

海浜地形の変化

砂 村 継 夫

1. はじめに

海岸は構成物質の性状により岩石海岸と砂浜海岸とに大別される。波による岩石海岸の地形変化（例えば、砂村，1975；Sunamura，1983）は侵蝕のみで非可逆的であるのに対し，砂浜海岸（シルト，砂，礫などの未固結物質でできている海岸）では外力条件により堆積が生じたり侵蝕が起ったりして可逆的な地形変化がみられる。ここでは，砂浜海岸の地形を単に海浜地形とよび，岸沖漂砂が卓越する海浜における短期間（ $10^{-2} \sim 10^{-1}$ 年のオーダー）の地形変化について，まず海浜変形の基本モデルについて概説し，次に各種の地形について説明する。なお本稿は，砂村（1985）の内容（前半）の一部に加筆・修正を施したものである。

2. 地形変化の時間スケール

海岸に図-1に示すような領域を設けたとする。この領域内に流入する土砂には，(1)沿岸漂砂（ L_1 ）や飛砂（ B_1 ）により隣接地域からもたらされるもの，(2)領域内に河川（ R ）や岩石海岸（ R_c ）がある場合には，これから直接供給されるもの，さらに(3)領域の沖側境界を通過して岸向き漂砂（ O_1 ）によって運び込まれるものなどがある。一方，領域から流出する土砂には，沿岸漂砂（ L_2 ），飛砂（ B_2 ）や沖向き漂砂（ O_2 ）によるものがある。長期間の海浜変形は，この間の流入土砂量と流出土砂のバランス-土砂収支-を考えることによって把握できる（例えば，Jarrett，1977；Sunamura and Horikawa，1977）。前者が後者を上まわれば海浜は全体として堆積し，逆の場合には侵蝕が生ずる。土砂収支の不均衡から生ずる地形変化は $10^0 \sim 10^1$ 年のオーダーか，あるいはそれ以上の時間縮尺を念頭においてみるべきであり，一般には図-2中の破線で示されるような緩慢な変化を示す。

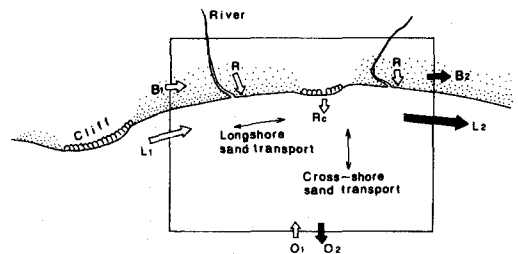


図-1 漂砂のコンパートメント

一方，約1年の周期をもつ変動（図-2）は，海浜の季節変化（例えば，Komar，1976，pp. 288-294；Aubrey，1979）とよばれるもので，暴浪の襲来頻度の高い季節には海浜が侵蝕され，静穏な波浪が卓越する期間には堆積が生ずる。このような変化は $10^{-1} \sim 10^0$ 年のオーダーの時間の縮尺

の現象である。

さらに短周期の変動(図-2)は、1回の暴浪とその後出現する静穏時の波の作用に呼応した海浜の変動(侵蝕と堆積)を示すもので、beach cycle (Shepard, 1963, pp. 177-182)ともよばれている。この種の地形変化($10^{-2} \sim 10^{-1}$ 年のオーダー)は主として岸沖漂砂によって惹起され、汀線近傍から暴浪時の碎波帯にかけての浅海域で生じている。時間縮尺をさらに短かくとってみると、汀

線付近の地形は潮位変動の影響(Inman and Filloux, 1960; Duncan, 1964; Otvos, 1965; Strahler, 1966; Williams, 1971; Hattori, 1982)や一波ごとの波浪の作用(Waddell, 1973, 1976)を受けて絶えず微細な変化を繰返していることがわかる。

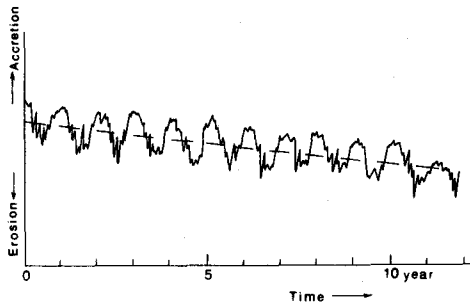


図-2 海浜地形の時間的变化
(侵蝕傾向にある海浜の例)

3. 海浜変形研究におけるバーの重要性

$10^{-2} \sim 10^{-1}$ 年のオーダーの海浜変化と密接に関係するのは、暴浪時に浅海域に形成されるバーとよばれる小高いかまりである。このバーは暴浪によって汀線付近から運搬されてきた物質で作られており、静穏時になると全体的に岸方向へ移動し、最終的には浜に乗上げて消失する。二、三列あるいはそれ以上のバー(多段バー)をもつ海岸(Evans, 1940; King and Williams, 1949; Brun, 1963; Bajorunas and Duane, 1967; Harbich, 1970; Saylor and Hands, 1970; Greenwood and Davidson-Arnott, 1975; Short, 1975 a, b; Owens, 1977)においては、最も岸側に位置するバーがこれに相当する場合が多い。平常時にはバーが存在しないとされている海岸においても暴浪時にはバーが形成され静穏時になると消滅すると考えるのが妥当であろう。また、米国California海岸でみられるように、暴浪の卓越する冬季には常にバーが存在するが静穏な夏季には消滅する(例えば、Shepard, 1950a, b; Aubrey, 1979)というケースもある。このような時間的変動の大きいバーは、静穏時にのみ行われる通常の深淺測量においては把握しにくく Sonu (1968)の研究以前にはあまり注目されていなかった。最近、同一地域における浅海域の地形調査が繰返し行われるようになり、この種のバーの挙動が明らかにされつつある(例えば、Sonu, 1968, 1973; Short, 1978, 1979; Goldsmith et al., 1982a; Sasaki, 1983; Sunamura・Takeda, 1984; Takeda, 1984)。

