

河 口 安 定 論

宮崎大学工学部 吉 高 益 男

は じ め に

河口の安定とは、河口に作用する因子のつりあいによって河口附近の砂の移動が定常的になり、ある期間一定の状態を保つことである。このつり合いが成立せず砂の移動が不定常になると、河口は閉そくしたりまたは過大の断面となるため流路が一定しなくなったりする。このため治水、河口利用上の障害が生ずる。

この問題解決のため、河口の安定化をはかることを河口処理という。河口処理については1966年度の研修会で富永博士¹⁾が講述されている。また河口安定論としてまとめられたBruun, Gerritsen²⁾の研究、河口閉そくを述べた上森博士³⁾の研究などがある。

河口に作用する因子には河川の固有流量、潮汐による入退潮流、波による沿流、その他の海流があり、それらによって移動する砂としては河川流砂と漂砂とがある。結局河口問題は河川流砂と漂砂がどのように変動するかを調べることになる。しかし、漂砂は岩垣博士⁴⁾が指摘されたように現在研究が何か壁につきあたっており、それに関連する河口の安定も明確に説明しえないことはわかっている。

よって、ここでは筆者が宮崎県沿岸での河口を眺めてきたところによる興味ある事実を基にして、河口がどのように変化し、また安定状態に近づきつつあるかを述べてみたいと考える。もちろん河口での諸因子は常に変化しているので、その安定を論ずるとき平衡状態を微視的(短期間、直接的)にみたり、巨視的(長期間、間接的)にみたりする場合をわけて考えねばならない。その関連も重要である。

1 概 説

1-1 定 義

広い意味の河口(Tidal Inlet)とは海洋と河や湾とを結ぶ水路である。河とは面積を無視して流源とみなしうるものであり、湾とは海岸線が湾入し、陸地によつてなかに囲まれている海域である。湾は成因によっておぼれ谷型(Estuary)、氷河谷型(Fjord)と潟(Lagoon)とにわけられる。

おぼれ谷型、氷河谷型の河口では主として水位、流速変化や湾内塩分の混合機能が問題となる。その形状はある程度は安定している。それに対して潟における河口は、漂砂の影響をうけ砂洲の消長が著しく、その形状が問題となる。

また河川学上の河口とは河床勾配が上流から連続して変化し、かつ海洋の影響をうけている部分を意味し、河床勾配が急増する限界までをいうが、ここで述べる河口(River mouth)は流砂のある流れがあるとともに、潟の機能をもつ水面積をも

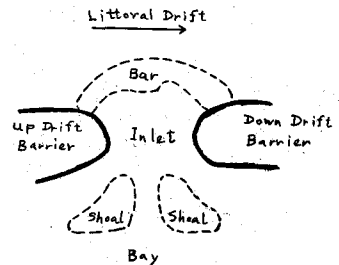


図 - 1 河口附近の名称

っている局所的な水路と、それに沿岸部もいくらか加えたものをいう。

1-2 河口の分類

前に述べた河口は図-1のように両側または片側に河口砂洲 (Drift barrier) があり、河口 (Inlet) の海側、河側に水面下の砂洲がある。海側は沿岸砂洲 (Bar) といひ狭い範囲で高いが、陸側は浅瀬 (Shoal) といひ広く浅い。海側にも浅瀬が広がることもある。河口につけられる流路 (みおすじ、Tidal channel) は差し潮 (漲潮、Flood current) 時と引き潮 (落潮、Ebb current) 時とで違うときがある。

河口における砂の移動状態によっておこる沿岸砂洲、浅瀬の変化状態から、河口を漂砂型と河口潮流型にわけける考えがある。⁵⁾ 前者は主として沿岸砂洲を砂は移動し、流路は変化し、後者は河口内を砂は移動し、外海の航路は確保される。これは平均年間漂砂量 M_{mean} ($m^3/year$) と大潮時の河口入退潮量 Q_{max} (m^3/s) の比 $r = M_{mean} / Q_{max}$ で判定されるとしている。前者は $r > 200 \sim 300$ 、後者は $r < 10 \sim 20$ の範囲にあるという。

また差し潮時と満潮時との時間差、および河川内潮差と外海潮差との差でわけけることもあるこれは河口の入退潮流の大きさをみて、その影響だけ考えるものである。

普通は河口附近に発生する主な流れによつて、河川流型、波動流型、潮流流型にわけける。河川流型は流量および勾配が大きい河川で、流量の変化のみによって河口の開度が変化するもの、波動流型は潮差が小さく、河川流量およびその変化も少なく、波が卓越し二次元的な海岸変形と三次元的な漂砂の影響が大きなもの、潮流流型は潮差の大きな海域が、湾部の大きな河川にともなうもので、断面がある程度は保持される河口である。もちろんこれらが独立的に存在することは少なく、これらの因子が相互に関係する。この分類を前に述べた $r = M_{mean} / Q_{max}$ でみると、潮流流型は r が非常に小さく、波動流型は大きいものといえる。

また塩分混合の点から、いろいろ考えられるが、この問題にはここではふれない。

1-3 河口の研究

河口にはいろいろな因子が関係する。そして河川掃流力から海岸漂砂まで研究範囲は広い。いま漂砂、塩分問題をのぞき、河口処理ということで発表された論文 (海岸工学講演会のみ) から研究の方向をみてみると大体次のようにみられる。

a) 水理的な研究

- 1) 河口から外海への流れ (3編)
- 2) 河口の潮位変動とその伝播 (3編)
- 3) 河川流による波の変形 (1編)

b) 底質移動の研究

- 1) 河川流のみによる砂の移動とその堆積 (3編)
- 2) 波もある場合の河口附近の砂の移動 (2編)
- 3) 河口砂洲の変動 (2編)

c) 河口現象の研究

1) 河口の全般的な調査(6編)

2) 河口の処理工法(4編)

最近では、河口の総括的な調査、研究として北大の石狩川の研究⁶⁾や河口閉そくの基礎的研究として樺木博士の研究⁷⁾があり、その成果が期待されるが、これらの大部分は才8回海岸工学講演会より前に出されたもので、河口問題の困難さを示している。特に河口における水と砂との共存については研究は少ない。

よって、ここでは上述の研究方向によらず、まず河口の砂の移動現象を述べ、ついで河口安定を①河口位置の移動②河口断面積③河口の流路の安定とわけて、宮崎海岸、主として大淀川の資料を基にして述べることにする。

2 河口の砂の移動現象

2-1 沿岸砂洲の発生

河川流砂の堆積によって地形学上の三角洲が発達するが、外海がいくらか深くなると砂は沿岸砂洲となって海面下に堆積する。その形状は馬蹄型ないしは三日月型⁸⁾をなしているが、波があるとその形状はくずれて汀線に平行な沿岸砂洲となる。

波による沿岸砂洲はJohnsonによると $H_o/L_o > 0.025$ のとき発生し、岩垣、野田によると H_o/d_{50} が重要な要素となるとしている。⁹⁾ 流れが加わる場合は樺木が理論的に求め、 u/C_s (u :河川流速、 C_s :静水中の波速)の影響があることを見出した。⁷⁾ また大淀川河口では模型実験でも実測でも河口巾の1~2の所に堆砂現象がおこることがわかった。^{8) 10)}

これに三次元の汀線漂砂が加わると、沿岸砂洲の発生は複雑となる。例えば一ツ瀬川の実験¹¹⁾で汀線方向の砂洲移動速度を測つてみると、図-2のようにsteepness 0.019が最も速いが、0.013位ときは急に沿岸砂洲が平均水面上に頭を出し河口閉そくのもとになっている。すなわち河川流によって押し出された砂は沿岸砂洲になりうるが、またある波では急に河口砂洲にまで発達しうることを示す。

また河口潮流流があれば河川内にも浅瀬が生じ、深みは河口水路の中央部分にあるようになる。五ヶ瀬川、耳川では海側の水深は-2mぐらいいで、河側もやや浅いが、中央部の深みは-7m~-8mに達する。これらの河川は片側が岩礁である。

2-2 砂の移動通路

沿岸砂洲は漂砂量の増加により、ますます浅くなる。そして流れにより遠方にはこばれていく。このような沖の方の砂も波によりかきたてられて、沿岸流によって汀線に平行に移動する。それで砂の通路は汀線より

