

鳥取砂丘海岸の海底地形の変化

木村 晃・大野賢一^{*1}
鳥取大学社会基盤工学専攻・鳥取大学総合メディア基盤センター^{*1}

Bathymetric Changes along Tottori Sand Dune Coast

Akira KIMURA and Kenichi OHNO^{*1}
Department of Management of Social Systems and Civil Engineering
Tottori University, Tottori, 680-8552, Japan
E-mail: kimura@sse.tottori-u.ac.jp
^{*1} Information Media Center, Tottori University

Abstract: The present study deals with a short-term change of an offshore bar topology along Tottori coast during 5 years (2004-2009). This coast has a multiple offshore bar system. An inner bar lies around 100m offshore and an outer bar lies between 250m and 500m offshore. The outer bars have crescentic feature with an offshore convexity. Wave lengths of the outer bar are 500m ~ 1000m and shows small yearly change. The shore line has a cusping feature. Their wave lengths are 300m ~ 450m. Inner bars also show crescentic feature in winter. The wave length ratio of cusp and inner bar to outer bar is roughly 1: 1:2. In early winter, amplitude of the outer bar reduces and in the late winter, it grows again. The difference reaches to 100m. This change seems corresponding to the integrated incident wave energy.

Key Words: Beach topography, Cusp, Bathymetry, Offshore bar system, Crescentic bar, Rip current, Rip channel

1. はじめに

著者らは2004年4月より鳥取砂丘海岸で定期的な(1日1回)観測を開始し、約5年のデータをもとに海岸および海底地形の変化について検討を続けている。観測は主としてビデオカメラによる撮影とGPSによる測量を実施している。ビデオ画像はARGUS法により解析を行っている。この方法はリモートセンシングの1手法であり、砕波に伴って発生する気泡の量と画像の輝度との関係等を用いて海底地形などを推定する技法である。具体的にはたとえば数分間連続撮影したデジタルビデオ画像をすべて重ね合わせ、平均化して作成した画像を用いて検討を行う方法である。この方法は1940年代、すでにWiegell [1]らによって原理的な検討は開始されていたようであるが、本格的な研究は20年ほど前から開始された(Lippmannら [2], Stockdonら [3])。現在、オレゴン州立大、デルフト水理、ニュー・サウスウ

エルズ大、リバプール大、我が国では国土交通省(鈴木ら[4-6])のグループにより継続的な観測・研究が行われている(国土交通省は中止)。

2. 鳥取砂丘海岸での観測と画像処理



写真-1 ARGUS 画像



写真-2(a) 座標変換後の ARGUS 画像 2004 年 8 月 8 日

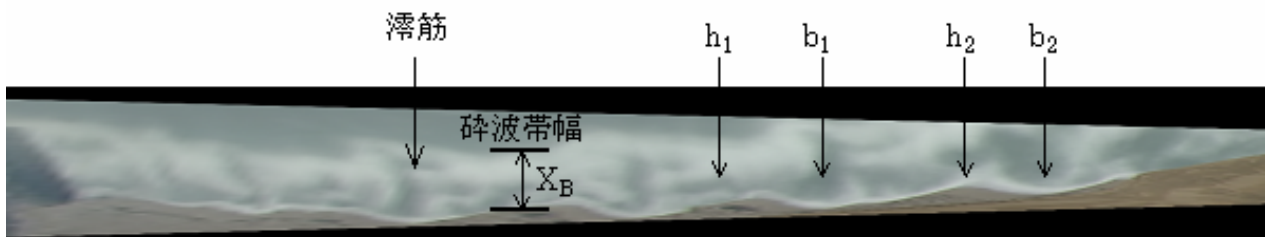


写真-2(b) 座標変換後の ARGUS 画像 2005 年 1 月 22 日

観測は1日1回、鳥取砂丘海岸のほぼ中央に位置する一つ山（標高110m）の中腹、高さ70mの位置から5方向に向かって行っている。観測に用いているビデオカメラはSONY製DCR-VX2000, HDR-FX1, HDR-FX1000である。1回1方向の撮影は平均5分間とした。撮影した画像はパソコンを用いてDVあるいはHDV形式の圧縮ファイルをaviファイルに変換して解析に用いた。

写真-1は平均化したビデオ画像（ARGUS画像）の1例である。このような画像を次に示す方法で座標変換し、写真地図を作成した。すなわち、ビデオ画像中にはいくつかの参照点を写しこんでおき、これらの地図上の位置と画像上の位置とが対応するようにビデオ画像の座標変換を行った。座標変換には共線条件方程式（春日屋，[7]）を用いた。すなわち地上の座標系を X, Y, Z とし、撮影点の地上座標を $O(X_0, Y_0, Z_0)$ 、任意点の地上座標 $P(X, Y, Z)$ と、撮影した画像上の P 点の座標を以下のように関連づけた。地上座標はGPSを使用して測量し、CARSAT32 [8]を用いて平面座標を計算した。

画像の中央の座標を $(0, 0)$ とし、点 P の画像上の座標を (x, y) として、次式が成立するように定数 ω, φ および κ を決定する。

$$x = -f \frac{m_{11}(X_0 - X) + m_{12}(Y_0 - Y) + m_{13}(Z_0 - Z)}{m_{31}(X_0 - X) + m_{32}(Y_0 - Y) + m_{33}(Z_0 - Z)} \quad (1)$$

$$y = -f \frac{m_{21}(X_0 - X) + m_{22}(Y_0 - Y) + m_{23}(Z_0 - Z)}{m_{31}(X_0 - X) + m_{32}(Y_0 - Y) + m_{33}(Z_0 - Z)} \quad (2)$$

ここに

$$\begin{aligned} m_{11} &= \cos \varphi \cos \kappa \\ m_{12} &= \sin \omega \sin \varphi \cos \kappa + \cos \omega \sin \kappa \\ m_{13} &= -\cos \omega \sin \varphi \cos \kappa + \sin \omega \sin \kappa \\ m_{21} &= -\cos \varphi \sin \kappa \\ m_{22} &= -\sin \omega \sin \varphi \sin \kappa + \cos \omega \cos \kappa \\ m_{23} &= \cos \omega \sin \varphi \sin \kappa + \sin \omega \cos \kappa \\ m_{31} &= \sin \varphi \\ m_{32} &= -\sin \omega \cos \varphi \\ m_{33} &= \cos \omega \cos \varphi \end{aligned} \quad (3)$$

である。 ω, φ および κ は画像上の点と地上点とを標定する際に用いるそれぞれ X, Y, Z 軸まわりの回転角である。また f はビデオカメラの焦点距離である。地上の座標系はカメラの光軸の方向に Y 軸、これと直角海側方向に X 軸、鉛直上方に Z 軸を取った。

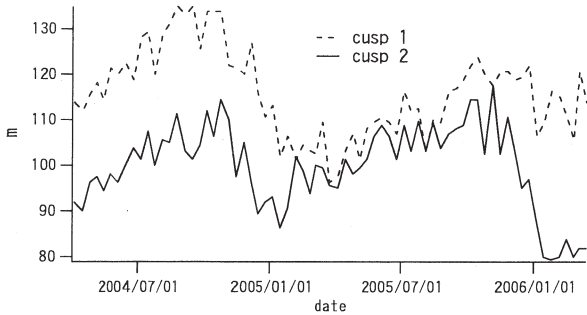


図-1(a) カスプの horn の位置の岸沖方向の変化

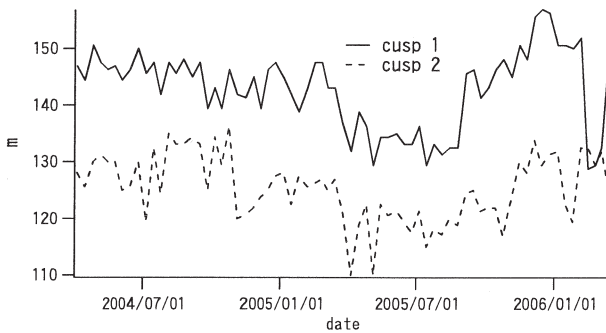


図-1(b) カスプの bay の位置の岸沖方向の変化

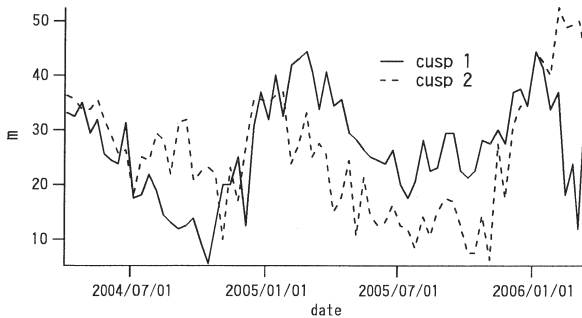


図-2 カスプの振幅の変化

画像上の座標軸は画面右側方向に x 軸, 上方に y 軸を取った. 原理的には2点について地上点と画像点とを対応させて得られる連立方程式を解いて ω , φ , κ および f の値を決定すればよいが, 読み取り誤差, 丸め誤差などがあるので複数の点の ω , φ および κ より正規方程式を作り, これを連立させて解くほうがよい. ただし, 撮影時に φ および κ が0になるように工夫すれば f は近似的に次のように決定できて, 未

知数は ω だけになる. すなわち, 画像に写しこんだ地上座標点 A および B のそれぞれの地上座標を (X_A, Y_A) および (X_B, Y_B) , 点 A および B の画像上の座標をそれぞれ (x_A, y_A) および (x_B, y_B) とすると, φ , κ を0とすれば式(1)より

$$\frac{x_A - x_B}{f} = \frac{X_0 - X_A}{\sin \omega (Y_0 - Y_A) - \cos \omega (Z_0 - Z_A)} - \frac{X_0 - X_B}{\sin \omega (Y_0 - Y_B) - \cos \omega (Z_0 - Z_B)} \quad (4)$$

となる. 式(2)を用いた場合,

$$\frac{y_A - y_B}{f} = \frac{\cos \omega (Y_0 - Y_A) + \sin \omega (Z_0 - Z_A)}{\sin \omega (Y_0 - Y_A) - \cos \omega (Z_0 - Z_A)} - \frac{\cos \omega (Y_0 - Y_B) + \sin \omega (Z_0 - Z_B)}{\sin \omega (Y_0 - Y_B) - \cos \omega (Z_0 - Z_B)} \quad (5)$$

となる. 式(4), (5)とも撮影点と A, B 両点が海面と同じレベル($Z = 0$)にあり, 画像上でほぼ水平な位置関係にある場合は $\omega \approx \pi/2$ とすることができるので f を簡単に計算することができる. ω が $\pi/2$ と多少ずれている場合であっても, 上の近似の結果が f の値に及ぼす影響は小さい. ω のより正確な値は繰り返し計算によって決定した. すなわち, まず ω を仮定し, 画像を変換して作成した写真地図を作成する. これと実際の地図とを比較し, 両者が一致するまで仮定を繰り返して ω を決定した.

