

河口砂州形状の算定式に関する研究

和田 尚大*・田 中 仁**・山路 弘人***

1. はじめに

砂が激しく移動する河口では、地形は刻々と変化し、ときに閉塞傾向を呈し河川の流下能力の低下につながることもある。このような場所ではこれまで人工構造物による河口処理工法が主流であったが、近年これらに代わる手法として、砂州の存在を前提とした河道計画が注目されている(桑原ら, 1995)。例えば出水期直前にのみ砂州に河道を開削したり、河口付近に堆積した土砂の浚渫工事を行うことで、必要に応じた流下能力を確保する方法が考えられる。このような手法は平常時の砂州の利点を活用しつつ、構造物の建設を最小限度にとどめることにもつながる。

今後、自然の営力を考慮したこのような河道計画を実現していくためには、手法の効率性・有効性を判断する上でも、河口砂州の示す挙動とその形成要因を定量的に把握することが益々重要となる。

以前、著者ら (1997) は Okazaki・Sunamura (1994) による浸透性の砂浜海浜におけるバームの高さの定式化手法を準用し、波浪によって形成される河口砂州の平衡高さ算定式を提案している。

そこで、本論文では与えられた底質・波浪条件下で形成される砂州の規模(高さのみでなく幅・面積についても)に関して、これを支配する無次元パラメータについて考察を行うとともに、小型造波水路を用いた砂の堆積実験を行い、得られた結果及び現地観測データとの比較検討をおこなった。

2. 理論的考察

以下に使用する各種記号を図-1 のように定義する。著者ら (1997) は砂州の平衡高さ H_R は波の遡上高さ R と密接に関連しているものと考え、Okazaki・Sunamura (1994) が示した浸透性の砂浜海浜における波の遡上高さを表す式をもとに、次のような平衡砂州高さ算定式を導いた。

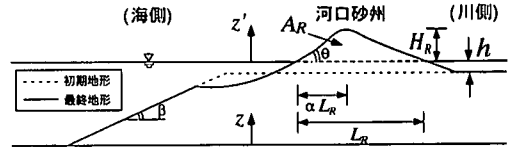


図-1 記号の定義

$$\begin{aligned} H_R/H_0 &= 0.227(H_0/L_0)^{-13/20} \\ & \quad (\sqrt{gH_0}/w_0)^{-1/2} F(D_*) \\ &= 0.257(H_0/L_0)^{-13/20} (D/H_0)^{1/4} \phi \end{aligned} \quad (1)$$

ここで、

$$\begin{aligned} w_0 &= \sqrt{sgD} f(D_*) \\ &= \sqrt{sgD} (\sqrt{2/3+36/D_*} - \sqrt{36/D_*}) \end{aligned} \quad (2)$$

$$F(D_*) = \{f(D_*)\}^{-1/2} \phi(D_*) \quad (3)$$

$$\phi(D_*) = \exp(-0.04 D_*^{0.55}) \quad (4)$$

である。また、 H_0 、 L_0 は沖波の波高と波長、 w_0 は底質の沈降速度、 D_* は無次元粒径 ($=\sqrt{sgD}/\nu^2$, ν は動粘性係数)、 ϕ は海浜堆積物の粗度と透水性に依存する減少係数、 D は底質粒径、 s は水中比重、 g は重力加速度を表す。このことから、沖波波高 H_0 により無次元化された砂州高さは、沖波波形勾配、無次元数 D/H_0 、及び無次元粒径 D_* に支配されていることがわかる。

次に(1)式を用いて砂州幅 L_R の定式化を行う。図-1 から、

$$\tan \theta = H_R/(\alpha L_R) \quad (5)$$

と表されよう。 α は砂州の断面形状の非対称性を表す係数であり、ここでは定数とする。須賀 (1985) によれば、 $1/\alpha$ は 2~3 程度である。前報と同様に

