周防灘に面した苅田市沖の 干潟上に形成された孤立砂州の変形

宇多 高明¹・宮原 志帆²・三波 俊郎²・芹沢 真澄³

¹ 正会員 一般財団法人土木研究センター常務理事なごさ総合研究室長兼日本大学客員教授理工学部
海洋建築工学科 (〒110-0016 東京都台東区台東 1-6-4 タカラビル)

E-mail: uda@pwrc.or.jp

² 海岸研究室 (有) (〒160-0011 東京都新宿区若葉 1-22 ローヤル若葉 301)

³ 正会員 海岸研究室 (有) (〒160-0011 東京都新宿区若葉 1-22 ローヤル若葉 301)

周防灘に流入する長峽川と今川河口周辺の干潟上では、多数の縦方向砂州とともに、それらの融合により形成された孤立沿岸砂州（以下、孤立砂州）が発達している。また、孤立砂州の発達に伴って波の遮蔽効果が増したために、孤立砂州背後の陸岸では著しい地形変化が起きている。本研究では、こうした孤立砂州の発達と変形を衛星画像を基に調べるとともに、2009年12月27日には砂州の形成状況を現地踏査により調べた。最後にこれらの観察結果を基に砂の塊の移動機構を説明する模式図を作成した。

Key Words : Tidal flat, isolated sand bar, Suo-nada Sea, longshore sand transport

1. はじめに

極浅海域においては、波の作用下において通常の砂浜海岸で観察されるのと大きく異なった特徴を有する砂州の発達が見られる。例えば、極浅海域として干潟およびそれに隣接する河口域において、洪水により砂が河口沖へ運ばれ堆積した場合を考えると、一般に砂の平衡勾配は干潟の勾配と比べて大きいので、波の作用下では砂は不安定となり、岸向きの砂移動が起り得る。その際、砂は徐々に集積して砂州を形成し、またそれらの結合・融合が起りつつ汀線へと運ばれる。その実例は、周防灘に面した行橋市の祓川河口部で観察された¹⁾。また、このような特異な形状を有する砂州の変形予測がBGモデル (Bagnold概念に基づく3次元海浜変形予測モデル) を用いて行われた²⁾³⁾。祓川の北2.6 kmに位置する長峽（ながお）川および今川河口周辺には同様に干潟が発達しており、多数の縦方向砂州の発達と、それらが融合して伸びた長大な孤立沿岸砂州（以下、孤立砂州）が観察される。また、孤立砂州の発達に伴って波の遮蔽効果が増し、孤立砂州背後の陸岸では著しい海浜変形が生じている。このような孤立砂州は、それ自体が波の遮蔽効果を発揮するために、沖合に離岸堤が設置された場合と同様な効果を発揮し、陸岸での海浜変形の原因となるとともに、砂州自体が陸岸と接続する場合には海浜土砂量の急速な増加をもたらす、養浜と同じ意味を有すると考えられる。このことから、工学的にもこの種の現象を明らかにする

ことは重要と考えられるが、3次元的な砂州の変動予測手法はいまだ十分確立していない。本研究ではこうした孤立砂州の発達と変形について衛星画像を基に調べるとともに、2009年12月27日には現地踏査を行い、砂州の形成状況を観察するとともに、砂州の簡易縦断測量を行った。本研究では、これらの観察結果を基に砂の塊の岸向き移動機構を説明する模式図を作成した。なお、本研究の調査区域の南2.6 kmに位置する杵尾海岸でのH.W.L.はTP.+2.07 mに、M.W.L.はTP.+0.10 mに、そしてL.W.L.はTP.-2.12 mにあり、潮位偏差が大きい¹⁾。また、波浪条件についてはNOWPHAS苅田港によれば、通常時の波高は1 m以下がほとんどで周期は2~4 sで変動しており、エネルギー平均波高は0.38 mである¹⁾。

2. 衛星画像の判読

図-1は行橋市の長峽川および今川の河口周辺の調査地域を示す。調査区域は図-1に示す苅田市の矩形区域である。区域の北側には埋立地が伸びる一方、南東側には簗島山があってこの間1.2 kmが周防灘に面している。このため調査区域ではほぼ東寄りの入射波が卓越している。また簗島山の背後に隠れるようにして長峽川と今川が流入している。長峽川の流路の一部は今川と合流した後、簗島西部漁港を取り囲む半円形の防波堤に沿って右回りに蛇行しつつ周防灘へ流れている。また、長峽川の別の

図-1 周防灘に面した長峡川河口沖干潟周辺の衛星画像

図-2 調査区域の衛星画像 (2003年11月18日)

