(0.18mm)を含む層は、鹿島港建設時の浚渫土砂が運ばれ堆積した可能性が高い。

(13) 沖合のコア表面もしくは下層に存在する大粒径砂は、海水準が現在よりも低かった頃に、波の砕波によってトラフ領域に取り残されたものと考えられる。

8.4 後浜

(14) 汀線付近から風によって後浜に運ばれた飛砂の粒径は、2006年までは小粒径であったが、2007年以降、汀線付近の砂が粗粒化したため、中粒径砂以上の砂が運ばれるようになった。

(15) 汀線付近の砂が発生源となり、後浜から砂丘背後に運ばれる飛砂の最大粒径は、飛砂が発生した時の最大風速に比例し変化する。そのため、飛砂が堆積した範囲には、底質の鉛直構造が形成される。

(16) 後浜(前浜も含む)のコア下層に存在する大粒径砂は、海水準が現在よりも高かった頃に、波の砕波によってトラフ領域に取り残されたものと考えられる。

波崎海岸における底質粒径の変動特性は、4つの領域毎に解明できたと考えているが、以下に示す今後の課題も残されている。

(17) 2006年の異常波浪来襲を契機とした汀線付近の底質の粗粒化が鹿島港の北側海岸では生じず、波崎海岸だけで生じた原因の究明。

(18) 海底面に大粒径砂が露出した沖合のC地点付近で、小粒径砂が堆積しない外力条件の解明。

(2015年11月6日受付)

謝辞

本論文の作成にあたり、港湾空港技術研究所主監栗山善昭氏、特別研究官野口仁志氏、沿岸環境領域上席研究官中村聡志氏から有益な助言をいただいた。砕波帯内および沖合コアサンプルの形成機構については、東京大学大気海洋研究所の清家弘治助教(沿岸土砂管理研究チーム客員研究員)から有益な助言をいただいた。鹿島灘海岸汀線付近の底質粒径データは、茨城県水産試験場から、2011年の航空レーザー計測データは、国土地理院から、銚子気象台の風データは、気象庁から、鹿島港の沖波データは、国土交通省港湾局から提供していただいた。本解析に用いた2006年および2011年の航空レーザー計測データの変換処理は、筑波大学の武若聡教授に行っていた。観測棧橋直下および沖合のコアサンプル採取においては、東京大学大気海洋研究所の清家弘治助教に協力していただいた。透水層埋設海浜周辺の底質採取および地形測量は、近畿地方整備局舞鶴港湾事務所の中官利之氏(元漂砂研究室)、望月農園の望月徳雄氏(元漂砂研究室)に協力していただき、透水層埋設海浜周辺の底質分析は、中部地方整備局四日市港湾事務所の竹内泰弘氏(元漂砂研究室)、中国地方整備局宇部港湾・空港整備事務所の中島剛氏(元漂砂研究室)、関東地方整備局港湾空港部の西守男雄氏(元漂砂研究室)に行っていた。解析に用いた観測棧橋に沿う断面データ、平面地形データは、(株)エコー、(株)プライア・コンサルタント、国際気象海洋(株)の観測補助員の皆様および沿岸土砂管理研究チームのメンバーによって観測されたものである。ここに記し、深謝の意を表する。

本研究は、茨城県水産試験場、国立大学法人筑波大学、国立研究開発法人水産総合研究センター水産工学研究所と当所で実施している「鹿島灘海岸における物理環境と生物動態に関する共同研究」の一環として実施したものである。

参考文献

石野芳夫・柳嶋慎一・栗山善昭(2011):音響測深記録を利用した地形と底質粒径特性に関する観測,土木学会論文集B3, Vol67, No.2, pp.I_1201-I_1205.
有働恵子・山脇秀二・伊東啓勝(2005):後浜の地形および底質粒径変化に及ぼす汀線変化の影響,海岸工学

