

水工学シリーズ 10-B-5

波崎海洋研究施設で観測された
20年間の沿岸流と海浜断面

独立行政法人 港湾空港技術研究所 海洋・水工部長

栗山 善昭

土木学会
水工学委員会・海岸工学委員会

2010年8月

波崎海洋研究施設で観測された 20 年間の沿岸流と海浜断面

Beach profiles and longshore current velocities measured for 20 years at Hazaki Oceanographical Research Station

栗 山 善 昭

Yoshiaki KURIYAMA

1. はじめに

日本の砂浜は、海岸侵食という慢性疾患に長年悩まされている。スマトラ島沖地震による津波災害（2004 年）やハリケーンカトリーナの高潮災害（2005 年）などの急性疾患に比べると目立たないものの、海岸侵食は日本の砂浜を確実に蝕んでいる。

“白砂青松”で形容される日本の美しい砂浜では、多くの人たちが海水浴、散策、サーフィン、バーベキューなどのレクリエーションを楽しむとともに、魚や貝などの生物たちが生活を営んでいる。また、普段、意識することはないものの、砂浜は波を砕けさせ、そのエネルギーを減衰させることから、高波浪や高潮から背後地を守る役割も果たしている。

このように防護、利用、環境に関する機能を合わせ持つ砂浜は、河川からの、あるいは、海蝕崖からの土砂供給により、長年、徐々に形成されてきたものである。しかし、戦後の経済の発達に伴い、河川からの供給土砂が減少し、海岸・港湾構造物によって岸に平行な方向の土砂移動（沿岸漂砂）が阻害されることにより、日本各地で海岸侵食が生ずることになった。侵食速度は約 160ha/年（幅 50m の砂浜が約 30km にわたって消失する速度）と推定されており（田中ら, 1993）、この速度は、地球温暖化による海面上昇や台風などの巨大化によってさらに加速する危険性がある。

海岸侵食問題に対処する場合、通常、まず、現地における海浜変形の状況を現地データに基づいて把握し、続いて、複数の対策案の効果を検討し、最も効果的な対策案を選定する。対策の効果を推定するツールとしては、模型実験や数値シミュレーションモデルがあるものの、1980 年代後半以降、模型実験に代わり数値シミュレーションモデルが数多く利用されるようになってきた。その理由は、模型実験は多くの労力を必要とすること及び土砂移動・地形変化に関する実験には全ての条件（例えば、海浜断面形状、移動限界水深、底質の移動形態、漂砂量）を満足する相似則が存在しないこと、さらには、コンピューターの計算速度、容量が、まさに桁違いに進歩した結果、より詳細な計算が行えるようになり、モデルの土砂移動・海浜変形の予測精度が向上したことによる。

しかしながら、土砂移動は複雑であるため、そのメカニズムが十分に明らかになっているわけではなく、それ故に、土砂移動や地形変化に関するほとんどの数値シミュレーションモデルは、単純化されたメカニズムならびにそれを表現する方程式を基にしている。したがって、シミュレーションモデルの予測精度をさらに向上させるためには、土砂移動や海浜変形のメカニズムの詳細を、計測器の設置や地形測量が難しい浅海域での現地観測などを通じて明らかにする必要がある。さらに、長期の地形変化に関しては、航空写真や深淺測量から得られた地形データが長期に蓄積されている海岸もあるものの、データ取得間隔がまばらなため、短期（数日～数週間）と長期の地形変動の分離が難しいという問題がある。

そこで、荒天時を含む浅海域での現地観測に対する足場確保などの支援、ならびに、沿岸域における時間的に密な地形・海象データの長期間取得を目的として、1986 年、茨城県波崎海岸に波崎海洋研究施設が建設された。本稿では、波崎海洋研究施設で取得した約 20 年間の地形データを解析した結果明らかとなった砂浜

海岸における断面変化の特性を述べるとともに、岸と平行な方向の流れ（沿岸流）の岸沖方向分布特性についても述べる。

2. 波崎海洋研究施設の概要

波崎海洋研究施設（図-1、写真-1、Hazaki Oceanographical Research Station, HORS）は、砕波帯内総合観測用として運輸省港湾技術研究所（現独立行政法人港湾空港技術研究所）が建設した施設で、長さ約 400m の観測栈橋を有する。観測項目は断面地形、平面地形、波浪、沿岸流、風、地下水位など多岐にわたる。

断面地形観測では、観測栈橋に沿って、休日を除く 1 日 1 回、5m 間隔で断面を測定している。陸上部の断面はレベルとスタッフを用いて測量し、海域部は栈橋上から重さ約 5kg のレッドを降ろして測量する。図-2 は 1986 年 3 月 12 日の観測開始から 2009 年 3 月 19 日までの断面の重ね合わせおよび平均断面、標準偏差を示したものであり、図-3 は平均断面からの偏差の時空間分布を示したものである。なお、本稿では、高さの基準を波崎港工事基準面（T.P. -0.687m, 以下 D.L.）とするとともに、観測栈橋上の位置は図-2 の座標を