図-3 調査区域の衛星画像 (2009年5月1日) と現地踏査地点

流路が今川河口沖の滞筋と同様に右回りに湾曲して周防灘に流入している。

図-2は、図-1に示した矩形区域の2003年11月18日の衛星画像の拡大図を示す。埋立地護岸からほぼ南東方向へ

と長さ690 mの直線状護岸が伸び、この護岸の前面には保安林の松林とそれと平行に幅約40 mの砂浜が広がっていたが、砂浜は埋立地から500 m地点で突然終わり、その南東側は直立護岸と消波工で覆われていた。この砂浜の南端は、沖合でほぼ東向きに細長く伸びた砂州の南端位置とほぼ一致していた。また、沖合の砂州は汀線沖136 mで二股に分かれ、背後にほぼ三角形形状のlagoonを有していた。この砂州は北西側では陸の砂州と連結していたが、南東側では海岸線と接続しておらず、陸との間に幅36 mの開口部を残していた。一方、沖合の砂州(縦砂州)は斜め沖(N86° E)方向に伸び、長峡川河口の沖約520 m付近まで達していた。これらとは別に、沖合の干潟面上には多数の沿岸砂州を横断してN75° E(平均汀線への法線に対して右回りに約20°をなす)方向に16本の細長い縦砂州が伸びていた。汀線付近から沖合までほぼ連続的に伸びた、最も規模の大きな縦砂州は海岸線からほぼ520 m沖から発達していたが、この付近は長峡川の河口沖の滞筋が右に湾曲する付近の外岸付近に相当している。この付近は長峡川の洪水時に滞筋に沿って運ばれた砂が干潟上へ載る位置とほぼ一致していると考えられることから、砂は長峡川起源と推定され、その砂が岸向き漂砂により運ばれ、岸向きに細長い縦砂州を造ったと考えられる。さらに縦砂州aに典型的に見られるように、彗星のように尾を引きながら縦方向に伸びた砂州の陸側端付近では、砂州高が沖側より高まっていることが衛星画像から判読されることから、これらの縦砂州では岸向きの砂移動が活発なことが分かる。

図-3は2009年5月1日の衛星画像を示す。画像には2009年12月27日実施の現地踏査時の写真撮影地点番号(写真番号と同一)を示すとともに、同時に実施したGPSにより測定した砂州形状も示す。また孤立砂州の北半分と南半分をA, C, 中央の細長く尖った砂州をBと呼んで区別する。図-2に示したように、2003年11月18日には陸側にほぼ三角形形状のlagoonを有する砂州が伸びていたが、2009年5月1日までにlagoonの両側の縦砂州が互いに引き寄せられるように接近・合体し、それらの中央部に沖向きに大きく尖った砂州Bが形成された。また、2009年5月1日には海岸線と約10°斜行した沿岸方向に長さ210 mの孤立砂州が伸び、その南端と北端が砂嘴として岸向きに伸びていたが、2009年12月27日までに砂州中央部が陸側に約27 m移動するとともに、Aの北端では21 m, Cの南端

では42m砂州先端が陸岸に近づいた。孤立砂州はその先端が陸に近づきながら伸びたが、とくに砂州Aは沖合からの入射波に対して防波堤のように波を強く遮蔽するため、孤立砂州による波の遮蔽域の外側から内側へと向かう沿岸漂砂が生じ、陸岸では砂州から離れた地点1, 2付近では汀線が後退する一方、三角形状に尖った砂州の先端の地点5付近では堆積が起きたと推察される。

図-4は図-2と同じ区域の2012年4月1日の衛星画像を示す。図-3に示した2009年5月1日～2009年12月27日の砂州の変化では、砂州A, Cが岸へと接近していたが、波の作用により同様な変化が続いたと考え、図-4の砂州A', C' はそれぞれ図-3に示す砂州A, Cがさらに岸向きに伸びたもので、砂州Bの沖端で砂州が重なり砂州B' が形成され、砂州Bの北側、南側の水域が砂州の伸長により閉じ込められた結果図-4に示すlagoonが形成されたと考えられる。一方、沖合には長さが270mで、砂州の外側汀線への法線方向がN79° E方向と、図-1で見られた細長い砂州の伸長方向(N75° E)と直交方向に伸びた孤立砂州D' が形成された。この孤立砂州D' は、2009年5月1日に砂州A, C沖においてほぼ南北方向に伸びていた孤立砂州Dが左回りに17° 回転して形成されたように見える。孤立砂州D' は離岸堤と同様、周防灘からの入射波を大きく遮蔽するので、孤立砂州D' の伸長後には砂州A' ～C' の変形速度は低減したと推察される。また、砂州A', B' および砂州B', C' で囲まれたlagoonでは、入退潮流の作用があるため砂州A' の中央部と砂州C' の陸端近傍には水路が残されたことも見てとれる。