写真-1 をもとに**写真-2** のような写真地図を作成する. **写真-2** は上下 250m, 左右 2km の範囲が写っている. 写真の下側が陸 (鳥取砂丘), 上側が海である. 写真の上下左右はおおむね東西南北方向に対応している.

3. カスプ地形の特性

写真-2(a), **(b)**はそれぞれ 2004 年夏および 2005 年冬の写真地図である. 写真から, 冬期には汀線が凹凸形状を示しており, 夏期にはそれがほとんど見られないことがわかる. 冬期に見られる海岸線の凹凸をカスプと呼ぶ. ここではこの汀線の地形について

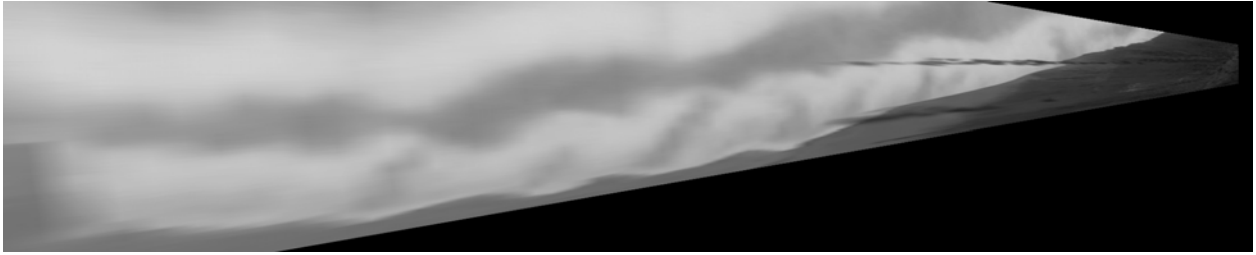


写真-3(a) 冬期高波浪時の ARGUS 画像 2005 年 1 月 17 日

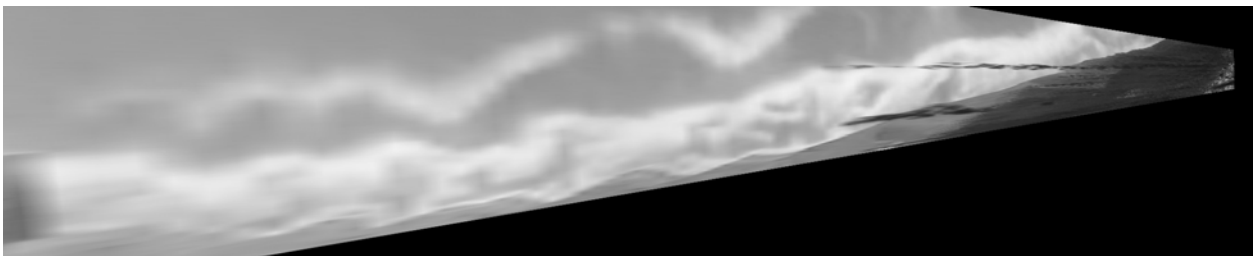


写真-3(b) 冬期高波浪時の ARGUS 画像 2005 年 2 月 26 日

検討を行った。海岸線の海側に凸な部分をカスプの horn, 隣り合う horn に挟まれた凹部を bay とよぶ。写真-2(b)にカスプの bay, (b_1, b_2)および horn (h_1, h_2), 滞筋, 砕波帯の幅 X_B などが示されている。図-1(a), (b)は(a) horn および(b) bay の位置の変化を示したものである。データは2004年4月より2006年3月までの2年間のものを用いた。図からわかるように, bay の位置は2年間大きな変化がない。一方, horn には1年周期での変動が見られる。図-2は horn の先端と bay の底の位置の差によって定義したカスプの振幅 A_{Ci} , ($= h_i - b_i : i = 1, 2$)を示したものである。図からもわかるように, 2つのカスプとも最大時は約50m, 最小値は約10m程度の値を示している。すなわち2004~2006年, このカスプは年間40~50mの前進後退を繰り返している。砂村ら[9]はカスプ地形の変化について検討を行い, 地形変化の支配パラメータとして

$$K_* = \frac{\bar{H}_B^2}{g\bar{T}^2 d} \quad (6)$$

を提案している。ここに \bar{H}_B および \bar{T} はそれぞれ日平

均の砕波波高および周期, d は底質の粒径である。ここでは \bar{H}_B, \bar{T} としてナウファスに示されている日平均の有義波高, 有義波周期を用いた。砂村らによれば K_* とカスプの一般的な関係は, $K_* > 20$ ではバー(沿岸砂州)および汀線ともほぼ直線状になり, カスプは現れない。 $5 < K_* < 20$ では, 波の減衰期と発達期に幾分の差はあるもののメガカスプあるいはジャイアントカスプが現れる。ここにメガカスプとは波長が数十から数百m, ジャイアントカスプは500~600mのものをいう。さらに $3.5 < K_* < 10$ ではバーが汀線に付着する。図-3に鳥取における2002年の1週間平均の K_* の値を示した。波のデータはナウファス(鳥取港)の値を用いた。底質の粒径は0.3mm程度であるので冬期には $K_* > 20$ となる日が頻繁に発生している。写真-3(a), (b)は冬期の高波浪時の ARGUS 画像である。波の変化に伴うカスプ地形の変化は小さい。また冬期にあっても $3.5 < K_* < 10$ となる静穏な日もあるが, これらに対してもカスプ地形はほとんど変化しない。

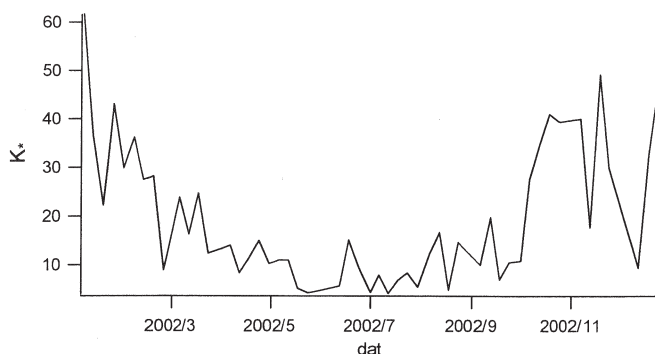


図-3 K_* の変化 (2002 年)

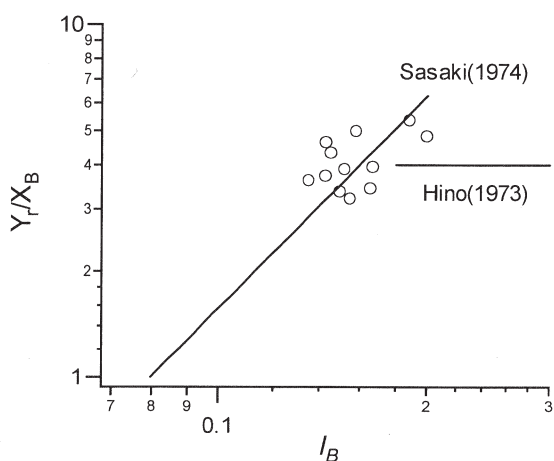


図-4 Y_r/X_B と I_B の関係

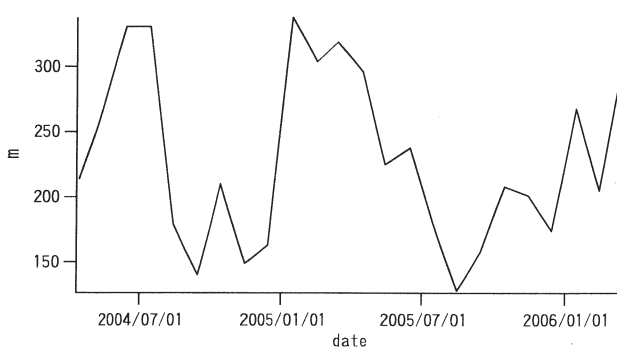


図-5 カスプの間隔の変化

4. 離岸流の発生

ここまでを示した写真にもその特徴を見ることが
できるが、ARGUS 画像では砕波帯の海底地形の特徴

が浮かび上がって見えるようになる。すなわち、水深が浅くなると波高の高い波から砕波を始める。砕波に伴って気泡が発生し、これが光を反射してその位置の画像上の輝度が高くなる。特に砂州の部分では水深の変化が大きいので砕波する波が多いので輝度が大きくなる。砂州より岸側では水深が再び大きくなるため砕波が停止し、輝度が低下して、画像上に砂州の部分の帯状の白い部分が残る。

