

砂浜海岸の堆積過程における地形変化

武田 一郎*・砂村 継夫**

1. はじめに

暴浪によって侵食された砂浜海岸の砂は浅海域に運ばれ、そこに堆積してバーを形成する。波高が減少するとこのバーは徐々に岸方向に移動し、ついには陸上へ乗り上げてバームを形成する。同時に、前浜の海側末端部にはステップが形成される。このような砂浜海岸の一連の地形変化は、多くの研究者¹⁾によって記載、あるいは定性的に説明されているにすぎず、定量的な研究例は少ない。そこで本研究では、堆積過程における一連の地形変化を、現地調査の結果をもとに定量的に検討した。

2. 調査地域

現地調査は1980年8月から2年間、茨城県勝田市の那珂海岸(図-1)において行なわれた。この海岸にN地区、C地区、S地区の3つの調査区を設けた。水深20m以浅の等深線が海岸線とほぼ平行に走ることから、各地区における入射波特性に場所的な相違は少ないと考えられる。海浜堆積物の平均粒径は、N地区で0.76mm、C地区で0.66mm、S地区で0.26mmである。各地区

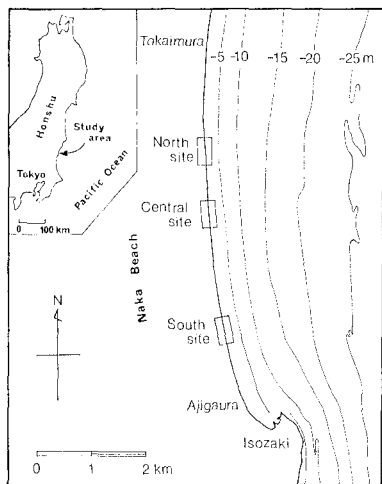


図-1 調査地域

において、海浜および極浅海域の地形測量を、週に1～2回の頻度で行なった。波浪データは、調査地域の南約10kmの大洗港沖(水深21m)の波高計で実測された有義波を用いた。なお、この海岸における平均潮位差は約1mである。

3. バーの岸方向への移動

図-2にバーの岸方向への移動の例を示した。バーの岸方向への移動は、底質の岸方向への移動によってもたらされ、そのためバーが岸方向へ移動する時には、図-2(b), (c)に典型的にみられるように汀線の前進が生ずる。逆にバーが沖方向に移動するか、あるいは破壊される時には、底質が沖方向に運ばれるため汀線が後退するのが普通である²⁾。このように、バーの移動方向は汀線の前進・後退と密接な関係にある。そこで、汀線の前進(後退)の条件がバーの岸(沖)方向への移動条件に適用できると考え、現地汀線の前進・後退の条件を示す次式^{3), 4)}をここで用いることにする。

$$H_b/gT^2 = \kappa D/H_b \dots\dots\dots (1)$$

ここに、 H_b は砕波波高、 T は波の周期、 D は平均粒径、 g は重力加速度、 κ は定数である。地形変化は連続する2つの調査日に挟まれた期間(両調査日を含む)〔以下、単に「期間」とよぶ〕内の最大波浪に大きく影響されると考えられるので、式(1)のかわりに次式を用いる。

