

X バンドレーダによる長周期遡上変動の沿岸伝播の観測

武若 聡*

X バンドレーダを用い, 台風通過時の高波浪を観測した。レーダエコーデータの解析を岸沖ライン画像, 沿岸ライン画像を作成して行った。波の遡上状況を調べ, 遡上高が相対的に大きくなる領域が沿岸方向に伝播する状況を捉えた。遡上振幅の経時変化, 周期・伝播速度の関係を解析し, 遡上変動の沿岸伝播がエッジ波によりもたらされた可能性について議論した。長周期の遡上変動は, 台風が最接近した後の入射波の周期が長くなった時間帯に増大した。長周期の変動の沿岸伝播特性 (沿岸方向伝播速度・波数) はエッジ波の分散関係式で予想される関係に近かった。

1. 緒 言

汀線近傍に見られる長周期の水位変動は, 前浜領域の侵食プロセスの中で大きな役割を果たすことが指摘されており, 日本では観測棧橋で得られた地形と波浪データの解析から多くの知見が得られている (例えば, 加藤・柳島, 1992; 島田ら, 2003)。

汀線近傍と砕波帯内の水位・流速に長周期の変動をもたらし現象の候補として, 入射波群によってもたらされるサーフビート (例えば, Symonds ら, 1982), エッジ波 (例えば, Holland・Holman, 1999), 沿岸流の不安定現象 (例えば, Oltman-Shay ら, 1989), 遡上運動の相互干渉 (例えば, 間瀬・小林, 1993) などが考えられており, これらの時空間構造の解明を目的とした観測は数多く行われている。典型的な観測手法の一つは, 波高・流速計のアレーを組み (例えば, SandyDuck '97 Coastal Field Experiment, 参照 2005-05-06), 空間的に疎ではあるが, 時間的に連続なデータから, 現象の時空間構造を推定するものである。一方, 面的な観測手法としてビデオを用いた観測がある (例えば, Holland・Holman, 1999)。ここでは, 個々の波の伝播状況を捉えた画像から長周期変動の存在を知ることは難しいが, 遡上変動の解析から砕波帯内の長周期運動の存在を推定することができる。この場合, 沿岸方向には連続的にデータを取得することが可能になり, 少なくとも数百メートルにわたる現象を直接的に論ずることが可能になる。

本研究では, 台風通過時の波浪場を X バンドレーダで観測したレーダ画像データを解析し, 遡上位置変動の経時変化と遡上変動の沿岸分布を調べた。沿岸方向に伝播する長周期の遡上変動の特性 (周期, 振幅, 伝播速度など) を解析し, これがエッジ波の伝播によりもたらされた可能性について議論する。