強い離岸流が発生すると、局所的な洗堀が起こってその部分が深くなり、滞筋が形成される。この部分でも砕波が減少あるいは停止するため輝度が低下して、画像上に線状の暗い部分現れる。

ストーム時にはそれ以前に発達した砂州、滞筋などはフラッシュされて地形が更新され、波が減衰するにつれて滞筋が現れる(砂村, 1984)。滞筋が形成され始める波浪条件は K_* の値で評価すると 20~25 程度と推定される。時間の経過とともに滞筋の数が増加して間隔が不正確になる場合もあるので、解析に用いる状況は写真-4 に示すようにストーム後に初めて現れた滞筋のデータを用いた。離岸流の間隔 Y_r についてはいくつかのモデルが提案されており、佐々木[10]のモデルでは

$$Y_r = 157X_B I_r \quad (0.08 < I_r < 0.23) \quad (7)$$

ここに、 X_B は砕波帯の幅、 I_r はイリバーレン数である。日野[11]のモデルは

$$Y_r = 4.0X_B \quad (0.23 < I_r < 1.0) \quad (8)$$

である。Bowen[12]のエッジ波モデルは適用範囲がおおむね $I_r > 1.0$ であり、鳥取海岸の場合 $I_r < 0.2$ のものが多かったのでここでは比較に用いなかった。図-4 は観測値とこれらのモデルを比較したものである。図より、データが狭い範囲に集中しているが、式(7)と比較的良好な対応を示している。図-5 は horn の間隔の経年変化を示したものである。図より分かるように間隔は冬期 300m、夏期 150m 程度の値を示す。しかし、間隔は冬から夏にかけて徐々に短くなる訳ではなく、冬期は間隔の大きなカスプが卓越し、

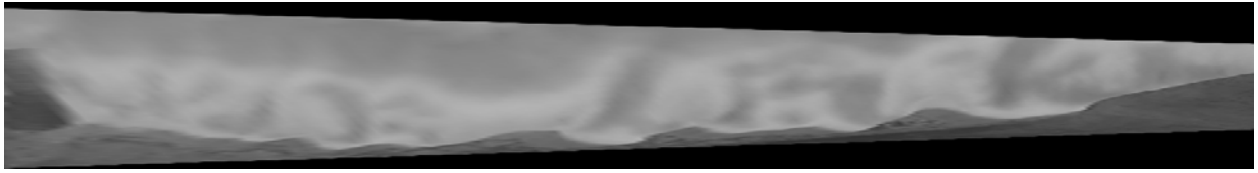


写真-4 ストーム後の滞筋の発達

夏期にはそれが間隔の小さなカस्पが卓越するため図のような変化を示すものと推定される。

5. 滞筋の発達

(1) 冬季の砂州の変化

写真-5は2004年11月から2005年2月のARGUS写真を時間の経過順に示したものである。それぞれの写真は写真中に示した日付に撮影したもので、千代川河口から東側の東西(左右)2 km, 南北(上下)250 mの範囲を示したものである。ここで示した写真撮影時の有義波高は各写真とも2 m前後であった。写真に見られるように、11月初旬には汀線、砂州共にほぼ滑らかな直線状で、砂州は汀線に平行であるが、12月になると沿岸方向にほぼ一定の間隔(約350 m)で沖側にふくらみが現れる。このふくらみの位置にはほぼ例外なく岸から沖に向けて少し黒い筋が現れている。中央部①の部分の詳細を見ると、この部分の滞筋は12月中旬より沖に向かって伸び始め、これに伴って砂州が上に凸状のふくらみを持つようになる。12月25日にはrip channelは砂州を突き抜けて発達している。しかし1月13日(2005年)には滞筋の先端を埋め戻すように砂州が発達している。

この後①の部分では滞筋が砂州を切断することはなく、沿岸砂州で止められて左右に広がるような滞筋の発達が見られる。汀線には滞筋の発達に対応するようにカस्प地形が発達してくる。すなわち滞筋の部分はbayとなり、滞筋と隣の滞筋の中間部分はhornが現れる。②の部分に現れている滞筋についても同じような変化が見られる。後で示すように

2004~2005年の冬期は鳥取海岸には有義波高が3 mを超える高波浪も来襲しているが、沿岸方向の滞筋の位置には大きな変化は見られず砂州の凸形状は保存されている。

(2) 春~秋の砂州の変化

写真-6は写真-5と同じ範囲の2005年の春から秋にかけて砂州の凹凸が次第に消滅してゆく過程を示した写真である。ここに示した期間の高波浪時の有義波高はおおむね1.5 mであった。カस्प地形は次第に消滅し、全域(特に①、②の部分で顕著)で砂州の凸部が次第に不明瞭になり、滞筋が埋められて砂州が次第に汀線に平行になる過程を見ることが出来る。

6. 沿岸砂州の消長

5.では滞筋の発達について検討を行った。ここでは沿岸、岸沖方向の砂州の変形について検討を行う。写真-7は砂州の位置の定義を示したものである。沿岸砂州の凹凸は汀線のhorn, bayと対応しているものとして汀線のbayの凹部の岸方向の頂点(滞筋の出発位置)と砂州凸部の頂点の上下方向の距離を X_b 、汀線のhornの位置と沿岸砂州の凹部の頂点の上下方向の距離を X_h として写真からこれらの値を読みとった。写真はいずれも有義波高が2 m前後で砂州の凹凸がはっきり写っているものを選んで用いた。

図-6は X_b と X_h の値を2004年4月から2007年3月までプロットしたものである。夏期に高波浪の出現回数が少ないが、おおむね次のような特長を読みとることが出来る。すなわち、冬期には X_b の値が大

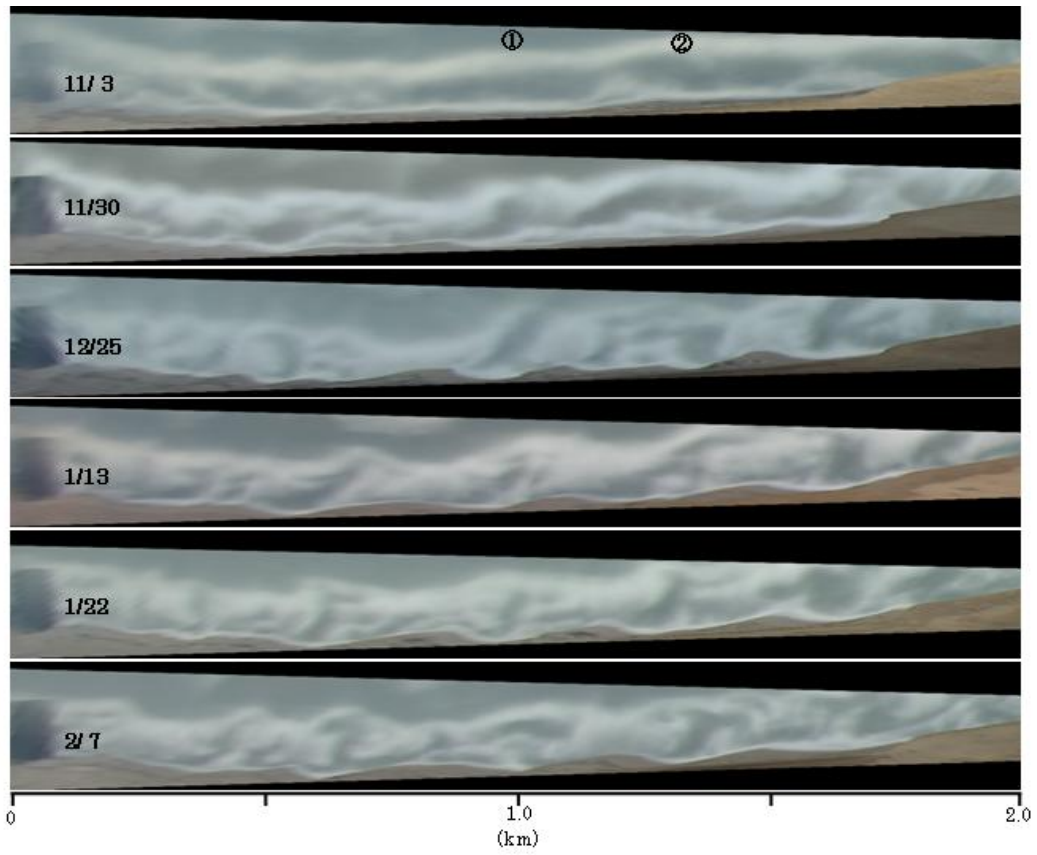


写真-5 滞筋の発達 (2004年~2005年)