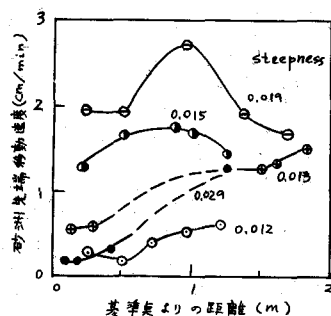


図-2 各地点の砂洲移動速度
(一ツ瀬川実験)

かなり沖になることがある。これは漂砂型の河口であり砂移動の機構は連続的であるが、これを止める力が作用すると沖に大きな砂洲を残すことになる。この残った沿岸砂洲は遠浅である大淀川河口にもよくみられる。

河口水路で差し潮によって動かされた砂に、引き潮による砂が頭をつっこむと、次の差し潮のときの流路は二股になる傾向にあり、その片方が助長されると砂は循環して動くようになる。そして部分的な流路の蛇行が発生する。それが発達して河口自身が移動することになる。この蛇行は少しの出水では助長されるが、ある大きさの出水によって直通し消える。大淀川でもこの蛇行は後で述べるように発生している(図-13、図-14)。

波の力が強くても砂が規則的に循環し、連続的であれば河口は維持できる。常識上差し潮通路にそって河川浅瀬が、引き潮通路にそって沿岸砂洲ができる。潮の流れは潮汐の位相差、伝播方向の差、沿岸流の強さによって変るので、浅瀬の位置も変り循環がくずれる。そうすると、波が小さく流砂量が少なくても、潮流流による砂の移動が片よることにより河口は狭くなる。このような河口潮流流型のもも沿岸砂洲はできるが、それは広い範囲であまり目立たないことが多い。

前者のような漂砂型で河口を維持するには浚渫も不経済であり、導流堤を出すべきであり、それは砂の循環をつくるという考えをもつべきで、導流堤の数、長さがきまる。漂砂が多いときは防砂堤が必要である。

後者のような河口潮流流型のときは、完全な閉そくはおこらないが、最小断面は自然上のもので、河口をより大きく維持したいときは浚渫か、機械的な砂のバイパスを作ってやらねばならぬ。

二つのものの差は前述のように $r = M_{mean} / Q_{max}$ によってみることができるというが、厳密な差はないようだ。また沿岸砂洲の広さなどみるのも、その差をみる一方法であろう。大淀川では $M_{mean} = 10^4 \sim 10^5 \text{ m}^3/\text{year}$ 、 $Q_{max} = 250 \text{ m}^3/\text{s}$ で $r = 4.0 \sim 4.00$ と漂砂型であるが、潮流流型の傾向もある。ただ河口を維持するには導流堤が必要であった。

2-3 河口閉そくの理由

河口がなぜ浅くなるかは、河川流と波の力によるときは一次的に考えられ、河川流の減少と波による漂砂量の増加が原因である。ただし、漂砂量が少なくても沿岸砂洲の急な発達をうながす波にも注意しなければならない。

潮流流によるときは、その流れに対する抵抗の増加が潮プリズムの減少をきたし、それが流れに対する増加抵抗となるように連鎖過程をとり、河口の維持力を弱め、そこに河川流砂や漂砂の堆積がおこり、河口を浅くしていく。

潮プリズムとは差し潮期間(および河川流量が少なければ引き潮期間)に河口を通過する潮流流の全流量を意味し、平均感潮面積に潮差を乗じた量に大体なる。潮差は大潮差をとり、最大値を用いることが多い。

潮プリズムの減少の理由としては、次のようなものが考えられ、それが河口を浅くする理由ともなる。

- 1) 河口水路の延長
- 2) 出水による非常に大きな流砂量による河床の上昇

3) 河口が別に新しくできるとき

4) 感潮面積の変化

また逆理的だがある程度淡水流量がふえると、塩水くさびの侵入がおこり、浮遊砂が沈澱しやすくなり、河口が浅くなることがある。これはおぼれ谷型の問題であるが、ここでいう河口にもおこることがある。

また河口閉そくに飛砂の影響も大きい。宮崎海岸では砂丘の変化は1カ月で1m~2mに達することもあり、その飛砂は河口を変化させていたとみられる。

3 河口の位置の安定

3-1 波と漂砂

河口の変動を考える場合、波とそれによる漂砂量を調べるのが基礎となる。波が測定されていることは少なく、漂砂量にいたってはなかなか把握しにくい。それでこれらを推算するため風の資料を整理することが多い。風による波の推算と、波による漂砂量の推算には多くの方法が発表されている。しかしこれらは河口を考える場合はあくまで比較的な量であり、極力それらの絶対量を求める努力がなされるべきである。

宮崎の海岸においては北の細島(才四港湾建設局)と南の内海(宮崎県)とで波が記録されている。いま同時資料を調べてみると図-3のようであった。これによると当然台風経路が重要な要素とみられ、それぞれにほとんど相関がない場合もある。また最大値なども相当に違うときがある。しかし、低い波は同じように全海岸におしよせしているとみてよい。なお大淀川河口では波向は海岸線にほとんど直角であり、波高は1.5m以下のものが80%で、周期は8~12secのものが85%をしめ、steepnessはほとんど0.015以下とみられる。底質粒径が小さい一ツ瀬川から青島にかけては沿岸砂洲が充分に発達しうる。

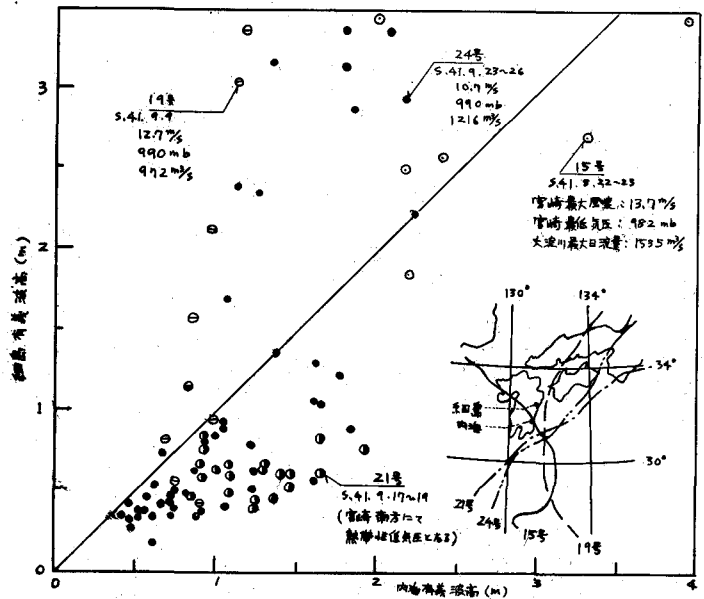


図-3 宮崎海岸波高相関

また宮崎海岸で行われた調査¹²⁾によると、汀線附近の平均粒径は図-4のようである。昭和34年7月と11月の間に各河川で出水があったが、河口部分で粒径の増加がみられ、漂砂の供給源が河川であること

が示されている。また大淀川をピークにして南北に減少しているが、南の青島がより小さいことから、長期には漂砂は南下しているとみられる。それは図-5からわかるように、大淀川の北側は汀線変化は少ないが、南は明治35年に較べて現在かなり前進していることからもうなずける。

大淀川河口深浅図で北導流堤の北側(汀線より300m×400m)の砂量の増減を計算すると次のようになる。

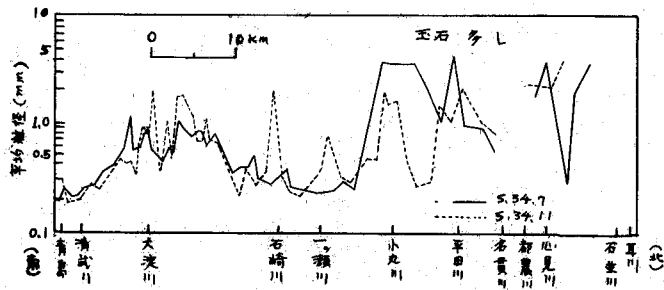


図-4 官崎海岸汀線附近粒径分布
(四建報告：S.37.3)

大淀川河口深浅図変化量(北導流堤北側)

期 間	S42.2.25 ～ 6.2.2	6.2.3 ～ 8.1	8.2 ～ 10.5	10.6 ～ 11.30	12.1 ～ S43.2.20
増 減 量 × 10 ³ m ³	48	80	-140	70	-30
月 平 均 × 10 ³ m ³	12	63	-70	35	-10
NNE ～ E 月平均風力 ESE (m/s-回/月) ～ S	75	332	238	149	53
	37	163	119	3	2

