

河口砂洲の変化について

—富田漁港模型実験による—

宮崎大学助教授 工学部 吉 高 益 男

1. まえがき

富田漁港は日向灘に面する砂浜（宮崎県中央部にほぼ南北に約 60 km）に河口を持つ一ツ瀬川にある自然港であるが、その河口砂洲の変化はげしく港の使用に困難を感じていた。それで港湾の修築が計画され適当な河口処理を行うことになった。しかしいままで一ツ瀬河口の調査はわずかの深浅測量があるのみで適切な工法を決定するにたる資料を欠いていたので、模型実験による工法の検討が考えられた。

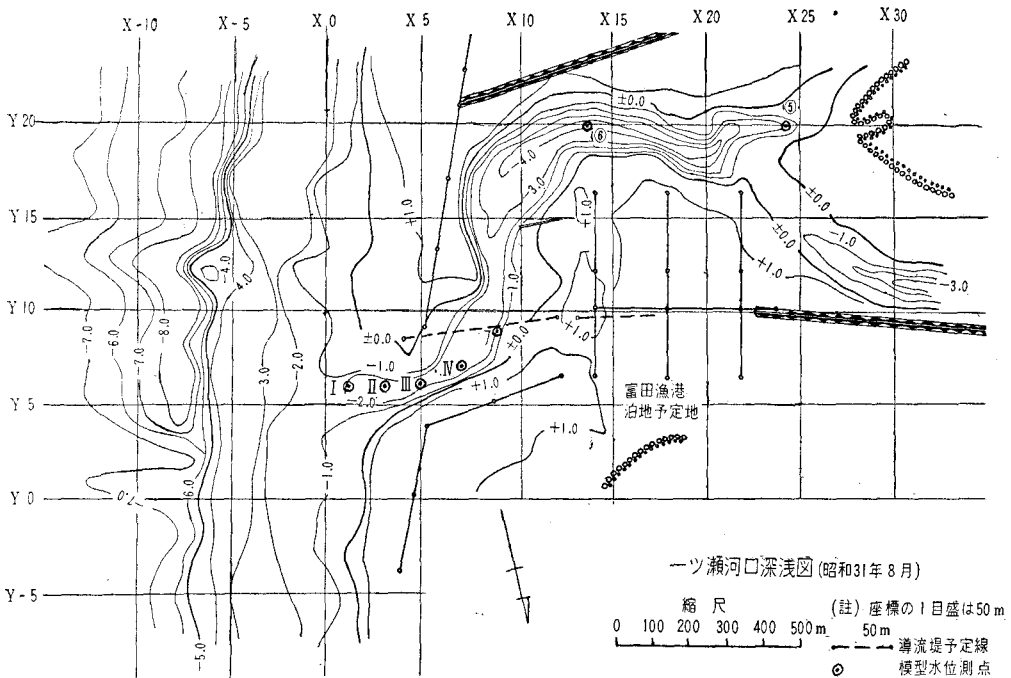
実験を行うにあたり現地調査の不足と模型相似率の不明確から、模型そのものがどの程度現地を再現しうるかに不安があった。よって現状地形（昭和 31 年 8 月：図-1）に対しいろいろな波を加えて河口砂洲の変化を観察し（実験 A）、水を流して河口水面勾配などを測定し（実験 B）、また水を流しながら波を加えてみて（実験 C）現地の調査と比較し現地を再現するにたる波、流量を推定し、それにより実験を行った。工法の比較検討にあたっては実験 A, B, C による①河口砂洲の変化、②河口水面勾配、③流速限界線（河水が海に流入して流速がほとんどなくなる線）、④流向、⑤河口洗掘状態を考察して適当な工法を採用した¹⁾。