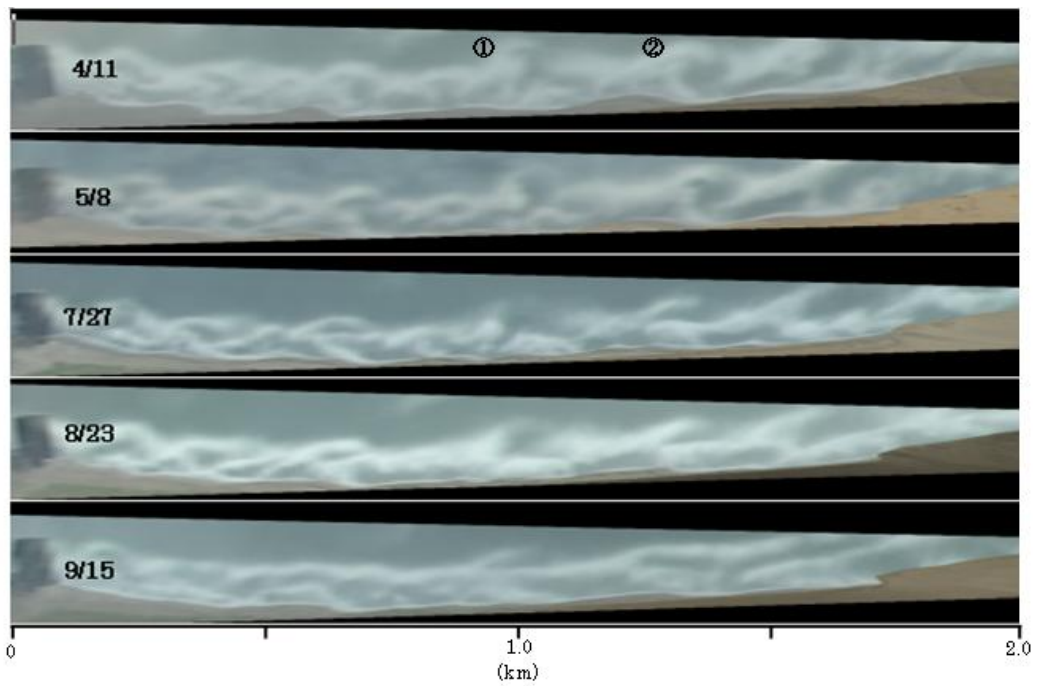


写真-6 滞筋の消滅 (2005年)

きくなり、夏期には減少して X_h の値に近づく。 X_h も冬期は幾分増加する。すなわち沖側に移動する傾向が見られ、夏期にかけて幾分岸に近づいてくる。しかし汀線から 50 m より岸に近づくことはない。この海岸でも冬期は $K_* > 20$ となる期間はかなり長いが、砂州は写真-5のように凹凸を保ったままである。また $K_* < 20$ となる夏期ではむしろ砂州が直線状になってくる。このように鳥取海岸は砂村らのモデルと異なる特長を示す。

7. カスプの消長

図-7は2004年4月から2007年3月までの間の汀線に現れたカスプの振幅の変化を示したものである。図より、2004年~2005年には振幅が40 m、2005年~2006年の冬期には50 mの安定的なカスプ地形が現れているが、2006年から2007年の冬期には30 m以下であり、短期間の出現・消滅を繰り返している。この冬は12月頃にはカスプの形成が始まったが、1月上旬に大きなストームがあり、それ以後には波長の短いカスプは現れたが、過去2年のようなジャイ

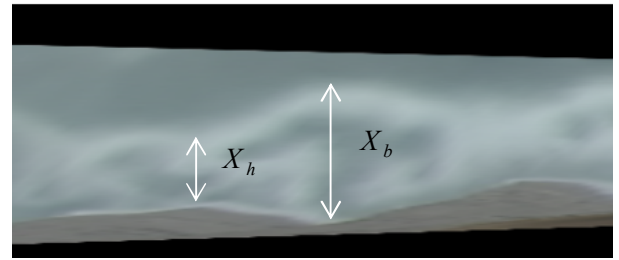


写真-7 X_b と X_h の定義

アントカスプは現れなかった。

図-8は過去3年間の日平均有義波高をプロットしたものである(ナウファス:鳥取[13])。図に見る限り2006年~2007年の冬期も例年のように高波浪が現れている。ただこの年の波の特長は過去2年に比べて高波浪が間欠的に出現している点である。この違いを検討するため、冬期の高波浪時にはカスプが発達し、夏期の静穏時にはカスプが消滅するという過去の結果を、高波浪時の波エネルギーがある基準値 E_c を超えた場合にカスプが成長し、それ以下になると減衰すると考えて次の値を用いて過去2年の波浪と比較を行った。

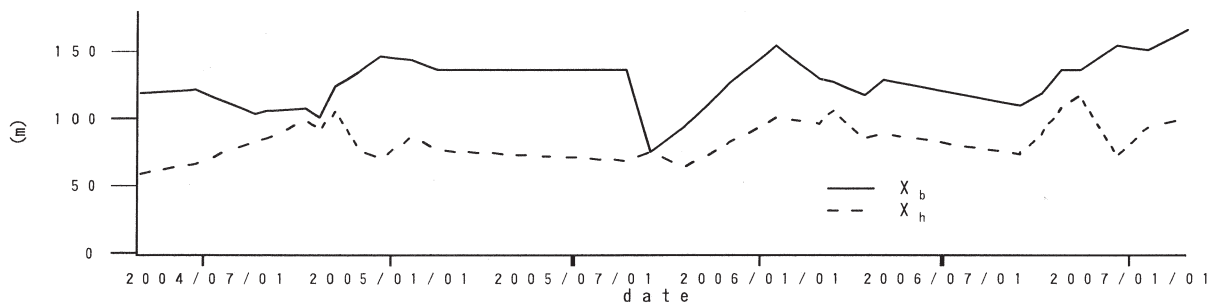


図-6 bay と horn の位置における汀線から砂州までの距離

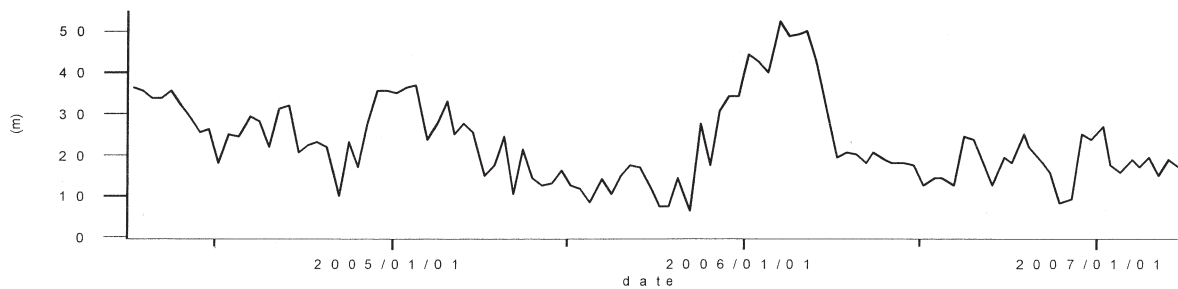


図-7 2004年4月~2007年3月のカスプの振幅

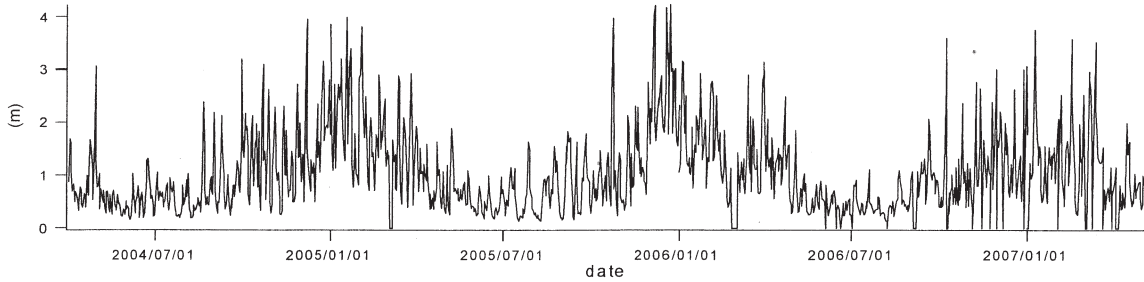
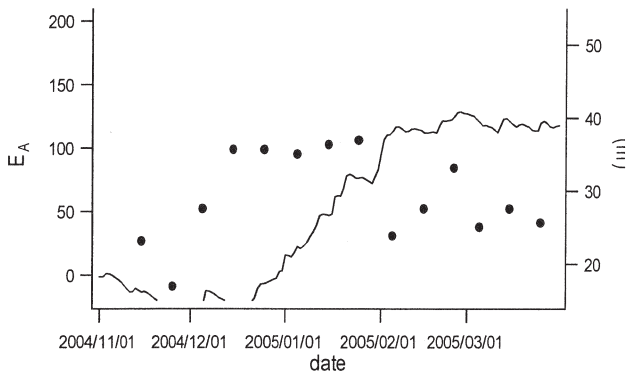
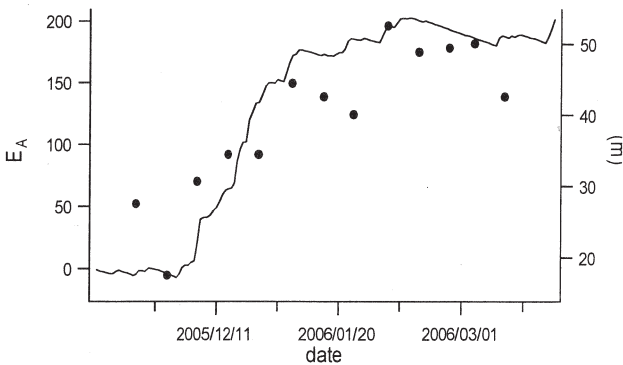


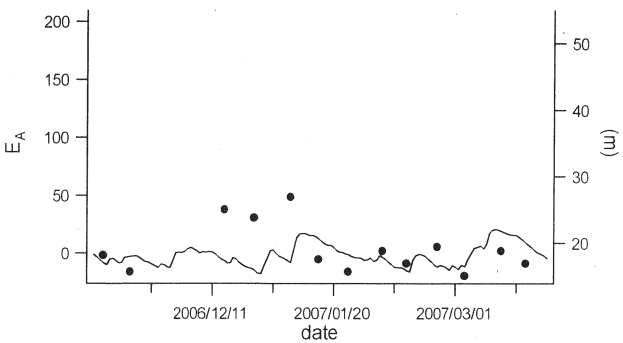
図-8 2004年4月～2007年3月の日平均有義波高 (ナウファス：鳥取)



(a) 2004-2005



(b) 2005-2006



(c) 2006-2007

図-9 E_Aとカスピの振幅の関係

$$E^* = A(E_H - E_C) \tag{9}$$

ここにAは定数,

$$E_H = H_{1/3}^2, \quad E_C = H_C^2$$

である. 1日に来襲する汀線方向単位幅あたりの波エネルギーWは, 群速度C_Gを√ghで近似するとE√ghT_dと与えられる. ここにE = ρgH²/8, T_dは1日の時間である. hを砕波水深で近似してこれを3年とも同じ一定値を用いることにすればWは波高の2乗に比例する. したがって式(9)の定数をA = 8/ρg√ghT_dとした. H_{1/3}としては日平均有義波高, H_CとしてはEの積算値E_Aとカスピの振幅との変化の対応が良好であった1.6mを用いた. E_Aは

$$E_A(N) = \sum_{i=0}^N E_i^* \tag{10}$$

と与えられる. ここにNは高波浪開始日(i = 1)からの日数である.