2. 観測の概要

X バンドレーダ観測は, 茨城県波崎町にある港湾空

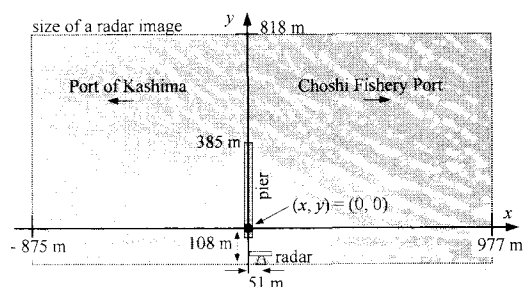


図-1 座標系とレーダ設置位置

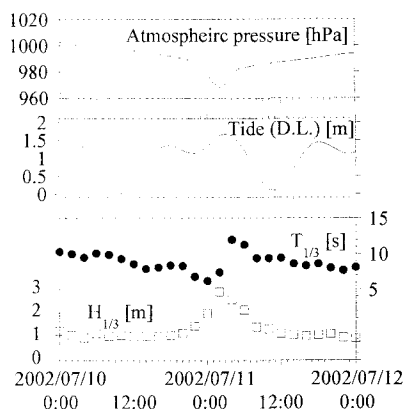


図-2 気象・海象の経時変化

港技術研究所の波崎観測棧橋 HORS で行った (武若ら, 2003, 2004)。後浜にある研究施設の屋上にレーダを設置した。図-1 にレーダと棧橋の位置関係, 本論の説明に用いる座標系を示す。座標系の原点は棧橋上にある。沿岸方向約1850 m, 岸沖方向約930 m の範囲のエコーデータを2秒毎にレーダデータサンプリングボードを通じて PC に収録した。エコーデータは1024×512ピクセル, 1ピクセルあたり256階調の画像として記録した。1ピクセルの大きさは約1.8 m に相当し, 輝度がレーダエコーの相対的な強度に対応する。なお, レーダ機器の測定原理上の空間分解能は7.5 m である。また, レーダのアンテナは約2.5秒で一回転するので, 2秒毎に収集され

* 正会員 工博 筑波大学助教授 大学院システム情報工学研究科

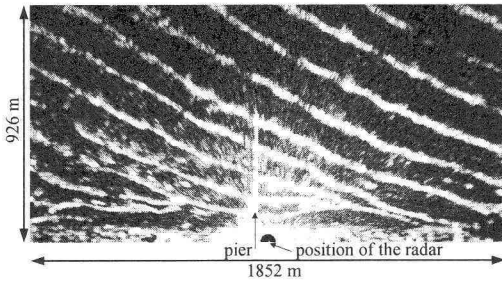


図-3 レーダ画像 (2002年7月11日4時)

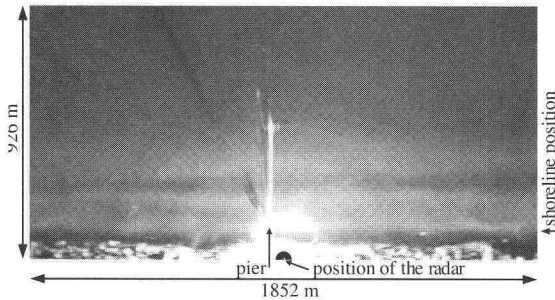


図-4 平均画像 (2002年7月11日4時)

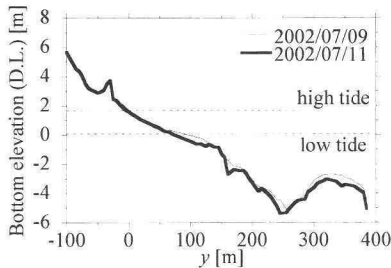


図-5 栈橋沿いの断面地形変化

たレーダ画像の一部には更新されない領域がある。

観測は、日本列島の太平洋側を進んだ2002年台風6号(北本朝展, 参照2005-05-06)が鹿島灘沖合を通過した2002年7月10日16時から翌日11日11時までの間に行った。図-2に鹿島港のNOWPHAS(設置水深24m, 港湾空港技術研究所海象情報研究室, 参照2005-05-06)で観測された有義周期, 有義波高の変化, 銚子漁港で観測された潮位変化(気象庁観測), 銚子で観測された気圧変化(気象庁観測)を示す。台風最接近時(2002年7月11日2時頃)に気圧が低下し, この時, 有義波高2.9mを記録した。また, この時点を境に有義周期はおよそ7sから12sへと変化した。これは, 台風の風域が遠ざかり, うねり性の波が入射したことに対応しており, レーダの画像にもこの変化は認められた。観測時間中の波の入射方向に変化はなかった。

図-3に観測開始後2002年7月11日4時に収録されたレーダ画像を例示する。斜め右上方から波が入射し, こ

れらが海浜上で屈折する状況が鮮明に捉えられている。図-4は同時時間帯に取得されたレーダ画像を時間平均したものである。沿岸方向にほぼ直線的に延びる高輝度の領域に碎波帯があったと考えられ, この分布状況から, 海浜形状は沿岸方向にほぼ一様であったと推定される。

