

画像解析による荒天時遡上域での長周期水位変動挙動に関する研究

小野 正博*・宇野 喜之**・片野 明良***

荒天時下のリーフ海岸では、リーフ内の平均水位上昇に加えて長周期水位変動高 (LFSV) が、海岸背後陸域への浸水発生に大きく寄与する。本研究は遡上域での長周期水位の時空間的変動特性に関する現地観測結果から、新たに確認された検討結果を報告するものである。現地観測は石垣島の太平洋側に位置する真栄里海岸で実施し、遡上域での長周期水位の変動は 1 秒毎の画像を取得するビデオシステムを用いて測定し、リーフ内外での波浪観測、台風前後の汀線測量を実施した。1 秒毎のビデオ画像から判読することで、遡上域の LFSV 変動を抽出することが可能であること示した。遡上域での LFSV のズレから LFSV の伝播特性を明らかにした。また、台風来襲前後の地形変化と LFSV と沿岸方向伝播との関連性を示す結果が取得された。

1. はじめに

荒天時下のリーフ海岸では、リーフ内の平均水位上昇に加えて長周期水位変動高 (以下 LFSV と略記) が、海岸背後陸域への浸水発生に大きく寄与する。また、砕波帯内や汀線付近の底質移動に対して、長周期水位変動による影響が指摘されている。(例えば、加藤ら, 1989) しかし、遡上域の LFSV 挙動に着目した観測データが少なく、これまで長周期水位変動の岸沖方向の挙動特性に対する検討はなされているが、沿岸方向の挙動の報告事例は極めて少ない。海岸侵食、陸域浸水等に対する海岸保全対策を考える上で、LFSV の沿岸特性を明らかにすることは重要な課題である。本研究は、遡上域での長周期水位の時空間的変動特性に関する現地観測結果から確認された、沿岸方向変動挙動の検討結果を報告するものである。

現地観測は、石垣島の太平洋に面する真栄里海岸 (図-1) において、13 号台風発生時を含む 2003 年 9 月から約 2 ヶ月間実施した。真栄里海岸は、リーフ環礁内に突堤 2 基 (沿岸方向 600 m) と離岸堤 2 基 (海岸線からの離岸距離 200 m) によって防護された人工ビーチで、海岸線からリーフエッジまでの離岸距離は約 800 m である。リーフは石垣島形状にそって緩やかな円弧状にほぼ一様に発達している。

2. 現地観測の概要

(1) 遡上域 LFSV の挙動観測

遡上域での LFSV 特性を把握するために、遡上計を用いる観測手法がしばしば用いられる。しかし、写真-1 に示す真栄里海岸は海水浴場として利用されているため、利用者の安全に配慮するだけでなく、台風などの強風時にも計測可能であるビデオシステムを用いて LFSV の観測を行った。

本研究で使用したビデオシステムは、ビデオカメラ (SONY-DXC-200A) により取得されるアナログ画像を AD 変換 (AOpen GeForce 4200 Ti) により毎秒約 30 コマの無圧縮デジタルビデオ画像に変換する。記憶容量の制約により動画として保存することができないため、サンプリング間隔 1 秒で静止画に変換し、85%品質の JPG フォーマットに変換して保存した。画像変換時間と記憶容量の制約条件により、1 回の動画取得時間は 10 分間と

