

時間変動波浪を用いた海浜変形実験

福島 雅紀*・山本 幸次**・佐藤 慎司***

1. はじめに

近年の環境問題の高まりとともに、従来の剛構造物による侵食対策ばかりでなく、海岸環境へのインパクトの少ない、新しい海岸保全手法の開発が模索されている。その一つとして、沖合に形成されるバーを模した海岸構造物が考えられる。バーは暴浪時には一時的な砂の貯蔵庫として働くのみならず(砂村, 1985)、その消波効果も指摘されている(山本・佐藤, 1998)。しかし近年、土砂収支の不均衡から海岸侵食が生じており、その結果としてバーが形成されるのに十分な砂量が確保されない海岸も見受けられる。波浪に対するバーの挙動はある程度理解されているが、一時化の期間におけるその挙動を調べた研究はない。バーを模した海岸構造物を考案する上で、設置された構造物がバーの挙動に与える影響を評価する必要があり、一時化における海浜過程を把握することが重要となる。

高波浪によって沖に形成されたバーの岸向への移動に関しては、室内実験、現地観測などの結果から多くの議論がなされているが(Kraus et al., 1991)、室内実験でバーが岸側へ移動し陸まで乗り上げてパームを形成した事例は少なく、その移動機構に関しては不明な点が残される。一方、室内実験を行う際は、静穏波と暴浪波の2種類の波浪条件のみを用いて実験を行うことが多いが、実際の海岸では一時化の間にも波浪条件は連続的に変化する。時間的に変化する波浪に最初に注目したのは砂村・倉田(1981)であり、時化が周期的に4サイクル分来襲する場合の地形変化を調べている。しかし、一時化についてその時間変動まで考慮した実験は行われていない。

そこで本研究では、現地データに基づいて、一時化について時間変動波浪を作成し、大型水路による海浜変形実験を行った。ここでは、現地データとして、茨城県鹿島灘に位置する阿字ヶ浦観測棧橋(以下、棧橋)で記録されたデータを用いた。

2. 波浪条件の設定

1990年から1996年にかけての棧橋で観測された地形データを調べると、1週間に1回の割合で314回の地形測量が行われており、そのうちの240回の観測でパームが発達していることが確認できる。図-1, 2はそれぞれ、地形データから算出されたパーム高さの経年変化、および有義波高の経年変化を表す。パームに関しては、それが存在しないときにその高さをゼロとした。有義波高は、運輸省により常陸那珂観測所で計測された水深15m地点のデータである。図-1, 2によると、一度発達したパームは比較的安定しており、有義波高3m程度の暴浪時には急激に侵食されるが、静穏時には元の状態へと回復する。この傾向は約5年間のパームの消長にほぼ共通していた。

図-3は、パームの変形が見られた典型的な一例を選び、短期間の地形変化および波浪諸元の変化を示したものである。1991年11月28日に発達していたパームは有

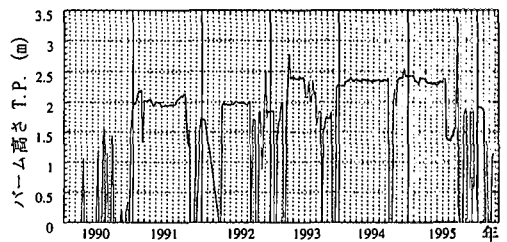


図-1 パーム高さの経年変化

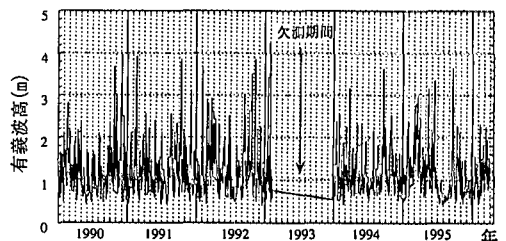


図-2 有義波高の経年変化

* 正会員 工博 建設省土木研究所河川部海岸研究室研究員
** 正会員 建設省土木研究所河川部海岸研究室研究員
*** 正会員 工博 東京大学助教授 大学院工学研究科