これより年間の絶対量は約+3万m³で南下20万m³、北上17万m³とみてよい。この期間は波は比較的弱かったので、普通は南下20万m³～30万m³、北上15万m³～25万m³とみてよい。その差数万m³が南に移動していると考えられる。この南下、北上は図-4の平均粒径調査で大淀川がピークをなしている形からもうかえる。鹿島港¹³⁾では北向、南向共に20万m³～40万m³で、その差は数万m³とみられているが、大淀川河口でも同じ傾向にある。なお漂砂量(深浅変化量)と風力との相関は小さい。これは漂砂量が風の二次的な結果であり、風の資料からは長期間の展望はえられるが、短期間の変化は把握しにくい。

3-2 海岸変形と離岸流

つぎに河口附近の海岸を調べる必要がある。海岸の調査であまり調べられていないものに離岸流がある。約20Km離れた大淀川河口と一ツ瀬川河口とでは変化の状況は違っている。よって数年程度の漂砂方向及び量は連続した海岸でも、いくつかの区間にわけて考えねばならない。海岸をわけるものに岬、河口や人工構造物など明らかに存在しているもののほか、離岸流または向岸流が考えられる。大淀川附近をみると図-5のように“みど。(古老によるとほとんど一定地点にあり、移動しても100m前後で、流速は1～2ノットをこえる)”とよばれる深みにそった離岸流が発達している。大きなものは大淀川河口も含めて1Km～

2 Km間隔になっている。部分的には図-6のように100 m~150 m間隔に離岸流が発生している。そのため海岸には100 m~300 mピッチのカズブが発達していて、それは図-6のように変動している。海岸線はあたかもゆれるように動いているのがみられる。短期間の漂砂はこのカズブで吸収される。そして数年程度の漂砂が大きな“みど”間で吸収され、宮崎海岸を南下するとみられる漂砂は、それらを脱したものであろう。

この長期の漂砂は、欠かいなどによる急激な砂の供給、地表の変動、海流などの地球物理的な変化により大きく変ることがある。宮崎海岸を南下するとみられる漂砂も数10年単位のものであろう。この数10年単位の期間で大淀川の流れが主となって固定させたと思われる“みど”が、その後は大淀川河口を固定しようとするならば、河口の位置の移動に数年の周期がありそうだとみるのはあまりに空論であろうか。

3-3 河口位置の移動

以上の基礎調査をもって河口位置の移動をみてみる。宮崎海岸で河口移動の大きな河川は大淀川(図-5)と一ツ瀬川(図-8)であり、その移動図は図-7と図-9に示される。

大淀川河口は明治年間には現在の一ツ葉入江にあったが、左岸部落は洪水毎に浸水の被害を受けたので、一ツ葉入江の入口に杭による水制を設け、河口の北上を防ぐとともに小水路を掘さくし出水を利用して河口を中央に導くことに成功し、以来約40年間は河口は大きな移動はなかったと言われている。昭和初期に河口はまた移動を始め、昭和11年頃まで南下し、この間昭和9年に着工された右岸側河口附近杭柵工が着々と施工されたことと河口開さくが行われたことにより昭和15年頃ほど中央に復帰した。しかしまた昭和20年頃まで北上をつづけた。昭和21年から

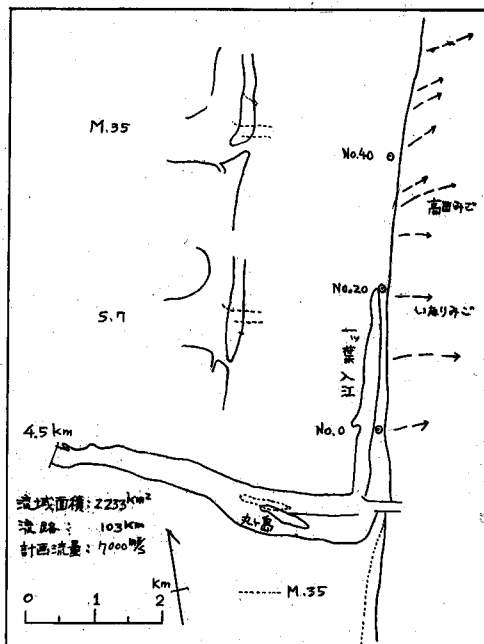


図-5 大淀川

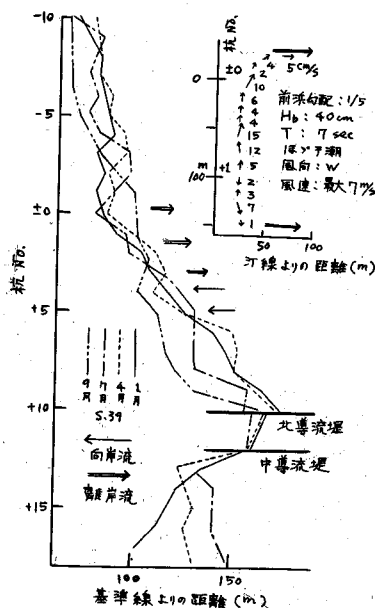


図-6 大淀川附近汀線変化及び沿岸流(S.39.8.10)

左岸堤防が施工され、その後の出水により昭和27年頃中央に帰って安定するかにみえたが、ふたたびじょじょに南下し、昭和36年には南方1Km附近にいたった。その後の出水によりやや北上したが、河川右岸堤防先端に固定されてしまった。

そして昭和39年9月宮崎港修築事務所により人工開さくが行われ、導流堤間に固定されて現在にいたっている。

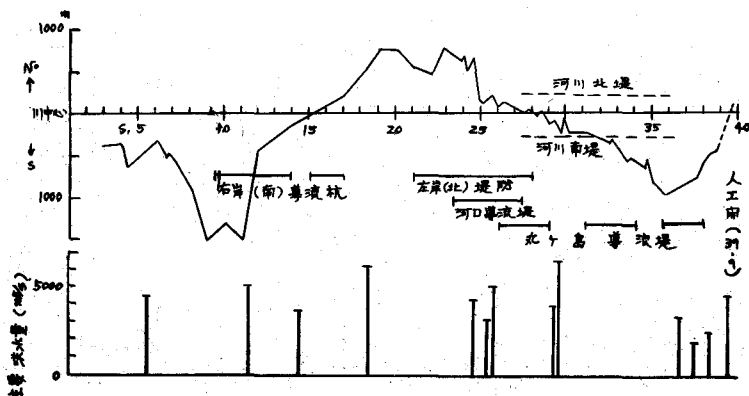


図-7 大淀川河口位置移動図
(四建報告書より)

移動距離は南下、北上ともに河川中心より南北1Kmぐらいとなっている。南下、北上期間は約12年とみられる。河口位置の移動には河川工事、出水が影響しているが、前節で述べた考えでの移動距離、周期もっている。すなわち数年間の漂砂はある区間内を循環しているということから、一度移動がはじまればある区間内で安定しようとする傾向にあることである。宮崎海岸で長期間の漂砂が南下の傾向にあるといっても、河口自身は数年間は北上することもありうる。そして河川工事や出水は移動をスタートさせる役目であると、想像することができる。この意味からは現在のような強力な導流堤を作らねば河口は安定しなかったともいえる。

一ツ瀬川河口は明治年間には王子入江(図-8)にあったが昭和27年頃には河川正面に開いていた。その後やや南下し、河川右岸にすでに河口附近まで堤防が完成していたので昭和30年には南下がとまった。河川右岸堤防がなかった時代には、まだ南下したこともあり、右岸堤外地に入江の跡がある。その後、河口巾が広がったり狭くなったりしていたが、いくぶん北上の傾向にあった。そして昭和33年頃から北上しはじめた河口はそのまゝ明治年間の位置に帰った。港湾工事として導流堤が設けられた昭和35年にはすでに導流堤より北に河口は開いていて、このため河川流は河口に直通せず、河口に影響する流量は王子入江の潮汐流が主となったため、河口は王子入江の中央に開いている。その後の導流堤工事は入江をますます湾化しているので、後に述べる河口断面積にも影響している。大淀川河口