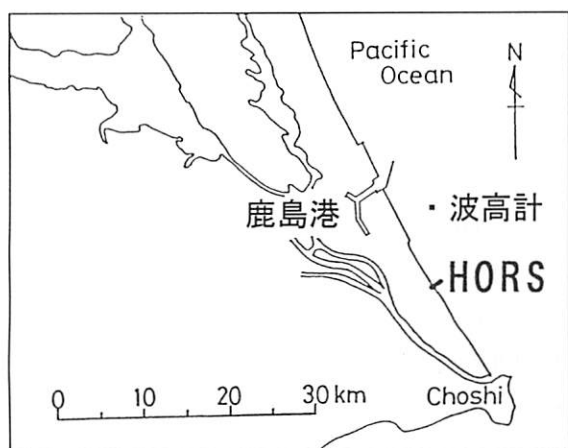


図-1 波崎海洋研究施設と沖波波高計の位置

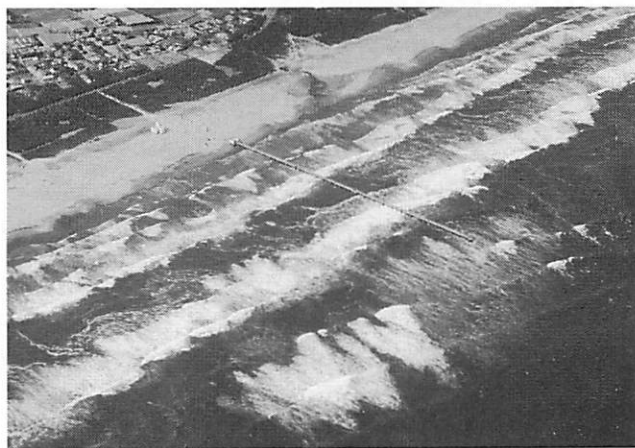


写真-1 波崎海洋研究施設の航空写真

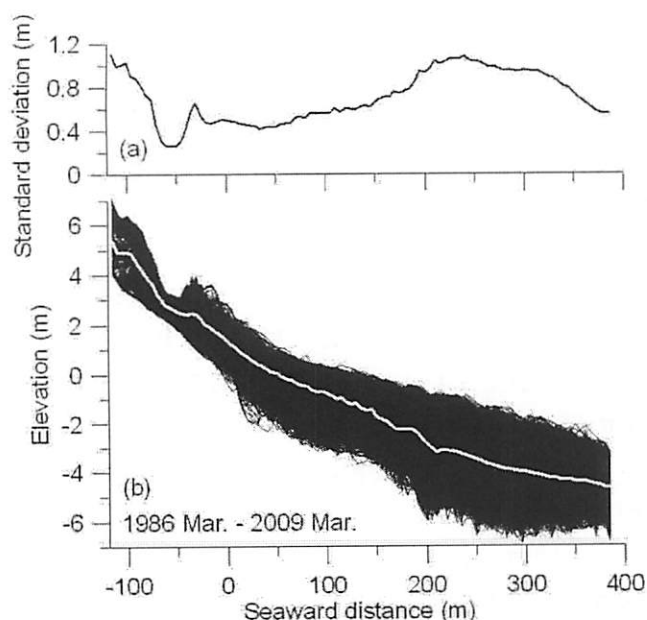


図-2 (a) 地盤高さの標準偏差, (b) 観測された断面の重ね合わせ及び平均断面（白線）

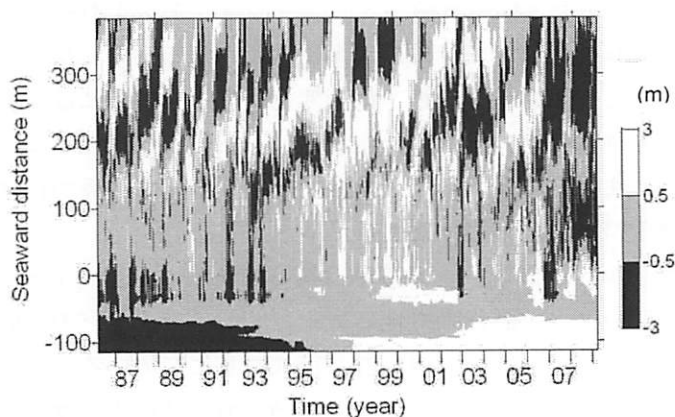


図-3 平均断面からの偏差の時空間分布

基に示す（例えば、沖方向距離 115m の地点は P115m と表す）。波崎海岸における朔望平均満潮位、平均潮位、朔望平均干潮位はそれぞれ 1.252m, 0.651m, -0.196m である。

平均断面の海底勾配は干潮位の汀線近傍では約 1/50 であるものの沖へ向かうほど緩やかになり、P300m 付近では約 1/120 である（図-2）。P-50m～P150m の領域では、この領域全体で侵食あるいは堆積が発生しているのに対して、P200m～P400m の領域ではバー（沿岸砂州）と呼ばれる浅瀬が発生、移動、消滅を繰り返している（図-3）。波崎海岸における地形は沿岸方向にほぼ一様である（栗山, 2001）。また、底質粒径は岸沖方向にほぼ一様であり、中央粒径は 0.18mm である（加藤ら, 1990）。

沿岸流観測では、観測栈橋に沿って、1 日 1 回、約 50m 間隔で浮き（フロート）によって沿岸流速を観測している。フロートに対する波や風の影響を小さくするために、観測用の直径約 20cm のフロートの比重を海水よりもやや大きくし、それを 1m のロープで目印ブイに取り付けたものを用いて海面より約 1m 下方の沿岸流速を測定する（図-4）。観測では、栈橋直下へフロート投入し、目印ブイに取り付けた長さ 30m のロープが張るまでの時間を測定するとともに、流れの角度を分度器で測定する。1 地点において 3 回計測を行い、その平均値を観測値とする。観測栈橋に沿った全地点での計測に要する時間は約 1 時間である。

フロートによる沿岸流速の観測は簡単な方法であるけれども、本方法によって沿岸流速を精度良く測定できることは栗山ら（1992）が電磁流速計による観測結果と本方法による観測結果とを比較することにより確認している。図-5 に示すように、フロートによる沿岸流速の観測値 U_{FLOAT} と電磁流速計による沿岸流速値 U （真値とみなす）とは強い相関があり、両者の関係式は式(1)で表される。以下の解析では、式(1)によって変換された流速値を用いる。

$$U = 0.81U_{FLOAT} \quad (1)$$

波向観測は観測栈橋先端で目視によって行っている。さらに、観測栈橋に沿って数地点で空中発射型超音波式波高計により 1 時間に 20 分間波浪観測を行うとともに、観測栈橋先端では風車型風向風速計により風向・風速を 1 時間に 10 分間観測している。沖波としては、鹿島港沖の水深約 24m の地点（図-1）において海底設置型の超音波式波高計と海象計によって波高、周期、波向が 2 時間間隔で 20 分間観測されている。本稿では、沖向き及び南へ向かう方向を正とする（図-6）。波向および風向に関しては、栈橋沖からを 0 とし、反時計回りを正とする。したがって、北からの波および風が正の向きとなる。