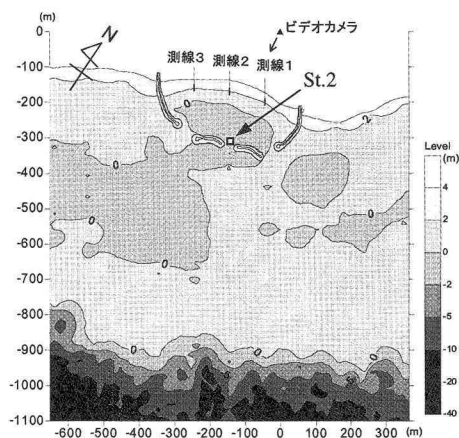


図-1 真栄里海岸と遡上高さ計測測線位置

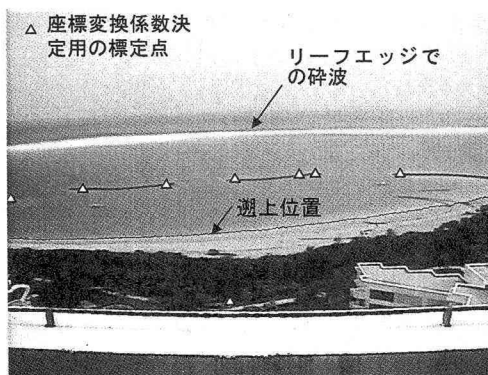


写真-1 取得静止画像と判読遡上位置

* 正会員 工 修 石垣港湾工事事務所長 (現関西国際空港(株) 建設事務所 技術グループリーダー)

** 正会員 修(工) (株)エコー 調査解析部

*** 正会員 (株)エコー 調査解析部

し、毎正時にデータを取得した。JPG フォーマットの画像は 38 万画素相当で、640×480 ピクセルである。

遡上域画像の範囲と 1 ピクセルの大きさが 1 m 未満となるように、海岸汀線から約 200 m 陸側の高さ 55 m のホテル屋上に、ビデオカメラを設置した。

(2) 波・流れの観測

画像解析による遡上域の水位挙動と、リーフ内外の海岸域での波浪及び流れの関連性について検討するため、ビデオカメラ観測と同時にリーフ沖側 St. 1 (対象海岸の南西 2.5 km、水深 21 m) とリーフ内 St. 2 (図-1 に示す離岸堤開口部；水深 3 m) に 2 次元電磁流速計内蔵型波高計を設置し、水位変動と 2 成分流速の連続観測をサンプリング周波数 2 Hz で行った。

(3) 汀線測量

台風来襲前後の地形変化を把握するために、台風 13 号来襲前後に図-1 の測線 1, 2, 3 と、海岸両端部の 5 測線の汀線測量を実施した。

(4) ビデオ画像の解析方法

本研究では、図-2 に示す解析フローにより毎秒画像データを解析し、遡上域 LFSV 変動データのデジタル化を行った。

a) 座標変換式の係数決定

実座標 $P(X, Y, Z)$ と画像座標 $p(x, y, z)$ の関係は次式で与えられる。

$$\begin{aligned} x &= -f \frac{a_{11}(X-X_0) + a_{12}(Y-Y_0) + a_{13}(Z-Z_0)}{a_{31}(X-X_0) + a_{32}(Y-Y_0) + a_{33}(Z-Z_0)} \\ &\quad + x_p - x_r \\ y &= -f \frac{a_{21}(X-X_0) + a_{22}(Y-Y_0) + a_{23}(Z-Z_0)}{a_{31}(X-X_0) + a_{32}(Y-Y_0) + a_{33}(Z-Z_0)} \\ &\quad + y_p - y_r \\ \bar{x} &= x - x_p, \bar{y} = y - y_p, r^2 = \bar{x}^2 + \bar{y}^2 \\ x_r &= \bar{x}(k_r r^2 + k_2 r^4), y_r = \bar{y}(k_r r^2 + k_2 r^4) \cdots (1) \end{aligned}$$

ここに、 f : 焦点距離、 X_0, Y_0, Z_0 : 投影中心座標、 a_{ij} : 回転行列、 x_p, y_p : レンズ主点のズレ、 x_r, y_r : レンズ歪みである。

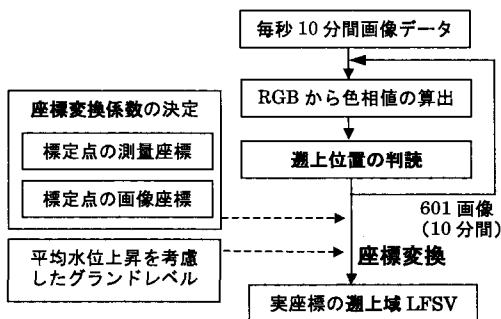


図-2 ビデオ解析による遡上域 LFSV の抽出のフロー

式 (1) 中にあるレンズ歪み等の座標変換を行う際の諸係数を決定するため、画像上で確認できる構造物の一部をマーキングした 8 地点 (写真-1 中の△) の実座標位置を測量した。変換後座標と測量座標の誤差が最小になるようにトライアル・エラー法により係数を決定した。