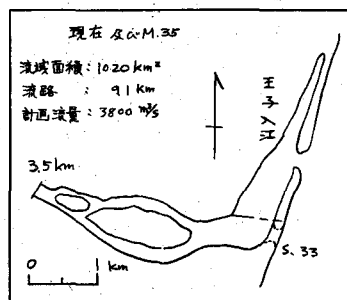


図-8 一ツ瀬川

は昭和25年より昭和36年にかけては南下の時であるが、一ツ瀬川は昭和30年までは南下にあるが、その後は北上する時にあたり、時期のずれがあり、河川からの影響もあろうが、漂砂区間を求める必要がある。図-4をみると一ツ瀬川を中心にして南北8Km間の底質粒径が非常に小さくなっている。これはある漂砂範囲を示しているように思

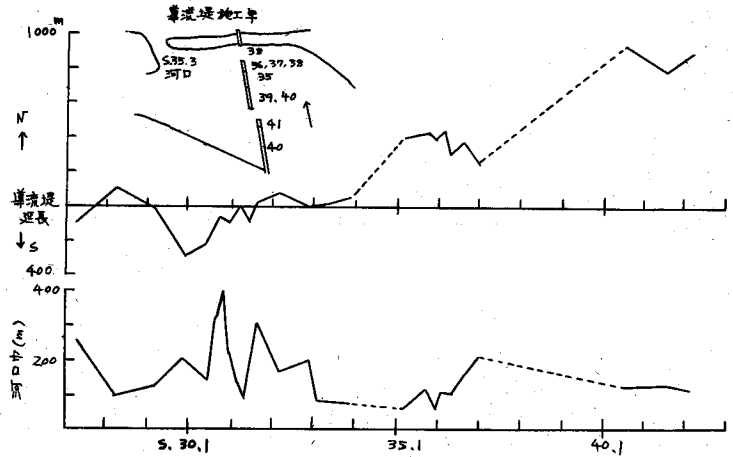


図-9 一ツ瀬川河口位置移動図

えるので、この範囲で海岸の傾向を離岸流などから把握できたと考える。

なお、この期間、上流に一ツ瀬ダムなどできたので流量は均一化されたが、この流量の影響も考えられる。

4 河口平衡断面積

4-1 概説

河口は満潮時には、その堰上げによる流速減少によって砂の堆積がおこったり、下層流の侵入によって砂がおくりこまれりして断面は減少し、出水時の河川水位の上昇や干潮時の低下背水による流速増加によって堆砂の掃流がおこり断面は増加する。このように河口断面積は流量と流砂量とにより定まり、河口のどの断面にも土砂の堆積、洗掘が進行しなければ河口は平衡状態にあるといわれる。一般には流砂の供給に増減があり、河口に推積が始まったり、流量の増減のため河口の洗掘がおこったりして、厳密に定常的な平衡断面は存在しにくい。しかし短い期間を考えれば近似的な平衡状態がある。潮汐流による場合を考えればその一周期をとって平衡状態を求めることはできる。また河口の各部分についても、その水面勾配(掃流力)は複雑に変化するから断面積も変っているはずであるが、平衡断面積は流れの方向の平均的な値をとって考えることにする。

河口断面積に影響する要素は①河川の固有流量： Q_0 、②入退潮量： Q_t 、③掃流力： τ_0 、④波の力： W_a 、⑤底質の水中比重： S と粒径： d 、⑥流速分布に影響する河口の形状係数： β などである。よって河口断面積 A は次の関係で示される。

$$A = f(Q_0, Q_t, \tau_0, W_a, S, d, \beta) \dots\dots\dots (1)$$

掃流力を摩擦速度 u_{*} で表わし、平衡状態のときの摩擦速度を u_{*e} とすれば、それには波の影響、底質の影響なども含めて考えられるので、河口平衡断面積 A_e は結局次の式で示される。

$$A_e = f(Q_0, Q_t, u_{*e}, \beta) \dots\dots\dots (2)$$

4-2 河川流量による平衡断面積

いま河川の固有流量のみのときは(2)式は(3)式となる。

$$A_e = f(Q_0, u_{*e}, \beta) \dots \dots \dots (3)$$

(3)式は沖積河川の平衡断面を与える式でもあるが、河口に適用するときは u_{*e} 、 β を検討しなければならない。

平均流速は対数公式(4)式を用いる。

$$\frac{u}{u_{*e}} = a_r - \frac{1}{\kappa} + \frac{1}{\kappa} \ln \frac{R}{k} + \frac{\beta}{\kappa} - \bar{\varepsilon} \frac{u}{u_{*e}} \dots \dots \dots (4)$$

(κ : Karman 常数、 k : 相当粗度、 β : 形状係数、 $\bar{\varepsilon}$: せん断力不均一による補正係数)

大淀川での河口断面形をみると、新河口通水直後は三角形であったが、それが台形となり、大体広放物線形に変化していく。(4)式では u_{*e} に平均値を用いるのでそのため $\bar{\varepsilon}$ によって補正する。三角形断面では中央部の摩擦速度が大きく両端は小さい。その河口形状がだんだん平らな形になっていくのは、摩擦速度がだんだん均一化されていくことを示す。よって絶対平衡の状態にあれば自由表面の影響を無視して $\bar{\varepsilon} = 0$ となるべきである。またそのように平らな断面になったとすると β の値も小さい。

たゞ河口では海外塩水の影響で下層の流速がかなり小さくなるので、流速分布が(4)式の基礎となる対数分布をするとはかぎらない。その影響を示す意味で β を使用する。河口における β の値は河口流速分布を測ることにより検討されねばならない。現在はまだ不明である。

平衡摩擦速度 u_{*e} は掃流力の無次元表示 Ψ を用いると(5)式となる。

$$u_{*e}^2 = \Psi s g d = g R I_f \dots \dots \dots (5)$$

(4)式に $a_r = 8.5$ 、 $\kappa = 0.4$ をいれ、(5)式に用いると、平衡断面積は次式で示される。

$$A_e = K_1 Q_0$$

$$K_1 = 1 / (6.0 + 2.5 \beta + 5.75 \log \frac{R}{k}) (\Psi s g d)^{1/2} \dots \dots \dots (6)$$

河口巾が一定で、かつ広矩形(じゅん辺 $p \div B$)、粗度係数 n を用いると(6)式は、

$$A_e = K_2 Q_0^{6/7}$$

$$K_2 = \{ n B^{1/6} / (\Psi s d)^{1/2} \}^{6/7} \dots \dots \dots (7)$$

沖積河川の平衡断面積を与える実験式としては次のようなものがある。

$$A_e = 2.02 Q_0^{0.8} \quad (\text{Miami 川})^2) \dots \dots \dots (8)$$

$$A_e = 2.27 Q_0^{0.8} \quad (\text{仁淀川: } d_{50} = 1.2 \text{ cm}^3) \dots \dots \dots (9)$$

(6)、(7)式における Ψ は限界掃流力より大きくとるべきである。 $\Psi \div 0.2$ で砂は波うって流れ(河床に砂れんがある)、 $\Psi \div 0.4$ で砂は飛躍して流れ、 $\Psi \div 0.8$ では砂は浮遊させられるようになる¹⁴⁾。(9)式は $\Psi \div 0.1$ ぐらいである。

最近宮崎海岸の心見川、都農川、名貫川、平田川(図-4)の実測を行った。これらの河川は流域は小さ

く、河口砂の粒径は大きく、常に閉そくに近い河口をもっている。実測日の前に流量の増加がみられ、河口は開きつつ平衡状態に近づいていた。粒径 d_{50} は $0.4\text{ cm} \sim 1.8\text{ cm}$ (玉石をのぞく)、 $k = 3.55 d_{50}$ 、 $\beta = 0.1$ として $\beta = 0.1 \sim 0.25$ であった。河床砂移動観察からみれば、小さな粒径の砂は動いていたが玉石などで断面がきめられていた。