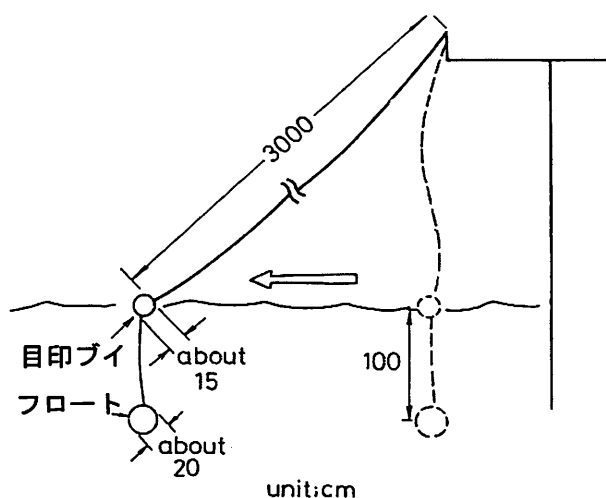


図-4 沿岸流速観測用フロート

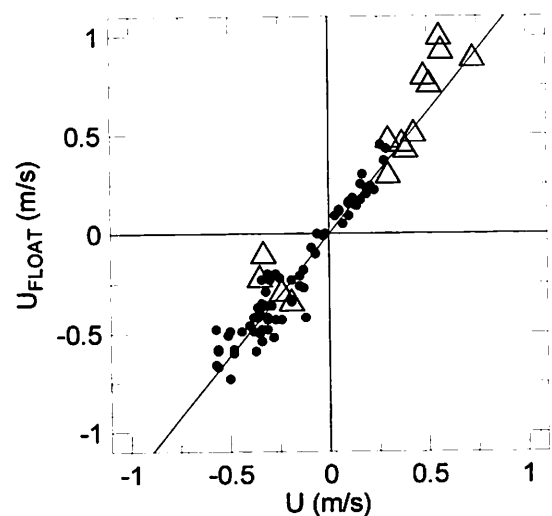


図-5 フロートによる沿岸流速の観測値 U_{FLOAT} と電磁流速計による沿岸流速値 U との相関。△印は風速の絶対値が 8m/s 以上の場合の値を示す。

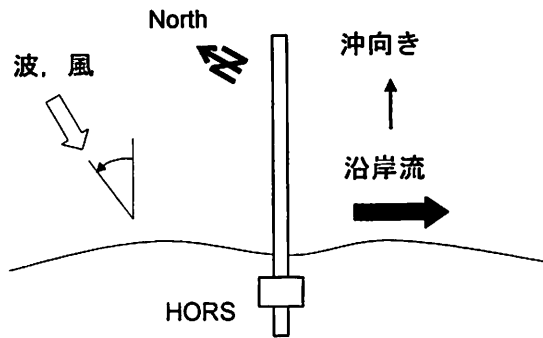


図-6 岸沖・沿岸方向，波向，風向の正の方向

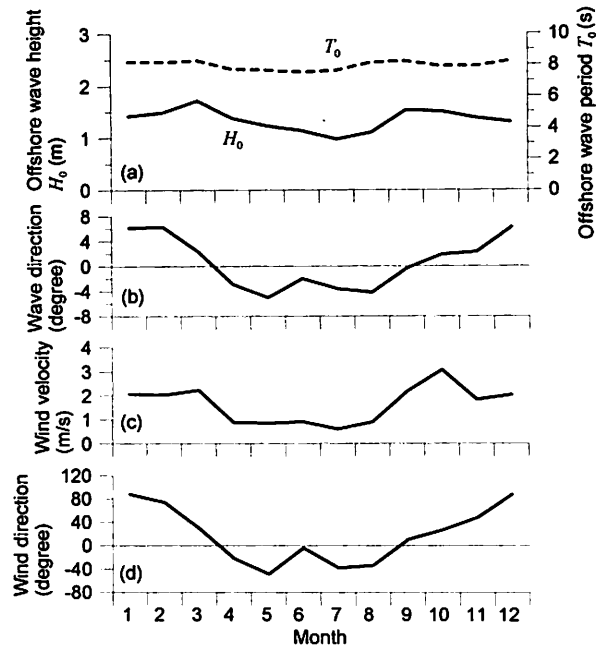


図-7 (a) 沖波波高・周期，(b) 観測栈橋先端における波向，(c) 風速，(d) 風向の月平均

1987 年～2001 年に観測された沖波波高・周期，観測栈橋先端における波向，風速，風向の月平均をそれぞれ図-7 に示す。月平均値を見ると，沖波波高は 1～3 月および 9～10 月にかけて大きく，6～8 月にかけて小さい。沖波周期は約 8s で，季節的にほぼ一定である。波向に関しては，12～2 月には北からの入射が多く，5～8 月には南からの入射が多くなっている。風況としては，10～2 月にかけては強い風が北から入射するのに対して，5～8 月にかけては弱い風が南から入射することが多い。このような季節変動に比べると年変動量は小さい。

3. 汀線変動

海と陸との境界である汀線の周辺領域は前浜と呼ばれる。一般的には，荒天時には，前浜の砂が沖に運ばれ沖で浅瀬が形成され，静穏時にその砂が徐々に岸に戻り，やがて荒天時前の状態に戻る。波崎海岸では，荒天時には 2，3 日で汀線が 10～20m 後退し，その後，静穏が 2～3 週間継続すると元の状態に戻る（加藤ら，1987；加藤ら，1989）。

汀線は，上記のように比較的短期的に変動するのみならず，長期的にも変動している（鈴木・栗山，2006；鈴木・栗山，2008）。図-8(a)は，波崎海洋研究施設で観測された H.W.L.時の汀線位置の 1986 年

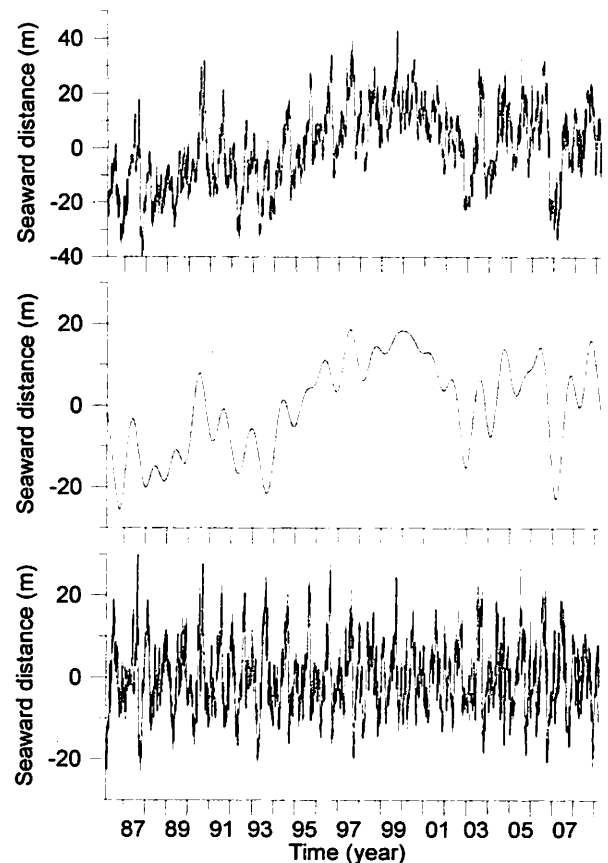


図-8 (a) 波崎海洋研究施設で観測された H.W.L.時の汀線位置の変動，および，(b) 汀線変動のうち 1 年以上の周期を持つ成分を再合成したもの，(c) 1 年以下の周期を持つ成分を再合成したもの。

～2009 年の時間変化を示したものであり、(b)、(c)はそれぞれ、汀線位置変動のスペクトル解析結果を基に、1 年以上の周期を持つ変動および 1 年以下の周期を持つ変動を再合成して作成した汀線の長期変動成分、短期変動成分の時間変化を示したものである。

波崎海岸は長期的には侵食も堆積も生じていない安定した海岸であるけれども、汀線の長期変動の幅は±約 20m であり、短期変動成分とほぼ同程度である。このことは、長期的に安定した砂浜を整備するためには、海岸保全計画策定時において 1 年に 1 回程度生ずる荒天時の汀線変動のみならず長期的な汀線変動も考慮しなければいけないことを示唆している。

4. 沿岸砂州（バー）の冲向き移動

水深が 2～10m の領域ではバー（沿岸砂州とも呼ばれる浅瀬）がしばしば形成される。波崎海岸でも水深が 2～6m の領域（岸から 200～500m の領域）でバーが存在しており、このバーは 1～2 年の周期で冲向きに移動している（栗山, 2001；栗山ら, 2006）。バー移動の一例として、1989 年～1990 年に観測されたバー移動を図-9 に示す。このようなバーの冲向き移動は世界各地で観測されており、アメリカ東海岸では 4 年周期、オランダでは 6～20 年周期、ニュージーランドでは 2～5 年周期のバーの冲向き移動が観測されている。

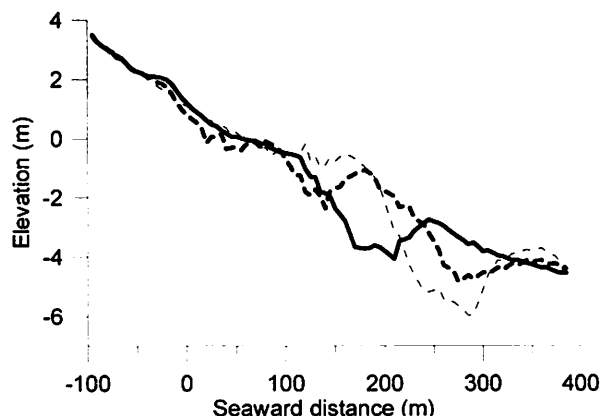


図-9 バーの移動例。細い破線が 1989 年 11 月 4 日、太い破線が 1990 年 1 月 7 日、実線が 1990 年 3 月 1 日の断面を示す。

波崎海岸におけるこのような地形変化の特徴をさら

に詳細に検討するために、1987 年～2001 年の HORS の地形データを解析した栗山ら（2006）と同様に、平均断面からの変動量（1986 年～2009 年）に対して経験的複素固有関数法（CEOF 解析）を適用した。CEOF 解析は経験的固有関数法（EOF 解析）が拡張されたもので、式(2)で定義される複素地盤高さ $Z(x,t)$ を複素の時間係数と複素の固有関数との積（式(3)）に分解するものである（例えば、Liang・Seymour, 1991；横木ら, 1998；北野ら, 1999；Ruessink ら, 2000；Kuriyama・Lee, 2001；内山・栗山, 2003）。

$$Z(x,t) = z(x,t) + i\hat{z}(x,t) \quad (2)$$

$$Z(x,t) = \sum_n (C_{nr}(t) + iC_{ni}(t)) (e_{nr}(x) - ie_{ni}(x)) \quad (3)$$

ここで、 $\hat{z}(x,t)$ は地盤高さ $z(x,t)$ の Hilbert 変換値、 $C_{nr}(t)$ と $C_{ni}(t)$ はそれぞれモード n の複素時間係数の実数部と虚数部、 $e_{nr}(x)$ と $e_{ni}(x)$ はそれぞれモード n の複素固有関数の実数部と虚数部である。