このバーは、暴浪によって汀線付近から運搬されてきた物質の一時的な貯蔵庫(temporary sediment-reservoir)であると同時に、波および流れに対して一種の可動の障害物(movable barrier)として働くため、バーが移動するとバーのみならず周囲の地形に種々の変化をもたらす。したがって、この種のバーは海浜変形の問題を動的に取扱う上で極めて重要な意味をもつ。以下に述べ

の研究成果を参照して作られた海浜変形のモデルである。このモデルは岸沖漂砂が卓越する場合の地形変化を示しており、潮差が小さく島や人工構造物等のない自然海浜における変形の基本であると考ええる。

Short (1978, 1979, 1980) は、図-3に示されるような beach stage の推移を wave power や碎波波高で表現しようと試みている。また、Sasaki (1980) は beach stage を3つに大別し、碎波帯内の波数との関連を述べている。しかし、一般には海浜ごとに底質粒径や海底勾配が異なるので、襲来波浪の特性が同一であっても海浜の応答特性は異なり、その結果出現する地形に相違がみられる。したがって beach stage を普遍的に説明するためには、彼らが用いた指標だけでは充分とは言えない。最近、Wright et al. (1985) は Dean (1973) の提案した無次元パラメータ $\Omega (=H_b/wT)$ 、ここは H_b は碎波波高、 T は波の周期、 w は底質の沈降速度) を用いている。

図-3に示されるような地形変化は、基本的には碎波帯内で生ずる岸沖方向の砂移動によって惹起されると考えられるので、この砂移動を表現するような適切なパラメータを選ぶ必要がある。ここでは、次式で示される $\bar{K}$ を用いる。

$$\bar{K} = \frac{\bar{H}_b^2}{g \bar{T}^2 D} \quad (1)$$

ここに、 $\bar{H}_b$ および $\bar{T}$ はそれぞれ有義波を用いて日平均した碎波波高および周期、 D は底質の粒径、 g は重力の加速度である。このパラメータは、2次元造波水路実験の結果にもとづいて得られたもので、swash zone を含む碎波帯全域における底質の卓越移動方向を規定する量である(砂村, 1984)。

図-3中のステージ1は、暴浪がかなり長時間作用した時の状態を示すもので、汀線付近にあった堆積物は沖へ運搬され、汀線は後退し前浜勾配は緩くなる。碎波帯は広く、そこでの海底勾配も緩い。海浜は、波浪エネルギーの逸散が激しい、いわゆる逸散型海浜(dissipative beach)(Wright et al., 1978, 1979, 1982)となっている。沖方向へ運搬された堆積物のほとんどは碎波帯内にバーの形態を保って貯蔵される。この時のバーの平面形状は多少蛇行することもあるが、全体的にはほぼ直線状を呈する。

静穏時(ステージ2)になると、バーは徐々に岸方向へ移動を開始する。バーのプロファイルは前傾しはじめる(Davis et al., 1972)。平面的にみると直線状の形態を保つ場合(ステージ2a)と屈曲を示す場合(ステージ2b)とに分かれる。いずれの場合にも前浜にはわずかに砂の堆積が生じ、バーム状の高まりがみられるようになる(Hayes, 1972, p302)。ビーチカスプが発達しやすくなる(Short, 1978, 1979; Wright et al., 1979; 武田・砂村, 1982b)。

ステージ3になると、バーは明瞭な slip-face を持って岸方向へ移動する(Davis et al., 1972; Hayes, 1972)。平面形状は、ステージ3aおよび3bにそれぞれ示されるように直線性の強い直線バー(straight bar)と屈曲に富む三日月型バー(crescentic bar)とに分かれる。直線バー上の離岸流は、図に示されているほど明瞭には発達せず場所も固定していない場合(Green-

wood and Davidson-Arnott, 1979) もあるが、固定した強い離岸流が存在すると直線バーは分断され不連続バー (discontinuous bar) となる。三日月型バーでは離岸流の速度は大きく場所も固定されている。リップ・チャンネルの位置とバーの沖側突出部は一致する。

これら2種類のバー地形がどのような条件下で出現するのかについての説明は従来ほとんどなされていなかった。最近, Sasaki (1983) はこれを暴浪時の波浪特性のちがいで説明しようと試みている。

いずれのバー地形の場合にも、汀線近くに移動してきたバーの頂部は扁平で幅が広がるため、碎波後の波はバー上を伝播する間に多くのエネルギーを失う (バーによる波浪のエネルギー減衰については, Carter and Balsillie (1983) を参照されたい)。この結果、前のステージで形成されていたビーチカuspは、このステージで不活発 (inactive) となる (武田・砂村, 1982b)。

バーが前進しつづけるため、トラフの断面積は漸次減少する。そのため、沿岸流速が増大し、前浜へ砂が堆積するのを阻止するようになる。この結果、バーは前進しているにもかかわらず汀線位置はほとんど変化しないか、あるいは後退することすらある。またステージ3bのメガカuspの湾奥部では小規模な浜崖 (scarp) が発達することがある。これは強い離岸流を遡上してきた波が、最終的に汀線付近傍で碎波するために起こす局地的な侵蝕現象である。

三日月型バーの海岸ではバーの屈曲と調和的な汀線形状が発達する (Sonu, 1968; Short, 1978, 1979; Goldsmith et al., 1982a; 武田・砂村, 1984)。これはメガカusp (mega cusp) とよばれる (Short, 1979)。カuspの尖部は浅瀬を介してバーと連結している (Hornema and Sonu 1962)。メガカuspは直線バーが発達する海浜にも出現することがある。図-4 (下) は、このケースを示す。これは、ステージ3aよりも若干バーが岸方向に移動した段階で、強い離岸流によって分断された不連続バーが浅瀬を介してカusp尖部と連結している。このようなステージで顕著な循環流がしばしば発生する。図-4 (上) の循環流は三日月型バーと関連して形成されるもので、図-4 (下) の不連続バーの場合と比較して、その空間的規模が大きい。

