

II - 431

伊東大川の河口部に形成された砂嘴の地形特性

建設省土木研究所河川研究室長 正会員 宇多 高明

1. まえがき

筆者は、砂嘴の形成とその地形特性に興味を持ち、実験室内での数mの規模の砂嘴より、溜沼や霞ヶ浦など湖内で発達する数十mの規模の砂嘴、さらには三保半島や、野付崎、英国のDungenessなど、数十kmの規模をもつ砂嘴について研究を進めてきた。これによると、規模の大小を問わず砂嘴の地形特性は互いに非常によく似ていることが見い出された。このことは、砂嘴の地形特性の一般的記述が可能なことを示している。最近、筆者は伊東市内の中小河川である伊東大川の河口部に形成された砂嘴を観察する機会をもった。本研究では、この観察結果と従来の知見とを比較し、改めて砂嘴の形成機構について考えてみたい。

2. 伊東大川河口部の砂嘴の観察

1994年5月13日、伊東市内を流下する伊東大川の河口部に発達する砂嘴の観察を行った。以下では直下流にある渚橋上から撮影した写真をもとに議論を進める。まず、写真-1は河口部の砂嘴と伊東大川を上流方向に撮影したものである。右岸は階段護岸または緩傾斜護岸であり、その法線は緩やかな波型となっている。この護岸の前面、河口から数十m上流にみごとな砂嘴が発達している。砂嘴は右岸側より河道中央まで伸び、河道のほぼ1/2を塞いでいる。砂嘴の先端部は円みを帯びており、先端部の勾配は非常に急である。このため河道を遡ってきた波は砂嘴の先端で回折し、砂嘴の裏側へと侵入する。しかし砂嘴の裏側へ伝わる波は回折波のために波高は低い。

写真-2には砂嘴の下流(海)側の状況を示す。砂嘴先端部の円みを帯びた海浜形状と異なり、ここでは浜崖が形成されるとともに、満潮時汀線付近には粒径の大きな礫が多数見られる。これらの特徴は、満潮時の波浪の作用により砂嘴の海側は現在も侵食されつつあり、侵食の結果として侵食域にアーマーコートが形成されていることを表わしている。写真はいずれも干潮時に撮影されたために、撮影時には漂砂はほとんど生じておらず、したがって著しい海浜変形は生じていないと考えられるが、満潮時の波の作用によれば砂嘴の海側が削り取られ、それが砂嘴先端部およびその上流側へ運ばれ堆積することは十分理解できる。またそうであるが故に先端部付近は全体に円みを帯びた形状となると考えられる。

写真-3は砂嘴の側面の状況である。砂嘴上にはほぼ連続的に何本かの縞模様が見られる。これは満潮時だけではなく、ある潮位レベルにおいて波の作用が著しかった時の汀線の痕跡と考えられる。これによると、写真-3に示す最上位の模様は上流側で張り出しており、そこで土砂堆積が生じていたことを表わす凸状地形が見られる。また、砂嘴先端部付近の最突出点が、潮位が低い時の汀線ほど下流側へ移動していることも見てとれる。

3. 観察結果の要約

前節で述べた砂嘴の地形特性は図-1の模式図にまとめられる。(a)は平面図、(b)は断面図である。(a)の平面図

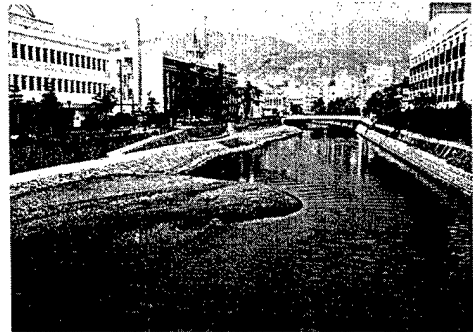
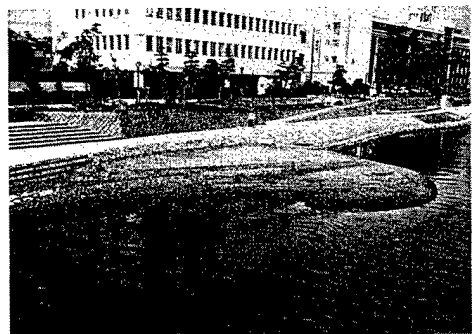
写真-1 伊東大川の河口部の砂嘴の状況
(上流方向に撮影)