モード n で表される地盤高さの変動 $z_n(x,t)$ は固有関数の共役複素関数を用いて式(4)で再合成される。

$$z_n(x,t) = \text{Re}\{(C_{nr}(t) + iC_{ni}(t))(e_{nr}(x) - ie_{ni}(x))\} \quad (4)$$

式(4)は以下の式に変形することができる（例えば、Ruessink ら, 2000）。

$$\begin{aligned} z_n(x,t) &= S_n(x) R_n(t) \cos\{\theta_n(x) - \psi_n(t)\} \\ S_n(x) &= \sqrt{e_{nr}(x)^2 + e_{ni}(x)^2}, \\ R_n(t) &= \sqrt{C_{nr}(t)^2 + C_{ni}(t)^2}, \\ \theta_n(x) &= \arctan(e_{ni}(x)/e_{nr}(x)), \\ \psi_n(t) &= \arctan(C_{ni}(t)/C_{nr}(t)) \end{aligned} \quad (5)$$

ここで、複素時間係数の位相 $\psi_n(t)$ は各モードにおける地形変化の時間位相を表しており、 $\psi_n(t)$ の変化率が断面変化の速度となる。また、 $R_n(t)$ は各モードで表される地形の平均地形からの偏差の大きさの時間変動を

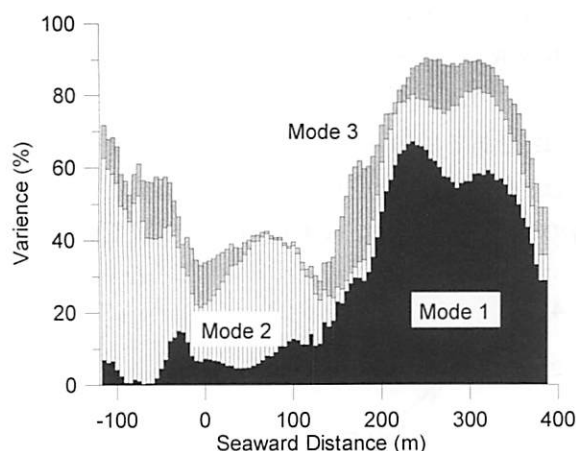


図-10 各観測地点の地盤高さ変動における
CEOF 解析のモード1～3の寄与率

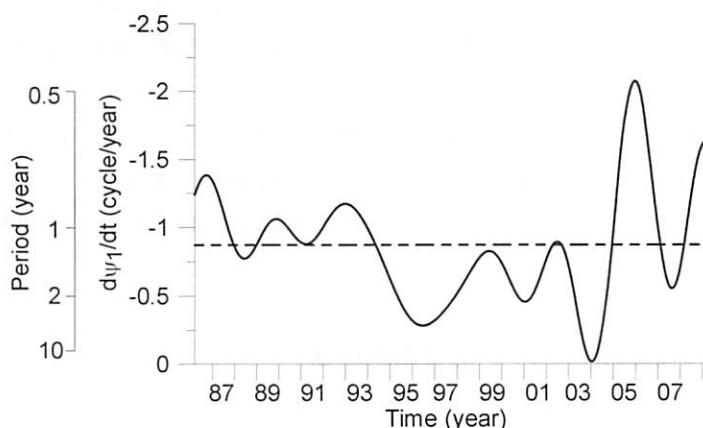


図-11 バーの移動速度 $d\psi_1/dt$ (周期の逆数) の長期変動。左の縦軸が周期を、右の縦軸が $d\psi_1/dt$ を示す。沖向きの移動速度はマイナスで表されている。破線は平均の移動速度 (0.875 サイクル/年、周期 1.14 年) を示す。

表している。

主要なモードであるモード1～3の寄与率(解析領域全体において観測された地盤高さ変動に対する、それぞれのモードで表される変動の割合)は、それぞれ40%、23%、10%であった。図-10は各観測地点の地盤高さ変動におけるモード1～3の寄与率を示したものであり、バーの発達するP200m～P360mの領域では各観測地点の地盤高さ変動におけるモード1の寄与率が50%以上であることから、モード1が主としてバーの移動を表していること、および、その地形変化が本解析領域における卓越する地形変動であることがわかる。

モード1が主としてバーの移動を表すことから、モード1の複素時間係数の位相 $\psi_1(t)/2\pi$ はバーの頂部位置を表しており、 $\psi_1/2\pi$ の変化率 ($d(\psi_1/2\pi)/dt$) は、バーの位相の変動周波数、すなわち、バーの移動速度を表している(栗山ら, 2006; 本解析では、負の $d(\psi_1/2\pi)/dt$ が沖向きのバー移動を表している)。

図-11は、バーの沖向き移動速度を表す $d(\psi_1/2\pi)/dt$ の1000日以上長周期成分を再合成したものである。なお、複素時間係数の振幅 R_1 が小さい場合には ψ_1 に大きな誤差が含まれる可能性があるため、 R_1 が1.5m未満の場合の ψ_1 は、 R_1 が1.5m以上の場合の ψ_1 を用いて線形補間した値に置き換えた。バーの沖向き移動速度(周期の逆数)は、1993年以前は0.8～1.3サイクル/年(周期0.7～1.25年)であったものの、1994年以降、次第に遅くなり、1996年には0.3サイクル/年(周期3.6年)となった。その後、移動速度は次第に元の値近くに戻り、1999年～2002年には0.5～0.9サイクル/年(周期1.1～2.2年)となったものの、2003年に再び遅くなり、2003年末には0.015サイクル/年(周期65年)となった。その後は、移動速度は0.5～2.1サイクル/年(周期0.5～1.8年)の間で大きく変動している。このように、汀線近傍のみならず、沖でも地形変動特性は長期的に変動している。

5. 汀線およびバーの長期変動の相互相関および外力との関係

汀線近傍である前浜の地形変化とそれより沖のバー形成領域における地形変化との相関、ならびに、それらの地形変化と外力との関係を検討するために、以下に示す変数間の相関を調べた。相関を調べた変数は、バーの移動速度 $d\psi_1/dt$ 、汀線位置 y_s 、汀線位置の変動速度 dy_s/dt 、沖波のエネルギーフラックス E_f 、およびPDO (Pacific Decadal Oscillation: 太平洋十年規模振動) 指数の年平均値である。

沖波のエネルギーフラックスは、以下の式より求められる。

$$E_f = \frac{1}{16} \rho g (H_{1/3})_0^2 C_{g0} \quad (6)$$

ここで、 $(H_{1/3})_0$ は沖波有義波高、 C_{g0} は沖波の群速度である。

PDO 指数は、太平洋における 10 年以上の長い周期で大気と海洋が連動して変動している現象を表す指標であり、北太平洋の 20°N 以北における海面水温偏差の経験的固有関数 (EOF) のモード 1 の時間係数で定義される (例えば、Mantua ら, 1997 ; 気象庁ホームページ)。PDO 指数が正 (負) のときは、海面水温は、北太平洋中央部で平年より低く (高く) なり、北太平洋東部や赤道域で平年より高く (低く) なる傾向にある。一方、海面気圧は、PDO 指数が正 (負) のときは、北太平洋高緯度で平年より低く (高く) なる傾向にある。これは、冬・春においてアリューシャン低気圧が平年より強い (弱い) ことを示す。