ステージ2, 3でみられるようなバーの岸方向への移動は $5 \leq \bar{K} \leq 20$ のときに起る (武田・砂村, 1983; Sunamura and Takeda, 1984)。さらにバーが岸向き移動を続けると、逐には汀線に付いて welded bar (附着バー) となる (ステージ4)。なお、このステージにおいても条

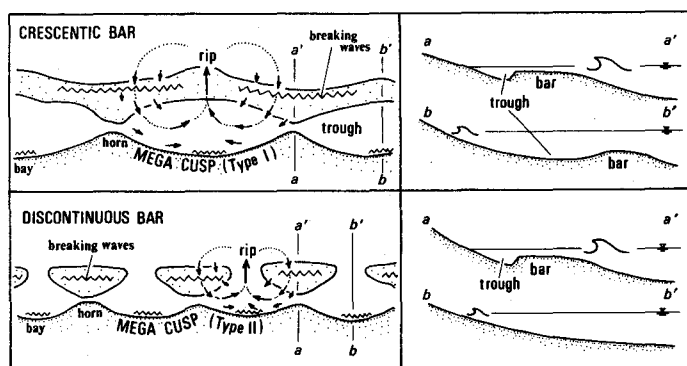


図-4 バーと関連して発達する循環流の模式図

件が整えばメガカuspが形成されることが報告されている(武田・砂村, 1984)。

ステージ3 bから4に至る間に、波が斜めに入射すると、図-5に模式的に示すような斜行型のバー(oblique bar)が成長する(Sonu et al., 1966; Eliot, 1973; Chappell and Eliot, 1979; Holman and Bowen, 1982, Fig.1)。このような地形は、条件が整えばステージ3 aからも発達すると思われるが、汀線の屈曲の程度はステージ3 bから発達した地形ほど顕著ではないであろう。しかし、これを確認できる資料は現在のところない。

Welded barは $3.5 \leq \bar{K} \leq 10$ という条件(武田・砂村, 1982a, 1983)のもとで陸上に乗り上げてバーム(berm)を形成する(ステージ5)。

図-6は、ミシガン湖岸で観察されたバーの挙動を示す。バーの岸方向への移動開始から、バーム形成に至るまでの一連の変化がよく把握されている(各プロファイルの左端に付されている数字は月日を表す)。ステージ5(図-3)では、バームの形成完了とはほぼ同時に汀線付近の海面下にはステップ地形がしばしば形成される。このステージで前浜勾配は最も急になり、反射率の高い反射型海浜(reflective beach)(Wright et al., 1978,

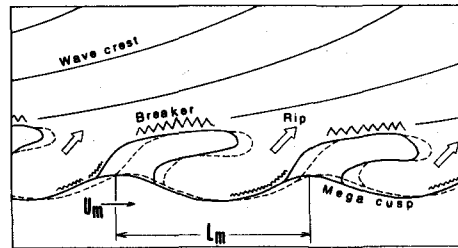


図-5 斜行型バーの模式図

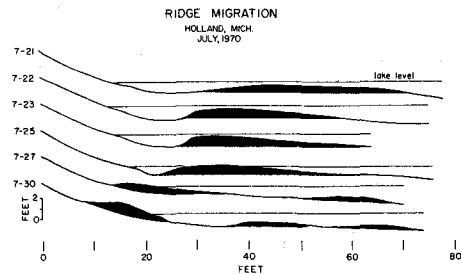


図-6 バーの岸向き移動を示す実測例
〔Davis and Fox (1971) による〕

1979)となる。汀線位置は暴浪作用前の状態に近い。波浪条件が変化しない限り地形は動的平衡状態(砂村, 1983)に入る。 $\bar{K} \leq 9$ ならばビーチカuspが発生する(武田・砂村, 1982b)。なお、この条件はステージ2のカuspの発生にも適用できる。

侵蝕過程の最初であるステージ6では、暴浪のため前浜は侵蝕されバーが形成されはじめる。ビーチカuspは消滅し浜崖(scarp)が発達する。カuspの消滅条件は $\bar{K} \geq 9$ である。このステージは、ステージ5を経ずに、 $\bar{K} \geq 10$ の条件でステージ4(welded-bar stage)から直接生じることもある(武田・砂村, 1982a, 1983)。

ステージ7では、引続く高波浪の襲来のため前浜物質は沖へ運搬されバーに堆積する。バーは次第に成長するとともに沖へ移動し、屈曲のある平面形状-屈曲バー(sinuous bar)-を呈する。汀線は全体的に後退する。強い離岸流の存在がみられる。離岸流の発生場所付近の汀線は、他の所と比べて相対的に大きな後退量を示す(Komar and Rea, 1976)。汀線形状はバーの屈曲と調和的なストームカusp(storm cusp)(Dolan et al., 1974)となる。

高波浪がさらに継続すると、汀線はますます後退し前浜勾配は緩くなる(ステージ8および9)。汀

線の屈曲は顕著でなくなる。バーはさらに沖へ移動し直線状の平面形を呈する。ステージ7と比べて8では離岸流はその流速を弱め (Wright et al., 1982), ステージ9ではほとんど消滅する。なおステージ6から9にかけてみられるバーの沖方向の移動は, $\bar{K} \geq 20$ という条件が満たされるときに生ずるであろう。

すべての海浜において各ステージが均等に出現するわけではない。例えば, 暴浪の襲来頻度の大きい外洋に面した海岸で, 小粒径の底質で構成されている所では堆積過程の究極ステージ (ステージ5) は出現にくい。一方, 同様の波浪特性をもつ海岸で大粒径の底質でできている場合には侵蝕過程の究極ステージ (ステージ1, 9) が出現する頻度は小さい。

なお, 底質粒径が一定とみなせる海岸に, 特性が変化しないような波浪 ($\bar{K} = \text{一定}$) がどのくらい長い時間作用すれば, 次のステージに移行するのかという問題は未解決である。