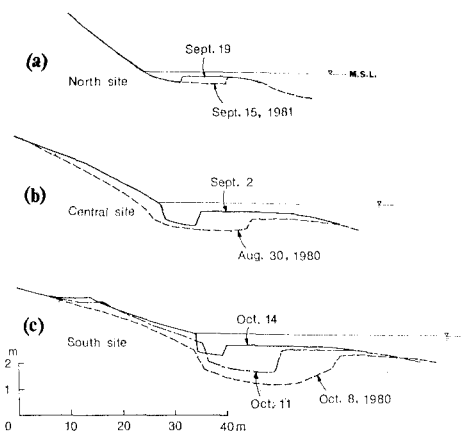


図-2 バーの岸方向への移動を示すプロファイル

* 正会員 理博 筑波大学奨励研究員 地球科学系

** 正会員 工博 筑波大学助教授 地球科学系

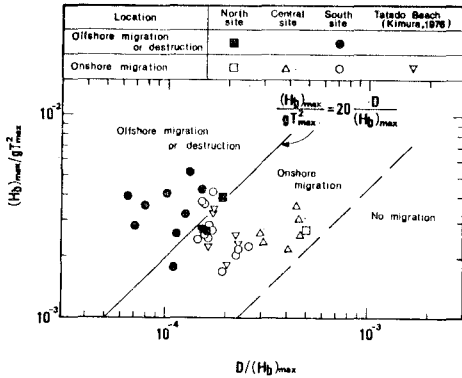


図-3 バーの移動方向の領域区分

$$(H_b)_{\max}/gT_{\max}^2 = kD/(H_b)_{\max} \quad (2)$$

ここに、 $(H_b)_{\max}$ はある一つの「期間」における日平均碎波波高の最大値、 $T_{\max}$ は $(H_b)_{\max}$ に対応する日平均周期、 k は定数である。なお、碎波波高は経験式^{5),6)}により計算した。式(2)の両辺のパラメーターを使用し、バーの移動方向の区分を試みた(図-3)。この図には、静岡県下田市多々戸海岸で得られたデータ⁷⁾もプロットしてある。バーの移動方向は次式によってほぼ区分されることがわかる。

$$(H_b)_{\max}/gT_{\max}^2 = 20D/(H_b)_{\max} \quad (3)$$

また、図中の破線は推定で引いた線であり、これより右下の領域は、波のエネルギーが小さすぎるために地形変化が生じないことを示す。この破線は次式で示される。

$$(H_b)_{\max}/gT_{\max}^2 = 5D/(H_b)_{\max} \quad (4)$$

バーが岸方向に移動するのは、図中の実線と破線の間の領域であり、その条件(必要条件)は次式のようになる。

$$5D/(H_b)_{\max} \leq (H_b)_{\max}/gT_{\max}^2 \leq 20D/(H_b)_{\max} \quad (5)$$

世界各地の海岸において、バーの岸方向への移動速度が調べられており⁸⁾、その速度は0.83~29.3m/dayの範囲に及ぶ。Hayes⁹⁾は、バーの岸向き移動速度は底質の粒径、海底勾配、波浪状況、潮位差によると述べているが、まだ、バーの岸向き移動速度を示す具体的なパラメーターは提示されていない。

バーが岸向きに移動する様子を図-4に模式的に示した。波はバーの沖側斜面上で砕け、その後段波状の水塊となってバーの上を通過する。この段波状の水塊が、バーを構成している砂を、主に掃流状態で岸方向に運搬する。この砂は最終的にバーの沖側末端部にある slip face に堆積し、slip face の前進をもたらす。すなわちバーが

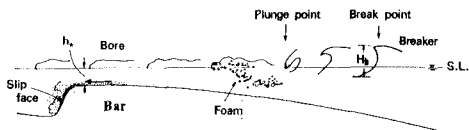


図-4 バー上の波の変形とバー頂部での砂移動の模式図



図-5 定義図

岸方向に移動する。

バー頂部における掃流砂量を求めるために、シールズ数 Ψ を用いることにする。

$$\Psi = \tau_0/(s-1)\rho g D \quad (6)$$

ここに、 τ_0 は海底面におけるせん断力、 $s = \rho_s/\rho$ であり、 ρ_s は砂粒の密度、 ρ は海水の密度である。また、 τ_0 は

$$\tau_0 = \frac{1}{2} \rho f_w u_0^2 \quad (7)$$

で与えられる。ここに、 u_0 は海底面付近の最大流速(図-5)、 f_w は底面摩擦係数である。ここで、バー頂部における波高 H_* が碎波波高 H_b に比例すると仮定する。

$$H_* = B H_b \quad (8)$$

ここに、 B は定数 (<1) である。バー頂部においては、前述したように波は段波状の水塊となっており、その波高 H_* は水深に強く支配されると考えられる。そこで、次の関係式を適用する。