栈橋に沿って測られた, 台風通過前後の海底地形を図-5に示す。高波浪の継続時間が短かったために顕著な海浜変形は見られなかった。汀線付近の地形はほとんど変化していない。パーは若干削られ, トラフの位置がわずかに岸側へ移動した。

3. 解析の概要

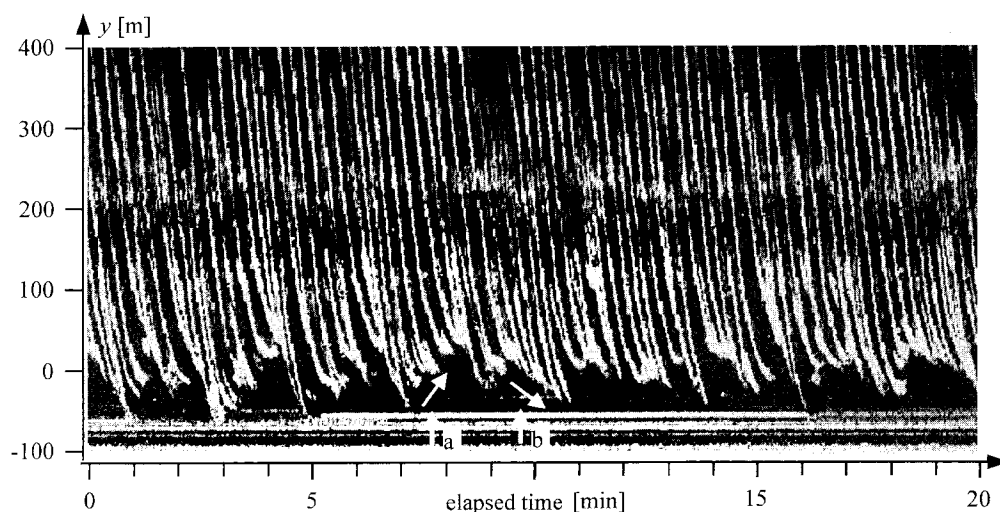
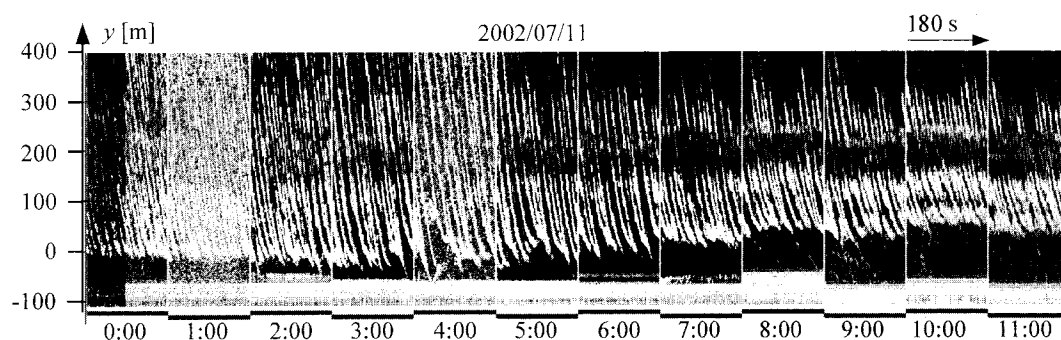
入射波高が大きくなった時間帯には, 個々の波の最終到達位置, あるいは, 遡上高に顕著な変化が見られた。ある地点で波の遡上変動を観察すると, 遡上高の大きい波が続いた後に, 遡上高の小さい波が見られ, これが数十秒から1分程度の間隔で繰り返される状況にあった。また, 遡上高が小さい, あるいは, 大きい領域は沿岸方向(-x方向)に移動していた。