図-12 は、それぞれの変数の年平均値の変動を示したものであり、表-1 は、各変数間の相関係数を示したものである。汀線近傍である前浜の地形変化とそれより沖のバー形成領域における地形変化との相関を見て

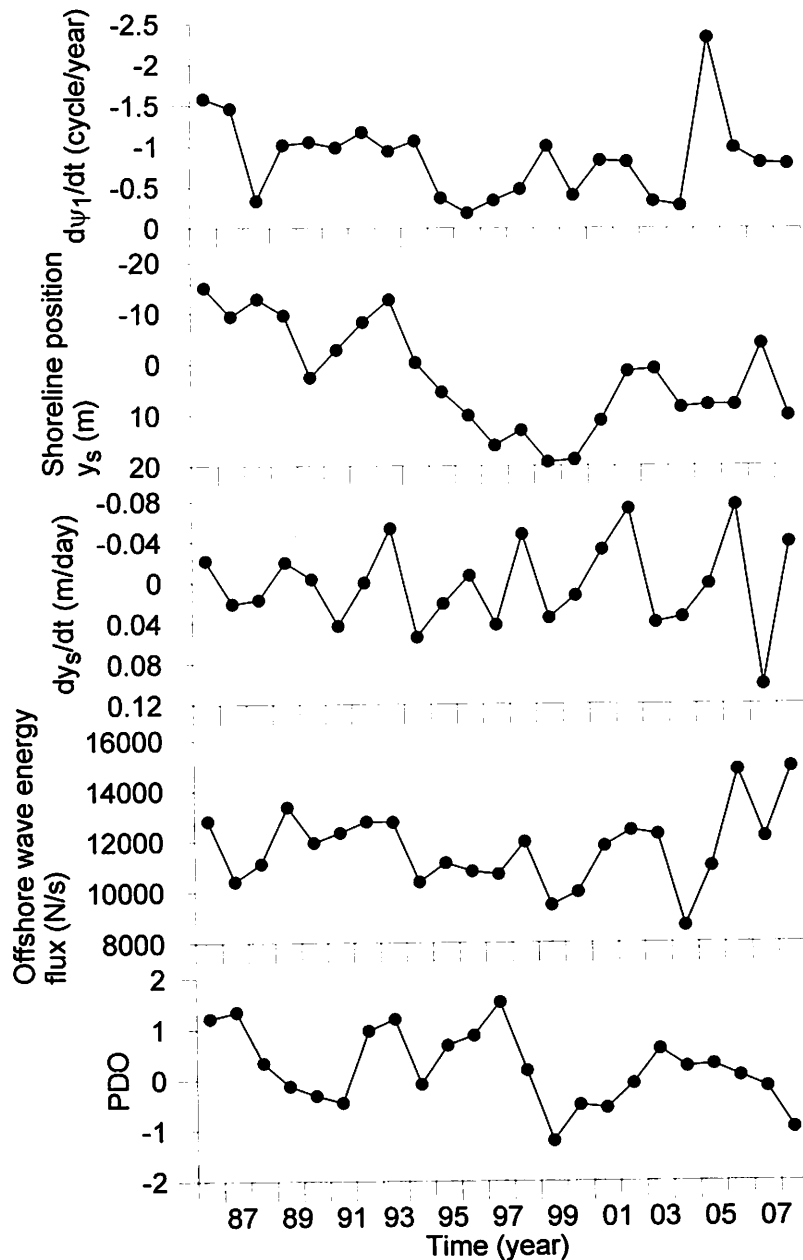


図-12 (a) バーの移動速度 $d\psi_1/dt$, (b) 汀線位置 y_s , (c) 汀線位置の変動速度 dy_s/dt , (d) 沖波のエネルギーフラックス E_f および (e) PDO 指数の年平均値の変動

みると、バーの移動速度 $d\psi_1/dt$ と汀線位置 y_s との相関係数は 0.31 であったけれども、有意水準 5%では両者の間に相関は認められなかった。また、同様に、バーの移動速度と汀線位置の変動速度 dy_s/dt との間、および汀線位置と汀線位置の変動速度との間にも相関は見られなかった。ただし、汀線位置が短期の汀線位置の変動速度に影響を及ぼすことは加藤ら（1987）や Yates ら（2009）によって示されており、汀線位置とその変動速度との関係については、より詳細な検討が必要である。

表-1 各変数間の相関係数

	y_s	dy_s/dt	E_f	PDO
$d\psi_1/dt$	0.31	0.13	-0.19	-0.02
y_s		0	-0.32	-0.43
dy_s/dt			-0.56	0
E_f				-0.07

地形変化と外力との相関を見てみると、有意水準 1%において汀線位置の変動速度は沖波のエネルギーフラックスと負の相関があった。これは、波が大きいほど汀線が後退することを示しており、既往の知見と矛盾するものではない。一方、汀線位置の変動速度の積分値である汀線位置の長期変動は、波のエネルギーフラックスよりも PDO 指数との相関係数が高く、後者は有意水準 5%において負の相関が認められた。前述したように、PDO 指数が正の時は冬・春においてアリューシャン低気圧が平年より強いことを表しており、アリューシャン低気圧が強いとそこからの波が大きくなり、汀線が後退しやすくなると考えると、汀線位置と PDO 指数との間に負の相関があることは、それほど不思議なことではない。ただし、そのように考えると、PDO 指数、波のエネルギーフラックス、および汀線位置の変動速度との間に相関が存在すべきであるけれども、そのような相関は認められていない。今後、それぞれの変動において卓越する時間スケール考慮して、より詳細な検討を行う予定である。

6. 後浜における地形変化

前浜の陸側には、波の影響をほとんど受けない後浜と呼ばれる領域が広がっており、ここでの砂移動は主として風によって生じ、この現象は飛砂と呼ばれる。飛砂による地形変化は波や流れによる土砂移動の結果生ずる地形変化よりも量的には小さいけれども、それが長期的に、あるいは沿岸方向に累積すると土砂収支で無視しえない量になることがある。本項では、波崎海洋研究施設より 100m ほど北の砂浜海岸で行った現地調査の結果を示す（栗山ら、2001；Kuriyama et al., 2005）。

現地観測では、図-13 の長方形で囲んだ調査領域に沿岸方向 20m 間隔で 3 測線設定し、1995 年 6 月より 1999 年 5 月までの期間、約 1 ヶ月に 1 回の割合で、後浜から砂丘前面にかけて岸沖方向に 5m 間隔で地形測定を行った。図-13 から明らかな様に調査領域は沿岸方向にほぼ様な地形となっており、沿岸方向の地形の不均一が地形変化に及ぼす影響は小さいと考えられる。図-14 は、測線Ⅱにおける後浜と砂丘の断面を示したものである。本検討における調査範囲は P-115m 地点よりも海側である。