$$H_R \propto R' \propto (gT^2)^{5/8} H_b^{1/8} D^{1/4} \quad (6)$$

$$\tan \theta \propto (gT^2)^{1/4} D^{1/4} H_b^{1/2} \quad (7)$$

とし、Komar ら (1972) による

$$H_b/H_0 = 0.563(H_0/L_0)^{-1/5} \quad (8)$$

の関係を用いて式(5)を整理すると、砂州幅について、

$$L_R/H_0 \propto (H_0/L_0)^{-1/2} \phi \quad (9)$$

の比例関係が得られる。ここで H_b は碎波波高である。

さらに砂州断面積 A_R についても

* 学生会員 東北大学大学院 工学研究科土木工学専攻
** 正 会 員 工 博 東北大学大学院教授 工学研究科土木工学専攻
*** 正 会 員 東北大学大学院教務職員 工学研究科土木工学専攻

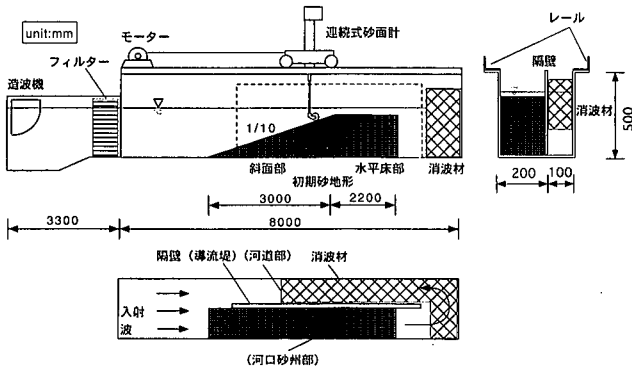


図-2 実験装置

$$A_R \propto L_R H_R \dots\dots\dots (10)$$

と考へて、(1)、(9) 式から

$$\frac{A_R}{H_0 L_0} \propto (H_0/L_0)^{-2/5} (D/L_0)^{1/4} \phi^2(D_*) \dots\dots\dots (11)$$

の比例関係を得る。ここで、 L_R と A_R はともに静水面を基準に定義され、 L_R は静水面での砂州幅、 A_R は静水面上の砂州断面積を表す (図-1 参照)。

3. 砂州の形成実験

洪水による砂州フラッシュ後の回復過程を模擬するため、二次元造波水路を使った水理実験を行った。

河口部における砂の挙動は、外海からの波浪と河川流、潮汐等の外力が相互に作用しあうため、一般的に非常に複雑である。しかし、ここでは後に示すような波浪の影響が卓越する条件の下、形成される砂州に着目していくため、次のように簡略化した地形を設定して実験を行った (図-2)。これは導流堤を備えた河口と、それに隣接する河口砂州をモデル化したものであり、実験の初期地形として設定した砂州部分は、洪水時の越流によってフラッシュされ、砂面が河口部水面以下に低下した地形を想定している。

装置は長さ 11.3 m、幅 30 cm、深さ 50 cm のスケールであり、水路を隔壁で仕切り、一端に無段変速式の造波機をとりつけた。波を作用させて地形が変化する様子を、台車に設置した連続式砂面計で測定し、地形が平衡に到るまでを一回の試行として行った。なお砂州を越流した水は河道部分を通して環流できるので、水路内の静水位はどこも一定に保たれる。また導流堤周りの水流が地形変化に影響を与えないよう、隔壁端を移動限界水深より深くなる地点まで十分離してある。初期地形の斜面勾配は 1/10、底質の中央粒径は 0.26 mm で一定とした。

なお、作用させる波浪の条件や砂州の水平床部上の水深によって砂州頂部が水没したままのこともある (宇多ら、1995) が、ここではフラッシュ後の砂州が十分に回

復する過程を考察するため、砂州頂が水面上に現れる場合を選んで考察していく。

4. 実験結果と考察

4.1 砂州の発達過程

水表面の上まで砂州の回復がみられピークが現れたケースは、いずれも地形の変化が平衡に到るまで 5~10 時間程度要した。地形の変化の一例を図-3 に示す。

実験開始とともに斜面部の砂が岸方向に運ばれ、堆積し始める。初期の段階では、碎波点付近が急速に洗掘されるものの、次第に侵食域が沖に向けて拡大・伝播する。しかし平衡到達時まで、移動限界水深以下の砂はほとんど運搬されていないことがわかる。砂州自体は斜面上を遡上する波が越流しなくなるまで高まるが、その後は沖方向へと伸張し、砂が沖から供給されなくなり、斜面上を往復する岸向き・沖向きの砂の量がつり合ったところで平衡に到る。