本研究では, この遡上高に見られた変動が, 碎波帯内外にあった沿岸方向に伝播する長周期の波動運動によりもたらされたと考えた。この仮説を検討するために, レーダ画像の岸沖方向(沿岸方向)のあるラインの輝度値を取り出してその時間変化を画像として表示した岸沖(沿岸)ライン画像を用い, 遡上変動の特性について調べた。碎波帯内にある長周期の波動運動の特性を議論するためには, 分散関係(沿岸方向波長-伝播速度関係), 振幅, 岸沖方向の空間構造などを明らかにしなければならないが, 本研究では, 遡上運動の振幅の経時変化, 沿岸伝播の分散関係について調べる。

4. 遡上変動の経時変化

岸沖方向のあるラインの輝度値を取り出し, この時間変化を画像の水平方向に並べた岸沖ライン画像(稲葉ら, 2001)を用い, 遡上波の変動を調べた。図-6は $x = 390\text{ m}$ における2002年7月11日4時12分40秒からの20分間の岸沖ライン画像である。岸沖ライン画像では, 画像の縦方向が岸沖方向に, 横方向が時間経過に相当し, 沖(画像上部)から岸(画像下部)に向かう個々の波の伝播状況を知ることができる。同図に示すように, 画像中の右下方に延びる斜めの線が, 波峰の岸向き移動を表す。個々の斜線の傾きが岸沖方向進行速度に, 隣り合う斜線との横方向間隔が波の周期に相当する。入射した波の岸沖方向伝播速度が浅水変形により徐々に小さくなること, 個々の波の遡上最高点を迎える位置, 遡上帯で斜線が交わる波の追いつき・合体があったことなどを読み取れる。

図-6中に示した, 遡上帯における波の岸沖方向進行

図-6 岸沖ライン画像 (2002年7月11日4時, $x = 390$ m)図-7 岸沖ライン画像の経時変化 (2002年7月11日0時~11時, $x = 390$ m)

速度の急激な低下、波の追いつき・合体は、最高遡上位置が沖側に移動するときに多く生じている (図中のaで示した部分)。この遡上位置の沖側へのシフトは、岸沖方向に運動する長周期の水位変動によってもたらされたと考えられる。いわゆる引き波時に冲向の流れが発生し、個々の波は強い逆流上を進行する状況になり、これにより波の追いつき・合体が生じていたと推定される。一方、波の追いつき・合体は最高遡上位置が岸側に移動するとき (図中のbで示した部分) には見られない。

遡上域では個々の斜線の傾きが変化していることが顕著に読み取れるが、このことをより沖側の領域に検出できれば、長周期の水位変動の影響が及んでいた地点を特定することが原理的には可能である。

岸沖ライン画像中の最高遡上位置付近の輝度分布パターンから判断すると、波が遡上する間のフロントは捉えているが、フロントが最大打ち上げ高さに達し、その後に砂浜を駆け下る状況は捉えきれないと判断される。岸沖ライン画像中の遡上域高輝度部分の位置を読み取り、これを遡上フロント位置として変動特性を調べた。

図-7 に $x = 390$ m における2002年7月11日0時から11時までの、各時間帯の180秒間の岸沖ライン画像を示す。平均的な遡上位置は潮位の低下とともに沖側に移動している。個々波の最高遡上位置の変動は4時頃に最大となった。各時間帯の遡上フロント位置を読み取った波形 (図-8) の周波数解析を行い、変動強度 (m_0 : スペクトル0次モーメント) と平均周期 (m_0/m_2)^{0.5} (m_2 : スペクトル2次モーメント) を調べた結果を図-9に示す。

図-10に鹿島港 NOWPHAS で計測された周期別波高分布を示す。有義波高は2002年7月11日2時に最大となるが、入射波に含まれる周期10秒より長い成分はこれ以降に大きくなる。これに伴い、遡上フロント位置の変動は台風最接近時以降の時間帯に大きくなっている。遡上フロント位置の長周期の変動は長周期水位変動によってもたらされたと推測しており、この水位変動は入射波浪に含まれる長周期の成分が大きくなった時に発達していたことが考えられる。