- 論文集, 第52巻, pp.511-515.
- 運輸省第二港湾建設局鹿島港工事事務所 (1983): 鹿島港建設記録
- 加藤一正・柳嶋慎一(1992): 長周期波によるバームの侵食, 土木学会論文集, No.452/II-20, pp.41-50.
- 加藤一正・柳嶋慎一・村上裕幸・末次広児 (1989a): 汀線位置の短期変動特性とそのモデル化の試み, 港研報告, 第26巻, 第2号, pp.63-95.
- 加藤一正・柳嶋慎一・磯上知良・村上裕幸 (1989b): 波による汀線付近の水位上昇量—波崎海洋研究施設における現地観測—, 港研報告, 第28巻, 第1号, pp.3-41.
- 加藤一正・村上裕幸・栗山善昭・藤田誠(1989c): 面的防護方式における汀線変動特性の検討, 海岸工学論文集, 第36巻, pp.429-433.
- 加藤一正・柳嶋慎一・栗山善昭・磯上知良・村上裕幸・藤田 誠 (1990): 砕波帯内の底質粒度の変動特性—波崎海洋研究施設における現地調査—, 港研報告, 第29巻, 第2号, pp.37-61.
- 加藤一正・吉松 晃(1984): 三次元の経験的固有関数による深淺図解析法, 港湾技術研究所報告, 第23巻, 第2号, pp.27-47.
- 栗山善昭(2001): 沿岸砂州の長期変動特性と底質移動特性, 土木学会論文集, No.677/II-55, pp.115-128.
- 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, 港研報告, 第40巻, 第1号, pp.47-80.
- 佐藤昭二・田中則男・佐々木克博 (1974): 鹿島港建設に伴う海底地形の変化について—事例研究—, 港湾技術研究所報告, 第13巻, 第4号, pp.3-78.
- 佐藤慎司・前田 亮・磯部雅彦・関本恒浩・笠井雅広・鳥居謙一・山本幸次 (2000): 鹿島灘南部海岸の地形形成機構に関する現地調査, 土木学会論文集, No.663/II-53, pp.89-99.
- 高川智博・深瀬祐太郎・劉海江・佐藤慎司 (2008): 地層構造および堆積物分析による天竜川河口周辺の海浜形成過程の考察, 海岸工学論文集, 第55巻, pp.681-685.
- 伴野雅之・清家弘治・小松原純子・栗山善昭 (2013): 放射性炭素年代測定を用いた海底土砂の長期的移動・堆積履歴の推定, 土木学会論文集 B2, Vol.69, No.2, pp.I_686-I_690.
- 堀川清司・堀田新太郎・久保田進・香取完和 (1983): 強風下における飛砂についての実験的研究, 海岸工学論文集, 第30巻, pp.297-301.
- 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, 港空研資料, No.1091, 35p.
- 柳嶋慎一 (2005a): 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21巻, pp.433-438.
- 柳嶋慎一 (2005b): 汀線付近における底質粒径の時空間変化に関する現地調査, 海岸工学論文集, 第52巻, p.p.401-405.
- 柳嶋慎一 (2012): 波崎海岸における後浜の大規模な侵食, 港空研資料, No.1256, 21p.
- 柳嶋慎一 (2013): 台風強大化に伴い砂浜海岸で想定される地形変化と底質粒径変化に関する検討, 土木学会論文集B2, Vol.69, No.2, pp.I_551-I_555.
- 柳嶋慎一 (2014): 波による汀線付近における底質粒径の空間的変動特性, 土木学会論文集B2, Vol.70, No.2, pp.I_551-I_555.
- 柳嶋慎一・加藤一正・長谷川 巖・岩佐直人 (2007): 透水層埋設による海浜の安定化, 土木学会論文集B, Vol.63, No.1, 73-91.
- 山脇秀仁・有働恵子・栗山善昭 (2005): 波崎海岸における前浜から後浜にかけての底質粒径の変化特性, 第32回土木学会関東支部技術研究発表会講演概要集, II-259.

港湾空港技術研究所資料 No.1317

2016.3

編集兼発行人 国立研究開発法人 港湾空港技術研究所

発行所 国立研究開発法人 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 ワコー

Copyright © (2016) 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。