$$H_*/h_* = 0.78 \quad (9)$$

ここに、 h_* はバー頂部の水深(図-5)である。微小振幅波理論の浅海近似が成立するとすれば、バー頂部での底面最大流速 u_0 は次式によって示される。

$$u_0 = \frac{H_*}{2} \sqrt{\frac{g}{h_*}} \quad (10)$$

式(6)~(10)を用いると、バー頂部におけるシールズ数 Ψ は次のように書ける。

$$\Psi = 0.098 B f_w H_b/(s-1)D \quad (11)$$

一方、バー頂部から slip face まで運搬されてきた底質の一部は、トラフ内を流れる沿岸流によって運び去られ、残りが slip face に堆積してバーを岸方向に移動させる。単位時間、単位幅あたりにバー頂部から岸方向に運ばれる底質の量(体積)を q_0 、slip face における堆積量を q_* とし(図-6)、 q_* は q_0 に比例すると仮定すると、

$$q_* = A q_0 \quad (12)$$

ここに、 A は定数 (<1) である。この式は底質移動が2次元性の強い場合に適用されるべきである。この現象を短時間について考えれば、バーの岸方向への移動をも

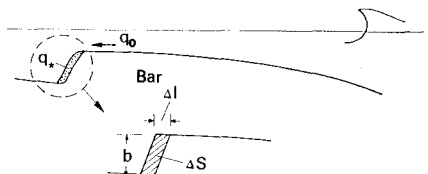


図-6 定義図

たらず斜線部は平行四辺形となり、その面積 AS は、

$$AS = b \Delta l \quad \text{.....(13)}$$

となる。ここに、 Δl はバーの移動距離、 b はバーの高さである。式 (13) の両辺を時間 Δt で割ると次のようになる。

$$AS/\Delta t = b \Delta l/\Delta t \quad \text{.....(14)}$$

この式の左辺 $AS/\Delta t$ は q_* に等しく、右辺の $\Delta l/\Delta t$ はバーの移動速度 v となるので、式 (14) は次のように書き換えられる。

$$q_* = bv \quad \text{.....(15)}$$

式 (12)~(15) を用いると次式が得られる。

$$q_0 = bv/A \quad \text{.....(16)}$$

底質の無次元運搬量 Φ を次式のように表わす。

$$\Phi = q_0/wD \quad \text{.....(17)}$$

ここに、 w は砂粒の沈降速度である。Madsen・Grant¹⁰⁾ によると、 Φ と Ψ の関係は次のように示される。

$$\Phi = c\Psi^3 \quad \text{.....(18)}$$

ここに、 c は定数である。式 (11), (16), (17), (18) から、

$$\frac{v}{wD/b} = Ac \left(\frac{0.098Bfw}{s-1} \right)^3 \left(\frac{H_b}{D} \right)^3 \quad \text{.....(19)}$$

式 (19) 中の A, B, c, fw, s を一定と仮定すると、次式が得られる。

$$\frac{v}{wD/b} = K'(H_b/D)^3 \quad \text{.....(20)}$$

ここに、 $K' = Ac(0.098Bfw/(s-1))^3$ = 定数である。一つの「期間」内の波浪状況の変化を考慮し、式 (19) を次式のように書き換える。

$$\frac{\bar{v}}{wD/b} = K(\bar{H}_b/D)^3 \quad \text{.....(21)}$$

ここに、 $\bar{H}_b$ は「期間」内の平均碎波波高、 $\bar{v}$ はその「期間」のバーの平均移動速度、 K は定数である。

式 (21) 中のパラメーターを用いてデータをプロットした結果を図-7 に示す。この図から、バーの岸方向へ

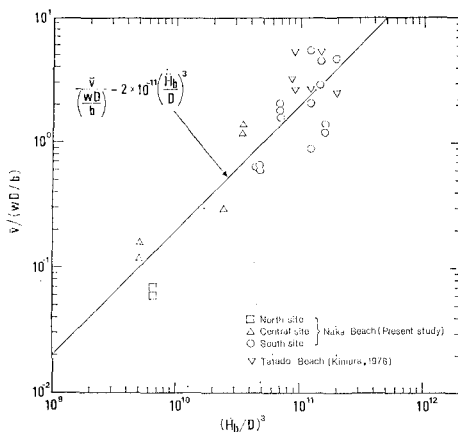


図-7 バーの岸方向への移動速度

の移動速度は次式で与えられることがわかる。

$$\bar{v} = 2 \times 10^{-11} \frac{wD}{b} \left(\frac{\bar{H}_b}{D} \right)^3 \quad \text{.....(22)}$$