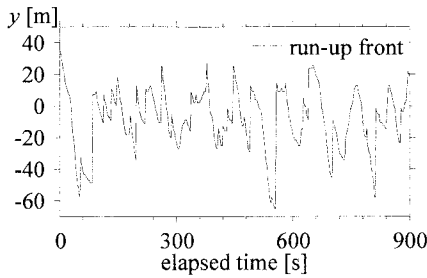


図-8 遡上フロント変動波形 (2002年7月11日4時, $x = 390$ m)

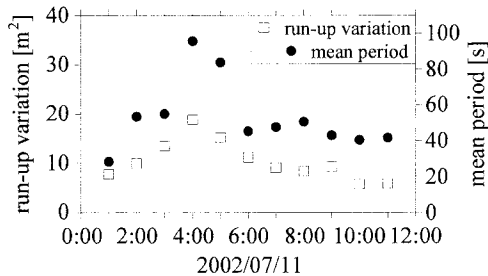


図-9 遡上フロント変動強度と周期の経時変化 ($x = 390$ m)

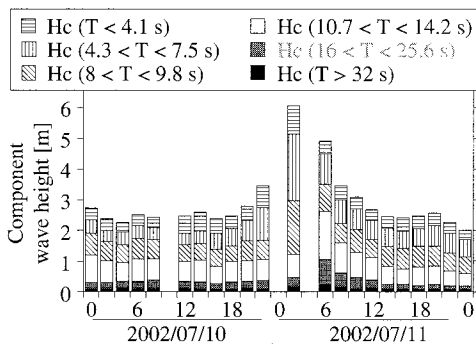


図-10 鹿島港 (NOWPHAS) で観測された周期別波高の経時変化

5. 遡上変動の沿岸伝播

沿岸方向のあるラインの輝度値を取り出し、この時間変化を画像の鉛直方向に並べた沿岸ライン画像を用い、波と遡上波の沿岸方向の伝播状況を調べた。図-11に、2002年7月11日4時のデータから作成した、岸沖方向の各位置における沿岸ライン画像を示す。左下方に延びる斜線が波峰の沿岸方向の移動を表している。個々の斜線の傾きが沿岸方向進行速度に、上下の斜線との縦方向間隔が波の周期に相当する。

個々のレーダ画像を時間平均した平均画像 (図-4) から判断すると、観測領域の海底地形は沿岸方向にほぼ一様な状況であったと考えられる。平行等水深地形上の屈折過程では、波は沿岸方向の波数 k_y を一定に保ちなが

ら岸に向かう。従って、波の周期 T が変化しないとすると、岸沖方向の各位置で、屈折変形中の波の沿岸方向伝播速度 $C_y \sim k_y T$ も一定に保たれる。このことは、図-11の $y = 500$ m ~ 200 m の斜線の傾きが、水深が小さくなるにもかかわらず、ほぼ一定に保たれていることの説明になる。

波がさらに浅い領域へと進むと、この状況に変化が現れることが予想される。砕波帯が形成されていた推定される領域 ($y < 100$ m) では x の負方向に向かう沿岸流が発達していたこと、前章で説明した長周期水位変動が沿岸方向の運動成分を持っていた可能性があることなどが、沿岸方向の流速成分を発生させ、波の沿岸方向伝播速度が沖合のそれから変化すると考えられる。このことは、 $y = 0$ m の斜線の間隔に不均一な領域があることに現れており、ここでは C_y が一定に保たれていない。