4.2 現地砂州との比較

筆者らは 1996 年 4 月より宮城県名取市を流れる一級河川・名取川を対象とした、河口地形の現地測量を継続して行っている (和田・田中、1997)。測量対象領域を図-4 に示す。

名取川の河口部はその特徴として①河口内感潮域は静穏であり、②左岸に大規模な河口砂州が広がっている、③導流堤が建設されていて、河口砂州付近の沿岸漂砂は寸断されており、最終的な砂州の平衡状態は波浪による

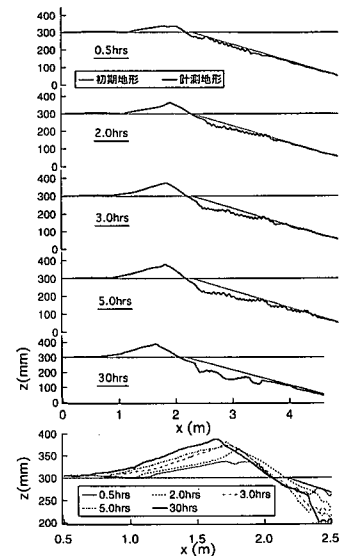
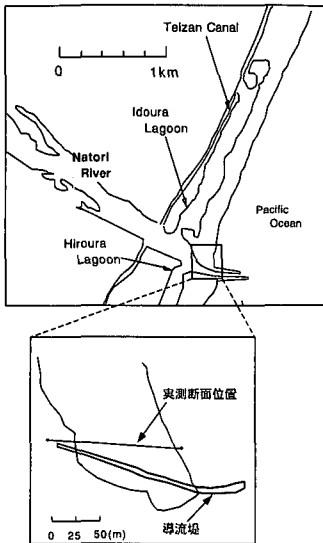
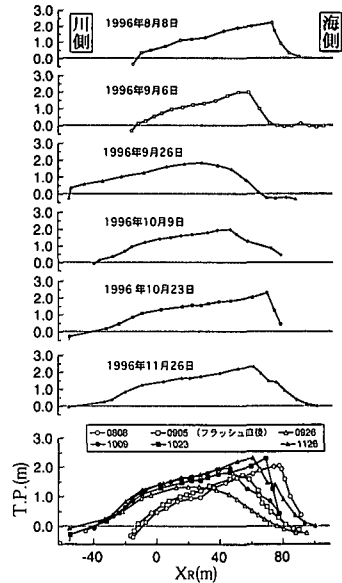


図-3 砂州の発達過程



図—4 測量対象領域及び測線位置



図—5 フラッシュ前後の断面形状変化

岸沖漂砂の影響が強く関わってくる、等が挙げられる。これらの特徴は今回用いた実験装置と共通したものであり、名取川の砂州の回復過程も実験結果と類似していることが期待される。

そこで1996年9月に発生した砂州フラッシュの前後で観測された形状変化を、測量対象領域に設定した測線における砂州の断面形状として図—5に示す。

実験と同様に、フラッシュで低減した砂州は、はじめに川側の斜面部から比較的早い時期に平衡状態に近づく。その後海側の部分がピークの高まりとともに、沖方向へ顕著に伸張していき、やはりやがて平衡状態に落ち着くことが見てとれる。

特筆すべき点は、砂州高さはフラッシュ前後でほとんど違いが見られないにも関わらず、幅や面積といった水平方向の砂州の規模がフラッシュ前の砂州より大きくなっていることである。これは砂州のピーク高さが、時折押し寄せる高波浪によって定められるのに対し、砂州の幅や断面積は、回復過程の初期段階からうち寄せている、波浪の履歴や沿岸漂砂に影響を受けるものと考えられる。