写真-2 砂嘴の全景



写真-3 砂嘴の側方状況

に示す3本の線（ l , $\square$, $\wedge$ ）の物理的意味は次のようである。 l は、砂嘴の砂浜の平坦面上部を代表する等高線であって、入射波が最初に作用する海側に形成される浜崖の上部を通る等高線である。 $\square$ は汀線、そして $\wedge$ は侵食によって形成された侵食平坦面を代表する等高線である。図-1(a)に示すように、海側で波の作用の著しい区間では侵食平坦面が形成され、海面下での等高線の間隔は非常に広がる。これと対照的に陸域には浜崖が形成される。上流側では堆積急斜面が形成され、上流へと運ばれてきた砂礫は急勾配をなして堆積する。砂嘴の平面形が図-1(a)で与えられる場合、砂嘴の侵食側と堆積側の断面形は一般に図-1(b)に示す形状となる。侵食断面(A-A')では、浜崖ができるのと対照的に沖合には削り取られて形成された侵食平坦面が続く。この部分の海底勾配はかなり緩やかである。全体に断面形は鉛直上方に凹型となる。一方、堆積断面(B-B')では次々と土砂が堆積するために急勾配で、鉛直上方に凸な形状を示す。このような特性はすでに宇多・山本（1992）の示した砂嘴周辺の地形特性と同一である。

4. 考察

前述の河口部での砂嘴はかなり安定的に存在する。その理由はいくつか指摘される。第1に、河口より河道内へと侵入する波は、両岸での砕波や摩擦損失によりエネルギーを失うために、掃流力はある距離を越えると大きく減衰すること。第2には砂嘴の形状自体が安定化に向かうことである。海側の汀線は次第に入射波と直角となるよう変形するから、汀線に沿う沿岸漂砂量は減少し、しかも砂嘴が上流へ遡るほど侵食平坦面の長さが長くなって波の減衰が著しくなる。また侵食平坦面上には沿岸漂砂により運ばれることができないほど重量や粒径の大きい底質が残されて粗度は益々増大することがあげられる。第3には砂嘴の横断方向の最突出点付近の勾配は非常に急であるから砕波が起こりにくく、したがって沿岸流（沿岸漂砂）が生じにくいこと、さらに先端部の海底勾配は非常に急であって深部へと落ち込むために、沿岸漂砂によりある土砂量が供給されたとしても、汀線の前進量がごくわずかとなることなどが指摘される。これはDungenessの場合と同様である（宇多・山本、1993参照）。

砂嘴の平面形について概念的に考えてみる。砂嘴の汀線が図-2(a)のように中心線に対し河道の上下流側で対照となるとする。この場合、砂嘴の両側からほぼ同一の波高の波が作用しなければならない。すなわち左右対称形の砂嘴が形成されるためには、外力（波）も対称性を有していなければならない。しかし現実にはこのような状況を想定することは困難である。

図-2(b)は非対称型の砂嘴である。このような形状となるには、一方向のみから波が作用しなければならない。実際には河川流があり、砂嘴が対岸に向かって伸びるほど河川流の流速も増大するが、洪水時を除けば河川流が砂嘴の変形に及ぼす影響は大きくない。現地の海岸や河口で見られる砂嘴のほとんど全てはタイプ(b)である。

なお、タイプ(a)において波浪が同時に作用するのではなく、交互に作用するとすれば、それぞれの波の作用側と逆方向に歪んだ形の砂嘴となり、それらを平均化すると図-1(a)となる。いわば動的平衡状態にある砂嘴も広義の意味ではこのタイプに含まれる。動的平衡状態に近似される砂嘴は佐渡島の鴻ノ瀬鼻（松ガ崎）に見られる（宇多・山本、1990）が、この種の事例は数少ない。

参考文献

- 宇多高明・山本幸次（1990）：佐渡島、鴻ノ瀬鼻における海浜の変形、地形、Vol. 11, pp. 13-28.
 宇多高明・山本幸次（1993）：Dover海峡のDungenessの形成要因に関する実験的研究、地形、Vol. 14, pp. 165-179.
 宇多高明・山本幸次（1992）：湖内および湾内に発達する砂嘴地形の変形特性、土木研究所報告、第186号、pp. 59-72.

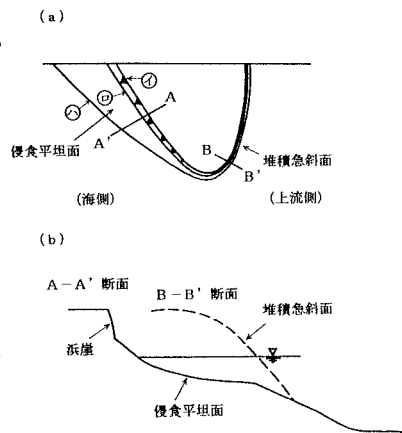


図-1 砂嘴の平面形および断面形

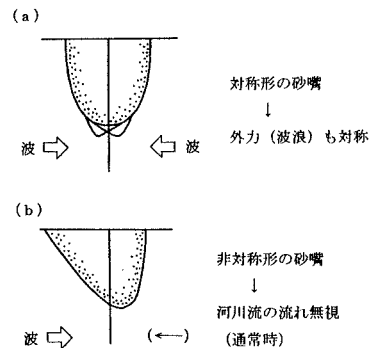


図-2 砂嘴と外力の対称・非対称性