以上の沖合と浅海域で、波峰の沿岸方向の伝播速度が異なることは、図-11に示す $y = 500$ m と -30 m の地点のライン画像の比較で顕著になる。 $y = -30$ m の位置では、前章で説明したように、入射した波が水際に到達し、遡上運動を行っていた位置である。ここでは、長周期の水位変動によってもたらされたと推定される遡上位置の変動が見られ、平均的な水位が上昇していた時のみにレーダエコーがある。水位の上昇は数十秒 ~ 1分程度の間隔で生じるので、斜線の縦間隔が広がる。また、ここでの沿岸ライン画像にある線の傾きは沖合のものより小さく、伝播速度が相対的に小さい。以上より、汀線付近に見られる水位上昇領域の沿岸方向伝播は、個々波の到達によって生じたものではなく、別の成因があると考えられる。

図-11の画像の $y = -30$ m のデータをフーリエ解析した結果を図-12に示す。パワーが大きかった周波数・波数の位置を記号 (●) で示した。図中の実線は、栈橋沿いの海底地形上に生じ得るエッジ波の分散関係式を Holman・Bowen (1979), Howdら (1992) と同じ方法で計算した結果である。レーダで観測した遡上変動の周期 (~ 80 s) と波長 (~ 1800 m) はエッジ波の分散関係式で予測される関係に近く、遡上変動の沿岸伝播はエッジ波の通過に伴い生じた可能性がある。

6. 結 言

Xバンドレーダを用い台風通過時の荒天波浪場を観測した。岸沖ライン画像、沿岸ライン画像を用いた解析を行い、遡上領域での波の運動を調べた。遡上フロント変動に見られた、沿岸方向に伝播する長周期変動がエッジ波の伝播に伴い生じた可能性を示した。その特性を、振幅の経時変化、周期と伝播速度の関係を解析し、これがエッジ波の伝播によりもたらされた可能性を示した。遡上帯の長周期の変動は、台風が最接近した後の入射波

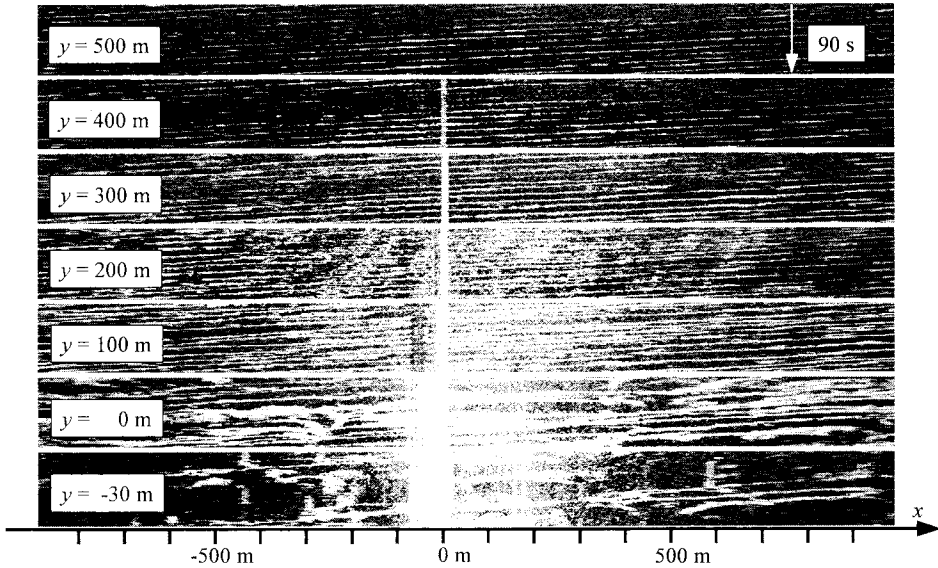


図-11 沿岸ライン画像 (2002年7月11日4時). 図中の白抜き矢印: 時間経過方向. 各位置での沿岸ライン画像を岸沖方向に並べて表示

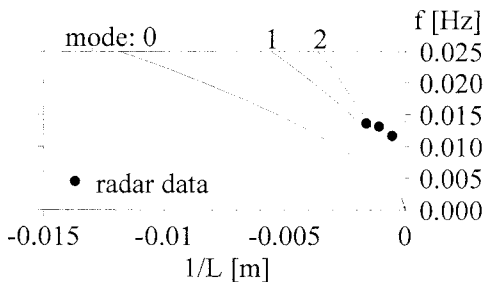


図-12 遡上変動の周波数-波数とエッジ波の分散関係.
●: レーダ観測, 実線: 計算されたエッジ波の分散関係.