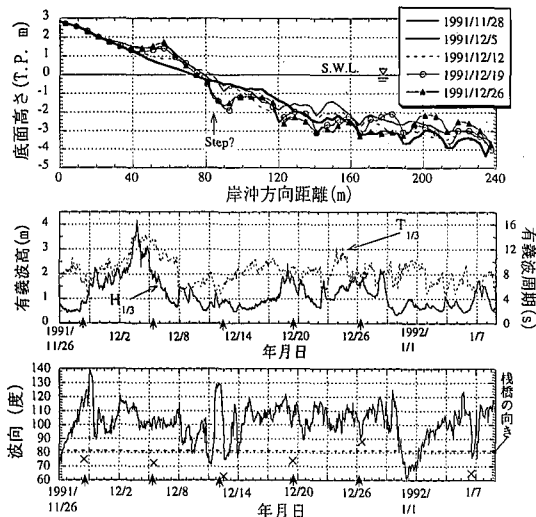


図-3 地形変化の一例(図中の上向矢印は地形測量日、波向図中の×印は棧橋での目視観測結果)

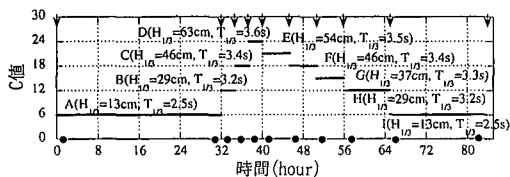


図-4 時間変動波浪(黒矢印:地形測量時刻,黒丸:流速,水面変動および濁度測定時刻)

義波高 4 m, 有義波周期 14 s の暴浪波によって急激に削られ, その後の比較的静穏な波浪により徐々に回復する。1991 年 12 月 26 日には, 11 月 28 日とほぼ同形状のバームが再び形成されている。この時の波向を見ると, 沖合では棧橋に対して約 20 度北側から入射していたが, 図-3 中に×印で表される棧橋での目視観測によれば棧橋にほぼ平行に入射していた。このことは, この期間の海浜変形が岸沖漂砂によって生じたことを示すものである。

このような地形変化を示す期間を数例抽出し, その時の波浪条件の変化を参考にして実験で用いる変動波浪を作成した。図-4 はその変動波浪を示しており, 縦軸が波浪条件, 横軸が各波浪の作用時間を表す。静穏状態から暴浪状態へ移行する際には有義波高および有義波周期が同時に増加するが, 暴浪状態から静穏状態へ移行する高波浪減衰期には周期がやや遅れて減少する点に注意した。また, 実験において前浜で顕著な地形変化を生じさせるため, 海浜プロファイルのタイプ分けを表す砂村・堀川の C 値の変化に注意して, 条件を設定した。

3. 実験方法

図-5 に示すように, 長さ 135 m, 幅 2 m, 高さ 5 m の水槽に中央粒径 0.22 mm の砂を用いて勾配 1/20 の模型海浜を設置した。波浪条件としては, 図-4 に示した時間変動波浪を用いた。測定項目は, 断面形状, 濁度, 水平および鉛直方向流速, 沖および砕波帯内の水面変動の 4 項目である。断面形状に関しては, 図-4 に下向矢印で示された時刻に岸沖方向 80 m 区間 ($-15 \leq X \leq 65$) にわたる水路中央部の地形を測定した。濁度, 流速および水面変動に関しては, 初期汀線から沖向に 3 m 間隔に設けた 10 測線上で計測を行った。濁度の測定には後方散乱式の濁度計を, 流速の測定には電磁流速計を用い, 底面から 5 cm, 25 cm, 45 cm の高さの流速と濁度を計測した。ただし, 汀線付近では計測機器のプロープが空中へ露出することがあったため, 鉛直方向 3 点を全て計測することはできなかった。また, 濁度, 流速および水面変動の計測は図-4 の黒丸で示された時刻に行った。以上の各測定は約 7 分間, サンプル間隔 0.05 s で実施した。