しかしながら総じて、実験と現地の砂州の回復過程は同様の経路をたどることがわかる。このことから実験水路内の現象を現地砂州の検討に十分利用可能であるといえる。

4.3 河口水深が断面形状へ及ぼす影響

宇多ら(1995)はサンゴ洲島の形成機構について、同じ波浪を作用させても、リーフ面上の水位によって異なる発達過程が現れることを明らかにした。

ここでは、河口水深 h を変化させ、波浪を同一条件の下で、その地形変化を観察した。波浪条件は、周期 $T=1.54$ s、沖波波高 $H_0=4.28$ cmとした。

図—6に初期地形の水平床部上水深が $h=+2.0 \sim -2.0$ cmの各ケースについて示してある。ここで h は静水位から鉛直下向きを正とする。 $h=0.0$ cmのケース(すなわち水面と水平床が一致している)を基準にすると、砂の堆積位置が異なるだけで、砂州の高さ、幅、断面積自体に大きな差は認められない。これは、砂州が平衡に到るに足る移動可能な砂量が存在する条件の下では、形成される砂州の形状が河口水深の影響を受けず、波浪と底質の条件により決まることを意味している。したがって、式(1)の中に河口水深の効果が含まれていないことは妥当であると言える。

4.4 砂州高さ・砂州幅・砂州断面積の検討

前節の結果を受け、河口水深を変化させずに $h=0.0$ cmに固定した条件の下、入射波の条件を $T=1.2 \sim 2.0$ s、沖波波高 $H_0=2.5 \sim 6.0$ cmの範囲で変化させて、さまざまな平衡砂州を再現し、その高さ・幅・断面積の各値について2.に示した無次元数との相関を調べた。

(1), (9), (11)式から、図—7の3図を得た。図中の実測値は名取川の砂州で測定された値で、その規模を決定した波浪データが明らかなもの(和田・田中, 1997)をプロットしている。

図—7(a)から平衡砂州の高さに関して、実験値の分布は式(1)から予想される2つの無次元数の比例関係をよく示している。図中の実線は(1)式であるが実験値よ

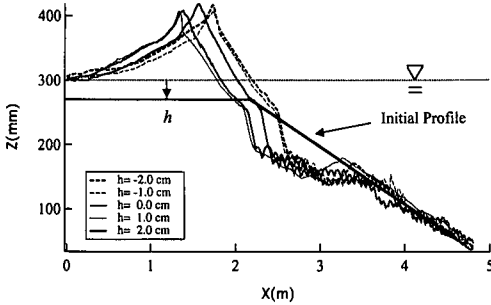


図-6 初期地形の相違による平衡砂州形状の変化

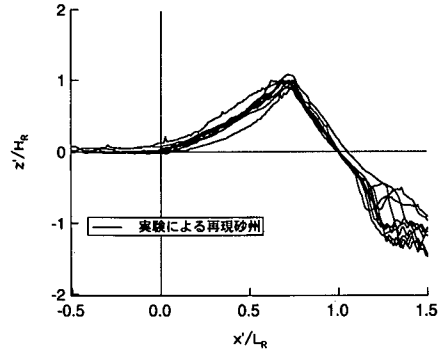
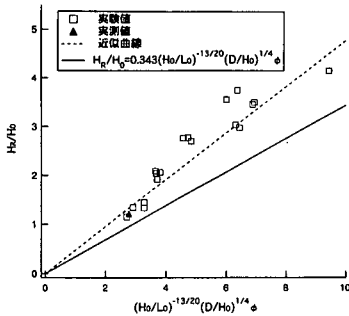
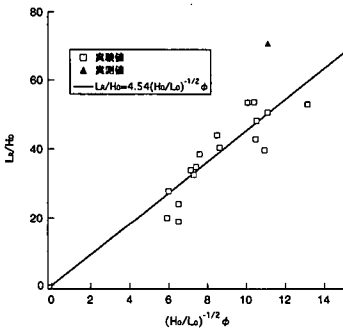