3. 孤立砂州の現地状況

図-3には2009年12月27日実施の現地踏査時の写真撮影地点番号(写真番号と同一)を示す。地点1～4は陸岸の砂州B上に、地点5～13は砂州A上に、さらに地点14, 15は砂州C上に配置してある。まず、陸岸の砂州状況を観察した。地点1では、簡易測量によれば、粘性土が堆積した広大な干潟の陸端に砂(マサ土)が前浜勾配1/7で堆積していた。干潮時汀線に立って南向きに砂州を望む写真を図-5①に示す。干潟面と砂州との境界は遷急線できれいに二分され、砂州の汀線は直線状に伸びていた。表面が粘性土層で覆われた干潟面と、遷急線の右側にはほぼ一様勾配で堆積した砂浜とが完全に分離していることが注目される。また、干潟の高さはほぼTP+0.5mにあった。次に、地点1より汀線に沿って240m南側へ移動した地点2において沖を望むと、沖合の干潟面上に南側から伸びてきた孤立砂州が遠望され、その北端には砂

図-4 調査区域の衛星画像(2012年4月1日)

嘴が形成されていた(図-5②)。孤立砂州と陸側の汀線(図-5②の右端参照)の間は粘性土で覆われた平坦な干潟が広がり、あたかも孤立砂州が干潟上に浮かんでいるように見えた。孤立砂州は図-5②のように沖合に離れて形成されているので、孤立砂州を形成している砂は独立した砂の塊として存在し、したがって陸岸の砂浜の侵食・堆積とは直接的には関係しないが、波の場の変化を通じて陸岸での海浜変形を生じさせる。図-3によれば、地点1, 2間の汀線は2009年5月1日～2009年12月27日に約7m後退している。孤立砂州の伸長に伴いその陸側には波の遮蔽域が形成されるが、その際、波の遮蔽域外から遮蔽域内へと沿岸漂砂が誘起され、この漂砂により孤立砂州背後の北側に位置する地点1, 2間で侵食が起きたと推察される。防波堤や離岸堤では、波の遮蔽域は一定の入射波に対して時間的に変わらないが、孤立砂州の場合にはその伸長に合わせて波の遮蔽域自体が変化することに特徴がある。

図-3に示したように、孤立砂州の背後では、沖向きに尖った三角形状の砂州Bが発達していたが、砂州Bの付け根付近の地点3付近から沖向きに砂州を望んだ写真を図-5③に示す。細長い砂州が沖向きに伸び、砂州の両側には干潟面が広がっていた。砂州両側の海底面は、図-5②に示した砂州の北側区域の潟土で覆われた状況とは異なり、潟土と砂が混合した状況が見られた。さらに沖向きに伸びた砂州上を移動し、孤立砂州を近傍から撮影した写真を図-5④に示す。沖向きに伸びた砂州と孤立砂州の間には狭い溝が残されていた。この溝を横断して孤立砂州に達した後、孤立砂州の陸側汀線に沿って北向きに移動しつつ砂州状況を調べた。まず地点5から砂州先端方向を望んだ写真が図-5⑤であり、砂州は沿岸方向に細長く伸びていたが、孤立砂州のほぼ中央には2009年5月1日当時岸向きに伸びていた標高の低い砂州を横断しつつ孤立砂州が沿岸方向に伸びたため、岸向きの突起が残

図-5 干潟と孤立砂州の現地状況写真

されていた。この岸向き突起の標高が低いことは図-5⑥からも見てとれる。このことから、孤立砂州の変形では、複数の砂州の結合・融合が起こることが明らかである。

地点6付近から北側では干潟面上に砂州が堆積しつつ広がったことから、砂州の岸側は干潟により囲まれていた。小規模な岸向き突起を通過し、孤立砂州の北端に

ついて撮影した写真を図-5⑦に示す。孤立砂州の頂部から北向きに砂州を撮影したもので、砂州の北端で陸向きに湾曲した砂嘴が伸び、沿岸漂砂により運ばれてきた砂が干潟の上に次々と堆積するため干潟面と砂州とがきれいに区分されていた。なお、簡易測量によれば砂州の高さはほぼ T.P.+2.3 m にあった。さらに孤立砂州の北端に

形成された砂嘴を図-5⑧, ⑨に示す. 先端部は大きく湾曲した汀線を持ち, 砂の安息勾配を持って砂が堆積するため干潟面から急に砂州が発達していた.