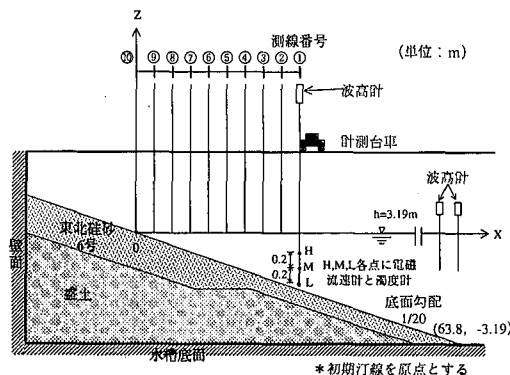


図-5 実験装置

4. 波浪条件の変化と海浜変形

4.1 断面形状の変化

室内実験データは棧橋のデータに比べ, 砕波帯全域を完全に含んだデータである点, 橋脚による洗掘の影響がない点, 地形測量がより頻繁に行われている点などの利点を有する。図-6 は図-4 の期間 A~I で顕著な変化が生じた区間 ($-10 \leq X \leq 20$) の断面形状を表す。点線および実線は各期間の波浪作用前および作用後の地形を表す。室内実験で得られた前浜の地形変化を図-3 の上段に示した棧橋での地形変化と比較すると, その再現性が良いことがわかる。

期間 A において 10 時間に 10 cm 程度の割合で形成さ

れたバームは波高と周期の増大に伴い急激に侵食される(期間 B, C, D)。この3期間にバームは徐々に均され、バームの一部は岸方向に、ほとんどの部分は沖方向へと運ばれる。その後、期間 E, F に $X=13\text{ m}$ 付近にバー(以下、アウターバー)が形成される。また、期間 F の波作用後には $X=5\text{ m}$ 付近にインナーバーが形成される。インナーバーは静穏状態に向かうに従って、平均移動速度 51 cm/h で岸側へ移動し、最終的には岸に乗り上げバームを形成し消滅する(期間 H 終了後)。その時、別のインナーバーが形成されるが、期間 I の間に岸に乗り上げたと考えられる。一方、アウターバーは期間 F 終了時から期間 G 終了時にかけて平均移動速度 17 cm/h で岸側へと移動する。ここで、バーの移動速度はバー頂部の移動速度を算出した。

図-6 からは確認しにくいですが、実験中の目視観測によると、 $X=1\text{ m}$ 付近にステップ地形が形成された(期間 H, I)。ステップ地形は急勾配のバームが形成された後に形成されると言われており(Sunamura, 1989)、その形成

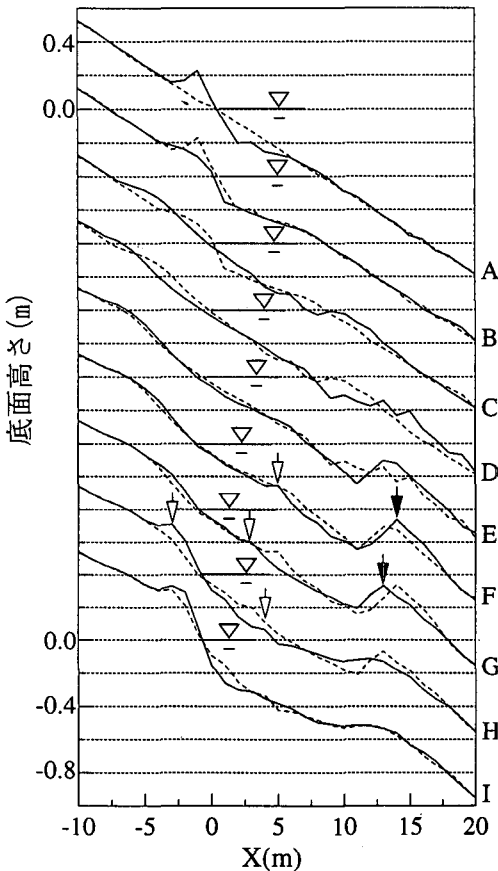


図-6 断面形状の経時変化(矢印はアウターバーの位置、白抜き矢印はインナーバーまたはバームの位置)

過程においては戻り流れの影響が大きいとされている。しかし、本実験結果を見ると、ステップ地形の形成には、インナーバーとアウターバーの移動速度の差が大きく影響しており、その差によって生じた $X=2\sim 5\text{ m}$ 付近の砂量の減少がステップ地形を形成する引き金となったと解釈することができる。