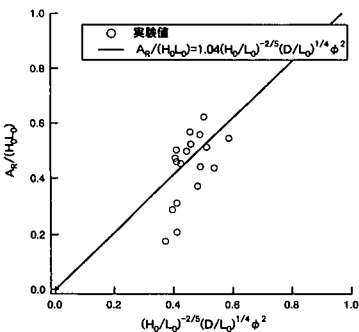
図-8 無次元化された砂州断面形状



(a) 砂州高さ



(b) 砂州幅



(c) 砂州断面積

図-7 砂州の高さ・幅・面積

り低い値の傾向を示していることがわかる。実測値は実験式(破線)と式(1)の双方に近い値と見ることができ、今回の実験を通してより広範なパラメータについて検討した結果、比例定数は(1)式のものより大きい、図中の破線を示す値が妥当であると推察される。

図-7(b)に示される砂州幅の実験結果に関しては、式(9)の関係が満たされていることが分かる。実験結果から式の係数を定めて、図中の回帰式を得る。一方、実測値は実験値よりかなり大きな値をとっている。これはフラッシュ後の砂州が回復する過程の初期段階では、来襲する波浪の大小や、沿岸漂砂の供給状態などにより、砂州幅の回復規模に大きな差が生じることに起因するものと考えられる。また砂州が平衡に到った後も、飛砂にさらされることで地形変化を生じるが、どちらの要因によっても、一般に砂州幅は徐々に大きくなることが知られている(須賀, 1985)。よって、今回得られた実験曲線は、形成が予想される砂州幅の下限値を与える指標として利用することが可能であり、現実の河口では一般にこれより大きな砂州が形成されているものと考えられる。

図-7(c)の断面積については、横軸の値が大きい範囲のデータから図中の式を得たが、先の砂州高さ・砂州幅と異なり、理論的考察から得た式(11)の関係と幾分異なる傾向を示すようにも見える。このため、ここで得た実験式は定性的な評価をおこなう程度の指標にとどまるが、このばらつきの原因として、(11)式を誘導するとき用いた α の定め方にまだ改良の余地を残している。また、砂州の断面形状が完全には相似形ではなく、式(10)の様な単純な表記が誤差を生んでいることもとも考えられる。

この点を確認するために、図-8に無次元化された砂州の断面形状を示した。ただし z' は静水面を基準とした鉛直上向き軸、 x' は静水面上に現れた砂州の上流端からの距離を表す。図より、 α が必ずしも一定値ではないこと、また川側の斜面形状が極端に上に凹のものやほぼ平

たんなものなども見られる。砂州断面積に関してより精度の高い定式化を行うためには、これらの特性についてさらに検討を進める必要がある。

5. おわりに

本研究では、過去に提案した波浪・底質条件から河口に発達する砂州の高さを推測する手法をさらに発展させ、波浪と河口砂州幅・断面積の関連性を示すパラメータを決定した。

さらに小型の造波水路を用いた砂の堆積実験を行い、実験スケールの砂州の規模についても、このパラメータを適用して波浪と砂州の持つ特性を関連づけることが可能であると示された。

謝辞：本研究に対して文部省科学研究費の補助を受け

たことを付記する。

参考文献

- 宇多高明・小菅 晋・鈴木将之 (1995): サンゴ洲島の形成機構に関する実験的研究, 海洋開発論文集, 第 11 巻, pp. 73-78.
- 桑原直樹・田中 仁・佐藤勝弘・首藤伸夫 (1995): 洪水時における河口地形変化の数値計算—格子間隔, 掃流砂, 浮遊砂, 二次流の効果について—, 海岸工学論文集, 第 42 巻, pp. 596-600.
- 須賀寛三 (1985): 河口の砂州と開口部の特性, 流砂の水理学, 吉川秀夫編著, 丸善, pp. 405-432.
- 和田尚大・田中 仁 (1997): 河口砂州の現地調査と平衡高さ算定式の提案, 海岸工学論文集, 第 44 巻, pp. 596-600.
- Komar, P. D. and M. K. Gaughan (1972): Airy wave theory and breaker wave height prediction, Proc. 13 th Int. Conf. Coastal Engng., pp. 405-418.
- Okazaki, S. and T. Sunamura (1994): Quantitative predictions for the position and height of berms, Geographical Review of Japan Vol.67 (Ser. B), No 2, pp. 101-116.