後浜における代表的地形変化として P-70m 地点および P-110m 地点における初期断面からの平均地形変化量の経時変化を図-15 に示す。さらに、観測日間の平均の風の特性を図-16 に示す。本調査領域では、海から陸に向かう風が卓越することにより、後浜から砂丘前面にかけて年間約 15cm の堆積が生じていた。この堆積量は沿岸方向の単位幅当たり約 $5\text{m}^3/(\text{m} \cdot \text{year})$ であり、この値そのものは小さいものの、波崎海岸が含まれる鹿島港南護岸南端から波崎漁港までの砂浜（沿岸方向 16km）の累積値としては約 $80,000\text{m}^3/\text{year}$ となる。当該海岸における正味の沿岸漂砂量（沿岸方向の土砂移動量）が数万～十数万 m^3/year であることを考えると、前述の飛砂量が無視しえない量であることがわかる。今後は、海岸整備において、飛砂による土砂移動を、飛砂問題からだけでなく土砂収支の観点からも注意を払う必要がある。

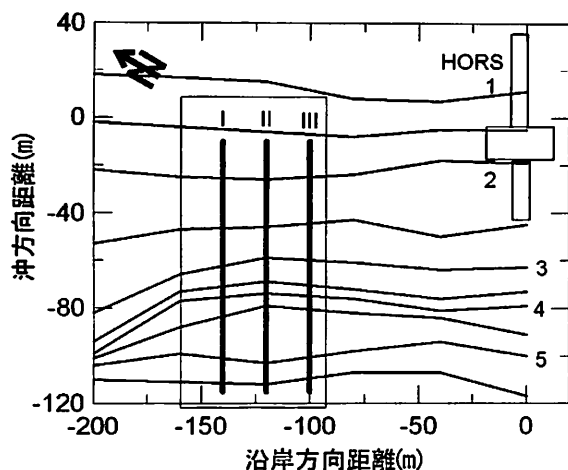


図-13 調査領域周辺の地形（1996年11月11日測量，コンター線の単位はm）

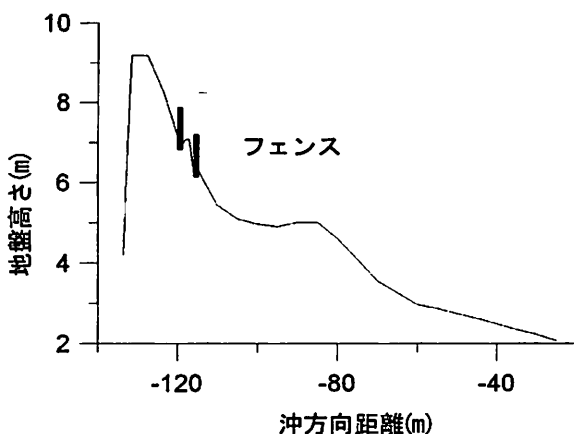


図-14 測線Ⅱの断面図（1996年11月5日測量）

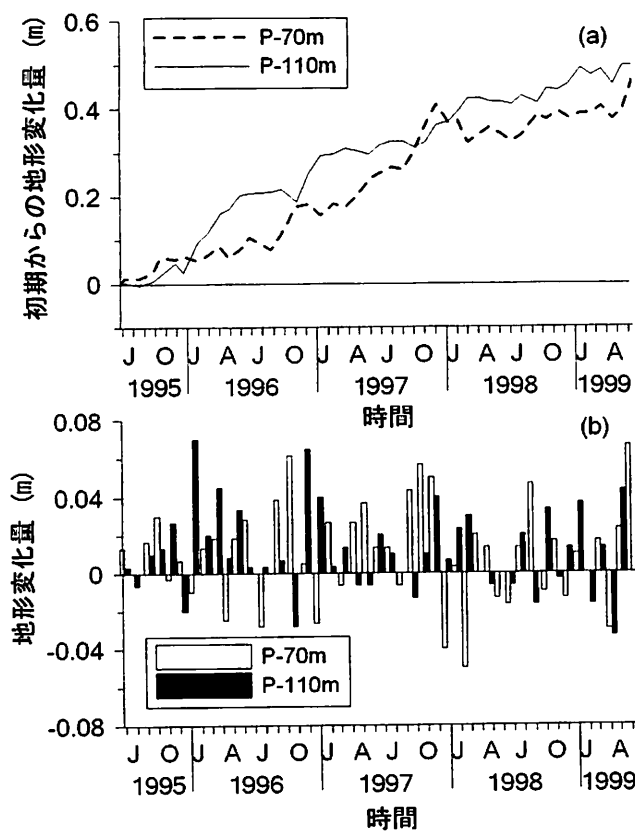


図-15 P-70m 地点、P-110m 地点における (a) 初期断面からの地形変化量と (b) 観測日間の地形変化量

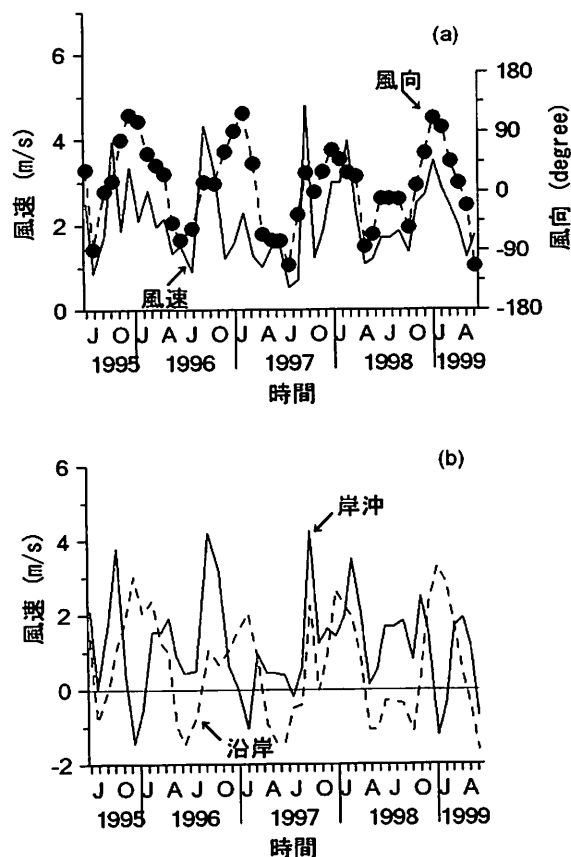


図-16 観測日間の風の特性. (a) 平均風速と風向，(b) 岸沖・沿岸平均風速.

7. 卓越沿岸流の岸沖分布

長期的な地形変化を引き起こす沿岸漂砂の卓越方向が岸と沖とで異なる場合のあることが近年の研究によって示唆されている (Sato, 1997). そこで，本項では，沿岸漂砂の主な駆動力である沿岸流の卓越方向の岸沖分布を波崎海洋研究施設で取得された現地データを基に検討した結果を示す (栗山ら，2005).

使用した沿岸流速データは、1987 年 1 月～2001 年 12 月までに観測されたものである。観測地点は、P115m, P145m, P190m, P240m, P285m, P330m, P380m 地点である。図-17 は、P115m 地点、P380m 地点で観測された沿岸流速 U の経時変化を示したものであり、図-18 は、P115m, P190m, P285m, P380m 地点における U の累積値 $U_{cuml} = \sum U \Delta t$ の岸沖分布 (Δt は観測間隔)、すなわち、観測開始日に栈橋直下にあった水塊の沿岸流による移動距離の岸沖分布を示したものである。

図-17 からは P115m 地点と P380m 地点における沿岸流速の経時変化の明確な違いは見られないものの、沿岸流速の累積値の正負、すなわち、沿岸流の卓越方向は岸沖方向で異なっており、岸側の P115m 地点では北に向かう沿岸流が卓越しているのに対して、P200m より沖側では南に向かう沿岸流が卓越している(図-18)。