4-3 河口入退潮量

河口が潮汐流の影響を受けるときは、河口入退潮量をしることが基礎となる。

いま潮差 h_0 、潮汐の周期 T ($\omega = 2\pi/T$) とすると、

$$h = h_0/2 \cdot \cos \omega t \dots\dots\dots (10)$$

で外海潮位 h が大体表わされる。

また河川の感潮面積 S は (11) 式のように変ると仮定すると (S_0 : 平均潮位のときの感潮面積、 $\alpha < 1$)

$$S = S_0 (1 + \alpha \cos \omega t) \dots\dots\dots (11)$$

河口の入退潮量 Q_t は (12) 式で示されるから (河川固有流量 Q_0 も考える)

$$Q_t = Q_0 - S \frac{dh}{dt} \dots\dots\dots (12)$$

(10)、(11)、(12) 式より、河口損失を考え、

$$Q_t = Q_0 + f_t \frac{\pi S_0 h_0}{T} \left(\sin \omega t + \alpha \frac{\sin \omega t}{2} \right) \dots\dots\dots (13)$$

いま耳川河口 (図-10) の実測資料¹⁵⁾ に (13) 式による計算値をプロットすると図-11 のようになり、

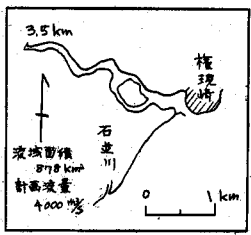


図-10 耳川

大体あっている。 ($S_0 = 47\text{ ha}$ 、 $h_0 = 1.65\text{ m}$ 、 $T = 12\text{ hr } 15\text{ min}$ 、 $\alpha = 0.5$ 、 $f_t = 1$)

測定値と計算値の違いは主として固有流量と感潮面積と外海潮位との位相差、(11) 式の α 、河口損失の係数 f_t (1 より小さ

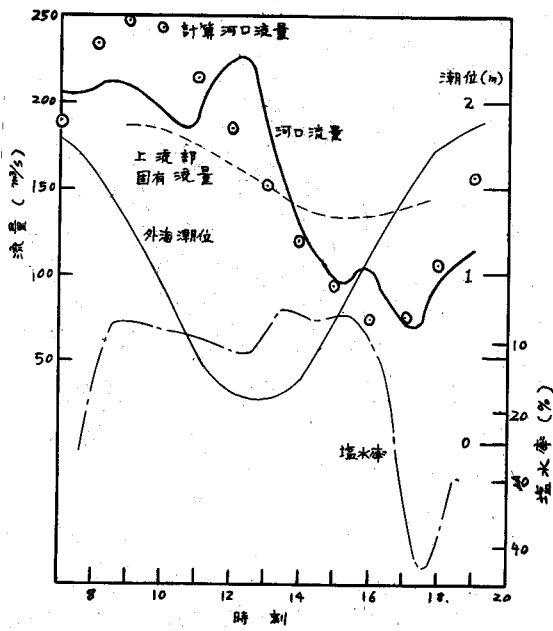


図-11 耳川河口流量変化 (S. 35.6.25)

くならねばならない)のとりかたによる。

なお、耳川資料には河口塩分調査もあり、固有流量が入退潮量より大なる場合が図-11に示されている。
このときは満潮位より約2時間前に急に塩分が増加するほかは、河川固有流量が河口を支配している。

4-4 入退潮量による平衡断面積

河口の任意断面を考え、そこを単位時間に通過する流砂量を Q_B 、河口の流れの方向を x で表わすと、時間 dt に dx 間におきる堆積または洗掘は $\frac{\partial Q_B}{\partial x} dx dt$ である。

前に述べたように、河口の平衡条件は河口に砂の堆積、洗掘がおきないことである。また河口の流れ方向、または長い時間を考えると平衡状態はえられないから、平衡断面を平均的な場所とするため $dx=1$ 、時間を潮汐の一周期 T として堆積、洗掘がおこらないとすると

$$\int_0^T \frac{\partial Q_B}{\partial x} dt = 0 \quad \dots\dots\dots (14)$$

入退潮による河口流速はKeulegan の表示法によると²⁾

$$V = \frac{C_1 \pi \Omega}{TA} \cos^p \omega t \quad \dots\dots\dots (15)$$

(15)式は(13)式で河川流量を考えず、 $s_o h_o = \Omega$ とし、時間変化を $\cos^p \omega t$ としたものである。
 Ω は潮ブリズムであり、2-3で述べたように差し潮期間(引き潮期間)に河口を通過する潮汐流の全流量を意味する。そして流砂量 Q_B は流速 V の n 乗に比例するものとする

$$Q_B = C_2 B \left(\frac{C_1 \pi \Omega}{TA} \right)^n \cos^{np} \omega t \quad \dots\dots\dots (16)$$

(14)、(16)式より(17)式が考えられる。

$$\Omega = C_3 A \quad \dots\dots\dots (17)$$

河口を通る流量が入退潮量 Q_t のみとすると(2)式は

$$Ate = f(Q_t, u_{\times e}, \beta) \quad \dots\dots\dots (18)$$

$$Q_t = f(\Omega, T, C_1) \quad \dots\dots\dots (19)$$

(18)、(19)式より

$$Ate = f(\Omega, T, u_{\times e}, C_1, \beta) \quad \dots\dots\dots (20)$$

河口で生じうる最大速度は(15)式より

$$V_m = \frac{C_1 \pi \Omega}{TA} \quad \dots\dots\dots (21)$$

よって平均流速公式にchezy型を用い、河口の最大摩擦速度を求めてみると

$$u_{\times max} = \frac{\sqrt{g}}{C} \left(\frac{C_1 \pi \Omega}{TA} \right) \quad \dots\dots\dots (22)$$

平衡状態の摩擦速度 $u_{\times e}$ も(22)式のように表わされると仮定すると

$$Ate = K_3 \frac{\Omega}{T}$$

$$K_3 = \frac{C, \pi}{C(\psi_{sd})^{1/2}} \dots\dots\dots (23)$$

(23) 式のCは4-2の(4)式の検討で述べたと同じように断面の影響(流速分布の影響)も考えて与えねばならない。

河口巾が一定で、かつ広矩形(じゆん辺 $P \div B$)、Cは粗度係数nで表わすと(24)式となり(7)式と同じ形のものになる。

$$Ate = K_4 \left(\frac{\Omega}{T}\right)^{6/7}$$

$$K_4 = \left\{ \frac{n C_1 \pi B^{1/6}}{(\psi_{sd})^{1/2}} \right\}^{6/7} \dots\dots\dots (24)$$

また実験式としては次のようなものがある。 Ω (ha-m)は大潮差(大潮平均高潮位-大潮平均低潮位)をとり、河口平衡断面積 $Ate(m^2)$ は平均潮位以下の面積とする。

$$Ate = 1000 \left(\frac{\Omega}{1300}\right)^{0.85} (O'Brien)^{16} \dots\dots\dots (25)$$

$$\left. \begin{array}{l} \Omega/Ate = 1.66 \quad (\text{大きな粒径}) \\ \Omega/Ate = 1.54 \quad (\text{平均的な粒径}) \\ \Omega/Ate = 1.40 \quad (\text{小さな粒径}) \end{array} \right\} (Florida \text{ 大学}^2) \dots\dots (26)$$

(25) 式を(24)式で検討すると $n=0.022$ 、 $C_1=1$ 、 $T=4.4 \times 10^4 \text{ sec}$ 、 $B=500 \text{ m}$ 、 $S=1.65$ 、 $d=1.2 \text{ mm}$ として $\psi=0.2$ となる。

(26) 式を(23)式で検討すると $C=50$ 、 $C_1=1$ 、 $T=4.4 \times 10^4 \text{ sec}$ 、 $S=1.65$ 、 $\psi=0.2$ として $d=1.75 \text{ mm}$ (大きな粒径)、 $d=1.4 \text{ mm}$ (平均的な粒径)、 $d=1.2 \text{ mm}$ (小さな粒径)となる。

(23) 式を掃流力 τ_e で表わして(27)式を安定条件とよぶことができる。

$$\frac{\Omega}{A} = \frac{CT}{C_1 \pi} \sqrt{\frac{\tau_e}{\rho g}} \dots\dots\dots (27)$$

4-5 河口巾の変化

河口断面積を測定することは面倒であり、平面図はあるが深淺図はないことが多い。それで河口の経歴を調べるとき、河口巾の変化は比較的しられていることが多い。よつて河口巾がどのように変化するか調べた例は多い。この変化は河口閉そくの推定には充分に適用できることもある。そして河口巾と深さの関係がわかれば断面積の推定にも役立たせうる。

神戸川¹⁷⁾では河口巾の変化を流量と風から検討し河口閉そく($B=0$)を調べている。それによると流量が $2.5 \text{ m}^3/\text{s}$ 程度にさがればごくわずかの風で河口は閉そくするが、 $10 \text{ m}^3/\text{s}$ 程度あれば 10 m/s 程