b) 遡上位置の判読方法

写真-1 のように上方が海域、下方が陸域となる取得画像からの遡上位置の判読は、画像上方から順に次式を用いてピクセル毎に RGB 値から算出した色相値 H の、符号逆転位置を遡上位置と判定した。

$$H = \tan^{-1}((G-B)/(2R-G-B)) \cdots \cdots (2)$$

ここに、 R, G, B : RGB カラーモデルの R (赤) 値、 G (緑) 値、 B (青) 値である。

c) 遡上位置の座標変換

b) の方法によって判読された遡上位置の画像座標を、実座標に変換する際に必要となるグランドレベル Z は、リーフ内で発生する水位上昇 (観測期間中では最大 1.2 m) を考慮し、離岸堤開口部の St. 2 に設置した波高計の平均水深を用いた。

3. 遡上域における長周期水位の挙動

(1) 時間変化特性

図-3 は、13 号台風来襲時の 9 月 1 日 17 時から 10 分間の、1 秒毎の画像から入射波の遡上位置を判読し、測線 1, 2, 3 (図-1 参照) 上の LFSV の経時変化を示したものである。図中の細線は 1 秒ごとの遡上高を、また、太線は風波による変動を除去し LFSV を抽出するために、5 秒間の移動平均を施した遡上高を示す。なお、波浪観測データより、リーフ沖 (St. 1) での波浪観測データから算出した同一時刻における有義波高は 4.8 m、有義波周期は 12.0 s であり、リーフ内 St. 2 での有義波高は 0.40 m、有義波周期は 4.1 s である。

LFSV の波形は、20 秒程度の急激な上昇水位位相と、3 分 30~40 秒程度の継続時間で徐々に水位が低下する位相からなる、極浅海域における非線形波形の特長を示す。周期 4 分、振幅 0.8 m 程度の長周期変動を示す。

図-4 はリーフ沖 (St. 1) での水位変動を示したものである。St. 1 での水位変動には波群が認められ、波群の包絡線の周期は、LFSV の周期とほぼ一致する。これらの特性は仲座ら (1989) により報告されたリーフ内での長周期波の変動波形と類似しており、後述する LFSV のピーク位相のズレから長周期波として伝播する特性を有することを示している。

図-5 に、LFSV 波形の周波数スペクトルを示す。180 秒付近と 50 秒付近にスペクトル・ピークが認められる。図-3 からは目視により 4 分程度の長周期成分が認めら