式 (21) は、① バーの移動が 2 次元的である、②「期間」内でバーの高さが大きく変化しない という条件下で導かれたものであるから、図-7 にはこの条件をできるだけ満足するデータをプロットした。なお、バーの移動速度に及ぼす潮位の影響については今回は検討していない。

4. バームの形成条件と高さ¹¹⁾

静穏な波浪条件下で徐々に岸方向に移動してきたバーは、ついには汀線に付着し welded bar となる。この時の汀線付近の模式断面図を図-8 の上図に示した。現地調査の結果、この状態から波浪状況の違いによって 3 通りの地形変化を呈することがわかった。すなわち、① 波のエネルギーが大きく、welded bar が侵食されて再び浅海域にバーが形成される場合(図-8 (1))、② 適度なエネルギーの波によってバームが形成される場合(図-8 (2))、③ 波のエネルギーが小さすぎて地形変化が生じない場合(図-8 (3))である。また、(1) の場合には汀線が後退、(2) の場合は前進、(3) の場合には変化しないという傾向があることもわかった。そこで、再び汀線の前進・後退の条件を示す式 (1) を用いて、バームの形成条件を検討した。

波浪資料としては、「期間」内の時間的変化が小さいもの¹²⁾を対象とし、 $\bar{H}_b$ とこれに対応する $\bar{T}$ を用いた。式

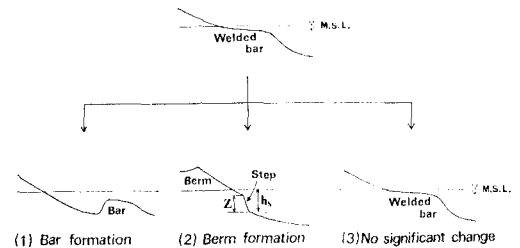


図-8 3つのタイプの地形変化を示す模式図

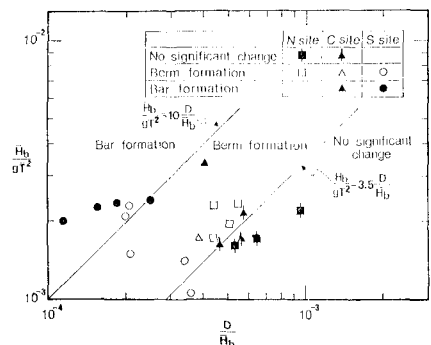


図-9 図-8 に示した地形変化の領域区分

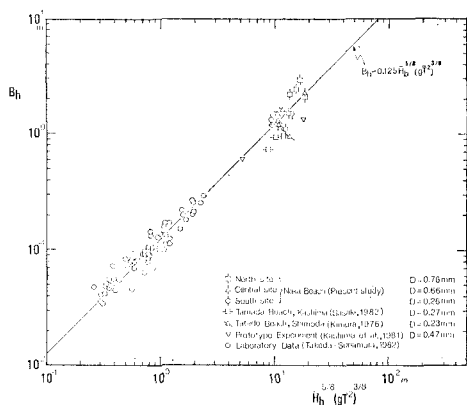


図-10 バームの高さ

(1) の H_b , T のかわりに、それぞれ $\bar{H}_b$ と $\bar{T}$ を用いて、図—8 に示した 3 通りの地形変化の領域区分を調べた (図—9)。この図から、welded bar がバームとなって陸上に乗上げるための条件は次式で与えられることがわかる。

$$3.5D/\bar{H}_b \leq \bar{H}_b/g\bar{T}^2 \lesssim 10D/\bar{H}_b \quad \dots\dots\dots(23)$$