度の風が7日～8日も吹き続かなければ河口は閉そくしないことがわかった。このように断面積と同じく河口巾も流量と風とに相関がある。

川内川¹⁸⁾では断面積と河口巾とは同じように流量の増加に応じて直線的に増加し、水深は流量との相関がみられなかつたとしている。なお河口入退潮流により断面積は $450\text{ m}^2 \sim 500\text{ m}^2$ (± 0 以下)、河口巾は $90\text{ m} \sim 130\text{ m}$ に維持されていた。

仁淀川³⁾では巾と断面積の関係を $A=3.433B$ (中等潮位)とした。大体水深が一定に保たれると考えられる。川内川を同じように計算すると $A=3.56B$ (± 0)となつていてよく似ている。

相模川¹⁹⁾でも河口巾は流量と相関があるとした。そして河口巾の閉そく率(m/day)と流量比 Q/Q_0 (Q_0 が Q に低下)を求め、これを基にして初期の河口巾より出発してある平均流量に対応した河口巾をとるまでに何日要するかを示している。閉そく率と流量比との関係には潮汐、波の影響が平均化して含まれているとみられるが、特に条件がかわると注意しなければならない。

VanBendegom²⁰⁾は巾と深さに相関があるとして側面勾配と流れに直角な砂の平衡を $2\tau_x/\partial y$ で検討した。そして水路において最大流量に対する理想型は半円であるが側壁が安定しないので台形をとろうとするとした。大淀川河口でも三角形から台形にうつり、出水時は広放物線形になろうとしている。要するに河口巾は水深との関係できまり、水深に水理的な意味があると思われる。

河口巾は流量と関係はあるが、一対一の相関ははつきりしないので、資料を統計的に処理してみると図-12のようになる。図-12には大淀川(柏田)の月平均日流量の分布もプロットした。大淀川も相模川も底質粒径が同じ程度で傾向はよく似ている。また河口巾と月平均日流量の分布も傾向は同じである。そして河口巾の資料では狭いものが比較的少なめに採用されていることから、狭い河口巾の資料数を増すことにより、月平均日流量と同じ分布になるだろう。

このように全般的にみれば河口巾は流量に関係し、必然的に水深がある値をとるようである。

5 河口の流路の安定

河口の安定をみる場合、その流路(みおすじ)がどのように変化するかは舟航のために非常に重要であるとともに、河口閉そくに関しても見逃すことはできない。なぜならば沿岸砂洲がある波で一気に押しよせられ閉そくすることも多く、流路を調べることは有害な砂洲の動きを調べることである。しかし流路は毎日と

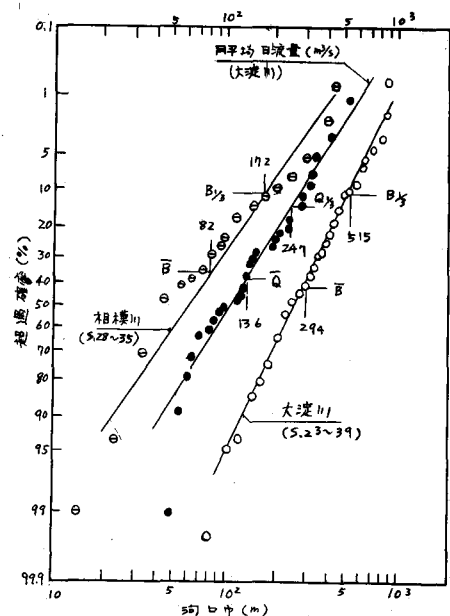


図-12 河口巾と流量分布

いってよいほど変化しており、調査もなかなか困難である。流路は地元の漁師が経験的に一番よく知っている。

流路の問題は前に述べた砂の移動通路と密接な関係があり、差し潮と引き潮による砂の移動と、それによる砂が河口内を循環するか、またはそのバランスがくずれるかで流路自身も変ってくる。

大淀河口が導流堤により固定されてからの深淺図の最深点を結んだ線を示すと図-13となり、導流堤間の中心線からの最深点の移動量をみると図-14となる。

河口流路は蛇行をおこなっているが、それも常に変化している。そして流量が大きく支配した昭和41年9月では水深はより深くはなっているが、蛇行はかえって大きい。このときは風も強かつたので、波の影響も大きくなっているときである。図-13より流路は夏期の出水と波の強いときは先端が南より

に中央部は北よりになり、冬期の流量が少いときは先端が北より中央部は南よりになっている。深さのことをのぞけば、蛇行は流量に関係が少く、季節的な影響すなわち風の影響がひびいている。

そして直接には河側の浅瀬と海側の沿岸砂洲との位置によるものである。

浅瀬は河口にはいる流れの方向をきめて出口の方向を制約し、そのときの沿岸砂洲を動かし、沿岸砂洲は出口の流れの方向をきめ、入口の方向に影響し、河川浅瀬を動かす循環がおこなっている。どちらかの砂洲が小さくなれば比較的流路はととのえられる。図-14の河側(80m)は大きく南によっているときがあるが、これを図-15の河川の移動砂量と較べるとその傾向が一致する。すなわち河川流砂が河口附近に堆積しはじめると(大淀川では北よりに堆積)、河口への流向が変えられて蛇行が助長される。現在(昭和43年2月)流路が真直なのは河川部分で港湾工事のための浚渫が行われ、河川側を制約する浅瀬がないからであろう。河口に対する河川の上流からの流向ももちろん流路に強く影響するが、河口前の河道の整備が流路を安定させる。海側の流路はまた波による砂の移動が影響し、前に述べた漂砂型の河口では流路の安定はなかなかえられない。

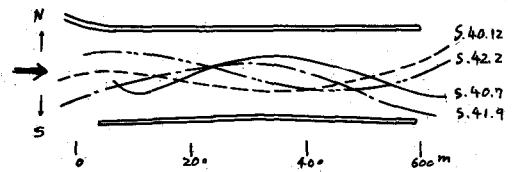


図-13 河口最大水深変動
(大淀川)

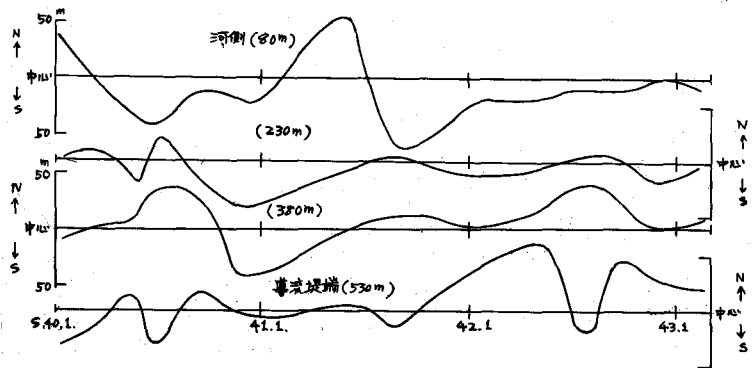


図-14 大淀川河口流路変動

大淀川では蛇行の波長は河口部の長さ一致する。河口部に2波長は考えられない。多くの河口砂洲の移動図をみると河口砂洲のくい違いとしてこの蛇行性があらわれている。そしてS字になるよう発達して、河口自身の移動にも関係してくるようになることがある。

6 河口断面積の安定

6-1 河口断面積の変化

河口断面積がどのくらいおちつくものか、河川固有流量のみ、または入退潮量のみによる河口平衡断面積の考え方を前に述べた。しかし河口にはそれらが同時に作用していることが多く、また河口全体として移動しており、汀線漂砂によつて河口砂洲がのびてきたり、飛砂によつて埋められたりして、安定断面となるとはつきりしない。

いま大淀川河口は導流堤により固定され、その調査も連続して行われたので、それを考察して河口断面積の安定を考えてみたい。

宮崎港のため大淀川河口に導流堤(中導流堤延長530m、北導流堤、中導流堤とも現在一昭和42年度±0線より平均300m沖まで)が設置され、昭和39年9月20日人工的に一部が掘さく通水され、じょじょに開いていった。河口断面積(図-13で河側:100m、中央部:250m、海側:400m、平均潮位以下)、河床変動量(河川:上流1.7Kmまで、導流堤内:170m×450m、導流堤端海域:200m×350m)、河川流量(上流10.7Kmの柏田の日流量)、月平均風力(宮崎气象台:6m/s以上のみ)及び河口状況が図-15に示される。