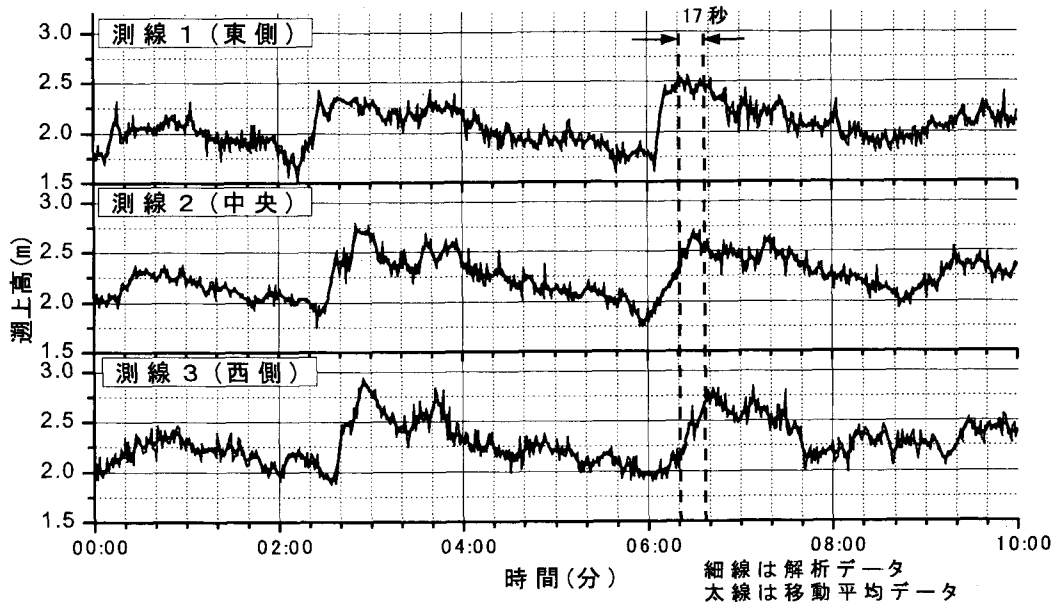


図-3 荒天時の遡上域 LFSV の変動

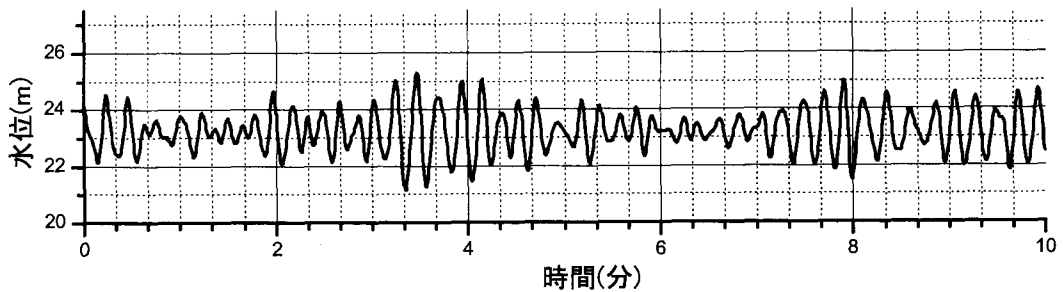


図-4 リーフ外 St. 1 の荒天時の水位変動

れるが、4 分の長周期的な成分に対して LFSV 取得データは 10 分間と短いため、3 分付近にスペクトル・ピークが出ていると考えられる。

図-6 は St. 1 と St. 2 で取得された水位変動データから、2 測点の周波数スペクトル (上図) とリーフ内外での成分波の振幅の増幅率 (下図) を示したものである。リーフ沖の周波数スペクトルには、周期 12 秒付近にエネルギーピークが存在する。一方、リーフ内の St. 2 では周期 30 秒以下の成分波のエネルギーは小さく、逆に周期 200 秒以上の長周期成分でエネルギーが増大している。St. 2 でのエネルギーピークは、260 秒付近と 50 秒付近にエネルギー・ピークが存在している。

成分波の振幅増幅率には、260 秒と 50 秒にピークある。この増幅要因を調べるために、リーフ地形、海岸保全施設内での共振周期を調べた。その結果、リーフと海

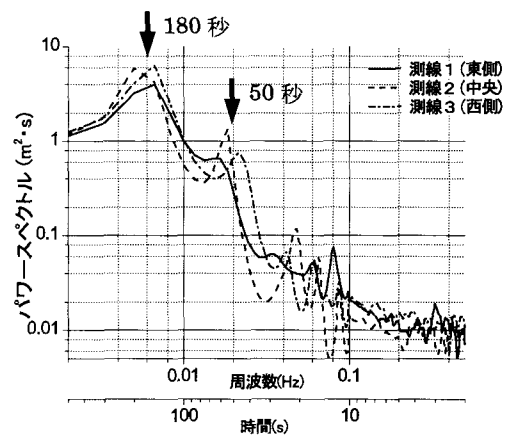


図-5 荒天時遡上高のスペクトル

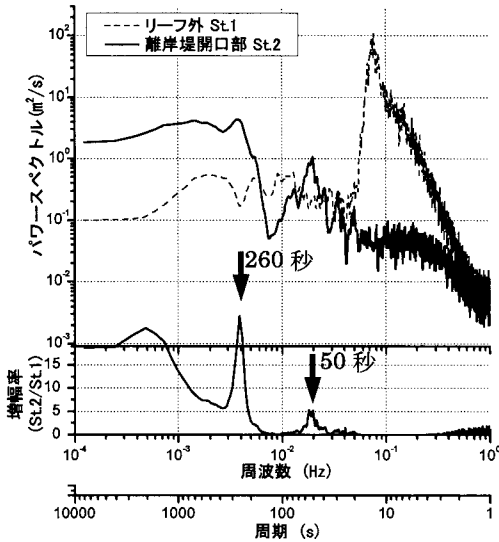


図-6 St. 1, 2 の水位変動のスペクトル

岸線との離岸距離 800 m に対する水面振動の 1 次モードの共振周期は 220 秒程度, また突堤により囲まれた領域での共振周期は 50~60 秒程度となり, 波浪観測データより得られた増幅率の大きい周期と良好な一致を示す。