5. 各種の地形

上述した海浜変形モデル中のステージで出現する特徴的な地形について述べる。

5.1 直線バー

これは, 堆積過程のステージ2 aおよび3 aでみられるバーで岸向きに移動する (図-6)。この種のバーの日平均移動速度は, 1~数m/day の値を示す場合が多い (表-1)。バーの岸向き移動はバー海側緩斜面上を主に掃流形式で運搬されてきた底質が, 陸側急斜面 (slip-face) に堆積することによって起される。シールズ数を用いて解析した結果 (図-7), 平均移動速度 $\bar{v}$ は次式で表わせる

表-1 バーの岸向き移動速度に関する既往資料
〔Sunamura and Takeda (1984) による〕。

研究者	平均移動速度	調査地点
Evans (1939)	1.2m/day	Lake Michigan
Sonu (1969)	29.3	Nags Head, North Carolina
Hashimoto and Uda (1976)	2.2	Ajigaura, Japan
Hashimoto and Uda (1977)	3.3	Ajigaura, Japan
Kimura (1976)	3.0 - 5.0	Tatado, Japan
Owens and Frobel (1977)	0.83 - 1.0	Magdalen Islands, Quebec
Fox and Davis (1978)	1 - 5	Oregon
Sasaki (1982)	4 - 5	Dainigori-zawa, Japan
Sunamura and Takeda (1984)	1.2 - 11.5	Naka, Japan

ことが報告されている（武田・砂村，1983；
Sunamura and Takeda, 1984）。

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

ここに b はバーの高さ（比高）， w は堆積物の沈降速度である。なお，この種のバーの成因や規模に関する研究は少ない。

5.2 三日月型バー

ステージ 3 b で顕著にみられるこのバーの成因に関しては，(1)二方向から襲来する波の相互作用による（King and Williams, 1949；King, 1972, p.339-340），(2)海底地形の不規則による（Sonu, 1968, 1973），(3)edge wave による（Bowen and Inman, 1979；Short, 1979；Wright et al., 1979），(4)流体力学的不安定による（Hino, 1974），(5)spilling 型杵波で引越される岸向き砂移動と離岸流に起因する沖向き砂移動との相互作用による（Greenwood and Davidson-Arnott, 1979）などの諸説があり，定説はまだない。この種のバーは堆積過程の中の一つのステージで出現するという特殊性を持つ。従来の研究においては，この特殊性に対する認識が欠けている。

バーの波長は，オーストラリア東南部の海岸では 100～500 m で海底勾配により異なることが報告されている（Short, 1979）。一般には，100～2000 m の範囲内にあり，200～500 m のものが卓越する（Komar, 1976, p.278）。

5.3 屈曲バー

これは，高波浪時の侵蝕過程（ステージ 7）に出現するバーで，その屈曲の程度は離岸流の強さや発生間隔と関連するであろう。暴浪時の，しかも水面下の現象であるため十分な調査・研究が行われておらず，バーの挙動，規模，成因などについては不明な点が多い。

5.4 ビーチカスプ

堆積過程のステージ 2 および 5 で発生し，波長 1 m 内外のものから数十 m に達するカスプが報告されている。古くから多くの研究が行われているが，成因については未だ定説をみない。最近，edge wave 説（Komar, 1973, 1983；Guza and Inman, 1975；Wright et al., 1977, 1979；Huntley and Bowen, 1978；Sallenger, 1979）がかなり多くの支持を得ており，edge wave の波長とカスプの波長との関係が調べられている。一方，Longuet-Higgins and Parkin (1962) や Dean and Maurmeyer (1980) はこの説に疑問を投じている。カスプ

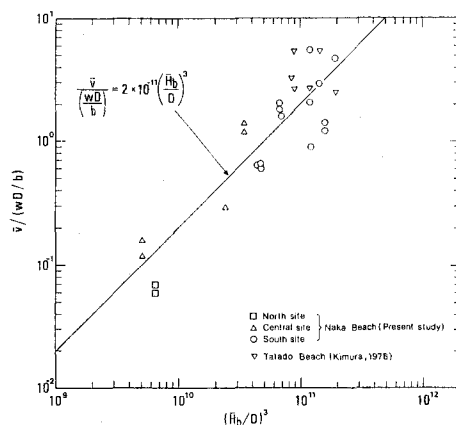


図-7 バーの岸向き平均移動速度 $\bar{v}$
〔武田・砂村(1983)による〕。

の形成には swash process が支配的であるとする考え (Dean and Maurmeyer, 1980 ; 武田・砂村, 1982b) にもとづき, 武田・砂村 (1982b) は既往のデータを用いてカスプの波長と Swash length との相関を調べている。いずれの考え方にもとづくにせよカスプ形成に関する説得力のある説明はまだない。

ビーチカスプ形成の起因として, 遡上波の挙動が沿岸方向に一樣でないことを掲げることに誤りはないであろう。この非一樣性は, (1)沿岸方向の波高分布の相違 (edge wave に起因する), (2)前浜上や極浅海域の地形の不規則性, や(3)前浜を構成する物質の粒径の不均一性などに原因を求めることができる。Swash process の三次元性と砂移動機構に立脚したカスプ形成の説明が望まれる。なお, この際次の点に注目する必要がある。従来, カスプの尖部では堆積が, 湾入部では侵蝕が生じていると考えられていたが, 現地でカスプの発生・発達を調べてみると, 前浜全体が堆積傾向にある時 (武田・砂村, 1982b), あるいは少なくともカスプ形成領域では堆積が生じている時 (佐藤ら, 1981) にカスプが作られていることがわかった。すなわちカスプは, 尖部の方が湾入部と比べて大きな堆積量を示す差別堆積の地形である。

5.5 メガカスプ

ビーチカスプと同様に堆積過程で出現するが, 両者の形態上の主な相違点は次の二つである。(1)メガカスプの波長はビーチカスプよりも一般に大きい。(2)メガカスプが平均海面時の屈曲で特長づけられるのに対し, ビーチカスプの平均海面汀線は直線状を呈しカスプの凹凸はそれよりも高い等高線で示される (図-8)。

メガカスプの形成には, バーの種類 (三日月型バー, 直線バー, welded bar), バーの距岸距離や岸方向への移動が密接に関係する (武田・砂村, 1984)。カスプの波長は数十から数百メートルに達すると考えられているが, 三日月型バーとの関連で形成されるカスプ