ここで、P115m の沿岸流に注目して P115m 地点の沿岸流が北向きの場合 (2924 回) と南向きの場合 (2549 回) の各地点の沿岸流速の累積値を求めた (図-19)。P115m 地点において沿岸流が北向きとなっている場合の沿岸流速の累積値の絶対値は沖へ向かうほど値が小さくなっている。一方、P115m 地点において沿岸流が南向きの場合は、やはり沖へ向かうほどその絶対値は小さくなっているけれども、北向きの場合に比べると、沖へ向かっての減少量が小さい。その結果として、岸に近い P115m 地点では北へ向かう沿岸流が卓越するにもかかわらず、P200m 地点より沖では南へ向かう沿岸流が卓越した。

続いて、波と風の両方から卓越沿岸流速の岸沖分布の発生原因を検討した。砕波帯内で発達する沿岸流は主として波によって生ずるものの、砕波帯外では波による沿岸流速は小さくなり、代わって風による沿岸流が卓越してくる。前述の検討と同様に、P115m 地点の沿岸流が北向きの場合と南向きの場合とに分類し、それぞれの場合における沖波波高の頻度分布と風向の頻度分布を調べた。沖波波高は、P115m 地点の沿岸流が北向きの時よりも南向きの時の方が大きい (図-20)。風向を見ると、P115m 地点の沿岸流が北向きの時は風向は 0 を中心に分布しているのに対して、P115m 地点の沿岸流が南向きの時には北からの風が多くなっている (図-21)。

P115m 地点の沿岸流速が北向きの場合は、すなわち波が南から入射していたと考えられる場合は、波高が小さいので砕波位置は汀線に近くなり、波による沿岸流は相対的に汀線近傍に集中する。風向は 0 を中心に分布しているので、砕波帯の沖における風による沿岸流速は、平均すると 0 に近くなる。その結果、汀線近傍では北向きの沿岸流が発達するものの、沖では沿岸流速は 0 に近くなる。

一方、P115m 地点の沿岸流が南向き (波向が北から) の場合には、波高は相対的に大きいので、砕波位置は相対的に沖になる。すなわち、前者に比べて、波による沿岸流の発達する領域が沖まで広がる。さらに、北からの風が卓越しているので、砕波帯の沖でも風によって南向きの沿岸流が発達する。その結果、沖で沿岸流速は減衰しにくくなり、前者に比べると、一様に近い岸沖分布となる。

以上の二つの沿岸流速分布は図-19 によっても裏付けられている。これらの二つの沿岸流速の岸沖分布が重なることにより、時間平均で見ると、汀線近傍では北向きの沿岸流が卓越し、沖では南向きの沿岸流が卓越したと考える。