図-9は各年の11月1日から3月30日の間の毎日のE_A(実線)をプロットしたものである. 高波浪開始日は11月1日とした. 図中には同じ期間のカスピの振幅を●印で示した. ただし座標軸は右側である. (a)から(c)の各図を比較するとE_Aの値が年毎にかなり大きく変わることがわかる. 図-8からわかるように, 3年とも年最大の有義波高(日平均)はいずれも4m程度のものが来襲しているが, 図-9のような差が現れているのは高波浪の出現間隔の差と考えられる. 2004年は12月下旬, 2005年は12月上旬からE_Aの値が増加し始めている. これに対して2006年

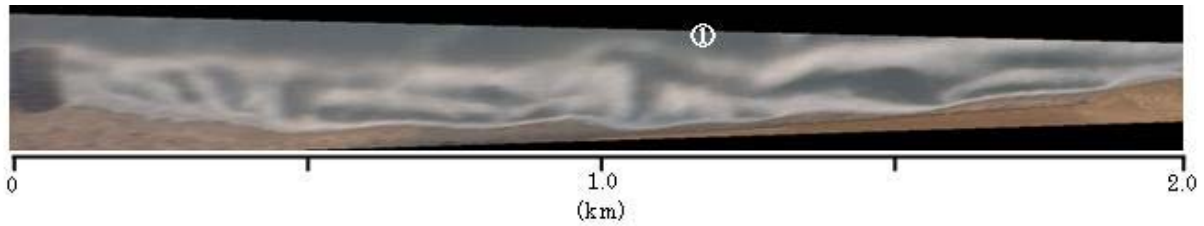


写真-8 滞筋 (2007年1月10日)

は増加傾向が見られない。2004年～2005年の冬期はカस्प（●印）の成長の方が E_A の増加より約2週間ほど早めに現れているが、2005年～2006年の冬期にはカस्पの発達と E_A とは良い対応を示している。また2006年～2007年の冬期も両者の対応は良好である。

写真-5, 6に見られるように、カस्पと沖に発生する砂州の凹凸は対応する。2006年から2007年の冬期にもカस्पの振幅は小さいものの、図-6に見られるように、砂州は大きく沖側に凸形状になっていることを示している。しかしこの期間には例年（写真-5）のように大きな滞筋が現れておらず、むしろ写真-8の①の部分のように沿岸方向の大きな滞筋が見られた。小さな滞筋の発生は見られたが場所が一定していなかった。

8. Outer bar

(1) 波長

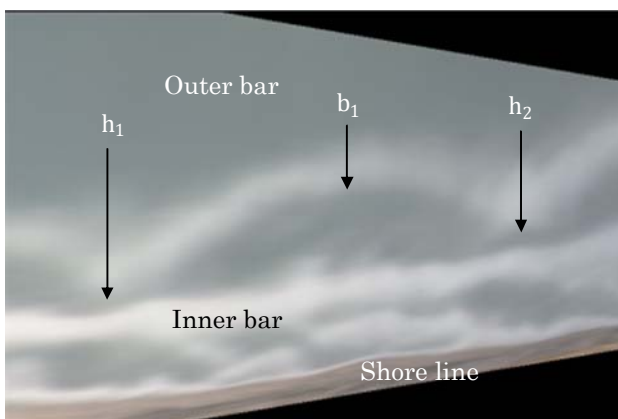


写真-9 Outer bar の Horn, Bay

ここでは outer bar について検討を行う。鳥取砂丘海岸は少なくとも2段の沿岸砂州システムをもつ。すなわちここまで説明した沿岸砂州 (inner bar) の沖側にもう一段の砂州 (outer bar) が存在する。outer bar は高波浪時にその上で波が砕波することで存在が確認できる。写真-9には汀線, inner barの沖に outer bar の存在が確認できる。写真中に outer bar の horn, bayの位置を示した。写真-10は2005年2月から2006年9月の鳥取港東防波堤を起点とする1km (南北) × 4km (東西) の区間の ARGUS 写真である。写真より outer bar はいずれも沖側に凸な形状を示している。

図-10は写真-10のほぼ中央部（鳥取港から2km付近）の outer bar の horn, h_1 , h_2 の沿岸方向の位置の変化を2004年秋から2008年春まで示したものである。Outer bar は水深4m付近に存在し、波高が3m以上でないとこの付近で砕波しないため、夏季には ARGUS 画像に砂州が現れない。したがって春から秋にかけては台風などによる波がない限り砂州の位置を確認することができない。しかしながら、Outer bar は年間を通じて位置、形状ともあまり変化しないので、bar を見ることのできない春から秋の期間はほぼ変化がないと推定される。図から h_1 (+印), h_2 (○印)とも4年間大きな位置の変化はないが、平均的には、両方とも4年間に150m程度西に移動している。 h_1 , h_2 の位置の沿岸方向の季節による変動は各年とも200m以下で、変動がある場合でも+, ○印の変化はほぼ平行に変動している。

図-10には h_1 と h_2 との沿岸方向の距離すなわち

鳥取大学大学院工学研究科/工学部研究報告第40号

outer bar の波長 (△印) を合わせて示した. 図からわかるように波長は 800m から 1000m の間で変動するものの 4 年間平均してみると平均値は約 900m とほぼ一定している. 写真-10 からわかるように図-10 に示した砂州の西側 (鳥取港側) にも 2 つの弧状砂

州 (outer bar) が存在する.

図-11 はこれらの砂州の約 3 年間にわたる波長の変化を示したものである. ○印が鳥取港側 (L_1), △印がそれより東側 (L_2) の砂州の波長である. ○印の砂州の一部は千代川の河口 (幅約 200m) にかかっ