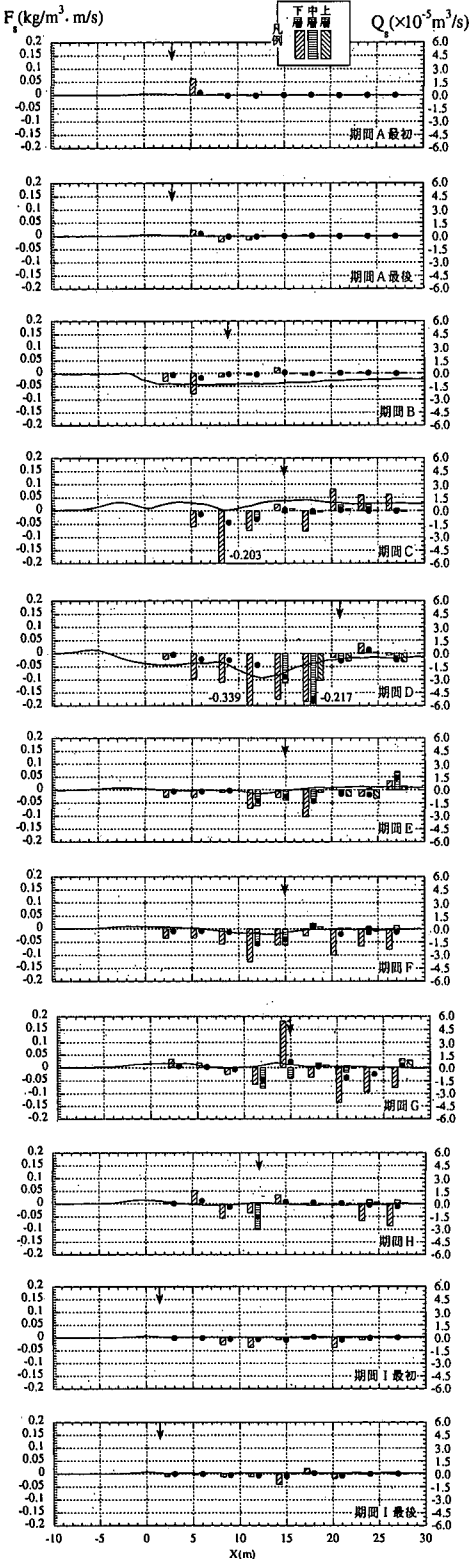
このインナーバーとアウターバーとの移動速度の違いは、前浜土砂量の回復に比べて砕波帯内での土砂量の回復がやや遅れることを意味する。すなわち、前浜の回復は2つの時間スケールの現象が重なり合っていると考えられる。ところで、本実験から得られたインナーバーの岸向移動速度はアウターバーのその3倍となっており、過去に Larson・Kraus (1992) によって現地観測から求められている結果と一致する。

次に、図-3 の上段に示した棧橋で測量された断面地形を見ると、1991年12月26日には汀線のやや沖側の「step?」と示された場所にステップ地形が形成されているように見える。棧橋で得られた断面地形には数カ所で楔形状のくぼみが確認でき、それらの位置には橋脚がある。そのため、これらの地形は棧橋の橋脚周りの洗掘によって生じたものと考えられていた。しかし、汀線付近のくぼみは局所洗掘によって生じる楔形状の地形より広く、実験でも見られたようにステップ地形と洗掘地形が重なって生じた地形と考えるのが妥当である。

4.2 岸沖漂砂フラックス

図-7 は、期間 A~I における岸沖漂砂フラックスの岸沖方向分布を表す。左側縦軸の平均浮遊砂フラックス F_s は、各時間の水平方向流速(岸向きを正)と浮遊砂濃度の積を計測時間にわたって時間平均したものである。ここで、浮遊砂濃度は濁度計の検定結果に基づいて、濁度を浮遊砂濃度に換算した値である。また、 F_s は図-5 に示す10測線の各層毎に算出され、それぞれ棒グラフで表示されている。 F_s が縦軸のレンジを越えるものについては、棒グラフの横にその値を表示した。