この実験のうち河口砂洲の変化を調べたものはいままでの漂砂量の実験^{2), 3), 4)}に対応するもので、いままでの実験は①初期勾配が 1/10 で②所定断面を通過する漂砂の瞬間値をすべて採砂箱に採取していたが、それに対し著者の実験では初期勾配が約 1/40 のものを取扱い、かつ河口砂洲の成長をしるため所定断面を通過する漂砂量の積分値をそのまま求めたようになっているので、ここでその結果を報告する。なお河口水面勾配および流速限界線についてはその結果のみ述べる。これらの実験結果は一ツ瀬河口の模型でえられたもので一般に適用されえないかもしれないが定性的な傾向は求められたものと考ええる。

2. 実験方法

模型は宮崎大学水理実験室の水槽（20×12 m の海部、8×10 m の河川部、量水水槽）に内海産砂（平均粒径

図-1 一ツ瀬河口の状況



$dm: 0.208\text{ mm}$, 比重: 2.67) により垂直縮尺 1/100, 水平縮尺 1/200 に作られた。現地の dm は $0.4\sim 1.0\text{ mm}$ である。標準地形は昭和 31 年 8 月地形 (図-1) としたが, これは砂洲が最も後退していた状態のものである。海岸延長 18 m (現地で 3.6 km) に対し起波板は 6 m のものを使用した。波高はネオン管による直読式の波高計により測定し, 水位・地形などは図-1 の座標に平行に移動する測定台から求めた。座標の一目盛は模型で 25 cm , 現地で 50 m である。また潮位 D.L. 上 $+2\text{ cm}$ を満潮位, $+1\text{ cm}$ を平均潮位, $+0.3\text{ cm}$ を干潮位とした。

波のみを加えた実験 (実験 A) のうちほぼ NE (沖波入射角 $\alpha_0 \approx 45^\circ$) の波の諸元および砂洲の変化容積 Q が表示されている。表のうち砕波入射角 α_b は写真, 観測により求められた。 E は沖波のエネルギー $\tau H_0^2 L_0/8$ であり, E_{ib} は単位明間当りの沿岸方向の砕波エネルギー $(n \tau H_b^2 L_b/8 T) \times 3600 \sin \alpha_b \cos \alpha_b^{(5)}$ である。

3. 河口砂洲の形状

(1) 成 長 状 況

表-1 のような波を加えてみると河口砂洲は各種各様に成長する。しかし同潮位で Steepness が同じような

表-1 実験波の諸元と砂洲量 Q

実験番号	周 期 (sec)	潮 位 (cm)	沖波高 H_0 (cm)	Steepness δ_0	波			E (kg-m/m)	E_{ib} (kg-m/h-m)	$Q(l/h)$			
					水 深 h_b (cm)	波 高 H_b (cm)	入 射 角 α_b			1 時間	2 時間	3 時間	平 均
A 1	0.96	2.00	4.25	0.0290	7.0	6.6	30°	0.326	743	7.1	6.9	8.2	7.4
A 2		2.06	5.02	0.0344	6.5	5.0	25	0.365	370	6.6	3.4	11.5	7.2
A 3		0.30	4.08	0.0280	5.5	5.7	24 50'	0.240	435	2.0	3.6	1.8	2.5
A 4		0.56	4.50	0.0308	5.2	4.3	24	0.295	395	5.7	—	—	5.7
A 5	1.16	2.00	2.68	0.0127	4.5	3.2	24	0.152	119	10.6	—	—	10.6
A 6		"	4.10	0.0194	6.2	5.5	25	0.351*	413	24.7	32.0	—	28.3
A 7		1.70	4.45	0.0210	6.6	5.5	28	0.415	490	15.3	16.2	16.3	15.9
A 8		2.00	4.52	0.0214	5.0	7.3	(24)	0.430	650	—	—	—	—
A 9		1.64	5.00	0.0237	5.5	6.0	25 30	0.525	482	—	—	—	—
A10		1.00	3.20	0.0151	5.7	5.4	29	0.215	432	6.9	4.4	2.6	4.6
A11		1.06	4.65	0.0220	5.1	5.7	24 30	0.454	322	—	—	—	—
A12		1.14	5.47	0.0259	7.0	6.5	25	0.630	635	16.9	—	—	16.9
A13		1.49	6.00	0.0284	6.5	6.0	24 30	0.752	517	—	—	—	—
A14		0.30	3.10	0.0147	5.0	3.8	24 30	0.203	178	13.4	—	—	13.4
A15		"	4.25	0.0200	6.2	6.9	29	0.380	722	9.0	—	—	9.0
A16	1.48	2.00	3.24	0.0094	6.5	5.3	30	0.360	622	15.4	8.9	—	12.2
A17		"	4.08	0.0119	6.2	4.3	25	0.571	250	8.9	7.1	8.2	8.1
A18		"	4.90	0.0142	6.8	6.1	(25)	0.875	547	—	—	—	—
A19		1.95	5.12	0.0149	6.8	4.8	29 40	0.900	614	17.7	21.0	—	19.3
A20		1.90	5.75	0.0167	7.0	6.0	25	1.130	732	28.6	24.4	—	26.5
A21		2.01	6.15	0.0179	6.8	6.2	28 50	1.290	620	31.0	22.6	—	26.8
A22		1.10	6.80	0.0198	7.0	6.5	26 30	1.590	662	16.1	—	—	16.1
A23		0.30	3.40	0.0099	5.8	5.3	20	0.316	310	4.7	—	—	4.7
A24		"	4.67	0.0136	7.4	6.5	20	0.750	550	3.8	2.9	—	3.4
A25		0.00	6.70	0.0195	7.0	7.0	21 40	1.525	655	10.0	11.1	—	10.6