バームは遡上波によって形成されるものであり、その高さ B_h は遡上限界高さ R に比例すると考える。すなわち、

$$B_h \sim R \dots\dots\dots (24)$$

Hunt¹³⁾ によれば,

$$R/H_0 = a(H_0/L_0)^{-0.5} \dots\dots\dots (25)$$

ここに、 H_0 は沖波波高、 L_0 は沖波波長、 a は定数である。砕波波高と沖波の諸元との関係を与える次式⁽¹⁴⁾

$$H_b/H_0=0.563(H_0/L_0)^{-0.2} \dots\dots\dots(26)$$

と $L_0 = gT^2/2\pi$ を用いて式 (25) を変形し, さらに式 (24) に代入すると

$$B_h \sim H_b^{5/8} (gT^2)^{3/8} \dots\dots\dots (27)$$

が得られる。式 (27) 中の H_0 と T のかわりに、それぞれ $\bar{H}_0$ と $\bar{T}$ を用いて、那珂海岸、静岡県下田市多々戸海岸¹⁵⁾、茨城県旭村玉田海岸¹⁶⁾で得られたデータをプロットした(図-10)。実験室では $\bar{H}_0=H_0$, $\bar{T}=T$ であるから、図-10 には実験室のデータ¹⁷⁾もプロットしてある。また、この図には、大型造波水路を用いたプロトタイプ実験¹⁸⁾の結果も示した。なお、現地データとプロトタイプ実験のデータは式 (23) を満足するもの、実験室のデータは実験室における安定バームの形成条件¹⁹⁾を満たすものを使用した。この図から、野外、プロトタイプ実験および室内実験のいかににかかわらず、バームの高さは底質粒径と無関係に次式で示されることがわかる。

$$B_h = 0.125 \bar{H}_b^{5/8} (g \bar{T}^2)^{3/8} \dots \dots \dots (28)$$

5. ステップの規模

実験室での観察により，ステップは波の backwash の

際に beach face の沖側末端部に発生する剝離渦によって形成されることがわかった²⁰⁾。そこで、ステップの高さ Z (図-8) は渦の大きさに左右されると考えられる。渦の大きさは backwash の流速 v_b と波の周期 T の積で表わせると仮定し、さらに v_b は遡上波の速度 v_s と比例関係にあると仮定する。 v_s は $\sqrt{gH_b}$ に比例すると考えると²¹⁾、ステップの高さは $T\sqrt{gH_b}$ というパラメーターで表わせることになる。実験室のステップ高さ Z と $T\sqrt{gH_b}$ の関係を調べたところ、

$$Z=0.034T\sqrt{gH_b}\dots\dots\dots(29)$$

の関係が得られ、ステップの深さ h_s (図—8) も

$$h_s = 0.068 T \sqrt{g H_b} \dots\dots\dots (30)$$

となり, h_s は Z の 2 倍程度の値を示すことがわかった²²⁾.

現地における Z と h_s を検討するため、 $T\sqrt{gH_b}$ の H_b と T のかわりに、それぞれ $\bar{H}_b$ と $\bar{T}$ を用い、那珂海岸で得られたデータをプロットした (Z に関しては図—11, h_s に関しては図—12). なお、データは第1次碎波が汀線近傍で生じたケースのみを選んだ。これらの図には実験室で得られたデータ²³⁾もプロットしてある。現地のデータは少ないが、実験室で得られた式 (29), あるいは式 (30) で示される直線の延長上付近にプロットされ