右側縦軸の漂砂量 Q_s (実線) は測量された地形データから算出されたものであり、各期間の波作用によってある断面を横切って岸方向へと運ばれた全土砂体積から算出した。また、黒丸点は各層の F_s を積分して求めた浮遊による漂砂量(以下、浮遊漂砂量)であり、各期間の波作用によってある断面を横切って岸方向へと浮遊して運ばれた土砂体積から算出された。ここで、期間 A と I の浮遊漂砂量については、各期間における平均の F_s を用いて計算した。 F_s もしくは浮遊漂砂量の岸沖分布と地形データから算出された Q_s の岸沖分布とを比較すると、その傾向が完全には一致しておらず、測定範囲外の浮遊漂砂成分と掃流砂成分の存在が影響していることが考えられる。また、図中には波高が最大となる位置が下向矢



図一七 漂砂フラックスの岸沖方向分布(棒グラフ… F_s , 実線… Q_s , 黒丸点…浮遊漂砂量)

印で記入されている。

Q_s について見ると、期間 B, C および D 以外の期間では大きな漂砂量を確認できない。この理由としては、初期地形が平坦であったこと、高波浪発達期には岸沖漂砂が生じやすいことなどが考えられる。期間 C においては、海浜全域で岸向漂砂が生じている。これは、高波浪発達期に一時的に岸向漂砂が卓越する期間があることを意味する。

F_s と浮遊漂砂量について見ると、期間 A の最初は $X=6$ m で岸向きの平均浮遊砂フラックスを確認できる。しかし、期間 A の最後では、最初に $X=6$ m の地点で生じていたフラックスは減少し、 $X=9\sim 12$ m に戻り流れの影響と考えられる沖向きの平均浮遊砂フラックスを確認できる。これは、バームが発達し前浜勾配が 1/5 程度まで急勾配化したためと考えられ、バームの発達も止まっていた。

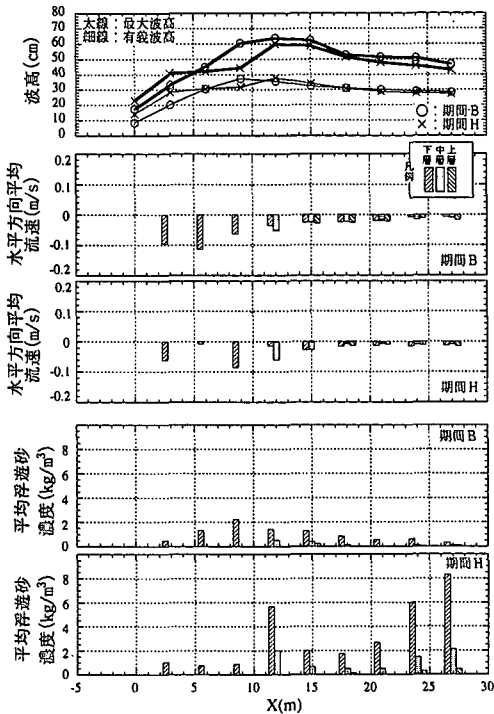
期間 B, C および D においては、砕波帯内で沖向浮遊漂砂が卓越し、沖浜帯では顕著な漂砂は確認できない。期間 C の砕波帯では Q_s と F_s もしくは浮遊漂砂量の分布が全く異なるが、これは岸向きの掃流砂成分が卓越していたためと推測される。また、期間 E, F, G および H においては、パーが発達したことにより砕波点が固定され、砕波帯内の沖向漂砂量が減少している。しかし、砕波点付近では、浮遊砂が卓越している。

最後に、波浪の最盛期である期間 D に注目し、浮遊による砂移動と掃流による砂移動の割合について述べる。 $X=3\sim 12$ m では、漂砂量 Q_s のうち約 50% が浮遊、残りの約 50% が掃流により移動していたことがわかる。 $X=18$ m の砕波突っ込み点では、浮遊による沖向漂砂が卓越するが、掃流による岸向漂砂により打ち消され、図一七に示すような漂砂量 Q_s となったと推定される。また、上で示した両地点の中間に位置する $X=15$ m では、浮遊漂砂量と漂砂量 Q_s がほぼ等しいことから、主に浮遊により地形変化が生じていたと考えられた。