波ではにた傾向を持っていることがわかった。いま実験 (図-2) と現地 (図-3) との砂洲形状の変化を比較してみる。いずれも平均潮位線である。

Steepness が小さいと 図-2 の A17 のようにはじめ 波は大きく屈折して河口深くまで砂を送りこむ。砂洲がやや発達してからは砂洲先端の移動速度 (図-4) は少し早くなる。砂洲巾は最初は広いがだんだんと狭くなってゆく。図-3 の 昭 31.2~昭 31.5 の変化の間, 雨量は少なく海側からの 風も弱い (雨量は一ツ瀬川上流村所の記録, 風は現地より南方 12 km の宮崎気象台の記録。すなわち Steepness の小さい春季の変化であり, A17 は波の状況も形状の変化もにている。

Steepness が A17 にくらべやや大きい 図-2 の A5 の場合, 砂洲の伸びとともに沖から打ち寄せられる漂砂によって河口前方に急に洲ができる。図-4 より A5 の砂洲先端移動速度に不連続がみられる。図-3 の 昭 32.12~昭 33.3 の変化の間雨量も海側からの 風もほとんどないが, 時に強い風がふいてくる。すなわち急に河口閉そくがおこることの多い冬季の変化であり, A5 はこの変化に相当している。

Steepness が 0.02 に近づくと 図-2 の A6 のように汀線漂砂による砂洲の伸び方の典型的なものになる。

図-2 実験による砂洲形状の変化

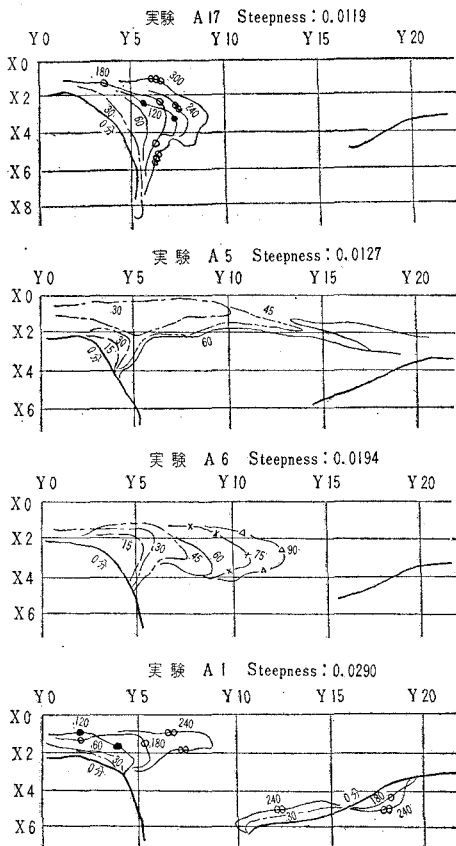