(2) 空間変化特性

LFSV の空間的な変動に着目すると, 各測線間 (測線間隔 100 m) の波形には時間遅れが認められる (図-3)。測線 1 と測線 3 での LFSV の時系列データに対する相互相関解析から, 測線 3 は測線 1 より 17 秒の時間遅れが算定される。この時間の遅れは 4 分程度の周期を持つ波動が汀線に対して斜め方向から入射したことを示唆する。また, この時間遅れは沿岸方向に伝播するエッジ波によるものであるとも考えられる。しかし, クロス・スペクトル解析を行うのに十分なデータを得られていないため, エッジ波に関してはこれ以上言及しないものとする。今後, 遡上域の LFSV に関する調査においてはエッジ波についても考慮するという課題を残した。

表-1 は, 周期 4 分の長周期水位変動が遡上域で観測された 9 月 1 日 17 時の, リーフ沖測点 St. 1 と真栄里海岸前面の測点 St. 2 での波向と汀線法線角を示したものである。リーフ沖の波向は汀線より 35° 東寄りから入射する波向となっている。海岸前面では 25° 東寄りの波向となっており, 10° 程度波向が南よりに変化している。この波向変化はエネルギー平衡方程式による波浪変形計算に

表-1 9 月 1 日 17 時の波向と汀線法線

波向 (St. 1)	波向 (St. 2)	汀線法線
N 131°S	N 141°S	N 166°S

より, リーフ沖側の急峻な地形により屈折変形すること起因すると考えられる。なお, リーフ礁池内の水深はほぼ一様であることから, 波向の変化はほとんど生じない。

再生連続ビデオ画像から, 遡上域での水位変動が海岸東側から西側に向かって伝搬していることが確認でき, LFSV が St. 2 で観測された波向と同一方向に伝播したと考えられる。そこで, LFSV の伝播方向が N 141°S と考え, 測点 1 と 3 間の LFSV の遅れ時間を以下のように検討する。①リーフ内 St. 2 で観測された平均水深は, D. L.+2.37 m (平均海底地盤高; D.L.0 m) であるので, 非線形長波の波速は 4.8 m/s となる。② LFSV の進行方向の, 測点 1 と測点 3 間の距離は 84.5 m ($200 \text{ m} \times \sin 25^\circ$) となる。③ LFSV の時間波形の遅れ時間が約 17 s から逆算伝播速度は 5.0 m/s となり, 長波の波速と一致する。

4. 地形変化

図-7 は, 台風来襲前後に実施された汀線測量を基に, L.H.L. と H.W.L. の汀線位置変化を示したものである。H.W.L. 汀線は海岸東端から沿岸距離 200 m の範囲で後退し 250 m から 350 m の範囲で前進している。一方, L.W.L. 汀線は 50 m 付近と 300 m 付近で変化が少なく, その間で僅かに前進している。また, 350 m 付近では 2.5 m