の周期が長くなった時間帯に増大し, また, この沿岸伝播特性 (沿岸方向伝播速度・波数) はエッジ波の分散関係式で予想される関係にほぼ一致していた.

ここに見られた現象がエッジ波であるか否かについての検討を深めるためには, 長周期水位変動の岸沖方向空間構造を調べる必要がある. これを, レーダ画像の解析のみから知ることには困難が予想され, 水位・流速計などを併用した観測が必要となるであろう.

謝辞 港湾空港技術研究所漂砂研究室にはレーダ観測, 海岸地形データの提供などで便宜を図って頂いた. 観測の際には後藤勇君 (茨城県庁) の支援を得た. 本研究の一部は日本学術振興会科学研究費補助金の支援の下で実施された. 以上, ここに記して謝意を申し上げます.

参 考 文 献

稲葉徹・森本佳緒里・武若 聡・西村仁嗣 (2001): 波浪場画像の

- 解析による水深分布推定, 海岸工学論文集, 第48巻, pp. 1416-1420.
- 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, pp. 41-50.
- 港湾空港技術研究所海象情報研究室, 全国港湾海洋波浪情報網 (ナウファス) 波浪データ, <http://www.pari.go.jp/bsh/ky-skb-kaisho/index.htm>, 参照2005-05-06.
- 北本朝展: デジタル台風—台風画像と台風情報— (オンライン), <http://agora.ex.nii.ac.jp/digital-typhoon/>, 参照2005-05-06.
- 島田玄太・内野敬太・関 克己・水口 優 (2003): 高波浪時における汀線近傍の地形変化に及ぼす長周期波と短周期波の役割, 海岸工学論文集, 第50巻, pp. 531-535.
- 武若 聡・後藤 勇・西村仁嗣 (2003): Xバンドレーダを用いた前浜地形の観測, 海岸工学論文集, 第50巻, pp. 546-550.
- 武若 聡・Ahmed, Ahmed S. M. (2004): Xバンドレーダを用いた荒天時の浅海域波浪場の観測, 海岸工学論文集, 第51巻, pp. 46-50.
- 間瀬 肇・小林信久 (1993): Swash Oscillation の長周期変動, 土木学会論文集, No.461/II-22, pp. 49-57.
- Holland, K. T. and R. A. Holman (1999): Wavenumber-frequency structure of infragravity swash motions, J. Geophys. Res., Vol. 104, No. C6, pp. 13,749-13,488.
- Holman, R. A. and A. J. Bowen (1979): Edge waves on complex beach profiles, J. Geophys. Res., Vol. 84, No. C10, pp. 6,339-6,346.
- Howd, P. A., A. J. Bowen and R. A., Holman (1992): Edge waves in the presence of strong longshore currents, J. Geophys. Res., Vol. 97, No. C7, pp. 11,357-11,371.
- Oltman-Shay, J., P. A. Howd and W. A. Birkemeier (1989): Shear instabilities of the mean longshore current: 2. Field observations, J. Geophys. Res., Vol. 94, No. C12, pp. 18,031-18,042.
- SandyDuck '97 Coastal Field Experiment, <http://www.frf.usace.army.mil/sandyduck/SandyDuck.stm>, 参照2005-05-06.
- Symonds, G. D. A. Huntley and A. J. Bowen (1982): Two dimensional surfbeat: long wave generation by a time varying breakpoint, J. Geophys. Res., Vol. 87, No. C7, pp. 492-498.