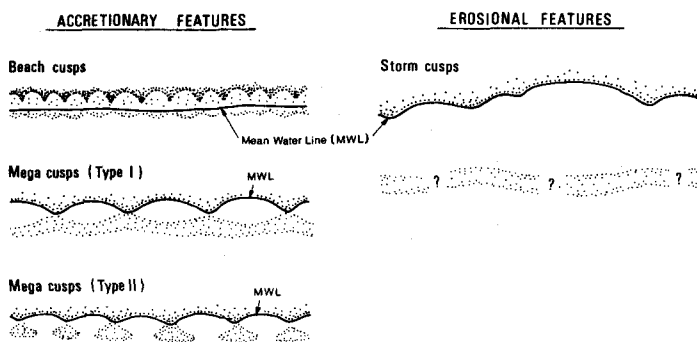


図-8 ビーチカスプ, メガカスプ, ストームカスプの模式図

の波長が一般に大きい (武田・砂村, 1984)。メガカスプの形成機構に関する研究はほとんど行われていないが, バーの性状を考慮したアプローチが今後なされるべきであろう。カスプの波長に関しても波長や底質条件との関連で定量的な説明ができるまでに至っていない。

図-5 に示すような斜行型バーは, 図中点線で示したように沿岸方向に平行移動する (Sonu, 1968)。その結果, メガカスプも移動する。その速さ U_m は, カスプの波長を L_m とすると

$$U_m \propto L_m^{-4/5} \quad (3)$$

で与えられる (Sonu, 1968)。すなわち、大きな波長のカスポードスピードが遅い。

5.6 ストームカスポ

これは、堆積過程で形成されるビーチカスポやメガカスポと異なり侵蝕過程で発達する (ステージ7)。バー・トラフ系内の流れ、特に離岸流に強く支配される地形で (Komar, 1971)、汀線の屈曲の程度はメガカスポよりも不規則である (図-8)。カスポの湾入部は強い離岸流の発生場所と一致し、顕著な汀線の後退が生ずるので、しばしば大きな災害を引き起こす (Dolan, 1971; Komar and Rea, 1976)。この種のカスポも沿岸方向に移動し、その速さは米国 North Carolina の Cape Hatteras では $100 \sim 200 \text{ m/month}$ であった (Dolan, 1971)。

ストームカスポの波長に関する資料は豊富ではないが、North Carolina の海岸における Dolan (1971) の実測によると $500 \sim 600 \text{ m}$ が多く、Short (1979) はオーストラリアの Narrabeen 海岸で 500 m という値を報告している。茨城県阿字ヶ浦海岸 ($D \approx 0.2 \text{ mm}$) では、 $\bar{H}_b = 3 \text{ m}$ 、 $\bar{T} = 8.9 \text{ s}$ の波浪により波長約 350 m (波高約 2.5 m) のストームカスポが形成された。

5.7 バーム

この地形は堆積過程の最終ステージ (ステージ5) で顕著にみられる。バームの形成は swash process と密接に関係するが、形成機構の物理的説明はいまだなされていない。武田・砂村 (1982a) は、波の遡上限界高さがバームの高さ B_h を決定すると考え、Hunt (1959) の式を変形し、 B_h を予測する式として

$$B_h = 0.12 \bar{H}_b^{5/8} (g \bar{T}^2)^{3/8} \quad (4)$$

を求めた (図-9)。なお、式中の定数は実験結果から決定されたものである。バームの形成には底質粒径が関与する ($3.5 \leq \bar{K} \leq 10$) が、一旦形成されたバームの高さは粒径とは無関係であることが式 (4) からわかる。

5.8 ステップ

これは、バームの形成完了とはほぼ同時に出現する階段状の微地形である (ステージ5)。ステップの高さは backwash vortex の大きさに決定されたと考え、この大きさが backwash の流速と波の周期の積に比例すると仮定し (Takeda and Sunamura 1983)、ステップの高さ (比高) Z を次式で表わした (武田・砂村, 1983)。

$$Z = 0.34 \bar{T} (g \bar{H}_b)^{1/2} \quad (5)$$

式中の定数は実験結果より決定されたものである。

5.9 前浜勾配

前浜は堆積過程の最終ステージ（ステージ5）で最も急になり，侵蝕過程の最終ステージ（ステージ9）で最も緩やかになる。このことは，単純に考えれば，波高が増大するにつれて前浜勾配は減少することを示している。しかし実際は，波高のみではなく，周期と底質粒径によっても勾配は変化する。この点は従来から指摘されていた（例えば，Bascom, 1951；Wiegel, 1964, p.359；King, 1972, p.328-331）が，これら三つの要因をとり入れた予測式は求められていなかった。最近，Sunamura (1984) は次元解析の手法を用いて，前浜勾配 $\tan \alpha$ を次式のように表わしている（図-10）。