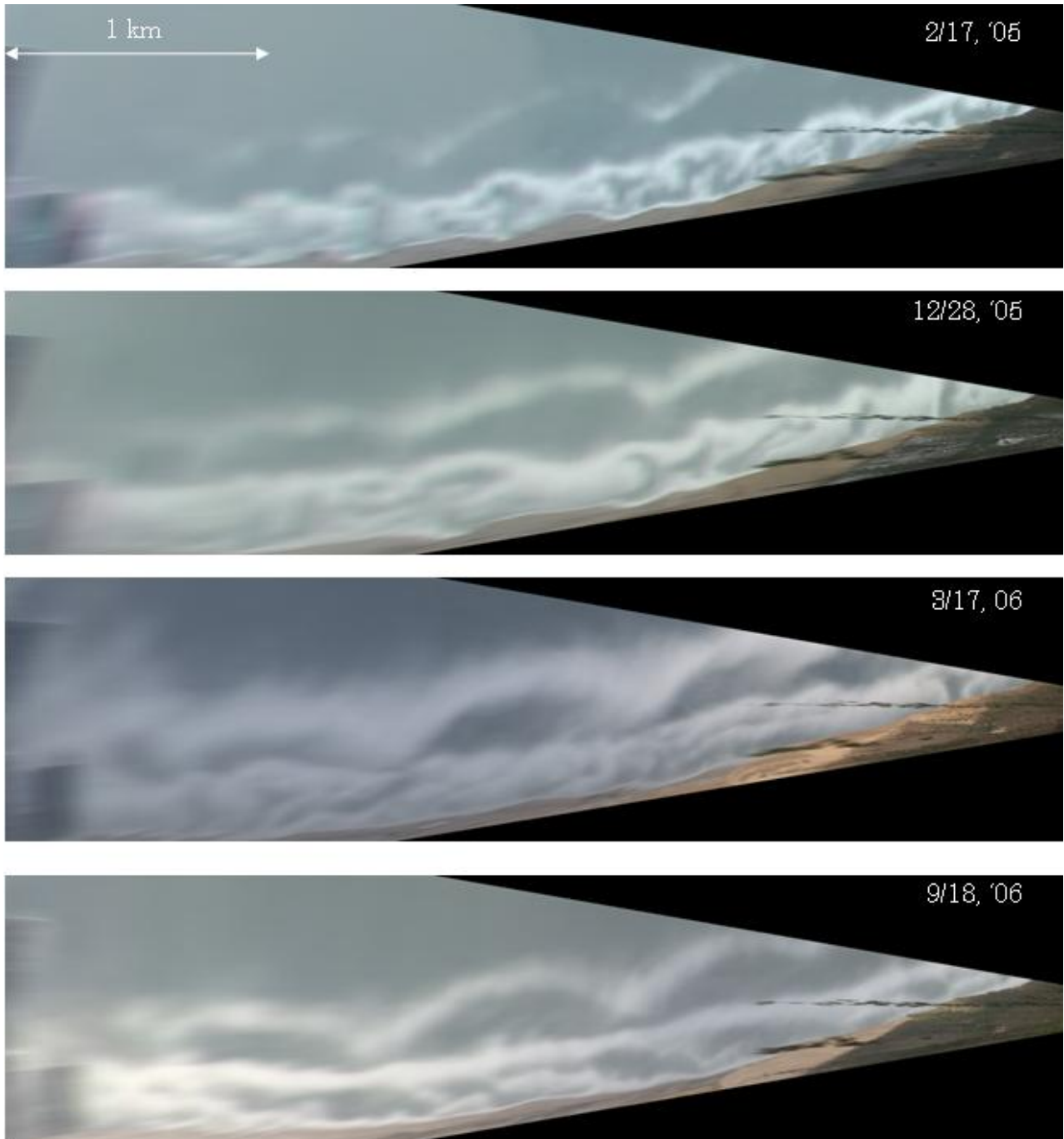


写真-10 鳥取砂丘海岸の ARGUS 画像

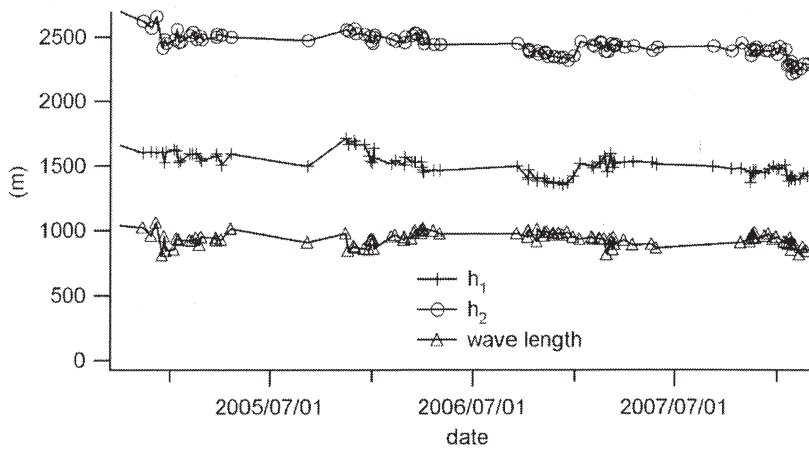


図-10 Outer bar の horn の沿岸方向の位置と bar の波長

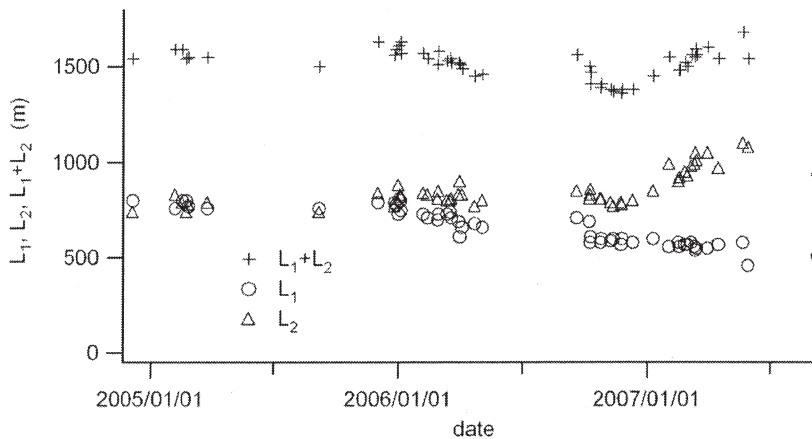


図-11 Outer bar の波長, L_1 : 鳥取港側, L_2 : 東側

ている。図からこの砂州の波長は 2005 年初頭の約 750m から約 3 年で 500m 程度まで短くなっている。

特に 2006 年初頭からの変化が大きい。一方, Δ 印の砂州は逆に 2006 年初頭から波長が大きくなり, 2007 年夏頃には 1050m 程度まで長くなっている。同じ図中に両方の波長の和を $+$ 印で合わせて示した。図からわかるように 2007 年初頭に 100m ほど短くなっているもののその後回復しており, 約 1500m とほぼ一定値を保っている。

(2) 振幅

鳥取港から東側 2km 付近の outer bar の h_1 , h_2 なら

びに b_1 の汀線からの距離を示したものが図-12 である。図中には弧状砂州の bay の位置 b_1 (○印), 西側の horn の位置 h_1 (+印), 東側の horn の位置 h_2 (△印) の汀線からの距離を示した。図より ○印は 2005 年初頭には沖合 450m 付近にあったが, 2008 年 1 月には沖合 400m まで緩やかではあるが近づいてきている。一方 h_1 , h_2 は 2006 年の秋に 200m まで岸に近づいたこともあるが, 平均的には汀線から 300m 付近にあり, 2005 年から 3 年の間も増減の傾向は見られない。ただ, h_1 , h_2 とも, 各年とも 1 月はじめから 4 月にかけて次第に岸に近づく傾向を示す。しかし, この図に示した 3 年間, h_1 , h_2 と b_1 とは少なくとも

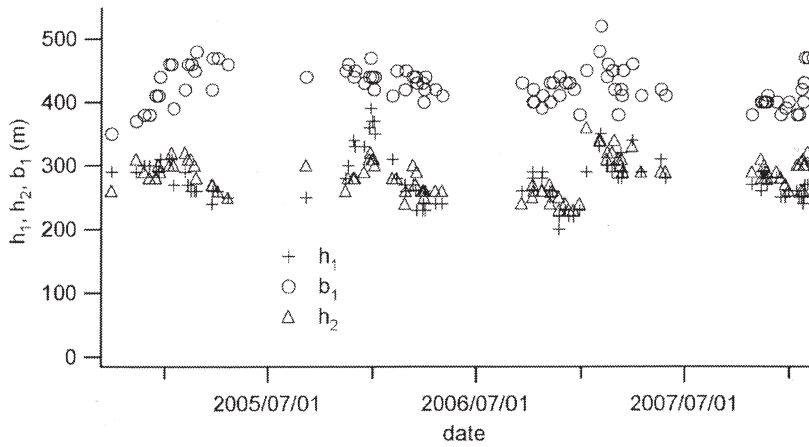


図-12 Outer bar の horn, bay の汀線からの距離

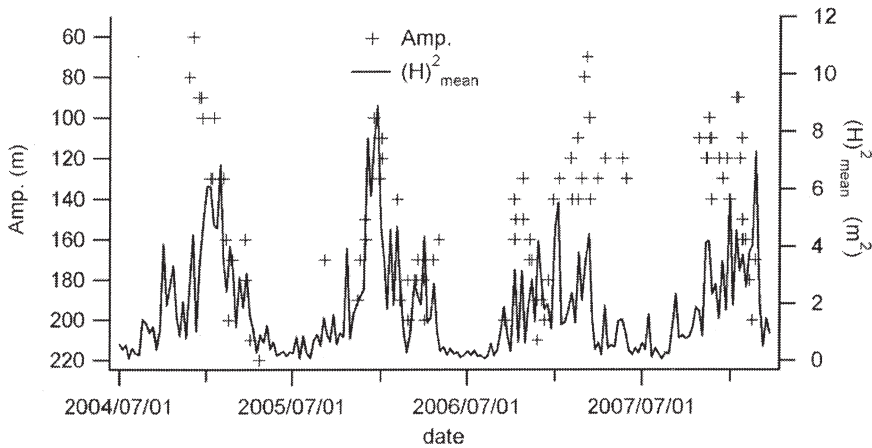


図-13 Outer bar の振幅と波高の2乗の1週間の平均値の変化

50m~150m の距離を保っている。すなわち、冬季には幾分振幅が減少するものの、outer bar は常に弧状を保っているといえる。ここで振幅とは写真-9 で示した h_1 , h_2 の2点を直線で結び、この直線に b_1 からおろした垂線の長さである。写真-10 の上2枚の写真を比較すると2月のもののほうが凹凸が大きい。この特性を検討するために弧状砂州の振幅を検討した。

図-13 に振幅 (+印) の変化を示した。比較のために振幅の目盛り (左縦軸) は大小が逆に取ってある。図より、2005年、2006年は両年とも初冬より振幅が増加し、5月頃から10月頃までは約200m と最大の振幅を示し、晩秋から初冬にかけて100m 程度

小さくなる。夏期は bar が確認できないが、波は静穏であるので、夏期には砂州の形状に変化はないと推定される。2007年はそれ以前の2年間と異なる性質を示す。すなわち、2007年初冬から振幅の増加がみられず、2008年初めから振幅の増加傾向が観察されている。2007年は暖冬で来襲波も波高の大きなものは少なく、かつ間欠的で、冬季に通常見られる汀線のカस्प地形もほとんど発達しなかった。2005年、2006年にみられた outer bar の振幅の回復もこのような他の現象と関係するものと推定される。図-13 には合わせて平均波高の2乗の値を示した。図中で実線は波高の2乗の1週間の平均値 (右側目盛) である。波浪データはナウファスによった。2005年、2006