孤立砂州の北端を東側へ回り込んだ後, 孤立砂州の東岸を東向きに撮影した写真を図-5⑩に示す. 砂州は南側へと緩やかに湾曲していたが, 現況汀線の沖合には図-5⑩に破線で示すように, 現況汀線からある距離離れた位置に現況汀線とほぼ平行な線(図-5⑩の破線)が観察され, 干潟面はこの線より外側でのみ広がっていた. 破線より陸側では干潟面が一度砂で埋まった後, 再び侵食されたことにより侵食平坦面が形成されたものと推察され, 孤立砂州が全体として陸側に後退したことに対応していると考えられる. この地点の南東側の地点 11 では, 図-5⑪のように急勾配海滨の頂部に比高 0.3 m の浜崖が形成されており, これは図-5⑩で見られた侵食平坦面の形成と整合的で, 孤立砂州の東面では北端へ向かう沿岸漂砂による侵食が起きたことを表している. さらに, 孤立砂州の沖側側面に位置する地点 12 では, 斜めに伸びた砂州本体へと貝殻片が波の作用で掃流されたかのようなきれいな縞模様が観察された(図-5⑫).

図-5⑬は孤立砂州中央部のバーム頂より南西向きに簗島山を遠望したものであり, 孤立砂州は地点 13 よりさらに南西方向へと伸びていた. また, この付近の孤立砂州の断面形に着目すると, 沖(左)側では相対的に勾配が緩やかであったが, 岸(右)側では急勾配をなして砂が堆積した特徴が残されていた. 南西向きに伸びた孤立砂州は, 南端の地点 14 でその伸長方向が急変し岸向きに変わっていた. この状況を示すのが図-5⑭である. 砂州は湾曲しながら岸方向へと伸びていた. その岸端では砂嘴が形成され, 図-5⑮のように砂が堆積する場合にできる安息勾配の急斜面を経て干潟面上に砂が落ち込み, 急斜面と遷急線がきれいに形成されていた.

4. 考察

現地踏査によれば, 図-5①に示したように干潟の陸側端では, 沖合のほぼ平坦な干潟面が遷急線を境に岸側の

1/7 勾配の前浜とにきれいに分かれていた. このような砂浜の形成原理は, 波の作用下での岸沖方向の砂移動のみに着目した場合, 図-6 の模式図により表されることが考えられる. ここに 2009 年 12 月 27 日に実施した砂州の簡易縦断測量によれば, 砂州材料は粗砂であり, 前浜勾配はほぼ 1/7 であったことを考慮すると, 粗砂の平衡勾配は $\tan \beta$ (1/7), 沖合の干潟面の平衡勾配はほぼ 0 と近似できる. いま, 干潟面上に砂の塊が置かれたとすると, この砂の塊は図に示すように傾きが $\tan \beta$ の斜面を持って堆積した場合にのみ安定となる. しかし干潟の勾配は砂の塊の平衡勾配と比べてはるかに小さいので, 波の作用下では砂の塊は矢印のように陸向きに運ばれ, 最終的に左端にある壁体(護岸)に寄り掛かって $\tan \beta$ の斜面ができてはじめて静的安定(タイプ a)となる. 壁体がない場合には, 砂の塊を支えにして海側に $\tan \beta$ の斜面が, また砂州の裏側に安息勾配の斜面ができれば動的安定(タイプ b)となる. タイプ b では, 砂の塊の頂近傍では斜面勾配が $\tan \beta$ とずれているため砂州を越えた岸向きの砂移動が起こり, 岸向きに運び込まれた砂は次々と岸側へと運ばれ, 安息勾配斜面の発達を促す. 同時に, 砂の塊の頂部での岸向きの砂移動に伴い, 砂の不足分は砂の塊の海側斜面から供給され, 結果的に斜面の後退が起こると考えられる.

壁体がないタイプ b の場合, 岸向きに移動した砂の塊は岸側にある別の砂の塊と合体することでその規模が増大し, 同時に砂の塊の移動速度が低下する. また, 規模の増大した砂の塊に沖から移動してきた多数の砂の塊が結合・融合することにより砂州の発達が促されうる. こうして砂州の規模は増大し砂州高は高まるが, 砂州頂部での波の越流がある限り, 砂州前面の砂が砂州背面に押し込まれることで岸向きに移動し続ける.