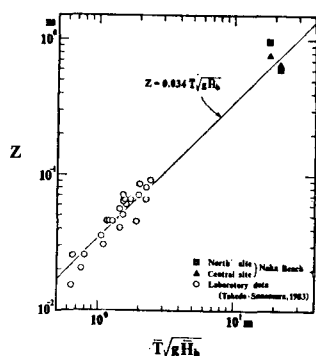


図-11 ステップの高さ Z と $T\sqrt{gH_b}$ の関係

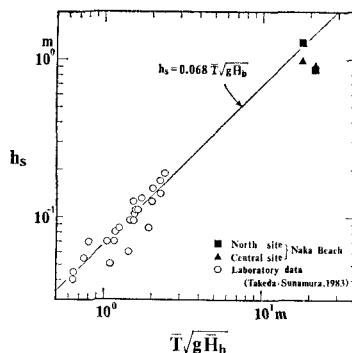


図-12 ステップの深さ h_s と $\bar{T}\sqrt{gH_b}$ の関係

る。すなわち、現地・実験室のいかにかわらず、ステップ高さ Z とステップ深さ h_s は、それぞれ次式で示されることがわかる。

$$Z=0.034\bar{T}\sqrt{g\bar{H}_b} \dots\dots\dots(31)$$

$$h_s=0.068\bar{T}\sqrt{g\bar{H}_b} \dots\dots\dots(32)$$

6. おわりに

バーの岸方向への移動条件は式(5)、移動速度は式(22)、バームの形成条件は式(23)、バームの高さは式(28)、ステップの高さは式(31)、ステップの深さは式(32)で与えられる。

謝 辞： 現地調査では、辻本英和君をはじめとする多くの筑波大学学生諸君にお手伝いをお願いした。また、波浪資料は茨城県三浜港湾事務所のものを使わせていただいた。

最後に、本研究は文部省科学研究費(自然災害特別研究、研究代表者北海道大学尾崎 晃教授)による研究の一部であることを付記する。

参 考 文 献

- 1) Short, A. D.: Three dimensional beach-stage model, Jour. Geology, Vol. 87, pp. 553~571, 1979, 参照.
- 2) Sunamura, T. and I. Takeda: Landward migration of inner bars, Sedimentary Geology (in press).
- 3) 武田一郎・砂村継夫: ビーチ・カスプの発生と波長, 第29回海岸工学講演会論文集, pp. 319~322, 1982.
- 4) 武田一郎・砂村継夫: バームの形成条件と高さ, 地形, Vol. 3, pp. 145~157, 1982.
- 5) Sunamura, T. and K. Horikawa: Two-dimensional beach transformation due to waves, Proc. 14th Conf. Coastal Eng., pp. 920~938, 1974.
- 6) Sunamura, T.: Determination of breaker height and depth in the field, Ann. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, No. 8, pp. 53~54, 1982.
- 7) 木村龍二: 海浜縦断形の変化について——静岡県下田市多々戸海岸の場合——, 東京教育大学卒業論文, 53p., 1976.
- 8) 前掲 2).
- 9) Hayes, M. O.: Forms of sediment accumulation in the beach zone, in R. E. Meyer ed., Waves on Beaches, Academic Press, New York, pp. 297~356, 1972.
- 10) Madsen, O. S. and W. D. Grant: Quantitative description of sediment transport by waves, Proc. 15th Conf. Coastal Eng., pp. 1093~1112, 1976.
- 11) 前掲 4).
- 12) 前掲 4).
- 13) Hunt, I. A., Jr.: Design of seawalls and breakwaters, Jour. Waterways & Harbours Div., Proc. Am. Soc. Civil Eng., WW3, pp. 123~152, 1959.
- 14) Komar, P. D. and M. K. Gaughan: Airy wave theory and breaker height prediction, Proc. 13th Conf. Coastal Eng., pp. 405~418, 1972.
- 15) 前掲 7).
- 16) Sasaki, T.: Three-dimensional topographic change on the foreshore zone of sandy beaches, Unpub. Doctoral Thesis, Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, p. 172, 1982.
- 17) 前掲 4).
- 18) 鹿島遼一・清水隆夫・丸山康樹・斉藤昭三: 大型造波水路による岸沖漂砂の実験的研究, 第28回海岸工学講演会論文集, pp. 197~201, 1981.
- 19) 前掲 4).
- 20) Takeda, I. and T. Sunamura: A wave-flume experiment of beach steps, Ann. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, No. 9 (in press), 1983.
- 21) Waddell, E.: Dynamics of swash and implication to beach response, Coastal Studies Inst. Louisiana State Univ. Tech. Rep. No. 139, p. 49, 1973.
- 22) 前掲 20).
- 23) 前掲 20).