図-4 各地点の砂洲先端移動速度

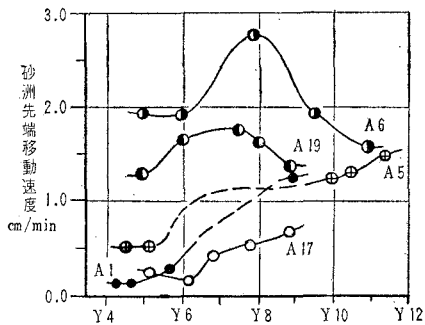
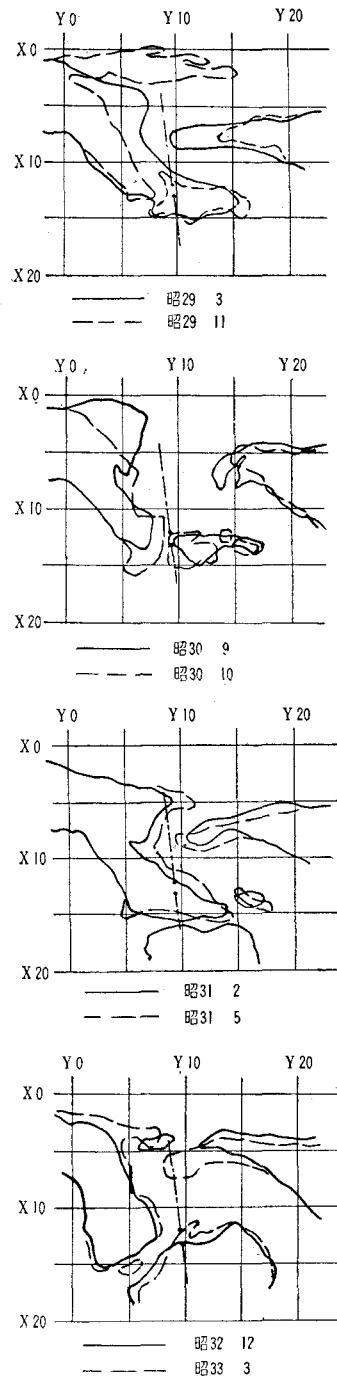


図-3 現地調査による砂洲形状の変化



砂洲先端移動速度は地形が不規則であるため部分的に変化はあるが大体一様で均一な巾の砂洲ができる。図-3の昭29.3~昭29.11の変化の間8.9月に4回の台風があり、その洪水のため秋はじめには河口は大きく開いていたものと思われるが、その後NEの風が強くふいて数回にわたって砂洲がちじんだ状態がみられる。すなわち、これは秋季の変化でありA6はこの変化に相当している。

Steepnessが0.03になると図-2のA1のように砂洲の伸びは弱まり砂洲先端移動速度は小さい。ただしある程度の時間が経過すると河川流量がなければ河口前方の海浜形状は隣接する海浜形状に相似なものになるう

とするため(図-5 参照) やや砂洲がちじんだようになる。

そして Steepness が 0.03 より大きくなると汀線漂砂による砂洲の成長はあまりみられなくなると想像される。すなわち 図-3 の昭 30.9~昭 30.10 のような2回の洪水後の河口において雨がやんだのち強い風が吹いたが、まだ砂洲の成長はあらわれていない。

以上により一ツ瀬河口においては Steepness の違いにより河口砂洲の成長状況の傾向を異にするように思えた。そして δ_0 が 0.015 くらいの波が急激な河口閉そくに最も影響するようであった。