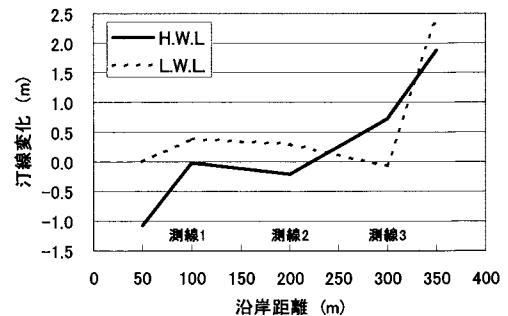


図-7 汀線変化の沿岸分布図

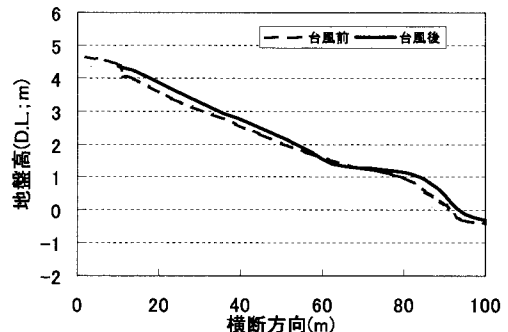


図-8 台風前後の横断面地形

前進している。台風前後の地形変化特性として東側で侵食し、西側で堆積する傾向を示す。

図-8は台風前後の最西端測線(350 m)における横断面地形を示したものである。台風来襲後に数十 cm 程度堆積している。地形変化が生じる陸側境界の地盤高は D.L. 4.0 m 程度となっている。台風来襲時の St.2 における最大平均水位は、H.W.L. (D.L.+1.9 m) にリーフ内水位上昇量の 1.2 m を加えて D.L.+3.1 m となる。これに LFSV の振幅 0.8 m を加えると D.L.+3.9 m となる。

真栄里海岸の汀線測量から、常時波浪による地形変化はほとんど認められず、石垣島の南西を台風が通過する場合に発生する高波浪により地形変化が認められた。この台風来襲時に観測された長周期水位変動の波向が汀線法線より東寄りであり、地形変化の陸側境界が潮位と平均水位上昇、および遡上域の LFSV を加えた高さで良好な一致を示す。以上のことから、真栄里海岸の地形変化は長周期水位変動が支配的な要因であると考えられる。

5. お わ り

1 秒毎のビデオ画像から判読することで、遡上域の LFSV 変動を抽出することが可能であること示した。遡上域での LFSV の変動特性を以下に要約する。

1) 荒天時遡上域の卓越 LFSV (図-3) は、周期約 4 分、振幅 0.8 m 程度の変動である。この LFSV の周期は、図-4 に示すリーフ沖側で見られる波群の包絡線の周期と良好な一致を示す。

2) 遡上域の水位変動スペクトルピークを示す周波数 (図-5) とリーフ内外での周波数別振幅比が大きくなる周波数 (図-5) とは同程度の値を示す。

3) 遡上域での LFSV には、測点 1 と測点 3 の間で 17

秒程度の時間差が認められ、リーフ内平均水位上昇量を考慮した平均水深 (2.37 m) に相当する波速 (4.8 m/s) で、リーフ内の波向 (N 141°S) と同方向に LFSV が伝播したと考えられる。

4) 台風来襲前後に平均水位上昇と LFSV を考慮することで説明し得る測線 1 の侵食、測線 2 の堆積が発生し、D.L.+4.0 m 付近まで地形変化が認められる。海浜変形と LFSV の沿岸方向伝播との関連性を示唆する結果が取得された。

5) LFSV の伝播挙動と、遡上域での LFSV 特性を把握するためには、沿岸方向の水位変動に着目した現地観測と解析が重要であることが明らかとなった。

参 考 文 献

- 岡安章夫・鈴木康之・花田昌幸 (1998): 碎波帯内長周期波の現地観測と数値計算, 海岸工学論文集, 第 45 巻, pp. 286-290.
- 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, 海岸工学論文集, 第 36 巻, pp. 354-358.
- 鈴木高二郎・高橋重雄・山懸延文・堀田 治・栗山善昭・Stefan Aarninkhof・Gerban Ruessink・Irv Elshoff (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, 第 49 巻, pp. 571-575.
- 仲座栄三・津嘉山正光・田中聡・安里和政・有川勇三 (1992): 碎波帯内の長周期波及び非定常海浜流の現地観測, 海岸工学論文集, 第 39 巻, pp. 191-195.
- Aarninkhof, S. G. J., Pieter C. Janssen and Nathaniel G. Plant (1997): Quantitative Estimation of Bar Dynamics from Video Images, Proc. Of Coastal Sediment '97, ASCE, pp. 365-374.
- Van Enckevort, I. M. J. and B. G. Ruessink (2001): Effect of hydrodynamics and bathymetry on video estimates of near-shore sandbar position, Journal of Geophysical Research, Vol. 106, pp. 16969-16980.