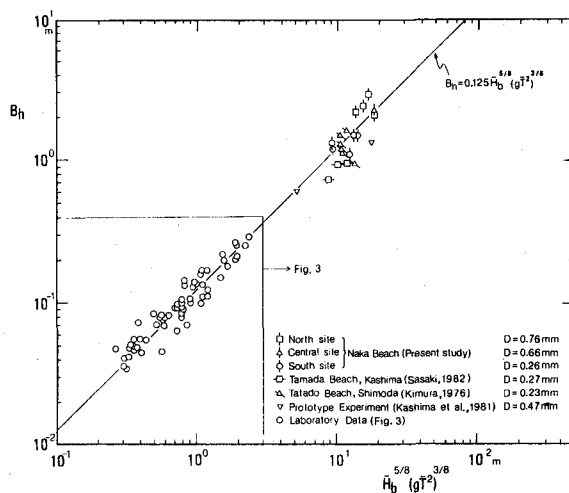


図-9 バームの高さ B_b
〔武田・砂村 (1982a) による〕。

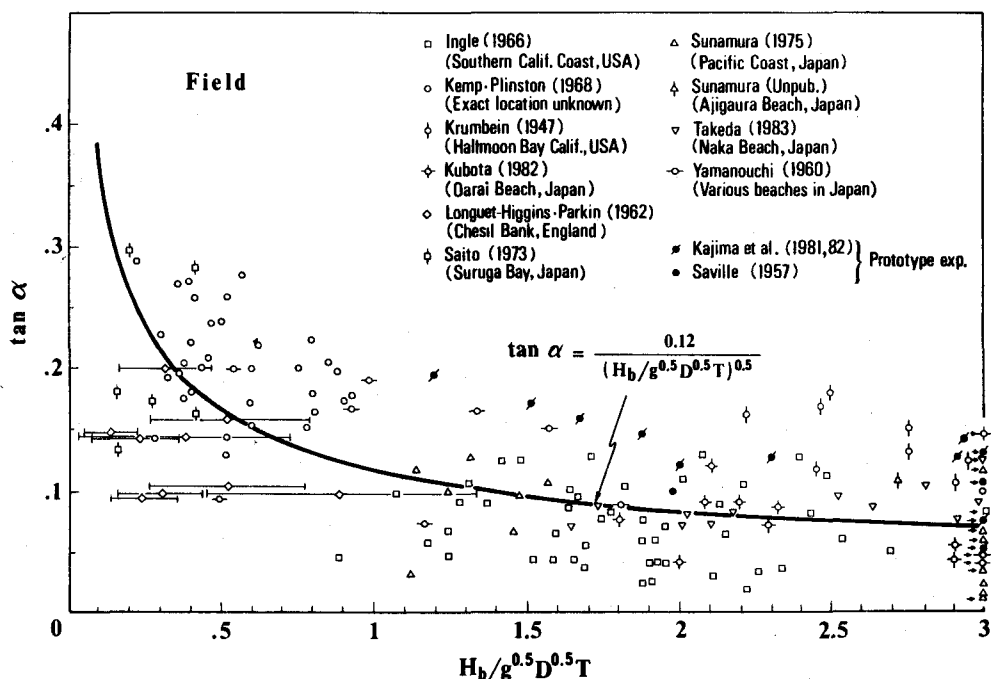


図-10 前浜勾配 $\tan \alpha$ 〔Sunamura (1984) による〕。

$$\tan \alpha = 0.12 \left(\frac{H_b}{g^{1/2} T D^{1/2}} \right)^{-1/2} \quad (6)$$

上式は日単位（日平均）の波の諸元に対しても成立すると考えられるので

$$\tan \alpha = 0.12 \bar{K}^{-1/4} \quad (7)$$

6. おわりに

岸沖漂砂の卓越する砂浜海岸における短期間の地形変化の基本モデルを図-3に示した。図中のループを反時計回りに進む地形変化がみられるのは、襲来波浪の特性が暴風時にピークをもち、その後は漸次静穏になるという経時変化を示す場合に限られる。このような単純な経時変化は稀である。実際の地形変化は波浪特性の変化に呼応してループの途中で堆積過程から侵蝕過程（あるいはその逆）へと移行するので、かなり複雑な様相を呈する。このようなステージの移行をさらに込み入ったものになっている要因に(1)波浪の入射方向の変化、(2)潮位変化、(3)底質粒径の変化、などがある。また、これらの要因は地形それ自体を複雑あるいは不明瞭なものにしている。

本稿が、自然海浜で生じている地形変化を理解する上で多少なりともお役に立てば幸である。

参 考 文 献

- 1) Aubrey, D. G. (1979) : Seasonal pattern of onshore / offshore sediment movement, Jour. Geophys. Res., 84, 6347 - 6354.
- 2) Bajorunas, L. and Duane, D. B. (1967) : Shifting offshore bars and harbor shoaling, Jour. Geophys. Res., 72, 6195 - 6205.
- 3) Bascom, W. N. (1951) : The relationship between sand size and beach-face slope, Am. Geophys. Union, Trans., 32, 866 - 874.
- 4) Bowen, A. J. and Inman, D. L. (1971) : Edge waves and crescentic bars, Jour. Geophys. Res., 76, 8662 - 8671.
- 5) Bruun, P. (1963) : Longshore currents in one and multi-bar profiles in relation to littoral drift, Proc. 8th Int. Conf. Coastal Eng., 211 - 247.
- 6) Carter, R. W. G. and Balsillie, J. H. (1983) : A note on the amount of wave energy transmitted over nearshore sand bars, Earth Surface Processes and Landforms, 8, 213 - 222.
- 7) Chappell, J. and Eliot, I. G. (1979) : Surf-beach dynamics in time and space, Marine Geol., 32, 231 - 250.
- 8) Davis, R. A., Jr. and Fox, W. T. (1971) : Beach and nearshore dynamics in