波の攪乱作用により, 孤立砂州ないしは前浜の構成土砂の一部が一時的に干潟面に運ばれた場合, 平衡勾配の概念を適用すると, 乱れにより一時的に干潟面上へと運ばれた砂は波の作用下で直ちに岸向きに運ばれ, タイプ a の場合には砂浜の元の姿が復元される. 実際には, これに沿岸漂砂による作用が加わることで砂州は 3 次元的に変形し, 先端部での砂嘴の伸長, 陸岸の海滨との融合,

図-6 干潟上での砂移動のモデル化

またはその過程での砂州による波の遮蔽効果によって陸岸の海浜変形が起これと考えられる。前章で明らかにした孤立砂州の変形実態は以上のように説明される。前出の図-5①に示す状態が、満潮・干潮時の波の作用を受けても安定的に維持されていることは、上記機構のうちタイプ a が内在的に存在すると考えてはじめて説明が可能である。また干潟面と海浜では構成材料が全く異なり、干潟は粘着性の土砂で覆われているのに対し、砂州部分は砂で構成されていることから、粘着性の土砂で覆われた干潟面は、砂州との interaction のない固定床と考えて計算を進めることが可能と考えられる。なお、等深線変化モデルと、それを平面展開した BG モデルには上記原理が組み込まれており、今回見たような砂州の変形予測が BG モデルによる数値計算により行われた²⁾³⁾。一方、砂州の先端部では、図-5⑧、⑩に示したように砂州は干潟面と安息勾配斜面をなして交差していることから、砂州の陸側斜面では、砂州の越流が強くない場合には岸向きに運ばれてきた砂が安息勾配をなして堆積し、このため砂州と干潟面とがきれいに分かれるようにして堆積することが分かる。これは岸沖漂砂に着目すると図のタイプ b に対応する。

5. まとめ

周防灘に面した菊田市沖の干潟を対象として、干潟面上における砂州の発達とそれらの融合を観察するために衛星画像の比較を行うとともに、2009年12月27日には干潟上の砂州の現地踏査を行った。この結果、孤立砂州

が波の作用により徐々に岸向きに移動する状況を明らかにできた。またその際の変形を模式図として整理することにより、砂の平衡勾配を考慮した数値モデルによればそれらの変形予測が可能なことを原理に基づいて説明した。

なお、図-2に示したようにほぼ等間隔で何本もの沿岸砂州とそれらと直交する縦砂州が発達する理由などについては未解明なまま残された。これらの解明は今後の課題である。本研究では、干潟上に堆積した砂が塊をなして岸向きに運ばれる現象を実態データを基に明らかにしたが、この結果は干潟縁辺部の海浜の保全や、干潟に伸びた航路への砂の落ち込み、あるいは干潟での覆砂の移動機構などを理解する上で有用と考えられる。

参考文献

- 1) 宇多高明, 三波俊郎, 宮原志帆, 芹沢真澄, 福澤一博: 干潟海岸に流入する祓川河口部における地形変化の実態, 土木学会論文集 B3 (海洋開発), Vol. 67, No. 2, pp.L1039-L1044, 2011.
- 2) 芹沢真澄, 宇多高明, 宮原志帆: 浅い干潟面上で岸向きに発達する細長い砂州の形成予測-BG モデルの応用, 土木学会論文集 B3 (海洋開発), Vol. 67, No. 2, pp.L1189-L1194, 2011.
- 3) Uda, T., Serizawa, M. and Miyahara, S. 2012. BG model based on Bagnold's concept and its application to analysis of elongation of sand spit and shore - normal sand bar (Chap. 16), pp. 339-374, in 'Numerical Simulation - From Theory to Industry' Andriychuk, M. ed., INTEC. <http://www.intechopen.com/books/numerical-simulation-from-theory-to-industry/bg-model-based-on-bagnold-s-concept-and-its-application-to-analysis-of-elongation-of-sand-spit-and-s>

DEFORMATION OF AN ISOLATED SAND BAR FORMED ON TIDAL FLAT OFFSHORE OF KANDA CITY FACING SUO-NADA SEA

Takaaki UDA, Shiho MIYAHARA, Toshiro SAN-NAMI and Masumi SERIZAWA

On the tidal flat near the mouths of the Nagao and Imakawa Rivers flowing into the Suo-nada Sea, a number of longitudinal sand bars were formed, and such longitudinal sand bars merged to a large-scale isolated longshore sand bar. With the elongation of longshore sand bar, a wave-shelter zone was formed behind it, resulting in shoreline changes on land. The shoreline changes of these sand bars were investigated using satellite images together with the site observation on December 27, 2009. A schematic diagram to explain the mechanism of cross-shore movement of a sand body on the tidal flat was proposed.