幸い開通直後9月25日に出水(1824 m^3/s)があり、かなりの断面積(約300 m^2)となり、その後旧河口が閉そくしはじめたので断面積は増加していった。この間出水がなかったので入退潮に影響されたもので、波による旧河口断面積の減少分が新河口の増加になってきた。昭和40年4月27日出水

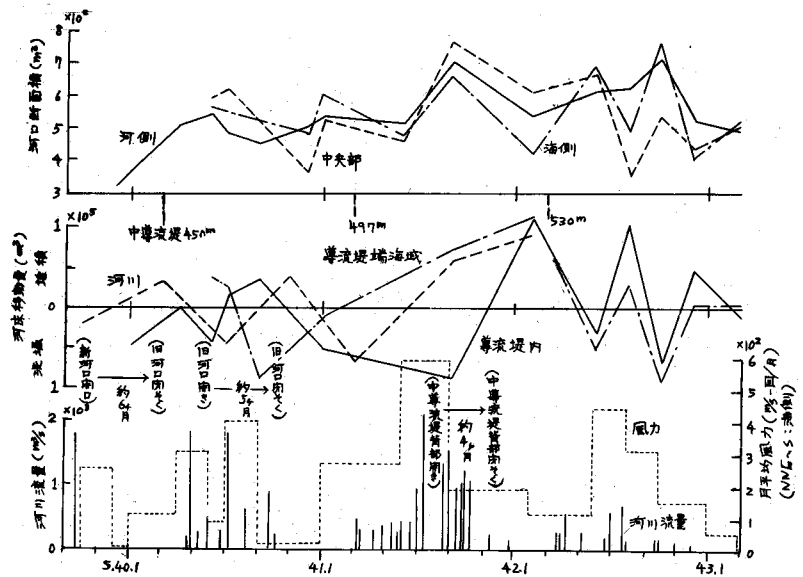


図 - 1 5 大淀川河口変動状況

(1788 m^3/s)のため、完全閉そくしていなかった旧河口は再び開き、新河口は減少したが、約5ヵ月

後には旧河口は閉そくし、新河口は昭和41年9月まで大体増加していった。この間多少の出水があったが、昭和41年7月8日出水($2083 \text{ m}^3/\text{s}$)により、最大断面積になったと思える。このとき中導流堤背部(南側)も欠かいし、その後は減少しはじめた。約4ヵ月後この欠かい部も閉そく、出水は少ないが、ある断面積の上下に変動しながら変化している。

土砂の堆積、洗掘状態は、はじめは河川の堆積時は導流堤内の洗掘時となり、河川の土砂が導流堤内に送りこまれそれが順次外海に押し出される様子がみられるが、昭和42年頃から導流堤内と堤端海域と同様の变化を示し河口としてある程度海側まで一体的になってきていることを示している。

昭和43年2月は大体おちついた断面となっているので、それまでの河床移動量より流砂量を計算してみると、年間 14.3 万 m^3 である。 $B=170 \text{ m}$ 、 $H=4.11 \text{ m}$ (平均)、 $I=1/4000$ 、 $d_{50}=0.93 \text{ mm}$ 、 $S=1.55$ を岩垣公式(掃流力)、佐藤公式(掃流量)に代入してみると年間約 22 万 m^3 となる。河口の通砂能力に較べて上流よりの流砂量が少なく河口は河川からの流砂量に対しては定常的とみられるので、河口断面積を河口だけで取扱ってよい。

6-2 入退潮量による河口断面積

河川の固有流量のみによる河口断面積は(6)、(7)式によって求められる。しかしある河口断面積に対して直接影響した流量はいくらかとなるとむずかしい。出水直後に断面を測定し、かつ出水記録も必要となるので、直接に河口断面積と流量とを求めえる事は少ない。よって断面測定間におこった最大の流量によりそれ以後の断面を制約したものととして、その流量を支配流量 Q_m とよぶ。また支配流量があつて断面測定まで日数があれば、その間の变化も考えられるので、 Q_m を経過日数でわり、有効持続流量とよぶ。そして支配流量による断面積の上限が(6)、(7)式となることになる。

大淀川河口は前節でみたように、支配流量が大きくても河口断面積は大きくなく、支配流量が小さくてもかなりの断面積をもつ。よって入退潮量の影響が大きく、支配流量による(6)、(7)式では表わしえない。

よって入退潮量のみによってまず検討してみる。大淀川河口の断面積変化にはいくつかの極小値がある。これが入退潮量による断面積とみられ、その変化分は波による影響とみて、極小値の平均値 $475 \text{ m}^3/\text{s}$ を入退潮量による平衡断面積とする。この値を潮ブリズムによりプロットすると図-16となる。大淀川の感潮域は大潮で 8.6 Km 、小潮で 7 Km であるが、逆流の限度は平水時で、 $2 \text{ Km} \sim 4.5 \text{ Km}$ (大潮時)、 $1 \text{ Km} \sim 2 \text{ Km}$ (小潮時)である。よって逆流の達する最大限度 4.5 Km をとり面積を測り、それを平均感潮面積 S_0 とし、それに大潮差約 1.6 m をかけて潮ブリズム Ω を求めた。これはいく

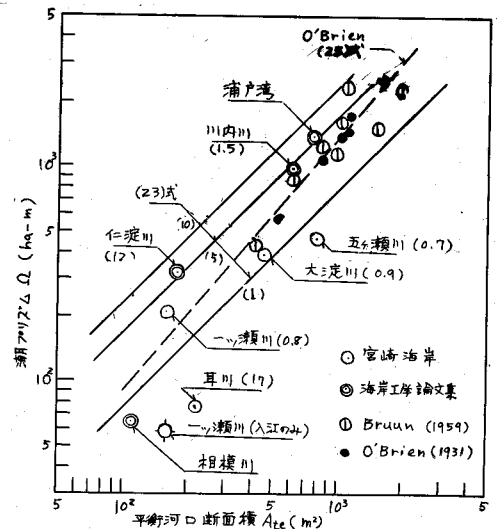


図-16 潮ブリズムと平衡河口断面積との関係
()内は底質粒径 d_{50} : mm

らか大きすぎた。図-16には各河川の資料及びBruun、O'Brienの資料をプロットし、(25)式と(23)式に $C_1=1$ 、 $C=30$ 、 $S=1.65$ 、 $\psi=0.2$ 、 $T=4.4 \times 10^4 \text{ sec}$ 、 $d=1, 5, 10 \text{ mm}$ を代入した結果も示した。宮崎海岸の一ツ瀬川(図-8)、耳川(図-10)、五ヶ瀬川(図-17)は測量結果による。仁淀川³⁾、川内川¹⁸⁾、相模川¹⁹⁾はそれぞれ入退潮量の測定があるので、(13)式の極大値に入退潮量の極大値を代入して潮プリズム $\Omega = S o h o$ を求め、河口平衡断面積 A_{te} としては比較的多い小さな断面積の上限値をとったが正確ではない。浦戸湾は資料があった²¹⁾。Bruun およびO'Brienのものは大きな湾を取扱っているがそのうちの一部を使用した²²⁾。

五ヶ瀬川は図-17のように四つの河川が合流して感潮面積も複雑であるが、大体潮プリズムで常時の断面積はあらわしうる。この河口は北側が岩礁で方財島の先端の妙洲の消長が問題となるが一定の水深はえられている。また方財の南の砂洲は切港とよばれ出水時に人工的に開かれると、巾 400 m ～ 500 m と大きくなり、 20 万 m^3 ぐらいの土砂が流出する。それで本河口は巾 300 m 以上には開かない。切港は出水後約2カ月で閉そくする。これは図-17よりみて感潮域が本川河口の方に広く、潮プリズムの影響は切港にひびかず、沿岸砂洲の打上げにより単期間に閉そくするのであろう。

これは大淀川河口切替にもいえる。はじめは新河口が成長中であり、旧河口の感潮域も比較的に広がったので、閉そくに約6カ月かかったが、その後新河口以外に2度開いたときは約5カ月、約4カ月と閉そくに要する期間は短くなっていった。