- eastern Michigan, O N R Tech. Rep. , 4, 145 p. Cited in Hayes (1972).
- 9) Davis, R. A. , Jr. and Fox, W. T. (1975) : Process-response patterns in beach and nearshore sedimentation : I. Mustang Island, Texas, Jour. Sedimentary Petrology, 45, 852 - 865.
 - 10) Davis, R. A. , Jr. Fox, W. T. , Hayes, M. O. and Boothroyd, J. C. (1972) : Comparison of ridge and runnel systems in tidal and non-tidal environments, Jour. Sedimentary Petrology, 42, 413 - 421.
 - 11) Dean, R. G. (1973) : Heuristic models of sand transport in the surf zone, Proc. Conf. Engineering Dynamics in the Surf Zone, 208 - 214.
 - 12) Dean, R. G. and Maurmeyer, E. M. (1980) : Beach cusps at Point Reyes and Drackes Bay beaches, California, Proc. 17th Int. Conf. Coastal Eng., 863 - 884.
 - 13) Dolan, R. (1971) : Coastal landforms : crescentic and rhythmic, Geol. Soc. Am. Bull. , 82, 177 - 180.
 - 14) Dolan, R. , Vincent, L. and Hayden, B. (1974) : Crescentic coastal landforms, Zeitsch. für Geomorphologie, 18, 1 - 12.
 - 15) Duncan, J. R. (1964) : The effect of water table and tide cycle on swash-back-water sediment distribution and beach profile development, Marine Geol. , 2, 186 - 197.
 - 16) Eliot, I. G. (1973) : The persistence of rip current patterns on sandy beaches, 1st Australian Conf. Coastal Eng. , 29 - 34.
 - 17) Evans, O. F. (1940) : The low and ball of the east shore of Lake Michigan, Jour. Geol. , 48, 476 - 511.
 - 18) Goldsmith, V. , Bowman, D. and Kiley, K. (1982 a) : Sequential stage development of crescentic bars : Hahoterim beach, Southeastern Mediterranean, Jour. Sedimentary Petrology, 52, 233 - 249.
 - 19) Goldsmith, V. , Bowman, D. , Kiley, K. , Burdich, B. , Mart, Y. and Sofer, S. (1982 b) : Morphology and dynamics of crescentic bar system, Proc. 18th Int. Conf. Coastal Eng. , 941 - 953.
 - 20) Greenwood, B. and Davidson-Arnott, R. G. D. (1975) : Marine bars and nearshore sedimentary processes, Kouchibouguac Bay, New Brunswick, Canada, in J. Hails and A. Carr (ed.), Nearshore Sediment Dynamics and Sedimentation, 123 - 150, John, Wiley, London, 316 p.
 - 21) Greenwood, B. and Davidson-Arnott, R. G. D. (1979) : Sedimentation and equi-

- librium in wave-formed bars : a review and case study. *Canadian Jour. Earth Sci.* , 16, 312-332.
- 22) Guza, R. T. and Inman, D. L. (1975) : Edge waves and beach cusps, *Jour. Geophys. Res.* , 80, 2997-3012.
- 23) Hattori, M. (1982) , Field study on onshore-offshore sediment transport, *Proc. 18th Int. Conf. Coastal Eng.* , 923-940.
- 24) Hayes, M. O. (1972) : Forms of sediment accumulation in the beach zone, in R. E. Meyer (ed.), *Waves on Beaches and Resulting Sediment Transport*. 297-356, Academic Press, New York, 462 p.
- 25) Herbich, J. B. (1970) : Comparison of model and beach scour pattern, *Proc. 12th Int. Conf. Coastal Eng.* , 1281-1300.
- 26) Hino, M. (1974) : Theory of formation of rip-current and cuspidal coast, *Proc. 14th Int. Conf. Coastal Eng.* , 901-919.
- 27) Holman, R. A. and Bowen, A. J. (1982) : Bars, bumps, and holes : models for the generation of complex beach topography, *Jour. Geophys. Res.* , 87, 457-468.
- 28) Hom-ma, M. and Sonu, C. (1962) : Rhythmic pattern of longshore bars related to sediment characteristics, *Proc. 8th Int. Conf. Coastal Eng.* , 248-278.
- 29) Hunt, I. A. , Jr. (1959) : Design of seawalls and breakwaters, *Jour. Waterways Harbors Div.* , *Proc. Am. Soc. Civil Eng.* , WW3, 123-152.
- 30) Huntley, D. A. and Bowen, A. J. (1978) : Beach cusps and edge waves, *Proc. 16th Int. Conf. Coastal Eng.* , 1378-1393.
- 31) Inman, D. L. and Filloux, J. (1960) : Beach cycles related to tide and local wind regime, *Jour. Geol.* , 68, 225-231.
- 32) Jarrett, J. T. (1977) : Sediment budget analysis-Wrightsville Beach to Kure Beach, N. C. , *Coastal Sediments '77*, 986-1005.
- 33) King, C. A. M. (1972) : *Beaches and Coasts*, 2nd ed. , Edward Arnold, London, 570 p.
- 34) King, C. A. M. and Williams, W. W. (1949) : The formation and movement of sand bars by wave action, *Geogr. Jour.* , 113, 70-85.
- 35) Komar, P. D. (1971) : Nearshore cell circulation and the formation of giant cusps, *Geol. Soc. Am. Bull.* , 82, 2643-2650.
- 36) Komar, P. D. (1973) : Observations of beach cusps at Mono Lake, California, *Geol. Soc. Am. Bull.* , 84, 3593-3600.

- 37) Komar, P. D. (1976) : Beach Processes and Sedimentation, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 429 p.
- 38) Komar, P. D. (1983) : Rhythmic shoreline features and their origins, in R. Gardner and H. Scoging (ed.), Large-Scale Geomorphology, 92-112, Oxford Univ. Press, New York, 240 p.
- 39) Komar, P. D. and Rea, C. C. (1976) : Erosion of Siletz spit, Oregon, Shore and Beach, 44, 9-15.
- 40) Longuet-Higgins, M. S. and Parkin, D. W. (1962) : Sea waves and beach cusps, Geogr. Jour., 128, 194-201.
- 41) Otvos, E. G. (1965) : Sedimentation-erosion cycles of single tidal periods on Long Island Sound beaches, Jour. Sedimentary Petrology, 35, 604-609.
- 42) Owens, E. H. (1977) : Temporal variations in beach and nearshore dynamics, Jour. Sedimentary Petrology, 47, 168-190.
- 43) Sallenger, A. H., Jr. (1979) : Beach-cusp formation, Marine Geol., 29, 23-37.
- 44) Sasaki, T. O. (1980) : A heuristic model of the nearshore zone, Coastal Zone '80, 3197-3213.
- 45) Sasaki, T. (1983) : Three-dimensional topographic changes on the foreshore zone of sandy beaches, Univ. Tsukuba, Inst. Geosci., Sci. Rep. (A), 4, 69-95.
- 46) 佐藤道郎・黒木敬司・篠原知明 (1981) : ビーチカスプの形成に関する現地実験, 土木学会第36回年次学術講演会講演集 (II部), 841-842.
- 47) Saylor, J. H. and Hands, E. B. (1970) : Properties of longshore bars in the Great Lakes, Proc. 12th Int. Conf. Coastal Eng., 839-853.
- 48) Shepard, F. P. (1950 a) : Longshore-bar and longshore-trough, Beach Erosion Board, Tech. Memo., 15, 32 p.
- 49) Shepard, F. P. (1950 b) : Beach cycles in southern California, Beach Erosion Board, Tech. Memo., 20, 26 p.
- 50) Shepard, F. P. (1963) : Submarine Geology, Harper & Row, New York, 557 p.
- 51) Short, A. D. (1975 a) : Offshore bars along the Alaskan Arctic coast, Jour. Geol., 83, 204-221.
- 52) Short, A. D. (1975 b) : Multiple offshore bars and standing waves, Jour. Geophys. Res., 80, 3833-3840.
- 53) Short, A. D. (1978) : Wave power and beach-stages : a global model, Proc. 16th Int. Conf. Coastal Eng., 1145-1162.