(2) 海浜形状

海浜形状の変化の一例が 図-5 に示されている。それによると沖の方の変化はほとんどなく変化は砕波点より陸側でのみおこっている。そして河口部で砂洲の盛り上がりが見られ河口前方の形状(Y5, Y7)も大体 Y3 にたものに近づこうとしている。また A6 の Y7 断面で沿岸洲状のものがみられるが、これは二次砕波によるものとみられ A5 などは全断面に発達する。それで 図-2 の A5 のように急に河口前に砂洲ができるのがみられる。河川部に水を流してみるとこれが海面下の洲として残ることが多い。満潮(A6)に対し干潮(A15)では砂洲はやや沖にでき高さは低い。しかし海面からの高さは同じであり実験後の汀線付近の海浜形状は満干時とも同じであることがわかる。

砂洲の高さは先端にむけ低くなっているため砂粒子は砂洲根元ではいわゆるジグザグ運動をしながら移動しているが、先端の方では最高点をこえるものもでてきて往復運動に近いものになる。それで場合によっては砂洲は巾と高さを増すのみで先端の移動はとまることもある。そして波が砂洲を強く越えなくなったとき先端の移動速度は急に増加する。図-4 の A6, A19 の速度の部分的な増加はこれが一因と考えられる。

4. 河口砂洲の容積

所定断面(Y1)より砂洲のちじんだ方向において地形変化から砂洲の容積 Q を計算してみると 表-1 のようになる。この Q は Y1 を通過する漂砂量と考えられるものである。 Q を Steepness δ_0 で整理すると 図-6 となり、砕波エネルギー E_{ib} で整理すると 図-7 (満潮時の値のみ) となる。図-6 には Johnson²⁾ の実験値 ($dm=0.30$ mm, $E=0.3\sim0.7$ kg-m/m) も砂の見掛け比重を 1.6 として図示した。

まず著者の実験での技術上の問題点を考えてみよう。すなわち ① 砕波点付近より沖の漂砂量は地形変化ではつかまえてくかったこと、ただしそのため砂洲変化に関係する漂砂量のみがつかまえられたと考えられる。九大

図-5 海浜形状の変化

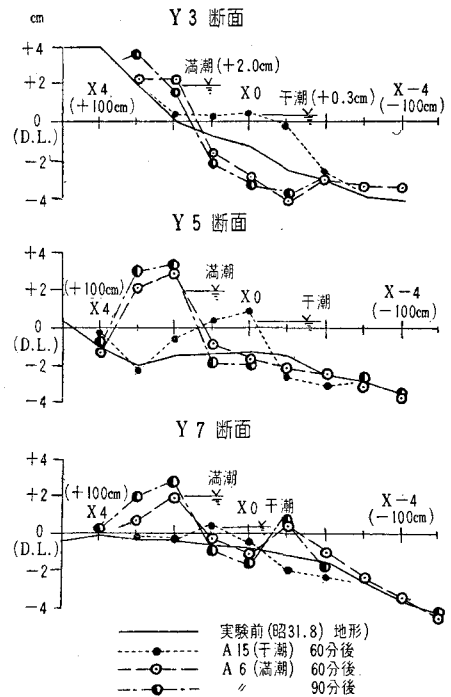


図-6 $Q \sim \delta_0$

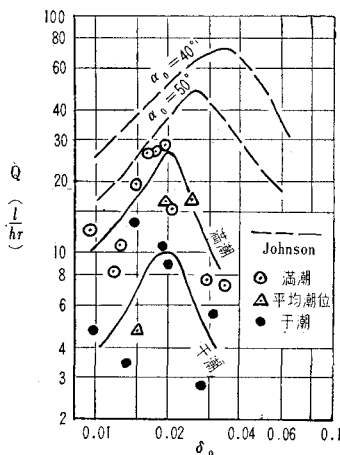


図-7 $Q \sim E_{ib}$