耳川は粒径が大きい大きな断面積をもっている。これは河口の粒径分布複雑で、王石($d_{50}=12 \text{ cm}$)、砂利($d_{50}=2 \text{ cm}$)、砂($d_{50}=0.025 \text{ cm}$)のところがあ、砂として平衡断面積が形成されるのであろう。

一ツ瀬川は図-8の感潮域からは小さな平衡断面積でありすぎる。それで王子入江のみ考えた潮プリズムでみると、計算式に近い値となる。導流堤によって潮プリズムの効果が減少していることがわかる。

仁淀川、川内川、相模川は正確な値でないが大体(23)式で示され、浦戸湾は他の資料によくのっている。

そして大淀川では先に求めた入退潮量による河口平衡断面積 475 m^2 は他の資料からも大体適当であろうと思われる。

6-3 河口平衡断面積の考え方

前節で入退潮量による河口平衡断面積を述べたが、それに支配流量 Q_m や波などは相互にどのように影響しているかについて考えてみる。まづ一般の河口は基礎的な断面積が入退潮量によって形成され、それは波による影響一漂砂や欠かいや沿岸砂洲の打上げ、押し出されーによって常に変化しており、それに河川の固有流量が増加すると基本断面積に加わる断面積が増加すると考えられる。入退潮量による河口平衡断面積を基本

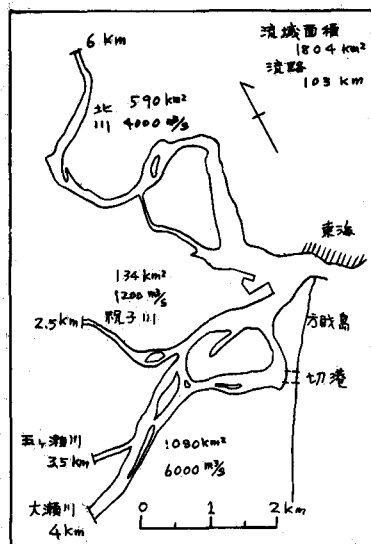


図-17 五ヶ瀬川

断面積とする。

大淀川河口の基本断面積を 475 m^2 として、それとの差 ($A - A_{te}$) を支配流量と月平均風力とによりプロットすると図-18となる。支配流量が少ない部分は基本断面積より減少量になり、波の影響を受ける範囲—波浪域—となる。すなわち支配流量が $1000 \text{ m}^3/\text{s}$ ぐらいあったとしても基本断面積の増加にならず、それより、少なければ風が少し吹いても減少する。流量がある程度以上になると風による減少は少なくなる。そして支配流量が $10000 \text{ m}^3/\text{s}$ ぐらいであると風が吹いても減少しない。これは前に述べた神戸川¹⁷⁾の検討で基本断面積を0としたときの考え方と同じである。

これに対し支配流量が多い部分は断面積差はある一定値になる範囲—安定域—となる。すなわち支配流量が $5000 \text{ m}^3/\text{s}$ 程度あっても風が吹くと基本断面積よりの増加量は変動している。それが $20000 \text{ m}^3/\text{s}$ ぐらいある場合は風が吹いても波の影響はなく一定の断面を保つようになる。大淀川の今までの資料では支配流量が大きくても大体

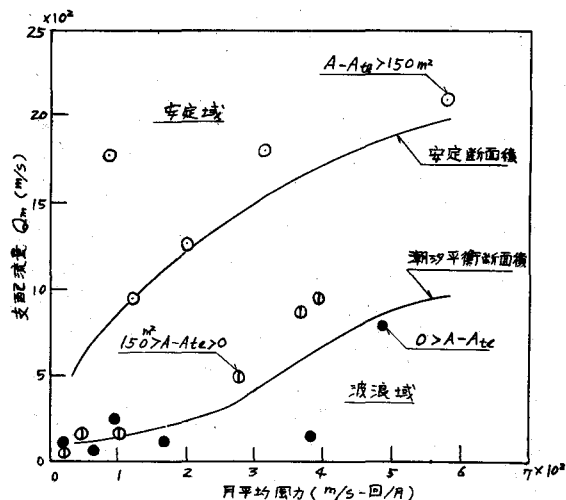


図-18 流量、風力による断面
(大淀川)

一定の断面積になっており、この意味で安定域とよんでおく。もちろん支配流量にかなり大きなものができれば、大きな断面積増加がみられるであろうが、大体 $150 \text{ m}^2 \sim 200 \text{ m}^2$ の増加分が安定したものとみなしうる。

波浪域の上限が潮汐平衡断面積であり、安定域の下限を安定断面積とよんでおく。それらの間は過渡領域であり、支配流量と風すなわち波とどちらが影響が強いともいえない領域である。

この結果は支配流量の厳密な意味を定義せず(例えば経過日数など考えられる)、月平均風力のようなはっきりしない資料を使用したので、数値の上で他の河川に適用できないが、この考え方は利用できると思われる。

今後の資料により、各要素がはっきりしてくれば、これらの数値を無次元化して、より一般的な河口断面積の安定条件を求めることができるであろう。

む す び

ここで述べた河口の安定問題のうちで、次のような基礎的な事項は定性的にしかわからない。①河口砂洲の消長はどの程度におこるか、②沿岸砂洲はどの大きさになって、波により河口にどのように押し上げられるか(前歴の問題)、③河口の掃流力関数 Ψ の値、④河口の流速分布とそれに対する下層流の影響など。それらの一つ一つを解決することは重要なことであり、河口問題解決につながるであろう。

そして筆者は河口の実験をかなり行ってみたが、結局現地の資料が絶対的なものだと考えるようになった。河口調査は非常に手間がかかり経費も高額となるが、なるべく調査を行い、模型実験は検証であるという考えで行われるべきだと考える。

今回は限られた資料によって河口安定問題を述べたが、今後資料をそろえ、前記の問題の一部分でも定量的に解決して再び発表してみたいと考える。今回の愚見が他の河口の解決の一部にでもなれば幸である。

資料の多くを運輸省第四港湾建設局、宮崎県港湾課、宮崎港修築事務所より借用した。ここに謝意を表します。

参 考 文 献

- 1) 富永康照：河口処理について、1966年度水工学に関する夏期研修会
- 2) Bruun, Gerritsen : Stability of Coastal Inlet, Proc. A.S.C.E., May 1958, WW3
- 3) 例えば、上森千秋：河口閉そくに関する研究(第5報)、高知大学学術研究報告、第9巻、1960
- 4) 岩垣雄一：海岸浸食論、1966年度水工学に関する夏期研修会
- 5) Bruun, Gerritsen : Natural By-passing of sand at Coastal Inlets, Proc. A.S.C.E., Dec. 1959, WW4
- 6) 例えば、福島久雄、柏村正和、八鍬功、高橋将：石狩川河口の研究(1)、第11回海岸工学講演会講演集、1964
- 7) 杉本亨、竹内宏：河口における沿岸砂洲の発生発達について、第13回海岸工学講演会講演集、1966
- 8) 宮崎大学水理研究会：宮崎商港水理模型実験報告書、昭39、5
- 9) 水理公式集、p530
- 10) 宮崎港修築事務所：宮崎港漂砂、流砂調査解析報告書、昭43、3
- 11) 吉高益男：河口砂洲の変化について、第6回海岸工学講演会講演集、1959
- 12) 運輸省第四港湾建設局：宮崎港調査報告書、昭37、3
- 13) 井島武士、佐藤昭二、田中則男：鹿島港海岸における漂砂について、第11回海岸工学講演会講演集、1964
- 14) H. Rouse : Engineering Hydraulics P790
- 15) 宮崎県港湾課：耳川河口(美々津港)閉塞防止対策に関する調査、昭36
- 16) O'Brien : Estuary Tidal Prisms related to Entrance areas, Civil Engineering, May, 1931
- 17) 佐藤清一：河口閉塞とその防止策について(神戸川における河口処理の一例)、第2回海岸工学講演会講演集、1955
- 18) 嶋文雄、吉村芳男、福田伸男：川内川河口の調査、第4回海岸工学講演会講演集、1957
- 19) 本間仁、堀川清司、影山正樹、鮮干澈：相模川河口について、第8回海岸工学講演会講演集、1961
- 20) 前出2)のp27
- 21) 辰巳寿男：高知港種崎海岸の浸食防止工事について、第3回海岸工学講演会講演集、1956
- 22) R.L. Wiegel : Oceanographical Engineering P380

— 以 上 —