以上に示したように、砕波帯内における漂砂の移動形態について、浮遊と掃流による漂砂量の割合が推定された。ただし、浮遊砂濃度を測定するための濁度計は、砕波による空気巻き込み等の影響を受ける可能性があり、データ処理法に工夫がなされなければ、定量的な議論を進めることは困難である。

4.3 パーの効果

パーの効果を調べるために、波浪の発達期と減衰期において同じ波浪条件で実験を行った場合について、有義波高、水平方向平均流速、平均浮遊砂濃度および平均浮遊砂フラックスの岸沖分布を図一八に比較した。ここでは、典型的な例として、パーの発達していない期間 B とパーの発達した後の期間 H を比較した。



図一八 期間 B と H での波高，水平方向平均流速，平均浮遊砂濃度の岸沖方向分布

消波効果について見ると，最大波高が抑制された点ではバーの効果の評価されるが，汀線付近ではむしろ大きな波高を確認できる。戻り流れについて見ると， $X=6\text{ m}$ 地点で減少しているが，その他の場所では顕著な効果は見られない。砂の巻き上がりに関しては，砕波帯内では減少しているが，砕波点ではむしろ増加している。ここで，期間 H の $X=12\text{ m}$ より沖側で大きな浮遊砂濃度が記録されているが，これは実験経過に伴って発生したシルト分が濁度計に影響したためと考えられた。

ところで，図一七の平均浮遊砂フラックス F_s について見ると，バー形成前には沖向きであった浮遊砂フラックスがバー形成後には岸向きになった場所 ($X=3\sim 6\text{ m}$) がある。バーの形成によって沖向への土砂移動が抑制されたことがわかる。これには戻り流れと砂の巻き上げのタイミングが関係しており，バーが形成されると，砂が巻き上げられるときに岸向きの流れが生じやすくなる

考えられる。期間 C と期間 F を比較したときには，期間 B と期間 H を比較したときほど明確な違いは現れず，高波浪減衰期の期間 F にはバーの効果がそれほど顕著でない可能性も指摘される。

5. おわりに

主要な結論は以下のようにまとめられる。

1. 波高・周期を段階的に変化させた時間変動波浪により，バーの移動とバームの消長を含む現地の断面変形を再現できた。
2. 高波浪減衰期に一時的に発達するインナーバーは，高波浪減衰期およびその後の静穏状態で岸側へ移動する。このインナーバーは最終的に陸へ乗り上げてバームとなることから，汀線の回復にとって重要な働きをする。
3. 高波浪減衰期から静穏時にかけてのインナーバーとアウターバーの岸向移動速度の差がステップ地形形成の鍵となる。また，インナーバーの岸向移動速度はアウターバーのその約 3 倍であることが室内実験でも確認された。
4. バーの発達により沖向の浮遊砂フラックスが減少する傾向がある。
5. 高波浪時には砕波帯内において浮遊による漂砂の移動形態が卓越してくる。

参 考 文 献

- 砂村継夫(1985): 海浜地形の変化, 第 21 回水工学に関する夏期研修会講義集 B コース, pp. B-7-1~B-7-17.
- 砂村継夫・倉田雄司 (1981): 時間的に変化する波浪を用いた海浜変形に関する二次元実験, 第 28 回海岸工学講演会論文集, pp. 222-226.
- 山本幸次・佐藤慎司(1998): 大型 2 次元不規則波実験によるバーとバームの形成過程に関する研究, 海岸工学論文集, 第 45 巻, pp. 526-530.
- Kraus, N. C., M. Larson, and D. L. Kriebel (1991): Evaluation of Beach Erosion and Accretion Predictors, Proc. Coastal Sediment '91, ASCE, pp. 572-587.
- Larson, M. and N. C. Kraus (1992): Dynamics of Longshore Bars, Proc. 23rd ICCE, ASCE, pp. 2219-2232.
- Sunamura, T. (1989): Sandy Beach Geomorphology Elucidated by Laboratory Modeling, V. C. Lakhan and A. S. Trenhaile (Editors), Applications in Coastal Modeling, Elsevier, Amsterdam, pp. 159-213.