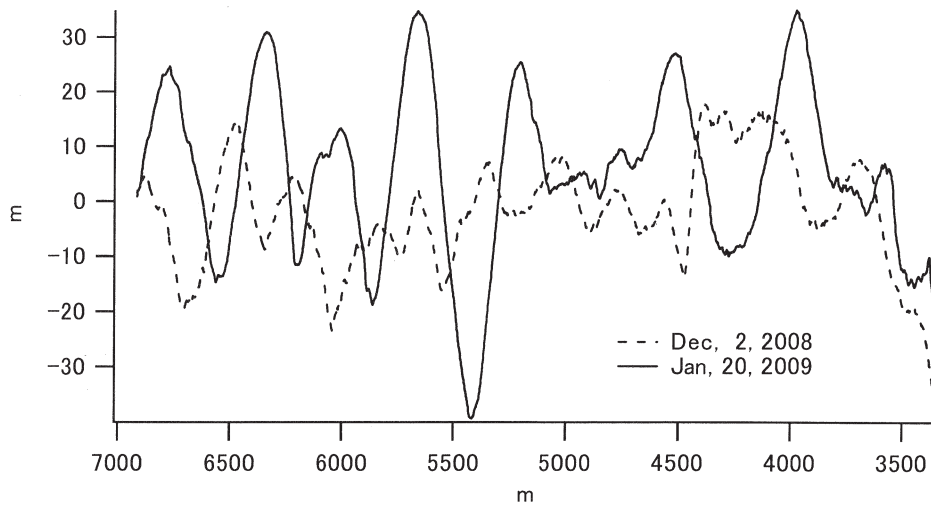


図-14 平均位置からの汀線

年の2年間、波エネルギーの増加とともに bar の振幅が減少し、エネルギーが減少するにつれて増加する傾向を示している。2007年はこれら2年間と大きく異なる傾向がみられる。すなわち、波エネルギーの増加とともに bar の振幅の減少がみられるものの、エネルギーが減少した春になっても振幅が大きくなり120m程度の値を保ったまま2008年の冬季に至っている。2008年も波エネルギーが少ない傾向があり振幅の発達も2005年、2006年と幾分異なる傾向を示す。振幅の消長を2005年、2006年の記録に限って考えると、波エネルギーが増加すると bar の振幅は小さくなり、エネルギーが減少すると長くなるようである。

9. GPS 測量

2006年の秋以来 ARGUS 法による観測に加えて GPS を用いた汀線の測量を行っている。この方法では10月から2月の間、平均して週に1回アンテナを背負って移動して汀線位置の測量を行った。鳥取海岸は幅が約7.5kmの砂浜海岸であるが、海岸の東半分約3.5kmの部分に8基の人工リーフが設置してある。測量は全域にわたって実施しているが、ここではその西半分約4kmの自然海岸の区間について検

討を行う。鳥取砂丘海岸の両端の経距は約7km、緯距が約2.5kmあり、わずかに陸側に窪んだ凹状の海岸である。座標系は東端の岩戸港を原点として経度に逆向き方向にx軸、緯度方向にy軸をとった。まず、各年の第1回目の西半分4kmの部分の汀線観測データ (x_i, y_i) , $(i = 1, 2, 3, \dots)$ に対して3次多項式によ

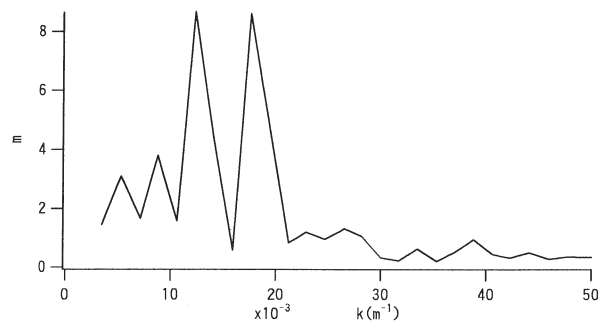


図-15 波数スペクトル (Jan.20, 2009)

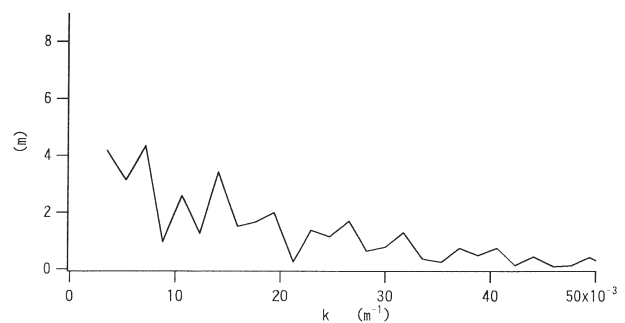


図-16 波数スペクトル (Oct.18, 2006)

鳥取大学大学院工学研究科/工学部研究報告第40号

る近似を行う. この3次多項式を $F_3(x, y)$ とする. 例年10月頃の海岸線はほぼ滑らかで, $F_3(x, y)$ は汀線の平均的な傾向に対してよい近似を与える. データ解析はGPS観測データから $F_3(x, y)$ を差し引いた値 $S(x_i, y_i)$, ($i = 1, 2, 3, \dots$)を用いた.

図-14は2008年12月2日(点線), と2009年1月20日(実線)の同じ範囲の汀線の形状を示したもので, $x = 3350 \sim 7000$ mの区間を示した. 図より, 2008年12月は小さなカスプの他5400~6200 m付近の汀線の後退, 3800~4600 m付近の汀線の前進などがみられる. 一方, 2009年1月には, 全域で波長が数百mのカスプが現れ, hornおよびbayの位置の振幅はそれぞれ30~40 mに達している($x = 5500$ m付近). したがってhorn~bay間の緯距は約80 mに達した.

図-15は2009年1月20日の図-14に示した区間の汀線データのフーリエ解析(線形の波数スペクトル)の結果である. 図より, 波数 0.0123m^{-1} と 0.0176m^{-1} にシャープなピークが表れている. これらは波長511 mおよび357 mに対応するが, 海岸線は経線に対して約 20° 傾いているので沿岸方向の波長に変

換するとそれぞれ $L_1 = 547$ m(波数 $k_1 = 0.0115\text{m}^{-1}$)および $L_2 = 381$ m(波数 $k_2 = 0.0165\text{m}^{-1}$)となる. これらの波数スペクトルのピークは1月末頃まで存在した.

写真-11はこの期間の砂丘海岸のARGUS画像であり, (a)2008年12月27日, (b)2009年1月3日および(c)2009年1月20日の画像である. 写真はいずれも左右2 km, 上下250 mの区間のものである. (a)の写真では汀線にはまだカスプ特性は表れていない. しかし, 海中には明確な滞筋が形成されており, 滞筋は(c)の写真の頃までほぼ同じ位置に存在している. また(b)の写真に見られるように, 汀線には滞筋の位置に対応してカスプのbayが表れており, 12月末からカスプが次第に成長していることが分かる. 通常, 滞筋は固定した位置に発達する性格のものでなく, 波浪によって変動する. 写真-11のケースではほぼ1ヶ月にわたって滞筋が同じ場所に維持されており, これを維持する何らかの潜在的な力の存在が推定される. 図-15に示すように2つの成分波の振幅はほぼ等しく波数が少し異なる. これらの成分波形を



(a) Dec. 27, 2009

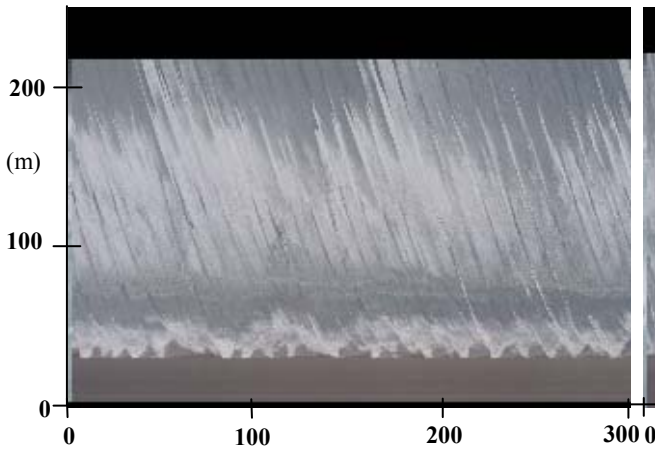


(b) Jan. 3, 2009



(c) Jan. 20, 2009

写真-11 ARGUS 画像

写真-12 タイムスタック画像 ($x = 6400$ m)

$$\eta = 2a \operatorname{cRS} \left(\frac{k_1 + k_2}{2} x \right) \operatorname{cRS} \left(\frac{k_1 - k_2}{2} x \right) \quad (11)$$

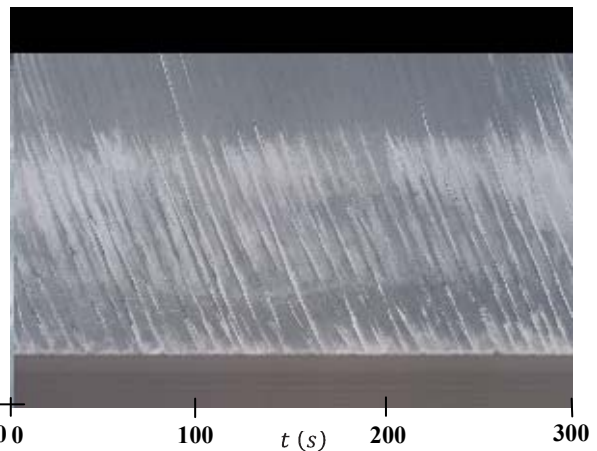
のように近似する．カスプの平均的な波数 $(k_1 + k_2)/2$ は約 0.014 m^{-1} (波長 449 m) であるが、カスプは 2513 m (波数 $(k_1 - k_2)/2$) で波形を繰り返すことになる．すなわち、岩戸～鳥取港の距離 (砂丘海岸 + 千代川の川幅) 7700 m の間で 3 回このパターンが繰り返されることになる．ただし海岸の東半分には人工リーフがあるためこの繰り返しのカスプは存在しない．