- 54) Short, A. D. (1979) : Three-dimensional beach-stage model, Jour. Geol. , 87, 553 - 571.
- 55) Short, A. D. (1980) : Beach response to variations in breaker height, Proc. 17 th Int. Conf. Coastal Eng. , 1016 - 1035.
- 56) Short, A. D. and Wright, L. D. (1981) : Beach systems of the Sydney Region, Australian Geographer, 15, 8 - 16.
- 57) Sonu, C. J. (1968) : Collective movement of sediment in littoral environment, Proc. 11 th Int. Conf. Coastal Eng. , 373 - 400.
- 58) Sonu, C. J. (1973) : Three-dimensional beach changes, Jour. Geol. , 81, 42 - 64.
- 59) Sonu, C. J. and Van Beek, J. (1971) : Systematic beach changes on the Outer Banks, North Carolina, Jour. Geol. , 79, 416 - 425.
- 60) Sonu, C. J. , McCloy, J. M. and McArthur, D. S. (1966) : Longshore currents and nearshore topographies, Proc. 10th Int. Conf. Coastal Eng. , 525 - 549.
- 61) Strahler, A. N. (1966) : Tidal cycle of changes on an equilibrium beach, Jour. Geol. , 74, 247 - 268.
- 62) 砂村継夫 (1975) : 波による岩石海岸の地形変化 — 最近の研究とその問題点 — , 地理学評論, 48, 394 - 411.
- 63) 砂村継夫 (1983) : 波による海岸地形の変化, 地形, 4, 179 - 188.
- 64) Sunamura, T. (1983) : Processes of sea cliff and platform erosion, in P. D. Komar (ed.) , CRC Handbook of Coastal Processes and Erosion, 233 - 265, CRC Press, Boca Raton, Florida, 305 p.
- 65) Sunamura, T. (1984) : Quantitative predictions of beach-face slopes, Geol. Soc. Am. Bull. , 95, 242 - 245.
- 66) 砂村継夫 (1984) : Swash zone を含む碎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, 316 - 320.
- 67) 砂村継夫 (1985) : 海浜地形, 堀川清司編「海岸環境工学」, 東大出版会, 130 - 146.
- 68) Sunamura, T. and Horikawa, K. (1977) : Sediment budget in Kujukuri coastal area, Japan, Coastal Sediments '77, 475 - 487.
- 69) Sunamura, T. and Takeda, I. (1984) : Landward migration of inner bars, Marine Geol. , 60, 63 - 78.
- 70) Takeda, I. (1984) : Beach changes by waves, Univ. Tsukuba, Inst. Geosci. , Sci. Rep. (A) , 5, 29 - 63.
- 71) 武田一郎・砂村継夫 (1982 a) : バームの形成条件と高さ, 地形, 3, 145 - 157.

- 72) 武田一郎・砂村継夫 (1982 b) : 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, 319-322.
- 73) 武田一郎・砂村継夫 (1983) : 砂浜海岸の堆積過程における地形変化, 第30回海岸工学講演会論文集, 254-258.
- 74) Takeda, I. and Sunamura, T. (1983) : A wave-flume experiment of beach steps, Univ. Tsukuba, Inst. Geosci., Ann. Rep., 9, 45-48.
- 75) 武田一郎・砂村継夫 (1984) : 砂浜海岸の堆積過程における汀線形状 — メガカスプについて — 第31回海岸工学講演会論文集, 335-339.
- 76) Waddell, E. (1973) : Dynamics of swash and its implications to beach response, Louisiana State Univ., Coastal Studies Inst., Tech. Rep., 139, 49p.
- 77) Waddell, E. (1976) : Swash-ground water-beach profile interactions, in R. A. Davis, Jr. and R. L. Ethington (ed.), Beach and Nearshore Sedimentation, Soc. Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Pub., 24, 115-125.
- 78) Wiegel, R. L. (1964) : Oceanographical Engineering, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 532 p.
- 79) Williams, A. T. (1971) : An analysis of some factors involved in the depth of disturbance of beach sand by waves, Marine Geol., 11, 145-158.
- 80) Wright, L. D., Thom, B. G. and Chappell, J. (1978) : Morphodynamic variability of high-energy beaches, Proc. 16th Int. Conf. Coastal Eng., 1180-1194.
- 81) Wright, L. D., Guza, R. T. and Short, A. D. (1982) : Dynamics of a high-energy dissipative surf zone, Marine Geol., 45, 41-62.
- 82) Wright, L. D., Short, A. D. and Green, M. O. (1985) : Short-term changes in the morphodynamic state of beaches and surf zones : An empirical predictive model, Marine Geol., 62, 339-364.
- 83) Wright, L. D., Thom, B. G., Cowell, P., Bradshaw, M. and Chappell, J. (1977) : Field observations of resonant surf and current spectra on a reflective beach and relationship to cusps, Search, 8, 321-322.
- 84) Wright, L. D., Chappell, J., Thom, B. G., Bradshaw, M. P. and Cowell, P. (1979) : Morphodynamics of reflective and dissipative beach and inshore systems : Southeastern Australia, Marine Geol., 32, 105-140.