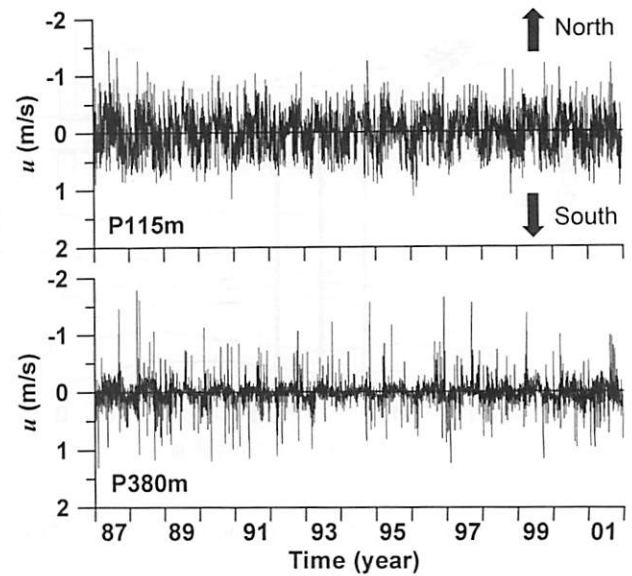


図-17 P115m 地点、P380m 地点における沿岸流速 U の経時変化

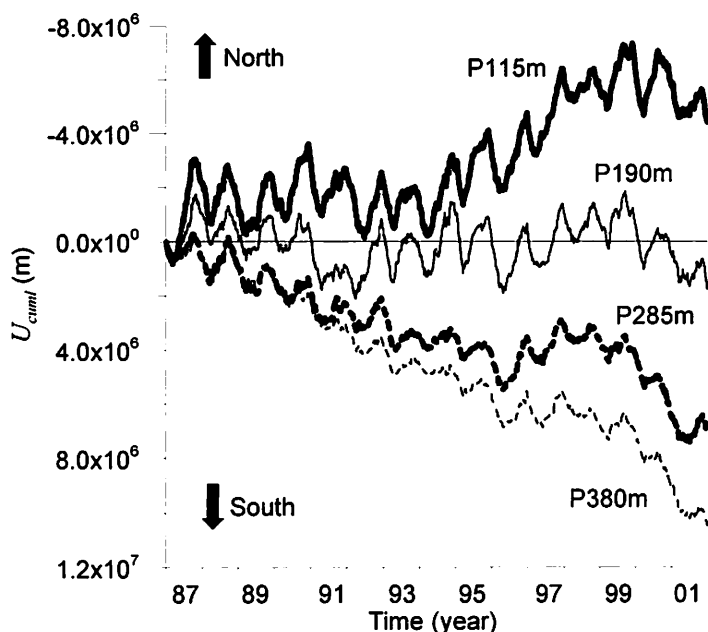


図-18 沿岸流速の累積値 U_{cumt} の経時変化（南向きの流れが正）

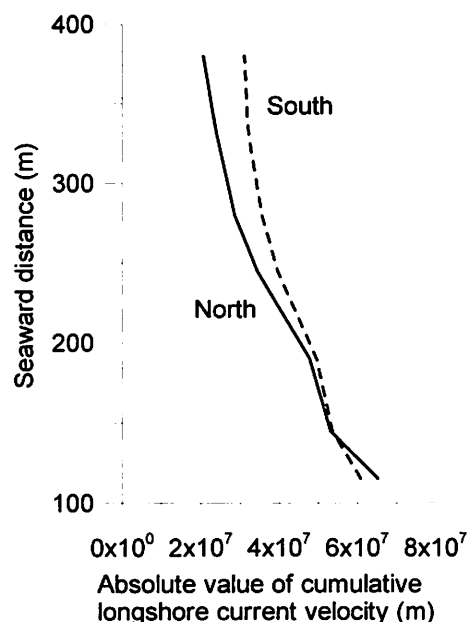


図-19 P115m 地点の沿岸流が北向きである場合（実線）と、南向きである合（破線）の観測期間における沿岸流速の累積値の絶対値

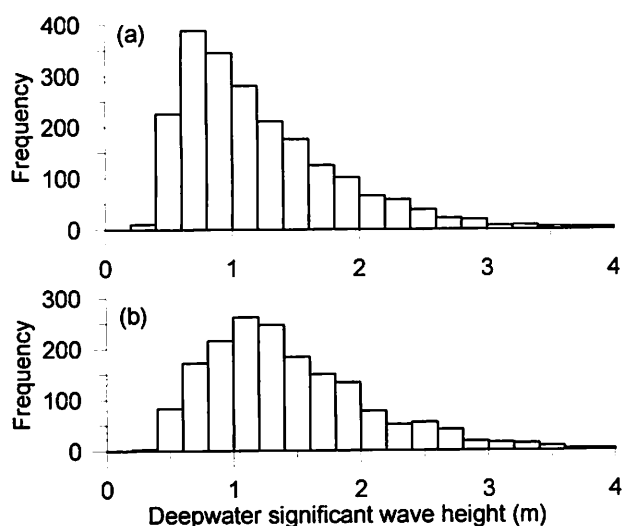


図-20 P115m の沿岸流が (a) 北向き, (b) 南向きの場合の沖波有義波高の頻度分布

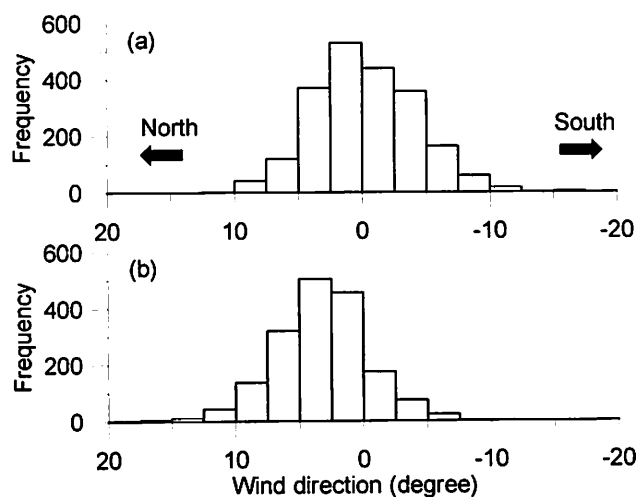


図-21 P115m の沿岸流が (a) 北向き, (b) 南向きの場合の風向の頻度分布（北からの風が正）

8. おわりに

波崎海洋研究施設における 20 年間にわたる地形観測データを基に、砂丘根元からバー形成領域までの断面変化の長期変動特性を検討した結果、汀線位置の長期変動（1 年以上の周期）は短期変動（1 年以下の周期）と同程度の変動幅を持つこと、バーの沖向き移動の周期は一定ではなく 0.5～4 年の間で変動していること、汀線位置の年平均値は PDO（Pacific Decadal Oscillation：太平洋十年規模振動）指数の年平均値と負の相関があること、後浜における飛砂量は沿岸域の土砂収支を考える上で無視し得ない量であることなどが明らかになった。さらに、長期平均の沿岸流速の岸沖分布の検討からは、岸と沖で平均沿岸流速の向きが異なること

が明らかとなった。

長期の汀線変動、後浜における飛砂、岸と沖で向きが異なる卓越沿岸流の岸沖分布は、現在の海岸整備においては必ずしも十分に考慮されておらず、長期に安定した砂浜を整備するためには、今後、これらを考慮した砂浜の設計が必要となる。ただし、現時点では、それらを考慮する手法が十分には確立されていないものもあり、地形変化に関する数値シミュレーションモデルの精度向上を含め、さらなる研究の進展が必要であり、そのためには、現地観測の実施とデータ解析、数値シミュレーションモデルの改良と検証、さらなる現地観測（新たな視点、異なる底質条件、外力条件、計測機器など）の実施とデータ解析、・・・のサイクルを地道に繰り返していく必要がある。一方、地球温暖化が砂浜に及ぼす影響を検討するためには長期のデータの蓄積が必要となってくる。当研究グループでは、今後も、波崎海洋研究施設を中心として短期・長期の現地データの収集・解析に努めるとともに、その結果明らかとなった地形特性を再現すべく、数値シミュレーションモデルの開発・改良に取り組んでいく予定である。

謝辞

波崎海洋研究施設において20年以上にわたって観測が実施できているのは、鹿島灘漁業権共有組合連合会、独立行政法人水産総合研究センター水産工学研究所、茨城県水産試験場、国土交通省関東地方整備局鹿島港湾・空港整備事務所などの関係者の皆様の理解によるところが大きい。また、本原稿の基となった現地データは、厳しい観測環境のなか、波崎海洋研究施設常駐メンバーの献身的観測によって取得されたものである。ここに記して感謝の意を表します。

参考文献

- 内山雄介・栗山善昭（2003）：仙台湾蒲生干潟前面海浜地形の中期地形変動に関する複素主成分解析，土木学会論文集，No.747, pp.135-153.
- 加藤一正・柳嶋慎一・村上裕幸・末次広児（1987）：汀線位置の短期変動特性とそのモデル化の試み，港湾技術研究所報告，第26巻，第2号，pp.63-96.
- 加藤一正・柳嶋慎一・栗山善昭・磯上知良（1989）：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・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観測―，港湾技術研究所報告，第29巻，第2号，pp.37-61.
- 気象庁：ホームページ，気候と海洋の知識，太平洋に変動中心を持つ海面水温の偏差パターン，http://www.data.kishou.go.jp/db/climate/knowledge/pdo/pdo_doc.html#PDO_INDEX
- 北野利一・中野 晋・岡 彰紀・間瀬 肇（1999）：主成分分析による新たな地形変動分析法に関する理論的検討，海岸工学論文集，第46巻，pp.626-630, 1999.
- 栗山善昭・加藤一正・尾崎 靖（1992）：沿岸流速分布の類型化と支配要因の検討，海岸工学論文集，第39巻，pp.196-200.
- 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, pp.115-128.
- 栗山善昭・中島 剛・上堂茜孝一・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.
- 栗山善昭・伊東啓勝・柳嶋慎一（2005）：長期現地観測データに基づく卓越沿岸流の岸沖分布の検討，土木学会論文集，No.803/II-73, pp.145-453.
- 栗山善昭・伊東啓勝・柳嶋慎一（2006）：沿岸砂州の中・長期変動特性およびその影響要因，土木学会土木学会論文集 B, Vol. 62, No. 3, pp.294-302.
- 鈴木崇之・栗山善昭（2006）：波崎海岸における汀線位置の長期変動特性，海岸工学論文集，第53巻，pp.621-625.
- 鈴木崇之・栗山善昭（2008）：汀線位置の長周期変動に対する汀線変化量と波浪エネルギーおよび沿岸流速との関係，土

- 木学会論文集 B, Vol. 64, No. 4, pp. 280-290.
- 田中茂信・小荒井衛・深沢満 (1993) : 地形図の比較による全国の海岸線変化, 海岸工学論文集, 第 40 巻, pp.416-420.
- 横木裕宗・三村信男・佐藤圭輔 (1998) : 主成分分析を用いた大洗港周辺の海浜地形解析, 海岸工学論文集, 第 45 巻, pp.571-575, 1998.
- Kuriyama, Y. and Lee, J. H. (2001): Medium-term beach profile change on a bar-trough region at Hasaki, Japan, investigated with complex principal component analysis, *Coastal Sediments '01*, ASCE, pp.959-968.
- Kuriyama, Y., Mochizuki, N. and Nakashima, T. (2005): Influence of vegetation on aeolian sand transport rate from a backshore to a foredune at Hasaki, Japan, *Sedimentology*, 52, pp. 1123-1132, doi: 10.1111/j.1365-3091.2005.00734.x
- Liang, G. and Seymour, R. (1991): Complex principal component analysis of wave-like sand motions, *Coastal Sediments '91*, ASCE, pp.2175-2186.
- Mantua, N.J., Hare, S. R., Zhang, Y., Wallace, J. M. and Francis, R. C. (1997): A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production., *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, pp.1069-1079.
- Ruessink, B. G., van Enkevort, I. M. J., Kingston, K. S. and Davidson, M. A. (2000): Analysis of observed two- and three-dimensional nearshore bar behaviour, *Marine Geology*, Vol. 169, pp.161-183.
- Sato, S. (1996): Effects of winds and breaking waves on large-scale coastal currents developed by winter storms in Japan Sea, *Coastal Eng. in Japan*, Vo.39, No.2, pp.129-144.
- Yates, M. L., Guza, R.T. and O'Reilly, W.C. (2009): Equilibrium shoreline response: observation and modeling, *J. Geophysical Res.*, Vol. 114, C09014, doi:10.1029/2009JC005359.