10. edge 波との比較

ここでは重複 edge 波の存在がほぼ 1 ヶ月にわたって写真-11 に滞筋を維持する力となる可能性について検討を行う．Eckart [14] によれば edge 波の波長 L と周期 T には次の関係が存在する．

$$L = \frac{gT^2}{2\pi} (2n + 1) \tan \beta \quad (12)$$

ここに n はモード数、 $\tan \beta$ は海底勾配である．鳥取海岸の海底勾配は約 $\tan \beta = 1/100$ である．波長として上の L_1, L_2 を用いると周期 T は表-1 のようになる．2009 年 1 月の入射波の $T_{1/3}$ は高々 10 s であるので、 n の値にかかわらず、これらの周期は入射波のものよりかなり大きい．したがってこれらの波は入射波と共振的に発生したものではない．写真-12 は 2008

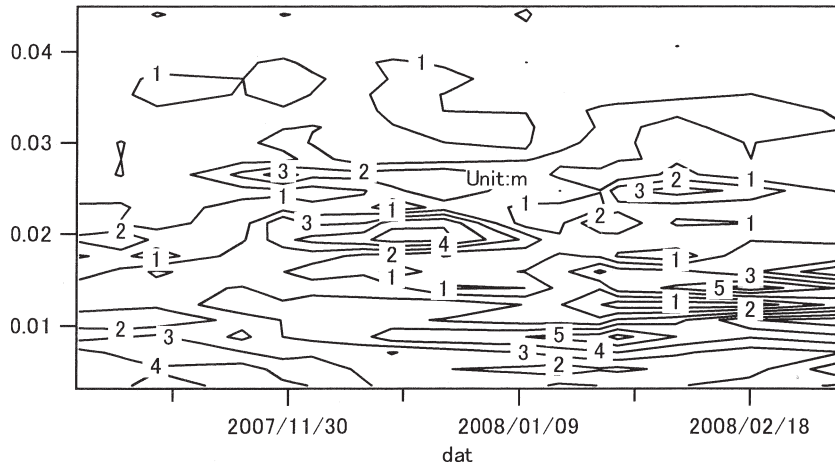
写真-13 タイムスタック画像 ($x = 6550$ m)

年 12 月 31 日の $x = 6400$ m の位置のタイムスタック画像であり、縦方向は距離、横方向は時間を表す画像である．この日の有義波高は $H_{1/3} = 2.67$ m (ナウファス：柴山港) であり、波高の大きな波は outer bar で碎波するため、outer bar より岸側では最大の波高はほぼ一定であるものと推定される．写真-12 の画像はカスプの bay の位置のものであり、もし重複 edge 波が存在すれば重複波の腹の位置に相当する

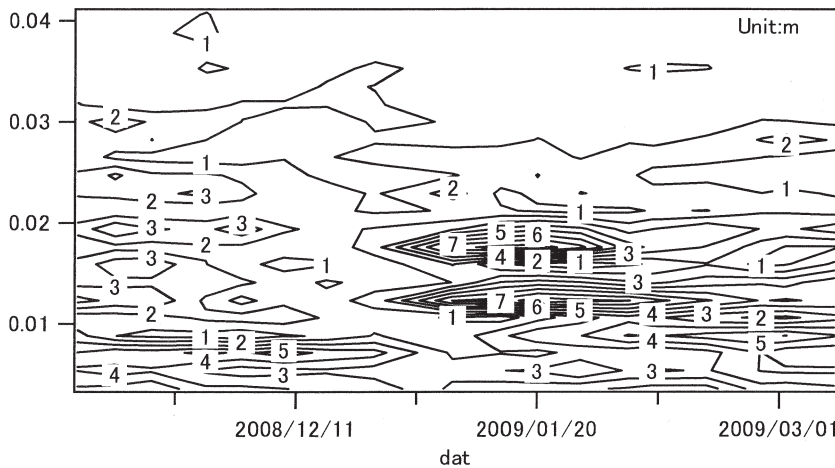
(Bowen ら [15])．画像の中に見られる白い線は碎波しながら伝播する波峰の軌跡である．画像に見られるように沖側の 2 か所で碎波開始位置がかなり沖側にシフトしている．写真-13 はカスプの horn と bay の中間位置 ($x = 6550$ m) のタイムスタック画像である．この画像から、碎波開始点に多少のばらつきはあるが写真-12 ほど大きくはない．上述したように、この日は outer bar 位置での碎波もみられたので波高の大きな波は bar の位置で碎波し、inner bar の位置では最大の波高はほぼ一定となり、碎波開始点はほぼ揃うものと考えられる．写真-13 にはこの特徴がみられる．

表-1 edge 波の周期(s)

	$n = 0$	$n = 1$	$n = 2$	$n = 3$
L_1	186.7	107.8	83.5	70.6
L_2	156.1	90.1	69.8	59.0



(a) 2007-2008



(b) 2008-2009

図-17 波数スペクトル $S_k(k)$ の変化

したがって写真-12の特徴は、これらの時間帯に逆にこの位置で水深が小さくなっていることが推定される。写真-12の砕波の発生間隔は約120sであり、ともに50s程度継続している。これが長周期の波の存在による平均水位の低下によるものと考え、オーダーとしては表-1のedge波が可能である。ただし表よりモードは $n = 1$ が可能性としては大きい。汀線の打ち上げ波形のフーリエ解析も併せて行った。データの時間長が300sと短いため、100s付近の周波数成分について精度は十分でないが、成分波の存在は検出された。写真-11(a)でられるように、汀線から40~50m付近に汀線に平行な砂州が存在する。モ

ード $n = 1$ のedge波では $x/L = 0.1 \sim 0.2$ 付近で波の位相によっては平均水位が低くなる。入射波とedge波の位相がカップリングすると平均水位の低下時にこの位置にさしかかった波は砕波しやすくなるため、この部分に見かけのbarが表れているものと推定する。この位置から推定される波長 L_1, L_2 も、図-15のものとはほぼ対応する。

11. 波数スペクトルの変化

ここでは波数スペクトルの変化について検討を行う。図-16は秋期、カスプが見られない時期の汀線の波数スペクトルである。この時期のものは低波数

部分の値が大きく高波数になるほど値が小さくなる特性を示す。12月から1月にかけて図-15のように固有の成分の振幅が大きくなりまた3月頃から秋にかけて図-16のような形状をもつようになる。図-17(a)は2007年~2008年、(b)は2008年~2009年の高波浪時期の波数スペクトル $S_k(k)$ の時間変化を示したもので、振幅の等値線図である。図よりわかるように、顕著なピークは特定の波数で現れるわけではなく、年、期間で少しずつ変化する。これより、カस्पは年ごとに異なる特性をもつことが推定される。

12. おわりに

この研究は現在も継続中であり、筆者の木村は平成22年3月で退職するが、木村、大野共に研究を継続する計画である。鳥取海岸は力学的に見て非常に興味ある研究対象と考えており、この海岸での研究を通じて、新たな海浜流モデルの開発に貢献できればと妄想をたくましくしている。

謝辞

GPS観測に協力していただいた学生(当時)の皆様に感謝に意を表します。

参考文献

- [1] Wiegel, R. L. (1947) : たとえば Lippmann ら (1989), J. Geophys. Res. *Sol.*94, No. C1, pp. 995-1011.
- [2] Lippmann, T. C. and R. A. Holman (1989) : Quantification of sand bar morphology : A video technique based on wave dissipation, J. Geophys. Res. *Sol.*94, No. C1, pp. 995-1011.
- [3] Stockdon, H. C. and R. A. Holman (2000) : Estimation of wave phase speed and nearshore bathymetry from video imagery, J. Geophys. Res. *Sol.*105, No. C9, pp. 22,015-22,033.
- [4] 鈴木高二朗ら (2002): ARGUS ビデオ解析による宮崎住吉海岸の長期地形観測, 海岸工学論文集, *Sol.* 49, pp. 571-575.
- [5] 鈴木高二朗・栗山善昭 (2004) : 住吉海岸におけるバーの長期変動について, 海岸工学論文集, *Sol.* 51, pp. 521-525.
- [6] 鈴木高二朗・小澤康彦・村上俊春・竹田 晃 (2005): ビデオ画像を用いた住吉海岸における沿岸流の長期連続観測, 海岸工学論文集, *Sol.* 52, pp. 601-605.
- [7] 春日屋伸昌 (1979) : 測量学 II, 朝倉出版, 357p.
- [8] CALSAT32(オンライン) : <http://www.geocities.co.jp/Technopolis-Mars/8632/>
- [9] 砂村継夫(1984) : Swash zone を含む砕波帯の岸沖漂砂量に関する研究, 第31回海岸工学講演会論文集, pp.316-320.
- [10] 佐々木民雄 : たとえば海岸環境工学 (本間 仁監修) (2004) : 第1編, 第6章, pp.104-123.
- [11] 日野幹雄 (1973) : 海浜流系の発生理論—単純化された理論, 第20回海講, pp.339-343.
- [12] Bowen, A. J. (1969) : The generation of longshore currents on a plane beach, J. Marine Res. *Sol.* 27, No.2, pp.206-215.
- [13] ナウファス(オンライン) : <http://www.mlit.go.jp/kowan/nowphas/index.html/>
- [14] Eckart, C. (1951) : Surface waves in water of variable depth, Wave Rep. 100, S10 Ref. 51-12, 99p. Univ. of Calif. Scripps Inst., Oceanogr.
- [15] Bowen, A. J. and D. L. Inman (1971) : Edge waves and crescentic bars, J. Geophys. Res., *Sol.*76, No.36, pp.8862-8671.

(受理 平成21年11月2日)